

博士學位論文

| | |
|---------|---|
| 氏名（本籍） | 田中 信也（埼玉県） |
| 学位の種類 | 博士（工学） |
| 学位記番号 | 博甲第161号 |
| 学位授与年月日 | 令和 2 年 3 月 31 日 |
| 学位授与の要件 | 学位規則第4条第 1 項 |
| 学位論文題目 | 地表地震断層近傍の強震動予測手法の開発と 工学的利活用に関する研究 －Development of Strong Ground Motion Prediction Method in the Near Fault Region and Application to Seismic Design for Buildings－ |

| | | |
|--------|----|--------|
| 論文審査委員 | 主査 | 久田 嘉章 |
| | 副査 | 入倉 孝次郎 |
| | 〃 | 永野 正行 |
| | 〃 | 山下 哲郎 |
| | 〃 | 河合 直人 |

工学院大学大学院

地表地震断層近傍の強震動予測手法の開発と
工学的利活用に関する研究

田 中 信 也

地表地震断層近傍の強震動予測手法の開発と

工学的利活用に関する研究

Development of Strong Ground Motion Prediction Method in the Near Fault Region and Application to Seismic Design for Buildings

田 中 信 也

論 文 要 旨

近年発生した内陸地殻内地震では、活断層に沿って大規模な地表地震断層（地震学的に認められる震源断層の延長が地表に達したもの）が出現する場合があります。地表地震断層近傍の建物被害についても報告がなされている。2011 年 4 月に発生した福島県浜通りの地震（ $M_w6.6$ ）や、2016 年熊本地震本震（ $M_w7.0$ ）では、強震動に起因すると思われる建物被害は小さいとされているものの、地表地震断層の直上の建物では断層変位の影響により大きな変形や傾斜による建物被害が生じており、地表地震断層近傍においては、強震動に加えて断層変位を含む長周期成分の評価が必要となる。

内陸地殻内地震を対象とした地震動評価では、一般的に、地震調査研究推進本部による震源断層を特定した地震の強震動予測手法（以下、強震動レシピとよぶ。）に基づき、深さが数 km～15km 程度の地震発生層において震源断層モデルが設定される。しかし、前述の建物被害を踏まえると、地表地震断層の直上や極近傍において地震動評価を行う場合、地震発生層以浅を含む地表に変位を伴う断層全体を考慮することが求められる。永久変位を含む長周期成分を対象とした地震動評価を行う場合、断層面上のすべり速度時間関数を適切に設定する必要があるが、地震発生層内と地震発生層以浅とですべり速度時間関数の形状が異なることが指摘されている。

以上の背景を踏まえ、本研究では、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が可能な震源断層モデルの設定方法を含む強震動予測手法を開発し、工学的利活用を行うことを目的とする。

本論文は、下記に示す 5 つの章で構成されている。

第 2 章では、震源近傍における強震動予測に適用可能な地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数を求めることを目的として、強震動記録を逆解析の対象とした既往の震源インバージョン結果を収集し、地震発生層以浅のすべり速度時間関数の設定が観測記録の再現性に与える影響について分析を行った。さらに、収集した震源インバージョン結果を用いて、地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数と、地震発生層以浅のすべり分布の設定方法を提案した。

本章で得られた結論を以下にまとめる。

- a) 震源インバージョン結果と強震動レシピに基づく震源断層モデルを対象に、理論的手法（波数積分法）を用いて地震動評価を行い、震源から遠い観測点では、地震発生層以浅のすべりを考慮しない強震動レシピに基づく震源モデルで観測記録を良く再現できることを確認した。一方、断層最短距離が 2km 程度以内の震源近傍の観測点では、強震動レシピに基づく震源モデルを用いると、地震発生層以浅のすべりを考慮しない場合に観測記録を過小評価し、考慮する場合に過大評価することを確認した。
- b) 上記の原因として、震源インバージョン結果では、地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数が時間ウィンドウの後半ですべり速度が最大値に達する幅広の関数となっており、強震動レシピとの乖離が大きいことをあきらかにした。
- c) 震源インバージョン解析に基づく震源断層モデルの地震発生層以浅の小断層を対象に、すべり速度時間関数を規格化 Yoffe 関数でモデル化し、すべり量と τ_s 及び τ_R の関係を求めた。

第 3 章では、地表地震断層近傍における地震動評価のための震源断層モデルの設定方法として、強震動レシピを地震発生層以浅へ拡張する方法を提示した。さらに、過去に発生した地震を対象に震源断層モデルを設定し、観測記録を再現することで設定方法の妥当性を示した。

本章で得られた結論を以下にまとめる。

(1) 2016 年熊本地震

強震動レシピを地震発生層以浅に拡張した基本震源モデルを設定し、KiK-net 益城と西原村を対象に波数積分法を用いて周期 1 秒以上の長周期成分を評価した。KiK-net 益城の観測記録は良く再現できるものの、西原村では過小評価となる。西原村が過小評価となる原因として、地表地震断層から 1km 程度以内と非常に近いことから、地震発生層内からの地震動が S 波の放射特性の節となるために、非常に小さいことが挙げられる。この結果を踏まえ、2 種類の修正震源モデルを設定した。ひとつは地震発生層以浅のパラメータを修正したモデル、もうひとつは出ノロ断層を考慮したモデル

である。いずれの修正震源モデルでも地表地震断層近傍の永久変位を含む広域の観測記録を全体的には概ね再現できる。

既往の断層変位や合成開口レーダーによる 2016 年熊本地震前後の地表変動との比較からは、出ノ口断層を考慮した修正震源モデルがより現実に近いモデルと考えられる。このことと、出ノ口断層を考慮していない基本震源モデルによる評価が西原村において過小評価となったことは、地表地震断層近傍における地震動評価においては、巨視的断層面の設定が非常に重要であることを意味している。

(2) 2014 年長野県北部の地震

本研究で提案した手法に基づき強震動レシピによる震源モデルを地震発生層以浅に拡張することで、2014 年長野県北部の地震における永久変位を含む広帯域の観測記録をハイブリッド法で概ね再現できることを示した。

(3) 1999 年コジャエリ地震・2008 年四川地震

本研究で提案した手法に基づき強震動レシピによる震源モデルを地震発生層以浅に拡張することで 1999 年コジャエリ地震及び 2008 年四川地震のような長大断層による地震の周期 1 秒以上の長周期成分の観測記録を再現できることを示した。

第 4 章では地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係を明らかにするために、2016 年熊本地震における地震動評価結果と、建物被害との関係について考察を行った。最後に、ここまでの検討で得られた結果を工学的利活用することを目的として、地表地震断層近傍における設計用地震動とその策定方法を示した。

本章で得られた結論を以下にまとめる。

(1) KiK-net 益城周辺と益城町下陳地区における建物被害と地震動の関係

- a) 下陳地区において建物被害調査を行い、建物被害の関係からは、益城町下陳における 2016 年熊本地震の地震動は、震度 6 強 (6.49) を記録した KiK-net 益城よりも小さく、震度 5 強～6 弱と推定される。
- b) 強震動レシピを地震発生層以浅に拡張した震源断層モデルを用いて下陳における 2016 年熊本地震本震時の地震動を計算した。求められた下陳の地震動から計算した計測震度は、KiK-net 益城よりも小さく、建物被害の傾向と定性的に対応することを確認した。
- c) 地表地震断層のほぼ直上に位置する下陳では、放射特性の節となり、深部からの FP 成分が小さくなる。このような震源特性、すなわち、地表地震断層と観測点の位置関係による影響と地盤特性の影響により下陳の地震動は KiK-net 益城よりも小さくなったと考えられる。

(2) 南阿蘇村における建物被害と地震動の関係

下陳と同じく地表地震断層直上に位置する南阿蘇村は下陳とは異なり、建物被害が大きいことから、地震動を計算した。南阿蘇村で求められる地震動は、同じ地表地震

断層近傍である下陳よりも大きく、建物被害の傾向と定性的に対応することを示した。下陳よりも地震動が大きくなった原因として、観測点極近傍の布田川断層の指向性効果の違いと、観測点からやや離れた出ノ口断層の指向性効果の違いが影響することを示した。

(3) 工学的利活用に関する検討

- a) 本研究で構築した方法に基づき設定した単純な震源断層モデルから求められる地震発生層以浅からの地震動は、 $M_w7.0$ クラスで周期 3～5 秒程度で告示波（安全限界）の 1.5 倍程度となる。一般的な建物被害に影響する周期 1～1.5 秒程度の地震動は告示波よりも小さいものの、免震構造や超高層構造物では注意が必要と考えられる。
- b) 地震発生層内と併せた地震動は、告示波を大きく超過する場合もあることから、地表地震断層近傍では、本研究で構築した方法を用いて地震発生層以浅を考慮した詳細な地震動評価を行い、設計用地震動を策定することが必要と考えられる。

第 5 章では、各章における結論を整理した。

以上より、本研究では、地表地震断層近傍の強震動予測手法の開発を目的として、地震発生層以浅を考慮した震源断層モデルの設定方法を構築し、複数の地震で得られた地表地震断層近傍における観測記録を再現することで震源断層モデルの設定方法の妥当性を示した。また、本研究で提案した方法により、観測記録が得られていない地表地震断層近傍地点における建物被害の傾向を定性的に説明できることを示した。

本研究で構築した方法に基づき設定した単純な震源断層モデルから求められる地震発生層以浅からの地震動は、 $M_w7.0$ クラスで周期 3～5 秒程度で告示波（安全限界）の 1.5 倍程度となる。一般的な建物被害に影響する周期 1～1.5 秒程度の地震動は告示波よりも小さいものの、免震構造や超高層構造物では注意が必要と考えられる。また、地震発生層内と併せた地震動は、告示波を大きく超過する場合もあることから、地表地震断層近傍では、本研究で構築した方法を用いて地震発生層以浅を考慮した詳細な地震動評価を行い、設計用地震動を策定することが必要と考えられる。

Development of Strong Ground Motion Prediction Method in the Near Fault Region and Application to Seismic Design for Buildings

Shinya TANAKA

ABSTRACT

A series of M6-7 earthquakes occurred from April 14 to 16 in 2016 in the Kumamoto prefecture of the Kyushu Island, Japan, and caused destructive damage in the local areas. The main-shock (Mw7.0, 2016/4/16) generated the extensive surface faulting. Near-fault strong motions during the earthquake were recorded with high accuracy by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) strong-motion network (K-NET and KiK-net) and the Japan Meteorological Agency (JMA) and local-government seismic-intensity network. KMMH16 (Mashiki-KiK-net station) and Nishihara Village-Hall station (93048) are located extremely near surface breaks along the Futagawa fault zone. Beside the strong ground motions at KMMH16 and Nishihara Village-Hall station showed clearly permanent displacements (fling step). In the near fault region, it is necessary to evaluate long-period components including the permanent displacement. We propose a new procedure for evaluating the parameters of characterized fault model for predicting long-period ground motions containing permanent displacement in the near-fault region.

This paper consists of five chapters, which are listed below.

In Chapter 2, we estimated the influence of slip velocity function on the reproducibility of observation records by the theoretical method.

First, we collected source fault models based on the waveform inversion of strong motion data (hereinafter called "Inversion Model"). In addition, we constructed characterized source models based on strong ground motion prediction method by the Headquarters for Earthquake Research Promotion (hereinafter called "Recipe Model").

Next, we simulated observation records using these source fault models by the theoretical method. It was found that the calculated waves using Recipe Model considering the region shallower than seismogenic layer overestimated observation records near source region. These results were caused by difference of the slip velocity functions in the region shallower than the seismogenic layer between Inversion Model and Recipe Model. Based on the above results, we recommended the Yoffe-type slip velocity functions modified by Tinti et al. (2005) for shallower region than the seismogenic layer from Inversion Model.

Finally, we evaluate the relation of the slip and the parameters of the regularized Yoffe function.

In Chapter 3, we propose a new procedure for evaluating the parameters of characterized fault model for predicting long-period ground motions containing permanent displacement in the near-fault region.

First, we construct a characterized source model (Model-01) for the 2016 Kumamoto earthquake based on strong ground motion prediction method by the Headquarters for Earthquake Research Promotion (hereinafter called "Recipe"). Besides, we expand the Recipe based on the above mentioned results for shallower region than the seismogenic layer. We recommend the regularized Yoffe-type slip velocity functions for shallower region than the seismogenic layer. We simulate observation records at KMMH16 (KiK-net Mashiki) and Nishihara village using this source fault models by the theoretical method in the period over 1s. Model-01 underestimate the observation waveforms of velocity and displacement at Nishihara village. The radiation amplitude patterns of S-waves from the seismogenic layer are small in the near-fault region ($<1\text{km}$), that is one of the reasons for the underestimate.

Next, we construct two source models, Model-02 with large slip and short slip duration for shallower region than the seismogenic layer and Model-03 with the additional fault plane. The additional fault plane in Model-03 is Idenoguchi fault with large rupture velocity. By and large,

synthetic waveforms produced with these two models waveforms are in much closer agreement with observed waveforms. On the other hand, the slip on the asperity for shallower region than the seismogenic layer ($=4.1\text{m}$) of Model-02 is larger than the maximum slip of surface ruptures based on the survey by Shirahama et al. (2016) ($=2.2\text{m}$). In addition, the displacement in the region between Futagawa fault and Idenoguchi fault calculated by Model-02 is uplift. In contrast, the displacement based on ALOS-2/PALSAR-2 by Himematsu and Furuya (2016) is sedimentation in the region. These are a significant difference. Considering these results, we conclude that the Model-03 can describe the actual phenomenon best. This result suggests that geometric shape of the source fault model is important for predicting long-period ground motions containing permanent displacement in the near-fault region.

Finally, it is shown that the method proposed in this study can be applied to the 1999 Kocaeli earthquake and the 2008 Wenchuan earthquake.

In Chapter 4, we discussed relation between strong ground motions and building damage during the 2016 Kumamoto Earthquake.

A number of buildings were collapsed at the center of Mashiki city located about 2 km from the Surface Faults during the 2016 Kumamoto Earthquake. On the other hand, there are no collapsed houses in the Shimojin areas above the surface faulting located about 3km east from the center of Mashiki city. This paper discussed relation between strong ground motions and building damage in the center of Mashiki city and the Shimojin areas during the 2016 Kumamoto Earthquake. The estimated long-period ground motions (1s-2s) of fault parallel component in the Shimojin areas by the theoretical method are smaller than that in Mashiki city. The radiation amplitude patterns of S-waves from the seismogenic layer are small in the near-fault region ($<1\text{km}$), that is one of the reasons for the underestimate. The other hand the estimated long-period ground motions (about 1.5s) of fault normal component in the Shimojin areas by the theoretical method are larger than that in Mashiki city. These trends of the estimated long-period ground motions were harmonious with building damage.

In Chapter 5, the conclusions in each chapter are summarized.

目次

| | |
|--|-----|
| 第1章 序論 | 10 |
| 1.1 本研究の背景と目的 | 10 |
| 1.2 既往の研究の概要 | 12 |
| 1.3 本論文の構成 | 19 |
| 参考文献（第1章） | 21 |
| 第2章 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価 | 24 |
| 2.1 まえがき | 24 |
| 2.2 震源逆解析結果の収集 | 25 |
| 2.3 震源逆解析結果と強震動レシピに基づくモデルとの比較 | 34 |
| 2.4 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数及びすべり分布 | 48 |
| 2.5 第2章の結論 | 70 |
| 参考文献（第2章） | 71 |
| 第3章 地表地震断層近傍における地震動評価のための震源モデルの設定方法 | 75 |
| 3.1 まえがき | 75 |
| 3.2 強震動レシピに基づく震源モデルの地震発生層以浅への拡張方法 | 76 |
| 3.3 2016年熊本地震を対象とした観測記録の再現 | 78 |
| 3.4 2014年長野県北部の地震を対象とした観測記録の再現 | 96 |
| 3.5 1999年コジャエリ地震を対象とした観測記録の再現 | 110 |
| 3.6 2008年四川地震を対象とした観測記録の再現 | 122 |
| 3.7 第3章の結論 | 131 |
| 参考文献（第3章） | 133 |
| 第4章 地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係 | 136 |
| 4.1 まえがき | 136 |
| 4.2 2016年熊本地震におけるKiK-net 益城と益城町下陳の建物被害 | 137 |
| 4.3 解析方針 | 141 |
| 4.4 KiK-net 益城と益城町下陳の地震動と建物被害の関係 | 152 |
| 4.5 南阿蘇村における地震動と建物被害の関係 | 168 |
| 4.6 工学的利活用に関する検討 | 182 |
| 4.7 第4章の結論 | 273 |
| 参考文献（第4章） | 274 |

| | |
|---------------------------------|-----|
| 第 5 章 結論 | 277 |
| 付録 | |
| 付録 1 規格化 Yoffe 関数について | 281 |
| 付録 2 熊本県益城町下陳地区における臨時余震観測 | 283 |
| 謝辞 | 292 |
| 発表論文・口頭発表一覧 | 293 |

第1章 序論

1.1 本研究の背景と目的

近年発生した内陸地殻内地震では、活断層に沿って大規模な地表地震断層が出現する場合があります。地表地震断層近傍の建物被害について報告がなされている。2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震 ($M_w6.6$) における久田ほか (2012) による建物被害調査では、地表地震断層の直上を除き、強震動に起因すると思われる建物被害による全壊率は2%程度であり、震度では5強から6弱程度に相当すると報告されている。また、2016年熊本地震本震 ($M_w7.0$) における建物被害調査でも、地表地震断層近傍の建物被害の事例が報告されている。いずれの地震でも、強震動に起因すると思われる建物被害は小さいとされているものの、地表地震断層の直上の建物では断層変位の影響により大きな変形や傾斜による建物被害が生じており、地表地震断層近傍においては、強震動に加えて断層変位を含む長周期成分の評価が必要と考えられる。なお、本研究における地表地震断層とは地震学的に認められる震源断層の延長が地表に達したものであるとしている。

一方、内陸地殻内地震を対象とした地震動評価では、一般的に、地震調査研究推進本部による震源断層を特定した地震の強震動予測手法（以下、強震動レシピとよぶ。）に基づき、深さが数 km~15km 程度の地震発生層において震源断層モデルが設定される。しかし、上記の建物被害を踏まえると、地表地震断層の直上や極近傍において地震動評価を行う場合、地震発生層以浅を含む地表に変位を伴う断層全体を考慮することが求められる。

地表地震断層近傍における永久変形を考慮した震源近傍における効率的な強震動計算法として、Hisada and Bielak(2003)により、成層地盤のグリーン関数を用いた効率的な解析的手法（波数積分法）が提案されている。Hisada and Bielak(2004) では同手法を用いて 1992 年 Landers 地震における Lucerne Valley の永久変形を含む観測記録を再現している。ただし、これらの検討では、すべり速度時間関数が震源インバージョン解析等で得られていることが前提となっている。久田 (2015) は 1994 年ノースリッジ地震 ($M_w6.6$) を例に、震源インバージョンから得られるすべり速度時間関数が、地震調査研究推進本部による強震動レシピで設定される関数よりも複雑であり、現実に近いすべり速度時間関数の導入が必要であることを指摘している。震源インバージョンから得られるすべり速度時間関数について、Kagawa et al. (2004)では、地表断層地震（断層破壊が地表に及ぶ地震）と地中断層地震（断層破壊が地表に及ばない地震）の最大すべり速度の違い、及びアスペリティの深さによる最大すべり速度の違いについて分析を行い、アスペリティに対するすべり速度時間関数を提案している。また、最近の震源インバージョン結果において、例えば引間ほか (2015) は、2014 年長野県北部の地震 ($M_w6.3$) を対象に震源インバージョン解析を行い、震源の深部と浅部とですべり速度時間関数の形状が異なる点を指摘している。一方、強震動レシピでは、すべり速度時間関数に中村・宮武 (2000) による近似式を用いるとされている。しかし、地表地震断層が明瞭となる M_w7 クラス以上の内陸地殻内地震のすべり速度時間関数に関する分析は十分になされてはいない。

以上のことを踏まえ、本研究の目的は、地表地震断層近傍における強震動予測手法を開発し、工学的利活用の方法を提示することとする。

1.2 既往の研究の概要

本節では、本研究に関連する既往の研究を概観する。まず 1.2.1 節では、地表地震断層近傍における観測記録と建物被害の研究を調べる。次に、1.2.2 節では、地表地震断層近傍の強震動予測手法に関する研究を調べる。

1.2.1 地表地震断層近傍における観測記録と建物被害に関する研究

本節をまとめるにあたっては、久田（2004）を参照し、地表地震断層近傍における特徴的な地震動特性として 2 つのタイプに分類し、その成因や観測記録、及び建物被害に関する研究について概観する。

- (1) 指向性パルス
- (2) フリングステップ

(1) 指向性パルス

指向性効果（Directivity effect, Forward directivity effect）という言葉は古くは Archuleta and Hartzell(1981)に見られる。カリフォルニアでは、1979 年 Coyote Lake 地震（Mw5.9）や 1979 年 Imperial Valley 地震（Mw6.6）において震源域近傍で指向性効果による速度、変位波形の大振幅パルス波が観測記録として得られていたこともあり、理論的にも予測されていた現象である。1980 年代における日本では、近地地震の強震観測記録が少なかったこともあり、震源域近傍での指向性効果によるパルス状の波形は、あまり工学では注目されてはいなかった（久田・山本（1995））。その後、1995 年兵庫県南部地震における神戸市内で観測され、市内建物の大被害の一因となったため「キラパルス」として知られることとなった（例えば、久田（2004））。ここでは、このような指向性効果によるパルス状の波形を指向性パルスと呼び、その特徴について整理を行う。

震源断層が浅く、横ずれ断層で破壊伝播が観測点に断層走向方向に近づいてくる場合、Forward directivity 効果により、周期 1～2 秒以上のやや長周期で断層直交成分が卓越するパルス状の波形となる（例えば久田（2004））。日本では 1994 年ノースリッジ地震と 1995 年兵庫県南部地震を契機に紹介され、存在が広く知られるようになった（久田・山本（1995）など）。さらに、1995 年兵庫県南部地震以降、詳細な震源過程の逆解析が行われ、長周期パルス波は対応する各アスペリティからそれぞれ発生することが明らかにされた（例えば、松島・川瀬（2000））。その結果、アスペリティサイズや個数のスケーリング則や、アスペリティサイズとパルス波の卓越周期の関係、directivity 効果を考慮した経験式、発生する場所の適用範囲などが、地震調査研究推進本部により強震動レシピとして提案されることとなった。指向性パルスの代表例として、右横ずれ断層で 1995 年兵庫県南部地震（左横ずれ断層）の気象庁神戸気象台（JMA 神戸）における観測記録が挙げられる。この他、逆断層の 1994 年 Northridge 地震や、左横ずれ断層の 2000 年鳥取県西部地震の強震記録など断層直交（Fault Normal）成分が卓越する指向性パルスは近年、数多く観測されている。このような指向性パルスは断層直交成分に破壊力のある地震動となるため、建物の倒壊する方向も断層直交成分に卓越する。1995 年兵庫県南部地震の際、神戸市内の地震動は断層直交成分が卓越し、多くの木造家屋は神戸側断層に直交する北西-南東方向に倒壊したとされている（久田（1998）、久田・南（1998）、元木・ほか（1998））。

一方、横ずれ断層で破壊伝播が深部から浅部に上昇する場合は、断層平行 (Fault Parallel) 成分に指向性パルスが表れる場合がある (宮武 (1999))。2016 年熊本地震における益城町の観測記録は、このような断層平行成分の指向性パルスとの指摘がある (宮武 (2016))。境・ほか (2016) によれば、益城町宮園における木造建物の全壊率は 44.4% と非常に高く、益城町市街地において、倒壊した建物は約 84% が東西方向に倒壊しており、これは断層の走向に近い方向である。

(2) フリングステップ

断層すべりによる永久変位を伴うステップ関数状の地震動はフリングステップとよばれ、指向性パルスとともに地表地震断層近傍で観測される特徴的な地震動であるが、建物に及ぼす影響に関しては指向性パルスに比べ注目度が低いとされてきた (Stewart et al.(2001))。ここでは、フリングステップの特徴について整理を行う。

地震により地表地震断層が現れる場合、地表地震断層の近傍では断層の食い違い運動による大変位が発生し、長周期成分の卓越する波形となる。横ずれ断層の場合、断層面を挟んだ地面がほぼ等しい大きさで逆方向にずれを生じ、断層平行 (Fault Parallel) 成分に大きな永久変位が現れ、長周期のパルス波となる。一方、逆断層の場合、指向性効果による長周期パルス波と同時に永久変位も断層直交 (Fault Normal) 成分と上下成分に現れ、また上盤側が下盤側に乗り上げるため、特に上盤側の地表断層近傍の両成分に極めて大きな長周期成分が生じる特徴がある。前者の代表例として 1992 年 Landers 地震や 1999 年トルコ・Kocaeli 地震、後者の例として 1999 年台湾・集集地震が挙げられる。

横ずれ断層によるフリングステップの観測例として、1992 年 Landers 地震において 2~5m のすべり (右横ずれ) を生じた Camp Rock/Emerson 断層のごく近傍にある Lucerne Valley(LUC) の記録があり、Fault Parallel 成分に 3m 弱の永久変位 (fling step) が現れている。この観測波形は久田 (2004) で理論的に再現されている。逆断層で地表地震断層が出現した例として、1999 年集集地震の上盤側の地表地震断層のごく近傍における TCU068 (石岡) 観測点がある。フリングステップによる大きな永久変位も現れており、Fault Normal 成分の変位量は 10m 近い。同地震の地表断層近傍の地震被害の例として、日本建築学会 (2000) による地表断層と交差する道路沿いで行った建物の全数被害調査の結果によれば、被害率は断層の上盤と下盤では上盤の方が大きく、かつ断層の直上に集中している。調査から明らかになったことは、被害はほぼ断層運動に起因しており、揺れによる被害は非常に小さかったことである。これは地震記録でも短周期成分が小さく、フリングステップのみ卓越していることとも調和的である。

地表地震断層近傍におけるフリングステップによる建物被害調査は、多くはないものの、1974 年伊豆半島沖地震 (松田・田村 (1974))、1972 Nicaragua 地震 (Niccum et al.(1976))、1995 年兵庫県南部地震 (松田 (1995))、1992 年米国・Landers 地震 (Lazarte et al.(1994))、1999 年台湾・集集地震 (Lee et al.(2000))、日本建築学会 (2000)、Bray(2001)、Faccioli et al.(2008))、1999 年トルコ・コジャエリ地震 (Bray(2001)、Faccioli et al.(2008)、Bray(2009)、Anastasopoulos

(2007)), 2011 年福島県・浜通り地震 (久田ほか (2012)), 2014 年長野県北部の地震 (石川・久田 (2017)) などの報告がある。これらの調査結果をまとめると、事前の活断層図による活断層の位置と地表地震断層の出現位置が異なる場合があること、堆積層・沖積層が厚い場合は地表地震断層が分岐・分散、あるいは撓曲すること、また地表地震断層の近傍では短周期の地震動が強くはなく、建物は断層変位による被害が顕著になる事例が多いこと、高い剛性を有する基礎・躯体の建物には大きな被害が生じないこと、などが明らかにされている。

指向性パルスに比べ注目度が低いとされてきたフリングステップであるが、2016 年熊本地震以降注目が高まっている。主要活断層である布田川・日奈久断層帯の近傍でも強震動特性や建物被害調査の結果が報告されている。友澤・ほか (2017)、香川・ほか (2017)、元木・ほか (2016)、田中・ほか (2017) は、下陳地区など布田川断層にごく近い地域では益城町に比べて揺れによる顕著な被害が現れなかったことや、その原因は表層地盤による地盤の増幅特性の違いである可能性を示している。

(3) 小括

地表地震断層近傍における特徴的な地震動として、指向性パルスとフリングステップがあり、指向性パルスについては 1995 年兵庫県南部地震で顕著な建物被害が生じたことから、観測記録と建物被害に関する知見も比較的多く、これらの知見は強震動レシピに反映されている。一方、断層すべりによる永久変位を伴うフリングステップについては、建物に及ぼす影響に関しては指向性パルスに比べ注目度が低いとされてきたものの、2016 年熊本地震の建物被害を踏まえると、地表地震断層近傍において強震動に加えて永久変位を含む長周期成分の評価が必要と考えられる。

1.2.2 地表地震断層近傍の強震動予測手法に関する研究

本節をまとめるにあたっては、日本建築学会（2005）を参照し、地表地震断層近傍の強震動予測手法に関する研究について概観する。

(1) 地表地震断層近傍に適用可能な強震動予測手法

断層の運動（食い違いの時空間変化）と、これにより生じる地震波との関係を記述するモデルは運動学的震源モデルとよばれる。X 点を断層面上の点として、媒質内の離れた任意の S 層における Y 点で観測される k 方向の変位ベクトルは、表現定理により以下のように記述される。

$$U_k^S(Y; \omega) = \int_{\Sigma} [T_{ik}^0(X, Y; \omega) D_i(X; \omega) e^{i\omega tr}] d\Sigma(X) \quad \cdots (1.2.1) \text{ 式}$$

ここで、 Σ は断層面積、 $D_i(X; \omega)$ は断層面上 X 点における食い違い変位ベクトル（すべり速度時間関数）、 tr は断層面上 X 点における破壊開始時間、 T_{ik}^0 はグリーン関数の応力テンソルである。

(1.2.1) 式は、震源特性を表す断層面上の食い違い変位ベクトルと、伝播特性を表すグリーン関数を知ることにより、観測される地震波が決定されることを示している。経験的グリーン関数法（半経験的手法）は、実際に観測された小地震記録をグリーン関数として、大地震の破壊過程に従って重ね合わせることで大地震の地震動波形を評価する手法である（Irikura(1986), Dan et al.(1989)など）。この方法は、想定される震源域で実際に小地震が発生し、かつ地震動評価地点で観測記録が得られている場合には、有効な方法である。ただし、地表地震断層近傍において、理想的な小地震記録が得られることはまれである。一方、人工的に小地震の記録を作成し、波形合成する手法として統計的グリーン関数法があるが、一般的に作成されるグリーン関数は単純な直達 S 波であり、震源のごく近傍ではグリーン関数が非常に大きくなることから適切な手法とは考えにくい。一方、理論的手法は (1.2.1) 式をそのまま用いることとなり、平行成層地盤を対象とした理論手法（波数積分法や離散化波数法など）と、盆地など不整形地盤を対象とした数値解析手法（差分法や有限要素法など）などがある。前者は長周期だけでなく短周期まで高速かつ高精度な計算が可能な一方で、平行成層地盤に制限されることから、一般に震源近傍の強震動評価に適している。一方、後者は、理論上どのような地盤にも対応可能であるが、計算時間や地盤情報などの制約から長周期の強震動評価に適している。平行成層地盤を対象とした理論手法の内、波数積分法に関して、Hisada et al.(1993), Hisada (1993)及び Hisada(1995)では、成層地盤におけるグリーン関数を数値的に安定かつ効率的に計算する手法を提案している。これらの論文では、成層を表記する伝達マトリックスに Luco and Apsel(1983)の反射／透過マトリックス法 (R/T Matrix 法) を改良し、高振動数までの数値安定性を保証するとともに、震源の深さと観測点の深さが近いと

きに生じる数値不安定性の問題を、波数積分に解析的な漸近解を導入することで解決している。さらに、久田（1997）はこれらの方法を更に発展させ、**R/TMatrix** 法を用いて正規モード解を効率的に計算する方法、グリーン関数法の波数積分を高速化する方法を示している。一方、観測点が断層面に近い場合、グリーン関数の振幅が非常に大きくなる特異性を生じるため（1.2.1）式の断層積分を行う際、観測点に近い領域では密な積分点は分布させる必要がある。特に平行成層の動的グリーン関数を用いた場合、密な積分点を分布させると多大な計算時間を要することから、Hisada and Bielak(2003)により、（1.2.2）式が提案されている。

$$\dot{U}_k^S(Y; \omega) = \int_{\Sigma} [\dot{D}_l(X; \omega) \{T_{ik,j}^D(X, Y; \omega) - T_{ik,j}^S(X; Y)\} e^{i\omega tr}] d\Sigma(X) + \int_{\Sigma} [\dot{D}_l(X; \omega) T_{ik,j}^S(X; Y) e^{i\omega tr}] d\Sigma(X) \quad \cdots (1.2.2) \text{ 式}$$

ここで、上付きドットは時間微分を意味し、D は動的項、S は静的項を意味している。（1.2.2）式では（1.2.1）式の積分を二つの積分に分けている。第 1 積分では動的グリーン関数から静的グリーン関数を引いて、観測点が断層面に近いことによって生じる動的グリーン関数の特異性を除去している。Hisada and Bielak(2004) では（1.2.2）式を用いて 1992 年 Landers 地震における Lucerne Valley の永久変形を含む観測記録を再現している。ただし、再現計算においては、すべり速度時間関数を含む震源特性が震源インバージョン解析等で得られていることが前提となっている。

（2）すべり速度時間関数を含む震源特性に関する研究

すべり速度時間関数を含む震源特性に関して、標準的な設定方法として、「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」と呼ぶ) が挙げられる。レシピは、地震調査委員会において実施してきた強震動評価に関する検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や震源特性パラメータの設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。(強震動レシピ, 入倉・三宅 (2001))。すべり速度時間関数に中村・宮武 (2000) による近似式を用いるとされている。ただし、レシピは、深さ数 km～15km 程度の地震発生層における震源断層モデルを設定する方法論であり、地表地震断層の直上や極近傍において地震動評価を行う場合、地表に変位を伴う断層全体を考慮することが求められるが、その方法については示されていない。

久田 (2015) は 1994 年ノースリッジ地震 (Mw6.6) を例に、震源インバージョンから得られるすべり速度時間関数が、地震調査研究推進本部による強震動レシピで設定される関数よりも複雑であり、現実に近いすべり速度時間関数の導入が必要であることを指摘している。震源インバージョンから得られるすべり速度時間関数について、Kagawa et al. (2004) では、地表断層地震 (断層破壊が地表に及ぶ地震) と地中断層地震 (断層破壊が地表に及ばない地震)

の最大すべり速度の違い、及びアスペリティの深さによる最大すべり速度の違いについて分析を行い、アスペリティに対するすべり速度時間関数を提案している。また、最近の震源インバージョン結果において、例えば引間ほか（2015）は、2014年長野県北部の地震（ $M_w 6.3$ ）を対象に震源インバージョン解析を行い、震源の深部と浅部とですべり速度時間関数の形状が異なる点を指摘している。地震発生層以浅におけるすべり分布に関して、松島・他（2010）では、長大断層で発生した9つの地震を対象に、地表地震断層の最大変位量と震源断層のすべり量の関係を整理し、地表断層の最大変位量は震源断層の最大変位量に等しいか小さい場合がほとんどとしている。この知見を踏まえ、川里・他（2017）では、地震発生層内のアスペリティ部分と背景領域部分にそれぞれ対応するすべりとして、アスペリティ直上部分に大すべり域、背景領域直上部分に小すべり域を設定する方法を提案している。

（3）小括

地表地震断層近傍の評価に関して、地表地震断層近傍における伝播特性を表すグリーン関数の理論的手法に基づく計算手法とその妥当性は既往の研究で明らかにされていると考えられる。しかし、震源特性を表すすべり速度時間関数に関する分析、震源の深部と浅部とですべり速度時間関数の違いに関する研究は十分になされてはいない。

1.3 本論文の構成

本論文は、本章以降 4 つの章で構成されている。

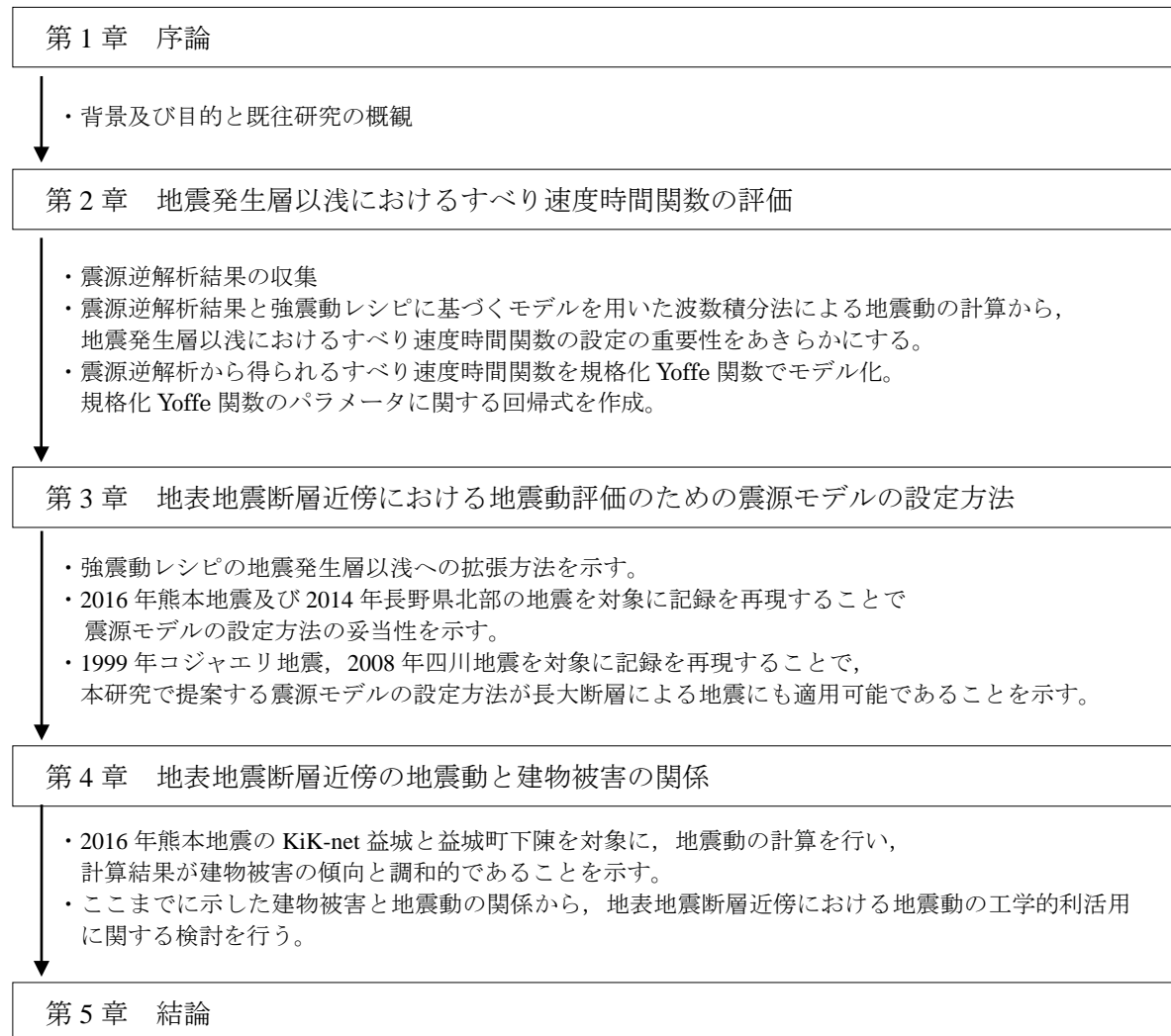
まず、第 2 章では、既往の震源インバージョン結果を収集し、地震発生層以浅のすべり速度時間関数及びすべり分布について分析を行う。具体的には、まず、2.1 節検討方針について簡単に説明する。次いで 2.2 章では既往の震源インバージョン結果を収集し、2.3 章で収集したモデルと強震動レシビに基づく震源モデルを用いてそれぞれ地震動の計算を行い、地表地震断層近傍における地震動評価において地震発生層以浅のすべり速度時間関数の重要性を指摘する。そこで、2.4 章で地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数を提案し、最後に 2.5 節で結論をまとめる。

第 3 章では、第 2 章で求めた地震発生層以浅のすべり速度時間関数を用いて、2016 年熊本地震の観測記録の再現を行う。具体的には、3.1 節で検討方針について簡単に説明し、3.2 節で震源断層モデルの設定方法についてまとめる。次いで、3.3 節で 2016 年熊本地震、3.4 節で 2014 年長野県北部の地震、3.5 節で 1999 年コジャエリ地震、3.6 節で 2008 年四川地震の観測記録を再現することで、震源断層モデルの設定方法の妥当性を示す。最後に 3.7 節で結論をまとめる。

第 4 章では、第 3 章で得られた震源モデルを基本として、地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係について分析を行う。具体的には、4.1 節で対象とする地震及び地点と、検討方針について簡単に説明し、4.2 節で対象地点の建物被害についてまとめる。4.3 節では対象地点の地下構造モデルを推定し、4.4 節では対象地点の地震動を推定し、建物被害との関係について考察を行う。4.5 節では、阿蘇における地震動と建物被害の関係について述べる。4.6 節では、ここまでに示した建物被害と地震動の関係から、地表地震断層近傍における地震動の工学的利活用に関する検討を行う。最後に 4.6 節で結論をまとめる。

第 5 章では、本研究の結論をまとめる。

本研究の構成を図 1.3-1 に示す。



注) 各章に対応する査読付論文

- ・第 2 章：田中ほか（2017），田中ほか（2018）
- ・第 3 章：田中ほか（2018）
- ・第 4 章：田中ほか（2019）

図 1.3-1 本論文の構成

参考文献（第1章）

- 1) Archuleta, R. J. and S. H. Hartzell : EFFECTS OF FAULT FINITENESS ON NEAR-SOURCE GROUND MOTION, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.71, No.4, pp939-957, 1994.
- 2) 久田嘉章, 山本俊六 : ノースリッジ地震の地震動 — 類似点と相違点, 第23回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.93-100, 1995
- 3) 久田 嘉章 : 震源域の強震動と被害, 2004 年度建築学会大会(北海道) 振動部門 PD 資料 (2004.8.30), 2004
- 4) 松島信一, 川瀬博 : 1995 年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 534 号, pp. 33-40, 2000. 8
- 5) 久田嘉章 : 1995 年兵庫県南部地震における木造家屋の倒壊方向データの数値化、及び強震記録との関係, 日本建築学会構造系論文報告集, No.512, pp.105-110, 1998
- 6) 久田嘉章, 南栄次郎 : 1995 年兵庫県南部地震における木造家屋の倒壊方向と地震動特性, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, Vol.1, pp.783-788, 1998.
- 7) 元木健太郎・瀬尾和大・山中浩明 : 震源近傍での地震動特性に関する一提案—1995 年兵庫県南部地震における構造物被害方向の規則性に着目して—, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, 第一分冊, pp.759, 1998
- 8) 宮武 隆 : 1948 年福井地震の強震動—建築物・墓石等の倒壊方向と強震動と震源過程—, 地震 II, 第 52 巻, pp.151-161, 1999.
- 9) 宮武 隆: 2016 年熊本地震での益城町の強い断層平行地動について, 日本地震学会講演予稿集 2016 年度秋季大会, S21-P05, 2016. 10
- 10) Jonathan P. Stewart et al.: Ground Motion Evaluation Procedures for Performance-Based Design, Pacific Earthquake Engineering Research Center Report, 2001. 9
- 11) 日本建築学会 : 1999 年台湾・集集地震, 第 I 編 災害調査報告書, 「第 1 章 地震及び地震動」, 2000, pp1-11.
- 12) 松田磐余, 田村俊和 : 1974 年伊豆半島沖地震の地震断層とそれにもなう被害, 地学雑誌, 83, 4, pp. 66-72, 1974.
- 13) Niccum, M.R., Cluff, L.S., Chamorro, F., and Wylie, L.: Banco Central de Nicaragua: a case history of a high-rise building that survived surface fault rupture. In: Humphrey CB (ed) Engineering geology and soils engineering symposium, No. 14., pp. 133–144, 1976.
- 14) 松田磐余 : 1995 年兵庫県南部地震の地震断層と地形から見た被害状況, 都市総合研究, 第 7 号, pp. 5-18, 1995.
- 15) Lazarte, C.A., Bray, J.D., Johnson, A.M. and Lemmer, R.E.: Surface-Breakage of the 1992 Landers Earthquake and Its Effects on Structures, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.84, No.3, pp547-561, 1994.

- 16) Lee, C.T., Kelson, K.I. and Kang, K.H.: Hangingwall deformation and its effects on buildings and structures as learned from the Chelungpu faulting in the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, Proceedings of International Workshop on Annual Commemoration of the Chi-Chi Earthquake, 2000.
- 17) Bray, J.D.: Developing Mitigation Measures for the Hazards Associated with Earthquake Surface Fault Rupture, Workshop on Seismic Fault-Induced Failures—Possible Remedies for Damage to Urban Facilities, University of Tokyo, Japan, pp. 55-79, 2001.
- 18) Faccioli, E., Anastasopoulos, I., Gazetas, G., Callerio, A. and Paolucci, R.: Fault rupture-foundation interaction: selected case histories, Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. 6, Issue 4, pp. 557-583, 2008.
- 19) Bray, J.D.: Designing Buildings to Accommodate Earthquake Surface Fault Rupture, ATC & SEI 2009 Conference on Improving the Seismic Performance of Existing Buildings and Other Structures, pp. 1269-1280, 2009.
- 20) Anastasopoulos, I., and Gazetas, G.: Foundation–structure systems over a rupturing normal fault: Part I. Observations after the Kocaeli 1999 earthquake, Bull. Earthquake Eng., Vol. 5, pp. 253–275, 2007.
- 21) 久田嘉章, 久保智弘, 松澤 佳, 松本俊明, 田邊朗仁, 森川 淳 : 2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査, 日本地震工学会論文集, Vol. 12, No. 4, pp. 104-126, 2012.
- 22) 石川理人, 久田嘉章 : 2014 年長野県神城断層地震における建物被害調査, 2017 年日本地震工学会大会梗概集 P2-37, pp. 1-7, 2017.
- 23) 友澤裕介, 元木健太郎, 加藤研一, 引田智樹, 石木健士朗 : 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震における墓石転倒率と木造家屋被害調査 -断層極近傍と益城町宮園周辺の比較検討-, 日本地震工学会論文集, 第 17 巻, 第 4 号, pp. 62-80, 2017.
- 24) 香川敬生, 吉田昌平, 上野太士, 後藤浩之 : 2016 年熊本地震で生じた地表地震断層ごく近傍の地震動特性について, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 73, No. 4 (地震工学論文集第 36 巻), pp. 841- 846, 2017.
- 25) 元木健太郎, 友澤裕介, 加藤研一, 益城町宮園周辺と断層極近傍における被害と地盤震動, 第 44 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp. 55-64, 2016.
- 26) 田中信也, 菅原正晴, 工藤一嘉, 重藤迪子, 神野達夫 : 2016 年熊本地震の地表地震断層近傍における建物被害調査と臨時余震観測—熊本県益城町下陳地区を中心として—, 2017 年日本地震工学会大会梗概集, pp. 1-9, 2017.
- 27) 日本建築学会: 地盤震動 —現象と理論—, pp. 84-102, 2005.
- 28) Irikura, K., 1986, Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.
- 29) KAZUO DAN, TAKAHIDE WATANABE and TEIJI TANAKA (1989) : A SEMI—EMPILICAL METHOD TO SYNTHESIZE EARTHQUAKE GROUND MOTIONS BASED ON

APPROXIMATE FAR-FIELD SHEAR-WAVE DISPLACEMENT, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 396 号, pp.27-36

- 30) Hisada. Y., K. Aki and T.L. Teng : 3-D simulations of surface wave propagation in the Kanto Sedimentary basin Japan (Part2: Application on the surface wave BEM), Bull. Seism. Soc. Am., Vol.83, No.6, pp.1700-1720, 1993.
- 31) Hisada Y, “An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths”, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1456-1472, 1993.
- 32) Hisada,Y., An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2), Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No.4, pp. 1080-1093, August, 1995
- 33) J. E. Luco. and Apsel, R. J (1983). On the Green's functions for a layered haft-space, part 2, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 931-951.
- 34) Hisada, Y, and J. Bielak, A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull. of the Seism. Soc.of America,, Vol.93, No.3,pp.1154-1168, June., 2003
- 35) Hisada, Y, and J. Bielak, Effects of Sedimentary Layers on Directivity Pulse and Fling Step, Proc. of the 13th World Conference on Earthq. Eng., No.1736, Aug., 2004,
- 36) 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」), 2016-12-09.入手先, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf, (参照 2018-03-18)
- 37) 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, vol.110, No.6, pp.849-875
- 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 第2輯, 第53巻, 第1号, pp. 1-9, 2000. 3
- 39) 久田嘉章 : 活断層近傍における強震動予測手法の工学的適用に関する諸課題について (その2), 日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会, S22-12, 2015.
- 40) Kagawa.T. et al.: Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, Earth Planets Space, 56, pp. 3-14, 2004. 6
- 41) 引間和人ほか 2 名: 2014 年長野県北部の地震 (Mj6.7) の震源過程～震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析～, 日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会, S15-14, 2015. 9
- 42) 川里健ほか 4 名: 地表地震断層極近傍における地震動および永久変位の評価のための震源モデルの設定 その 1 震源モデルの考え方, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp. 227-228, 2017. 8

第2章 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価

2.1 まえがき

本章では、震源近傍における強震動予測に適用可能な地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数を求める。そのために、まず、2.2 節において、強震動記録を逆解析の対象とした既往の震源インバージョン結果を収集し、その中から精度の高いグリーン関数を用いて導出されたモデルを選定する。次に、2.3 節において、選定した震源インバージョン結果と強震動レシピに基づく震源断層モデルを対象として、それぞれ理論的手法（波数積分法）を用いて地震動評価を行い、地震発生層以浅のすべり速度時間関数の設定が観測記録の再現性に与える影響について分析を行う。最後に、2.4 節において収集した震源インバージョン結果を用いて、地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数と、地震発生層以浅のすべり分布の設定方法を提案する。

2.2 震源逆解析結果の収集

本節では、既往の震源インバージョン結果を収集し、解析条件とインバージョン解析により得られるすべり速度時間関数の関係について整理を行った上で、次節以降で詳細に分析を行うモデルの選定を行う。

本研究で収集・整理した震源インバージョン結果は、表 2.2-1 に示す国内外で発生した内陸地殻内地震の強震動記録を用いて解析された 26 モデルである。収集した震源インバージョン結果の多くは、長周期側 10～20 秒、短周期側 0.5～2 秒の範囲を対象としている。収集したモデルについては、波数積分法を用いて観測記録の再現解析を行うことにより、すべり速度時間関数を含む震源パラメータの妥当性を確認している。再現解析の一部は次節以降に検討結果と併せて示すこととする。

ここで、内陸地殻内地震の震源近傍における強震動評価を行うことを想定した場合、特に地表地震断層が確認されている地震では、評価地点に近い浅部の小断層のすべり速度時間関数の影響が大きいと推定される。そこで、地表付近まで断層面を想定している震源インバージョン結果に基づくすべり速度時間関数の例を図 2.2-1～図 2.2-9 に示す。この内、2004 年以降の国内の地震を対象に行われた震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数は非常に複雑であるが、特に地震発生層内と考えられる深い小断層では、すべりの立ち上がりから早い段階に最大値があり、その後徐々に低下するような **Kostrov** 型に近い傾向の小断層が見られる。一方で、それよりも以前の海外の地震のすべり速度時間関数を見ると、単純な三角形関数でモデル化していることもあり、上記の傾向はあまり明瞭に見られない。近年の国内の地震を対象に行われた震源インバージョン解析では、余震記録を用いて観測点毎にグリーン関数（地下構造モデル）をチューニングするなど、精度向上が図られており、グリーン関数の精度がすべり速度時間関数の形状に影響している可能性がある。

すべり速度時間関数について詳細に分析を行う場合には、精度の高いグリーン関数を用いて導出された震源モデルを用いることが望ましいと考えられる。次節では、近年の国内の地震を対象に行われた震源インバージョン結果として、引間（2012）による 2011 年福島県浜通りの地震と引間ほか（2015）による 2014 年長野県北部の地震を用いて、評価地点から近い地震発生層以浅のすべり速度時間関数の設定が観測記録の再現性に与える影響について分析を行う。

表2.2-1 収集した震源インバージョン結果

| № | 地震名 | 震源断層モデル | M _w | 対象観測点 ^{※1} | | | 周波数(Hz) | | グリーン関数 ^{※2} | 地表地震断層 ^{※3} |
|----|------------------------------|----------------------------|----------------|---------------------|------|-----|---------|------|----------------------|----------------------|
| | | | | SGM | TELE | GPS | Low | High | | |
| 1 | 1979 年 Coyote Lake 地震 | Liu and Helmberger(1983) | 5.9 | 6 | 14 | — | 0.1 | 1.0 | Common | × |
| 2 | 1979 年 Imperial Valley 地震 | Hartzell and Heaton(1983) | 6.6 | 12 | 23 | — | 0.1 | 1.0 | Common | ○ |
| 3 | 1984 年 Morgan Hill 地震 | Hartzell and Heaton(1983) | 6.1 | 11 | 4 | — | 0.2 | 5.0 | Common | × |
| 4 | 1985 年 12 月 Nahanni 地震 | Hartzell et al. (1986) | 6.7 | 3 | 18 | — | 0.2 | 3.0 | Common | × |
| 5 | 1987 年 Superstition Hills 地震 | Wald et al. (1991) | 6.5 | 10 | — | — | 0.1 | 1.5 | Common | ○ |
| 6 | 1989 年 Loma Prieta 地震 | Wald et al. (1991) | 6.9 | 16 | 16 | — | 0.1 | 1.0 | Common | × |
| 7 | 1992 年 Landers 地震 | Wald and Heaton (1994) | 7.3 | 16 | 11 | 42 | 0.1 | 0.5 | Common | ○ |
| 8 | 1994 年 Northridge 地震 | Wald et al. (1996) | 6.6 | 38 | — | — | 0.1 | 1.5 | 2 types | × |
| 9 | 1995 年 兵庫県南部地震 | Wald (1996) | 6.9 | 19 | 13 | 20 | 0.05 | 0.5 | 2 types | ○ |
| 10 | 1997 年 3 月 鹿児島県北西部地震 | Miyakoshi et al. (2000) | 6.0 | 不明 | — | — | 0.1 | 0.5 | Individual | × |
| 11 | 1997 年 山口県北部地震 | Miyakoshi et al. (2000) | 5.8 | 不明 | — | — | 0.1 | 0.5 | Individual | × |
| 12 | 1999 年 Kocaeli(Izmit)地震 | Sekiguchi and Iwata (2002) | 7.4 | 10 | — | 0 | 0.1 | 1.0 | 2 types | ○ |
| 13 | 1999 年 Chi-Chi 地震 | Wu et al (2001) | 7.7 | 47 | — | 60 | 0.1 | 1.0 | 3 types | ○ |
| 14 | 1999 年 HectorMine 地震 | Kaverina et al. (2002) | 7.2 | 21 | — | 170 | 0.1 | 0.5 | Common | ○ |
| 15 | 2002 年 Denali 地震 | Oglesby et al. (2004) | 7.9 | 8 | — | 38 | 0.01 | 0.5 | Common | ○ |
| 16 | 2003 年 Bam(Iran)地震 | Poiata et al. (2012) | 6.5 | 3 | 41 | — | 0.05 | 0.5 | Common | × |
| 17 | 2004 年新潟県中越地震 | Asano and Iwata (2009) | 6.6 | 16 | — | — | 0.05 | 1.0 | Individual | ○ |
| 18 | | Hikima and Koketsu(2005) | 6.6 | 11 | — | — | 0.05 | 0.5 | Individual | |
| 19 | 2004 年新潟県中越地震 (余震) | Hikima and Koketsu (2005) | 6.0-6.5 | 11 | — | — | 0.05 | 0.5 | Individual | × |
| 20 | 2005 年福岡県西方沖地震 | Asano and Iwata (2006) | 6.6 | 16 | — | — | 0.05 | 1.0 | Individual | ○ |
| 21 | 2005 年福岡県西方沖地震 (最大余震) | Asano and Iwata (2006) | 5.6 | 16 | — | — | 0.1 | 1.0 | Individual | × |
| 22 | 2007 年能登半島地震 | Asano and Iwata (2011) | 6.7 | 12 | — | 19 | 0.05 | 1.0 | Individual | ○ |
| 23 | 2011 年福島県浜通りの地震 | 引間(2012) | 6.6 | 10 | — | — | 0.05 | 0.8 | Individual | ○ |
| 24 | 2014 年長野県北部の地震 | 引間ほか (2015) | 6.3 | 12 | — | — | 0.05 | 0.8 | Individual | ○ |
| 25 | 2016 年熊本地震本震 | Asano and Iwata(2016) | 7.0 | 18 | — | — | 0.05 | 0.5 | Individual | ○ |
| 26 | | 引間(2016) | 7.0 | 18 | — | — | 0.05 | 0.8 | Individual | |

※1 : SGMは強震観測点, TELEは遠地震観測点, GPSはGPS観測点. それぞれ解析に用いた観測点の数を示す.

※2 : Commonは全観測点共通の地盤モデルを使用, 2 types, 3 typesはそれぞれ2種類, 3種類の地盤モデルを使用, Individualは観測点毎に異なる地盤モデルを使用したことを示す.

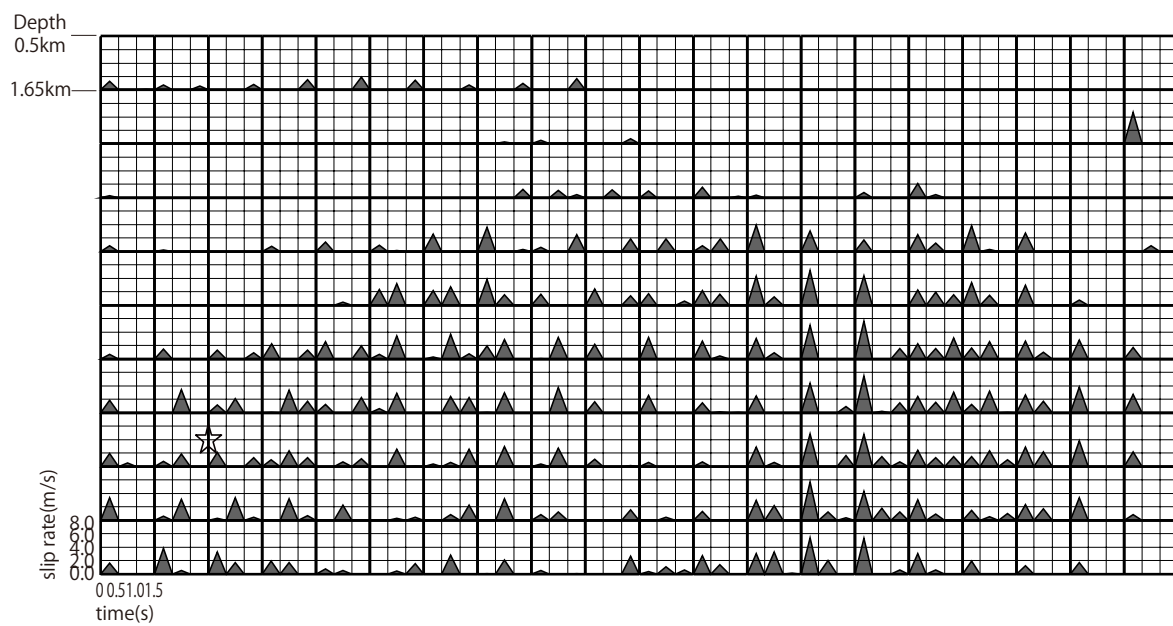


図2.2-1 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[1987年Superstition Hills地震, セグメント3]

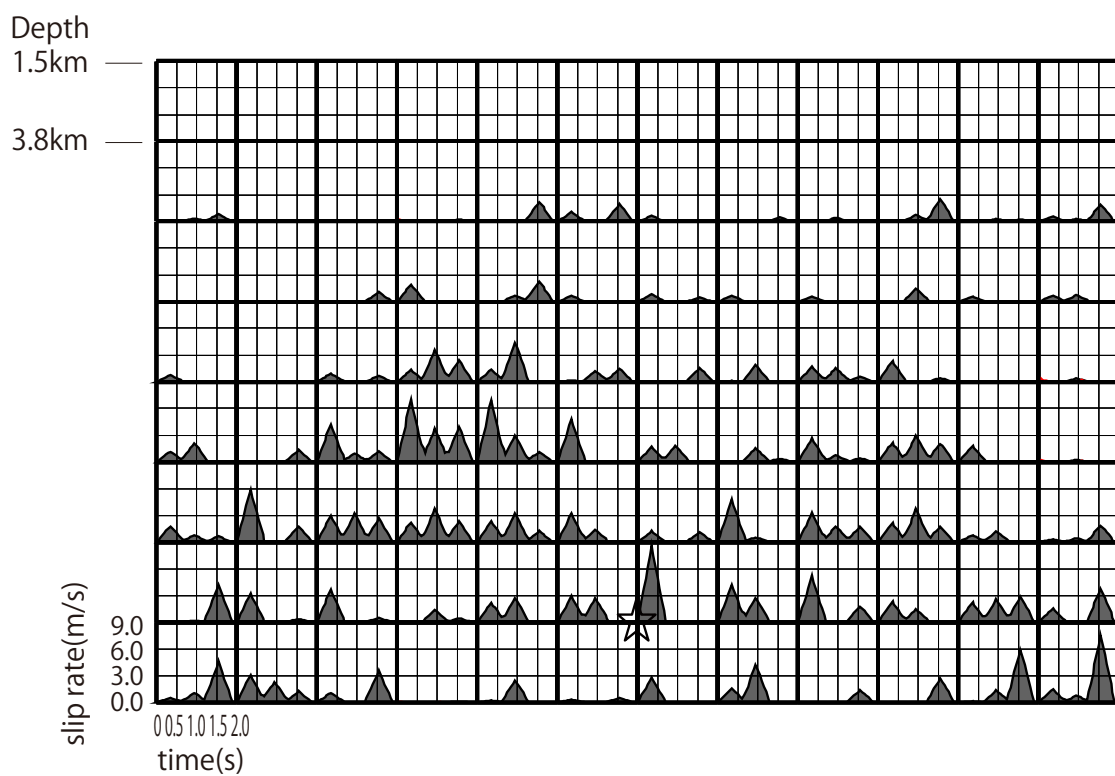
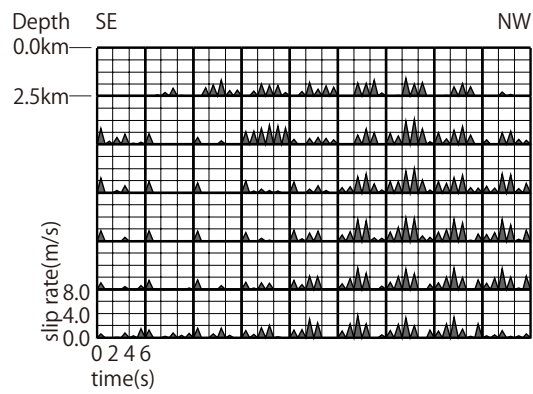
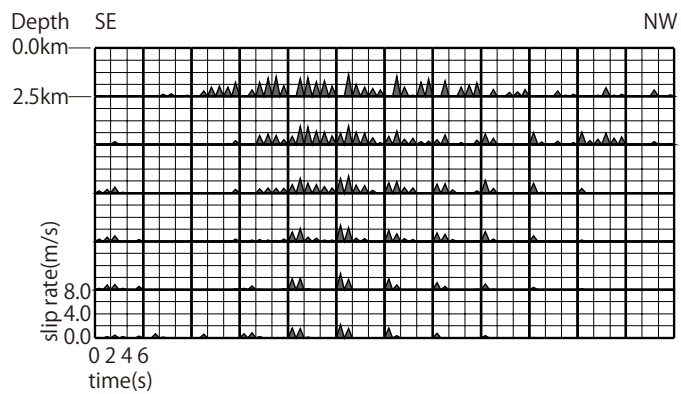


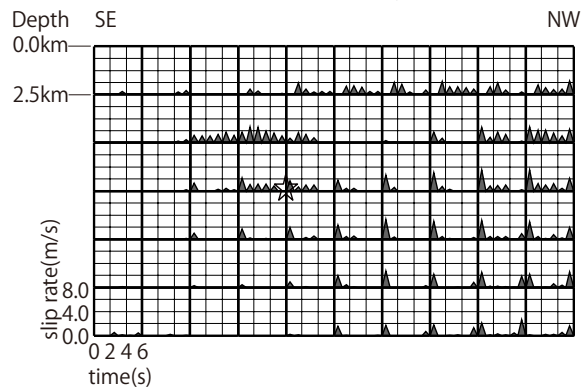
図2.2-2 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[1989年Loma Prieta地震]



(1) Johnson Valley断層

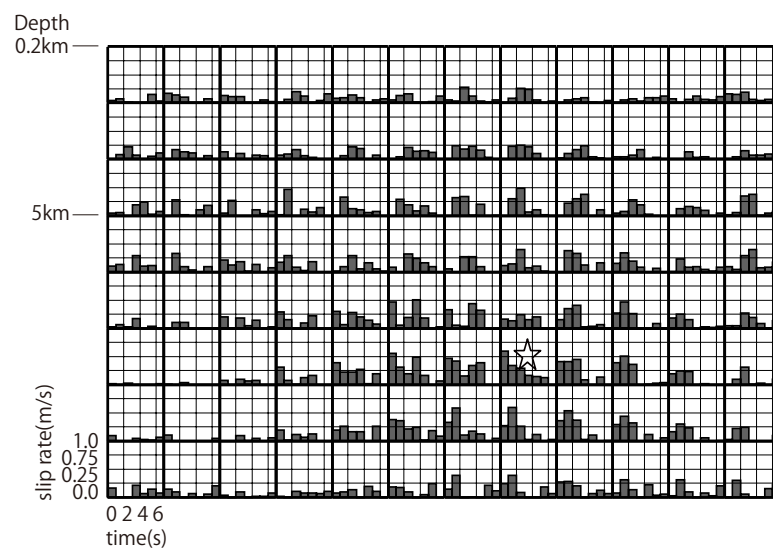


(2) Homestead Valley断層

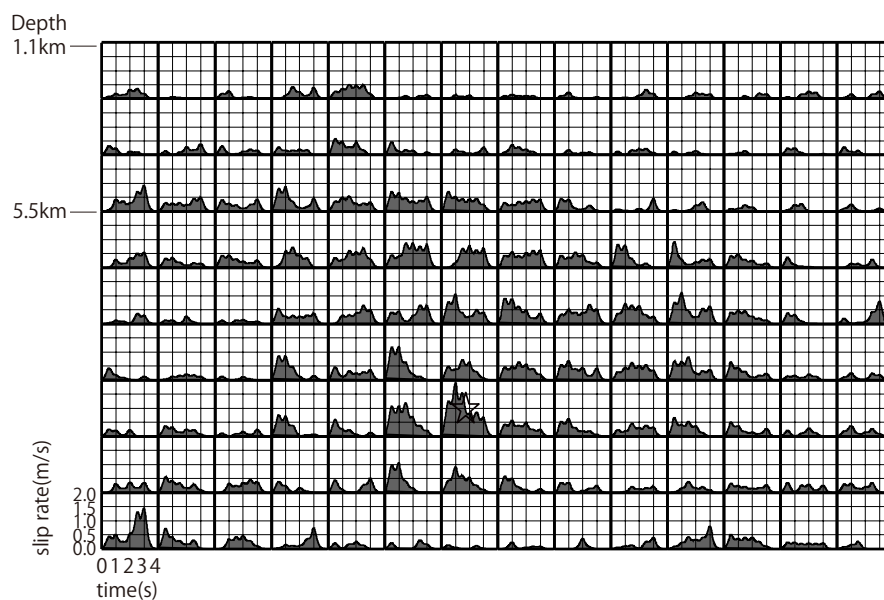


(3) Camp Rock断層

図2.2-3 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[1992年Landers地震]



(1) Hikima and Koketsu(2005)



(2) Asano and Iwata(2009)

図2.2-4 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[2004年新潟県中越地震]



図2.2-5 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[2005年福岡県西方沖地震]

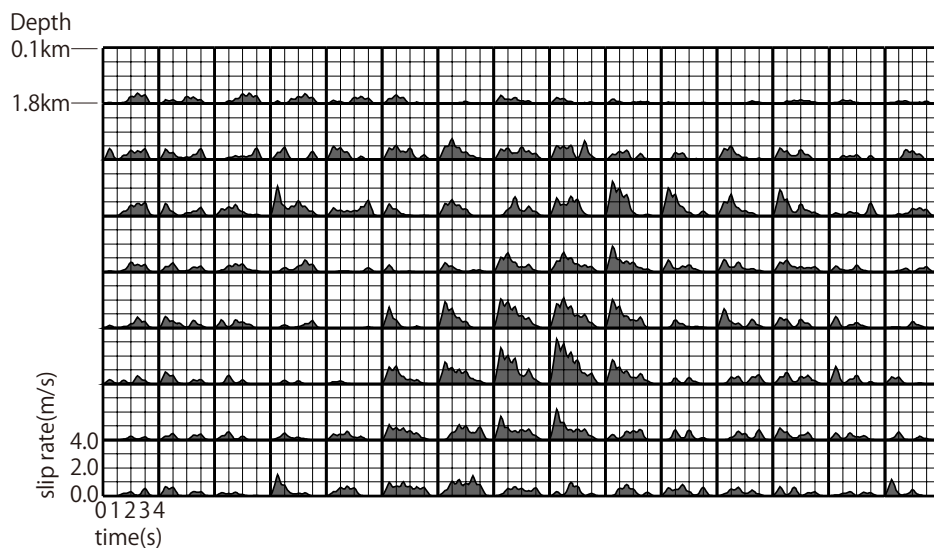
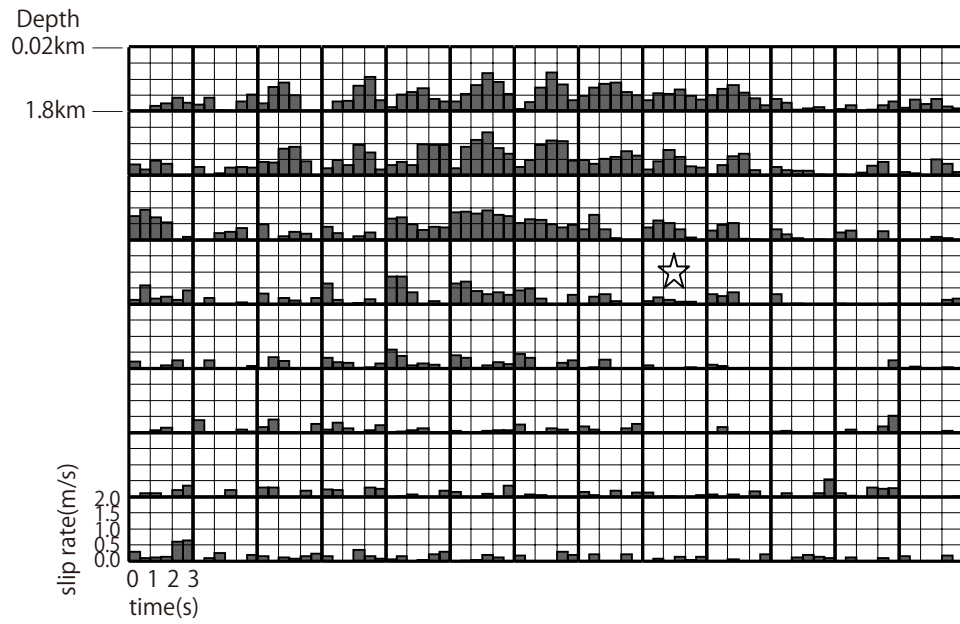
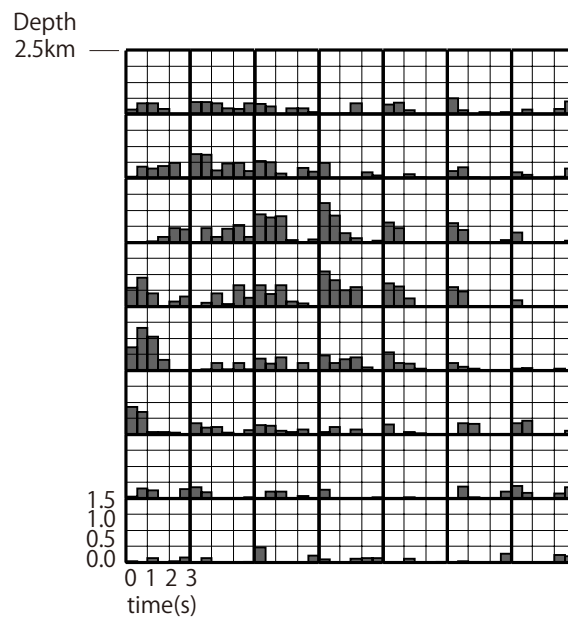


図2.2-6 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[2007年能登半島地震]



(1) 井戸沢断層



(2) 湯ノ岳断層

図2.2-7 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[2011年福島県浜通りの地震]

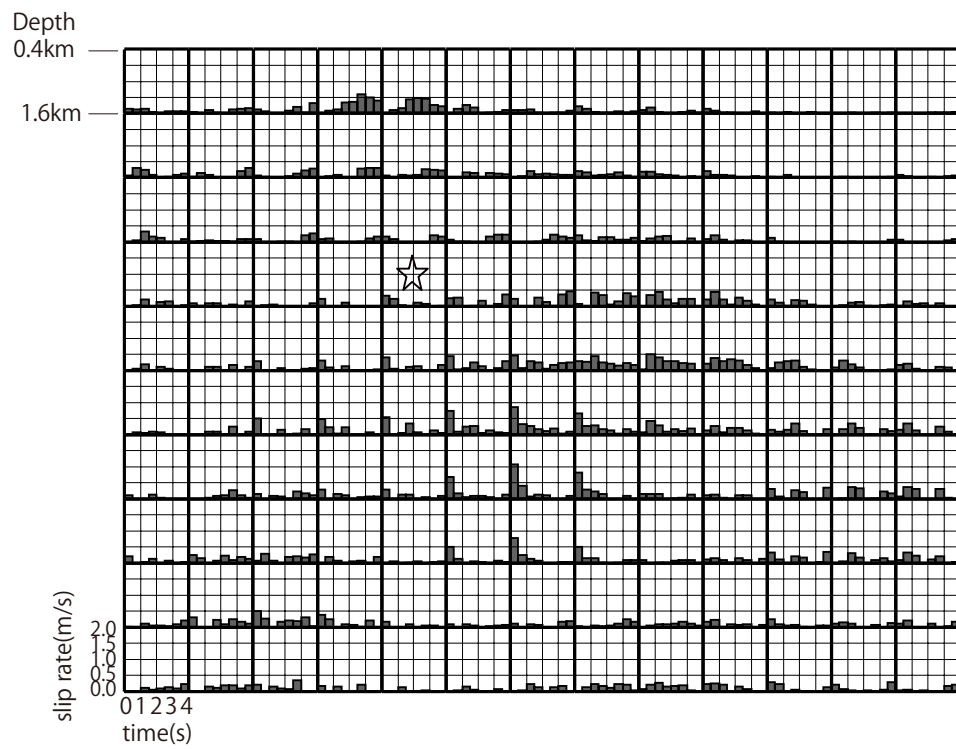
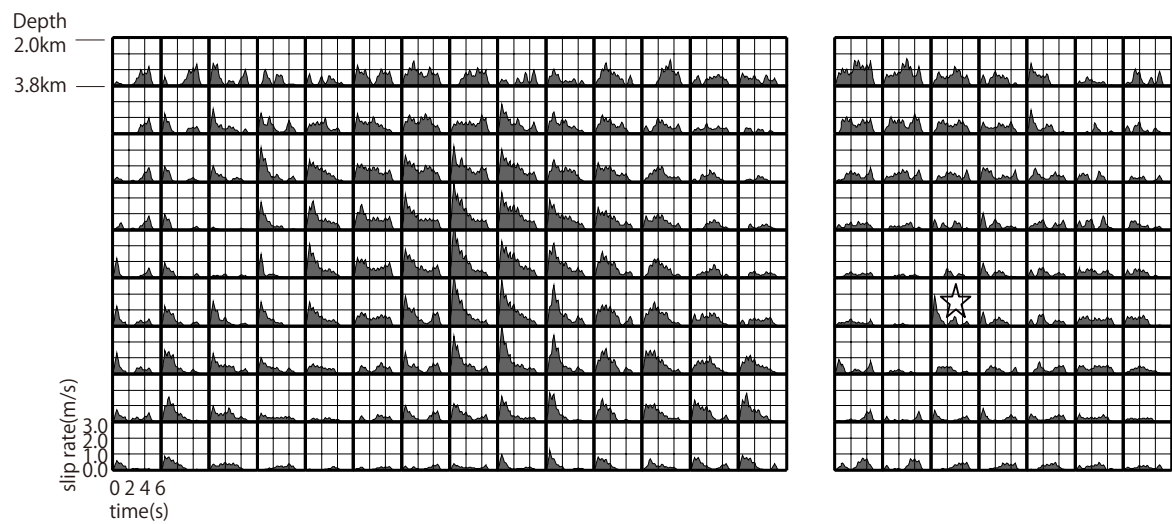
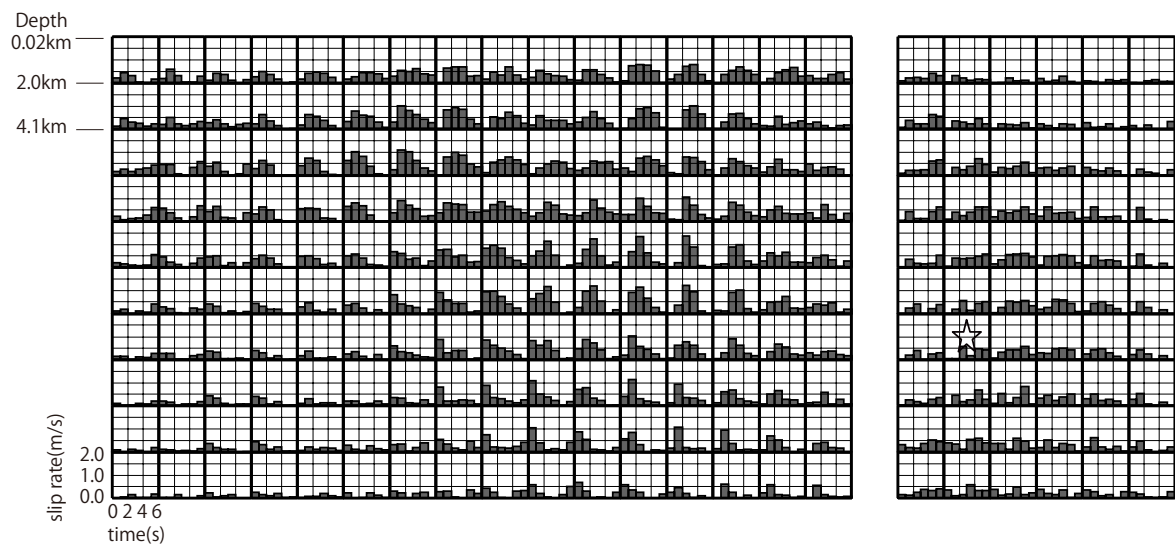


図2.2-8 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[2014年長野県北部の地震]



(1) Asano and Iwata(2016)



(2) 引間(2016)

図2.2-9 震源インバージョン解析から得られるすべり速度時間関数の例
[2016年熊本地震本震]

2.3 地震発生層以浅におけるすべり分布の分析

震源インバージョン結果と強震動レシピに基づく震源断層モデルを対象に、理論的手法（波数積分法）を用いて地震動評価を行い、地震発生層以浅のすべり速度時間関数の設定が観測記録の再現性に与える影響について考察する。

2.3.1 2011 年福島県浜通りの地震を対象とした検討

引間（2012）による 2011 年福島県浜通りの地震（ $M_w6.6$ ）を対象とした震源インバージョン結果（以下、逆解析モデル A とよぶ。）について、主な諸元を表 2.3-1 に示す。逆解析モデル A は 2 つの断層面で構成されており、ここでは井戸沢断層と湯ノ岳断層とよぶ。なお、引間（2012）に基づき断層面を設定した場合、断層上端が地表よりも約 500m 浅い位置に設定される。引間（2012）では 2km の長さ及び幅を持つ小断層を点震源で近似するため、小断層の中心が地表以深となるように断層面を設定している。一方、本検討で用いる波数積分法では、面震源として評価を行うため断層面全体を地表以深に設定する必要がある。そこで、断層面の上端がほぼ地表となるように全体的に 500m 深く設定する。本設定の妥当性については、逆解析モデル A の評価において観測記録が十分に再現できることで確認する。図 2.3-1 に示す 4 つの観測点を対象に地震動評価を行っているが、ここでは断層面からの距離が異なる FKS011 観測点と FKS013 観測点の結果を示す。また、強震観測点はないものの、久田ほか（2012）では、地表地震断層近傍において被害調査を行っている。ここでは、久田ほか（2012）におけるエリア 1（東経 140.6859° ，北緯 36.9971° 。ここでは塩ノ平地点とよぶ。）を対象に評価を行う。塩ノ平地点では、建物の下に 80cm 近い断層すべりが確認されたものの、倒壊には至っておらず、被害の性状から地震動としてはあまり強くはない可能性が指摘されている。また、石山らによる地表地震断層の調査では、塩ノ平地点における 2 条の断層がオーバーラップする部分について合算した上下変位量は約 2.3m、左横ずれ変位量は約 0.5m とされている。

地震動評価に用いる震源モデルのすべり分布を図 2.3-2 に、すべり速度時間関数を図 2.3-3 に示す。また、強震動レシピに基づく震源モデル（以下、レシピモデル A とよぶ。）も同図に併せて示す。レシピモデル A の設定にあたり、断層面積は逆解析モデル A と揃える。ただし、逆解析モデル A の井戸沢断層の上端深さは 0.02km と浅いが、強震動レシピでは地震発生層以浅には断層面を設定しないことから、レシピモデル A の上端は、引間（2012）及び青柳ほか（2012）を参考に地震発生層の上端深さとして、湯ノ岳断層の上端深さと同じ 2.5km に設定する。その他の微視的パラメータは、地震調査研究推進本部による強震動レシピの「(ア) 過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」に基づき設定する。なお、ここでは井戸沢断層と湯ノ岳断層とで個別に震源モデルを設定している。これは、井戸沢断層と湯ノ岳断層の合計面積を用いて設定すると、地震モーメントが逆解析モデル A に対して過大になるためである。アスペリティ位置は、逆解析モデル A のすべり量が大きい位置に設定し、破壊開始点も逆解析モデル A と同じ位置に設定した。理論的手法による評価に用いる水平成層速度構造モデルは、防災科学技術研究所 J-SHIS の深部地盤モデル（藤原ほか（2012））から各観測点直下の速度構造を抽出して設定した。また、解析対象周期は 1.25

秒～20 秒とし、1 秒、1.25 秒、20 秒、25 秒をコーナー周期とする台形型のバンドパスフィルターを用いる。ただし、震源近傍の塩ノ平地点は、フリングステップを評価するため周期 1.25 秒以上を対象とした。

理論的手法による評価結果と観測記録の比較を図 2.3-4～図 2.3-6 に示す。図中には、地震発生層以浅と地震発生層内で分けた評価も記載している。ここで、地震発生層以浅としては、井戸沢断層の上部 2 層を抽出している。FKS011 観測点と FKS013 観測点において、レシピモデル A は、地震発生層以浅を考慮していないものの、観測記録の再現性は逆解析モデル A と同程度である。震源に最も近い塩ノ平地点における最大変位量について、逆解析モデル A の UD 成分は 120cm 程度となっている。石山ほか（2011）による調査結果が断層上盤側と断層下盤側の変位量の合計を示していると考えた場合、本検討で評価した変位量は調査結果と概ね調和的な傾向となっていると考えられる。一方、レシピモデル A の UD 成分の最大変位は 30cm 程度であり、調査結果よりも小さい値となる。この原因として、逆解析モデル A では地震発生層以浅の寄与が大きいことから、レシピモデル A において地震発生層以浅を考慮していないことが考えられる。

そこで、強震動レシピに基づく震源モデルにおいて、仮に地震発生層以浅を考慮した場合の影響について、図 2.3-2 (2)に示すように、逆解析モデル A と断層位置が揃うように断層面全体を浅部にスライドさせたモデル（以下、拡張レシピモデル A とよぶ。）を設定し、同様に地震動評価を行った。評価結果を地震発生層以浅と地震発生層内に分けて図 2.3-4～図 2.3-6 に示す。FKS011 観測点と FKS013 観測点においては、拡張レシピモデル A でも観測記録を概ね再現できている。一方、塩ノ平地点について、拡張レシピモデル A の最大変位は逆解析モデル A と同程度となっているが、最大速度や周期 1～2 秒程度フーリエ振幅は逆解析モデル A よりも大きくなっている。

この原因について、図 2.3-3 に示すすべり速度時間関数の比較から、湯ノ岳断層における地震発生層内のアスペリティに相当する小断層では、逆解析モデル A でも時間ウィンドウの先頭にすべり速度の最大値があり、拡張レシピモデル A の中村・宮武（2000）の関数形状と概ね対応することが確認できる。一方、井戸沢断層における地震発生層以浅の小断層については、逆解析モデル A では、時間ウィンドウの後半ですべり速度が最大値に達し、幅広のすべり速度時間関数となっており、中村・宮武（2000）との差異が大きい。このようなすべり速度時間関数の違いが、震源に最も近い塩ノ平地点においてモデル間で評価結果に差異が生じた原因と考えられる。

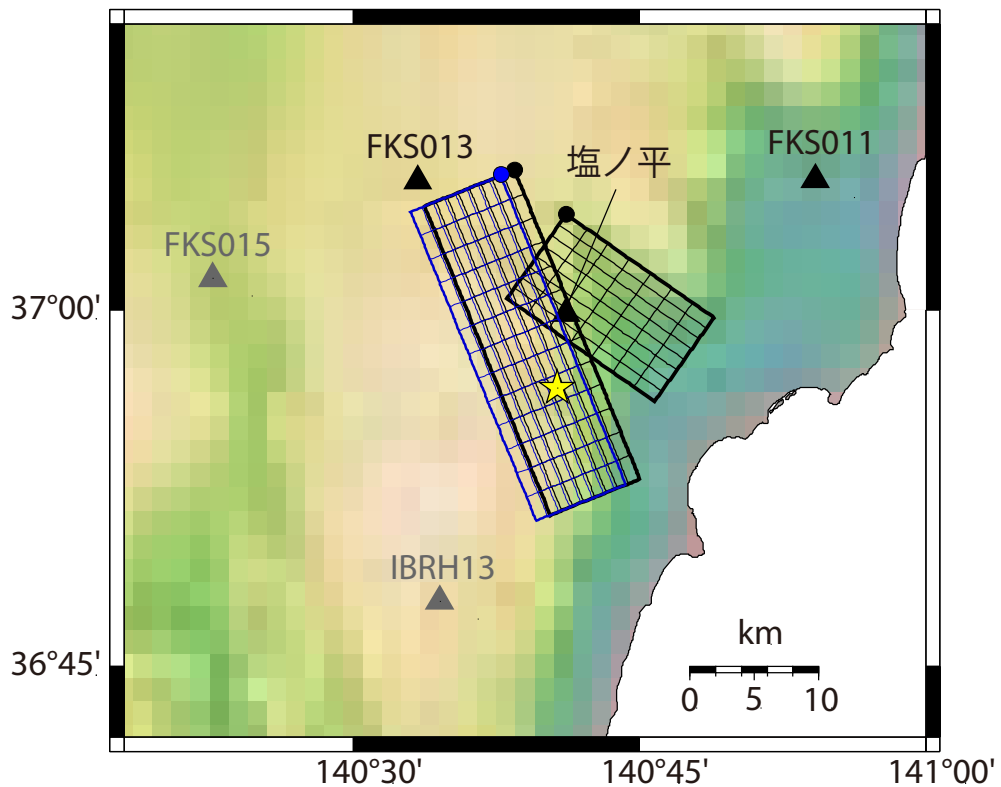
なお、一般的に、震源インバージョン解析では数 km の長さ及び幅を持つ小断層を点震源で近似しているために、得られるすべり速度時間関数が純粋なすべり速度を表現することにはならず、領域内のすべり速度関数を面積分した震源時間関数となる点には注意が必要である。ただし、ここで示した地震発生層内と地震発生層以浅の差自体は有意であり、本検討のようにフリングステップや周期 1 秒程度以上の長周期成分の評価を目的とする場合、近似的にすべり速度時間関数と見なして大きな問題はないと考えた。

また、本検討で対象とした断層最短距離 7km 程度以遠の FKS011 観測点と FKS013 観測点においては、地震発生層以浅を考慮しなくとも、観測記録を概ね再現できていることから、震源から離れた観測点に対しては、地震発生層以浅を考慮しない強震動レシピの運用は妥当なものと考えられる。これは、断層最短距離 2km 以遠では表層部分からの地震動の影響はほぼなくなるとした松本ほか（2015）の知見とも調和的な傾向となっている。

表2.3-1 2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン結果と
強震動レシピに基づくモデルの主な諸元

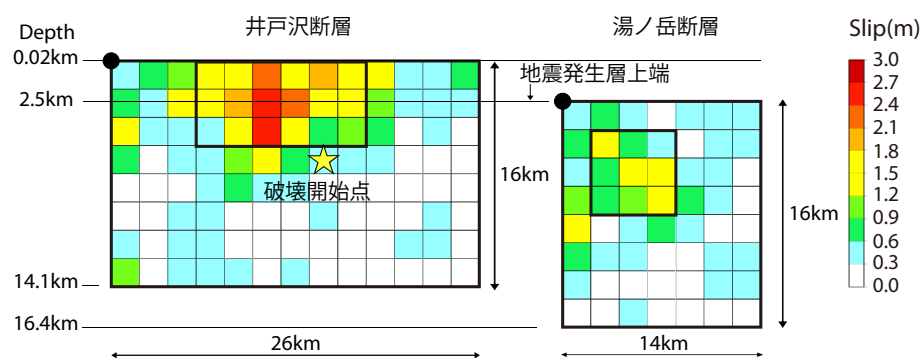
| | 逆解析モデルA | レシピモデルA |
|---------|----------------------------------|--------------------------------|
| 断層面 | 24km×16km(井戸沢) 16km×16km(湯ノ岳) | |
| 走向 | 158°(井戸沢) 125°(湯ノ岳) | |
| 傾斜角 | 62°(井戸沢) 60°(湯ノ岳) | |
| すべり角 | 270°※ | 270° |
| 地震モーメント | $1.1 \times 10^{19} \text{Nm}$ | $1.2 \times 10^{19} \text{Nm}$ |
| 破壊伝播速度 | 2.8km/s | 2.45km/s |

※すべり角は平均値を記載。解析上は小断層およびタイムウィンドウごとに設定。

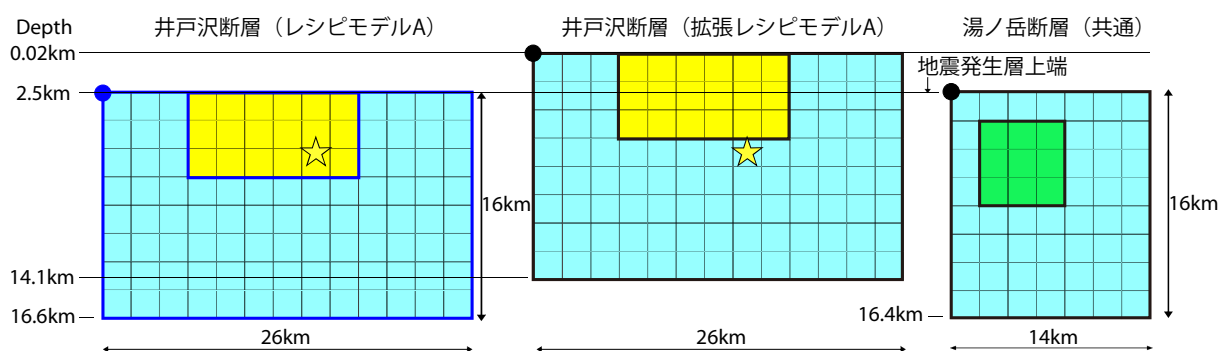


注) 本節では灰色の2地点を除く3地点の結果を示す。

図2.3-1 対象とした観測点 (2011年福島県浜通りの地震)



(1) 逆解析モデルA



(2) レシピモデルA及び拡張レシピモデルA

図2.3-2 2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン結果と
強震動レシピに基づくモデル

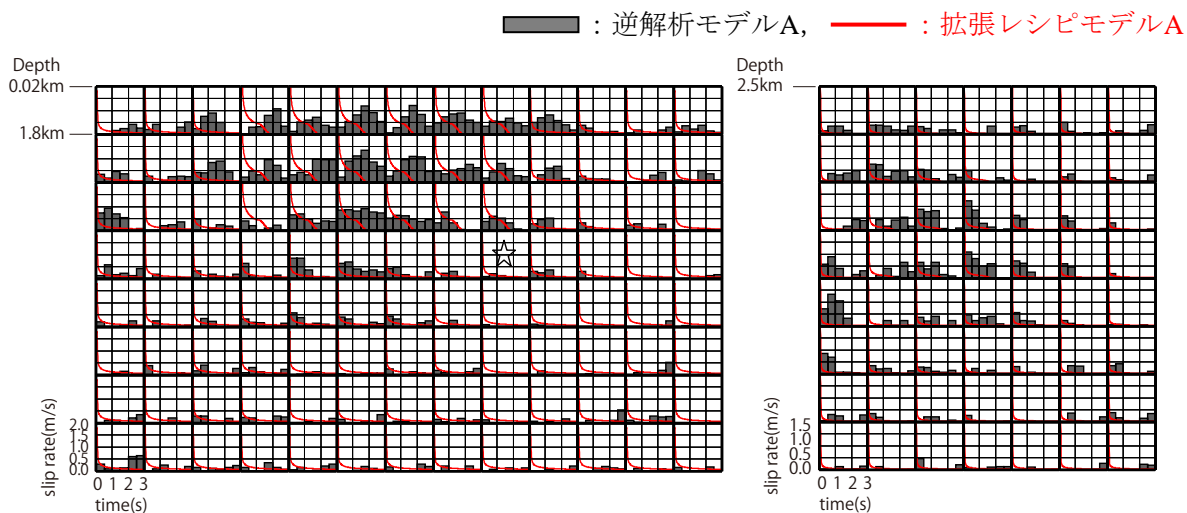
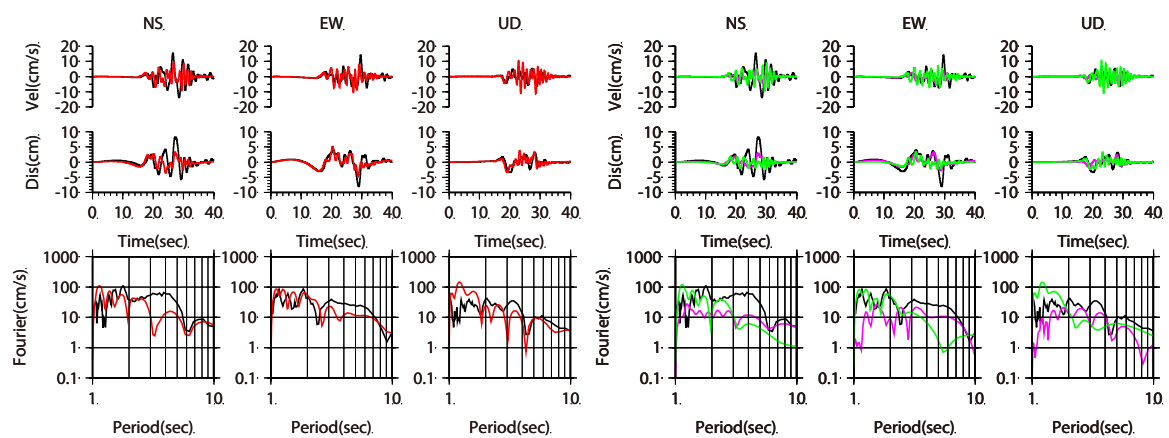
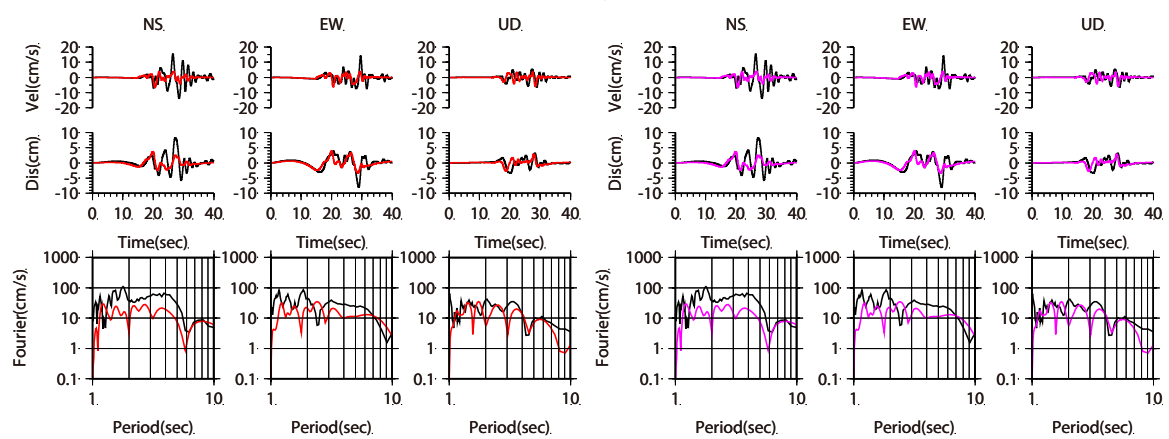
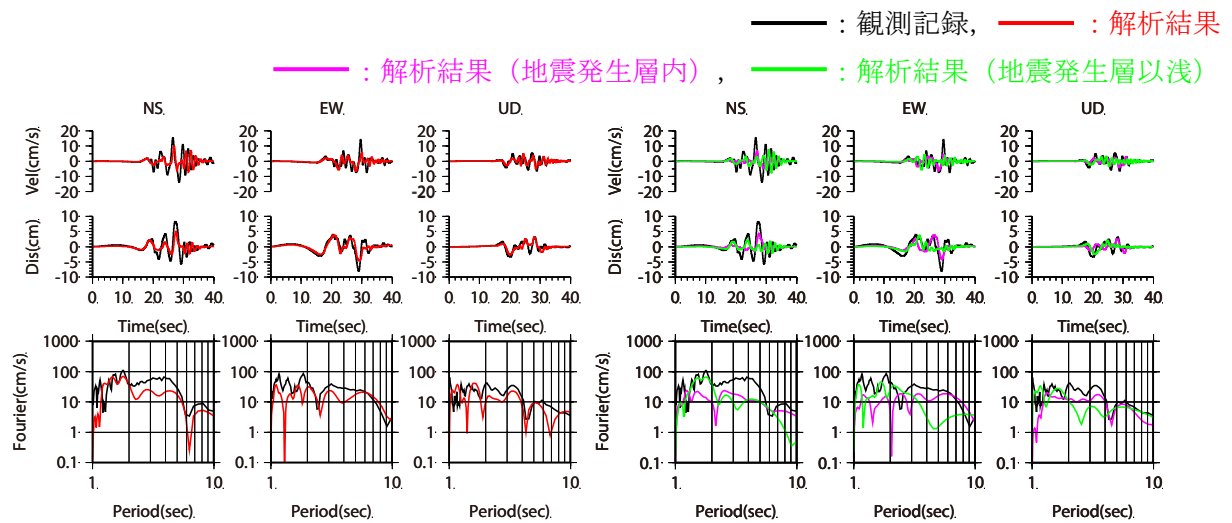


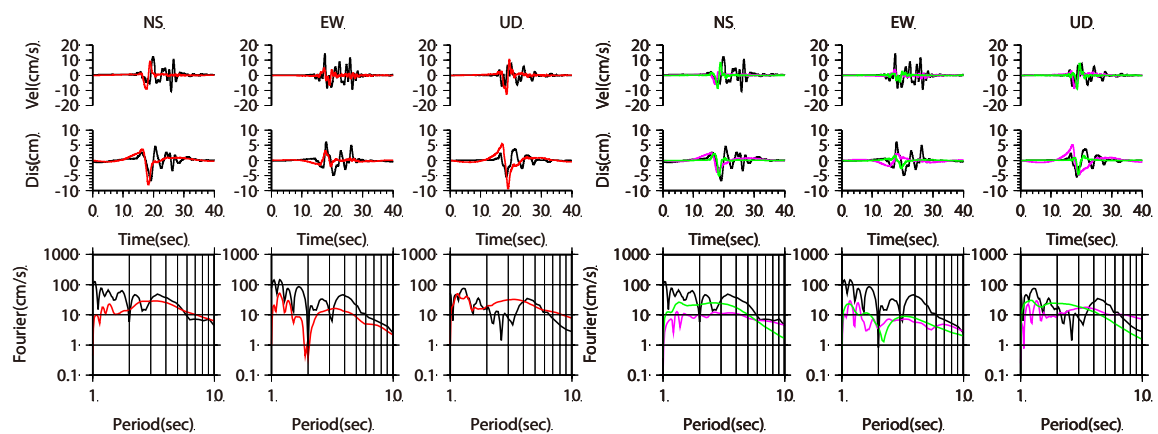
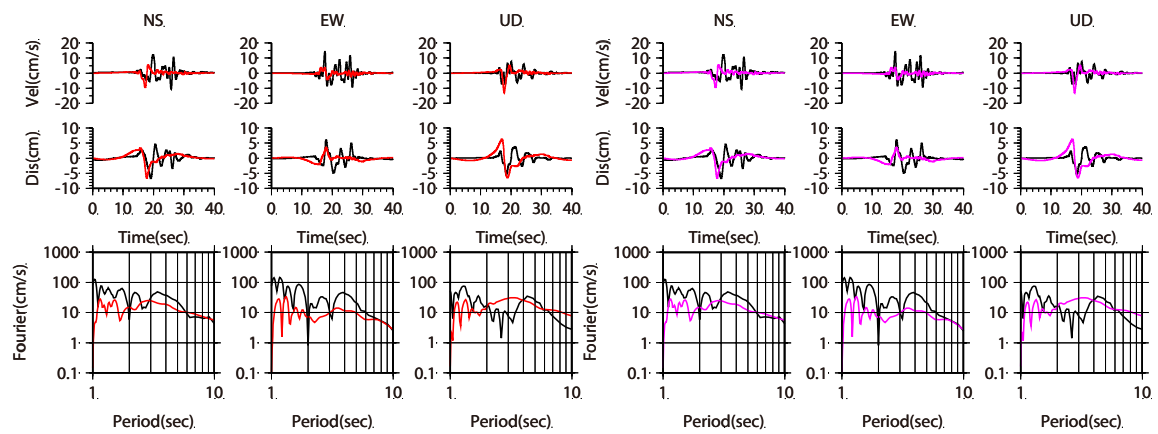
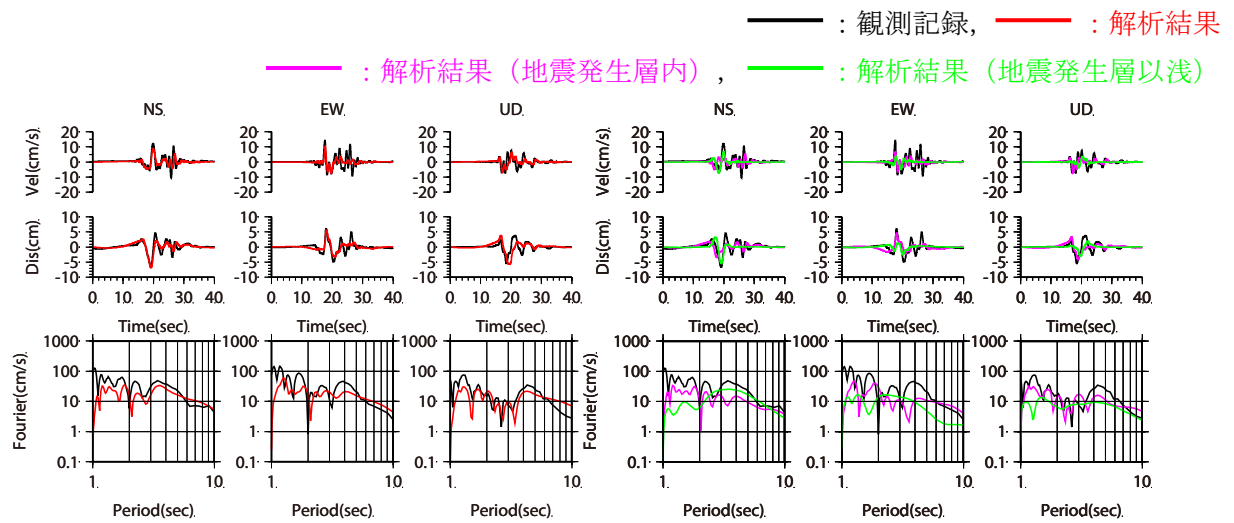
図2.3-3 すべり速度時間関数の比較 (2011年福島県浜通りの地震)



注1) 左図は観測記録と解析結果の比較, 右図は地震発生層以浅と地震発生層内の寄与を示す。
ここで, 地震発生層以浅については上部2層分の地震動を記載している。
注2) 解析対象周期は, 周期1.25秒~周期20秒としている。

図2.3-4 波数積分法による評価結果 (2011年福島県浜通りの地震)

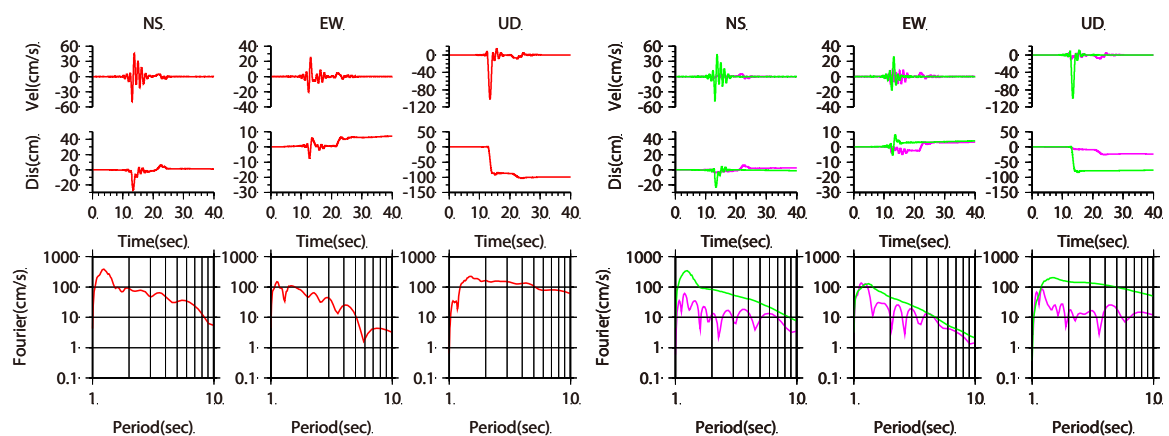
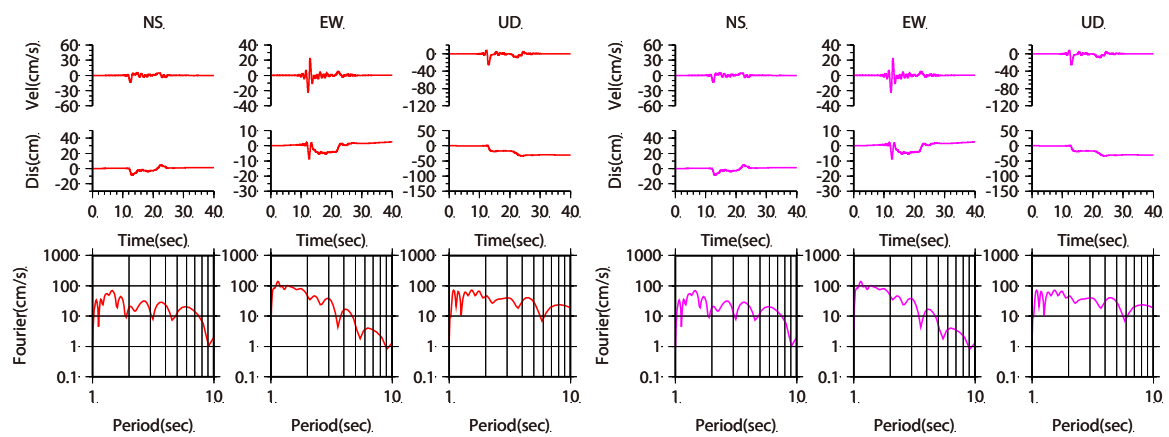
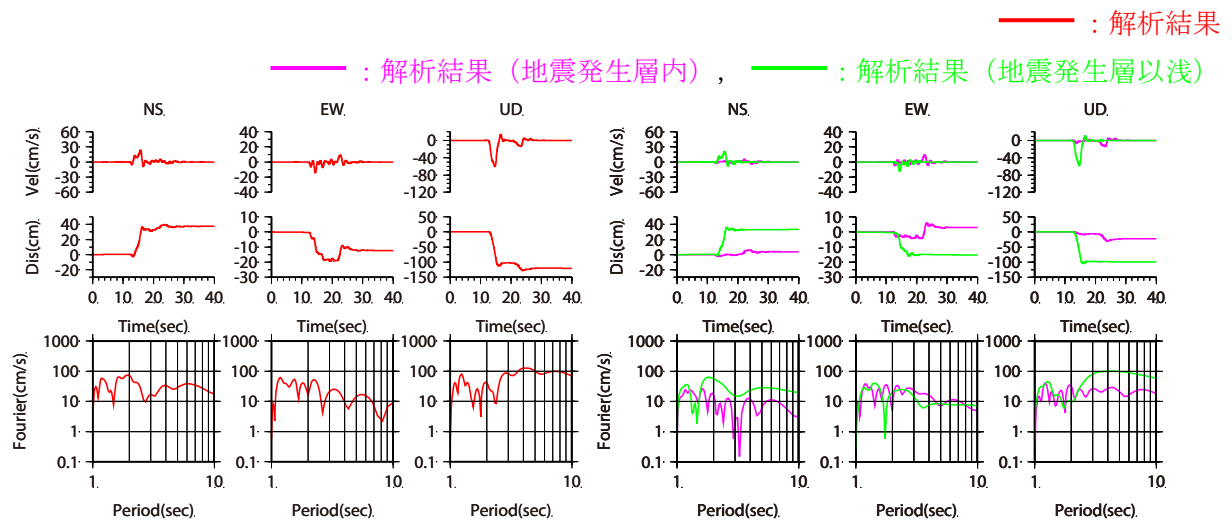
FKS011 いわき観測点 [断層最短距離: 13.5km]



注1) 左図は観測記録と解析結果の比較, 右図は地震発生層以浅と地震発生層内の寄与を示す。
ここで, 地震発生層以浅については上部2層分の地震動を記載している。
注2) 解析対象周期は, 周期1.25秒~周期20秒としている。

図2.3-5 波数積分法による評価結果 (2011年福島県浜通りの地震)

FKS013 古殿観測点 [断層最短距離: 6.7km]



注1) 左図は解析結果，右図は地震発生層以浅と地震発生層内の寄与を示す。
 ここで，地震発生層以浅については上部2層分の地震動を記載している。
 注2) 解析対象周期は，周期1.25秒～周期20秒としている。

図2.3-6 波数積分法による評価結果 (2011年福島県浜通りの地震)

塩ノ平地点 [断層最短距離: 0.4km]

2.3.2 2014 年長野県北部の地震を対象とした検討

2011 年福島県浜通りの地震を対象とした FKS011 観測点と FKS013 観測点は、すべり量が大
きい断層面の浅部からは離れた位置にある。また、地表断層の極近傍にある塩ノ平地点では観
測記録が得られていないという問題があった。そこで、より震源近傍の観測点を対象としてい
る震源インバージョン結果として、引間ほか (2015) による 2014 年長野県北部の地震 ($M_w6.6$)
を対象とした震源インバージョン結果 (以下、逆解析モデル B とよぶ。) を用いて前節と同様の
検討を行う。図 2.3-7 に示す 4 つの観測点で検討を行っているが、ここでは NGN005 観測点を
除く、震源距離の異なる 3 つの観測点の結果を示す。

逆解析モデル B の主な諸元を表 2.3-2 に示す。また、すべり分布を図 2.3-8 に、すべり速度時
間関数を図 2.3-9 に示す。前節の検討結果を踏まえ、上端深さを逆解析モデル B に揃えた強震
動レシピに基づく震源モデル (以下、拡張レシピモデル B とよぶ。) を設定し、そのすべり分布
も同図に併せて示す。地盤モデルは、引間ほか (2015) に基づき設定した。また、解析対象周
期は 1 秒～20 秒とし、0.83 秒、1 秒、20 秒、25 秒をコーナー周期とする台形型のバンドパスフ
ィルターを用いる。ただし、震源近傍の NGNH36 (KiK-net 白馬) 観測点は、フリングステップ
を評価するため周期 1 秒以上を対象とした。

