

### 3. 5 仙台圏における高精度強震動予測に関する研究

#### (1) 業務の内容

##### (a) 業務題目

仙台圏における高精度強震動予測の実現

##### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	瀨瀨一起	koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学大学院情報学環／ 地震研究所	教授	古村孝志	furumura@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	助教	三宅弘恵	hiroe@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	特任研究員	木村武志*	tkimura@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	特任研究員	増田 徹	tmasuda@eri.u-tokyo.ac.jp

\* 現在の所属・職 防災科学技術研究所・契約研究員

##### (c) 業務の目的

強震動の評価を高精度化するためには、震源における断層破壊過程等のモデル、地震波の伝播特性などを規定する震源と対象地域との間の広域地下構造のモデル、対象地域の表層地盤による増幅率の空間分布が、それぞれ高い精度で構築されることが必要である。震源のモデル化に関してはパイロット的重点調査観測及び本研究サブテーマ1、2から確度の高い情報が得られるだけでなく、本サブテーマでも過去の地震のインバージョン解析を行うなど情報の高度化に努める。また、仙台平野における地下構造探査の実施や、過去の探査結果のコンパイルなどを通して地震動予測のための広域の地下構造モデルの高精度化が可能と期待される。このほか高精度の地盤増幅率地図を作成することにより、仙台圏における強震動評価の高精度化を行う。

##### (d) 5カ年の年次実施計画

###### 1) 平成17年度：

なし。

###### 2) 平成18年度：

なし。

###### 3) 平成19年度：

断層破壊過程のモデル構築のために、歴史地震記象などを調査し、過去の宮城県沖地震の強震記録を収集した。そして、収集したデータを用いて震源過程等の解析を行うとともに、断層破壊の動的シミュレーションのためのプログラム開発に着手した。また、地下構造モデルの構築のために必要な、中小地震の地震動波形記録を得るために、仙台圏の強震動総合ネットワークの整備に着手した。また、宮城県中北部で過去に行われた地下構造探査結果をコンパイルし、整備した強震動ネットワークにより得られた中小地震記録などを用いて地下構造モデルのチューニングを行った。

これらの結果を用いて、近地の強震記録の比較及び波形インバージョンによる破壊過程の推定から、1978年及び2005年の宮城県沖地震について、1978年の地震では北側の1つの大きなアスペリティ（すべりの大きな領域）と南側の2つのアスペリティが破壊

したのに対し、2005年の地震では、南側の2つのアスペリティのみが破壊したことを示した。

さらには、1978年及び2005年の地震について、運動学的震源モデルを基にして動力的震源モデルを構築し、アスペリティにおける破壊エネルギーを推定した。

#### 4) 平成20年度：

過去に宮城県沖で発生した地震の運動学的震源モデルを基に、動力的震源モデルについて検討した。また、震源断層におけるすべり時間関数の詳細な解析の際に必要な、断層破壊の動的シミュレーションのためのプログラムの高度化を行った。また、平成19年度に構築した宮城県域の地下構造モデルを基に、更に中小地震の地震動の波形記録等を用いてモデルの高度化を行った。得られた震源・地下構造モデルを基に、地震動の数値シミュレーションを行い宮城県中北部域の強震動評価に着手した。

#### 5) 平成21年度：

平成20年度までに構築した過去の宮城県沖地震の震源モデルと、宮城県沖地震の震源域から仙台圏に至る地下構造モデルを用いて、宮城県沖地震による仙台圏での強震動予測を行った。

震源モデルについては、過去に発生した宮城県沖の地震の震源モデルを基に、強震動予測に適切なモデルを構築した。また、動力的モデルの構築を高度化するために、数値シミュレーションコードの並列化を行った。地下構造モデルについては本サブテーマで平成20年度までに構築したモデルに、サブテーマ1によって構築された海域の構造モデルを統合した。以上の震源・構造モデルを用いることにより、地震被害に直結する周期帯域を含む広帯域での強震動予測を行った。

## (2) 5ヵ年の成果

### (a) 業務の要約

本研究の目的は、地震防災・減災対策に資するために、地震被害に直結する周期帯域を含む長周期から短周期に至る広帯域で、宮城県沖地震による仙台圏及び周辺地域での強震動予測を高精度化することであるが、強震動予測の高精度化を行うためには、以下の課題を達成することが必要である。

- ・将来想定される宮城県沖地震の震源像を明確にし、それに基づいて長周期から短周期に至る広帯域において適切な震源モデルを構築する。
- ・地震波の伝播特性に影響を与える最上部マントル・下部地殻・上部地殻、及び地震基盤から工学的基盤までの地下構造を適切にモデル化し、さらに浅部地盤による短周期地震動の増幅特性を適切に評価する。

震源モデルに関しては、1978年宮城県沖地震(Mw 7.6)及び2005年宮城県沖地震(Mw 7.2)について、Wu and Takeo(2004)<sup>1)</sup>の波形インバージョン法と多機関の地震記録を用いて震源断層面上でのすべりの時空間分布を運動学的に求め(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>)、それを基にした動力的視点からの両地震の震源過程の比較(木村・他, 2009<sup>3)</sup>、Kimura et al., 2010<sup>4)</sup>)を行った。そして、近い将来想定される宮城県沖地震について、震源断層とアスペリティの位置と広がり、アスペリティと背景領域のすべり量と応力パラメータ、破壊伝播速度等をモデル化し、地震被害に直結する周期帯域を含む広い周期帯域での強震動予測のため

の震源モデルを構築した(三宅・他, 2009a<sup>5)</sup>)。宮城県沖地震の震源モデルとして、1978年宮城県沖地震と同様の震源断層とアスペリティをもつ震源モデル(1978年型シナリオ)、及び断層北部の大きなアスペリティのみを含む震源モデル(北部単独シナリオ)を想定した。本研究で行った波形インバージョンにより、宮城県沖で発生した大地震の震源断層でのすべり分布について従来よりも精度のよい結果が得られ、それを基にした動力的な考察により、宮城県沖で発生する大地震の震源過程に関する特徴を抽出することができた。これにより、将来発生の懸念される宮城県沖地震による強震動予測のための高精度な震源モデルを構築することができた。また、より現実的な震源モデル構築に向けて並列化された動力的シミュレーションコードの開発を行った(三宅・他, 2009b<sup>6)</sup>)。

地下構造モデルに関しては、Koketsu et al. (2009)<sup>7)</sup>による標準的なモデル化手法に従って、宮城県(2005)<sup>8)</sup>が用いた物理探査データやボーリングデータを基に構築した0次地下構造モデルに、大都市大震災軽減化特別プロジェクトI(文部科学省研究開発局・他, 2006<sup>9)</sup>)による地震基盤以深の地下構造モデルを付加したものを初期モデルとして、サブテーマ1などで得られている海域の太平洋プレートの構造モデルを統合し、地震基盤以深の構造については、観測走時とモデルから求められる計算走時との比較によりP波及びS波速度を調整し、地震基盤から工学的基盤までの構造については、防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net、気象庁の強震観測網、自治体の震度観測網により得られた観測記録を用いて得られたR/Vスペクトル比のピーク周期と、モデルから計算されるピーク周期との比較によりモデル各層の層厚を調整して0.5次地下構造モデルを作成し、さらに、K-NET及びKiK-net観測記録を用いて中小地震の地震動についての再現計算により地下構造モデルを調整し、強震動予測に適切な1次地下構造モデルを得た。この1次地下構造モデルにより、長周期から短周期までの広い周期帯域での地震動伝播シミュレーションを高精度に行うことが可能となり、強震動予測計算の高精度化が実現される。

浅部地盤による短周期地震動の増幅特性に関しては、微地形区分を基に推定される地表から深さ30mまでの平均S波速度(AVS30)と藤本・翠川(2003)<sup>10)</sup>による経験式を用いて計算された速度振幅の増幅率を採用した。

得られた震源モデルと1次地下構造モデルを基に、将来想定される宮城県沖地震による仙台圏及び周辺地域での強震動予測を行った(三宅・他, 2009a<sup>5)</sup>)。1978年宮城県沖地震と同様の震源断層をもつ震源モデル(1978年型シナリオ)、および北部のアスペリティのみを含む震源モデル(北部単独シナリオ)ともに、予測された強震動分布は、地震基盤の深い領域で長周期成分の振幅が、浅部堆積層の厚い領域で短周期成分の振幅が、それぞれ周辺と比較して大きくなっている。これらの特徴は、本研究で用いた震源モデルや1次地下構造モデルの特性を反映したものである。また、1978年宮城県沖地震と同様の震源断層をもつ震源モデルから予測される震度分布は、1978年宮城県沖地震におけるアンケート震度の分布(村井, 1979<sup>11)</sup>)を再現するものとなっている。これらのことは、世界的に水準の高い地震観測網による観測記録と理論的研究成果から総合的に構築された本研究の高度化震源モデル及び地下構造モデルを用いることにより、地震被害に関連した広い帯域において従来よりも高精度な強震動分布が得られたことを示すものである。1978年型シナリオと北部単独シナリオを比較すると、北部単独シナリオのほうが震源断層の拡がり小さいこともあって、周期7秒以上の速度応答については1978年型シナリオよりも予測値が小さく推定

されている。周期 5 秒の速度応答や最大速度については、北部単独シナリオの場合は震源断層が宮城県北部の海域にあることにより、宮城県南部以南の地域では振幅が小さい可能性はあるものの、1978 年型シナリオと同じ大きさのアスペリティが想定されていることにより、宮城県北部以北の地域では 1978 年型シナリオと同様の振幅が予測された。

## (b) 業務の実施方法

### 1) 震源モデルの構築

#### a) 運動学的震源モデル

仙台圏及びその周辺地域において、宮城県沖地震による地震被害に直結する周期帯域を含む広帯域で強震動予測の高精度化を行うためには、宮城県沖の領域で発生する大地震の震源特性を観測事実により把握し、地震学的理論に照らして整理することが必要である。そのために、1978 年宮城県沖地震及び 2005 年宮城県沖地震に対して、波形インバージョンの方法により、震源断層面上におけるすべりの時空間分布を求めた。波形インバージョンは Wu and Takeo(2004)<sup>11)</sup>の手法を用いて行った。インバージョンに用いた観測記録は、1978 年宮城県沖地震に対しては 8 観測点の気象庁 50-52 型強震観測記録及び 6 観測点の SMAC 型強震記録を用い、2005 年宮城県沖地震に対しては 3 3 観測点の IRIS 遠地記録に加えて 1 2 観測点の防災科学技術研究所 KiK-net 地中観測記録を用いた。インバージョン解析に用いる Green 関数の計算は、成層構造モデルを仮定して Kennett and Kerry(1979)<sup>12)</sup>の反射・透過係数行列法を用いて行った。

#### b) 動力的震源モデル

観測から得られた宮城県沖の領域で発生する大地震の運動学的特徴を基に、動力的な視点から上述の 2 つの地震の震源過程を比較した。動力的震源モデルについては、断層面上の破壊の構成則としてすべり弱化解 (Ida, 1972<sup>13)</sup>; Andrews, 1976<sup>14)</sup>) を仮定し、運動学的に得られた断層面上のすべり分布や破壊伝播速度を再現するように、強度超過 (Strength Excess)、すべり弱化解距離  $D_c$  及び応力降下量をフォワードモデリングによって求めた。破壊の動的シミュレーションはスタッガードグリッドを用いた空間 4 次・時間 2 次精度の差分法 (Viruex and Madariaga, 1982<sup>15)</sup>) により行い、グリッドサイズおよび時間ステップ幅は 1978 年宮城県沖地震についてはそれぞれ 0.2km、0.01 秒、2005 年宮城県沖地震についてはそれぞれ 0.1km、0.005 秒とした。

#### c) 強震動予測のための震源モデル構築

観測事実により得られる運動学的震源モデルとそれを基にして断層面上の破壊の構成則に照らして構築された動力的震源モデルを基に、地震防災の観点から、長周期地震動及び短周期地震動の両者に対して適切な震源モデルを構築した。将来に想定される宮城県沖地震の震源断層の広がりやアスペリティの位置及び大きさについては、運動学的震源モデルに基づいて、1978 年宮城県沖地震と同様な領域としたが、1978 年宮城県沖地震と 2005 年宮城県沖地震との比較から、断層北部のアスペリティのみを含む領域を震源断層とする場合も検討した。アスペリティ及び背景領域における応力パラメータ及びすべり量については、動力的震源モデルに基づいて、また震源パラメータの相似

則や強震動予測のレシピ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009a<sup>16)</sup>)を参照して設定した。アスペリティの大きさについては、長周期地震動に対する短周期地震動の相対的な振幅を考慮して設定した。

## 2) 地下構造モデルの構築

仙台圏及びその周辺地域を含む広域で、長周期地震動及び広帯域地震動を高精度で予測するために、震源モデルと同様に重要な要素である地下構造モデルの構築・高度化を行った。地下構造のモデル化にあたっては、Koketsu et al. (2009)<sup>7)</sup>による標準的なモデル化手法を用いた。この標準的なモデル化手法では、探査データ、ボーリング柱状図等に基づく0次モデル、R/Vスペクトル比等により修正された0.5次モデル、地震波観測記録の再現計算等により調整された1次モデルへと高度化される。0次モデル及び0.5次モデルの構築は、探査データ、ボーリングデータあるいは地震観測点の位置での一次元的モデル化であり、1次モデルの構築は、地震波伝播経路を含む面的なモデル化である。

既存の物理探査データに基づいて、地震基盤より浅い部分の0次地下構造モデルを構築するために、宮城県地下構造調査(宮城県, 2005<sup>8)</sup>)による反射法探査データ、ボーリング柱状図、及び地質断面図、女川原子力発電所変更許可申請書(東北電力株式会社, 1987<sup>17)</sup>)による反射法探査データ、反射法探査データ(石油公団, 1971<sup>18),19)</sup>, 1974<sup>20)</sup>, 1978<sup>21)</sup>, 1987<sup>22)</sup>, 1992<sup>23)</sup>, 1994<sup>24),25)</sup>, 1995<sup>26)</sup>)を収集整理した。速度層区分及び各速度層のP波速度及びS波速度は、宮城県(2005)<sup>8)</sup>及び高井・他(1995)<sup>27)</sup>を参考にしてモデル化した。反射法探査データの解析結果、ボーリング柱状図、及び地質断面図から、それぞれの地点での各速度層の境界面深さが得られ、それらを補間することにより0次地下構造が三次元的にモデル化された。

0次地下構造モデルを修正して0.5次地下構造モデルを得るために、地震動のR/Vスペクトル比のピーク周期を用いて地震基盤以浅のS波速度構造モデルの修正を行った。R/Vスペクトル比解析には、防災科学技術研究所K-NET、KiK-net、気象庁強震観測網の仙台圏周辺の観測点及び宮城県震度観測網等を含む、地下構造モデル構築のために整備した仙台圏の強震動総合ネットワークを利用して、既存の観測網で観測されたM6以上の地震の記録を用いた。R/Vスペクトル比は、読み取ったS波初動から20秒後以降の160秒間の観測記録のラディアル成分と上下動成分のフーリエスペクトルのそれぞれに、幅0.05HzのParzen Windowを施して求めた。得られたR/Vスペクトル比からそのピーク周期を読み取った。各観測点直下の地下構造は、モデルから計算されるR/Vスペクトル比のピーク周期が観測されたR/Vスペクトル比のピーク周期と一致するように層厚を調整した。

地震基盤より深い部分の地下構造は、P波及びS波の見かけ速度により調整した。宮城県沖地震の震源からK-NET、KiK-netの各観測点へ至る地震波は、上部マントル最上部、下部地殻、及び上部地殻を伝播する。Yamada and Iwata(2005)<sup>28)</sup>を参考に、三次元レイトレーシング法を用いて地下構造モデルから計算される走時により得られるP波及びS波の見かけ速度が、観測記録から読み取られた走時により得られる見かけ速度と一致するように、上部マントル最上部、及び上部・下部地殻におけるP波及びS波速度

を調整した。走時解析に用いた地震は、1999年11月15日10時34分に発生した宮城県沖の地震(Mw 5.6、震源の深さ46km)である。走時データは、K-NET及びKiK-netで観測点されたものを用いた。

観測記録のR/Vスペクトル比、あるいはP波及びS波の見かけ速度により修正された0.5次地下構造モデルを基に、さらに差分法を用いた中小地震の観測記録の再現計算により調整された1次地下構造モデルを得た。再現計算の対象とした地震は、1999年11月15日に宮城県沖の深さ46kmで発生したMw 5.6の地震、2004年1月23日に福島県沖の深さ66kmで発生したMw 5.3の地震である。地下構造モデルの調整は、計算されたS波後続波の速度振幅及びスペクトル振幅が観測値と一致するように各層の厚さを変更することにより行った。また、観測点間の層境界深さの調整の際には、重力ブーゲー異常データ(産業技術総合研究所地質調査総合センター、2004<sup>29)</sup>)を参照した。

このようにして構築・高度化された1次地下構造モデルは、さらに、2005年宮城県沖の地震(Mw 7.2)、及び1978年宮城県沖地震(Mw 7.6)の観測記録の再現計算によりさらに調整され、強震動予測に用いられた。

### 3) 長周期地震動予測

得られた震源モデルと1次地下構造モデルを基に、差分法を用いて、1978年宮城県沖地震及び2005年宮城県沖の地震に対する長周期地震動予測(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009b<sup>30)</sup>)を行った。1978年宮城県沖地震の震源モデルについては、前イベント震源モデルとそれを基にした特性化震源モデル(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009a<sup>16)</sup>)を用いた。2005年宮城県沖の地震については、前イベント震源モデルを用いた。

### 4) 広帯域地震動予測

長周期から短周期にわたる広帯域で地震動予測を適切に行うために、長周期地震動予測地図で用いられた特性化震源モデルを広帯域地震動予測に適するように改良した。改良した震源モデルを用いて、統計的グリーン関数法により短周期地震動の予測を行った。差分法による長周期地震動の予測時系列と統計的グリーン関数法による短周期地震動の予測時系列を用いて、ハイブリッド合成法により広帯域地震動の予測時系列を得た。

## (c) 業務の成果

### 1) 震源モデルの構築

#### a) 運動学的震源モデル

震源モデルの構築に関しては、震源断層とアスペリティの位置と大きさ、断層のアスペリティと背景領域における断層すべり量及び応力パラメータ、破壊伝播速度等を、宮城県沖地震の地域性や固有の特性を考慮して設定することが重要である。

震源断層とアスペリティの位置と大きさを設定するために、宮城県沖で発生し多くの観測記録が得られている1978年宮城県沖地震及び2005年宮城県沖の地震について、震源過程の解析を行った。図1に解析に用いられた近地観測点、図2に遠地観測点の位置を示す。図3に1978年宮城県沖地震の解析に用いられた近地観測点の波形記録、図4

に2005年宮城県沖の地震の解析に用いられた近地観測点の波形記録、図5に同じく2005年宮城県沖の地震の解析に用いられた遠地観測点の波形記録を、それぞれ黒線で示す。これらの観測記録を用いて、波形インバージョン法により運動学的な断層面上のすべり時空間分布が求められた。図6に解析で求められた最終すべり量分布を示す。最終すべり量分布図の横軸は断層の走向に沿った距離（ほぼ南北方向）、縦軸は断層の傾斜方向に沿った距離（ほぼ東西で西に傾斜）にとっている。求められたすべり時空間分布から計算される理論波形を図3~5に観測点ごとに赤線で示す。

図6に示されるように、1978年宮城県沖地震では、断層北部に最終すべり量が大きな面積の広い領域が1つ、断層南部の東端に最終すべり量が大きな領域、及び西端に最終すべり量がやや大きな領域が存在する。これら3つの領域はアスペリティと捉えることができる。2005年宮城県沖の地震では、断層中央から東端にかけて最終すべり量の大きな領域が1つと、断層中央の西端に最終すべりのやや大きな領域が1つ存在する。図7に、コンターで示された1978年宮城県沖地震の最終すべり分布に、2005年宮城県沖の地震の最終すべり分布を重ねて表示した。2005年宮城県沖地震の2つのアスペリティは、1978年宮城県沖地震の断層南部の2つのアスペリティとそれぞれほぼ同じ位置を占めていることがわかる。最終すべり量については2005年の地震では1978年の地震のときより小さく、地震モーメントの解放量はおおよそ60%程度にとどまっている。

アスペリティが同じ位置を占める特徴は、十勝沖、三陸沖北部から宮城県沖にかけての地域でほぼ同じ領域を震源域として繰り返し発生する、規模の大きなプレート境界地震に共通して認められている(Yamanaka and Kikuchi, 2004<sup>31)</sup>)。1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の近地で得られた強震観測記録を比較すると、初動からおおよそ10数秒間で、振幅は1978年の地震の方が2005年の地震より大きく、震源域より南側の観測点では波形は2つの地震でよく似ていることがわかる(図8)。これにより、2005年宮城県沖の地震では、1978年宮城県沖地震の3つのアスペリティのうち南部の2つのアスペリティのみが破壊したと見る事ができる。

## b) 動力学的震源モデル

想定される宮城県沖地震に対する強震動予測において、震源断層全体やアスペリティでの応力降下量は、震源断層やアスペリティの位置と大きさと同様に重要な要素である。特に、強震動の短周期成分の高精度予測においては、アスペリティの応力降下量は最も大きな影響を与える要因の一つである。想定される宮城県沖地震の震源断層やアスペリティでの応力降下量を適切に設定するために、1978年宮城県沖地震及び2005年宮城県沖の地震について、運動学的に求めた断層面上のすべり時空間分布を基に、動力学的な観点から震源での破壊過程を考察した。震源断層における応力降下量分布は、運動学的震源モデル(Wu et al., 2008)<sup>2)</sup>の最終すべり量分布から半無限均質媒質を仮定してOkada(1992)<sup>32)</sup>の手法を用いて計算される値を採用した。1978年宮城県沖地震に関しては、断層北部に位置するすべり量が大きく面積の広いアスペリティにおいてすべり弱化距離 $D_c=0.8\text{m}$ 、強度超過(strength excess)の応力降下量に対する比 $S=1.0$ 、断層南部のアスペリティにおいて $D_c=0.4\text{m}$ 、 $S=0.2$ としたとき、断層面上各点での運動学的モデルのすべり量及び破壊時刻が最もよく再現された。2005年宮城県沖の地震に関しては、す

べり弱化距離  $D_c$  は 0.3m、 $S=0.1$  としたとき、運動学的モデルのすべり分布及び破壊時刻の分布が最もよく再現された。

得られた動学的震源モデルに基づいて、1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震について比較を行った。図9上段は1978年宮城県沖地震、下段は2005年宮城県沖の地震についての結果である。図9(a)には左から、すべり量、応力降下量、強度超過、すべり弱化距離、破壊エネルギー、図9(b)には左から、すべり量、最大すべり速度、破壊時刻、断層すべりのライズタイムの分布が、それぞれ示されている。図10には、応力降下量あるいは破壊エネルギーについて、震源断層全体あるいは2つの地震に共通するアスペリティにおける最大値及び平均値を比較した。

図9に示されるように、2つの地震に共通して、最終すべり量の大きな領域、すなわちアスペリティにおいては、応力降下量が大きくそのことに対応して最大すべり速度が大きく求められている。モーメント・マグニチュードは2つの地震で7.6、7.2と異なるものの、応力降下量の断層全体での平均値及び最大値は、図10に示されるようにどちらもほぼ同じ値である。このことは震源パラメータの相似則と調和している。一方、強度超過は1978年の地震の断層北部アスペリティの北西直近、2005年の地震の断層中央付近のアスペリティの西北西直近で大きな値が見られる。これらは、最大のアスペリティの破壊開始後に破壊伝播が進む位置に当たっている。破壊エネルギー分布と最終すべり量分布や応力降下量分布との関係は、2つの地震で同じ傾向にある。一方、破壊エネルギーの断層全体における最大値や平均値、2つの地震で共通するアスペリティでの最大値や平均値は、地震モーメントの大きな1978年の地震の方が2005年の地震より大きい。破壊エネルギーが地震モーメントに応じて大きくなることは、内陸地震について指摘されている結果と同様である(Tinti et al., 2005<sup>33)</sup>, Mai et al., 2006<sup>34)</sup>。

本研究では、動的シミュレーションについて、断層すべりの時空間関数の詳細な解析、及びより現実的な震源モデル構築に向けて、三次元的に不均質な媒質中の複雑な形状をした震源断層面上での破壊過程や地表の影響等を取り扱えるようにコードの改良と並列化を行った。図11に、動的シミュレーションにおける計算領域と宮城県沖地震の震源モデル及び生成されたメッシュを示す。図12に例示されるように、動的シミュレーションコードによる計算は妥当な結果を与えている。

#### c) 強震動予測のための震源モデル構築

1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震についての運動学的震源モデルと動学的震源モデルから得られた知見は以下のとおりである(a)とb)を参照)。

① 1978年宮城県沖地震においては、震源断層北部にすべり量が大きく面積の広いアスペリティが1つと、断層南部の東端と西端に1つずつアスペリティが位置する。

② 2005年宮城県沖の地震においては、震源断層中央から東端に1つ、中央西端に1つアスペリティが位置する。これら2つのアスペリティの位置は、1978年宮城県沖地震の震源断層南部の2つのアスペリティとほぼ同じである。

③ 2005年の地震のアスペリティからの地震モーメント解放量は1978年の地震のおよそ60%にとどまっている。

④ 2つの地震に共通して、最終すべり量の大きな震源断層の領域で、応力降下量、

最大すべり速度、破壊エネルギーが大きい。

⑤ 2つの地震に共通して、震源断層全体でも、2つの地震で共通する2つのアスペリティでも、応力降下量の最大値及び平均値はほぼ同じ値である。一方、破壊エネルギーの最大値あるいは平均値は、モーメントの大きい1978年の地震の方が2005年の地震より大きい。

上述の知見に基づいて、防災の観点から強震動を予測する際に用いる震源として、長周期地震動及び広帯域地震動の予測に適切な特性化震源モデルを構築した。広帯域地震動の予測は、長周期地震動予測の結果と短周期地震動予測の結果をマッチングフィルターを用いて足し合わせるハイブリッド合成法によった。上記②と③により、将来宮城県沖に想定される最大級の地震として、震源断層およびアスペリティの位置と広がりを上記①のように1978年宮城県沖地震を参照して設定し、アスペリティからの地震波放射の強さは1978年宮城県沖地震と同程度とした。1978年の地震の震源断層南部においては、2005年の地震の際にほぼ同じ領域に位置する2つのアスペリティが破壊しているものの、上記③により地震モーメント解放量はおよそ60%にとどまっていることから、防災上の安全性の観点に立って、アスペリティからの地震波放射の強さを1978年の地震と同程度とした。また、上記①と③から、1978年の地震の震源断層北部のアスペリティを含む領域のみを震源域とする地震も想定した。広帯域地震動予測はこれら2つの想定地震に対して行った。

震源断層の深さについては、サブテーマ1によって得られているモデル(Yamamoto et al., 2006<sup>35</sup>)、モデルYMM)、馬場・他(2006)<sup>36</sup>)のモデル(モデルBAB)、Zhao and Hasegawa (1993)<sup>37</sup>)のモデル(モデルZHA)と相対的に比較検討した。モデルYMMはモデルBABに比べて5-10km深い位置にあり、モデルZHAに比べて5km程度浅くなっている。想定地震の震源断層の深さは、モデルBABとおおむね一致している(図13参照)。

上記の④により、最終すべり量の大きな領域と最大すべり速度の大きな領域が1978年の地震と2005年の地震で共通してほぼ同じであることから、長周期地震動を放射するアスペリティと短周期地震動を放射するアスペリティはほぼ同一の領域とした。短周期地震動を放射するアスペリティに関しては、計算される強震動の長周期レベルと短周期レベルとの比較から妥当な面積を設定した。上記④、⑤により、応力降下量はアスペリティで大きな値とした。アスペリティ面積と応力降下量との関係は、2つの想定地震に共通して、強震動予測レシピ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009a<sup>16</sup>)と同様に設定した。また、上記④、⑤により、宮城県沖を震源域とする地震に共通して、震源における破壊過程はクラックや既存断層の破壊過程と共通する部分があり、震源パラメータの相似則とも調和していると考えられることから、アスペリティにおける種々のパラメータは、震源断層全体の平均値等から強震動予測レシピ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009a<sup>16</sup>)と同様に設定した。

上述のように設定された特性化震源モデルのアスペリティ位置を図14に示す。図に示されたコンターは、Wu et al. (2008)<sup>2</sup>)による前イベント震源モデルの最終すべり量分布である。特性化震源モデルのアスペリティは、1978年宮城県沖地震における3つのアスペリティそれぞれに対応する位置を占めている。長周期地震動予測のための特性化震源モデルについては、3つのアスペリティそれぞれの面積は1978年宮城県沖地震のア

