

3. 事業の成果

3.1. 対象周期を拡張した長周期地震動ハザード評価手法の検討等

(1) 事業の内容

(a) 事業の題目

対象周期を拡張した長周期地震動ハザード評価手法の検討等

(b) 担当者

| 所属機関 | 役職 | 氏名 |
|--------------------|-------|-------|
| 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 | 研究領域長 | 藤原 広行 |
| 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 | 主任研究員 | 森川 信之 |
| 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 | 主任研究員 | 前田 宜浩 |
| 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 | 契約研究員 | 岩城 麻子 |

(c) 事業の目的

現在利用可能な震源モデル、地下構造モデルの両方の観点から、S波速度が400m/s程度の工学的基盤上で長周期地震動ハザード評価が可能な周期帯を明らかにする。

(2) 事業の成果

(a) 事業の要約

2003年十勝沖地震を対象として、地震調査研究推進本部による現状の計算手法(「レシピ」)における海溝型地震の震源モデル化手法、および Hisada (2001) および関口・吉見 (2006) による破壊伝播の不均質性等を付加した震源モデルによる地震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較によりマグニチュード8程度の地震を対象とした場合の評価可能な周期帯を明らかにした。また、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクトの最終成果報告について」および防災科学技術研究所 (2013) の成果や手法により首都圏を対象として作成されている浅部・深部統合地盤モデルに基づく計算用地下構造モデルを用いて長周期地震動シミュレーションを実施し、相模トラフで発生する地震の長周期地震動ハザード評価を実施できる周期帯を定めた。

(b) 事業の成果

1) 破壊不均質性導入に関する検討

マグニチュード 8 クラス以上の海溝型巨大地震に対して、現行の震源断層を特定した地震の地震動予測手法(「レシピ」)(地震調査委員会、2009)に基づく特性化震源モデルを用いて、差分法などの理論的手法によるシミュレーションで計算される地震動は、周期 5~10 秒以下の短周期成分の振幅を過小評価する傾向があることが指摘されている(例えば、渡辺・他、2008)。一方、特性化震源モデルに対して破壊過程の不均質性を導入する方法が提案されており、シミュレーションによる地震動振幅が短周期側で大きくなることが示されている(例えば、関口・吉見、2006)。

ここでは、長周期地震動ハザード評価を行う上で適切な不均質性を導入するパラメータや不均質さの度合いを具体的に見積もるため、2003年十勝沖地震を対象として、特性化震源モデルへの破壊不均質性導入の効果についての検討結果を示す。

検討には図 3-1-1 の右側に示すように、波形インバージョンによるモデル (Model 0) を基に設定した特性化震源モデル (Model C) に対して関口・吉見 (2006) の手法で不均質を付与した不均質モデル (Model H1~H3) を用いる。なお、破壊伝播の不均質性を付与する方法としては、Hisada (2001) もあるが、ほぼ同等の結果が得られる一方で、現時点でどちらの手法が優れているかを判断することはきわめて困難である。そのため本検討では、関口・吉見 (2006) の手法のみについて検討する。

(1) 震源モデル

【インバージョンモデル (Model 0)】

インバージョンモデルは、Aoi et al. (2008) によるすべり分布モデルを用いる (図 3-1-2)。ただし、このモデルの解析対象周期は 2.5 秒以上 (0.4Hz 以下) であり、3.3 秒以上 (0.3Hz 以下) の地震動 (速度波形、フーリエスペクトル) を再現できているとしている。

【特性化震源モデル (Model C)】

特性化震源モデルは、レシピを基本とし (表 3-1-1)、以下に関して幅を持たせて設定した。なお、アスペリティの平均すべり量は断層全体の平均の 2.2 倍 (Murotani et al., 2008)、すべり角はインバージョンモデルにおける平均的な値 (127°) とし、震源時間関数は中村・宮武 (2000) を用いる。

- ・断層全体面積に対するアスペリティの総面積比：20%を基本として試行錯誤的に設定
- ・アスペリティの位置・個数：図 3-1-3 の 3 パターンを試行。
- ・各アスペリティの実効応力：レシピを基本として、試行錯誤的に設定。
- ・破壊伝播速度：0.72Vs を基本として、試行錯誤的に設定。マルチハイポセンター。

特に卓越している 5-10 秒の周期帯域 (0.1-0.2Hz) でより観測に近いモデルを試行錯誤的に選択した (表 3-1-2)。また、以下の検討では、Model C8 を特性化震源モデルとして用いることとした。

【不均質モデル (model H1~H3)】

特性化震源モデル Model C のすべり量、破壊伝播速度、すべり角に対して、関口・吉見 (2006) の手法に従いマルチスケール不均質を与える。スケールの数は 7 個とし ($n = 1, 2, \dots, 7$)、半径 r_n のパッチを断層面上でランダムな位置に m_n 個配置する。最も大きいスケール ($n = 1$) でパッチ半径 r_1 は約 10 km に設定する。この $n = 1$ におけるパッチ面積は、アスペリティサイズとおおよそ同じ面積となる。 n 番目のスケールの半径は $k - 1$ 番目のパッチの半径の 1.5^{-1} 倍とする。また、パッチの個数 m_k は、パッチ面積の合計がアスペリティ総面積にほぼ等しくなるように決める。

(1) すべり量：Model H1

各パッチの内部のすべり量に $\pm 0.5D_{ave}/(1.5^{n-1})$ の揺らぎを与える (D_{ave} は平均すべ

り量)。ここで、すべり量の揺らぎの大きさはそのスケールでのパッチの半径に比例する。さらに、不均質を付与する前後で断層面全体の平均すべり量が不変となるように全体のすべり量を調節する。なお、関口・吉見（2006）では、Mai and Beroza（2002）で示された過去の地震の震源モデルの統計から抽出されたすべり量分布の波数スペクトルの特徴に合うよう、高波数で $k^{-1.75}$ で減少するようにすべり量を調整しているが、本検討ではすべり量分布の波数スペクトルが $k^{-1.75} \sim k^{-2}$ に近いことを確認し、すべり量の調整までは行っていない。

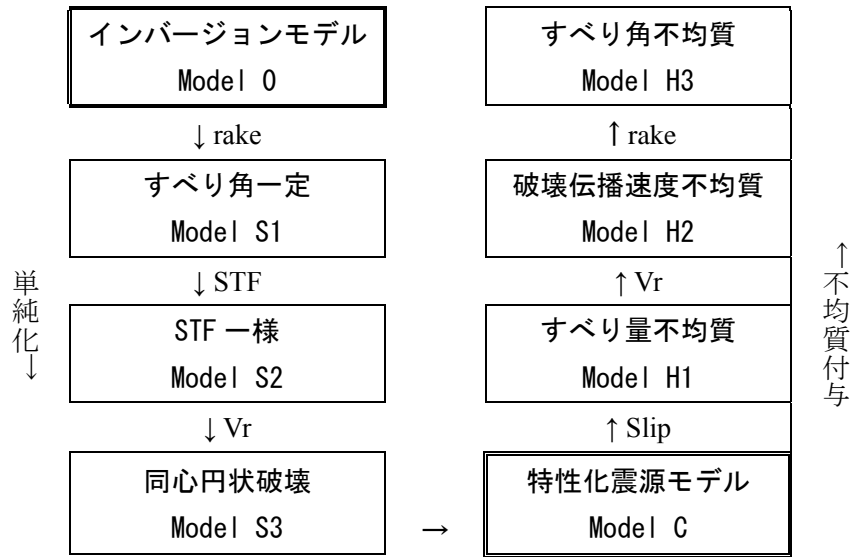
(2) 破壊伝播速度：Model H2

すべり量と同じパッチを用いて、各パッチ内で破壊伝播速度に揺らぎを与える。揺らぎの大きさを $\pm dVr$ 以下とする。不均質な破壊伝播速度の分布を決めたのち、破壊開始点から順にその場の破壊伝播速度を用いて隣接する点の破壊時刻を計算していき、破壊時刻分布を決める。求められた最終すべり量や破壊伝播速度に基づき、中村・宮武（2000）のすべり速度時間関数を再設定する。

(3) すべり角：Model H3

すべり量や破壊伝播速度と同じサイズ・個数のパッチを配置し、パッチ内のすべり角を $127 \pm 45^\circ$ の範囲で乱数を用いてランダムに決める。

各震源パラメータに対する不均質性の強さは、震源スペクトルの ω^2 モデルとすべり量波数スペクトルの k^2 モデル、および観測フーリエスペクトルとの整合性から決めた（表 3-1-3）。



Slip 特性化, 中村宮武 STF,
マルチハイポセンター

図 3-1-1 検討の流れ。

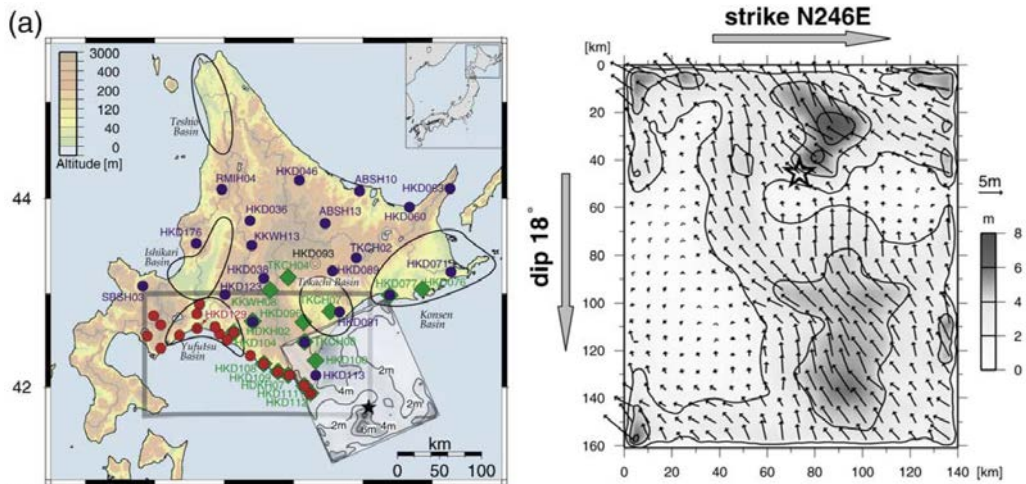


図 3-1-2 震源断層面上のすべり量分布 (Aoi et al., 2008 の Figure2 および Figure 6 より抜粋)。

表 3-1-1 特性化震源モデル Model C の震源パラメータ (基本)。

| 巨視的断層 パラメータ | | 微視的断層 パラメータ | アスペリティ面積比 20% | | | |
|-----------------------|----------|---------------------------------------|---------------|----------|----------|----------|
| | | | A1 | A2 | A3 | 背景領域 |
| 面積 [km ²] | 21038 | 面積 [km ²] | 1098 | 2561 | 549 | 16831 |
| M ₀ [Nm] | 3.98E+21 | M ₀ [Nm] | 3.56E+20 | 1.27E+21 | 1.26E+20 | 2.23E+21 |
| D [m] | 2.92 | D _a , D _b [m] | 5.01 | 7.65 | 3.54 | 2.04 |
| Δσ [MPa] | 3.18 | σ _a , σ _b [MPa] | 16.0 | 16.0 | 16.0 | 1.48 |

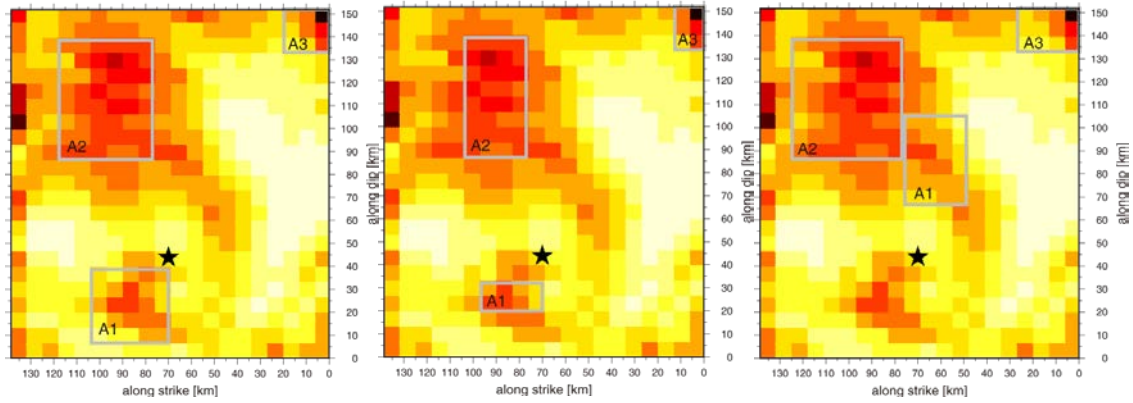


図 3-1-3 アスペリティ配置パターン（左から順に P1, P2, P3）。

表 3-1-2 検討した特性化震源モデルのケース。

| アスペリティパターン (図 1.3) | アスペリティ面積比 | 破壊伝播速度 V_r | σ_a レンピとの比 A1, A2, A3 | 番号 |
|-----------------------|-----------|-------------------|---------------------------------|----|
| P1 | 20 % | 3240 m/s (0.72Vs) | 1 倍 | C1 |
| | | 3600 m/s (0.8Vs) | 1 倍 | C2 |
| P2 | 10 % | 3240 m/s (0.72Vs) | 1 倍 | C3 |
| | | 3600 m/s (0.8Vs) | 1 倍 | C4 |
| P3 | 20 % | 3240 m/s (0.72Vs) | 1 倍 | C5 |
| | | | 1, 2, 2.5 倍 | C6 |
| | | 3600 m/s (0.8Vs) | 1 倍 | C7 |
| | | | 1, 2, 2.5 倍 | C8 |

