

3.9 データ活用予測研究

(1)業務の内容

(a) 業務題目 「データ活用予測研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	日野亮太
	准教授	太田雄策
	准教授	内田直希
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授	平原和朗
	准教授	宮崎真一
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	西村卓也
	准教授	伊藤喜宏
国立大学法人名古屋大学 減災連携研究センター	教授	鷺谷威
国立大学法人名古屋大学大学院 環境学研究科附属地震火山研究センター	教授	古本宗充
	准教授	伊藤武男
国立研究開発法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	主任研究員	行谷佑一
国立大学法人東京大学大学院理学研究科	准教授	安藤亮輔
国立研究開発法人海洋研究開発機構 地震津波海域観測研究開発センター	グループリーダー	堀高峰
	特任技術研究員	中田令子
	特任技術研究員	兵藤守
	研究員	有吉慶介

(c) 業務の目的

- ・地殻変動観測データのコンパイルと解析、データベース化

京コンピュータ等で計算される多数の地震シナリオとその前後のゆっくりすべりのシミュレーション結果のデータベースと、GEONET・DONET・水準測量や三辺・三角測量等の地殻変動データや相似地震のデータをコンパイルした観測データベースを構築する。

- ・プレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行

過去の地震やゆっくりすべりの観測データを逐次入力し、シミュレーションデータベースと比較する同化の模擬テストを行う。また、次の豊後水道のゆっくりすべりや東北地方太平洋沖地震後の余効すべり等に対して予測の試行実験を行う。これらを通して同化手法や予測の問題点を洗い出し、改善に必要な知見を得る。

- ・逐次データ同化手法の改良

精度の異なる複数データを用いる場合の尤度評価やリアルタイムでデータを取り

込みながらモデルパラメータや初期値を更新できるように同化手法を改善するとともに、地殻変動以外の観測データ（特に地震活動データ）の同化手法を開発する。

(d) 8か年の年次実施業務の要約

平成 25 年度:

これまでに整備した地殻変動データのコンパイル結果に最新データを加えて、追加解析を行うとともに、過去の豊後水道や八重山のゆっくりすべりで逐次同化の模擬テストを行う準備を進めた。また、観測データベースの仕様を検討し、東北地方太平洋沖地震前後のデータのコンパイルを始めた。複数データの尤度評価手法の開発を進めた。

平成 26 年度:

前年度までに整備した地殻変動データのコンパイル結果に最新データを加えて、さらに追加解析を行うとともに、過去の豊後水道や八重山のゆっくりすべりで逐次同化の模擬テストを行った。また、観測データベースの仕様を決め、東北地方太平洋沖地震前後のデータを引き続きコンパイルした。複数データの尤度評価手法の開発に着手した。

平成 27 年度:

東北地方太平洋沖地震前後のデータ整備・解析を進め、シミュレーションデータベースを構築した。地震前後のすべりに対する予測の試行実験に向けて、観測データがある程度定量的に再現するシミュレーションモデルを構築した。このようにして得られたモデルによるシナリオでは、日本海溝における M9 クラスの地震発生後から次の宮城県沖地震発生までの間隔が、M9 地震発生以前の繰り返し間隔よりも短くなる傾向が見られた。また、西南日本および南西諸島における地殻変動データの整備・解析を進め、プレート沈み込みおよびゆっくり地震の解析を行った。更に、プレート境界におけるすべり発展予測システム構築に向けてモデルパラメータを逐次更新するデータ同化手法の開発に着手した。

平成 28 年度:

前年度に引き続き、東北地方太平洋沖地震前後のデータの解析と、シミュレーションデータベースの蓄積を行うとともに、データ同化手法を用いた推移予測の模擬テストに着手した。前年度までに整理した地殻変動データを統合して解析するため、日本列島のブロック運動モデルの解析手法の開発を実施した。西南日本における地殻変動データ解析を継続し、ゆっくりすべりやプレート間固着といったすべりの時空間発展予測システム構築に向けて、モデルパラメータを逐次更新する手法を開発した。

平成 29～30 年度:

模擬テスト結果にもとづいて同化手法を改善するとともに、すでに一部発生した豊後水道のゆっくりすべりでリアルタイム予測試行実験を行う。地震活動データの同化手法を提案するとともに、観測データベースに地震活動を加える。

平成 31～32 年度:

模擬テスト結果や手法改良研究にもとづいて同化手法の改善を進めるとともに、南海トラフならびに日本海溝において、リアルタイム予測試行実験を行い、予測の問題点を整理する。また、地殻変動・相似地震と地震活動データを用いた同化システムのプロトタイプを構築する。

(e) 平成 28 年度業務目的

余効すべり・ゆっくりすべりデータ同化手法の開発の継続、豊後水道ゆっくり地震域などへの適用、動的破壊過程を含む地震サイクル計算コードの開発、準動的地震サイクル計算の高速化および粘弾性を考慮した南海トラフ巨大地震と内陸地震サイクル計算の準備を行なう一方、震源のスケーリング則を踏まえた強震動予測のための巨大地震に対する震源モデル構築と、震源域から都市圏にかけての、主として長周期地震動生成に関係する地殻・堆積層地震波速度構造モデル評価を継続する。

(2) 平成 28 年度成果

①地殻変動データ整備および東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

(a) 業務の要約

本プロジェクトでは過去の地殻変動データの整理、有限要素モデルの構築等を実施してきた。本年度では、それらの成果を統合して解析するため、日本列島のブロック運動モデルの解析手法の開発を実施した。新規に開発されたブロック運動解析モデルの特徴は、(1) マルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC) に基づく解析手法 (2) プログラムの設定の簡素化 (3) 赤池情報量基準 (AIC) に基づく最適なブロック分割 (4) 有限要素モデルによる応答関数の取り込みである。これらの解析手法を開発し、日本列島全体を含む周辺領域のブロックモデルを構築した (図 3-9-①-1)。西南日本における海洋プレートの沈み込みは複数の内陸ブロック運動と相互に影響しており、これらの相互作用を定量的に評価することが重要である。特に、海洋プレート境界の固着の深部下限は内陸ブロックの運動とトレードオフが予想され、これらを定量的に見積もることは大都市の近傍での地震の影響を評価する上で重要である。MCMC 手法ではこれらを評価することが可能である。

GPS 観測データからは、日本島弧の地殻変形において、有意な非弾性変形の生じていることが、東北沖地震前後の地殻ひずみ速度分布の比較から明らかとなった。日本列島の地殻変動を扱う際、特に地殻変動データからプレート境界における固着・すべり分布等を推定する際には、島弧地殻内の非弾性変形の影響を考慮することが必要不可欠であることを示す。実際に、GPS データに基づく弾性ひずみ収支の議論から、東北沖地震の再来間隔が 307~510 年と見積もられた。これは、津波堆積物に基づく従来の推定値の下限と整合的な値である。

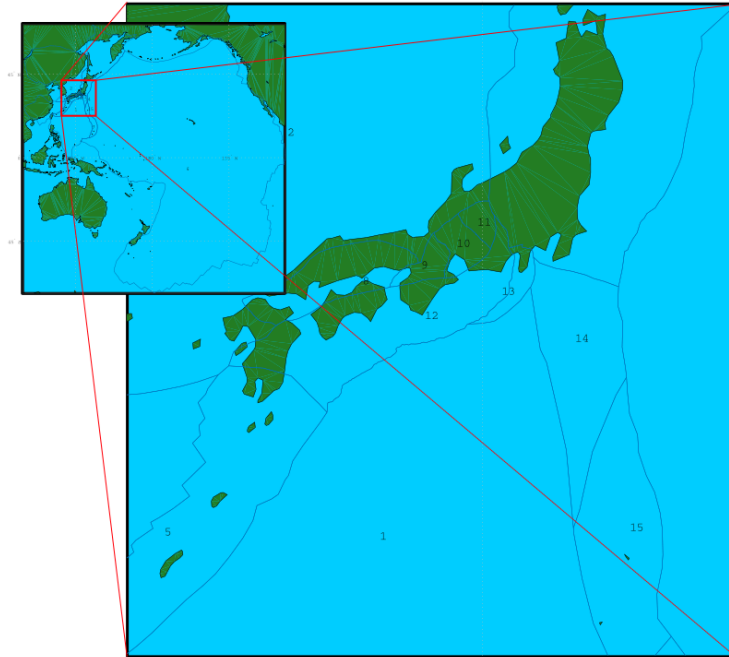


図 3-9-①-1 本解析プログラムで設定した日本列島の周辺領域を 15 ブロックに分割した例。左上は広域的なブロック分割、赤い枠を拡大したのが右下の図である。

(b) 業務の実施方法

1) ブロック断層モデルとプレート間固着の同時推定手法開発

既存のブロック運動モデル解析は、地殻を複数のブロックに分割し、各ブロックの運動とブロック境界におけるすべり欠損ベクトルを最小二乗法あるいは、非線形最小二乗法をもちいて推定する手法が採用されている。これらの手法により推定された内陸ブロックの運動と海洋プレートの沈み込みに伴う地殻変動の解釈には内陸ブロック運動とのトレードオフの考察が必要となる。新規に開発された解析手法では、MCMC に基づく解析手法を採用することで、既存のブロック運動モデルの解析ではできなかった、推定パラメータ間の共分散解析が可能になる。なお、本解析手法によって推定されるパラメータ群はブロック運動の位置ベクトルとブロック間の相対運動に伴うすべり遅れ（カップリングレート）である。また、本解析プログラムではブロック運動とすべり遅れに関する方程式系を最適化し、並列計算により計算効率を向上させている。一般的にブロック運動モデルの構築には複数のブロック境界を設定する必要があるが、それらの設定の煩雑性を軽減させるために、容易に試行錯誤できるような設計を導入した。基本的な設定はブロックを定義する座標ファイルのみで、隣接するブロックの組み合わせやブロック境界の小断層の設定は自動的に行うことができる。本解析プログラムはデジタル活断層マップなどを用いてブロックを定義することを想定しており、境界定義ファイルを最適化する編集プログラムも作成している。一方、ブロック領域の選択は、活断層などの先験情報に基づき設定を行うため任意性が生じる。そのため、剛体運動のみを考慮した剛体運動モデルを構築し、複数モデルの AIC による評価を容易にできる枠組みを作成した。なお、これらのプログラム群は作成の段階

から GitHub 上で個々のプログラムを作成しており、自由に使用することができる。

2) 島弧地殻における非弾性ひずみの分離

日本列島では、GPS 等の地殻変動データを用いてプレート境界の固着(すべり遅れ)分布の推定が繰り返し行われてきているが、そこでは、地殻変動データがプレート境界の固着による弾性変形を反映することが暗に仮定されていた。一方、活断層の周囲に局在化するような地殻ひずみも見つかったが、その変形メカニズムやプレート境界の固着との関係は明らかになっていなかった。2011 年東北地方太平洋沖地震は、それまで東西圧縮下にあった東北日本を大きく東西方向に引き延ばし、余効変動でも東西伸張が継続している。地震前と地震後の地殻変動パターンを比較すれば、島弧地殻の地殻変形をプレート境界に起因する弾性変形と内陸部に起源を持つ非弾性変形の効果を分離できると考えた。本研究では、東北日本における地殻ひずみ速度分布を分布の波長によって長波長成分と短波長成分に分離することを試みた。これは、プレート境界に起因する弾性変形は広域にまたがる長波長分布を持ち、活断層などに固有の非弾性変形は波長成分として現れると考えたためである。まず、GEONET の日座標データ (F3 解) から各観測点の速度を計算し、それをデータとして、Shen et al. (1996) の方法を用いて地殻ひずみ速度分布を求めた。本研究では、地震前後の変化が顕著な東西方向のひずみ速度成分に着目し、その分布に対して半径 65km の範囲で移動平均を計算することにより、地殻ひずみ速度の長波長成分を求め、さらに元のひずみ速度分布から長波長成分を差し引いて短波長成分を求めた (図 3-9-①-3)。

(c) 業務の成果

1) ブロック断層モデルとプレート間固着の同時推定手法開発

日本列島全体のブロック運動モデルを構築し、テストを実施した (図 3-9-①-2)。広域のブロック境界は Bird (2003) をベースに、日本列島内部のブロックは活断層詳細デジタルマップ (中田・今泉, 2002、東京大学出版会) に記載されている活断層地表トレースデジタルデータをベースに構築し、日本列島の周辺を 15 のブロックに分割しテストモデルを作成した。また、ブロック境界については、総計 38 のブロック境界のうち 16 のブロック境界については明示的に断層形状を設定した。特に海洋プレートの沈み込み帯におけるプレート上面の形状については、西南日本の 605 点の GEONET 観測点および、24 点の海底地殻変動観測点から得られた速度ベクトルである。これらのブロック境界設定と観測データにおいて、本プログラムが正常に機能することが確認できた。

2) 島弧地殻における非弾性ひずみの分離

図 3-9-①-3 に示すように、地殻ひずみの長波長成分は地震前と地震後で変形のセンスが縮みから伸びへと反転しており、主として弾性変形を反映したものであることが分かる。一方、短波長成分に注目すると、東北日本の日本海側の日本海東縁ひずみ集中帯と呼ばれる場所において、地震前後を通して局所的な短縮変形が持続していることが分かる (図 3-9-①-3 下の赤い破線で囲んだ領域)。全体として東西伸びの変形が生じている中で局所的な東西短縮変形が存在することは、この短縮変形は

島弧地殻内における非弾性的な過程の現れであることを意味する。この非弾性的なひずみ速度の空間分布や大きさは、地質学的に推定された地殻ひずみ速度と良く一致することから、現在進行中の地殻変形を代表する測地データから長期的な地殻ひずみ速度を抽出できたと言える。

この短波長の東西短縮ひずみ分布のモデル化を試みると、下部地殻および上部地殻の一部に及ぶような断層が年間 10~20mm の速度で非地震性のすべりを生じていると考えることで説明できる。東北日本では、地震時および地震後に顕著な東西伸張変形が生じたが、地殻内地震のメカニズムは基本的に東西圧縮で変わっていない。これらのことを考え合わせると、長期間にわたって蓄積された東西圧縮応力は東北沖地震によって殆ど影響を受けておらず、この東西圧縮応力によって非地震性すべりが駆動されていると考えられる。また、こうしたプロセスは日本島弧の地殻変形を考える上で本質的に重要であり、プレート境界地震の地震間の地殻変動においても 10~30%程度が非弾性変形によって賄われていると推定される。

地殻ひずみに関する知見から、プレート境界地震の地震間に観測される地殻ひずみの大部分は弾性変形を反映するという池田(1996)の仮説が支持される。この仮説は、地震間の地殻ひずみが巨大地震に伴ってすべて解消されることを要求し、逆に、そのことを仮定すれば、弾性ひずみの収支の観点から巨大地震の発生間隔が議論可能となる。そこで、GEONETの両津-牡鹿基線に注目して、地震間の基線長変化率と地震に伴う伸びの量との比較から、巨大地震の発生間隔の推定を試みた(図3-9-①-4)。東北沖地震前の基線短縮率は年間約3cmであり、2011年の地震時および地震後の基線の伸びは約5.1mである。これらの数値から単純計算すると、巨大地震の発生間隔は170年となるが、これは事実と明らかに反する。非弾性変形の寄与(地震間短縮の10~30%)、M7級地震の寄与(100年間で5回程度5~10cmの伸び)、隣接地域の巨大地震の影響(最大1m程度)、余効変動の影響(定常的な短縮が開始するまで50~100年)などを考慮した結果、再来間隔は307~510年と推定された。この値は津波堆積物から推定されている400~800年という推定の下限とほぼ整合するが、800年といった長い間隔とは矛盾することが分かった。このように、近年の測地データに基づいて地震の再来間隔が議論できる可能性が示された。

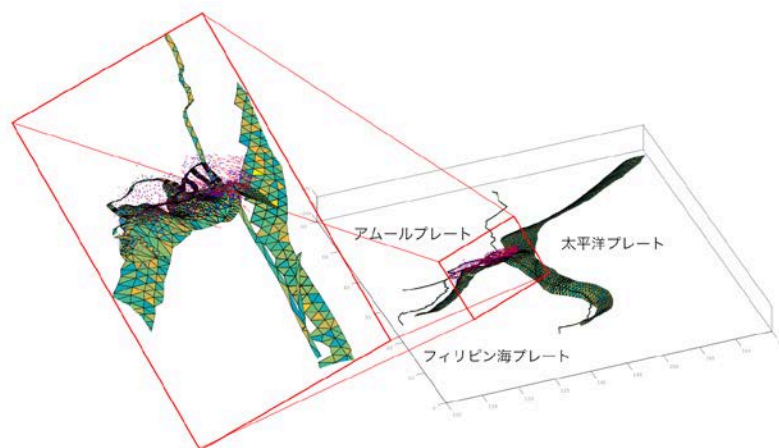


図 3-9-①-2 : 本解析プログラムで設定した日本列島の周辺領域の三次元的なブロック境界分割例。右図が日本列島周辺も含めたブロック分割図で広域的なモデル。左図は右図の赤枠の中を拡大した、主に西日本を拡大したブロックモデル。赤の矢印は解析対象とする GNSS 観測点と海底地殻変動ベクトル。

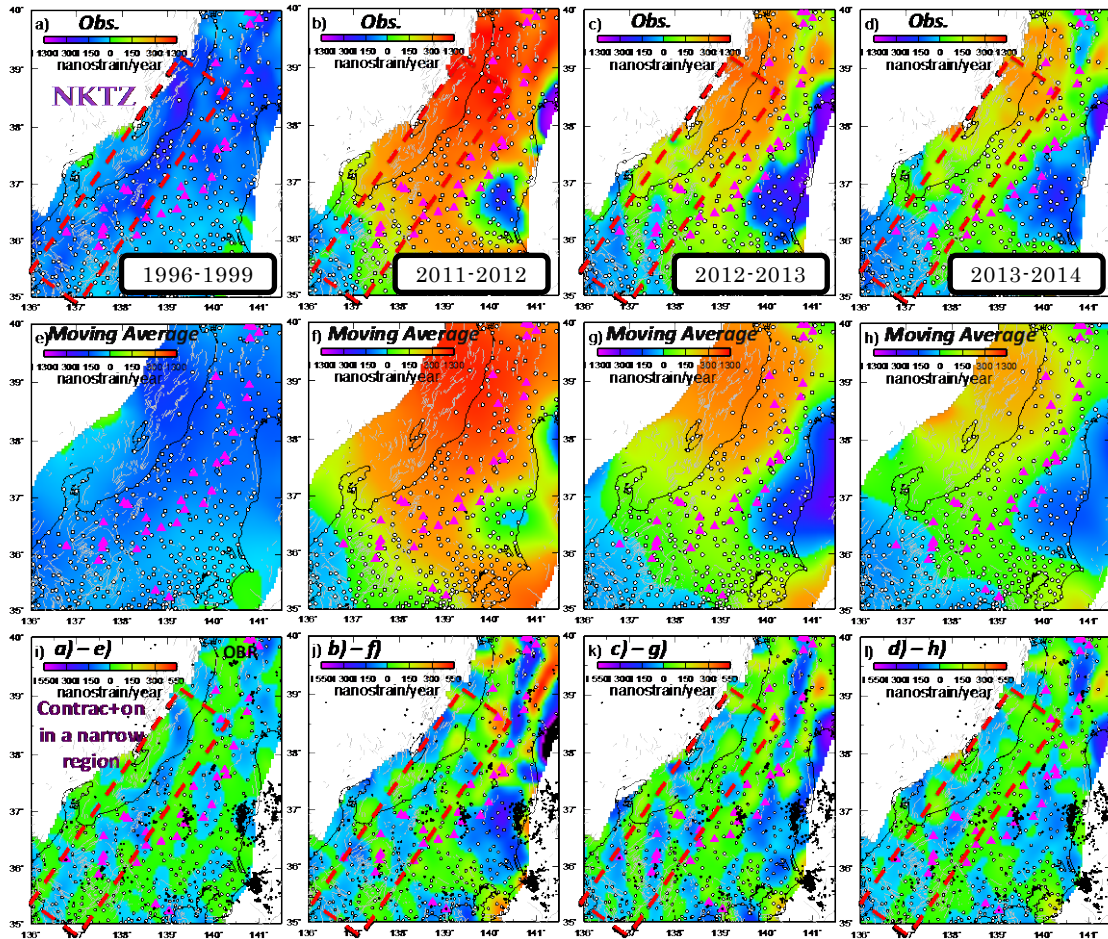


図 3-9-①-3 GEONET から求めた東北地方太平洋沖地震前後の東西方向のひずみ速度成分の分布。緑から赤は伸びの、水色から青は縮みの変形を現している。▲は火山、赤い破線の四角で日本海東縁ひずみ集中帯を示す。上段はオリジナルの歪み速度分布、中段は移動平均により求めた長波長成分の歪み速度分布、下段は長波長成分を差し引いて得られる短波長成分の歪み速度分布である。各図とも左から順に 1996～1999 年、2011 年～2012 年、2012 年～2013 年、2013 年～2014 年の結果を示している。東北地方の日本海側は長波長成分では地震前後でひずみ速度が負（縮み）から正（伸び）へと反転したが、短波長成分で見ると、日本海東縁ひずみ集中帯付近に局所的な短縮変形が常に存在していることが分かる (Meneses-Gutierrez and Sagiya, 2016)。

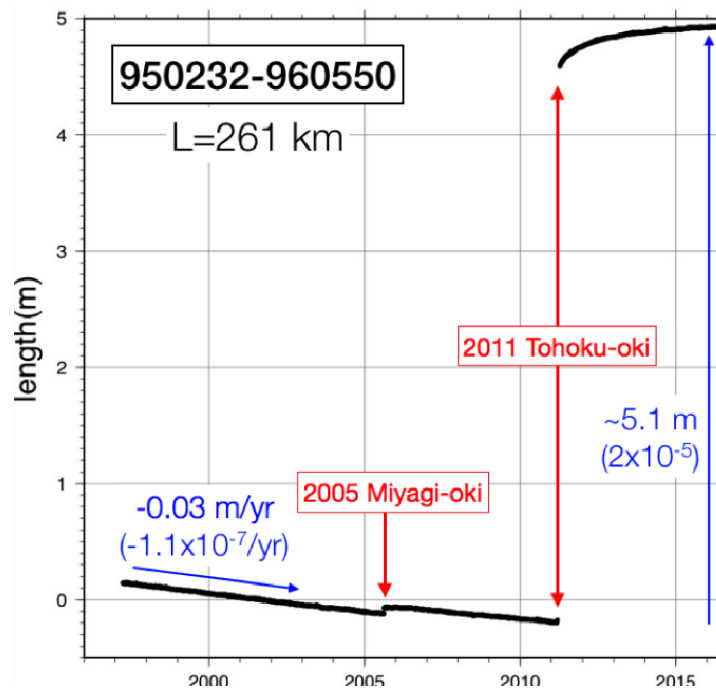


図 3-9-①-4 両津 (950232) - 牡鹿 (960550) 間の 1996 年～2016 年までの基線長変化。東北地方太平洋沖地震前は年間約 3 cm の短縮が生じていた。2005 年宮城県沖地震で 5 cm 程度の伸びが生じ、2011 年東北地方太平洋沖地震およびその後の余効変動で 5.1m の伸びが生じたが、余効変動は終息しつつある。

(d) 結論ならびに今後の課題

本年度はブロック運動解析プログラムを開発しそれらが正常に機能し基本的な解析が可能であることが確認できた。一方で、まだ導入されていない機能としてブロック内の歪の推定、FEM による GREEN 関数導入のテスト、時系列解析などがあり、これらをプログラムに実装していく必要がある。

また、日本列島では、プレート境界に起因する弾性変形とは独立に、活断層等に関連する非弾性変形が地殻深部で進行していることが見出された。こうした非弾性変形は、地殻内の応力場によって駆動され、プレート境界の地震等にはあまり影響を受けないと考えられる。この結果は、ブロック断層モデルの導入に対して観測面からその妥当性を支持する。

(e) 引用文献

- 1) Bird, P., An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252, 2003.
- 2) 池田安隆, 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, *活断層研究*, 15, 93-99, 1996.
- 3) Meneses-Gutierrez, A., and T. Sagiya, Persistent inelastic deformation in central Japan revealed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 450, 366-371, doi: 10.1016/j.epsl.2016.06.055, 2016.

- 4) 中田高・今泉 俊文, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, ISBN: 978-4130607407, 2002.
- 5) Shen, Z.-K., D. D. Jackson, and B. X. Ge, Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, 101(B12),27957-27980, doi:10.1029/96JB02544, 1996.

②東北地方太平洋沖地震前後の地殻活動の特徴抽出

(a) 業務の要約

東北地方の海陸地殻変動観測・地震データを用いて、2011年東北地方太平洋沖地震の発生以前および以降に発生したプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測実験を継続して進めた。今年度は特に、2011年東北地方太平洋沖地震の発生以前のスロースリップイベントの再検討および東北地方太平洋沖地震の北部隣接領域における海溝海側の地震活動の特徴について検討を進めた。その結果、東北沖地震の際に海溝海側で地震活動が誘発されたのとは逆に、1933年の昭和三陸地震の際は、海溝海側の地震の後、プレート境界の地震が誘発されていた可能性が高いことがわかった。このような海溝海側の地震の特徴は、プレート境界地震のすべりのサイクルを考える上で、アウターライズでの変形（地震）の影響を共に考える必要があることを示す。また、東北沖地震が関東地方下の地震活動に与えた影響を、繰り返し地震を用いて調べた。プレート境界面でのスロースリップの速度に加え、すべりの方向の時間変化を精度よく推定することにより、太平洋プレートとフィリピン海プレートの2つのプレートについて、沈み込み速度の加速が起きたと推定された。この加速が地震活動の増加の原因の1つと考えられる。また、2011年東北地方太平洋沖地震直後の余効変動場の高精度な把握のために、キネマティックGNSS解析の高精度化を進めた。さらに2011年東北地方太平洋沖地震発生前に発生したスロースリップイベントの再検討を、海底水圧計データの再解析によって行った。その結果、これまでにスロースリップイベントが推定されていた断層位置よりもプレート境界浅部に断層を仮定しても、データを説明できる可能性を示した。

(b) 業務の成果

1) 1933年の三陸沖アウタートレンチ地震の研究

1933年の昭和三陸地震 (Mw8.4) は現在知られている最大の海溝海側の地震である。2011年東北沖地震の際、海溝海側での地震が誘発されたが、本研究では、その北側領域で発生した昭和三陸地震の際の地震活動について調べた。気象庁による読み取り値と Zhang and Thurber (2003)による tomoFDD コードを用い、3次元速度構造で震源を再決定した (図3-9-②-1)。3次元速度構造は、速い沈み込むプレートのマントル部分 (Tonegawa et al., 2006; Hino et al., 2009; Kawakatsu et al., 2009)、遅い海域の地殻 (Matsuzawa et al., 1987; Kawakatsu and Watada, 2007; Tsuji et al., 2008; Yamamoto et al., 2008; Hino et al., 2009)、前孤域での浅いモホと速いマントル (Ito et al., 2004; Ito et al., 2005)を取り入れ新たに構築した (Uchida et al., 2016a)。その結果、余震が海溝陸側と

海側の両方にまたがって発生しており、海溝海側の地震により陸側のプレート境界に沿った地震が誘発された可能性があることがわかった。さらに、水沢観測点のすず書き波形記録の特徴も調べ、1933年の海溝海側および陸側の地震が、現在の陸域観測点で得られる海溝海側および陸側の地震の波形の卓越周波数と同様の特徴を示すことが分かった。このことは、海溝をまたぐ震源分布が誤差によるものではないことを示唆する。また、津波の初動波形と海溝海側での地震の分布を用いた考察から、海溝海側においても複数の断層が動いた可能性が示唆された。さらに、海底地形および最近の地震活動との比較から、東北沖の海溝海側には、地震活動や断層の分布に地域性があり、そのなかの1つのセクションで1933年の地震が起きたことが示唆された。このような海溝海側の地震活動の特徴は、沈み込むプレートの応力状態や、プレート境界の地震との相互作用など、海溝近傍の浅部沈み込み過程の特徴の一端を明らかにするもので、プレート境界地震について特にその浅部のすべりのサイクルを考える上で、アウターライズでの変形を共に考える必要があることを示す (Uchida et al., 2016a)。

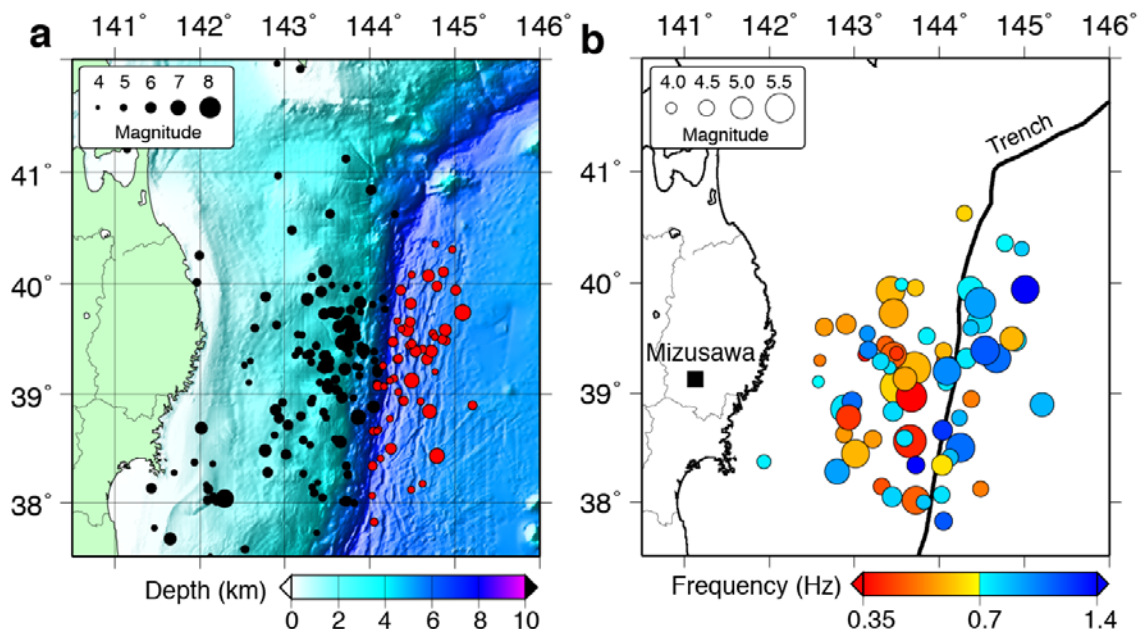


図 3-9-②-1 3次元速度構造を用いて再決定した1933年三陸沖地震から3ヶ月間の余震分布。国立天文台水沢観測点（当時は水沢緯度観測所、図中四角）のすず書き記録を用いた地震波形の卓越周期の分布。震源決定結果、地震の卓越周期（海溝外側は高周波）とともに海溝を挟んだ東西の両側で地震が起きていることを示す。

2) 東北沖地震後の関東地方の地震活動の調査

関東地方下の地震活動は2011年の東北沖地震後、長期にわたって活発な状況が続いている（図 3-9-②-2）。このような地震活動がより大きな地震につながることも危惧されており（例えば、Toda and Stein, 2013）、このような地震活動の原因を調べることは重要である。本研究では、関東地方下の3枚のプレート（太平洋プレート、フィリピン海プレートおよび陸のプレート）の境界で発生している繰り返し地震を用いて、

この地域の地下のプレートの動きの時間変化を調べた。その結果、繰り返し地震の積算すべりから、フィリピン海プレートの上側（図3-9-②-2）および下側の両方で、東北沖地震後すべりレートが増加していると推定された。さらに、繰り返し地震の波形のモデリングにより、すべりの方向の時間変化を精度よく推定する手法の開発も行い、これらのフィリピン海プレート上側および下側の繰り返し地震に適用した。その結果、太平洋プレートとフィリピン海プレートとの間の繰り返し地震に2011年の東北沖地震前後で4度を超えるすべり方向の変化がなかったことを示した。これらの結果は、東北沖地震後、太平洋プレートとフィリピン海プレートの両方について沈み込み速度の加速が起きたことを示す。この沈み込みの加速が首都圏に長期的な地震数の増加をもたらした原因の1つと考えられる（Uchida et al., 2016b）。

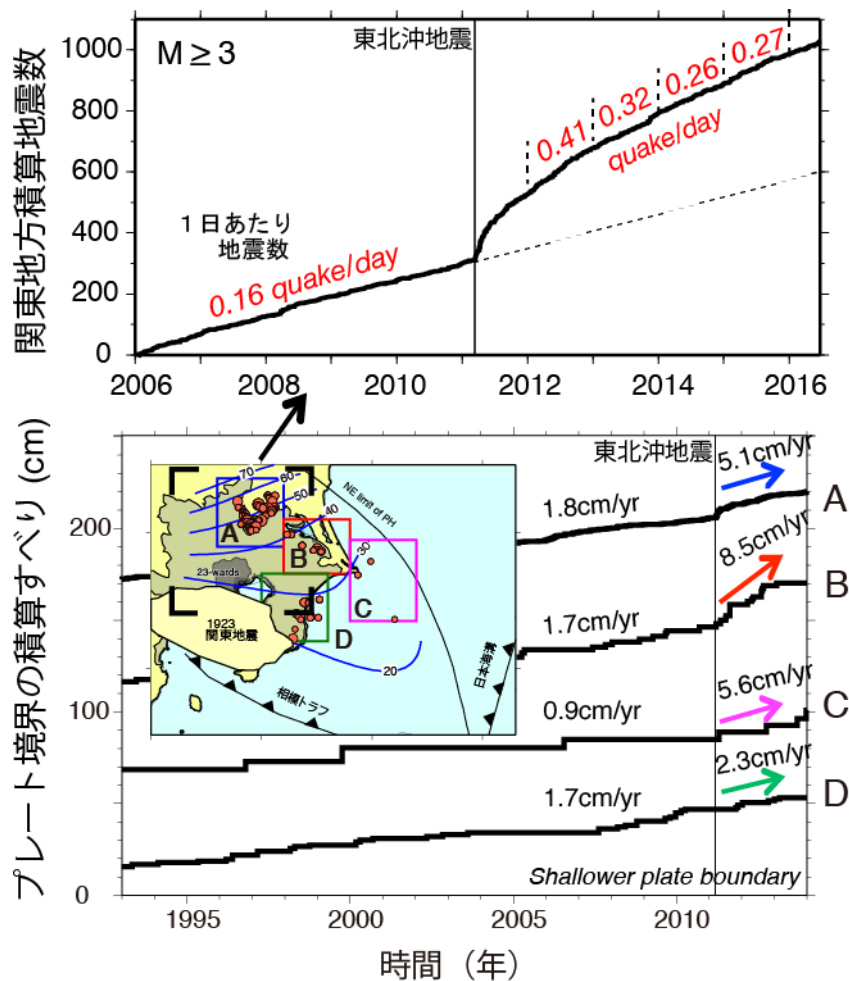


図3-9-②-2 (上)東北沖地震前後の地震数の推移。下図中の黒枠内(深さ0~90km)の地震数は東北沖地震後増加し、2015年においても元のレートに戻っていない。(下)繰り返し地震データから得られたフィリピン海プレートと陸のプレートとの間の変位速度。東北沖地震後全領域で加速が見られる。