スぺリティとほぼ同じに設定した。短周期地震動予測のための特性化震源モデルについては、短周期地震動を適切に励起するように、アスペリティそれぞれの面積を長周期地震動予測のためのアスペリティ面積よりも小さくし、応力降下量を大きな値に変更した。図 15(a)に長周期地震動予測に用いた特性化震源モデル、図 15(b)に短周期震源として改良した特性化震源モデルのアスペリティ配置を示す。表 1(a)に長周期地震動予測のための特性化震源モデルのパラメータ、表 1(b)に短周期震源として改良した特性化震源モデルのパラメータを示す。

長周期地震動予測のための断層モデルでは、アスペリティの占める面積は震源断層全体の 20%、アスペリティにおけるすべり変位量は震源断層全体における平均値の 2.2 倍としている。震源時間関数は中村・宮武(2000)<sup>38)</sup>によるモデルを採用した。図 16 に、震源断層の背景領域、及びそれぞれのアスペリティにおける震源時間関数を示す。短周期地震動予測のために改良された震源モデルでは、アスペリティの総面積は断層全体の面積の 11%、アスペリティにおけるすべり変位量は断層全体における平均値の 3.6 倍とした。長周期地震動予測のための震源モデル、短周期地震動予測のための震源モデルともに、破壊は破壊開始点から同心円状に伝播することとし、破壊伝播速度は 3.2km/s とした。

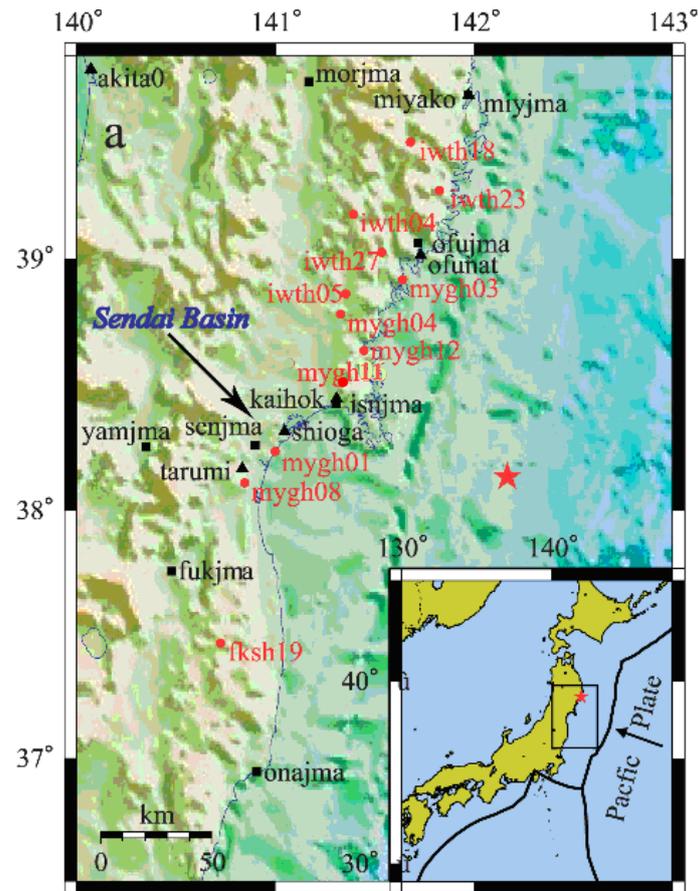


図1 波形インバージョン解析に用いられた近地観測点の位置。黒三角と黒四角は1978年宮城県沖地震の解析に用いた気象庁の観測点とSMACによる観測点、赤丸は2005年宮城県沖の地震の解析に用いたKiK-net観測点を示す(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。

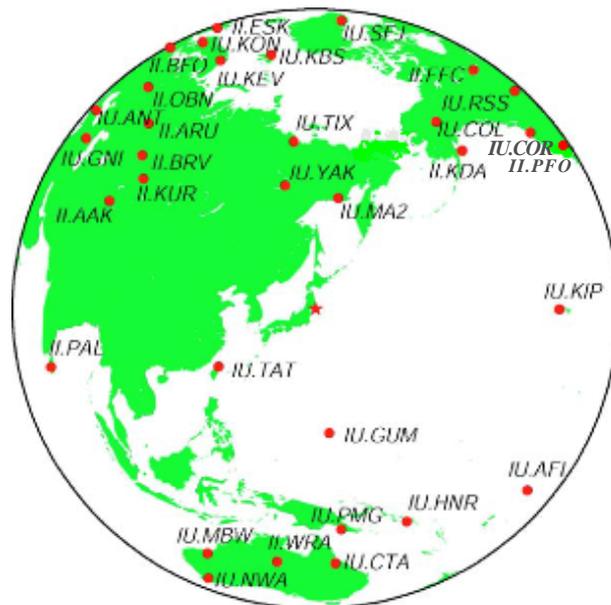


図2 2005年宮城県沖の地震の波形インバージョン解析に用いられた遠地観測点の位置(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。

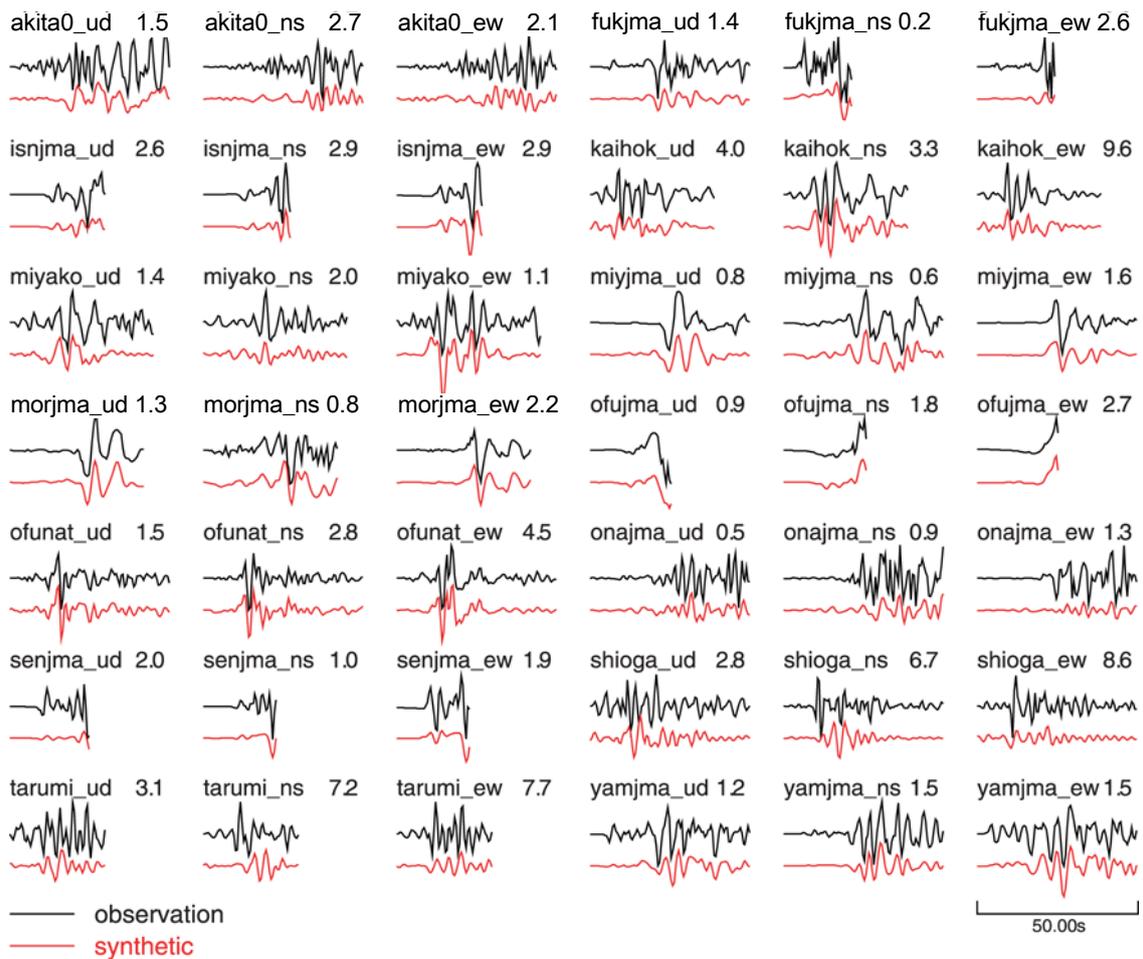


図3 近地観測で得られた1978年宮城県沖地震の波形記録と理論波形。黒線は気象庁及びSMAC観測波形、赤線は求められたすべり分布から計算される理論波形(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。

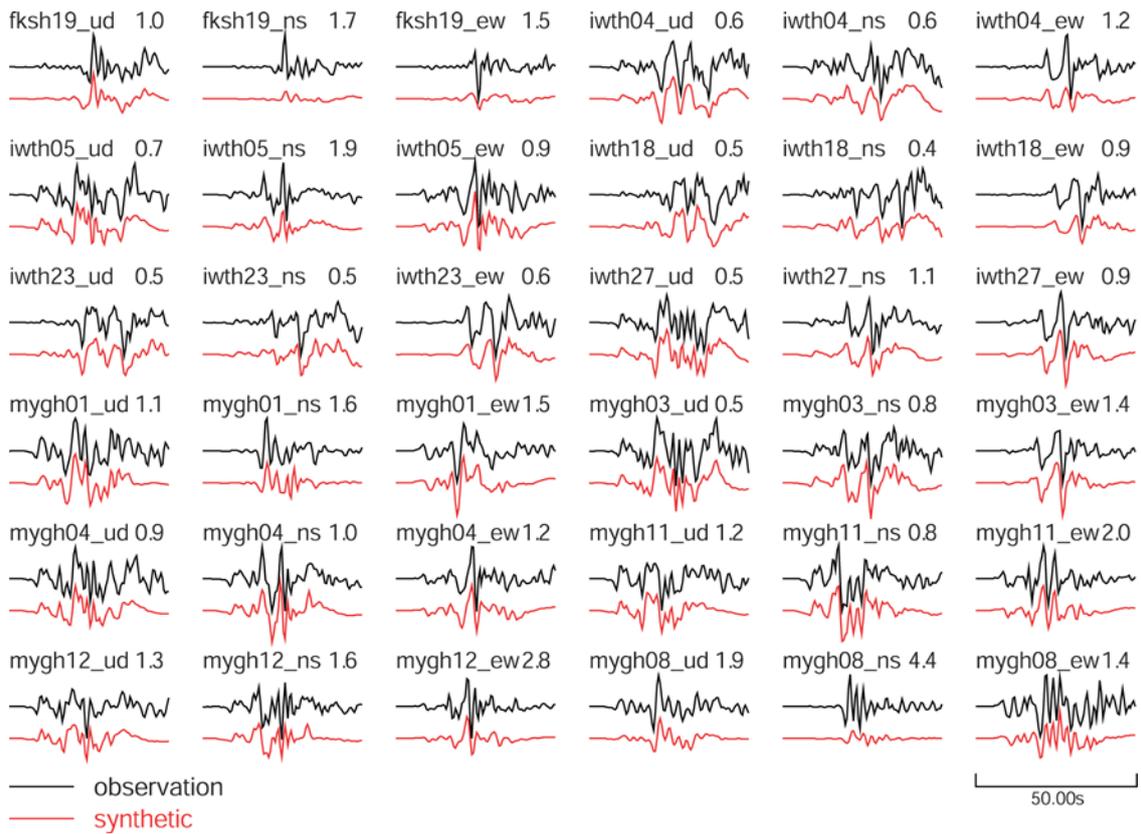


図4 近地観測で得られた2005年宮城県沖の地震の波形記録と理論波形(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。黒線はKiK-net観測波形、赤線は計算波形。

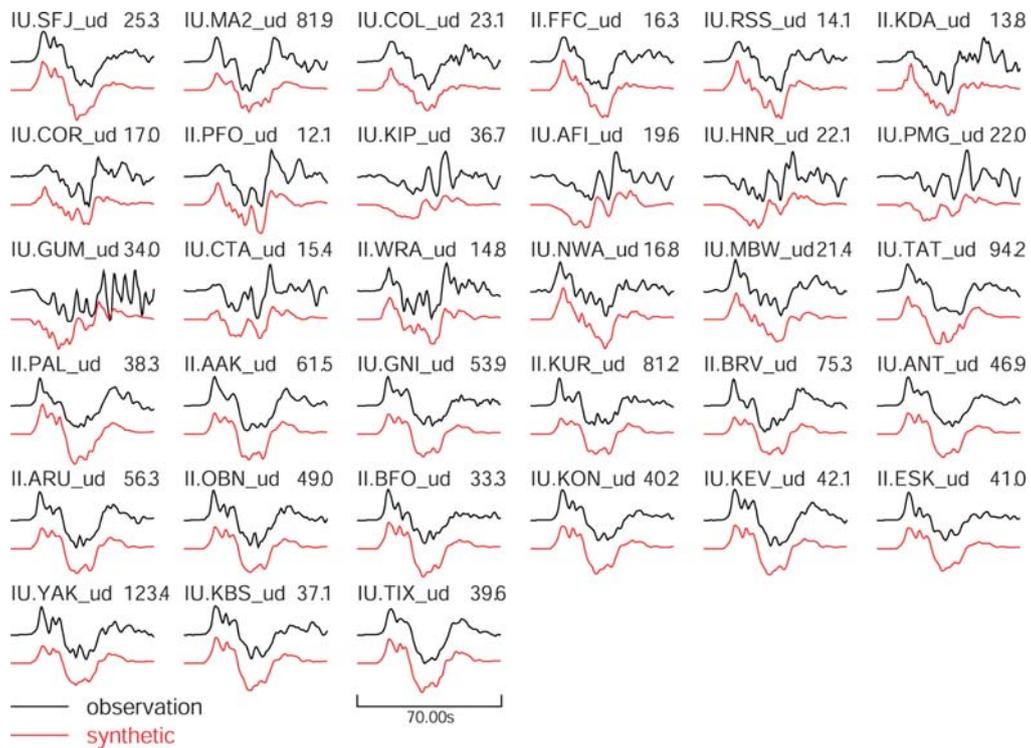


図5 遠地観測点で得られた2005年宮城県沖の地震の波形記録と理論波形(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。黒線はIRIS観測点で得られた観測波形、赤線は計算波形。

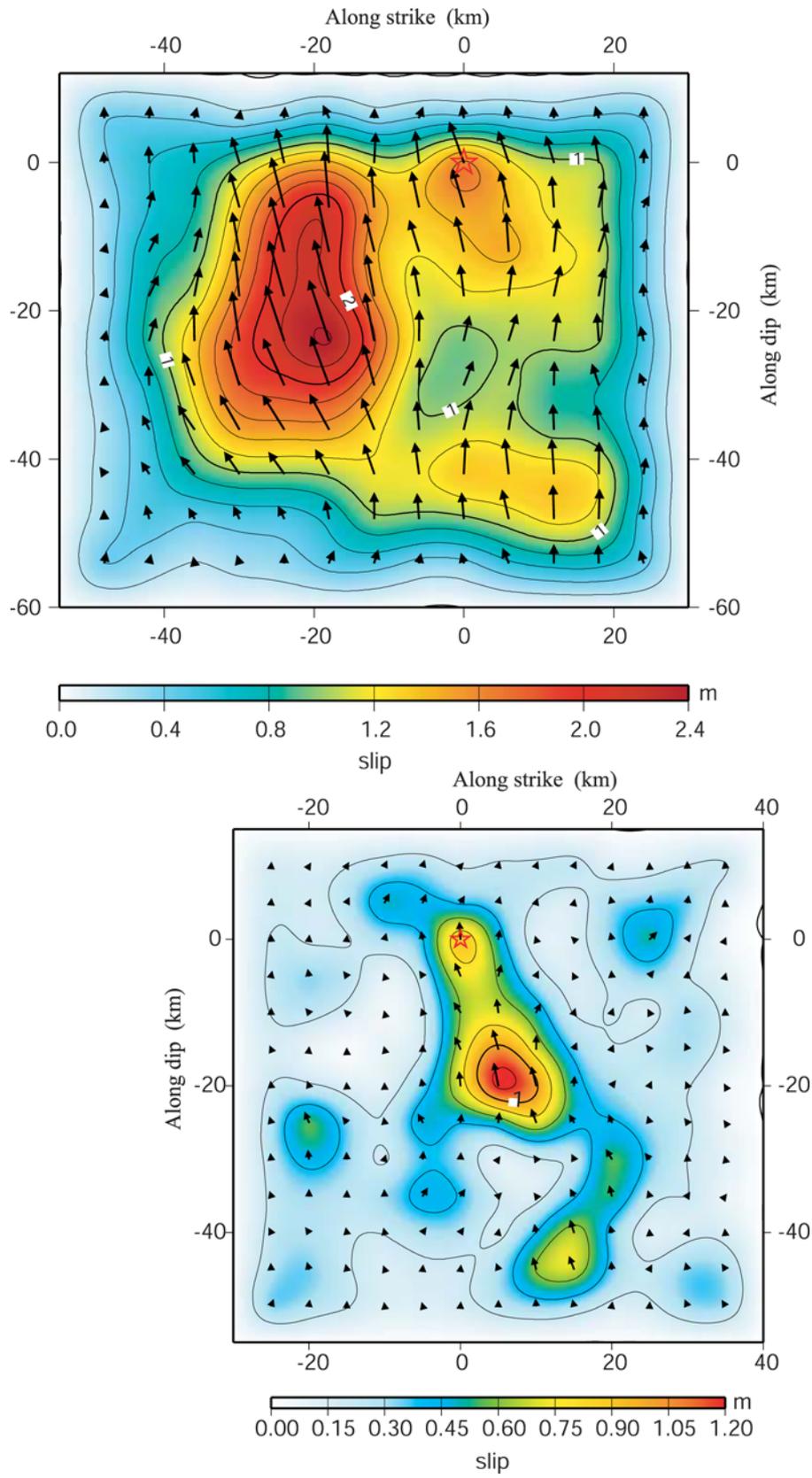


図6 1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震のすべり分布。上段は1978年宮城県沖地震、下段は2005年宮城県沖の地震のすべり分布。断層の走向に沿った位置が一致するように表示されている(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。

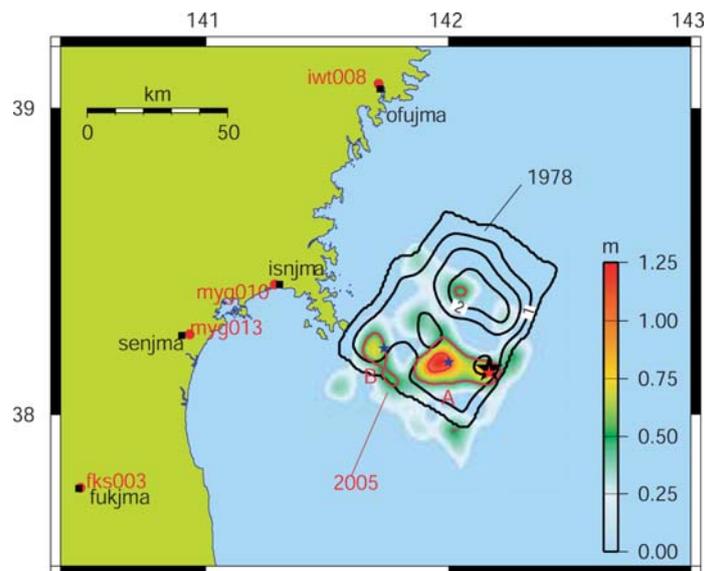


図7 1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の断層すべり分布の比較。すべり分布は、1978年宮城県沖地震はコンターで、2005年宮城県沖の地震は色で表示。

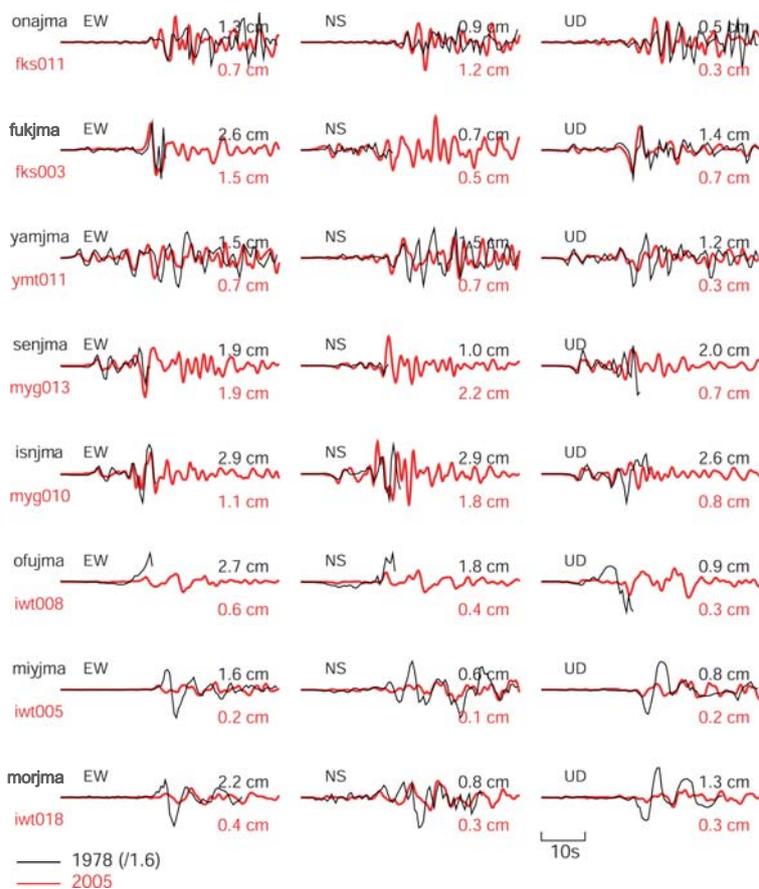


図8 1978年宮城県沖地震(黒線)と2005年宮城県沖の地震(赤線)の観測波形記録の比較。初動からおよそ10数秒間の波形は、震源より南側の観測点において似ていることが認められる(Wu et al., 2008<sup>2)</sup>による)。

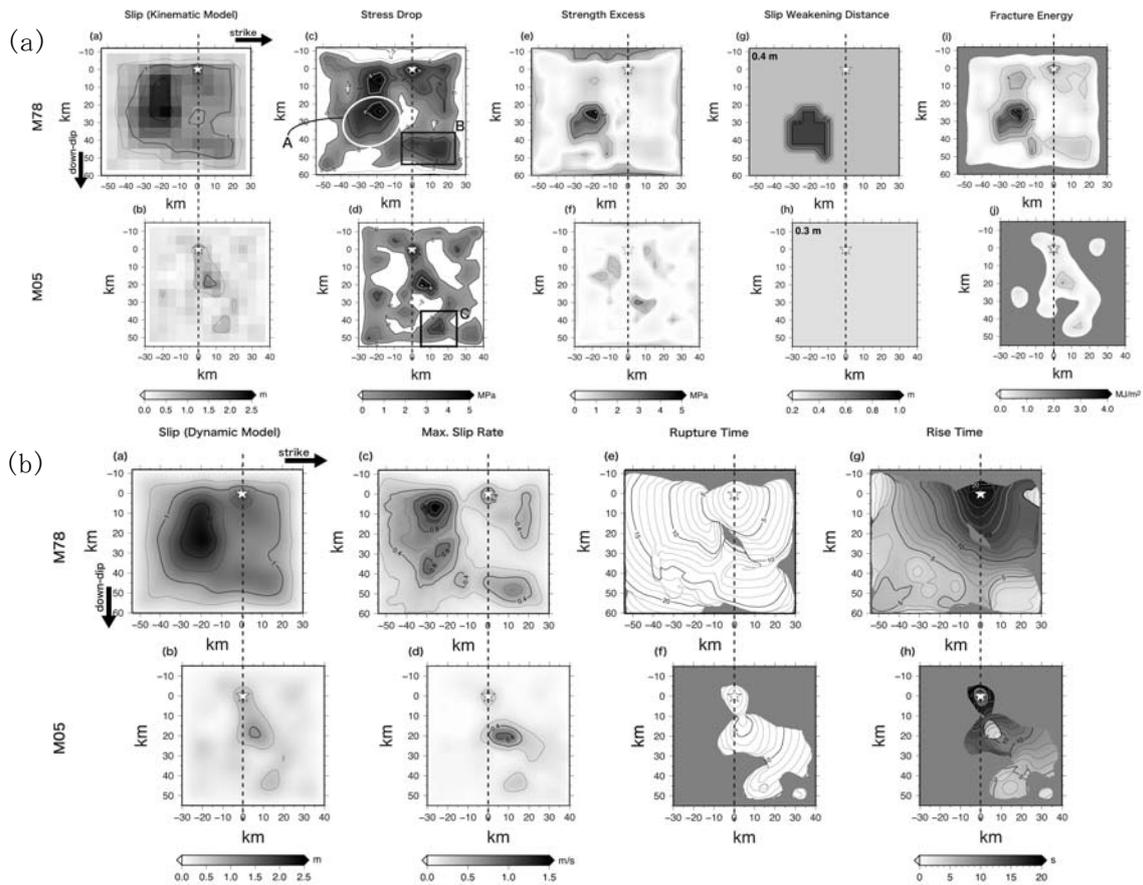


図9 宮城沖地震に対する動力的震源モデルの構築(Kimura et al., 2010<sup>4)</sup>)。上段は1978年宮城県沖地震、下段は2005年宮城県沖の地震。(a)左からすべり量、応力降下量、強度超過、すべり弱化距離、破壊エネルギー。(b)左からすべり量、最大すべり速度、破壊開始時刻、ライズタイム。図中☆印は破壊開始点。

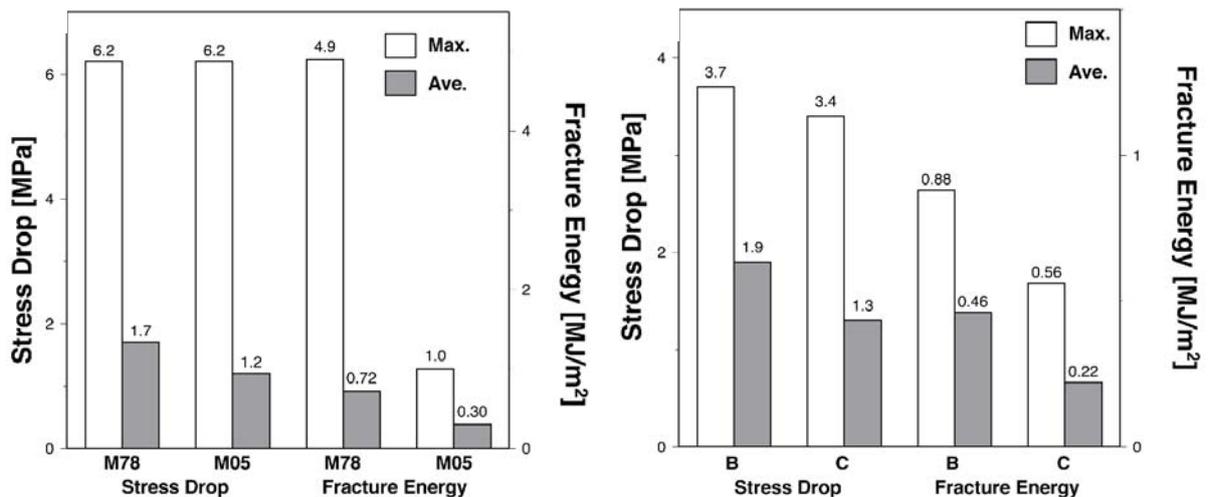


図10 宮城県沖地震の応力降下量と破壊エネルギー (Kimura et al., 2010<sup>4)</sup>)。1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の比較。左は震源断層全体について、右はアスペリティのみの場合。

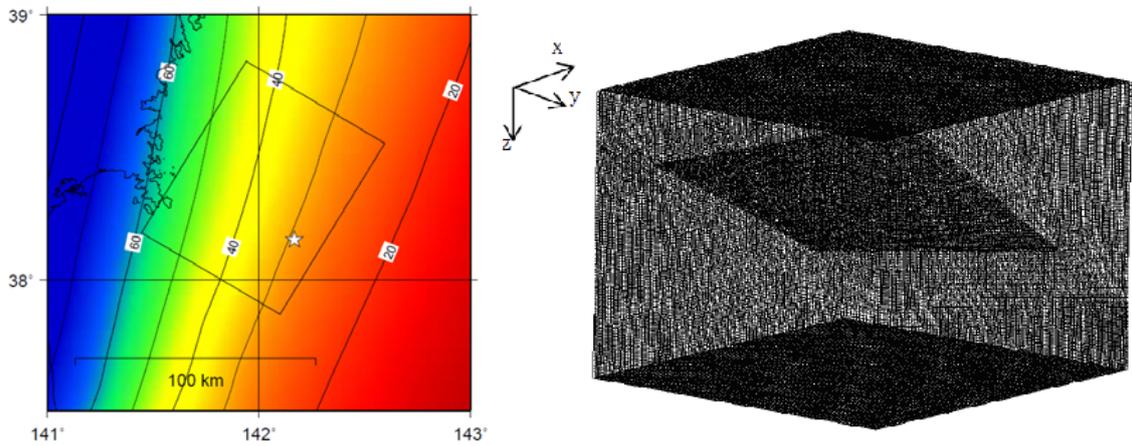


図 11 左図は、動的シミュレーションのための宮城県沖地震のモデル化領域。☆印は 1978 年宮城県沖地震の破壊開始点。コンターは馬場・他(2006)<sup>4)</sup>に基づく太平洋プレートの深度(単位は km)。右図は、生成された宮城県沖地震の有限要素法による動的シミュレーション用のメッシュ。x 方向に 134 km、y 方向に 122 km、z 方向に 95 km の領域を約 200 m の格子に分割している。色の濃い部分は、断層面上の二重接点を示す。