表 3-1-3 検討したマルチスケール不均質モデルのケース。

| 特性化モデル# | 不均質モデル | すべり量ゆらぎ | V_r ゆらぎ | rake ゆらぎ | 乱数 |
|---------|----------|------------------|---------------|--------------------------|------------------------------------|
| C8 | Model H1 | $\pm 0.5D_{ave}$ | なし | なし | すべり量と V_r 合わせて 5 通り |
| | Model H2 | | なし | | |
| | Model H3 | | ± 400 m/s | $127^\circ \pm 45^\circ$ | 5 通り \times rake 5 通り = 25 通り |

(2) 地震動の計算

上記震源モデルと Aoi et al. (2008) による三次元地下構造モデルを用いて、三次元差分

法 (GMS; 青井・他、2004) により工学的基盤 ($V_s=500\text{m/s}$) 上の地震動を計算する。計算範囲と比較を行う観測点を図 3-1-4 に示す。対象周期は周期 2 秒以上としている。

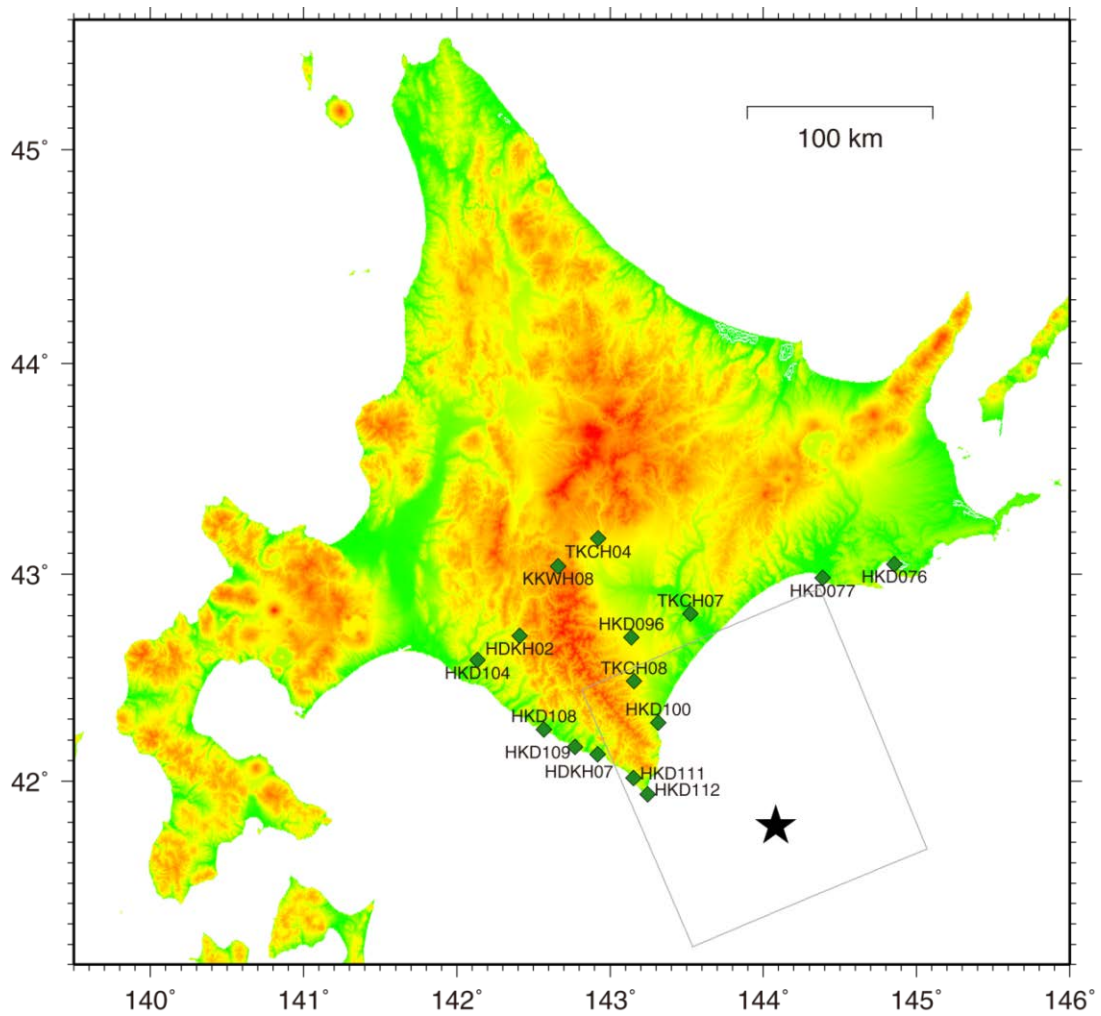


図 3-1-4 計算範囲と比較を行う観測点 (◇)。

(3) 計算結果

図 3-1-5 に不均質モデル (Model H3)、インバージョンモデル (Model 0)、特性化震源モデル (Model C) のそれぞれについて、図 3-1-4 に示した観測点における観測記録に対する速度フーリエスペクトルの比 (水平 2 成分合成) の平均と標準偏差を示す。ここで、Model H3 については 25 通りの乱数を用いたモデルの平均と標準偏差をとったものを示している。

Model C では、周期 10 秒以下 (0.1Hz 以上) で過小評価の傾向が見られ、周期 5 秒以下 (0.2Hz 以上) でかなり過小評価となっている。これは、渡辺・他 (2008) でも指摘されている通り、特性化によってインバージョンモデルの持つすべり量、すべり角、破壊伝播様式等の複雑さが単純化された影響によるものと言える。一方、Model H3 では周期 2-20 秒 (0.05-0.5 Hz) の帯域で、観測記録の倍半分の範囲にほぼ収まっており、過小評価の大部分が解消されている。Model H3 は、特性化震源モデルに不均質性を導入したことにより全体としてインバージョンモデルに近い地震動レベルが得られており、さらにインバージョンの対象範囲外である周期 2-3 秒 (0.3-0.5 Hz) の帯域でも観測記録の 1 倍に近い値をとっている。

特性化震源モデルに対する不均質性の導入の効果を直接比較するため、Model H2 および Model H3 の Model C に対するフーリエスペクトル比を観測点ごとに図 3-1-6 に示す。周期 10 秒以上 (0.1Hz 以下) はほぼ 1 となっているのに対して、それよりも短周期側では観測点ごとに程度の違いはあるものの、不均質モデルの振幅が大きくなっていることが分かる。

参考として、観測点ごとのフーリエスペクトル比 (シミュレーション/観測) を図 3-1-7 に示す。Model C では周期 3-5 秒 (0.2-0.3Hz) の帯域においてシミュレーション結果の振幅が大幅に過小評価となっている観測点 (例えば、HKD100、HDKH02、TKCH08) も見られるが、それらの点において Model H3 では改善されていることが分かる。

以上より、今回付与した不均質性の強さ等はおおむね妥当なものであると言える。

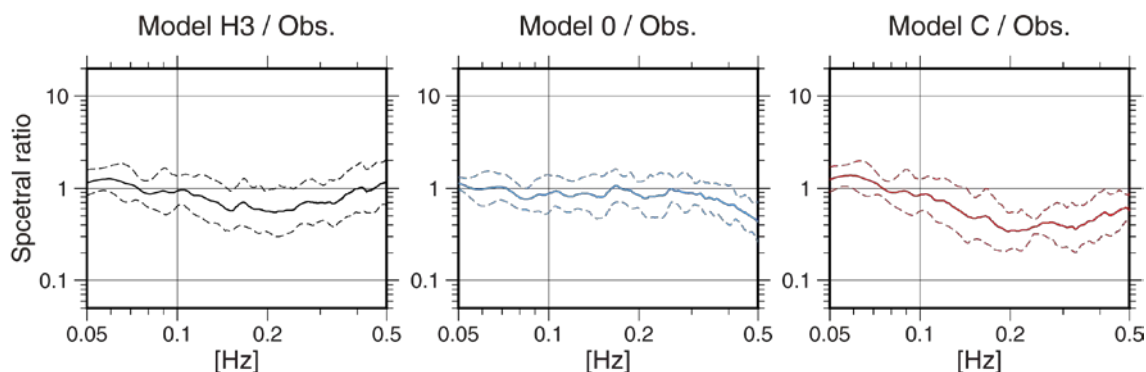


図 3-1-5 観測記録に対する速度フーリエスペクトルの比 (水平 2 成分合成) の対象観測点の平均 (実線) と標準偏差 (破線)。

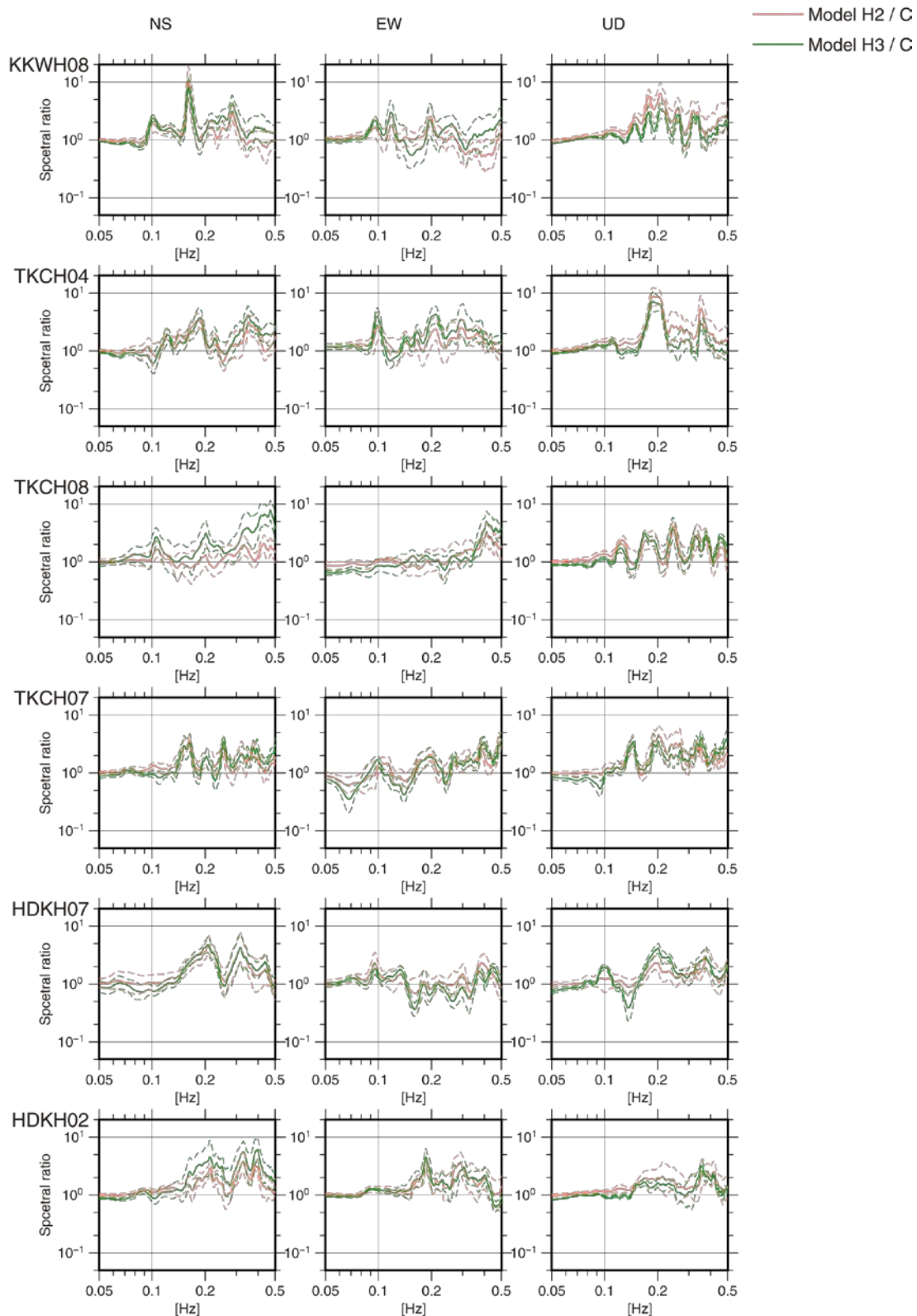


図 3-1-6 Model H2 (赤：5モデル) および Model H3 (緑：25モデル) の Model C に対する速度フーリエスペクトル比の平均 (実線) と標準偏差 (破線)。