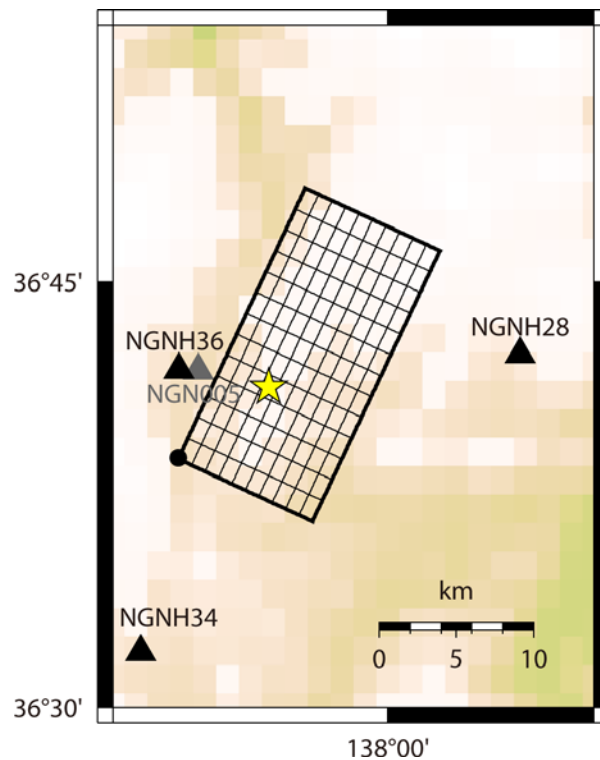
理論的手法による評価結果と観測記録の比較を図 2.3-10～図 2.3-12 に示す。図中には、地震
発生層以浅と地震発生層内で分けた評価も記載している。ここで、地震発生層の上端深さは、
防災科学技術研究所 J-SHIS の深部地盤モデルの地震基盤深さから 2～3km 程度と考え、上部 2
層分を抽出して記載している。図 2.3-10 から、拡張レシピモデル B の震源近傍の NGNH36
(KiK-net 白馬) 観測点では、地震発生層以浅で観測記録を過大評価することがわかる。図 2.3-9
に示すすべり速度時間関数の比較から、地震発生層内のアスペリティ位置では、引間モデルで
も時間ウィンドウの先頭にすべり速度の最大値があり、レシピモデルの中村・宮武 (2000) の
関数形状と概ね対応することが確認できる。一方、地震発生層以浅のアスペリティについて、
逆解析モデル B では、時間ウィンドウの後半ですべり速度が最大値に達し、幅広のすべり速度
時間関数となっており、レシピモデルの中村・宮武 (2000) の関数形状との乖離が大きいこと
が、観測記録を過大評価した原因と考えられる。また、地震発生層内のみでは観測記録を過小
評価する。一方、図 2.3-11 に示す NGNH34 (KiK-net 大町中) 観測点と、図 2.3-12 に示す NGNH28
(KiK-net 戸隠) 観測点は、いずれも断層最短距離が 12～13km 程度であるが、地震発生層以浅
のすべり量が大い小断層に近い NGNH34 観測点では、地震発生層以浅の寄与がある程度大き
い。ただし、いずれの観測点でも、拡張レシピモデル B の地震発生層以深からの寄与で観測記
録のフーリエスペクトルを概ね再現できている。

以上の結果を踏まえると、震源近傍における地震動評価においては、地震発生層以浅を適切
なすべり速度時間関数で評価することが必要と考えられる。

表2.3-2 2014年長野県北部の地震の震源インバージョン結果と
強震動レシピに基づくモデルの主な諸元

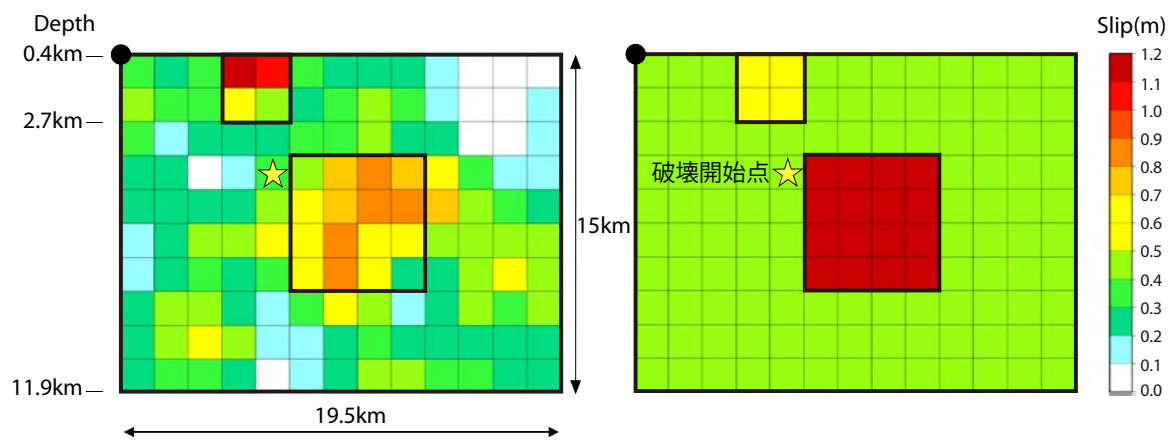
| | 逆解析モデルB | 拡張レシピモデルB |
|---------|--------------------------------|--------------------------------|
| 断層面 | 19.5km×15km | |
| 走向 | 25° | |
| 傾斜角 | 50° | |
| すべり角 | 65°※ | 65° |
| 地震モーメント | $3.1 \times 10^{18} \text{Nm}$ | $4.8 \times 10^{18} \text{Nm}$ |
| 破壊伝播速度 | 2.8km/s 2.0km/s (小断層3層分) | 2.45km/s |

※すべり角については平均値を記載。小断層およびタイムウィンドウごとに設定。



注) 本節では灰色の1地点を除く3地点の結果を記載

図2.3-7 対象とした観測点（2014年長野県北部の地震）



(1) 逆解析モデルB

(2) 拡張レシビモデルB

図2.3-8 2014年長野県北部の地震のすべり分布

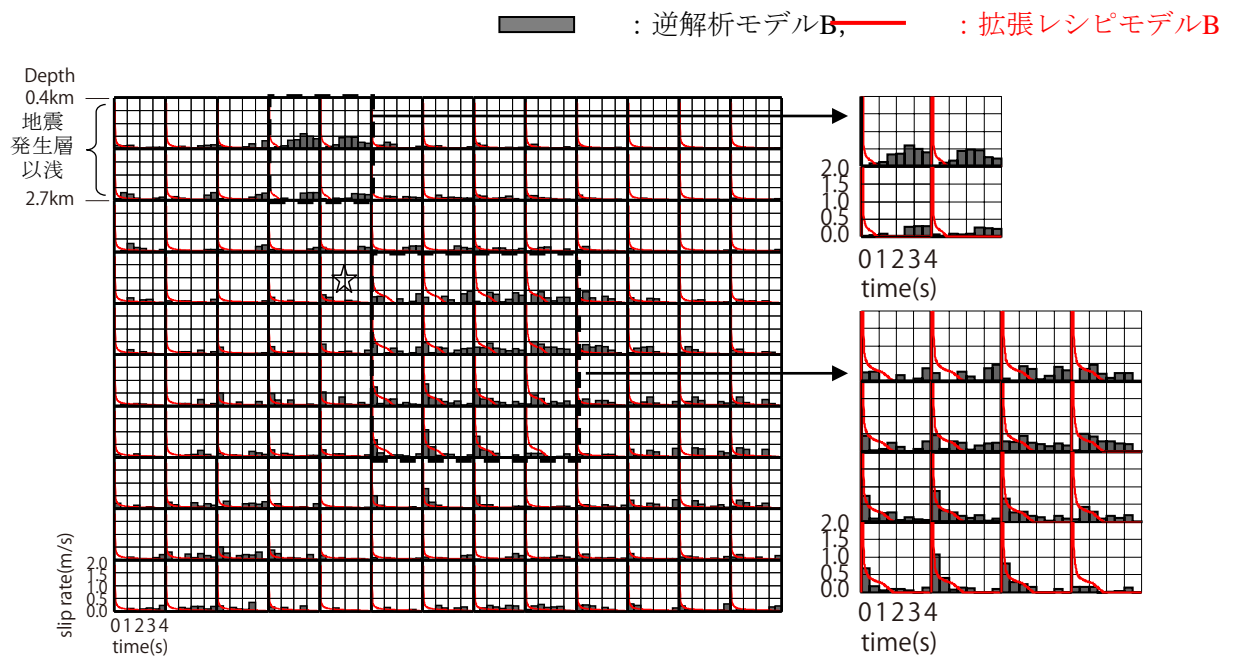
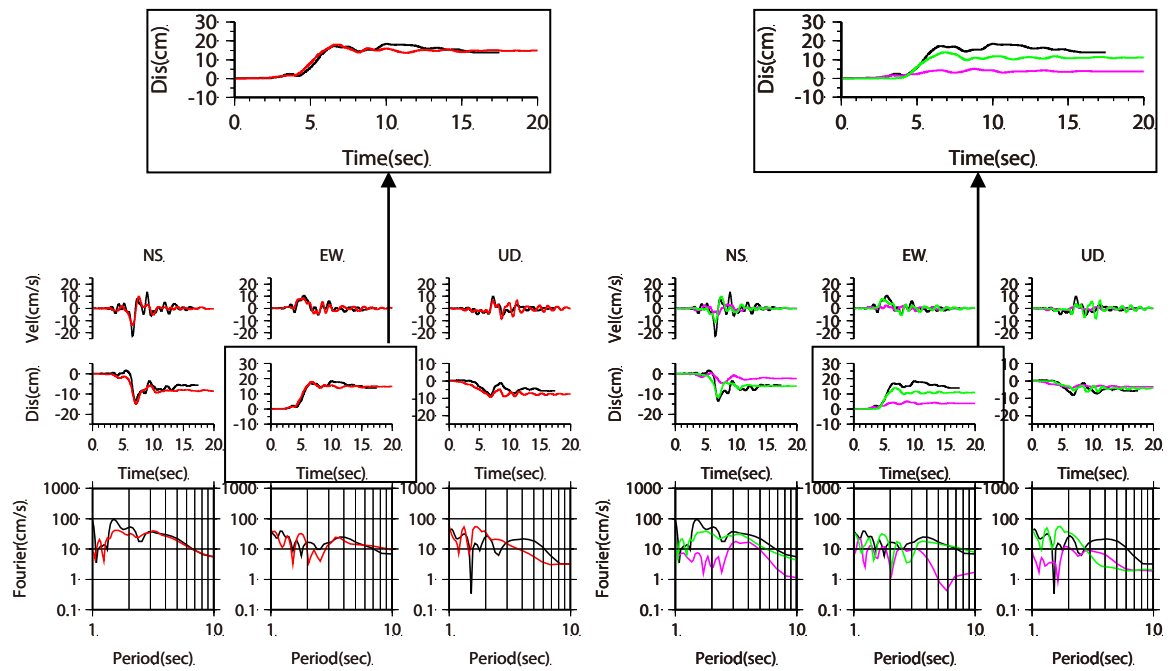
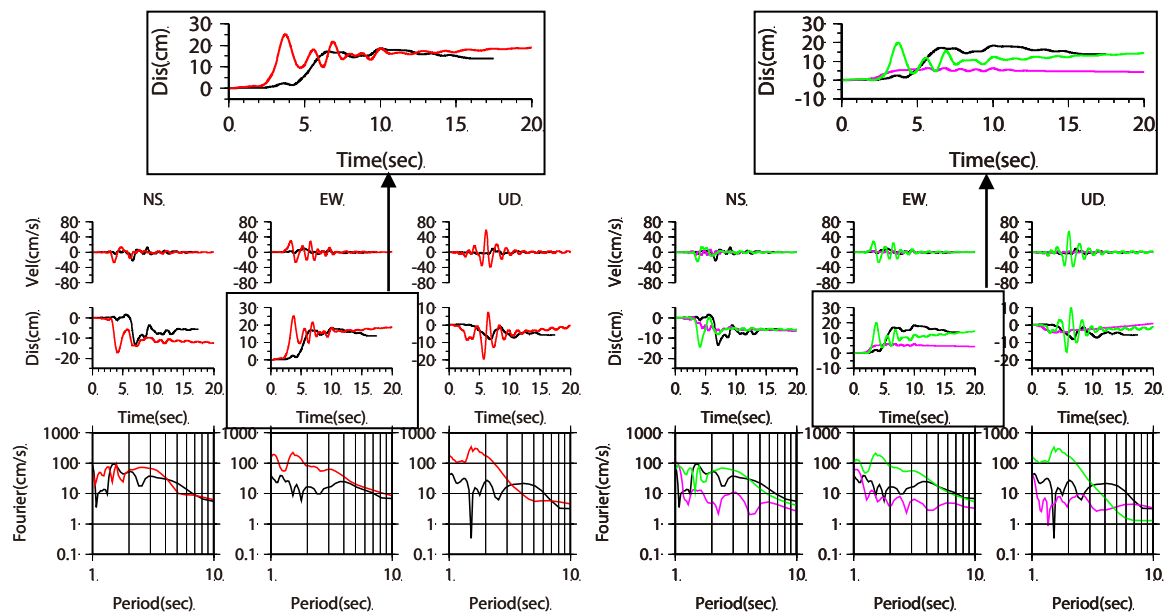


図2.3-9 すべり速度時間関数の比較 (2014年長野県北部の地震)

— : 観測記録, — : 解析結果
 — : 解析結果(地震発生層内), — : 解析結果(地震発生層以浅)



(1) 逆解析モデルB

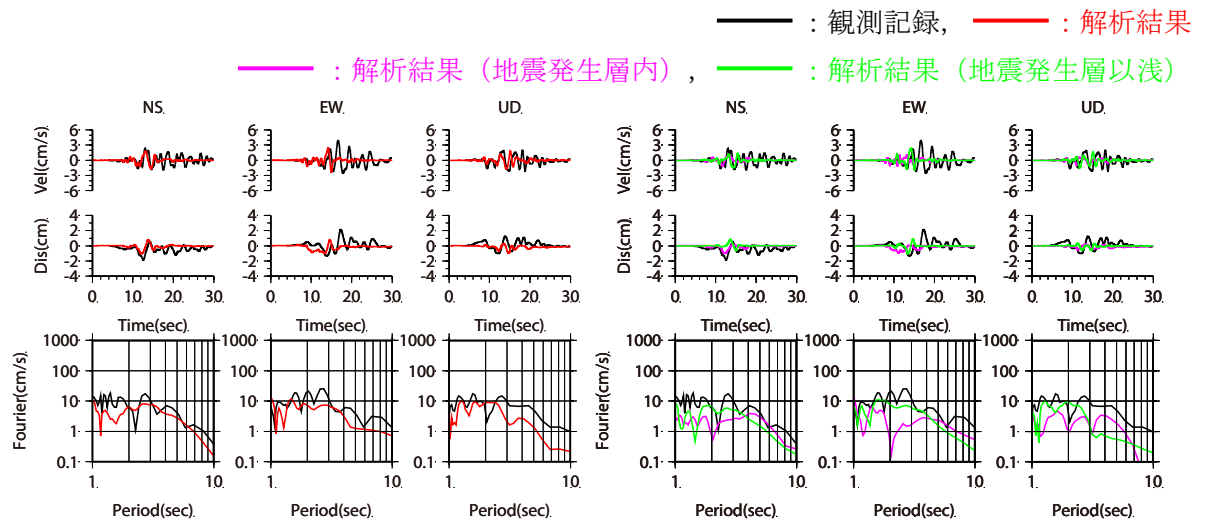


(2) 拡張レシピモデルB

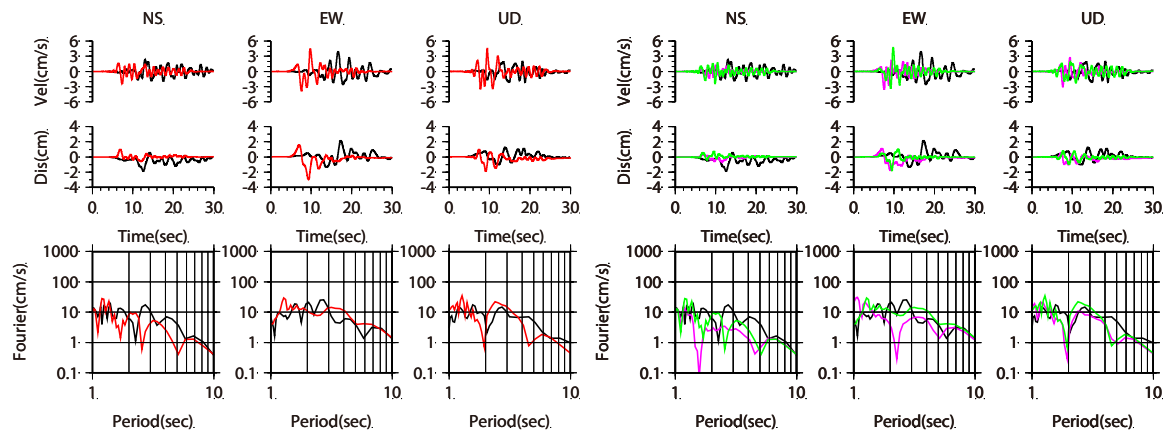
※地震発生層以浅については上部2層分の地震動を記載している。

図2.3-10 波数積分法による評価結果 (2014年長野県北部の地震)

NGNH36 白馬観測点 [断層最短距離: 2.4km]



(1) 逆解析モデルB

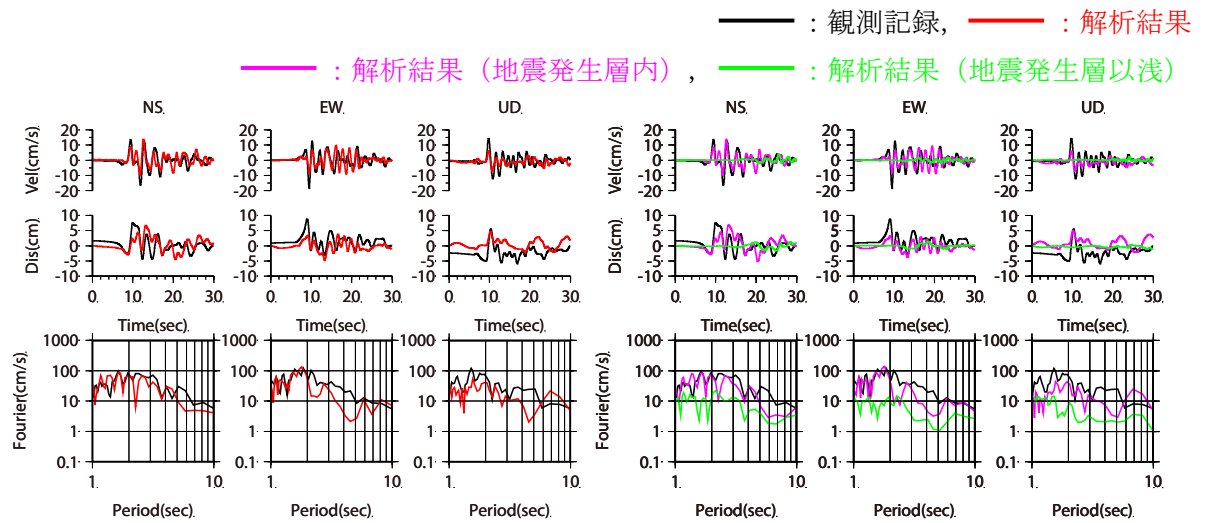


(2) 拡張レシピモデルB

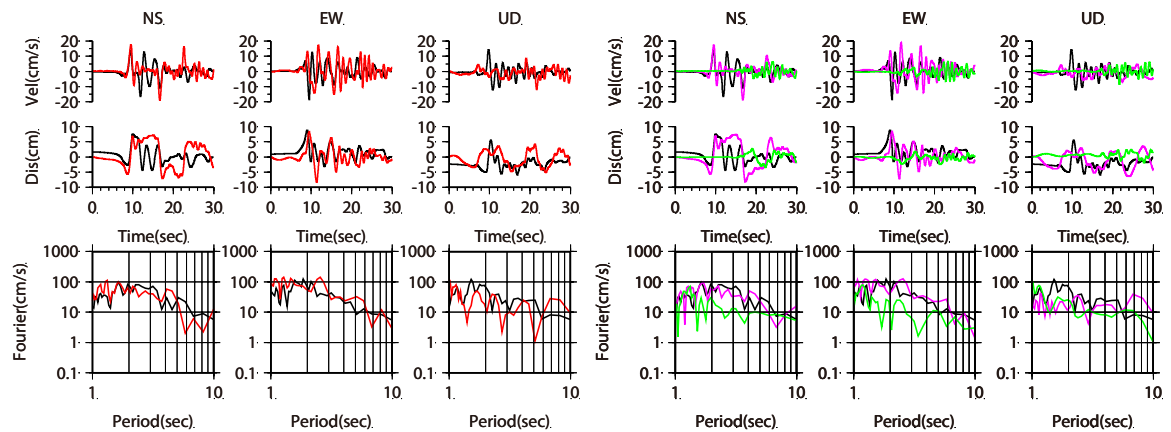
※地震発生層以浅については上部2層分の地震動を記載している。

図2.3-11 波数積分法による評価結果 (2014年長野県北部の地震)

NGNH34 大町中観測点 [断層最短距離: 12.7km]



(1) 逆解析モデルB



(2) 拡張レシピモデルB

※地震発生層以浅については上部2層分の地震動を記載している。

図2.3-12 波数積分法による評価結果 (2014年長野県北部の地震)

NGNH28 戸隠観測点 [断層最短距離: 13.5km]

2.4 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数及びすべり分布

本節では、地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数と、地震発生層内と地震発生層以浅のすべり分布の関係について分析を行う。ここでは、地表付近まで断層面が設定されている表 2.4-1 に示す 7 つのモデルを選定した。選定したモデルに関して、短周期側は周期 1.25~2 秒までを対象としているが、ここでは、周期 1 秒までを対象として波数積分法による計算を行う。

2.4.1 すべり速度時間関数

表 2.4-1 に示す地震の内、地表地震断層近傍の強震記録を逆解析の対象としている 1992 年ランダース地震 ($M_w7.3$), 1999 年集集地震 ($M_w7.7$), 2014 年長野県北部の地震、及び 2016 年熊本地震を対象に、震源インバージョン解析から得られた地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数を、規格化 Yoffe 関数でモデル化する。規格化 Yoffe 関数は、付録 1 に示すように、すべり量 D 、最大すべり速度の時刻に関連する時間 τ_s 、及びライズタイムに関連する時間 τ_R を設定する必要がある。本研究では、すべり量は対象とした小断層の平均的なすべり量とし、 τ_s と τ_R は震源インバージョン結果との対応、及び観測記録の再現性を考慮して試行錯誤的に設定する。ただし、震源インバージョン解析から得られた地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、多くの場合小断層によってその形状は異なる。特に近傍に観測点がない小断層は、計算波形に対する寄与が小さいことから、震源インバージョン解析における感度が低く、得られたすべり速度時間関数の精度が低い可能性が考えられる。そこで、本研究では地表地震断層近傍に位置する観測点周辺の地震発生層以浅の小断層を対象に、すべり速度時間関数のモデル化を行った。

(1) 1999 年集集地震

まず、地表地震断層近傍に観測点が多い 1999 年集集地震について検討を行う。図 2.4-1 に震源断層モデルと観測点、及び地震発生層以浅（ここでは 3km 以浅を仮定）の小断層におけるすべり速度時間関数を示す。また、波数積分法による計算に用いる地下構造モデルの諸元を表 2.4-2 に示す。地下構造モデルは、Wu et al. (2001) を参照した。地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数として、これらの小断層を用いて回帰分析を行うことが考えられる。しかし、図 2.4-1 に示すように、TCU052 周辺の北部の小断層では比較的単純な関数なのに対して、TCU075 周辺の南部の小断層ではやや複雑な関数となっており、全ての小断層を対象とするとばらつきが大きくなる。そこで、本検討では観測点近傍における小断層の観測記録に対する寄与について評価を行い、各小断層の震源逆解析における感度を確認した上で、すべり速度時間関数の規格化 Yoffe 関数による近似を行った。

地表地震断層から 2km 程度以内にある 3 観測点を対象に、波数積分法により記録の再現を行った。上盤側の TCU052 の再現結果を図 2.4-2 に示す。Wu et al. (2001) そのものを用いた Case1 は観測記録を良く再現できる。次に、観測点近傍の地震発生層以浅の小断層として、長さ約 10km（小断層サイズと観測点の位置関係から、ここでは 12km とした）×幅 6km を対象として、その寄与を確認した（以下、Case2）。Case2 は Case1 と同程度の振幅であり、観測点近傍の小断層の寄与が大きいことから、観測点近傍の小断層の震源逆解析における感度は高く、すべり速度

時間関数が精度良く求まっていると考えた。そこで、観測点近傍のすべり速度時間関数を、図 2.4-2 に示すように観測点近傍の平均的なすべり量 12.1m に対して $\tau_S=2.1$ 秒、 $\tau_R=4.8$ 秒とした規格化 Yoffe 関数で近似した（以下、Case3）。Case3 は観測及び Case2 の傾向を良く再現できる。なお、図 2.4-3 に示すように、同じ上盤側の TCU068 でも、観測点近傍の平均的なすべり量 8.2m に対して、 $\tau_S=2.0$ 秒、 $\tau_R=3.9$ 秒とした規格化 Yoffe 関数で再現できることを確認している。

一方、下盤側の TCU102 における評価結果を図 2.4-4 に示す。Case1 による観測記録の再現性は高いものの、速度波形は複雑であり、Case2 の観測点近傍の寄与は TCU052 に比べると小さい。この上盤側と下盤側の違いについて、集集地震は傾斜角 30° の低角逆断層であり、永久変位が上盤側に集中することが原因と考えられる。この結果を踏まえると、仮に観測点が下盤側にしかない場合、観測記録における地震発生層以浅の寄与が小さく、震源逆解析における観測点近傍の小断層の感度が低い可能性が考えられる。そこで、南部の下盤側にのみ観測点が位置する TCU075 の結果を図 2.4-5 に示す。Case1 の再現性は良いものの、EW 成分でやや過小評価となる。また、Case2 から観測点近傍の小断層の寄与が小さいことがわかる。低角逆断層の場合、下盤側の永久変位は上盤側よりも小さいことから、上盤側に断層近傍の観測点がない南部では、すべり速度時間関数の感度が低い可能性がある。

以上の結果を踏まえると、震源インバージョン結果から得られたすべり速度時間関数を全てモデル化するのではなく、地表断層近傍に観測点があり、その周辺の小断層のみを対象としてすべり速度時間関数をモデル化することが適切と考えられる。

(2) 2016 年熊本地震

2016 年熊本地震における KMMH16 観測点を対象としてすべり速度時間関数のモデル化を行う。波数積分法による計算に用いる水平成層速度構造モデルは、防災科学技術研究所 J-SHIS の深部地盤モデル（藤原・他（2012））から各観測点直下の速度構造を抽出し設定した。水平成層速度構造モデルの諸元を表 2.4-3 に示す。すべり速度時間関数のモデル化を図 2.4-5 に示す。ここで、集集地震はほぼ南北走向のため、NS、EW、UD 成分表示としていたが、ここからは、断層平行（FP）成分、断層直交（FN）成分、上下（UD）成分として示している。同図から、FP 成分では観測点近傍の小断層の寄与が大きく、KiK-net 益城近傍の小断層の震源インバージョン解析における感度が高く、すべり速度時間関数が精度良く求まっていると考えられる。そこで、KiK-net 益城近傍の領域のすべり速度時間関数を、平均的なすべり量 2.2m、 $\tau_S=1.4$ 秒、及び $\tau_R=3.1$ 秒とした規格化 Yoffe 関数で近似し、Case3 として評価を行った。Case3 の波形は単純化されているものの、Case2 の傾向を再現できている。

(3) 1992 年 Landers 地震

Wald and Heaton (1994)による 1992 年 Landers 地震の震源インバージョン解析に基づく震源断層モデルを用いて、地表地震断層から 2km 程度の LUC 観測点を対象に同様の検討を行った。波数積分法による計算に用いる水平成層速度構造モデルは、Wald and Heaton (1994)に基づき設定した。水平成層速度構造モデルの諸元を表 2.4-4 に示す。観測点近傍の小断層として、長さ

12km×幅 5km を対象とし, Case3 では観測点近傍の平均的なすべり量 5.1m に対して, $\tau_s=1.3$ 秒, $\tau_R=3.0$ 秒として, 観測点近傍のすべり速度時間関数を規格化 Yoffe 関数で近似した。評価結果を図 2.4-6 に示す。同図から, Case1 の再現性が高いこと, Case2 において観測点近傍の小断層の寄与が大きいこと, Case3 で Case2 の傾向を再現できることが確認できる。

なお, Wald and Heaton (1994)により求められたすべり速度時間関数と, 規格化 Yoffe 関数によりモデル化したすべり速度時間関数は必ずしも対応が良いとは言えない。これは, 2.2 節でも述べたように, Wald and Heaton (1994)による震源インバージョン解析では, 各観測点の地下構造モデルを共通としており, ここで用いた他の地震に比べてグリーン関数の精度が低い可能性がある。地表地震断層近傍の観測記録を再現する震源インバージョン結果は少ないため本研究では用いることとしたが, 上記の点には注意が必要と考えられる。

(4) 2014 年長野県北部の地震を対象とした検討

引間ほか (2015) による 2014 年長野県北部の震源逆解析に基づく震源断層モデルを用いて, 地表地震断層から 2km 程度の K-NET 白馬 (NGN005) を対象に同様の検討を行った。波数積分法による計算に用いる水平成層速度構造モデルは, 引間ほか (2015) に基づき設定した。水平成層速度構造モデルの諸元を表 2.4-5 に示す。Case2 における地震発生層以浅における観測点近傍の小断層として, 他の地震と同様に長さ約 10km を抽出したものの, 観測点極近傍の小断層以外はすべり量が小さいことから, 長さ 3km×幅 3km を対象に検討を行う。Case3 では, 観測点近傍の平均的なすべり量 0.8m に対して, $\tau_s=1.2$ 秒, $\tau_R=2.8$ 秒として, 観測点近傍のすべり速度時間関数を規格化 Yoffe 関数で近似した。評価結果を図 2.4-7 に示す。同図から, Case1 の再現性が高いこと, Case2 において観測点近傍の小断層の寄与が大きいこと, Case3 で Case2 の傾向を再現できることが確認できる。

(5) 回帰式の作成

モデル化に用いたすべり量と τ_s , 及び τ_R の関係を図 2.4-8 に示す。すべり量が大きくなるほど, τ_s と τ_R が大きくなる傾向が見られることから, 直線で回帰した式を図 2.4-8 に併せて示す。ここで, Somerville et al.(1999)は, 既往の震源インバージョン結果から, 地震モーメントとライズタイムの関係式を提案している。2016 年熊本地震に適用すると, ライズタイムは 1.5 秒程度となり, 仮にすべり速度時間関数を三角形関数とした場合, 最大すべり速度の時刻は 0.75 秒程度となる。したがって, 本研究で得られた回帰式に基づくすべり速度時間関数は, Somerville et al.(1999)よりも緩やかに立ち上がる幅広の関数となることがわかる。

なお, 一般的に, 震源インバージョン解析では数 km の長さ及び幅を持つ小断層を点震源で近似しているために, 得られるすべり速度時間関数が純粋なすべり速度を表現することにはならない。ただし, 本研究における静的項の計算では Hisada and Bielak(2003)に基づき小断層を細分化することで破壊伝播の影響を考慮しており, 震源インバージョン結果と同様に観測記録が再現できることを確認している。したがって, 永久変位や周期 1~2 秒程度以上の長周期成分の評価を目的とする場合, 近似的にすべり速度時間関数と見なして問題はないと考えられる。

なお、前述の 1999 年集集地震の下盤側の観測点は回帰に含めていないが、TCU075 観測点について回帰式から求めた規格化 Yoffe 関数に基づく評価結果を図 2.4-9 に示す。震源インバージョン解析に基づくすべり速度時間関数とは乖離するものの、観測記録の再現性は良いことがわかる。

表2.4-1 検討に用いた既往の震源インバージョン結果

| No | Earthquake | Slip model reference | M _w | Observation point ^{※1} | | | Frequency(Hz) | | Green function ^{※2} |
|----|-------------------------------|-----------------------|----------------|---------------------------------|------|-----|---------------|------|------------------------------|
| | | | | SGM | TELE | GPS | Low | High | |
| 1 | 1992 Landers | Wald and Heaton(1994) | 7.3 | 16 | 11 | 42 | 0.08 | 0.5 | Common |
| 2 | 1995 Kobe | Wald(1996) | 6.9 | 19 | 13 | 20 | 0.05 | 0.5 | 2 types |
| 3 | 1999 Chi-Chi | Wu et al.(2001) | 7.7 | 47 | — | 60 | 0.02 | 0.5 | 3 types |
| 4 | 2002 Denali | Oglesby et al.(2004) | 7.9 | 8 | — | 38 | 0.01 | 0.5 | Common |
| 5 | 2011 Hamadori | Hikima (2012) | 6.6 | 10 | — | — | 0.05 | 0.8 | Individual |
| 6 | 2014 Nagano | Hikima et al. (2015) | 6.3 | 12 | — | — | 0.05 | 0.8 | Individual |
| 7 | 2016 Kumamoto (main shock) | Hikima (2016) | 7.0 | 18 | — | — | 0.05 | 0.8 | Individual |

※1 : Number of observation points used for analysis .

SGM: Strong ground motion stations,

TELE : Teleseismic stations,

GPS : GPS stations.

※2 : Geotechnical model used for analysis.

Common : Common soil profile for all stations,

2 types,3 types : 2 types or 3types of soil profile.

Individual : Different soil profile for each station.

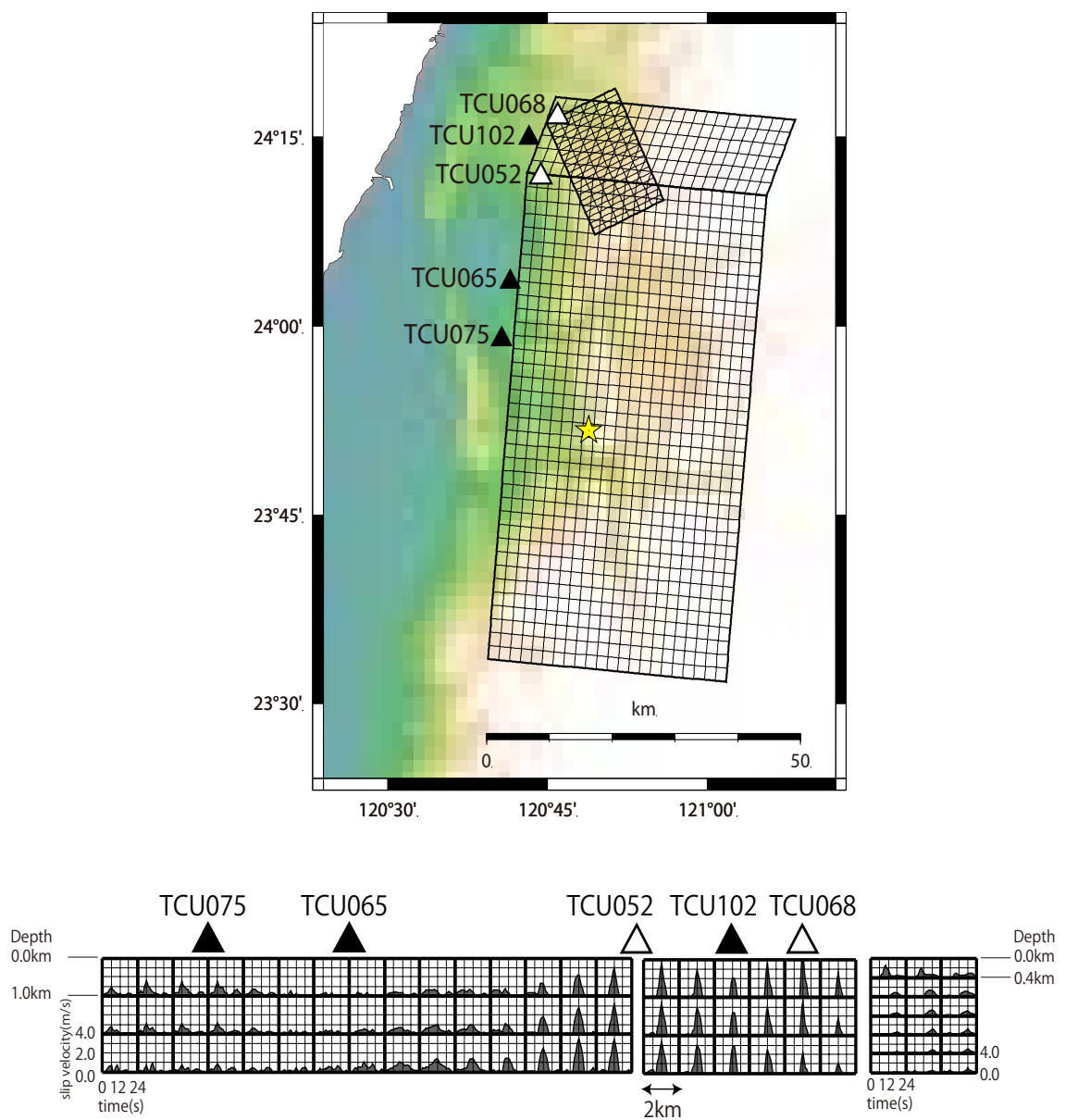


図 2.4-1 1999 年集集地震の断層モデルと対象観測点

表 2.4-2 地下構造モデル

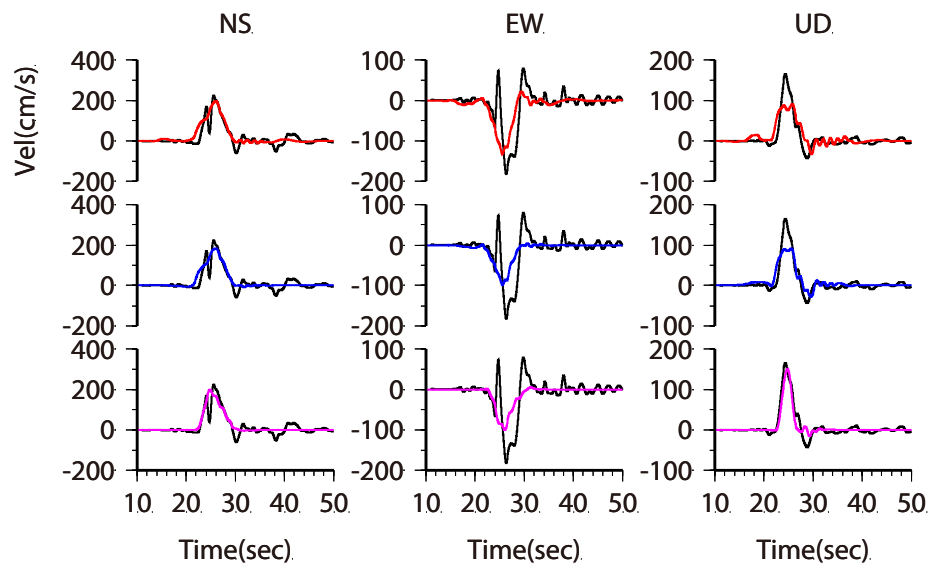
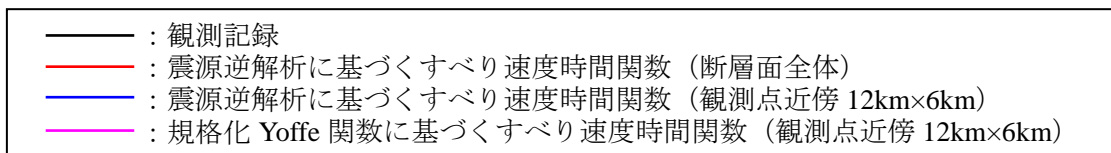
[1999 年集集地震, 上盤側]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|------|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.3 | 3610 | 500 | 2040 | 250 | 2000 |
| 2 | 2.4 | 4660 | 500 | 2730 | 250 | 2000 |
| 3 | 2.5 | 5450 | 500 | 3160 | 250 | 5000 |
| 4 | 2.6 | 5760 | 600 | 3390 | 300 | 4000 |
| 5 | 2.7 | 6150 | 600 | 3580 | 300 | 4000 |
| 6 | 2.8 | 6260 | 800 | 3590 | 400 | 8000 |
| 7 | 2.9 | 6710 | 1000 | 3890 | 500 | 5000 |
| 8 | 3.15 | 7110 | 1000 | 4110 | 500 | 5000 |
| 9 | 3.15 | 7500 | 1000 | 4320 | 500 | 15000 |
| 10 | 3.2 | 8010 | 1000 | 4670 | 500 | 20000 |
| 11 | 3.25 | 8270 | 1000 | 4770 | 500 | 40000 |
| 12 | 3.25 | 8470 | 1000 | 4970 | 500 | 30000 |
| 13 | 3.25 | 8310 | 1000 | 4840 | 500 | 30000 |
| 14 | 3.3 | 8390 | 1000 | 4850 | 500 | 30000 |
| 15 | 3.3 | 8510 | 1000 | 4920 | 500 | 40000 |
| 16 | 3.3 | 8700 | 1000 | 5090 | 500 | — |

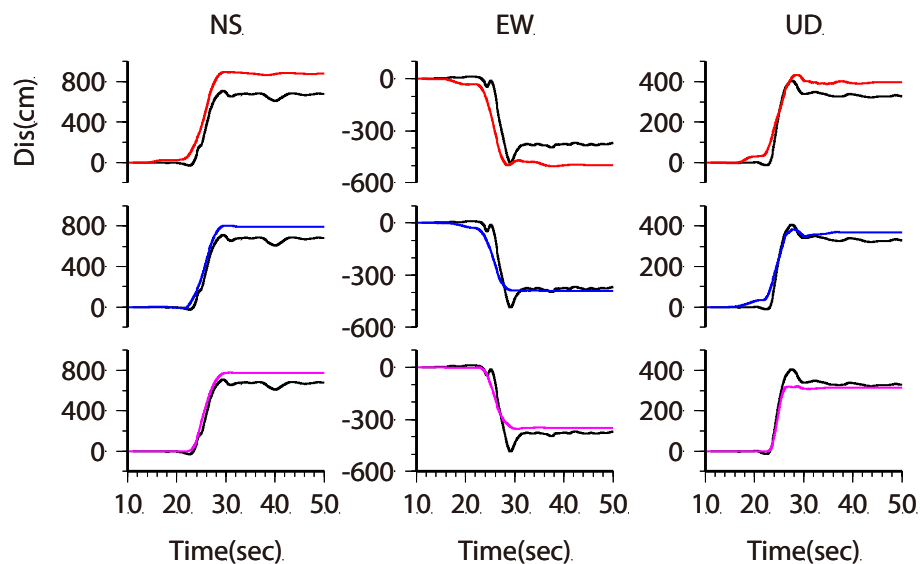
表 2.4-3 地下構造モデル

[1999 年集集地震, 下盤側]

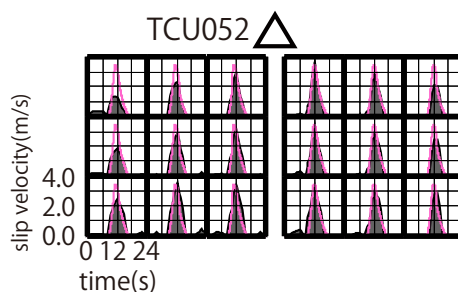
| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|------|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.0 | 1560 | 200 | 900 | 100 | 290 |
| 2 | 2.05 | 2290 | 200 | 1320 | 100 | 420 |
| 3 | 2.3 | 2740 | 300 | 1580 | 150 | 1380 |
| 4 | 2.5 | 3780 | 500 | 2200 | 250 | 1910 |
| 5 | 2.6 | 5040 | 500 | 3030 | 250 | 5000 |
| 6 | 2.7 | 5710 | 500 | 3260 | 250 | 4000 |
| 7 | 2.8 | 6050 | 500 | 3470 | 250 | 4000 |
| 8 | 2.9 | 6440 | 500 | 3720 | 250 | 8000 |
| 9 | 3.0 | 6830 | 600 | 3990 | 300 | 5000 |
| 10 | 3.2 | 7280 | 800 | 4210 | 400 | 20000 |
| 11 | 3.15 | 7770 | 1000 | 4490 | 500 | 40000 |
| 12 | 3.25 | 8160 | 1000 | 4720 | 500 | 20000 |
| 13 | 3.25 | 8340 | 1000 | 4790 | 500 | 30000 |
| 14 | 3.25 | 8200 | 1000 | 4740 | 500 | 30000 |
| 15 | 3.3 | 8400 | 1000 | 4860 | 500 | 70000 |
| 16 | 3.3 | 8700 | 1000 | 5090 | 500 | — |



(1) 速度波形



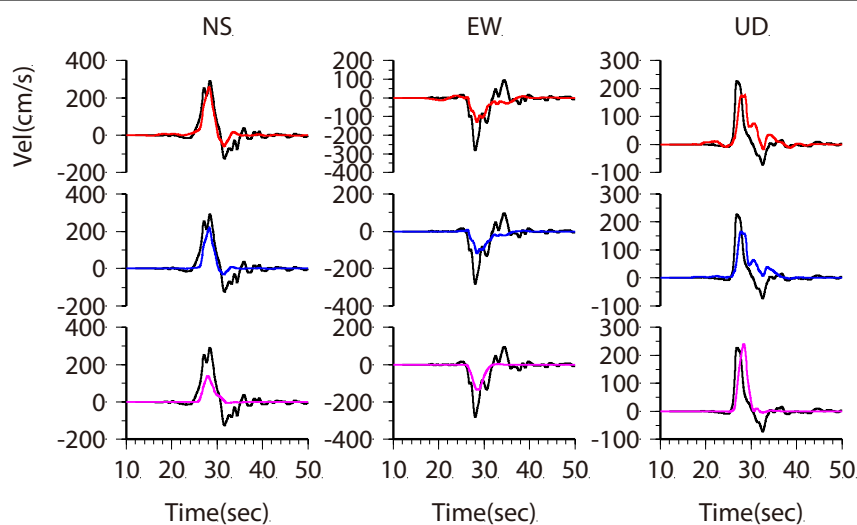
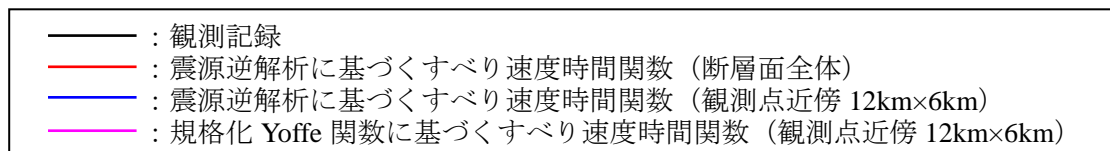
(2) 変位波形



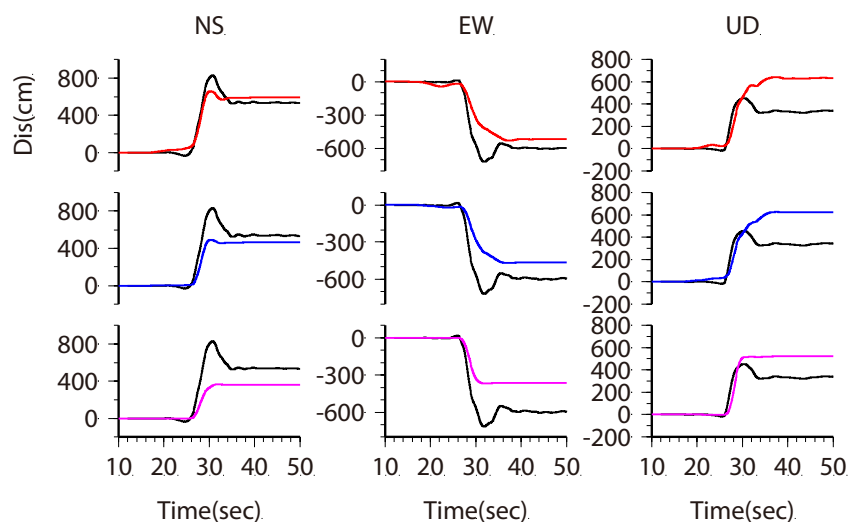
(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数 [桃線は規格化 Yoffe 関数 ($D=12.1\text{m}$, $\tau_S=2.1\text{s}$, $\tau_R=4.8\text{s}$)]

図 2.4-2 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化

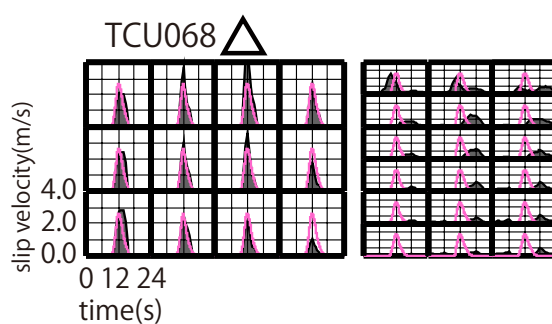
[1999 年集集地震, TCU052 観測点 (北部, 上盤側)]



(1) 速度波形

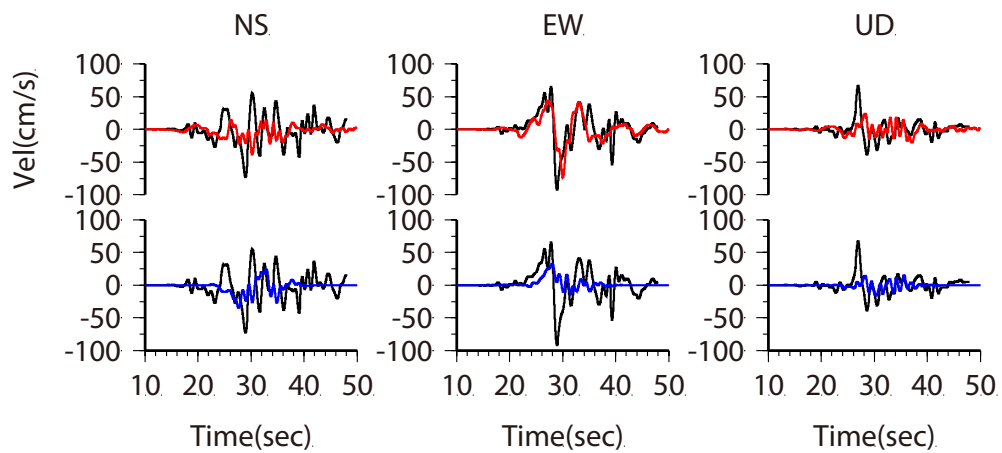
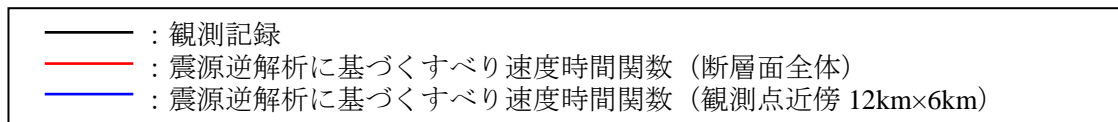


(2) 変位波形

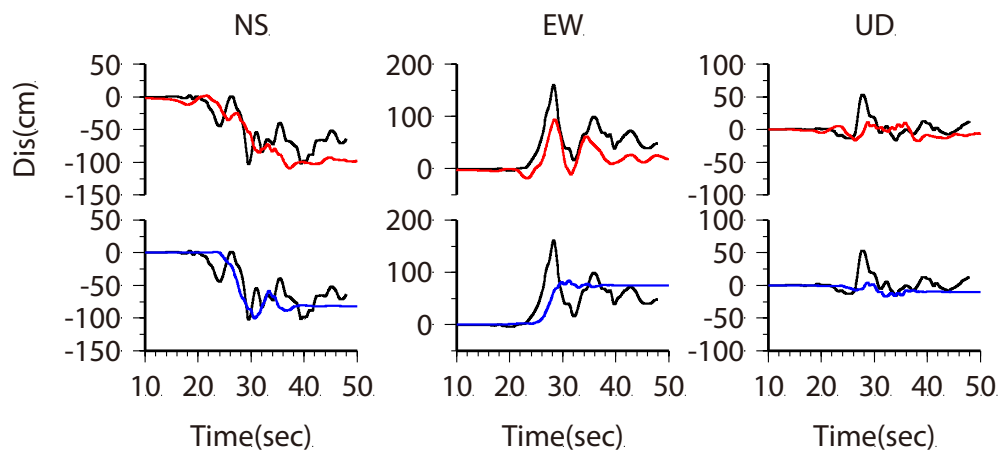


(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数 [桃線は規格化 Yoffe 関数 ($D=8.2\text{m}$, $\tau_S=2.0\text{s}$, $\tau_R=3.9\text{s}$)]

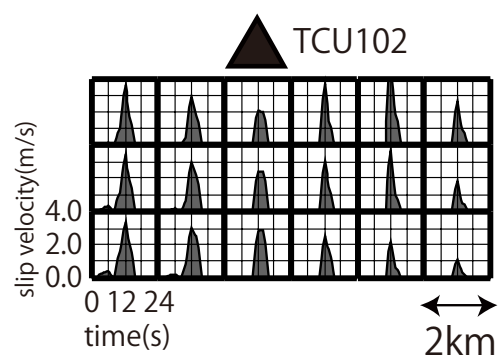
図 2.4-3 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化
[1999 年集集地震, TCU068 観測点 (北部, 上盤側)]



(1) 速度波形

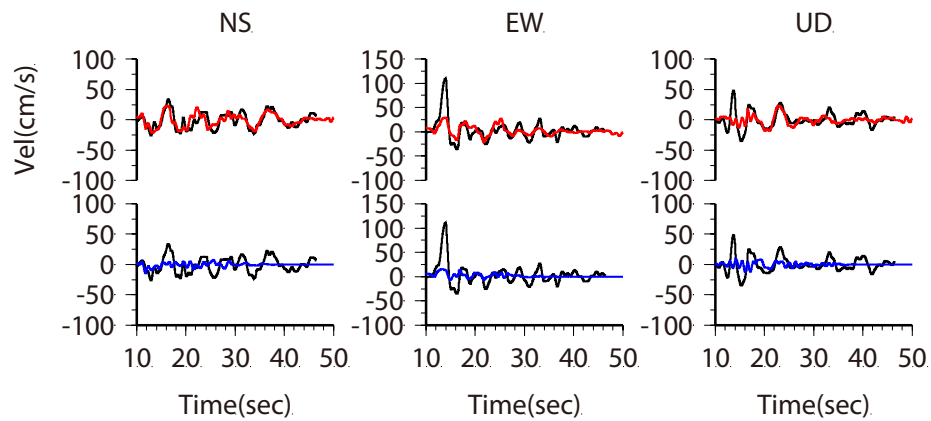
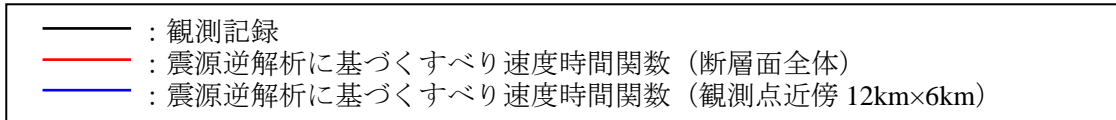


(2) 変位波形

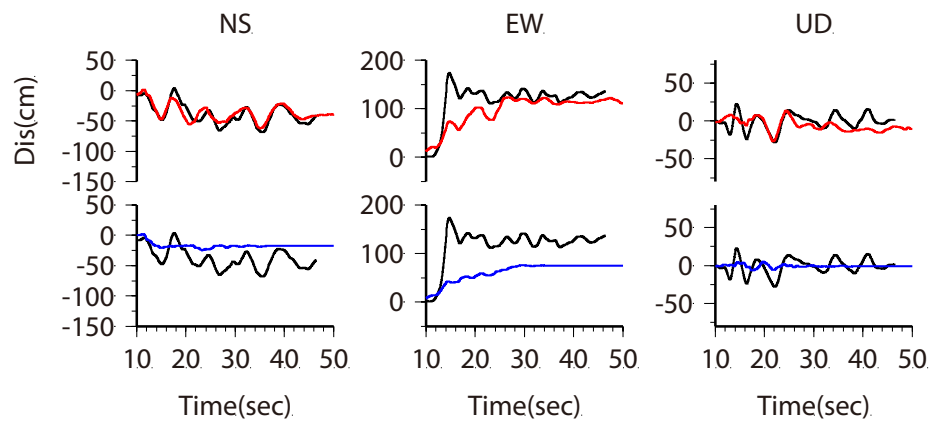


(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数

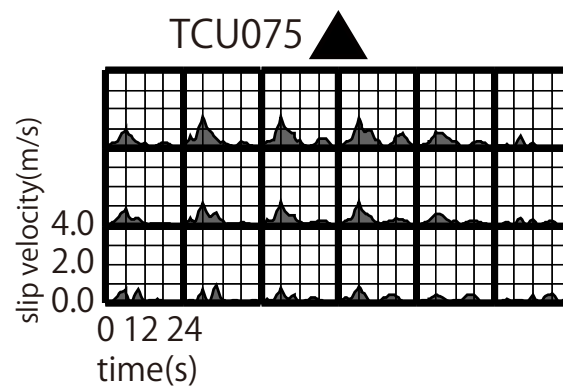
図 2.4-4 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化
 [1999 年集集地震, TCU102 観測点 (北部, 下盤側)]



(1) 速度波形



(2) 変位波形



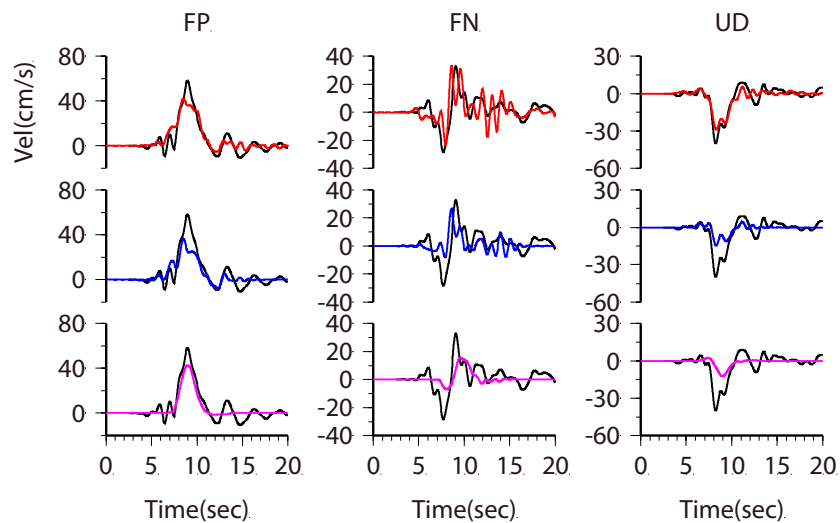
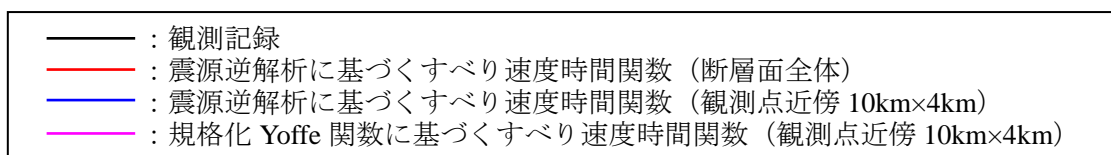
(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数

図 2.4-5 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化
[TCU075 観測点 (南部, 下盤側) の例]

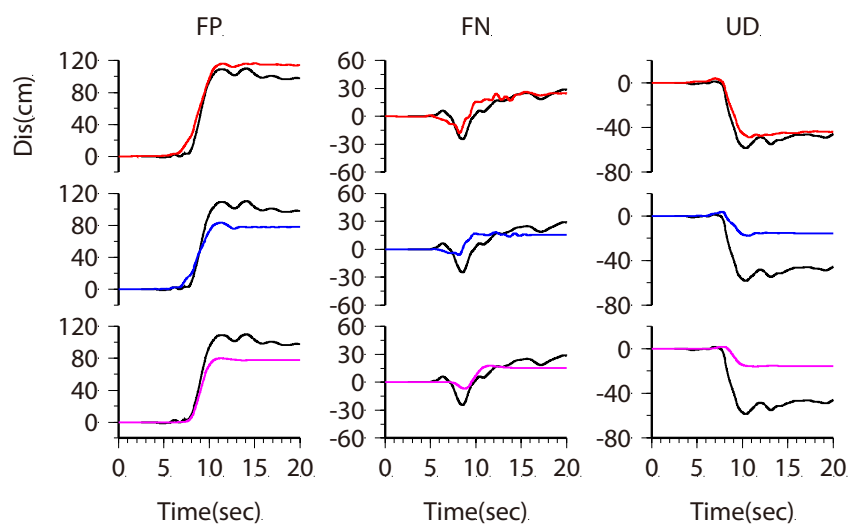
表 2.4-3 地下構造モデル

[2016 年熊本地震, KMMH16]

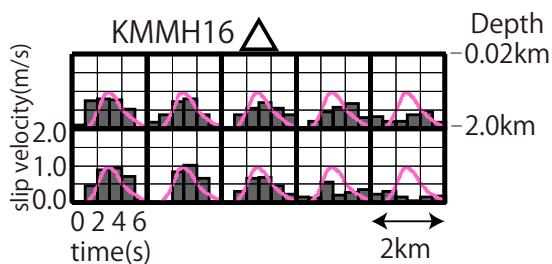
| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 206 |
| 2 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 440 |
| 3 | 2.6 | 5500 | 200 | 3100 | 200 | 1388 |
| 4 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 5 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |



(1) 速度波形



(2) 変位波形



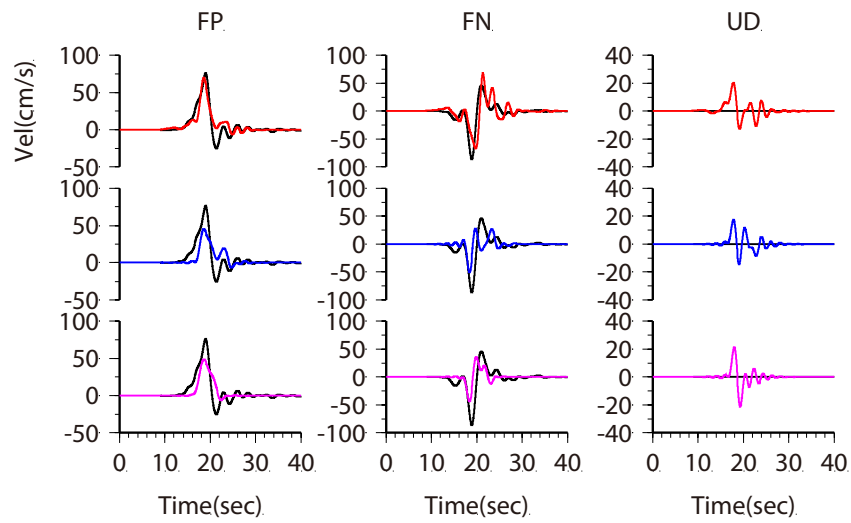
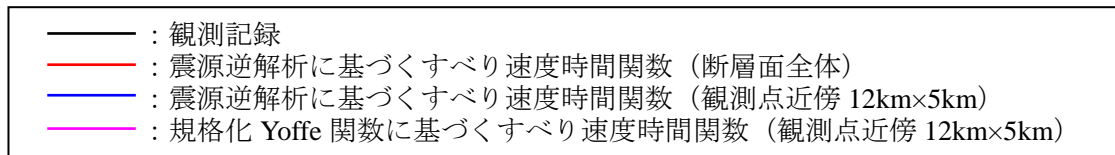
(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数 [桃線は規格化 Yoffe 関数 ($D=2.2\text{m}$, $\tau_S=1.4\text{s}$, $\tau_R=3.1\text{s}$)]

図 2.4-5 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化
[2016 年熊本地震 KMMH16 観測点]

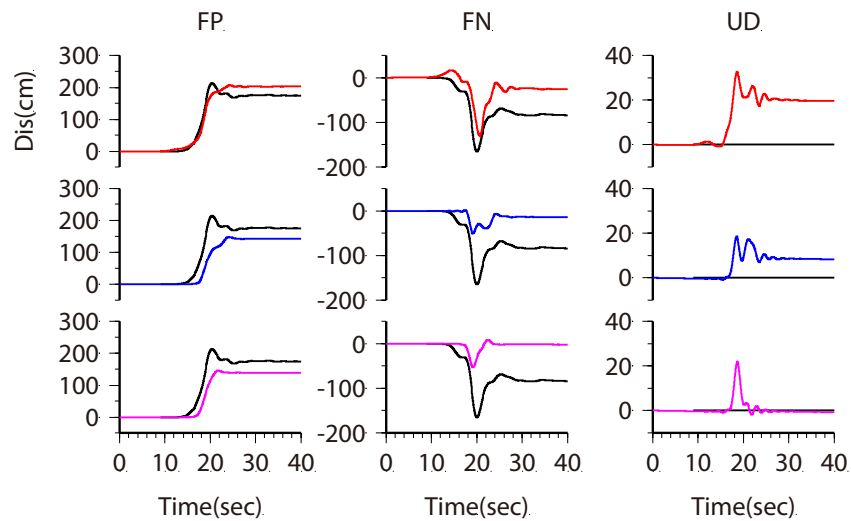
表 2.4-4 地下構造モデル

[1992 年 Landers 地震]

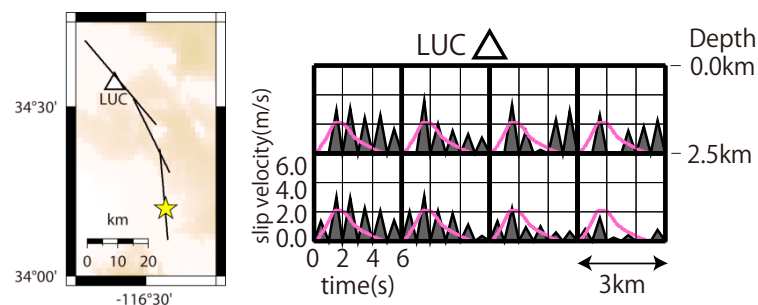
| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.3 | 3800 | 100 | 1980 | 30 | 1500 |
| 2 | 2.6 | 5500 | 600 | 3150 | 300 | 2500 |
| 3 | 2.7 | 6200 | 600 | 3520 | 300 | 22000 |
| 4 | 2.87 | 6800 | 600 | 3830 | 300 | 6000 |
| 5 | 3.5 | 8000 | 600 | 4640 | 300 | — |



(1) 速度波形



(2) 変位波形



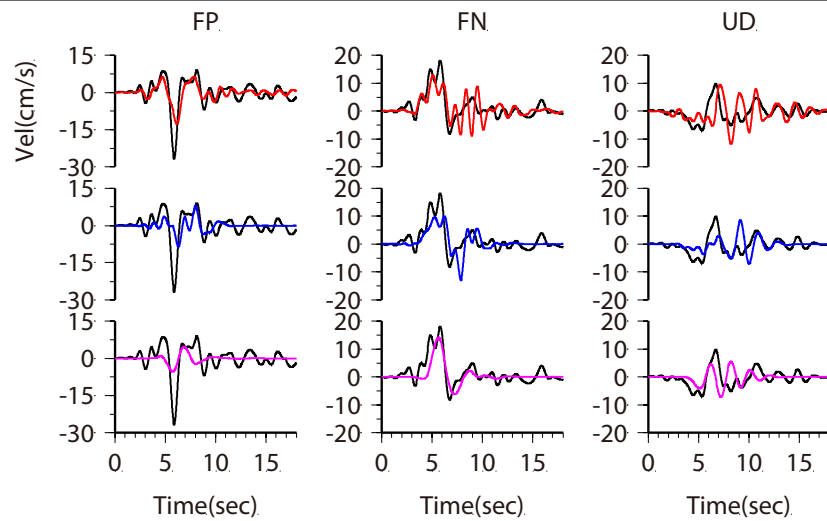
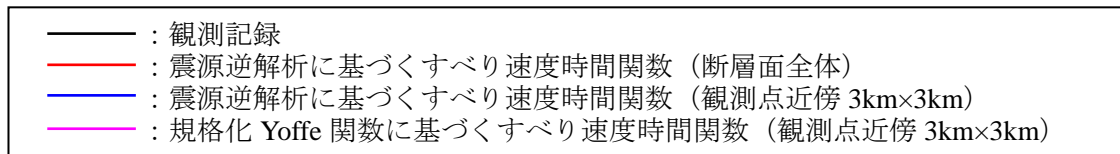
(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数 [桃線は規格化 Yoffe 関数 ($D=5.1\text{m}$, $\tau_S=1.3\text{s}$, $\tau_R=3.0\text{s}$)]

図 2.4-6 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化
[1992 年 Landers 地震 LUC 観測点の例]

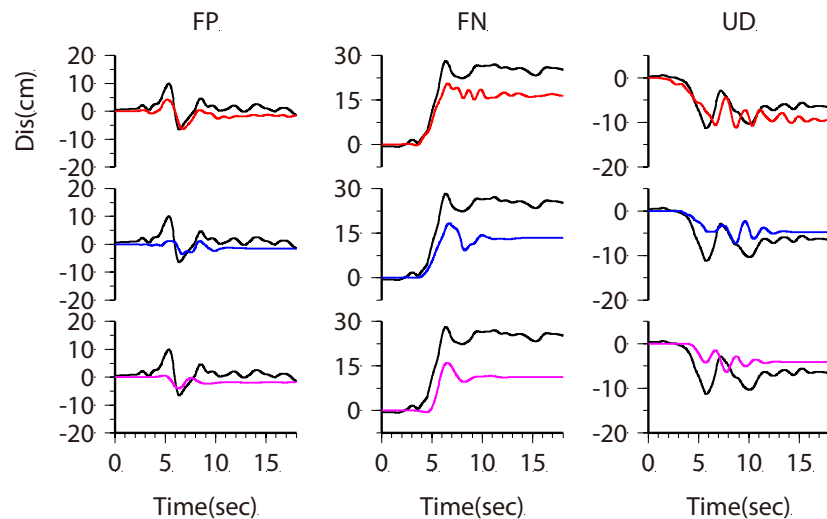
表 2.4-5 地下構造モデル

[2014 年長野県北部の地震, NGN005]

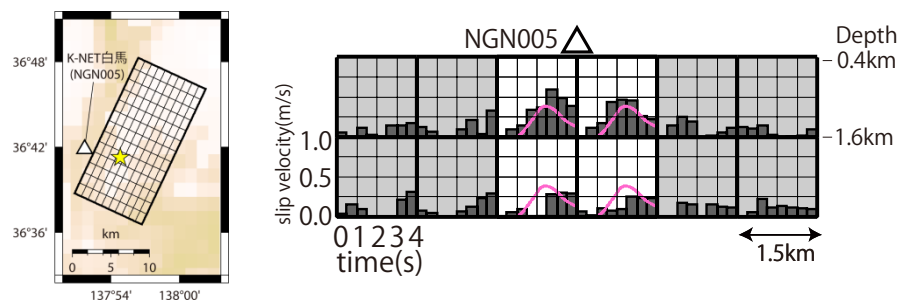
| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 804.818 |
| 2 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 1155.169 |
| 3 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | 1 |
| 4 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 4771.824 |
| 5 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | 9128.449 |
| 6 | 2.8 | 6700 | 600 | 3830 | 600 | 14999.64 |
| 7 | 3.2 | 7800 | 600 | 4460 | 600 | — |



(1) 速度波形



(2) 変位波形



(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数 [桃線は規格化 Yoffe 関数 ($D=0.8\text{m}$, $\tau_S=1.2\text{s}$, $\tau_R=2.8\text{s}$)]

図 2.4-7 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化
[2014 年長野県北部の地震 NGN005 観測点の例]

● : 2014Nagano(NGN005), ▲ : 2016Kumamoto(KMMH16)
▼ : 1992Landers(LUC), ◆ : 1999Chi-Chi(TCU052.TCU068)

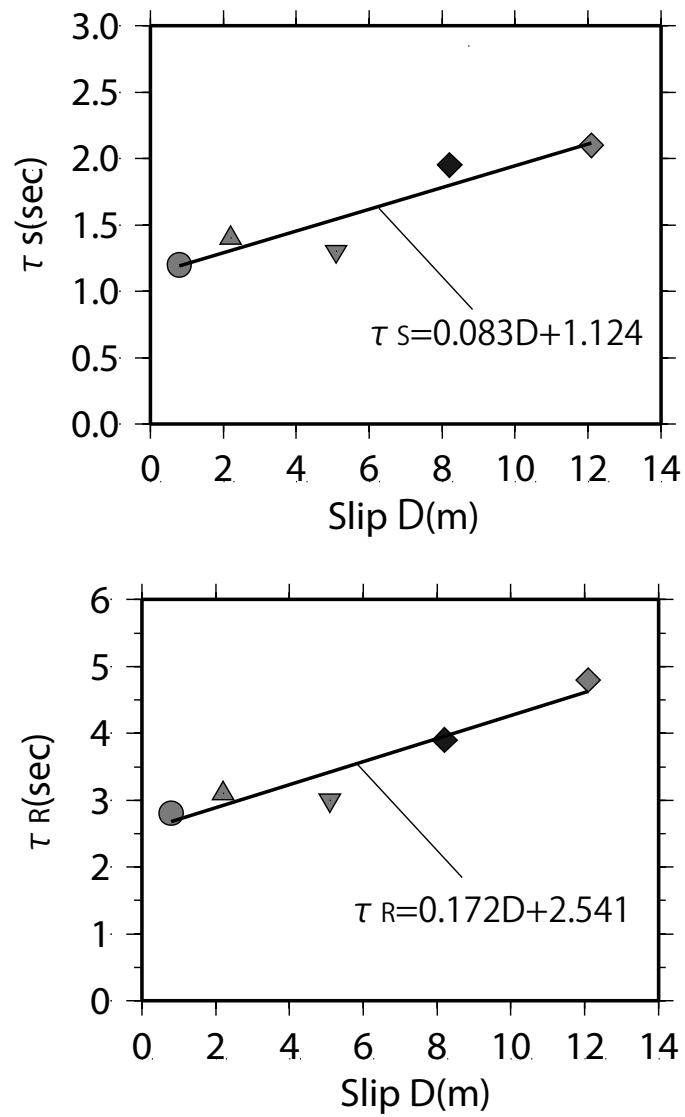
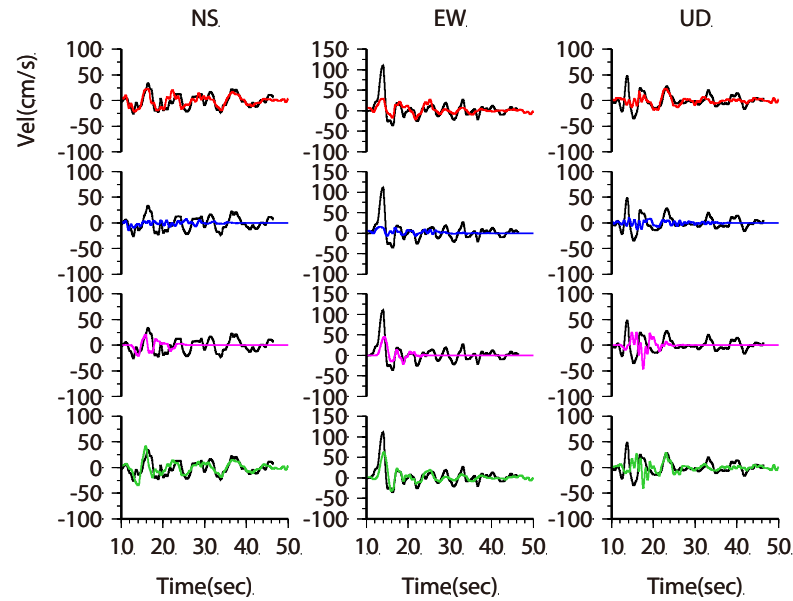
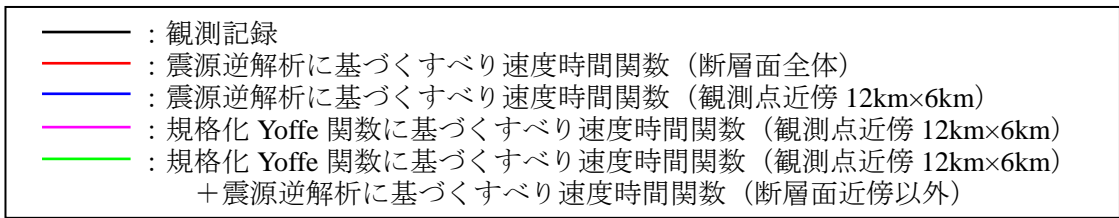
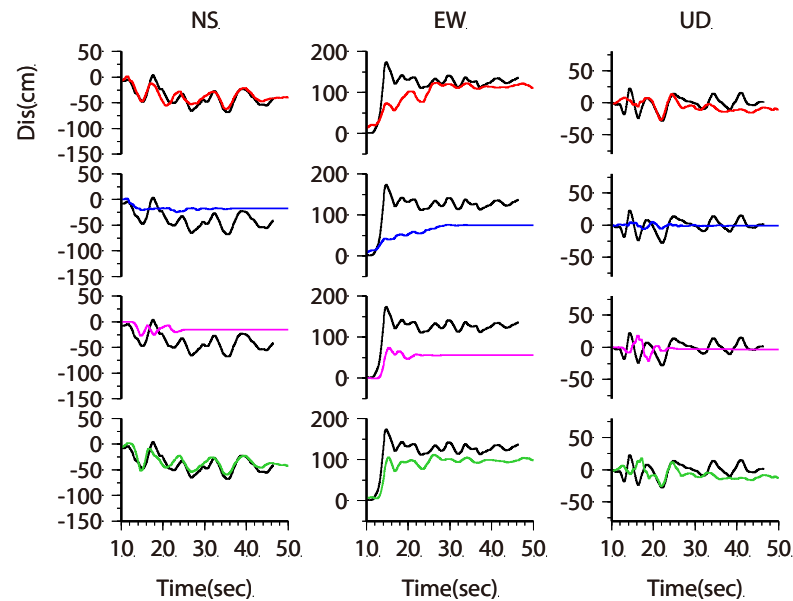


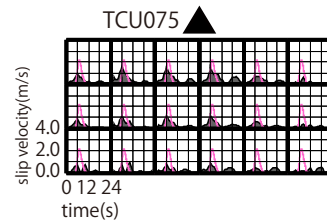
図 2.4-8 観測記録を設定するために設定した規格化 Yoffe 関数のパラメータ (τ_s 及び τ_R) と観測点近傍のすべり量の関係および回帰式



(1) 速度波形



(2) 変位波形



(3) 観測点近傍のすべり速度時間関数 [桃線は規格化 Yoffe 関数 ($D=5.7\text{m}$, $\tau_S=1.6\text{s}$, $\tau_R=3.5\text{s}$)]

図 2.4-9 地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数のモデル化

TCU075 観測点 (南部, 下盤側) への適用結果

2.4.2 地震発生層以浅におけるすべり分布の設定

前節で示したすべり速度時間関数に関する回帰式を用いるためには、地震発生層以浅のすべり量を設定する必要がある。Kagawa et al.(2004)では、既往の震源インバージョン結果から、深さ 5km を境界として、浅部と深部でそれぞれ Somerville et al.(1999)の方法に基づきアスペリティを抽出している。本研究では、Kagawa et al.(2004)と同様に、収集した表 1 に示す震源インバージョン結果から、地震発生層以浅と地震発生層内でそれぞれアスペリティを抽出し、その形状とすべり量について分析を行う。

抽出したアスペリティの形状とすべり量を表 2.4-2 に示す。ここでは、地震発生層以浅と地震発生層内で連続している（アスペリティが接している）アスペリティに着目し、その長さとしべり量の関係を比較する。なお、ここでは長さ方向で一部が接している場合でも連続していると見なしている。表 2.4-6 に示すように、連続しているアスペリティの長さとしべり量は、地震発生層内と地震発生層以浅とで比較するとほぼ 1 となり、同程度となることがわかる。この結果を踏まえると、地震発生層以浅と地震発生層内のアスペリティの長さとしべり量に大きな違いはないと考えられる。これは、松島・他（2010）による知見と概ね調和的と考えられる。なお、Kagawa et al.(2004)に基づき境界とする深さを約 5km とした場合でも、深部～浅部にかけて連続するアスペリティのすべり量の比率の平均値はほぼ 1 となることを確認している。

表 2.4-6 特性化したアスペリティの主なパラメータ

| № | Earthquake | Name | Area | | | | L (km) | W (km) | D (m) | Continuity | L _{sum} (km) | D _{ave} (m) | Ratio(s/d) | | | |
|--|-------------------------------|------|------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|----------|------------------|--|--|------------------|--------------|--|--|
| | | | X1 (km) | X2 (km) | Y1 (km) | Y2 (km) | | | | | | | L _{sum} | D | | |
| 1 | 1992 Landers | s1 | 9.0 | 27.0 | 0.0 | 2.5 | 18.0 | 2.5 | 5.07 | ○ | 36 | 4.43 | 1.50 | 0.88 | | |
| | | s2 | 30.0 | 48.0 | 0.0 | 2.5 | 18.0 | 2.5 | 3.80 | ○ | | | | | | |
| | | d1 | 15.0 | 21.0 | 2.5 | 7.5 | 6.0 | 5.0 | 5.05 | ○ | 24 | 5.06 | | | | |
| | | d2 | 24.0 | 36.0 | 2.5 | 15.0 | 12.0 | 12.5 | 5.25 | ○ | | | | | | |
| | | d3 | 45.0 | 51.0 | 2.5 | 15.0 | 6.0 | 12.5 | 4.69 | ○ | | | | | | |
| 2 | 1995 Kobe | s1 | 0.0 | 19.98 | 0.0 | 2.5 | 19.98 | 2.5 | 2.18 | ○ | 20 | 2.18 | 1.50 | 1.90 | | |
| | | d1 | 6.66 | 19.98 | 2.5 | 20.0 | 13.32 | 17.5 | 1.15 | ○ | 13.3 | 1.15 | | | | |
| 3 | 1999 Chi-Chi | s1 | 6.0 | 12.0 | 0.0 | 6.0 | 6.0 | 6.0 | 5.44 | ○ | 58 | 8.09 | 0.91 | 1.15 | | |
| | | s2 | 24.0 | 38.0 | 2.0 | 6.0 | 14.0 | 4.0 | 6.42 | ○ | | | | | | |
| | | s3 | 40.0 | 50.0 | 0.0 | 6.0 | 10.0 | 6.0 | 6.31 | ○ | | | | | | |
| | | s4 | 54.0 | 70.0 | 0.0 | 6.0 | 16.0 | 6.0 | 10.01 | ○ | | | | | | |
| | | s5 | 70.0 | 82.0 | 0.0 | 6.0 | 12.0 | 6.0 | 9.63 | ○ | | | | | | |
| | | d1 | 6.0 | 30.0 | 6.0 | 12.0 | 24.0 | 6.0 | 5.84 | ○ | 64 | 7.01 | | | | |
| | | d2 | 32.0 | 64.0 | 6.0 | 18.0 | 32.0 | 12.0 | 7.47 | ○ | | | | | | |
| | | d3 | 50.0 | 66.0 | 20.0 | 32.0 | 16.0 | 12.0 | 7.06 | × | | | | | | |
| | | d4 | 70.0 | 78.0 | 6.0 | 8.0 | 8.0 | 2.0 | 6.63 | ○ | | | | | | |
| 4 | 2002 Denali | s1 | 50.35 | 78.35 | 0 | 3.75 | 28.0 | 3.75 | 4.88 | ○ ₍₁₎ | 28 ₍₁₎ 48 ₍₂₎ | 4.88 ₍₁₎ 4.67 ₍₂₎ | 0.58 0.92 | 0.87 0.72 | | |
| | | s2 | 138.35 | 162.35 | 0 | 3.75 | 24.0 | 3.75 | 4.39 | ○ ₍₂₎ | | | | | | |
| | | s3 | 166.35 | 190.35 | 0 | 3.75 | 24.0 | 3.75 | 4.95 | ○ ₍₂₎ | | | | | | |
| | | d1 | 30.8 | 78.8 | 3.75 | 15.0 | 48.0 | 11.25 | 5.64 | ○ ₍₁₎ | 48 ₍₁₎ 52 ₍₂₎ | 5.64 ₍₁₎ 6.52 ₍₂₎ | | | | |
| | | d2 | 90.35 | 114.35 | 11.25 | 22.5 | 24.0 | 11.25 | 4.80 | × | | | | | | |
| | | d3 | 134.35 | 186.35 | 3.75 | 18.75 | 52.0 | 15.0 | 6.52 | ○ ₍₂₎ | | | | | | |
| | | d4 | 190.35 | 206.35 | 3.75 | 11.25 | 16.0 | 7.5 | 5.13 | × | | | | | | |
| | | d5 | 214.35 | 226.35 | 3.75 | 11.25 | 12.0 | 7.5 | 4.19 | × | | | | | | |
| 5 | 2011 Hamadori | s1 | 4.0 | 20.0 | 0.0 | 2.0 | 16.0 | 2.0 | 1.51 | ○ | 16 | 1.51 | 1.14 | 1.09 | | |
| | | d1 | 4.0 | 18.0 | 2.0 | 6.0 | 14.0 | 4.0 | 1.38 | ○ | 14 | 1.38 | | | | |
| | | d2 | 26.0 | 34.0 | 2.0 | 10.0 | 8.0 | 8.0 | 0.86 | × | | | | | | |
| 6 | 2014 Nagano | s1 | 4.5 | 7.5 | 0.0 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 0.77 | × | — | — | — | — | | |
| | | d1 | 7.5 | 15.0 | 4.5 | 10.5 | 7.5 | 6.0 | 0.63 | × | — | — | | | | |
| 7 | 2016 Kumamoto (main shock) | s1 | 12.0 | 18.0 | 0.0 | 4.0 | 6.0 | 4.0 | 2.76 | ○ | 12 | 2.66 | 0.75 | 1.00 | | |
| | | s2 | 22.0 | 28.0 | 0.0 | 4.0 | 6.0 | 4.0 | 2.57 | ○ | | | | | | |
| | | d1 | 12.0 | 28.0 | 4.0 | 14.0 | 16.0 | 10.0 | 2.65 | ○ | 16 | 2.65 | | | | |
| The mean value and the standard deviation (+1 sigma) | | | | | | | | | | | | | 1.00(1.41) | 1.04(1.42) | | |

※s1, d1 : s means the region shallower than the seismogenic layer, d means the seismogenic layer.

X1, X2, Y1, Y2 : Position of the corner of the asperity,

L : Length of asperity , W : Width of asperity ,

D : slip of asperity.

L_{sum} : Total length of asperity(only continuous with the region shallower than the seismogenic layer and the seismogenic layer)

D_{ave} : Average value of slip in the asperity(only continuous with the region shallower than the seismogenic layer and the seismogenic layer)

Ratio : The ratio of the region shallower than the seismogenic layer to the seismogenic layer.

Continuity : If the asperity located in the region shallower than the seismogenic layer and the asperity located in the seismogenic layer are in contact, ○.

2.5 第2章の結論

本章で得られた結論を以下にまとめる。本章では、まず 2.2 節で震源インバージョン結果の収集を行った。次いで、2.3 節で収集した震源インバージョン結果と、強震動レシピに基づく震源モデルによる地震動評価結果の違いについて比較を行い、地震発生層以浅のすべり速度時間関数の重要性について述べた。最後に、2.4 節では震源インバージョン解析により得られたすべり速度時間関数を規格化 Yoffe 関数でモデル化を行い、構成するパラメータ τ_S と τ_R の回帰式を作成した。さらに、地震発生層内と地震発生層以浅のすべり量の関係を求めることで、地震発生層以浅のすべり速度時間関数の設定を可能にした。主な結論をまとめると以下の通りである。

- 1) 既往の震源インバージョン結果を収集し、収集した震源インバージョン結果と強震動レシピに基づく震源断層モデルを対象に、理論的手法（波数積分法）を用いて地震動評価を行い、すべり速度時間関数が観測記録の再現性に与える影響について検討を行った。震源から遠い観測点では、地震発生層以浅のすべりを考慮しない強震動レシピに基づく震源モデルで観測記録を良く再現できることを確認した。一方、断層最短距離が 2km 程度以内の震源近傍の観測点では、強震動レシピに基づく震源モデルを用いると、地震発生層以浅のすべりを考慮しない場合には観測記録を過小評価、考慮する場合には過大評価することがわかった。
- 2) 上記の原因として、震源インバージョン結果では、地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数が時間ウィンドウの後半ですべり速度が最大値に達する幅広の関数となっており、強震動レシピとの乖離が大きいことをあきらかにした。
- 3) 震源インバージョン解析に基づく震源断層モデルの地震発生層以浅の小断層を対象に、すべり速度時間関数を規格化 Yoffe 関数でモデル化し、すべり量と τ_S 及び τ_R の関係を求めた。また、地震発生層以浅と地震発生層内でそれぞれアスペリティを抽出した。地震発生層以浅と地震発生層内のアスペリティの長さとすべり量の比率は平均的にはほぼ 1 となる。

参考文献（第2章）

- 1) 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」），2016，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf（参照 2016-11-2）。
- 2) 原子力規制委員会：基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド，2016，<https://www.nsr.go.jp/data/000069160.pdf>（参照 2016-11-2）。
- 3) 久田嘉章，久保智弘，松澤 佳，松本俊明，田邊朗仁，森川 淳：2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査，日本地震工学会論文集 第 12 巻，第 4 号（特集号），pp.104-126，2012.
- 4) 寺本彩乃，久田嘉章，金田惇平：2016 年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査報告，日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集，P2-32，2016.
- 5) 田中信也，菅原正晴，工藤一嘉，重藤迪子，神野達夫：2016 年熊本地震の地表地震断層近傍における建物被害調査と臨時余震観測－熊本県益城町下陳地区を中心として－，日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集，01-3，2016.
- 6) 活断層研究会：2 章 活断層の定義と用語，新編日本の活断層－分布と資料－，東京大学出版会，1991.
- 7) 久田嘉章：活断層近傍における強震動予測手法の工学的適用に関する諸課題について（その 2），日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会，S22-12，2015.
- 8) Kagawa.T, Irikura.K, and P. Somerville：Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planets Space*, 56, pp.3-14, 2004.
- 9) 引間和人，中村亮一，植竹富一：2014 年長野県北部の地震（Mj6.7）の震源過程～震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析～，日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会，S15-14，2015.
- 10) 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* 2，53，pp.1-9，2000.
- 11) 鳥田晴彦，壇一男，入江紀嘉，川里健，生玉真也，久田嘉章：震源スペクトルのオメガ二乗モデルと中村・宮武のすべり速度時間関数との関係（その 1）波形インバージョンによるすべり速度時間関数から算定される震源スペクトル，日本建築学会大会学術講演梗概集，pp.99-100，2012.
- 12) Liu, H., and D. V. Helmberger：The near-source ground motion of the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, No.1, pp.201-218, 1983.
- 13) Hartzell, S. H., and T. H. Heaton：Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, No.6, partA, pp.1553-1583, 1983.

- 14) Hartzell, S. H., and T. H. Heaton : Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of strong motion records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.76, No.3, pp.649-674, 1986.
- 15) Hartzell, S.H., C. Langer, and C. Mendoza : Rupture histories of eastern North American earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, No.6, pp.1703-1724, 1994.
- 16) Wald, D. J., D. V. Helmberger, and S. H. Hartzell : Rupture Process of the 1987 Superstition Hills Earthquake from the Inversion of Strong-Motion Data., *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.80, No.5, pp.1079-1098, 1991.
- 17) Wald, D. J., D. V. Helmberger, and T. H. Heaton : Rupture Model of the 1989 Loma-Prieta Earthquake from the Inversion of Strong-Motion and Broad-Band Teleseismic Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.81, No.5, pp.1540-1572, 1991.
- 18) Wald, D. J., and T. H. Heaton : Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1992 Landers, California, Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.84, No.3, pp.668-691, 1994.
- 19) Wald, D. J., T. H. Heaton, and K. W. Hudnut : The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.86, No.1, , pp.49-70 1996.
- 20) Wald, D. J. : Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, teleseismic, and geodetic data, *J. Phys. Earth*, Vol.44, No.5, pp.489-503, 1996.
- 21) Miyakoshi K., Kagawa T., Sekiguchi H., Iwata T. And Irikura K. : Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.*, 1850, 2000.
- 22) Sekiguchi H., and T. Iwata : Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong-motion waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.92, No.1, pp.300-311, 2002.
- 23) Wu, C. J., M. Takeo, and S. Ide : Source process of the Chi-Chi earthquake: A joint inversion of strong motion data and global positioning system data with a multifault model, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.91, No.5, pp.1128-1143, 2001.
- 24) Kaverina, A., D. Dreger, and E. Price : The combined inversion of seismic and geodetic data for the source process of the 16 October 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.92, No.4, pp.1266-1280, 2002.
- 25) Oglesby, D. D., D. S. Dreger, R. A. Harris, N. Ratchkovski, and R. Hansen : Inverse kinematic and forward dynamic models of the 2002 Denali fault earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Alaska, Vol.94, No.6, pp.214-233, 2004.
- 26) Poiata, N., H. Miyake, K. Koketsu, and K. Hikima : Strong - Motion and Teleseismic Waveform Inversions for the Source Process of the 2003 Bam, Iran, Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.102, No.4, pp.1477-1496, 2012.

- 27) Asano, K., and T. Iwata: Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.99, No.1, pp.123-140, 2009.
- 28) Hikima, K., and K. Koketsu: Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, Geophysical Research Letters, Vol.32, L18303, 2005
- 29) Asano, K., and T. Iwata: Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, Earth Planets Space, 58, pp.93-98, 2006.
- 30) Asano, K., and T. Iwata: Source-rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.5, pp.2467-2480, 2011.
- 31) 引間和人：2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(MJ7.0)の震源過程，地震 2，第 64 巻，pp.243-256，2012.
- 32) Asano, K., and T. Iwata: 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 Space, 68, 2016.
- 33) 引間和人：強震波形を用いた 2016 年熊本地震の本震・前震の震源過程解析，日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集，2016，P4-17.
- 34) 日本建築学会：地盤震動－現象と理論－，pp.84-102，2005.
- 35) 久田嘉章：成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法，日本建築学会構造系論文集，第 501 号，pp.49-56，1997.
- 36) 石山達也・佐藤比呂志・伊藤谷生・杉戸信彦・越後智雄・加藤直子・今泉俊文 (2011): 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について (第 2 報)，http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/ (参照日 2017 年 1 月 23 日)
- 37) 青柳恭平，上田圭一：2011 年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴－臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造－，電力中央研究所報告，研究報告：N11048，2012
- 38) 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：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，2012
- 39) 松本良一郎，入江紀嘉，壇一男，鳥田晴彦：断層極近傍の地震動における表層地盤の破壊の影響 (その 2) 傾斜 60 度の逆断層を対象とした検討，日本建築学会大会学術講演梗概集(関東)，pp. 99-100，2015

- 40) Tinti, E., E. Fukuyama, A. Piatanesi, and M. Cocco : A Kinematic Source-Time Function Compatible with Earthquake Dynamics, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.95, No.4, pp.1211-1223, 2005.
- 41) Yoffe, E. : The moving Griffith crack, Phil. Mag. 42, pp.739-750, 1951.

第3章 地表地震断層近傍における地震動評価のための震源モデルの設定方法

3.1 まえがき

本章では、地表地震断層近傍における地震動評価のための震源モデルの設定方法についてまとめる。まずは 3.2 節で震源モデルの設定方法、具体的には強震動レシピを地震発生層以浅へ拡張する方法について述べる。次いで、3.3 節で 2016 年熊本地震に 3.2 節の方法を適用し、波数積分法を用いて観測記録を再現することで、さらに、3.4 節では 2014 年長野県北部の地震に 3.2 節の方法を適用し、統計的グリーン関数法と波数積分法を組み合わせたハイブリッド法を用いて観測記録を再現することで、震源モデルの設定方法の妥当性を示す。3.5 節と 3.6 節では、長大断層への適用性を確認するために、1999 年コジャエリ地震と 2008 年四川地震の長周期成分を対象に観測記録の再現を行う。最後に、3.7 節で結論をまとめる。

3.2 強震動レシピに基づく震源モデルの地震発生層以浅への拡張方法

本節では、2 章で整理した地震発生層内と地震発生層以浅のパラメータの關係を用いて、強震動レシピに基づく震源断層モデルを地震発生層以浅に拡張する方法を示し、観測記録を再現することで、その妥当性を検証する。強震動レシピに基づく震源断層モデルを地震発生層以浅に拡張する方法を図 3.2-1 に示す。具体的には以下の通りである。

まず、地震発生層内は、強震動レシピに基づき震源断層モデルを設定する。地震発生層上端深さは余震分布や地下構造モデル等を参考に設定する。巨視的断層面の形状は断層調査結果等を参考に設定する。すべり速度時間関数は、強震動レシピに基づき中村・宮武（2000）による関数を用いる。

次に、2 章の結果を用いて、地震発生層内に設定した上記の震源断層モデルを地震発生層以浅に拡張する。地震発生層以浅のすべり分布について、地表断層地震（断層破壊が地表に及ぶ地震）を想定する場合、地震発生層内のアスペリティと同じ長さ及びすべり量を持つアスペリティを地震発生層以浅に設定し、その他の領域は背景領域と同じすべり量を設定する。これは、既往の研究、例えば川里・他 2017)の考え方とほぼ同様である。地中断層地震（断層破壊が地表に及ばない地震、あるいは地表の変位が小さい場合）を想定する場合、背景領域と同じすべり量を地震発生層以浅全面に設定する。地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、規格化 Yoffe 関数を用いることとし、 τ_S と τ_R は2章で求めた回帰式を用いる。

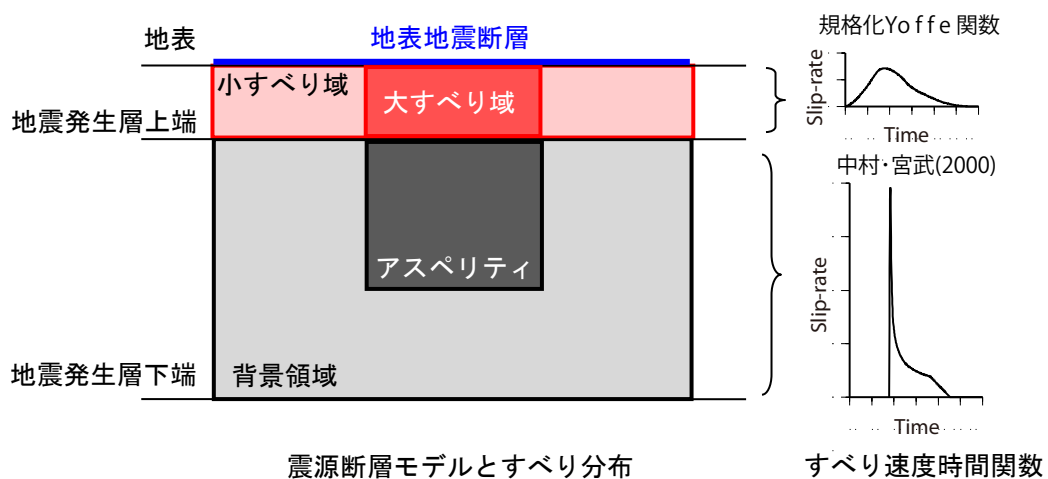
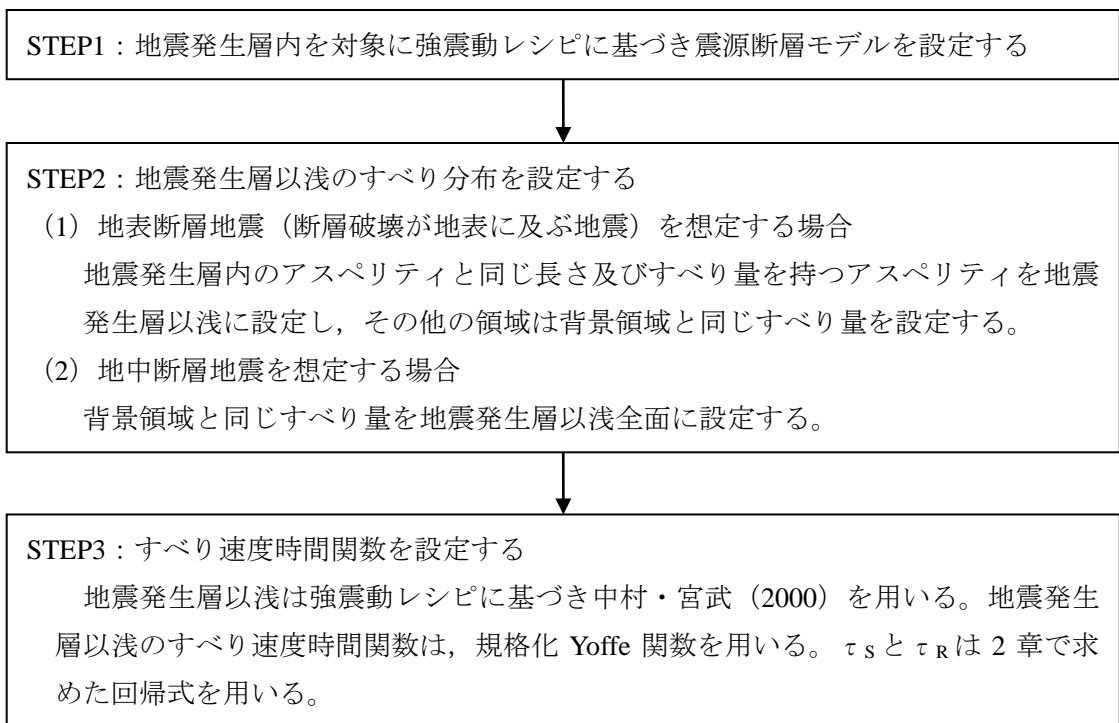


図3.2-1 強震動レシピに基づく震源モデルの地震発生層以浅への拡張方法

3.3 強震動レシピに基づく震源モデルの地震発生層以浅への拡張方法

本章では、2016 年熊本地震を対象として、3.2 節で述べた方法を用いて、強震動レシピに基づく震源断層モデルを地震発生層以浅に拡張する。さらに、地表地震断層近傍において波数積分による地震動評価を行い、設定した震源断層モデルの妥当性を確認する。

3.3.1 強震動レシピに基づく震源モデルの地震発生層以浅への拡張

まず、地震発生層内は、強震動レシピに基づき震源断層モデルを設定する。地震発生層上端深さは余震分布を参考に 3km と仮定する。地震発生層下端深さは引間（2016）を参考に 19km とし、巨視的断層面の形状とアスペリティ位置についても引間（2016）を参考に設定する。すべり速度時間関数は、強震動レシピに基づき中村・宮武（2000）による関数を用いる。

次に、地震発生層内に設定した上記の震源断層モデルを地震発生層以浅に拡張する。拡張方法を以下に示す。

地震発生層以浅のすべり分布について、地表断層地震（断層破壊が地表に及ぶ地震）を想定する場合、地震発生層内のアスペリティと同じ長さ及びすべり量を持つアスペリティを地震発生層以浅に設定し、その他の領域は背景領域と同じすべり量を設定する。地中断層地震（断層破壊が地表に及ばない地震、あるいは地表の変位が小さい場合）を想定する場合、背景領域と同じすべり量を地震発生層以浅全面に設定する。ここでは、北側の布田川断層については地表断層地震を、南側の日奈久断層については地中地震断層を仮定する。地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、規格化 Yoffe 関数を用いることとし、 τ_S と τ_R は2章で求めた回帰式を用いる。

ここで、すべり速度時間関数の立ち上がり時間に関して、引間（2016）による震源イメージング結果では、破壊開始点付近の立ち上がり時間は約 2 秒遅れている。この結果を踏まえ、地震発生層内のすべりの立ち上がり時間は 1.8 秒遅らせるように設定した。これは、すべり速度時間関数の最大すべり速度に達する時間が地震発生層内と地震発生層以浅でほぼ同時刻となる保守的な設定である。立ち上がり時間の違いは破壊や破壊伝播速度の不均質性に起因していると考えられ、今後、検討例を蓄積する必要があると考えている。

設定した震源断層モデルをここでは基本震源モデルと位置付け、Model-01 とよぶ。諸元を表 3.3-1 に、断層面を図 3.3-1 に示す。計算に用いる地下構造モデルの諸元を表 3.3-2 及び表 3.3-3 に示す。

表3.3-1 震源断層モデルの主なパラメータ

| | Parameters | Model-01 (Basic model) | Model-02 | Model-03 |
|--|---------------------------|--|--|---|
| the Seismogenic Layer | Size (Length×Width) | 32km×20km(Futagawa) 12km×20km(Hinagu) | | Same as the left column and 13km×10km(Idenoguchi) |
| | Strike | 233°(Futagawa), 193°(Hinagu) | | Same as the left column and 231°(Idenoguchi) |
| | Dip | 75°(Futagawa), 78°(Hinagu) | | Same as the left column and 65°(Idenoguchi) |
| | Rake | -160° | | Same as the left column and -110°(Idenoguchi) |
| | Moment | 3.1×10 ¹⁹ Nm | | 4.0×10 ¹⁹ Nm |
| Shallower Region than the Seismogenic Layer | Slip | Recipe×1.0 | Recipe×1.4 (asperity) | Recipe×1.0 |
| | Rake | -160° | -135° | -160° |
| | Slip velocity function | the regularized Yoffe $\tau_S=1.4s, \tau_R=3.1s$ | the regularized Yoffe $\tau_S=0.7s, \tau_R=1.6s$ | the regularized Yoffe $\tau_S=1.4s, \tau_R=3.1s$ |

表 3.3-2 地下構造モデル

[2016 年熊本地震, KMMH16]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 206 |
| 2 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 440 |
| 3 | 2.6 | 5500 | 200 | 3100 | 200 | 1388 |
| 4 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 5 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

表 3.3-3 地下構造モデル

[2016 年熊本地震, 西原村]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 1.9 | 2000 | 100 | 600 | 100 | 3 |
| 2 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 147 |
| 3 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 487 |
| 4 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | 1512 |
| 5 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 6 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

3.3.2 基本震源モデルを用いた地表断層近傍における地震動評価

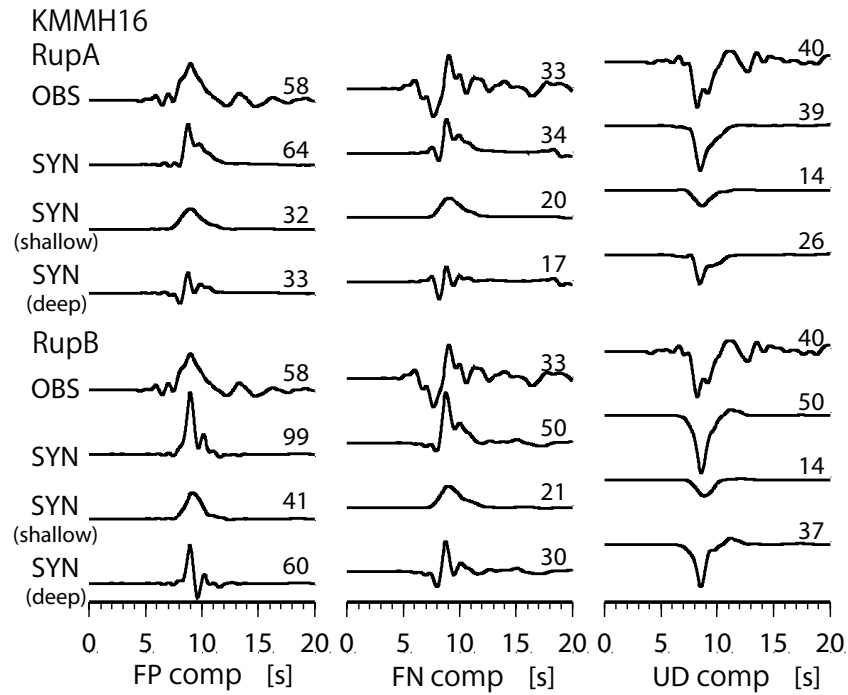
地表地震断層近傍に位置する KiK-net 益城 (KMMH16) の地中観測点と西原村 (西原村役場) を対象に、波数積分法に基づく地震動評価を行うことで、設定した基本震源モデルである Model-01 の妥当性を検証する。なお、断層上端 (ほぼ地表地震断層位置に相当する) からの最短距離は KiK-net 益城で約 2.1km、西原村で約 0.8km となる。評価に用いる水平成層速度構造モデルは、防災科学技術研究所 J-SHIS の深部地盤モデル (藤原・他 (2012)) から各観測点直下の速度構造を抽出し設定した。なお、熊本地震の破壊形式に関しては、宮武 (2016) や Kobayashi et al.(2017)により断層深部からの指向性効果の影響が指摘されている。また、Kubo et al.(2016)によれば、破壊は深さ 10~15km で北東に向かった後に地表に向かったとされている。これらの知見を踏まえ、ここでは 2016 年熊本地震の震源位置 (図 3.3-1 中の RupA) と各観測点の深部 (図 3.3-1 中の RupB 及び RupC) に破壊開始点を設定する。

対象周期 1 秒以上とした観測記録と評価結果の比較を、KiK-net 益城について図 3.3-2 に、西原村について図 3.3-3 に示す。KiK-net 益城では観測記録を概ね再現できる。また、破壊開始点を観測点の深部に設定した場合、指向性効果により地震発生層内からの地震動が大きくなる傾向が確認できる。しかし、西原村では指向性効果を考慮しても観測記録に対して明らかに過小評価となる。

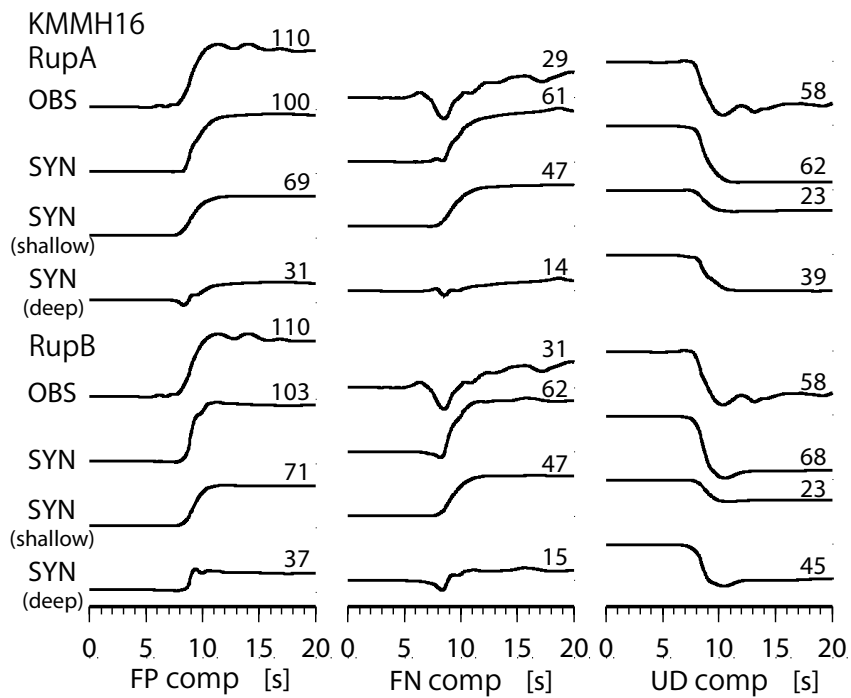
そこで、地震発生層以浅の小断層のみの結果を Shallow、地震発生層内の小断層のみの結果を Deep として図 5 に示す。断層平行成分の速度や変位に関しては地震発生層以浅の寄与が比較的大きく、KiK-net 益城よりも西原村の方が大きい。一方、地震発生層内からの地震動は、KiK-net 益城よりも西原村の方が小さい。

この原因について、西原村を含む断層直交方向に仮定の観測点を連続的に設定し評価を行った。ただし、この検討では布田川断層のみを考慮し、半無限一様地盤とした。最大速度の分布を図 3.3-4 に示す。地震発生層以浅からの地震動は地表地震断層に近いほど大きい。一方、地震発生層内からの地震動について、断層平行成分は地表地震断層から 1km 以内では非常に小さい。これは図 3.3-4 下部の概念図に示すように、S 波の放射特性の節になるためと考えられる。断層深部からの指向性効果は確認できるものの、地表地震断層から 1km 程度以内では振幅の絶対値が小さいことから、ここで設定した巨視的断層面では、指向性効果を考慮しても地震発生層内の地震動で西原村の観測記録を再現することは難しいと考えられる。

一方、図 3.3-4 下部の概念図から、西原村に非常に近い地震発生層以浅からの地震動に関しては、S 波の放射特性の節にあたらないと考えられる。川里・他 (2017) の考え方をを用いて、震源断層モデルを設定した納所・他 (2017) では西原村の観測記録を再現できている。納所・他 (2017) では地震発生層以浅の寄与が支配的であり、そのすべり量は 4m と Model-01 よりも大きい。また、すべり角は -125° と正断層成分が多く、すべり速度時間関数についても最大すべり速度の時刻は約 1.2 秒と、Model-01 の約 1.8 秒 ($\approx 1.3\tau_s$) より短い。このように、地震発生層以浅のパラメータを見直すことで観測記録を再現できる可能性がある。



