

令和2年度原子力規制庁委託成果報告書

海溝型地震の特性化震源モデルに係る検討

株式会社大崎総合研究所

令和3年3月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目 次

1. 序 論	1-1
1.1 はじめに.....	1-1
1.2 目 的	1-2
1.3 事業内容及び方法	1-3
1.4 実施体制.....	1-5
2. プレート間地震の地震動の再現解析に係る検討.....	2.1.1-1
2.1 特性化震源モデルの設定に係る地震動解析及び再現解析.....	2.1.1-1
2.1.1 はじめに	2.1.1-1
2.1.2 2005 年宮城県沖地震を対象とした検討	2.1.2-1
2.1.3 2003 年十勝沖地震を対象とした検討	2.1.3-1
2.1.4 2010 年チリ Maule 地震を対象とした検討	2.1.4-1
2.1.5 2011 年東北地方太平洋沖地震の応力降下量分布の検討.....	2.1.5-1
2.1.6 まとめ.....	2.1.6-1
2.1 節の参考文献	参 2.1-1
2.2 震源パラメータのスケーリング則に係る検討.....	2.2-1
2.2 節の参考文献	参 2.2-1
3. 海溝型地震の震源及び地震動の地域性の調査.....	3.1.1-1
3.1 地域ごとの震源特性の調査	3.1.1-1
3.1.1 プレート間地震及び海洋プレート内地震の震源特性.....	3.1.1-1
3.1.2 アウターライズ地震の海底観測記録の収集.....	3.1.2-1
3.1 節の参考文献	参 3.1-1
3.2 地域ごとの地震動特性の調査	3.2.1-1
3.2.1 プレート間地震の地震動特性.....	3.2.1-1
3.2.2 海洋プレート内地震の地震動特性	3.2.2-1
3.2.3 まとめ.....	3.2.3-1

3.2 節の参考文献	参 3.2-1
4. 結 論	4-1
付録. Estimation of static stress drop from slip distributions of source inversion results for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake	付-1

1. 序 論

1.1 はじめに

基準地震動策定において、想定地震は、内陸地殻内地震、プレート間地震及び海洋プレート内地震の 3 つのタイプに分けて、それぞれの検討用地震を選定して地震動評価が行われている。特に、海溝型地震であるプレート間地震及び海洋プレート内地震に関しては、「国内のみならず世界で起きた大規模な地震を踏まえ、地震の発生機構及びテクトニクス的背景の類似性を考慮した上で震源領域の設定を行うこと」が規制基準で規定されており、世界で起きた海溝型地震に関する研究から得られた知見を反映することが必要である。

プレート間地震については、比較的短い周期で発生する大地震（マグニチュード M6～7 程度）の場合には、国内における過去の地震に対する調査研究で得た知見が比較的多い。一方、2003 年十勝沖地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震のような比較的長い周期で発生する巨大地震（M8～9 程度）の場合には、国内の事例が少ないため、世界中で起きた巨大地震による強震動記録を収集し、短周期地震動を考慮した国内と同様の手法により解析を実施することがより重要となる。また、地震の規模が大きくなり、断層破壊が地表（海底）に達する巨大地震になるに連れて、地震動及び津波を生成する震源像が変化することも知られているため、異なる規模の地震に対して観測記録の再現解析等を実施することにより、特性化震源モデルの設定手法の検証や改良を行うとともに、地域ごとの地震の震源及び地震動の特性を把握し、地震動評価の精度向上に係る知見を蓄積することが重要である。

海洋プレート内地震については、特に敷地周辺で深さ数十 km 以上の深部で発生する場合には、地表に痕跡が残っておらず、また、発生周期も特定されていないため、想定地震の発生場所や規模の推定が困難である。さらに、敷地周辺で発生する海洋プレート内地震は、他のタイプの同規模の地震に比べて大きな短周期地震動を生じることが知られている。したがって、世界中で起きた海洋プレート内地震について、地域ごとの地震の震源及び地震動の特性を把握し、想定する特性化震源モデルの設定手法を高度化することが重要である。

1.2 目 的

本研究では、特性化震源モデルを用いた「断層モデル法」による地震動評価の精度を向上させるために、国内外で起きた海溝型地震を対象に、地震動解析や分析等を実施することとし、以下 2 項目の内容を実施する。

- (1) プレート間地震の地震動の再現解析に係る検討
- (2) 海溝型地震の震源及び地震動の地域性の調査

1.3 事業内容及び方法

1.3.1 プレート間地震の地震動の再現解析に係る検討

震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（以下「強震動予測レシピ」という。）は、強震動評価に関する既往の検討結果から、断層モデル法における震源パラメータの設定等について取りまとめた標準的な手法として、地震調査研究推進本部により公開されている（詳細は http://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf を参照）。強震動予測レシピにおいて取りまとめられたプレート間地震の震源特性パラメータの設定方法は、主に 1978 年宮城県沖地震や 2003 年十勝沖地震の地震動評価を踏まえて提案されたものであるが、その後、2011 年東北地方太平洋沖地震をはじめ、世界中でプレート間巨大地震による新たな知見が得られていることから、過去に起きた異なる規模のプレート間地震の評価手法を系統的に整備することを目指して、特性化震源モデルの設定手法の高度化に資する調査及び解析を行うことが重要である。

そこで、本事業では、プレート間地震を対象に、以下のとおり、特性化震源モデルによる再現解析に係る一連の地震動解析を行うとともに、特性化震源モデルの設定に用いる震源パラメータに係る情報を拡充する。

（１）特性化震源モデルの設定に係る地震動解析及び再現解析

国内外で発生した $M7\sim 9$ クラスの規模が異なるプレート間地震である、2005 年宮城県沖地震 ($M_w 7.1$)、2003 年十勝沖地震 ($M_w 8.2$)、2010 年チリ Maule 地震 ($M_w 8.8$) の 3 地震を対象に、短周期地震動（周期 1 秒以下）に着目し、特性化震源モデルの設定に係る地震動解析、強震動予測レシピの適用性に関する再現解析等を行うとともに、プレート間地震の地震動評価における現状及び課題について整理する。再現解析を実施する際の特性化震源モデルについては、強震動評価レシピに倣った比較的単純なモデルに加え、実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデルによる比較検討を行い、観測記録の再現性への影響等を確認する。

（２）震源パラメータのスケーリング則に係る検討

国内外で発生したプレート間地震を対象に、（１）で得られた震源断層パラメータに加え、既往研究で得られた震源パラメータ等に関するデータを整理・分析し、既往スケーリング則等との比較を行う。

1.3.2 海溝型地震の震源及び地震動の地域性の調査

海溝型地震（プレート間地震、海洋プレート内地震）は、世界中の異なるプレート運動に付随して発生しているため、その震源及び地震動の地域性を調査・分析して比較検討することにより、日本周辺の海溝型地震に関係する太平洋プレートやフィリピン海プレートとの類似性や相違性等を整理することは重要である。

そこで、本事業では、海溝型地震を対象とし、地震動評価に用いた震源特性パラメータの設定手法の高度化を行うことを目的とし、以下の項目を実施する。

（１）地域ごとの震源特性の調査

国内外で発生したプレート間地震及び海洋プレート内地震について、地震の震源パラメータ（短周期レベル等）を調査・分析し、日本と他の地域の類似性や相違性等を整理する。また、海溝型地震のうち海洋プレート内地震については、複数地域を対象に地震が起こる位置や最大マグニチュード等に係る情報を収集・整理し、比較検討を行う。

（２）地域ごとの地震動特性の調査

国内外で発生したプレート間地震及び海洋プレート内地震に係る強震動記録を収集・整理し、地域ごとに距離減衰式等による地震動レベルとの比較を行い、日本と他の地域の地震動特性の類似性や相違性等を整理する。

1.4 実施体制

本事業を進める上で、適宜、学識経験者からの指導・助言を仰ぐとともに、海外の研究者と連絡を取りながら、助言・示唆を受けるものとする。種々の参考情報は、必要に応じて、本事業に反映する。なお、本業務の一部を一般財団法人 地域地盤環境研究所、株式会社 サイスマ・リサーチ、及び 3Q-Lab GmbH に外注する。

2. プレート間地震の地震動の再現解析に係る検討

2.1 特性化震源モデルの設定に係る地震動解析及び再現解析

2.1.1 はじめに

本検討では、国内外で発生した $M7\sim 9$ クラスの規模が異なるプレート間地震（3地震以上）を対象に、短周期地震動（周期1秒以下）に着目し、強震動予測レシピの適用性に関する検証を行い、プレート間地震の地震動評価における現状及び課題について整理することを目的とする。

2.1.2 項～2.1.4 項では、2005年宮城県沖地震（ M_w 7.1）、2003年十勝沖地震（ M_w 8.2）、2010年チリ Maule 地震（ M_w 8.8）を対象地震として、経験的グリーン関数法を用いた地震動評価を行う。

検討フローを図 2.1.1-1 に示す。まず、検討対象地震の既往研究（震源インバージョン解析、断層モデル、地震動解析事例等）の調査を行い、問題点を整理した上で、観測記録の収集・分析、および特性化震源モデルの設定に係る地震動解析（要素地震の見積り、SMGA モデルの検討等）を行う。次に、強震動予測レシピによる特性化震源モデルを構築し、短周期地震動（周期1秒以下）に着目した強震動評価を行い、強震動予測レシピの適用性に関する評価を行う。最後に、実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデルによる比較検討を行い、観測記録の再現性への影響等を確認し、プレート間地震の地震動評価における現状及び課題について整理する。

さらに、2.1.5 項では、2011年の東北地方太平洋沖地震を対象に、震源インバージョン結果に基づく応力降下量分布の検討を行う。

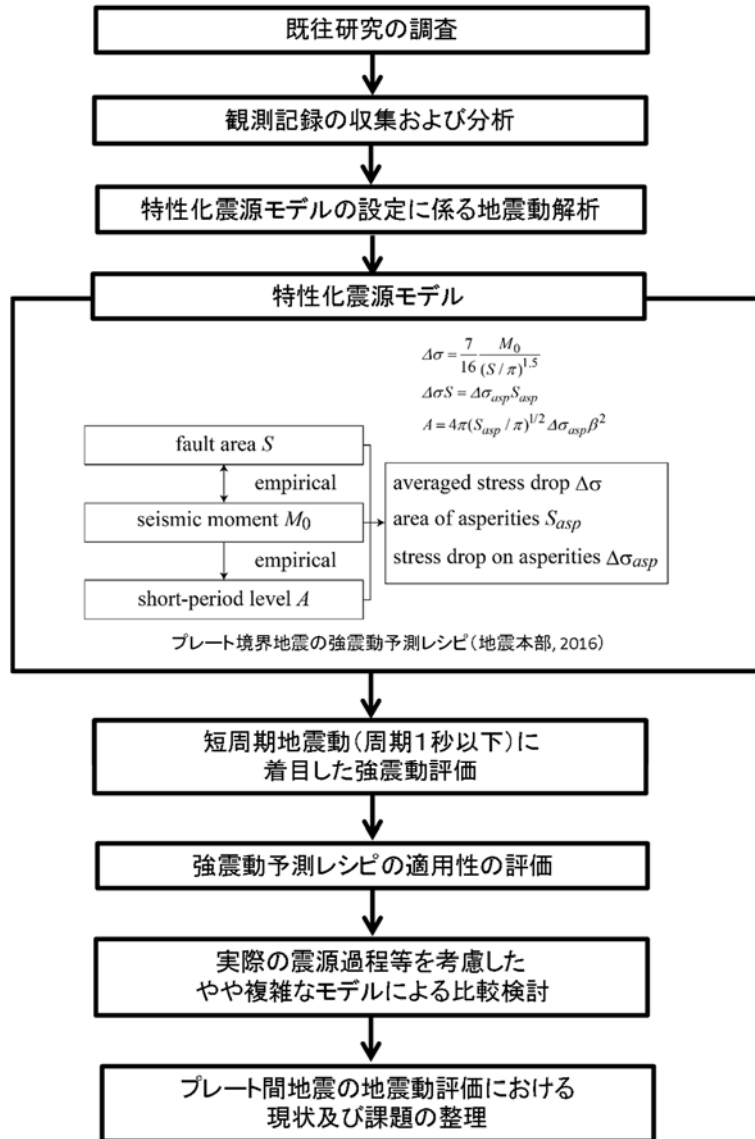


図 2.1.1-1 検討フロー

2.1.2 2005年宮城県沖地震を対象とした検討

本項では、 M 7クラスのプレート間地震を対象に、特性化震源モデルの設定に係る地震動解析および再現解析を行う。 M 7クラスのプレート間地震として、ここでは、宮城県牡鹿半島の沖合の深さ約 40 km にある北米プレートと沈みこむ太平洋プレートの境界で、2005年8月16日11時46分頃に発生した M_w 7.1 の地震を選定した。この地震では、最大震度 6 弱の強い揺れが宮城県川崎町で観測されたほか、旧志津川町では約 40 cm の津波高さが記録されている。以降、この地震を 2005年宮城県沖地震と呼ぶ。

(1) 既往研究の調査

解析に先立ち、2005年宮城県沖地震の震源像に関する既往研究を調査した。

浅野・他 (2005)、柳沼・他 (2007)、Wu *et al.* (2008) は、観測された強震動記録の周期約 1 秒以上の長周期成分を用いたインバージョン解析 (e.g., Hartzell and Heaton, 1983) を行い、震源断層破壊のすべり分布を推定している (図 2.1.2-1、図 2.1.2-2、図 2.1.2-3)。推定されたすべり分布によれば、破壊開始点付近もしくは少し陸地側に 1 個目の大すべり域 (大すべり域 1) が存在し、そのさらに陸地側に 2 個目の大すべり域 (大すべり域 2) が存在する。また、浅野・他 (2005) や Wu *et al.* (2008) の結果に共通する特徴として、大すべり域 1 のすべり量・面積が大すべり域 2 よりやや大きい。なお、柳沼・他 (2007) の震源モデルは、空間的解像度がやや粗く、両大すべり域を明瞭に分解できていない。

一方、Kamae (2006)、Sato (2006)、Suzuki and Iwata (2007) は経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) を用いた、主として周期 1 秒以下の短周期地震動に対するシミュレーションにより、強震動生成域 (Strong Motion Generation Area ; 以降 SMGA と呼ぶ) のモデリングを行っている (図 2.1.2-4、図 2.1.2-5、図 2.1.2-6)。いずれの研究においても、2 個の SMGA が同定され、1 個目の SMGA (SMGA1) のさらに陸地側に 2 個目の SMGA (SMGA2) がある。大すべり域と SMGA の対応を比較したところ、大すべり域 2 と SMGA2 は位置・面積ともある程度一致しているように見えるが、大すべり域 1 と SMGA1 の対応は SMGA2・大すべり域 2 の場合ほど良くなく、さらに詳細な分析や検討が待たれている。これらの研究によって得られた両 SMGA のパラメータを表 2.1.2-1 にまとめる。表から分かるように、とりわけ SMGA1 のパラメータの研究間のばらつきが大きい。例えば、Kamae (2006) や Sato (2006) による応力降下量の値は Suzuki and Iwata (2007) の 5 倍を超えている。Suzuki and

Iwata (2007) によれば、このようなばらつきが生じる原因として、観測と合成波形の合い具合に対する判断基準、使用する要素地震の規模、シミュレーションの際に設ける拘束条件、対象とする観測点の分布および波形データの周波数範囲が考えられる。特に今回の地震においては、対象とする観測点を震源域付近に限定する場合、もしくはより短周期の波形の合い具合に重きを置いてシミュレーションする場合に、応力降下量の値が大きく求まる傾向にある。

壇・他 (2006) は経験的グリーン関数法による地震動再現計算から、今回の震源域の地震の震源スペクトルの f_{max} (高域遮断周波数) には地震規模依存性が見られることを示唆し、本震で観測された 10 Hz 以上の地震動の振幅を良好に再現するには f_{max} を補正することが不可欠であることを指摘した。

また、儘田・他 (2007) はスペクトルインバージョン法による検討から、今回の地震の平均応力降下量と短周期レベルが大きいことを示している。短周期レベルに関しては、日本で過去に発生した内陸地殻内地震の平均値 (壇・他, 2001) の 2 倍を超えている。

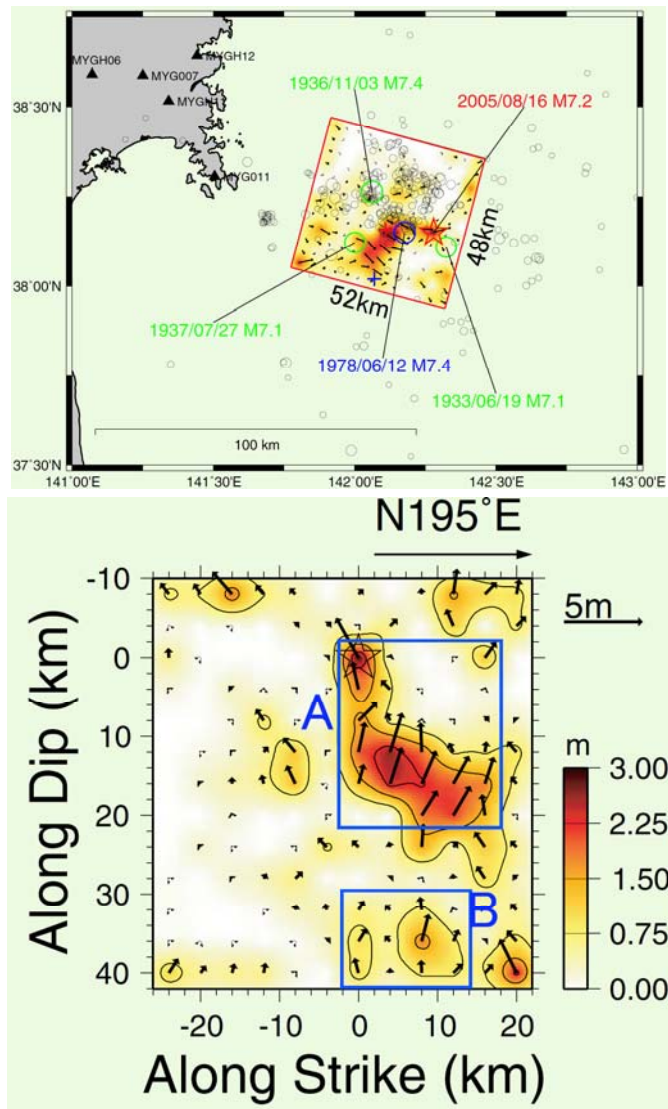


図 2.1.2-1 浅野・他 (2005) による 2005 年宮城県沖地震の震源断層の最終すべり分布。

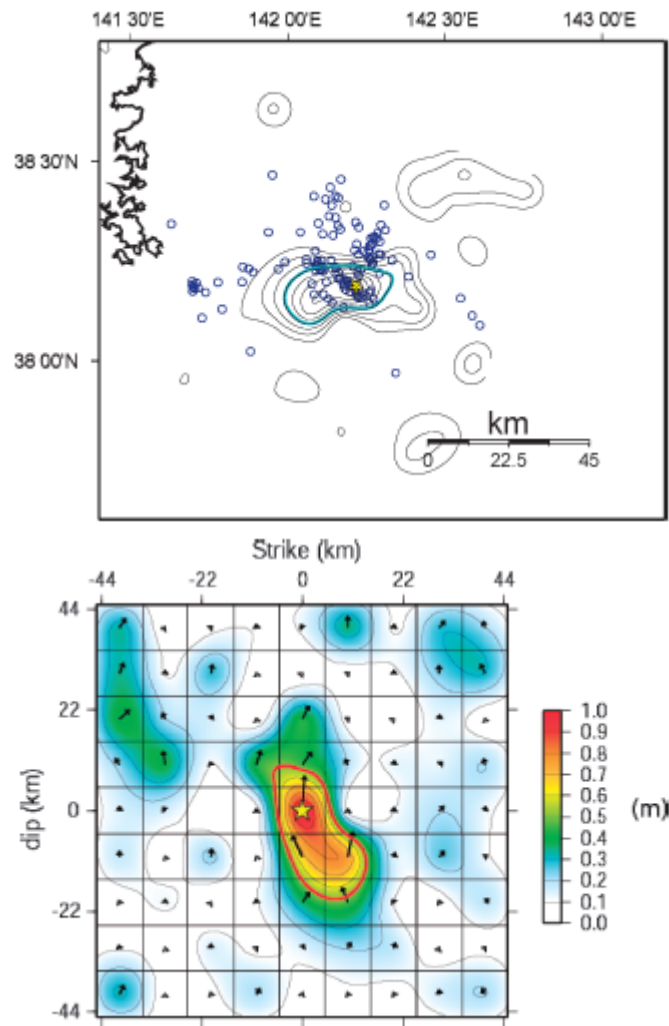


図 2.1.2-2 柳沼・他 (2007) による 2005 年宮城県沖地震の震源断層の最終すべり分布。

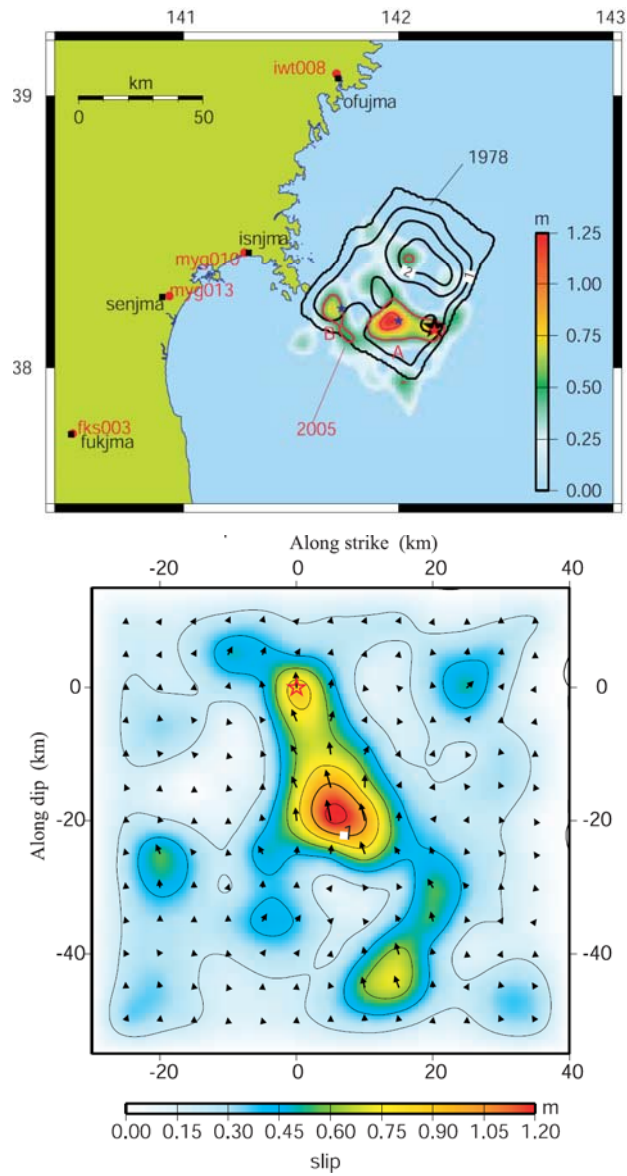


図 2.1.2-3 Wu *et al.* (2008) による 2005 年宮城県沖地震の震源断層の最終すべり分布。

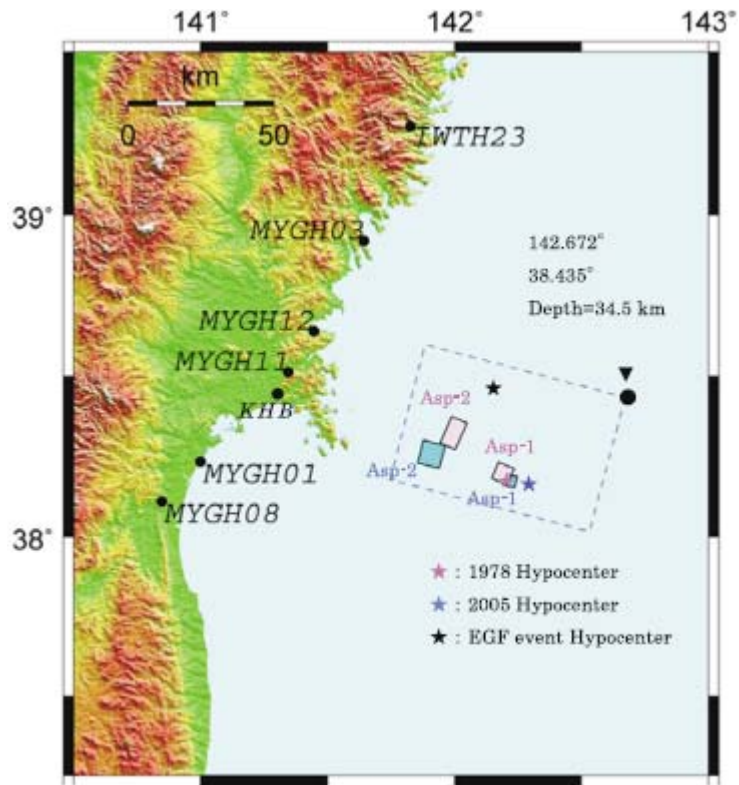


図 2.1.2-4 Kamae (2006) による 2005 年宮城県沖地震の SMGA (青四角枠)。

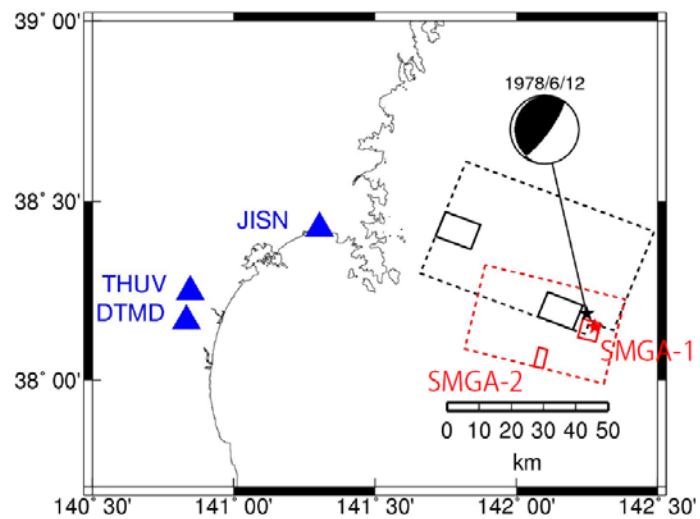


図 2.1.2-5 Satoh (2006) による 2005 年宮城県沖地震の SMGA (赤四角枠)。

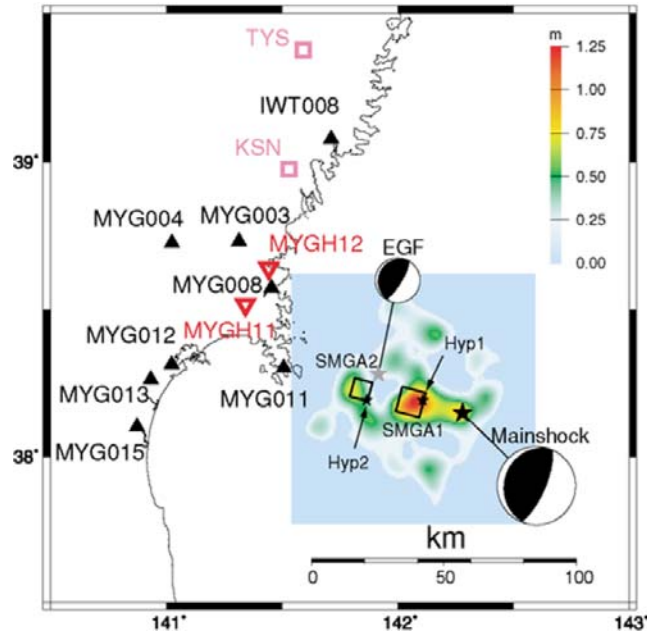


図 2.1.2-6 Suzuki and Iwata (2007) による 2005 年宮城県沖地震の SMGA (黒四角枠)。

表 2.1.2-1 既往研究による 2005 年宮城県沖地震の SMGA の震源パラメータ

SMGA1	地震モーメント (Nm)	応力降下量 (MPa)	面積 (km ²)	ライズタイム (s)
Kamae (2006)	2.4×10^{18}	90.0	4.0 × 4.0	0.40
Satoh (2006)	1.1×10^{19}	91.0	6.0 × 6.0	0.42
Suzuki and Iwata (2007)	6.4×10^{18}	17.6	9.6 × 9.6	0.33
SMGA2	地震モーメント (Nm)	応力降下量 (MPa)	面積 (km ²)	ライズタイム (s)
Kamae (2006)	6.4×10^{18}	30.0	8.0 × 8.0	0.60
Satoh (2006)	3.9×10^{18}	91.0	6.0 × 3.0	0.30
Suzuki and Iwata (2007)	5.2×10^{18}	34.1	7.2 × 7.2	0.27

(2) 観測記録の収集及び特性化震源モデルの設定に係る地震動解析

2.1.2 項の検討において、主として周期 1 秒以下の短周期地震動に対する解析は経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986)、周期 2 秒以上の長周期地震動に対する解析は理論的である離散化波数法 (Bouchon, 1981) を用いる。これらの解析で評価対象とする本震・小地震の観測点を表 2.1.2-2 と図 2.1.2-7 にまとめる。また、各観測点の強震波形を図 2.1.2-8、図 2.1.2-9、図 2.1.2-10、図 2.1.2-11、図 2.1.2-12 に示す。なお、これらの波形は防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET, KiK-net (Aoi *et al.*, 2020; <https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>) から取得した。

(ア) 短周期地震動の解析

図 2.1.2-13 は、2005 年宮城県沖地震の速度波形を北から南へ並べたものである。波形から、振幅が大きい波群を 2 個読み取ることができる。このうち、最初に到達するものは SMGA1 に対応し、全観測点にわたって明瞭である。一方、6 秒程度遅れて到達するものは SMGA2 に対応し、北側の観測点にのみ見られる。強震動予測レシピ (地震調査研究推進本部, 2020) において、特性化震源モデルの SMGA (アスペリティ) をどのように設定するかが鍵となる。現行の強震動予測レシピを検証するにあたり、まず、今回の地震の SMGA の特性を把握しておく必要がある。そこで、まず、既往研究と同じく経験的グリーン関数法によるシミュレーションを行い、観測された短周期地震動の特徴をもっとも良く説明できる両 SMGA の震源パラメータを求めることにした。

経験的グリーン関数法を用いた既往研究の震源断層面は、気象庁が決定した本震破壊開始点の深さ (41.6 km) を起点として設定されていた。しかしながら、この深さは太平洋プレートの上面深さに比べてかなり深く、余震分布との対応も良くない (図 2.1.2-14)。気象庁が決定する震源の深さは一般的に、陸地から遠い場所で発生する地震ほど決定精度が悪くばらつきが大きい。このような場合には、地殻構造に基づく断層面の設定がしばしば行われている (e.g., Wu *et al.*, 2008)。実際、プレート間地震の強震動予測レシピにおいても、震源断層面は海洋性プレートの上面深さに沿って設定するのが望ましいとされている。そのため、本検討では、気象庁が決定した破壊開始点の経度および緯度はそのまま使用するが、深さに関しては全国 1 次地下構造モデル (Koketsu *et al.*, 2008, 2012) の太平洋プレートの上面深さを参考に、27.0 km に変更する。なお、断層面の strike (走向) 角および dip (傾斜) 角は防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 F-net が決定した 194°と 22°を使用する。

以上で述べた断層面上で、SMGA のモデリングを行う。図 2.1.2-14 から分かるように、このような条件で設定した断層面は広い範囲にわたって太平洋プレートの上面深さと良い対応を示している。

経験的グリーン関数法による地震動シミュレーションでは、表 2.1.2-2 と図 2.1.2-15 に示した 10 観測点を評価対象とする。いずれの観測点も比較的硬質な地盤の上に位置しており、MYG011 は地表観測点であり、それ以外の観測点は地中で得られた波形記録を使用する。シミュレーションにおける要素地震として、2018 年 10 月 23 日 20 時 6 分頃に発生した M_w 4.7 の地震（小地震 4）を選定した。シミュレーションの対象周波数は 0.15-10 Hz とした。下限である 0.15 Hz は要素地震の観測波形の S/N 比を考慮して決定したものである。なお、今回の地震が発生した地域では f_{max} は 10 Hz よりも大きいと見積もられている（例えば、壇・他，2006；佐藤，2013）ため、シミュレーションでは f_{max} に補正を施さなかった。

まず、各 SMGA に対応する波形の立ち上がり時刻を読み取り、要素地震の観測・理論走時差を用いて本震の観測・理論走時差を補正した（e.g., Asano and Iwata, 2012）うえで、両 SMGA の破壊開始位置および時刻を推定した。その際の理論走時は Hirata and Matsu'ura (1987) のプログラムと Koketsu *et al.* (2008, 2012) の速度構造モデルを用いて計算した。推定された SMGA1 と SMGA2 の破壊開始時刻はそれぞれ発震時から 6.1 秒後と 15.2 秒後であり、破壊開始の絶対的な位置に関しては図 2.1.2-15 に示す。

続いて、波形合成に必要な係数 C （本震と要素地震の応力降下量の比）と N （要素地震の重ね合わせの数）を三宅・他 (1999) による震源スペクトル比フィッティング法で決定した（図 2.1.2-16）。ここでのスペクトル比は観測波形の S 波部分を含む 30 秒間のフーリエスペクトル（水平 2 成分の相乗平均）の、本震と要素地震の比とした。なお、伝播経路を補正する際、S 波速度は伝播経路上での平均的な値 3.8 km/s を、 Q_s 値は $110f^{0.69}$ （佐藤・他，1994）を使用した。また、スペクトル比の長周期側のフラットレベルは F-net による本震と要素地震の地震モーメントの値の比で拘束した。このようにして推定した各 SMGA の C は 6.5、 N は 7 である。なお、これらの値はあくまで暫定値であり、次に行う波形フィッティングに基づく震源パラメータの決定において、必要に応じてさらに微調整する。

以上で推定された各 SMGA の破壊開始点に関する情報および C 、 N を用いて、加速度エンベロープ波形と変位波形（水平 2 成分）に対するフィッティング（三宅・他，1999）をもとに、各 SMGA 内の相対的な破壊開始位置および SMGA のライズタイム・破壊伝播速度・面積の 4 種類のパラメータを決定した。なお、ここでは正方形の SMGA を仮定し、す

すべての波形が両 SMGA から生成されるとし、背景領域は存在しないとした。破壊伝播様式に関しては、すでに決定した各 SMGA の破壊開始点からの同心円状破壊とした。また、波形フィッティングの範囲は S 波部分の 20 秒間とし、加速度波形から加速度エンベロープ波形を得る際の時間窓は 1 秒とした。推定された最適な SMGA モデルの震源パラメータを表 2.1.2-3 にまとめる。また、そのモデルによる合成結果と観測の比較を図 2.1.2-17 に示す。

図 2.1.2-18 に、観測に対する合成結果の擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5% ; 3 成分合成値）の比の、全観測点の平均を示す。最適モデルによる振幅は観測の 0.6-1.7 倍の間にあり、広帯域にわたって再現度が良好であるといえる。なお、周期 0.5-2 秒において、観測に対して合成結果がやや過小になっているが、これは同帯域において理論震源スペクトル比のほうがやや小さかったこと（図 2.1.2-16）を反映している。一方、震源域にもっとも近い観測点 MYG011 の加速度波形は、顕著な過大評価となっている（図 2.1.2-17）。これは、この観測点の観測震源スペクトル比の 7 Hz 付近に大きな谷が見られ、理論スペクトル比が観測に比べてかなり大きいこと（図 2.1.2-19）に起因する。そこで、この観測点に対して、もともとの理論スペクトル比（すなわち観測スペクトル比の平均）からの外れ度合が比較的小さい、別の同規模の要素地震（2004 年 7 月 5 日 18 時 22 分頃の M_w 4.7 の地震 ; 小地震 1）の波形記録を代用し、最適モデルと同じ震源パラメータで波形合成を再度試みたところ、過大評価は大幅に改善された。この事例から示唆されるように、適切な要素地震記録を選ぶことは非常に重要である。

最適モデルの両 SMGA の短周期レベルは $7.1 \times 10^{19} \text{ Nm/s}^2$ であり、佐藤 (2010) がまとめた日本海溝・千島海溝沿いのプレート間地震の短周期レベルの平均値の約 2.2 倍、壇・他 (2001) がまとめた日本の内陸地殻内地震の短周期レベルの平均値の約 3.5 倍と大きい（図 2.1.2-20）。なお、既往研究によって得られた値も本検討と同様に大きい（表 2.1.2-4）。このことから、短周期レベルが大きかったことは 2005 年宮城県沖地震の重要な震源特性の一つといえる。

次に、得られた SMGA モデルを、強震動記録の長周期成分を用いた震源インバージョン解析で推定された大すべり域と比較する。ここでは、本検討と同じくプレート境界面に沿って震源断層面を設定して解析した Wu *et al.* (2008) の結果を比較対象とする（図 2.1.2-21）。SMGA1 は位置および面積ともに Wu *et al.* (2008) の大すべり域 A とだいたい一致している。SMGA2 に関しては、南北方向において Wu *et al.* (2008) の大すべり域 B と一部重なっていないが、東西方向の位置および面積は Wu *et al.* (2008) と良く対応している。なお、Wu *et al.*

(2008) は本震の破壊開始点付近に位置する中程度のすべり量を持つ領域をも大すべり域 A として解釈しているが、この破壊開始点付近のすべり破壊はいわゆる初期破壊に相当し、観測波形のパルス振幅への寄与もあまり大きくないこと (e.g., Suzuki and Iwata, 2007; Wu *et al.*, 2008) が分かっている。したがって、破壊開始点付近のすべり破壊を大すべり域 A に含めないとするほうがより適切である。また、本検討の SMGA1 の応力降下量は SMGA2 に比べてやや大きい、この関係は Wu *et al.* (2008) の大すべり域 A のすべり量が B に比べて大きいことと定性的には一致している。本検討の解析対象周波数 (0.15-10 Hz) は Wu *et al.* (2008) の 0.02-0.8 Hz とある程度重なっており、上述した両者の解析結果の調和性はこうした周波数帯域の重なりに起因していると考えられる。一方、地震の規模が $M 8, 9$ とさらに大きくなると、解析対象周波数帯域の不一致に起因すると考えられる SMGA と大すべり域の乖離 (例えば, Lay *et al.* 2012; 三宅・他, 2016) が指摘されている。今後、規模のより大きな地震に対しても、本検討と同じような、周波数帯域をなるべく揃えた比較と議論が重要であろう。

(イ) 長周期地震動の解析

ここでは、(ア) で推定された SMGA モデルが、周期 2 秒以上の長周期地震動、とりわけ経験的グリーン関数法でカバーしきれない周期帯域の地震動をどの程度再現できるか、理論的計算手法を用いて検討を試みた。

計算を行う前に、まず、観測された小地震の波形と理論計算による波形とのフィッティングにより、観測点ごとに 1 次元速度構造モデルを推定した。推定は、基本的には Yoshida *et al.* (2017) の手法に従うが、計算を安定させるため、より浅部の層よりも速度の遅い層 (低速度層) の生成にペナルティを与える改良を施した手法を用いた。

本検討では、比較的堆積層が薄く、震源の影響を評価しやすいと思われる 5 地点を対象とした (表 2.1.2-2、図 2.1.2-7)。KiK-net 観測点では地表観測点を同定対象とした。解析には、表 2.1.2-5 の 2 地震 (小地震 2 と小地震 3) の記録を用いた。観測記録には 0.2-0.5 Hz のフィルターを適用し、1 回積分して速度波形とし、計算波形にも同様のフィルターを適用した。上述のフィルターした速度波形のうち、P 波到達時刻から 12-16 秒間をフィッティング対象とした。気象庁および F-net による余震の情報を使用し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で点震源による波形を計算した。初期速度構造モデルには、Wu *et al.* (2008) および J-SHIS モデル v2 (藤原・他, 2009, 2012)

を参考にして設定した。また、浅部の K-NET, KiK-net 観測点の PS 検層はそのままモデルに組み込んだ。この設定した初期構造モデルから探索を始め、探索の途中で、 V_p/V_s 比が経験的な値から大きく外れないことや、なるべく低速度層が生成されないように試行錯誤的にパラメータを調整しながら行った。同定では、波形の一致度合いをもとに深さ 13 km までの構造モデルを対象範囲とした。最終的に得られた速度構造モデルを図 2.1.2-22 に示す。また、計算した理論波形と観測波形を比較したものを図 2.1.2-23、図 2.1.2-24 に示す。理論波形と観測波形は概ね一致し、本震に対する検討に必要な速度構造モデルの精度が一定程度確保できたと考えられる。

得られた速度構造モデルを用いて、SMGA モデルによる長周期地震動を計算する。各 SMGA の面積は $11.9 \times 11.9 \text{ km}^2$ であったが、ここでは、SMGA を $2 \times 2 \text{ km}^2$ の小断層に分割してグリーン関数を計算する都合上、2 km 単位に丸めて $12 \times 12 \text{ km}^2$ とした。各 SMGA の地震モーメントは表 2.1.2-3 の通り保持した。すべり量に換算すると、SMGA1 に対して 3.1 m、SMGA2 に対して 2.2 m のすべり量を与えていることになる。なお、SMGA モデルでは、背景領域に地震モーメントを設定していないことから、ここでも背景領域に地震モーメントを割り当てていない。理論グリーン関数は、同じく離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。個々の小断層では、表 2.1.2-3 のライズタイムを持つスムーズランプ関数を震源時間関数として与えた。

このような条件で計算した各観測点での速度波形を観測速度波形と比較したものを図 2.1.2-25 に示す。波形には、0.05-0.5 Hz (周期 2-20 秒) のバンドパスフィルターを適用した。計算の結果得られた速度波形は、観測記録と比べ、波形の形状や継続時間などの特徴は比較的再現しているものの、計算波形の振幅が観測波形の振幅の 2 倍程度大きいという問題がある。その原因の一つとして、本検討で得られている SMGA の地震モーメントは総地震モーメントの約 0.8 倍であり、内陸地殻内地震などで一般的とされている 0.4 倍に比べてかなり大きいことが考えられる。経験的グリーン関数法による解析において、SMGA の地震モーメントは要素地震の地震モーメントの CN^3 倍で算出される。そのため、使用する要素地震の地震モーメントの値が大きめに推定された場合、SMGA の地震モーメントもそれに付随して大きくなる。なお、要素地震の地震モーメントの推定ばらつきに関しては、今後の検討課題としたい。今回の計算においては、仮に SMGA の地震モーメント、すなわちすべり量を半分にすれば、観測の振幅をおおむね説明できることが期待できる。

図 2.1.2-26 の速度フーリエスペクトルからも、ほぼすべての観測点で計算振幅が過大評

価である傾向が見られる。観測点によって多少の差はあるが、特に水平成分において、また、長周期 (0.1 Hz) 側ほど過大評価の度合いが大きい。

表 2.1.2-2 2005 年宮城県沖地震で評価対象とする観測点のリスト

観測点名	本震 2005/8/16 M_w 7.1	小地震1 2004/7/5 M_w 4.7	小地震2 2008/6/2 M_w 4.7	小地震3 2011/10/29 M_w 4.8	小地震4 2018/10/23 M_w 4.7
FKSH17	■				■
MYG011	●	■		▲	■
MYGH01	▲		▲		
MYGH03	●			▲	■
MYGH04	■				■
MYGH06	■				■
MYGH08	▲		▲		
MYGH11	●		▲		■
IWTH04	■				■
IWTH05	■				■
IWTH22	■				■
IWTH27	■				■

●: 短周期・長周期地震動の両方で使用 ■: 短周期地震動でのみ使用 ▲: 長周期地震動でのみ使用

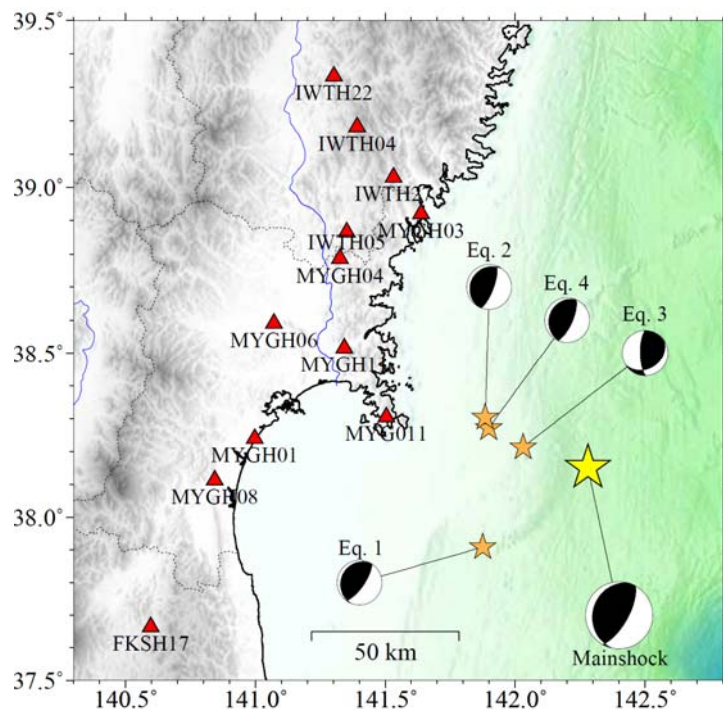


図 2.1.2-7 2005 年宮城県沖地震で評価対象とする観測点 (三角) の地図。黄星は本震の、
 橙色星は小地震の震央を表す。

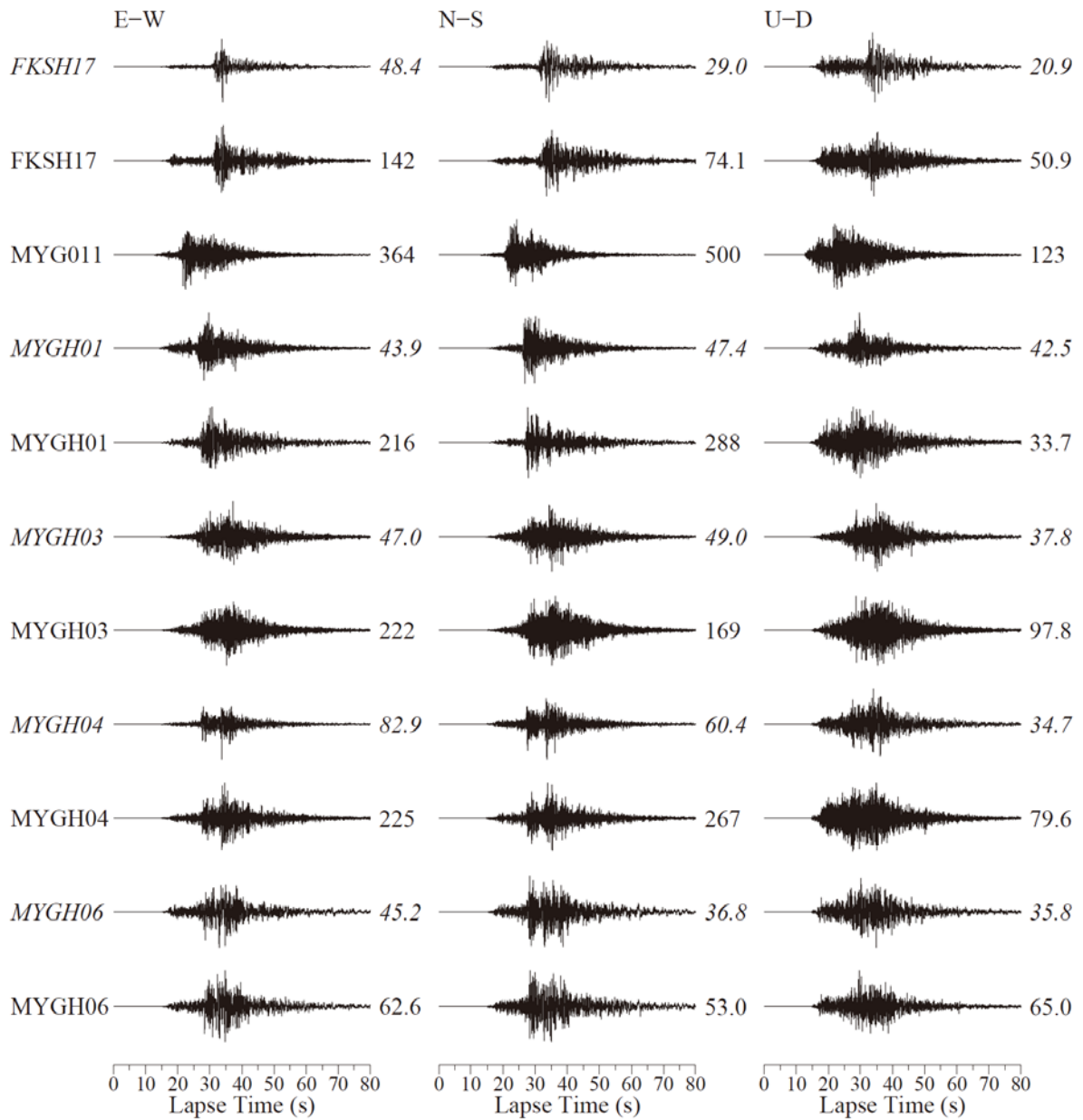


図 2.1.2-8 2005 年宮城県沖地震の加速度波形（バンドパスフィルタ無）。イタリックの観測点は地中観測点である。各波形の右の数字は最大振幅の値を表し、単位は cm/s/s である。

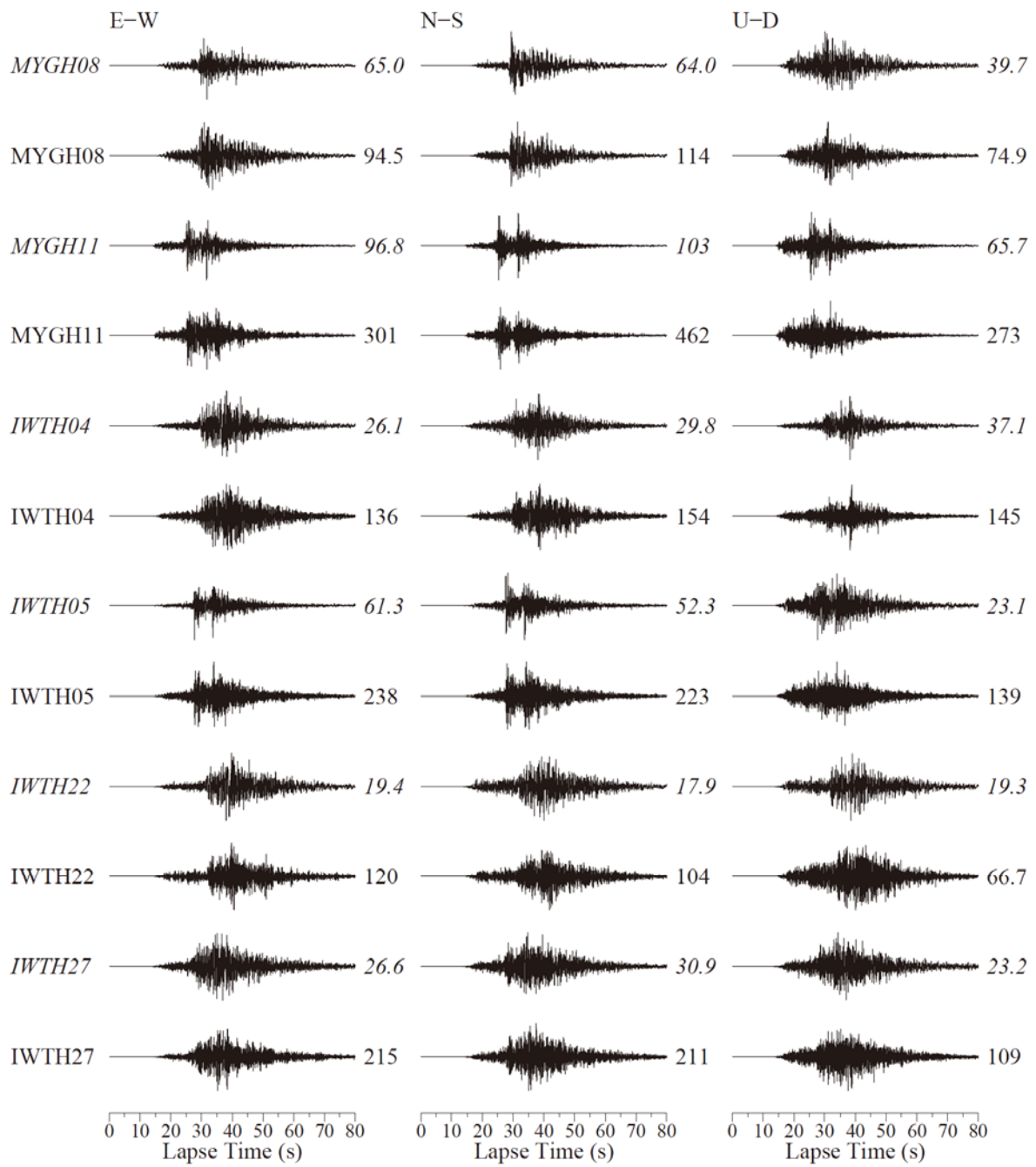


図 2.1.2-8 (つづき)

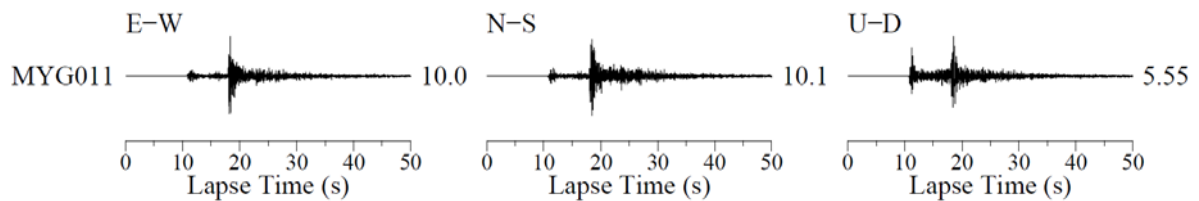


図 2.1.2-9 2004年7月5日の M_w 4.7 の地震の加速度波形 (バンドパスフィルタ無)。各波形の右の数字は最大振幅の値を表し、単位は cm/s/s である。

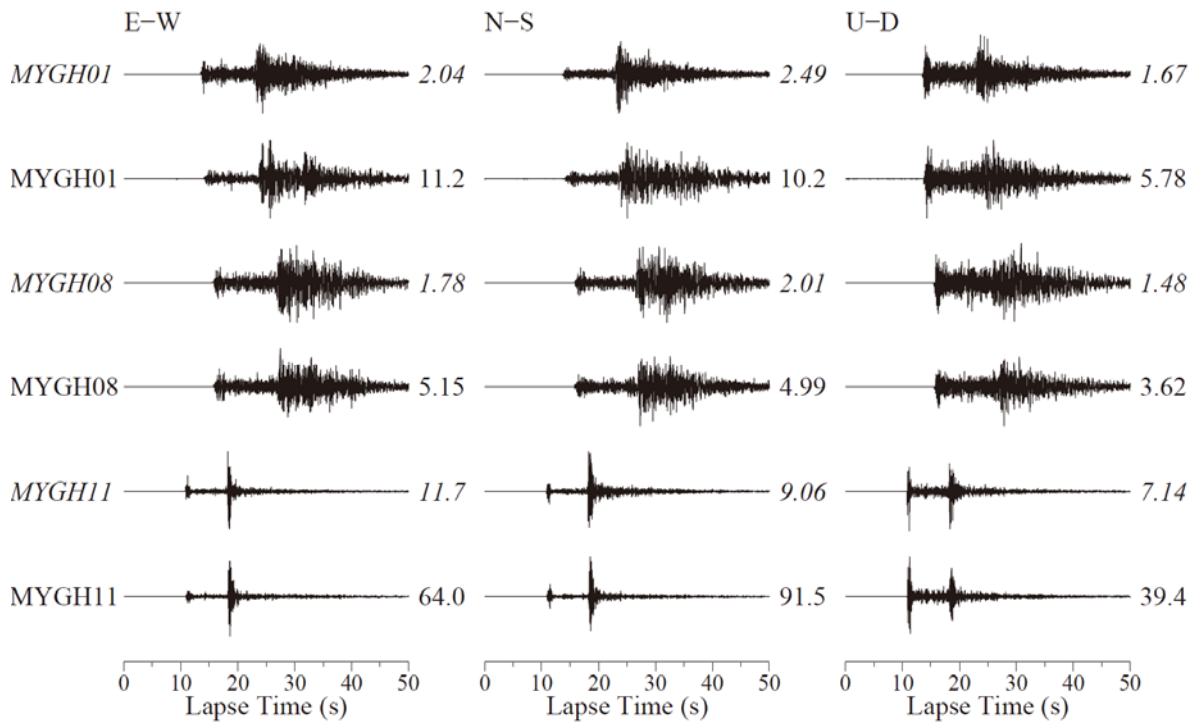


図 2.1.2-10 2008年6月2日の M_w 4.7 の地震の加速度波形 (バンドパスフィルタ無)。イタリアックの観測点は地中観測点である。各波形の右の数字は最大振幅の値を表し、単位は cm/s/s である。

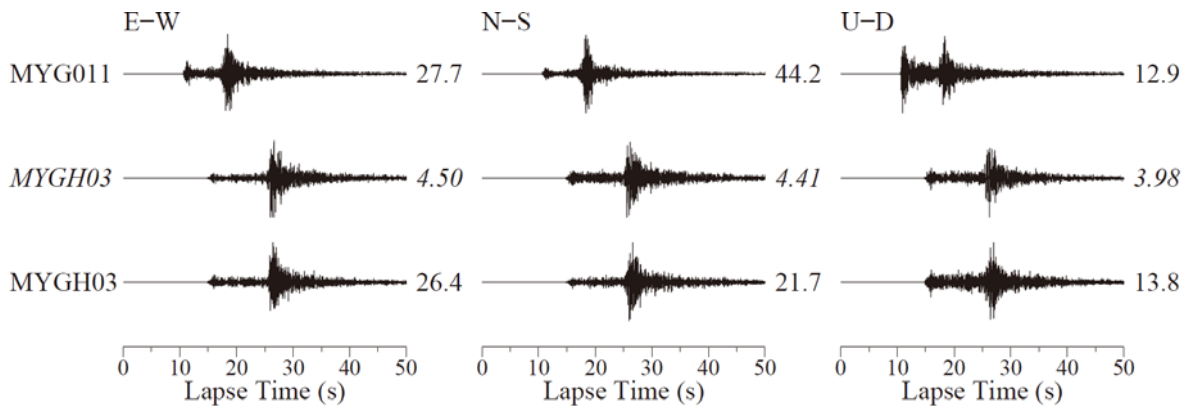


図 2.1.2-11 2011年10月29日の M_w 4.8 の地震の加速度波形 (バンドパスフィルタ無)。イタリアックの観測点は地中観測点である。各波形の右の数字は最大振幅の値を表し、単位は cm/s/s である。

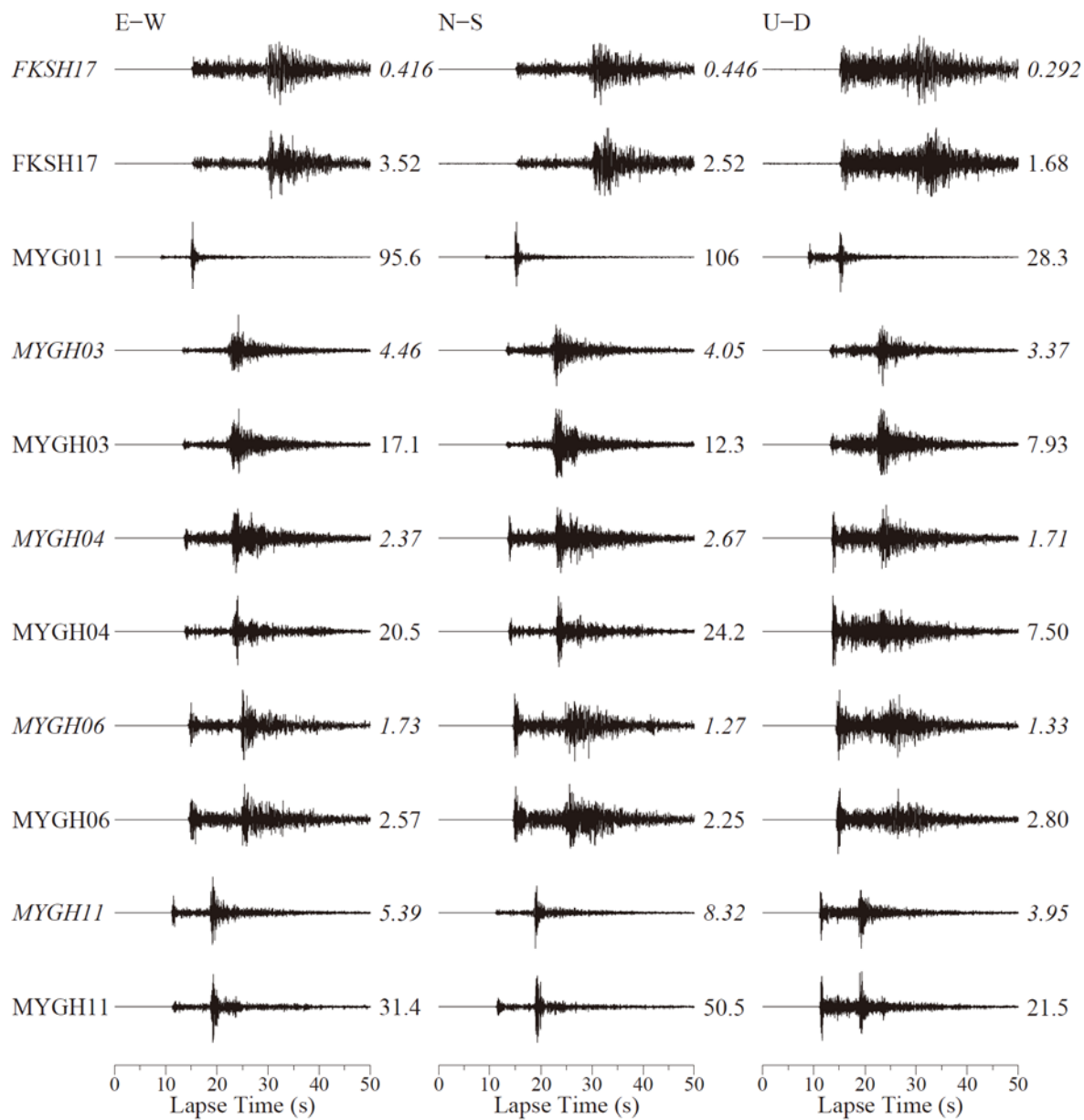


図 2.1.2-12 2018年10月23日の M_w 4.7の地震の加速度波形（バンドパスフィルタ無）。
 イタリアの観測点は地中観測点である。各波形の右の数字は最大振幅の値を表し、単位は cm/s/s である。

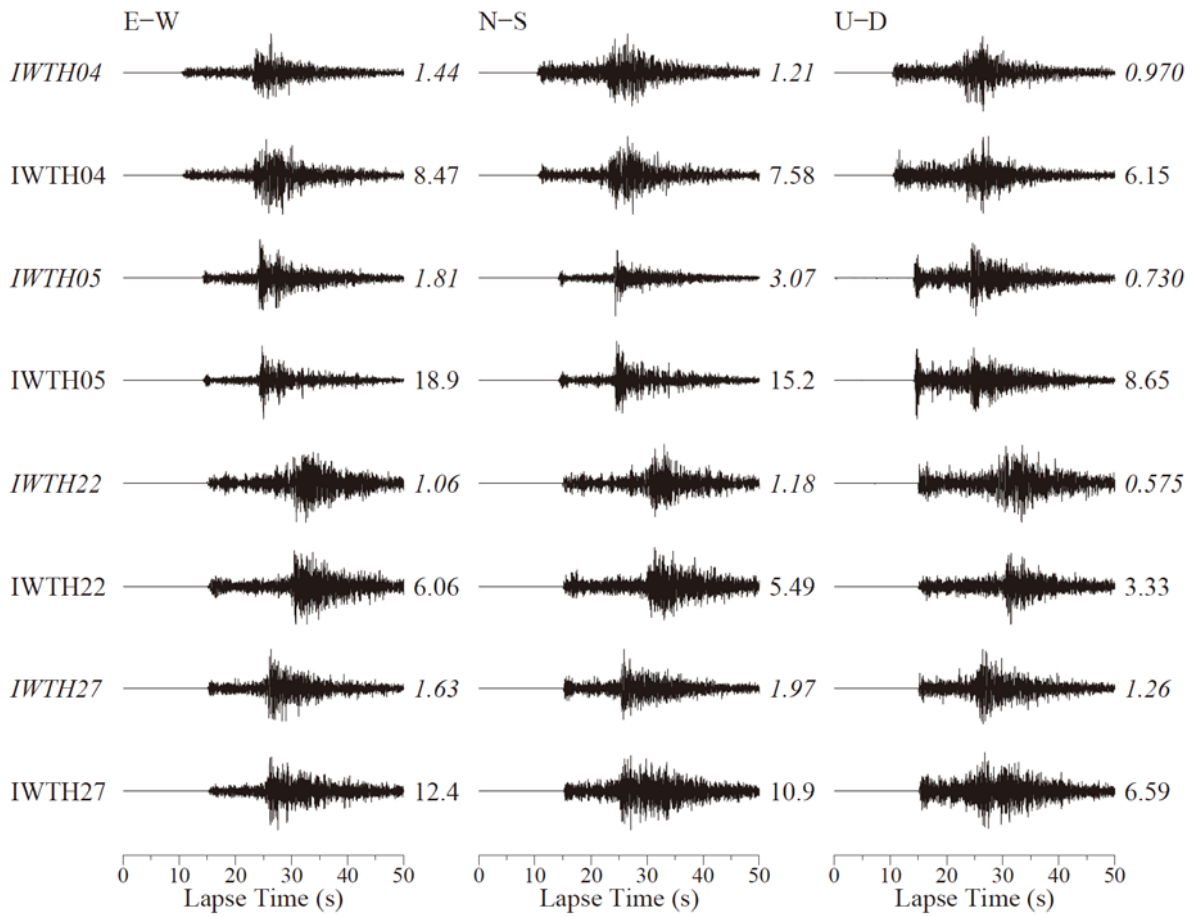


図 2.1.2-12 (つづき)

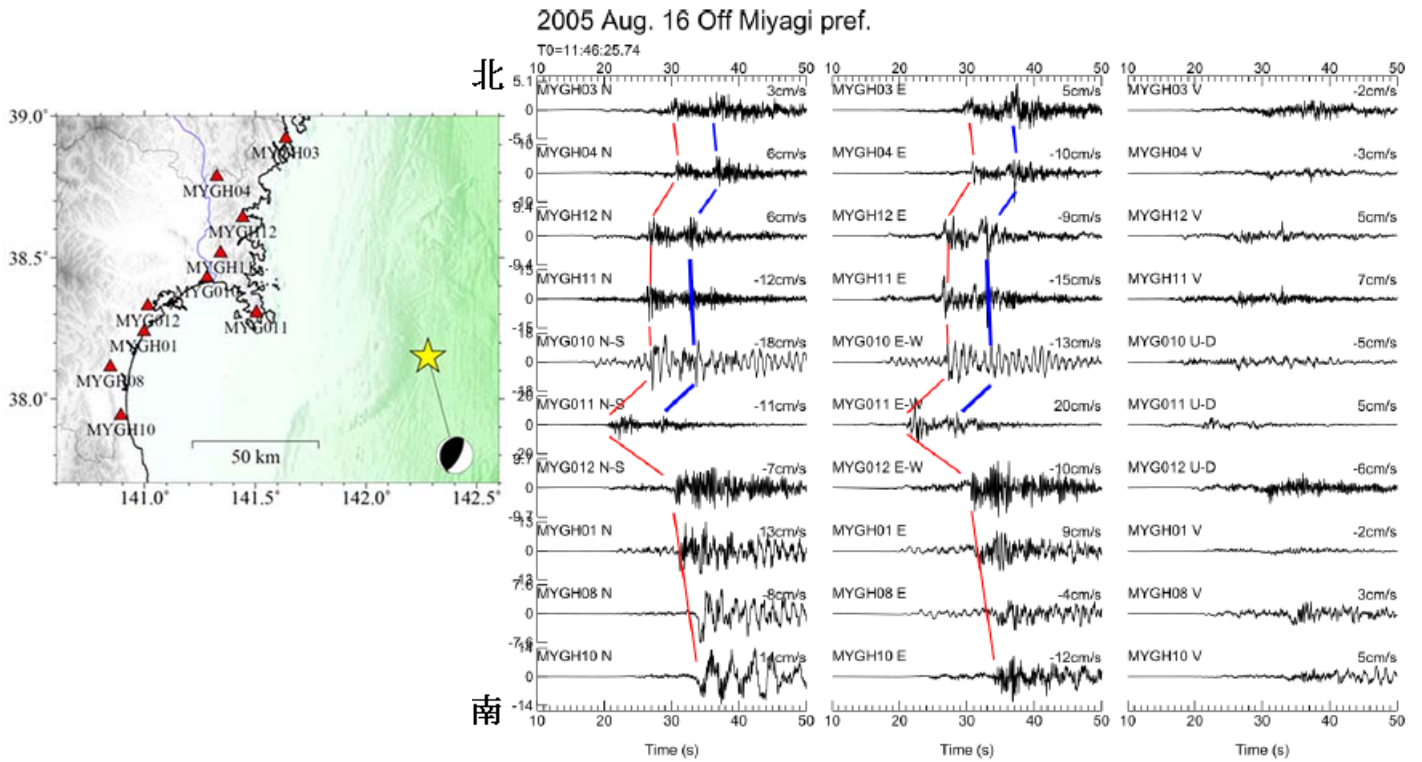


図 2.1.2-13 2005 年宮城県沖地震の速度波形 (0.05 Hz 以上) のペーストアップ。赤線は SMGA1、青線は SMGA2 に対応する波群を表す。

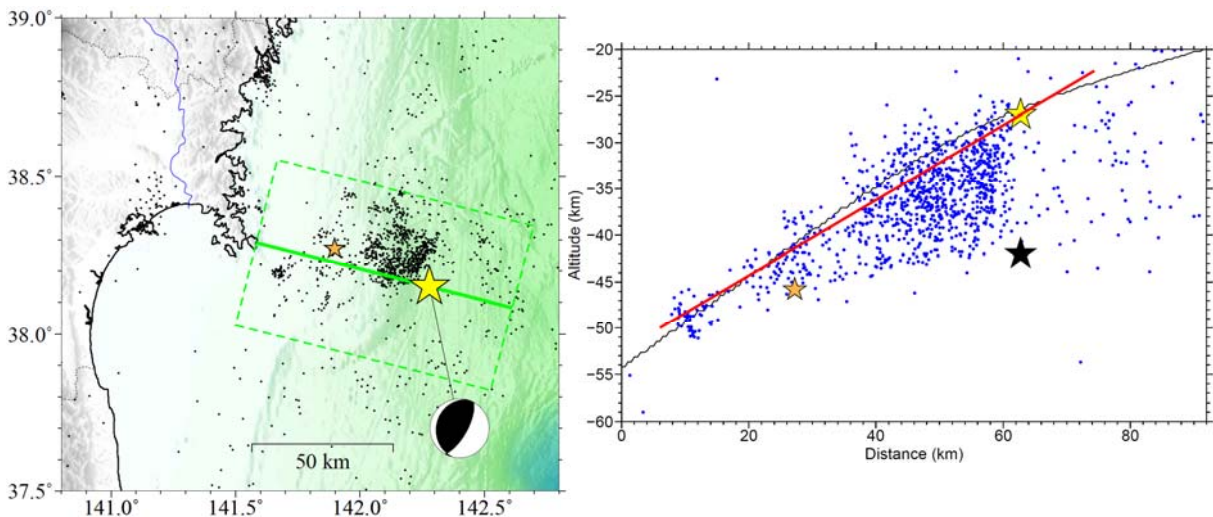


図 2.1.2-14 (左) 本震 (黄星)、プロット (本震発生後 1 ヶ月間の余震)、および SMGA のモデリングで使用する 2018 年 10 月 23 日の M_w 4.7 の地震 (小地震 4 ; 橙色星) の震央。(右) 左図緑枠内の地震の断面図。黒星は気象庁が決定した本震の震源、黄星は本検討における本震の震源を表す。黒線は太平洋プレートの上面深さ、赤線は dip 角が 22° の場合の断層面である。

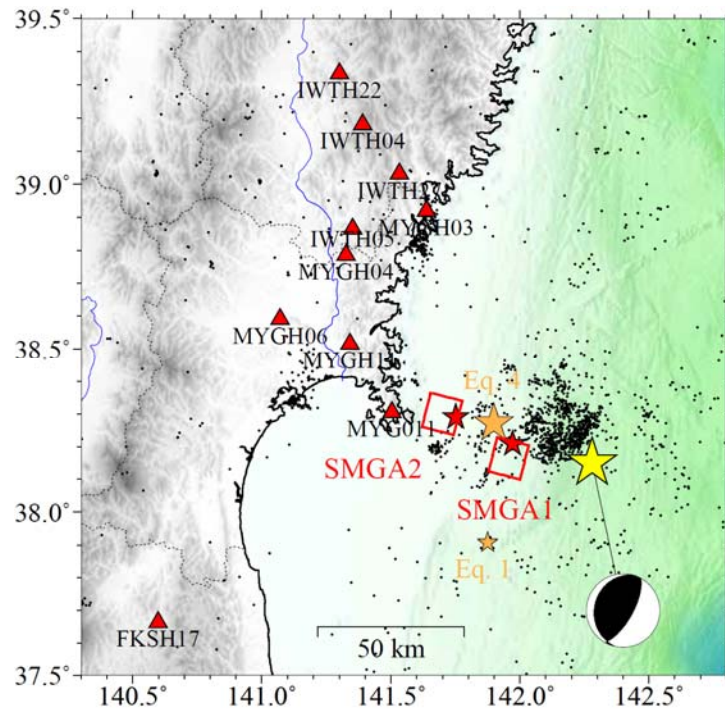


図 2.1.2-15 短周期地震動を用いてモデリングされた 2005 年宮城県沖地震の SMGA の位置 (赤四角)。赤星は SMGA の破壊開始点、黄星は本震、橙色星は要素地震、プロットは本震発生後 1 ヶ月間の余震の震央を表す。三角は評価観測点である。

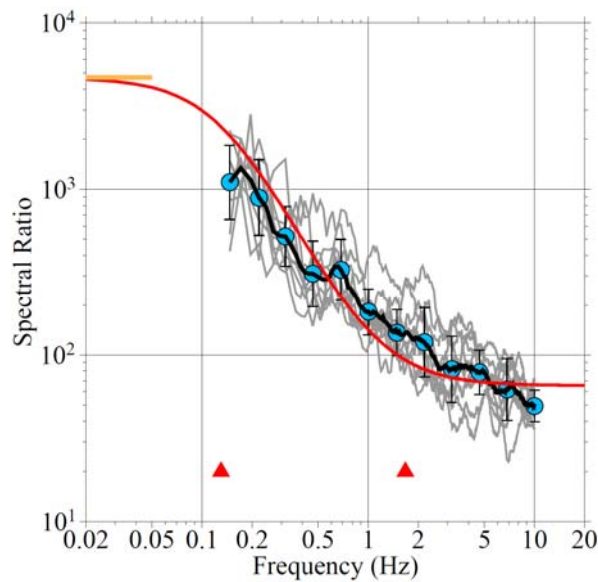


図 2.1.2-16 三宅・他 (1999) の手法に基づく観測 (黒) と理論 (赤) 震源スペクトル比。観測スペクトル比は 10 観測点の観測スペクトル比 (灰色) の平均を取った。水色丸はフィッティング周波数の点、橙色線は長周期側の平坦レベル、赤三角は本震 (左) と要素地震 (右) のコーナー周波数を表す。

表 2.1.2-3 短周期地震動の解析に係る地震の諸元

要素地震(小地震4)		
発震時 (JST)	2018/10/23 20:06	
経度 (°E) ^{*1}	141.898	
緯度 (°N) ^{*1}	38.271	
深さ (km) ^{*1}	45.8	
走向角 (°) ^{*2}	201	
傾斜角 (°) ^{*2}	19	
すべり角 (°) ^{*2}	87	
地震モーメント (Nm) ^{*2}	1.16×10^{16} (M_w 4.7)	
応力低下量 (MPa) ^{*3}	5.9	
断層面積 (km ²) ^{*4}	1.7 × 1.7	
コーナー周波数 (Hz)	1.67	
本震		
発震時 (JST)	2005/8/16 11:46	
破壊開始経度 (°E) ^{*1}	142.280	
破壊開始緯度 (°N) ^{*1}	38.151	
破壊開始深さ (km)	27.0	
走向角 (°) ^{*2}	194	
傾斜角 (°) ^{*2}	22	
すべり角 (°) ^{*2}	76	
地震モーメント (Nm) ^{*2}	5.43×10^{19} (M_w 7.1)	
震源域のS波速度 (km/s) ^{*5}	4.29	
	SMGA1	SMGA2
破壊開始の発震時からの遅れ (s)	6.1	15.2
破壊開始経度 (°E)	141.971	141.751
破壊開始緯度 (°N)	38.209	38.290
破壊開始深さ (km)	38.2	46.7
破壊開始の相対的位置	SMGAの北端中央	SMGAの東端中央
破壊伝播様式	各SMGA破壊開始点からの同心円状 (Multi-Hypo型)	
破壊伝播速度 (km/s)	3.1	3.1
地震モーメント (Nm)	2.58×10^{19}	1.81×10^{19}
応力係数C	6.5	4.5
応力低下量 (MPa)	37.3	26.1
重ね合わせ数N	7	7
面積 (km ²)	11.9 × 11.9	11.9 × 11.9
ライズタイム (s)	1.0	1.6
短周期レベル (Nm/s ²) ^{*6}	7.1×10^{19}	

*1: 気象庁 *2: F-net *3: Brune (1970, 1971) *4: Eshelby (1957) *5: Wu *et al.* (2008) *6: 壇・他 (2001)

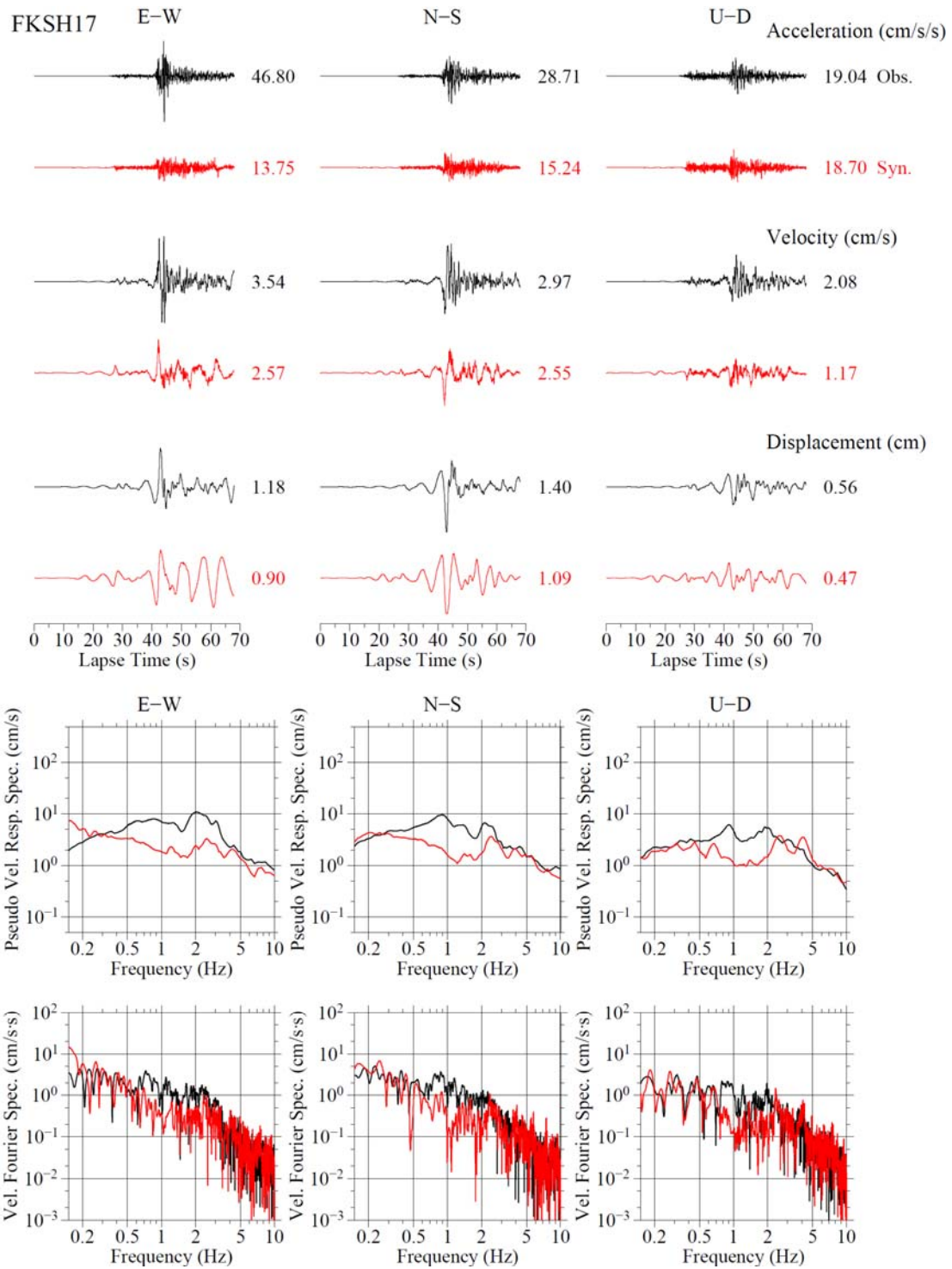


図 2.1.2-17 最適な SMGA モデル (赤) による 0.15-10 Hz の加速度・速度・変位波形、擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)、速度フーリエスペクトルの観測 (黒) との比較。観測点名は左上に示してある。各波形の右の数字は最大振幅の値を表す。

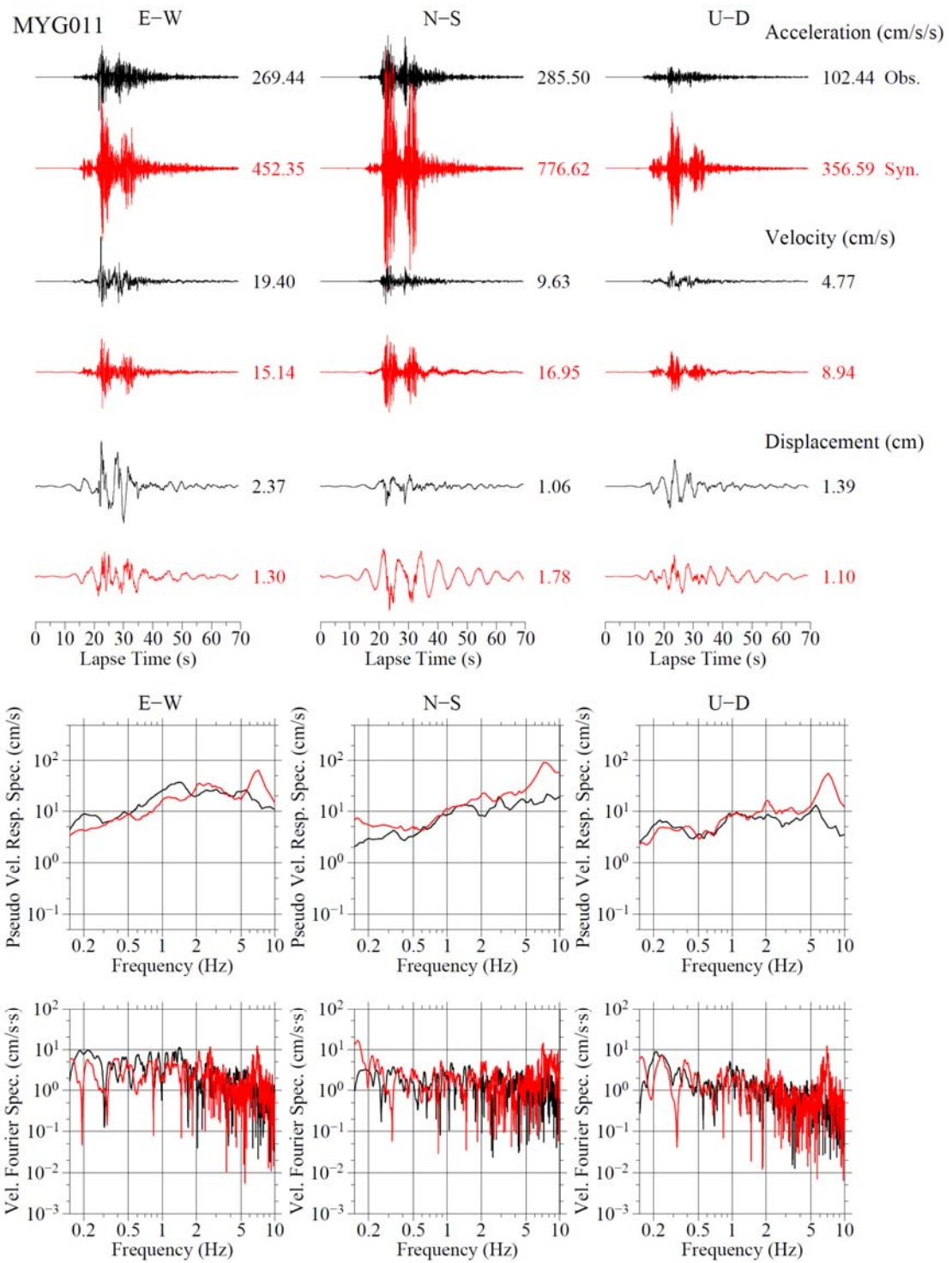


図 2.1.2-17 (つづき)

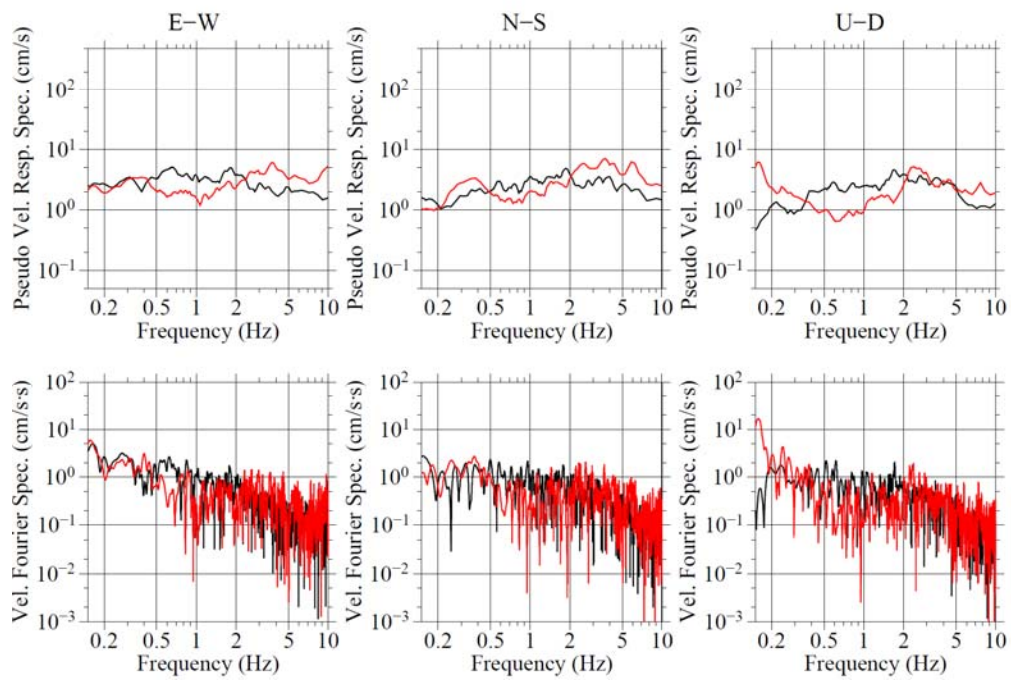
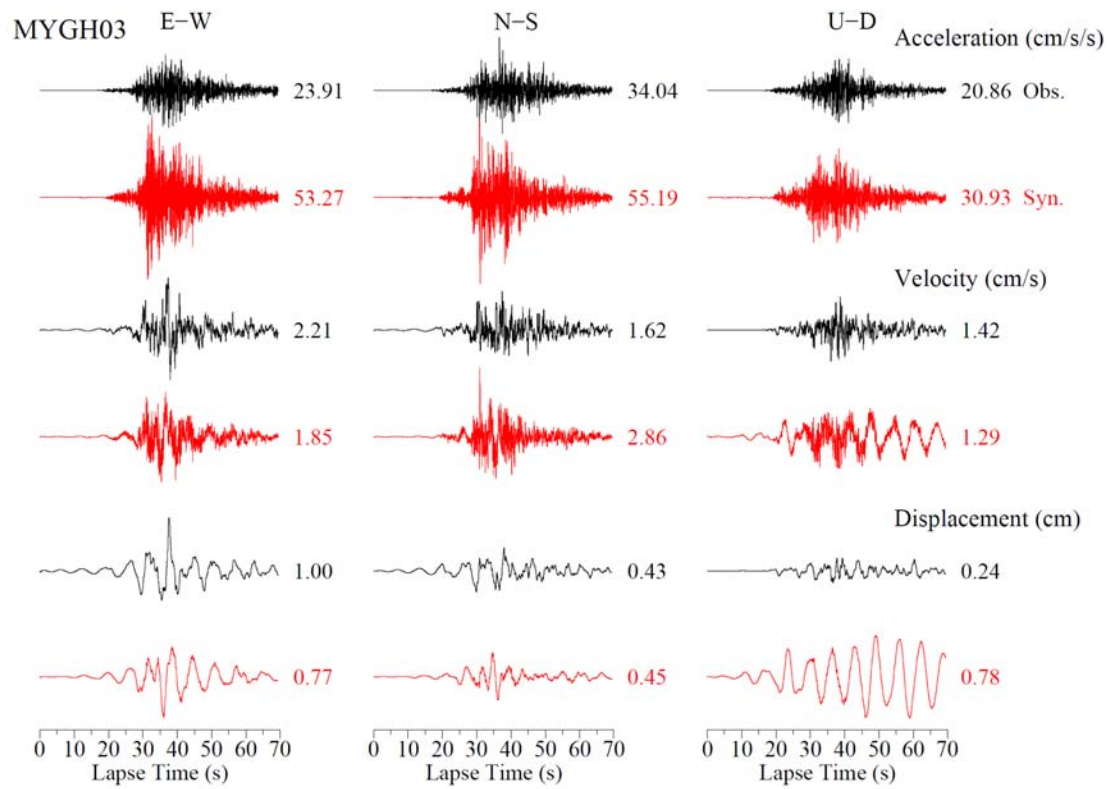


図 2.1.2-17 (つづき)

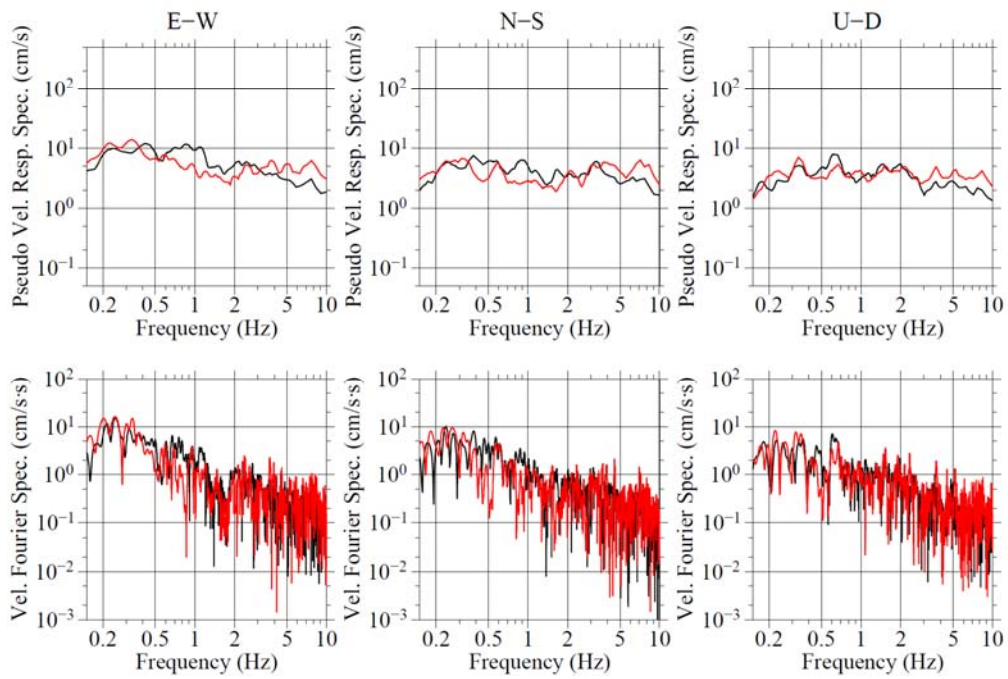
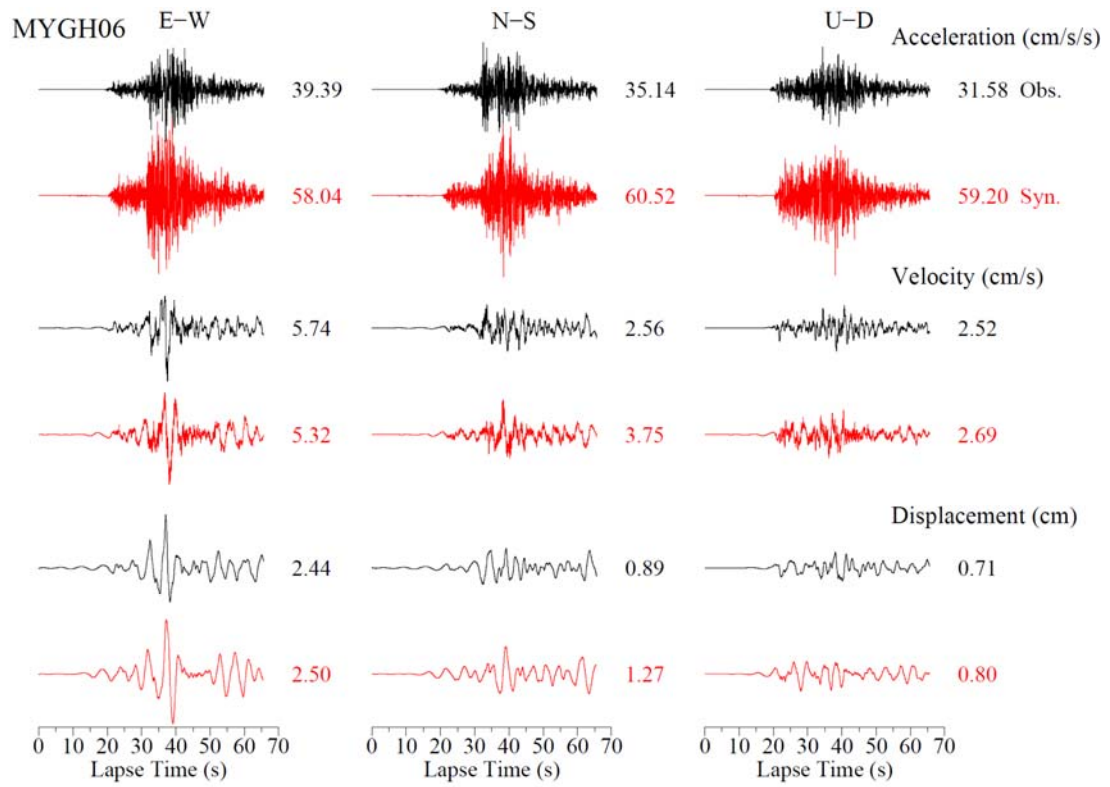


図 2.1.2-17 (つづき)

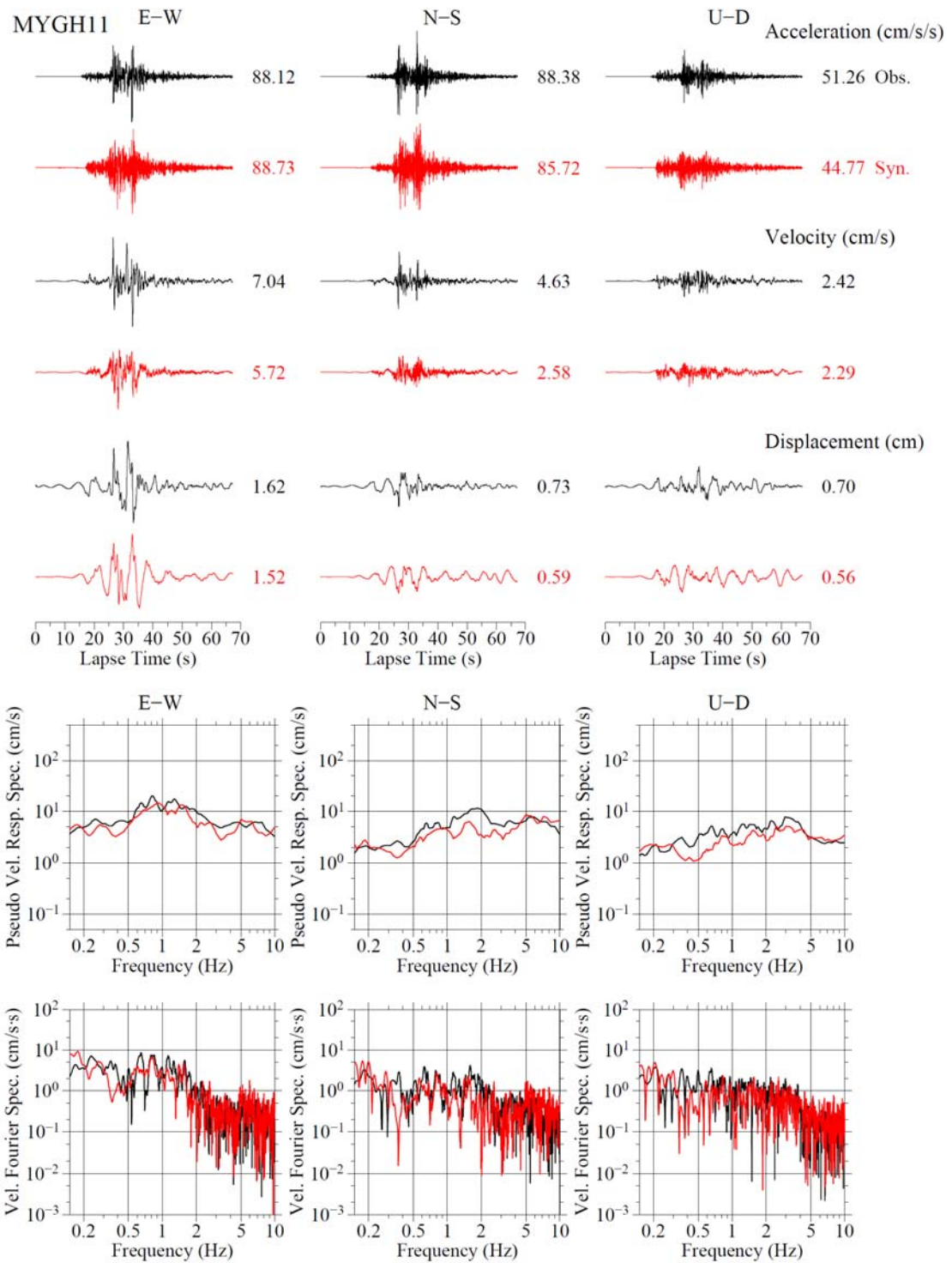


図 2.1.2-17 (つづき)

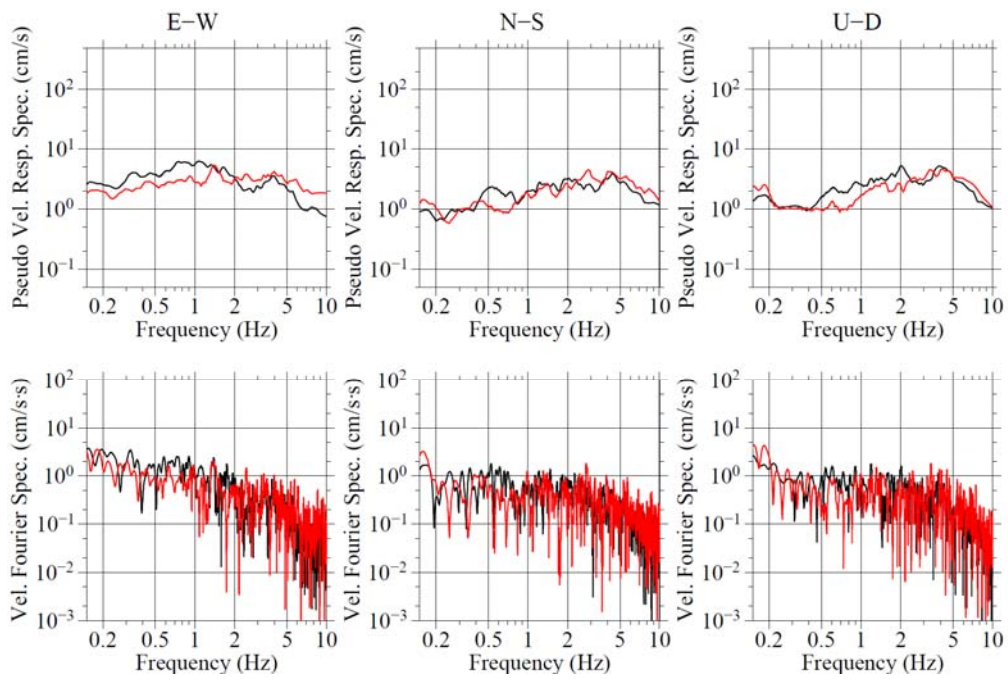
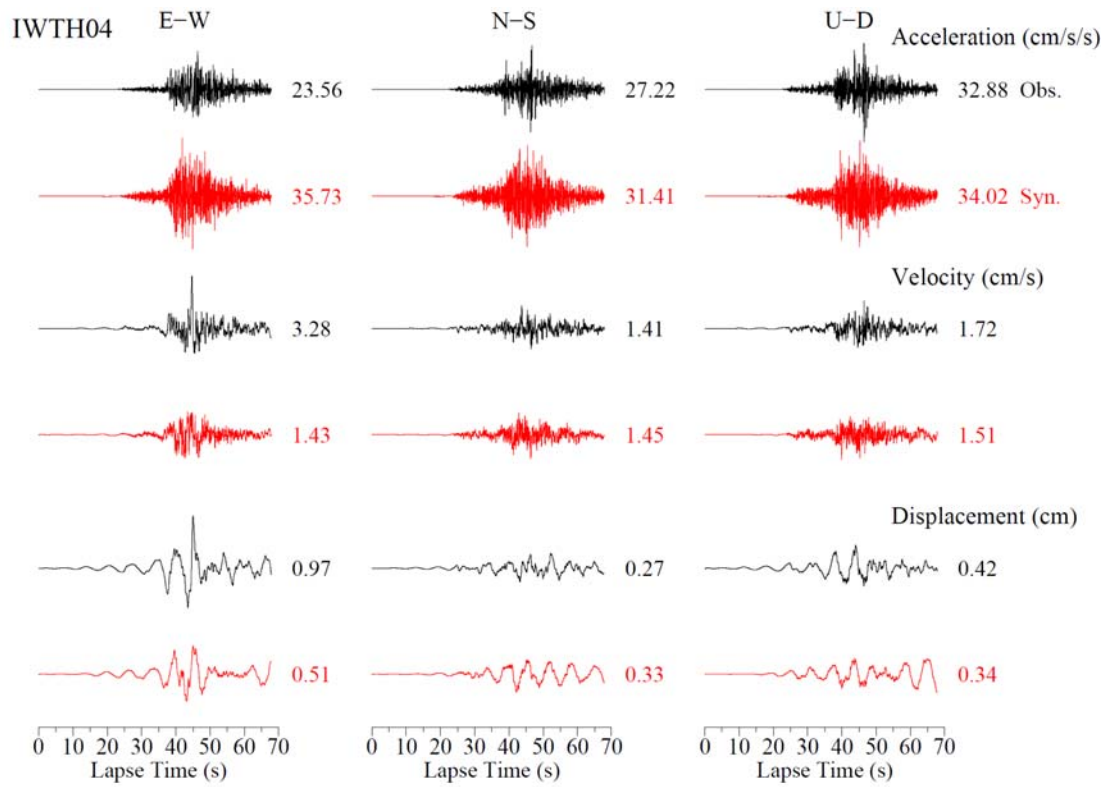


図 2.1.2-17 (つづき)

