

遠地実体波を用いた巨大地震震源過程解析における
フルウェーブフォームグリーン関数の重要性
(Importance of full-waveform Green's functions
for great earthquake source process analysis
using teleseismic body waves)

吉本 昌弘

(YOSHIMOTO, Masahiro)

名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻学位論文 博士 (理学)

2015

要旨

地震発生メカニズムを理解する上で、地震時の断層すべりの時空間分布（震源過程）を明らかにすることは重要である。1990年代から米国地震学連合(Incorporated Research Institutions for Seismology: IRIS)によってインターネットを介して世界の主要な広帯域地震観測記録が公開されたことによって、遠地実体波を用いた震源過程解析は準リアルタイムで行われるようになり、発災時の災害対応に情報提供ができるようになってきた。遠地実体波解析では、波線理論によって計算されたグリーン関数を用いることが一般的である。震央距離が 30° から 100° の観測記録は、理論的に扱いにくい複雑な反射波（triplicated P波）や外核からの反射波・回折波などが到達せず、解析に用いる観測波形は単純になる。そのため、直達P波と震源近傍の反射波（pP波やsP波など）について、幾何学的な減衰とマンツルの非弾性減衰を考慮するだけで理論波形を計算することができる。少ない計算量で良い近似解が得られるので非常に良く用いられている。しかしながら、波線理論によるグリーン関数は超巨大地震の解析に対しては2つの大きな問題がある。1つは波線理論ではPP波を正確に計算することができないという点である。超巨大地震は断層破壊継続時間が長いため、解析に用いるデータ内に直達P波、pP、sP波だけでなくPP波などの振幅の大きい後続波が含まれることがあるためそれらを考慮したグリーン関数が必要である。もう1つは波線理論では超巨大地震などで明瞭に観測される超長周期のW phaseを全く計算できないという点である。W phaseとはP波とS波の間に現れる周期100から1,000秒の長周期の波を指す。従ってグリーン関数で計算できない後続波やW phaseを断層すべりに押しつけて説明しようとするため、震源過程を正確に求めることができない可能性がある。

そこで本研究では、波線理論のような近似を行わず、運動方程式を厳密に解くことにより解となる波動場を計算するDirect Solution Method (DSM)を用いてグリーン関数を計算し波形インバージョンを行う新たな超巨大地震解析手法を提案した。DSMは無限小波長近似などを用いずに、弱形式化された運動方程式を直接解くことで理論波形を高精度かつ効率的に計算する手法である(Geller and Ohminato, 1994)。球対称構造ならば2 Hz程度まで広帯域地震波形記録を正確に計算できるが、これを短周期成分も含む震源過程解析に活用した研究はまだない。

そこでまずDSMと波線理論によって計算されたグリーン関数を用いて2007年ソロモン諸島の地震(Mw8.1)と2011年東北沖の地震(Mw7.3)の震源過程解析を行い、震源過程解析におけるDSMで計算されたグリーン関数の有用性とデメリットの影響の検証を行った。その結果、DSMは1 Hzより長い波を用いた震源過程解析に適用可能であること、2007年ソロモン諸島の地震(Mw8.1)のようにW phaseの振幅が大きい地震の場合は、波線理論によるグリーン関数を用いるとW phaseの影響により地震モーメントが過小評価され誤ったすべり分布を推定してしまうこと、DSMは波線理論に比べ海の多重反射が計算できないというデメリットがあるが、海の多重反射は解析結果にほとんど影響しないことがわかった。

次にこの手法を用いて、超巨大地震である 2004 年スマトラ島沖地震(Mw9.1)と 2010 年チリ地震(Mw8.8)の震源過程解析を行った。

2004 年スマトラ島沖地震は破壊継続時間が約 500 秒と長いため、従来の波線理論によるグリーン関数を用いた遠地実体波解析からは破壊の全体像が明らかにされていなかった。本研究では従来と同様に短周期成分も含む遠地実体波観測波形を用いて、沈み込むプレート境界に沿った現実的な断層モデルを仮定し、DSM で計算したグリーン関数を用いて震源過程解析を行った。その結果、スマトラ北西沖浅部では最大 29 m 程度の大すべり域が推定された。これまで、地震波形解析から求められたすべり量が津波解析から求められたすべり量より小さいことから、二次的なすべりによる津波増幅などの議論がなされていたが、本研究の結果は津波解析結果と量的にも位置的にもほぼ一致する。このことから通常の地震性すべりが海溝付近まで到達するモデルで地震と津波の両者を統一的に説明できることがわかった。また、この領域で行われた海底地震観測によって得られた詳細な余震分布によるとプレート境界の余震はこのすべり域深部側で発生しており、余震は大すべり域周辺で発生するというこれまでに指摘されている余震の発生パターンと整合的なすべり分布であった。一方スマトラの北側のニコバルでは浅部と深部の両方がすべるという結果が得られた。本震後にニコバル諸島沖付近の沈み込むプレートの断裂帯で発生した巨大な横ずれ断層型の地震(Mw7.2, Mw7.5)が、本震すべりによって引き起こされる正のクーロン応力変化によるものだとすると、本研究のようにニコバルで浅部がすべらなくては説明できない。ニコバルの北側のアンダマンでは最大 6 m とやや大きくすべるが、その破壊はニコバルでのすべりから 80 秒ほど後れて開始したこともわかった。また各すべりセグメントの境界はトモグラフィで得られた沈み込むスラブ物性の不均質とおおよそ対応する。本研究で得られたすべり分布から地表の地殻変動を計算すると、スマトラ北西沖やアンダマン諸島付近では GPS 観測記録の水平変動や上下変動の大きさと方向とも概ね説明するが、ニコバルでは GPS 観測記録よりも明らかに変動量が小さくなっていることから、ニコバルでは余効すべりが大きかったことが示唆される。

2010 年チリ地震では、2004 年スマトラ島沖地震ほど破壊継続時間が長くはなかったため従来の波線理論を用いる震源過程解析がなされている。2010 年チリ地震についても DSM で計算されたグリーン関数を用いた波形インバージョンを行った。解析から、震源の北側と南側で海溝付近まですべるという結果が得られた。この結果は先行研究の結果とおおよそは一致するが、震源より南側のすべりは先行研究よりも南に求められている。一方で地殻変動データや津波データを用いた先行研究のすべり分布がやや陸寄りに求められており、本研究のすべり分布とは断層面の傾斜方向の位置に食い違いがある。この海溝付近のすべりの有無を検証するために、海溝付近のすべりに最も解像度があると考えられる津波波形データを用いたインバージョンを行った。津波グリーン関数は固体地球の弾性と海水の圧縮性、地球の自己重力の効果を考慮し、解析には太平洋全域の海底水圧記録を使用した。得られた結果は DSM で計算されたグリーン関数を用いた地震波の解析結果とほぼ調和的である

ことから、震源の北側と南側で海溝付近まですべったことが明らかになった。

次に、波線理論によるグリーン関数が 2010 年チリ地震の震源過程解析においてどの程度妥当かを調べるために、同一の断層モデル、速度構造モデルを仮定して波線理論で計算されたグリーン関数を用いたインバージョンを行った。その結果、震源時間関数後半部でモーメント解放が小さくなってしまふという結果が得られた。そこで地震波を用いた先行研究が行っている PP 波への様々な対処方法や W phase が解析結果へもたらす影響を調べるために、DSM によって計算されたグリーン関数を用いて解析した結果のすべり分布をインプットのすべりモデルとし、計算された理論波形を観測波形として与えて、波線理論で計算されたグリーン関数を用いて波形インバージョンを行い、PP 波への対処の違いでどの程度与えたすべりモデルを復元するかという検証を行った。その結果、PP 波が到達したところで観測波形をカットして解析を行った場合が他の処理に比べて復元にやや改善が見られたが、PP 波の対処の違いよりも波線理論のグリーン関数計算で W phase の計算ができないことが解析結果に大きな違いを生じていることがわかった。このことは波線理論で計算されたグリーン関数では W phase を含むこの地震の正確な解析結果を得ることができないことを示している。

DSM は厳密に波動場を計算できる一方で計算時間がかかってしまうため、地震発生後の一次的な震源過程の情報供給のために地震発生後即座に解析結果を出すことは現在ではまだ現実的ではない。そこでどのような条件であれば波線理論によるグリーン関数でも巨大地震の解析である程度正確な情報が出せるか定性的な考察をした。巨大地震の震源過程解析に影響する可能性があるものは PP 波と W phase である。PP 波については観測点がどの方位にも存在する場合には、なるべく遠方の PP 波の影響がない観測点の観測波形を用いるようにし、破壊伝播方向も加味した上で解析に必要なデータ長に PP 波が到達するようであればそこで観測波形をカットして解析に用いることにより影響を軽減することができることがわかった。一方 W phase については、波線理論では計算することができないので、観測波形で W phase の振幅が目立つ観測点は避けるべきである。ただしどうしても解析に用いる観測点分布の関係からそのような観測点を使用しなければならない場合には、長周期成分の影響が少ない速度波形を用いた波形インバージョンを検討することが必要であろう。

以上本研究によって、PP 波や W phase などの後続波が遠地実体波を用いた震源過程解析の結果に大きな影響を与えることがわかった。そのため M9 クラスの超巨大地震だけでなく M8 クラスの巨大地震程度でもこのような後続波が顕著に観測される地震に対しては、従来行われていた波線理論に基づいて計算されたグリーン関数を用いた解析では正しい震源過程を求めることができず、本研究で示したような PP 波や W phase などの後続波も含むより正確なグリーン関数を用いることが必要であることが明らかになった。

謝辞

本研究は、多くの方々の指導及び支援により実施されました。指導教員の山中佳子准教授には、学部4年時から今に至るまでご指導と激励を賜りました。研究指導だけでなく、研究費用や旅費の援助など研究を実施する上で必要なサポートも多く受けさせて頂きました。修士1年の頃から東京大学地震研究所との共同研究を支援して頂くなど、筆者が幅広い視点で研究活動を行えるようにご尽力賜りました。本研究実施の多くは山中佳子先生の強力なサポートにより実現しました。東京大学地震研究所の竹内希准教授には、修士1年の何もわからない時からDSMの理論、使用方法など丁寧にお教え頂きました。カリフォルニア工科大学の金森博雄名誉教授と名古屋大学地震火山研究センターの伊藤武男助教には、土日にも関わらずカリフォルニア工科大学に受け入れてくださいました。金森博雄名誉教授からは時間領域のフィルターの効用など本研究に関する重要なコメントを頂きました。筑波大学の八木勇治准教授には、学会発表のたびに解析結果について熱心なコメントを頂きました。東京大学地震研究所の佐竹健治教授、綿田辰吾助教、建築研究所の藤井雄士郎主任研究員からは、津波解析の初歩からご指導頂き、メールや電話で土日祝日早朝深夜関係なく強力なサポートを受けました。修士課程での同期であるダイナミクス講座富永岳志さん、平井敬さん（現減災連携研究センター助教）にはプログラミングや計算機使用についてサポートして頂きました。

地震火山研究センターの教員や研究員の方々にはセミナーなどで多くの助言を頂きました。事務職員の方々には研究生生活を送る上で必要な事務手続きなどサポートして頂きました。ダイナミクス講座の学生の方々には、研究生生活への活力をもらいました。

本研究の多くは、東京大学地震研究所との共同利用研究によって実施されました。DSMの計算にはEIC計算機を使用させて頂きました。本章第2章の研究は防災研究協会からの支援を受けました。AGUへの渡航は日本学術振興会、組織的な若手研究者等海外派遣プログラムの助成を受けました。ここに心より感謝申し上げます。

目次

要旨

謝辞

第1章 はじめに

- 1.1 研究の背景 1
- 1.2 先行研究の概観及び本研究の位置づけ 2
- 1.3 本研究の目的 5

第2章 遠地実体波を用いた超巨大地震の震源過程解析手法の開発

- 2.1 従来のグリーン関数計算法（波線理論） 6
- 2.2 Direct Solution Method (DSM) 7
- 2.3 波形インバージョン法 10
- 2.4 DSM と波線理論によるグリーン関数の比較 11
- 2.5 DSM グリーン関数を用いた波形インバージョンの巨大地震への適用 13
 - 2.5.1 2011年東北沖の地震(Mw7.3) 13
 - 2.5.2 2007年ソロモン諸島の地震(Mw8.1) 14
- 2.6 考察 16
 - 2.6.1 海の多重反射の影響 16
 - 2.6.2 PP波・W phaseの影響 17
- 2.7 結論 19

第3章 2004年スマトラ島沖地震

- 3.1 2004年スマトラ島沖地震の概要 49
- 3.2 2004年スマトラ島沖地震周辺のテクトニクスと地震活動 49
- 3.3 2004年スマトラ島沖地震の先行研究 50
 - 3.3.1 地殻変動・津波解析による震源過程の先行研究 50
 - 3.3.2 地震波形解析による震源過程の先行研究 52
- 3.4 解析条件と解析データ 54
- 3.5 解析結果 55
- 3.6 考察 56
 - 3.6.1 スマトラ北西沖の震源過程について 57
 - 3.6.2 ニコバルーアンダマン諸島付近の震源過程について 58
- 3.7 結論 59

第4章 2010年チリ地震	
4.1 2010年チリ地震の概要	86
4.2 2010年チリ地震周辺のテクトニクスと地震活動	86
4.3 2010年チリ地震の先行研究	86
4.3.1 地震波解析による震源過程の先行研究	86
4.3.2 地殻変動・津波解析による震源過程の先行研究	88
4.4 解析条件と解析データ	89
4.5 解析結果	90
4.6 考察	90
4.6.1 得られたすべり分布と余震との比較	90
4.6.2 津波波形インバージョン	91
4.6.3 過去の巨大地震と地震間プレートカップリングとの関係	92
4.6.4 バックプロジェクション法で見られる周波数特性との関係	93
4.6.5 波線理論グリーン関数 KK03 を用いた結果との比較	93
4.6.7 地殻変動との比較	95
4.7 結論	96
第5章 巨大地震震源過程解析の速報解析に向けて	
5.1 PP波など後続波の影響が少ないと考えられる条件	118
5.2 W phase の影響が少ないと考えられる条件	120
第6章 結論	
参考文献	

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

地震発生メカニズムを理解する上で、地震時の断層すべりの時空間分布（震源過程）を明らかにすることは重要である。広帯域地震計などの精密な観測機器の開発や計算機の発達に伴い、地震時のすべりの時空間分布を求める遠地実体波を用いた波形インバージョン法による震源過程解析研究も発展を遂げてきた。これらの研究は基本的には、(1)まず震源をいくつかの震源要素に分割し（離散化）、(2)グリーン関数の評価をし、(3)観測波形を最も満足する断層のすべり等のパラメータを決定する（最適化）、という手順がとられる（菊地, 1991）。中でも(2)のグリーン関数の評価は、他の項目と異なりある程度正しさの検討が可能であるという意味で、波形インバージョン法において最も根幹をなす部分であると考えられる。グリーン関数は大きく分けて理論的に計算する方法と小地震などを用いて経験的に計算する方法がある。遠地実体波を用いた波形インバージョンでは、波線理論に基づいて理論的にグリーン関数を計算することが一般的である。震央距離が 30° から 100° の観測記録を用いることで、理論的に扱いにくい複雑な反射波（triplicated P 波）やコアからの回折波・反射波などが到達せず、解析に用いる観測波形は単純になる。そのため、直達 P 波と震源近傍の反射波（pP 波や sP 波など）について、幾何学的な減衰とマンツルの非弾性減衰を考慮するだけで、理論波形を計算することができる（例えば、Langston and Helmberger, 1975）。少ない計算量で良い近似解が得られるので非常に良く用いられている。しかしながら、波線理論によるグリーン関数を用いた解析では超巨大地震では以下の点が大きな問題となった：

①解析に用いる観測波形データ内（断層破壊継続時間以上の時間長）に P 波や pP, sP 波だけでなく、PP 波などの後続波が含まれてしまう。

②解析に用いる観測波形データ内に、超巨大地震などで明瞭に観測される超長周期の W phase (Kanamori, 1993)が含まれてしまう。

①に関しては、波線理論では PP 波など後続波を正確に計算することができない。波線理論では三重合(triplication)があると破綻してしまう。震央距離が 14° から 30° までの間では、マンツル遷移層の急激な速度不連続の影響で triplicated P 波などが到達してしまい、考慮すべき波線の数が膨大となる。よって震央距離が 60° より近い PP 波は同様の理由により全ての波線を計算することができない。②に関しては、短波長近似である波線理論では超長周期の W phase を計算することができない。W phase は P 波と S 波の間（群速度で 4.5 から 9 km/s）で周期 100 から 1,000 秒程度の波として観測されるので、波線理論的に考えれば長周期の P, PP, S, SP などが複雑に足し合わさることで生じると解釈できる。①の PP 波などの後続波が正確に計算できないことから、波線理論では W phase が計算不可能なのは明白である。

上記は 2004 年スマトラ島沖地震で初めて深刻な問題として認識されるようになった。この地震は破壊継続時間が約 500 秒と長く、波線理論によって計算されたグリーン関数を用いた速報解では破壊の途中までしか明らかにされていない。その後の 2010 年チリ地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震でも上記問題が生じているはずであるが、2004 年スマトラ島

沖地震ほど長い破壊継続時間ではないためか、特に議論されずに波線理論によって計算されたグリーン関数で解析がなされているのが現状である。

1.2 先行研究の概観及び本研究の位置づけ

1970年代に震源過程の巨視的なモデルが確立されて以来、様々な震源過程に関する研究がなされている。1.1節で示した震源過程解析の大まかな手順のうち、震源の離散化に関しては、サブイベントと呼ばれるいくつかの点震源を仮定して断層破壊の時空間的発展を表現する方法（多重点震源モデル）と、断層を有限の大きさの小断層に分割して各小断層のすべり時間関数で表現する方法（有限断層モデル）があげられる。多重点震源モデルによる研究は、1970年代後半から1990年代前半にかけて行なわれていた。例えば *Kanamori and Stewart* (1978) は、1976年グアテマラ地震 ($M_s = 7.5$) の遠地 P 波記録から、10個のサブイベントを試行錯誤的に同定した。*Kikuchi and Kanamori* (1982) では、反復はぎ取り法を用いて震源メカニズムと深さを固定した上でのサブイベントの発震時刻、位置、地震モーメントを求める手法を開発した。その後、*Kikuchi and Kanamori* (1986) によって、異なるメカニズム解でも求められるように拡張された。上記は半無限弾性体を仮定し P 波のみを用いていたが、最終的に *Kikuchi and Kanamori* (1991) では、水平成層構造を仮定し、P 波だけでなく SH 波や SV 波も用いて複数のサブイベントをメカニズム解も未知として求められるように拡張された。このような手法は、速報解を出す場合など断層メカニズムが未知の場合における大まかな震源過程の把握や、複雑な断層形状での解析において有利であるが、現在では断層面を仮定して断層面上のすべりの詳細を明らかにする有限断層モデルの解析が一般的である。有限断層モデルによるインバージョンは、*Trifunac* (1974) によって初めて導入された。この論文によって *HASKELL* (1969) の dislocation モデルを用いていくつかの小断層のすべりを最小二乗法等で決定する基本的な定式化がなされた。その後 *Olson and Aspel* (1982) や *Hartzell and Heaton* (1983) によって、破壊フロントが到達後、各小断層すべりの時間変化を複数個の基底関数で表現するマルチタイムウィンドウインバージョン法が開発された。このマルチタイムウィンドウインバージョン法は、今なお様々な震源過程解析に用いられている（例えば、*Kikuchi and Kanamori*, 2003; *Suzuki et al.*, 2011; *Yoshida et al.*, 2011）。

グリーン関数の計算については、大きく分けて理論的に計算する方法と小地震などを用いて経験的に計算する方法がある。遠地実体波を用いた波形インバージョンでは、1.1節にも書いたように波線理論に基づいて理論的にグリーン関数を計算することが一般的であり、非常に良く用いられている。波線理論の他にも、震源近傍で海溝などの水平方向が不均質な構造を仮定して、差分法によってグリーン関数を求める手法が開発されている。差分法では、いまだ大規模な 3 次元構造での波動計算は計算量が膨大なため、構造は 2 次元ながら 3 次元で波動伝播を計算する 2.5 次元差分法計算が遠地実体波解析では用いられている（例えば、*Okamoto*, 1994; *Takenaka and Kennett*, 1996）。沈み込み帯の海溝軸付近など、水平でない海底地形や堆積層を考慮して複雑な海の多重反射波も含めて計算可能であるという利点がある。

波数積分を行うことなく効率的に計算できるため (Takenaka and Okamoto, 1997), 計算量は 2次元構造の場合とそれほど変わらない. しかしながら, 波線理論のように PP 波や W phase の問題は同様に生じてしまう. 実体波だけでなく表面波も用いた長周期帯域での解析では, ノーマルモード理論を用いるのが一般的である. ノーマルモード理論は, 球対称モデルの長周期波形計算を行う際に最も基本的でよく用いられる手法である (例えば, Dahlen and Tromp, 1998). この方法では運動方程式を厳密に解析的に解くので, 波線理論では計算できない回折波なども計算できる. Centroid Moment Tensor (CMT) インバージョン (例えば, Dziewonski et al., 1981) などに用いられている. 波線理論などと違い全ての波を計算できるので, PP 波や W phase の問題はこの方法では生じない. 最近では, W phase を有限断層でインバージョンする際のグリーン関数計算にも用いられている (Benavente and Cummins, 2013). しかしながら, ノーマルモード理論では短周期まで計算するには膨大な数のモードを足し合わせないとならないので, 一般的には周期 6 秒程度までの計算となっており, この方法を用いて従来の遠地実体波解析に用いられてきた周期 1 秒程度の周波数帯まで計算された例はない.

観測波形を最も満足する断層のすべり等のパラメータを決定する最適化については, 基本的には以下の観測方程式 (式 1-1) を, ランダム誤差ベクトル \mathbf{e} が最小となる解を最小二乗法で解くことが一般的である.

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} + \mathbf{e} \quad (1-1)$$

ここで, \mathbf{d} が観測データベクトルで, \mathbf{G} が係数 (グリーン関数) 行列, \mathbf{m} がモデルパラメータベクトルである. しかしそのままでは式(1-1)を満たす \mathbf{m} が複数ある劣決定問題となるため, 物理的な尤もらしさから, 逆向きのすべりはないものとする非負の最小二乗法 (Lawson and Hanson, 1974) やすべりの時空間的ななめらかさの拘束をかけるといった先験的情報を課すことが多い. なめらかさの拘束の重みについては, 観測波形の特徴的なフェーズを再現する程度にゆるくかける場合 (例えば, Kikuchi et al., 2003; Lay et al., 2011) と, Akaike's Bayesian Information Criterion (ABIC) (Akaike, 1980)などの統計基準によって決められる場合がある (例えば Ide et al., 1996; Yagi, 2004).

マルチタイムウインドウインバージョンを始め, 多くのインバージョンは時間領域で行なわれるが, 周波数領域でのインバージョンもいくつかなされている (Olson and Anderson, 1988; Cotton and Campillo, 1995). 周波数領域のインバージョンでは, 周波数ごとに独立に方程式が解かれるため, 時間領域でのインバージョンに比べ劇的に計算量が少なくて済むというメリットがある. しかし, ある点でのすべりは様々な周波数・波数のすべり関数の足しあわせで表現されるため, 非負のすべり拘束条件を課すことが難しいという欠点があり, あまりなされていない. また, 時間領域の情報を残しつつ周波数ごとの破壊の特徴を明らかにするために, Ji et al. (2002a)ではウェーブレット領域でインバージョンを行なっている. 時間領域の L2 ノルム最小を課すインバージョンに比べ, 最適解を得る条件が長周期で大振幅の波のみに影響を受けることがないため, 遠地 P 波や SH 波だけでなく表面波も用いたインバージョンがなされている (Ji et al., 2002b).

遠地実体波解析は、近年米国地震学連合(Incorporated Research Institutions for Seismology: IRIS)によって国際デジタル地震観測網(The International Federation of Digital Seismographic Networks: FDSN)やグローバル地震観測網(Global Seismic Network : GSN)などの世界の主要な観測点データを統合した波形データベースが構築・公開されるとともに、震源過程解析コードがオープンソース化(例えば, *Kikuchi and Kanamori, 2003* など)されたことにより、今や様々な機関や研究者によって行なわれるようになった。地震発生後すぐに地震波形データを取得し、数時間から数日後には震源過程解析結果を出す準リアルタイム解析も行なわれるようになるなど(例えば, 名古屋大学, 筑波大学, 東京大学, USGS など), M7程度以上の巨大地震の震源過程の最も基本的な解析手法の1つとなっている。

一方で、広帯域地震計などの観測機器が世界中に広く分布するようになって以来最大の超巨大地震である2004年スマトラ島沖地震の発生により、従来なされていた遠地実体波解析には超巨大地震の解析の際に様々な問題があることが露呈した。この地震発生後すぐに、*八木 (2005)*や*山中 (2005)*, *Ji (2005)*によって遠地実体波を用いた震源過程解析の速報結果が出された。これらは全て波線理論によってグリーン関数の計算がなされているが、既に1.1節で述べたように、波線理論ではPP波などが正確に計算できないという問題があった。そのため解析に用いるタイムウィンドウがPP波到達前までと短く、余震分布から推測される震源域(1,500km程度)の一部の震源過程しか明らかにされていなかった。

従来の遠地実体波を用いた震源過程解析における波線理論を用いたグリーン関数の問題を解決するために、*Ammon et al. (2005)*では周期20秒から2000秒の長周期の実体波と表面波を用いて、3次元地球速度構造モデルを仮定しスペクトル要素法で計算されたグリーン関数を使用し震源過程解析を行なった。これにより、従来の震源過程解析手法では得られなかったこの地震の震源過程の全体像が初めて明らかにされた。しかしながら、一般に長周期の波の解析は震源過程の全体像の把握に有利な一方、短周期の波を用いる解析のようにすべりの時空間発展を把握するのには向いていないので、従来の短波長近似である波線理論を用いたグリーン関数(周期1秒から400秒程度)に比べすべりの時空間分布の詳細は得られていないと考えられる。

その後今日に至るまで、2010年チリ地震や2011年東北地方太平洋沖地震の2つの超巨大地震が発生した。これら超巨大地震では、2004年スマトラ島沖地震ほど破壊継続時間が長いわけではないため、多くの研究者によって波線理論に基づいたグリーン関数を使用した遠地実体波解析が行なわれている(例えば2010年チリ地震では、*Lay et al., 2010a; Pulido et al., 2011; Hayes et al., 2013b*), 2011年東北地方太平洋沖地震では、*Lay et al., 2011; Yoshida et al., 2011; Yagi and Fukahata, 2011b; Kubo and Kakehi, 2013*)。2004年スマトラ島沖地震以降、インバージョンスキームに関しては*Yagi and Fukahata (2011a)*のグリーン関数の誤差を考慮する定式化などの進展が見られたが、超巨大地震の後続波の問題に対処するグリーン関数については*Ammon et al., (2005)*によってスペクトル要素法が導入されたにとどまる。波線理論によるグリーン関数計算でも、PP波を計算していないグリーン関数を用いてPP波が到

達する前までのデータで解析する場合と（例えば, *Yagi and Fukahata, 2011b; Pulido et al., 2011*）, PP 波を計算していないグリーン関数を用いて観測波形は PP 波も含めてそのまま解析する場合（例えば, *Lay et al., 2010a*）, PP 波も近似的に計算しグリーン関数に含めて解析する場合（例えば *Kubo and Kakehi, 2013*）があり, それぞれ後続波の問題を回避しようと試みているが, それによって求められる震源過程にどのような問題点が生じるのかも明確ではない. また, このような超巨大地震や, それより規模が小さい M8 程度の巨大地震においても, W phase は明瞭に観測波形に見られるが, W phase を計算できない波線理論によるグリーン関数を用いた場合, どの程度巨大地震の震源過程解析の結果に影響を及ぼすのか, その結果の妥当性についても十分な議論がなされていないのが現状である.

1.3 本研究の目的

本研究ではこれらの問題へ対処するため, 波線理論のような近似を行わず, 運動方程式を厳密に解くことにより解となる波動場を計算する Direct Solution Method (DSM)（例えば, *Geller and Ohminato, 1994; Kawai et al., 2006*）を用いてグリーン関数を計算し波形インバージョンを行なう新たな超巨大地震解析手法を提案する. DSM で計算したグリーン関数を用いて 2004 年スマトラ島沖地震や 2010 年チリ地震といった超巨大地震の震源過程の詳細を明らかにすると同時に, 波線理論で計算したグリーン関数を用いて同様の解析を行ない, 巨大地震の震源過程解析に及ぼす影響やその妥当性についても検証する.

第2章 遠地実体波を用いた超巨大地震の震源過程解析手法の開発

2.1 従来のグリーン関数計算法（波線理論）

遠地実体波を用いた浅い巨大地震（M8 程度まで）の震源過程解析では、震央距離が 30° から 100° という範囲の観測点を用いることで、PP 波などの後続波が分離され、直達 P 波と震源近傍の反射波である pP, sP 波のみの位相を考慮する波線理論によるグリーン関数が良く用いられる．ここでは一般的に用いられる一般化波線理論による遠地 P 波計算（例えば、*Langston and Helmberger, 1975*）について説明する．以降は特に断りなく波線理論と書いてある場合は一般化波線理論を指すことに留意されたい．点震源に対する波線理論による遠地 P 波計算は以下の式で表わされる．

$$y(t) = s(t) * h_s(t) * h_m(t) * h_r(t) \quad (2-1)$$

ここで、 $t=0$ を P 波初動到達時刻にとっており、 $y(t)$ が計算された変位の理論波形、 $s(t)$ は震源時間関数（モーメント速度関数）、 $h_s(t)$ は震源近傍の構造による効果を表わすインパルス応答、 $h_m(t)$ が幾何学的な減衰 $G(\Delta)$ とマントルの非弾性減衰 $Q(t)$ の積、 $h_r(t)$ は観測点近傍の構造の効果を表わすインパルス応答、 $*$ はコンボリューション演算であることを示している．この模式図が図 2-1 である．元々の定式化では上記に加えて地震計のインパルス応答 $h_{ins}(t)$ もコンボリューションされているが、本研究では観測波形から $h_{ins}(t)$ をデコンボリューションして解析に用いているため、上記式の理論波形には含まれていない．波線理論におけるグリーン関数とは、上記式における $h_s(t) * h_m(t) * h_r(t)$ の部分に相当する．

$s(t)$ は遠地では遠地項のみを考えるため、地震モーメントの時間微分 $\dot{M}_o(t) = \mu \iint \Delta \dot{u}(t) ds$ で定義される．ここで、 μ が剛性率、 $\Delta \dot{u}(t)$ が断層のすべり速度である．実際の計算では各小断層の深さごとに μ は変わり、時間遅れを考慮して断層面全体にわたって積分することで $s(t)$ が得られる．

マントルの減衰項 $h_m(t) = G(\Delta)Q(t)$ における幾何学的な減衰 $G(\Delta)$ は、波線の湾曲を考慮して以下のように記述できる（*Honda, 1962*）．

$$G(\Delta) = \frac{1}{R} \sqrt{\frac{\rho_h v_h \sin i_h}{\rho_o v_o \sin \Delta \cos i_o} \left| \frac{di_h}{d\Delta} \right|} \quad (2-2)$$

ここで、 ρ は密度、 v は地震波速度、 i は入射角、 Δ は震央距離、 R は地球半径、添え字 h と o はそれぞれ震源、観測点を表わす．非弾性減衰 $Q(t)$ は、

$$Q(t) = e^{-\frac{\omega}{2q} t} e^{i\omega t} \quad (2-3)$$

と表わされて、 q が quality factor、 t が走時、 ω が角周波数を示している． t を q で割ったパラメータは t^* （単位は秒）と呼ばれ、非弾性減衰の強さを示している．遠地では P 波の t^* は 1.0 秒、S 波の t^* は 4.0 秒がよく用いられており、本研究でもこの値を使用した．

残る震源近傍の構造による効果 $h_s(t)$ と観測点近傍の構造の効果 $h_r(t)$ は、一次元成層構造を仮定し Haskell 行列（*Haskell, 1953*）によって計算される．震源が浅い地震の遠地波形は、直達 P 波と地表での反射波 -pP, -sP 波のみを考慮するだけで理論波形を計算できる．

無限小波長近似を用いる波線理論は特定のフェーズのみの計算が可能なので、計算量が非常に少ないというメリットがある。一方で、波の回折(diffraction)や三重合(triplication)があると破綻してしまう。震央距離が 14°から 30°までの間では、マントル遷移層の急激な速度不連続の影響で triplicated P 波などが到達してしまい (図 2-2), 考慮すべき波線の数が増大となる。また、震央距離が 100°より遠くなると同様に直達 P 波ではなく外核からの回折波 P_{diff} が到達してしまう (図 2-3)。故に、遠地実体波解析ではこれらの影響を避けるため震央距離が 30°から 100°の範囲の観測点がいわれてきた。震央距離や解析に用いる観測波形の時間長によっては、観測波形に P 波や pP, sP 波だけでなく PP 波などが含まれる場合がある。震央距離が 70° より遠い点の PP 波は単純なので、ヒルベルト変換をした P 波波形に、PP 波反射点の反射係数と P 波と PP 波の伝播の違いによる $Q(t)$ の減衰をコンボリューションすることで観測波形を良く説明する PP 波を計算できる(Lynnes and Ruff, 1985)。しかし震央距離が 70° 程度より近い観測点における PP 波は、triplicated P 波などが地表で一度反射して到達するために同様の問題が生じてしまう。震源過程解析では破壊継続時間以上の時間長の観測波形データを用いなければ破壊の全体像を明らかにできないが、破壊継続時間が長くなる規模の大きい地震であればあるほど解析に用いる観測波形データ内に PP 波が到達してしまう (Table 2-1)。波線理論を用いる先行研究では基本的に PP 波の理論波形計算は避けられているが、中には波線理論的な方法で近似的に PP 波の計算を試みているものもある。例えば、Schwartz and Lay (1993)では、一般化波線理論では PP 波計算に必要な波線が増大となり実践的でないことから、より近似を進めた波線理論的な計算法である WKBJ 法 (Chapman, 1978)を用いて様々な波線を考慮した PP 波の計算を行っている。しかし、厳密に全ての波を計算できる反射率法(Chapman and Orcutt, 1985)と比べて観測波形の再現性は悪く妥当ではない。一般化波線理論でも震央距離が 70°より近いにもかかわらず三重合を考えずに PP 波を P 波のヒルベルト変換によって計算し解析している例もあるが(e.g., Kubo and Kakehi, 2013), 当然ながら正確ではない。

2.2 Direct Solution Method (DSM)

本研究では、Direct Solution Method (DSM)を用いてグリーン関数の計算を行った。DSM は無限小波長近似などを用いずに、弱形式化された運動方程式を直接解くことで理論波形を高精度かつ効率的に計算する手法である (Geller and Ohminato, 1994)。最近の研究 (Kawai et al., 2006) によって、1次元速度構造ならば 2Hz 程度まで広帯域地震波形記録を正確に計算できるようになった。以下では Geller and Ohminato (1994)や Kawai et al., (2006)を元に、DSM の基本的な理論について説明する。以下では、添え字や記号は 2.1 節従来のグリーン関数計算法とは全く独立であることに留意されたい。

まず周波数領域で表現した波動場を離散化し、試行関数の線形結合からなると仮定する。

$$\mathbf{u} = \sum_{\beta \in \text{solid}} c_{\beta} \Phi^{(\beta)} \quad (2-4)$$

$$Q = \sum_{\beta \in \text{fluid}} c_{\beta} \Phi^{(\beta)} \quad (2-5)$$

ここで、 \mathbf{u} が固体中の変位、 $Q = P/\omega$ で P は流体中の圧力変化、 $\Phi^{(\beta)}$ 及び $\Phi^{(\beta)}$ はそれぞれベクトル及びスカラーの試行関数、 c_{β} は未知の展開係数である。

弱形式化された DSM の運動方程式は (Geller and Ohminato, 1994)

$$(\omega^2 \mathbf{T} - \mathbf{H} + \omega \mathbf{R})\mathbf{c} = -\mathbf{g} \quad (2-6)$$

と表される。ここで、 \mathbf{T} が質量 (運動エネルギー) 行列、 \mathbf{H} が剛性 (ポテンシャルエネルギー) 行列、 \mathbf{g} が励振係数ベクトル、 \mathbf{R} が固液境界における変位とトラクションの連続条件に関する行列演算子である (球対称地球モデルに対しては spheroidal (P-SV 波) の場合のみ 0 でない値をもつ)。

(2-6)式の行列及びベクトル要素は

$$\mathbf{T}_{\alpha\beta} = \begin{cases} \int_V (\Phi_i^{(\alpha)})^* \rho \Phi_i^{(\beta)} dV & (\alpha, \beta) \in \text{solid} \\ \int_V (\Phi_i^{(\alpha)})^* \Phi_i^{(\beta)} / \lambda dV & (\alpha, \beta) \in \text{fluid} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2-7)$$

$$\mathbf{H}_{\alpha\beta} = \begin{cases} \int_V (\Phi_{i,j}^{(\alpha)})^* C_{ijkl} \Phi_{k,l}^{(\beta)} dV & (\alpha, \beta) \in \text{solid} \\ \int_V (\Phi_{i,i}^{(\alpha)})^* \Phi_{i,i}^{(\beta)} / \rho dV & (\alpha, \beta) \in \text{fluid} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2-8)$$

$$\mathbf{R}_{\alpha\beta} = \begin{cases} \int_S (\Phi_i^{(\alpha)})^* n_i^{(S)} \Phi_i^{(\beta)} dS & \alpha \in \text{solid and } \beta \in \text{fluid} \\ \int_S (\Phi_i^{(\alpha)})^* n_i^{(S)} \Phi_i^{(\beta)} dS & \alpha \in \text{fluid and } \beta \in \text{solid} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2-9)$$

$$\mathbf{g}_{\alpha} = \begin{cases} \int_V (\Phi_i^{(\alpha)})^* f_i dV & \alpha \in \text{solid} \\ - \int_V (\Phi_{i,i}^{(\alpha)})^* f_i / (\rho \omega) dV & \alpha \in \text{fluid} \end{cases} \quad (2-10)$$

と表され、*は複素共役、 ρ は密度、 C_{ijkl} は固体中の弾性定数、 λ は流体中の弾性定数、 $n_i^{(S)}$ は固液境界での固体領域への外向きの単位法線ベクトルである。実際の計算では計算効率の向上のため、(2-7)から(2-10)式の行列要素に若干の修正を加える (Kawai et al., 2006, 2.4 章 Matrix elements)。

試行関数の鉛直方向は線形スプライン (図 2-4)、水平方向は完全正規化された球面調和関数を用いており、固体媒質中の試行関数は以下のように書ける。

$$\begin{aligned} \Phi^{(klm1)}(r, \theta, \phi) &= X_k(r) \mathbf{S}_{lm}^1(\theta, \phi) \\ \Phi^{(klm2)}(r, \theta, \phi) &= X_k(r) \mathbf{S}_{lm}^2(\theta, \phi) \\ \Phi^{(klm3)}(r, \theta, \phi) &= X_k(r) \mathbf{T}_{lm}(\theta, \phi) \end{aligned} \quad (2-11)$$

ここで、

$$\begin{aligned}
\mathbf{S}_{lm}^1(\theta, \phi) &= (Y_{lm}(\theta, \phi), 0, 0) \\
\mathbf{S}_{lm}^2(\theta, \phi) &= \left(0, \frac{1}{\mathcal{L}} \frac{\partial Y_{lm}(\theta, \phi)}{\partial \theta}, \frac{1}{\mathcal{L} \sin \theta} \frac{\partial Y_{lm}(\theta, \phi)}{\partial \phi} \right) \\
\mathbf{T}_{lm}(\theta, \phi) &= \left(0, \frac{1}{\mathcal{L} \sin \theta} \frac{\partial Y_{lm}(\theta, \phi)}{\partial \phi}, -\frac{1}{\mathcal{L}} \frac{\partial Y_{lm}(\theta, \phi)}{\partial \theta} \right)
\end{aligned} \tag{2-12}$$

$$X_k(r) = \begin{cases} (r - r_{k-1}) / (r_k - r_{k-1}) & r_{k-1} < r \leq r_k \\ (r_{k+1} - r) / (r_{k+1} - r_k) & r_k \leq r < r_{k+1} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \tag{2-13}$$

$Y_{lm}(\theta, \phi)$ は完全正規化された球面調和関数, \mathcal{L} は $\sqrt{l(l+1)}$ を表している. ここで, $r_1 < r_2 \cdots < r_N$ であり, (2-13)式の1行目は $k=1$ を, 2行目は $k=n$ を除くことに留意されたい. 最終的に得られた周波数領域の波動場を逆フーリエ変換し時間領域に直したものをグリーン関数として使用する.

本研究では1/4,096 Hzから最大周波数1 Hzまで1/4,096 Hz間隔の周波数で計算しグリーン関数として使用した. 計算量は計算する最大周波数の3乗に比例し, 計算精度を保つには十分な数の試行関数(線形スプライン, 球面調和関数)が必要となる. また震源が浅い場合は近地項の影響によって, spheroidalの理論波形は球面調和関数の高次の次数(angular order)まで地表で振幅を持つようになる. そのため正確に波動場を計算するには高次の次数の球面調和関数まで足し合わせなければならず, 計算量が増加する. *Kawai et al., (2006)*を参考にいくつか理論波形を計算し, 震源の深さが5 km程度でも線形スプラインは36,000個, 球面調和関数の最大次数は32,000程度あれば精度良いDSM理論波形が計算できることを確認した. 本研究では, 震源が20 kmより浅い場合は最大次数32,000まで, 20 kmより深い場合は24,000まで計算しグリーン関数として使用した.

DSMのプログラムでは(2-6)式を周波数及び球面調和関数の次数ごとに解いていく. 不必要に高次の次数まで足し合わせることを避けるために, ある周波数において展開係数の振幅が最大振幅に比べ十分小さくなった場合にそこで計算を終了し(angular order cut-off), 高次の次数の波動場がある深さでほぼ振幅を持たない場合はそこに自由表面を仮定して計算する(depth cut-off)という計算効率向上の工夫を行っている. しかし当然ながら波線理論に比べれば計算量は多くなってしまうというデメリットがある. 例えば2章2.5の2007年ソロモン諸島の地震の解析に必要な全グリーン関数を計算するのに必要な時間は波線理論では0.017CPUhであるのに対し, DSMでは25,000CPUh程度かかる(Intel(R) Xeon(R) CPU E5620 @2.40GHz使用). そのため波線理論によるグリーン関数では, 断層面を変えて繰り返し波形インバージョンをすることで, 最も観測波形を説明する断層面及び断層すべりを決定することが可能であるが, DSMでは未だ現実的ではない. よってこれらを地震発生後即座に行う速報解析に, DSMによるグリーン関数を用いることは現在では難しい. また, 1 Hz程度までの計算は球対称構造のみで行えないため, 波線理論によるグリーン関数のように震源近傍に海水層を考慮することができないという点もデメリットである. 以下では簡単のため, 波線理論やDSMによって計算されたグリーン関数をそれぞれ波線理論グリーン

関数, DSM グリーン関数と呼ぶ.

2.3 波形インバージョン法

本研究では, DSM グリーン関数を用いて波形インバージョンにより断層面上のすべり時空間分布を推定する. 波形インバージョン法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用いた (e.g., *Hartzell and Heaton, 1983*). インバージョンプログラムは *Kikuchi and Kanamori (2003)*を用いた. 以下では, 添え字や記号は 2.1 節従来のグリーン関数計算法や 2.2 節 Direct Solution Method (DSM)とは全く独立であることに留意されたい. まず断層面を仮定し, いくつかの小断層に分割する (図 2-5). 走向方向には Δx 間隔で N_x 個, 傾斜方向には Δy 間隔で N_y 個のグリッドが配置されている. 走向方向, 傾斜方向にそれぞれ q, r 番目のグリッドに対して通し番号

$$m = q + (r - 1)N_x \quad (q = 1, 2, \dots, N_x; r = 1, 2, \dots, N_y) \quad (2-14)$$

を付ける. ここで, 断層面上の m 番目の小断層での n 番目の時間ステップ (間隔 τ) に単位モーメント量だけ k 方向($k = 1, 2$)にすべった際の j 番目の観測点におけるグリーン関数を $G_{mnkj}(t)$ とすると, 理論波形は

$$f_i(t) = \sum_m \sum_n \sum_k D_{mnk} G_{mnkj}(t - t_m - (n - 1)\tau) \quad (2-15)$$

と与えられる. ここで, D_{mnk} が未知のモデルパラメータ, t_m は m 番目の小断層のすべりの開始時刻である. 破壊開始点のグリッド座標を (q_0, r_0) とし, 破壊フロントは同心円状に広がっていき, その伝播速度 V を一定とすると, m 番目の小断層の破壊開始時刻 t_m は

$$t_m = \frac{\sqrt{\{(q - q_0)\Delta x\}^2 + \{(r - r_0)\Delta y\}^2}}{V} \quad (2-16)$$

と与えられる. 各小断層のモーメント解放は底辺が 2τ 秒の N_n 個の二等辺三角形の足しあわせで表現され, 破壊フロント V が到達後, 破壊継続時間 $(N_n + 1)\tau$ ($n = 1, \dots, N_n$)の範囲内ですべりうる事が可能である.

観測波形 $x_j(t)$ を最も満足するモデルパラメータは, 残差二乗和が最小となる条件

$$\Delta = \sum_j \int \{w_j \{x_j(t) - f_j(t)\}\}^2 dt = \min. \quad (2-17)$$

によって得られる. ここで w_j は j 番目の観測点での重み関数を表す. この際に先験的拘束条件として 2つの条件を課す. 1つは, すべりは空間的になめらかであるという条件である. デジタルのラプラスアンによって定義される以下の条件式:

$$(\nabla^2 D)_{m,n,k} = 4D_{m,n,k} - D_{m-1,n,k} - D_{m+1,n,k} - D_{m-N_x,n,k} - D_{m+N_x,n,k} \quad (2-18)$$

を(2-17)式に加えることで, 最終的な目的関数は以下の条件式となる (2-18式内添え字のコンマは微分を表わしているのではなく, m, n, k のそれぞれの添え字の範囲を見やすくするために便宜上導入したコンマであることに注意).

$$\Delta_l = \Delta + \beta^2 \sum_m \sum_n \sum_k \{(V^2 D)_{m,n,k}\}^2 = \min. \quad (2-19)$$

ここで β はなめらかさの度合いを表し、 β が大きいほどなめらかな解が得られる。本研究では観測波形の特徴的なフェーズを再現し、すべり分布が複雑にならない程度に β を決定する。もう1つはすべりの方向は非負であるという条件である(Lawson and Hanson, 1974)。つまり逆向きの断層運動はないものとする。

2.4 DSM と波線理論によるグリーン関数の比較

これまで DSM は震源解析では長周期（周期 50 秒以上）の実体波や表面波を用いたモーメントテンソル解析などに用いられてきたが（Hara, 1997; 2004）、短周期成分を用いた震源過程解析には使用されていない。そこでまずは従来波線理論を用いた遠地実体波解析と同じ短周期成分を含む周波数帯域（周期 1 から 250 秒程度）でどの程度 DSM グリーン関数が実際の観測波形を説明できるのかを検証した。解析に用いたのは 2007 年 4 月 13 日 05:42:23 (UTC) にメキシコで発生した Mw6.0 のプレート内の逆断層型地震(17.2424°N, 100.2031°W, 35.4 km, USGS PDE カタログより)である (図 2-6)。一般に、規模の小さい M6 程度の地震は破壊継続時間が短く震源時間関数はデルタ関数と見なせるため、観測波形はほぼグリーン関数と見なすことができる。よって地震の震源時間関数の影響が少なく、グリーン関数の検証をすることが可能である。しかし規模が小さいとノイズに対してシグナルも小さくなってしまい、逆に比較が難しくなるが、このメキシコ地震はプレート内地震であるため応力降下量が大きくシグナルが大きい。まず従来波線理論グリーン関数を計算し、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン (e.g., Hartzell and Heaton, 1983) によってこの地震の断層メカニズム解と震源時間関数を決定する。使用した観測点は震央距離が 30° から 100° の広帯域地震計上下動 24 点を Data Management Center of the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS-DMC) からダウンロードして解析に使用した (図 2-7)。波線理論グリーン関数の計算と波形インバージョンは Kikuchi and Kanamori (2003) のプログラムを用いて行なった。GCMT 解（走向, 傾斜, すべり角）= (284, 73, 92) で得られた断層メカニズム解の走向, 傾斜を基準として、その近傍でこれらパラメータを少しずつ変えて繰り返しインバージョンをして、観測波形と理論波形の残差が最小となる最適な深さ及び断層メカニズム解を決定した。その結果を図 2-8 に示す。得られたすべり分布はほぼ点震源で説明できることを示しており、震源時間関数は破壊継続時間が 3 秒と短く、十分デルタ関数と近似可能であることがわかった。次に、得られた最適な震源深さ(30 km)及び断層メカニズム解を仮定して、波線理論グリーン関数(Kikuchi and Kanamori (2003) ; 以下 KK03 とする)と DSM グリーン関数を計算し観測波形と直接の比較を行なった。速度構造モデルはともに IASP91(Kennett and Engdahl, 1991)に基づき、DSM は周期 1/4,096 Hz から 1 Hz まで計算を行なっている。一部の観測点の波形を図 2-9 に示す。波線理論に基づく KK03 は周期 1 秒程度までの短周期成分を含む遠地 P 波において観測波形を良く説明することはこれまで多くの

解析によって示されているが、DSMでも十分な精度で計算できていることがわかる。

DSMを用いる大きなメリットは、後続波であるPP波なども含めて全て厳密に計算できることである。波線理論でも近似的にPP波を計算することは可能ではあるが、triplicationを厳密に考慮しているわけではないので観測波形を十分説明できる理論波形ではないと考えられる。図2-10に、後続波も含めた観測波形とグリーン関数の比較の一例を示す。ここでは波線理論グリーン関数もP波のヒルベルト変換でPP波を近似的に計算した。メキシコ地震では後続波の振幅が小さく、ノイズもあるため観測波形とグリーン関数波形の一致度はあまり明瞭ではない。PP波部分の波形を見ると、例えばFFCではKK03で近似的に計算されたPP波は観測波形をあまり説明していないが、DSMでは良く一致している。実体波全体の波形を見ると、S波以降の波は観測波形とグリーン関数の走時のずれやグリーン関数振幅が観測波形に比べ過小・過大評価が目立つようになる。これは球対称速度構造IASP91と実際の地球三次元速度構造の違いによる影響が、S波やSS波のような後続波になると大きくなることや、S波不均質の振幅がP波不均質に比べて倍程度あることが原因であると考えられる。S波はP波に比べ振幅も大きくパルス幅も長いので、残差二乗和最小の条件ではほぼS波のフィッティングで解が決定してしまう。そのため実際の速度構造と仮定した速度構造の違いが解析結果に大きな悪影響を及ぼすと考えられる。本研究ではS波到達前までの観測波形データを用いて解析を行う。これらS波やSS波はP波到達後かなり遅くに到達するので、解析する観測波形のデータ長が長くなる超巨大地震であってもこれらの波が使用する観測波形の時間窓内に含まれる事はあまりないため（観測史上最大の破壊継続時間である2004年スマトラ島沖地震でも500秒程度であり、使用する観測波形の時間窓はP波到達後600秒程度あれば良い。600秒間にS波が含まれる観測点はそれほど多くはない）、大きな問題はないと考えられる。巨大地震の解析におけるPP波の観測波形と理論波形の比較は2.6章で行う。

一方でDSMのデメリットとして、震源近傍に海の多重反射の影響を考慮できない点があげられる。DSMでは短周期までの計算では球対称速度構造モデルしか仮定できないため、構造として海水層は考慮できるが仮定するとしても全球が海水層となってしまうからである。図2-11にKK03で震源近傍に海を仮定した場合としない場合でのグリーン関数の比較を示す。ここでは図2-8で示した観測点に対して震源近傍に海水層を仮定しないIASP91モデル（図2-8のグリーン関数と同じ）とIASP91モデルの浅部3kmを海水層として仮定したモデルを使ってそれぞれのグリーン関数を計算した。これを見ると、P、pP波まではどちらもほぼ変わらない波形であるが、sP波あたりから3kmの海を仮定したモデルでは海の多重反射が見られる。DSMではこの海の多重反射波を計算できないが、この多重反射はpP、sP波に比べて大きな振幅ではないので、解析結果に与える影響は小さいと考えられる。よってDSMで海の多重反射を計算できないというデメリットの影響は小さいと考えられるが、実際に巨大地震の波形解析にどの程度影響があるかを2.6章で議論する。

DSMでは全ての波（実体波と表面波）を厳密に計算できるので、超巨大地震で観測され

る超長周期の **W phase** (Kanamori, 1993) も理論的に計算可能である。 **W phase** は P 波と S 波の間（群速度で 4.5 から 9 km/s）で周期 100 から 1,000 秒程度の波として観測されるので、波線理論的に考えれば近地項も含む長周期の P, PP, S, SP などが複雑に足し合わさることで生じると解釈できる。 ノーマルモード理論で考えれば、長周期の伸び縮み振動（spheroidal mode）の基本モードと 1 次、2 次、3 次の低次高調波（overtone）の足し合わせ（つまりレイリー波）で解釈できる。 **W phase** の周波数帯では、これらモードのほとんどのエネルギーが水平方向の速度構造不均質が小さいマントルにとどまるため、海洋や地殻などの浅い構造の不均質の影響はあまり受けないと考えられる (Kanamori and Rivera, 2008)。 よって **W phase** インバージョンも球対称速度構造を仮定したノーマルモード足し合わせでグリーン関数の計算が行なわれており、 **DSM** で球対称速度構造を仮定したグリーン関数計算でも問題なく十分な精度で計算できると考えられる。 ノーマルモード法に比べると **DSM** は運動方程式に地球の自己重力項を含んでいないため、周期 500 秒程度以上の長周期成分の波形では無視できない可能性があるが (Aki and Richards, 2002, P. 357)、本研究では最も長周期までの帯域を用いた 2004 年スマトラ島沖地震においても周期 600 秒までとなっており、解析結果への大きな影響はないと考えている。 **W phase** は短波長近似の従来の波線理論グリーン関数では全く計算することができないので、波線理論グリーン関数を用いる先行研究では **W phase** を見かけ上断層すべりに押しつけた結果が得られる可能性がある。

2.5 DSM グリーン関数を用いた波形インバージョンの巨大地震への適用

2.4 節で短周期成分（周期 1 秒まで）を含む **DSM** グリーン関数が震源過程解析に十分利用可能であることが確かめられたので、2.4 節の波形インバージョン法を M7 クラスの 2011 年東北沖の地震と、M8 クラス 2007 年ソロモン諸島の地震の 2 つの巨大地震に適用した。

2.5.1 2011 年東北沖の地震(Mw7.3)