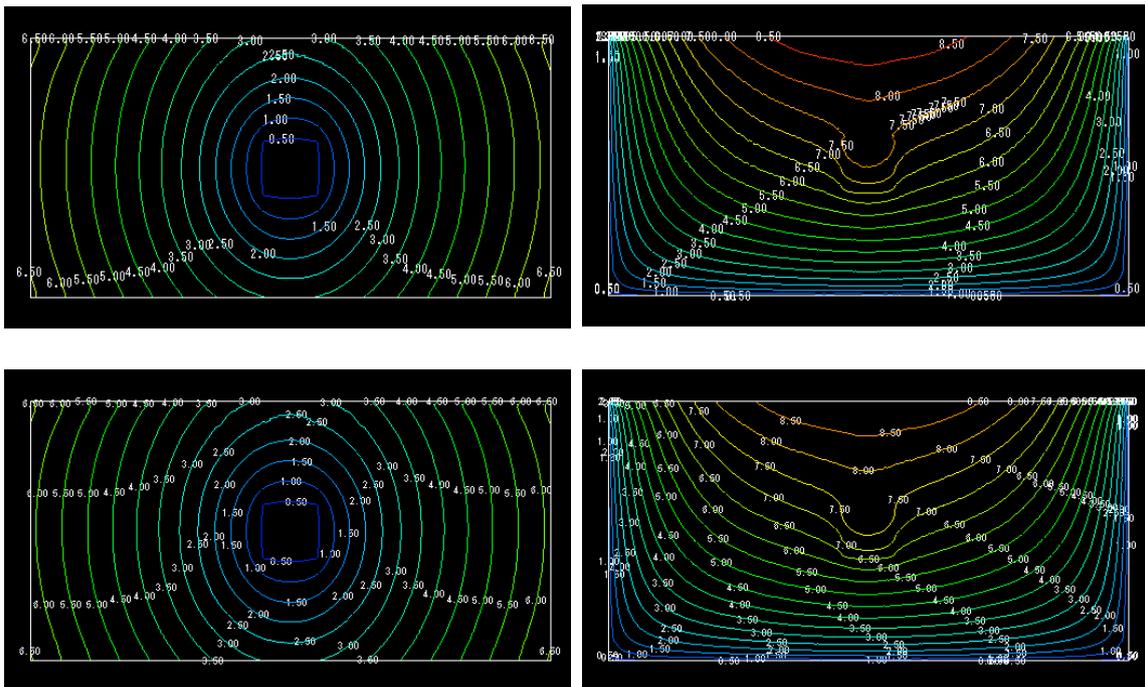


図 12 地表を切る鉛直縦ずれ断層に対する任意形状要素(上)とボクセル要素(下)の場合の動的破壊シミュレーションの結果。左は破壊時刻(秒)、右はすべり量(m)の分布を示す。

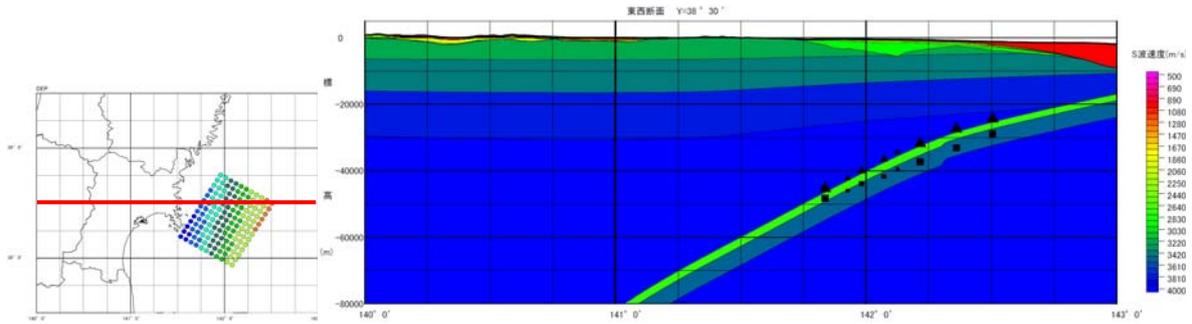


図 13(a) 1978 年宮城県沖地震の震源断層位置（北緯 38 度 30 分の断面）。■は逆解析モデル (Wu et al., 2008<sup>2)</sup>)、▲はプレートモデル。背景色は地下構造モデル。

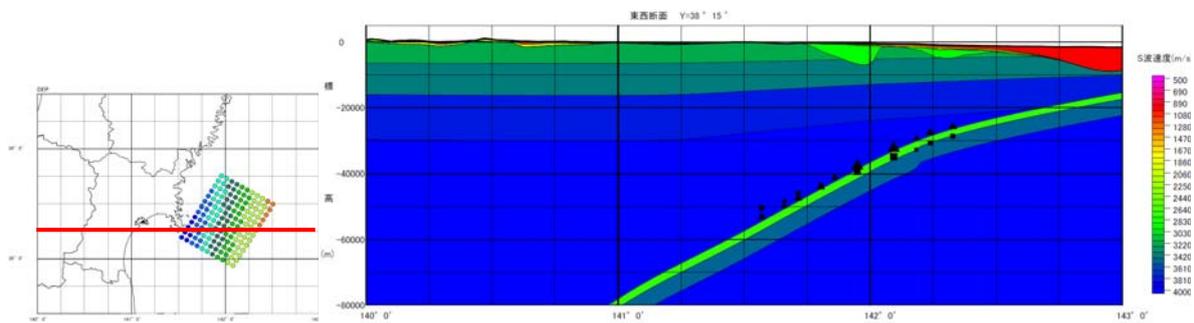


図 13(b) 1978 年宮城県沖地震の震源断層位置（北緯 38 度 15 分の断面）。■は逆解析モデル (Wu et al., 2008<sup>2)</sup>)、▲はプレートモデル。背景色は地下構造モデル。

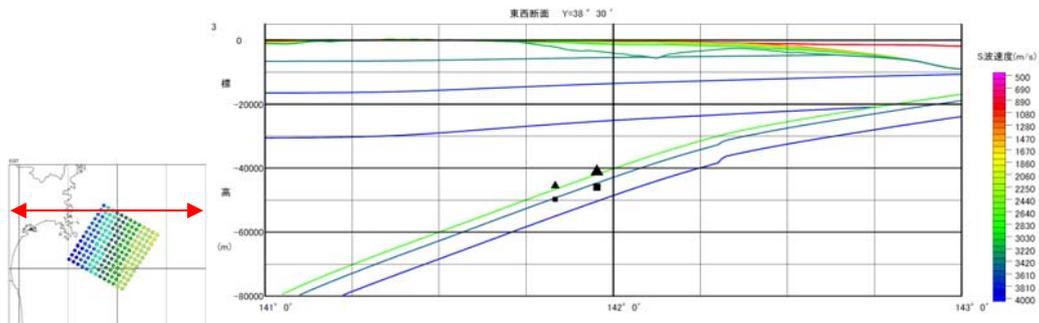


図 13(c) 2005 年宮城県沖の地震の震源断層位置（北緯 38 度 30 分の断面）。■は逆解析モデル (Wu et al., 2008<sup>2)</sup>)、▲はプレートモデル。コンターは地下構造モデル。

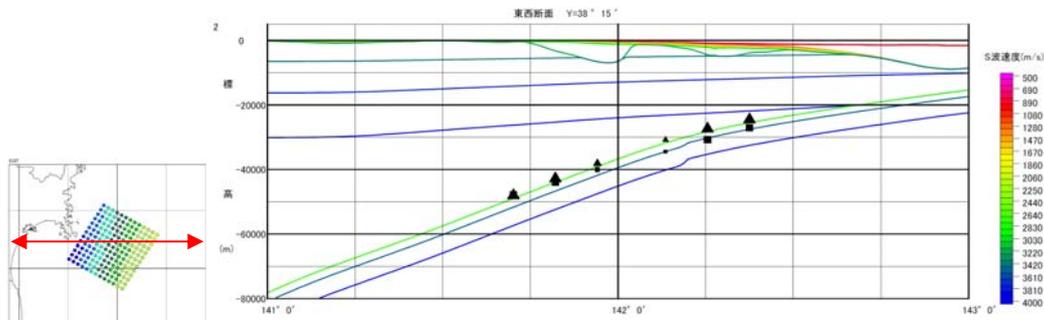


図 13(d) 2005 年宮城県沖の地震の震源断層位置（北緯 38 度 15 分の断面）。■は逆解析モデル (Wu et al., 2008<sup>2)</sup>)、▲はプレートモデル。コンターは地下構造モデル。

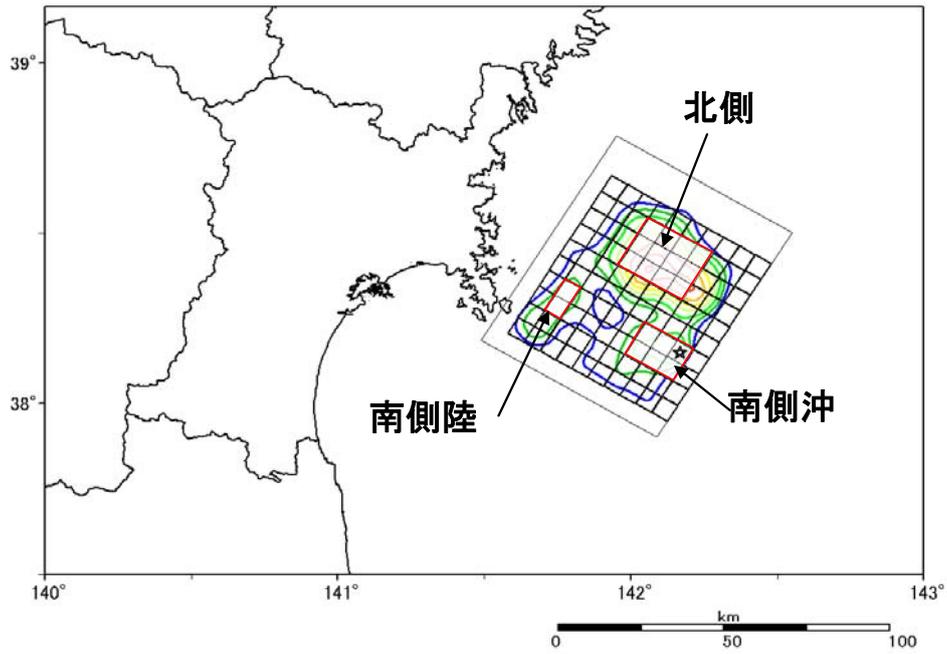


図 14 想定宮城県沖地震の特性化震源モデル。コンターは Wu et al. (2008)<sup>2)</sup>による最終すべり量分布。最終すべり量の大きい震源断層の北側、南側沖、及び南側陸の3箇所の領域をアスペリティとしている。

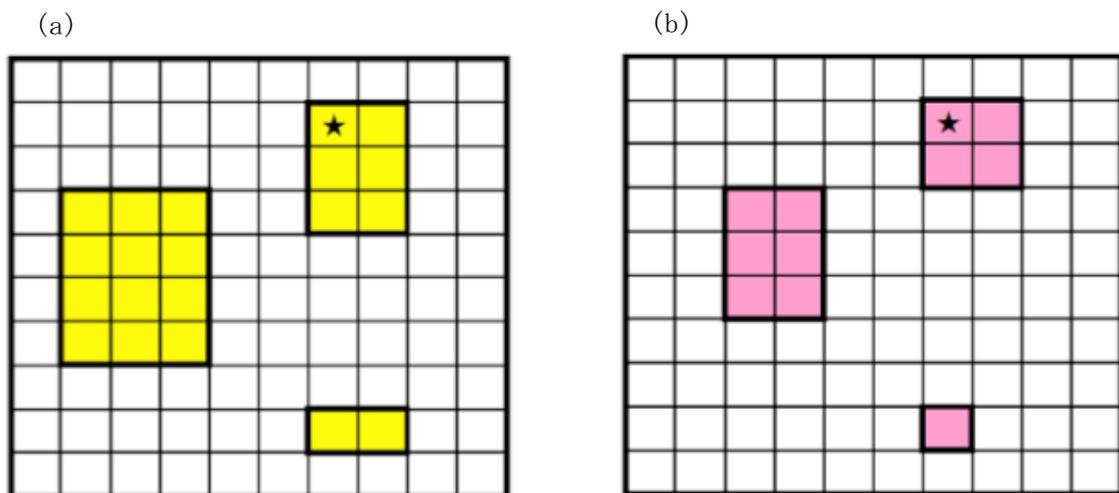


図 15 (a)長周期地震動予測に用いた特性化震源モデル。(b)短周期震源として改良された特性化震源モデル。図の横軸右に向かって断層の走行方向、縦軸下に向かって傾斜方向。★は破壊開始点。

表 1 (a) 1978 年宮城県沖地震の長周期地震動予測のための特性化震源モデル。

巨視的断層パラメタ		強震動生成域の微視的断層パラメタ	
断層形状	矩形	強震動生成域個数	3個
断層深さ	プレート面-1km	総面積 $S_a$	720(=0.20 $S$ ) $\text{km}^2$
破壊開始点東経	142.167°	個々の面積	432, 216, 72 $\text{km}^2$
破壊開始点北緯	38.150°	平均すべり量	2.42(=2.2 $D$ )m
破壊開始点深さ	30km	地震モーメント	1.11 × 10 <sup>20</sup> Nm
走向	211° を投影	応力降下量	15.6MPa(= $\Delta\sigma_c S/S_a$ )
傾斜	22° を投影	ライズタイム	2.81, 1.88, 0.94s
すべり角	90°	背景領域の微視的断層パラメタ	
断層面積 $S$	3600 $\text{km}^2$	面積	2880 $\text{km}^2$
平均すべり量 $D$	1.21m	平均すべり量	0.905m
地震モーメント	2.77 × 10 <sup>20</sup> Nm	地震モーメント	1.66 × 10 <sup>20</sup> Nm
$M_w$	7.6	実効応力	3.12MPa(=0.11 $\Delta\sigma_c$ )
応力降下量 $\Delta\sigma_c$	3.12MPa	ライズタイム	9.38s
破壊伝播のパラメタ		強震動生成域及び背景領域共通の微視的パラメタ	
破壊伝播様式	同心円状	$f_{\max}$	6Hz
破壊伝播速度	3.2km/s	震源時間関数	中村・宮武(2000) <sup>38)</sup>

表 1 (b) 1978 年宮城県沖地震の短周期地震動予測のための特性化震源モデル。

巨視的断層パラメタ		強震動生成域の微視的断層パラメタ	
断層形状	矩形	強震動生成域個数	3個
断層深さ	プレート面-1km	総面積 $S_a$	396(=0.11 $S$ ) $\text{km}^2$
破壊開始点東経	142.167°	個々の面積	216, 144, 36 $\text{km}^2$
破壊開始点北緯	38.150°	平均すべり量	4.40(=3.6 $D$ )m
破壊開始点深さ	30km	地震モーメント	1.11 × 10 <sup>20</sup> Nm
走向	211° を投影	応力降下量	28.4MPa(= $\Delta\sigma_c S/S_a$ )
傾斜	22° を投影	ライズタイム	1.88, 1.88, 0.94s
すべり角	90°	背景領域の微視的断層パラメタ	
断層面積 $S$	3600 $\text{km}^2$	面積	3204 $\text{km}^2$
平均すべり量 $D$	1.21m	平均すべり量	0.813m
地震モーメント	2.77 × 10 <sup>20</sup> Nm	地震モーメント	1.66 × 10 <sup>20</sup> Nm
$M_w$	7.6	実効応力	3.12MPa(=0.11 $\Delta\sigma_c$ )
応力降下量 $\Delta\sigma_c$	3.12MPa	ライズタイム	9.38s
破壊伝播のパラメタ		強震動生成域及び背景領域共通の微視的パラメタ	
破壊伝播様式	同心円状	$f_{\max}$	6Hz
破壊伝播速度	3.2km/s		

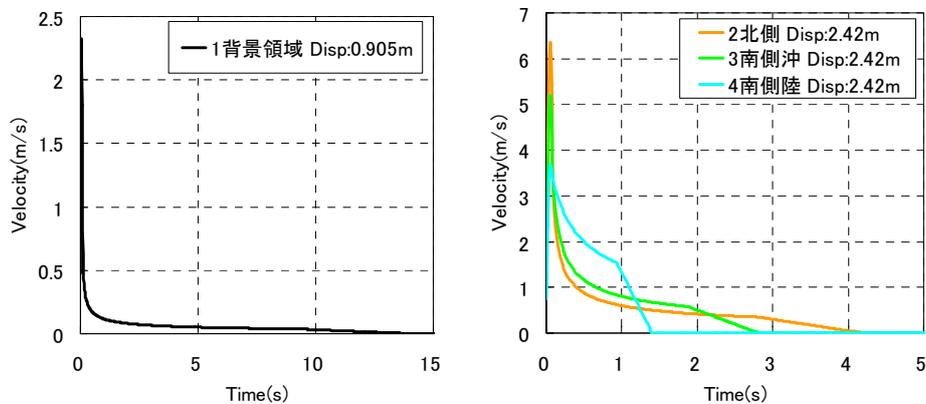


図 16 1978 年宮城県沖地震の特性化震源モデルのすべり時間関数。

## 2) 地下構造モデルの構築

本研究では、Koketsu et al. (2009)<sup>7)</sup>による地下構造モデル構築のための標準化手法に従って、初めに収集した物理探査データ、ボーリングデータ及び地質断面図を整理し、平面的に補間して0次地下構造モデルを構築した。次に、自然地震の観測記録を用いてR/Vスペクトル比のピーク周期により0.5次モデルに修正し、また、走時の観測値を用いて地震基盤以深のP波及びS波速度を調整した。最後に、中小地震から得られた観測波形の再現計算により地下構造モデルを高度化し1次地下構造モデルを構築した。

まず、0次地下構造モデルを構築した際に用いた物理探査等の調査実施位置を図17に示す。図18にはボーリング柱状図の例を示す。図19には想定地質断面図を示す。宮城県(2005)<sup>8)</sup>及び高井・他(1995)<sup>27)</sup>を参考にして、速度層区分と各層のP波及びS波速度を設定した。反射法探査データの解析結果、ボーリング柱状図、及び地質断面図からそれぞれの地点での各速度層の境界深さを得た。これらの速度層の境界深さを補間することにより0次地下構造を三次元的にモデル化した。上記のようにして構築された0次地下構造モデルにおける各層の上面深さの分布を図20(a)～(f)に示す。

次に、自然地震の観測記録から得られたR/Vスペクトル比のピーク周期と、0次地下構造モデルから計算されるR/Vスペクトル比のピーク周期が一致するように、地震基盤より浅い各層の厚さを修正し、0.5次地下構造モデルを構築した。図21にR/Vスペクトル比解析に用いた地震の震央位置、図22に各観測点のR/Vスペクトル比のピーク周期を示す。図23(a)～(d)に、宮城県内のK-NET、KiK-net観測点、宮城県震度観測点、及び気象庁観測点で求められたR/Vスペクトル比及びそのピーク周期をそれぞれ示す。図22に示されるように、R/Vスペクトル比のピーク周期は、北上山地や阿武隈山地等の硬い地盤が地表付近まで顕れていると予想される地域では小さく、宮城平野や山形盆地、会津盆地等の柔らかい堆積層が地震基盤の上を厚く覆っていると予想される地域では大きな値となっている。このように、R/Vスペクトル比のピーク周期は地表付近の地盤の特性をモデル化するための情報を与えている。モデルから計算されるピーク周期が観測値より小さい場合は、各層の厚さの比を保持したまま厚さを増加し(図24(a))、計算値が観測値より大きい場合は層厚を減少した(図24(b))。各層の速度は修正後も修正前と同一とした。

層厚を調整された地下構造モデルを用いて、表2に示された地震に対して速度波形の再現計算を行い、S波及び後続波の計算速度振幅と観測速度振幅を比較した。再現計算は差分法を用いた。差分法の諸条件は表3に示されている。S波及び後続波の計算速度振幅が過大評価あるいは過小評価となっている場合は、速度振幅及びスペクトル振幅が観測値と一致するように各層の厚さを変更することにより調整した。地下構造モデルを用いて計算されたR/Vスペクトル比のピーク周期が観測R/Vスペクトル比のピーク周期と一致していても、計算される波形の速度振幅が観測された速度振幅より小さい場合は、ピーク周期を変化させずに振幅が増幅されるように表層の層厚のみを増加した(図24(c))。R/Vスペクトル比のピーク周期及び中小地震から得られた観測記録の再現計算により、S波主要部分及び後続波の速度振幅に大きな影響を与える地震基盤以浅の層構造モデルを調整したことにより、地震動伝播シミュレーションの精度向上が達成される。

地震基盤より深い上部地殻、下部地殻、上部マントル最上部のP波及びS波速度につ

いては、1999年11月15日に宮城県沖の深さ46kmにおいて発生したMw 5.6の地震を用いて、地下構造モデルから三次元レイトレーシング法で計算される走時による見かけ速度が、観測記録から読み取られたP波及びS波走時による見かけ速度と一致するように修正した。0次モデルにおける値に対して、P波速度は96%、S波速度は97%とした。図25(a)にP波について計算値と観測見かけ速度との比較、図25(b)にS波についての比較を示す。図に示されるように、宮城県沖地震の震源域と仙台圏及びその周辺地域を含む領域の地震基盤より深い地下構造特性が、初期モデルに比較して精度よくモデル化された。

上述のように修正した地下構造モデルを、2005年宮城県沖の地震の再現計算による速度波形を観測記録と比較することによりさらに微調整した。観測点間の層境界深さの調整には、重力ブーゲー異常データを参照した。図26に、各層の層厚の調整によるR/Vスペクトル比及び速度波形の変化の様子を示す。図27(a)及び27(b)に1次地下構造モデルと0.5次地下構造モデルを用いた場合の計算波形と観測波形との比較を示す。R/Vスペクトル比のピーク周期を用いて調整された0.5次地下構造モデルと比較して、観測記録の再現計算によりさらに調整された1次地下構造モデルに基づく計算波形は、S波主要部及び後続波の特性をより忠実に再現していることが示されている。

以上の調整により、強震動予測のための1次地下構造モデルが構築された。図28(a)～(f)に1次地下構造モデルにおける地震基盤までの各層の上面深さの分布を、図29(a)～(f)に1次地下構造モデルと0次地下構造モデルとの差を示す。図に示されているように、硬い岩石が地表付近までせり出している単純な構造を特徴とする北上山地や阿武隈山地に比較すると、堆積層が厚く分布し複雑な構造を特徴とする仙台平野、山形盆地、会津盆地等で速度境界深さの調整量が大きい。物理探査データやボーリングデータを用いて得られた0次地下構造モデルに対して、自然地震の観測記録を用いた解析により、1次地下構造モデルでは速度境界の深さが有効に調整されていることがわかる。図30(a)～(f)には上部・下部地殻及びマントルの上面深さ分布を示す。得られた1次地下構造モデルを用いて、1978年宮城県沖地震の再現計算を実施した。図31(a)～(d)に結果を示す。計算された波形は、それぞれの観測点における観測波形の特徴をよく再現している。