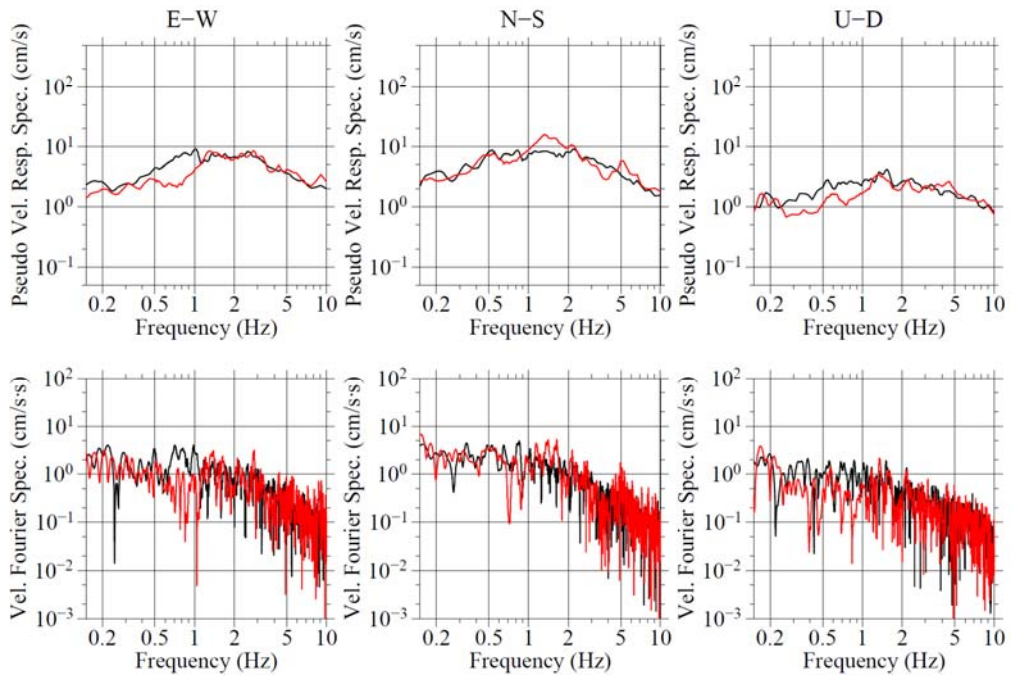
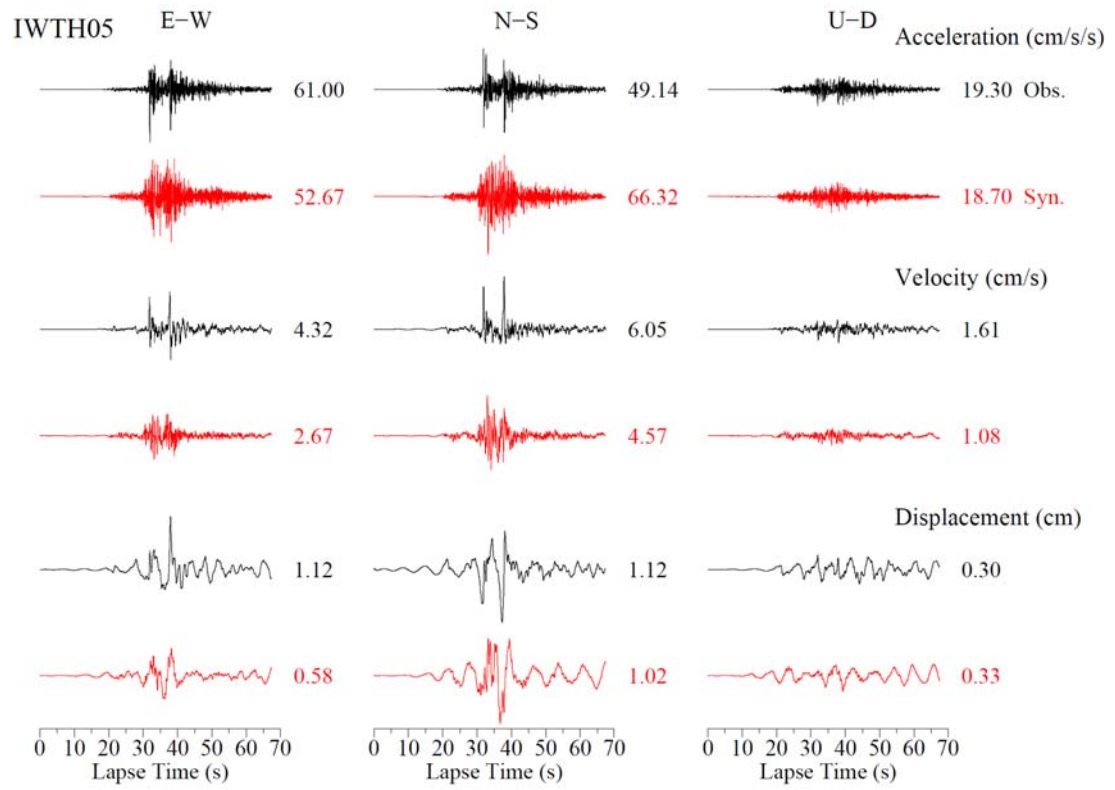


図 2.1.2-17 (つづき)

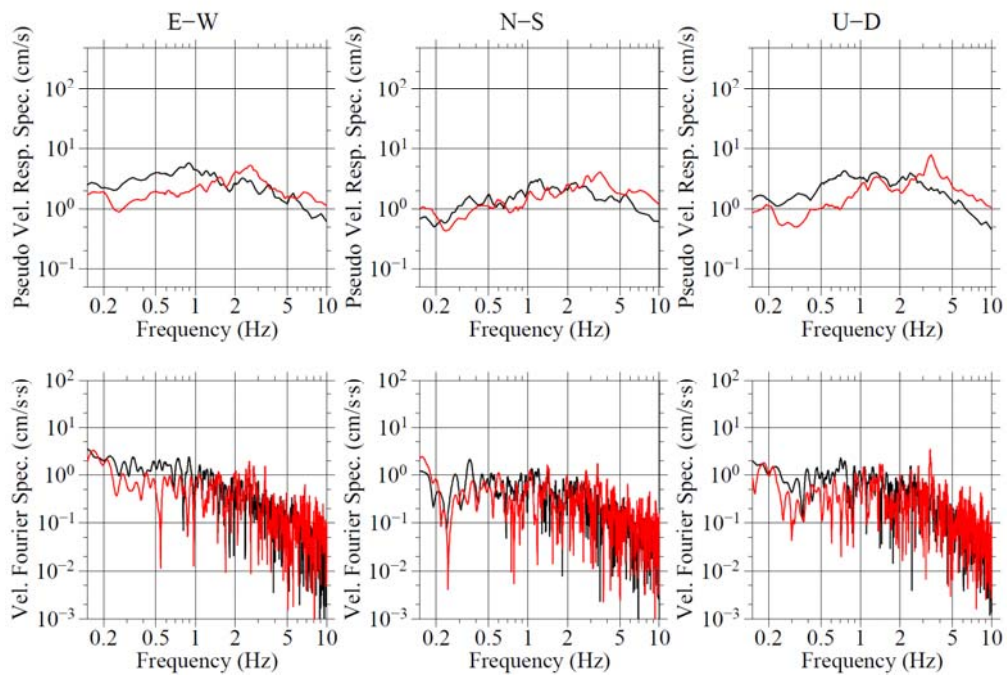
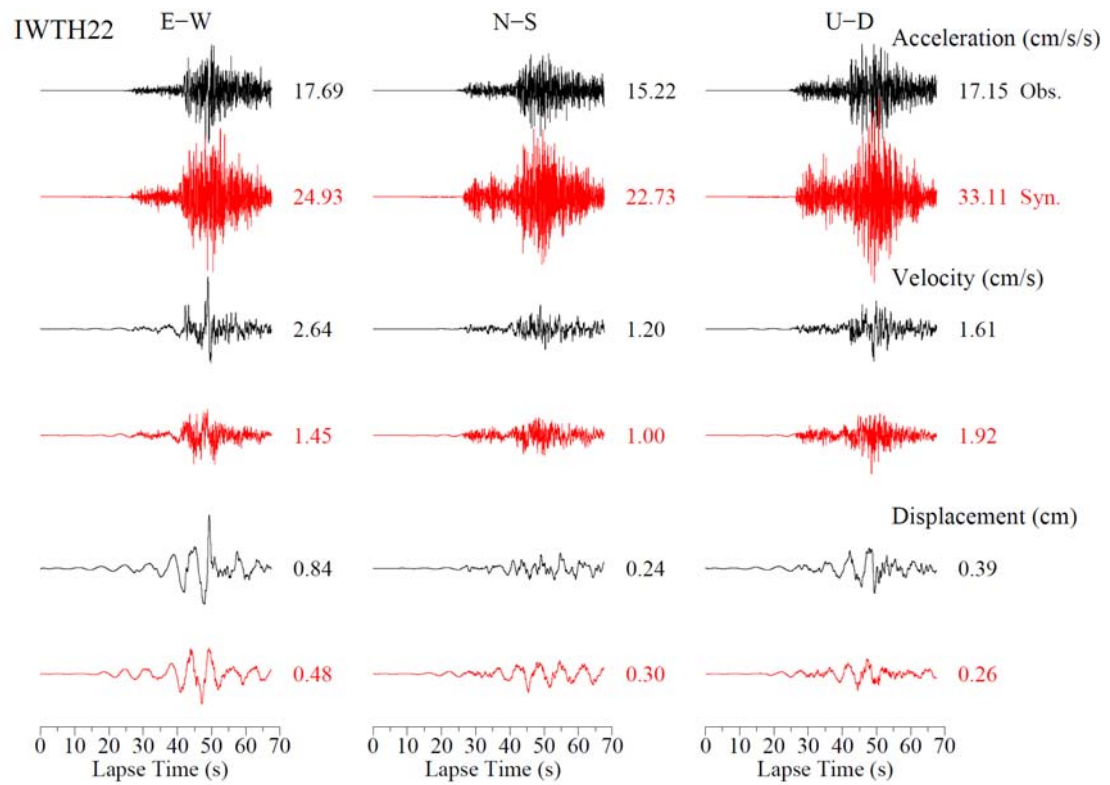


図 2.1.2-17 (つづき)

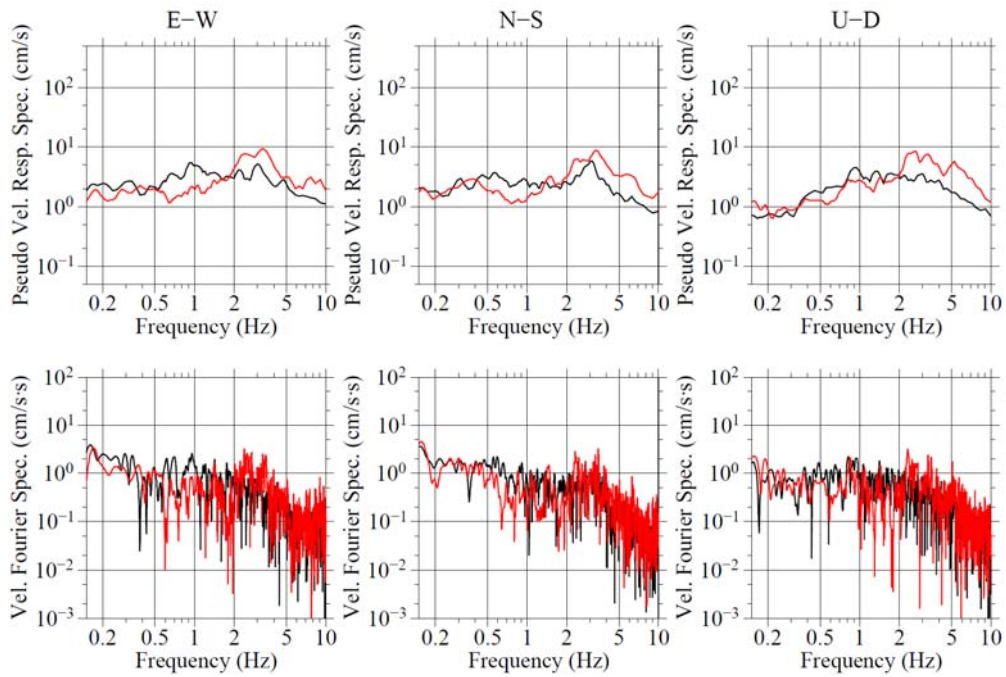
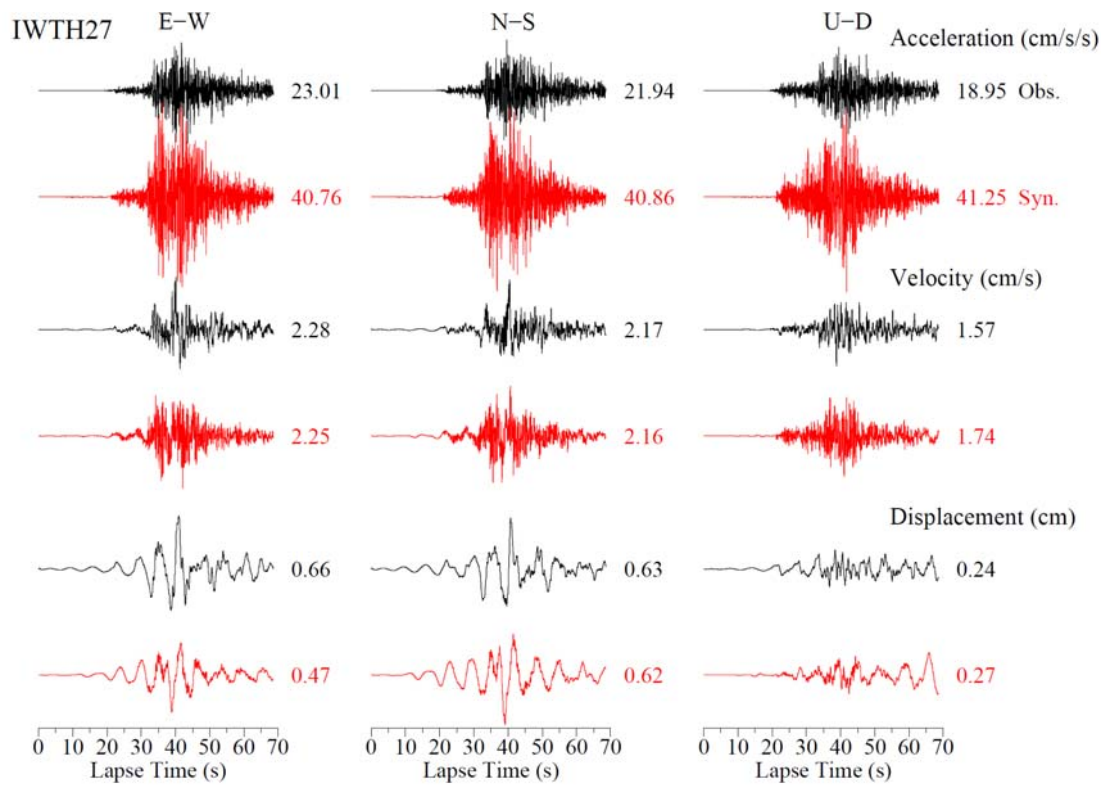


図 2.1.2-17 (つづき)

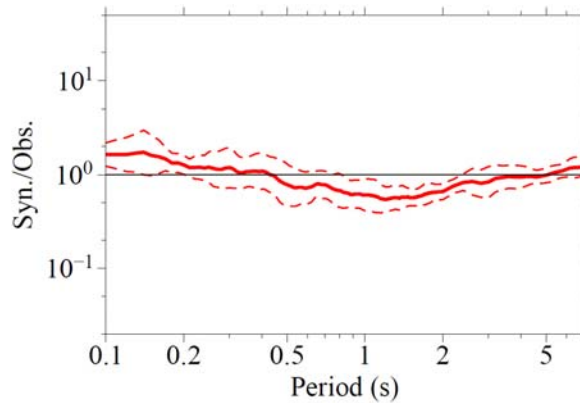


図 2.1.2-18 2005 年宮城県沖地震の観測波形に対する、最適な SMGA モデルによる合成波形の擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5% ; 3 成分合成値）の比の、全評価地点の平均（実線）と標準偏差（破線）。1 より大きい / 小さい場合は過大 / 小評価を意味する。

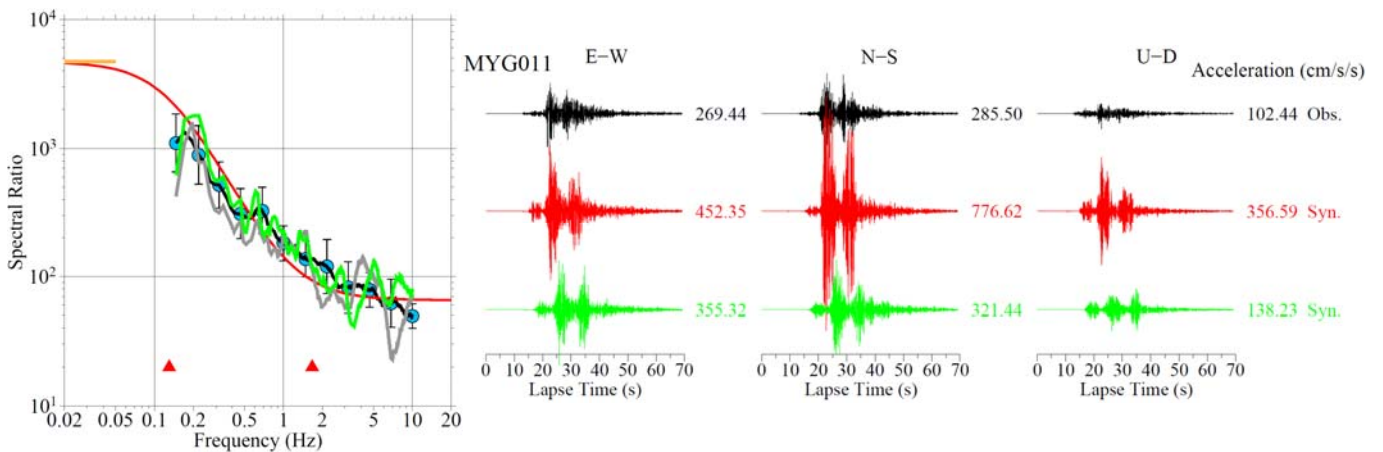


図 2.1.2-19 (左) 震源スペクトル比の比較。黒は本震と小地震 4 の観測スペクトル比（全観測点の平均）、赤は本震と小地震 4 の理論スペクトル比（黒をフィッティングしたもの）、灰色は観測点 MYG011 における本震と小地震 4 の観測スペクトル比、緑は MYG011 における本震と小地震 1 の観測スペクトル比である。水色丸はフィッティング周波数の点、オレンジ線は長周期側の平坦レベル、赤三角は本震と要素地震（小地震 4）のコーナー周波数を表す。(右) MYG011 における最適な SMGA モデルによる加速度波形 (0.15-10 Hz) の観測（黒）との比較。赤は小地震 4 の、緑は小地震 1 の波形記録を使用して合成したものである。各波形の右の数字は最大振幅の値を表す。

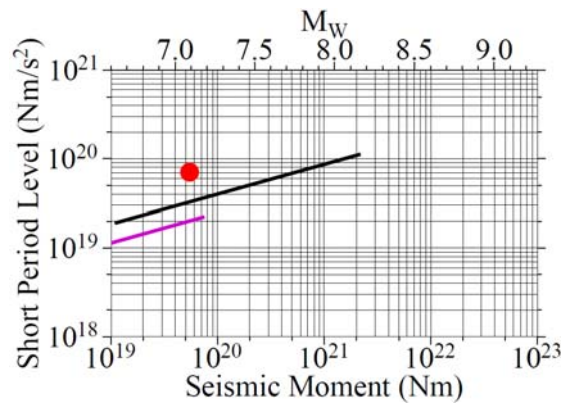


図 2.1.2-20 地震モーメントと最適モデルによる短周期レベル（赤丸）の関係。黒線は佐藤 (2010)、紫色線は壇・他 (2001) の経験式を表す。

表 2.1.2-4 2005 年宮城県沖地震の短周期レベル

短周期レベル (10^{19} Nm/s^2)	
Kamae (2006)	4.9
Satoh (2006)	7.6
儘田・他 (2007)	5.5
Suzuki and Iwata (2007)	4.3
本検討	7.1

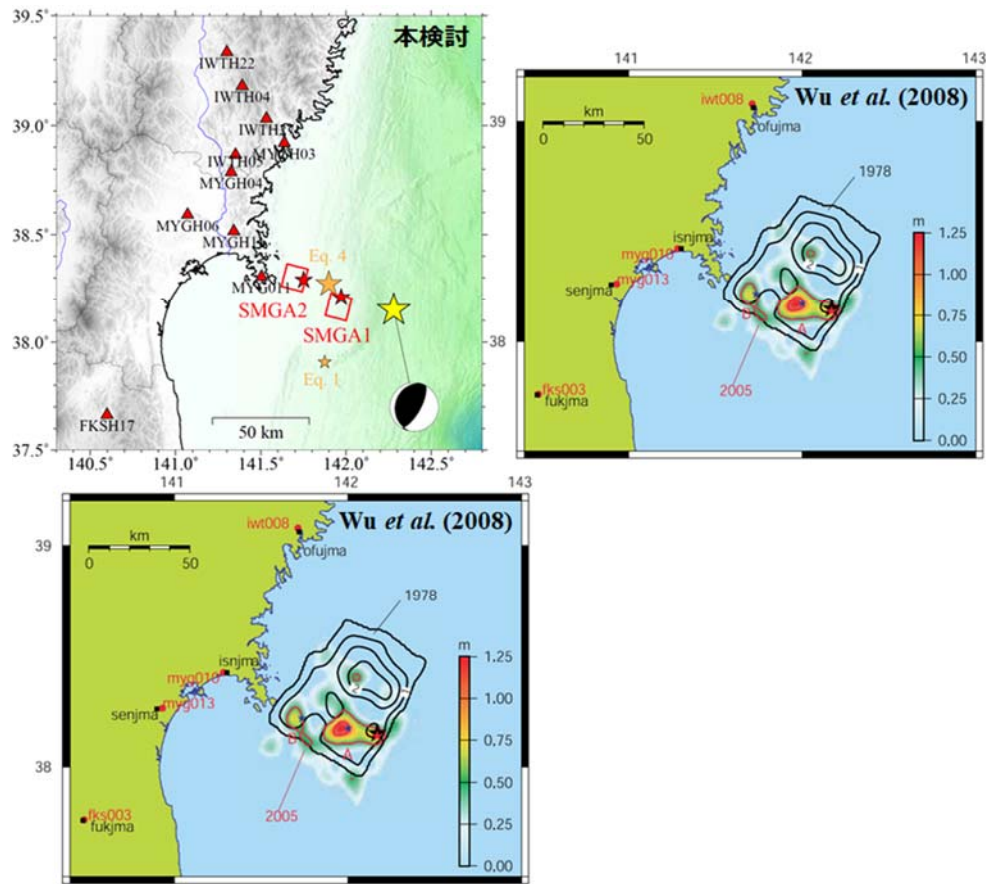


図 2.1.2-21 最適モデルの SMGA (赤四角) と Wu *et al.* (2008) の大すべり域 (赤で囲んだ領域 A, B) を同一なスケールで比較したもの。

表 2.1.2-5 速度構造モデルの同定に用いた小地震

#	Origin time	Longitude	Latitude	Depth			M_0 (Nm)
	(JST)	(°E)	(°N)	(km)	$(\varphi, \delta, \lambda)_1$	$(\varphi, \delta, \lambda)_2$	
Eq.2	2008/06/02 00:58	141.8847	38.3043	35	(20, 75, 87)	(212, 16, 101)	1.46×10^{16}
Eq.3	2011/10/29 15:24	142.0298	38.2133	53	(179, 72, 64)	(56, 31, 143)	1.80×10^{16}

震源の経度・緯度は気象庁、深さ・メカニズム解は F-net の MT カタログによる。

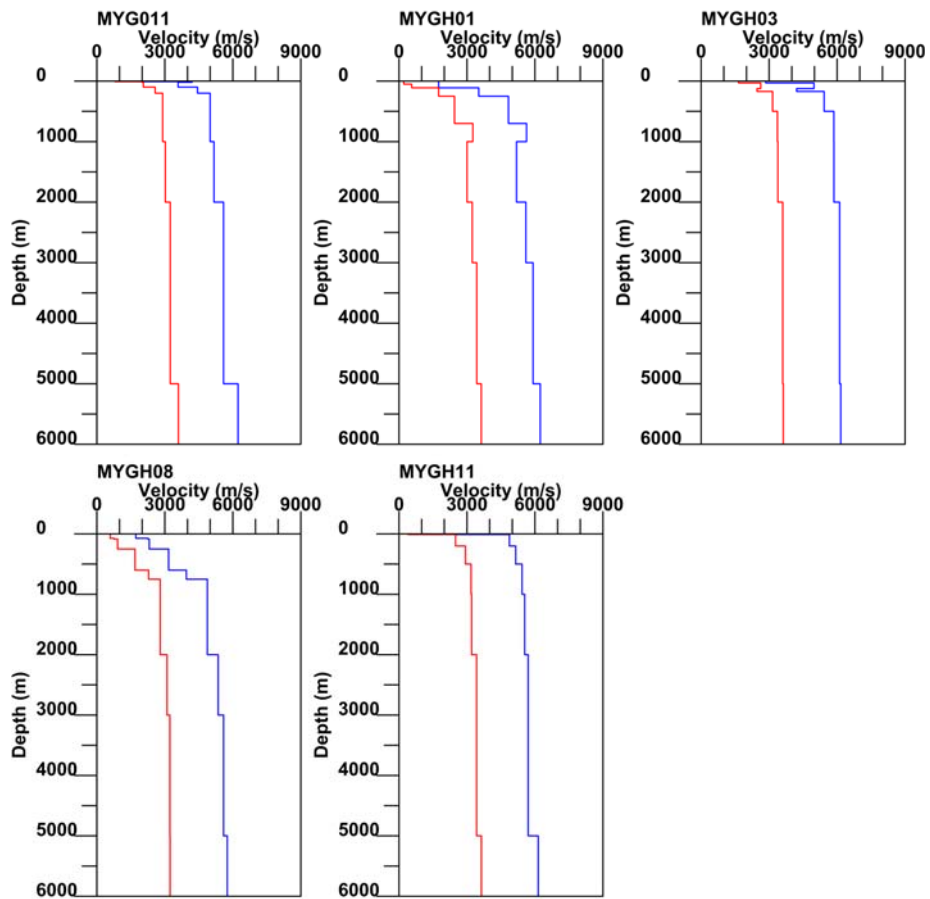


図 2.1.2-22 同定した速度構造モデル。 V_P , V_S をそれぞれ青、赤実線を示す。

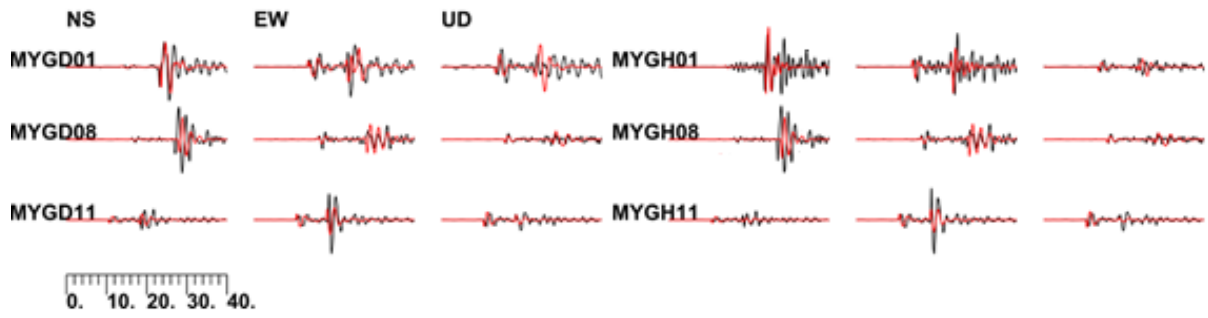


図 2.1.2-23 小地震 2 の観測と理論の速度波形の比較 (0.2-0.5 Hz)。観測波形を黒、合成波形を赤で示す。なお、観測点コード 4 桁目が D のものは地中記録である。

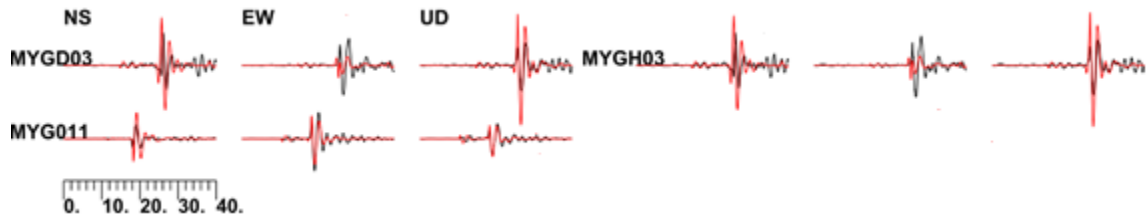


図 2.1.2-24 小地震 3 の観測と理論の速度波形の比較 (0.2-0.5 Hz)。観測波形を黒、合成波形を赤で示す。なお、観測点コード 4 桁目が D のものは地中記録である。

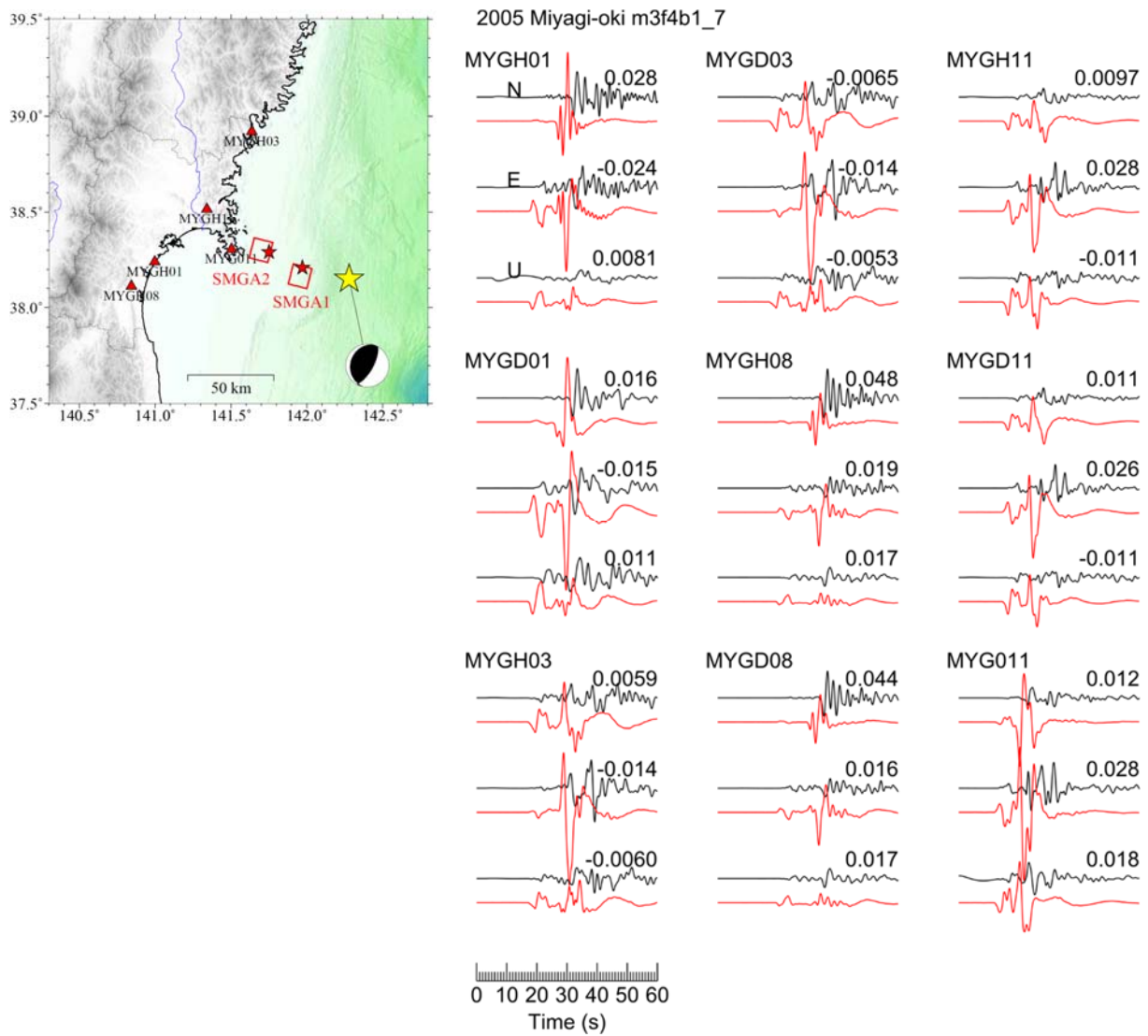


図 2.1.2-25 0.05-0.5 Hz の観測速度波形（黒）と SMGA モデルによる理論速度波形（赤）の比較。波形の右上の数字は観測振幅の最大値（単位：cm/s）を表す。なお、観測点コード 4 桁目が D のものは地中記録である。

2005 Aug. 16 Miyagi-oki (m3f4b_7)

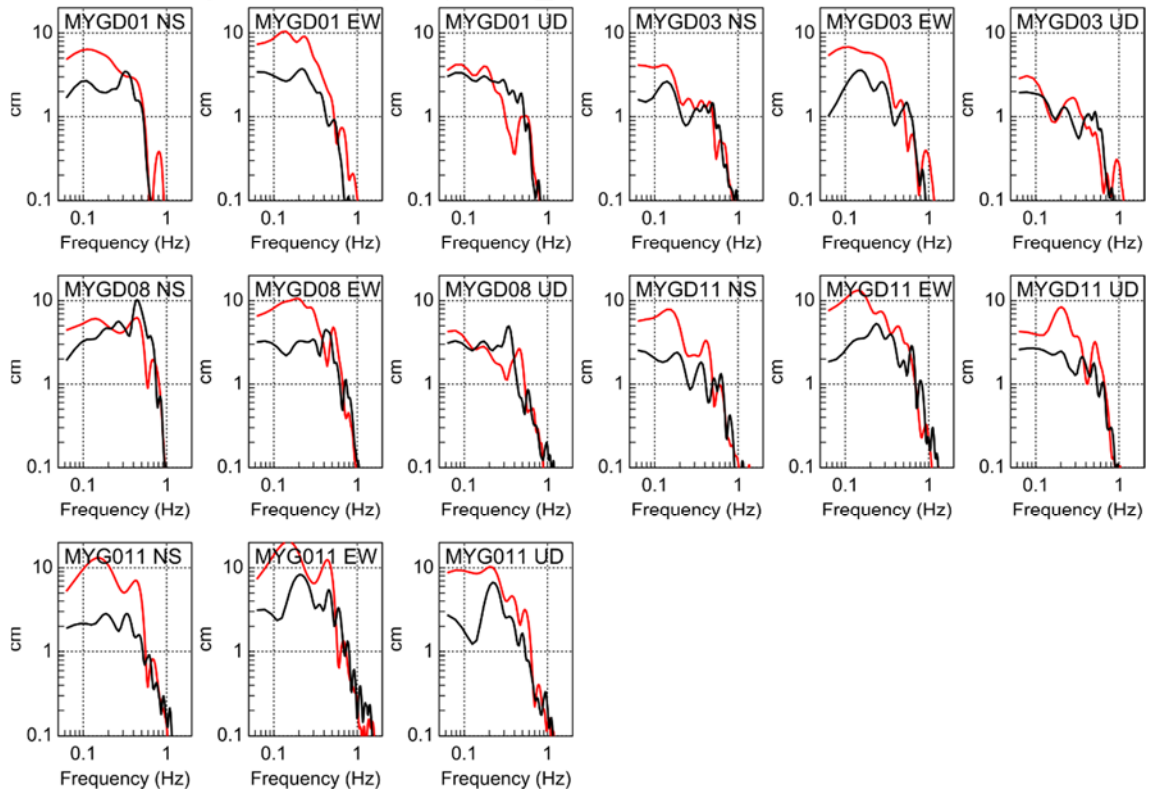


図 2.1.2-26 観測速度フーリエスペクトル（黒）と SMGA モデルによる理論速度フーリエスペクトル（赤）の比較。

(3) 強震動予測レシピの適用性に関する再現解析

ここでは、まず、現行の強震動予測レシピに従って特性化震源モデルを設定し、2005年宮城県沖地震の観測地震動を計算地震動がどの程度再現できるかについて検討する。次に、(2) で得られた SMGA モデルを含む既往研究の結果を考慮して設定したやや複雑な震源モデルに対しても同様な検討を行い、 M 7クラスのプレート間地震の地震動予測における課題等について整理する。(2) と同様、0.15-10 Hz の地震動に対しては経験的グリーン関数法を、0.05-0.5 Hz (周期 2-20 秒) の長周期地震動に対しては離散化波数法を用いて波形を計算する。評価対象の観測点、および経験的グリーン関数法に使用する要素地震は (2) と同じである。

(ア) 強震動予測レシピに基づく特性化震源モデル

本検討の再現解析における、特性化震源モデルのいくつかの重要な震源パラメータに関する設定の流れを図 2.1.2-27 に示す。また、全震源パラメータの値を表 2.1.2-6 にまとめる。

図 2.1.2-1、図 2.1.2-2、図 2.1.2-3 で示したように、既往研究によって推定された 2005 年宮城県沖地震の震源断層の位置は、研究によってばらつきが見られ、一意性にやや欠けている。そこで、震源断層の面積から地震の規模を推定するのではなく、地震規模と断層面積の経験式 (Murotani *et al.*, 2008) を用いて M_w 7.1 の地震規模から断層面積を設定した。なお、プレート間地震の地震規模と断層面積の経験式はいくつか提案されている (例えば、宇津, 2001) が、Murotani *et al.* (2008) の経験式が他の経験式に比べて、既往研究に基づくこの地震の地震規模および断層面積の関係とより整合していることは確認している (図 2.1.2-28)。断層面積に基づき、長さ 36 km・幅 60 km の震源断層面を設定した。SMGA (アスペリティ) は (2) で推定された SMGA の位置を参考に、面積が $4 \times 4 \text{ km}^2$ のものを 2 個配置した (図 2.1.2-29)。破壊開始点は表 2.1.2-3 と同じ位置に設定し、破壊開始点から同心円状に震源域の S 波速度の 72% (Geller, 1976) にあたる 3.1 km/s の速度で破壊が伝播していくとした。この速度は (2) で推定されたものと一致している。設定した断層面は長さ比べて幅が長くなっているが、これは断層最浅部の破壊開始点と最深部の SMGArcp2 の両方を同時に包含させるためである。なお、以降、(2) で推定された両 SMGA と区別するため、再現解析における SMGA を SMGArcp1 と SMGArcp2 と呼ぶことにする。

(2) で述べたように、短周期レベルが大きかった点が今回の地震の特徴である (図 2.1.2-20)。また、今回の地震とほぼ同じ場所で発生した 1978 年宮城県沖地震 (M_w 7.5) で

も短周期レベルが大きかったことが報告されている（佐藤，2010）。これを踏まえ、ここでは、地震規模から佐藤（2010）の経験式を使って算出される値を2倍にしたものを短周期レベルとして設定した。

上述の特性化震源モデルに基づいて経験的グリーン関数法で計算した0.15-10 Hzの地震動を図2.1.2-30に示す。また、図2.1.2-31に、観測に対する計算結果の擬似速度応答スペクトル（減衰定数5%；3成分合成値）の比の、全観測点の平均を示す。これらの図から、周期約0.5秒以上の帯域、とりわけ変位波形の観測振幅に対して顕著な過小評価になっていることが分かる。この原因として主に、設定した特性化震源モデルのSMGArcpの面積（断層全体の1.5%）が(2)で推定されたSMGAに比べてかなり小さくなっていることが考えられる。SMGArcpの面積が小さいために、地震モーメントも断層全体の3%しか負担していない。一方で、周期0.5秒以下の短周期地震動に関しては、(2)のSMGAモデルと同じく観測振幅に対する再現度がおおむね良い。特に、観測点MYGH11, IWTH05などの加速度波形のS波部分に見られる、継続時間がごく短い衝撃的パルス形状の特徴を良く再現できている。Kamae（2006）のSMGAモデルもこのような特徴をある程度とらえられている。

ここで設定した特性化震源モデルのSMGArcpはKamae（2006）のSMGAと同様に、短周期レベルこそ(2)のSMGAとほぼ同程度であるが、SMGAの面積に関しては(2)のSMGAもしくは大すべり域に比べて有意に小さく、応力降下量に関しては逆に大きく、90 MPaに迫っている。そのため、波形の長周期成分の振幅に対する再現度は劣るものの、短周期成分の振幅やパルス形状に対する再現度は比較的良好な、いわば短周期地震動の再現に重きを置いた震源モデルであるといえる。これに対して(2)のSMGAモデルは、衝撃的パルス形状などの観測波形の細部は表現しきれていないが、振幅といった大まかな特徴は広帯域にわたって説明できている。なお、(2)のSMGAモデルと同様な特徴を持つものとして、Suzuki and Iwata（2007）のSMGAモデルが挙げられる。

上述した長周期成分の振幅に対する過小評価は、離散化波数法による地震動（0.05-0.5 Hz）計算でも確かめられた（図2.1.2-32、図2.1.2-33）。速度フーリエスペクトルを詳しく見ると（図2.1.2-33）、周期2-5秒の範囲では顕著な過小評価となっているが、周期5秒から理論の振幅レベルが持ち直し始め、周期約10秒以上になると観測と理論の振幅レベルが同程度になる。特性化震源モデルでは背景領域の存在も考慮するが、背景領域の負担する地震モーメントが総地震モーメントの97%と非常に大きく設定されたため、より長周期側

になるにつれて振幅が大きくなっている。逆に言えば、背景領域がないと仮定する、すなわち SMGArcp のみを考える場合、周期約 10 秒以上の帯域でも観測に対して過小評価のままである。

(イ) 実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデル

(2) の SMGA モデルと強震動予測レシピに基づく特性化震源モデルの比較で述べたように、同程度に大きい短周期レベルを持つ震源モデルでも、2 種類に分類することができ、両者にはそれぞれの長所と短所があった。地震動の長周期成分に対する特性化震源モデルの再現度を改善するには、(2) の SMGA モデルの長所を取り入れる必要がある。

そこで、図 2.1.2-34 の概念図に示すやや複雑な震源モデルを考える。まず、特性化震源モデルで設定した SMGArcp の面積 $4 \times 4 \text{ km}^2$ を (2) の SMGA と同程度になるように、 $12 \times 12 \text{ km}^2$ に拡張する。ただし、拡張した分 (以降、SMGArcpwd と呼ぶ) の応力降下量は SMGArcp の範囲内の応力降下量よりも小さいとする。次に、 $12 \times 12 \text{ km}^2$ の範囲を持つ短周期レベルを保持しながら、同範囲の平均応力降下量が (2) の SMGA の応力降下量に近づくように、SMGArcp および SMGArcpwd の両者の応力降下量を調整する。ここでは、一例として、SMGArcp の応力降下量を 75 MPa、SMGArcpwd を 20 MPa に設定した。設定したやや複雑な震源モデルの震源パラメータを表 2.1.2-7 に示す。SMGArcpwd の応力降下量は SMGArcp よりも小さく設定したが、すべり量はここでは便宜的に SMGArcp と同じ値を与えた。なお、やや複雑な震源モデルの SMGArcp2 は $12 \times 12 \text{ km}^2$ の範囲の中心には位置していないが (図 2.1.2-35)、これは SMGArcp の絶対的位置を動かさずに、かつ SMGArcpwd が断層面からはみ出ないようにした結果である。

上述のやや複雑な震源モデルに基づいて経験的グリーン関数法で計算した 0.15-10 Hz の地震動を図 2.1.2-36 に示す。また、図 2.1.2-37 に、観測に対する計算結果の擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5% ; 3 成分合成値) の比の、全観測点の平均を示す。MYGH06, MYGH11 をはじめ、各観測点のとりわけ変位波形の合成振幅が強震動予測レシピに基づく特性化震源モデルの場合に比べてある程度大きくなっており、過小評価が改善されているのが分かる。また、MYGH11, IWTH05 などの加速度波形に見られる衝撃的パルス形状も、特性化震源モデルの場合と同様に表現できている。

しかしながら、全観測点で見た場合 (図 2.1.2-37)、特性化震源モデルで過小評価になっていた周期 0.5 秒以上の振幅に対する回復の度合はまだ限定的であり、(2) の SMGA モデ

ルが合成した振幅レベルには達していない。このことは主として、やや複雑な震源モデルと (2) の SMGA モデルの破壊伝播様式の違い (表 2.1.2-3、表 2.1.2-6、表 2.1.2-7) に起因している。やや複雑な震源モデルは特性化震源モデルと同様に、全体の破壊開始点から破壊が同心円状に伝播すると仮定しており、そのため、SMGArcp や SMGArcpwd 付近の破壊伝播はほぼ西向きのベクトルを持っている。一方、(2) の SMGA モデルは各 SMGA の破壊開始点からの同心円状破壊であり、いわば Multi-Hypo 型の破壊伝播様式となっている。そのため、南北方向の破壊伝播に伴う directivity 効果をとらえることができ、南側観測点 FKSH17 や北側観測点 MYGH03, IWTH27 などの観測速度・変位波形に見られるやや長周期の波形パルスの説明しやすい (図 2.1.2-17)。今後、特性化震源モデルに比べて面積が広くなったやや複雑な震源モデルの SMGA の破壊伝播様式を (2) の SMGA モデルを参考に調整すれば、合成波形の長周期側の振幅レベルがさらに上昇すると期待される。

やや複雑な震源モデルに対しても、離散化波数法による地震動 (0.05-0.5 Hz) の計算を行った (図 2.1.2-38、図 2.1.2-39)。計算された振幅は観測に比べてまだ多少小さいが、強震動予測レシピに基づく特性化震源モデルに比べると過小評価が改善されているのが分かる。なお、北側観測点 MYGH03 は他の観測点に比べて、周期 2-10 秒において観測と理論の振幅差が大きいが、上述した Multi-Hypo 型の破壊伝播様式を今後取り入れれば、振幅差がさらに縮まると考えられる。

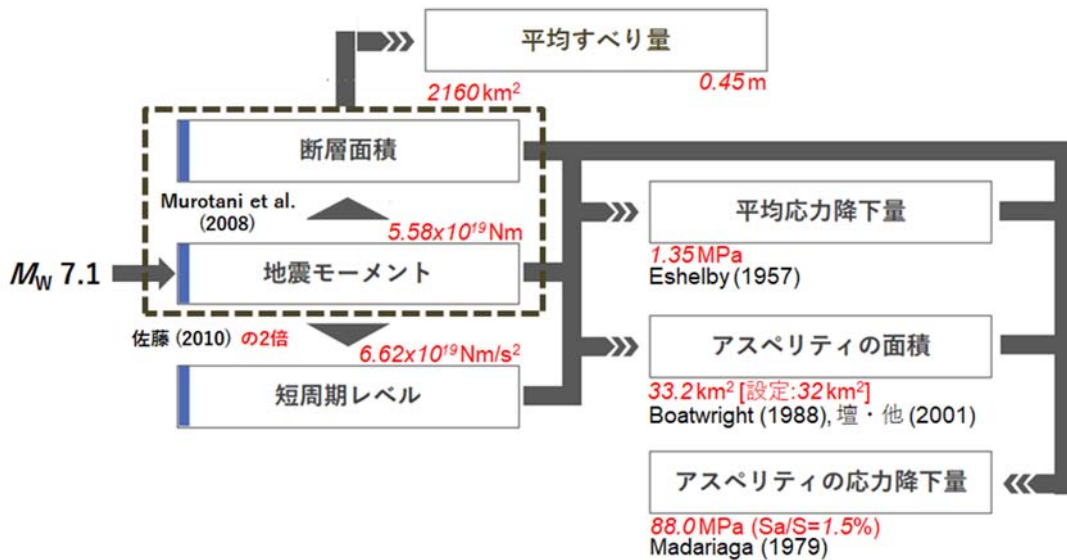


図 2.1.2-27 2005 年宮城県沖地震に対する、強震動予測レシピに基づく特性化震源モデルの震源パラメータの設定フロー。

表 2.1.2-6 2005 年宮城県沖地震の特性化震源モデルの震源パラメータ

	断層全体		
長さ (km)	36		
幅 (km)	60		
面積 (km ²)	2160		
平均すべり量 (m)	0.45		
地震モーメント (Nm)	5.58 × 10 ¹⁹ (M _w 7.1)		
平均応力低下量 (MPa)	1.35		
短周期レベル (Nm/s ²)	6.62 × 10 ¹⁹		
破壊伝播様式	全体の破壊開始点からの同心円状		
破壊伝播速度 (km/s)	3.1		
小断層の長さ/幅 (km)	2		
	SMGArcp1	SMGArcp2	背景領域
面積 (km ²)	16	16	2128
断層面積に対する比率 (%)	1.5		98.5
すべり量 (m)	0.94	0.94	0.45
地震モーメント (Nm)	8.57 × 10 ¹⁷	8.57 × 10 ¹⁷	5.40 × 10 ¹⁹
応力低下量/実効応力 (MPa)	88.0	88.0	2.78
ライズタイム (s)	0.6	0.6	9.7

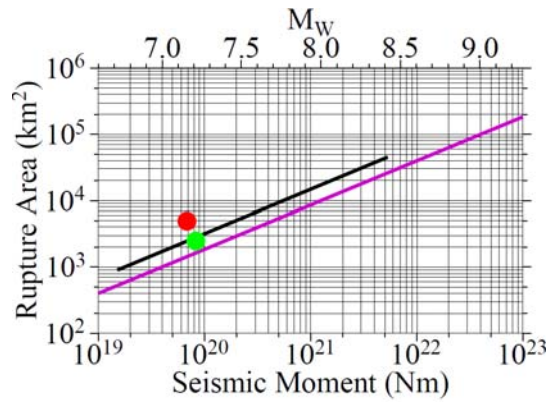


図 2.1.2-28 2005 年宮城県沖地震の地震モーメントと断層面積の関係。緑丸は浅野・他 (2005)、赤丸は Wu *et al.* (2008) による値である。黒線は Murotani *et al.* (2008)、紫色線は宇津 (2001) の経験式を表す。

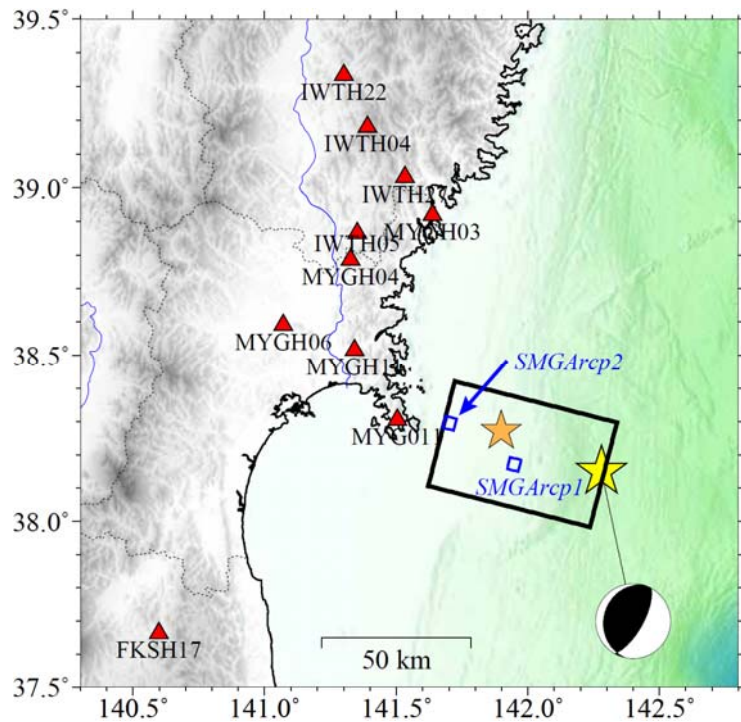


図 2.1.2-29 2005 年宮城県沖地震の特性化震源モデル。黒枠は設定断層面、黄星は本震の震央、橙色星の要素地震の震央、青四角は SMGA、三角は経験的グリーン関数法で評価する観測点を表す。

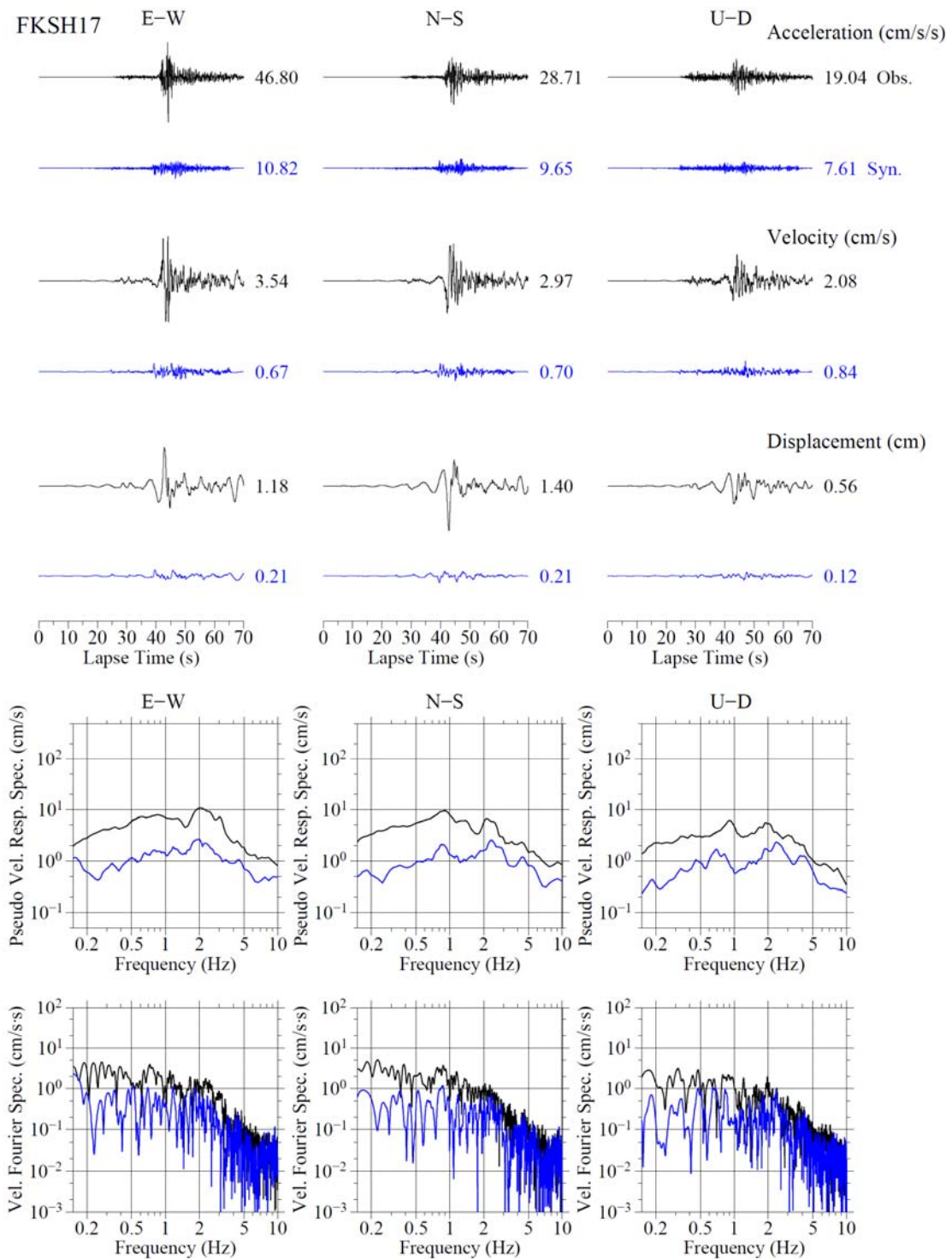


図 2.1.2-30 強震動予測レシピに基づく特性化震源モデル（青）による 0.15-10 Hz の加速度・速度・変位波形、擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）、速度フーリエスペクトルの観測（黒）との比較。観測点名は左上に示してある。各波形の右の数字は最大振幅の値を表す。

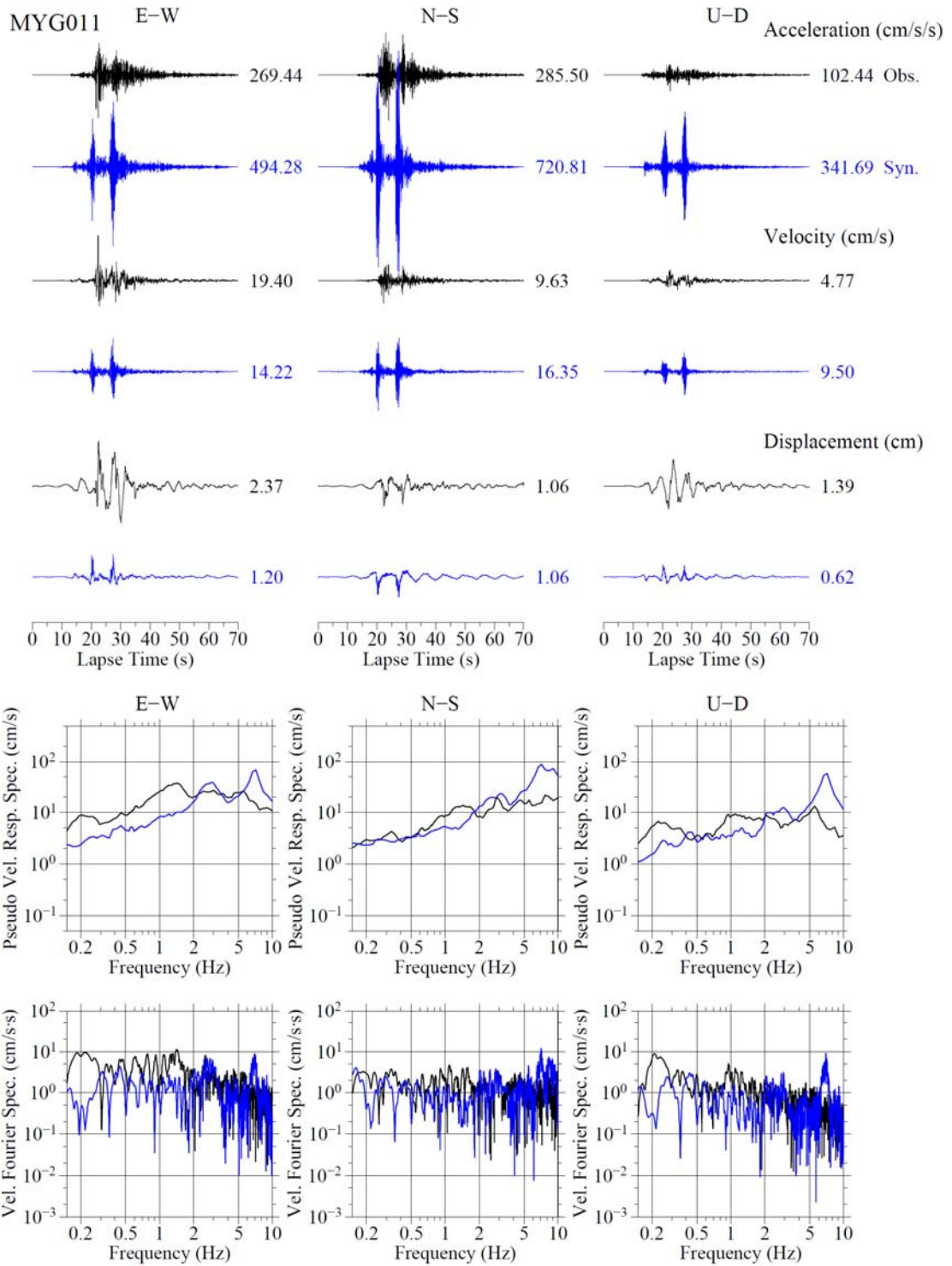


図 2.1.2-30 (つづき) この観測点の波形合成には小地震 4 の波形記録を使用している。

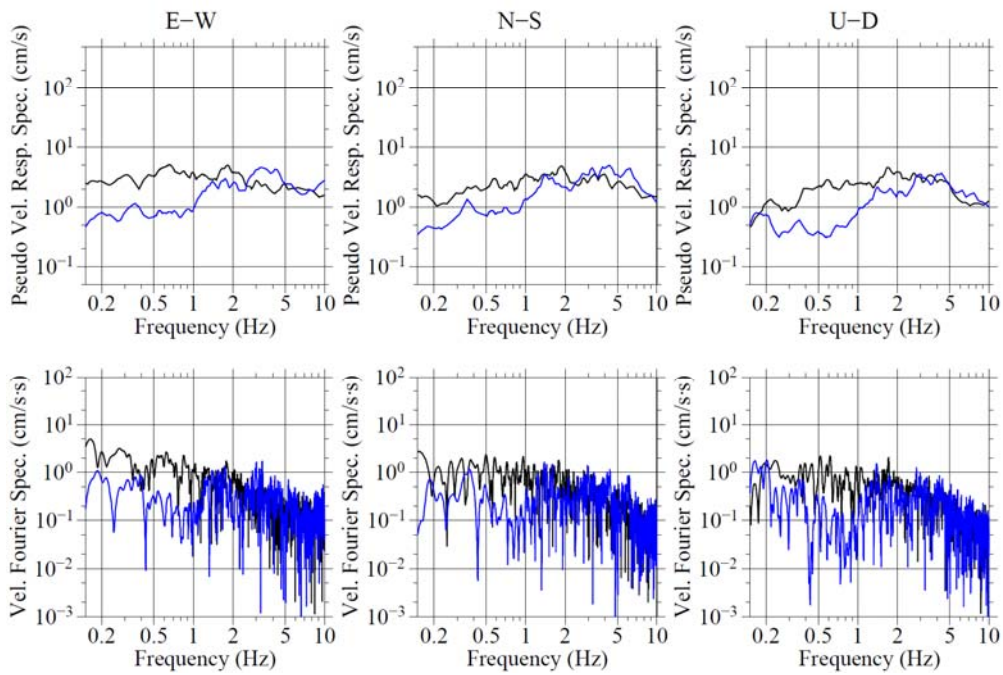
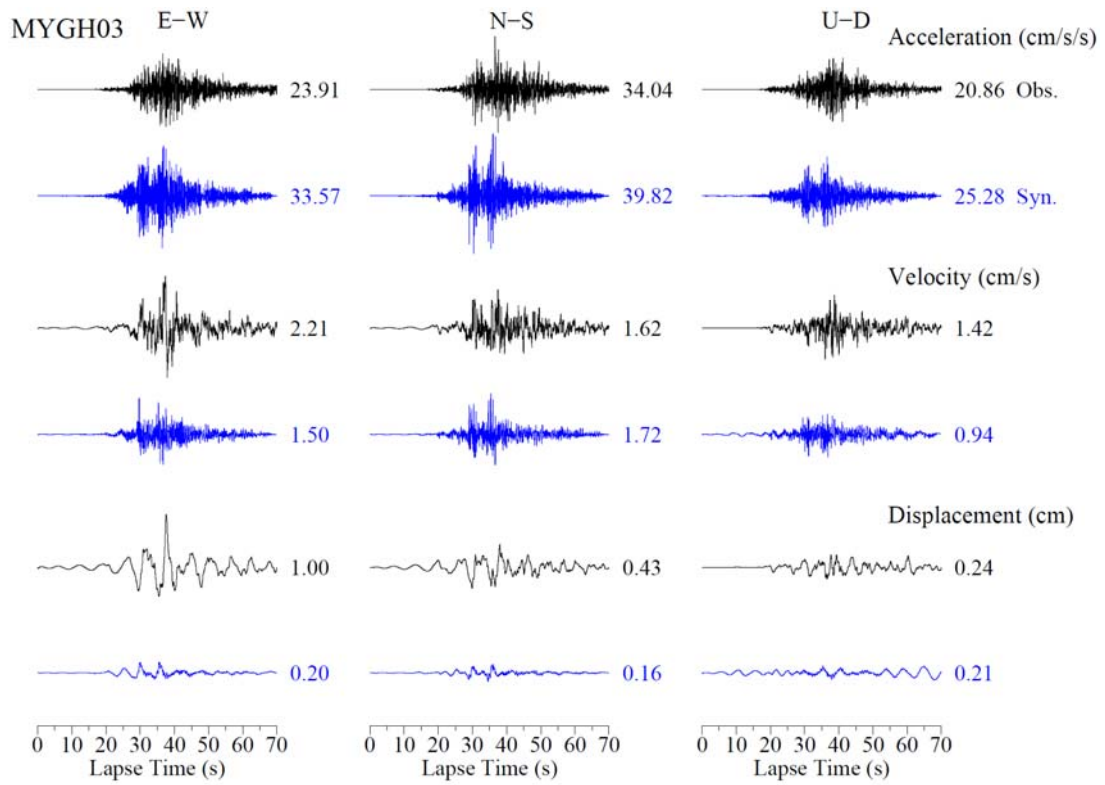


図 2.1.2-30 (つづき)

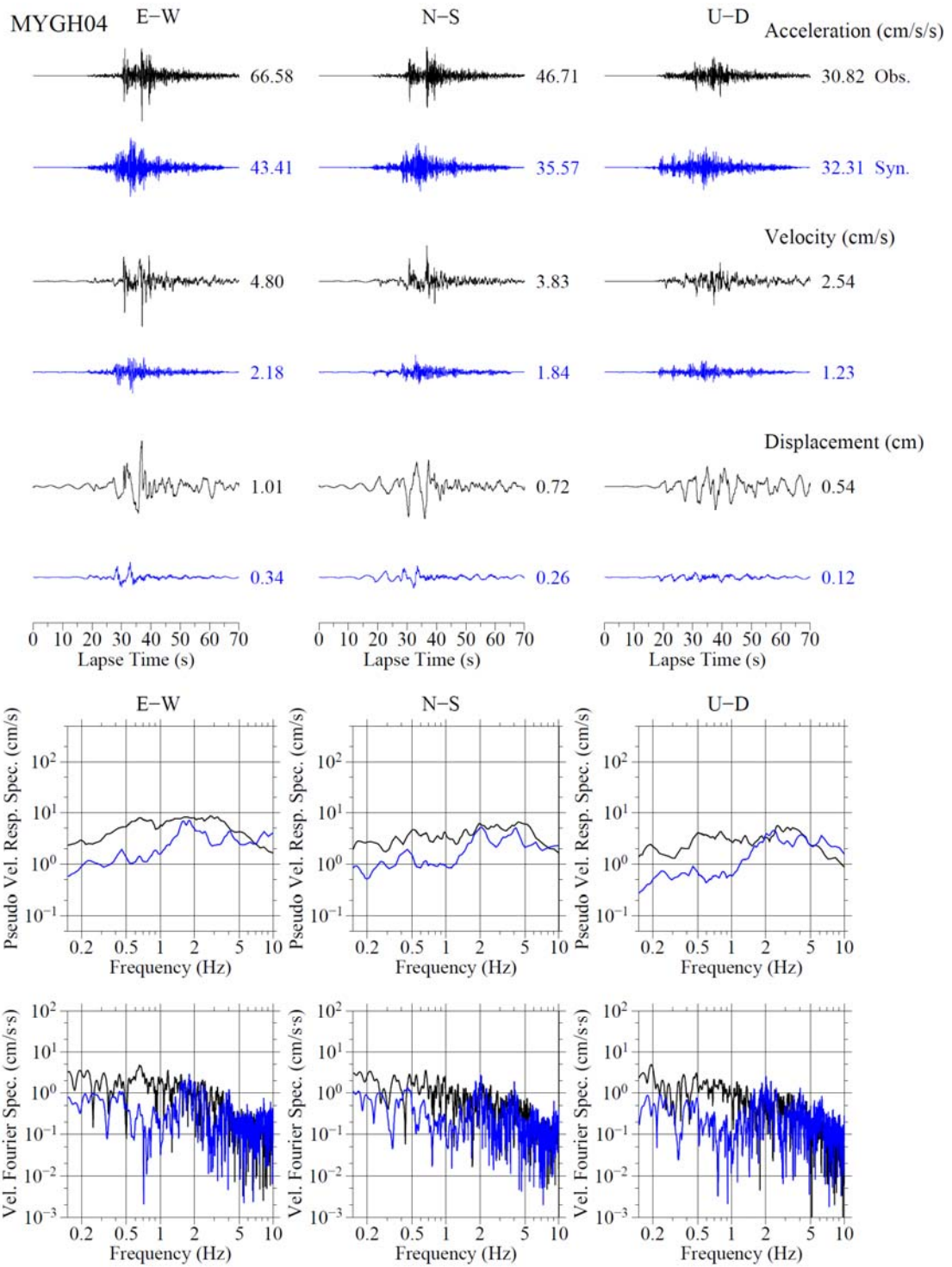


図 2.1.2-30 (つづき)

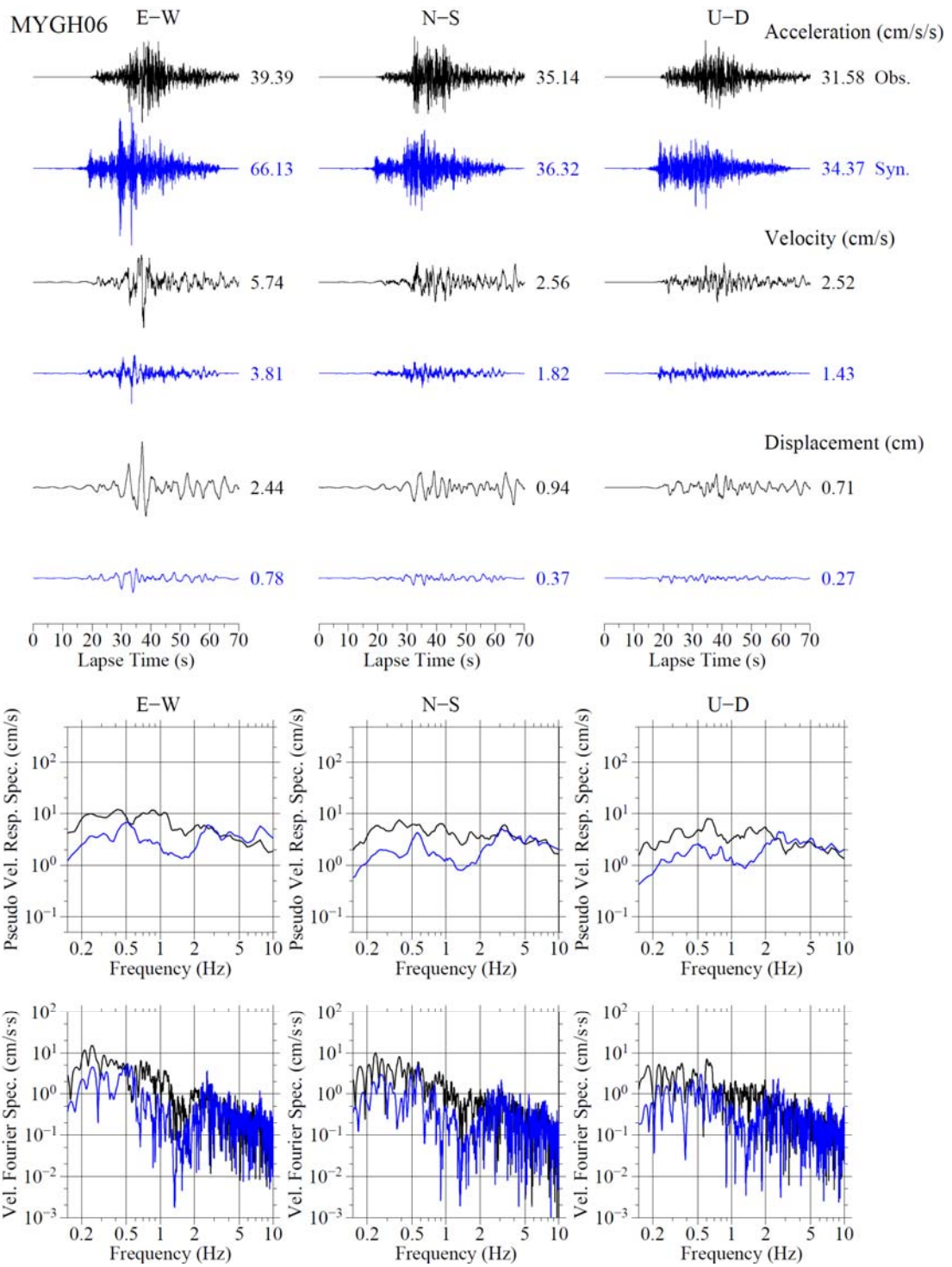


図 2.1.2-30 (つづき)

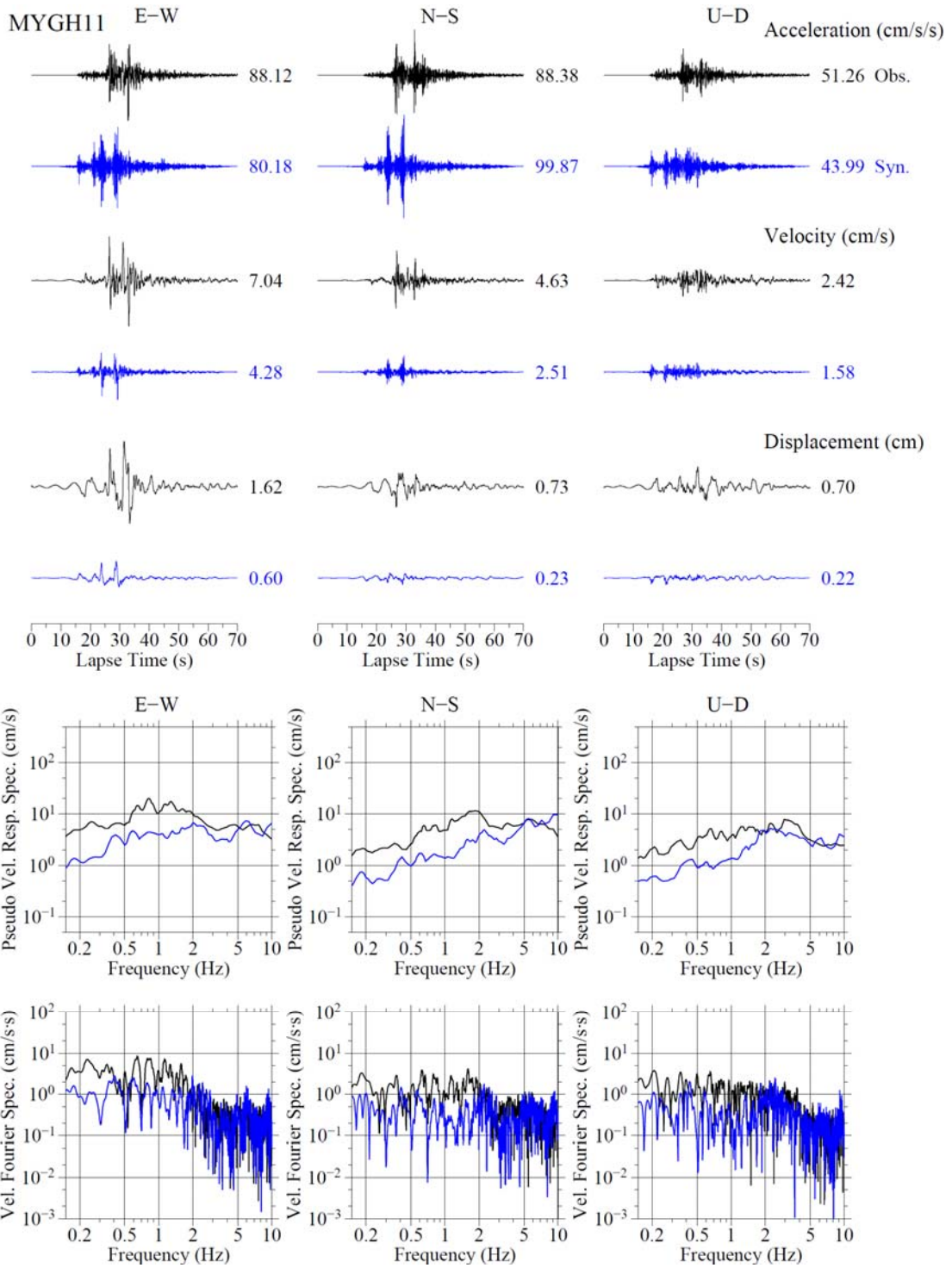


図 2.1.2-30 (つづき)

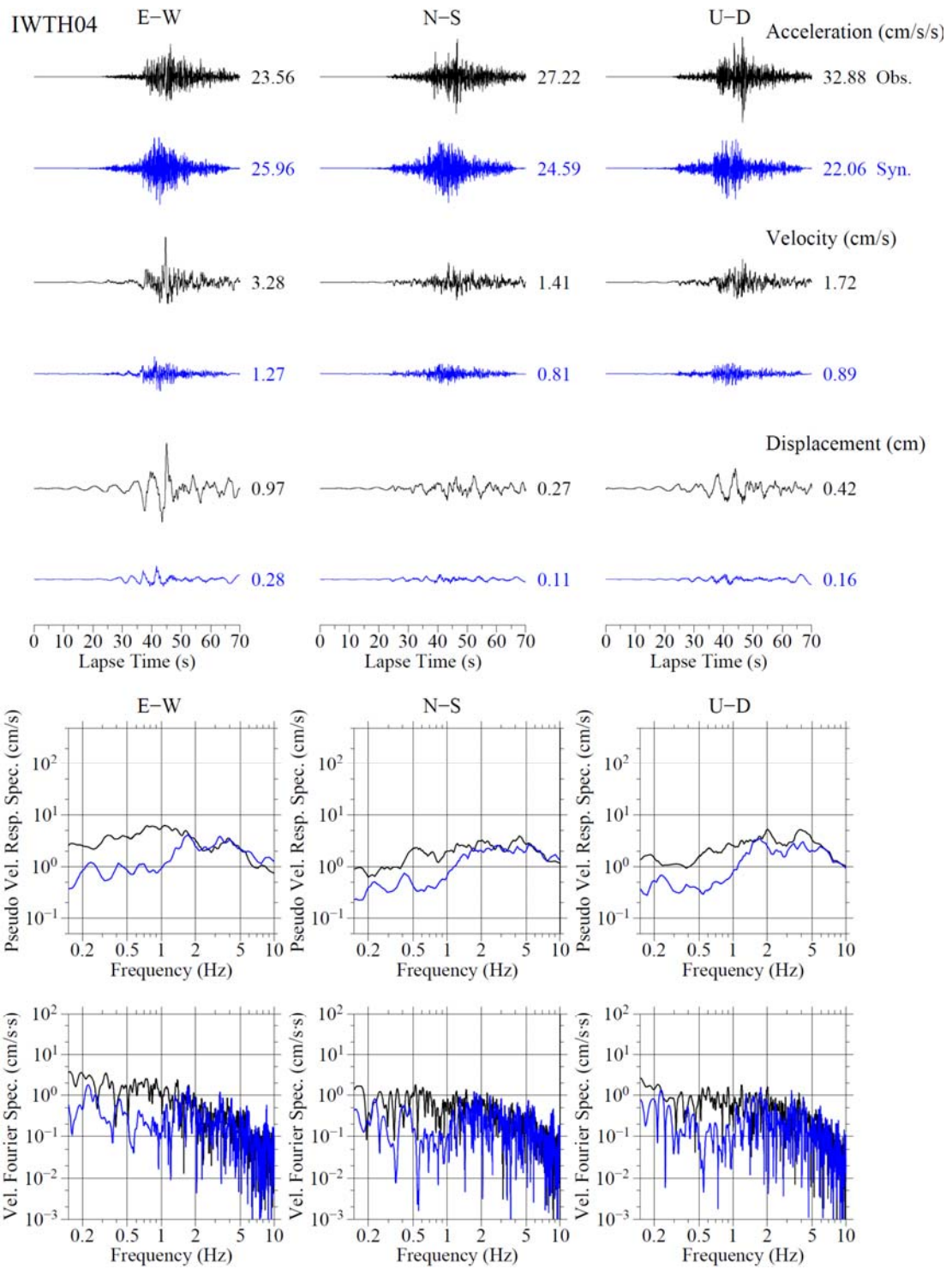


図 2.1.2-30 (つづき)

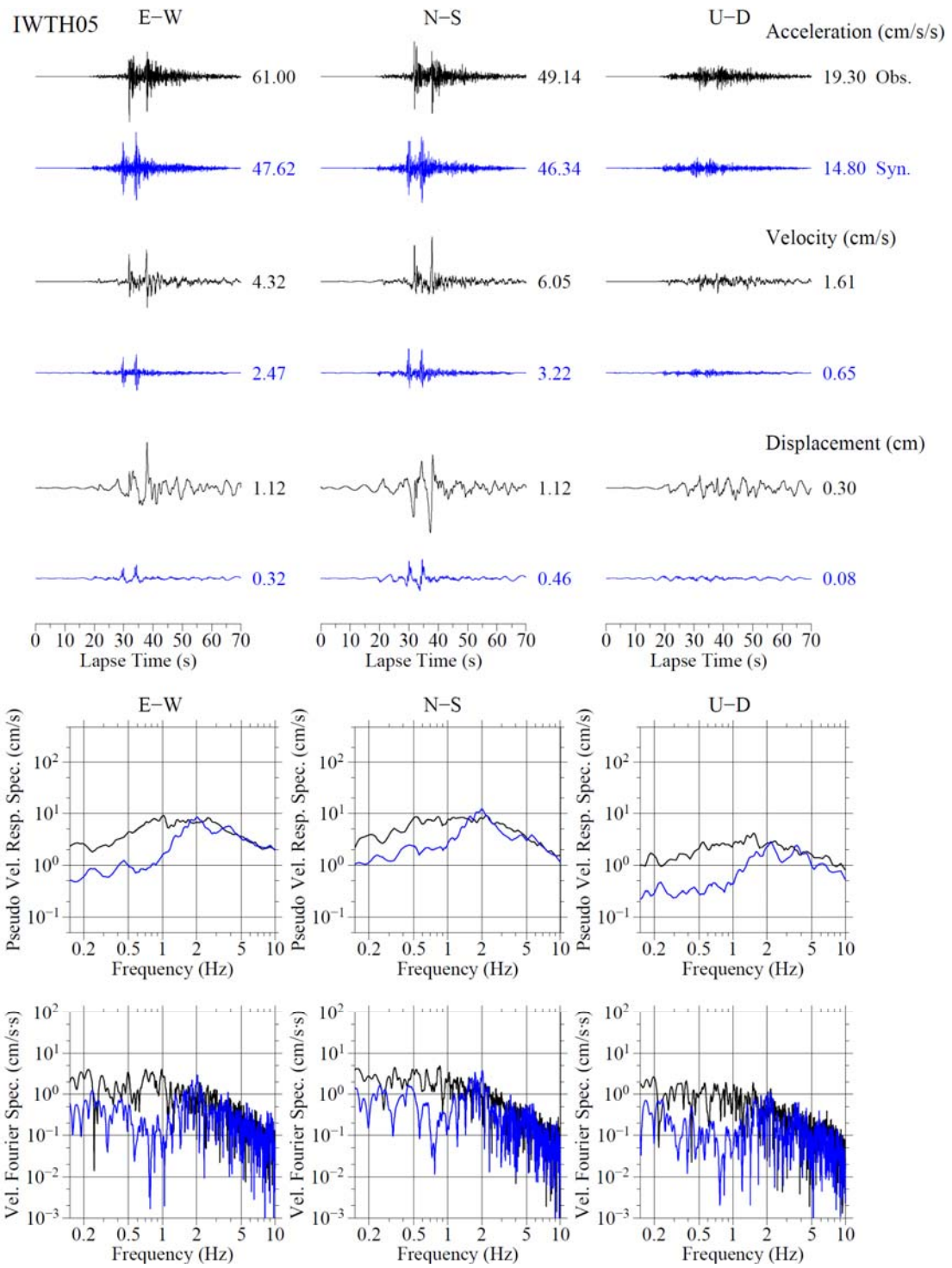


図 2.1.2-30 (つづき)

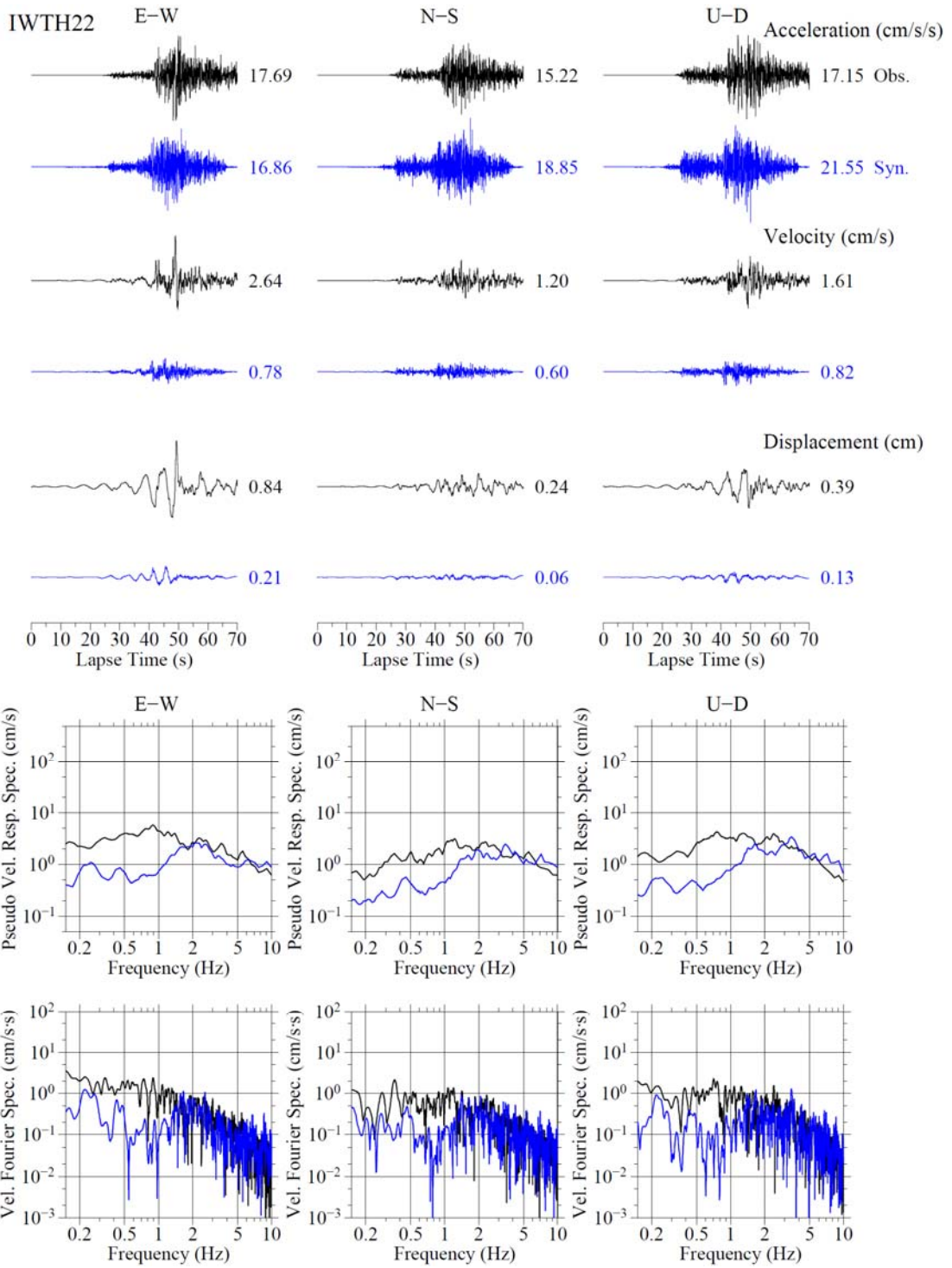


図 2.1.2-30 (つづき)

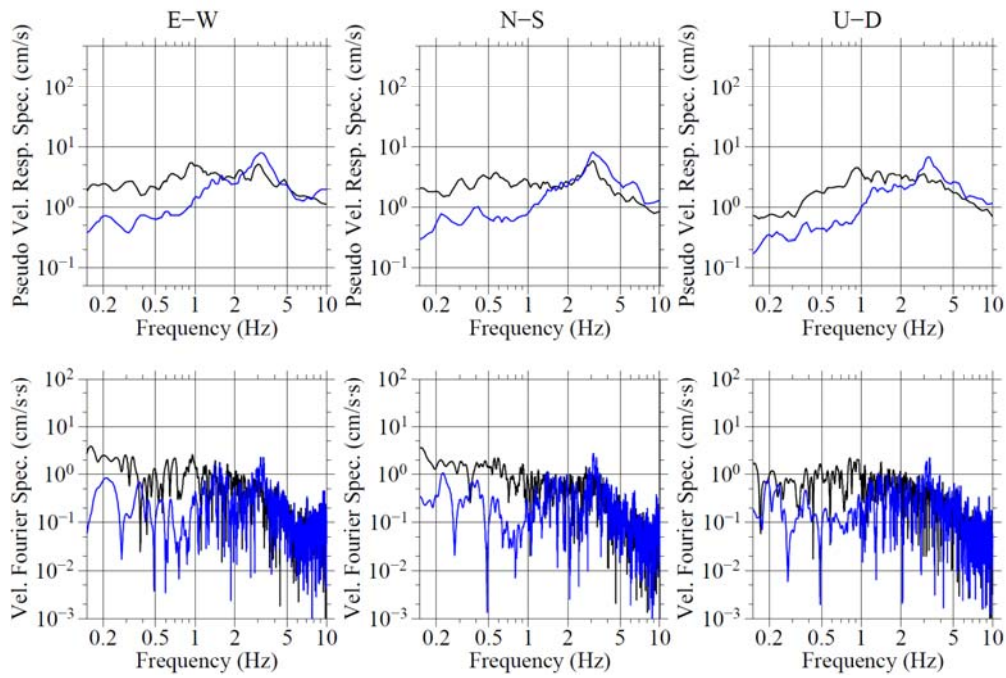
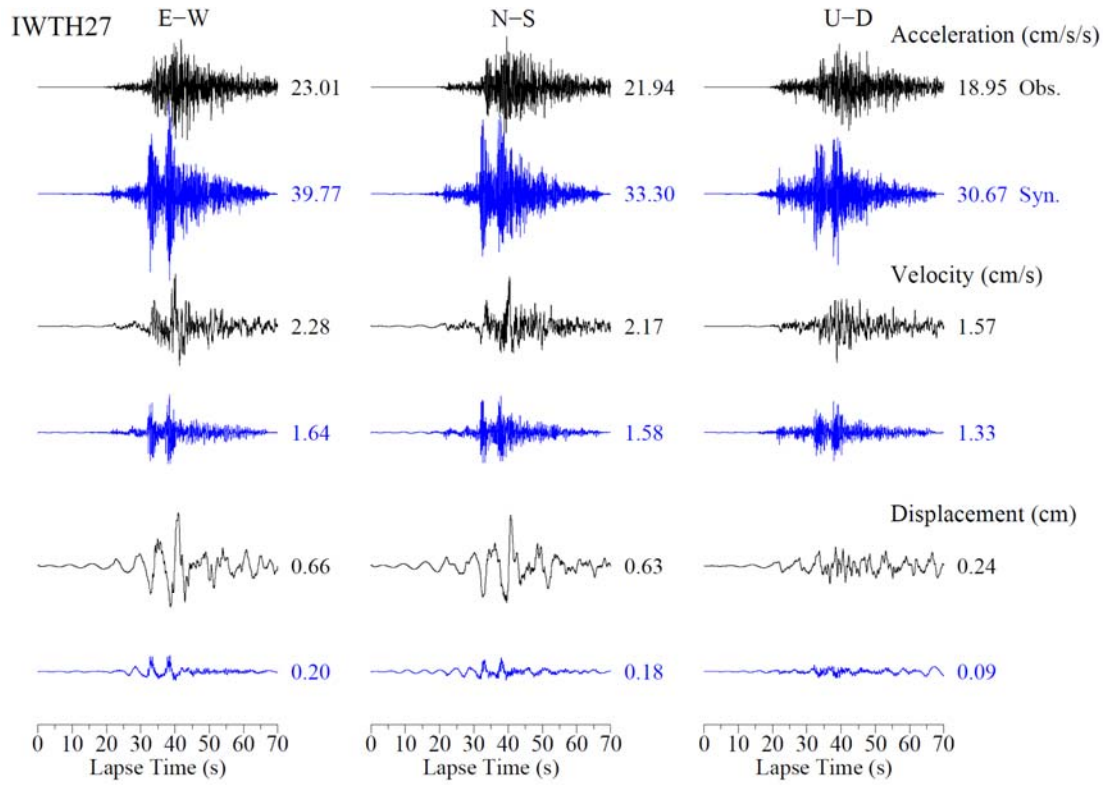


図 2.1.2-30 (つづき)

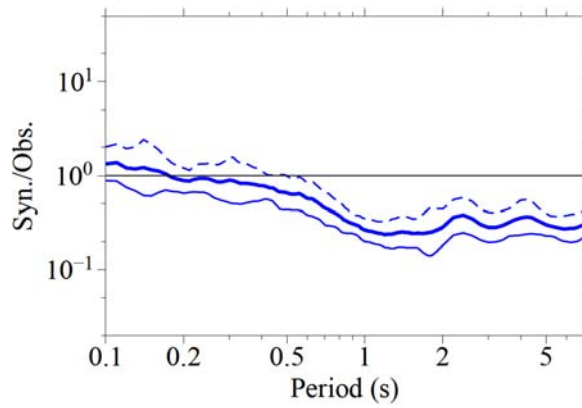


図 2.1.2-31 2005 年宮城県沖地震の観測波形に対する、強震動予測レシピに基づく特性化震源モデルによる合成波形の擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5% ; 3 成分合成値）の比の、全評価地点の平均（実線）と標準偏差（破線）。1 より大きい／小さい場合は過大／小評価を意味する。

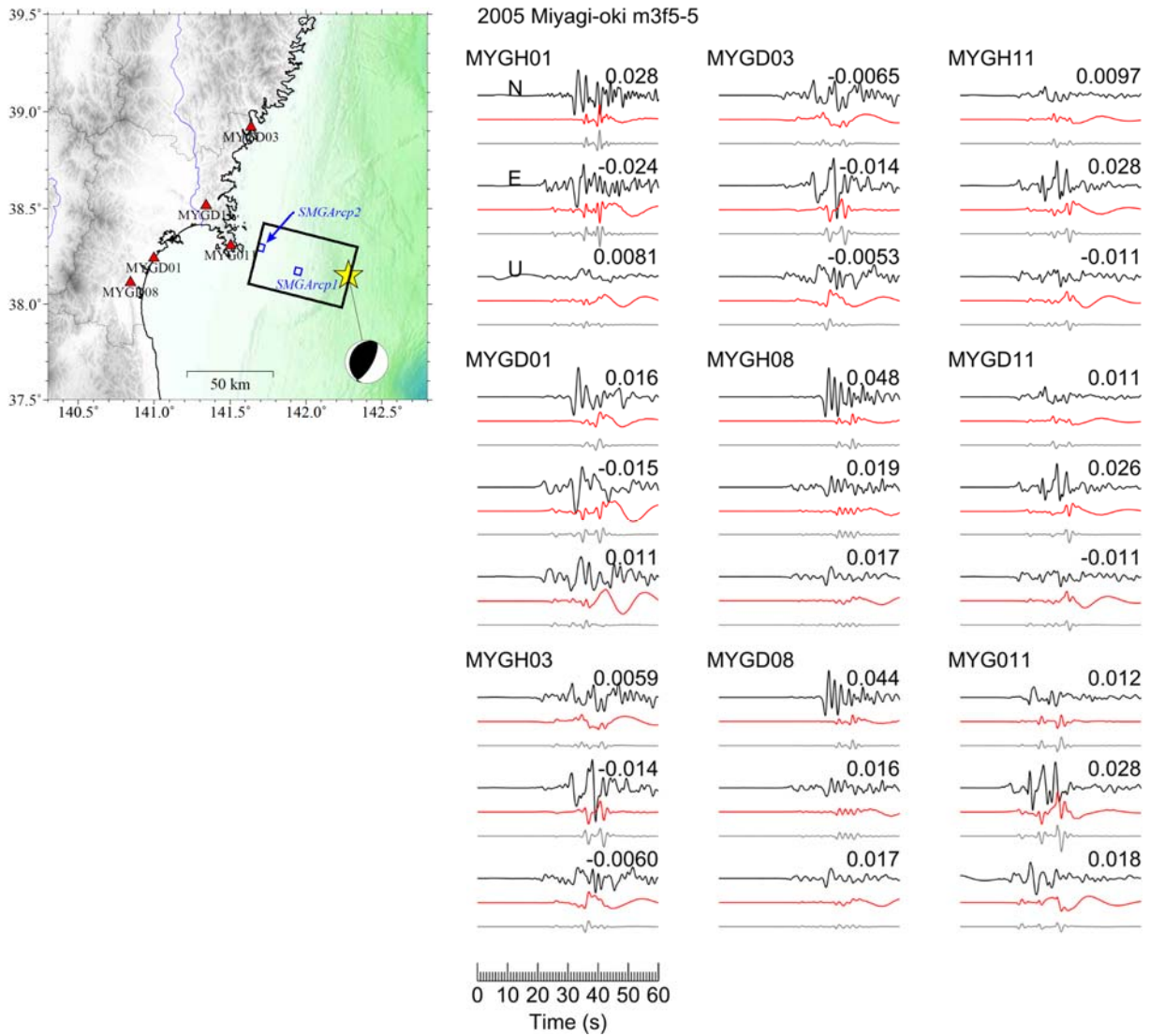


図 2.1.2-32 0.05-0.5 Hz の観測速度波形(黒)と特性化震源モデルによる理論速度波形(赤)の比較。灰色は背景領域が存在しないと仮定した場合の波形である。波形の右上の数字は観測振幅の最大値(単位: cm/s)を表す。なお、観測点コード4桁目がDのものは地中記録である。

2005 Aug. 16 Miyagi-oki (m3f5b1_5)

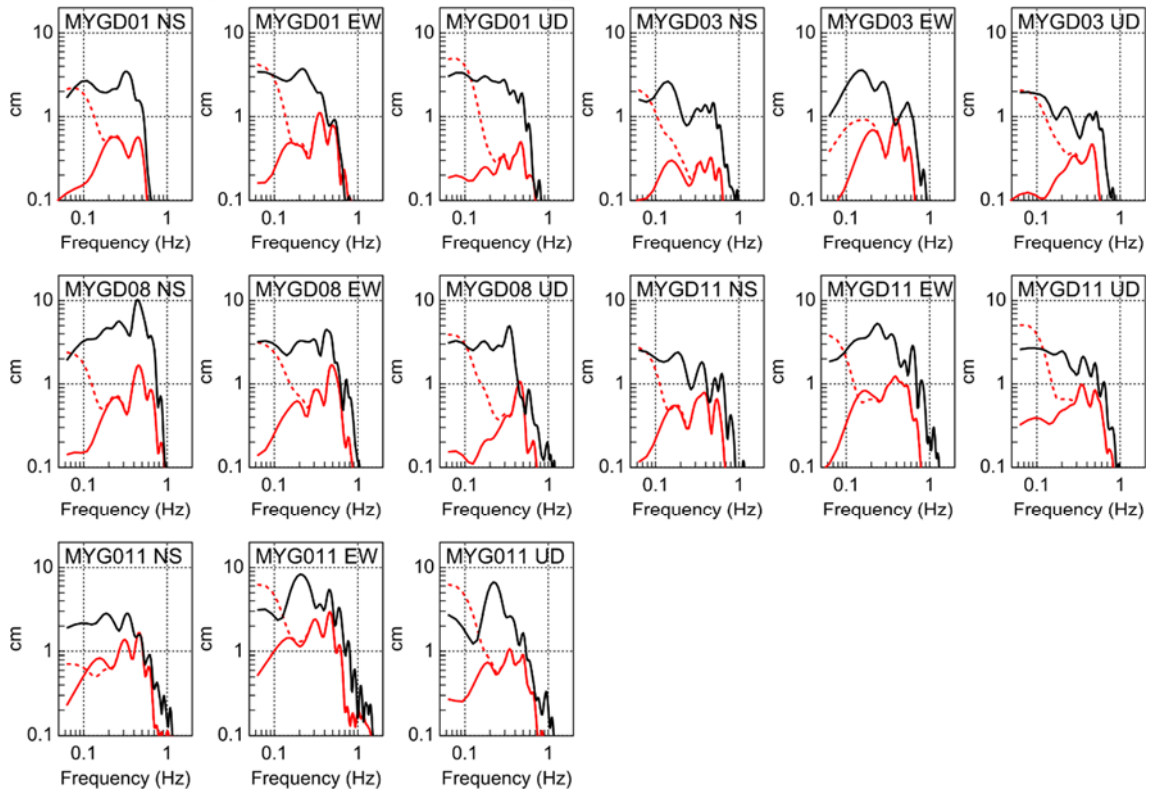


図 2.1.2-33 観測速度フーリエスペクトル（黒）と特性化震源モデルによる理論速度フーリエスペクトル（赤破線）の比較。なお、赤実線は背景領域が存在しないと仮定した場合のスペクトルである。

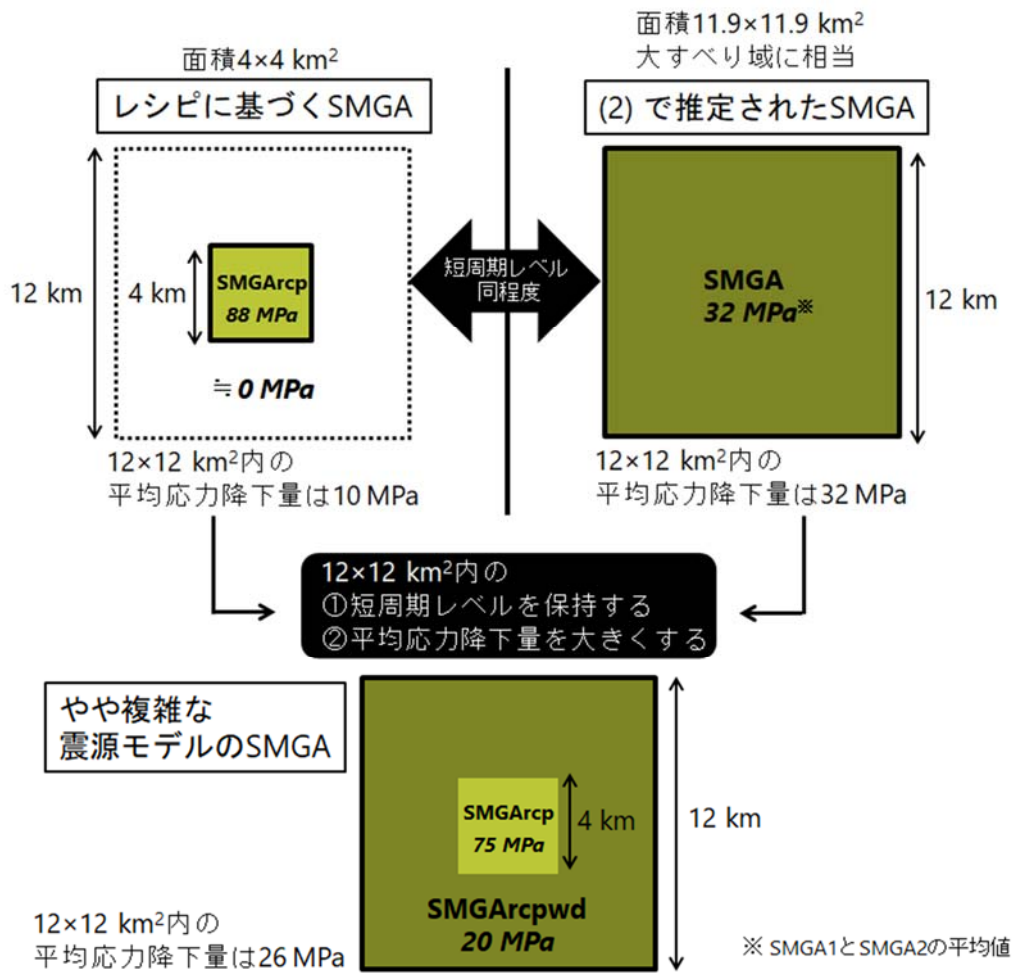


図 2.1.2-34 やや複雑な震源モデルの概念図。

表 2.1.2-7 2005 年宮城県沖地震のやや複雑な震源モデルの震源パラメータ

断層全体					
長さ (km)	36				
幅 (km)	60				
面積 (km ²)	2160				
平均すべり量 (m)	0.45				
地震モーメント (Nm)	5.58×10^{19} (M_w 7.1)				
平均応力降下量 (MPa)	1.35				
短周期レベル (Nm/s ²)	6.62×10^{19}				
破壊伝播様式	全体の破壊開始点からの同心円状				
破壊伝播速度 (km/s)	3.1				
小断層の長さ/幅 (km)	2				

	SMGArcp1	SMGArcp2	SMGArcpwd1	SMGArcpwd2	背景領域
面積 (km ²)	16	16	128	128	1872
断層面積に対する比率 (%)	13.3				86.7
すべり量 (m)	0.94	0.94	0.94	0.94	0.38
地震モーメント (Nm)	8.57×10^{17}	8.57×10^{17}	6.86×10^{18}	6.86×10^{18}	4.03×10^{19}
応力降下量/実効応力 (MPa)	75.0	75.0	20.0	20.0	2.36
ライズタイム (s)	0.6	0.6	1.9	1.9	9.7

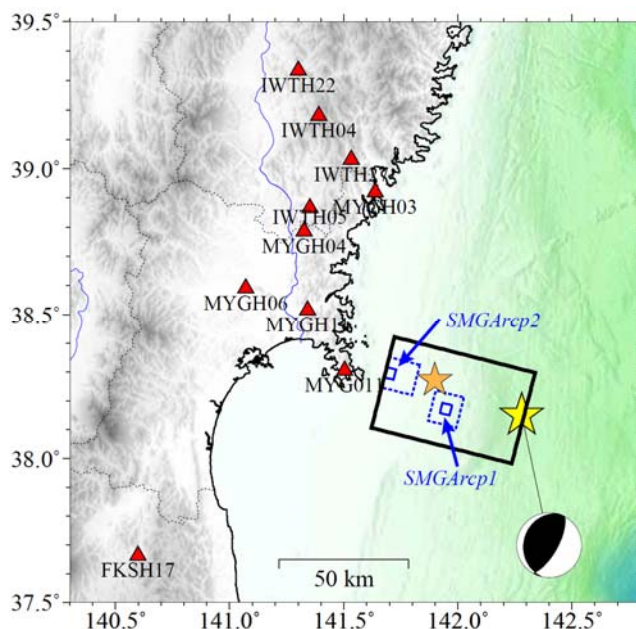


図 2.1.2-35 2005 年宮城県沖地震のやや複雑な震源モデル。黒枠は設定断層面、黄星は本震の震央、橙色星の要素地震の震央、青実線は特性化震源モデルと同じ SMGA (SMGArcp)、青実線と青破線の間は新たに拡張した SMGA (SMGArcpwd)、三角は経験的グリーン関数法で評価する観測点を表す。