太平洋プレートが北アメリカプレートへ沈み込む東北日本では、過去に M7 から 8 程度の巨大地震が繰り返し発生している領域である (e.g., Yamanaka and Kikuchi, 2004)。 2011 年 3 月 9 日の東北沖の地震(Mw7.3)は、2011 年 3 月 11 日に発生した日本の観測史上最大となる東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の最大前震のプレート境界型地震である (図 2-12)。 まずこの地震を従来の波線理論グリーン関数を用いて、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Hartzell and Heaton, 1983) を適用し、最も観測波形を満足する最適な断層メカニズム解とすべり時空間分布を決定する。 断層モデルを GCMT 解((走向, 傾斜, すべり角)=(189,12,78))の断層パラメータ近傍で少しずつ変えながらインバージョンを複数回繰り返すことで最適な断層モデルとその断層モデルにおける最適なすべりの時空間分布を決定した。 解析に用いる波形データは IRIS-DMC から震央距離が 30° から 100° の 59 観測点をダウンロードして使用した (図 2-13)。 観測波形は地震計の特性をデコンボリューションし、1 から 250 秒のバンドパスフィルターをかけて 2 Hz サンプルングにした上で積分し変位波

形とした。デコンボリューションとバンドパスフィルターは *Kanamori and Rivera (2008)* の方法を用いて時間領域で行った。時間領域で行うことで、地震計のドリフトやラップアラウンドの効果を防ぐメリットがある。震央は USGS によって決められた緯度 38.51°S、経度 142.79°E を仮定した。小断層は走向方向に 20 km 間隔で 6 枚、傾斜方向に 20 km 間隔で 5 枚の計 30 枚配置し、各小断層のすべり速度基底関数は底辺が 4 秒の二等辺三角形を 2 秒ずつずらし 5 個配置した。速度構造モデルは IASP91 モデル (*Kennett and Engdahl, 1991*) を用いた。最も観測波形を説明する断層モデルである(走向, 傾斜, すべり角) = (189, 11, 75), 震源の深さは 10 km のモデルを仮定し、同様の解析条件で DSM グリーン関数を計算し波形インバージョンを行なう。DSM グリーン関数は周期 1/4,096 Hz から 1 Hz まで計算した。

波線理論(KK03), DSM それぞれのグリーン関数を用いて波形インバージョンを行なって得られた結果を図 2-14, 2-15 に示す。震源時間関数は DSM, 波線理論(KK03) どちらを用いた結果も非常に似た形をしており、破壊継続時間は 25 秒程度であった。また得られたすべり分布もどちらも震源付近で約 1 m 程度のすべりが求められており、ほぼ調和的な結果となっている。DSM, 波線理論(KK03) によって計算された理論波形はどちらも同程度観測波形を説明しており、2011 年東北沖の地震では DSM と波線理論(KK03) どちらのグリーン関数を用いた場合も本質的な差はないことがわかる。これは 2 つの要因が考えられる。1 つは破壊継続時間が短く、解析に用いる観測波形データに PP 波が到達していないこと、もう 1 つは同様の理由から W phase が観測波形に見られないことである(図 2-16)。このことから、2011 年東北沖で発生した Mw7.3 程度の巨大地震では波線理論によるグリーン関数でも十分精度良く解析することができることが明らかとなった。一方でこの結果は、DSM が球対称速度構造しか仮定できないため、実際は海の下で発生した地震にも関わらず海水層のない IASP91 モデルを用いてともに解析をしている。波線理論では、震源近傍に海水層を考慮して海の多重反射を計算できるので、DSM で海水層を考慮できないデメリットがどの程度影響を及ぼすか検証しなければならない。この海の多重反射の影響は 2.6.1 節で議論する。

2.5.2 2007 年ソロモン諸島の地震(Mw8.1)

ソロモン諸島周辺はテクトニクスがとても複雑(図 2-17)で、M7 から 8 程度の巨大地震が数十秒から数週間というタイムスケールで必ず連動して発生している地域である(e.g., *Lay and Kanamori, 1980*)。この地震は Woodlark 海盆の拡大軸が沈み込んでいる領域で発生しており、先行研究によって破壊はこの沈み込む不均質を越えて伝播したことが明らかにされている(e.g., *Furlong et al., 2009; Taylor et al., 2008*)。2.5.1 節の 2011 年東北沖地震の解析と同様に、まずこの地震を波線理論(KK03)グリーン関数を用いて波形インバージョンにより最も観測波形を満足する最適な断層メカニズム解とすべり時空間分布を決定した。解析には IRIS-DMC から震央距離が 30° から 100° の 38 観測点をダウンロードして使用した(図 2-18)。観測波形は地震計の特性をデコンボリューションし、1 から 250 秒のバンドパスフィルターをかけて 2Hz サンプリングにした上で積分し変位波形とした。デコンボリュ

ーションとバンドパスフィルターは *Kanamori and Rivera* (2008)の方法を用いて時間領域で行った。震央は USGS によって決められた緯度 8.47°S 、経度 156.95°E を仮定した。小断層は走向方向に 30 km 間隔で 9 枚、傾斜方向に 20 km 間隔で 5 枚の計 45 枚配置し、各小断層のすべり速度基底関数は底辺が 4 秒の二等辺三角形を 2 秒ずつずらし 15 個配置した。速度構造モデルは IASP91 モデル(*Kennett and Engdahl*, 1991)を用いた。GCMT 解の断層メカニズム(走向, 傾斜, すべり角)=(333, 37, 121)近傍で断層パラメータや震源の深さを変えて繰り返しインバージョンした結果, (走向, 傾斜, すべり角)=(309, 32, 98), 震源の深さは 18 km が最も観測波形を説明する断層モデルであった。この断層モデルを仮定し, 同様の解析条件で DSM でグリーン関数を計算し波形インバージョンを行なう。DSM は周期 $1/4,096$ Hz から 1 Hz までグリーン関数を計算し, 観測波形と同様のバンドパスフィルターを適用した。波線理論(KK03), DSM それぞれのグリーン関数を用いて波形インバージョンを行なって得られた結果を図 2-19, 2-20 に示す。震源時間関数を見ると, 最初の 15 秒程度はどちらもほぼ一致するが, それ以降は DSM で得られた結果の方が大きなモーメント解放となっている。DSM, 波線理論(KK03)それぞれで得られた地震モーメントは $1.3 \times 10^{21} \text{Nm}$, $4.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ となっており, DSM で得られた地震モーメントは波線理論(KK03)に比べて約 2.7 倍となっている。GCMT 解では地震モーメントが $1.57 \times 10^{21} \text{Nm}$ となっており, DSM で得られた結果は GCMT 解とほぼ整合的である。また, GCMT 解の重心位置は(緯度 7.79S , 経度 156.34E) となっており, 北西側で大きくすべる DSM のすべり分布と調和的である。計算された理論波形を見ると, 震源より北側の多くの観測点では DSM, 波線理論(KK03)どちらを用いた理論波形とともに 70 秒程度までは同程度観測波形を説明している。しかしそれ以降は波線理論(KK03)では観測波形を全く説明していないことがわかる。特に波線理論(KK03)では観測波形と長周期のずれが見られる。これは波線理論(KK03)では長周期の *W phase* を計算することができないためこのような結果になったと考えられる。*W phase* はこの地震では明瞭に観測されている (図 2-21)。図 2-22 に観測波形と波線理論(KK03), DSM を用いて計算された理論波形に周期 100 から 250 秒のバンドパスフィルターを適用した結果を示す。波線理論(KK03)では全く計算できてない長周期成分についても DSM では観測波形を良く説明している。また, 比較的震央距離に近い一部の観測点 (AFI, RAR, RAO, SNZO, TAU, NWAQ, MBWA, KAPI, DAV, TATO, INCN, MAJO) では PP 波が到達しており, PP 波がグリーン関数に含まれていない波線理論(KK03)の結果に比べ DSM では観測波形をよく説明している (図 2-20)。注目すべきは特に PP 波が大きい観測点 (TAU, NWAQ, MBWA, KAPI) では, DSM は波線理論(KK03)に比べ PP 波だけでなく P 波到達後 15 秒以降 (図 2-19 の DSM, 波線理論(KK03)の震源時間関数に差が出始める時間以降) も観測波形をよく説明していることがわかる。DSM は波線理論(KK03)に比べ後続波も含めて計算できるので主に後半部分で観測波形を良く説明するのは容易に理解できる。しかし P 波付近はともに同程度の計算精度にも関わらずこのような差が生まれるのは以下の要因が挙げられる。最終的なすべり分布は全ての観測波形と理論波形との残差が最小となるように非負の最小二乗法で求められる。P 波

付近に比べ後続波部分の方が振幅が大きいため、残差を小さくするには後続波部分のフィッティングが重要となる。そのため、波線理論(KK03)では計算することができない後続波部分の波形や長周期 **W phase** を、断層破壊の後半に生じた **P, pP, sP** 波と誤って解釈し、振幅の小さい **P** 波付近よりも振幅の大きい後続波部分のフィッティングが残差最小に優先されることによって部分極小解が求められたと考えられる。この結果から、**PP** 波や **W phase** が解析に用いるデータ長に到達するような巨大地震では、波線理論(KK03)では震源過程の後半だけでなく、前半においても誤った解が得られる可能性があることが示された。解析結果への **PP** 波・**W phase** それぞれの影響についての議論は 2.6.2 章で行う。

2.6 考察

2.6.1 海の多重反射の影響

DSM は **PP** 波などの後続波を計算できる一方で、波線理論(KK03)に比べて震源付近に海水層を仮定して計算することができないというデメリットがある。そこで、この海水層をグリーン関数に考慮できないことがどの程度解析結果に影響を与えるか理論的なテストを行なった。このテストは、まずすべり分布を与えて海水層を考慮した波線理論(KK03)グリーン関数を用いて理論波形を計算する。その理論波形を観測波形として用いて、海水層を仮定しない波線理論(KK03)及び DSM のグリーン関数を用いてインバージョンを行いどの程度与えたすべり分布を再現できるかを確認するという方法で行なった。インプットモデルとして与えたすべり分布は先ほど **IASP91** 速度構造モデルを仮定して波線理論(KK03)でグリーン関数を計算し波形インバージョンによって得られた 2011 年東北沖の地震のすべり分布(図 2-14 の **KK03**)を用いた。海水層は **IASP91** 速度構造モデルの上面に加えて計算を行なった。速度構造モデルは **IASP91** モデルに海水層 0 km (つまり **IASP91** モデルそのまま)とグローバルな平均水深である 4 km を加えたものをそれぞれ使用した。ここで注意したいのは、海水層厚の増加に応じて震源の深さを増加させ **depth phase** (**pP, sP** 波)が変化しないように調整している。すべり分布の解像度の上限を見るために、インプットすべりモデルを与えて海水層を仮定しない波線理論(KK03)グリーン関数を用いて理論波形を計算しそれを観測波形として、海水層を仮定しない速度構造モデルをそのまま仮定した波線理論(KK03), DSM それぞれのグリーン関数を用いた波形インバージョンも同様に行なった。この結果と上記テストを比較することで、海水層を考慮しない影響がどの程度であるか見ることができる。図 2-23, 図 2-24 にこのテストの結果を示している。この結果を見ると、DSM, 波線理論(KK03)どちらのグリーン関数を用いた場合でも、4 km の海水層を加えた結果は海水層 0 km の結果に比べて震源時間関数、すべり分布ともにほぼ変わらないことがわかる。また、DSM, 波線理論(KK03)どちらのグリーン関数を用いた場合も、海水層の有無の違いによる計算される理論波形の差はほぼ見られない。この結果から、海水層を計算できないことによる波形インバージョンへの悪影響はほぼ無視できる程度であることがわかった。また 2007 年ソロモン諸島の巨大地震についても、**IASP91** モデルそのままと、震源域の平均水深であ

る海水層 3km を IASP91 モデルに加えて波線理論(KK03)グリーン関数を計算し、2007 年ソロモン諸島地震の波形インバージョンも行なった。その結果は 2011 年東北沖の巨大地震の結果を用いたテストから予想されるようにほぼ違いは見られなかった(図 2-25)。DSM が波線理論(KK03)に比べて海の多重反射を計算できないことのデメリットはほとんどないことが明らかになった。

本研究では、DSM が海の多重反射を計算できないことのデメリットはほとんどないとして、球対称速度構造モデルを仮定したグリーン関数をそのまま用いて解析をしているが、より改善できる可能性もある。震源近傍の海の多重反射については、波線理論で海水層を考慮して計算したグリーン関数と海水層を仮定しないグリーン関数のスペクトル比を求めて海の多重反射の応答関数を取り出し、DSM のグリーン関数にコンボリューションすることにより考慮できると考えられる。PP 波については波線理論では triplication などを正確に計算できないためにこの方法で考慮することは難しいと考えられるが、将来的にはこの方法で海底下におけるグリーン関数計算精度がどの程度向上するのかを検討する予定である。

2.6.2 PP 波・W phase の影響

2011 年東北沖の地震(Mw7.3)では波線理論(KK03)、DSM どちらのグリーン関数を用いた場合でも解析結果にほとんど差が見られなかったが、2007 年ソロモン諸島の地震(Mw8.1)では波線理論グリーン関数で PP 波や W phase を計算できない事による影響で解析結果に大きな違いが生じた。PP 波か W phase どちらを計算できない事が解析結果に大きく影響しているかを調べるため、以下のようなテストを行う。まず DSM グリーン関数を用いて得られたすべり分布(図 2-19(b)の DSM)をインプットで与えるすべりモデル、計算された理論波形を観測波形として、①DSM グリーン関数を用いて波形インバージョン、②PP 波前でカットした DSM グリーン関数を用いて波形インバージョン、③波線理論(KK03)グリーン関数を用いて波形インバージョン、④波線理論(KK03)グリーン関数を用いて PP 波前でカットして波形インバージョン、⑤波線理論(KK03)グリーン関数を用いて W phase の振幅が大きい観測点(COLA, KDAK, COR, PFO, TUC, KIP, NWA0, MBWA, KAPI, TAU, AFI, POHA, PET, PTCN, SBA, SNZO)を除いて波形インバージョンを行った。①は基準となる解像度テストの結果を、②と④は解析における PP 波の影響を、③と⑤では波線理論で W phase が計算できないことが解析結果に与える影響をそれぞれ調べることができる。その結果を図 2-26, 2-27 に示す。まず DSM グリーン関数をそのまま用いた場合でも、PP 波前までで波形をカットして DSM グリーン関数を使用し波形インバージョンをした場合もどちらもほぼ全くといって良いほど震源時間関数とすべり分布(図 2-26)、理論波形(図 2-27)ともに変わらない。これは PP 波を計算しないこと自体は解析結果に影響はないことを示している。2007 年ソロモン諸島の地震は破壊継続時間が 85 秒程度であるため、PP-P 時間が 85 秒以内である観測点が AFI, RAO, TAU の 3 点しかないことが要因として考えられる。波線理論(KK03)グリーン関数を用いた解析結果を見ると、PP 波前でカットした結果と W phase の振幅が大きい観測点を除

いた結果では、そのまま波線理論(KK03)グリーン関数を用いて解析した結果に比べると、北西側のすべりがやや大きくなり震源時間関数の後半部のモーメント解放がそれに対応するようにやや大きくなっており、わずかにインプットモデルの再現性が良い。しかし大きな差はなく、どれも計算された理論波形はインプット観測波形に比べると約70秒以降に見られる長周期波形とのフィッティングが悪い。PP波を計算できない事は解析にあまり影響がないことから、波線理論でW phaseを計算できないことがこのような差を生じていると考えられる。振幅の大きいW phaseの観測点を除いても結果がそれほど改善しなかったのは、2007年ソロモン諸島の地震では多くの観測点でW phaseの振幅が解析に無視できるほど小さくないためであると考えられる。実際に、図2-20の波線理論(KK03)とDSMグリーン関数による理論波形を見ると、70秒以降の波形には多くの観測点で長周期のずれがあることがわかる。PP波前でカットした場合にやや結果が改善したのは、PP波が早くに到達するような震央距離の近い観測点では、W phaseの振幅も大きいからであると考えられる。波線理論(KK03)グリーン関数ではPP波は近似的には計算可能であるが、長周期のW phaseは計算不可能である。そのため、この結果はM8クラス程度の巨大地震であっても、W phaseが多くの観測点で無視できない大きさで含まれる場合は、波線理論によって計算されたグリーン関数では妥当ではないことを示している。

波線理論(KK03)では近似的にPP波を計算できるが、DSMに比べてどの程度観測波形のPP波を説明するのかを明らかにするために、PP波も含めた波線理論(KK03)グリーン関数を用いて2007年ソロモン諸島の地震の波形インバージョンを行った。その結果を図2-28に示す。波線理論(KK03)グリーン関数にP波のヒルベルト変換でPP波を計算した結果、PP波部分はPP波を考慮しない結果(図2-20)に比べると観測波形を説明するようになった。しかし、特にMBWA, KAPI, DAVなどで見られる複雑なPP波はDSMで計算された理論波形に比べると波線理論(KK03)でPP波を計算した結果は観測波形の再現性が悪い。震央距離が 40° 以内とかなり近い場合、triplicated P波など様々な波線経路の波が到達しており、これらを考慮できない波線理論(KK03)のグリーン関数では正確ではないことがわかった。特に注目すべきは、波線理論(KK03)で後続波の波形のフィッティングは良くなった一方で、P波近傍のフィッティングはPP波を考慮しない結果(図2-20)に比べて悪化している。これら観測点では後続波はかなり大きい振幅であるため、観測波形と理論波形の後続波のフィッティングが最小二乗残差に大きく寄与し、不正確な後続波のグリーン関数を用いた波線理論(KK03)ではむしろ解が歪められてしまった可能性が考えられる。後続波を含むグリーン関数はメリットである一方で、後続波が不正確であればデメリットにもなりうる。長周期のW phaseを説明するが短周期成分の波形のフィッティングが悪くないか、振幅の大きい後続波を良く説明する一方でP波近傍の理論波形が観測波形を正しく説明しているかを確認することが重要である。

2.6 結論

本章では、波線理論、DSM それぞれの計算方法を示し、DSM を用いた波形インバージョンの定式化をまず行なった。DSM は短周期成分を用いた震源過程解析には用いられてこなかったため、まず周期 1 秒程度までの広帯域における P 波近傍のグリーン関数に関して波線理論(KK03)グリーン関数と比較をし、同程度の計算精度であることを確認した。次に DSM, 波線理論(KK03)それぞれのグリーン関数を用いて Mw7.3 東北沖地震と Mw8.1 ソロモン地震の 2つの巨大地震の震源過程解析を行ない、DSM の巨大地震解析の有効性を示した。Mw7.3 東北沖の地震では DSM, 波線理論(KK03)どちらもほぼ同じ結果が得られた。これは PP 波も W phase も解析に用いる観測波形データに含まれなかったためだと考えられる。Mw8.1 ソロモン地震では W phase が顕著に見られており、波線理論グリーン関数では明らかに地震モーメントが過小評価され、誤ったすべり分布が推定されている事が明らかになった。超巨大地震でなくとも、W phase が観測データに有意に含まれている場合は波線理論グリーン関数では正しい解析結果が得られないことが示された。また、東北沖の地震の結果を用いて DSM の欠点である海の多重反射の影響を調べたが、解析結果にはほぼ影響がないことがわかった。ソロモン地震では、DSM グリーン関数によって得られた理論波形は W phase も良く計算できている。波線理論グリーン関数でも近似的に PP 波を計算することはできるが、DSM グリーン関数に比べ観測波形との一致度が悪い。これは波線理論で triplication 等を考慮していないことが原因であると考えられる。波線理論で PP 波を計算した結果では、逆に PP 波を計算していない結果に比べて P 波付近での波形フィッティングが悪化した。P 波付近に比べ後続波の振幅が大きいため、後続波が不正確なグリーン関数によって解が歪められてしまった可能性が考えられる。DSM グリーン関数は、波線理論(KK03)グリーン関数に比べて大きなデメリットはなく、PP 波など後続波や W phase も計算でき超巨大地震の解析に有用であることが確認された。

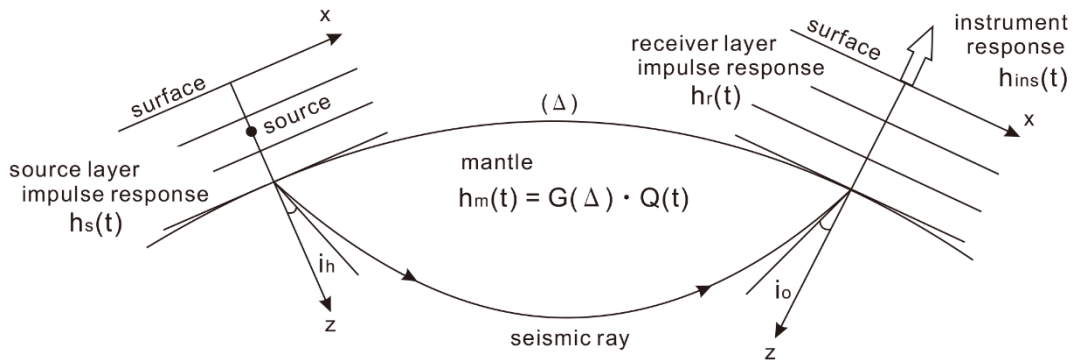
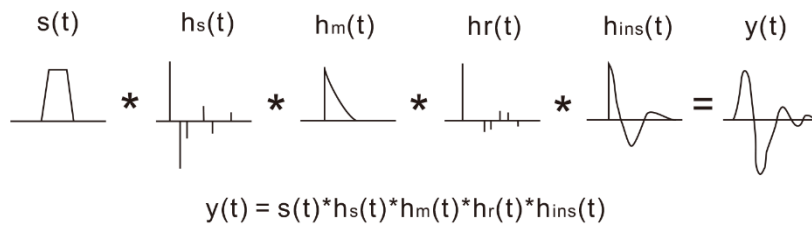


図 2-1 波線理論に基づく遠地実体波（P 波）計算の概念図（竹中, 1993, Fig.1 を修正）.

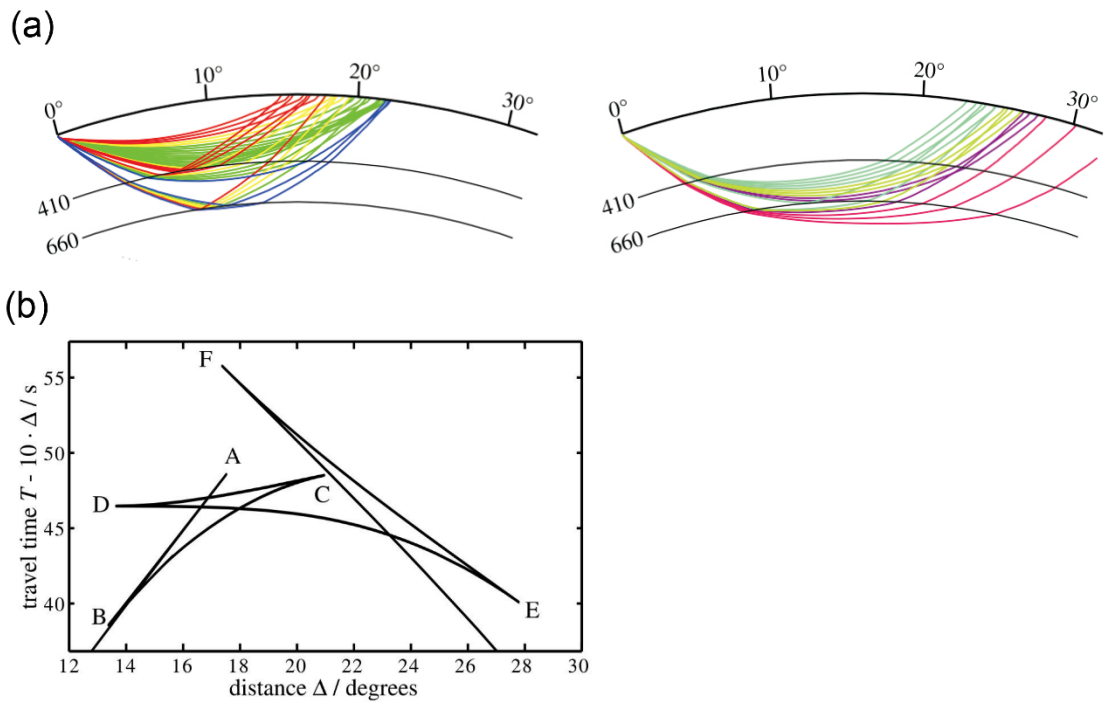


図 2-2 マントル遷移層の 410, 660 km 不連続面での triplicated P 波 (Stähler *et al.*, 2012, Fig.1, 2 より. Fig. 1 は一部修正をした). (a)地殻と上部マントルを伝播する波の波線. 横軸は震央距離 (度), 縦軸が深さ (km) を示している. 震央距離によって波線の色を変えている. (b) IASP91 モデルによる走時曲線. C と D が 410 km 不連続面に対応し, E が 660 km 不連続面に対応する. AB は 210 km 不連続面に対応する.

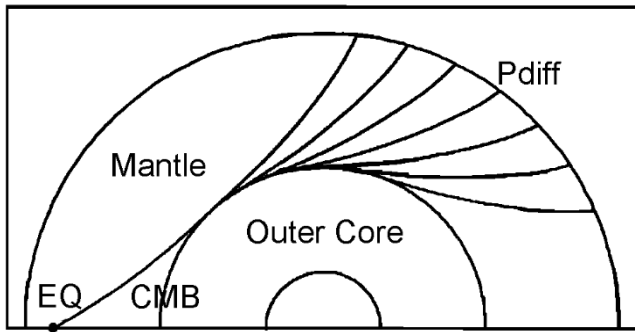


図 2-3 外核からの回折 P 波の波線(Wyession *et al.*, 1992, Fig.1 に加筆修正).

distance (degree)	30	40	50	60	70	80	90	100
PP - P time (sec)	57.2	92.3	115.2	132.5	154.8	181.71	212.9	245.3

Table 2-1 震央距離の違いによる (PP 波-P 波) の到達時刻差 (秒). 震源の深さは 30 km, 速度構造は IASP91 を用いた.

Linear spline trial functions $X_k(r)$

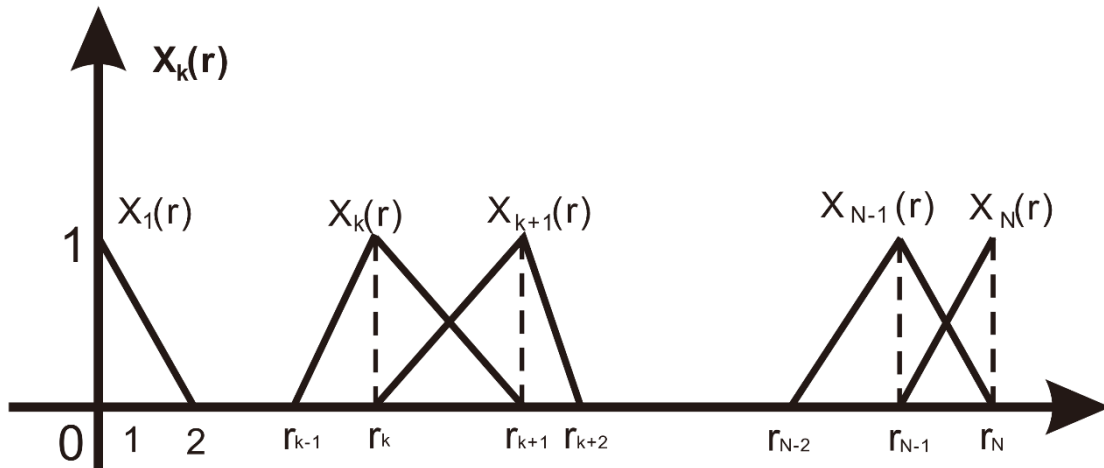


図 2-4 線形スプライン関数. 変位場は $k = 1$ から $k = n$ までの N 個のスプライン関数の線形結合で表わされる. k 番目の要素では $X_k(r)$ と $X_{k+1}(r)$ のみゼロでない値を持つローカルな関数である. 試行関数は N 個あるが, 要素数は $N-1$ であることに注意.

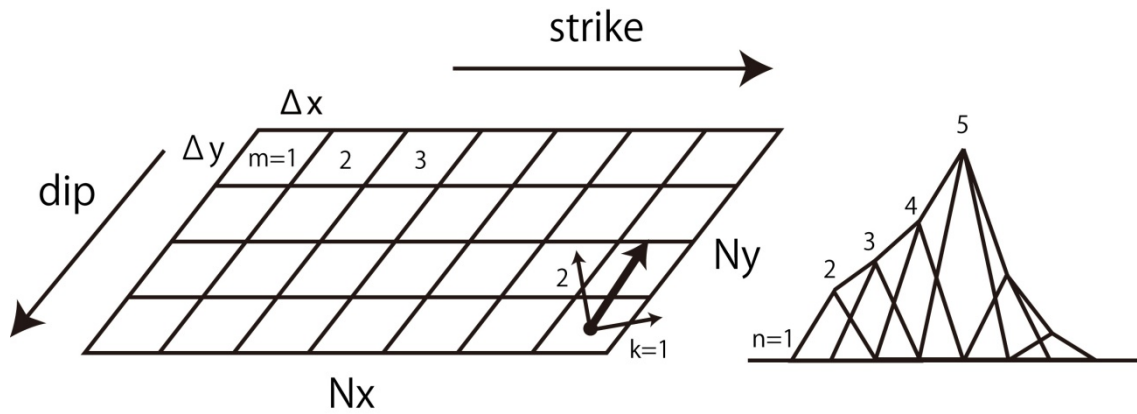


図2-5 波形インバージョンの模式図. 1つの小断層で基準となるすべり角(太いベクトル)の $\pm 45^\circ$ のすべり角のグリーン関数を計算し ($k=1, 2$), それぞれの大きさを未知数として決定する. 各小断層では右図のように n 個の二等辺三角形の足し合わせですべり時間関数を表現する (それぞれの大きさが未知数となる).

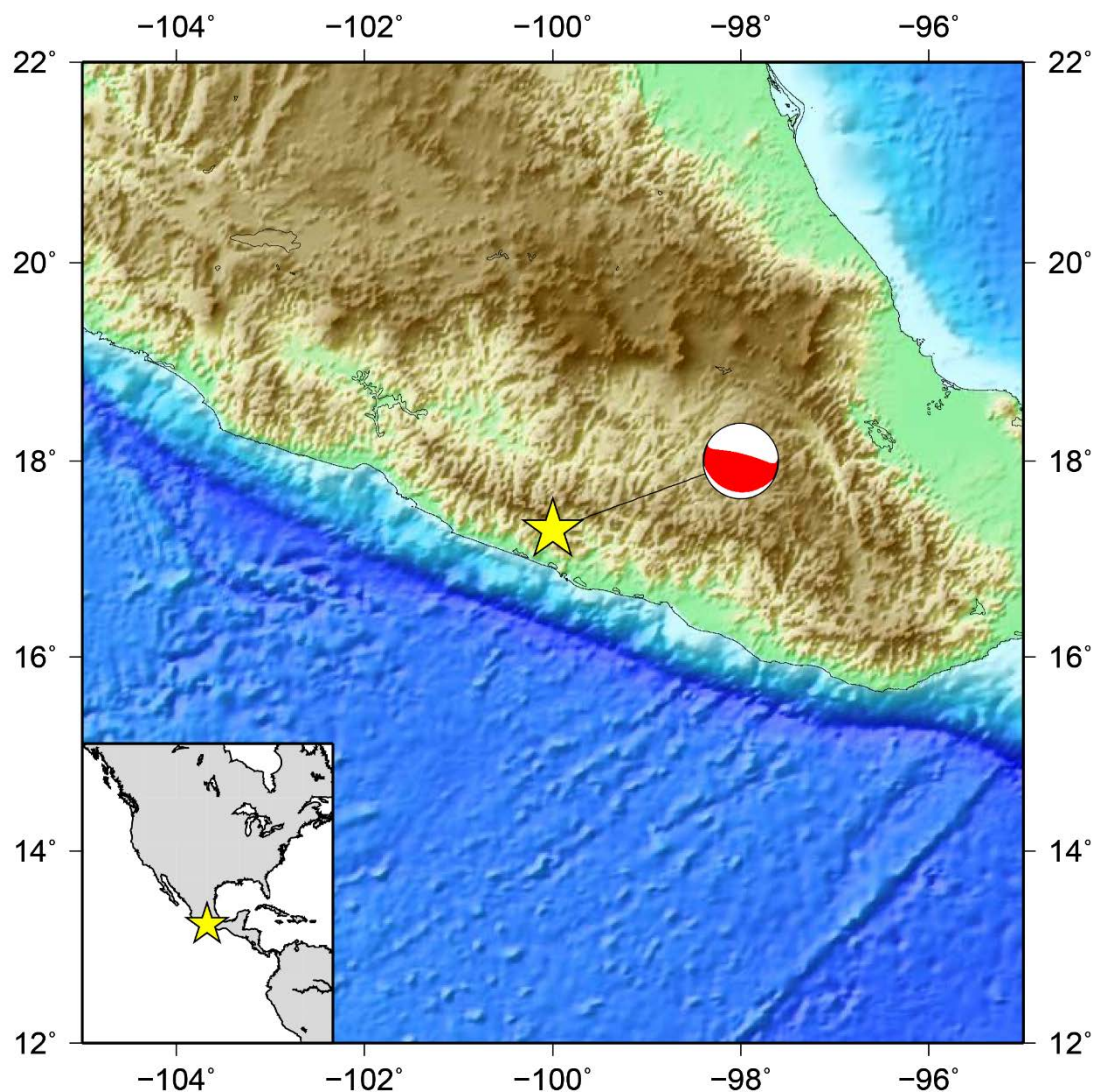


図 2-6 2007 年メキシコ地震の震源と GCMT 解. 黄星が USGS により決められた震央, 赤いメカニズム解が GCMT 解である.

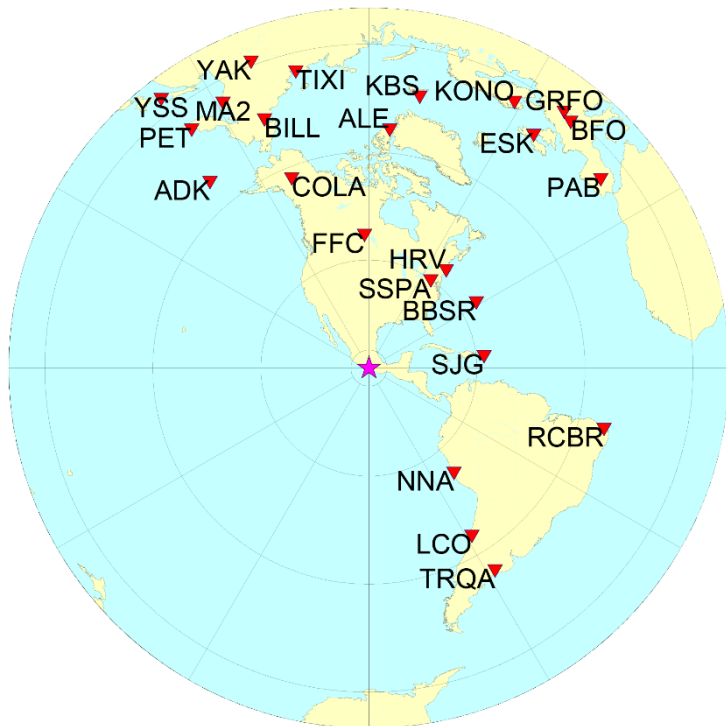


図 2-7 2007 年メキシコ地震の解析で使した観測点分布. 星が震源, 三角が観測点を表わす.

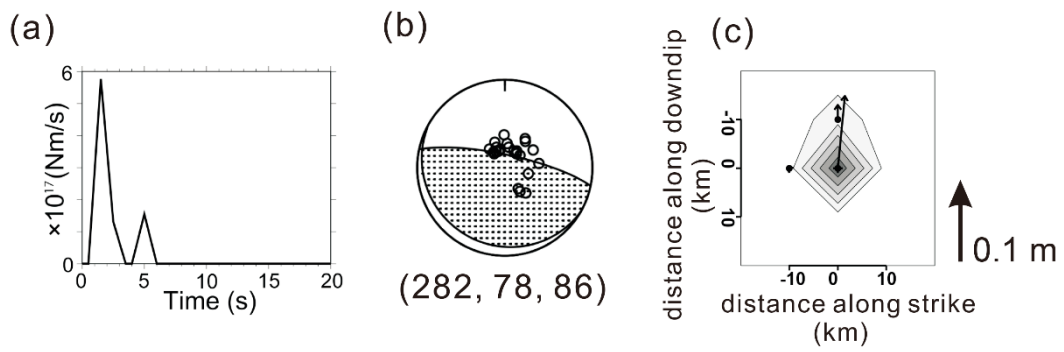


図 2-8 2007 年メキシコ地震の *Kikuchi and Kanamori* (2003) プログラムによる解析結果. (a) 震源時間関数, (b) メカニズム解. 左から走向, 傾斜, すべり角を表わしている. 丸は観測点の方位と出射角を表わしている. (c) すべり分布.

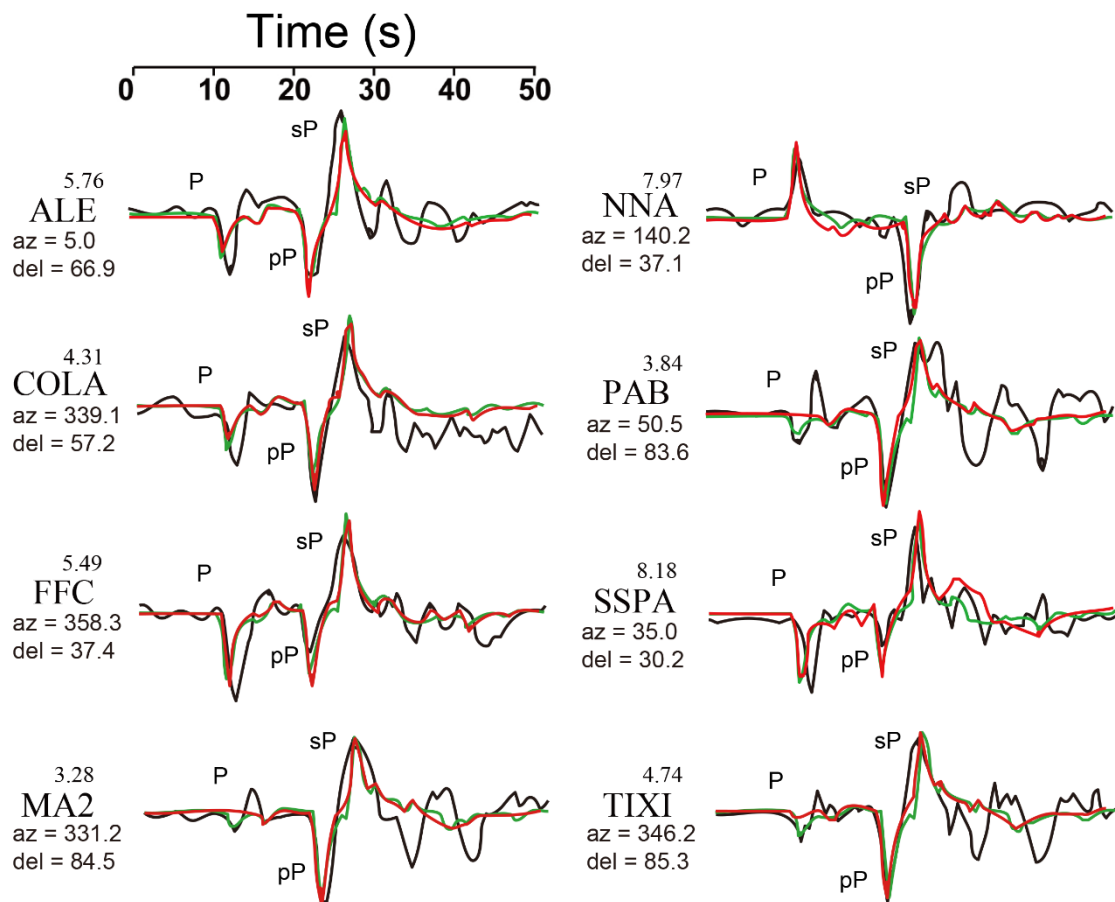


図 2-9 2007 年メキシコ地震の代表的な 8 観測点における観測波形(黒線)と KK03(緑線), DSM(赤線)によるグリーン関数の P 波近傍での比較. 観測点コードの上の数値は peak-to-peak の振幅値 (micrometer), az, del はそれぞれ震源から観測点への方角(度), 震央距離(度)を示している.

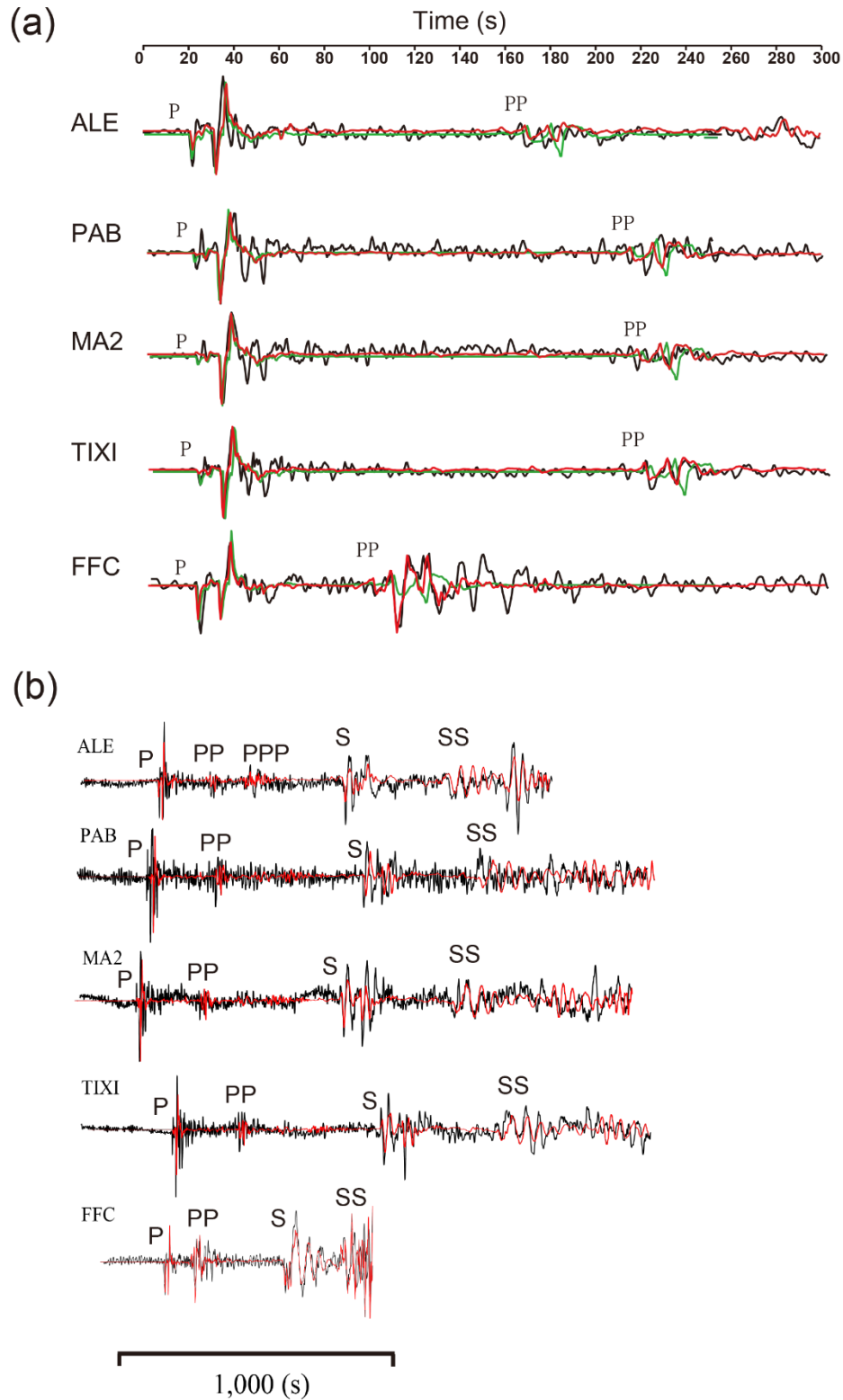


図 2-10 2007 年メキシコ地震の観測波形（黒線）と DSM（赤線）によるグリーン関数の後続波も含めた比較の一例. (a)PP-P 波部の波形比較. 緑線は KK03 で PP 波も近似的に計算したグリーン関数. (b)実体波全体における比較.

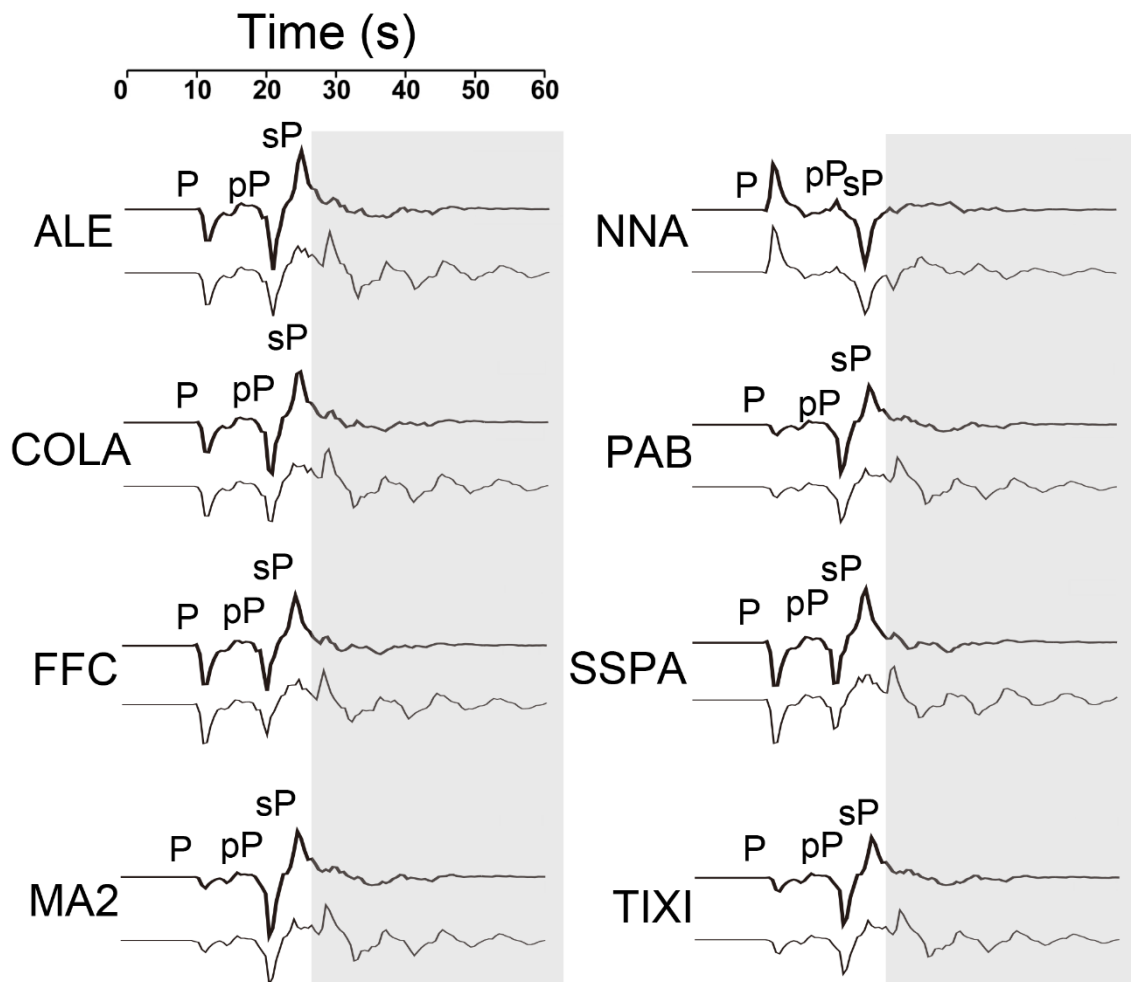


図 2-11 波線理論(KK03)を用いたグリーン関数の海の多重反射の影響の比較. (上) IASP91 速度構造モデルを仮定した波線理論グリーン関数 (図 2-9 の KK03 グリーン関数と同じ).

(下) IASP91 速度構造モデルの地表 3 km を海に変えて計算した KK03 のグリーン関数. 多重反射が見られる領域をグレーで示している. 観測点は図 2-7 と同じである.

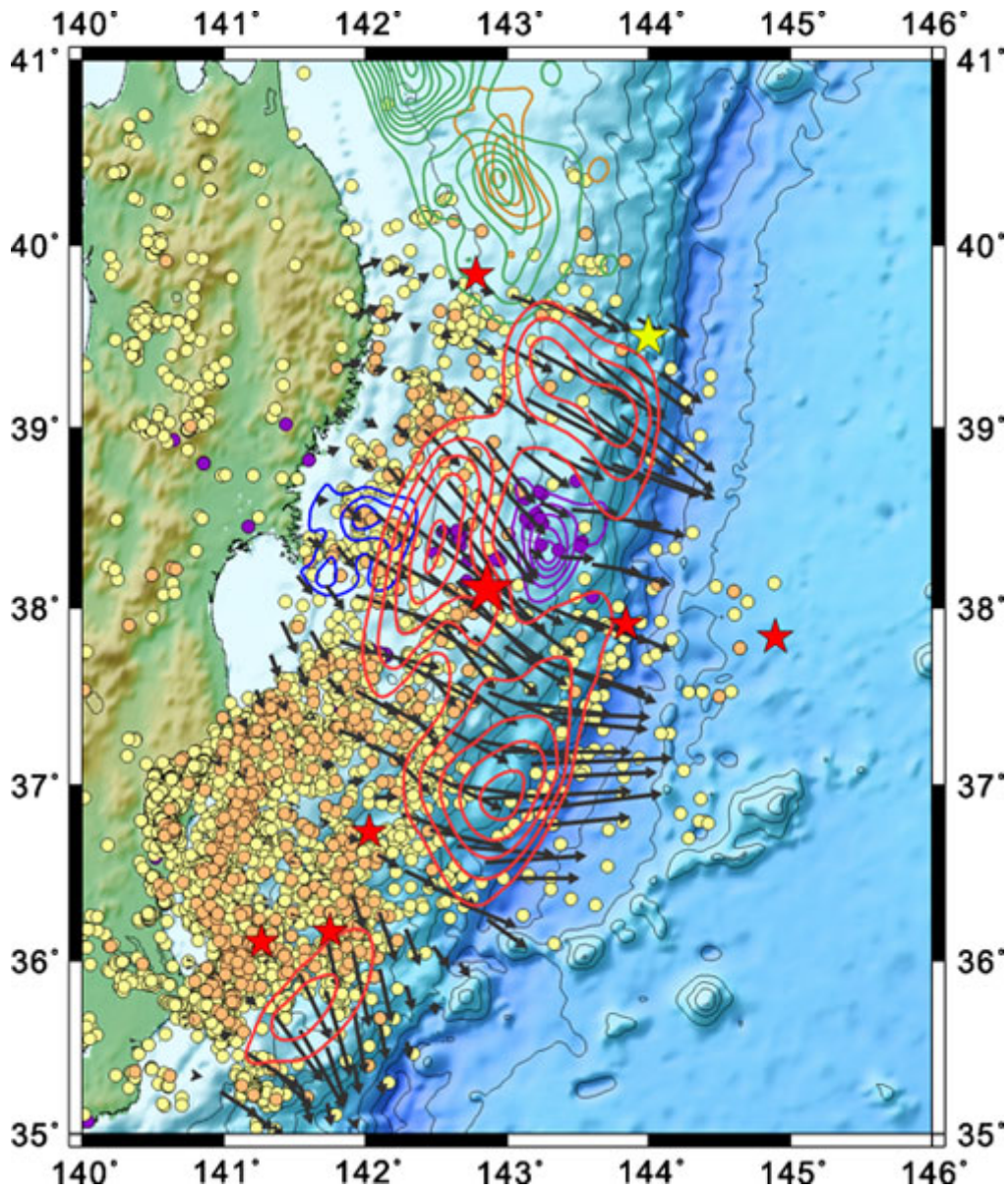


図 2-12 2011 年東北沖の地震(Mw7.3)と 2011 年東北地方太平洋沖地震(山中, 2011 より). 赤いコンターが 2011 年東北地方太平洋沖地震, 紫色のコンターが 2011 年東北沖の地震 (Mw7.3)のすべりを表わしている. 青, 緑, オレンジのコンターは 1978 年宮城沖, 1968 年十勝沖, 1994 年三陸はるか沖の地震のすべりをそれぞれ表わしている. 星は M7 以上の余震を, 黄丸と橙丸はそれぞれ 2011 年東北地方太平洋沖地震前の地震活動, 2011 年東北地方太平洋沖地震後 1 日以内の余震活動をそれぞれ示している.

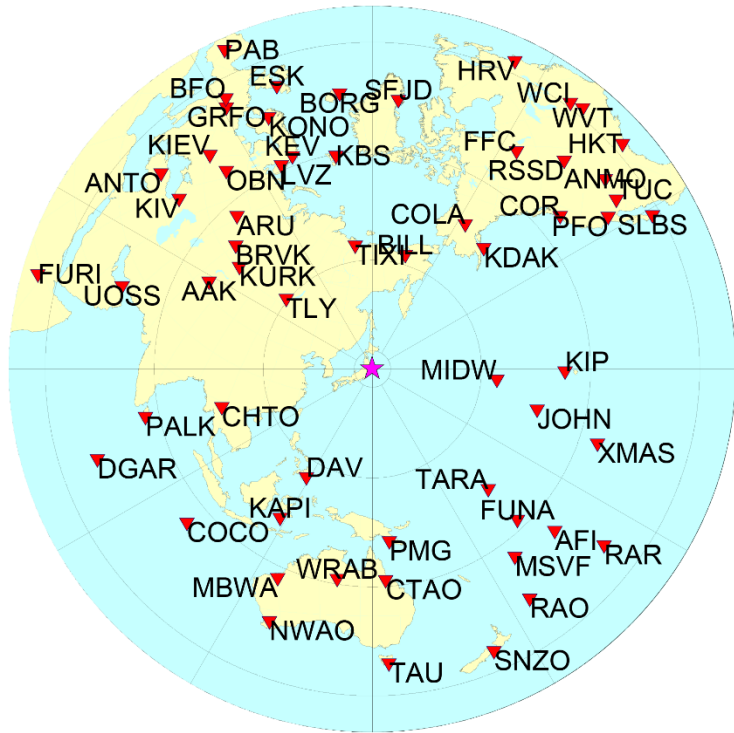
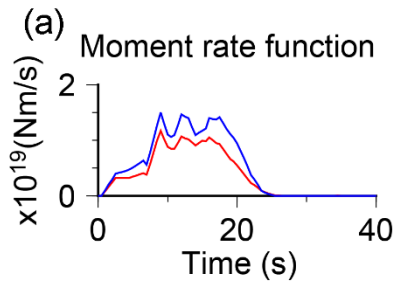


図 2-13 2011 年東北沖の地震の巨大地震の震源過程解析に用いた観測点分布. 星が震源で, 逆三角は観測点を示している.