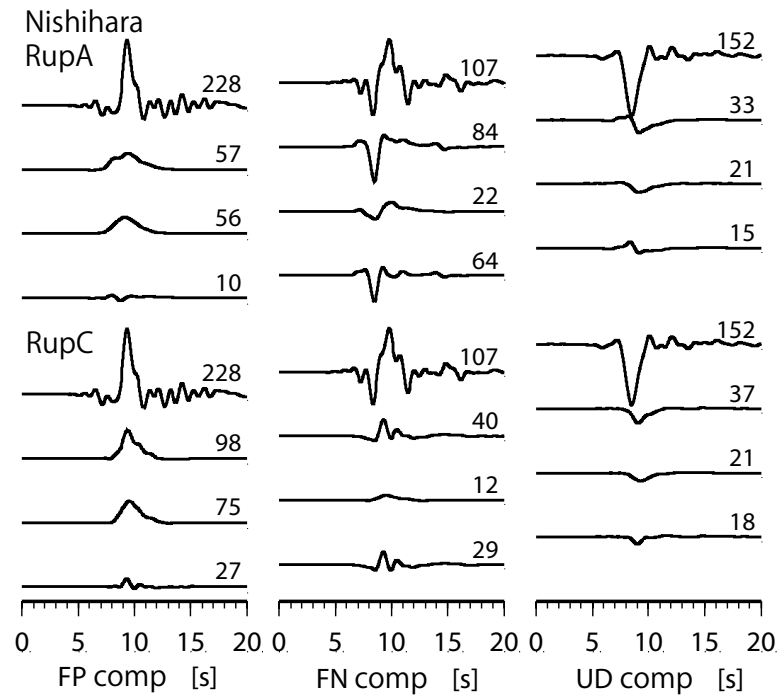
(1) over 1-s low-pass filtered velocity (cm/s)



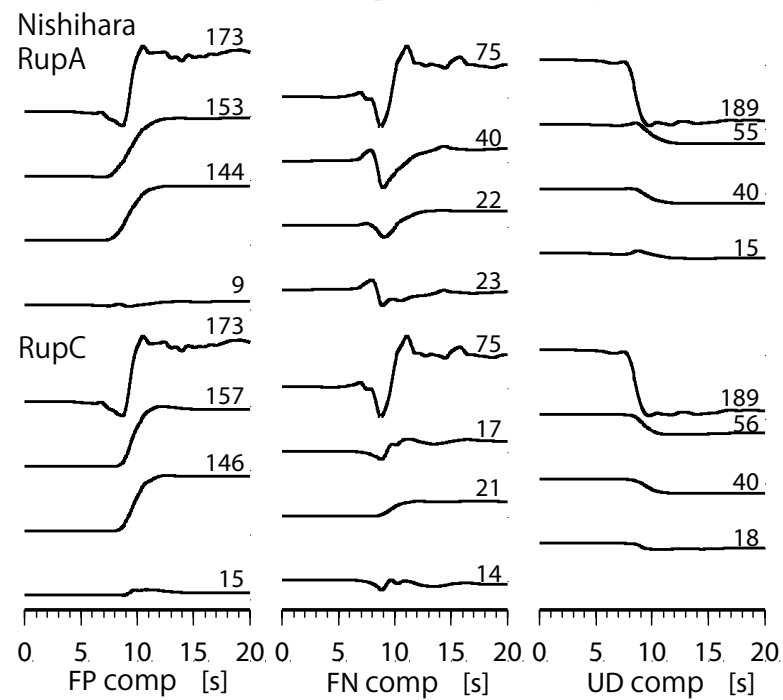
(2) over 1-s low-pass filtered displacement (cm/s)

注) 図中の右上の数値は速度及び変位の最大値

図 3.3-2 KMMH16 における観測記録と Model-01 に基づく計算結果の比較



(1) over 1-s low-pass filtered velocity



(2) over 1-s low-pass filtered displacement

注) 図中の右上の数値は速度及び変位の最大値

図 3.3-2 西原村における観測記録と Model-01 に基づく計算結果の比較

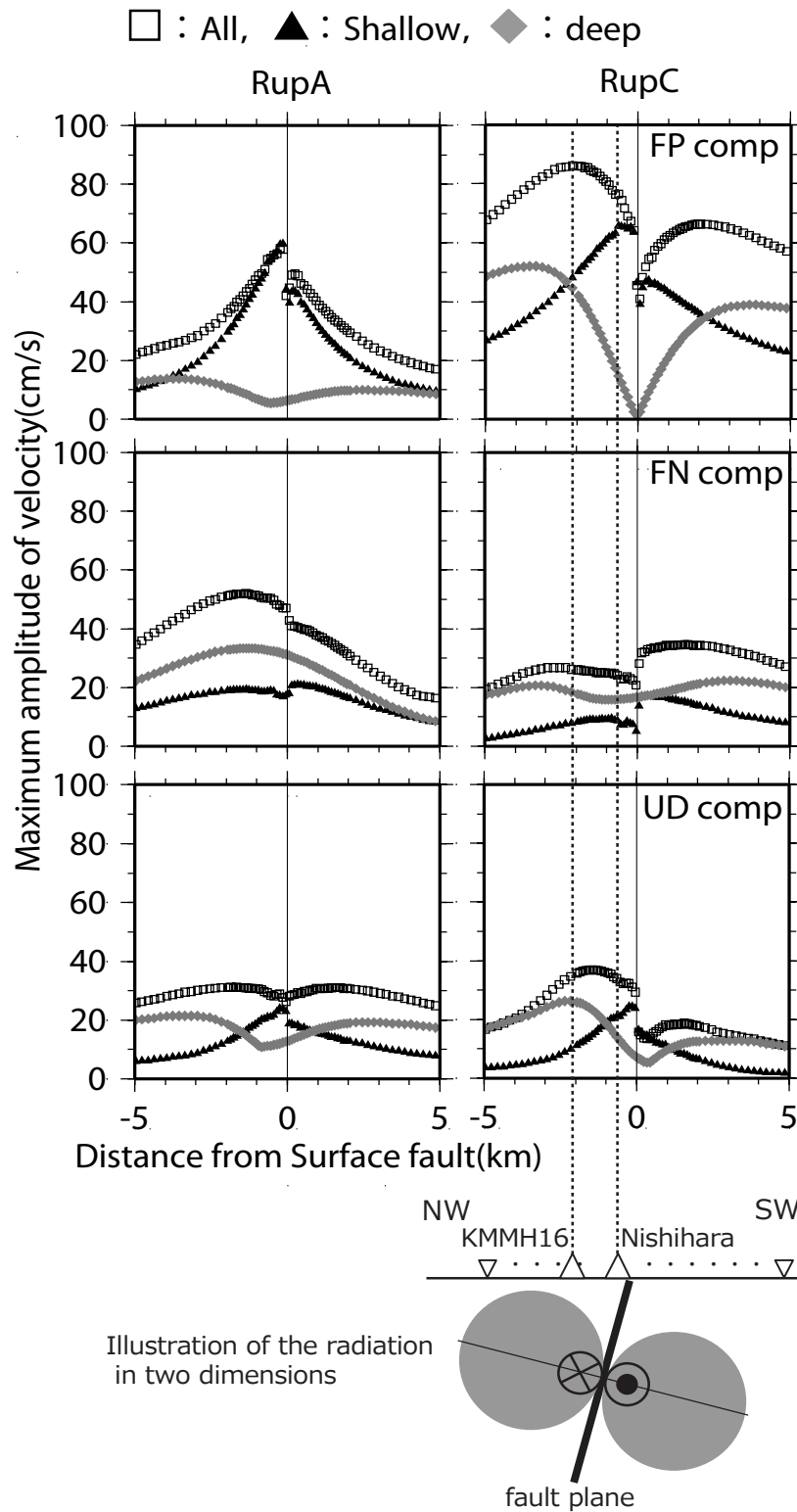


図 3.3-4 西原村を通り布田川断層に直交する方向に設定した
仮想計算点における最大速度分布

3.3.3 修正した震源モデルに基づく広域の地震動評価

基本震源モデル (Model-01) を用いた検討結果を踏まえると、西原村の観測記録を再現する方法は 2 つあると考える。ひとつは、寄与が大きい地震発生層以浅を対象に、地震動が大きくなるようにパラメータを修正する方法である。もうひとつは、巨視的断層面を見直し、地震発生層内の寄与を大きくする方法である。西原村の近傍においては、布田川断層以外に出ノ口断層が確認されており、出ノ口断層を考慮した震源インバージョン結果も報告されている。出ノ口断層の地表地震断層と西原村の距離は 2~3km 程度離れていることから放射特性の節にはあたらないと考えられる。

以上の点を踏まえ、基本震源モデルを修正した 2 種類の震源モデルを設定する。地震発生層以浅のパラメータを修正したモデルを Model-02 とし、出ノ口断層を考慮したモデルを Model-03 とよぶ。

Model-02 は、布田川断層地震発生層以浅のアスペリティを対象にパラメータを修正した。すべり量は、2 章における検討から得られたばらつきを参考に、Model-01 の 1.4 倍となる 4.1m とし、すべり角は正断層成分を考慮した -135° 、すべり速度時間関数は τ_S 、 τ_R ともに Model-01 の半分とした。これらのパラメータは、納所・他 (2017) と概ね同等である。

Model-03 の出ノ口断層の巨視的断層面は、Himematsu and Furuya(2006)を参考に設定した。断層面積が大きくなるため、結果的にすべり量とアスペリティ面積は Model-01 よりもやや大きくなる。なお、出ノ口断層の破壊伝播速度は試行錯誤的に 3.0km/s と強震動レシビよりも大きい値を設定した。引間 (2016) によれば、設定した出ノ口断層付近で局所的に 3.2km/s 程度の破壊伝播速度であった可能性を指摘しており、本研究でもこれに近い値が得られている。設定した修正モデルの諸元を基本震源モデルと併せて表 3.3-1 に示す。また、断層面を図 3.3-5 に示す。

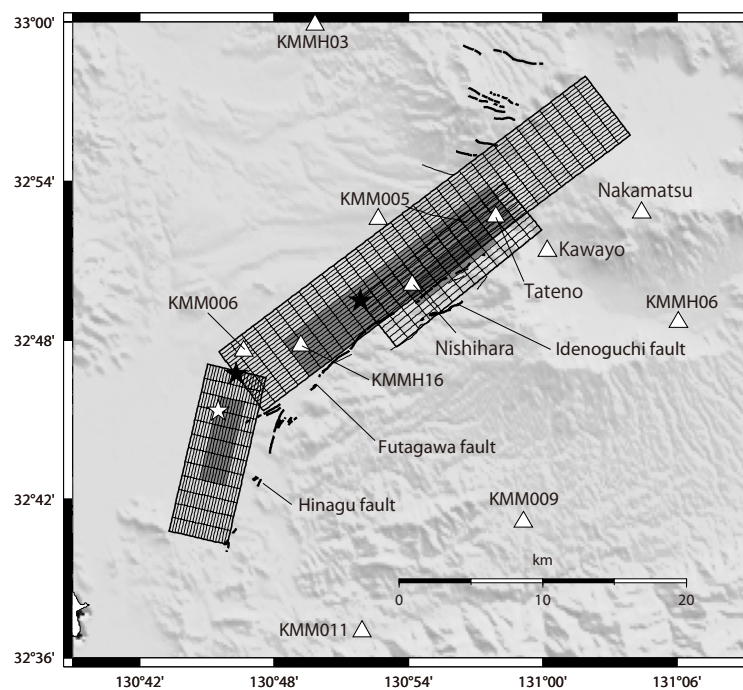
広域の観測点を対象とした観測記録と波数積分法に基づく地震動評価結果の比較を図 3.3-6 ~図 3.3-11 に示す。KiK-net 益城 (KMMH16) と西原村に加え、地表地震断層近傍に位置する立野、さらに観測記録から永久変位が算定可能な KMM005, KMM006, 及び南阿蘇村河陽については周期 1 秒以上を対象とし、その他の観測点については周期 1 秒~20 秒を対象として評価を行った。ただし、南阿蘇村河陽については、震度計の設置環境が不適切とされている。また、KiK-net 観測点については地中記録を用いている。西原村では、やや過小評価ではあるが、Model-02, Model-03 のいずれも観測記録の再現性が向上している。一方、KiK-net 益城に関しては、Model-02 は過大評価となる。その他の観測点に関して、地表地震断層からやや離れた南阿蘇村中松や KMMH03 の一部の成分でやや過大評価となるが、全体的には良く再現できている。このように、基本震源モデルを修正した震源モデルにより、地表地震断層近傍の永久変位を含む広域の観測記録を概ね再現できることを確認した。

一方、KMM009 や KMM011 における UD 成分の後続波形 (15 秒付近) に関しては、Model-02 ではほとんど振幅がないのに対して、Model-03 は出ノ口断層の寄与により、観測の傾向が定性的に再現できており、モデルの違いがあらわれている。そこで、最後に 2 つの震源断層モデルのいずれか妥当か考察を行う。まず、Model-02 で設定した地震発生層以浅における 4.1m というすべり量は、活断層調査結果から確認できる水平方向の最大値 2.2m よりも有意に大きい。次

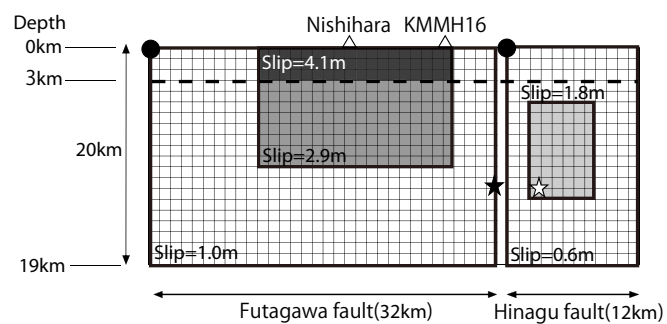
に、すべり速度時間関数に関して、 τS の 0.7 秒は 2 章で示した過去の地震からモデル化される値よりも明らかに短い。さらに、波数積分法により求めた最終的な変位の面的分布を図 3.3-12 に示す。この評価では定性的な傾向を比較することを目的として半無限一様地盤を仮定する。ここでは、布田川断層と出ノ口断層の地表断層に挟まれた領域（図 3.3-12 中の Area-F）に着目する。合成開口レーダーによる 2016 年熊本地震前後の地表変動によれば UD 成分は沈降となるが、Model-02 は隆起している。一方、Model-03 では沈降する傾向が再現できる。また、NS 成分に関しても、Model-02 ではこの領域が最大の変位になるのに対して、Model-03 では周辺よりやや小さくなっており、観測の傾向を定性的に再現できている。

以上の比較から、Model-03 がより現実に近いモデルと考えられる。Model-03 は、出ノ口断層の破壊伝播速度を修正しているものの、強震動レシピを基本に、本研究の成果を用いて地震発生層以浅に拡張したモデルであり、出ノ口断層を考慮した正確な巨視的断層面が設定できれば、地表地震断層近傍の永久変位を含む広域の観測記録をある程度予測することが可能であることを示している。また、出ノ口断層を考慮していない Model-01 が西原村において過小評価となることは、地表地震断層近傍における地震動評価では、巨視的断層面の設定が非常に重要であり、評価地点に最も近い断層を考慮したとしても放射特性の影響により振幅がほとんど出ない場合もあり得ることを示している。

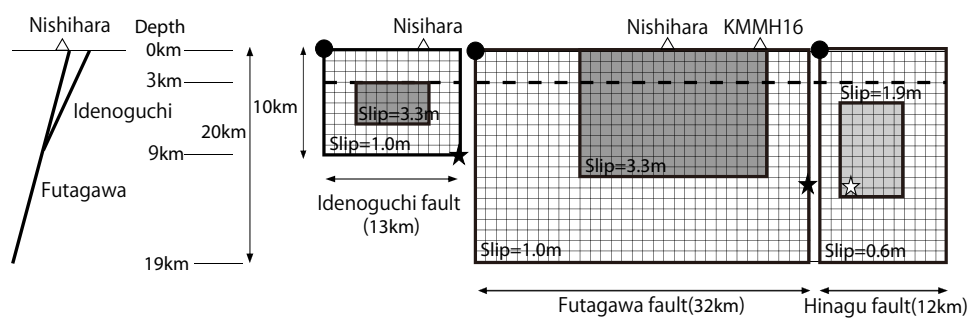
一方、地震の発生前に巨視的断層面を正確に設定することは一般的には難しい。本研究で設定した Model-02 は地震発生層以浅からの地震動が大きくなるため、KiK-net 益城のように一部の地点、周期で過大評価となる場合もあるが、全体的には観測記録を再現できる。地震発生層以浅におけるすべり速度関数のモデル化に用いたデータが十分とは言えない現状を踏まえると、地震発生層以浅のパラメータを修正したモデルによる評価を行うことも有効と考えられる。



(1) Location of characterized source model (Model-03)



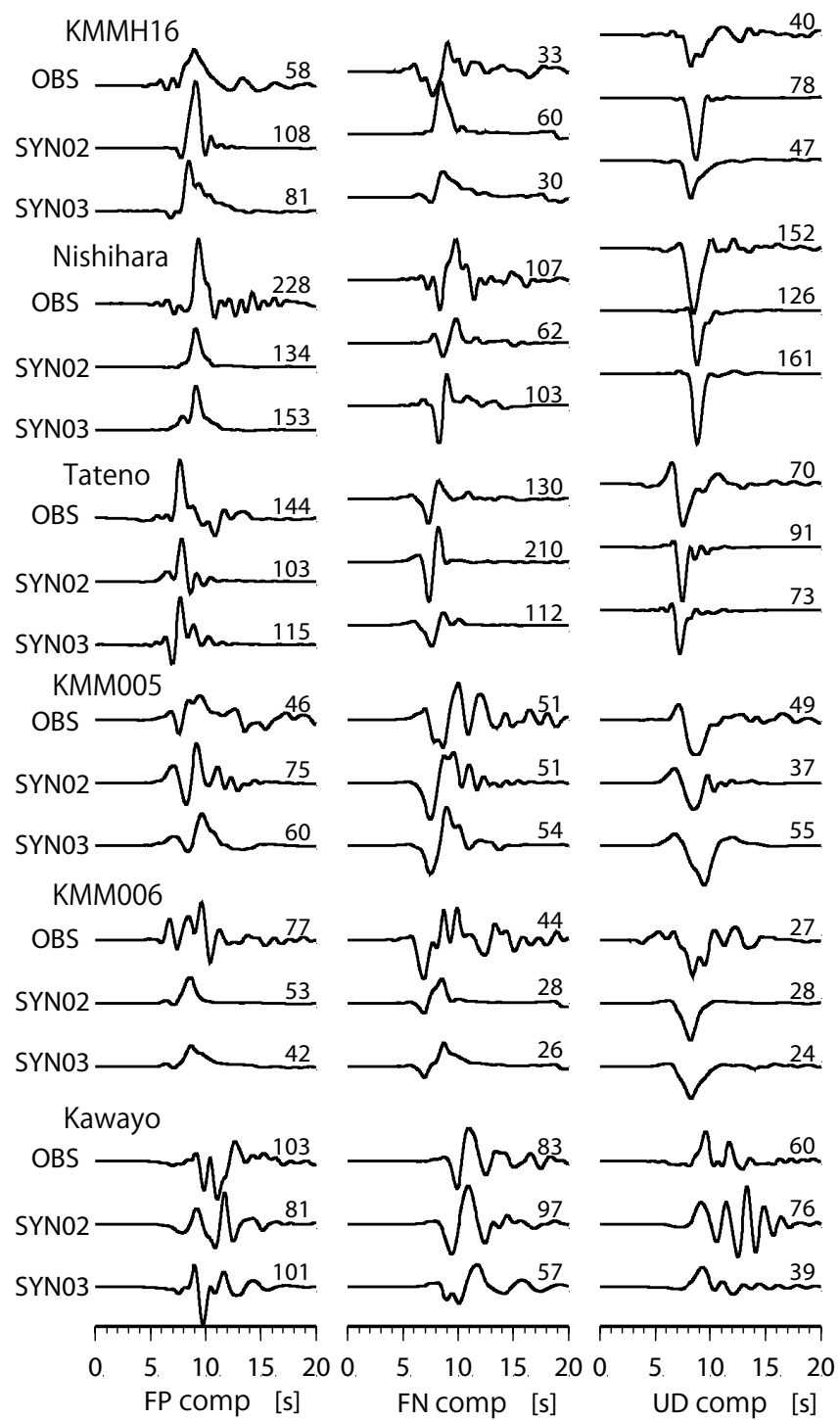
(2) Slip distributions for Model-02



(3) Slip distributions for Model-03

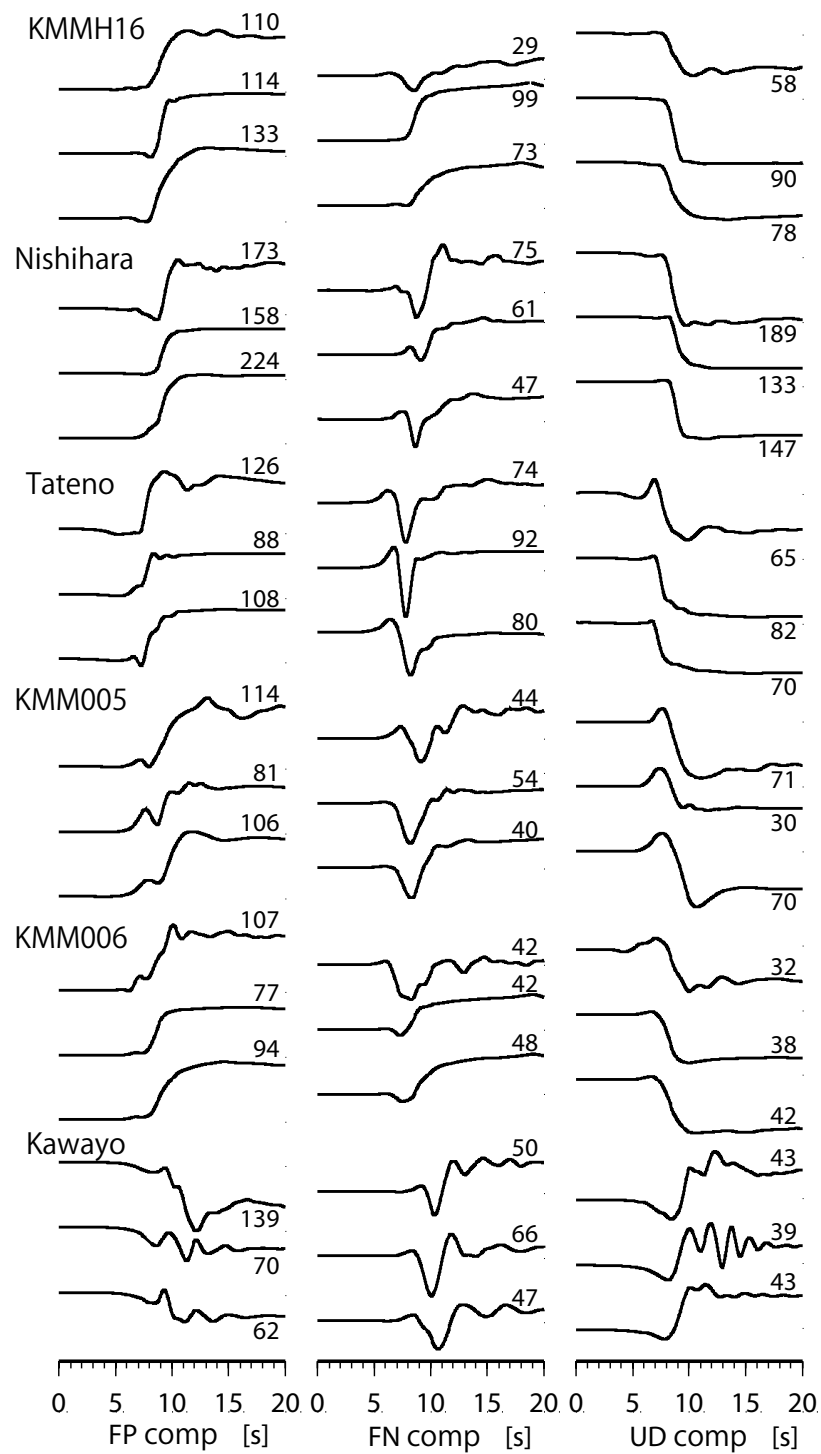
注：破壊開始点(☆, ★), 強震観測点(△),
活断層デジタルマップによる地表地震断層 (太線 :活断層, 細線 :推定活断層)

図 3.3-5 見直した震源断層モデル (Model-02 and Model-03)



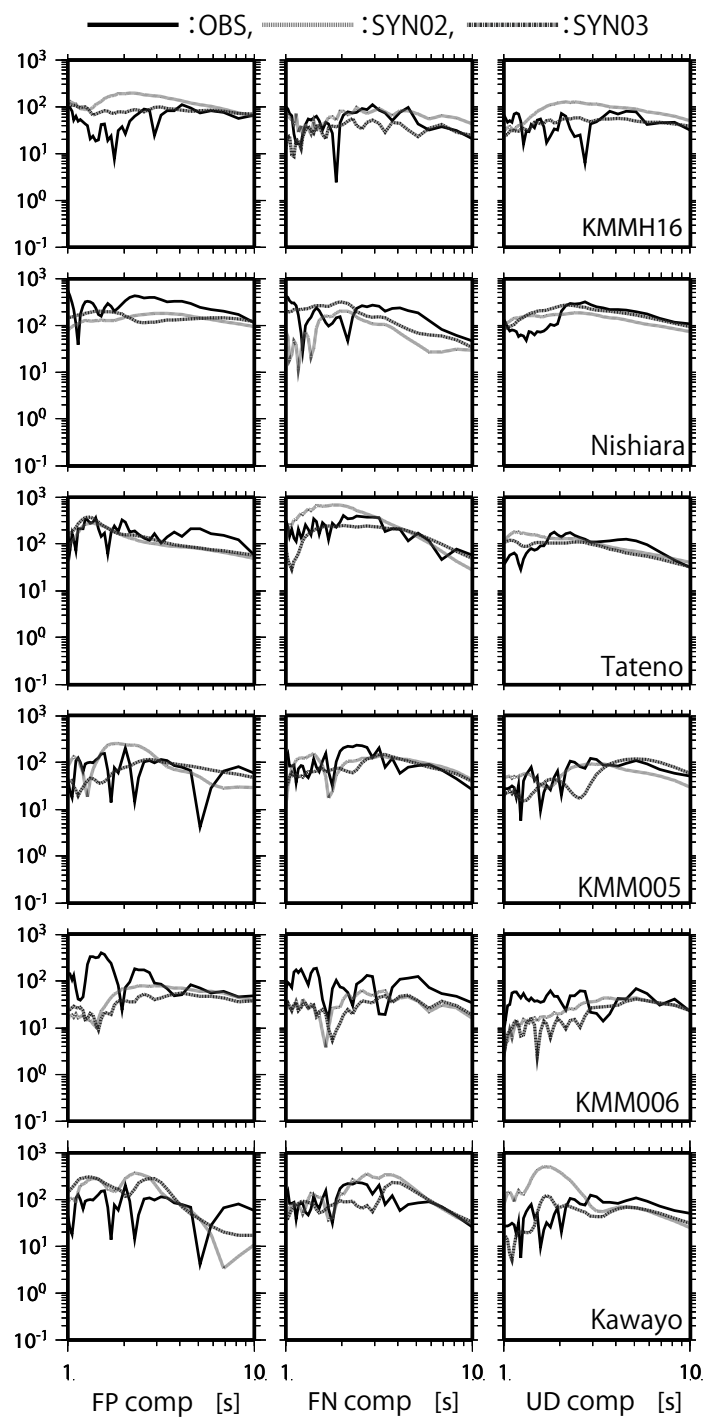
注) 周期 1 秒以上を対象とした速度波形。図中の右上の数値は速度の最大値 (単位: cm/s)。

図 3.3-6 観測記録と Model-02(SYN02)及び Model-03(SYN03) を対象とした計算結果の比較
(布田川断層近傍の 6 観測点)



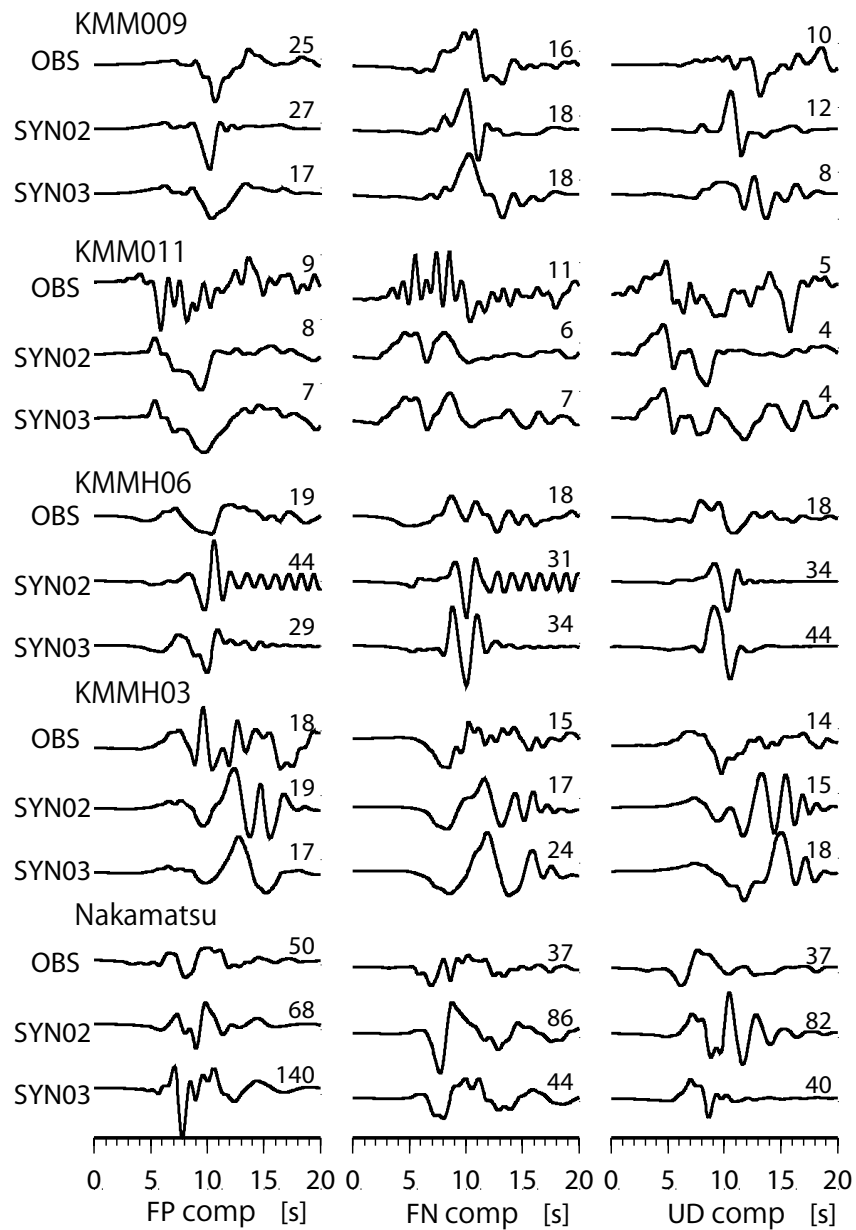
注) 周期 1 秒以上を対象とした変位波形。図中の右上の数値は変位の最大値 (単位 : cm)。

図 3.3-7 観測記録と Model-02(SYN02)及び Model-03(SYN03) を対象とした計算結果の比較
(布田川断層近傍の 6 観測点)



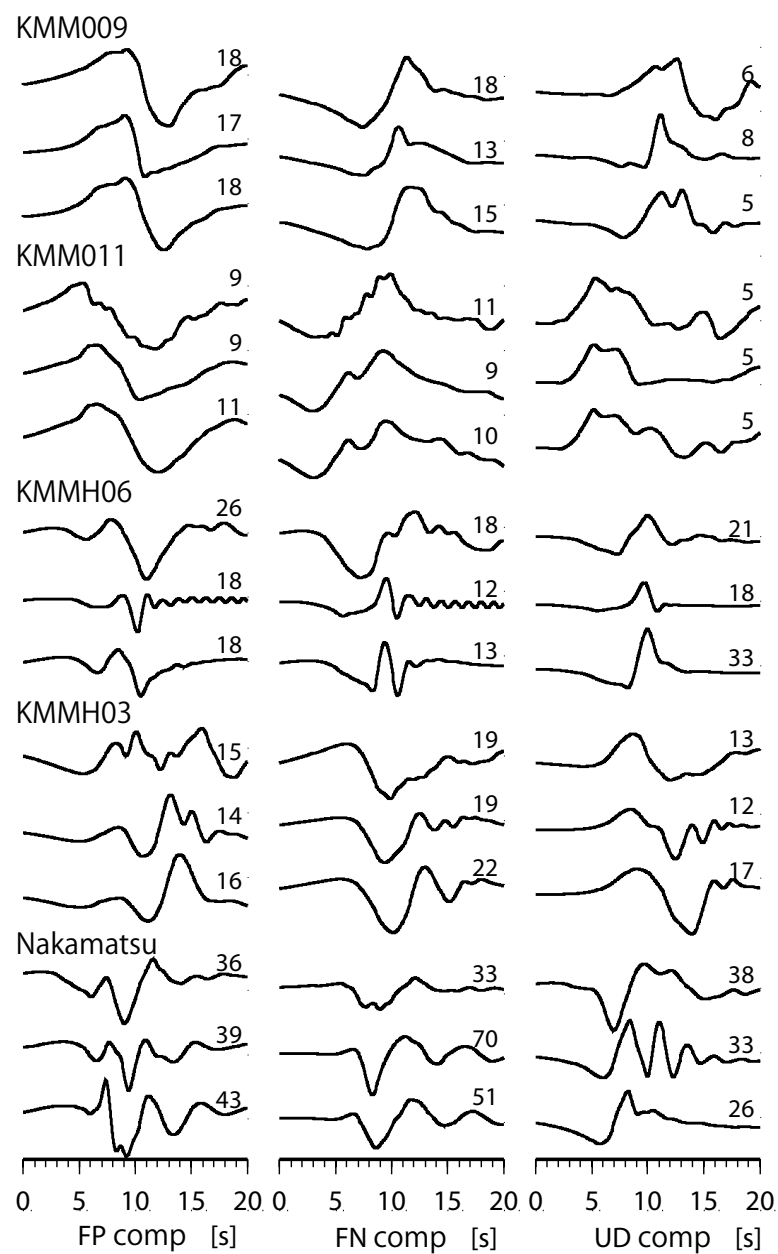
注) 加速度フーリエスペクトル (単位 : cm/s)

図 3.3-8 観測記録と Model-02(SYN02)及び Model-03(SYN03) を対象とした計算結果の比較
(布田川断層近傍の 6 観測点)



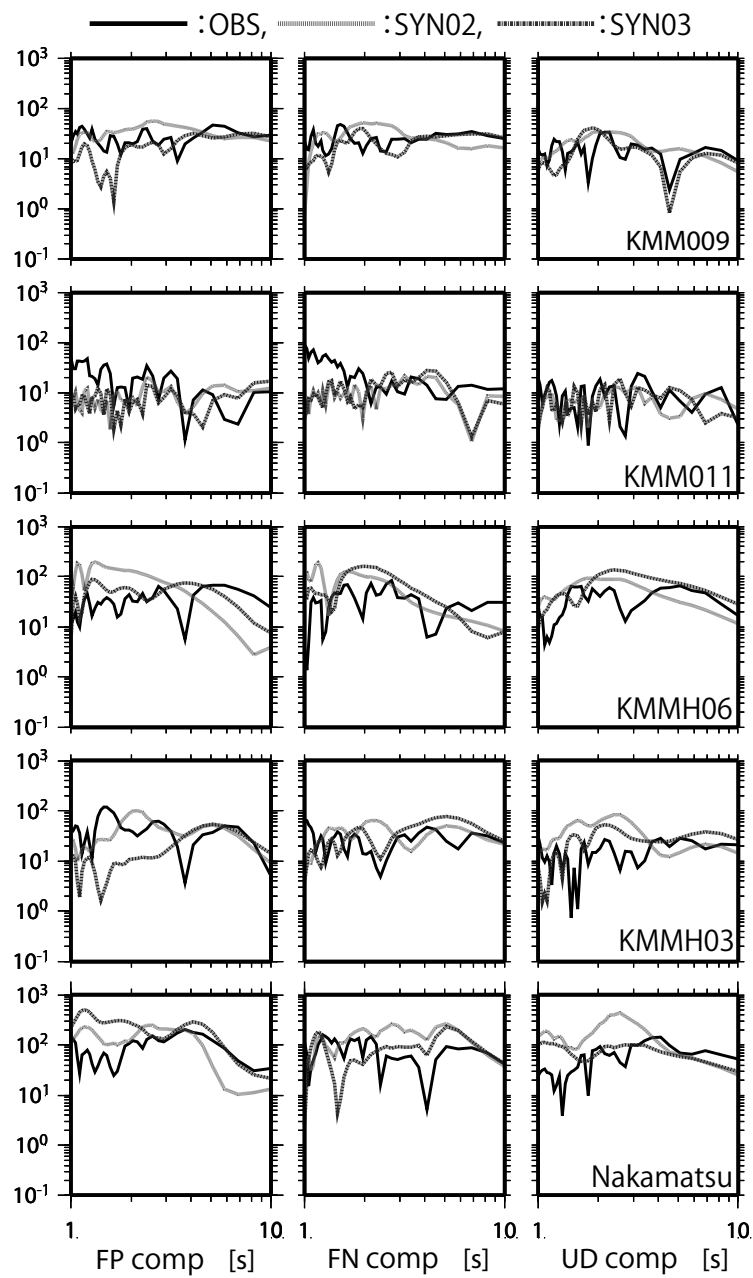
注) 周期 1 秒～20 秒を対象とした速度波形。図中の右上の数値は速度の最大値 (単位: cm/s)。

図 3.3-9 観測記録と Model-02(SYN02)及び Model-03(SYN03) を対象とした計算結果の比較
(布田川断層からやや離れた 5 観測点)



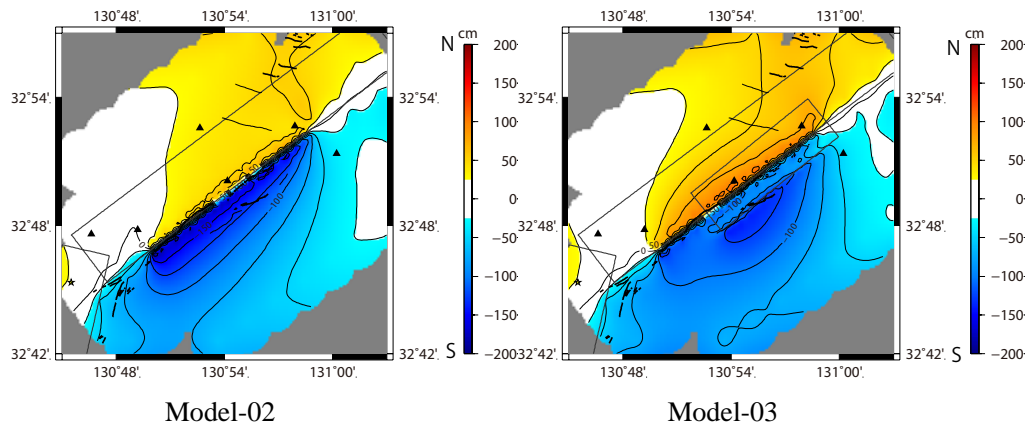
注) 周期 1 秒～20 秒を対象とした変位波形。図中の右上の数値は速度の最大値 (単位 : cm)。

図 3.3-10 観測記録と Model-02(SYN02)及び Model-03(SYN03) を対象とした計算結果の比較
(布田川断層からやや離れた 5 観測点)

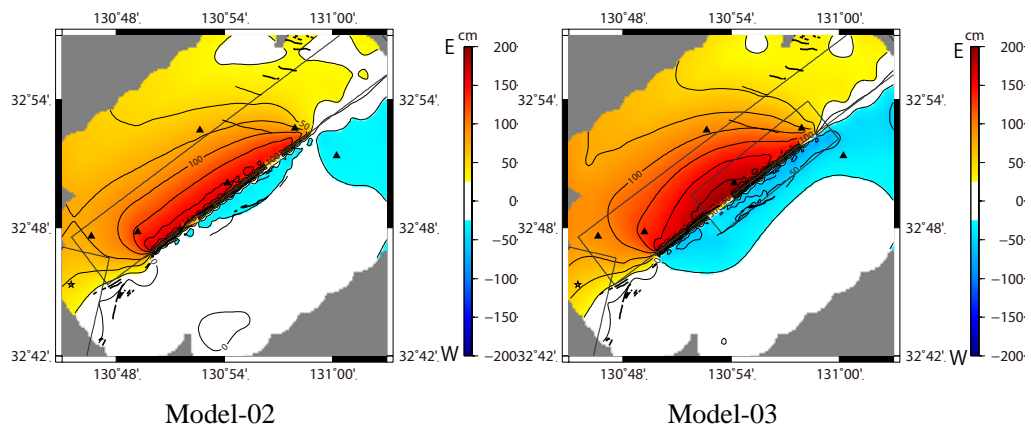


注) 加速度フーリエスペクトル (単位: cm/s)

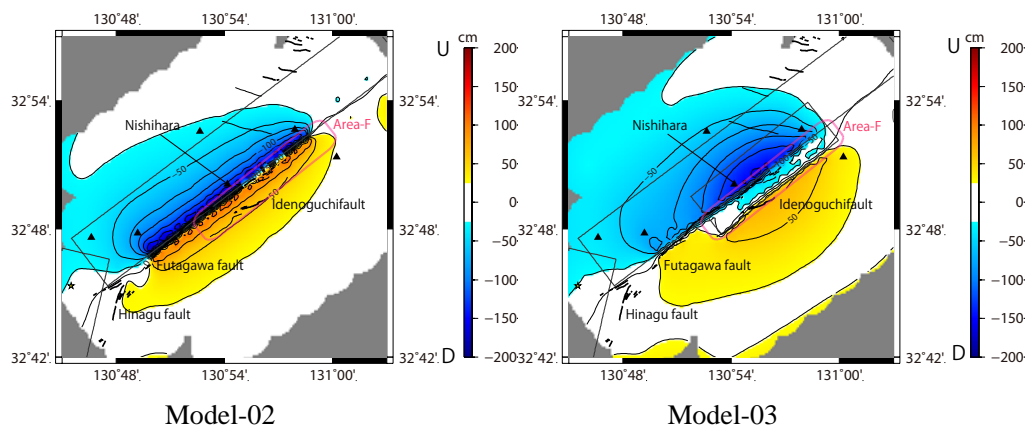
図 3.3-11 観測記録と Model-02(SYN02)及び Model-03(SYN03) を対象とした計算結果の比較
(布田川断層からやや離れた 5 観測点)



(1) NS 成分



(2) EW 成分



(3) UD 成分

図 3.3-12 計算結果から求めた永久変位の空間分布

3.4 2014 年長野県北部の地震を対象とした観測記録の再現

本節では、2014 年長野県北部の地震を対象として、前節の 2016 年熊本地震と同様に、地震発生層以浅を考慮した震源断層モデルの設定を行う。本節では、統計的グリーン関数法と波数積分法によるハイブリッド法による地震動評価を行い、地震発生層以浅からの短周期成分の励起について考察を行う。

3.4.1 震源断層モデルと地震動評価手法

震源断層モデルの設定方法は

地震発生層内は、強震動レシピに基づき震源断層モデルを設定する。設定した震源断層モデルを表 3.4-1 及び図 3.4-1 に示す。巨視的断層面は引間・他（2015）と同様の位置と大きさを仮定した。断層長さは 19.5km、断層幅は 15km となる。ただし、微視的断層パラメータについては、地震発生層上端深さを 2.7km と仮定し、地震発生層内の断層幅 12km を用いて算定した。地震モーメントは Somerville et al.(1999)に基づき算定すると $3.4 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ となる。また、アスペリティのすべり量は 0.93m、背景領域のすべり量は 0.39m となる。これは地震発生層内のみの値であることを考慮すると、地震モーメントは引間・他（2015）による震源インバージョン解析結果 $3.1 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ よりもやや大きいものの、概ね同程度と考えられる。なお、この時のアスペリティ面積は 13%となる。

地震発生層以浅のすべり分布に関して、3.3 節の 2016 年熊本地震では、地表断層地震（断層破壊が地表に及ぶ地震）を想定する場合、地震発生層内のアスペリティと同じ長さ及びすべり量を持つアスペリティを地震発生層以浅に設定し、その他の領域は背景領域と同じすべり量を設定としている。引間・他（2015）による震源インバージョン結果では、NGNH36（KiK-net 白馬）に近い地震発生層以浅の小断層に大きなすべりが求められているが、その直下の地震発生層内の小断層に大きなすべりは求められていない。3.2 節で提案した考え方に基づくと、地震発生層以浅で大きなすべりが得られている小断層の深部にアスペリティの設定が必要となるため、ここでは、図 3.4-1 に示すように深いアスペリティと浅いアスペリティの 2 つを設定した。この震源インバージョン結果と乖離したすべり分布が地震動の計算結果に与える影響については 3.4.3 項で考察する。

地震動の計算は、地震発生層内に対しては統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッド合成法、地震発生層以浅に対しては波数積分法を用い、両者を時刻歴上で足し合わせる。すなわち、地震発生層以浅からは短周期地震動は生成されないと仮定する。地震発生層以浅からの短周期地震動を考慮した場合の影響については、前述のすべり分布の影響と併せて 4 章で述べる。周波数領域におけるマッチングフィルターの遷移周期は 1.0～2.0 秒とする。

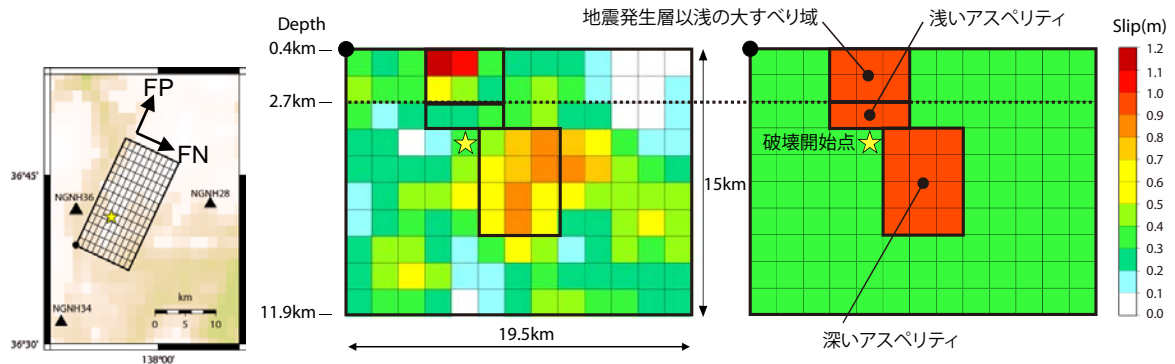
波数積分法による評価に用いるすべり速度時間関数に関して、地震発生層内は強震動レシピに基づき中村・宮武（2000）による関数を、地震発生層以浅は規格化 Yoffe 関数を用いることとし、 τ_s と τ_R は 2.4 節に示す回帰式を用いて算定し、 τ_s は 1.2 秒、 τ_R は 2.7 秒を用いる。すべりの立ち上がり時間に関して、3.3 節の 2016 年熊本地震では、すべり速度時間関数の最大すべり速度に達する時間が地震発生層内と地震発生層以浅でほぼ同時刻となるように、地震発生層内

の立ち上がり時間を遅らせている。ただし、図 3.4-1 に示すように、引間・他（2015）による震源インバージョン結果では、地震発生層内のすべり量が大きい領域において立ち上がりの遅れは見られない。ここでは、深いアスペリティについてはすべりの立ち上がりまでの時間を 0 秒とし、浅いアスペリティについてはすべりの立ち上がり時間は 1.5 秒遅らせるように設定することで、3.3 節の 2016 年熊本地震の設定と揃えることとした。

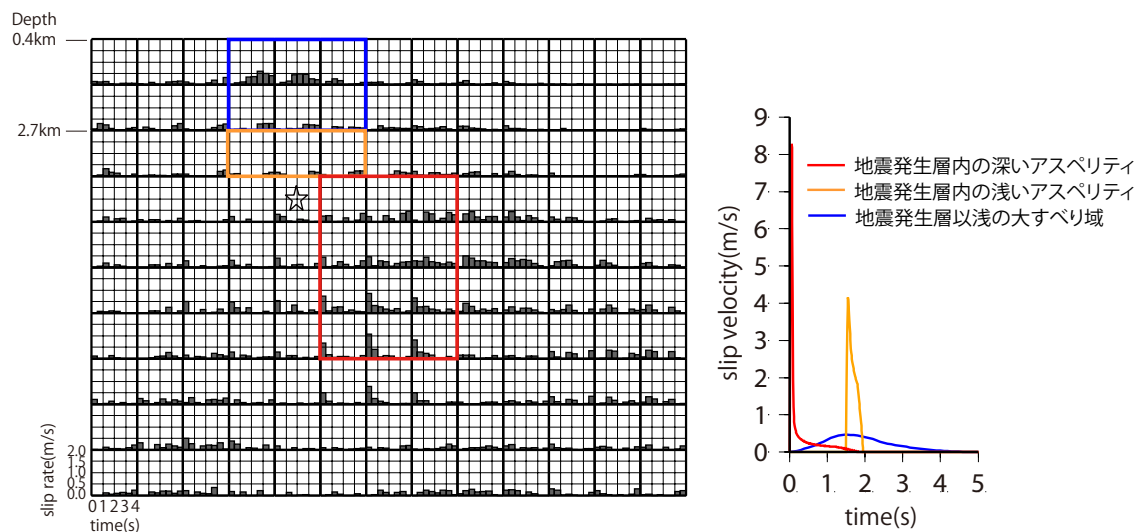
統計的グリーン関数法の波形合成には入倉（1997）の手法を用いる。高周波遮断振動数 f_{\max} は 6Hz、伝播経路の Q 値は $100f^{1.0}$ とする。放射特性の遷移振動数は 3～6 Hz（佐藤（2002））とし、3Hz 以下では理論的な値、6Hz 以上では全方位平均の 0.445 とする。グリーン関数の経時特性には、内陸地殻内地震の近距離地点を対象にモデル化された Boore(1983)による時刻歴包絡関数を用いる。

表 3.4-1 震源断層モデルの震源パラメータ

| 項目 | 諸元 |
|-------------------------|--|
| 巨視的断層パラメータ | 断層面 (長さ×幅) |
| | 19.5km×15km |
| | 走向 |
| | 25° |
| | 傾斜角 |
| すべり角 | 50° |
| | 65° |
| | (深いアスペリティのみ45°) |
| 地震モーメント (地震発生層内) | |
| 3.4×10 ¹⁹ Nm | |
| 微視的断層パラメータ | 地震発生層以浅 |
| | 規格化Yoffe関数 ($\tau_S=1.2s$, $\tau_R=2.7s$) 立ち上がり時間: 0秒 |
| すべり速度時間関数 | 地震発生層内 |
| | 中村・宮武 (2000) 立ち上がり時間: 1.5秒 (浅いアスペリティ) 0秒 (深いアスペリティ, 背景領域) |



(1) 断層面と対象観測点 (2) すべり分布 (左図: 引間・他 (2015), 右図: 設定したモデル)



(3) すべり速度時間関数 (左: 引間・他 (2015), 右図: 設定したモデル)

図3.4-1 設定した震源断層モデルと引間・他 (2015) による震源インバージョン結果

3.4.2 対象地点と地下構造モデルの設定

地震動評価を行う観測点は、図 3.4-1 に示す震源断層に近い 3 つの KiK-net 観測点とする。地表観測点における周期 1 秒以下の短周期成分まで対象とすることから、地震動評価にあたっては浅部の地下構造の設定が重要と考える。ここでは、KiK-net 観測点の地表／地中スペクトル比から、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いて地中地震計以浅の速度構造および減衰を同定した。

NGNH36 (KiK-net 白馬) 観測点は、地表地震断層からの距離が 2.4km と最も近いが、NS 成分と UD 成分の地中記録が正常に観測されていない。そのため、2014 年長野県北部の地震以外の地震でも確認を行うこととした。2004 年新潟県中越地震本震と Mj6.0 以上の 3 つの余震の平均的な伝達関数をターゲットとして地盤同定した結果を図 3.4-2 に示す。なお、層厚は PS 検層結果で固定しており、S 波速度あるいは P 波速度及び減衰のみを同定している。減衰は振動数依存性を考慮 ($h(f)=h_0 \cdot f^{-n}$) している。2004 年新潟県中越地震本震と余震を用いたターゲットスペクトル比、及び GA により同定した地下構造モデルから求めた理論スペクトル比を図 3.4-2 に示す。同定したモデルで観測記録の傾向を概ね再現できることが確認できる。ただし、図 3.4-3 に示すように、同定した地下構造モデルの速度構造は G.L.-250m 以深で PS 検層よりも速く求まっている。なお、得られた地下構造モデルの減衰定数 h_0 は G.L.-250m 以浅で 20%~30%、G.L.-250m 以深で 10%程度であり、傾き n は 1 に近い。

この結果を踏まえ、2014 年長野県北部の地震の EW 成分を用いたターゲットスペクトル比、及び GA により同定した地下構造モデルから求めた理論スペクトル比と、地中記録から推定した地表の擬似速度応答スペクトルを図 3.4-4 に示す。同定したモデルで観測記録の傾向を概ね再現できることが確認できる。同定した地下構造モデルの速度構造は、2004 年新潟県中越地震本震と余震を用いた場合と同様に、G.L.-250m 以深で PS 検層よりも速く求まっている。EW 成分のみの同定結果ではあるが、異なる地震で同様の傾向が見られることから、定性的には G.L.-250m 以深では S 波速度が PS 検層よりも速いと考えられる。なお、得られた地下構造モデルの減衰定数 h_0 は G.L.-250m 以浅で 20%~40%、G.L.-250m 以深で 10%程度であり、傾き n は 1 に近く、減衰定数がやや大きい点を除けば、2004 年新潟県中越地震と概ね同様の傾向である。

NGNH28 (KiK-net 戸隠) と NGNH34 (KiK-net 大町中) 観測点については、2014 年長野県北部の地震の記録のみを用いて地盤同定を行う。NGNH36 (KiK-net 白馬) 観測点と同様に、層厚は PS 検層結果で固定しており、S 波速度あるいは P 波速度及び減衰のみを同定する。2014 年長野県北部の地震の EW 成分を用いたターゲットスペクトル比、及び GA により同定した地下構造モデルから求めた理論スペクトル比を図 3.4-5 に示す。同定したモデルで観測記録の傾向を概ね再現できることが確認できる。NGNH28 (KiK-net 戸隠) と NGNH34 (KiK-net 大町中) 観測点については、同定した地下構造モデルの速度構造は極表層を除き PS 検層と調和的な傾向となることを確認している。

なお、地震動評価にあたっては、いずれの観測点でも、地盤同定した範囲よりも深い領域については J-SHIS の深部地盤モデルを用いる。

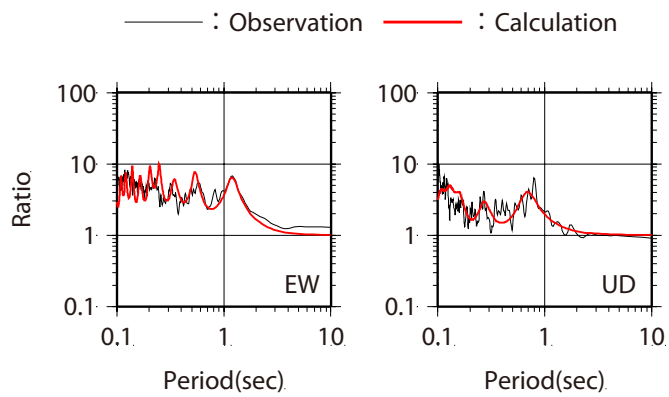
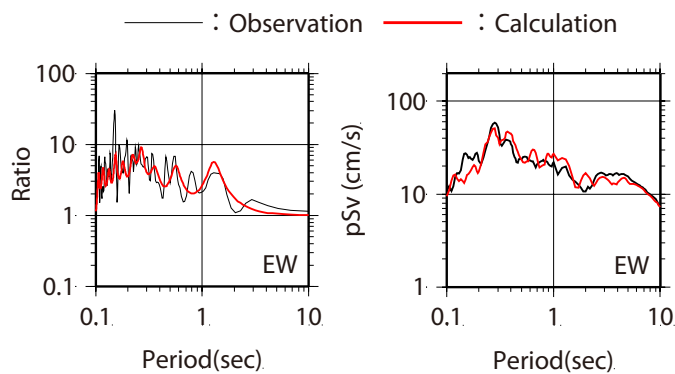


図3.4-2 NGNH36観測点の2004年新潟県中越地震
(本震+余震) 時における伝達関数



[左：伝達関数，右：地表の擬似速度応答スペクトル]
図 3.4-4 NGNH36 観測点の 2014 年長野県北部の地震
時における伝達関数と地表の擬似速度応答スペクトル
(減衰 5%)

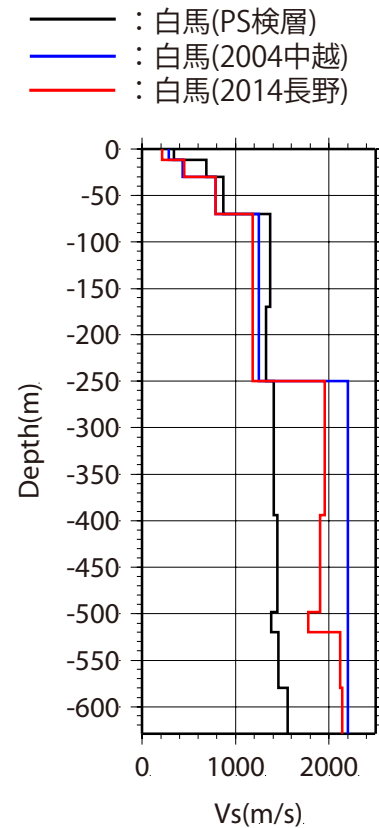


図 3.4-3 NGNH36 観測点で得
られた S 波速度構造

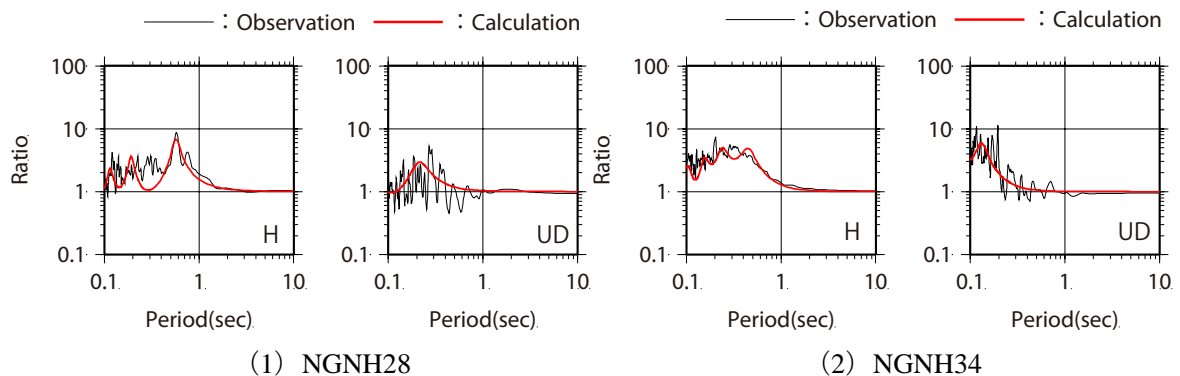


図3.4-5 NGNH36以外の観測点における2014年長野県北部の地震時における伝達関数

3.4.3 地震動評価と地震発生層以浅からの地震動に関する考察

ハイブリッド合成法による地震動評価結果と観測記録（地表）との比較を図 3.4-6 及び図 3.4-7 に示す。比較は、水平 2 成分を対象に、加速度、速度、変位時刻歴波形とフーリエ振幅スペクトルの順に示している。方位は断層平行成分（FP 成分）と断層直交成分（FN 成分）に変換している。対象周期は、地表地震断層に近い KiK-net 白馬においては周期 0.1 秒以上、その他の観測点については周期 0.1 秒～20 秒としている。

KiK-net 戸隠と KiK-net 大町中に関しては、フーリエスペクトル振幅はある程度再現できるものの、時刻歴波形の特に後半では再現性が悪い。これは、1 次元地下構造モデルを仮定していることや、震源断層モデルの単純さが原因として考えられる。一方、地表地震断層に最も近い KiK-net 白馬については、波形、フーリエ振幅スペクトルともに概ね観測記録を再現できている。KiK-net 白馬に関して、地震発生層以浅と浅いアスペリティの影響を確認するために、それぞれの領域を考慮しない場合の地震動評価結果を図 3.4-8 に示す。地震発生層以浅は、FN 成分の永久変位に関して寄与が大きいことがわかる。一方、浅いアスペリティは FP 成分の速度波形に関して寄与が大きいことがわかる。

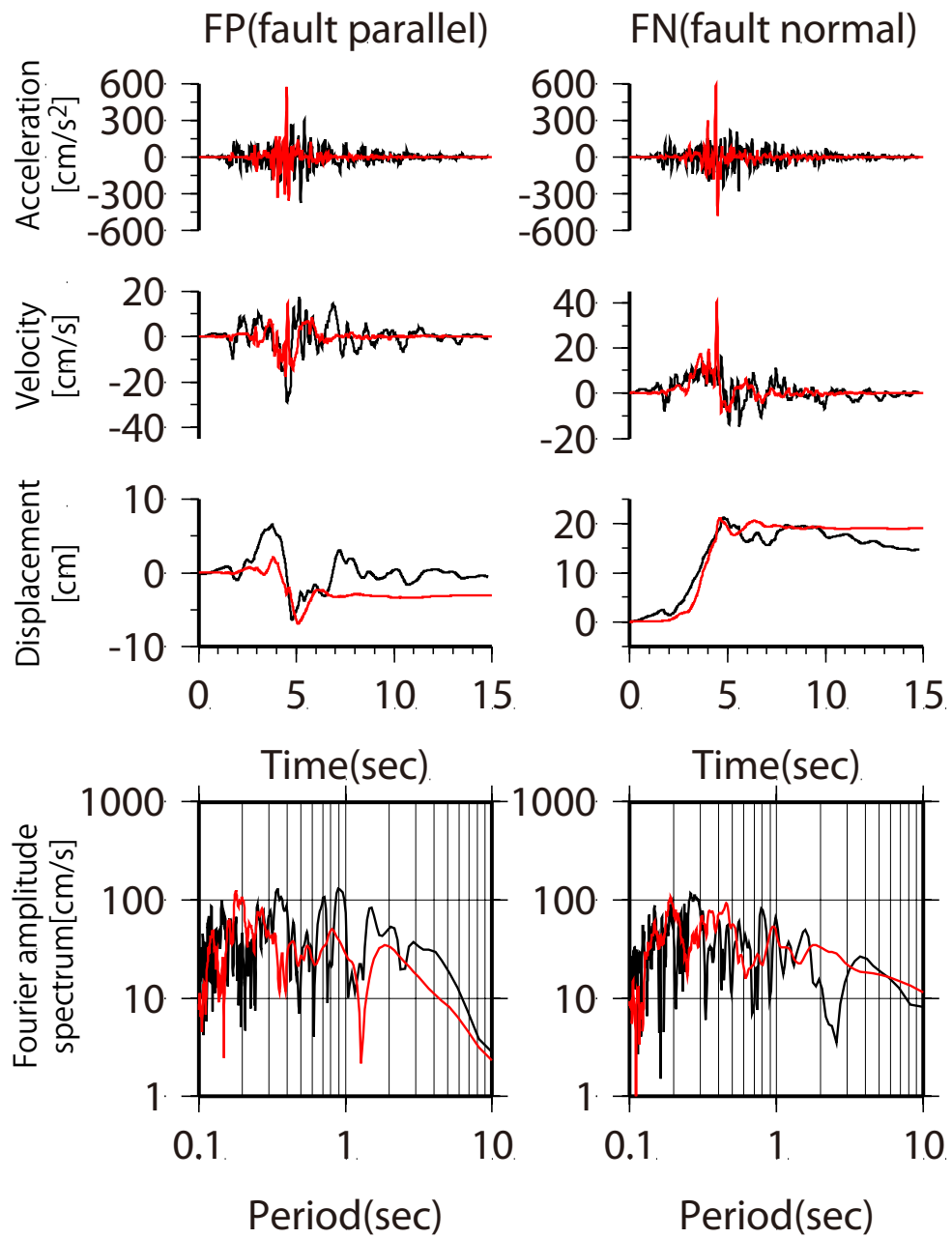
以上に示すように、3.2 節で提案した手法に基づく震源断層モデルに基づき地表地震断層近傍の観測記録を短周期も含めて概ね再現できることは確認できた。したがって、地震発生層以浅からは周期 1 秒程度以下の短周期成分は生じないと仮定しても地表地震断層近傍の観測記録を概ね再現できる可能性がある。ただし、前述の通り、今回設定した浅いアスペリティに相当する大きなすべりは引間・他（2015）による震源インバージョン結果では得られていない。このようなアスペリティに短周期の励起を負担させることで観測記録を説明する震源断層モデルは、工学的には有用な面もあると考えられるが、実現象とは乖離している可能性がある。そこで、引間・他（2015）による震源インバージョン結果のすべり分布と調和的な震源断層モデルで観測記録を再現することを試みた。新たに設定した震源断層モデルを図 3.4-9 に示す。この震源断層モデルでは浅いアスペリティがないため、前述の考察を踏まえると FP 成分の速度波形が再現できないと考えられる。そこで、地震発生層以浅からもある程度の短周期成分の励起を考慮する。図 3.4-9 に示すように、地震発生層内の背景領域と同様のすべり量のみ、地震発生層以浅でも地震発生層内と同様の実効応力とすべり速度時間関数を仮定する。この理由として、田中・他（2018）による地震発生層以浅のすべり速度時間関数の分析では、すべり量が大きい領域のみを対象としており、背景領域に近いすべりが小さい領域は十分に分析を行っていないためである。また、短周期成分の励起を仮定することから統計的グリーン関数法による評価でも考慮する。なお、立ち上がり時間は 1.0 秒遅らせる設定とした。地震発生層以浅の大すべり域に関して、背景領域のすべり量を差し引いたすべり量については、規格化 Yoffe 関数に基づきモデル化を行う。

地震発生層以浅からの短周期成分の励起を考慮した震源断層モデルのハイブリッド法による地震動評価結果と観測記録の比較を図 3.4-10 及び図 3.4-11 に示す。この震源断層モデルでも KiK-net 白馬の観測記録はよく再現できており、他の 2 点の再現性も特に低下していない。

KiK-net 白馬における地震発生層以浅と地震発生層内の寄与率を図 3.4-8 に示す。FP 成分と FN 成分ともに地震発生層以浅の寄与が支配的であることが確認できる。

ここで設定した地震発生層以浅のすべり速度時間関数については、他の地震も含めて改良が必要と考えられるが、背景領域と同等の実効応力とすべり速度時間関数を仮定して、地震発生層以浅からの短周期励起を考慮することでも、地表地震断層近傍の観測記録を再現できる可能性がある。

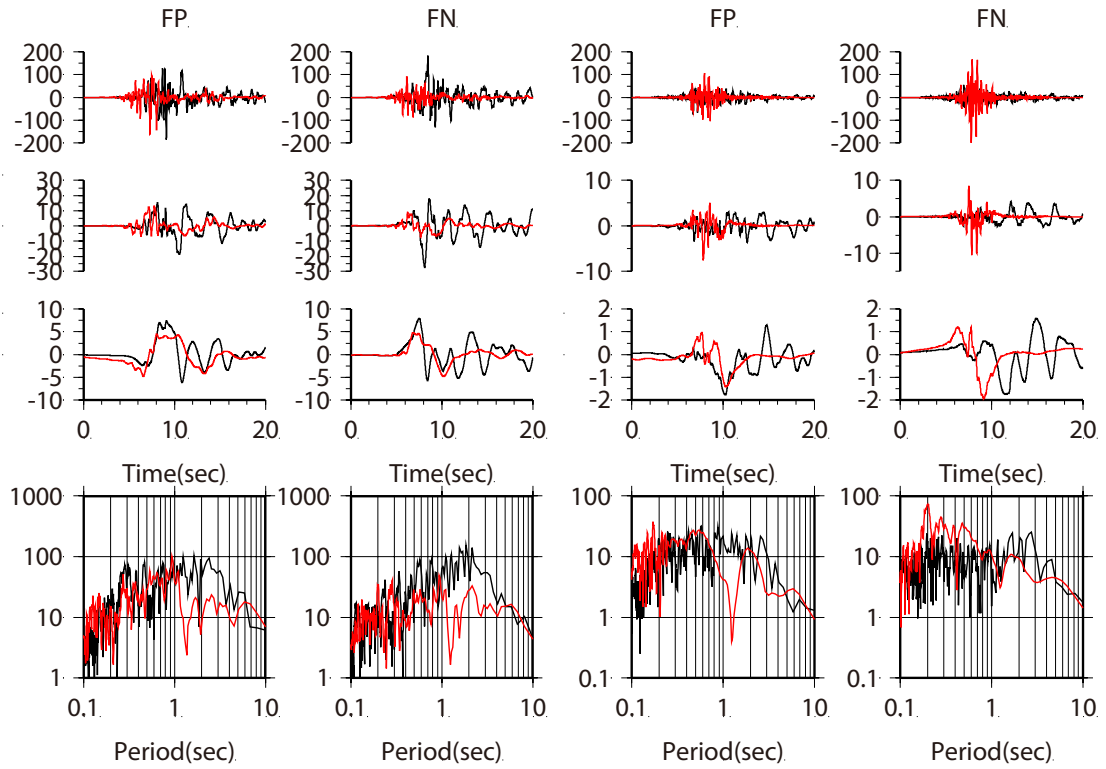
—— : Observation ——— : Calculation



(1) NGNH36 (KiK-net白馬)

図3.4-6 ハイブリッド法による地震動評価結果と観測記録（地表）の比較

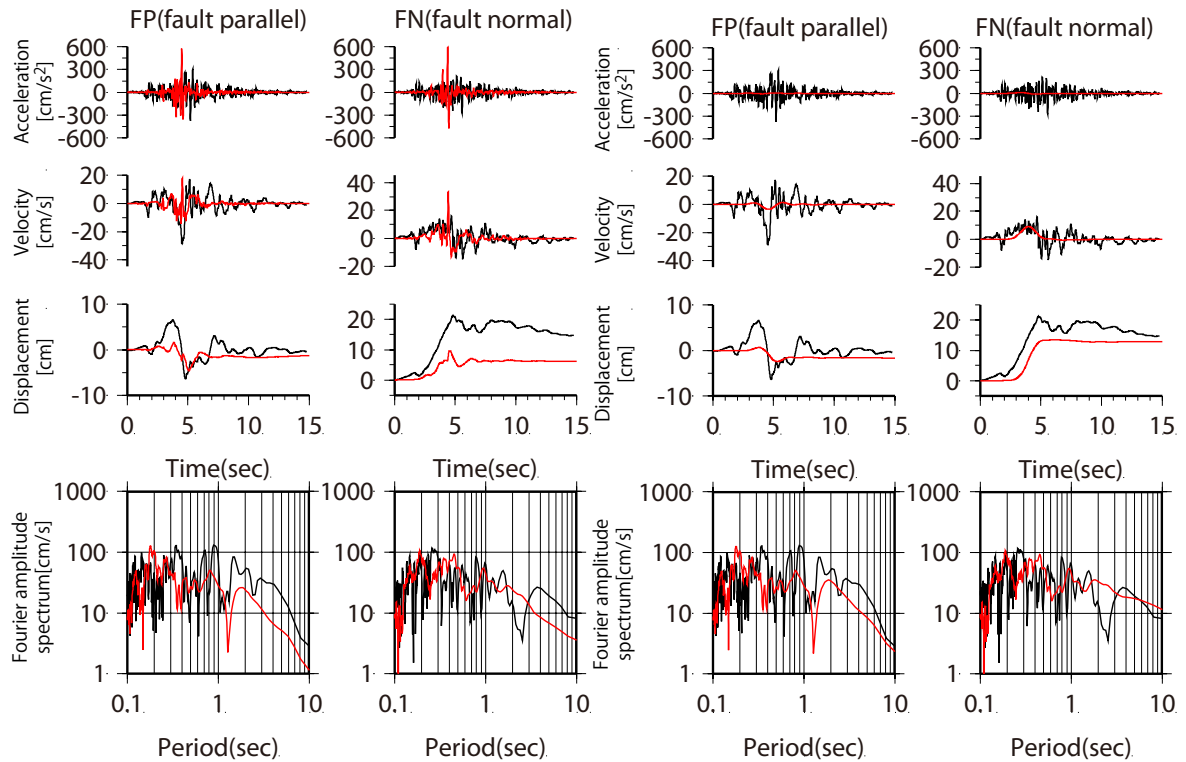
—— : Observation ——— : Calculation



(2) NGNH28 (KiK-net戸隠) (3) NGNH34 (KiK-net大町中)

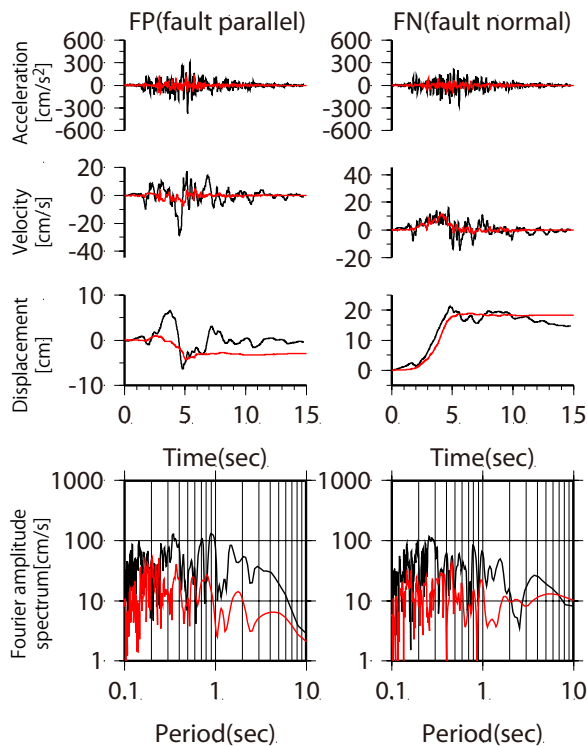
図3.4-7 ハイブリッド法による地震動評価結果と観測記録（地表）の比較

— : Observation — : Calculation



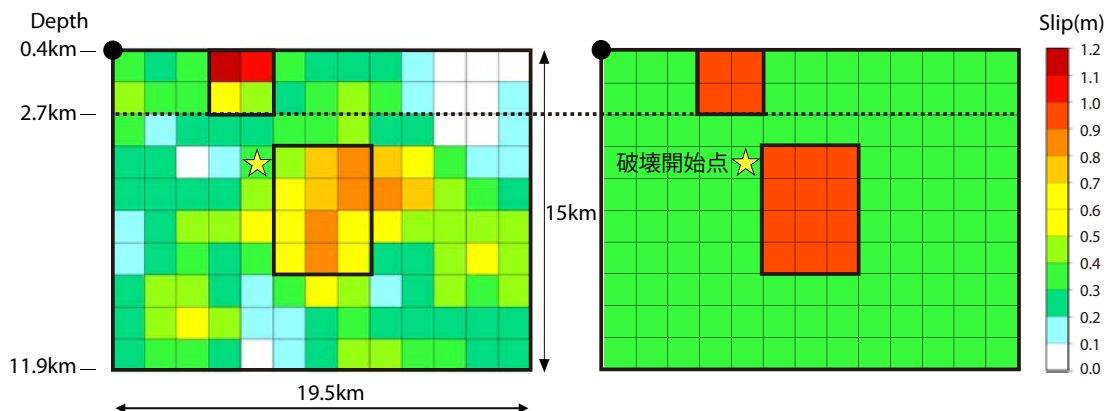
(1) 地震発生層内

(2) 地震発生層以浅

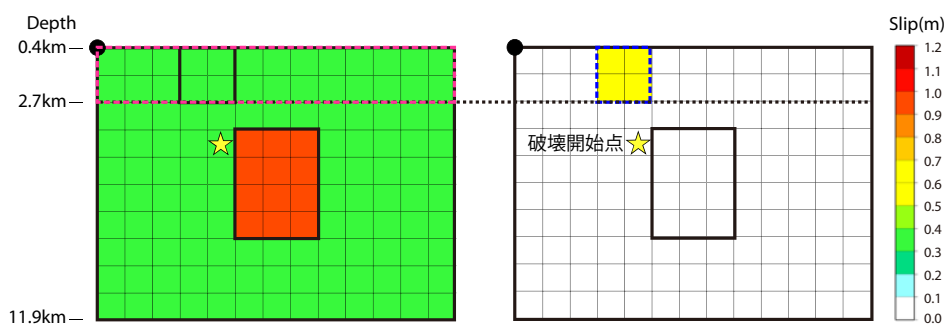


(3) 浅いアスペリティを考慮しない場合

図3.4-8 NGNH36 (KiK-net白馬) における地震発生層以浅と浅いアスペリティの影響

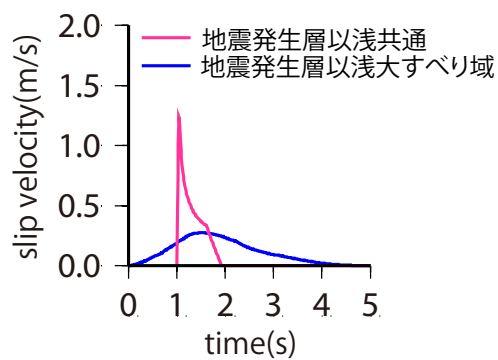


(1) すべり分布（左図：引間・他（2015），右図：本検討で設定したモデル）



(左図：ハイブリッド法で評価するすべり，中図：理論的手法のみ評価するすべり分布)

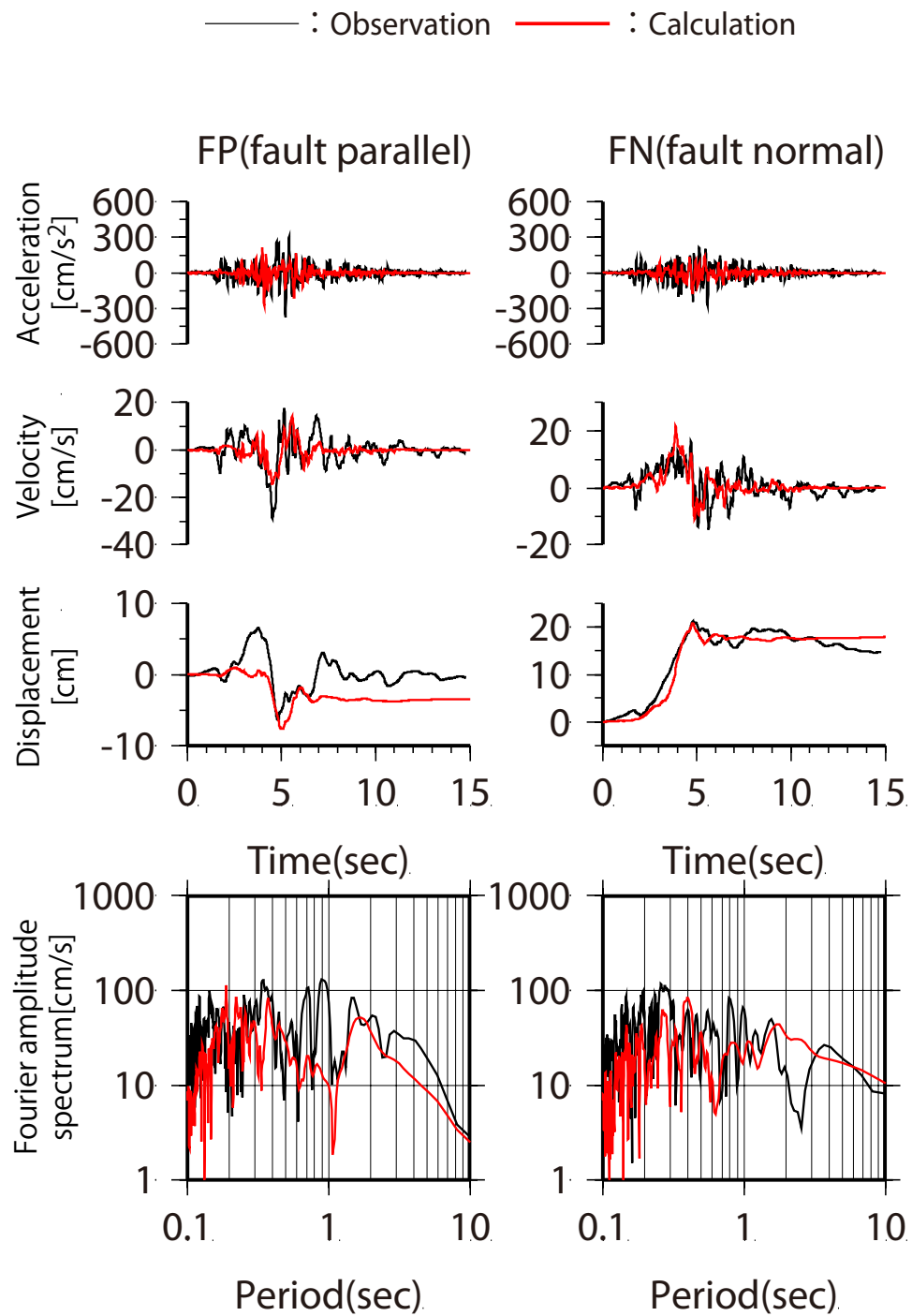
(2) 計算用のすべり分布



(3) 地震発生層以浅のすべり速度時間関数

右図：地震発生層以浅のすべり速度時間関数)

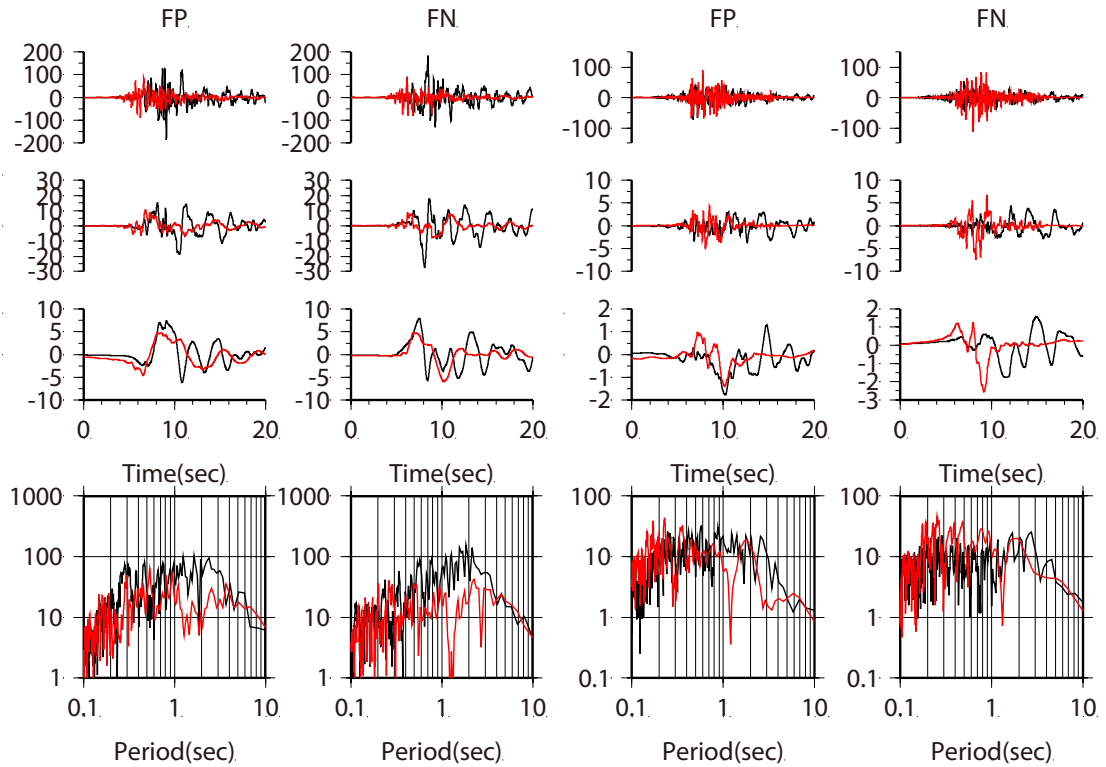
図3.4-9 地震発生層以浅からの短周期成分の励起を考慮した震源断層モデルのすべり分布とすべり速度時間関数



(1) NGNH36 (KiK-net白馬)

図3.4-10 ハイブリッド法による地震動評価結果と観測記録の比較
(地震発生層以浅からの短周期成分の励起を考慮した震源断層モデル)

—— : Observation ——— : Calculation



(2) NGNH28 (KiK-net戸隠) (3) NGNH34 (KiK-net大町中)

図3.4-11 ハイブリッド法による地震動評価結果と観測記録の比較
(地震発生層以浅からの短周期成分の励起を考慮した震源断層モデル)

—— : Observation ——— : Calculation

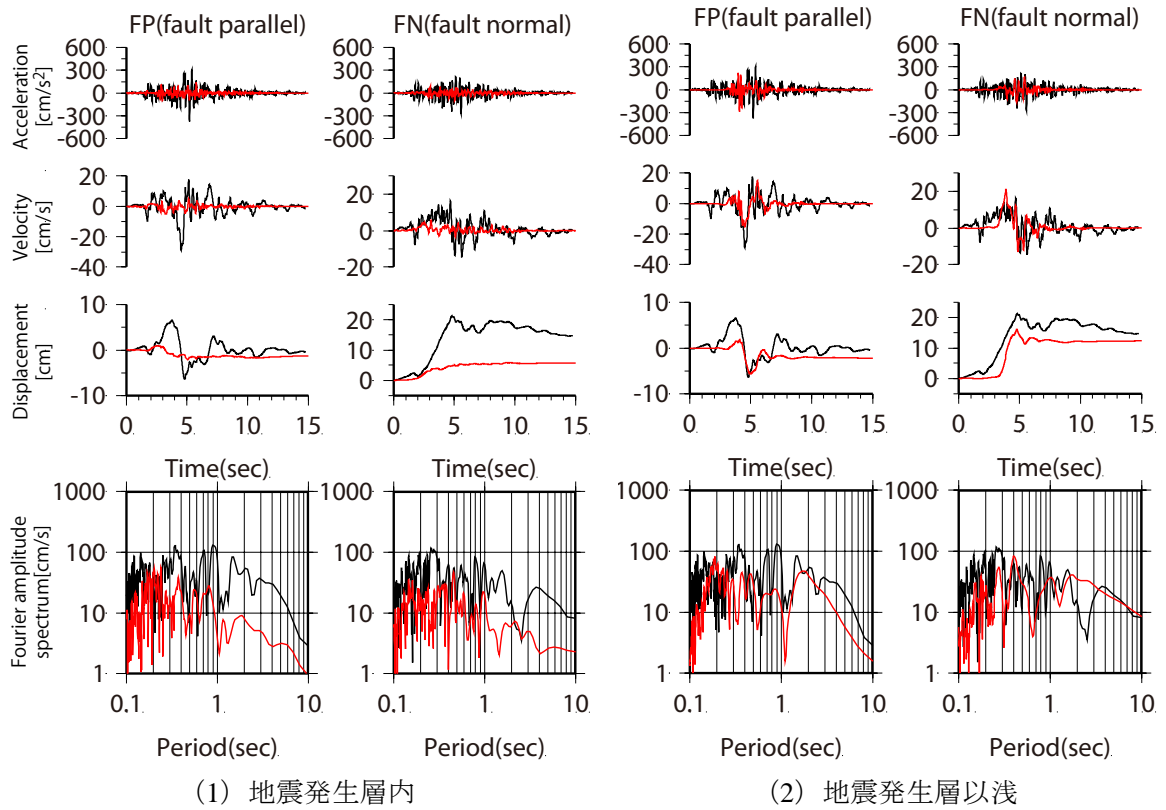


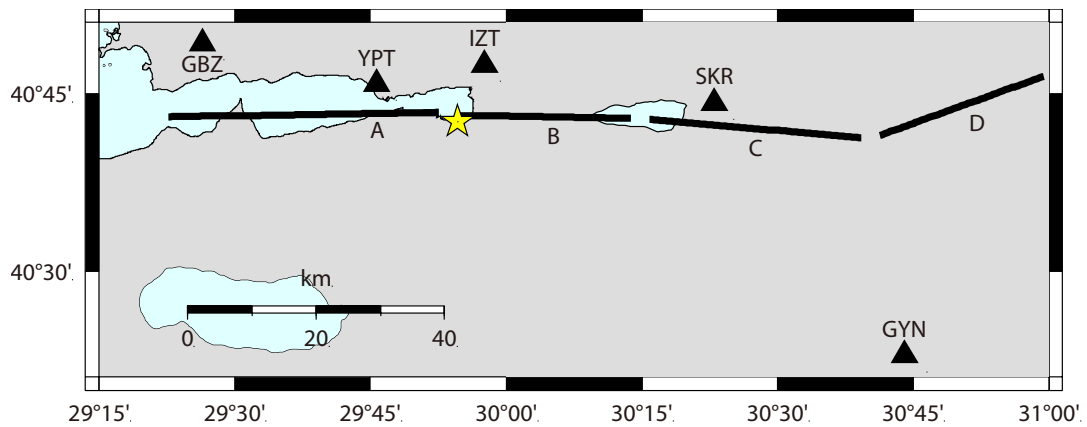
図3.4-8 NGNH36 (KiK-net白马) における地震発生層以浅と地震発生層内の寄与率
(地震発生層以浅からの短周期成分の励起を考慮した震源断層モデル)

3.5 1999 年コジャエリ地震を対象とした観測記録の再現

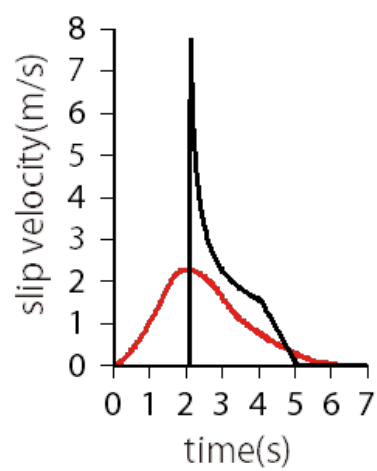
本節では、長大横ずれ断層による地震への提案手法の適用性を確認するため、1999 年コジャエリ地震を対象として、3.2 節の 2016 年熊本地震と同様に、震源断層モデルを設定し、地表地震断層近傍において波数積分による地震動評価を行う。

3.5.1 震源断層モデルと地震動評価手法

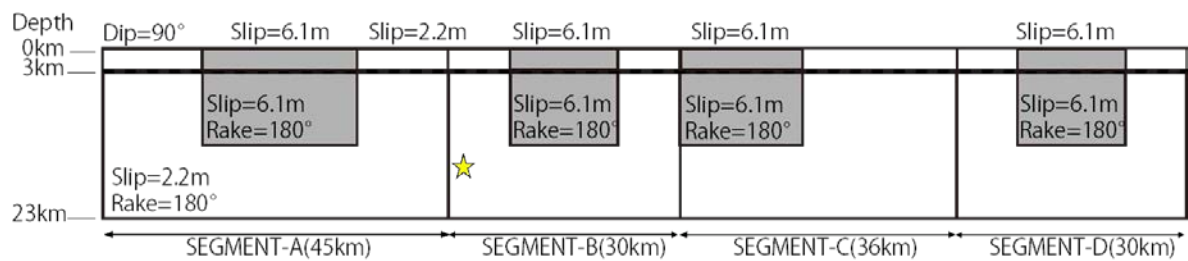
巨視的面は、Sekiguchi and Iwata(2002) を参考に設定した。次に、地震発生層上端深さを 3km と仮定し、地震発生層内は強震動レシピに基づき微視的パラメータを設定した。ただし、長大断層であることを踏まえ、平均応力降下量は Fujii and Matsu'ura(2000)による 3.1MPa を用いることとし、アスペリティ面積比は 22%とした。アスペリティ位置は各セグメントの中心を基本とするが、セグメント C に関しては西側に寄せたモデルをここでは示す。地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、Tinti et al.(2005)による規格化 Yoffe 関数を用いる。設定に必要なパラメータ τ_S と τ_R は、2 章で求めた回帰式に地震発生層以浅に設定したすべり量を与えて算定することとし、 $\tau_S=1.6s$ 、 $\tau_R=3.6s$ となる。設定した震源断層モデルと対象観測点の位置関係を図 3.5-1 に、主な震源パラメータを表 3.5-1 に示す。地震動評価に用いる地下構造モデルは Sekiguchi and Iwata(2002) に基づき設定する。地下構造モデルの諸元を表 3.5-2 及び表 3.5-3 に示す。



(1) 観測点の配置



(2) すべり速度時間関数の設定



(3) すべり分布

図 3.5-1 震源断層モデルの設定

表3.5-1 震源断層モデルの震源パラメータ

| | 諸元 | 全体 | セグメント | | | |
|-------------|---------------|------------------------------|--|------------------------------|------------------------------|-----------------------------|
| | | | A | B | C | D |
| 地震発生層内 | 断層面 (長さ×幅) | 141km ×20km | 45km ×20km | 30km ×20km | 36km ×20km | 30km ×20km |
| | 走向 | — | 89° | 91° | 95° | 70° |
| | 傾斜角 | — | 90° | | | |
| | すべり角 | — | 180° | | | |
| | 地震 モーメント | 2.82×10^{20} N・m | 0.90×10^{20} N・m | 0.60×10^{20} N・m | 0.72×10^{20} N・m | 0.6×10^{20} N・m |
| 地震発生層 以浅 | すべり量 | — | 6.05m (アスペリティの浅部) | | | |
| | すべり角 | — | 180° | | | |
| | すべり速度 時間関数 | — | the regularized Yoffe $\tau_S=1.6s$, $\tau_R=3.6s$ | | | |

表 3.5-2 地下構造モデル（YPT 以外）

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|------|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.43 | 4690 | 200 | 2710 | 100 | 1000 |
| 2 | 2.45 | 4780 | 200 | 2760 | 100 | 1000 |
| 3 | 2.49 | 4940 | 400 | 2850 | 200 | 1000 |
| 4 | 2.53 | 5150 | 400 | 2970 | 200 | 1000 |
| 5 | 2.58 | 5380 | 500 | 3110 | 250 | 1000 |
| 6 | 2.63 | 5640 | 500 | 3250 | 250 | 2000 |
| 7 | 2.67 | 5870 | 600 | 3390 | 300 | 2000 |
| 8 | 2.72 | 6060 | 600 | 3500 | 300 | 2000 |
| 9 | 2.75 | 6170 | 800 | 3560 | 400 | 2000 |
| 10 | 2.77 | 6230 | 800 | 3600 | 400 | 2000 |
| 11 | 2.78 | 6250 | 800 | 3610 | 400 | 5000 |
| 12 | 2.8 | 6330 | 800 | 3650 | 400 | 5000 |
| 13 | 2.86 | 6550 | 800 | 3780 | 400 | 5000 |
| 14 | 2.94 | 6860 | 1000 | 3960 | 500 | 5000 |
| 15 | 3.04 | 7200 | 1000 | 4150 | 500 | — |

表 3.5-3 地下構造モデル (YPT)

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|------|-------------|-----|--------------|
| 1 | 1.7 | 1600 | 100 | 330 | 50 | 43 |
| 2 | 2.1 | 1800 | 100 | 466 | 50 | 131 |
| 3 | 2.1 | 1900 | 200 | 700 | 100 | 290 |
| 4 | 2.1 | 2500 | 200 | 900 | 100 | 286 |
| 5 | 2.1 | 3200 | 200 | 1800 | 100 | 750 |
| 6 | 2.43 | 4690 | 200 | 2710 | 100 | 500 |
| 7 | 2.49 | 4940 | 400 | 2850 | 200 | 1000 |
| 8 | 2.53 | 5150 | 400 | 2970 | 200 | 1000 |
| 9 | 2.58 | 5380 | 500 | 3110 | 250 | 1000 |
| 10 | 2.63 | 5640 | 500 | 3250 | 250 | 2000 |
| 11 | 2.67 | 5870 | 600 | 3390 | 300 | 2000 |
| 12 | 2.72 | 6060 | 600 | 3500 | 300 | 2000 |
| 13 | 2.75 | 6170 | 800 | 3560 | 400 | 2000 |
| 14 | 2.77 | 6230 | 800 | 3600 | 400 | 2000 |
| 15 | 2.78 | 6250 | 800 | 3610 | 400 | 5000 |
| 16 | 2.8 | 6330 | 800 | 3650 | 400 | 5000 |
| 17 | 2.86 | 6550 | 800 | 3780 | 400 | 5000 |
| 18 | 2.94 | 6860 | 1000 | 3960 | 500 | 5000 |
| 19 | 3.04 | 7200 | 1000 | 4150 | 500 | — |

3.5.2 地震動評価と観測記録の再現性に関する考察

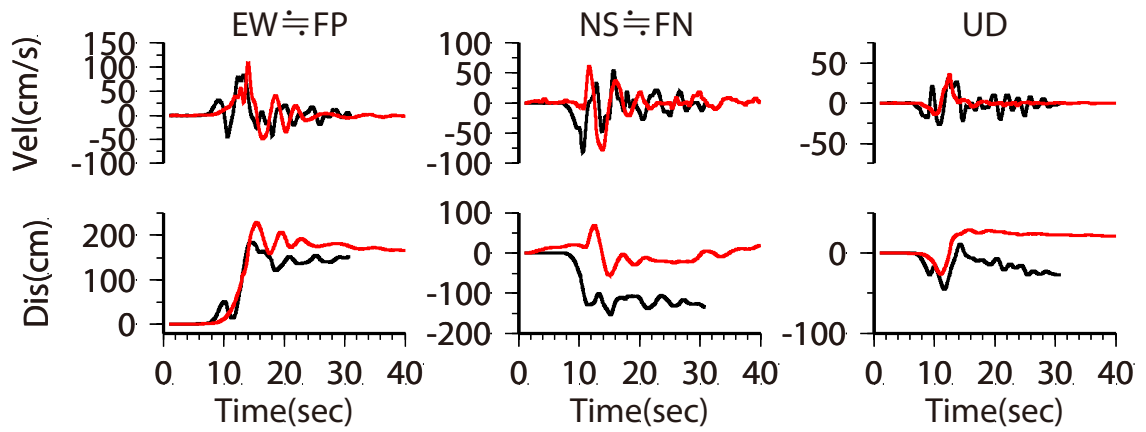
設定した震源モデルと、周期1秒以上を対象とした波数積分法による評価結果を図3.5-2及び図3.5-3に示す。対象周期は、周期1～10秒を基本とするが、地表地震断層に近いYPT地点とSKR地点では周期1秒以上を対象としている。また、EW成分がほぼ断層平行（FP）成分に等しいと考えている。図3.5-2及び図3.5-3から観測記録を概ね再現できることがわかる。ただし、SKR地点については速度波形の再現性がやや悪いことから考察を行う。

SKR地点における地震発生層内と発生層以浅からの地震動を図3.5-4に示す。永久変位に対して地震発生層以浅の寄与も大きい。一方、速度波形については地震発生層内の寄与も大きく、特徴的なパルスの山が二つに分かれている。これはSKR地点が破壊開始点から離れているために、破壊が観測点に向かっていないためと考えられる。

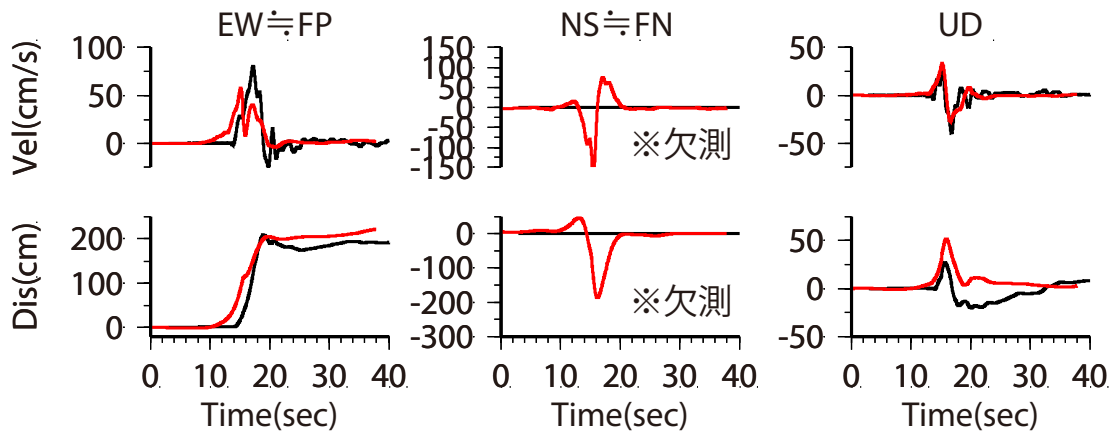
既往の知見によれば、SKR地点におけるP波とS波の到達時刻の差は約1.8秒と短く、SKR地点近くのアスペリティの破壊が震源からのP波に励起された可能性が指摘されている。そこで、図3.5-5のような破壊形式を想定し、地震動評価を行った。結果を同図に併せて示す。破壊形式を見直すことで速度波形の再現性が向上することがわかる。この結果を踏まえたより単純な破壊形式の震源モデルを図3.5-6に示す。この設定でもYPT地点及びSKR地点の観測記録は概ね再現できることがわかる。

以上の方法では、地震発生層以浅は地震発生層内と同様のすべり量を仮定したが、過去に発生した地震であれば、地表の断層変位に基づき地震発生層以浅のすべり量を設定することも考えられる。ここでは、Cakir et al.(2003)に基づく地表断層変位をやや単純化し、図3.5-7に示すように、地震発生層以浅のすべり量を設定した。同図から、実際の地震におけるすべり量を用いた場合でもSKR地点の観測記録を概ね再現できることが確認できる。

—— : Observation ——— : Calculation



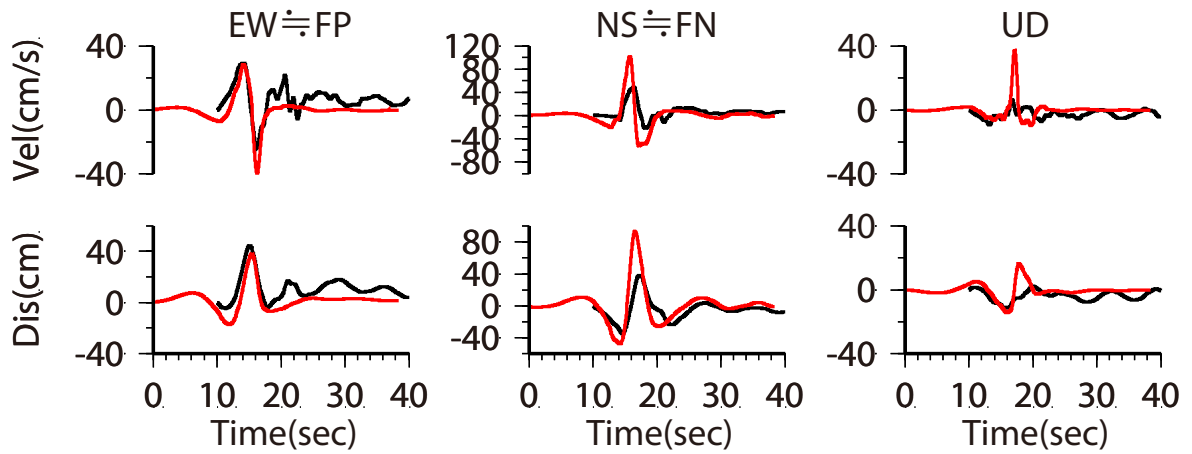
(1) YPT 地点 (地表断層から約 5km, 周期 1 秒以上)



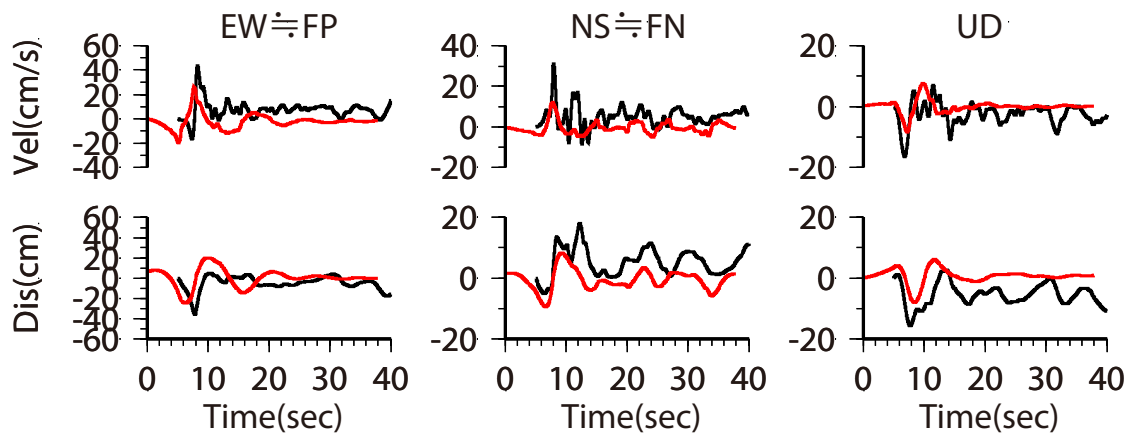
(2) SKR 地点 (地表断層から約 3.5km, 周期 1 秒以上)

図 3.5-2 波数積分法による評価結果
(地表地震断層近傍)

—— : Observation ——— : Calculation



(1) GBZ 地点 (周期 1 秒～10 秒)



(2) IZT 地点 (周期 1 秒～10 秒)

図 3.5-3 波数積分法による評価結果
(地表地震断層から離れた地点)

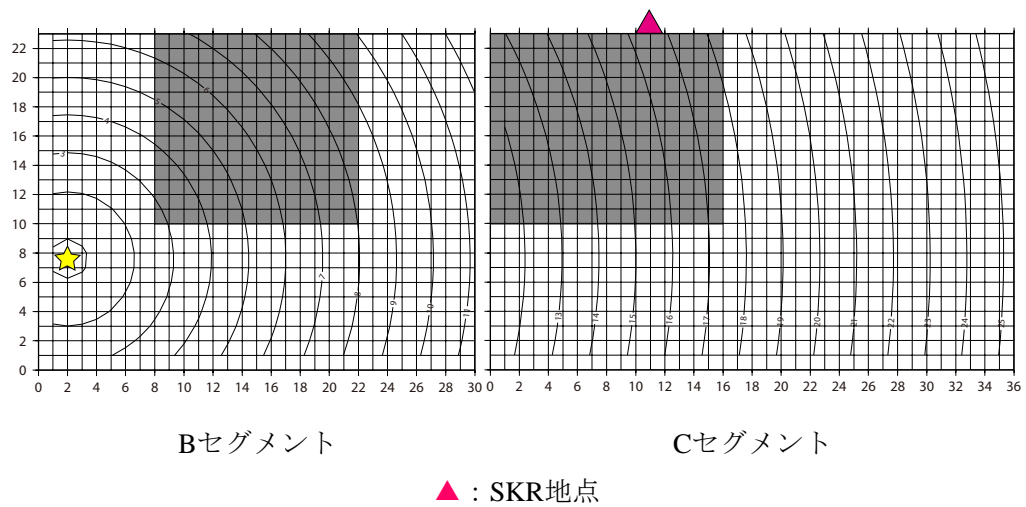
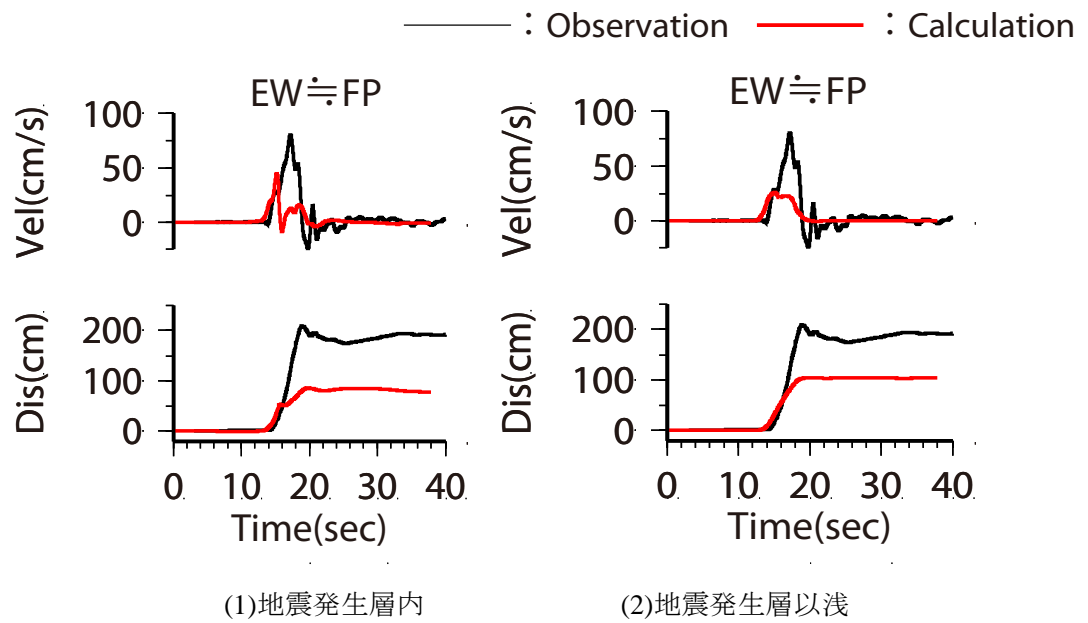
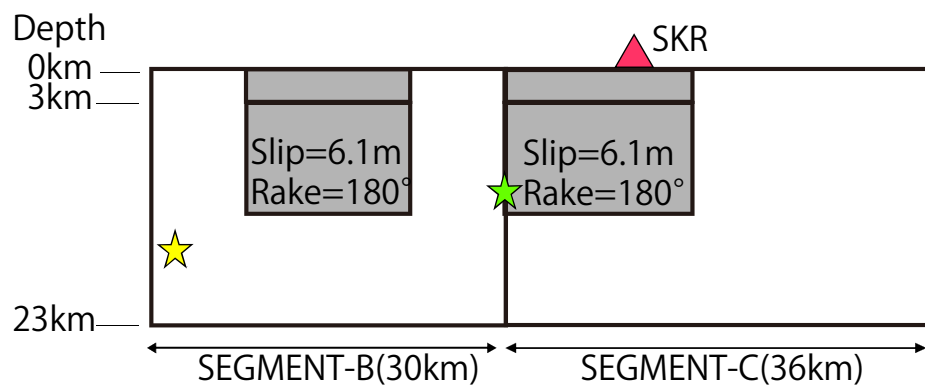
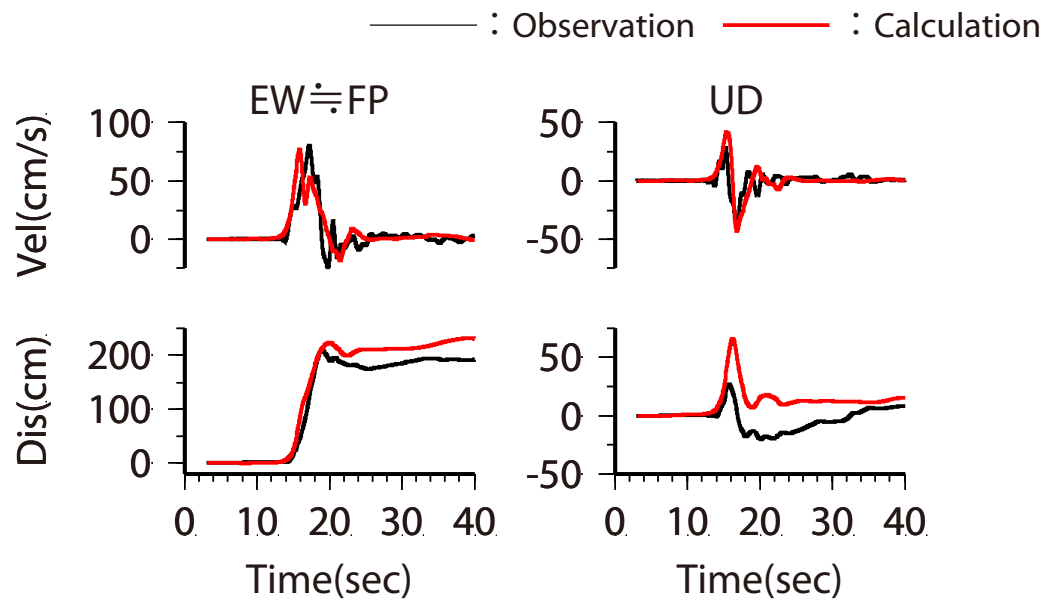