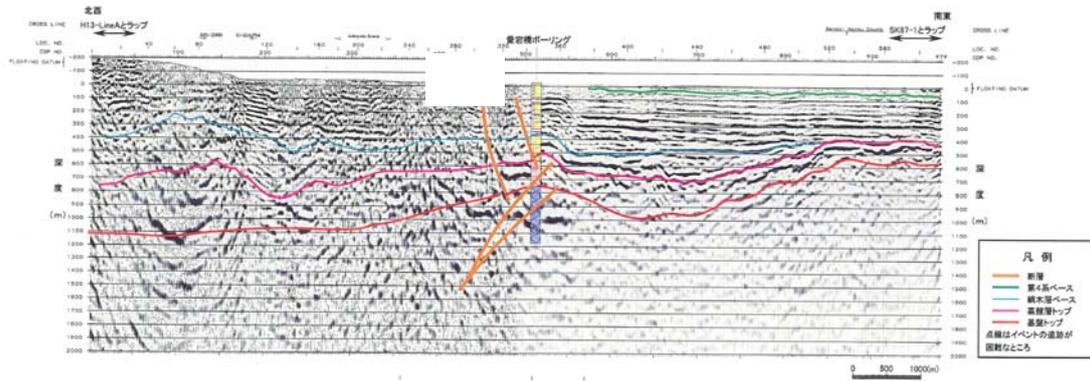


図 19 想定地質断面図（宮城県，2005<sup>8)</sup>）。

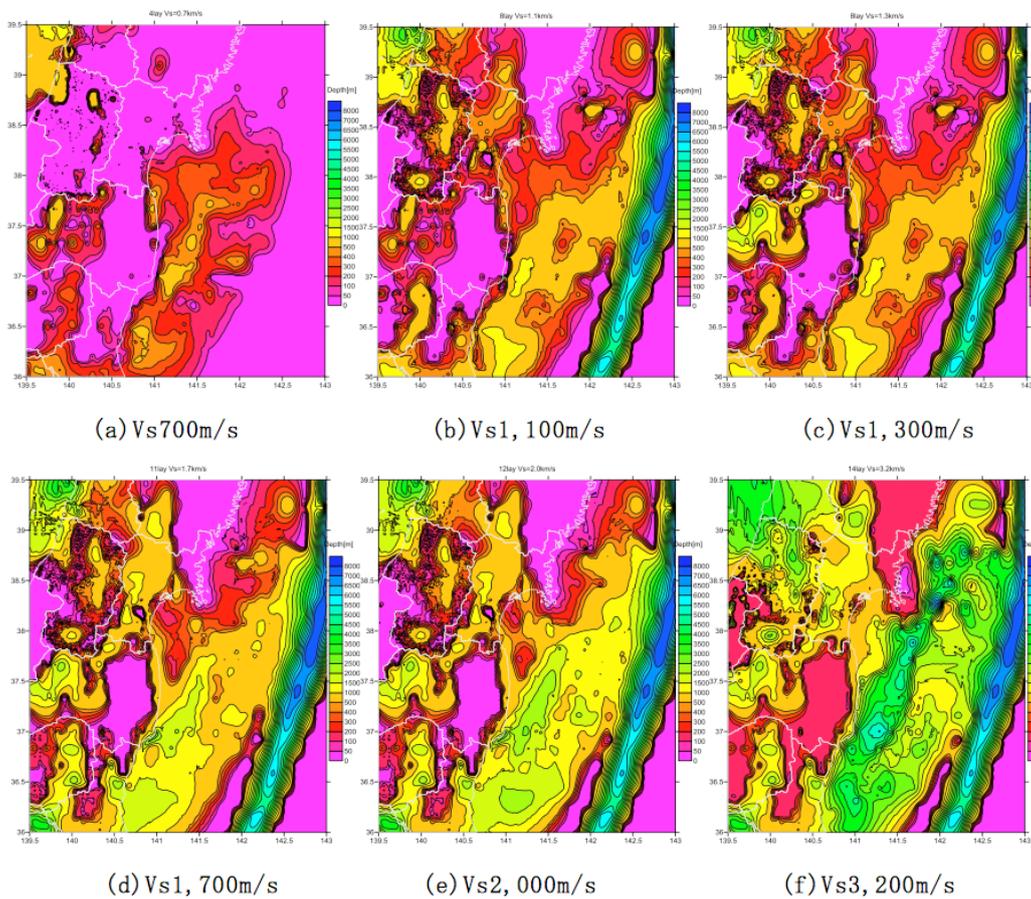


図 20 探査データから構築した0次地下構造モデル。

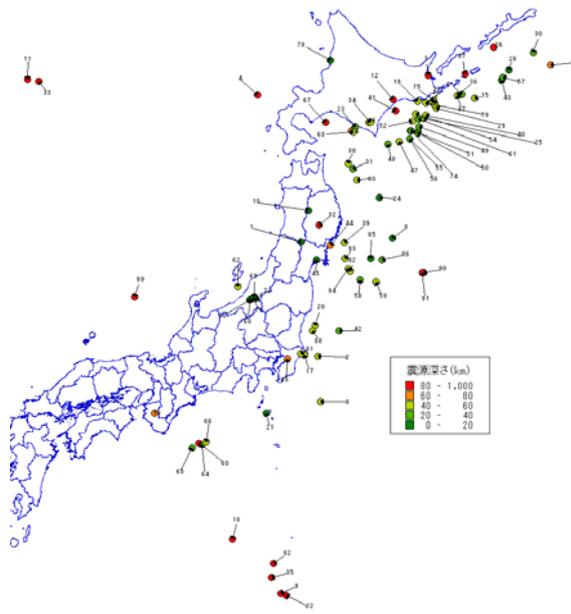


図 21 R/V スペクトル比の解析に用いた地震の震央位置。

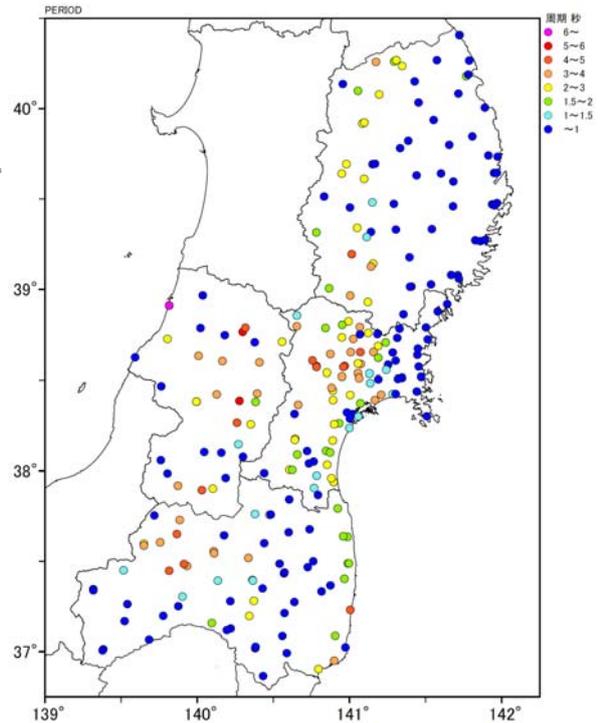


図 22 R/V スペクトル比の解析から得られたピーク周期の分布。

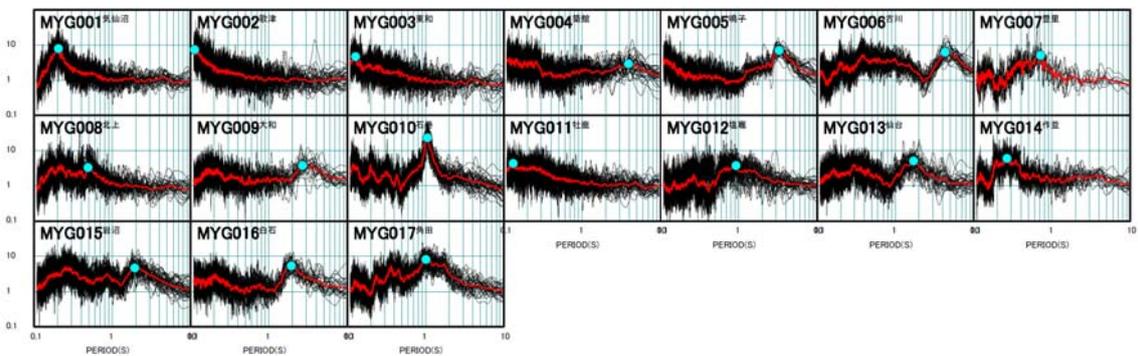


図 23(a) 宮城県内 K-NET 観測点の R/V スペクトル比とピーク周期。黒線は各地震のスペクトル比、赤線は平均、●はピーク周期。

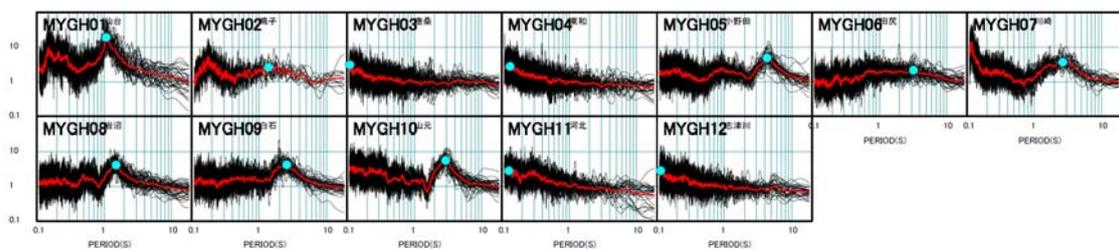


図 23(b) 宮城県内 KiK-net 観測点の R/V スペクトル比とピーク周期。黒線は各地震のスペクトル比、赤線は平均、●はピーク周期。

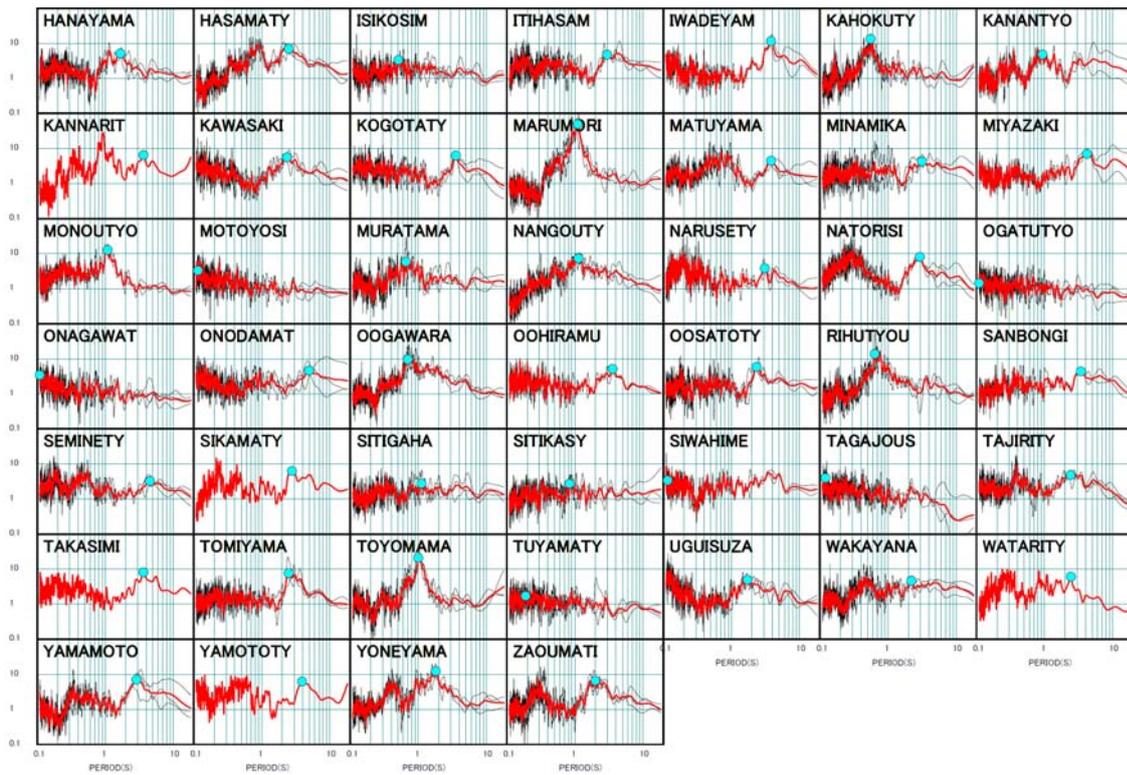


図 23(c) 宮城県震度観測点の R/V スペクトル比とピーク周期。黒線は各地震のスペクトル比、赤線は平均、●はピーク周期。

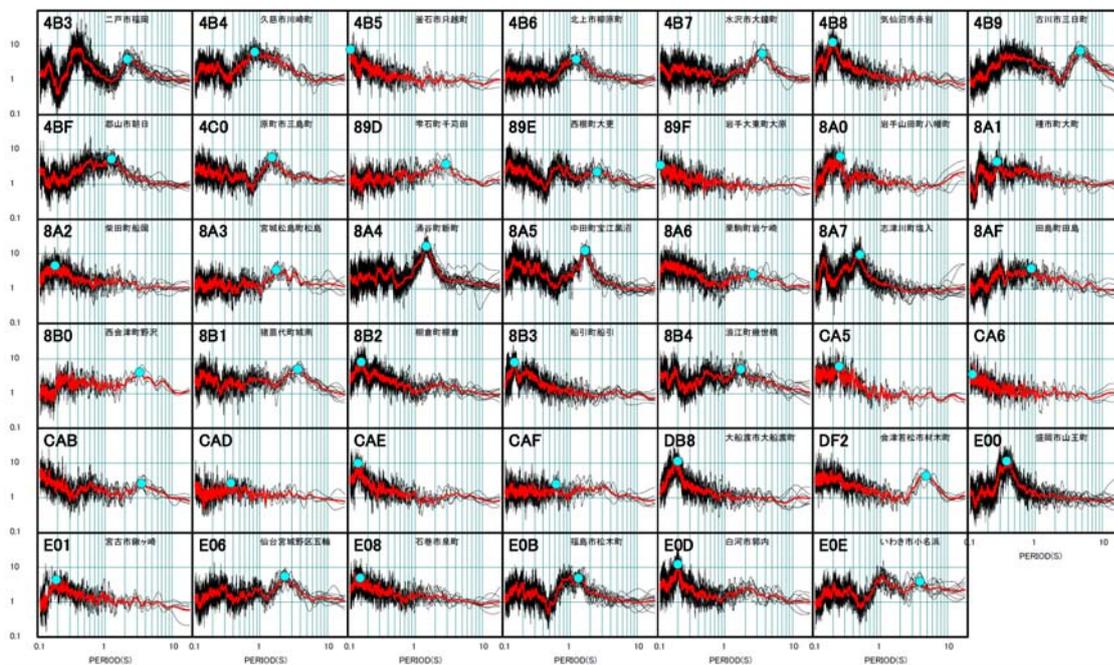


図 23(d) 気象庁観測点の R/V スペクトル比とピーク周期。黒線は各地震のスペクトル比、赤線は平均、●はピーク周期。

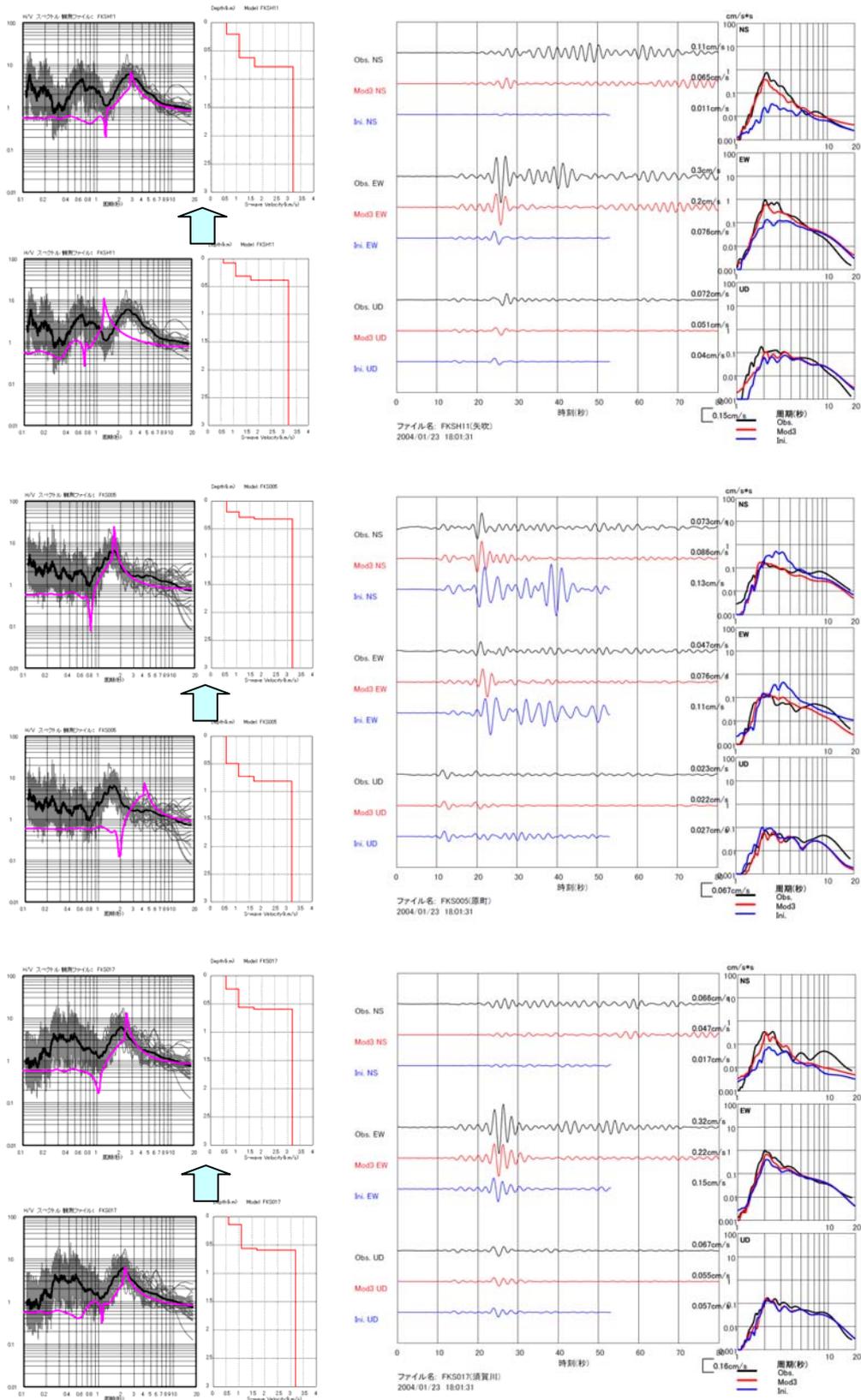


図 24 R/V スペクトル比による 0 次地下構造モデルの修正。上段は (a) 層厚を増加、中  
 断は (b) 層厚を減少、下段は (c) 表層の層厚のみ増加。

表2 再現計算の対象とした地震の緒元。

	発震時刻震央	経度	緯度	深さ	走向	傾斜	すべり角	M <sub>0</sub> (F <sub>net</sub> )	ライズ タイム
Eq4 Mw 5.6	1999/11/15 10:34:35 宮城県沖	142.428°	38.320°	46km 地震年報	4° 194°	57° 18°	81° 105°	2.89Nm ×10 <sup>17</sup>	1s
Eq3 Mw 5.3	2004/01/23 18:01:31 福島県沖	141.127°	37.262°	66km (気象庁HP)	204°	67°	91°	1.01Nm ×10 <sup>17</sup>	1s

表3 再現計算に用いた差分法の諸条件

格子配置	応力-速度スタッガードグリッド Virieux(1986) <sup>39)</sup>
計算精度	時間2次 空間4次 Levander(1988) <sup>40)</sup>
震源の導入	モーメントテンソルを等価な体積力として表現 する方法 Graves(1996) <sup>41)</sup>
吸収境界条件	Cerjan(1985) <sup>42)</sup> による。厚さ20格子
粘弾性条件	バリアブルメモリによる Robertsson(1994) <sup>43)</sup> 基準周期4秒

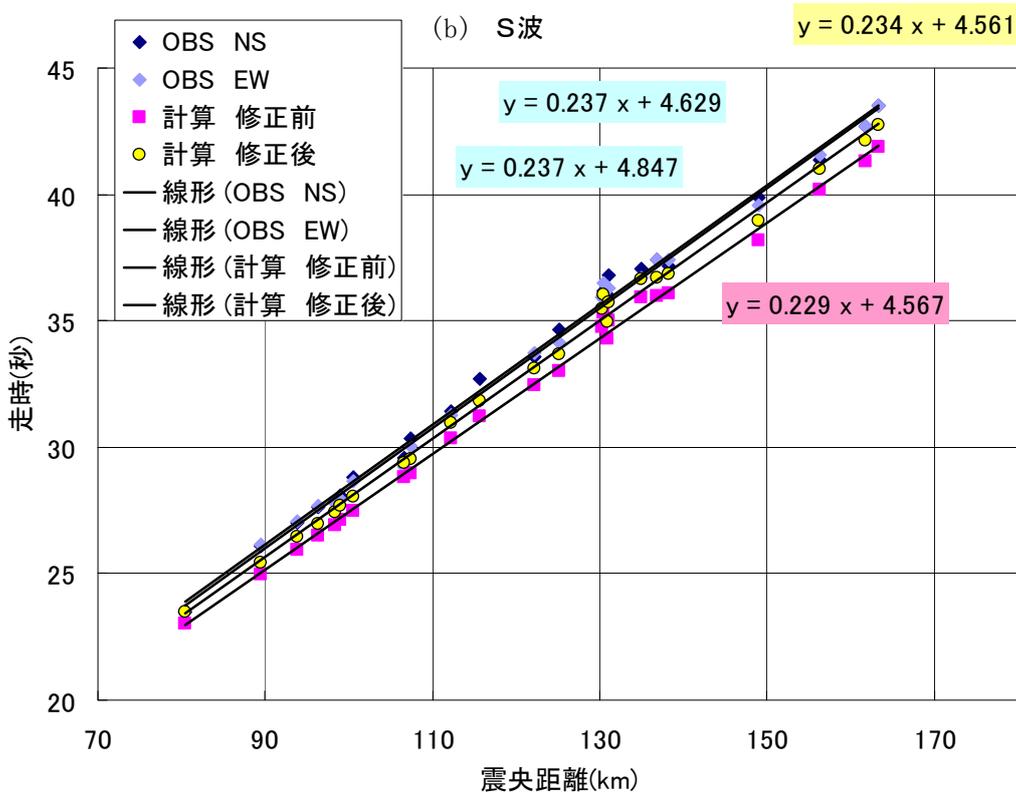
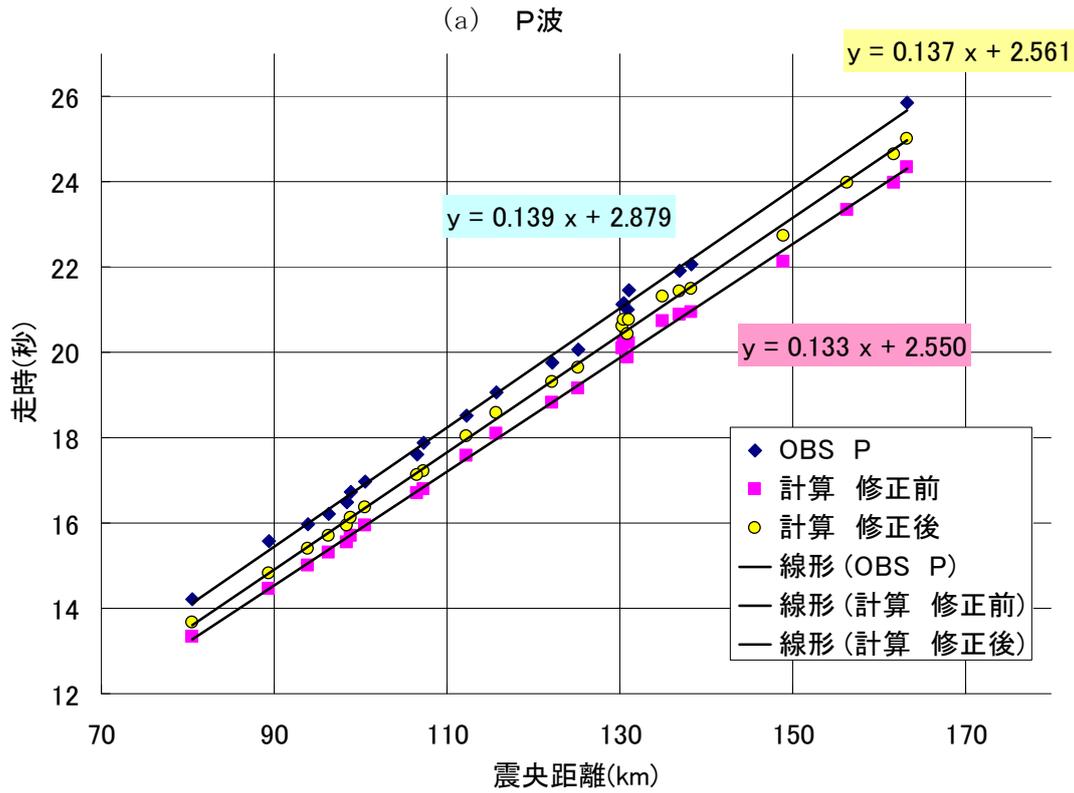


図 25 見かけ速度を用いた地下構造モデルの修正。(a)はP波についての結果。(b)はS波についての結果。

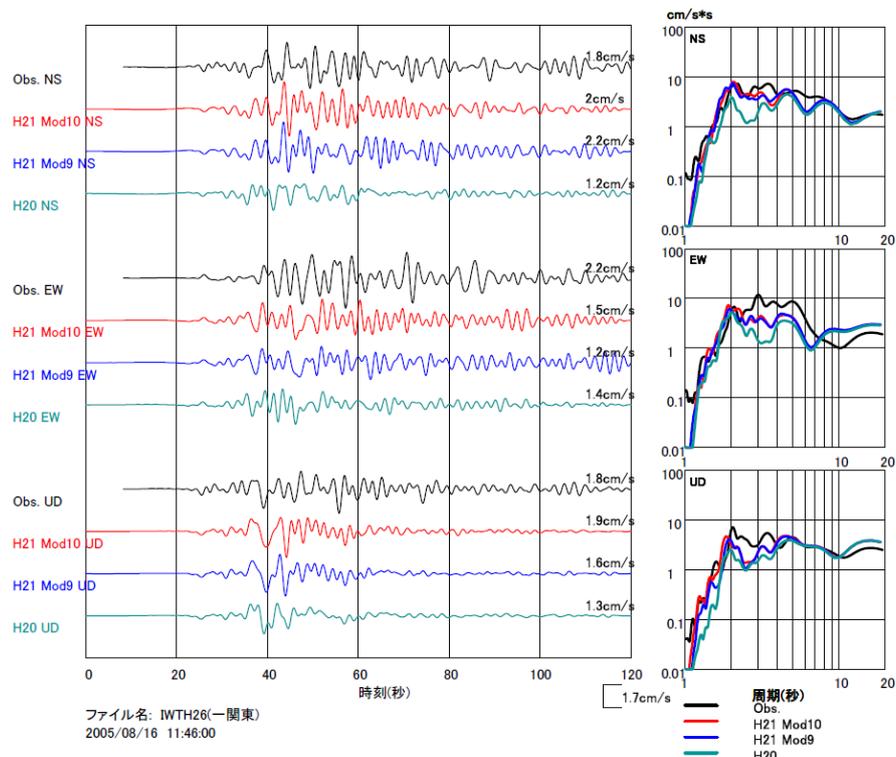
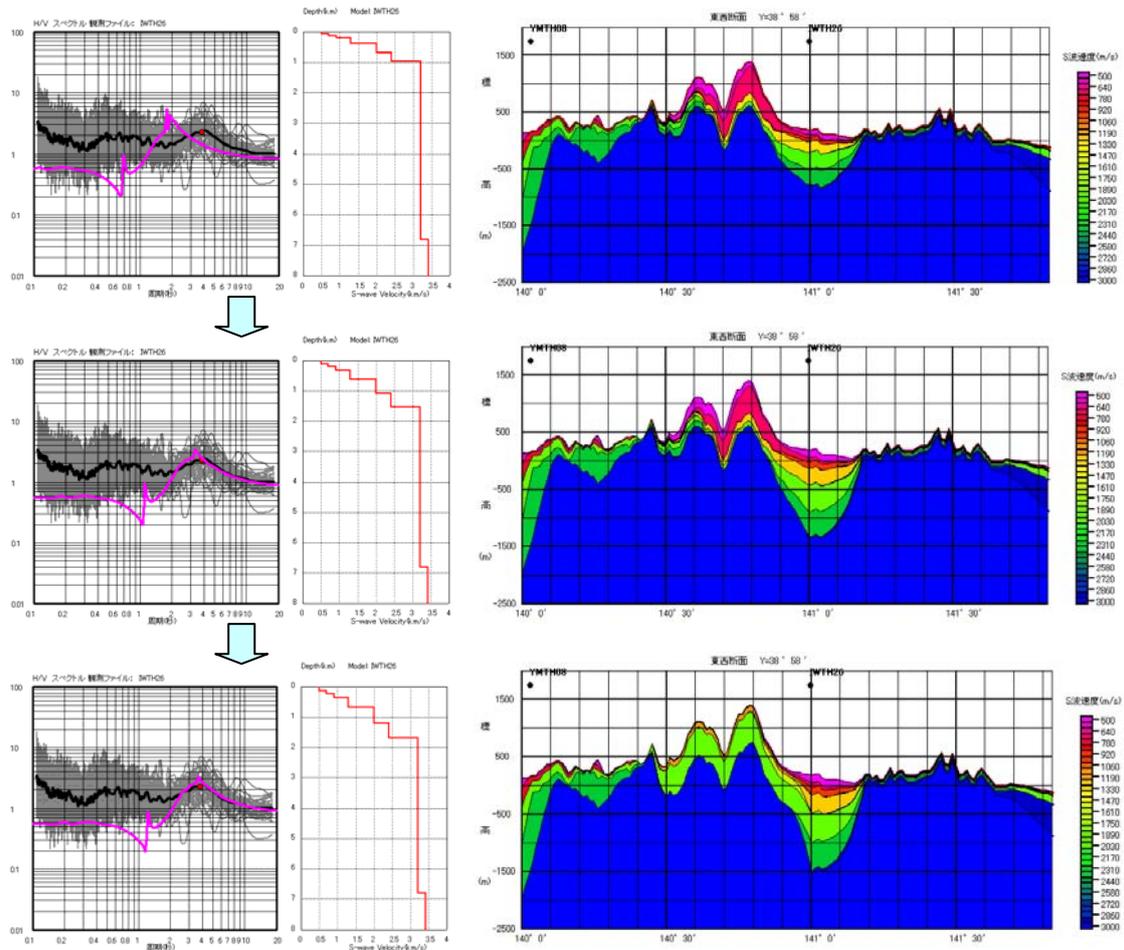


図 26 波形再現計算による地下構造モデルの微修正。

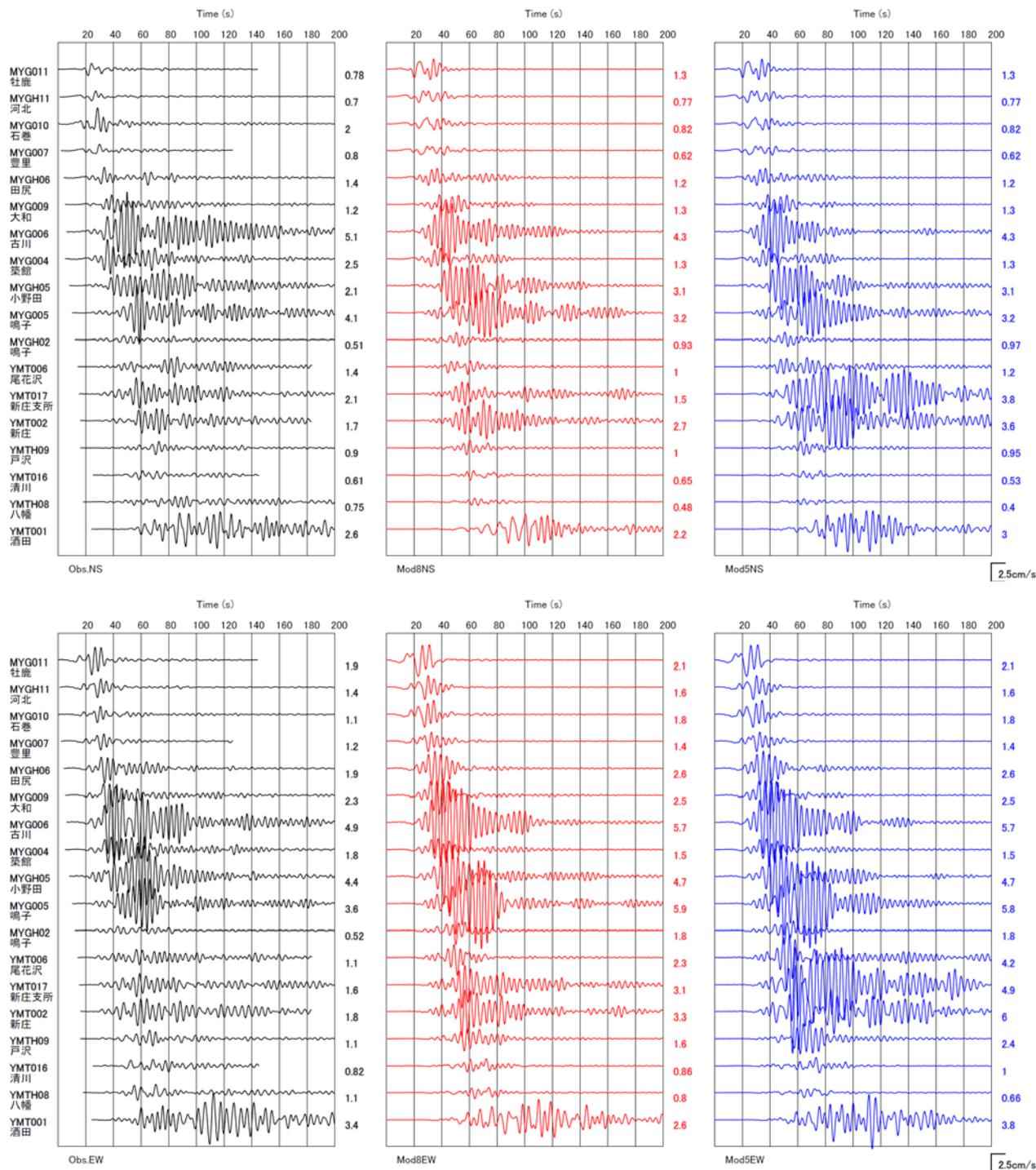


図 27(a) 1次地下構造モデル、0.5次地下構造モデルを用いて計算された速度波形と観測波形との比較。左列は観測波形、中列は1次モデル、右列は0.5次モデルによる計算波形。上段は南北成分、下段は東西成分。