DSM: $M_0 = 1.1 \times 10^{20} \text{Nm}$
 (Mw7.3)
 KK03: $M_0 = 1.5 \times 10^{20} \text{Nm}$
 (Mw7.4)

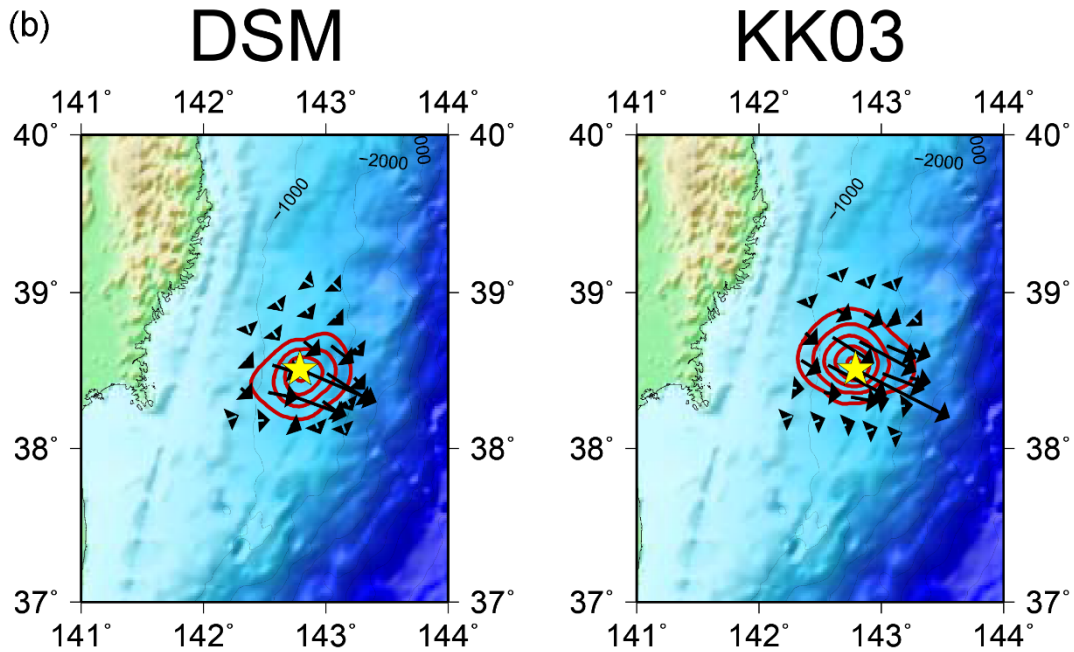


図 2-14 2011 年 3 月 9 日東北地方の巨大地震(Mw7.3)の震源過程解析結果(震源時間関数とすべり分布). (a)DSM(赤), 波線理論 KK03 (青) のグリーン関数によって得られた震源時間関数. 得られた地震モーメントとモーメントマグニチュードも右に示してある. (b)DSM, 波線理論 KK03 それぞれのグリーン関数を用いて得られたすべり分布. 星が震源で赤いコンターがすべり量 0.2 m 間隔を示している.

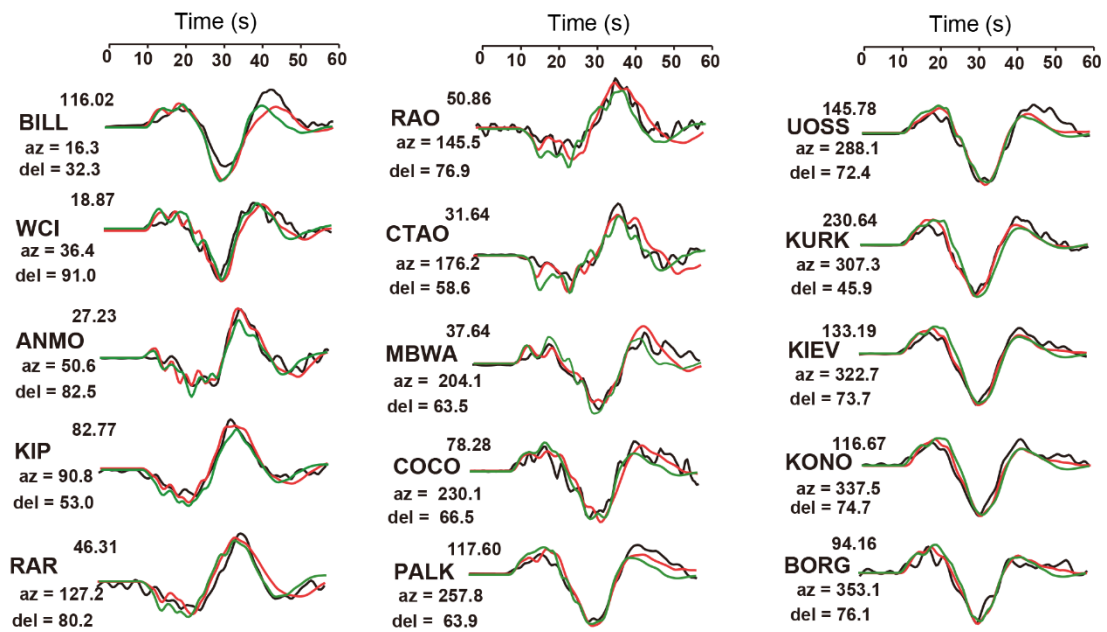


図 2-15 2011 年東北沖の地震の解析結果（観測波形と理論波形の比較の一例）．黒線が観測波形で赤線が DSM，緑線が波線理論 KK03 によって計算された理論波形を示している．

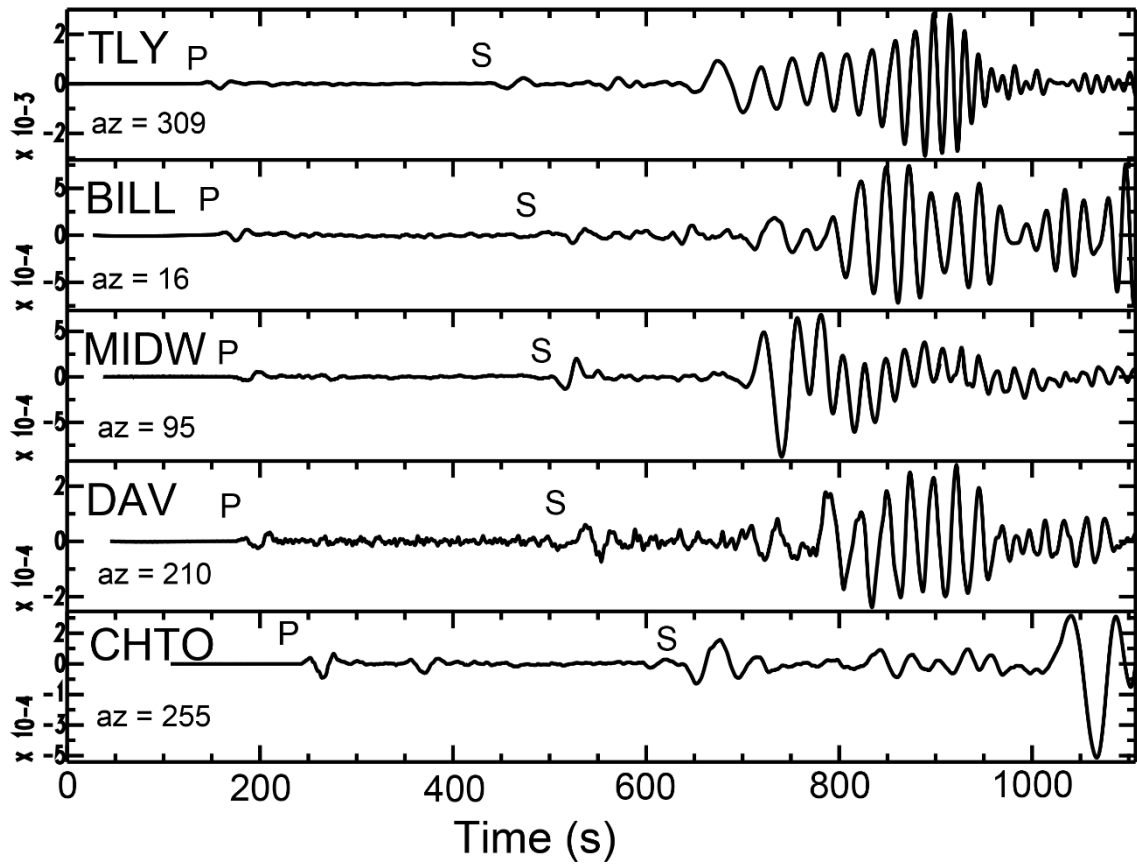


図 2-16 2011 年東北沖の巨大地震(Mw7.3)の震央距離 30° から 40° までの観測点における観測波形. 周期 1 から 250 秒のバンドパスフィルターを適用している. P 波と S 波の間に W phase は見られない.

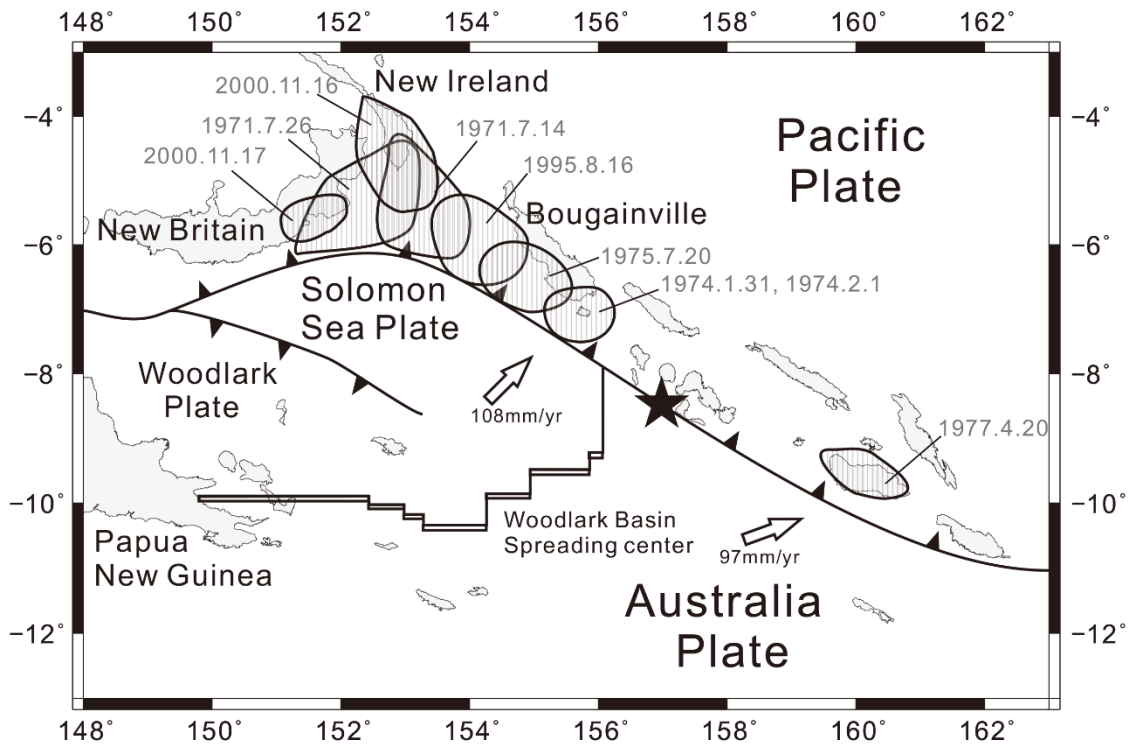


図 2-17 ソロモン諸島のテクトニクスと過去に発生した連動型巨大地震. 星は 2007 年ソロモン諸島の地震の震央, グレーで示された領域が連動して発生した巨大地震のおおよその震源域を表わしている.

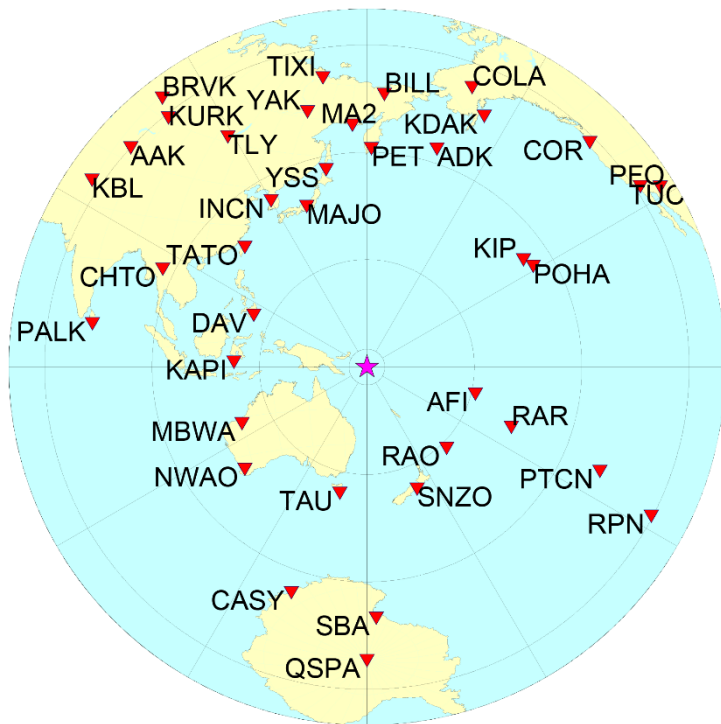


図 2-18 2007 年ソロモン諸島の巨大地震の震源過程解析に用いた観測点分布. 星が震源で, 逆三角は観測点を示している.

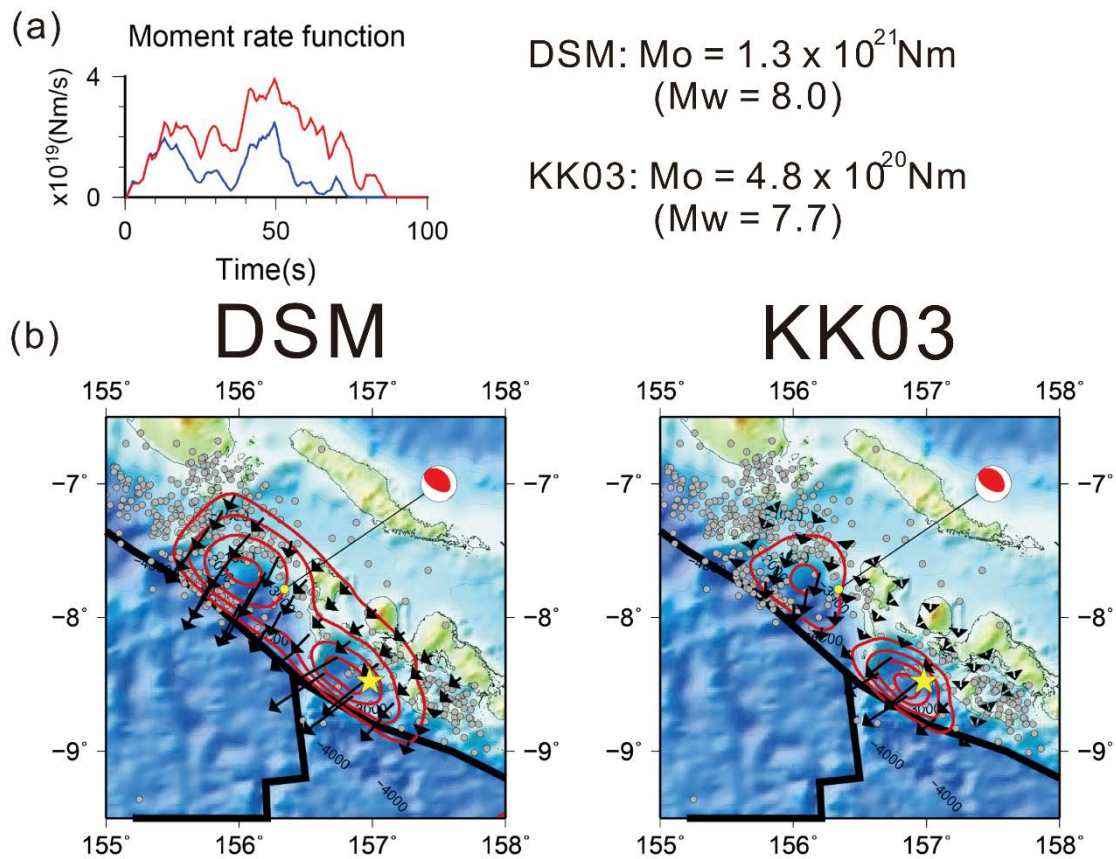


図 2-19 2007 年ソロモン諸島の巨大地震の波線理論(KK03)と DSM それぞれのグリーン関数を用いた波形インバージョンによって得られた解析結果の比較. (a)震源時間関数の比較. 青が KK03, 赤が DSM を用いて得られた震源時間関数をそれぞれ表わしている. 右にそれぞれ得られた地震モーメント M_0 とモーメントマグニチュード M_w を書いている. (b)DSM, KK03 それぞれを用いて得られたすべり分布. 赤いコンターはすべり量 0.7m 間隔を示している. 星は震源を表わしている. 灰色の丸が本震後 1 ヶ月間の余震, 黄色の丸が GCMT 解の重心位置を示している.

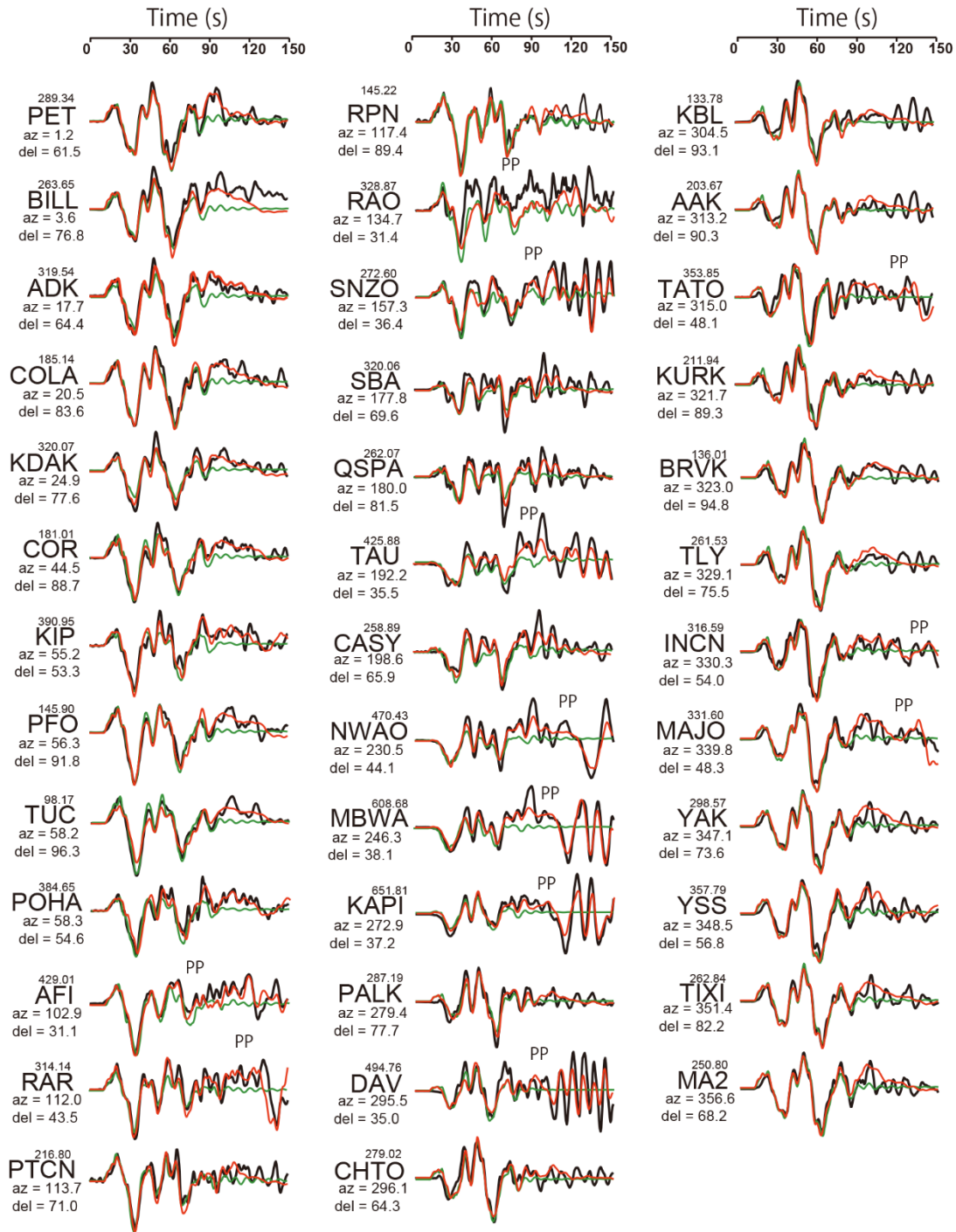


図 2-20 2007 年ソロモン諸島の巨大地震の波線理論(KK03)と DSM それぞれのグリーン関数を用いた波形インバージョンによって得られた解析結果の比較。黒線が観測波形，緑線と赤線が KK03, DSM によって得られた理論波形をそれぞれ表わしている。観測点コードの上の数値は peak-to-peak の振幅値 (micrometer), az, del はそれぞれ震源から観測点への方位 (度), 震央距離 (度) を示している。

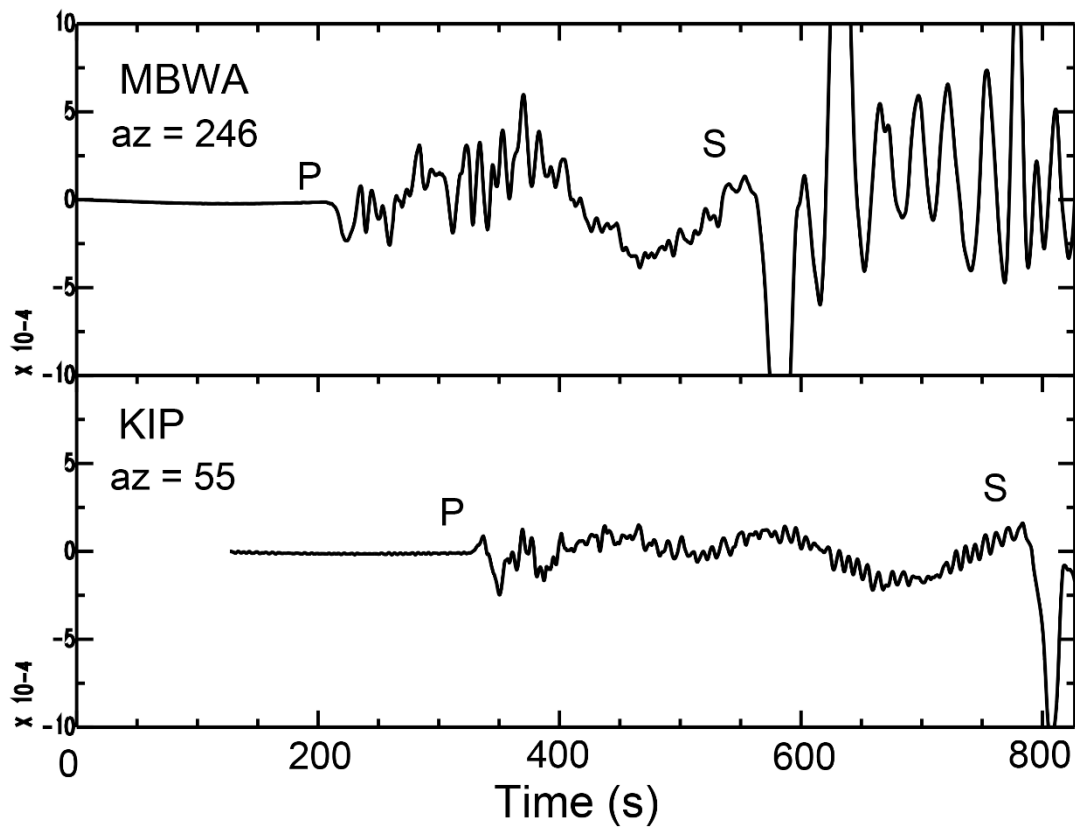


図 2-21 2007 年ソロモン諸島の巨大地震の W phase 観測波形の一例。縦軸は振幅でどちらの観測点も大きさを揃えてあり、横軸は時間を示している。P 波付近の振幅はどちらの観測点も変わらないが、南西側観測点の MBWA は北東側観測点 KIP に比べ W phase 振幅がかなり大きくなっている。

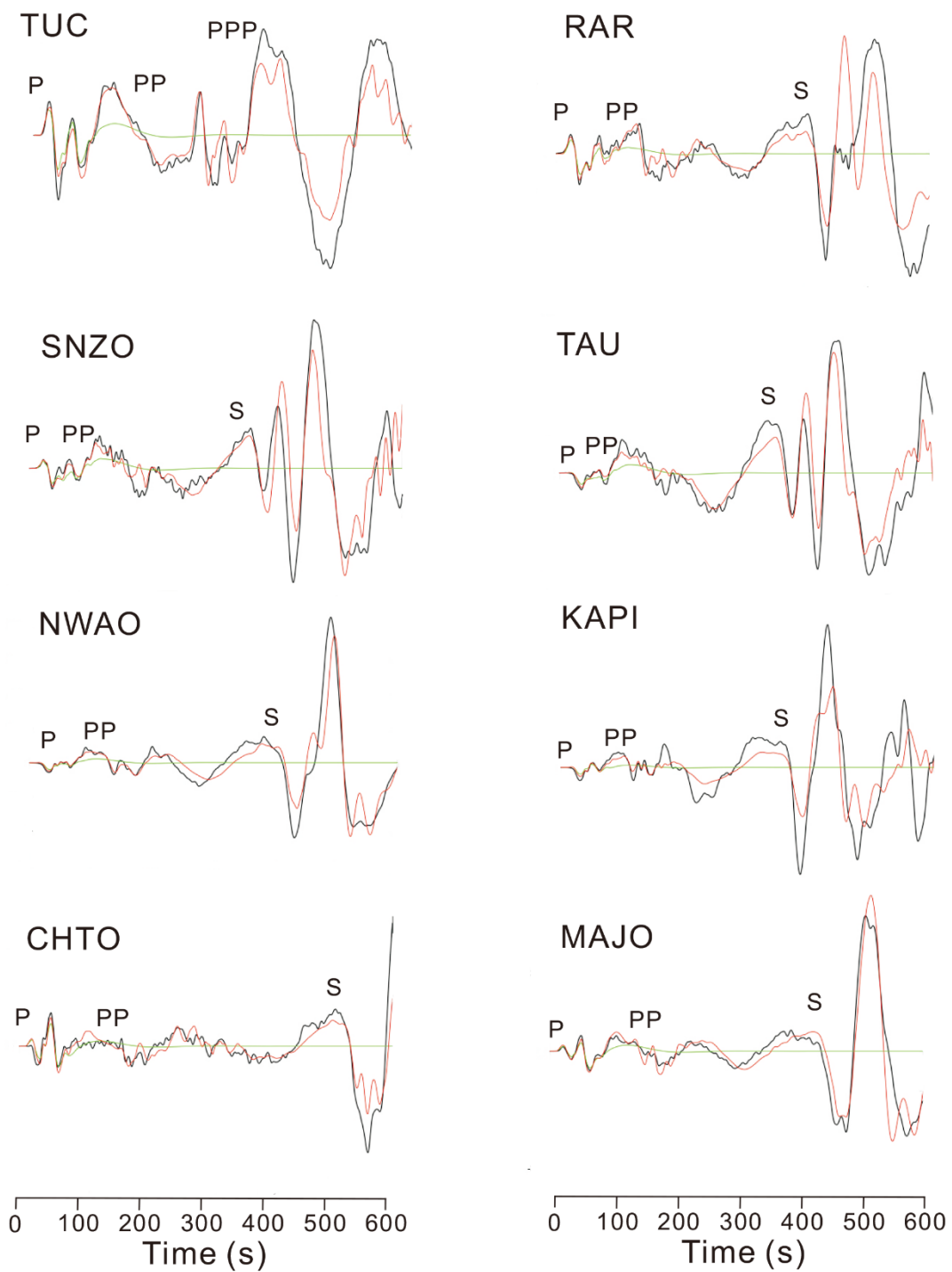


図 2-22 2007 年ソロモン諸島巨大地震の長周期帯域での DSM, 波線理論(KK03)を用いて計算された理論波形と観測波形の比較の一例. 図 2-20 の観測波形, KK03, DSM で計算された理論波形にそれぞれ周期 100 から 250 秒のバンドパスフィルターを適用した. 黒線が観測波形, 赤線が DSM 理論波形, 緑線が KK03 理論波形を示している.

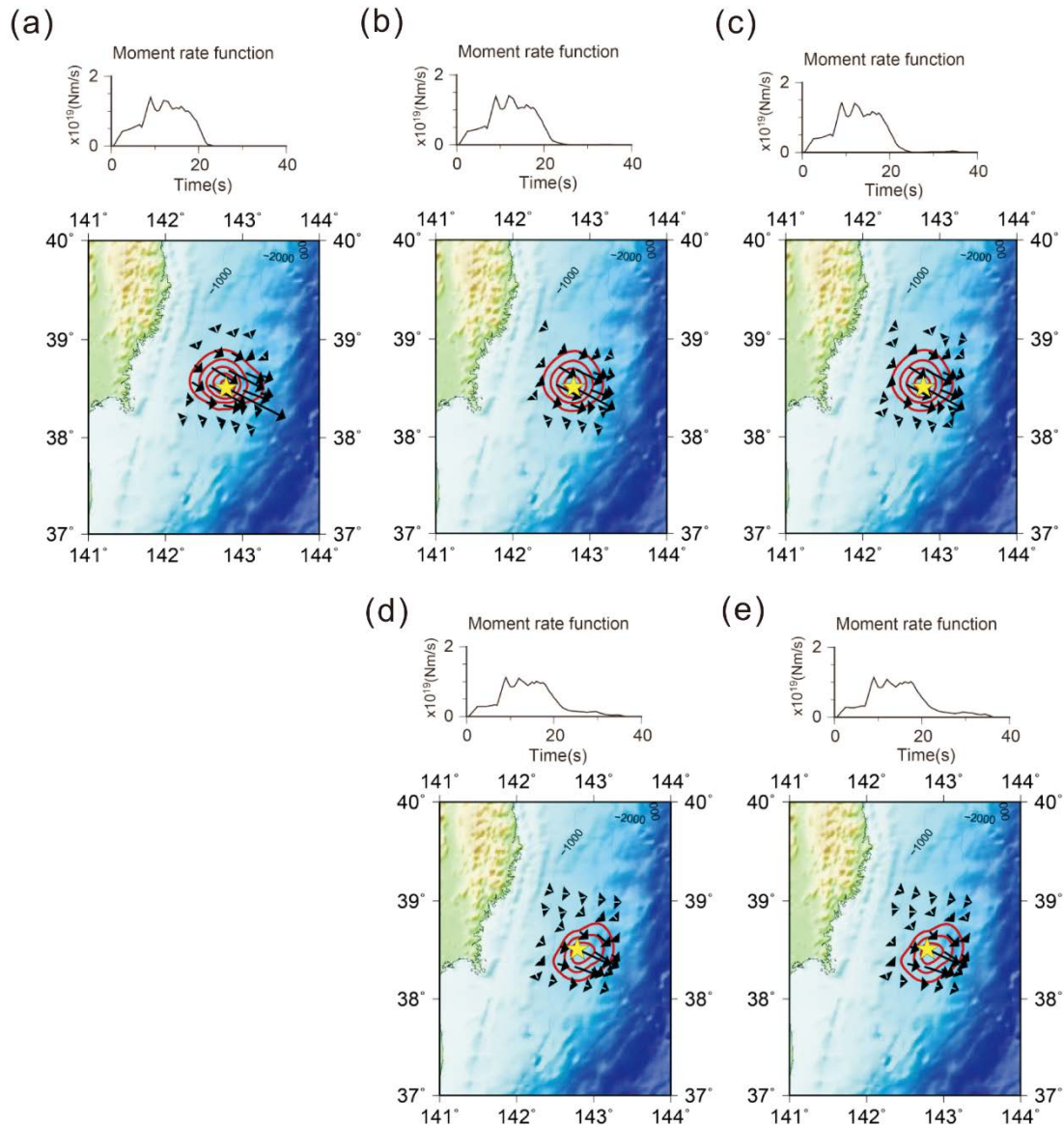


図 2-23 海の多重反射の影響の比較（震源時間関数とすべり分布）. (a)インプットモデルに用いた（上）震源時間関数と（下）すべり分布. 図 2-19 の波線理論(KK03)と同じ. (b) 海水層を考慮していないインプット観測波形を用いて IASP91 モデルで KK03 グリーン関数を計算しインバージョンをした結果. すべり分布の解像度テストの上限を示している. (c)IASP91 に海水層 4 km 足して KK03 グリーン関数を計算しインバージョンした結果, (d) 海水層を考慮していないインプット観測波形を用いて IASP91 で DSM グリーン関数を計算しインバージョンした結果. すべり分布の解像度テストの上限を示している. (e)IASP91 に海水層 4 km 足して DSM グリーン関数を計算しインバージョンした結果.

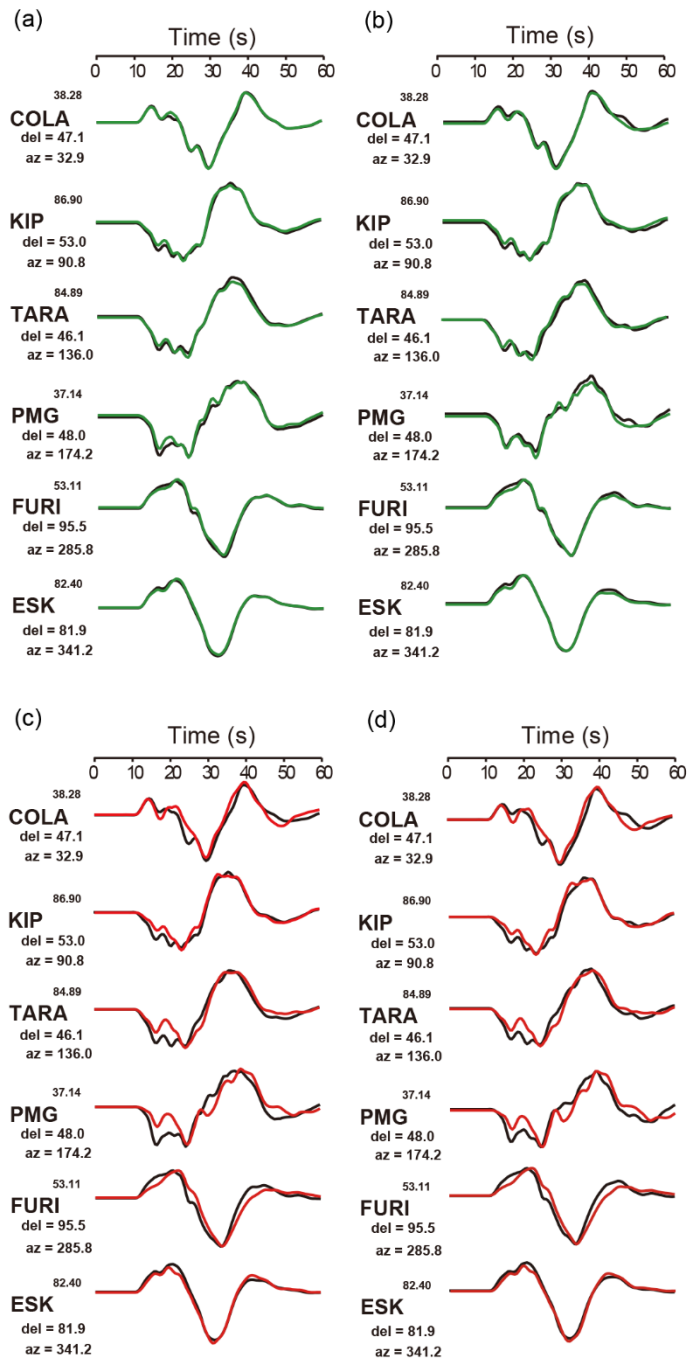


図 2-24 海の多重反射の影響の比較 (インプット波形と理論波形). 黒線がインプットモデルに用いた観測波形 (黒) で, 図 2-20 の波線理論(KK03)グリーン関数による理論波形と同じ. 緑線と赤線が KK03, DSM それぞれのグリーン関数を用いて計算された理論波形を示している. (a)IASP91 モデルで KK03 グリーン関数を計算しインバージョンをした結果, (b)IASP91 に海水層 4 km 足して KK03 グリーン関数を計算しインバージョンした結果, (c)IASP91 で DSM グリーン関数を計算しインバージョンした結果, (d)IASP91 に海水層 4 km 足して DSM グリーン関数を計算しインバージョンした結果.

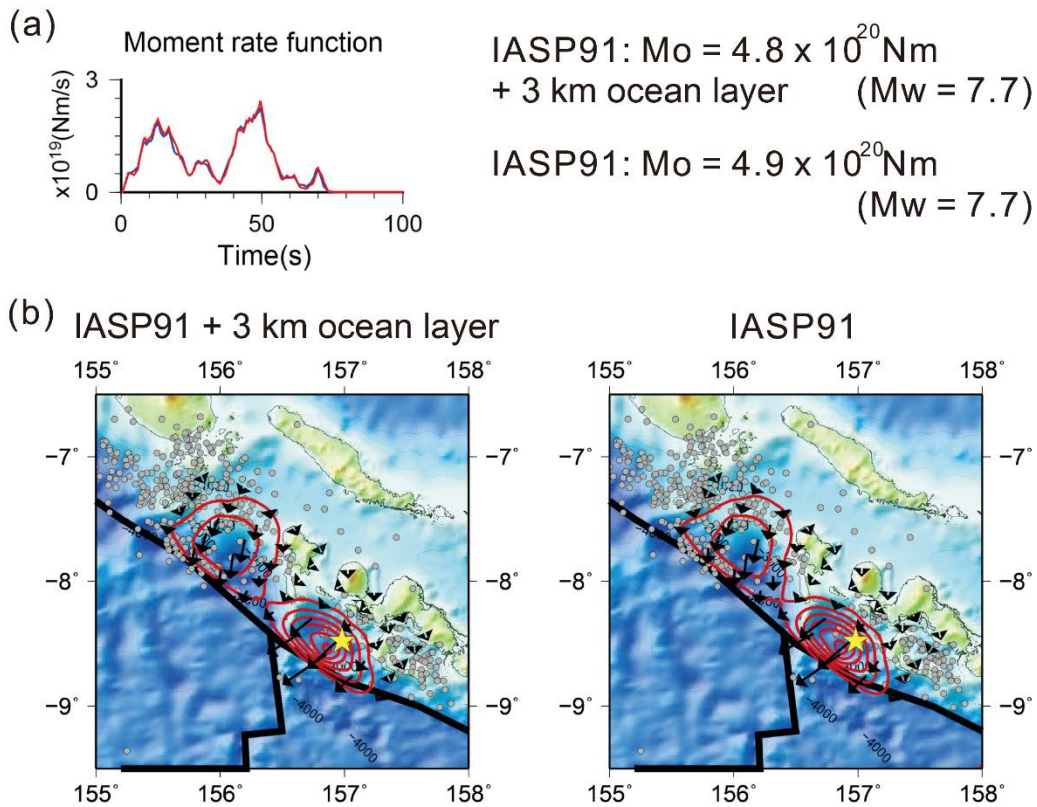


図 2-25 KK03 グリーン関数を用いた 2007 年ソロモン地震の震源過程解析における海水層の影響. 図 2-14 の波線理論(KK03)の結果 (図の IASP91) と, IASP91 モデルに海水層 3 km を加えてグリーン関数を計算しインバージョンをした結果 (IASP91 + 3km sea). (a)震源時間関数の比較. 赤線が IASP91 に海水層 3km を加えたグリーン関数でインバージョンした結果, 青線が IASP91 モデルをそのまま用いてインバージョンした結果. 得られた地震モーメントとモーメントマグニチュードを右に示している. (b)すべり分布の比較. 左が IASP91 に海水層 3km を加えたグリーン関数でインバージョンした結果, 右が IASP91 モデルをそのまま用いてインバージョンした結果. 赤いコンターはすべり量 0.5 m 間隔を示している. 星が震央を表わす.

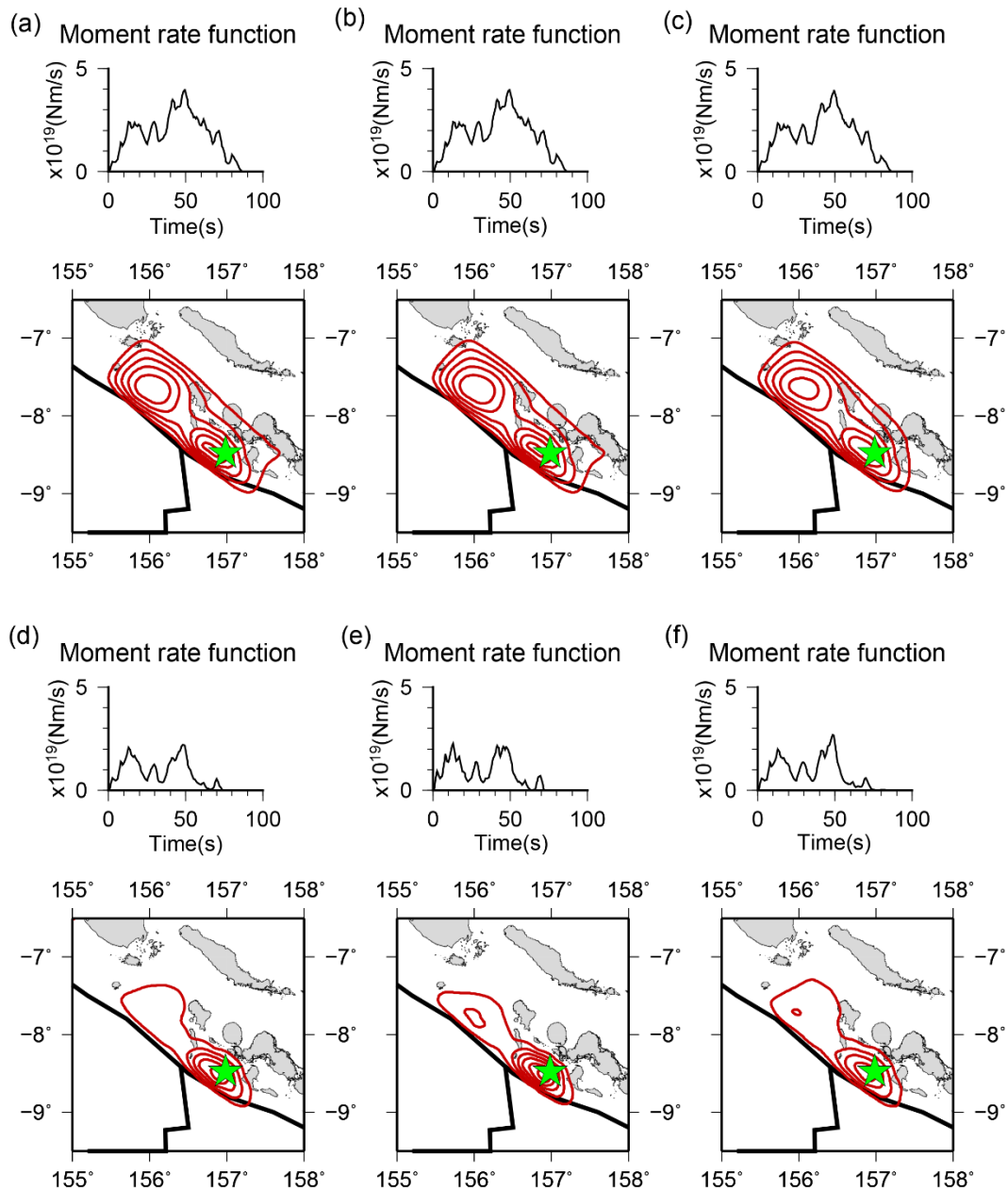


図 2-26 PP 波, W phase の影響のテストの結果 (震源時間関数とすべり分布). (上) 震源時間関数 (下) すべり分布. (a)インプットモデルに用いた震源時間関数とすべり分布 (図 2-19 の DSM と同じ). コンターはすべり量 0.5 m 間隔で引いている. (b)DSM グリーン関数を用いて波形インバージョンをした結果, (c)PP 波前までの波形を用いて DSM グリーン関数を使用し波形インバージョンをした結果, (d)波線理論(KK03)グリーン関数を用いて波形インバージョンをした結果, (e)PP 波前までの波形を用いて KK03 グリーン関数を使用し波形インバージョンをした結果, (f)W phase の振幅が大きな観測点を除いて KK03 グリーン関数を用いて波形インバージョンをした結果を示している.

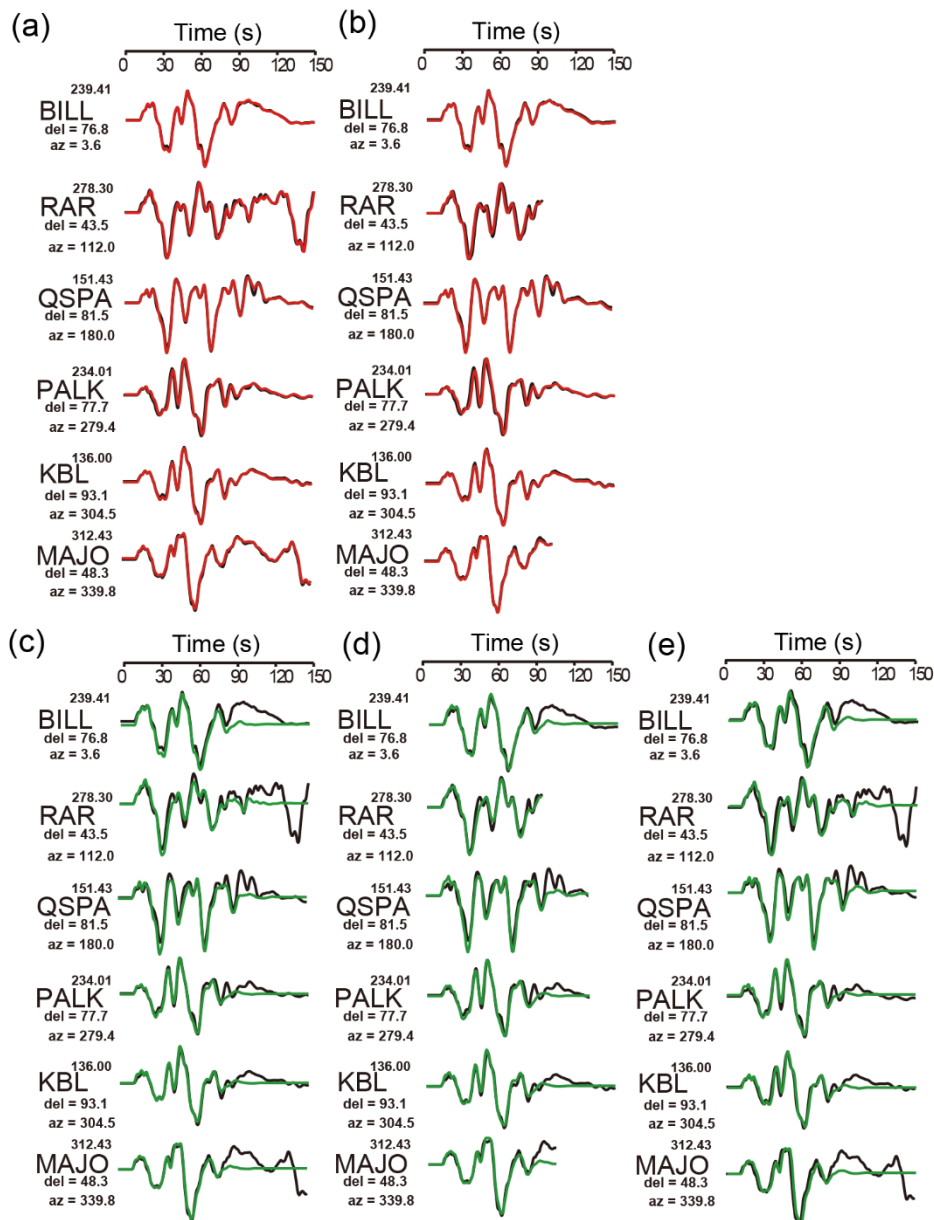


図 2-27 PP 波, W phase の影響のテスト結果 (入力波形と理論波形の比較). 黒線が図 2-26 の(a)の入力モデルから計算された入力観測波形, 緑線と赤線が KK03, DSM グリーン関数を用いた理論波形をそれぞれ示している. (a)DSM グリーン関数を用いて波形インバージョンをした結果, (b)DSM グリーン関数を用いて PP 波までで使用する波形をカットして波形インバージョンをした結果, (c) 波線理論(KK03)グリーン関数を用いて波形インバージョンをした結果, (e)PP 波前までの波形を用いて KK03 グリーン関数を使用し波形インバージョンをした結果, (f)W phase の振幅が大きな観測点を除いて KK03 グリーン関数を用いて波形インバージョンをした結果を示している.

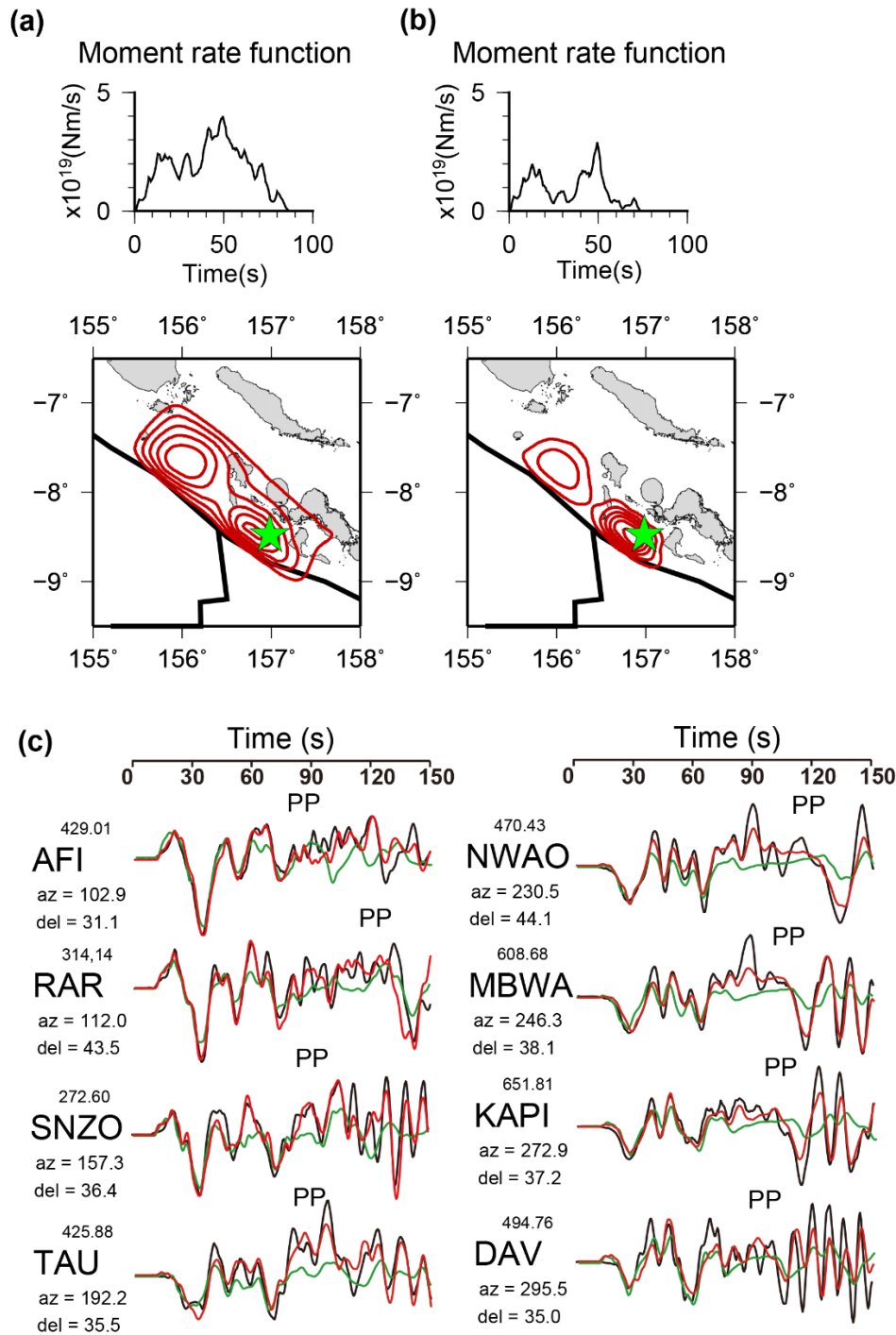


図 2-28 波線理論(KK03)グリーン関数に PP 波も含めた 2007 年ソロモン諸島の地震の解析結果. (a)DSM グリーン関数で解析した結果 (図 2-26 (a)と同じ), (b)KK03 グリーン関数に PP 波も含めて計算し解析した結果, (c) (a)と(b)の結果のそれぞれの計算された理論波形の比較. PP 波が到達している近い震央距離の観測点を示している. 黒が観測波形, 赤が DSM グリーン関数によって計算された理論波形, 緑が PP 波を含む KK03 グリーン関数によって計算された理論波形を示している.