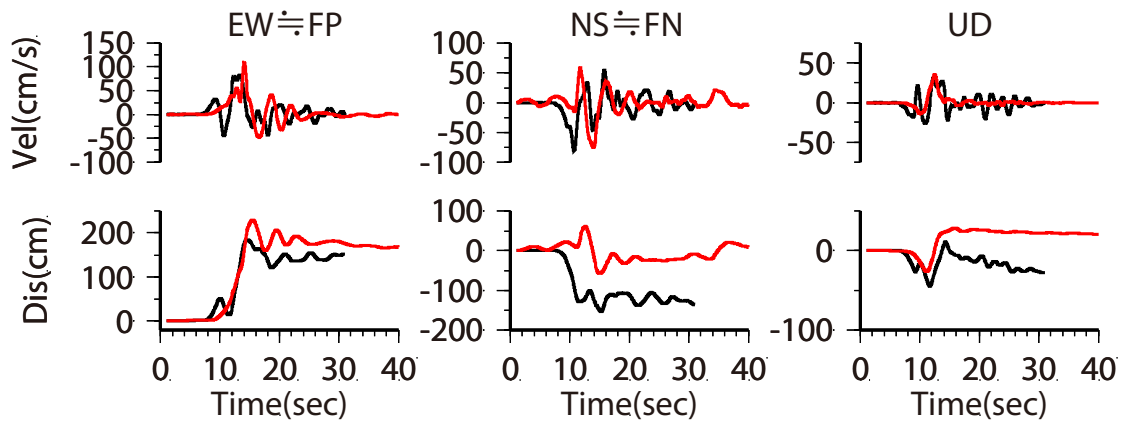
図 3.5-4 SKR 地点における地震発生層以浅の寄与と波形の特徴



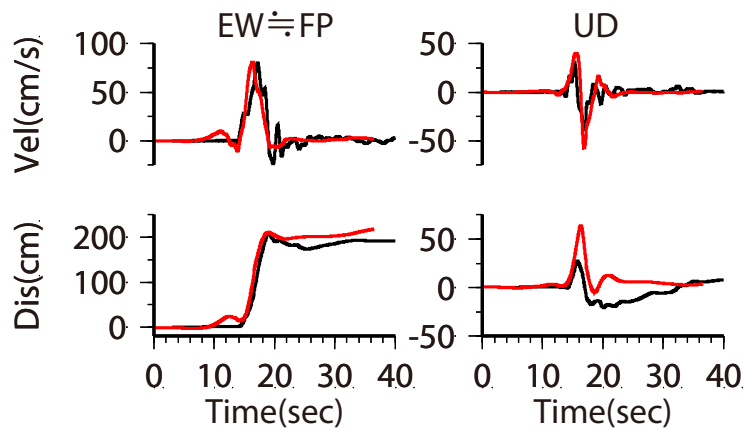
- Cセグメント端部に破壊開始点を設定。乗り移り時間は V_p を用いて計算する。
また、P波とS波の到達時刻の差を概ね説明できる深さとして11kmを仮定する。

図 3.5-5 SKR 地点における破壊形式の影響

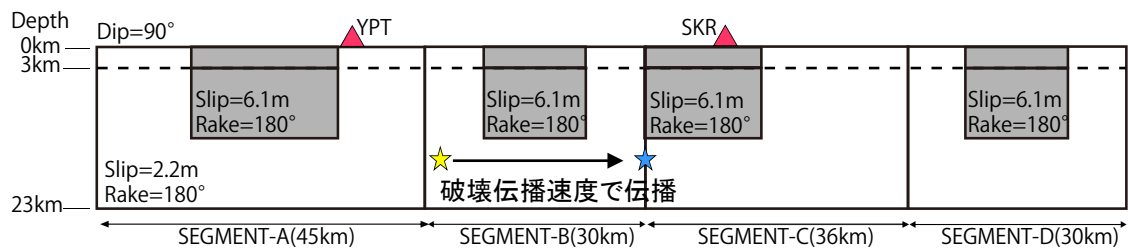
—— : Observation ——— : Calculation



(1) YPT地点（地表断層から約5km，周期1秒以上）

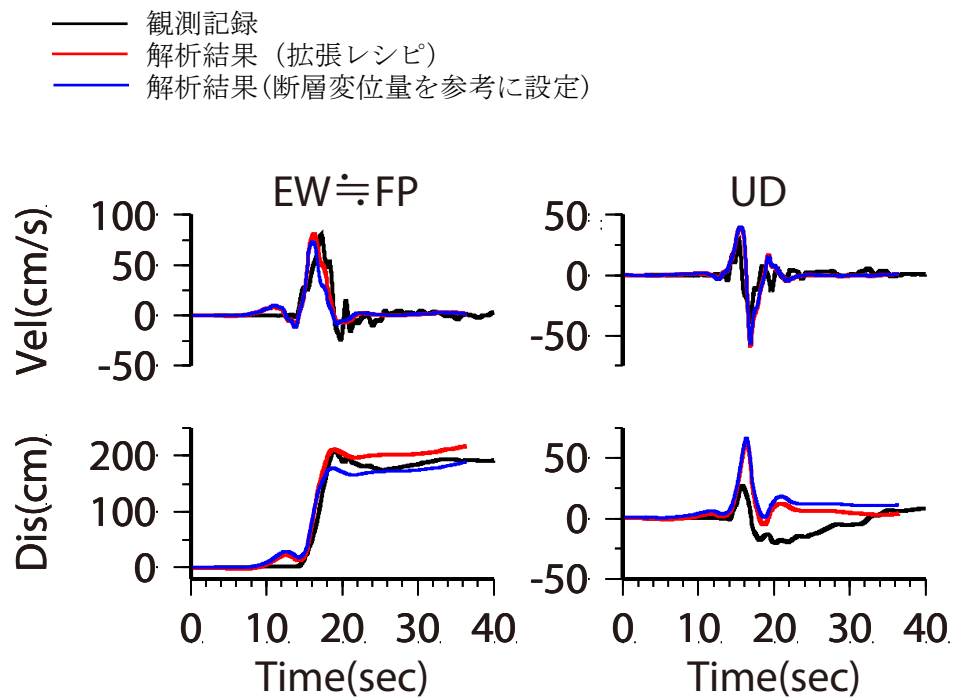


(2) SKR地点（地表断層から約3.5km，周期1秒以上）

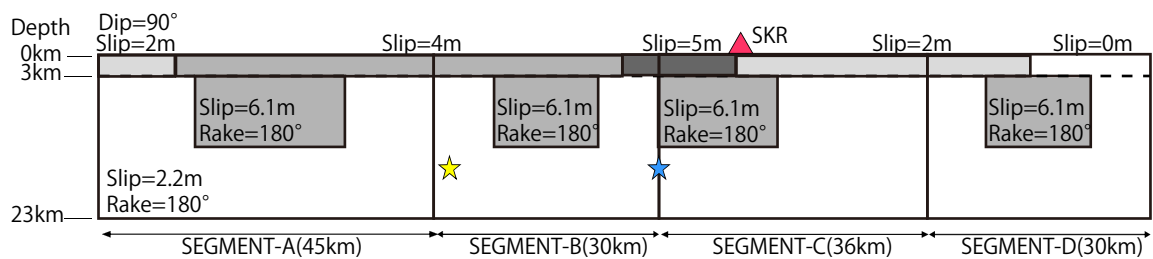


(3) 破壊開始点の設定

図 3.5-6 破壊形式を見直した評価結果



(1) SKR地点 (地表断層から約3.5km, 周期1秒以上)



(2) すべり分布の設定

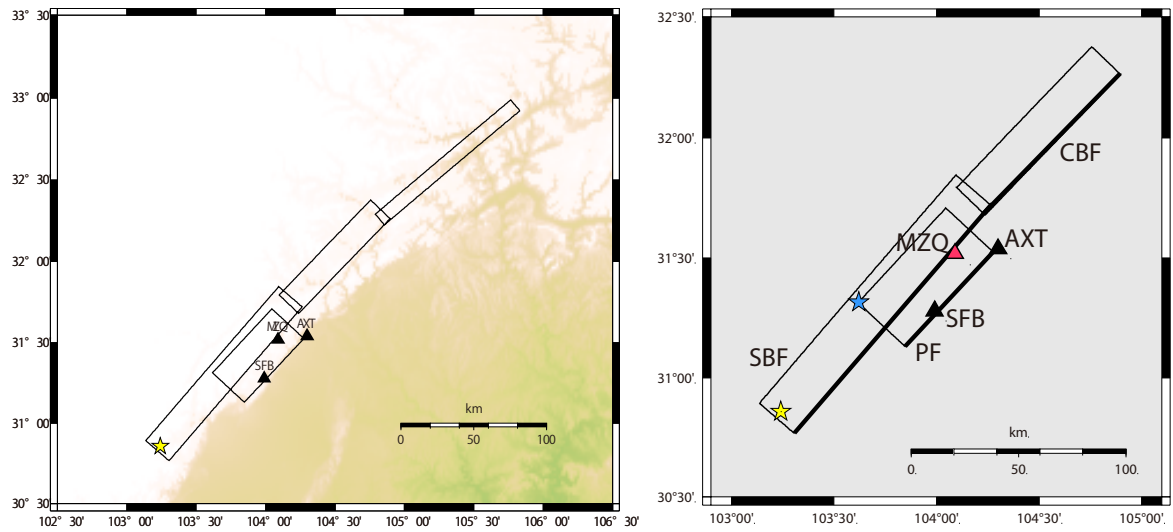
図 3.5-7 地震発生層以浅のすべり分布の影響

3.6 2008 年四川地震を対象とした観測記録の再現

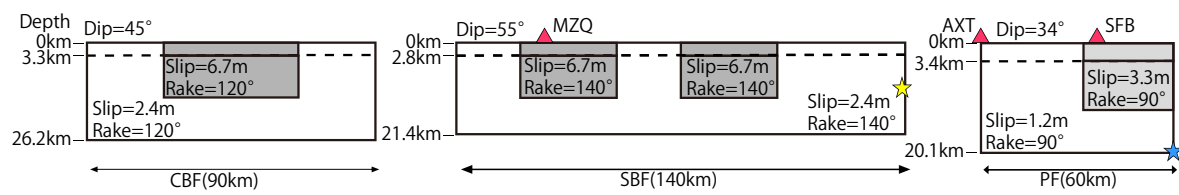
本節では、逆断層成分を含む長大断層による地震への提案手法の適用性を確認するため、2008 年コジャエリ地震を対象として、3.2 節の 2016 年熊本地震と同様に、震源断層モデルを設定し、地表地震断層近傍において波数積分による地震動評価を行う。

3.6.1 震源断層モデルと地震動評価手法

設定した震源断層モデルと対象観測点の位置関係を図 3.6-1 に、主な震源パラメータを表 3.6-1 に示す。観測記録の再現を行う際に対象とした観測点は 3 点である。巨視的面は Fielding et al.(2013)による震源モデルを参考とし、対象観測点に近い 3 つの断層面からなる震源モデルを設定する。破壊開始点は断層面 SBF の南西端付近に設定した。破壊の断層面 PF への乗り移り時間に関しては、Fielding et al.(2013)による震源インバージョン結果と対応するように、距離と破壊伝播速度から求められる時間よりも短い値を設定している。次に、地震発生層上端深さを 3km と仮定し、地震発生層内は、(その 1)と同様に強震動レシピに基づき微視的パラメータを設定した。アスペリティ位置に関しては、Fielding et al.(2013)を参考に設定している。なお、PF セグメントに関しては、設定されるすべり量が Fielding et al.(2013)よりも有意に大きいことから、強震動レシピに基づく値の半分の値を設定する。いずれのセグメントも、地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、Tinti et al.(2005)による規格化 Yoffe 関数を用いることとし、パラメータの設定方法は 3.5 節と同様である。地震動評価に用いる地盤モデルの速度構造は、Fielding et al.(2013)を基本とするが、全ての観測点で過大評価となる傾向がみられたため、最表層は考慮していない。地下構造モデルの諸元を表 3.6-2 に示す。



(1) 巨視的断層面と対象とした観測点 [左：Fielding et al.(2013), 右：計算用]



(2) 設定したすべり分布

図 3.6-1 震源断層モデルの設定

表3.6-1 震源断層モデルの震源パラメータ

| | 諸元 | 全体 | セグメント | | |
|-------------|------------------|------------------------------|--|------------------------------|--|
| | | | SBF | CBF | PF |
| 地震発生層内 | 断層面 (長さ×幅) | — | 140km ×26km | 90km ×28km | 60km ×30km |
| | 走向 | — | 221° | 224° | 223° |
| | 傾斜角 | — | 55° | 45° | 34° |
| | すべり角 | — | 140° | 120° | 90° |
| | 地震モーメント | 7.06×10^{20} N・m | 3.64×10^{20} N・m | 2.52×10^{20} N・m | 0.90×10^{20} N・m |
| 地震発生層 以浅 | すべり量 (アスペリティ) | — | 6.7m | 6.7m | 3.35m |
| | すべり角 | — | 140° | 120° | 90° |
| | すべり速度 時間関数 | — | the regularized Yoffe $\tau_S=1.7s, \tau_R=3.7s$ | | the regularized Yoffe $\tau_S=1.4s, \tau_R=3.1s$ |
| その他 | 破壊の乗り移り時間 | — | — | — | 20s |

表 3.6-2 地下構造モデル

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness (m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|------------------|
| 1 | 2.4 | 4000 | 240 | 2100 | 240 | 1000 |
| 2 | 2.75 | 6100 | 240 | 3500 | 240 | 20000 |
| 3 | 2.8 | 6300 | 300 | 3600 | 300 | 20000 |
| 4 | 3.1 | 7200 | 300 | 4000 | 300 | 4000 |
| 5 | 3.4 | 8000 | 300 | 4500 | 300 | — |

3.6.2 地震動評価と観測記録の再現性に関する考察

周期1秒以上を対象とした波数積分法による評価結果を図3.6-2～図3.6-6に示す。AXT観測点ではやや再現性が悪いものの、MZQ観測点とSFB観測点については概ね再現できている。この2点の結果について考察を行う。

図3.6-2に示すように、MZQ観測点の再現性は比較的高いが、UD成分の永久変位の再現性はやや低い。この点について、図3.6-3では、SBFセグメントのみで計算した結果を示している。SBFセグメントのみから求められる永久変位は観測記録と概ね対応している。PFセグメントのすべり量はFielding et al.(2013)による震源インバージョン結果よりもやや過大な設定のため、UD成分の再現性が悪くなったと考えられる。一方、FN成分ではSBFセグメントの寄与が比較的大きく、地震発生層以浅の寄与も特に変位に関しては大きい。

SFB観測点については、今回設定した巨視的面が正しいと仮定すると、地表地震断層のほぼ直上に位置することから、観測記録の永久変位の正負が対応するように、下盤側として計算している。図3.6-4に示すように、SFB観測点の再現性は速度波形に関しては比較的高いが、変位波形に関しては、観測記録の基線補正が難しく、主要動到達以降も永久変位が大きくなる傾向が見られる点に注意が必要である。図3.6-5に示すように、PFセグメントのみの計算結果を見ると、特に速度波形に関しては寄与が大きいことがわかる。ただし、地震発生層以浅の寄与は支配的とまでは言えない。これは断層の傾斜角が比較的低角で観測点が下盤側に位置しているためと考えられる。

MZQ観測点の結果を踏まえると、本研究で示したすべり速度時間関数が、逆断層成分を含む長大断層による地震にも適用可能なことを示していると考えられる。

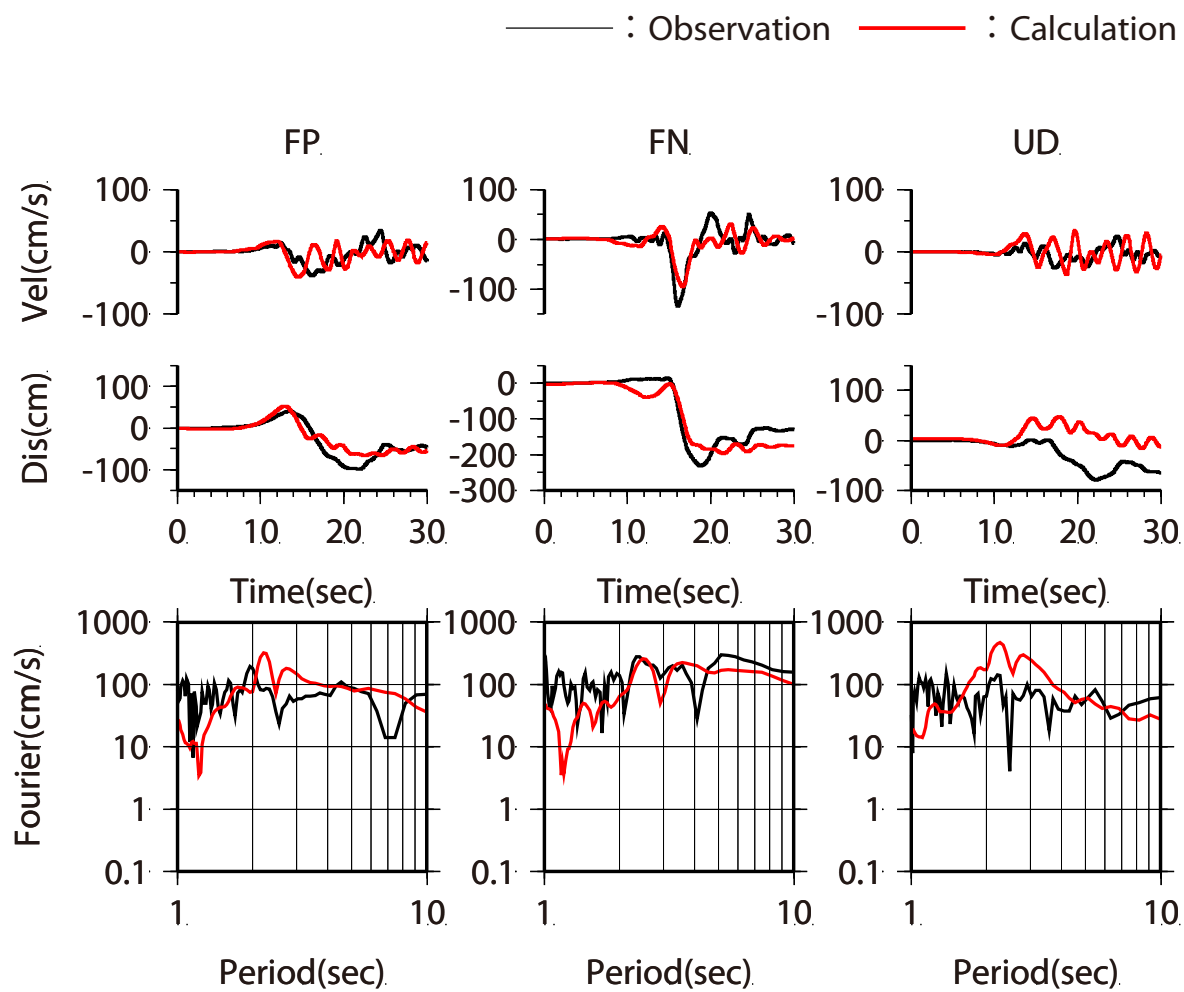
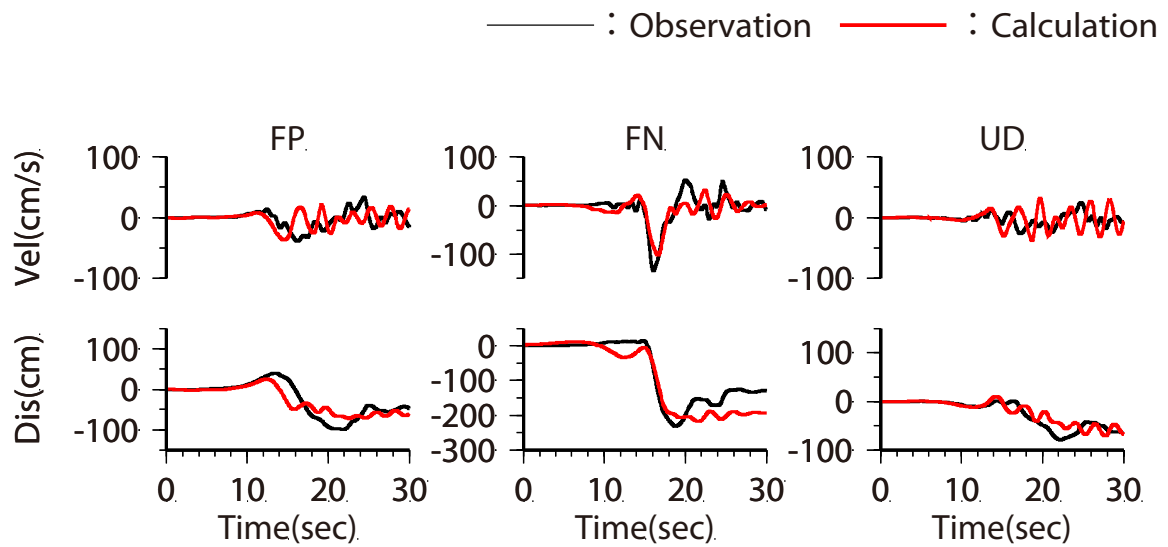
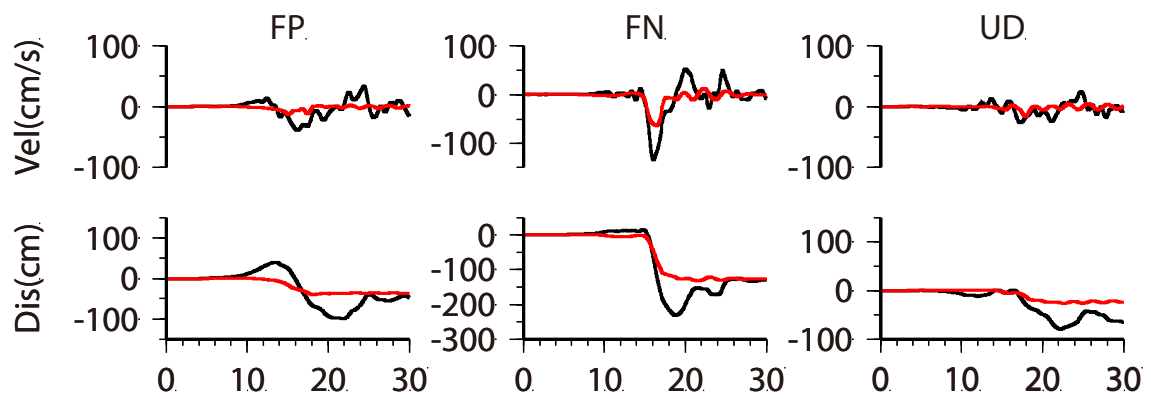


図 3.6-2 地表地震断層近傍の観測点における観測記録と計算結果の比較
(MZQ 観測点)



(1) SBF セグメントのみ



(2) SBF セグメントの地震発生層以浅のみ

図 3.6-3 観測点近傍のセグメント及び地震発生層以浅の寄与
(MZQ 観測点)

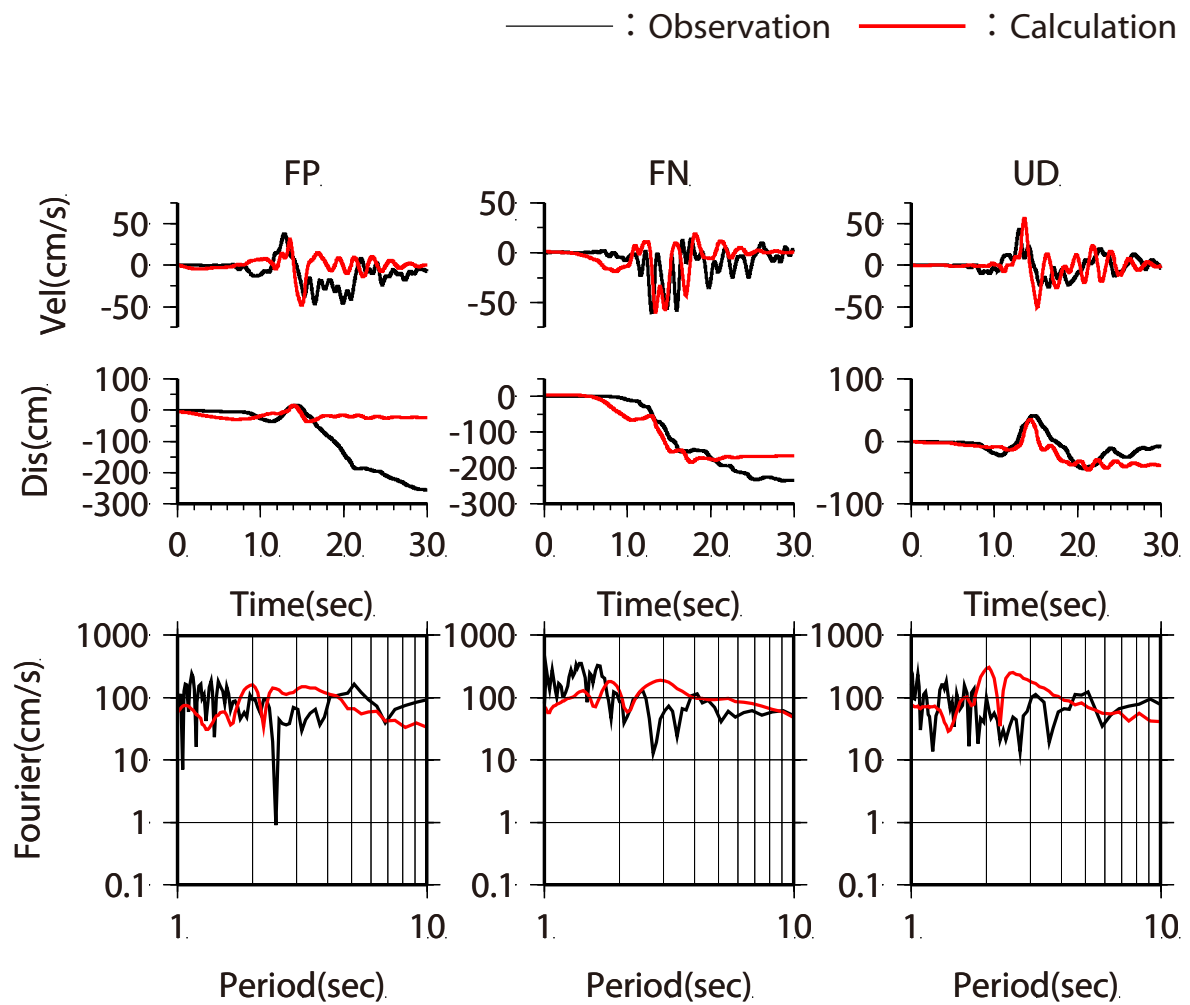
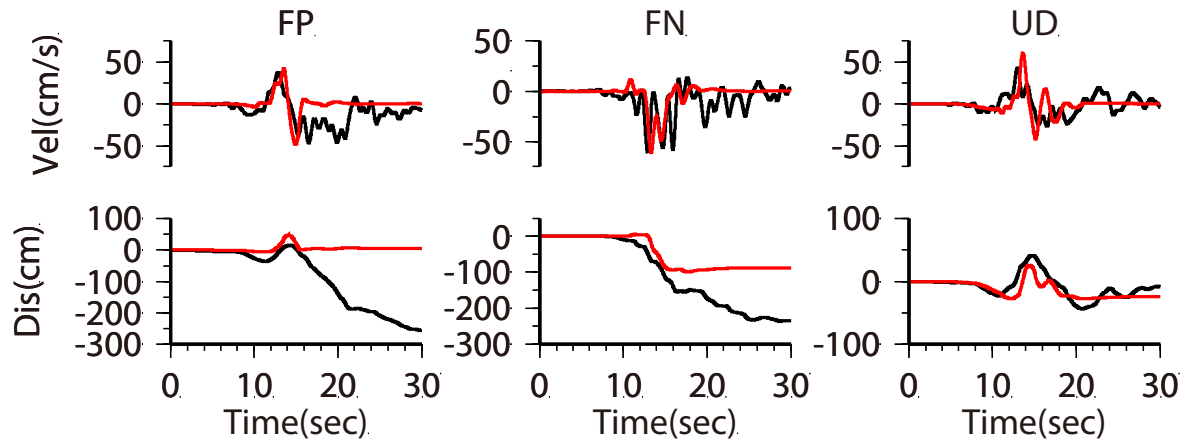
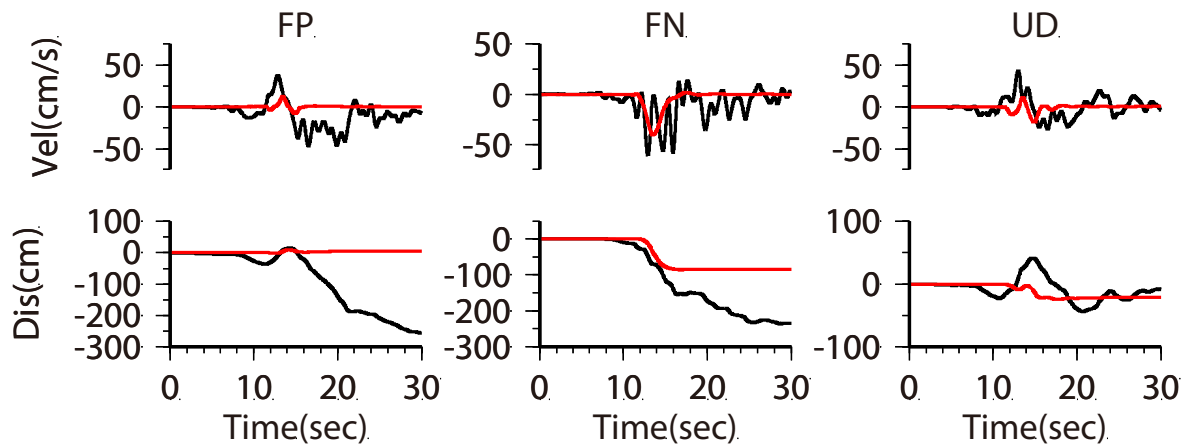


図 3.6-4 地表地震断層近傍の観測点における観測記録と計算結果の比較
(SFB 観測点 [下盤側として評価])

—— : Observation ——— : Calculation



(1) PF セグメントのみ



(2) PF セグメントの地震発生層以浅のみ

図 3.6-5 観測点近傍のセグメント及び地震発生層以浅の寄与
(SFB 観測点 [下盤側として評価])

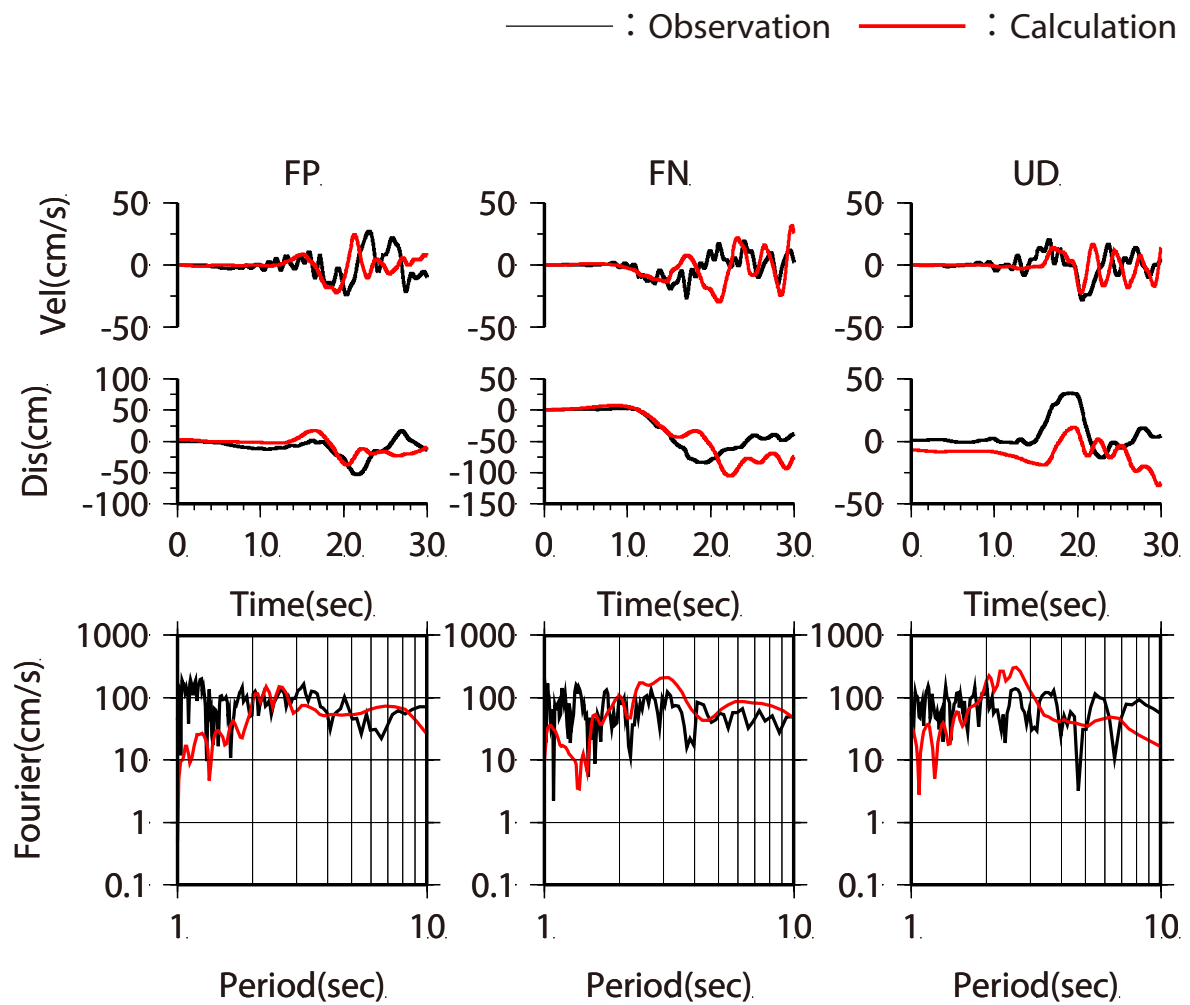


図 3.6-6 地表地震断層近傍の観測点における観測記録と計算結果の比較
(AXT 観測点)

3.7 第3章の結論

本章で得られた結論を以下にまとめる。本章では、まず 3.2 節で震源モデルの設定方法、具体的には強震動レシピを地震発生層以浅へ拡張する方法について述べた。次いで、3.3 節で 2016 年熊本地震に 3.2 節の方法を適用し、波数積分法を用いて観測記録を再現することで、さらに、3.4 節では 2014 年長野県北部の地震に 3.2 節の方法を適用し、統計的グリーン関数法と波数積分法を組み合わせたハイブリッド法を用いて観測記録を再現することで、震源モデルの設定方法の妥当性を示した。3.5 節と 3.6 節では、1999 年コジャエリ地震と 2008 年四川地震の長周期成分を対象に観測記録の再現を行い、長大断層への適用性を確認した。主な結論をまとめると以下の通りである。

(1) 2016 年熊本地震を対象とした検討

- ・2016 年熊本地震を対象に、強震動レシピを地震発生層以浅に拡張した基本震源モデルを設定し、KiK-net 益城と西原村を対象に波数積分法を用いて周期 1 秒以上の長周期成分を評価した。KiK-net 益城の観測記録は良く再現できるものの、西原村では過小評価となる。西原村が過小評価となる原因として、地表地震断層から 1km 程度以内と非常に近いことから、地震発生層内からの地震動が S 波の放射特性の節となるために、非常に小さいことが挙げられる。の結果を踏まえ、2 種類の修正震源モデルを設定した。ひとつは地震発生層以浅のパラメータを修正したモデル、もうひとつは出ノ口断層を考慮したモデルである。いずれの修正震源モデルでも地表地震断層近傍の永久変位を含む広域の観測記録を全体的には概ね再現できる。
- ・既往の断層変位や合成開口レーダーによる 2016 年熊本地震前後の地表変動との比較からは、出ノ口断層を考慮した修正震源モデルがより現実に近いモデルと考えられる。このことと、出ノ口断層を考慮していない基本震源モデルによる評価が西原村において過小評価となったことは、地表地震断層近傍における地震動評価においては、巨視的断層面の設定が非常に重要であることを意味している。

(2) 2014 年長野県北部の地震を対象とした検討

- ・本研究で提案した手法に基づき強震動レシピによる震源モデルを地震発生層以浅に拡張することで、2014 年長野県北部の地震における永久変位を含む広帯域の観測記録をハイブリッド法で概ね再現できることを示した。この結果からは、地震発生層以浅からは短周期地震動は生成されないと仮定しても地表地震断層近傍の観測記録を概ね再現できる可能性がある。ただし、検討に用いた震源断層モデルのすべり分布は引間・他（2015）による震源インバージョン結果と乖離している。そこで、引間・他（2015）による震源インバージョン結果のすべり量と調和的な震源断層モデルを設定し、背景領域と同等の応力降下とすべり速度時間関数を仮定し、地震発生層以浅からの短周期励起を考慮することで、地表地震断層近傍の観測記録を再現できる可能性を示した。

(3) 1999 年コジャエリ地震・2008 年四川地震を対象とした検討

- ・本研究で提案した手法に基づき強震動レシピによる震源モデルを地震発生層以浅に拡張することで 1999 年コジャエリ地震及び 2008 年四川地震のような長大断層による地震の周期 1 秒以上の長周期成分の観測記録を再現できることを示した。

(4) 課題

本研究で示した方法を地震動評価に用いるにあたっては、以下の点に注意が必要と考えられる。

- ・震源インバージョン解析や、理論的手法に基づく地震動評価を行うにあたっては、地下構造モデル（あるいはグリーン関数）の精度が非常に重要である。本研究において、震源インバージョン結果から求めたすべり速度時間関数に関するパラメータと、そのすべり速度時間関数を用いた地震動評価結果は、地下構造モデルが正しいことを前提としている。
- ・本研究で示した方法では、地震発生層内に関しては、強震動レシピを用いて震源断層モデルを設定する。これは、一般的な地震動評価において用いられている震源モデルとの連続性を考慮したためである。結果的に、地震発生層上端深さを境界として、異なる形状のすべり速度時間関数を用いることとなる。一方、Kagawa et al.(2004)では、深さ 5km を境界にアスペリティや応力降下量を分類している。すべり速度時間関数の設定に関して、特定の深さですべり速度時間関数の形状が大きく変わる点とその深さの設定、及びすべりの立ち上がり時間の設定の妥当性については、今後、他の地震に適用する過程で検証していく必要がある。

参考文献（第3章）

- 1) Hisada, Y. et al.: Strong Ground Motions and Damage Investigation of Buildings near the Surface Faulting of the 2016 Kumamoto Earthquake in Japan, 16th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Paper No. 5001, 2017. 1
- 2) Jonathan P. Stewart et al.: Ground Motion Evaluation Procedures for Performance-Based Design, Pacific Earthquake Engineering Research Center Report, 2001. 9
- 3) 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」）, 2016-12-09. 入手先 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf, (参照 2018-03-18) .
- 4) 田中信也ほか 2 名: 震源インバージョン結果に基づく地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価, 日本地震工学論文集, 第 17 巻, 第 5 号, pp. 1-20, 2017. 11
- 5) Irikura, K., and S. Kurahashi: Near-field long-period strong ground motion during the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, IAG-IASPI, S07-8, 2017. 8
- 6) Kagawa, T. et al.: Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, Earth Planets Space, 56, pp. 3-14, 2004. 6
- 7) 引間和人ほか 2 名: 2014 年長野県北部の地震（Mj6.7）の震源過程～震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析～, 日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会, S15-14, 2015. 9
- 8) Tinti, E. et al.: A Kinematic Source-Time Function Compatible with Earthquake Dynamics, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 4, pp. 1211-1223, 2005. 8
- 9) 松島信一ほか 4 名: 内陸地殻内の長大断層で発生する地震に関するスケーリング則, 北海道大学地球物理学研究報告, 73, pp. 117-127, 2010. 3
- 10) 川里健ほか 4 名: 地表地震断層極近傍における地震動および永久変位の評価のための震源モデルの設定 その 1 震源モデルの考え方, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp. 227-228, 2017. 8
- 11) 日本建築学会: 地盤震動－現象と理論－, pp. 84-102, 2005.
- 12) 久田嘉章: 成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文集, 第 501 号, pp. 49-56, 1997. 11
- 13) 活断層研究会: 新編日本の活断層－分布と資料－, 東京大学出版会, 1991
- 14) Wald, D. J., and T. H. Heaton: Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1992 Landers, California, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 3, pp. 668-691, 1994. 6
- 15) Wald, D. J: Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, teleseismic, and geodetic data, J. Phys. Earth, Vol. 44, No. 5, pp. 489-503, 1996. 1
- 16) Wu, C. J. et al.: Source process of the Chi-Chi earthquake: A joint inversion of strong motion data and global positioning system data with a multifault model, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, No. 5, pp. 1128-1143, 2001. 10

- 17) Oglesby, D. D. et al.: Inverse kinematic and forward dynamic models of the 2002 Denali fault earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America, Alaska*, Vol. 94, No. 6, pp. 214-233, 2004. 12
- 18) 引間和人: 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(MJ7.0)の震源過程, *地震* 2, 第 64 巻, pp. 243-256, 2012. 6
- 19) 引間和人: 強震波形を用いた 2016 年熊本地震の本震・前震の震源過程解析, *日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集*, P 4-17, 2016.9
- 20) 金田惇平ほか 3 名: 地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数の評価(その 1) 1999 年集集地震を対象とした検討, *日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II*, pp. 291-292, 2017. 8
- 21) 田中信也ほか 3 名: 地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数の評価(その 2) 規格化 Yoffe 関数に基づく近似式, *日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II*, pp. 293-294, 2017. 8
- 22) 田中信也ほか 3 名: 地表地震断層近傍における断層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, *日本地震工学会第 13 回年次大会梗概集*, P 1-1, 2017. 11
- 23) Somerville, P. G. et al.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, pp. 59-80, 1999. 1
- 24) Kato, A. et al.: Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan, *Geophysical Research Letters*, Volume 43, Issue 17, pages 8945-8953, 2016. 9
- 25) 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* 第 2 輯, 第 53 巻, 第 1 号, pp. 1-9, 2000. 3
- 26) 国土地理院: 数値地図 50m メッシュ(標高), 日本-III, CD-ROM 版, 1997.
- 27) 中田高, 今泉俊文: 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.
- 28) 藤原広行ほか 15 名: 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, 2012. 12
- 29) 宮武 隆: 2016 年熊本地震での益城町の強い断層平行地動について, *日本地震学会講演予稿集 2016 年度秋季大会*, S21-P05, 2016. 10
- 30) Kobayashi, H. et al.: Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions, *Geophys. Res. Lett.*, 44, pp. 6002-6010, 2017. 6
- 31) Kubo, H. et al.: Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68:161, doi:10.1186/s40623-016-0536-8, 2016. 10
- 32) 納所昌広ほか 6 名: 地表地震断層極近傍における地震動および永久変位の評価のための震源モデルの設定 その 2 波数積分法による 2016 年熊本地震本震の長周期成分の再現解析, *日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II*, pp. 229-230, 2017. 8

- 33) Himematsu, Y. and M. Furuya: Fault source model for the 2016 Kumamoto earthquake sequence based on ALOS-2/PALSAR-2 pixel-offset data: evidence for dynamic slip partitioning, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68:196, doi:10.1186/s40623-016-0545-7, 2016. 10
- 34) 気象庁：震度観測点の設置状況の点検結果，2016-04-28. 入手先 <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/oshirase/2016/20160428setchijokyo.pdf>, (参照 2018-03-18) .
- 35) Shirahama, Y. et al.: Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth Planets Space*, Vol. 68:191, doi:10.1186/s40623-016-0559-1, 2016. 11
- 36) 佐藤智美: KiK-net 強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及び f_{max} の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 556 号, pp.25-34, 2002.
- 37) 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎, 古和田明(1997): 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- 38) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子:経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, 1997 年度秋季大会, B25, 1997.
- 39) Boore, D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp.1865-1894, 1983.
- 40) Somerville, P. G. et al.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, pp. 59-80, 1999.
- 41) Sekiguchi, H., and T. Iwata : Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong-motion waveforms.*Bull. Seis. Soc. Am* 92 (1):300-311, 2002.
- 42) Fujii, Y. and M. Matsu'ura : Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302, 2000.
- 43) Cakir, Z., J. B. de Chabaliere, R. Armijo, B. Meyer, A. Barka, and G. Peltzer : . Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations. *Geophys. J. Int.* 155 (1):93-110, 2003.
- 44) Fielding, E. J., Sladen, A., Li, Z., Avouac, J.-P., Bürgmann, R., & Ryder, I. : Kinematic Fault Slip Evolution Source Models of the 2008 M7.9 Wenchuan Earthquake in China from SAR Interferometry, GPS and Teleseismic Analysis and Implications for Longmen Shan Tectonics. *Geophys. J. Int.*, doi:10.1093/gji/ggt155, 2013.

第4章 地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係

4.1 まえがき

本章では、地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係についてまとめる。まずは4.2節で対象とする2016年熊本地震におけるKiK-net 益城周辺と益城町下陳地区周辺の建物被害について述べる。次いで、4.3節で地震動評価に用いるための地下構造モデルと震源モデルについて説明し、4.4節で、KiK-net 益城と益城町下陳の地震動評価を行い、建物被害との関係について考察を行う。4.5節では、同じく地表地震断層近傍に位置する南阿蘇地域の建物被害と地震動の関係について考察を行う。最後に、4.6節でここまでの研究成果を用いた工学的利活用について述べた上で、4.7節で結論をまとめる。

4.2 2016 年熊本地震における KiK-net 益城と益城町下陳の建物被害

本研究では、地表地震断層近傍の地点として、益城町中心部と下陳を対象とする。益城町中心部に関しては、本震以外にも多くの観測記録が得られている KiK-net 益城を対象とする。図 4.2-1 に対象とした 2 地点の位置関係を示す。KiK-net 益城は、主断層である布田川断層から 2km 程度離れた位置にあるが、分岐断層である木山断層の近傍に位置する。下陳は KiK-net 益城から東に 3km 程度離れており、布田川断層の直上に位置している。

益城町下陳に関しては、筆者等が、2016 年 4 月 23 日～4 月 24 日、及び 2016 年 5 月 7 日～8 日、2017 年 7 月 23 日、及び 2017 年 10 月 27 日により建物被害調査を実施した。主な調査項目は概観目視にて建築年、建物用途、構造種別、階数、基礎・屋根形式、被害度、地表地震断層との位置関係等を記録し、住民のヒアリングや室内調査も一部実施した。築年の分類は、新しい（10 年以内）、古い（10 年～30 年）、非常に古い（30 年以上）としている。被害度は岡田・高井の被害チャートにより、D0（無被害）、D1（軽微）、D2（一部損壊）、D3（半壊）、D4（全壊）、D5（一部倒壊）、D6（完全倒壊）の 7 段階で判定した。表 4.2-1 に被害建物の一覧を、図 4.2-2 に下陳の建物被害の分布を示す。倉庫や納屋を除く 65 棟の建物の内、全壊率は 2%（D4 が 1 棟）、倒壊率は 0%と極めて低い。さらに、D4 と判定した建物は地表地震断層の直上に位置しており、断層変位による被害であった。これらの全壊率から、震度は 5 強～6 弱と推定される。なお、友澤ほか（2017）の調査結果によれば、傾斜・倒壊の判定がされている住宅が 1 棟あり、その傾斜方向を図 4.2-2 に、地震後の状況を写真 4.2-1 に示す。また、住宅以外の被害として、土蔵の倒壊と山門の移動被害が確認されており、その倒壊、移動方向を図 4.2-2 に、被害の様子を写真 4.2-2 及び写真 4.2-3 に示す。いずれも南～南東方向に倒壊、あるいは移動しており、これは断層に直交する方向である。一方で、この地域での本震時の地震動が小さいと推測される例として、耐力が低いにもかかわらず倒壊しなかった納屋を写真 4.2-4 に示す。

益城町中心部については、既往の文献に示される建物被害の概要を以下に示す。境ほか（2016）によれば益城町宮園における木造建物の全壊率は 44.4%と非常に高いが、KiK-net 益城周辺における木造住宅の全壊率は 6.3%であった。KiK-net 益城周辺を含む益城町市街地において、倒壊した建物は約 84%が東西方向に倒壊しており、これは断層の走向に近い方向である。なお、観測記録から算定される計測震度は益城町宮園で 7（6.77）、KiK-net 益城で 6 強（6.49）である。

表4.2-1 調査建物の構造種別・築年・階数，地表地震断層との位置関係・築年と被害度の関係（下陳）

| (a) 構造種別 | | | (b) 築年 | | | (c) 階数 | | |
|----------|----|------|--------|----|------|--------|----|------|
| 構造 | 棟数 | 割合 | 築年 | 棟数 | 割合 | 階数 | 棟数 | 割合 |
| 木造 | 77 | 97% | 非常に古い | 24 | 30% | 1階 | 28 | 35% |
| S造 | 1 | 1% | 古い | 33 | 42% | 2階 | 51 | 65% |
| RC造 | 1 | 1% | 新しい | 22 | 28% | 3階以上 | 0 | 0% |
| 合計 | 79 | 100% | 合計 | 79 | 100% | 合計 | 79 | 100% |

| (d) 地表地震断層との位置関係と被害度 | | | | | | | (e) 建築年と被害度 | | | | | | |
|----------------------|----|------|------|------|-------|------|-------------|-----|------|----|------|-------|------|
| 被害度 | 総数 | | 断層直上 | | 断層直上外 | | 被害度 | 新しい | | 古い | | 非常に古い | |
| | 棟数 | 割合 | 棟数 | 割合 | 棟数 | 割合 | | 棟数 | 割合 | 棟数 | 割合 | 棟数 | 割合 |
| D0 | 28 | 35% | 0 | 0% | 28 | 38% | D0 | 17 | 77% | 9 | 27% | 2 | 8% |
| D1 | 39 | 49% | 1 | 20% | 38 | 51% | D1 | 4 | 18% | 22 | 67% | 13 | 54% |
| D2 | 7 | 9% | 1 | 20% | 6 | 8% | D2 | 1 | 5% | 2 | 6% | 4 | 17% |
| D3 | 3 | 4% | 2 | 40% | 1 | 1% | D3 | 0 | 0% | 0 | 0% | 3 | 13% |
| D4 | 1 | 1% | 1 | 20% | 0 | 0% | D4 | 0 | 0% | 0 | 0% | 1 | 4% |
| D5 | 1 | 1% | 0 | 0% | 1 | 1% | D5 | 0 | 0% | 0 | 0% | 1 | 4% |
| D6 | 0 | 0% | 0 | 0% | 0 | 0% | D6 | 0 | 0% | 0 | 0% | 0 | 0% |
| 合計 | 79 | 100% | 5 | 100% | 74 | 100% | 合計 | 22 | 100% | 33 | 100% | 24 | 100% |
| 全壊 | 2 | 3% | 1 | 20% | 1 | 1% | 全壊 | 0 | 0% | 0 | 0% | 2 | 8% |
| 倒壊 | 1 | 1% | 0 | 0% | 1 | 1% | 倒壊 | 0 | 0% | 0 | 0% | 1 | 4% |

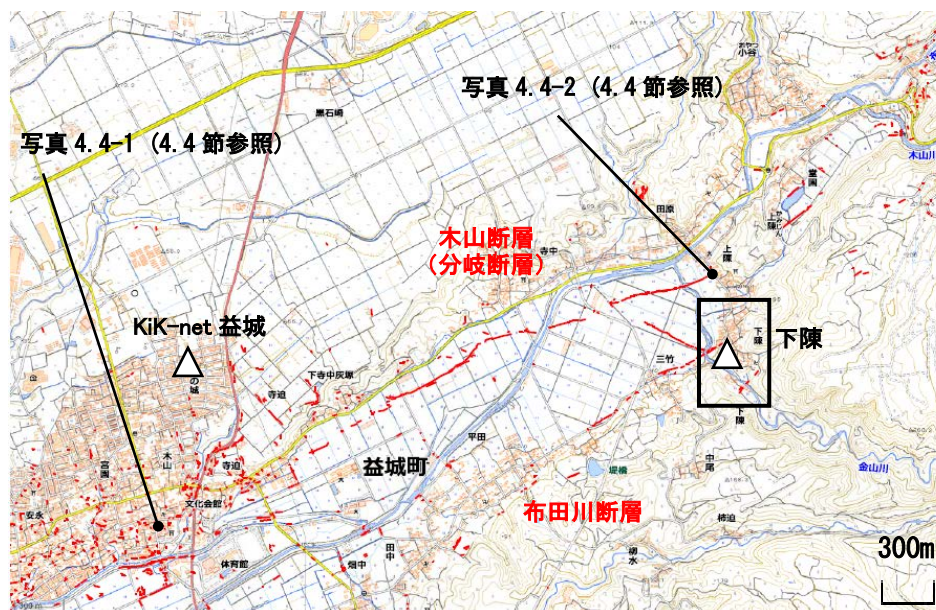


図 4.2-1 KiK-net 益城と下陳（地理院地図に加筆）

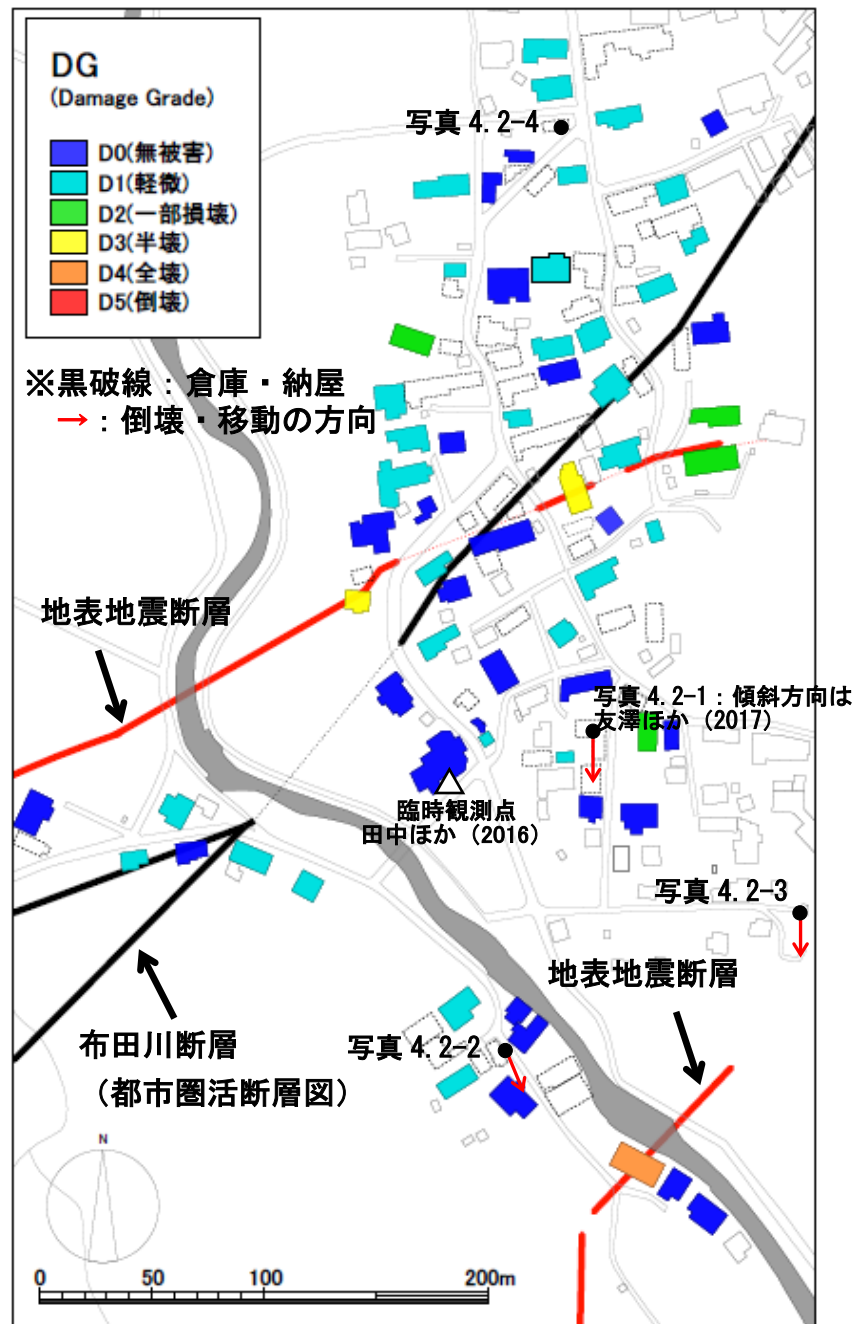


図4.2-2 下陳における建物被害分布



写真4.2-1 友澤ほか（2017）による傾斜判定の住宅



写真4.2-2 倒壊した土蔵



写真4.2-3 山門の移動



写真4.2-4 倒壊を免れた納屋

4.3 解析方針

益城町下陳における 2016 年熊本地震本震時の地震動を波数積分法により推定し、KiK-net 益城との違いについて検討を行うとともに、建物被害との関係について考察を行う。2016 年熊本地震本震時の地震動を再現、あるいは下陳のように観測記録がない地点の地震動を予測する場合、適切な地下構造モデルと震源断層モデルの設定が重要と考える。そこで、KiK-net 益城については、2016 年熊本地震本震記録を用いて浅部の地盤同定を行う。また、下陳については、田中ほか（2016）による臨時余震観測で得られた記録を用いて地下構造モデルの妥当性を確認する。一方、震源モデルに関しては、3 章の震源モデルを基本として、KiK-net 益城の本震記録の再現性を重視した見直しを行う。

4.3.1 地下構造モデル

KiK-net 益城の建物被害の原因については、浅部の地盤増幅特性の影響が指摘されていることから、2016 年熊本地震本震記録の地表／地中スペクトル比から、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いて地中観測点以浅の速度構造および Q 値を同定した。層厚は PS 検層結果で固定する。また、S 波速度の異方性が指摘されている（例えば、元木ほか（2017））ことから、成分別に地盤同定を行った。表 4.3-1、及び図 4.3-1 に得られた地下構造モデルを示す。周期 1 秒における減衰は水平方向で 10～20%となった。ターゲットスペクトル比及び GA により同定した地下構造モデルから求めた理論スペクトル比を図 4.3-2 に、地中記録から推定した地表の擬似速度応答スペクトルを図 4.3-3 に示す。同定したモデルで観測記録の傾向を概ね再現できることが確認できる。なお、図 4.3-2 に示す観測記録の NS 成分と EW 成分の伝達関数には違いが見られることから、地下構造の不整形性の影響が示唆される。したがって、KiK-net 益城において、1 次元地下構造モデルで地震動評価を行うことには課題がある。本研究の主たる目的は、KiK-net 益城と下陳での 2016 年熊本地震本震時の相対的な地震動の違いについて議論を行うことであり、ここでは NS 成分と EW 成分を同定されたそれぞれの地下構造モデルを用いて地震動評価を行うこととした。ただし、地下構造の不整形性の影響を十分に考慮できていない点には注意が必要である。なお、地盤同定した範囲よりも深い領域については J-SHIS の深部地盤モデル（藤原ほか（2012））を用いる。ただし、地中地震計設置レベル GL-252m を含む層の地盤物性は、J-SHIS の地盤モデル（S 波速度 2100m/s）ではなく、PS 検層結果を採用した。そのため、地中地震計設置レベル GL-252m 付近の S 波速度が 2700m/s と J-SHIS の地盤モデルよりも大きい値が設定され、後述する J-SHIS の地盤物性を基本とした下陳と GL-250m～GL-1000m 程度のやや深い構造でも違いが出ている。この違いが地震動評価結果に与える影響については後述する。また、地中地震計設置レベルの S 波速度は、本研究で用いた PS 検層結果より小さい値であることを示唆する知見もある（例えば、Hayashida et al.(2018)）ことから、初期モデルを PS 検層結果から変更した場合の影響については 4.4 節で議論を行う。

一方、下陳では本震記録が得られていないことから、J-SHIS の深部地盤モデルを基本として、余震記録を再現することで地下構造の妥当性を確認する。田中ほか（2016）による下陳におけ

る臨時余震観測で記録が得られた余震の震央分布を図 4.3-4 に、下陳における J-SHIS の深部地盤モデル（ここでは地盤モデル S1 とよぶ）を表 4.3-2 に示す。地盤モデル S1 を用いた波数積分法による計算結果と観測記録の比較の一例を図 4.3-5 に示す。ここで、余震の地震モーメントとメカニズム解については F-net の諸元を用いている。図 4.3-5 から、EW 成分と UD 成分に関しては、観測記録をある程度再現できているが、NS 成分に関しては再現性が悪いことがわかる。ここで、GL.-60m 程度以浅に関しては、元木ほか（2017）による微動アレイ観測に基づく地下構造モデルが得られており、地表から約 50m は S 波速度約 400m/s の層が求められており、その下に S 波速度約 800m/s の層が設定されている。この知見に基づき設定した地下構造モデル（ここでは地盤モデル S2 とよぶ）を表 4.3-3 に示す。地盤モデル S2 を用いた波数積分法による計算結果と観測記録の比較を図 4.3-6 に示す。図 4.3-6 から、NS 成分の再現性が向上していることがわかる。ただし、依然として観測記録をやや過小評価することから、表 4.3-4 に示すようにより深部の速度構造についても影響を確認した。見直したモデル（ここでは地盤モデル S3 とよぶ）を用いた波数積分法による計算結果と観測記録の比較を図 4.3-7 に示す。図 4.3-7 から、NS 成分が過小評価となる傾向は大きくは変わらないものの、全体的な再現性はよいことが確認できる。なお、他の余震でも概ね同様の傾向となることを確認している。以上のように、J-SHIS の深部地盤モデルを基本とした地下構造モデルを用いることで、余震記録の速度波形やフーリエスペクトルは概ね再現できるものの、EW 成分の再現性に比べると、NS 成分はやや再現性が悪い。この原因としては、KiK-net 益城と同様に地下構造の不整形性が考えられる。また、下陳では KiK-net 益城と異なり、PS 検層に基づく速度構造が得られていないことから、KiK-net 益城よりも地下構造モデルの不確実性が大きいと考えられる。さらに、下陳では本震時の地盤の非線形性の影響を考慮できていない。このような下陳における地下構造モデルの不確実性が地震動評価結果と結論に与える影響については、4.4 節で議論を行う。

KiK-net 益城と下陳以外の他の観測点については、J-SHIS の地下構造モデルを用いて地震動評価を行う。なお、その際に、KiK-net における PS 検層結果に基づく浅部の地下構造モデルは使用しない。

表4.3-1 PS検層と2016年熊本地震本震記録から同定したKiK-net益城の地盤モデル

| 層 No. | 深度 (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m³) | NS 方向 | | | EW 方向 | | | UD 方向 | | |
|----------|-----------|-----------|--------------|-------|------|------|-------|------|------|-------|------|------|
| | | | | Vs | ho | n | Vs | ho | n | Vp | ho | n |
| | | | | (m/s) | — | — | (m/s) | — | — | (m/s) | — | — |
| | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 0 | 3 | 1.22 | 31 | 0.13 | 0.78 | 47 | 0.20 | 0.40 | 87 | 0.20 | 0.70 |
| 2 | | 12 | 1.37 | 232 | | | 223 | | | 416 | | |
| 3 | 15 | 18 | 1.82 | 155 | 0.11 | 0.73 | 356 | 0.05 | 0.70 | 598 | 0.20 | 0.70 |
| 4 | 33 | 8 | 1.82 | 145 | | | 352 | | | 1427 | | |
| 5 | 41 | 28 | 2.06 | 239 | | | 396 | | | 1975 | | |
| 6 | 69 | 32 | 2.15 | 301 | | | 334 | | | 2204 | | |
| 7 | 101 | 32 | 2.26 | 772 | 0.10 | 0.66 | 1190 | 0.02 | 0.50 | 2889 | 0.20 | 0.70 |
| 8 | 133 | 10 | 2.26 | 387 | | | 563 | | | 2856 | | |
| 9 | 143 | 26 | 2.26 | 1185 | | | 1294 | | | 2940 | | |
| 10 | 169 | 32 | 2.15 | 441 | | | 875 | | | 2244 | | |
| 11 | 201 | 33 | 2.15 | 829 | | | 1519 | | | 2503 | | |
| 12 | 234 | 18 | 2.58 | 2700 | | | 2700 | | | 5000 | | |
| 13 | 252 | ∞ | | | | | | | | | | |

注1) 減衰定数 h は振動数依存性を考慮し $h(f)=h_o \cdot f^{-n}$ 仮定。物性値を元に3層に分け探索範囲を $0 < h_o \leq 1$, $0 < n \leq 1$ とする。

注2) 太線は地震計が設置されている深さを示す。

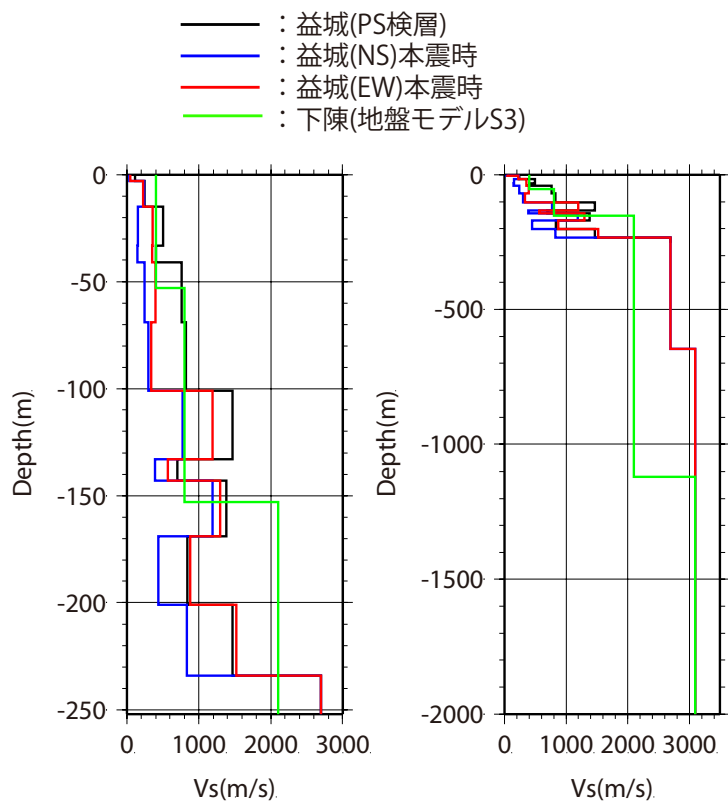


図4.3-1 地下構造モデルの比較

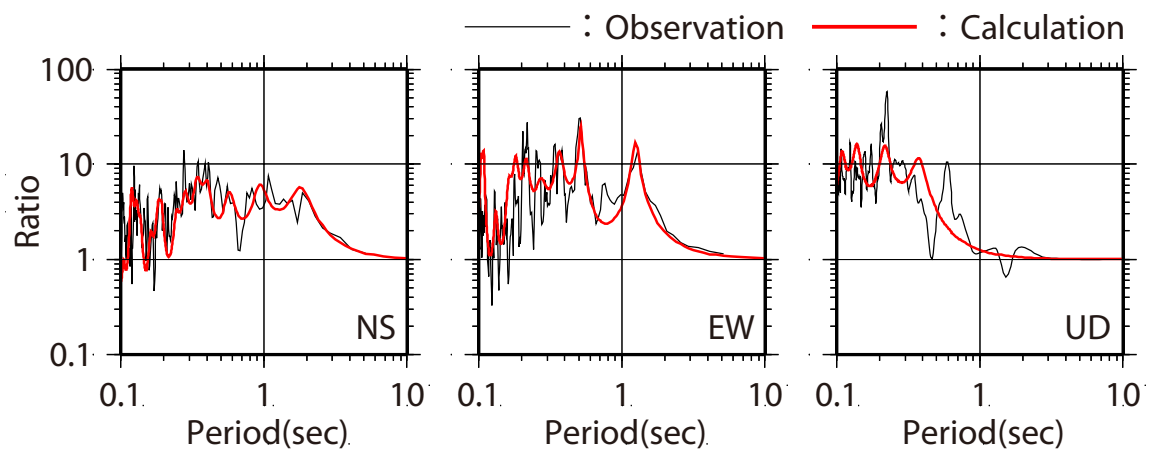


図4.3-2 KiK-net益城の2016年熊本地震本震時の伝達関数（地表／地中）

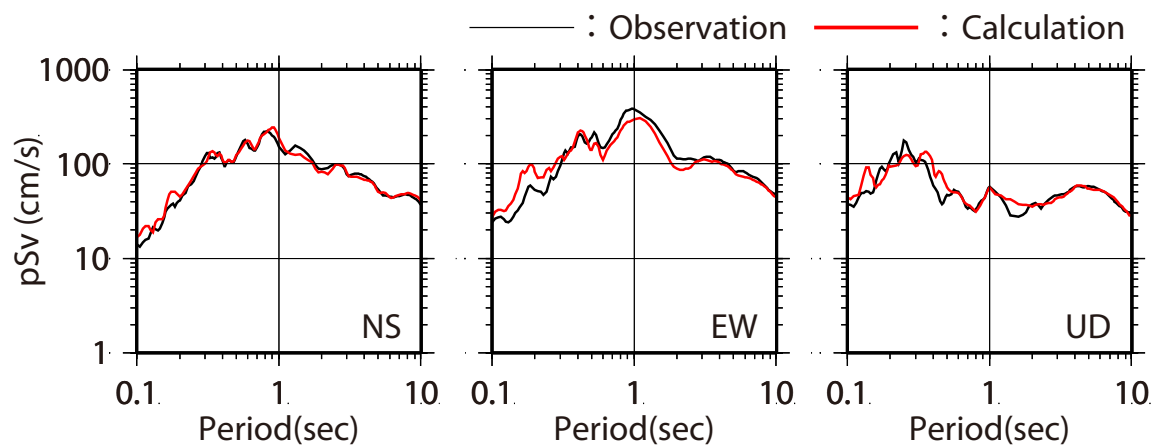
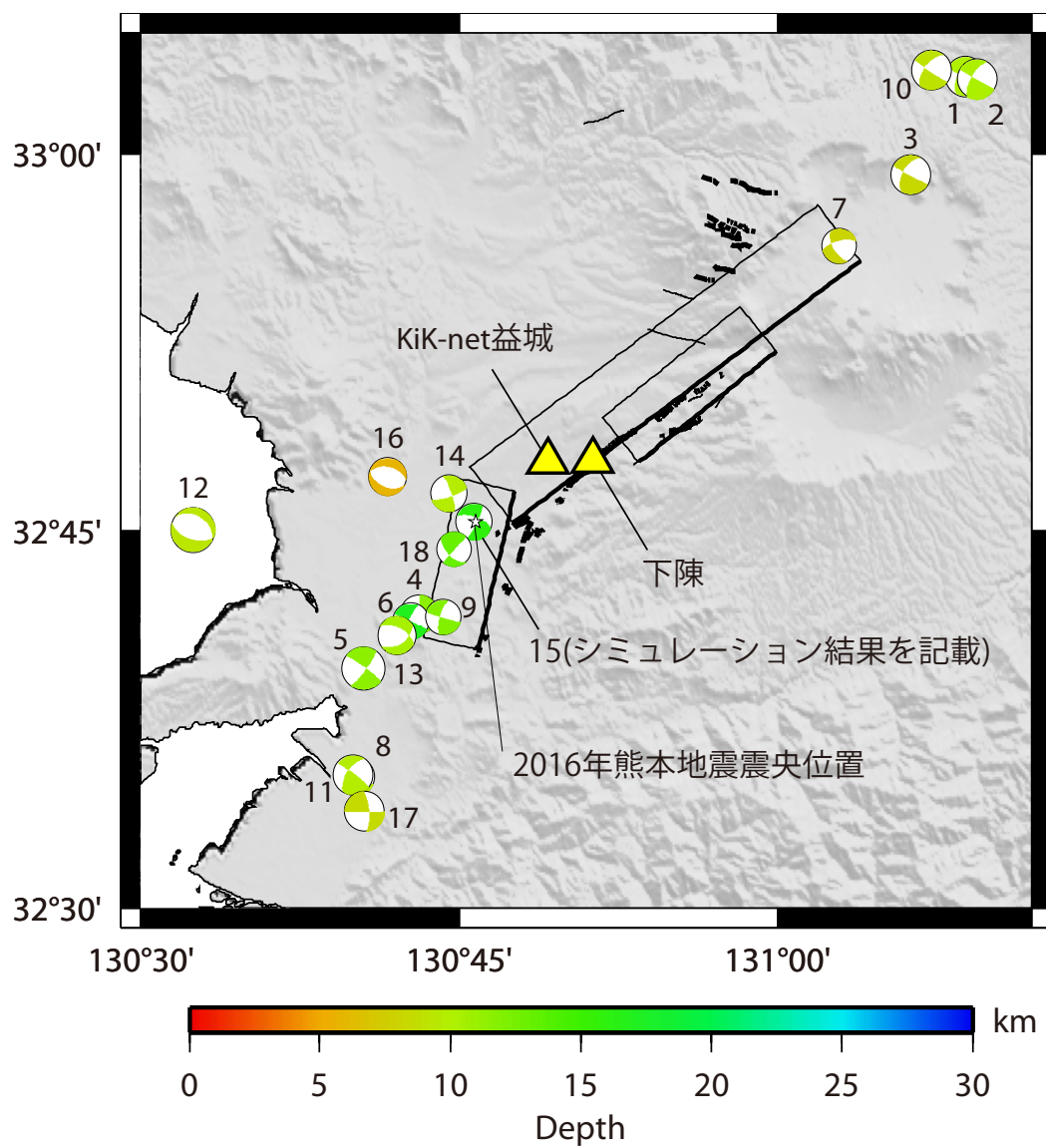


図4.3-3 KiK-net益城の2016年熊本地震本震時の
擬似速度応答スペクトル（減衰5%）



注) 余震のメカニズム解はF-netによる。

図4.3-4 下陳で観測された余震の分布

表4.3-2 下陳における地盤モデルS1（J-SHISの深部地盤モデル）

| 層 No. | 深度 (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp — | Vs (m/s) | Qs — |
|----------|-----------|-----------|---------------------------|-------------|---------|-------------|---------|
| | 0 | | | | | | |
| 1 | 166 | 166 | 2.15 | 2500.0 | 150 | 1100.0 | 150 |
| 2 | 691 | 525 | 2.40 | 4000.0 | 200 | 2100.0 | 200 |
| 3 | 2122 | 1431 | 2.60 | 5500.0 | 300 | 3100.0 | 200 |
| 4 | 7122 | 5000 | 2.70 | 5700.0 | 300 | 3300.0 | 300 |
| 5 | | ∞ | 2.75 | 6000.0 | 300 | 3400.0 | 300 |

表4.3-3 下陳における地盤モデルS2（S1から元木ほか（2016）を
参考に浅部を見直したモデル）

| 層 No. | 深度 (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp — | Vs (m/s) | Qs — |
|----------|-----------|-----------|---------------------------|-------------|---------|-------------|---------|
| | 0 | | | | | | |
| 1 | 53 | 53 | 1.85 | 1700.0 | 60 | 400.0 | 60 |
| 2 | 153 | 100 | 2.00 | 2200.0 | 100 | 800.0 | 100 |
| 3 | 691 | 538 | 2.40 | 4000.0 | 200 | 2100.0 | 200 |
| 4 | 2122 | 1431 | 2.60 | 5500.0 | 200 | 3100.0 | 200 |
| 5 | 7122 | 5000 | 2.70 | 5700.0 | 300 | 3300.0 | 300 |
| 6 | | ∞ | 2.75 | 6000.0 | 300 | 3400.0 | 300 |

表4.3-4 下陳における地盤モデルS3

（S2から余震記録の速度波形の再現性を考慮して深部を見直したモデル）

| 層 No. | 深度 (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp — | Vs (m/s) | Qs — |
|----------|-----------|-----------|---------------------------|-------------|---------|-------------|---------|
| | 0 | | | | | | |
| 1 | 53 | 53 | 1.85 | 1700.0 | 60 | 400.0 | 60 |
| 2 | 153 | 100 | 2.00 | 2200.0 | 100 | 800.0 | 100 |
| 3 | 1122 | 969 | 2.40 | 4000.0 | 200 | 2100.0 | 200 |
| 4 | 2122 | 1000 | 2.60 | 5500.0 | 200 | 3100.0 | 200 |
| 5 | 7122 | 5000 | 2.70 | 5700.0 | 300 | 3300.0 | 300 |
| 6 | | ∞ | 2.75 | 6000.0 | 300 | 3400.0 | 300 |

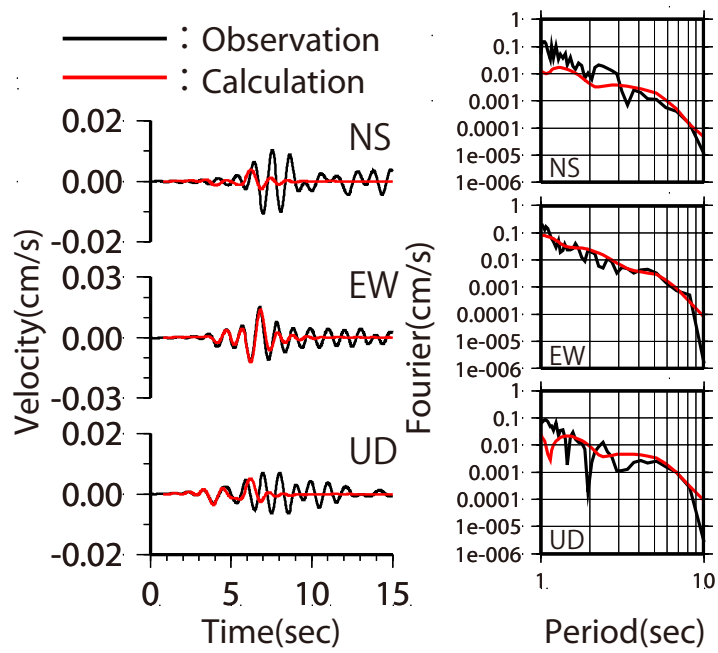


図4.3-5 下陳における観測記録の再現例（周期1～10秒を対象，地盤モデルS1）
[No.15(2016/4/30 03:59 (M3.9))]

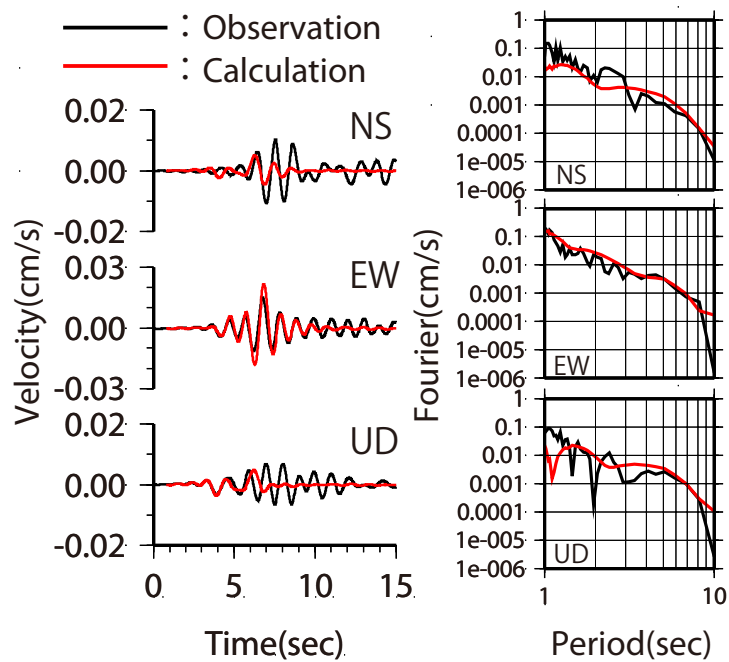


図4.3-6 下陳における観測記録の再現例（周期1～10秒を対象，地盤モデルS2）
[No.15(2016/4/30 03:59 (M3.9))]

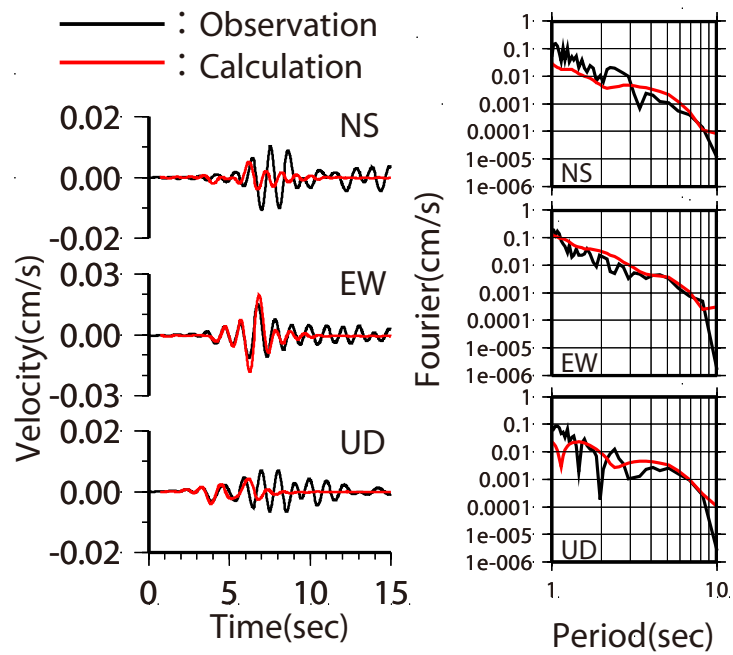


図 4.3-7 下陳における観測記録の再現例（周期 1～10 秒を対象，地盤モデル S3）
 [No.15(2016/4/30 03:59 (M3.9))]

4.3.2 震源断層モデル

震源断層モデルは、地表地震断層近傍における永久変位を含む広域の観測記録を説明できる必要がある。既往の震源インバージョン結果を用いることも考えられるが、建物被害に影響する周期 1 秒まで対象としているモデルは少ない。そこで、第 3 章のモデルを基本として、強震動レシピを地震発生層以浅まで拡張した震源断層モデルを設定する。設定した震源断層モデルの主な諸元を表 4.3-5 に、断層面と対象地点との位置関係を図 4.3-8 に示す。

震源断層モデルの設定方法は、第 3 章で設定した震源断層モデルと同様である。ただし、本検討では、建物被害と地震動の関係について議論を行うことから、KiK-net 益城における周期 1 秒付近の再現性を重視し、より小さいアスペリティ（表 4.3-5 及び図 4.3-8 では小アスペリティと記載する）を KiK-net 益城近傍の深部に追加した。すべり速度時間関数の立ち上がり時間に関して、引間（2016）の結果では、破壊開始点付近の立ち上がり時間は 1～2 秒遅れている。この結果を踏まえ、地震発生層内のすべりの立ち上がり時間を表 4.3-5 に示すように、0.7 秒あるいは 1.8 秒遅らせるように設定した。1.8 秒は、すべり速度時間関数の最大すべり速度に達する時間が地震発生層内と地震発生層以浅でほぼ同時刻となる保守的な設定である。すべりの立ち上がり時間の違いは破壊や破壊伝播速度の不均質性に起因していると考ええる。

表 4.3-5 震源断層モデルの震源パラメータ

| | 項目 | | 布田川断層 | 日奈久断層 | 出ノ口断層 |
|----------------|-------------------|-------------|---|------------------------------|-----------|
| 巨視的断層 パラメータ | 断層面 (長さ×幅) | | 32km×20km | 12km×20km | 13km×10km |
| | 走向 | | 233° | 193° | 231° |
| | 傾斜角 | | 75° | 78° | 65° |
| | すべり角 | | -160° (小アスペリティのみ-180°) | -160° | -110° |
| | 地震モーメント | | 4.0×10 ¹⁹ Nm (地震発生層内) | | |
| 微視的断層 パラメータ | すべり 速度時間 関数 | 地震発生層 以浅 | 規格化Yoffe関数： $\tau_S=1.4s$, $\tau_R=3.1s$ 立ち上がり時間：0秒 | | |
| | | 地震発生層 内 | 中村・宮武 (2000) 立ち上がり時間：1.8秒 (小アスペリティのみ0.7秒) | 中村・宮武 (2000) 立ち上がり時間：1.8秒 | |

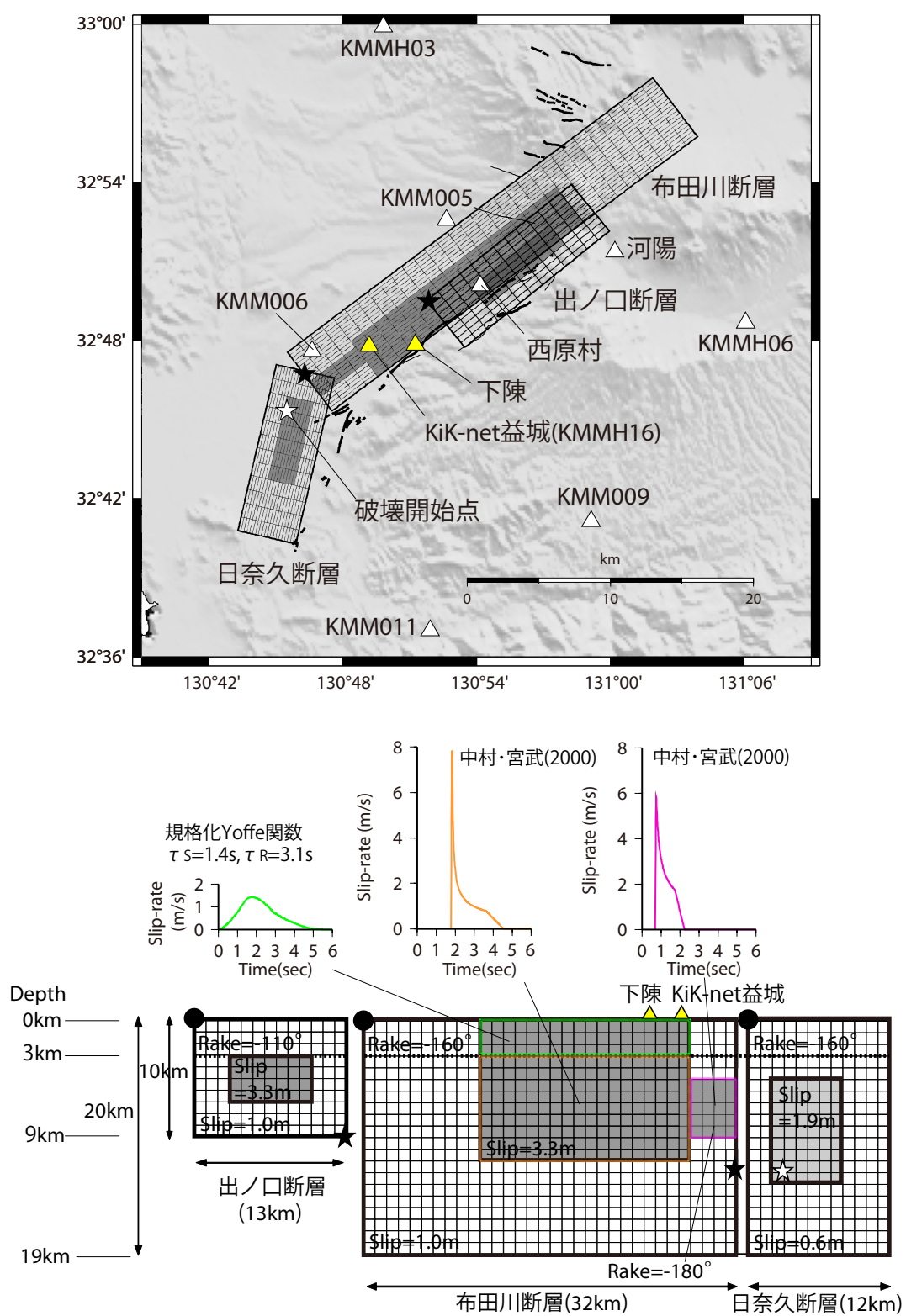


図4.3-8 震源断層モデルとすべり速度時間関数

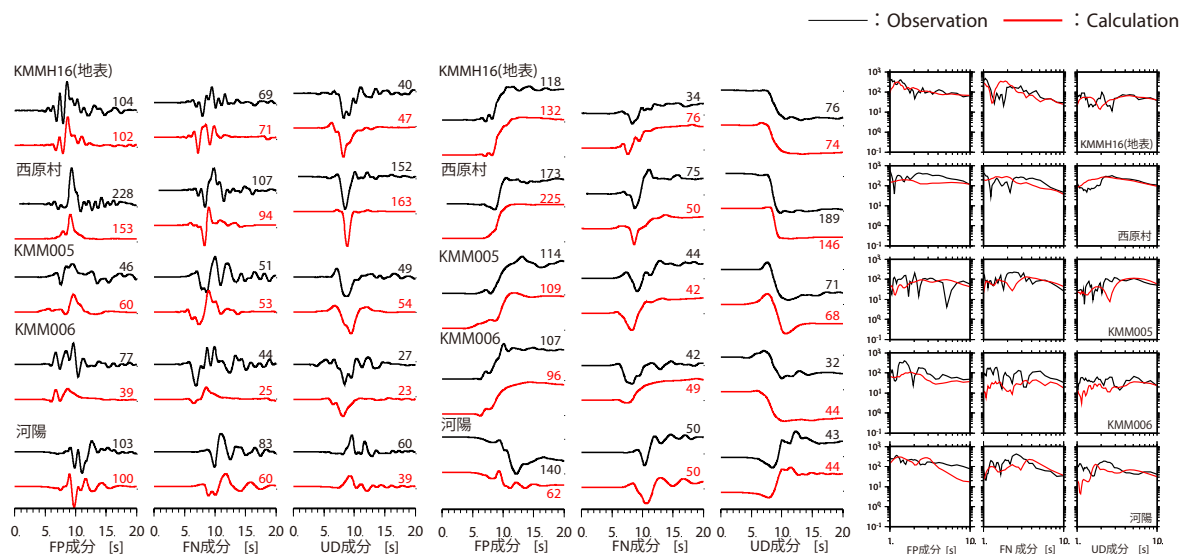
4.4 KiK-net 益城と益城町下陳の地震動と建物被害の関係

4.4.1 地震動評価結果

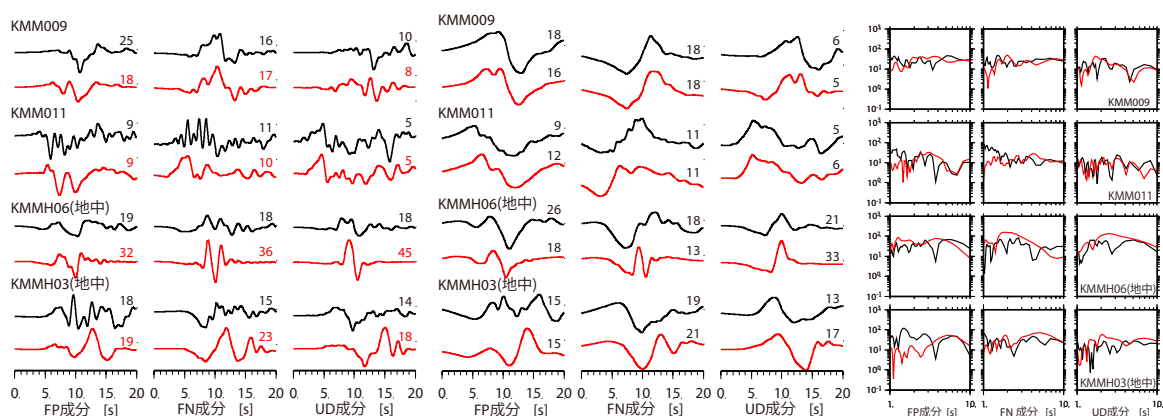
4.3 節に示した水平成層地盤モデルと震源断層モデルを用いて、2016 年熊本地震本震時の地震動を波数積分法により計算する。計算結果と観測記録の比較を図 4.4-1 に示す。ここでは、断層平行 (FP) 成分、断層直交 (FN) 成分、UD 成分の順で示している。地表地震断層に近い観測点では周期 1 秒以上を対象に計算を行い、永久変位について比較を行っている。その他の観測点は周期 1 秒～20 秒を対象とした。

KiK-net 益城の地表記録は、FN 成分の最大変位がやや過大評価ではあるが、速度波形における特徴的なパルスの形状や、変位波形及びフーリエスペクトルの形状が概ね再現できている。また、地表地震断層に近い観測点でも西原村の FP 成分における最大速度や、河陽の FP 成分における最大変位など、一部の成分で計算結果と観測記録との乖離が大きいものの、速度波形、変位波形及びフーリエスペクトルの形状は概ね再現できていると考える。一方、地表地震断層からやや離れた KMMH03 と KMMH06 の一部の成分では計算結果と観測記録との乖離が大きく、速度波形の形状についても地表地震断層近傍の観測点に比べると再現性がやや悪い。一部の観測点あるいは成分で再現性が悪い原因としては、本検討では KiK-net 益城以外の地点では地盤モデルのチューニングを行っていないことと、震源断層モデルのアスペリティの形状が単純なため、指向性効果の影響が大きいことが考えられ、これらの点は改良の余地があると考えられる。

以上のように、一部の観測点あるいは成分で課題があるものの、下陳周辺の地表地震断層近傍を含む観測点の記録を概ね再現できることを確認した。



(1) 地表地震断層近傍の観測点（周期 1 秒以上を対象としたバンドパスフィルター波を記載）



(2) 地表地震断層から離れた観測点

（周期 1 秒～20 秒を対象としたバンドパスフィルター波を記載）

図 4.4-1 2016 年熊本地震本震を対象とした波数積分法による再現結果
（左から，速度波形，変位波形，フーリエ振幅スペクトル．図中の数値は最大値を示す。）

4.4.2 下陳における地震動の推定と建物被害との関係

ここまでの検討から、地表地震断層の記録を説明可能な震源断層モデルが構築できたと考える。そこで、本項では、下陳の本震時の地震動を波数積分法により推定し、KiK-net 益城の地震動と比較するとともに、建物被害との関係について考察を行う。下陳の地震動評価結果について、計測震度の比較を表 4.4-1 に、波形とフーリエ振幅スペクトルを図 4.4-2 に示す。観測記録の周期 1 秒以上のバンドパスフィルター波形を用いて算定した KiK-net 益城の計測震度は 6 強 (6.14) となり、計算結果である 6 弱 (5.84) はやや小さいものの、速度波形、変位波形の特徴、及びフーリエ振幅スペクトルは概ね再現できている。一方、下陳の計測震度は 5 強 (5.46) となり、KiK-net 益城よりも小さい。

この違いについて、まず、地盤増幅特性の影響について確認を行うために、評価位置は KiK-net 益城とし、地盤モデルのみを下陳として計算を行った。計算結果を表 4.4-1 及び図 4.4-2 に併せて示す。計測震度は 6 弱 (5.67) と低減することから、地盤増幅特性の影響が確認できる。なお、この計算結果の妥当性について、田中ほか (2016) による余震観測記録の平均的なフーリエ振幅スペクトル比 (下陳/KiK-net 益城) を用いて、KiK-net 益城の観測記録を補正した結果と比較している。ここで、余震記録のフーリエ振幅スペクトル比は地盤の違いだけでなく、震源に対する観測点の位置の違いの影響を含んでいる。ただし、図 4.4-2 に示すように、対象とした余震は 2016 年熊本地震本震に比べて観測点から離れた位置で発生していることから、震源に対する観測点の位置の違いの影響は小さいと仮定して比較を行っている。さらに、フーリエ振幅スペクトル比の計算時には、実体波の幾何減衰 $1/X$ (X は震源距離) に基づく距離補正を行うことで、観測点間で震源距離が異なる影響を考慮している。図 4.4-2 から、最大速度振幅については違いが大きい成分もあるものの、フーリエスペクトルと計測震度 [6 弱 (5.53)] は、前述の計算結果と概ね対応していることが確認できる。

しかし、推定した下陳の計測震度 [5 強 (5.46)] は、地盤モデルのみを下陳とした上記の結果よりもさらに小さい。この原因に関して、図 4.4-2 のフーリエスペクトルを見ると、FP 成分の周期 1~2 秒の振幅が、評価位置を下陳とした場合に他の評価結果よりも有意に小さくなっていることがわかる。これは、3 章で指摘したように、下陳のような横ずれ断層の地表地震断層のほぼ直上では、放射特性の節にあたるために、地震発生層内からの FP 成分の地震動がほとんど出ないことが原因と考えられる。したがって、下陳の 2016 年熊本地震本震時の地震動が KiK-net 益城よりも小さくなる原因としては、地盤増幅特性に加えて、震源の影響、すなわち、震源断層と評価地点の位置関係の違いが考えられる。

一方、FN 成分に関しては、周期 1.5 秒付近で下陳の評価結果が KiK-net 益城の評価結果や観測記録を上回っている。下陳の建物被害に関して、前述の FP 成分の周期 1~2 秒が非常に小さいことと併せて、山門の移動や倉庫の倒壊が FN 成分に近い方向となっていることは、今回得られた地震動評価結果と調和的と考えられる。ただし、倒壊や移動を生じた建物は、いずれも住宅ではない点には注意が必要と考える。

最後に、本検討では、下陳を上盤側として評価したが、仮に下陳を下盤側として評価すると計測震度は、5 強 (5.46) となる。当然のことながら、永久変位の方法は異なるものの、地震動

レベルや永久変位の絶対値は大きく変わらないことを確認している。また、前述の G.L.-250m～G.L.-1000m 程度のやや深い構造で、KiK-net 益城と下陳の差異が大きい点について、G.L.-252m 以深の下陳の構造を KiK-net 益城と同様にした場合、計測震度は 5 強 (5.40) となり、結果に大きな影響を与えないことを確認している。

表 4.4-1 2016 年熊本地震本震時の計測震度の関係

| 位置 | KiK-net益城 | | | | | 下陳 (上盤) | 下陳 (下盤) |
|----------|---------------|------------------|---------------|---------------|----------------|-----------------|---------------|
| 地盤 | KiK-net益城 | | | 下陳 | | | |
| 手法 | 観測記録 | 観測記録 (周期1秒以上) | 波数積分 | 波数積分 | 余震記録の 比率で補正 | 波数積分 | 波数積分 |
| 計測 震度 | 6 強 (6.49) | 6 強 (6.14) | 6 弱 (5.84) | 6 弱 (5.67) | 6 弱 (5.53) | 5 強 ※ (5.46) | 5 強 (5.44) |

※GL-252m以深をKiK-net益城と同様の地盤モデルとした場合、震度は5強 (5.40) となる。

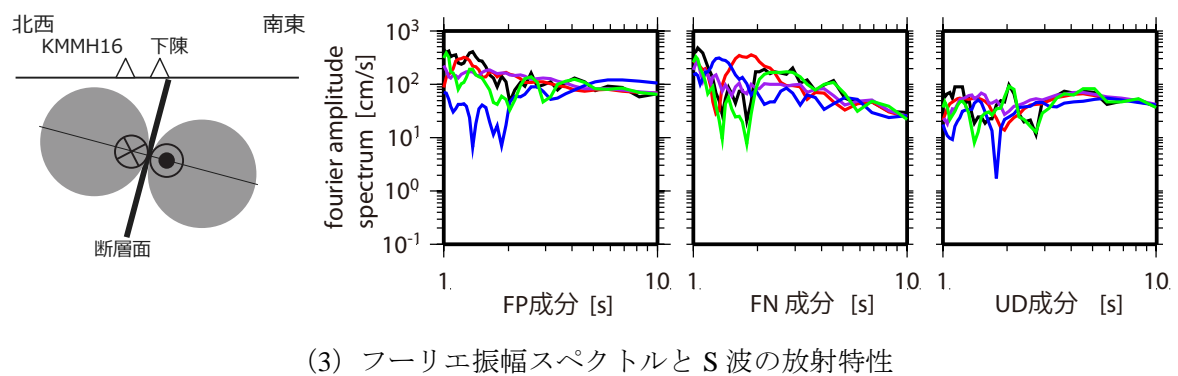
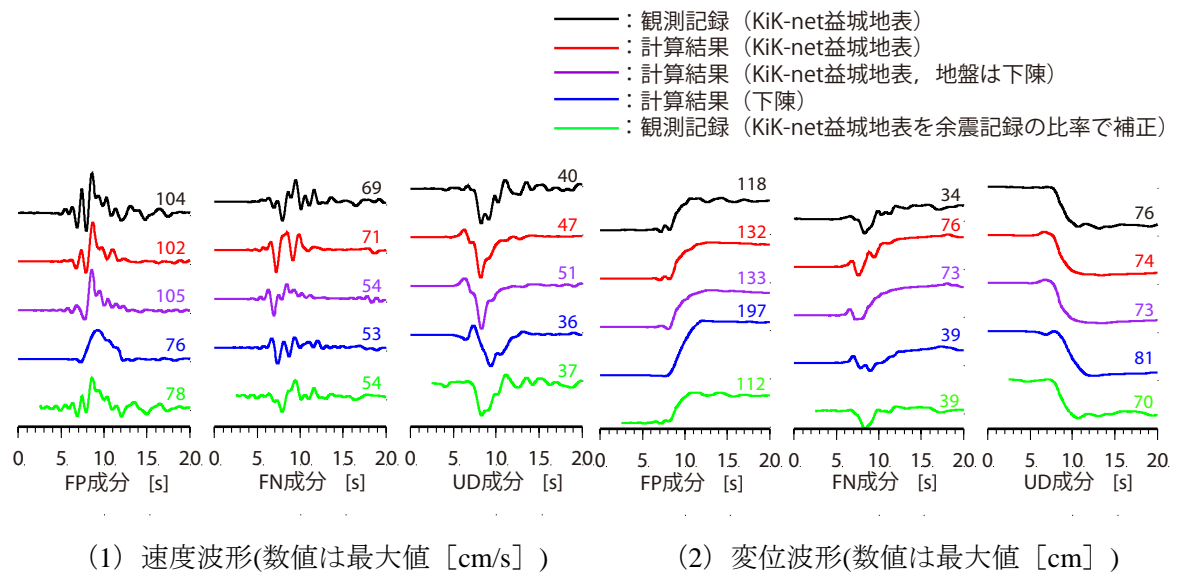


図4.4-2 KiK-net益城と下陳の波数積分法による計算結果の比較 (周期1秒以上を対象)

4.4.3 地下構造モデルの不確実性に関する検討

KiK-net 益城及び下陳の地下構造モデルについては、前述の通り不確実性がある。一部の影響については既に述べたが、ここでは地震動評価に用いる地下構造モデルの違いが地震動評価結果に与える影響について、より詳細に議論を行う。

KiK-net 益城の地下構造については、Hayashida et al. (2018)により、地中地震計設置レベルの S 波速度に関して、PS 検層結果より小さい可能性が示唆されている。ここでは、Hayashida et al. (2018)による速度構造を初期モデルとして、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いて地中観測点以浅の速度構造および Q 値を同定した。表 4.4-2、及び図 4.4-3 に得られた地下構造モデルを示す。ターゲットスペクトル比及び GA により同定した地下構造モデルから求めた理論スペクトル比を図 4.4-4 に、地中記録から推定した地表の擬似速度応答スペクトルを図 4.4-5 に示す。減衰に関して、浅い層よりも深い層が大きくなる傾向にあるものの、初期モデルを変更した場合でも、同定した地下構造モデルで観測記録を概ね再現できることが確認できる。同定した地下構造モデルと波数積分法により推定した 2016 年熊本地震本震時の地震動を図 4.4-6 に示す。4.4.2 項の計算結果よりも最大速度が大きくなっており、計測震度は 6 弱 (5.90) とやや大きい値となるものの、フーリエ振幅スペクトルは観測記録を概ね再現できている。したがって、2016 年熊本地震本震時の地中観測点以浅の地盤増幅特性を表現できる地下構造モデルが設定されていれば、地震動の計算結果に与える影響は小さいと考えられる。

下陳に関しては、3 種類の地下構造モデルを設定したことから、これらの地下構造モデルを用いて波数積分法により 2016 年熊本地震本震時の地震動を推定する。ただし、これらの地下構造モデルでは、2016 年熊本地震本震時の地盤の非線形性を考慮できない。下陳では PS 検層結果など地下構造に関する情報が少なく、本研究では周期 1 秒よりも長周期成分のみを評価の対象としているため、入力地震動に対する地盤の非線形性を厳密に評価することが難しい。ここでは、栗田 (2017) により評価された KiK-net 益城における 2016 年熊本地震本震時の剛性低下率を踏まえ、地盤モデル S3 の 1 層 (S 波速度 400m/s) の剛性低下率を 0.4 として、下陳における地盤の非線形性の影響を確認する。下陳における 2016 年熊本地震本震時の地震動の推定結果を表 4.4-3 及び図 4.4-7 に示す。地盤モデル S1、地盤モデル S2、及び地盤モデル S3 を用いた計算結果の違いに関して、地盤モデル S1 を用いた場合の計測震度がやや小さいものの、その他の違いは比較的小さい。一方、地盤の非線形性を考慮した場合には、計測震度が大きくなることわかる。ただし、FP 成分の周期 1~2 秒のフーリエ振幅スペクトルが、KiK-net 益城の観測記録よりも小さくなる傾向は変わらないことから、FP 成分の周期 1~2 秒に関しては前節で述べた震源の影響が支配的であることが確認できる。

以上の検討結果を踏まえると、下陳の地下構造モデルについては課題が残されており、地盤増幅特性の影響をより定量的に評価を行うためには今後の調査、分析が必要と考えられる。ただし、地下構造モデルの不確実性を踏まえた上でも、FP 成分の周期 1~2 秒の地震動に関して前述の震源の影響が支配的であることは、本検討結果から確認できる。

表4.4-2 Hayashida et al.のモデルと熊本地震本震記録から同定したKiK-net益城の地盤モデル

| 層 No. | 深度 (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m ³) | NS 方向 | | | EW 方向 | | | UD 方向 | | |
|----------|-----------|-----------|---------------------------|-------|----------------|------|-------|----------------|------|-------|----------------|------|
| | | | | Vs | h _o | n | Vs | h _o | n | Vp | h _o | n |
| | | | | (m/s) | — | — | (m/s) | — | — | (m/s) | — | — |
| 1 | 0 | 3 | 1.22 | 56 | 0.17 | 0.26 | 41 | 0.07 | 0.38 | 262 | 0.36 | 0.98 |
| 2 | 3 | 6 | 1.37 | 74 | | | 101 | | | 202 | | |
| 3 | 9 | 6 | 1.37 | 340 | 0.07 | 0.95 | 373 | 0.02 | 0.22 | 280 | 0.21 | 0.93 |
| 4 | 15 | 18 | 1.82 | 338 | | | 622 | | | 791 | | |
| 5 | 33 | 8 | 2.06 | 223 | | | 270 | | | 1132 | | |
| 6 | 41 | 28 | 2.15 | 290 | | | 619 | | | 1578 | | |
| 7 | 69 | 32 | 2.26 | 324 | | | 712 | | | 1230 | | |
| 8 | 101 | 32 | 2.26 | 456 | | | 782 | | | 1432 | | |
| 9 | 133 | 10 | 2.26 | 391 | | | 579 | | | 2929 | | |
| 10 | 143 | 26 | 2.15 | 579 | | | 785 | | | 1839 | | |
| 11 | 169 | 32 | 2.15 | 397 | 0.27 | 0.75 | 535 | 0.47 | 0.15 | 1446 | 0.38 | 0.7 |
| 12 | 201 | 33 | 2.15 | 1251 | | | 1288 | | | 2215 | | |
| 13 | 234 | 18 | 2.15 | 764 | | | 872 | | | 2368 | | |
| 14 | 252 | ∞ | 2.15 | 1425 | | | 1459 | | | 2490 | | |

注1) 減衰定数 h は振動数依存性を考慮し $h(f)=h_o \cdot f^{-n}$ 仮定. を物性値を元に3層に分け探索範囲を $0 < h_o \leq 1$, $0 < n \leq 1$ とする.

注2) 太線は地震計が設置されている深さを示す.