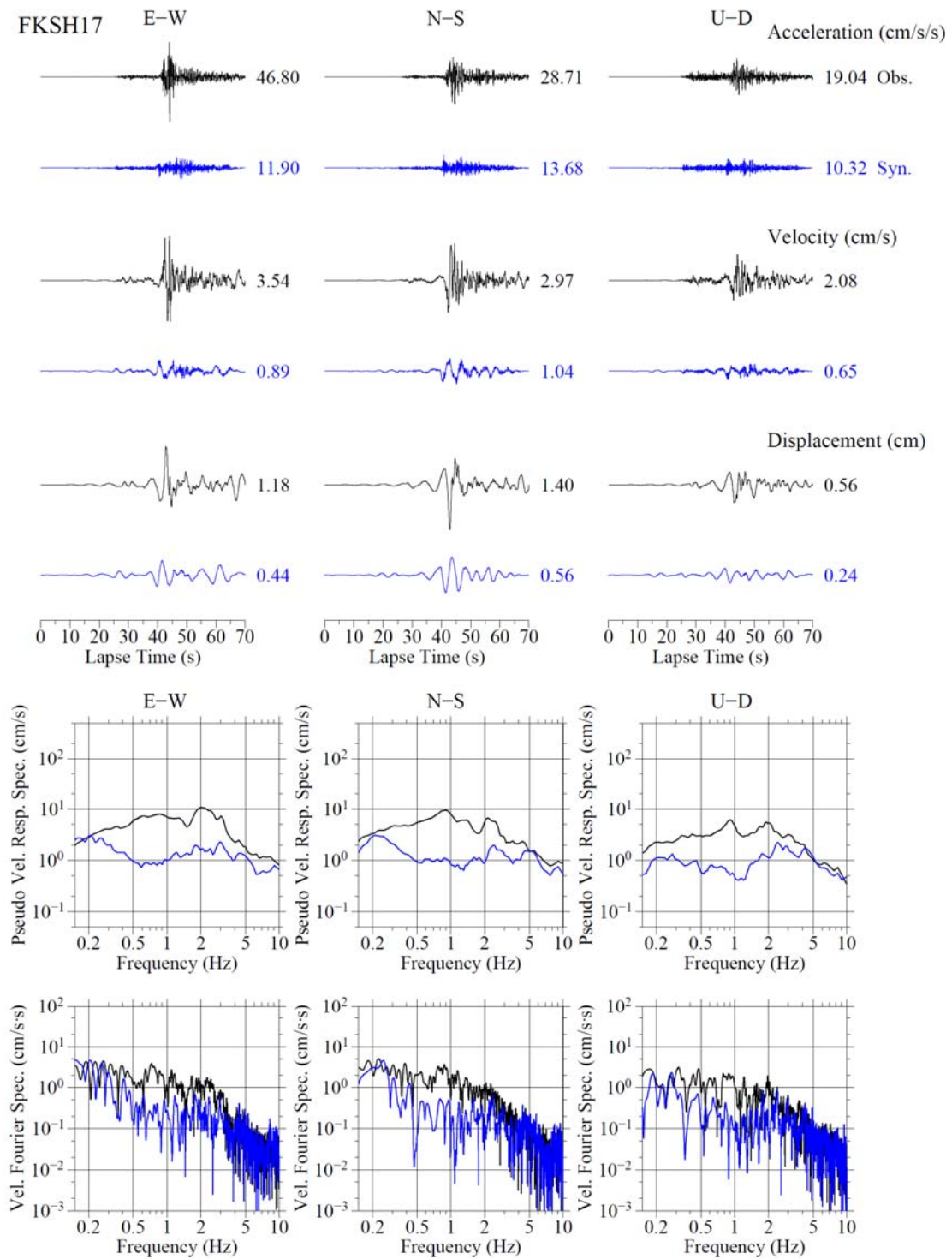


図 2.1.2-36 やや複雑な震源モデル（青）による 0.15-10 Hz の加速度・速度・変位波形、擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）、速度フーリエスペクトルの観測（黒）との比較。観測点名は左上に示してある。各波形の右の数字は最大振幅の値を表す。

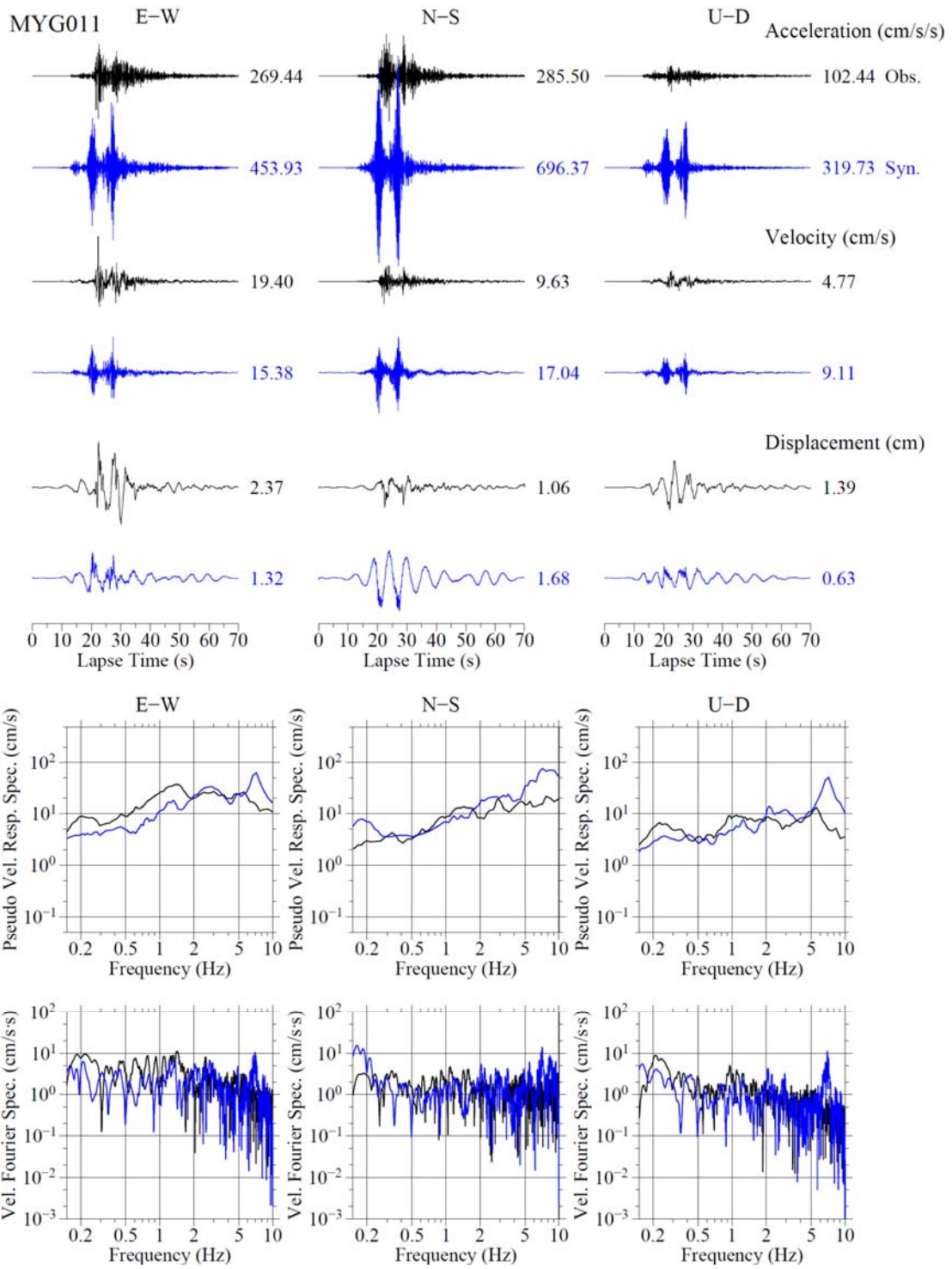


図 2.1.2-36 (つづき) この観測点の波形合成には小地震 4 の波形記録を使用している。

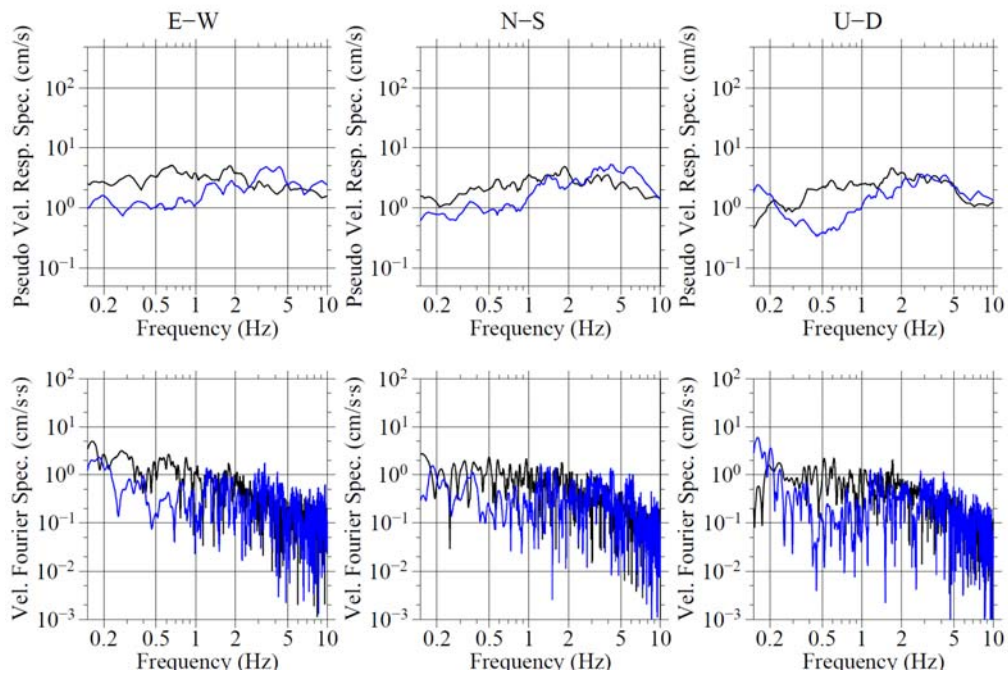
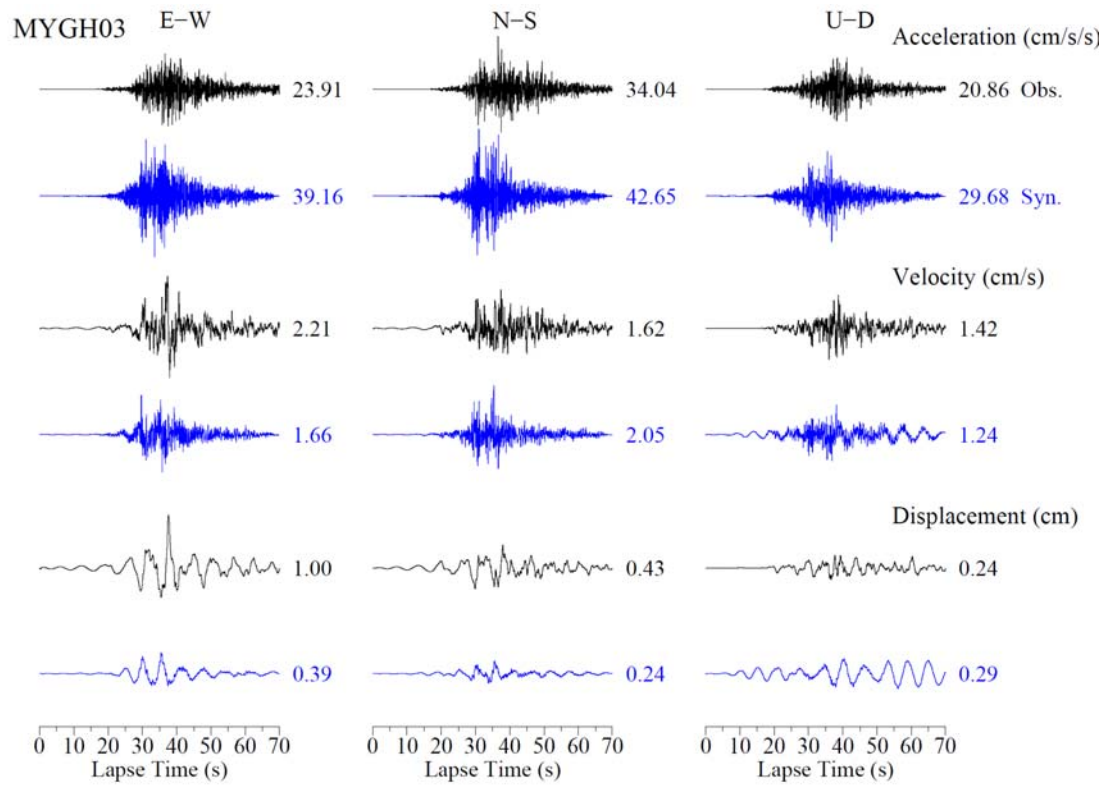


図 2.1.2-36 (つづき)

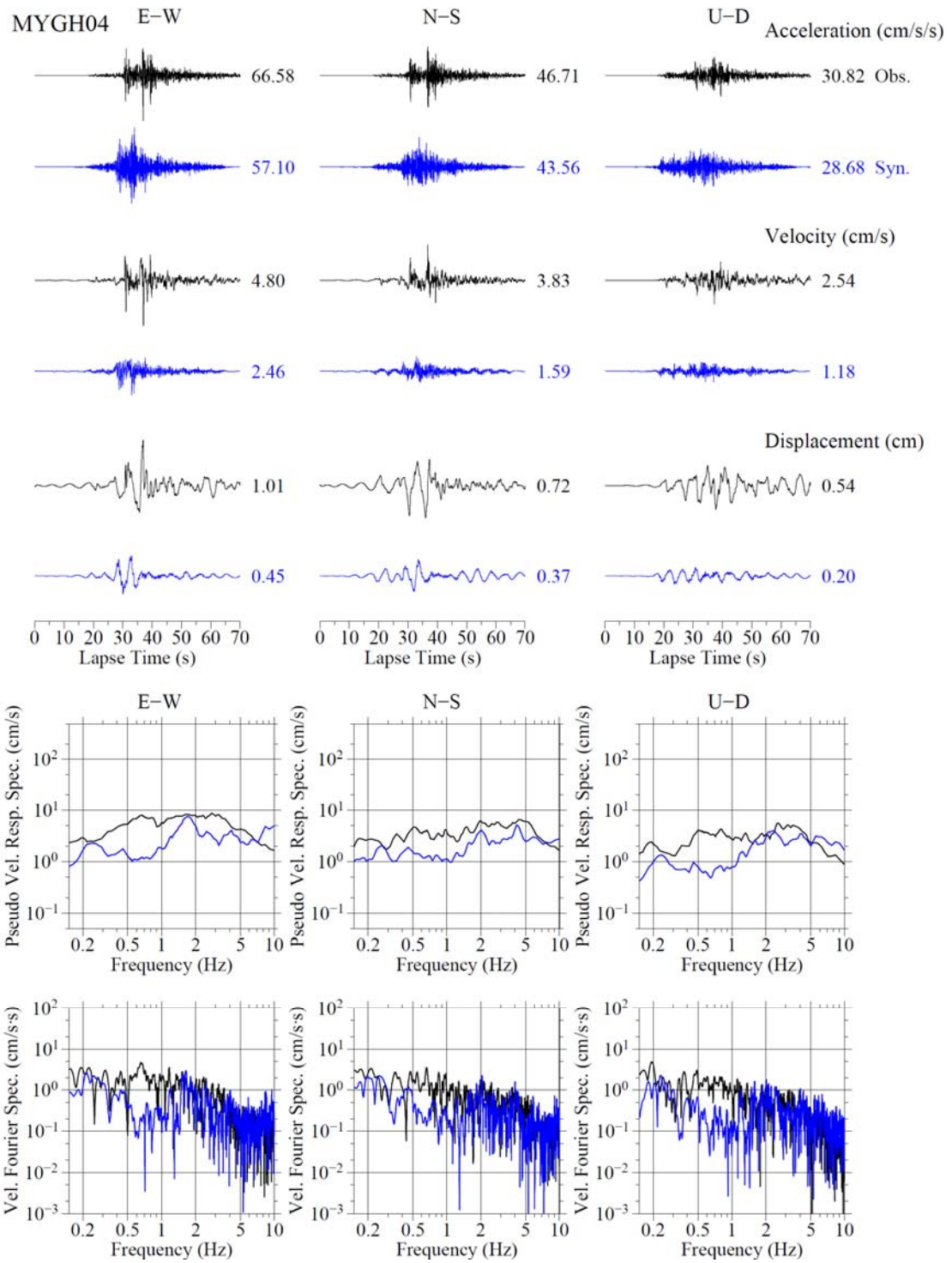


図 2.1.2-36 (つづき)

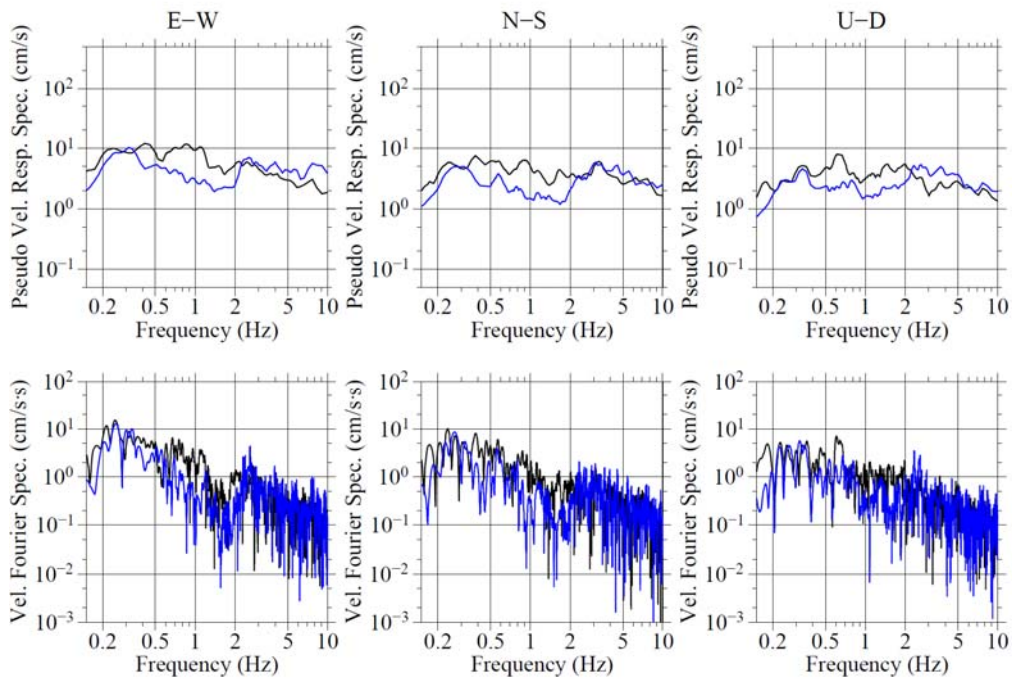
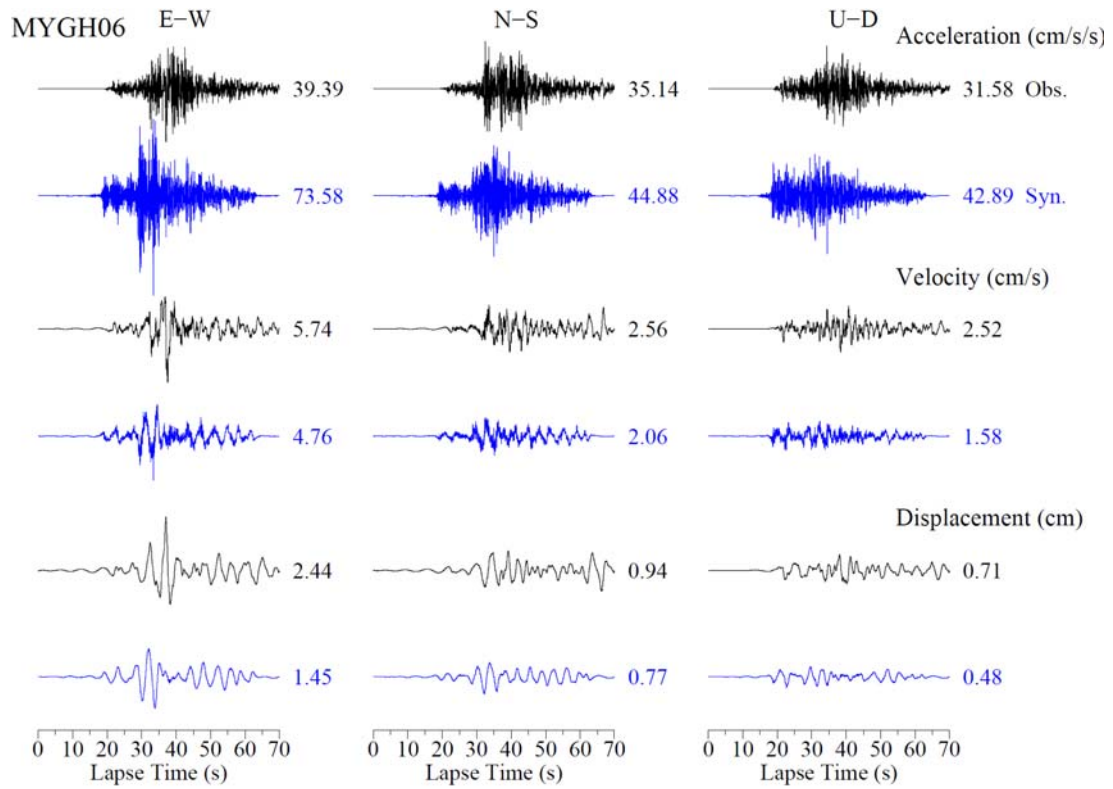


図 2.1.2-36 (つづき)

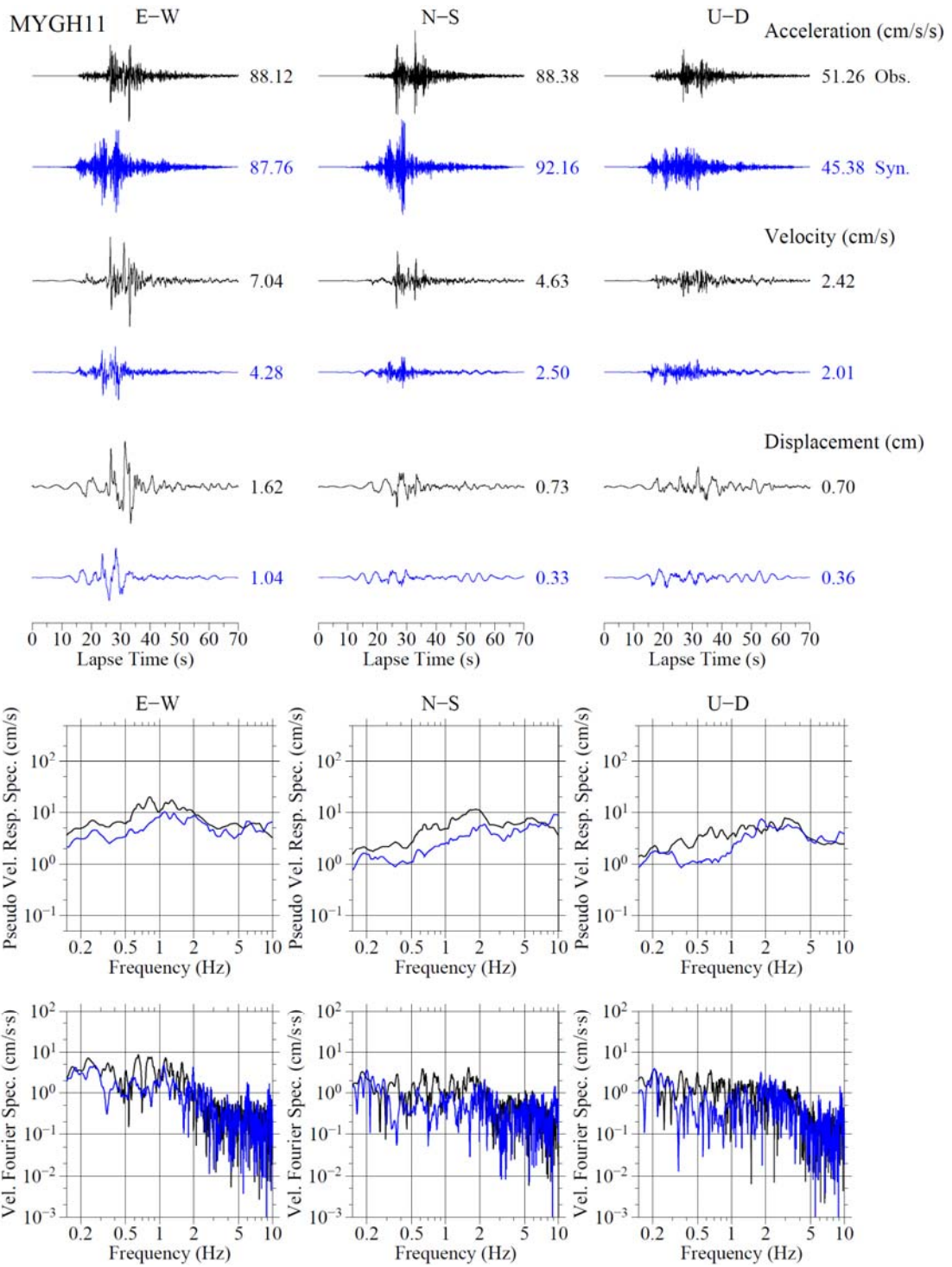


図 2.1.2-36 (つづき)

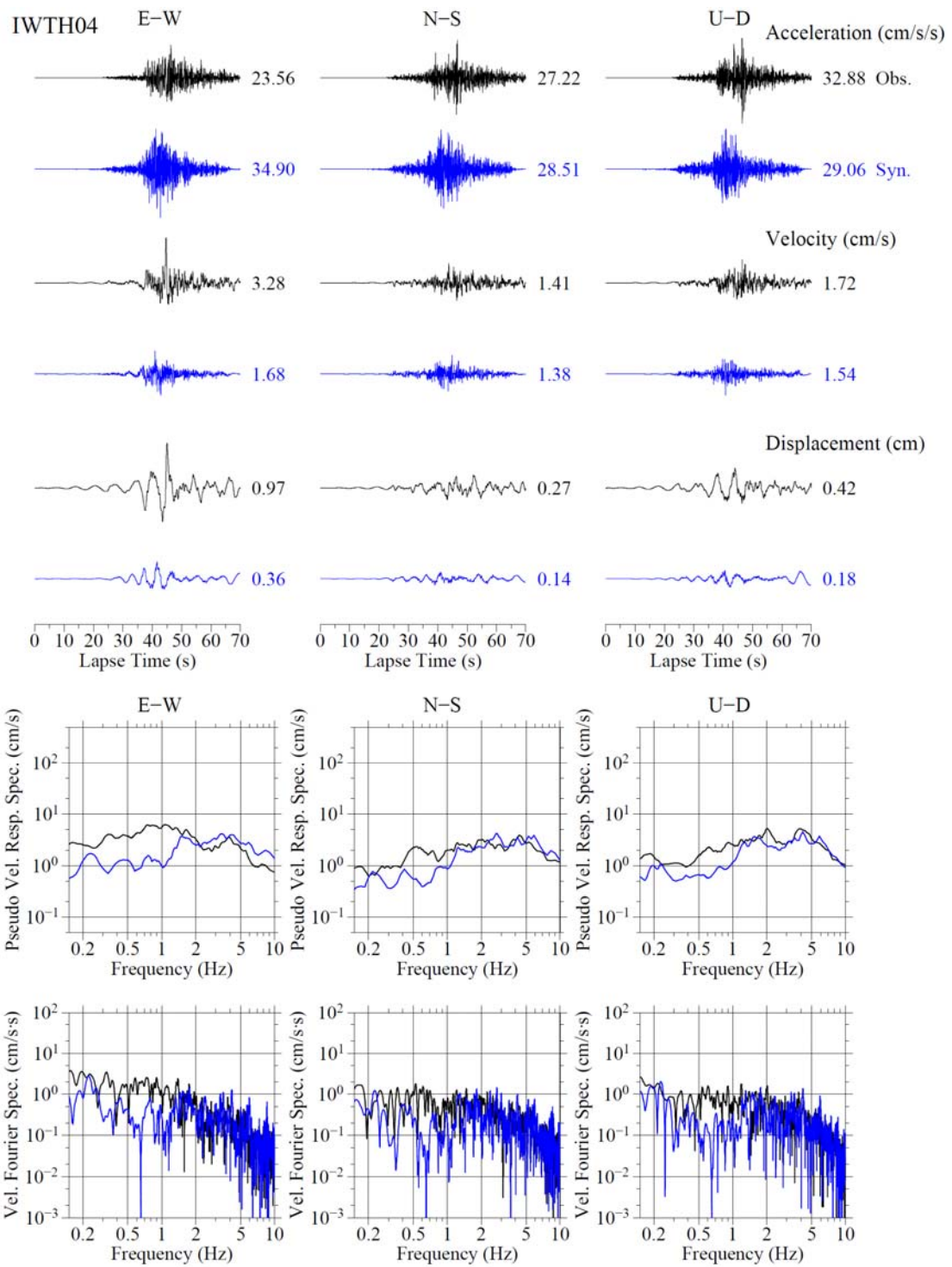


図 2.1.2-36 (つづき)

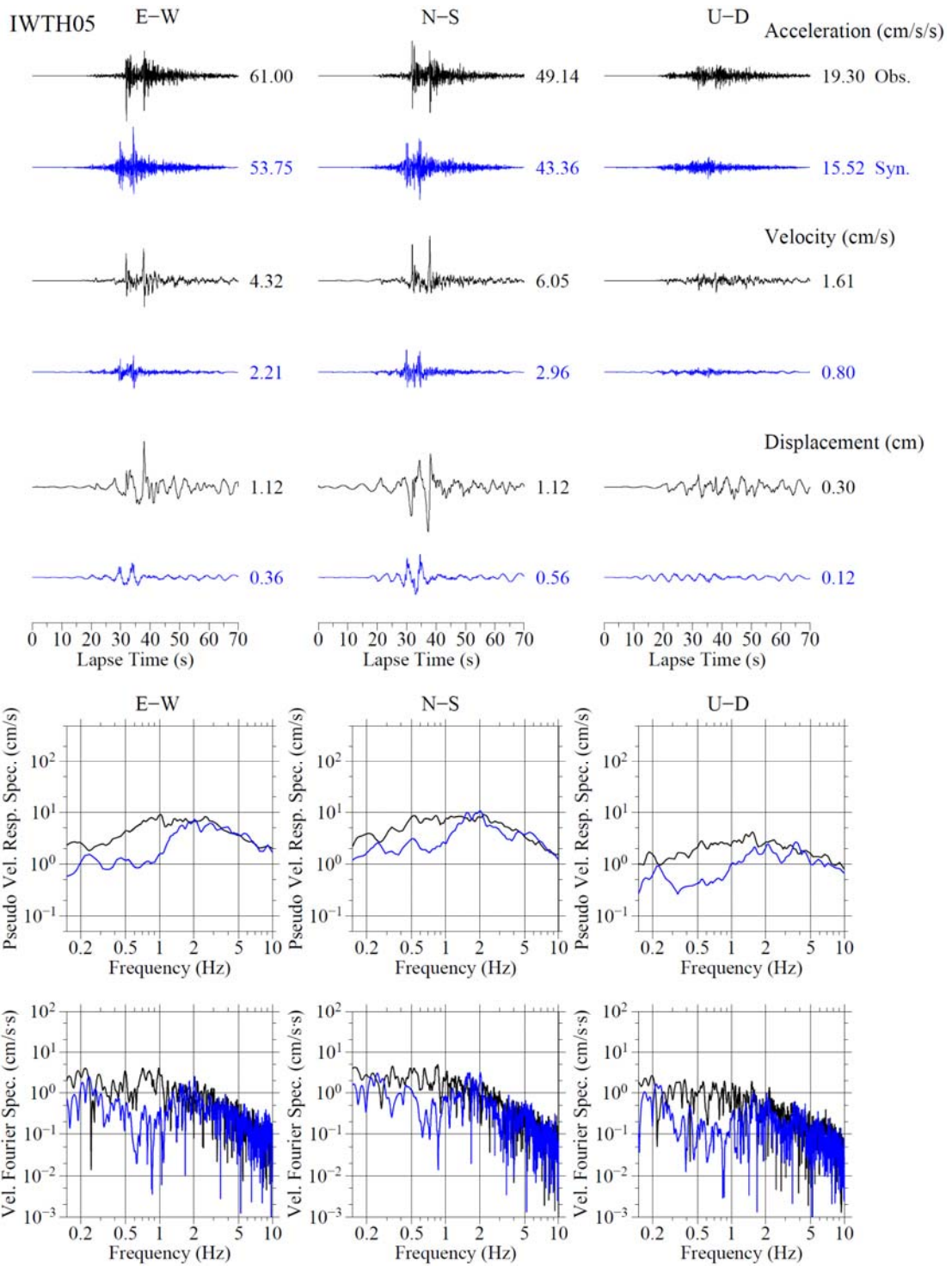


図 2.1.2-36 (つづき)

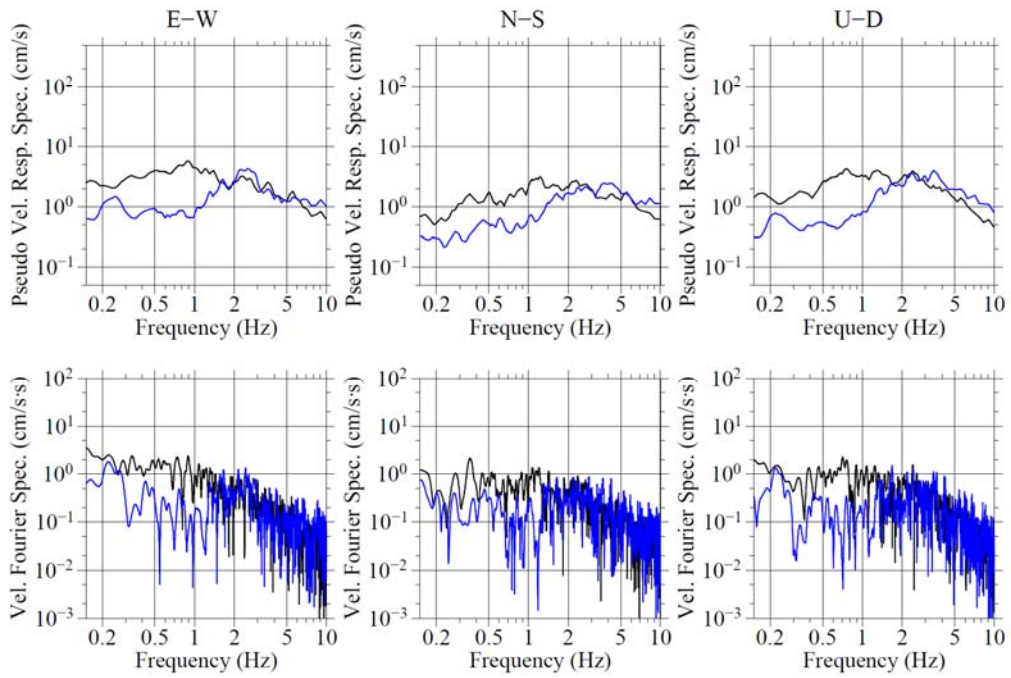
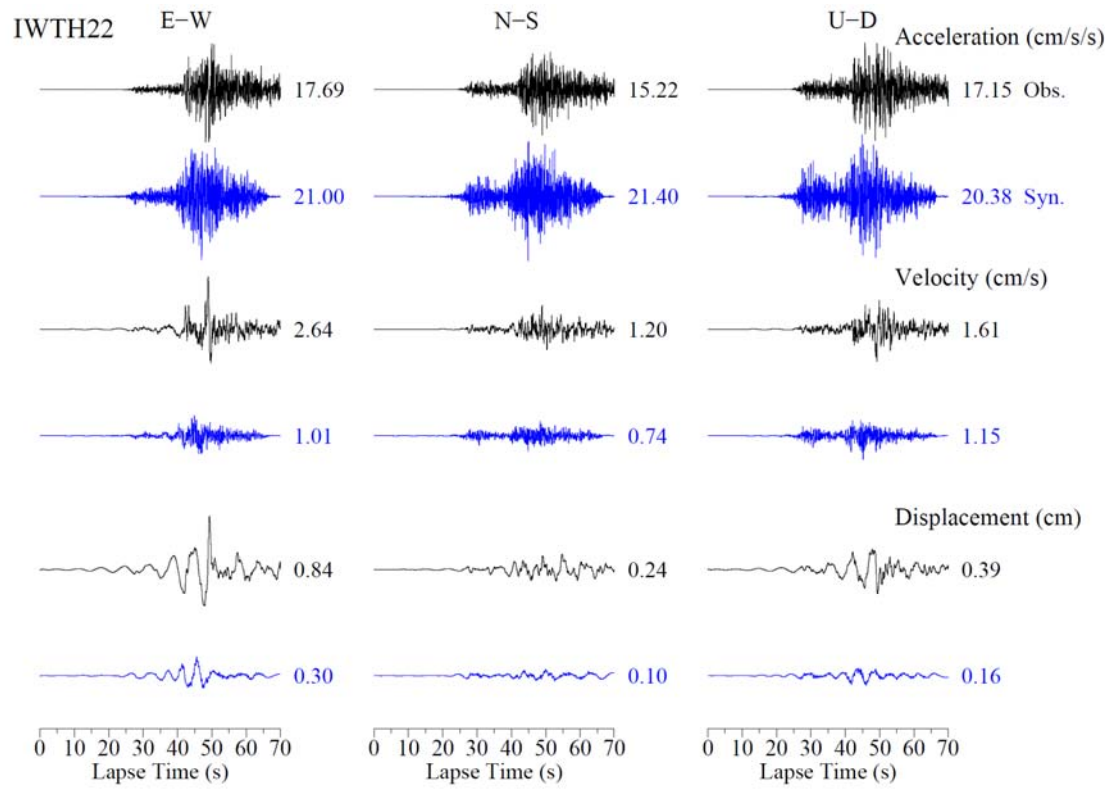


図 2.1.2-36 (つづき)

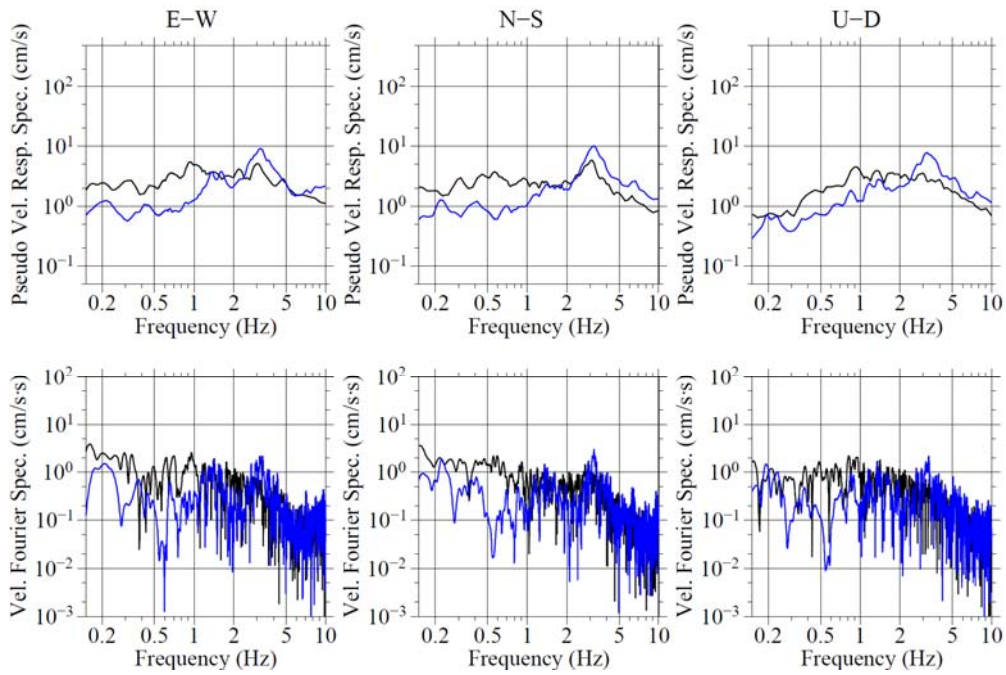
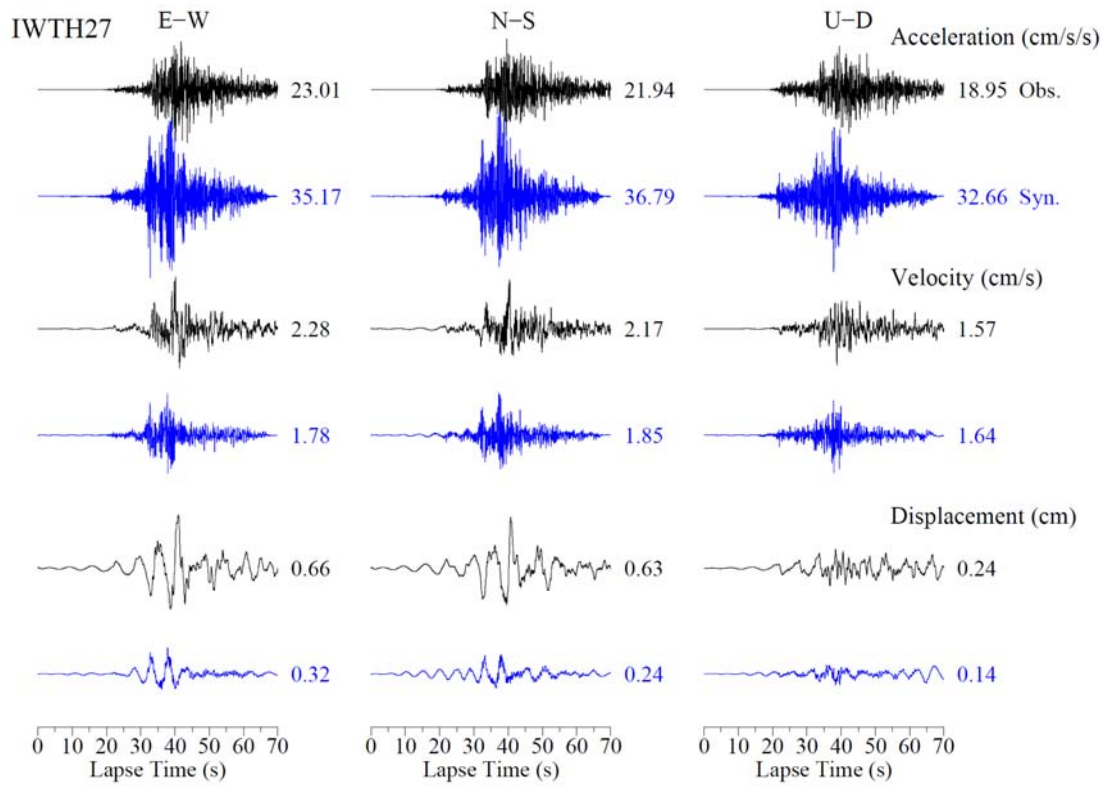


図 2.1.2-36 (つづき)

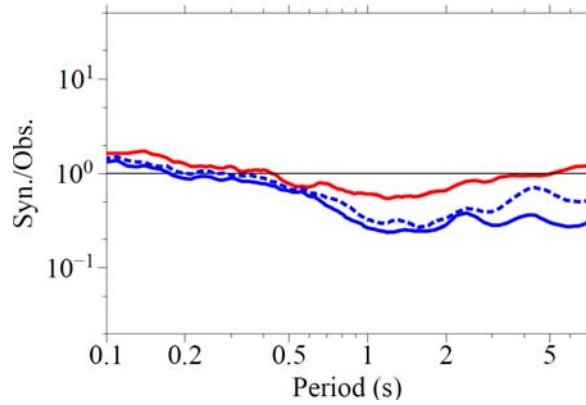


図 2.1.2-37 2005 年宮城県沖地震の観測波形に対する、各震源モデルによる合成波形の擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5% ; 3 成分合成値）の比の、全評価地点の平均。赤線は (2) の SMGA モデル、青実線は特性化震源モデル、青破線はやや複雑な震源モデルである。1 より大きい／小さい場合は過大／小評価を意味する。

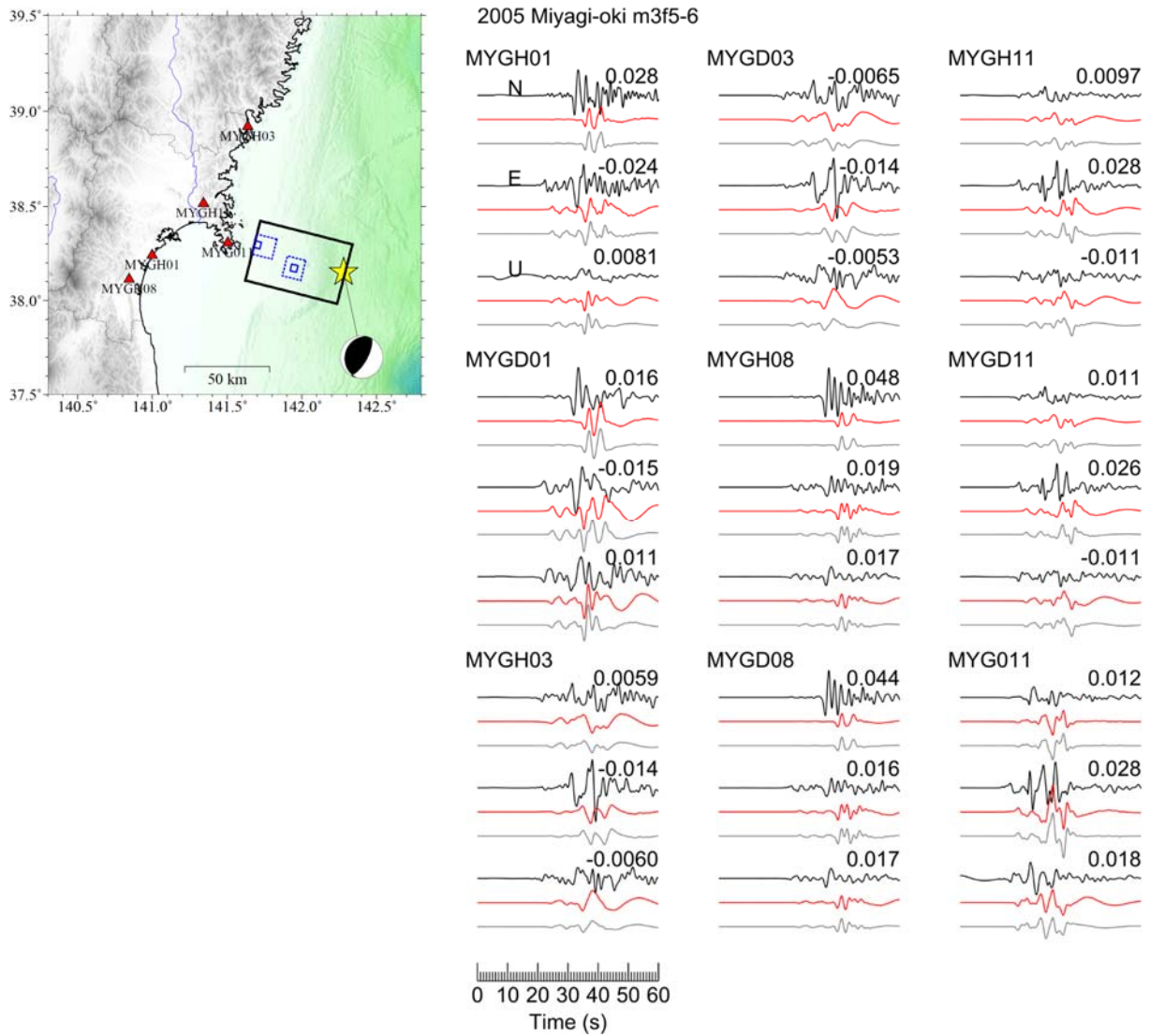


図 2.1.2-38 0.05-0.5 Hz の観測速度波形（黒）とやや複雑な震源モデルによる理論速度波形（赤）の比較。灰色は背景領域が存在しないと仮定した場合の波形である。波形の右上の数字は観測振幅の最大値（単位：cm/s）を表す。なお、観測点コード4桁目がDのものは地中記録である。

2005 Aug. 16 Miyagi-oki (m3f5b1_6)

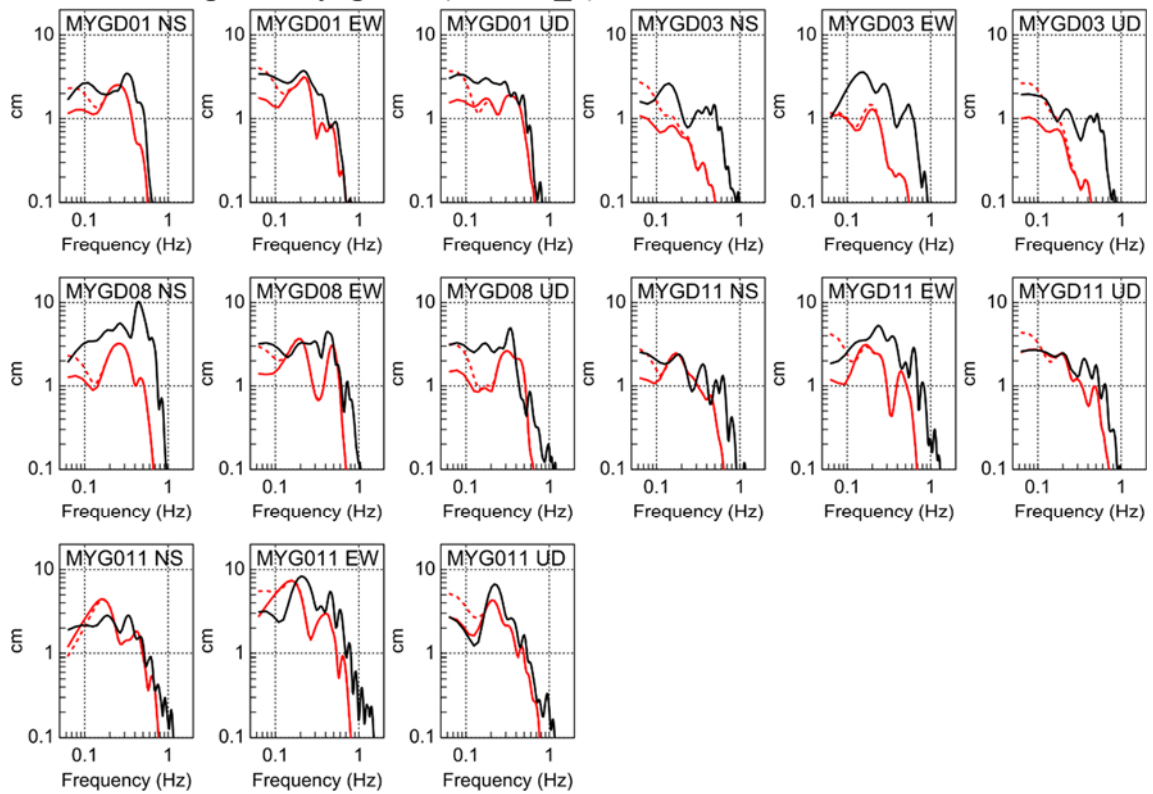


図 2.1.2-39 観測速度フーリエスペクトル（黒）とやや複雑な震源モデルによる理論速度フーリエスペクトル（赤破線）の比較。なお、赤実線は背景領域が存在しないと仮定した場合のスペクトルである。

(4) 考察

2.1.2 項では、2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) を対象に、現行の強震動予測レシピの現状および課題を整理した。経験的グリーン関数法によって得られたこの地震の広帯域地震動を再現できる SMGA の面積や位置等は、地震動の長周期成分を用いて推定された大すべり域とほぼ対応している。推定された SMGA の短周期レベルは大きく、既往研究の結果と整合的である。強震動予測レシピに基づく特性化震源モデルはこの地震のような、短周期レベルが大きい $M7$ クラスのプレート間地震の地震動に対して、短周期成分の振幅は良好に再現できるが、長周期成分の振幅は顕著な過小評価になっている。過小評価の周期帯域は震源モデルにも寄るが、この地震の場合では約 0.5 秒以上である。この過小評価は、理論的手法による計算でも確かめられた。設定された特性化震源モデルの SMGA の面積が小さくなりすぎていることが、長周期成分に対する過小評価の主な原因であると考えられる。そこで、大すべり域と同等に広い面積を持ち、かつ面積がひとまわり小さく応力降下量が特に大きい領域（いわゆるスーパーアスペリティ）を内部に含むような不均質な SMGA を持つ震源モデルを提案した。そして、この震源モデルを用いれば、広帯域において地震動を良好に再現できる見込みがあることを示した。図 2.1.2-40 に、提案した震源モデルのイメージ図を示す。

なお、本検討で示した、強震動予測レシピによる長周期成分の振幅に対する過小評価およびそれを踏まえた不均質な SMGA を持つ震源モデルの提案は、宮城県沖で発生した短周期レベルが大きい $M7$ クラスの地震を対象にしたものである。同じプレート境界でも、福島県沖および茨城県沖で発生した同程度規模の地震の短周期レベルは宮城県沖の場合ほど大きくないとされている（例えば、佐藤，2010；瀧口・他，2011）。今後、他の地域の地震に対しても同様な検討を行い、地域性を考慮しながら強震動予測レシピの適用性を検証することが重要である。

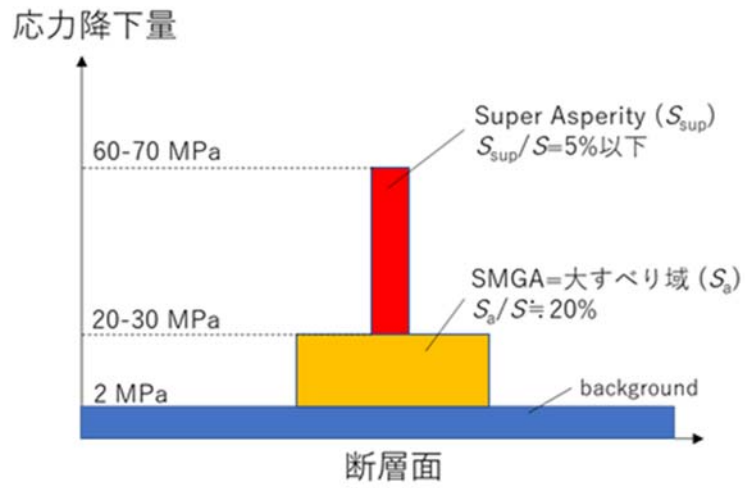


図 2.1.2-40 短周期レベルの大きい M 7 クラスの地震に対して提案したやや複雑な震源モデルのイメージ図。

2.1.3 2003 年十勝沖地震を対象とした検討

本項では、 M 8 クラスのプレート間地震を対象に、特性化震源モデルの設定に係る地震動解析および再現解析を行う。 M 8 クラスのプレート間地震として、2003 年 9 月 26 日 4 時 50 分頃に十勝沖の深さ約 40 km で発生した M_w 8.2 の 2003 年十勝沖地震を選定した。この地震では北海道の複数観測点で震度 6 弱を観測し、被害を伴った。また、この地震により、北海道から東北地方にかけての太平洋沿岸で津波が観測された。

(1) 既往研究の調査

ここでは、2003 年十勝沖地震の既往の震源モデルについて整理した。まず、震源インバージョン結果について整理した。

Yamanaka and Kikuchi (2003)による震源モデルを図 2.1.3-1 に示す。この震源モデルは遠地実体波を用いたインバージョン解析によって求められたものである。破壊開始点の北側にすべり量の大きい領域が求められており、さらに北東の陸に近い領域にも小さいながらすべり量の大きい領域が見られる。

Koketsu *et al.* (2004) による震源モデルを図 2.1.3-2 に示す。この震源モデルは強震記録と地殻変動データを用いたジョイントインバージョンにより求められたものである。すべり量の大きい領域は破壊開始点の北に見られる。

Honda *et al.* (2004) による震源モデルを図 2.1.3-3 に示す。この震源モデルは強震記録を用いたインバージョン解析によって求められたものである。すべり量の分布は Yamanaka and Kikuchi (2003) と似ているが、破壊開始点より南側にもすべり量の大きい領域が見られる点が異なっている。

Yagi (2004)による震源モデルを図 2.1.3-4 に示す。この震源モデルは遠地実体波を用いたインバージョン解析によって求められたものである。すべり量の分布は Honda *et al.* (2004) と似ているが、すべり量の大きい領域が Honda *et al.* (2004) と比較してやや陸側に求まっている。また、すべり時間関数が示されており、浅い領域ほどゆっくりすべっている傾向が見られる。

Aoi *et al.* (2008) による震源モデルを図 2.1.3-5 に示す。この震源モデルは Honda *et al.* (2004) をアップデートしたものであり、強震記録を用いたインバージョン解析によって求められたものである。破壊開始点よりも南側にすべり量の大きい領域が見られる点など、

Honda *et al.* (2004) に似たすべり量分布となっている。

震源インバージョン結果を概観すると、破壊開始点の北西方向の十勝沖の領域にすべり量の大きい領域が見られる点ほどの震源モデルも共通しているが、深さ方向のすべり量分布はモデルによって違いが見られる。また多くのモデルで破壊開始点の北東の陸に近い領域に小さめのすべり量の大きい領域が存在している。破壊開始点よりも南側にすべり量の大きい領域が求まっているモデルもある。

次に、既往の特性化震源モデルについて整理した。整理した震源モデルの概要を表 2.1.3-1 に示す。また、それぞれの震源モデルを比較して図 2.1.3-6 に示す。

地震本部 (2004) による震源モデルを図 2.1.3-7 に示す。断層パラメータの設定方法の詳細は不明であるが、断層面積とアスペリティ面積、平均応力降下量を与条件としてレシピの関係式に基づき設定されていると考えられる。このモデルはハイブリッド合成法による地震動予測手法の検証を目的に検討されたものであり、主に震度分布について観測記録の再現性を確認している。一方、地震モーメントについては 1.05×10^{21} Nm (Mw 8.0) となっており、他の震源インバージョンによる値と比較すると小さめである。したがって、地震本部 (2004) による震源モデルは、短周期の再現性を重視したモデルであると言える。

主に短周期の再現性を重視したモデルとして、釜江・川辺 (2004) によるモデル(図 2.1.3-8) も挙げられる。このモデルはアスペリティ(強震動生成域)のみからなるモデルであるが、アスペリティの応力降下量等の設定値の参考にできる。観測記録に見られる特徴的なパルスを再現するために、マルチハイポセンターの採用や、各アスペリティの破壊時刻も個別に設定しているなど、やや複雑な破壊過程を採用している。

Iwaki *et al.* (2016) による震源モデルを図 2.1.3-9 に示す。このモデルは、三次元差分法を用いた長周期地震動評価手法の改良検討のために作成されたモデルであり、破壊伝播速度やすべり量等の不均質性を付加することで、観測記録の再現性を向上させている。断層パラメータは断層面積と地震モーメント、アスペリティ面積を与条件としてレシピの関係式に基づき設定されているが、アスペリティの応力降下量を倍率を乗じて調整する等、必ずしもレシピ通りとはなっていない。対象周期は 2 秒以上として検討を実施している。一方、短周期レベルについては、 2.77×10^{20} Nm/s² となっており、短周期側の再現性が確認されている地震本部 (2004) によるモデルの値 9.34×10^{19} Nm/s² と比較すると 3 倍程度大きい。

図 2.1.3-10 に示す新井・他 (2018) による震源モデルは、ハイブリッド合成法による広帯域の地震動の再現を目的に、地震本部 (2004) と Iwaki *et al.* (2016) の 2 モデルの中間的な

モデルとして設定されている。断層パラメータは断層面積とアスペリティ面積、平均応力降下量を与条件としてレシピの関係式に基づき設定されている。

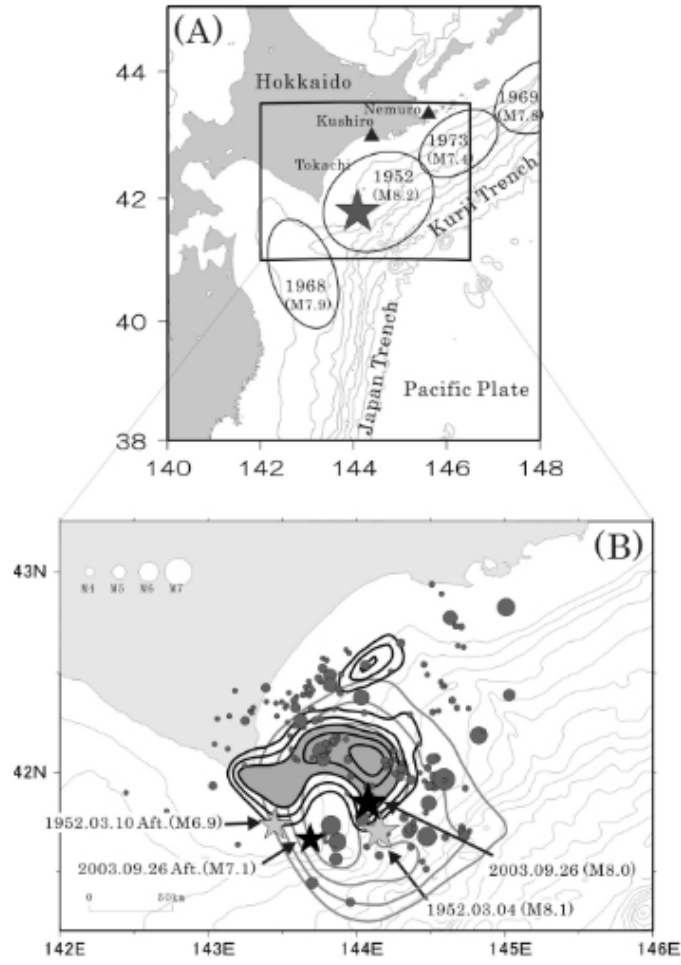


図 2.1.3-1 Yamanaka and Kikuchi (2003)による震源モデル

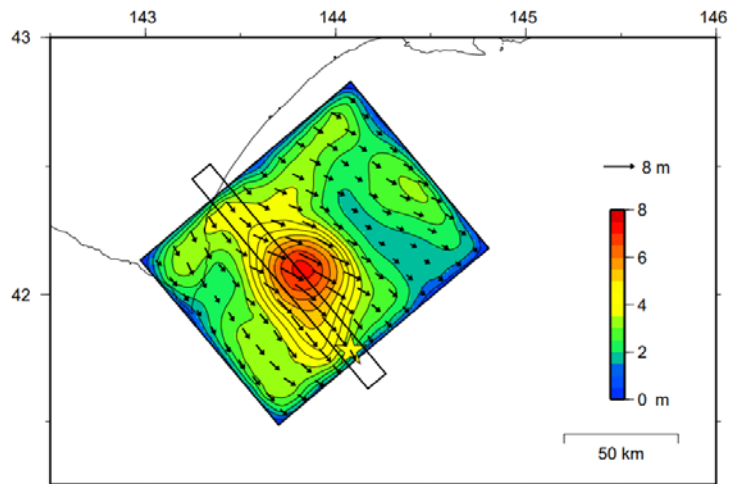


図 2.1.3-2 Koketsu *et al.* (2004)による震源モデル

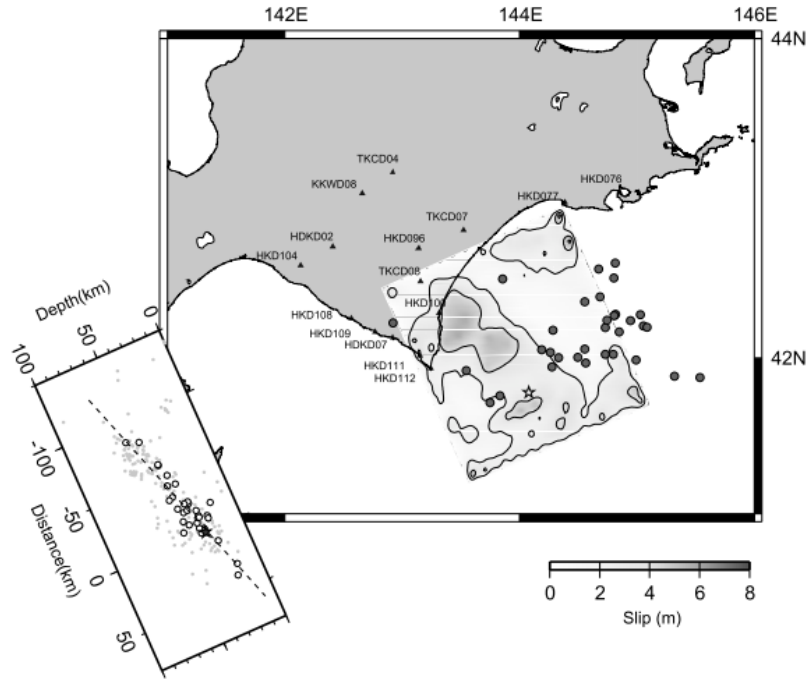


図 2.1.3-3 Honda *et al.* (2004)による震源モデル

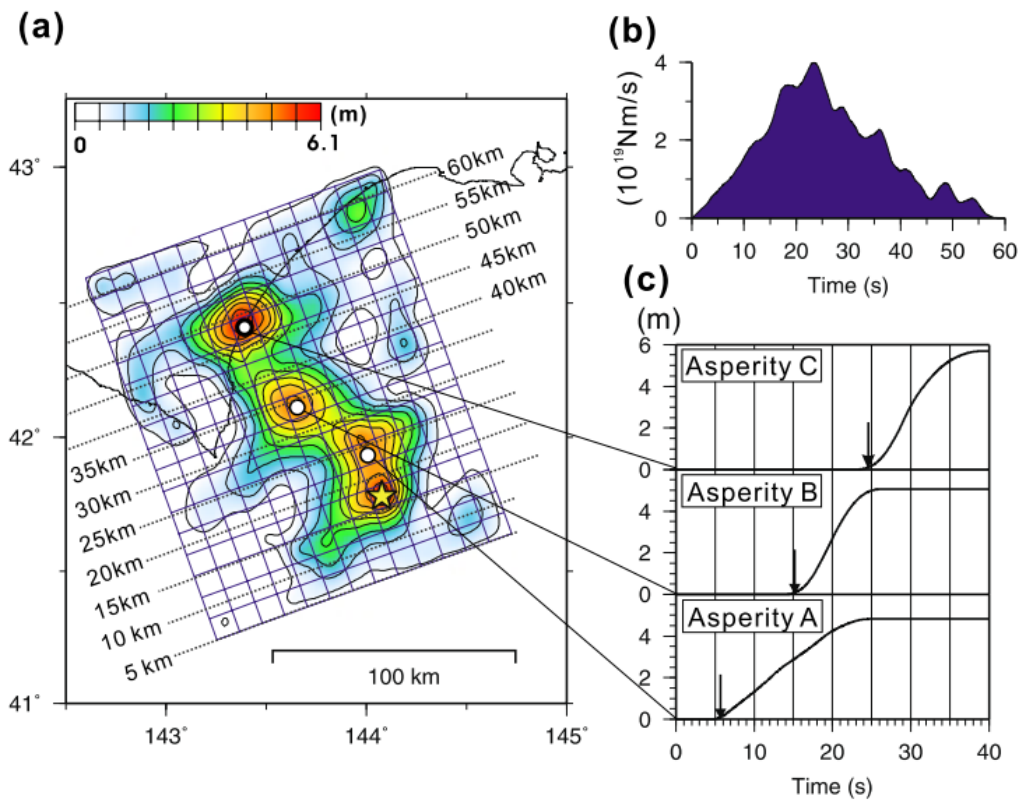


図 2.1.3-4 Yagi (2004)による震源モデル

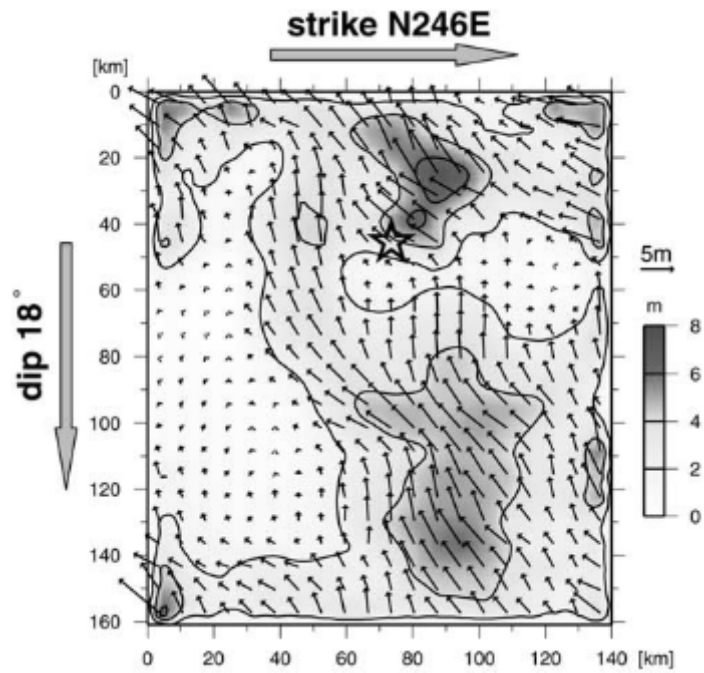
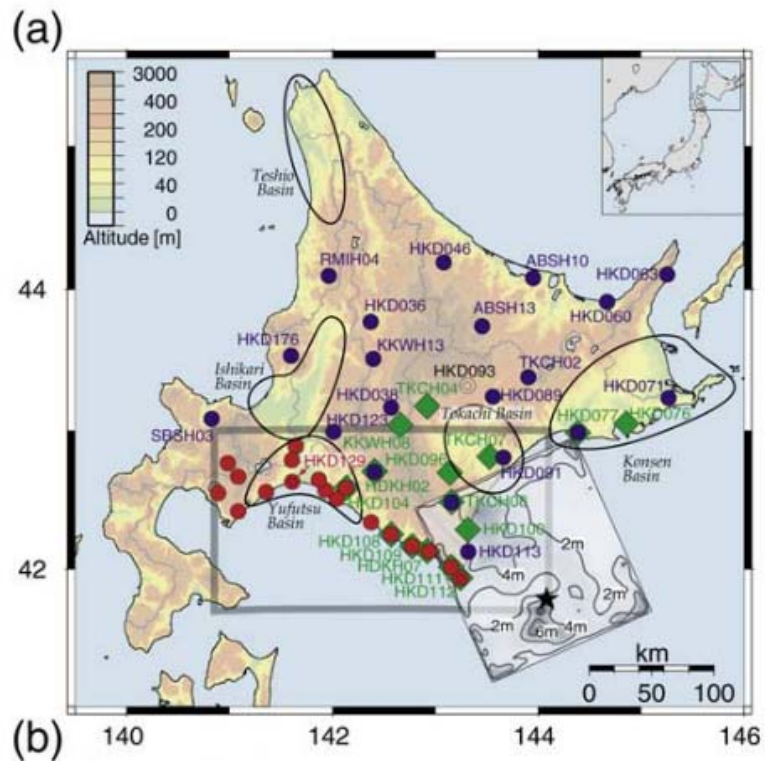


図 2.1.3-5 Aoi *et al.* (2008)による震源モデル

表 2.1.3-1 既往の特性化震源モデルの概要

No.	震源モデル	地震モーメント M_0 (Nm)	M_w	短周期レベル A (Nm/s^2)	概要
1	地震本部(2004)	1.05E+21	8.0	9.34E+19	・震度分布を再現（短周期モデル）
2	釜江・川辺(2004)	2.20E+21	8.2	8.57E+19	・アスベリティのみのモデル ・マルチハイボセンターを仮定
3	Iwaki et al.(2016)	3.98E+21	8.3	2.77E+20	・周期2秒以上を対象 ・不均質性を付加することで再現性を向上
4	新井・他(2018)	2.71E+21	8.2	1.77E+20	・No.1とNo.3の中間的なモデル

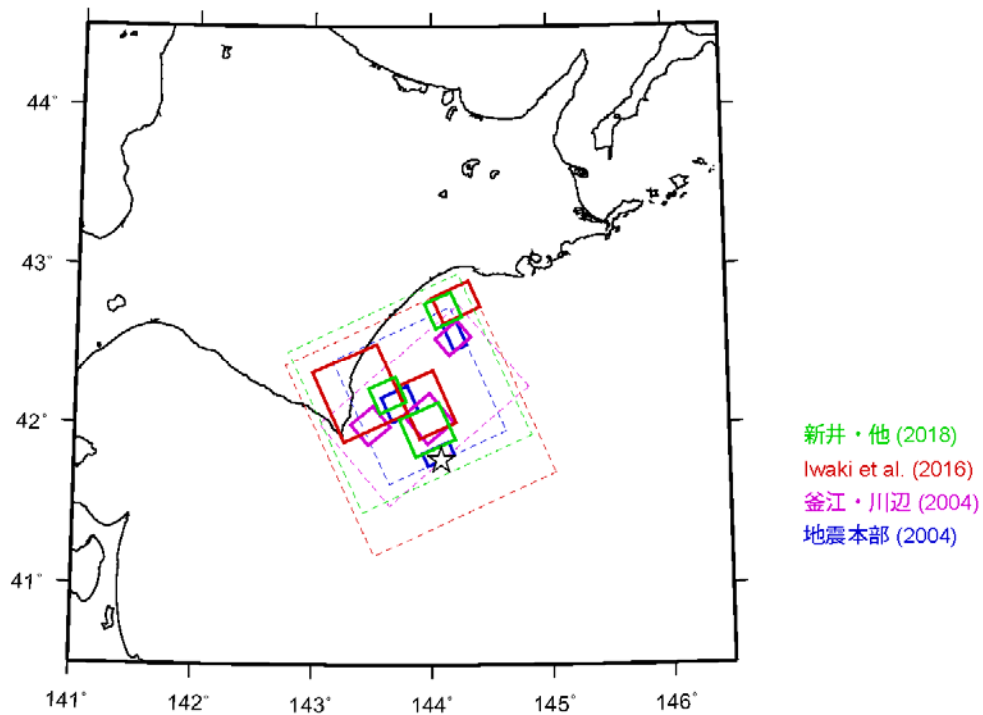


図 2.1.3-6 既往の特性化震源モデルの比較

表1 震源断層パラメータ

		項目	パラメータ	(単位)
巨視的震源特性	断層位置		図2参照	-
	走向		N246° E	-
	傾斜角		18°	-
	断層面積		9000	km ²
	断層上端深さ		22	km
	断層下端深さ		53	km
	破壊開始点		図2参照	-
	破壊伝播形式		放射状	-
	静的応力降下量 (円形クラック)		3.0	MPa
	地震モーメント		1.05×10^{21}	N·m
	モーメントマグニチュード		8.0	-
	剛性率		4.68×10^{10}	N/m ²
	平均すべり量		249.6	cm
S波速度		3.9	km/s	
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	1.69×10^{20}	N·m
		面積	722.4	km ²
		平均すべり量	499.3	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	9.34×10^{19}	N·m/s ²
	第1アスペリティ (破壊開始点付近)	地震モーメント	3.50×10^{19}	N·m
		面積	180.6	km ²
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	N·m/s ²
	第2アスペリティ (断層中央付近)	地震モーメント	9.89×10^{19}	N·m
		面積	361.2	km ²
		平均すべり量	584.9	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	7.66×10^{19}	N·m/s ²
	第3アスペリティ (断層北端付近)	地震モーメント	3.50×10^{19}	N·m
		面積	180.6	km ²
平均すべり量		413.6	cm	
実効応力		37.4	MPa	
短周期レベル		5.42×10^{19}	N·m/s ²	
背景領域	地震モーメント	8.83×10^{20}	N·m	
	面積	8277.6	km ²	
	平均すべり量	227.8	cm	
	短周期レベル	4.05×10^{19}	N·m/s ²	
その他の震源特性	破壊伝播速度	2.8	km/s	
	破壊開始点	2003年十勝沖地震の震央	-	
	破壊様式	同心円状	-	

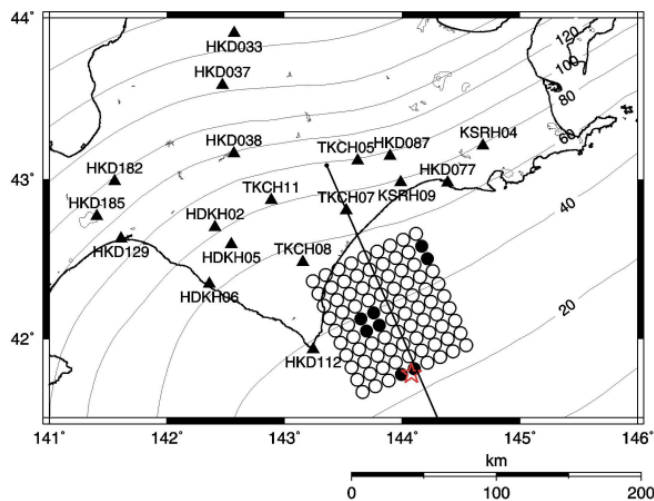
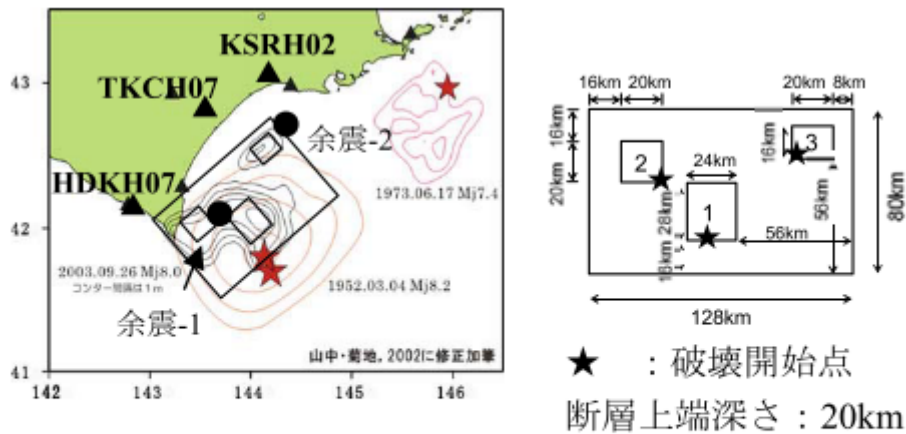


図 2.1.3-7 地震本部(2004)による震源モデル
2.1.3-8

表1 アスペリティの震源パラメータ

	M_0 (N*m)	L(km) × W(km)	$\Delta \sigma$ (MPa)
本震	2.2×10^{21}	128 × 80	5.2
Asp-1	1.99×10^{20}	24 × 28	25
Asp-2	8.75×10^{19}	20 × 20	25
Asp-3	6.43×10^{19}	20 × 16	25



余震-1 : 2003/9/26 7:20 M5.4

余震-2 : 2003/9/27 17:06 M5.2

図1 3つのアスペリティからなる震源モデル

図 2.1.3-8 釜江・川辺 (2004)による震源モデル

Table 2 Source parameters for Model C

Area S (km ²)	Seismic moment M_0 (Nm)	Average slip D (m)	Average stress drop $\Delta\sigma$ (MPa)	Rupture velocity V_R (m/s)	
21,038	$3.98E+21$	2.92	3.18	3600	
Asperities	Area S_{aj} (km ²)	Seismic moment M_0 (Nm)	Average slip D_{aj}, D_b (m)	Average stress drop $\Delta\sigma_{aj}, \Delta\sigma_b$ (MPa)	α_j
A1	1098	$3.56E+20$	5.01	16.0	1
A2	2561	$1.27E+21$	7.65	32.0	2
A3	549	$1.26E+20$	3.54	40.0	2.5
BA	16,381	$2.23E+21$	2.04	1.48	

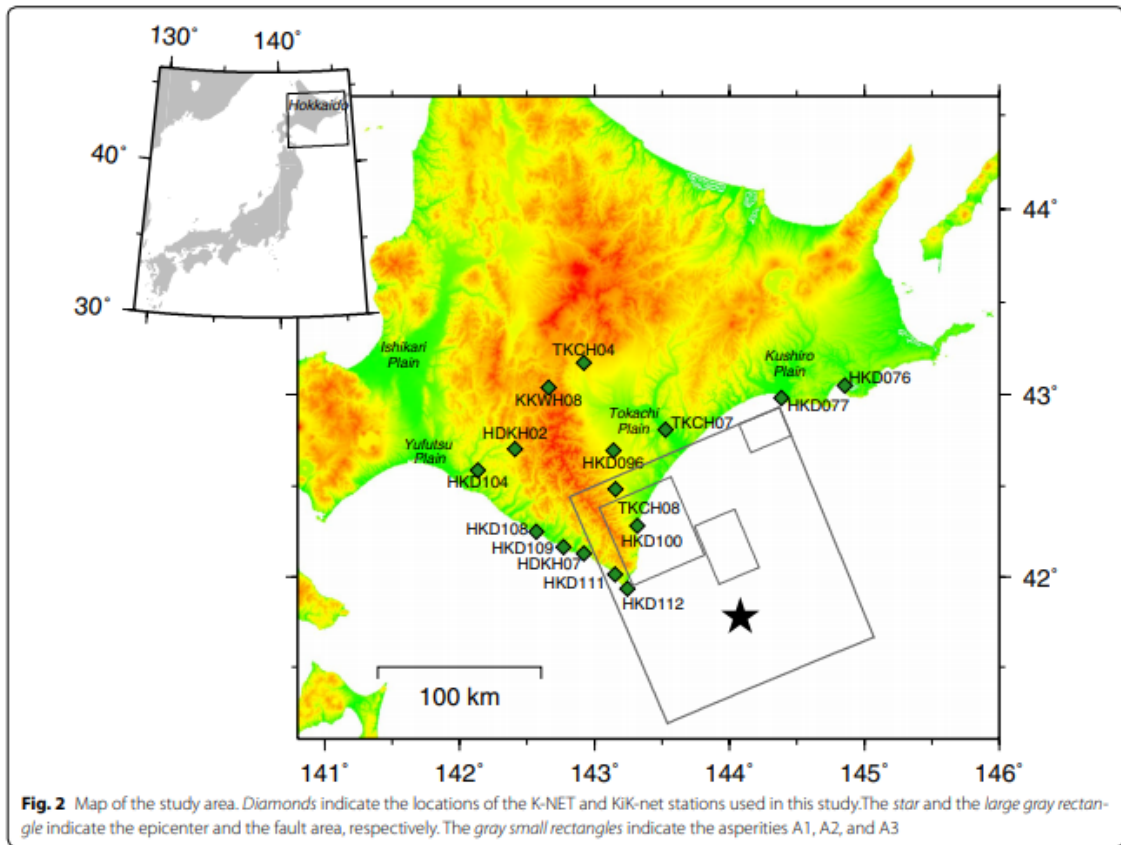


図 2.1.3-9 Iwaki *et al.* (2016)による震源モデル

パラメータ	設定値			
断層長さ	130 km			
断層幅	130 km			
断層面積	16900 km ²			
地震モーメント	2.71E+21 Nm			
モーメントマグニチュード	8.2			
平均すべり量	2.47 m			
平均応力降下量	3.00 MPa			
短周期レベル	1.77E+20 Nm/s ²			
アスペリティ	全体	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ3
面積	1700 km ²	900 km ²	400 km ²	400 km ²
面積比	0.10			
平均すべり量	5.44 m	6.45 m	4.30 m	4.30 m
地震モーメント	5.99E+20 Nm	3.76E+20 Nm	1.11E+20 Nm	1.11E+20 Nm
応力降下量	29.8 MPa	29.8 MPa	29.8 MPa	29.8 MPa
背景領域				
面積	15200 km ²			
平均すべり量	2.14 m			
地震モーメント	2.11E+21 Nm			
応力降下量	2.28 MPa			

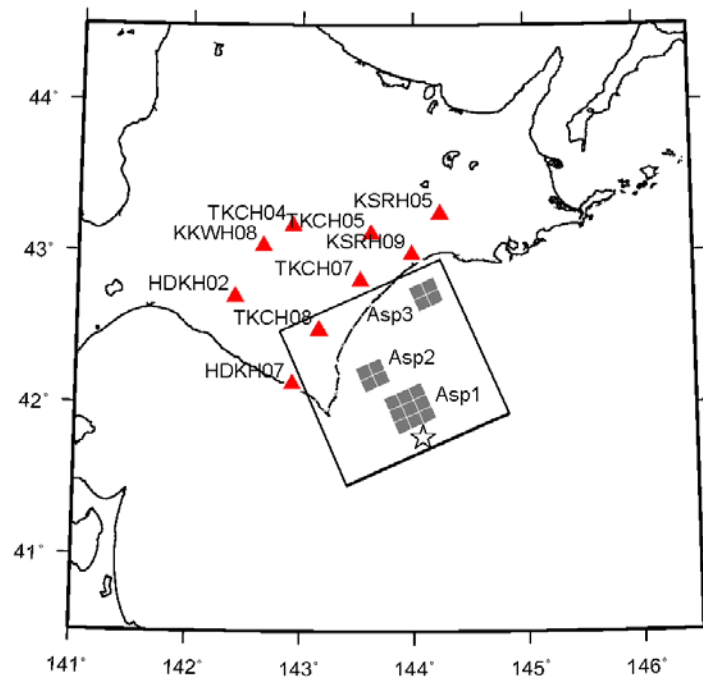


図 2.1.3-10 新井・他 (2018)による震源モデル

(2) 観測記録の収集および特性化震源モデルの設定に係る地震動解析

2003年十勝沖地震においては、K-NET および KiK-net で多くの観測記録が得られている。本検討においては、表層地盤の非線形化等の影響を含まない、硬質地盤の記録である KiK-net の地中観測記録を使用する。沿岸の KiK-net 観測点の位置とその観測記録を図 2.1.3-11～図 2.1.3-13 に示す。これらの図を確認すると、十勝沖付近の観測点の地震動レベルが大きく、この付近に強震動生成域が存在することが推察される。また、釧路沖付近にも振幅が大きい観測点があり、この付近にも強震動生成域の存在が示唆される。以降の検討においては、これらの情報も参考にしながら震源モデルを構築していく。

また、余震記録も多く得られており、これらの中から経験的グリーン関数として用いる余震記録を選定できる。点震源とみなせることや、重ね合わせ数が過大とならないことを考慮すると、Mw5 程度の余震が適切であると考えられる。そこで、2003年十勝沖地震の震源域で発生し、F-net でメカニズム解が求められている Mw5.0～5.5 の地震を対象として、経験的グリーン関数として用いることのできる地震を選定することにした。メカニズム解や震源深さ、さらに本震と余震のフーリエスペクトル比の形状を考慮しながら選定した結果、釧路沖の領域においては 2003年9月27日 17:06 の Mj5.2 の余震が適切であると判断した。これは釜江・川辺 (2004) でも採用されている地震である。十勝沖の領域については、適切な地震を見つけることができなかつたため、釜江・川辺 (2004) で採用されている 2003年9月26日 7:20 の Mj5.2 の余震を用いることとした。この地震は F-net 等で地震モーメントが求められていないため、何らかの方法で推定する必要がある。その点については(3)で検討する。

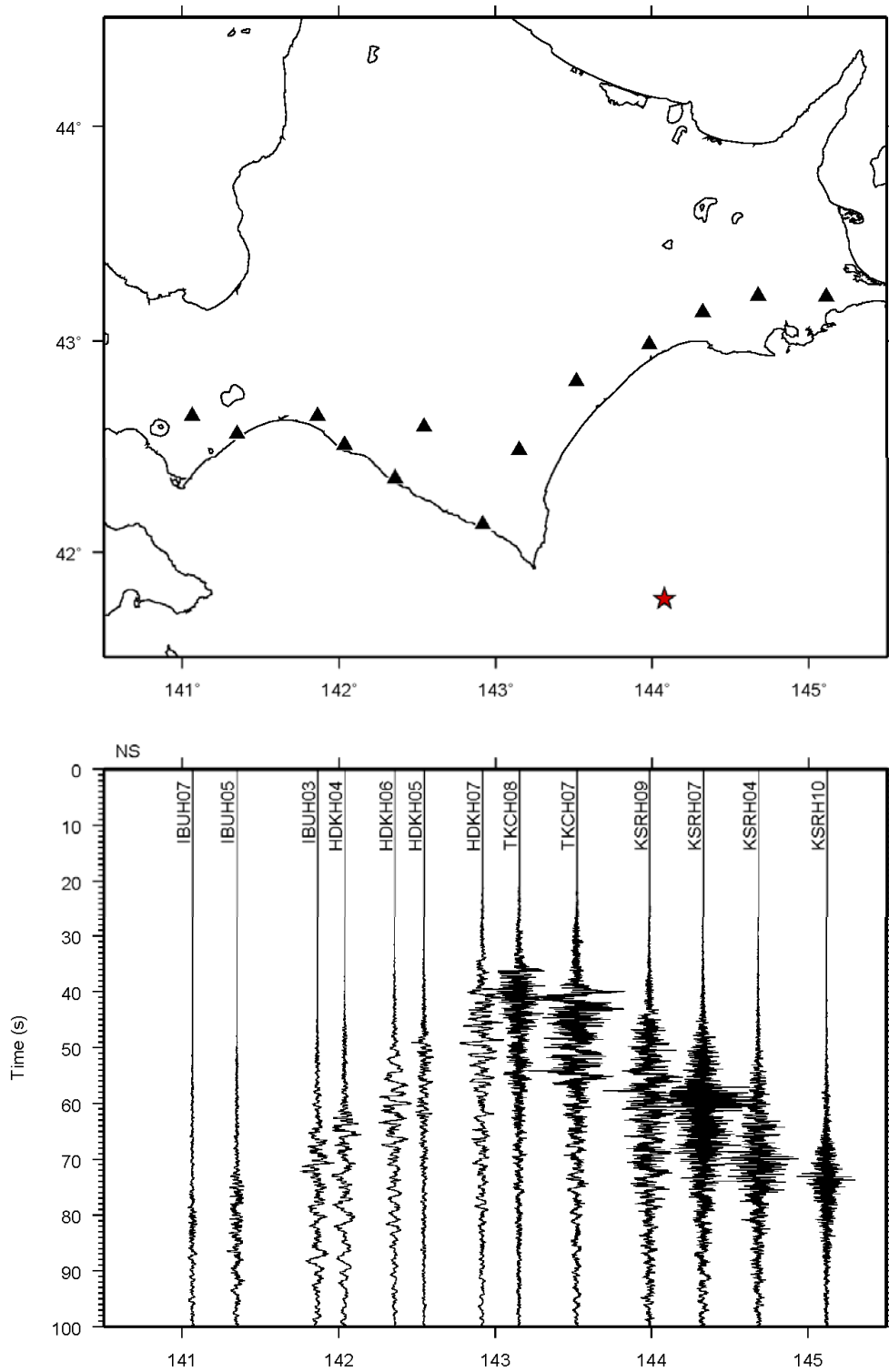


図 2.1.3-11 KiK-net 観測点位置と観測記録 (NS 成分)

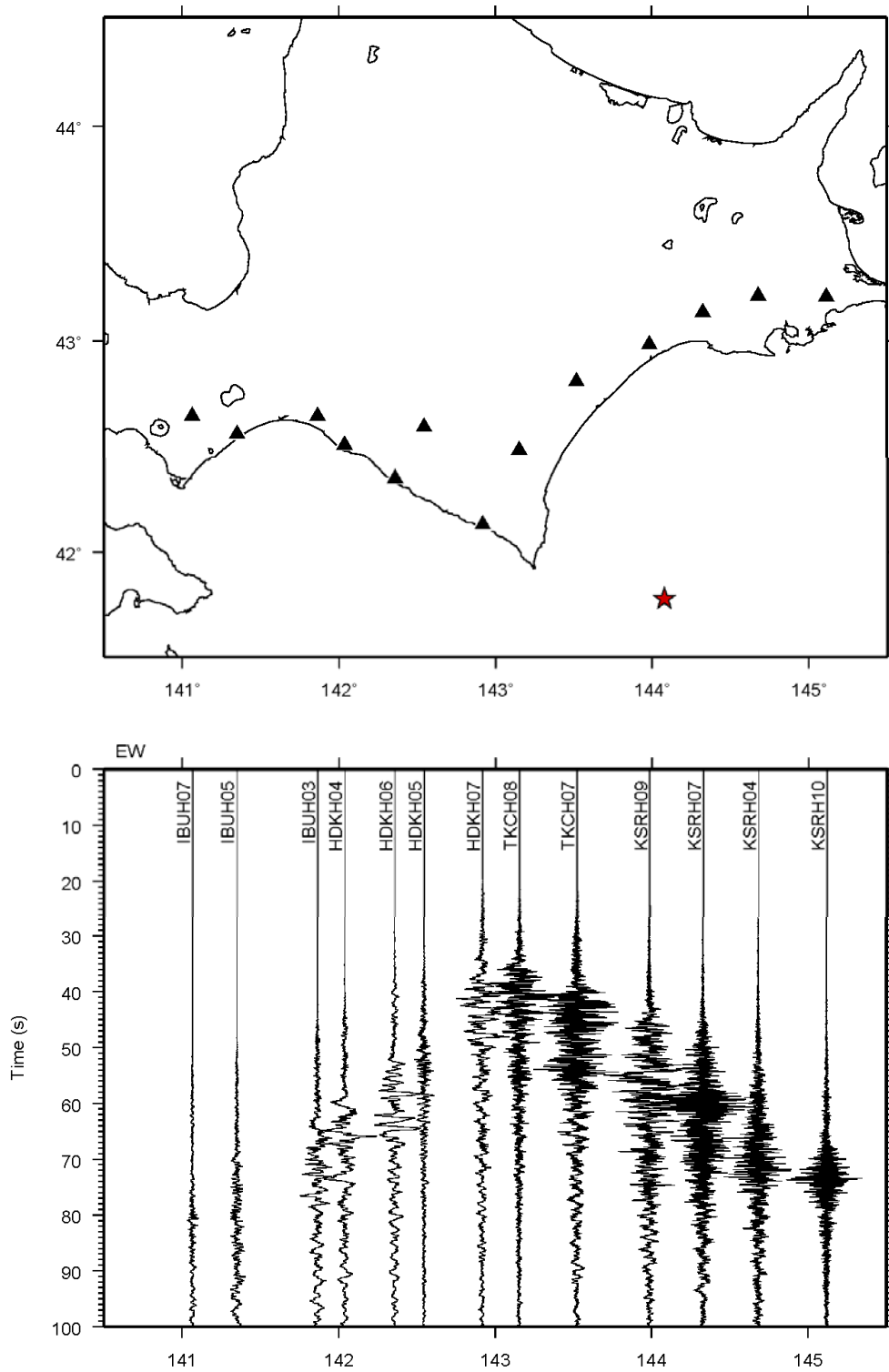


図 2.1.3-12 KiK-net 観測点位置と観測記録 (EW 成分)

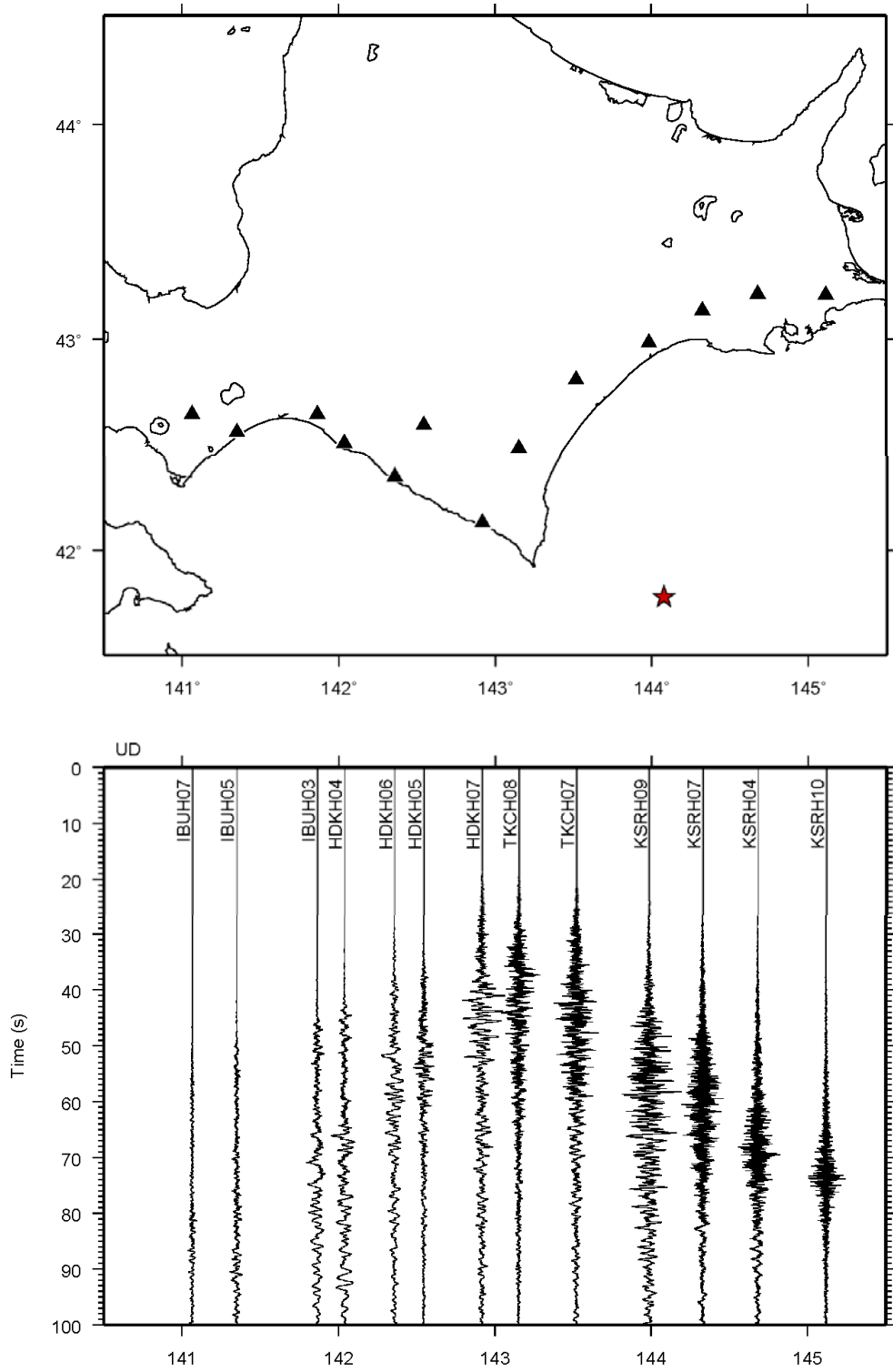


図 2.1.3-13 KiK-net 観測点位置と観測記録 (UD 成分)

強震動予測レシピによる特性化震源モデルの設定方針を検討するために、(1)で整理した特性化震源モデルの特徴を整理した。既往の特性化震源モデルをスケーリング則と比較して図 2.1.3-14 に示す。いずれのモデルも平均応力降下量はほぼ 3 MPa であり、地震モーメントと断層面積の関係では宇津 (2001) と調和的である。ただし、地震本部(2004)および新井・他(2018)は平均応力降下量 3 MPa を設定値としていること、釜江・川辺(2004)はアスペリティ（強震動生成域）のみのモデルであるため、断層面積および平均応力降下量は参考値であることに注意が必要である。地震モーメントと短周期レベルの関係を見ると、短周期側の再現性が確認されている地震本部 (2004) や新井・他 (2018) による震源モデルは壇・他 (2001) の 2 倍程度大きく、佐藤 (2010) に近くなっている。平均すべり量については、どのモデルも同程度であり、地震本部 (2004) が Murotani *et al.* (2008) よりやや大きめであるが、その他 2 モデルは Murotani *et al.* (2008) と調和的である。地震モーメントと大すべり域、強震動生成域の面積の関係では、地震本部 (2004) と新井・他 (2018) は佐藤 (2010) に近く、Iwaki *et al.* (2016) は Murotani *et al.* (2008) に近くなっている。大すべり域、強震動生成域の面積が断層全体に占める割合は、地震本部 (2004) と新井・他 (2018) が約 10%、Iwaki *et al.* (2016) が 20%となっている。

以上の既往の震源モデルの整理により、地震モーメントと断層面積の関係は宇津(2001)を、地震モーメントと短周期レベルの関係は佐藤 (2010) を採用すれば強震動予測レシピによって観測記録の再現性の高い震源モデルが設定できると考えられる。当然ながら、このスケーリング則の選定は本検討で対象としている 2003 年十勝沖のケースで適切と考えられるものであり、異なる地震の特性化震源モデルを構築する際には、他のスケーリング則を採用した方が適切となるケースがあることは考えられる。

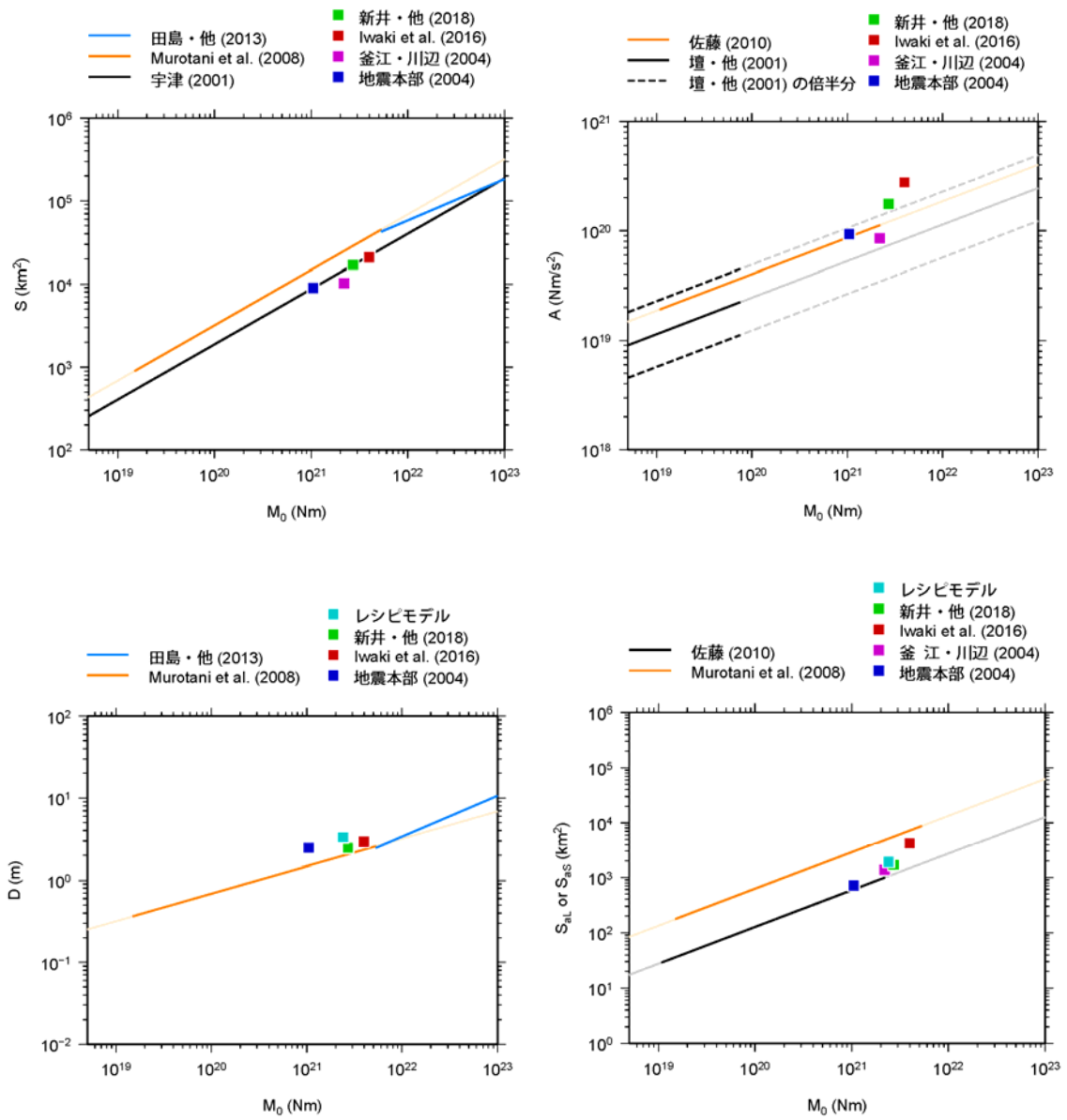


図 2.1.3-14 スケーリング則との比較

(3) 強震動予測レシピの適用性に関する再現解析

(ア) 強震動予測レシピに基づく特性化震源モデル

(2)での検討を踏まえて、強震動予測レシピによる特性化震源モデルの設定を行う。まず、断層面積を $124 \text{ km} \times 124 \text{ km} = 15376 \text{ km}^2$ と設定した。これは田島・他 (2013) で整理された 2003 年十勝沖地震の震源モデルの平均断層面積とほぼ等しい。つぎに、(2.1.3-1)式の宇津(2001)によりモーメントマグニチュードを算出し、(2.1.3-2)式により地震モーメントを求めた。

$$M_w = \log S + 4 \quad (2.1.3-1)$$

$$M_0 = 10^{1.5M_w + 9.1} \quad (2.1.3-2)$$

さらに、(2.1.3-3)式の佐藤 (2010) による地震モーメントと短周期レベルの関係により短周期レベルを算出した。

$$A = 4.02 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad (2.1.3-3)$$

以降は、強震動予測レシピに従ってその他の断層パラメータを設定した。設定した断層パラメータと震源モデルを表 2.1.3-2、図 2.1.3-15 に示す。アスペリティの位置や個数については、既往の特性化震源モデルを参考に設定した。なお、検討対象とする観測点は図 2.1.3-15 に示す 12 観測点とした。