第3章 2004年スマトラ島沖地震

3.1 2004年スマトラ島沖地震の概要

2004年スマトラ島沖地震は広帯域地震計やGPSなどの近代的な観測網が整備されて以来発生した最大の地震である。USGSによって公表された震源情報は、発生時刻が2004年12月26日00時58分53秒(UTC)、震源の位置情報が、北緯3.316°東経95.854°深さ30km、規模がMw9.1である。この地震に伴う余震は、スマトラ島北西沖からニコバル諸島、アンダマン諸島にかけて、およそ1,500kmもの長さに分布している。この地震で発生した巨大な津波によって、インド洋沿岸の広い地域に甚大な被害をもたらし、死者行方不明者は227,898人にもものぼる(USGS, 2005)。

3.2 2004年スマトラ島沖地震周辺のテクトニクスと地震活動

2004年スマトラ島沖地震は、インドーオーストラリアプレートがスダプレートに斜めに沈み込む領域で発生した(図3-1)。沈み込むインドーオーストラリアプレートは北へ行くほど古くなっており、北側では海溝軸にほぼ並行に沈み込んでいる。この斜め沈み込みによって右横ずれ断層系が発達し、スリバプレートが形成している。北部のアンダマン海では北西-南東方向に拡大しており、前弧スリバプレートがどの程度内部変形をしているのかわからないために、この領域のプレート収束速度はよくわかっていない(McCaffrey, 2009)。また、海溝軸西側には東経90度海嶺が、その東側では複数の断裂帯が沈み込んでいる。

スマトラ島付近の沈み込み帯では、2004年スマトラ島沖地震が発生して以来巨大地震が活発に発生している(図3-2)。2004年スマトラ島沖地震の震源域の南東側では、2005年(Mw8.6)、2007年(Mw8.4)のM8クラスの巨大地震と、M7後半クラスの巨大地震も合わせるとほぼ毎年のように巨大地震が発生している。最近では沈み込むインドーオーストラリアプレートの東経90度海嶺付近において、観測史上最大規模の横ずれ断層型地震(Mw8.6, 8.2)が2012年に発生している。2004年スマトラ島沖地震の南東側のプレート境界では、この地震発生前から1861年(M~8.5)、1797年(M~8.4)、1833年(M~9)とM8~9クラスの巨大地震が過去に発生していることがわかっており(Newcomb and McCann, 1978)、巨大地震が発生する領域であると認識されていた。しかし、2004年スマトラ島沖地震の震源域では、1847年(M~7.5)、1881年(M~7.9)、1941年(M~7.7)のM7クラスの巨大地震が発生しているのみであり、多くの地震学者にとってM9クラスの地震が発生する領域だと思われていなかった。

2004年スマトラ島沖地震の震源域でM9クラスの超巨大地震が発生すると考えられていなかったもう1つの理由として、超巨大地震が発生すると考えられていたモデルとこの領域のテクトニクスとは大きくかけ離れていた点が挙げられる。金森や上田らの一連の研究(Kanamori, 1971; 1977; Ruff and Kanamori, 1980; Uyeda and Kanamori, 1979)によって、超巨大地震が発生する場所は、チリやアラスカのように比較的新しいプレートが低角に沈み込

むところ（チリ型）であり、マリアナのような古いプレートが高角に沈み込むところ（マリアナ型）ではないというモデルが提唱されており、研究者の間で広く受け入れられていた（図 3-3）。*Ruff and Kanamori (1980)*は、発生しうる最大規模の巨大地震のモーメントマグニチュード M_w は、海溝に平行なプレート収束速度 $V(\text{cm/yr})$ 及びプレートの年代 $T(\text{Myr})$ と比例関係にあるとし、以下の経験則を導いた。

$$M_w = -0.00953T + 0.143V + 8.01$$

この経験則から導かれる、2004 年スマトラ島沖地震の領域で起こりうる最大規模の地震は $M_w 8$ 程度であった。この経験則は観測記録が存在する過去 80 年間のデータから導かれたものである。それ以前の歴史地震を考慮しても、沈み込み帯の長期的な地震活動をおおまかにはこの経験則で表すことができると考えられていた。しかし 2004 年スマトラ島沖地震の南東側では 1833 年に $M \sim 9$ の地震が発生しており（*Newcomb and McCann, 1987*）、この経験則の顕著な例外であると認識はされていた（*Kanamori, 1986*）。しかしながら 2004 年スマトラ島沖地震の震源域の特に北部では、①ほぼ海溝軸に並行に沈み込んでおりプレート収束速度が小さい、②沈み込むプレートが古い、③マリアナ型に見られる背弧拡大があることなどから、スマトラからアンダマンにかけて超巨大地震が発生するとは考えられていなかった。

3.3 2004 年スマトラ島沖地震の先行研究

2004 年スマトラ島沖地震は、広帯域地震計、GPS、津波検潮記録、海面波高衛星記録など多くの地球物理学データが得られており、断層の長さや幅、破壊継続時間、破壊の時空間変化（震源過程）などについて様々なモデルが提案されている。地震波形解析においては、従来の遠地実体波解析ではこの超巨大地震の破壊過程の全体像を明らかにできていなかった。代わりに、バックプロジェクション法などの新たな解析手法が台頭した。以下では、地震波形解析及びそれ以外の解析によるこの地震の震源過程の先行研究について得られている結果の概要を述べる。

3.3.1 地震波形解析による震源過程の先行研究

米国地震学連合(Incorporated Research Institutions for Seismology: IRIS)によって国際デジタル地震観測網(The International Federation of Digital Seismographic Networks: FDSN)やグローバル地震観測網(Global Seismic Network : GSN)等の世界の主要な観測点データを統合したデータベースが構築・公開され、震源過程解析コードがオープンソース化（例えば、*Kikuchi and Kanamori, 2003* など）されたことによって、遠地実体波を用いた震源過程解析は今や様々な機関や研究者によって行なわれるようになった。地震発生後すぐに地震波形データを取得し、数時間から数日後には震源過程解析結果を出す準リアルタイム解析も行なわれるようになるなど（例えば、名古屋大学、筑波大学、東京大学、USGS など）、 $M7$ 程度以上の巨大地震の震源過程の最も基本的な解析手法の 1 つとなっている。

一方で、広帯域地震計などの観測機器が世界中に広く分布するようになって以来最大の

地震である 2004 年スマトラ島沖地震の発生により、従来の遠地実体波解析手法は超巨大地震の解析の際には様々な問題があることが露呈した。この地震発生直後、八木 (2005) や山中 (2005)、Ji (2005) によって遠地実体波を用いた震源過程解析の速報結果が出された (図 3-4)。これらは全て波線理論によってグリーン関数の計算がなされているが、上部マントルの複雑な反射波 (PP 波など) が正確に計算できないために PP 波が到達する前までの波しかグリーン関数に含まれていないという問題があった。そのため解析に用いるデータ長が短く、余震分布から推測される震源域 (1,500 km 程度) の 3 分の 1 から半分程度の震源過程しか明らかにされていなかった。

従来の遠地実体波を用いた震源過程解析ではこの地震の震源過程の全体像を明らかにすることができなかったが、それに変わる新たな解析手法が提案されている。例えば周期数秒以下の短周期帯域では、Ni *et al.*, (2005) は遠地実体波を 2-4Hz という高周波のバンドパスフィルターをかけてエンベロープをとることで、PP 波などの後続波の影響なく破壊継続時間や破壊伝播速度を求められることを示した。彼らによって得られたこの地震の巨視的震源パラメータは、破壊継続時間が約 480 秒、平均破壊伝播速度が 2.5km/s、断層長が 1,200 km となっており、従来の遠地実体波解析で得られたすべり分布が 2004 年スマトラ島沖地震の震源像の一部に過ぎないことが地震波解析からも明らかにされた。また、これら巨視的震源パラメータだけでなく、おおよその破壊伝播の様子を求める様々な解析が行なわれている (例えば、Ishii *et al.*, 2005; de Groot-Hedlin, 2005; Guilbert *et al.*, 2005; Tolstoy and Bohnenstiehl, 2005; Kruger and Ohrnberger, 2005)。その中でも Ishii *et al.*, (2005) によって開発されたバックプロジェクション法は、Hi-net や US array といった稠密な観測網をアレイとして用いることで、震源の位置と速度構造モデルによる走時という少ない仮定でロバストに解析できるというメリットがあり、この地震以降の巨大地震の解析には必ず用いられる定番の手法となった。彼女らによって得られた結果は、断層長が 1,300 km、破壊伝播速度は 2.8 km/s でほぼ一定の速度で北へ伝播し、破壊継続時間は約 600 秒であった。破壊開始から 80 s と 300 s あたりで大きな高周波のエネルギー放出が見られ、対応する位置であるスマトラ北西沖やニコバルで大きなエネルギー解放があったことが示唆された (図 3-5 (a))。しかし同じような解析方法でインド洋の水中音波やタイの地震計アレイを用いた解析結果 (de Groot-Hedlin, 2005; Guilbert *et al.*, 2005; Tolstoy and Bohnenstiehl, 2005) で得られた破壊伝播速度は、スマトラ付近では 2.4 から 2.8 km/s 程度であるが北部のニコバルーアンダマンでは 1.5 から 2.1 km/s と遅くなっている。この食い違いは、それぞれで使用しているアレイ観測点の方位が異なるためであると考えられる。一方で長周期帯域 (周期 20 秒以上) でも新たな手法が提案された。従来の CMT 解のように 1 つの重心点でこの超巨大地震を表現するのは無理があるので、複数の CMT 解を求めるマルチ CMT インバージョンが行なわれている (Tsai *et al.*, 2005)。得られたそれぞれの CMT 解の位置と地震モーメントから、長周期帯域においてもおおよその破壊伝播とモーメント解放の様子が得られた (図 3-5 (b))。彼らの結果もスマトラ北西沖で大きなモーメント解放が求められており、各 CMT 間の破壊伝播速度は南から北へそれぞれ

4.1, 3.0, 3.3, 2.2 km/s と北へ行くほどやや遅くなっている。得られた破壊継続時間は 530 秒程度、 M_w は 9.3 であった。上記で述べた新たな解析手法は、従来の遠地実体波を用いた震源過程解析手法に比べ、よりパラメータが少なく一次的な震源パラメータをロバストに決定できるという点で優れているが、断層すべりの時空間発展の詳細などを明らかにすることはできない。そのため、蓄積されたひずみをどの程度解放したのか、地殻変動や津波データなどから得られるすべり分布とどう対応するのかなどの重要な情報は得ることができないという問題がある。従来の遠地実体波を用いた震源過程解析における波線理論によって計算されたグリーン関数の問題を解決するために、Ammon *et al.*, (2005)では周期 20 秒から 2,000 秒の長周期実体波と表面波を用いて、3次元地球速度構造モデルを仮定しスペクトル要素法で計算されたグリーン関数を使用し震源過程解析を行なった。これにより、従来の震源過程解析手法では得られなかったこの地震の震源過程の全体像が初めて明らかにされた(図 3-5 (c))。彼らの結果はスマトラ北西沖で最大 11 m 程度、ニコバルで 7 m 程度、アンダマンで 5 m 程度のすべりが得られているが、基本的に断層の深部側にすべりが集中している。得られた震源時間関数から破壊継続時間はおよそ 500 秒程度であり、平均破壊伝播速度は 2.5 km/s と求められた。彼らはマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョンではなく、大域探索アルゴリズム(global search algorithm)ですべり方向、大きさ、ライズタイム、破壊開始時間を求める非線形インバージョンを行っており、すべり速度関数は 1 つの $(1 - \cos(2\pi t/r))/r$ という関数で表わすなど過度に単純化されている。また、長周期帯域の解析なので震源過程の全体像の把握に有利である一方で、短周期成分の波を出す破壊伝播速度の変化やすべり速度関数の変化などの詳細は示されていない。これらの詳細を明らかにし、先行研究における破壊伝播速度の食い違いを解決するには、万遍ない方位の観測点を用いて短周期から長周期までを含むグリーン関数(周期 1 秒から 600 秒程度)を使用して有限断層の波形インバージョンを行わなければならない。

3.3.2 地殻変動・津波解析による震源過程の先行研究

地下で発生した断層破壊に伴い、地表面では隆起沈降や水平移動などの地殻変動が生じる。観測された地殻変動をもとに、地震時や地震後の断層運動を推定することができる。この地震では、GPS やマイクロアトール(サンゴの群体)の観測によって地殻変動データが得られている。Banerjee *et al.* (2007)は遠地と近地の GPS データを用いて、よく用いられる半無限弾性体モデルではなく球対称の速度構造(剛性率)モデル PREM (Dziewonski and Anderson, 1981)を仮定して地震時のすべり分布を求めた(図 3-6 (a))。近地の GPS データは 1 ヶ月程度の余効変動を含むため、遠地の連続 GPS 観測データから余効すべりを求め、推定した余効すべりを補正をして地震時の変位を導出した上で解析している。彼らは余効すべりは地震時のすべりに比べて地震モーメント比で 10%程度しかないと主張している。彼らの地震時のすべりモデルでは、スマトラ付近では 15 m 程度、ニコバルでは 20 m 程度と大きなすべりが得られているが、アンダマンでは 6 m 程度と小さなすべりになっている。

Chlieh *et al.* (2007)は地震波による解析を行った Ammon *et al.* (2005)の model III (図 3-5 (c)のモデル)と同じ断層モデルと速度構造モデルを使用して、近地と遠地の GPS データを用いて地震時のすべり分布を求めた (図 3-6 (b)). 近地 GPS は余効すべりの補正は行っていない。彼らは近地と遠地の GPS データを同時に満足させるすべりモデルは得られていないが、Ammon らのすべり分布から計算された地殻変動がニコバルやアンダマンでの近地 GPS 観測記録よりもかなり小さいことから、この不一致は主に近地 GPS データが 1 ヶ月程度の余効すべりを含んでいるためであると考え、余効すべりは地震時のすべりに比べて地震モーメント比で 30%程度であると主張している。彼らのモデルも Banerjee らと同様に、スマトラ付近とニコバルで 15 m 程度の大きなすべりが得られているが、アンダマンでは 7 m 程度と小さなすべりになっている。彼らはニコバルで大きな余効すべりがあつたと推定している。Hoechner *et al.* (2008)は、しばし近地データが余効滑りを含んでいることが原因と言われる近地と遠地の GPS の不一致は、適切な断層モデルと IASP91 の速度構造モデルを用いて解析することで解消できると主張した (図 3-6 (c)). これは近地の GPS データも余効変動はそれほど含まれない可能性を示唆している。彼らのすべり量は Banerjee らや Chlieh らに比べ大きなすべり量となっており、スマトラ付近とニコバルで 24 m 程度、アンダマンでは 12 m 程度のすべりが得られている。これらの論文の主張の食い違いは、断層モデルや解析に用いるデータが異なることが原因である可能性がある。Chlieh らのように、同じ断層モデルで地震波の解析を行いどの程度近地の GPS データを地震時のすべりで再現できるか調べる必要がある。

地震による地殻変動が海底で生じれば、それに伴い津波が発生する。観測された津波波形をもとに、地震時の断層運動を推定することができる。この地震では、海面波高を記録した Jason-1, TOPEX, ENVISAT の 3 つの衛星や、検潮記録によって地震時のすべり分布や破壊伝播速度が得られている。Fujii and Satake (2007)は 3 つの衛星記録と検潮記録の両方を用いて線形長波方程式で津波伝播を計算しインバージョンを行った。彼らはスマトラ北西沖浅部に 25 m の大きなすべりと、ニコバル諸島付近浅部と深部でそれぞれ 6 m, 3 m 程度すべるモデルが最も検潮記録と海面波高記録を再現できると主張した (図 3-6 (d)). アンダマン諸島付近ではほとんどすべらない。ライズタイムが 3 分で、最適な破壊伝播速度が 1.0 km/s とかなり遅い値となっているが、破壊伝播速度に敏感なのはスリランカとインドの検潮記録のみであり、破壊伝播速度については津波データではあまり感度がない可能性を指摘している。他にも衛星記録のみを用いたインバージョン (Hirata *et al.*, 2006) や検潮記録のみを用いたインバージョン (Piatanesi and Lorito, 2007; Tanioka *et al.*, 2006) によっても地震波の解析に比べて遅い 0.7~2.0 km/s という破壊伝播速度が推定されている。Seno and Hirata (2007)は、津波インバージョンによるスマトラ北西沖の最大すべり量は地震波を用いたインバージョン結果に比べて倍程度であることと、海面波高記録を用いた津波逆伝播から、スマトラ北西沖の大きなすべりは海溝軸付近まで達しており、海溝軸付近の非弾性変形のような二次的な変動が津波を増幅させた可能性を指摘した。Jason-1 の海面波高記録には 2 つのピー

クが見られており、これは分岐断層が同時にすべることで説明できるという指摘もある (DeDontney and Rice, 2012; Hoechner et al., 2008) が、このような二次的なすべりを決定づける証拠はない。Poisson et al. (2011)は完全非線形 Boussinesq 方程式に基づいた津波モデリングによって、Jason-1 の海面波高データや主にスリランカにおける最大波高記録を最も満足する地震時すべりモデルの検証を行った。その結果、純粋に津波記録を用いた解析結果 (Fujii and Satake, 2007; Piatanesi and Lorito, 2007) よりも地震波と GPS を用いて解析した Rhie et al. (2007)のモデル (破壊伝播速度 2.5km/s) が最も津波記録を説明できると主張した (図 3-6 (e))。Rhie らのモデルは基本的に浅部側にすべりが求められており、スマトラ付近で 30 m 程度、ニコバルでは 15 m 程度、アンダマンでは 5 m 程度のすべりが得られている。Lorito et al., (2010)は、検潮記録と海面波高記録といった津波データと、遠地連続 GPS 観測データを用いた統合インバージョンを行った。津波伝播計算は非線形長波方程式に基づいている。彼らはスマトラ北西沖とニコバルーアンダマン諸島の浅部と深部の 4 つのセグメントで剛性率と破壊伝播速度を決定した (図 3-6 (f))。剛性率は 20–30GPa 程度であり、スマトラ北西沖は 2.0–3.25 km/s と速い破壊伝播速度、ニコバルーアンダマン諸島では浅部が 0.5 km/s、深部が 2.0 km/s という結果が最も観測記録を説明できると主張した。彼らはスマトラ北西沖の浅部と深部で 30 m 程度、ニコバルは浅部の 8° N 付近で 18 m とローカルにすべり、ニコバル深部とアンダマン深部で 8 m 程度のすべりを求めている。

津波データを用いた解析や津波データを説明する Rhie らのモデルは、破壊伝播速度は感度がないためかそれぞれで食い違いはあるものの、スマトラ北西沖の主に浅部で 30 m 程度のすべりがありニコバルでは 10 m 弱のすべりが求められ、アンダマンでほとんどすべらないという結果は共通している。津波データから得られるニコバルのすべり量が地殻変動から得られたすべり量よりも小さいことから、ニコバルでは大きな余効すべりや津波が励起される時定数よりもゆっくりとしたすべりが示唆されるが、これは Hoechner らの主張とは矛盾し Chlieh らの結果を支持している。また、津波データによって得られたスマトラ付近のすべり量が地震波を用いた Ammon らの結果に比べて倍程度に大きいのは Seno and Hirata が主張するように二次的なすべりの可能性がある。しかし、地震波の有限断層インバージョンでこの地震の全体のすべり分布を求めたのが Ammon らの結果しかいないため、どちらも Ammon らの結果を前提としており、新たな地震波解析によってこの食い違いを検証する必要がある。

3.4 解析条件と解析データ

本研究では、IRIS-DMC から震央距離が 30°から 100°の広帯域地震観測記録上下動 52 観測点をダウンロードして解析に使用した (図 3-7)。ダウンロードした観測波形は地震計の特性をデコンボリューションし、1 から 600 秒のバンドパスフィルターをかけて、サンプリング間隔を 2 Hz にした上で積分し変位波形とした。デコンボリューションとバンドパスフィルターは Kanamori and Rivera (2008)の方法を用いて時間領域で行った。S 波は S 波以前の

波に比べて振幅がかなり大きいため、解析には S 波の前までのデータを使用した。

DSM を用いてグリーン関数の計算を行った。本研究ではまず震源域で発生した 2 つの小地震の余震の観測波形を用いて、PREM anisotropic モデル (*Dziewonski and Anderson, 1981*) と IASP91 モデル (*Kennett and Engdahl, 1991*) でどちらが適切な速度構造モデルか検証を行なった (図 3-8)。2006 年のアンダマン諸島付近の余震 (Mw5.9) は規模が小さく震源時間関数がデルタ関数と見なせるため観測波形とグリーン関数の直接の比較を行ない、2005 年のスマトラ島付近の余震 (Mw6.6) は波形インバージョンを行い理論波形と観測波形の比較を行っている。その両者において、IASP91 モデルで計算した理論波形及びグリーン関数は PREM モデルに比べ観測波形を良く再現している。そのためグリーン関数の計算は IASP91 モデルを採用した。グリーン関数は周期 1/4,096 Hz から 1 Hz まで計算を行い観測波形と同じバンドパスフィルターを適用し解析に使用した。

遠地実体波解析は、depth phase (i.e. -pP, -sP 波) を用いることですべり分布は走向方向より深さ方向の精度が高いと考えられている。*Ammon et al. (2005)* の model-III (以降 Ammon-III と呼ぶ) では、2004 年スマトラ島沖地震の長大な震源域を 3 つの平面断層を仮定し解析しているが、地震活動から推定される実際のプレート境界は平面ではなく曲面である (*Engdahl et al., 2007; Sibuet et al., 2007*)。仮定した断層モデルと実際のプレート形状の深さの違いはインバージョンの誤差要因になる。そこで本研究では、地震活動よりなめらかなプレート形状を推定した *Hoechner et al. (2008)* の断層モデルを用いた。この断層モデルは走向方向に 36 枚、傾斜方向に 12 枚の矩形小断層を配置し、各小断層の平均サイズは 40 km × 16 km である。走向方向の矩形小断層の中心グリッドはそれぞれ深さが一定で、断層は深さ 5 km から 53 km まで分布する。詳細な小断層のパラメータを表 3-1 に示す。

波形インバージョン法は、マルチタイム線形波形インバージョン (*Hartzell and Heaton, 1983*) を用いた。先験的拘束条件として、すべりは空間的になめらかであること、すべりの方向は非負であること (*Lawson and Hanson, 1974*) を課した。各小断層におけるすべり時間関数は、底辺が 6 秒の二等辺三角形を 3 秒ずつずらしながらに 20 個並べて表現した。最大破壊伝播速度は 1.0 から 4.0 km/s の間でグリッドサーチにより最適な解を探索した。

3.5 解析結果

最大破壊伝播速度を 1.0 km/s から 4.0 km/s まで変化させてインバージョンを行った結果、最大破壊伝播速度は 3.0 km/s のときに理論波形は最も観測波形を説明していることがわかった。最大破壊伝播速度 3.0 km/s を仮定した際のインバージョンにより得られた震源時間関数とすべり分布を図 3-9 に示す。震源時間関数から、破壊は約 500 秒続いたことがわかる。地震モーメントは $5.5 \times 10^{23} \text{ Nm}$, Mw = 9.1 であった。推定されたすべり分布は 4 つの大きなすべり域からなり、最も大きなすべりが求められたのがスマトラ島北西沖の area A で最大すべり量が 29 m であった。2 番目 3 番目に大きなすべり域はニコバル諸島付近の浅部と深部の area B と C で、それぞれ最大すべり量が 8 m, 7 m であった。震源域北端のアン

ダマン諸島付近でも最大すべり量 6 m のすべりが求められている(area D). すべり分布の 20 秒間隔のスナップショットを図 3-10 に示す. 最初の 60 秒間は震源付近でほとんどすべりが見られないが, 60 秒から 200 秒にかけて, area A において大きくすべりながら破壊は北西へ 3.0 km/s で伝播していく. その後破壊はニコバル島深部(area C)へと移行し, area A と同様に 3.0 km/s の速度で破壊はさらに北へ伝播する. area C の破壊開始から 60 秒後 (全体の破壊開始から 260 秒後) に, ニコバル島浅部(area B)でも破壊が北へ伝播していく. area B の破壊は, 最大破壊伝播速度 3.0 km/s の破壊フロントが到達した 30 秒後に破壊が開始している. area B と C の破壊はともに破壊開始後約 380 秒にアンダマン諸島付近に到達するが, 380 秒から 460 秒の間アンダマン諸島ではほとんどすべらない. 最終的に, 460 秒から 500 秒の間にアンダマン諸島の北側(area D)でやや大きくすべるが, area D の破壊は最大破壊伝播速度 3.0 km/s の破壊フロントが到達した 40 秒後に破壊が開始している. 計算された各観測点の理論波形と観測波形の比較を図 3-11 に示す.

3.6 考察

得られたすべり分布の端と震源との距離 (1,380km) と破壊継続時間 (500 秒) から, この地震の平均破壊伝播速度は 2.8 km/s と求められた. 破壊継続時間や平均破壊伝播速度といった大局的な震源パラメータは, 他の地震波を用いた先行研究 (Ammon *et al.*, 2005; Ishii *et al.*, 2005) と一致している. DSM で計算したグリーン関数を用いた波形インバージョンによって得られた理論波形は観測波形を短周期成分から長周期成分まで良く再現している (図 3-11). 特に, 南から西の方位に位置するいくつかの観測点 (NWA0, CASY, QSPA, SUR, LSZ, MSEY, KMBO, MBAR, FURI, RAYN) では明瞭な超長周期フェーズ (W phase) が見える. これら超長周期の波は従来の遠地実体波解析 (Ji, 2005; 山中, 2005; 八木, 2005) では全く計算できていないが, 本研究の理論波形では良く再現していることがわかる. 本研究で用いた断層モデルと速度構造を仮定し従来の波線理論によるグリーン関数で解析を行なった結果を図 3-12 に示してある. 周波数帯ごとの観測波形と理論波形の一致度をより定量的に比較するために, 観測波形と本研究の理論波形と従来の波線理論によって計算された理論波形に対して様々な周波数帯のバンドパスフィルターをかけて相関係数を求めた (図 3-12). 本研究ではどの周波数帯でも 0.7~1.0 程度と高い相関係数を示している. 従来の波線理論による理論波形は短周期成分では本研究と比べるとやや小さいが比較的高い 0.7~0.8 程度の相関係数を示しているが, 長周期成分では 0~0.5 ときわめて低い値になっていることがわかる.

得られたすべり分布から, 大すべり域は 4 つの領域 (A, B, C, D) に見られる (図 3-9). これら大すべり域の走向方向に沿った境界は, Kennett and Cummins (2005) の地震波トモグラフィによって得られた沈み込むスラブマンタルの物性 (S 波速度とバルク音速の比) が変化する箇所とおおまかに対応している (図 3-13). 各すべり領域内の平均破壊伝播速度を小断層のすべり量が 2 m に達した時刻に基づき算出した. すべり量 2 m は area B, C, D の最大

すべり量の 30%程度である。その結果 area A と C での平均破壊伝播速度は仮定した破壊フロント V_{max} 3.0 km/s と同じ 3.0 km/s であるが、area B と D では破壊フロント到達後それぞれ 30 秒後と 40 秒後に破壊が開始する。area B と C 内部の平均破壊伝播速度はそれぞれ 3.0 km/s と 4.0 km/s となっている。これら破壊が遅れてスタートする area B と D の南側それぞれ 150 km×100 km と 200 km×200 km の領域ではすべりは見られない。このすべりが見られない領域はバリアー（速度強化の摩擦特性）となっていて、バリアーによって破壊伝播速度が遅くなった可能性がある。速度強化の領域では破壊フロントですべり速度を大きくしようとしても摩擦が大きくなりすべりが抑制されるためである。このようなニコバル浅部の遅い破壊開始は検潮記録、衛星の海面波高記録、GPS を用いたジョイントインバージョン (Lorito *et al.*, 2010) からも示されている。アンダマン領域での遅い破壊開始は多くの先行研究からも示されている (例えば, de Groot-Hedlin, 2005; Guilbert *et al.*, 2005; Tolstoy and Bohnenstiehl, 2005; Tsai *et al.*, 2005)。また、area B での遅い破壊開始は、area C の破壊によって誘発されたという可能性も考えられる。この場合はすべっていない領域は速度弱性の性質であって今後巨大地震を起こす可能性も考えられる。

Ammon *et al.* (2005)は短周期の波形から 3つの大きなフェーズ (50 から 150 秒, 280 から 340 秒, 450 から 500 秒) が見られることを示した。この 3つのフェーズは本研究の大すべり域の①area A, ②area B もしくは C, ③area D のすべり時刻とそれぞれ対応している。図 3-9 (b)の area A と D のすべり速度関数は大きな最大すべり速度と明瞭なピークを持つ (area A のすべり速度関数は 2つのピークを持つ) が、area B と C のすべり速度関数の変化は比較的緩やかである。area B と C のすべり速度関数を比べると、area B のすべり速度は急激に増加し最後のタイムウィンドウまで同じ値を保っているが、area C のすべり速度はゆるやかに増加し時間とともに急激に減少する。これはプレート境界の浅部側で低周波の波を出し深部側で高周波の波を出すという深さに依存する破壊特性 (例えば, Lay *et al.*, 2012) を示している可能性もあるが、あまり明瞭ではない。

3.6.1 スマトラ北西沖の震源過程について

得られた断層面全体の震源時間関数は Ammon-III の結果と良く一致している。震源時間関数は、有限断層インバージョンにおいて多少断層パラメータなどが異なっても最も安定的に求められるパラメータである (例えば, Lay *et al.*, 2010b)。最も大きなモーメント解放はスマトラ地域 (area A) で 60 秒から 200 秒にかけて発生している。この area A での最も大きなモーメント解放は多くの震源過程解析によっても得られている。本研究の最も大きなすべり領域 (最大すべり量 29m) はスマトラ北西沖の深さ 30 km より浅部側に求められている。しかし、Ammon-III での最も大きなすべり領域はスマトラ北西沖の深部側で、最大すべり量も約 11 m 程度となっている。この領域では 2005 年 2 月から 3 月にかけて海底地震計を設置し詳細な余震観測が行なわれている (Araki *et al.*, 2006)。得られた余震分布は主に深さ 25 km 以深に集中し、それら余震のメカニズムは傾斜方向に圧縮場となっている

ることから、プレート境界型の余震であると彼らは主張した。一方、25 km より浅い場所ではほとんど余震は起こっておらず、一部発生している余震のメカニズムも傾斜方向に伸張場となっていて、プレート境界型の余震ではないと主張している。彼らが決めた余震分布と本研究及び Ammon-III のおおよそのすべり域を図 3-14 に示す。また、Mw7.0 以上の巨大なプレート境界逆断層メカニズムの余震は本研究の大すべり域の端に位置している(図 3-9)。大すべり域の周辺で余震が発生するという関係は既に様々な先行研究で示されており(例えば、Houston and Engdahl, 1989; Mendoza and Hartzell, 1988)、この両者の比較は震源過程解析のロバストさを示す指標となる。余震分布から、スマトラ北西沖では本研究の浅部での大すべりが支持される。本研究と Ammon-III ではこのスマトラ北西沖の大すべり域において最大すべり量はかなり異なっているが、剛性率が本研究(30 GPa)と Ammon-III(68GPa)で大きくことなるためである。これは本研究では大すべり域が浅部に求められるが、Ammon-III では深部に求められることが原因である。Seno and Hirata (2007)では津波解析によって得られた最大すべり量 (~30 m; 例えば、Fujii and Satake, 2007; Hirata et al., 2006; Tanioka et al., 2006) は地震波解析によって得られた最大すべり量 (~15 m; 例えば Ammon et al., 2005; Ji, 2005; 山中, 2005) に比べて系統的に大きいと主張している。彼らはこれと津波逆伝播による波源が海溝付近に求められることから、海溝付近での非弾性変形のような何らかの二次的な変動があったと主張しているが、本研究で得られた最大すべり量は津波解析と一致する 30 m 程度であり、得られたすべりも海溝近くまで達している。このことは、彼らが主張するような二次的な非弾性変形を考慮することなく、通常の地震時すべりが海溝付近まで達していることで地震波も津波も統一的に説明できる可能性を示している。

3.6.2 ニコバルーアンダマン諸島付近での震源過程について

本研究で得られた結果では、ニコバル諸島付近では浅部 (area B) と深部 (area C) の両方ですべりが生じている。このようなすべり分布は検潮記録と海面波高記録、及び遠地連続 GPS 観測データを用いた統合インバージョンを行った Lorito et al. (2010)からも得られている。ニコバル諸島では2つの巨大な横ずれメカニズムの余震 (Mw7.2, Mw7.5) が発生している。これら余震はそれぞれ Global CMT 解で深さが 12 km と 33 km と求められていて、本震によって沈み込む断裂帯が再活動したものと考えられている。本震がニコバル付近で海溝付近まですべりが達していなければ、この2つの巨大地震のメカニズムが正のクーロン応力変化となることはない (Delescluse et al., 2012)。本研究で得られたすべりから、半無限弾性体の okada モデル (Okada, 1985) で地殻変動を計算した結果と Chlieh et al. (2007)の本震後 1 ヶ月間の余効すべりの比較を図 3-15 に示す。GPS 観測ベクトルは Banerjee et al. (2007)によって得られたデータを使用しており、近地 GPS データは地震時の変位に補正しているデータとなっている。GPS 解析の先行研究(例えば、Banerjee et al., 2007; Chlieh et al., 2007; Hoechner et al., 2008)からは、近地 GPS データがどの程度余効すべりを含んでいるかが問題となっていた。本研究のすべりから得られた地殻変動(図 3-16)では、スマトラ島付近や

アンダマン諸島付近に関しては水平変動・上下変動の GPS 観測ベクトルの大きさと方向についておおよそは一致する結果が得られているが、ニコバル諸島付近では水平変動、上下変動の沈降とも明らかに理論ベクトルが観測ベクトルに比べ小さくなっている。この結果から、*Benerjee et al. (2007)*の余効すべりの補正が正確ではなく、近地 GPS データに大きな余効すべりが含まれている可能性が示唆される。ニコバルで大きな余効すべりが存在するモデルは *Chlieh et al., 2007* の本震後 1 ヶ月間の余効すべりの結果 (図 3-15(b)) と調和的である。GPS の観測点数の関係から *Chlieh et al., 2007* では 5.5° から 8° 付近に余効すべりが求められているが、本研究からは 9° 付近まで大きな余効すべりがある可能性が挙げられる。また、震源付近でも理論ベクトルより観測ベクトルが水平・上下変動ともに小さくなっているが、*Chlieh et al., (2007)*でもこの付近で 5m 程度の余効すべりを求めている。*Hoechner et al., (2008)*は、断層モデルの改良と IASP91 速度構造モデルを使用することで近地と遠地 GPS 変動を地震時のすべりで統一的に説明でき、余効すべりはほとんどないと主張したが、*Hoechner* らと同一の断層モデルで地震波解析をした本研究からは *Chlieh et al., (2007)*の余効すべりモデルを支持する結果が得られた。

area B と C のニコバルの破壊が 11° N のリトルアンダマン付近まで達した後、 11° N から 13° N までほとんどすべりは見られない。最終的に、破壊フロントが到達後 40 秒後に 13° N から 14° N にかけてやや大きなすべり (area D) が開始する。この付近で発生した大きな正断層の余震(Mw7.5)は、本震による応力解放によりスラブに引張力が働くことで発生したと考えられる (*Andrade and Rajendran, 2011*)。図 3-17 に本研究のすべり分布から計算されたアンダマンにおける上下変動と、*Kayanne et al. (2007)*によって実施されたマイクロアトールの観測によって得られた上下変動の比較を示す。本研究のすべり分布から計算されたアンダマン諸島の北側での隆起と南側での沈降の変動パターンは観測値とも概ね対応しているが、ややヒンジラインが北に求められている。計算された水平変動に関しても GPS の観測値と良く一致していたことを考えると (図 3-15)、アンダマンに関しては地震性のすべりで概ね地殻変動を説明できるため、ニコバルのような大きな余効すべりや非地震性すべりは存在しないと考えられる。

3.7 結論

2004 年スマトラ島沖地震は破壊継続時間が約 500 秒と長いため、従来の波線理論グリーン関数を用いた遠地実体波解析からは破壊の全体像が明らかにされていなかった。唯一 *Ammon et al., (2005)*によってスペクトル要素法を用いた長周期帯域の有限断層インバージョンがなされたのみであった。本研究では、DSM を用いて従来の遠地実体波解析でなされていたように周期 1 秒から 600 秒までの短周期成分を含むグリーン関数を用いて、より現実的な断層モデルを仮定して震源過程解析を行なった。得られたすべり分布は、その応力解放を考えると、余震のメカニズムやその分布と整合的である。スマトラ北西沖では浅部に最大 29 m の大すべり域が求められた。これは津波解析によって得られたすべり量とも一致して

おり、一部指摘されていた二次的なすべりによる津波増幅機構などは存在せずとも、通常の地震すべりが海溝付近まで到達することで地震と津波の両方を統一的に説明できる可能性を示唆している。ニコバル諸島では深部と浅部で両方すべる結果が得られた。様々な沈み込み帯で深さ方向にすべりの周波数特性の違いが見られると指摘している研究もあるが（例えば *Lay et al.*, 2012）、本研究で得られた破壊伝播速度とすべり速度からは深さ方向の顕著な違いは見られなかった。GPS 解析ではしばし近地 GPS データに余効すべりがどれほど含まれているか問題となっていたが、本研究で得られた地震時のすべり分布から計算された地殻変動は、ニコバルの近地 GPS 観測値を過小評価しており、ニコバルでは余効すべりが大きい事が示唆される。ニコバル浅部とアンダマンでは破壊開始が遅れる結果が得られた。それぞれの領域の南側ではトモグラフィー(*Kennett and Cummins*, 2005)によって得られた沈み込むスラブマンタルの物性が変化する場所に対応する。この領域がバリアーとなって破壊伝播速度が遅れたためニコバル浅部とアンダマンで破壊開始が遅れたか、ニコバル浅部は深部のすべりで誘発された可能性も考えられる。

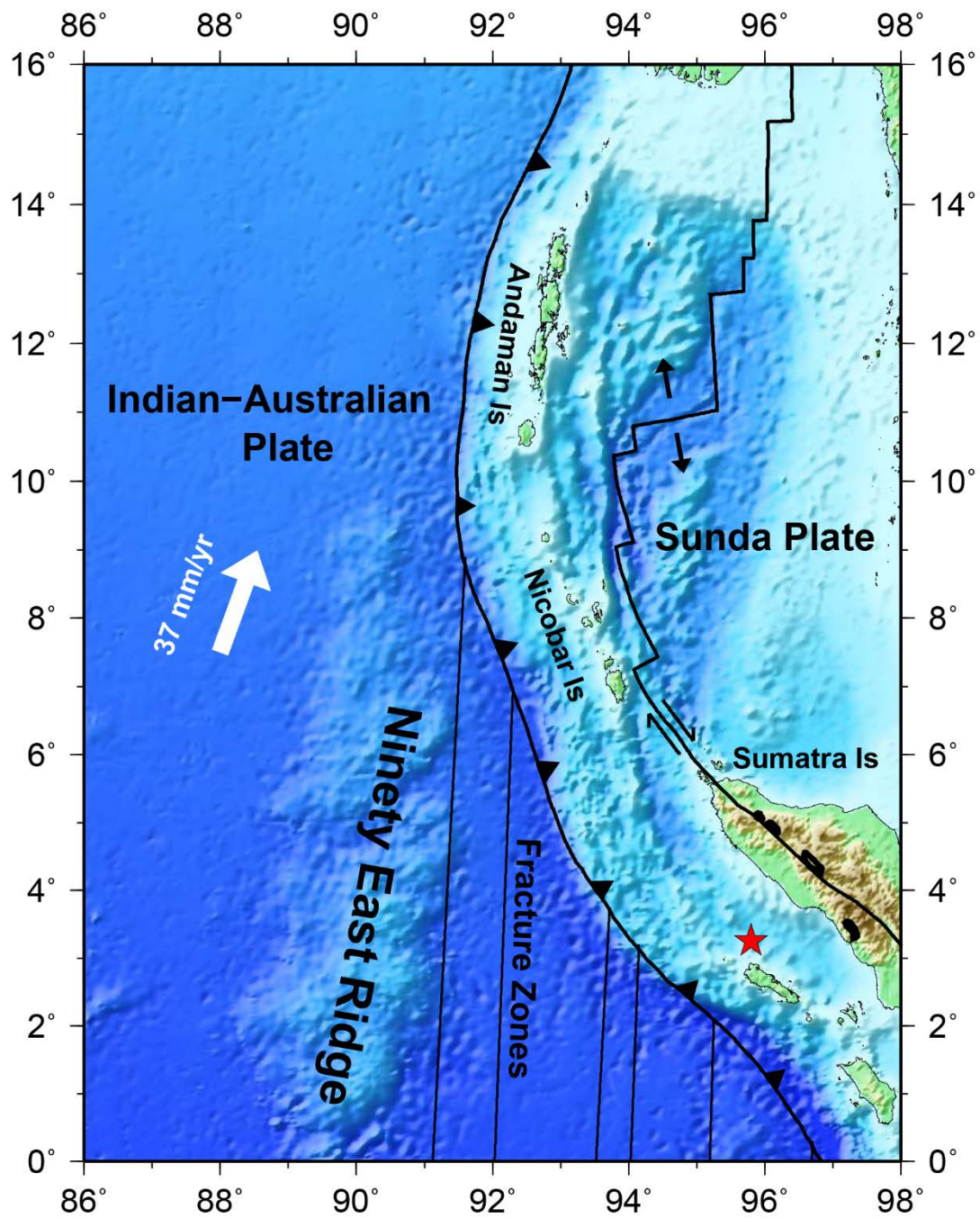


図 3-1 スマトラ近辺のテクトニクス. 星は 2004 年スマトラ島沖地震の震源を表わしている. インドーオーストラリアプレートのスダプレートへの沈み込み速度は *DeMets et al., 1994*, fracture zone の位置は *Lin et al., 2009* より.

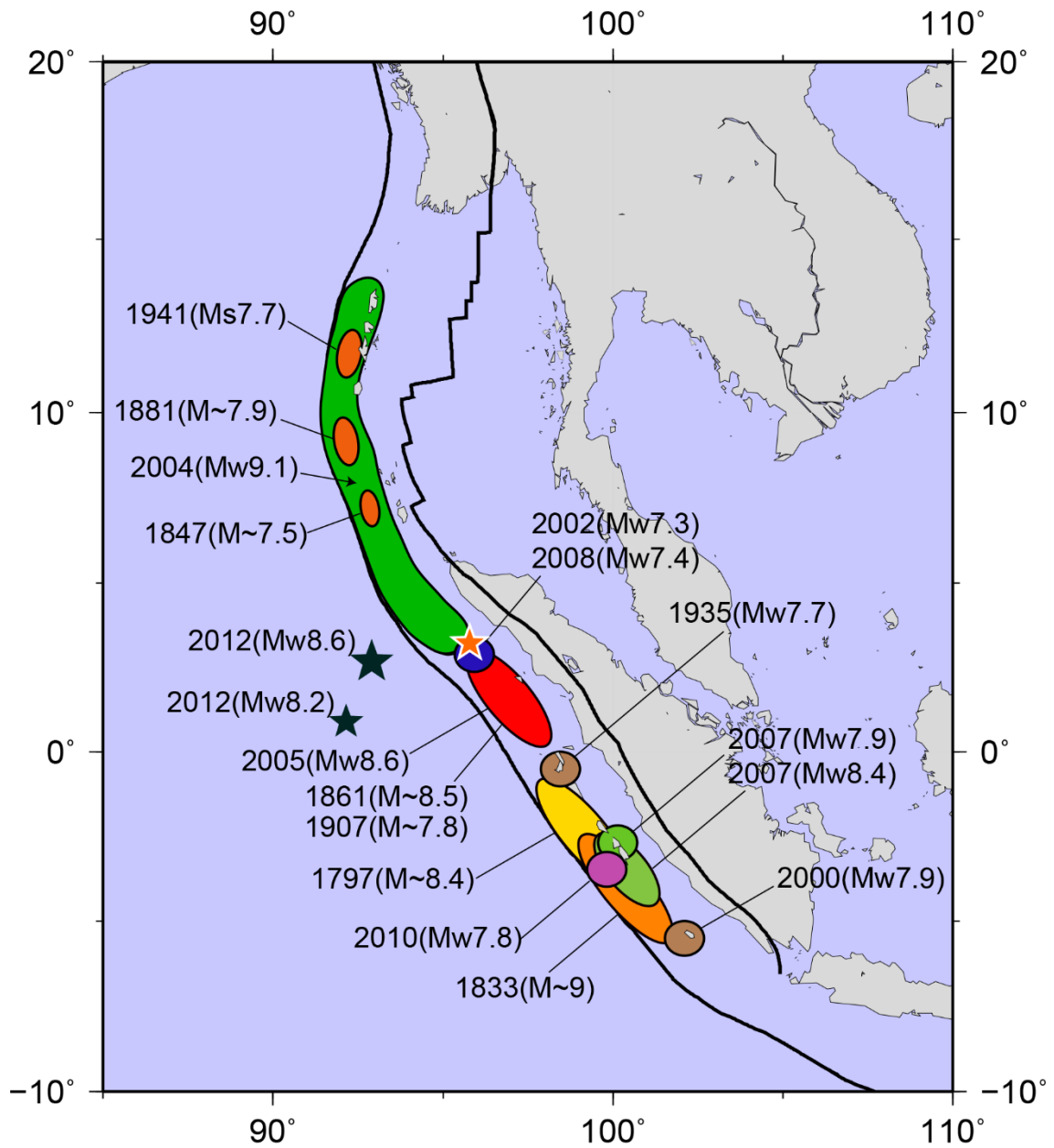


図 3-2 スマトラ近辺で発生した巨大地震. カラーで示されている領域がそれぞれの巨大地震のおおよその震源域を表わしている. 黒い星が 2012 年に発生した地震の震源を, オレンジの星が 2004 年スマトラ島沖地震の震源を表わしている.

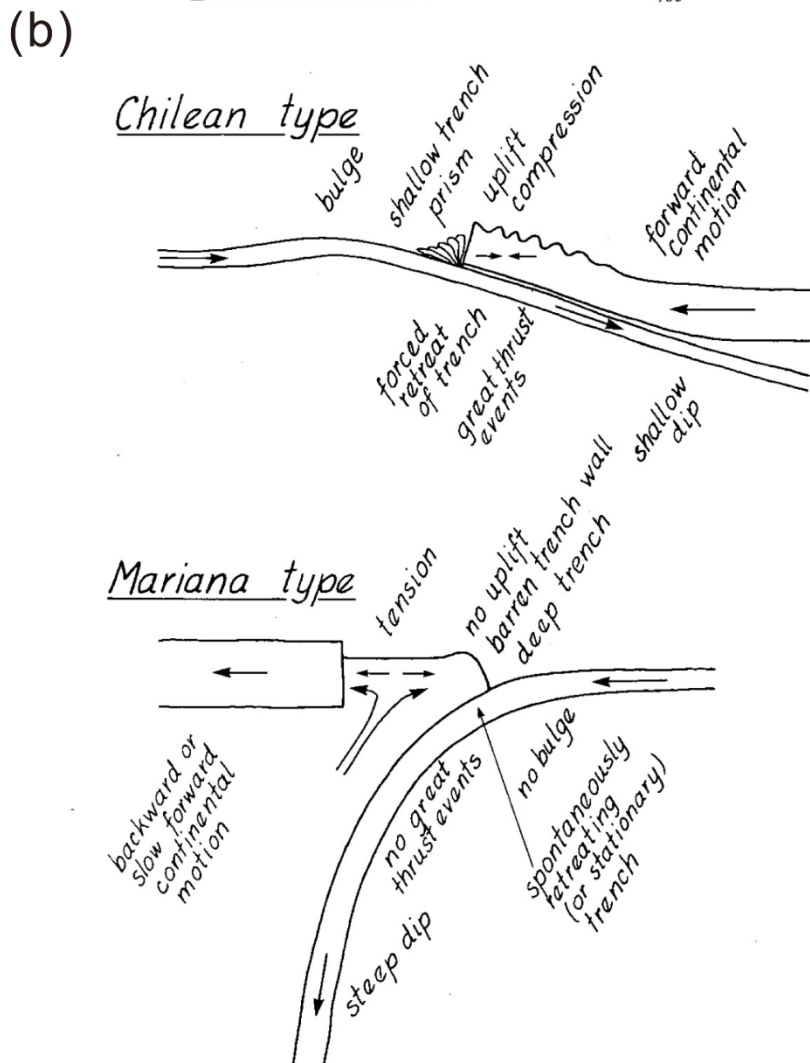
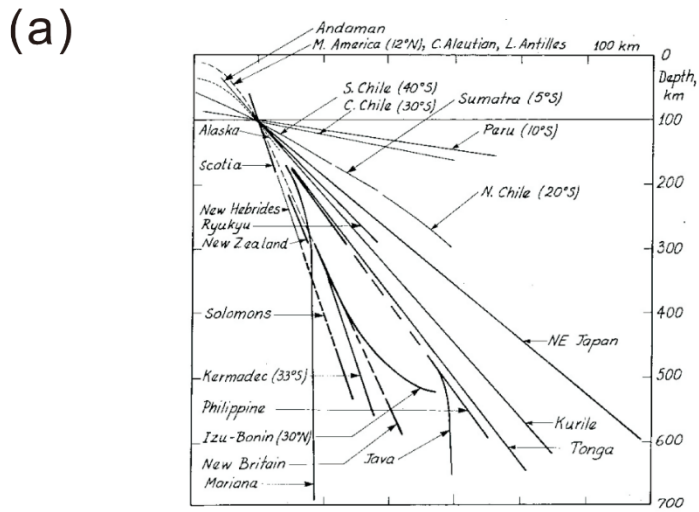


図3-3 (a) 世界の沈み込み帯における和達ベニオフゾーンの dip 角分布(Uyeda and Kanamori, 1979, Fig.6 より). (b) チリ型マリアナ型の模式図(Uyeda and Kanamori, 1979, Fig.7 より).

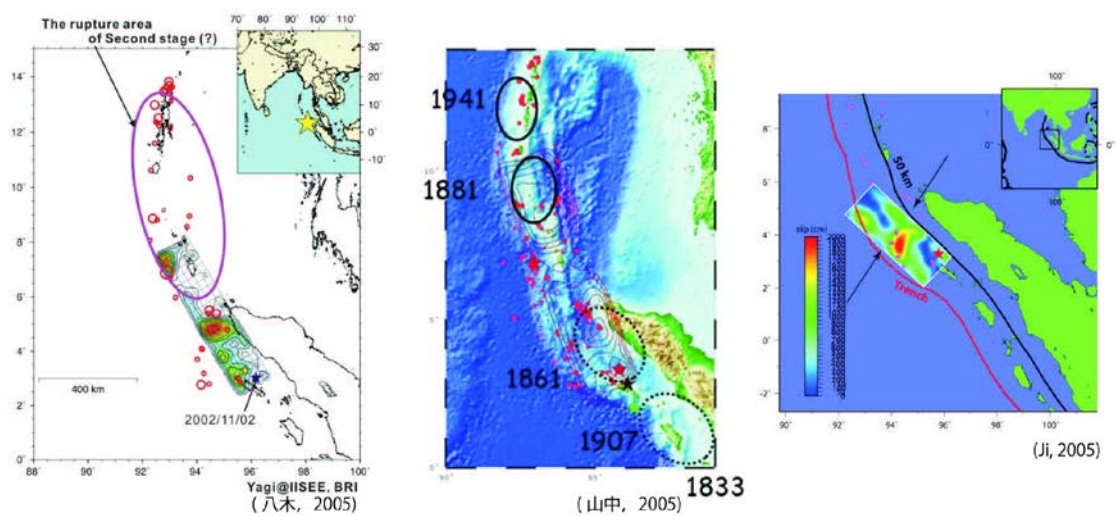


図 3-4 2004 年スマトラ島沖地震の遠地実体波を用いた震源過程解析速報結果 (左から, 八木, 2005; 山中, 2005; Ji, 2005). 八木 (2005)の赤い丸, 山中 (2005)と Ji (2005)の赤い点はそれぞれ余震分布を示している.

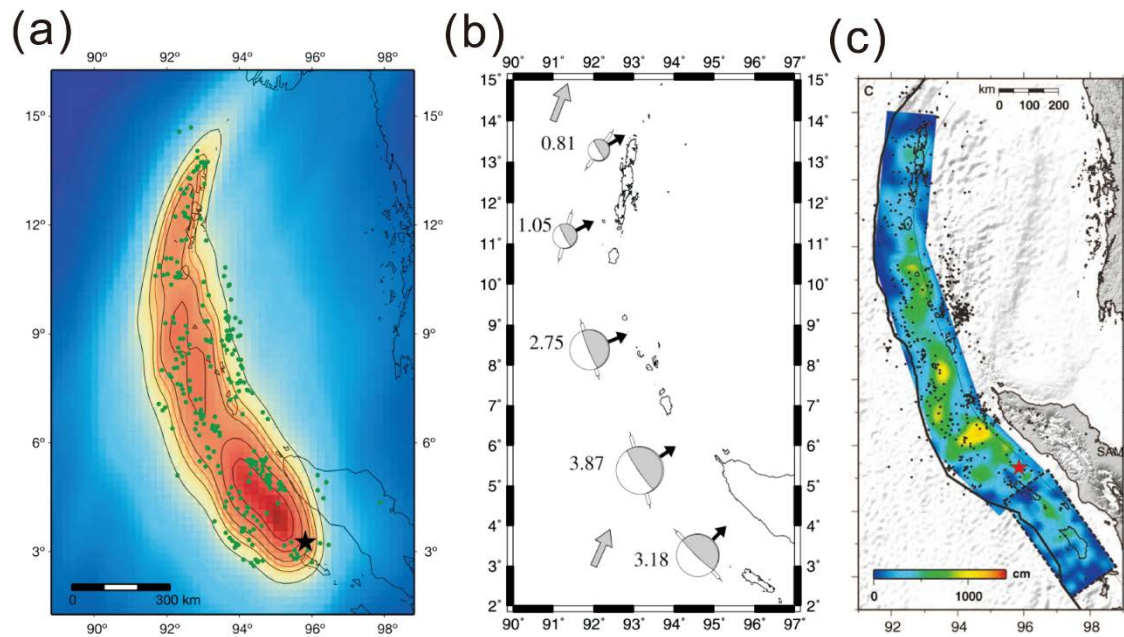


図 3-5 2004 年スマトラ島沖地震の地震波を用いた震源過程の先行研究の結果. (a) *Ishii et al., 2005* の結果. 星が震源で赤いコンターが積算エネルギー分布, 緑丸が本震後一ヶ月間の余震を表わしている. (b) *Tsai et al., 2005* の結果. 5つの CMT 解の数値はそれぞれ地震モーメント($\times 10^{29}$ dyne/cm)を表わしている. 黒い矢印はすべりの方向を表わしている. (c) *Ammon et al., 2005* の結果. 赤い星が震源, 黒い点が余震を表わしている. 南側は 2005 年ニアス地震の解析結果を表わしている.