3) 2011年東北地方太平洋沖地震直後の余効変動場モデル化のためのキネマティックGNSS解析の高精度化に関する研究

H27年度に実施した本震直後の余効変動の特徴抽出を、より高精度に実施するために短い時間帯域の地殻変動場を把握するためのキネマティックGNSS解析の高精度化に関する研究を進めた。具体的には、最適な対流圏遅延パラメータの時空間的な安定度を実際のGNSSデータ時系列の安定性を用いて調べた。具体的には、座標時系列の擾乱がもっとも小さくなる(標準偏差がもっとも小さくなる)天頂湿潤大気遅延量とその勾配量のグリッドサーチによる探索を、特定の観測点において1年間通じて行い、推定される最適対流圏遅延パラメータの時間変化を確認した。その結果、天頂湿潤大気遅延量とその勾配量ともに冬季は値が小さく、夏季は大きいという年周変化が確認された(図3-9-②-3)。この傾向は特に水平変動に対する勾配量の最適値時系列において明瞭であった。これらの成果によって、最適な大気遅延パラメータの推定を行うことで短い時間帯域の地殻変動場をより高い精度で捉えることが可能であることを示した(Hirata and Ohta, 2016)。

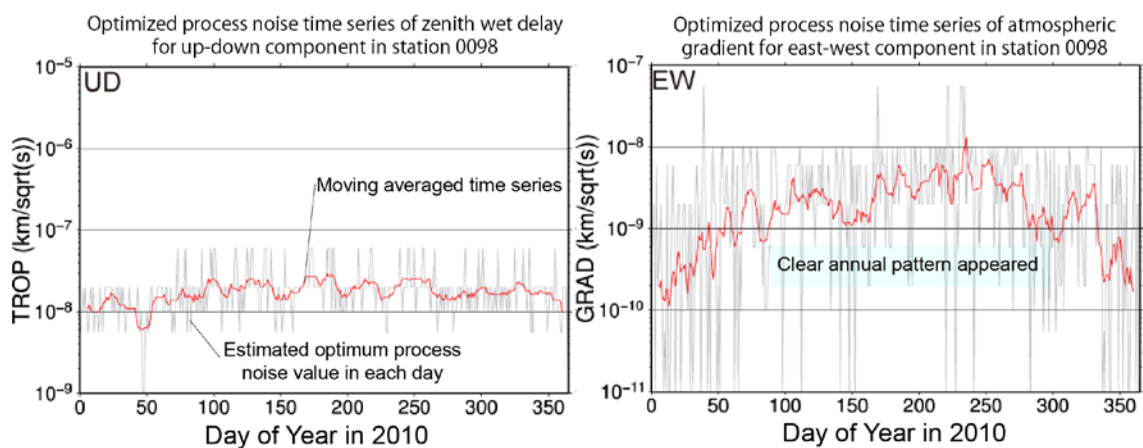


図3-9-②-3 GEONET 0098 観測点における2010年1年間の最適プロセスノイズ値の時間変化を示した図。(左)上下変動に対する天頂湿潤大気遅延量の最適プロセスノイズ値。灰色線が日毎の最適値、赤色線がその移動平均を取ったもの。僅かな年周変化が認められる。(右)東西成分に対する天頂湿潤大気遅延量の勾配量の最適プロセスノイズ値。灰色線が日毎の最適値、赤色線がその移動平均を取ったもの。明瞭な年周変化が認められ、冬期はその値が小さく、夏季は大きいという傾向が確認できる。

4) 2011年東北地方太平洋沖地震発生前に発生したスロースリップイベントの再検討

Ito et al. (2013) によって見出された2011年東北地方太平洋沖地震以前に発生したプレート境界におけるスロースリップイベントについて、海底水圧計データの再解析にもとづいて再検討を行った。Ito et al. (2013) では、海底水圧計に含まれる非潮汐海洋成分を効率よく除去するために、隣接する2つの海底水圧計観測点の差を取った差圧データにもとづいて地殻変動場を抽出していた。この方法の場合、地殻変動成分の抽出を阻害する非潮汐海洋成分を効率よく除去できる大きなメリットがある一方で、隣り合う観測点間の地殻変動場しか分からないというデメリットが存在した。そこで本研究ではスロースリップイベントによる地殻変動の影響が少ないと考えられるより

西側の海底水圧計 4 点の平均を基準とし、それらに対してスロースリップイベントが発生した領域に近い東側の海底水圧計 4 点それぞれの地殻変動場を推定することによって、より空間波長の長い地殻変動場の推定を行った。さらに、得られた地殻変動場にもとづいて、断層モデルの再検討を進めた。その結果、2011 年東北地方太平洋沖地震の直前にあたる期間 (2011 年 2 月 19 日～3 月 8 日) の地殻変動場できわめて明瞭な上下変動パターンが確認された (図 3-9-②-4)。また、得られた地殻変動場にもとづいて推定された断層モデルでは従来推定されていた断層モデル (Ito et al, 2013) の位置よりも、よりプレート境界浅部に断層モデルを仮定してもデータを説明できることが明らかになった (図 3-9-②-4)。一方で、得られた地殻変動場には非潮汐海洋成分等が未だ残存していることから、より詳細な再検討が今後必要であると考えられる。

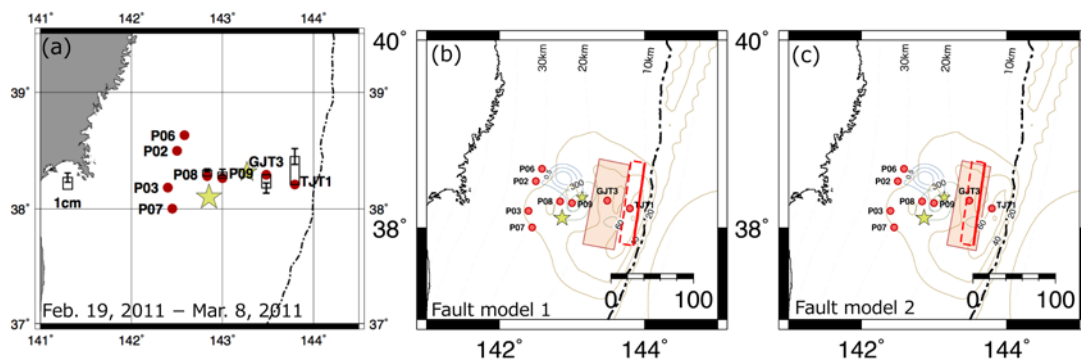


図 3-9-②-4 (a) 2011 年 2 月 19 日～2011 年 3 月 8 日の間の海底水圧計によって捉えられた地殻変動場。西側観測点である P06, P02, P03, P07 を基準として、それに対する P08, P09, GJT3, TJT1 の地殻変動場をそれぞれ示す。(b) 得られた地殻変動場から推定された断層モデルのうち、プレート境界浅部に推定されたもの (赤破線で示した断層、断層モデル 2)。オレンジ色で塗りつぶした矩形は Ito et al. (2013) で推定されたもの。(c) 得られた地殻変動場から推定された断層モデルのうち、プレート境界の深部側に推定されたもの (赤破線で示した断層、断層モデル 2)。

(c) 結論ならびに今後の課題

H28 年度は東北地方の海陸地殻変動観測・地震データを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以前および以降に発生したプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測実験を継続して進めた。2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以前のスロースリップイベントの再検討および東北地方太平洋沖地震の北部隣接領域における海溝海側の地震活動の特徴について検討を進め、東北沖地震の際に海溝海側で地震活動が誘発されたのとは逆に、1933 年の昭和三陸地震の際は、海溝海側の地震の後、プレート境界の地震が誘発されていた可能性が高いことを明らかにした。また東北沖地震が、関東地方下の地震活動に与えた影響を、関東地方下の 3 枚のプレート境界で発生している繰り返し地震を用いて調べた。プレート境界面でのスロースリップの速度に加え、すべりの方向の時間変化を精度よく推定することにより、太平洋プレートとフィリピン海

プレートの2つのプレートについて、沈み込み速度の加速が起きた可能性を示した。また、2011年東北地方太平洋沖地震直後の余効変動場を高精度に把握するために、キネマティック GNSS 解析の高精度化を進めた。さらに2011年東北地方太平洋沖地震発生前に発生したスロースリップイベントの再検討を、海底水圧計データの再解析によって行った。

このように東北地方太平洋沖地震前後のプレート間固着強度の時空間ゆらぎ等に関する諸情報に関する整理は確実に進みつつある。次年度以降もこれらの知見の整理を着実に進め、その知見を、シミュレーションを通じた地震発生予測の高度化に結びつけていく必要があると考える。

(d) 引用文献

- 1) Hino, R. et al., Insight into complex rupturing of the immature bending normal fault in the outer slope of the Japan Trench from aftershocks of the 2005 Sanriku earthquake ($M_w = 7.0$) located by ocean bottom seismometry, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q07O18, doi:10.1029/2009GC002415, 2009.
- 2) Hirata, Y., and Y. Ohta, Spatial and temporal characteristics of optimum process noise values of tropospheric parameters for kinematic analysis of Global Navigation Satellite System (GNSS) sites in Japan, *Earth, Planets Space*, 68:203, doi: 10.1186/s40623-016-0578-y, 2016.
- 3) Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, and R. Hino, Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05310, 2005.
- 4) Ito, A., G. Fujie, T. Tsuru, S. Kodaira, A. Nakanishi, and Y. Kaneda, Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 163-175, 2004.
- 5) Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Inuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi, Episodic slow-slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Tectonophysics*, 600, 14–26, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.022, 2013.
- 6) Kawakatsu, H., P. Kumar, Y. Takei, M. Shinohara, T. Kanazawa, E. Araki, and K. Suyehiro, Seismic Evidence for Sharp Lithosphere-Asthenosphere Boundaries of Oceanic Plates, *Science*, 324, 499-502, 2009.
- 7) Kawakatsu, H. and S. Watada, Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle, *Science*, 316, 1468-1471, 2007.
- 8) Matsuzawa, T., N. Umino, A. Hasegawa, and A. Takagi, Estimation of thickness of a low-velocity layer at the surface of the descending oceanic plate beneath the northeastern Japan arc by using synthesized PS-wave, *Tohoku Geophys. J.*, 31, 19-28, 1987.
- 9) Toda, S., and R. S. Stein, The 2011 $M = 9.0$ Tohoku oki earthquake more than doubled the

- probability of large shocks beneath Tokyo, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2562–2566, doi:10.1002/grl.50524. 2013.
- 10) Tonegawa, T., K. Hirahara, T. Shibutani, and N. Fujii, Lower slab boundary in the Japan subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 247, 101-107, 2006.
 - 11) Tsuji, Y., J. Nakajima, and A. Hasegawa, Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for water transportation in subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14308, doi:10.1029/2008GL034461, 2008.
 - 12) Uchida, N., S. Kirby, N. Umino, R. Hino, and T. Kazakami, The great 1933 Sanriku-oki earthquake: reappraisal of the mainshock and its aftershocks and implications for its tsunami using regional tsunami and seismic data, *Geophys. J. Int.*, 206(3), 1619-1633, 2016a.
 - 13) Uchida, N., Y. Asano, and A. Hasegawa, Acceleration of regional plate subduction beneath Kanto Japan, after the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 9002-9008, doi:10.1002/2016GL070298, 2016b.
 - 14) Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, Y. Ito, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, G. Aoki, M. Tanaka, K. Uehira, G. Fujie, Y. Kaneda, T. Takanami, and T. Sato, Spatial heterogeneity of the mantle wedge structure and interplate coupling in the NE Japan forearc region, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L23304, 2008.
 - 15) Zhang, H., and Thurber, C.H., Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California, *Bull. seism. Soc. Am.*, 93, 1875–1889, 2003.

③予測システムの検証・予測試行実験

(a) 業務の要約

プレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行に向けて、前年度蓄積したシミュレーションデータベースを用いて、日本海溝でのプレート境界での固着・すべりの逐次推移予測の試行実験に着手した。手法は南海トラフ域で既に行っているものを用いた。M9クラスの地震震源域内においてM7クラスの地震が発生した後、観測データに見られる地殻変動から、その後に発生するM9クラスの地震に至る過程を見出せるかどうか数値実験で調べた。また、前年度に構築した地震発生サイクルの数値シミュレーションモデル(日本海溝地域において2011年東北地方太平洋沖地震前後の観測を、ある程度定量的に再現することができるモデル)を基にさらにシナリオの蓄積を行った。

(b) 業務の実施方法

プレート間固着強度の時空間ゆらぎの同化の模擬テストを行うために必要なシミュレーションデータベースを蓄積する。これは、前年度構築した日本海溝地域のモデル(Nakata et al., 2016)を基に、摩擦パラメータ $A (= a\sigma)$ 、 $B (= b\sigma)$ 、 L (特徴的すべり量) について様々な空間分布を仮定して、地球シミュレータを用いた地震発生サイクルの

フォワード計算によって行う。フォワード計算では、プレート境界で発生する地震の繰り返しを、プレート相対運動からのずれの蓄積と解放過程としてモデル化する (e.g., Rice, 1993)。プレートの相対運動に起因するすべりによって生じる準動的近似でのせん断応力変化と、強度の変化に伴うすべりの時空間変化を計算する。プレート境界面の摩擦は、すべり速度・状態依存摩擦則 (Dieterich, 1979)に従うと仮定し、断層の構成則は Nakatani (2001)に従うと仮定した。強度の時間発展則には、slowness (aging) law (Dieterich, 1979; Ruina, 1983)を用いた。地震波の放射によるエネルギーの減衰を準動的に近似する項 (ダンピング係数) は、これまでよりも約3分の1小さい値を仮定した (Thomas et al., 2014)。

推移予測の試行実験には、前年度までに蓄積したシミュレーションデータベースのうち、M9クラスの地震のすべり域だけでなく、より多くの特徴について観測と整合性のある50シナリオを用いた。これらのシナリオでは、三陸沖南部海溝寄りの地域 (M9クラスの地震の震源域内) でM7クラスの地震が発生してからM9クラスの地震が発生するまでの時間差は、2時間~206年である (図3-9-③-1)。各シナリオの期間はM7クラスの地震が発生する10年前からM9クラスの地震が発生した10年後までを用いる。

データ同化に用いる物理値には、シミュレーションで得られたプレート境界面上のすべりから計算した地殻変動の上下動成分を用いる。50シナリオに対して、陸域 (GEONET)176点と海域 (S-net, GPS/A)96点の計272点 (図3-9-③-2)の座標値における地殻変動を計算する。地殻変動計算に用いるグリーン関数は、均質・等方な半無限弾性媒質で行った。地震発生サイクルシミュレーションでは、時間刻み幅可変のRunge-Kutta法を用いて時間積分をしているため、地殻変動を計算したのち、1日間隔に線形に補間 (内挿または間引き) した。

同化手法は、南海トラフ地震を対象として、地殻変動観測の実データと地震発生サイクルシミュレーションで得られたM8クラスの地震発生に至る多数のシナリオを用いて行ってきた、プレート境界での固着・すべりの推移予測の試行実験 (Hori et al., 2014)に使用したのと同じものを適用する。粒子フィルタの一種である逐次重点サンプリング (Sequential Importance Sampling; SIS) と呼ばれる逐次データ同化手法を適用して、観測データとシミュレーションデータとの残差二乗和にもとづいて各シナリオの尤度を計算する。観測データ長はシミュレーションデータ長より短いため、シミュレーションデータに対して1ステップずつ観測データをずらしていき、残差が最小になるときの尤度を、そのシナリオの尤度とする。本年度は、50シナリオのうち1つを観測データ、つまり真のシナリオとして扱う。今回は前年度構築したモデル (Nakata et al., 2016) で得られたシナリオを真のシナリオとする。このシナリオでは、M7クラス地震とM9クラス地震の時間差は13日である。尤度計算の観測データとして用いるのは、真のシナリオ (約20年分) のデータのうち、M9クラス地震発生直前の1年間 (M9クラス地震震源域内でM7クラスの地震発生を含む期間; ケース1) または、M9クラス地震発生5~6年前 (M9クラス地震震源域内でM7クラスの地震が発生していない期間; ケース2) である。この2通りで結果を比較した。

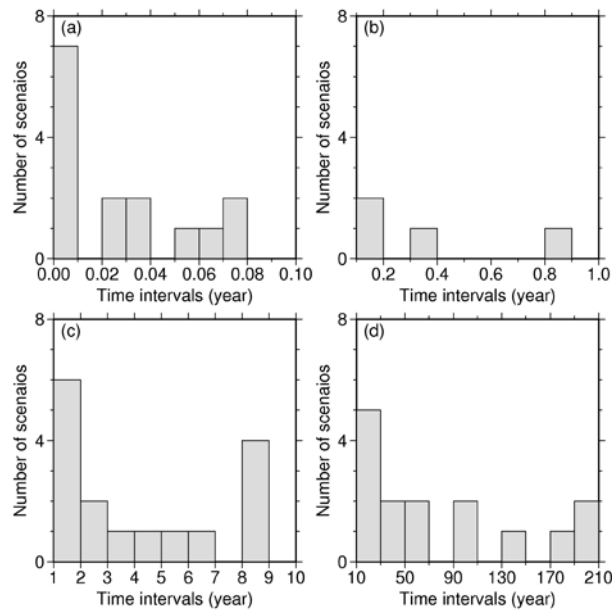


図 3-9-③-1 推移予測実験に用いた 50 シナリオでの、M7 クラス地震と M9 クラス地震との時間差。(a)M7 クラス地震と M9 クラス地震との時間差が 0 ~0.1 年以内の 15 シナリオの頻度分布。(b) M7 クラス地震と M9 クラス地震との時間差が 0.1 ~ 1 年以内の 4 シナリオの頻度分布。(c) M7 クラス地震と M9 クラス地震との時間差が 1 ~10 年以内の 16 シナリオの頻度分布。(d) M7 クラス地震と M9 クラス地震との時間差が 10~210 年以内の 15 シナリオの頻度分布。

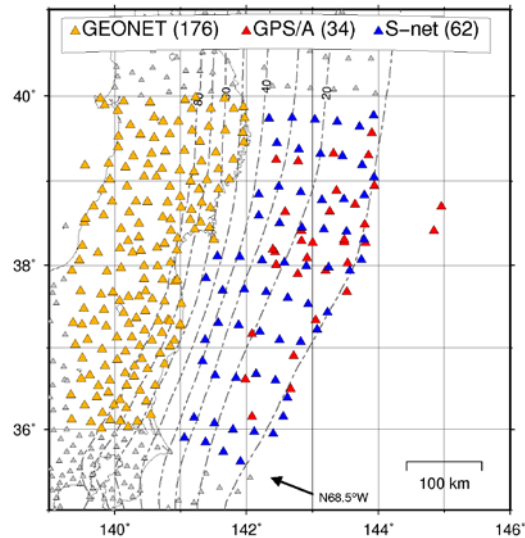


図 3-9-③-2 地殻変動観測点分布。黄三角が GEONET、青三角が S-net、赤三角が GPS/A 観測点の位置を示す。

(c) 業務の成果

全ての場合で、真のシナリオが最も尤度が高くなる（残差が最小になる）ことを確認した。ケース1の観測データ期間で海域観測点のみを用いた場合、M9クラスの地震の発生時期のばらつきは小さかった（図3-9-③-3）。ケース1の期間で陸域観測点のみの場合（図3-9-③-4）や、観測点分布に関わらずケース2のデータ期間で尤度を計算した場合、高尤度シナリオでもM9クラスの地震発生時期がばらついていて、M7クラスの地震による地殻変動が、その後のM9クラス地震の発生予測には重要であることを示唆する結果が得られた。また、高尤度になりやすいシナリオと、低尤度になりやすいシナリオには、M7クラスの地震が発生した時のすべり速度分布（M9クラスの地震の震源域になるエリアの固着状態）に違いが見られた（図3-9-③-5）。

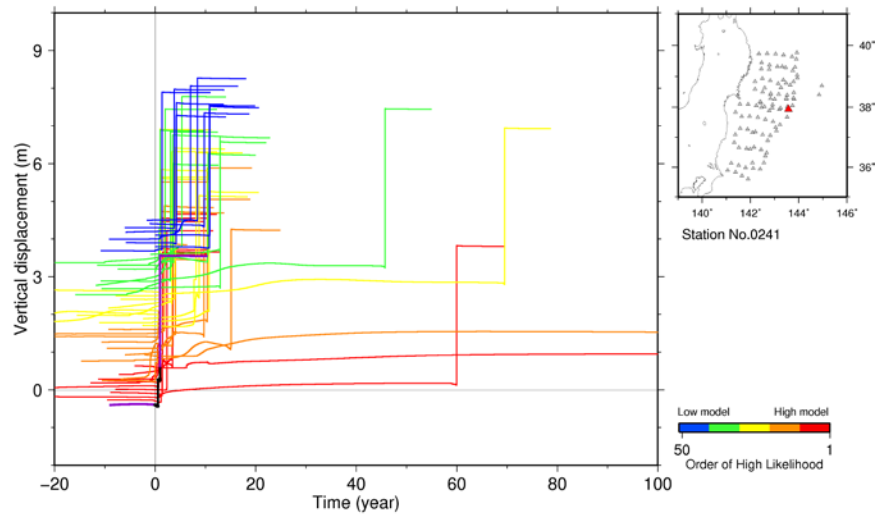


図3-9-③-3 ケース1の観測データ期間で、海域観測点のみを使用した場合の上下変動の時間推移。右上の地図に赤い三角で示した位置での地殻変動。紫線は真のシナリオを示し、 $T=0\sim 1$ 年に紫線に上書きしている黒線は観測データを示す。赤から青色の線は50シナリオを尤度の高い順に色分けしてある。縦軸の正の方向の大きな変化がM9クラスの地震による変動である。

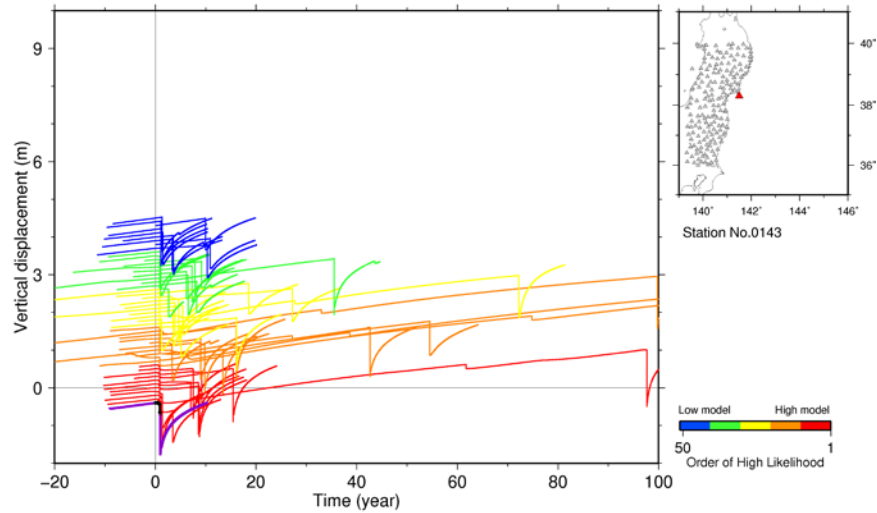


図 3-9-③-4 ケース 1 の観測データ期間で、陸域観測点のみを使用した場合の上下変動の時間推移。色は図 3-9-③-3 と同じ。このように M9 クラス地震震源域から遠くなる陸域観測点では、負の方向に数 m 変化している部分が M9 クラス地震による変動を示す。

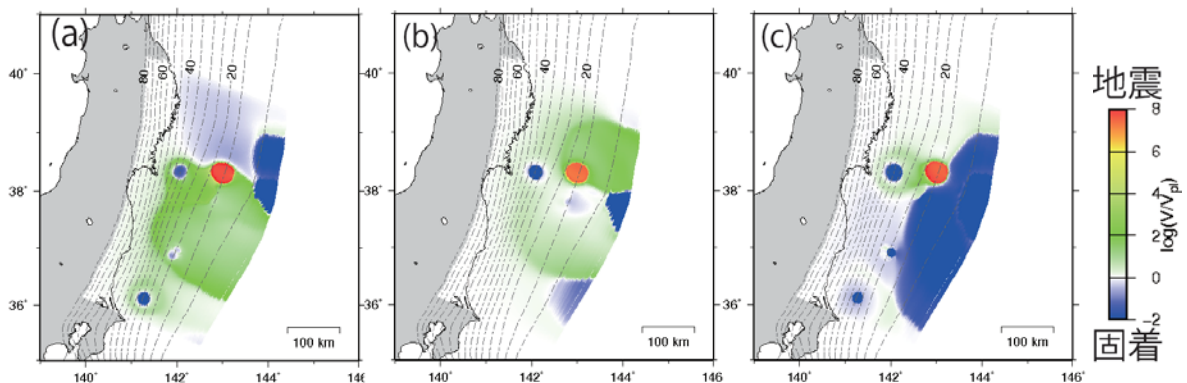


図 3-9-③-5 M7 クラスの地震が発生した時のすべり速度分布。(a) 真のシナリオ。(b), (c) 低尤度になりやすいシナリオ。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフや日本海溝でのプレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行に向けて、日本海溝地域において地震発生サイクルシミュレーションデータベースの蓄積と、推移予測の試行実験に着手した。同化手法や予測の問題点を洗い出して、推移予測手法を改善し、南海トラフ地域での試行実験に反映できる知見を得る必要がある。さらに多くのモデルで計算してシミュレーションデータベースを増やすとともに、多数のシナリオにもとづいた今後の地震発生についての確率評価方法を検討することが、今後の課題である。また、観測に基づく知見とより整合するモデルを得るために、本「データ活用予測研究」課題で整理された観測データおよび開発された逐次データ同化手法を取り入れながらパラメタ探索範囲を広げて、摩擦パラメタのチュー

ニングを行うことが必要である。

(e) 引用文献

- 1) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, B5, 2161-2168, 1979.
- 2) Hori, T., M. Hyodo, R. Nakata, S. Miyazaki, and Y. Kaneda, A forecasting procedure for plate boundary earthquake based on sequential data assimilation, *Oceanography*, 27, 94-102, 2014.
- 3) Nakatani, M., Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13347-13380, 2001.
- 4) Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98(B6), 9885-9907, 1993.
- 5) Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88(B12), 10359-10370, 1983.
- 6) Thomas, M. Y., N. Lapusta, H. Noda, and J.-P. Avouac, Quasi-dynamic versus fully dynamic simulations of earthquakes and aseismic slip with and without enhanced coseismic weakening, *J. Geophys. Res.*, 19, 1986–2004, doi:10.1002/2013JB010615, 2014.

④余効すべり・過去のゆっくりすべり同化手法の開発

(a) 業務の要約

- 1) 余効変動データによる東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布推定精度の向上：数値実験

地震後に観測された余効変動データには粘弾性緩和を通して地震時すべりに関する情報が含まれており、これらのデータを活用することで地震時すべり分布精度の向上が見込まれる。2011年東北地方太平洋沖地震では、陸域のGNSS観測点(GEONET)では地震前および地震後にわたり地殻変動連続データが、海域では海上保安庁によるGNSS音響測距結合方式海底地殻変動観測(GNSS-A)による地殻変動観測が地震前および地震発生3週間後に行われ(Sato et al., 2011)、地震時すべり推定データの有力なデータとなった。その後、観測が続けられているが、およそ2.5年後から東北大学による海底地殻変動観測が開始され、より多くの海域観測点で余効変動データが得られている。こういった状況を数値実験で再現し、地震後に得られた余効変動データによる地震時すべり分布精度の向上を確認した。

- 2) 内陸ブロック運動を考慮した海陸地殻変動データに基づく南海トラフカップリング推定の高度化

近年、着実に観測が進められているGNSS-Aデータと陸上のGNSSデータを用いて、南海トラフ沿い及び相模トラフ沿いのプレート間カップリングの推定を行った。先行研究(Yokota et al., 2016)では考慮されていなかった内陸域のブロック運動を

考慮し、朝鮮半島から関東地方までの解析領域を 15 のブロックに分割して、それぞれのブロック運動とブロック間断層における固着率を推定した。その結果、南海トラフ沿いのすべり欠損速度は全体として東に行くほど通減する傾向があるが、日向灘（132° E 付近）と紀伊半島沖の 2 か所（136° E 付近、137° E）にすべり欠損速度が小さい場所があり、過去の大地震の震源域の端に対応していることがわかった。

3) MCMKF（モンテカルロ混合カルマンフィルタ）によるすべり推定（東海 SSE）

GNSS 等による地殻変動の連続時系列データから断層のすべりの時空間変化を推定する手法である改良型のネットワークインバージョンフィルタ（モンテカルロ混合カルマンフィルタ、以下 MCMKF）（Fukuda et al., 2008）を、2013 年から 2015 年の東海地方の GNSS 時系列データに適用し、プレート境界で発生するスロースリップイベント（以下、SSE）の時空間変化を推定した。その結果 2013 年初頭から浜名湖の西側で長期的 SSE と考えられるすべりが解析期間の最後（2015 年末）まで継続し、Mw6.5 相当のモーメントを解放したことに加え、2014 年 1 月と 2015 年 5 月に長期的 SSE の深部延長側で短期的 SSE と考えられるすべりの急激な加速が推定された。長期的 SSE と短期的 SSE の同時推定は従来の手法では困難であり、スムージングを可変とする MCMKF の優位性が示された。

4) EnKF（アンサンブルマンフィルタ）による摩擦パラメータおよびすべり発展予測（豊後水道 SSE：数値実験）

これまで八重山 SSE を対象に、EnKF による SSE 断層面上の摩擦パラメータとすべりの発展予測の数値実験を試みてきたが、本年度は豊後水道 SSE 領域において EnKF 適用の可能性を探る数値実験を行った。その結果、八重山に比べ SSE の継続時間が長いこと、および八重山では海域であるため観測点分布に問題があったが、豊後水道では比較的観測点配置が良好なため、簡単なモデルでは EnKF による摩擦パラメータおよびすべり発展の推定・予測が可能なが分かった。

(b) 業務の成果

1) 余効変動データによる東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布推定精度の向上：数値実験

地震後（時刻 t ）に観測される余効変動 $d_i(t)$ （ある観測点でのある地殻変動成分 i ）は、離散震源断層セル j で生じるゆっくりした余効すべり $s_j(t)$ による弾性応答と、地震時すべり $s_j(0)$ および余効すべり $s_j(t)$ が引き起こすマントルでの流動による粘弾性応答からなり、次式の履歴積分で表せる。

$$\begin{aligned} d_i(t) &= \int_{-\infty}^t G_{ij}(t-t') \dot{s}_j(t') dt' \\ &\cong G_{ij}(t) s_j(0) + \int_{0+}^t G_{ij}(t-t') \dot{s}_j(t') dt' \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 $G_{ij}(t)$ は震源断層セル j に単位すべりを与えた時のある観測点のある成分 i の

時刻 t における地殻変動を表し、すべり応答関数と呼ばれる。式 (1) の第 1 項から分かるように、余効変動には $G_{ij}(t)s_j(0)$ の形で、地震時すべりの情報が含まれている。ただし、すべり応答関数 $G_{ij}(t)$ は、 $\exp(-t/\tau)$ (τ : 粘弾性緩和時間) で時間とともに減衰するので地震後できるだけ早い時期 (緩和時間 τ 内) に観測を始める必要がある。

図 3-9-④-1 に、実際の 2011 年東北地方太平洋沖地震前後における地殻変動観測点を示す。赤点で示される陸域の国土地理院 GNSS 観測点 (GEONET) では地震前および後とも連続データが得られている。これに対し、海域では海上保安庁により青く示した観測点で、地震前 2~4 ヶ月および地震後 3 週間に GNSS-A 観測がなされ (Sato et al., 2011)、そのデータは地震時における特大すべり域の存在を示す貴重なデータとなった (例えば、Iinuma et al., 2012)。その後、観測は年に 3~4 回程度続けられ (Watanabe et al., 2014)、これらの余効変動データを活用して余効すべり分布の推定が行われている (例えば、Yamagiwa et al., 2015)。その後、広い領域に及ぶ観測点 (緑点) で、地震後 2.5 年後から東北大学による GNSS-A 地殻変動観測が行われ、余効変動データが得られている。この 2.5 年後から始まった東北大学による観測では、地震前のデータがないため、式 (1) を地震時および余効すべりを推定する観測方程式とすることはできず、以下の式のように時刻 t と $t + \Delta t$ の間の時間変化をデータとする観測方程式を立てることになる。

$$\begin{aligned} \Delta d_i(t + \Delta t) &= d_i(t + \Delta t) - d_i(t) \\ &= (G_{ij}(t + \Delta t) - G_{ij}(t))s_j(0) + \int_t^{t+\Delta t} G_{ij}(t - t')\dot{s}_j(t')dt' \\ &\quad + \int_{0+}^t (G_{ij}(t + \Delta t - t') - G_{ij}(t - t'))\dot{s}_j(t')(t')dt' \end{aligned} \quad (2)$$

数値実験に用いるモデルとして、Yamagiwa et al. (2015) と同じ層厚 50km の弾性層とマクスウェル粘弾性層の 2 成層構造モデルを用いた。ただし、ソフトウェア Relax (Barbot, 2014) を用いて粘弾性緩和計算を行ったため、弾性層と粘弾性層では同じ剛性率を用いて、粘弾性層のマクスウェル緩和時間を 4.7 年とした。地震時および余効変動模擬観測データを作成するための、仮定した真値となる地震時および余効すべりは、Yamagiwa et al. (2015) の結果を単純化したもの (図 3-9-④-2: 真値) を用いた。この成層粘弾性モデルおよび地震時・余効すべり分布に基づき、地震時および地震後半年毎に 10 年間の余効変動データを模擬観測データとして作成した。

このように作成した余効変動模擬観測データから地震時・余効すべり分布を推定する断層の離散化および平滑化手法を含むインバージョン手法は、概ね Yamagiwa et al. (2015) に従った。ただし、データの扱いおよび用いる観測方程式を以下のように 2 つに分けて得られた結果を比較した。まず、手法①として、これまで多くの研究で用いられているように、陸域の GEONET 地震時上下・水平 3 成分データに加え、海域の海上保安庁観測点 (青点) では半年後のデータを地震時データと見なし、弾性応答インバージョンで、地震時すべり分布を求めた (推定①)。手法②として、陸域 GEONET 地震時データを用いた弾性応答インバージョンに加え、海域の海上保安庁観測点 (青点) では、地震前からのデータを基準として、半年後の水平変動データから、式 (1)

に基づき地震時および半年間の余効すべりを推定、更にそれ以降は半年毎の水平変動成分の時間変化を表す式(2)を用いて、地震時・余効すべり分布の推定を行う。東北大学観測点(緑点)については2.5年後から式(2)を観測方程式として、地震時および半年毎の余効すべり分布の推定を行った。