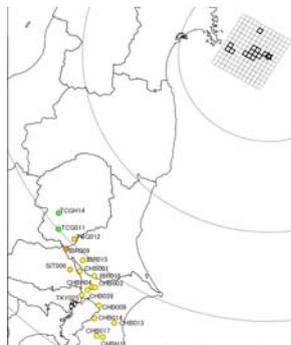
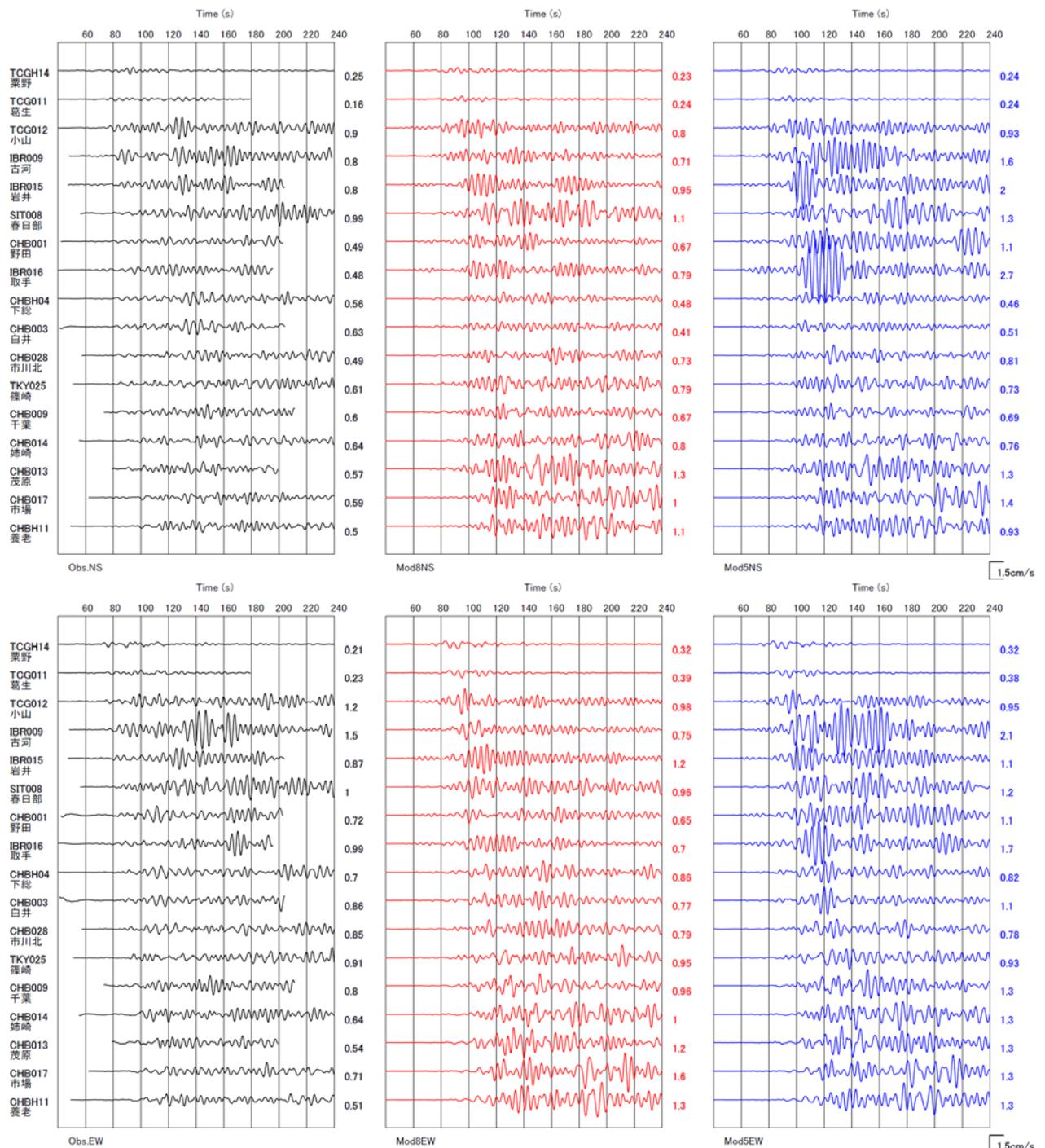


図 27(b) 1次地下構造モデル、0.5次地下構造モデルを用いて計算された速度波形と観測波形との比較。左列は観測波形、中列は1次モデル、右列は0.5次モデルによる計算波形。上段は南北成分、下段は東西成分。

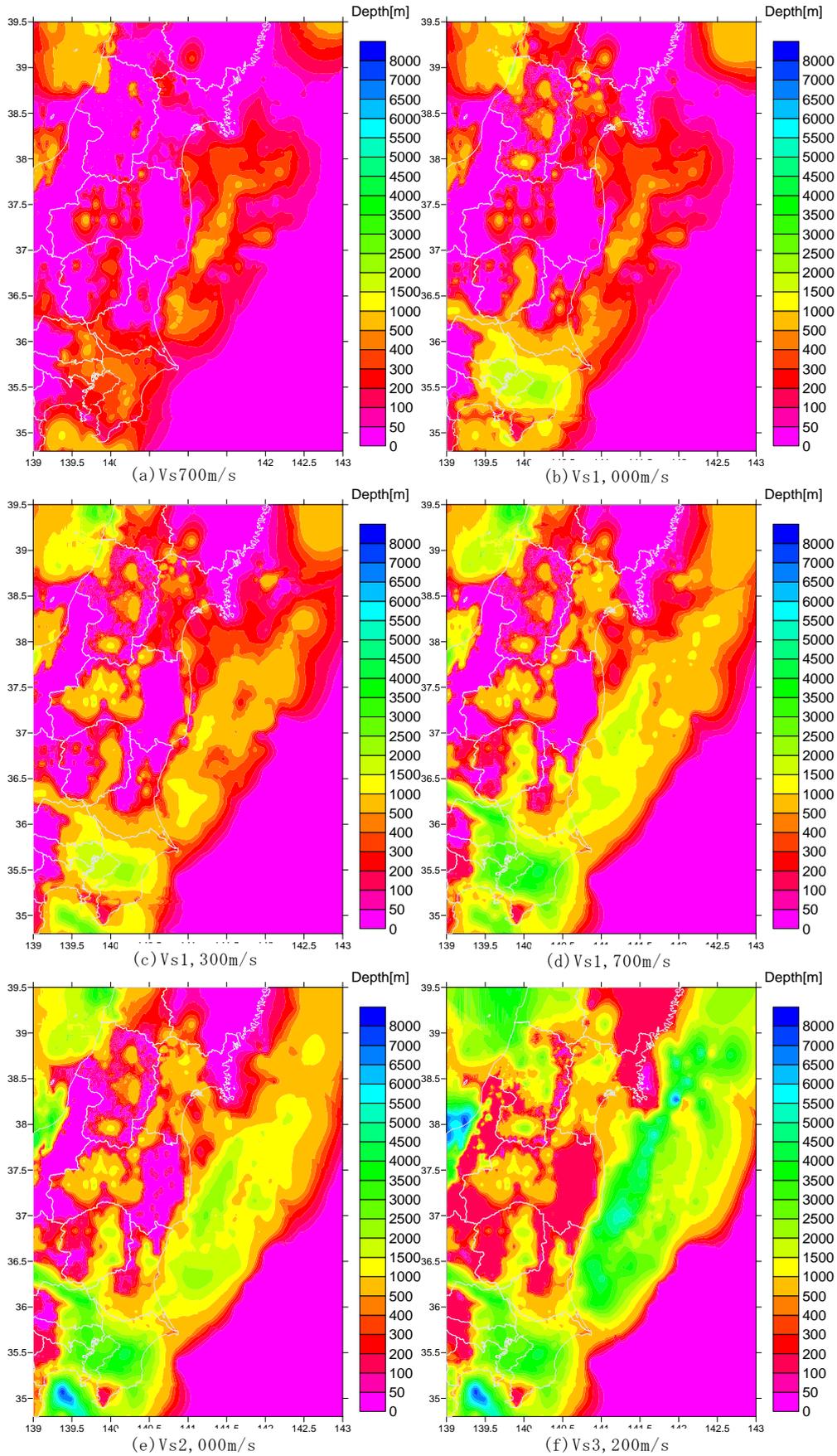


図 28 1次地下構造モデルの上面深さ分布（地震基盤まで）。

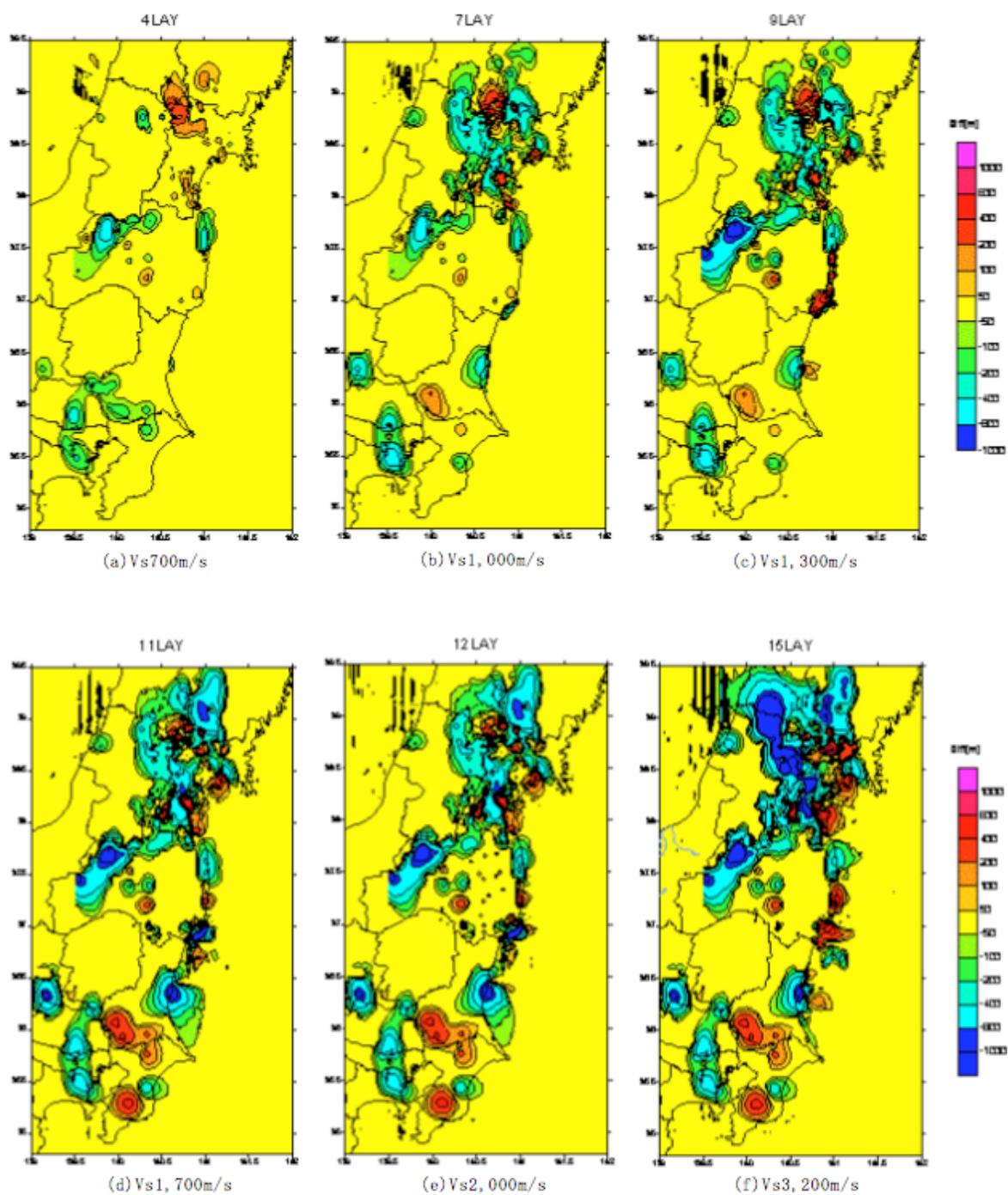


図 29 1次地下構造モデルと0次地下構造モデルの上面深さの差の分布。

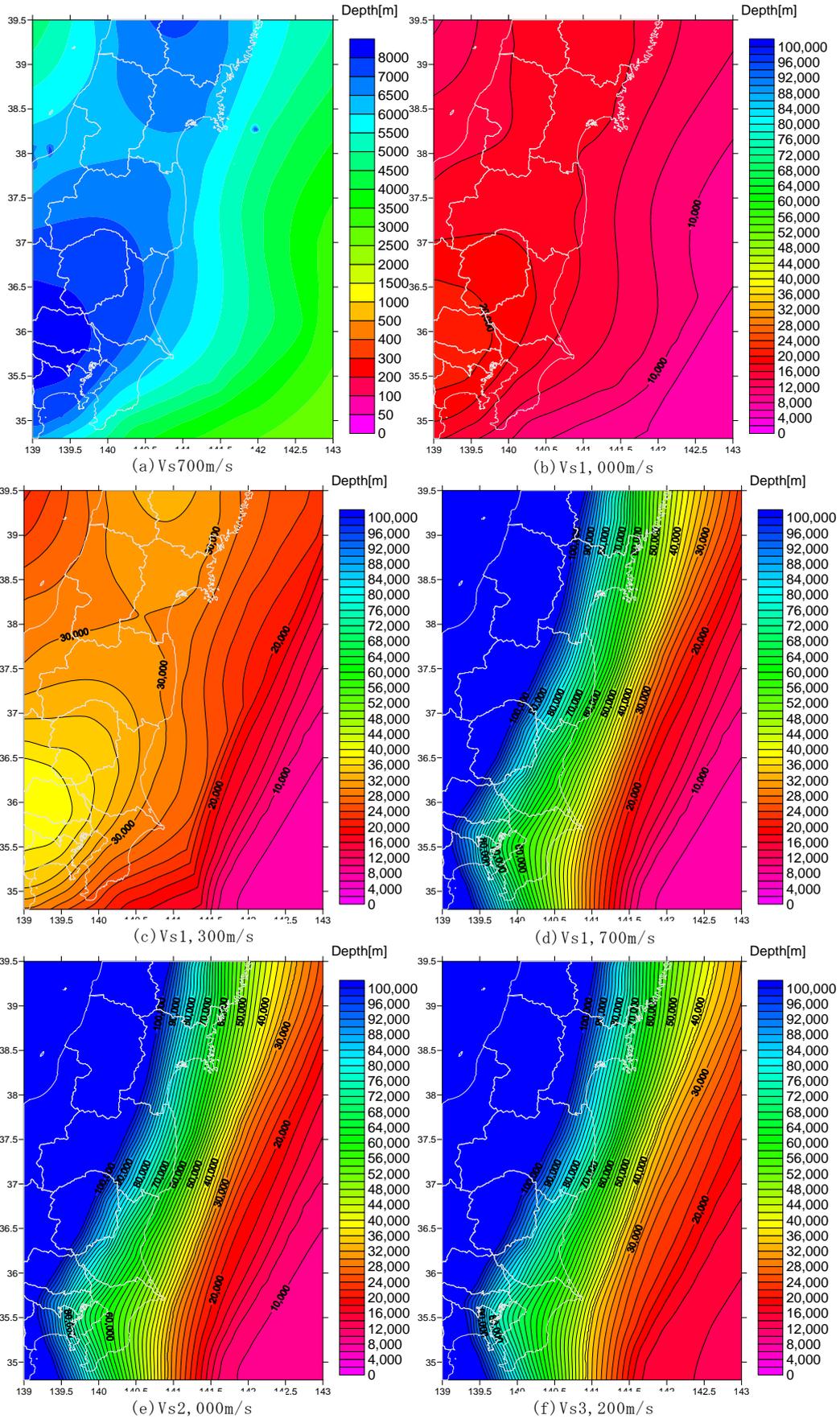


図 30 1次地下構造モデルの上面深さ分布(地殻及びマントル)。

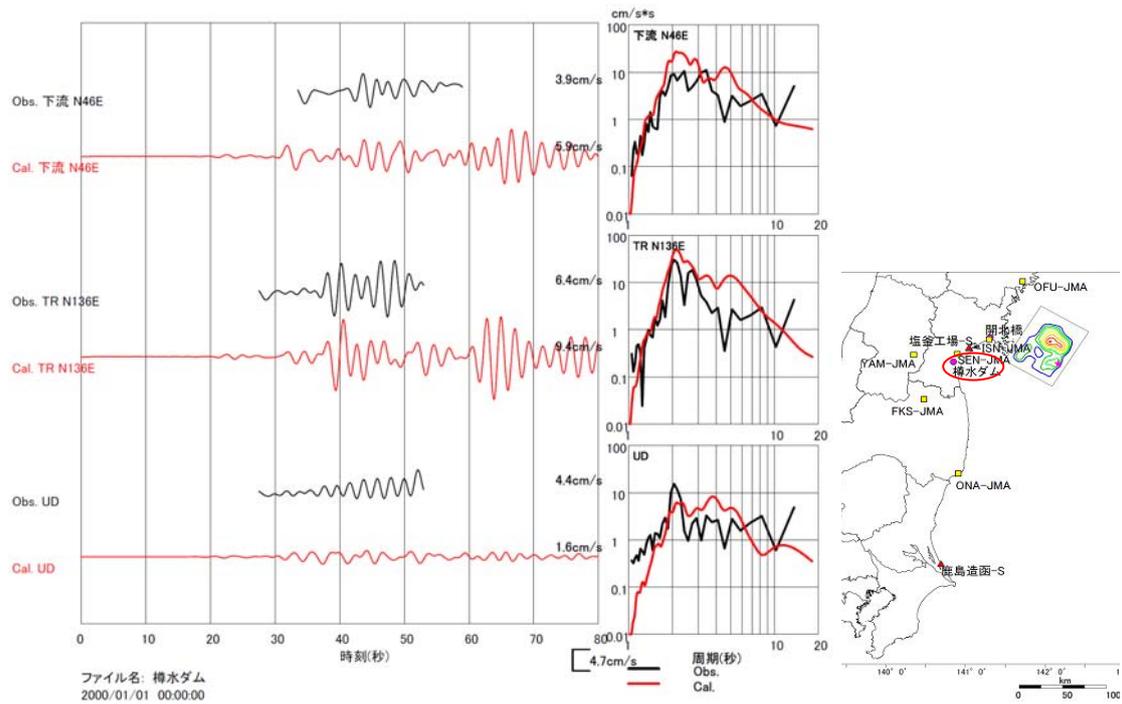


図 31 (a) 1978 年宮城県沖地震の速度波形（樽水ダム）。黒線は観測波形、赤線は 1 次地下構造モデルを用いた計算波形。

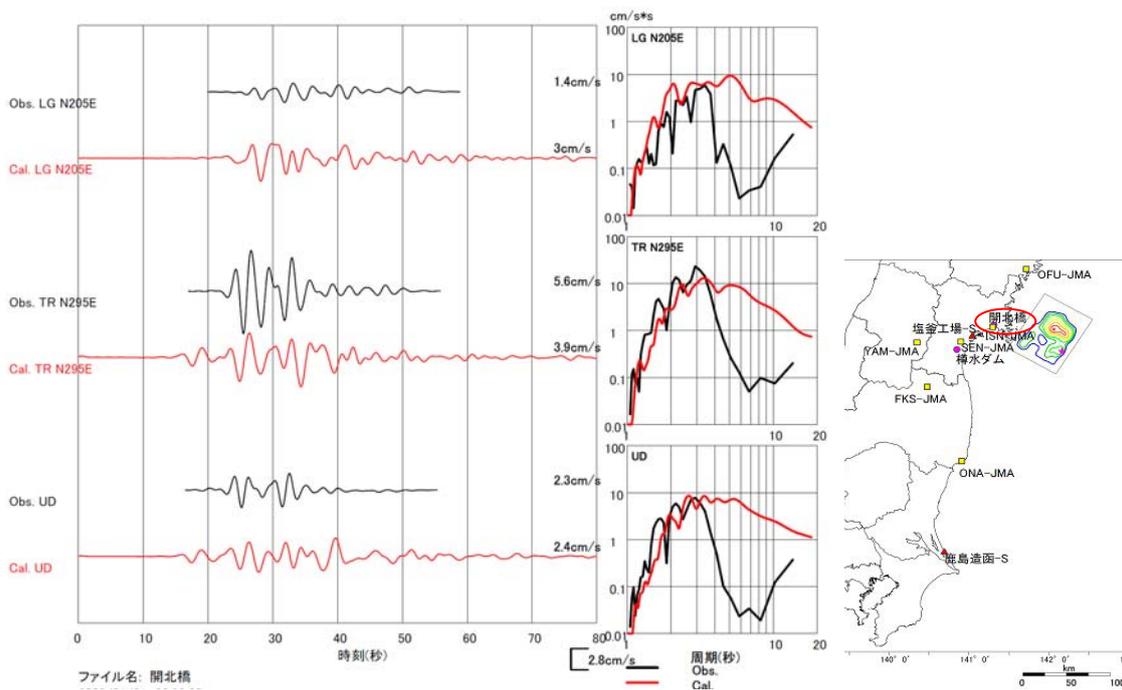


図 31 (b) 1978 年宮城県沖地震の速度波形（開北橋）。黒線は観測波形、赤線は 1 次地下構造モデルを用いた計算波形。

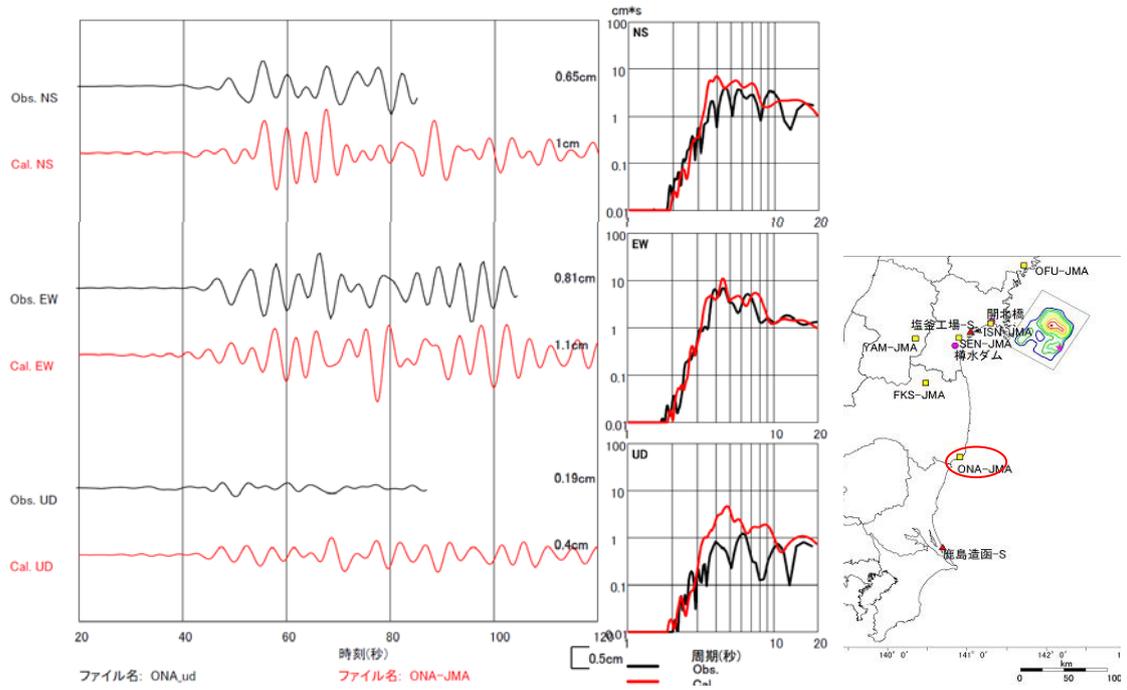


図 31(c) 1978 年宮城県沖地震の速度波形（小名浜）。黒線は観測波形、赤線は 1 次地下構造モデルを用いた計算波形。

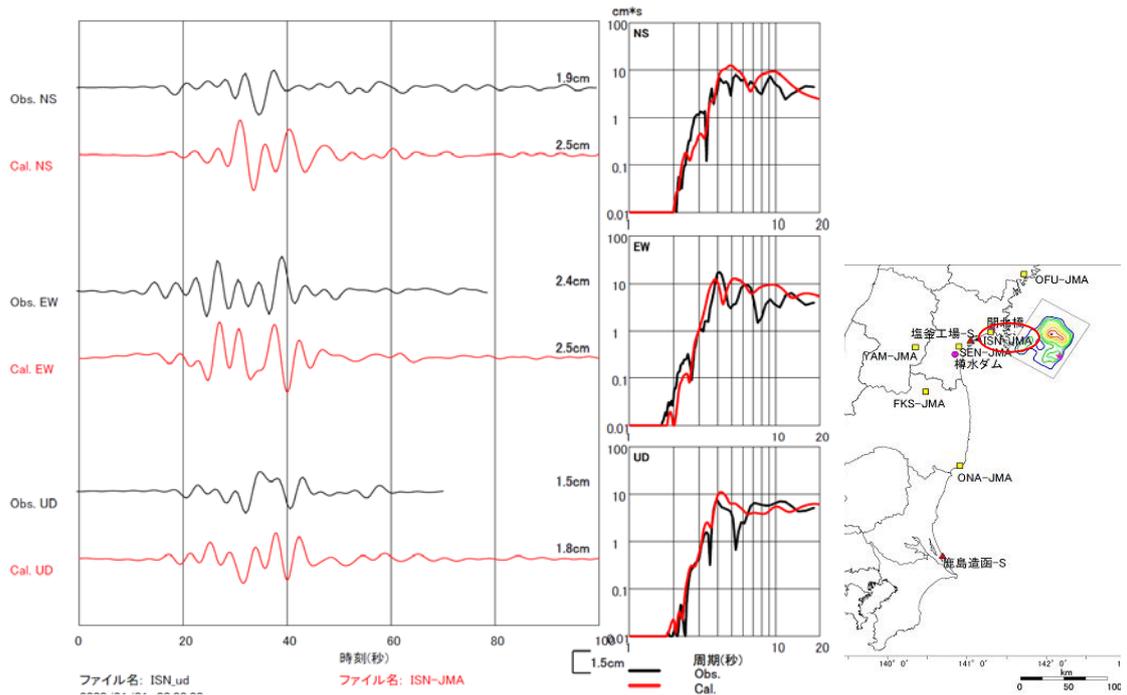


図 31(d) 1978 年宮城県沖地震の速度波形（石巻）。黒線は観測波形、赤線は 1 次地下構造モデルを用いた計算波形。

### 3) 長周期地震動予測

本研究で得られた震源モデル及び1次地下構造モデルを用いて、1978年宮城県沖地震及び2005年宮城県沖の地震を対象として長周期地震動予測を行った。1978年宮城県沖地震については、前イベント震源モデルとしてWu et al. (2008)<sup>2)</sup>によるインバージョン結果、及びそれを基に構築した特性化震源モデルを用いた。2005年宮城県沖の地震については、Wu et al. (2008)<sup>2)</sup>によるインバージョン結果を前イベント震源モデルとして用いた。