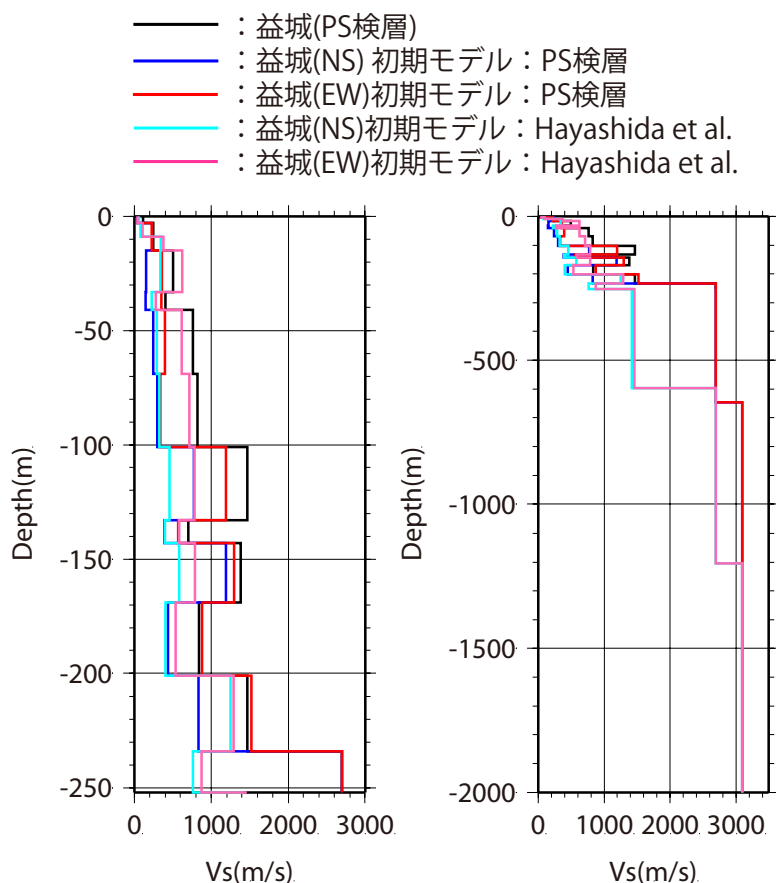


図4.4-3 異なる初期モデルで作成した地下構造モデルの比較

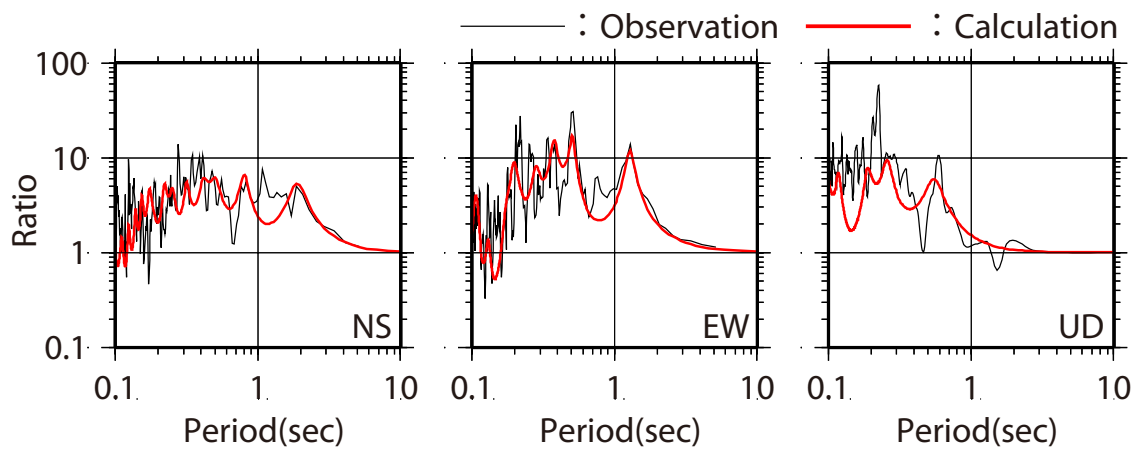


図4.4-4 KiK-net益城の伝達関数（地表／地中）の比較
(Hayashida et al.を初期モデルとした場合)

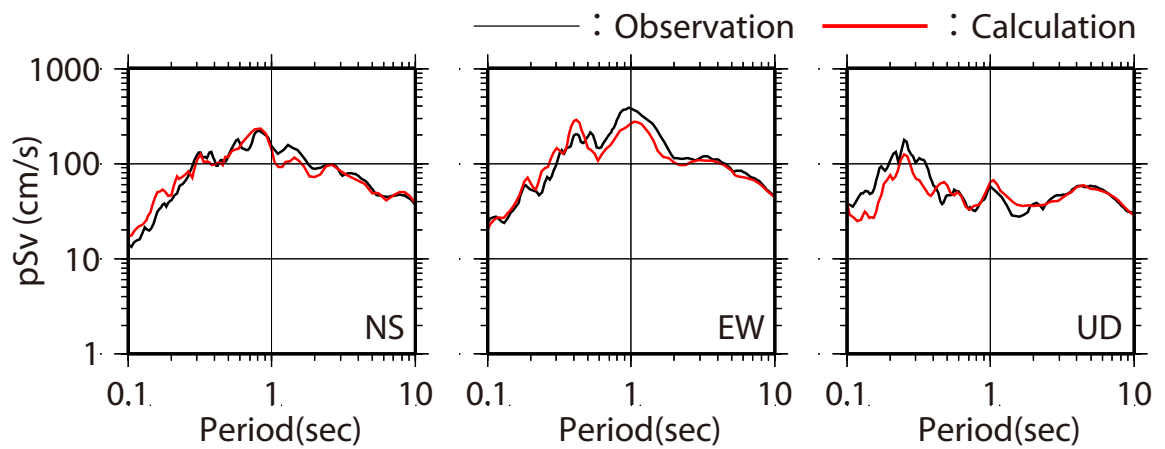
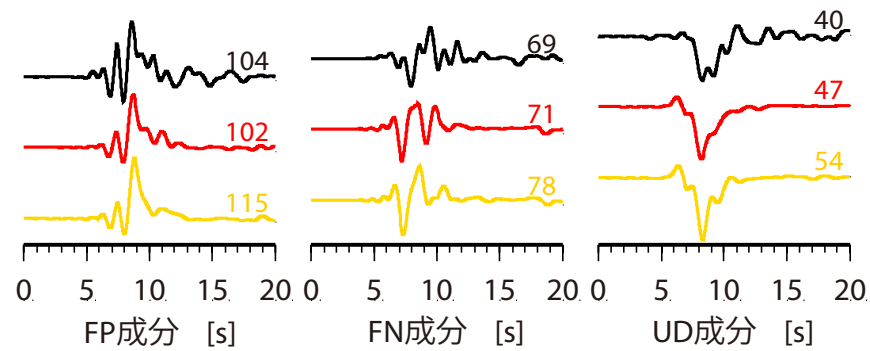
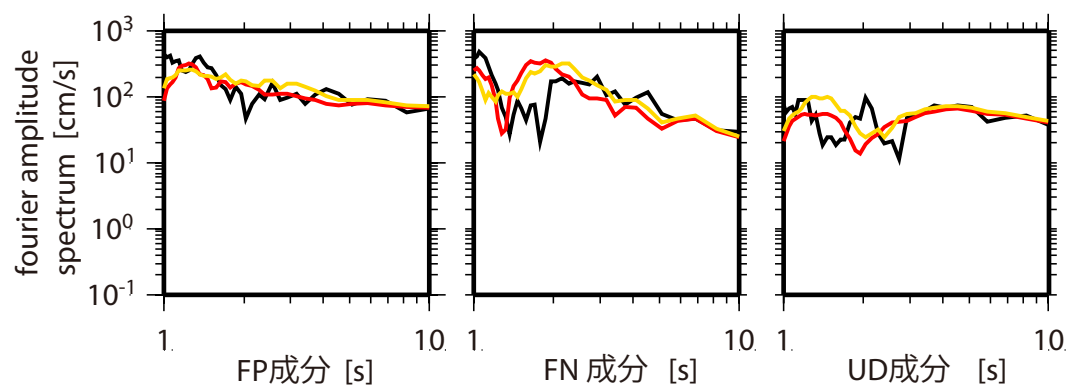


図4.4-5 KiK-net益城の地表記録の再現（減衰5%）
(Hayashida et al.を初期モデルとした場合)

— : 観測記録 — : 計算結果 (初期モデルは PS 検層) — : 計算結果 (初期モデルは Hayashida et al)



(1) 速度波形(数値は最大値 [cm/s])



(2) フーリエ振幅スペクトル

図4.4-6 KiK-net益城の地盤モデルが2016年熊本地震本震の計算結果に与える影響

表4.4-3 下陳の地盤モデルの設定が計算結果（計測震度）に与える影響

| 位置 | 下陳（上盤） | | | |
|----------|-------------------|-------------------|-------------------|--|
| 地盤 | 下陳 地盤モデル S1 | 下陳 地盤モデル S2 | 下陳 地盤モデル S3 | 下陳 地盤モデルS3 非線形の影響 (1層の剛性低下率0.4) |
| 手法 | 波数積分 | | | |
| 計測 震度 | 5 強 (5.22) | 6 弱 (5.51) | 5 強 (5.46) | 6 弱 (5.85) |

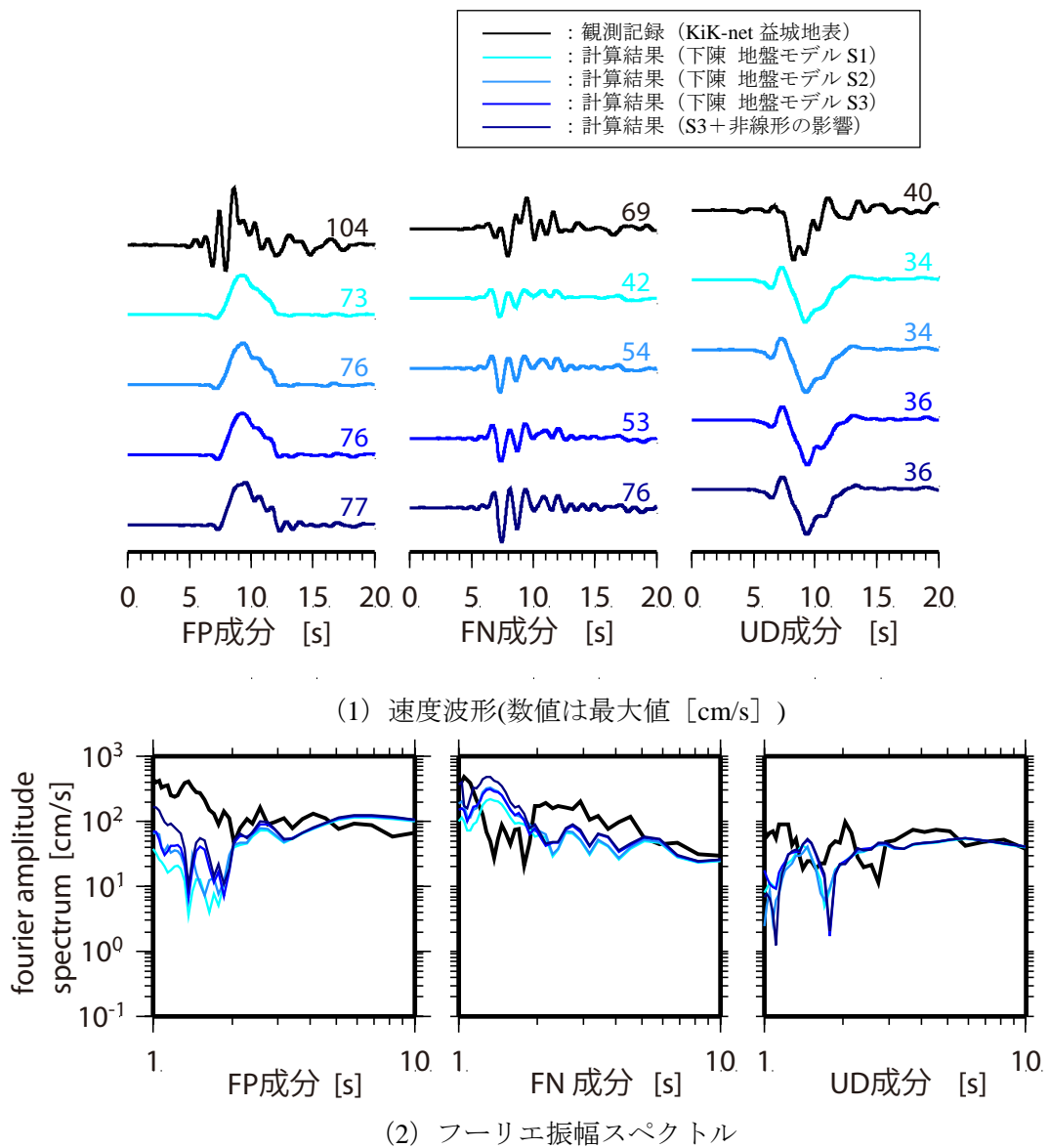


図4.4-7 下陳の地盤モデルが計算結果に与える影響

4.4.4 震源断層内の走向、傾斜角、すべり角の不均質性と分岐断層の影響

地表地震断層直上近傍に位置する下陳では、放射特性の影響により FP 成分が小さくなることを既に述べた。ただし、これは震源断層の形状が整形であることを前提としたものであり、実際の震源断層内の走向、傾斜角、及びすべり角が震源断層内で一様とは考え難い。また、対象地点の周辺には主断層である布田川断層以外に、分岐断層である木山断層も確認されており、その影響が考えられる。そこで、本項では、断層形状や分岐断層の影響について確認を行う。

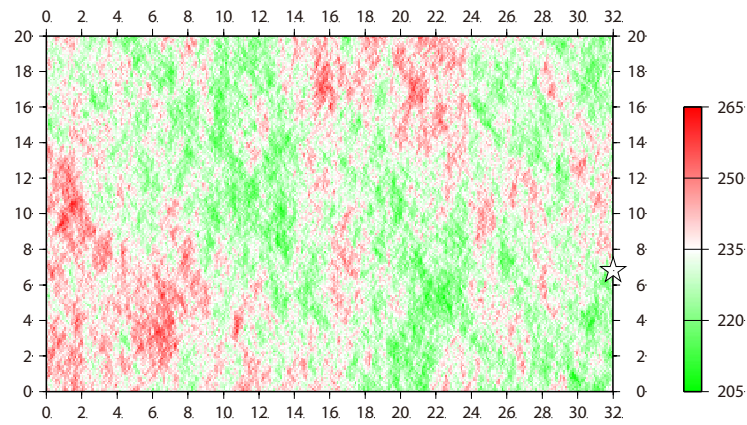
震源断層内の走向、傾斜角、すべり角の不均質性に関して、SCEC Broadband Platform における Graves and Pitarka の方法を用いて、布田川断層を対象に、小断層毎に異なる走向と傾斜角をもつ震源断層モデルを 10 ケース設定し、下陳を対象に地震動の計算を行った。震源断層モデルの一例を図 4.4-8 に示す。ここでは、対象観測点周辺の小断層の影響についてより詳細に検討を行うため、小断層の大きさ $0.1\text{km} \times 0.1\text{km}$ と前節までの検討よりも細かく分割する。各小断層を構成する 4 つの端点の内、北東下端の点を基準（座標と深さを前節から変更しない）として、小断層毎に異なる走向と傾斜角を与えることで影響を確認する。下陳における地震動の計算結果を図 4.4-9 に示す。ここでは KiK-net 益城の観測記録と比較している。走向と傾斜角の不均質性を考慮した場合、FP 成分と UD 成分の永久変位のばらつきが大きい。これは、下陳周辺の小断層の走向や傾斜角の値によっては、下陳と小断層の位置関係が上盤から下盤に変わる等の変化が見られるためと考えられる。ただし、FP 成分の周期 1~2 秒のフーリエ振幅は、走向と傾斜角の不均質性を考慮することにより大きくなる傾向が見られるものの、KiK-net 益城の観測記録に比べると小さいことがわかる。

同様に、走向と傾斜角の不均質性に加えて Graves and Pitarka の方法に基づきすべり角に不均質性を考慮した場合についても地震動の計算を行った。震源断層モデルの一例を図 4.4-8 に、計算結果を図 4.4-9 に併せて示す。永久変位のばらつきはより大きくなるものの、FP 成分のフーリエスペクトルの周期 1~2 秒が KiK-net 益城の観測記録を上回ることはないことが確認できる。

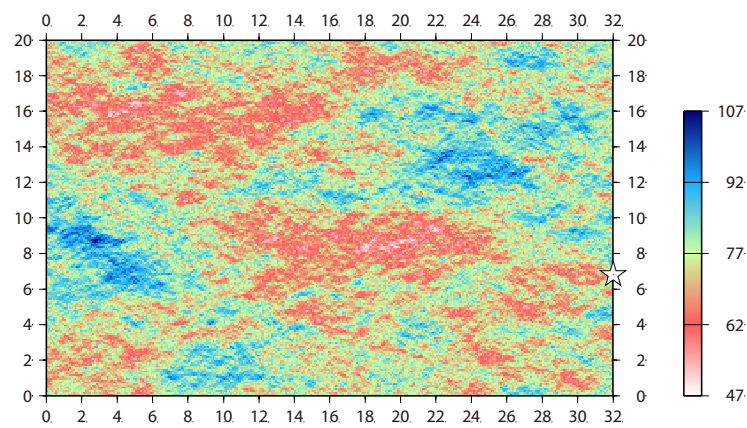
以上の結果を踏まえると、震源断層内の走向、傾斜角、すべり角の不均質性を考慮した場合でも、下陳の建物被害に影響する周期 1~2 秒程度の地震動が前節の評価結果、あるいは KiK-net 益城における本震記録よりも有意に大きくなることはないと考えられる。

一方、益城町中心部では木山断層と呼ばれる分岐断層が確認されており、建物被害に影響した可能性がある。そこで、図 4.4-10 に示すように、国土地理院の知見に基づき震源断層面を設定し KiK-net 益城及び下陳の地震動評価を行った。木山断層は地表近くで布田川断層から北に分岐した副断層とされていることから、地震発生層以浅に北傾斜 85° の断層面を設定した。国土地理院の知見に基づき、断層長さは 10km 、すべり量は一律 0.4m とし設定した。写真 4.4-1 に示すように、本研究における調査結果でも設定した断層面の近傍に設定したすべり量に近い地表断層変位（約 0.2m ）を確認している。なお、この設定では木山断層は益城町中心部だけでなく下陳にも近いことになるが、既往の調査結果や写真 4.4-2 に示すように、下陳の北に位置する上陳地区で地表断層変位と被害が確認されている。なお、写真 4.4-1 と写真 4.4-2 については、図 4.2-1 に地表地震断層の位置と併せて示す。すべり速度時間関数は規格化 Yoffe 関数を用いて

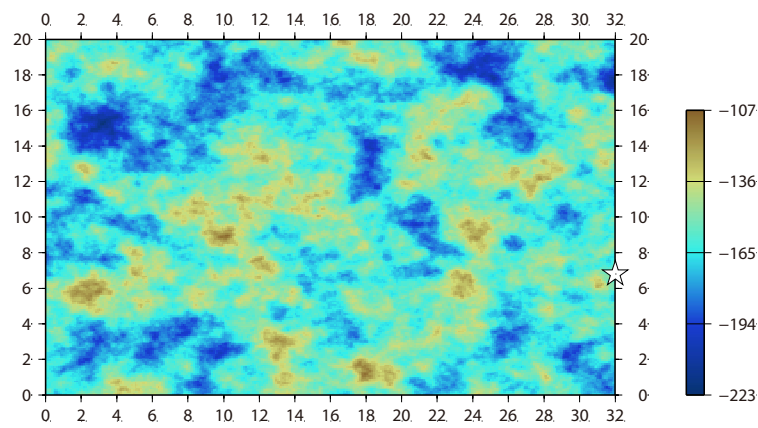
おり，関数の設定に必要となる τ_S と τ_R は，設定したすべり量と第 2 章に示す回帰式に基づき， τ_S を 1.2 秒， τ_R を 2.6 秒とした。地震動評価結果を図 4.4-11 に示す。木山断層の有無による地震動評価結果の違いは小さく，下陳にも KiK-net 益城と同程度の寄与があることから，木山断層が益城町中心部と下陳の建物被害の違いの主たる要因とは考えにくい。



(1) 走向のばらつき



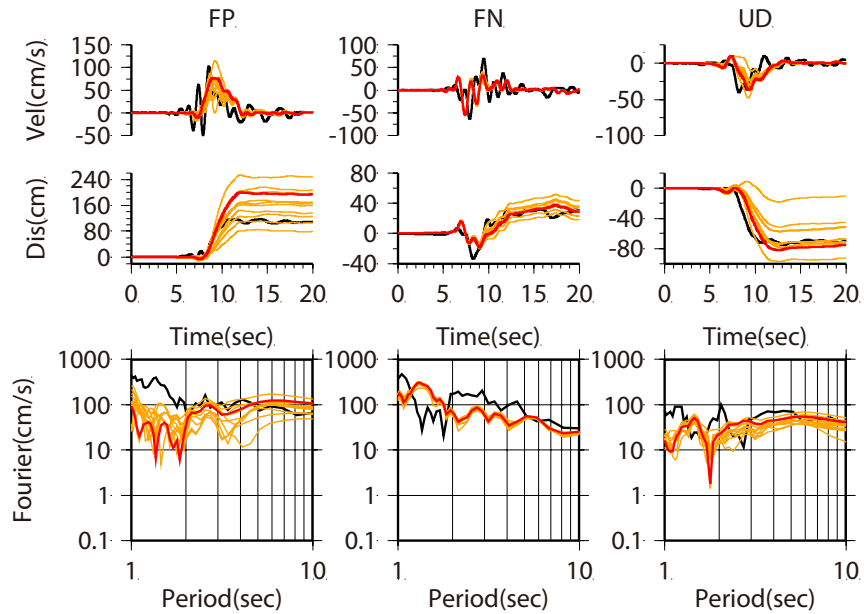
(2) 傾斜角のばらつき



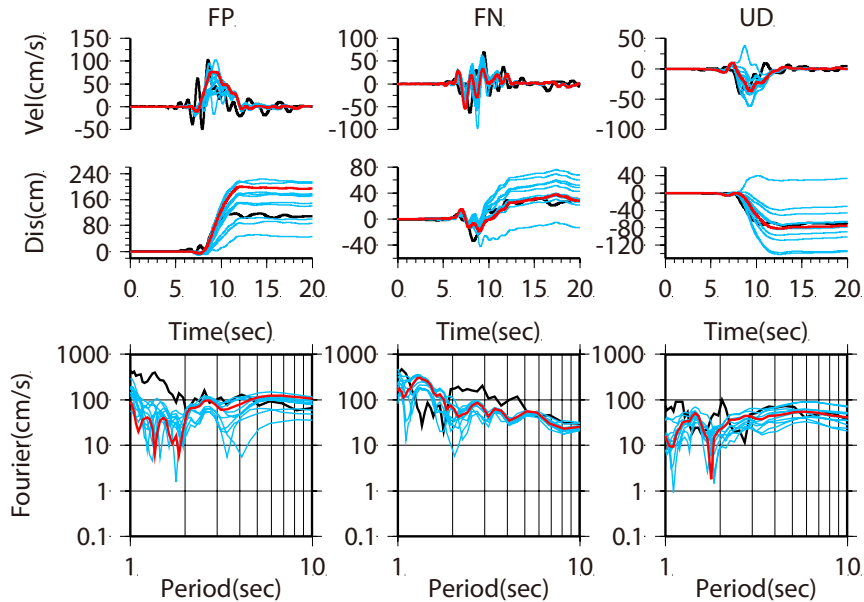
(3) すべり角のばらつき

図4.4-8 Graves and Pitarkaに基づく布田川断層における断層形状及びすべり角のばらつきを考慮した震源断層モデルの設定例

— : 観測記録 (KiK-net 益城)
 — : 計算結果 (下陳, ばらつきなし)
 — : 計算結果 (下陳, 走向と傾斜角ばらつき考慮)
 — : 計算結果 (下陳, 走向, 傾斜角及びすべり角のばらつき考慮)



(1) 走向と傾斜角の影響



(2) 走向, 傾斜角及びすべり角の影響

図4.4-9 下陳における断層形状の影響

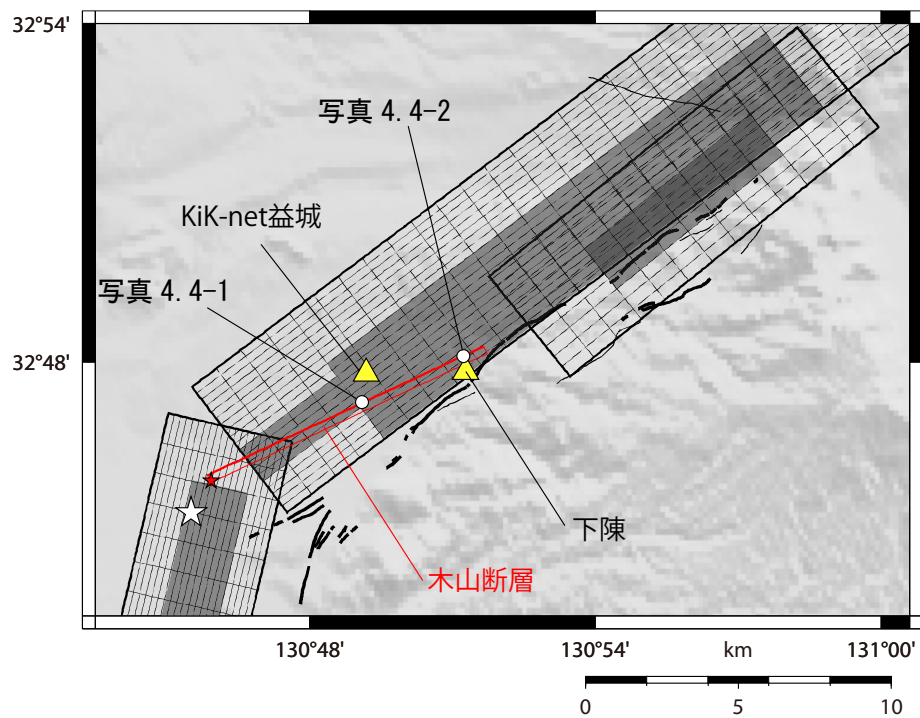


図4.4-10 木山断層（分岐断層）の設定



写真 4.4-1 益城町中心部における木山断層の変位

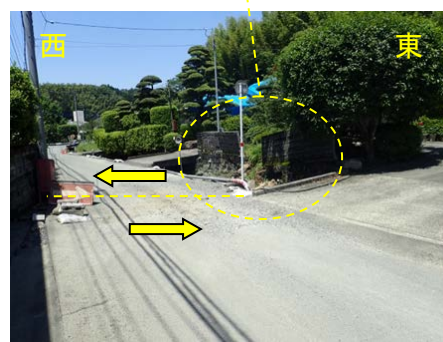
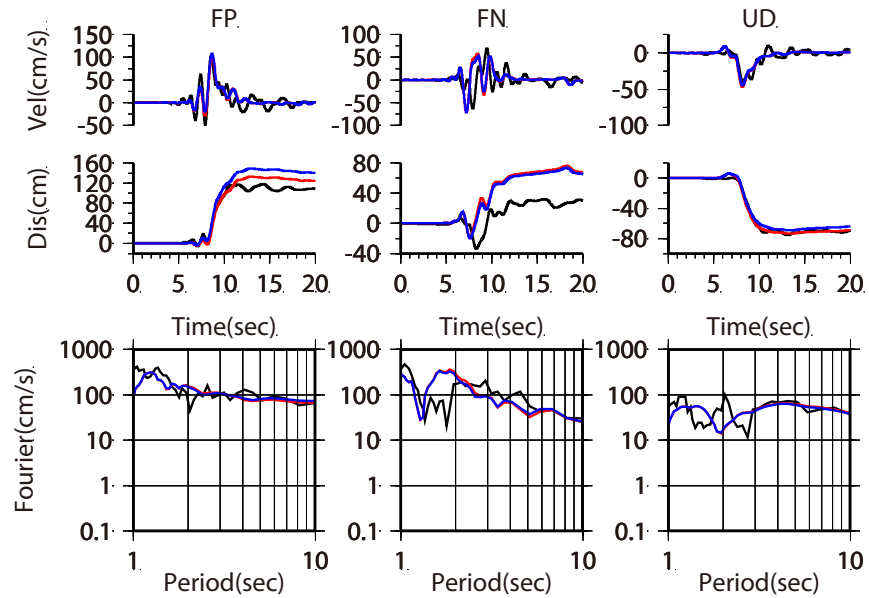
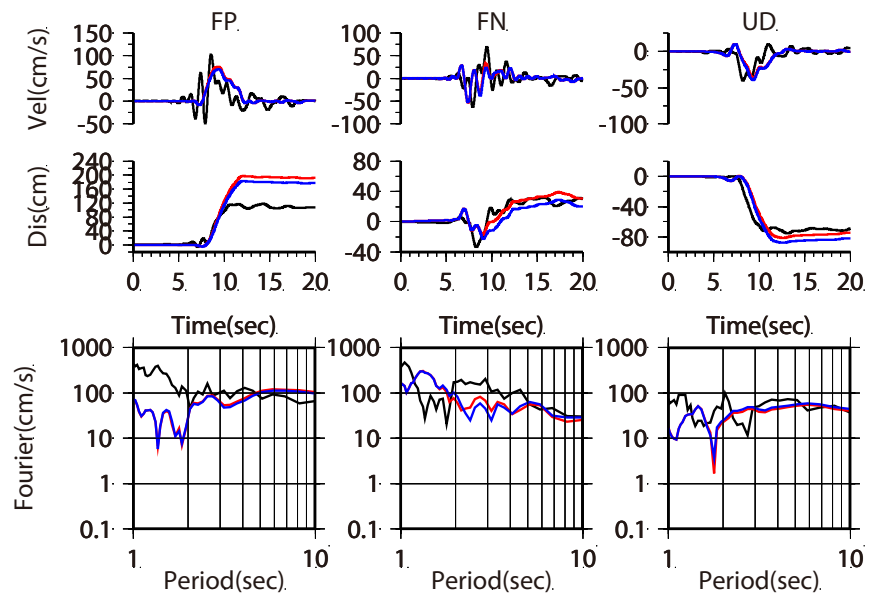


写真 4.4-2 下陳周辺における木山断層の変位

— : 観測記録 (KiK-net 益城)
 — : 計算結果 (木山断層を考慮しない場合)
 — : 計算結果 (木山断層を考慮した場合)



(1) KiK-net益城における計算結果



(2) 下陳における計算結果

図4.4-11 木山断層（分岐断層）が地震動評価結果に与える影響

4.5 南阿蘇村における地震動と建物被害の関係

前節までの検討では、建物被害の大きい益城町周辺を中心に、地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係について考察を行った。一方、2016 年熊本地震では、震源から 30km 程度離れた南阿蘇村でも大きな建物被害が確認されている。例えば、久田 (2019) によれば、全壊率 39%、倒壊率 27% と非常に大きい値が示されており、前節まで検討対象とした下陳とは、同じ地表地震断層直上にもかかわらず傾向が異なる。4.3 節及び 4.4 節で用いた震源断層モデルと南阿蘇村の位置関係は図 4.5-1 に示す通りであり、南阿蘇村は前節まで検討対象とした下陳と同様に、布田川断層の地表地震断層の極近傍に位置しているものの、建物被害の傾向は前述の通り大きく異なる。本節では、4.3 節及び 4.4 節で用いた震源モデルを用いて、南阿蘇村周辺で観測記録が得られている立野地点及び KMM004 (K-NET 一の宮) 地点における地震動を計算し、観測記録との比較により震源断層モデルの妥当性を確認したうえで、南阿蘇村における地震動を計算し、地震動と建物被害との関係について考察を行う。なお、本節における南阿蘇村とは、久田 (2019) において建物被害調査を行った南阿蘇 (河陽・黒川) 地域 (東経 130.9924° , 32.8854°) とする。

立野地点の計算に用いる地盤モデルについては、表 4.5-1 に示す J-SHIS による地盤モデルを用いる。波数積分法に基づく立野地点における地震動の計算結果を観測記録と比較して図 4.5-2 に示す。対象周期は 1 秒以上としている。全成分について観測記録をよく再現できることが確認できる。図 4.5-3 は布田川断層及び出ノ口断層の寄与を示したものである。断層平行 (FP) 成分の永久変位と断層直交 (FN) 成分は布田川断層の寄与が支配的である。立野地点は震源から離れた断層延長方向に位置することから、横ずれ断層の指向性効果が FN 成分に表れていると考えられる。一方、FP 成分の速度と UD 成分は出ノ口断層の寄与が支配的である。以上のように、立野地点における建物被害に影響が大きい周期 1~2 秒の地震動に関しては、震源から離れた断層延長方向に位置するために生じた FN 成分の指向性パルスと、出ノ口断層からの地震動が支配的であり、観測点近傍における地震発生層以浅からの地震動は、建物被害に影響する成分 (周期 1~2 秒) にほとんど寄与していないと考えられる。

K-NET 一の宮地点の計算に用いる地盤モデルについては、表 4.5-2 に示す J-SHIS による地盤モデルに加え、表 4.5-3 に示すように、九州大学による微動アレイ探査結果 (五通ほか (2018) , 迫原 (2019)) に基づく地盤モデルを参考に設定し比較を行う。

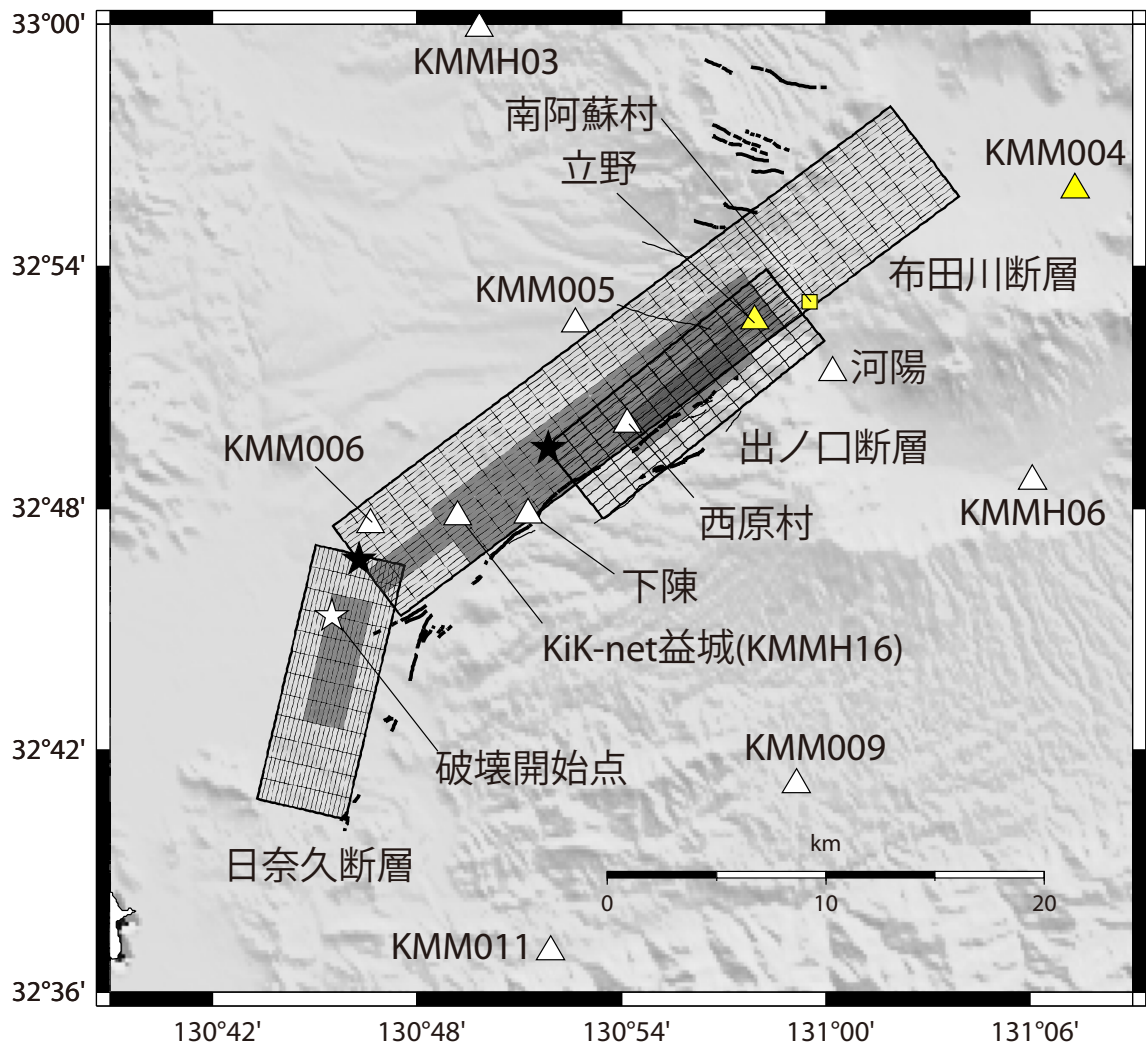
波数積分法に基づく KMM004 地点における地震動の計算結果を観測記録と比較して図 4.5-4 及び図 4.5-5 に示す。対象周期は 1~20 秒としている。FN 成分は地盤モデルによらず、観測記録をよく再現できることが確認できる。FN 成分は布田川断層からの地震動が支配的であり、震源から離れた断層延長方向に観測点が位置することから、横ずれ断層の指向性効果が断層直交成分に表れていると考えられる。一方、FP 成分と UD 成分の再現性は地盤モデルの違いが大きく、J-SHIS による地盤モデルの再現性は悪いものの、五通ほか (2018) を参考に設定した地盤モデルを用いると改善することがわかる。FP 成分はやや過少評価なものの、阿蘇カルデラ内に

位置することから三次元的な地下構造な影響，あるいは本震時における地盤の非線形化の影響も考えられる。

以上のように，南阿蘇村を囲む立野と KMM004 の観測記録が概ね再現できることを確認した上で南阿蘇村の地震動を計算する。南阿蘇村の計算に用いる地盤モデルについては，表 4.5-4 に示す J-SHIS による地盤モデルを用いる。波数積分法に基づく南阿蘇村における地震動の計算結果を図 4.5-7 に示す。ここでは参考として立野の観測記録と比較している。対象周期は 1 秒以上としている。図 4.5-8 は布田川断層及び出ノ口断層の寄与を示したものである。断層平行 (FP) 成分の永久変位と断層直交 (FN) 成分は布田川断層の寄与が支配的である。地表地震断層に近い周期 1~2 秒の FP 成分が小さい。これは下陳と同様の傾向である。また，FP 成分の永久変位の絶対値はアスペリティから離れているため立野より小さい。一方，FP 成分及び UD 成分の速度波形や加速度波形は出ノ口断層の寄与が支配的である。永久変位が小さいため，速度波形が立野よりも小さいように見えるが，フーリエスペクトルで見ると，建物被害に影響が大きい周期 1~2 秒に関しては立野と同程度である。

最後に，南阿蘇村と下陳の計算結果の比較を表 4.5-5 及び図 4.5-9 に示す。FP 成分や UD 成分の周期 3 秒程度より長周期成分は近傍のすべり量が大きい下陳の方が大きい。一方，FP 成分や UD 成分の周期 1~2 秒は南阿蘇村の方が大きい。これは前述の比較より，下陳よりも出ノ口断層に近く，さらに破壊の進行側に位置しているためと考えられる。表 4.5-5 に示すように，計測震度でも南阿蘇村が下陳よりも大きく，建物被害の関係と調和的である。さらに南阿蘇村は KiK-net 益城の計測震度と同程度である。南阿蘇村の全壊率は KiK-net 益城よりも大きい，KiK-net 益城の地震動評価は 2016 年熊本地震本震時における地表までの増幅率を表現できる地盤モデルを用いているのに対して，南阿蘇村は J-SHIS の地盤モデルであり，最表層の S 波速度は 600m/s とやや硬岩であることに注意が必要である。

以上のように，南阿蘇村の地震動は，同じ地表地震断層近傍である下陳よりも大きく，建物被害の傾向と定性的に対応することを示した。南阿蘇村の地震動が大きくなった一因として，布田川断層の指向性効果の違い（破壊開始点からの距離が遠い）と，出ノ口断層の指向性効果の違い（破壊の進行方向に位置）が考えられる。



注) ここでの南阿蘇村とは、久田・ほか（2019）による建物被害調査地点
 [南阿蘇（河陽・黒川）地域]を示す。

図4.5-1 震源断層モデルと地震動評価を行う観測点・被害調査地点の位置関係

表 4.5-1 地下構造モデル

[2016 年熊本地震，立野，J-SHIS]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 326 |
| 2 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 110 |
| 3 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | 1891 |
| 4 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 5 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

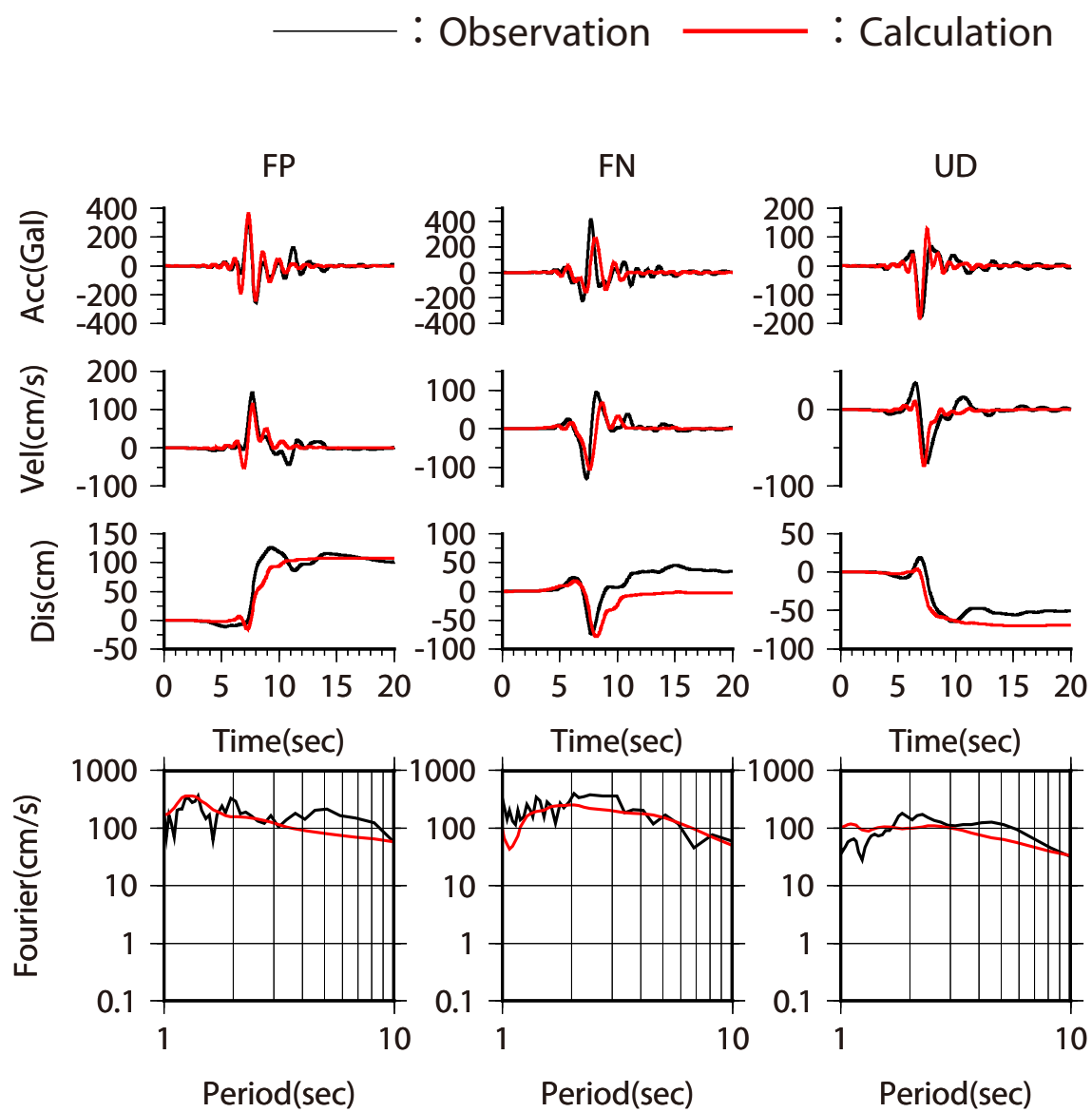
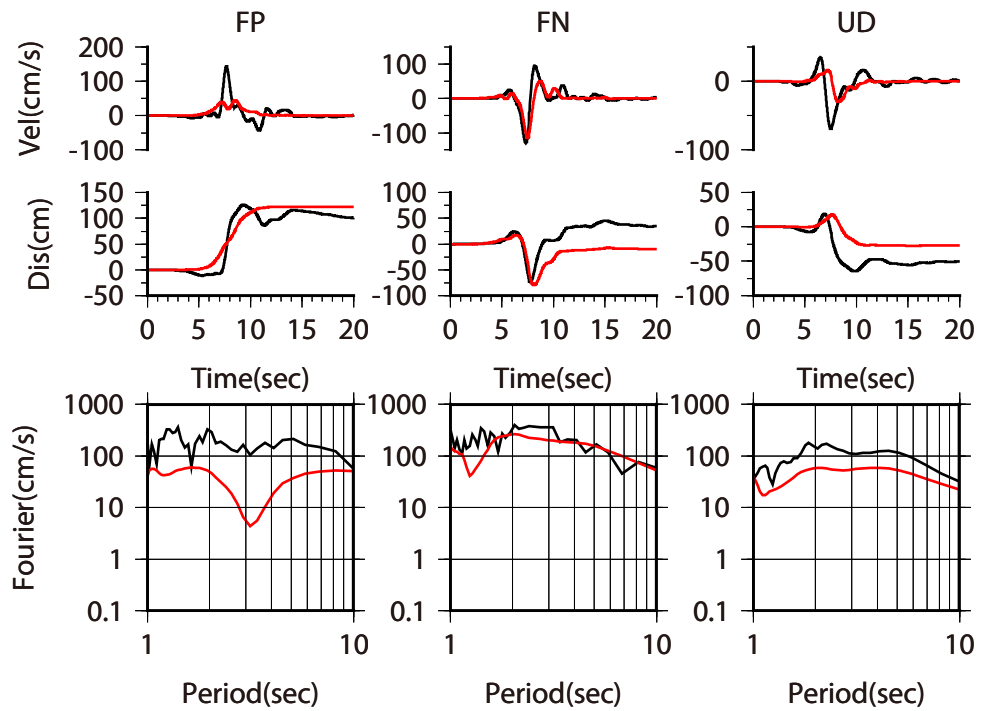
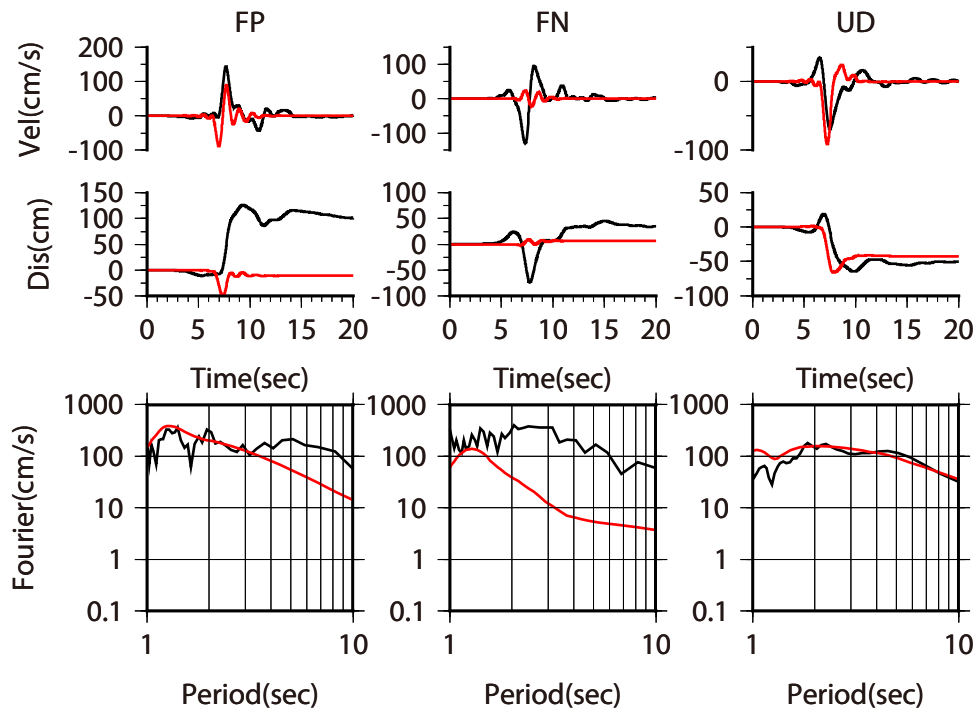


図 4.5-2 波数積分法に基づく立野地点の地震動評価結果

— : Observation — : Calculation



(1) 布田川断層の寄与



(2) 出ノ口断層の寄与

図 4.5-3 波数積分法に基づく立野地点の地震動評価結果
(布田川断層と出ノ口断層の寄与率)

表 4.5-2 地下構造モデル

[2016 年熊本地震, KMM004, J-SHIS]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 1.9 | 2000 | 100 | 600 | 100 | 50 |
| 2 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 696 |
| 3 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 86 |
| 4 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | 1723 |
| 5 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 6 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

表 4.5-3 地下構造モデル

[2016 年熊本地震, KMM004, 五通ほか (2018) から S 波速度と層厚を読み取り]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 1.9 | 1800 | 100 | 500 | 100 | 150 |
| 2 | 1.95 | 2000 | 100 | 650 | 150 | 200 |
| 3 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 200 | 600 |
| 4 | 2.4 | 3600 | 200 | 2350 | 300 | 200 |
| 5 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | — |

注) Vp と密度は J-SHIS を参考に設定。

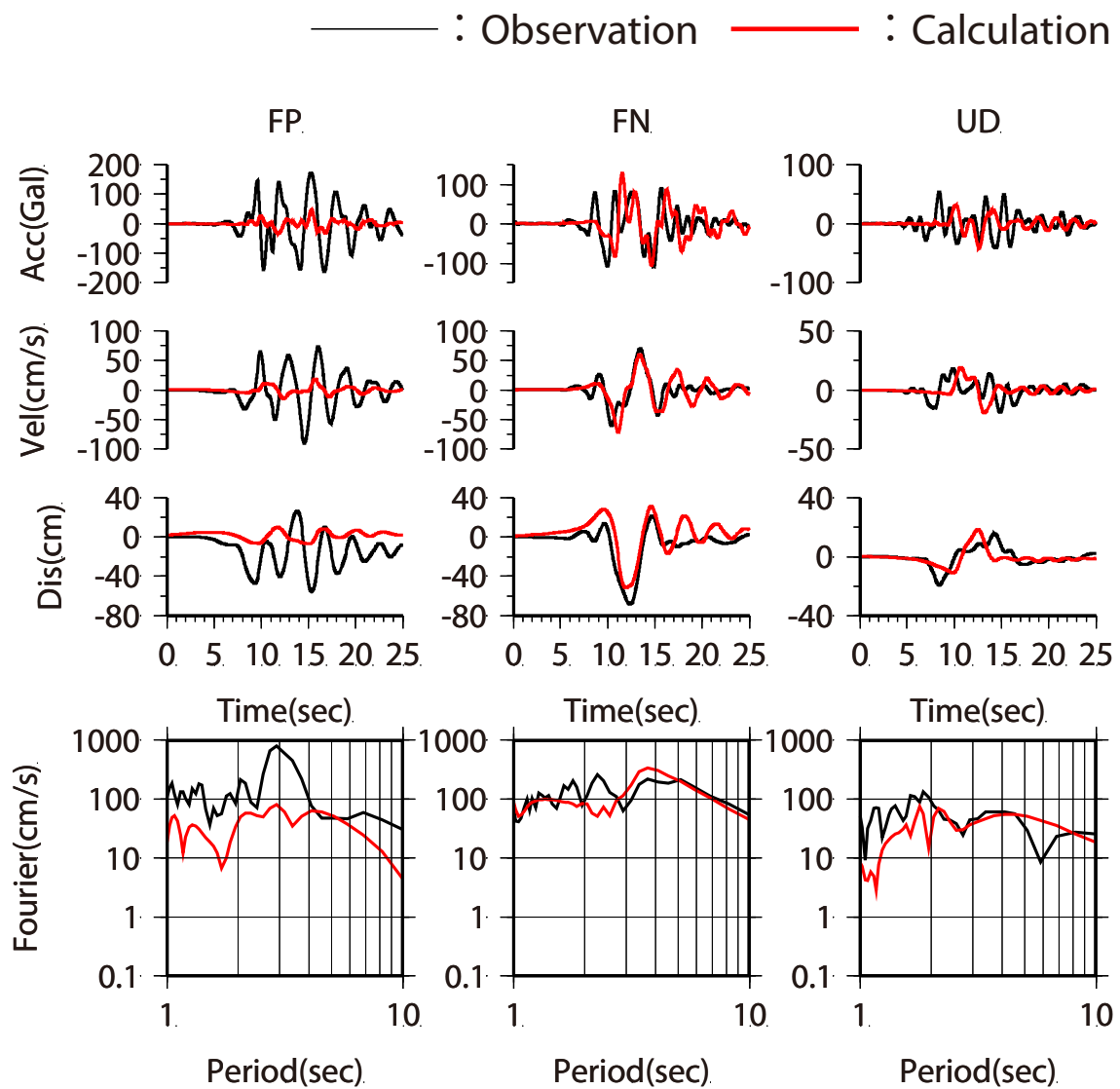


図 4.5-4 波数積分法に基づく KMM004 地点の地震動評価結果
地盤モデル : J-SHIS

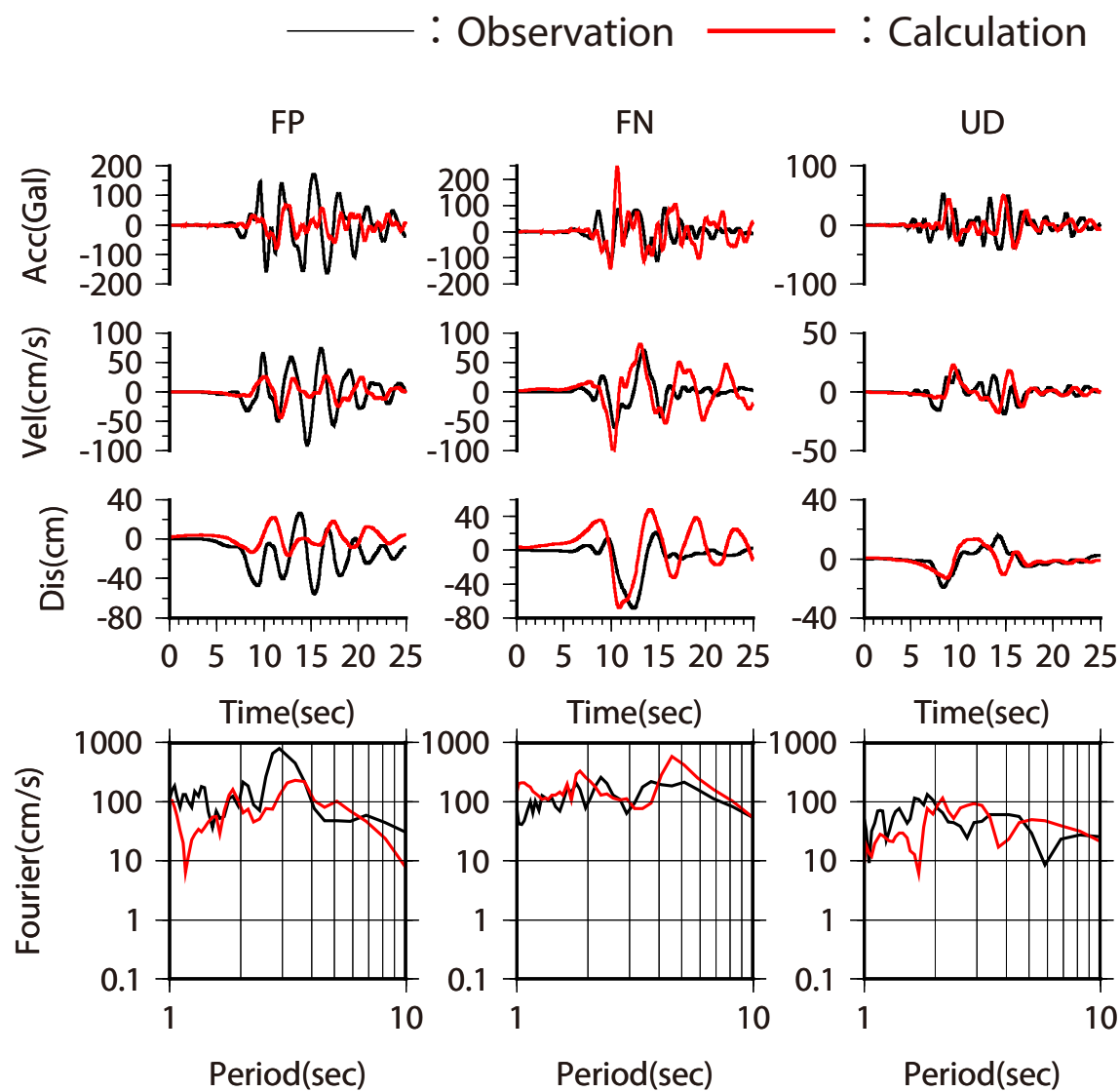
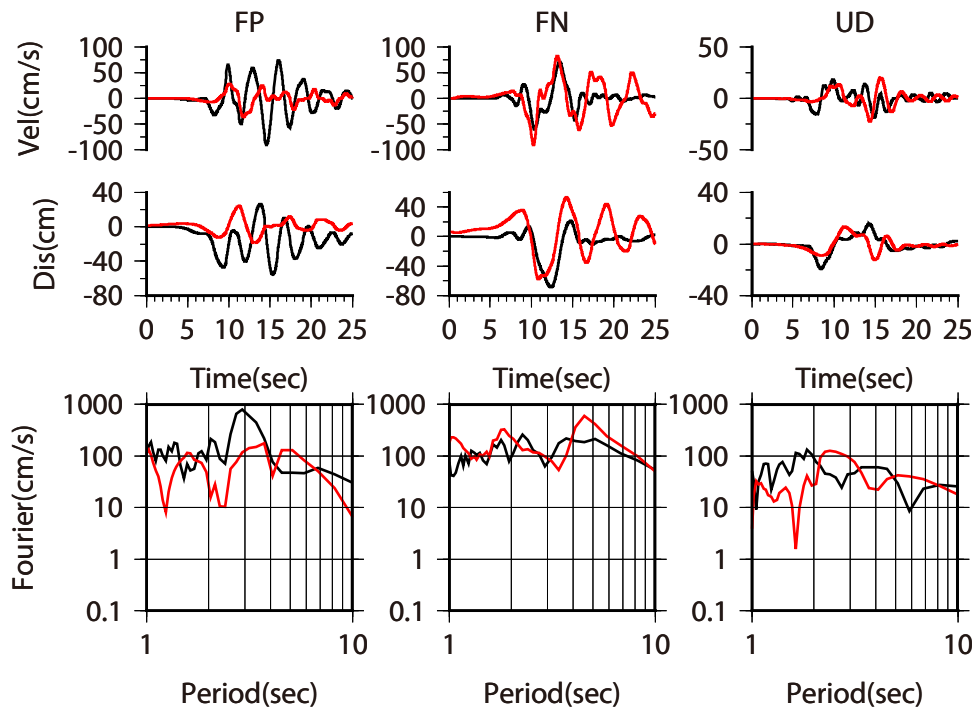
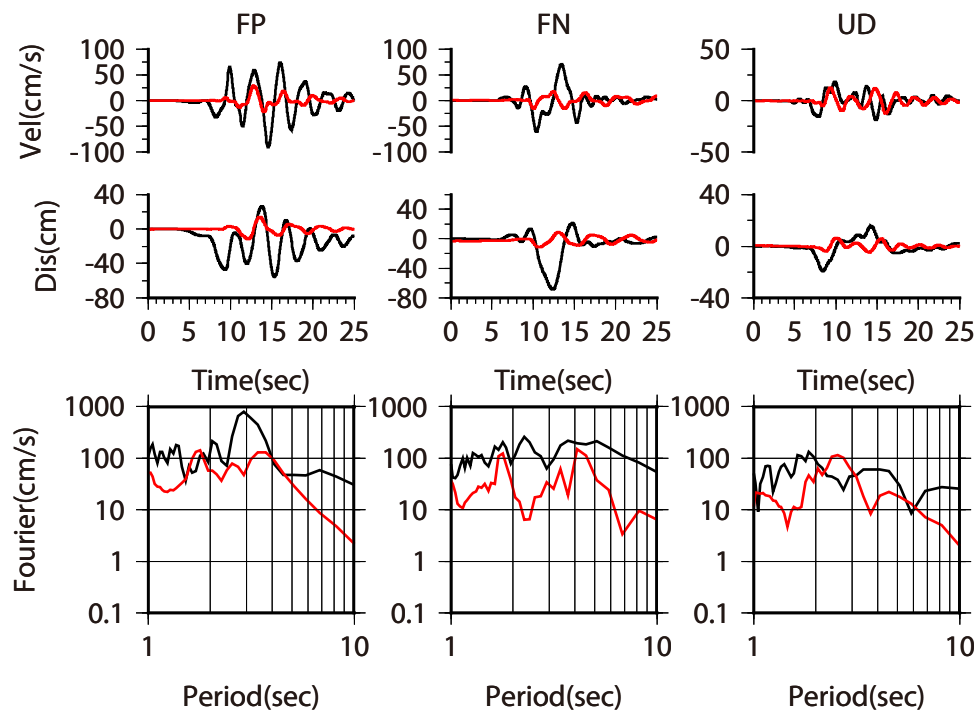


図 4.5-5 波数積分法に基づく KMM004 地点の地震動評価結果
地盤モデル：五通ほか（2018）

—— : Observation ——— : Calculation



(1) 布田川断層の寄与



(2) 出ノロ断層の寄与

図 4.5-6 波数積分法に基づく KMM004 地点（地盤モデル：五通ほか（2018））の地震動評価結果（布田川断層と出ノロ断層の寄与率）

表 4.5-4 地下構造モデル

[2016 年熊本地震，南阿蘇村，J-SHIS]

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 1.9 | 2000 | 100 | 600 | 100 | 69 |
| 2 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 408 |
| 3 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 670 |
| 4 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | 1304 |
| 5 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 6 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

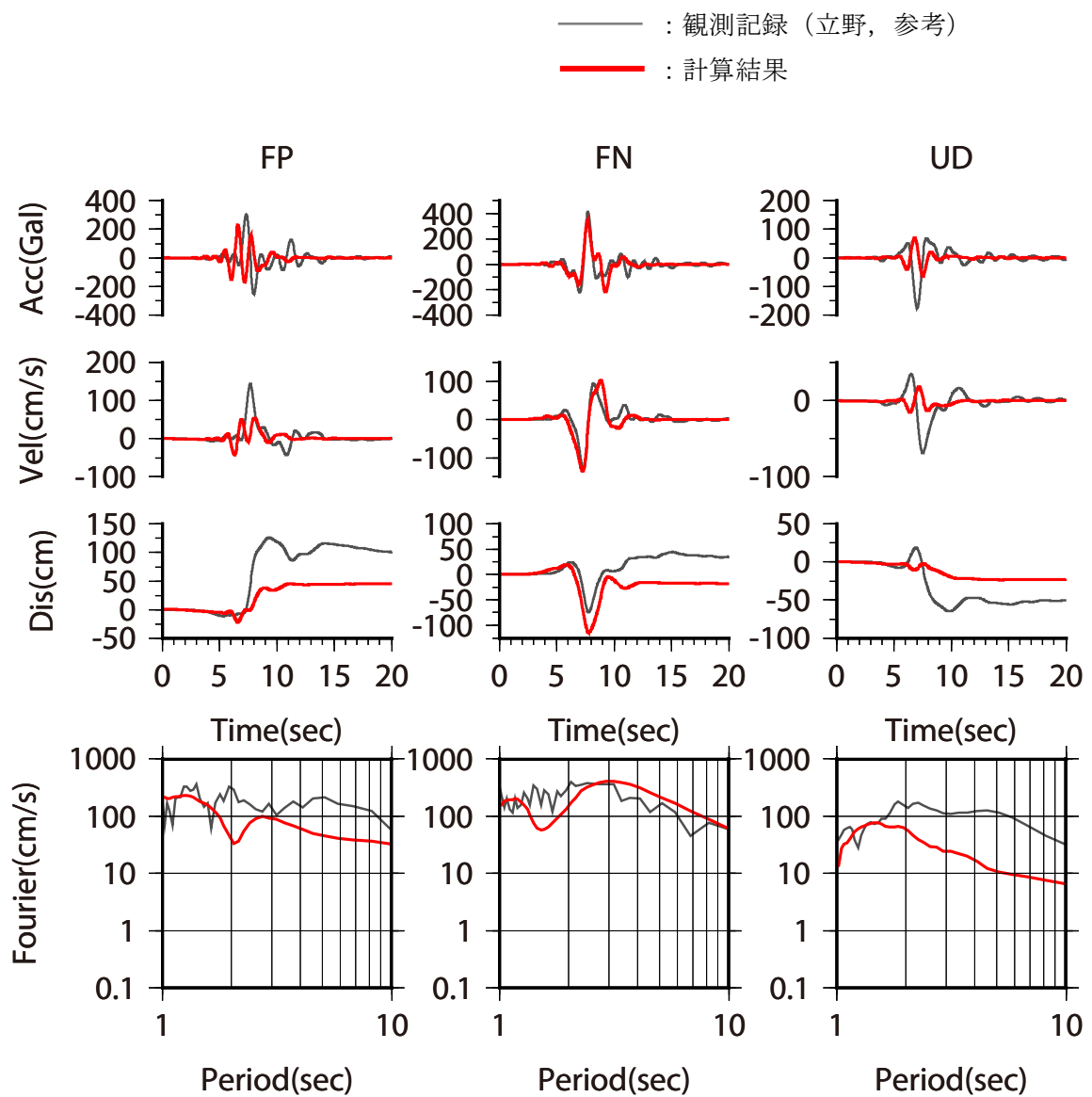
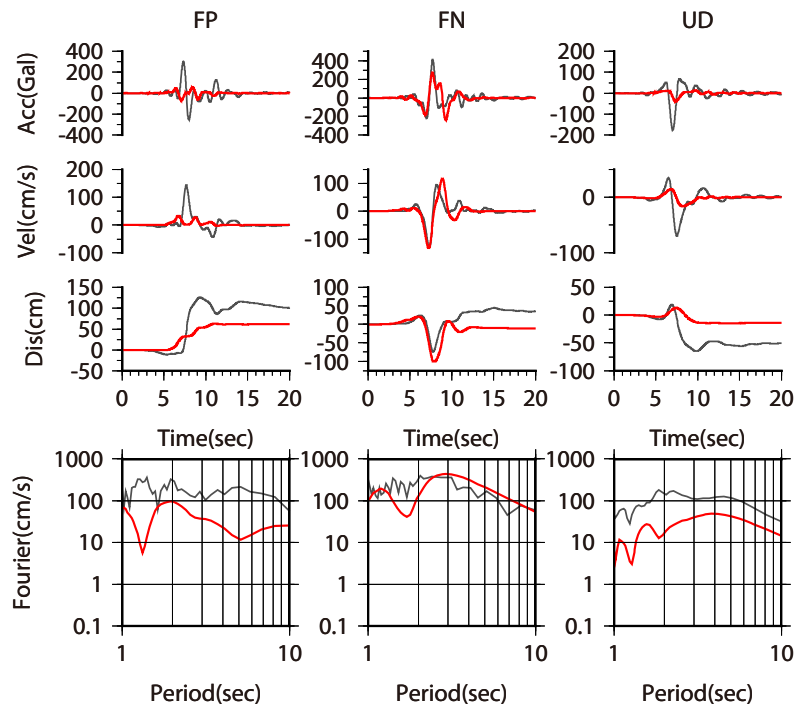


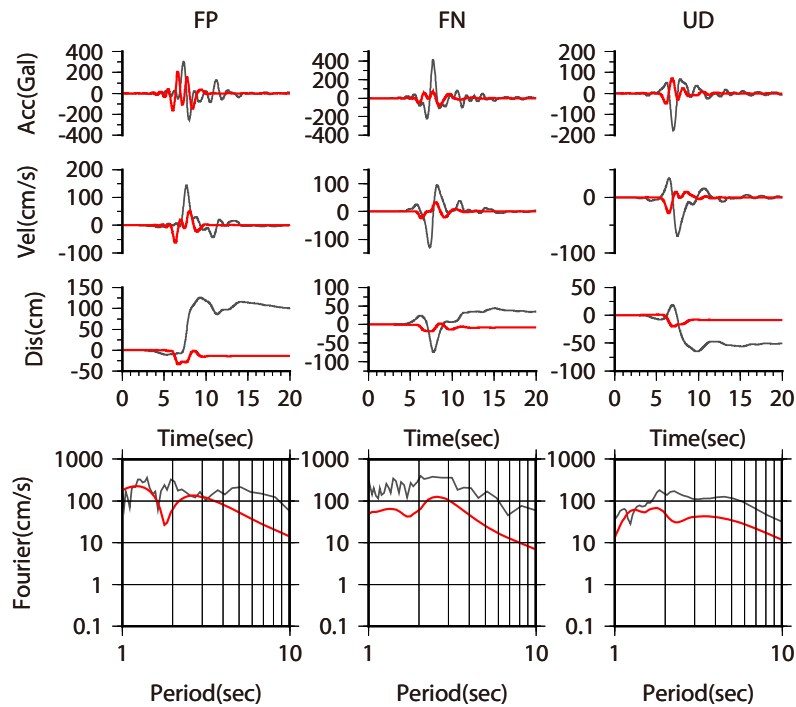
図 4.5-7 波数積分法に基づく南阿蘇村の地震動評価結果

—— : 観測記録 (立野, 参考)

—— : 計算結果



(1) 布田川断層の寄与



(2) 出ノ口断層の寄与

図 4.5-8 波数積分法に基づく南阿蘇村の地震動評価結果
(布田川断層と出ノ口断層の寄与率)

表 4.5-5 2016 年熊本地震本震時の計測震度の関係

| 位置 | KiK-net益城 | | | 下陳 | 南阿蘇村 |
|------|----------------|------------------|---------------|-----------------|---------------|
| 地盤 | J-SHIS+本震記録で同定 | | | J-SHIS+余震記録で見直し | J-SHIS |
| 手法 | 観測記録 | 観測記録 (周期1秒以上) | 波数積分 | 波数積分 | 波数積分 |
| 計測震度 | 6 強 (6.49) | 6 強 (6.14) | 6 弱 (5.84) | 5 強 (5.46) | 6 弱 (5.85) |

— : 計算結果 (下陳)
— : 計算結果 (南阿蘇村)

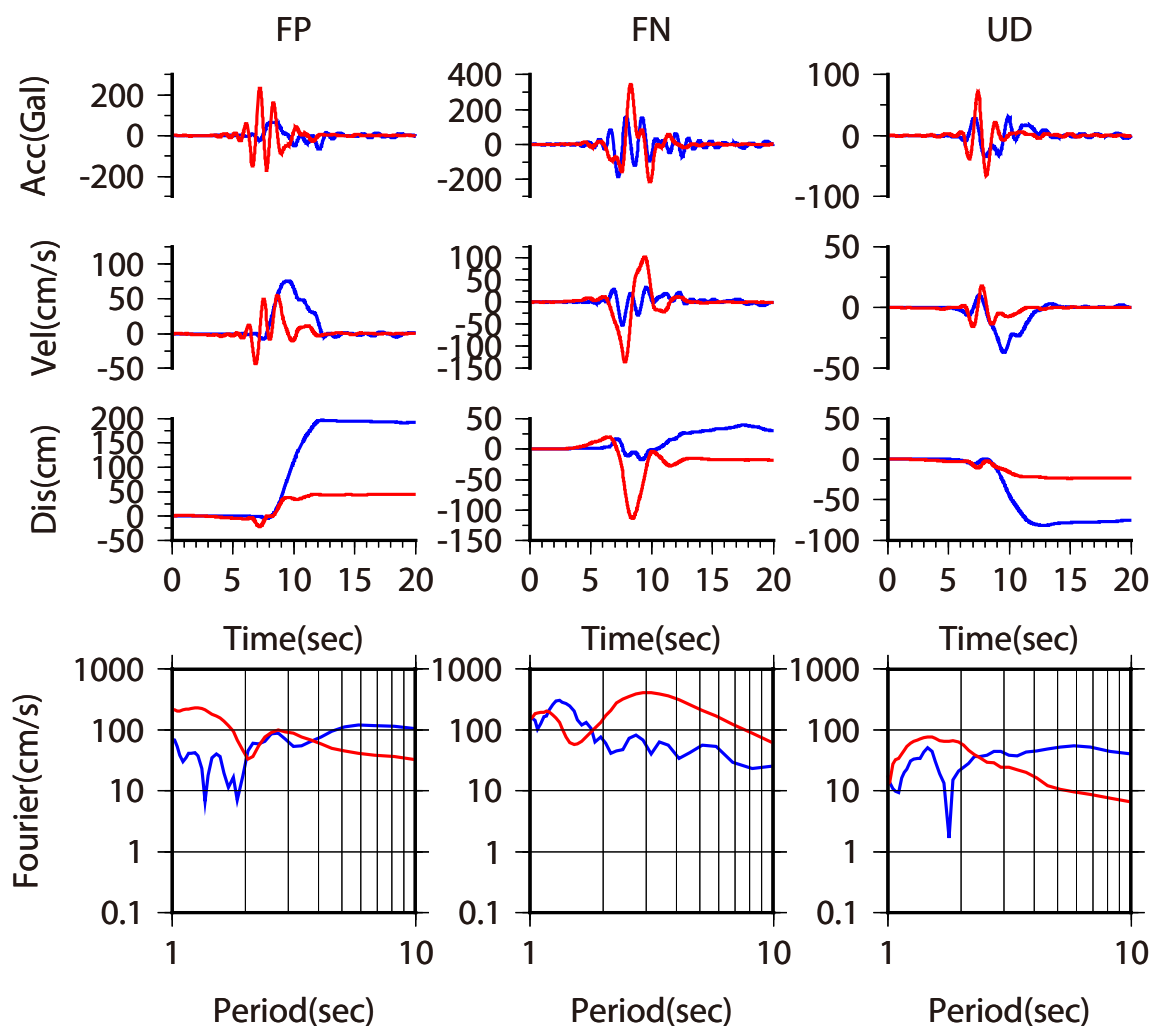


図 4.5-9 波数積分法に基づく南阿蘇村と下陳の地震動評価結果の比較

4.6 工学的利活用に関する検討

前節までの検討から、本研究で構築した方法により、地表地震断層近傍における地震動と建物被害の傾向まで定性的に説明できることを確認した。本節において、工学的利活用に関する検討として、地表地震断層近傍における設計用地震動の策定方法について述べる。

(1) 地表地震断層近傍における特徴的な地震動の分類

1.2 節において既往研究で概観したように、地表地震断層近傍において観測される特徴的な地震動としては、指向性パルスとフリングステップが挙げられる。表 4.6-1 にこれらの地震動の特徴と代表的な記録を整理して示す。

断層直交成分の指向性パルスについては、1994 年ノースリッジ地震と 1995 年兵庫県南部地震以降、既にその存在は広く知られている。また、横ずれ断層で破壊伝播が上昇する場合は、断層平行成分に指向性パルスが現れることとなり、3.3 節に示したように、2016 年熊本地震における KMMH16、益城町役場、および西原村の記録がこの指向性パルスに相当すると考えられる。断層平行成分の指向性パルスは地表地震断層から 2km 程度離れた地点において地震発生層内からの寄与が大きくなることを 3.3 節に示した。このような指向性パルスについては、地震発生層内からの寄与が大きいことから、強震動レシピなど地震発生層内に想定した震源断層モデルを用いて地震動評価することで考慮することが可能と考える。

一方、フリングステップに関しては、2 章及び 3 章で述べたように、地震発生層以浅の寄与が大きい。強震動レシピは地震発生層以浅において震源断層を設定しないことから、地表地震断層近傍では考慮が必要であることは前章までに述べた通りである。本節では、フリングステップ、及び指向性パルスとフリングステップの複合性パルスと考えられる観測記録のレベルと、設計用地震動である告示波との比較を行う。ただし、地震発生層内からの地震動も含まれることや、地盤条件が工学的基盤とは限らないことから、2 章及び 3 章の知見を用いた理論的手法を用いた計算結果とも比較を行った上で、地表地震断層近傍における設計用地震動の策定方法及びその留意点について述べる。

(2) 観測記録に基づく考察

本研究の検討に用いた地表地震断層近傍における観測記録の一覧を表 4.6-2 に示す。同表には既往文献における観測点周辺の被害の概要についても併せて示している。これらの記録の擬似速度応答スペクトルを告示スペクトルと比較して図 4.6-1 及び図 4.6-2 に示す。これらの観測点の内、周辺の建物被害が大きいのは 2016 年熊本地震における KiK-net 益城であり、他の観測点周辺における建物被害は非常に小さい。境 (2001) によれば、振動による建物被害に影響が大きい周期帯としては周期 1~1.5 秒程度とされている。図 4.6-1 及び図 4.6-2 から、周期 1~1.5 秒程度が最も卓越するのは、2016 年熊本地震における KiK-net 益城であり、建物被害の傾向と調和的である。KiK-net 益城は、4.3 節で検討したように、基盤からの地盤増幅率が大きい。さらに、地表地震断層からの距離が 2km 程度離れていることが特徴である。3.3 節で述べたように、地表地震断層からの距離が 2km 程度離れている場合に破壊が深部から浅

部へ伝播する場合には、地震発生層内からの指向性効果の影響が大きい。一方、地表地震断層（布田川断層）からの距離が 1km 程度とより近い場合には、地震発生層内からの指向性効果の影響は小さくなり、地震発生層以浅の寄与が支配的となる。この条件に近い西原村は周期 1~1.5 秒程度よりも周期 3 秒程度とより長い周期が卓越している。ただし、西原村に関しては 2km 程度離れた位置に出ノロ断層が位置しているため、出ノロ断層の破壊形式等によっては、益城町と同様に周期 1~1.5 秒程度が卓越した可能性も考えられる。

1992 年 Landers 地震の LUC 観測点は、断層からの距離が 2km 程度離れているため、益城町の位置関係に近い。しかし、結果的には周期 1~1.5 秒程度よりも周期 4 秒付近が卓越することが確認できる。この原因としては、破壊伝播の方向の違いが考えられる。2014 年長野県北部の地震と 1999 年集集地震については、逆断層のため 2016 年熊本地震と同様の説明を行うことは難しいが、結果的には周期 1~1.5 秒程度の卓越は見られない。2014 年長野県北部の地震はあまり明瞭ではないが、周期 1.5~2 秒程度で卓越が見られる。1999 年集集地震では、周期 8 秒や 10 秒など非常に長周期で卓越が見られる卓越周期が地震規模あるいはすべり量と比例関係にあることは、2.4 節で設定した規格化 Yoffe 関数の τ_s に関する回帰式の関係と対応している。

(3) 理論的手法を用いた計算結果に基づく考察

観測記録には地震発生層内の寄与も含まれることから、本研究で構築した方法に基づき単純な震源断層モデルを設定し、波数積分法を用いて地表地震断層近傍における地震動を計算し、告示波との比較を行う。

a) 横ずれ断層（FP 成分）

横ずれ断層として設定した震源モデルの主な諸元を表 4.6-3 に、震源断層モデルを図 4.6-2 に示す。ここでは、Mw6.5（地表地震断層が出現する閾値）、Mw7.0（地表地震断層が出現する可能性が高い）、Mw7.5（長大断層、地表地震断層が確実に出現する）の 3 種類の規模を想定し、それぞれ強震動レシピに基づき震源断層モデルを設定する。ただし、Mw7.5 については長大横ずれ断層のため、平均応力降下量 3.1MPa、アスペリティ面積比 22%を仮定して諸元を設定する。地震発生層深さは 3~18km を仮定する。はじめに、地震発生層以浅のみを対象に計算を行う。すべり速度時間関数は規格化 Yoffe 関数を用いる。

計算点は地表地震断層からの距離 0.01km~5km の 9 点とした。なお、観測点はアスペリティの断層走向方向の中心に位置しており、保守的な設定である点に注意が必要である。地下構造モデルに関しては、地震基盤相当の一樣地盤と、工学的基盤まで考慮した 7 層モデルの 2 種類で計算する。工学的基盤まで考慮した 7 層モデルは、南阿蘇村の地盤の表層を工学的基盤となるように一部修正したモデルである。この地盤モデルで代表させた理由は、実際に地表地震断層が出現した観測点であること、地震基盤深さと地震発生層上端深さが概ね対応することによる。なお、当然のことながら、地盤モデルによって結果は異なる。

ることから、後述するように厳密には評価地点に応じた適切な地盤モデルを設定することが望ましい。

波数積分法による計算結果について、時刻歴波形を図 4.6-3 及び図 4.6-4 に、擬似速度応答スペクトルを図 4.6-5 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-6 に示す。Mw6.5 の場合、地震発生層以浅からの地震動は告示波（安全限界）を下回る。一方、Mw7.0 の場合、地震発生層以浅からの地震動は告示波（安全限界）を超過し、地表地震断層からの距離によっては、告示波（安全限界）の 1.5 倍程度となる。告示波（安全限界）の 1.5 倍程度となるのは、地表地震断層からの距離が 0.5km～2km である。地表地震断層直上よりも大きくなる原因として、距離が離れると、すべり速度時間関数の形状が崩れており、表面波の影響が示唆される。すべり速度時間関数の形状からは、周期 1～2 秒程度の振幅が小さく周期 3 秒程度以上で大きくなるため、免震構造や超高層構造物で注意が必要である。地下構造によっては、今回計算した結果よりも大きくなる可能性もあると考えられる。Mw7.5 の場合、地震発生層以浅からの地震動は告示波（安全限界）の 2 倍程度となるが、このような長大断層については、対象とする観測点において詳細な地震動評価が必要と考えられる。

次に、地震発生層内を対象とした計算を行う。地震発生層内の計算用の震源断層モデルを図 4.6-7 に示す。地震発生層内のすべり速度時間関数は、強震動レシピに基づき、中村・宮武（2000）を用いる。時刻歴波形の例を図 4.6-8 及び図 4.6-9 に示す。また、擬似速度応答スペクトルと告示波の比較を図 4.6-10 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-11 に示す。地震発生層内の地震動は、放射特性の節にあたるため、地表地震断層から 0.2km 程度以内の地震動は小さく、2km 程度離れた地点で大きくなる。これは 3 章の 2016 年熊本地震を対象とした検討と同様である。地表地震断層から 2km 程度離れた地点では、Mw6.5 でも告示波を超過する可能性がある。

最後に、地震発生層以浅と地震発生層内を足し合わせた結果を示す。震源断層モデルを図 4.6-12 に示す。すべり速度時間関数は、地震発生層以浅と地震発生層内で peak time が一致するように時刻を調整している。時刻歴波形の例を図 4.6-13 及び図 4.6-14 に示す。また、擬似速度応答スペクトルと告示波の比較を図 4.6-15 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-16 に示す。地表地震断層から 0.2km 程度以内では、地震発生層以浅の寄与が支配的となり、Mw7.0 で告示波の 1.5 倍程度となる。一方、2km 程度離れた地点では、地震発生層内からの寄与も大きくなり、Mw6.5 でも告示波を超過する可能性がある。

b) 横ずれ断層（FN 成分）

同様の震源断層モデルを用いて横ずれ断層の指向性パルスとして FN 成分の計算結果を比較する。ただし、図 4.6-17 に示すように、破壊開始点はアスペリティの端部に設定し、指向性効果の影響が大きくなるように保守的な設定とする。FP 成分と同様に、単純な 1 枚のアスペリティを配置しており、保守的な設定である点に注意が必要である。波数積分法による計算結果について、時刻歴波形を図 4.6-18 及び図 4.6-19 に、擬似速度応答スペクトルを図 4.6-20 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-21 に示す。Mw6.5 の場合、地

震発生層以浅からの地震動は告示波（安全限界）を下回る。一方、Mw7.0 の場合、地震発生層以浅からの地震動は告示波（安全限界）を超過し、地表地震断層からの距離によっては、告示波（安全限界）の 1.25 倍程度となる。すべり速度時間関数の形状からは、周期 1 ～2 秒程度の振幅が小さく周期 3 秒程度以上で大きくなるため、免震構造や超高層構造物で注意が必要と考えられる。地下構造によっては、今回計算した結果よりも大きくなる可能性もあると考えられる。Mw7.5 の場合、地震発生層以浅からの地震動は告示波（安全限界）の 2 倍程度となるが、このような長大断層については、対象とする観測点において詳細な地震動評価が必要と考えられる。

次に、地震発生層内を対象とした計算を行う。地震発生層内の計算用の震源断層モデルを図 4.6-22 に示す。破壊開始点以外は FP 成分と同様である。地震発生層内のすべり速度時間関数は、強震動レシピに基づき、中村・宮武（2000）を用いる。時刻歴波形の例を図 4.6-23 及び図 4.6-24 に示す。また、擬似速度応答スペクトルと告示波の比較を図 4.6-25 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-26 に示す。地震発生層内からの地震動は、地震発生層以浅よりも大きく、地表地震断層から 2km 程度以内の地点では、Mw6.5 でも告示波を超過する可能性がある。

最後に、地震発生層以浅と地震発生層内を足し合わせた結果を示す。震源断層モデルを図 4.6-27 に示す。すべり速度時間関数は、地震発生層以浅と地震発生層内で peak time が一致するように時刻を調整している。時刻歴波形の例を図 4.6-28 及び図 4.6-29 に示す。また、擬似速度応答スペクトルと告示波の比較を図 4.6-30 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-31 に示す。同図より、Mw6.5 でも告示波を超過する可能性がある。

c) 逆断層（FN 成分）

逆断層として設定した震源モデルの主な諸元を表 4.6-6 に、震源断層モデルを図 4.6-32 に示す。地下構造モデル及び震源断層モデルの設定方法の考え方は横ずれ断層と同様である。波数積分法による計算結果について、時刻歴波形を図 4.6-33 及び図 4.6-34 に、擬似速度応答スペクトルを図 4.6-35 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-36 に示す。Mw7.5 では告示波（安全限界）を超過するものの、Mw6.5 及び Mw7.0 は告示波を下回る。

次に、地震発生層内を対象とした計算を行う。地震発生層内の計算用の震源断層モデルを図 4.6-37 に示す。地震発生層内のすべり速度時間関数は、強震動レシピに基づき、中村・宮武（2000）を用いる。時刻歴波形の例を図 4.6-38 及び図 4.6-39 に示す。また、擬似速度応答スペクトルと告示波の比較を図 4.6-40 に、擬似速度応答スペクトルの最大値を図 4.6-41 に示す。Mw7.5 では告示波（安全限界）を超過するものの、Mw6.5 及び Mw7.0 は告示波を下回る。

最後に、地震発生層以浅と地震発生層内を足し合わせた結果を示す。震源断層モデルを図 4.6-42 に示す。すべり速度時間関数は、地震発生層以浅と地震発生層内で peak time が一致するように時刻を調整している。時刻歴波形の例を図 4.6-43 及び図 4.6-44 に示す。また、擬似速度応答スペクトルと告示波の比較を図 4.6-45 に、擬似速度応答スペクトルの最大値

を図 4.6-46 に示す。Mw7.5 では告示波（安全限界）を超過するものの、Mw6.5 及び Mw7.0 は告示波を下回る。逆断層については、地表地震断層に近いほど地震動が大きい。

d) 観測記録と計算結果の比較

地表地震断層近傍における地震発生層以浅及び地震発生層内を考慮した地震動の計算結果は、告示波を超過する可能性が高く、Mw7.0 で最大 200cm/s～300cm/s, Mw7.5 で 500～700cm/s 程度になる。これは、図 4.6-1 に示す観測記録と傾向は対応している。一方、地震発生層以浅からの地震動は、Mw7.0 で告示波の 1.5 倍程度であり、卓越周期も一般的な建物被害に影響が大きい周期 1～2 秒ではなく周期 3 秒程度以上で卓越している。

(4) まとめ

地表地震断層近傍においては地震発生層以浅からの地震動の影響が大きいため、永久変位を含めて設計において考慮が必要である。波数積分法を用いた計算結果から、地表地震断層近傍における設計用地震動として、以下のような考慮が必要と考えられる。

- ・本研究に基づく単純な震源断層モデルから求められる地震発生層以浅からの地震動は、Mw7.0 の横ずれ断層で告示波（安全限界）の 1.5 倍程度となった。このような計算結果は設計時に目安にはなると考えられるが、地震発生層内からの地震動と併せた場合にはより大きな地震動となる地点も確認されたことから、地表地震断層極近傍では、地震発生層以浅まで考慮した震源断層モデルを用いた地震動評価を行った上で、設計用地震動を策定する必要があると考えられる。地表地震断層近傍における地震動評価フローを図 4.6-47 に示す。
- ・地震発生層以浅からの地震動が卓越する周期は概ね 3 秒以上であり、一般的な建物被害に影響する周期 1～1.5 秒程度の地震動は告示波よりも小さい。ただし、一般的な建物よりも卓越周期が長い免震構造や超高層構造物では注意が必要と考えられる。

久田ほか（2019）によれば、変動地形学に基づく「2 万 5 千分 1 活断層図」の活断層の位置と実際に出現した地表地震断層の位置はマクロなスケール（数 10m 程度以上）では一致していたが、若い地質の地域や南阿蘇地域では事前には知られていなかった断層が現れた場合や、建築的スケール（数 m 程度）では大きな差異が現れる場合があったとされていることから、確定的な「活断層線」でなく、位置の不確実の程度を考慮した「活断層帯（Fault Zone）」として提示し、併せて想定される断層変位量や地盤変状に関する考慮が必要と考えられる。

表 4.6-1 地表地震断層近傍における観測記録の特徴

| 名称 | 特徴 | 生成域 | 断層種別 | 破壊伝播 | 卓越成分 | 代表的な記録 |
|----------|---|------------------------|-------|------|----------------|--|
| 指向性パルス | 震源断層の強震動生成域（SMGA）などで生成され、破壊伝播の進行方向で断層面に近い観測点に現れる。一般に断層面に直交する成分が卓越するが、横ずれ断層で破壊伝播が上昇する場合は、断層平行成分に現れる場合がある。速度波形では正負両振幅、変位波形では片振幅となる。 | 地震発生層内 | 横ずれ断層 | 横方向 | 断層直交成分 | 1995 年兵庫県南部地震：JMA 神戸 |
| | | | | 深さ方向 | 断層平行成分 | 2016 年熊本地震：KMMH16(益城),西原村 |
| | | | 逆断層 | 深さ方向 | 断層直交成分 | 1994 年ノースリッジ地震：New Hall |
| フリングステップ | 地表地震断層など浅い大規模な断層すべりに起因し、地表断層近傍の観測点で断層すべりの方向に現れる。速度波形で片振幅、変位波形では永久変位を伴うステップ関数状の波形性状を示す。 | 地震発生層以浅 | 横ずれ断層 | — | 断層平行成分 | 1992 年ランダース地震：LUC 観測点 2016 年熊本地震：KMMH16(益城),西原村 |
| | | | 逆断層 | — | 断層直交成分 上下成分 | 1999 年集集地震：TCU052, TCU068 2014 年長野県北部の地震：NGN005 |
| 複合型パルス | 縦ずれ断層の断層直交・上下成分や、横ずれ断層の断層平行成分（破壊伝播方向が深さ方向の場合）では、指向性パルスとフリングステップが同じ方向に卓越する。そのため、2 種類のパルスが重なり大振幅を形成する場合がある。 | 地震発生層内 + 地震発生層以浅 | 横ずれ断層 | 深さ方向 | 断層平行成分 | 2016 年熊本地震：KMMH16,益城町役場,西原村 |

表 4.6-2 比較対象とした観測記録

| No | 地震名 | M _w | 地震 タイプ | 観測点 | 断層 最短 距離 (km) | 周辺の建物被害 | |
|----|-------------------------------|----------------|-----------|-------------------------|------------------------|--------------|-------------------------------|
| | | | | | | 参考文献 | 観測点周辺の 被害の概要 |
| 1 | 1992 Landers | 7.3 | 横ずれ | LUC (Lucerne Valley) | 2.2 | 久田 (2004) | なし |
| 2 | 1999 Chi-Chi | 7.7 | 逆断層 主体 | TCU052 光正小 | 1.2 | 境ほか (2001) | 被災度 1.4 ^{※1} |
| 3 | | | | TCU068 石岡小 | 0.4 | 境ほか (2001) | 被災度 2.9 ^{※1} |
| 4 | 2014 Nagano | 6.3 | 逆断層 主体 | NGN005 白馬 | 1.3 | 石川・久田 (2017) | 強震動による 被害はなし ^{※2} |
| 5 | 2016 Kumamoto (main shock) | 7.0 | 横ずれ 主体 | KMMH16(益城) | 2.1 | 境ほか (2016) | 全壊・大破率 6.2% |
| 6 | | | | 西原村役場 | 0.8 ^{※3} | 境ほか (2016) | 全壊・大破率 0.0% |

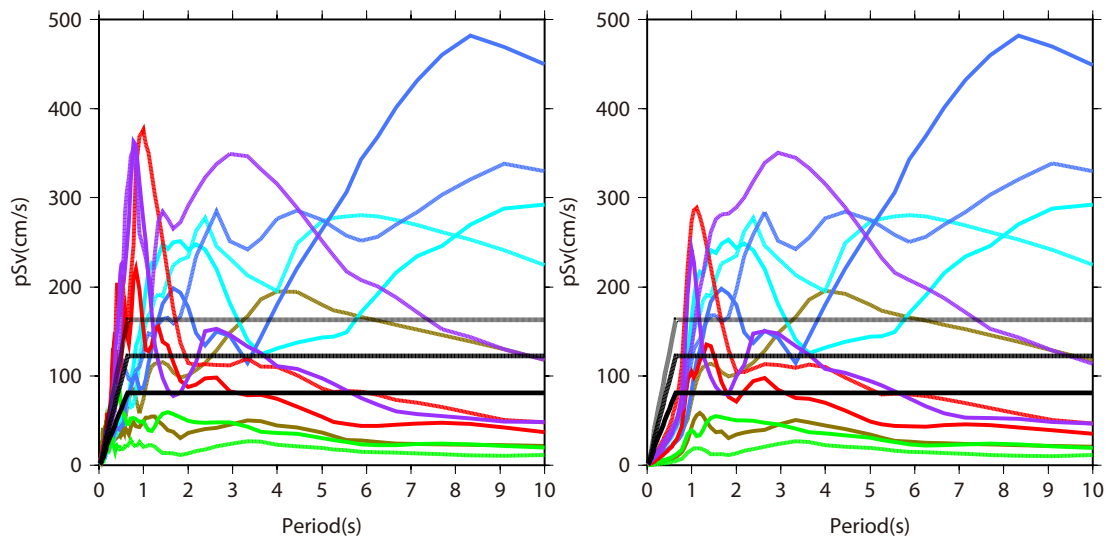
※1：境ほか（2001）による目安となる倒壊率は以下の通りとされている。

被災度 1（倒壊率 0%），被災度 2（倒壊率 1%），被災度 3（倒壊率 3%）。

※2：観測点東～北東側の地表地震断層極近傍に限定。強震動ではなく断層ズレに起因する基礎の変形や建物の傾斜による被害のみとされている。

※3：布田川断層からの距離。出ノ口断層からの距離は 2km 程度。

- | | | | |
|-------|-------------------------|-----------|-------|
| — | 1992 Landers | LUC | NS 成分 |
| --- | 1992 Landers | LUC | EW 成分 |
| — | 1999 Chi-Chi | TCU052 | NS 成分 |
| --- | 1999 Chi-Chi | TCU052 | EW 成分 |
| — | 1999 Chi-Chi | TCU068 | NS 成分 |
| --- | 1999 Chi-Chi | TCU068 | EW 成分 |
| — | 2014 Nagano | NGN005 | NS 成分 |
| --- | 2014 Nagano | NGN005 | EW 成分 |
| — | 2016 Kumamoto | KMMH16 益城 | NS 成分 |
| --- | 2016 Kumamoto | KMMH16 益城 | EW 成分 |
| — | 2016 Kumamoto | 西原村役場 | NS 成分 |
| --- | 2016 Kumamoto | 西原村役場 | EW 成分 |
| — | 告示波 (安全限界) | | |
| - - - | 告示波 (安全限界) $\times 1.5$ | | |
| | 告示波 (安全限界) $\times 2.0$ | | |



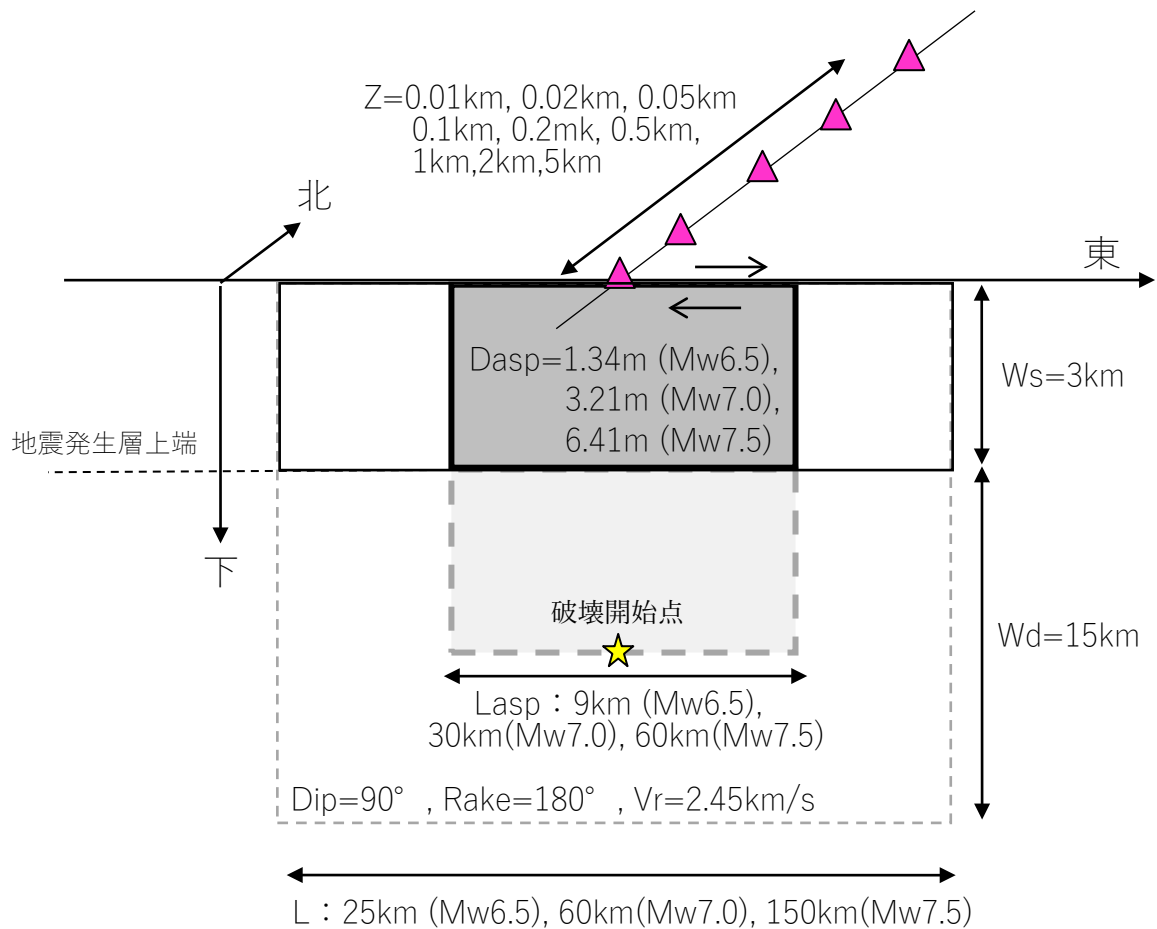
(1) 観測記録

(2) バンドパスフィルター波形 (周期 1 秒以上)

図 4.6-1 地表地震断層近傍における観測記録と告示波の比較

表 4.6-3 設定した震源断層モデル（横ずれ断層）

| No. | Mw | L (km) | Wd (km) | Ws (km) | Lasp (km) | Dasp (m) |
|-----|-----|-----------|------------|------------|--------------|-------------|
| 1 | 6.5 | 25 | 15 | 3 | 9 | 1.34 |
| 2 | 7.0 | 60 | 15 | 3 | 30 | 3.21 |
| 3 | 7.5 | 150 | 15 | 3 | 60 | 6.41 |



注) 理論計算は地震発生層以浅のみ（規格化 Yoffe 関数を仮定）を対象に行う。

図 4.6-2 強震動レシピに基づき設定した震源断層モデルと計算点
（横ずれ断層，地震発生層以浅）

表 4.6-4 地下構造モデル（一様地盤）

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

表 4.6-5 地下構造モデル（南阿蘇村の地盤モデルを修正）

| Layer | Density (t/m ³) | Vp (m/s) | Qp | Vs (m/s) | Qs | Thickness(m) |
|-------|--------------------------------|-------------|-----|-------------|-----|--------------|
| 1 | 1.85 | 1600 | 60 | 400 | 60 | 20 |
| 2 | 1.9 | 2000 | 100 | 600 | 100 | 49 |
| 3 | 2.15 | 2500 | 150 | 1100 | 150 | 408 |
| 4 | 2.4 | 4000 | 200 | 2100 | 200 | 670 |
| 5 | 2.6 | 5500 | 300 | 3100 | 300 | 1304 |
| 6 | 2.7 | 5700 | 300 | 3300 | 300 | 5000 |
| 7 | 2.75 | 6000 | 300 | 3400 | 300 | — |

※Vs=600m/s 層を工学的基盤である Vs=400m/s と Vs=600m/s 層に分割。

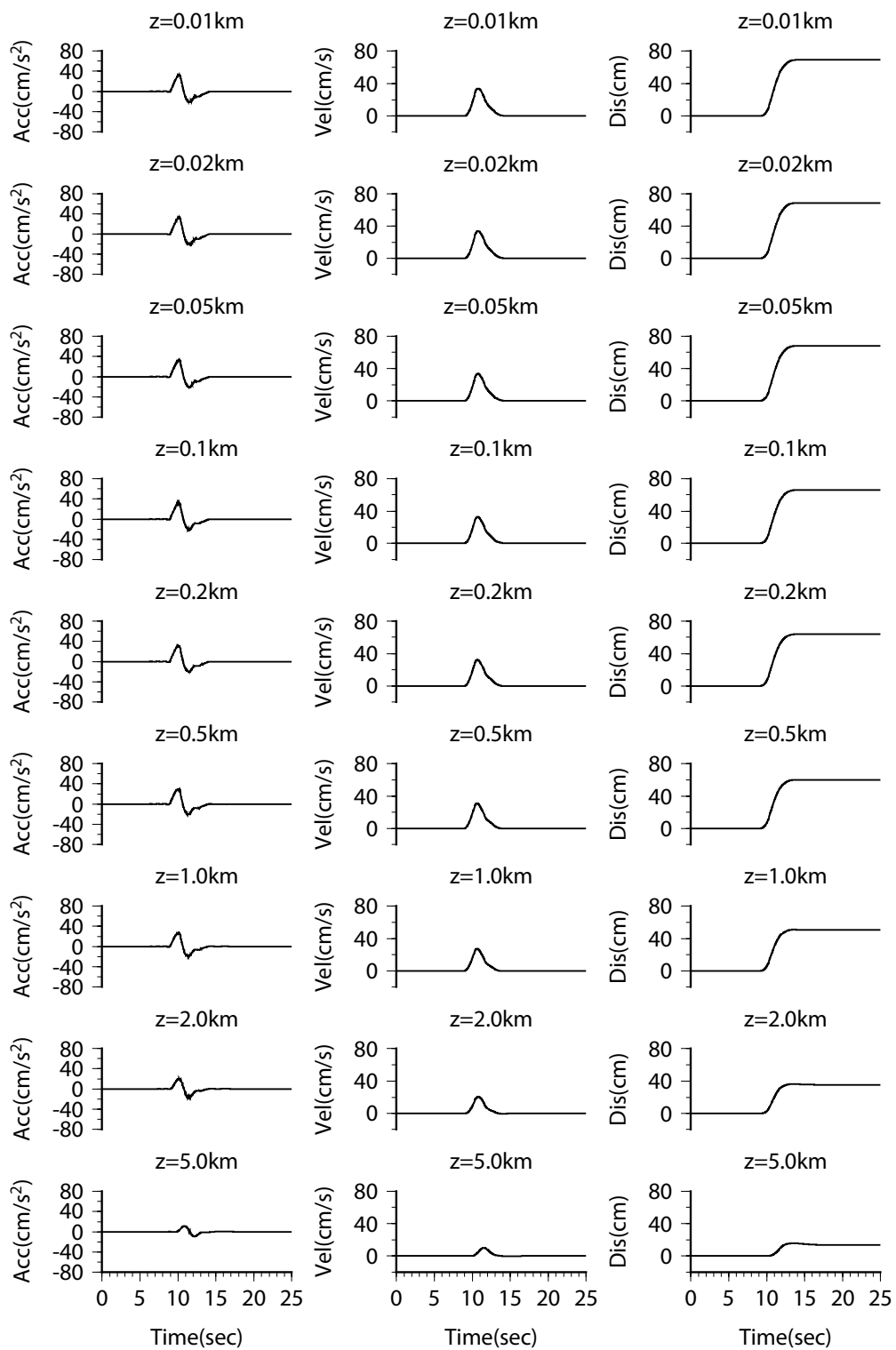


図 4.6-3 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層以浅)

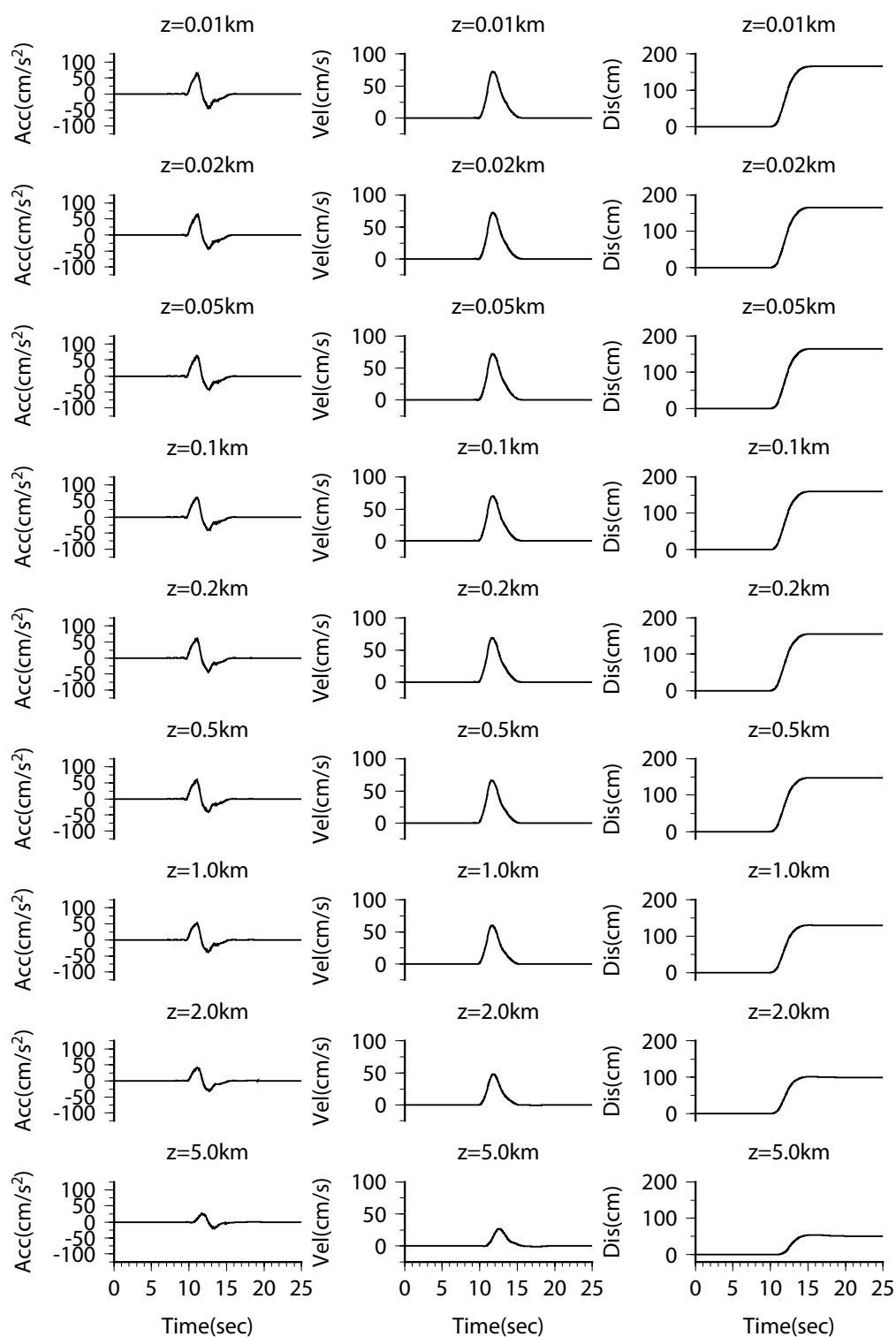


図 4.6-3 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層以浅)

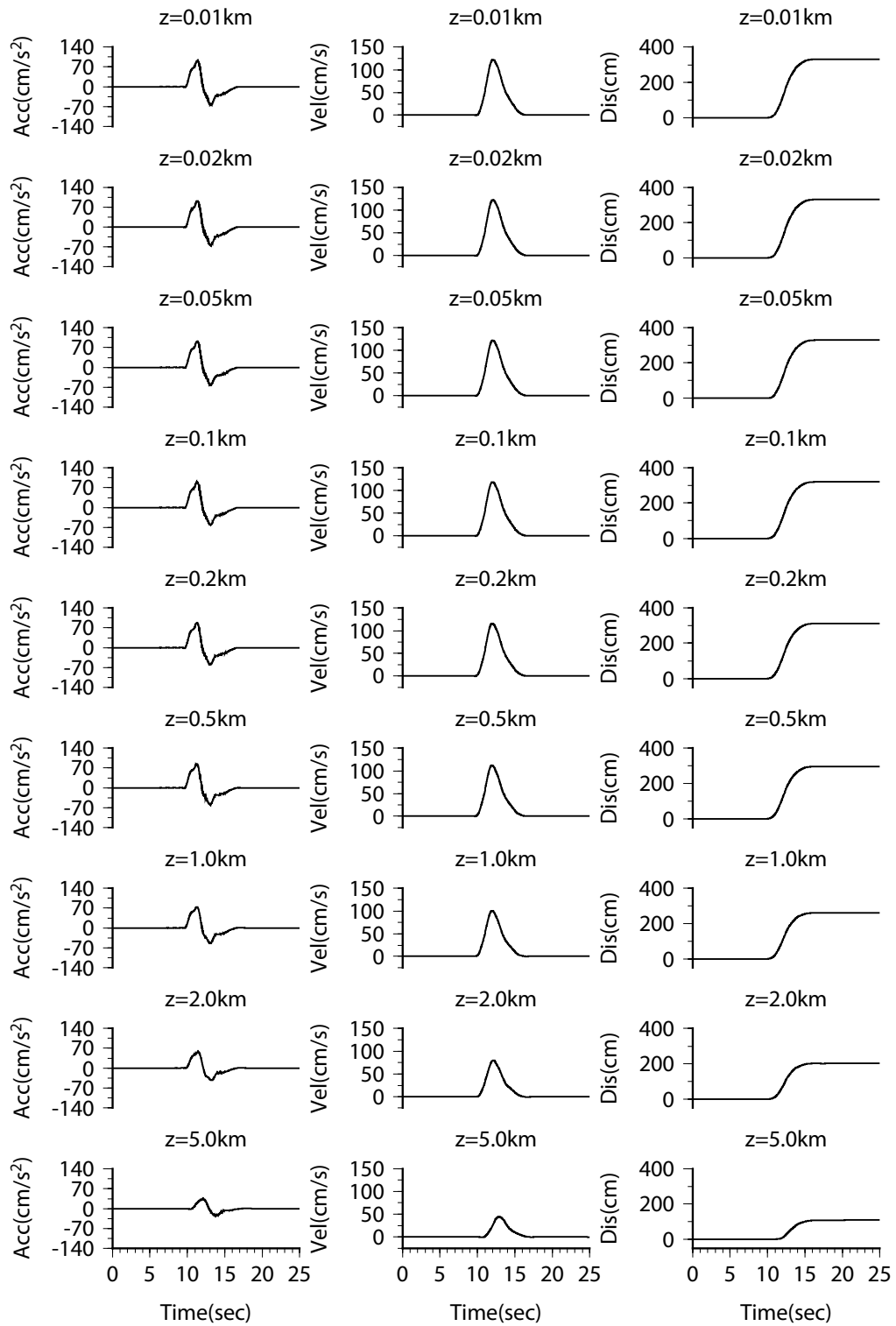


図 4.6-3 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層以浅)

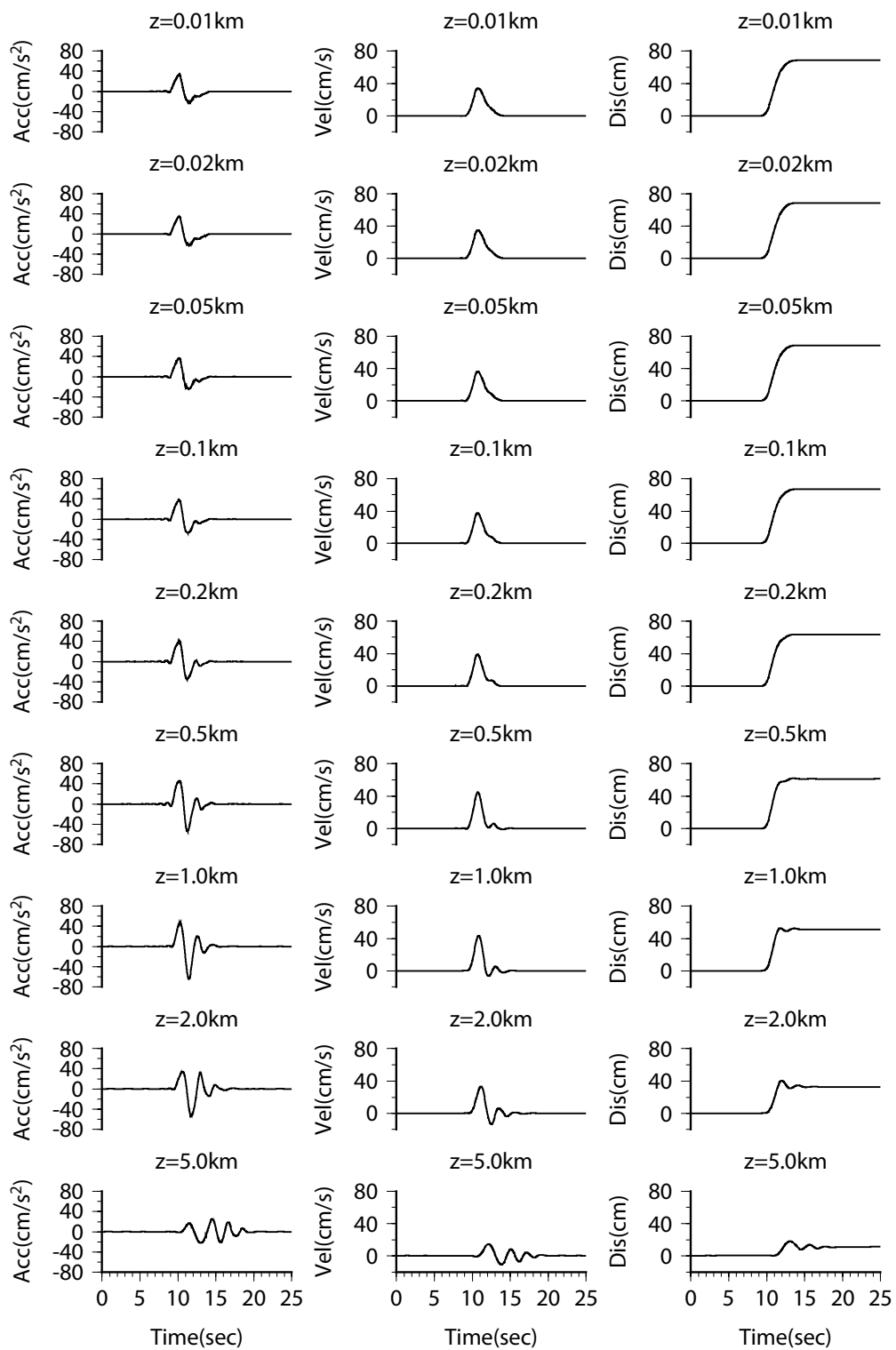


図 4.6-4 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層以浅)