次に、経験的グリーン関数として用いる余震のパラメータを設定した。経験的グリーン関数として用いる余震は、(2)で検討したように、十勝沖の領域については 2003 年 9 月 26 日 7:20 の Mj5.2 の地震 (以下、EGF1 とする)、釧路沖の領域においては 2003 年 9 月 27 日 17:06 の Mj5.2 の地震 (以下、EGF2 とする) である。これらの余震のパラメータは釜江・川辺 (2004) で検討されてはいるものの、本検討では本震の震源モデルも異なるため、再検討することとした。ここでは、本震と余震のフーリエスペクトル比により余震のパラメータを決定した。具体的には、本震/EGF1、本震/EGF2 それぞれのフーリエスペクトル比を検討対象観測点それぞれで算出し、それらを平均化したものと、理論スペクトル比の誤差が 0.2~10Hz の範囲で最小になるように EGF1 および EGF2 の地震モーメントとコーナー

周波数を推定した。なお、観測記録に対しては幾何減衰と Q 値の補正を施している。Q 値は Morikawa and Sasatani (2000) による $120f$ を採用した。また、 f_{max} については補正を施さない場合でもフーリエスペクトル比の短周期側がフラットになっているため、補正を行わないこととした。このことは、本震と余震の f_{max} が同程度であることを示しており、例えば統計的グリーン関数法による地震動評価をする際には、 f_{max} を適切な値に設定する必要がある。フーリエスペクトル比のフィッティング結果を図 2.1.3-16 に、推定した余震のパラメータを表 2.1.3-3 に示す。釜江・川辺 (2004) では、EGF1 および EGF2 の応力降下量をそれぞれ 5 MPa としており、EGF1 については本検討の方が小さめ、EGF2 については大きめに求まっている。また、EGF2 については F-net で地震モーメントが 1.02×10^{17} Nm と求められており、本検討の推定値よりやや大きい。

Dan *et al.* (1989) による経験的グリーン関数法による地震動評価結果と、観測記録を比較して図 2.1.3-17～図 2.1.3-19 に示す。また、検討 12 観測点について、地震動評価結果と観測記録の減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトルの比率を平均したものを図 2.1.3-20 に示す。個々の観測点においても、全体においても地震動評価結果と観測記録は良く対応しており、特に周期 1 秒以下についての再現性は良好である。一方、周期 2 秒以上においては過小評価になっている。また、観測記録において特徴的なパルスが見られる観測点について、地震動評価結果と観測記録の速度波形を比較して図 2.1.3-21 に示す。特徴的なパルスの再現性も概ね良好であるが、より再現性を向上させるためには、釜江・川辺 (2004) のように、マルチハイポセンターや各 SMGA の破壊時刻の個別の設定が必要であると考えられる。

表 2.1.3-2 強震動予測レシピによる特性化震源モデルの断層パラメータ

断層パラメータ				
断層長さ	124 km			
断層幅	124 km			
断層面積	15376 km ²			
地震モーメント	2.40E+21 Nm			
モーメントマグニチュード	8.2			
平均すべり量	3.34 m			
平均応力降下量	3.07 MPa			
短周期レベル	1.16E+20 Nm/s ²			
SMGA	全体	SMGA1	SMGA2	SMGA3
面積	1923 km ²	784 km ²	784 km ²	355 km ²
面積比	0.13			
平均すべり量	6.67 m	7.10 m	7.10 m	4.78 m
地震モーメント	6.00E+20 Nm	2.61E+20 Nm	2.61E+20 Nm	7.94E+19 Nm
応力降下量	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa
背景領域				
面積	13453 km ²			
平均すべり量	2.86 m			
地震モーメント	1.80E+21 Nm			
実効応力	2.23 MPa			

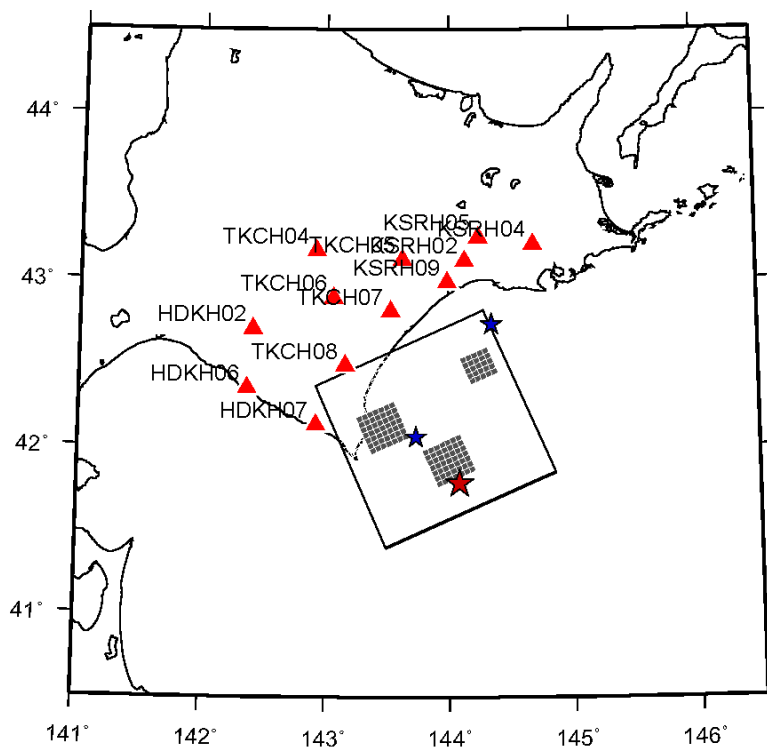


図 2.1.3-15 強震動予測レシピによる特性化震源モデル

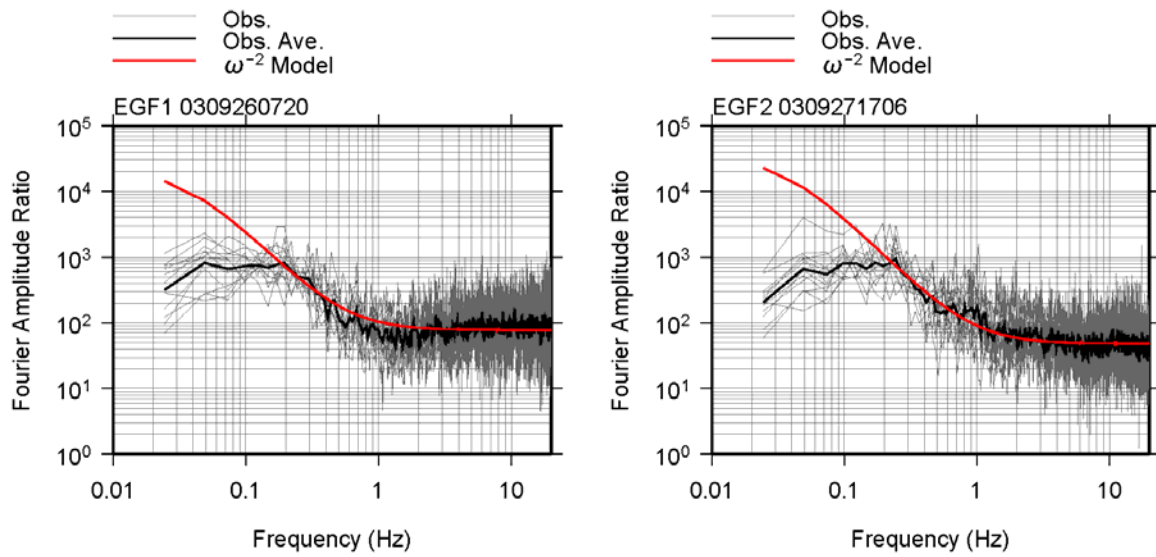


図 2.1.3-16 フーリエスペクトル比のフィッティング結果

表 2.1.3-3 推定した余震のパラメータ

	EGF1	EGF2
発震日時	2003/09/26,7:20	2003/09/27,17:06
緯度(°)	42.059	42.735
経度(°)	143.730	144.342
深さ(km)	40.9	59.2
Mj	5.2	5.2
地震モーメント(Nm)	1.14E+17	7.07E+16
Mw	5.3	5.2
応力低下量(MPa)	3.1	8.0

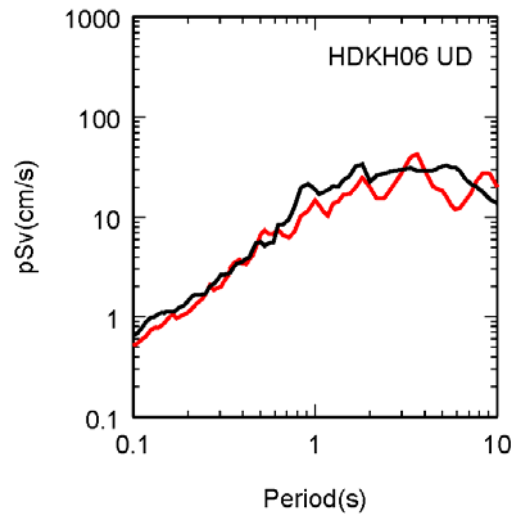
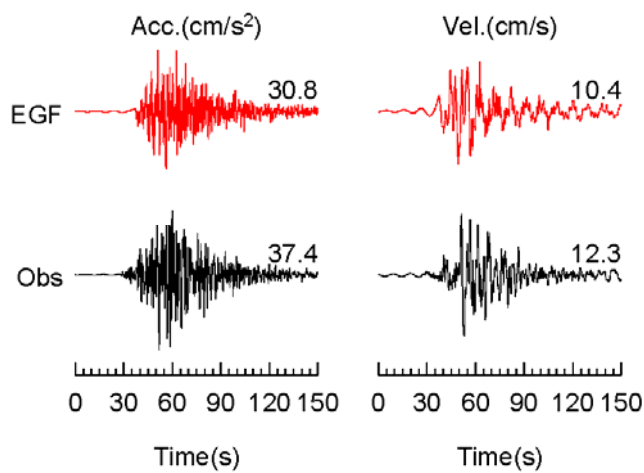
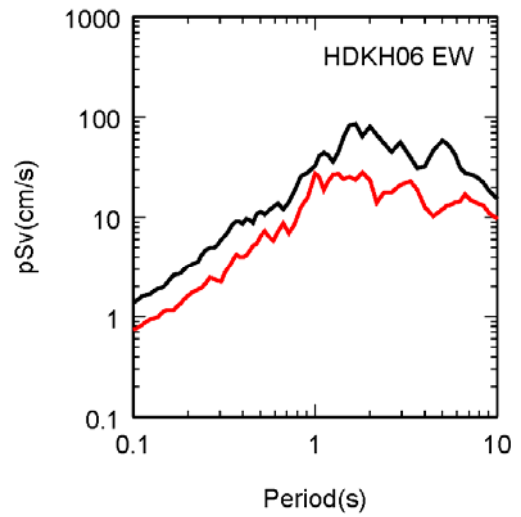
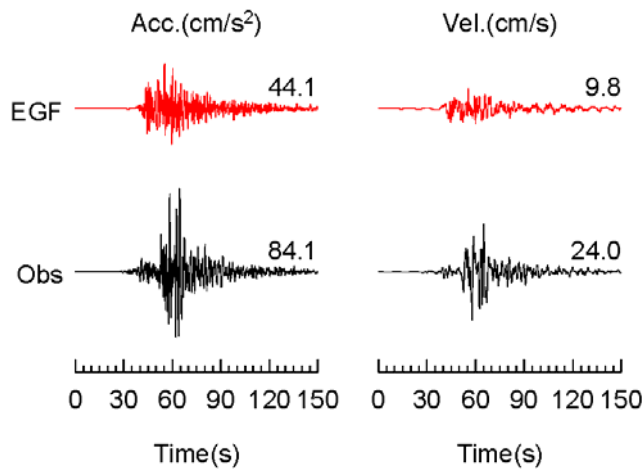
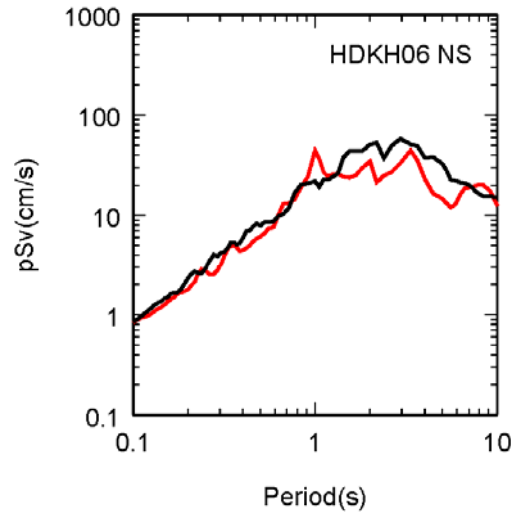
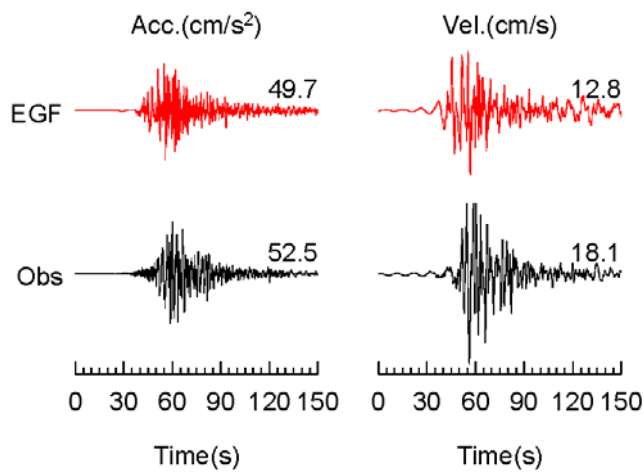


図 2.1.3-17 地震動評価結果と観測記録の比較 (HDKH06)

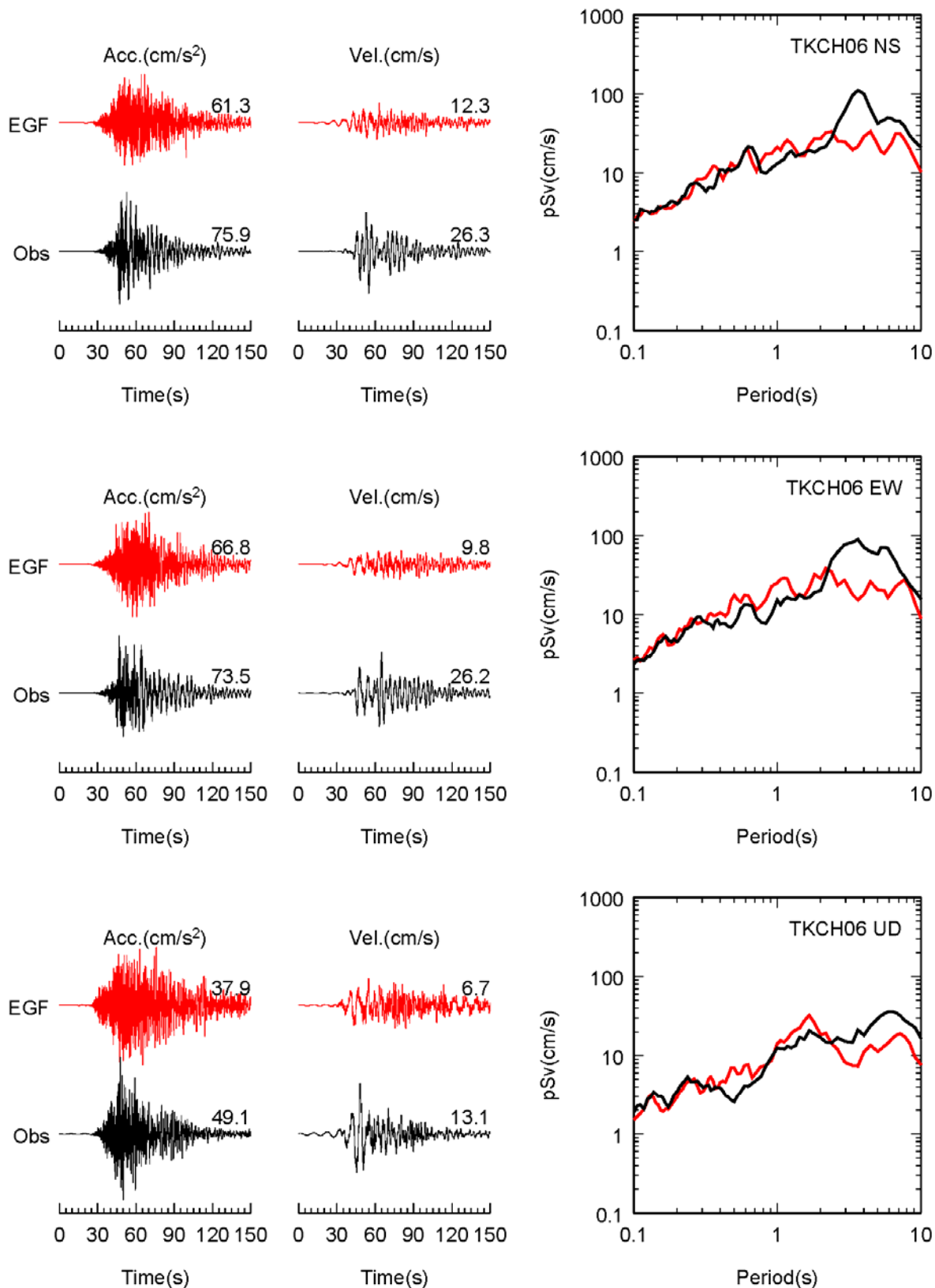


図 2.1.3-18 地震動評価結果と観測記録の比較 (TKCH06)

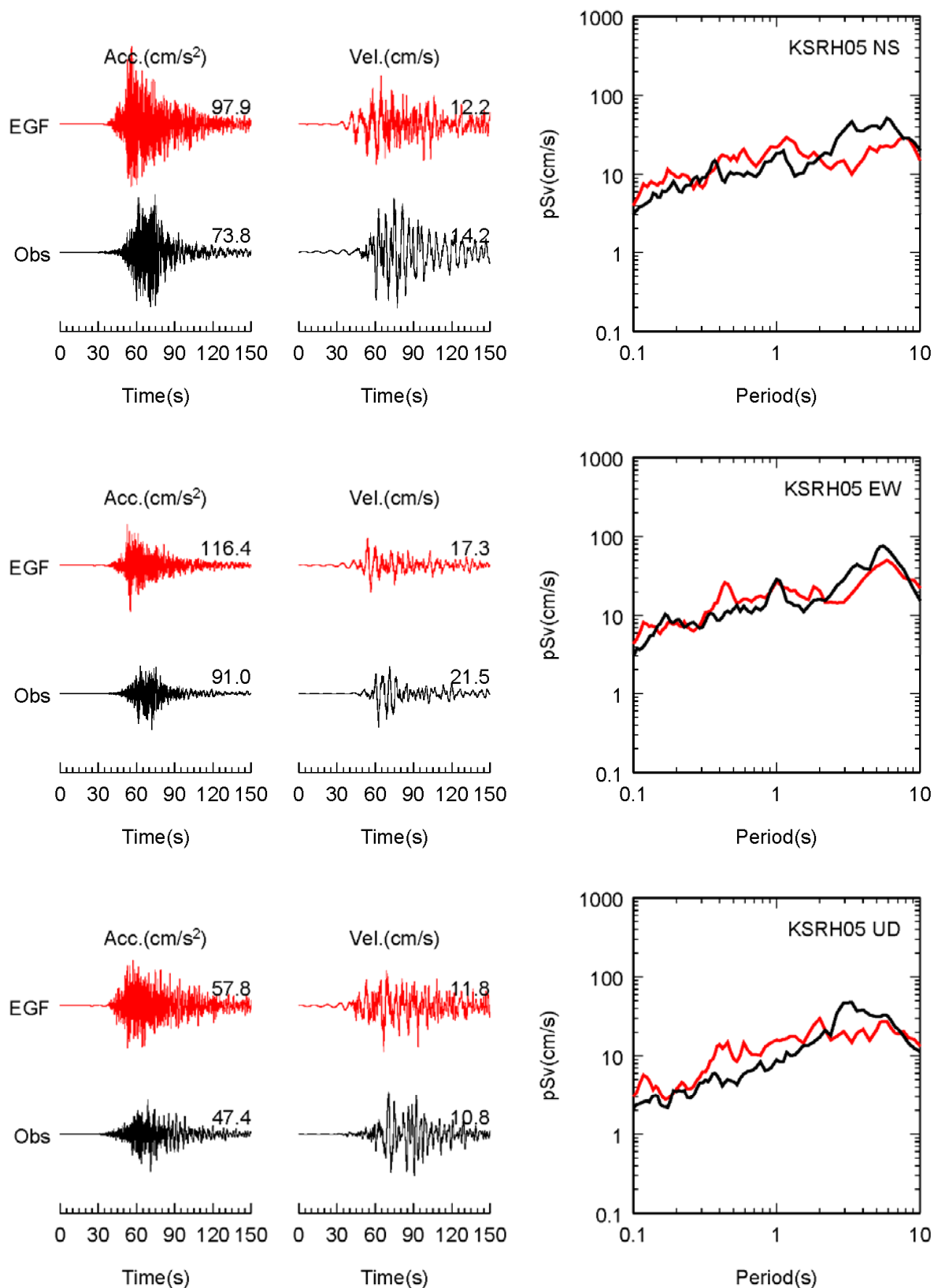


図 2.1.3-19 地震動評価結果と観測記録の比較 (KSRH05)

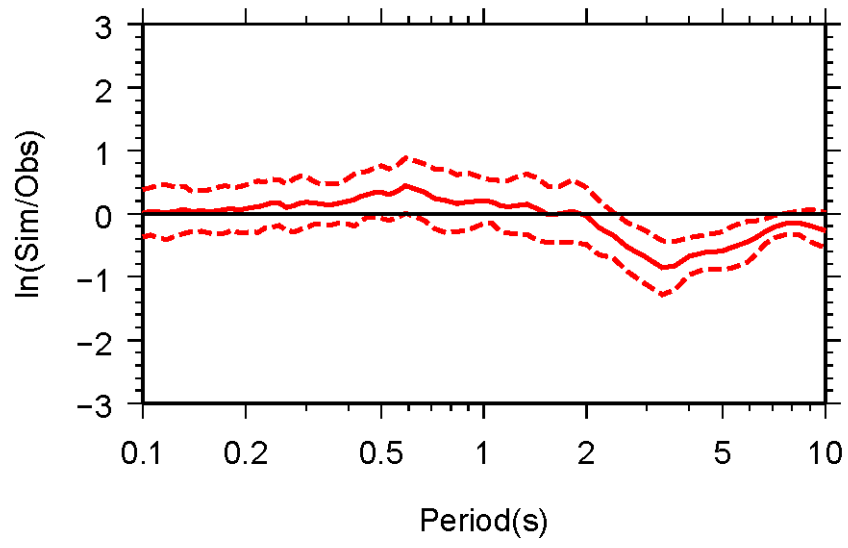


図 2.1.3-20 地震動評価結果と観測記録の比率（実線：平均、破線：標準偏差）

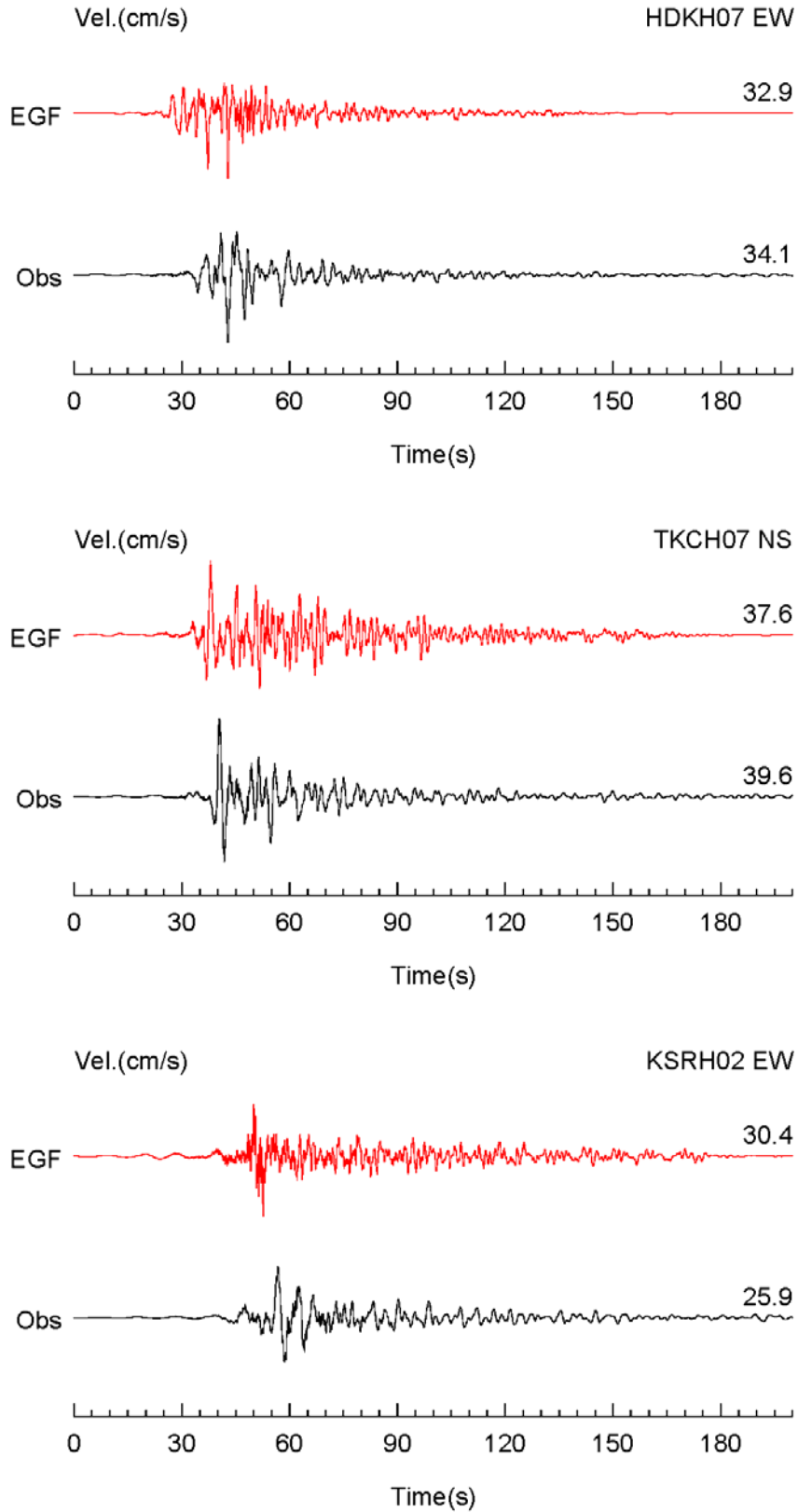


図 2.1.3-21 速度波形の比較

(イ) 実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデル

周期 1 秒以下については、強震動予測レシピに準拠した断層面積の 10%程度の強震動生成域を設定した震源モデルによって、観測記録を再現できることが分かった。一方で、周期 2 秒以上で過小評価となっていることや、田島・他 (2013) で指摘されているように、長周期側の再現を目的とした震源モデルにおいては、断層面積の 20%程度の大すべり域が設定されていることを考慮すると、大すべり域を設定したモデルの検討も重要であると考えられる。(1)で整理した震源インバージョン結果におけるすべりの大きい領域と、本検討の特性化震源モデルにおける十勝沖の SMGA は、空間的にほとんど一致しており、本検討の特性化震源モデルに大すべり域を付加する場合は、十勝沖の SMGA の周辺に設定するのが妥当であると考えられる。そこで、十勝沖の SMGA 周辺に、SMGA と大すべり域の合計面積が断層面積の 20%程度となるように大すべり域を付加することとした。具体的な手順を以下に示す。

- 1) 大すべり域の面積は SMGA の合計面積と同程度とし、十勝沖の SMGA のうち陸に近いものの周辺に設定する
- 2) 大すべり域のすべり量は隣接する SMGA と同じとする
- 3) 全体の地震モーメントが変化しないようにするために、背景領域のパラメータを再設定する
- 4) 大すべり域の実効応力は背景領域の 1 倍、2 倍、4 倍の 3 ケースを設定する

大すべり域を付加した断層パラメータを表 2.1.3-4～表 2.1.3-6 に、震源モデルを図 2.1.3-22 に示す。大すべり域に最も近い観測点である HDKH07 について、大すべり域を付加した震源モデルによる地震動評価結果と観測記録を比較して図 2.1.3-23～図 2.1.3-25 に示す。また、検討 12 観測点について、地震動評価結果と観測記録の減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトルの比率を平均したものを図 2.1.3-26 に示す。大すべり域に最も近い観測点においても、大すべり域を付加したことによる地震動評価結果の変化はほとんどなく、当然ながら 12 観測点を平均しても同様の結果となっている。しかしながら、本検討では経験的グリーン関数法で地震動評価を実施しており、長周期側の検討においては理論的手法で地震動評価を実施するとともに、すべり速度時間関数の検討も重要であると考えられる。

表 2.1.3-4 大すべり域を付加した断層パラメータ

(大すべり域の実効応力=背景領域の1倍)

断層パラメータ				
断層長さ	124 km			
断層幅	124 km			
断層面積	15376 km ²			
地震モーメント	2.40E+21 Nm			
モーメントマグニチュード	8.2			
平均すべり量	3.34 m			
平均応力降下量	3.07 MPa			
短周期レベル	1.16E+20 Nm/s ²			
SMGA	全体	SMGA1	SMGA2	SMGA3
面積	1923 km ²	784 km ²	784 km ²	355 km ²
面積比	0.13			
平均すべり量	6.67 m	7.10 m	7.10 m	4.78 m
地震モーメント	6.00E+20 Nm	2.61E+20 Nm	2.61E+20 Nm	7.94E+19 Nm
応力降下量	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa
背景領域				
面積	11533 km ²			
平均すべり量	2.15 m			
地震モーメント	1.16E+21 Nm			
実効応力	1.68 MPa			
大すべり域				
面積	1920 km ²			
面積比	0.12			
平均すべり量	7.10 m			
地震モーメント	6.38E+20 Nm			
実効応力	1.68 MPa			

表 2.1.3-5 大すべり域を付加した断層パラメータ

(大すべり域の実効応力=背景領域の2倍)

断層パラメータ				
断層長さ	124 km			
断層幅	124 km			
断層面積	15376 km ²			
地震モーメント	2.40E+21 Nm			
モーメントマグニチュード	8.2			
平均すべり量	3.34 m			
平均応力降下量	3.07 MPa			
短周期レベル	1.16E+20 Nm/s ²			
SMGA	全体	SMGA1	SMGA2	SMGA3
面積	1923 km ²	784 km ²	784 km ²	355 km ²
面積比	0.13			
平均すべり量	6.67 m	7.10 m	7.10 m	4.78 m
地震モーメント	6.00E+20 Nm	2.61E+20 Nm	2.61E+20 Nm	7.94E+19 Nm
応力降下量	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa
背景領域				
面積	11533 km ²			
平均すべり量	2.15 m			
地震モーメント	1.16E+21 Nm			
実効応力	1.68 MPa			
大すべり域				
面積	1920 km ²			
面積比	0.12			
平均すべり量	7.10 m			
地震モーメント	6.38E+20 Nm			
実効応力	3.36 MPa			

表 2.1.3-6 大すべり域を付加した断層パラメータ

(大すべり域の実効応力=背景領域の4倍)

断層パラメータ				
断層長さ	124 km			
断層幅	124 km			
断層面積	15376 km ²			
地震モーメント	2.40E+21 Nm			
モーメントマグニチュード	8.2			
平均すべり量	3.34 m			
平均応力降下量	3.07 MPa			
短周期レベル	1.16E+20 Nm/s ²			
SMGA	全体	SMGA1	SMGA2	SMGA3
面積	1923 km ²	784 km ²	784 km ²	355 km ²
面積比	0.13			
平均すべり量	6.67 m	7.10 m	7.10 m	4.78 m
地震モーメント	6.00E+20 Nm	2.61E+20 Nm	2.61E+20 Nm	7.94E+19 Nm
応力降下量	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa	24.5 MPa
背景領域				
面積	11533 km ²			
平均すべり量	2.15 m			
地震モーメント	1.16E+21 Nm			
実効応力	1.68 MPa			
大すべり域				
面積	1920 km ²			
面積比	0.12			
平均すべり量	7.10 m			
地震モーメント	6.38E+20 Nm			
実効応力	6.72 MPa			

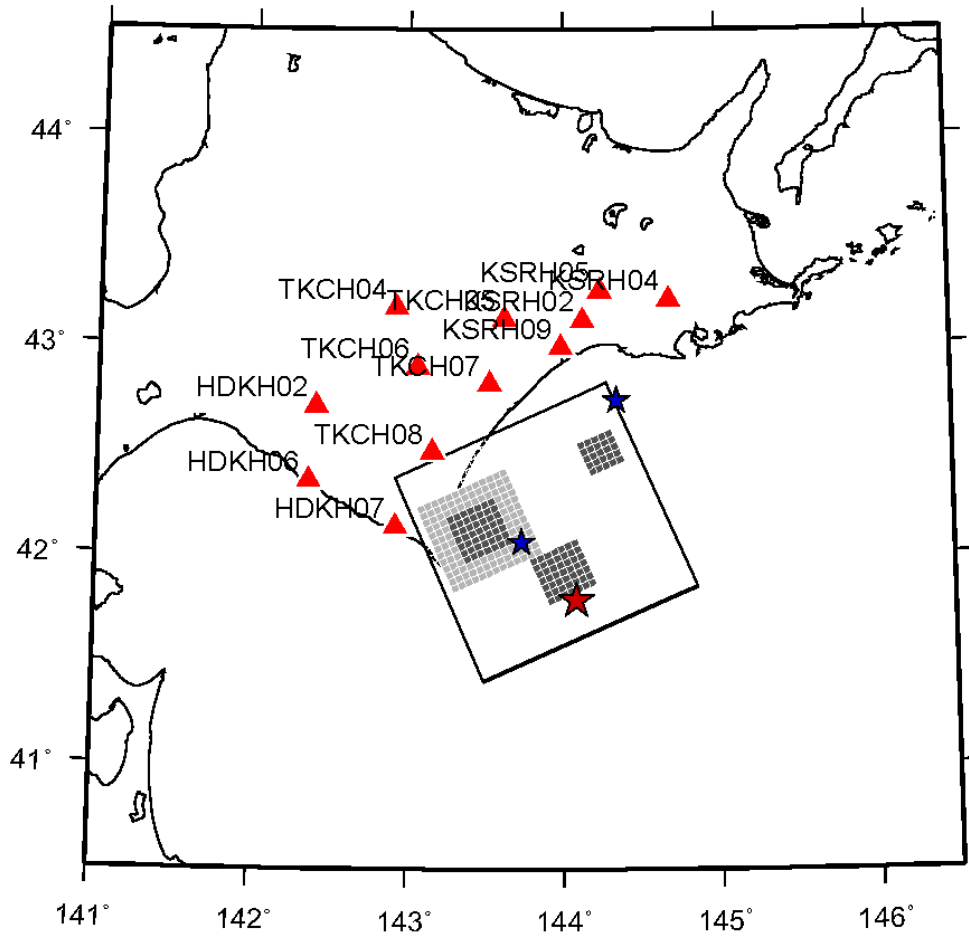


図 2.1.3-22 大すべり域を付加した震源モデル

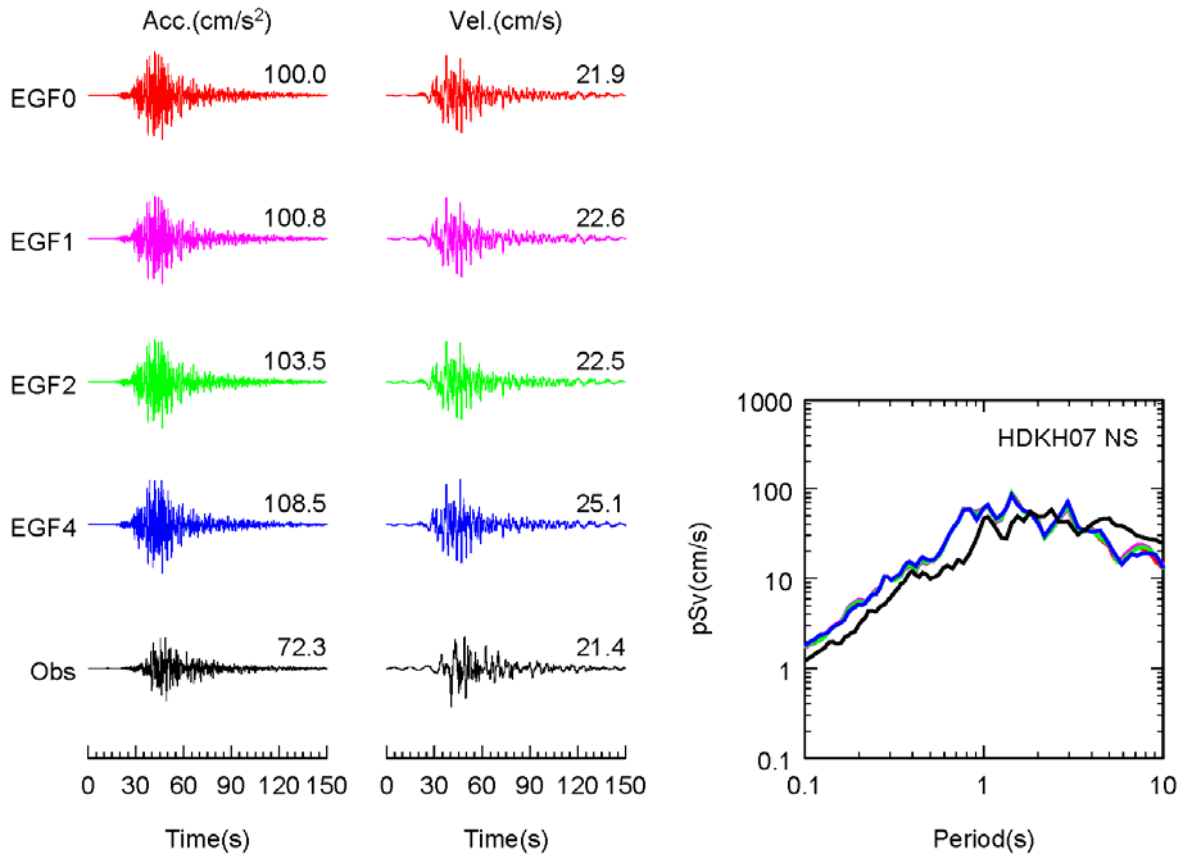


図 2.1.3-23 大すべり域を付加した震源モデルの地震動評価結果 (HDKH07、NS 成分)

※EGF の後の数字は大すべり域の実効応力が背景領域の何倍かを示す

※EGF0 は大すべり域なしの震源モデル

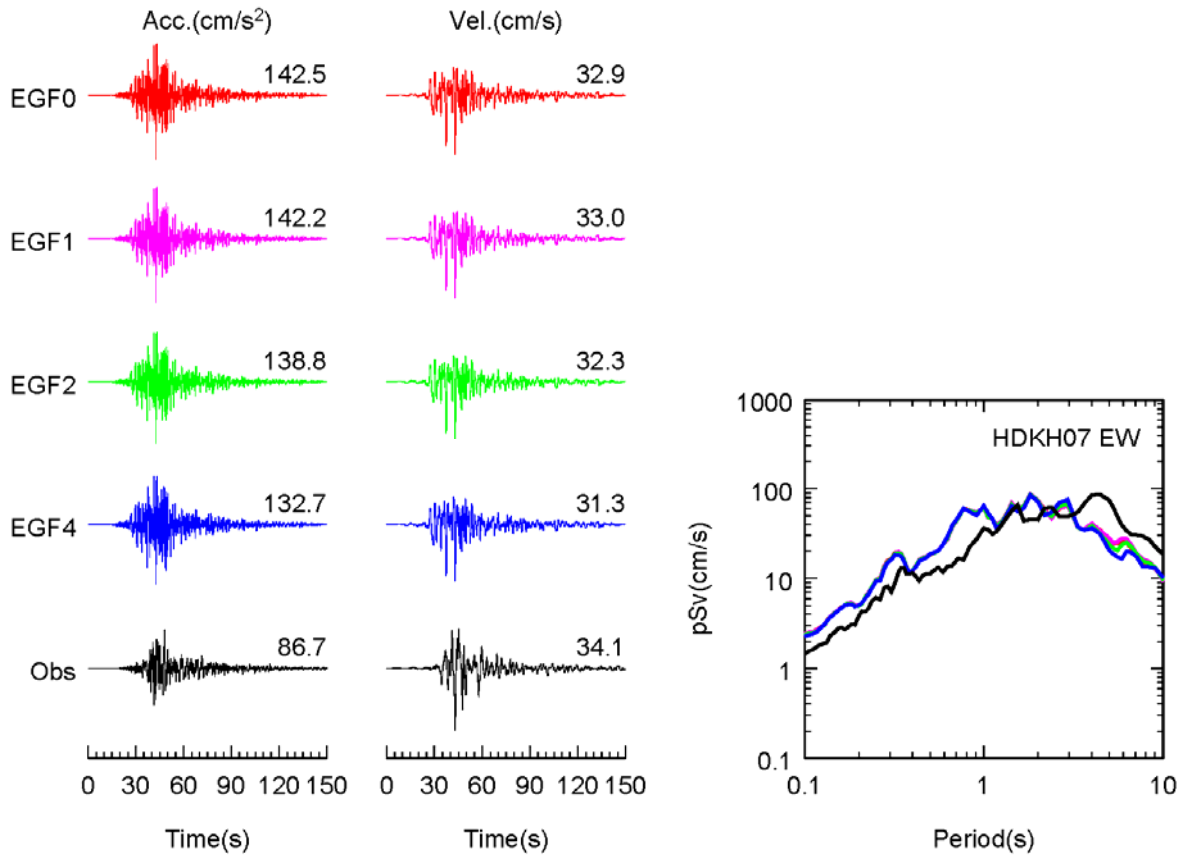


図 2.1.3-24 大すべり域を付加した震源モデルの地震動評価結果 (HDKH07、EW 成分)

※EGF の後の数字は大すべり域の実効応力が背景領域の何倍かを示す

※EGF0 は大すべり域なしの震源モデル

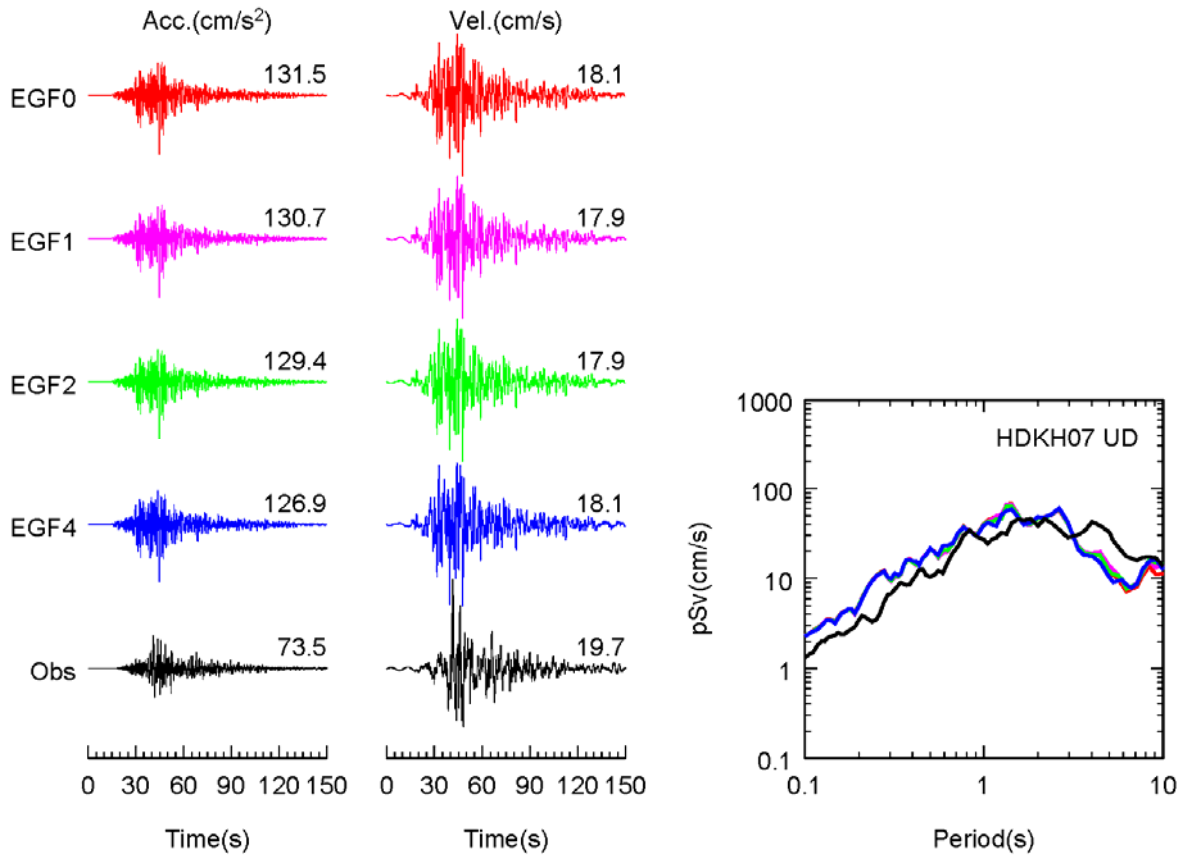


図 2.1.3-25 大すべり域を付加した震源モデルの地震動評価結果 (HDKH07、UD 成分)

※EGF の後の数字は大すべり域の実効応力が背景領域の何倍かを示す

※EGF0 は大すべり域なしの震源モデル

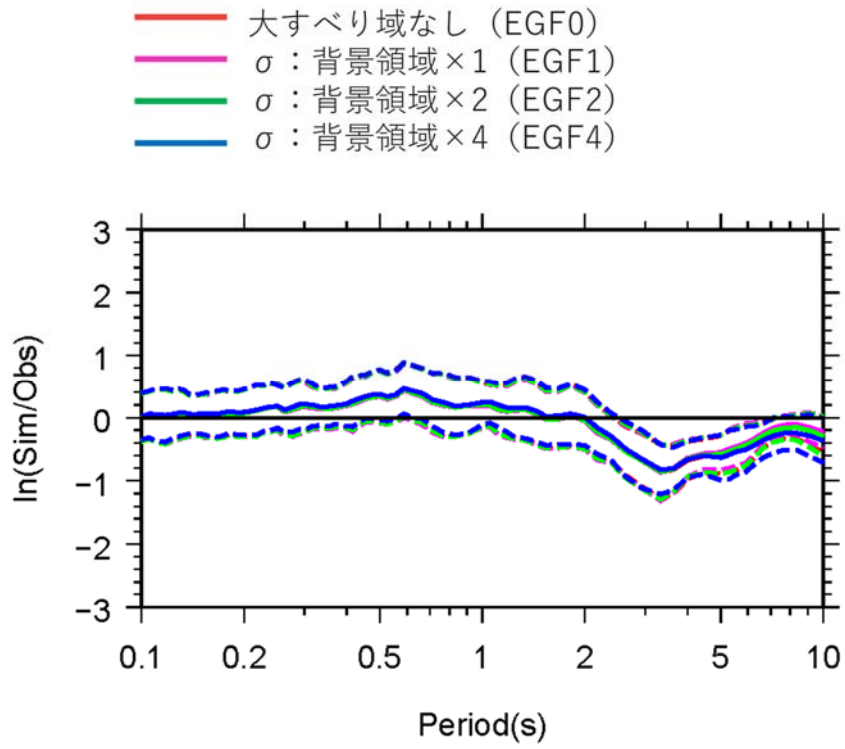


図 2.1.3-26 地震動評価結果と観測記録の比率（実線：平均、破線：標準偏差）

(4) 考察

2003年十勝沖地震を対象に、既往の震源モデルや観測記録を整理したうえで、強震動予測レシピによる特性化震源モデルを設定し、経験的グリーン関数法による再現解析を実施した。既往の特性化震源モデルの主要な断層パラメータを整理すると、地震モーメントと断層面積の関係では、概ね宇津 (2001) の式と整合していることが分かった。また、地震モーメントと短周期レベルの関係については、内陸地殻内地震のモデル化に用いられる壇・他 (2001) に比べて、太平洋プレートのプレート間地震について検討した佐藤 (2010) との対応が良いことが分かった。以上を踏まえると、震源インバージョン結果等を参考にしながら断層面積を設定したうえで、宇津 (2001) により地震モーメントを設定し、佐藤 (2010) により短周期レベルを設定すれば、観測記録を再現可能で強震動予測レシピに準拠した震源モデルが構築できると考えられる。ただし、このようなパラメータ間関係については、あらゆる地震においてこれらの式を用いることが適切というわけではなく、個々の地震の特性に応じて適切な式を選択することや、個々の地震を対象として求められた値を採用することも含めてその都度判断することが重要であると考えられる。このような取扱いについては強震動予測レシピにも記載がある。以上の方針で設定した強震動予測レシピによる特性化震源モデルを用いた地震動評価結果は、今年度の検討で着目している周期1秒以下において観測記録を良好に再現できることを確認したが、周期2秒においては過小評価となった。一方、田島・他 (2013) においては、短周期地震動を励起する強震動生成域 (SMGA) は断層面積の8%程度、大すべり域は20%程度とされている。本検討で強震動予測レシピに準拠して設定した特性化震源モデルは、主に短周期地震動の再現性を重視して設定しており、強震動生成域の面積比は10%程度となっており、したがって、強震動生成域に加えて大すべり域を設定することで観測記録の再現性を向上させられる可能性もある。インバージョン結果等を参考に、強震動予測レシピに準拠した特性化震源モデルに大すべり域を付加したモデルを設定し再現解析を実施した。大すべり域を付加することによる地震動評価結果への影響は、経験的グリーン関数法によって再現可能な周期2秒以下においてはほとんどないことを確認した。ただし、大すべり域においてはすべり速度時間関数が強震動生成域と異なっている可能性も考えられるため、大すべり域を付加した震源モデルを用いて長周期側の検討を実施するにあたっては、理論的手法を用いることも重要である。

2.1.4 2010年チリ Maule 地震を対象とした検討

本項では、 $M9$ クラスのプレート間地震を対象に、特性化震源モデルの設定に係る地震動解析および再現解析を行う。 $M9$ クラスのプレート間地震として、南米プレートに対するナスカプレートの沈み込みに伴って2010年2月27日15時34分(日本時間, 現地時間では午前3時34分)に発生した、 $M_W 8.8$ の2010年チリ Maule 地震を選定した。巨大地震であるため、現地では大きな被害が出ており、日本でも太平洋側の沿岸地域で1mを超える津波が観測された。

(1) 既往研究の調査

・ Delouis *et al.* (2010)

本研究では、遠地地震記録 (P 波 : 0.01Hz-0.8Hz、 S 波 : 0.01Hz-0.4Hz)、InSAR およびハイレート GPS データに基づくジョイントインバージョン解析に基づき、2010年 Maule 地震の時空間すべり分布を推定した(図 2.1.4.1-1, 図 2.1.4.1-2)。

断層面の大きさは $720\text{km} \times 280\text{km}$ で、破壊は 32km の深さのところから始まり、走向方向に沿って両サイドに伝播し、震源位置の南南西側と北北東側で2つの大きいすべりが現れた。破壊開始点はこれらの二つのアスペリティの端ではなく間に位置することが分かった。

破壊伝播過程として(図 2.1.4.1-3)、最初の30sにおいて、すべりは主に南側に広がり、その後、比較的ゆっくり対称的に進展したことが分かった。最終的に北側のアスペリティの最大すべり量がおおよそ 20m に達し、支配的になった。ほとんどの地震モーメントは110sの間ぐらいに渡って解放された。全体の平均的な破壊伝播速度は 2.6km/s で、最初の南側向けの伝播速度は 3.2km/s であった。

大きいすべり領域は海溝軸に達していなく、津波データとも整合している。深さ方向において、断層面の破壊は 50km 程度に止まっていて、既往研究による GPS データより推定されたロックゾーンの深さとも整合している。

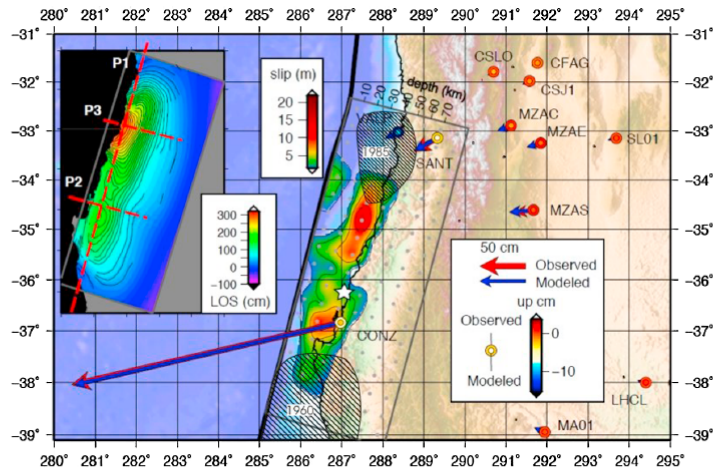


Figure 1. Location of the rupture model (gray rectangle) and slip distribution projected onto the Earth surface. Gray dots indicate the center of subfaults or points sources used to discretize the fault model. Heavy black line: trench; Red and blue arrows: observed and computed horizontal displacement from GPS, respectively. Bicolor circles: observed (outer ring) and computed (inner part) vertical displacement for GPS static data, respectively. Insert: unwrapped InSAR data (raw data © JAXA and METI, interferogram processed by NIED, see text for more details). Red dashed lines correspond to the three profiles shown in Figure 2a. The location of the cities of Concepción, Santiago, and Valparaiso is indicated by GPS stations CONZ, SANT, and VALP respectively. Hatched surfaces correspond to the rupture surfaces of the 1960 south Chile - Valdivia and 1985 central Chile - Valparaiso earthquakes. The 1960 rupture area is from *Plafker and Savage* [1970] and *Ruegg et al.* [2009], and the 1985 rupture zone is redrawn to combine the slip distribution obtained by *Mendoza et al.* [1994] and the aftershock area from *Barrientos* [1995].

図 2.1.4.1-1 Delouis *et al.* (2010)の震源インバージョン解析による断層モデル及びすべり分布

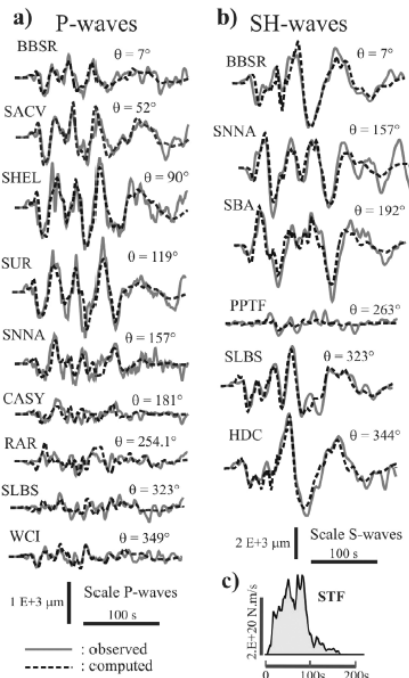


Figure 3. Modeling of the teleseismic records, for the (a) P-waves and (b) SH-waves. Amplitudes have been normalized to a common epicentral distance. Only a subset of data is displayed, the complete set of records is shown in the auxiliary material. (c) The overall source time function (STF). In Figures 2a and 2b θ is the azimuth of the station.

図 2.1.4.1-2 Delouis *et al.* (2010)の震源インバージョン解析による遠地記録の再現結果

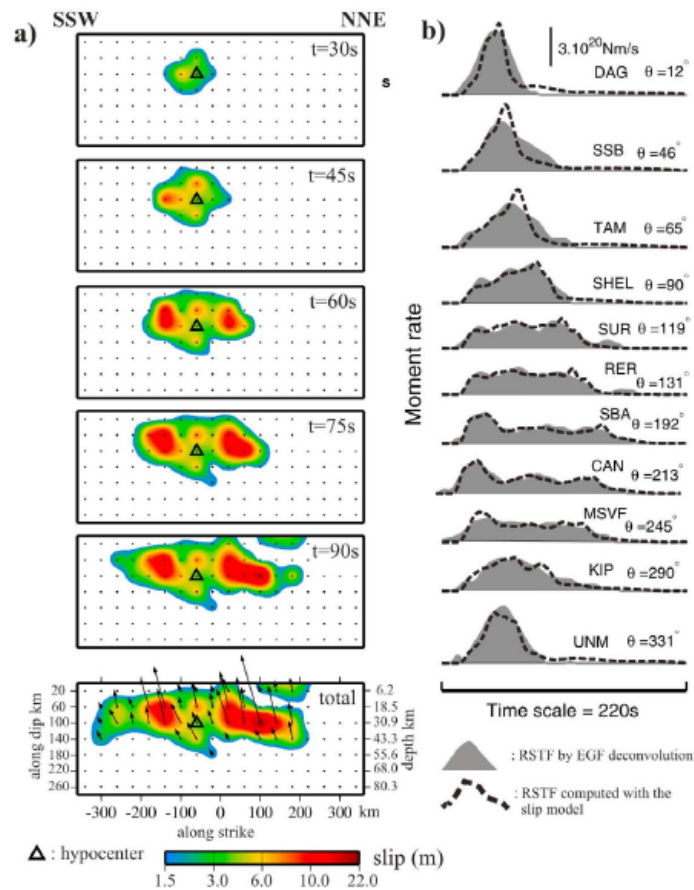


Figure 4. (a) Snapshots of the slip distribution resulting from the joint inversion. Cumulative slip shown in six time steps. The last map (bottom, indicated "total") displays the final slip distribution. Black arrows are the slip vectors. (b) Comparison between observed and computed RSTFs. Observed RSTFs (filled curves) are obtained by stabilized deconvolution of the 2010/03/05 aftershock ($M_w = 6.6$) transverse signals from the main shock transverse signals, in the Love-wave time window. Computed RSTFs (dashed curves) are computed from our rupture process model. A 10s smoothing is applied to both observed and computed RSTFs. The name and azimuth of the selected FDSN stations, as well as the amplitude scale, are shown. θ is the azimuth of the station.

図 2.1.4.1-3 Delouis *et al.* (2010)の震源インバージョン解析による破壊伝播過程

・ Pulido *et al.* (2011)

本研究では、遠地実体波の地震記録（サンプリング周期：1.5s）を用いた震源インバージョン解析より、2010年2月27日の Maule 地震の時空間すべり分布を推定した(図 2.1.4.1-4, 表 2.1.4.1-1)。その結果、破壊は3つのステージに分けられて行ったことが分かった。断層モデルの巨視的面の大きさは、486km×180kmである。

最初の30sにおいて、破壊開始点より破壊は断層面に沿って深さ方向に広がった。次の30s間において、破壊は走行方向に沿って両サイドに広がり、50sごろに震源位置の近くで震源時間関数のピークに達した。最後は、破壊は主に北方向に広がり、80s程度で、およそ震源から北東方向で130km程度離れたところで、もう一つの震源時間関数のピークに達した。主な断層破壊は110s間ぐらい続いた(図 2.1.4.1-5, 図 2.1.4-6)。

断層モデルの主な破壊領域は400km×140kmで、最大すべり量10m程度の2つのアスペリティが特定された、1個目のアスペリティは震源の近くに、2個目は震源から北側に135km程度離れたところに位置している。本研究で求められた地震モーメントは $1.48E+22Nm$ ($M_w 8.7$)で、グローバルCMT解の $M_w 8.8$ より小さい。

最後に、本研究で得られた断層面を用いて地震時の垂直変位を推定し、海岸線沿いの隆起および沈降の測定値と、コンセプションにおける、強震記録およびGPS記録より推定した変位と比較した。その結果、本研究による断層モデルは震源の北側の変位量は良く説明できているが、南側の隆起を過小評価していることが分かった。

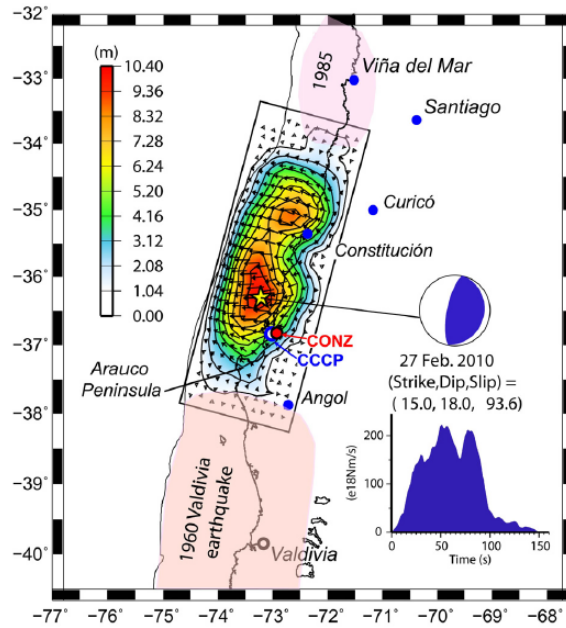


Fig. 1. Source model of the 27 February 2010 Maule earthquake, Chile. Color scale represents the slip amplitude and arrows the slip direction. Our CMT solution of the earthquake is shown. The moment rate function of the earthquake is displayed in the inset. Approximate source areas of the 1960 and 1985 earthquakes are shown (Barrientos and Ward, 1990; Campos *et al.*, 2002).

図 2.1.4.1-4 Pulido *et al.* (2011)の震源インバージョン解析による断層モデル及びすべり分布

表 2.1.4.1-1 Pulido *et al.* (2011)の震源インバージョン解析に用いた速度構造モデル

Table 1. Velocity model.

Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density ($\times 10^3$ kg/m ³)	Thickness (km)
1.50	0.00	1.02	1.0
5.51	3.19	2.60	4.0
6.28	3.60	2.70	15.0
6.89	3.93	2.90	15.0
7.40	4.12	3.10	10.0
7.76	4.55	3.20	10.0
7.94	4.55	3.30	0.0

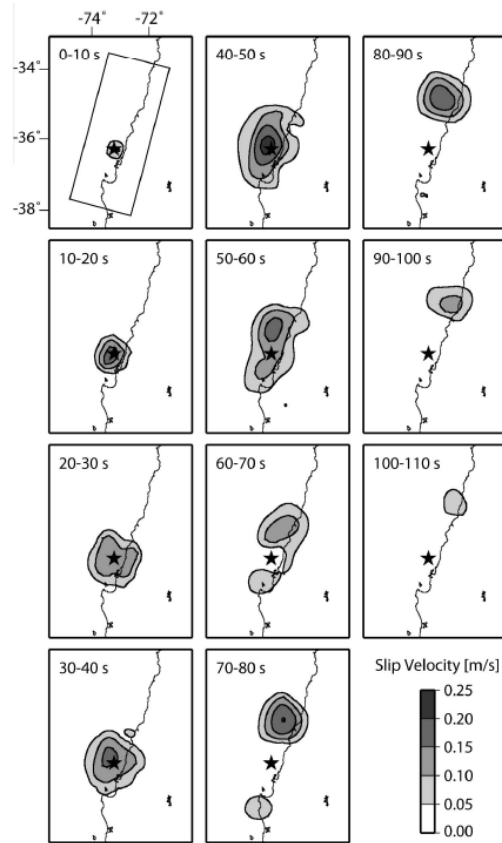


Fig. 2. Snapshots of slip velocity (gray scale) depicting the fault rupture of the Maule earthquake in every 10-s window.

図 2.1.4.1-5 Pulido *et al.* (2011)の震源インバージョン解析による破壊伝播過程

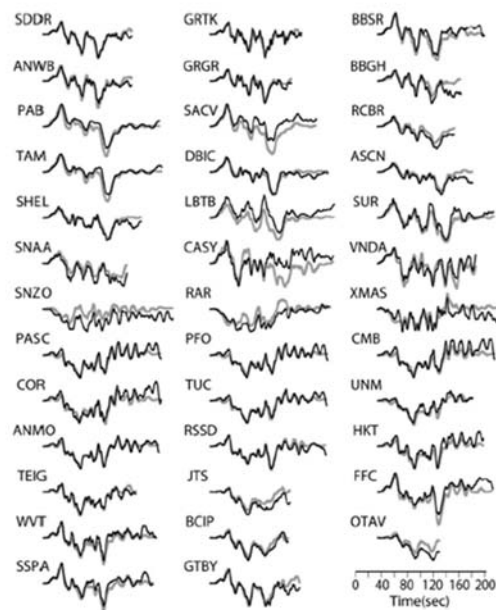


Fig. 3. Waveform fits between vertical observed (black) and simulate (gray) teleseismic *P* waveforms of the Maule earthquake.

図 2.1.4.1-6 Pulido *et al.* (2011)の震源インバージョン解析による遠地記録の再現結果

・ Yue *et al.* (2014)

本研究では、ハイレート GPS データ、遠地実体波（対象周期：0.005-0.9 Hz.）、InSAR データや津波データに基づいたジョイントインバージョン解析を用いて、海溝軸側のすべりをより改善した断層モデルを推定した(図 2.1.4.1-7)。

巨視的断層モデルの大きさは 600km×240km で、断層破壊は両サイドに広がっていて、海溝軸側付近では 12m 以上の大きいすべり量を持つ 2 つの領域と、比較的均一な 5~10m のすべり量を持つ領域が見られた。17m の最大すべり量は、震源位置より北側に 200km 程度離れた、深さ約 15km の領域で現れ、1928 年の M8 クラスの地震の破壊領域と重なっている。海溝軸の付近の隆起は約 16m である。もう一つの海溝軸側の大きいすべり領域は、震源位置から南西側に 150km 程度離れた場所に現れ、その最大すべり量は 12m である。

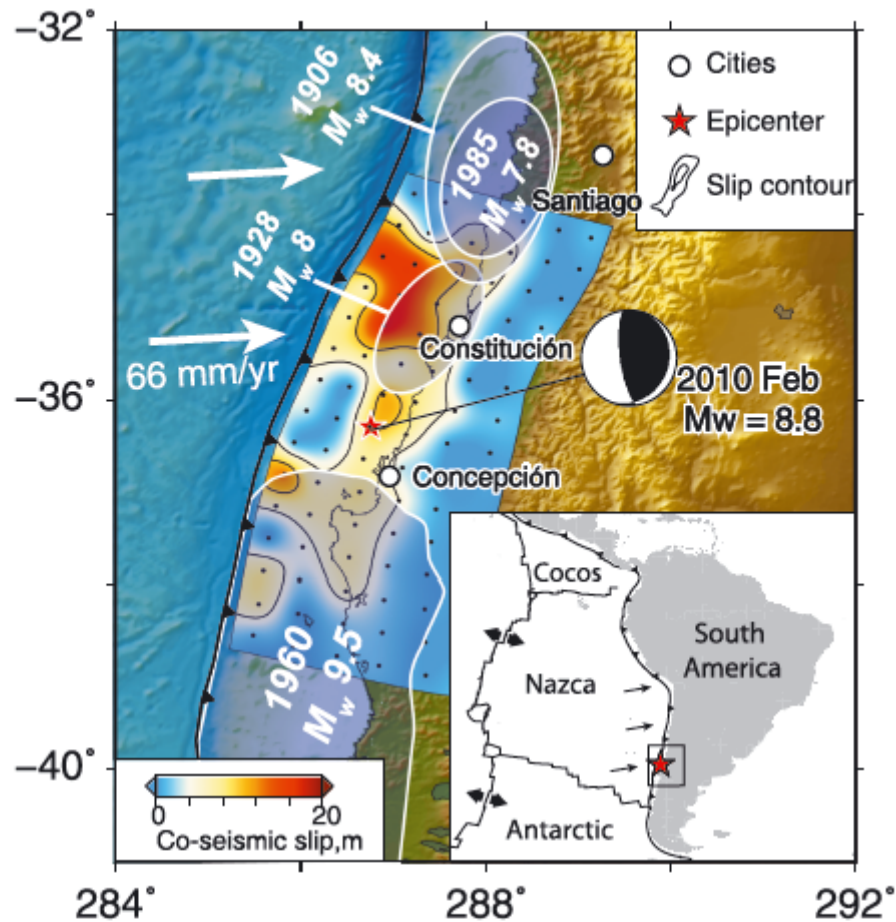


Figure 1. The 27 February 2010 M_w 8.8 Maule, Chile earthquake rupture zone and regional plate tectonic setting. The inset map indicates the Nazca plate subducting beneath the South American plate along the Chile trench. The relative plate motion, referenced to the South American plate, is marked with black arrows. The Chile trench is marked with a barbed line. The epicenter of the 2010 Maule event is indicated with a red star. The box identifies the region that is enlarged in the main map. The main map shows the Global Centroid-Moment Tensor best double-couple solution for the 2010 Maule event. The final slip distribution is shown with a blue-red-scaled contour map with 5 m and 10 m slip contour lines. Center locations of each subfault used in the inversion are marked with black dots. The estimated rupture areas of the 1906, 1928, 1960, and 1985 events are plotted with blue-filled patches, with the year and magnitude labeled. The location of the trench is indicated with the barbed curve. The relative plate motion between the Nazca and South American plates is indicated with white arrows. Major cities, Concepción, Constitución, and Santiago, are marked with white-filled circles.

図 2.1.4.1-7 Yue *et al.* (2014)の震源インバージョン解析による断層モデルおよびすべり分布

・ Lay *et al.* (2010)

広帯域の遠地 P 波（対象周期：0.2-2Hz）、SH 波およびレイリー波を用いて、震源断層の巨視的面、すべり分布、地震モーメントおよび震源時間関数を推定し、破壊伝播過程のトレードオフや、巨視的面の不確定性などについても議論した(図 2.1.4.1-8～図 2.1.4.1-11)。

全体の 81,500km² の破壊面積にわたる平均すべり量は 5m 程度で、主なすべり量は震源位置から傾斜方向の深い側と、南東側の浅い側、北側の浅い側で現れた。震源位置の浅い側では比較的小さいすべり量が現れた。平均破壊伝播速度は約 2.0~2.5km/s であった。

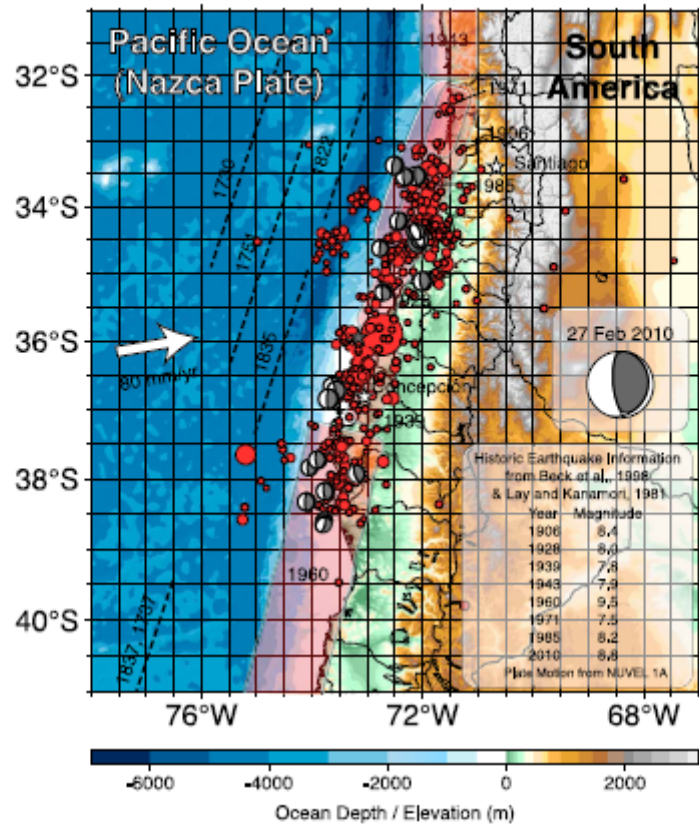


Figure 1. Map of the source region of the 2010 Chile earthquake. The large red circle is the mainshock epicenter (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/>), and other red dots are aftershocks with radius scaled proportional to seismic magnitude at the USGS locations. The gray focal mechanisms are GCMT (<http://www.globalcmt.org/>) solutions for larger aftershocks at their centroid locations. The approximate rupture extents of previous large earthquakes in the region are shown in pink or indicated by the offshore dashed curves, with the seismic magnitudes given in the inset. The 1939 event near Concepción was an intra-slab rupture, but the others are believed to have been on the megathrust.

図 2.1.4.1-8 Lay *et al.* (2011)で対象とした 2010 年チリ地震の震源域

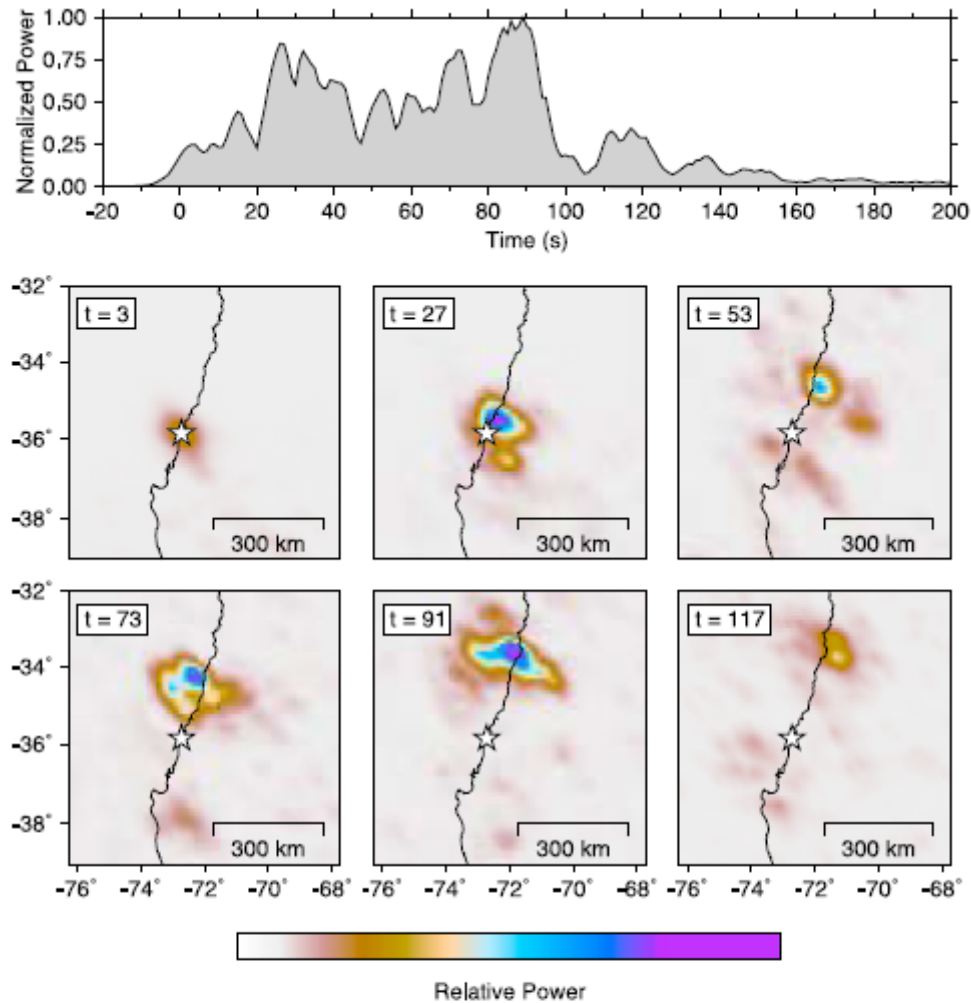


Figure 2. Frames from the animation of P wave back-projection using North American observations from 49 stations filtered in the 0.2–2.0 Hz passband (Animation S2). The signals have been stacked on a grid around the source regions with no *a priori* assumptions about rupture velocity. The color scale indicates relative amplitude from a tapered, 10-s segment of the 4th root beam calculated for each grid point. The times correspond to the midpoint of the sliding window, which is shifted in steps of 1 s. The upper panel shows the maximum beam amplitude on the spatial grid as a function of time.

図 2.1.4.1-9 Lay *et al.* (2011)のバックプロジェクション解析による破壊伝播過程

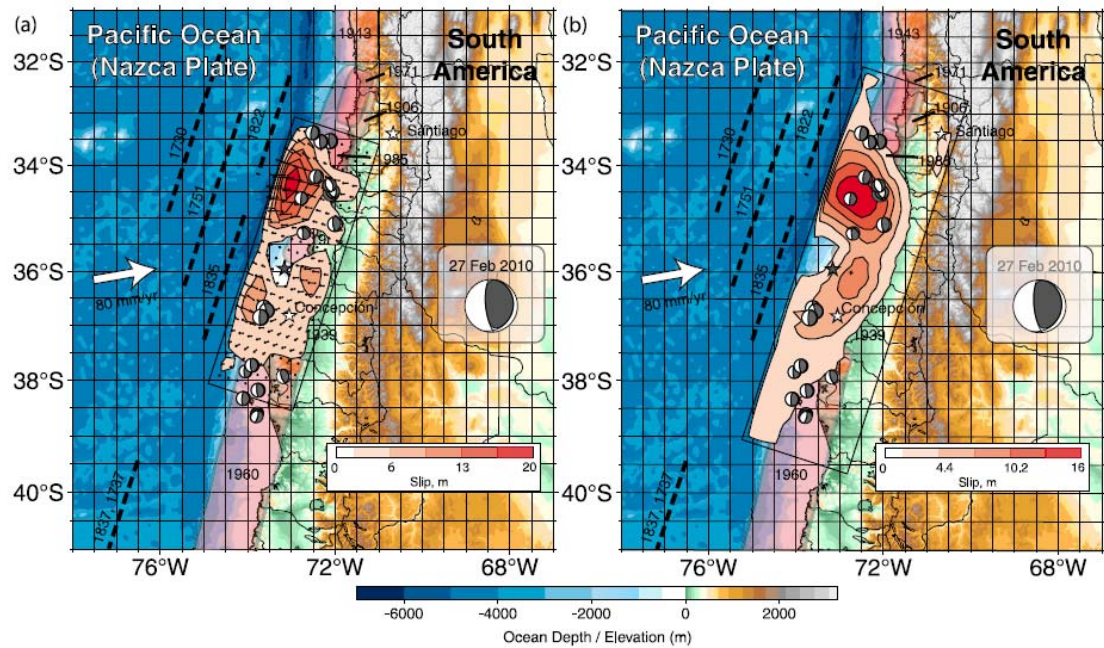


Figure 3. Maps of the finite-fault slip distributions obtained by inversion of (a) teleseismic P and SH waves and (b) teleseismic P waves, SH waves, and R1 STF. The background map is the same as Figure 1, with the GCMT focal mechanism shown in the insets. The P and SH inversion allows for variable rake at each grid position, with the slip vectors for the hanging wall being shown, and their relative amplitudes contoured. The rupture velocity used for the P and SH inversion was 2.5 km/s and it was 2.25 km/s for the P, SH and R1 STF inversion.

図 2.1.4.1-10 Lay *et al.* (2011)の震源インバージョン解析による断層モデルおよびすべり分布

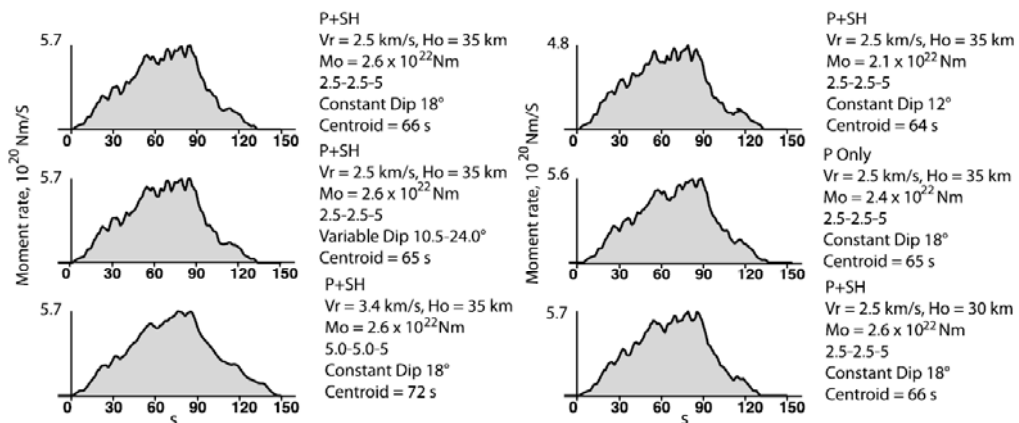


Figure 4. Demonstration of the stability of the moment rate function obtained from teleseismic observations. The results are shown for varying choice of data sets, fault orientation, subfault source-time function (2.5-2.5-5 denotes 5 2.5-s rise-time triangles shifted by 2.5 s), and hypocentral depth (H_o). The centroid time is relatively stable, but does increase if the subfault durations are increased, as does the seismic moment (M_o).

図 2.1.4.1-11 Lay *et al.* (2011)の分析より得られた震源時間関数

・ Koper *et al.* (2012)

本研究では遠地 P 波 (0.5-5s) を用いたバックプロジェクション法を用いて 2010 年 Maule 地震の短周期波源域を調べた。短周期の波源域は、断層面の傾斜方向において、チリの海岸線に沿って集中的に現れて、2.5-3.0km/s の破壊伝播速度で走行方向に広がっていることが分かった(図 2.1.4.1-12)。

長周期地震動より求めたすべり分布と比較した場合、大きいすべり量は短周期の波源域より浅い側に現れていて、放射特性の周期依存性は 2011 年の東北地方太平洋沖地震と類似していることが分かった(図 2.1.4.1-13、図 2.1.4.1-14)。

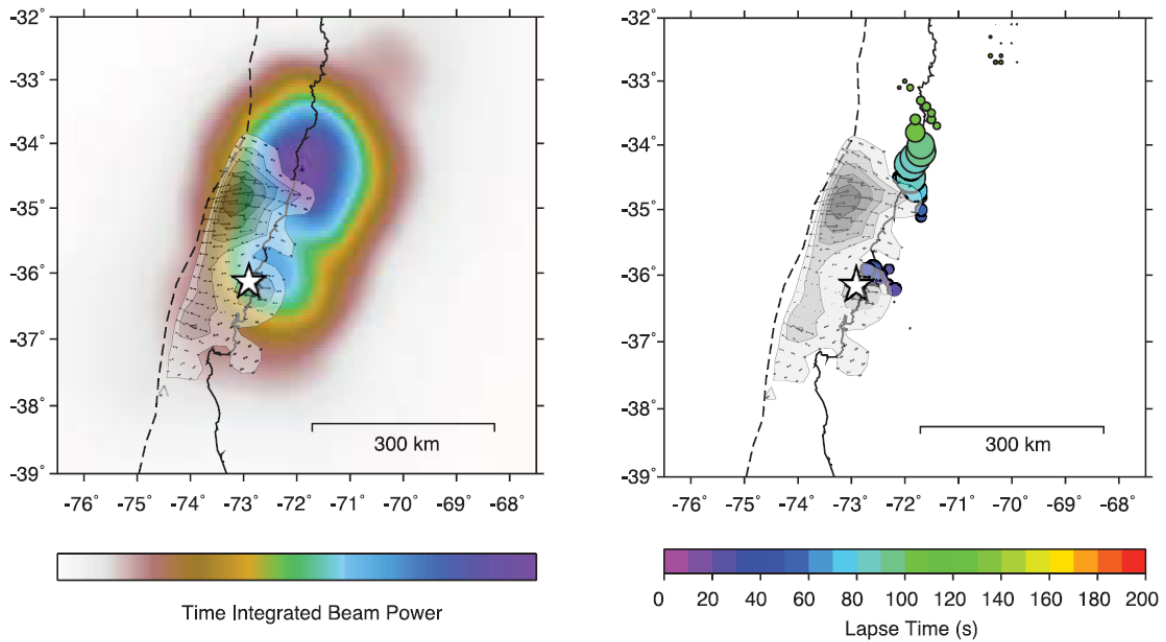


Figure 9. Comparison of our preferred model of cumulative slip (derived with $V_r = 2.0$ km/s to match teleseismic, geodetic, and tsunami data) and results for P waves back projected from the dense North America configuration of seismometers (Figure 1). The colored circles represent locations of beam power local maxima, with circle size proportional to beam power. There is a clear spatial difference in the location of peak slip and peak short-period radiation.

図 2.1.4.1-12 Koper *et al.* (2012)のバックプロジェクション法解析による短周期の波源域と、震源インバージョン解析によるすべり分布との比較

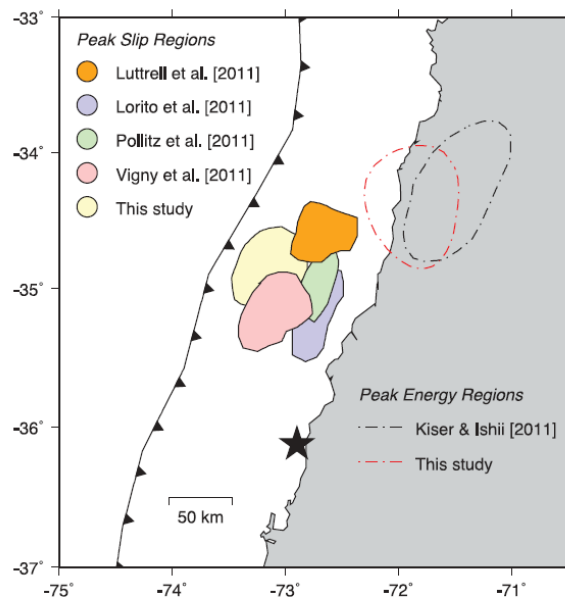


Figure 10. Comparison of regions of peak, short-period, time-integrated beam power from this study and that of Kiser and Ishii [2011], with regions of peak slip from five independent finite fault models. The black star is the National Earthquake Information Center epicenter, and the serrated line is the Peru-Chile trench.

図 2.1.4.1-13 Koper *et al.* (2012)のバックプロジェクション法解析による短周期の波源域と、既往の研究による最大すべり域の位置との比較

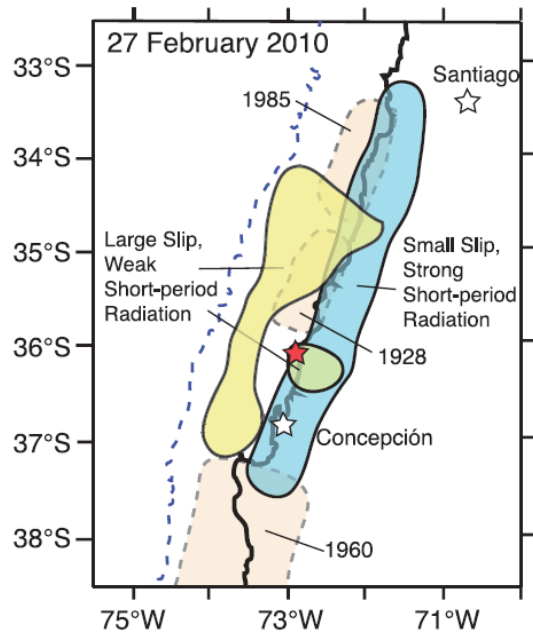


Figure 13. Schematic summary illustration indicating the locations of strong, coherent short-period energy release (blue area) and regions of large slip (yellow areas) for the great Chile earthquake of 2010. The red star indicates the event epicenter from the USGS (PDE-W). Approximate slip regions of large earthquakes in 1928, 1985, and 1960 are indicated. The trench is indicated by a blue dashed line, and the coastline of Chile is indicated by a solid black line.

図 2.1.4.1-14 Koper *et al.* (2012)による短周期の波源域と長周期波源域のイメージ図

・ Skarlatoudis *et al.* (2015)

本研究では、3秒より長周期側では決定論的手法を、3秒より短周期側では半統計的手法を使用した、ハイブリッド合成法(Somerville *et al.*, 1991; Somerville, 1993; Graves and Pitarka, 2004, 2010)を用いて、21地点の観測点を対象に、2010年 Maule 地震の地震動シミュレーションを行った(対象周期: 0.1s~4s)。

ここでは、津波と測地データより得られた Lorito *et al.* (2011)による断層モデルを採用している。断層破壊領域の長さは約 625km、幅は約 200km で、2つのアスペリティにすべり量が集中していて、震源深さは約 35km である(図 2.1.4.1-15)。地下構造は、Ocola *et al.* (1995)による結果を基に、浅部の低速度部分を修正した速度構造モデルを使用している(表 2.1.4.1-2)。

地震動シミュレーション結果は、Zhao *et al.* (2006)および Abrahamson *et al.* (2015)の距離減衰式による予測結果における最大加速度、SA (周期 1s と周期 2s) とよく整合している。ただし、全体的に、2001年ペルー-Arequipa 地震 (M_W 8.4) および 2011年東北地方太平洋沖地震 (M_W 9.1) を対象にした場合を含め、周期 0.5s で過小評価になっているが、これは、短周期側の評価に用いている経験的震源時間関数の特性によるものと考えられる(図 2.1.4.1-16)。

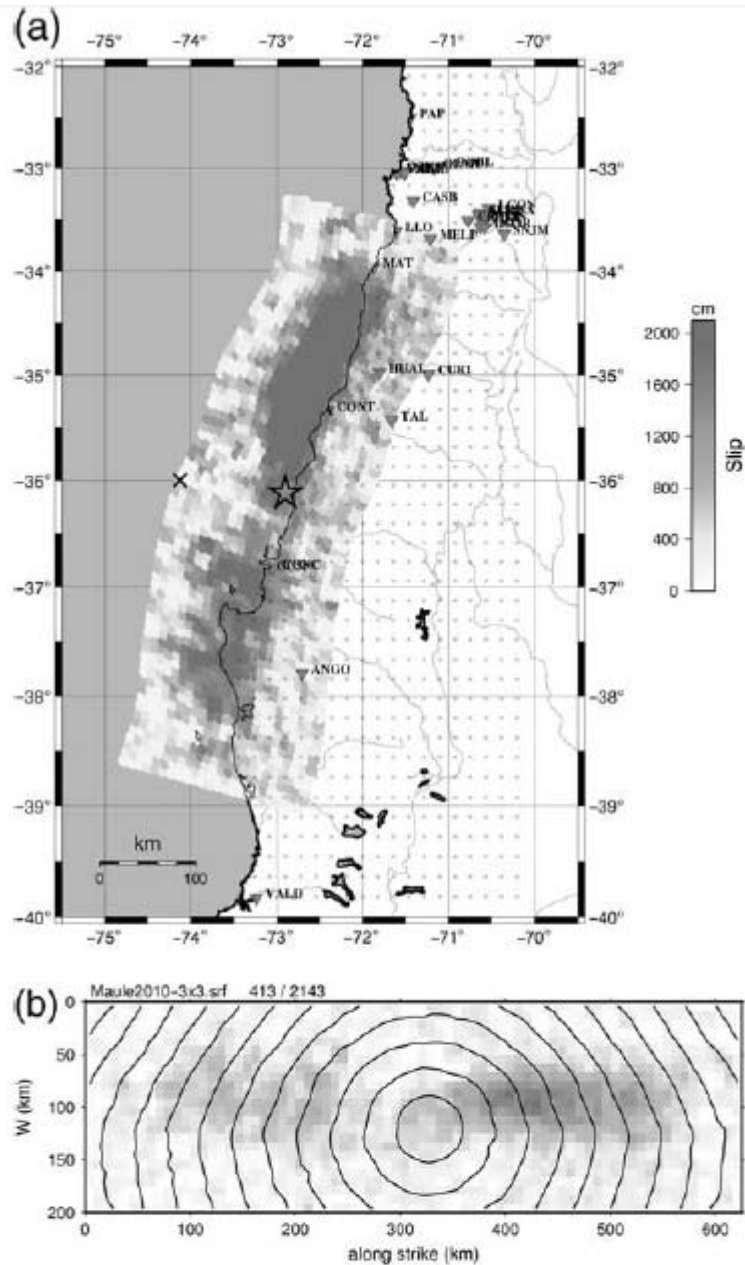


Figure 3. (a) Rupture model of the 2010 M 8.8 Maule, Chile, earthquake showing the slip distribution of *Lorito et al. (2011)*, the locations of strong ground motion recording stations, and the grid of stations used for simulations. (b) Resampled rupture model used in the calculations. Slip values (in centimeters) indicated by gray shading. Contours of rupture initiation times across the fault plane are shown at 5 s intervals.

図 2.1.4.1-15 Skarlatoudis *et al.* (2015)による強震動シミュレーションで用いた断層モデル

表 2.1.4.1-2 Skarlatoudis *et al.* (2015)による強震動シミュレーションで用いた速度構造モデル

Table 2
Crustal Structure Model for Chile

Thickness (km)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	Density (kg/m ³)	Q_P^*	Q_S^*
0.2	2600	1500	2.00	40	20
6.7	5300	3030	2.10	200	100
4.6	6000	3370	2.50	500	200
18.1	6500	3650	2.78	500	200
15.8	7300	4100	3.18	1600	500

Modified from Ocola *et al.* (1995).

* Q is the anelastic attenuation factor for P and S waves (Q_P and Q_S), respectively.

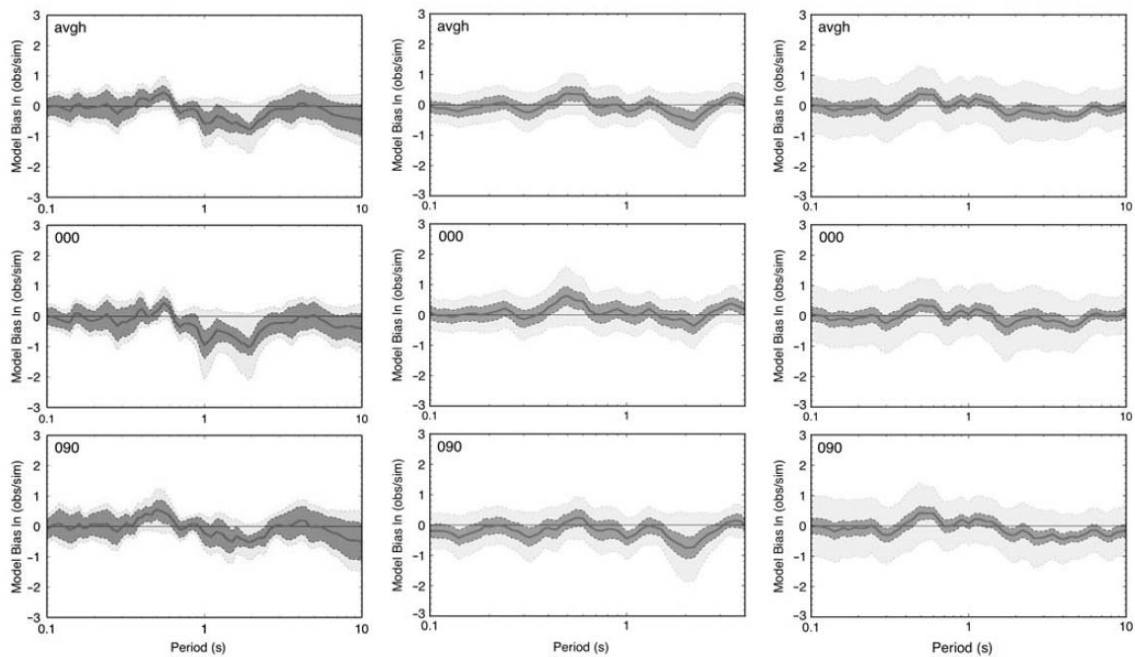


Figure 5. Goodness of fit (GOF) of recorded and simulated response spectra for the 0.1–10 s period range for the (left) 2001 Arequipa, (middle) 2010 Maule, and (right) 2011 Tohoku earthquakes. The top panels show the GOF for the average horizontal component, the middle panels show the GOF for the north–south component, and the bottom panels show the GOF for the east–west component of ground motion. The solid line shows the bias, the light gray zone shows the standard deviation, and the dark gray zone shows the 90% confidence interval of the mean.

図 2.1.4.1-16 Skarlatoudis *et al.* (2015)による強震動シミュレーション結果

・ Frankel (2017)

本研究では 2010 年の Maule 地震 (M_W 8.8) を対象に、背景領域とアスペリティで構成された複合的な震源モデルを提案し、ハイブリッド合成法を用いた強震動シミュレーション解析を行っている。このモデルは、大きい相関長さ (large correlation lengths) と比較的遅いすべり速度、及び 10 秒程度の長いライズタイムを有した背景領域と、高い応力降下量を持って断層面の深部に位置している、速いすべり速度と 2 秒程度のライズタイムを有しているアスペリティ (それぞれの規模は M_W 7.9~8.2) で構成されている。このモデルにおいて、高周波エネルギーは、最大すべり量が現れた領域と同じ場所ではない断層面の深部から生成されている(図 2.1.4.1-17~図 2.1.4.1-19)。

成層速度構造(表 2.1.4.1-3)に基づいて地震波の波形合成を行った結果、アスペリティの部分は観測記録の周期 0.1~1.0Hz のフーリエ振幅を説明できることが分かった(図 2.1.4.1-20)。

背景領域とアスペリティを対象とした決定論的手法 (Deterministic synthetic) で 1Hz 以上を、アスペリティのみを対象とした統計的手法 (stochastic synthetic) で 1Hz 以下を評価し、ハイブリッド合成を行った結果、0.1~10s の広帯域において、観測記録の加速度応答スペクトルを良く説明できることが分かった(図 2.1.4.1-21~図 2.1.4.1-25)。また、200bar~350bar の応力降下量を持ったアスペリティを対象とした統計的手法により、1Hz 以上の観測記録の加速度スペクトルを概ね説明できることが分かった。

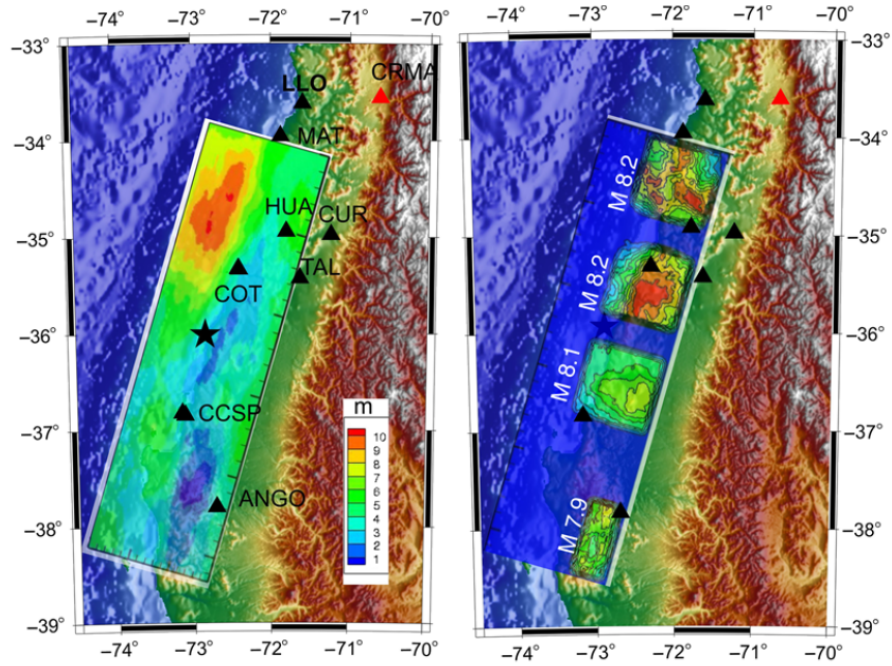


Figure 1. (Left) Background slip and (right) subevents used to simulate ground motions of the Maule earthquake. The background slip has a longer rise time than the subevents (see the [Compound Rupture Model](#) section). The background slip is largest in the northwest portion of the rupture zone. The background and subevent slip distributions were added, after tapering, to make the slip model shown in Figure 5 that was used to make the long-period (≥ 1 s) synthetics. Black triangles are stations with recordings used to compare with synthetics in this study. The record at CRMA (lighter triangle) was used to illustrate arrivals of northern subevents (Figs. 2 and 3). Small tick marks equal 20-km distance increments along the rupture zone. Star denotes the hypocenter. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 2.1.4.1-17 Frankel (2017)による強震動シミュレーションで用いた断層モデル

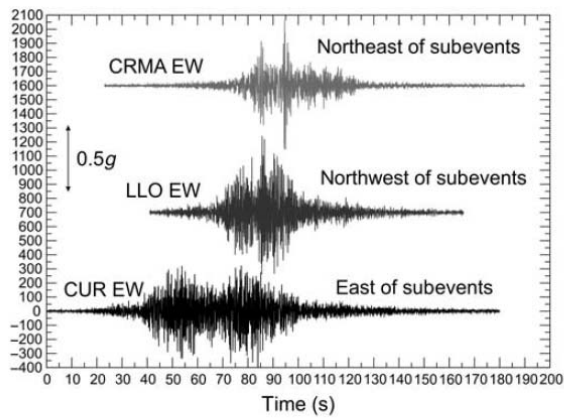


Figure 2. East–west (EW) acceleration records for stations CUR (bottom trace), LLO (middle trace), and CRMA (top trace). The difference in the arrival times from the two subevents becomes less for stations to the north of the rupture zone, compared with station CUR to the east of the rupture zone, indicating rupture to the north. The alignment in time of the records was determined by assuming that the initial portion of the *S* waves in each record was generated at the hypocenter (the recordings did not have absolute time). Seismograms are offset vertically in plot for clarity.

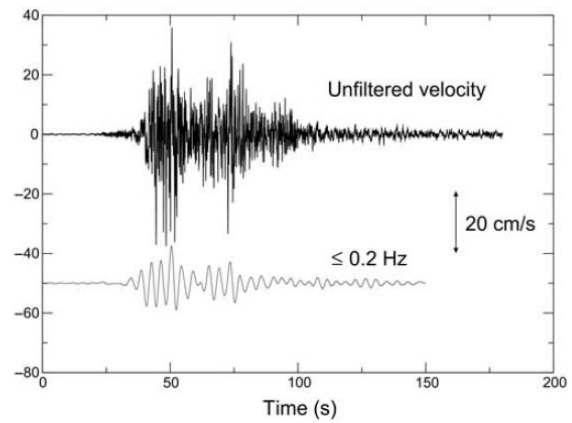


Figure 4. Unfiltered velocity record for ANGOL EW showing bursts from two northern subevents (top trace). Velocity record low-pass filtered at 0.2 Hz (bottom trace), showing that the later subevent has less low-frequency energy than the first subevent.

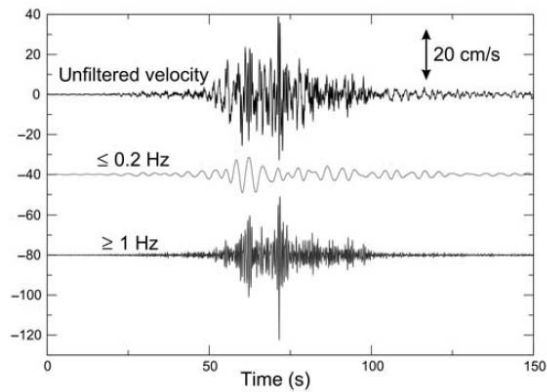


Figure 3. Unfiltered and filtered EW velocity record at CRMA showing arrivals from the two northern subevents. Note that the later subevent is depleted in low-frequency (<0.2 Hz) energy compared with the first subevent.

図 2.1.4.1-18 Frankel (2017)による強震動シミュレーションで分析対象とした本震記録

Table 1
Velocity Model Used for Deterministic Synthetics

V_P (km/s)	V_S (km/s)	Density (g/cc)	Thickness (km)	Q_P	Q_S
1.5	0.3	1.8	0.01	40	20
1.5	0.466	1.8	0.01	40	20
1.5	0.634	1.8	0.01	40	20
1.5	0.800	1.8	0.01	40	20
1.7	1.0	2.0	0.01	40	20
2.2	1.25	2.0	0.01	40	20
2.6	1.5	2.0	0.14	40	20
5.3	3.03	2.1	6.7	200	100
6.0	3.37	2.5	4.6	500	200
6.5	3.65	2.78	18.1	500	200
7.3	4.1	3.18	15.8	1600	500
7.8	4.5	3.3		2000	1000

This was modified from Skarlatoudis *et al.* (2015) by adding a V_S gradient to the top 60 m.