図32に、長周期地震動予測により得られた最大速度及び継続時間の分布を示す。図の左列は1978年宮城県沖地震の前イベント震源モデル、中列は1978年宮城県沖地震の特性化震源モデル、右列は2005年宮城県沖の地震の前イベント震源モデルを用いた場合である。最大速度は水平2成分の速度振幅最大値の大きい方とした。また、継続時間は速度振幅が1cm/sを初めに超える時刻から最後に下回る時刻までの時間とし、東西成分と南北成分のうち長い方をとった。図33、図34、図35に、減衰定数を5%とした速度応答スペクトルの周期5秒、7秒、10秒の振幅分布を示す。図の左列、中列、右列は最大速度分布の場合と同じである。

一般に、震源から放射される地震動振幅は、幾何減衰及び非弾性減衰により地震動の伝播距離の増加に伴い小さくなるが、地表に到達する地震動振幅は、それに加えて地下構造の複雑さによりその影響される周期に応じて減衰あるいは増加する。図32に示される最大速度振幅は、全般的には震源から近い地域で大きい値となっているが、地下構造の不均一さを反映して、仙台平野や震源から離れた新潟平野や関東平野等の堆積層の厚い平野や盆地で周辺より大きな値となっている。図33～35に示される速度応答の分布は、概ね最大速度分布と同様に、平野や盆地で振幅が大きくなる特徴を示しているが、地域的地下構造を反映して影響される周期に応じた振幅分布となっている。仙台圏では、周期7秒や周期10秒の速度応答よりも周期5秒の速度応答のほうが大きい値となっている。1978年型シナリオの場合と北部単独シナリオの場合を比較すると、どちらの場合も同様に、平野や盆地で長周期地震動の振幅は周辺地域より大きな値となっているが、北部単独シナリオの場合は、震源断層の広がりや震源スペクトルの長周期帯域の振幅(あるいは地震モーメント)が1978年型シナリオの場合より小さいことから、最大速度や速度応答の大きな振幅の分布する範囲は全般的に小さくなる可能性が示されている。

以上のように、堆積層の厚い平野や盆地周辺に振幅の大きな領域が分布しており、また、これら平野や盆地では地震動の継続時間も長い。このことは、震源の特性と地下構造による地震動の伝播特性による結果であり、地震による災害の軽減対策のうえで、震源、地下構造及び構造物の周期特性の間の関係性に特に注意が必要である。

図36(a)～(j)に代表地点において予測された速度波形及び減衰定数を5%とした速度応答スペクトルを示す。

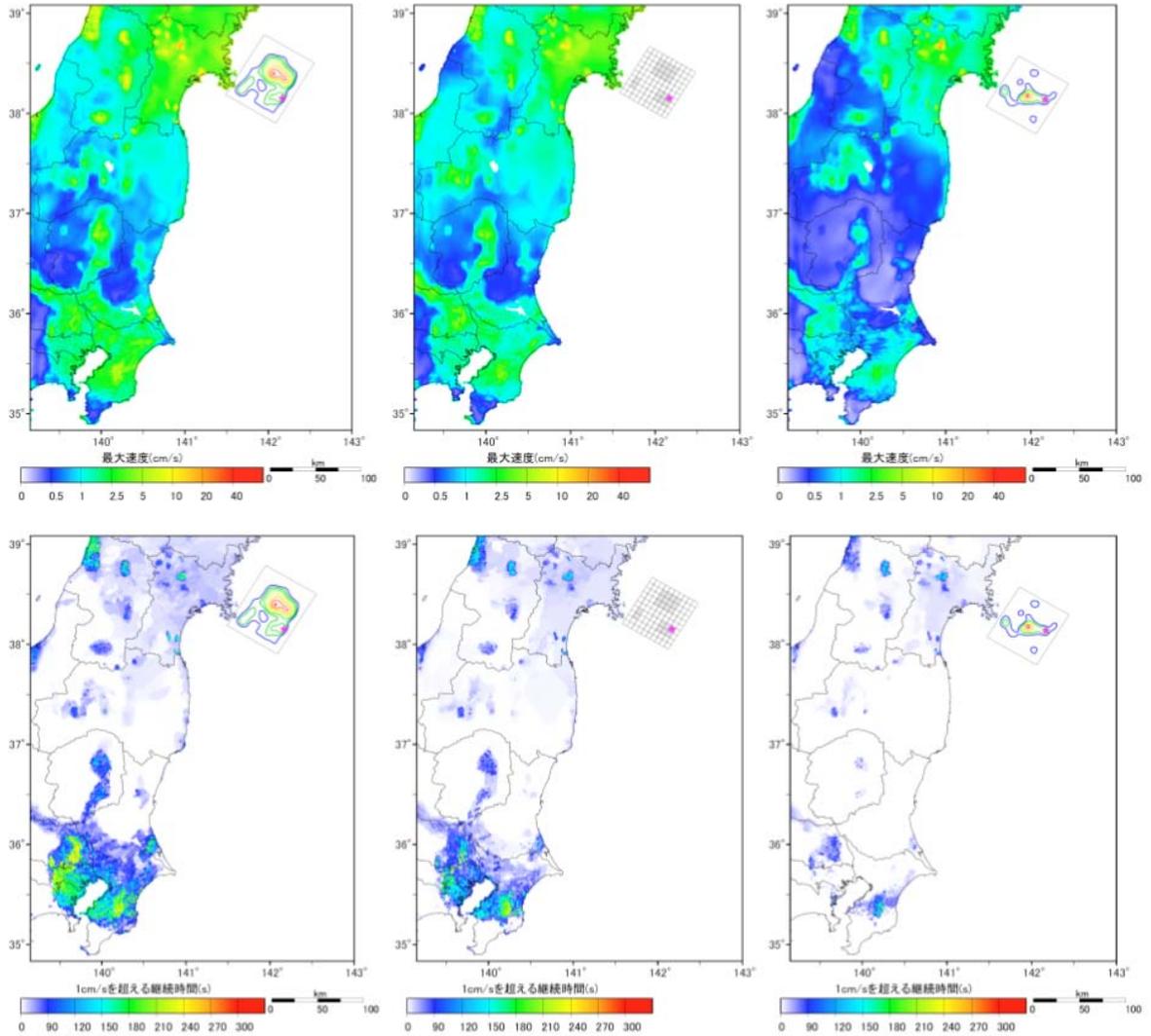


図 32 最大速度分布（上段）と振幅が 1cm/s を越える継続時間分布（下段）。

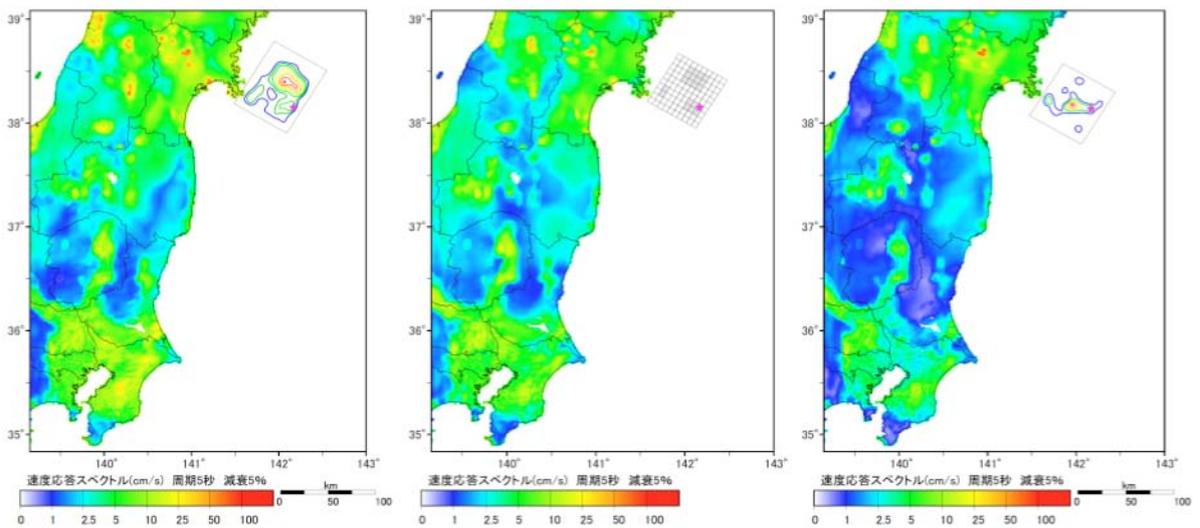


図 33 周期 5 秒の速度応答スペクトルの振幅分布。減衰定数は 5%。

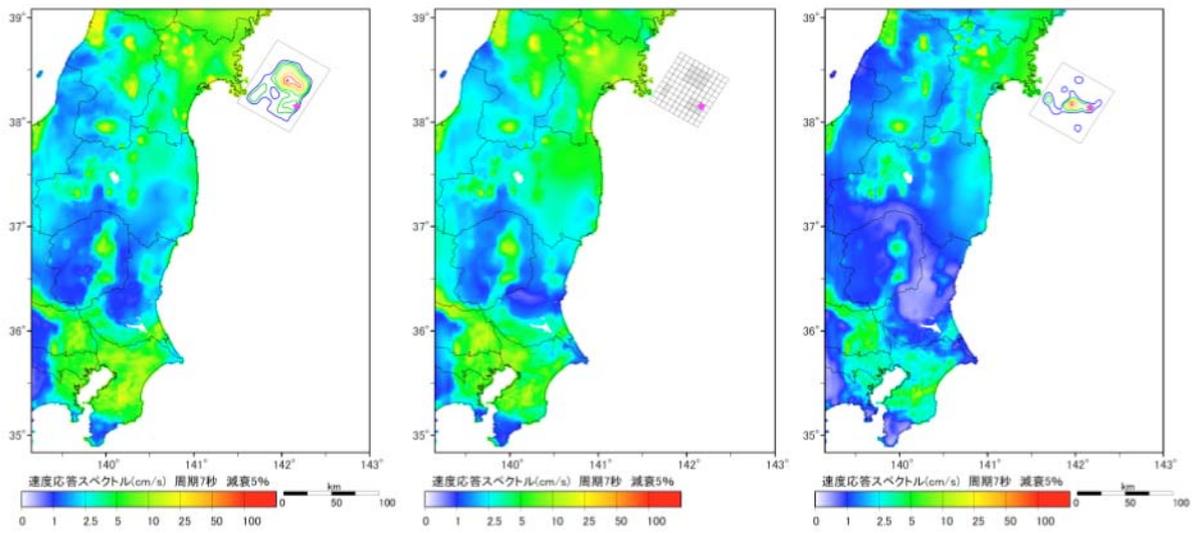


図 34 周期 7 秒の速度応答スペクトルの振幅分布。減衰定数は 5%。

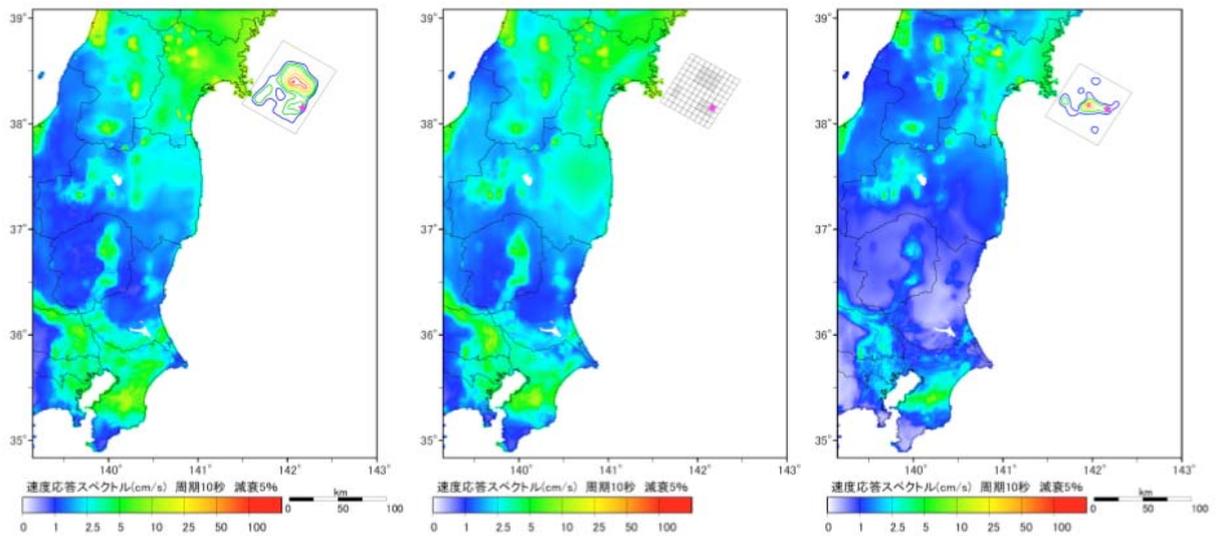


図 35 周期 10 秒の速度応答スペクトルの振幅分布。減衰定数は 5%。

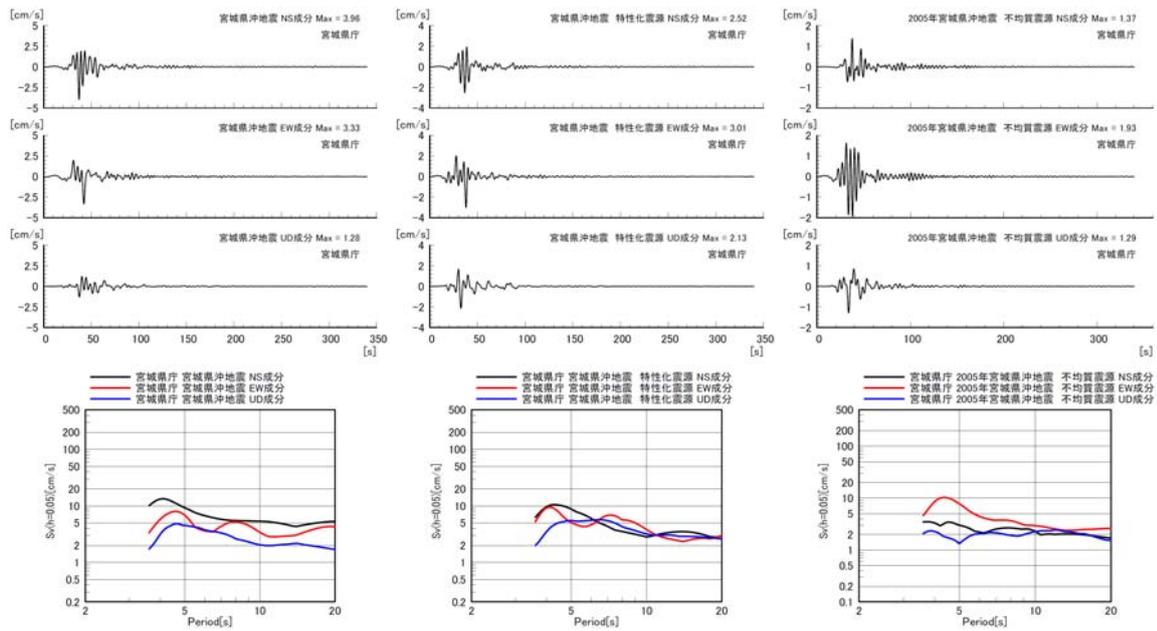


図 36(a) 速度波形及び速度応答スペクトル（宮城県庁）。  
 左列は 1978 年宮城県沖地震（前イベント震源モデル）、  
 中列は 1978 年宮城県沖地震（特性化震源モデル）、  
 右列は 2005 年宮城県沖の地震（前イベント震源モデル）。