手法①と②により推定された結果を比較して、図3-9-④-3に示す。仮定した地震時すべり分布(真値)と並べて、手法①②による地震時すべりの推定値と真値の差の分布を示している。宮城沖より北の東北大学観測点(緑点)付近では推定①に比べて、推定②では真値に近い解が得られ、地震時すべり分布の推定精度が向上したことが分かる。

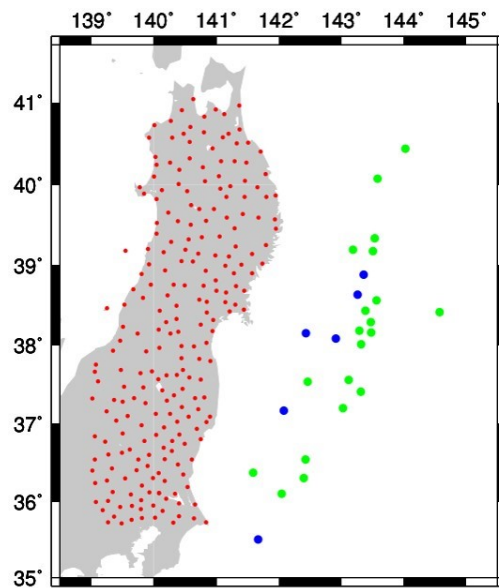


図3-9-④-1 陸域GNSSおよび海域GNSS-A観測点分布。陸域:GEONET(赤点)、海域:海上保安庁(青点)、東北大学(緑点)。

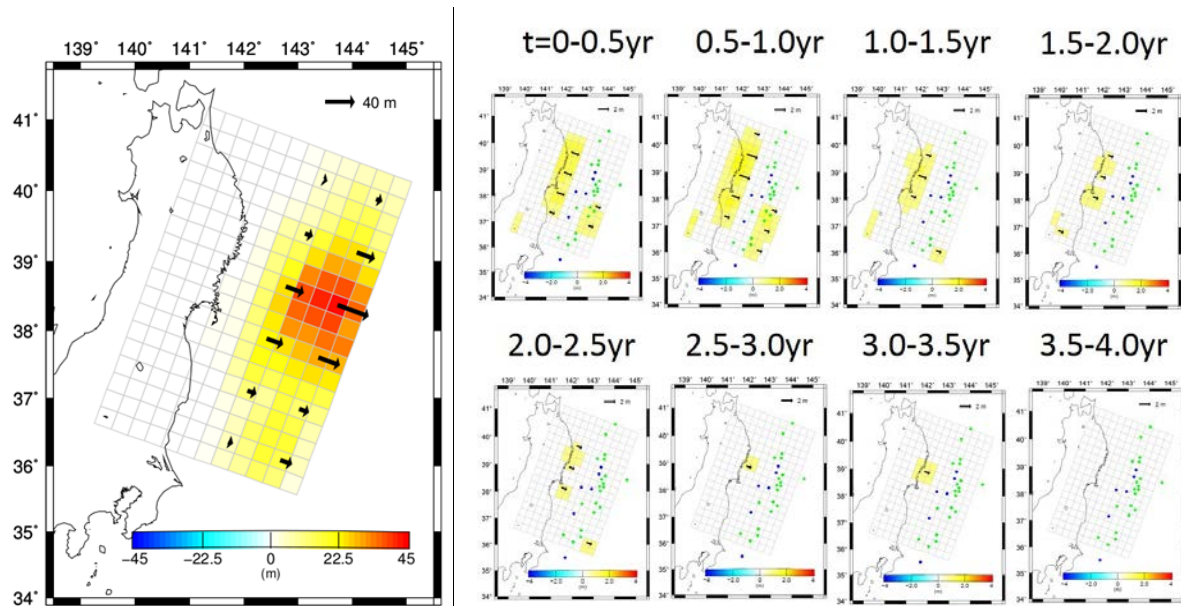


図 3-9-④-2 仮定した東北地方太平洋沖地震時および余効すべり分布モデル。
 (左) 地震時すべり分布。(右) 余効すべり分布(地震後半年毎4年間)。これらのモデルは、Yamagiwa et al. (2015)を単純化したものである。

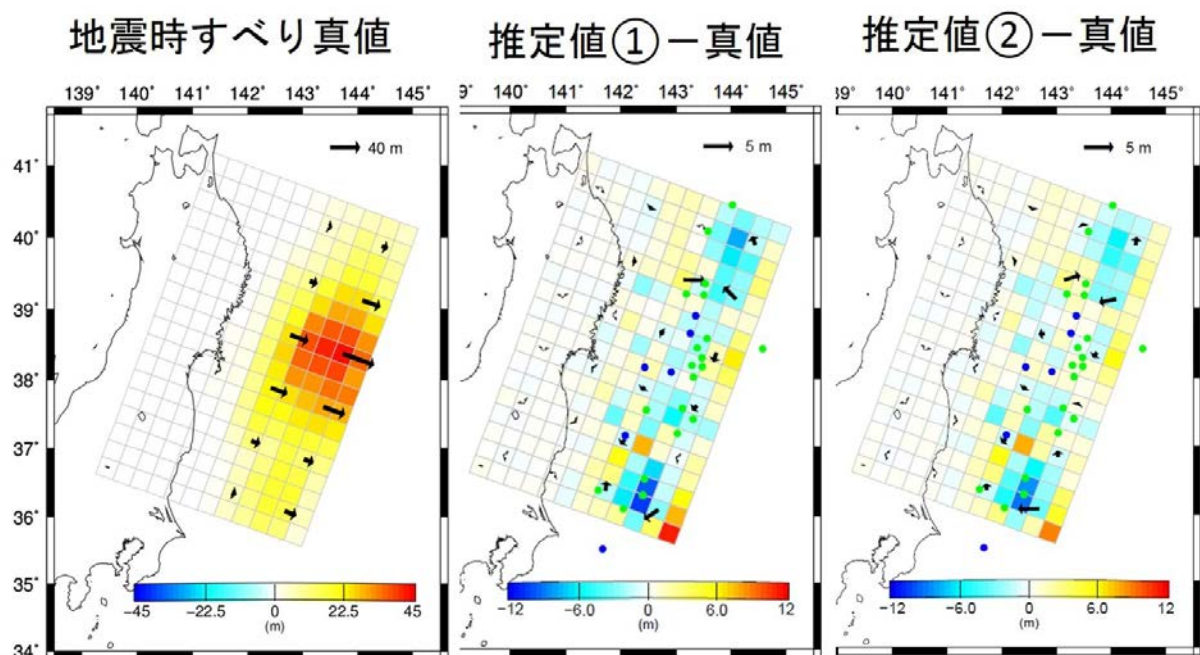


図 3-9-④-3 地震時すべり分布推定結果。(左) 仮定した地震時すべり分布(真値)。すべり量を表すカラースケールは±45m。(中) 手法①(GEONET+海上保安庁(青点)の地震時データを用いた)で推定した地震時すべり分布から仮定した真値すべり分布(左図)を引いたもの。(右) 手法②(地震時に加え、余効変動データを用いた)で推定した地震時すべり分布から仮定した真値すべり分布を引いたもの。中図・右図ですべり量の差を表すカラースケールは±12m。

2) 内陸ブロック運動を考慮した海陸地殻変動データに基づく南海トラフカップリング推定の高度化

海底の地殻変動データとして、海上保安庁と名古屋大学が設置した 23 点の GNSS-A 観測点の水平速度 (Tadokoro et al. (2012); Yasuda et al. (2014); Watanabe et al. (2015); Yokota et al. (2016)のデータを一部アップデートしたものを利用) と、陸上の地殻変動データとして、国土地理院の GEONET や大学等が設置した 840 点の GNSS 観測点の水平・上下速度を用い、地震間地殻変動を陸域のブロック運動とブロック境界断層の固着による弾性変形の和で表すモデル (ブロック断層モデル、例えば、McCaffrey et al., 2002) により、プレート間カップリングの推定を行った。用いた観測点の水平速度ベクトルをアムールプレート固定で表示したのが図 3-9-④-4 である。

図 3-9-④-5 に南海トラフと相模トラフから沈み込むプレート境界面におけるすべり欠損速度 (=プレート間相対運動速度-実際のすべり速度) を表す。すべり欠損速度分布のパターンは、海底の地殻変動データを用いた先行研究 (Yokota et al., 2016) と似ているが、すべり欠損速度は東に行くほど逓減する傾向がある。これは、陸側と海側プレートの両方で南海トラフ以外にもプレート間の相対運動をまかなう断層系があり、南海トラフでの相対運動速度が東に行くほど逓減するからである。また、すべり欠損速度が大きい深さ 10~25km の領域で、132°E 付近と 136°E 付近は比較的すべり欠損速度が小さいことが推定された。この領域は、過去の南海トラフ地震のセグメント境界と考えられており、地震間のカップリングが比較的弱い場所が地震の動的破壊伝播のバリアとして働いている可能性が示唆される。

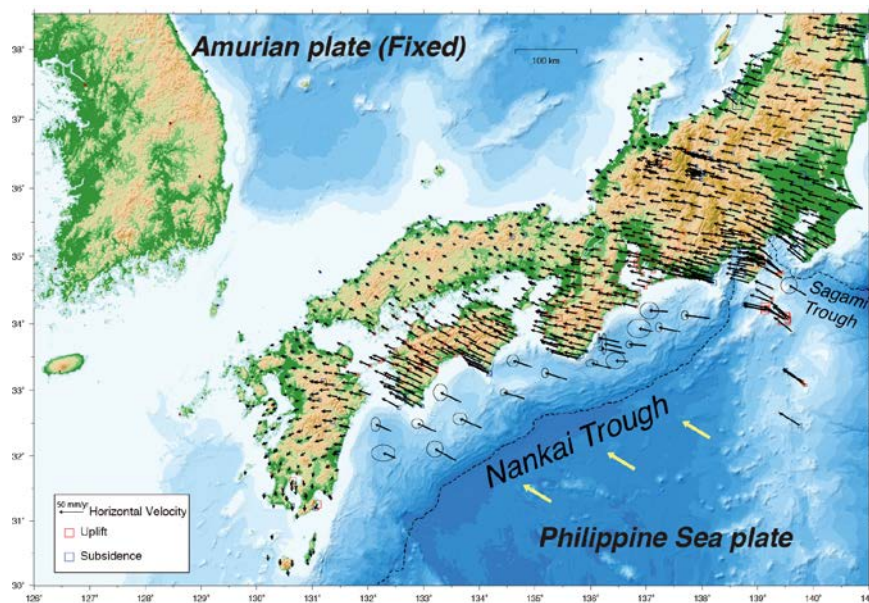


図 3-9-④-4 海陸地殻変動データを統合した西南日本の地震間地殻変動速度。黄色の矢印はプレート運動モデルに基づくフィリピン海プレートの運動方向。

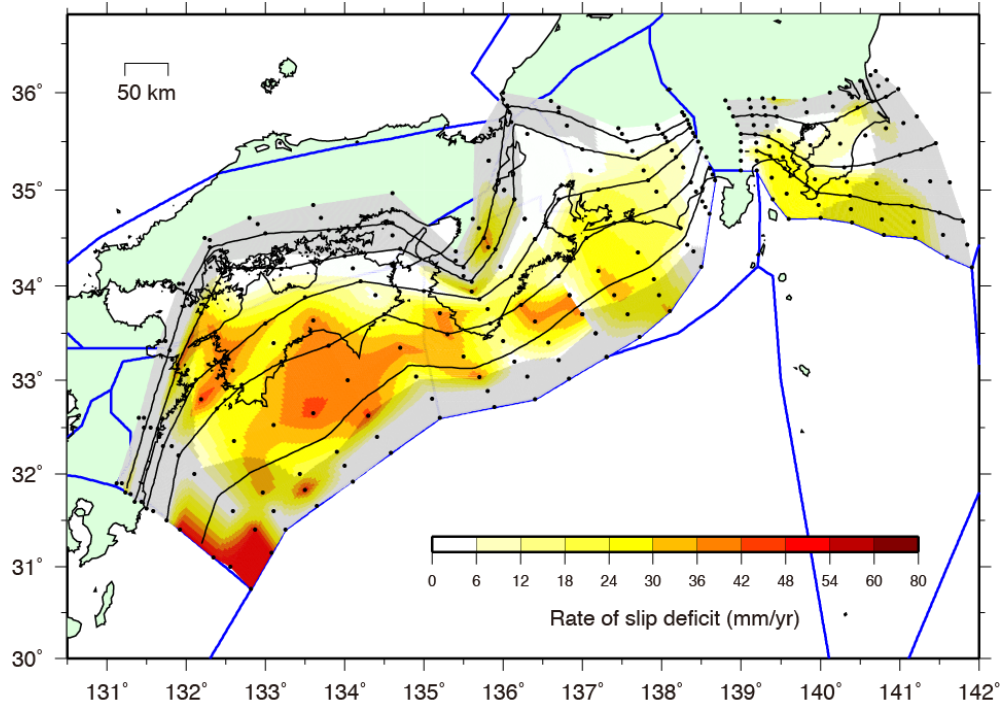


図 3-9-④-5 海陸地殻変動データより推定した南海トラフ及び相模トラフ沿いのすべり欠損速度分布。網掛けの領域は、推定誤差が 20mm/yr 以上の領域。なお、フィリピン海プレートの等深線は 10km 毎のコンターで表されており、青線は陸域でのブロック境界を示している。

3) MCMKF (モンテカルロ混合カルマンフィルタ) によるすべり推定 (東海 SSE)

2008 年 1 月から 2015 年 12 月までの期間において、東海地方の GEONET 222 観測点の GNSS データから日座標値を算出し、定常トレンドやオフセット、季節成分、東北沖地震の余効変動を推定・除去した上で、MCMKF を用いて 2013 年 1 月から 2015 年 12 月までのフィリピン海プレートと陸側プレートの境界面におけるすべりの時空間発展を推定した。この期間には、Ozawa et al. (2016) により長期 SSE が発生していることが報告されているが、期間全体のすべり分布 (図 3-9-④-6 左図) からは、浜名湖の西側で最大約 7 cm のすべりが見られ、この期間に発生した長期 SSE に対応するものと考えられる。図 3-9-④-7 は、図 3-9-④-6 左図に示した各領域におけるモーメントの時間発展を示したものであるが、図 3-9-④-6 左図の赤色四角領域や桃色四角領域では、2014 年 1 月と 2015 年 4 月にモーメントの急激な増加が見られ、その期間のすべり分布を図 3-9-④-6 中図と図 3-9-④-6 右図に示す。これらのすべりの中心は、長期的 SSE の深部側に位置し、深部低周波微動の発生位置とも一致しており、短期 SSE の発生を捉えたものである。一方、長期 SSE の中心部 (青色四角領域) では、解析期間を通してほぼ一定速度でモーメントが解放されており (図 3-9-④-7 青線)、短期 SSE の発生による影響は見られなかった。

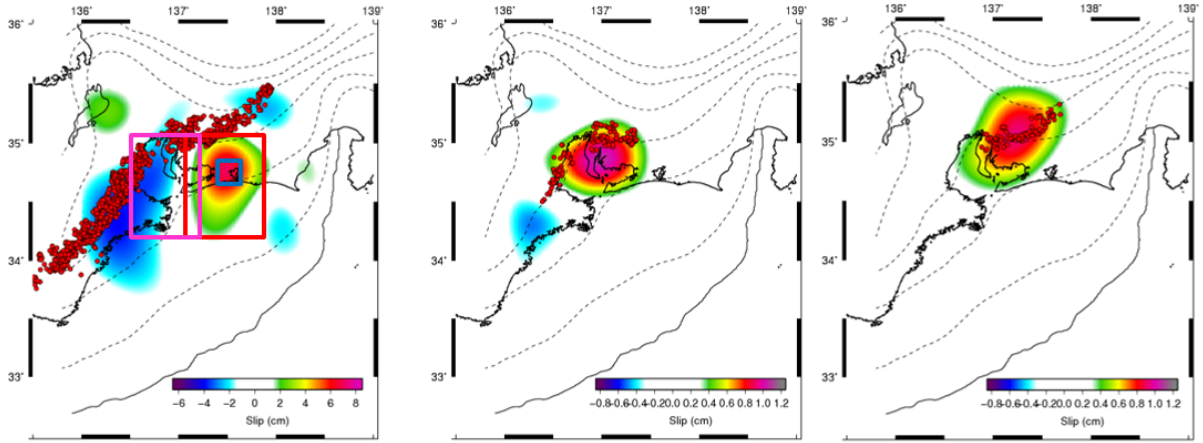


図 3-9-④-6 プレート境界面におけるすべり（カースケール。単位は cm）と低周波微動の震源（赤丸）分布。（左）2013 年 1 月から 2015 年 12 月まで。（中）2014 年 1 月 17 日から 2 月 20 日まで。（右）2015 年 4 月 1 日から 4 月 30 日まで。

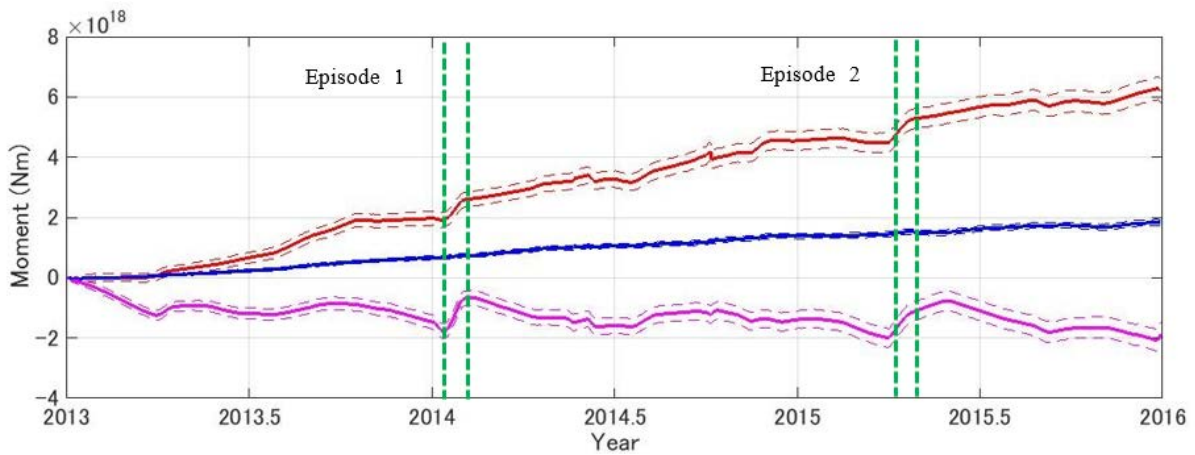


図 3-9-④-7 図 3-9-④-6（左図）の赤色、桃色、青色のすべり領域におけるモーメント解放量の時間変化。Episode 1 と Episode 2 はそれぞれ、2014 年 1 月と 2015 年 4 月に発生した短期的 SSE の期間を示す。

4) EnKF（アンサンブルマンフィルタ）による摩擦パラメータおよびすべり発展予測（豊後水道 SSE：数値実験）

観測データと物理モデルを融合した逐次データ同化の一手法である EnKF（アンサンブルカルマンフィルタ）（淡路・他、2009）による SSE（スロースリップイベント）領域での摩擦パラメータおよびすべりの発展を推定・予測する数値実験をこれまで八重山地域で行ってきたが、今年度は豊後水道 SSE 領域で数値実験を行った。

図 3-9-④-8 左図には、収束速度(V_{pl})6.5cm/年で沈み込むフィリピン海プレート境界面上に設置した豊後水道 SSE 円形パッチ（半径 $R=40\text{km}$ ）モデルの幾何学的構造を、図 3-9-④-8 右図にこのモデルの地図上での位置およびこの地域における国土地理院 GNSS 観測点（GEONET）配置図を示す。なお、プレート境界面は 2

km のサイズの 3000 個の矩形小断層セルに分割され、速度状態依存摩擦則に基づいて各セルでの状態変数およびすべり発展の数値シミュレーションを実行する。

まず、豊後水道 SSE を再現する速度状態依存摩擦則に基づくモデルを構築した。摩擦パラメータ A 、 L は断層面上で一様とし、それぞれ、100kPa、50mm とし、 B の値は円形パッチの外および内側で、それぞれ 30kPa、180kPa と設定した。従って、円形パッチ内では $A \cdot B < 0$ の速度弱化、外側では $A \cdot B > 0$ の安定すべり域となる。円形パッチ内では、震源核形成過程における臨界半径 R_c とパッチの半径 R の比は、 $R/R_c = 0.9$ となり、高速破壊に至らずゆっくりすべりが繰り返し発生する。このモデルにより発生した SSE すべり分布の時間発展を図 3-9-④-9 に示す。図 3-9-④-9 左図は、断層モデルの中心を通り深さ方向での測線に沿ってのすべり速度の時間発展を、右図は中心部でのすべり速度の時間発展を示しており、SSE が約 6.7 年で繰り返し発生し、その継続時間（ここでは円形パッチの中心部のすべり速度 V が V_{pl} を超える時間：右図の桃色を付けた期間）は約 1.5 年となることが分かる。このように、実際に観測されている豊後水道 SSE の繰り返し間隔と発生期間におおよそ対応するモデルとなっている。

次に、このモデルに基づき、図 3-9-④-8 右図の GEONET 観測点での地表変位速度を計算し、SSE 発生時には 1 日、それ以外の期間には 5 日毎に模擬データを作成した。このデータを模擬観測データとして、3000 個の各断層セル内のすべり速度（および状態変数）、および一定値とした A 、 L 、パッチ内の $B \cdot A$ の値を推定すべきパラメータとして、40 個のアンサンブルメンバーを用いて EnKF により逐次推定した。その結果を図 3-9-④-10 に示す。上図は図 3-9-④-9 右図に対応した中心部における仮定したモデルによるすべり速度（True）と推定した各アンサンブルメンバーのすべり速度（Ens.Members）を示す。中図には、推定した A 、 $B \cdot A$ 、 L の更新過程を、また下図には、図 3-9-④-9 左図に対応して、 $(V_{est} - V_{true}) / V_{true}$ （ V_{est} ：推定したすべり速度、 V_{true} ：モデルによる真のすべり速度）の値を示している。このように、同じ SSE が繰り返すというモデルであるが、初期推定値から、特に SSE が発生する度に真値に向かって更新され、4 回の SSE 後にはほぼ真の値に収束していることが分かる。

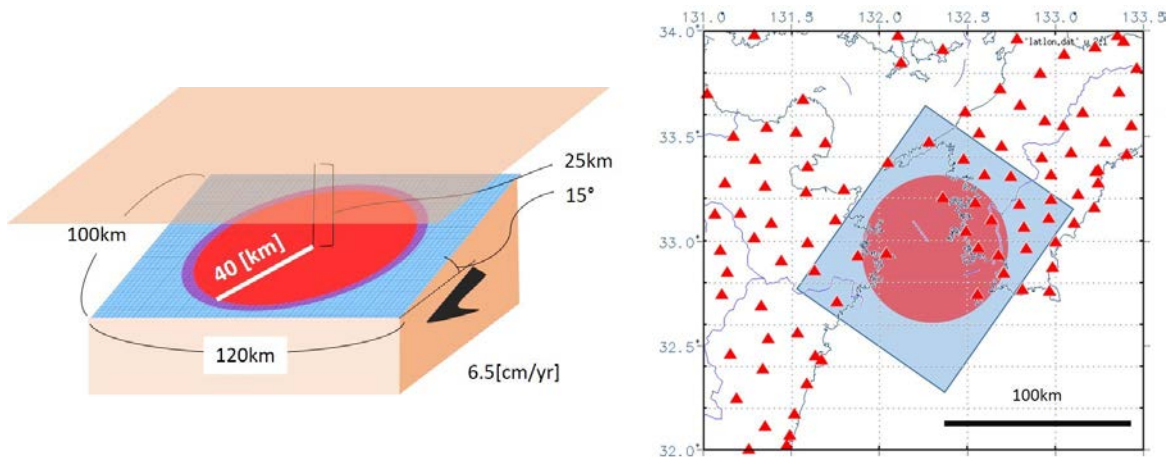


図 3-9-④-8 (左) 豊後水道 SSE パッチモデル。角度 15 度、プレート収束速度 $V_{pl}=6.5\text{cm/yr}$ で沈み込むフィリピン海プレート境界面上の安定すべり域(青色: $A-B=70\text{kPa}$)の中に半径 $R=40\text{km}$ のすべり弱化域(赤色: $A-B=-80\text{kPa}$)のパッチをおき、 $L=50\text{mm}$ として、繰り返し間隔 6.7 年、継続時間(中心域でのすべり速度 V が V_{pl} を超える時間)が 1.5 年となる SSE の繰り返し発生様式をモデル化した。(右) 豊後水道 SSE モデルと、地表での変位速度模擬観測データを作成した GEONET 観測点配置図。

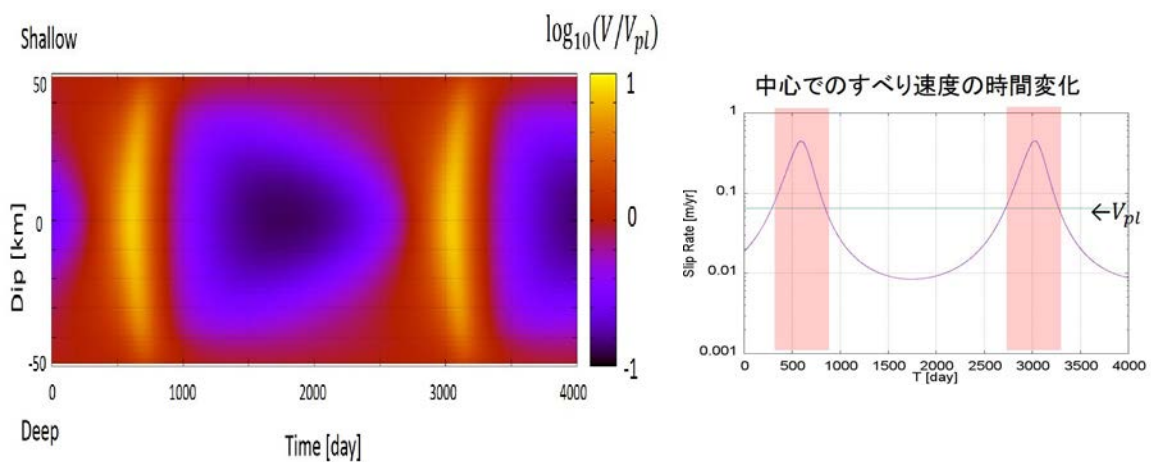


図 3-9-④-9 モデルにより作成された SSE すべり速度の時間発展。(左) 中心を通る深さ方向への測線に沿ってのすべり速度分布の時間発展を示す。黄色部分が SSE 発生時で、SSE 発生後、固着(紫色)し、徐々に浅部および深部から固着が剥がれ次の SSE 発生に向かう様子が見て取れる。(右) 中心部におけるすべり速度の時間発展を示す。桃色部分が $V \geq V_{pl}$ となる SSE 発生期間を示す。

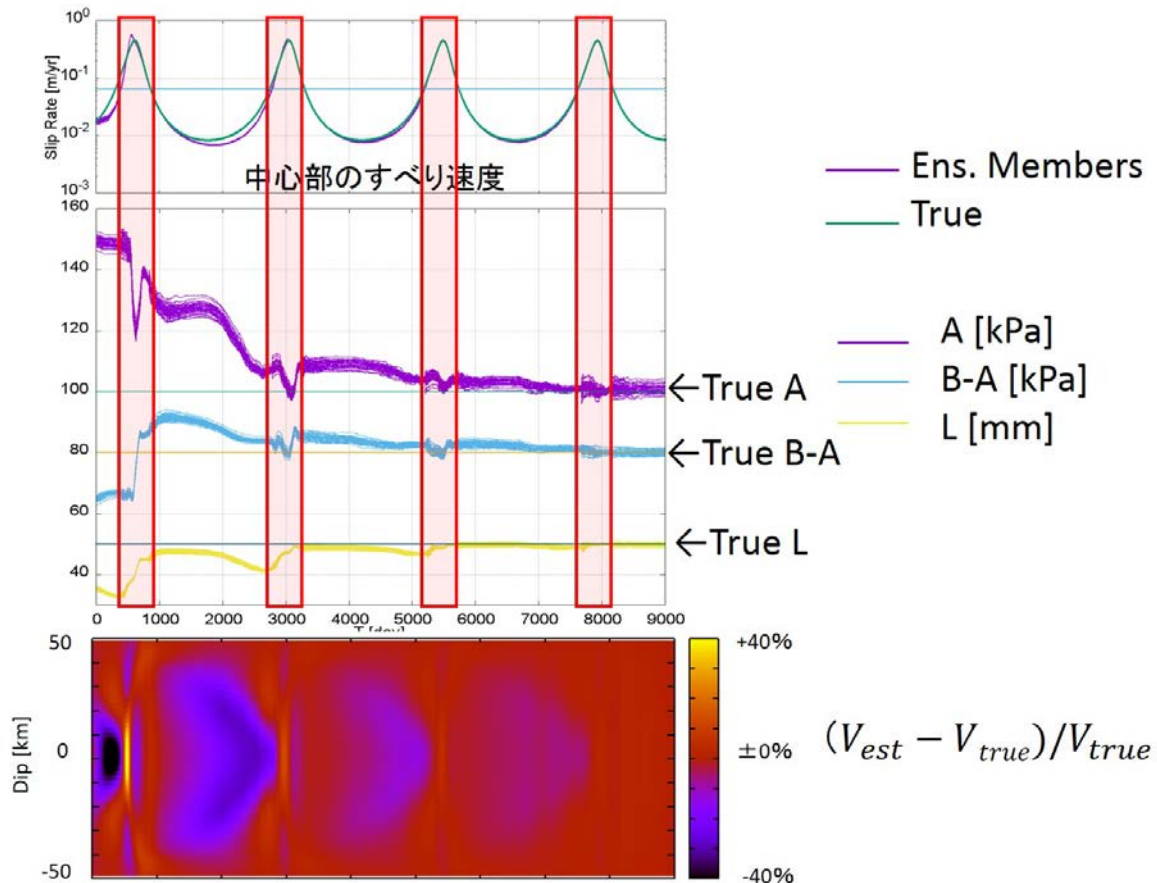


図 3-9-④-10 EnKF による結果。(上) 中心部のすべり速度の時間変化で、紫がアンサンブル値、青がモデルすべり速度を示す。(中) 摩擦パラメータ A、パッチ内の A-B、L のアンサンブルメンバー値の更新過程を示す。(下) 図 3-9-④-6 左図 (V_{true}) に対応する推定値 V_{est} との差の割合 $(V_{est} - V_{true}) / V_{true}$ の更新過程を示す。4 サイクルではほぼ正しく推定されていることが分かる。なお、上・中図の赤く囲った部分は SSE 発生時を表す。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 余効変動データによる東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布推定精度の向上：数値実験

数値実験ではあるが、実際の粘弾性構造が既知という条件下では、地震後に海域で観測された余効変動データを用いることで、地震時すべり分布の推定精度を向上させることが分かった。式 (1) から明らかであるが、余効変動データ解析は余効すべりの推定に重点がおかれ、地震時すべりの推定にも役立つといった視点は、これまであまり強調されてこなかった点である。

今後は、実観測データへの適用はもちろんであるが、実際の粘弾性構造の問題、またここでは全く議論していないが、地震時すべりと余効すべり推定のトレードオフなどの問題に取り組む必要がある。

2) 内陸ブロック運動を考慮した海陸地殻変動データに基づく南海トラフカップリング推定の高度化

陸側及び海側プレート内のブロック運動を考慮して、海陸の地殻変動観測データから南海トラフ及び相模トラフでのプレート間カップリングの推定を行った。南海トラフ沿いのすべり欠損速度は深さ 10~25km で大きい、東に行くほど逓減し、136° E 付近で局所的に小さいことが推定され、過去の南海トラフ巨大地震の震源域と関連していることが示唆される。今後の課題として、弾性変形の計算に海底地形を考慮することや、トラフ軸近傍や日向灘以南の領域では、依然としてすべり欠損速度の解像度が低いため、海底地殻変動観測網の拡充が望まれる。

3) MCMKF (モンテカルロ混合カルマンフィルタ) によるすべり推定 (東海 SSE)

東海地方の GEONET データと MCMKF によるプレート間すべりの推定手法を用いて、2013~2015 年に発生した東海長期 SSE のすべりの時空間発展を推定した。浜名湖の西でこの期間にほぼ一定速度で継続する長期 SSE のすべりと、2014 年 1 月と 2015 年 4 月にはその深部で短期 SSE に伴う急激なすべりの加速が推定された。短期 SSE に伴う地殻変動は数 mm 程度と小さいため、従来の解析手法では平滑化によって見過ごされてしまうことが多かったが、時間方向の平滑を可変とした MCMKF により、その両者を同時に推定することが可能であることが示された。今後の課題としては、長期 SSE と短期 SSE、深部低周波微動などの他のスロー地震との関係について詳細な解析・考察を進めていくことや、2000 年代前半に発生した東海 SSE を含め GNSS 観測が開始された、1990 年代半ば以降のすべりの時空間発展を推定することにより、この地域のプレート間すべりの特性を明らかにしていくことが挙げられる。

4) EnKF (アンサンブルマンフィルタ) による摩擦パラメータおよびすべり発展予測 (豊後水道 SSE : 数値実験)

単純なモデルではあるが、豊後水道 SSE を再現するモデルを構築し、そのモデルにより GEONET 観測点での地殻変動模擬観測データを作成し、EnKF による断層面におけるすべり速度と摩擦パラメータ推定の逐次データ同化を試みた。その結果、パッチ内で摩擦パラメータが一様という簡単なモデルでかつ、繰り返し同じ SSE が発生するというモデルを用いた数値実験からは、4 回程度の SSE 発生後にはほぼ真値に収束することが確認された。

今後は、摩擦パラメータの不均質を導入した複雑なモデルや実際のプレート面形状を考慮したモデルにより EnKF 適用の可能性を探り、実データへの解析へと進む必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 淡路敏之・蒲時政文・池田元美・石川洋一、データ同化、京都大学出版会、2009.
- 2) Barbot, S., Relax: Nonlinear Postseismic relaxation in the Fourier Domain, ver. 1.07, 2014.