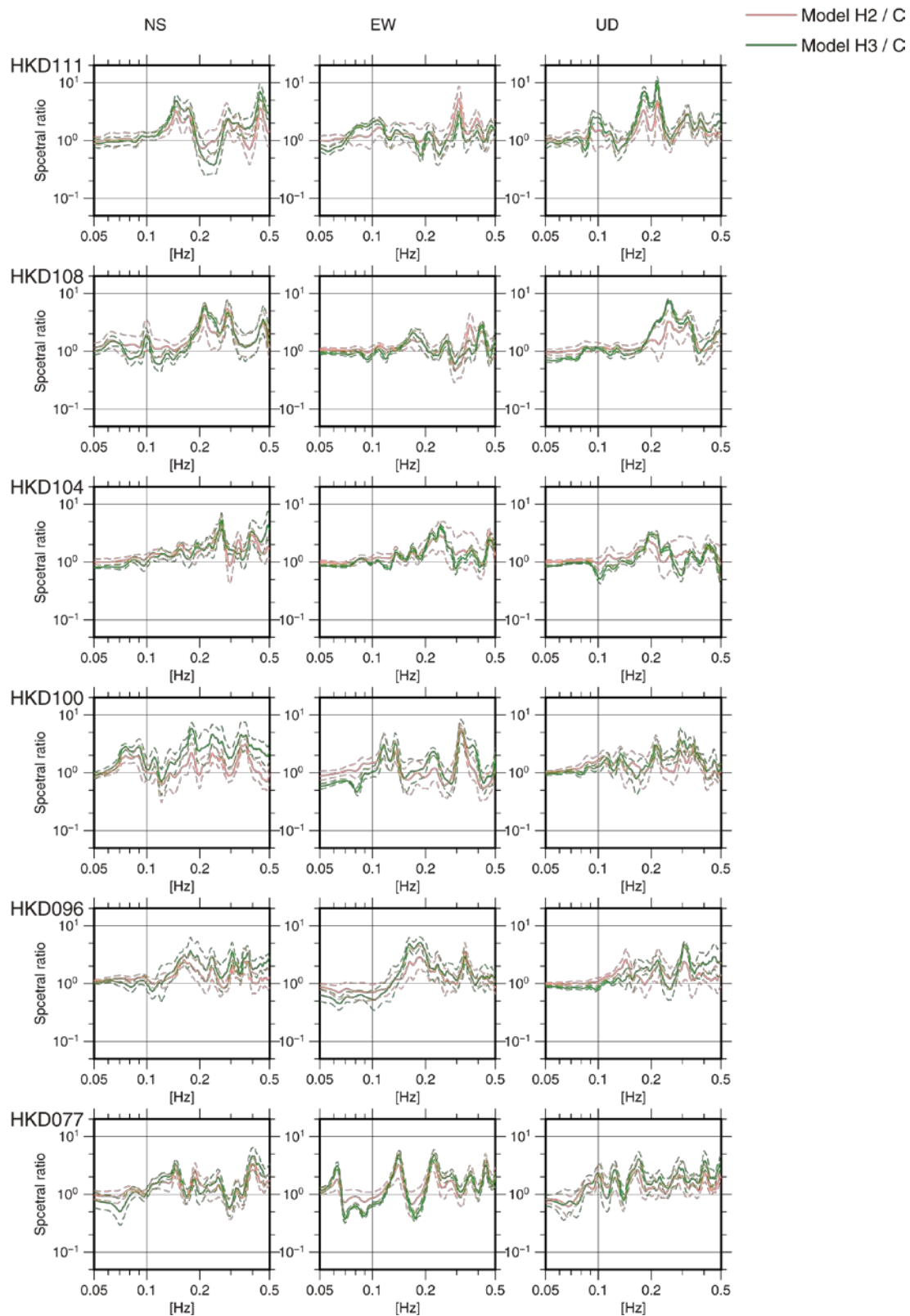


図 3-1-6 Model H2 (赤：5モデル) および Model H3 (緑：25モデル) の Model C に対する速度フーリエスペクトル比の平均 (実線) と標準偏差 (破線) (つづき)。

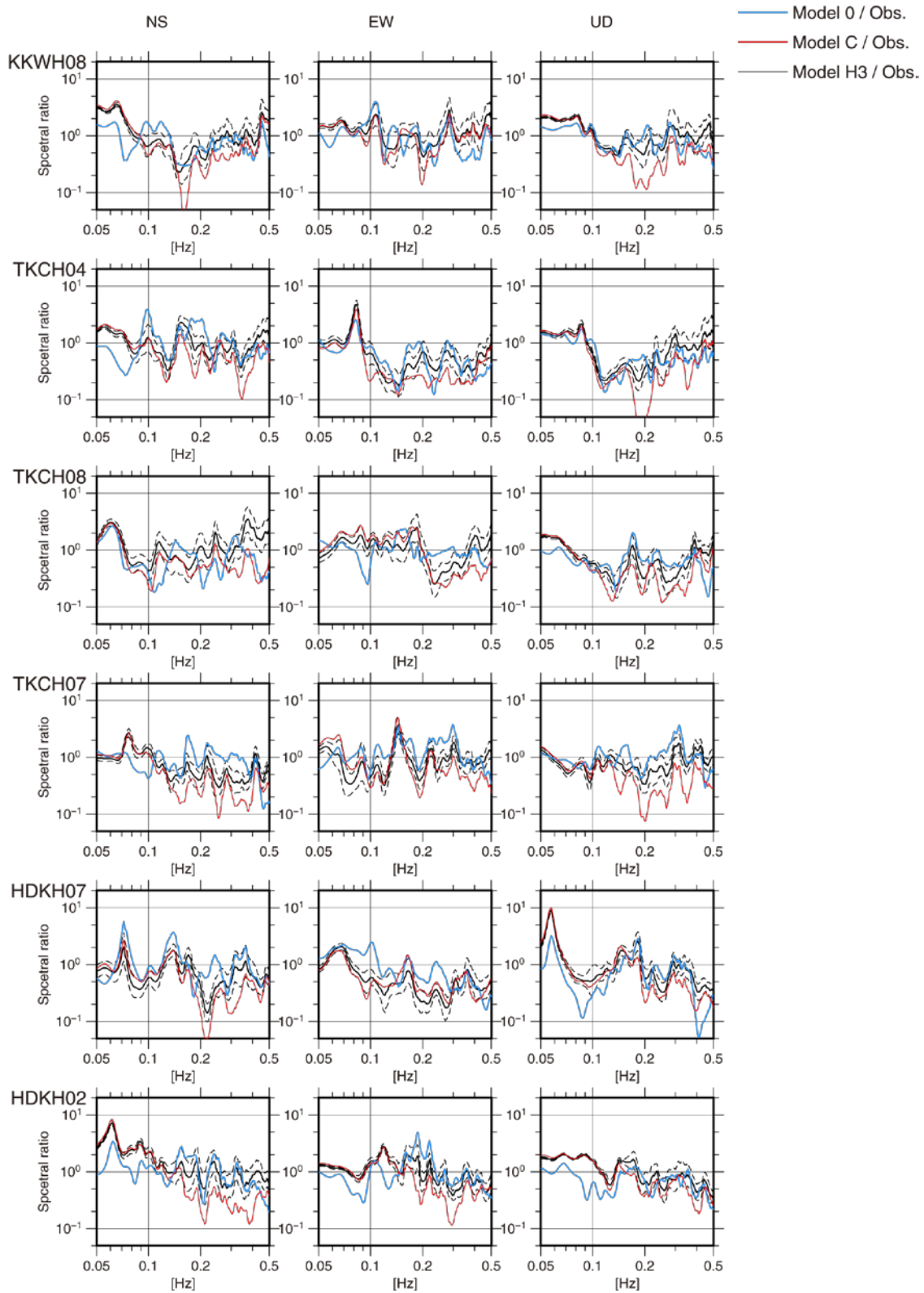


図 3-1-7 Model H3 (黒 : 25 モデル)、Model 0 (青)、Model C (赤) の観測記録に対する速度フーリエスペクトル比。

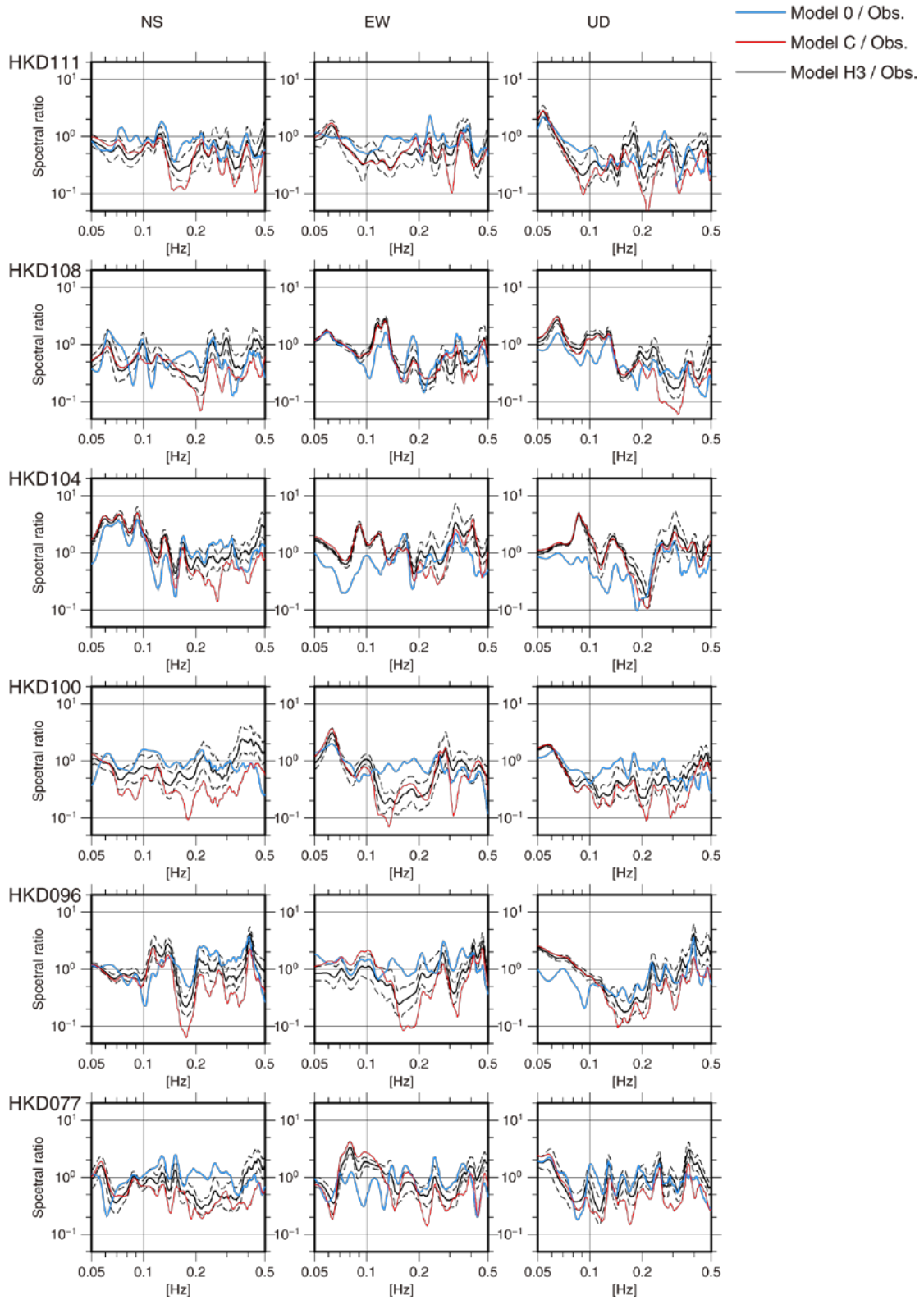


図 3-1-7 Model H3 (黒 : 25 モデル)、Model 0 (青)、Model C (赤) の観測記録に対する速度フーリエスペクトル比 (つづき)。

(4) 単純化モデル

不均質性パラメータのシミュレーション波形に対する影響を見るため、図 3-1-1 の左側の手順に従って単純化した、以下の震源モデルについても検討を行った。

(1) すべり角 : Model S1

インバージョンモデルの平均的なすべり角 127° に固定したモデル

(2) 震源時間関数 : Model S2

Model S1 の中ですべりの大きい要素断層に対するすべり時間関数の中から立ち上がりが急峻な Kostrov 関数に近いものを一つ選び、すべての要素断層のすべり速度関数をその形に統一したモデル。その際各要素断層のすべり量と最大すべり速度に達する時刻は保持する。

(3) 破壊伝播形状 : Model S3

Model S2 のすべり時間関数の形を保ったまま $V_r=3600$ m/s で同心円状に破壊させたモデル

(4) 特性化 : Model C

前節参照

速度波形の比較を図 3-1-8 に示す。Model S2 から Model S3 になるところで、観測波形に見られる比較的短周期（10 秒以下）のパルス的な波の再現性が著しく低下していることが分かる。また、Model 0 から Model S1 において同様な波の再現性が著しく低下する場合も多く見られる（例えば、TKCH07 や HKD108 の NS 成分）。すなわち、すべり角および破壊伝播形状（破壊伝播速度）の不均質性が地震動の特性に大きく影響している。従って、長周期地震動ハザード評価においてこれらの不均質性を考慮することが望ましいと考えられる。