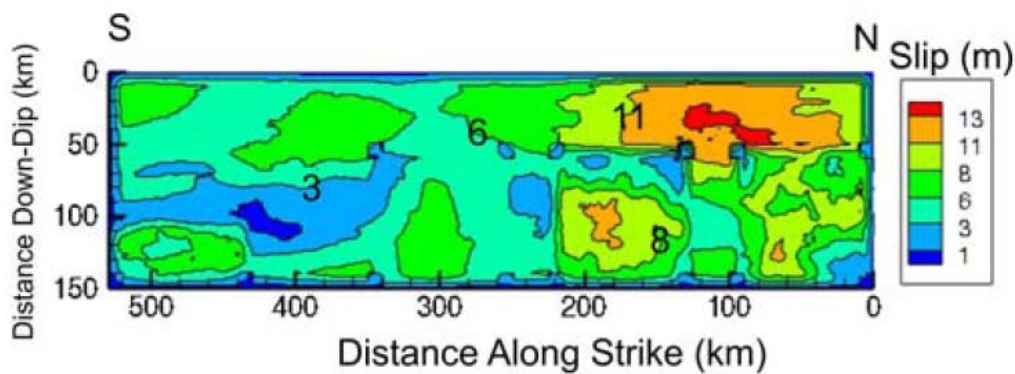


Figure 5. Slip (m) of total model (background plus subevents) used to make the long-period (≥ 1 s) synthetics. The total seismic moment corresponds to M_w 8.8. Selected contours are labeled in meters. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

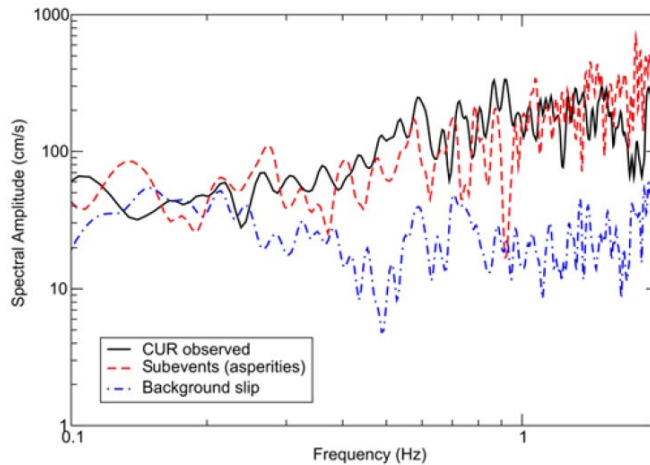


Figure 6. Observed Fourier acceleration spectrum at station CUR (black trace, EW component), compared with spectra from deterministic synthetics for the background slip (dashed-dotted curve) and M_w 8 subevents (dashed curve). Only the subevent synthetic produces spectral amplitude at 1 Hz similar to the observation. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 2.1.4.1-20 Frankel (2017)による CUR 観測点の地震記録と、背景領域と M_w 8 のサブイベントより得られた計算結果の比較

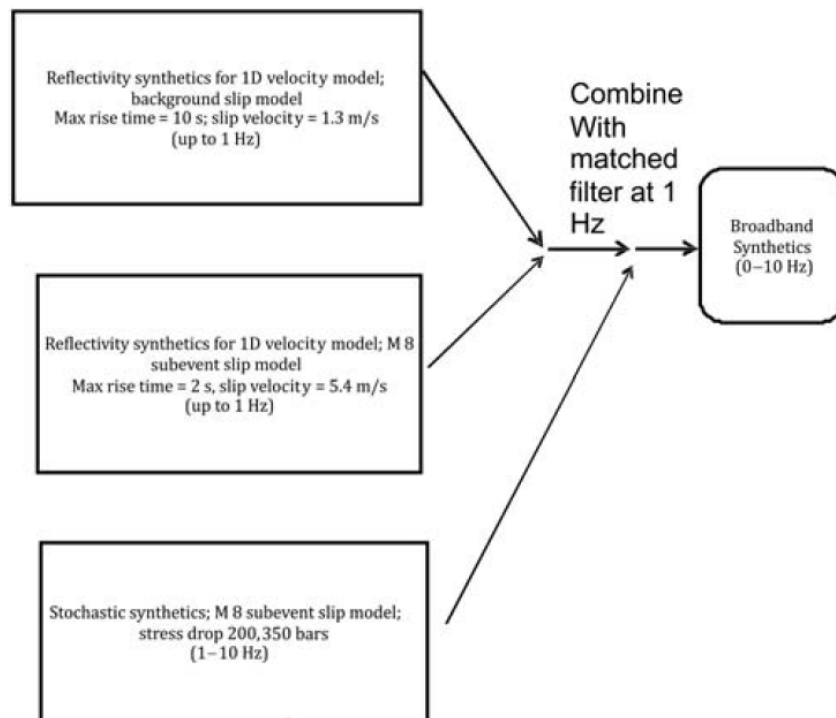


Figure 7. Procedure used for constructing broadband synthetics (0–10 Hz).

図 2.1.4.1-21 Frankel (2017)による広帯域(0~10Hz)強震動シミュレーションの計算方法

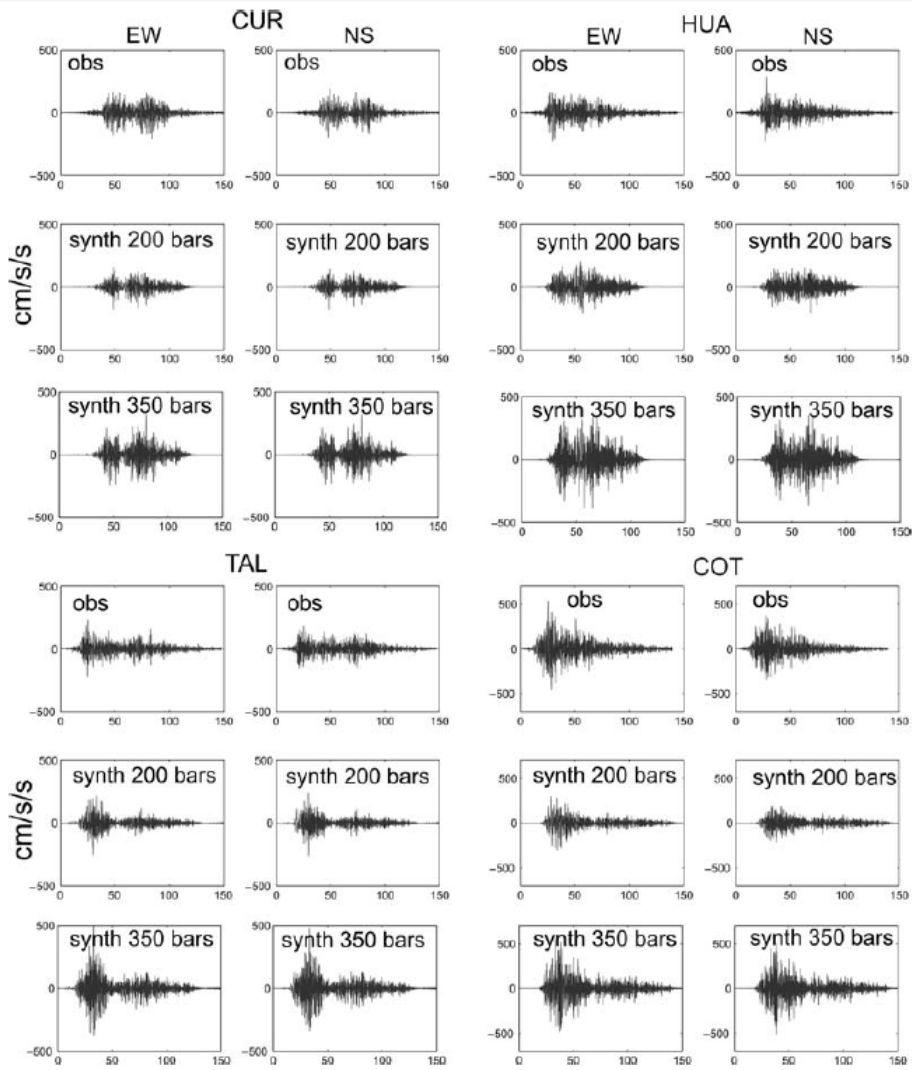


Figure 9. Observed and synthetic acceleration records, filtered between 0.25 and 3 Hz. Synthetics are shown for 200 and 350 bars used in the stochastic portion of the calculation. (Continued)

図 2.1.4.1-22 Frankel (2017)による強震動シミュレーション結果と加速度観測記録との比較
(0.25~3Hz のフィルタ処理)

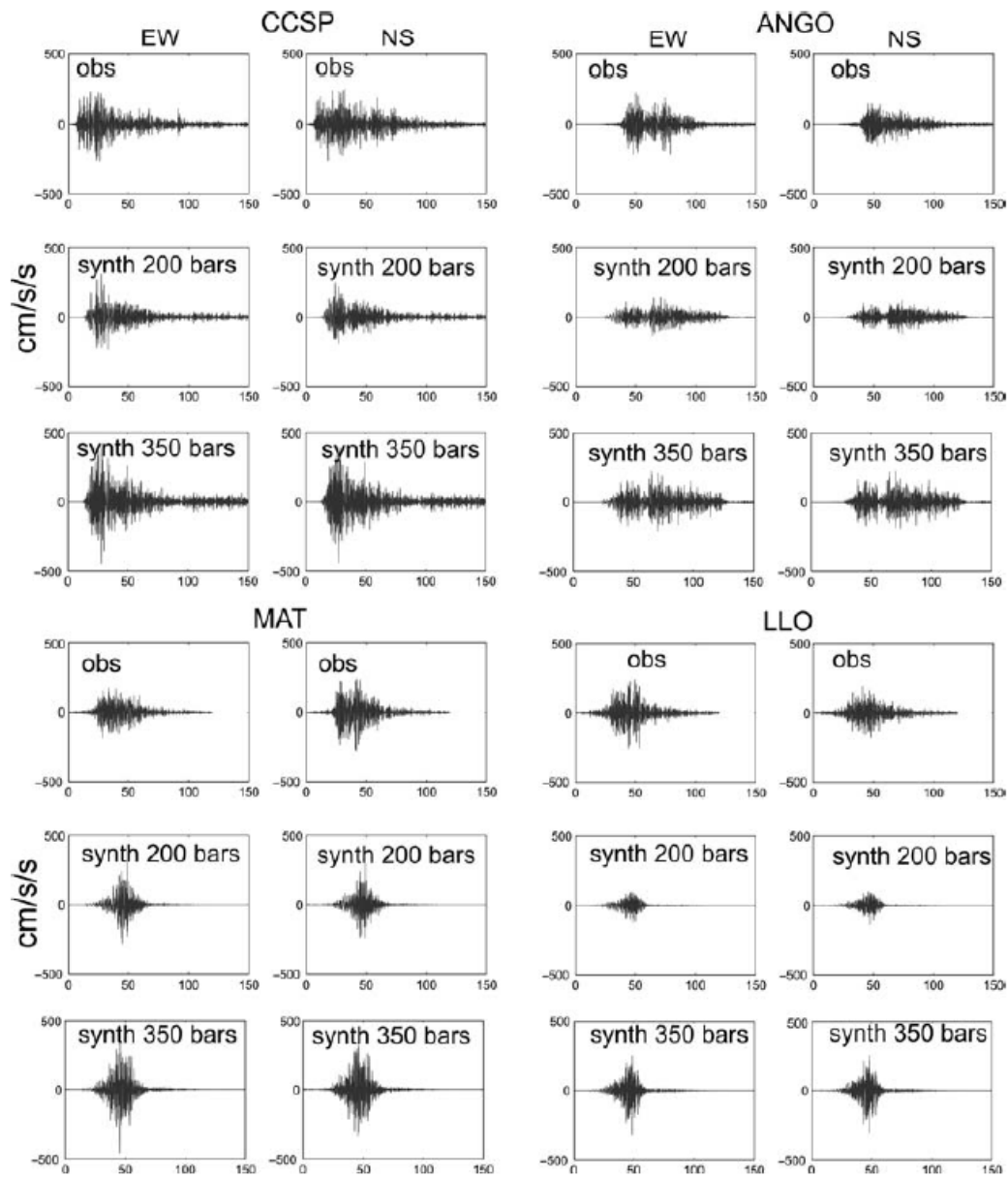


Figure 9. Continued.

図 2.1.4.1-22 Frankel (2017)による強震動シミュレーション結果と加速度観測記録との比較
(0.25~3Hz のフィルタ処理) (つづき)

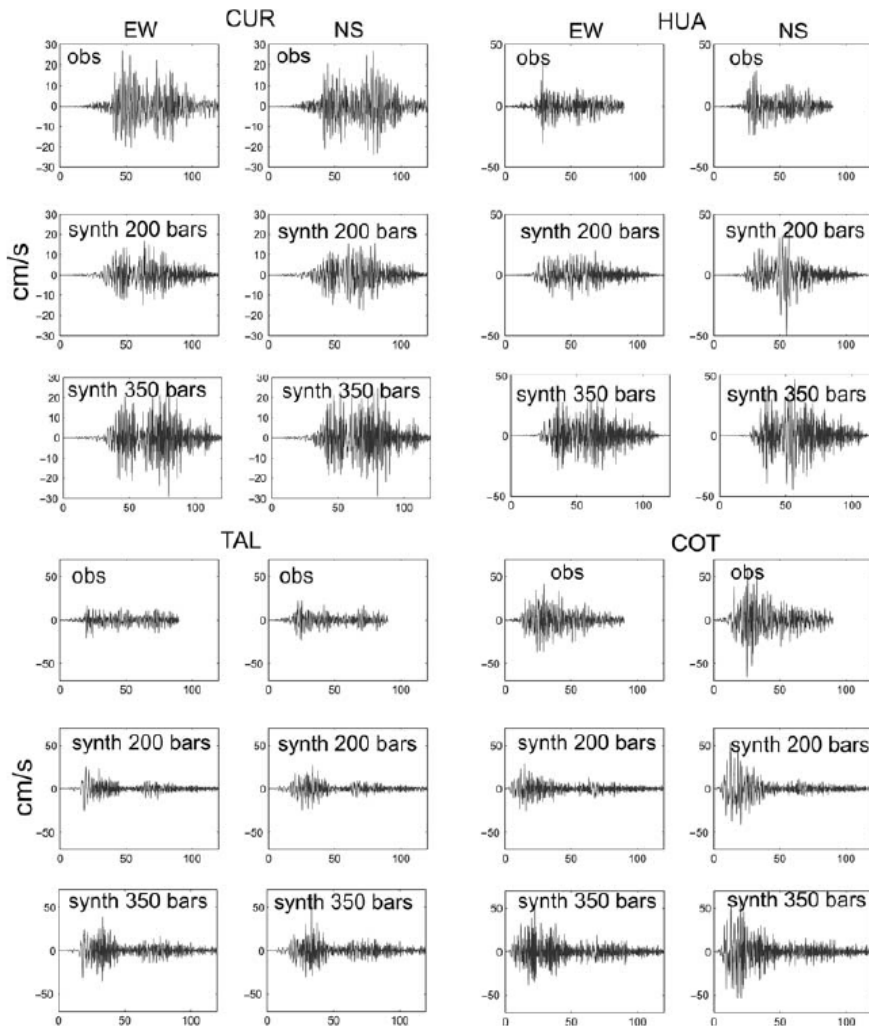


Figure 10. Observed and synthetic velocity waveforms, filtered at 0.25–3 Hz. Synthetics are shown for the 200 and 350 bar cases used for the stochastic portion of the calculations. *(Continued)*

図 2.1.4.1-23 Frankel (2017)による強震動シミュレーション結果と速度観測記録との比較
(0.25~3Hz のフィルタ処理)

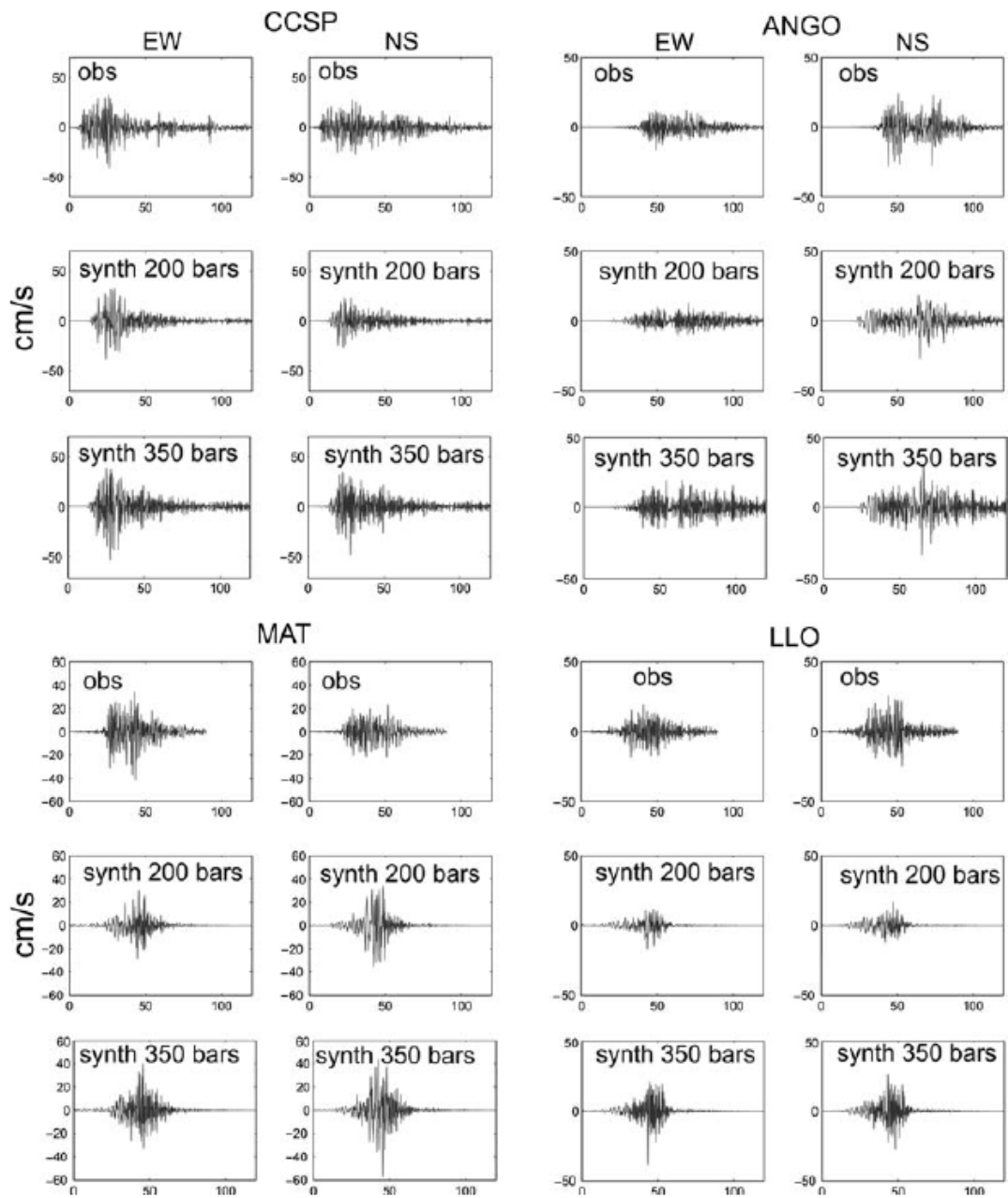


Figure 10. Continued.

図 2.1.4.1-23 Frankel (2017)による強震動シミュレーション結果と速度観測記録との比較
(0.25~3Hz のフィルタ処理) (つづき)

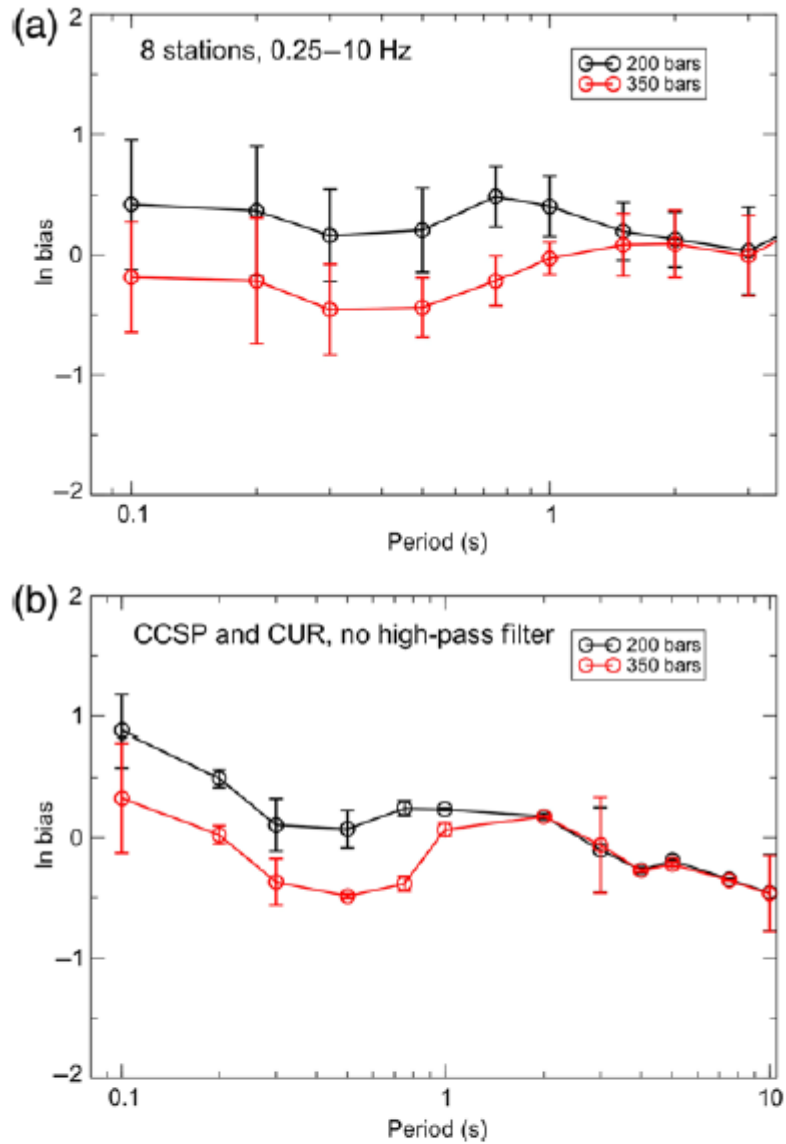


Figure 11. Bias (circles) and root mean square (rms) residual (error bars) of response spectral accelerations from observed and synthetic accelerograms. (a) All eight stations, all accelerograms filtered between 0.25 and 10 Hz. (b) CCSP and CUR only, no high-pass filtering. Note that the periods extend to 10 s in (b). The response spectra were calculated from the geometrical mean of the response spectra from the two horizontal components. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 2.1.4.1-24 Frankel (2017)による強震動シミュレーション結果の加速度応答スペクトと観測記録との誤差の比較

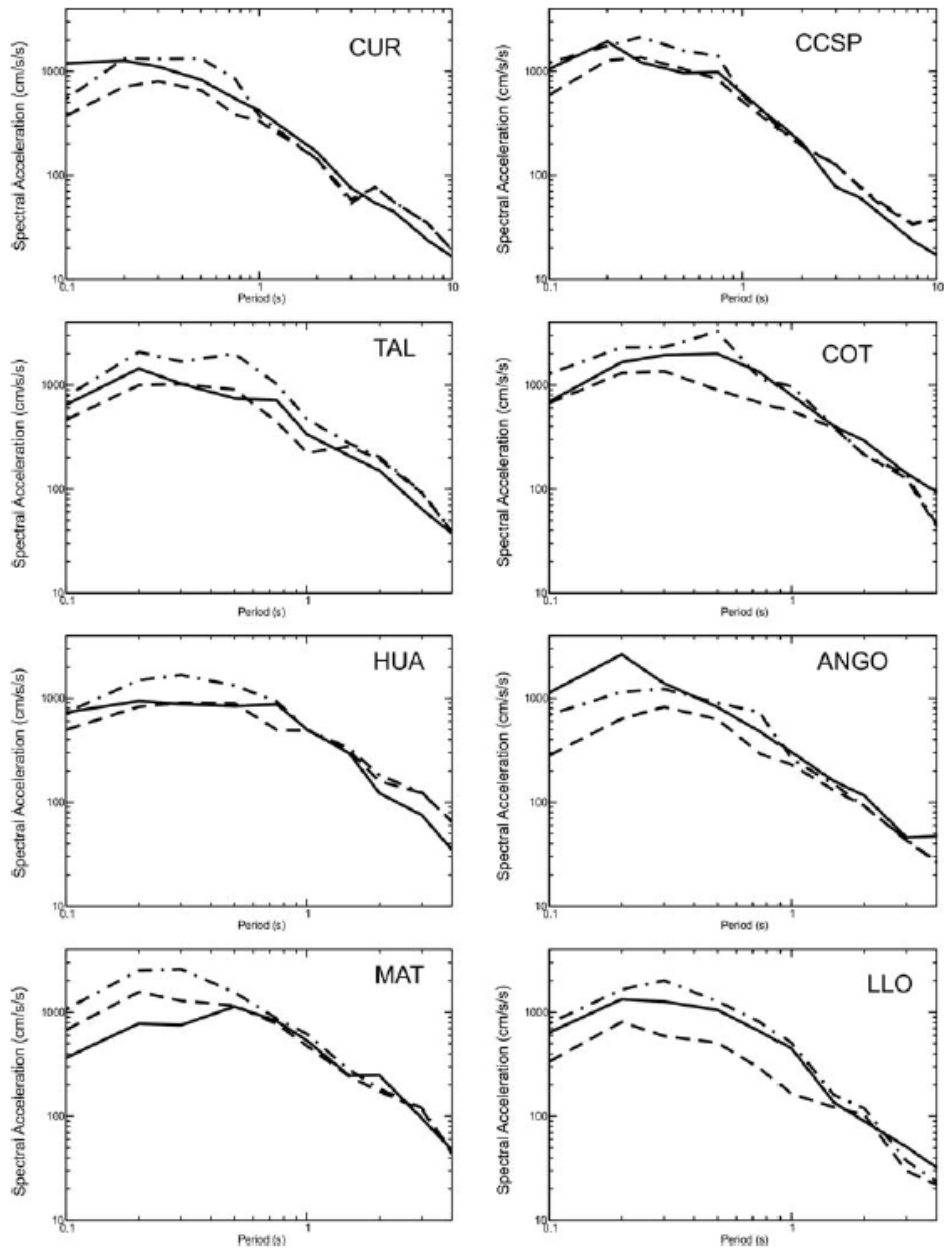


Figure 12. Response spectral accelerations of data (solid lines), 200 bar synthetics (dashed lines), and 350 bar synthetics (dashed-dotted lines). Note that CUR and CCSP response spectra go to 10 s. The response spectra were calculated from the geometrical mean of the response spectra from the two horizontal components.

図 2.1.4.1-25 Frankel (2017)による強震動シミュレーション結果と観測記録の加速度応答スペクトルとの比較

(2) 観測記録の収集及び特性化震源モデルの設定に係る地震動解析

(ア) 観測記録の収集

- ・チリ大学の土木工学科による強震動観測網 RENADIC のデータ

2010年チリ Maule 地震は、2010年2月27日6時35分（世界標準時）に発生し、その強震動記録はチリ大学の土木工学科による強震動観測網 RENADIC 及び同大学の地球物理学科による地震観測網 RSN（現在、チリ大学地震観測センターCSN）より得られている。強震動観測網 RENADIC で観測された本震及び余震の諸元を表 2.1.4.2-1、本震及び余震の強震動記録が同時に得られている MAR 観測点及び CURI 観測点の情報を表 2.1.4.2-2 にまとめる。なお、本震の記録のみ得られている観測点のうち、南側の CONC 観測点及び ANGO 観測点の情報も合わせて示す。

本震、余震の震源位置及び観測点の位置を図 2.1.4.2-1 に示す。本震及び余震の観測波形、及びフーリエスペクトルをそれぞれ図 2.1.4.2-2 と図 2.1.4.2-3 に示す。観測波形は基線補正及び 0.25Hz～23Hz のバンドパスフィルタ処理済のものである。

表 2.1.4.2-1 本震と余震の諸元

	本震	余震1	余震2
日時 (UTC)	27-02-2010 06:35:14.5	27-02-2010 19:00:12.6	28-02-2010 11:25:39.7
緯度 [度]	-35.98	-33.62	-35.11
経度 [度]	-73.15	-72.29	-72.05
震源深さ [km]	23.2	24.2	53.5
strike [度]	19(172)	3(175)	17(171)
dip [度]	18(74)	27(64)	25(67)
rake [度]	116(82)	97(86)	113(80)
Mw	8.8	6.2	6.2
地震モーメント [Nm]	1.86E+22	2.83E+18	2.43E+18
¹ Mw	8.8	6.2	6.2
¹ 地震モーメント [Nm]	1.86E+22	2.85E+18	2.43E+18

注：下記以外はGCMT (www.globalcmt.org) による値である。

1-USGS

表 2.1.4.2-2 観測点の諸元

観測点名	記号	緯度	経度	本震	余震1	余震2
Curico	CURI	-34.9897	-71.2361	○	×	○
Vina El Salto	MAR	-33.0482	-71.5099	○	○	×
Concepcion	CONC	-36.8281	-73.0483	○	×	×
Angol	ANGO	-37.7945	-72.7056	○	×	×

注：観測点の情報はBoroschek et al.(2012)による値である。

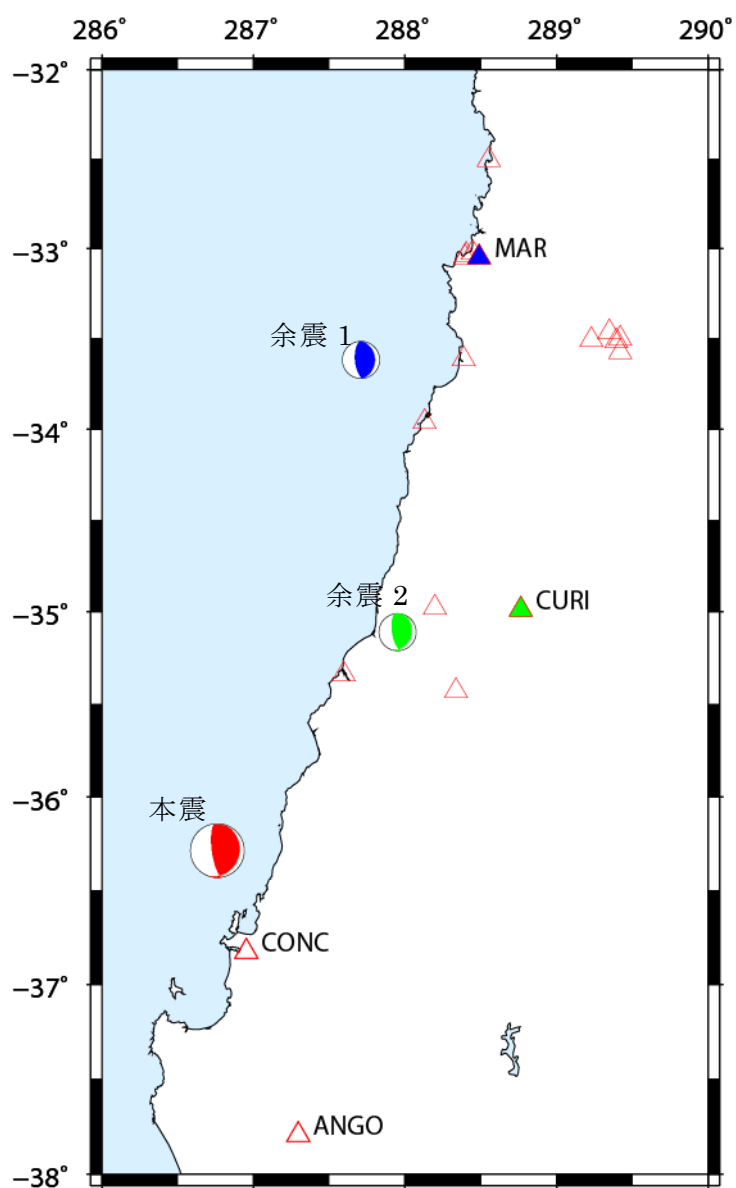
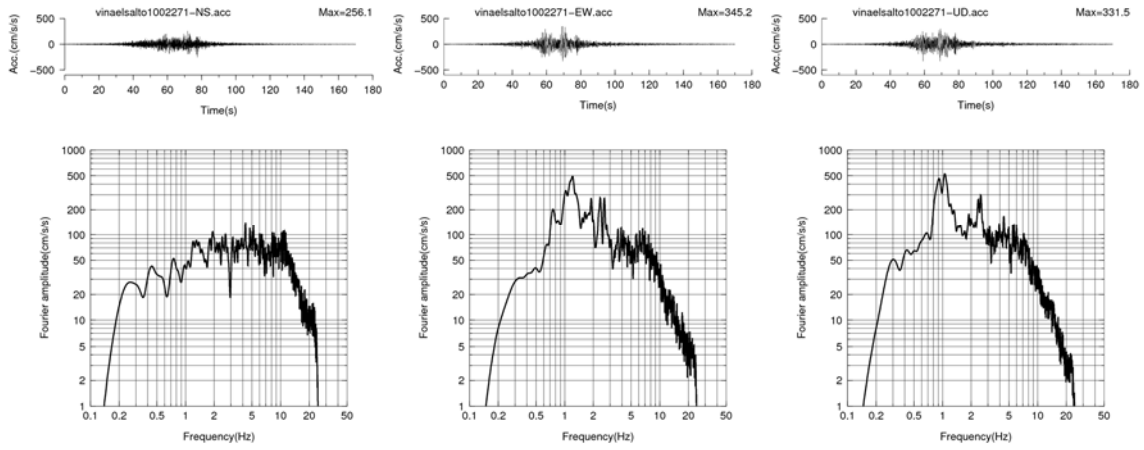
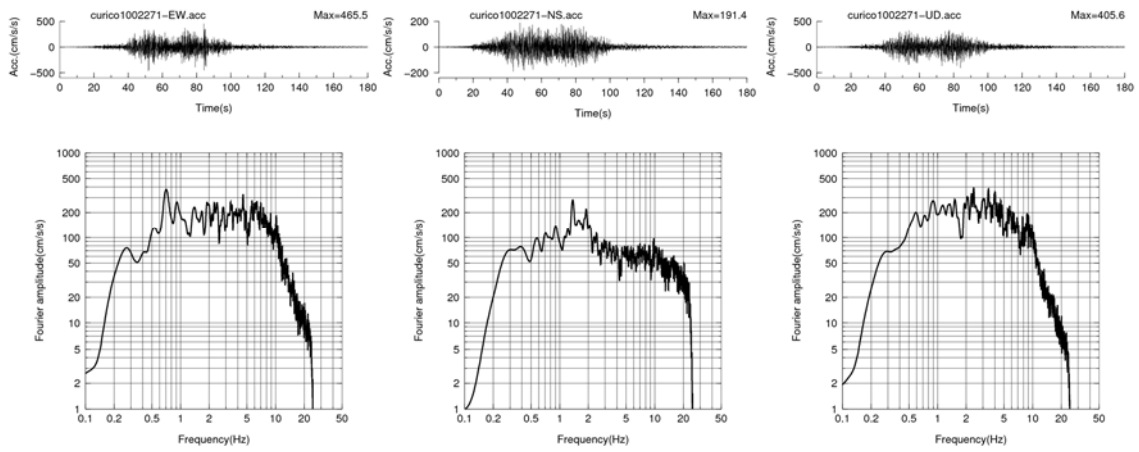


図 2.1.4.2-1 2010 年チリ Maule 地震の本震と余震の震源位置及び観測点

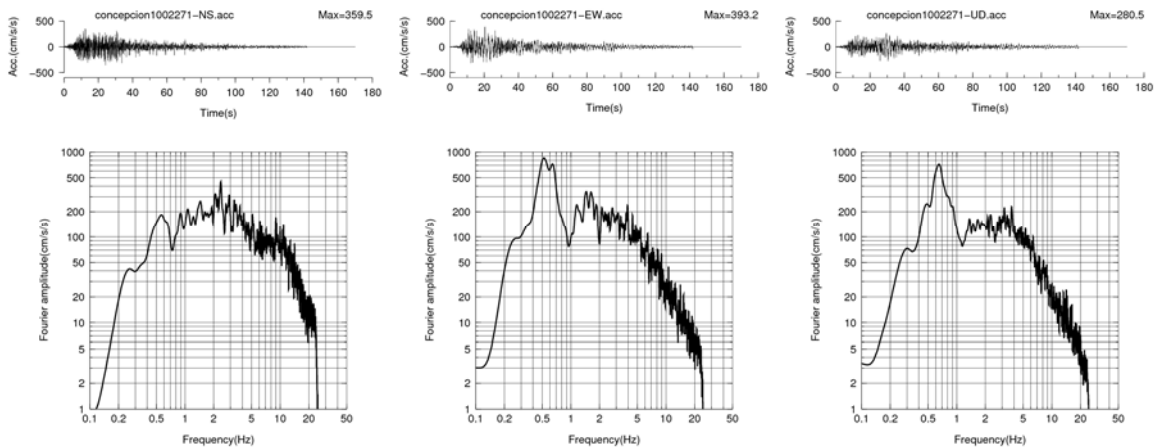
(▲：本震及び余震 1 の観測点、▲：本震及び余震 2 の観測点、△：本震の観測点)



a) 本震の加速度波形とフーリエスペクトル (観測点 MAR)

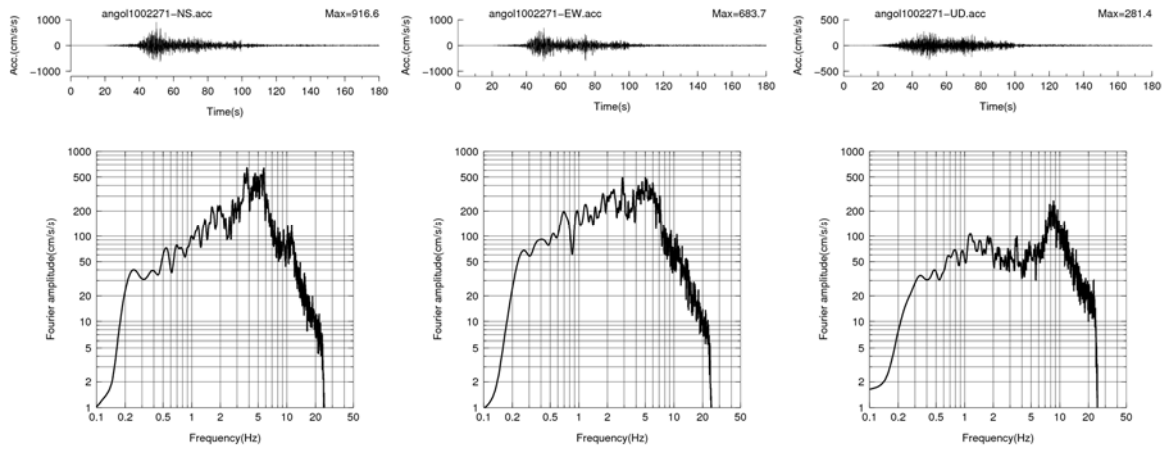


b) 本震の加速度波形とフーリエスペクトル (観測点 CURI)



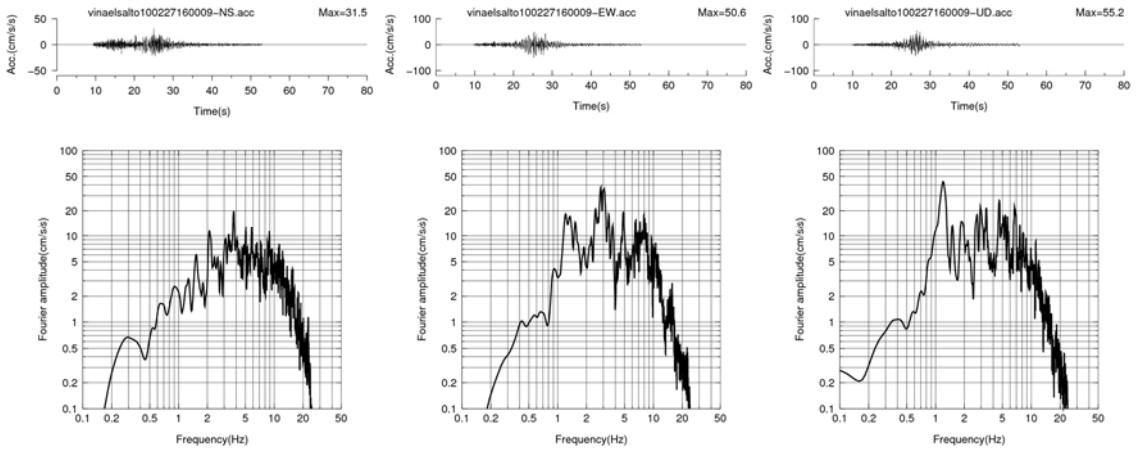
c) 本震の加速度波形とフーリエスペクトル (観測点 CONC)

図 2.1.4.2-2 2010 年チリ Maule 地震の本震の観測記録波形

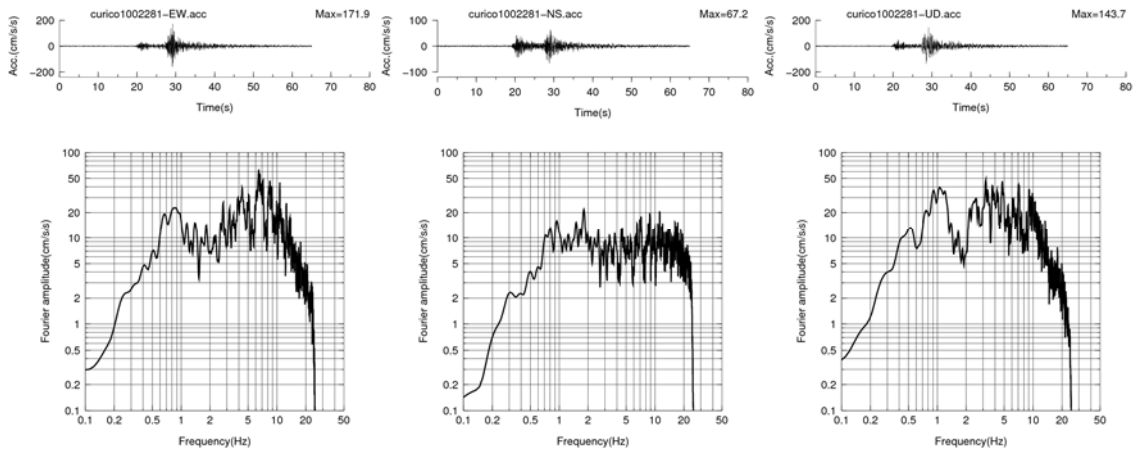


d) 本震の加速度波形とフーリエスペクトル（観測点 ANGO）

図 2.1.4.2-2 2010 年チリ Maule 地震の本震の観測記録波形（つづき）



a) 余震 1 の加速度波形とフーリエスペクトル (観測点 MAR)



b) 余震 2 の加速度波形とフーリエスペクトル (観測点 CURI)

図 2.1.4.2-3 2010 年チリ Maule 地震の余震の観測記録波形

・ Bastias and Montalva (2016) によるチリ地震のデータベース

Bastias and Montalva (2016)は 1985 年～2015 年の間にチリで発生した $M_w=4.6\sim 8.8$ 規模の 477 地震のデータベースを作成している。データベースのうち、2010 年チリ Maule 地震の震源領域周辺で 2009 年～2013 年の間に発生したプレート間地震を調べた。その結果、前震と思われる地震は見当たらなかった。2010 年以降に発生した地震の震源位置を図 2.1.4.2-4～図 2.1.4.2-7 に示す。図には、本震のメカニズム解（赤色）、余震のメカニズム解（青色）とともに、地震記録が得られている観測点の数も合わせて示す。余震の一覧を表 2.1.4.2-3 にまとめる。

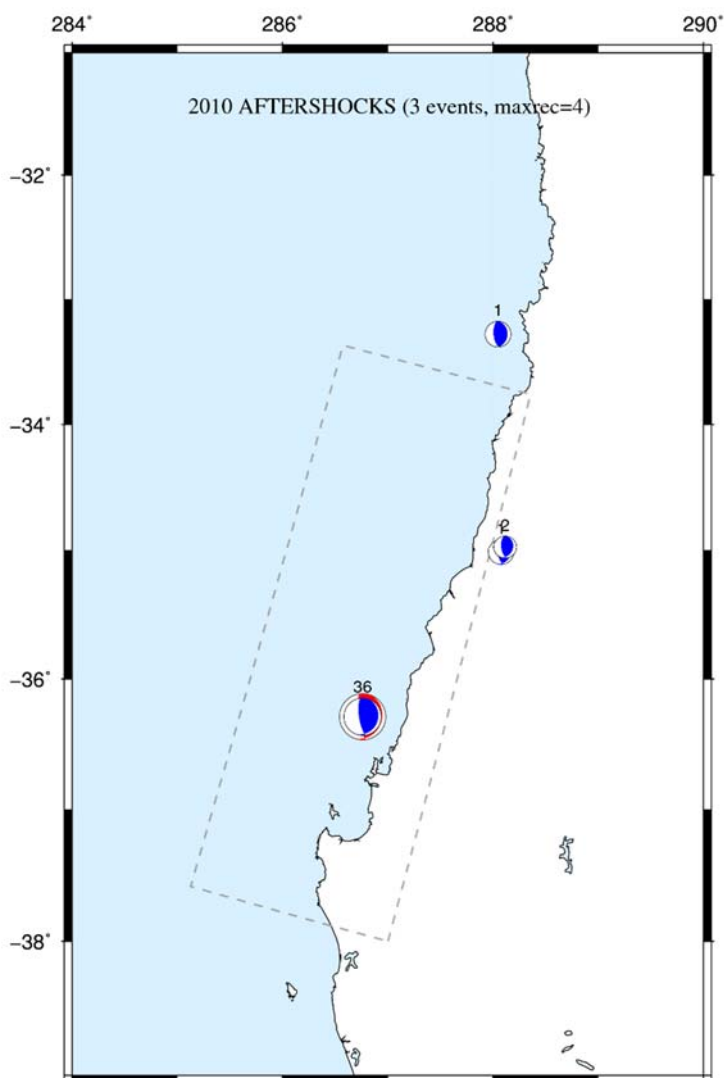


図 2.1.4.2-4 2010 年に発生した地震

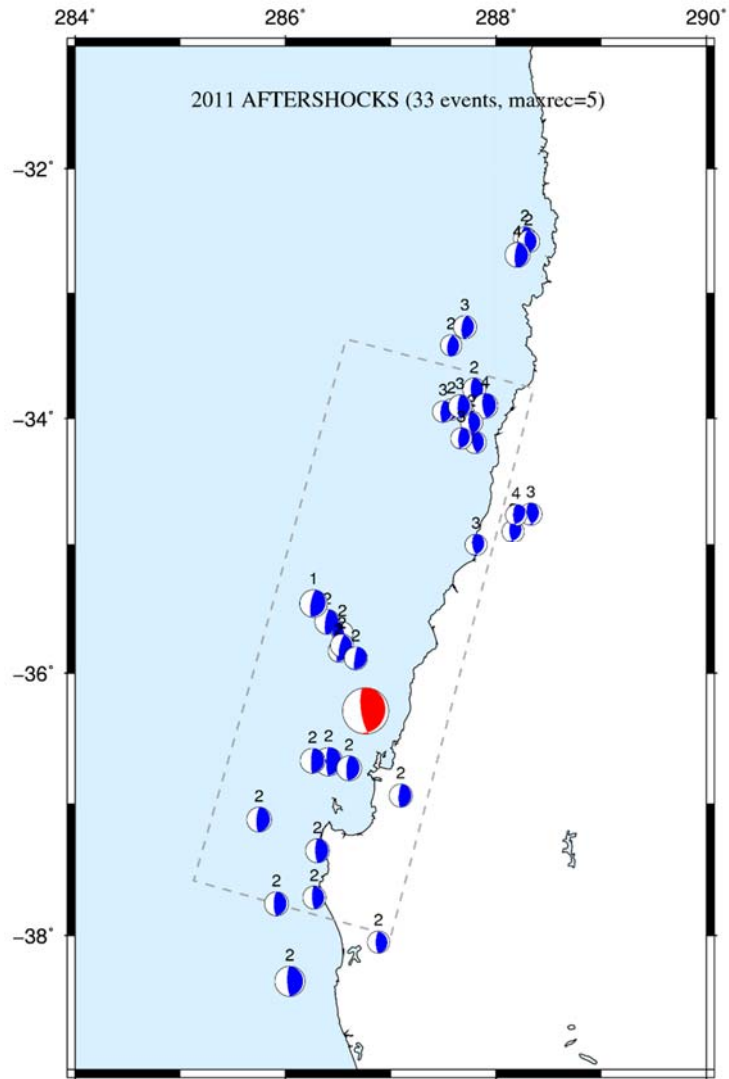


図 2.1.4.2-5 2011 年に発生した地震

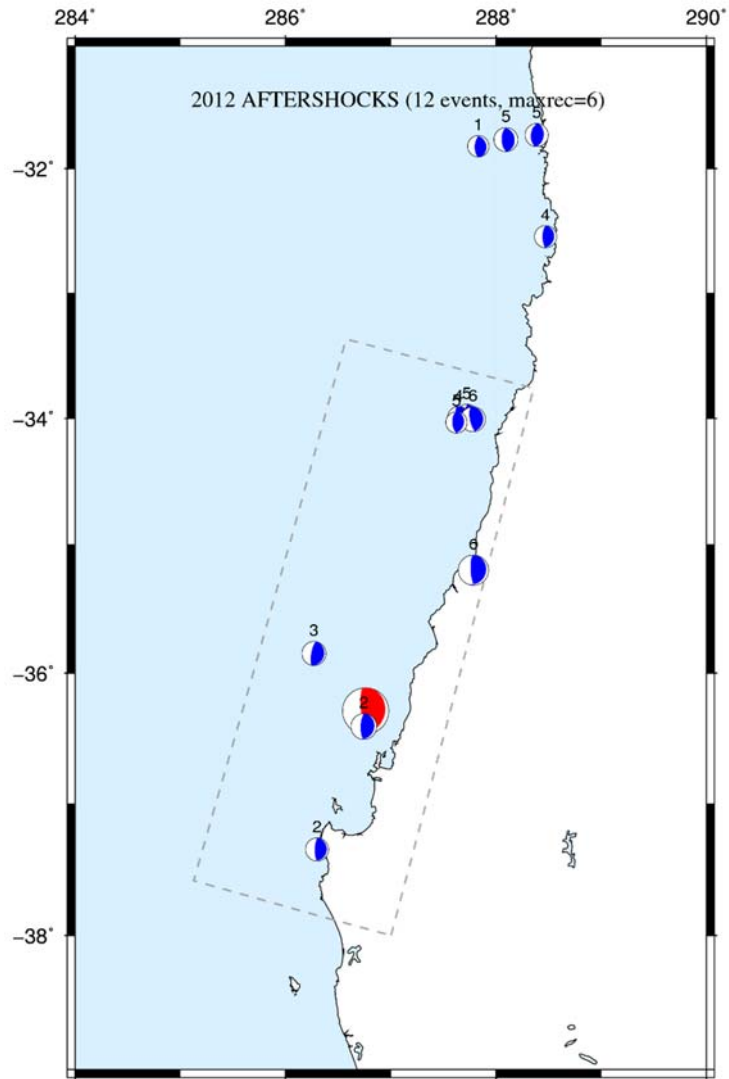


図 2.1.4.2-6 2012 年に発生した地震

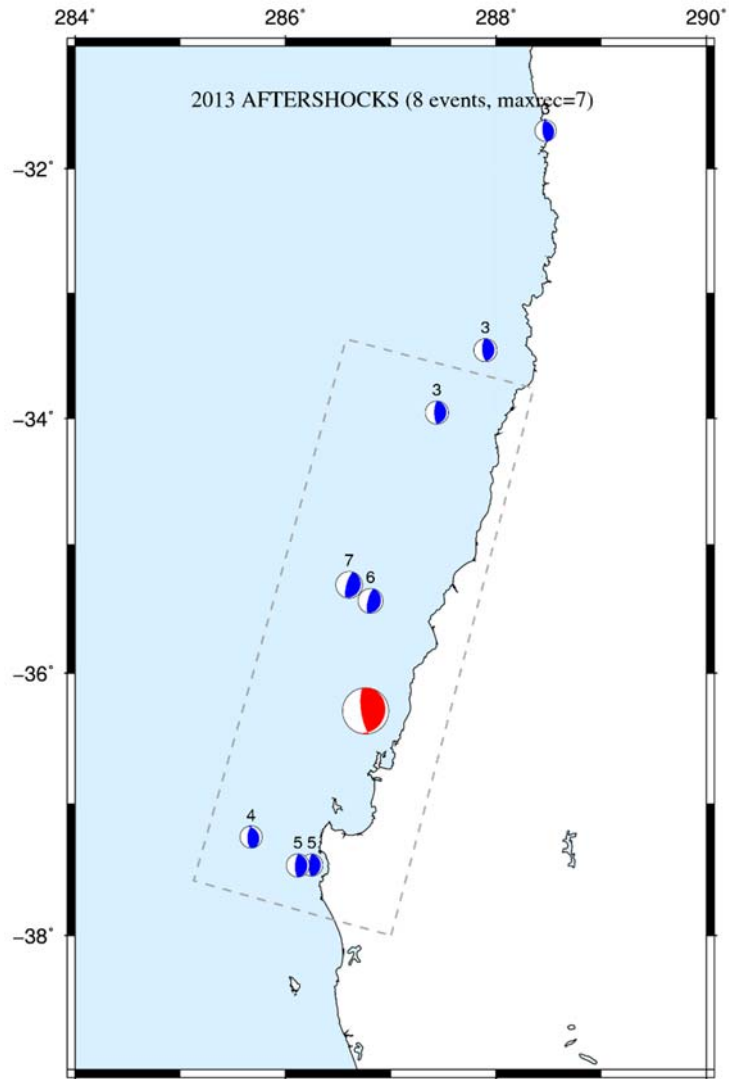


図 2.1.4.2-7 2013 年に発生した地震

表 2.1.4.2-3 2010 年チリ Maule 地震の余震一覧

(Bastias and Montalve (2016)より抜粋)

日付	時間	緯度	経度	深さ,km	strike	dip	rake	strike	dip	rake	Mw	観測点の 数
27/02/2010	6:35	-73.239	-36.29	30.1	19	18	116	172	74	82	8.8	36
27/02/2010	10:30	-71.955	-33.281	35	3	27	97	175	64	86	6.2	1
28/02/2010	11:25	-71.924	-35.01	19.4	17	25	113	171	67	80	6.2	1
23/09/2010	16:41	-71.887	-34.972	47.7	19	30	113	173	63	78	5.4	2
02/01/2011	20:20	-73.961	-38.343	17.8	5	13	97	178	77	88	7.1	2
10/01/2011	6:02	-73.604	-35.604	22.8	22	14	105	187	76	86	5.9	2
11/01/2011	5:33	-73.462	-35.687	25.1	138	15	60	349	77	98	5.1	2
05/02/2011	16:11	-74.088	-37.761	27.4	9	17	98	180	73	88	5.7	2
11/02/2011	20:05	-73.593	-36.679	20.9	15	13	104	180	77	87	6.8	2
11/02/2011	23:39	-74.253	-37.123	37.7	11	16	98	183	74	88	6	2
13/02/2011	8:51	-73.742	-36.673	21.4	13	11	101	182	79	88	5.9	2
13/02/2011	10:35	-73.397	-36.73	32.3	12	18	97	184	72	88	5.9	2
13/02/2011	13:44	-72.904	-36.94	55	9	15	95	184	75	89	5.6	2
14/02/2011	3:40	-73.735	-35.46	21.5	25	17	105	189	74	86	6.6	1
28/02/2011	1:29	-73.695	-37.36	31.5	6	16	97	179	74	88	5.8	2
16/03/2011	22:36	-71.726	-32.564	32.7	15	28	105	179	63	83	5.5	2
17/03/2011	11:14	-71.692	-32.59	13.3	6	28	101	174	62	84	5.2	2
28/03/2011	6:10	-71.837	-34.889	45	29	32	119	176	62	73	5.2	2
13/04/2011	15:14	-72.209	-33.771	31.1	9	23	100	178	67	86	5.4	2
19/05/2011	17:05	-71.668	-34.754	36.5	19	32	118	167	62	74	5.2	3
05/06/2011	10:25	-72.19	-35	32.4	24	31	118	172	63	74	5.3	3
16/07/2011	0:26	-72.099	-33.901	26	14	21	108	174	70	83	6	4
25/07/2011	11:15	-73.728	-37.714	32.8	3	15	95	178	75	89	5.4	2
28/07/2011	16:05	-73.488	-35.829	20.1	24	19	103	191	71	86	5.2	2
28/07/2011	19:50	-73.464	-35.786	19	344	17	61	194	75	98	5.6	2
06/08/2011	13:22	-73.334	-35.884	31.9	49	9	131	188	83	84	5.5	2
14/09/2011	7:03	-71.797	-32.696	37	359	16	84	185	74	92	5.9	4
08/11/2011	17:18	-72.2	-34.189	26.3	6	22	108	166	69	83	5.3	5
11/11/2011	8:08	-73.118	-38.048	36.8	346	20	76	181	71	95	5.2	2
22/11/2011	7:41	-71.807	-34.762	41.4	43	31	129	179	66	69	5.1	4
19/02/2011	6:31	-72.234	-34.033	15.9	360	21	94	176	69	89	5.2	2
19/04/2011	1:02	-72.426	-33.42	45.2	355	29	76	191	62	97	5.1	2
19/04/2011	5:55	-72.423	-33.929	30.7	23	24	108	184	67	82	5.1	2
27/04/2011	5:02	-72.502	-33.948	24.2	17	21	103	183	70	85	5.1	3
29/06/2011	5:41	-72.341	-33.906	19.7	13	18	100	183	72	87	5.5	3
28/08/2011	4:35	-72.296	-33.274	25.1	7	23	90	187	67	90	5.4	3
10/09/2011	3:22	-72.33	-34.157	22.6	27	25	112	184	67	80	5	3
09/01/2012	21:30	-71.53	-32.55	16.2	11	23	100	180	68	86	5.2	4
17/01/2012	23:21	-71.906	-31.765	37.5	355	29	87	178	61	91	5.7	5
17/01/2012	23:23	-71.615	-31.728	34.3	7	40	91	185	50	89	5.6	5
23/01/2012	16:04	-73.258	-36.41	39.8	13	19	101	182	71	86	6.1	2
03/03/2012	11:01	-71.448	-30.189	34.6	179	23	88	1	67	91	5.2	2
15/10/2012	21:04	-72.167	-31.819	39.1	348	28	77	183	62	97	5.1	1
21/11/2012	22:52	-72.376	-34.032	34.3	11	32	101	177	58	83	5.1	5
26/12/2012	13:17	-73.7	-37.348	33.1	4	17	92	182	73	89	5.4	2
27/12/2012	0:42	-73.733	-35.848	30.4	14	16	94	190	74	89	5.8	3
23/01/2013	2:47	-71.529	-31.691	25	336	25	71	176	66	99	5.1	3
10/02/2013	19:54	-72.1	-33.458	46.5	6	24	100	176	66	86	5.4	3
18/02/2013	10:00	-72.563	-33.953	36.8	5	18	95	180	72	89	5.4	3
29/09/2013	23:06	-73.753	-37.469	49.3	4	20	92	182	70	89	5.3	5
29/09/2013	23:23	-73.883	-37.472	42.5	358	20	86	182	70	91	5.5	5
30/10/2013	2:29	-73.193	-35.439	39.2	15	18	91	194	72	90	5.9	6
30/10/2013	2:51	-73.395	-35.314	41.5	19	17	92	196	73	89	6.3	7
07/11/2013	17:01	-74.327	-37.256	21.6	339	30	69	183	62	102	5.2	4

(イ) 経験的グリーン関数法用のパラメータの推定

ここでは、2010年チリ Maule 地震の本震(M_w 8.8)と余震の変位フーリエスペクトルの比率に基づいて、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 N 、及び本震と要素地震の応力降下量の比 C 、要素地震のコーナー振動数 f_{cs} を求めた。

分析対象として、MAR 観測点にける本震記録と 2010年2月27日に発生した余震 1(M_w 6.2)の観測記録、CURI 観測点にける本震記録と 2010年2月28日に発生した余震 2(M_w 6.2)の観測記録を用いた。図 2.1.4.2-8 に本震の震央位置 (赤★印) とメカニズム解、余震の震央位置 (黄☆印) とメカニズム解、及び観測点 (▲印) の位置を示す。

図 2.1.4.2-9 に MAR 観測点にける本震記録と 2010年2月27日に発生した余震 1(M_w 6.2)の観測記録の水平 2 成分の加速度時刻歴とフーリエスペクトルを、図 2.1.4.2-10 に CURI 観測点にける本震記録と 2010年2月28日に発生した余震 2(M_w 6.2)の観測記録の水平 2 成分の加速度時刻歴とフーリエスペクトルを示す。

本震と余震との変位フーリエスペクトルの比を求めるにあたって、まず、本震と余震の変位フーリエスペクトルについて、Hanning Window によるスムージング処理を行った。次に、スムージング処理後の本震と余震のそれぞれの変位フーリエスペクトルに対して、距離補正、 Q 値及び本震と余震の f_{max} の補正を行った後、本震と余震との変位フーリエスペクトルの比率を求めた。

2010年チリ Maule 地震の本震の場合、震源域が大きく、各観測点における主要動は主に観測点に近い強震動生成域で決まるため、本検討では、各観測点と本震との距離として、本震の震源位置までの距離ではなく、観測点に近い強震動生成域の中心 (Frankel (2017) のイベントを参照) までの距離を用いることにした。したがって、MAR 観測点における距離補正においては、本震の距離として観測点から Frankel (2017) のイベント 1 の中心までの距離 156km を採用し、CURI 観測点における距離補正においては、本震の距離として観測点から Frankel (2017) のイベント 2 の中心までの距離 120km を採用した。一方、余震 1 の MAR 観測点までの震源距離は 99km で、余震 2 の CURI 観測点までの震源距離 93km である (図 2.1.4.2-11、表 2.1.4.2-4)。

Q 値及び f_{max} の補正においては、各観測点で短周期レベル側が平均的にフラットになるように試行錯誤で $Q=200f^{0.69}$ 、本震の $f_{max}=10\text{Hz}$ 、余震 1 の $f_{max}=10\text{Hz}$ 、余震 2 の $f_{max}=20\text{Hz}$ と仮定した。また、震源の S 波速度は Frankel(2017)による地下構造モデル(表 2.1.4.2-5)を参考に $\beta=3.65\text{km/s}$ とした。

本震と余震の変位フーリエスペクトルの比、及び本震と余震との変位フーリエスペクトルの比に基づいてフィッティングした結果を図 2.1.4.2-12 に示す。最適フィッティングした結果より求めた、経験的グリーン関数法用のパラメータを表 2.1.4.2-6 に示す。

本震と余震 1 より求めた短周期側のフーリエスペクトルの比は $CN=50$ （うち、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 $N=13$ 、本震と要素地震 1 の応力降下量の比 $C=4.0$ ）である。ここでは、経験的グリーン関数法用のパラメータと同時に、余震 1 のコーナー振動数も推定した。余震 1 のコーナー振動数は 0.18Hz となった。一方、本震と余震 2 より求めた短周期側のフーリエスペクトルの比は $CN=25$ （うち、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 $N=18$ 、本震と要素地震 2 の応力降下量の比 $C=1.4$ ）で、余震 2 のコーナー振動数は 0.25Hz となった。

本震及び余震のコーナー振動数を用いて計算した理論スペクトルと、観測記録の変位フーリエスペクトルを図 2.1.4.2-13 に比較する。図より、本震と余震の理論スペクトルと観測記録は短周期側で良く整合していることから、推定されたコーナー振動数は妥当であると考えられる。

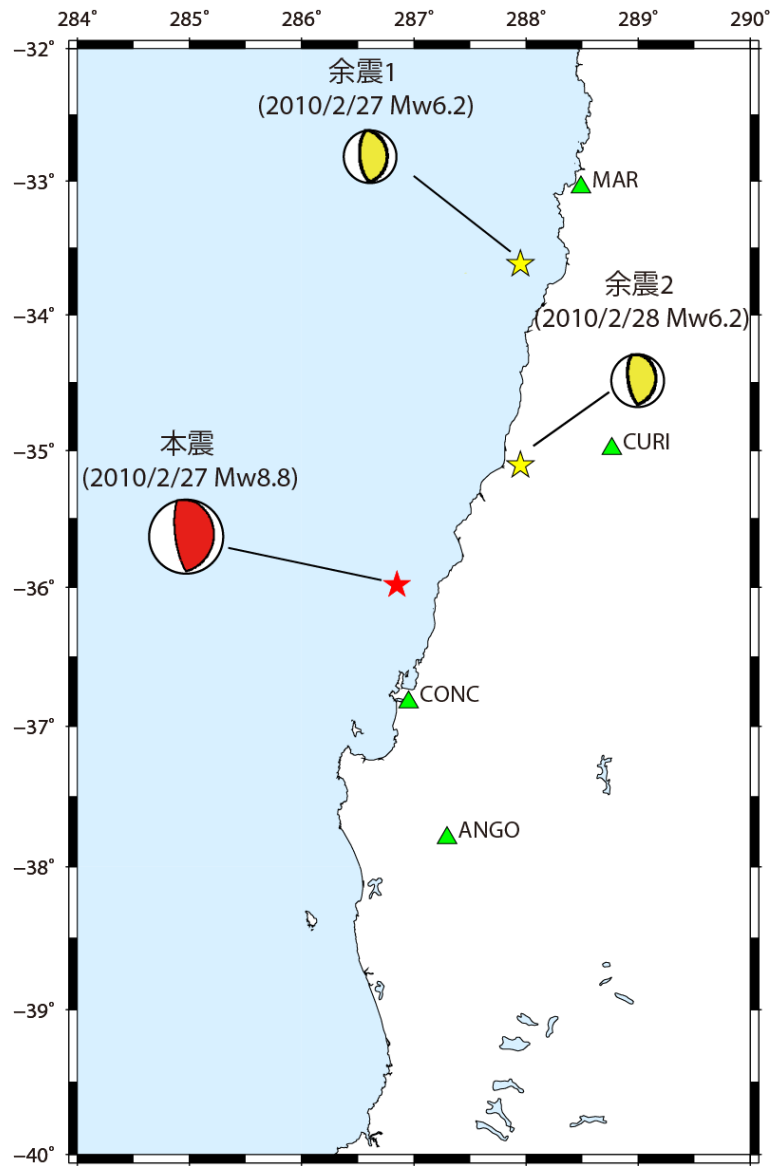


図 2.1.4.2-8 2010 年チリ Maule 地震の本震の震央位置（赤★印）とメカニズム解、余震の震央位置（黄☆印）とメカニズム解、及び観測点（▲印）の位置

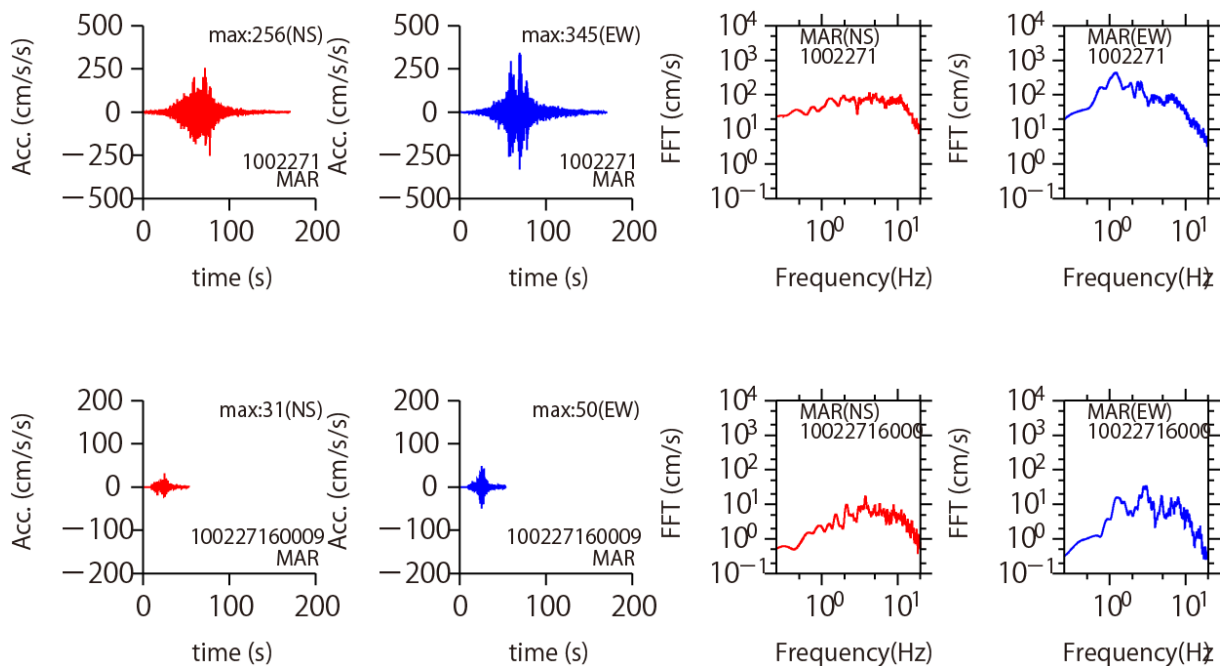


図 2.1.4.2-9 観測点 MAR における 2010 年チリ Maule 地震の本震（上段、2010 年 2 月 27 日、 M_w 8.8）及び余震 1（下段、2010 年 2 月 27 日、 M_w 6.2）の観測記録（左から順番に、NS、EW 成分の加速度時刻歴、NS、EW 成分のフーリエスペクトル）

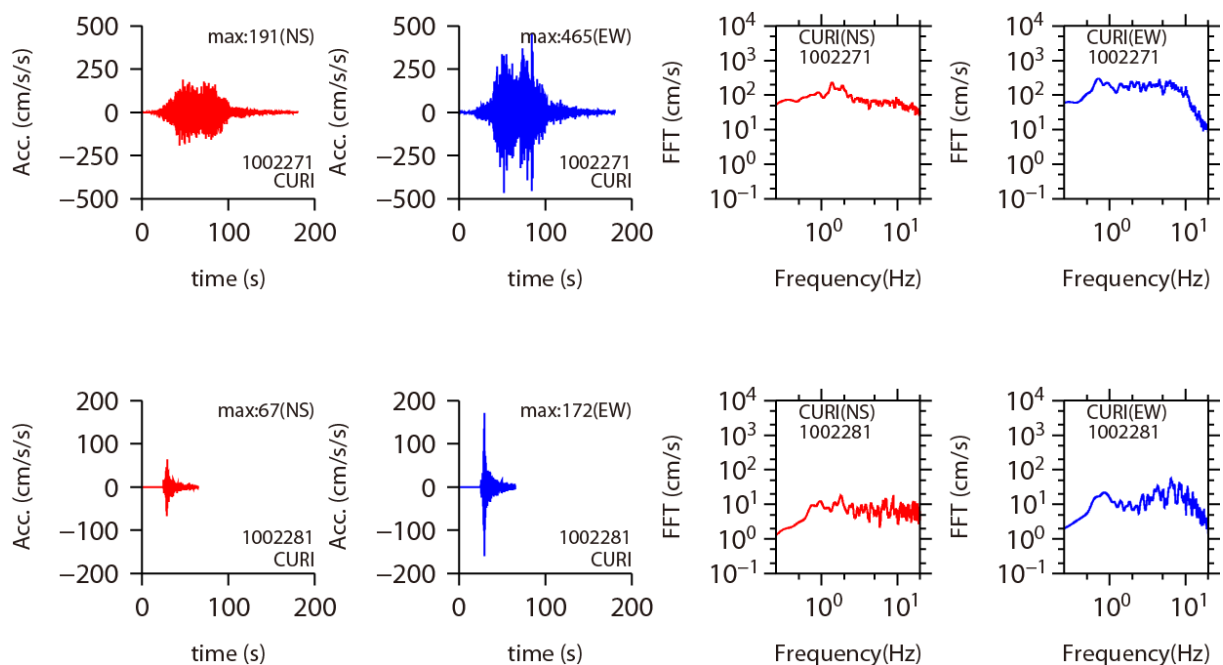


図 2.1.4.2-10 観測点 CURI における 2010 年チリ Maule 地震の本震（上段、2010 年 2 月 27 日、 M_w 8.8）及び余震 2（下段、2010 年 2 月 28 日、 M_w 6.2）の観測記録（左から順番に、NS、EW 成分の加速度時刻歴、NS、EW 成分のフーリエスペクトル）

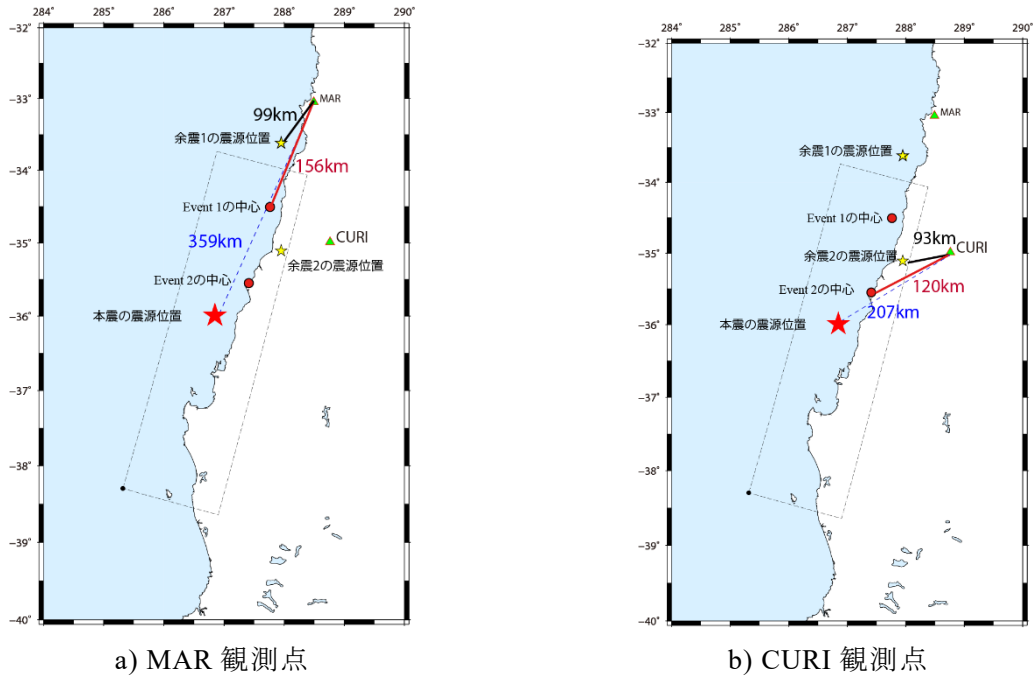


図 2.1.4.2-11 各観測点から本震、余震との震源距離の取り方のイメージ図

表 2.1.4.2-4 各観測点から本震、余震との震源距離

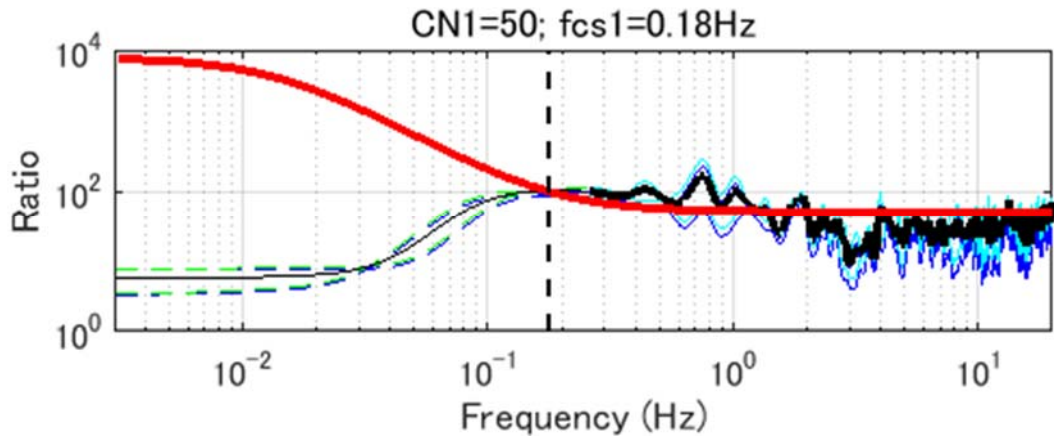
観測点名	記号	本震 (震源距離)	余震1 (震源距離)	余震2 (震源距離)	本震 (SMGA1までの距離)	本震 (SMGA2までの距離)
Curico	CURI	207km	-	93km	-	120km
Vina El Salto	MAR	359km	99km	-	156km	-

表 2.1.4.2-5 地下構造モデル (Frankel, 2017)

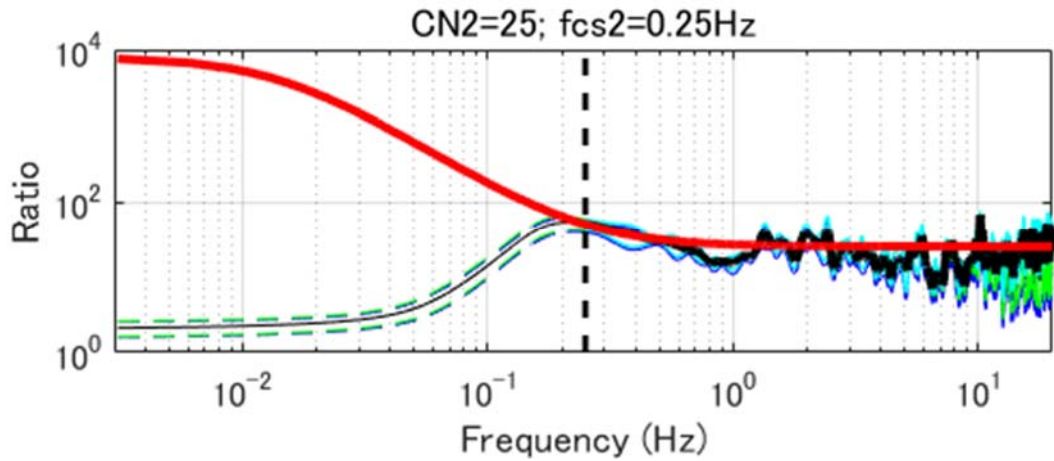
Table 1
Velocity Model Used for Deterministic Synthetics

V_P (km/s)	V_S (km/s)	Density (g/cc)	Thickness (km)	Q_P	Q_S
1.5	0.3	1.8	0.01	40	20
1.5	0.466	1.8	0.01	40	20
1.5	0.634	1.8	0.01	40	20
1.5	0.800	1.8	0.01	40	20
1.7	1.0	2.0	0.01	40	20
2.2	1.25	2.0	0.01	40	20
2.6	1.5	2.0	0.14	40	20
5.3	3.03	2.1	6.7	200	100
6.0	3.37	2.5	4.6	500	200
6.5	3.65	2.78	18.1	500	200
7.3	4.1	3.18	15.8	1600	500
7.8	4.5	3.3		2000	1000

This was modified from Skarlatoudis *et al.* (2015) by adding a V_S gradient to the top 60 m.



a) MAR 観測点における本震と余震 1 の変位フーリエスペクトルの比



b) CURI 観測点における本震と余震 2 の変位フーリエスペクトルの比

図 2.1.4.2-12 2010 年チリ Maule 地震の本震と余震の変位フーリエスペクトルの比

(青線：距離補正後。緑線：距離+ Q 値補正後、水色線：距離+ Q 値+ f_{max} 補正後、黒太線：
 平均値、赤線：推定値)

表 2.1.4.2-6 経験的グリーン関数法用のパラメータ

経験的グリーン関数法用の パラメータ	長周期側の 比率 CN^3	短周期側の 比率 CN	重ね 合わせ数 N	応力 降下量の比 C	余震のコー ナー振動数 f_{cs} (Hz)	高周波遮断振動数 f_{max} (Hz)
本震(M_W 8.8)/余震1(M_W 6.2)	7943	50	13 (12.6)	4.0	0.18	本震：10Hz、 余震1：10Hz
本震(M_W 8.8)/余震2(M_W 6.2)	7943	25	18 (17.8)	1.4	0.25	本震：10Hz、 余震2：20Hz

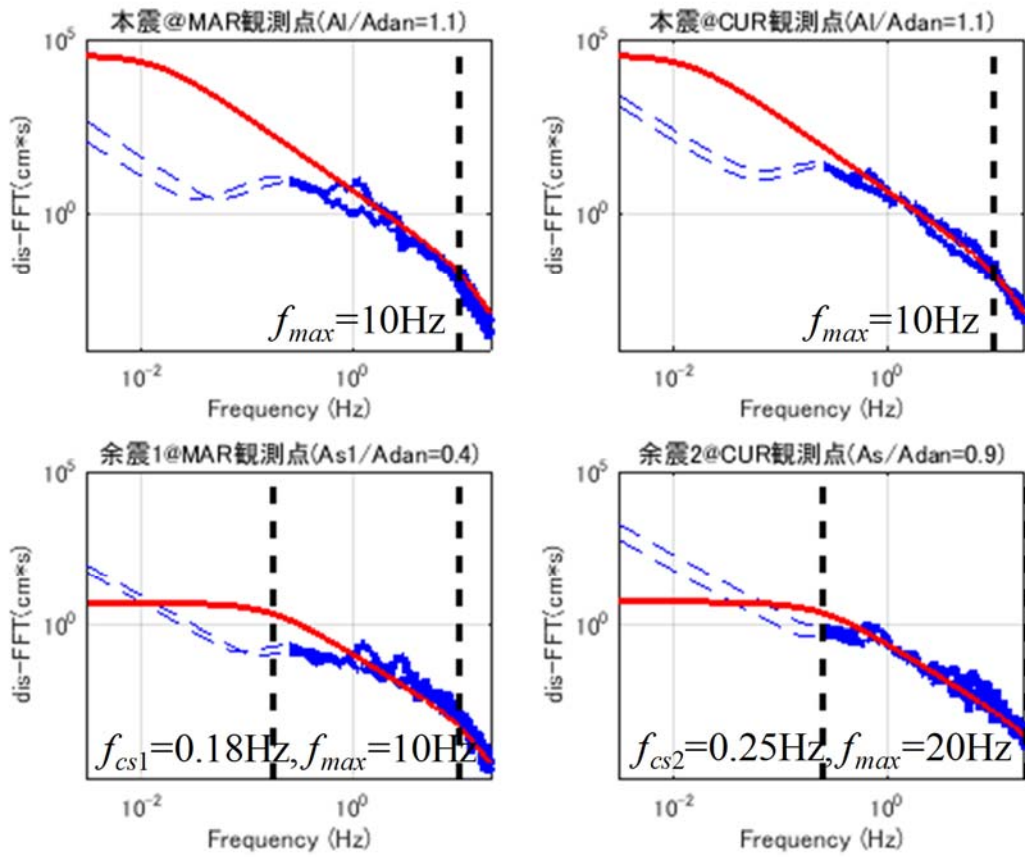


図 2.1.4.2-13 2010 年チリ Maule 地震の本震と余震の変位フーリエスペクトル
及び理論スペクトルの比較

(青線：観測記録、赤線：理論スペクトル、黒点線：コーナー振動数 f_c 、もしくは f_{max})

(ウ) SMGA モデル

本検討では、2010年チリ Maule 地震の短周期側の地震動を発生する強震動生成域を対象に、SMGA モデルを作成した。SMGA モデルの主なパラメータは、SMGA の面積 S_{SMGA} 、地震モーメント M_{0SMGA} 、短周期レベル A_{SMGA} 、応力降下量 $\Delta\sigma_{SMGA}$ の4つである。

SMGA モデルを設定するにあたって、観測記録の分析より求めた本震の短周期レベル A_I と Frankel(2017)による各イベント(強震動生成域に相当)の規模 $M_{Wsubeventi}$ を与条件とした。ここに、本震の短周期レベル A_I は SMGA モデルの全部の短周期レベルである A_{SMGA} と等しい。

$$A_I = A_{SMGA} = \text{sqrt}(\sum A_{SMGAi}^2) \quad (2.1.4.2-1)$$

$$M_{W_{SMGAi}} = M_{W_{subeventi}} \quad (2.1.4.2-2)$$

SMGAの全体の短周期レベル A_{SMGA} (本震の短周期レベル A_I) を推定するために、まず要素地震の短周期レベル A_s を求めた。Kanamori(1977)による(2.1.4.2-3)式より、要素地震のモーメントマグニチュード M_{Ws} から地震モーメント M_{0s} が求まる。次に、Brune(1970)の ω^{-2} モデルを仮定した場合の、(2.1.4.2-4)式によるコーナー振動数の値と、円形クラックの平均応力降下量を求める(2.1.4.2-5)式を用いて、要素地震の断層面積 S_s 、及び要素地震の応力降下量 $\Delta\sigma_s$ を算定した。さらに、要素地震の断層面積 S_s 、及び要素地震の応力降下量 $\Delta\sigma_s$ を用いて、Brune(1970)の(2.1.4.2-6)式より要素地震の短周期レベル A_s が求まる。ここに、S波速度 β は、Frankel(2017)より 3.65 km/s とした。

$$M_{0s} [\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{1.5M_{Ws} + 9.1} \quad (2.1.4.2-3)$$

$$f_{cs} = \beta \sqrt{(7/16)/S_s} \quad (2.1.4.2-4)$$

$$\Delta\sigma_s = (7/16)M_{0s} / (S_s / \pi)^{1.5} \quad (2.1.4.2-5)$$

$$A_s = 4\pi\beta^2 (S_s / \pi)^{1/2} \Delta\sigma_s \quad (2.1.4.2-6)$$

要素地震の短周期レベル A_s が求めたので(2.1.4.2-7)式より本震の短周期レベル A_I が求まることから、SMGA の全体の短周期レベル A_{SMGA} も求まる。

$$A_{SMGA} / A_s = A_I / A_s = CN \quad (2.1.4.2-7)$$

次に、各 SMGA のモーメントマグニチュード M_{WSMGAi} より地震モーメントを求まる。ここで、各 SMGA の応力降下量 $\Delta\sigma_{SMGAi}$ が一定になるように、各 SMGA の短周期レベル A_{SMGAi} がそれぞれの地震モーメント M_{0SMGAi} の 1/3 乗に比例するように、短周期レベルを分配する。

$$M_{0SMGAi}[\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{1.5M_{WSMGAi}+9.1} \quad (2.1.4.2-8)$$

$$A_{SMGAi} \propto M_{0SMGAi}^{1/3} \Rightarrow \Delta\sigma_{SMGAi} = \text{一定} \quad (2.1.4.2-9)$$

各 SMGA の短周期レベル A_{SMGAi} が求まったので、それぞれの SMGA を円形クラックでモデル化した場合、(2.1.4.2-10)式と(2.1.4.2-11)式を用いて、それぞれの SMGA の面積 S_{SMGAi} と応力降下量 $\Delta\sigma_{SMGAi}$ を求めることができる。

$$\Delta\sigma_{SMGAi} = (7/16)M_{0SMGAi} / (S_{SMGAi} / \pi)^{1.5} \quad (2.1.4.2-10)$$

$$A_{SMGAi} = 4\pi\beta^2 (S_{SMGAi} / \pi)^{1/2} \Delta\sigma_{SMGAi} \quad (2.1.4.2-11)$$

したがって、(2.1.4.2-12)式より各 SMGA の平均すべり量 D_{SMGAi} も決まる。ここに、剛性率 μ は、Frankel(2017)より $3.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ とした。

$$D_{SMGAi} = M_{0SMGAi} / (\mu S_{SMGAi}) \quad (2.1.4.2-12)$$

表 2.1.4.2-7 に、本方法で設定した SMGA モデルの断層パラメータを示し、表 2.1.4.2-8 に要素地震の断層パラメータを示す。本震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係を図 2.1.4.2-14 に、本震の SMGA モデルを図 2.1.4.2-15 に示す。

2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いて地震動再現解析を行った。図 2.1.4.2-16 に 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルによる断層面と地震動評価点を示す。図中、星印(赤☆印)は SMGA モデルの破壊開始点で、三角印は計算地点である。要素地震の地震記録のある北側の MAR 観測点及び CURI 観測点では、経験的グリーン関数法(Dan *et al.*, 1989)による地震動評価、南側の CONC 観測点及び ANGO 観測点では統計的グリーン関数法(壇・他, 2010)による地震動評価を行った。同図には経験的グリーン関数法で用いる要素地震の震源位置(黄☆印)も合わせて示す。

MAR 観測点における観測記録と SMGA モデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果を図 2.1.4.2-17～図 2.1.4.2-19 に比較する。図 2.1.4.2-17 に観測記録(黒線)と地震動評価結果(赤線)の加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。同図には参考のために、 f_{max}

を考慮していない場合の波形合成結果(緑線)と波形合成に用いた要素地震記録(青線)も合わせて示す。図より、MAR観測点において波形合成の加速度時刻歴は、観測記録の振幅値を良く再現できており、擬似速度応答スペクトルも周期0.05秒～0.5秒において観測記録と整合している。周期0.5秒～4秒では観測記録より小さくなっているが、要素地震の周期成分による影響が原因として考えられる。なお、本震の f_{max} と要素地震として使われた余震1の f_{max} は両方とも10Hzであるため、 f_{max} の補正有りの場合と無しの場合では同じ結果になっている。図2.1.4.2-18にSMGAごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。図より、MAR観測点の地震動は観測点と一番近いSMGA1より主に生成されており、SMGA2も一部寄与しているが、SMGA3とSMGA4は観測点から離れているため影響が小さいことが確認できる。図2.1.4.2-19に加速度時刻歴に加え、速度及び変位の時刻歴及びフーリエスペクトルを示す。図より、速度の振幅値を概ね良く再現できており、フーリエスペクトルは水平2成分において1Hz前後で多少小さくなっているが、2Hz以上から3成分ともに観測記録と良く整合している。

CURI観測点における観測記録とSMGAモデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.2-20～図2.1.4.2-22に比較する。3つの図の構成はMAR観測点と同様である。図2.1.4.2-20より、CURI観測点において波形合成の加速度時刻歴の振幅値(f_{max} を考慮)は、観測記録より多少大き目ではあるが、擬似速度応答スペクトルは周期0.05秒～0.4秒において観測記録をよく整合している。なお、本震の f_{max} と要素地震として使われた余震2の f_{max} はそれぞれ10Hzと20Hzであり、 f_{max} を考慮しないと周期0.2秒以下で観測記録より過大評価となることが分かる。図2.1.4.2-21より、CURI観測点の地震動は観測点に近いSMGA1とSMGA2より生成されており、SMGA3も一部寄与しているが、観測点から離れているSMGA4の影響は小さいことが確認できる。図2.1.4.2-22より、速度の振幅値は観測記録とよく整合しており、1Hの前後を含めて、0.25Hz～20Hzの範囲でフーリエスペクトルを精度よく再現できている。

CONC観測点における観測記録とSMGAモデルの統計的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.2-23～図2.1.4.2-25に比較する。図2.1.4.2-23に観測記録(黒線)と地震動評価結果(赤線)の加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。同図には参考のために、波形合成に用いた統計的グリーン関数(青線)も合わせて示す。図より、CONC観測点において水平2成分の波形合成の加速度時刻歴は、観測記録の振幅値より大きく、擬似速度応答スペクトルも周期0.5秒以下において観測記録を上回っている。図2.1.4.2-24にSMGAごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。図より、CONC観測点の地震動は観測点に近

いSMGA3より主に生成されており、SMGA2とSMGA4も一部寄与しているが、一番離れているSMGA1の影響は小さいことが確認できる。図2.1.4.2-25に加速度時刻歴に加え、速度及び変位の時刻歴及びフーリエスペクトルを示す。図より、NS成分においては、速度の振幅値は観測記録とほぼ同程度であり、フーリエスペクトルは1Hz～4Hzで多少過小評価であるが4Hz以上からは観測記録とほぼ同程度である。EW成分においては、速度の振幅値は過小評価で、フーリエスペクトルは1Hz～3Hzでは観測記録とほぼ同程度であるが、3Hz以上からは過大評価であることが分かる。統計的グリーン関数法を用いた地震動評価では、既往研究による平均的な地下構造モデルを用いて地盤増幅を評価しているが、今後、個々の観測点におけるより詳細な地盤情報に基づいた改善が重要であると考ええる。

ANGO観測点における観測記録とSMGAモデルの統計的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.2-26～図2.1.4.2-28に比較する。3つの図の構成はCONC観測点と同じである。2.1.4.2-26より、ANGO観測点において水平2成分の波形合成の加速度時刻歴は、観測記録の振幅値より小さく、擬似速度応答スペクトルもNS成分の0.5秒～4秒以外を除いて観測記録を下回っている。図2.1.4.2-27より、ANGO観測点の地震動は観測点に近いSMGA4より主に生成されており、SMGA3も一部寄与しているが、観測点から離れているSMGA1とSMGA2の影響は小さいことが確認できる。図2.1.4.2-28より、速度の振幅値は観測記録より概ね小さく、フーリエスペクトルも1Hzの前後を含めて、過小評価である。CONC観測点と同様に、今後、地盤増幅率を考慮した改善が重要であると考ええる。

表 2.1.4.2-7 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルの断層パラメータ

本震の SMGA の断層パラメータ			設定方法
短周期レベル	A_l ($N \cdot m/s^2$)	1.55E+20	$A_l = A_s CN$ 、観測記録の分析より
SMGA の総地震モーメント	M_{0SMGA} ($N \cdot m$)	7.69E+21	$M_{0SMGA} = \sum M_{0SMGAi}$
SMGA の総面積	S_{SMGA} (km^2)	22317	$S_{SMGA} = \sum S_{SMGAi}$
SMGA の応力降下量	$\Delta\sigma_{SMGA}$ [MPa]	11	$\Delta\sigma_{SMGA} = \Delta\sigma_{SMGAi}$
SMGA1	M_{WSMGAi}	8.2	Frankel (2017)
	M_{0SMGAi} ($N \cdot m$)	2.51E+21	$M_{0SMGAi} [N \cdot m] = 10^{0.5}(1.5M_{WSMGAi} + 9.1)$
	A_{SMGAi} ($N \cdot m/s^2$)	8.54E+19	$A_i = \sqrt{\sum A_{SMGAi}^2}$, A_{SMGAi} は $M_{0SMGAi}^{1/3}$ に比例
	S_{SMGAi} (km^2)	6772	$S_{SMGAi} = (7/4)\pi^2 \beta^2 M_{0SMGAi} / A_{SMGAi}$
	$\Delta\sigma_{SMGAi}$ [MPa]	11	$\Delta\sigma_{SMGAi} = (7/16)[(M_{0SMGAi} / (S_{SMGAi} / \pi))^{1.5}]$
	D_{SMGAi} (m)	10	$D_{SMGAi} = M_{0SMGAi} / (\mu S_{SMGAi})$
SMGA2	M_{WSMGAi}	8.2	Frankel (2017)
	M_{0SMGAi} ($N \cdot m$)	2.51E+21	$M_{0SMGAi} [N \cdot m] = 10^{0.5}(1.5M_{WSMGAi} + 9.1)$
	A_{SMGAi} ($N \cdot m/s^2$)	8.54E+19	$A_i = \sqrt{\sum A_{SMGAi}^2}$, A_{SMGAi} は $M_{0SMGAi}^{1/3}$ に比例
	S_{SMGAi} (km^2)	6772	$S_{SMGAi} = (7/4)\pi^2 \beta^2 M_{0SMGAi} / A_{SMGAi}$
	$\Delta\sigma_{SMGAi}$ [MPa]	11	$\Delta\sigma_{SMGAi} = (7/16)[(M_{0SMGAi} / (S_{SMGAi} / \pi))^{1.5}]$
	D_{SMGAi} (m)	10	$D_{SMGAi} = M_{0SMGAi} / (\mu S_{SMGAi})$
SMGA3	M_{WSMGAi}	8.1	Frankel (2017)
	M_{0SMGAi} ($N \cdot m$)	1.78E+21	$M_{0SMGAi} [N \cdot m] = 10^{0.5}(1.5M_{WSMGAi} + 9.1)$
	A_{SMGAi} ($N \cdot m/s^2$)	7.61E+19	$A_i = \sqrt{\sum A_{SMGAi}^2}$, A_{SMGAi} は $M_{0SMGAi}^{1/3}$ に比例
	S_{SMGAi} (km^2)	5379	$S_{SMGAi} = (7/4)\pi^2 \beta^2 M_{0SMGAi} / A_{SMGAi}$
	$\Delta\sigma_{SMGAi}$ [MPa]	11	$\Delta\sigma_{SMGAi} = (7/16)[(M_{0SMGAi} / (S_{SMGAi} / \pi))^{1.5}]$
	D_{SMGAi} (m)	9	$D_{SMGAi} = M_{0SMGAi} / (\mu S_{SMGAi})$
SMGA4	M_{WSMGAi}	7.9	Frankel (2017)
	M_{0SMGAi} ($N \cdot m$)	8.91E+20	$M_{0SMGAi} [N \cdot m] = 10^{0.5}(1.5M_{WSMGAi} + 9.1)$
	A_{SMGAi} ($N \cdot m/s^2$)	6.04E+19	$A_i = \sqrt{\sum A_{SMGAi}^2}$, A_{SMGAi} は $M_{0SMGAi}^{1/3}$ に比例
	S_{SMGAi} (km^2)	3394	$S_{SMGAi} = (7/4)\pi^2 \beta^2 M_{0SMGAi} / A_{SMGAi}$
	$\Delta\sigma_{SMGAi}$ [MPa]	11	$\Delta\sigma_{SMGAi} = (7/16)[(M_{0SMGAi} / (S_{SMGAi} / \pi))^{1.5}]$
	D_{SMGAi} (m)	7	$D_{SMGAi} = M_{0SMGAi} / (\mu S_{SMGAi})$

表 2.1.4.2-8 2010 年チリ Maule 地震の余震の断層パラメータ

a) 余震 1 (2010 年 2 月 27 日、 M_W 6.2)

余震1の断層パラメータ			設定方法
モーメントマグニチュード	M_{Ws}	6.2	本研究
地震モーメント	M_{0s} ($N \cdot m$)	2.51E+18	$M_{0s} [N \cdot m] = 10^{0.5}(1.5M_{Ws} + 9.1)$
応力降下量	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	2.5	$\Delta\sigma_s = (7/16)[(M_{0s} / (S_s / \pi))^{1.5}]$
断層面積	S_s (km^2)	180	$S_s = (7/16)(\beta/f_{cs})^2$
平均すべり量	D_s (m)	0.4	$D_s = M_{0s} / (\mu S_s)$
コーナー振動数	f_{cs} (Hz)	0.18	本研究
短周期レベル	A_s ($N \cdot m/s^2$)	3.21E+18	$A_s = 4\pi\beta^2(S_s/\pi)^{1/2}\Delta\sigma_s$

b) 余震 2 (2010 年 2 月 28 日、 M_W 6.2)

余震2の断層パラメータ			設定方法
モーメントマグニチュード	M_{Ws}	6.2	本研究
地震モーメント	M_{0s} ($N \cdot m$)	2.51E+18	$M_{0s} [N \cdot m] = 10^{0.5}(1.5M_{Ws} + 9.1)$
応力降下量	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	6.8	$\Delta\sigma_s = (7/16)[(M_{0s} / (S_s / \pi))^{1.5}]$
断層面積	S_s (km^2)	93	$S_s = (7/16)(\beta/f_{cs})^2$
平均すべり量	D_s (m)	0.7	$D_s = M_{0s} / (\mu S_s)$
コーナー振動数	f_{cs} (Hz)	0.25	本研究
短周期レベル	A_s ($N \cdot m/s^2$)	6.20E+18	$A_s = 4\pi\beta^2(S_s/\pi)^{1/2}\Delta\sigma_s$

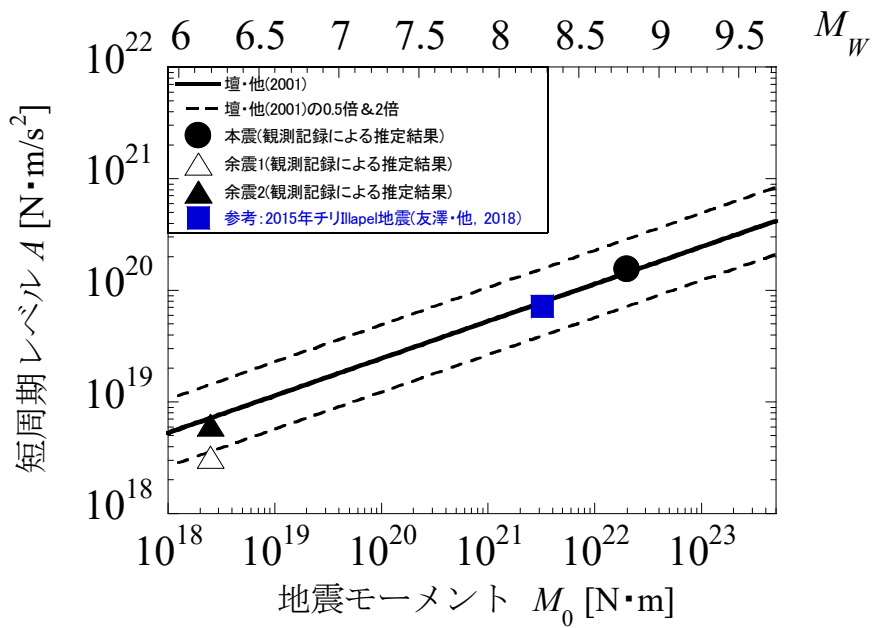


図 2.1.4.2-14 観測記録より推定された本震と余震の短周期レベル

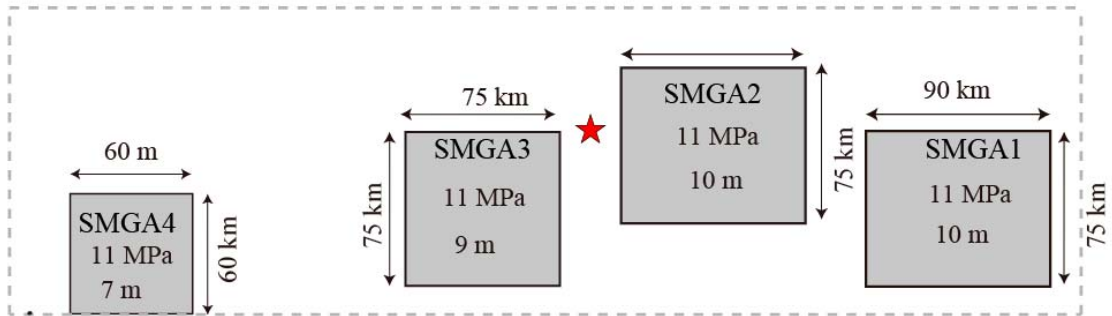


図 2.1.4.2-15 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデル (破壊開始点 : ★印)

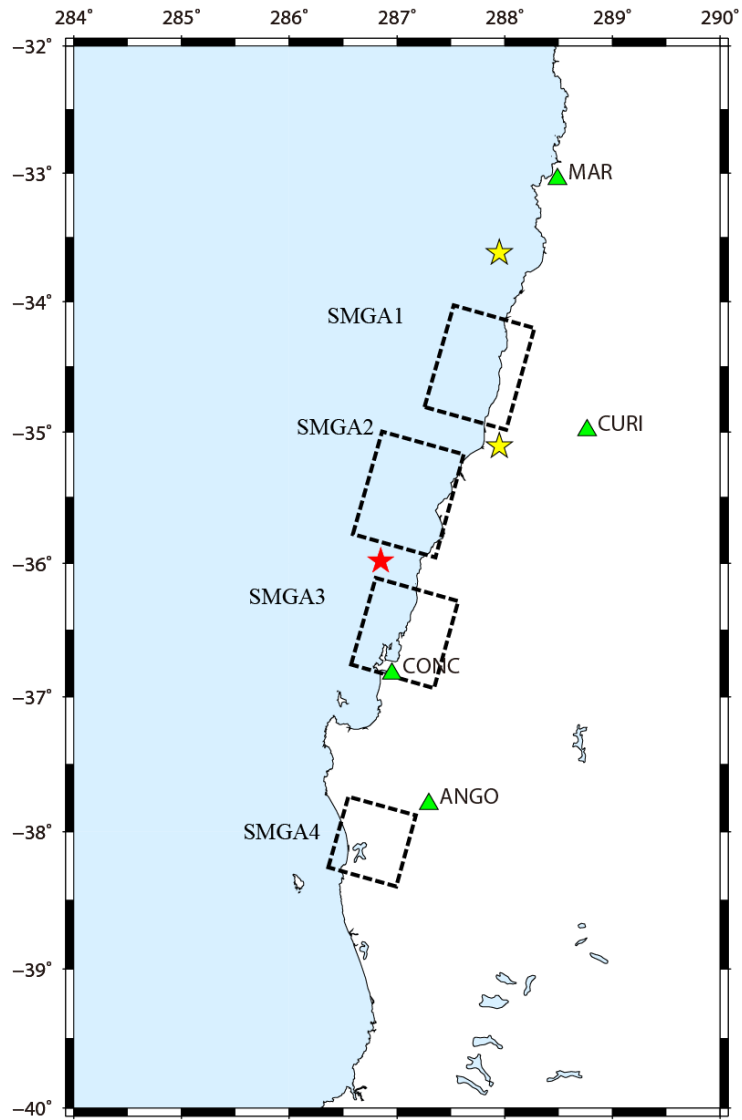


図 2.1.4.2-16 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデル及び地震動評価点
 (破壊開始点：★印、要素地震の震源位置：☆印、地震動評価地点：▲印)