- 3) Fukuda, J., S. Miyazaki, T. Higuchi, and T. Kato, Geodetic inversion for space—time distribution of fault slip with time-varying smoothing regularization. *Geophys. J. Int.*, 173(1), 25-48, 2008.
- 4) Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, and S. Miura, Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 117(B7), 2012.
- 5) McCaffrey, R., Crustal block rotations and plate coupling, in *Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser. Vol.30*, edited by S. Stein and J. Freymueller, 101-122, doi:10.1029/030GD06, AGU, Washington D.C., 2002.
- 6) Ozawa, S., M. Tobita, and H. Yarai, A possible restart of an interplate slow slip adjacent to the Tokai seismic gap in Japan, *Earth Planets Space*, 68(1), 54, 2016.
- 7) Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada, Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Science*, 332, 1395, doi:10.1126/science.1207401, 2011.
- 8) Tadokoro, K., R. Ikuta, T. Watanabe, M. Ando, T. Okuda, S. Nagai, K. Yasuda, and T. Sakata, Interseismic seafloor crustal deformation immediately above the source region of anticipated megathrust earthquake along the Nankai Trough, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L10306, doi:10.1029/2012GL051696, 2012.
- 9) Watanabe, S., M. Sato, M. Fujita, T. Ishikawa, Y. Yokota, N. Ujihara and A. Asada, Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5789-5796, doi:10.1002/2014GL061134, 2014.
- 10) Watanabe, S., T. Ishikawa, and Y. Yokota, Non-volcanic crustal movements of the northernmost Philippine Sea plate detected by the GPS-acoustic seafloor positioning, *Earth Planet Space*, 67, 184, doi:10.1186/s40623-015-0352-6, 2015.
- 11) Yamagiwa, S., S. Miyazaki, K. Hirahara, and Y. Fukahata, Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 66–73, doi:10.1002/2014GL061735, 2015.
- 12) Yasuda, K., K. Tadokoro, R. Ikuta, T. Watanabe, S. Nagai, T. Okuda, C. Fujii, and K. Sayanagi, Interplate locking condition derived from seafloor geodetic data at the northernmost part of the Suruga Trough, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5806–5812, doi:10.1002/2014GL060945, 2014.
- 13) Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro, and A. Asada, Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*, 534, 374-377, doi:10.1038/nature17632, 2016.

(3) 平成 29 年度業務計画案

本年度開発したブロック運動解析プログラムに、ブロック内の歪の推定、FEM による

GREEN 関数導入のテスト、時系列解析などを実装していく。

東北地方の海陸地殻変動観測のデータを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前後に起こった、プレート間固着強度の時空間ゆらぎ（余効すべりを含むゆっくりすべりイベント、前震活動、余震活動）や内陸における地殻応答等に関する観測データの整理を進める。特に東北沖地震後の長期的な余効すべりの推移や繰り返し地震の破壊過程の変化について詳細な検討を行う。また東北沖地震前に発生したスロースリップイベントの断層モデル再検討を継続する。

余効すべり・ゆっくり地震のデータ同化手法の開発を継続する。具体的には、東北地方太平洋沖地震の余効変動データを用いた地震時すべり分布精度向上、MCMKF による SSE 領域におけるすべり速度推定、および豊後水道 SSE 領域における EnKF 適用可能性を更に検討する。

3.10 震源モデル構築・シナリオ研究

(1)業務の内容

(a) 業務題目 「震源モデル構築・シナリオ研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所 災害科学系研究部門	教授 特任助教	古村孝志 原田智也
東京大学地震研究所 巨大地震津波災害予測研究センター	准教授	市村 強
京都大学 大学院理学研究科	教授	平原和朗
名古屋大学大学院 環境学研究科	准教授	橋本千尋
国立研究開発法人防災科学技術研究所	総括主任研究員	福山英一
国立研究開発法人海洋研究開発機構	グループリーダー 技術研究員	堀 高峰 今井健太郎
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究員	安藤亮輔
京都大学 防災研究所	教授 准教授 准教授	岩田知孝 関口春子 浅野公之
東北大学災害科学国際研究所	教授	今村文彦
関西大学 社会安全学部	教授	高橋智幸

(c) 業務の目的

南海トラフの過去地震の震源再解析に加え、国内外を含む他の地震発生帯での巨大地震の震源解析、並びに地震発生シミュレーションの結果等を参考にして、南海トラフで発生する巨大地震の震源特性と連動様式の一般化（レシピ）を図る。また、津波堆積物や津波石の移動を考慮した津波シミュレーション法を開発し、周辺諸国を含めて古文書等の記録を集めることにより、データが少ない過去地震の震源過程を評価する。

強震動・津波シミュレーション法の大規模並列化を進め、高分解能・広帯域化するとともに、プレート詳細形状・物性モデルと高分解能地殻・堆積層モデルを結合した高分解能地下構造モデルを構築して、巨大地震シナリオの高度なハザード評価を行う。震源や地下構造モデルの不確定性と地震シナリオの不確実性（多様性）に伴う短周期強震動と長周期地震動の予測のバラツキを適切に評価し、防災に資することのできる実用的なハザード評価を行う。南海トラフ地震と南西諸島海溝地震の

連動可能性や、相模トラフの地震や日本海溝の地震との最大連動の可能性、こうした地震津波による広域津波についての評価も行う。

(d) 8か年の年次実施業務の要約

平成 25～26 年度:

日本列島広域構造モデルを開発し、データに整合するようパラメータを推定した。過去の地震とその後の粘弾性応答を考慮した応力・強度分布の推定手法を構築した。津波に伴う土砂移動を評価できる津波浸水計算コードを開発した。プレート形状と三次元地殻・堆積層構造モデルを整備して、近年の大地震の強震動・長周期地震動生成メカニズムを検証するとともに、地震動・津波シミュレーションの高精度化・広帯域化を行った。

平成 27～28 年度:

平成 27 年度には、日本列島広域構造モデルを大地震発生前後の内陸地震の活発化問題に適用するため、日本列島規模の地殻粘弾性モデルの整備と、三次元有限要素法に基づく大規模並列シミュレーションコードを開発した。堆積層の精緻化により高精度化・広帯域化した強震動・津波シミュレーションと、昭和東南海・南海地震及び安政東海・南海地震の史料詳細解析から推定した震度・地殻変動・津波データに基づいて、南海トラフの過去地震の震源過程の再評価を進めた。連動の多様性を含む地震発生シナリオを提案するために、動的破壊過程を含めた地震発生サイクルシミュレーション手法を整備した。これらの成果に基づき、最大クラスを含む震源モデルのレシピ化と、日向灘地震等による誘発条件を検討した。超巨大地震の発生可能性の検討に向け、津波堆積物シミュレーションを用いたトラフ軸付近を含む過去の超巨大地震の波源推定の有効性を示した。

平成 28 年度には、日本列島規模の 100 億自由度の大規模地殻モデルを整備し、これを用いた弾性・粘弾性解析有限要素法コードの高速化を図るとともに、東北地方太平洋沖地震の地殻変動計算結果と観測との比較から、南海トラフ地震への適用可能性を確認した。南海トラフ地震発生サイクルの高度化に向けて、粘弾性モデルの導入を進めるとともに、大地震発生前のプレート滑り遅れの蓄積状態の違いによる、大地震の発生・拡大過程を検討した。さらに、2016 年 4 月 1 日に発生した紀伊半島沖地震 (Mjma6.5) 後の推移シナリオを検討した。南海トラフ巨大地震モデルのレシピ化と最大級の地震の明確化に向け、不均質強震動生成モデルを提案し、東北地方太平洋沖地震の強震動生成が良く説明できることを確認した。強震動評価に広帯域 Q モデルを新規導入し、長周期地震動シミュレーションにより震源モデルの多様性が強震動・長周期地震動のバラツキに与える影響を定量評価した。過去の南海トラフ地震の震源像の明確化のための基礎資料として、1707 年宝永地震、1854 年安政東海・南海地震の震度情報を収集してデータベース化した。

平成 29～30 年度：

南西諸島海溝から南海トラフまでの三次元プレートモデルを構築して日本列島広域構造モデルを完成させるとともに、南西諸島海溝にも適用できる南海トラフ巨大地震の震源モデルを構築する。また、本地域での過去地震の史料や地震・津波・地殻変動観測データと強震動・津波シミュレーションに基づき地震津波ハザードを評価する。また、他課題の成果や本研究が提供するシナリオに対するフィードバックに基づいて、連動条件や地震発生シナリオを改訂する。粘弾性を考慮した構造モデルでの地震の推移予測のためのデータ同化手法を開発する。

平成 31～32 年度：

本研究により整備された地下構造モデルとシナリオに基づき、南海トラフ地震および西南諸島海溝地震による全国の地震津波ハザード評価に資する地震シナリオ及び巨大地震の震源モデルの一般化を図る。南海トラフ地震と相模トラフ、日本海溝の地震との巨大連動や、西南諸島海溝地震との巨大連動の可能性と、これによる強震動と津波のハザード評価を行う。

(e) 平成 28 年度業務目的

平成 27 年度に引き続き、日本列島広域地下構造モデルを用いて南海トラフ地震の誘発・連動、及び大地震発生前後の内陸地震の活発化問題の過去事例の評価と発生可能性を検討するための、日本列島の地殻粘弾性モデルを構築して、観測データとの検証を行う。強震動・津波シミュレーションモデルの高精度化を進めるとともに、震度・地殻変動・津波データ等の多様な観測データを活用して南海トラフ過去地震の震源過程を詳しく評価し、連動の多様性を含む地震発生シナリオを提示する。上記結果等に基づき南海トラフ地震（既往最大・平均クラス）及び最大クラスの地震の震源モデルのレシピ化を進め、これらを用いて強震動・津波シミュレーションを実施して最大クラス地震と平均クラスの強震動・津波の違いとその変動要因を明確化する。南海トラフ軸付近での調査観測研究の結果を受けて、トラフ軸付近のゆっくり滑りによる津波地震と高速・大すべりによる超巨大地震の発生可能性を検討し、これらの発生間隔を含めた現実的なハザード評価に向けたプレート境界でのテクトニックローディングと地震発生シミュレーションを実施する。

(2) 平成 28 年度成果

① 日本列島粘弾性モデル構築とその応用

(a) 業務の要約

震源シナリオ研究の高度化へ向けた研究として、日本列島規模の大規模地殻モデルにおける弾性・粘弾性応答の解析のための有限要素法コードの改良と、高分解能モデル（100 億自由度程度）を用いた地殻変動解析モデルを整備した。新規導入のデータサーバーを用いて、日本列島広域 3 次元不均質構造 0 次モデルを観測データに基づき 1 次モデルへと改良をはかった。本モデルを用いて、巨大地震発生時、及び発生後の地殻変動

解析を行った。

(b) 業務の成果

東北地方太平洋沖地震後の海底地殻変動の観測結果から示唆されるように、海溝型巨大地震後の地殻変動は、アセノスフェアの粘弾性緩和に大きく影響を受けると考えられている。地殻・マンツルの形状や物性の不均質性が及ぼす影響が大きいとの指摘もあり、3次元有限要素法などを使って、地殻・マンツルの形状や物性の不均質性及び粘弾性を考慮した地震時・地震後地殻変動のシミュレーションが行われている。しかし、蓄積されてきた地殻・マンツルの形状や物性のデータから構築される地殻・マンツル構造モデルは高詳細であるものの、これを用いて3次元有限要素モデルを構築し、地殻変動シミュレーションを行うことは、計算コストの観点から難しいとされているため(有限要素モデルの自由度のオーダーが $10^9\sim 10^{10}$ となるため)、上記の地殻変動シミュレーションで用いられる地殻・マンツル構造モデルはやや低詳細化されたものが用いられている。蓄積されてきた地殻・マンツルの形状や物性のデータから構築される高詳細モデルをそのままシミュレーションで用いるために、ハイパフォーマンスコンピューティングの技術に基づき、高詳細モデルから3次元有限要素モデルを構築し、これを用いた弾性・粘弾性応答解析が可能な手法の構築をすすめてきた。本年度は、昨年度までに完成した分散メモリ計算機上における並列有限要素解析手法を、後述する日本列島広域3次元不均質構造モデルの改良手法に適合する形で高速化させた。具体的には、対象問題において、一次方程式の係数行列が常に一定であることに着目し、一次方程式の求解の際に用いる方程式の情報の保持形式を、適切なものに変更した。これまでの手法では $10^{2\sim 4}$ 計算ノード程度の環境で $10^9\sim 10^{10}$ 自由度の有限要素モデルを $10^3\sim 4$ 回24時間程度で解くことが可能であったが、今回の改良により、さらに計算時間の2~3割の削減が可能となった。

日本列島を含む $2944 \times 2752 \times 850$ kmの領域に高詳細モデルを生成した。日本列島の地殻構造について得られている知見をより反映させるため、地表面データとしてJTOPO30「日本水路協会海洋情報研究センター, 2003」、プレート形状データとして「Koketsu *et al.*, 2008」のデータとCAMP standard model「Hashimoto *et al.*, 2004」を用いている。大陸プレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートそれぞれの下部に、合計3層の粘弾性層を設定した。また対象領域が大きくなり、地球の曲率が無視できなくなると考えられるため、メッシュ生成の際には曲率も考慮している(図3-10-①-1)。また、得られている観測データに整合するように微調整を行った。これらのデータを用いて生成された有限要素モデルは約100億自由度となった。

作成した高詳細モデルを用いて、巨大地震発生時、及び発生後の地殻変動計算を行った。まず、上記の日本列島モデルから、東北地方を含む高詳細モデルを切り出し、生成した(図3-10-①-2左上)。図3-10-①-2右上に示した三つの粘弾性層の内、海洋プレート下粘弾性層にあたるUPACのみ粘性率をその他の層に比べ低く設定した。このモデルの断層面上に、東北地方太平洋沖地震の既往研究を参考に設定した地震時と地震後の断層すべりを与えた(図3-10-①-2下)。これらの設定下での地震発生時、

及び発生後の地殻変動計算の結果は、東北地方太平洋沖地震後に得られている地殻変動の観測データと定性的によく整合した。

日本列島の地震時・地震後の挙動推定の信頼性を向上する上で、弾性・粘弾性応答解析手法の構築とともに、日本列島モデルの改良も重要となる。そこで、昨年度より断層すべりとアセノスフェア粘性率を同時に推定することにより、観測データと整合した粘弾性構造を推定しつつ、断層すべりを推定する手法の構築を進めている。本年度は、上記の地殻変動計算の結果を人工観測データとして用い、現実的な問題下での断層すべりと粘性率の同時推定の数値実験を行った。用いた観測点位置を図3-10-①-3左に示す。3つの粘弾性層での粘性率を推定するほか、地震断層面を多数の小断層により離散化し、各小断層でのすべり量を推定した(図3-10-①-3右)。地震後の期間を4つに分けて断層すべり量の推定を行ったため、最終的な推定対象パラメータ数は合計600程度となった。多数のパラメータの推定に際して、最適化問題の性質の適切な改善を行うことで、効率よく最適解を求めることができるようになった。結果として、粘性率は概ね良好に推定され、図3-10-①-4の解析結果例からは断層すべりも適切に推定されることがわかる。計算には有限要素解析を多数繰り返すことが必要となるが、理化学研究所の京コンピュータ2560ノードを用いて、17時間弱という現実的な時間内で最適解を得ることができた。これは、問題設定に合わせた最適化問題の性質の改善と先述の有限要素解析高速化により実現されたと言える。このように、計算コスト的にも実用可能な日本列島モデルの改良手法を構築することができた。

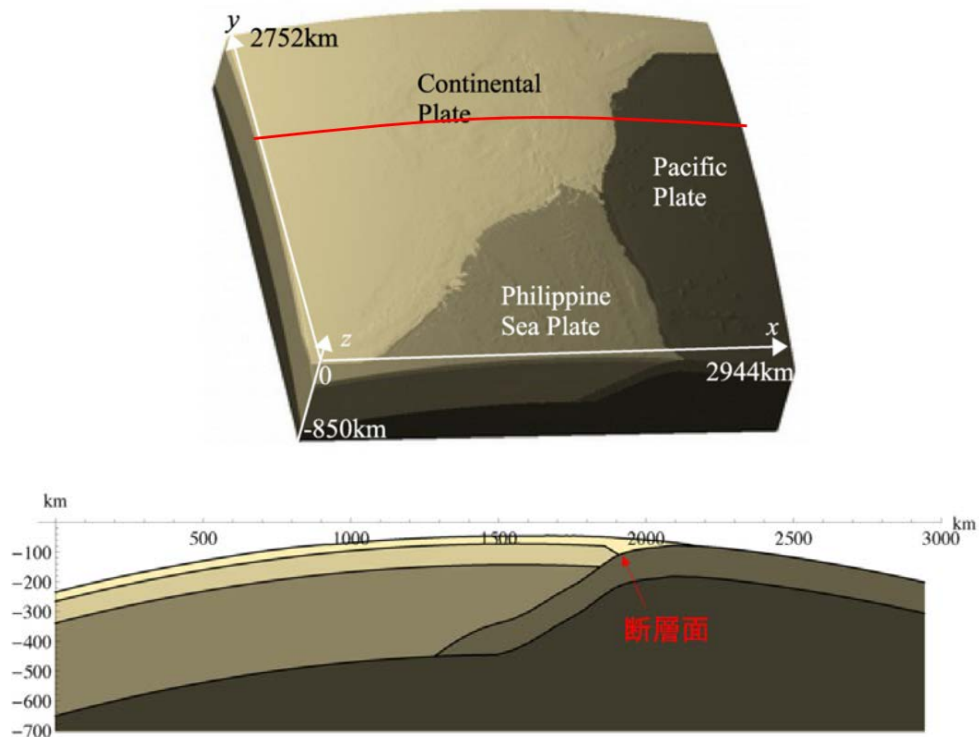


図3-10-①-1 (上) 日本列島の高詳細モデルの概観。

(下) 上図赤線上でのモデル断面図。地表面形状データとしては JTOPO30 「日本水路協会海洋情報研究センター, 2003」を、プレート形状データとしては、断層面付近では「Koketsu *et al.*, 2008」のデータを、それ以外の部分では CAMP standard model 「Hashimoto *et al.*, 2004」を用いた。

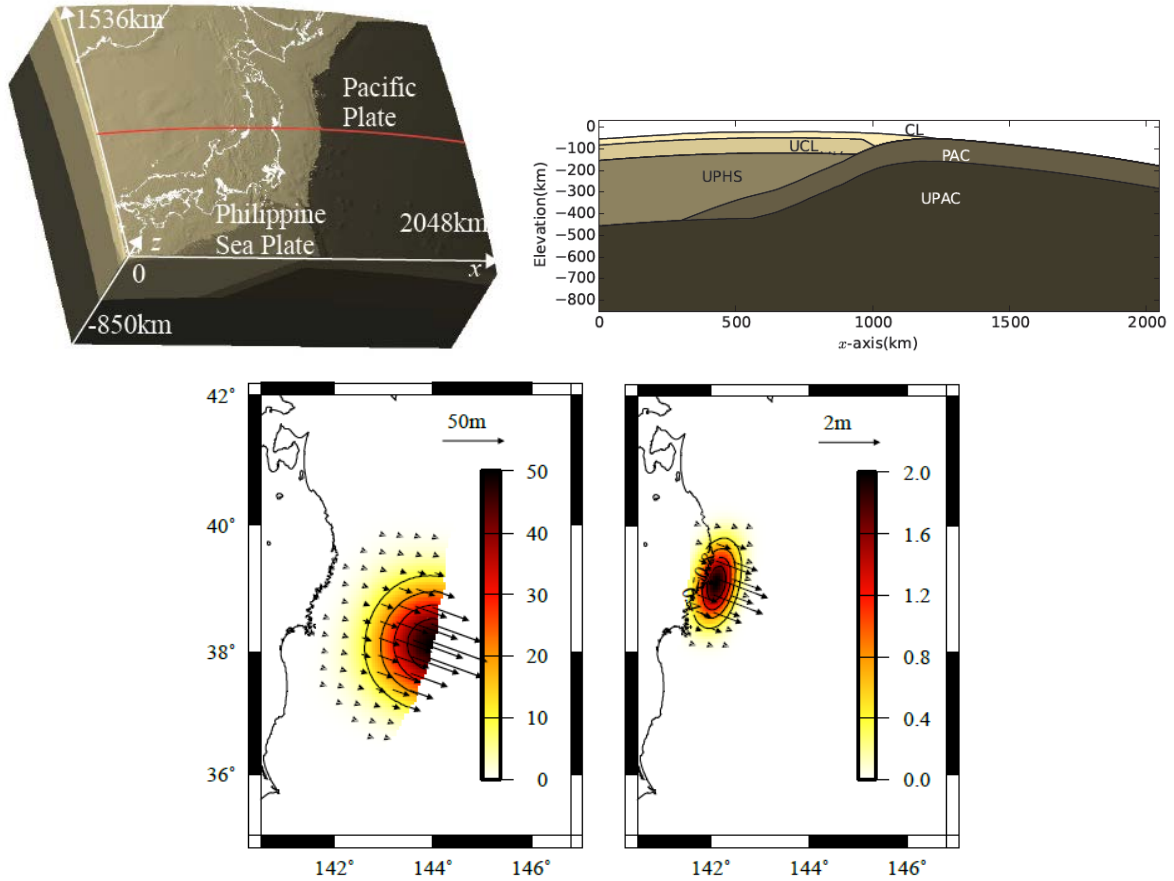


図 3-10-①-2 (左上) 有限要素モデルの概観。自由度は 35 億程度である。
 (右上) モデル図赤線上でのモデル断面図。UCL、UPHS、UPAC と表記のある部分が粘弾性層。
 (下) 計算に用いた断層すべり分布。左が地震時、右が地震後。

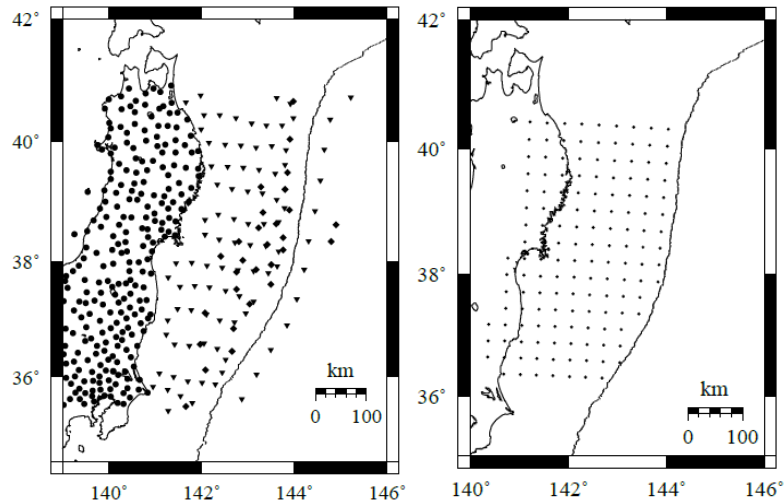


図 3-10-①-3：(左) 人工観測データの配置。現実に存在する観測点位置を用いているが、将来的に観測点が敷設される予定のものも含まれている。
(右) すべり量を推定するための地震断層面の離散化に用いた 144 の小断層。

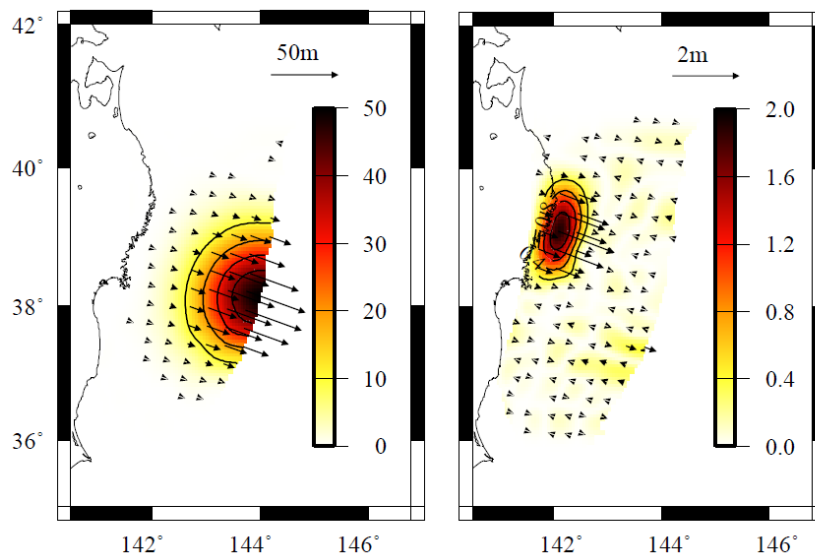


図 3-10-①-4 各小断層でのすべり量を推定した高詳細な日本列島有限要素モデルを用いた粘性率・断層すべり同時推定の推定結果例。断層すべり真値(左)と推定値(右)。図 3-10-①-2 (下) とよく一致している。

(c) 結論ならびに今後の課題

本年度は、高詳細な地殻・マントル構造モデルを用いた弾性・粘弾性地殻変動解析手法のさらなる改良をすすめるとともに、日本列島モデルの高分解能な地殻変動解析モデルを整備した。さらにそのモデルを用いて、巨大地震発生時、及び発生後の地殻

変動計算を行ったところ、観測データと整合する結果を得た。さらに、この計算結果を人工観測データとして日本列島モデルの改良手法の構築も進めた。

来年度以降は、震源シナリオ研究の高度化へ向けた研究として、日本列島規模の大規模地殻モデルにおける弾性・粘弾性応答の解析のための有限要素法コードの改良と、地殻構造・物性の曖昧さを考慮可能な地殻変動解析手法の開発を行う。本手法を用いて、地殻構造・物性の曖昧さを考慮した巨大地震発生時、及び発生後の地殻変動解析を行う。前年度整備したデータサーバーを増強し、このデータサーバー上に、曖昧さを考慮可能なグリーン関数データベースを構築し、曖昧さを考慮した震源シナリオ推定を行う。

(d) 引用文献

Hashimoto, C., K. Fukui, M. Matsuura, 3-D Modelling of Plate Interfaces and Numerical Simulation of Long-term Crustal Deformation in and around Japan, *Pure appl. geophys.* 161: 2053, doi:10.1007/s00024-004-2548-8, 2004.

Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, T. Hashimoto, Progress towards a Japan in-tegrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering S10-038*, 2008.

日本水路協会海洋情報研究センター, JTOPO30 (日本近海 30 秒グリッド水深データ), <http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOPO30/>, 2003 (2017 年 3 月 22 日閲覧)。

②地震サイクル計算手法の高度化

(a) 業務の要約

1) 準動的地震サイクル計算の高速化

マグニチュード9といった大規模地震や多くのパッチを含む準動的地震サイクルシミュレーション (ECS) 計算、およびプレート境界における摩擦パラメータとすべり発展を推定・予測するデータ同化において、準動的 ECS 計算の高速化が必須である。我々は、これまで階層化行列 (H-matrices) 法を、すべり応答関数とすべり (速度) の行列ベクトル積に適用して、計算の高速化・省メモリ化を実現してきた。本年度は、すべり速度および状態変数の発展を記述する微分方程式の解法の問題を検討した。

2) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

粘弾性媒質での ECS の応力計算では、粘弾性すべり応答関数とすべり速度との履歴積分が必要となり、多くの計算時間およびメモリが必要となり問題となる。そこで、地震波伝播において地震波減衰を表す手法であるメモリ変数を導入して応力計算を行う ECS 計算の定式化を行った。更にメモリ変数の意味を考える上で、速度状態依存摩擦則に従う標準線形固体要素-ブロックの固着・すべり振動子問題を扱った。

(b) 業務の成果

1) 準動的地震サイクル計算の高速化

準動的 ECS では、プレート境界を小断層セルに分割して、各セルにおいて準動的運動方程式と速度状態依存の摩擦則を連立させて、プレート境界におけるすべりの時空間発展を追っている。その微分方程式系の積分には時間刻み可変の 4/5 次埋め込み型ルンゲ・クッタ (RK) 法 (rkck) 「Press *et al.*, 第 2 版, 1992」が、これまで長年にわたって多くの研究で用いられてきた。ところが、「Press *et al.*, 第 3 版, 2007」では、Dorman-Prince による 5 次埋め込み型 RK である DOPRI5、および 8 次の DOP853 「Hairer *et al.*, 1993」といった高次の埋め込み型 RK が紹介されている。一方、例えば、「Noda and Lapusta, 2010」では、動的で TP (thermal Pressurization) 過程も含んだ ECS を扱っているが、2 次精度の exponential integrator (EI) 法で時間発展させ、すべり速度は Lambert の W (オメガ) 関数を用いている (「Noda *et al.*, 2013」、NL 法と略)。

そこで、地震サイクルを表すモデルとしてよく用いられている、速度状態依存摩擦則に従うバネ-ブロック固着・すべり振動子の準動的数値計算に rkqs、DOPRI5、DPO853、NL 法を用いて、繰り返し間隔が約 112 年で 3 万年間の計算を行い、そのパフォーマンスを調べてみた (表 3-10-②-1)。この表で、eps は時間刻みを定める計算精度、cpu は計算時間 (秒)、nok、accept、および nbad、reject は、試した時間刻みで採用したおよび排除したステップ数を示す。NL 法では、時間刻みは $V \Delta t/L$ (V :すべり速度、 Δt :時間刻み、 L :特徴的すべり距離) で制御しているが、地震間には非常に大きな時間間隔となるので、この制御は適当でなく、 Δt の最大値を 2 通り試した場合を示している。高精度になるにつれ、DOP853 の優位性が見て取れる。

2) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

線形粘弾性媒質における、単位すべりに対する応力緩和関数で有るすべり応答関数を $K(t)$ とすると、応力はすべり応答関数 $K(t)$ と変位速度 $du(t)/dt$ の履歴積分

$$\tau(t) = \int_{-\infty}^t K(t-t') \left(\frac{du(t')}{dt'} \right) dt' \quad (1)$$

で与えられる。ここですべり応答関数 $K(t)$ が

$$K(t) = M_U - \delta M \sum_{l=1}^n a_l (1 - e^{-\frac{t}{t_{Rl}}}) \quad \sum_{l=1}^n a_l = 1 \quad (2)$$

$$M_U = K(0) \quad \delta M = K(0) - K(\infty)$$

のように、弾性応答 M_U および n 個の緩和時間 $t_{Rl} (l=1, \dots, n)$ で表され、メモリ変数を

$$\zeta_l(t) = \left(\frac{1}{t_{Rl}} \right) \int_{-\infty}^t u(t') e^{-\frac{t-t'}{t_{Rl}}} dt' \quad (3)$$

と定義すると、メモリ変数は以下の微分方程式に従う。

$$\frac{d\zeta_l(t)}{dt} = \left(\frac{1}{t_{Rl}} \right) (u(t) - \zeta_l(t)) \quad (4)$$

すると、式(1)の応力 $\tau(t)$ は

$$\tau(t) = M_U(u(t) - \left(\frac{\delta M}{M_U}\right) \sum_{l=1}^n a_l \zeta_l(t)) \quad (5)$$

となり、メモリ関数を用いることにより、履歴積分すなわち過去のすべり速度は必要なくなる「Moczo and Kristek, 2005」。ここで、図3-10-②-1のように標準線形固体要素（バネ定数 k_1 とマックスウェル粘弾性要素（バネ定数 k_2 のバネと粘性係数 η のダッシュポットを直列したもの）を並列連結したもの）一ブロックからなる固着・すべり振動子を考える。標準線形固体要素の場合、すべり応答関数 $K(t)$ は、

$$K(t) = (k_1 + k_2 e^{-\frac{t}{t_R}}) H(t) \quad (6)$$

$$n = 1, \quad a = 1, \quad M_U = k_1 + k_2, \quad \delta M = k_2, \quad t_R = \eta/k_2 = T_M$$

と表せる。

ブロックと床底面には速度状態依存摩擦則に従う摩擦が働くとし、ローディング速度を v_{pl} とすると、ブロックの変位 $u(t)$ 、変位速度 $v(t)$ は以下の微分方程式に従う。

$$\frac{dv(t)}{dt} = \frac{1}{\frac{A}{v(t)} + \eta_{RD}} \left((k_1 + k_2) \left(v_{pl} - v(t) - \frac{k_2}{k_1 + k_2} \frac{d\zeta(t)}{dt} \right) - \frac{B}{\theta(t)} \frac{d\theta(t)}{dt} \right) \quad (7)$$

$$\frac{d\theta(t)}{dt} = 1 - \frac{v(t)\delta(t)}{L} \quad (8)$$

$$\frac{d\zeta(t)}{dt} = \frac{1}{t_R} (v_{pl}t - u(t) - \zeta(t)) \quad (9)$$

ここで、 A 、 B 、 L は摩擦パラメータである。図3-10-②-1の力の釣り合いを考え、微分方程式系を組み立てると、メモリ変数がダッシュポットの変位 $u_d(t)$ に対応し、

$$\zeta(t) = u_d(t) \quad (10)$$

となることが分かった。

バネ（定数 k ）一ブロックの固着・すべり振動子の繰り返し間隔（ T_E ）が約112年となる弾性問題に対応して、 $k_1 = k_2 = k/2$ とおき、 η すなわち $t_R (= \eta/k_2 = T_M$ ：マックスウェル緩和時間)を変化させたときの値を横軸に、固着・すべり振動子の繰り返し間隔を縦軸にとってプロットしたものを図3-10-②-2に示す。粘性係数を小さくするに従い繰り返し間隔が小さくなるが、単調減少ではなく最小値（ $T_M = 5-10$ 年）を持つことが分かった。また、 $t_R = T_M = 0.1, 1, 5, 10, 20, 40, 80, 500$ 年および弾性バネの場合に対応する、応力変化を図3-10-②-3に示す。繰り返し間隔（ T_C ）が単調減少ではなく最小値をもつ原因はあまりよく分からないが、 T_M が小さい方から見ていくと最小の繰り返し間隔（ T_C ）を与える $T_M = 10$ 年程度まで応力曲線は大きく折れ曲がっていることが分かる。

表 3-10-②-1 各手法における固着すべり振動子による地震サイクル計算の比較

	rkck			dopri5			dop853		
eps	cpu	nok	nbad	cpu	accept	reject	cpu	accept	reject
1.0d-05	0.086986	38171	26748	0.088986	58410	21974	0.086986	30266	13937
1.0d-06	0.123981	62940	34027	0.135978	88686	33229	0.107983	40606	14687
1.0d-07	0.180973	102065	45223	0.170974	133225	16309	0.141978	53858	19294
1.0d-08	0.276957	170518	62870	0.239963	207986	493	0.182973	69927	24117
1.0d-09	0.9508551	993140	287	0.378942	330884	469	0.227965	89779	26936
1.0d-10	9.1356106	9675102	3	0.600909	524965	314	0.280958	118748	23930

NL法 $\Delta t_{max}=0.2$ yr

$V\Delta t/L$	CPU	Step No.
1.0d00	0.184971	185160
1.0d-01	0.519916	517540
1.0d-02	3.8374159	3870186

NL法 $\Delta t_{max}=5$ yr for $V < V_{pl}$

$V\Delta t/L$	CPU	Step No.
1.0d00	0.04199	41586
1.0d-01	0.38294	378281
1.0d-02	3.71743	3748750