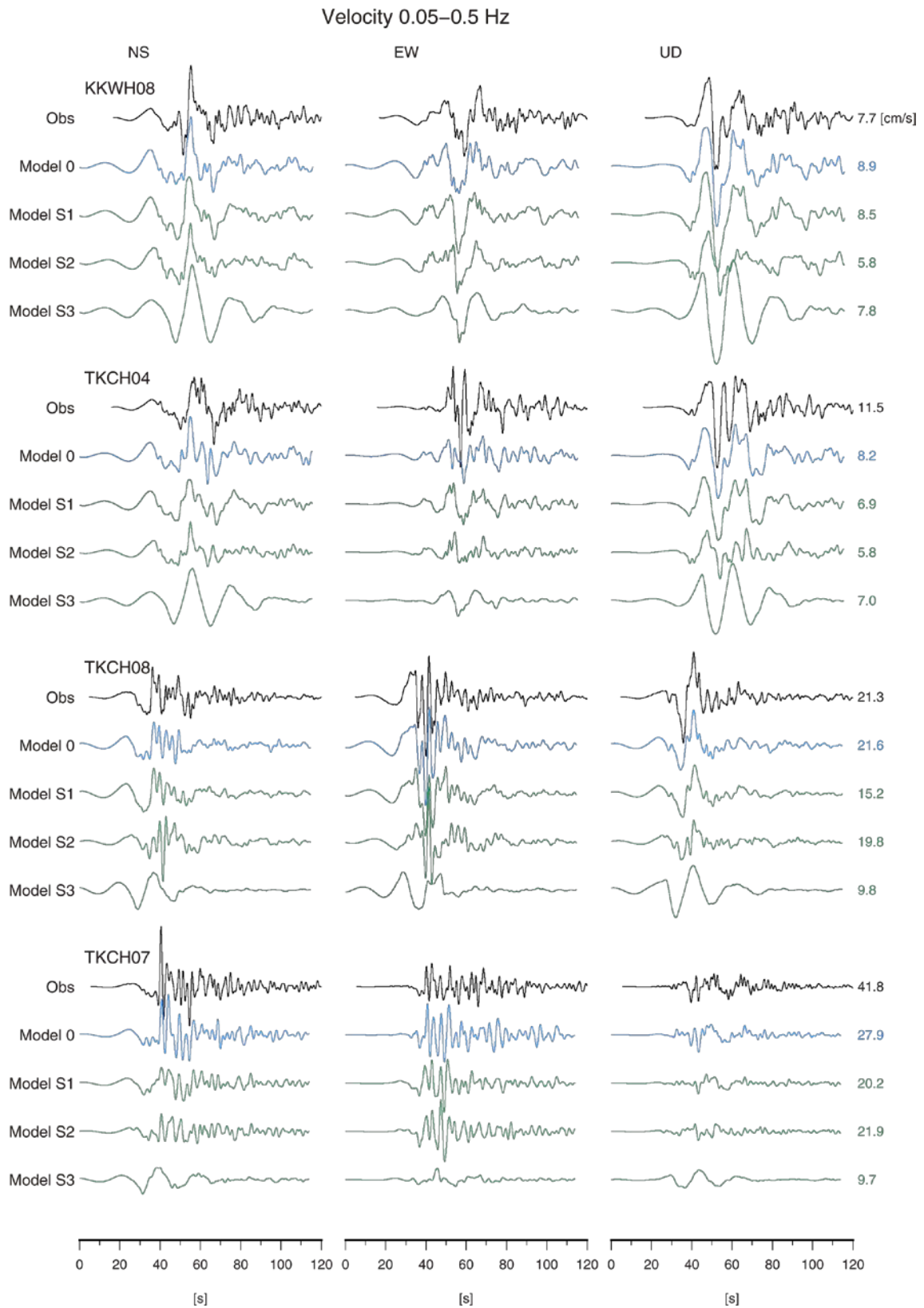


図 3-1-8 震源モデルの単純化による速度波形の比較。

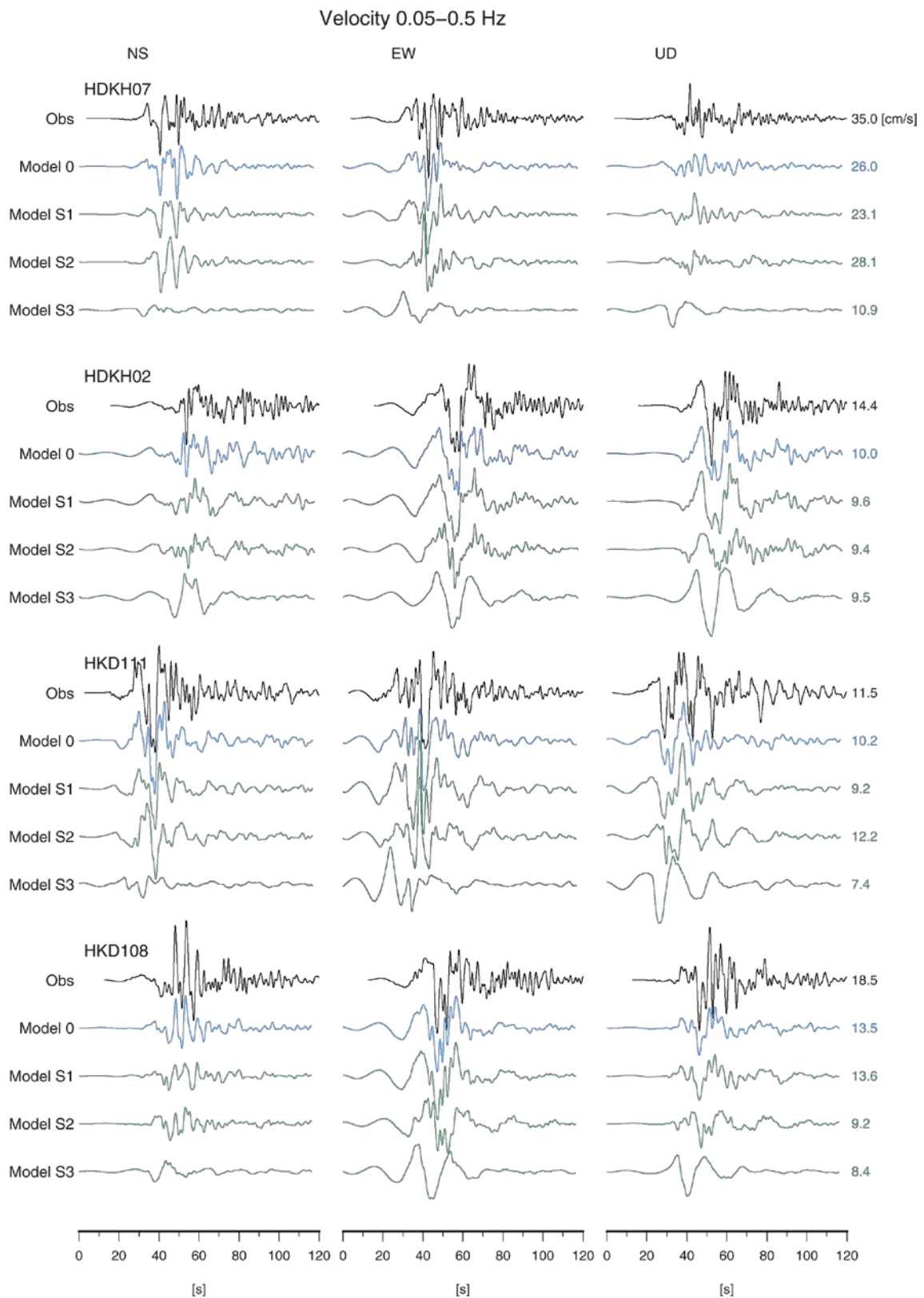


図 3-1-8 震源モデルの単純化による速度波形の比較 (つづき)。

(5) まとめ

2003年十勝沖地震を対象として特性化震源モデル (Model C) にすべり量・破壊伝播速度・すべり角についてマルチスケール不均質を導入して不均質モデル (Model H1-H3) を作成し、長周期地震動シミュレーション (周期 2-20 秒) を行い、観測記録と比較した結果として、

- ① Model C において、アスペリティ配置、アスペリティの実効応力、破壊伝播速度を試行錯誤的に変えた結果、破壊伝播速度を「レシピ」よりもやや速く ($V_r=0.8V_s$)、アスペリティの実効応力を大きく (「レシピ」の 2 倍程度) することで観測記録 (周期 5-10 秒) の説明性が向上した。
- ② しかしながら、Model C では、依然として周期 2-10 秒で過小評価となっていた。
- ③ Model H3 では、Model C での過小評価が大幅に改善した。

ことが確かめられた。また、インバージョンモデル (Model 0) から特性化モデルまで単純化したモデル (Model S1-S3) による検討結果より、

- ④ 破壊伝播様式 (速度) の不均質性が地震動の特性に最も大きく影響を及ぼしており、すべり角の不均質性も大きく影響を及ぼしている。

ことも確かめられた。④については、渡辺・他 (2008) と同様の結論となった。

このことから、周期 2 秒程度以上を対象とした長周期地震動ハザードマップ作成において震源破壊過程の不均質性を導入することが有効であることを再確認するとともに、今回設定した不均質性のパラメータとその強さ (揺らぎの範囲) がおおむね妥当であることが確かめられた。

一方で、観測記録をよく説明するアスペリティの実効応力として「レシピ」による設定値の 2 倍程度と大きな値が得られた (上記①)。このことは、2003年十勝沖地震の観測記録から推定されている加速度震源スペクトルの短周期レベルが、壇 (2001) によるプレート間地震の関係の 2 倍程度となっており、宮城県沖地震の短周期レベルと同等であること (森川・他、2007) と整合している。ただし、十勝沖地震や宮城県沖地震のアスペリティが比較的深い (40-50km) ことが原因である可能性もあり、震源域が比較的浅いフィリピン海プレート地震に対してもこの知見をそのまま取り込むことの妥当性までは踏み込めない。

2) 浅部・深部統合地盤モデルに基づく長周期地震動計算用地下構造モデル

浅部・深部統合地盤モデルは、これまで別々にモデル化が行われてきた工学的基盤よりも浅い地盤モデル（浅部地盤構造）と、それよりも深い地盤モデル（深部地盤構造）を統合した上でモデル化を行い、両方の地盤構造の影響を受ける周期帯域（周期 0.5 秒から 2 秒）における増幅特性などをより適切に評価することで、強震動の予測精度の向上を目指すものである。関東地域を対象としたモデルでは、 $V_s=350\text{m/s}$ 層上面が工学的基盤面に対応しており、それより上部（浅部）には、より低速度の複数の層がモデル化されている。3次元差分法による地震動シミュレーションでは浅部地盤の強震時の挙動（非線形性）を適切に評価することが難しいことや、浅部・深部統合地盤モデルでは既往のモデルに比べ工学的基盤面が適切に設定されていると考えられることから、浅部地盤をはぎ取った解放工学的基盤（ $V_s=350\text{m/s}$ 層）上での地震動評価を行うこととする。なお、関東地域の浅部・深部統合地盤モデルの作成は、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクトの最終成果報告について」および防災科学技術研究所（2013）の成果や手法をもとに、内閣府の戦略的イノベーション創造プログラム（SIP）「レジリエントな防災・減災機能の強化」の課題「リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発」の一環として行われているものであり、本検討ではその成果を活用している。

（1）本検討で用いる浅部・深部統合地盤モデルの概要

ここでは、関東地方全域を対象として作成されている浅部・深部統合地盤モデルを用いる。モデルの作成手順は先名・他（2011）に準じて対象地域を拡張したものとなっており、地質モデルをベースとした初期浅部・深部統合地盤モデルを作成し、微動アレイ観測により求められるレイリー波の位相速度と地震観測記録より求められる R/V （水平動のうち **Radial** 成分と上下動 **Vertical** 成分の比）、または微動の H/V （水平動／上下動比）を用いたジョイントインバージョン解析により初期モデルを修正する。ここでは、平成 27 年 11 月時点で用いることができる最新のモデルを用いることとした。用いるモデルの代表的な速度層の上面深さ分布を図 3-1-9 に示す。

（2）計算用地下構造モデルの作成

上述の浅部・深部統合地盤モデルには、沈み込むプレートの構造が含まれていない。本検討では、相模トラフの地震を対象とした長周期地震動ハザード評価を行うために、 $V_s350\text{m/s}$ 層より上部層をはぎ取り、全国 1 次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会、2012）の上部地殻第 2 層（ $V_s3400\text{m/s}$ ）以深の層を下部に結合した構造モデル（SDh-v6_1 (Ver.6)）を作成した（表 3-1-4 および図 3-1-10）。作成した地下構造モデルの長周期地震動シミュレーションにおける有効な周期帯域を確認するため、3次元差分法による実地震を対象とした地震動計算を行い、観測記録と比較する。ここでは、比較対象のため、位相速度と R/V データのフォワード計算により調整した旧版の浅部・深部統合地盤モデル（SDh_v5_1 (Ver.5)）、および全国 1 次地下構造モデル（暫定版；以下 **JI** と記す）そのものを用いた計算も行う。

水平 70m×鉛直 35m のグリッド間隔で差分格子を作成した。Q 値は S 波速度の 1/5 とし、参照周期を 3 秒とした。地震動計算には GMS (青井・他、2004) を用いる。図 3-1-10 に示した領域を水平 50m×鉛直 25m のグリッド間隔 (深さ 7.5km～50km までは 3 倍の大きさのグリッド間隔) で差分格子を作成した。Q 値は S 波速度の 1/5 とし、参照周期は解析周期帯域を考慮し 3 秒とした。計算の対象とした地震は図 3-1-11 に示した 5 個であり、F-net による震源メカニズム解と地震モーメントを用いた。震源時間関数は smoothed ramp 関数とし、震央付近の観測記録と整合するようにパルス幅を調整して用いた。茨城県、千葉県、群馬県、埼玉県、東京都、神奈川県内の K-NET と KiK-net の 197 観測点での波形を出力した。比較の対象とする観測記録は、浅部・深部統合地盤モデルの浅部地盤モデルに基づいて補正した解放工学的基盤上のものとした。

差分法の計算結果評価については、SCEC (Southern California Earthquake Center) の広帯域地震動評価の検証で用いられている GOF (Goodness-Of-Fit; $GOF = \ln(\text{data}/\text{model})$) の手法を参考とする。SCEC の評価では、変位応答から求める擬似加速度応答スペクトル (PSA) の RotD50 (0° ~180° まで 1 度ずつ水平 2 成分を投影して得られる波形から PSA を求め、周期ごとの中央値をつないだもの) が用いられているが、ここでは水平 2 成分のフーリエスペクトルのベクトル合成値を用いている。全データを用いた検討から、平均値とばらつき (S.D.) を用いて評価する。

$$S.D = \sqrt{\frac{1}{n} \sum \{\log_{10}(\text{data}/\text{model})\}^2}$$

結果を図 3-1-12 に示す。同図では、地震動の H/V (水平動/上下動) スペクトル比の平均値の比較を下段に、中段には 3 つの周期帯域 (周期 1~2 秒、2~5 秒、5~10 秒) での平均値 (黒実線) と標準偏差 (黒点線) も示している。平均値がゼロに近い場合でも、標準偏差が大きいと計算は計の周期特性が観測波形との合致度が良いわけではないことを表す。