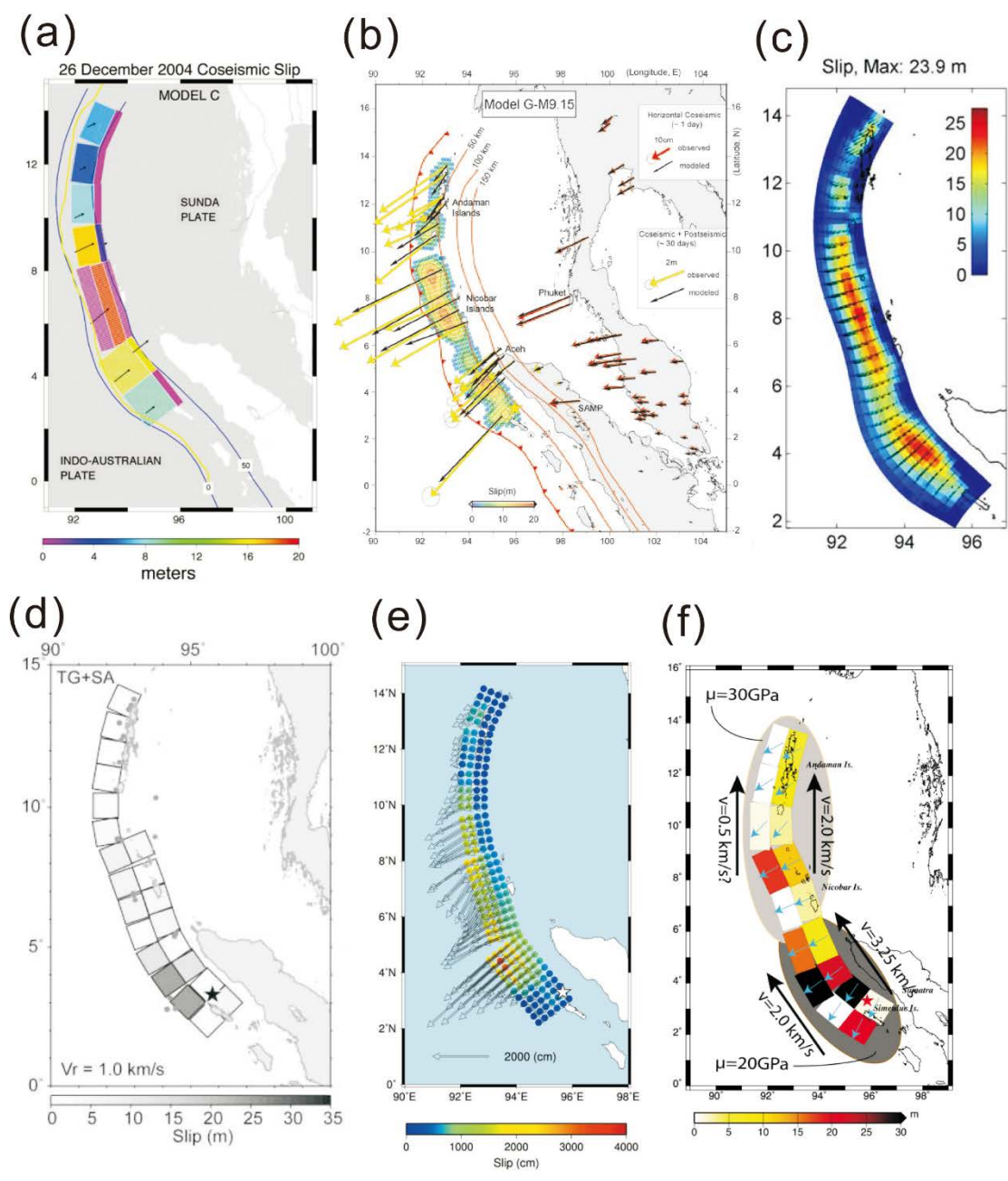


図 3-6 地殻変動・津波データを用いた先行研究のすべり分布. (a) Banajee et al., 2007 の結果. (b) Chlieh et al., 2007 の結果. (c) Hoechner et al., 2008 の結果. (d) Fujii and Satake, 2007 の結果. (e) Rhie et al., 2007 の結果. (f) Lorito et al. 2010 の結果

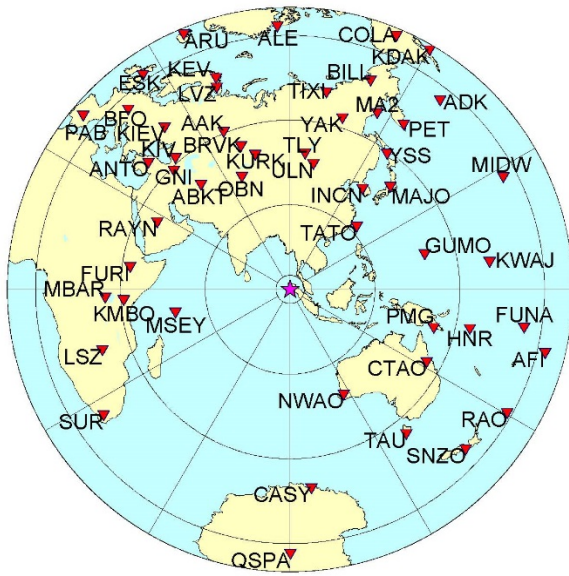


図 3-7 2004 年スマトラ島沖地震の震源過程解析に使用した観測点分布 (Yoshimoto and Yamanaka, 2014, Fig.1 より).

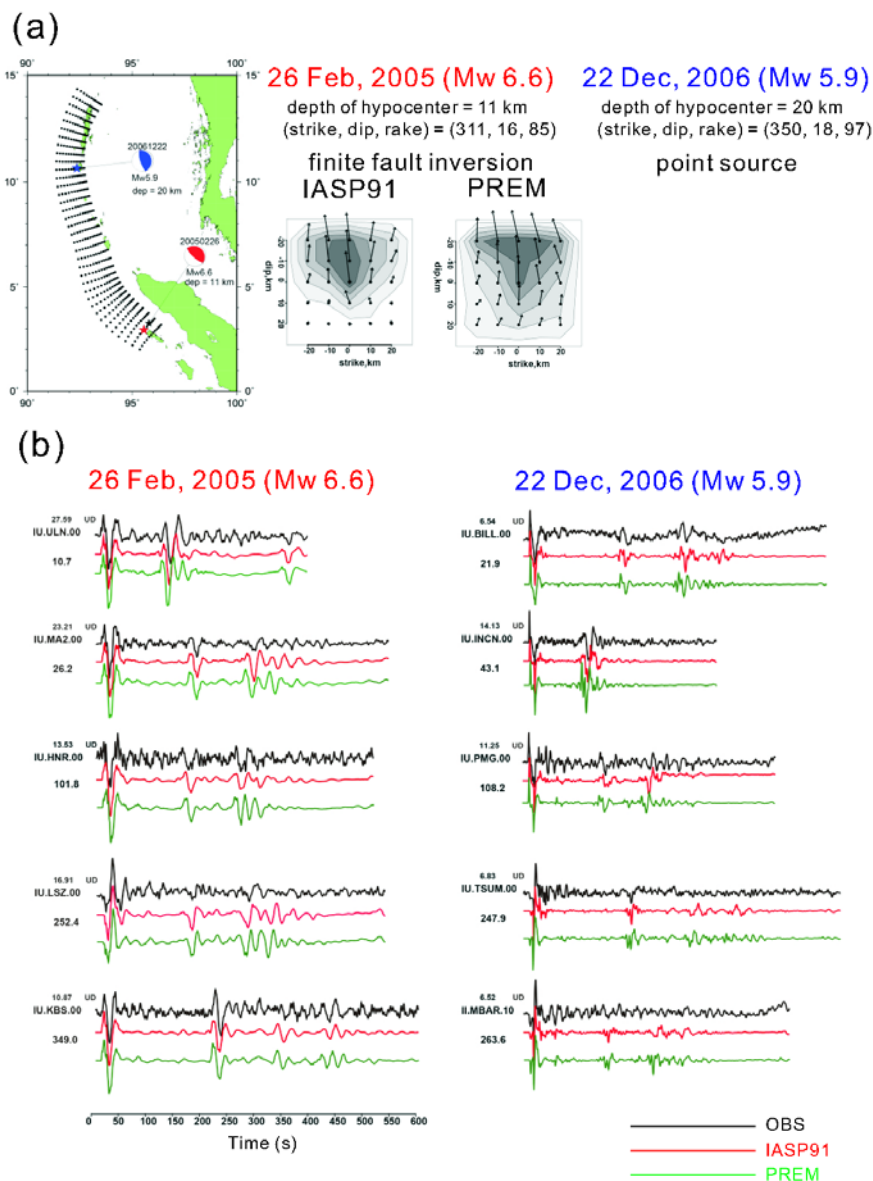
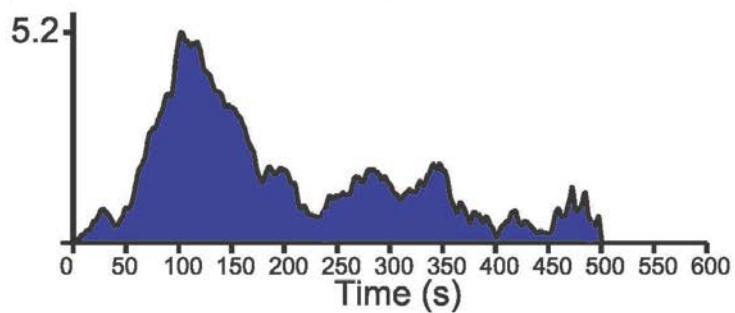


図 3-8 スマトラ島付近とアンダマン諸島付近で発生した余震と DSM グリーン関数の比較 (Yoshimoto and Yamanaka, 2014, Fig S1 より). (a) 使用したスマトラ島及びアンダマン諸島付近の余震の発生位置及びメカニズム. スマトラ島沖の余震の波形インバージョン結果もあわせて示している. (b)スマトラ島及びアンダマン諸島の余震の観測波形と理論波形の比較. アンダマン諸島の余震は規模が小さいのでグリーン関数との比較を示している. それぞれ黒い線が観測波形, 赤い線が IASP91 モデルを用いた理論波形 (もしくはグリーン関数), 緑色の線が PREM モデルを用いた理論波形 (もしくはグリーン関数) を示す. 観測点名の上は観測波形の peak-to-peak の振幅 (μm), 下は地震から観測点への方角角を表わしている.

(a) Moment rate function ($\times 10^{20}$ Nm/s)



(b)

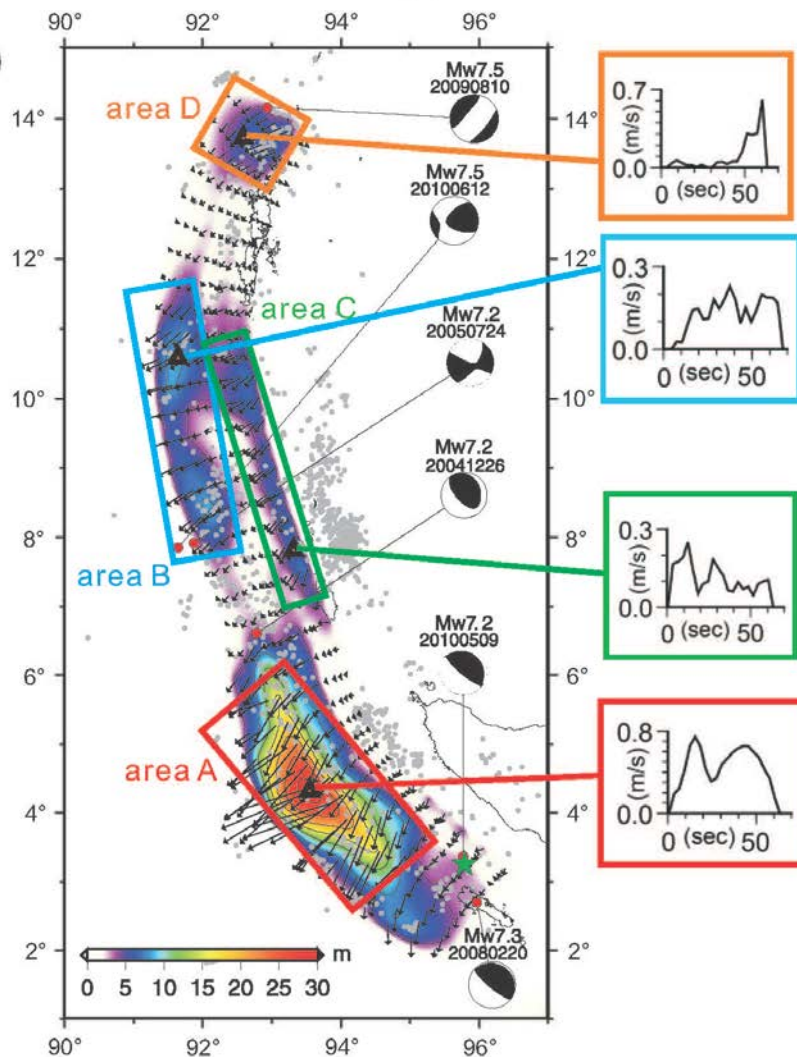


図 3-9 (a)震源時間関数 (b)すべり分布 (Yoshimoto and Yamanaka, 2014, Fig.2 より). 緑の星が USGS の震源を表している. 赤い丸は $M_w \geq 7.0$ の余震を, 灰色の丸は $M_w \geq 5.0$ の余震を表している. $M_w \geq 7.0$ の余震は GCMT 解も示しており, M_w の下の段は発生した年月日を表している. 赤, 青, 緑, オレンジの四角は大すべり域を表しており, 代表的な場所でのすべり速度関数を右に示している. すべりのコンター間隔は 4m である.

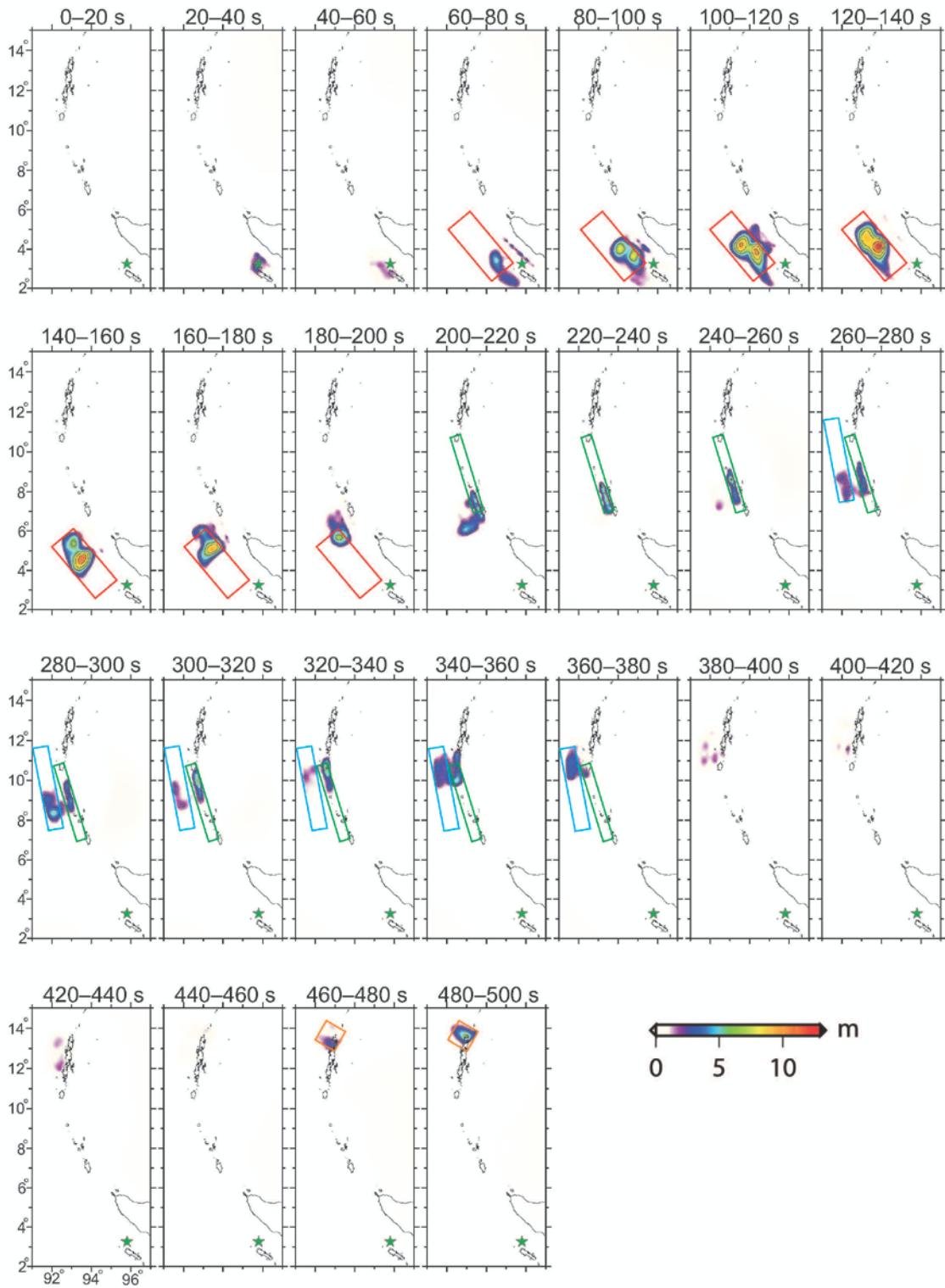


図 3-10 20 秒間隔のすべりのスナップショット (Yoshimoto and Yamanaka, 2014, Fig.3 より). 赤, 青, 緑, オレンジの四角の領域は図 3-9 と同様である. すべりのコンター間隔は 2m である.

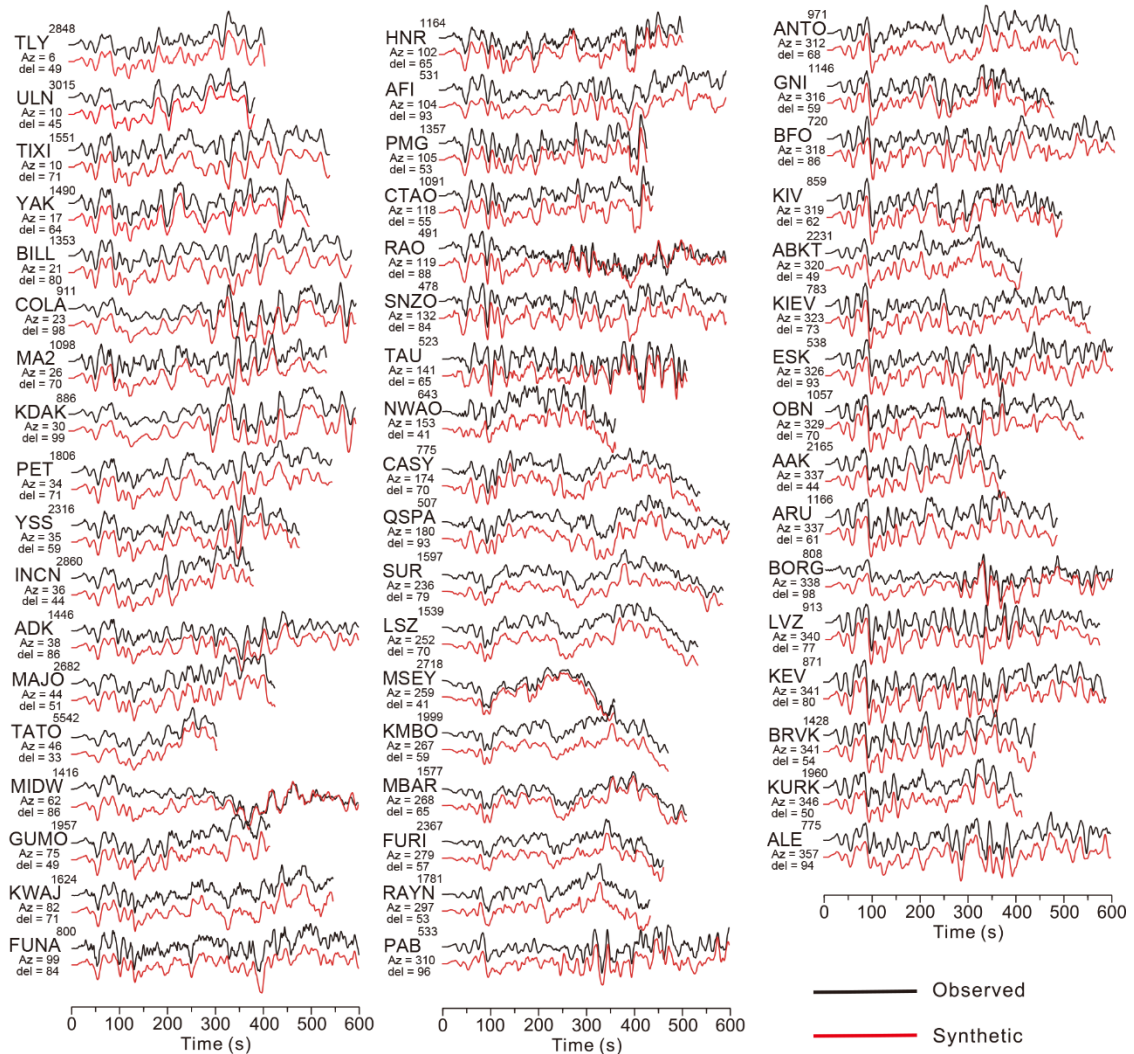


図 3-11 計算された理論波形と各観測点の観測波形の比較 (Yoshimoto and Yamanaka, 2014, Fig.4 より). 観測点名の上段は観測波形の peak-to-peak の振幅 (μm) を, 下段 2 列はそれぞれ上から震源から観測点の方位 (北からの角度) と震央距離を示している.

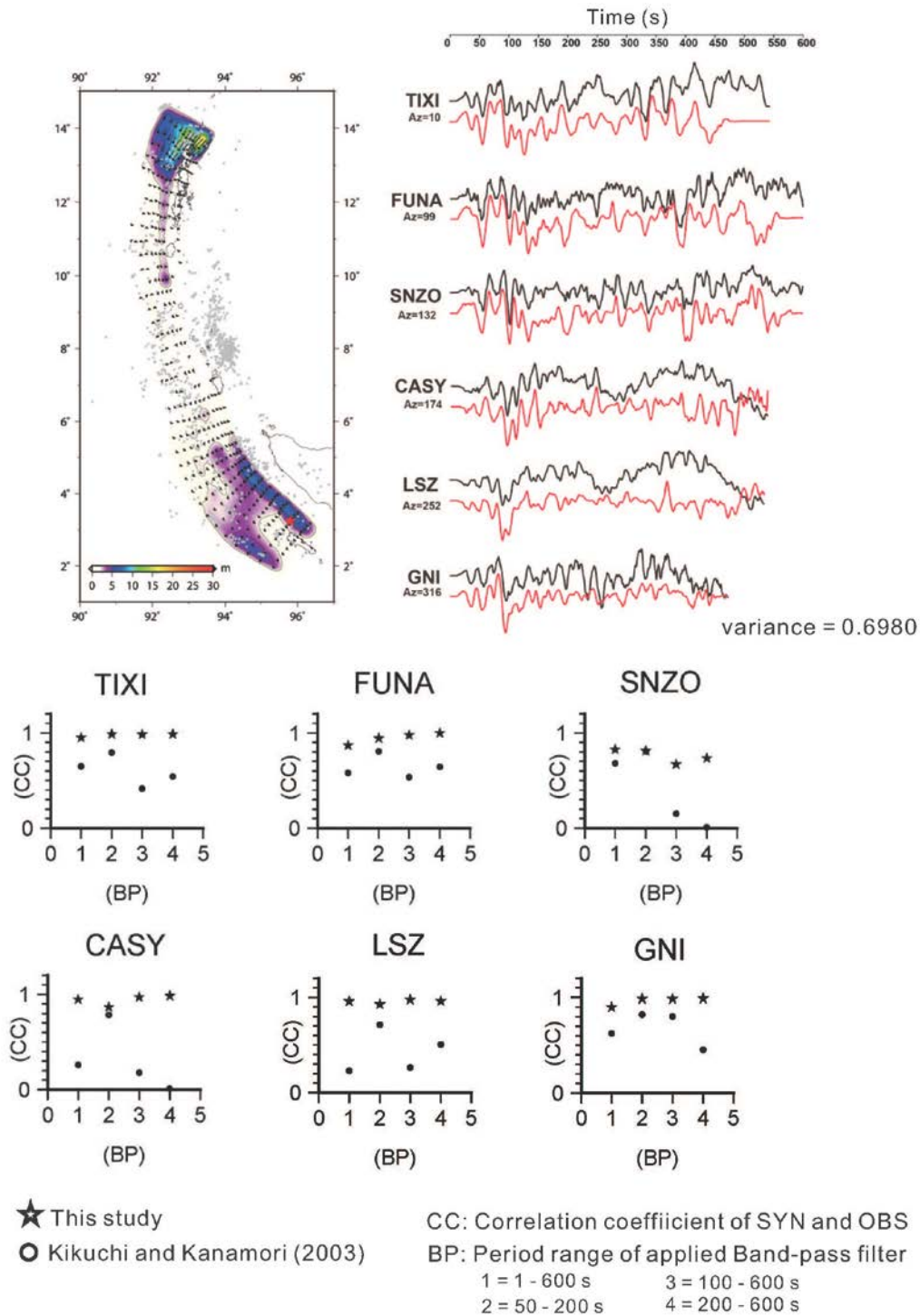
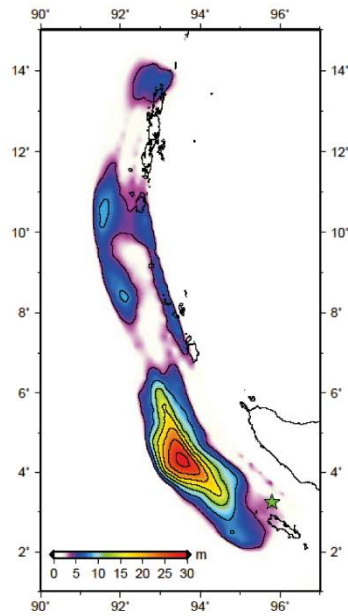


図 3-12 (上) *Kikuchi and Kanamori* (2003)プログラムでグリーン関数を計算しインバージョンした結果 (*Yoshimoto and Yamanaka*, 2014, Fig S3 より). 黒が観測波形で赤が理論波形.
 (下) 様々な周波数帯における, 観測波形と理論波形の相関係数の比較. ★が本研究で, ●が *Kikuchi and Kanamori* (2003)で計算した理論波形を用いた結果をそれぞれ示している. 横軸の数値はそれぞれ適用したバンドパスフィルターの帯域を表わしている.

(a)



(b)

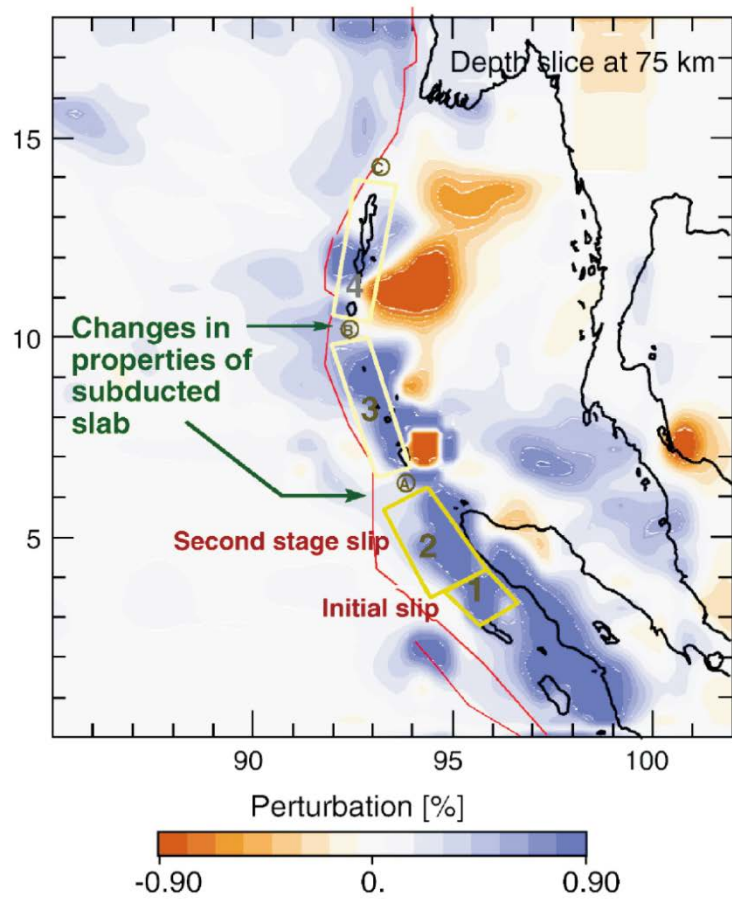


図 3-13 (a)本研究のすべり分布と(b)沈み込むスラブの物性の変化(Kennett and Cummins, 2005, Fig. 6)の比較. 6° N付近と $10\text{--}11^{\circ}$ N付近で沈み込むスラブの物性が変化しているが, 本研究の大すべり域の境界に対応している.

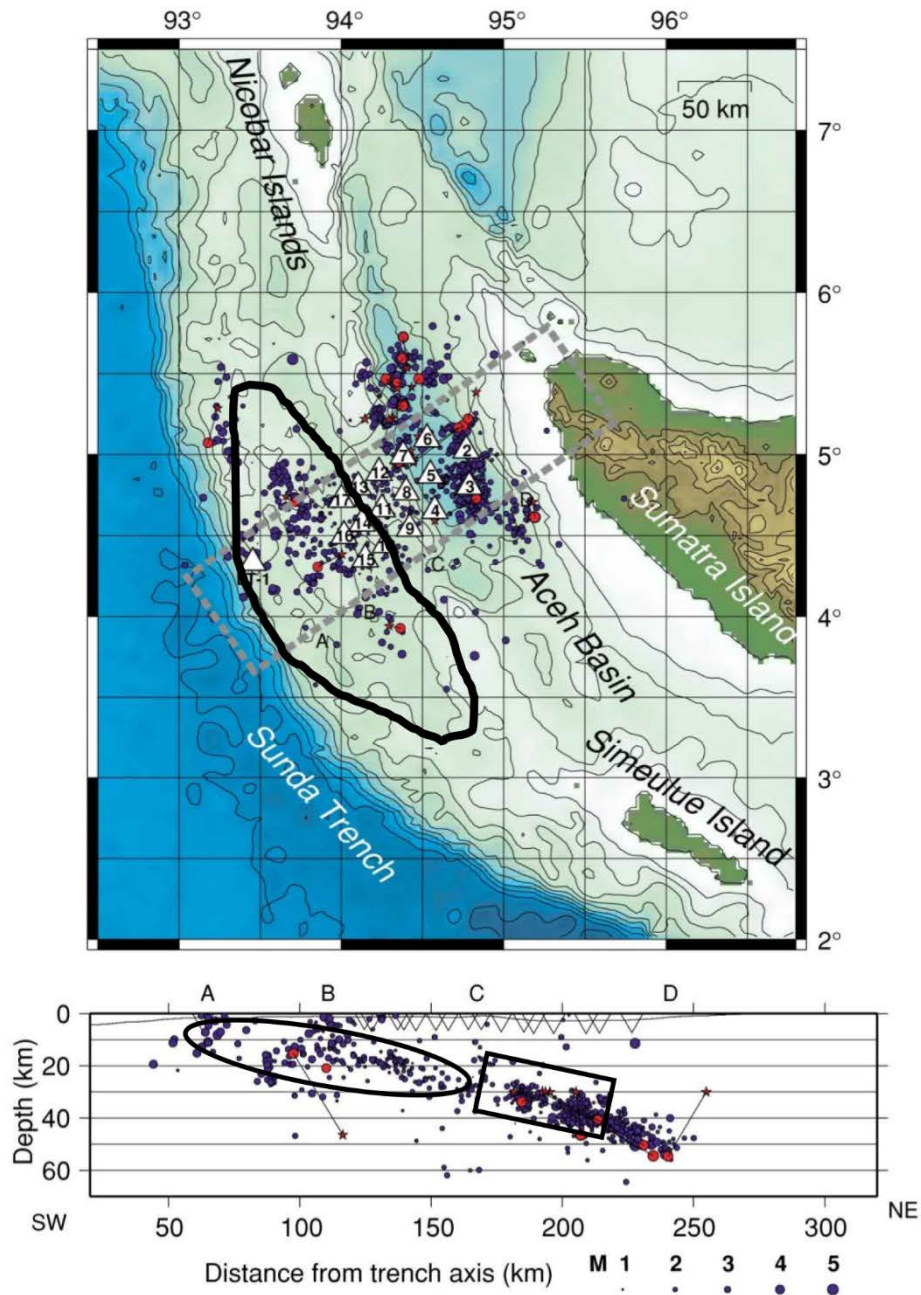


図 3-14 海底地震計で観測（期間 2005 年 2 月 20 日から 3 月 13 日）された余震分布（Araki et al. 2006）と本研究及び Ammon-III の大すべり域の比較（Araki et al., 2006, Fig. 3 に加筆）。

（上）黒い枠線が本研究の大すべり域（すべり量 12m 以上）で、青い丸が観測された余震、赤い丸は USGS PDE を再決定した余震を示す。設置された海底地震計が三角で表わされている。（下）上の図の灰色の点線で囲われた領域の断面図。丸で囲われた領域が本研究で得られた大すべり域、四角で囲われた領域が Ammon-III の大すべり域をそれぞれ表わしている。

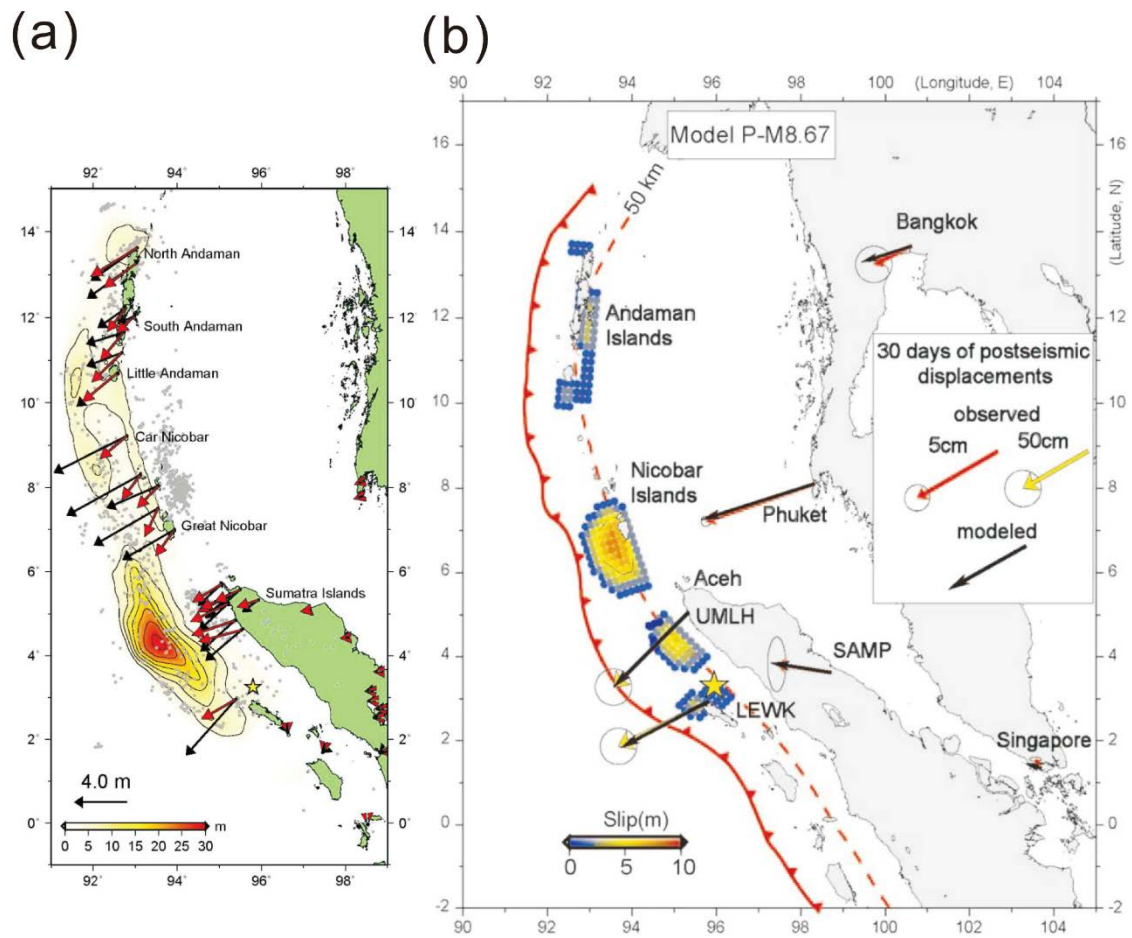


図 3-15 (a)本研究のすべり分布より計算された地殻変動の水平変動。黒いベクトルが GPS 観測値で赤いベクトルが本研究のすべりから計算された地殻変動を表わしている。(b)Chlieh et al. (2007)によって得られた本震後 1 ヶ月間の余効すべり分布との比較(Chlieh et al. 2007, Fig. 19 より)。

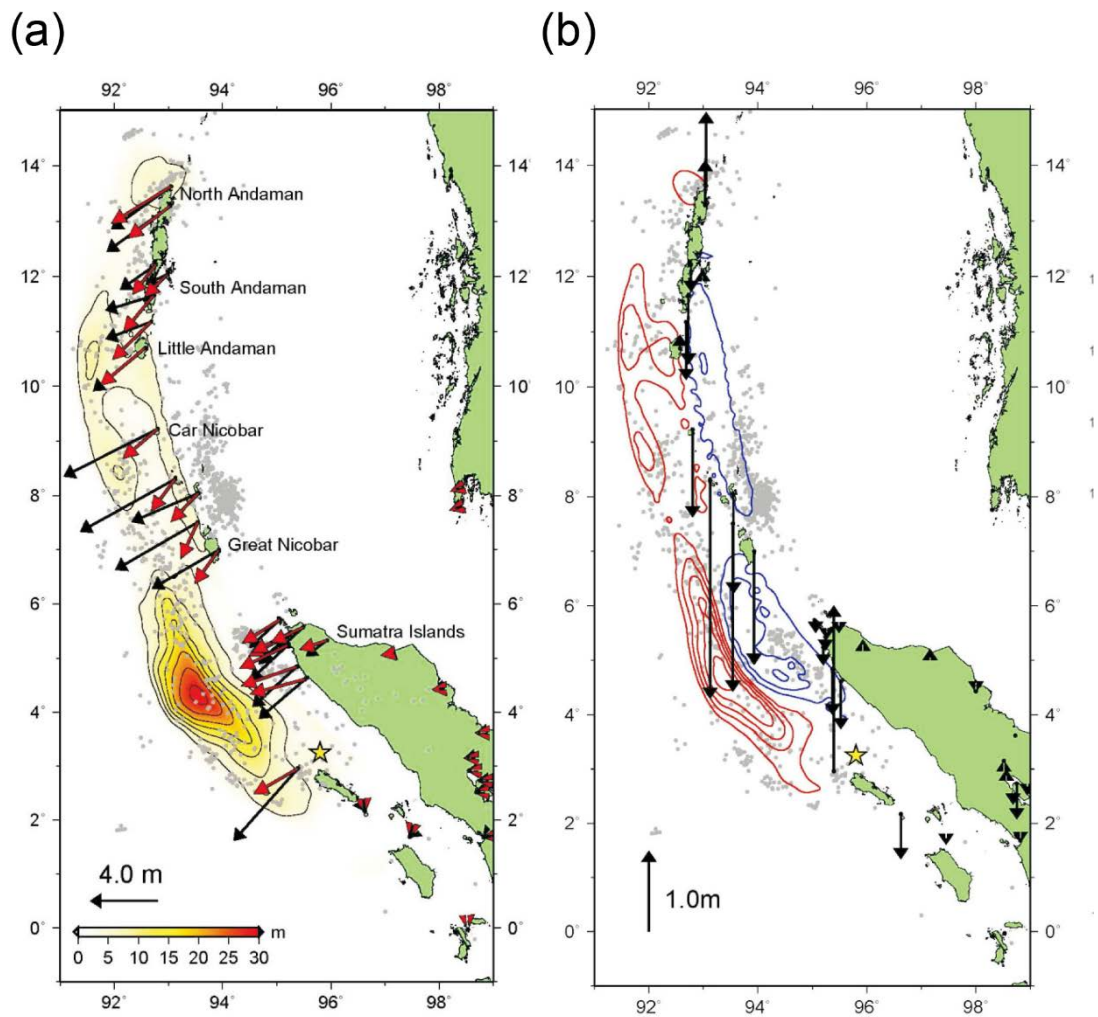


図 3-16 本研究のすべり分布より計算された地殻変動と近地 GPS によって得られた地殻変動との比較. (a)水平変動の比較. 黒いベクトルが観測値, 赤いベクトルが計算値を示している. (b)上下変動の比較. 黒いベクトルが観測値, 赤と青いコンターが計算された隆起沈降を表わしており, 赤いコンターが隆起量 1.0 m 間隔を, 青いコンターが沈降量 1.0 m 間隔を示している.

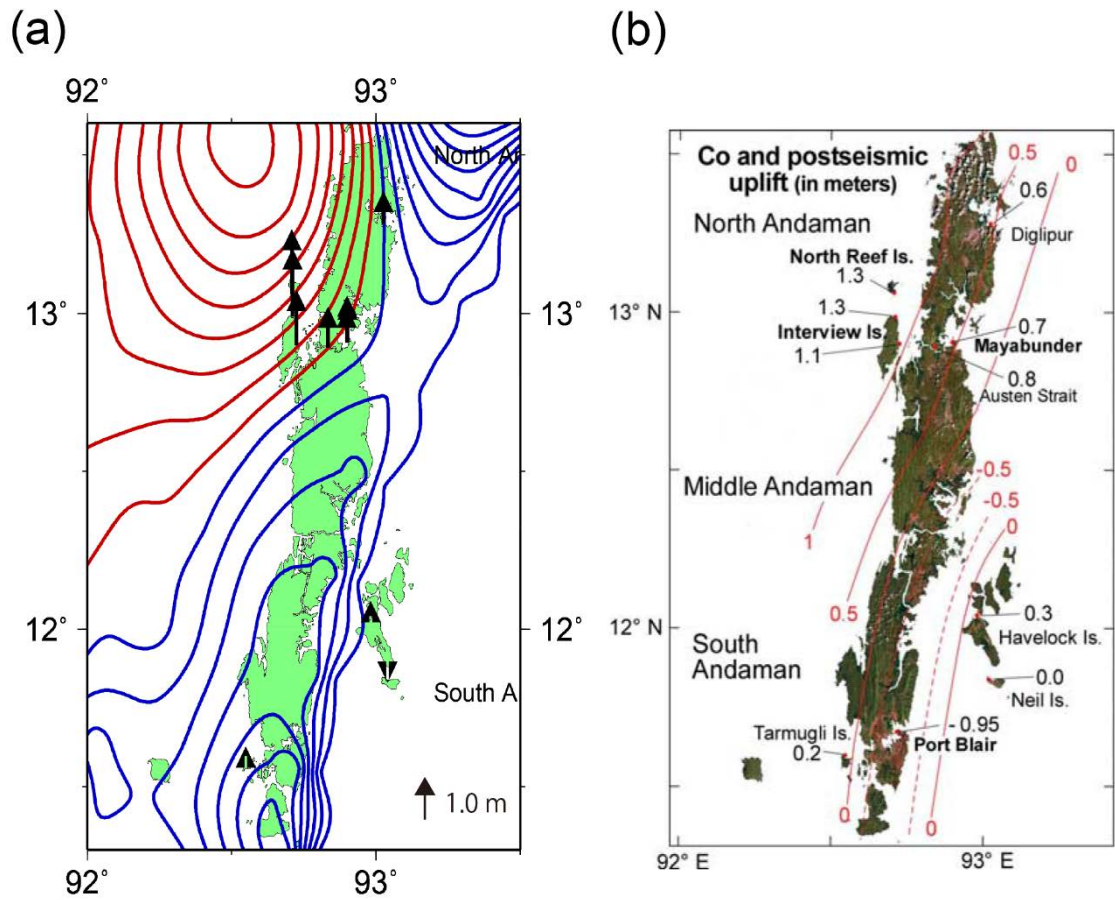


図 3-17 アンダマン諸島付近における，本研究のすべり分布から得られた地殻変動とマイクロアトールから推定された地殻変動との比較．(a)本研究のすべり分布から計算された地殻変動．赤いコンターが隆起量 0.2 m 間隔，青いコンターが沈降量 0.2 m 間隔を示している．黒い矢印が *Kayanne et al.* (2007)で観測された地殻変動を示している．(b) *Kayanne et al.* (2007)で得られた地殻変動(*Kayanne et al.* 2007, Fig. 3 より)．黒い数値がマイクロアトールや牡蠣から推定した地殻変動量，Port Blair の変動量は *Singh et al.* (2006)より．赤いコンターはインド地質調査所の調査結果を参考に作られた隆起沈降のコンターを示している．

Fault number	longitude	latitude	depth(km)	strike	dip	length (km)	width (km)
1	95.487	1.8	5	300.9	9.9	45.1	23.2
2	95.588	1.968	9	303.8	9.9	45.7	23.2
3	95.696	2.13	13	307	10.8	46.2	21.4
4	95.803	2.272	17	310.1	12.1	46.5	19.1
5	95.906	2.394	21	312.6	13	46.7	17.8
6	96.008	2.505	25	313.9	14.2	46.8	16.3
7	96.104	2.605	29	314.9	15.5	46.9	14.9
8	96.195	2.695	33	315.4	16.8	46.9	13.9
9	96.28	2.779	37	315.4	18.5	47	12.6
10	96.358	2.856	41	315	18.7	47	12.5
11	96.434	2.932	45	314.7	20.4	47.1	11.4
12	96.503	3.002	49	314.1	21.9	47.2	10.7
13	95.144	2.006	5	297.6	8.9	43.8	25.9
14	95.249	2.195	9	301.6	9	44.2	25.7
15	95.367	2.378	13	304.6	9.5	44.4	24.3
16	95.484	2.541	17	308.8	10.8	45	21.3
17	95.597	2.678	21	311.9	12.3	45.4	18.8
18	95.705	2.797	25	313.3	13.5	45.7	17.1
19	95.806	2.902	29	314.3	15.2	45.9	15.3
20	95.898	2.996	33	314.7	16.7	46.1	13.9
21	95.983	3.08	37	314.8	18.9	46.3	12.3
22	96.058	3.155	41	314.5	19.2	46.5	12.2
23	96.132	3.23	45	314	21.4	46.6	11
24	96.198	3.298	49	313.5	23.3	46.7	10.1
25	94.789	2.192	5	300.4	8.1	43.6	28.4
26	94.907	2.405	9	303.2	8.2	42.5	27.9
27	95.035	2.607	13	306.2	8.6	41.8	26.8
28	95.169	2.795	17	308.8	9.9	41.2	23.4
29	95.293	2.95	21	311.2	11.7	41.3	19.7
30	95.407	3.078	25	312.2	12.9	41.5	17.9
31	95.511	3.191	29	313.2	14.9	41.8	15.5
32	95.604	3.287	33	313.5	16.5	42.1	14.1
33	95.688	3.374	37	313.9	19.3	42.3	12.1
34	95.76	3.448	41	313.7	19.7	42.5	11.9
35	95.831	3.521	45	313.3	22	42.7	10.7
36	95.893	3.587	49	313	24.4	42.8	9.7
37	94.444	2.394	5	303.7	7.7	42.2	30
38	94.583	2.617	9	305.3	7.7	39.7	29.9
39	94.729	2.831	13	307.8	8.1	38.3	28.4
40	94.877	3.028	17	309.8	9.4	37.6	24.5
41	95.014	3.195	21	310.8	11.3	37.5	20.4
42	95.13	3.329	25	311.7	12.5	37.6	18.5
43	95.237	3.448	29	312.5	14.9	37.7	15.6
44	95.33	3.548	33	312.3	16.1	37.9	14.4
45	95.414	3.638	37	312.9	19.7	38	11.9
46	95.484	3.712	41	312.5	20	38.1	11.7
47	95.552	3.785	45	312.3	22	38.2	10.7
48	95.612	3.849	49	312.6	25.3	38.2	9.4
49	94.111	2.617	5	312.2	7.6	43	30.4
50	94.279	2.832	9	311.8	7.5	39.6	30.5
51	94.45	3.047	13	311.3	8	36.8	28.9
52	94.615	3.247	17	311	9.3	35.2	24.8
53	94.758	3.415	21	310.6	11	34.3	20.9
54	94.878	3.554	25	311.3	12.2	33.9	18.9
55	94.987	3.677	29	312	15	33.8	15.5
56	95.078	3.777	33	311.9	15.5	33.6	14.9
57	95.163	3.871	37	313	20	33.5	11.7
58	95.23	3.944	41	312.8	20	33.4	11.7

59	95.297	4.017	45	313	21.5	33.3	10.9
60	95.358	4.083	49	313.5	25.7	33.3	9.2
61	93.814	2.886	5	317.7	7.7	43.4	29.8
62	94.005	3.077	9	316.5	7.7	41.1	30
63	94.194	3.272	13	315.3	8	39.2	28.6
64	94.371	3.459	17	314.6	9.4	37.8	24.5
65	94.52	3.62	21	314.2	11	36.8	20.9
66	94.646	3.758	25	313.6	12	36	19.2
67	94.759	3.882	29	313.9	15	35.5	15.4
68	94.851	3.98	33	313.9	15.1	35	15.3
69	94.941	4.078	37	314.2	20.2	34.6	11.6
70	95.009	4.149	41	313.9	20.3	34.2	11.5
71	95.077	4.221	45	313.3	21	33.5	11.2
72	95.141	4.289	49	313.7	25.6	33.1	9.3
73	93.545	3.182	5	321.9	8	43.2	28.7
74	93.745	3.351	9	320.1	8	40.7	28.8
75	93.942	3.527	13	317.9	8.3	38	27.8
76	94.126	3.701	17	316.4	9.5	36	24.2
77	94.28	3.853	21	315.8	11.3	34.5	20.3
78	94.41	3.982	25	314.4	11.9	32.9	19.4
79	94.528	4.105	29	314.9	14.8	31.9	15.6
80	94.622	4.201	33	315.6	14.9	31	15.6
81	94.716	4.296	37	316.2	20	30.4	11.7
82	94.786	4.365	41	317	19.6	29.9	11.9
83	94.854	4.432	45	319.3	20.8	29.5	11.2
84	94.923	4.498	49	319	25.1	29	9.4
85	93.297	3.497	5	327.2	8.3	43.2	27.7
86	93.501	3.642	9	326.2	8.3	40.8	27.8
87	93.702	3.793	13	325.4	8.6	38.4	26.7
88	93.893	3.944	17	323.2	9.7	35.9	23.8
89	94.057	4.082	21	322.3	11.6	34	19.9
90	94.19	4.198	25	322.4	12	32.6	19.2
91	94.319	4.313	29	320.8	14.5	30.9	16
92	94.422	4.405	33	321.5	15.1	29.8	15.3
93	94.524	4.496	37	319.9	19.3	28.8	12.1
94	94.6	4.564	41	320.6	18.9	28	12.4
95	94.68	4.634	45	320.1	21.4	27.2	11
96	94.751	4.695	49	319.2	24.5	26.5	9.7
97	93.08	3.833	5	332.7	8.6	43.5	26.7
98	93.292	3.956	9	331	8.5	41.3	26.9
99	93.501	4.084	13	329.1	9.1	39.2	25.2
100	93.696	4.209	17	326.9	10	37.3	23
101	93.867	4.328	21	325.4	11.8	35.6	19.6
102	94.009	4.432	25	324.3	12.5	34	18.5
103	94.142	4.531	29	323.2	14.2	32.7	16.3
104	94.252	4.618	33	323.8	15.7	31.6	14.8
105	94.356	4.696	37	323.1	18.6	30.7	12.6
106	94.437	4.761	41	324.3	18.5	29.8	12.6
107	94.52	4.825	45	325.8	21.5	29.3	10.9
108	94.592	4.879	49	326.4	23.1	28.7	10.2
109	92.896	4.189	5	336.8	9	43.3	25.5
110	93.107	4.288	9	335	8.9	40.8	25.9
111	93.316	4.395	13	334.1	9.6	38.8	24
112	93.507	4.498	17	332.7	10.5	36.8	21.9
113	93.68	4.599	21	330.5	11.8	34.7	19.6
114	93.824	4.689	25	331.7	12.9	33.4	17.9
115	93.96	4.774	29	330.6	14.3	31.9	16.2
116	94.08	4.853	33	329.6	16.1	30.5	14.5
117	94.186	4.922	37	329.1	17.9	29.4	13

118	94.278	4.984	41	329.6	18.7	28.4	12.5
119	94.371	5.044	45	327.4	21	27.2	11.2
120	94.448	5.095	49	327.9	21.4	26.4	10.9
121	92.739	4.557	5	342.3	9.3	43.5	24.8
122	92.946	4.634	9	342.2	9.3	41.8	24.8
123	93.158	4.718	13	339.7	10	39.7	23
124	93.351	4.8	17	337.8	11.1	38.2	20.7
125	93.522	4.879	21	336.3	11.9	36.8	19.4
126	93.679	4.958	25	334.5	13.4	35.2	17.3
127	93.817	5.027	29	333.6	14.8	34.2	15.7
128	93.94	5.092	33	332.9	16.4	33.2	14.2
129	94.048	5.152	37	332.4	17.6	32.3	13.3
130	94.146	5.207	41	332.9	18.8	31.4	12.4
131	94.236	5.256	45	334.6	20.5	30.8	11.4
132	94.319	5.302	49	335.3	20.6	29.9	11.4
133	92.617	4.939	5	347	9.6	44.1	23.9
134	92.83	4.997	9	344.7	10	42.7	23
135	93.033	5.057	13	342.2	10.7	41.6	21.6
136	93.22	5.122	17	340.3	11.6	40.5	19.9
137	93.387	5.186	21	339.4	12.5	39.6	18.5
138	93.541	5.249	25	338.3	13.6	38.6	17
139	93.677	5.308	29	338	15	37.7	15.5
140	93.8	5.364	33	338	16.8	36.8	13.9
141	93.911	5.414	37	337.3	17.2	35.8	13.5
142	94.015	5.463	41	337.7	18.1	34.9	12.9
143	94.116	5.509	45	337.8	20	34	11.7
144	94.205	5.549	49	338.3	20.3	33.3	11.5
145	92.527	5.329	5	348.9	10.4	44.1	22.3
146	92.727	5.371	9	346.9	10.7	43.5	21.6
147	92.917	5.419	13	345.7	11.3	43	20.3
148	93.095	5.471	17	343.9	12	42.3	19.2
149	93.26	5.524	21	342.8	13	41.8	17.8
150	93.41	5.575	25	341.8	14.1	41.2	16.5
151	93.549	5.626	29	340.6	15	40.7	15.4
152	93.676	5.674	33	340.4	16.7	40.3	13.9
153	93.785	5.715	37	341.2	17.2	40	13.5
154	93.895	5.757	41	341	17.7	39.5	13.2
155	93.999	5.796	45	341.7	19.1	39.2	12.2
156	94.093	5.831	49	342.8	19.8	38.9	11.8
157	92.45	5.722	5	350.6	11.2	44.7	20.7
158	92.638	5.755	9	348.5	11.4	44.6	20.3
159	92.821	5.795	13	346.1	12.1	44.4	19
160	92.989	5.838	17	344.4	12.7	44.4	18.2
161	93.148	5.883	21	342.7	13.5	44.4	17.1
162	93.294	5.928	25	341.9	14.7	44.5	15.8
163	93.427	5.972	29	341.1	15.2	44.5	15.2
164	93.553	6.016	33	340.8	16	44.6	14.5
165	93.669	6.057	37	341.6	17.3	44.8	13.5
166	93.779	6.094	41	341.5	17.6	45.1	13.2
167	93.888	6.13	45	341.2	18.2	45.2	12.8
168	93.99	6.165	49	341.7	18.9	45.5	12.3
169	92.385	6.117	5	349	12	44.8	19.3
170	92.558	6.148	9	347.6	12.4	45.3	18.6
171	92.724	6.183	13	345.6	13	45.6	17.8
172	92.881	6.223	17	344.1	13.7	45.9	16.9
173	93.029	6.265	21	342.5	14.2	46	16.3
174	93.17	6.309	25	341	15.1	46	15.3
175	93.298	6.351	29	340.7	15.7	46.2	14.8
176	93.422	6.394	33	339.9	16.2	46.4	14.4