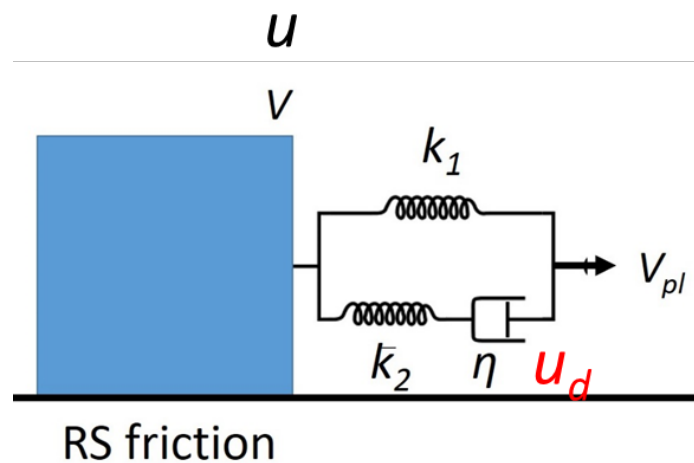


図 3-10-②-1 底面に速度状態依存摩擦則 (RSF) が働く標準線形固体要素ブロックを速度 V_{pl} で引っ張り、固着・すべりを引き起こす数値実験の図。

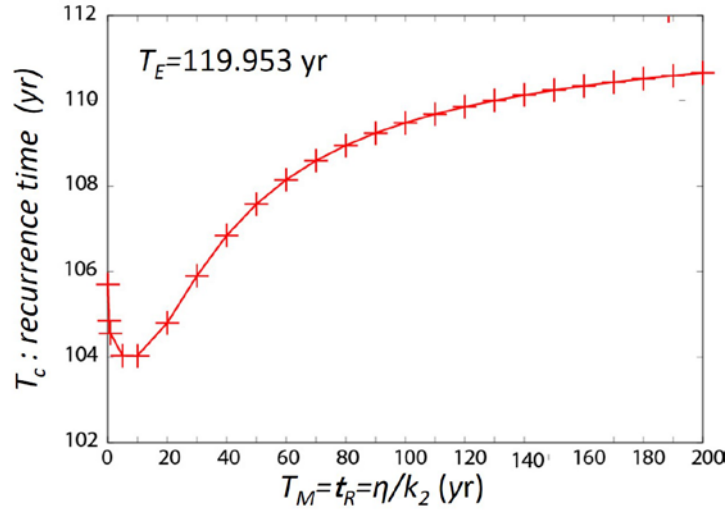


図 3-10-②-2 弾性バネ（弾性定数 k ）の場合に T_E （=111.95 年）となる固着すべり振動子のバネを標準線形固体に変え（図 3-10-②-1 : $k_1=k_2=k/2$ ）、 η/k_2 を横軸に、縦軸に計算された来り返し間隔（ T_c ）を示した図。

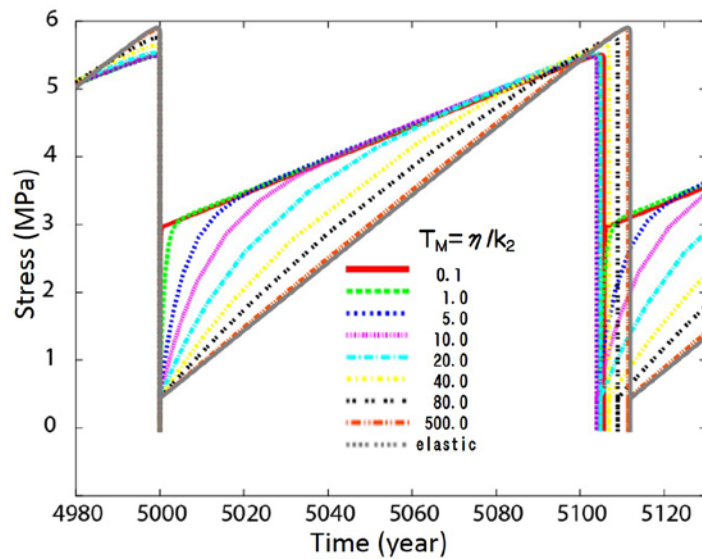


図 3-10-②-3 $T_R=T_M=\eta/k_2$ が 0.1、1.0、5.0、10.0、20.0、40.0、80.0、500.0 年および弾性バネ (elastic) の場合の、固着・すべり振動子の 1 サイクル中の応力変化。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 準動的地震サイクル計算の高速化

南海トラフ地震の発生サイクル計算の高速化と高精度化に向け、計算アルゴリズムの改良を行った。準動的地震サイクル計算における微分方程式の解法アルゴリズムを、従来使用してきた時間刻み可変の 4 次精度ルンゲ・クッタ法から、数値計算

分野で用いられ有効と考えられている 8 次精度の DOP853 に変更したところ、高精度でも高速計算が可能であることが分かった。今後は、準動的地震発生サイクル計算の高速化に向けて、DOP853 を利用することにした。なお、動的計算などで用いられる NL 法については、現在 2 次精度の EI 法を用いているが、数値計算分野では 4 次精度 RK を用いた EI 法も提案されているので、実用化に向けて精度向上の観点からこの利用についても継続して検討する必要がある。

2) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

線形粘弾性媒質中での準動的南海トラフ地震サイクル計算に向けて、応力計算の効率化の検討を行った。粘弾性媒質中の応力計算では履歴積分を必要とするため、過去のすべり速度をメモリ上におく必要があり、多くのメモリを必要とし計算負荷が高くなる。そこで、履歴積分を用いないメモリ変数を用いた定式化を行った。粘弾性媒質中での地震サイクルの模擬固着・すべり振動子モデルでは、メモリ変数はダッシュポットの変位に対応することが分かった。また粘性に応じて固着・すべり振動子の繰り返し間隔が変化することがわかった。今後は、メモリ変数を用いた粘弾性媒質中での準動的地震サイクル計算の実用化に向けて、高速化等について更に検討を行う必要がある。

(d) 引用文献

Hairer, E., S.P. Nørsett, and G. Wanner, Solving Ordinary Differential Equations I, Nonstiff Problems, Springer, 1993.

Noda, H., and N. Lapusta, Three-dimensional earthquake sequence simulations with evolving temperature and pore pressure due to shear heating: Effect of heterogeneous hydraulic diffusivity. *J. Geophys. Res.* 115(B12), 2010.

Noda, H., M. Nakatani, and T. Hori, Large nucleation before large earthquakes is sometimes skipped due to cascade-up—Implications from a rate and state simulation of faults with hierarchical asperities. *J. Geophys. Res.* 118(6), 2924-2952, 2013.

Moczo, P., and J. Kristek, On the rheological models used for time-domain methods of seismic wave propagation, *Geophys. Res. Lett.* 32.1, 2005.

Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, Numerical Recipes in Fortran 77: The Art of Scientific Computing, 2nd Edition, Cambridge, University Press, New York, 1992.

Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, Numerical Recipes in C++: The Art of Scientific Computing, 3rd Edition, Cambridge, University Press, New York, 2007.

③南海トラフ地震発生サイクルの再現・モデル検証

(a) 業務の要約

「Hashimoto *et al.*, 2014」によって、地震発生の物理に基づく地震発生サイクルシミュ

シミュレーションの基本的な考え方が示され、地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレームワークが構築された。これに基づき、或る時点の応力状態を適切に推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成するためには、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る断層構成関係を設定することが重要な課題となる。以上を踏まえて、本業務では、昨年度に引き続き、「Aochi and Matsu'ura, 2002」のすべりと時間に依存する断層構成則に基づき、地震発生領域のピーク強度・臨界すべり量の値や分布を変えたモデルを設定して、各モデルについて準静的テクトニックローディングのシミュレーションを実施した。準静的シミュレーションに於いて、大地震発生後 50 年で実現したすべり遅れレート分布は、1996～2000 年の GPS データに基づくインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布（1944 年東南海・1946 年南海地震後 50 数年の状態）を再現するが、その後、すべり遅れレート分布は徐々に変化してゆく。このようなすべり遅れレート分布の時間変化には、断層構成則の設定により違いが生じる。防災科研では、準静的テクトニックローディングのシミュレーション結果を用いて、破壊開始場所の推定方法の検討を行った。各想定破壊開始点においては、初期クラックの大きさを応力拡大係数の考え方に基づき設定し、与える応力擾乱の大きさを定量的に評価した。

(b) 業務の実施方法

「Hashimoto *et al.*, 2014」によって、地震発生の物理に基づく地震発生サイクルシミュレーションの基本的な考え方が示され、地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレームワークが構築された。地震発生サイクルシミュレーションシステムは、三次元プレート境界面形状モデルを共通の基盤とした準静的テクトニックローディングモデルと動的地震破壊伝播モデルから成る。これにより、地震発生直前の応力状態と断層構成関係が与えられれば、その後の動的破壊伝播が計算される。さらに、そこから生じる地震波動も同時に計算できる（「Fukuyama *et al.*, 2009」）。これに基づき、或る時点の応力状態を適切に推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成するためには、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る断層構成関係を設定することが重要な課題となる。構成関係パラメータの設定に制約を与えるためには、地殻変動データのインバージョン解析による地震間のすべり遅れ分布（「Hashimoto *et al.*, 2009」、 「Hashimoto *et al.*, 2012」）、過去の地震の開始点や伝播範囲、大地震の発生間隔、及びスロースリップの発生などの多様な情報を通して数値シミュレーション結果を検討する必要がある。

以上を踏まえて、平成 27 年度は、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域モデル（全長約 700 km）の高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km、計算点間隔 2 km）大規模計算により、西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定した南海トラフ域のすべり遅れレートを再現するための現実的な断層構成関係の検討を進めた。地震発生領域のピーク強度の異なる複数のモデルを設定して、準静的テクトニックローディングシミュレーションにより実現するすべり遅れレート分布の検討を行い、構成関係の設定に制約条件を与え得る可能性を示した。また、適切に評価した初期クラックサイズを用いて、動的破壊が進行するか否かの評価を行い、構成関係パラメータの設定の制約

について考察した。平成 28 年度は、平成 27 年度に引き続き、現実的な断層構成関係の検討を進め、地震直前の応力分布と構成則パラメータ分布を計算した。さらにその結果を用いて動的破壊伝播の計算を行い、準静的テクトニックローディングによる歪蓄積が動的破壊伝播へと遷移し得るかどうかの評価を行った。破壊伝播し得るかどうかの評価を行うにあたっては、初期クラックの大きさを静的破壊エネルギーの概念を用いて評価した後、その初期クラックに応力擾乱を与えて、破壊を開始させ、破壊伝播の計算を行った。また、破壊開始を定量的に評価するために、初期クラックに与えた応力擾乱を定量化し、破壊開始点の評価を定量化した。

(c) 業務の成果

今年度の業務実施の結果、以下の成果を得た。

1) 「Aochi and Matsu'ura, 2002」のすべりと時間に依存する断層構成則に基づき、パラメータ α a、 β b、 c の設定により、地震発生領域のピーク強度・臨界すべり量の値や分布を変えたモデルを設定して、各モデルについて、準静的テクトニックローディングのシミュレーションを実施した。ピーク強度を、室戸沖、紀伊半島南端域共に 2 MP 程度に、Dc を 0.7m 程度になるように設定した場合に実現したすべり遅れレート分布のスナップショットを図 3-10-③-1 に示す (Case 1)。ここで、第 1 サイクルの計算は、第 2 サイクル開始時点を大地震発生直後に対応させる妥当な初期条件を生成するための前処理に相当する。大地震発生後の粘性緩和の効果により、第 2 サイクルの方が応力蓄積レートは大きくなる。以下では、第 1 サイクル最後の不連続なすべりを 1946 年南海地震のすべりに対応させた。数値シミュレーションに於いて、大地震発生後 50 年で実現したすべり遅れレート分布は、1996~2000 年の GPS データに基づくインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布 (1944 年東南海・1946 年南海地震後 50 数年の状態) を再現するが、その後、すべり遅れレート分布は徐々に変化してゆく。

◆ Case 1

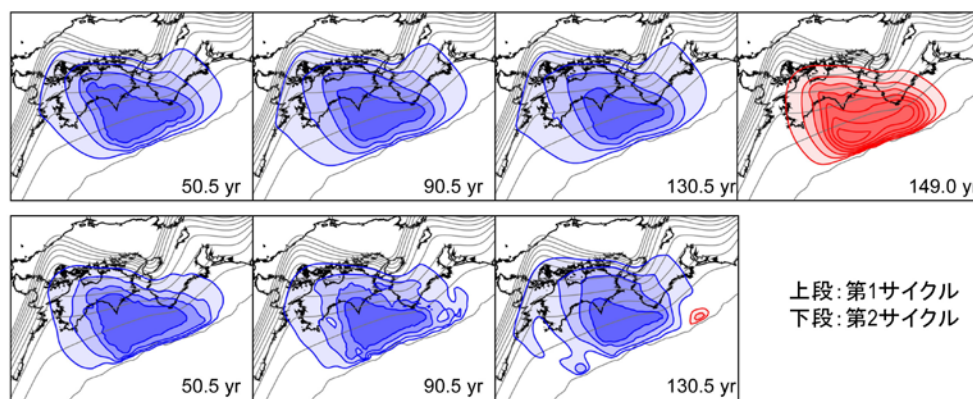


図 3-10-③-1 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海東南海域の地震発生サイクル (Case 1)。地震間の青コンターはすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表わす (1 cm/yr 間隔)。地震時 (上段最右パネル) の赤コンターは、すべり量を表わす (0.5 m 間隔)。

次に、Case 1 と同じく、ピーク強度を室戸沖、紀伊半島南端域共に 2 MP 程度に、 D_c を 0.7m 程度にしているが、その分布が Case 1 とは異なるように設定 (図 3-10-③-3 参照) した場合に実現したすべり遅れ分布のスナップショットを図 3-10-③-2 に示す (Case 2)。Case 1 と Case 2 の時系列に於けるすべり遅れレート分布の基本的なパターンは似ているが、すべり遅れ分布の時間変化には、断層構成則の設定により違いが生じる。Case 2 の場合の方がすべり遅れレートの大きい領域 (固着域) の分布が縮小する時間が短い。準静的シミュレーションの枠組みの中で実現する (動的破壊伝播シミュレーションを用いていない) 地震時すべりの分布は、2 つのケースで大きく異なる。

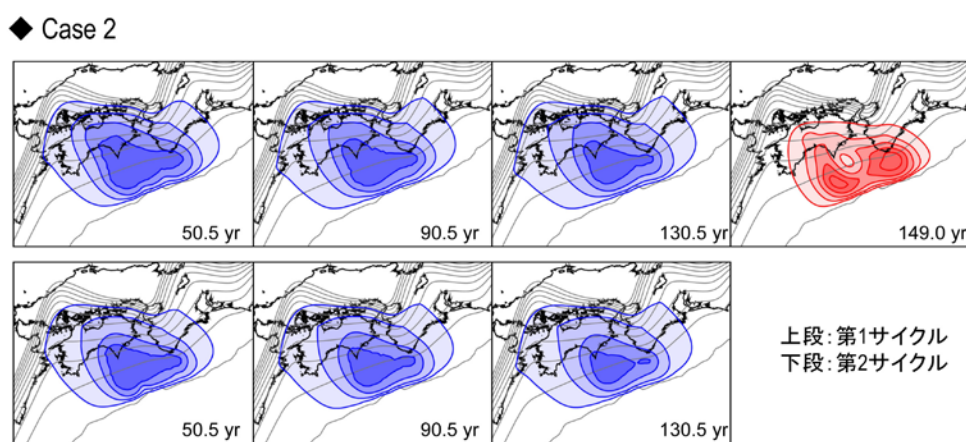


図 3-10-③-2 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海東南海域の地震発生サイクル (Case2)。地震間の青コンターはすべり遅れレートを表わす (1 cm/yr 間隔)。地震時 (上段最右パネル) の赤コンターは、すべり量を表わす (0.5 m 間隔)。

図 3-10-③-3 に、Case 1 と Case 2 の 2 のケースについて、地震発生サイクル過程の中で実現するすべり遅れレート分布とピーク強度の比較を示した。或る時点の応力状態に加えて、ここで示した構成関係の不均質構造が、その時点での、地震破壊の開始可能性、伝播範囲、地震時すべり量等を強く規定している。

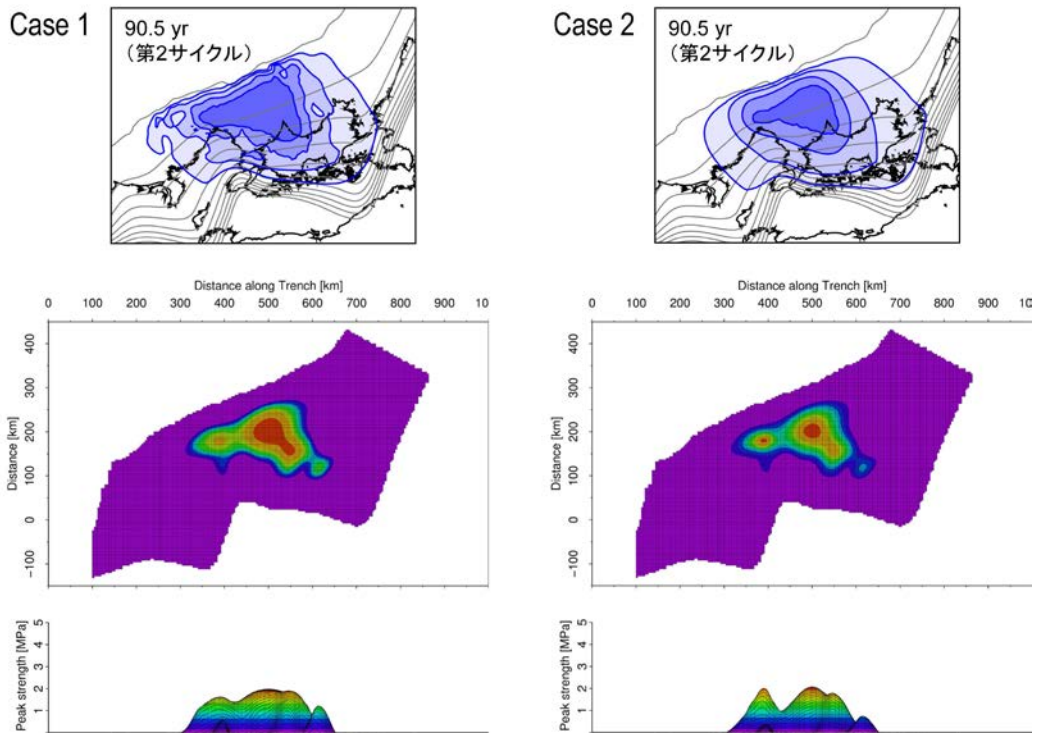


図 3-10-③-3 Case 1 と Case 2 のすべり遅れレート分布とピーク強度の比較。左列と右列のパネルは、それぞれ、Case 1 と Case 2 を示す。(上段) 地震発生サイクル過程の中で実現したプレート境界面上のすべり遅れレート分布。(中段、下段) プレート境界面上のピーク強度分布。マップ上の位置は上段の図に対応。

2) 地震破壊シナリオ構築のためには、地震がどこから始まってどのように伝播するのかを調べるのが重要である。準静的テクトニックローディングのシミュレーションから動的破壊への破壊モードの移行の詳細な検討を行った。初期クラックをいろいろな場所に設定して動的破壊伝播の計算を行った。初期クラックの大きさは、静的応力拡大係数の考え方にに基づき推定した。さらに、動的破壊伝播開始時に一斉に破壊するように初期クラック内部に応力擾乱を与え、破壊伝播の計算を行った。そのときに与えた応力擾乱の量を定量的に評価し、破壊伝播が継続するかすぐ止まってしまうのかの判断基準とした。前回の地震からの経過時間が短く、すべり遅れによる歪の蓄積が十分でない場合は、動的破壊伝播を開始させてもすぐに破壊が停止してしまうが、すべり遅れ分布が十分成長し、歪が十分に蓄積されている場合には、破壊が動的に進展し、破壊はすべり遅れ領域（歪蓄積領域）全体に広がることを確認した。また、設定した初期クラックの位置により、破壊伝播しやすいところと、しにくいところが認められた。これは、構成関係と初期応力分布によるものであり、今後、その系統的な理解が必要である。

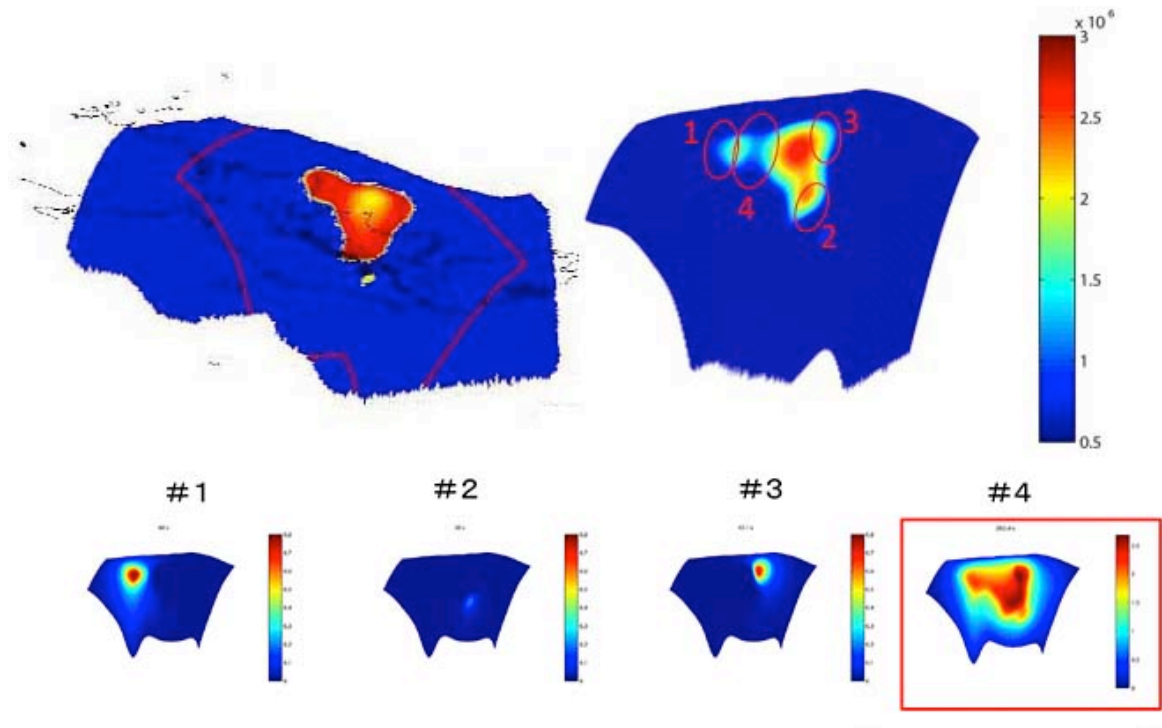


図 3-10-③-4 動的破壊伝播の計算における破壊開始位置の評価。上段左図は初期応力分布で、赤線で囲った領域が、動的破壊シミュレーションを行った計算領域。上段右図は構成則分布から抽出した破壊強度分布と破壊開始点候補と初期クラックの大きさを示している。1～4の位置から破壊が始まったと仮定した場合の動的破壊伝播を下段の#1～#4に示している。#4は、計算時間の関係で最後まで計算を行っていないが、初期応力が蓄積されているアスペリティ領域全体に破壊が伝播しそうであることが確認された。#1～#3の場合は、破壊が停止した後、しばらく計算を続けたが破壊の進展は確認出来ず、最終すべりであることを確認した。

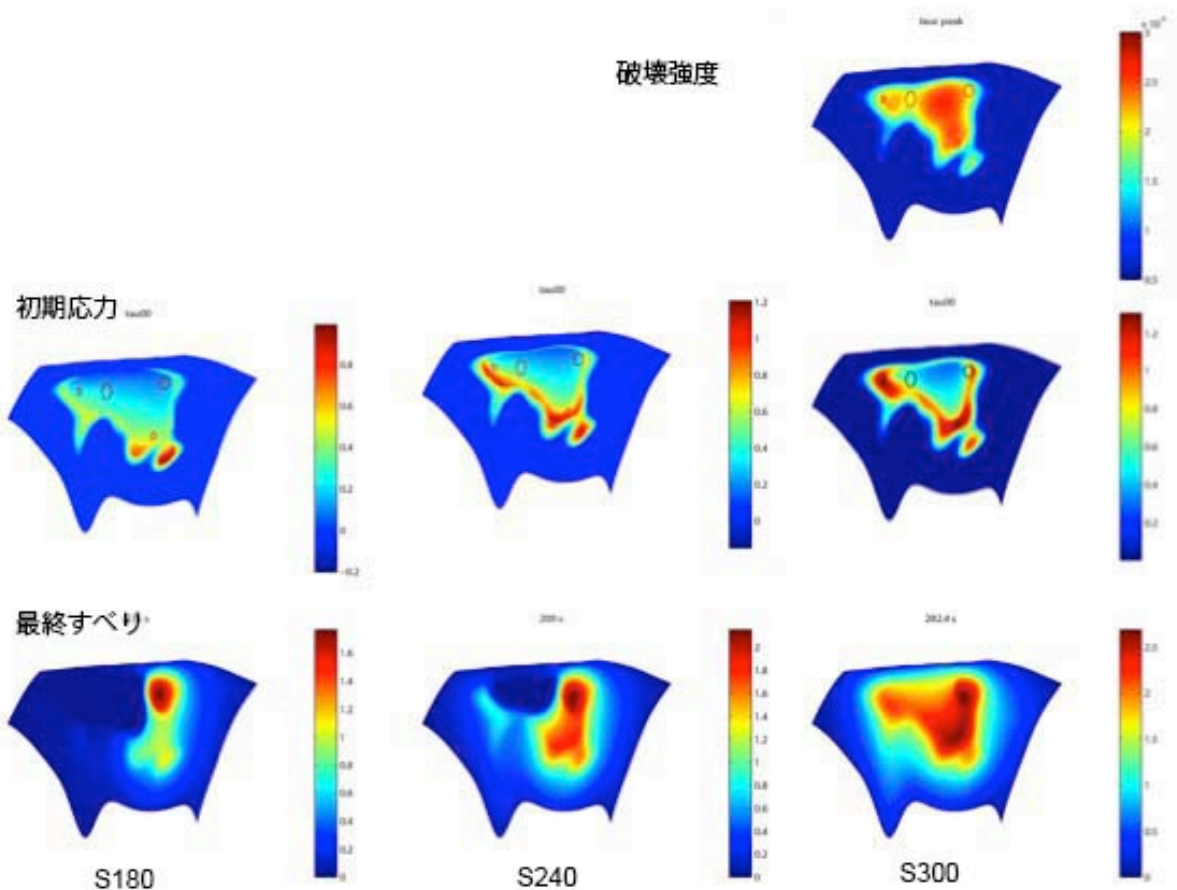


図 3-10-③-5 それまでの歪蓄積時間に応じて、動的破壊伝播領域がどのように変化するかを調べた。上段、中段、下段は、それぞれ、破壊強度、初期応力、最終すべり量を表わす。S180 は Case 1 の第 2 サイクル 30 年後、S240 は同 90 年後、S300 は同 150 年後を表わす。破壊は、#4 から開始するとした。S180 (Case 1 の 2 サイクル 30 年後)、S240 (同 90 年後)、S300 (同 150 年後) と、時間が経つにつれ、応力蓄積が進み、破壊擾乱を与えた場合の破壊領域 (最終すべりの分布域) が拡大していくことが見て取れる。

(d) 結論ならびに今後の課題

準静的シミュレーションに於いて、大地震発生後 50 年で実現したすべり遅れレート分布は、1996~2000 年の GPS データに基づくインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布 (1944 年東南海・1946 年南海地震後 50 数年の状態) を再現するが、その後、すべり遅れ分布は徐々に変化してゆく。このような時間発展の検証を行なうためには、実際の観測データとの時系列的な比較が必要となる。また、すべり遅れによる応力蓄積が十分でない場合は、動的破壊伝播を開始させてもすぐに破壊が停止してしまうが、応力が十分に蓄積されている場合には、破壊が動的に進展し、破壊はすべり遅れ領域(固着域)全体に広がることを確認した。過去に発生した大地震の時系列、及びその開始点

や伝播範囲などの多様なデータを説明できるようにするためには、構成則パラメータの詳細な検討が必要になる。今後、南海トラフ域の地震発生サイクル過程の再現と将来の地震発生シナリオの構築を行うためには、地震間のすべり遅れレート分布、過去に発生した大地震の開始点や伝播範囲、及び時系列などの多様なデータを検討して、構成関係設定のより詳細な制約条件を探索することが課題となる。

(e) 引用文献

Aochi, H. and M. Matsu'ura, Slip-and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles, *Pure Appl. Geophys.*, 159, 2029-2046, 2002.

Fukuyama, E., R. Ando, C. Hashimoto, S. Aoi, and M. Matsu'ura, A physics-based simulation of the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake to predict strong ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99, 3150-3171, doi:10.1785/0120080040, 2009.

Hashimoto, C., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura, Physics-based 3-D simulation for earthquake generation cycles at plate interfaces in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, 171, 1705-1728, 2014.

Hashimoto, C., A. Noda, and M. Matsu'ura, The Mw9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, *Geophys. J. Int.*, 189, 1-5, 2012.

Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2, 141-144, 2009.

④地震発生シナリオ評価

(a) 業務の要約

2016年4月1日に熊野灘で発生したM6クラスの地震後の推移として、どのようなシナリオがあり得るのかを、海陸の地殻変動データを用いたすべり欠損の不均質分布を考慮した地震発生サイクルシミュレーションによって検討した。その結果、M8クラスの地震の準備段階に応じて、M6クラスの地震後の余効すべりの起こり方が異なるとともに、M8クラスの地震に発展する場合と、余効すべりが収まって固着しなおす場合があること、さらにはその違いが余効すべり域の真上にあるDONET1観測点の上下変位の違いに現れることが示された。今回実際に起きたことは、後者のシナリオに近いかったことが、DONET1の水圧変動（上下変位に対応）からもわかる。

(b) 業務の成果

2016年4月1日に熊野灘で発生したM6クラスの地震後の推移として、どのようなシナリオがあり得るのかを地震発生サイクルシミュレーションで検討するため、図3-10-④-1のような摩擦パラメータやプレート間相対速度の分布を仮定した。ここで、海陸の地殻変動データを用いたすべり欠損の不均質分布（Yokota et al., 2016）のうち、5cm/yr以上のすべり欠損の領域が、周囲よりも固着しやすい条件（B-Aが大きく、Lは小さい：A、B、Lは摩擦パラメータで）とした。また、紀伊半島下から沖合にかけてのバリアやプレート間相対速度については、従来と同様の不均質分布を仮定している

(Hyodo et al., 2016)。さらに、4月1日のような M6 クラスの地震発生を再現するため、該当する震央位置に L 小のパッチを置いた。

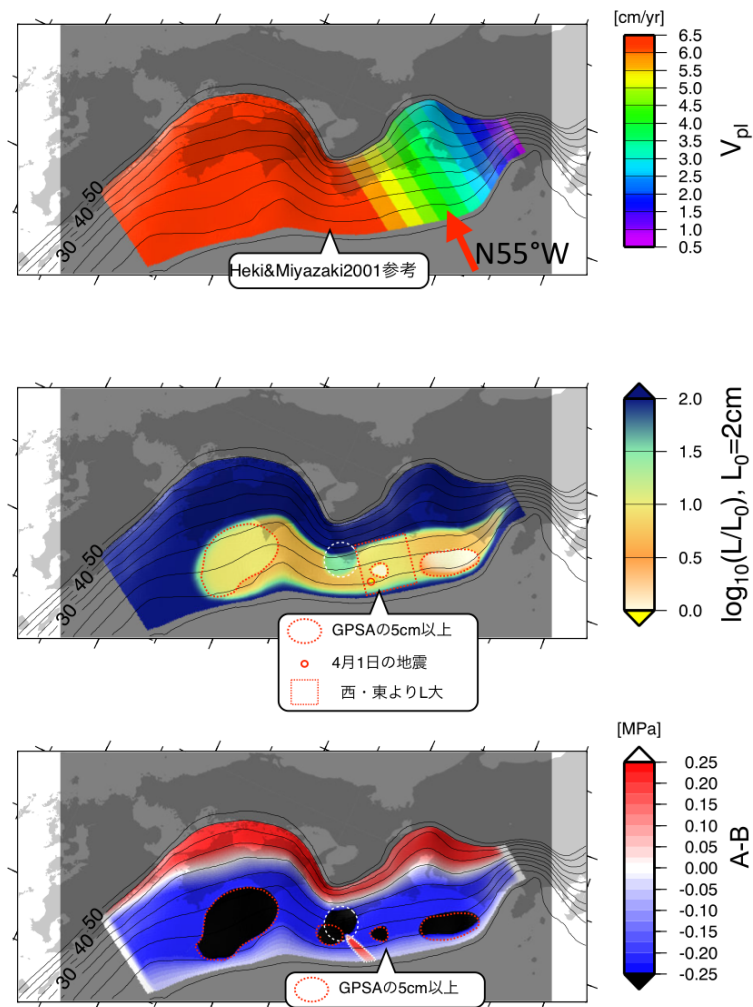


図 3-10-④-1 仮定したパラメータの分布。上段：プレート間相対速度分布、中段：L の値、下段：A-B の値。Yokota et al. (2016) のすべり欠損分布で 5cm/yr 以上の領域に対応した部分で B-A が大きく、L もサイズに合わせた値を与えている。

シミュレーションの結果、M8 クラスの地震の繰り返しの途中で、様々なタイミングで M6 クラスの地震が発生した。その中で、2つのエンドメンバーとして、熊野灘で地震発生の準備が進み、固着がはがれかけている場合（左）と、まだはがれが見えない場合（右）とを図 3-10-④-2 に示す。それぞれで発生した地震の規模は Mw6.1 と 5.8 であり、固着がはがれかけている場合の方が少し大きく、地震による海底での隆起・沈降の分布は図 3-10-④-2 中央に示した通りである。前者は、地震後に余効すべりが浅部・深部両方に広がり、1年後にもまだ深い側に伝播し、数年後に M8 クラスの地震に至る。一方、後者では、余効すべりが浅い側にのみ広がり、1年後にはほぼ収まって、数年後には固着しなおす。このように、同じ M6 クラスの地震が、M8 クラスの地震の震源域内に発生しても、その後の余効すべりの推移や M8 クラスの地震に

至るかどうかなどが、M6の発生するタイミング次第（M8の準備状況次第）で大きく異なることがわかる。

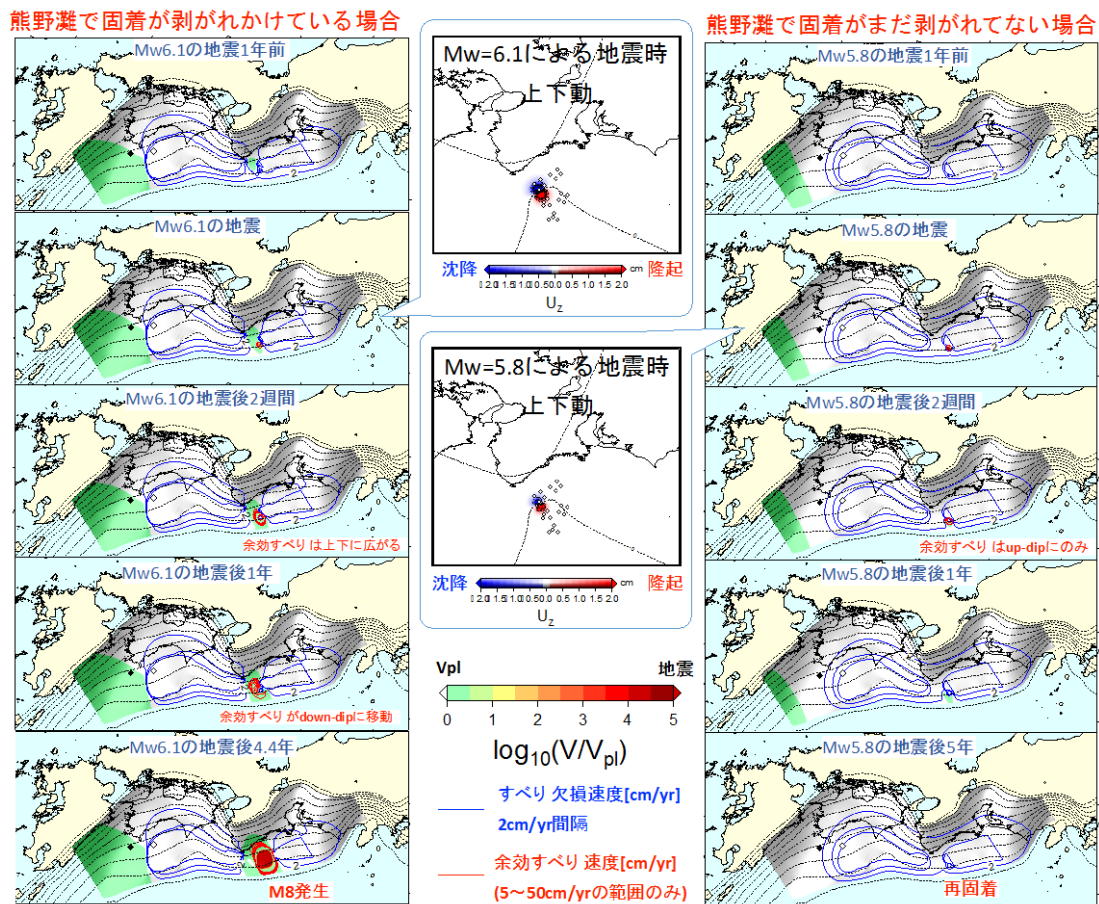


図 3-10-④-2 左と右は、それぞれ固着がはがれかけている場合、はがれていない場合の、M6 クラス地震前後のすべり速度の時空間変化（上から、地震発生の1年前、地震発生、地震発生2週間後、1年後、4.4年後）。中央は、地震時の海底での隆起・沈降の分布。固着がはがれかけている場合は、4.4年後にM8クラスの地震発生、固着がはがれていない場合は、再固着する結果になった。

(c) 結論ならびに今後の課題

M6クラスの地震が震源域内かつプレート境界で発生したとしても、M8クラスの地震に至るかどうかはM6地震の発生タイミング次第であること、また、M6地震後の推移が、タイミング次第で大きく異なることがわかった。したがって、こうした地震が発生した場合に、リアルタイムで地震後の余効すべりの推移をモニタすることが、M8クラスの地震に至る可能性を検討する上で重要であることが示された。今後の課題としては、シミュレーションと比較する海底地殻変動の観測データの種類を増やすとともに、それらの観測データとの整合性を高めることである。今回はDONETの海底観測点でのデータと比較するために、海底面での隆起・沈降を計算した。海底地殻変動としては、海底下の掘削孔内で観測される歪や間隙水圧などの変化もあり、DONETに接続されてリアルタイム観測が行われている。こうした観測データと比較するため

には、海底地殻変動にともなう観測量の変化を、より現実に近い地形・不均質構造を考慮できる有限要素解析で計算する必要がある、地震研の課題で開発したものを活用する計画である。

(d) 引用文献

Hyodo, M., T. Hori, and Y. Kaneda, A possible scenario for earlier occurrence of the next Nankai earthquake due to triggering by an earthquake at Hyuga-nada, off southwest Japan. Earth Planet Space, 68,6, DOI 10.1186/s40623-016-0384-6, 2016.

Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro, and A. Asada, Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, Nature, doi:10.1038/nature17632, 2016.

⑤巨大地震の震源モデル及び地殻・地盤モデル開発

(a) 業務の要約

強震動予測のための巨大地震震源モデルの構築に関して、既往研究の強震動生成域 (SMGA) のすべり量の特徴を踏まえ、その特性を表す不均質モデルの提案を行った。また、平成 27 年度に構築した応力降下量分布モデルと合わせ、2011 年東北地方太平洋沖地震で見いだされた強い短周期パルス源を含む SMGA が不均質 SMGA 分布モデルで生成可能なことを示した。南海トラフ巨大地震による長周期地震動の生成・伝播特性に重要な役割を担う、震源域から陸域における伝播経路モデル化の高度化に資する情報を得るため、海域の観測点と陸域の観測点を利用した地震波干渉法を進めた。この中で、DONET1 の各観測点ペアの群速度分布を求めた。

(b) 業務の成果

1) 強震動予測のための巨大地震震源モデルの構築

平成 26 年度、強震動予測のためのプレート境界地震震源モデルは、強震動予測の対象周波数 (0.1~10 Hz) で定義される SMGA (強震動生成域) をベースに構築するという方針を立て、2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0)、2003 年十勝沖地震 (Mw7.9)、1994 年三陸はるか沖地震 (Mw7.7) をはじめとする、過去の Mw6.0~9.0 のプレート境界地震の SMGA モデルを収集し、大きさ、応力降下量、絶対位置等のパラメータについて経験則を模索した。平成 27 年度には、過去のプレート境界地震の SMGA の応力降下量に、SMGA の面積が小さいとばらつきが大きく、面積が大きくなるとばらつきが小さくなる特徴が見られたことから、これが、地震が起きれば SMGA になるような場の不均質構造を示唆するものと考え、そのような場の不均質応力降下量分布をモデル化した。強震動予測を行う際には、すべり分布や破壊伝播、断層面各点のすべりの時刻歴などの震源パラメータの設定も必要である。そこで今年度は、平成 27 年度にモデル化した不均質応力降下量分布モデルに対応する不均質すべり分布モデルを構築した。また、この SMGA の場の不均質応力降下量・すべり量分布モデルから、東北地方太平洋沖地震の SMGA と近いものを作成できることを示した。

プレート境界地震の SMGA のすべりの空間不均質の特徴を見い出すため、面積と平均すべり量の関係を調べた (図 3-10-⑤-1 上)。面積—平均応力降下量の関係 (図 3-10-⑤-1 下) に比べ、ばらつきの幅の面積による変化が小さく、また、面積が大きくなるほど平均すべり量が大きくなるという正の相関もあるように見える。SMGA の面積とすべり量の正の相関は、地震の破壊域全体の面積が大きくなれば破壊域全体の平均すべり量が大きくなるという、巨視的なスケーリング則と関連があると考えられる。また、SMGA の面積は、破壊域全体の面積とスケーリングしている (「Murotani *et al.*, 2008」, 「Iwata *et al.*, 2013」) と考えられるため、個々の SMGA のすべり量とその SMGA の面積の関係ではなく、個々の SMGA のすべり量とその地震の SMGA の全面積の関係を見ていくことにする (図 3-10-⑤-2)。この 2 者の関係をべき関数で近似するとべき指数は 0.2 となった。プレート境界地震の巨視的なスケーリングで、平均すべり量が M_0 の 1/3 乗のべき関数でよく近似される (「Murotani *et al.*, 2008」)、つまり、すべりが面積の 1/2 乗のべき関数で近似されるのと比べると、べき指数はだいぶ小さい。この違いに関しては、データのばらつきが大きくて、見かけべき指数が小さく見えている可能性や、地震規模が大きくなると SMGA のモデリング周波数帯外のより長周期成分の割合が大きくなり、SMGA のモーメントが過小評価されている可能性、さらには、SMGA パラメータデータの絶対数の不足などが考えられる。今回は、SMGA の平均すべり量が SMGA の全面積の 1/2 乗に比例すると仮定する。

すべり量の不均質分布のベースとなるモデルは、空間的には k^2 の波数スペクトル形状を持つフラクタル分布、確率分布には対数正規分布を仮定した。一方、平成 27 年度に実施した応力降下量の不均質分布のモデル化には、空間的には k^1 の波数スペクトル形状、確率分布には対数正規分布を用いている。応力降下量分布の k^1 波数スペクトル分布は、地震発生の際は自己相似な不均質性を持つという推測のもと、ブロードバンドで複雑な観測波形を再現するものとして提案されてきたものであり (「Frankel, 1991」, 「Herrero and Bernard, 1994」など)、波形インバージョンで得られるすべり分布の k^2 分布 (「Somerville *et al.*, 1999」, 「Mai and Beroza, 2002」) と対応している。確率分布が対数正規分布というのは、すべり量の確率分布から推定されている (「Gusev, 2011」)。すべりと応力降下量の不均質分布を作る際に各波数に乱数で与える位相を合わせている。

k^2 空間不均質分布と対数正規確率分布によって作られる場で、図 3-10-⑤-2 の SMGA の平均すべり量と全面積の関係を模すため、対数正規分布の形状 (平均や分散に当たるもの) を変えて不均質分布を生成した。その不均質すべり分布モデルから、様々な面積を切り出してその内部の平均すべり量を計算し、すべり量が面積の 1/2 乗に比例するとした補正を施し、面積—平均すべり量の分布をつくり、これが実地震の SMGA の全面積—すべり量の関係を模すようにパラメータを調節した。こうして得られたすべり量の不均質分布を図 3-10-⑤-3 左に、再現された SMGA の全面積—平均すべり量の関係を図 3-10-⑤-3 右に示す。

2011 年東北地方太平洋沖地震では、複数の SMGA からなる SMGA モデルが提案されている (「Asano and Iwata, 2012」, 「Satoh, 2012」, 「Kurahashi and Irikura, 2013」)。中でも、破壊開始点に近い宮城沖の SMGA にあたる領域では、特に強い短周期パルスを発

生じた小領域が見つまっている（「野津, 2012」、「Kurahashi and Irikura, 2013」）。そこで、前述の、“地震が起きれば SMGA になるような場の応力降下量分布のモデル” から、宮城沖の SMGA と同様の面積を取り出し、宮城沖 SMGA と同様の平均応力降下量、平均すべり量を持ち、かつ、同様の特徴（面積と平均応力降下量）を持つ小領域を持つものが得られるかどうかを調べた。その結果、例えば、図 3-10-⑤-4 のような応力降下量分布とすべり分布を持つ、宮城沖 SMGA に似た特徴を持つものが得られることがわかった。

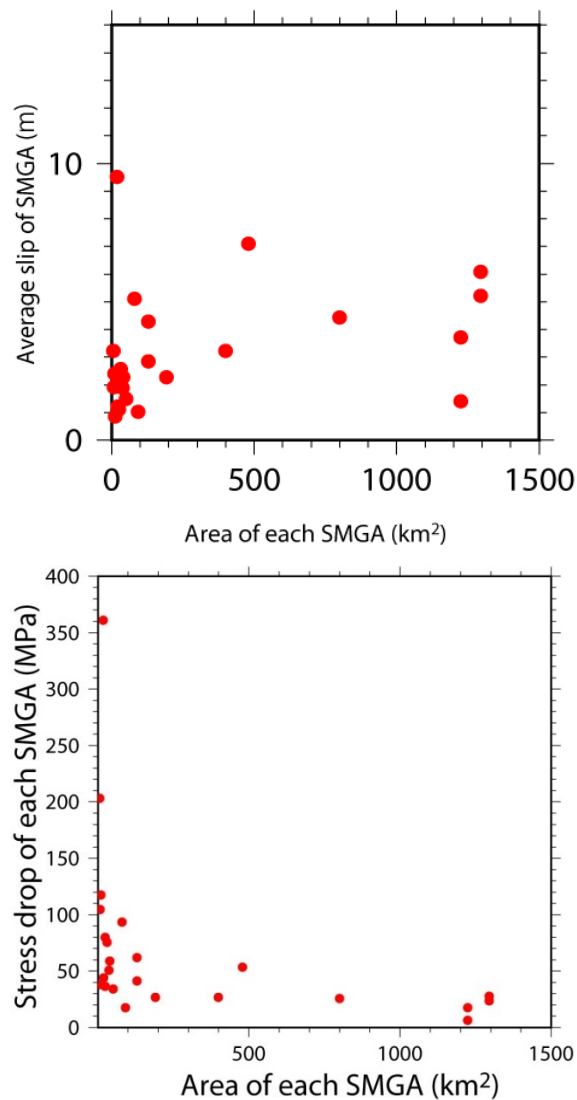


図 3-10-⑤-1 上:プレート境界地震の個々の SMGA の面積とその平均すべり量の関係。
下:プレート境界地震の個々の SMGA の面積とその平均応力降下量の関係。

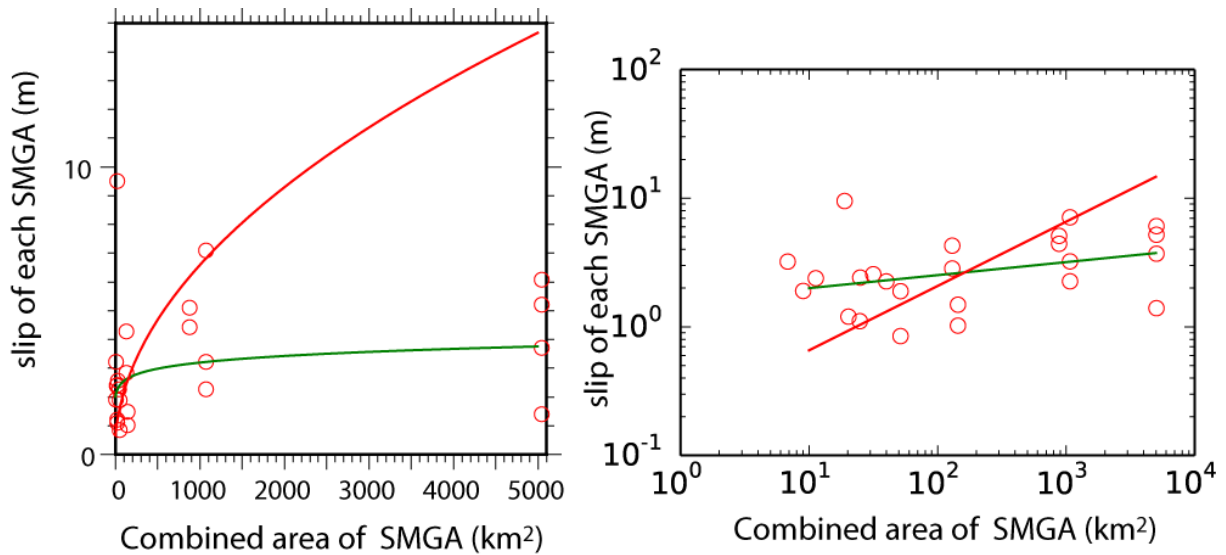


図 3-10-⑤-2 プレート境界型地震の SMGA の全面積と個々の SMGA のすべり量の関係。緑線は、すべり量を全面積のべき指数を固定せずにデータをべき関数近似したもの。赤線は、べき指数を 1/2 に固定してべき関数近似したもの。

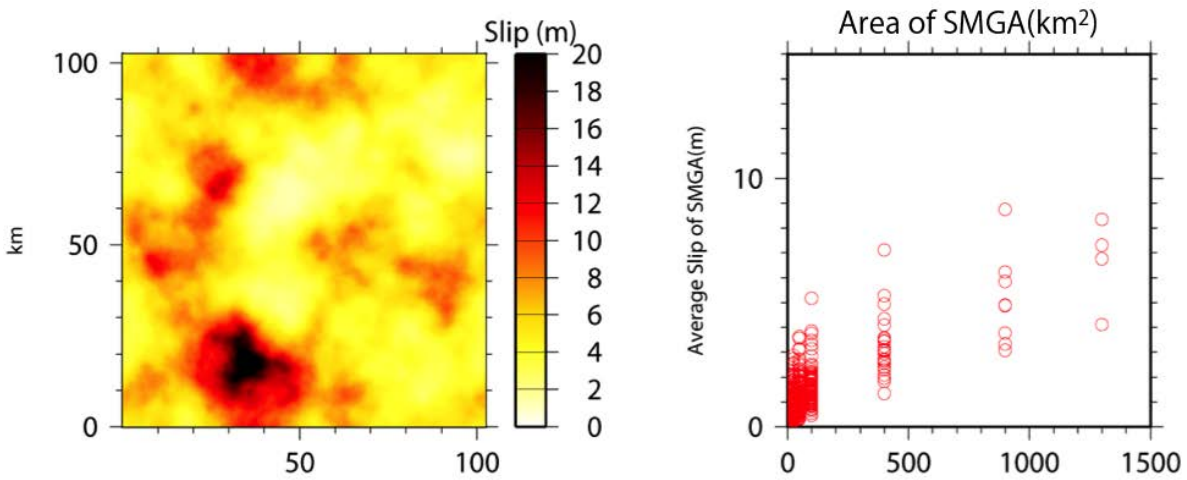


図 3-10-⑤-3 左：作成された不均質すべり量分布モデル（但し平均を約 5 m とした場合）。右：左図のすべり量分布の場で様々な大きさの SMGA が発生した場合の、SMGA の面積とすべり量の関係。但し、すべり量が SMGA 面積の 1/2 乗に比例する（=モーメントが SMGA 面積の 3/2 乗に比例する）と過程し補正したもの。

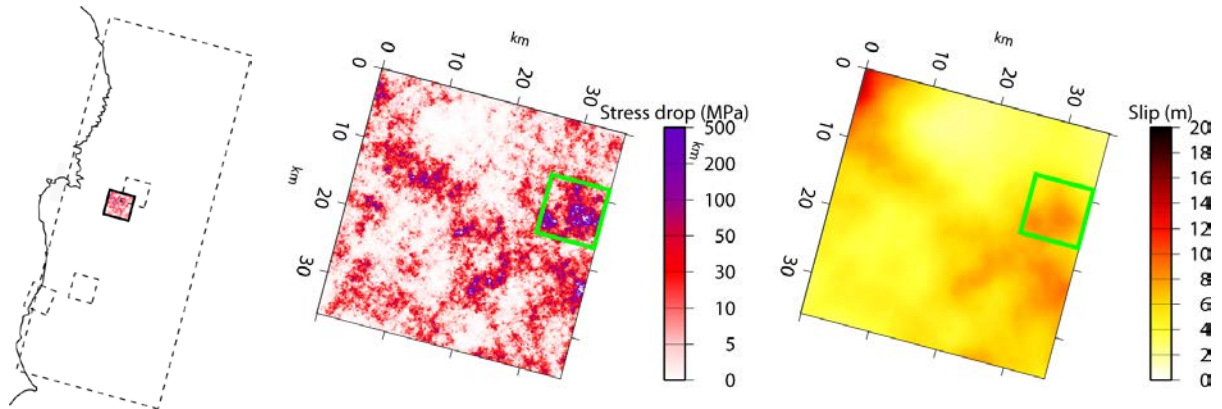


図3-10-⑤-4 2011年東北地方太平洋沖地震の宮城沖のSMGAを模して作成した、SMGAの不均質応力降下量・すべり量分布モデル“地震が起きればSMGAになるような場の応力降下量とすべり量の不均質分布のモデル”から、宮城沖のSMGAと同様の面積で、同様の平均応力降下量、平均すべり量を持ち、かつ、同様の特徴（面積と平均応力降下量）を持つ小領域を持つものの例。緑の枠内が、SMGA全体の平均応力降下量の4倍の平均応力降下量を持つ小領域。左図は、「Asano and Iwata, 2012」のSMGAモデルの位置を示す。

2) 海陸地震波干渉法による伝播経路地殻構造モデルの検証・高度化

南海トラフ巨大地震による長周期地震動の生成・伝播特性に重要な役割を担う、震源域から陸域における伝播経路モデル化の高度化に資する情報を得るため、海域の観測点と陸域の観測点を組み合わせた2点間相互相関関数の利用した研究を進めている。海洋プレート上面の上に位置する付加体が長周期地震動の増幅特性に大きく寄与していることは、2004年伊半島沖地震の観測記録の分析や地震動シミュレーションに基づいて、先行研究（例えば、「Yamada and Iwata, 2005」、「Furumura *et al.*, 2008」、「Nakamura *et al.*, 2014」）でも指摘されており、震源域と陸域の間に位置する付加体の地震波速度構造を高度化することは、南海トラフ巨大地震の地震動シミュレーション研究の高精度化のためには不可欠であると考えられる。

平成26年度は、熊野海盆周辺海域において地震・津波観測監視システム（DONET1）を運用する国立研究開発法人海洋研究開発機構地震津波海域観測研究開発センター（現在の運用は国立研究開発法人防災科学研究所）より、DONET1の広帯域地震計20点の連続波形データ約1.6年分（2013年1月15日～2014年9月2日）の提供を受け、データフォーマットの変換作業を実施した。DONET1は5つのノードに各4つの観測点が接続されている。各観測点には、Guralp社製広帯域地震計CMG-3Tが設置され、3成分の地動速度記録がサンプリング周波数200 Hzで収録されている。陸側の観測点については、上記DONET1のデータ提供期間に対応する期間の記録について、国立研究開発法人防災科学技術研究所の広帯域地震観測網（F-net）及び京都大学防災研究所の広帯域地震計（STS-1、STS-2またはSTS-2.5のいずれか3成分が設置されている）の連続記録を収集し、同様にデータフォーマットの変換作業を実施した。平成27年度は、平成26年度に整備したデータセッ

トを用い、紀伊半島～四国地方と東南海地震の震源域である熊野海盆の間の地殻構造に注目し、観測点間の相互相関関数を抽出するためのデータ解析を進めた。解析対象の広帯域地震観測点を図3-10-⑤-5の地図に示す。解析手順は地震波干渉法の標準的手続きとして提案されている解析手法「Bensen *et al.*, 2007」に従った。以下、平成27年度に実施した解析の処理方法の概略を述べる。まず、連続記録を1時間毎のセグメントに分割し、DONET1地震計の設置方位情報「中野・他, 2012」をもとに水平成分の波形データの座標変換を行った。次に、記録のオフセットを補正した後に、0.025 Hz から 2 Hz の帯域通過フィルターを適用した。非定常信号（地震、ノイズ等）の影響を抑制するため、時間領域において、Running Absolute Mean 法「Bensen *et al.*, 2007」による正規化を行ったのち、Fourier変換を行った。周波数領域でスペクトルホワイトニング操作を行い、2点間のクロススペクトルを成分ペア（3成分×3成分＝9通り）毎に計算した。これらのクロススペクトルを Fourier 逆変換して、時間領域に戻した。これをすべての連続記録に対して行い、それらを時間領域でスタックして、最終的な相互相関関数とした。スタッキングにより得られた相互相関関数を座標変換「Lin *et al.*, 2008」して、Vertical、Radial、Transverse 成分を作成し、グリーンテンソルの Z-Z、Z-R、Z-T、R-Z、R-R、R-T、T-Z、T-R、T-T に対応する9つの相互相関関数の組を得た。今年度は、平成27年度の処理で得られた各観測点ペアの相互相関関数のデータセットのうち海域に展開されている DONET1 観測点のペアによる観測点間相互相関関数の解析結果を用いて以下に詳述する解析を実施し、熊野海盆周辺海域において、周期別の群速度の空間マッピングを行い、三次元速度構造モデル改良に資する情報を得ることができた。

はじめに、各観測点ペアについて周期毎の群速度を推定した。まず、相互相関関数の時間原点に対する非対称性が解析結果に及ぼすであろう影響を緩和するため、causal 成分（時間軸上で時刻が正の部分）と anti-causal 成分（時間軸上で時刻が負の部分）の平均をとり、そのペアの相互相関関数とした。ただし、昨年度の報告書に記載した通り、得られている相互相関関数は時間原点に対してほぼ左右対称な形状を持つ信号が得られていることは確認されている。

次に、Multiple Filter Analysis 「Dziwonski *et al.*, 1969」による時間一周波数解析を行い、周期毎の群遅延時間を求めた。2地点間を伝播する表面波の伝播経路を2地点間の大円経路で近似できると仮定し、2地点間の距離を群遅延時間で割ることにより、そのペアのその周期における群速度推定結果とした。ここでは、主として Rayleigh 波の伝播に対応する Radial 成分は(RZ-ZR)/2成分「Takagi *et al.*, 2014」により、主として Love 波の伝播に対応する Transverse 成分は T-T 成分の解析により求めた結果を示す。図3-10-⑤-6に時間一周波数解析の結果の一例を示す。左が KMB05 と KMA04 のペア、右が KMB05 と KMC11 のペアの結果であり、それぞれ上段が Rayleigh 波群速度の分散性、下段が Love 波群速度の分散性を表している。この2例の比較では、KMB05-KMC11 間に比べ、KMB05-KMA04 間の群速度が、周期 10 秒以下（周波数 0.1 Hz 以上）で明らかに遅い群速度をもつことがわかる。これは A ノード（KMA01～KMA04）が熊野海盆内に位置している観測点であるため相対的に厚い堆積層が存在していることが期待されるのに対し、C ノード（KMC09～KMC12）は南海トラフ近傍の付加体（外縁隆起帯）上に位置するため堆積層は薄いことに

対応している。なお、B ノード (KMB05~KMB08) は熊野海盆の南端境界付近に設置されているため、このように B ノード-A ノード間の波動伝播と B ノード-C ノード間の波動伝播を見比べることで、熊野海盆内外の地震波伝播特性の違いを把握することができる。また、KMB05-KMA04 の Love 波の例では、高次モードに対応すると考えられるピークも見られる。

図 3-10-⑤-7 は各観測点ペアに対して得られた群速度を空間上にマッピングした結果である。個々の観測点を結ぶ直線の色がその観測点ペアに対する群速度を表している。この図には、Love 波について、周期 5.0 秒、6.7 秒、8.3 秒の結果を示した。図 3-10-⑤-6 で論じた 2 ペアの比較の時と同様、いずれの周期においても熊野海盆を横切るペアで特に遅い群速度が得られている。例えば、周期 5.0 秒では群速度約 0.4 km/s と推定された。このことは、周期 8 秒程度の長周期の地震動伝播であっても、海盆に存在する堆積層の影響を無視することはできないことを意味している。一部には S/N が不十分等の理由により、周囲と値が大きく異なるなど異常値が残っているペアがある。これらについて精査した上で、群速度トモグラフィなどの手法も用いつつ、より精緻なマッピングを行って、速度構造モデルの高度化に繋げていく必要がある。なお、Rayleigh 波は海水層の影響を含むため、解析結果の解釈や利用には注意が必要である。Love 波については、海底面でのせん断応力が 0 になることから、海水層は自由表面と同じ取り扱いができる。

平成 29 年度は、平成 28 年度までに得られた相互相関関数や群速度を用い、外縁隆起帯-熊野海盆-紀伊半島南部にかけての速度構造モデルの検証を進める計画である。

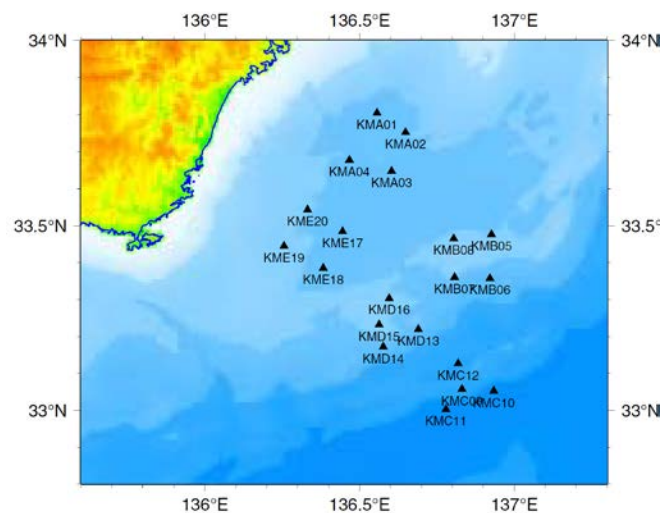


図 3-10-⑤-5 解析対象の広帯域地震観測点。黒色三角印が DONET1 観測点の位置を表す。標高及び水深は一般財団法人日本水路協会海洋情報研究センター刊行の日本近海 30 秒グリッド水深データ第二版を使用した。

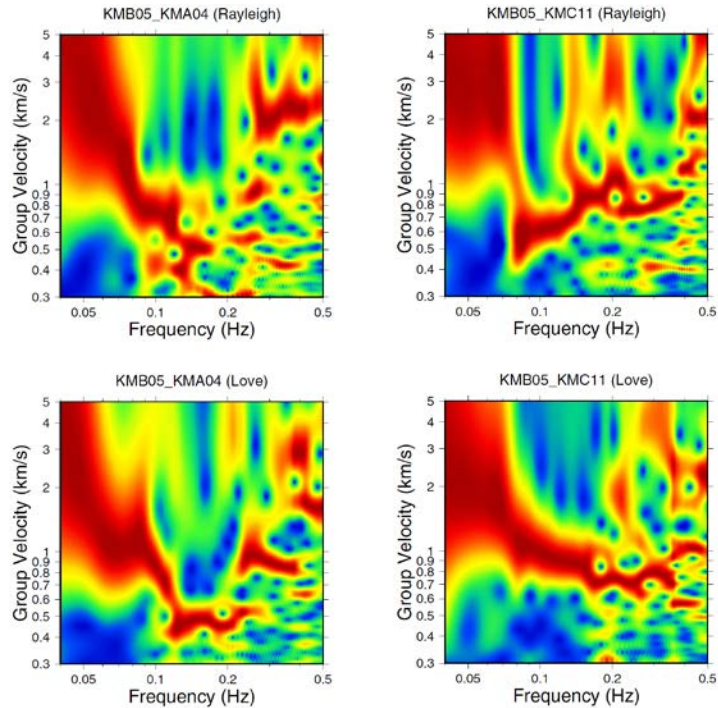


図 3-10-⑤-6 相互相関関数の時間一周波数解析の例。左：KMB05-KMA04、右：KMB05-KMC11。それぞれ上段が Rayleigh 波（Radial 成分）、下段が Love 波（Transverse 成分）に対応する。

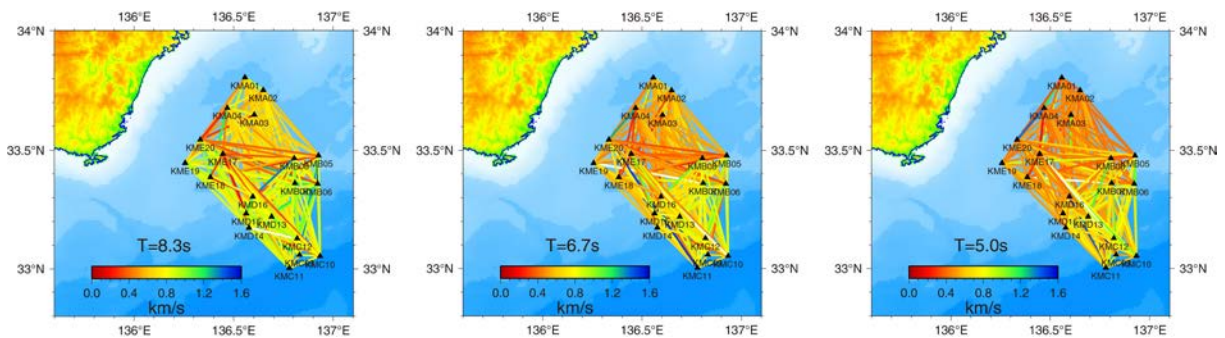


図 3-10-⑤-7 熊野海盆周辺での Love 波群速度の空間分布。観測点間を結ぶ線の色が対応するペアの群速度を表す。左から、周期 8.3 秒、6.7 秒、5.0 秒の群速度を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

強震動予測のための巨大地震震源モデルの構築に関して、今年度は、不均質 SMGA モデルのすべり分布モデルを構築した。また、平成 27 年度に構築した応力降下量分布モデルと合わせ、2011 年東北地方太平洋沖地震で見いだされた強い短周期パルス源を含む SMGA が不均質 SMGA 分布モデルで生成可能なことを示した。今後は、破壊伝播など、残る震源パラメータの不均質分布のモデル化を進め、波形モデリングを通して不均質 SMGA モデルの妥当性を検討したい。

海陸地震波干渉法による伝播経路地殻構造モデルの検証・高度化に関しては、今年度は、平成 27 年度の処理で得られた各観測点ペアの相互相関関数を用いた時間一周波数解析を実施し、外縁隆起帯から熊野海盆周辺にかけての海域において、周期別の群速度の空間マッピングを行った。解析対象とした周期帯において、熊野海盆内での群速度は、海盆外の群速度に比べ小さいことが定量的に示された。次年度は、今年度までの成果を踏まえて、外縁隆起帯～熊野海盆～紀伊半島南部にかけての速度構造モデルの検証を進めたい。

(d) 引用文献

- Asano, K. and T. Iwata, Source model for strong ground motion in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planets Space* 64(12), 1111-1123, 2012.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260, 2007.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 427-444, 1969.
- Frankel, A., High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value and the scaling of strength on faults, *J. Geophys. Res.*, 96(B4), 6291-6302, 1991.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (M_w 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (M_w 7.4) earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 165, 587-607, 2008.
- Gusev, A., Broadband kinematic stochastic simulation of an earthquake source: a refined procedure for application in seismic hazard studies, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 155-200, 2011.
- Herrero, A. and P. Bernard, A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1216-1228, 1994.
- Iwata, T., K. Asano, and H. Kubo, Construction of Source Model of Huge Subduction Earthquakes for Strong Ground Motion Prediction, AGU 2013 Fall Meeting, S43A-2470, 2013.
- Kurahashi, S. and K. Irikura, Short-period source model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 103(2B), 1373-1393, 2013.
- Lin, F.-C., M.P. Moschetti, and M.H. Ritzwoller, Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity map, *Geophys. J. Int.*, 173(1), 281-298, 2008.
- Mai, P.M. and G. Beroza, A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, 107(B22), DOI: 10.1029/2001JB000588, 2002.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for

plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991, 2008.

Nakamura, T., M. Nakano, N. Hayashimoto, N. Takahashi, H. Takenaka, T. Okamoto, E. Araki, Y. Kaneda, Anomalous large seismic amplifications in the seafloor area off the Kii peninsula, *Marine Geophysical Research*, 2014, 35(3), 255-270, 2014.

中野優, 利根川貴志, 金田義行, 地震動波形から推定した DONET 地震計の方位, *JAMSTEC Report of Research and Development*, 15, 77-89, 2012.

野津厚, 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案, *日本地震工学会論文集*, 12, 21-40, 2012.