5 地震 197 地点の結果による観測波形 (data) と計算波形 (model) の合致度を図 3-1-13 ~図 3-1-18 にそれぞれ示す。これらの結果より、平均値および標準偏差とも周期 2~10 秒の帯域で SDh-v6_1 が JI や SDh_v5_1 よりも改善されていることが見て取れる。ただし、周期 1~2 秒については改善が顕著ではない。ただし、全国 1 次地下構造モデルは周期 1 秒までの精度は保障されていないことに注意する必要がある。

地下構造モデルについては、今後もデータの蓄積やチューニングにより改良が続けられるものである。以後の相模トラフの地震を対象とした長周期地震動ハザード評価においては、現時点における最適なモデルとしてここで示したものを用いることとする。

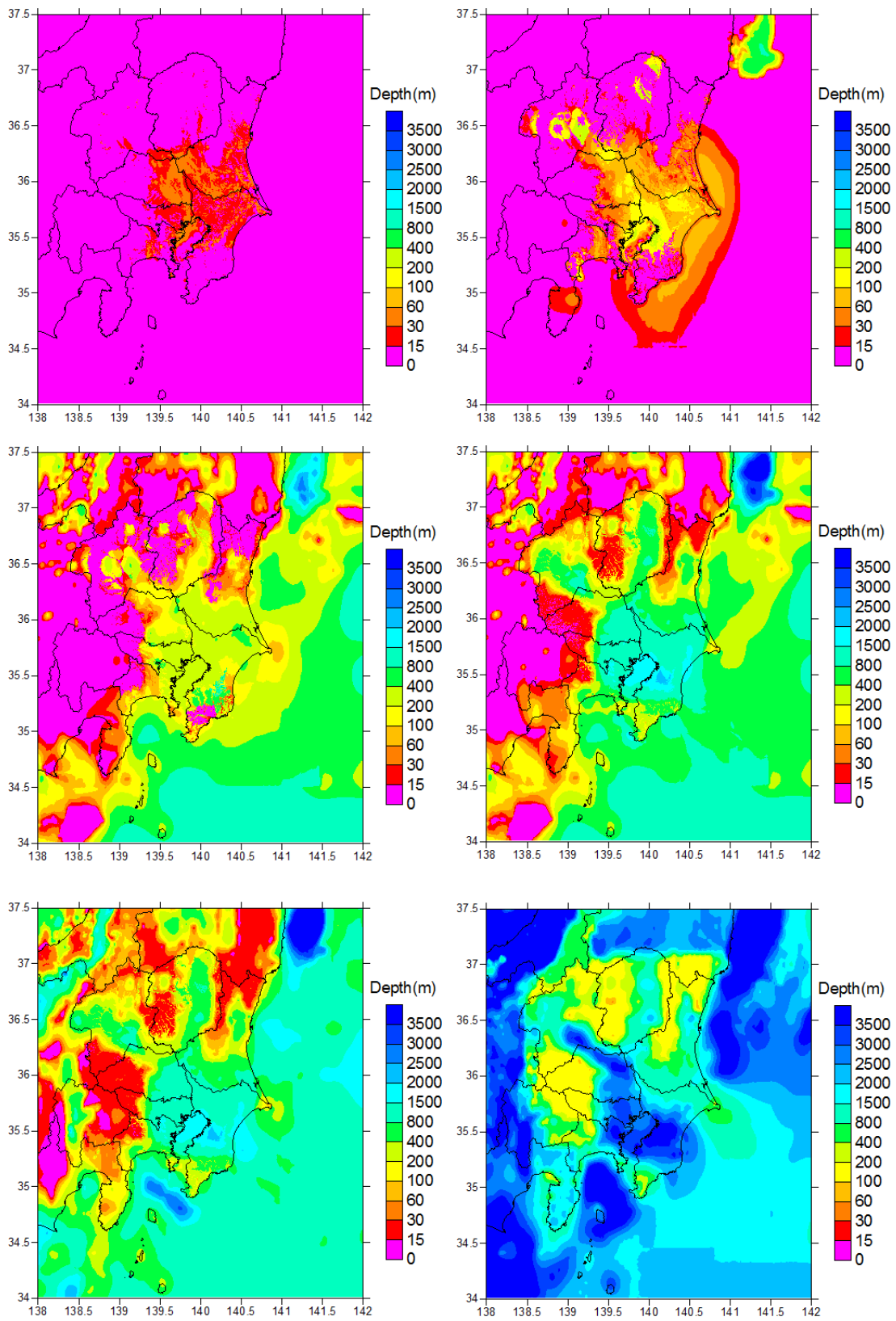


図 3-1-9 検討で用いる浅部・深部統合地盤モデルの代表的な速度層上面深さ分布。

表 3-1-4 地下構造モデルの物性値。

| | P波速度 m/s | S波速度 m/s | 密度 g/m ³ | Qs | |
|----|-------------|-------------|------------------------|-----|--------------|
| 1 | 1600 | 350 | 1850 | 70 | 浅部・深部統合地盤モデル |
| 2 | 1600 | 400 | 1850 | 80 | |
| 3 | 1700 | 450 | 1900 | 90 | |
| 4 | 1800 | 500 | 1900 | 100 | |
| 5 | 1800 | 550 | 1900 | 110 | |
| 6 | 2000 | 600 | 1900 | 120 | |
| 7 | 2100 | 700 | 2000 | 140 | |
| 8 | 2100 | 750 | 2000 | 150 | |
| 9 | 2200 | 800 | 2000 | 160 | |
| 10 | 2300 | 850 | 2050 | 170 | |
| 11 | 2400 | 900 | 2050 | 180 | |
| 12 | 2500 | 1000 | 2100 | 200 | |
| 13 | 2500 | 1100 | 2150 | 220 | |
| 14 | 2700 | 1300 | 2200 | 260 | |
| 15 | 3000 | 1400 | 2250 | 280 | |
| 16 | 3200 | 1500 | 2250 | 300 | |
| 17 | 3400 | 1600 | 2300 | 320 | |
| 18 | 3500 | 1700 | 2300 | 340 | |
| 19 | 3700 | 1900 | 2350 | 380 | |
| 20 | 3800 | 2000 | 2400 | 400 | |
| 21 | 4000 | 2100 | 2400 | 400 | |
| 22 | 4000 | 2100 | 2400 | 400 | |
| 23 | 5000 | 2700 | 2500 | 400 | |
| 24 | 4600 | 2900 | 2550 | 400 | |
| 25 | 5500 | 3100 | 2600 | 400 | |
| 26 | 5500 | 3200 | 2650 | 400 | |
| 27 | 5800 | 3400 | 2700 | 400 | 全国1次地下構造モデル |
| 28 | 6400 | 3800 | 2800 | 400 | |
| 29 | 7500 | 4500 | 3200 | 500 | |
| 30 | 5000 | 2900 | 2400 | 200 | |
| 31 | 6800 | 4000 | 2900 | 300 | |
| 32 | 8000 | 4700 | 3200 | 500 | |
| 33 | 5400 | 2800 | 2600 | 200 | |
| 34 | 6500 | 3500 | 2800 | 300 | |
| 35 | 8100 | 4600 | 3400 | 500 | |