177	93.542	6.437	37	338.9	17.1	46.5	13.6
178	93.651	6.476	41	339.3	17.7	47	13.2
179	93.757	6.514	45	339.5	18.3	47.5	12.8
180	93.862	6.551	49	339	18.7	47.8	12.5
181	92.309	6.51	5	346.6	12.5	44.8	18.5
182	92.47	6.545	9	346.1	13.3	45.7	17.4
183	92.623	6.58	13	344.8	14	46.3	16.5
184	92.768	6.619	17	343	14.5	46.6	15.9
185	92.905	6.659	21	342	15.2	46.9	15.3
186	93.035	6.701	25	341.1	15.7	46.9	14.8
187	93.16	6.744	29	339.8	16.4	46.7	14.2
188	93.278	6.786	33	339.2	16.9	46.7	13.8
189	93.391	6.828	37	338.6	17.3	46.6	13.4
190	93.502	6.871	41	337.9	17.9	46.4	13
191	93.608	6.913	45	337.2	18.6	46.3	12.6
192	93.708	6.952	49	337.2	19.1	46.3	12.3
193	92.216	6.899	5	344.1	13.1	45	17.7
194	92.372	6.94	9	342.5	13.8	45.6	16.7
195	92.514	6.98	13	342.1	14.7	46.3	15.7
196	92.646	7.019	17	342	15.1	46.7	15.3
197	92.775	7.06	21	341.4	15.7	46.8	14.8
198	92.898	7.101	25	341.2	16.2	46.8	14.3
199	93.015	7.14	29	341.3	17	46.7	13.7
200	93.128	7.181	33	340.7	17.3	46.4	13.4
201	93.238	7.221	37	340.3	17.8	46	13.1
202	93.344	7.26	41	340.1	18.3	45.6	12.7
203	93.446	7.299	45	339.9	18.9	45.2	12.3
204	93.545	7.339	49	339.4	19.6	44.8	12
205	92.107	7.285	5	340.3	13.4	44.5	17.2
206	92.249	7.33	9	340.8	13.9	45.2	16.6
207	92.386	7.376	13	340.9	14.6	45.4	15.9
208	92.516	7.419	17	341.4	15.2	45.6	15.2
209	92.64	7.46	21	341.9	15.8	45.6	14.7
210	92.762	7.501	25	341.8	16	45.4	14.5
211	92.879	7.54	29	342.2	17.2	45.3	13.5
212	92.99	7.576	33	342.3	17.6	45	13.2
213	93.098	7.612	37	342.1	18.1	44.6	12.9
214	93.203	7.648	41	341.9	18.6	44.3	12.5
215	93.305	7.683	45	341.6	19.5	44	12
216	93.403	7.717	49	341.3	20.4	43.7	11.5
217	91.972	7.662	5	339.8	13.1	44.4	17.6
218	92.115	7.714	9	340.3	13.8	44.5	16.8
219	92.253	7.762	13	340.5	14.2	44.5	16.3
220	92.385	7.809	17	341.2	14.5	44.4	15.9
221	92.513	7.852	21	342.6	15.8	44.4	14.7
222	92.634	7.89	25	342.7	15.9	44	14.6
223	92.754	7.929	29	342.7	16.6	43.6	14
224	92.866	7.964	33	343.9	17.6	43.5	13.2
225	92.974	7.997	37	344	18.6	43.3	12.5
226	93.079	8.029	41	343.2	19	42.8	12.3
227	93.18	8.061	45	342.9	19.7	42.5	11.9
228	93.276	8.091	49	342.8	21.3	42.3	11
229	91.833	8.037	5	339.8	12.9	44.1	17.9
230	91.98	8.091	9	340.1	13.3	43.7	17.5
231	92.119	8.141	13	341.6	13.7	43.4	16.9
232	92.256	8.188	17	342.5	13.9	43	16.6
233	92.393	8.233	21	342.9	15	42.6	15.5
234	92.515	8.271	25	344.8	15.9	42.5	14.6
235	92.637	8.306	29	344.9	16.3	42.1	14.3

236	92.757	8.341	33	344.4	17.3	41.8	13.4
237	92.866	8.372	37	345	18.7	41.7	12.5
238	92.967	8.4	41	345.6	19.9	41.6	11.8
239	93.066	8.428	45	344.4	20.3	41.3	11.5
240	93.163	8.456	49	343.5	21.7	41	10.8
241	91.695	8.413	5	342.2	12.6	43.9	18.3
242	91.845	8.465	9	342.9	12.7	43.2	18.3
243	91.995	8.515	13	343.6	13.2	42.5	17.6
244	92.139	8.56	17	344.5	13.8	42	16.8
245	92.28	8.602	21	344.7	14.2	41.5	16.3
246	92.415	8.641	25	345.1	15.6	41.2	14.9
247	92.538	8.674	29	345.8	16.6	41.1	14
248	92.656	8.705	33	345.4	17.2	40.9	13.5
249	92.769	8.735	37	345.2	18.2	40.8	12.8
250	92.874	8.763	41	345.4	20.4	40.8	11.5
251	92.966	8.787	45	345.7	21.6	40.7	10.9
252	93.058	8.811	49	344.7	22.2	40.5	10.6
253	91.573	8.794	5	345.6	12.5	44	18.5
254	91.73	8.84	9	345.4	12.5	43	18.5
255	91.886	8.884	13	345.3	12.8	42.1	18.1
256	92.038	8.926	17	345.9	13.7	41.6	16.9
257	92.18	8.964	21	346.1	14.3	41	16.2
258	92.32	9	25	345.3	14.9	40.4	15.5
259	92.447	9.034	29	346.5	16.9	40.3	13.8
260	92.563	9.062	33	346.4	17.8	39.9	13.1
261	92.675	9.09	37	345.3	18.3	39.6	12.8
262	92.781	9.118	41	345.1	19.4	39.3	12
263	92.876	9.143	45	346.4	22.9	39.4	10.3
264	92.961	9.164	49	345.7	23.4	39.1	10.1
265	91.473	9.182	5	348.4	12.6	43.8	18.4
266	91.631	9.219	9	348.3	12.5	42.6	18.5
267	91.789	9.255	13	348.4	12.7	41.6	18.2
268	91.946	9.292	17	348	13.4	40.7	17.3
269	92.091	9.326	21	348.9	14.7	40.1	15.8
270	92.226	9.356	25	348.4	14.8	39.5	15.6
271	92.362	9.387	29	347.5	16.5	38.9	14.1
272	92.477	9.414	33	348.5	18.4	38.7	12.7
273	92.584	9.438	37	348.2	18.9	38.3	12.4
274	92.689	9.463	41	347.2	19.3	37.8	12.1
275	92.793	9.488	45	346.2	22.3	37.4	10.6
276	92.873	9.508	49	347.9	24.1	37.3	9.8
277	91.393	9.574	5	352.8	12.6	43.9	18.3
278	91.552	9.601	9	352.7	12.6	42.9	18.3
279	91.713	9.627	13	352.1	13.1	41.8	17.7
280	91.869	9.654	17	351.1	13.3	40.9	17.4
281	92.021	9.682	21	350.7	15	40.2	15.5
282	92.154	9.706	25	350.3	15.5	39.7	15
283	92.285	9.731	29	349.2	16.1	39.2	14.5
284	92.408	9.756	33	349.4	18.4	38.9	12.7
285	92.513	9.777	37	349.7	19.8	38.6	11.8
286	92.614	9.796	41	349	20	38.2	11.7
287	92.712	9.817	45	348.6	20.8	37.9	11.2
288	92.802	9.837	49	349.1	23.5	37.6	10
289	91.342	9.972	5	356.1	12.8	44.1	18
290	91.503	9.987	9	355.3	13	43.2	17.8
291	91.661	10.004	13	354.5	13.7	42.3	16.9
292	91.811	10.021	17	353.4	13.7	41.4	16.9
293	91.962	10.042	21	352.2	15	40.5	15.5
294	92.094	10.062	25	352.4	16.2	39.8	14.3

295	92.219	10.081	29	351.5	16.3	39	14.2
296	92.343	10.102	33	350.6	17.6	38.2	13.2
297	92.451	10.121	37	351.8	20.5	37.7	11.4
298	92.547	10.136	41	351.4	20.7	37.1	11.3
299	92.644	10.153	45	350.6	20.8	36.5	11.3
300	92.738	10.17	49	350.1	22.1	35.9	10.6
301	91.315	10.371	5	358.7	13.3	43.9	17.4
302	91.47	10.378	9	357.8	13.1	42.9	17.6
303	91.624	10.387	13	358	14.2	41.9	16.3
304	91.768	10.397	17	357.4	14.3	41	16.2
305	91.911	10.408	21	356.9	15	39.9	15.5
306	92.046	10.421	25	356.7	16.9	39	13.8
307	92.166	10.433	29	356.1	16.9	38.2	13.7
308	92.286	10.446	33	355.5	17.2	37.3	13.5
309	92.402	10.46	37	355.3	20.5	36.5	11.4
310	92.497	10.471	41	355.6	21.3	36	11
311	92.589	10.481	45	355.4	21.2	35.5	11
312	92.682	10.492	49	355.1	21.4	34.9	11
313	91.306	10.771	5	2.2	13.4	43.9	17.3
314	91.456	10.77	9	2.6	13.3	43	17.3
315	91.61	10.77	13	1.8	14.5	41.9	15.9
316	91.751	10.77	17	1.2	14.6	41	15.8
317	91.892	10.772	21	0.5	15.3	40	15.1
318	92.026	10.775	25	359.6	17.4	39	13.4
319	92.143	10.778	29	359	17.5	38.1	13.3
320	92.259	10.783	33	358.3	17.5	37.1	13.3
321	92.375	10.79	37	357.6	20.3	36.1	11.5
322	92.472	10.796	41	357.7	21.5	35.3	10.9
323	92.564	10.801	45	357.5	21.6	34.6	10.9
324	92.656	10.807	49	357.1	21.7	33.8	10.8
325	91.321	11.171	5	6	13.4	44.1	17.3
326	91.473	11.161	9	5.6	13.9	43.1	16.7
327	91.622	11.15	13	4.6	14.8	42.1	15.6
328	91.759	11.142	17	4.2	14.9	40.9	15.6
329	91.895	11.136	21	4.1	15.6	39.7	14.9
330	92.024	11.131	25	4.2	17.6	38.7	13.2
331	92.136	11.127	29	4.4	17.6	37.6	13.2
332	92.249	11.124	33	4.7	17.8	36.5	13.1
333	92.361	11.121	37	4.8	20.7	35.4	11.3
334	92.459	11.119	41	4	21.8	34.4	10.8
335	92.55	11.118	45	3.7	21.8	33.5	10.8
336	92.64	11.117	49	3.8	21.8	32.6	10.8
337	91.362	11.57	5	8.5	13.5	44	17.1
338	91.511	11.551	9	8.5	14	43.1	16.6
339	91.653	11.533	13	9.1	14.6	42.1	15.9
340	91.787	11.517	17	10.2	14.8	41.2	15.6
341	91.921	11.5	21	10.6	16	40.1	14.5
342	92.049	11.484	25	9.6	17.4	39	13.4
343	92.163	11.47	29	9.8	17.6	38	13.2
344	92.276	11.456	33	9.7	18.3	37.1	12.8
345	92.388	11.442	37	8.3	21.4	36.2	10.9
346	92.481	11.431	41	7.8	21.8	35.5	10.8
347	92.57	11.422	45	8.1	21.9	34.8	10.7
348	92.659	11.413	49	7.8	22.4	33.9	10.5
349	91.422	11.966	5	11.4	13.2	43.9	17.5
350	91.569	11.94	9	12.5	13.7	43.1	16.9
351	91.713	11.913	13	13	14.1	42.2	16.4
352	91.853	11.886	17	13.3	14.9	41.3	15.6
353	91.988	11.858	21	12.8	16.5	40.6	14.1

354	92.108	11.833	25	12.5	17.1	39.8	13.6
355	92.222	11.81	29	12.9	17.6	38.9	13.2
356	92.333	11.788	33	13	19.6	38.2	11.9
357	92.436	11.767	37	11.6	21.2	37.3	11.1
358	92.525	11.752	41	12.5	21.3	36.5	11
359	92.614	11.736	45	13.1	21.7	35.7	10.8
360	92.701	11.719	49	13.8	24.2	35	9.7
361	91.501	12.358	5	14.8	12.8	44	18.1
362	91.654	12.322	9	15.2	13.4	43.2	17.2
363	91.8	12.286	13	15.6	14	42.3	16.5
364	91.94	12.251	17	15.7	15.1	41.4	15.3
365	92.07	12.217	21	15.5	15.8	40.4	14.7
366	92.187	12.188	25	17.3	16.8	39.7	13.8
367	92.301	12.157	29	17.8	17.9	38.9	13
368	92.411	12.127	33	17.1	20	38.1	11.7
369	92.505	12.102	37	17.9	20.4	37.5	11.5
370	92.597	12.077	41	18.5	21.5	36.8	10.9
371	92.688	12.052	45	17.5	21.9	36.1	10.7
372	92.777	12.028	49	16.5	25.6	35.6	9.2
373	91.603	12.745	5	17.3	12.5	44	18.4
374	91.757	12.701	9	17.7	12.9	43	17.9
375	91.903	12.658	13	19.2	13.8	42.1	16.8
376	92.042	12.614	17	19.8	14.8	41.2	15.6
377	92.168	12.574	21	21	15.4	40.4	15.1
378	92.295	12.532	25	20.4	16.7	39.5	13.9
379	92.409	12.493	29	20.2	18.4	38.9	12.7
380	92.513	12.457	33	19.8	19.4	38.3	12
381	92.609	12.425	37	20.1	19.9	37.7	11.8
382	92.702	12.393	41	20.4	22.7	37.3	10.3
383	92.786	12.363	45	19.5	23.6	36.8	10
384	92.868	12.336	49	18	25.1	36.1	9.4
385	91.722	13.127	5	20	11.9	43.9	19.4
386	91.877	13.075	9	22.1	12.4	43.1	18.6
387	92.03	13.02	13	22.6	13.5	42.1	17.1
388	92.169	12.967	17	22.8	14.3	41.2	16.1
389	92.299	12.916	21	23.1	15.8	40.5	14.7
390	92.419	12.867	25	22.5	16.9	39.7	13.7
391	92.531	12.823	29	22.1	18	38.9	13
392	92.631	12.785	33	23.3	19.2	38.2	12.2
393	92.726	12.747	37	23.5	20	37.5	11.7
394	92.82	12.71	41	22.9	22.7	36.9	10.4
395	92.897	12.679	45	23.9	23.9	36.4	9.9
396	92.97	12.65	49	25.1	24.3	36	9.7
397	91.859	13.504	5	23.2	11.2	44	20.7
398	92.024	13.438	9	24.6	12.2	43.1	19
399	92.177	13.373	13	25	13.4	42.2	17.3
400	92.314	13.312	17	25.4	14.1	41	16.4
401	92.444	13.254	21	25.8	15.6	40.1	14.9
402	92.558	13.202	25	27.1	16.8	39.3	13.8
403	92.664	13.153	29	27.8	17.6	38.5	13.3
404	92.768	13.105	33	27.5	19.2	37.7	12.2
405	92.862	13.06	37	27.3	20.7	37.1	11.3
406	92.95	13.018	41	26.7	22	36.5	10.7
407	93.031	12.981	45	26.8	22.9	35.9	10.3
408	93.108	12.945	49	26.9	24.1	35.5	9.8
409	92.017	13.872	5	25.5	10.6	43.9	21.7
410	92.188	13.794	9	27	11.7	42.6	19.7
411	92.339	13.721	13	28.4	12.6	41.3	18.3
412	92.476	13.652	17	31	14.1	40.3	16.5

413	92.603	13.584	21	30.7	15.1	39.2	15.3
414	92.721	13.521	25	30.8	16.8	38.2	13.9
415	92.827	13.462	29	30.2	18	37.4	12.9
416	92.926	13.407	33	29.4	19.4	36.8	12
417	93.016	13.358	37	29.2	20.9	36.2	11.2
418	93.099	13.314	41	29.4	21.7	35.7	10.8
419	93.178	13.272	45	29.7	22.6	35.3	10.4
420	93.254	13.231	49	30	23.9	34.9	9.9
421	92.189	14.233	5	28.6	9.8	44.4	23.6
422	92.365	14.143	9	32	11	43.9	21
423	92.52	14.055	13	34.3	12	43.1	19.2
424	92.665	13.967	17	34.4	14.4	42.1	16.1
425	92.785	13.89	21	33.5	15.1	41.7	15.3
426	92.898	13.819	25	33.4	17	41.3	13.7
427	92.998	13.756	29	33.5	18.5	41	12.6
428	93.091	13.699	33	33.2	19.4	40.7	12
429	93.177	13.646	37	33.4	20.9	40.3	11.2
430	93.258	13.597	41	33.3	22.3	39.9	10.5
431	93.336	13.55	45	32.2	23.1	39.6	10.2
432	93.411	13.505	49	31.2	24.1	39.4	9.8

表 3-1 2004 年スマトラ島沖地震の解析に用いた、各小断層の断層パラメータ (Hoechner *et al.*, 2008, supporting material 3S より). Fault number は最も南の小断層列から downdip 方向に並べている. 緯度, 経度及び深さは小断層の南西の端の位置を表わしている. Length は走向方向の長さ, width は傾斜方向の幅を表わしている.

第4章 2010年チリ地震

4.1 2010年チリ地震の概要

2010年チリ地震(Mw8.8)は広帯域地震観測網が発達して以来発生した6番目に大きい巨大地震である。USGSによって公表された震源情報は、2010年2月27日06:34:14(UTC)、震央が36.12° S, 72.90° W, 深さが22 kmである。この地震による強震動と津波によって、死者523人以上、行方不明者24人以上、37万以上的家屋破損もしくは倒壊という甚大な被害をもたらした(USGS, 2010)。この地震によって発生した津波は約1日後に日本にも到達し、人的被害こそなかったものの、津波警報も発令され最大で2 m程度の津波が観測された(気象庁, 2011)。

4.2 2010年チリ地震周辺のテクトニクスと地震活動

2010年チリ地震はナスカプレートが南アメリカプレートに沈み込む領域で発生した(図4-1)。この地震発生領域の南側では観測史上最大の1960年チリ地震(Mw9.5)が発生しており、第3章3.2の2004年スマトラ島沖地震の項目でも書いたように、この領域は若いプレートが高速で沈み込んでいるため、プレート沈み込み帯における典型的な巨大地震発生領域(チリ型)であると考えられていた。2010年チリ地震発生領域付近では、南は1960年、北は1928年(Ms8)と1985年(Mw7.8)に巨大地震が発生しているものの、その間の緯度35° Sから37° Sの領域では1835年に発生して以来地震が起こっていなかった。1835年の地震は、チャールズ・ダーウィンのビーグル号の航海日記にその被害の詳細が綴られており(例えば Darwin, 1845), およそM~8.5程度であったと推定されている(Lomnitz, 2004)。この領域で1835年に巨大地震が発生したことがわかっていたので、地震前にキャンペーンGPS観測が行われており、ほぼ100%近いプレート間カップリングが推定され、近い将来巨大地震が起こる seismic gap であることが指摘されていた(Ruegg et al., 2009)。

4.3 2010年チリ地震の先行研究

2010年チリ地震は、2004年スマトラ島沖地震と同様に広帯域地震計、キャンペーンGPS、津波検潮記録などの地球物理学データに加え、数点の連続GPS観測、In-SARによる面的な地殻変動、太平洋全域深海床に設置された海底水圧計による観測システム Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART)の津波記録などがあり、より精密なデータによる詳細な震源過程解析がなされている。

以下では、地震波解析及びそれ以外の解析によるこの地震の震源過程の先行研究についてそれぞれまとめる。

4.3.1 地震波解析による震源過程の先行研究

2010年チリ地震は2004年スマトラ島沖地震ほど長大な断層長及び破壊継続時間をもつ地震ではなかったため、従来の遠地実体波解析手法によるものも含め様々な震源過程解析

がなされている。Lay et al. (2010b)は遠地 P 波と SH 波を用いた波線理論グリーン関数による解析と、P 波と SH 波さらに表面波を用いた解析を行った (図 4-2a)。得られたすべり分布は震源より北側と南側で浅い海溝付近、及び震源付近に大きなすべりが得られている。彼らはグリーン関数に PP 波が含まれていないにもかかわらず、PP 波到達部もそのまま解析データに用いている。得られた理論波形は見かけ上 PP 波も含めた観測波形を説明しているように見えるため(Lay et al., 2010b, supporting material Fig. S5)、PP 波を無理矢理断層すべりによって再現している可能性がある。得られたすべり分布から計算される地殻変動は、特に北側で GPS 観測値と大きく異なっており、南側でも Arauco 半島の隆起は過小評価している (Vigny et al., 2011, supporting material Fig. S9)。Pulido et al. (2011)は遠地 P 波を用いて波線理論グリーン関数による解析を行っている (図 4-2b)。彼らは PP 波が到達する前までの観測波形を用いて解析している。PP 波前で使用する観測波形をカットすればその時間のデータ自体がなくなるので、仮に他の観測点でこの時間の十分なデータがなければ解析結果の特に破壊終盤部において悪影響が出ると考えられる。計算された理論波形を見ると (Pulido et al. 2011, Fig. 3)、PP 波が到達していない観測点でも終盤ほど観測波形との残差が大きくなっていることがわかる。すべりから計算される地殻変動は Lay らと同様南側の Arauco 半島付近の隆起を過小評価している (Pulido et al., 2011, Fig. 4)。Hayes et al. (2013a)は断層面の形状を上記 2 つの先行研究のように 1 枚の平面断層ではなく、slab1.0 (Hayes et al., 2012)に基づいて dip 方向にも変化する断層モデルを構築し P 波と SH 波、表面波を用いて解析を行った (図 4-2c)。得られたすべり分布は震源より北側と南側で海溝軸近傍の浅部が大きくすべり、震源付近もやや大きなすべりが見られるという特徴は Lay et al. (2010b)の結果 (図 4-2(a)) とも共通している。彼らは 1 枚の平面断層から地震活動に沿って傾斜や走向を変えた 3 つの断層モデルを試した結果、より地震活動に沿った形状の断層モデルによって得られたすべり分布の方が GPS 地殻変動を説明すると主張した (Hayes et al., 2013a, supporting material Fig.S17-21)。しかしそれでもまだ南側の Arauco 半島で観測された隆起については過小評価している。計算された理論波形は上記 2 つの先行研究と同様に、後続波部で観測波形との残差が大きくなっており、長周期成分で観測波形と理論波形が大きくずれている (Hayes et al., 2013a, supporting material Fig. S20)。波線理論は短波長近似なので、超巨大地震で観測される長周期成分の波が計算できないことが要因だと考えられる。最小二乗解では、観測波形と理論波形の残差が小さくなる解を最適解として求めるため、この大きなオフセットを見かけ上小さくする本来の解とは異なるすべり分布が得られている可能性がある。この影響は特に震源から離れた破壊の終盤で大きいと考えられるため、先行研究で共通する震源南側の Arauco 半島付近の隆起の過小評価や、4.3.2 章の地殻変動や津波データを用いた解析結果と比べて地震波解析の先行研究では南側のすべりが共通して小さくなっていることの原因となっている可能性がある。先行研究では、PP 波到達前までのデータを用いて解析する場合 (Pulido et al., 2011) と PP 波が来てもそのまま解析する場合 (Lay et al., 2010b) があるが、それぞれの違いがどの程

度の影響を及ぼすのかは十分に議論されておらず、さらには超巨大地震の震源過程解析における短波長近似の波線理論計算が本当に妥当かどうかは明白ではない。

2004年スマトラ島沖地震を機に新たに導入されたバックプロジェクション法を用いた解析もいくつかなされている (*Kiser and Ishii, 2011; Koper et al., 2012; Wang and Mori, 2011*). *Kiser and Ishii (2011)*は USArray, Hi-net, F-net のデータを用いて高周波 (1–5 Hz), 中間 (1–0.5 Hz), 低周波 (0.1–0.05 Hz) の3つの周波数帯域においてバックプロジェクション解析を行った。その結果, 高周波側のエネルギーピークは地震波を用いたすべり分布インバージョン等で得られる北側の大きなすべりの深部側に求められ, 南側は低周波帯域でエネルギーピークが見られるという周波数に依存した破壊特性が見られると主張した。*Wang and Mori (2011)*は USArray を用いて高周波 (1.0 Hz 以上), 中間 (0.2–1.0 Hz), 低周波 (0.2 Hz 以下) の3つの周波数帯域においてバックプロジェクション解析を行なった。その結果, 短周期帯域側 (1.0 Hz 以上, 0.2–1.0 Hz) のエネルギー解放のピークは先行研究のすべり分布の北側の大すべり域の北東部 (プレート境界深部側) に求められ, 長周期帯域 (0.2 Hz 以下) では大すべり域の位置と一致すると主張した。*Koper et al. (2012)*は USArray や F-net だけでなく, ユーラシア大陸の観測点, さらにグローバルな観測点を用いてバックプロジェクション解析を行った。彼らも短周期帯域のエネルギーピークは先行研究のすべり分布の北側の大すべり域の北東部 (深部側) に求められている。一方で, 長周期帯は浅い側へシフトする結果が得られている。短周期帯域ではどの研究もおよそ先行研究北側大すべり域の北東側 (深部側) に求められるものの, 長周期帯域では解析によってばらつきが見られる。

4.3.2 地殻変動・津波解析による震源過程の先行研究

2010年チリ地震では多数のキャンペーン GPS, 数点の連続 GPS 観測や In-SAR による面的な地殻変動データが得られており, それらを用いた地震時のすべり分布が推定されている。主要なものとして, *Vigny et al. (2011)*は近地の密なキャンペーン GPS と数点の連続 GPS 観測データを用いて, 半無限弾性体 *Okada* の式 (*Okada, 1985*) で地殻変動を計算し非負の最小二乗法で本震時及び本震後 12 日間の余効すべり分布を求めた (図 4-3a)。彼らの結果は地震波で得られている結果 (図 4-2) のように海溝軸近傍の浅部で大きくすべっている。In-SAR や遠地測地データを用いた解析結果 (*Delouis et al., 2010; Lorito et al., 2011; Tong et al., 2010*) では海溝付近のすべりは得られていないが, *Vigny* らは上記すべり分布で近地 GPS 観測点における地殻変動を計算した結果では水平変動が観測値に比べ過小評価されているためこのような食い違いがあると主張した (*Vigny et al., 2011, supporting material*)。 *Moreno et al. (2012)*は *Vigny et al. (2011)* の GPS データにさらにキャンペーン GPS 観測データを追加し, In-SAR による面的な地殻変動データと現地地殻変動観測データ (*Melnick et al., 2012*) を加えて, 有限要素法で3次元構造を取り入れた地殻変動計算と Damped least square method を用いて地震時すべり分布を求めた (図 4-3b)。得られたすべり分布は北側はやや浅部がすべる

ものの、*Vigny et al.*, (2011)のように海溝付近がすべるものではなく、さらに南側は陸寄りにすべりが得られている。彼らの結果は同じようなデータを用いた *Vigny et al.* (2011)の結果とやや食い違いがあるが、特に海溝付近のすべりに関しては測地データは陸から遠いのでこちらの解析もあまり解像度はないと主張した。彼らは海溝付近のスラストリッジがあるあたりですべりが減少し余震も発生していないので、海溝付近ではプレート境界ですべらずに分岐断層へすべりが移行したと考察した。

また、検潮記録や DART を用いた津波波形インバージョンによるすべり分布も推定されている。一般的には、海溝付近のすべりは津波データが最も解像度が高いと考えられる。

Fujii and Satake (2013)は、検潮記録、DART、さらに現地地殻変動観測データ (*Fariás et al.*, 2010) を用いて非負の最小二乗法ですべり分布を推定した。検潮記録は沿岸の複雑な海底地形の影響を受けるので、深海底に設置された DART の方がより正確に津波波源を推定できる。しかし、遠地の DART ほど観測される DART 波形に比べ理論波形は早く到達してしまうという走時異常の問題があった (佐竹, 2010)。そのため *Fujii and Satake* (2013)では比較的近い4点の DART を用いている。津波データ (検潮記録+DART) のみを用いた結果では、かなり陸寄りにすべり分布が得られているが (図 4-3c)、このモデルでは陸上の地殻変動で過剰な隆起を生じてしまう。現地地殻変動データも加えたジョイントインバージョンではある程度改善しているものの陸側はすべて隆起となっている。他にも DART を用いたジョイントインバージョンがいくつかなされているが (*Lin et al.*, 2013; *Lorito et al.*, 2011)、どれも地震波解析の結果などに比べてかなり陸寄りにすべりが求められている。近年、この遠地津波の走時異常は、固体地球の弾性と海水の圧縮性、地球の自己重力の効果でほぼ完全に説明できることが明らかとなった (*Tsai et al.*, 2013; *Watada*, 2013; *Watada et al.*, 2014)。これらの効果を考慮した、DART 津波波形、遠地実体波、ハイレート GPS を用いたジョイントインバージョンを行った *Yue et al.*, (2014)は、主に津波データから、震源より南側と北側で海溝付近にすべりが達していると主張した (図 4-3d)。しかし彼らも *Fujii and Satake* (2013)と同様に DART は太平洋北東4点しか用いていないので、南側のすべりは海岸からの反射波の影響でうまく求められていない可能性もある。

これら先行研究を整理すると、2010年チリ地震は震源から破壊はバイラテラルに進行し、震源から北側と南側ですべりの大きな領域が見られ、すべりのピークは北側およそ 35° S に求められ最大すべり量 20m 程度であるという点はおおよそ共通している。しかしながら、すべりの傾斜方向の位置に関しては研究によって食い違いが見られる。

4.4 使用したデータと解析条件

本研究では、DSMで後続波も含めてグリーン関数を計算し波形インバージョンを行なった。IRIS-DMCから震央距離が 30° から 100° の広帯域地震観測記録上下動39観測点をダウンロードして解析に使用した (図4-4)。ダウンロードした観測波形は地震計の特性をデコンボリューションし、1から500秒のバンドパスフィルターをかけて、サンプリング間隔を2

Hzにした上で積分し変位波形とした。デコンボリューションとバンドパスフィルターは2004年スマトラ島沖地震と同様に、*Kanamori and Rivera (2008)*の方法を用いて時間領域で行った。

DSMグリーン関数の計算はIASP91モデルを仮定し、周期1/4,096 Hzから1 Hzまで計算を行い、観測波形と同様のバンドパスフィルターを適用し解析に使用した。

断層モデルはslab1.0(*Hayes et al., 2012*)を参考に、断層の傾斜方向に3つの傾斜角をもつ断層モデルを構築した。震央（破壊の開始点）はチリ大学が近地強震動記録を用いて決定した座標（緯度36.29° S, 経度73.239° W）を使用した。この断層モデルを図4-1に示す。走向方向に22枚、傾斜方向に7枚の矩形小断層を配置し、各小断層のサイズは25 km × 25 kmである。走向は海溝に沿っており16°を仮定した。傾斜角は浅い側から1から3列が10°、4から5列目が18°、6から7列目が24°である。すべり角は105°を基準に±45°のすべりについてグリーン関数を計算し、インバージョンで最適なすべり角を決定した。

波形インバージョン法は、マルチタイム線形波形インバージョン (*Hartzell and Heaton, 1983*)を用いた。先験的拘束条件として、破壊は空間的になめらかであること、すべりの方向は非負であること (*Lawson and Hanson, 1974*)を課した。各小断層におけるすべり時間関数は、底辺が6秒の二等辺三角形を3秒ずつずらしながら10個並べて表現した。最大破壊伝播速度は1.0から4.0 km/sの間で波形を最も良く説明する最適な解を探索した。

4.5 解析結果

最大破壊伝播速度を1.0 km/s から4.0 km/s まで変化させてインバージョンを行った結果、最大破壊伝播速度は3.0 km/s のときに理論波形は最も観測波形を説明していることがわかった。最大破壊伝播速度3.0 km/s を仮定した際のインバージョンにより得られた震源時間関数とすべり分布を図4-5に示す。震源時間関数から破壊は約120秒継続していることがわかる。得られた地震モーメントは 2.2×10^{22} Nm, $M_w=8.8$ であった。震源からバイラテラルに破壊は進行し、北と南に大きなすべりが求められた。震源付近の最大すべり量が10 m, 南側の大すべり域の最大すべり量が13 m, 北側の大すべり域の最大すべり量が20 mとなっている。すべり分布の10秒間隔のスナップショットを図4-6に示す。最初30秒ほどかけて震源付近ですべったのち、震源より浅部側で破壊は南と北へ3.0km/sで移行し、南側のすべりは110秒まで、北側のすべりは120秒まで継続する。計算された各観測点の理論波形と観測波形の比較を図4-7に示す。

4.6 考察

4.6.1 得られたすべり分布と余震との比較

得られたすべり分布と本震後1ヶ月間の余震のGCMT解をプロットしたものを図4-8に示す。プレート境界で発生した逆断層メカニズムの余震は大すべり域の周りで発生している。正断層のメカニズムの余震を見ると、緯度37.5° Sから38° S付近と、35° Sから34°

S 付近のアウトサイズで発生している。これはこの付近のプレート境界の海溝付近が大きくすべることで、アウトサイズで伸張応力が増加し正断層のメカニズムの余震が誘発されたと考えられ、このような関係は古くから指摘されている(*Christensen and Ruff, 1988*)。また、本震の約 2 週間後の 2010 年 3 月 11 日に、本震の震源からおよそ 230km 北で浅い地殻内の正断層のメカニズムである最大余震 (Mw7.0) が発生し、正断層の余震クラスターを形成した。これは、地震時にこの場所のプレート境界の浅い側のみが大きくすべって、深い側があまりすべらなかつたため伸張場となりこのようなメカニズムの余震が起きたと考えられている(*Farías et al., 2011*)。これら余震発生メカニズムは本研究によって得られたすべり分布と調和的である。2010 年チリ地震に関する先行研究の結果を比較してみると、バイラテラルの破壊と 2 つの南北に分布する大すべり域、走向に沿って 450 から 550 km の範囲で震源域が分布するという特徴は共通しているが、傾斜方向のすべりの位置は研究によって大きく異なる (図 4-2, 4-3)。本研究では震源の南側、北側で海溝付近がすべる結果が得られている。海溝付近のすべりは津波データが最も解像度が高いと考えられるため、海溝付近がすべるという結果が正しければ津波データからも支持されるはずである。そこで同じ断層モデルを仮定して津波データを用いた津波波形インバージョンですべり分布を推定し、本研究で得られたすべり分布との比較を行なった。

4.6.2 津波波形インバージョン

*Yue et al. (2014)*では、太平洋を長距離伝播する津波走時異常の問題を解決した津波グリーン関数を用いた津波及び地震波、ハイレート GPS, In-SAR を用いたジョイントインバージョン解析を行なっているが、津波データとして使用した DART は震源から比較的近い北西 4 点のみであった。上記問題を解決する津波グリーン関数を用いて太平洋全域に広く分布する DART を使い津波波形インバージョンを行なうことで、北側だけでなく南側へ伝播する津波第 1 波を用いることができ、より南側の断層すべりの解像度が上がると考えられる。本研究では太平洋全域 26 観測点 (図 4-9) を用いて、線形長波方程式で計算した津波グリーン関数を *Watada et al. (2014)*の津波位相補正を施し解析に使用した。津波波形は地震波に比べて長周期なので、小断層のサイズを 50 km×50 km に設定して解析を行なった。最も浅い側の列は幅が 25 km となっている。海底の地殻変動計算には半無限弾性体の *Okada (1985)*の式を用いており、*Tanioka and Satake (1996)*の地震時の水平変動による鉛直方向への変動の寄与を含めて計算している。線形長波津波津波グリーン関数の計算と津波波形インバージョンは *Fujii and Satake (2013)*と同様の条件で行なっており、非負の最小二乗法ですべり分布を決定した。ここで、なめらかさの拘束は課していない。

得られたすべり分布の結果が図 4-10 である。すべり分布から、震源より南側と北側で海溝付近まですべる結果が得られている。DSM で得られたすべり量分布と比べると、震源より南側と北側の大すべり域は小断層 1 つ分程度位置が違うのみで量的にも良く一致している。計算された津波波形は観測波形を非常に良く説明している (図 4-11)。観測波形の第一

波は海岸からの反射波などが含まれておらず、海底地形の複雑でない深海底のみを伝播してきた津波のみの情報を含むため、津波解析で観測波形と理論波形の比較をする上でとても重要である。南側のすべりにより生じた津波は南西側 DART 観測点 51425, 51426, 54401 の第一波波形として観測される。南側の海溝付近のすべりによりこれら観測点の第一波波形立ち上がり部分を良く説明している。一方北側のすべりにより生じた津波は、走向に垂直な方向に伝播した津波が到来する北西側 DART 観測点 51406 と、北側へ伝播した津波が到来する 32411, 32412 など第一波波形として観測される。どちらも観測波形第一波を理論波形は良く説明しており、津波波形解析からも地震波解析で得られたように震源より南側と北側で海溝付近において大きくすべったことを強く示唆している。しかしながら、津波解析によって得られた断層北東端深部の局所的なすべりは地震波解析の結果とは一致しない。DART のみを用いた津波波形インバージョンでは海岸付近のすべりにはあまり解像度がないと考えられる。また、北の Valparaiso 検潮所における津波到達時刻は地震発生後 25 分後であり、北東端の局所的なすべりでは津波がかなり早くに到達してしまうことも考慮すると、このすべりは虚像である可能性が高いと考えられる。

4.6.3 過去の巨大地震と地震間プレートカップリングとの関係

地震前の GPS 観測により推定されたプレート間カップリングから、 34° S から 38° S までの間ではほぼ 100%近いカップリング率であることが示されていた (*Métois et al.*, 2012; *Ruegg et al.*, 2009)。仮に 1835 年地震から 100%のカップリングであったと仮定すると、2010 年チリ地震までで 11.55m 分のすべりに相当するひずみを蓄積したことになる。これは本研究の南側の大すべり域のすべり量とほぼ一致するため、この領域では 1835 年地震以来蓄積したひずみはほぼ解消したと考えられる。一方で、本研究であまりすべっていない領域 (36.5° S から 35.5° S まで) が 1835 年地震からずっと 100%カップリングしていた場合は、この領域ではいまだ 70%ほどのひずみを蓄積していることになり、今後巨大地震が発生する可能性が残っていることを示している。

Beck et al., (1998)によって、1928 年に発生した巨大地震は浅い低角の逆断層地震であったことが示唆されている。古い地震なので地震計があまりなく、正確でもないため、この地震はプレート内地震である可能性もあるが、もしプレート境界地震であれば 2つの解釈ができる：1つは 2010 年チリ地震北側大すべり域の一部に 1928 年地震の震源域が対応する場合である。この場合 2010 年チリ地震は 1928 年以来蓄積したひずみを解消し、さらにそれ以前から蓄積されていたより浅い側のひずみを同時に解消した地震であったことを示している。最大すべり量 20 m なので、100%カップリングなら 330 年ほどひずみ蓄積に時間を要する。*Beck et al.* (1998)によると、この領域では 1928 年以前は 1751 年と 1730 年にこの領域も含む巨大地震が発生しており、およそ 260 から 280 年分のひずみを蓄積していたとすると量的にはおおよそつじつまが合う。もう 1つは 1928 年地震は 2010 年チリ地震の北側大すべり域のやや深部側ですべっていて、傾斜方向に Mw8.8 のすべりと Mw8 クラ

スのすべりが棲み分けている可能性がある。この場合はいまだ深部側の領域が固着している、近い将来巨大地震を起こす可能性があるが、2010年チリ地震の大すべり域深部側では余効滑りが観測されている (e.g., *Vigny et al.*, 2011)。大すべり域と余効すべりが相補的であると考えられていることから (e.g., *Ozawa et al.*, 2004; *Yagi et al.*, 2001)、この可能性はあまり考えられないだろう。

4.6.4 バックプロジェクション法で見られる周波数特性との関係

波形インバージョンによって得られた大すべり域の代表的なすべり時間関数を見ると (図 4-5)、2011年東北地方太平洋沖地震 (e.g., *Yagi et al.*, 2012) や東北地方で発生した震源の深さの異なる2つの巨大地震の震源時間関数の比較 (e.g., *Lay et al.*, 2012) で見られるような顕著な深さ方向あるいは走向方向の違いによる周波数依存性は見られない。解析に用いるバンドパスフィルターの帯域を1から50秒、1から100秒、1から250秒、1から500秒として適用し波形インバージョンを行なった結果を図 4-7 に示す。短周期帯域のみの結果は長周期帯域も含めた結果と比べわずかにすべりのピークが深部側に移動するが、小断層1つ分程度の移動なのでほぼ変化はないと見なせる。一方でバックプロジェクション解析からは、短周期帯域では深部側に、長周期帯域では浅部側にエネルギー解放が求められるという指摘もある (*Koper et al.*, 2012)。同じバックプロジェクション法でも *Wang and Mori* (2011) や *Kiser and Ishii* (2011) では、求められる深さは波形インバージョンによって得られるすべり分布とは相補的な深部側に位置するものの、北側は短周期、南側は長周期のエネルギー解放が見られると主張している。長周期帯域のバックプロジェクション法は空間解像度が乏しく、かつ震源近傍の反射波 (pP, sP 波) の影響をより受けてしまう (*Yagi et al.*, 2012)。2010年チリ地震に関しては、バックプロジェクション法で指摘されているような周波数特性の違いは本研究の結果からは見られなかった。2010年チリ地震はバイラテラルな破壊伝播の特徴があるが、短周期帯域のバックプロジェクション法によって得られた結果は破壊がほぼ北側に伝播する結果となっており、エネルギー解放のピークはどの解析も北側大すべり域の深部側やや北部の 34° から 34.5° あたりに求められる。短周期の波は破壊伝播速度やすべり速度の急激な変化で発生すると考えられており (e.g., *Das and Aki*, 1977; *Madariaga*, 1977)、このあたりで大すべりの破壊伝播が急激に止められたため短周期の波がより多く発生したと考えられる。このあたりでは上盤側正断層のクラスターが発生している。このような余震は、プレート境界の浅部側でたくさんすべり深部側ほとんどすべらないことにより伸張応力が増加し発生したと考えられており、このメカニズムで本震すべり、バックプロジェクションの短周期生成、余震発生ともに統一的に解釈することが可能である。

4.6.5 波線理論グリーン関数 KK03 を用いた結果との比較

2010年チリ地震では、地震波を用いた震源過程解析研究がいくつか行われている (例え

ば, *Hayes et al.*, 2013a; *Lay et al.*, 2010b; *Pulido et al.*, 2011). このうち *Lay et al.* (2010b) と *Hayes et al.* (2013a)は遠地実体波だけでなく表面波も用いている. 一般に長周期表面波は震源過程全体を求めるのには向いているが, すべりの時空間発展の詳細を明らかにするためには短周期成分を含んだ遠地実体波を用いることが重要である. これら先行研究の遠地実体波を用いた震源過程解析は全て波線理論に基づいてグリーン関数が計算されているので, PP 波や超長周期 W phase の影響で特に震源過程後半において正しい結果が得られていないと考えられる. 波線理論 (KK03) で計算したグリーン関数の影響を考察するために, DSM を用いた震源過程解析と同じ断層モデル, 速度構造モデルを仮定し波線理論 (KK03)を用いてグリーン関数を計算し震源過程解析を行った. その結果を図 4-13, 4-14 に示す. 震源時間関数を見ると, 波線理論 (KK03) を用いた結果では DSM を用いた結果に比べ後半部で小さく, 全体の地震モーメントも少し小さくなっている. 得られた地震モーメントは $1.65 \times 10^{22} \text{ Nm}$, $M_w = 8.75$ となっている. 計算された理論波形も PP 波が到達している部分は全く計算されておらず, DSM を用いた理論波形に比べると長周期成分に不一致が見られる. PP 波到達部よりももっと早い時刻から DSM の結果に比べ波形の不一致が見られるが, これは波線理論 (KK03) が短波長近似のため超長周期 W phase を全く計算できていないことが原因であると考えられる. 最適解は残差二乗和で決められるため, このような長周期成分の観測波形と理論波形の差も残差となってしまうので, 残差をより小さくする別のすべり分布が解として選択されてしまう. なお, 波線理論 (KK03) を用いた解析結果では図 4-14 から PP 波部も長周期成分も再現できていない結果が得られているが, すべり速度基底関数を必要以上に長くしたり断層を大きくするなど過剰なパラメータをおいて見かけ上一部の観測波形を説明するような理論波形を得ることは可能である (図 4-15). しかし本来計算できないはずのものを無理矢理再現しているにすぎないので本質的に無意味であることは明白である. この場合は地震モーメントがやや過剰となってしまう (例えば *Lay et al.*, 2010b). 波線理論で計算したグリーン関数を用いる先行研究では, 上記のように PP 波が到達していてもグリーン関数には PP 波を計算せずそのまま解析する場合 (e.g., *Hayes et al.*, 2013a; *Lay et al.*, 2010b), 近似的に PP 波も計算して解析に用いる場合 (e.g., *Kubo and Kakehi*, 2013), PP 波が到達する前までで観測波形をカットして解析する場合 (e.g., *Pulido et al.*, 2011) があるが, それぞれの違いによる影響などは議論されていない. そこで, DSM を用いた解析 (図 4-5,4-7) によって得られたすべり分布をインプットのすべり分布モデル, 理論波形を観測波形として与えて, 以下の条件でどの程度与えたすべり分布及び理論波形を再現するかの解像度テストを行った (ランダム誤差等は一切加えていない):

- (1) DSM のグリーン関数を用いてインバージョン
- (2) DSM のグリーン関数を用いて PP 波までで波形をカットしてインバージョン
- (3) PP 波は含まない KK03 のグリーン関数を用いてインバージョン
- (4) PP 波を含む KK03 のグリーン関数を用いてインバージョン

(5) PP 波前で使用する波形をカットして KK03 のグリーン関数を用いてインバージョン

得られた結果を図 4-16, 4-17 に示す. まず(1)の DSM でグリーン関数を計算した結果ではインプットモデルの震源時間関数, すべり分布, 観測波形をほぼ完全に再現できている. (2)の DSM でグリーン関数を計算し, PP 波までで使用する観測波形をカットする場合でも, ほんのわずかに震源時間関数後半部のモーメント解放が減少し, 対応するすべり分布のすべり量がわずかに減少するくらいではほぼインプットモデルを再現できている. このことから, 2010 年チリ地震では観測波形を PP 波まででカットすることの影響自体はあまりないことが明らかとなった. しかしながら, (3),(4),(5)の波線理論 (KK03) を用いたグリーン関数では, どれもインプットモデルとは大きく異なるすべり分布と震源時間関数が得られている. すべり分布はどれも 2010 年チリ地震の観測波形を用いて波線理論 (KK03) で解析を行った結果 (図 4-13) と類似しており, 同じ断層モデル・速度構造モデルを仮定していたとしても波線理論 (KK03) を用いた場合はこのように結果がゆがめられてしまうことが明らかとなった. (3), (4), (5)をそれぞれ比べると, 使用する波形を PP 波まででカットする解析(e)では理論波形が観測波形と合わない後半部が少なくなり, P 波付近の波形のフィッティングは(c), (d)に比べればわずかに良い. それに対応するように震源付近のすべり量がインプットモデルに比較的近くなっている. 上記の議論から, 2010 年チリ地震では, 波線理論計算では PP 波を正確に計算できていないことの影響よりも, 短波長近似により長周期 W phase を計算できないことの影響が大きいことが明らかにされた. このことは, 2010 年チリ地震クラスの超巨大地震では, もはや波線理論によるグリーン関数ではどのような工夫をしても正確な震源過程は得られないことを示している. しかしながら, 波線理論グリーン関数を用いた場合の PP 波に対する処理の違いによる結果を比べた場合では, PP 波が到達する前までで観測波形をカットする方法が解析結果への悪影響を最も減らすことができるようである. これは PP 波が早くに到達するような観測点では W phase の振幅も大きく, PP 波前まででカットして解析したことで W phase を計算できないことの影響をやや軽減できたためであると考えられる.

4.6.6 地殻変動との比較

地震波のみを用いた先行研究 (*Hayes et al.*, 2013a; *Lay et al.*, 2010b; *Pulido et al.*, 2011) では, 陸域の GPS 地殻変動記録 (*Moreno et al.*, 2012; *Vigny et al.*, 2011) や現地調査 (*Fariás et al.*, 2010) で得られた地殻変動を再現できていなかった. 特に南側では水平変動は観測値よりも小さく, 上下動では Arauco 半島付近で観測された隆起を説明できていなかった. そこで本研究で得られたすべり分布から, 半無限弾性体を仮定した *Okada* (1985) の式を用いて地殻変動の計算を行った (図 4-18, 4-19). GPS 記録は *Moreno et al.*, (2012) と *Vigny et al.*, (2011) の地震時の GPS 変動データを使用した. 計算された水平変動は, DSM の結果は波線理論 (KK03) の結果に比べ観測値を良く説明している. 地震波を用いた先行研究で得

られたすべり分布から計算された地殻変動と DSM の結果の比較が図 4-20 である。水平変動は先行研究に比べて観測値を良く説明していることがわかる。特に先行研究で共通して見られていた南側の変動の過小評価は DSM の結果では概ね解決されていることがわかる。DSM と同じ条件で波線理論グリーン関数を用いて解析を行った結果も同様に南側の変動が過小となっていることから、先行研究で共通して見られた南側のすべりが小さいという特徴は波線理論では W phase を計算できないことが原因であった可能性が考えられる。次に計算された上下変動を比べると (図 4-18, 4-19), DSM の結果は震源付近と南側の陸域で隆起と沈降のヒンジラインが見られるなど波線理論 (KK03) の結果に比べると観測値と一致度は改善しているものの、全体的にどちらも再現性は悪い。特に Arauco 半島の大きな隆起が観測された場所では隆起量が過小となっており、北部では沈降が過大となっている。上下変動に関しては先行研究と比べても観測値との一致度はあまり改善されていない。このような結果になった原因としては、南側 Arauco 半島付近の不一致は仮定した断層形状が問題である可能性がある。実際のスラブの形状が本研究で仮定した走向方向に直線ではなく歪曲していれば、同一のすべり分布でも隆起沈降のヒンジラインはそのままシフトすることになる。実際は南側の断層の走向がわずかに北へ向いている可能性が考えられる。

4.7 結論

2010 年チリ地震では 2004 年スマトラ島沖地震ほど破壊継続時間が長くないため、波線理論で計算されたグリーン関数を用いた震源過程解析がいくつかなされている。2010 年チリ地震でも PP 波など後続波は解析に用いる波形データに到達しているが、先行研究では PP 波が到達していてもグリーン関数には PP 波を計算せずそのまま解析する場合、近似的に PP 波も計算して解析に用いる場合、PP 波が到達する前まででカットして解析する場合があります、それぞれの PP 波への対処の違いによる解析結果への影響などは議論されていなかった。また 2010 年チリ地震の先行研究の結果は、震源から破壊はバイラテラルに進行し震源の北側と南側ですべりの大きな領域が見られるという点はおおよそ共通していたが、すべりの傾斜方向の位置に関しては研究によって食い違いがあった。本研究で DSM グリーン関数を用いて波形インバージョンを行った結果、震源付近ですべり、震源の北側と南側で海溝付近まで大きくすべる結果が得られた。得られたすべり分布は、本震による応力変化を考えると、プレート境界逆断層やアウターライズ正断層、地殻内正断層の余震発生メカニズムやその分布と整合的であり、北側大すべり域の終端は短周期帯域でのバックプロジェクション法で得られたエネルギーピークとも統一的に解釈することができる。震源の北側と南側で大きくすべる結果は、海溝付近のすべりに解像度が高い津波波形データを用いたインバージョンからも強く指示されている。また、DSM を用いた波形インバージョンと同一の条件で KK03 グリーン関数を用いて波形インバージョンを行った結果、震源時間関数後半部でモーメント解放が小さくなってしまいう結果が得られた。計算された理論波形も PP 波が到達している部分は全く計算されておらず、DSM を用いた理論波形に比べると観測波形か

ら長周期成分に不一致が見られる。PP 波到達部よりももっと早い時刻から DSM の結果に比べ違いが見られるが、これは KK03 が短波長近似のため超長周期 W phase が全く計算できていないことが原因であると考えられる。また、DSM グリーン関数を用いてインバージョンをした結果をインプットモデルとして、先行研究でなされていた PP 波に対する対処と解析結果への影響を考察した。その結果、2010 年チリ地震では波線理論グリーン関数では PP 波が計算できないことよりも、長周期 W phase が計算できないことが解析結果へ大きな影響を及ぼしていることが明らかとなった。これは、2010 年チリ地震では波線理論グリーン関数ではどのような工夫をしても正しい解を得ることができず、DSM など W phase も計算可能な正確なグリーン関数を用いなければならないことを示している。しかしながら波線理論グリーン関数を用いた PP 波の処理の違いを比べると、PP 波到達前までで波形をカットして用いる方法が最も妥当であると考えられる。

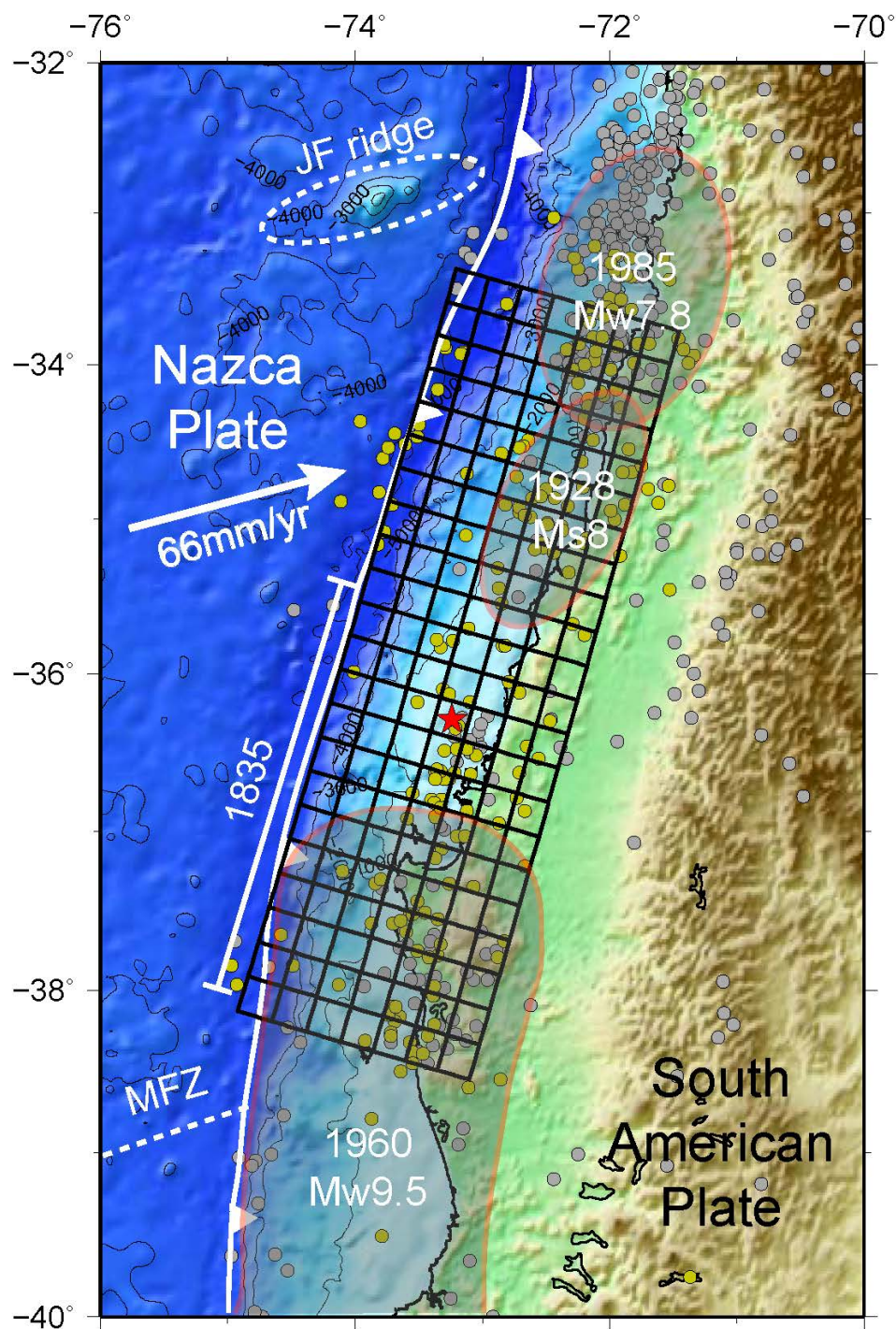


図 4-1 2010 年チリ地震付近のテクトニクスと過去の巨大地震，及び解析に使用した断層モデル．星が破壊の開始点で，灰色丸が地震活動（1973 年から 2010 年まで），黄丸が本震後 1 週間の余震分布を表わす（USGS より取得）．1960 年，1985 年，1928 年の巨大地震のおおよその震源域と 1835 年の地震のおおよその位置をあわせて示している．JF ridge は Juan Fernandez ridge, MFZ は Mocha fracture zone を表わしている．震源城南の突き出た半島が Arauco 半島である．

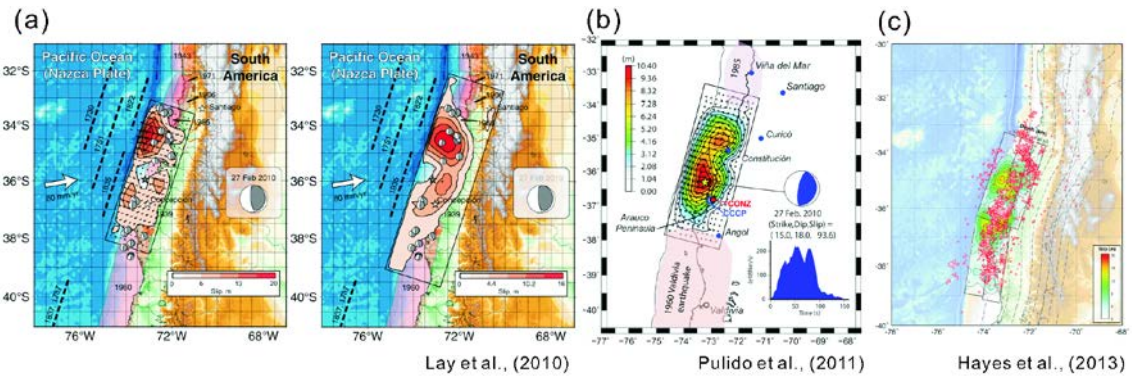


図 4-2 地震波解析による先行研究のすべり分布の比較. (a) P 波と SH 波を用いたすべり分布 (左) と P 波, SH 波, 表面波を用いたすべり分布 (右) (Lay et al., 2010b, Fig.3 より一部修正), (b) P 波を用いたすべり分布(Pulido et al., 2011, Fig. 1 より), (c) P 波, SH 波, 表面波を用いたすべり分布(Hayes et al., 2013a, Fig. 7 より).