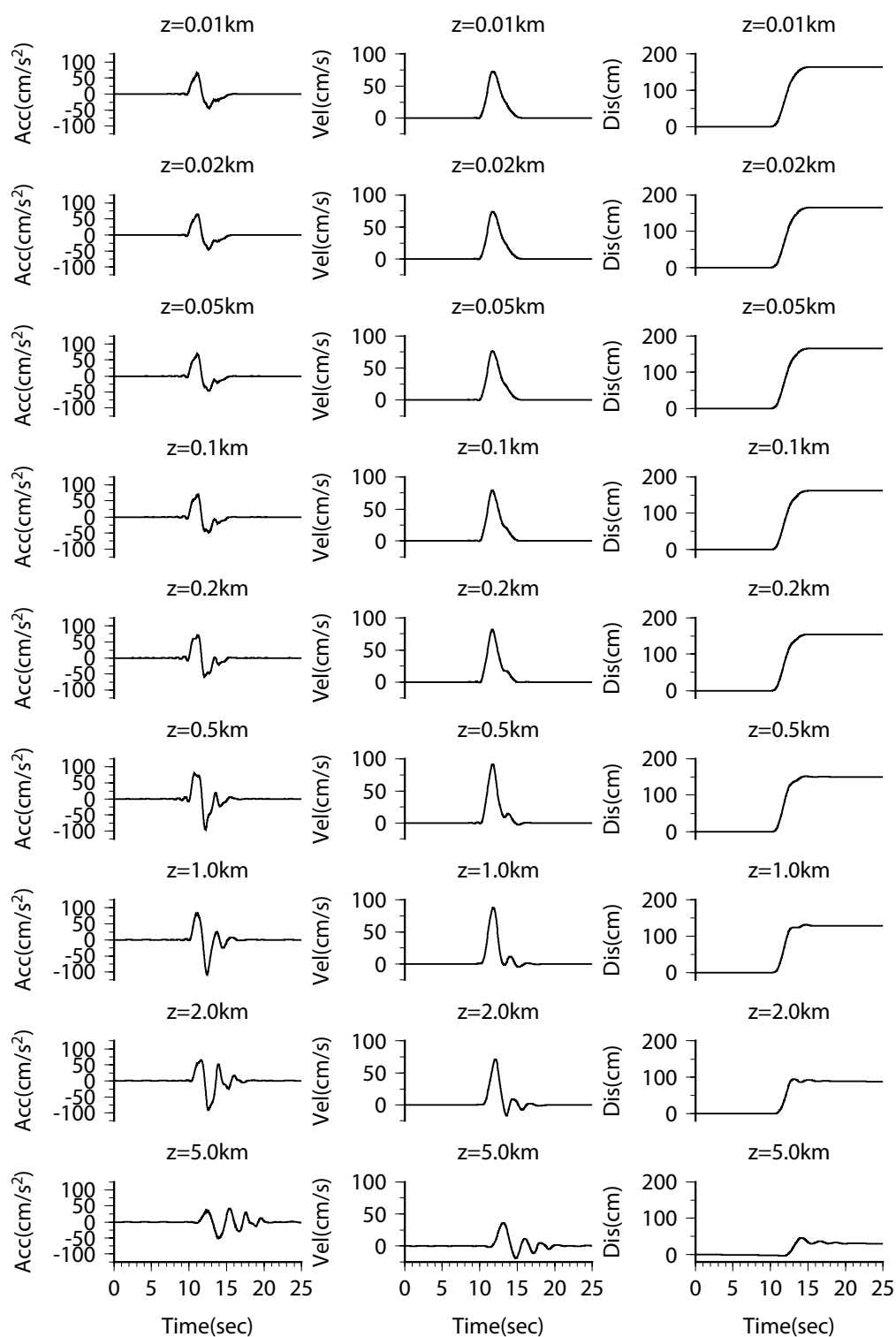


図 4.6-4 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層以浅)

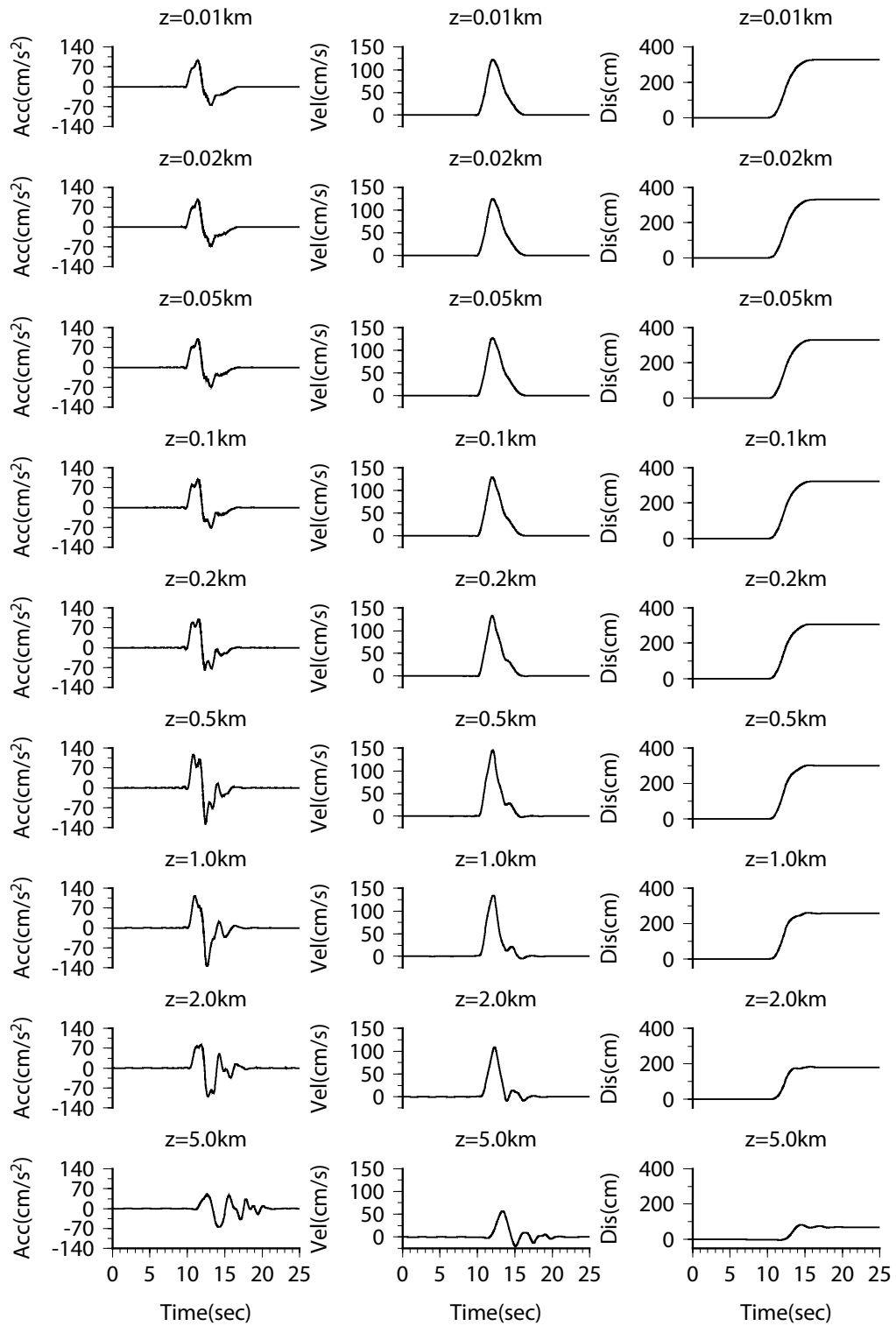


図 4.6-4 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層以浅)

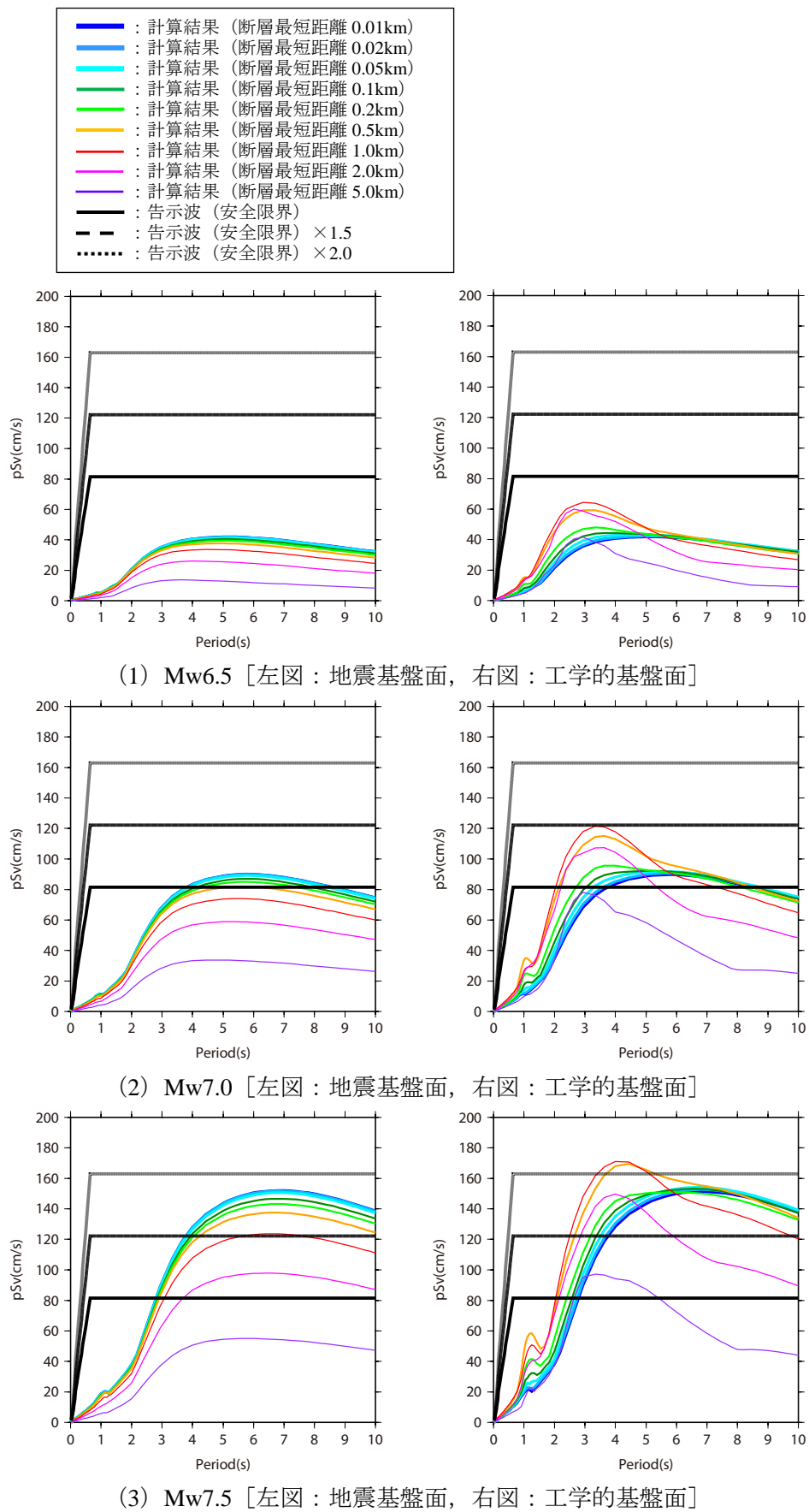


図 4.6-5 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(横ずれ断層，断層平行成分，地震発生層以浅)

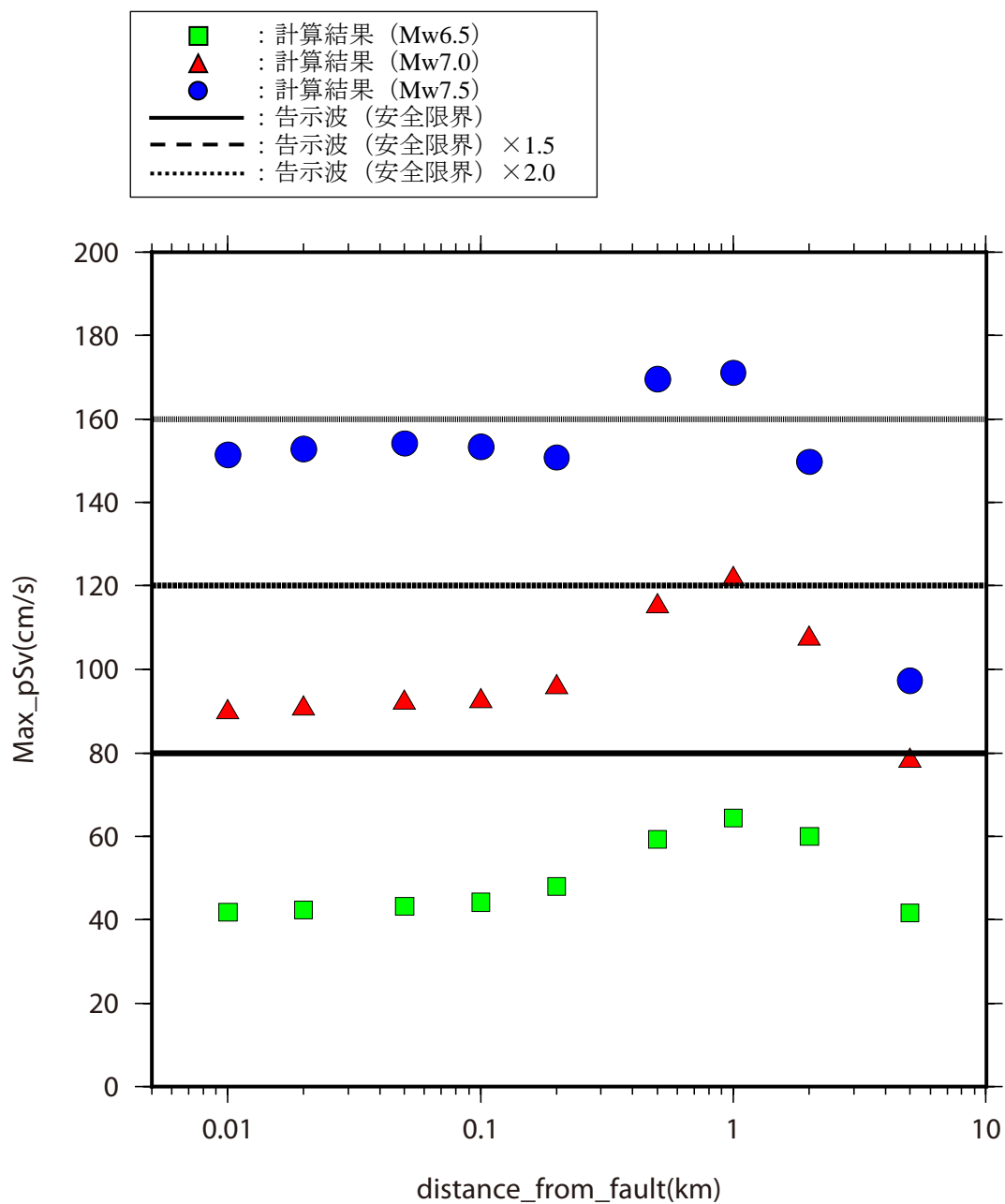


図 4.6-6 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(横ずれ断層，断層平行成分，地震発生層以浅)

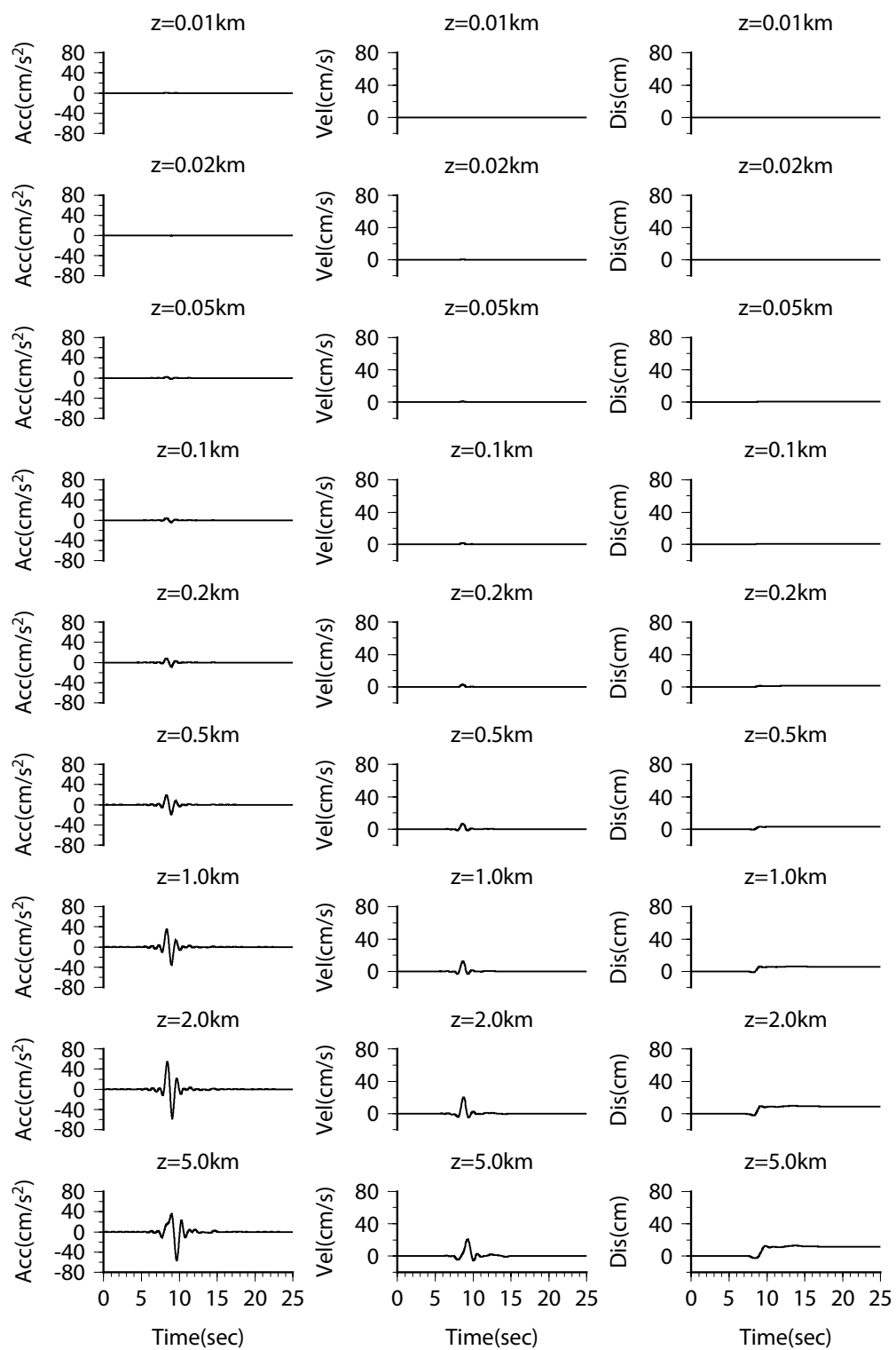


図 4.6-8 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層内)

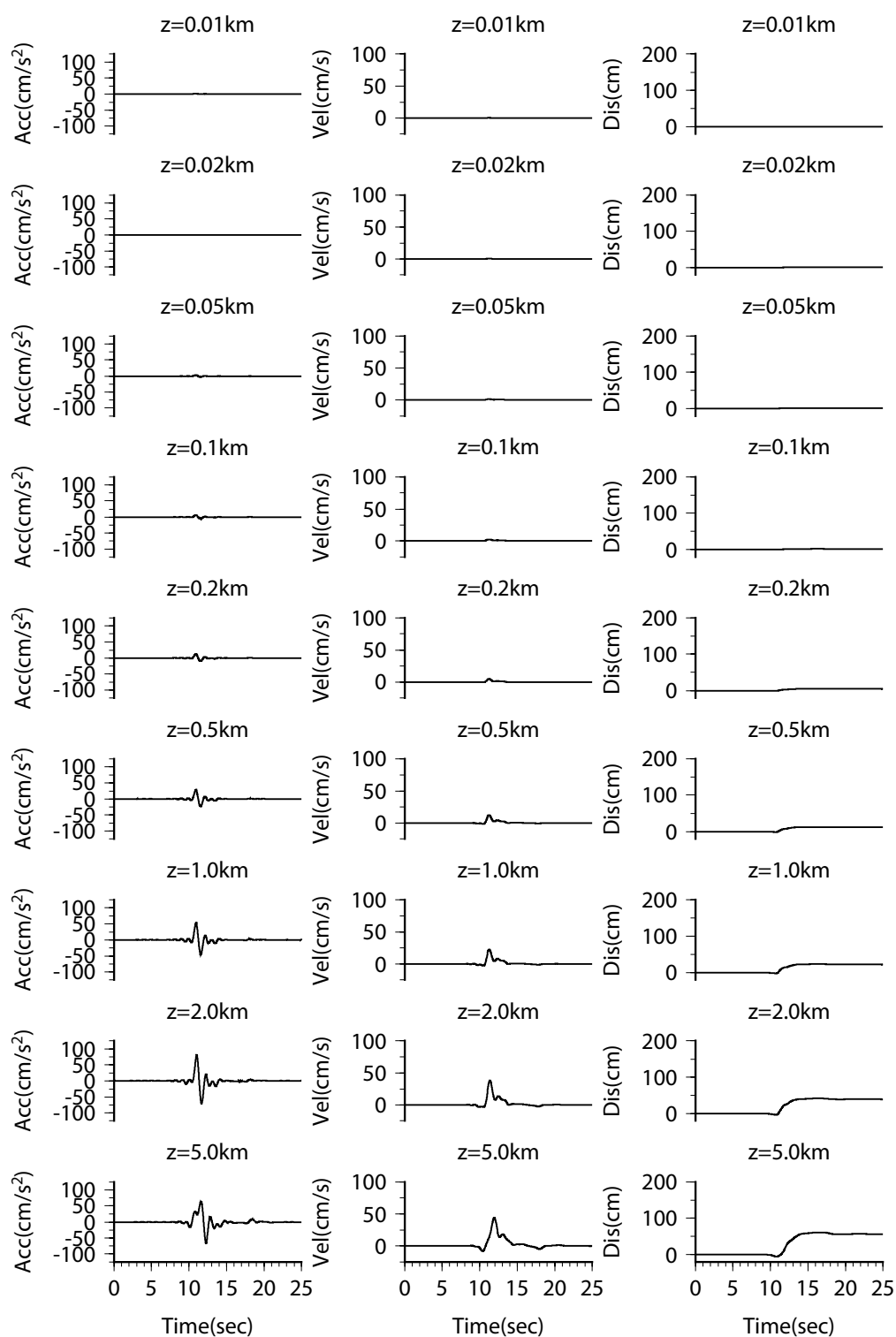


図 4.6-8 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層内)

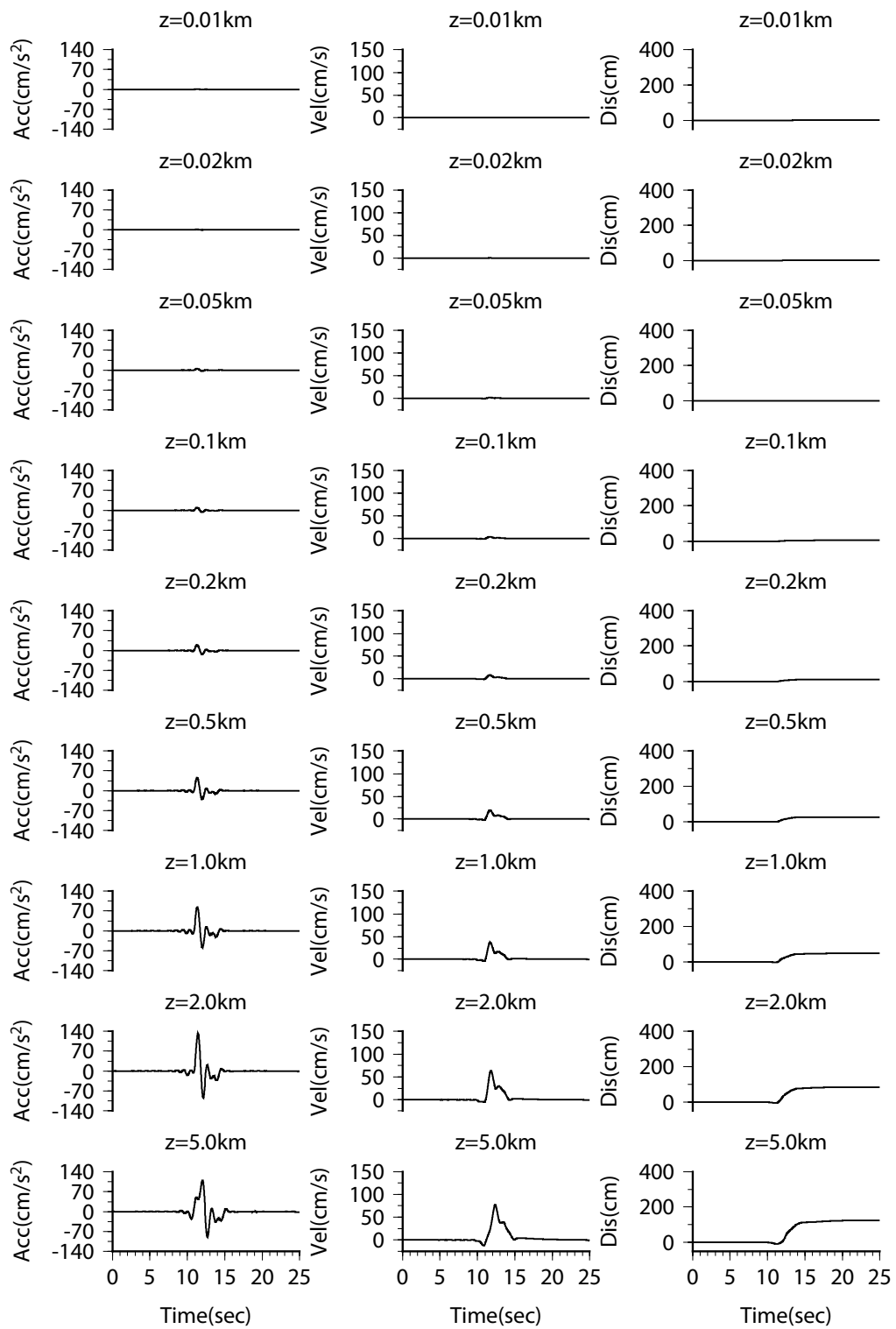


図 4.6-8 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層内)

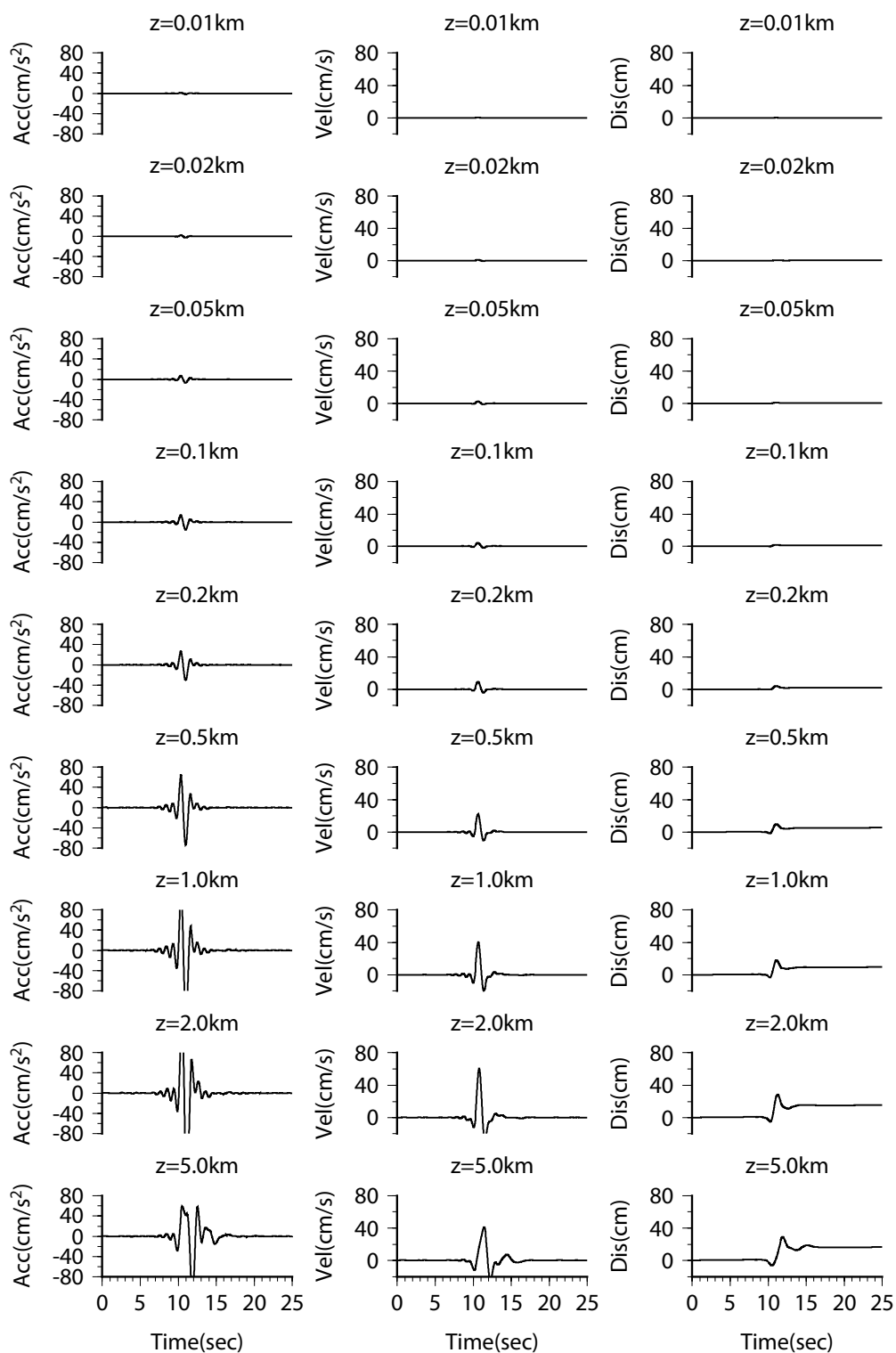


図 4.6-9 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層内)

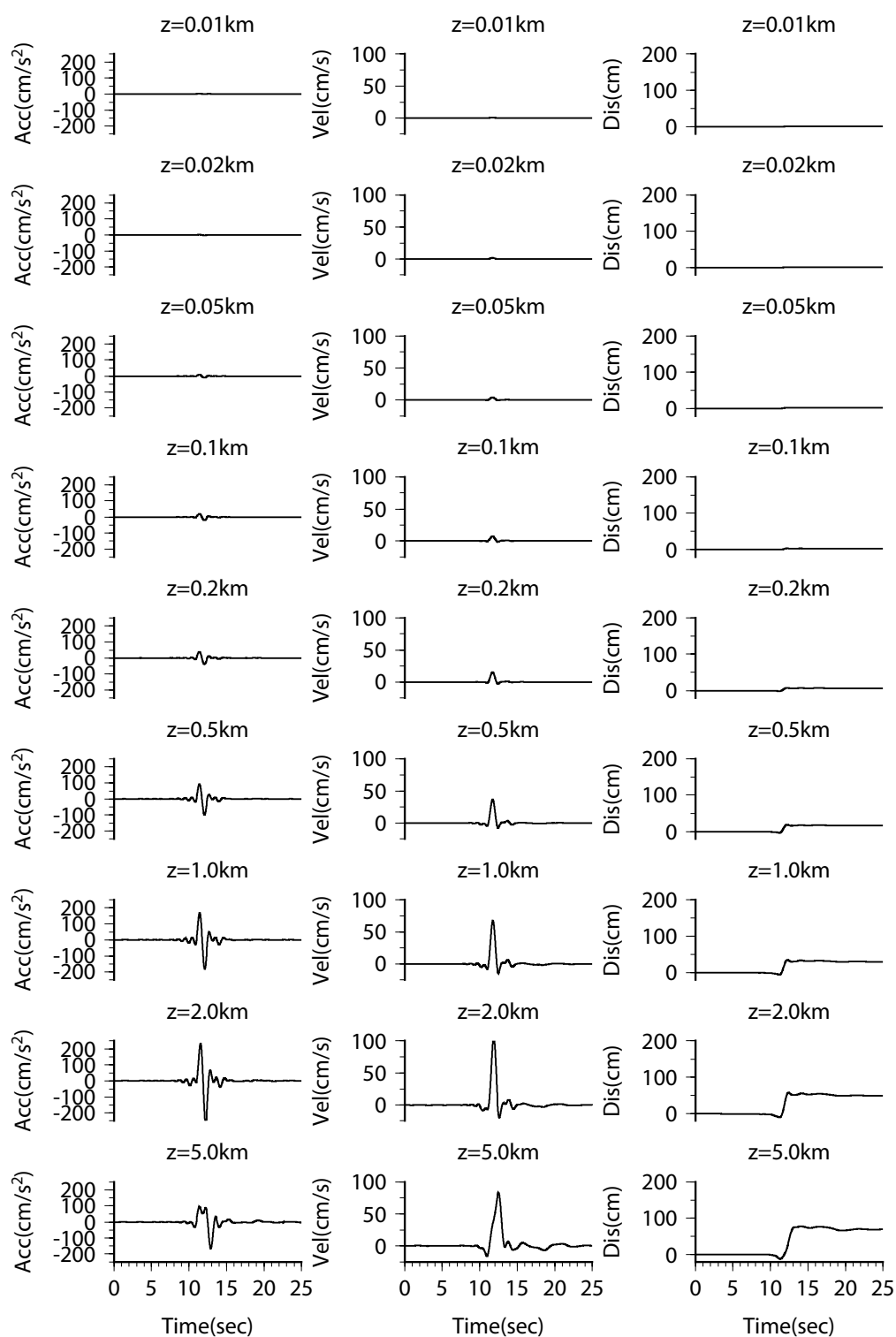


図 4.6-9 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層内)

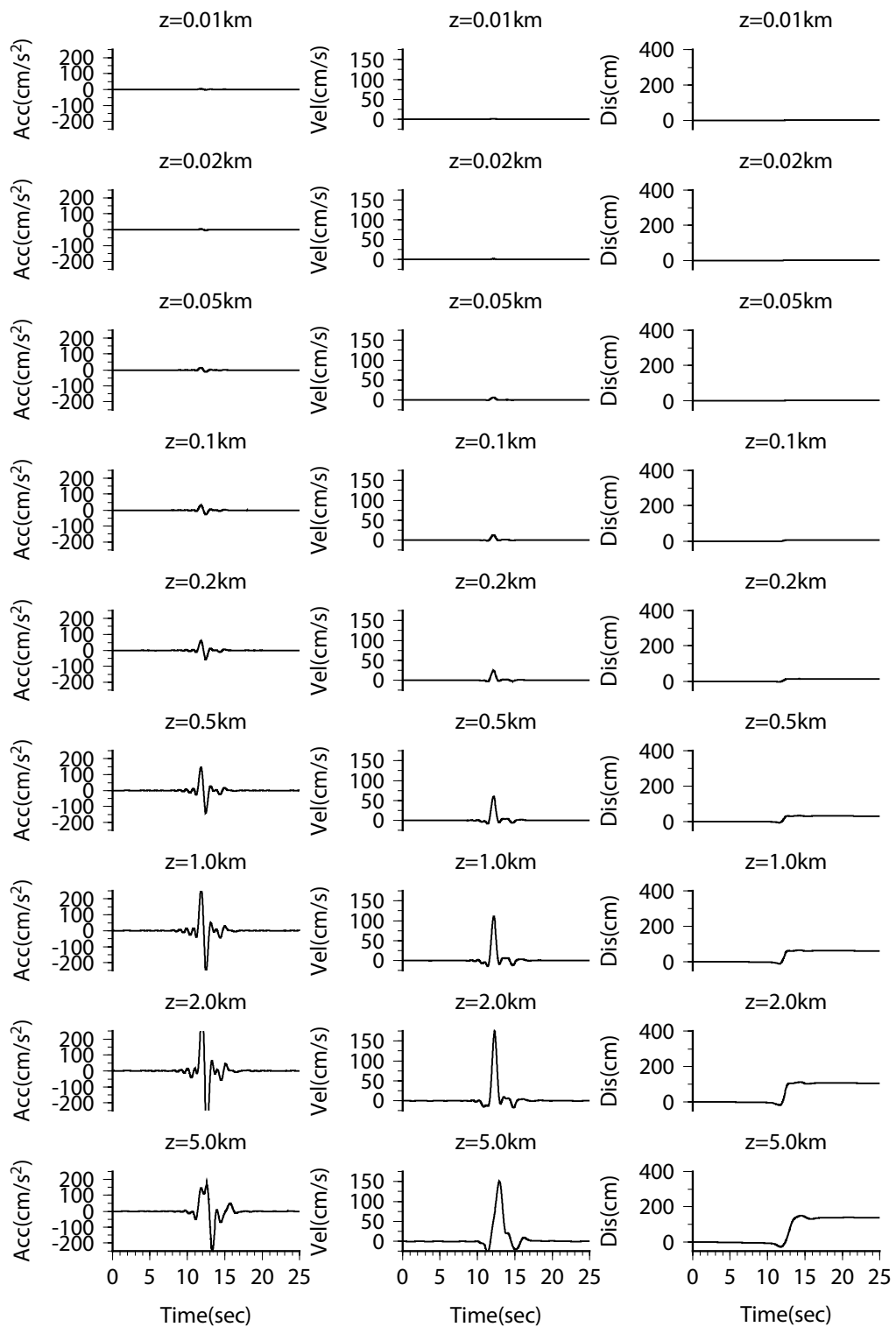


図 4.6-9 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層内)

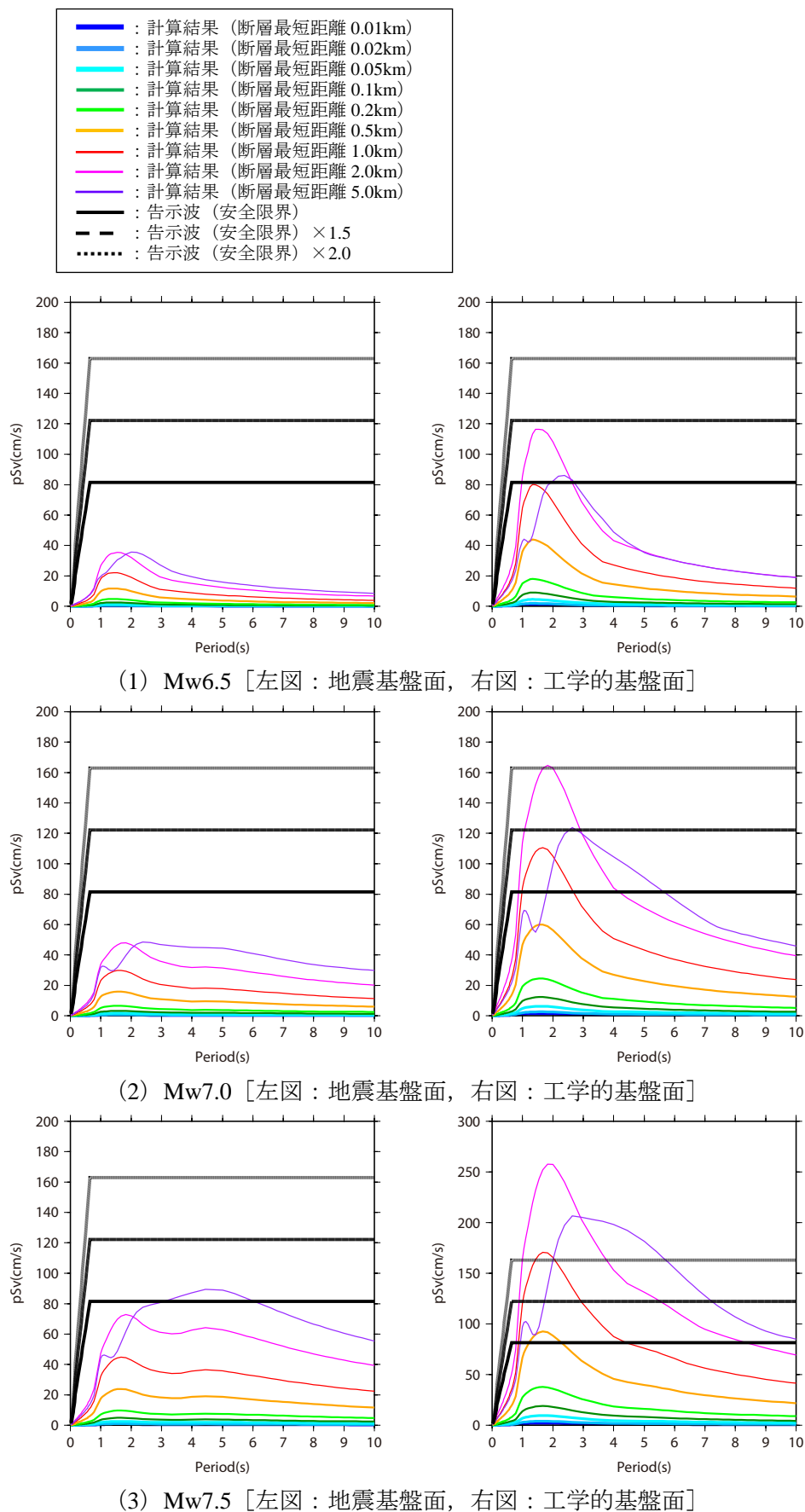


図 4.6-10 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(横ずれ断層，断層平行成分，地震発生層内)

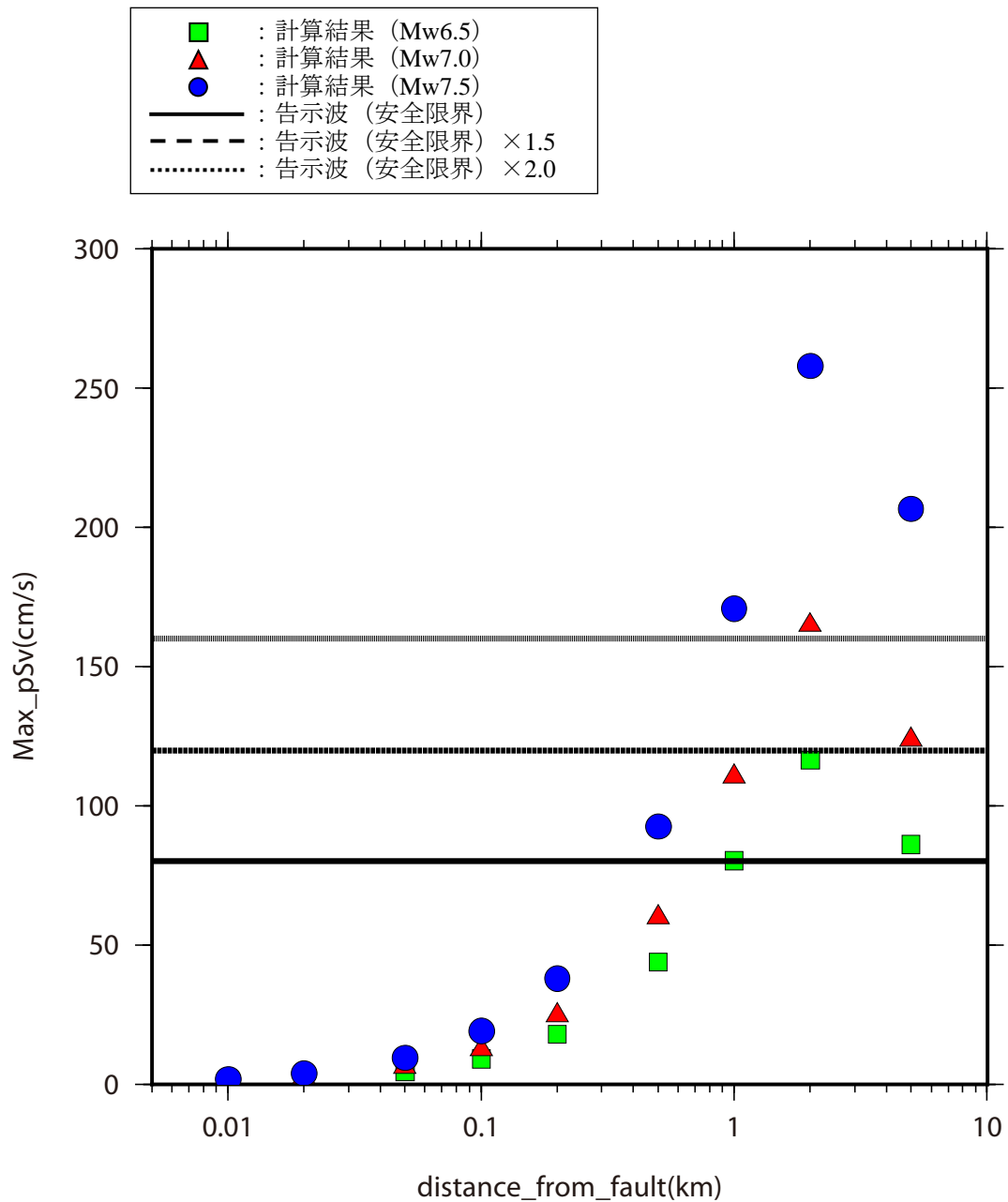


図 4.6-11 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(工学的基盤，横ずれ断層，断層平行成分，地震発生層内)

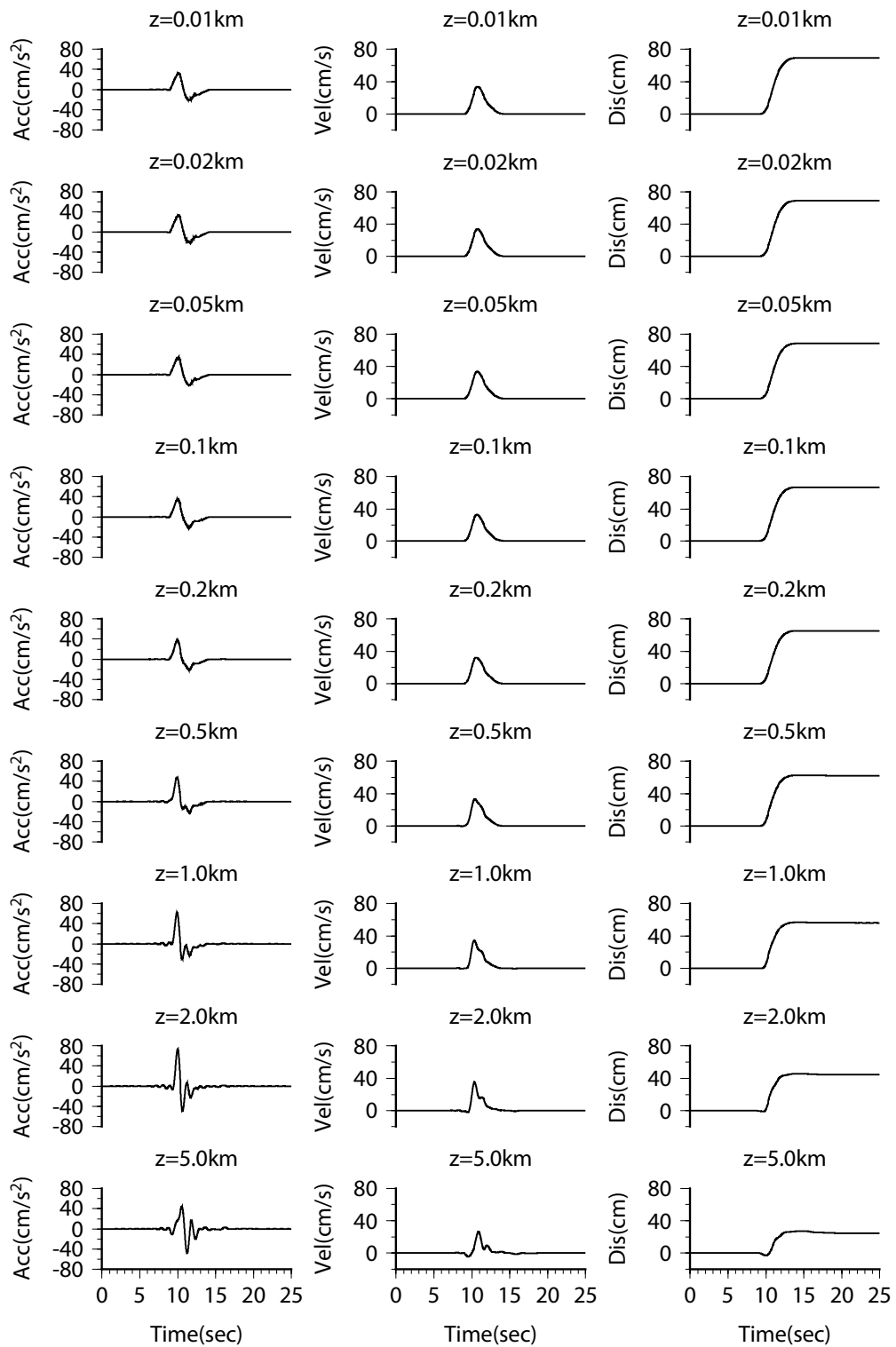


図 4.6-13 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層内+以浅)

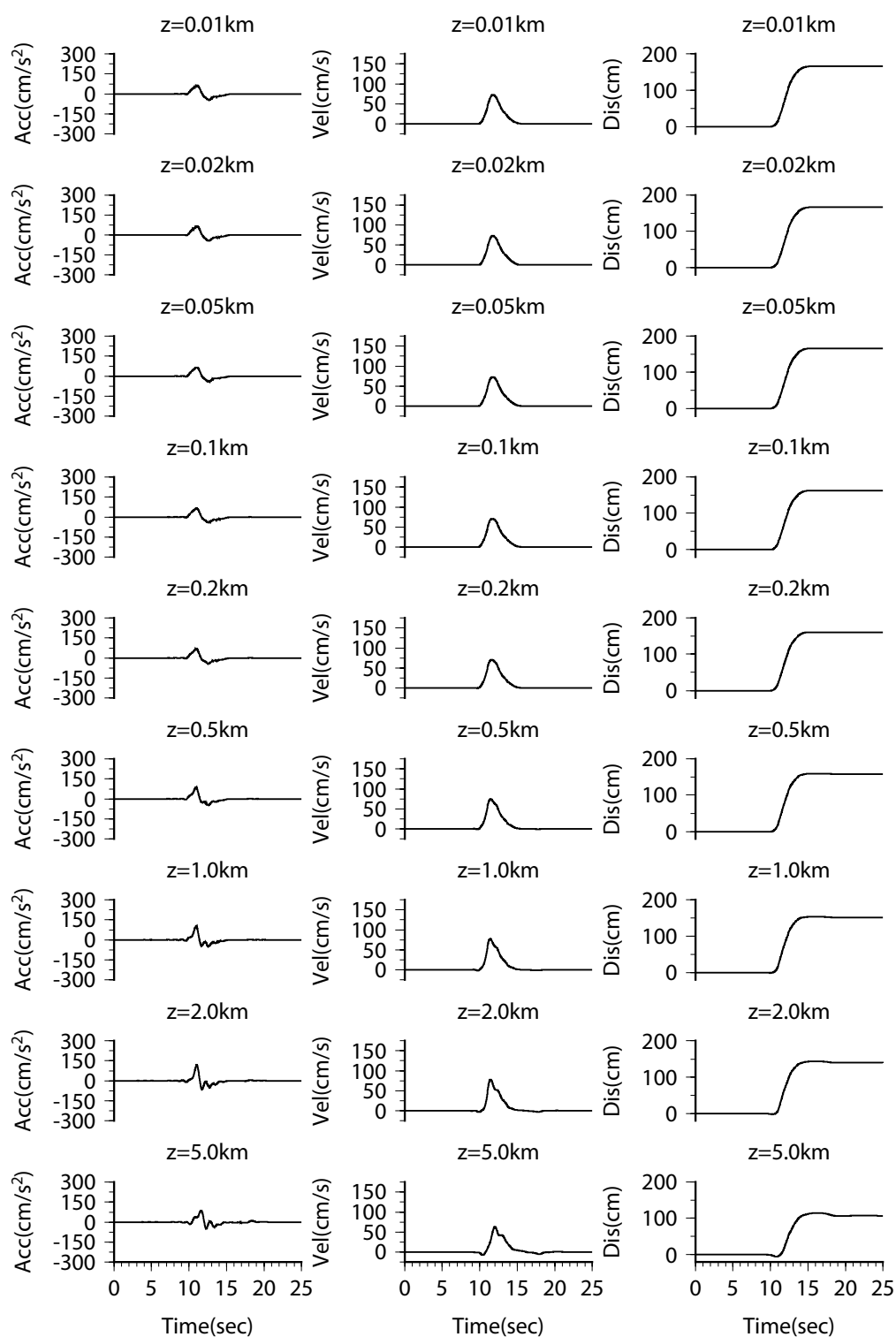


図 4.6-13 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

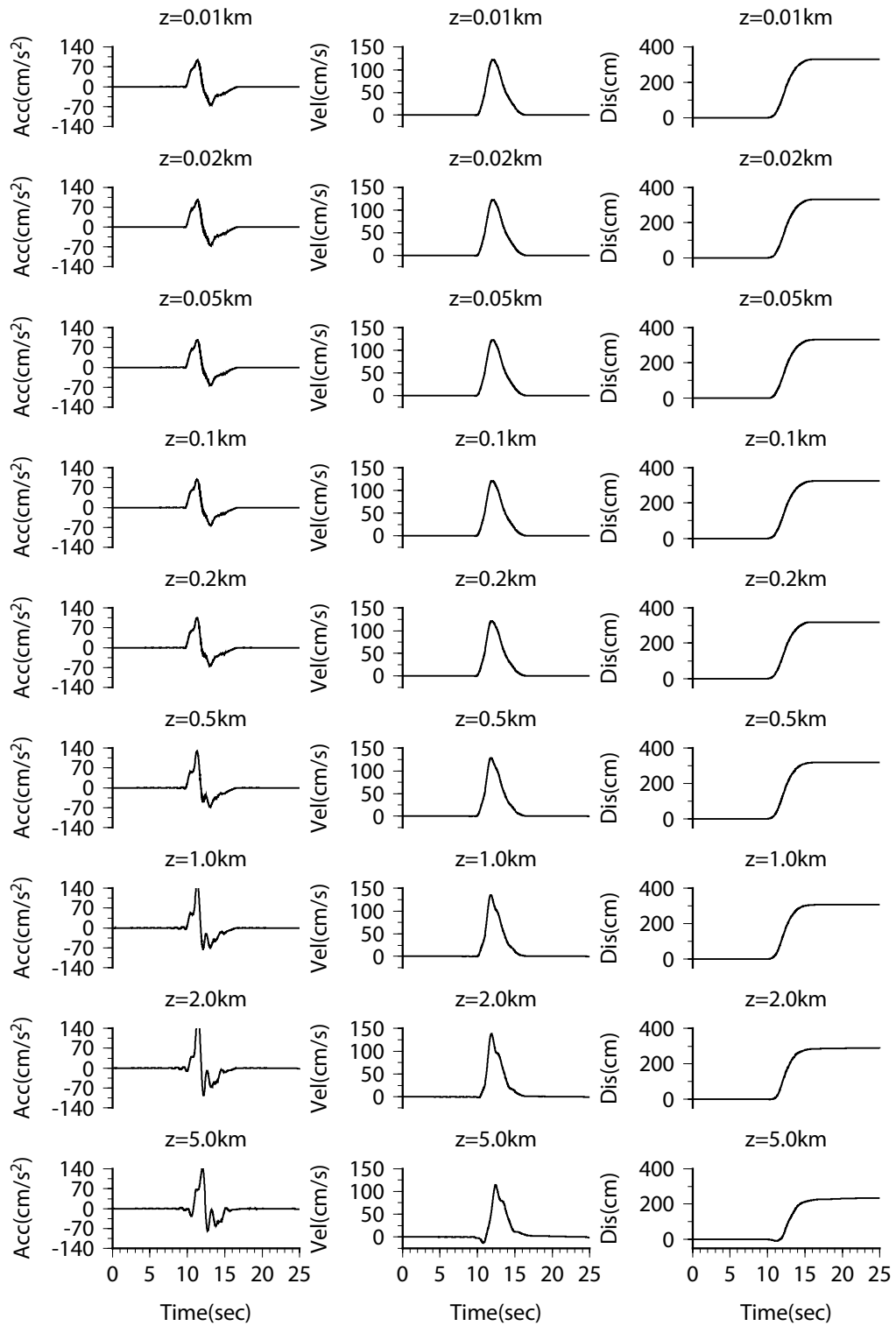


図 4.6-13 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層内+以浅)

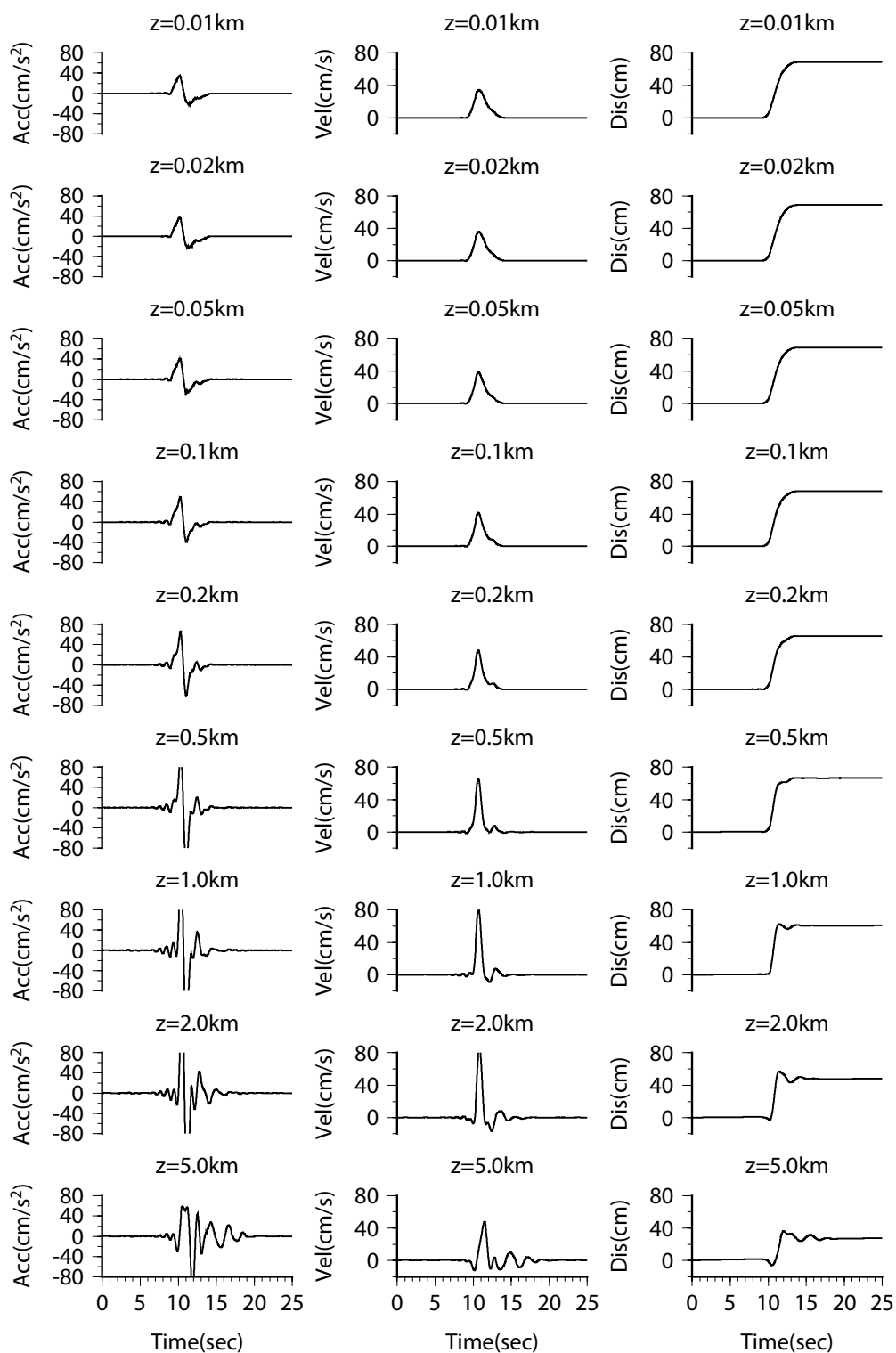


図 4.6-14 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層内+以浅)

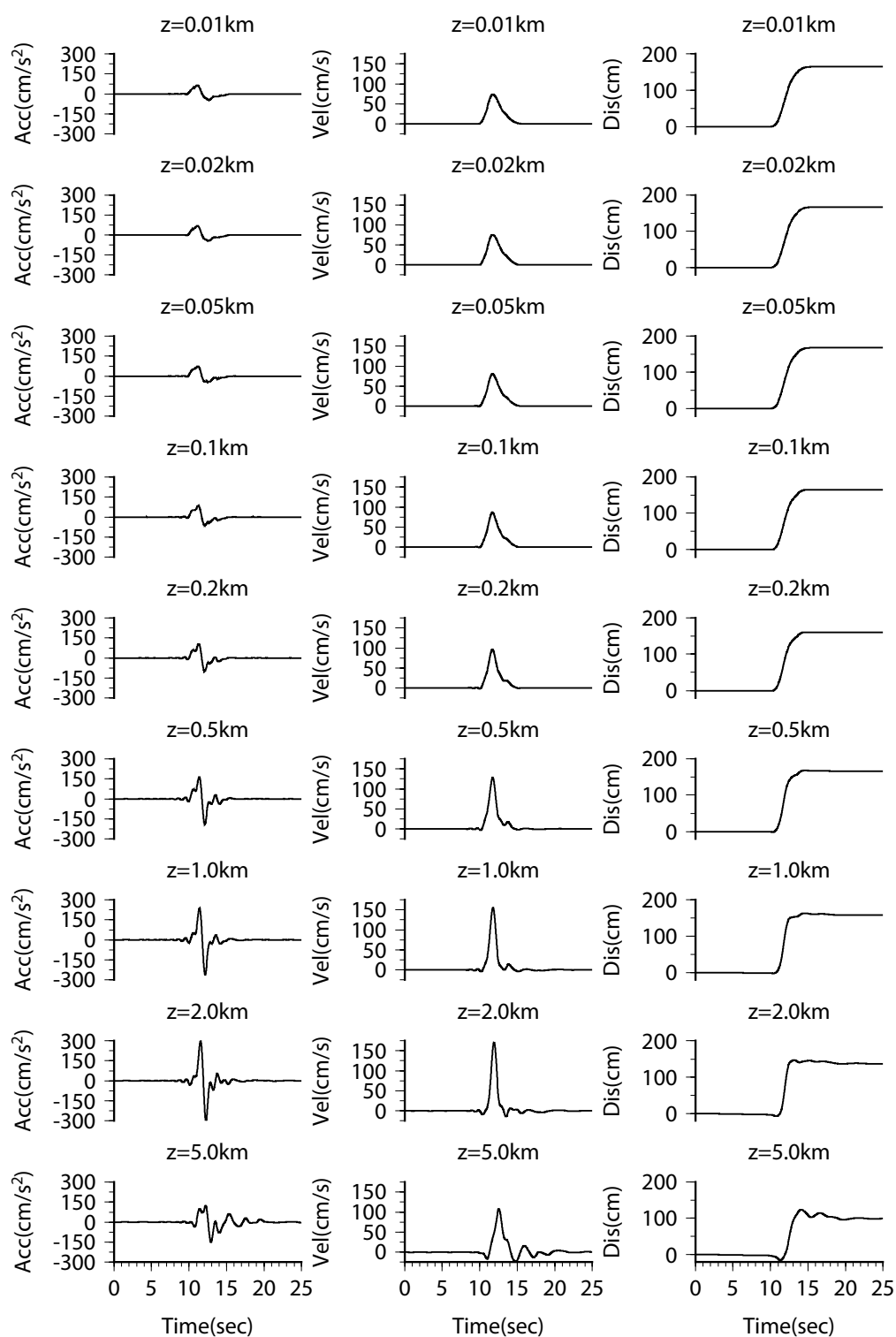


図 4.6-14 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

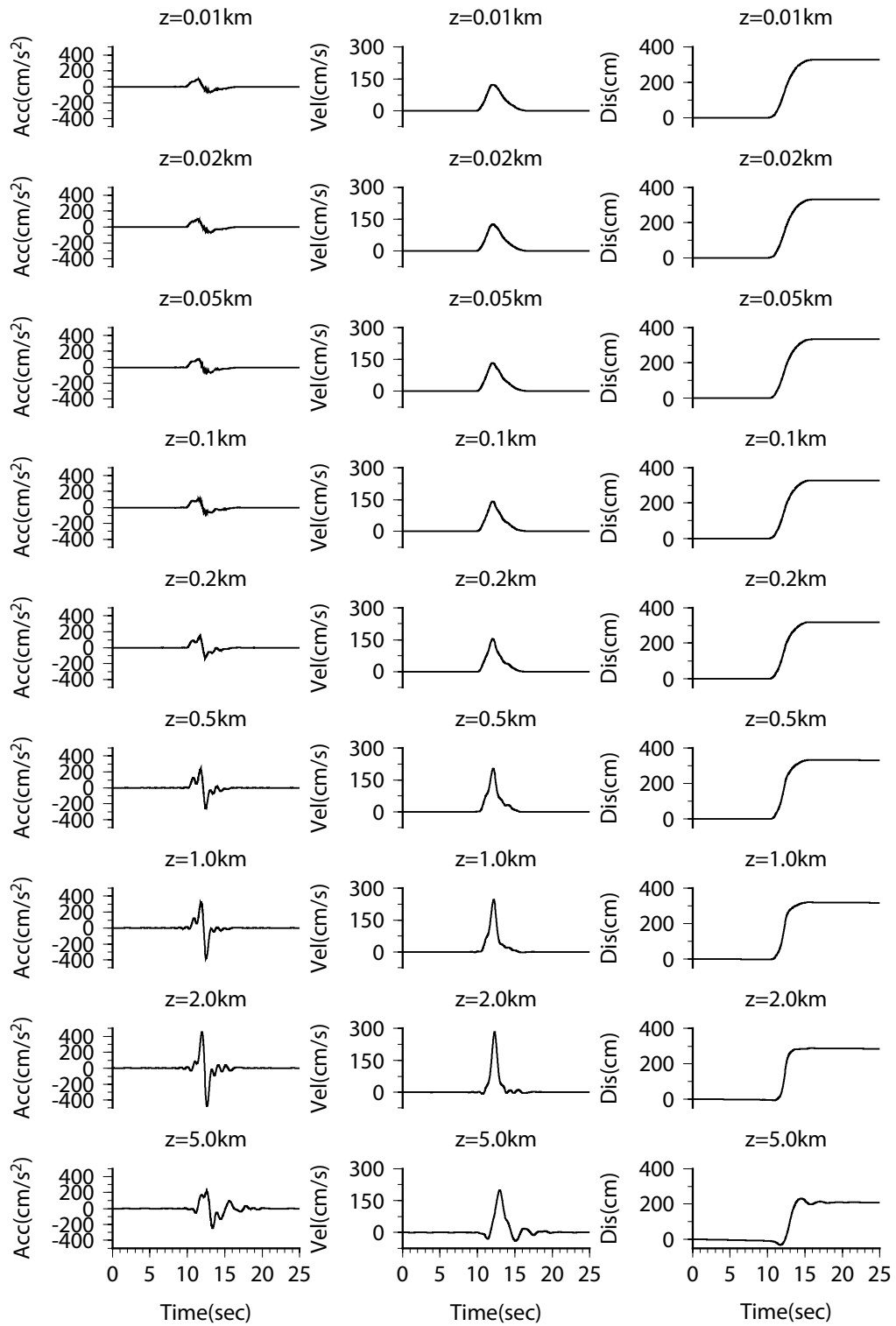


図 4.6-14 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層平行成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層内+以浅)

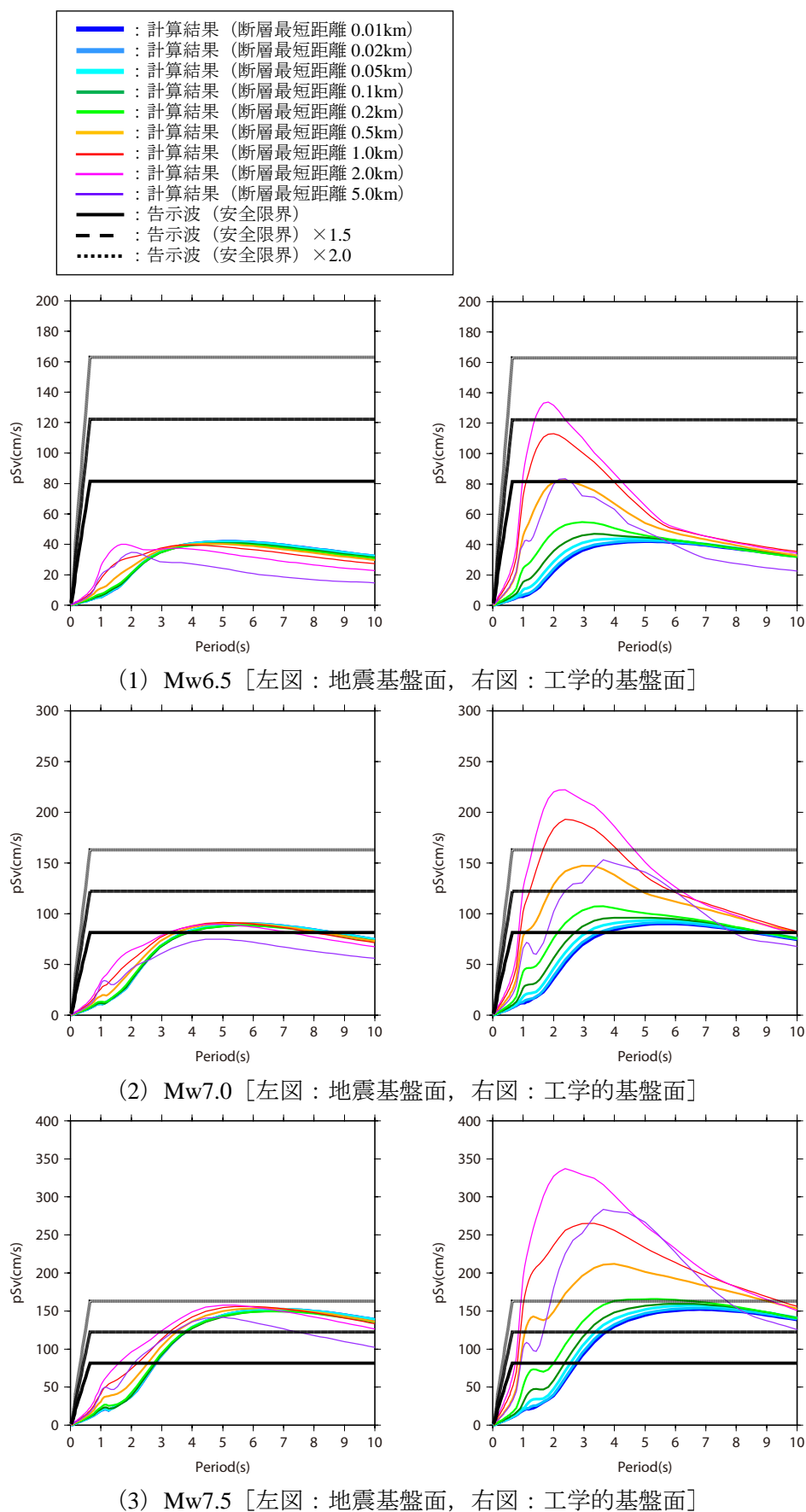


図 4.6-15 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(横ずれ断層，断層平行成分，地震発生層内+以浅)

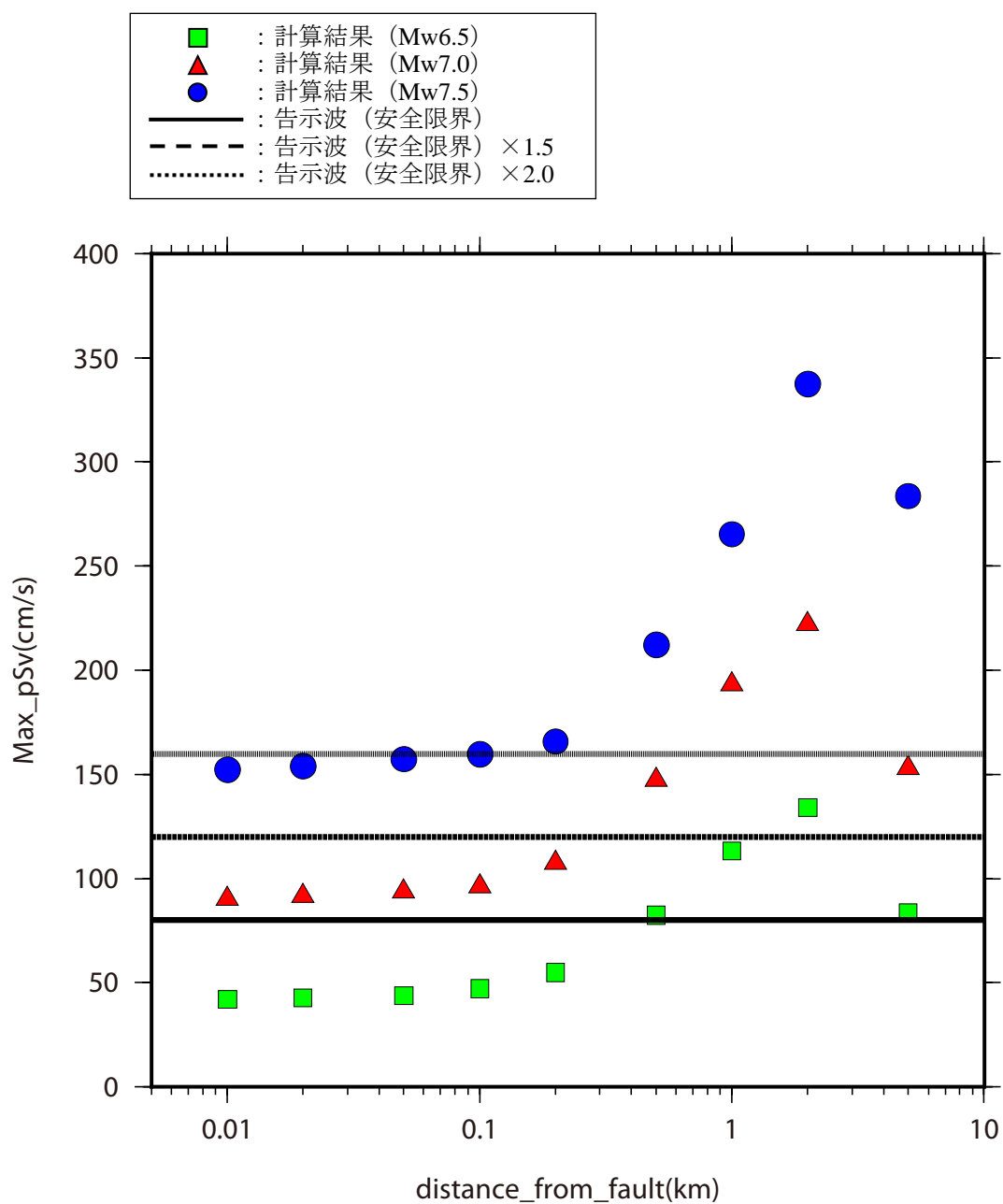
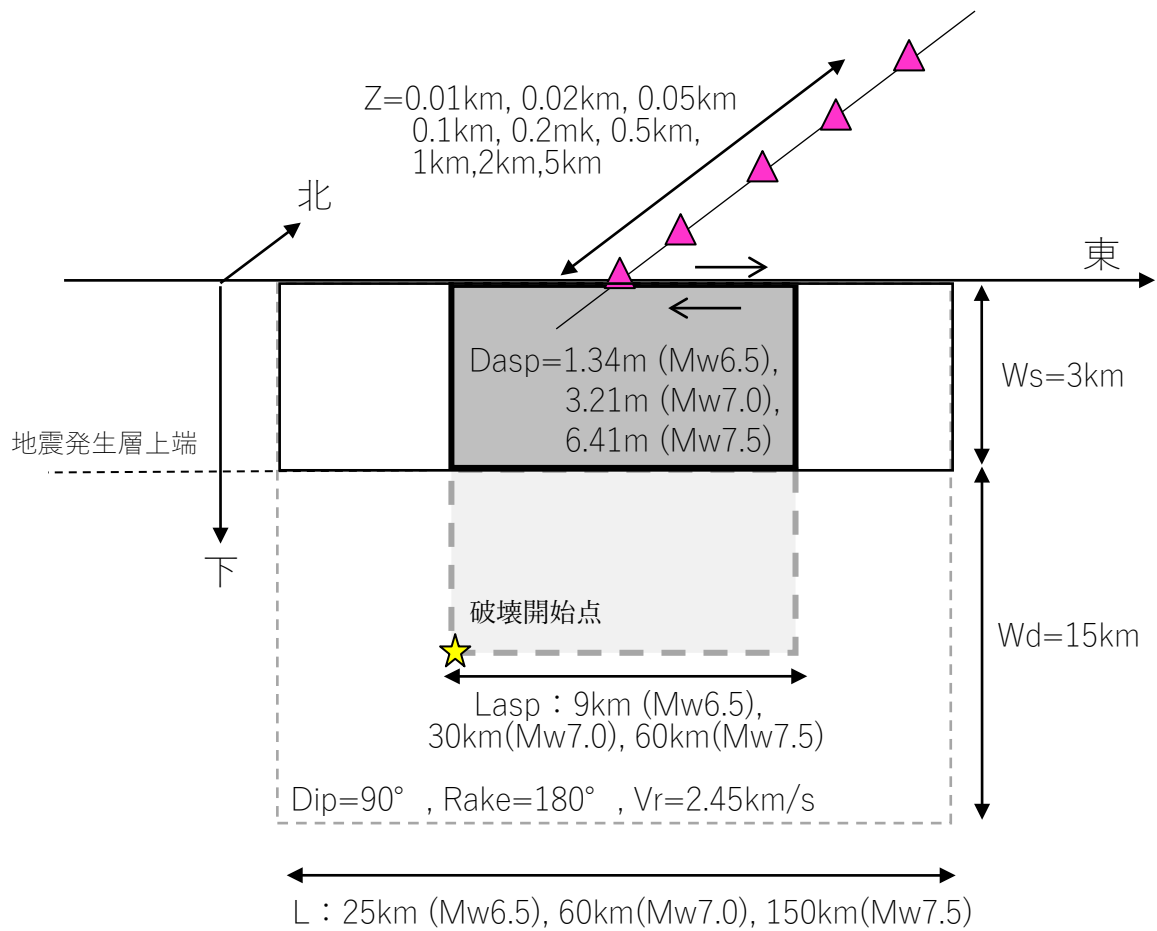


図 4.6-16 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(横ずれ断層，断層平行成分，地震発生層内+以浅)



注) 理論計算は地震発生層以浅のみ(規格化 Yoffe 関数を仮定)を対象に行う。

図 4.6-17 強震動レシビに基づき設定した震源断層モデルと計算点
 (横ずれ断層, 地震発生層以浅, 断層直交成分算定用)

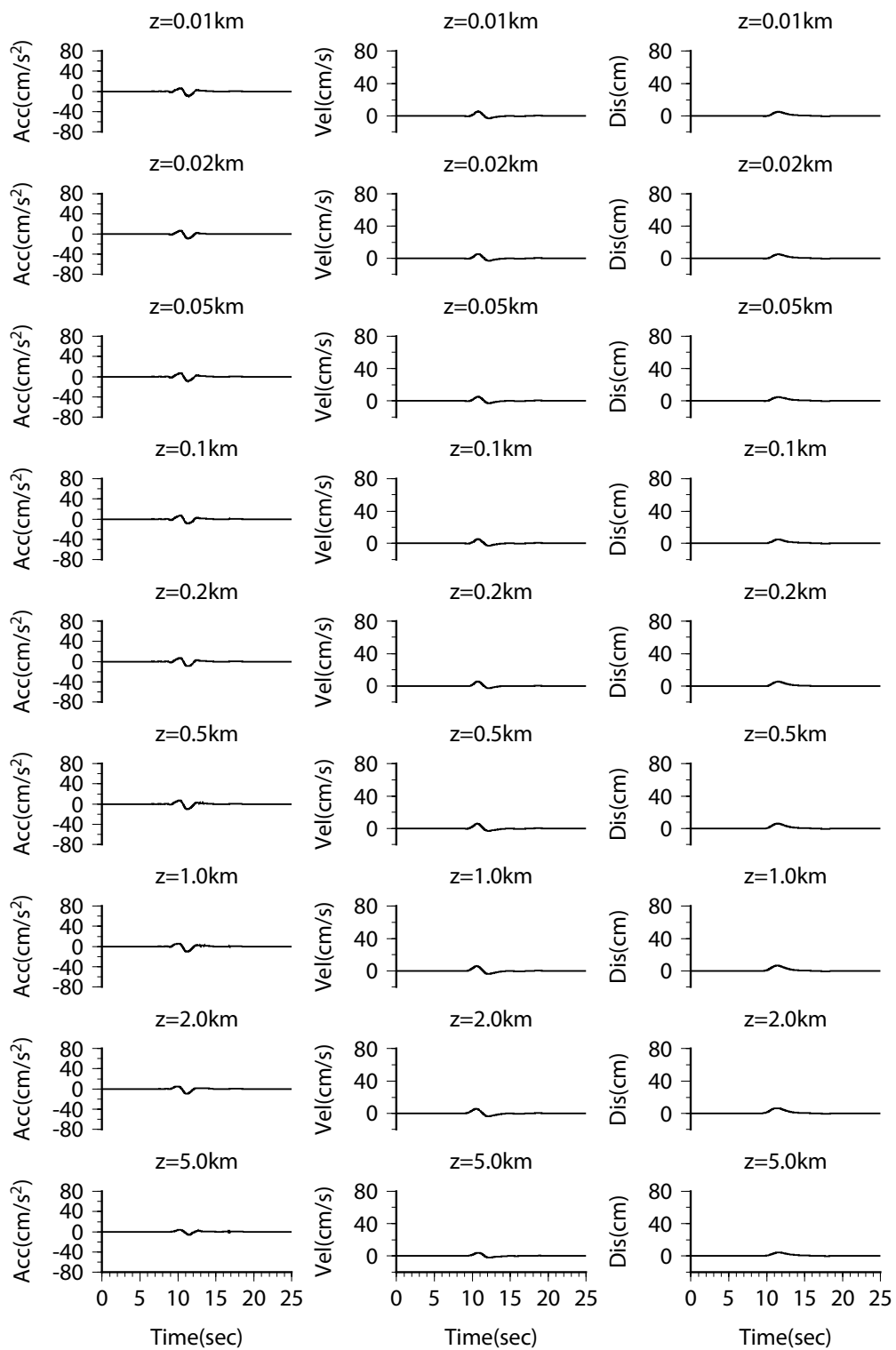


図 4.6-18 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層以浅)

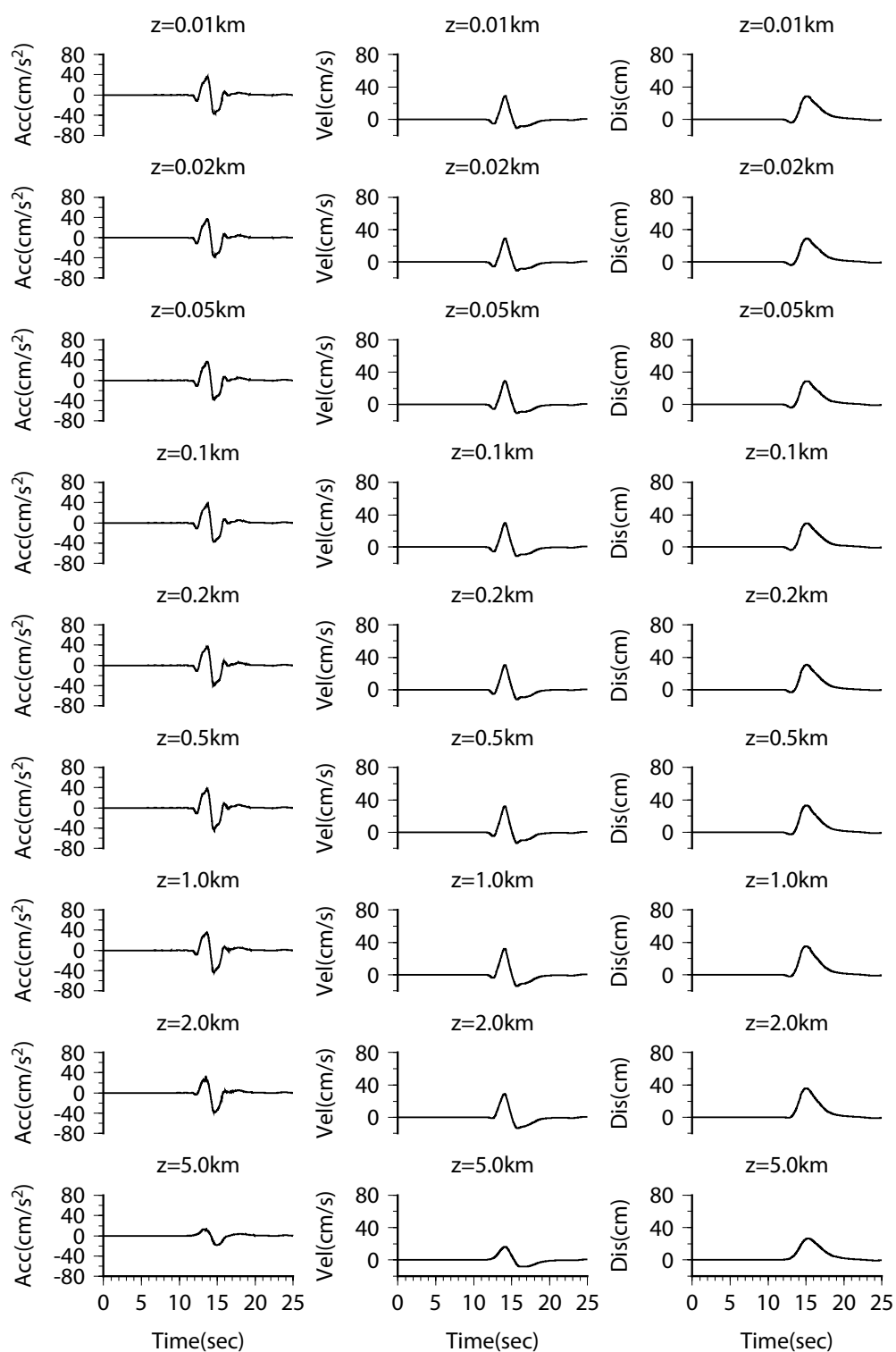


図 4.6-18 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層以浅)

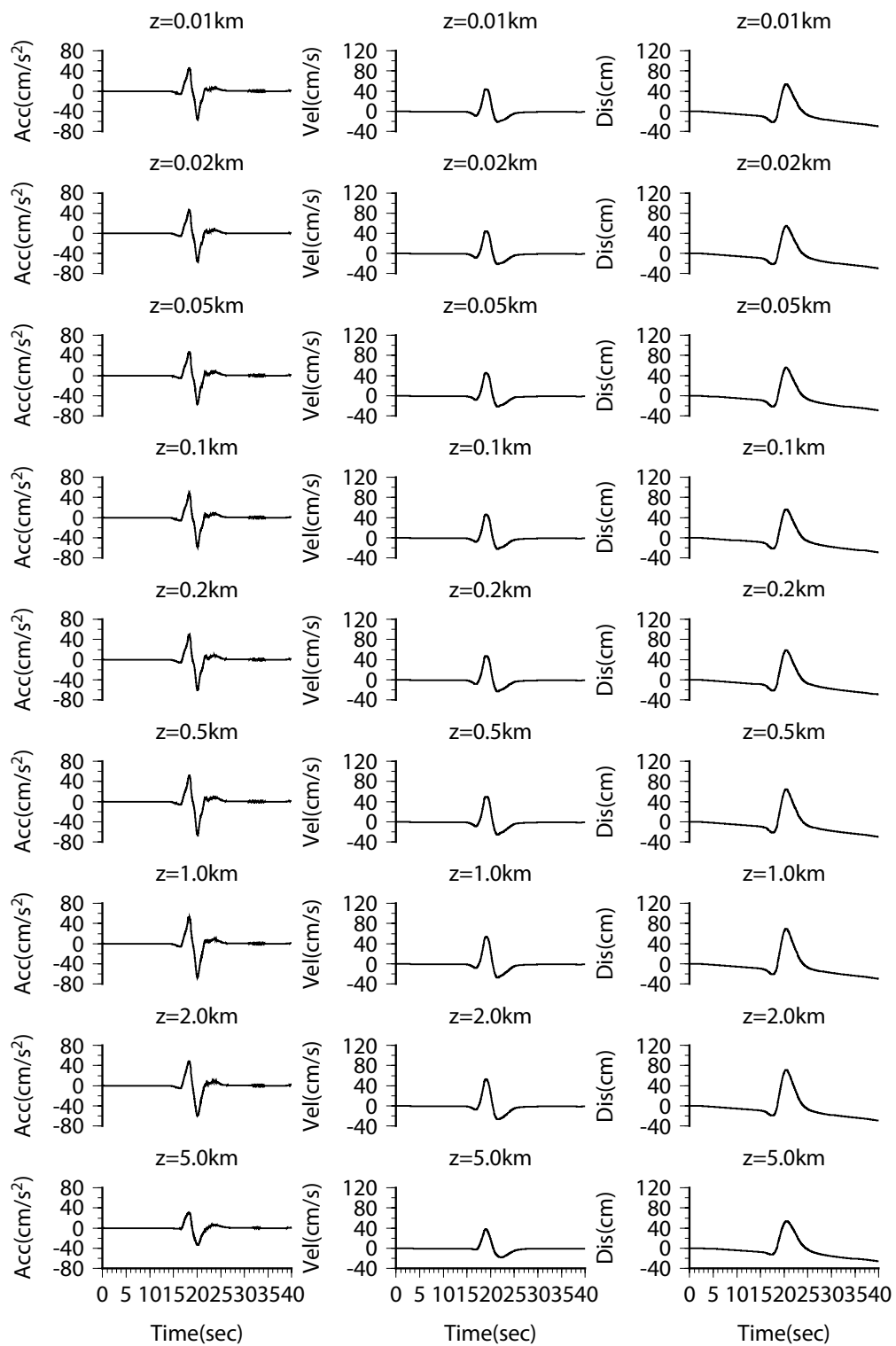


図 4.6-18 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層以浅)

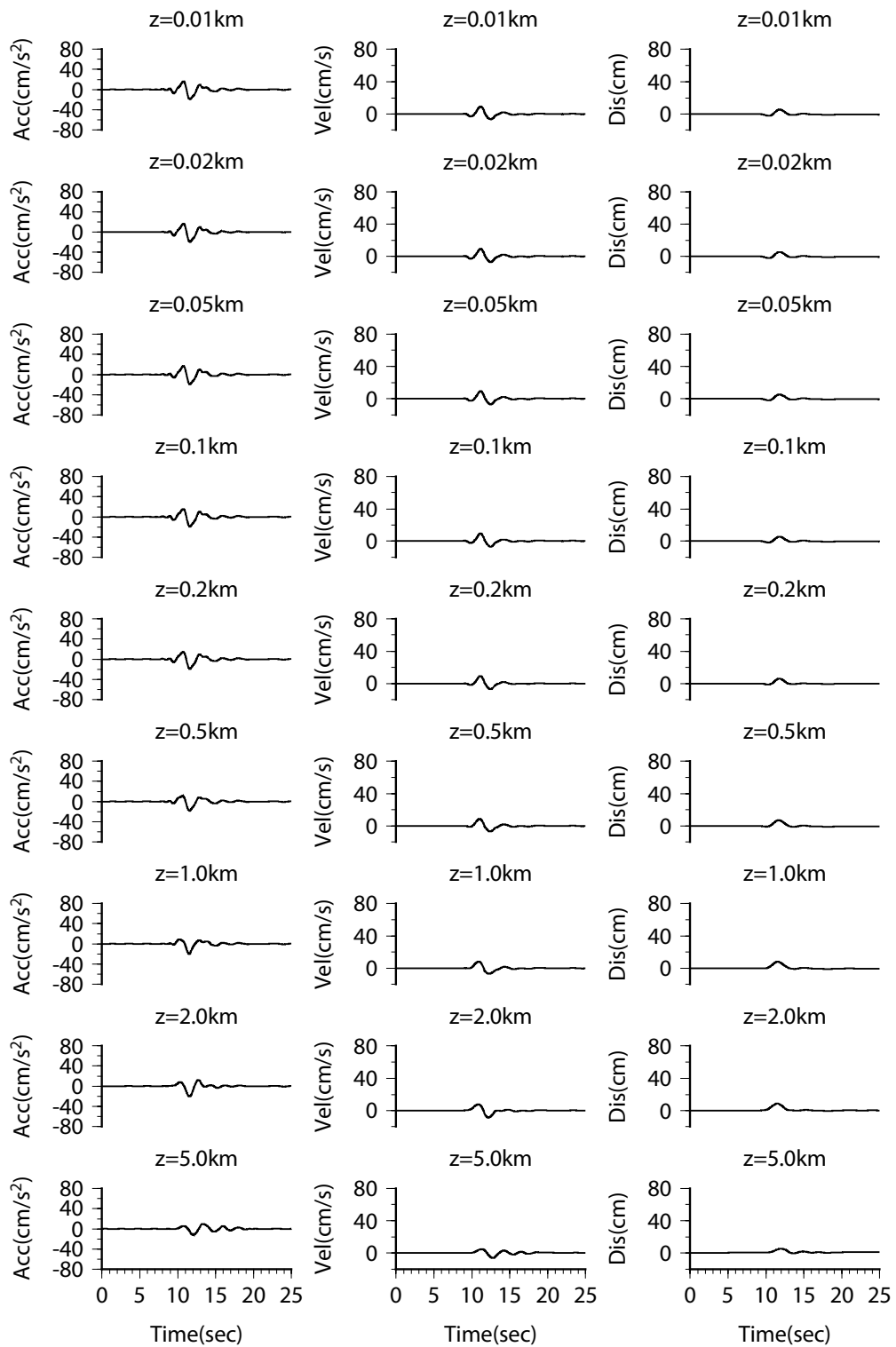


図 4.6-19 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層以浅)

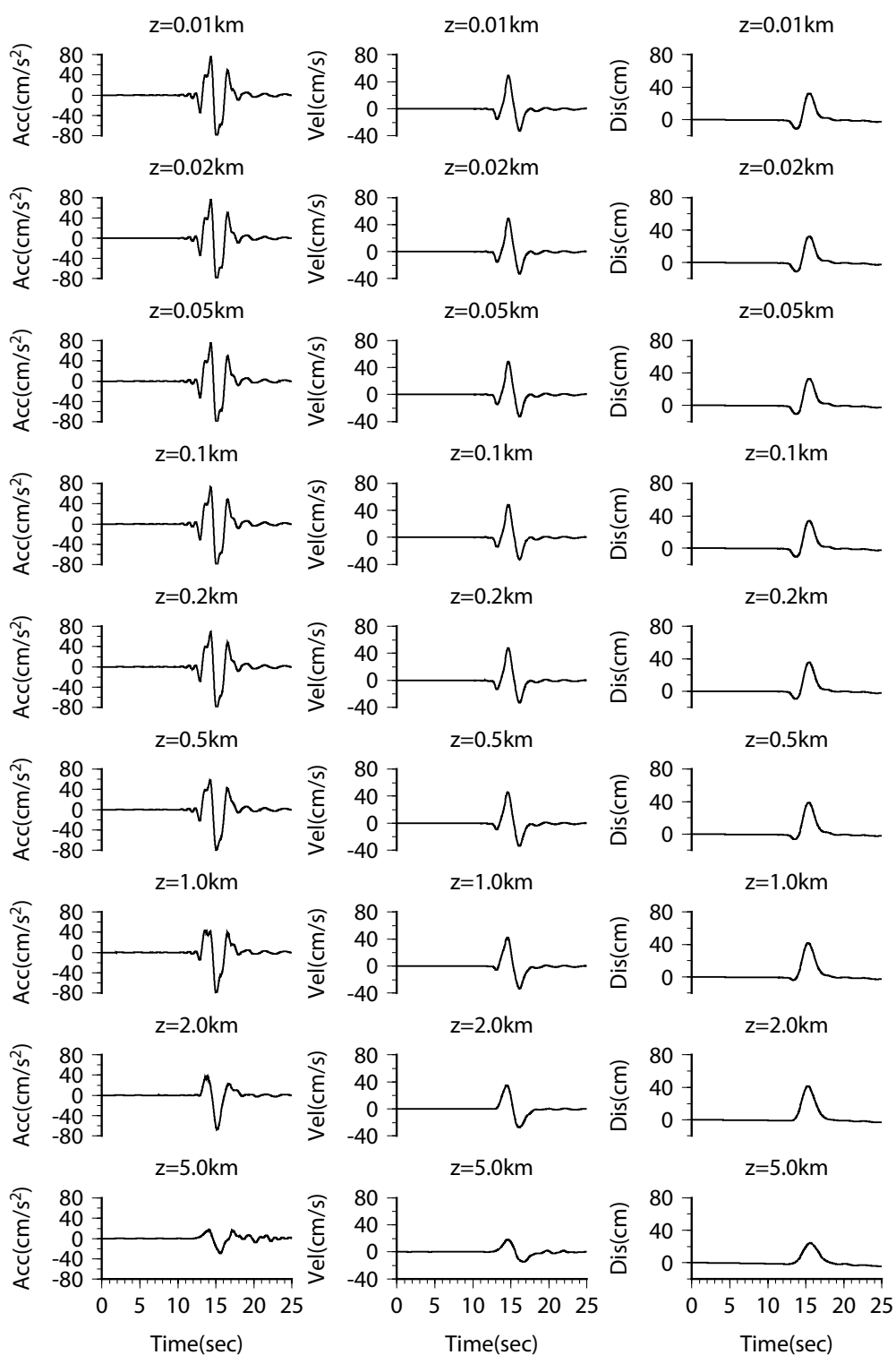


図 4.6-19 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, $M_w 7.0$, 地震発生層以浅)

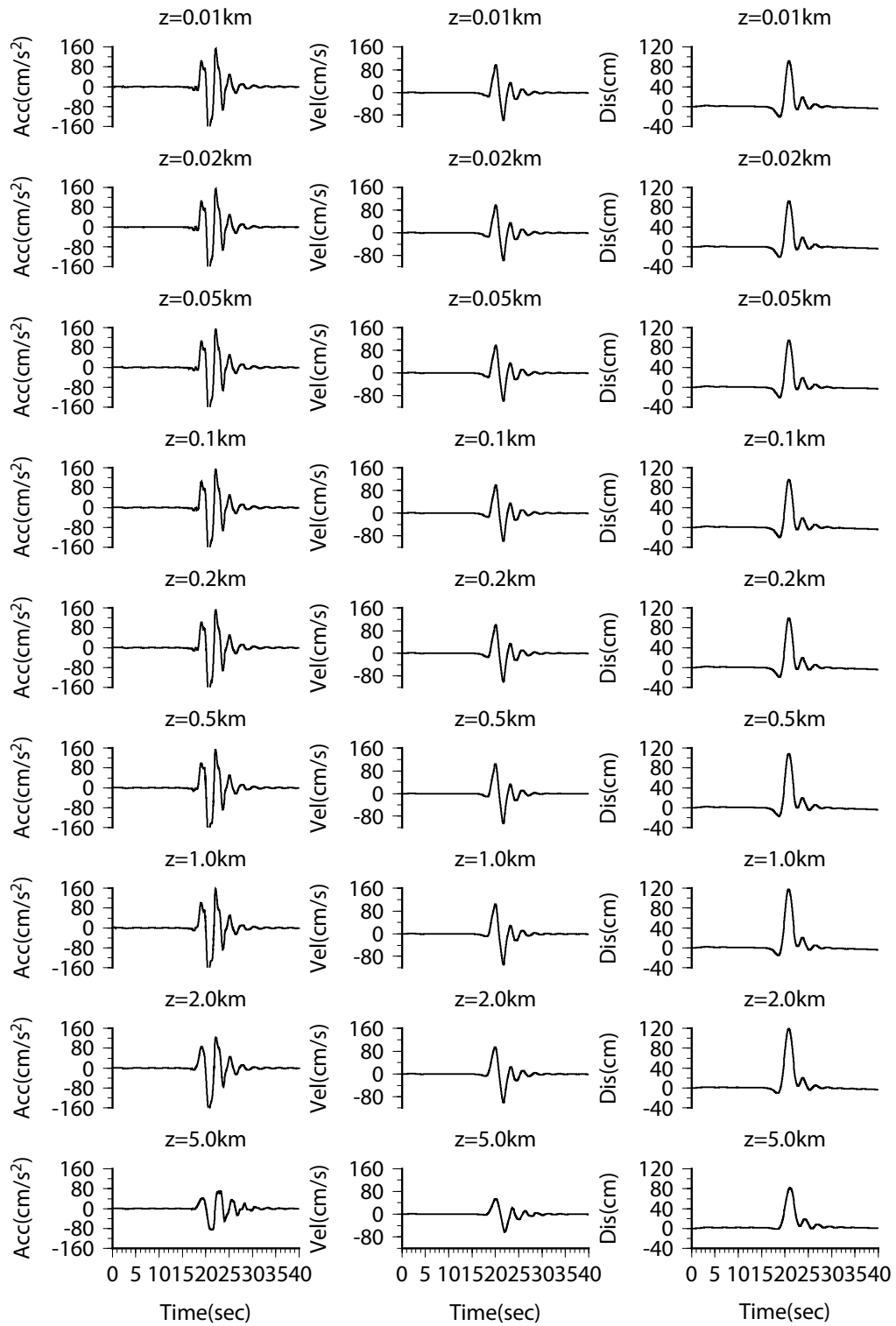


図 4.6-19 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層以浅)

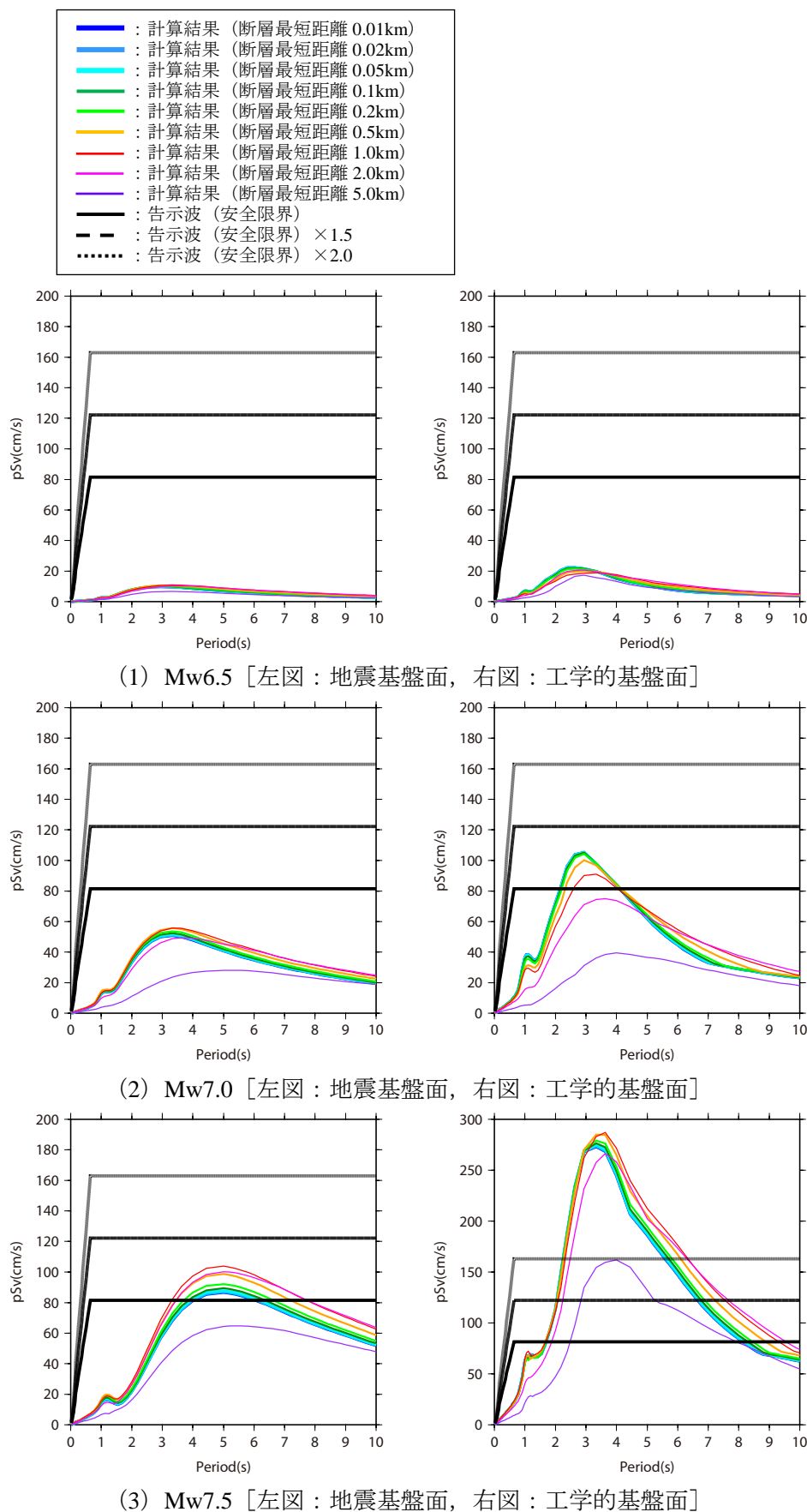


図 4.6-20 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(横ずれ断層，断層直交成分，地震発生層以浅)

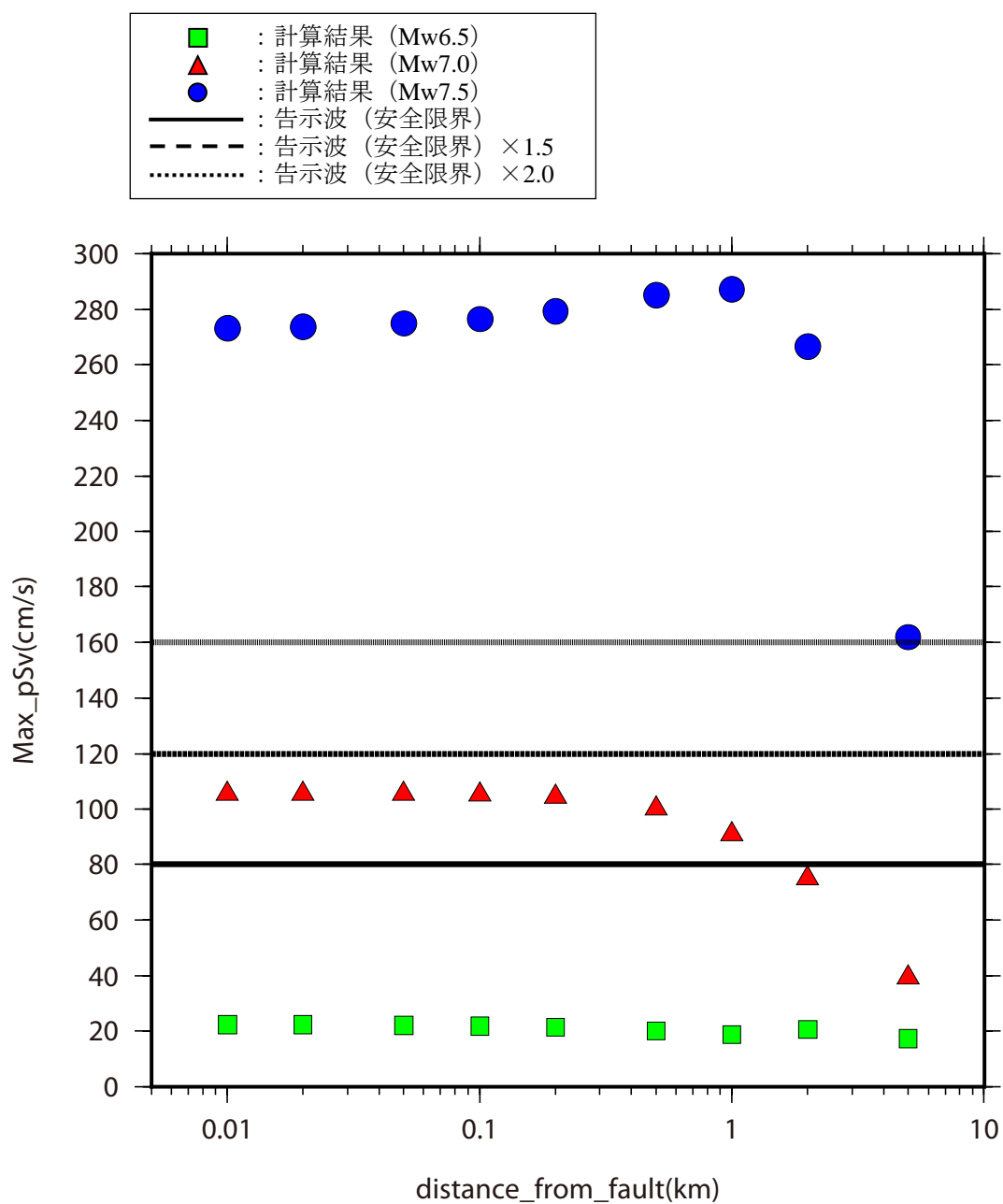


図 4.6-21 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(横ずれ断層，断層直交成分，地震発生層以浅)

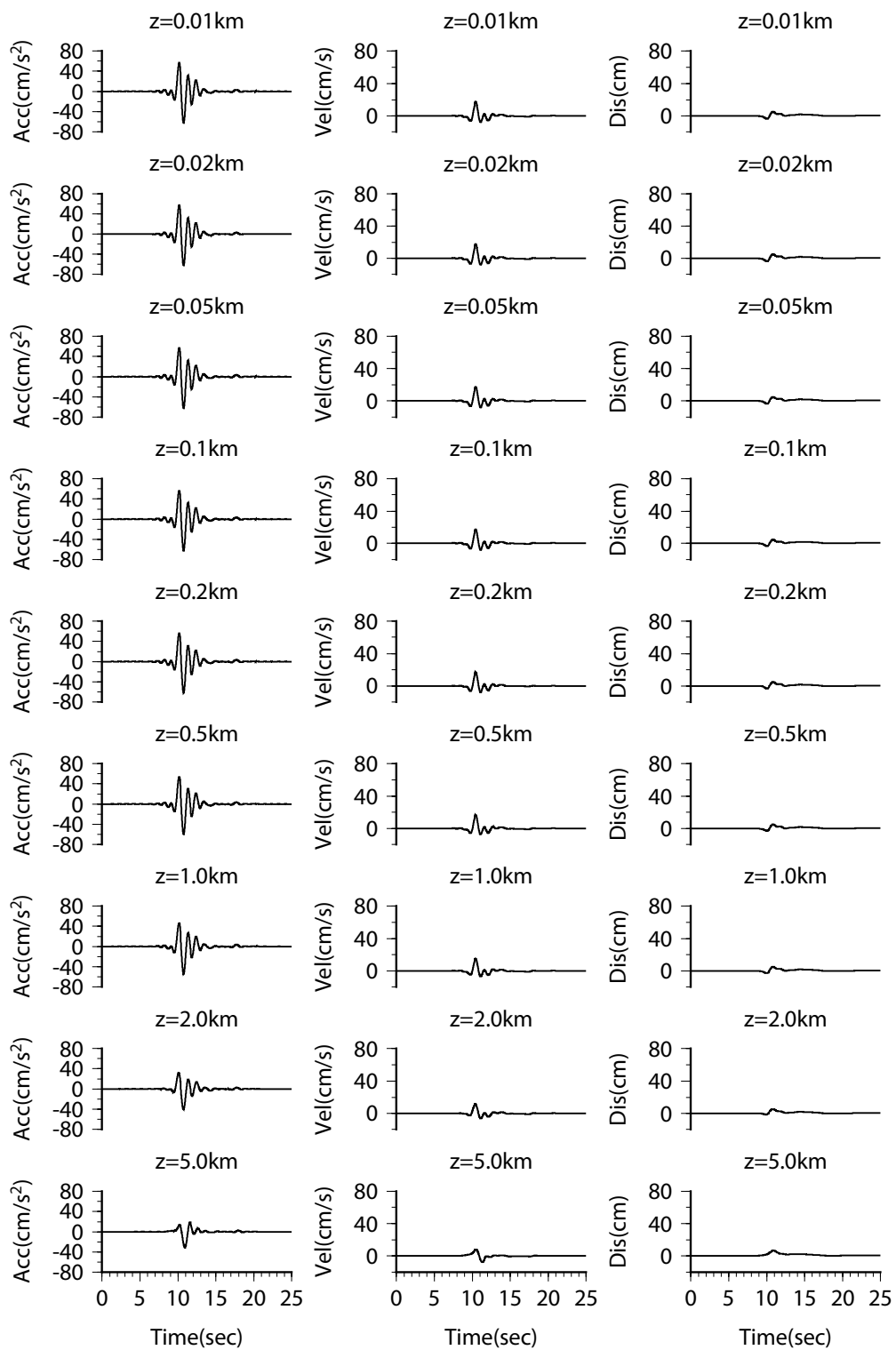


図 4.6-23 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層内)