※ Qs 値は、 $Q_s = V_s/5$ として設定した。

※ 〇は陸域でモデル化されている主要な層

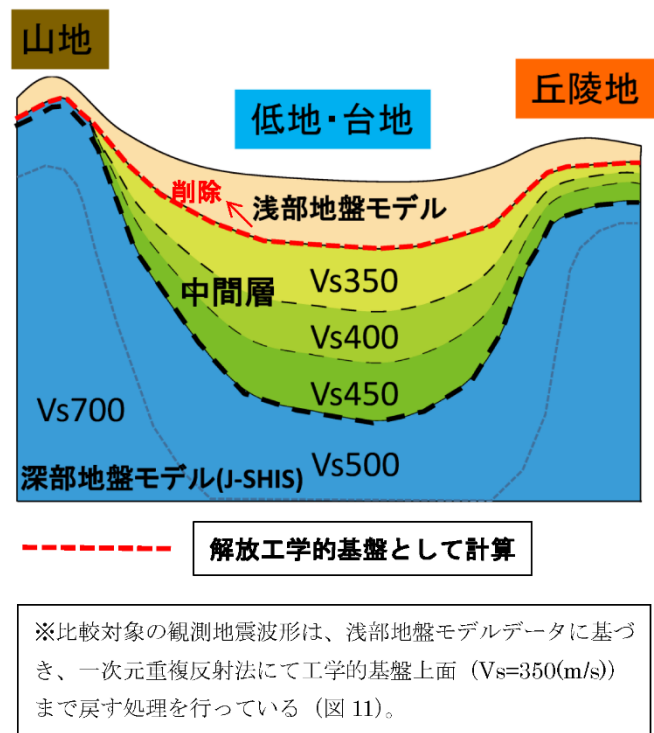


図 3-1-10 計算に使用するモデルの範囲。

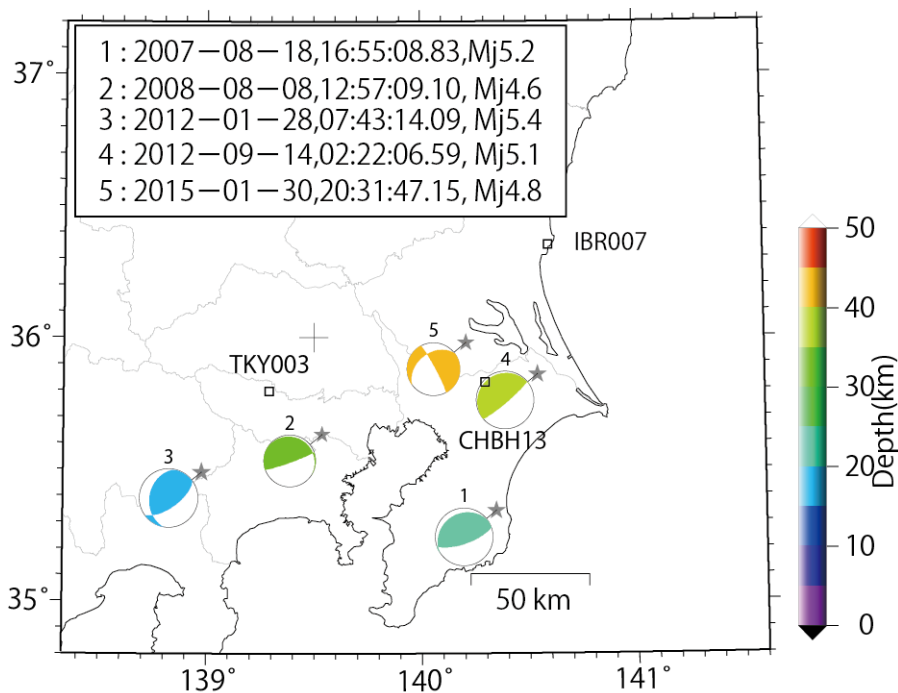


図 3-1-11 検討に用いた地震。メカニズム解は防災科研の F-net による。

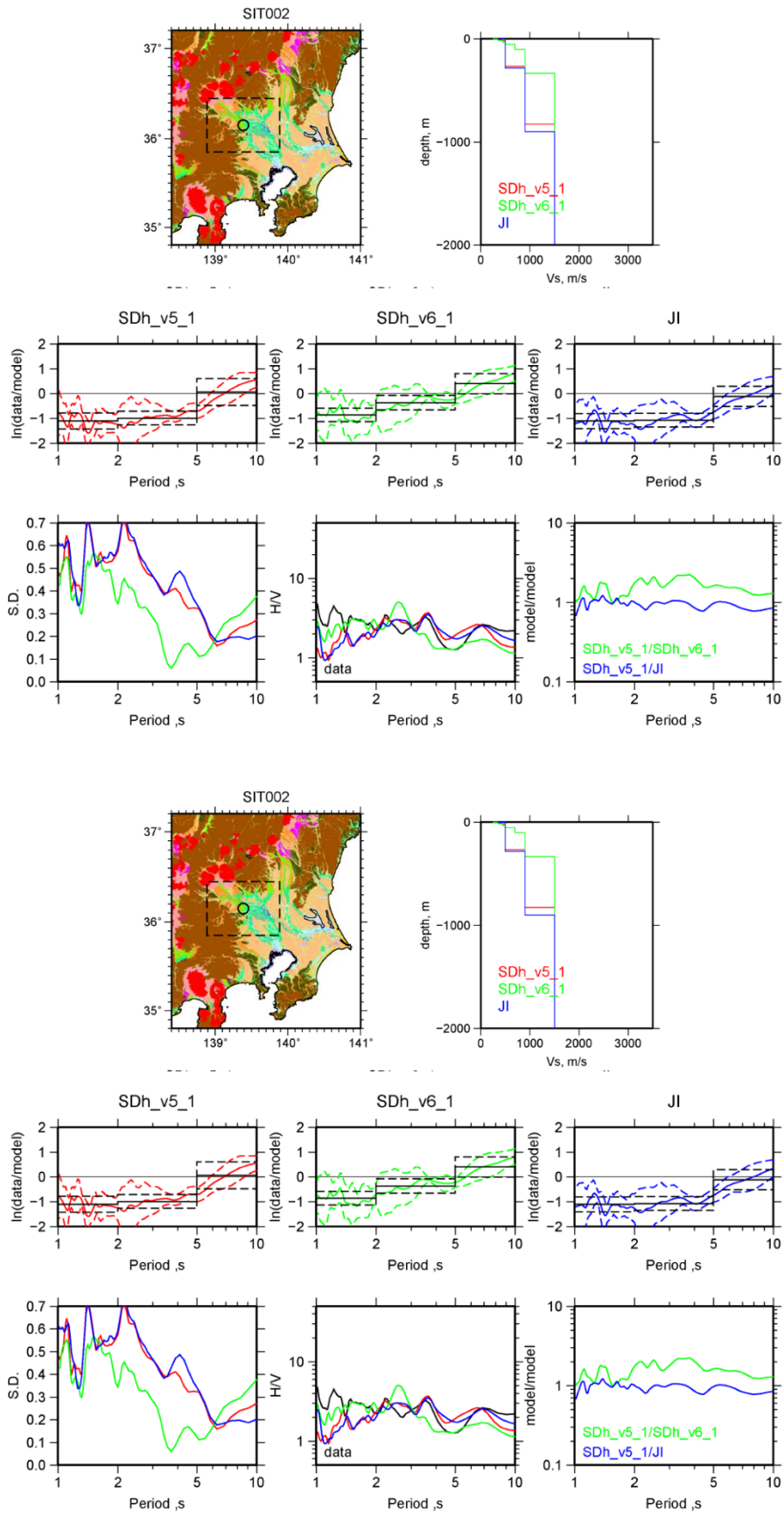


図 3-1-12 差分法による計算波形と観測波形の比較。

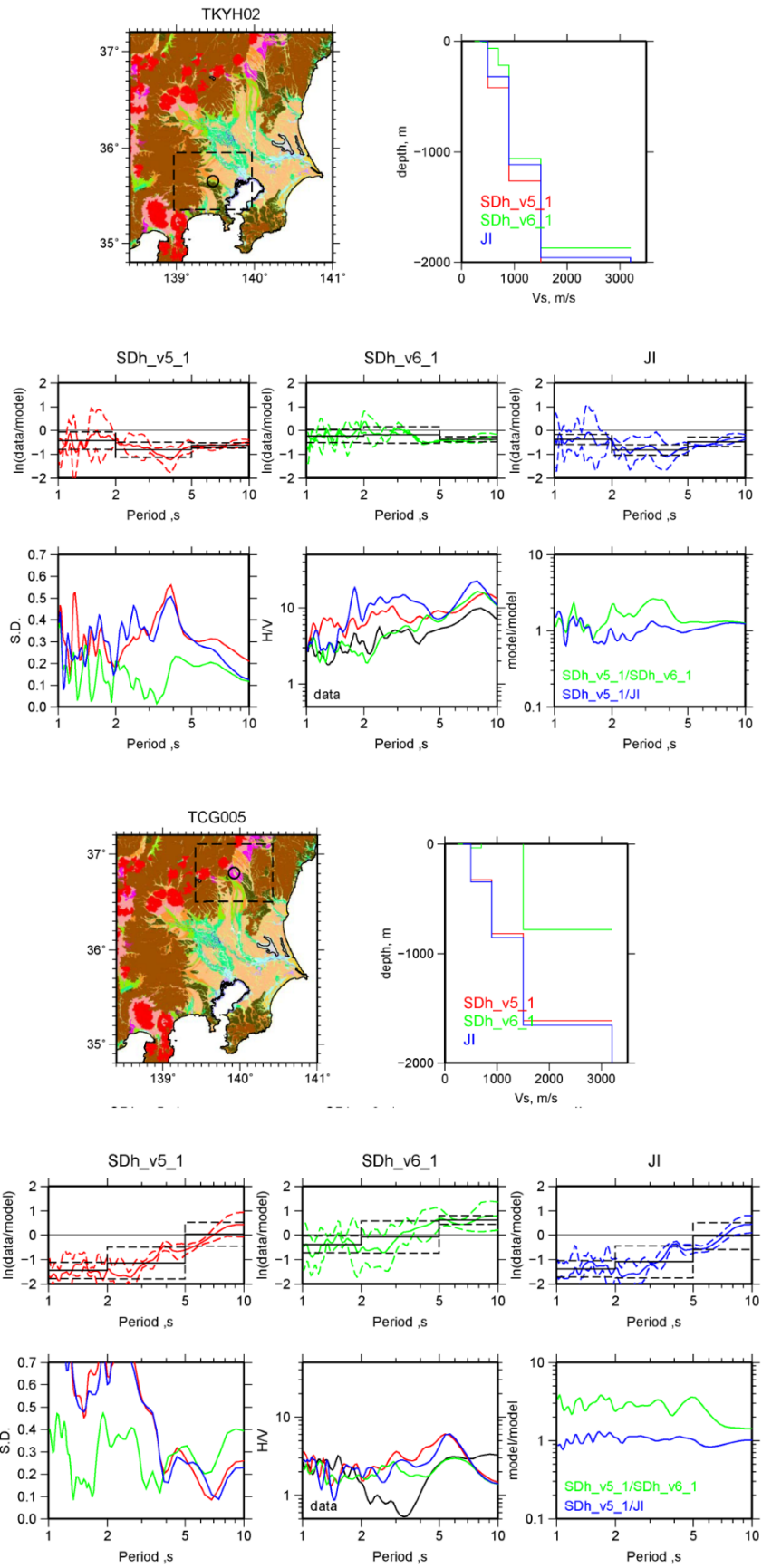
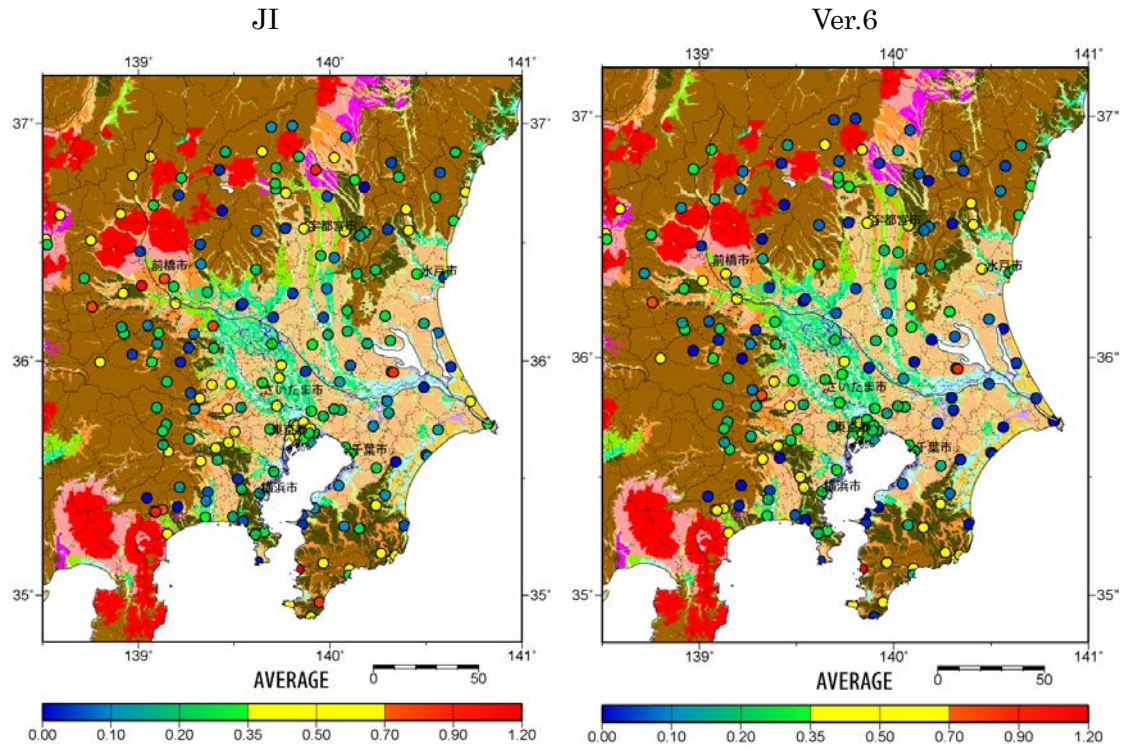


図 3-1-12 差分法による計算波形と観測波形の比較 (つづき)。

周期 1 ~ 10 秒



周期 1 ~ 2 秒

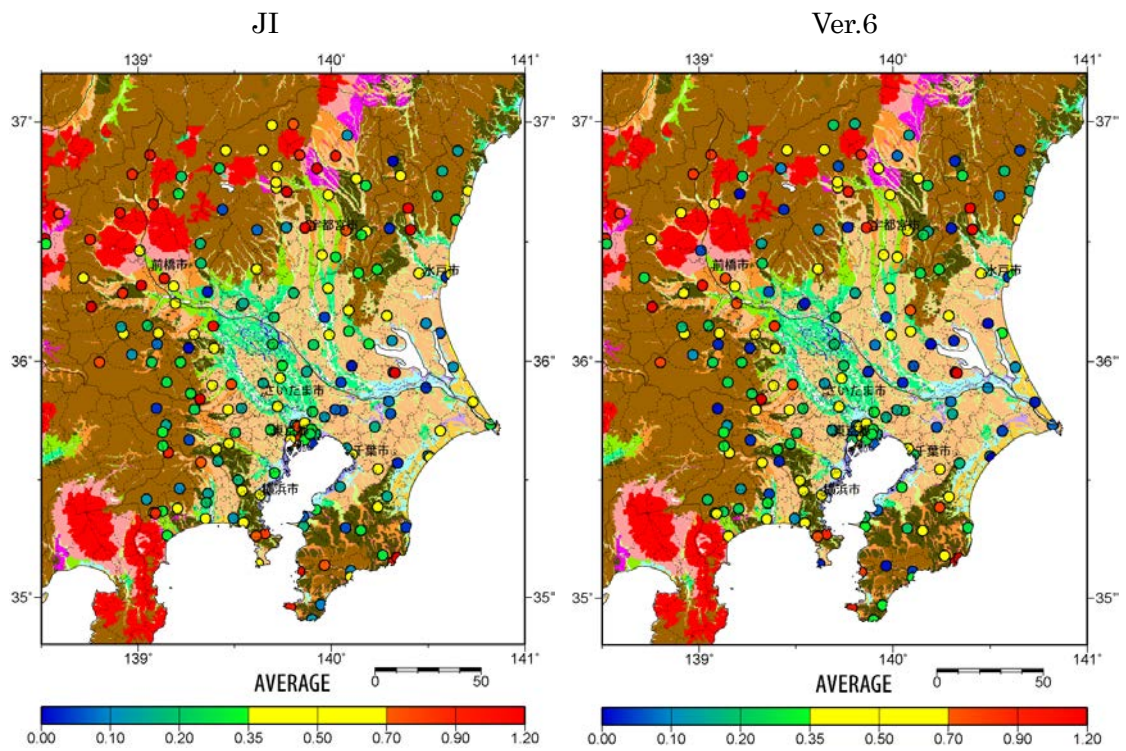
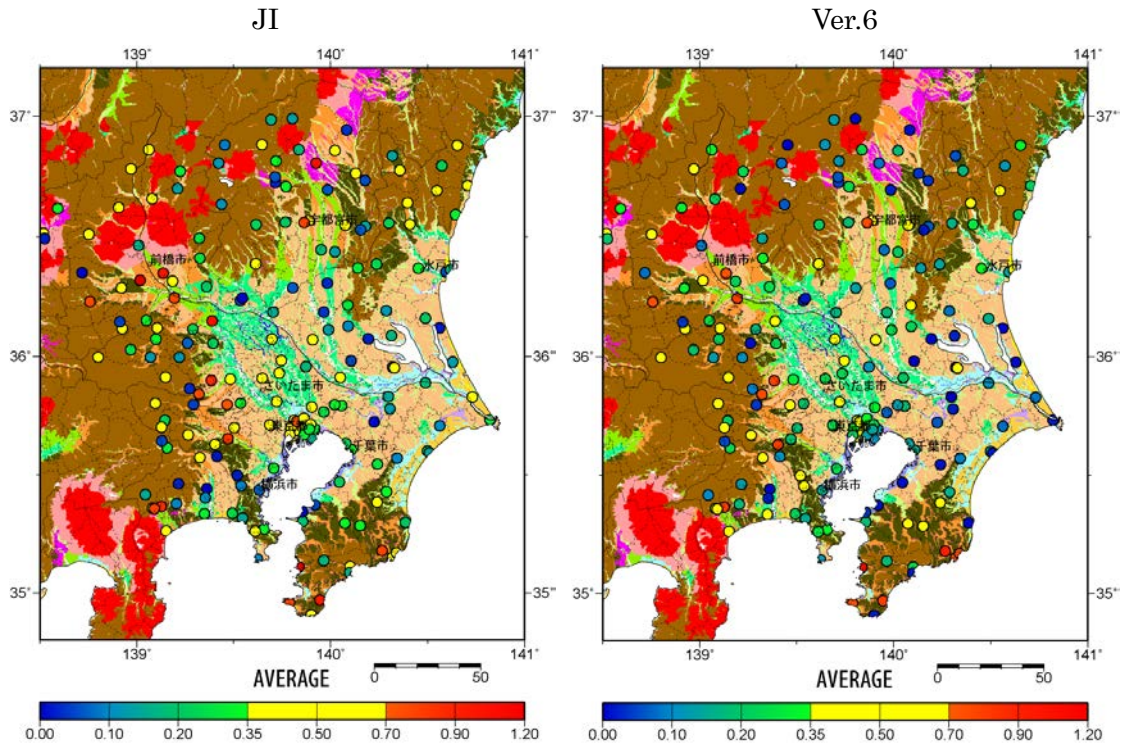