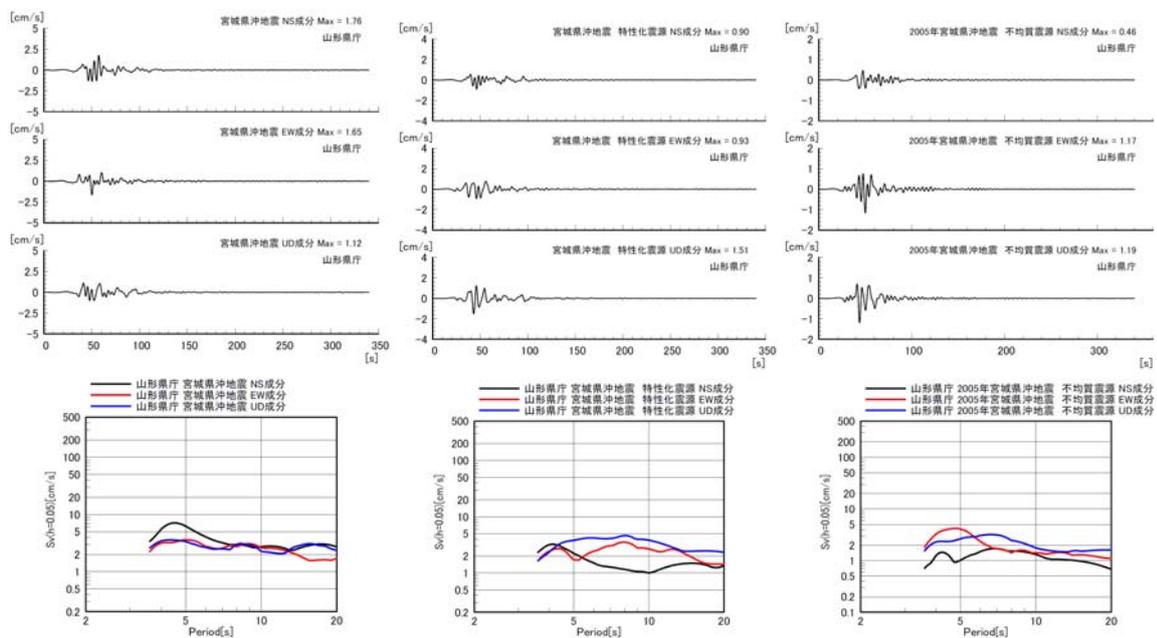


図 36(b) 速度波形及び速度応答スペクトル（山形県庁）。

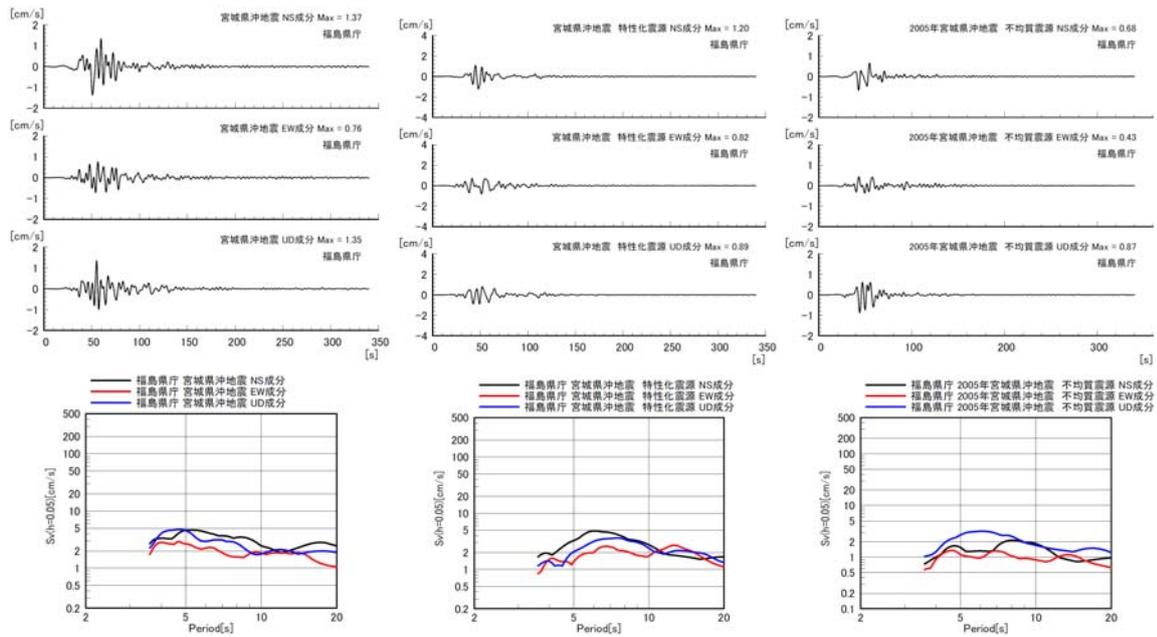


図 36(c) 速度波形及び速度応答スペクトル (福島県庁)。

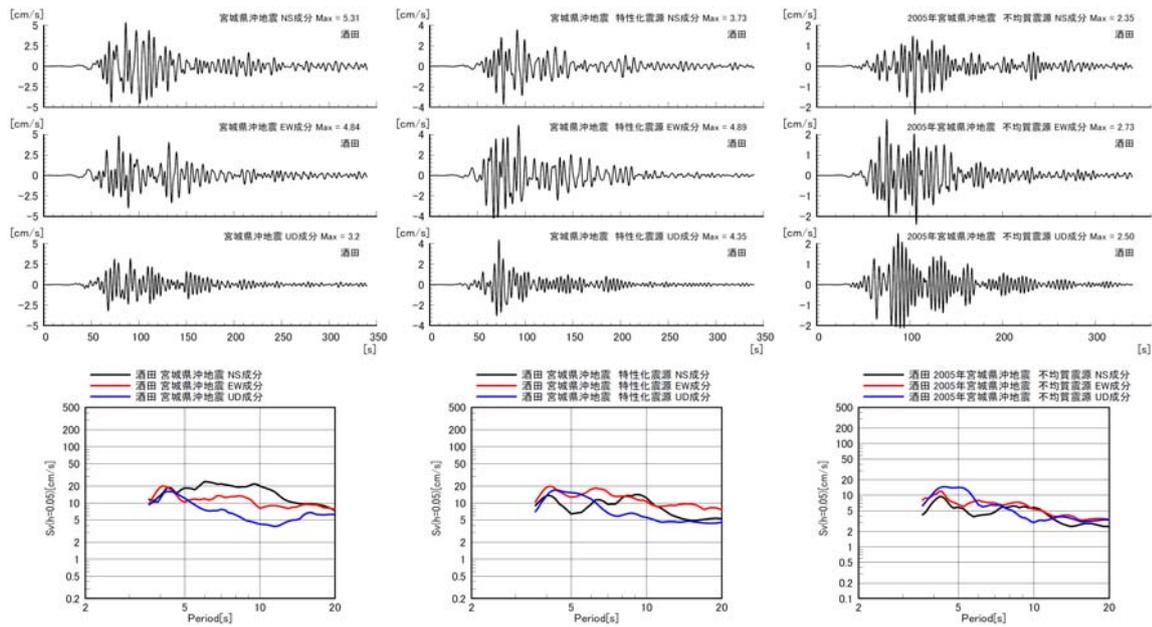


図 36(d) 速度波形及び速度応答スペクトル (酒田)。

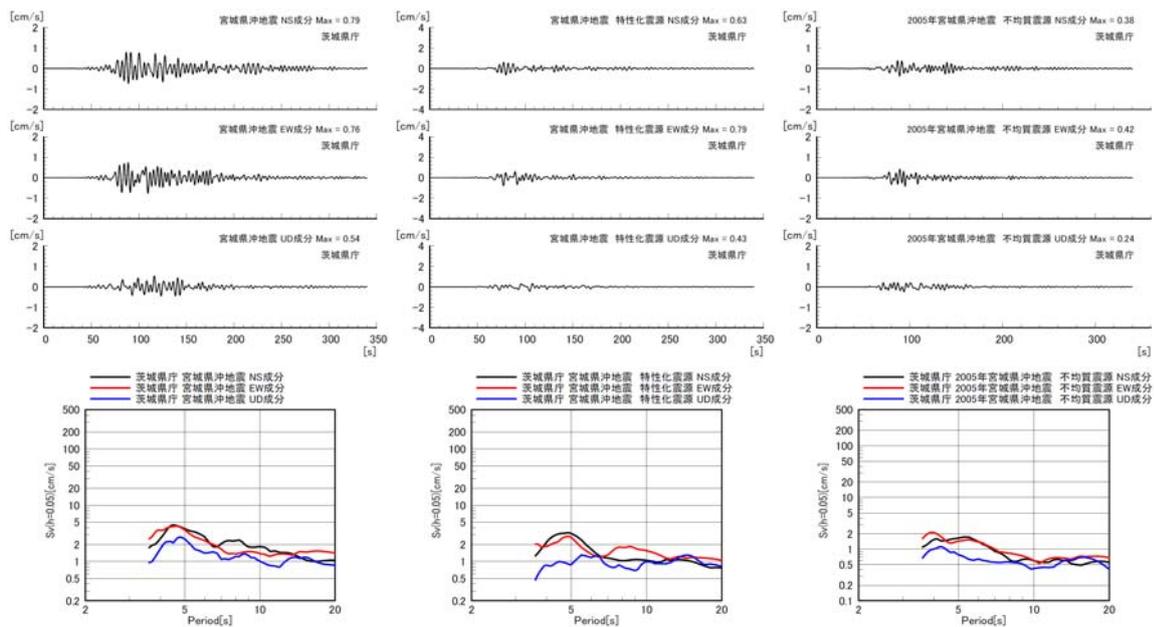


図 36(e) 速度波形及び速度応答スペクトル (茨城県庁)。

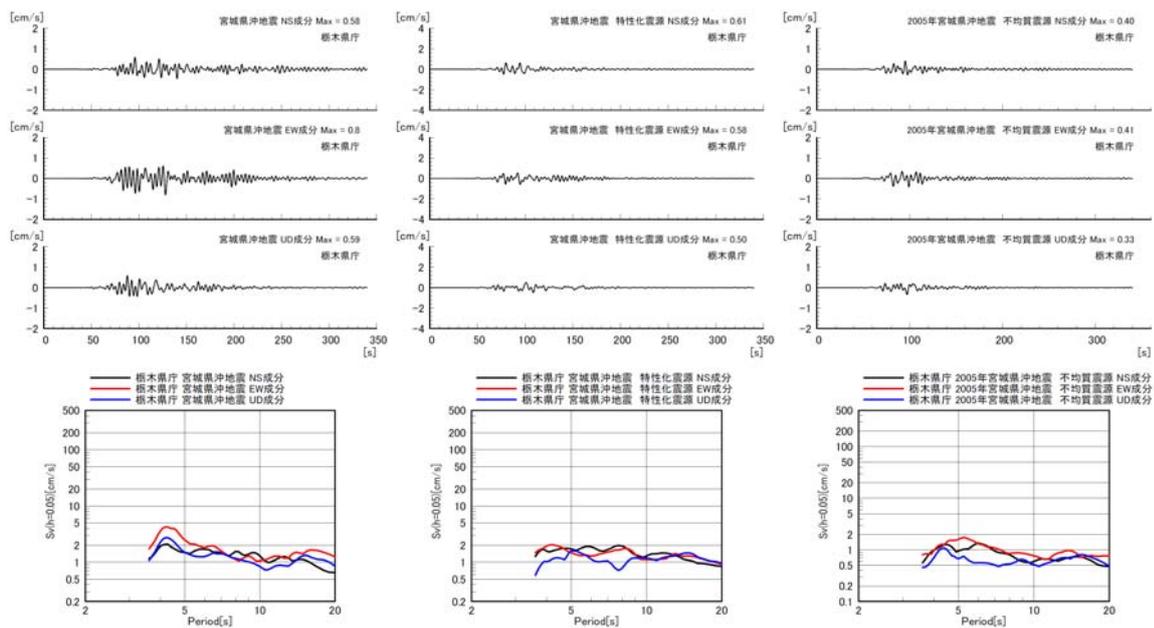


図 36(f) 速度波形及び速度応答スペクトル (栃木県庁)。

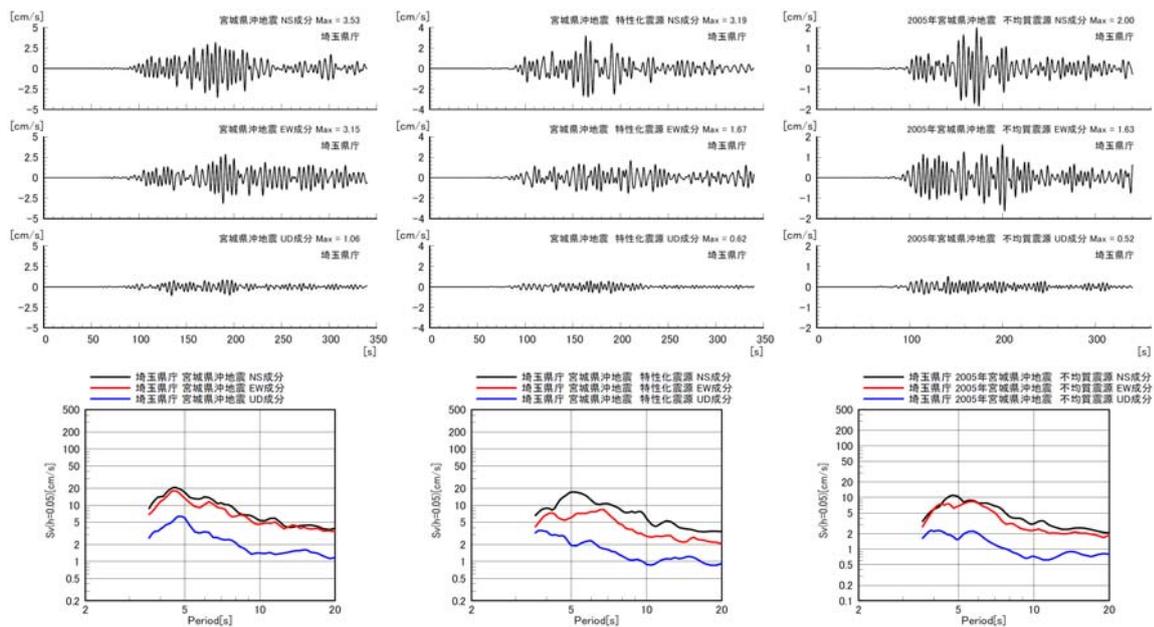


図 36 (g) 速度波形及び速度応答スペクトル (埼玉県庁)。

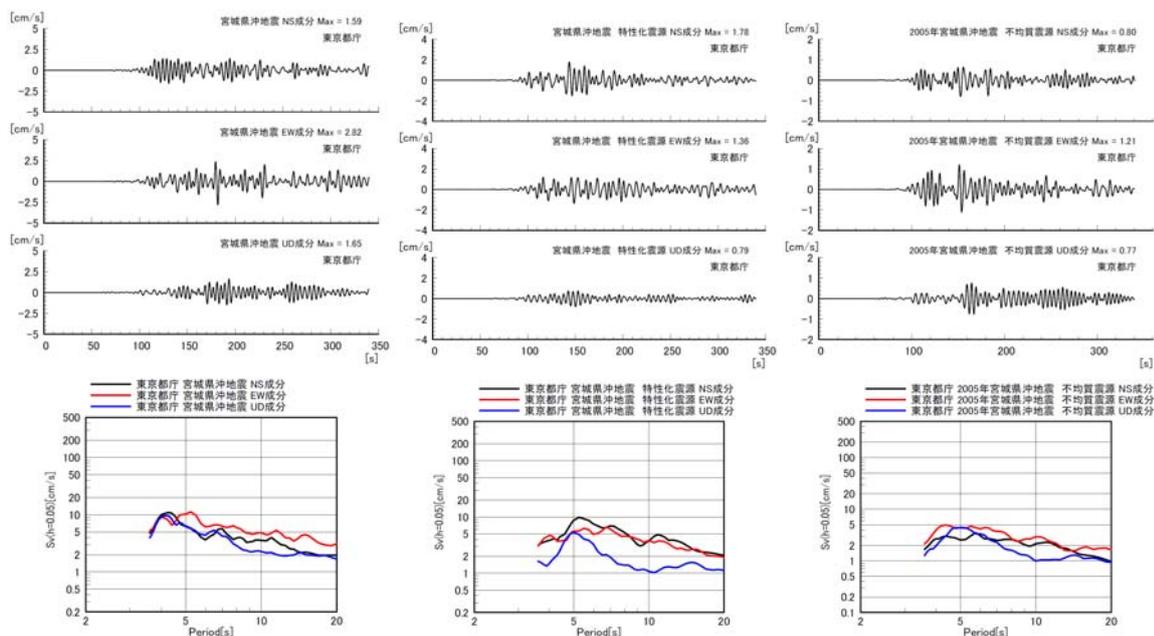


図 36 (h) 速度波形及び速度応答スペクトル (東京都庁)。

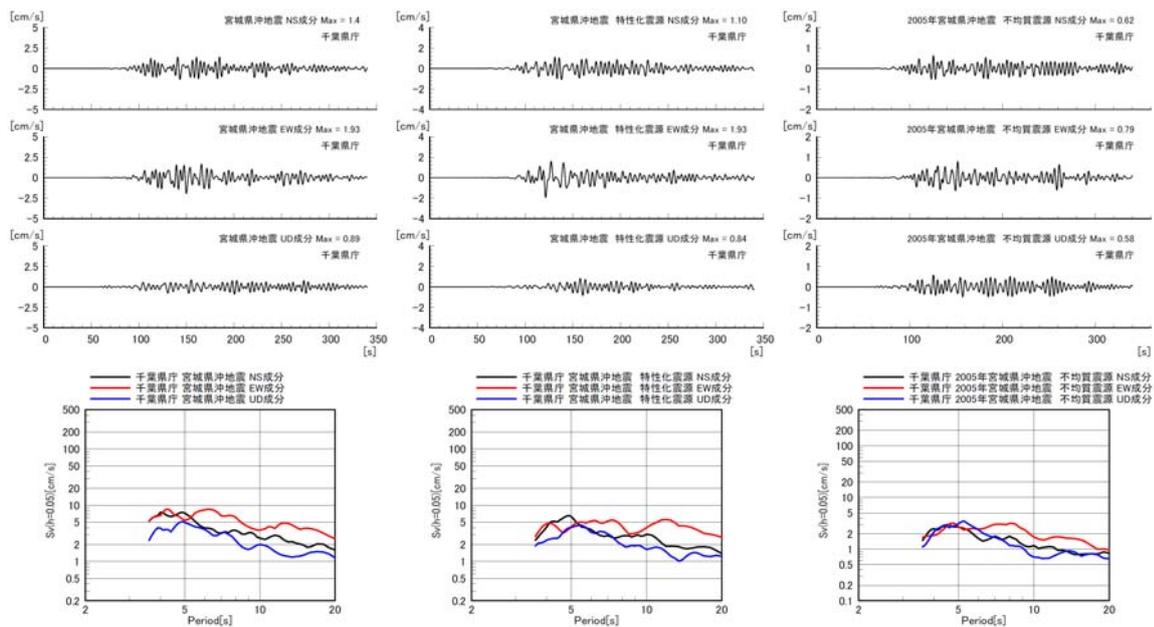


図 36(i) 速度波形及び速度応答スペクトル (千葉県庁)。

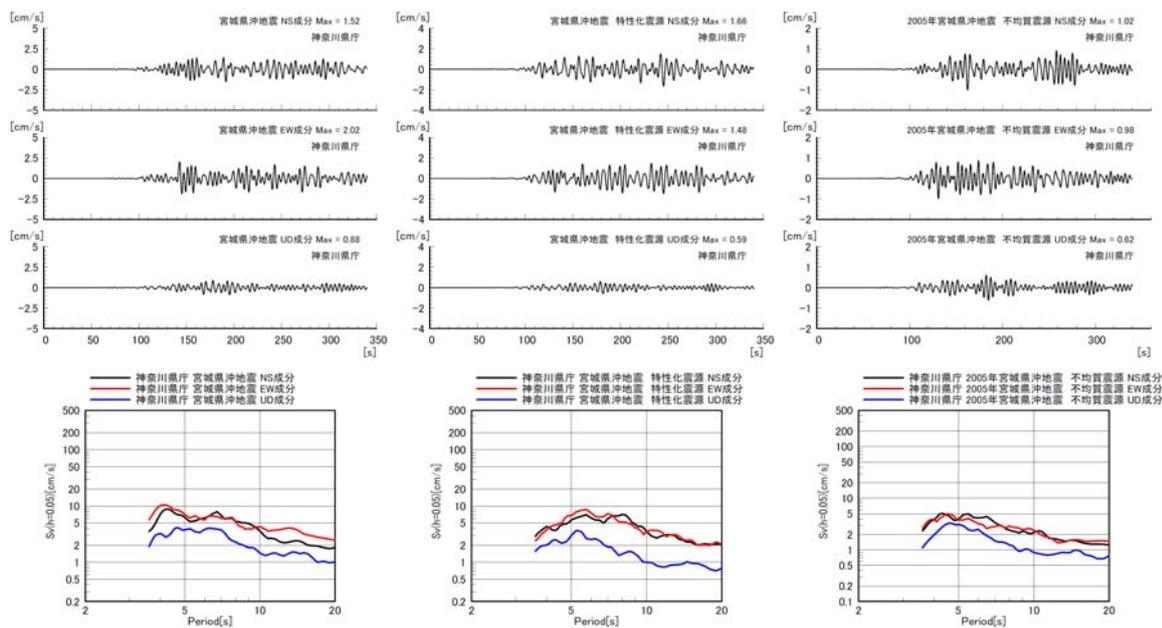


図 36(j) 速度波形及び速度応答スペクトル (神奈川県庁)。

#### 4) 広帯域強震動予測

構造物の固有周期に一致する地震動の周期成分は構造物に大きな影響を与え、時には甚大な被害を及ぼす。地震防災対策を実効的なものとするためには、地震被害に直結する周期帯域を含む広い周期帯域で、強震動予測を高精度に行うことが不可欠である。本研究では、広帯域強震動予測を高精度で行うために、長周期地震動及び短周期地震動に対して適切な震源モデルを構築した。構築された震源モデルと本研究で得られた1次地下構造モデルを用いて、将来想定される宮城県沖地震について、長周期地震動と短周期地震動を予測し、両者の時系列波形をマッチングフィルターを用いて足し合わせるハイブリッド合成法により広帯域予測地震動を得た。図37にハイブリッド合成法におけるマッチングフィルターの特性を示す。ハイブリッド合成法における接続周期は1.5秒とした。長周期地震動予測は、表1(a)の長周期地震動予測のための特性化震源モデルを用いて差分法により計算を行い、短周期地震動予測は、表1(b)の短周期地震動予測のために改良された特性化震源モデルを用いて、統計的グリーン関数法により行った。なお、長周期地震動と短周期地震動は工学的基盤において合成した。

図38に、1978年型シナリオによる仙台圏における工学的基盤での最大速度分布を示す。図38(a)は差分法による長周期地震動の最大速度分布、図38(b)は統計的グリーン関数法による短周期地震動の最大速度分布、図38(c)はハイブリッド合成法による広帯域地震動の最大速度分布である。図には震源断層及び特性化震源モデルにおけるアスペリティを示した。小さく区切られた矩形は、統計的グリーン関数法で計算する際に用いた要素断層を表す。長周期地震動予測に用いたアスペリティは影のついた部分であり、短周期地震動予測に用いたアスペリティは赤線で囲まれた領域である。星印は破壊開始点である。工学的基盤における最大速度は、不均一な地下構造を反映して、長周期地震動でも短周期地震動でも仙台平野等の堆積層の厚い地域で大きく山地等で小さい。

工学的基盤における最大速度に表層地盤の最大速度増幅率を乗じて、地表における最大速度を算出した。図39(a)及び図39(b)に、表層地盤のAVS30の分布、最大速度増幅率の分布をそれぞれ示す。図40に広帯域地震動の地表における最大速度分布を示す。AVS30は地表から深さ30mまでの平均S波速度である。表層地盤の最大速度増幅率はAVS30から計算されている(藤本・翠川, 2003<sup>10)</sup>)。平野や盆地等では工学的基盤から地震基盤までの各層も厚いが、地表を軟弱地盤が厚く覆い最大速度増幅率は大きくなるため、工学的基盤で振幅の大きい地域ではさらに大きな最大速度となる傾向にある。

ここに得られた広帯域地震動予測値の妥当性を検証する1つの手段として、地表における最大速度予測値を、過去の地震で観測された最大速度と計測震度との関係を整理した経験式(翠川・他, 1999<sup>44)</sup>)により震度に換算し、1978年宮城県沖地震のアンケート震度(村井, 1979<sup>11)</sup>)との比較を行った。図41に予測された広帯域地震動の震度分布とアンケート震度(丸印)を示す。広帯域地震動予測による震度の分布は、概ねアンケート震度の値と一致しており、本研究の広帯域地震動予測の妥当性を示している。また、予測の妥当性を別の側面から検証するために、広帯域地震動予測で計算された最大速度の距離減衰を、過去の地震の観測記録を整理して得られた距離減衰経験式(司・翠川(1999)<sup>45)</sup>)と比較した。図42に比較を示す。図中、計算により得られた最大速度の予測値は黒丸で示されている。赤い曲線は司・翠川(1999)<sup>45)</sup>による経験式を示している。予

測の平均値は、図に示される距離の全範囲において経験式とよく一致しており、予測の妥当性を示す。図43(a)～(d)に広帯域地震動の時刻歴波形のいくつかの例を示す。

本研究の解析で得られた運動学的震源モデルから明らかなように、2005年宮城県沖の地震の震源域は、1978年宮城県沖地震の震源域の南部に限られていることから、1978年宮城県沖地震の震源断層の北部を割れ残りと考え、断層北部を震源域とする北部単独シナリオを想定して広帯域地震動予測を行った。図44に広帯域地震動予測による最大速度分布を示す。図44(a)は長周期地震動による工学的基盤における最大速度、図44(b)は短周期地震動による工学的基盤における最大速度、図44(c)は長周期地震動と短周期地震動をハイブリッド合成法で合成した広帯域地震動による工学的基盤における最大速度、図44(d)は広帯域地震動による地表での最大速度分布である。地表における最大速度は、1978年型シナリオの場合と同様に、それぞれの地点の工学的基盤における最大速度にAVS30から計算される最大速度に対する増幅率を乗じて求めた。図45には、震度の予測値と1978年宮城県沖地震のアンケート震度(村井, 1979<sup>11)</sup>)との比較を示した。震度の予測値は1978年型シナリオの場合と同様に経験式を用いて最大速度から換算した。また、図46に、最大速度の予測値の距離減衰を司・翠川(1999)<sup>45)</sup>による距離減衰経験式と比較した。

北部単独シナリオによる広帯域強震動の予測値は、1978年型シナリオの場合と比較すると、宮城県南部においては最大速度あるいは震度の予測振幅が大きい領域の拡がりが見られ、宮城県北部においては同程度の振幅分布となっている。図45に示される1978年宮城県沖地震のアンケート震度との比較を見てもこのことが確認されるが、地震防災対策のうえで十分に留意すべき点である。図46に示される最大速度振幅の距離減衰は、北部単独シナリオの場合も1978年型シナリオと同様に、距離減衰経験式の曲線とよく一致しており、予測の妥当性が検証される。図47(a)～(d)に予測された広帯域地震動の時刻歴波形を示す。