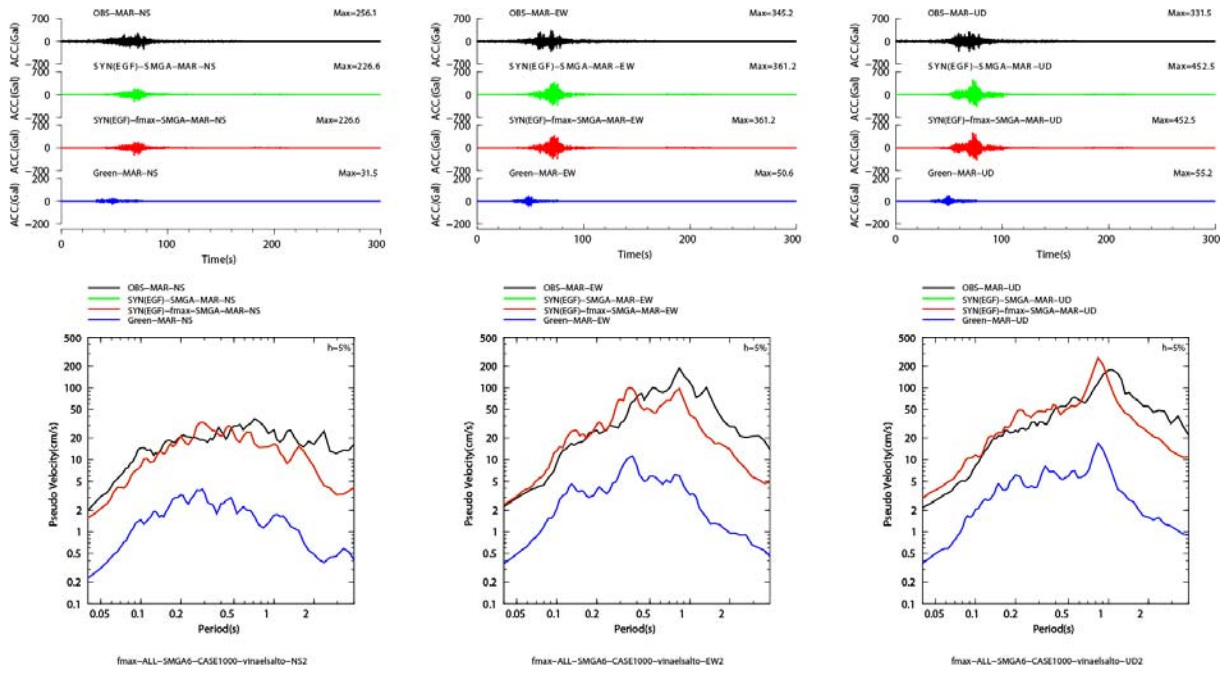


図 2.1.4.2-17 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（MAR 観測点&余震 1）

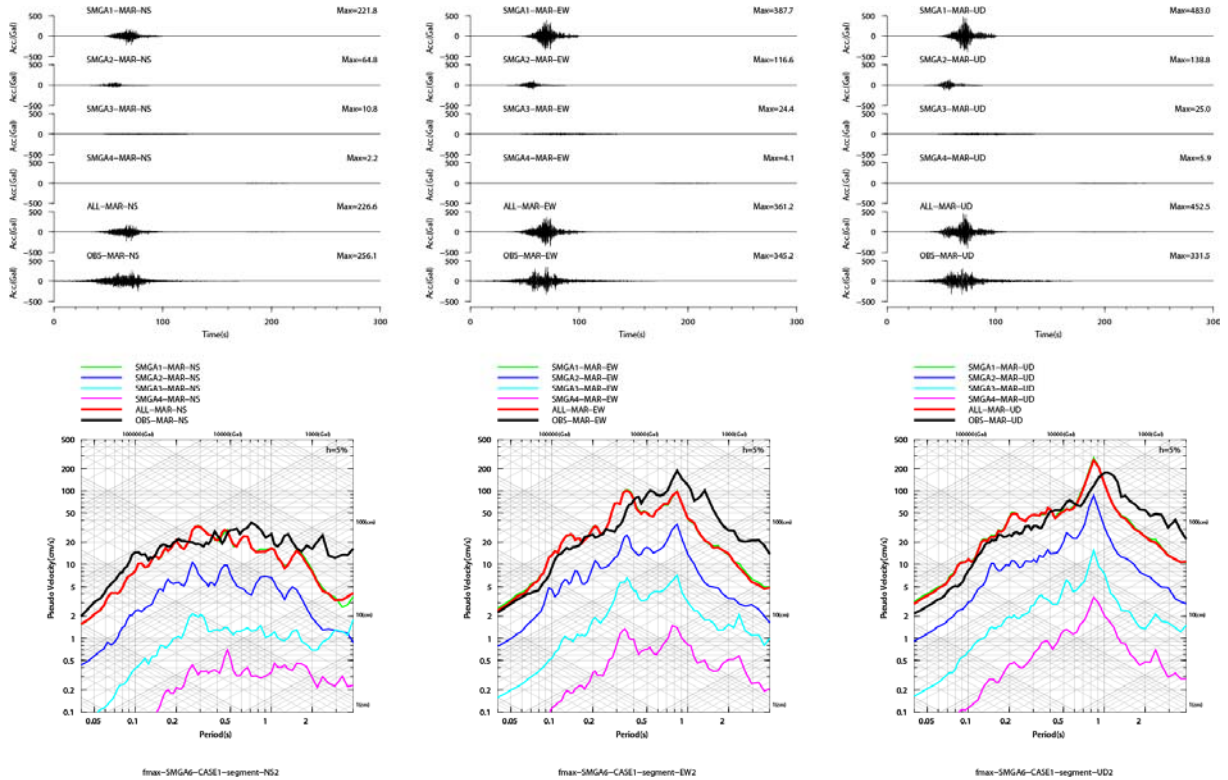


図 2.1.4.2-18 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：SMGA ごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（MAR 観測点&余震 1）

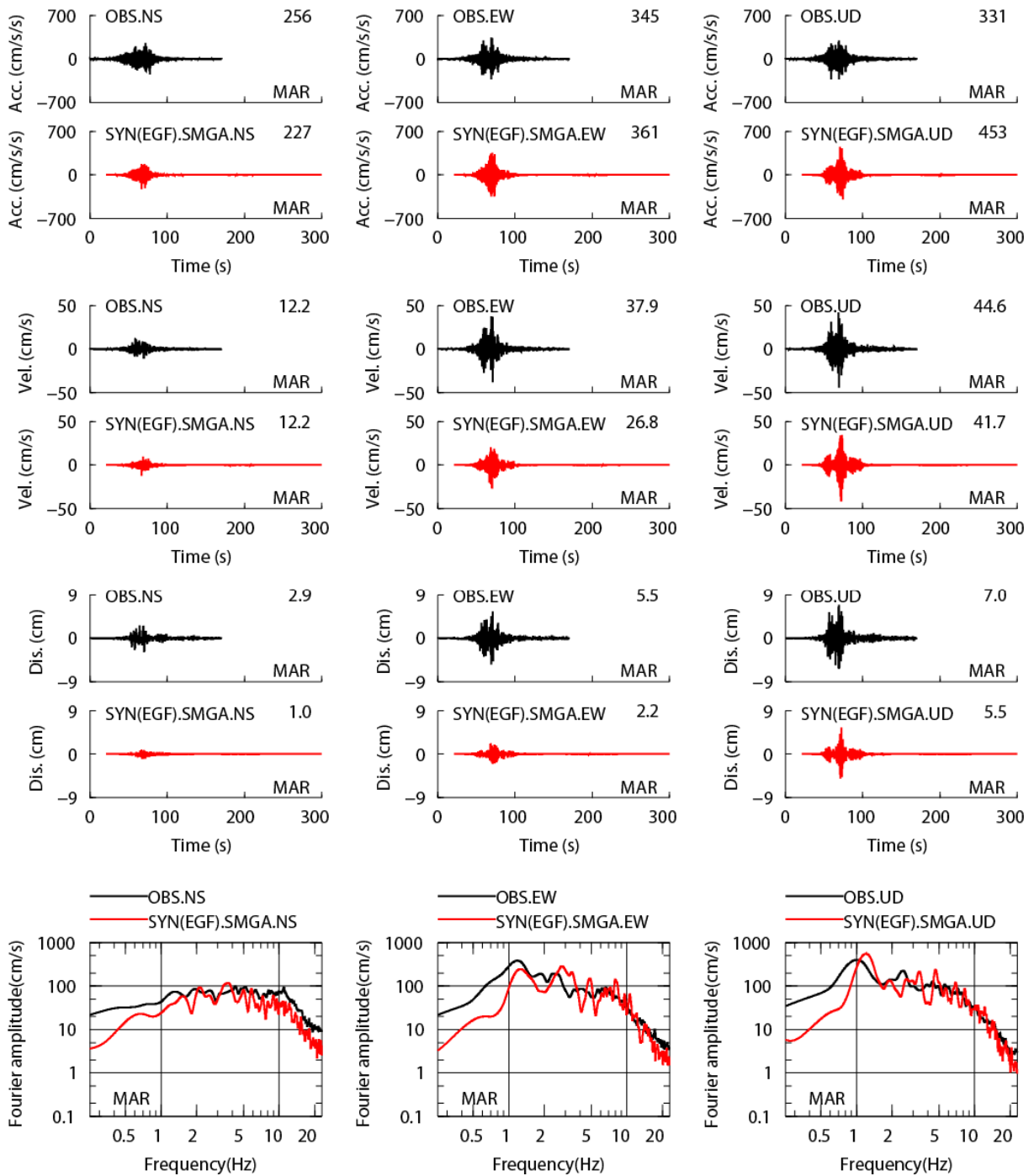


図 2.1.4.2-19 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル (MAR 観測点&余震 1)

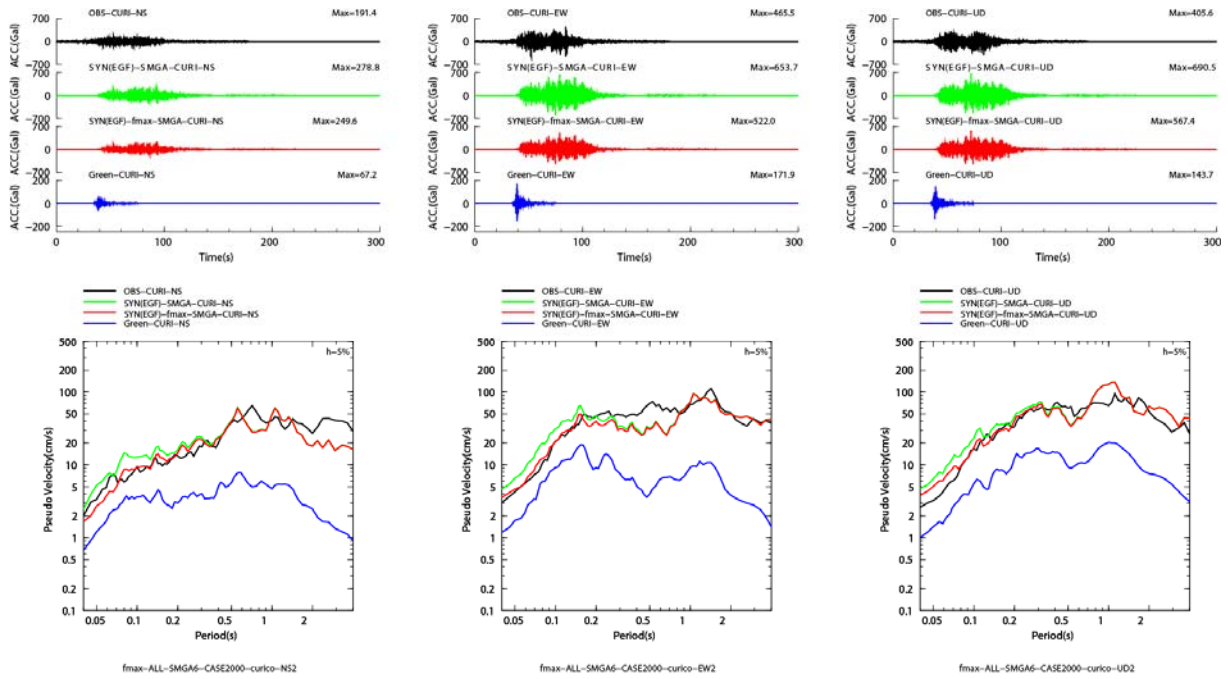


図 2.1.4.2-20 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（CURI 観測点&余震 2）

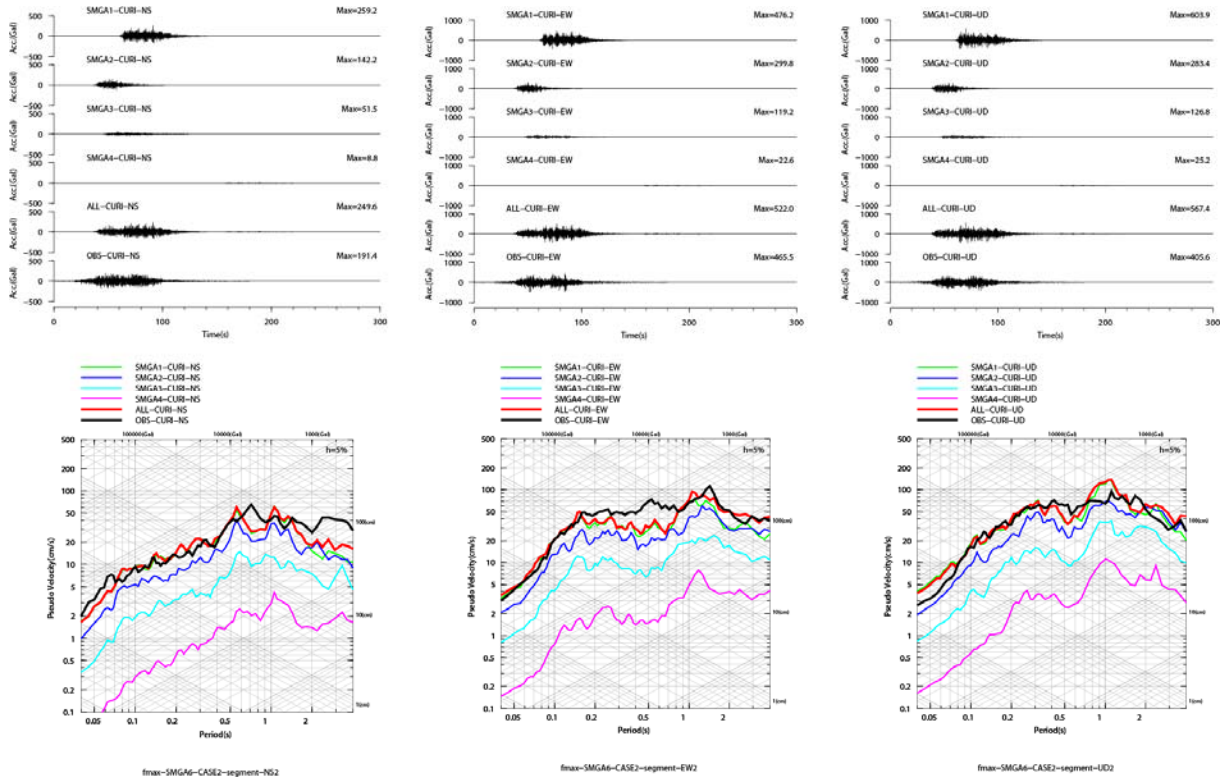


図 2.1.4.2-21 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：SMGA ごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（CURI 観測点&余震 2）

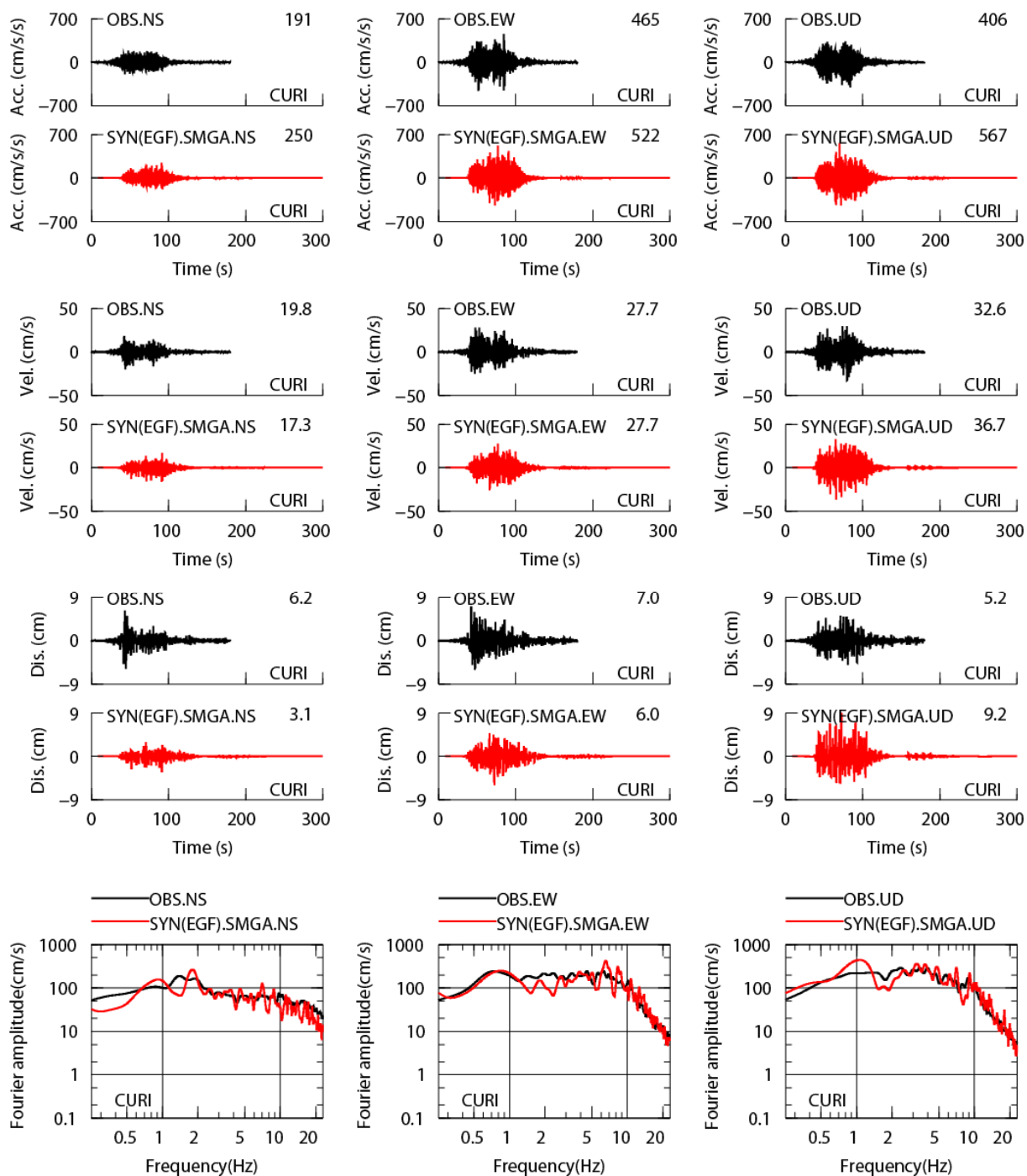


図 2.1.4.2-22 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル（CURI 観測点&余震 2）

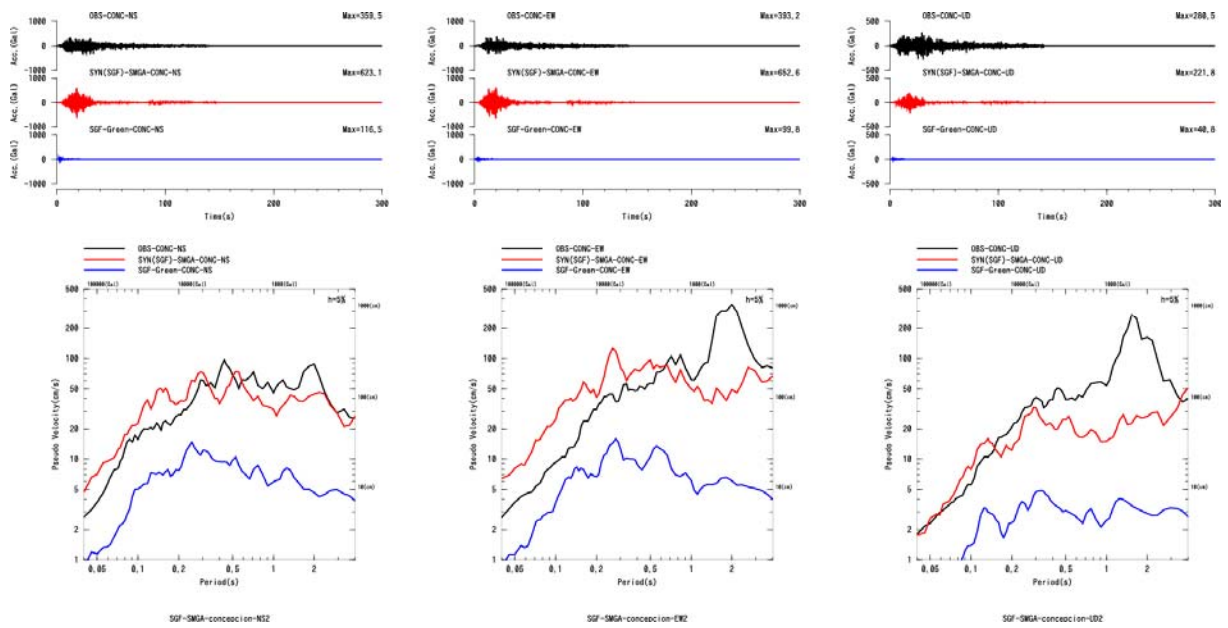


図 2.1.4.2-23 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（CONC 観測点）

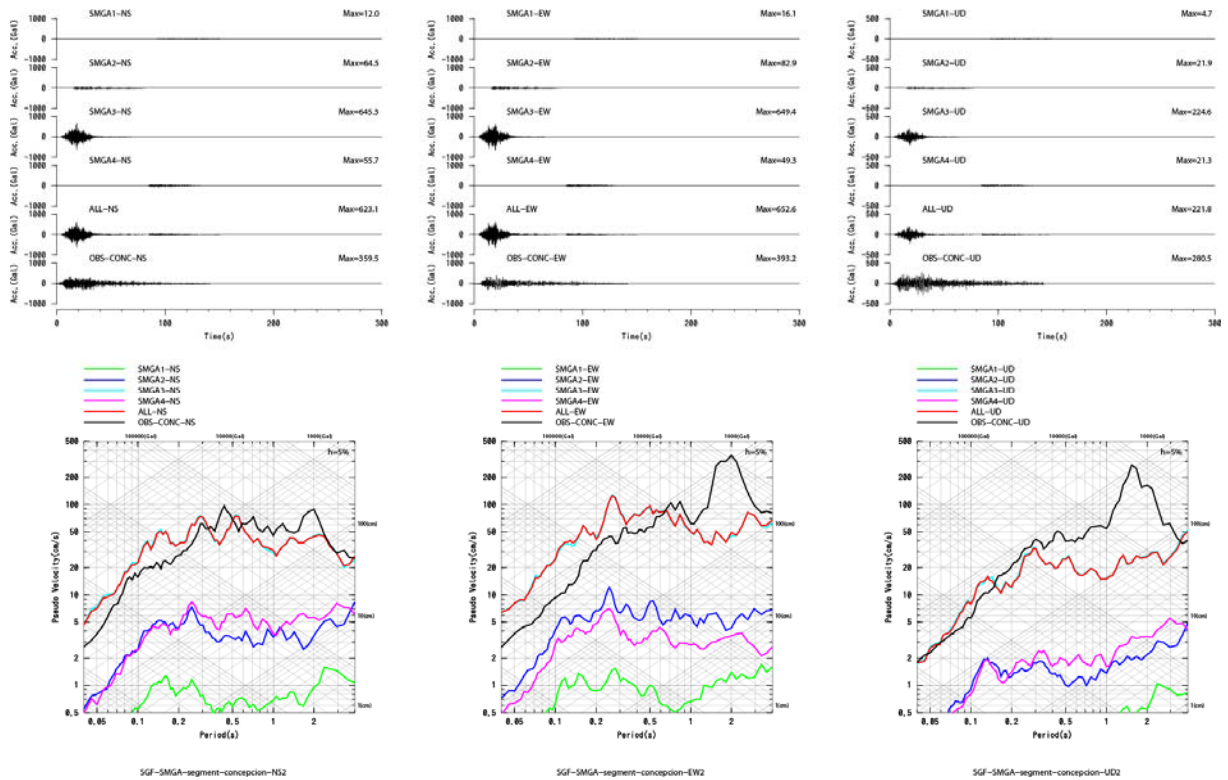


図 2.1.4.2-24 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：SMGA ごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（CONC 観測点）

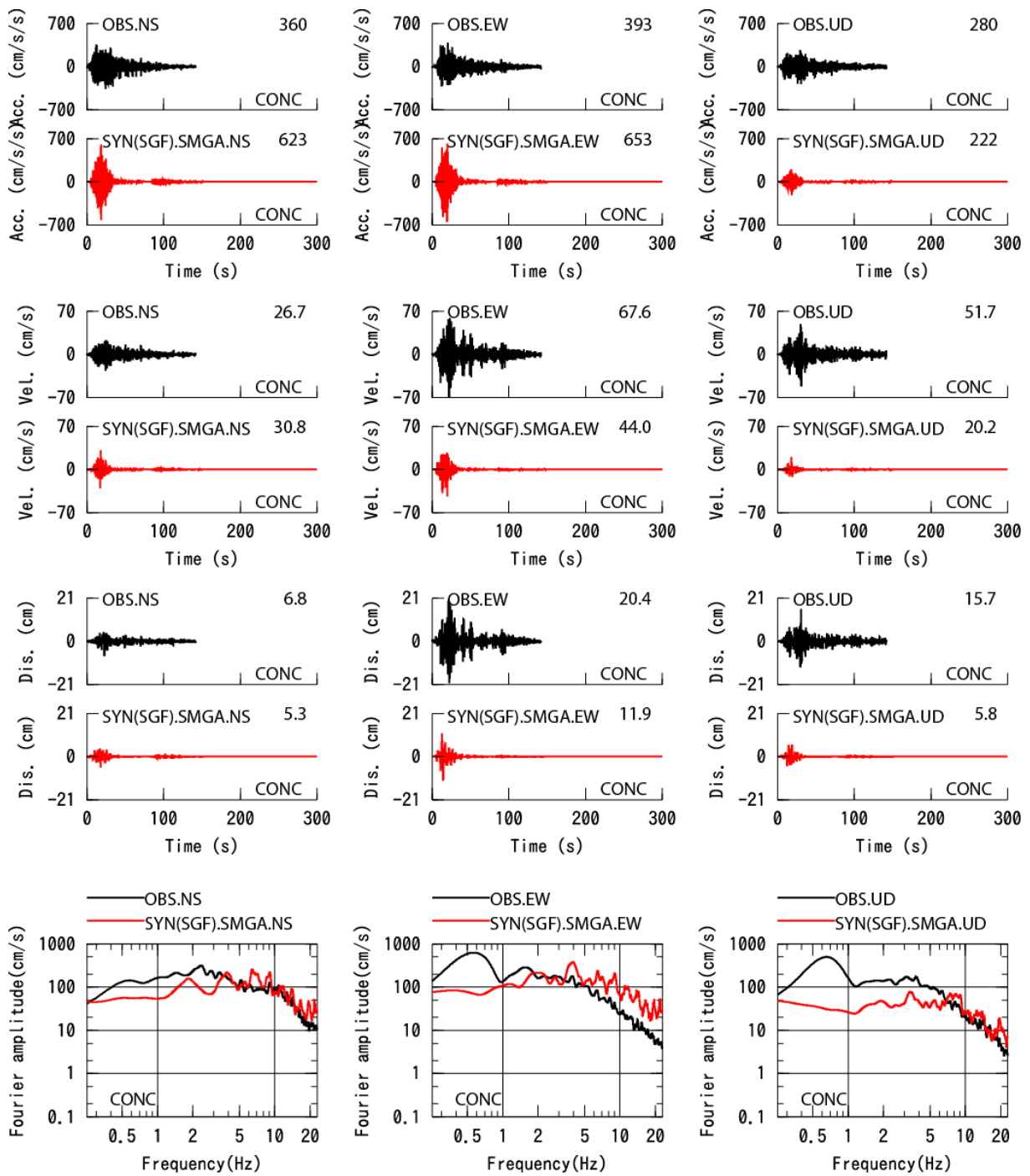


図 2.1.4.2-25 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル (CONC 観測点)

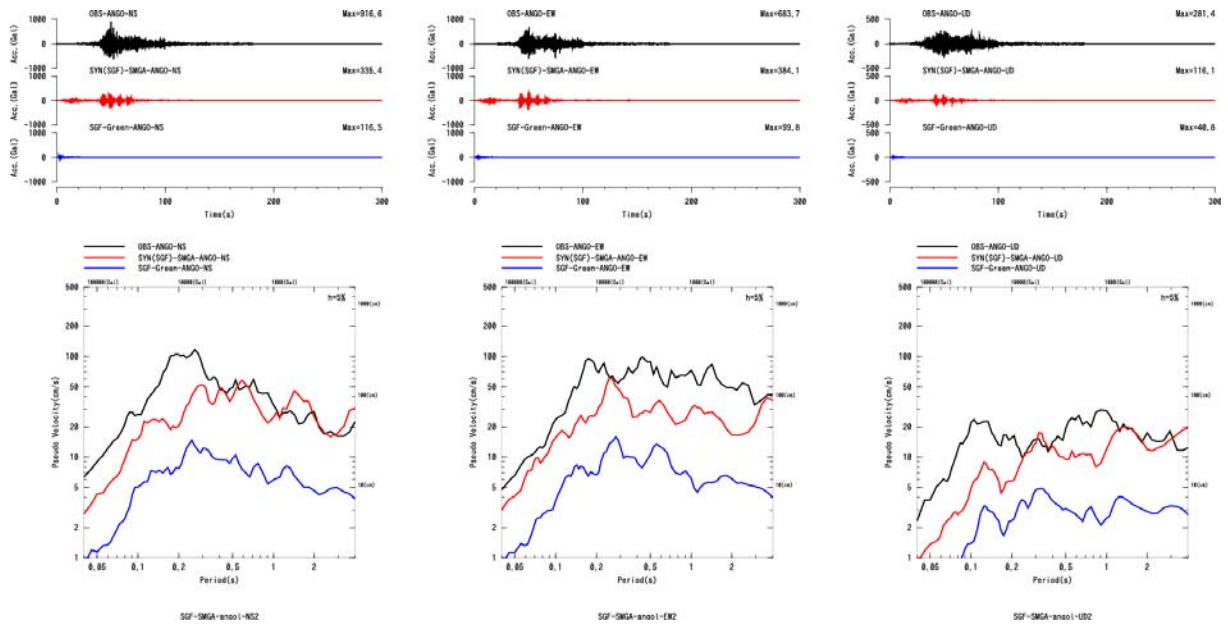


図 2.1.4.2-26 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル (ANGO 観測点)

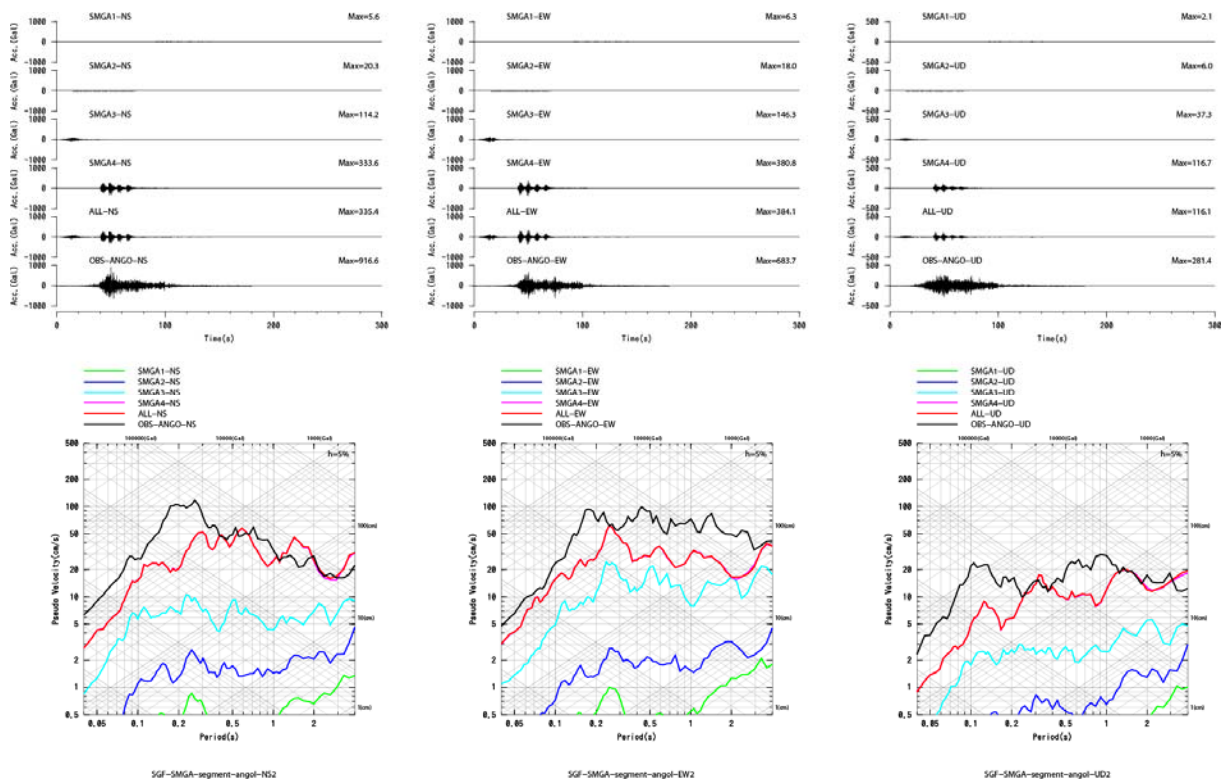


図 2.1.4.2-27 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：SMGA ごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル (ANGO 観測点)

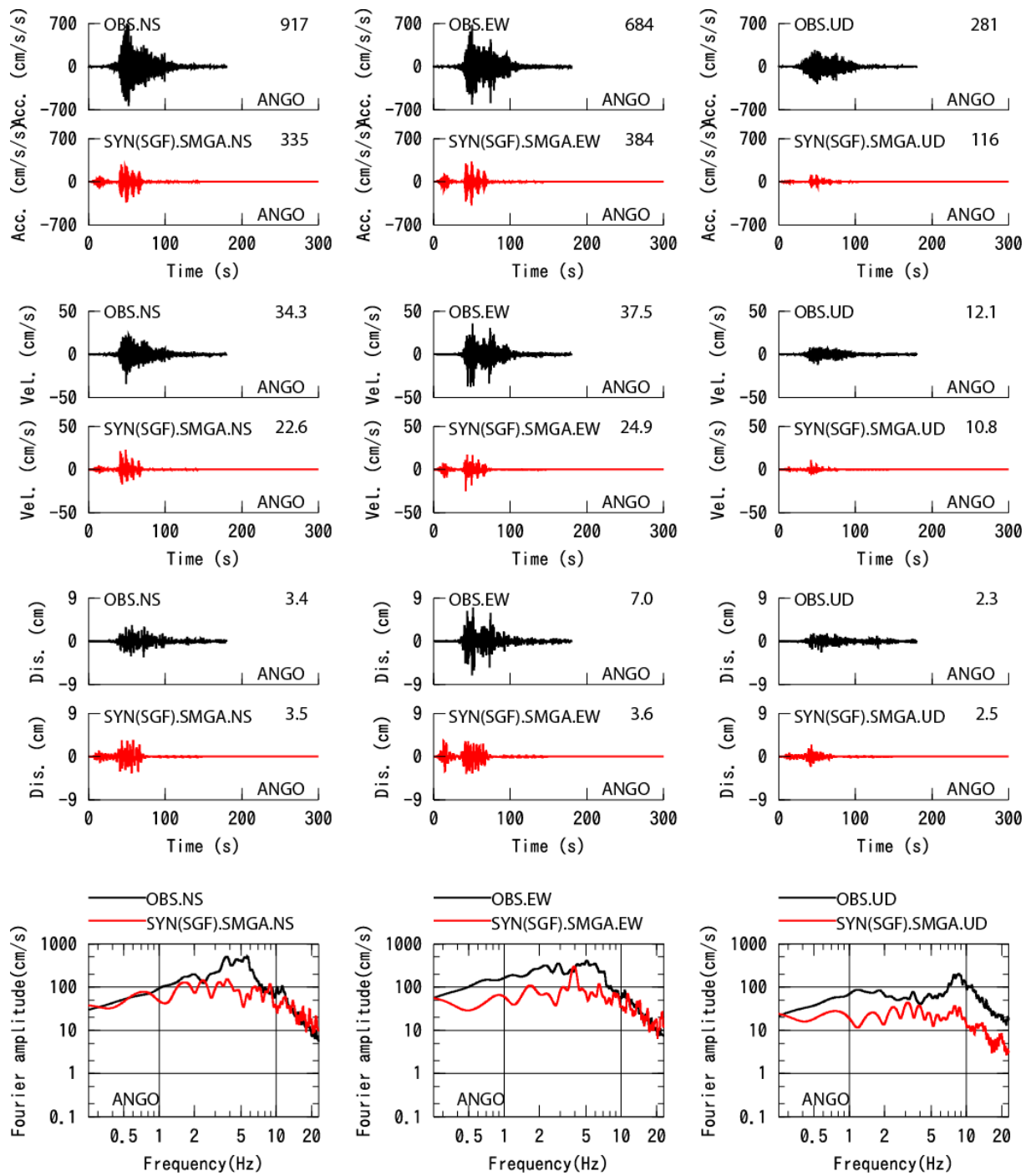


図 2.1.4.2-28 2010 年チリ Maule 地震の SMGA モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル（ANGO 観測点）

(3) 強震動予測レシピの適用性に関する再現解析

(ア) 強震動予測レシピに基づく特性化震源モデル

2010年チリ Maule 地震を対象に、強震動予測レシピによる特性化震源モデルの設定を行い、地震動評価を行った。地震調査研究推進本部 (2016) の強震動予測レシピによる、プレート間地震の特性化震源モデルの設定の流れは図 2.1.4.3-1 のようになっている。

プレート間地震の特性化震源モデルを記述する主なパラメータは、震源断層面積 S 、地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、アスペリティ(強震動生成域)の応力降下量 $\Delta\sigma_a$ 、アスペリティ(強震動生成域)の面積 S_a の 6 つである。

地震調査研究推進本部(2016)のプレート間地震の強震動予測レシピでは、震源域を明確に設定できる場合は、その範囲より震源断層の面積を計算し、地震規模-断層面積の経験的関係式から地震規模を推定する、もしくは、過去の地震から想定されている値を基に、地震規模を設定し、地震規模-断層面積の経験的関係から震源断層の面積を設定するとしている。上記の地震規模 (地震モーメント M_0) と断層面積 S の経験式については、過去の地震のデータがある程度得られている場合には、地域性を考慮した式を用いるとしている。例えば、Kanamori and Anderson (1975) と同様に円形破壊面を仮定した次の関係式 (Eshelby, 1957) を基に震源域の地震の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を推定することで、地域的な地震モーメント M_0 (N・m) と断層面積 S (km²) の関係式を設定するとしている。

$$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (2.1.4.3-1)$$

一方、過去の地震のデータがあまり得られていない場合には、平均的な特性を示す地震規模と断層面積 (例えば、宇津, 2001; 石井・佐藤, 2000)、または地震モーメント M_0 と断層面積 S (例えば、佐藤, 1989; Yamanaka and Shimazaki, 1990) などの経験式を用いるとしている。

対象地震の短周期レベル A に関しては、想定震源域における最新活動の地震の短周期レベル A が推定されていない場合には、壇・他 (2001) による地震モーメント M_0 と短周期レベル A の経験的関係により設定するとしている。想定震源域における最新活動の地震の短周期レベル A が推定されている場合には、その推定値と地震モーメント M_0 との経験的関係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定するとしている。

一方、アスペリティ (強震動生成域) の応力降下量 $\Delta\sigma_a$ 、アスペリティ (強震動生成域) の

面積 S_a 、及び短周期レベル A は下記の関係式を満たす。ここに、(2.1.4.3-2)式は Madariaga (1979) によるアスペリティモデルの一般式、(2.1.4.3-3)式は円形クラックモデルを念頭においた Brune (1970) による経験式であるが、のちに Boatwright (1988) が断層の動学的破壊シミュレーションよりアスペリティモデルにも適用できることを示した式である。

$$\Delta\sigma_a = (S / S_a)\Delta\sigma \quad (2.1.4.3-2)$$

$$A = 4\pi\beta^2(S_a / \pi)^{1/2}\Delta\sigma_a \quad (2.1.4.3-3)$$

ここでは、本震の地震規模 ($M_{wl}=8.8$) より推定される地震モーメント M_{0l} を与条件として、地震モーメントと断層面積の経験式、及び地震モーメントと短周期レベルの経験式より本震の断層面積 S_l 及び本震の短周期レベル A_l を算定することにした。したがって、(2.1.4.3-1)式～(2.1.4.3-3)式に示した 3 つの関係式で、本震の特性化震源モデルにおける残りの 3 つの断層パラメータ、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ 、アスペリティの面積 S_a を求めることができる。

本震の地震モーメント M_{0l} とモーメントマグニチュード M_{wl} は Kanamori(1977)による(2.1.4.3-4)式を満たす。地震モーメントと断層面積の経験式としては、プレート間地震の第 2 ステージを対象に提案された田島・他(2013)によるスケーリング則((2.1.4.3-5)式)を、地震モーメントと短周期レベルの経験式としては、壇・他(2001)によるスケーリング則((2.1.4.3-6)式)を用いた。

$$M_{0l}[\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{1.5M_{wl}+9.1} \quad (2.1.4.3-4)$$

$$S_l[\text{km}^2] = 5.82 \times 10^{-7} \times M_{0l}^{1/2}[\text{N}\cdot\text{m}] \quad (2.1.4.3-5)$$

$$A_l[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2] = 2.46 \times 10^{10} \times (M_{0l} \times 10^7)^{1/3}[\text{N}\cdot\text{m}] \quad (2.1.4.3-6)$$

本震の地震モーメント M_{0l} 、短周期レベル A_l 、本震の断層面積 S_l が分かったので、(2.1.4.3-1)式～(2.1.4.3-3)式より、本震における、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ 、アスペリティの総面積 S_a が求まる。

ほかに、本震の平均すべり量 D_l は下記の(2.1.4.3-7)式より算定した。ここに、剛性率 μ は、Frankel(2017)より $3.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ とした。

$$M_{0l} = \mu D_l S_l \quad (2.1.4.3-7)$$

なお、個々のアスペリティでは応力降下量を一定とし、個々のアスペリティの短周期レベルはSMGAモデルを参考に配分した。本検討で得られたアスペリティの応力降下量は14MPaである。この値は設定した短周期レベルの大きさや震源の物性値によって変わるので、本モデルで設定したアスペリティの応力降下量の妥当性については、観測記録の再現性を踏まえて引き続き検討することが重要である。

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_{ai} = \text{一定} \quad (2.1.4.3-8)$$

$$A_l = \text{sqrt}(\sum A_{ai}^2) \quad (2.1.4.3-9)$$

また、アスペリティの平均すべり量 D_a は、強震動予測レシピに従い、平均すべり量 D_l の2倍とし、個々のアスペリティのすべり量はそれぞれのアスペリティの面積 S_{ai} より算定された等価半径 r_i に比例するように分配した。

$$D_a = 2D_l \quad (2.1.4.3-10)$$

$$S_a = \sum S_{ai} \quad (2.1.4.3-11)$$

$$D_{ai} / r_i = D_{ai} / \sqrt{S_{ai} / \pi} = \text{一定} \quad (2.1.4.3-12)$$

最後に、背景領域の平均すべり量 D_{back} 、及び実効応力 σ_{back} は下記の(2.1.4.3-13)式～(2.1.4.3-14)式に基づき、アスペリティが複数の場合を考慮して算定した。ここに、 $W_{back} = W_l$ とし、 $W_a = \text{sqrt}(S_a)$ とした。

$$D_{back} = (D_l S_l - D_a S_a) / (S_l - S_a) \quad (2.1.4.3-13)$$

$$\sigma_{back} = (D_{back} / W_{back}) / (D_a / W_a) \cdot \Delta\sigma_a \quad (2.1.4.3-14)$$

表 2.1.4.3-1 に本方法で設定した本震の特性化震源モデルの断層パラメータを示す。余震の断層パラメータを表 2.1.4.3-2 に再掲する。本震の地震モーメント M_0 と断層面積 S の関係を図 2.1.4.3-2 に、本震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係を図 2.1.4.3-3 に、本震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a の関係を図 2.1.4.3-4 に示す。本震の特性化震源モデルの断層モデルを図 2.1.4.3-5 に示す。

2010年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いて地震動再現解析を行った。図 2.1.4.3-6 に 2010年チリ Maule 地震の特性化震源モデルによる断層面と地震動評価点を示す。図中、

星印(赤☆印)は特性化震源モデルの破壊開始点で、三角印は計算地点である。要素地震の地震記録のある北側の MAR 観測点及び CURI 観測点では、経験的グリーン関数法(Dan *et al.*, 1989)による地震動評価、南側の CONC 観測点及び ANGO 観測点では統計的グリーン関数法(壇・他, 2010)による地震動評価を行った。同図には経験的グリーン関数法で用いる要素地震の震源位置(黄☆印)も合わせて示す。

MAR観測点における観測記録と特性化震源モデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-7～図2.1.4.3-9に比較する。図2.1.4.3-7に観測記録(黒線)と地震動評価結果(赤線)の加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。同図には参考のために、 f_{max} を考慮していない場合の波形合成結果(緑線)と波形合成に用いた要素地震記録(青線)も合わせて示す。図より、MAR観測点において波形合成の加速度時刻歴は、観測記録の振幅値を良く再現できており、擬似速度応答スペクトルも周期0.05秒～0.5秒において観測記録と整合している。周期0.5秒～4秒では観測記録より小さくなっているが、要素地震の周期成分による影響が原因として考えられる。なお、本震の f_{max} と要素地震として使われた余震1の f_{max} は両方とも10Hzであるため、 f_{max} の補正有りの場合と無しの場合では同じ結果になっている。図2.1.4.3-8にアスペリティごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。図より、MAR観測点の地震動は観測点と一番近いアスペリティ1より主に生成されており、アスペリティ2も一部寄与しているが、アスペリティ3とアスペリティ4は観測点から離れているため影響が小さいことが確認できる。図2.1.4.3-9に加速度時刻歴に加え、速度及び変位の時刻歴及びフーリエスペクトルを示す。図より、速度の振幅値を概ね良く再現できており、フーリエスペクトルは水平2成分において1Hz前後で多少小さくなっているが、2Hz以上から3成分ともに観測記録と良く整合している。なお、MAR観測点において、特性化震源モデルによる地震動評価結果は、SMGAモデルに比べて僅かに小さくなっているが、MAR観測点の地震動に支配的である、アスペリティ1の応力降下量(14MPa)はSMGA1(11MPa)より大きいものの、MAR観測点までの距離が多少遠くなったことが影響している。

CURI観測点における観測記録と特性化震源モデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-10～図2.1.4.3-12に比較する。3つの図の構成はMAR観測点と同様である。図2.1.4.3-10より、CURI観測点において波形合成の加速度時刻歴の振幅値(f_{max} を考慮)は、観測記録より多少大き目ではあるが、擬似速度応答スペクトルは周期0.05秒～0.4秒において観測記録をよく整合している。なお、本震の f_{max} と要素地震として使われた余震2の f_{max} はそれぞれ10Hzと20Hzであり、 f_{max} を考慮しないと周期0.2秒以下で観測記録より過大評価と

なることが分かる。図2.1.4.3-11より、CURI観測点の地震動は観測点に近いアスペリティ1とアスペリティ2より生成されており、アスペリティ3も一部寄与しているが、観測点から離れているアスペリティ4の影響は小さいことが確認できる。図2.1.4.3-12より、速度の振幅値は観測記録とよく整合しており、1Hの前後を含めて、0.25Hz～20Hzの範囲でフーリエスペクトルを精度よく再現できている。なお、CURI観測点において、特性化震源モデルによる地震動評価結果は、SMGAモデルとほとんど同じである。CURI観測点に支配的であるアスペリティ1とアスペリティ2の総合的な寄与がSMGAモデルにおけるSMGA1とSMGA2と比べてあまり差がないためである。

CONC観測点における観測記録と特性化震源モデルの統計的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-13～図2.1.4.3-15に比較する。図2.1.4.3-13に観測記録(黒線)と地震動評価結果(赤線)の加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。同図には参考のために、波形合成に用いた統計的グリーン関数(青線)も合わせて示す。図より、CONC観測点において水平2成分の波形合成の加速度時刻歴は、観測記録の振幅値より大きく、擬似速度応答スペクトルも周期0.5秒以下において観測記録を上回っている。図2.1.4.3-14にアスペリティごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを示す。図より、CONC観測点の地震動は観測点に近いアスペリティ3より主に生成されており、アスペリティ2とアスペリティ4も一部寄与しているが、一番離れているアスペリティ1の影響は小さいことが確認できる。図2.1.4.3-15に加速度時刻歴に加え、速度及び変位の時刻歴及びフーリエスペクトルを示す。図より、速度の振幅値は、水平2成分ともに観測記録とほぼ同程度であるが、フーリエスペクトルは、NS成分では1Hz～4Hzの間は多少過小評価で、4Hz以上からは観測記録とほぼ同程度、EW成分では1Hz～3Hzの間は観測記録とほぼ同程度であるが、3Hz以上からは過大評価であることが分かる。統計的グリーン関数法を用いた地震動評価では、既往研究による平均的な地下構造モデルを用いて地盤増幅を評価しているが、今後、個々の観測点におけるより詳細な地盤情報に基づいた改善が重要であると考えられる。なお、CONC観測点において、特性化震源モデルによる地震動評価結果は、SMGAモデルより多少大きくなっている。CONC観測点に隣接しているアスペリティ3の応力降下量がSMGA3より大きいことが直接影響していると考えられる。

ANGO観測点における観測記録と特性化震源モデルの統計的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-16～図2.1.4.3-18に比較する。3つの図の構成はCONC観測点と同じである。2.1.4.3-16より、ANGO観測点において水平2成分の波形合成の加速度時刻歴は、観測

記録の振幅値より小さく、擬似速度応答スペクトルもNS成分の0.5秒～4秒以外を除いて観測記録を下回っている。図2.1.4.3-17より、ANGO観測点の地震動は観測点に近いアスペリティ4より主に生成されており、アスペリティ3も一部寄与しているが、観測点から離れているアスペリティ1とアスペリティ2の影響は小さいことが確認できる。図2.1.4.3-18より、速度の振幅値は観測記録より概ね小さく、フーリエスペクトルも1Hzの前後を含めて、過小評価である。CONC観測点と同様に、今後、地盤増幅率を考慮した改善が重要であると考ええる。なお、ANGO観測点において、特性化震源モデルによる地震動評価結果は、SMGAモデルとほとんど同じである。ANGO観測点に支配的であるアスペリティ4の応力降下量がSMGA4より大きくなったが、距離も多少遠くなったことが影響した結果であると考ええる。

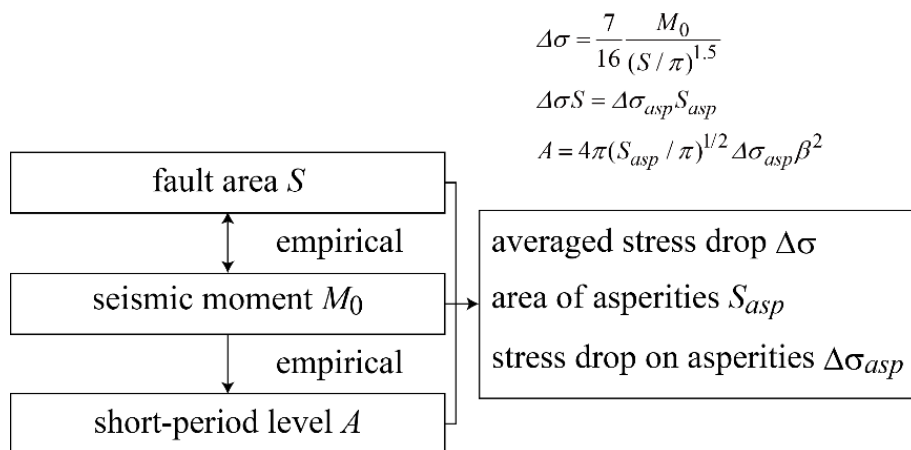


図 2.1.4.3-1 地震調査研究推進本部(2016)の強震動予測レシピによるプレート間地震の断層パラメータ算定手順

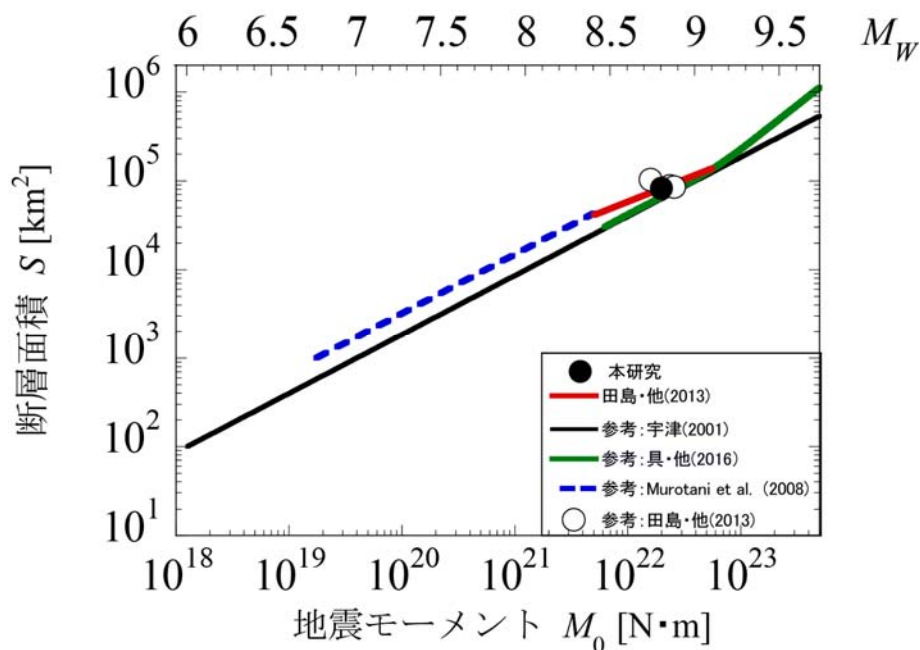


図 2.1.4.3-2 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルの地震モーメントと断層面積との関係

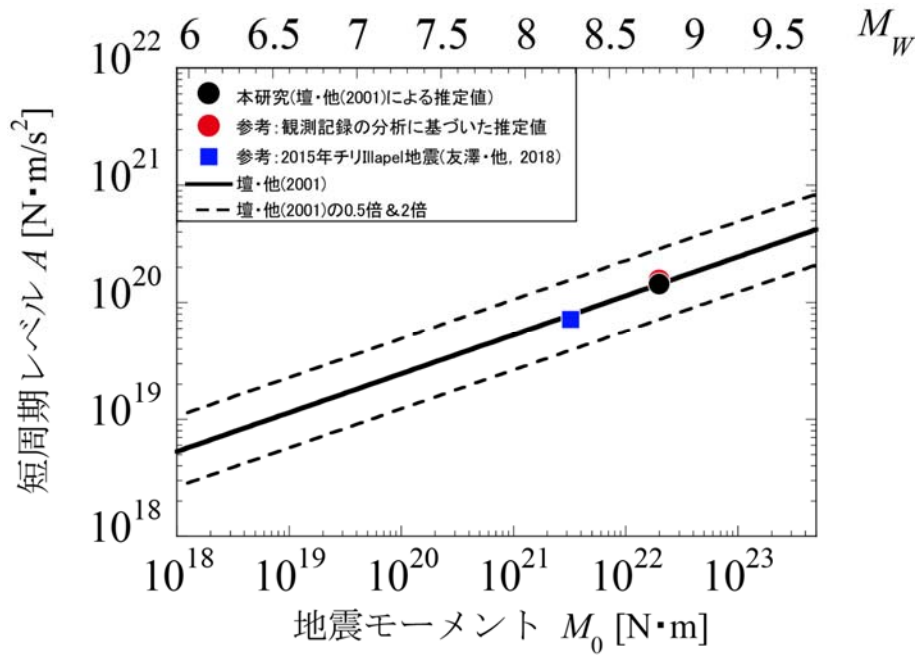


図 2.1.4.3-3 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルの地震モーメントと短周期レベルとの関係

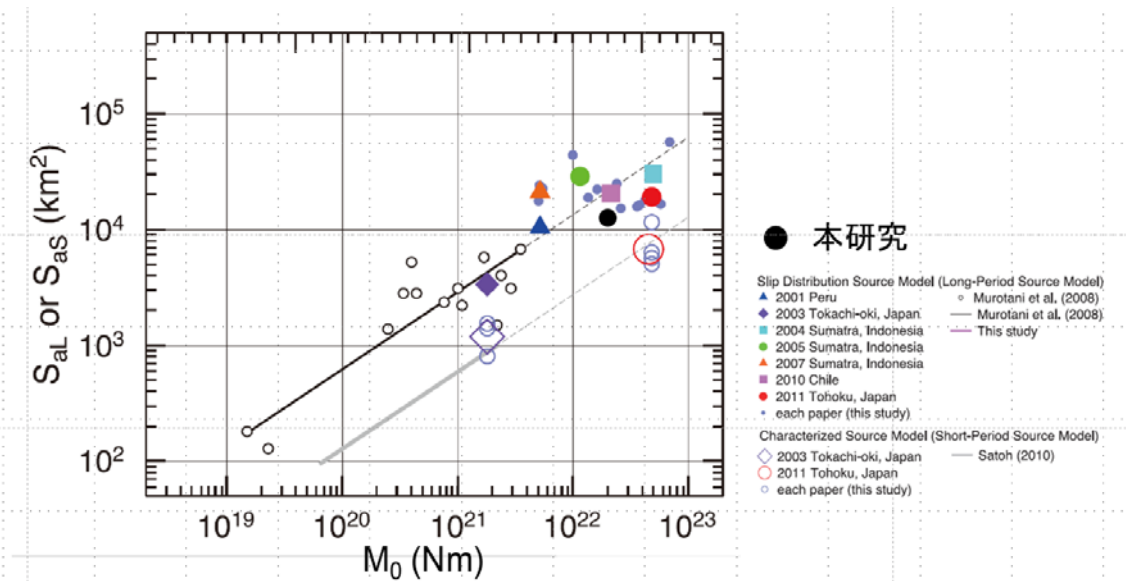


図 2.1.4.3-4 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルの地震モーメントとアスペリティの面積との関係 (田島・他(2013)の Fig.2c に加筆)

表 2.1.4.3-1 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルの断層パラメータ

本震の断層パラメータ		田島・他. (2013)	設定方法
モーメントマグニチュード	M_{Wl}	8.8	USGS (与条件)
地震モーメント	M_{0l} (N・m)	2.00E+22	M_{0l} [N・m] = $10^{(1.5M_{Wl}+9.1)}$
断層面積	S (km ²)	82210	田島・他 (2013)
断層長さ	L (km)	548	$L=S/W$
断層幅	W (km)	150	Frankel (2017)
平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	2.1	$\Delta\sigma=(7/16)[(M_0/S/\pi)^{1.5}]$
平均すべり量	D (m)	6.6	$D=M_0/(\mu S)$
短周期レベル	A_i (N・m/s ²)	1.44E+20	壇・他(2001)
アスベリティの総地震モーメント	M_{0asp} (N・m)	6.02E+21	$M_{0asp}=\mu D_{asp} S_{asp}=\Sigma M_{0aspi}$
アスベリティの総面積	S_{asp} (km ²)	12409	$S_{asp}=\pi(4\beta^2 S \Delta\sigma/A)^2=\Sigma S_{aspi}$
アスベリティの応力降下量	$\Delta\sigma_{asp}$ (MPa)	14	$\Delta\sigma_{asp}=[A/(4\beta^2)]^2/(\pi S \Delta\sigma)$
アスベリティのすべり量	D_{asp} (m)	13.1	$D_{asp}=2D$
アスベリティの等価半径	r (km)	63	$r=(S_{asp}/\pi)^{0.5}$
アスベリティの面積比	S_{asp}/S	0.15	S_{asp}/S
アスベリティ 1	M_{0aspi} (N・m)	1.97E+21	$M_{0aspi}=\mu D_{aspi} S_{aspi}$
	S_{aspi} (km ²)	3765	$S_{aspi}=(A_{aspi}/(4\pi\beta^2 \Delta\sigma_{aspi}))^2 \pi$
	$\Delta\sigma_{aspi}$ (MPa)	14	$\Delta\sigma_{aspi}=\Delta\sigma_{asp}$
	A_{aspi} (N・m/s ²)	7.92E+19	$A_i=\text{sqrt}(\Sigma A_{SMGA_i}^2)$, SMGAモデルを参考に配分を仮定
	r_i (km)	35	$r_i=(S_{aspi}/\pi)^{0.5}$
	$\gamma_i=r_i/r$	0.55	$\gamma_i=r_i/r$
	D_{aspi} (m)	14	$D_{aspi}=\gamma_i/\Sigma\gamma_i^3 D_{asp}$
アスベリティ 2	M_{0aspi} (N・m)	1.97E+21	$M_{0aspi}=\mu D_{aspi} S_{aspi}$
	S_{aspi} (km ²)	3765	$S_{aspi}=(A_{aspi}/(4\pi\beta^2 \Delta\sigma_{aspi}))^2 \pi$
	$\Delta\sigma_{aspi}$ (MPa)	14	$\Delta\sigma_{aspi}=\Delta\sigma_{asp}$
	A_{aspi} (N・m/s ²)	7.92E+19	$A_{aspi}=4\pi\beta^2 (S_{aspi}/\pi)^{1/2} \Delta\sigma_{aspi}$
	r_i (km)	35	$r_i=(S_{aspi}/\pi)^{0.5}$
	$\gamma_i=r_i/r$	0.55	$\gamma_i=r_i/r$
	D_{aspi} (m)	14	$D_{aspi}=\gamma_i/\Sigma\gamma_i^3 D_{asp}$
アスベリティ 3	M_{0aspi} (N・m)	1.39E+21	$M_{0aspi}=\mu D_{aspi} S_{aspi}$
	S_{aspi} (km ²)	2991	$S_{aspi}=(A_{aspi}/(4\pi\beta^2 \Delta\sigma_{aspi}))^2 \pi$
	$\Delta\sigma_{aspi}$ (MPa)	14	$\Delta\sigma_{aspi}=\Delta\sigma_{asp}$
	A_{aspi} (N・m/s ²)	7.06E+19	$A_{aspi}=4\pi\beta^2 (S_{aspi}/\pi)^{1/2} \Delta\sigma_{aspi}$
	r_i (km)	31	$r_i=(S_{aspi}/\pi)^{0.5}$
	$\gamma_i=r_i/r$	0.49	$\gamma_i=r_i/r$
	D_{aspi} (m)	13	$D_{aspi}=\gamma_i/\Sigma\gamma_i^3 D_{asp}$
アスベリティ 4	M_{0aspi} (N・m)	6.98E+20	$M_{0aspi}=\mu D_{aspi} S_{aspi}$
	S_{aspi} (km ²)	1887	$S_{aspi}=(A_{aspi}/(4\pi\beta^2 \Delta\sigma_{aspi}))^2 \pi$
	$\Delta\sigma_{aspi}$ (MPa)	14	$\Delta\sigma_{aspi}=\Delta\sigma_{asp}$
	A_{aspi} (N・m/s ²)	5.61E+19	$A_{aspi}=4\pi\beta^2 (S_{aspi}/\pi)^{1/2} \Delta\sigma_{aspi}$
	r_i (km)	25	$r_i=(S_{aspi}/\pi)^{0.5}$
	$\gamma_i=r_i/r$	0.39	$\gamma_i=r_i/r$
	D_{aspi} (m)	10	$D_{aspi}=\gamma_i/\Sigma\gamma_i^3 D_{asp}$
背景領域の地震モーメント	M_{0back} (N・m)	1.39E+22	$M_{0back}=M_{0l}-M_{0asp}$
背景領域の面積	S_{back}	69801	$S_{back}=S-S_{asp}$
背景領域のすべり量	D_{back} (m)	5.4	$D_{back}=(SD-S_{asp}D_{asp})/S_{back}$
背景領域の実効応力	σ_{back} (MPa)	2.1	$\sigma_{back}=(D_{back}/W_{back}) \cdot (\text{sqrt}(\pi)/D_{asp}) \cdot r \cdot \Sigma\gamma_i^3 \Delta\sigma_{asp}$
S波速度	β (km/s)	3.65	Frankel (2017)
密度	ρ (g/cm ³)	2.78	Frankel (2017)
剛性率	μ (N/m)	3.70E+10	$\mu=\rho\beta^2$
Q値	$Q=Q_0 f^{-\alpha}$	200 $f^{-0.69}$	本研究

表 2.1.4.3-2 2010 年チリ Maule 地震の余震の断層パラメータ (表 2.1.4.3-8 の再掲)

a) 余震 1 (2010 年 2 月 27 日、 M_W 6.2)

余震1の断層パラメータ			設定方法
モーメントマグニチュード	M_{W_s}	6.2	本研究
地震モーメント	M_{0s} (N・m)	2.51E+18	M_{0s} [N・m] = $10^{(1.5M_{W_s}+9.1)}$
応力降下量	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	2.5	$\Delta\sigma_s = (7/16)[(M_{0s}/(S_s/\pi))^{1.5}]$
断層面積	S_s (km ²)	180	$S_s = (7/16)(\beta/f_{cs})^2$
平均すべり量	D_s (m)	0.4	$D_s = M_{0s}/(\mu S_s)$
コーナー振動数	f_{cs} (Hz)	0.18	本研究
短周期レベル	A_s (N・m/s ²)	3.21E+18	$A_s = 4\pi\beta^2(S_s/\pi)^{1/2}\Delta\sigma_s$

b) 余震 2 (2010 年 2 月 28 日、 M_W 6.2)

余震2の断層パラメータ			設定方法
モーメントマグニチュード	M_{W_s}	6.2	本研究
地震モーメント	M_{0s} (N・m)	2.51E+18	M_{0s} [N・m] = $10^{(1.5M_{W_s}+9.1)}$
応力降下量	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	6.8	$\Delta\sigma_s = (7/16)[(M_{0s}/(S_s/\pi))^{1.5}]$
断層面積	S_s (km ²)	93	$S_s = (7/16)(\beta/f_{cs})^2$
平均すべり量	D_s (m)	0.7	$D_s = M_{0s}/(\mu S_s)$
コーナー振動数	f_{cs} (Hz)	0.25	本研究
短周期レベル	A_s (N・m/s ²)	6.20E+18	$A_s = 4\pi\beta^2(S_s/\pi)^{1/2}\Delta\sigma_s$

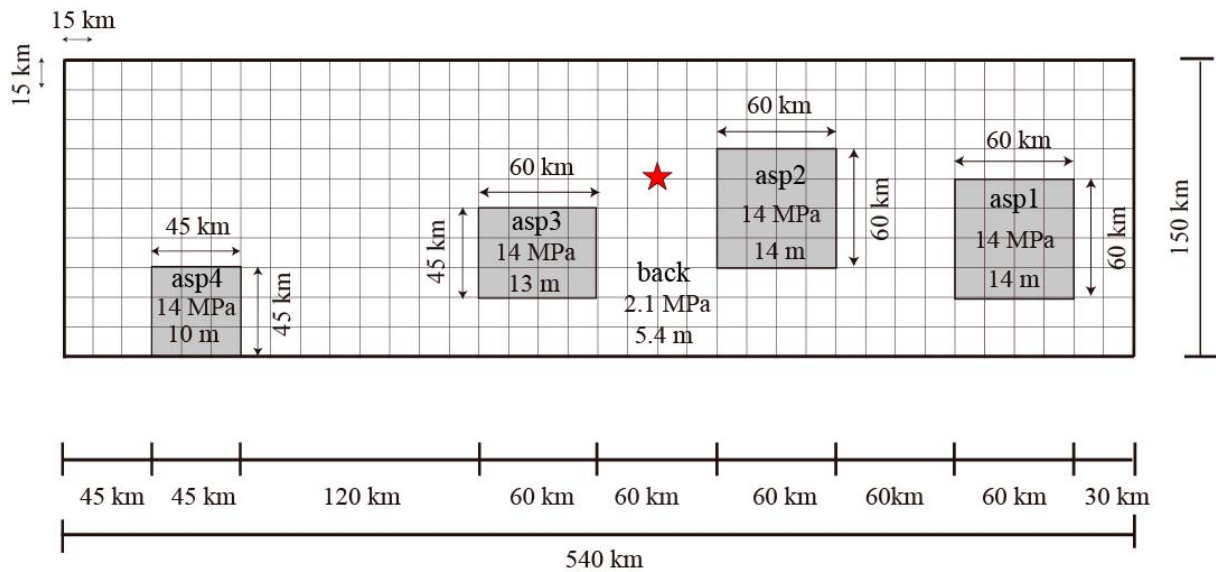


図 2.1.4.3-5 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデル (破壊開始点: ★印)

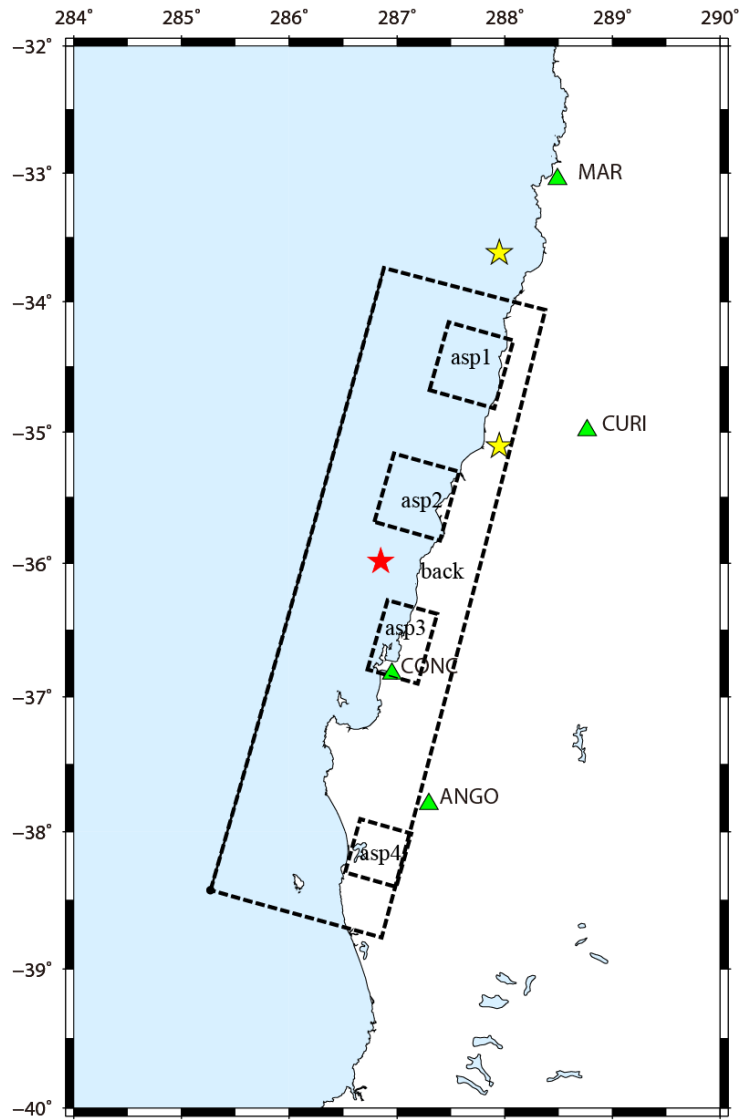


図 2.1.4.3-6 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデル及び地震動評価地点の分布図
 (破壊開始点：★印、要素地震の震源位置：☆印、地震動評価地点：▲印)

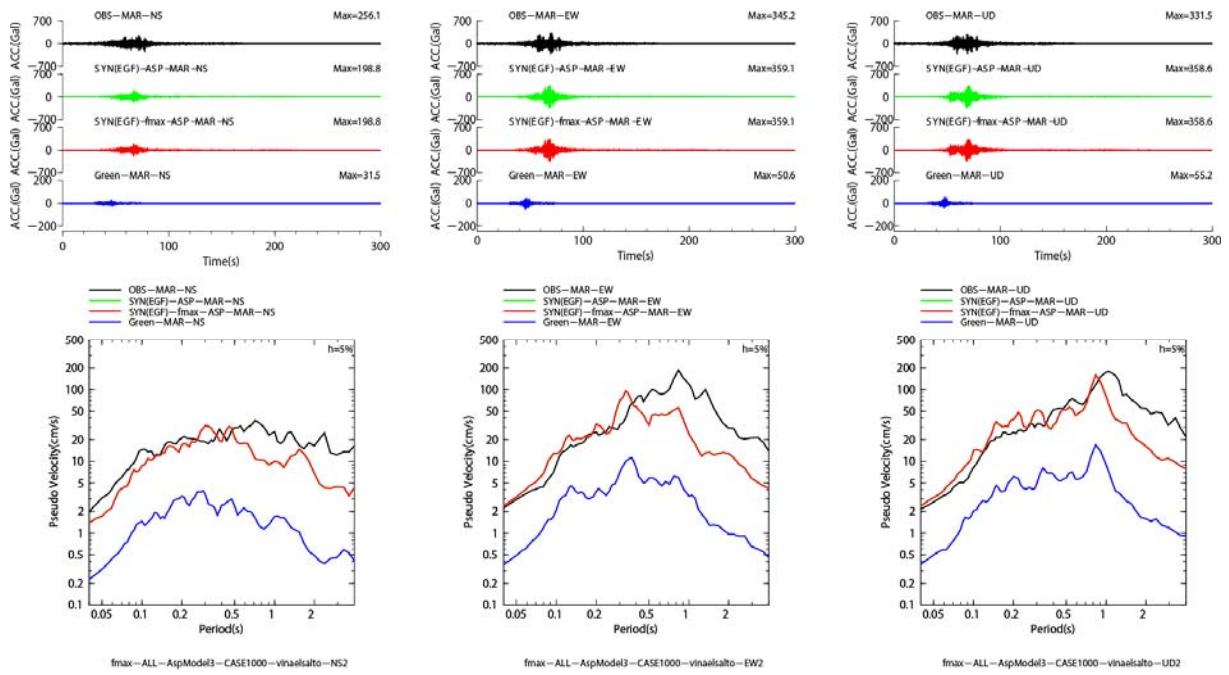


図 2.1.4.3-7 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（MAR 観測点&余震 1）

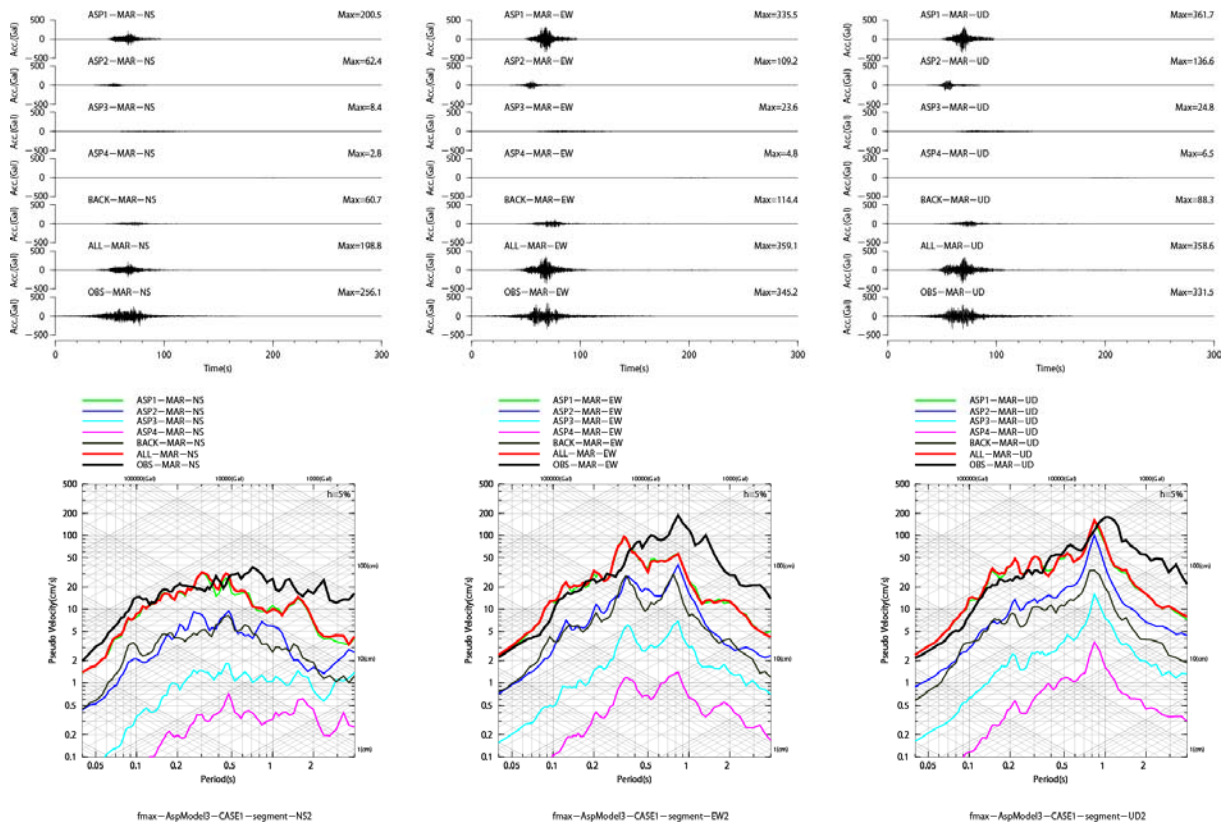


図 2.1.4.3-8 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：アスペリティごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（MAR 観測点&余震 1）

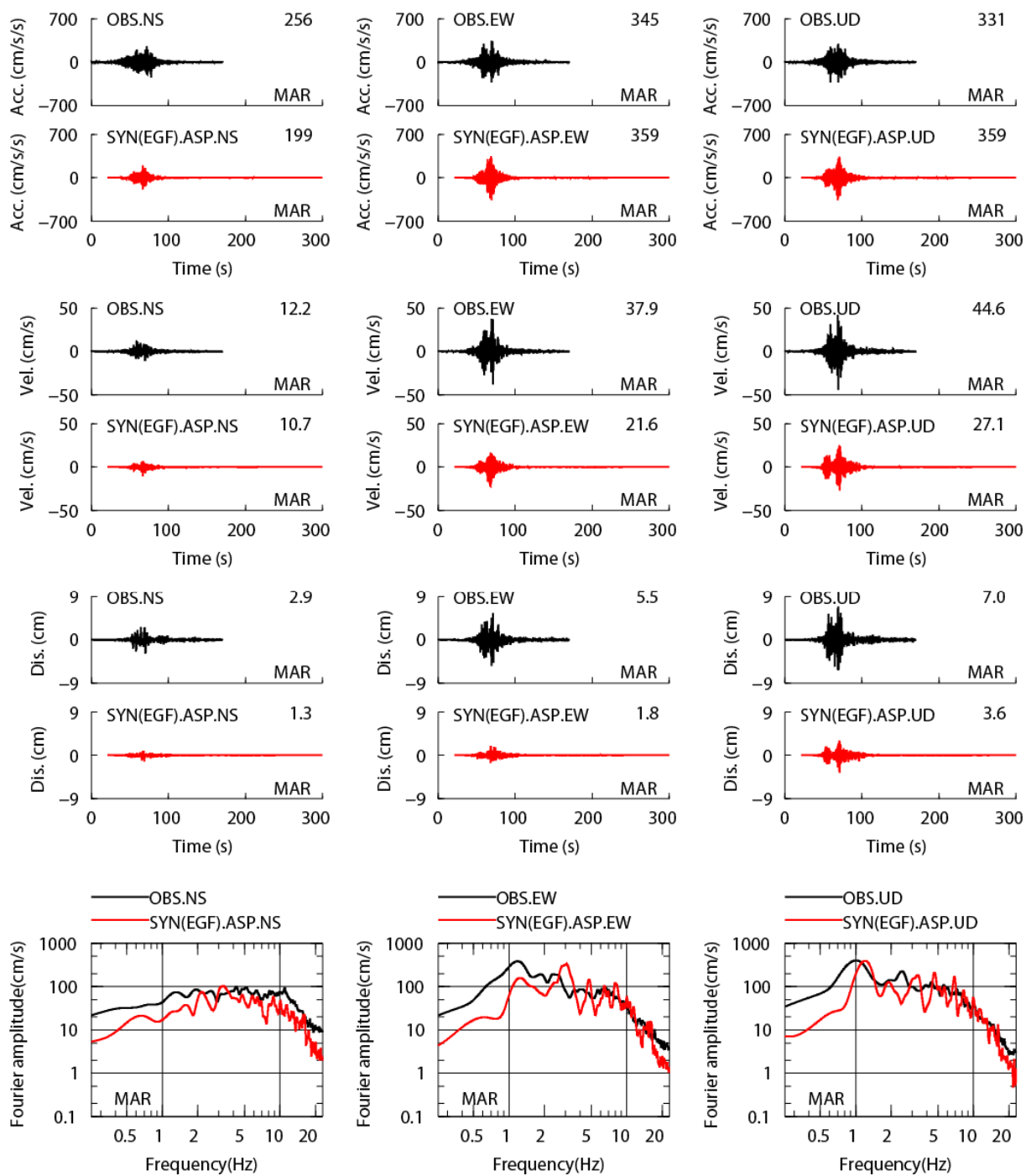


図 2.1.4.3-9 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル（MAR 観測点&余震 1）

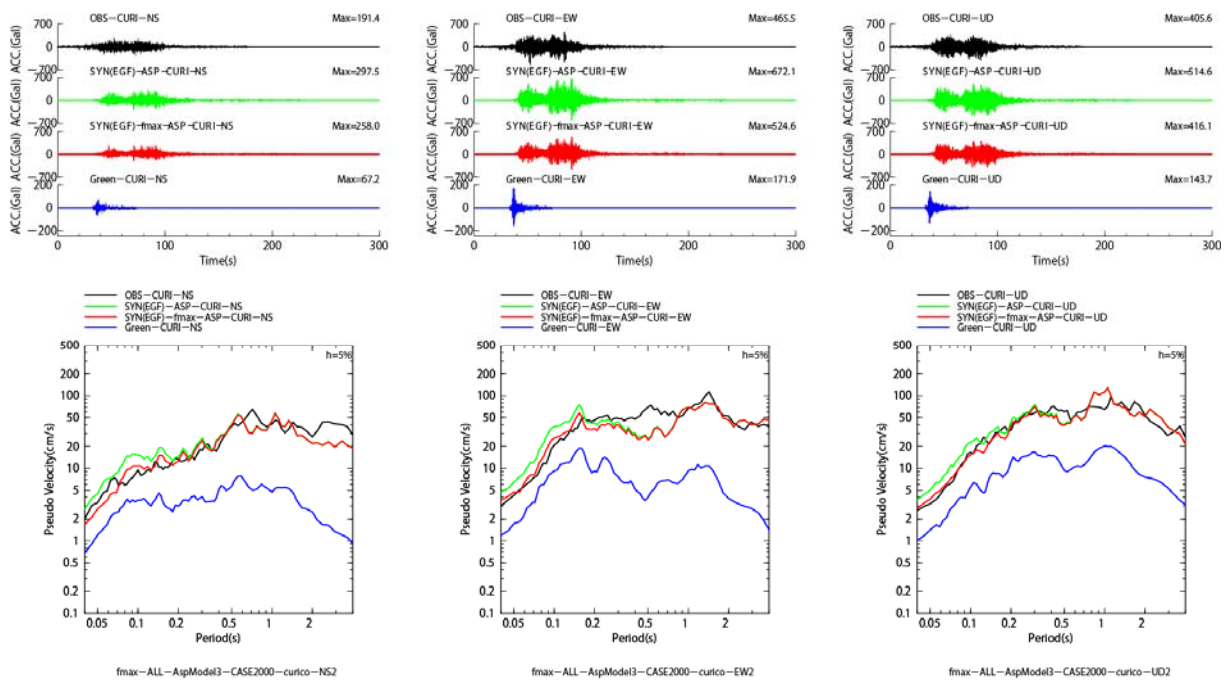


図 2.1.4.3-10 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（CURI 観測点&余震 2）

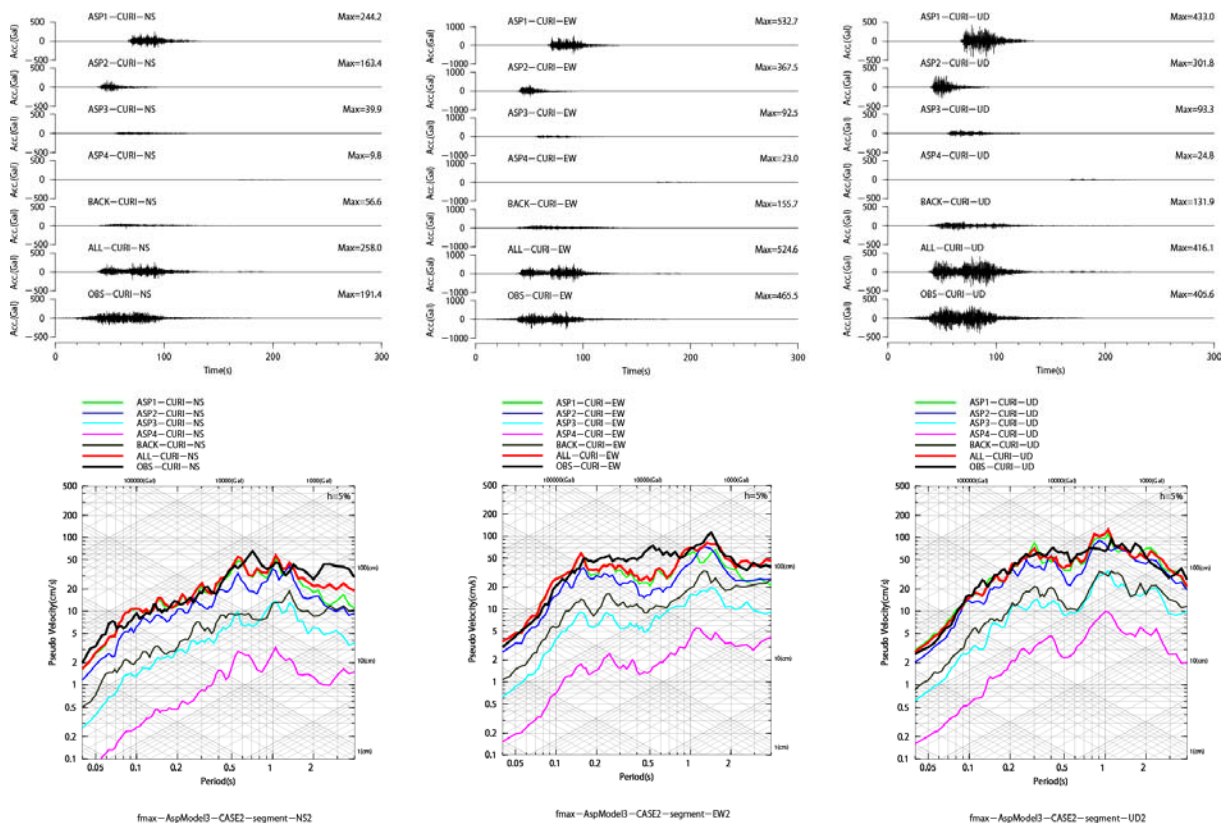


図 2.1.4.3-11 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：アスペリティごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（CURI 観測点&余震 2）

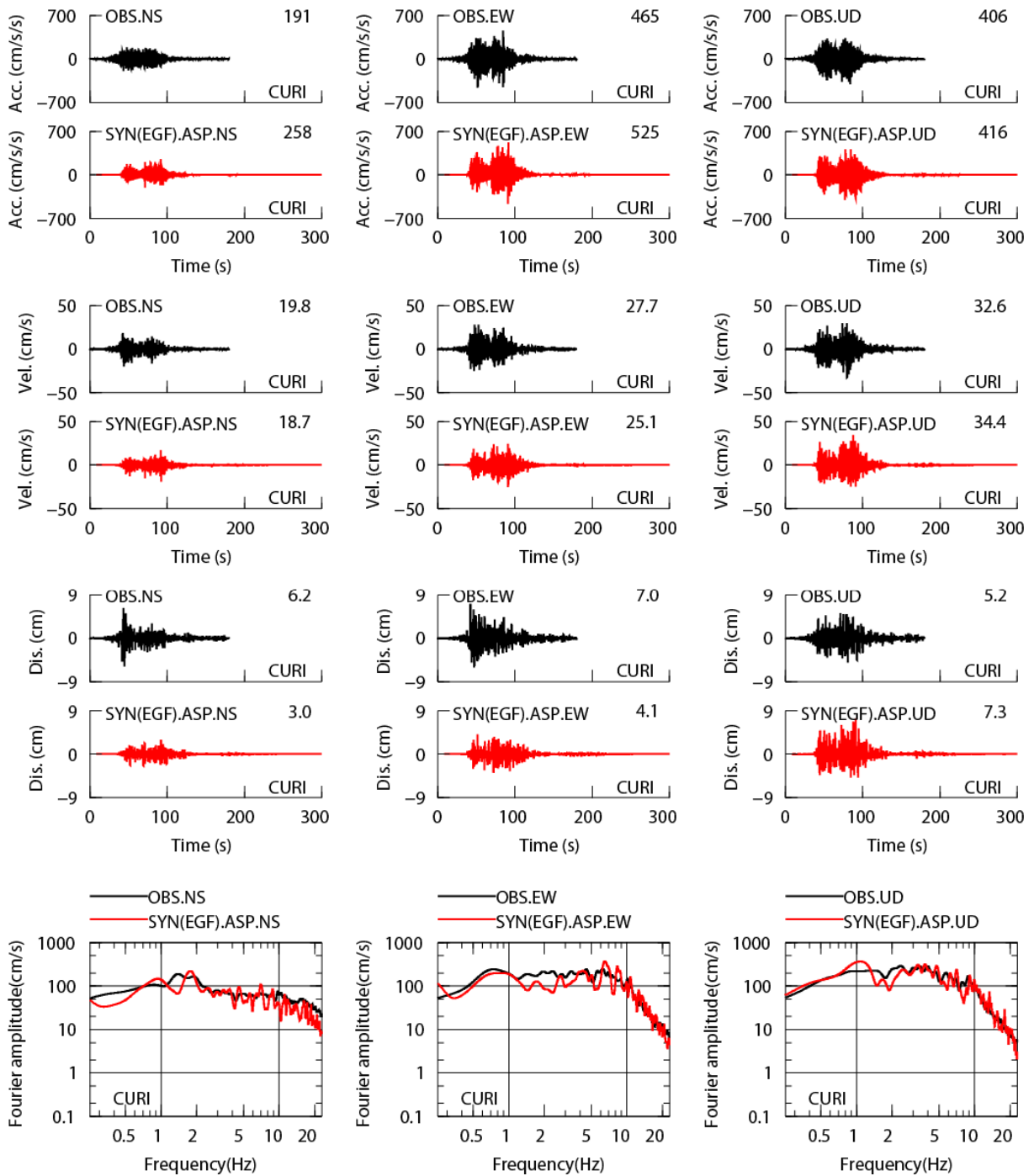


図 2.1.4.3-12 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル（CURI 観測点&余震 2）

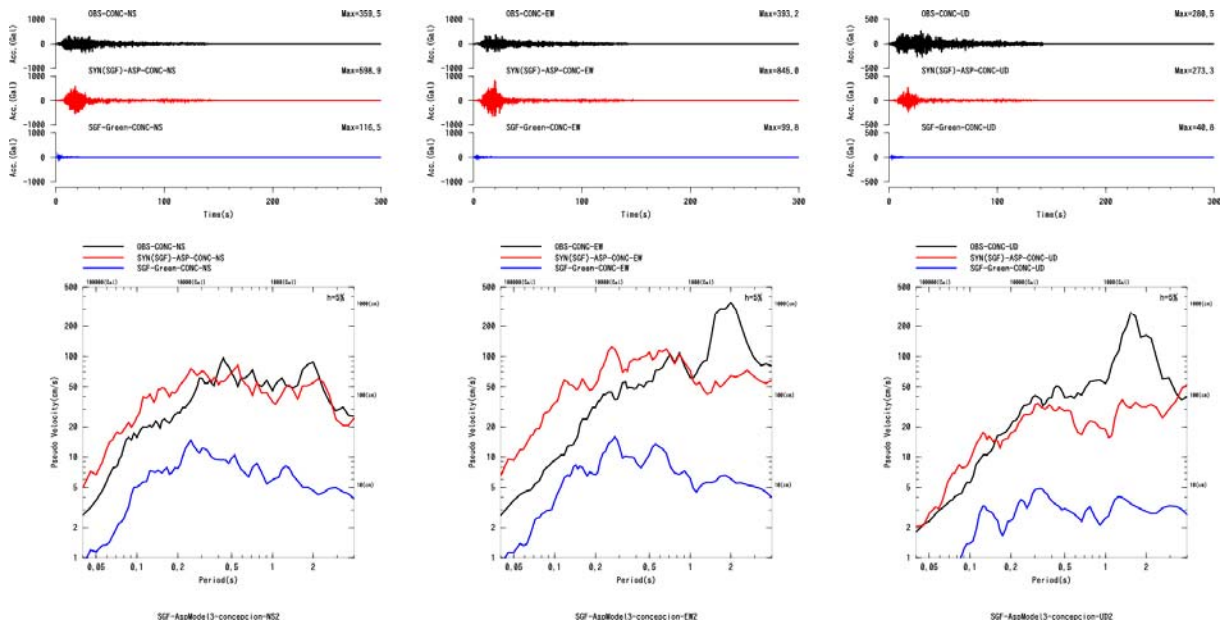


図 2.1.4.3-13 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル (CONC 観測点)

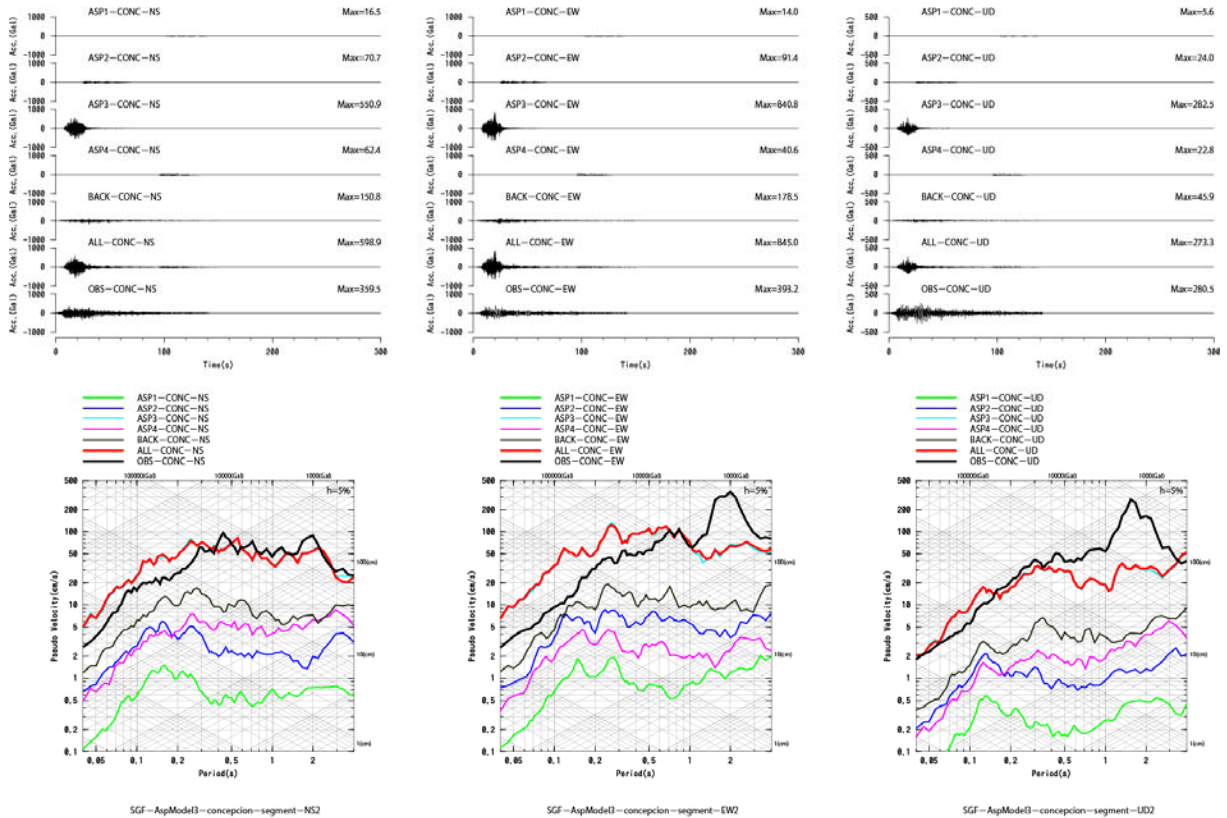


図 2.1.4.3-14 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：アスペリティごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル (CONC 観測点)

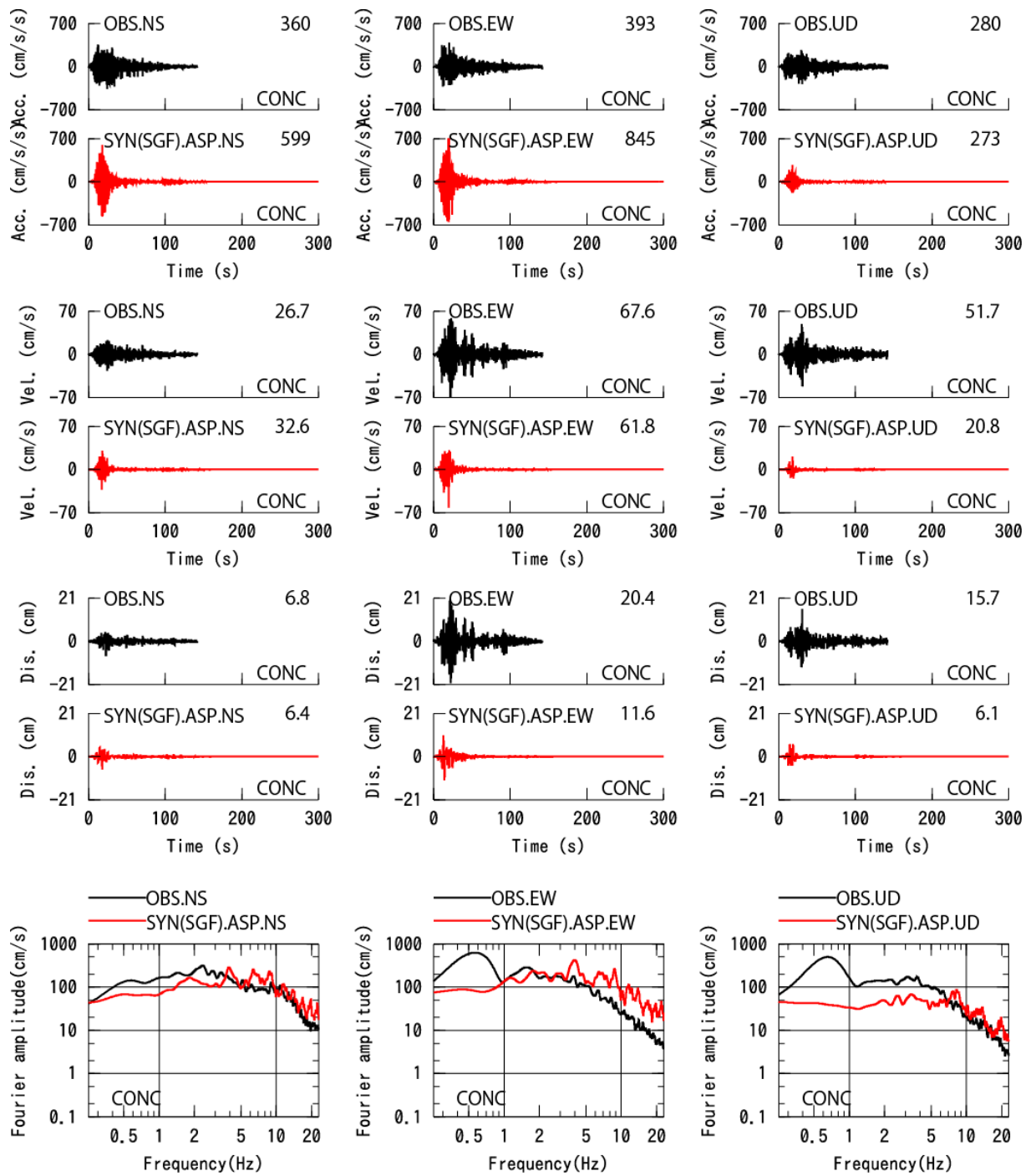


図 2.1.4.3-15 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル（CONC 観測点）

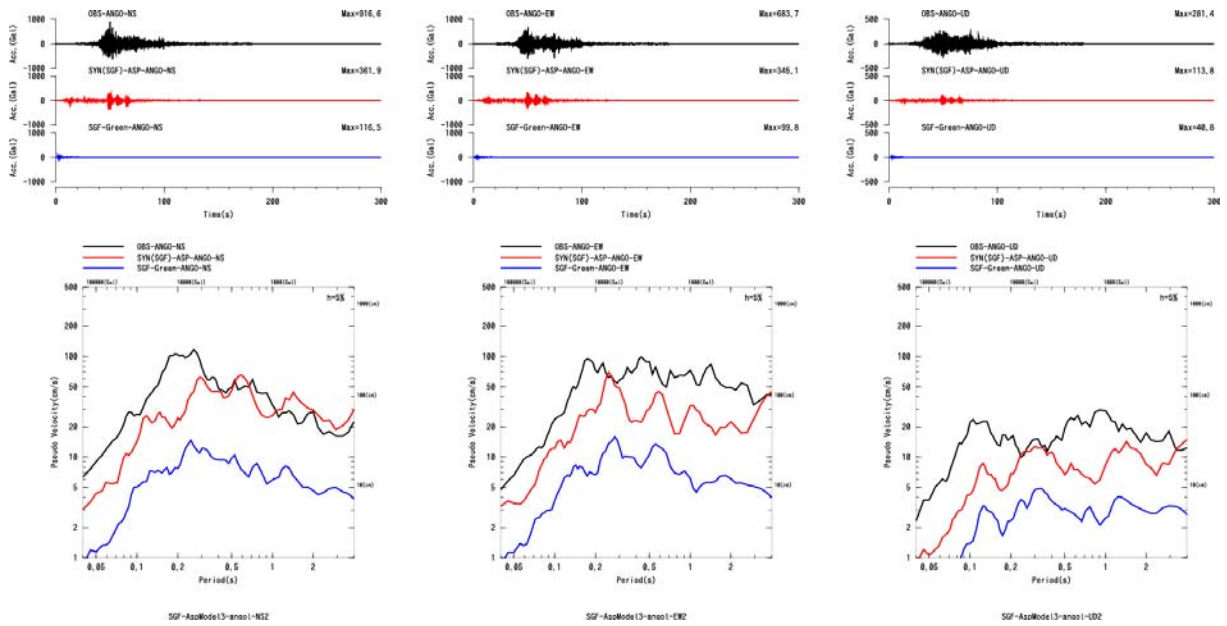


図 2.1.4.3-16 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（ANGO 観測点）

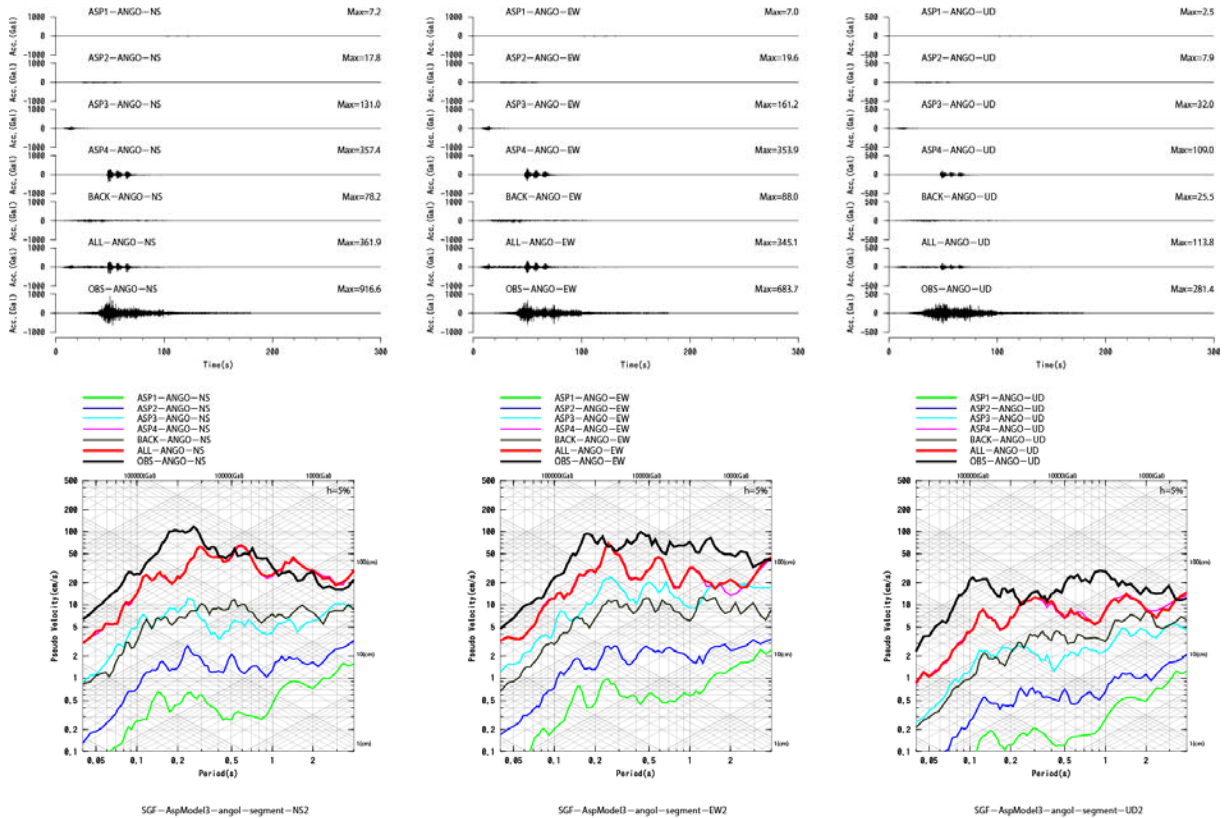


図 2.1.4.3-17 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：アスペリティごとの加速度時刻歴及び擬似速度応答スペクトル（ANGO 観測点）