図 3-1-13 平均値 ($|\ln(\text{data}/\text{model})|$) の分布。

周期 2~5 秒



周期 5~10 秒

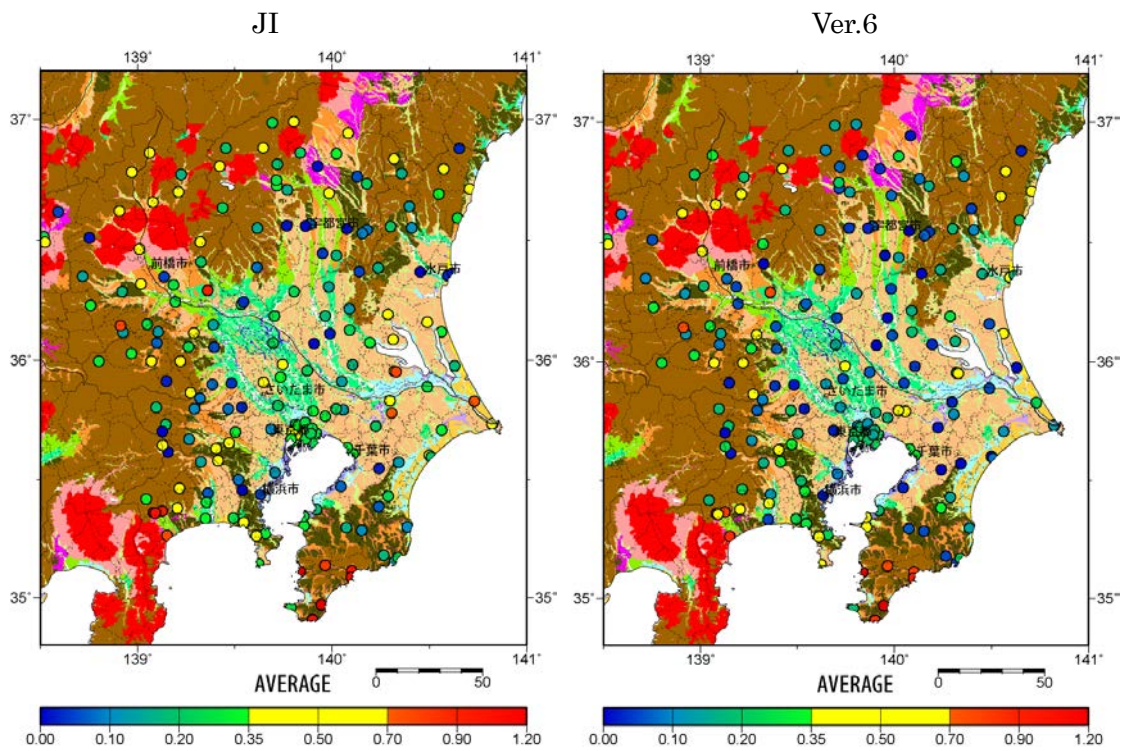
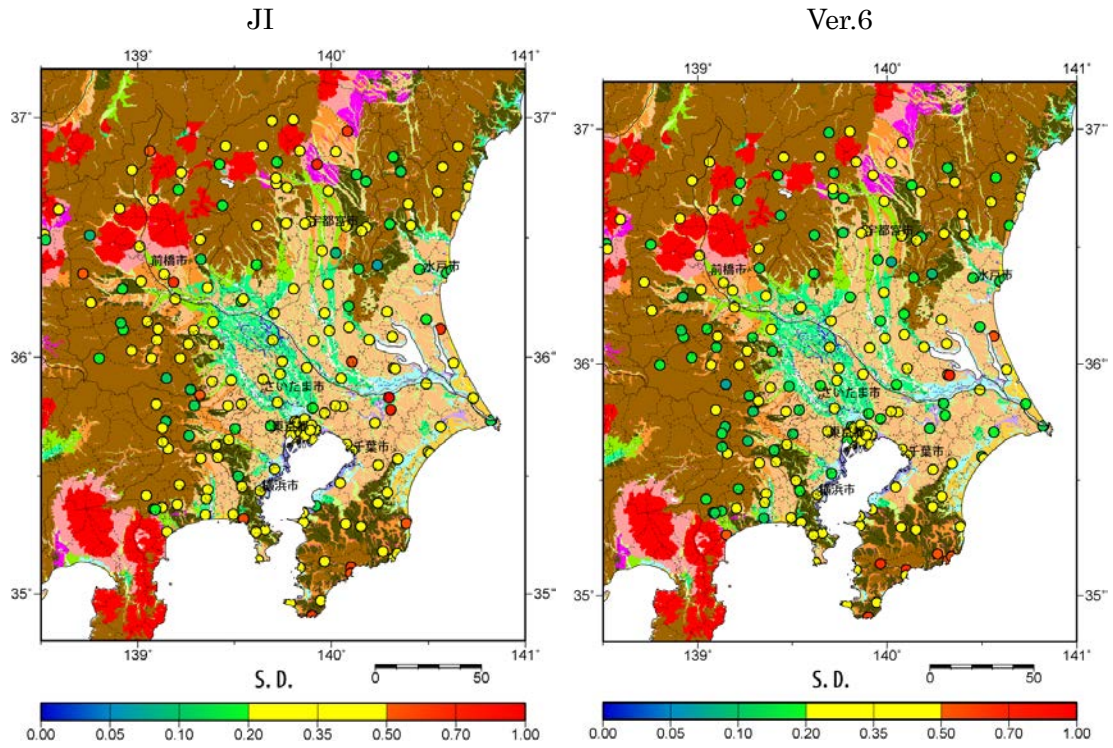