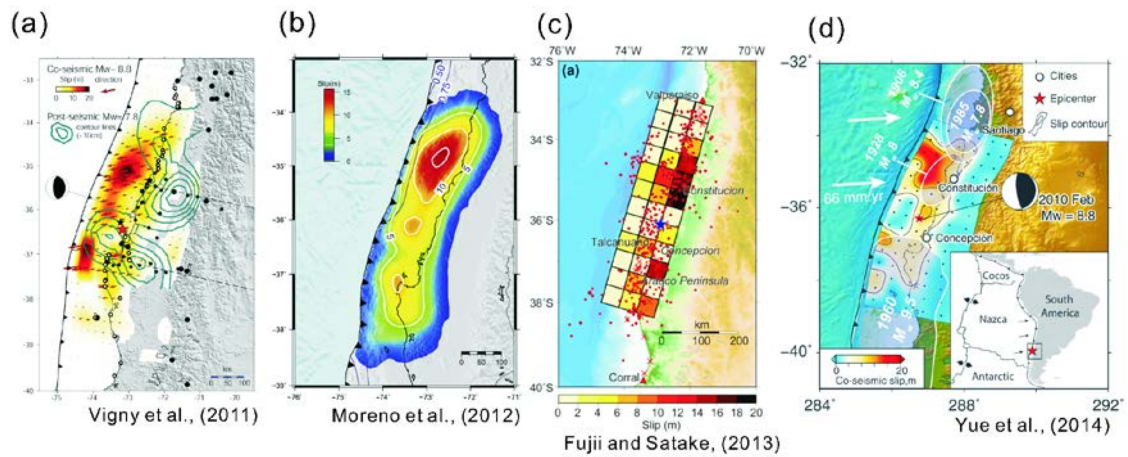


図 4-3 地殻変動・津波解析による先行研究のすべり分布の比較. (a)近地の数点の連続 GPS と密なキャンペーン GPS を用いた地震時すべり分布(Vigny *et al.*, 2011, Fig.3 より), (b) Vigny *et al.*, 2011 のデータにさらにキャンペーン GPS 観測点を増やし In-SAR と現地地殻変動調査結果(Melnick *et al.*, 2012)を用いた地震地すべり分布(Moreno *et al.*, 2012, Fig. 4a より), (c)検潮記録と DART を用いた地震時すべり分布(Fujii and Satake, 2013, Fig. 6a), (d)遠地 P 波, ハイレート GPS, In-SAR, 津波(DART)を用いた地震時すべり分布(Yue *et al.*, 2014, Fig. 1 より).

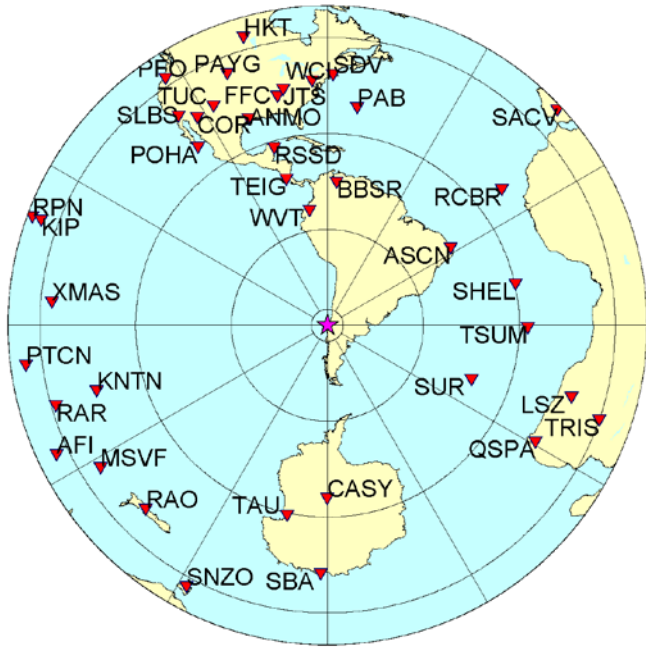


図 4-4 2010 年チリ地震の震源過程解析に使用した観測点分布. 星は震源で三角が観測点を示している.

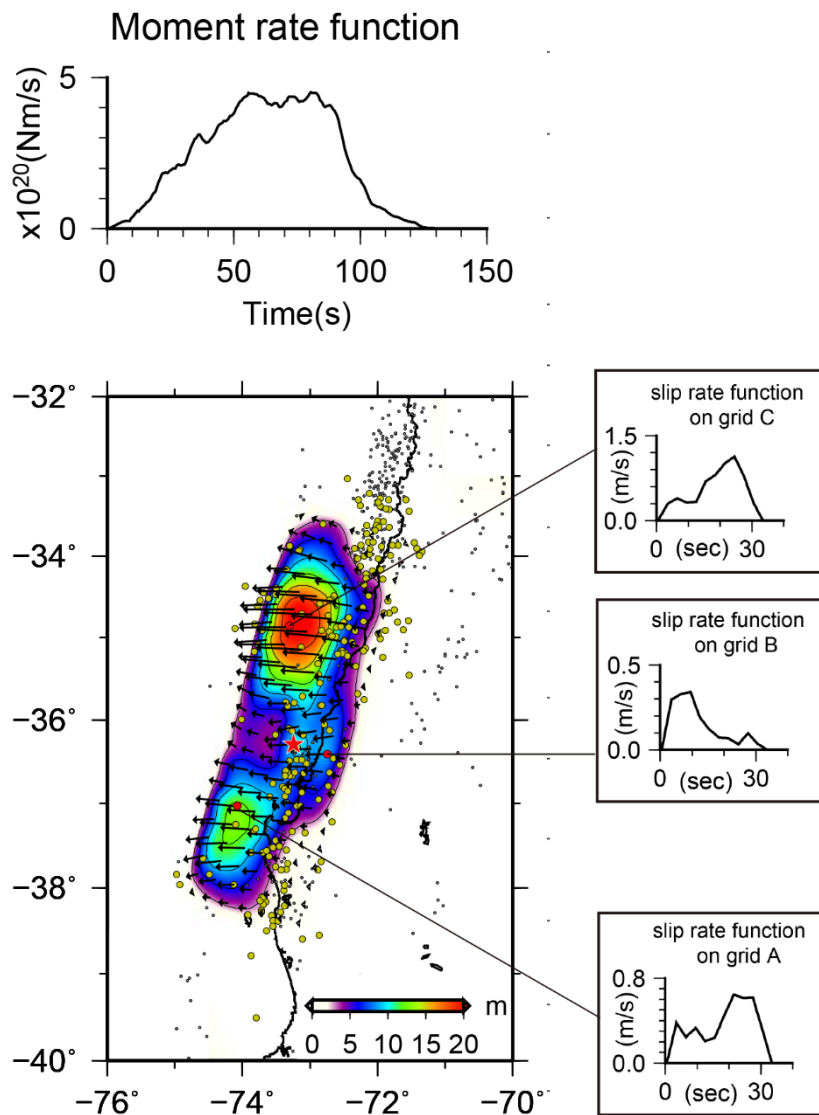


図 4-5 インバージョン結果. 震源時間関数 (上) とすべり分布 (下). 星が破壊の開始点を表わす. すべり分布のコンターは 3m のすべり量間隔で引いている. 代表的な 3 点のすべり速度関数をあわせて表示している.

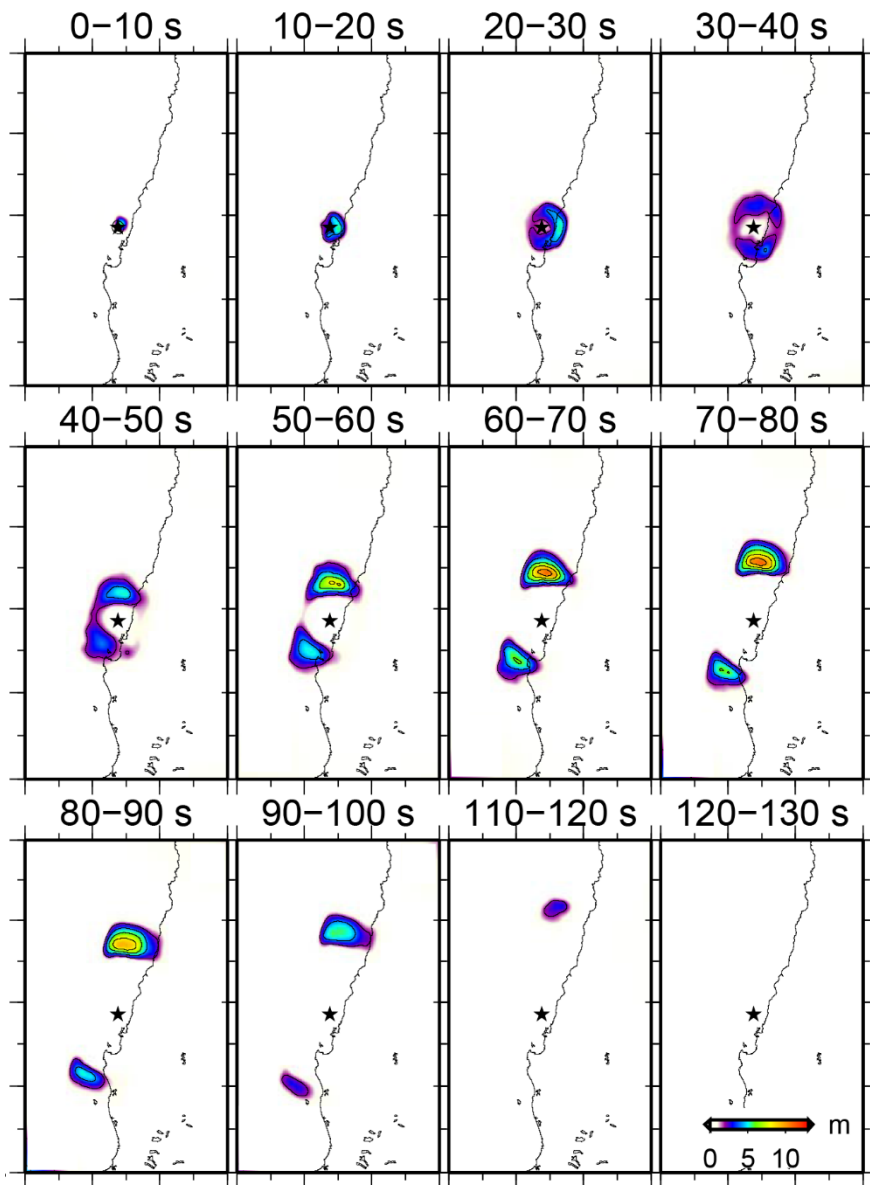


図 4-6 10 秒間隔のすべりのスナップショット. 星が破壊の開始点を示す. 図の緯度経度の範囲は図 4-5 すべり分布と等しい.

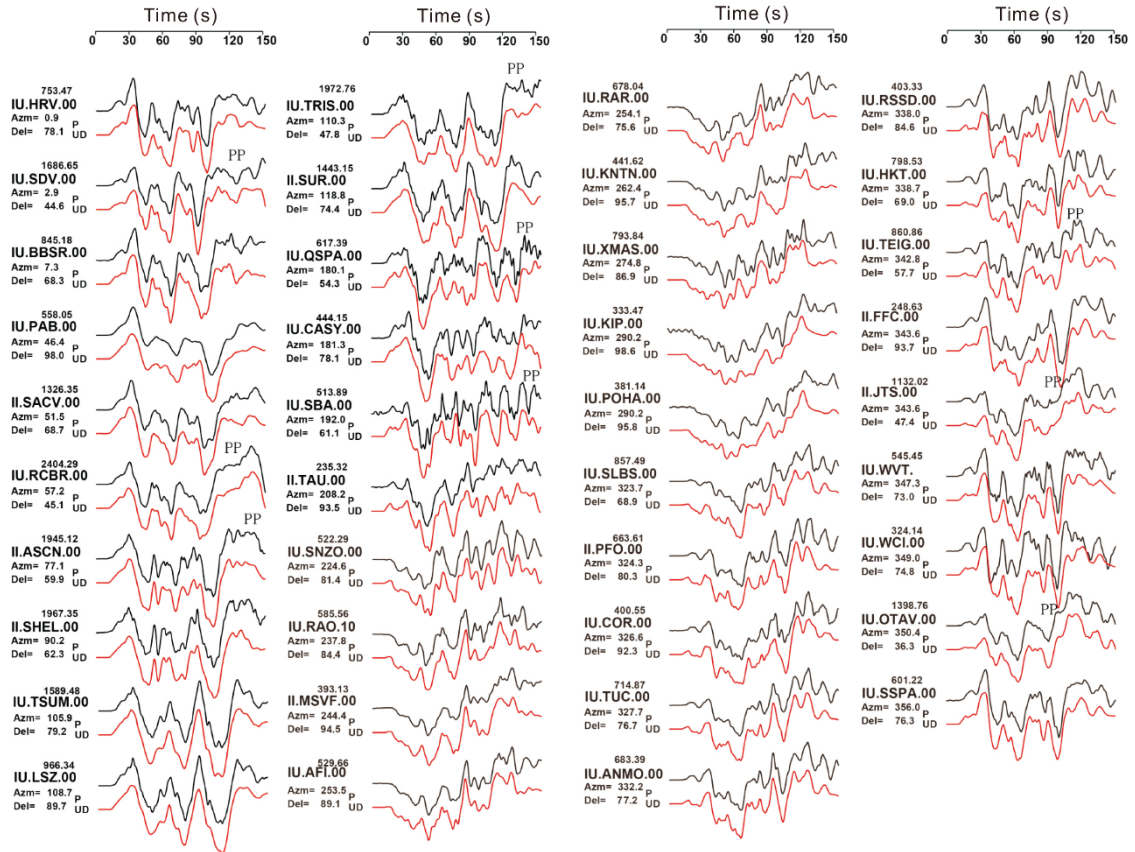


図 4-7 計算された理論波形と各観測点の観測波形の比較。観測点名の上段は観測波形の peak-to-peak の振幅 (μm) を、下段 2 列はそれぞれ上から震源から観測点の方位 (北からの角度) と震央距離を示している。

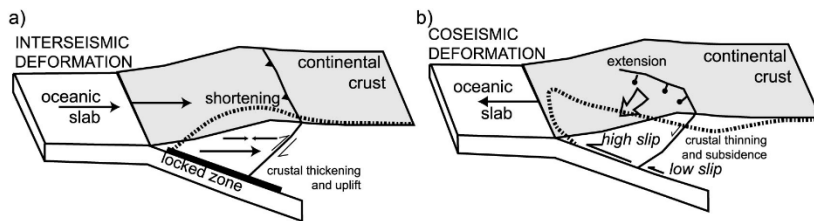
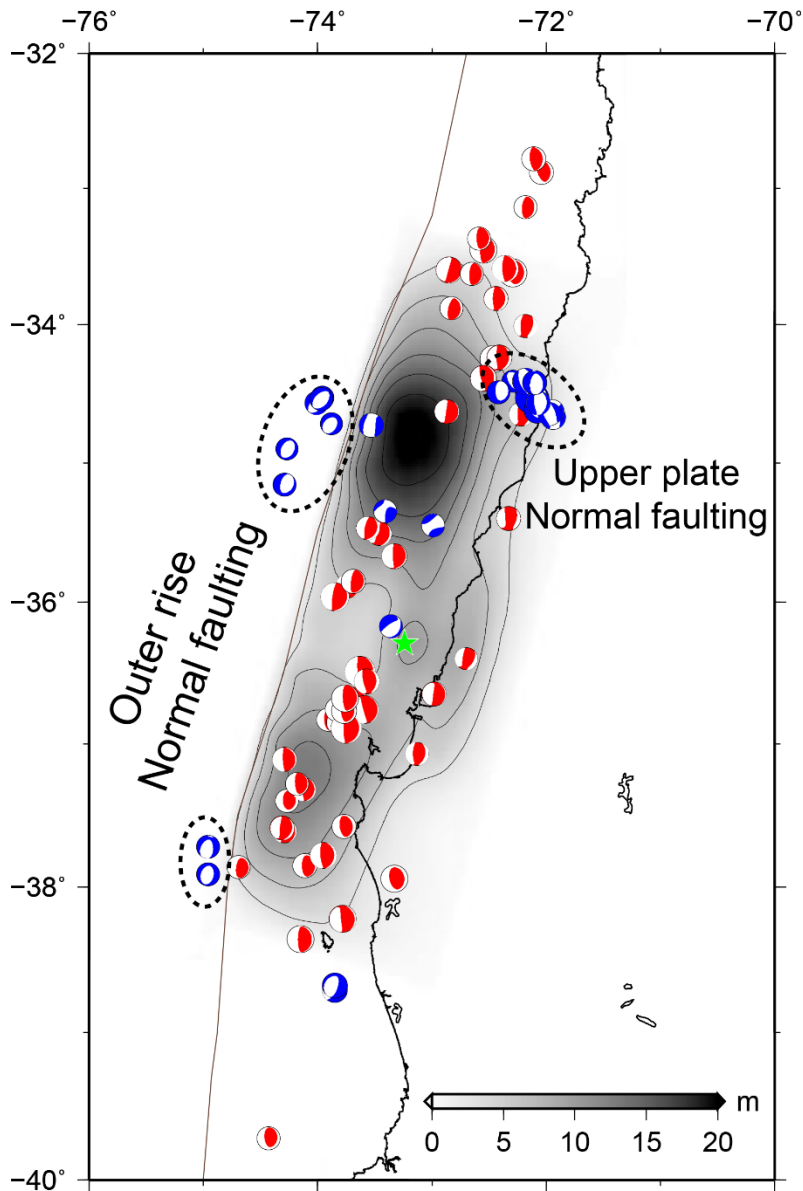


図 4-8 (上) すべり分布と本震後 1 ヶ月間の余震分布. 青いメカニズム解が正断層, 赤いメカニズム解がプレート境界で発生したと考えられる逆断層の余震の GCMT 解を表わしている. 上盤側の正断層余震クラスターで 2010 年 3 月 11 日 Mw7.0 と Mw6.9 の最大余震が発生した. 星は破壊の開始点を表わしている. (下) 上盤側の正断層余震の発生メカニズム (Fariás *et al.*, 2011, Fig. 7 より).

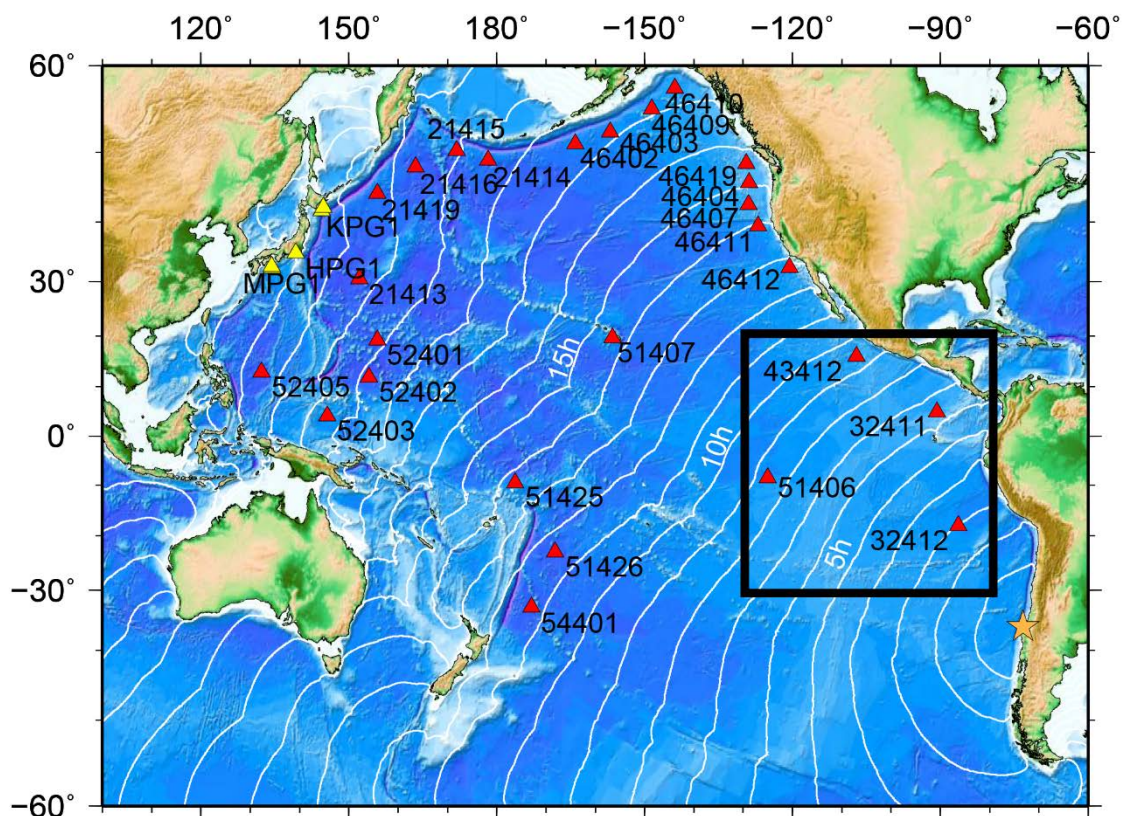


図 4-9 津波波形インバージョンで用いた DART 観測点分布. 赤い三角が解析に使用した DART 観測点, 黄色い三角は日本付近の海底水圧記録. 黒い四角で囲まれた 4 観測点が *Yue et al.* (2014) や *Fujii and Satake* (2013) で用いられた観測点を表わしている. 星が 2010 年チリ地震の震源を示している. 白いコンターは線形長波から計算される震源からの 1 時間間隔の津波走時を表わしている.

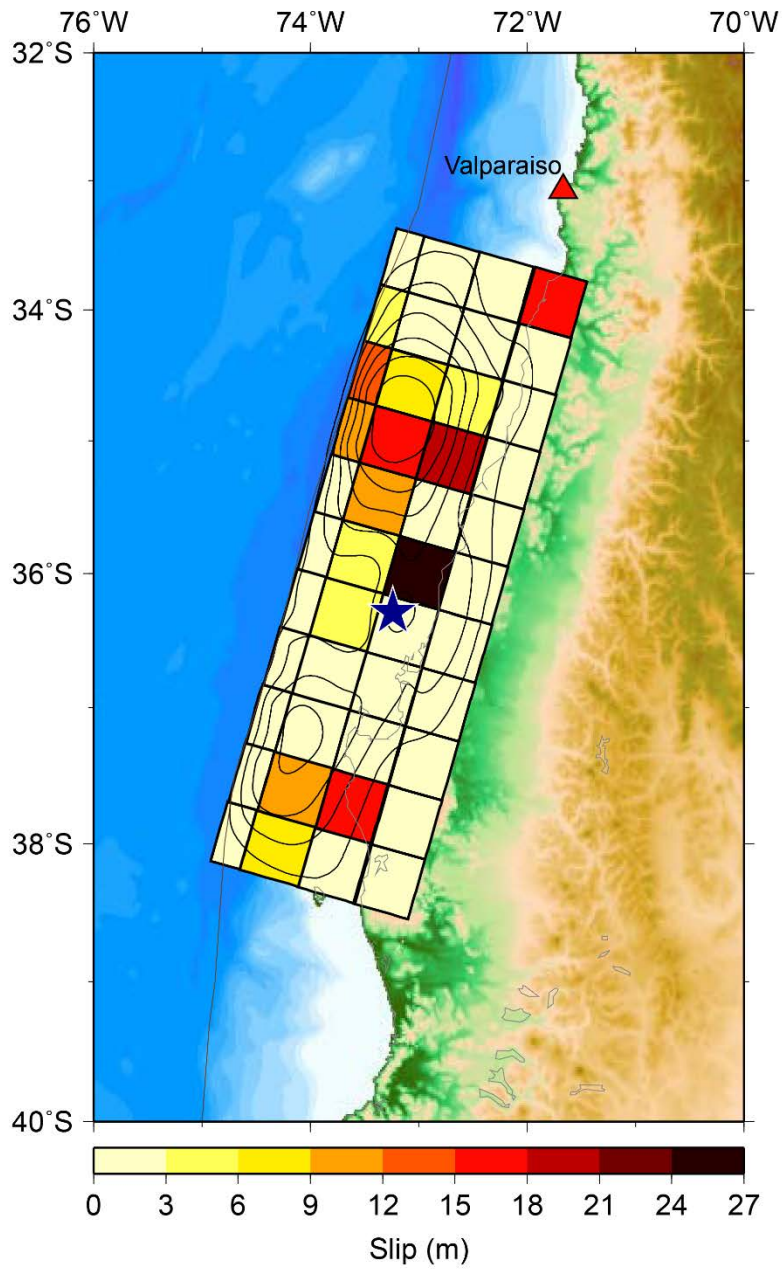


図4-10 津波波形インバージョンによって得られたすべり分布. 星が震源を表わしている. DSM グリーン関数を用いたすべり分布をすべり量 3.0 m 間隔のコンターで示している. 赤い三角が Valparaiso の検潮所の位置を示している.

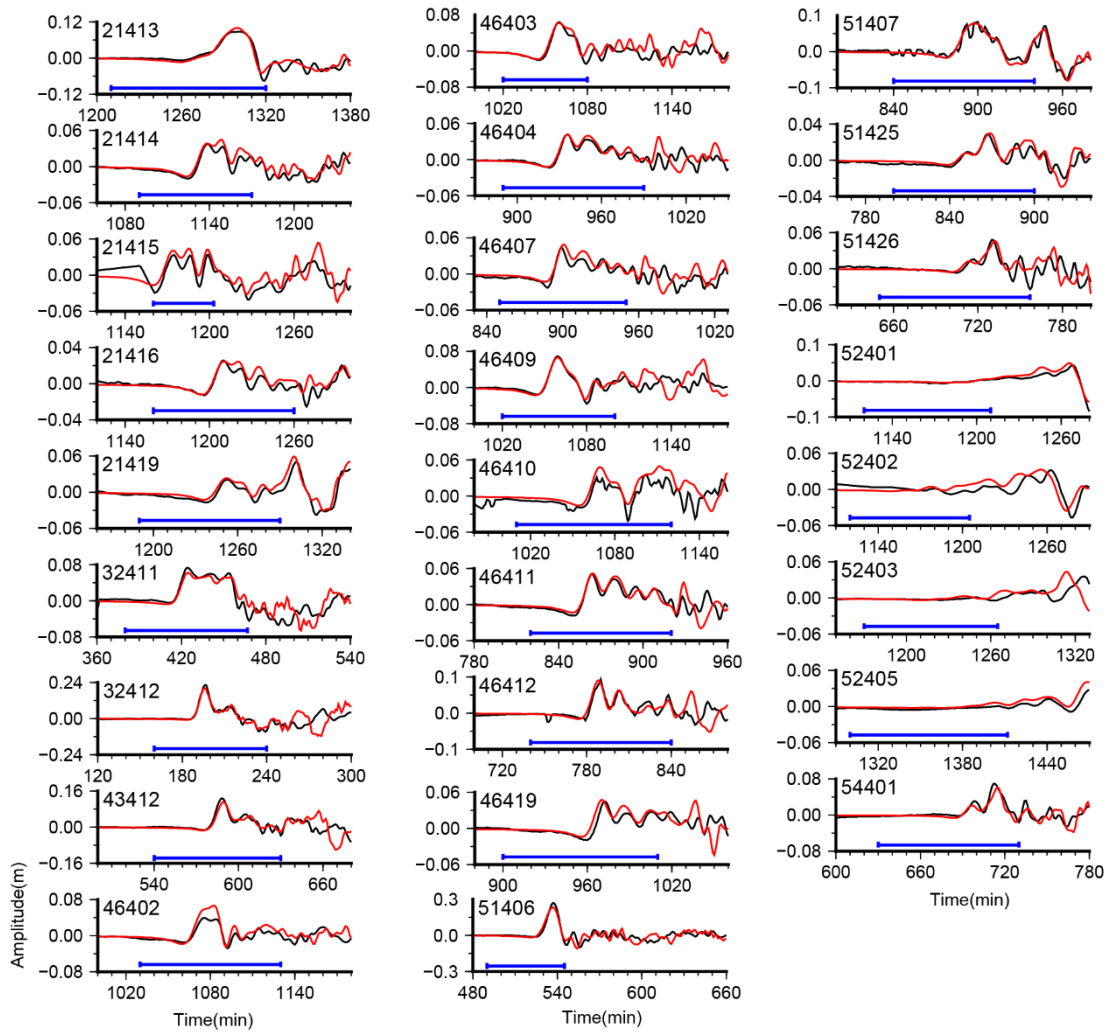


図 4-11 津波波形インバージョンによって計算された理論津波波形（赤線）と観測波形（黒線）の比較. 青い線でインバージョンに用いた時間を示している. 横軸が発震からの時間（単位は分），縦軸が振幅（単位は m）を示している.

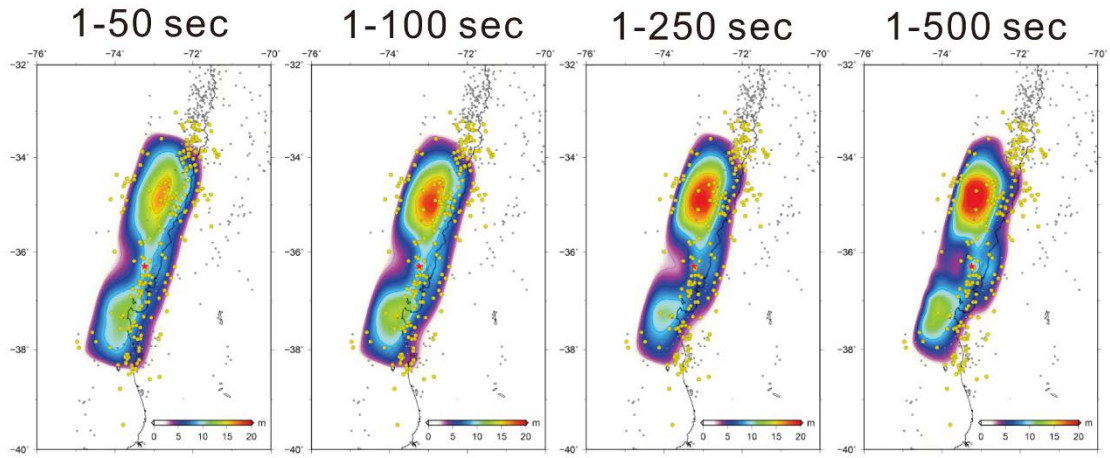


図 4-12 周波数帯域を変えた波形インバージョン解析. 図のタイトルは適用したバンドパスフィルターの範囲を示している. 図の緯度経度の範囲は図 4-5 と等しい.

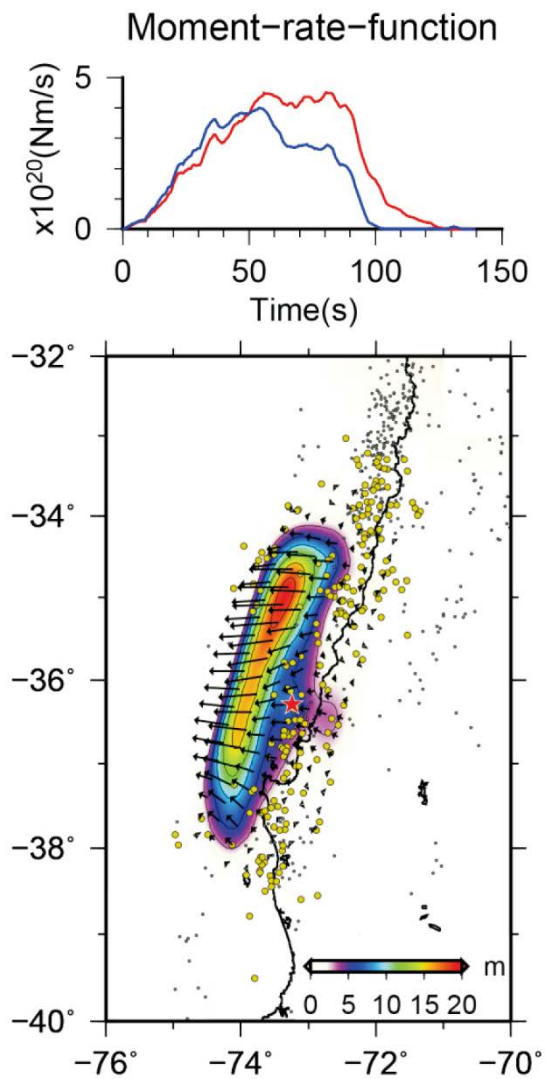


図 4-13 波線理論(KK03)によるグリーン関数を用いた波形インバージョン結果. (上) インバージョンによって得られた震源時間関数の比較. 赤が DSM, 青が KK03 による結果. (下) 得られたすべり分布.

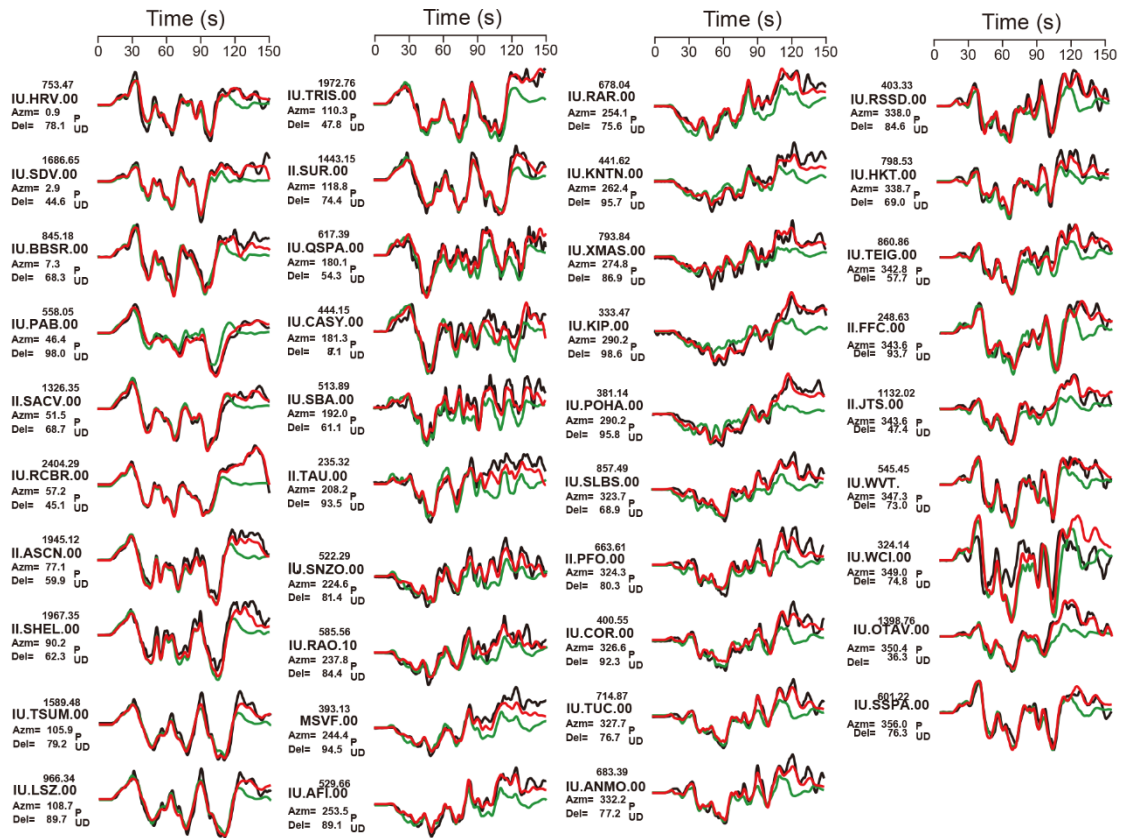


図 4-14 波線理論 (KK03) によるグリーン関数を用いた波形インバージョン結果. 黒線が観測波形, 赤と緑が DSM と KK03 で計算された理論波形をそれぞれ示している.

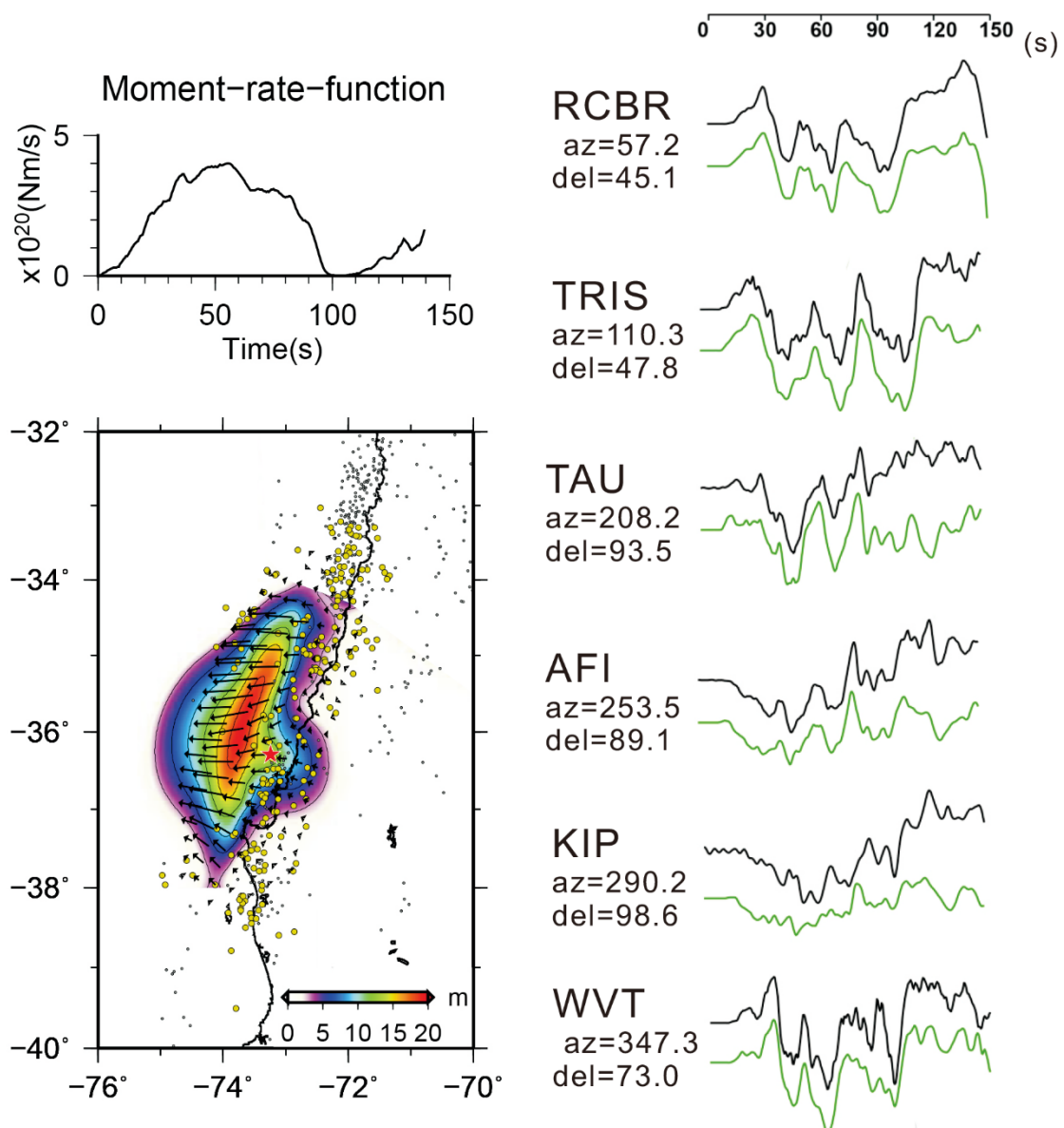


図 4-15 KK03 によるグリーン関数を用いて、すべり速度関数の基底関数の個数を必要以上に設置し波形インバージョンを行った結果。(左上)震源時間関数、(左下)すべり分布、(右)観測波形と理論波形の比較の一例。黒い線が観測波形、緑色の線が理論波形をそれぞれ示す。

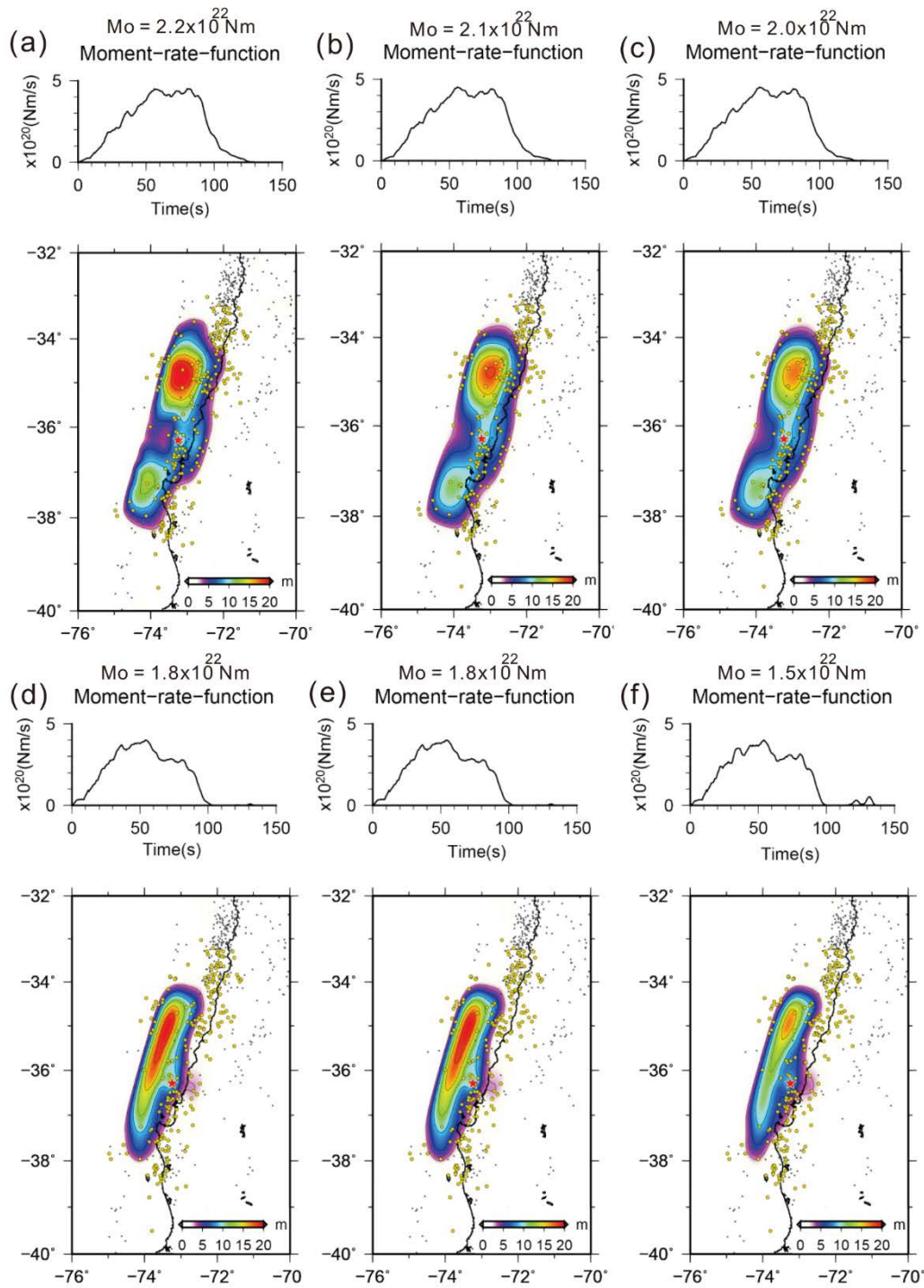


図 4-16 DSM を用いた結果をインプットモデルとした解像度テストの結果 (すべり分布と震源時間関数と地震モーメント). (a)インプットモデル, (b) DSM のグリーン関数を用いたインバージョン結果, (c) DSM のグリーン関数を用いた PP 波までで波形をカットしたインバージョン結果, (d) PP 波は含まない KK03 のグリーン関数を用いたインバージョン結果, (e) PP 波を含む KK03 のグリーン関数を用いたインバージョン結果, (f) PP 波前で使用する波形をカットして KK03 のグリーン関数を用いたインバージョン結果.

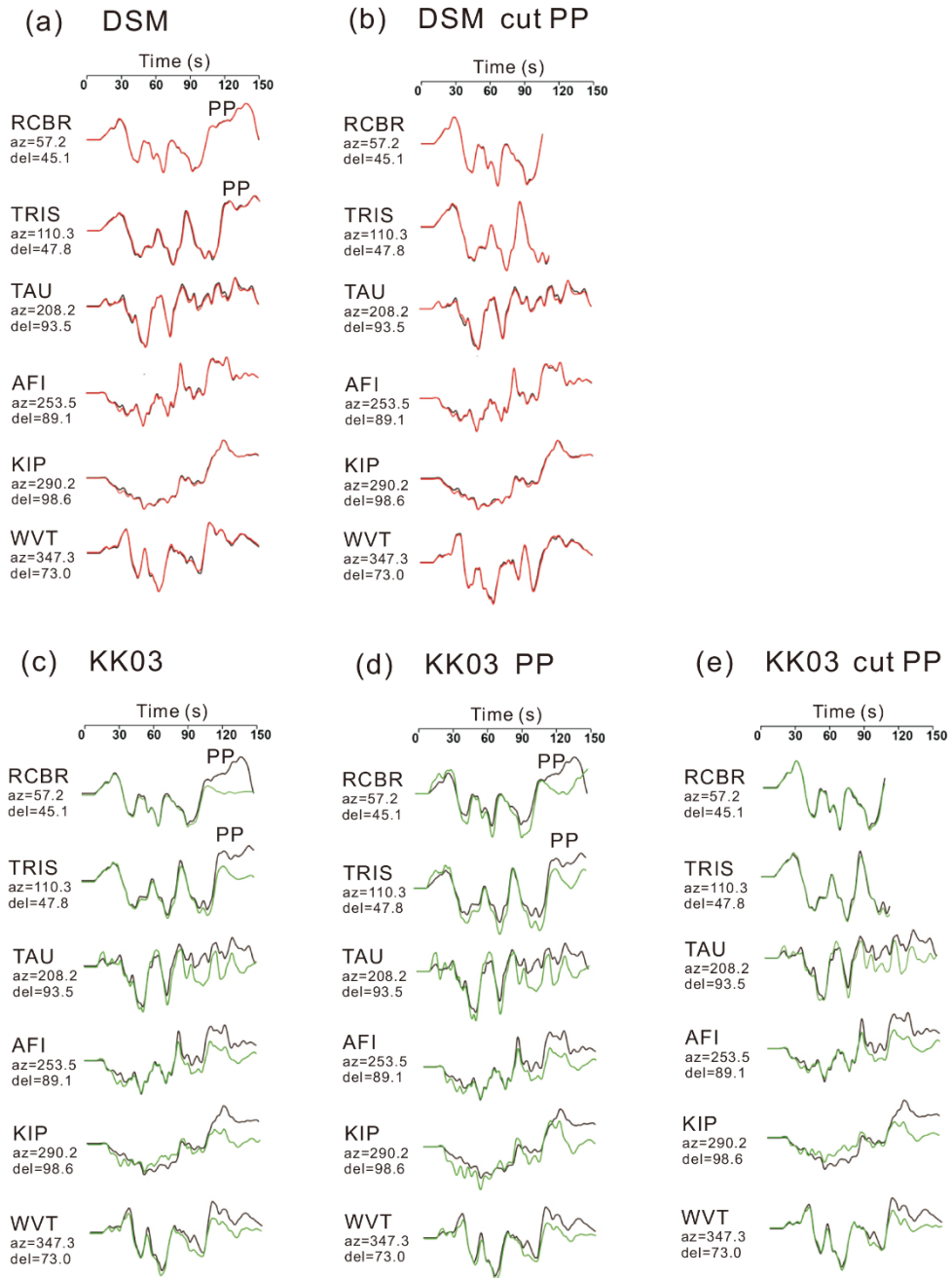


図 4-17 DSM を用いた結果をインプットモデルとした解像度テストの結果 (インプット波形と理論波形の比較). 黒い線が観測波形 (インプットモデルで計算された理論波形), 赤い線と緑色の線がそれぞれ DSM, KK03 で計算された理論波形を示している. (a) DSM のグリーン関数を用いたインバージョン結果, (b) DSM のグリーン関数を用いた PP 波までで波形をカットしたインバージョン結果, (c) PP 波は含まない KK03 のグリーン関数を用いたインバージョン結果, (d) PP 波を含む KK03 のグリーン関数を用いたインバージョン結果, (e) PP 波前で使用する波形をカットして KK03 のグリーン関数を用いたインバージョン結果.