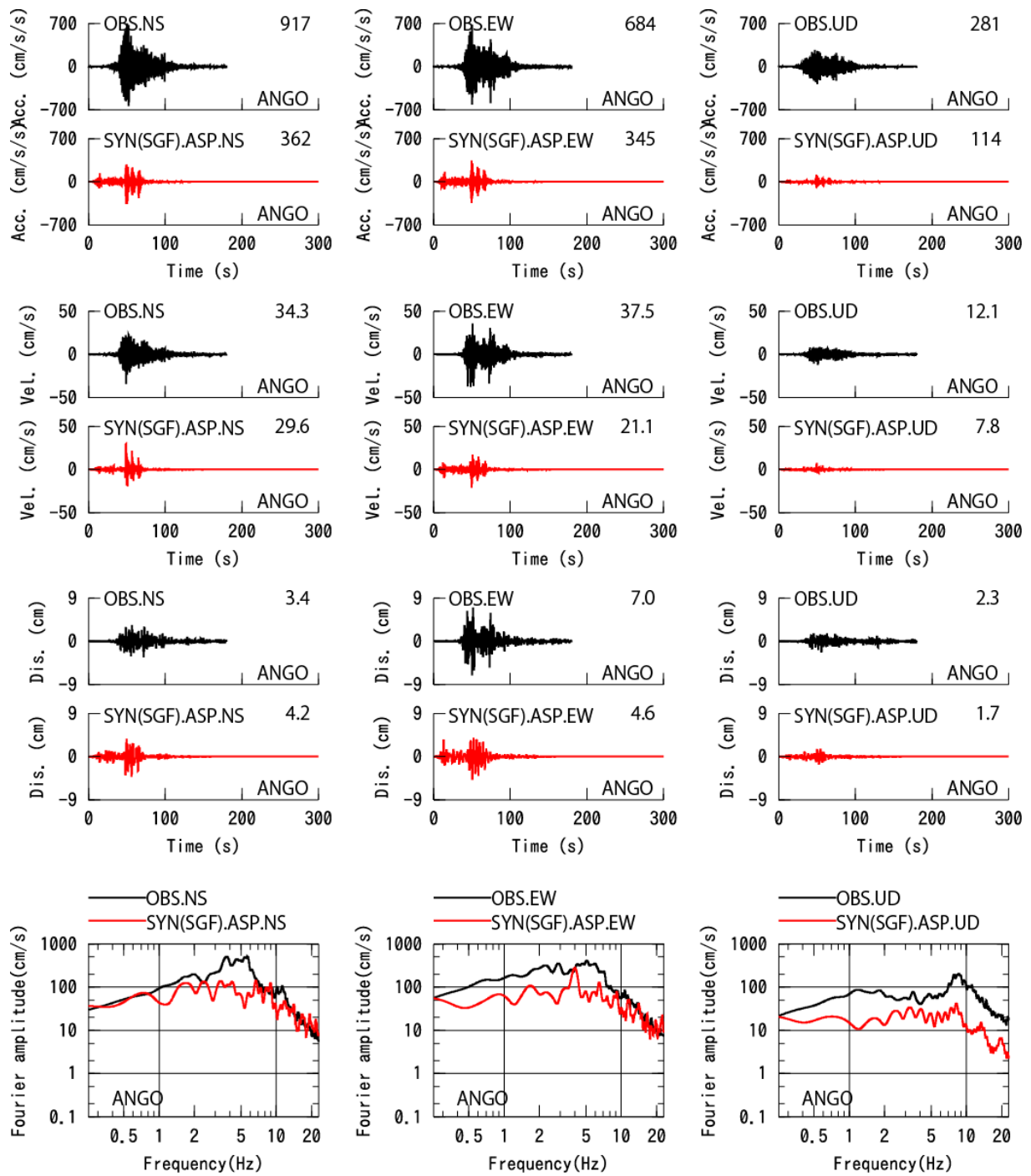


図 2.1.4.3-18 2010 年チリ Maule 地震の特性化震源モデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：加速度、速度、変位時刻歴及びフーリエスペクトル（ANGO 観測点）

(イ) 実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデル

2010年チリ Maule 地震を対象とした、強震動予測レシピによる特性化震源モデルを基に、実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデルを設定し、比較検討を行った。

2010年チリ Maule 地震の場合、既往の研究より、震源より北側の海溝軸側に大すべり域が現れている知見が複数得られていることから、本検討では、既往の研究を参考に、浅部側に大すべり域を導入したモデルを設定した。

浅部の大すべり域のすべり量 $D_{\text{大}}$ と、浅部の大すべり域の面積 S は、既往の研究 (Frankel, 2017) による震源インバージョン結果による、すべり分布を参考に与えた。

最後に、背景領域の平均すべり量 D_{back} 、背景領域の実効応力 σ_{back} は下記の(2.1.4.3-15)式～(2.1.4.3-16)式に基づき、アスペリティが複数の場合を考慮して算定した。ここに、 $W_{\text{back}} = W_l$ とし、 $W_a = \text{sqrt}(S_a)$ とした。

$$D_{\text{back}} = (D_l S_l - D_a S_a - D_{\text{大}} S_{\text{大}}) / (S_l - S_a - S_{\text{大}}) \quad (2.1.4.3-15)$$

$$\sigma_{\text{back}} = (D_{\text{back}} / W_{\text{back}}) / (D_a / W_a) \cdot \Delta\sigma_a \quad (2.1.4.3-16)$$

なお、大すべり域の実効応力については、(2.1.4.3-17)式～(2.1.4.3-19)式に示したように、背景領域と同じに設定した場合(モデル1)、背景領域の2倍にした場合(モデル2)と、4倍にした場合 (モデル3)の3つのモデルを設定した。

$$\sigma_{\text{大}} = \sigma_{\text{back}} \quad (2.1.4.3-17)$$

$$\sigma_{\text{大}} = 2\sigma_{\text{back}} \quad (2.1.4.3-18)$$

$$\sigma_{\text{大}} = 4\sigma_{\text{back}} \quad (2.1.4.3-19)$$

表 2.1.4.3-3 に、本方法で設定した本震のやや複雑なモデルの断層パラメータを示し、断層モデルを図 2.1.4.3-19 に示す。

2010年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルを用いて地震動再現解析を行った。図 2.1.4.3-20 に 2010年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルによる断層面と地震動評価点を示す。図中、星印(☆印)はやや複雑なモデルの破壊開始点で、三角印は計算地点である。要素地震の地震記録のある北側の MAR 観測点及び CURI 観測点では、経験的グリーン関数法(Dan *et al.*, 1989)による地震動評価、南側の CONC 観測点及び ANGO 観測点では統計的グリーン関数

法(壇・他, 2010)による地震動評価を行った。同図には経験的グリーン関数法で用いる要素地震の震源位置も合わせて示す。

MAR観測点における観測記録とやや複雑なモデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-21に比較する。図には、観測記録、特性化震源モデルの波形合成結果、及び大すべり域の実効応力が異なる3つのやや複雑なモデルによる波形合成結果のそれぞれの速度時刻歴とフーリエスペクトルを示す。図より、やや複雑なモデル1の地震動評価結果(ピンク線)は速度の振幅値を概ね良く再現できており、フーリエスペクトルは水平2成分において1Hz前後で多少小さくなっているが、2Hz以上から3成分ともに観測記録と良く整合している。浅部の大すべり域の実効応力を背景領域の2倍にしたモデル2(緑線)と、背景領域の4倍にしたモデル3(青線)は、実効応力を背景領域と同じにしたモデル1に比べて多少大きくなる傾向がみられるが、全体的に特性化震源モデルの結果との差は小さく、本検討の0.25Hz~20Hzの範囲内では浅部の大すべり域の影響がほとんど見られない。

CURI観測点における観測記録とやや複雑なモデルの経験的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-22に比較する。図の構成はMAR観測点と同様である。図より、やや複雑なモデル1の速度の振幅値は観測記録とよく整合しており、1Hの前後を含めて、0.25Hz~20Hzの範囲でフーリエスペクトルを精度よく再現できている。MAR観測点の場合と同様に、浅部の大すべり域の実効応力が大きくなるにつれて地震動評価結果が多少大きくなる傾向がみられるが、全体的に特性化震源モデルの結果との差は小さく、本検討の0.25Hz~20Hzの範囲内では浅部の大すべり域の影響がほとんど見られない。

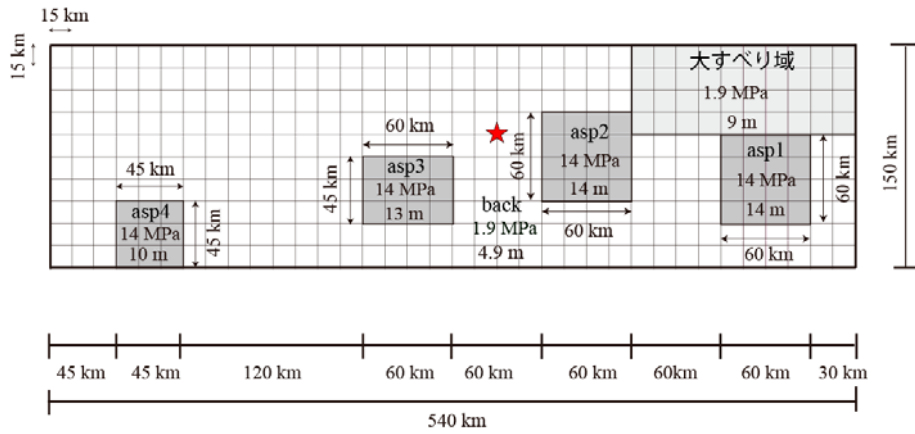
CONC観測点における観測記録とやや複雑なモデルの統計的グリーン関数法による地震動評価結果を図2.1.4.3-23に比較する。図より、やや複雑なモデル1の場合(ピンク線)、NS成分においては、速度の振幅値は観測記録とほぼ同程度であり、フーリエスペクトルは1Hz~4Hzで多少過小評価であるが4Hz以上からは観測記録とほぼ同程度であるが、EW成分においては、速度の振幅値は過小評価で、フーリエスペクトルは1Hz~3Hzでは観測記録とほぼ同程度であるが、3Hz以上からは過大評価であることが分かる。浅部の大すべり域の実効応力を背景領域の2倍にしたモデル2(緑線)と、背景領域の4倍にしたモデル3(青線)は、実効応力を背景領域と同じにしたモデル1と同じ結果となり、特性化震源モデルの結果ともほとんど変わらない。その原因は、浅部の大すべり域は北側の海溝軸に設定しているため、CONC観測点には影響しないことが分かる。

ANGO観測点における観測記録とやや複雑なモデルの統計的グリーン関数法による地震

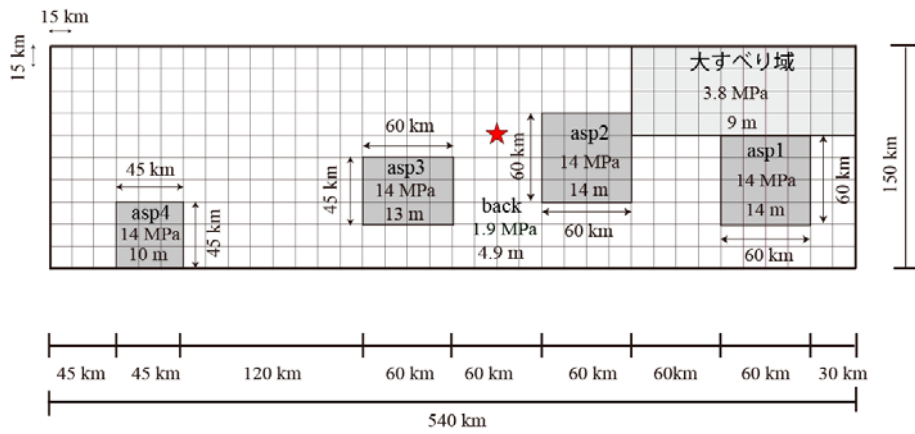
動評価結果を図2.1.4.3-24に比較する。図より、やや複雑なモデル1(ピンク線)の速度の振幅値は観測記録より概ね小さく、フーリエスペクトルも1Hzの前後を含めて、過小評価である。浅部に大すべり域を設定したやや複雑なモデルの3つの地震動評価結果は同じで、特性化震源モデルの結果ともほとんど変わらない。その原因は、CONC観測点と同様に、浅部の大すべり域からは距離が遠いため、ANGO観測点には影響しないことが分かる。

表 2.1.4.3-3 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルの断層パラメータ

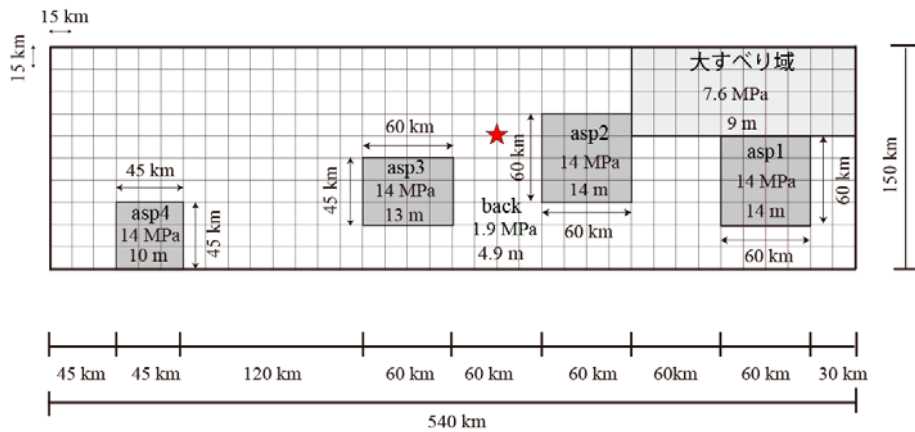
本震の断層パラメータ		モデル1	モデル2	モデル3
モーメントマグニチュード	M_W	8.8	8.8	8.8
地震モーメント	M_{0l} (N・m)	2.00E+22	2.00E+22	2.00E+22
断層面積	S (km ²)	82210	82210	82210
断層長さ	L (km)	548	548	548
断層幅	W (km)	150	150	150
平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	2.1	2.1	2.1
平均すべり量	D (m)	6.6	6.6	6.6
短周期レベル	A_l (N・m/s ²)	1.44E+20	1.44E+20	1.44E+20
アスペリティの総地震モーメント	M_{0aspl} (N・m)	6.02E+21	6.02E+21	6.02E+21
アスペリティの総面積	S_{aspl} (km ²)	12409	12409	12409
アスペリティの応力降下量	$\Delta\sigma_{aspl}$ (MPa)	14	14	14
アスペリティのすべり量	D_{aspl} (m)	13.1	13.1	13.1
アスペリティの等価半径	r (km)	63	63	63
アスペリティの面積比	S_{aspl}/S	0.15	0.15	0.15
アスペリティ1	M_{0aspl1} (N・m)	1.97E+21	1.97E+21	1.97E+21
	S_{aspl1} (km ²)	3765	3765	3765
	$\Delta\sigma_{aspl1}$ (MPa)	14	14	14
	A_{aspl1} (N・m/s ²)	7.92E+19	7.92E+19	7.92E+19
	r_1 (km)	35	35	35
	$\gamma_1 = r_1 / r$	0.55	0.55	0.55
	D_{aspl1} (m)	14	14	14
アスペリティ2	M_{0aspl2} (N・m)	1.97E+21	1.97E+21	1.97E+21
	S_{aspl2} (km ²)	3765	3765	3765
	$\Delta\sigma_{aspl2}$ (MPa)	14	14	14
	A_{aspl2} (N・m/s ²)	7.92E+19	7.92E+19	7.92E+19
	r_2 (km)	35	35	35
	$\gamma_2 = r_2 / r$	0.55	0.55	0.55
	D_{aspl2} (m)	14	14	14
アスペリティ3	M_{0aspl3} (N・m)	1.39E+21	1.39E+21	1.39E+21
	S_{aspl3} (km ²)	2991	2991	2991
	$\Delta\sigma_{aspl3}$ (MPa)	14	14	14
	A_{aspl3} (N・m/s ²)	7.06E+19	7.06E+19	7.06E+19
	r_3 (km)	31	31	31
	$\gamma_3 = r_3 / r$	0.49	0.49	0.49
	D_{aspl3} (m)	13	13	13
アスペリティ4	M_{0aspl4} (N・m)	6.98E+20	6.98E+20	6.98E+20
	S_{aspl4} (km ²)	1887	1887	1887
	$\Delta\sigma_{aspl4}$ (MPa)	14	14	14
	A_{aspl4} (N・m/s ²)	5.61E+19	5.61E+19	5.61E+19
	r_4 (km)	25	25	25
	$\gamma_4 = r_4 / r$	0.39	0.39	0.39
	D_{aspl4} (m)	10	10	10
大すべり域の地震モーメント	M_{0lc} (N・m)	3.00E+21	3.00E+21	3.00E+21
大すべり域の面積	S_{lc} (km ²)	9000	9000	9000
大すべり域のすべり量	D_{lc} (m)	9.0	9.0	9.0
大すべり域の実効応力	σ_{lc} (MPa)	1.9	3.8	7.6
背景領域の地震モーメント	M_{0back} (N・m)	1.09E+22	1.09E+22	1.09E+22
背景領域の面積	S_{back} (km ²)	60801	60801	60801
背景領域のすべり量	D_{back} (m)	4.9	4.9	4.9
背景領域の実効応力	σ_{back} (MPa)	1.9	1.9	1.9
S波速度	β (km/s)	3.65	3.65	3.65
密度	ρ (g/cm ³)	2.78	2.78	2.78
剛性率	μ (N/m)	3.70E+10	3.70E+10	3.70E+10
Q値	$Q = Q_0 f^a$	$200 f^{0.69}$	$200 f^{0.69}$	$200 f^{0.69}$



a) やや複雑なモデル 1 ($\sigma_{大} = \sigma_{back}$)



b) やや複雑なモデル 2 ($\sigma_{大} = 2\sigma_{back}$)



c) やや複雑なモデル 3 ($\sigma_{大} = 4\sigma_{back}$)

図 2.1.4.3-19 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデル (破壊開始点: ★印)

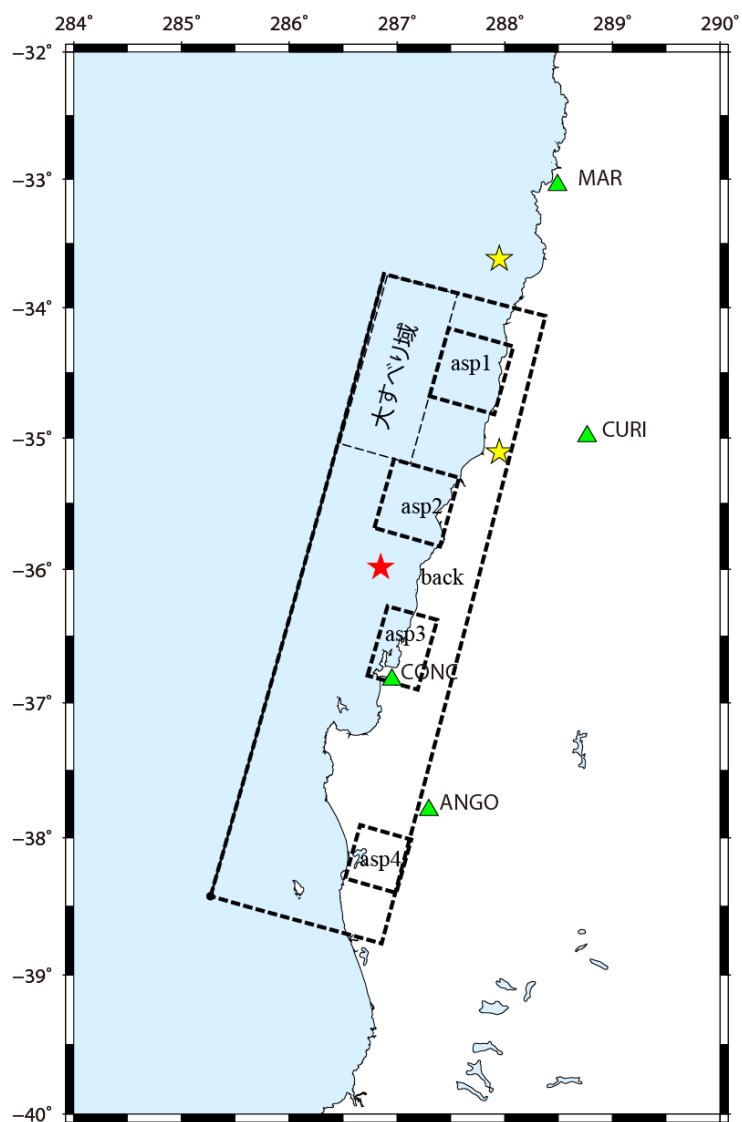


図 2.1.4.3-20 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデル及び地震動評価地点の分布図

(破壊開始点：★印、要素地震の震源位置：☆印、地震動評価地点：▲印)

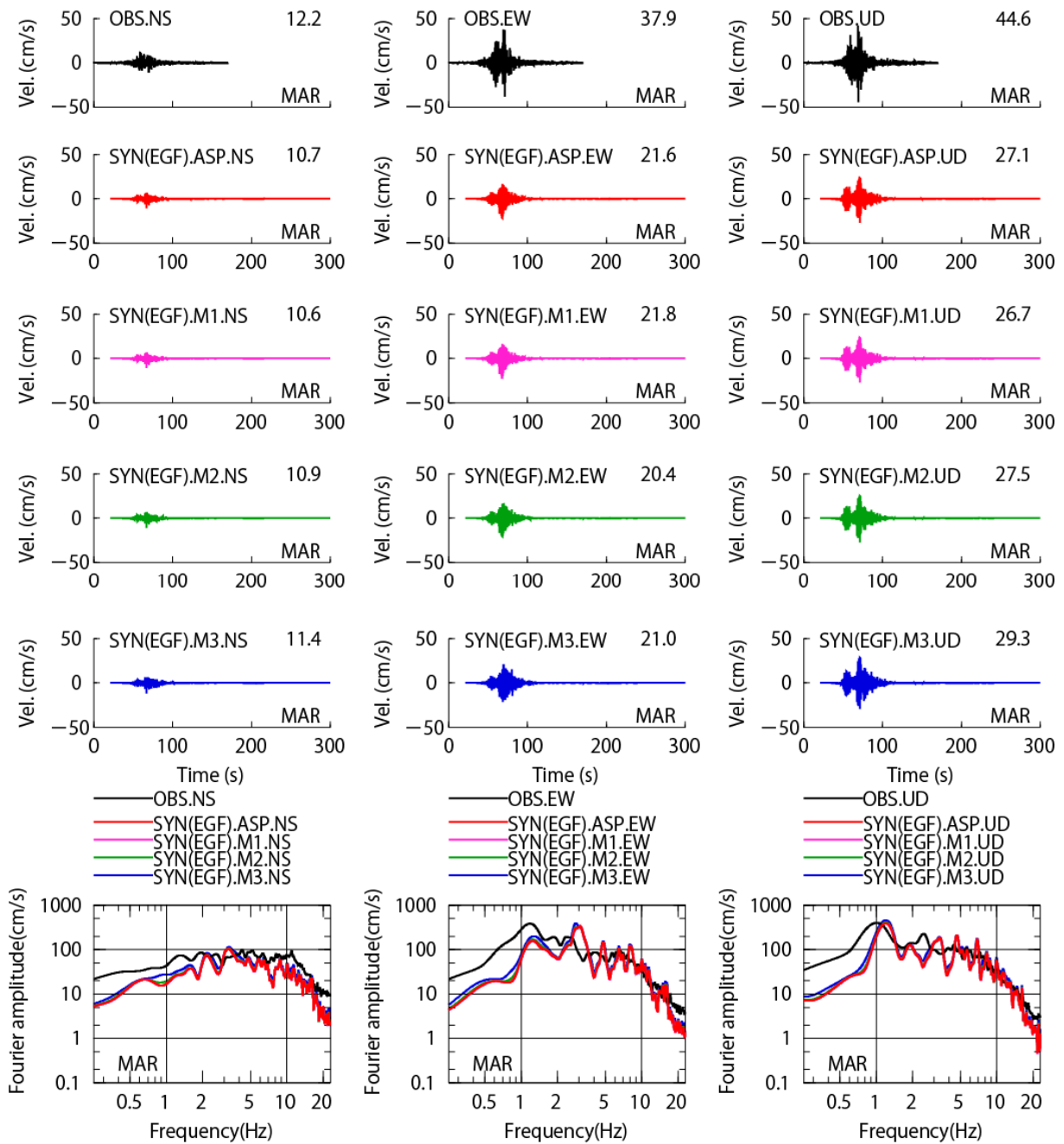


図 2.1.4.3-21 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：速度時刻歴及びフーリエスペクトル (MAR 観測点&余震 1)

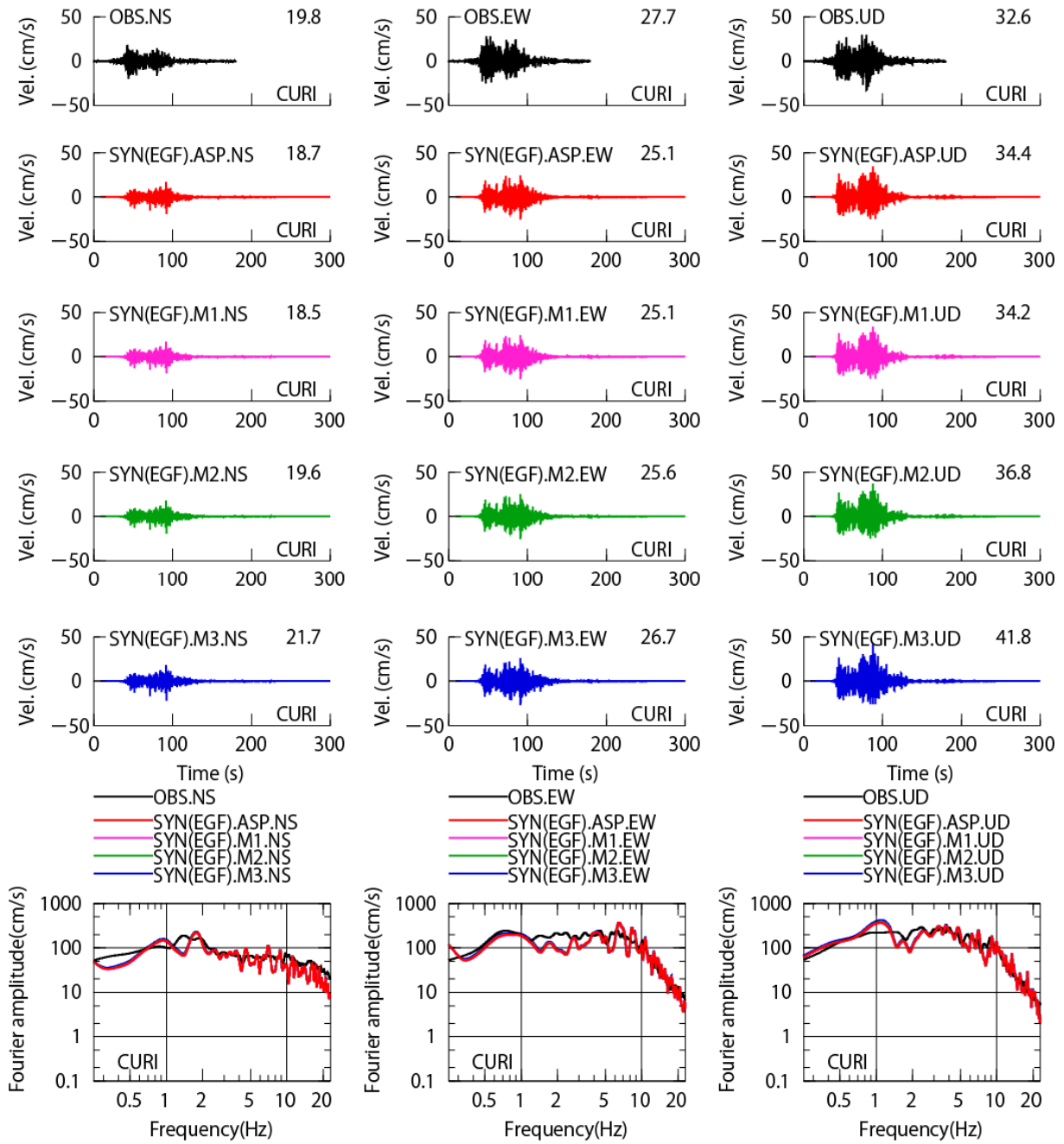


図 2.1.4.3-22 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルを用いた EGF 法による地震動評価結果：速度時刻歴及びフーリエスペクトル（CURI 観測点&余震 2）

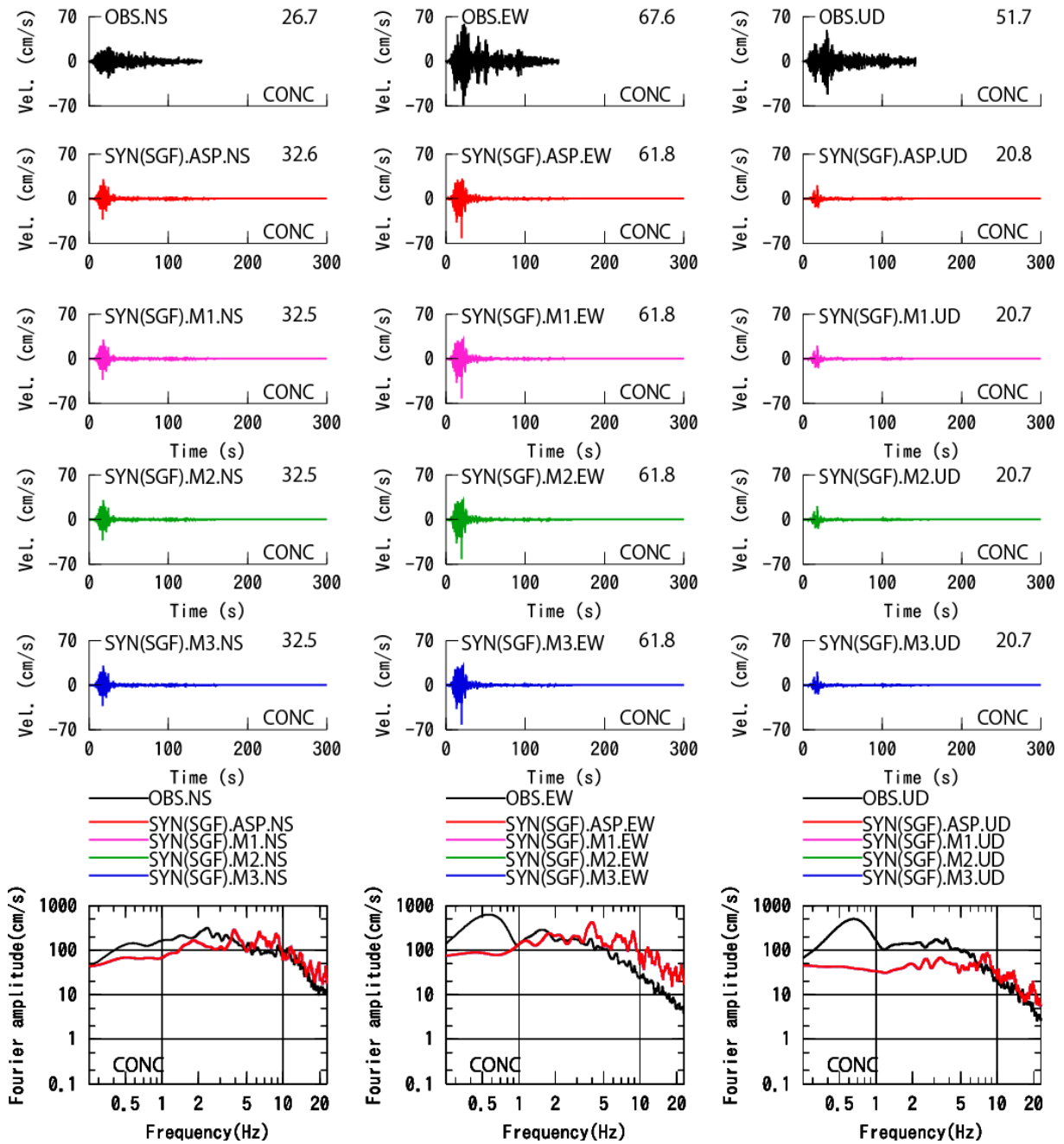


図 2.1.4.3-23 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：速度時刻歴及びフーリエスペクトル (CONC 観測点)

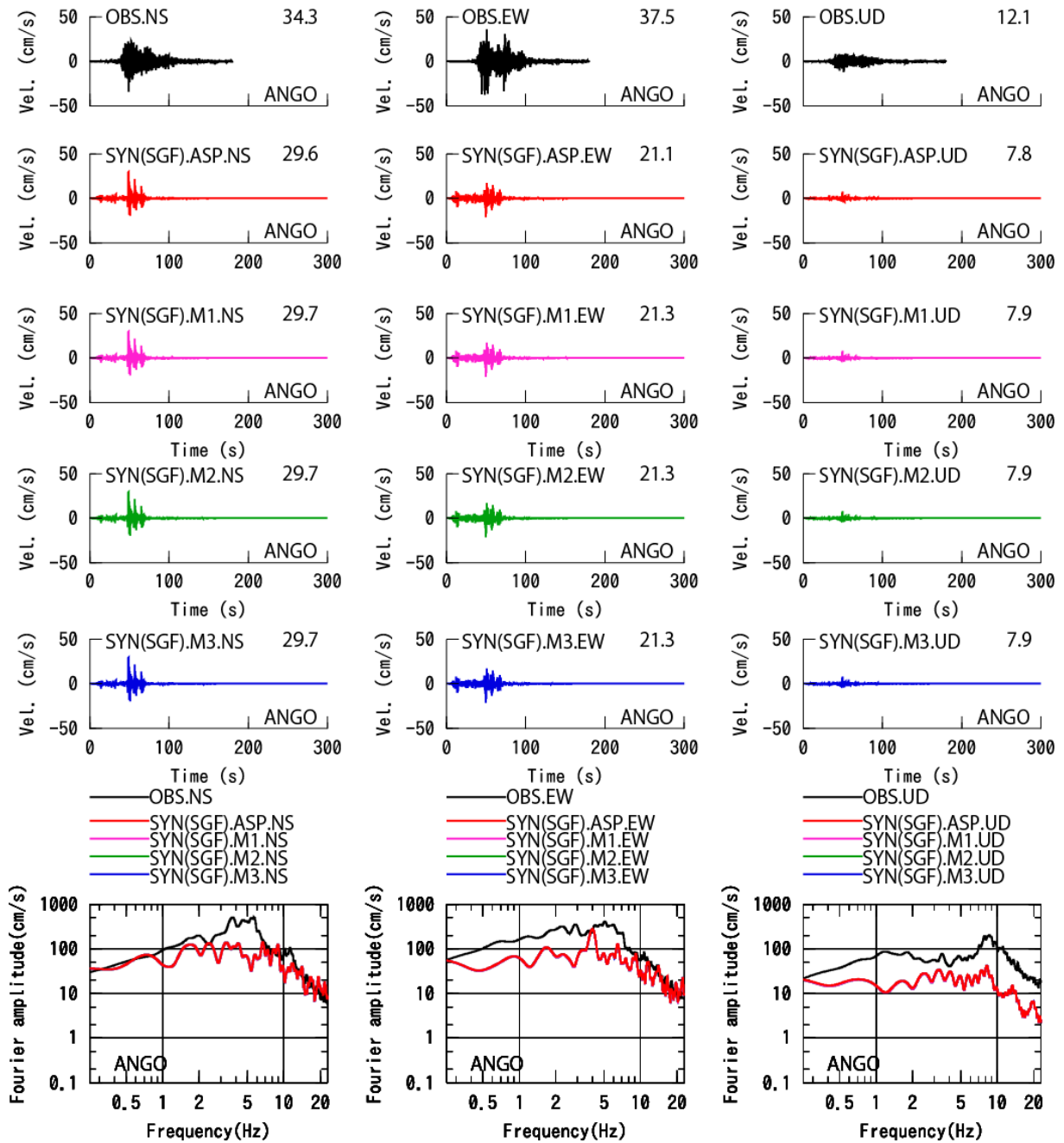


図 2.1.4.3-24 2010 年チリ Maule 地震のやや複雑なモデルを用いた SGF 法による地震動評価結果：速度時刻歴及びフーリエスペクトル（ANGO 観測点）

(4) 考察

本検討では、2010年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) を対象に、強震動予測レシピによる特性化震源モデルを作成し、短周期地震動 (周期 1 秒以下) に着目した、強震動予測レシピの適用性に関する検証を行った。

強震動予測レシピによる特性化震源モデルの作成において、地震モーメントと断層面積の関係として、田島・他(2013)による経験則を、地震モーメントと短周期レベルの関係として、壇・他(2001)による経験則を用い、平均応力降下量の評価式として、Eshelby (1957)による円形クラックの式を用いた。地震動評価においては、余震記録が得られている北側の 2 地点では経験的グリーン関数法を用いて、南側の 2 地点では統計的グリーン関数法を用いて、計 4 地点を対象に再現解析を行った。

地震動の評価結果、南側の MAR 地点及び CURI 地点ともに周期 1s 以下の観測記録を概ねよく再現できた。北側の CONC 地点では多少の過大評価、ANGO 地点では過小評価となっており、今後、詳細な地下構造モデルによる改善が重要と考えられる。

さらに、浅部の大すべり域を考慮したやや複雑なモデルによる比較検討では、浅部の大すべり域は、周期 1s 以下の短周期側を含めて、観測記録の有効周期である 0.05s~4s の範囲内では、地震動にほとんど影響がないことが確認できた。

今後、地震動評価地点を追加して、引き続き、強震動予測レシピによる断層モデルの妥当性を検証する予定である。要素地震記録の追加収集、地盤情報の収集や分析、統計的グリーン関数法、もしくは擬似経験的グリーン関数法を用いた検討などが重要と考えられる。

一方、2010年チリ Maule 地震は海溝軸側まで破壊が達した地震であるため、平均応力降下量の評価式として円形クラック式を用いる妥当性の検証なども課題として挙げられる。今後、海溝軸側まで破壊が達する応力降下量の評価式を用いた特性化震源モデルの設定および地震動評価を行い、強震動予測レシピによる場合との比較検討を行うことが重要と考えられる。

2.1.5 2011年東北地方太平洋沖地震の応力降下量分布の検討

本節では、2011年の東北地方太平洋沖地震の9個の運動学的すべりモデルの断層面上の静的応力降下分布の定量的推定を行った。解析には査読付きの論文誌に掲載された震源インバージョンから導出された運動学的最終すべりモデルを使用した。9個の震源モデルのうち、強震動データによるものが5個、強震動データ、遠地地震データ及び測地学データのジョイント・インバージョンによるものが1個、遠地地震データと高解像度GPSデータのジョイント・インバージョンによるものが2個、遠地地震データによるものが2個である。

最終すべりは最終応力降下量（静的応力降下量）を評価するために、分割節点法 (Split-Node Technique) によって断層モデルの境界条件として用いられた。この問題は、弾性静的方程式を解く Volumetric 3D FDM 手法を使用して処理される。応力降下量を計算する前に、元の運動学的震源モデルの最終的なすべり分布が 500 m のグリッドサイズの要素を持つ高解像度モデルに補間され、すべり分布に急激な不連続性をもたらす鋭い成分が除去されるように平滑化される。平滑化は、移動平均手法を使用したローパスフィルターで行われる。全ての震源モデルで、静的応力降下量の計算に自由表面（海底）の破壊が想定されている。

静的応力降下の計算の評価のために、各断層モデルの有効震源断層面が、すべり分布に基づいて Thingbaijam and Mai (2016) の手順に従って推定される。次に、Dalguer *et al.* (2004, 2008) の基準に従って、すべり分布に基づいてアスペリティが定義される。アスペリティは、断層面において $D \geq 0.6D_{max}$ の領域として定義される。ここで、 D はすべり量、 D_{max} は断層破壊領域全体の最大すべりである。最終的に、応力降下量とすべりの平均値と最大値が、断層のアスペリティ、背景領域、断層浅部で計算される。

全体として、9個の運動学的震源モデルには、アスペリティとして識別される浅部領域に大面積のすべり領域があるという共通の特徴がある。この領域は、応力降下が集中する部分とも一致する。インバージョンに強震動データを使用しない運動学的震源モデルは、有効破壊領域全体、アスペリティ、及び背景領域において応力降下とすべりの平均値が大きくなる。インバージョンに用いたデータによらず、浅部領域での平均応力降下量の注目すべき特徴が、4つのモデルで特定されている。それらのモデルでは、浅部領域を支配する負の応力降下が特徴的である。他のモデルでは正の応力降下があり、それらのいくつかはアスペリティの平均応力降下に匹敵する。浅部領域で負の応力降下があるモデルは、Weak-Shallow Layer (SL) の概念と一致している。この SL 領域の主な特徴は、エネルギー吸収メカニ

ズムの励起を伴う破壊の際に動くことである。アスペリティの背景領域や総有効破壊面積に対する比率の特徴は、2011年東北地方太平洋沖地震が統計的な意味で典型的な地震であることを示している。

(1)はじめに

2011年3月11日、 M_w 9の東北地方太平洋沖地震が本州北東部の太平洋プレートと北米プレートとの間の沈み込み帯で発生した。この巨大なイベントは、広大な強震動、遠地地震、測地及び津波のネットワークによって記録された。使用が許可されたこれら的高密度観測データによって、この地震の震源の特徴の調査を目的として、断層面上のすべり分布を推測するための震源インバージョンを行うことが可能となった。いくつかのインバージョンモデルは、1つの観測データセットを使用して公開されているか、観測データセットのさまざまな組み合わせを使用してインバージョンを結合している（例えば、Ammon *et al.*, 2011; Fujii *et al.* 2011; Ide *et al.*, 2011; Lay *et al.*, 2011; Lee *et al.*, 2011; Ozawa *et al.*, 2011; Suzuki *et al.*, 2011; Yagi and Fukahata, 2011; Yokota *et al.*, 2011; Yoshida K. *et al.*, 2011; Yoshida Y. *et al.*, 2011)。本検討では、これらの運動学的震源モデルのいくつかから静的応力降下分布を計算し、アスペリティ領域、背景領域、及び浅部領域の応力特性を評価した。表2.1.5-1は、この調査で使用された震源すべりモデルのリスト、震源インバージョンの種類、及びそれぞれのモデルを表す記号を示している。

表2.1.5-1 静的応力降下の計算に使用される震源インバージョンモデル

Source model reference	Type of inversion	Acronym
Yoshida K. <i>et al.</i> (2011)	Strong ground motion	Yos-K
Yokota <i>et al.</i> (2011)	Strong ground motion	Yok
Suzuki <i>et al.</i> (2011)	Strong ground motion	Suz
Yoshida Y. <i>et al.</i> (2011)	Strong ground motion	Yos-Y
Koketsu <i>et al.</i> (2011)	Strong ground motion	Kok-s
Koketsu <i>et al.</i> (2011)	Join inversion (Strong Motion, Teleseismic, Geodetic)	Kok-j
Ammon <i>et al.</i> (2011)	Join inversion (Teleseismic, high rate GPS)	Amm
Yagi and Fukahata (2011)	Teleseismic inversion	Yagi
Lay <i>et al.</i> (2011)	Strong Motion	Lay

(2)運動学的震源モデルの説明

ここでは、9個の運動学的震源モデルについて簡単に説明する。これらの説明は、対応する公開論文や著者から入手したデジタルデータに基づくものである。ここで説明するパラメータは、主に震源特性に対応し、震源領域の地下構造に対応する速度構造（又はせん断剛性）が含まれる。これらの説明資料の値は、本節の静的応力降下の計算に使用された。なお、論文の入手データの変更を行った場合はその旨を記述している。

a. Yoshida K. *et al.* (2011)の強震動インバージョン (Yos-K)

震源モデル Yos-K は、F-net と KiK-net の 37 の震源近傍観測点の長周期強震動データ及び北海道大学の観測点 (MYR, Sasatani *et al.*, 2002) を使用したマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法を使用した。データは、P 波の到着時間から開始して 300 秒間がウィンドウ処理され、周期 200 秒から 20 秒 (0.005~0.05 Hz)の区間でバンドパスフィルター処理された。傾斜角 10°、断層の大きさが走向方向に 468km、傾斜方向に 228kmの単一の平面断層が想定された。震源は緯度 38.103°N、経度 142.861°E、深さ 23.7km に設定した。Wu *et al.* (2008, 2009)によって提案された速度構造モデルが全ての観測点で使用された。私信により、著者から表 2.1.5-2 に示すデジタルデータが提供された。断層は 12km×12 km の大きさの 741 個の小断層に離散化され、走向方向に 39 個、傾斜方向に 19 個の小断層を分布させている。図 2.1.5-1 は、インバージョン結果と使用された地震動記録の観測点位置を示す。最終的な震源すべりモデルは、断層浅部に位置する大きなアスペリティ(約 300km×100km)を示しており、最大すべり量は約 47m である。

表2.1.5-2 Yos-K震源モデルの震源インバージョンで使用された速度構造モデル

Depth (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m ³)
0	6080	3500	2640
5	6230	3600	2650
13	6350	3640	2700
21	6550	3680	2750
27	6950	3960	2900
32	7600	4290	3100
40	7690	4310	3150
65	7730	4340	3200
90	8270	4560	3300
120	8370	4610	3350

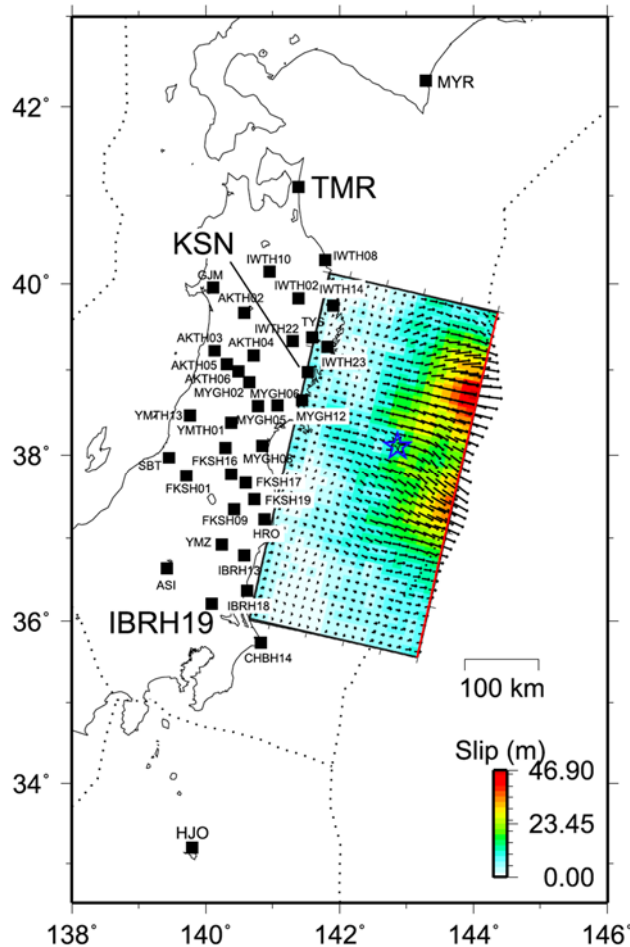


図2.1.5-1 最終すべり分布のインバージョン結果 (Yoshida K. *et al.*, 2011による)

※☆と■は破壊開始点と強震観測点を、点線はプレート境界を示す

b. Yokota *et al.* (2011)の強震動インバージョン (Yok)

Yokota *et al.* (2011)では強震動、遠地地震、測地学、津波のデータセットを使用したジョイント・インバージョンと、データセットごとの個別のインバージョンを実施した。この震源モデルは、K-NET 及び KiK-netの20観測地点の地震記録を使用した (Yokota *et al.* (2011)の Fig. 1aを参照)。加速度記録データは、周期10秒から100秒 (0.01~0.1 Hz) のバンドパスフィルターを施した。断層モデルは傾斜角が5°、12°、20°の3つのセグメントが使用されている (Yokota *et al.* (2011)の Fig. 1bを参照) が、本検討では、12°の傾斜角を想定した。走向方向に480km、傾斜方向に180kmの断層サイズが想定された。震源は緯度：38.103°N、経度：142.861°E、深さ17kmに設定した。断層は、30km×30kmの大きさの96個の小断層に離散化され、走向方向に16個、傾斜方向に6個の小断層が分布している。インバージョンの速度構造は、全国1次地下構造モデル (JIVSM, Koketsu *et al.*, 2008) から抽出されているが、ダウンロードの制限によ

り本検討では表 2.1.5-2 に示す速度構造を静的応力降下量の計算に使用した。このモデルは東北地方にも対応しているため、この速度構造は結果を大きく変えることはないと予想される。図 2.1.5-2 は、強震動インバージョンによって得られた最終すべり分布を示す。

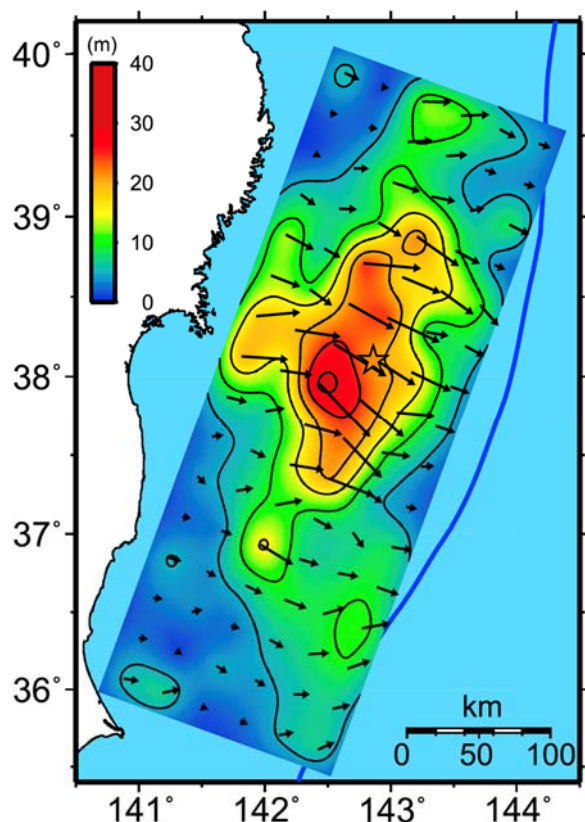


図2.1.5-2 最終すべり分布の予測結果(Yokota. *et al.*, 2011による)

c. Suzuki *et al.* (2011)の強震動インバージョン (Suz)

震源モデル Suz は、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法を使用してすべり分布を導出した。地表で観測された 10 個の K-NET 観測点と地中で記録された 26 個の KiK-net 観測点の強震動データを使用した。観測記録から 0.01~0.125Hz の周波数範囲の速度波形の S 波部分を抽出した。断層面は傾斜角 13°の単一の長方形平面が想定された。断層の大きさは、走向方向が 510 km、傾斜方向の幅が 210km である。これが 30 km × 30 km の 39 個の小断層に細分され、走向方向に 17 個、傾斜方向に 7 個の小断層が分布している。震源は、北緯 38.10°、東経 142.85°、深さ 24km に設定した。使用した速度構造モデルを表 2.1.5-3 に示す。図 2.1.5-3 は最終的なすべり分布を示す。この分布では、浅部領域（赤い長方形）で大きなアスペリティが確認され、最大すべりは海溝軸近くの震源の東で 48m である。

表2.1.5-3 Suz震源モデルの震源インバージョンで使用された速度構造モデル

Depth (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m ³)
0	5700	3300	2700
10	6000	3400	2750
13	6600	3700	2950
32	7800	4400	3250
100	8000	3500	3400
200	8300	4600	3500

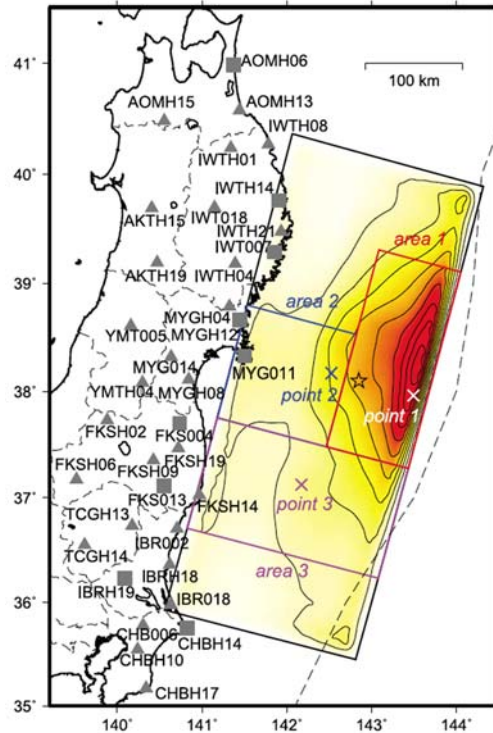


図2.1.5-3 最終すべり分布のインバージョン結果 (Suzuki. *et al.*, 2011による)

(☆と▲は破壊開始点と強震観測点を、点線はプレート境界を示す)

d. Yoshida Y. *et al.* (2011)の強震動インバージョン (Yos-Y)

Yoshida Y. *et al.* (2011)では強震動と遠地地震データセットについて別々に震源インバージョンを行った。ここでは、強震動インバージョン結果を使用した。この震源モデルは、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 及び気象庁の 23 観測地点 (図 2.1.5-4) の地震記録の地域的な強震動インバージョンの結果である。加速度地震記録を速度に統合し、波形データを 0.01~0.15Hz でバンドパスフィルター処理し、0.5Hz でサンプリングを行った。P 波の到着の 10 秒前から 250 秒間のデータを用いた。断層面は傾斜角 9°の単一の平面断層を仮定し、断層の大きさは走向方向に 475km、傾斜方向に 175km を想定した。震源は緯度 : 38.103°N、経度 : 142.861°E、深さ 23.7km とした。断層は、25 km × 25 km の大きさの 133 の小断層に

離散化され、走向方向に 19 個、傾斜方向に 7 個の小断層を分布させた。図 2.1.5.4 は、強震動インバージョンによって得られた最終的なすべり分布を示す。速度構造については、Wu *et al.* (2008) のモデルを参照しており、表 2.1.5-2 の Yoshida K. *et al.* (2011) と同様と考えられる。

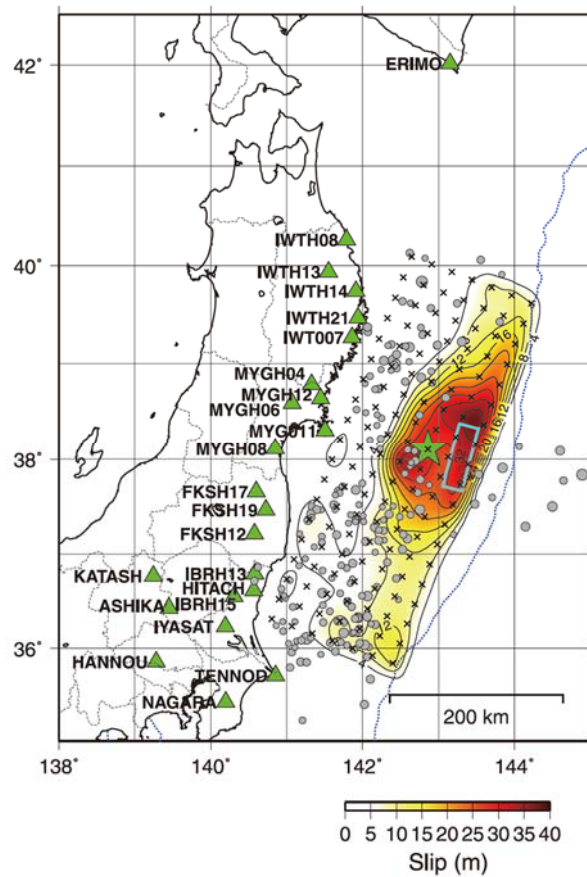


図 2.1.5.4 最終すべり分布のインバージョン結果 (Yoshida Y. *et al.*, 2011 による)

(★と▲は破壊開始点と強震観測点を、点線はプレート境界を示す)

e. Koketsu *et al.* (2011) の強震動インバージョン (Kok-s)

Koketsu *et al.* (2011) では強震動データ、遠地震データ、測地学データを使用したジョイント・インバージョン及び各データセットの個別のインバージョンを行った。ここでは、強震動インバージョンモデルについて説明する。強震動インバージョンは Hikima and Koketsu (2005) 及び Koketsu (1985) のグリーン関数により機能を改良した Yoshida *et al.* (1996) の手法を使用した。20 個の K-NET/KiK-net 観測地点が選択され、周期 10~100 秒 (0.01~0.1 Hz) のバンドパスフィルターが 3 成分の記録に適用された。断層面は傾斜角 12° の単一の平面断層が使用された。断層の大きさは走向方向に 480km、傾斜方向に 150km が想

定された。震源は緯度：38.103°N、経度：142.86°E、深さ 17km とした。断層は、30 km × 30 km の大きさの 96 個の小断層に離散化され、走向方向に 16 個、傾斜方向に 5 つ小断層を分布させた。インバージョンの速度構造は、全国 1 次地下構造モデル (JIVSM, Koketsu *et al.*, 2008) から抽出されているが、ダウンロードの制限により本検討では表 2.1.5-2 に示す速度構造を静的応力降下量の計算に使用した。このモデルは東北地方にも対応しているため、この速度構造は結果を大きく変えることはないと予想される。図 2.1.5-5 は、強震動インバージョンによって得られた最終的なすべり分布を示す。

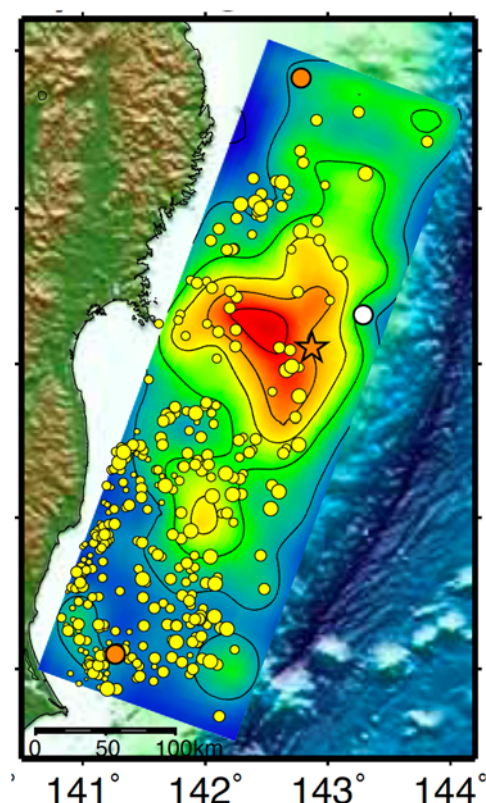


図2.1.5-5 最終すべり分布のインバージョン結果 (Koketsu *et al.*, 2011による)

f. Koketsu *et al.* (2011)の強震動、遠地地震及び測地データのジョイント・インバージョン(Kok-j)

震源モデル Kok-j は、Koketsu *et al.* (2011)による強震動、遠地地震、測地学データセットを使用したジョイント・インバージョンの結果である。インバージョンの方法、断層の幾何形状、小断層の数、地盤構造及び強震動データは、前項の震源モデル Kok-s と同じである。遠地地震データセットについては、震央距離 30km から 100km の GSN 観測地点 (Koketsu *et al.*(2011)の Fig.3A) を選択し、これらの観測地点で観測された P 波記録から機器応答を削除して統合し、周期 4~500 秒のバンドパスフィルターを使用し

た。地盤変位、測地学データについては、16個の GEONET 観測地点 (Koketsu *et al.* (2011)の Fig.3B) を選択し、本震の前後の平均を比較することにより、2成分の静的変位を計算した。グリーン関数の計算は、強震動、遠地地震、測地学データについて、それぞれ Kikuchi and Kanamori (1991), Koketsu (1985), Zhu and Rivera(2002)の方法に従った。図 2.1.5-6 は、ジョイント・インバージョンによって得られた最終的なすべり分布を示す。

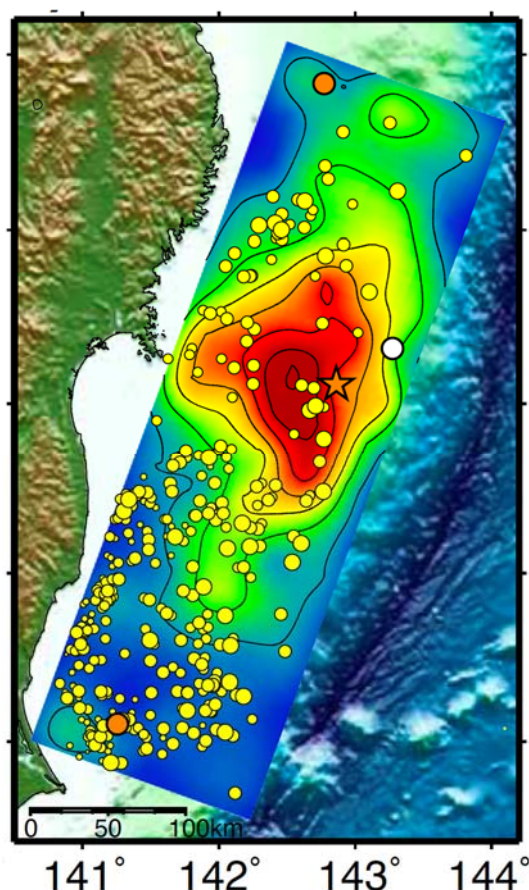


図2.1.5-6 最終すべり分布のインバージョン結果 (Koketsu *et al.*, 2011による)

g. Ammon *et al.* (2011)の遠地地震及び高解像度 GPS データのジョイント・インバージョン(Amm)

震源モデル Amm は、遠地地震の P 波と広帯域レイリー波の観測記録を高解像度 GPS 記録でインバージョンを行った。39個の P 波形、31個のレイリー波 (R1) 相対震源時間関数 (RSTF) 及び15個の GPS の 3 成分 (hrGPS) 地震動信号が使用された。遠地地震の P 波及び R1 波形は、Incorporated Research Institutions for Seismology(IRIS)データセンターを通じてデジタル地震ネットワーク連合から取得された。hrGPS データは、国土地理院 (GSI) によって収集された GPS 記録を使用して、JPL によって利用可能で

ある。変位地震記録を作成するために、機器の影響がP波の波形から削除された。hrGPS観測記録は、変位波形として提供された。断層面は傾斜角 12°の単一の平面断層が使用された。すべりモデル（デジタルデータ）は、SRCMOD データベース（<http://equake-rc.info/SRCMOD/>）から取得された。このSRCMOD データベースから、走向方向に 600 km、傾斜方向に 210km の断層面が想定された。震源は緯度：38.3°N、経度：142.34°E、深さ 28.04km である。断層は 15km×15 km の大きさの 560 個の小断層に離散化され、走向方向に 40 個、傾斜方向に 14 個の小断層が分布している。インバージョンには 34.6GPa のせん断剛性が使用されている。ただし、本検討では計算をより現実的にするために表 2.1.5-2 に示す 1 次元速度構造を静的応力降下の計算に使用した。図 2.1.5-7 は、ジョイント・インバージョンによって得られた最終的なすべり分布を示す。

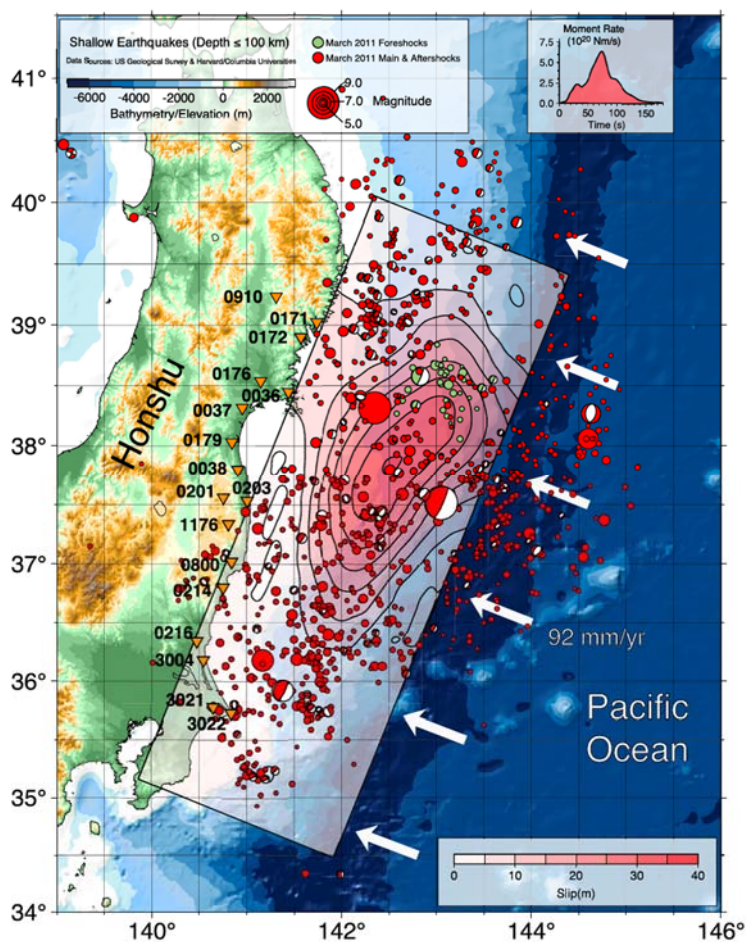


図2.1.5-7 最終すべり分布のインバージョン結果 (Ammon *et al.*, 2011による)

(▼はhrGPSステーション、●は前震と余震の分布を示す)

h. Yagi and Fukahata (2011)の遠地地震インバージョン (Yagi)

震源モデル Yagi は、51 地点の広帯域ネットワークステーションで記録された遠地地震 P 波データをインバージョンしたものである。観測波形は、最初の到着が震源での最初の破壊と整合するようにシフトされ、次に 1.2 秒のサンプリング間隔で速度波形に変換された。波形は、0.001~0.38Hz の Butterworth バンドパスフィルターを施した。断層面は傾斜角 12°の単一の平面断層が使用された。すべりモデル (デジタルデータ) は、SRCMOD データベース (<http://equake-rc.info/SRCMOD/>) から取得された。この SRCMOD データベースから、走向方向に 500 km、傾斜方向に 200km の断層面が想定された。震源は緯度 : 38.103°N、経度 : 142.86°E、深さ 22km である。断層は、20 km×20 km の大きさの 560 の小断層に離散化され、走向方向に 25 個、傾斜方向に 10 個の小断層を分布させた。インバージョンには 1つの剛性率を採用しているが値の記載はない。本検討では計算をより現実的にするために、表 2.1.5-2 に示す 1次元速度構造を静的応力降下の計算に使用した。図 2.1.5-8 は、遠地地震のインバージョンによって得られた最終的なすべり分布を示す。

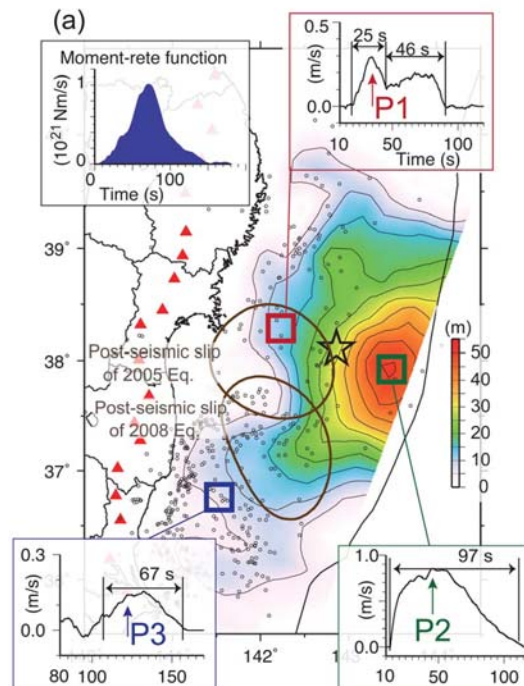


図2.1.5-8 最終すべり分布のインバージョン結果 (Yagi and Fukahata, 2011による)

(○は最初の3日間の余震、左上の挿入図は本震のモーメントレート関数、他のコーナーの挿入図は図に示した小領域のすべり速度時間関数を示す。また、☆は本震の震源、▲は強震動観測地点を示す。図の詳細については、Yagi and Fukahata (2011)のFig.1を参照)

i. Lay *et al.* (2011)の遠地地震インバージョン(Lay)

震源モデル Lay は、遠地地震の P 波データの最小二乗インバージョンから得られた。使用されたデータセットは、Incorporated Research Institutions for Seismology(IRIS)データセンターを通じてアクセスされたデジタル地震ネットワーク連合 (FDSN) の震央距離が 50km を超える観測地点の 38 個の遠地地震広帯域 P 波地震動で構成されている。インバージョンは、P 波によって行われ、周期帯域は約 80~120 秒である。断層面は傾斜角 10°の単一の平面断層が使用された。すべりモデル (デジタルデータ) は、SRCMOD データベース (<http://equake-rc.info/SRCMOD/>) から取得された。断層面はこの SRCMOD データベースから、走向方向に 380 km、傾斜方向に 200km が想定された。震源は緯度 : 38.147°N、経度 : 142.915°E、深さ 17km に設定した。断層面は、20 km ×20 km の大きさの 560 個の小断層に離散化され、走向方向に 19 個、傾斜方向に 10 個の小断層を分布させた。インバージョンには 1 次元速度構造 (表 2.1.5-4) を使用した。図 2.1.5-9 は、遠地地震のインバージョンによって得られた最終なすべり分布を示す。

表2.1.5-4 震源モデルLayの震源インバージョンで使用された速度構造モデル

Depth (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m ³)
0-4	4400	2510	2000
4-14	6000	3460	2600
14-30	6700	3870	2900
30-half space	7700	4500	3300

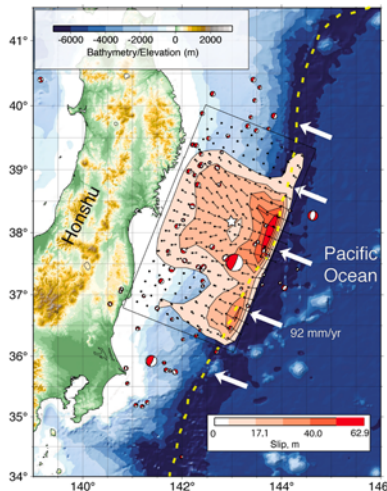


図2.1.5-9 最終すべり分布のインバージョン結果 (Lay *et al.*, 2011より)

(黄色の破線の曲線は海溝軸の位置、白い矢印は、日本本土を固定した場合の太平洋プレートの相対的なプレート運動を示す)

(3)解析手法

応力降下量分布の計算と応力降下パラメータ評価の一般的な手順を図 2.1.5-10 のフローチャートに概略的に示す。各ステップの説明は次頁以降に記す。

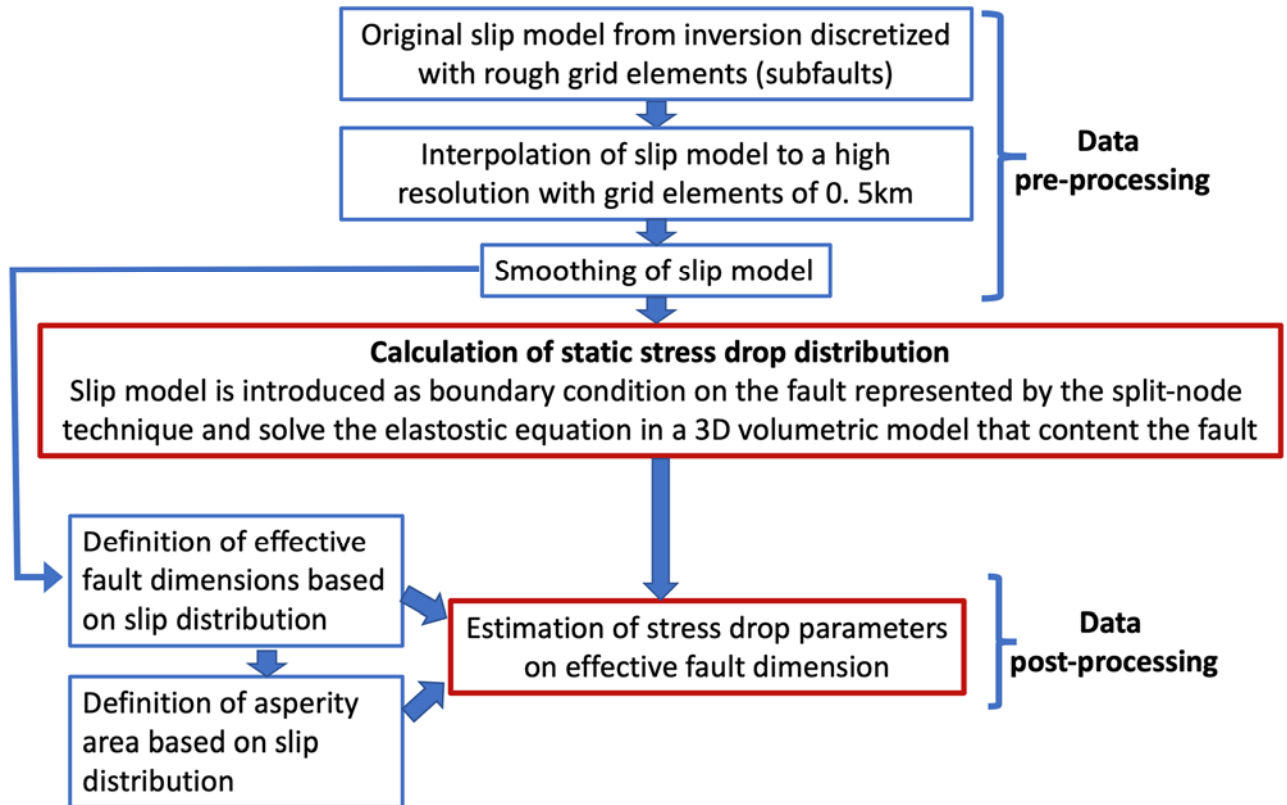


図2.1.5-10 応力降下量の計算手順のフローチャート

a. データの前処理

元の運動学的震源インバージョンモデルのグリッド解像度（小断層の大きさ）は、12km から 30km の範囲である。これらのモデルを、すべり量を補間することによってより高解像度のグリッドに変換する。ここでは Matlab ツールの線形補間法を使用し、全てのモデルのグリッドサイズを各方向に 0.5km に高解像度化する。このすべり分布の解像度により、アスペリティの領域と場所がより正確に推定される。補間されたすべりモデルは、すべり分布に急激な不連続性をもたらす鋭い成分を持っており、この急激なすべりは応力変化の計算中に強い数値の特異点を生成し、計算された応力降下量の値が損なわれる可能性がある。これらの鋭い成分を除去するために、運動学的すべり量は、半径 10km のウィンドウで移動平均手法を使用してローパスフィルター処理される。図 2.1.5-11 は、震源モデル Yos-Y の例を示す。このモデルでは、異なる深さでの走向方向のすべり分布が、元の補間された運動学的すべりモデルと比較されている（図 2.1.5-11 の右側）。高解像度の平滑化モデルは、応力変化の計算に適した非常に滑らかなすべり分布を提供している。図 2.1.5-12~20 は、本検討で使用された 9 つの運動学的すべりモデル全て（表 2.1.5-1）について、断層面上のすべり分布と深さ毎の走向方向のすべり分布（補間後、平滑化後）を示している。

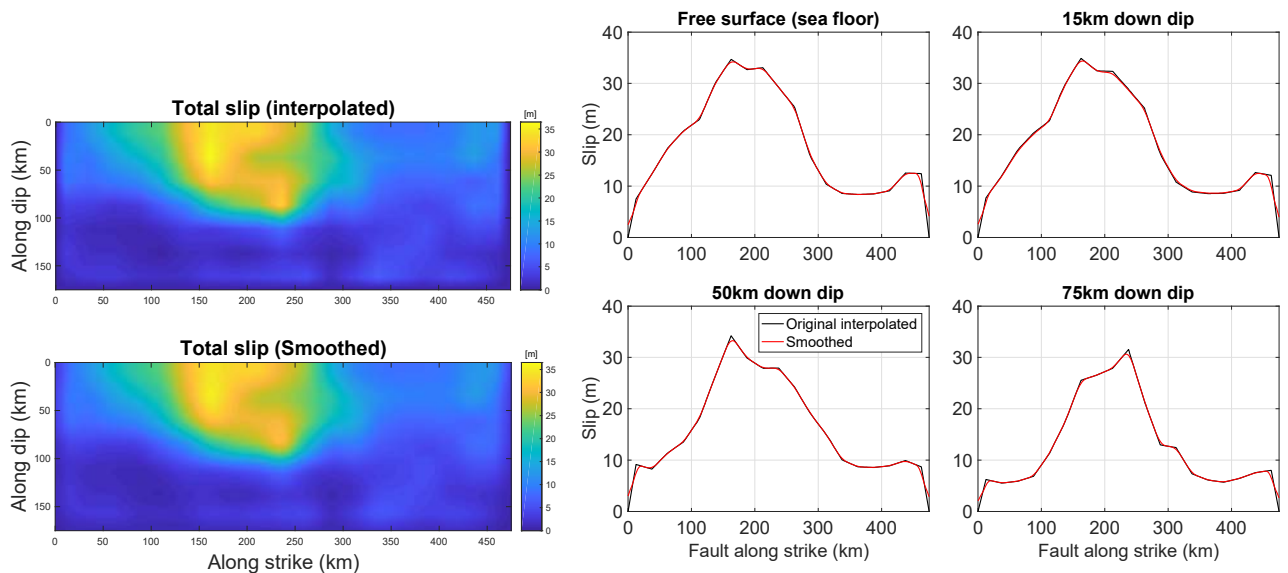


図 2.1.5-11 震源モデル Yos-Y の総すべり分布（補間後と平滑化後）

（左）断層面のすべり分布、（右）様々な傾斜距離での走向方向のすべり分布」

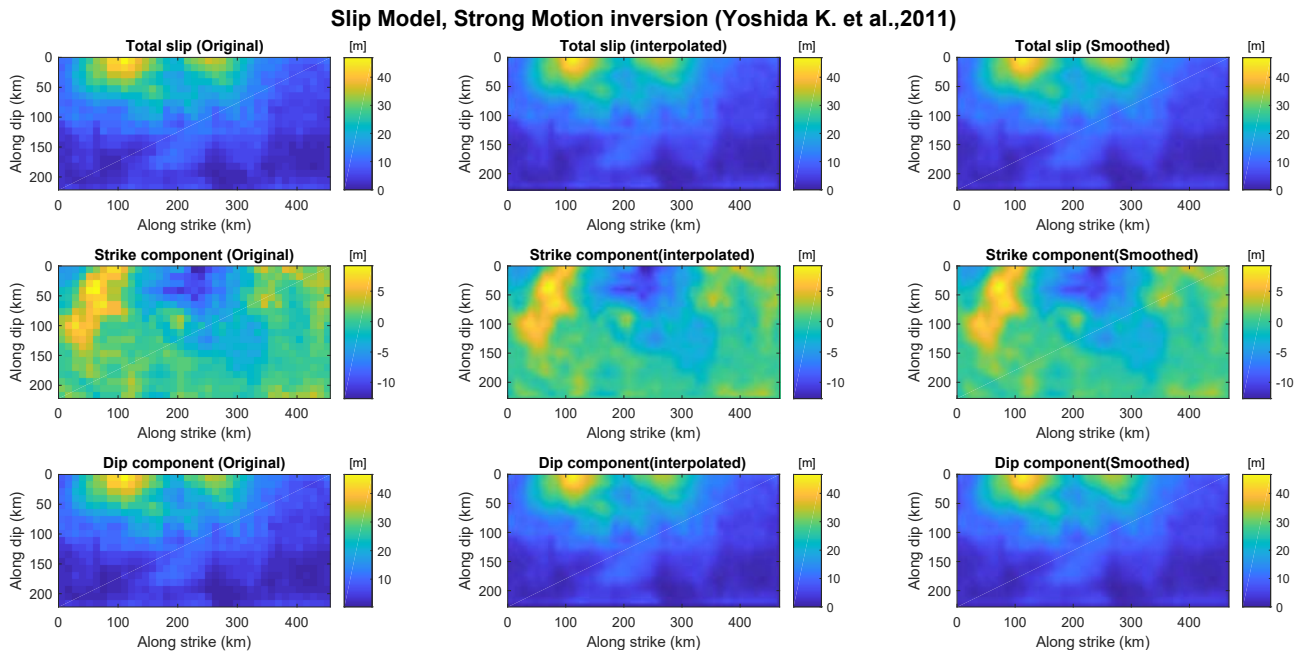


図 2.1.5-12 震源モデル Yos-K のすべり分布 ((上) 合計、 (中) 走向方向、 (下) 傾斜方向)
 ((左) オリジナル、 (中央) 補間後、 (右) 平滑化後)

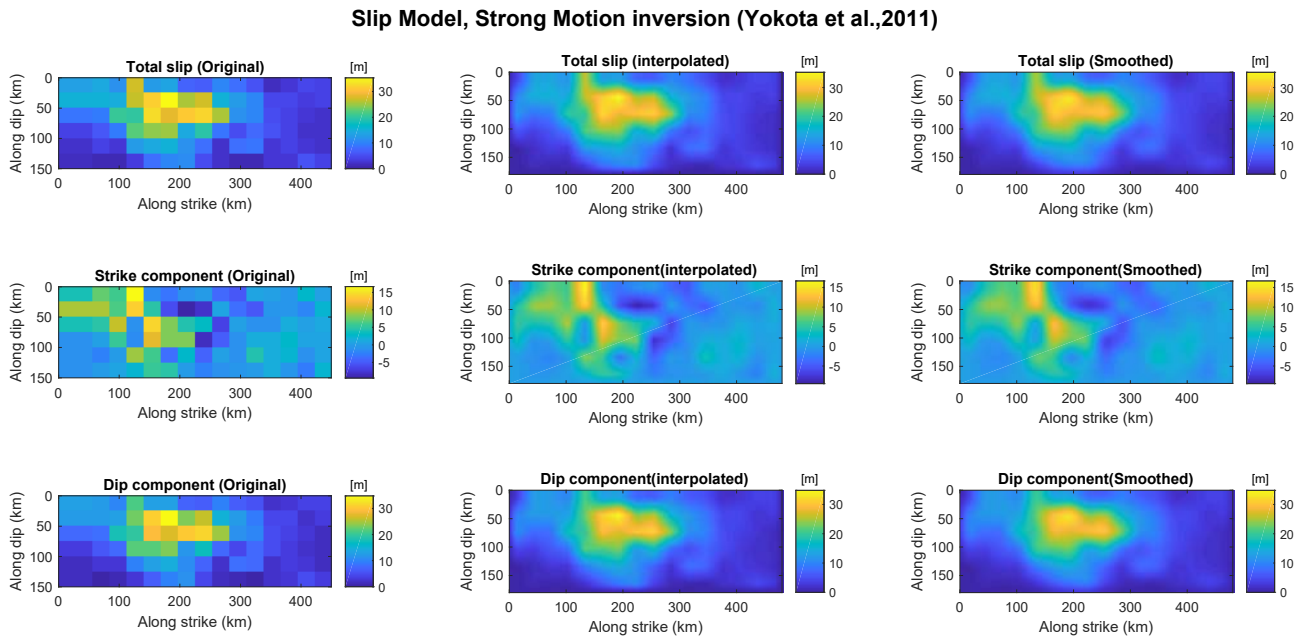


図 2.1.5-13 震源モデル Yok のすべり分布 ((上) 合計、 (中) 走向方向、 (下) 傾斜方向)
 ((左) オリジナル、 (中央) 補間後、 (右) 平滑化後)

Slip Model, Strong Motion inversion (Suzuki et al., 2011)

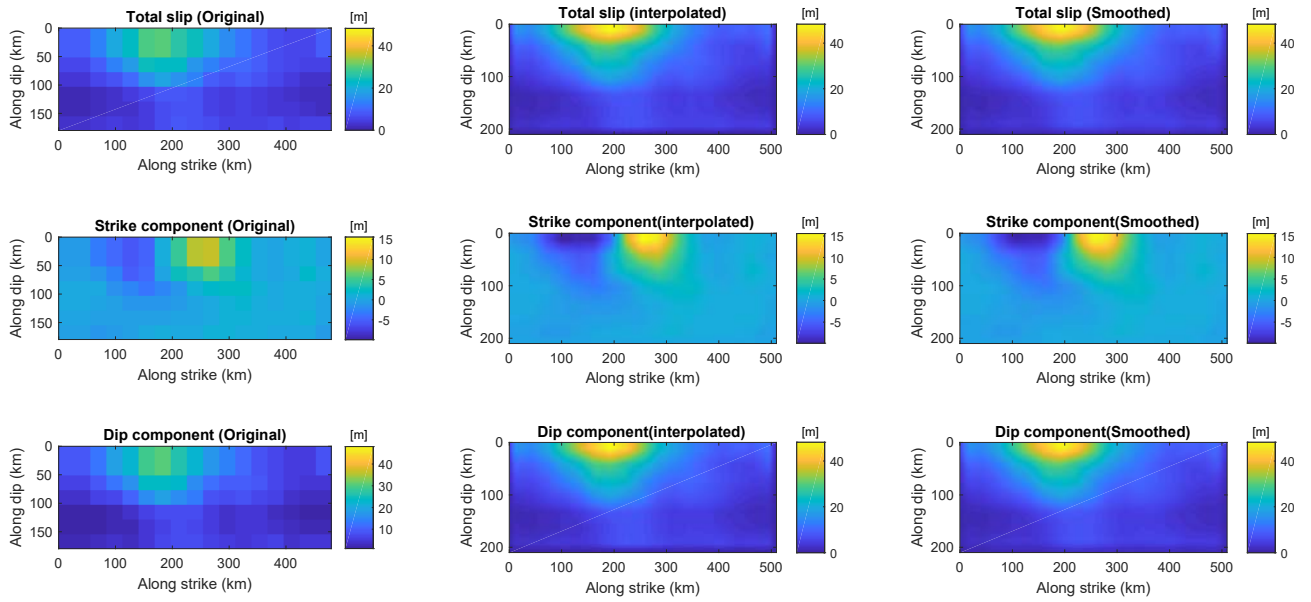


図 2.1.5-14 震源モデル Suz のすべり分布 ((上) 合計、(中) 走向方向、(下) 傾斜方向)
((左) オリジナル、(中央) 補間後、(右) 平滑化後)

Slip Model, Strong motion inversion (Yoshida Y. et al., 2011)

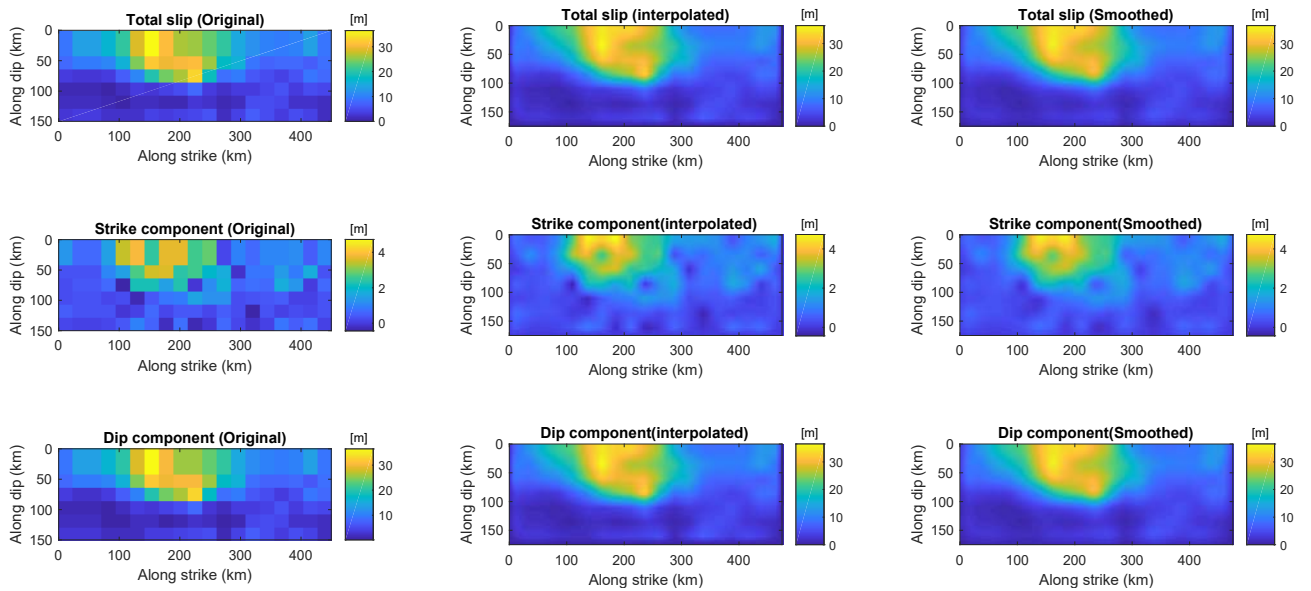


図 2.1.5-15 震源モデル Yos-Y のすべり分布 ((上) 合計、(中) 走向方向、(下) 傾斜方向)
((左) オリジナル、(中央) 補間後、(右) 平滑化後)

Slip Model, Strong Motion inversion (Koketsu et al., 2011)

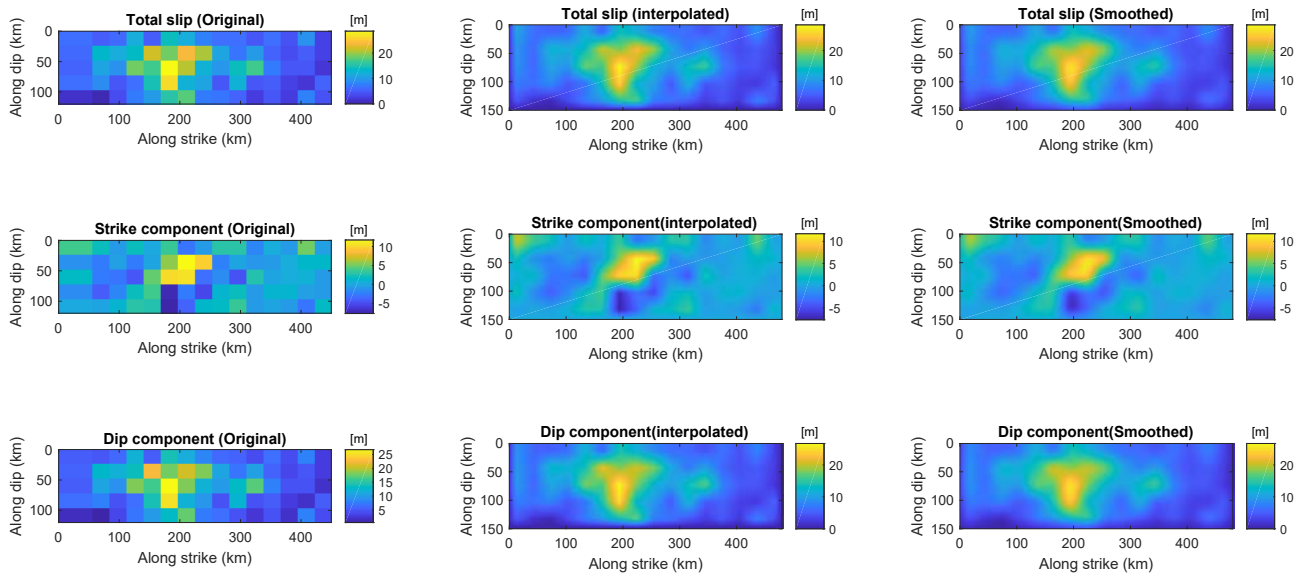


図 2.1.5-16 震源モデル Kok-s のすべり分布 ((上) 合計、(中) 走向方向、(下) 傾斜方向)
((左) オリジナル、(中央) 補間後、(右) 平滑化後)

Slip Model, Join inversion (Strong Motion, Telesismic, Geodetic) (Koketsu et al., 2011)

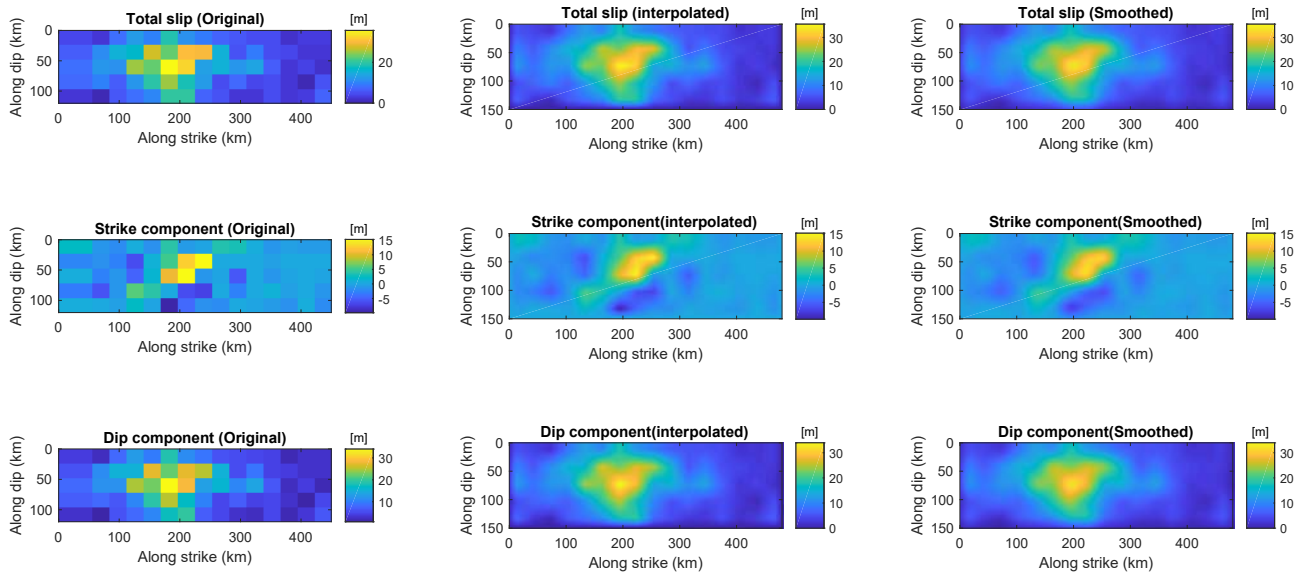


図 2.1.5-17 震源モデル Kok-j のすべり分布 ((上) 合計、(中) 走向方向、(下) 傾斜方向)
((左) オリジナル、(中央) 補間後、(右) 平滑化後)

Slip Model, Joint inversion (Teleseismic, high rate GPS) (Ammon et al.,2011)

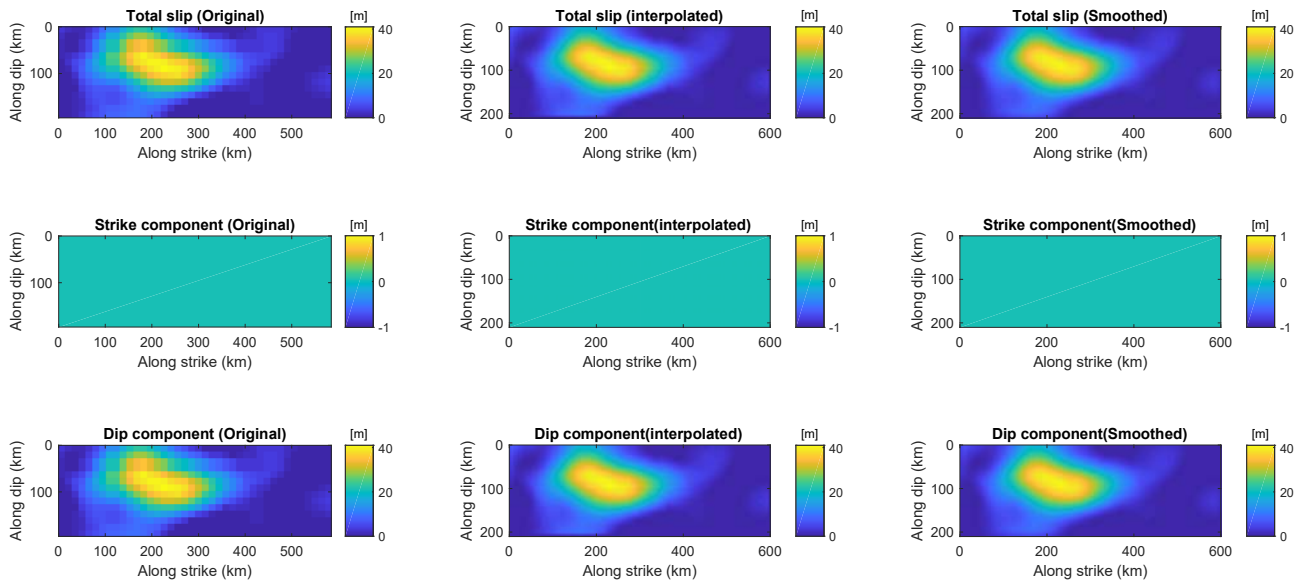


図 2.1.5-18 震源モデル Amm のすべり分布 ((上) 合計、 (中) 走向方向、 (下) 傾斜方向)
 ((左) オリジナル、 (中央) 補間後、 (右) 平滑化後)

Slip Model, Teleseismic inversion (Yagi and Fukahata, 2011)

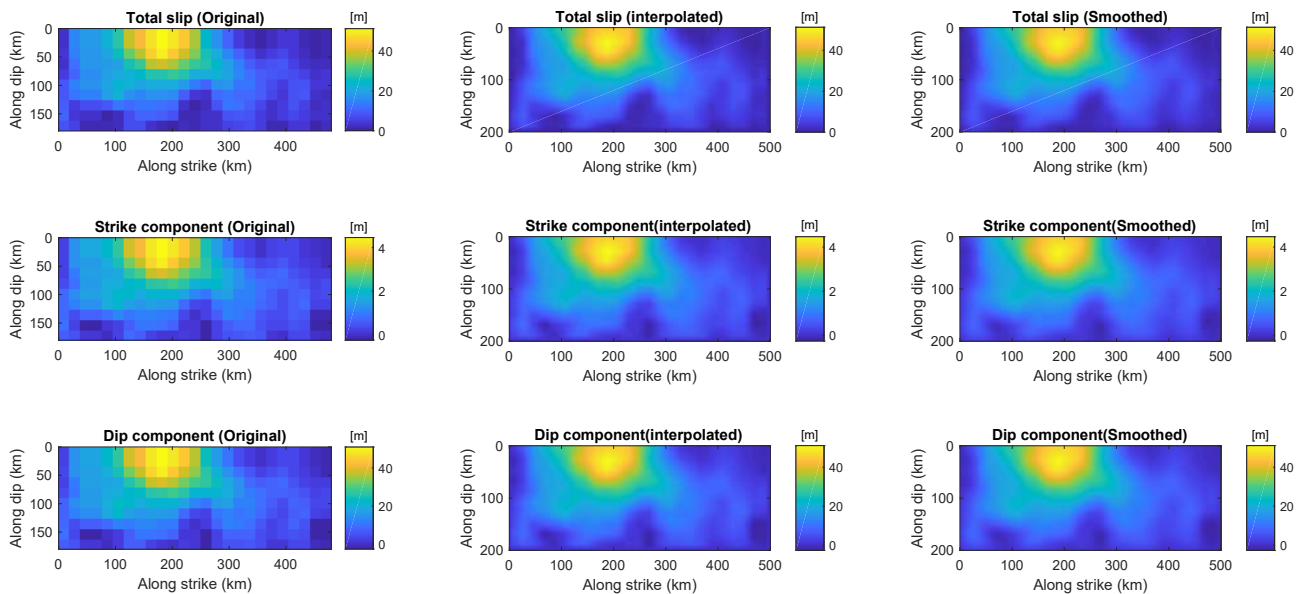


図 2.1.5-19 震源モデル Yagi のすべり分布 ((上) 合計、 (中) 走向方向、 (下) 傾斜方向)
 ((左) オリジナル、 (中央) 補間後、 (右) 平滑化後)

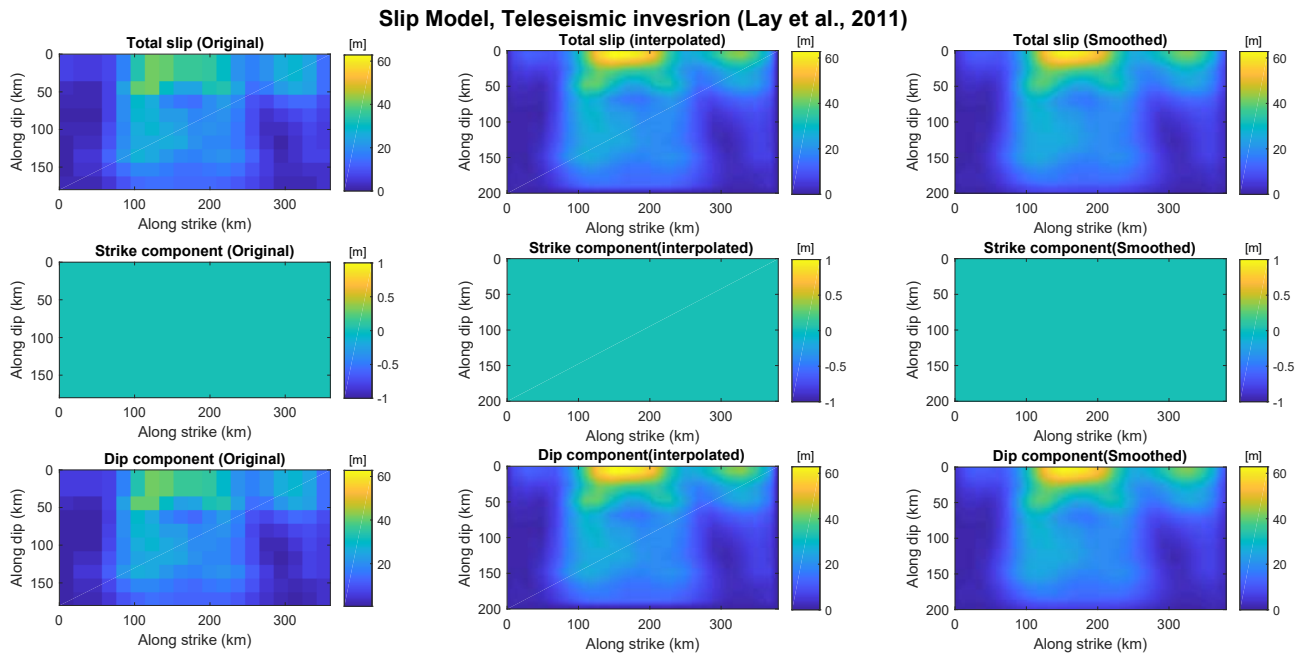


図 2.1.5-20 震源モデル Lay のすべり分布 ((上) 合計、 (中) 走向方向、 (下) 傾斜方向)
 ((左) オリジナル、 (中央) 補間後、 (右) 平滑化後)

b. 静的応力降下量の計算手法

最終的なせん断応力は、運動学的インバージョンからの最終的なすべり分布を断層面の境界条件として、弾性静的方程式を介して局所的に計算される。これは、分割節点での静摩擦力を使用する3次元有限差分法を適用することによって実現される(Day *et al.*, 2005; Dalguer and Day, 2007; Dalguer, 2012)。計算は、Ely *et al.* (2008, 2009)によって開発された一般的な有限差分法 (FDM) コードを使用して行われた。これは、構造化された六面体グリッドを利用して、2次の正確な演算子サポートスキーム (Shashkov(1996)など) に従って不規則なジオメトリをメッシュ化し、一般的な断層の形状と地形をモデル化する機能を備えている。計算コードは、Message Passing Interface(MPI)を使用してマルチプロセッサで実行するために並列化されており、拡張性が高いため、大規模な地震シミュレーションが可能である。もともと自発的破壊シミュレーションの3次元弾性力学方程式((2.1.5-1)式~(2.1.5-3)式)を解くために開発されたコードが断層の境界条件として運動学的すべり量を導入するように変更され、運動学的に制約されたせん断応力変化の計算が可能となった (例えば、Causse *et al.* (2013))。ひずみ速度成分に比例する Kelvin-Voigt 形の粘性減衰項は、もともと短波長振動を抑制する項として方程式に導入された。Ely *et al.* (2008, 2009)によって表される線形3次元運動方程式は以下のように表される。

$$\partial_t \dot{\mathbf{u}} = \rho^{-1} \nabla \sigma \quad (2.1.5-1)$$

$$\sigma = \lambda \text{trace}(\mathbf{g}) \mathbf{I} + \mu (\mathbf{g} + \mathbf{g}^T) \quad (2.1.5-2)$$

$$\mathbf{g} = \nabla (\mathbf{u} + \gamma \dot{\mathbf{u}}) \quad (2.1.5-3)$$

ここで、 σ は応力テンソル、 \mathbf{u} と $\dot{\mathbf{u}}$ はそれぞれ変位ベクトルと速度ベクトル、 ρ は密度、 λ と μ は弾性率、 γ はシステムを人工的に減衰させるために導入された粘性係数である。