Satoh, T., Source modeling of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake using empirical Green's function method: From the viewpoint of the short-period spectral level of interplate earthquakes, *J. Struct. Constr. Eng.*, AIJ no. 675, 695-704, 2012.

Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80, 1999.

Takagi, R., H. Nakahara, T. Kono, and T. Okada, Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise, *J. Geophys. Res.*, 119, 2005-2018, 2014.

Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, 57, 197-202, 2005.

⑥シミュレーションに基づく南海トラフ地震津波の検証・評価

(a) 業務の要約

南海トラフ巨大地震の強震動・長周期地震動津波評価の高度化に向けて、地震動シミュレーションコードにおける減衰 (Q) モデルの広帯域化をはかり、長周期地震動計算を通じて従来の簡便な Q モデル (Q 値が周波数とともに直線的に増大するモデル) と比較して、その有効性を確認した。また、南海トラフ巨大地震の震源モデルの多様性・不確定性が強震動評価のバラツキに与える影響を定量評価するために、破壊開始点を日向灘沖、潮岬沖、駿河湾に変えた長周期地震動のシミュレーションを実施し、長周期地震動の速度応答レベルのバラツキを評価するとともに、断層破壊モデルに現実的な不均質破壊を考慮することで、そのバラツキが小さくなることを確認した。

従来日向灘における大地震、あるいは明応七年八月廿五日 (1498 年 7 月 9 日) の明応東海地震に先行する明応南海地震と考えられてきた明応七年六月十一日 (1498 年 6 月 30 日) について、『九州軍記』の底本であると考えられる『方丈記』、『平家物語』、『源平盛衰記』、『太平記』の地震被害記述と『九州軍記』の地震被害記述の比較・検討を行った。その結果、『九州軍記』における九州大地震の記述のほとんどは『源平盛衰記』における元暦二年七月九日 (1185 年 8 月 6 日) の大地震による京都の被害記述に酷似していることが分かり、『九州軍記』における被害記述はこの軍記物語を盛り上げるための創作であることがほぼ確実であると結論された。したがって、この日に日向灘の大地震あるいは明応

南海地震は発生していないと考えられる。1707年宝永地震、1854年安政東海・南海地震について震源域の広がりや震源象の明確化のために、既往研究成果としてこれらの地震の震度分布の収集を行い、データのデジタル化を行った。また、1944年東南海地震、1496年南海地震についても震度分布の収集と検討を行い、これらの震度分布と宝永地震・安政地震の震度分布との比較・検討のための基本データとして、あるいは震源モデル推定のためのデータとして蓄積した。1854年安政東海地震と1944年東南海地震津波との津波波源域の比較を行うため、あるいは両地震津波の特徴の共通点と相違点を検討するために、熊野灘沿岸地域（三重県南伊勢町、大紀町、尾鷲市）における1854年安政東海地震と1944年東南海地震による津波高の調査と、史料調査による同地域における安政東海津波と昭和東南海津波による被害状況の復元を行った。

(b) 業務の成果

1) 長周期地震動シミュレーションの高度化のためのQモデルの広帯域化

これまで強震動・長周期地震動の差分法シミュレーションにおいて、計算機の記憶容量と演算性能の制約により、比較的簡単な非弾性(Q)モデル「Graves, 1996」が一般に用いられてきた。このモデルでは、Q値に対応する減衰係数を、差分法計算の過程において速度場と応力場に毎タイムステップで乗じることで、地震波動場を時間とともに減衰させる。計算コストは小さいが、P波とS波に対して個々のQ値(Q_pとQ_s)を区別して与えることができないこと、Q値が周波数に比例して大きくなる強い周期依存性を持つ制約があった。このため、広帯域(短周期～長周期)の地震動のシミュレーションに適用した場合に、長周期の地震動ほど実効的なQ値が小さくなるために、長周期地震動を過小評価する問題があった。

近年の計算機の飛躍的な能力向上により、より高精度な非弾性減衰モデルの利用が可能になり、これまでいくつかのモデルが開発された(たとえば、「Moczo, 2007」)。本研究では、南海トラフ巨大地震の広帯域地震動シミュレーションに向けて、周期10～0.2秒程度以上の帯域でQ_p、Q_s値を適切に評価することのできる非弾性減衰モデルを3次元差分法計算コードに組み込み、長周期地震動の試験計算を通してその有効性を確認した。

地震波解析に基づく従来の研究から、地殻・マントル(リソスフェア)のQ値は、周波数0.5～1 Hz以上の高周波数では直線的に増加する強い周波数依存性を持ち、およそ0.5～1 Hz以下では一定の値となるQ値の周波数特性が示されている「佐藤, 1984」(図3-10-⑥-1(a))。本研究では、非弾性による応力-歪み構成方程式の時間遅れの効果を、一般化Maxwell Bodyを用いて表現することとし、この際に有効となる中心周波数が異なる複数のMaxwell Bodyを並列に結合することで、広い周波数範囲でQ値一定を実現した。Maxwell Bodyによる応力-歪み構成方程式の時間遅れは、差分法計算において前タイムステップの応力場を保存する変数(メモリ変数)を設けることで実現した。

図3-10-⑥-1(b)は、3個のMaxwell Bodyを用いて、周波数0.005～0.5 Hzの周波数帯域でQ値を一定(Q=100)にしたものである。比較のために、(B)従来の周波数依

存性が強いモデル「Graves, 1996」、(C) Maxwell Body を 1 個だけ用いた狭帯域 (0.5 Hz 前後) の Q 値一定モデルで表現される Q の周波数依存性も図示する。非弾性減衰の効果は、せん断応力 (Qs) と垂直応力 (Qp) の成分に区別して与えられる。

新しい広帯域 Q モデルを組み込んだ差分法シミュレーションの有効性を簡単な 2 次元差分法シミュレーションから確認した。図 3-10-⑥-2 に示す計算領域は、2004 年新潟県中越地震の震央から関東平野を横断して千葉に向かう方向にとった断面であり、新潟の深さ 5 km に震源を置き関東平野での長周期地震動を評価した (図 3-10-⑥-2 (a))。これと比較して、狭帯域 Q 値一定モデル (中心周波数 0.5Hz) による計算 (図 3-10-⑥-2 (b)) では、周期数秒の長周期の表面波の振幅が小さく、かつ表面波の分散が弱いため表面波全体の到着時刻が早くなる傾向がわかる。また、従来から用いられた簡便な Q モデルの計算 (図 3-10-⑥-2 (c)) 結果は、従前から指摘されてきたように、地震波の長周期成分に対する実効 Q 値が小さくなるために、長周期地震動の距離減衰が大きく、表面波が平野の端に到達するまでにほとんど消滅してしまう不自然な結果となることがわかる。

3 つの Q モデルを用いて計算された、都心部での長周期地震動波形の速度応答スペクトル (減衰定数 = 5 %) を求めると、周期 2 秒以下の短周期地震動成分においては、従来の Q モデル、狭帯域 Q 値一定モデル、広帯域 Q 値一定モデルの結果に違いは見られないが、周期 2 秒以上の長周期帯では、速度応答レベルに最大 5 倍程度の大きな違いが現れることがわかる。

新規導入した広帯域 Q モデルの 3 次元差分法計算では、従来の簡便な Q モデルに比べて、メモリ変数の導入により必要な総メモリ量は約 1.5 倍に、また計算時間は 2 倍になるが、近年の高速計算機の環境下では重大な問題にはならないと考えられる。

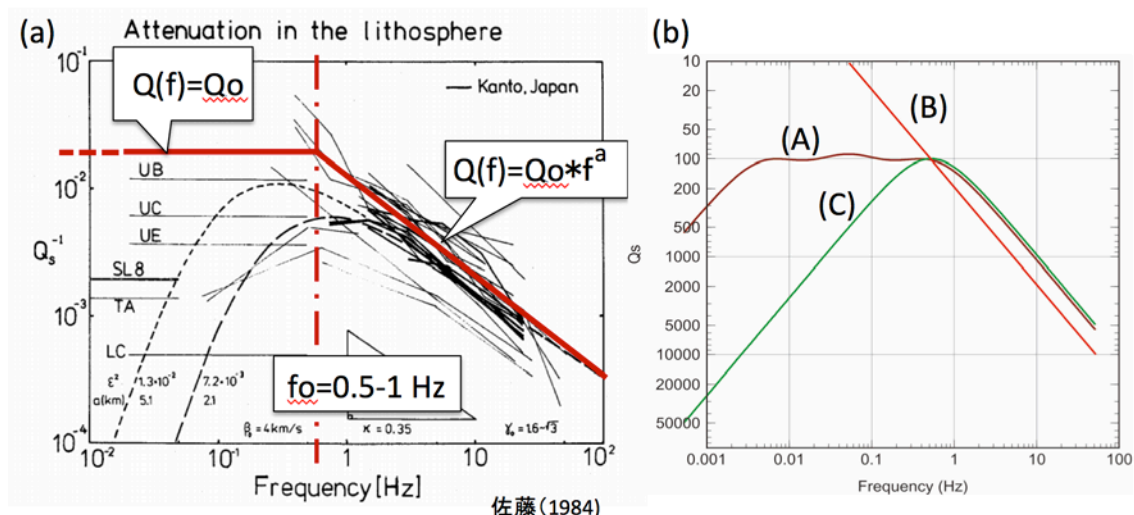


図 3-10-⑥-1 (a)地殻・マントル (リソスフェア) における S 波の非弾性減衰 (Q_s) の強さとその周波数依存性 (「佐藤、1986」に加筆)。周波数 0.5 ~ 1 Hz より高周波数側では Q の周波数依存性が、低周波数側では Q 値一定となる。(b)差分法に組み込んだ 3 つの Q モデル (A) 広帯域 Q 値一定モデル、(B) Q の周波数依存性を持つモデル「Graves, 1996」、(c)

狭帯域での Q 値一定モデル。

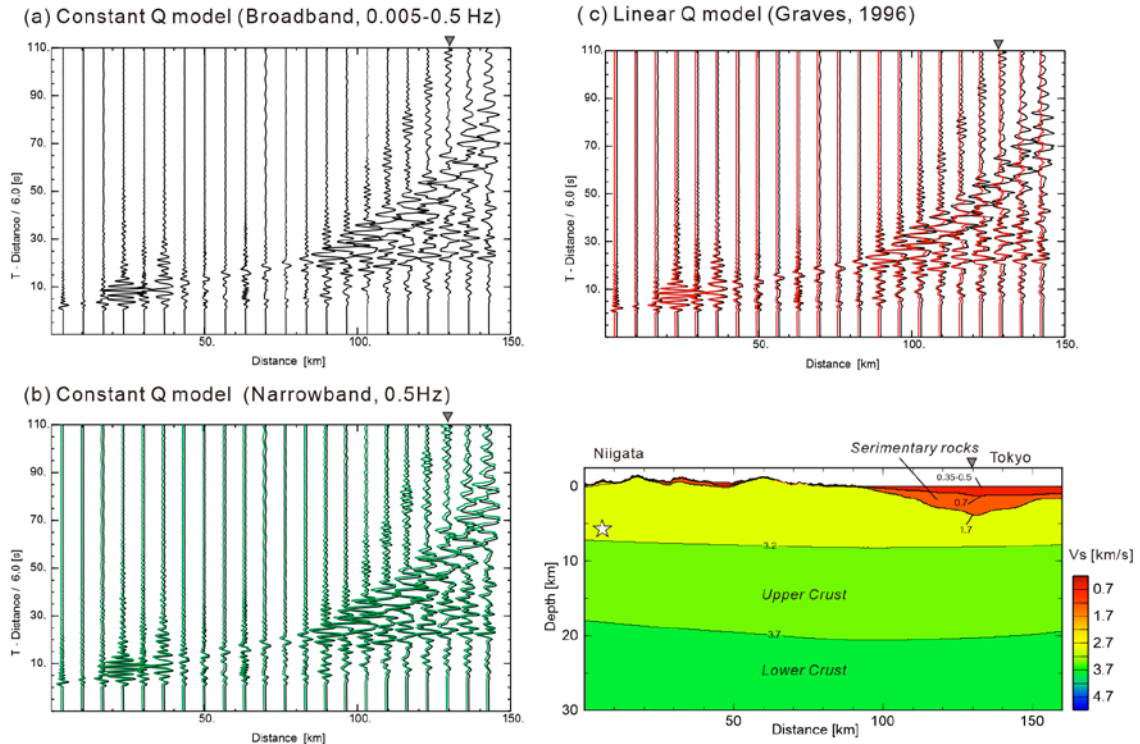


図 3-10-⑥-2 (a)広帯域 Q 値一定モデルによる長周期地震動の差分法計算。新潟県中越地震における、新潟～関東平野にかけての計算波形（地下構造モデルは右下に示す）。(b) 狭帯域 Q 値一定モデルの計算結果（緑；広帯域 Q 値モデルの波形を黒で示す）。(c) Q の強い周波数依存性を持つモデルの計算結果（赤）。

2) 南海トラフ巨大地震の震源モデルの多様性・不確実性が強震動評価のバラツキに与える影響評価

南海トラフ巨大地震の想定震源域は駿河湾～日向灘にかけての 700 km の範囲に及ぶため、震源（破壊開始点）の位置と断層破壊の伝播方向によっては、震源域の周辺地域における長周期地震動のレベルが大きく変動することが考えられる。これは、断層破壊方向に沿って位相の揃った地震波が重なり合うことで増幅する、地震波放射の Directivity 効果によるものである。しかしながら、現実の断層滑りでは空間的に不均質性が強く、かつ破壊伝播速度に揺らぎが大きいと考えられ、地震波の位相特性にランダム性が強くなる結果、Directivity 効果は弱く、破壊伝播方向の違いによる地震動のレベルの変動は小さくなることも考えられる。

そこで、本研究では、南海トラフ沿いの最大（M9）規模の震源モデルを用いて、①断層破壊が日向灘から潮岬を経由して駿河湾に向かうシナリオ、②駿河湾から日向灘に向かうシナリオ、③潮岬から日向灘と駿河湾の両方向に向かうシナリオの3つについて、地震波伝播シミュレーションを実施し、都心（K-NET 新宿、TKY007 地点）での長周期地震動レベルとその変動を、破壊伝播に揺らぎが有る場合とない場合で比較し、Directivity 効果の影響を確認した。

まず、断層面に沿って、 $V_r=2.7 \text{ km/s}$ の速度で断層破壊が一様に進む場合を想定した計算では、関東平野に向かって断層破壊が進行する③のケースで最も長周期地震動が強くなり、これと逆に、断層破壊が関東平野から遠ざかる①のケースで小さくなることが確認できた。この際、速度応答スペクトルのレベルは、周期5秒で3倍を超えた。

次に、断層破壊速度に揺らぎを与えた（平均速度に標準偏差10%の一様ランダムを付加した）場合には、破壊伝播方向による①～③ケースの周期5秒の速度応答の差は1.5倍以下に小さくなった。また、また長周期側での速度応答値が一様破壊モデルによる速度応答値の半分程度に小さくなった。これは、断層破壊に伴う地震波放射の Directivity 効果は波長が長く位相が揃いやすい長周期側ほど大きいためである。ただし、現実の断層運動では断層破壊伝播の不均質性により、Directivity 効果は一定以上強くはならないと考えられる。

単純な断層の一様破壊を仮定した強震動シミュレーション結果は長周期地震動では過大評価となる可能性が高く、破壊の不均質性の適切な評価により、長周期帯での地震動のレベルも、破壊伝播方向による長周期地震動のレベルの変動も小さくなることが考えられる。

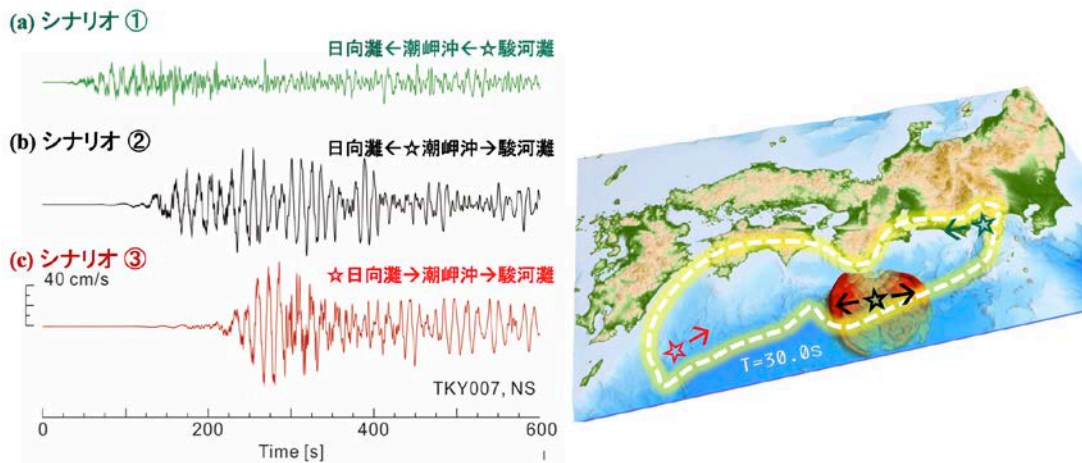


図 3-10-⑥-3 南海トラフ巨大地震の長周期地震動シミュレーションによる、都心部（K-NET007 新宿地点）での長周期地震動の比較。(a)断層破壊が駿河湾～潮岬～日向灘に進行するシナリオ①、(b)潮岬から両側に広がるシナリオ②、(c)日向灘から駿河湾に進行するシナリオ③。

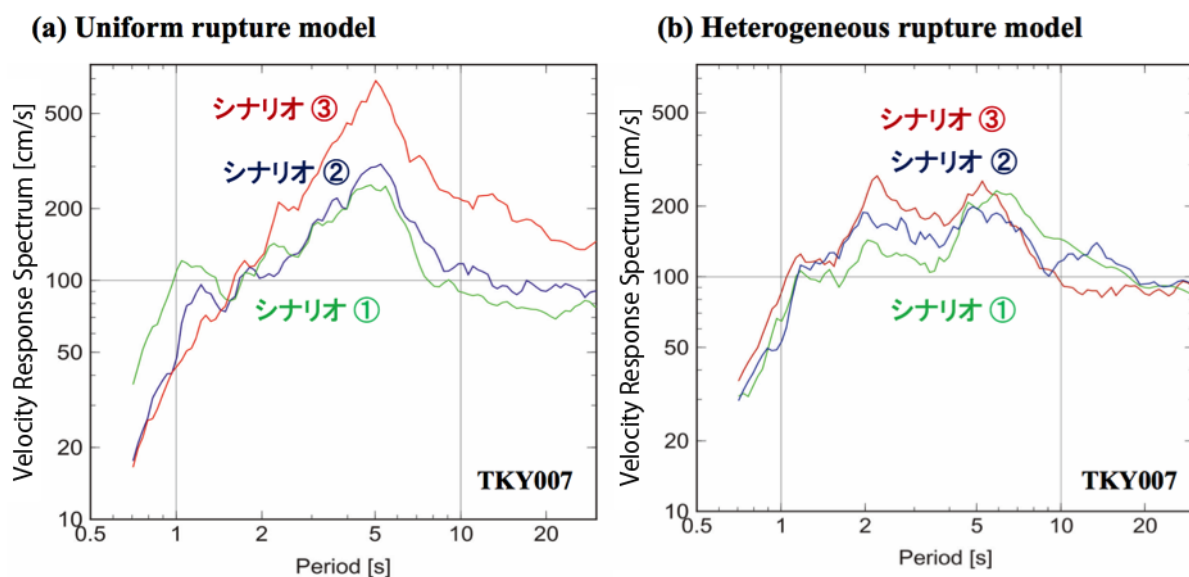


図 3-10-⑥-4 南海トラフ巨大地震の長周期地震動シミュレーションによる、都心部（K-NET007 新宿地点）での長周期地震動の速度応答スペクトルの比較。
 (a) 断層の一様破壊における、シナリオ①～③の速度応答レベルの比較、
 (b)断層破壊にランダム揺らぎを与えた場合のシナリオ毎の応答レベル。

3) 明応七年六月十一日（1498年6月30日）の大地震に関する検討

昨年度に引き続き、従来日向灘における大地震、あるいは明応七年八月廿五日（1498年7月9日）の明応東海地震に先行する明応南海地震と考えられてきた明応七年六月十一日（1498年6月30日）について史料の見直しを行い、その地震像の再検討を行った。昨年度の『九州軍記』における九州大地震の記述の検討に加えて、『九州軍記』の底本であると考えられる『方丈記』、『平家物語』、『源平盛衰記』、『太平記』の地震被害記述と『九州軍記』の地震被害記述の比較・検討を行った。その結果、『九州軍記』における九州大地震の記述のほとんどは『源平盛衰記』における元暦二年七月九日（1185年8月6日）の大地震による京都の被害記述に酷似していることが分かり、『九州軍記』における被害記述はこの軍記物語を盛り上げるための創作であることがほぼ確実であると結論された。したがって、この日に日向灘の大地震あるいは明応南海地震は発生していないと考えられる。以上の検討結果を『地震』に投稿し、平成29年3月10日に受理された。

表 3-10-⑥-1 明応七年六月十一日(1498年6月30日)の大地震についての記述がある史料。

史料名	明応七年六月十一日(ユリウス暦1498年6月30日)の地震記事	著者・編者	集録期間	執筆・編纂時期	執筆・編纂場所	史料種類
後法興院記	(六月)十一日[丙子] 晴陰、申刻大地震、傳聞、畠山尾張守舎弟喝食自越中坂本マテ罷上、	近衛政家(1444-1505)	文正元年正月一日(1466/01/17(J))~永正二年六月四日(1505/07/05(J))	集録期間に同じ	(現)京都府京都市上京区	日記
言国卿記	(六月)十一日[天晴、大地神、丙子] . . . 八下刻大地震也、御所様其外各驚入輩、 . . .	山科言国(1452-1503)	文明六年正月一日(1474/01/18(J))~文亀二年十二月廿三日(1503/01/21(J))	集録期間に同じ	(現)京都府京都市上京区	日記
親長卿記	(六月)十一日 晴、地震、[大動、顛、]	甘露寺親長(1424-1500)	文明二年九月二日(1470/09/26(J))~明応七年八月廿八日(1498/09/14(J))	集録期間に同じ	(現)京都府京都市上京区	日記
実隆公記	(六月)十一日[丙子] . . . 今日地震以外也、水神動云々、占文之旨其復不輕也、 . . .	三条西実隆(1455-1537)	文明六年正月一日(1474/01/18(J))~天文五年二月三日(1536/02/24(J))	集録期間に同じ	(現)京都府京都市上京区	日記
御湯殿上の日記	(六月)十一日 . . . ひるほどにおひたたくちしんゆる。すけなうゆりまいらす。	禁中御湯殿上の間における天子近侍の女官の当番日記	文明九年正月一日(1477/01/15)~文政九年(1826)	集録期間に同じ	(現)京都府京都市上京区	日記
大乘院寺社雜事記	(六月)十一日 . . . 大地震、帝尺動、 . . .	尋尊(1430-1508)	宝徳二年正月一日(1450/02/12(J))~永正五年正月廿日(1508/02/20(J))	集録期間に同じ	(現)奈良県奈良市	日記
続本朝通鑑	六月丙寅朔。丙子[十一]。諸国大地震。	林震峰(1618-1680)、林権洞(1643-1666)、林鳳岡(1645-1732)およびその門人	昌泰元年(898)正月(應和天皇在位期)~元和三年(1617)春(後醍醐天皇在位期)	寛文十年(1670)	(現)東京都	江戸幕府が編集した漢文編年体の歴史書
皇代記	(明応)同七年[午戌]六月十一日[子丙]・未就大地震。	不明	神代~慶長四年(1599)	不明	(現)三重県伊勢市	年代記
兼野年代記(兼野年代記古写)	(明応)戊午七〇六月十一日丙子日新宮大地震未ノ時ヤム	不明	神代~明和二年(1765)十二月	不明 宝暦十年(1760)春に和田春道行広により写筆、その後行広により加筆	(現)和歌山県新宮市	年代記
三州燦切巖松山常光寺年代記	(明応)七年[戊午]四月五日大地震已尅也。六月十一日申就大地震。	不明(常光寺の僧?)	神代~明治元年九月廿九日(1868/11/03(G))	不明	(現)愛知県田原市燦切町	年代記
田代之宝光寺古年代記	戊午明應七 四月十一日ヨリ五月廿日迄大旱、同六月大地震、同廿日大風大水	不明(宝光寺の僧?)	善徳元年(私年号:522年)~延宝六年四月四日(1678/05/24(G))	不明	(現)鹿児島県肝付郡錦江町田代	年代記
曆仁以来年代記	(明応)同七 六月十一日未時大地震。	不明	曆仁元年(1238)~永禄五年五月廿日(1562/06/21(J))	後柏原天皇在位期(1500-1526年)?その後、書き足された。	不明	年代記
高白齋記(甲陽日記)	明応七[戊午]年正月六日(武田)信虎公誕生、同六月十一日大地震、	不明	明応七年正月六日(1498/01/28(J))~天文二十二年十二月廿五日(1554/01/28(J))	不明、武田家のある役者担当者(あるいは駒井高白齋か)による「引付」を素材として作成された編纂物か?寛永二十年(1643)頃編纂?	(現)山梨県	年代記
長享年後畿内兵乱記	(明応)同七年六月十一日。大地震。	不明	長享元年九月十二日(1487/09/28(J))~永禄六年十一月十五日(1563/11/30(J))	不明	不明	年代記
巽本塔寺長帳	(明応)七年[戊午]六月十一日天下大地震	塔寺八幡宮の祠官田中俊光(生没不明)により成立、宝暦二年(1752年)頃の書写人は不明	天喜五年(1057)~享保二十年八月十五日(1735/10/01(G))	天正十九年(1591年)に田中俊光によって成立、宝暦2年(1752年)頃書写	(現)福島県会津坂下町	年代記
高代寺日記	(明応)七年[戊午]六月、諸国大震、大難冠ノ像破壊ス、自頭至足、大震ハ十一日ナリ	不明、下巻は「高代寺日記 塩川家臣日記」と題されている	〔上巻〕長保四年〔王貞〕(1002年)正月~治承元年(1177年)十二月、(下巻)明應五年〔丙辰〕(496年)正月~承応三年〔甲午〕八月十五日(1654/09/25(G))	不明	(現)兵庫県川西市	年代記
九州軍記	(明応)同七年戊午六月十一日卯ノ刻ヨリ九國ノ中大地震隙ナク震フ、巴ノ刻ニ至テハ天大ニ鳴渡リ地勢亦増ニ震フ . . .	鳥笑軒常念(大藤種治、?-1595)、草野入道玄厚(生没不明)、了園(生没不明)撰	正徳二年(1332)三月~天正十五年七月十四日(1587/08/17(G))	慶長十二年(1607)	(現)佐賀県唐津市	軍記物語

さらに、1498年6月30日の大地震の記述がある『九州軍記』を除いた史料16点(表3-10-⑥-1)の信頼性の検討を行った上で、この地震の震央がどこであるのかの検討を行った。その結果、京都における宮中・公家と奈良における僧侶によって執筆された日記史料以外は、作者あるいは編者不明である後世の編纂物であり(表3-10-⑥-1)、また、その史料が編纂された場所の記述と京都や鎌倉における出来事の記述が混在しているために、これらの史料に記述された大地震について、その発生時期の信頼性が著しく低い上に、これらの史料が執筆・編纂された場所において感じられたどうかの信頼性も著しく低いと結論された。したがって、1498年6月30日の大地震の震央の特定するために京都・奈良における日記史料以外の史料を用いることは避けるべきであると考えられる。しかしながら、図3-10-⑥-5は1923年1月1日～2016年12月31日の期間に京都で震度3以上の揺れをもたらした地震の震央分布(a)、同期間に奈良において震度3以上の揺れをもたらした地震の震央分布(b)であるが、京都と奈良の日記史料にこの地域における被害記述がないことから、この大地震の震央は京都・奈良の近辺でないことは確実であるが、京都・奈良の日記史料のみから、この大地震の震央がどこであるのかを特定することは困難であることが分かった。

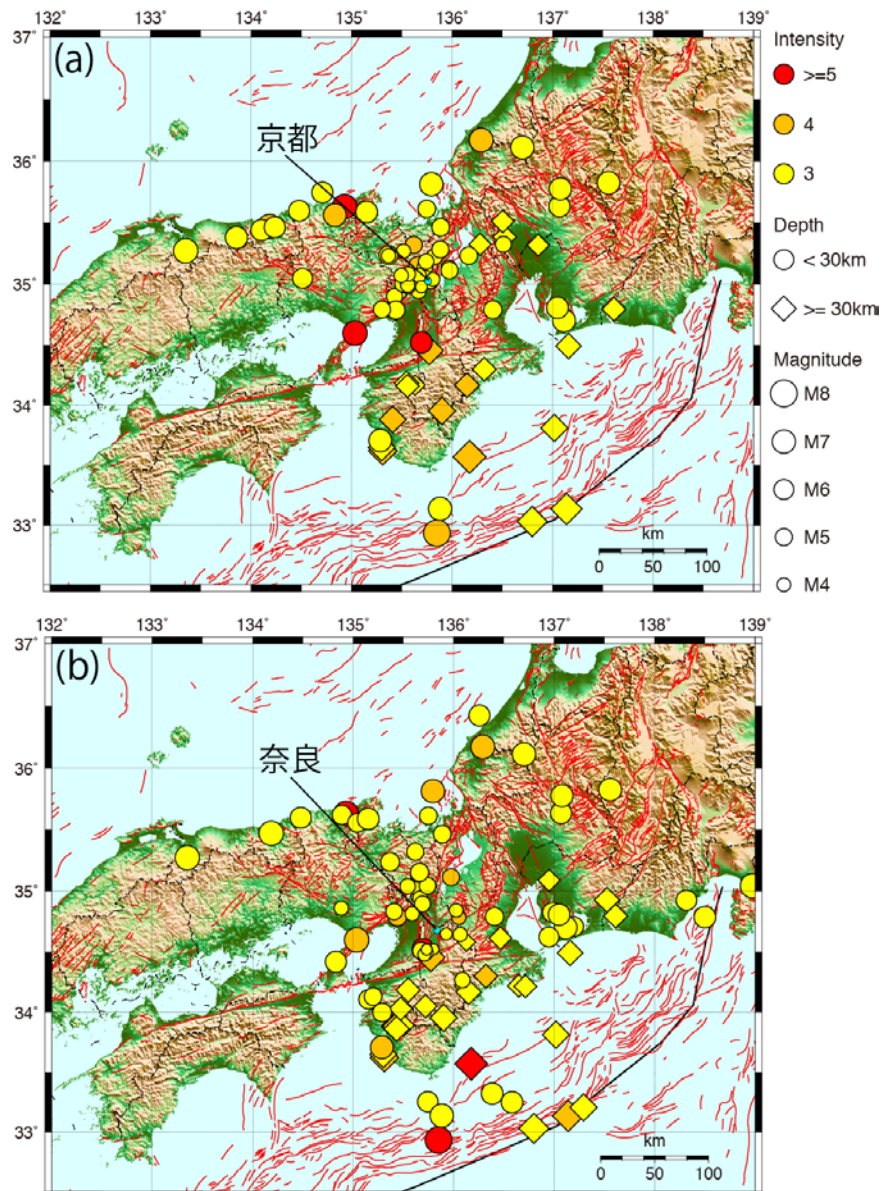


図 3-10-⑥-5 1923年1月1日～2016年12月31日の期間に京都で震度3以上の揺れをもたらした地震の震央分布(a)、同期間に奈良において震度3以上の揺れをもたらした地震の震央分布(b)。

4) 1707年宝永地震、1854年安政東海・安政南海地震、1944年東南海地震、1496年南海地震の震度分布の整理

1707年宝永地震、1854年安政東海・南海地震について震源域の広がりや震源像の明確化のために、既往研究成果としてこれらの地震の震度分布の収集を行い、これらのデータのデジタル・データベース化を行った。また、1944年東南海地震、1496年南海地震についても震度分布の収集と検討を行い、これらの震度分布と宝永地震・安政地震の震度分布との比較・検討のための基本データとして、あるいは震源モデル推定のためのデータとして蓄積した。1707年宝永地震、1854年安政東海・南海地震については、「萩原、1974」、「飯田、1979」、「宇佐美・大和探査技術、1994」、「宇佐美、2010」、

「松浦・他，2011」、「宇佐美・他，2013」による震度データを収集してデジタル・データ化した。また、1944年東南海地震、1496年南海地震については、「中央気象台，1951」、「中央気象台，1953」による震度に加えて、東京大学地震研究所で行われたアンケート調査の再解析により震度分布の推定を行った。図3-10-⑥-6にアンケート調査の再検討により推定された1944年東南海地震の震度分布を示すが、本研究の再検討により河角震度階（「河角，1943a」、「河角，1943b」）による震度階によるアンケート震度を旧気象庁震度階の震度に無理なく変換することができた。さらに、東南海地震・南海地震の直後に発生した1948年福井地震についても、南海トラフ沿いの巨大地震の復旧・復興期に起きた内陸地震が当時の社会に与える影響を知ることが次の南海トラフ地震防災に向け重要であるので、その震源モデルの解明に向けて、直後に行われたアンケート調査結果の再検討による震度推定を行った。

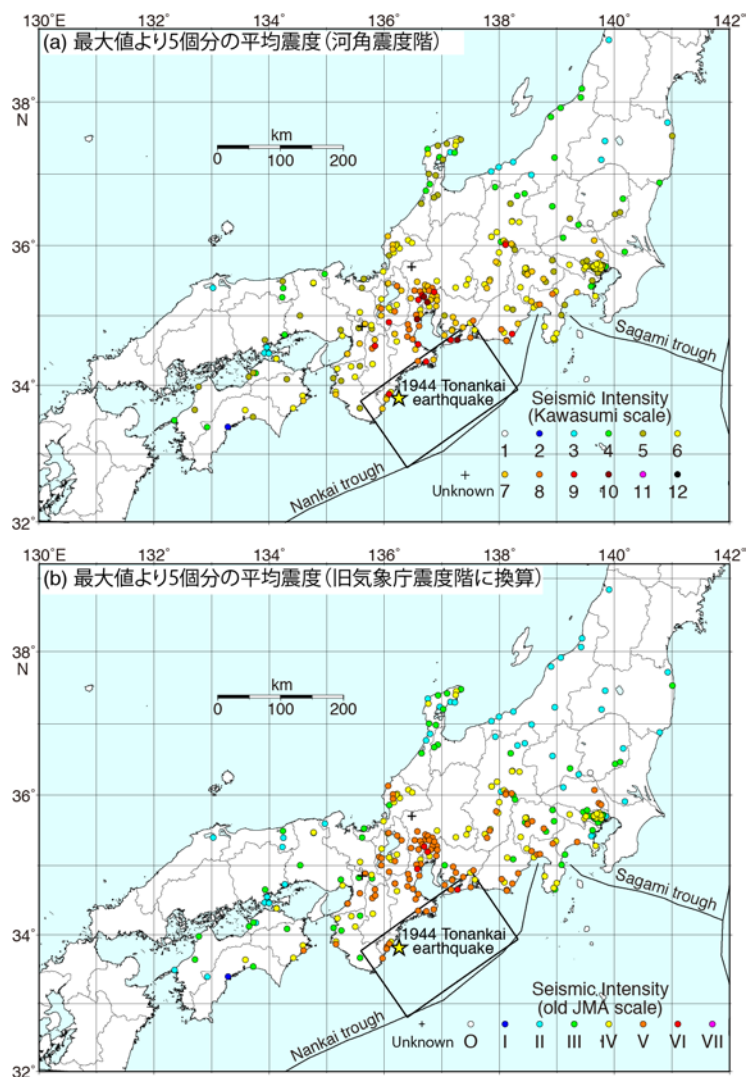


図3-10-⑥-6 地震直後に行われたアンケート調査結果の再検討により得られた1944年東南海地震の震度分布。(a)河角震度階（「河角，1943a」、「河角，1943b」）による震度分布。(b)旧気象庁震度階に変換した震度分布。