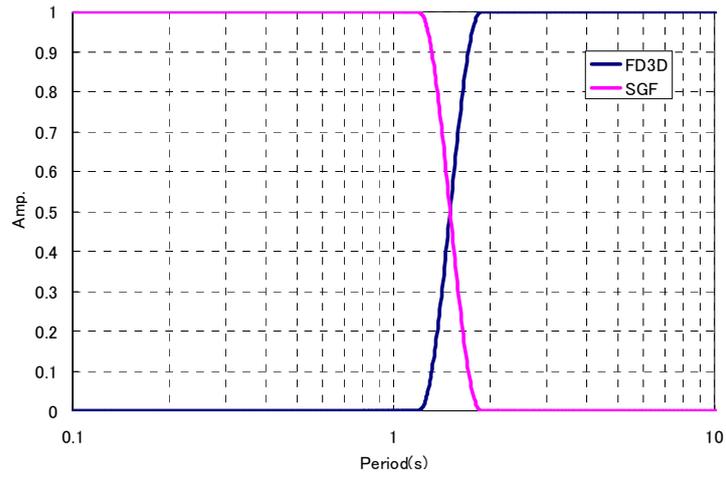


図 37 ハイブリッド合成法におけるマッチングフィルターの特性。

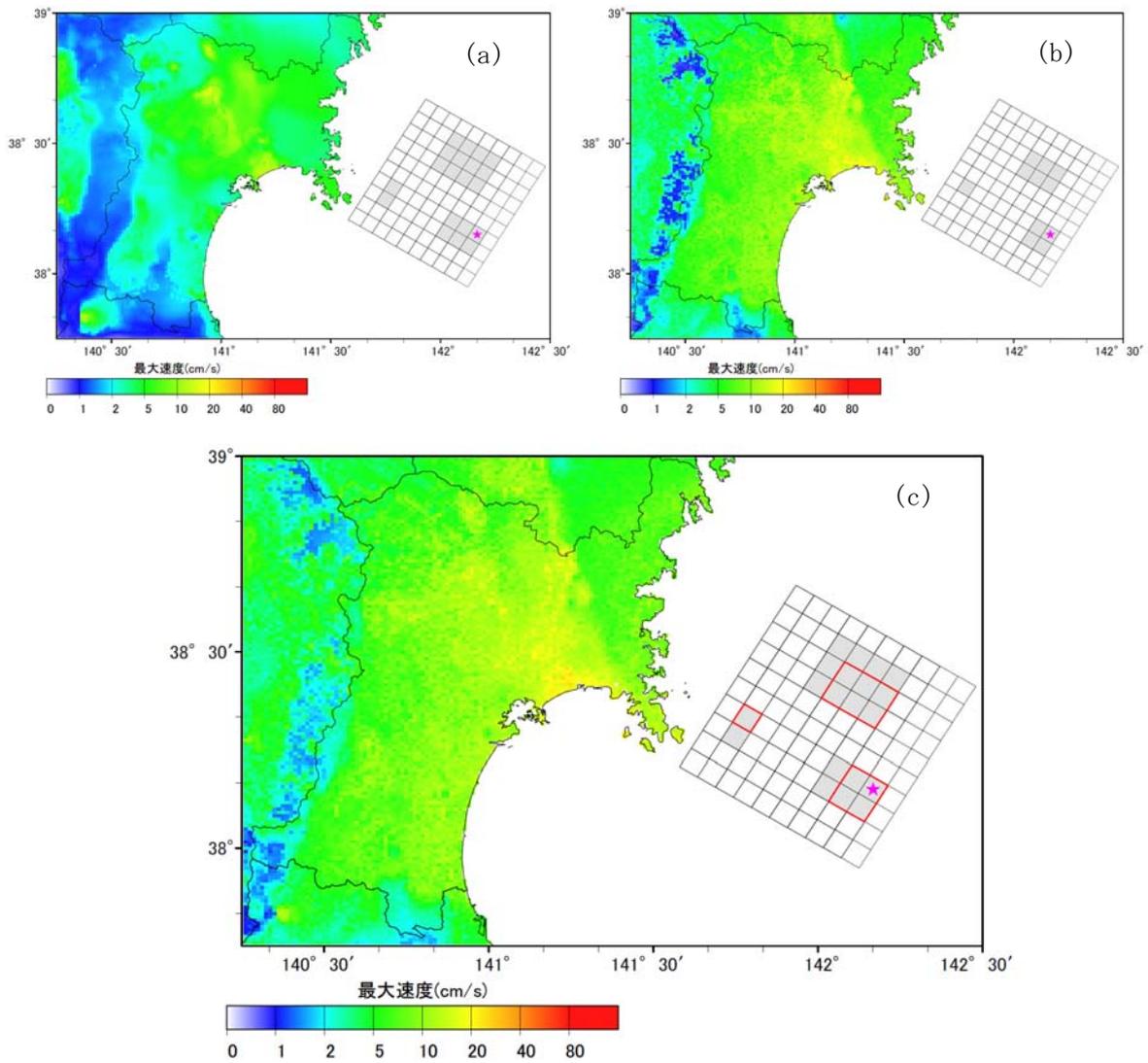


図 38 宮城県沖地震に対して予測された工学的基盤における最大速度分布。  
(a)は長周期地震動、(b)は短周期地震動、(c)は広帯域地震動。

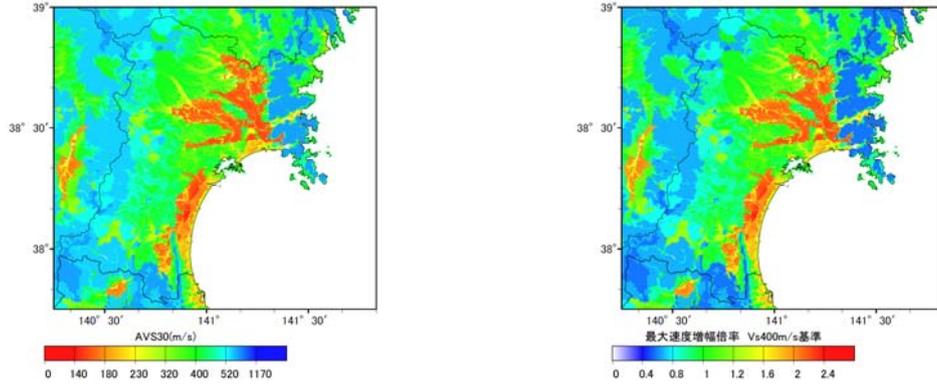


図 39(a) 表層地盤の AVS30 分布。 図 39(b) 表層地盤の最大速度増幅率分布。

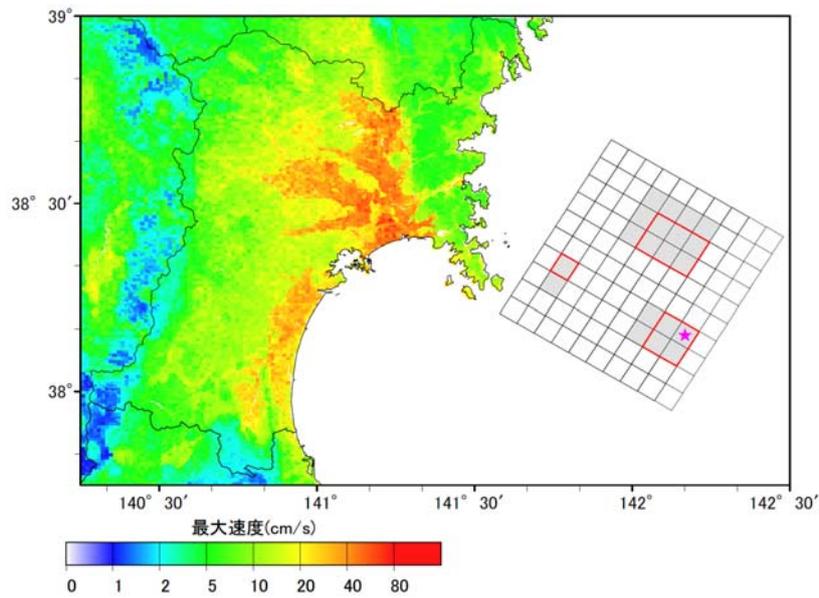


図 40 宮城県沖地震による広帯域地震動予測の地表における最大速度分布。

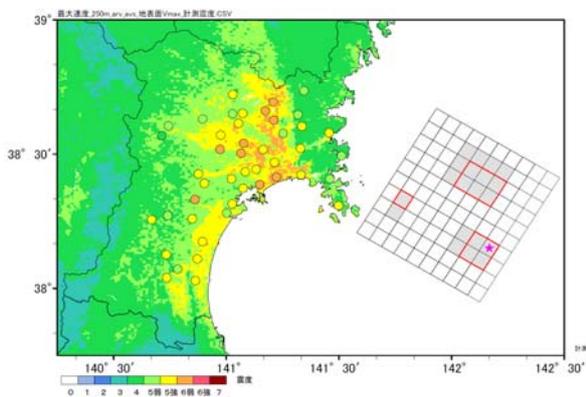


図 41 宮城県沖地震による広帯域地震動の震度分布。丸印は 1978 年宮城県沖地震のアンケート震度(村井, 1979<sup>11)</sup>)。

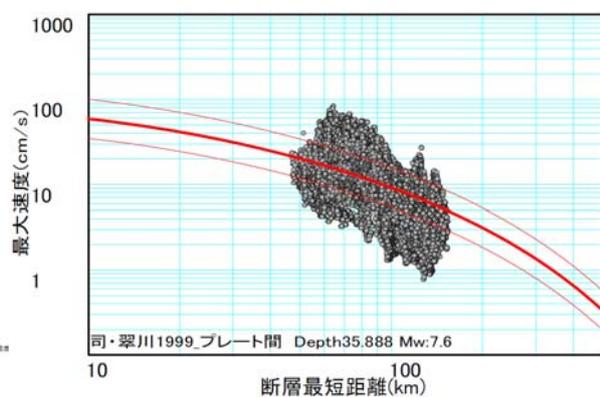


図 42 宮城県沖地震による広帯域地震動の距離減衰。赤色の曲線は司・翠川(1999)<sup>45)</sup>による経験式。

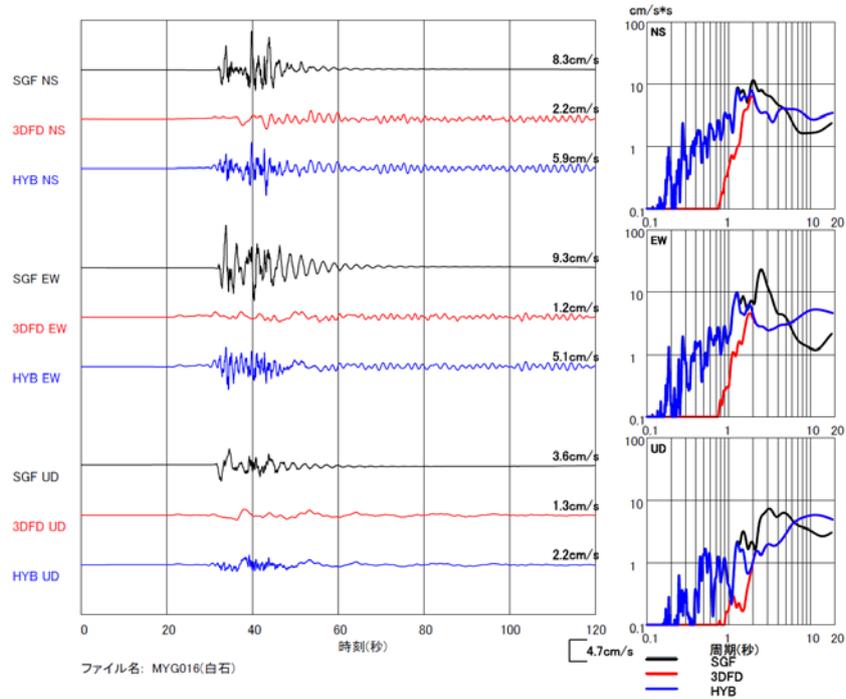


図 43(a) 宮城県沖地震による広帯域地震動予測の時系列波形（白石）。

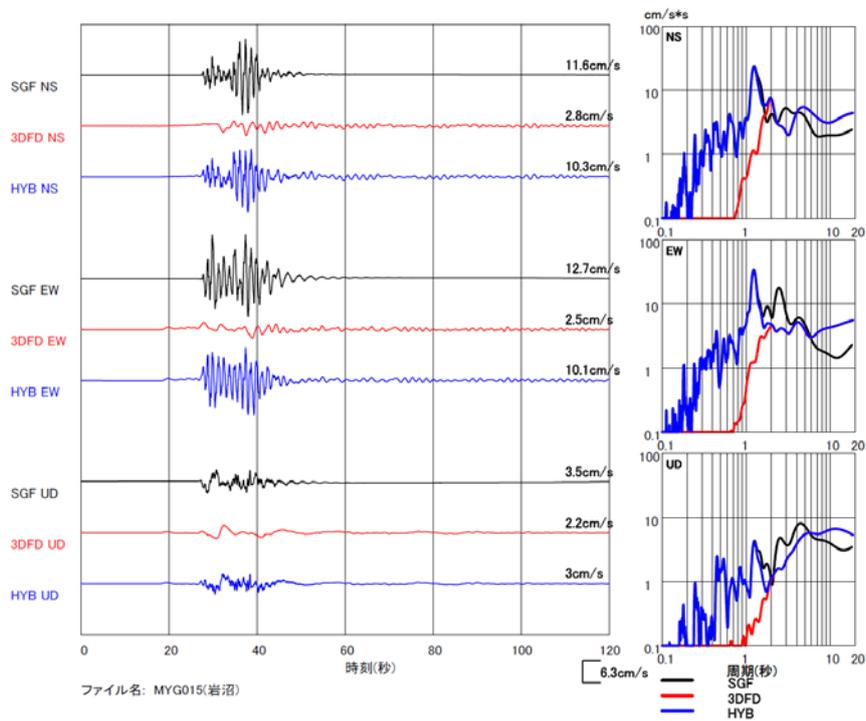


図 43(b) 宮城県沖地震による広帯域地震動予測の時系列波形（岩沼）。

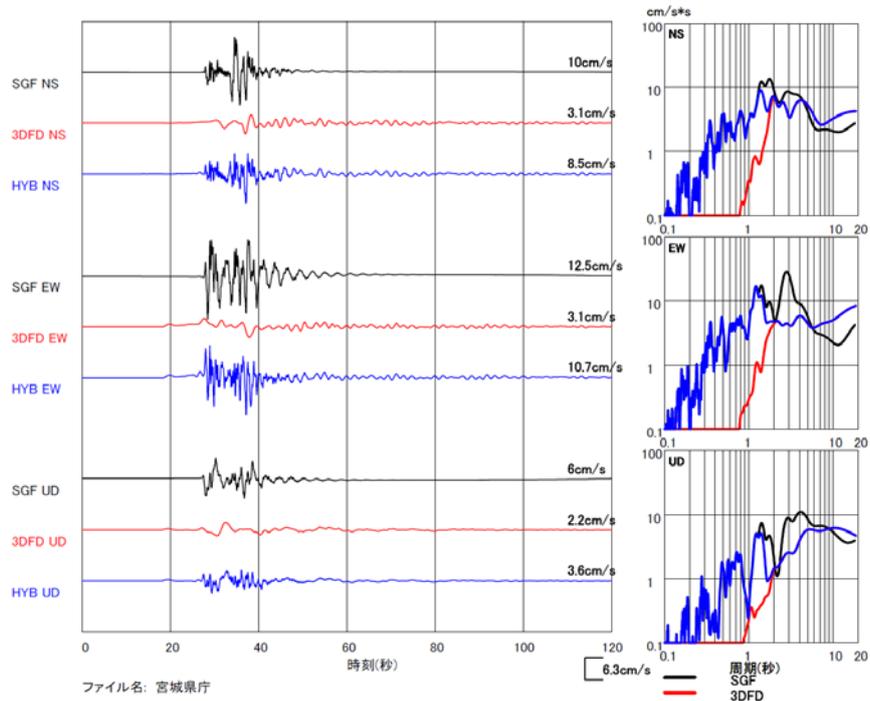


図 43(c) 宮城県沖地震による広帯域地震動予測の時系列波形（宮城県庁）。

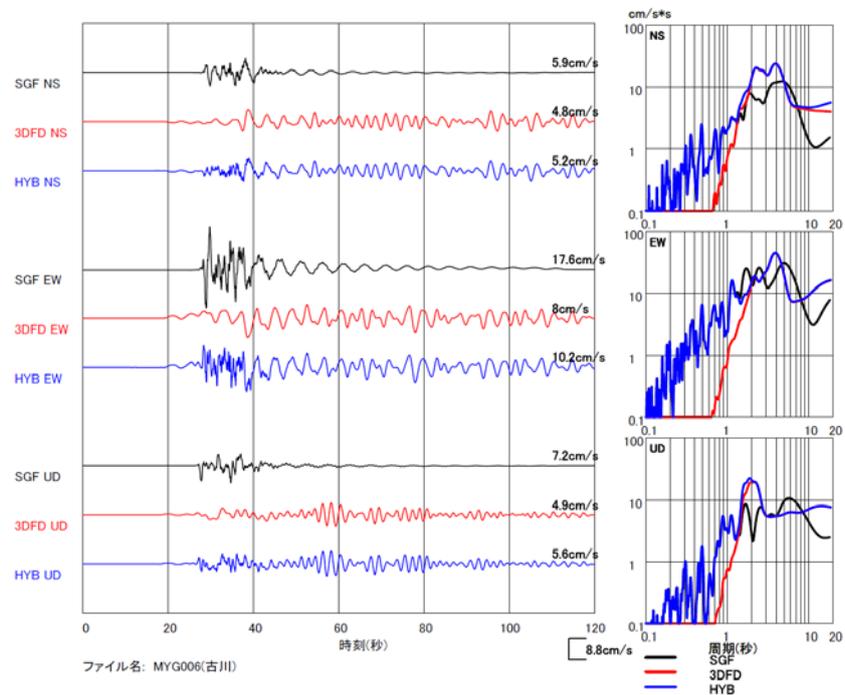


図 43(d) 宮城県沖地震による広帯域地震動予測の時系列波形（古川）。

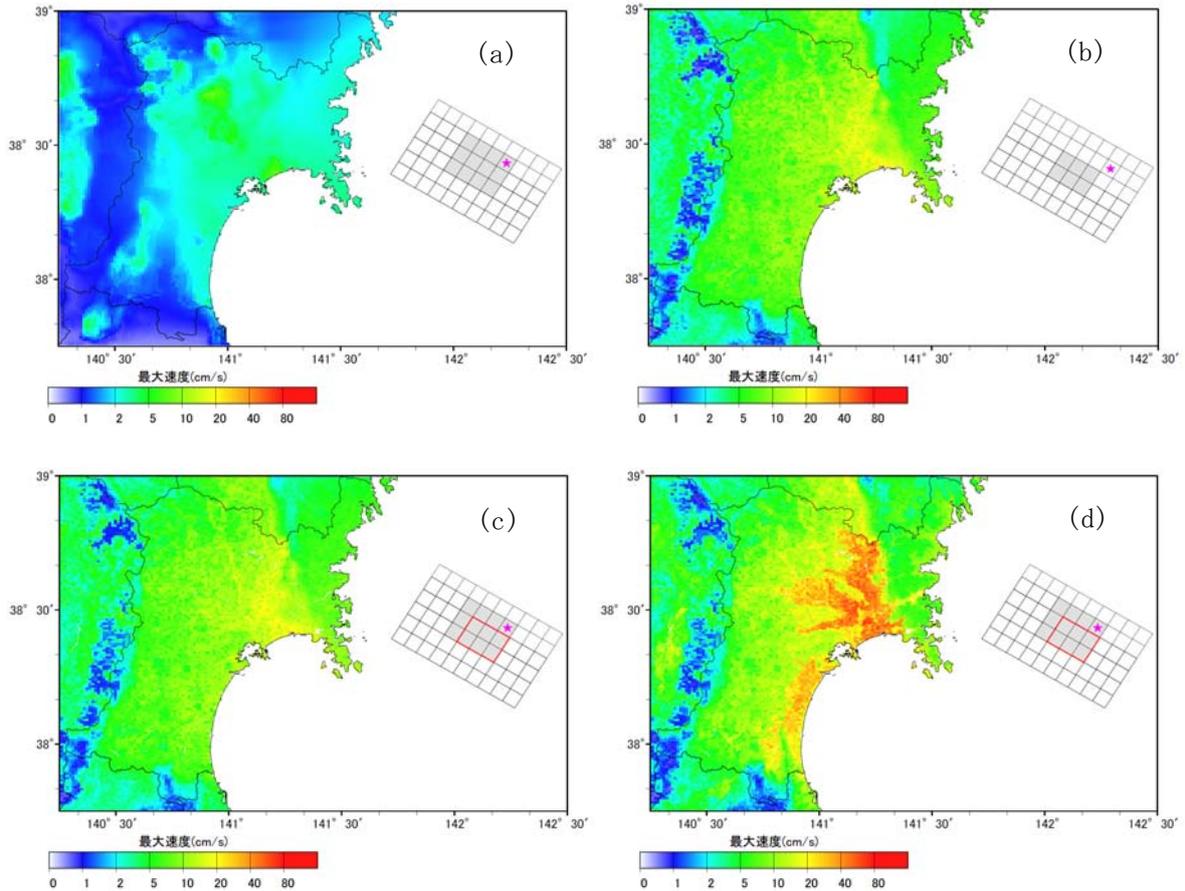


図 44 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる広帯域地震動予測の最大速度分布。  
 (a) 工学的基盤における長周期地震動、(b) 工学的基盤における短周期地震動、  
 (c) 工学的基盤における広帯域地震動、(d) 地表における広帯域地震動。

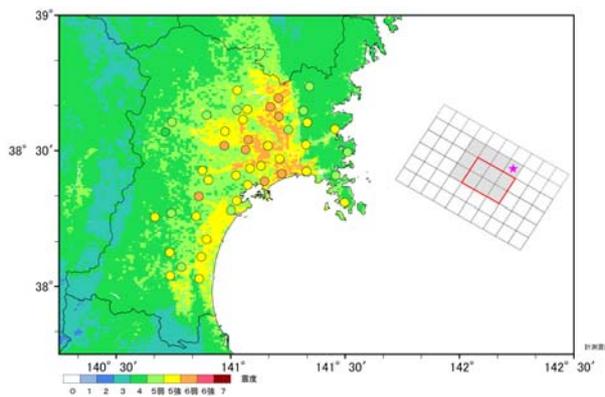


図 45 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる広帯域地震動の震度分布。丸印は 1978 年宮城県沖地震のアンケート震度(村井, 1979<sup>11)</sup>)。

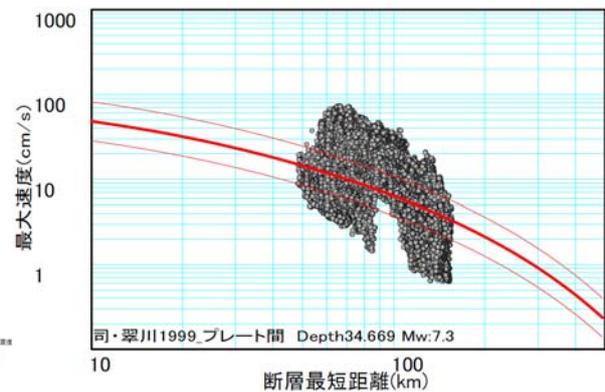


図 46 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる広帯域地震動の距離減衰。赤色の曲線は司・翠川(1999)<sup>45)</sup>による経験式。

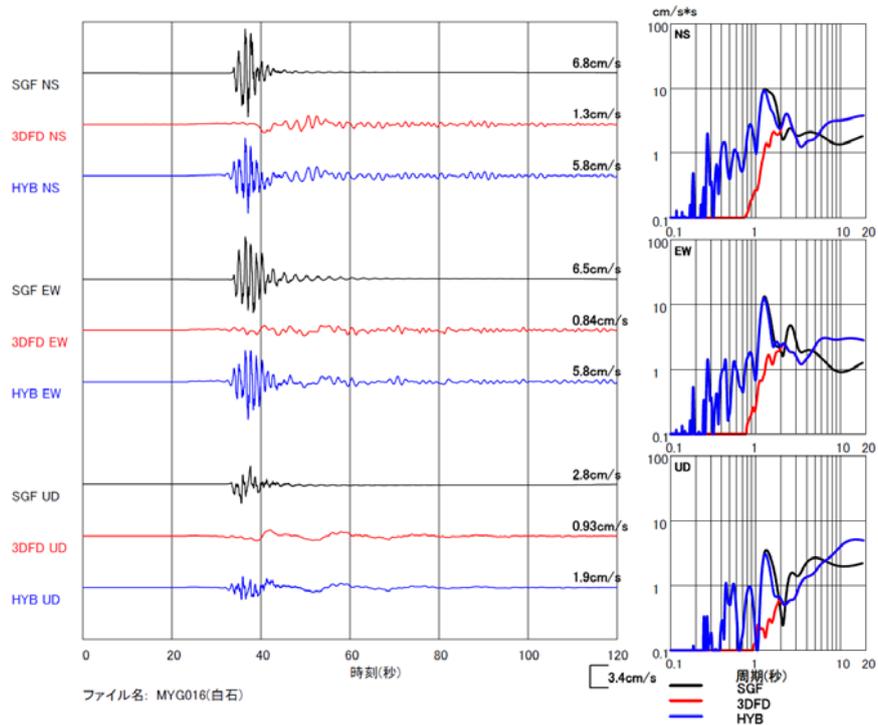


図 47(a) 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる  
広帯域地震動予測の時刻歴波形（白石）。

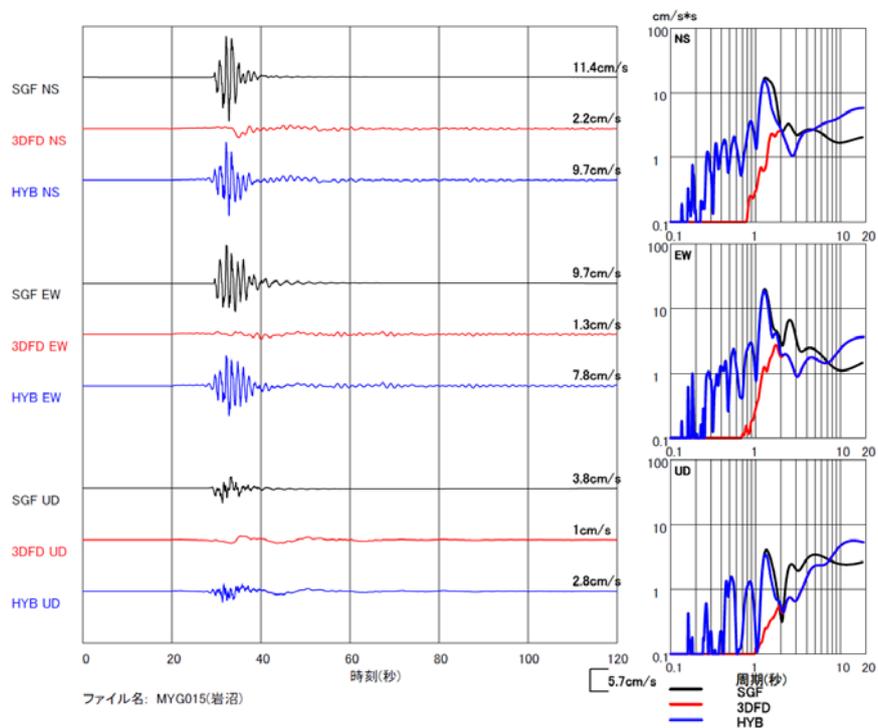


図 47(b) 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる  
広帯域地震動予測の時刻歴波形（岩沼）。

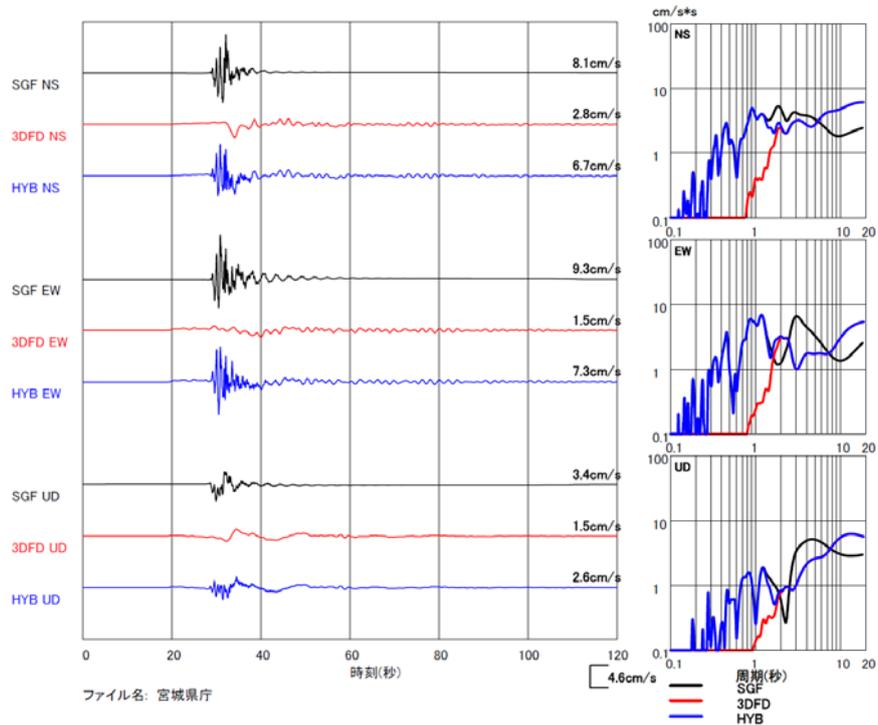


図 47(c) 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる  
広帯域地震動予測の時刻歴波形（宮城県庁）。

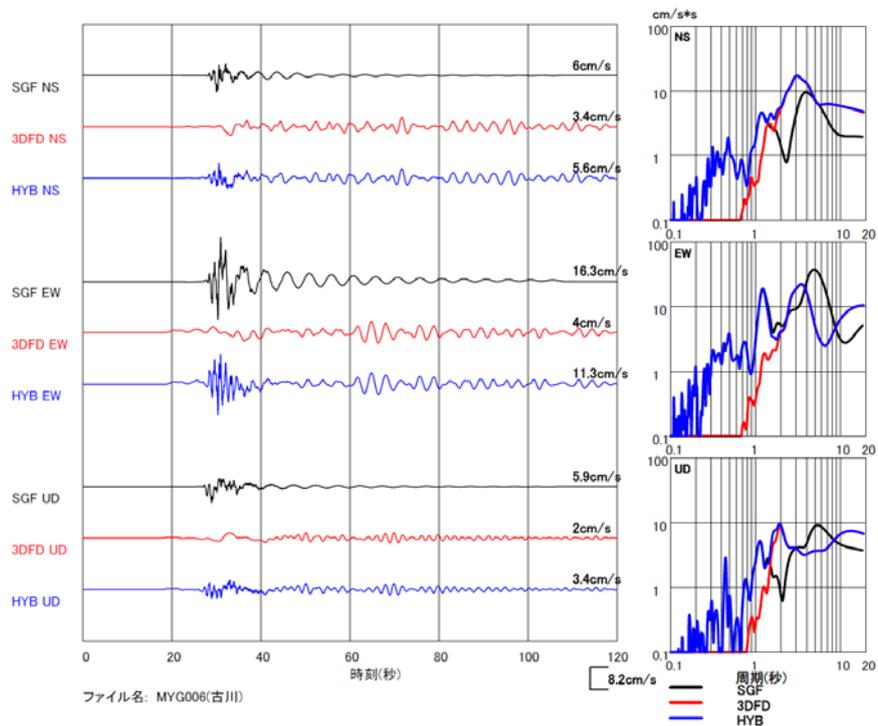


図 47(d) 宮城県沖地震の北部単独シナリオによる  
広帯域地震動予測の時刻歴波形（古川）。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

本研究では、高精度強震動予測のために、調査や観測によるデータと理論的研究成果を活用して震源モデル及び地下構造モデルの高度化を行い、それらに基づいて地震被害に直結する長周期から短周期に至る広帯域での強震動予測を行った。

震源モデルに関して、過去に発生した宮城県沖地震の運動学的震源モデルを求め、それに基づいて動力的震源モデルを構築し、長周期地震動及び広帯域地震動の予測に適切な震源モデルを提案した。また、より現実的な震源モデル構築に向けて並列化された動的シミュレーションコードの開発を行った。

震源モデルと並び強震動予測の高度化に必要な地下構造モデルについては、物理探査データやボーリングデータを用いて構築した0次地下構造モデルを基に、サブテーマ1などで得られている海域の太平洋プレートの構造モデルを統合し、自然地震の地震動観測記録から得られるR/Vスペクトル比のピーク周期、P波及びS波走時や重力ブーゲー異常データを用いて0.5次地下構造モデルに調整し、中小地震や過去の宮城県沖地震の再現計算による調整及び検証を行い1次地下構造モデルを構築した。

得られた宮城県沖地震の震源モデル及び1次地下構造モデルを用いて、地震被害に直結する周期帯域を含む広い周期帯域で、仙台圏及び周辺地域における高精度な強震動予測を実施した。得られた強震動分布は、地震基盤の深い領域では長周期成分の振幅が大きく、浅部堆積層の厚い領域では短周期成分の振幅が大きくなっている。また、予測される震度分布は、1978年宮城県沖地震におけるアンケート震度の分布を再現するものとなっている。これら予測結果の特徴が、世界的に最高水準にある地震観測網からの観測記録及び理論的研究成果に基づいて、経験と理論を統合して構築された震源モデルや地下構造モデルの特性を反映したものであることは、特筆すべきことであろう。

上述のように、宮城県沖地震の強震動予測にあたって、震源モデル及び地下構造モデルを高度化したことにより、地震被害に関連した広い周期帯域において従来よりも高精度な強震動分布を得ることができた。

宮城県沖の領域では、過去におよそ30~40年程度の間隔をおいて繰り返し海溝型大地震が発生し、仙台圏及び周辺地域に被害を及ぼしている。地震からの被害を軽減するための対策は、例えば構造物の耐震化や実効的緊急対策の検討等に見られるように年々進んできてはいるものの、様々な観点からの詳細な検討が必要である。そのために、震源域の近傍及び周辺地域での強震動の影響評価をさらに高精度化することは重要な課題である。今後の課題として以下の項目が挙げられる。

- ・理論的手法による強震動予測の広帯域化を可能とするための震源過程のインバージョン手法の高度化。特に複雑な形状を有する現実の震源断層におけるすべり時間関数の高分解能・高精度推定手法の開発。
- ・三次元地下構造の効果を精度よく取り入れるために、差分法や有限要素法等の理論的手法による予測の高度化。特により短周期帯域での計算の安定化と高精度化。
- ・震源断層から観測点に至る地震波伝播経路にあたる領域の地下構造モデルの高度化及び、浅部地盤構造の三次元モデルの高度化。

(e) 引用文献

- 1) Wu, C. and M. Takeo, An intermediate deep earthquake rupturing on a dip-bending fault: Waveform analysis of the 2003 Miyagi-ken Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24619, doi:10.1029/2004GL-21228, 2004.
- 2) Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake, Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JB005189, 2008.
- 3) 木村武志・瀨瀬一起・宮武隆, 内陸地震と海溝型地震の破壊エネルギー, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, S148-P016, 2009.
- 4) Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake, Dynamic Source Modeling of the 1978 and 2005 Miyagi-oki Earthquakes: Interpretation of Fracture Energy, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2009JB006758, in press, 2010.
- 5) 三宅弘恵・瀨瀬一起・木村武志・引間和人・古村孝志・増田徹・鈴木晴彦・甲斐田康弘, 宮城県沖地震の震源モデルと強震動予測, 日本地震学会 2009 年秋季大会, 2009a.
- 6) 三宅弘恵・加瀬祐子・青井真・瀨瀬一起・木村武志・河路薫・池上泰史・秋山伸一, FEM および FDM による断層破壊の動力学的シミュレーションの精度検証, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 2009b.
- 7) Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka, A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, 472, 290-300, 2009.
- 8) 宮城県, 平成 16 年度仙台平野南部地域地下構造調査成果報告書, 2005.
- 9) 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 強震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」成果報告書, 2006.
- 10) 藤本一雄・翠川三郎, 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, 3, 3, 13-27, 2003.
- 11) 村井勇, アンケート調査による震度分布と被害分布、1978 年宮城県沖地震による被害の総合的調査研究, 昭和 53 年度文部省科学研究費自然災害特別研究①302041, 89-95, 1979.
- 12) Kennett, L. N. and N. J. Kerry, Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 57, 557-583, 1979.
- 13) Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 14) Andrews, D. J., Rupture propagation with finite stress on antiplane strain, *J. Geophys. Res.*, 81, 3575-3582, 1976.
- 15) Virueux, J. and R. Madariaga, Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 345-369, 1982.
- 16) 地震調査研究推進本部地震調査委員会、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」, 2009a.
- 17) 東北電力株式会社, 女川原子力発電所 原子炉設置変更許可申請書<2 号原子炉の増

設>, 1987.

- 18) 石油公団, 昭和 46 年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「関東」調査報告書, 24pp, 1971.
- 19) 石油公団, 昭和 45 年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「北上～阿武隈」調査報告書, 22pp, 1971.
- 20) 石油公団, 昭和 48 年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「下北～北上」調査報告書, 20pp, 1974.
- 21) 石油公団, 昭和 52 年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「下北～東海沖海域」調査報告書, 33pp. 1978.
- 22) 石油公団, 昭和 61 年度 国内石油天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「南三陸～鹿島沖」調査報告書, 27pp, 1987.
- 23) 石油公団, 平成 2 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「相馬沖」調査報告書, 115pp, 1992.
- 24) 石油公団, 平成 5 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「鳥海山南麓地域」調査報告書, 46pp, 1994.
- 25) 石油公団, 平成 5 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「常磐～鹿島浅海域」調査報告書, 1994.
- 26) 石油公団, 平成 6 年度 国内石油・天然ガス基礎探査 海上基礎物理探査「常磐～鹿島浅海域」調査報告書, 1995.
- 27) 高井剛・山中浩明・石田寛・古屋伸二, 福島県浜通りのやや長周期微動のアレイ観測と S 波速度構造の推定—富岡町と川内村における観測—, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 227-228, 1995.
- 28) Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the Mj7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, 57, 191-202, 2005.
- 29) 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 日本重力 CD-ROM 第 2 版, 2004.
- 30) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「長周期地震動予測地図」2009 年試作版, 2009b.
- 31) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- 32) Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992.
- 33) Tinti, E., Spudich, P. and Cocco, M.: Earthquake fracture energy inferred from kinematic rupture models on extended faults, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, doi:10.1029/2005JB003644, 2005.
- 34) Mai, P. M., Somerville, P., Pitarka, A., Dalguer, L., Song, S. G., Beroza, G., Miyake, H. and Irikura, K.: On scaling of fracture energy and stress drop in dynamic rupture models: Consequences for near-source ground motions, *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*, AGU Geophysical Monograph Series,

- Vol. 170, pp.283-294, 2006.
- 35) Yamamoto, Y., Hino, Y., Nishino, M., Yamada, T., Kanazawa, T., Hashimoto, T. and Aoki, G.: Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 33, doi:10.1029/2005GL025619, 2006.
- 36) 馬場俊孝・伊藤亜紀・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域化の3次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合2006年大会, 2006.
- 37) Zhao, D. and Hasegawa, A.: P wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan islands, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, No. B3, pp.4333-4353, 1993.
- 38) 中村洋光・宮武隆, 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*, 53, 1-9, 2000.
- 39) Virieux, J., P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress difference method, *Geophysics*, 51, 889-901, 1986.
- 40) Levander, A. R., Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, 53, 1425-1436, 1988.
- 41) Graves, R. W., Simulating seismic wave propagation in 2D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- 42) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, and M. Reshef, A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, *Geophysics*, 50, 171-176, 1985.
- 43) Robertsson, J. O. A., J. O. Blanch, and W. W. Symes, Viscoelastic finite difference modeling, *Geophysics*, 59, 1444-1456, 1994.
- 44) 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56, 1999.
- 45) 司宏俊・翠川三郎, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 523, 63-70, 1999.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
木村武志・瀨瀬一 起・三宅弘恵・呉長 江・宮武隆	1978・2005年宮城県沖 地震の動的震源モデル	日本地震学会2007年秋季 大会	平成19年 10月24-26 日
Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake	Dynamic Source Modeling of the Mi yagi-oki Earthquakes	AGU 2007 Fall Meeting	平成19年 12月10-14 日

Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake	Dynamic Source Modeling of the 2005 Miyagi-oki Earthquake	6th ACES Workshop	平成 20 年 5 月 11-16 日
木村武志・瀨瀬一 起・三宅弘恵・呉長 江・宮武隆	2005 年宮城県沖地震 (M7.2) の運動学的・動 的震源パラメータ	日本地球惑星科学連合 2008 年大会	平成 20 年 5 月 25-30 日
Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake	Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes	J. Geophys. Res. 113, doi:10.1029/2007JB005189	平成 20 年 8 月 23 日
木村武志・瀨瀬一 起・三宅弘恵・呉長 江・宮武隆	1978 年・2005 年宮城県 沖地震の動力的破壊 過程と震源パラメータ	日本地震工学会大会 2008	平成 20 年 11 月 3-5 日
Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake	Comparison of Dynamic Source Models between the 1978 and 2005 Miyagi-oki Earthquakes	AGU 2008 Fall Meeting	平成 20 年 12 月 15-19 日
Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake	Correction to “Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes”	J. Geophys. Res. 114, B04302, doi:10.1029/2009JB006419	平成 21 年 4 月 11 日
Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake	Dynamic source modeling of the 1978 and 2005 Miyagi-oki earthquakes: Interpretation of fracture energy	J. Geophys. Res., doi:10.1029/2009JB006758	印刷中
木村武志・瀨瀬一 起・宮武隆	内陸地震と海溝型地震 の破壊エネルギー	日本地球惑星科学連合 2009 年大会	平成 21 年 5 月 16-21 日

瀬瀬一也・三宅弘 恵・引間和人・木村 武志・古村孝志・藤 原広行・橋本徹夫・ 石井透・吾妻瞬一・ 室谷智子・早川崇・ 渡辺基史・鈴木晴彦	「長周期地震動予測地 図」2009年版の作成－ 想定東海地震・東南海地 震・宮城県沖地震－	日本地球惑星科学連合 2009年大会	平成21年 5月
三宅弘恵・加瀬祐 子・青井真・瀬瀬一 也・木村武志・河路 薫・池上泰史・秋山 伸一	FEMおよびFDMによる断 層破壊の動力的シミュ レーションの精度検 証	日本地球惑星科学連合 2009年大会	平成21年 5月16-21 日
増田徹	断層すべりのライズタ イムと強震動予測	日本地震学会2009年秋季 大会	平成21年 10月
三宅弘恵・瀬瀬一 也・木村武志・引間 和人・古村孝志・増 田徹・鈴木晴彦・甲 斐田康弘	宮城県沖地震の震源モ デルと強震動予測	日本地震学会2009年秋季 大会	平成21年 10月
瀬瀬一也・三宅弘恵	長周期地震動予測地図	日本地震工学会誌	平成22年 1月

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

動的シミュレーションコードの開発

3) 仕様・標準等の策定

なし