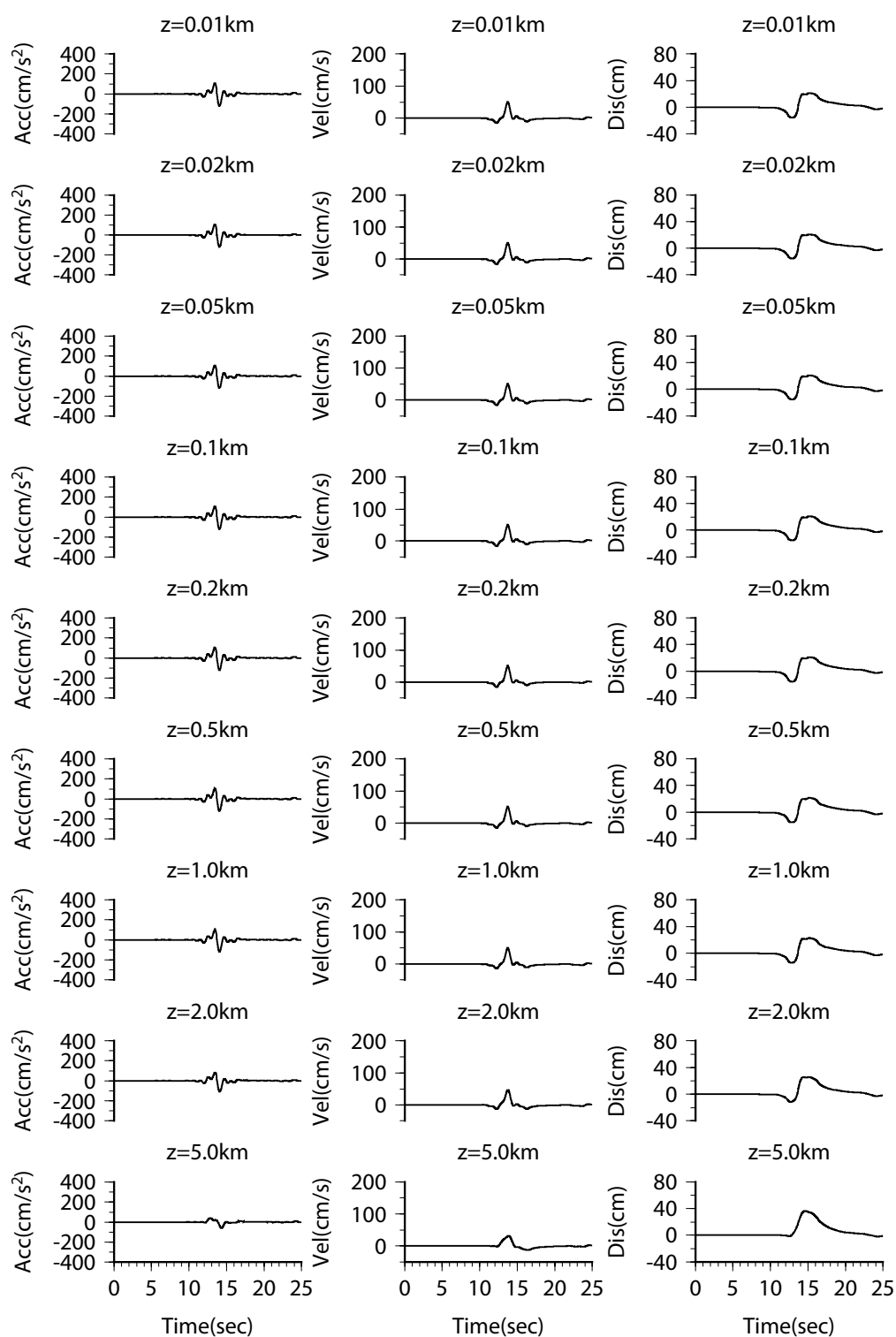


図 4.6-23 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, $M_w 7.0$, 地震発生層内)

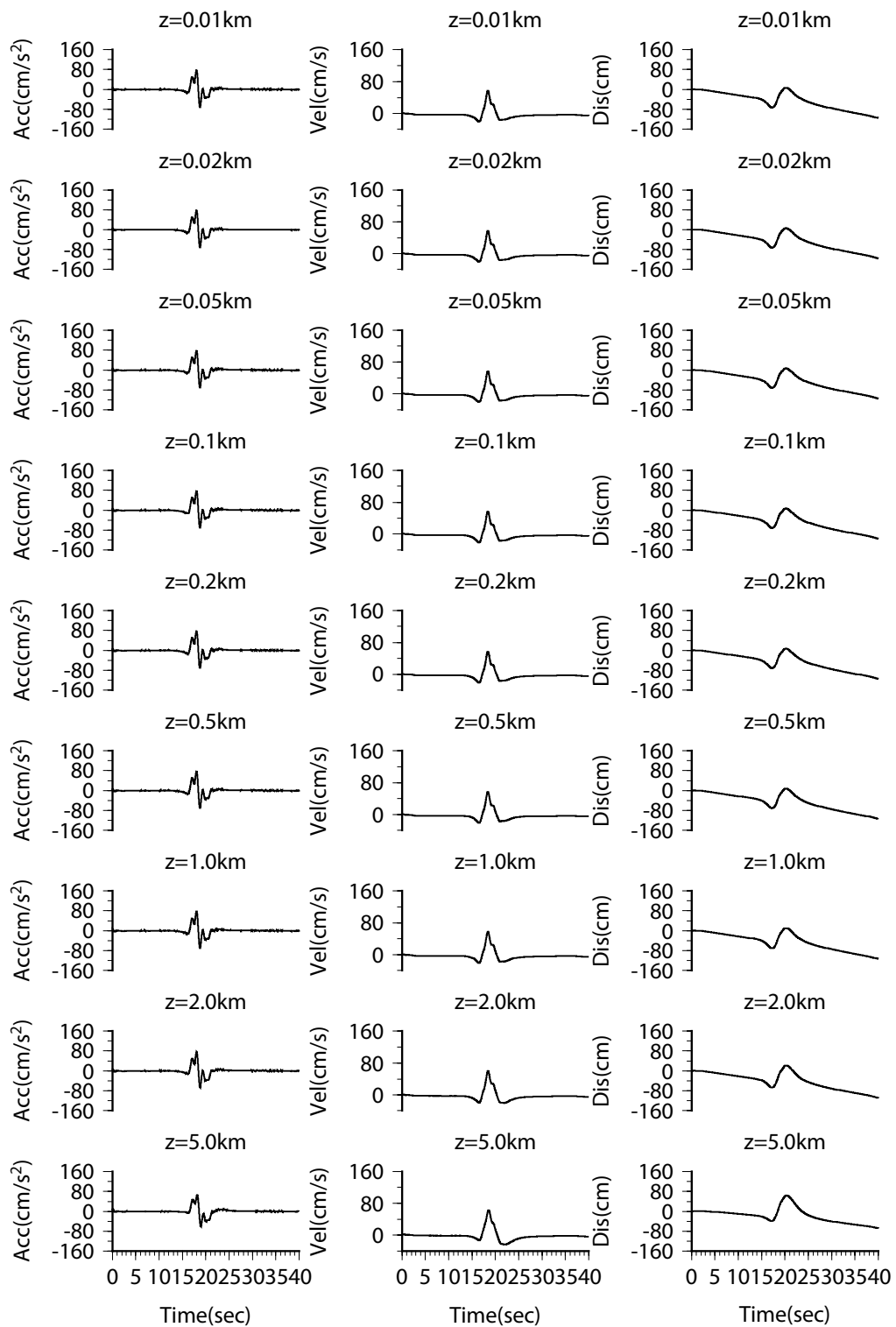


図 4.6-23 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層内)

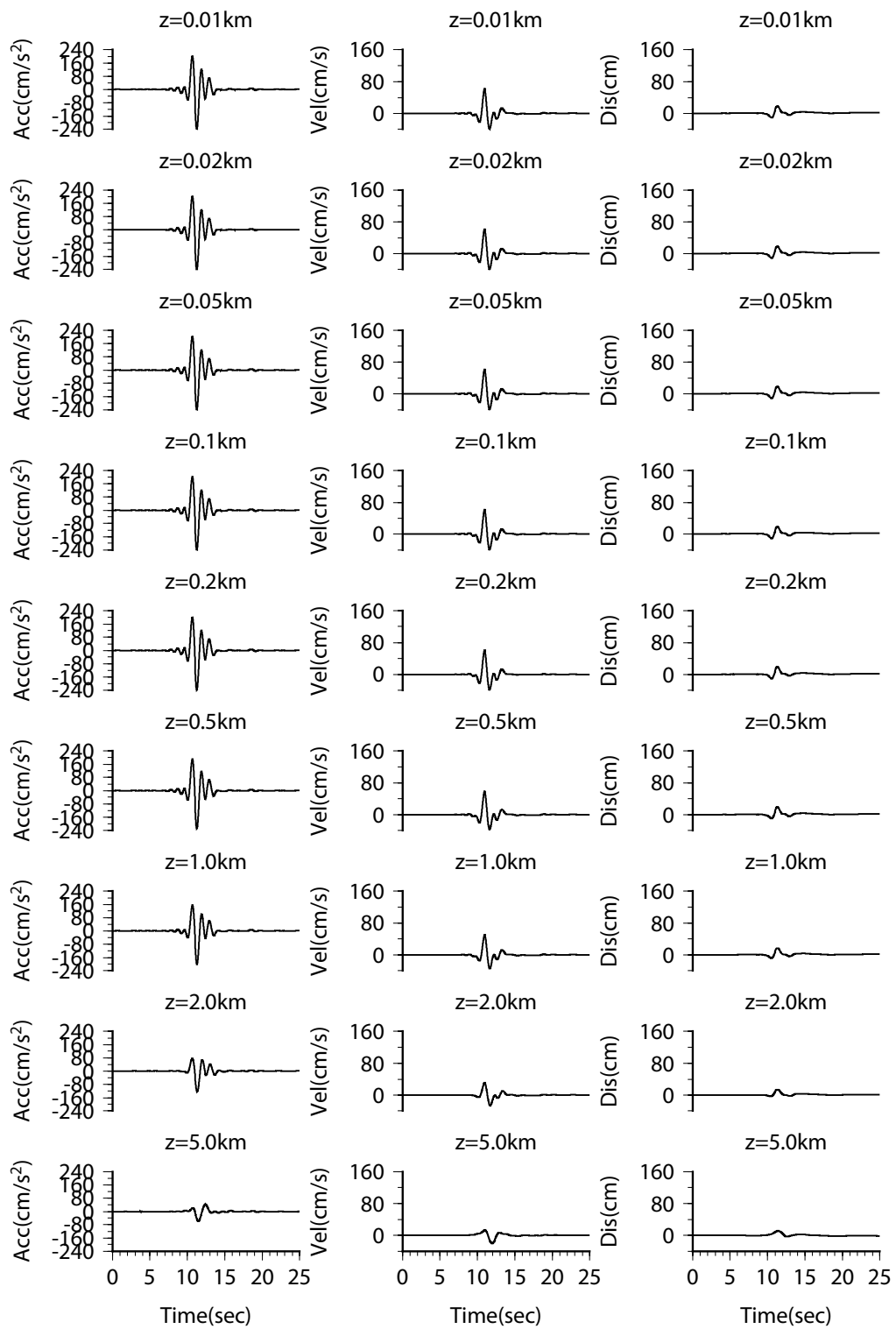


図 4.6-24 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層内)

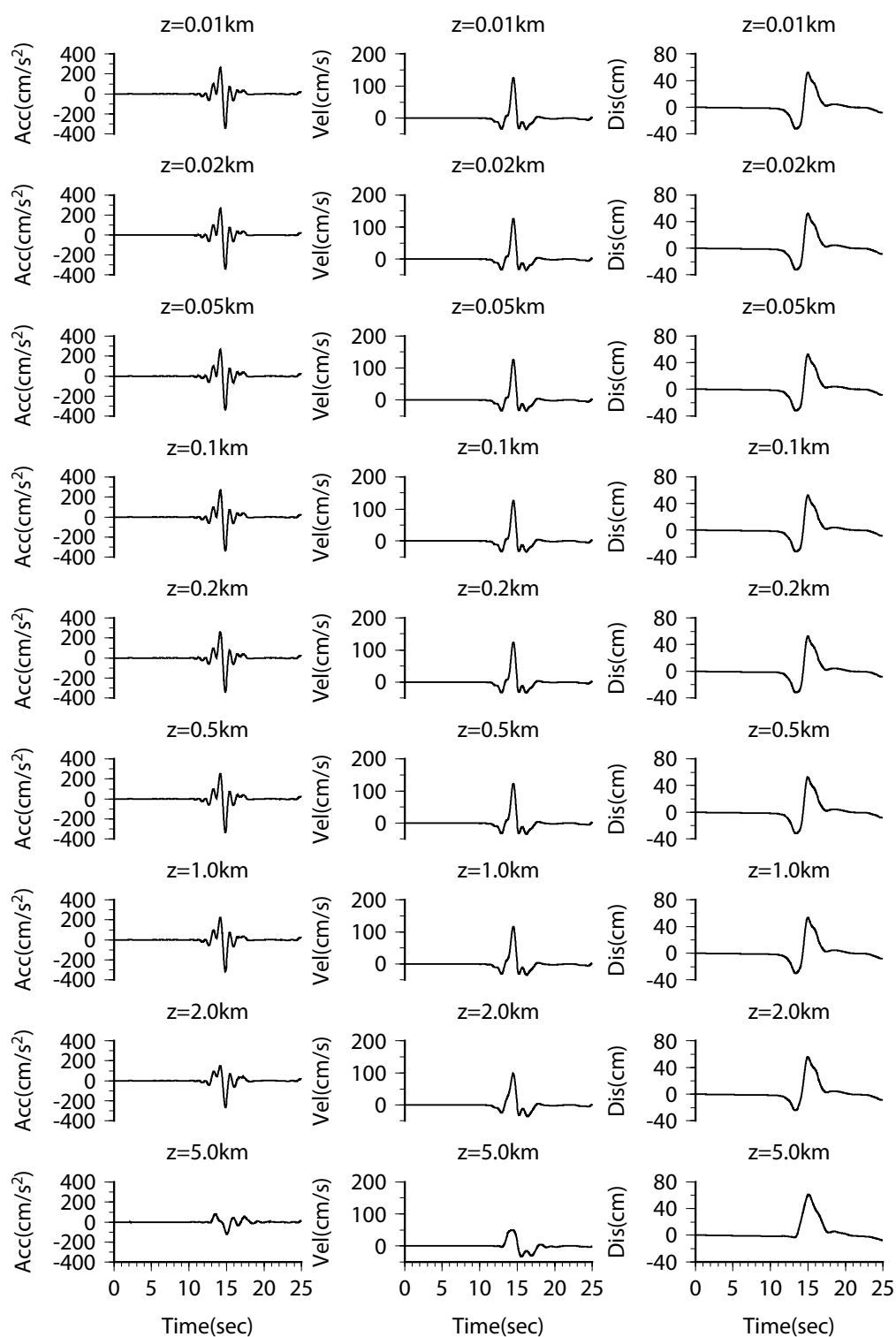


図 4.6-24 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層内)

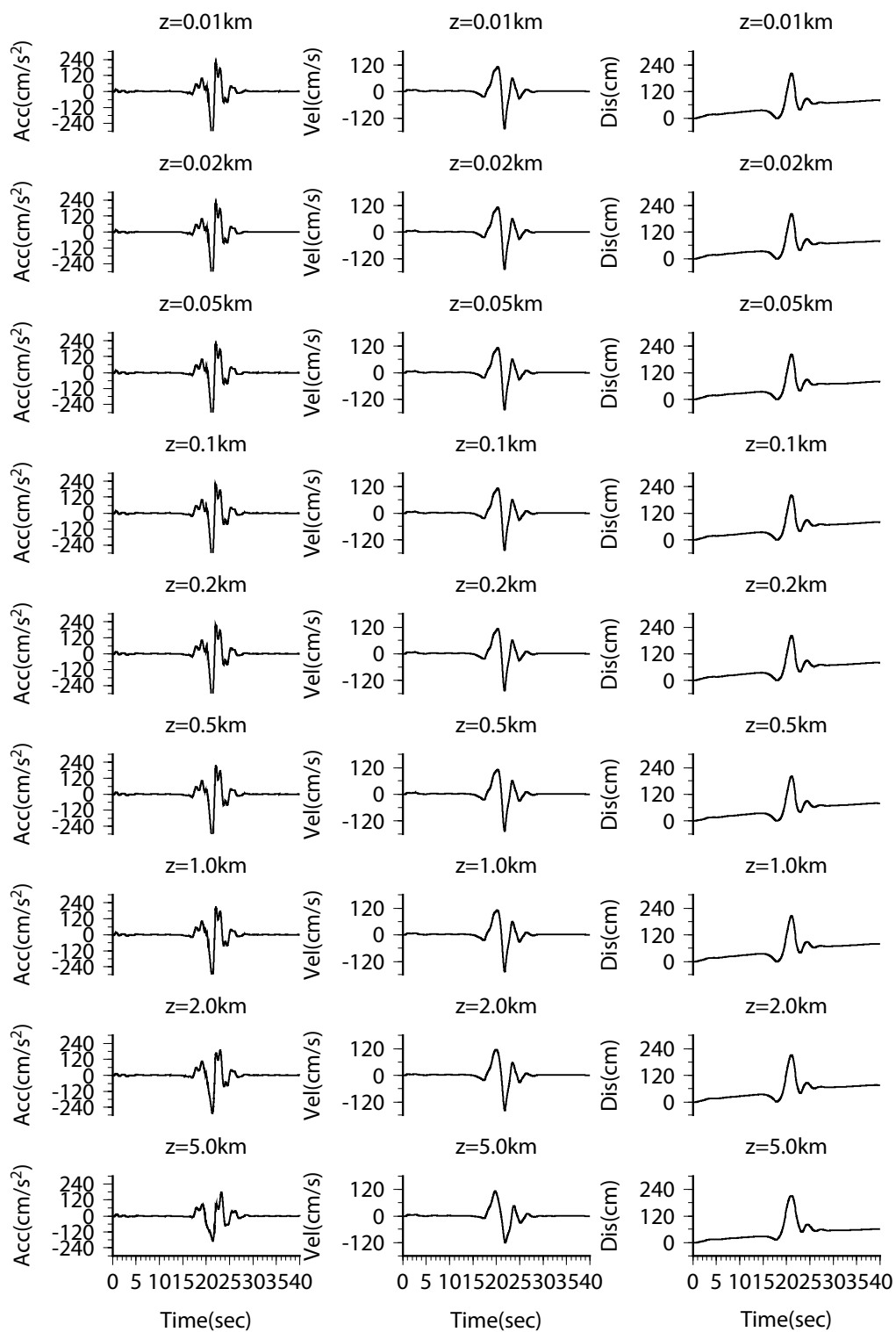


図 4.6-24 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層内)

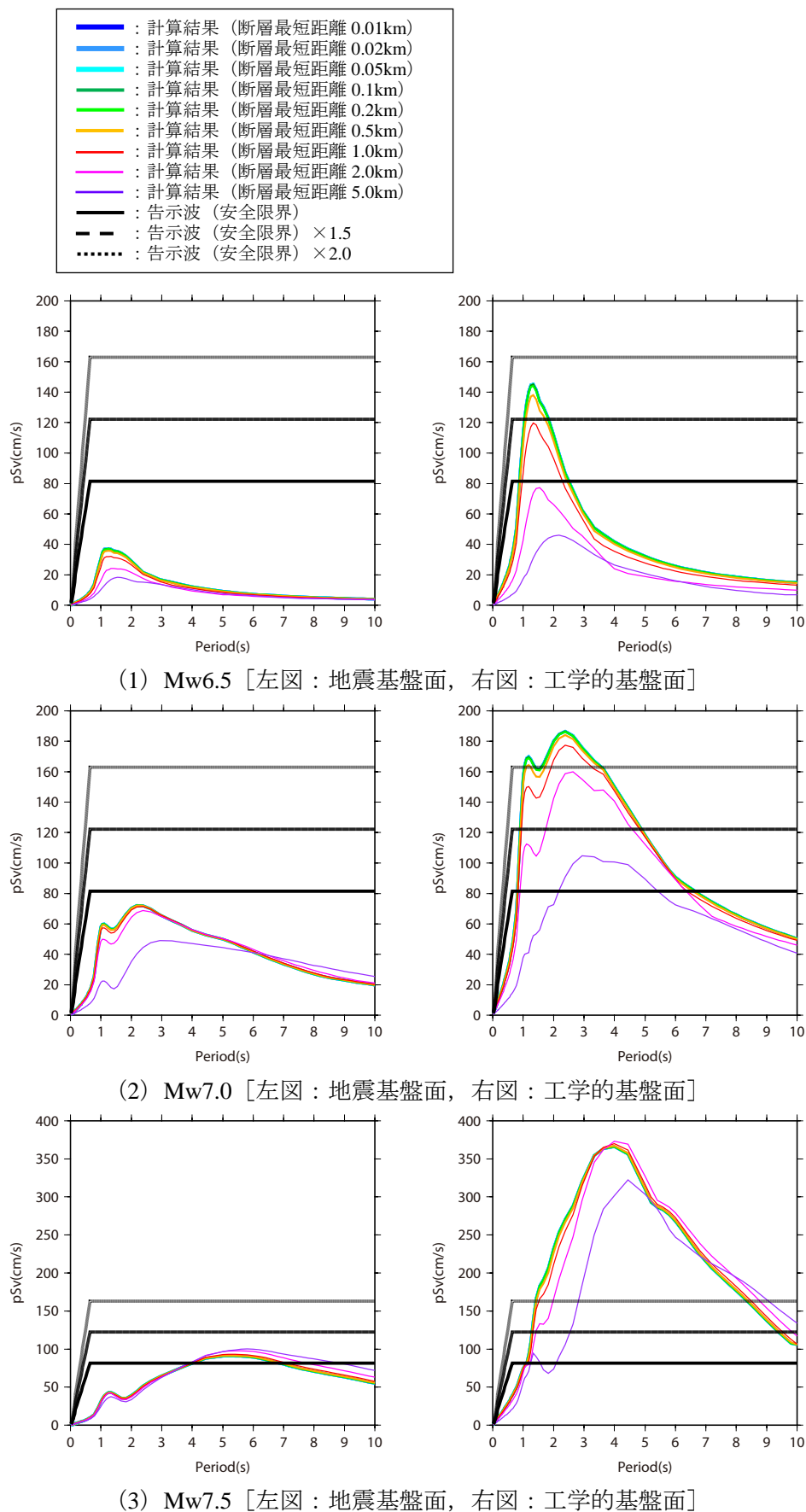


図 4.6-25 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(横ずれ断層，断層直交成分，地震発生層内)

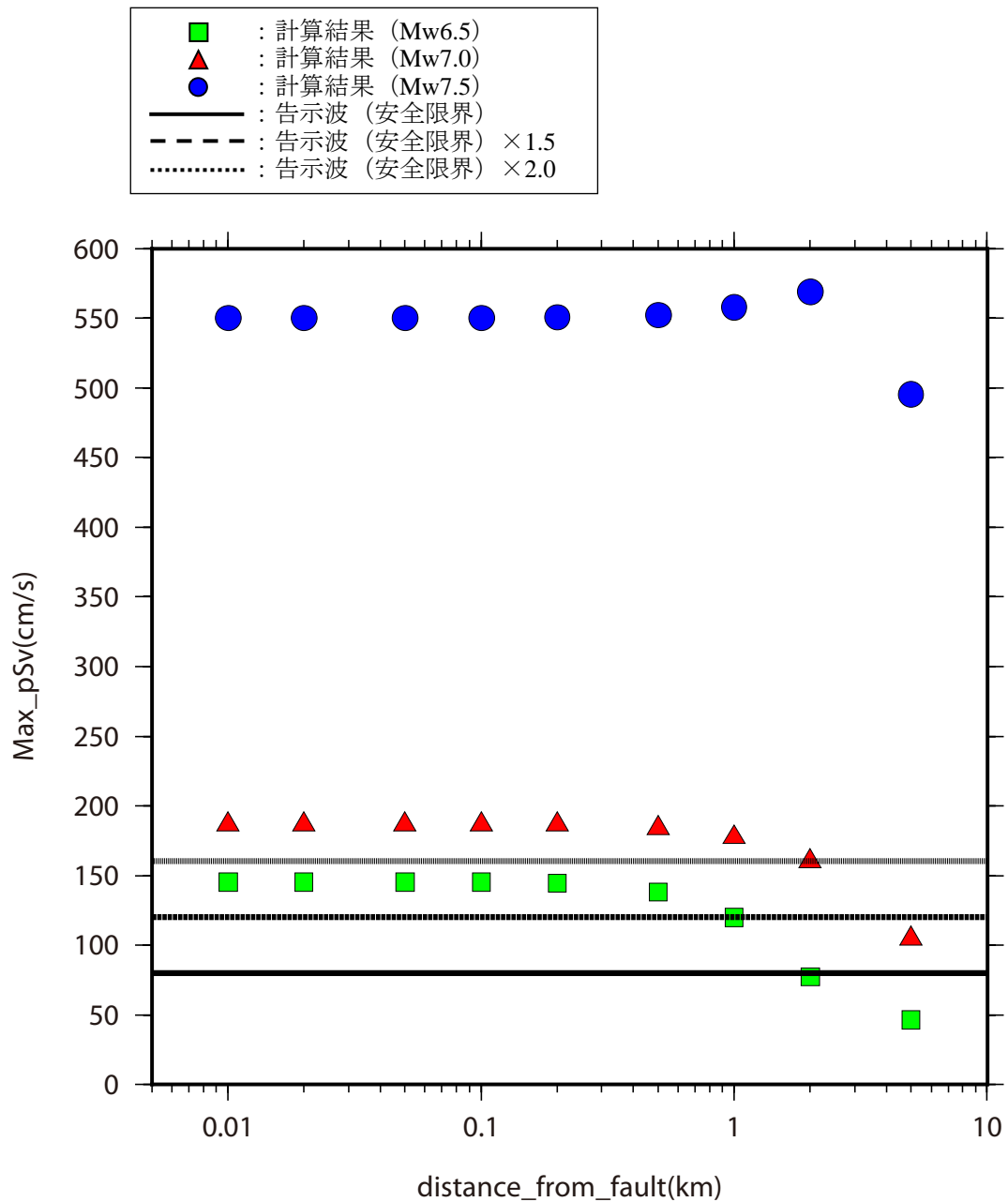
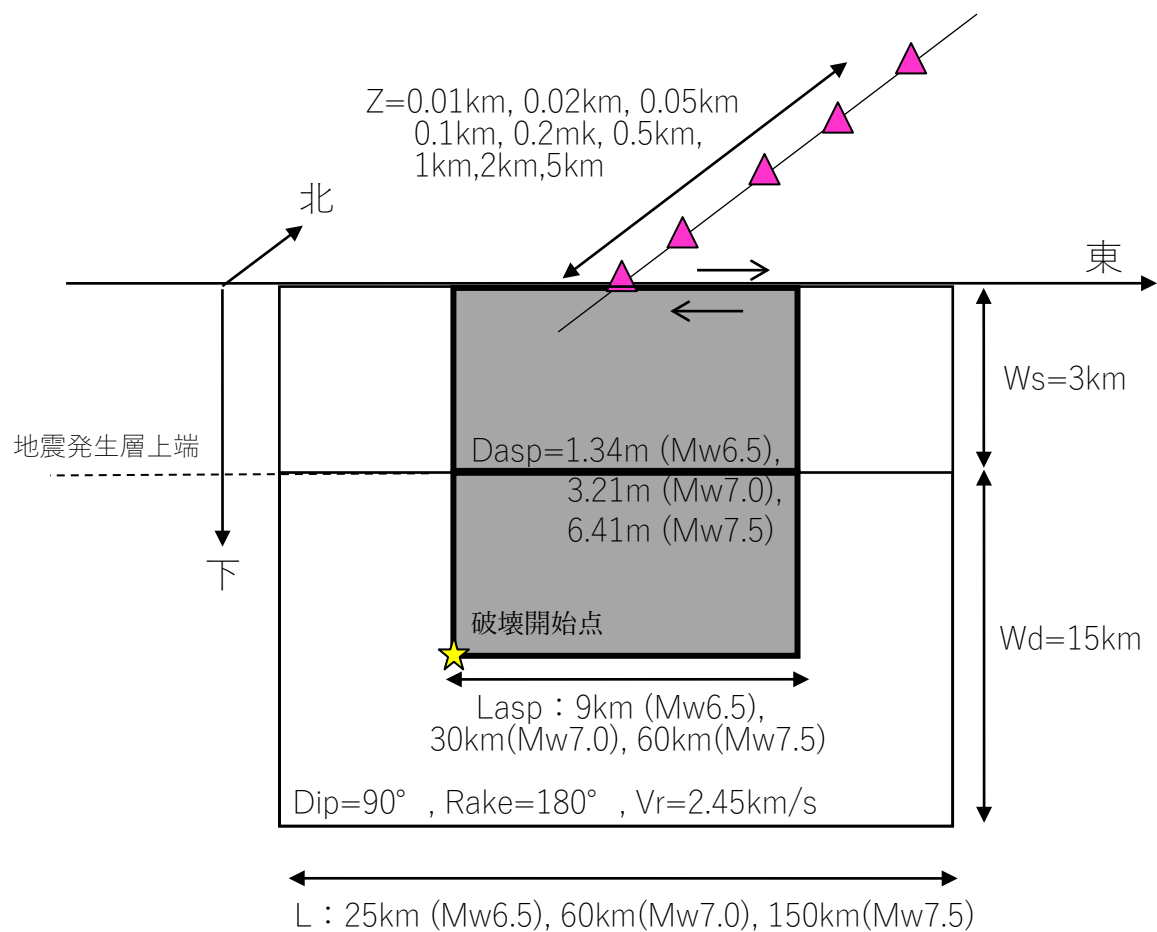


図 4.6-26 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(工学的基盤，横ずれ断層，断層直交成分，地震発生層内)



注) 理論計算は地震発生層以浅内を対象に行う。

図 4.6-27 強震動レシピに基づき設定した震源断層モデルと計算点
(横ずれ断層, 地震発生層内+以浅, 断層直交成分算定用)

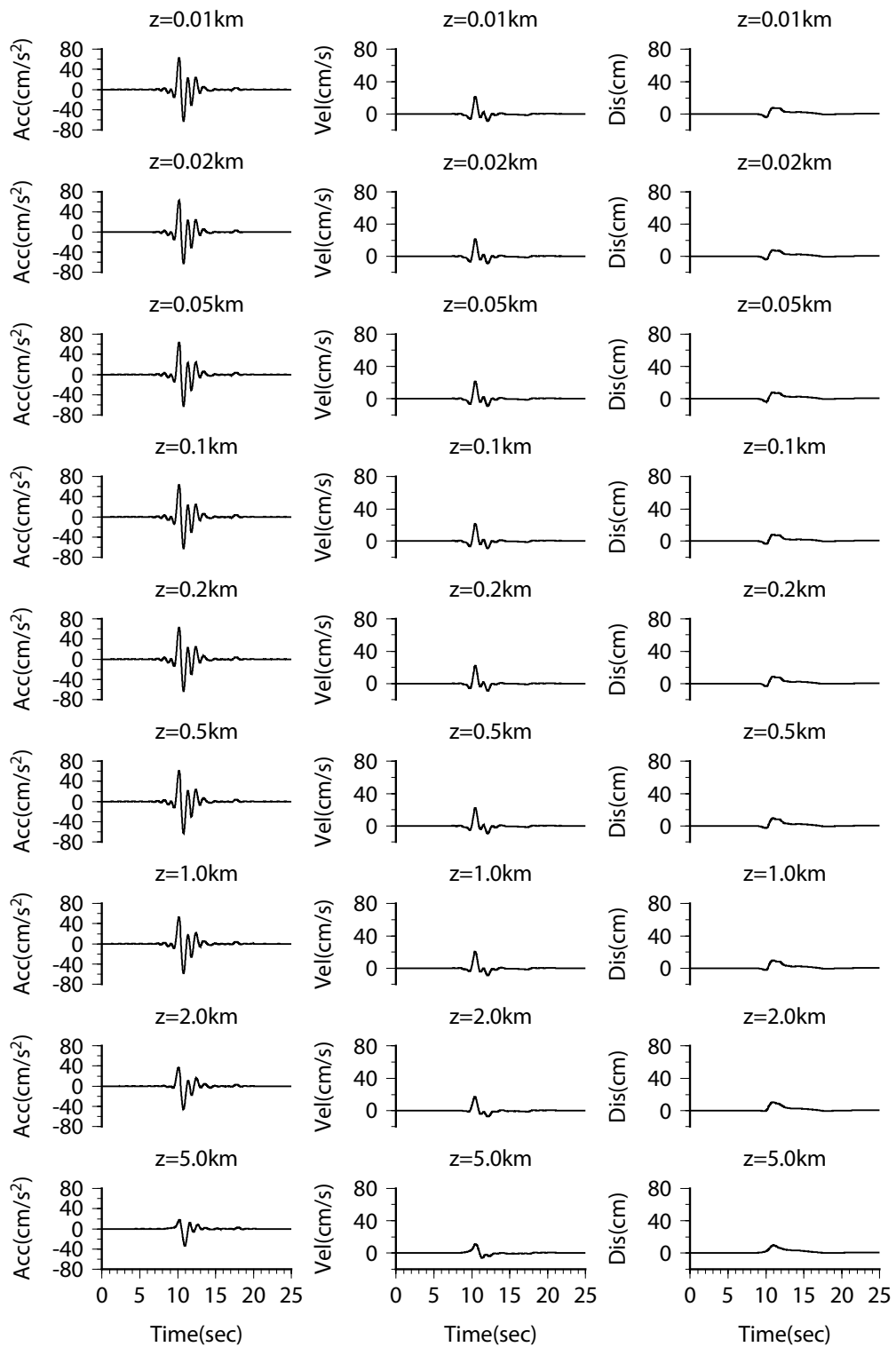


図 4.6-28 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層内+以浅)

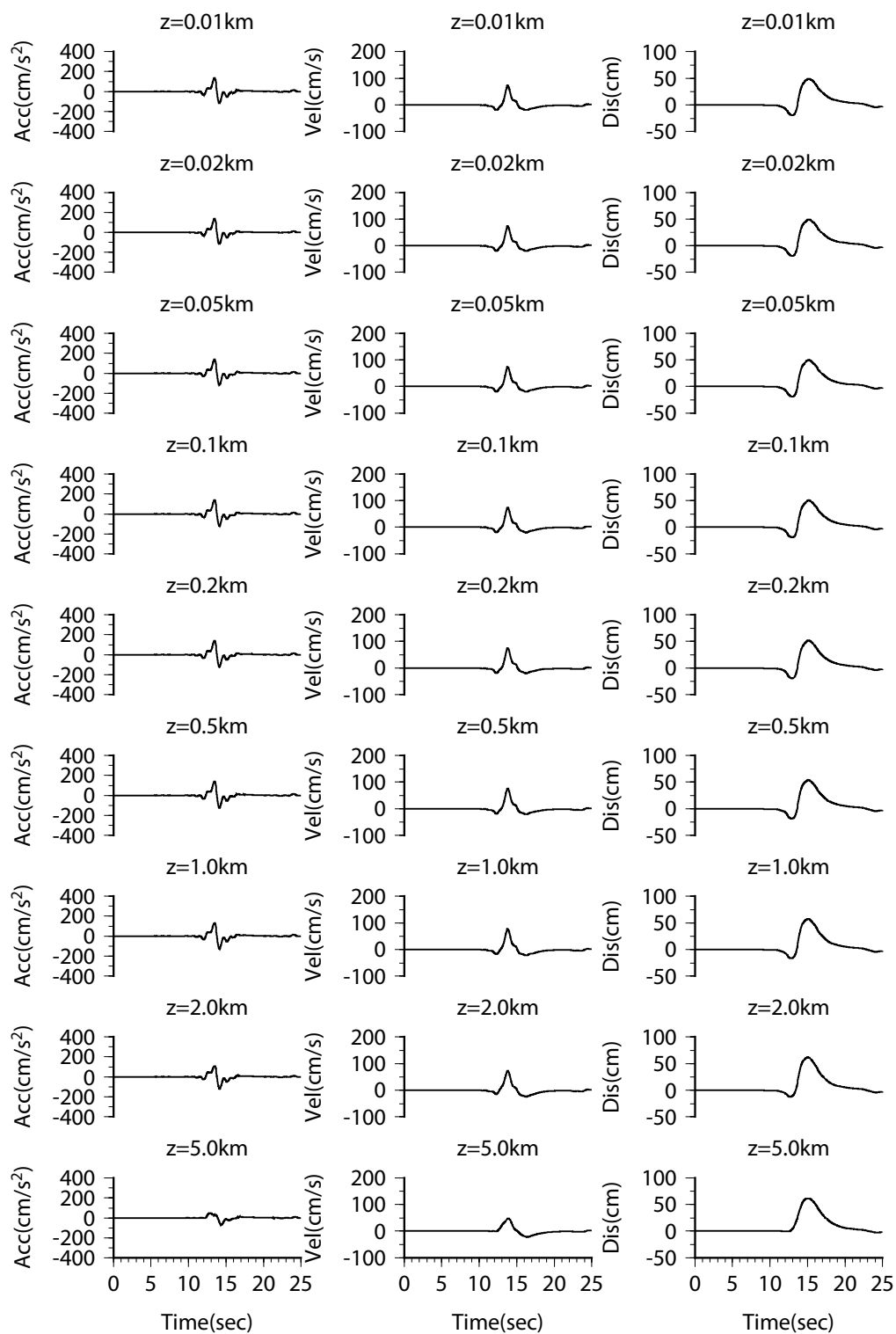


図 4.6-28 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

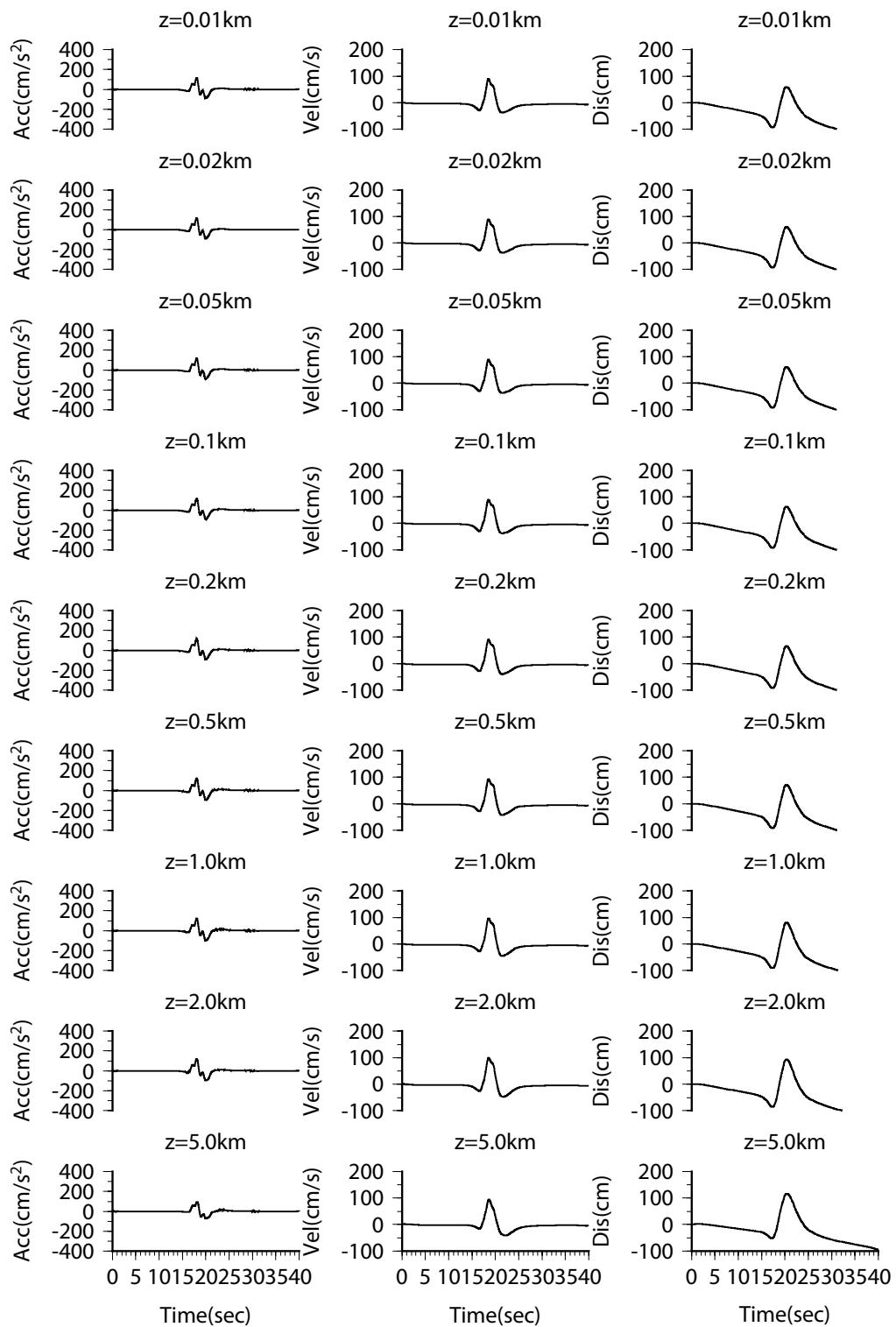


図 4.6-28 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層内+以浅)

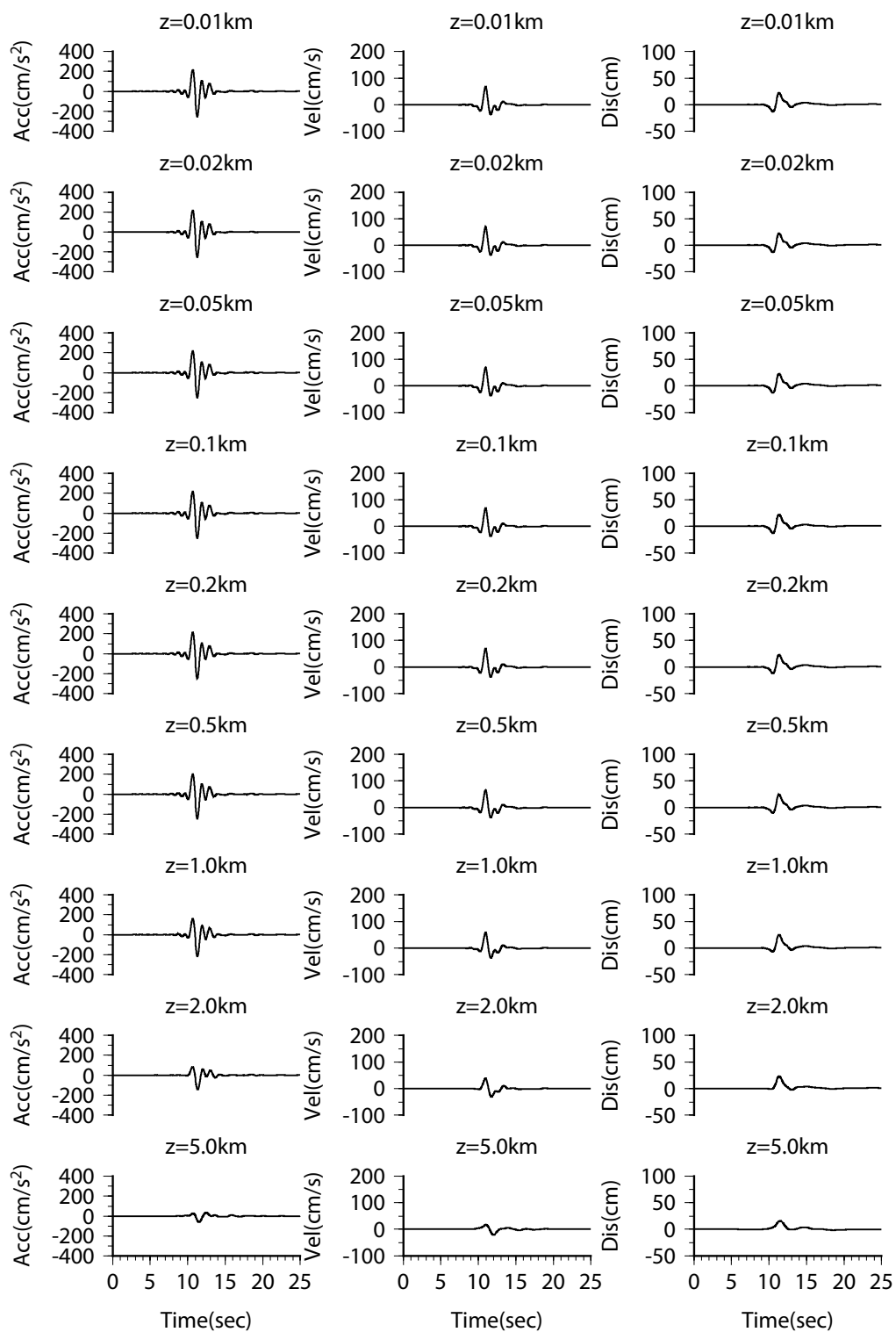


図 4.6-29 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層内+以浅)

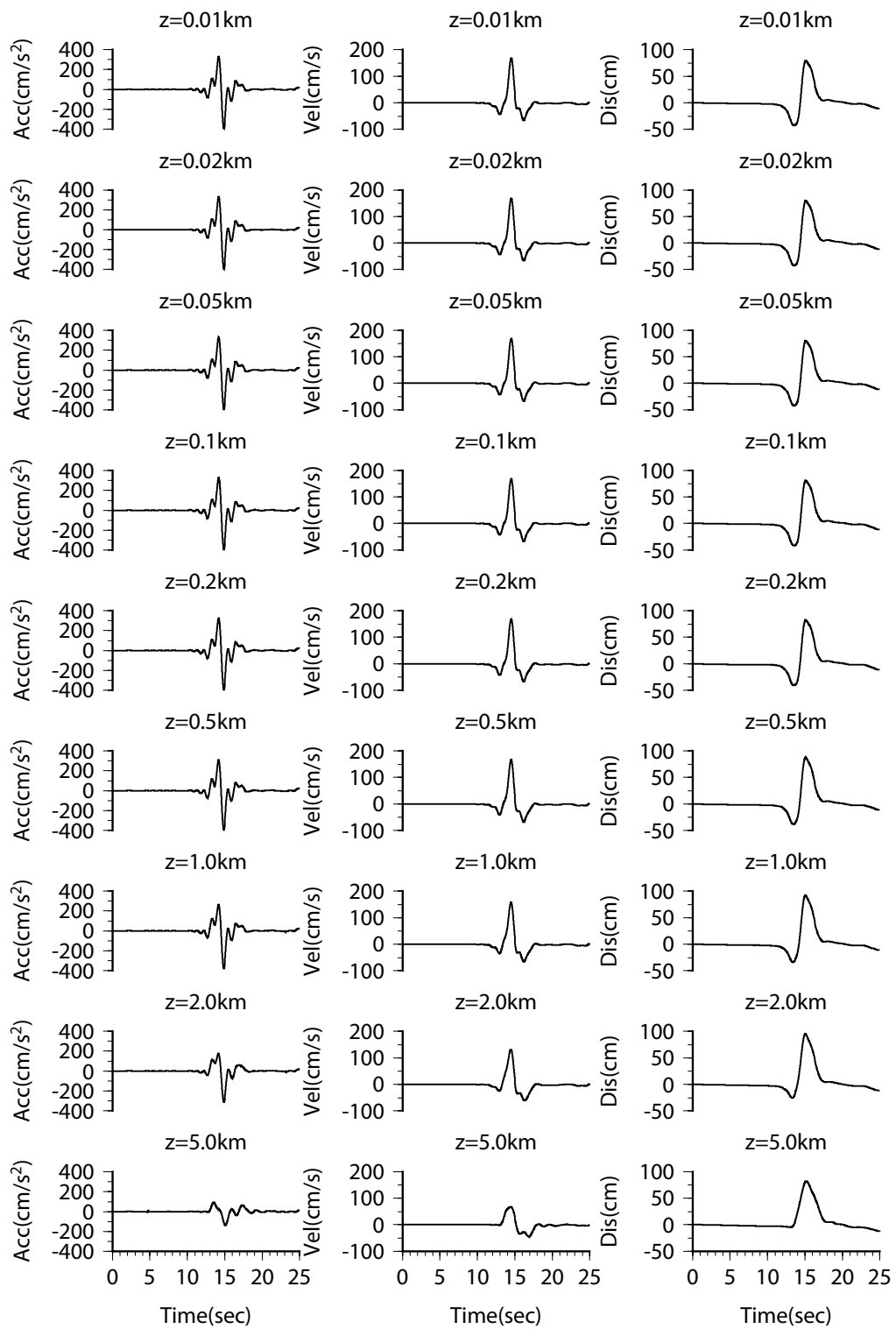


図 4.6-29 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

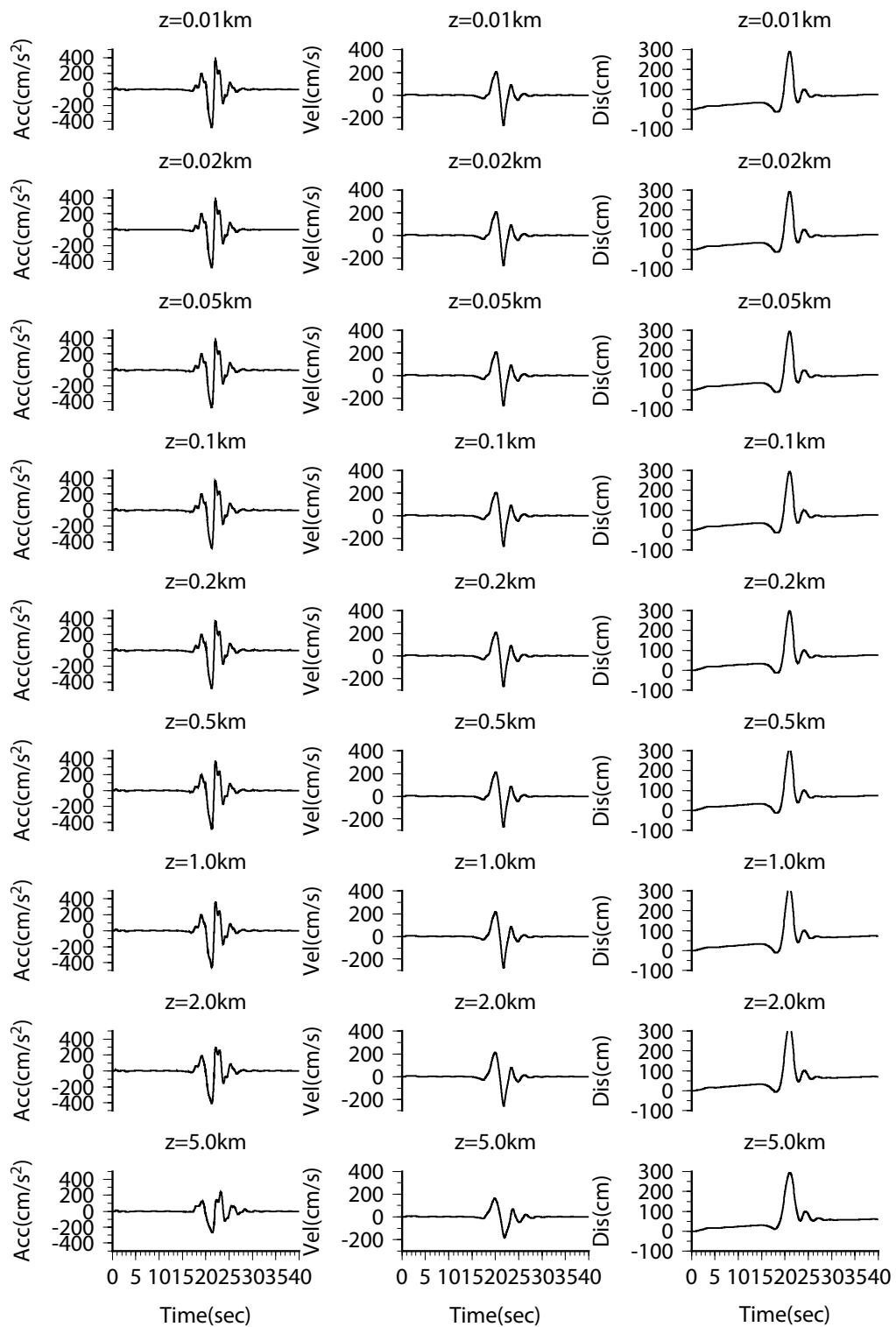


図 4.6-29 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(横ずれ断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層内+以浅)

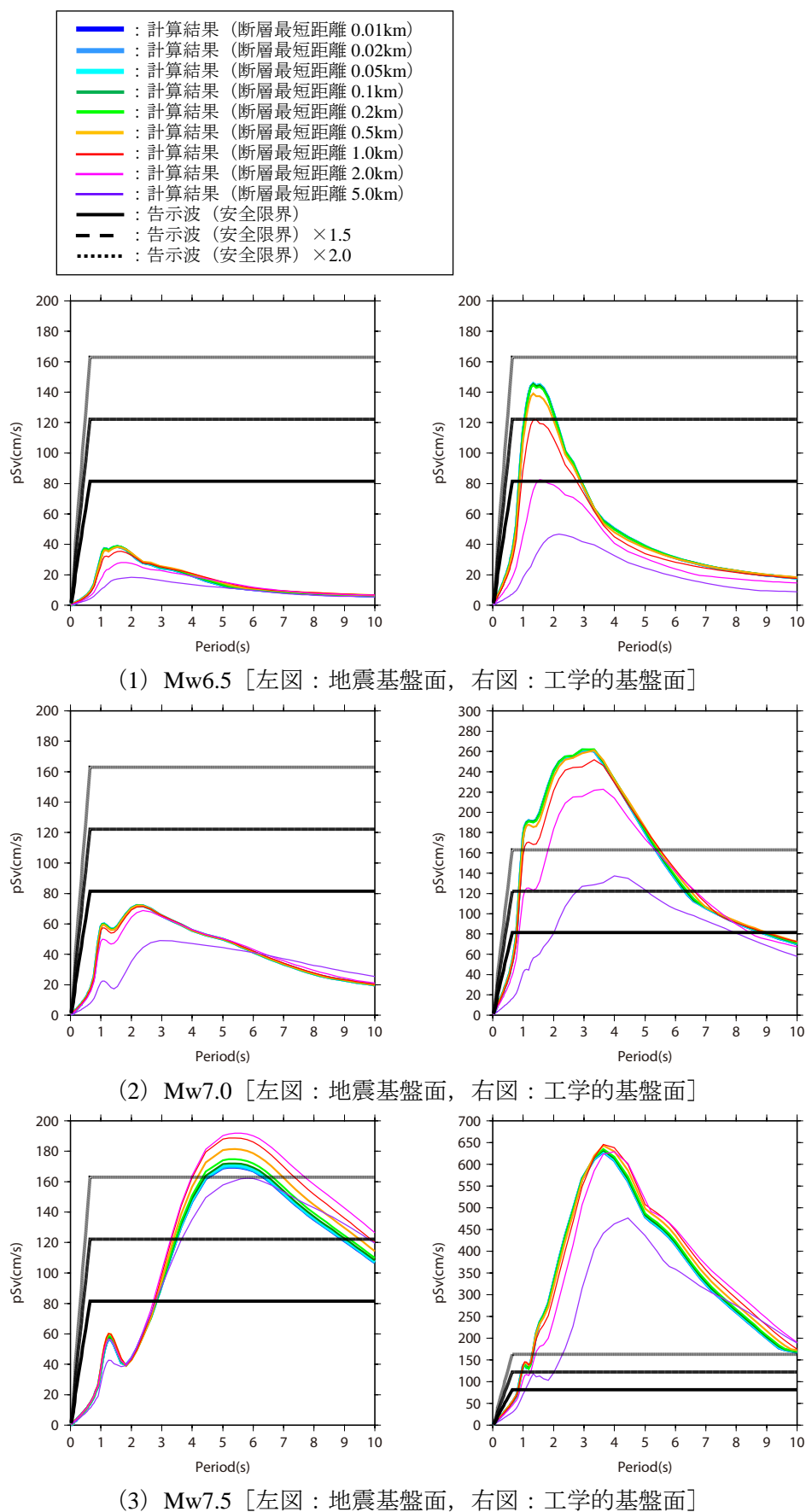


図 4.6-30 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(横ずれ断層，断層直交成分，地震発生層内+以浅)

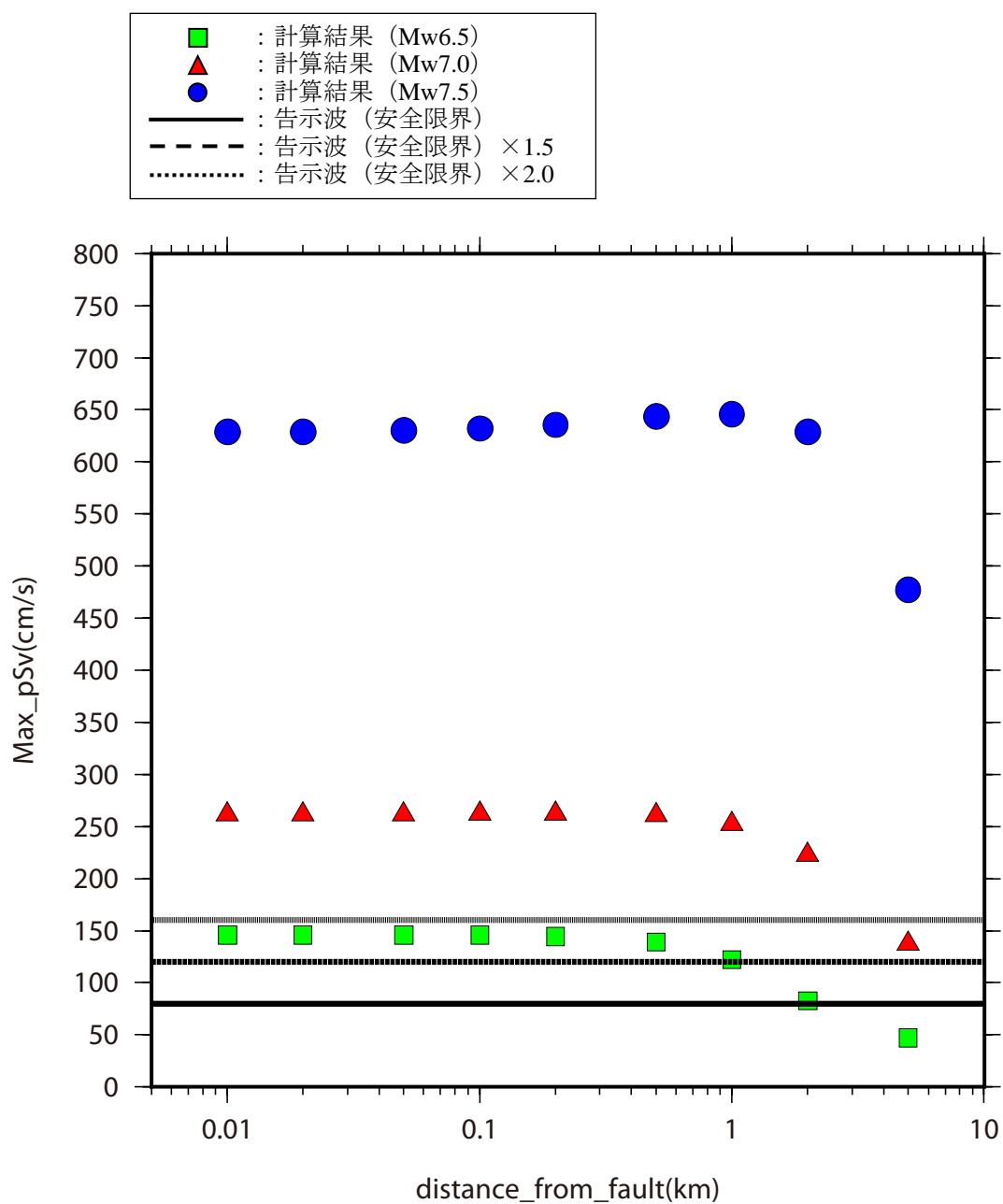
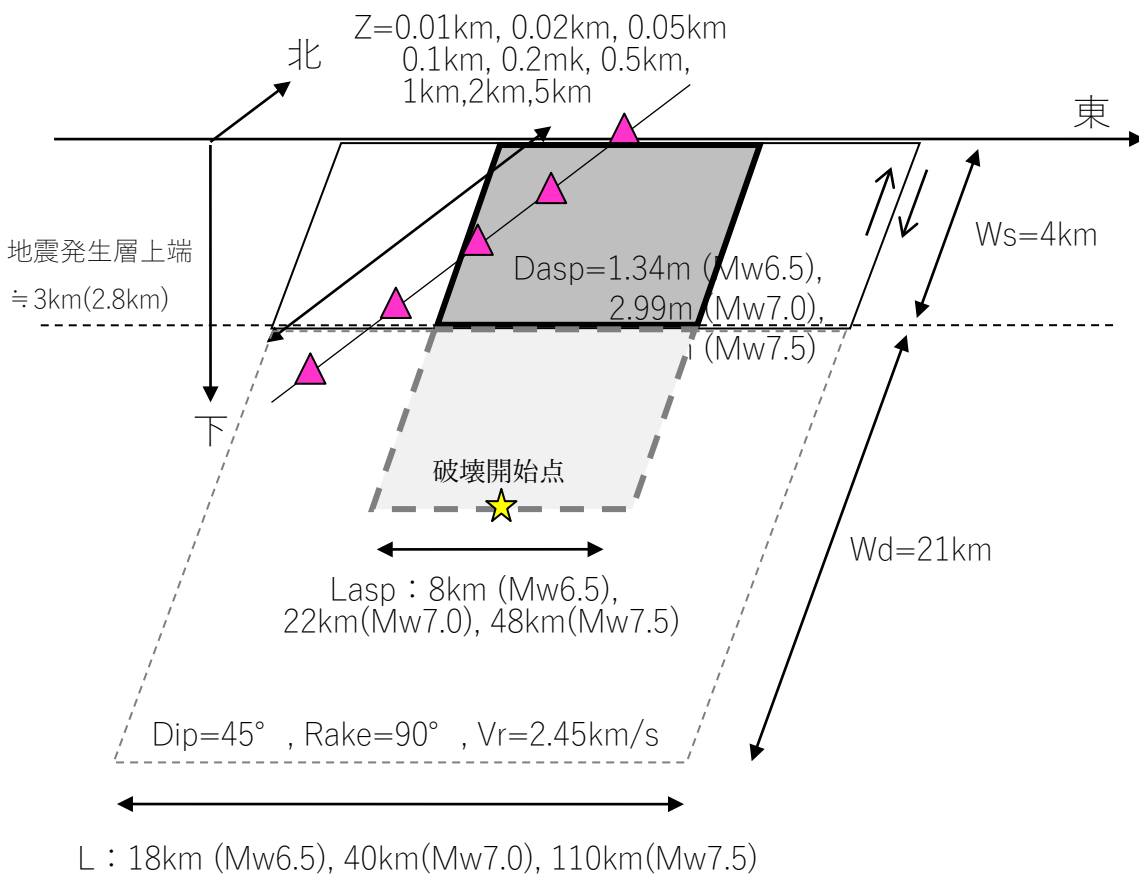


図 4.6-31 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(横ずれ断層, 断層直交成分, 地震発生層内+以浅)

表 4.6-6 設定した震源断層モデル（逆断層）

| No. | Mw | L (km) | Wd (km) | Ws (km) | Lasp (km) | Dasp (m) |
|-----|-----|-----------|------------|------------|--------------|-------------|
| 1 | 6.5 | 18 | 21 | 4 | 8 | 1.35 |
| 2 | 7.0 | 40 | 21 | 4 | 22 | 2.99 |
| 3 | 7.5 | 110 | 21 | 4 | 48 | 6.41 |



注) 理論計算は地震発生層以浅のみ (規格化 Yoffe 関数を仮定) を対象に行う。

図 4.6-32 強震動レシビに基づき設定した震源断層モデルと計算点
(逆断層，地震発生層以浅)

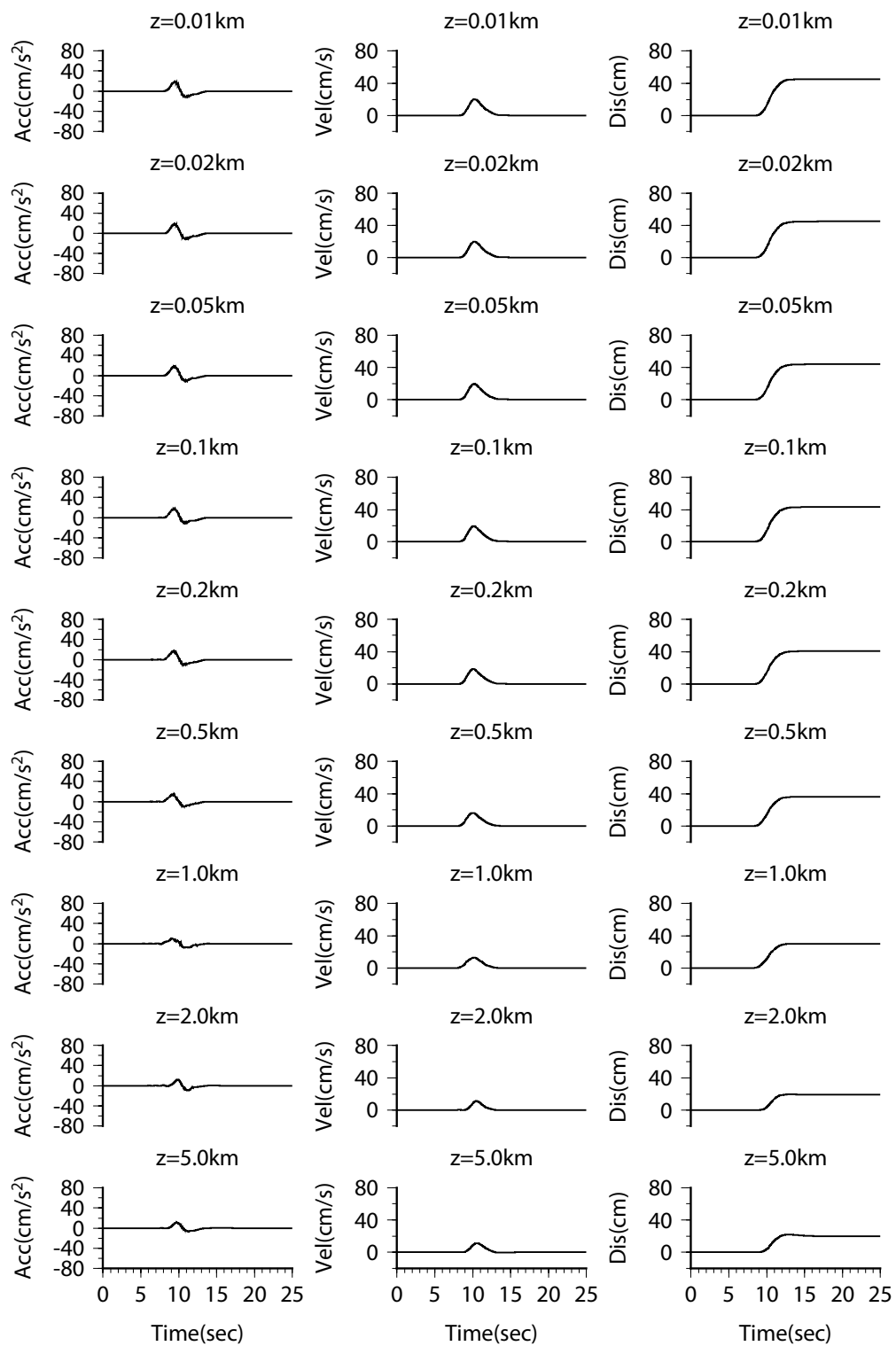


図 4.6-33 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層，断層直交成分，一様地盤，地震基盤面，Mw6.5，地震発生層以浅)

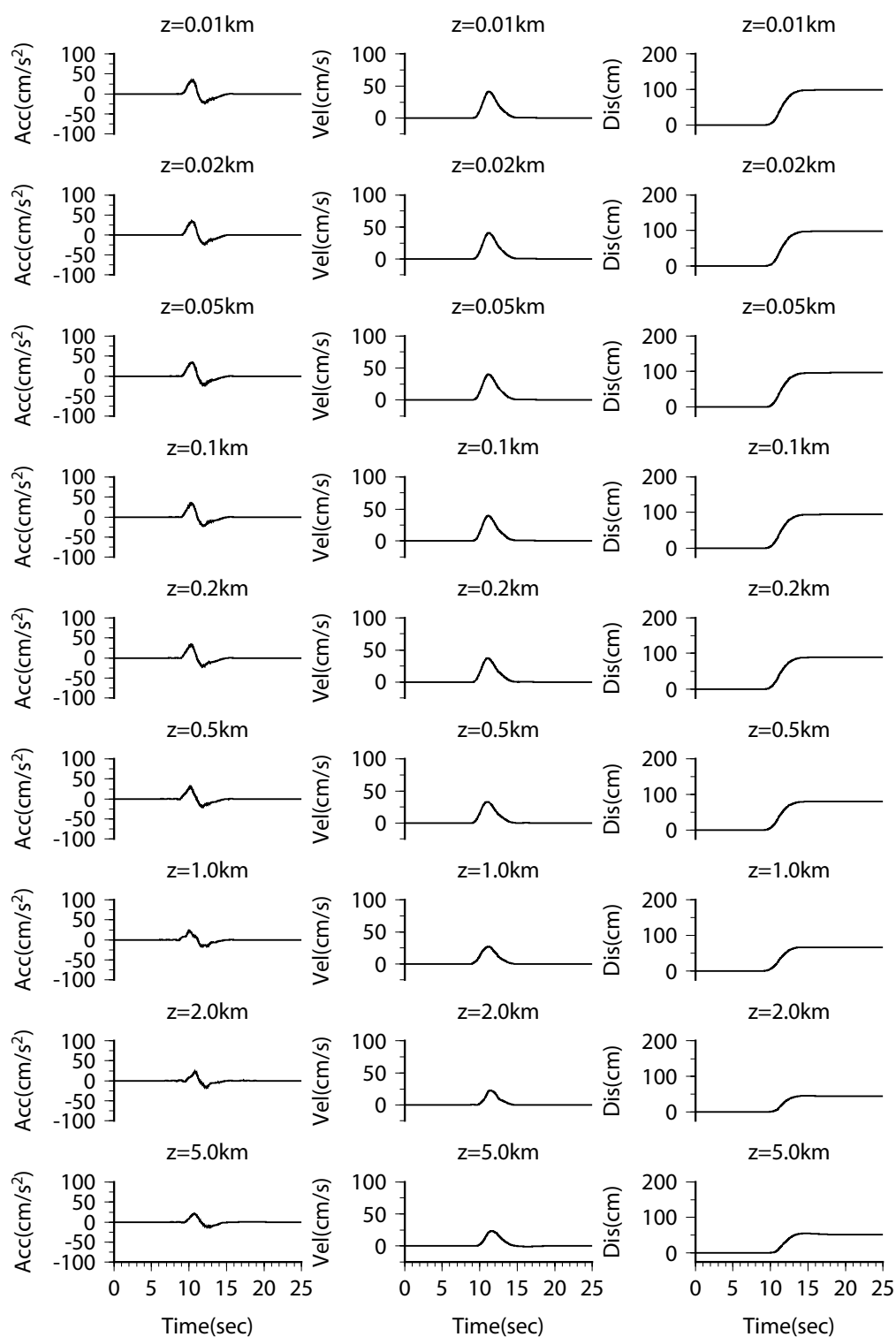


図 4.6-33 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層以浅)

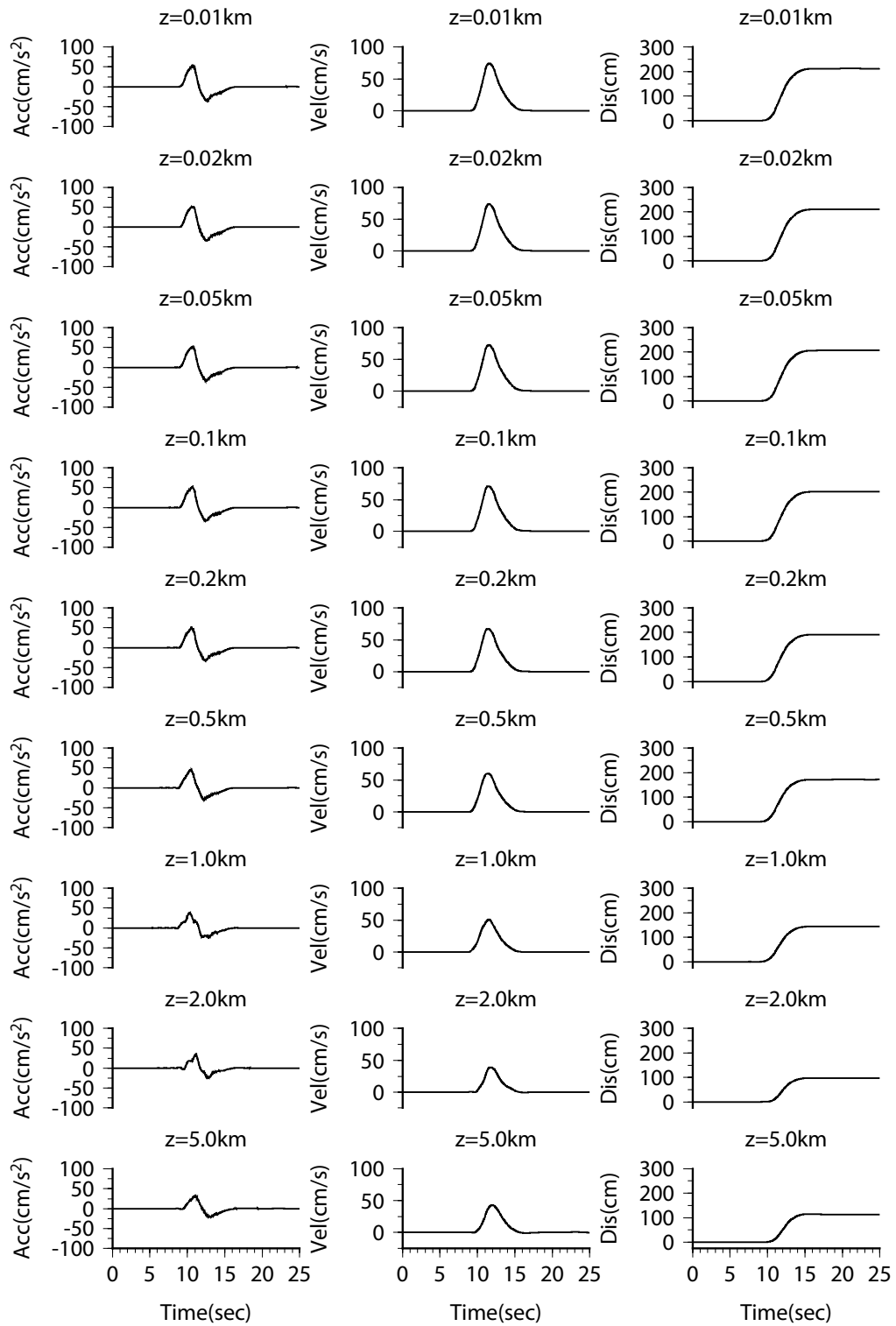


図 4.6-33 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, $M_w 7.5$, 地震発生層以浅)

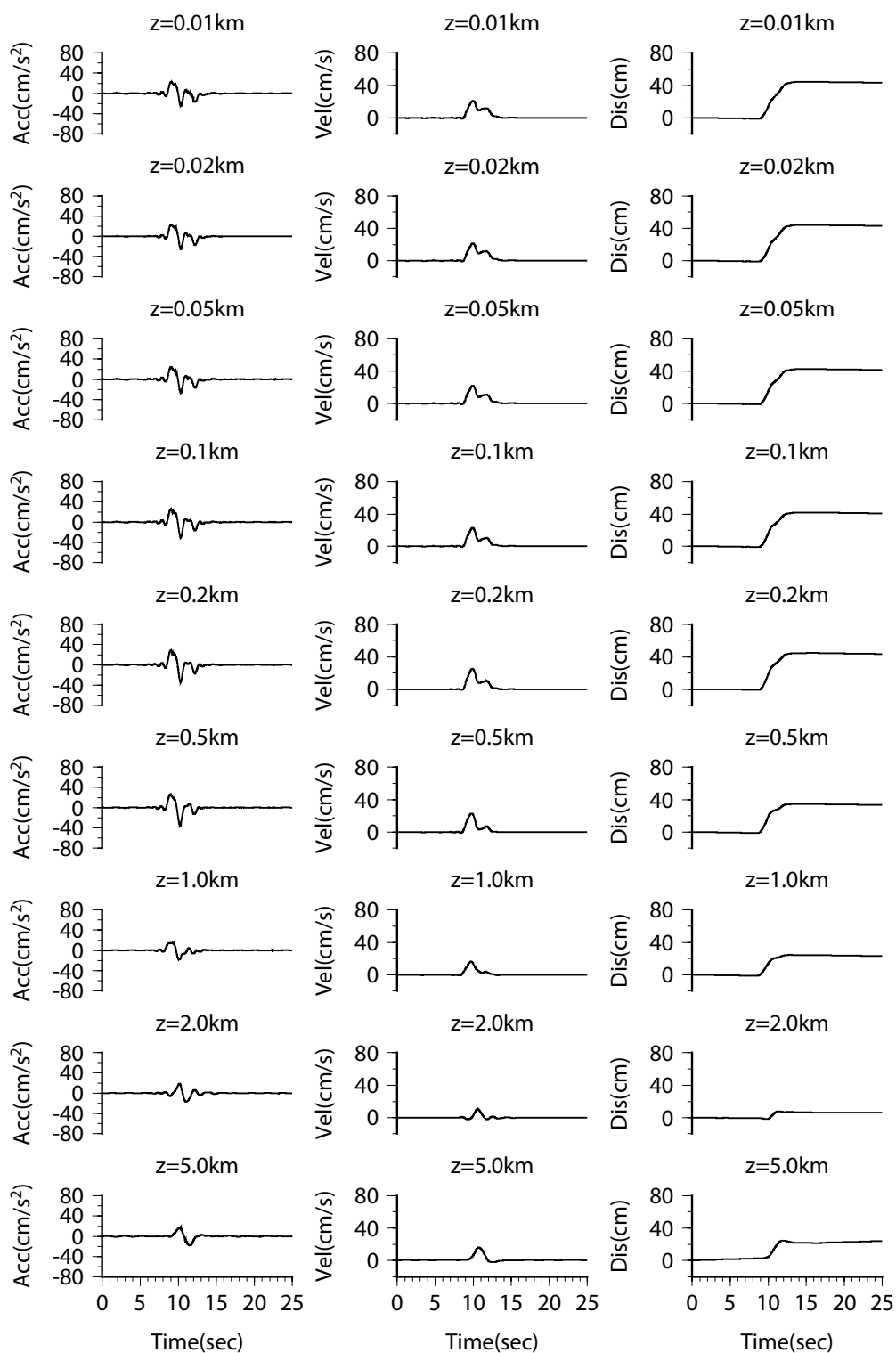


図 4.6-34 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw6.5, 地震発生層以浅)

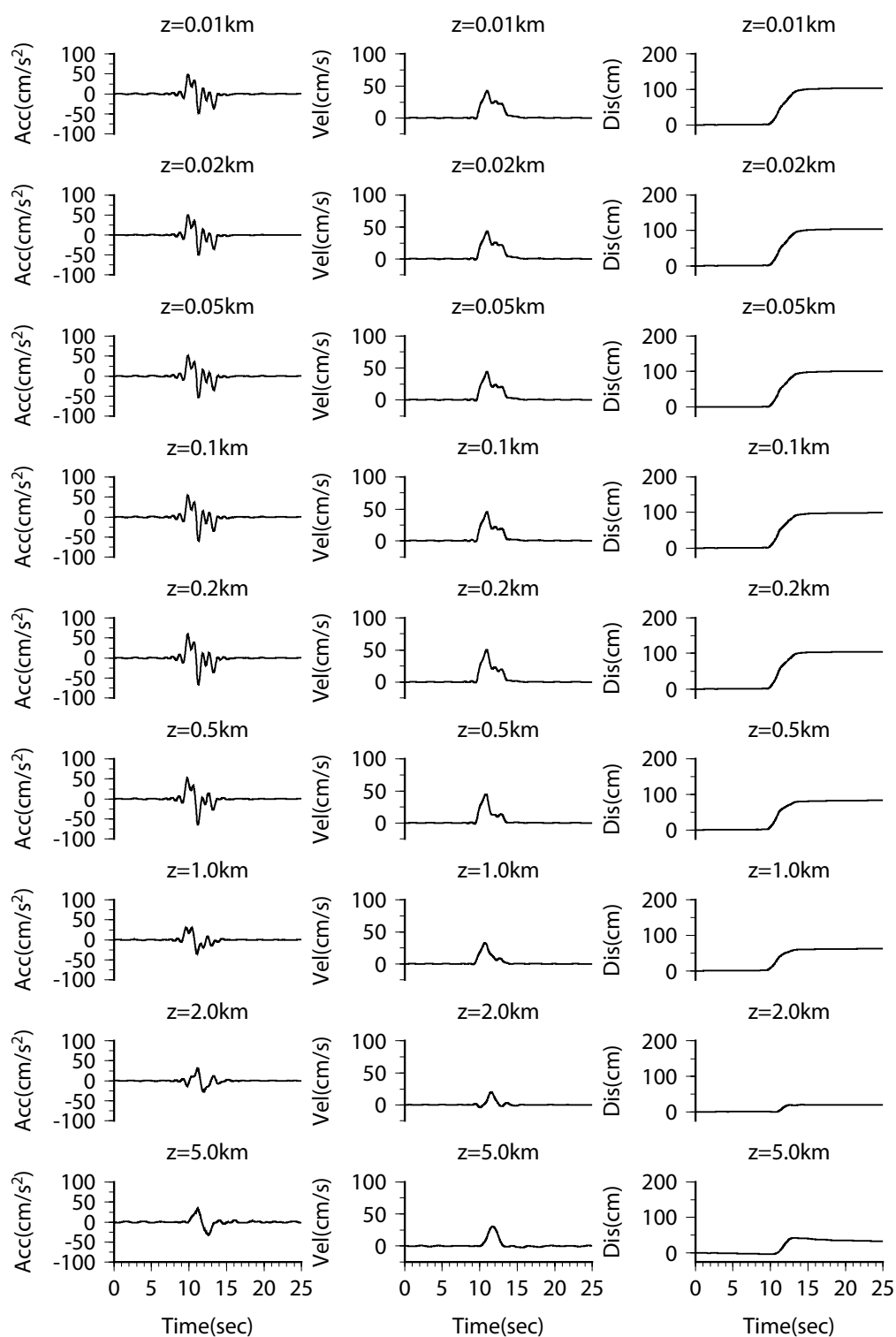


図 4.6-34 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層以浅)

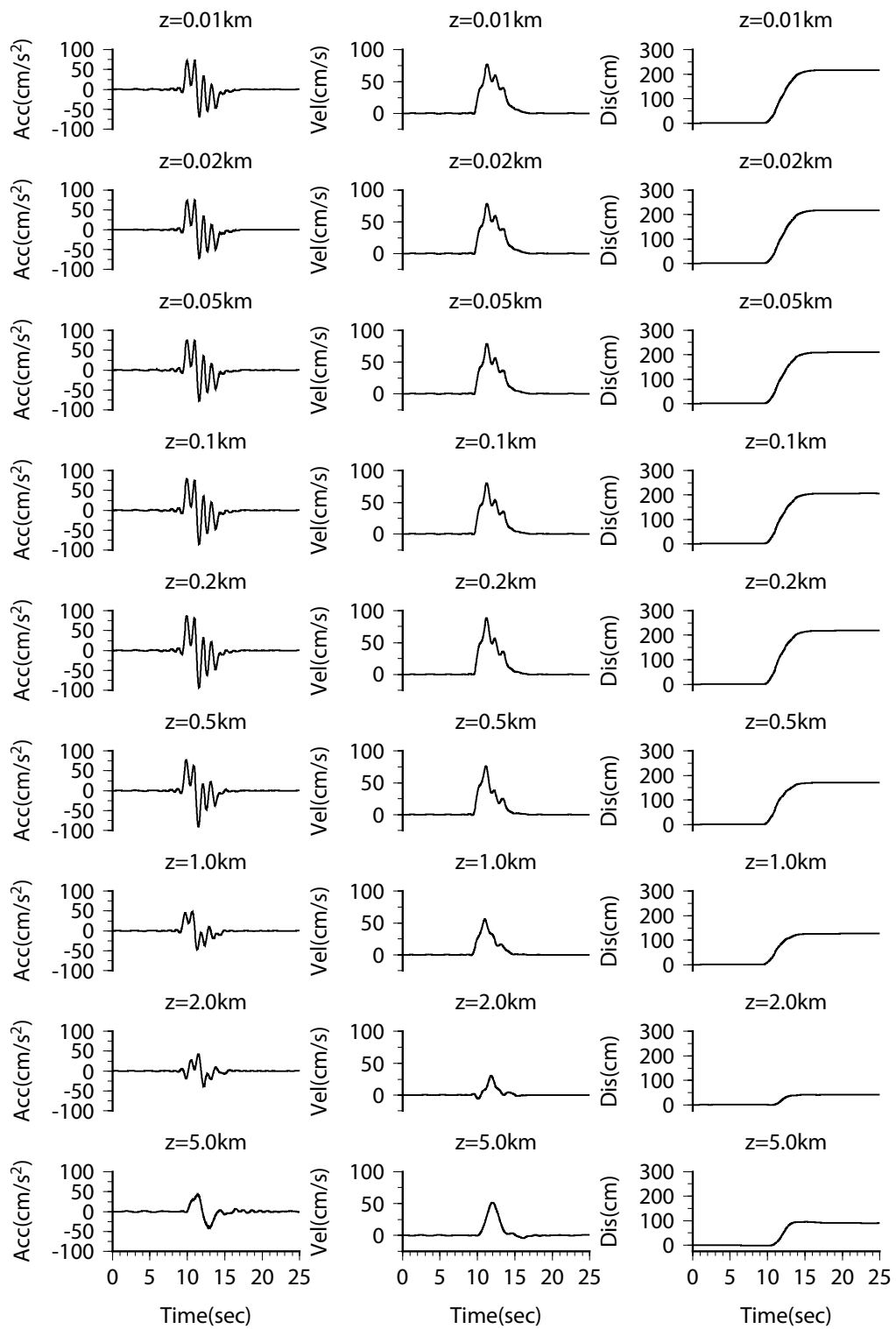


図 4.6-34 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層以浅)

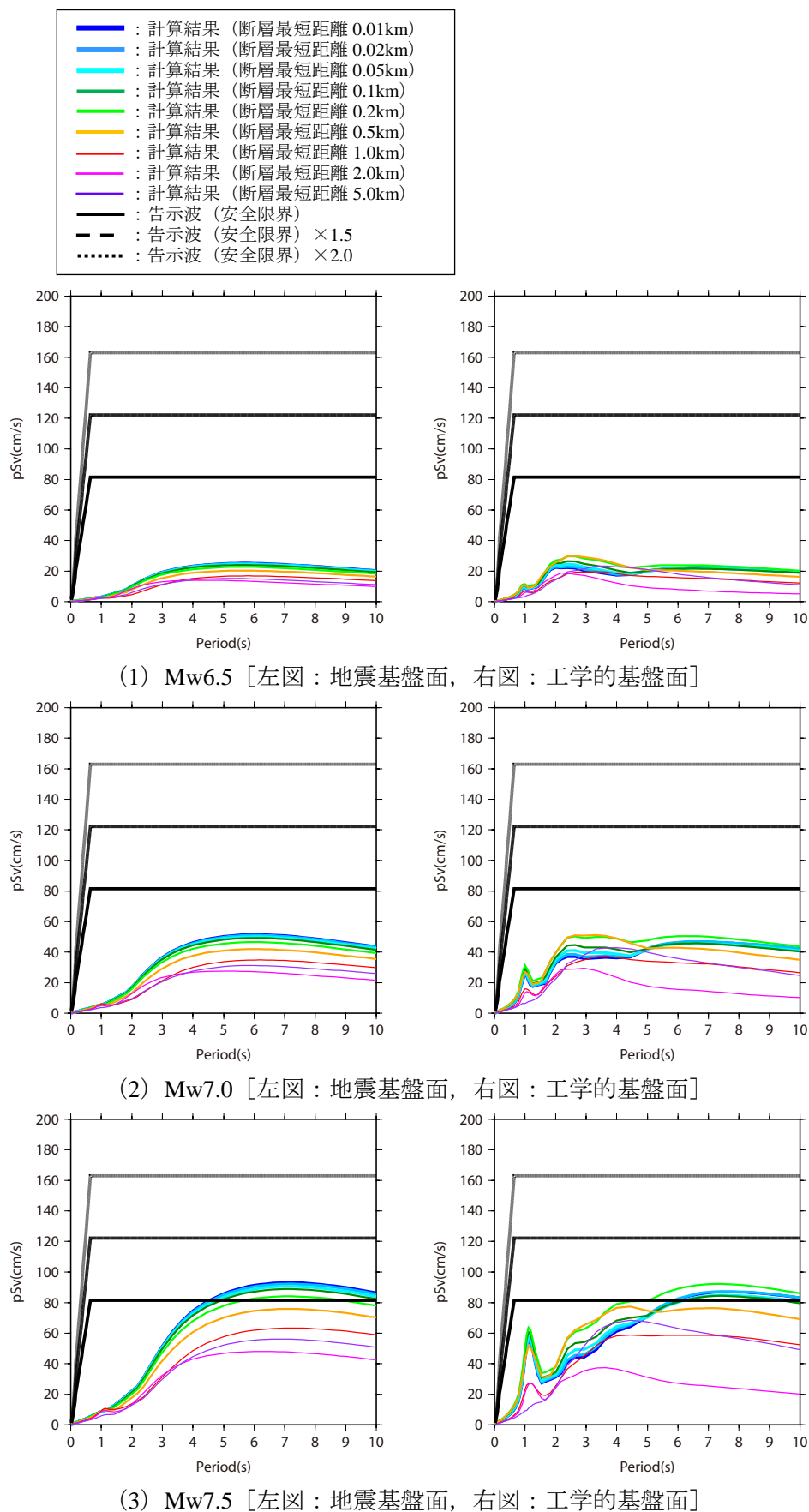


図 4.6-35 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(逆断層，断層直交成分，地震発生層以浅)

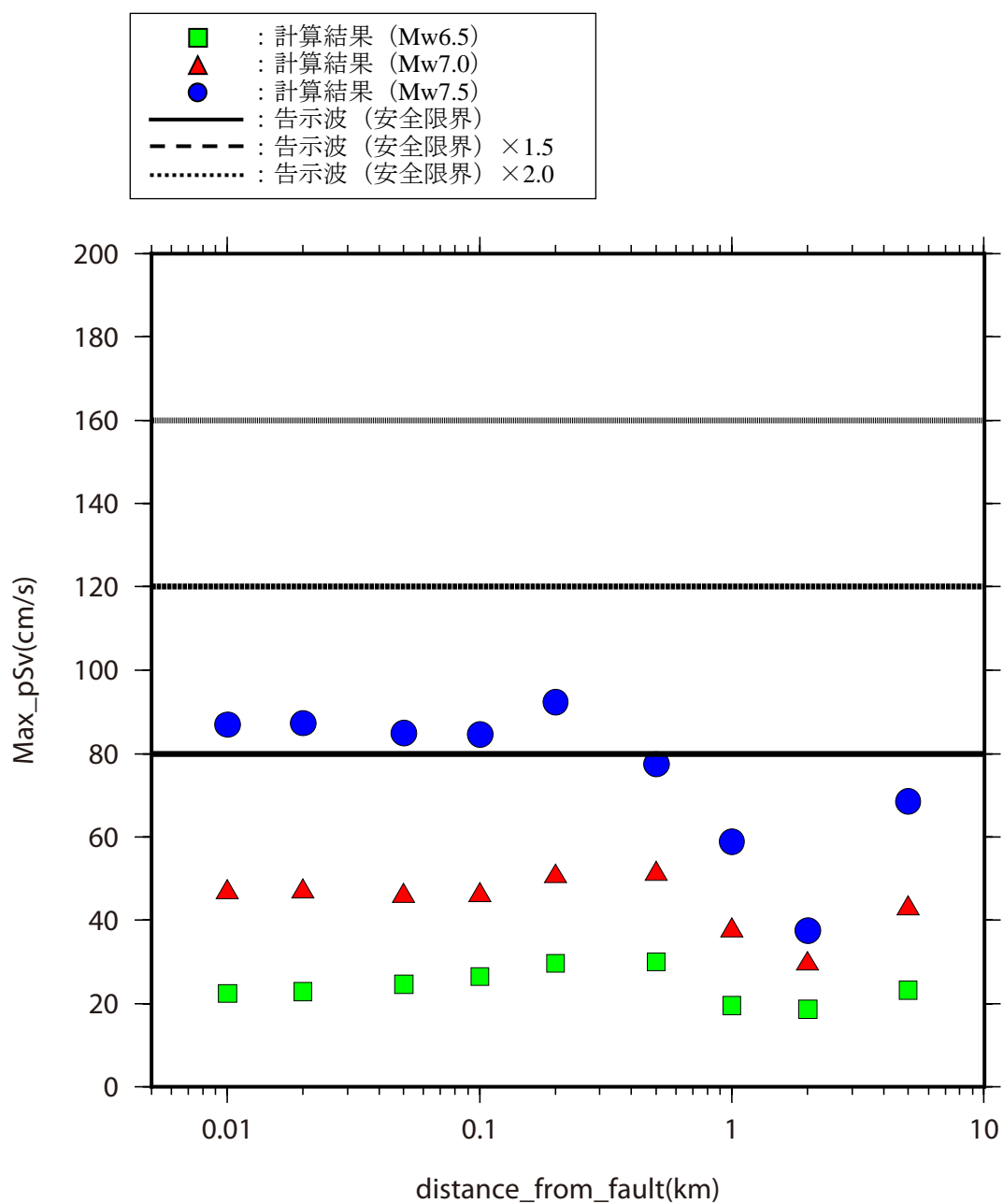


図 4.6-36 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(逆断層，断層直交成分，地震発生層以浅)

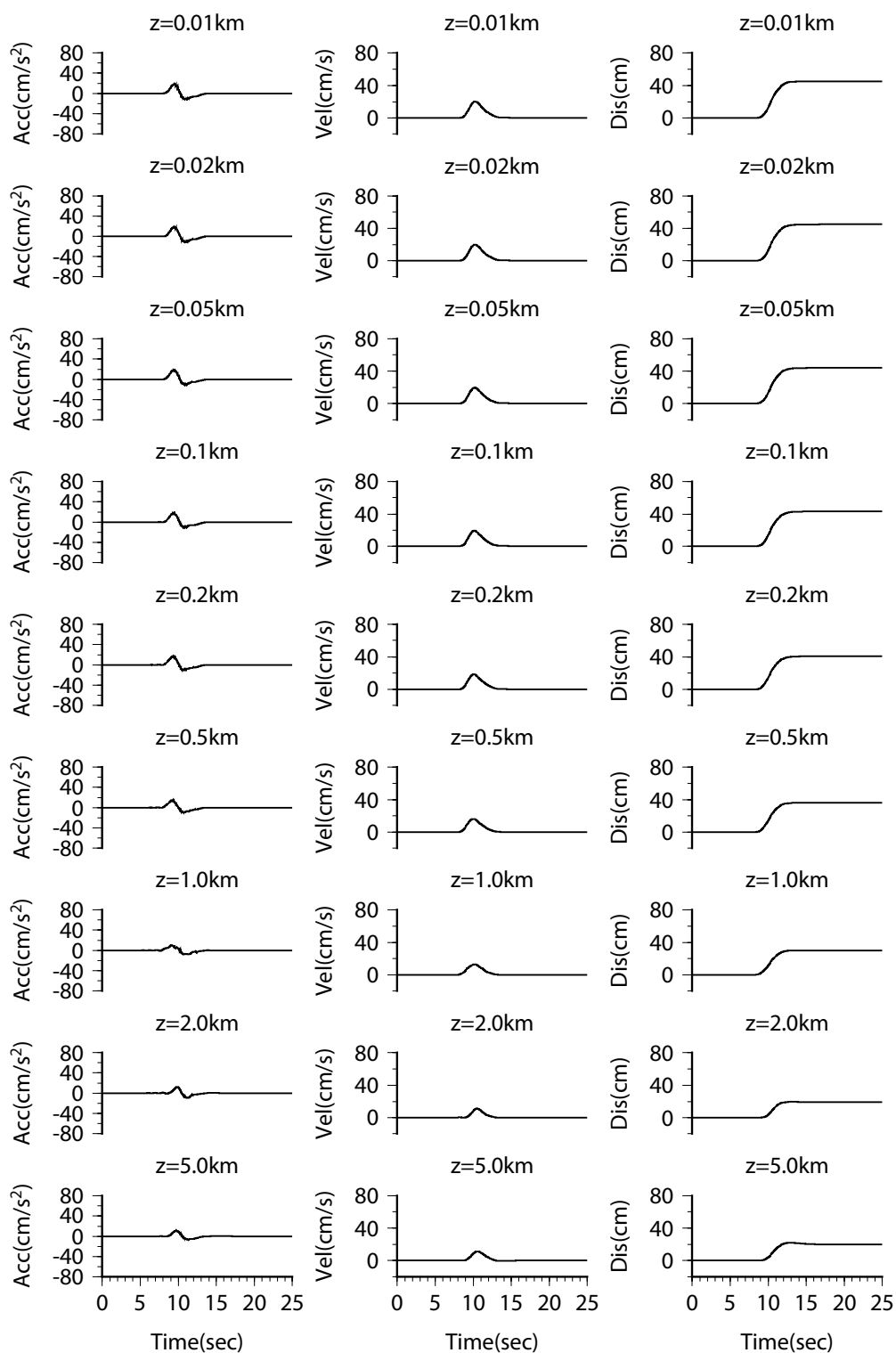


図 4.6-38 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層内)

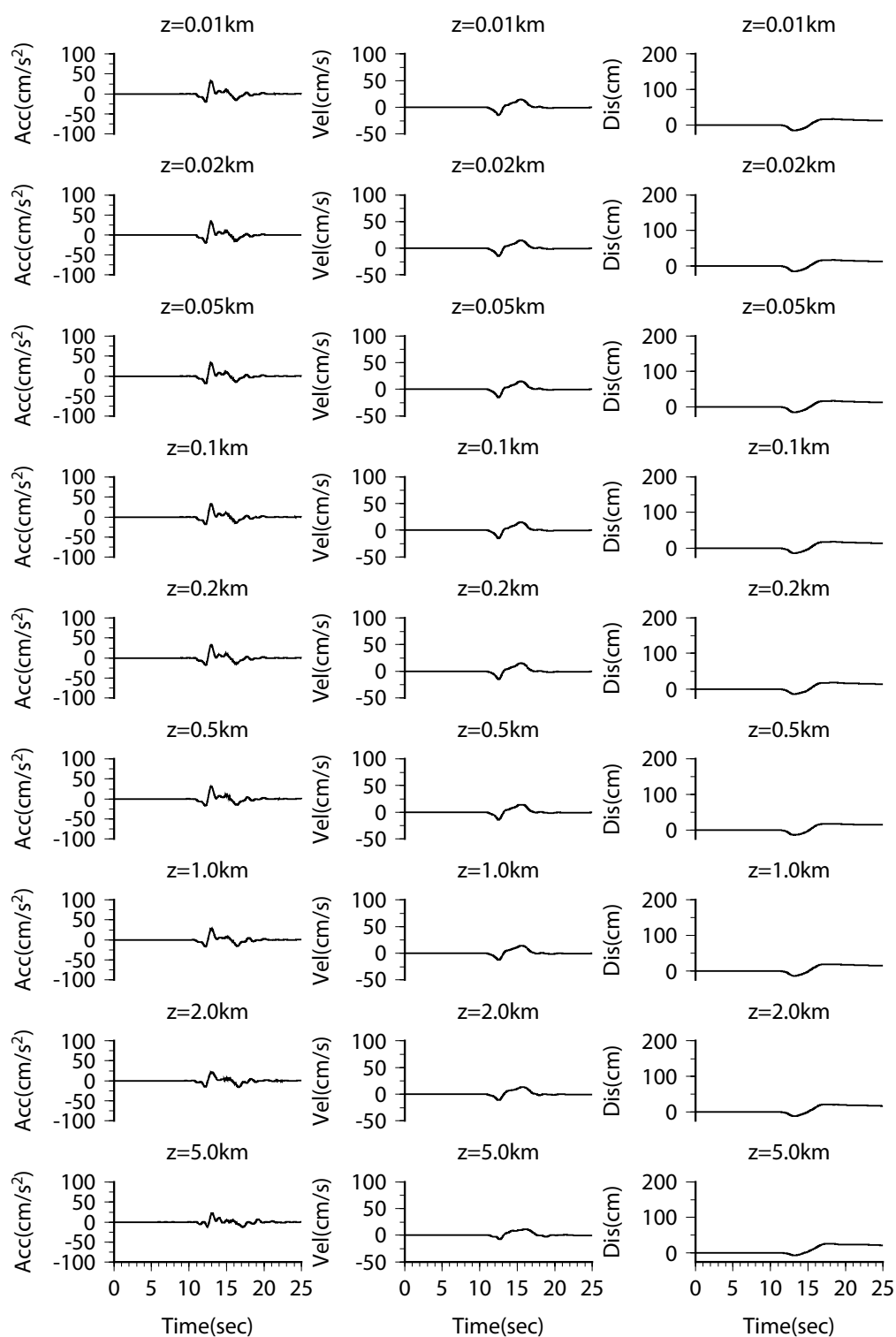


図 4.6-38 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層内)

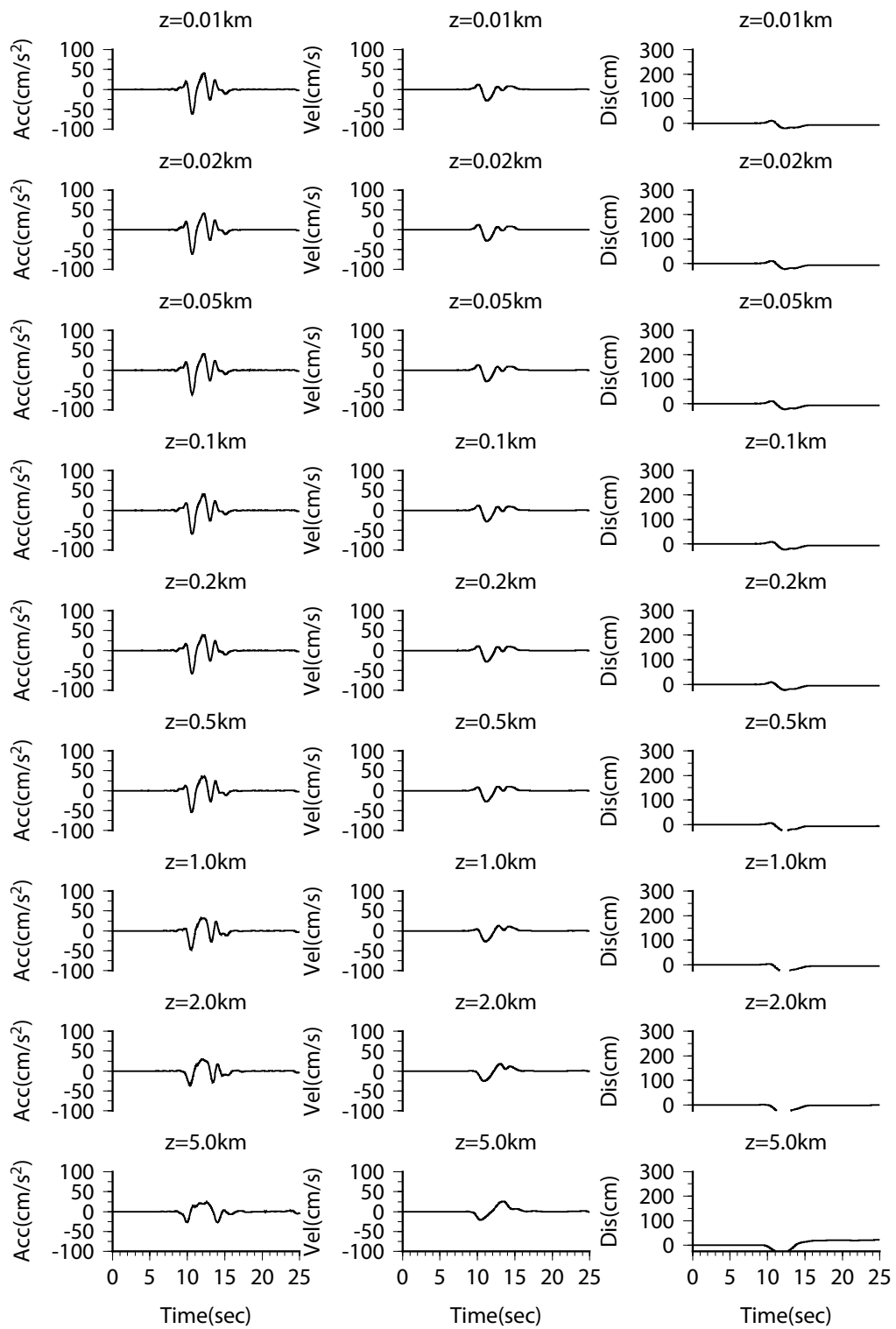


図 4.6-38 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層内)

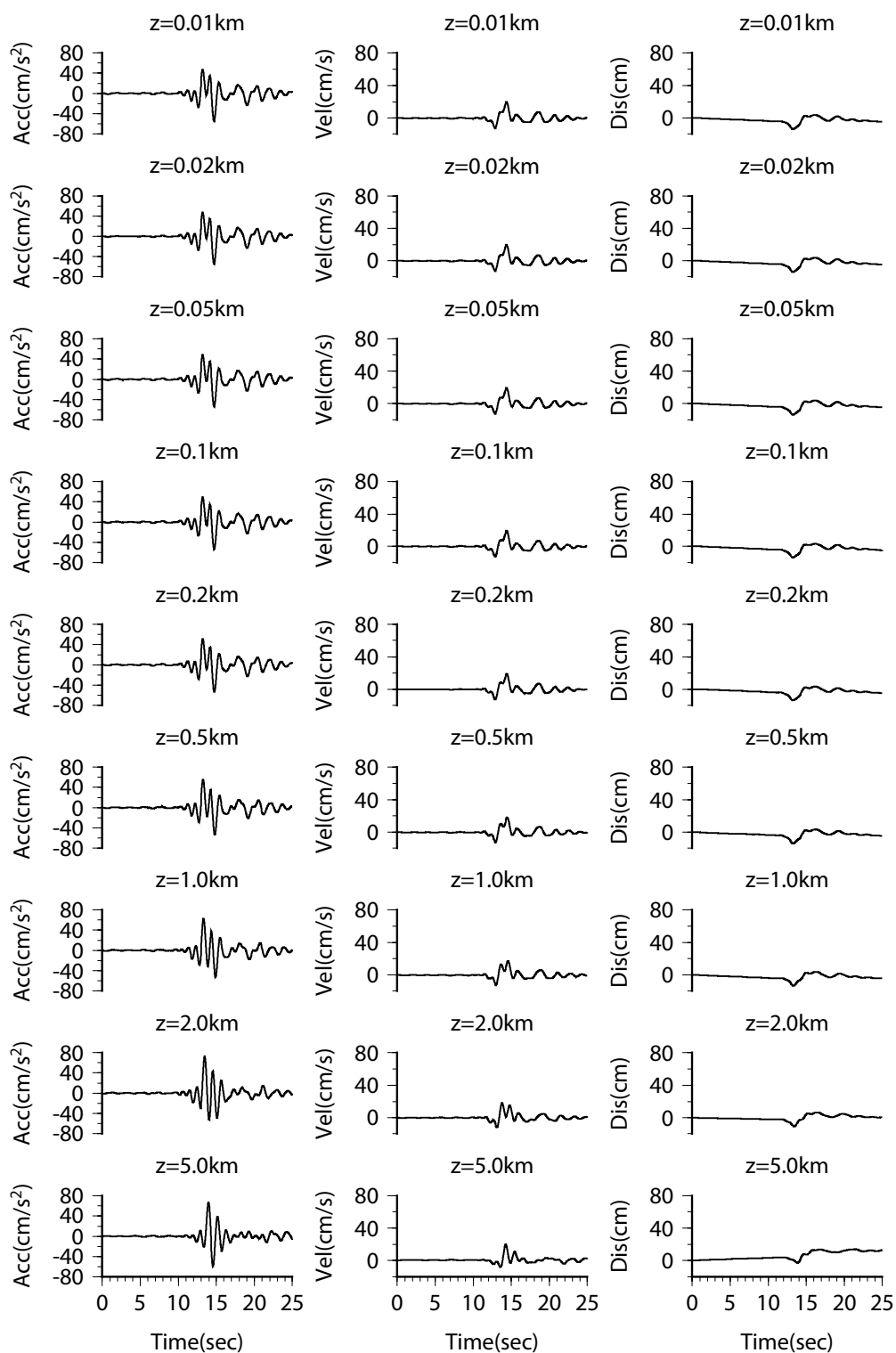


図 4.6-39 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層，断層直交成分，工学的基盤面，Mw6.5，地震発生層内)

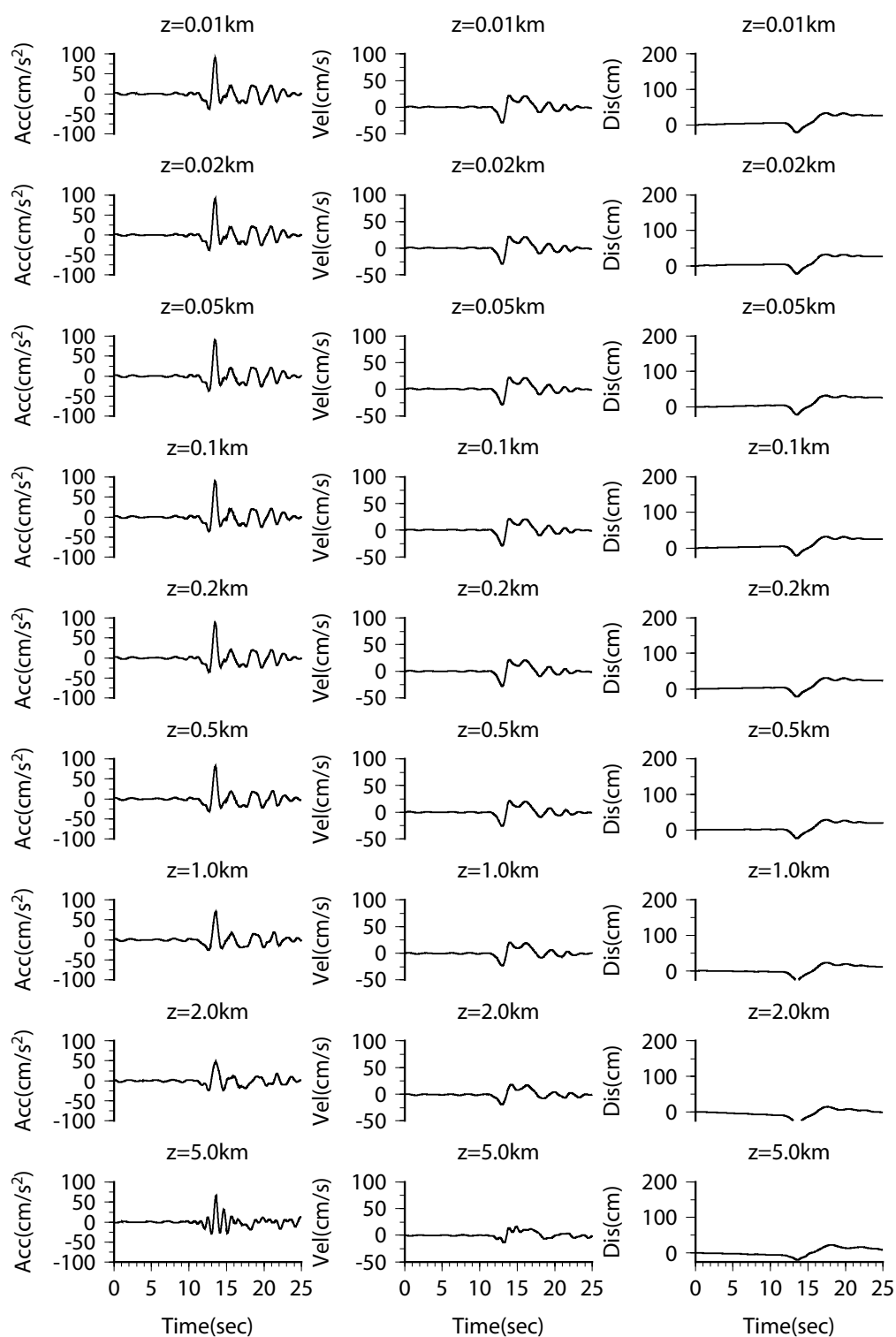


図 4.6-39 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層，断層直交成分，工学的基盤面，Mw7.0，地震発生層内)