図 3-1-13 平均値 ($|\ln(\text{data}/\text{model})|$) の分布 (つつき)。

周期 2~5 秒



周期 5~10 秒

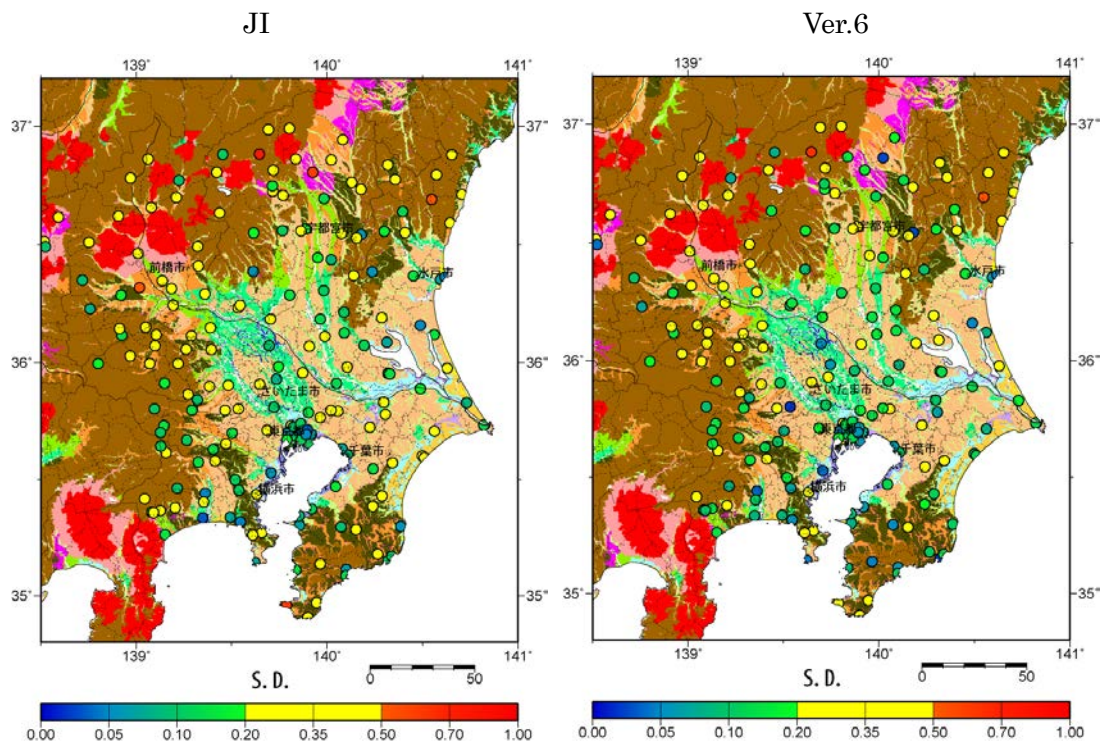


図 3-1-14 標準偏差 (S.D.) の分布 (つづき)。

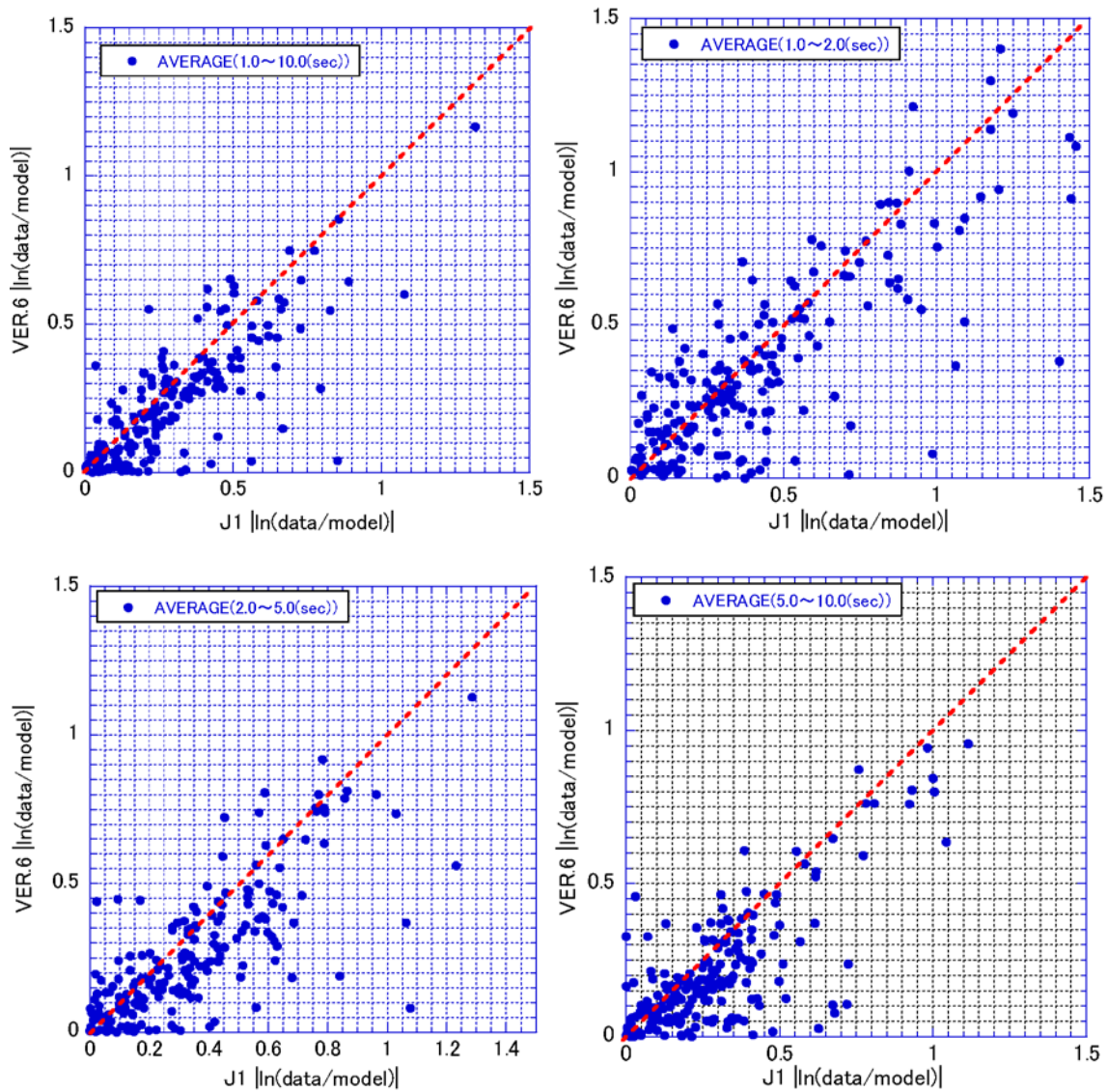


図 3-1-15 全国 1 次地下構造モデルと Ver.6 モデルにおける平均値の比較。

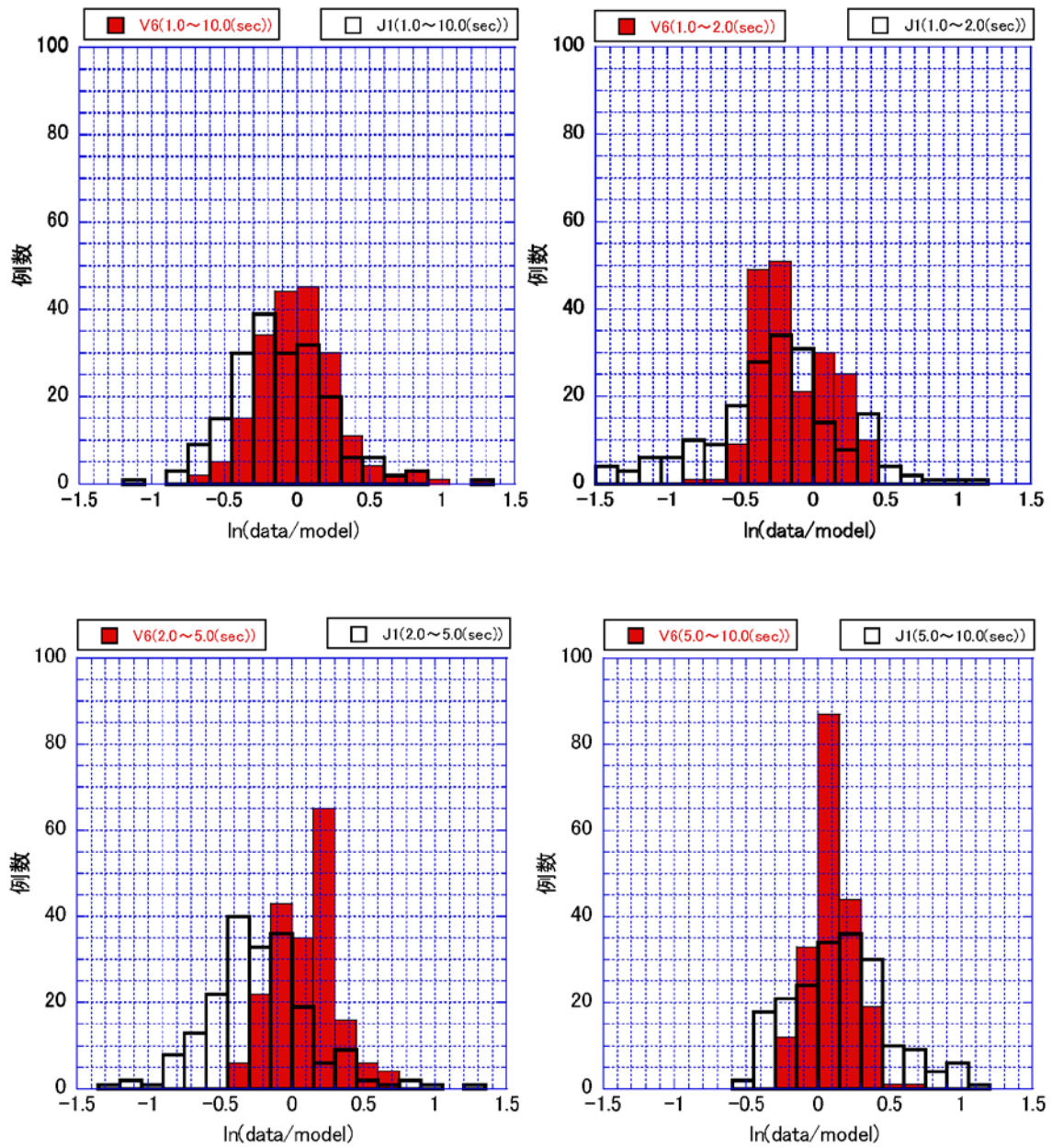


図 3-1-16 全国 1 次地下構造モデルと Ver.6 モデルにおける平均値のヒストグラム。

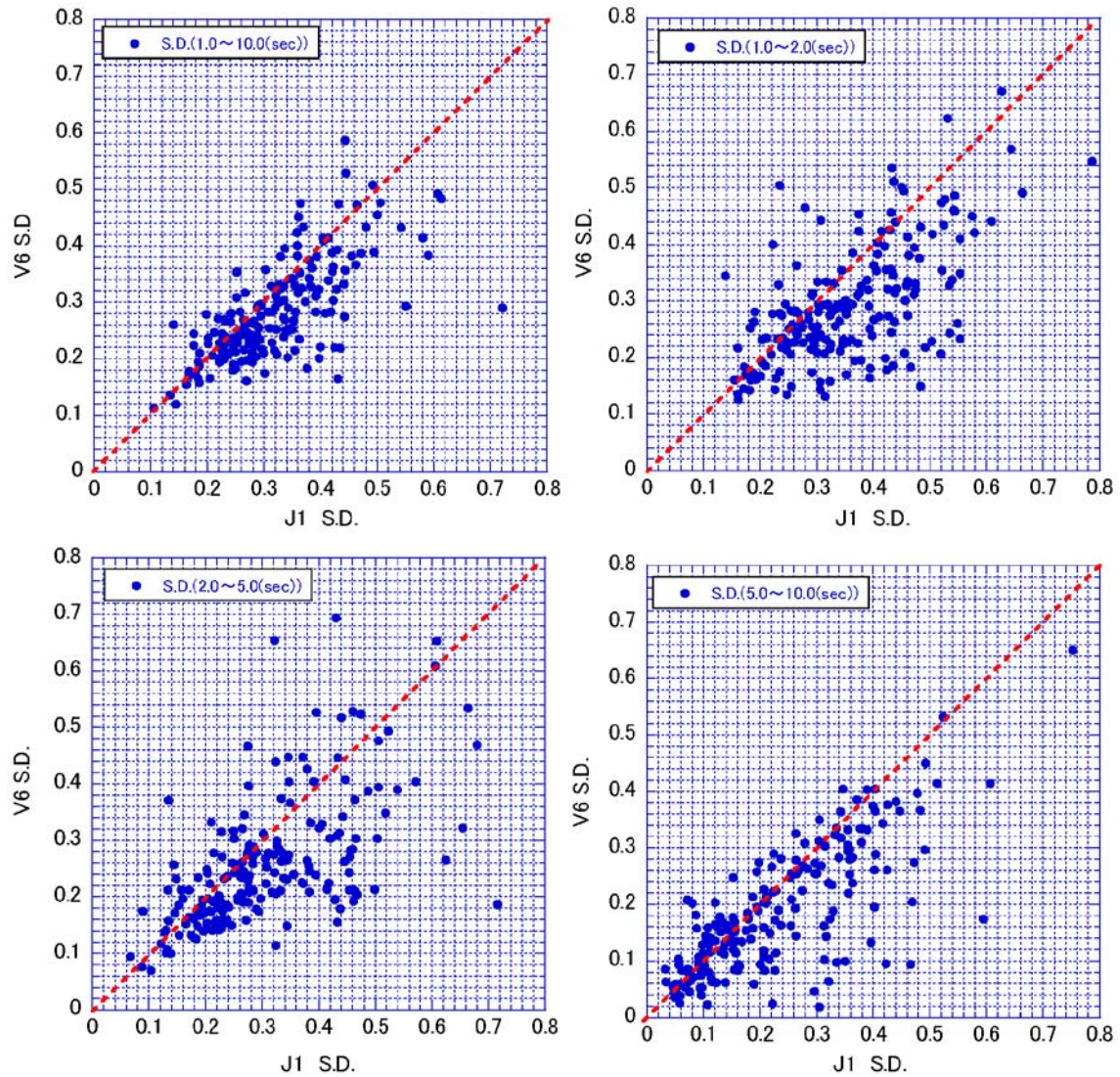


図 3-1-17 全国 1 次地下構造モデルと Ver.6 モデルにおける標準偏差 (S.D.) の比較。

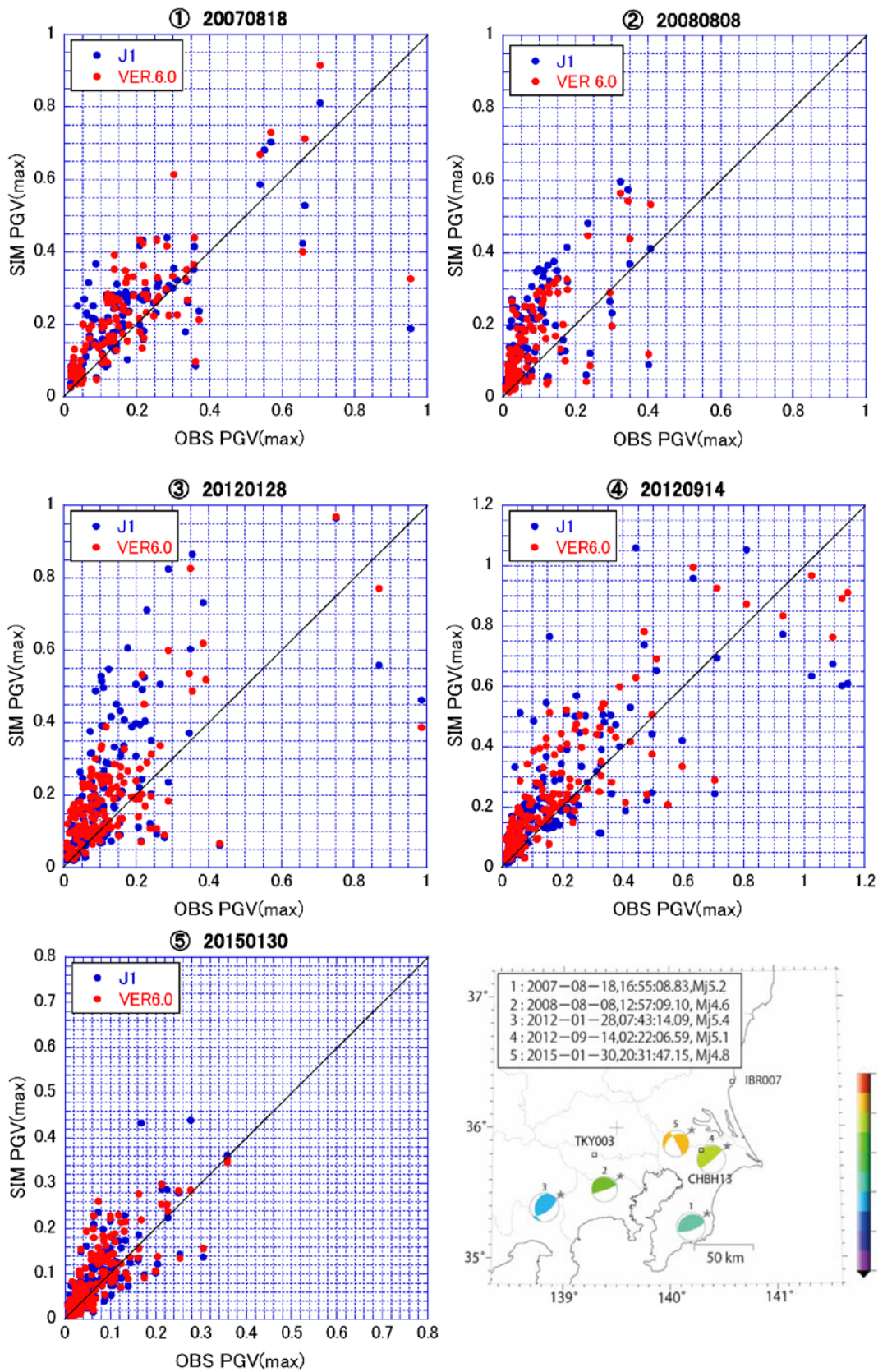


図 3-1-18 各震源における差分法計算波形における最大速度 (SIM PGV(max)) と観測波形の最大速度 (OBS PGV(max)) の比較。

(c) 結論ならびに今後の課題

長周期地震動ハザード評価の広帯域化に向けた検討を実施した。震源のモデル化については、関口・吉見（2006）によるマルチスケールの不均質性を導入することにより、周期 2 秒程度以上の長周期地震動の計算に有効となるすべり量、破壊伝播速度およびすべり角の範囲を、2003 年十勝沖地震を対象とした検証により明らかにした。また、地下構造モデルについては、関東地域において構築中の浅部・深部統合地盤モデルを用いて、中規模地震の観測記録の再現性について検討した。その結果、周期 1 秒以上については、全国 1 次地下構造モデル（暫定版）と同等かそれ以上の再現性が確認された。以上より、相模トラフの M8 クラスの地震を対象とした長周期地震動ハザード評価においては、震源モデルの妥当性という観点から、現状では 2 秒以上が限界であることを示した。

一方で、以下の課題が残されている。

- ・ 2003 年十勝沖地震の観測記録をもっともよく説明できる震源モデルでは、「レシピ」に従うモデルに対して実効応力が 3 倍程度となっていた。これが、震源の深さや地域性によるものかどうか、今後の記録の蓄積等による更なる検討が必要である。
- ・ 2003 年十勝沖地震はマグニチュード 8 程度の地震であったが、マグニチュード 9 クラスの地震に対しても今回の検討で得られた結果をそのまま適用できるかどうかについて、更なる検討が必要である。
- ・ 本検討において、周期 1 秒程度まで長周期地震動シミュレーション結果の妥当性を確認できなかった理由として、対象とした北海道地域（海域を含む）の地下構造モデルが周期 1 秒程度まで十分にはチューニング（調整）されていないこともある。
- ・ 海溝型巨大地震を対象とした長周期地震動ハザード評価において周期 1 秒程度まで広帯域化するためには、震源域（海域）を含めてチューニングされた 3 次元の地下構造モデルが必要である。
- ・ 差分法の計算で設定しているよりも Q 値による減衰の効果が小さい傾向がみられ、地震動シミュレーションのためには、速度構造のみならず、減衰構造（ Q 値）に関する調整も必要である。

(d) 引用文献

Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2008, Three-dimensional finite difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, **113**, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.

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**, 651-666.

壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透, 2001, 断層の非一様性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**, 51-62.

Dreger, D. S., G. C. Beroza, S. M. Day, C. A. Goulet, T. H. Jordan, P. A. Spudich, and J. P. Stewart, Validation of the SCEC broadband platform V14.3 simulation

- methods using pseudospectral acceleration data, *Seism. Res. Lett.* **86**, 39-47.
- Goulet, C. A., N. A. Abrahamson, P. G. Somerville, and K. E. Woodbell (2015). The SCEC broadband platform validation exercise: Methodology for code validation in the context of seismic-hazard analyses, *Seism. Res. Lett.* **86**, 17-26.
- 地震調査委員会, 2009, 「長周期地震動予測地図」2009年試作版, 66pp.
- 地震調査委員会, 2012, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版— 南海地震(昭和型)の検討 一, 59pp.
- Mai, M. P. and G. C. Beroza, 2002, A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JB000588.
- Murotani, S., H. Miyake and K. Koketsu, 2008, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, **60**, 987-991.
- 森川信之・藤原広行・河合伸一・青井真・功刀卓・石井透・早川譲・本多亮・小林京子・大井昌弘・先名重樹・奥村直子, 2007, 2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証, 防災科学技術研究所研究資料第303号, 149 pp.
- 中村洋光・宮武隆, 2000, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* **2**, **53**, 1-9.
- 関口春子・吉見雅行, 2006, 広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティモデルのマルチスケール不均質化, *月刊地球* / 号外 No. 55, 103-109.
- 渡辺基史・藤原広行・佐藤俊明・石井透・早川崇, 2008, 断層破壊の複雑さが強震動予測結果に及ぼす影響とその支配的パラメータの抽出, *地震* **2**, **60**, 253-265.