5) 熊野灘沿岸地域における 1854 年安政東海地震・1944 年東南海地震の津波高調査

昨年度に続き、1854 年安政東海地震と 1944 年東南海地震津波との津波波源域の比較を行うため、あるいは両地震津波の特徴の共通点と相違点を検討するために、熊野灘沿岸地域（三重県南伊勢町、大紀町、尾鷲市）における 1854 年安政東海地震と 1944 年東南海地震による津波高の調査と、史料調査による同地域における安政東海津波と昭和東南海津波による被害状況の復元を行った。

a) 文献史料調査

三重県立図書館において、三重県度会郡南伊勢町をはじめとした熊野灘沿岸地域に関する史料・資料を収集した。同時に現地・南伊勢町において 1854 年安政東海地震津波および 1944 年昭和東南海地震津波に関する史料調査を行った。棚橋竈区において当地区における宝永地震津波、および昭和東南海地震津波時の被害状況を記す史料を見つけ、複写収集した（写真 3-10-⑥-1）。両者未刊行であり、特に 1707 年宝永津波に関する史料は現地教育委員会も未見のものである。今後宝永津波に関する研究を進める上でも非常に貴重な史料であるといえる。また河内区の仙宮神社にて昭和東南海地震津波関連の史料を複写収集した。



写真 3-10-⑥-1 『棚橋竈の東南海津波記』

b) 津波高調査

三重県度会郡南伊勢町（旧南勢町および旧南島町）において、レーザー距離計を用い、安政東海地震津波および昭和東南海地震津波による津波高を測定した。測定地点の水準計測については、2500 分の 1 地形図記載の標高点を基準とし、レーザー距離計 TruPulse360 を用いて測定した。浸水高決定法に関しては、「行谷・都司, 2005」を参考にした。

i) 安政東海地震津波の津波高

調査対象地である旧南島町河内区の仙宮神社では現・参道入口北部の空き地にあった宮司家元屋敷および大日堂が宝永・安政の二度にわたり流失したとする口伝が残されている。確実度は低いものの計 2 地点の津波高が得られた。

ii) 昭和東南海地震津波の津波高

三重県度会郡南伊勢町相賀浦区（旧南勢町）および棚橋竈区、古和浦区、栃木竈区、河内区、東宮区（以上、旧南島町）において、レーザー距離計を用い、昭和東南海地震津波による津波高を測定した。準拠としたのは、主に現地聞き取り調査による口碑である。昭和東南海地震発生から本年度まで 70 余年経過したが、当地域には 80～90 代の直接経験者がいまだ多数存命する。そのため聞き取り調査によって比較的高精度の浸水高・遡上高が得られると考えた。



写真 3-10-⑥-2 1944 年東南海地震津波の痕跡

以上の結果、五ヶ所湾相賀浦区（旧南勢町）において計 3 点、旧南島町地域において計 10 地点の津波高が得られた。うち 3 地点は遡上高である。特に河内区の仙宮神社では、明治 15 年（1882 年）築の社務所の雨戸に 1944 年被災時の浸水痕を確認し、確実な浸水高を断定することができた（写真 3-10-⑥-2）。

和浦区市街の浸水高は、ほぼ 3m 程度であったが、栃木竈区や棚橋竈区、河内区ではおおむね 4～5m 以上であった。これは五ヶ所湾周辺（旧南勢町）の 3m 程度と比べると高い数値である。今後さらに測定地点を増やし、南伊勢町全体における津波高分布をまとめる予定である。

c) 各村落の津波被害の分布状態の整理と検討

三重県旧南勢町（現・三重県度会郡南伊勢町東部地域）に関して、安政東海地震津波（1854）における被害規模を、文献史料を元にして、村落ごとに各種津波被害の分布状態を従来研究との対比も含めて整理・検討した（「鳴橋・他，2016」）。南伊勢地域は紀伊半島中部に位置し、南海トラフに直面する形となっている。東部の旧南勢町と、西部の旧南島町に大きく区分することができ、熊野灘沿岸地域には典型的なリアス式・溺れ谷地形が発達する。本論では旧南勢町五ヶ所湾地域における 1854 年安政東海地震津波による被害規模と分布を調べるため、4つの未刊行史料を含む合計 16 の史料を収集した。近代以前の地方社会における筆記史料ということもあり、各史料の数値にばらつきがあるため、なるべく正確な数値を

選別するための基準を最初に設けた。次いでそれに則って選別した3点の史料を元に具体的な被害数値をまとめた。特に基準とした『南嶋津浪被害覚』は新出の史料である。得られた五ヶ所湾地域における被害状況とその分布に関してまとめる。

i) 人的被害は湾最奥部の神津佐および東岸湾口部の田曾浦が各3人で最大であった。これは従来の報告よりも多い結果となった。湾最奥部の五ヶ所浦、東岸湾口部の宿浦が各1人でこれに続く。牛馬は分布に偏りがあるため一概には言えないが、湾奥部の死亡数が多い。

ii) 流失率・全潰率は湾最奥部の五ヶ所浦、神津佐村で最大となった。東岸湾奥部の下津浦でも流失率・全潰率が比較的高い。死者数同様、東岸湾口部の宿浦、田曾浦でも全壊率が比較的高い。田曾浦の流失数は五ヶ所浦、神津佐村に次ぐ8軒であった。

iii) 主屋の浸水率は、湾中央の海底谷地形に沿った、沿岸部にある田曾浦、礫浦、中津浜浦、木谷等が高い。特に前3地点は全集落が潮入した。

(c) 結論ならびに今後の課題

強震動・長周期地震動シミュレーションと予測の高度化に向け、差分法計算コードにメモリ変数を用いた広帯域 Q 値一定のモデルを導入した。その結果、従来の Q 値の周波数依存を持つ簡便なモデルを用いた計算と比較して、広帯域の地震動計算及び、 Q_p と Q_s を区別したシミュレーションが可能となり、南海トラフ地震の強震動・長周期地震動評価のためのシミュレーション環境が整った。

南海トラフ巨大地震の震源モデルの多様性・不確定性が強震動・長周期地震動評価のバラツキに与える影響を評価した。震源（破壊開始点）と断層破壊による Directivity 効果による地震波の強い放射方位性が起きるが、実際には断層破壊に不均質性が存在すると考えられ、長周期地震動の破壊伝播のシナリオ毎の違いは大きくならない（1.5 倍程度）と考えられる。逆に、一様破壊を考える単純な震源モデルでは、破壊伝播のシナリオごとの長周期地震動の変動幅を過大評価する心配がある。このほかにも、地下構造の不均質性によっても Directivity 効果の変動が期待できる。

現在、シミュレーションに用いられる地下構造モデルでは、現実の不均質地下構造に比べて不均質性が過小評価されている。長周期地震動の正しい評価と強震動予測のバラツキ評価には、地下構造探査に基づく詳細な地下構造モデルの推定必要であるが、これに加えて探査から推定することのできない微細なスケールの不均質構造は、たとえば地震波の散乱・減衰特性や地質情報に基づいて、統計的に“揺らぎ”として付与するような手法について検討が必要である。また、断層破壊速度の揺らぎのスケールについても、地下構造の不均質性のスケールと同時に検討する必要がある。

従来、日向灘における大地震あるいは明応七年八月廿五日（1498 年 7 月 9 日）の明応東海地震に先行する明応南海地震と考えられてきた明応七年六月十一日（1498 年 6 月 30 日）について史料の見直しを行い、その地震像の再検討を行った。『九州軍記』における被害記述はこの軍記物語を盛り上げるための創作であることがほぼ確実である

と結論され、この日に日向灘の大地震あるいは明応南海地震は発生していないと考えられる。さらに、1498年6月30日の大地震の記述がある史料16点の信頼性の検討を行った上で、この地震の震央がどこであるのかの検討を行ったが、この大地震の震央は京都・奈良の近辺でないことは確実であるが、京都・奈良の日記史料のみから、この大地震の震央がどこであるのかを特定することは困難であることが分かった。したがって、今後、歴史地震について信頼性の高い史料のみからどれだけの情報が引き出せるのかによってランク分けする必要があると考えられる。

1707年宝永地震、1854年安政東海・南海地震について震度分布の収集を行い、これらのデジタル・データベース化を行った。また、1944年東南海地震、1496年南海地震についても震度分布の収集と検討を行い、これらの震度分布と宝永地震・安政地震の震度分布との比較・検討のための基本データとして、あるいは震源モデル推定のためのデータとして蓄積した。今後、これらのデータについて比較・検討を行い、同じ地震に関する震度データの統合を行う予定である。

熊野灘沿岸地域における1854年安政東海地震と1944年東南海地震による津波高調査と、史料調査による同地域における安政東海津波と昭和東南海津波による被害状況の復元を行った。今後、さらに調査範囲を広げ、熊野灘沿岸地域全体における津波高分布の測定と被災状況を復元していく。今年度では聞き取りのみで津波高の測定ができなかった複数地域の観測点において、来年度は津波高の測定を行うことを予定している。

(d) 引用文献

中央气象台, 地震観測表 7 日 13 時 35 分ごろの熊野灘 (東南海大地震) の地震 [頭], 気象要覧 昭和 19 年 12 月, 544, 40-45, 1951.

中央气象台, 地震観測表 21 日 04 時 19 分ごろの南海道地震 [頭], 気象要覧 昭和 21 年 12 月, 568, 40-43, 1953.

Graves, R. W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 1091-1106, 1996.

萩原尊礼, 1854 年の安政南海地震および 1707 年の宝永地震の震度分布について, 連絡会報, 12, 143-145, 1974.

飯田汲事, 明応地震・天正地震・宝永地震・安政地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議地震部会, 52-67, 1979.

河角廣, 1943a, 震度と震度階, 地震 I, 15, 6-12.

河角廣, 1943b, 震度と震度階 (続き), 地震 I, 15, 187-192.

松浦律子・中村操・唐鎌郁夫, 1707 年宝永地震の新地震像 (速報), 歴史地震, 26, 89-90, 2011.

Moczo, P. J., O. A. Robertsson, and L. Eisner, The finite-difference time-domain method for modeling of seismic wave propagation, in Advances in Wave Propagation in Heterogeneous Earth, 421-516, 2007.

行谷祐一・都司嘉宣, 宝永 (1707) ・安政東海 (1854) 地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布, 歴史地震, 20, 33-56, 2005.

鳴橋竜太郎・佐竹健治・原田智也, 安政東海地震津波(1854年)における三重県五ヶ所湾地域の被害状況, 地震研究所彙報, 91, 11-22, 2016.

佐藤春夫, リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰—ランダムな不均質構造による一次散乱理論—, 国立防災科学技術センター研究報告, 33, 101-186, 1984.

宇佐美龍夫・大和探査技術株式会社, わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図, 日本電気協会, 647, 1994.

宇佐美龍夫, わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図(改訂版), 日本電気協会, 726, 2010.

宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会, 694, 2013.

⑦和歌山県沿岸における安政東海・南海地震の津波痕跡高の再評価

(a) 業務の要約

和歌山県沿岸は、一連の南海トラフ巨大地震により大きな津波被害を受けてきた。当該地域における南海トラフ巨大地震による津波高については、「羽鳥, 1980」、「羽鳥・他, 1983」、「都司・岩崎, 1996」により現地調査が実施されている。一方で、和歌山県はこれまでより津波碑の重要性を認識し、津波災害を忘れないための事業を継続して行ってきた。その中で、災害史料の収集および解釈についても精力的に実施しており、多くの成果を得ている状況にある（「和歌山県立博物館, 2015」、「和歌山県立博物館, 2016」）本業務では、既往研究では取り上げられていなかった地震史料や最近に発掘された史料に基づいて安政南海地震津波の痕跡調査を実施し、その調査結果を報告することを目的とする。

(b) 業務の成果

1) 調査方法

本調査では、『新収日本地震史料第五巻別巻五ノ二』「東京大学地震研究所, 1987」、『新収日本地震史料補遺別巻』「東京大学地震研究所, 1989」、『新収日本地震史料続補遺別巻』「東京大学地震研究所, 1994」、『日本の歴史地震史料拾遺四ノ上』「宇佐美, 2008」、『日本の歴史地震史料拾遺五ノ下』「宇佐美, 2012」、『続熊野の史料』「浜畑, 1977」、『由良町誌』「由良町誌編集委員会, 1985」の中から、和歌山県沿岸の津波被害やその到達に関する記述に基づき実施した。一連の南海トラフ巨大地震による和歌山県沿岸の津波痕跡に関する先行研究において、御坊、田辺、白浜などでは多くの津波痕跡高が評価されている。本研究では、先行研究で津波痕跡高が評価されていない地域や新史料によりさらに詳細に津波痕跡を評価できる見込みのある地点を重点的に調査した。具体的には太地町、串本町古座地区、同町有田地区、由良町である。

なお、これまでに発行されてきた地震史料集に編纂されていない新史料としては、串本の郷土史研究家上野一夫氏ご提供の有田浦の津波被害を記した『大地震通浪記録』である。

津波痕跡の測量方法としては、その該当地点の位置情報と標高を計測した。計測方

法としては、該地点において、VRS-GNSS 計測 (Ashtech 社製 Promark100、Leica Geosystems 社製 GS10) による位置情報と標高 (T.P.基準) を取得した。市街地や丘陵地など開空率が低く VRS-GNSS 計測が難しかった場合には適切な地点に機器を設置し、評価対象地点までをレーザー測距機 (Pentax 社製 V-460C、Laser Technology 社製 Impulse 200) を用いたオフセット計測 (写真 3-10-⑦-1)、あるいは国土地理院による 5 mDEM から標高を読み取った。津波痕跡高は、この標高値と史料に記されている被害状況や浸水深を考慮することにより推定した。



写真 3-10-⑦-1 測量風景 (念興寺 W34)

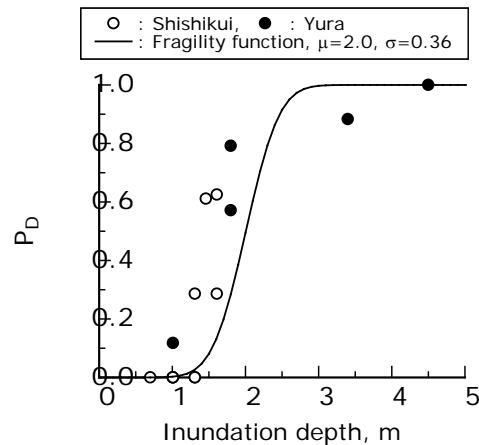


図 3-10-⑦-1 江戸後期木造家屋の津波流失被害関数の一例

既往研究 (例えば、「Hatori, 1964」、「首藤, 1992」、「飯塚・松富, 2000」、「越村・他, 2009」) により、津波浸水深などの津波外力と建物被害状況の関係が言及されてきた。「行谷・今井, 2015」は歴史時代の津波において、家屋被害率からその地域の津波浸水深について、被害関数から評価できる可能性について検討を行った。本稿では、1854 年安政南海地震津波における和歌山県由良浦および徳島県宍喰浦に残された津波被害絵図から読み取った家屋流失率に基づいた被害関数「今井・行谷, 2016」を利用した。図 3-10-⑦-1 の被害関数は正規分布に基づいており、 P_D は流失被害割合、 μ および σ は外力 (津波浸水深) の平均値と標準偏差を示している。各史料の中で津波到達点を明確にすることができなくとも、家屋流失割合とこの被害関数を利用することで、津波浸水深 D を与えることが可能となる。浸水域内において全ての家屋流失が生じた場合は

$D > 3.0$ m、半分以上の家屋、あるいは大部分の家屋流失被害が生じた場合は $D=2.5 \pm 0.5$ m、半分以上の家屋流失被害の場合であれば、 $D=1.5 \pm 0.5$ m、浸水のみで家屋流失無しの場合は $D < 1.0$ m とした。

ii) 調査結果

本調査では和歌山県沿岸のうち、既報研究（「羽鳥，1980」、「都司・岩崎，1996」）において詳細な調査が実施されていない太地町、古座町および串本町有田、由良町において実施した。

図3-10-⑦-2に太地における津波痕跡高分布を示す。以降、図中の括弧は津波痕跡分類を示し、Iは浸水高、Rは遡上高、Tは津波振幅を示す。『古座地方年代誌』（「東京大学地震研究所，1987」の p.1579）によると、“太地水の浦家流れる”とある。また、『熊野太地浦捕鯨史』（「東京大学地震研究所，1994」の p.735）では、“大納屋（村内向島ニアル捕鯨機械置場予備船数隻備付）又激水漲り、漁具ハ破損亡失シ…”とある。現地で水浦集落の場所についてヒヤリングを行ったところ、現在の太地町太地周辺であることがわかった。この地域で家が流れたどの程度流出被害が生じたかは不明であるが、少なくとも流出被害が生じているため、 $D=1.5 \pm 0.5$ m として津波浸水高を 4.1 ± 0.5 m (W4) とした。

向島は太地町漁協の対岸に位置する。太地町役場や中心市街地は埋め立て地であり、現在は陸続きになっているが、安政南海地震の頃は水浦集落に向かい合うように島があり、ここに捕鯨場があった。現地でのヒヤリングによると、史料にある大納屋の場所は不明であるが、捕鯨場の位置を特定することができた（写真3-10-⑦-2）。この場所でも漁具破損亡失とあるため、 $D=1.5 \pm 0.5$ m として津波浸水高を 3.8 ± 0.5 m (W5) とした。なお、この津波高を数値解析で再現する場合には、埋め立て地の地形復元が必要になるため、注意を要する。



図3-10-⑦-2 太地における津波痕跡高分布 写真3-10-⑦-2 捕鯨場跡地 (W5)

図3-10-⑦-3に古座における津波痕跡高分布を示す。古座においては、『古座切目屋日記』（「浜畑，1977」の p.870~878）と『紀州小山家文書』（「宇佐美，2012」の p.1294

～1296) に津波被害の記載がある。「都司・岩崎, 1996」は『古座切目屋日記』と同様の記述内容から津波痕跡高を評価しているが、串本の郷土史研究家上野一夫氏のご協力の下、史料記載の地名位置を明らかにすることができたため、ここに報告する。

『古座切目屋日記』(「浜畑, 1977」の p.203～208)によると、安政東海地震津波時に古座川左岸の古座集落の海岸近くの石垣において“下地石垣一ぱいの浪に候”の津波だったようである。この石垣の現在位置は写真3-10-⑦-3の状況となっている。この標高は4.6 m (W9-1)であった。石垣一ぱいであるから、この高さが津波高となる。



図 3-10-⑦-3 古座における津波痕跡高分布 写真 3-10-⑦-3 下地石垣の位置 (W9-1)

この地震からおおよそ 30 時間後に発生した安政南海地震津波により、古座では大きな被害を受けている。同史料によると、“汐嵩二丈五尺許りの高さにて打ち入り…” (W9-2)、“この浪一つにて鯨場より下へ家廿軒上り候。五十軒は一つの浪にて流出いたし…”、“家流れ留まり候は、下地広小路より上ヶ二三軒目…”、“町筋は札場迄潰れ家、流れ物杯にて山の如く打ち寄せ…”とある。現況においても、鯨場から広小路までは 50 棟程度であるため、鯨場から広小路までは 2～3 軒残してすべて流出したと見なすことができる。鯨場での浸水深を $D=2.5\pm0.5$ m とすると、ここでの津波浸水高は 7.1 ± 0.5 m (W10) となり、“汐嵩二丈五尺許りの高さにて打ち入り…”と調和的といえる。札場 (W11) や広小路 (W12) では、家屋流出が留まったが漂流物により埋め尽くされたとの記述から、これらでの浸水深は $D < 1.0$ m が妥当であろう。

古座川右岸の西向における小山家においては“当家へハ浪際ヨリ式間程も間有之”であったようである (『紀州小山家文書』)。津波先端が小山家屋敷から 3.6 m 程度まで迫った訳である。上野氏の協力により、小山家の門前跡地を特定することができた。ここでの津波痕跡高は、小山家門前跡地前の地盤高を津波遡上高 (W8) と判断した (写真 3-10-⑦-4)。



写真 3-10-⑦-4 小山家屋敷の門前付近 (W8)

『紀州小山家文書』には、串本周辺の津波被害に関する記述もあり、串本町伊串や姫では“無被害”、橋杭では“大半流出”という状況であった。よって、伊串や姫においては、沿岸の低い地盤高を越えない程度の津波高とした。橋杭においては集落前面の地盤高に浸水深 $D=2.5 \pm 0.5 \text{ m}$ を加え、津波浸水高 $5.0 \pm 0.5 \text{ m}$ とした (W15)。

図 3-10-⑦-4 に有田における津波痕跡高分布を示す。有田浦での津波被害については、二つの新史料(『大地震通浪記録』、『地震津浪乃記』)に基づいた詳細な検討がなされている「砂川・前田, 2016」。

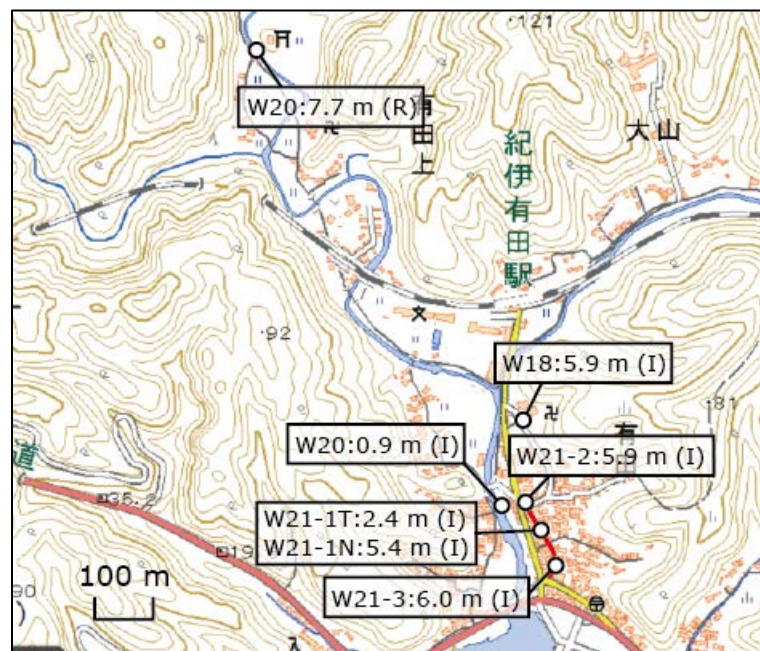


図 3-10-⑦-4 有田における津波痕跡高分布

これら史料において、安政東海地震では津波は海岸沿いの街道付近まで到達した程度で家屋の被害は皆無であったが、川ばた木場の材木・丸太等が流れて散乱したとある。ヒヤリングから、当該浦の旧街道は図 3-10-⑦-3 の赤実線の位置であり、現街道の交

差点にかつて製材所があったという。また、この付近の河川敷に材木・丸太を貯木していたと考えられる。以上から、東海地震の津波高としては、この河川敷地盤高から旧街道の一番低い地盤高の範囲とし、0.9～2.4 m とする (W20 と W21-1T)

安政南海地震では大きな揺れの後に津波が来襲し多くの家屋流出が生じたことや、有田神社付近まで津波が遡上したことが記されている。ここでは、有田神社横に流れる有田川の河床地盤高を津波遡上高とし、7.7 m (W22) とする。

『有田浦庄屋地震津浪の記』(「東京大学地震研究所, 1994」の p.738～743) には、“正覚寺等ハ残り其外皆流れ出しといふ…”、“正覚寺の石ダン三ツ四ツ残る” とある (写真 3-10-⑦-5)。この記述通りに計測を行うと、正覚寺前の道路の標高は 3.84 m、道路面から石段上から 4 段目の高低差は 2.1 m であるため、津波浸水高は 5.9 m である (W19)。

有田浦集落の中心を通る街通りの地盤高は、2.4～3.0 m であった (写真 3-10-⑦-6)。皆流失として浸水深 3 m を加えると津波浸水高は 5.4～6 m 程度 (W21-1N、W21-2 と W21-3) となり、正覚寺や有田神社の津波高と調和的といえる。なお、この寺院では 1707 年宝永地震、1946 年昭和南海地震時も津波が到達しており、宝永地震では正覚寺屋敷一杯まで、昭和南海地震は階段 2 段目までだという。これらを計測すると、宝永地震では 7.4 m (正覚寺屋敷一杯) の津波浸水高 (W18)、昭和南海地震では 4.1 m (正覚寺前の石段下から 2 段目まで潮上がる) の浸水津波高であった (W17)。



写真 3-10-⑦-5 正覚寺の石段 (W18) 写真 3-10-⑦-6 有田神社横に流れる有田川 (W21)

図 3-10-⑦-5 に由良における津波痕跡高分布を示す。当該集落の津波被害状況については、『坂口俊夫家文書』(「由良町誌編集委員会, 1985」の p. 870～878) に詳しい。この史料には由良浦の津波被害に関する絵図が残されており、津波の様相についても詳細に記載されている。以下に記載内容とその解釈を行う。なお、史料記載の各地点については、由良の郷土史研究家小出潔氏のご協力により特定することができた。



図 3-10-⑦-5 由良における津波痕跡高分布

由良集落沿岸の網代における津波被害状況を記す内容として、“念興寺残る但し寺地へ浪少シ入る”とある。念興寺は今も現存しており、その地盤高を計測することにより、浸水高として 5.0 m を得た (W35、写真 3-10-⑦-1)。また、“網代浦御制札有場但し諸荷物水揚場也二丈五尺”の記述について、御制札有場の近くに白真の木が生えており、この木が標尺代わりとなったという。この白真の木は現存しており(写真 3-10-⑦-7)、この地盤高に二丈五尺を加えることで、津波浸水高 9.3 m とした (W34)。

次に、“横浜ヒクキ所ハ浪ノ高サ一丈五尺”の記述について検討する。横浜筋は由良集落における南北を通す道筋であり、図 3-10-⑦-5 における赤実線で示す道筋であることが判った。この道沿いの標高を 100 m 間隔で計測し、この中の一番低い場所を該当地点と判断した。一丈五尺の浸水深を加え、ここでの津波浸水高は 6.3 m となった (W32)。

“同御タビ所当リハ六七尺位イ”について、こちらについても場所を特定することができ、この地盤高に六七尺位の浸水深を加えることで、浸水高 5.1~5.4m を得た (W31)。

“光専寺本堂六尺”とあり、本寺院も当該集落に現存している。この寺院敷地の地盤高を計測し、この地盤高に浸水深六尺を加えることで、浸水高 5.5 m を得た (W30)。

当該集落の陸側には宇佐八幡神社が鎮座している。この神社についても津波被害に関する記載があり、“御宮近辺ハ三尺位イ同所石段六段迄浪来ル”とある。八幡神社敷地の地盤高に階段 6 段分(≒三尺)の高低差(浸水深と解釈もできる)を加えることで、浸水高 5.1 m を得た (W33、写真 3-10-⑦-8)。



写真 3-10-⑦-7 白真の木 (W32) <左写真>

写真 3-10-⑦-8 宇佐八幡神社 (W31) <右写真>

iii) 津波高分布

図 3-10-⑦-6 に和歌山県沿岸における安政東海・南海地震津波の痕跡高分布を示す。概略ではあるが、「羽鳥, 1980」による津波痕跡高よりも、「都司・岩崎, 1996」や本研究による津波高の方が高く評価されている傾向にあることがわかる。

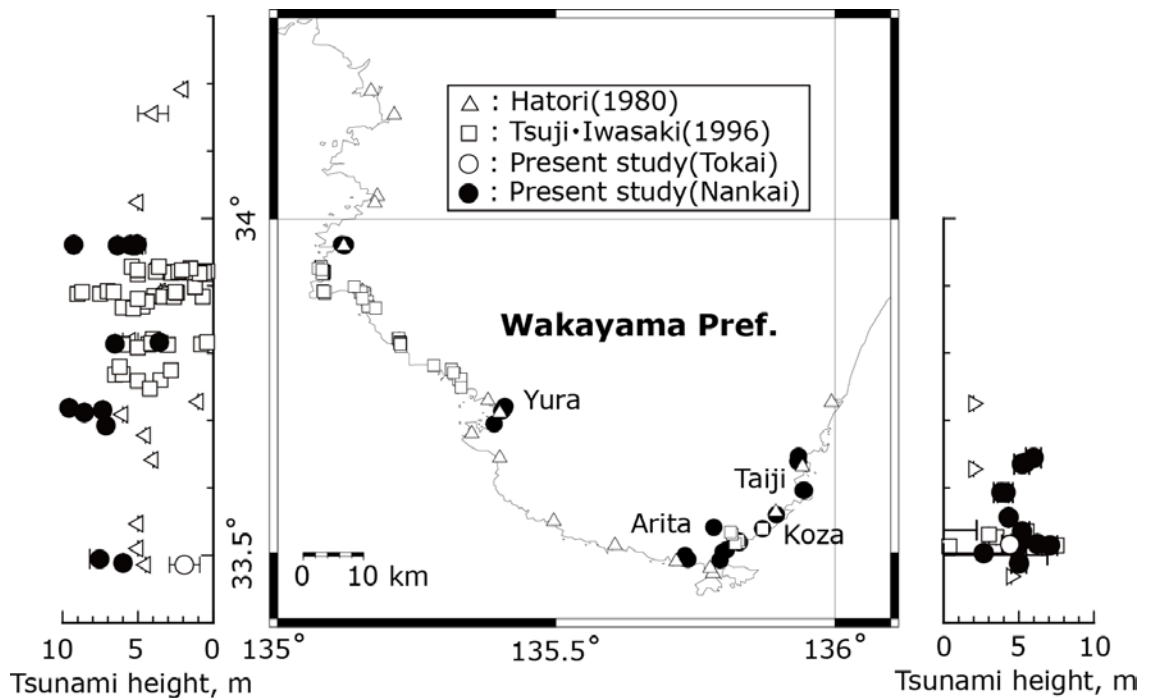


図 3-10-⑦-6 和歌山県沿岸における安政東海・南海地震津波の痕跡高分布

(c) 結論ならびに今後の課題

既往研究では取り上げられていなかった地震史料や最近に発掘された史料に基づいて安政南海地震津波の痕跡調査を実施した。その結果、和歌山県沿岸のうち、既報研究（「羽鳥, 1980」、「都司・岩崎, 1996」）において詳細な調査が実施されていない太地町、

古座町および串本町有田、由良町における津波高を高精度で得ることができた。

今後は、これらの津波痕跡高を用いて安政東海・南海地震の波源再評価を行う必要がある。さらに、沿岸湖沼における津波堆積物分布を用いて、波源規模の妥当性について検討する必要がある。本研究を遂行するにあたり、串本町郷土史研究家の上野一夫氏、由良町郷土史研究家の小出潔氏に史料解釈助言や記載地点特定に多大なる助力を頂きました。図の作成にあたっては国土地理院による地理院地図（電子国土 Web）を利用しました。

(d) 引用文献

浜畑栄造，続熊野の史料，浜畑栄造，235 pp，1977.

Hatori, T., A Study of the Damage to Houses due to a Tsunami, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 42, 181-191, 1964.

羽鳥徳太郎，大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査，東京大学地震研究所彙報，55，505-535，1980.

羽鳥徳太郎・相田勇・坂下至功・日比谷紀之，和歌山県湯浅・広に遡上した南海道津波の調査—1946年南海道および宝永・安政津波について，東京大学地震研究所彙報，58，187-206，1983.

飯塚秀則，松富英夫，津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，47，381-385，2000.

今井健太郎，行谷佑一，和歌山県由良および徳島県穴喰の事例に基づいた江戸後期の家屋流出被害関数に関する検討，2016年度地震学会秋期大会予稿集，S10-05, 2016.

越村俊一，行谷佑一，柳澤英明，津波被害関数の構築，土木学会論文集B，65，4，320-331，2009.

行谷佑一，今井健太郎，津波被害関数を利用した過去の津波高さの推定，日本リスク研究学会誌，25(2)，61-67，2015.

砂川佳子，前田正明，有田浦を襲った安政の地震と津波，歴史から学ぶ防災 2015 -災害の記憶を未来に伝える- 発表資料集，和歌山県立博物館施設活性化事業実行委員会，12-15，2016.

首藤伸夫，津波強度と被害，東北大学津波工学研究報告，9，101-136，1992.

東京大学地震研究所，新収日本地震史料第五巻別巻五ノ二，東京大学地震研究所，1090 (p.1439-2528)，1987.

東京大学地震研究所，新収日本地震史料補遺別巻，日本電気協会，992，1989.

東京大学地震研究所，新収日本地震史料続補遺別巻，日本電気協会，1228，1994.

都司嘉宣，岩崎伸一，和歌山沿岸の安政南海津波(1854)について，歴史地震，12，169-187，1996.

宇佐美龍夫，日本の歴史地震史料拾遺四ノ上，宇佐美龍夫編，1132，2008.

宇佐美龍夫，日本の歴史地震史料拾遺五ノ下，宇佐美龍夫編，901 (p.626-1526)，2012.

和歌山県立博物館，先人たちが残してくれた「災害の記憶」を未来に伝える I，和歌山県立博物館施設活性化事業実行委員会，16，2015.

和歌山県立博物館，先人たちが残してくれた「災害の記憶」を未来に伝える II，和歌

山県立博物館施設活性化事業実行委員会，16，2016.

由良町誌編集委員会（編），由良町誌，1095，1985.

(3) 平成 29 年度業務計画案

南西諸島海溝から南海トラフまでの3次元プレートモデルを整備して日本列島広域構造モデルを完成させ、プレート境界での歪みの蓄積状態に基づき、巨大地震の震源モデルを構築する。また、本地域での海・陸地殻変動観測データからプレート固着状態の知見を得て、強震動・津波・地殻変動シミュレーションに基づき地震・津波ハザードを評価する。安政東海・南海地震、昭和東南海・南海地震を対象に津波高・浸水範囲、地殻変動、震度・被害等の史料調査を進め、他課題の成果を取り入れて、過去の南海トラフ地震の震源像と地震発生シナリオを改訂する。粘弾性を考慮した広域構造モデルでの地殻変動解析・データ同化手法の開発を平成 28 年度に継続して進める。