前述のように、粘性減衰項は元々、物理的減衰を表すのではなく、弾性力学的問題の数値解を正則化するために導入された (例えば、Day *et al.*, 2005; Dalguer and Day, 2007; Ely *et al.* 2008, 2009)。本検討で行った静的問題では、基本的に動的問題と同じ一連の方程式((2.1.5-1)式~(2.1.5-3)式)が使用されるが、静的解への収束を高速化するために速度が減衰されるように減衰項が使用される。静的シミュレーションを実行するための同様の手順は、例えば Oglesby and Day (2001) によって行われている。彼らは、1999年集

集地震（台湾）の静的シミュレーションを行った。静的せん断応力を計算するために、最初に断層が運動学的震源モデルの最終的なすべりと一致する衝撃的なすべり速度関数で動的に励起され、次に静的変形を保持しながら最終計算での弾性静力学方程式を解くために伝播波が強制的に急速に減衰される。断層面に作用する応力降下の定式化の詳細な説明は以下の通りである。

応力降下量を計算するための分割節点を有する断層モデル(Day *et al.*, 2005; Dalguer and Day, 2007; Dalguer, 2012)を図 2.1.5-21 に示す。この図に示すように、断層面の節点は+側と-側の部分に2分割される。1/2の分割節点同志はそれらの間に作用する摩擦力(T)を介してのみ互いに影響し合う(例えば、Day *et al.*, 2005)。(2.1.5-1~3)式を表す集中節点要素は、それぞれの1/2の節点に作用する節点力によって表される。+側と-側の節点は、それぞれ集中質量 M^+ , M^- を持ち、それぞれ弾性復元力 R^+ と R^- を受ける。これらの力は、(2.1.5-1~3)式の応力発散項を表すが、断層面の両側から別々に寄与する。ある分割節点において、時間 t での中心時間差分によって近似され、節点速度と変位成分を推定するために統合された運動方程式は以下である。

$$\dot{u}^{\pm} \left(t + \frac{\Delta t}{2} \right) = \dot{u}^{\pm} \left(t - \frac{\Delta t}{2} \right) + \frac{\Delta t}{M^{\pm}} \{ R^{\pm}(t) \pm A [T^0 - T(t)] \} \quad (2.1.5-4)$$

ここで、 Δt は時間ステップ、 A は実行された特定の分割に関連する断層面の面積、 T は断層面のせん断力（断層に作用する応力の絶対値）、 T^0 は初期応力である。

次に、すべり速度は次の式で与えられる。

$$\Delta \dot{u} = \dot{u}^+ - \dot{u}^- \quad (2.1.5-5)$$

(2.1.5-1,4,5)式は通常、自発的な動的破壊シミュレーションの摩擦に対するせん断力 T を評価するために解かれる（例えば、Day *et al.*, 2005, Dalguer and Day, 2007; Ely *et al.*, 2009; Dalguer, 2012)。しかし、すべり速度は断層の境界条件として知られているので、入力すべりによる応力変化（応力降下）は次のように計算できる。

まず、時間 t での応力降下量は次の式で与えられる。

$$\Delta \sigma(t) = T^0 - T(t) \quad (2.1.5-6)$$

(2.1.5-14~6)式を組み合わせると、応力降下は次の式で与えられる。

$$\Delta\sigma(t) = \frac{M^+M^-[\Delta\dot{u}(t+\frac{\Delta t}{2})-\Delta\dot{u}(t-\frac{\Delta t}{2})]-\Delta t(M^-R^+-M^+R^-)}{\Delta t A(M^++M^-)} \quad (2.1.5-17)$$

したがって、静的応力降下量は、断層の周辺の領域の静的変形を維持する動的運動を停止する最終計算時の値となる。

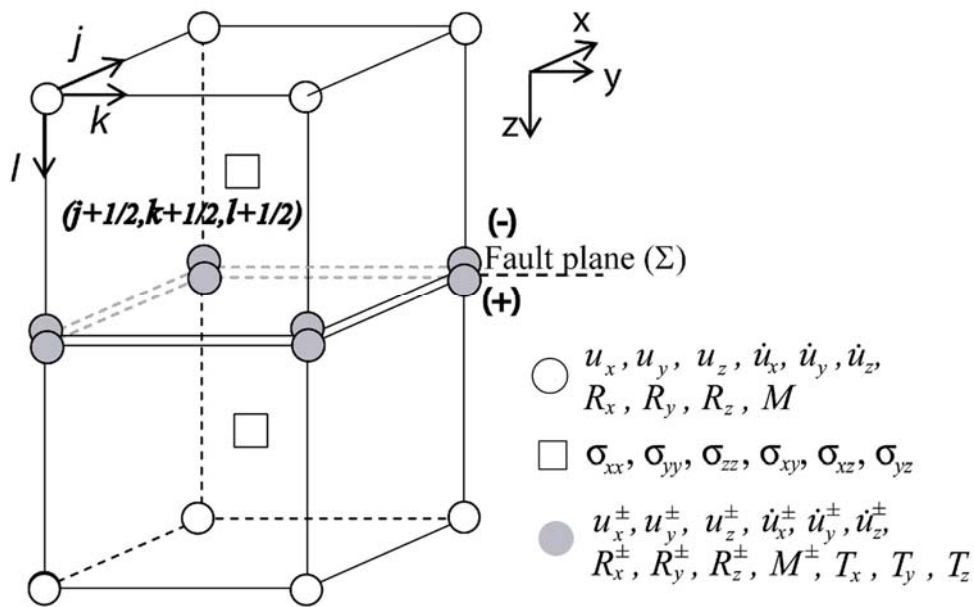


図2.1.5-21 有限差分離散化の2つの立方単位セルで表される断層面を表す分割節点

※質量 (M^{\pm}) は分割され、別々の弾性復元力 (R^{\pm}) が2つの1/2節点に作用する。分割ノードの2つの1/2節点は、境界面でのせん断力及び法線応力(T)を介してのみ連動する

c. 有効断層面

次項で説明する、アスペリティの定義と応力降下量の平均値の計算に関連する震源インバージョン手順の特徴の一つが、有効断層面の定義である。震源の最終すべりモデルでは、断層の端部で余分な小さすべり又は無すべりを含む不要な領域が生じる可能性がある。これは通常、インバージョン計算の前に想定された断層面が大きすぎる可能性があるために発生する。それを修正するために、震源破壊モ

デルは、有効な震源領域を推定するためにトリミングされる。ここでは Mai and Beroza(2000)のアプローチの拡張である Thingbajam and Mai(2016)によって提案されたトリミング手順が使用される。このトリミング手順は、基本的に、すべり分布の走向方向と傾斜方向に対応する自己相関幅から断層の有効な長さや幅を推定することで構成される。すべり分布は、相関長を持つ自己相関関数(ACF)の観点から記述され、その後、反復プロセスによって自己相関幅に適合する最大次元が決定されるため、2つの差は断層サイズ以下になる (Thingbajam and Mai, 2016)。図 2.1.5-22 は、有効断層寸法にトリミングされた震源すべりモデルの例を示す。

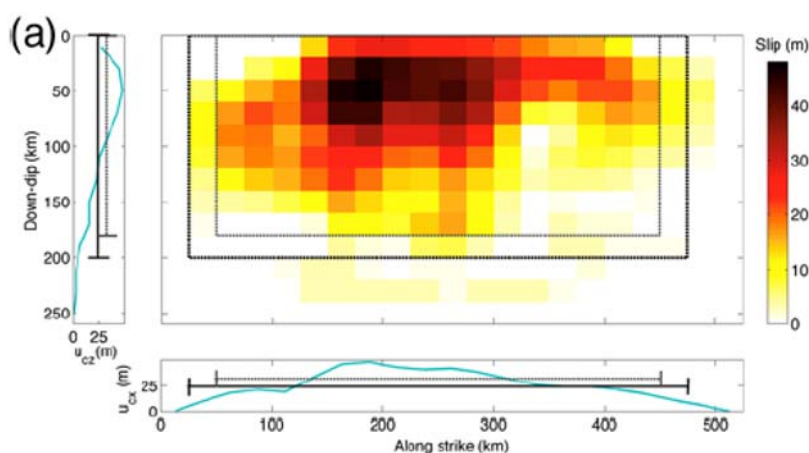


図2.1.5-22 傾斜 u_{cz} と走向 u_{cx} （細線）に沿って合成されたすべりの自己相関幅を調整することによって有効な震源寸法（太線）が推定された運動学的断層破壊モデルの例（Thingbajam and Mai, 2016による）

d. アスペリティの定義

アスペリティは有効震源領域内ですべり量(D)が指定された閾値を超える領域として定義される。すべり分布に基づいてアスペリティを定義するためのいくつかの基準がある (Somerville *et al.*, 1999; Mai *et al.*, 2005; Dalguer *et al.*, 2004, 2008 等)。Dalguer(2020)では、一連の地表破壊地震の様々な基準を説明・比較し、Dalguer *et al.* (2004, 2008)の基準が大きなすべりが集中する領域を特定するための安定した解を生成することがわかった。このアプローチは、単純化された動的破壊シミュレーションに基づいている。アスペリティは、すべり D が $D \geq 0.6 D_{max}$ を満たす領域として定義される。ここで、 D_{max} は断層破壊領域全体の最大すべりである。図 2.1.5-23 は、震源すべりモデル Yos-Y のアスペリティ位置の例を示している。

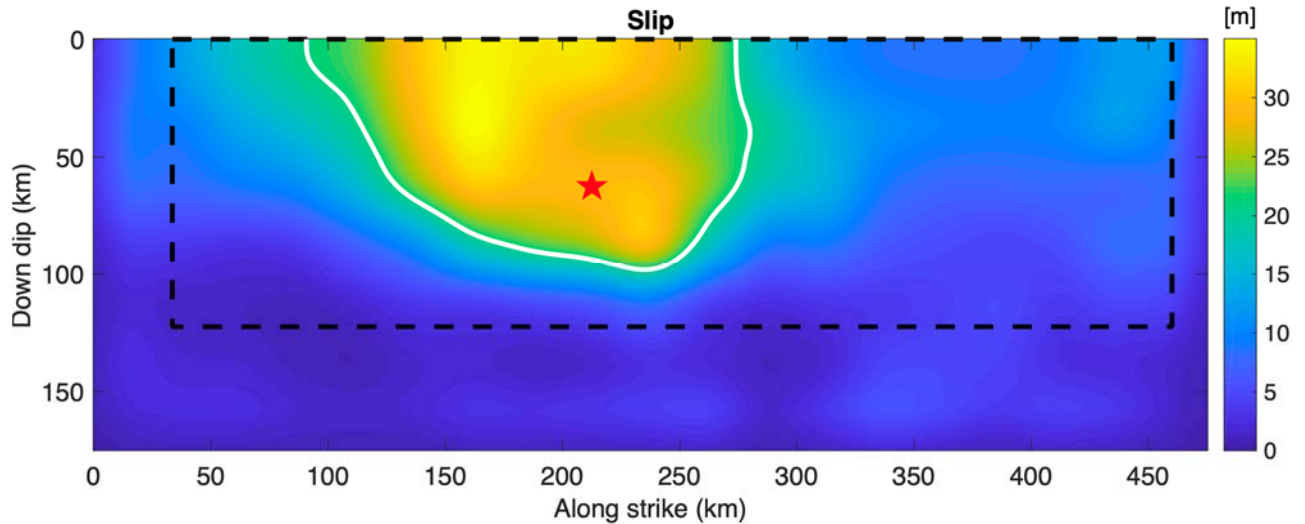


図 2.1.5-23 震源すべりモデル Yos-Y の有効断層領域（黒破線）のアスペリティ位置（白い線）

（★は震源を示す）

(4) 応力降下量の計算

ここでは、静的応力降下の計算結果と、平均値や最大値等の応力降下パラメータの推定結果を、9 個の運動学的震源インバージョンモデル全てについて示す。方法論は、図 2.1.5-10 に示されているフローチャートと、前項で説明された手順に従う。2011 年東北地方太平洋沖地震の破壊過程は海底まで達しているため (Brodsky *et al.*, 2020 等)、表面破壊地震を想定して応力降下量分布の計算を行った。断層、アスペリティ、背景領域、浅部領域（海底面から傾斜方向に幅 20 km）、最大応力降下量の平均値等、有効な断層領域から得られた応力降下パラメータの概要を表 2.1.5-5 に示す。完全を期すために、この表には、対応するすべり量の値と、震源すべりモデルの一般情報も含まれている。この応力降下量とすべり量の要約が、各パラメータと各震源モデルの棒グラフの形式で図 2.1.5-24 に示されている。図 2.1.5-25~33 は、9 つの運動学的すべりモデルの静的応力降下量と最終すべり分布の図をそれぞれ示している。各モデルには、アスペリティと有効断層領域が示されている。

応力降下量を要約したグラフ（図 2.1.5-24）に見られるように、インバージョンに強震動を使用する震源モデル (Yos-K, Yok, Suz, Yos-Y, Kok-s, Kok-j) と使用しないモデル (Amm, Yagi, Lay) には明確な違いがある。すなわち、後者の方が、総有効破壊領域、アスペリティ及び背景領域の応力降下量とすべり量の平均値が大きくなっている。浅部領域の平均値と応力降下量の最大値については、これら 2 つのグループに明確な違いはない。しかしながら、インバージョンデータセットとは関係なく、浅部領域での平均応

力降下には2つの注目すべき特徴がある。1つのグループ(Yok, Kok-s, Kok-j, Amm)は負の応力降下量を含むが、残りは正の応力降下量を持ち、それらのいくつかはアスペリティの平均応力降下量に匹敵している。浅部領域で負の応力降下量があるモデルは、Weak-Shallow Layer(SL)の概念と一致している。この概念は、SL領域の破壊が、断層のそれ以外の部分とは異なる方法で起こっている可能性があることを示している(例えば、Dalgner *et al.*, 2019)。これは、無効な断層ガウジの形成、ひび割れ、その他の岩石の脆性破壊によるものである(例えば、Marone, 1998; Marone and Scholz, 1988; Scholz, 2002)。この損傷領域は、断層が存在する間に蓄積される可能性がある。このSL領域の主な特徴は、エネルギー吸収メカニズムの励起を伴う破壊の際に動くことである。SL領域のこの機能は、負の応力降下を伴う前述のモデルの、対応する応力降下量及びすべり量の図でも見ることができる(図 2.1.5-26, 29, 30, 31)。これらのモデルは、SL領域でのすべり量の平均値も最も低くなっている(図 2.1.5-24の下部)。残りのモデルでは、一般に、浅部領域にすべりと応力降下が集中している。

表2.1.5-5 応力降下とすべりのパラメータの概要及び震源モデルの一般情報

Parameters \\ Model	Yos-K	Yok	Suz	Yos-Y	Kok-s	Kok-j	Amm	Yagi	Lay
Mw	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.11	9.0
Mo	4.3e22	4.2e22	4.42e22	4.3e22	3.4e22	3.8e22	3.9e22	5.75e22	3.55e22
Hypo Lat.	38.103	38.103	38.1	38.103	38.103	38.103	38.3	38.103	38.147
Hypo Lon.	142.861	142.861	142.85	142.861	142.86	142.86	142.34	142.86	142.915
Hypo Depth (km)	23.7	17.0	24.0	23.74	17.0	17.0	28.04	22.0	17.0
Hypo along strike (km)	198	195.0	225.0	212.5	195.0	195.0	184.57	190.0	170.0
Hypo along dip (km)	90	75.0	75.0	62.5	45.0	45.0	130.05	80.0	90.0
Effective Width (km)	161.5	160.0	146.5	122.5	143.5	142.5	163.5	167.5	165.0
Effective length (km)	408	347.0	399.5	426.5	385.0	338.0	305.5	151.5	292.5
Effective Area (km ²)	65892.0	55520.0	58526.75	52246.25	55247.5	48165.0	49949.25	58876.25	48262.5
Asperity Area (km ²)	6331.5	12841.75	6624.25	13853.25	8450.75	8861.0	15475.25	10796.25	4461.5
High Stress Drop Area (km ²)	2598.5	5459.75	3309.75	5891.25	3838.50	4420.5	8545.25	4641.25	2506.5
<i>D</i>	14.47	13.54	14.7	14.1	10.15	12.53	17.98	18.67	21.07
<i>D_{asp}</i>	32.97	25.62	36.94	27.88	19.75	24.78	31.93	39.65	46.71
<i>D_b</i>	12.51	9.925	11.88	9.16	8.43	9.79	11.76	13.98	18.47
<i>D_s</i>	24.66	11.53	26.62	19.41	7.98	8.75	7.98	24.92	38.72
<i>D_{max}</i>	46.17	33.1	47.7	35.00	26.55	33.15	40.00	49.9	62.4
$\Delta\sigma$	1.99	2.21	1.91	2.35	2.12	2.56	3.69	3.12	4.18
$\Delta\sigma_{asp}$	9.47	7.95	9.17	7.52	6.78	8.66	11.41	8.82	15.31
$\Delta\sigma_b$	1.20	0.5	1.0	0.5	1.28	1.19	0.25	1.85	3.05
$\Delta\sigma_s$	6.05	-2.38	6.97	3.35	-1.4	-2.48	-4.27	2.68	13.39
$\Delta\sigma_{max}$	21.51	20.16	17.25	24.78	17.981	19.45	18.67	17.32	27.53
<i>A_{asp}</i> (N-m/s ²)	7.0e19	9.5e19	7.0e19	9.2e19	6.5e19	8.2e19	1.4e20	8.8e19	9.8e19
<i>A_{eff}</i> (N-m/s ²)	1.1e20	1.1e20	8.5e19	1.0e20	9.2e19	1.1e20	1.5e20	1.2e20	1.5e20

注) *D*と $\Delta\sigma$ は、それぞれ有効破壊領域のすべり(m)と静的応力降下量(MPa)の平均値を示す。下添字の*asp*,

*b*及び*s*は、それぞれ、アスペリティ、背景領域、及び浅部領域（断層上端から傾斜方向に20 km）での平均値を示す。下添字の*max*は、有効破壊領域の最大値を示す。*A*は、Dan *et al.* (2001,2015)によって定義された短周期レベルで、対応する下付き文字*asp*及び*eff*は、それぞれアスペリティ及び有効領域からの*A*。高応力降下量の領域は、応力降下量がアスペリティの平均応力降下量($\Delta\sigma_{asp}$)よりも大きい、アスペリティ内の領域に対応する。

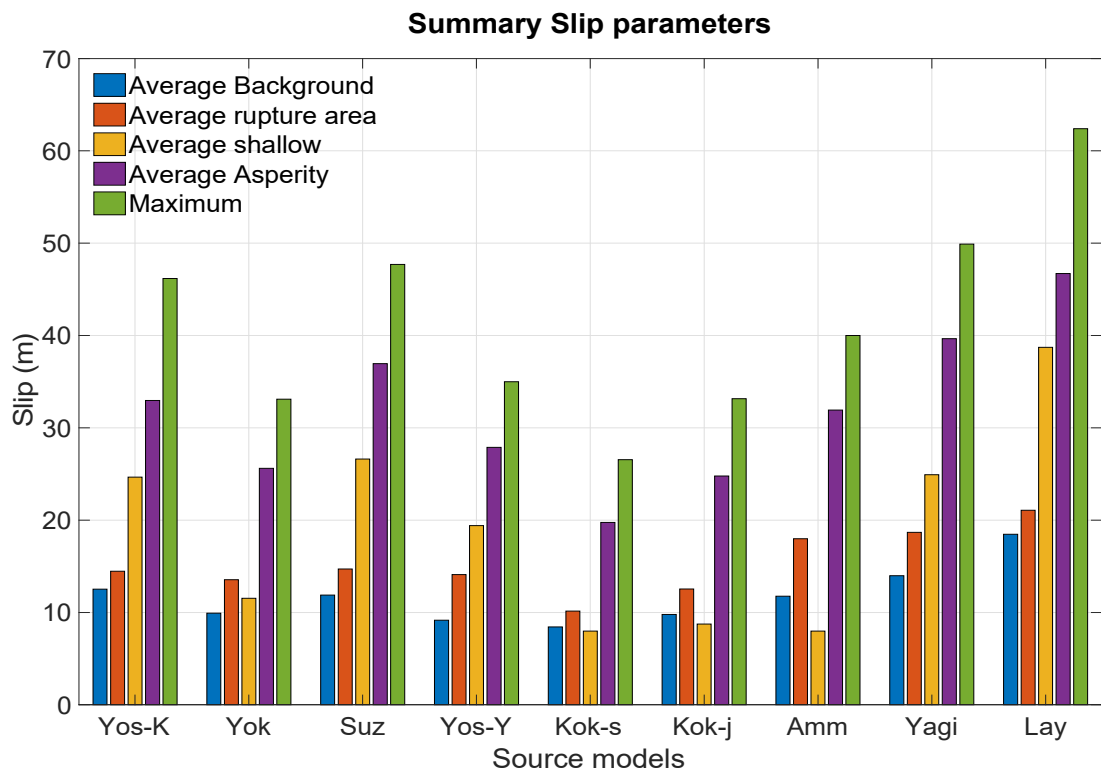
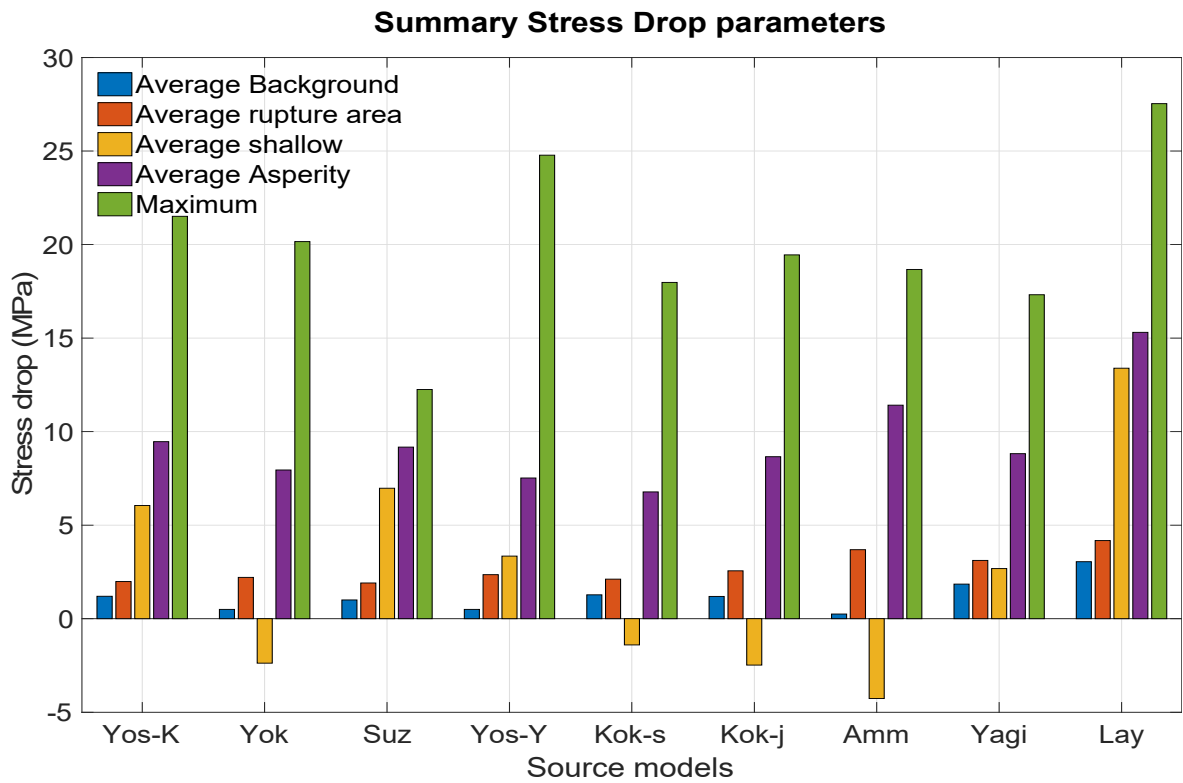


図2.1.5-24 9個の運動学的震源インバージョンモデルから推定された応力降下量（上）とすべり量（下）

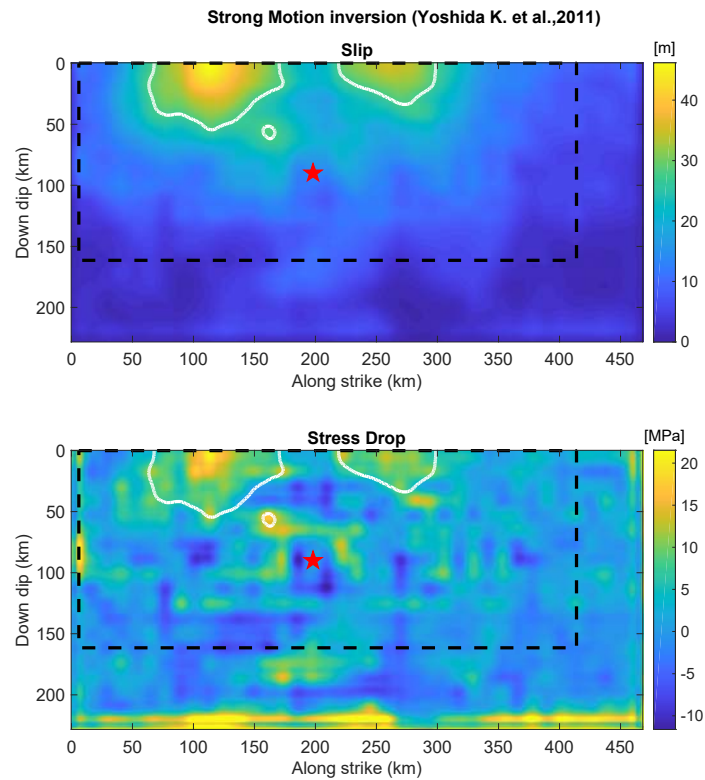


図 2.1.5-25 震源モデル Yos-K の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

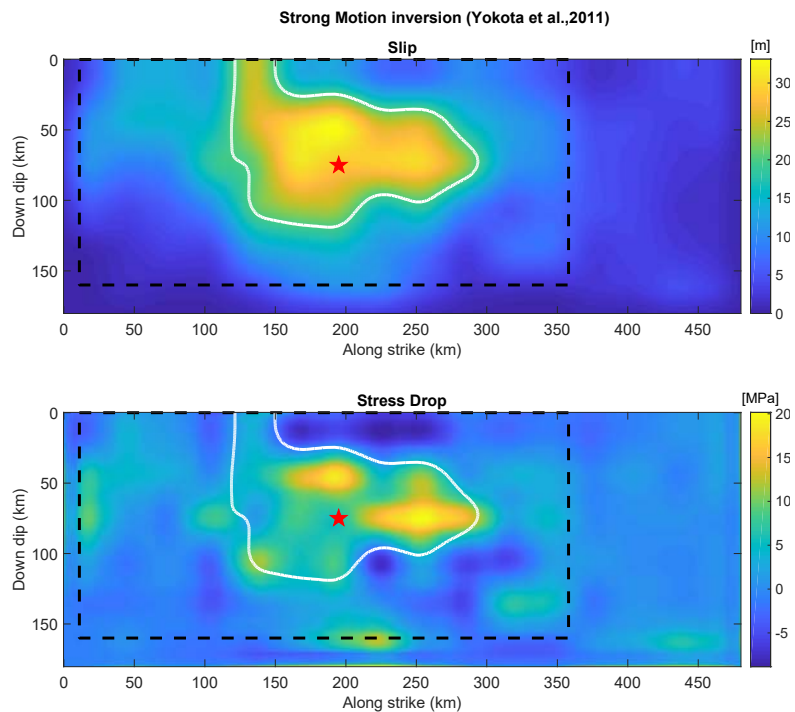


図 2.1.5-26 震源モデル Yok の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

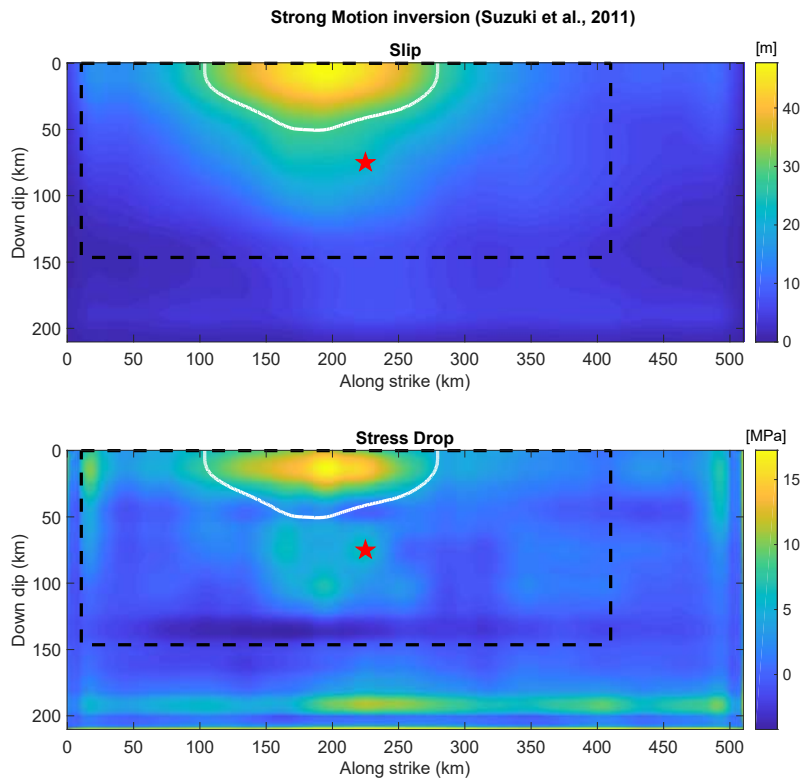


図 2.1.5-27 震源モデル Suz の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

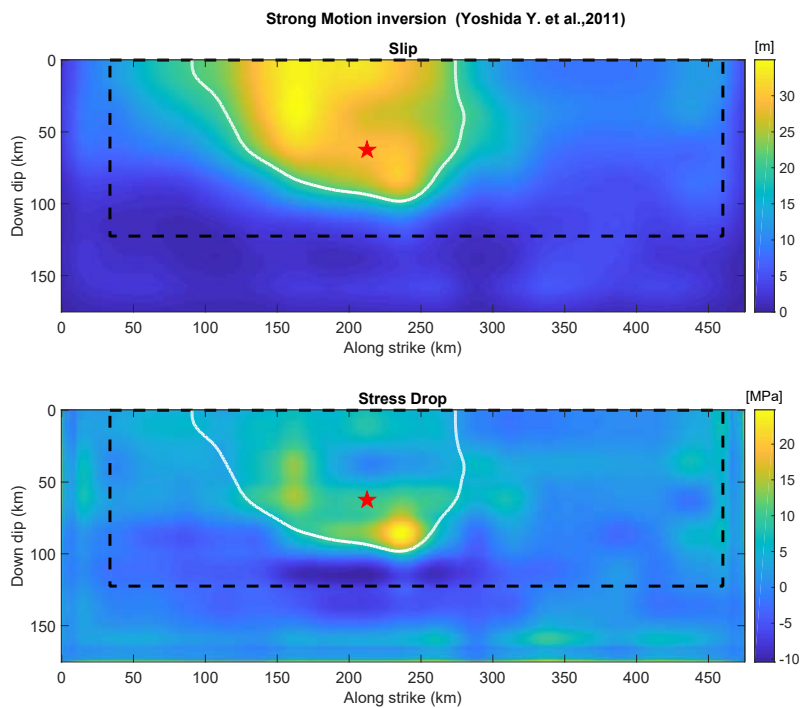


図 2.1.5-28 震源モデル Yos-Y の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

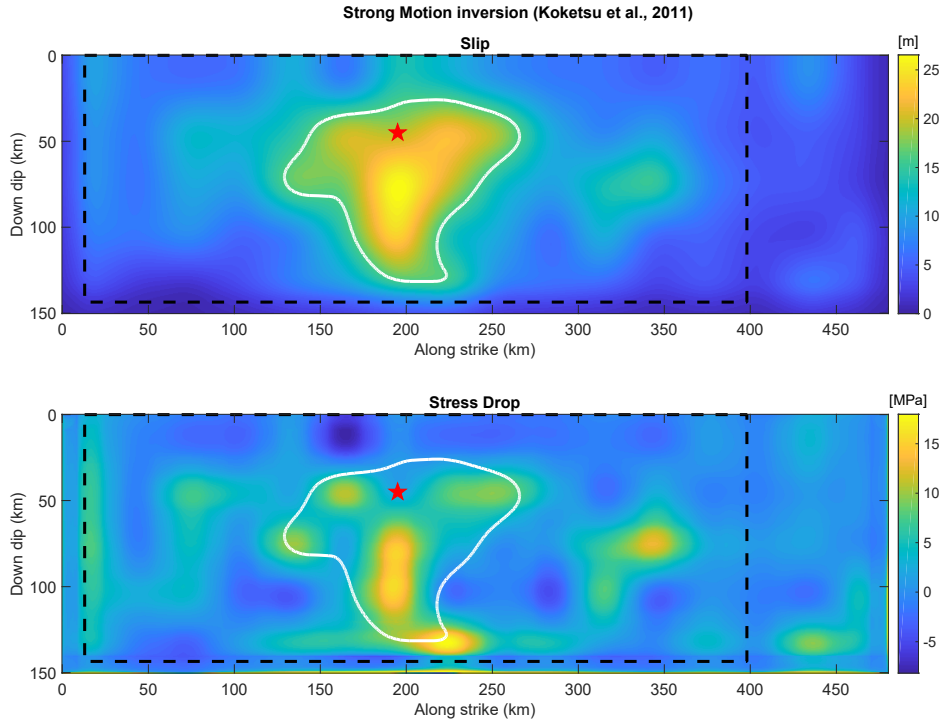


図 2.1.5-29 震源モデル Kok-s の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

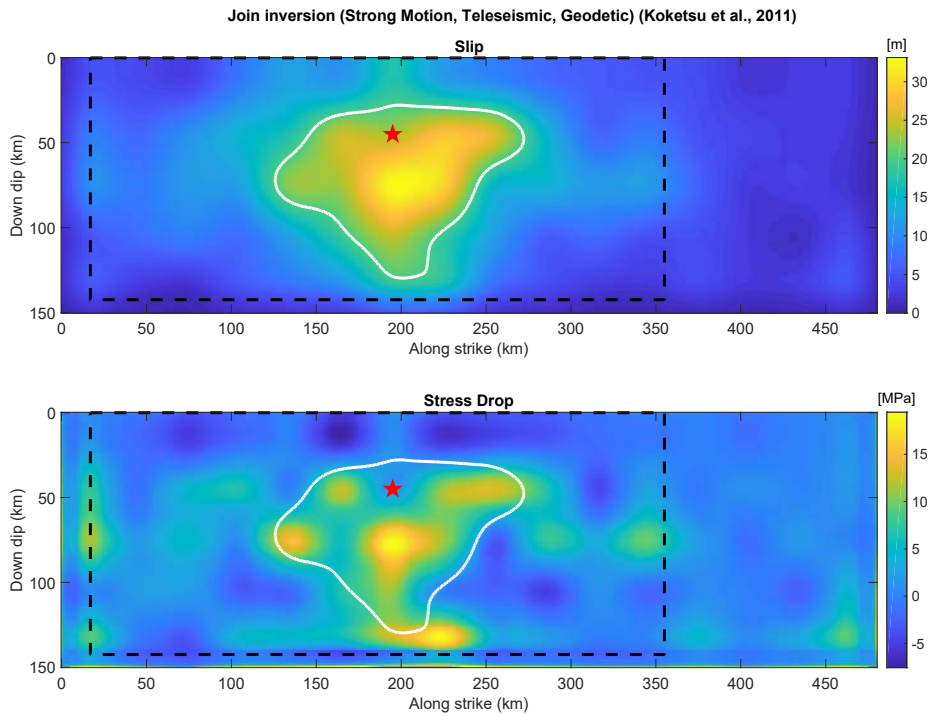


図 2.1.5-30 震源モデル Kok-j の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

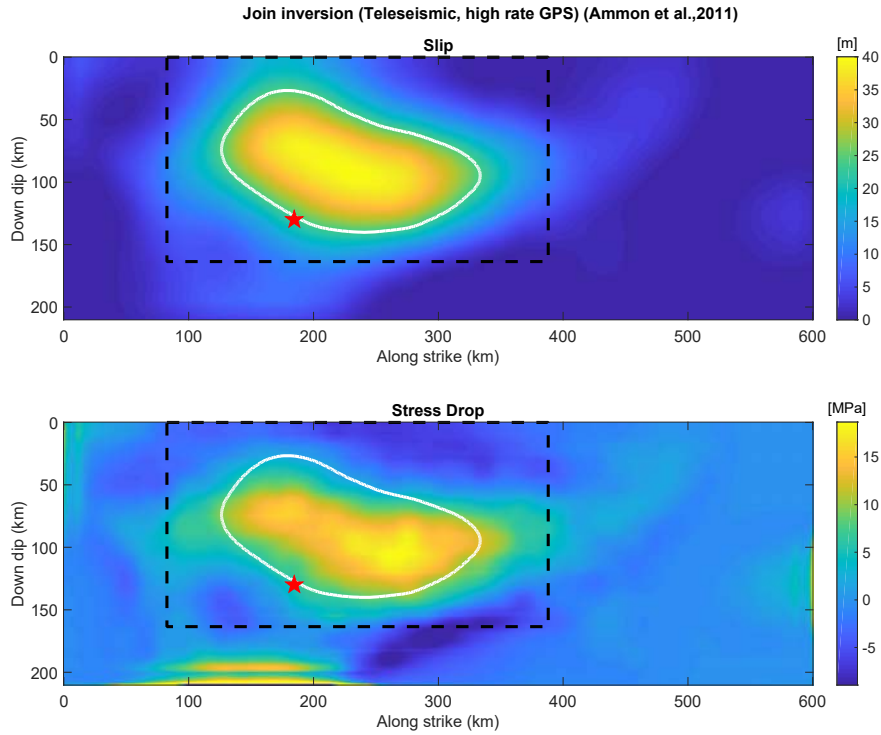


図 2.1.5-31 震源モデル Amm の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

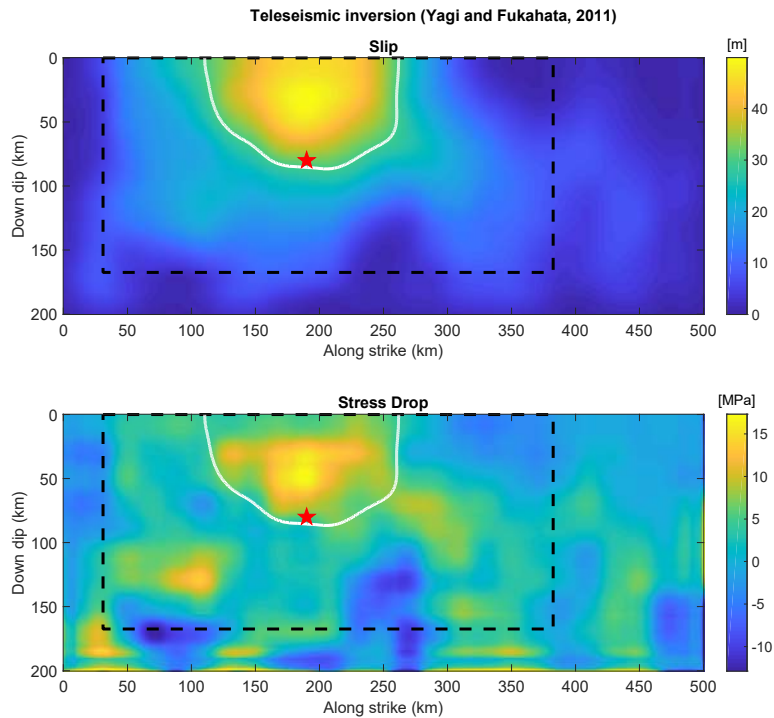


図 2.1.5-32 震源モデル Yagi の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力降下量 (下) の分布 (アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

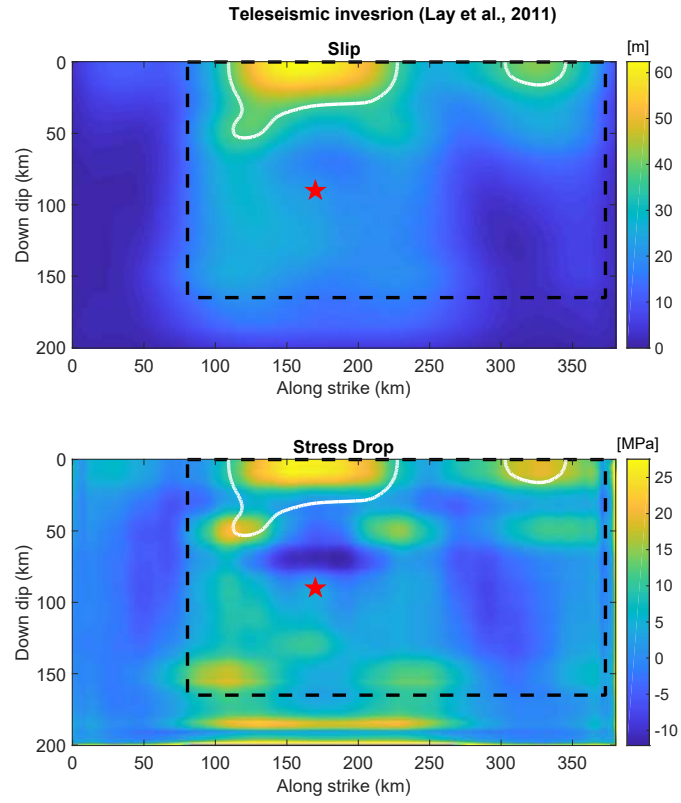


図 2.1.5-33 震源モデル Lay の平滑化後のすべり(上)と計算された静的応力低下量 (下) の分布
(アスペリティと有効断層領域は、それぞれ白い線と黒い破線で示されている。★は震源を示す。)

(5) 結論と議論

2011年東北地方太平洋沖地震の9個の運動学的震源インバージョンモデルの静的応力降下量分布の計算を行った。5個の震源モデルが強震動データセットによってインバージョンされた。他には強震動、遠地地震、測地学データのジョイント・インバージョンによるものが1個、遠地地震と高解像度GPSデータのジョイント・インバージョンによるものが1個、遠地地震データによるものが2個である。全体として、9個の運動学的震源モデルには、アスペリティとして識別される浅部領域に大きなすべり領域があるという共通の特徴がある。この領域は、応力降下量の大小とも一致している。

図2.1.5-25～33に示すように、全てのモデルで応力降下量分布はすべり分布よりも不均一性が大きい。弾性静的方程式を解くとき、応力は空間に関する偏導関数に比例するため、この程度の不均一性が予想される。したがって、応力の最短波長が断層面上に分布している。この物理的特徴により、通常の運動学的震源インバージョンモデルに存在する、すべりの人工的な鋭い不連続性を回避することが重要となる。このため、運動学的すべりモデルは、これらの鋭い成分を削除するために平滑化を行っている。しかし、すべりの滑らかさは、数値シミュレーションに存在する断層端部での人工的な強い不連続性を除去できないため、応力の特異点が生じる可能性がある。実際に、これはほとんど全てのモデルに当てはまる。図2.1.5-24～32の静的応力降下量分布に見られるように、断層の人工的な境界（左右端、下端）には高い応力降下量が見られる。前述のように、これらは境界でのすべりの強い不連続性のために計算中に発生した特異点である。これらの高い値の応力降下量は人工的に生成されたものであり、解析で考慮する必要はない。有効断層領域の定義により、人工的に発生した応力降下量の大きい部分のほとんどは無効化されている（図2.1.5-25～33参照）。応力降下量の全ての評価は、有効領域内の値から作成されている。

本検討で使用された全ての運動学的震源インバージョンモデルは、海底表面の破壊を考慮していない。つまり、断層が海底に到達していないと仮定されている。しかし、何人かの著者によって示されているように、この地震の断層破壊が海底に到達したことは科学界によって広く受け入れられている（例えば、Brody et al, 2020）。そのため、より現実的な解析を行うために、地表破壊地震を想定した応力降下量分布の計算手法を適用した。

断層の応力降下分布の分析から、次の特徴が特定された。

- ・インバージョンに強震動を使用しない運動学的震源モデルは、総有効破壊領域、アスペリティ、及び背景領域の応力降下量とすべりの平均値が大きくなる。

- ・浅部領域の応力降下量の平均値と最大値については、強震動データセットを使用するモデルと使用しないモデルの間に明確な差異はない。
- ・インバージョンデータセットとは関係なく、浅部領域での平均応力降下量について、注目すべき特徴が特定された。4個のモデル(Yok, Kok-s, Kok-j, Amm)は、浅部領域に現れる負の応力降下を特徴としている。これら以外は正の応力降下量があり、そのうちのいくつかはアスペリティの平均応力降下量に匹敵している。浅部領域で負の応力降下があるモデルは、**Weak-Shallow Layer (SL)**の概念と一致している。このSL領域の主な特徴は、エネルギー吸収メカニズムの励起を伴う破壊の際に動くことである（例えば、Dalguer *et al.*, 2019）。
- ・背景領域とアスペリティの平均応力降下量の比率($\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_{asp}$)は、約0.05から0.2の範囲で変化する（図2.1.5-34）。9個の震源モデル全てを考慮すると、平均は0.1である。これらの推定値は、Somerville *et al.* (1999)によって提案された経験的モデルと同様の1個のアスペリティを持つモデルの場合にDalguer *et al.* (2008)によって提案された比率とよく一致している。Somerville *et al.* (1999)の著者達は、過去の地震の震源インバージョンからの運動学的結果を分析し、以下の2つの重要な統計的特性を提案した。すなわち、1) 結合されたアスペリティ領域の面積の平均は総破壊領域の0.22倍であり、2) アスペリティの平均すべり量と全体の平均すべり量の比率は2.0である。Somerville *et al.* (1999)によって提案されたこれらの統計的特性は、本検討で評価された運動学的すべりモデルとも一致している。図2.1.5-35は、アスペリティの平均すべり量(D_{asp})と有効領域全体の平均すべり量(D)の比率を示している。ここで、9個の運動モデルを考慮すると、値はほぼ2前後で、平均値は2.1である。同様に、図2.1.5-36は、アスペリティ領域と総有効破壊領域の比率を示している。値は0.1から0.3の間で変化する。全てのモデルを考慮した平均値は0.2である。これらのアスペリティの比率特性は、2011年東北地方太平洋沖地震が統計的な意味で典型的な地震であったことを示している。
- ・応力降下量が高い領域の面積とアスペリティ面積の比率は、0.41から0.56の範囲で変化する、平均は0.5である（図2.1.5-37）。したがって、アスペリティ内の高応力降下量の領域は、アスペリティ領域の約50%を占めている。アスペリティ内の応力降下量が高い領域の定義は、応力降下量がアスペリティの平均応力降下量よりも大きい部分を想定した。
- ・Dan *et al.* (2001 and 2015)によって定義された短周期レベル(A)も各モデルについて計算された（表2.1.5-5を参照）。計算はDan *et al.* (2001 and 2015)の式(24)に従った。短周期レベルAの合計は、各断層要素の短周期レベル A_n の二乗の合計の平方根であり、2通りの値が計算された。1つはアスペリティ領域

(A_{asp}) から、もう1つは総有効断層領域 (A_{eff}) から計算され、正の応力降下量を持つ要素のみが考慮された。図2.1.5-38に、各モデルの A の値を示す。9つのモデルの平均値は、 $A_{asp}=8.9\times 10^{19}$ Nm/s²及び $A_{eff}=11.4\times 10^{19}$ N-m/s²である。これは、アスペリティが短周期レベルに約80%寄与していることを示唆している。

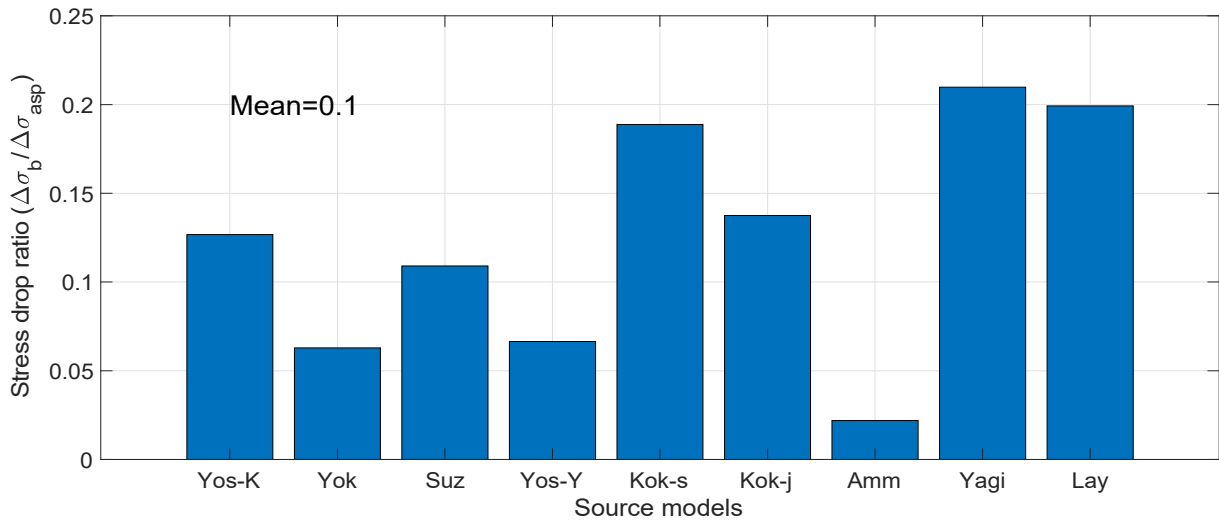


図2.1.5-34 全ての震源モデルの背景領域とアスペリティの平均応力降下量の比率($\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_{asp}$)

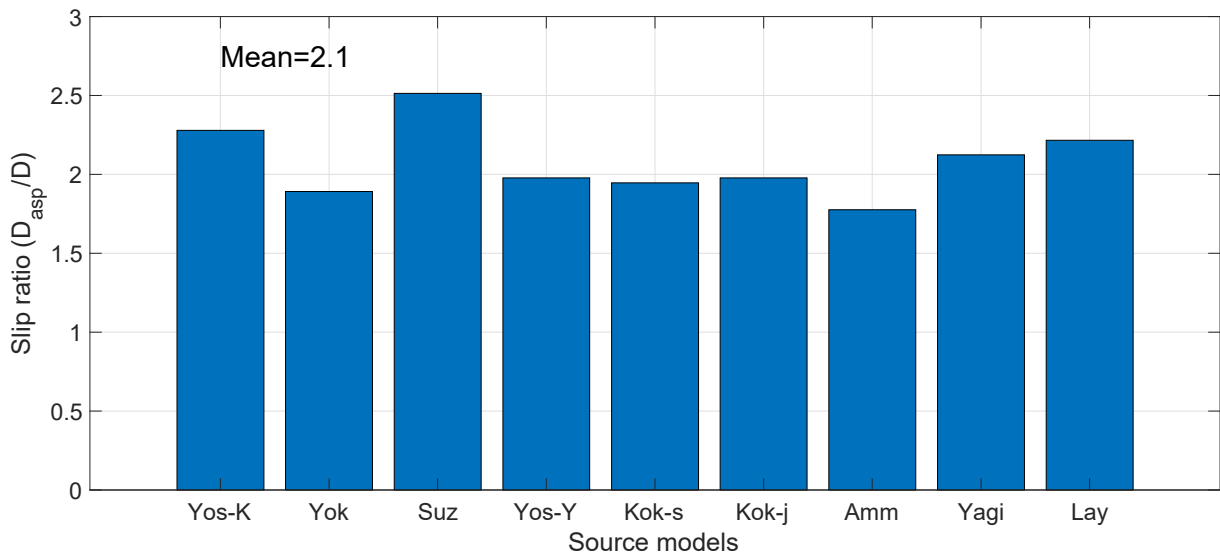


図2.1.5-35 全ての震源モデルのアスペリティの平均すべり量と総有効破壊領域の平均すべり量の比率

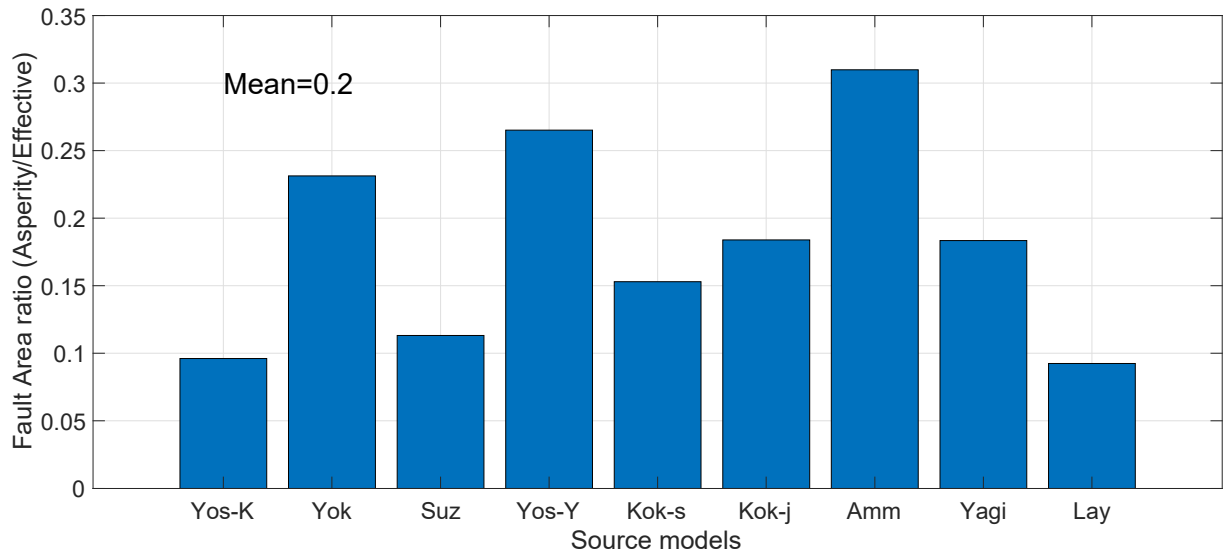


図2.1.5-36 全ての震源モデルのアスペリティ面積と総有効破壊面積の比率

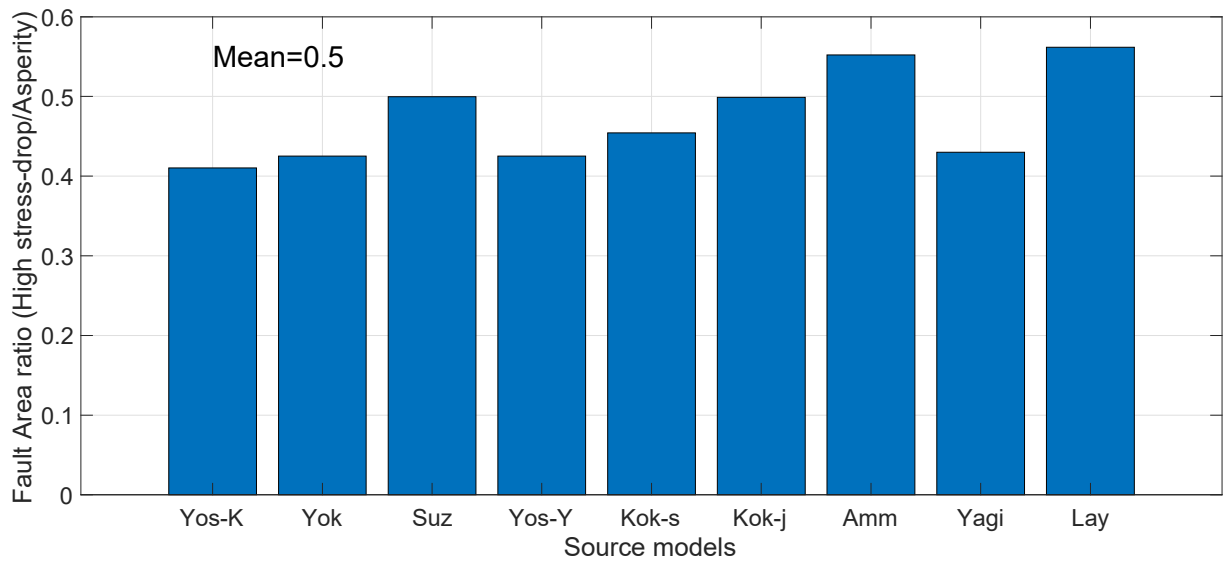


図 2.1.5-37 全震源モデルのアスペリティ内の応力降下領域が高い領域とアスペリティ領域の面積比

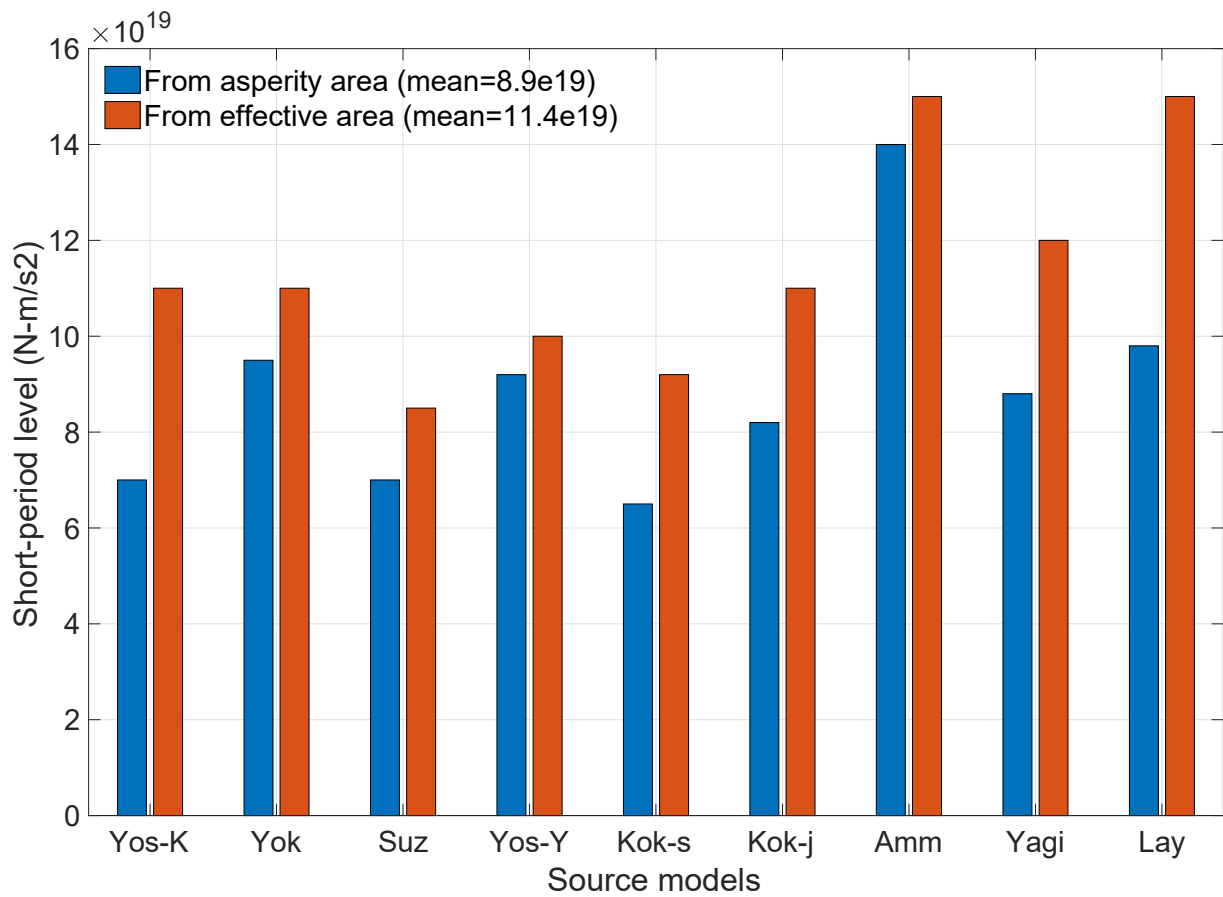


図 2.1.5-38 Dan *et al.* (2001, 2015)により定義された短周期レベル
 (全震源モデルのアスペリティ領域 (青) と有効断層領域 (赤))

2.1.6 まとめ

2.1 節では、2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1)、2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2)、2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) を対象地震として、短周期地震動 (周期 1 秒以下) に着目し、強震動予測レシピの適用性に関する検証を行い、プレート間地震の地震動評価における現状及び課題について整理した。さらに、2011 年の東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) を対象に、震源インバージョン結果に基づく応力降下量分布の検討を行った。

まず、2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1)、2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2)、2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) の強震動予測レシピの適用性に関する検討結果を基に、個々の地震の地震動評価における現状及び課題について整理した。

2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) を対象とした強震動予測レシピの適用性に関する検討において、特性化震源モデルを作成する際、平均応力降下量の評価式として Eshelby (1957) による円形クラックの式を、地震モーメントと断層面積の関係として、Murotani *et al.* (2008) による経験則を、地震モーメントと短周期レベルの関係として、佐藤(2010)による経験則の 2 倍を用いた。特性化震源モデルによる地震動評価の結果、短周期成分の振幅は良好に再現できるが、長周期成分の振幅は顕著な過小評価になっている。設定された特性化震源モデルの SMGA の面積が小さくなりすぎて、いわゆるスーパーアスペリティのようになってしまっていることが、長周期成分に対する過小評価の主な原因であると考えられる。そこで、大すべり域と同等に広い面積を持ち、かつ面積がひとまわり小さく応力降下量が特に大きい領域 (いわゆるスーパーアスペリティ) を内部に含むような不均質な SMGA を持つ震源モデルを提案した。そして、この震源モデルを用いれば、広帯域において地震動を良好に再現できる見込みがあることを示した。

2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2) を対象とした、強震動予測レシピの適用性に関する検討において、特性化震源モデルを作成する際、平均応力降下量の評価式として Eshelby (1957) による円形クラックの式を、地震モーメントと断層面積の関係として、宇津(2001)による経験則を、地震モーメントと短周期レベルの関係として、佐藤(2010)による経験則を用いた。特性化震源モデルによる地震動評価の結果、周期 1 秒以下において観測記録を良好に再現できることを確認したが、周期 2 秒においては過小評価となった。本検討で強震動予測レシピに準拠して設定した特性化震源モデルは、主に短周期地震動の再現性を重視して設定しており、強震動生成域の面積比は 10%程度となっていることから、強震動生成域に加えて大す

べり域を設定することで観測記録の再現性を向上させられる可能性もある。ただし、大すべり域においてはすべり速度時間関数が強震動生成域と異なっている可能性も考えられるため、大すべり域を付加した震源モデルを用いて長周期側の検討を実施するにあたっては、理論的手法を用いることも重要であることが分かった。

2010年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) を対象とした強震動予測レシピの適用性に関する検討において、特性化震源モデルを作成する際、平均応力降下量の評価式として Eshelby (1957) による円形クラックの式を、地震モーメントと断層面積の関係として、田島・他(2013)による経験則を、地震モーメントと短周期レベルの関係として壇・他 (2001)を用いた。特性化震源モデルによる地震動評価の結果、要素地震記録が得られている南側の2つの観測点の周期1s以下の観測記録を概ねよく再現できたが、北側の2つの観測点では、統計的グリーン関数法による結果が地点によって過大評価または過小評価となった。今後、要素地震記録の追加収集、地盤情報の収集や分析、統計的グリーン関数法、もしくは擬似経験的グリーン関数法を用いた検討などを基に、地震動評価地点を追加して、引き続き、強震動予測レシピによる断層モデルの妥当性を検証することが重要である。一方、2010年チリ Maule 地震は海溝軸側まで破壊が達した地震であるため、平均応力降下量の評価式として、円形クラックとは異なる、海溝軸側まで破壊が達する応力降下量の評価式を用いた場合の比較検討も重要と考えられる。

以上の規模が異なる3つのプレート間地震の強震動予測レシピの適用性に関する検討結果を踏まえ、プレート間地震の地震動評価における、共通の現状及び課題について下記にまとめた。

① 平均応力降下量の評価式

強震動予測レシピに従い、平均応力降下量の評価式として、Eshelby (1957)による円形クラックの式を用いているが、全無限弾性体の理論式であるため、破壊が海溝軸側まで達する第2ステージより大きい地震への適用性については今後の課題と考えられる。

② 地震モーメントと断層面積の関係

2005年宮城県沖地震及び2003年十勝沖地震は、田島・他 (2013)による3つのステージのうち第1ステージに相当する地震で、断層面積は地震モーメントの1/3乗に比例し、2010年チリ Maule 地震は、断層幅の飽和に起因する第2ステージに相当する地震で、断層面積は地震モーメントの1/2乗に比例すると考えられる。したがって、地震モーメントと断層面積の関係において、対象地震によって地震規模による違いを考慮することが重要と考えられ

る。

③ 短周期レベルの評価

2005年宮城県沖地震の短周期レベルは、太平洋プレートで発生するプレート間地震の中でも大きめであることから、佐藤(2010)による経験式の2倍で評価している。2003年十勝沖地震の短周期レベルは佐藤(2010)による経験式と整合しており、2010年チリMaule地震の短周期レベルはチリで発生した過去の地震(2015年チリIllapel地震, M_w 8.3)を参考に、壇・他(2001)による経験式の1倍で評価している。したがって、短周期レベルの評価において、対象地震によって地域性による違いを考慮することが重要と考えられる。

④ 地震動評価

各地震についての強震動予測レシピによる特性化震源モデルの地震動評価において、いずれも、短周期側(周期1秒以下)の観測記録を概ねよく再現できているが、共通の課題として、地震規模ごとの周期帯域の震源特性や、対象周期帯域に応じた地震動の計算手法や検証方法などについて引き続き、調査・分析を行い、長周期側を含めた広帯域の再現性を向上することが重要と考えられる。

一方、2011年の東北地方太平洋沖地震を対象とした応力降下量分布の検討では、下記の結果が得られた。

- ・背景領域とアスペリティの平均応力降下量の比率の平均は0.1である。
- ・アスペリティの平均すべり量と総有効断層面積における平均すべり量の比率の平均値は2.1、アスペリティ面積と総有効断層面積の比率の平均値は0.2で、Somerville *et al.* (1999)と整合している。
- ・応力降下量が高い領域の面積とアスペリティ面積の比率の平均値は0.5で、アスペリティ内の高応力降下量の領域は、アスペリティ領域の約50%を占めている。
- ・Dan *et al.* (2001 and 2015)によって定義された短周期レベルの平均値を求めた結果、アスペリティ領域から求めた値は 8.9×10^{19} N-m/s²、総有効断層領域から求めた値は 11.4×10^{19} N-m/s²でアスペリティが短期間レベルに約80%寄与していることを示唆している。

2.1節の参考文献

2.1.2

- 1) Aoi S., Y. Asano, T. Kunugi, T. Kimura, K. Uehira, N. Takahashi, H. Ueda, K. Shiomi, T. Matsumoto, and H. Fujiwara (2020): MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano, *Earth, Planets and Space*, Vol. 72, No. 126.
- 2) Asano K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol. 64, No. 6.
- 3) Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508.
- 4) Bouchon M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 4, pp. 959-971.
- 5) Brune J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- 6) Brune J. N. (1971): Correction [to “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”], *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, No. 20, p. 5002.
- 7) Eshelby J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, Vol. 241, Issue 1226, pp. 376-396.
- 8) Geller R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 66, No. 5, pp. 1501-1523.
- 9) Hartzell S. H. and T. H. Heaton (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp. 1553-1583.
- 10) Hirata N. and M. Matsu'ura (1987): Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 47, pp. 50-61.

- 11) Irikura K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, Paper No. 26, pp. 151-156.
- 12) Kamae K. (2006): Source modeling of the 2005 off-shore Miyagi prefecture, Japan, earthquake ($M_{JMA}=7.2$) using the empirical Green's function method, Earth, Planets and Space, Vol. 58, No. 12, pp. 1561-1566.
- 13) Kennett B. L. N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, Geophysical Journal International, Vol. 57, No. 3, pp. 557-583.
- 14) Koketsu K., H. Miyake, and H. Suzuki (2012): Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 1773.
- 15) Koketsu K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto (2008): Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. S10-038.
- 16) Lay T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. M. Rushing (2012): Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, Journal of Geophysical Research, Vol. 117, No. B4, B04311.
- 17) Madariaga R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, Vol. 84, No. B5, pp. 2243-2250.
- 18) Murotani S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth, Planets and Space, Vol. 60, No. 9, pp. 987-991.
- 19) Satoh T. (2006): High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture, Japan, Proceedings of the 3rd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Paper No. 15, pp. 689-698.
- 20) Suzuki W. and T. Iwata (2007): Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, Earth, Planets and Space, Vol. 59, No. 11, pp. 1155-1171.

- 21) Wu C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008): Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, Issue B8, B08316.
- 22) Yoshida K., K. Miyakoshi, K. Somei, and K. Irikura (2017): Source process of the 2016 Kumamoto earthquake ($M_j7.3$) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, *Earth, Planets and Space*, Vol. 69, No. 64.
- 23) 浅野公之・鈴木亘・岩田知孝 (2005): 強震記録から推定した2005年宮城県沖の地震の震源過程, 日本地震学会講演予稿集2005年度秋季大会, PM18.
- 24) 宇津徳治 (2001): 地震学第3版, 共立出版.
- 25) 佐藤智美 (2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, pp. 923-932.
- 26) 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトライズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと f_{max} 及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 第78巻, 第689号, pp. 1227-1236.
- 27) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性: 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 第59巻, 第462号, pp. 79-89.
- 28) 地震調査研究推進本部 (2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 51pp.
- 29) 瀧口正治・浅野公之・岩田知孝 (2011): 近地地震記録を用いた海溝型繰り返し地震の震源過程の推定と比較 - 茨城県沖で1982年と2008年に発生した $M7$ の地震を対象として -, 地震第2輯, 第63巻, 第4号, pp. 223-242.
- 30) 壇一男・武藤尊彦・畑奈緒未・神田順 (2006): シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究: (その7) 2005年の宮城県沖の地震記録を用いた強震動予測結果の精度の検討, 2006年度日本建築学会大会学術講演梗概集, 20015, pp. 29-30.
- 31) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定

される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第66巻, 第545号, pp. 51-62.

- 32) 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川譲・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉瑛 (2009): 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第337号, 272pp.
- 33) 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012): 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第379号, 349pp.
- 34) 儘田豊・小林源裕・田中英朗 (2007): 2005年8月16日の宮城県沖地震の震源スペクトル特性ならびに宮城県周辺の減衰特性およびサイト特性の推定, 地震第2輯, 第59巻, 第4号, pp. 355-370.
- 35) 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 (M_{JMA} 6.5) 及び5月13日 (M_{JMA} 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震第2輯, 第51巻, 第4号, pp. 431-442.
- 36) 三宅弘恵・浅野公之・額瀨一起・岩田知孝 (2016): 2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録を用いた震源モデルの概要, 日本地震工学会論文集, 第16巻, 第4号, pp. 12-21.
- 37) 柳沼直・岡田知己・長谷川昭・加藤研一・武村雅之・八木勇治 (2007): 近地・遠地地震波形インバージョンによる2005年宮城県沖の地震 (M 7.2) の地震時すべり量分布, 地震第2輯, 第60巻, 第2号, pp. 43-53.

2.1.3

- 1) 新井健介・壇一男・宮腰淳一・藤原広行・森川信之(2018): 2003年十勝沖地震の観測記録を用いたハイブリッド合成法の課題の検討, 第15回日本地震工学シンポジウム論文集.
- 2) Dan, K., Watanabe, T. and Tanaka, T. (1989): A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 396, pp.

27-36.

- 3) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 66, pp.51-62.
- 4) Iwaki, A., T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi, H. Fujiwara (2016): Kinematic source models for long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, pp. 68-95.
- 5) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004): 2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証, <https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20041220tokachi.pdf> (参照 2020-7-20)
- 6) Morikawa, N. and Sasatani, T. (2000): The 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake sequence: the complex activity of intra-slab and plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, pp. 39-58.
- 7) Murotani, S., Miyake, H. and Koketsu, K. (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes. *Earth Planet Space*, 60, pp.987–991.
- 8) 佐藤智美 (2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 75, 695-704.
- 9) 田島礼子・松元康広・司宏俊・入倉孝次郎 (2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震第2輯, 66, pp.31-45.
- 10) 宇津徳治 (2001): 地震学第3版, 共立出版.

2.1.4

- 1) 東京大学地震研究所 (2010) : 2010年チリ中部地震, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/TOPICS_OLD/outreach/2010/02/201002_chile/
- 2) Delouis, B., J. M. Nocquet, and M. Vallée (2010): Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high - rate GPS, InSAR, and broadband

teleseismic data, *Geophysical Research Letters*, Vol. 37, L17305.

- 3) Pulido, N., Y. Yagi, H. Kumagai, and N. Nishimura (2011): Rupture process and coseismic deformations of the 27 February 2010 Maule earthquake, Chile, *Earth Planets Space*, Vol. 63, pp. 955–959.
- 4) Yue, H., T. Lay, L. Rivera, C. An, C. Vigny, X. Tong, and J. C. B. Soto (2014): Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 119, pp. 7786–7804.
- 5) Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. R. Hutko (2010): Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 37, L13301.
- 6) Koper, K. D., A. R. Hutko, T. Lay, and O. Sufri (2012): Imaging short-period seismic radiation from the 27 February 2010 Chile (MW 8.8) earthquake by back-projection of P, PP, and PKIKP waves, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B02308.
- 7) Skarlatoudis, A. A., P. G. Somerville, H. K. Thio, and J. R. Bayless (2015): Broadband Strong Ground Motion Simulations of Large Subduction Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 105, No. 6, pp. 3050–3067.
- 8) Frankel, A. (2017): Modeling Strong-Motion Recordings of the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake with High Stress-Drop Subevents and Background Slip, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 1, pp. 372–386.
- 9) チリ大学の土木工学科による強震動観測網 RENADIC : <http://terremotos.ing.uchile.cl/2010>
- 10) チリ大学の地球物理学による強震動観測網RNS（現在、チリ大学地震観測センター Centro Sisimologico National CSN） : <http://evtdb.csn.uchile.cl/>
- 11) Global CMT : <https://www.globalcmt.org/>
- 12) Boroschek, R.L., V. Contreras, D.Y. Kwak, and J.P. Steward (2012): Strong Ground Motion Attributes of the 2010 Mw8.8 Maule, Chile, Earthquake, *Earthquake Spectra*, 28, 1, pp. 19-38.

- 13) Bastias, N. and G. A. Montalva (2016): Chile Strong Ground Motion Flatfile, *Earthquake Spectra*, 32, 4, pp. 2549-2566.
- 14) Dan, K., T. Watanabe, and T. Tanaka (1989): A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, *Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ)*, No. 396, pp. 27-36.
- 15) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), 12 月修正版.
- 16) Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 241, pp. 376-396.
- 17) Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 65, No. 5, pp. 1073-1095.
- 18) 宇津徳治 (2001): 地震学第3版, 共立出版.
- 19) 石井透・佐藤俊明 (2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の面積とモーメントの関係, 日本地震学会 2000 年秋季大会予稿集, B09.
- 20) 佐藤良輔 (1989): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, p. 49.
- 21) Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990): Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *Journal of Physics of the Earth*, 38, pp. 305-324.
- 22) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, No. 545, pp. 51-62.
- 23) Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B5, pp. 2243-2250.
- 24) Brune, J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp.4997-5009.

- 25) Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508.
- 26) 壇 一男, 具 典淑, 武藤 真菜美 (2010): 地表の短い活断層から想定される地中の震源断層のモデル化と強震動の試算, Vol. 75, No. 648, pp. 279-288.

2.1.5

- 1) Ammon, Ch. J.; Th. Lay, H. Kanamori and M. Clevelandd (2011): A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, pp. 693–696.
- 2) Brodsky, E.E., J.J. Mori, L. Anderson, F.M. Chester, M. Conin, E.M. Dunham, N. Eguchi, P.M. Fulton, R. Hino, T. Hirose, M.J. Ikari, T. Ishikawa, T. Jeppson, Y. Kano, J. Kirkpatrick, S. Kodaira, W. Lin, Y. Nakamura, H.S. Rabinowitz, C. Regalla, F. Remitti, C. Rowe, D.M. Saffer, S. Saito, J. Sample, Y. Sanada, H.M. Savage, T. Sun, S. Toczko, K. Ujiie, M. Wolfson-Schwehr, T. Yang (2020): The State of Stress on the Fault Before, During, and After a Major Earthquake, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 48, pp. 49–74, doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060507.
- 3) Causse, M.; L. A. Dalguer and P. M. Mai (2013): Variability of Dynamic Source Parameters Inferred from Kinematic Models of Past Earthquakes, *Geophys. J. Int.* doi: 10.1093/gji/ggt478.
- 4) Dalguer, L. A. (2012): Numerical Algorithms for Earthquake Rupture Dynamic Modeling. In “The mechanics of faulting: From Laboratory to Real Earthquakes”, *Research Signpost*, pp. 93-124, ISBN 978-81-308-0502-3, Editors A. Bizzarri and H Bath.
- 5) Dalguer, L.A. (2020): Quantitative estimation of fault sizes (trimmed), relative locations of asperities, and relative locations of hypocenters, Report prepared for ORI project, February 08.
- 6) Dalguer, L. A. and Day, S. M. (2007): Staggered-Grid Split-Nodes Method for Spontaneous Rupture Simulation. *J. Geophys. Res.*, 112, B02302, doi:10.1029/2006JB004467.
- 7) Dalguer, L. A., H. Miyake, and K. Irikura (2004): Characterization of dynamic asperity source models for simulating strong ground motion, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (13WCEE)*, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 3286.

- 8) Dalguer, L.A., H. Miyake, S.M. Day and K. Irikura (2008): Surface Rupturing and Buried Dynamic Rupture Models Calibrated with Statistical Observations of Past Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, pp. 1147-1161, doi: 10.1785/0120070134.

- 9) Dalguer, L.A., H. Wu, Y. Matsumoto, K. Irikura, T. Takahama and M. Tonagi (2019): Development of dynamic asperity models to predict surface fault displacement caused by earthquakes. *Pure Appl. Geophys (PAGEOPH)*. DOI: 10.1007/s00024-019-02255-8.

- 10) Dan, K., Watanabe, M., Sato, T., and Ishii, T. (2001): Short-period source spectra inferred from variable slip rupture models and modeling of earthquake faults for strong motion prediction by semiempirical method, *Journal of Structural and Construction Engineering*, No. 545, pp. 51-62 (in Japanese with English abstract).

- 11) Dan, K., K. Irie, D. Ju, N. Shimazu, and H. Torita (2015): Procedure of estimating parameters of fault models of inland earthquakes caused by long reverse faults for strong motion prediction, *Transactions of the 23rd Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology (SMiRT-23)*, Manchester, United Kingdom - August 10-14, 2015, Division IV, Paper ID 117.

- 12) Day, S. M., L.A. Dalguer, N. Lapusta, and Y. Liu (2005): Comparison of finite difference and boundary integral solutions to three-dimensional spontaneous rupture, *J. Geophys. Res.*, 110, B12307, doi:10.1029/2005JB003813.

- 13) Ely, G. P., S. M. Day and J.-B. Minster (2008): A support-operator method for viscoelastic wave modelling in 3-D heterogeneous media, *Geophysical Journal International*, 172(1), pp. 331-344.

- 14) Ely, G., S. M. Day and J.-B. Minster (2009): A support-operator method for 3D rupture dynamics, *Geophysical Journal International*, 177, pp. 1140-1150, DOI: 10.1111/j.1365 246X.2009.04117.x.

- 15) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011): Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan earthquake, *Earth Planets Space*, 63, pp. 815–820, doi:10.5047/eps.2011.06.010.

- 16) Hikima, K., Koketsu, K. (2005): Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system. *Geophys. Res. Lett.* 32, L18303. doi:10.1029/2005GL023588.

- 17) Ide, S., A. Baltay, and G. Beroza (2011): Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 332.1.526–1429, doi:10.1126/science.1207020.
- 18) Kohketsu, K. (1985): The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms. *J. Phys. Earth* 33, pp. 121–131.
- 19) Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto (2008): Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, Paper S10-038 presented at the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Int. Assoc. for Earthquake Eng., Beijing, 12–17 Oct.
- 20) Koketsu, K.; Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, Sh. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, Sh. Sakai, Y. Yamanaka and T. Okada (2011): A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 310, pp. 480–487, doi:10.1016/j. epsl.2011.09.009.
- 21) Lay, Th.; Ch. J. Ammon², H. Kanamori, L.Xue and M. J. Kim (2011): Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, pp. 687–692.
- 22) Lee, S.-J., B.-S. Huang, M. Ando, H.-C. Chiu, and J.-H. Wang (2011): Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 38, no. 19, L19306, doi: 10.1029/2011GL049580.
- 23) Mai, P. M., and G. C. Beroza (2000): Source scaling properties from finite-fault-rupture models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, pp. 604–615.
- 24) Mai, P. M., P. Spudich, and J. Boatwright (2005): Hypocenter locations in finite-source rupture models. *Bull. Seis. Soc. Am* 95(3): pp. 965-980.
- 25) Marone, C. (1998): Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Ann. Revs. Earth Plan. Sci.* 26, pp. 643–696.
- 26) Marone, C., and C. H. Scholz (1988): The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophys. Res. Lett.* 15, pp. 621–624.
- 27) Oglesby, D. D. and S. M. Day (2001): Fault Geometry and the Dynamics of the 1999 Chi-Chi

- (Taiwan) Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 1099–1111.
- 28) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku Oki earthquake, *Nature*, 475, pp. 373–376, doi:10.1038/nature10227.
 - 29) Sasatani, T., T. Maeda, K. Yoshida, N. Morikawa, M. Ichiyanagi, Y. Motoya, and M. Kasahara (2002): Strong-motion Observation in Hokkaido with Broadband, Velocity-type Seismometers, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 65, pp. 335–345.
 - 30) Shashkov, M. (1996): *Conservative Finite-Difference Methods on general grids*, CRC Press, Boca Raton, FL.
 - 31) Scholz, Ch. (2002): *The mechanism of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, 2nd ed., ISBN 0-521-65540-4.
 - 32) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.* 70, no. 1, pp. 59–80.
 - 33) Suzuki, W.; Sh. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi (2011): Rupture process of the 2011 Tohoku Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.* 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
 - 34) Thingbaijam, K.K.S. and P. M. Mai (2016): Evidence for Truncated Exponential Probability Distribution of Earthquake Slip. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106, no. 4, pp. 1802–1816. doi: 10.1785/0120150291.
 - 35) Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008): Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 113, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.
 - 36) Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2009): Correction to “Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes”, *J. Geophys. Res.*, 113, B08316.

- 37) Yagi, Y. and Y. Fukahata (2011): Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.* 38, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- 38) Yokota, Y.; K. Koketsu, Y. Fujii, K. Satake, Sh. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011): Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 38, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098.
- 39) Yoshida K., K. Miyakoshi, and K. Irikura (2011): Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, *Earth Planets Space*, 63, pp. 577–582.
- 40) Yoshida, S., Koketsu, K., Shibazaki, B., Sagiya, T., Kato, T., Yoshida, Y. (1996): Joint inversion of the near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake. *J. Phys. Earth* 44, pp. 437–454.
- 41) Zhu, L., Rivera, L.A. (2002): A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophys. J. Int.* 148, pp. 619–627.

2.2 震源パラメータのスケーリング則に係る検討

本項では、既往の研究（原子力規制庁，2018，2019）で収集した国内外のプレート間地震の断層パラメータのデータベースに、前節で得られた、地震動解析対象地震の震源断層パラメータを加え、既往のスケーリング則等との比較を行った。具体的には、プレート間地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係、地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係および地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a との関係について整理・分析を行った。

(1) プレート間地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係

図 2.2-1 に、既往の研究（原子力規制庁，2018，2019）で収集した国内外のプレート間地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S のデータに、2.1.2 項～2.1.4 項で得られた、地震動解析対象地震の特性化震源モデルの断層パラメータを加え、既往のスケーリング則等との比較を行った。

図中、既往の研究（原子力規制庁，2018，2019）で収集したデータのうち、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示し、前節における地震動解析対象地震である 2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) の特性化震源モデルの震源断層パラメータを青■で、2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2) の特性化震源モデルの震源断層パラメータを緑■で、2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) の特性化震源モデルの震源断層パラメータを赤■で示す。図中、黒線は(2.2-1)式に示した、宇津(2001)による地震規模 M_w と断層面積の関係、断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係として表した式である。青点線は(2.2-2)式で表される Murotani *et al.* (2008)による断層面積 S と地震モーメント M_0 との経験式で、赤線は(2.2-3)式で表される田島・他 (2013) による断層幅が飽和する第 2 ステージのプレート間地震を対象とした、断層面積 S と地震モーメント M_0 との経験的關係式である。

$$S[\text{km}^2] = 8.58 \times 10^{-11} (M_0[\text{N} \cdot \text{m}])^{2/3} \quad (2.2-1)$$

$$S[\text{km}^2] = 1.48 \times 10^{-10} (M_0[\text{N} \cdot \text{m}])^{2/3} \quad (2.2-2)$$

$$S[\text{km}^2] = 5.82 \times 10^{-7} (M_0[\text{N} \cdot \text{m}])^{1/2} \quad (2.2-3)$$

図より、2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) の特性化震源モデルの断層面積は、Murotani *et al.* (2008)による断層面積 S と地震モーメント M_0 の経験式を満足しており、同じ地震モーメン

トにおいて、宇津(2001)による断層面積に比べて大きい。2005年宮城県沖地震の特性化震源モデルの断層面積は、地震規模が同程度の地震データと比べて少し大きめであるが、ばらつきの範囲であると考ええる。

2003年十勝沖地震 ($M_w 8.2$) の特性化震源モデルの断層面積は、宇津(2001)による断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係を満足しており、この値は、地震規模が同程度の地震と比べて平均的な大きさである。

2010年チリ Maule 地震 ($M_w 8.8$) の特性化震源モデルの断層面積は、田島・他 (2013) による断層面積 S と地震モーメント M_0 との経験式を満足しており、同じ地震モーメントにおいて、宇津(2001)による断層面積に比べて大きめである。2010年チリ Maule 地震の特性化震源モデルの断層面積は、地震規模が同程度の地震と比べて平均的な大きさである。

図 2.2-2 に 2.1.5 項の 2011年東北地方太平洋沖地震 ($M_w 9.0$) の応力降下量分布の検討で得られた、有効断層面積と地震モーメントの関係を示す。2011年東北地方太平洋沖地震 ($M_w 9.0$) の有効断面積は既往の経験式 (宇津(2001)等) より小さめとなっている。その原因として、2.1.5 項で採用した Thingbaijam and Mai(2016)のトリミング手法が断層の有効断面積を小さめに評価したことが考えられる。

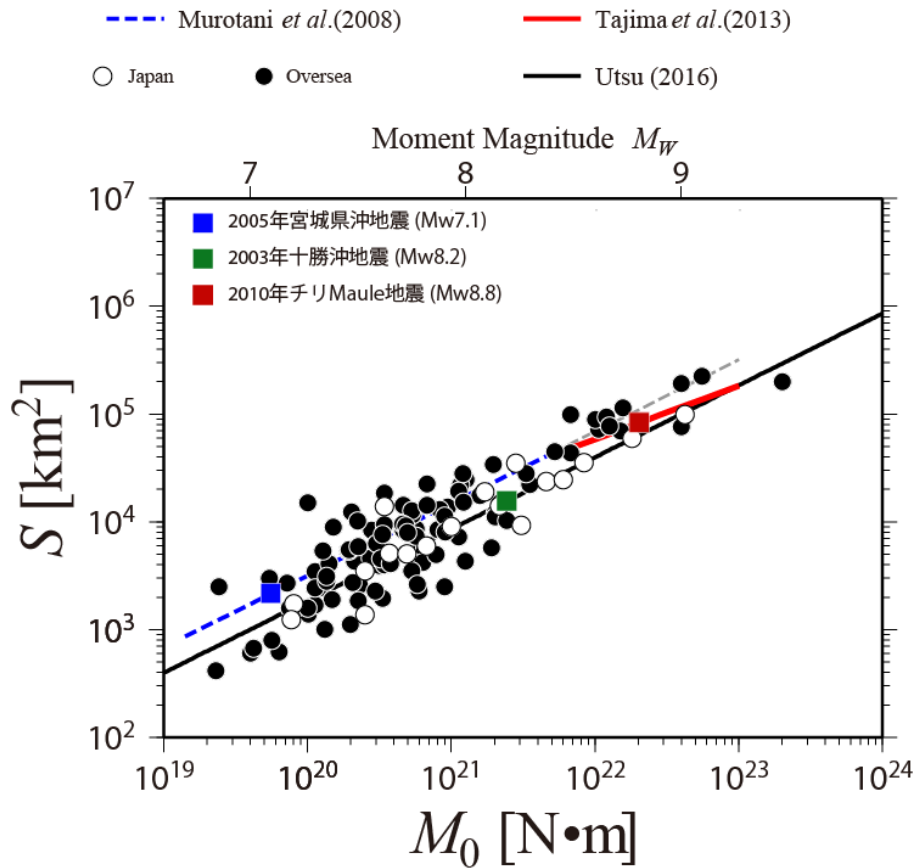


図 2.2-1 プレート間地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係

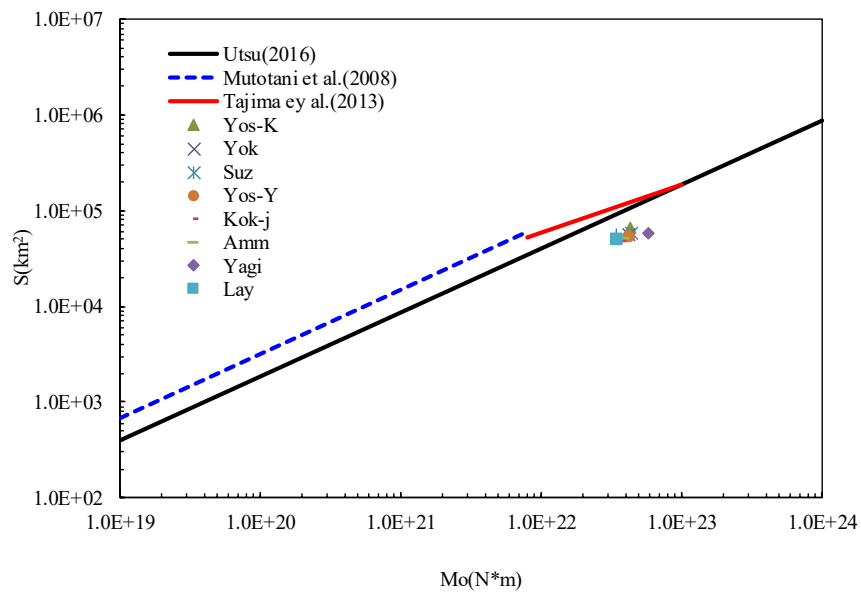


図 2.2-2 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係

(2) プレート間地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

図 2.2-3 に、既往の研究（原子力規制庁，2018，2019）で収集した国内外のプレート間地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A のデータに、2.1.2 項～2.1.4 項で得られた、地震動解析対象地震の特性化震源モデルの断層パラメータを加え、既往のスケーリング則等との比較を行った。

図中、既往の研究（原子力規制庁，2018，2019）で収集したデータのうち、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示し、地震動解析対象地震である 2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) のデータを青■で、2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2) を緑■で、2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) を赤■で示す。図中、黒線は(2.2-4)式で表される、地震調査研究推進本部 (2005) による強震動予測のためのレシピで用いられている壇・他 (2001)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験式で、黒実線は平均値で、黒点線はその 2 倍と 1/2、灰色部分は外挿である。青線は(2.2-5)式で表される、東北地方のプレート間地震地震を対象として提案された佐藤(2010)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験式である。

$$A[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2]=2.46\times 10^{10}\times(M_0[\text{N}\cdot\text{m}]\times 10^7)^{1/3} \quad (2.2-4)$$

$$A[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2]=4.02\times 10^{10}\times(M_0[\text{N}\cdot\text{m}]\times 10^7)^{1/3} \quad (2.2-5)$$

図より、2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) の特性化震源モデルの短周期レベル A は、佐藤 (2010)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A の経験式の 2 倍で、壇・他 (2001)による経験式の 3 倍より大きい。2005 年宮城県沖地震の特性化震源モデルの短周期レベルは、地震規模が同程度の地震データと比べて少し大きい、既往の研究（佐藤，2012）による、宮城県沖で発生している地震の短周期レベルは大きめである結果と整合していると考えられる。

2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2) の特性化震源モデルの短周期レベル A は、東北地方のプレート間地震地震を対象として提案された佐藤(2010)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験式を満足している。

2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) の特性化震源モデルの短周期レベル A は、壇・他 (2001)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A との経験式を満足している。国外で発生した地震で、短周期レベルが分かっている地震(●印)の数は少ないが、チリで発生した 2015 年チリ Illapel 地震(M_w 8.3)の短周期レベルは壇・他 (2001)による地震モーメント M_0 と短周期レ

ベル A との経験式と整合している。

図 2.2-4 に、2.1.5 項の 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の応力降下量分布の検討で得られた、短周期レベルと地震モーメントの関係を示す。2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の短周期レベルは Dan *et al.*(2001)と同等あるいは小さめとなっている。

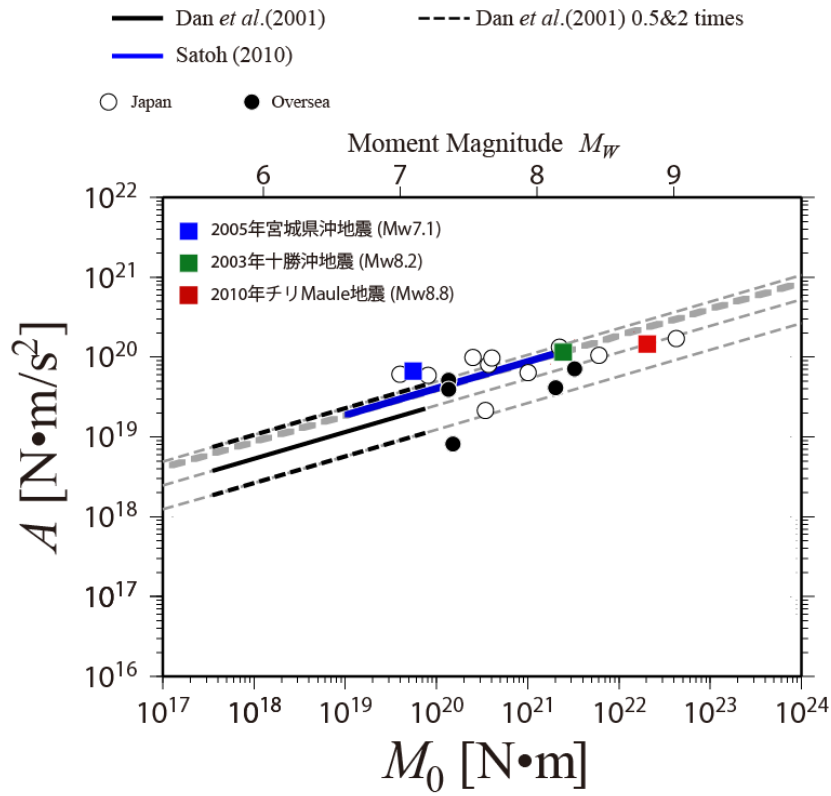


図 2.2-3 プレート間地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

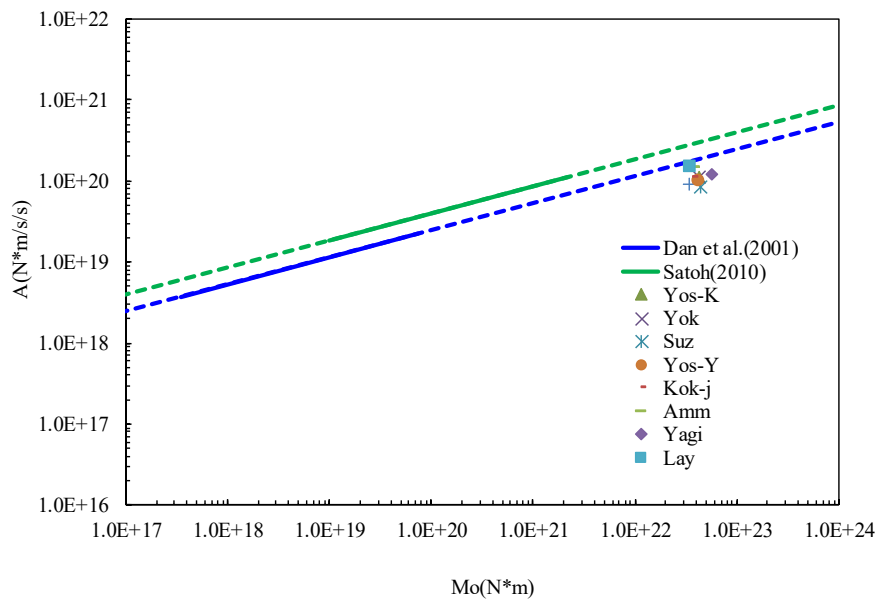


図 2.2-4 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

(3) プレート間地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a との関係

図 2.2-5 に、既往の研究（田島・他，2013）による国内外のプレート間地震の地震モーメント M_0 と強震動生成域の面積 S_{as} 、もしくは大すべり域の面積 S_{al} の関係図に、2.1.2 項～2.1.4 項で得られた地震動解析対象地震の特性化震源モデルの断層パラメータを加筆し、既往のスケーリング則等との比較を行った。

図中、地震動解析対象地震である 2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) のデータを青■で、2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2) を緑■で、2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) を赤■で示す。図中、黒線は(2.2-6)式で表される、長周期の震源モデルに基づいて得られた Murotani *et al.* (2008) による地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a (田島・他(2013)による S_{al}) との経験式で、灰色線は(2.2-7)式で表される、短周期震源モデルに基づいて得られた佐藤(2010)による地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a (田島・他(2013)による S_{as}) との経験式である。

$$S_a[\text{km}^2] = 2.89 \times 10^{-11} \times M_0[\text{N} \cdot \text{m}]^{2/3} \quad (2.2-6)$$

$$S_a[\text{km}^2] = 1.27 \times 10^{-16} \times (M_0[\text{N} \cdot \text{m}] \times 10^7)^{2/3} \quad (2.2-7)$$

図より、2005 年宮城県沖地震 (M_w 7.1) の特性化震源モデルの面積 S_a は、佐藤(2010)による地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a の 1/2.6 倍程度で小さい。2005 年宮城県沖地震の場合、通常の地震に比べて短周期レベルが大きいことが、強震動予測レシピで特性化震源モデルを設定した場合、アスペリティの応力降下量が 88MPa と大きくなり、逆にアスペリティの面積が非常に小さくなる原因として考えられる。

2003 年十勝沖地震 (M_w 8.2) の特性化震源モデルの面積 S_a は、Murotani *et al.* (2008) による地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a の経験則に比べて小さく、佐藤(2010) による地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a の経験則に比べて大きい。この値は田島・他(2013)で収集している、2003 年十勝沖地震の大すべり域の面積 S_{al} の値に比べて小さく、強震動生成域の面積 S_{as} の値より大きい。

2010 年チリ Maule 地震 (M_w 8.8) の特性化震源モデルの面積 S_a は、Murotani *et al.* (2008) による大すべり域の面積 S_{al} より小さく、佐藤(2010)による強震動生成域の面積 S_{as} より大きい。この値は田島・他(2013)で収集している、2010 年チリ Maule 地震の大すべり域の面積 S_{al} の値に比べて小さい。

図 2.2-6 に、2.1.5 項の 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の応力降下量分布の検討で得られた、アスペリティ面積と地震モーメントの関係を示す。2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) のアスペリティ面積は佐藤(2010)と調和的である。

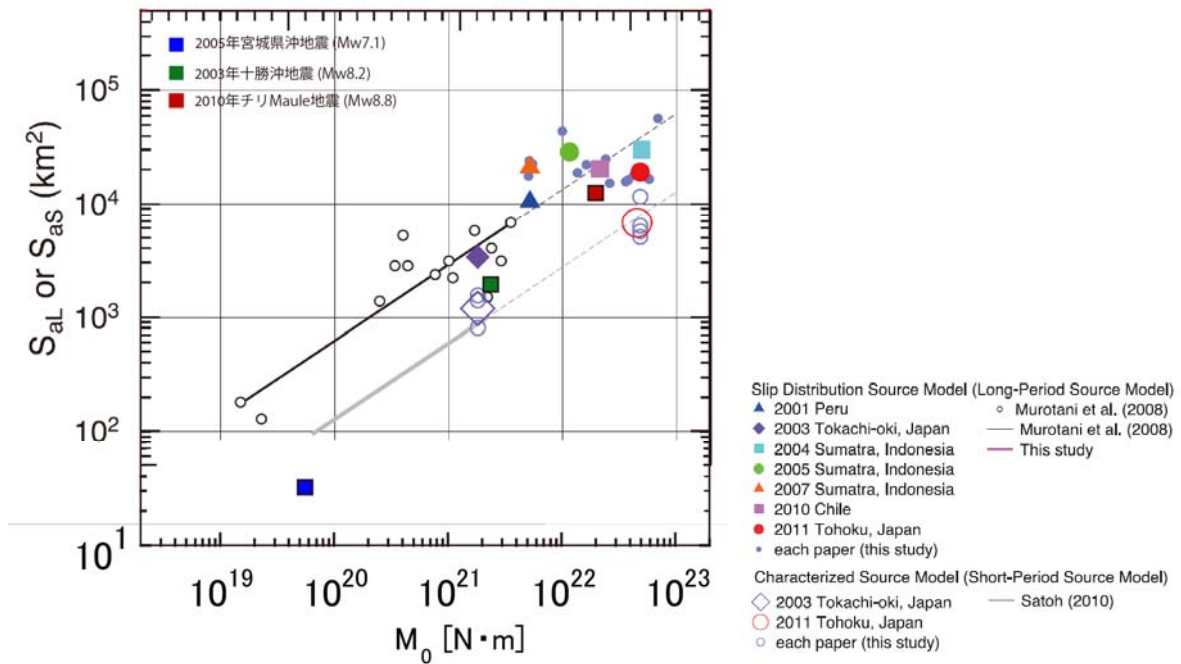


図 2.2-5 プレート間地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a との関係
(田島・他(2013)の Fig.2c に加筆)

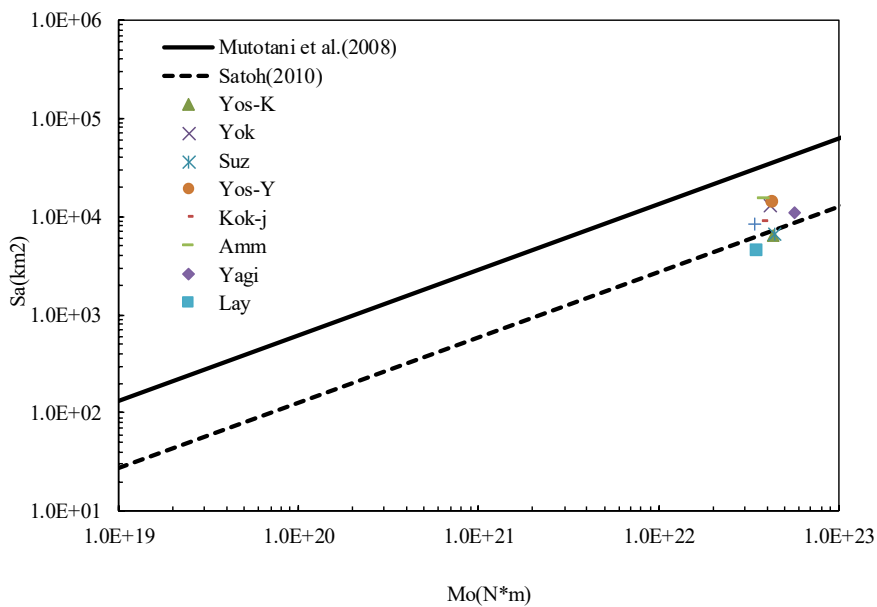


図 2.2-6 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震モーメント M_0 と
アスペリティの面積 S_a との関係

2.2節の参考文献

- 1) 原子力規制庁 (2018): 平成 29 年度原子力規制庁安全研究, 原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業業務報告書.
- 2) 原子力規制庁 (2019): 平成 30 年度原子力規制庁安全研究, 原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業業務報告書.
- 3) Murotani, S, H. Miyake and K. Koketsu (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, pp. 987–991.
- 4) 宇津徳治 (2001): 地震学 (第3版), 共立出版.
- 5) 田島礼子・松元康広・司宏俊・入倉孝次郎 (2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, *地震*, 第2輯, 第66巻, pp. 31-45.
- 6) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 第545号, pp. 51-62.
- 7) 佐藤智美 (2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, *日本建築学会構造系論文集*, Vol. 75, No. 651, pp. 923-932.
- 8) 佐藤智美 (2012): 経験的グリーン関数法に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル-プレート境界地震の短周期レベルに着目して-, *日本建築学会構造系論文集*, Vol. 77, No. 675, pp. 695-704.