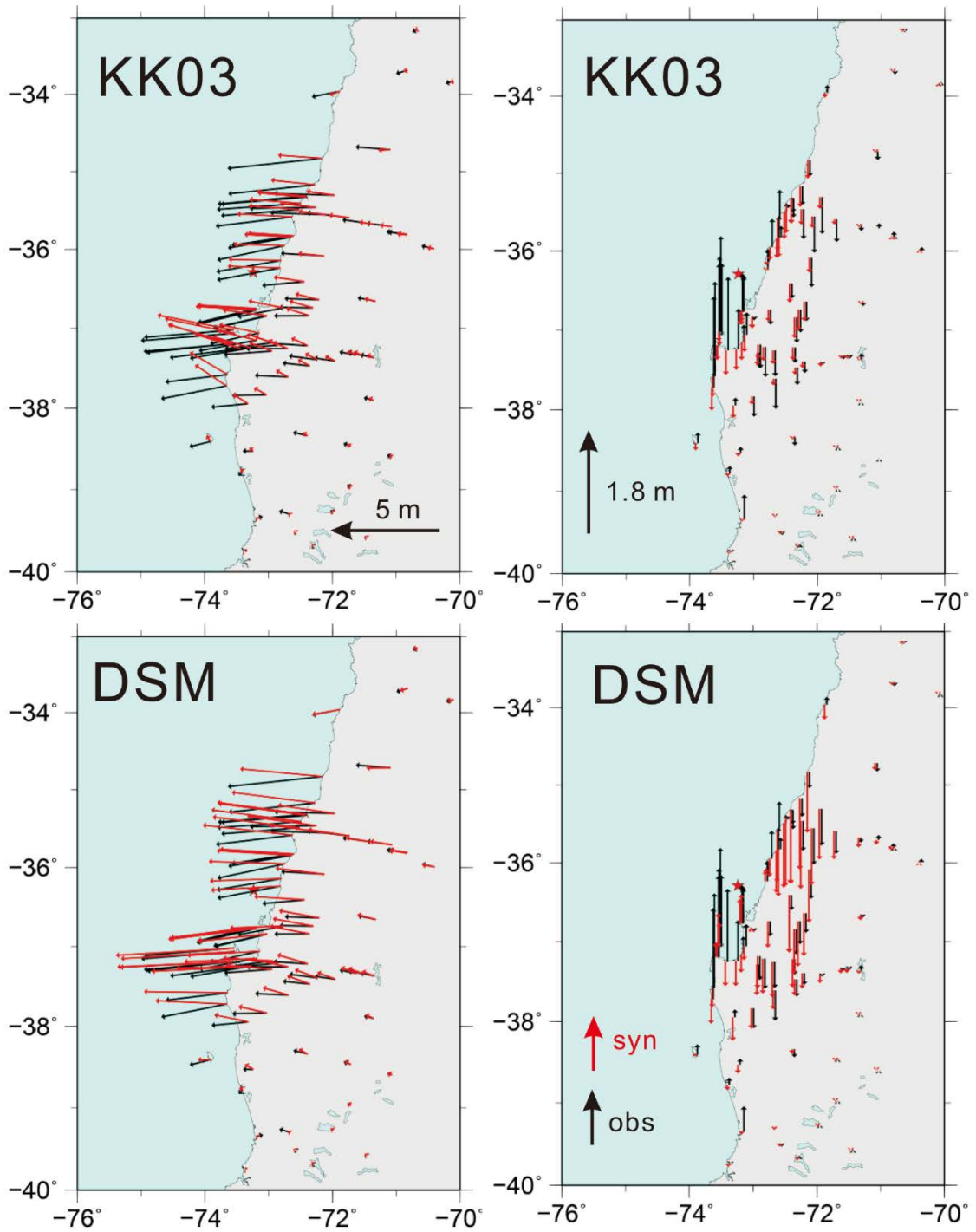


図 4-18 DSM と KK03 それぞれのグリーン関数を用いたインバージョン結果（すべり分布）から計算された地殻変動と観測された地殻変動の比較. 左が水平動, 右が上下動を示している. 黒ベクトルが観測値で, 赤ベクトルが DSM 及び KK03 から計算された理論値を示している.

DSM

KK03

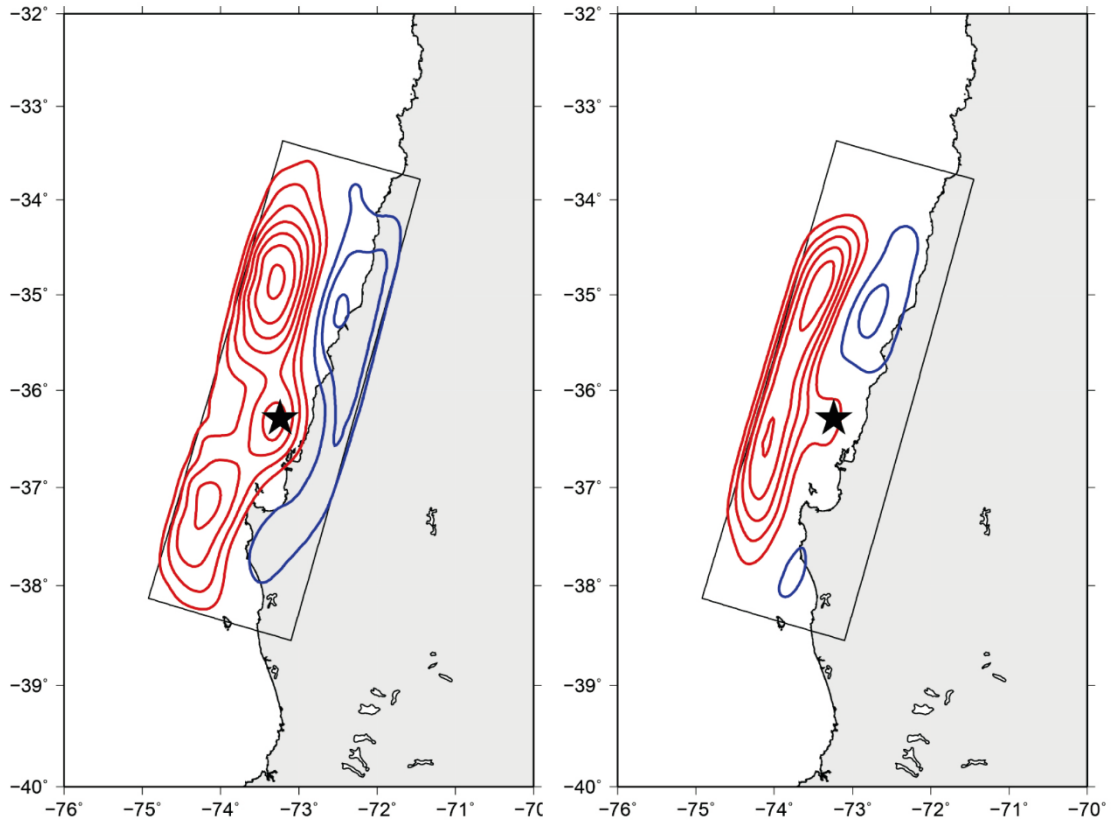


図 4-19 DSM と KK03 それぞれのグリーン関数を用いたインバージョン結果（すべり分布）から計算された震源域全体の地殻変動の上下成分の比較. 赤のコンターが 0.5 m 間隔の隆起, 青のコンターが 0.5 m 間隔の沈降量をそれぞれ示している. 星は震源を, 四角は断層領域を示している.

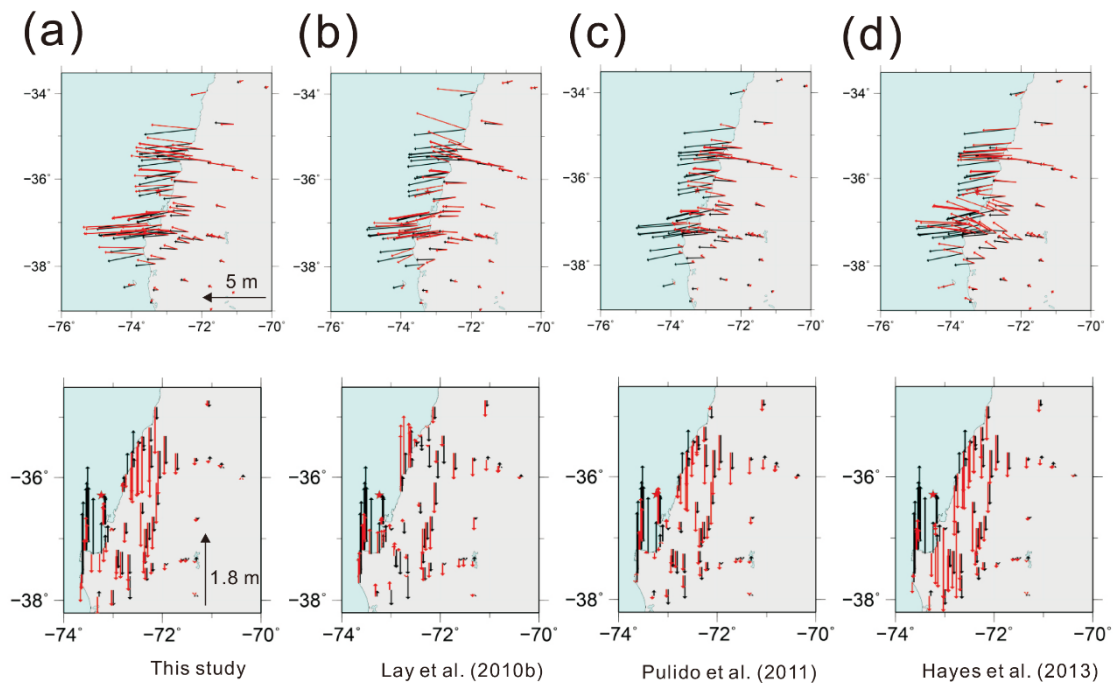


図 4-20 DSM グリーン関数を用いたインバージョン結果（すべり分布）から計算された地殻変動と、地震波を用いた先行研究のすべり分布から計算された地殻変動の比較. 上の図が水平変動の比較で下の図が上下変動の比較を示している. 黒いベクトルが GPS 観測値で赤いベクトルがすべり分布から計算された地殻変動を示している. (a)DSM グリーン関数を用いた本研究の結果, (b)Lay *et al.* (2010b)の結果, (c)*Pulido et al.* (2011)の結果, (d)*Hayes et al.* (2013)の結果.

第5章 巨大地震震源過程の速報解析に向けて

第2章 2.5 DSM グリーン関数を用いた波形インバージョンの巨大地震への適用において、2011年東北沖の巨大地震(Mw7.3)ではDSM, KK03 どちらのグリーン関数を用いた場合も結果に大きな違いは見られなかったが、2007年ソロモン諸島の巨大地震(Mw8.1)や第3章 2004年スマトラ島沖地震(Mw9.1), 第4章 2010年チリ地震(Mw8.8)では波線理論(KK03)グリーン関数ではDSM グリーン関数を用いた場合に比べ地震モーメントが過小評価され、誤ったすべり分布が推定されてしまうことが明らかになった。2007年ソロモン諸島の地震程度の規模でも地震モーメントが過小評価されすべり分布が変わってしまった主な原因は、波線理論グリーン関数では超長周期のW phase を計算できないためであった。一方で波線理論グリーン関数は計算量が劇的に少ないため、速報解など迅速に解析結果を出す際には有効な方法である。そこで、巨大地震の解析においてどのような条件であれば波線理論グリーン関数の妥当性が担保されるのか、実際は様々な条件に左右されるためここでは定性的に議論する。この章では、波線理論グリーン関数が厳密な運動方程式の解として得られるグリーン関数と比べた際の大きな欠点である、①PP波など後続波が正確に計算できないこと、②超長周期W phase が計算できないことについて、それぞれの影響がどのような条件であれば少ないと考えられるかを議論する。

5.1 PP波など後続波の影響が少ないと考えられる条件

PP波がそもそも解析に用いるデータ長(破壊継続時間以上)の範囲に到達しなければ、2011年東北沖地震のように波線理論グリーン関数でもPP波による解析結果への影響はない。しかし、PP-P走時差が破壊継続時間以内である観測点が解析データに多く含まれており、かつPP波がP波に比べて相対的に振幅が大きい場合はPP波による解析結果への影響は大きいと考えられる。よってPP波が解析結果に大きな影響を及ぼす観測点の条件としては以下の要因が挙げられる。①震央距離が近くPP-P走時差が破壊継続時間以内であり、②PP波の放射特性で振幅が大きく、かつ③P波の放射特性の節面(振幅0)付近のときであると考えられる。この際に①のPP-P走時差は破壊伝播方向も考慮する必要がある。破壊伝播の方向によっては指向性(directionality)が観測波形に見られ、解析に重要なデータ長は各観測点によって異なる。例えば第4章 2004年スマトラ島沖地震では破壊はユニラテラルに約2.8 km/sで北西へ伝播しているため、断層の破壊継続時間は500秒でも破壊が近く北西側の観測点では約400秒、遠ざかる南東側の観測点では約600秒の継続時間として観測される(図5-1)。この場合北西側は400秒、南東側は600秒までが解析に重要なデータとなる。第2章のソロモン諸島の巨大地震でも同様にユニラテラルに3.0 km/sで北西へ伝播しているため、破壊継続時間は85秒であるが北西側の観測点では約75秒、南東側の観測点は約95秒の継続時間として観測される。2010年チリ地震はバイラテラルな破壊なので観測点方位による差はあまり明瞭ではなく120秒程度として観測される。破壊伝播方向も加味した上で、例えば第2章 2007年ソロモン諸島の巨大地震(Mw8.1)では、①のPP-

P 走時時間差が破壊継続時間以内である観測点が AFI, RAO, TAU の 3 点であるが、このうち②の PP 波の放射特性で振幅が大きくなる観測点は存在せず (図 5-2, Table5-1), ③の P 波の放射特性で節面に近いのは TAU だけである (図 5-2, Table5-1). ここで①に含まれないが震央距離が近い観測点としては NWAQ, MBWA, KAPI がある. これら多くを満たす観測点は非常に少なく, さらに①の 3 つの観測点の方位には CASY, SBA, QSPA, SNZO, RAR, PTCN, RPN という観測点が遠方に存在するため (図 2-18), これら観測点で震源過程に必要な情報をカバーしていると考えられる. そのためこの地震では PP 波が解析結果にほぼ影響しなかったと考えられる. また 2010 年チリ地震では, PP-P 走時時間差が震源時間以内である観測点が SDV, RCBR, TRIS, QSPA, TEIG, JTS, OTAV の 7 点であるが, このうち②の PP 波の放射特性で振幅が大きくなる観測点は RCBR, TRIS, ③の P 波の放射特性で節面に近いのは SDV, QSPA, TEIG, JTS, OTAV である. この地震もこれら多くを満たす観測点が少なく, かつ SDV, TEIG, JTS, OTAV の遠方には多数の観測点が存在し, RCBR, TRIS, QSPA の遠方には SACV, PAB, TSUM, LSZ, SUR, CASY が存在することで, 同様に震源過程に必要な情報がカバーされ PP 波が解析結果にほぼ影響しなかったと考えられる. 仮に上記を全て満足するような観測点が存在する場合は, その観測点と同じ方位の遠方に似たような観測点があれば, 近地側の観測点は使用せずに, 解析に重要なデータ長に PP 波が到達しない遠方の観測点のみを用いる方が良いであろう.

上記のように PP 波が解析結果に大きく影響を及ぼさないと考えられる巨大地震であっても, 波線理論グリーン関数では PP 波の扱いの違いで解析結果にわずかな違いが生じた. 波線理論グリーン関数を用いた震源過程解析における PP 波の扱いは, ①PP 波はグリーン関数に含めないが, 観測波形に PP 波も含めて解析を行なう場合, ②PP 波を近似的に計算しグリーン関数に含め, 観測波形に PP 波も含めて解析を行なう場合, ③PP 波前で観測波形をカットして解析に用いない場合の 3 通りがあった. この中では③の PP 波前まででカットする方法が最も妥当であると考えられる. 例えば第 4 章の 2010 年チリ地震においては, 図 4-17 の(c), (d), (e)をそれぞれ見ると, 最も観測波形を満足する理論波形が得られているのは(e)の PP 波前でカットした結果である. 特に P 波付近で理論波形は観測波形を良く説明している. (c)や(d)では観測波形に比べて理論波形が過剰な振幅となっている. それに対応するように, 図 4-16 では(d), (e)は震源付近でインプットすべりモデルより過剰なすべりが得られている. 後続波が計算できない影響や, W phase の影響などは主に観測波形の後半で顕著になるため, 震源過程も後半になればなるほど解析結果が信頼できなくなるのは容易に想像できるが, (e)のように PP 波到達前で使用する観測波形を事前にカットしなければ震源過程前半から解析結果が真の解から歪められてしまう可能性がある. 第 2 章ソロモン諸島の地震では, PP 波が解析結果に影響を及ぼす観測点数が非常に少ないので, ①の PP 波をグリーン関数の計算に含めずそのまま解析する場合も③の PP 波前でカットする場合もほぼ結果はかわらなかった. しかし, ②の近似的に PP 波も計算しグリーン関数に含めた場合は, 不正確な PP 波グリーン関数の影響でむしろ P 波付近のフィッティングが悪化

した (図 2-28)。よって解析結果への悪影響を最小限に抑えるには③の PP 波まででカットして解析に用いる方法が有効であると考えられる。

第 3 章スマトラ島沖地震では、破壊継続時間が 500 秒にもなるので、PP 波まででカットして解析をした場合は破壊の途中までしか明らかにすることができない。このような破壊継続時間が極端に長い地震の場合はもはや波線理論では妥当な解析をすることは不可能である。速報解析をする 1 つの方法としては、長周期帯域で DSM グリーン関数を計算し波形インバージョンを行うことである。DSM の計算量は計算する最大周波数の 3 乗に比例するので、例えば周期 1 秒まで計算するのではなく 20 秒までで良ければ計算量は 8000 分の 1 になる。第 3 章 2004 年スマトラ島沖の地震の解析に必要な全グリーン関数の計算をするのににかかる計算量は、約 250,000CPUh である。Ammon et al. (2005)のように周期 20 秒までの計算で良ければ、8000 分の 1 の約 31CPUh にまで減らすことができる。100CPU 程度の並列計算機を使えば約 20 分で計算を終了することができるため十分速報解析に用いることが可能であると考えられる。あるいは、W phase インバージョン(Kanamori and Rivera, 2008)のように、事前に様々な深さや方位、震央距離のグリーン関数をあらかじめデータベースとして計算しておいて、データベースから必要なグリーン関数を構築する方法もある。やや長周期の帯域 (周期 12 秒程度以上) であれば十分可能な方法であると考えられる。

以上をまとめると、もし波線理論グリーン関数を用いて解析をする場合は、観測点がどの方位にも満遍なく存在するように注意しながら、PP 波の振幅が P 波に比べ相対的に大きく現れるような観測点は極力使用せずに、なるべく遠方の観測波形を用いるようにする。解析に重要なデータ長を破壊伝播方向も加味した上で判断し、PP 波がもし重要なデータ長以降に到達するようであればそこまで観測波形をカットして解析に用いるという工夫が必要であろう。

5.2 W phase の影響が少ないと考えられる条件

W phase は超巨大地震や破壊継続時間の長い津波地震などで顕著に見られる長周期の波である。M7 程度以下の地震や破壊継続時間の短い地震では短周期成分の波に比べて振幅が小さいため波線理論でも解析結果にほぼ影響はないと考えられる。実際、第 2 章で示した 2011 年東北沖地震(Mw7.3)では観測波形にも W phase は明瞭には見られない (図 2-16)。破壊継続時間も短く PP 波の影響もないため、波線理論、DSM グリーン関数どちらを用いた結果でもほぼ同じ解析結果が得られたと考えられる。W phase の振幅は地震モーメント、観測点との震央距離と方位によって決まる。W phase の観測点 j における peak-to-peak の振幅 p_j は以下の式で書くことができる (Duputel et al., 2011; Kanamori and Rivera, 2008) :

$$p_j = q(\Delta_j)[a - b \cos^2(\Phi_j - \Phi_0)]$$

ここで、 Δ_j は震央距離、 Φ_j が震源から観測点への方位、 $q(\Delta_j)$ が距離減衰、 Φ_0 は断層の走向である。上式は W phase インバージョンにおいて W phase 振幅から地震の規模を概算する際に用いられ、最小二乗法で a 、 b 、 Φ_0 がパラメータとして推定される。同一の距離では、

走向と平行な方向で振幅が最小となり、直交方向で最大となる。よって **W phase** が観測波形として相対的に明瞭に見える観測点の条件は、①比較的震央距離が近く、②走向に直交方向の方位であり、かつ③P波放射特性の節面（振幅 0）付近のときであると考えられる。例えば第 4 章 2010 年チリ地震では、①の震央距離が比較的近い観測点は北から東にかけて分布し（図 4-4）、②の走向に直交する方向は東あるいは西となっているが（図 5-2）、③の P 波放射特性の節面に相当するのは西の観測点である（図 5-2）。全てを満足する条件の観測点は存在しないが、一方で第 2 章 2007 年ソロモン諸島の巨大地震では①震央距離が比較的近い観測点は主に南東から南西にかけて存在し（図 2-18）、②の走向に直交する方向は北東もしくは南西（図 5-2）、③の P 波放射特性の節面は南西となっており（図 5-2）、南西側の観測点は相対的に **W phase** が顕著に見られる観測点に対応する（図 2-21）。このため、2007 年ソロモン諸島巨大地震では波線理論グリーン関数と DSM グリーン関数を用いた解析結果に顕著な相違が生じたのだと考えられる。2007 年ソロモン諸島の地震の解析では観測点分布（図 2-18）から、この南西側の方位は遠方に観測点が存在しないので、このような **W phase** が顕著に見られる観測点を解析に使用せざるを得ないが、もし回避できる観測点が同一方位にあればそちらを使用すべきである。しかしながら、すべり角がほぼ 90° の低角逆断層では、遠地観測点の方位及び出射角と P 波の放射特性の節面がほぼ一致してしまうため、多くの低角逆断層地震では②の走向に直交する方向と③の P 波の放射特性の節面の一致を回避するのは難しいであろう。また 2004 年スマトラ島沖地震に関しては、5.1 節で触れたように長周期の DSM グリーン関数で解析をするべきである。

W phase の影響を少なくする方法として、観測波形を変位波形でなく速度波形でインバージョンをするというのも有効な手段である。速度波形では長周期成分の影響を抑えることができる。ただし未知パラメータはすべり時間関数でなくすべり加速度関数になる。速度波形では波形が複雑で波形あわせが難しいという問題もあるので、どちらが良いか観測波形を良く吟味して判断しなければならないだろう。

よってこれらをまとめると、波線理論グリーン関数を用いて解析をする場合は、**W phase** が観測波形にどの程度含まれているかを確認し、特に相対的に **W phase** 振幅が目立つ観測点が存在しないか吟味する。どうしても解析上そのような観測点を使用しなければならない場合は、速度波形を用いた波形インバージョンを検討することが重要である。

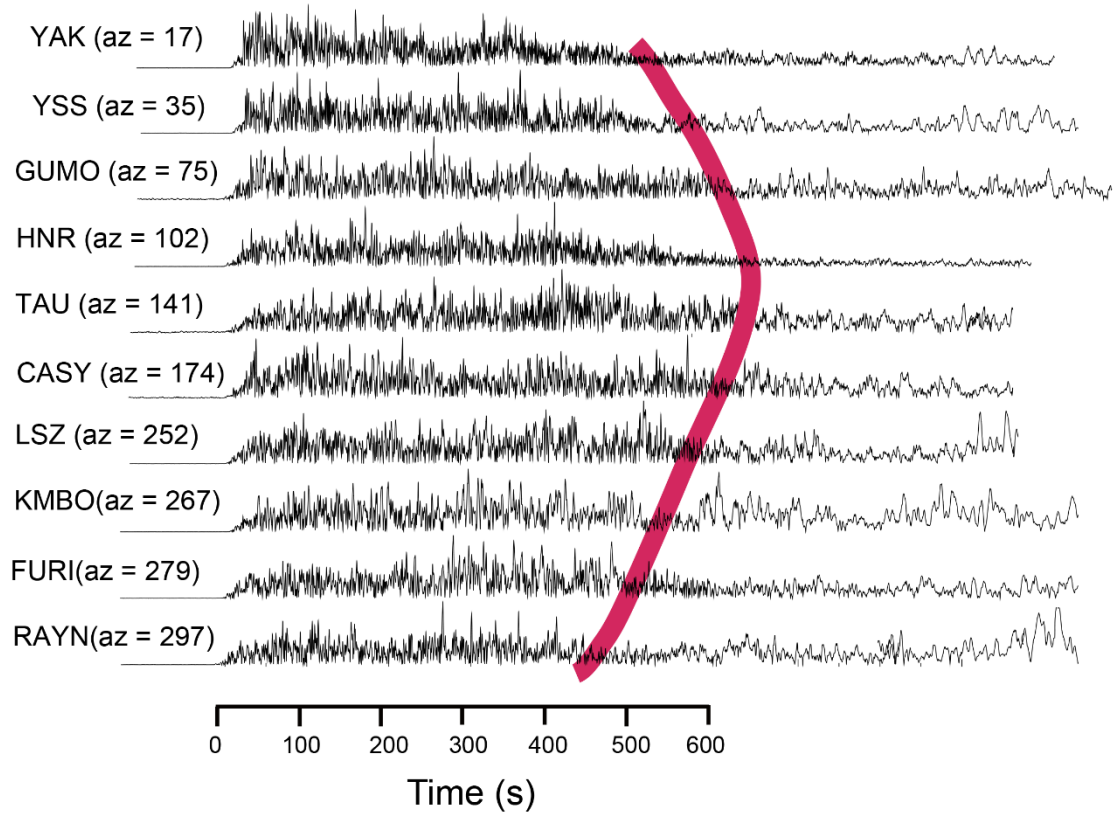
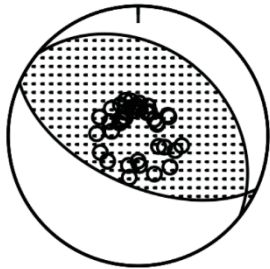


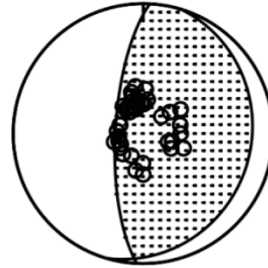
図 5-1 周期 2-4Hz のバンドパスフィルターを適用した 2004 年スマトラ島沖地震のエンベロープ観測波形. 短周期の波では PP 波など後続波は減衰するのでおよその破壊継続時間がわかる. 破壊から遠ざかる南東側に比べ破壊伝播方向の北西側の観測点は継続時間が短い.

2007 Solomon



(309, 32, 103)

2010 Chile



(16, 18, 102)

図 5-2 2007 年ソロモン諸島の地震と 2010 年チリ地震の断層メカニズム解と観測点の方位と出射角の分布. 数字は左から走向, 傾斜, すべり角を表わしている. すべり角は DSM グリーン関数による断層面全体のすべりの平均を表わしている. チリは傾斜方向に dip 角が変わる断層モデルを使用しているが, ここでは平均の 18° のメカニズム解を示している. 丸が使用した観測点の方位及び出射角を示している.

distance (degree)	30	40	50	60	70	80	90	98
take off angle of P wave (deg)	31.24	29.15	26.49	23.79	21.14	18.48	15.8	15.15
take off angle of PP wave (deg)	40.71-53.52	32.81-44.00	32.29-37.08	31.25	30.38	29.17	27.86	26.77

Table 5-1 震央距離に対する P, PP 波の出射角. 震源の深さは 30 km を仮定し, IASP91 速度構造モデルを使用した. PP 波が複数到達する場合は範囲で示している.

第6章 結論

本論文では、従来の遠地実体波で用いられていた波線理論で計算されたグリーン関数ではなく、運動方程式を厳密に解くことで後続波である PP 波や長周期 W phase を計算できる DSM で計算されたグリーン関数を用いる新たな巨大地震解析手法を開発し、巨大地震である 2011 年東北沖地震と 2007 年ソロモン諸島の地震、2004 年スマトラ島沖地震と 2010 年チリ地震の震源過程を明らかにした。

DSM と波線理論 (KK03) によって計算されたグリーン関数を用いて 2 つの巨大地震の震源過程解析を行ない、DSM のデメリットと考えられる点についてもその影響の検証を行なった。その結果、DSM は 1Hz より長い波において震源過程解析に適用可能であること、Mw8.1 ソロモン諸島の地震のように W phase の振幅が大きい地震の場合は、波線理論グリーン関数では W phase の影響により地震モーメントが過小評価され、誤ったすべり分布を推定してしまうこと、DSM は波線理論に比べ海の多重反射が計算できないというデメリットがあるが、海の多重反射は解析結果にほぼ影響しないことがわかり、DSM の震源過程解析における有効性が明らかになった。

この DSM で計算されたグリーン関数を用いた波形インバージョンを 2004 年スマトラ島沖地震に適用した。2004 年スマトラ島沖地震は破壊継続時間が約 500 秒と長いので、従来の波線理論によるグリーン関数を用いた遠地実体波解析からは震源過程の全体像が明らかにされていなかった。本研究では現実的な断層モデルを仮定して、後続波も含む実体波を用いて断層破壊の全過程を明らかにする震源過程解析を行なった。その結果、スマトラ北西沖浅部では最大 29 m 程度の大すべり域が推定され、津波解析結果と量的にも位置的にもほぼ一致することがわかった。これにより一部指摘されていた二次的なすべりによる津波増幅機構を考慮する必要はなく、通常の地震性すべりが海溝付近まで到達することで地震と津波データを統一的に説明できる可能性が示された。この領域で行なわれた海底地震観測によって得られた詳細な余震分布から、プレート境界の余震はこのすべり域深部側で主に発生しており、余震は大すべり域周辺で発生するという余震メカニズムと整合的なすべり分布であった。一方ニコバルでは浅部と深部の両方がすべる結果が得られた。ニコバル諸島で発生した 2 つの巨大な横ずれ断層型余震が本震すべりによって正のクーロン応力変化となるには、本研究のようにニコバルで浅いすべりがなくては説明できない。得られたすべり分布から地殻変動を計算した結果、ニコバルでは余効すべりが大きいことが示唆された。各すべりセグメントの境界はトモグラフィーで得られた沈み込むスラブマンタル物性の不均質と対応する。ニコバル浅部とアンダマンの破壊は遅れて開始したことがわかったが、この破壊開始の南側の領域がバリアーとなっていて破壊伝播が遅れた可能性が考えられる。あるいはニコバルの浅部のすべりは深部のすべりによって誘発された可能性も考えられる。

2010 年チリ地震についても DSM グリーン関数を用いた波形インバージョンを行なった。解析から、震源の北側と南側で海溝付近まで大きくすべる領域が存在したことが明らかになった。この結果は津波解析によっても強力に支持されている。同一条件で波線理論グリー

ン関数を用いてインバージョンした結果、震源時間関数後半部でモーメント解放が小さくなってしまふ結果が得られた。2010年チリ地震でもPP波など後続波は解析に用いる波形データに含まれているが、PP波の処理の違いでは解決せず、W phaseを計算できないために生じていることがわかった。このことは波線理論グリーン関数ではもはやこの地震の正確な解析結果を得ることができないことを示している。しかしながら波線理論グリーン関数を用いたPP波の処理の違いで比べた場合では、PP波到達前までで波形をカットして用いる方法が妥当であると考えられる。

DSMは厳密に波動場を計算できる一方で計算コストがかかってしまうため、一次的な震源過程の情報提供のために地震発生後即時的に解析結果を出す場合などでは、計算量が劇的に少ない波線理論によるグリーン関数が有効な方法となる。そこで波線理論によるグリーン関数はどういう条件であれば巨大地震の解析をする上で妥当だと考えられるか定性的な考察を行った。大きく影響するのはPP波とW phaseである。PP波については観測点がどの方位にも存在する場合には、なるべく遠方のPP波の影響が少ない観測波形を用いるようにする。解析に重要なデータ長を破壊伝播方向も加味した上で判断し、PP波がもし重要なデータ長以降に到達するようであればそこまで観測波形をカットして解析に用いることが重要である。W phaseについては観測波形にどの程度含まれているかを確認し、特に相対的にW phase振幅が目立つ観測点が存在しないか吟味する。どうしても解析上そのような観測点を使用しなければならない場合は、長周期成分の影響が少ない速度波形を用いた波形インバージョンを検討することが必要であろう。波線理論グリーン関数で妥当な解析が難しい場合は、やや長周期帯域の解析となるが、DSMグリーン関数をあらかじめデータベースとして計算しておく方法が最も適切であると考えられる。

本研究によって初めて、これまで遠地実体波解析で用いられてきた周波数帯域でPP波や長周期W phaseなどの主要な後続波も含めて計算できる遠地実体波解析手法が開発され、先行研究で議論されることのなかった巨大地震の震源過程解析における波線理論グリーン関数の妥当性が検証された。本研究によって得られた結果は、M9クラスの超巨大地震だけでなく、M8クラスの巨大地震でもW phaseが顕著に観測されていればもはや波線理論で計算されたグリーン関数は妥当ではないということを示している。先行研究でPP波の影響は認識されてはいたが、W phaseが解析結果に与える影響はあまり議論されていなかった。巨大地震の解析をする上で、PP波やW phaseが使用する観測波形に顕著に見られれば本研究のように厳密な波形計算によるグリーン関数を導入することが必須である。ただし厳密な波形計算によるグリーン関数は計算コストがかかるため速報解を出すことは現状では難しい。速報解など即座に大まかな解析結果を示すために波線理論によるグリーン関数を用いる場合でも、本研究で示した基準を元にこれら後続波が解析結果に及ぼす影響を慎重に吟味し解析を行なうべきであろう。

参考文献

- Aki K., and Richards, P. G., (2002), *Quantative Seismology*, (2nd ed) Univ. Sci. Books, Sausalito, CA.
- Akaike, H. (1980), Likelihood and the Bayes procedure, *Trabajos de estadística y de investigación operativa*, 31(1), 143-166.
- Ammon, C. J., et al. (2005), Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, 308(5725), 1133-1139, doi:10.1126/science.1112260.
- Andrade, V., and K. Rajendran (2011), Intraplate Response to the Great 2004 Sumatra–Andaman Earthquake: A Study from the Andaman Segment, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(2), 506-514, doi:10.1785/0120100155.
- Araki, E., M. Shinohara, K. Obana, T. Yamada, Y. Kaneda, T. Kanazawa, and K. Suyehiro (2006), Aftershock distribution of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake from ocean bottom seismographic observation, *EARTH PLANETS AND SPACE*, 58(2), 113-119.
- Banerjee, P., F. Pollitz, B. Nagarajan, and R. Bürgmann (2007), Coseismic slip distributions of the 26 December 2004 Sumatra–Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S86-S102.
- Beck, S., S. Barrientos, E. Kausel, and M. Reyes (1998), Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et al zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129, doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4.
- Benavente, R., and P. R. Cummins (2013), Simple and reliable finite fault solutions for large earthquakes using the W - phase: The Maule (Mw= 8.8) and Tohoku (Mw= 9.0) earthquakes, *Geophys Res Lett*, 40(14), 3591-3595.
- Chapman, C. (1978), A new method for computing synthetic seismograms, *Geophysical Journal International*, 54(3), 481-518.
- Chapman, C., and J. Orcutt (1985), The computation of body wave synthetic seismograms in laterally homogeneous media, *Reviews of Geophysics*, 23(2), 105-163.
- Chlieh, M., J. P. Avouac, V. Hjorleifsdottir, T. R. A. Song, C. Ji, K. Sieh, A. Sladen, H. Hebert, L. Prawirodirdjo, and Y. Bock (2007), Coseismic slip and afterslip of the great Mw 9.15 Sumatra–Andaman earthquake of 2004, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S152-S173.
- Christensen, D. H., and L. J. Ruff (1988), SEISMIC COUPLING AND OUTER RISE EARTHQUAKES, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11), 13421-13444, doi:10.1029/JB093iB11p13421.
- Cotton, F., and M. Campillo (1995), Frequency domain inversion of strong motions: Application to the 1992 Landers earthquake, *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 3961-3975, doi:10.1029/94jb02121.
- Dahlen, F. A., and J. Tromp (1998), *Theoretical global seismology*, Princeton university press.

- Darwin, C. R. (1845), *Journal of researches into the natural history and geology of the countries visited during the voyage of H.M.S. Beagle round the world, under the Command of Capt. Fitz Roy, R.N. 2d edition. London: John Murray.*
- Das, S., and K. Aki (1977), Fault plane with barriers: A versatile earthquake model, *Journal of Geophysical Research*, 82(36), 5658-5670, doi:10.1029/JB082i036p05658.
- de Groot-Hedlin, C. D. (2005), Estimation of the rupture length and velocity of the Great Sumatra earthquake of Dec 26, 2004 using hydroacoustic signals, *Geophys Res Lett*, 32, L11303, doi:10.1029/2005gl022695.
- DeDontney, N., and J. R. Rice (2012), Tsunami wave analysis and possibility of splay fault rupture during the 2004 Indian Ocean earthquake, *Pure and applied geophysics*, 169(10), 1707-1735.
- Delescluse, M., N. Chamot-Rooke, R. Cattin, L. Fleitout, O. Trubienko, and C. Vigny (2012), April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the Banda-Aceh megathrust, *Nature*, 490(7419), 240-244.
- 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, *Geophys Res Lett*, 37(17), L17305, doi:10.1029/2010GL043899.
- Diehl, T., F. Waldhauser, J. R. Cochran, K. A. Kamesh Raju, L. Seeber, D. Schaff, and E. R. Engdahl (2013), Back - arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic processes imaged by high - precision teleseismic double - difference earthquake relocation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2206-2224.
- Duputel, Z., L. Rivera, H. Kanamori, G. P. Hayes, B. Hirshorn, and S. Weinstein (2011), Real-time W phase inversion during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63(7), 535-539.
- Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1981), Preliminary reference Earth model, *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297-356.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou, and J. H. Woodhouse (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), 2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Engdahl, E. R., A. Villasenor, H. R. DeShon, and C. H. Thurber (2007), Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 Mw 9.0 Sumatra–Andaman and 2005 Mw 8.6 Nias Island great earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S43-S61.
- Farías, M., D. Comte, S. Roecker, D. Carrizo, and M. Pardo (2011), Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence, *Tectonics*, 30(6), TC6010, doi:10.1029/2011TC002888.
- Farías, M., G. Vargas, A. Tassara, S. Carretier, S. Baize, D. Melnick, and K. Bataille (2010), Land-

- Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake, *Science*, 329(5994), 916, doi:10.1126/science.1192094.
- Fujii, Y., and K. Satake (2007), Tsunami source of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S192-S207.
- Fujii, Y., and K. Satake (2013), Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure and Applied Geophysics*, 170(9-10), 1493-1509, doi:10.1007/s00024-012-0524-2.
- Furlong, K. P., T. Lay, and C. J. Ammon (2009), A great earthquake rupture across a rapidly evolving three-plate boundary, *Science*, 324(5924), 226-229.
- Geller, R. J., and T. Ohminato (1994), Computation of Synthetic Seismograms and Their Partial Derivatives for Heterogeneous Media with Arbitrary Natural Boundary-Conditions Using the Direct Solution Method, *Geophysical Journal International*, 116(2), 421-446, doi:DOI 10.1111/j.1365-246X.1994.tb01807.x.
- Guilbert, J., J. Vergoz, E. Schisselé, A. Roueff, and Y. Cansi (2005), Use of hydroacoustic and seismic arrays to observe rupture propagation and source extent of the Mw= 9.0 Sumatra earthquake, *Geophys Res Lett*, 32, L15310, doi:10.1029/2005gl022966.
- Hara, T. (1997), Centroid moment tensor inversion of low-frequency seismic spectra using Green's functions for aspherical earth models, *Geophysical Journal International*, 130(1), 251-256.
- Hara, T. (2004), Determination of temporal distribution of moment release using long period body wave data: the case of the 2003 Tokachi-Oki earthquake, *Earth Planets Space*, 56(3), 307-310.
- 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*, 73(6), 1553-1583.
- Haskell, N. A. (1953), The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43(1), 17-34.
- HASKELL, N. A. (1969), ELASTIC DISPLACEMENTS IN THE NEAR-FIELD OF A PROPAGATING FAULT, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 865-908.
- Hayes, G. P., E. Bergman, K. L. Johnson, H. M. Benz, L. Brown, and A. S. Meltzer (2013a), Seismotectonic framework of the 2010 February 27 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake sequence, *Geophysical Journal International*, 1034-1051.
- Hayes, G. P., D. J. Wald, and R. L. Johnson (2012), Slab1. 0: A three - dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1), B01302.
- Hirata, K., K. Satake, Y. Tanioka, T. Kuragano, Y. Hasegawa, Y. Hayashi, and N. Hamada (2006), The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry, *Earth Planets and*

- Space*, 58(2), 195-201.
- Hoechner, A., A. Y. Babeyko, and S. V. Sobolev (2008), Enhanced GPS inversion technique applied to the 2004 Sumatra earthquake and tsunami, *Geophys Res Lett*, 35(8), L08310.
- Honda, H. (1962), Earthquake mechanism and seismic waves, *Journal of Physics of the Earth*, 10(2), 1-97.
- Houston, H., and E. R. Engdahl (1989), A comparison of the spatio - temporal distribution of moment release for the 1986 Andreanof Islands Earthquake with relocated seismicity, *Geophys Res Lett*, 16(12), 1421-1424.
- Ide, S., M. Takeo, and Y. Yoshida (1996), Source Process of the 1995 Kobe Earthquake: Determination of Spatio-Temporal Slip Distribution by Bayesian Modeling, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 547-566.
- Ishii, M., P. M. Shearer, H. Houston, and J. E. Vidale (2005), Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, 435(7044), 933-936, doi:10.1038/nature03675.
- Ji, C. (2005), Magnitude 9.1 off the west coast of northern Sumatra. Sunday, December 26, 2004 at 00:58:53 UTC.
- Ji, C., D. J. Wald, and D. V. Helmberger (2002), Source Description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part II: Complexity of Slip History, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1208-1226.
- Kanamori, H. (1971), Great earthquakes at island arcs and the lithosphere, *Tectonophysics*, 12(3), 187-198.
- Kanamori, H. (1977), Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *AGU Geophys. Mono.*, 163-174.
- Kanamori, H. (1986), Rupture process of subduction-zone earthquakes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 293-322.
- Kanamori, H. (1993), W-Phase, *Geophys Res Lett*, 20(16), 1691-1694, doi:Doi 10.1029/93gl01883.
- Kanamori, H., and L. Rivera (2008), Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning, *Geophysical Journal International*, 175(1), 222-238, doi:DOI 10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x.
- Kanamori, H., and G. S. Stewart (1978), Seismological aspects of the Guatemala Earthquake of February 4, 1976, *Journal of Geophysical Research*, 83(B7), 3427, doi:10.1029/JB083iB07p03427.
- Kawai, K., N. Takeuchi, and R. J. Geller (2006), Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media, *Geophysical Journal International*, 164(2), 411-424, doi:DOI 10.1111/j.1365-246X.2005.02829.x.
- Kayanne, H., Y. Ikeda, T. Echigo, M. Shishikura, T. Kamataki, K., Satake, J. N., Malik, S. R., Basir, G. K., Chakraborty, and A. K., Ghosh Roy (2007), Coseismic and postseismic creep in the

- Andaman Islands associated with the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01310, doi: 10.1029/2006GL028200.
- Kennett, B. L. N., and P. R. Cummins (2005), The relationship of the seismic source and subduction zone structure for the 2004 December 26 Sumatra–Andaman earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1), 1-8.
- Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991), Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori (1982), Inversion of complex body waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491-506.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori (1986), Inversion of complex body waves-II, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43, 205-222.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori (1991), Inversion of complex body waves III, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2335-2350.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori (2003), Note on Teleseismic Body-Wave Inversion Program.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003), Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, 55, 159-172.
- Kiser, E., and M. Ishii (2011), The 2010 Mw 8.8 Chile earthquake: Triggering on multiple segments and frequency - dependent rupture behavior, *Geophys Res Lett*, 38(7), L07301.
- 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: Solid Earth*, 117(B2), B02308.
- Kruger, F., and M. Ohrnberger (2005), Tracking the rupture of the Mw = 9.3 Sumatra earthquake over 1,150 km at teleseismic distance, *Nature*, 435(7044), 937-939, doi:10.1038/nature03696.
- Kubo, H., and Y. Kakehi (2013), Source Process of the 2011 Tohoku Earthquake Estimated from the Joint Inversion of Teleseismic Body Waves and Geodetic Data Including Seafloor Observation Data: Source Model with Enhanced Reliability by Using Objectively Determined Inversion Settings, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1195-1220, doi:10.1785/0120120113.
- Langston, C. A., and D. V. Helmberger (1975), A procedure for modelling shallow dislocation sources, *Geophysical Journal International*, 42(1), 117-130.
- Lawson, C. L., and R. J. Hanson (1974), *Solving least squares problems*, Prince-Hall, Inc., New Jersey.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. R. Hutko (2010a), Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw8.8) earthquake, *Geophysical Research Letters*, 37(13), L13301, doi:10.1029/2010gl043379.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. R. Hutko (2010b), Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake, *Geophys Res Lett*,

37, doi:Artn L13301

Doi 10.1029/2010gl043379.

- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim (2011), Outer trench-slope faulting and the 2011Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth, Planets and Space*, 63(7), 713-718, doi:10.5047/eps.2011.05.006.
- Lay, T., and H. Kanamori (1980), Earthquake doublets in the Solomon Islands, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21(4), 283-304.
- 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: Solid Earth*, 117(B4), B04311.
- Lin, Y.-n. N., et al. (2013), Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3142-3159, doi:10.1002/jgrb.50207.
- Lomnitz, C. (2004), Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960, *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378.
- Lorito, S., A. Piatanesi, V. Cannelli, F. Romano, and D. Melini (2010), Kinematics and source zone properties of the 2004 Sumatra - Andaman earthquake and tsunami: Nonlinear joint inversion of tide gauge, satellite altimetry, and GPS data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B2), B02304.
- Lorito, S., F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi, and A. Piatanesi (2011), Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake, *Nature geoscience*, 4(3), 173-177, doi:http://www.nature.com/ngeo/journal/v4/n3/abs/ngeo1073.html#supplementary-information.
- Lynnes, C., and L. Ruff (1985), Use of the PP phase to study the earthquake source, *Geophysical Research Letters*, 12(8), 514-517.
- Métois, M., A. Socquet, and C. Vigny (2012), Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3), B03406, doi:10.1029/2011JB008736.
- Madariaga, R. (1977), High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophysical Journal International*, 51(3), 625-651, doi:10.1111/j.1365-246X.1977.tb04211.x.
- McCaffrey, R. (2009), The tectonic framework of the Sumatran subduction zone, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 345-366.
- Melnick, D., M. Cisternas, M. Moreno, and R. Norambuena (2012), Estimating coseismic coastal uplift with an intertidal mussel: calibration for the 2010 Maule Chile earthquake (Mw = 8.8), *Quaternary Science Reviews*, 42(0), 29-42, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.012.

- Mendoza, C., and S. H. Hartzell (1988), Aftershock patterns and main shock faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(4), 1438-1449.
- Moreno, M., et al. (2012), Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 321–322(0), 152-165, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006.
- Newcomb, K. R., and W. R. McCann (1987), Seismic history and seismotectonics of the Sunda Arc, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 421-439.
- Ni, S., H. Kanamori, and D. Helmberger (2005), Seismology: Energy radiation from the Sumatra earthquake, *Nature*, 434, 582, doi:10.1029/2000jb000033.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
- Okamoto, T. (1994), Teleseismic P waveforms from Shallow subduction zone earthquakes, *Geophys. J. Int*, 118, 613-622.
- Olson, A. H., and J. G. Anderson (1988), Implications of frequency-domain inversion of earthquake ground motions for resolving the space-time dependence of slip on an extended fault, *Geophysical Journal*, 94, 443-455.
- Olson, A. H., and R. J. Aspel (1982), FINITE FAULT AND INVERSE THEORY WITH APPLICATIONS TO THE 1979 IMPERIAL VALLEY EARTHQUAKE, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6), 1969-2001.
- Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka (2004), Coseismic and postseismic crustal deformation after the M w 8 Tokachi-oki earthquake in Japan, *Earth, Planets and Space*, 56(7), 675-680, doi:10.1186/BF03352530.
- Piatanesi, A., and S. Lorito (2007), Rupture process of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from tsunami waveform inversion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S223-S231.
- Poisson, B., C. Oliveros, and R. Pedreros (2011), Is there a best source model of the Sumatra 2004 earthquake for simulating the consecutive tsunami?, *Geophysical Journal International*, 185(3), 1365-1378.
- 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*, 63, 1-4.
- Rhie, J., D. Dreger, R. Bürgmann, and B. Romanowicz (2007), Slip of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from joint inversion of long-period global seismic waveforms and GPS static offsets, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S115-S127.
- Ruegg, J. C., A. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga, J. B. De Chabaliér, J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos, and D. Dimitrov (2009), Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1), 78-85.

- Ruff, L., and H. Kanamori (1980), Seismicity and the subduction process, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23(3), 240-252.
- Schwartz, S., and T. Lay (1993), Complete PP-waveform modelling for determining crust and upper mantle structure, *Geophysical Journal International*, 112(2), 210-224.
- Seno, T., and K. Hirata (2007), Did the 2004 Sumatra–Andaman earthquake involve a component of tsunami earthquakes?, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S296-S306.
- Shearer, P., and R. Bürgmann (2010), Lessons learned from the 2004 Sumatra-Andaman megathrust rupture, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38(1), 103-131.
- Sibuet, J. C., C. Rangin, X. Le Pichon, S. Singh, A. Cattaneo, D. Graindorge, F. Klingelhoefer, J. Y. Lin, J. Malod, and T. Maury (2007), 26th December 2004 great Sumatra–Andaman earthquake: co-seismic and post-seismic motions in northern Sumatra, *Earth and Planetary Science Letters*, 263(1), 88-103.
- Singh, S. K., M. Ortiz, H. K. Gupta, and D. G. A. Ramadass (2006), Slow slip below Port Blair, Andaman, during the great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03313, doi:10.1029/2005GL025025.
- Stähler, S. C., K. Sigloch, and T. Nissen-Meyer (2012), Triplicated P-wave measurements for waveform tomography of the mantle transition zone, *Solid Earth*, 3(2), 339-354.
- Suzuki, W., S. 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(7), L00G16, doi:10.1029/2011gl049136.
- Takenaka, H., and B. L. N. Kennett (1996), A 2.5-D time-domain elastodynamic equation for plane-wave incidence, *Geophys. J. Int*, 125, F5-F9.
- Takenaka, H., and T. Okamoto (1997), Teleseismic waveform synthesis for ocean-bottom stations using a new, very effective 2.5-D finite difference technique, *Proceedings of International Workshop on Scientific Use of Submarine Cables*, 23-26.
- Tanioka, Y., and K. Satake (1996), Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys Res Lett*, 23(8), 861-864, doi:10.1029/96GL00736.
- Tanioka, Y., Yudhicara, T. Kususose, S. Kathirolu, Y. Nishimura, S. Iwasaki, and K. Satake (2006), Rupture process of the 2004 great Sumatra–Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, *Earth Planets Space*, 58, 203-209.
- Taylor, F. W., R. W. Briggs, C. Frohlich, A. Brown, M. Hornbach, A. K. Papabatu, A. J. Meltzner, and D. Billy (2008), Rupture across arc segment and plate boundaries in the 1 April 2007 Solomons earthquake, *Nature geoscience*, 1(4), 253-257.
- Tolstoy, M., and D. R. Bohnenstiehl (2005), Hydroacoustic Constraints on the Rupture Duration, Length, and Speed of the Great Sumatra-Andaman Earthquake, *Seismological Research Letters*, 76(4), 419-425.

- Tong, X., et al. (2010), The 2010 Maule, Chile earthquake: Downdip rupture limit revealed by space geodesy, *Geophys Res Lett*, 37(24), L24311, doi:10.1029/2010GL045805.
- Trifunac, M. D. (1974), A THREE-DIMENSIONAL DISLOCATION MODEL FOR THE SAN FERNANDO, CALIFORNIA, EARTHQUAKE OF FEBRUARY 9, 1971, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(1), 149-172.
- Tsai, V. C., J.-P. Ampuero, H. Kanamori, and D. J. Stevenson (2013), Estimating the effect of Earth elasticity and variable water density on tsunami speeds, *Geophys Res Lett*, 40(3), 492-496, doi:10.1002/grl.50147.
- Tsai, V. C., M. Nettles, G. Ekström, and A. M. Dziewonski (2005), Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake, *Geophys Res Lett*, 32(17), L17304, doi:10.1029/2005gl023813.
- USGS (2005), Magnitude 9.1 - OFF THE WEST COAST OF NORTHERN SUMATRA, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2004/us2004slav/>
- USGS (2010), Magnitude 8.8 - OFFSHORE BIO-BIO, CHILE, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/>
- Uyeda, S., and H. Kanamori (1979), Back - arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B3), 1049-1061.
- Vigny, C., et al. (2011), The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS, *Science*, 332(6036), 1417-1421, doi:10.1126/science.1204132.
- Wang, D. L., and J. Mori (2011), Frequency - dependent energy radiation and fault coupling for the 2010 Mw8.8 Maule, Chile, and 2011 Mw9.0 Tohoku, Japan, earthquakes, *Geophys Res Lett*, 38(22), L22308.
- Watada, S. (2013), Tsunami speed variations in density-stratified compressible global oceans, *Geophys Res Lett*, 40(15), 4001-4006, doi:10.1002/grl.50785.
- Watada, S., S. Kusumoto, and K. Satake (2014), Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(5), 2013JB010841, doi:10.1002/2013JB010841.
- Wyssession, M. E., E. A. Okal, and C. R. Bina (1992), The structure of the core - mantle boundary from diffracted waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 8749-8764.
- Yagi, Y. (2004), Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong motion data, *Earth Planets Space*, 56, 311-316.
- Yagi, Y., and Y. Fukahata (2011a), Introduction of uncertainty of Green's function into waveform inversion for seismic source processes, *Geophysical Journal International*, 186(2), 711-720, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05043.x.
- Yagi, Y., and Y. Fukahata (2011b), Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys Res Lett*, 38(19), L19307, doi:10.1029/2011gl048701.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, and T. Sagiya (2001), Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks

- associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth, Planets and Space*, 53(8), 793-803, doi:10.1186/BF03351677.
- Yagi, Y., A. Nakao, and A. Kasahara (2012), Smooth and rapid slip near the Japan Trench during the 2011 Tohoku-oki earthquake revealed by a hybrid back-projection method, *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356(0), 94-101, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.018.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki (2011), Source process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, 58, 1-5.
- Yoshimoto, M., and Y. Yamanaka (2014), Teleseismic inversion of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake rupture process using complete Green's functions, *Earth, Planets and Space*, 66: 152(1).
- Yue, H., T. Lay, L. Rivera, C. An, C. Vigny, X. Tong, and J. C. Báez 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*, 119(10), 2014JB011340, doi:10.1002/2014JB011340.
- 気象庁 (2011), 津波警報の発表基準等と情報文のあり方に関する検討会.
- 菊地正幸 (1991), 震源過程の微細構造, *地震* 2, 44, 301-314.
- 佐竹健治 (2010), 第6回津波予測技術に関する勉強会.
- 山中佳子 (2005), 12月26日のインドネシアの地震(Ms9.0), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC161a.html
- 山中佳子 (2011), 3月11日東北地方太平洋沖地震(M9.0), http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY36n.html
- 竹中博士 (1993), 不整形地盤における波動伝播の数値計算法, *地震* 2, 46(第2輯), 191-205.
- 竹内希, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/takeuchi/software/index.html>
- 八木勇治 (2005), 2004年12月26日北スマトラ沖で発生した地震について (暫定 ver.1), <http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/Sumatra2004/Sumatra2004-j.html>