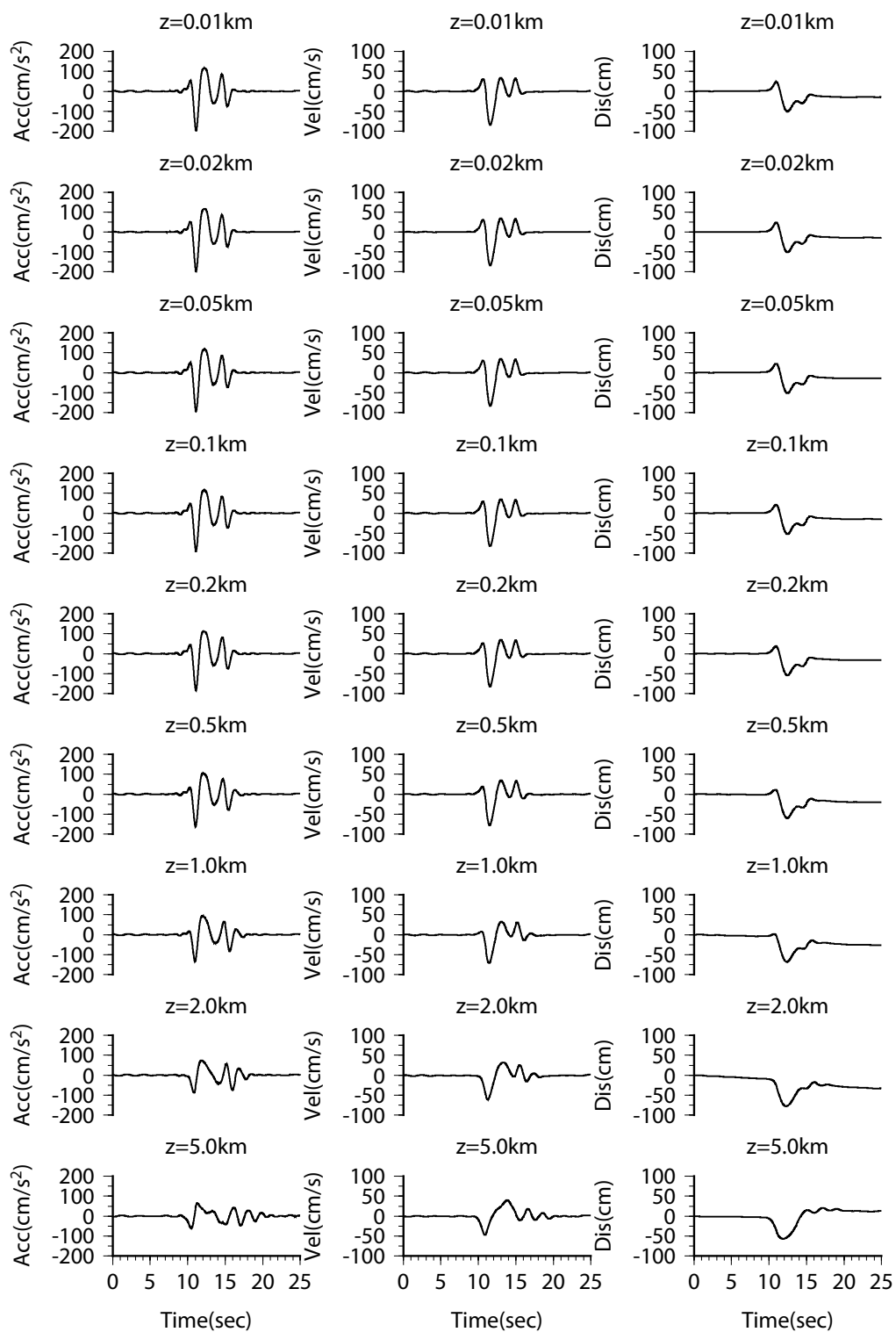
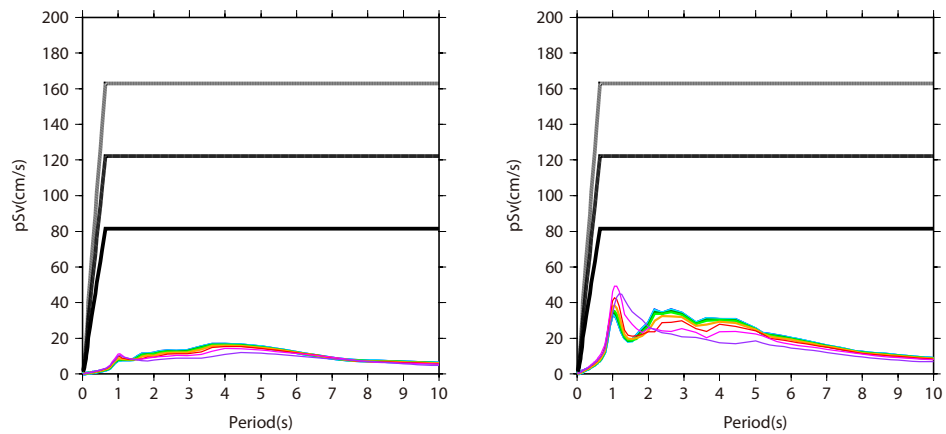
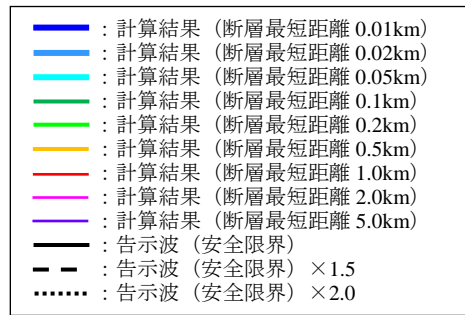
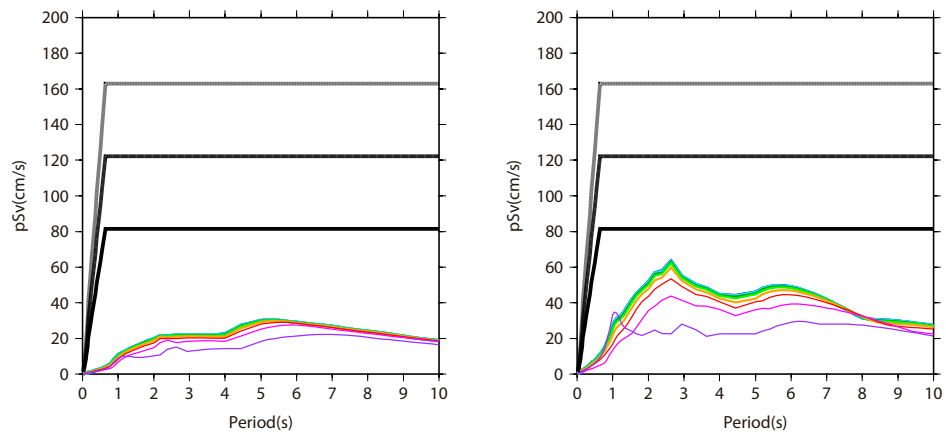


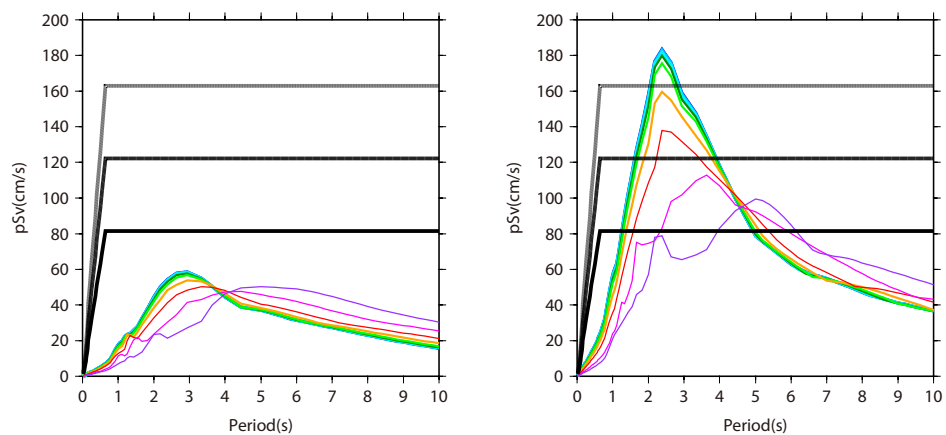
図 4.6-39 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層，断層直交成分，工学的基盤面，Mw7.5，地震発生層内)



(1) Mw6.5 [左図：地震基盤面，右図：工学的基盤面]



(2) Mw7.0 [左図：地震基盤面，右図：工学的基盤面]



(3) Mw7.5 [左図：地震基盤面，右図：工学的基盤面]

図 4.6-40 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(逆断層，断層直交成分，地震発生層内)

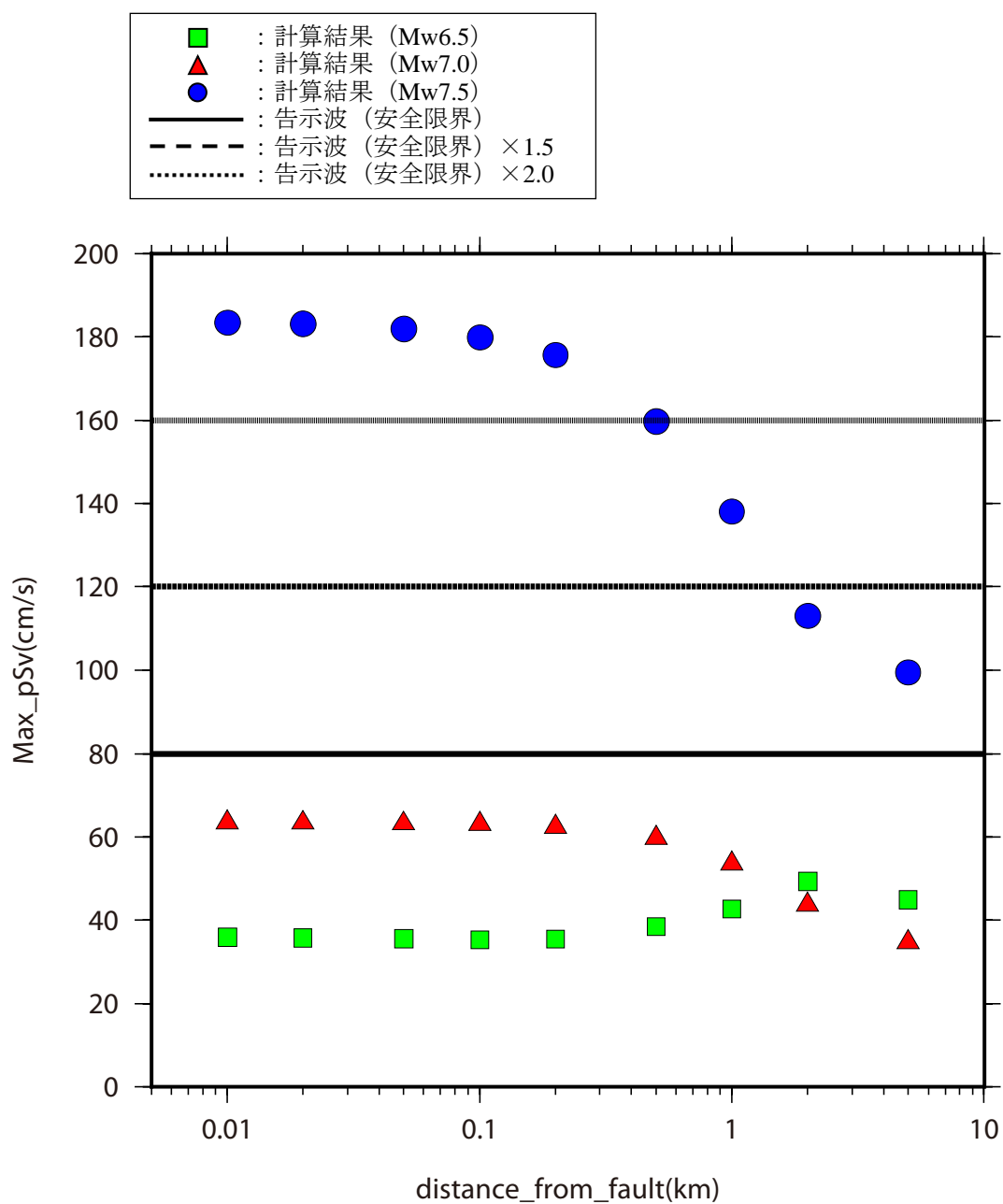
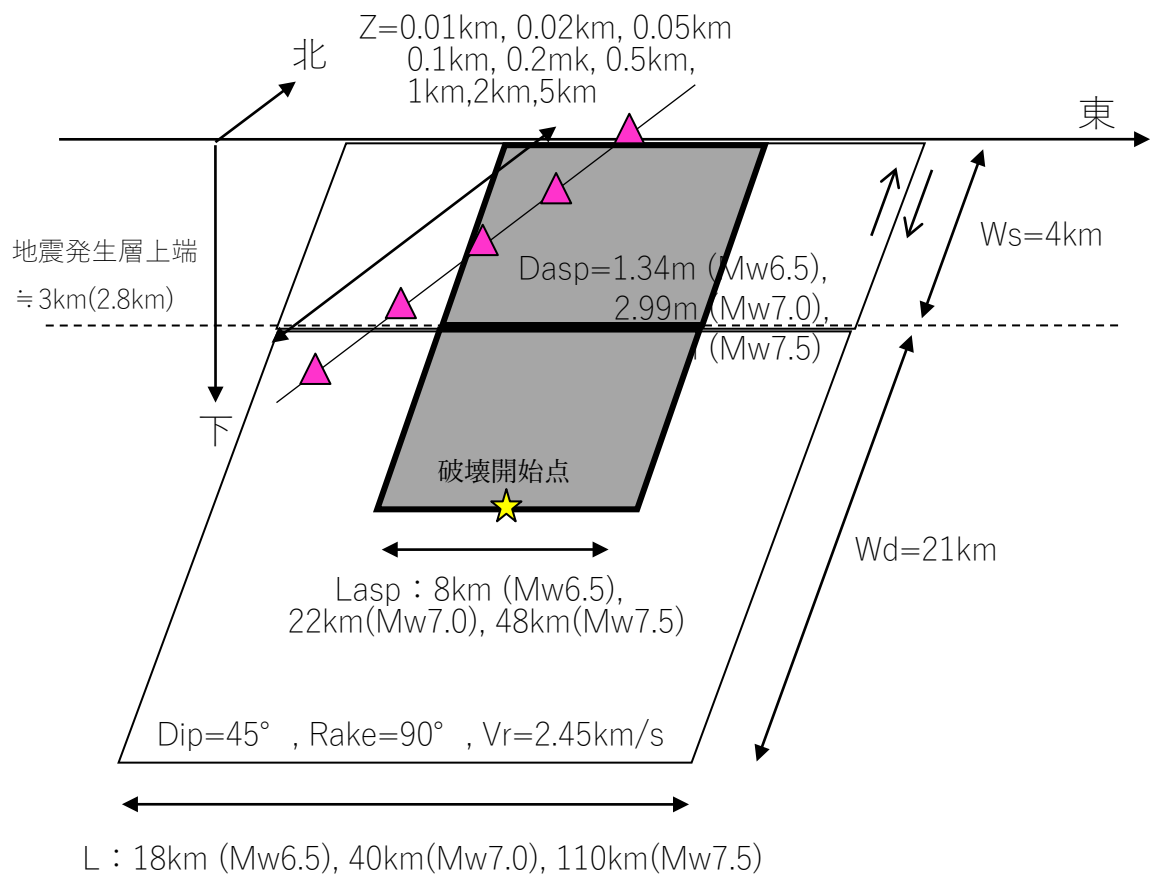


図 4.6-41 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(逆断層，断層直交成分，地震発生層内)



注) 理論計算は地震発生層以浅のみ（規格化 Yoffe 関数を仮定）を対象に行う。

図 4.6-42 強震動レシビに基づき設定した震源断層モデルと計算点
(逆断層, 地震発生層内+以浅)

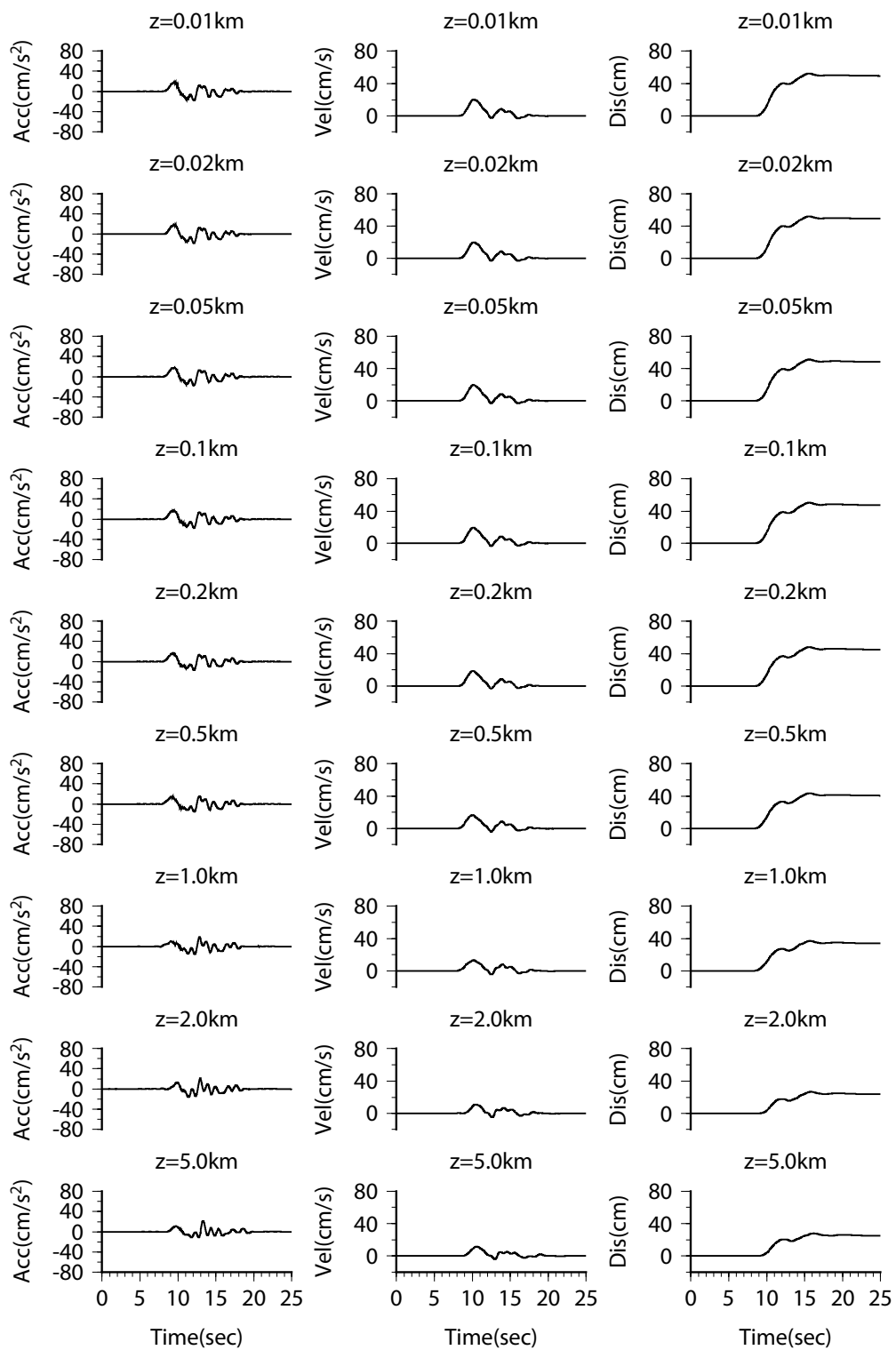


図 4.6-43 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw6.5, 地震発生層内+以浅)

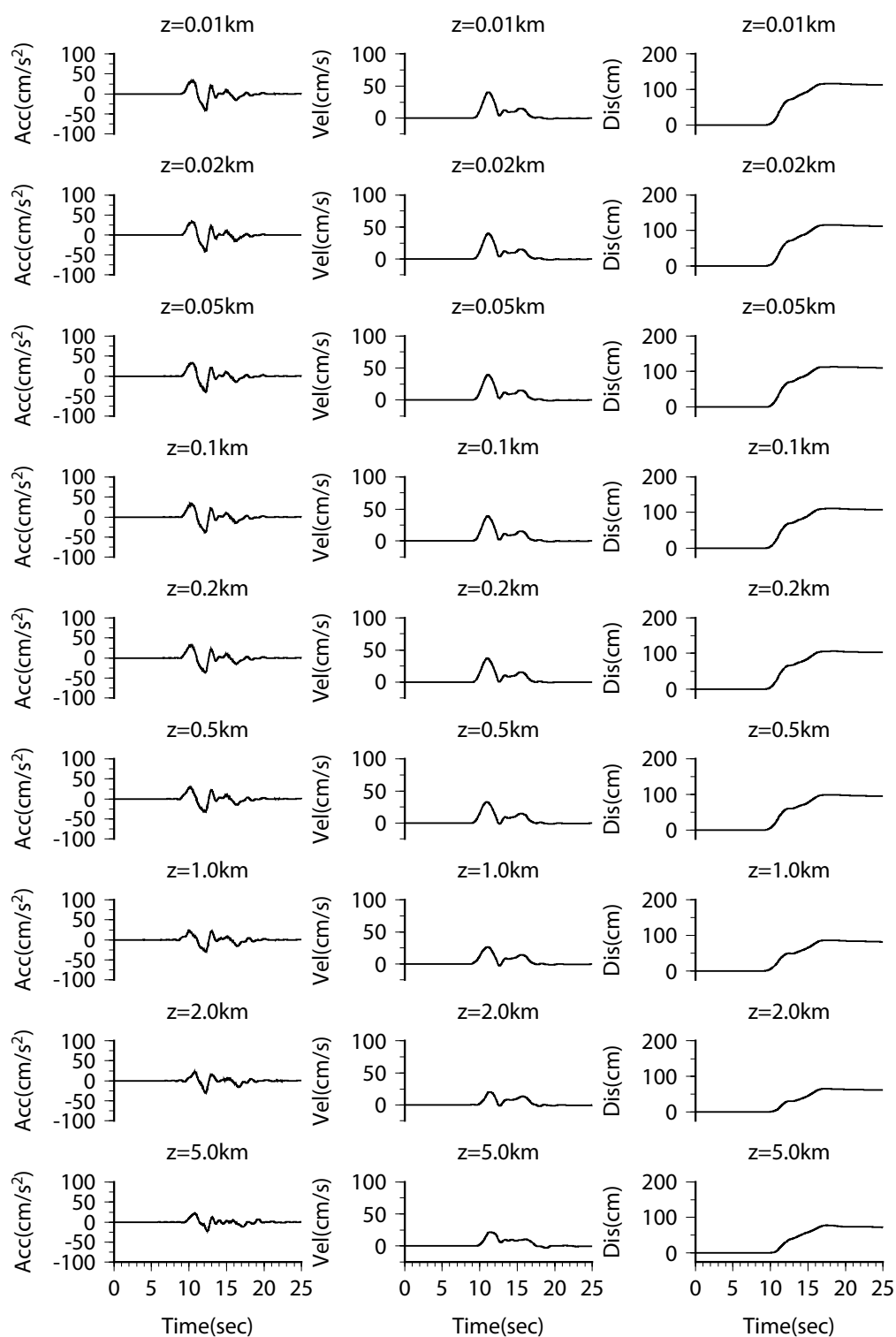


図 4.6-43 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

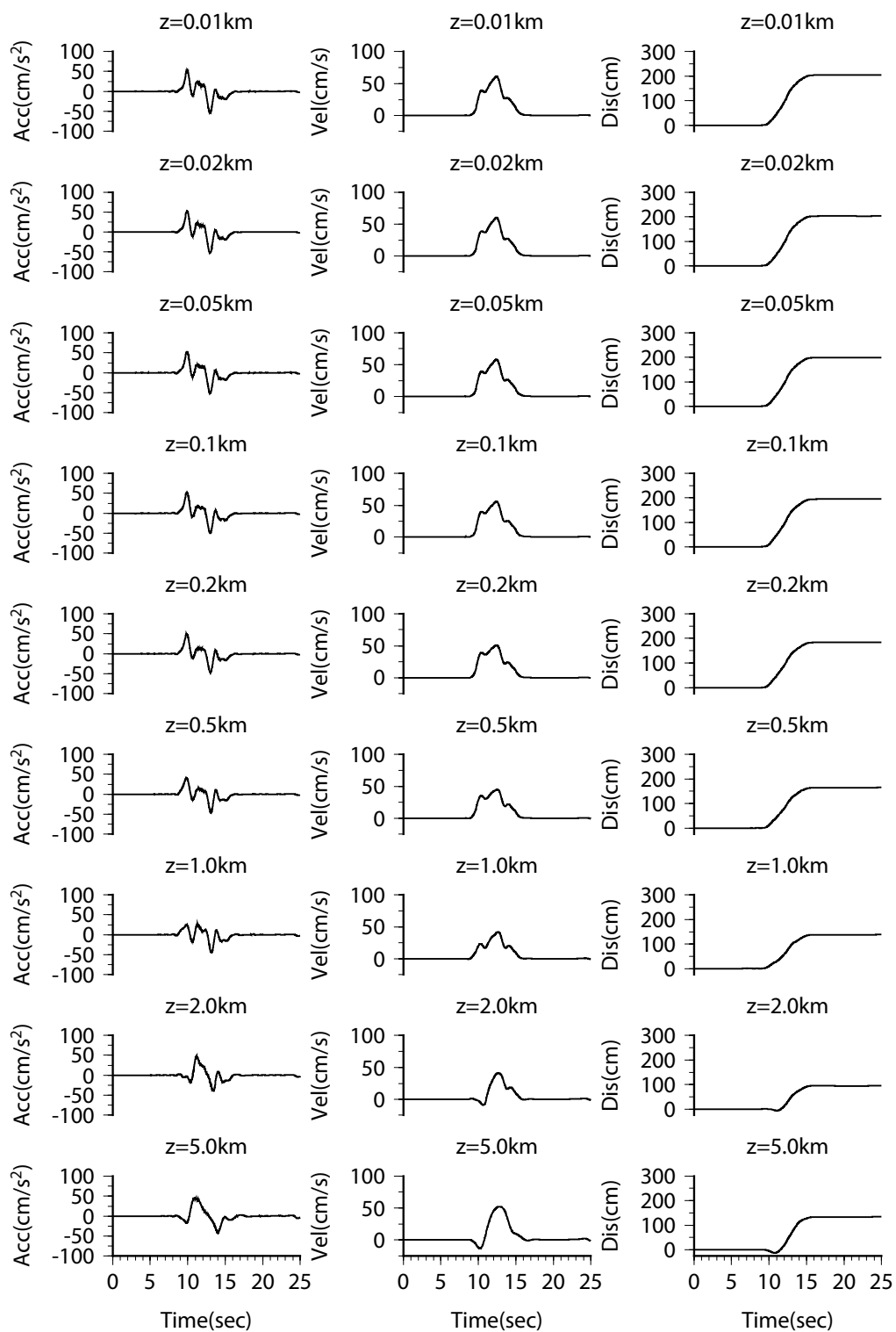


図 4.6-43 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 一様地盤, 地震基盤面, Mw7.5, 地震発生層内+以浅)

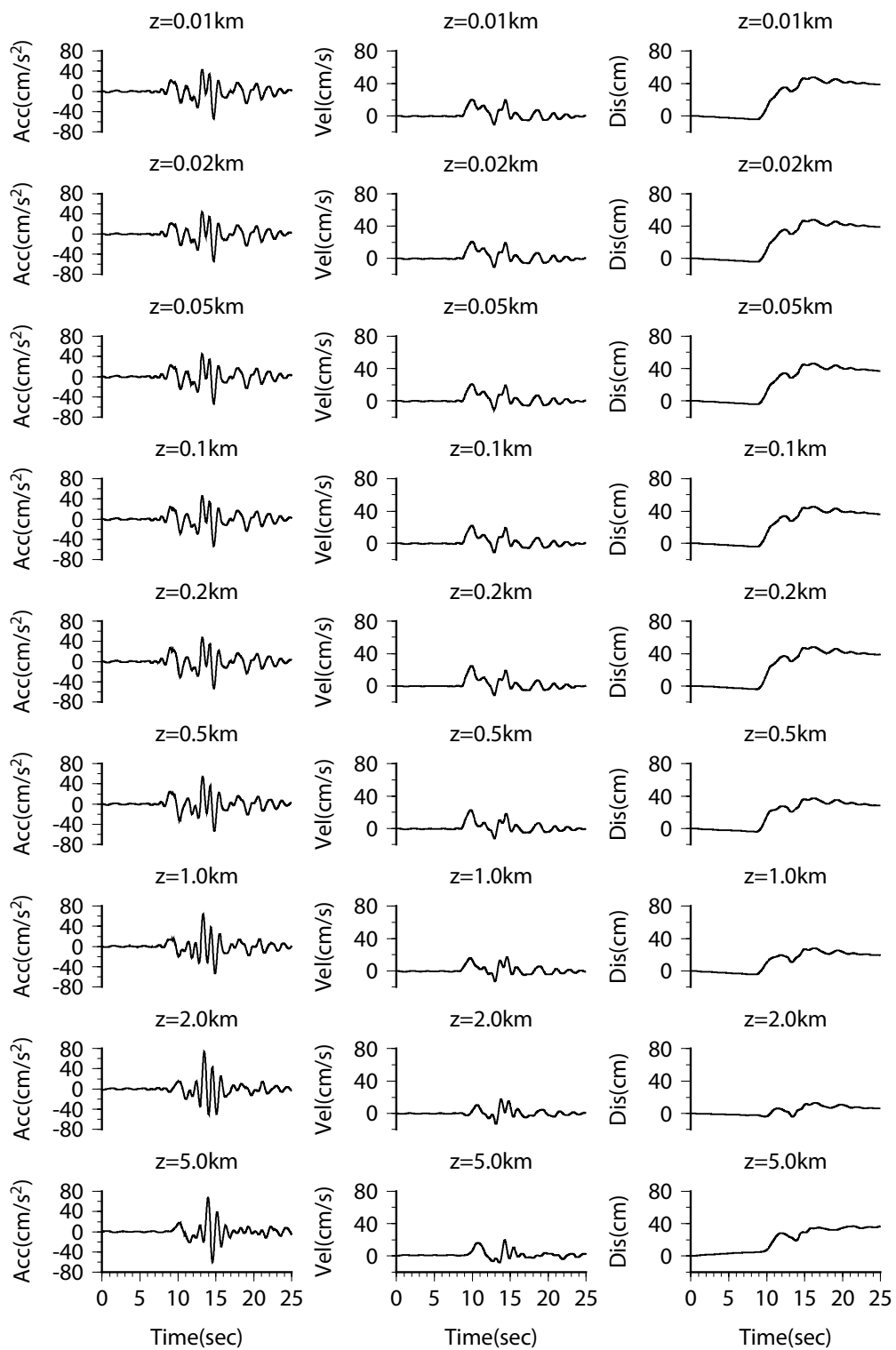


図 4.6-44 (1) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

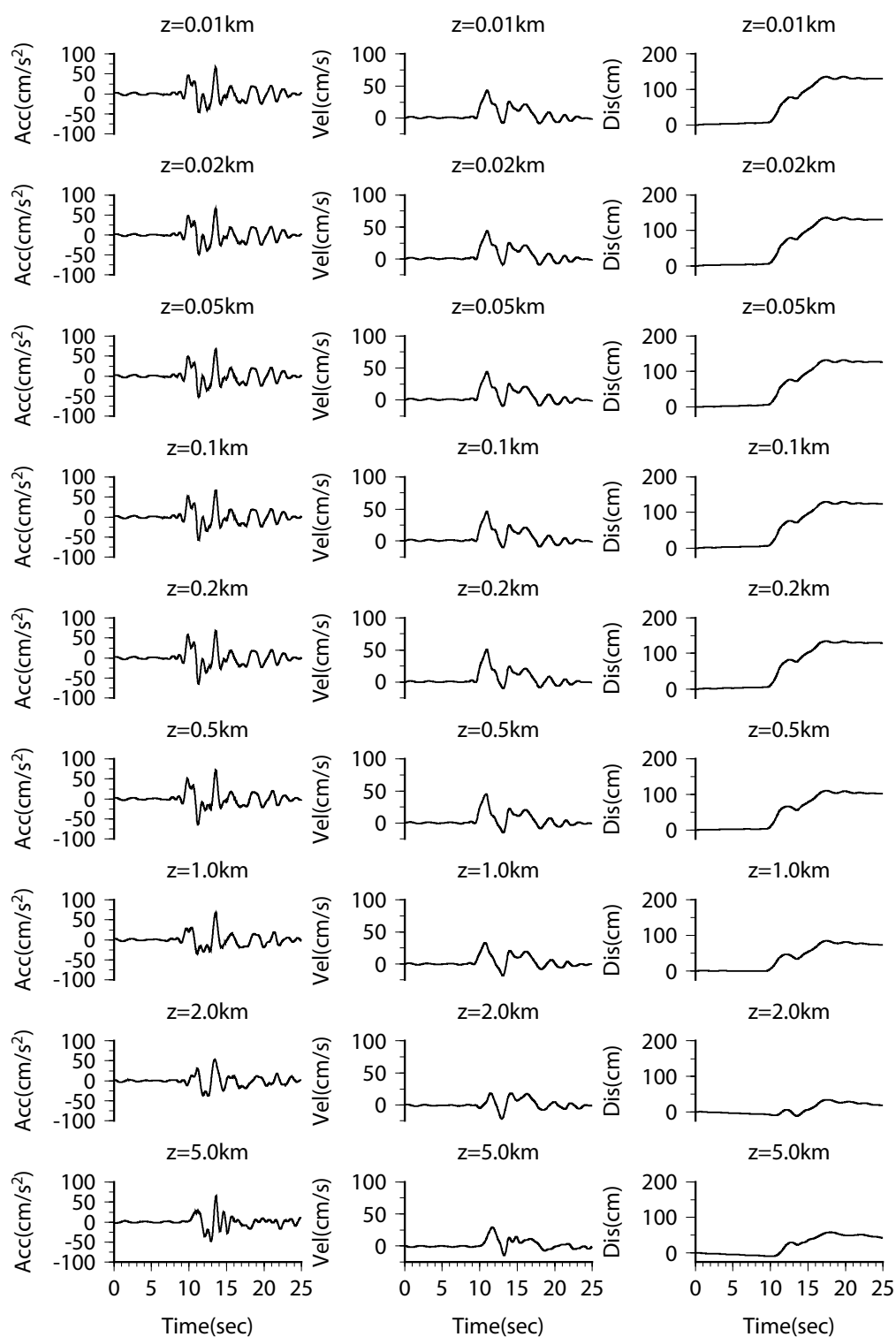


図 4.6-44 (2) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.0, 地震発生層内+以浅)

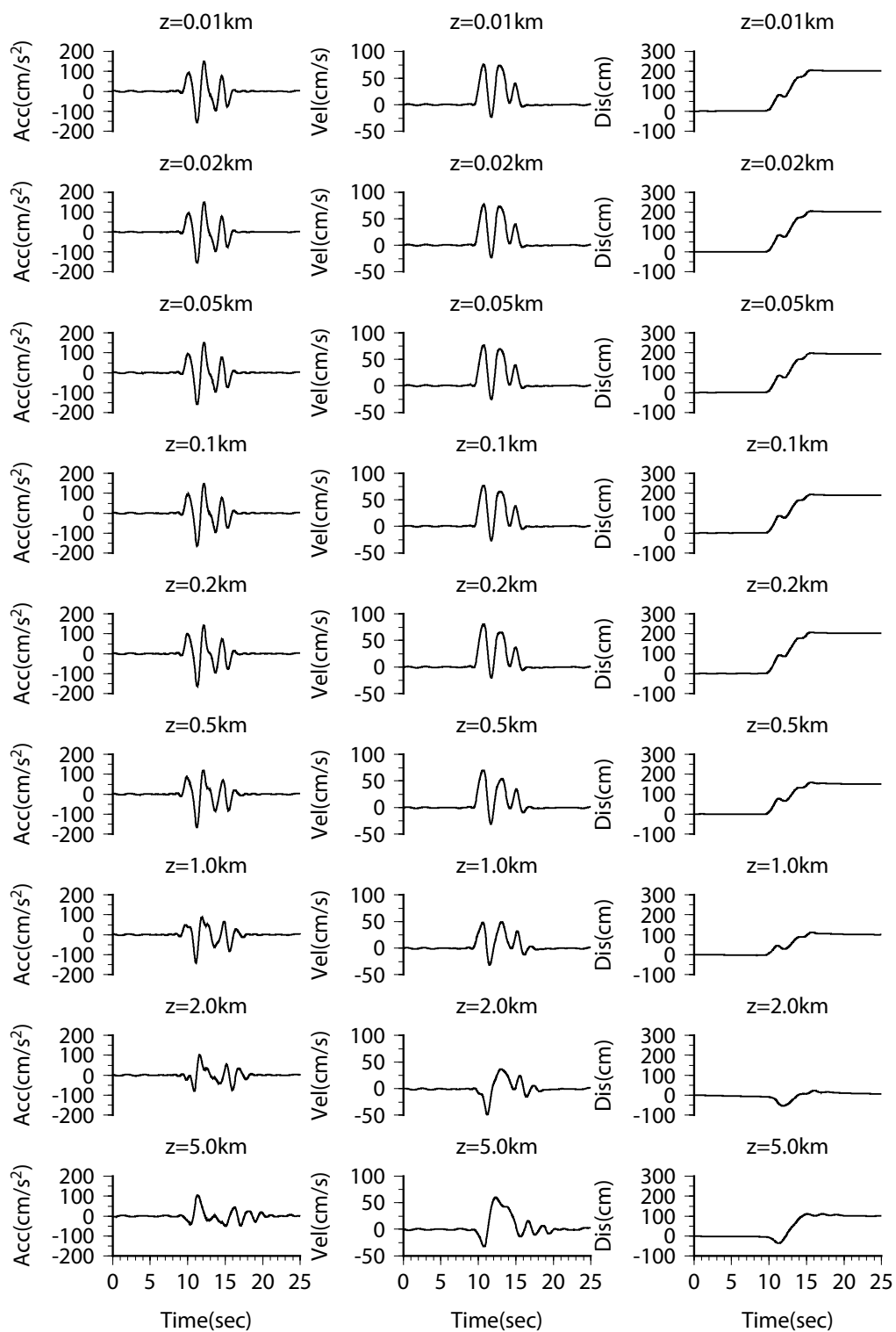


図 4.6-44 (3) 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における速度及び変位波形
(逆断層, 断層直交成分, 工学的基盤面, Mw7.5, 地震発生層内+以浅)

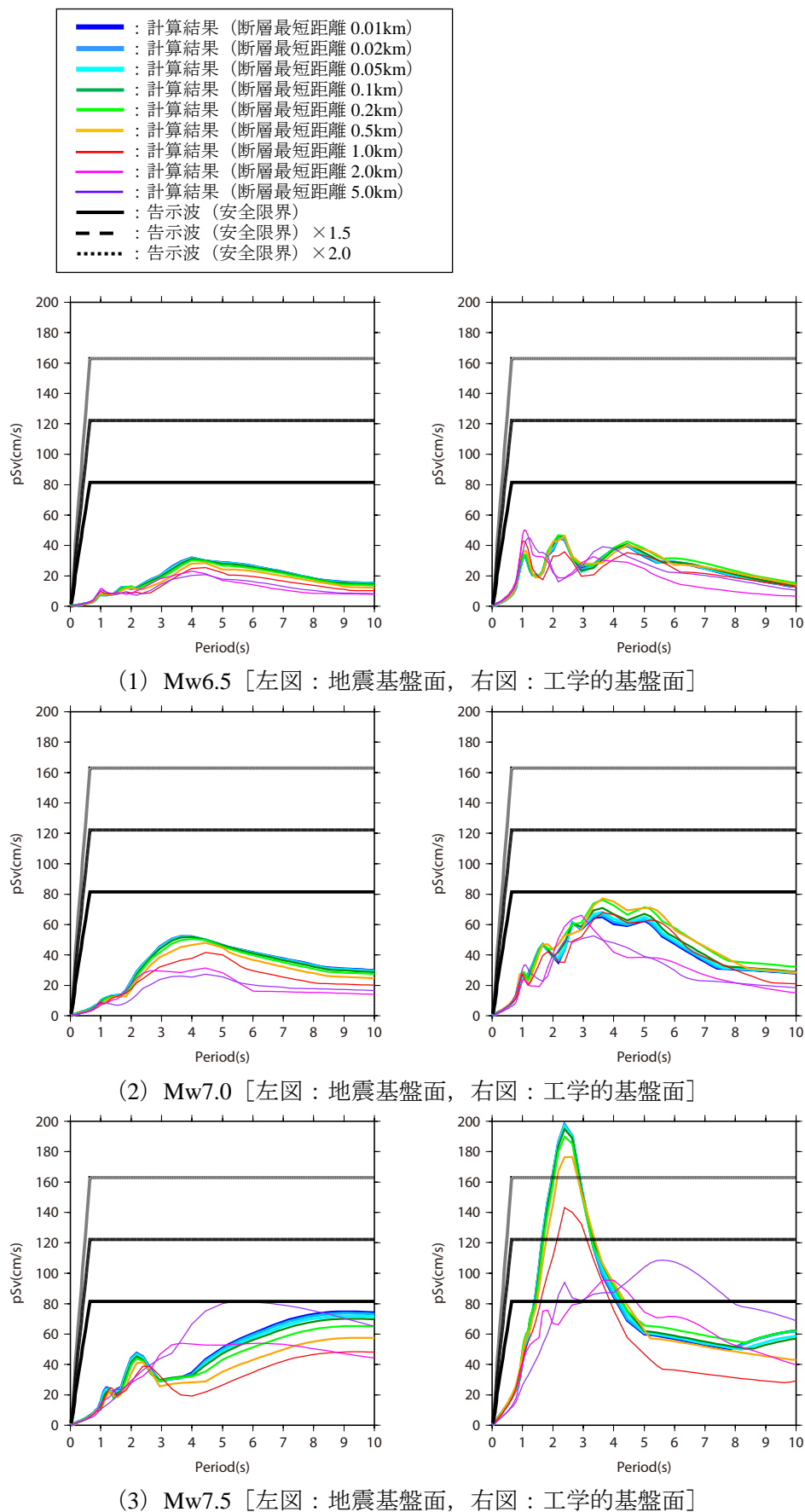


図 4.6-45 波数積分法に基づく地表地震断層近傍における擬似速度応答スペクトル
(逆断層，断層直交成分，地震発生層内+以浅)

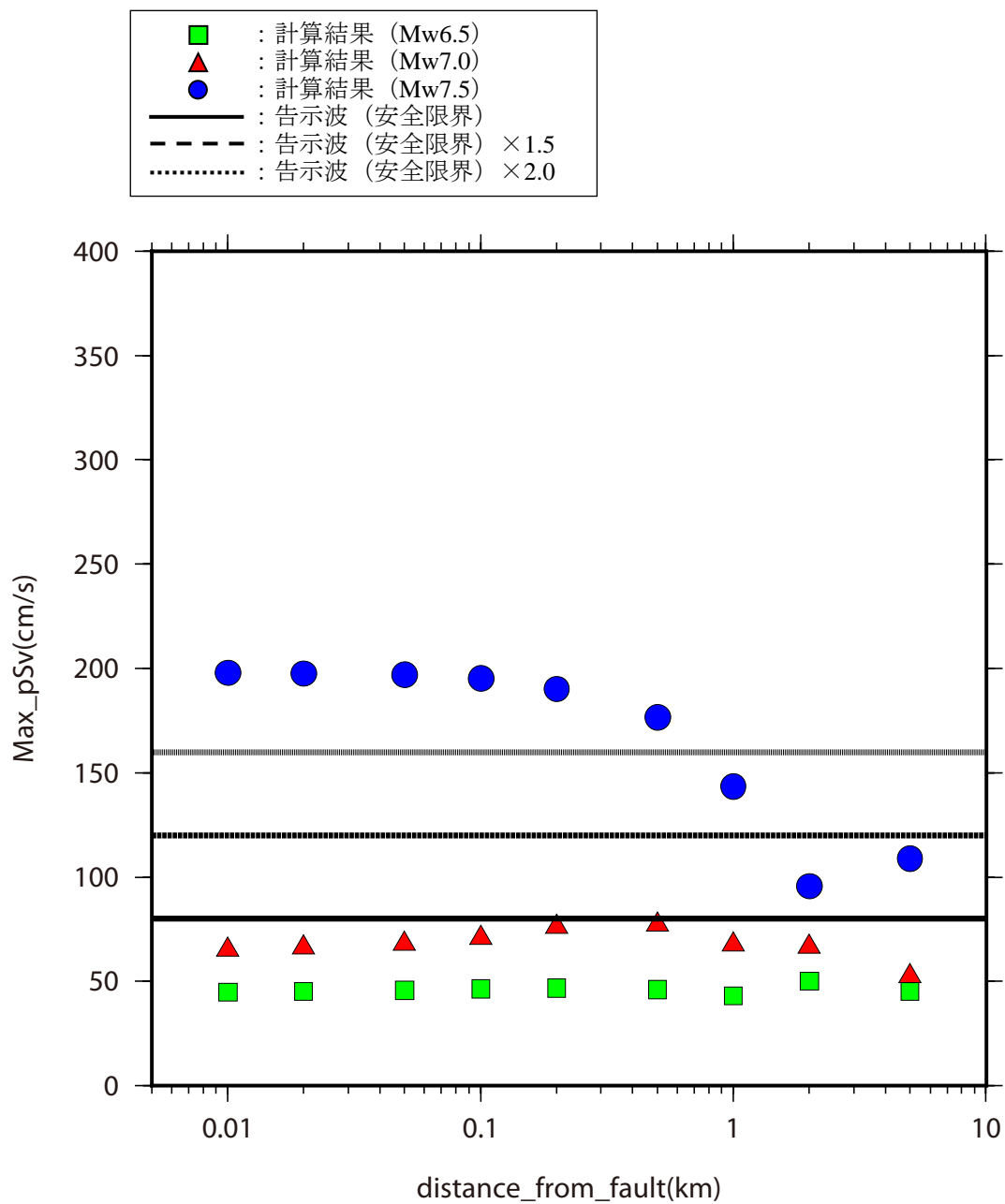


図 4.6-46 断層最短距離と擬似速度応答スペクトルの最大値の関係
(逆断層，断層直交成分，地震発生層内+以浅)

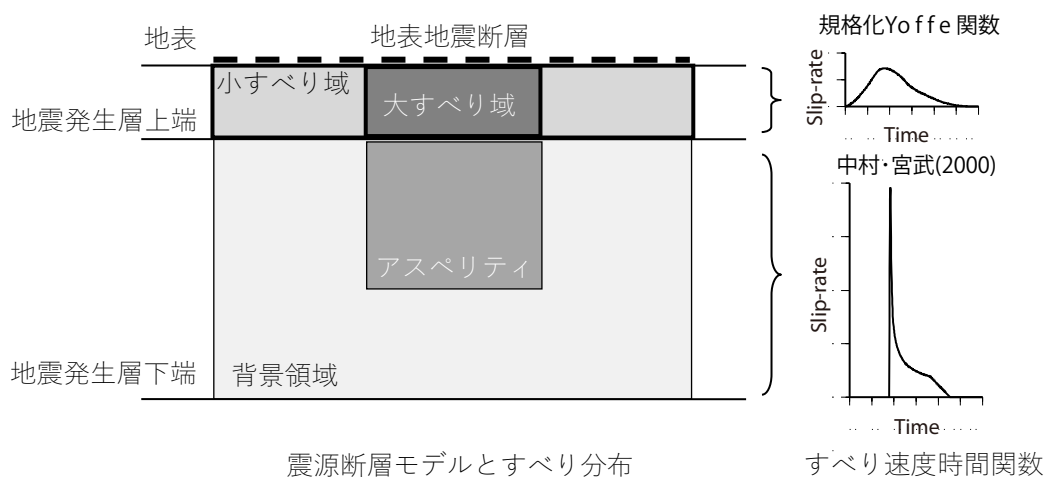
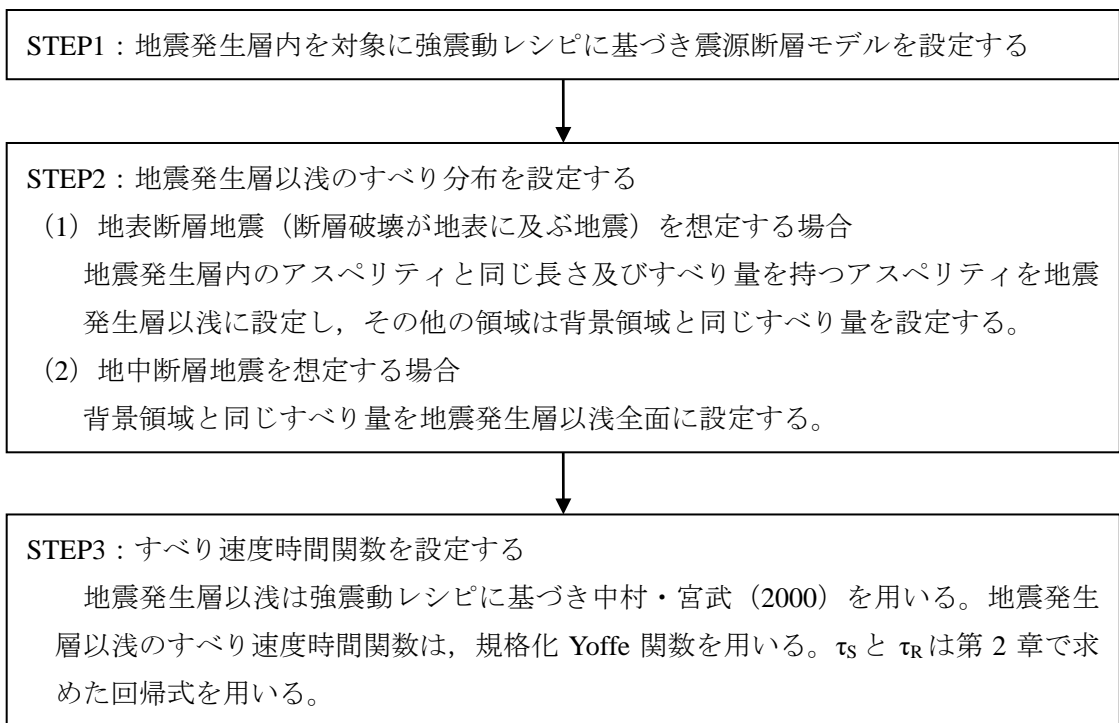


図 4.6-47 地表地震断層近傍における地震動評価フロー

4.7 第4章の結論

本章で得られた結論を以下にまとめる。本章では、まずは4.2節で対象とする2016年熊本地震におけるKiK-net 益城周辺と益城町下陳地区周辺の建物被害について述べた。次いで、4.3節で地震動評価に用いるための地下構造モデルと震源モデルについて述べた。4.4節では、KiK-net 益城と益城町下陳を含む地表地震断層近傍における地震動評価を行い、建物被害との関係について考察を行った。最後に、4.5節では、4.4節の結果を踏まえた工学的利活用に関する検討を行った。4.5節では、同じく地表地震断層近傍に位置する南阿蘇地域の建物被害と地震動の関係について考察を行った。最後に、4.6節で工学的利活用に関する検討として、地表地震断層近傍における設計用地震動の策定方法について述べた。主な結論をまとめると、以下の通りである。

(1) KiK-net 益城周辺と益城町下陳地区における建物被害と地震動の関係

- a) 下陳地区において建物被害調査を行い、建物被害の関係からは、益城町下陳における2016年熊本地震の地震動は、震度6強(6.49)を記録したKiK-net 益城よりも小さく、震度5強～6弱と推定される。
- b) 強震動レシピを地震発生層以浅に拡張した震源断層モデルを用いて下陳における2016年熊本地震本震時の地震動を計算した。求められた下陳の地震動から計算した計測震度は、KiK-net 益城よりも小さく、建物被害の傾向と定性的に対応することを確認した。
- c) 地表地震断層のほぼ直上に位置する下陳では、放射特性の節となり、深部からのFP成分が小さくなる。このような震源特性、すなわち、地表地震断層と観測点の位置関係による影響と地盤特性の影響により下陳の地震動はKiK-net 益城よりも小さくなったと考えられる。

(2) 南阿蘇村における建物被害と地震動の関係

下陳と同じく地表地震断層直上に位置する南阿蘇村は下陳とは異なり、建物被害が大きいことから、地震動を計算した。南阿蘇村で求められる地震動は、同じ地表地震断層近傍である下陳よりも大きく、建物被害の傾向と定性的に対応することを示した。下陳よりも地震動が大きくなった原因として、観測点極近傍の布田川断層の指向性効果の違いと、観測点からやや離れた出ノ口断層の指向性効果の違いが影響することを示した。

(3) 工学的利活用に関する検討

- a) 本研究で構築した方法に基づき設定した単純な震源断層モデルから求められる地震発生層以浅からの地震動は、Mw7.0クラスで周期3～5秒程度で告示波(安全限界)の1.5倍程度となる。一般的な建物被害に影響する周期1～1.5秒程度の地震動は告示波よりも小さいものの、免震構造や超高層構造物では注意が必要と考えられる。
- b) 地震発生層内と併せた地震動は、告示波を大きく超過する場合もあることから、地表地震断層近傍では、本研究で構築した方法を用いて地震発生層以浅を考慮した詳細な地震動評価を行い、設計用地震動を策定することが必要と考えられる。

参考文献（第4章）

- 1) 建築研究所：熊本地震における建築物被害の原因分析を行う委員会 報告書, 2016.
- 2) 渡辺満久, 鈴木康弘, 熊原康博, 後藤秀昭, 中田高：熊本地震に関する活断層評価と地震被害の集中, 2016 年度日本地理学会秋季学術大会, 100053, 2016.
- 3) 中村航, 久田嘉章：2016 年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査, 第 15 回日本地震工学シンポジウム, PS1-01-36, 2018.
- 4) 田中信也, 菅原正晴, 工藤一嘉, 重藤迪子, 神野達夫：2016 年熊本地震の地表地震断層近傍における建物被害調査と臨時余震観測ー熊本県益城町下陳地区を中心としてー, 日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集, 2016.
- 5) 元木健太郎, 友澤裕介, 加藤研一：益城町宮園周辺と断層極近傍における被害と地盤震動, 第 44 回地盤震動シンポジウム, pp.55-64, 2016.
- 6) 田中信也, 金田惇平, 引間和人, 久田嘉章：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, 第 83 巻, 第 752 号, pp.1525-1535, 2018.
- 7) 日本建築学会：地盤震動ー現象と理論ー, pp.84-102, 2005.
- 8) 久田嘉章：成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文集, 第 501 号, pp. 49-56, 1997.
- 9) 活断層研究会：2 章 活断層の定義と用語, 新編日本の活断層ー分布と資料ー, 東京大学出版会, 1991.
- 10) 境有紀, 汐満将史, 神野達夫：建物被害の観点から見た地震動の性質, 第 44 回地盤震動シンポジウム, pp.47-54, 2016.
- 11) 寺本彩乃, 久田嘉章, 金田惇平：2016 年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査報告, 日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集, 2016.
- 12) 岡田成幸, 高井伸雄：地震被害調査のための建物分類と破壊パターン, 日本建築学会構造系論文集, No.524, pp.65-72, 1999.
- 13) 友澤裕介, 元木健太郎, 加藤研一, 引田智樹, 石木健士朗：平成 28 年（2016 年）熊本地震における墓石転倒率と木造家屋被害調査ー断層極近傍と益城町宮園周辺の比較検討ー, 日本地震工学論文集, 第 17 巻, 第 4 号, pp. 62-80, 2017.
- 14) Hisada, Y. and J. Bielak: Effects of Sedimentary Layers on Directivity Pulse and Fling Step, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 1736, 2004.
- 15) 元木健太郎, 加藤研一：2016 年熊本地震の震源近傍における S 波速度の異方性についてーKiK-net の地表地中間の地震波干渉法に基づく方位による伝播速度の違いー, JpGU-AGU Joint Meeting, 2017.
- 16) 藤原広行ほか 15 名：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, 2012.

- 17) Hayashida, T., M. Yamada, M. Yamada, J. Mori, Y. Fujino, H. Sakaue, S. Fukatsu, E. Nishihara, T. Ouchi and A. Fujii: Subsurface velocity structure and site amplification characteristics in Mashiki Town, Kumamoto Prefecture, Japan, inferred from microtremor and aftershock recordings of the 2016 Kumamoto earthquakes, *Earth Planets and Space*, Vol. 70:116, doi: 10.1186/s40623-018-0889-2, 2018.
- 18) 防災科学技術研究所, 広帯域地震観測網(F-net), <http://www.fnet.bosai.go.jp/> (参照 2019-05-22)
- 19) 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」), 2016, 入手先: http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf, (参照 2018-08-01) .
- 20) 引間和人: 強震波形を用いた 2016 年熊本地震の本震・前震の震源過程解析, 日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集, P 4-17, 2016.
- 21) Himematsu, Y. and M. Furuya: Fault source model for the 2016 Kumamoto earthquake sequence based on ALOS-2/PALSAR-2 pixel-offset data: evidence for dynamic slip partitioning, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68:196, doi:10.1186/s40623-016-0545-7, 2016.
- 22) 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 第 2 輯*, 第 53 巻, 第 1 号, pp. 1-9, 2000.
- 23) Tinti, E. et al.: A Kinematic Source-Time Function Compatible with Earthquake Dynamics, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 4, pp. 1211-1223, 2005.
- 24) 栗田哲史: KiK-net 益城における 2016 年熊本地震の記録に基づく表層地盤の非線形増幅特性, *土木学会論文集 A1 (構造・地震工学)*, Vol.73, No.4 (地震工学論文集第 36 巻), I_74-I_82, 2017.
- 25) SCEC Broadband Platform, http://scec.usc.edu/scecpedia/Broadband_Platform (参照 2019-02-03) .
- 26) Robert W. Graves and Arben Pitarka: Broadband Ground-Motion Simulation Using a Hybrid Approach, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 5A, pp. 2095-2123, 2010.
- 27) Robert Graves and Arben Pitarka, Refinements to the Graves and Pitarka (2010) Broadband Ground-Motion Simulation Method, *Seismological Research Letters* Volume 86, Number 1 January/February, 2015.
- 28) Robert Graves and Arben Pitarka, Kinematic Ground-Motion Simulations on Rough Faults Including Effects of 3D Stochastic Velocity Perturbations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No. 5, pp. 2136-2153, 2016.
- 29) 宇根寛: 益城町市街地の活断層について, 熊本地震からの益城町の市街地復興に向けた安全対策のあり方等に関する中間報告シンポジウム,
https://www.town.mashiki.lg.jp/kiji003308/3_308_1_up_w51axw7w.pdf (参照 2019-02-03)
- 30) 断層帯近傍における地震動メカニズム検討小委員会: 土木学会地震工学委員会, 2019 年度第 1 回研究会, 小委員会活動報告,
<http://committees.jsce.or.jp/eec2/system/files/%E6%96%AD%E5%B1%A4%E8%BF%91%E5%82>

%8D%E5%9C%B0%E9%9C%87%E5%8B%95%E3%83%A1%E3%82%AB%E3%83%8B%E3%82%BA%E3%83%A0190514.pdf (参照 2019-05-22)

- 31) 五通康形, 井島彰伽, 上菌周平, 寄井田恭佑, 重藤迪子, 神野達夫: 2016 年熊本地震において長周期地震動が観測された強震観測点における微動アレイ探査, 物理探査学会第 138 回学術講演会論文集, 222-225, 東京, 2018.

第5章 まとめ

本論文の結論を以下にまとめる。本論文では、まず第1章で地表地震断層近傍における地震動に関する既往の研究をまとめ、次いで第2章では地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数を提案した。第3章では、第2章で提案したすべり速度時間関数を含めた強震動レシピの地震発生層以浅への拡張方法を提案し、2016年熊本地震と2014年の長野県北部の地震の観測記録を再現することで、その妥当性を示した。第4章では、2016年熊本地震を対象として、地表地震断層近傍の地震動と建物被害の関係について分析を行い、地表地震断層近傍における地震動の工学的利活用に関する検討を行った。

以下、第2章以降に得られた主な結論を列記する。

第2章では、

- a) 既往の震源インバージョン結果を収集し、収集した震源インバージョン結果と強震動レシピに基づく震源断層モデルを対象に、理論的手法（波数積分法）を用いて地震動評価を行い、すべり速度時間関数が観測記録の再現性に与える影響について検討を行った。震源から遠い観測点では、地震発生層以浅のすべりを考慮しない強震動レシピに基づく震源モデルで観測記録を良く再現できることを確認した。一方、断層最短距離が2km程度以内の震源近傍の観測点では、強震動レシピに基づく震源モデルを用いると、地震発生層以浅のすべりを考慮しない場合には観測記録を過小評価、考慮する場合には過大評価することがわかった。
- b) 上記の原因として、震源インバージョン結果では、地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数が時間ウィンドウの後半ですべり速度が最大値に達する幅広の関数となっており、強震動レシピとの乖離が大きいことをあきらかにした。
- c) 震源インバージョン解析に基づく震源断層モデルの地震発生層以浅の小断層を対象に、すべり速度時間関数を規格化 Yoffe 関数でモデル化し、すべり量と τ_S 及び τ_R の関係を求めた。また、地震発生層以浅と地震発生層内でそれぞれアスペリティを抽出し、地震発生層以浅と地震発生層内のアスペリティの長さとしべり量の比率は平均的にはほぼ1となることを示した。

次いで第3章では、

(1) 2016年熊本地震を対象とした検討

- a) 2016年熊本地震を対象に、強震動レシピを地震発生層以浅に拡張した基本震源モデルを設定し、KiK-net 益城と西原村を対象に波数積分法を用いて周期1秒以上の長周期成分を評価した。KiK-net 益城の観測記録は良く再現できるものの、西原村では過小評価となる。西原村が過小評価となる原因として、地表地震断層から1km程度以内と非常に近いことから、地震発生層内からの地震動がS波の放射特性の節となるために、非常に小さいことが挙げられる。の結果を踏まえ、2種類の修正震源モデルを設定した。ひとつは地震発生層以浅のパラメータを修正したモデル、もうひとつは出ノ口断層を考慮したモデルである。いず

れの修正震源モデルでも地表地震断層近傍の永久変位を含む広域の観測記録を全体的には概ね再現できる。

- b) 既往の断層変位や合成開口レーダーによる 2016 年熊本地震前後の地表変動との比較からは、出ノロ断層を考慮した修正震源モデルがより現実に近いモデルと考えられる。このことと、出ノロ断層を考慮していない基本震源モデルによる評価が西原村において過小評価となったことは、地表地震断層近傍における地震動評価においては、巨視的断層面の設定が非常に重要であることを意味している。

(2) 2014 年長野県北部の地震を対象とした検討

- a) 本研究で提案した手法に基づき強震動レシピによる震源モデルを地震発生層以浅に拡張することで、2014 年長野県北部の地震における永久変位を含む広域の観測記録をハイブリッド法で概ね再現できることを示した。この結果から、地震発生層以浅からは短周期地震動は生成されないと仮定しても地表地震断層近傍の観測記録を概ね再現できる可能性がある。ただし、検討に用いた震源断層モデルのすべり分布は引間・他 (2015) による震源インバージョン結果と乖離が見られたことから、引間・他 (2015) による震源インバージョン結果のすべり量と調和的な震源断層モデルを設定し、背景領域と同等の応力降下とすべり速度時間関数を仮定し、地震発生層以浅からの短周期励起を考慮することで、地表地震断層近傍の観測記録を再現できる可能性を示した。

(3) 1999 年コジャエリ地震・2008 年四川地震を対象とした検討

- a) 本研究で提案した手法に基づき強震動レシピによる震源モデルを地震発生層以浅に拡張することで 1999 年コジャエリ地震及び 2008 年四川地震のような長大断層による地震の周期 1 秒以上の長周期成分の観測記録を再現できることを示した。

(4) 課題

- a) 震源インバージョン解析や、理論的手法に基づく地震動評価を行うにあたっては、地下構造モデル（あるいはグリーン関数）の精度が非常に重要である。本章における、震源断層モデルの設定（すべり速度時間関数）とそれを用いた地震動評価結果は、地下構造モデルが正しいことを前提としている。
- b) 本研究で示した方法では、地震発生層内に関しては、強震動レシピを用いて震源断層モデルを設定する。これは、一般的な地震動評価において用いられている震源モデルとの連続性を考慮したためである。結果的に、地震発生層上端深さを境界として、異なる形状のすべり速度時間関数を用いることとなる。一方、Kagawa et al.(2004)では、深さ 5km を境界にアスペリティや応力降下量を分類している。すべり速度時間関数の設定に関して、特定の深さですべり速度時間関数の形状が大きく変わる点とその深さの設定、及びすべりの立ち上がり時間の設定の妥当性については、今後、多くの地震に適用する過程で検証していく必要がある。

最後に第 4 章では、

- (1) KiK-net 益城周辺と益城町下陳地区における建物被害と地震動の関係

- a) 下陳地区において建物被害調査を行い、建物被害の関係からは、益城町下陳における 2016 年熊本地震の地震動は、震度 6 強 (6.49) を記録した KiK-net 益城よりも小さく、震度 5 強～6 弱と推定されることを示した。
- b) 強震動レシピを地震発生層以浅に拡張し、永久変位を含む広域の観測記録を説明可能な震源モデルを設定し、地表地震断層近傍を含む広域の観測点を対象に、波数積分法により周期 1 秒以上の観測記録が再現できることを示した。
- c) 上記の震源断層モデルを用いて下陳における 2016 年熊本地震本震時の地震動を計算した。計算した地震動の特徴と建物被害との関係は以下の通りである。

- ・下陳の計測震度は、KiK-net 益城よりも小さい。
- ・地盤増幅特性の影響により下陳の地震動は KiK-net 益城よりも小さくなる。
- ・地表地震断層のほぼ直上に位置する下陳では、放射特性の節となり、深部からの FP 成分が小さくなる。このような震源特性、すなわち、地表地震断層と観測点の位置関係による影響でも下陳の地震動は KiK-net 益城よりも小さくなったと考えられる。FP 成分が小さくなる傾向は、走向や傾斜角など断層形状にばらつきを持たせた場合でも同様であることを確認した。

- ・FN 成分に関しては、周期 1.5 秒付近で下陳の方がやや大きくなる傾向が見られた。この傾向と FP 成分が非常に小さい傾向は、山門や倉庫などの倒壊方向と調和的である。

ただし、下陳の地下構造モデルの設定には課題が残されており、地盤増幅の影響をより定量的に評価を行うためには今後の調査、分析が必要と考えられる。

(2) 南阿蘇村における地震動と建物被害の関係

- a) 久田 (2019) による南阿蘇村における建物被害調査によれば、全壊率 39%、倒壊率 27% と非常に大きい値が示されており、同じ地表地震断層直上である下陳とは傾向が異なることから、下陳と同様の震源断層モデルを用いて波数積分法による地震動評価を行った。南阿蘇村の地震動は、同じ地表地震断層近傍である下陳よりも大きく、建物被害の傾向と定性的に対応することを示した。地震動が大きくなった原因は、観測点極近傍の布田川断層の指向性効果の違い（破壊開始点からの距離）と、観測点からやや離れた出ノ口断層の指向性効果の違い（破壊開始点の進行方向かどうか）が影響していると考えられる。

(3) 工学的利活用に関する検討

- a) 本研究に基づく単純な震源断層モデルから求められる地震発生層以浅からの地震動は、Mw7.0 の横ずれ断層で告示波（安全限界）の 1.5 倍程度となった。このような計算結果は設計時に目安にはなると考えられるが、地震発生層内からの地震動と併せた場合にはより大きな地震動となる地点も確認されたことから、地表地震断層極近傍では、地震発生層以浅まで考慮した震源断層モデルを用いた地震動評価を行った上で、設計用地震動を策定する必要があると考えられる。
- b) 地震発生層以浅からの地震動が卓越する周期は概ね 3 秒以上であり、一般的な建物被害に影響する周期 1～1.5 秒程度の地震動は告示波よりも小さい。ただし、一般的な建物よりも卓越周期が長い免震構造や超高層構造物では注意が必要と考えられる。

以上のように、本研究では、地表地震断層近傍の強震動予測手法の開発を目的として、地震発生層以浅を考慮した震源断層モデルの設定方法を提案し、複数の地震で得られた地表地震断層近傍における観測記録を再現することで震源断層モデルの設定方法の妥当性を示した。また、本研究で提案した方法により、観測記録が得られていない地表地震断層近傍地点における建物被害の傾向を定性的に説明できることを示した。本研究で提案した方法に基づき設定した単純な震源断層モデルから求められる地震発生層以浅からの地震動は、 $M_w7.0$ クラスで告示波の 1.5 倍程度となる。地震発生層以浅からの地震動が卓越する周期は概ね 3 秒以上であり、一般的な建物被害に影響する周期 1~1.5 秒程度の地震動は告示波よりも小さいものの、卓越周期が長い免震構造や超高層構造物では注意が必要と考えられる。なお、地震発生層内と併せた地震動は、告示波を大きく超過する場合もあることから、地表地震断層近傍では、本研究で提案した震源断層モデルを用いて地震発生層以浅を考慮した詳細な地震動評価を実施した上で、設計用地震動を策定することが必要と考えられる。

付録 1 Tinti et al.による規格化 Yoffe 関数について

Tinti et al.による規格化 Yoffe 関数に基づくすべり速度時間関数 $S(t)$ は(A1)式で表現される. なお, (A1)式は, 主に最大すべり速度の時刻に関連する時間 τ_s と, 主にライズタイムに関連する時間 τ_R の大小関係により異なるが, ここでは本文中で用いている $\tau_R > 2\tau_s$ の場合について示す.

$$S(t) = D_{\max} \times K \begin{cases} 0 & \text{for } t \leq 0 \\ (C1 + C2) & \text{for } 0 < t \leq \tau_s \\ (C1 - C2 + C3) & \text{for } \tau_s < t \leq 2\tau_s \\ (C1 + C3 + C4) & \text{for } 2\tau_s < t \leq \tau_R \\ (C5 + C3 + C4) & \text{for } \tau_R < t \leq \tau_R + \tau_s \\ (C4 + C6) & \text{for } \tau_R + \tau_s < t \leq \tau_R + 2\tau_s \\ 0 & \text{for } \tau_R + 2\tau_s < t \end{cases} \quad (A1)$$

ここで, D_{\max} は最終的なすべり量である. また, K 及び $C1 \sim C6$ は以下の式で表現される.

$$K = \frac{2}{\pi \tau_R \tau_s^2} \quad (A2)$$

$$C1 = \left(\frac{1}{2} t + \frac{1}{4} \tau_R \right) \sqrt{t(\tau_R - t)} + (t\tau_R - \tau_R^2) \arcsin \sqrt{\frac{t}{\tau_R}} - \frac{3}{4} \tau_R^2 \arctan \sqrt{\frac{\tau_R - t}{t}} \quad (A3)$$

$$C2 = \frac{3}{8} \pi \tau_R^2 \quad (A4)$$

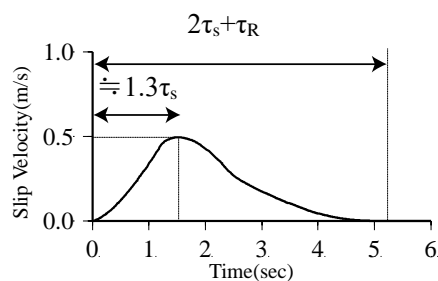
$$C3 = \left(\tau_s - t - \frac{1}{2} \tau_R \right) \sqrt{(t - \tau_s)(\tau_R - t + \tau_s)} + \tau_R (2\tau_R - 2t + 2\tau_s) \arcsin \sqrt{\frac{t - \tau_s}{\tau_R}} + \frac{3}{2} \tau_R^2 \arctan \sqrt{\frac{\tau_R - t + \tau_s}{t - \tau_s}} \quad (A5)$$

$$C4 = \left(-\tau_s + \frac{1}{2} t + \frac{1}{4} \tau_R \right) \sqrt{(t - 2\tau_s)(\tau_R - t + 2\tau_s)} + \tau_R (-\tau_R + t - 2\tau_s) \arcsin \sqrt{\frac{t - 2\tau_s}{\tau_R}} - \frac{3}{4} \tau_R^2 \arctan \sqrt{\frac{\tau_R - t + 2\tau_s}{t - 2\tau_s}} \quad (A6)$$

$$C5 = \frac{\pi}{2} \tau_R (t - \tau_R) \quad (A7)$$

$$C6 = \frac{\pi}{2} \tau_R (2\tau_s - t + \tau_R) \quad (A8)$$

したがって、 D_{\max} 、 τ_s 及び τ_R を設定することにより、すべり速度時間関数 $S(t)$ が得られる。例として、 $\tau_s=1.2$ 秒、 $\tau_R=2.8$ 秒を用いた場合のすべり速度時間関数 $S(t)$ を付図 1 に示す。なお、ここでの最終的なすべり量 D_{\max} は 1m としている。



付図 1 規格化 Yoffe 関数に基づくすべり速度時間関数

参考文献（付録 1）

- 1) Tinti, E., E. Fukuyama, A. Piatanesi, and M. Cocco : A Kinematic Source-Time Function Compatible with Earthquake Dynamics, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.95, No.4, pp.1211-1223, 2005.

付録2 熊本県益城町下陳地区における臨時余震観測

(1) はじめに

本研究では、熊本県上益城郡益城町下陳地区を対象に、地表地震断層近傍における建物の被害状況を調査するとともに、地表地震断層を挟む約3kmの南北方向の直線上に余震観測点を設置した。ここでは、観測された余震記録と観測点周辺の建物被害との関係についてまとめる。

(2) 下陳地区における地表地震断層近傍の建物被害

地表地震断層近傍の被害調査の対象とした地域を図1に示す。図中には、2016年4月16日01時25分の地震（Mj7.3）の震央位置¹¹⁾と既往の震源断層モデル¹²⁾を併せて示す。被害調査の対象とした下陳地区は、震央（破壊開始点）から北東に10km程度、被害が大きかったとされている益城町宮園、あるいはKiK-net 益城観測点（KMMH16）から東に3km程度に位置する地域である。また、地表地震断層の変位量が2.2mと最も大きかった⁹⁾益城町堂園地区からも南東に1km程度の近距離にある。

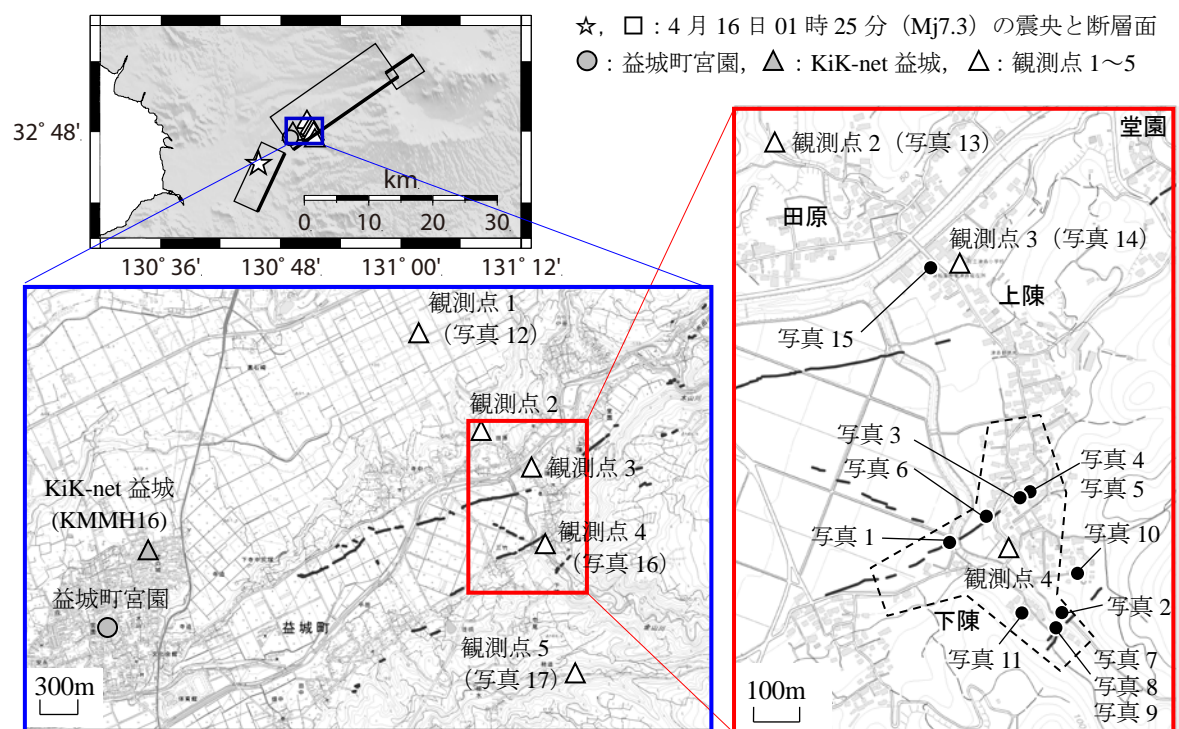
本章では、特に同図右の破線で示す範囲を対象として建物の被害状況について述べる。図1に後述する地表地震断層や建物の位置（写真番号）を示す。

調査は2016年4月24日に実施したもので、調査内容は主として外観目視により、建築年、建築用途、構造種別、階数、被害度、地盤変状などである。対象とした地域で建物の被害との関連性を確認できる地表地震断層は大きくわけて2つある。1つは写真1に示す右横ずれが卓越しているもので、写真の位置で0.6m～0.8m程度の変位量である。もう1つはそこから南東に300m程度離れた位置にある写真2の正断層型の縦ずれが卓越したもので、写真の位置で0.6m～1m程度の変位量である。

写真3は写真1の地表地震断層の東側延長上であり、0.3m程度の横ずれが確認できる。写真4は写真3の極近傍であり地表地震断層の直上に位置する築100年程度の非常に古い木造住宅である。写真5のように断層変位により1階の柱が束石から外れ、建物が傾斜しているが倒壊にはいたっていない。写真6は写真1の地表地震断層の東側延長上で、断層に隣接する住宅であるが、基礎部やブロック塀に損傷が見られる。

写真7は写真2の南西側延長上で、地表地震断層の直上に位置する築80年～100年程度の非常に古い木造住宅である。写真8は写真7北側の棟であり、建物の真下に断層変位が確認できる。梁が破断し室内も大きく変形している。一方、南側の棟は写真9のように被害がなく、調査時も居住者が日中は使用していた。

住宅以外で大きな被害が見られる建物として、写真10に示す千光寺の山門がある。また写真11に示すように土蔵の倒壊は1棟確認し、写真3のように損傷を受けたものもある。これらの建物を除くと、調査対象とした地域にある住宅の内、本調査で確認できた67棟で倒壊したものはなく、瓦の落下や外壁のひびわれなどが見られる数棟を除き、顕著な被害は確認できなかった。



注1) 左下図及び右図は地理院地図¹³⁾に加筆。太線は航空写真判読により確認できる地表の亀裂⁶⁾。(2016年5月13日時点)

注2) 諸元は気象庁一元化震源¹¹⁾に、断層面は国土地理院¹²⁾に基づき作図。

図1 調査対象とした地域と余震観測点の位置



写真1 地表地震断層



写真2 地表地震断層



写真3 地表地震断層



写真4 地表地震断層直上の住宅



写真5 写真4の柱脚部



写真6 地表地震断層近傍の住宅

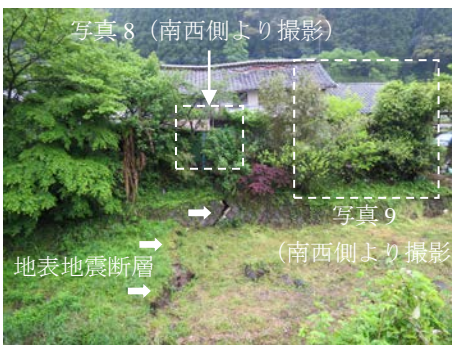


写真7 地表地震断層直上の住宅



写真8 写真7の住宅と断層変位



写真9 写真7南側の平屋部分



写真10 千光寺山門の被害



写真11 土蔵の倒壊

(3) 余震観測

a) 観測点と周辺の建物被害状況

余震観測では、図1に示すように、前章で整理した下陳地区における地表地震断層をまたぐ約3kmの南北方向の直線上に、5点の余震観測点を0.5km～1.1km間隔で設置した。表1に観測点の情報を整理して示す。観測機器については、過減衰型加速計（(株)ミットヨ製、JEP-6A3、観測点3のみ5V/G、他は2V/G）とデータロガー（白山工業(株)製、LS-8800、分解能24bit A/D）を組み合わせ、連続観測記録を取得できるようにした。サンプリング周波数は100Hzとし、0.1Hz～40Hzが平坦となるような総合特性を有する。設置状況について、すべての地点において建物のコンクリート基礎に、磁北を基準として機器を接着剤で固定した。また、GPSの刻時信号を6時間毎に受信することで記録の同期を確保している。電源にはバッテリーを使用し、観測期間は2016年4月23日もしくは24日から、電源が切れるまでの約2週間である。

余震観測点周辺の状況と建物被害について、以下に述べる。なお、観測点周辺の建物被害状況の確認は前章と同様に外観目視による。

観測点1は対象地域の北端にあたり、上益城農業協同組合益城支所西瓜自動選果場（JA上益城）の敷地を借用した。畑が広がる平坦な地域にあり、標高は他の観測点と比較して高い位置にある。周辺にJA上益城以外の建物はほとんどないが、写真12に示すJA上益城の建物に被害は確認できない。

観測点2は写真13に示すように、観測点1から1kmほど南にある津森町民グラウンドの倉庫の脇に設置した。観測点近傍に住宅はないものの、倉庫やトイレなどの建物に被害は確認できない。ただし、観測点3との間の道沿いで、複数の住宅の屋根瓦の落下や外壁の損傷などの被害を確認した。

観測点3は観測点2から0.5kmほど南の上陳地区にある津森小学校の体育館の脇に設置した。写真14に示すように、設置した体育館の外壁の一部には損傷が見られ、校内にある石像の損傷、転倒も見られた。また、小学校の真向かいには写真15のように全壊している木造住宅も見られ、今回設置した観測点の中では最も被害が大きい地域である。

写真16に示す観測点4は観測点3から0.6kmほど南にある住宅の脇であり、前章で被害調査を行った下陳地区の中心に位置する。観測点周辺においては、断層直上を除く住宅の被害はほとんど確認できないことは既に述べた。

観測点5は対象地域の南端にあたり、標高は最も高い位置にある。周辺に建物は少ないが、写真17に示すように、観測点を設置した非常に古い木造住宅には被害がない。

b) 観測記録の分析

観測期間内に発生し、いずれかの余震観測点で地震動が記録された地震の内、KiK-net益城観測点（KMMH16）で観測されているMj3.5以上の地震の諸元を表2に、震央分布を図2に示す。図3はNo.5地震（2016年4月25日0時44分、Mj4.5）を対象に、加速度記録から積分して求めた速度波形である。なお、速度波形の算定時にバンドパスフィルターは用いていない。また、図4はNo.5地震を対象に加速度記録から算定したフーリエスペクトルである。図3及び図4から、観測点1や観測点3と比較して、観測点4や観測点5の振幅が小さいことが確認できる。

図5は表2に示す全26地震を対象として、KiK-net益城観測点の地表記録に対する各余震観測点のフーリエスペクトル比（水平2成分を対象）と計測震度の差を計算したものである。ただし、観測期間の違いから、観測点3は25地震、観測点4は18地震を検討に用いている。また、ここでの対象周期は0.1～5秒としている。フーリエスペクトルの計算に用いた波形の時間長はP波到達時から20.48秒で、Parzen Window（0.5Hz）を用いてスムージングを行っている。なお、観測点間で震源距離（X）が異なることから、フーリエスペクトル比及び計測震度の計算時には、実体波の幾何減衰 $1/X$ に基づく距離補正を行っている。

平均的なフーリエスペクトル比について、観測点1や観測点3はKiK-net益城観測点と概ね同程度であるが、観測点2、観測点4及び観測点5はKiK-net益城観測点よりも小さい。また、計測震度でも同様の傾向であり、観測点4は観測点3よりも0.8程度小さい。なお、この傾向は全観測点で共通に観測された17地震を対象とした場合でも同様である。

以上の余震記録の分析結果は、前章で整理した余震観測点周辺の被害の状況と定性的には対応すると考えられる。一方、本震の震源断層面が北に傾斜していることを踏まえると、観測点3の方が観測点4や観測点5よりも震源断層面に近い可能性が考えられる。また、地盤の非線形化の影響が考えられることから、今後、微動アレイ探査及び単点微動観測等の追加調査を行うとともに、震源の影響も踏まえたより定量的な評価を実施したいと考えている。

表1 余震観測点

| 名称 | 設置場所 | 東経 (°) | 北緯 (°) | 標高 (m) | 観測開始 日時 | 観測終了 日時 | 出力 感度 |
|------|------------------|-----------|-----------|-----------|---------------------|---------------------|----------|
| 観測点1 | 益城町田原 JA上益城 | 130.8437 | 32.8131 | 102 | 2016/04/23 12:30 | 2016/05/07 11:23 | 2V/G |
| 観測点2 | 益城町田原 津森グラウンド | 130.8493 | 32.8052 | 48 | 2016/04/23 13:30 | 2016/05/08 06:12 | 2V/G |
| 観測点3 | 益城町上陳 津森小学校 | 130.8536 | 32.8028 | 36 | 2016/04/24 10:30 | 2016/05/09 00:04 | 5V/G |
| 観測点4 | 益城町下陳 民家 | 130.8547 | 32.7971 | 54 | 2016/04/23 15:00 | 2016/05/04 05:22 | 2V/G |
| 観測点5 | 益城町柿迫 民家 | 130.8572 | 32.7878 | 131 | 2016/04/23 15:30 | 2016/05/08 18:35 | 2V/G |

注) 標高は地理院地図からの読み取り値。



写真12 観測点1



写真13 観測点2



写真14 観測点3 (津森小学校)



写真15 観測点3 近傍で倒壊した住宅



写真16 観測点4



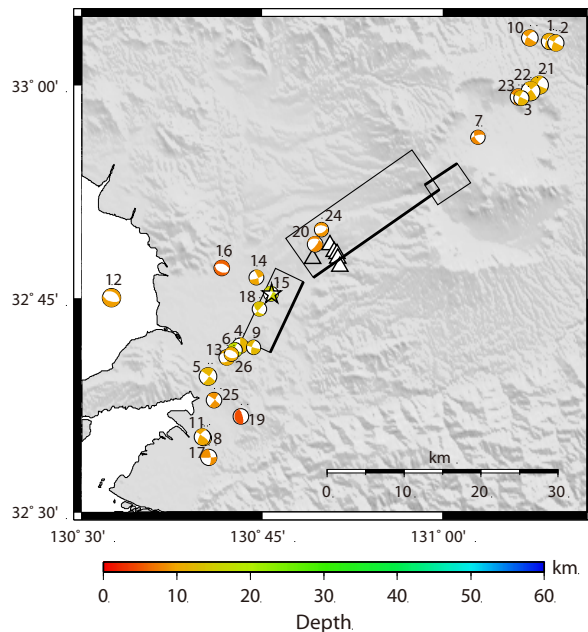
写真17 観測点5

表2 観測された主な余震の諸元

| No. | 発震日時 | | | | Mj | 東経 (°) | 北緯 (°) | 深さ (km) |
|-----|------|----|----|-------|-----|----------|---------|---------|
| 1 | 2016 | 04 | 24 | 08 18 | 4.1 | 131.1480 | 33.0510 | 10.1 |
| 2 | 2016 | 04 | 24 | 16 52 | 4.1 | 131.1570 | 33.0490 | 10.2 |
| 3 | 2016 | 04 | 24 | 18 30 | 3.7 | 131.1050 | 32.9860 | 8.3 |
| 4 | 2016 | 04 | 24 | 18 50 | 3.6 | 130.7190 | 32.6950 | 11.5 |
| 5 | 2016 | 04 | 25 | 00 44 | 4.5 | 130.6750 | 32.6590 | 11.5 |
| 6 | 2016 | 04 | 26 | 03 42 | 3.9 | 130.7120 | 32.6900 | 17.0 |
| 7 | 2016 | 04 | 26 | 03 58 | 3.7 | 131.0490 | 32.9390 | 8.0 |
| 8 | 2016 | 04 | 26 | 21 50 | 3.9 | 130.6690 | 32.5870 | 9.7 |
| 9 | 2016 | 04 | 27 | 07 07 | 3.6 | 130.7380 | 32.6930 | 11.9 |
| 10 | 2016 | 04 | 27 | 12 30 | 3.9 | 131.1210 | 33.0550 | 9.0 |
| 11 | 2016 | 04 | 28 | 02 38 | 4.1 | 130.6670 | 32.5880 | 9.8 |
| 12 | 2016 | 04 | 28 | 15 30 | 4.8 | 130.5410 | 32.7510 | 9.3 |
| 13 | 2016 | 04 | 29 | 13 41 | 3.9 | 130.7010 | 32.6810 | 10.4 |
| 14 | 2016 | 04 | 29 | 23 27 | 3.9 | 130.7420 | 32.7750 | 9.7 |
| 15 | 2016 | 04 | 30 | 03 59 | 3.9 | 130.7620 | 32.7560 | 15.9 |
| 16 | 2016 | 05 | 01 | 02 30 | 3.8 | 130.6940 | 32.7860 | 5.7 |
| 17 | 2016 | 05 | 02 | 15 35 | 4.1 | 130.6760 | 32.5640 | 8.4 |
| 18 | 2016 | 05 | 03 | 06 05 | 3.8 | 130.7460 | 32.7380 | 13.1 |
| 19 | 2016 | 05 | 04 | 07 52 | 4.0 | 130.7200 | 32.6120 | 4.5 |
| 20 | 2016 | 05 | 04 | 19 20 | 4.0 | 130.8230 | 32.8140 | 8.2 |
| 21 | 2016 | 05 | 05 | 10 31 | 4.6 | 131.1340 | 33.0000 | 11.2 |
| 22 | 2016 | 05 | 05 | 10 40 | 4.9 | 131.1220 | 32.9930 | 10.8 |
| 23 | 2016 | 05 | 05 | 19 46 | 3.9 | 131.1090 | 32.9850 | 11.2 |
| 24 | 2016 | 05 | 06 | 07 27 | 3.5 | 130.8320 | 32.8310 | 8.7 |
| 25 | 2016 | 05 | 06 | 16 18 | 3.8 | 130.6830 | 32.6310 | 8.6 |
| 26 | 2016 | 05 | 06 | 18 21 | 3.5 | 130.7070 | 32.6850 | 10.3 |

☆, □ : 4月16日01時25分 (Mj7.3) の震央と断層面

△ : KiK-net 益城, △ : 観測点 1~5



注1) 諸元は気象庁一元化震源 (暫定値)¹¹⁾による。

注2) 余震のメカニズム解はF-net¹⁴⁾による。

注3) 断層面は国土地理院¹²⁾による。

図2 観測された主な余震の震央分布

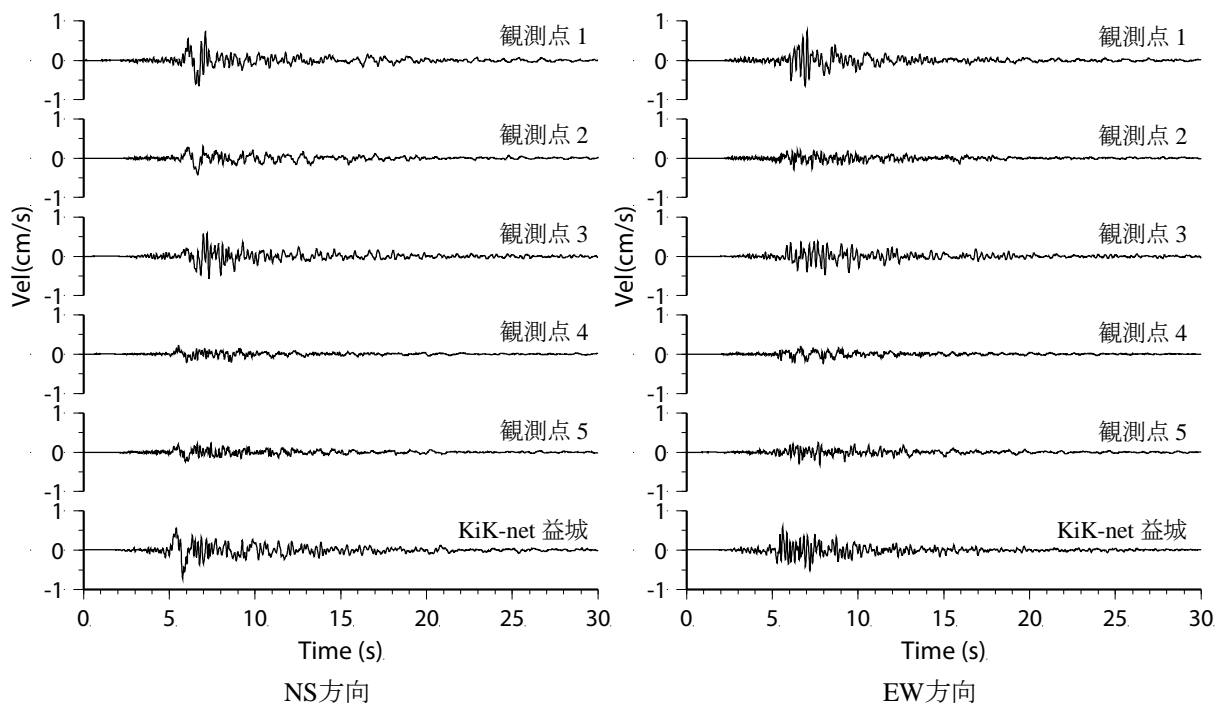


図3 余震による速度波形の例 (No.5地震, 2016年4月25日0時44分, Mj4.5)

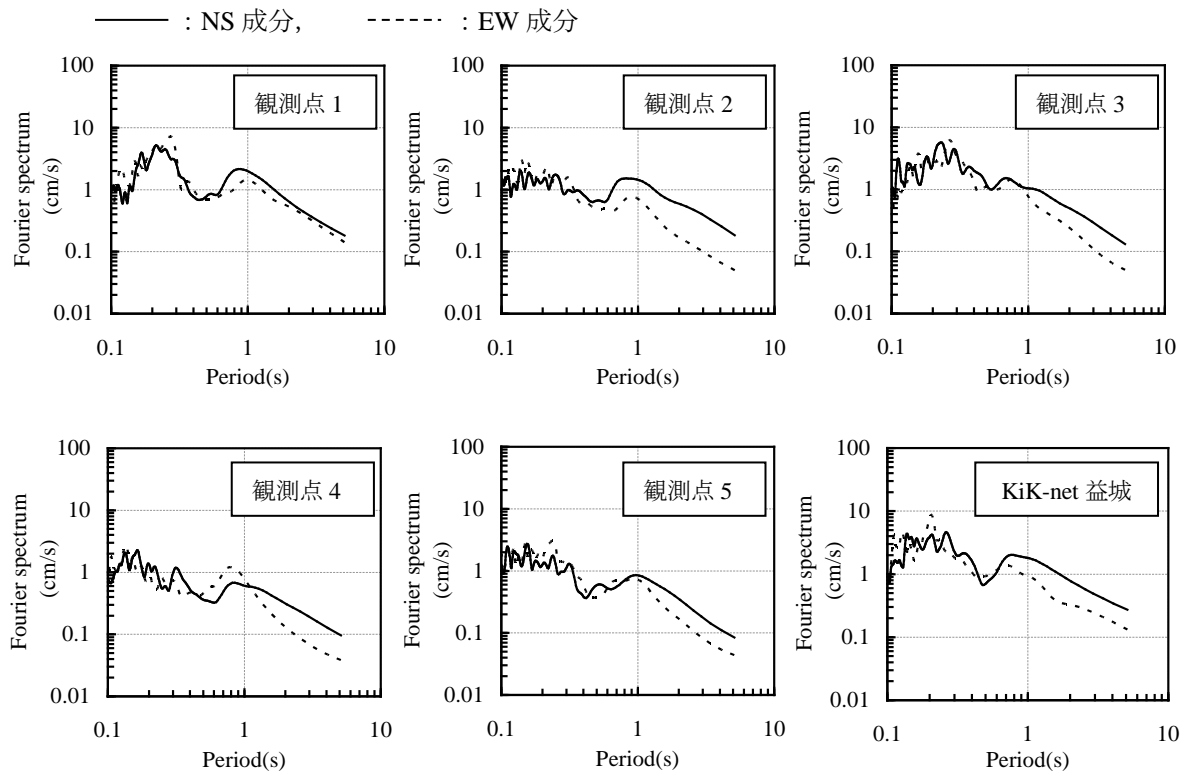


図4 余震によるフーリエスペクトルの例 (No.5地震, 2016年4月25日0時44分, Mj4.5)

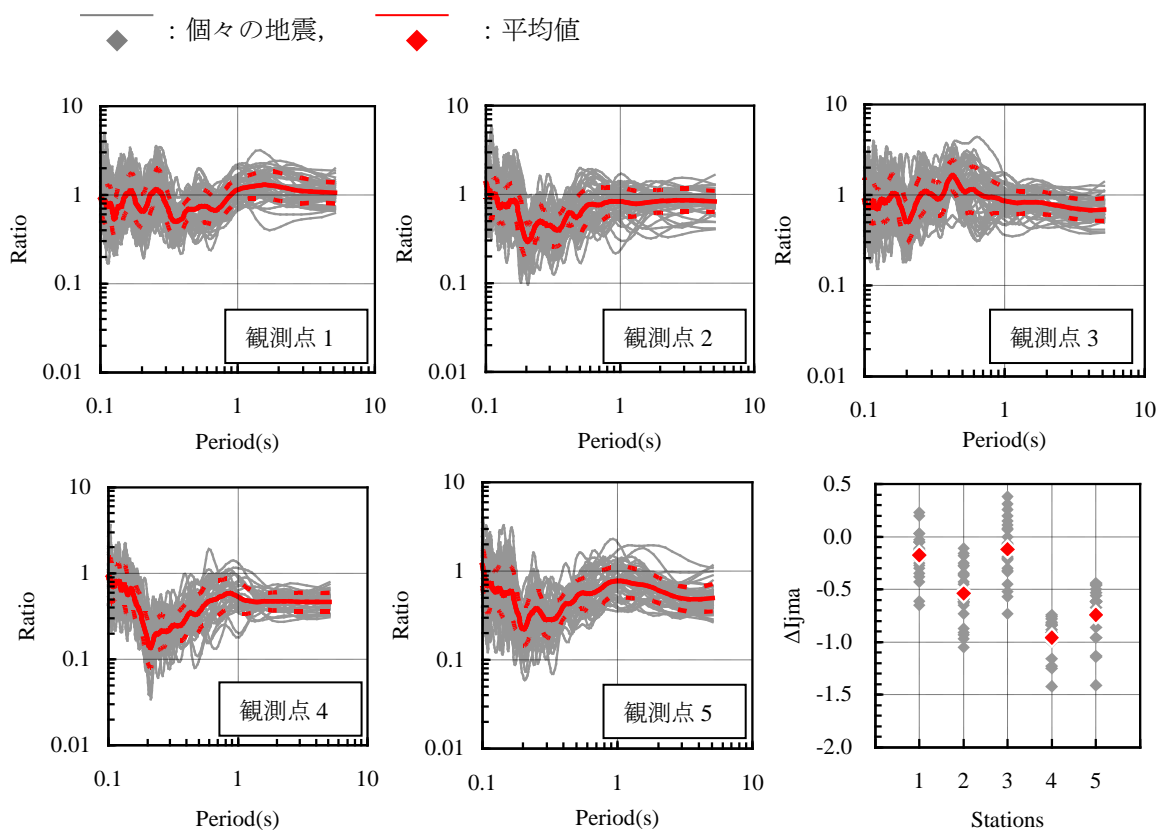


図5 KiK-net益城の地表記録に対するフーリエスペクトル比 (水平2成分を使用) と計測震度差 (右下)

(4) まとめ

熊本県上益城郡益城町下陳地区を対象に、2016年熊本地震により生じた地表地震断層近傍における建物の被害状況を調査するとともに、地表地震断層をまたぐ約3kmの南北方向の直線上に5点の余震観測点を設置し、余震記録を用いて被害との関係について考察した。

観測点4を設置した下陳地区における地表地震断層直上では、梁の破断や建物の傾斜が生じているものの、倒壊に至った住宅はなかった。また、その周辺の住宅でも大きな被害は確認できなかった。一方、観測点3を設置した上陳地区の津森小学校周辺では相対的に被害が大きく、全壊した木造住宅も確認できた。被害の違いについて、余震記録を用いてKiK-net益城観測点に対するフーリエスペクトル比、及び計測震度差を算定した結果、観測点1と観測点3はKiK-net益城観測点と同程度で、観測点2、観測点4及び観測点5はKiK-net益城よりも小さく、被害の関係と定性的に対応することを確認した。

一方、本震の震源断層面が北に傾斜していることを踏まえると、観測点3の方が観測点4や観測点5よりも震源断層面に近い可能性が考えられる。また、地盤の非線形化の影響が考えられることから、今後、微動アレイ探査及び単点微動観測等の追加調査を行うとともに、震源の影響も踏まえたより定量的な評価を実施したいと考えている。

なお、地表地震断層の変位量2.2mと最も大きかった⁹⁾益城町堂園地区は、本稿で対象とした下陳地区から1km程度の近距離にある。断層が分岐しているとはいえ、下陳地区の地表地震断層の変位量は相対的に大きい。一方、建物被害としては小さく、倒壊に至った住宅がなかった点は注目に値すると思われる。

参考文献（付録 2）

- 1) 地震調査研究推進本部：平成 28 年（2016 年）熊本地震の評価，
http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_kumamoto_3.pdf（2016年6月16日確認），2016 年
- 2) 筑波大学 地震防災・構造動力学研究室：熊本地震で発生した地震動と被害調査速報
<http://www.kz.tsukuba.ac.jp/~sakai/kmm.htm>（2016年6月16日確認）
- 3) 青井真：地震観測データから見た熊本地震，http://www.bosai.go.jp/event/2016/pdf/20160424_aoi.pdf
（2016年6月16日確認）
- 4) 熊原康博，後藤秀昭，中田高，石黒聡士，石村大輔，石山達也，岡田真介，楳原京子，柏原真太郎，金田平太郎，杉戸信彦，鈴木康弘，竹竝大士，田中圭，田中知季，堤浩之，遠田晋次，廣内大助，松多信尚，箕田友和，森木 ひかる，吉田春香，渡辺満久：2016年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴，日本地球惑星科学連合2016年大会，2016年，MIS34-05.
- 5) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所：「第四報」 緊急現地調査報告 [2016年5月13日] 2016年熊本地震に伴って出現した地表地震断層，
<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/kumamoto20160513-1.html>（2016年6月16日確認），2016年
- 6) 国土交通省 国土地理院：空から見た（航空写真判読による）布田川断層帯周辺の地表の亀裂分布図，
<http://www.gsi.go.jp/common/000140539.pdf>（2016年6月16日確認），2016年
- 7) 鈴木康弘，渡辺満久，中田高：2016年熊本地震が提起する地震災害予測および防災の課題，日本地球惑星科学連合2016年大会，2016年，MIS34-10.
- 8) 香川敬生，吉田昌平，上野太士：平成28年熊本地震被災域における余震および微動観測の速報 - 益城町における地表断層周辺と地形変化に着目して -，日本地球惑星科学連合2016年大会，2016年，MIS34-P75.
- 9) 久田嘉章，久保智弘，松澤 佳，松本俊明，田邊朗仁，森川 淳：2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査，日本地震工学会論文集 第12 巻，第4 号（特集号），2012，pp.104-126.
- 10) 活断層研究会：2 章 活断層の定義と用語，新編日本の活断層－分布と資料－，東京大学出版会，1991.
- 11) 防災科学技術研究所，高感度地震観測網(Hi-net)，<http://www.hinet.bosai.go.jp/?LANG=ja>
- 12) 国土交通省 国土地理院：平成 2 8 年熊本地震の震源断層モデル（暫定），
<http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf>（2016年6月16日確認），2016年
- 13) 国土交通省 国土地理院：地理院地図，<http://maps.gsi.go.jp/>（2016年6月16日確認）
- 14) 防災科学技術研究所，広帯域地震観測網(F-net)，<http://www.fnet.bosai.go.jp/>（2016年6月16日確認）

謝辞

本論文は、著者が工学院大学大学院・工学研究科・建築学専攻の博士後期課程（2016-2019 年度）における研究成果をまとめたものです。その間、指導教授である久田嘉章教授には、貴重なご指導・ご助言を賜り、終始あたたかい励ましをいただきました。京都大学名誉教授の入倉孝次郎先生と東京理科大学の永野正行教授には、学内外の研究会において貴重なご意見を賜りました。また、工学院大学の山下哲郎教授と河合直人教授には、論文の審査において適切な指導を賜りました。ここに記して深謝する次第です。

元東京大学・地震研究所の工藤一嘉先生には、東電設計に入社した当初より地震・地震動の基礎からご指導いただきました。さらに、博士号取得に向けても後押しをいただき、2016 年熊本地震後の余震観測、建物被害調査でも大変なご助力を賜りました。ここに謹んで御礼申し上げます。

芝浦工業大学名誉教授の上村智彦先生には、著者が芝浦工業大学在学中にご指導いただき、研究者を志すきっかけを与えていただきました。また、芝浦工業大学の石川裕次教授、岸田慎司教授には在学中だけでなく卒業後も親切にご指導いただきました。深く感謝いたします。

本研究を遂行するにあたり、以下の方々には大変お世話になりました。元北海道大学の笹谷努教授、北海道大学の高井伸雄准教授には、地震発生層以浅を考慮した地震動評価に関して非常に有益なご意見をいただきました。同様に、東京電力の引間和人博士には、震源断層モデルの特性化と地震動予測に関して有益なご意見をいただくばかりでなく、貴重な震源インバージョン結果のデータを提供していただきました。原子力規制庁の呉長江博士には 1999 年集集地震の震源インバージョン結果を提供していただきました。2016 年熊本地震後の余震観測にあたっては、九州大学の神野達夫博士、重藤迪子博士、東電設計（当時）の菅原正晴氏にご助力頂きました。また、被災されたにもかかわらず建物被害調査へのご協力を頂きました地元の方々に心よりお礼申し上げます。

最後に、東電設計の真下貢氏、岡部修吾氏、湯沢豊氏、南雲秀樹氏、金田惇平氏には、惜しめない援助・協力をしていただきました。また、東京電力の土方勝一郎氏（当時）、西村功氏、水谷浩之氏、宮坂英志氏、小柳貴之氏、敦賀隆史氏、杉本良介氏、藤岡將利氏、新村明広氏には、入社以来、業務や研究を通じてご指導とご助言をいただきました。工学院大学久田研究室では、鱒沢曜博士（当時）、中村航氏、中西真子氏には大変お世話になりました。さらに、終始、あたたかな励ましを頂いた家族に心より御礼を申し上げます。

なお、本研究では防災科学技術研究所、気象庁、及び熊本県による地震記録を使用させて頂きました。立野の地震記録は、九州旅客鉄道株式会社よりご提供頂きました。図の作成にあたっては GMT を使用しました。ここに記して感謝を申し上げます。

発表論文・口頭発表一覧（○は著者の主業績）

| 区分 | 題目 | 発行・発表 年月 | 発行・発表 雑誌名 | 連名者(著者を含む発表順) |
|---------|--|-------------|-------------------------------|------------------------------|
| 論文 ○ | 震源インバージョン結果に基づく地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価 | 2017/11 | 日本地震工学会論文集, 第 17 巻, 第 5 号 | 田中信也, 引間和人, 久田嘉章 |
| 論文 ○ | 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 | 2018/10 | 日本建築学会構造系論文集, 第 83 巻, 第 752 号 | 田中信也, 金田惇平, 引間和人, 久田嘉章 |
| 論文 ○ | 2016 年熊本地震における KiK-net 益城と益城町下陳の地震動と建物被害の違いの原因について | 2019/9 | 日本地震工学会論文集, 第 19 巻, 第 5 号 | 田中信也, 金田惇平, 中村航, 久田嘉章 |
| 講演 | 2016 年熊本地震の地表地震断層近傍における建物被害調査と臨時余震観測ー熊本県益城町下陳地区を中心としてー | 2016/9 | 日本地震工学会第 12 回 年次大会梗概集 | 田中信也, 菅原正晴, 工藤一嘉, 重藤迪子, 神野達夫 |
| 講演 | 震源近傍における強震動予測に適用可能なすべり時間関数に関する検討 | 2016/10 | 日本地震学会講演予稿集 2016 年度秋季大会 | 田中信也, 引間和人, 久田嘉章 |

| 区分 | 題目 | 発行・発表 年月 | 発行・発表 雑誌名 | 連名者(著者を含む 発表順) |
|----|---|-------------|---|--|
| 講演 | Strong Ground Motions and Damage Investigation of Buildings near the Surface Faulting of the 2016 Kumamoto Earthquake in Japan | 2017/1 | 16th World Conference on Earthquake Engineering | Y. Hisada, J. Kaneda, A. Teramoto, M. Murakami, Y. Masuzawa, Y. Yanagida, T. Shindo, H. Suzuki, S. Sakai, K. Mori, K. Kenichi, Y. Toji, K. Kimoto, S. Tanaka, M. Ohhara, W. Kobayashi |
| 講演 | 地震発生層以浅に適用可能 なすべり速度時間関数の評 価(その1) 1999年集集地 震を対象とした検討 | 2017/8 | 日本建築学会大会学術 講演梗概集 | 金田惇平, 田中信 也, 引間和人, 久 田嘉章 |
| 講演 | 地震発生層以浅に適用可能 なすべり速度時間関数の評 価(その2) 規格化 Yoffe 関 数に基づく近似式 | 2017/8 | 日本建築学会大会学術 講演梗概集 | 田中信也, 金田惇 平, 引間和人, 久 田嘉章 |
| 講演 | 2016年熊本地震における地 表地震断層近傍の強震動特 性と建物被害(その1) 益城町と西原村の観測記録 の再現性に関する一考察 | 2017/10 | 日本地震学会講演予稿 集 2017年度秋季大会 | 田中信也, 引間和 人, 金田惇平, 久 田嘉章 |
| 講演 | 2016年熊本地震における地 表地震断層近傍の強震動特 性と建物被害(その2) 益城町と下陳の強震動特性 の違いに関する考察 | 2017/10 | 日本地震学会講演予稿 集 2017年度秋季大会 | 金田惇平, 田中信 也, 久田嘉章 |

| 区分 | 題目 | 発行・発表 年月 | 発行・発表 雑誌名 | 連名者(著者を含む 発表順) |
|----|---|-------------|--------------------------|------------------------|
| 講演 | 2016 年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害～（その 3） 地表地震断層近傍の建物被害調査と推定される強震動特性～ | 2017/10 | 日本地震学会講演予稿集 2017 年度秋季大会 | 久田嘉章, 金田惇平, 中村航, 田中信也 |
| 講演 | 地表地震断層近傍における断層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 | 2017/11 | 日本地震工学会第 13 回 年次大会梗概集 | 田中信也, 金田惇平, 引間和人, 久田嘉章 |
| 講演 | 2016 年熊本地震における KiK-net 益城と益城町下陳の地震動と建物被害の違いの原因について（その 1）対象とした地点の建物被害の特徴 | 2018/9 | 日本建築学会大会学術 講演梗概集 | 中村航, 金田惇平, 田中信也, 久田嘉章 |
| 講演 | 2016 年熊本地震における KiK-net 益城と益城町下陳の地震動と建物被害の違いの原因について（その 2） KiK-net 益城と益城町下陳における地震動の推定 | 2018/9 | 日本建築学会大会学術 講演梗概集 | 田中信也, 金田惇平, 中村航, 久田嘉章 |
| 講演 | 2016 年熊本地震における KiK-net 益城と益城町下陳の地震動と建物被害の違いの原因について （その 3）地震動と建物被害の違いの原因に関する考察 | 2018/9 | 日本建築学会大会学術 講演梗概集 | 金田惇平, 田中信也, 中村航, 久田嘉章 |
| 講演 | 地表地震断層近傍における長周期成分の評価を目的とした震源モデルの長大断層への適用性（その 1）1999 年コジャエリ地震 | 2018/10 | 日本地震学会講演予稿集 2018 年度秋季大会 | 田中信也, 久田嘉章 |

| 区分 | 題目 | 発行・発表 年月 | 発行・発表 雑誌名 | 連名者(著者を含む 発表順) |
|----|--|-------------|--|--------------------------------------|
| 講演 | 地表地震断層近傍における 長周期成分の評価を目的と した震源モデルの長大断層 への適用性 (その 2) 2008 年四川地震 | 2018/10 | 日本地震学会講演予稿 集 2018 年度秋季大会 | 久田嘉章, 田中信 也 |
| 講演 | 2016 年熊本地震における KiK-net 益城と益城町下陳の 地震動と建物被害の違いの 原因について | 2018/12 | 第 15 回日本地震工学シ ンポジウム | 田中信也, 金田惇 平, 中村航, 久田 嘉章 |
| 講演 | CHARACTERIZED FAULT MODEL FOR PREDICTION OF LONG-PERIOD GROUND MOTIONS CONTAINING PERMANENT DISPLACEMENT IN THE NEAR-FAULT REGION | 2019/4 | Seismological Society of America 2019 Annual Meeting | Shinya TANAKA, Yoshiaki HISADA |