

### 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 准教授 准教授	日野亮太 太田雄策 内田直希
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授 准教授	平原和朗 宮崎真一
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授 准教授	西村卓也 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	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 特任技術研究員 特任技術研究員 研究員	堀高峰 中田令子 兵藤守 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 年度：

海・陸地殻変動観測データに基づき、西南日本では内陸ブロック運動も考慮して、南海トラフ沿いならびに日本海溝沿いのプレート固着強度の空間分布とその経年変化を調査し、その知見を、東北地方太平洋沖を対象にしたシミュレーションデータベースに反映させた。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、

豊後水道のゆっくりすべりで数値実験を行った。

平成 30 年度：

明治以降の水準測量・三角測量等の地殻変動データを用いて、明治期から現在までの南海トラフ地震の 1 サイクル分をカバーする測地データベースを整備して、地震発生サイクルシミュレーションとの比較検討を行う。海・陸地殻変動観測データに基づき、西南日本では内陸ブロック運動も考慮して、南海トラフ沿いならびに日本海溝沿いのプレート固着強度の空間分布とその経年変化を前年度に引き続き調査するとともに、その知見を、東北地方太平洋沖を対象にしたシミュレーションデータベースに反映させる。プレート境界の余効すべり・ゆっくりすべりのデータ同化手法の開発を継続して進めるとともに、豊後水道ならびに東北地方太平洋沖を対象にしたシミュレーションデータベースを利用した既存データ同化手法での予測試行実験を継続する。

平成 31～32 年度：

海・陸地殻変動観測データに基づき、西南日本では内陸ブロック運動も考慮して、南海トラフ沿いならびに日本海溝沿いのプレート固着強度の空間分布とその経年変化を引き続き調査するとともに、その知見を、東北地方太平洋沖を対象にしたシミュレーションデータベースに反映させる。模擬テスト結果や手法改良研究にもとづいて、プレート境界の余効すべり・ゆっくりすべりのデータ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 29 年度業務目的

明治以降の水準測量・三角測量等の地殻変動データを整理して、明治期から現在までの南海トラフ地震の 1 サイクル分をカバーする測地データベースを整備する。海・陸地殻変動観測データに基づき、西南日本では内陸ブロック運動も考慮して、南海トラフ沿いならびに日本海溝沿いのプレート固着強度の空間分布を詳細に評価する。これらの観測による知見に基づいたシミュレーションデータベースの蓄積を行う。余効すべり・ゆっくりすべりのデータ同化手法の開発を平成 28 年度に継続して進めるとともに、豊後水道を対象にした既存手法での予測試行実験に着手する。

## (2) 平成 29 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、前年度に作成したブロック運動モデルの解析手法を西南日本の地殻変動データに適用し解析した。観測データは、陸上の GEONET による GNSS 観測データに加え、海底地殻変動観測結果も統合して解析を行なった(図 3-9-①-1)。本解析の特徴は、(1)マルコフ連鎖モンテカルロ法(MCMC)を用いることで、空間的なスムー

ジングを導入しない解析手法を採用 (2) ブロック分割を半自動化するプログラム設計により、試行錯誤的なブロック分割が容易 (3) 赤池情報量基準(AIC)に基づく最適なブロック分割の判別 (4) 有限要素モデルによる応答関数の取り込みを意識したプログラムデザインである。これらの解析の結果、プレート境界における固着分布の不均質性が明らかになった。また、内陸断層での固着の分布、ブロック間の相対運動、観測された地殻変動の弾性応答成分と剛体運動成分を明らかにした。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あっており、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。

また、過去の水準データを含む地殻変動データの整理を継続して実施し、より効率的に過去の測地測量データの抽出ができるプログラムを作成した。

一方、GEONET データの統一的な再解析結果を用いることにより、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前に、東北地方の太平洋沿岸部で加速的な沈降が生じていたことを明らかにした。先行研究で同時期に海溝向きの水平変位が加速していたことも知られており、両者を考慮すると、プレート境界の深さ 50km 程度より浅い部分で加速的なすべりないし固着のはがれが生じていたと推定される。

## (b) 業務の成果

### 1) ブロック運動モデルとプレート間固着の同時推定

新規に開発された解析手法では、マルコフ連鎖モンテカルロ手法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。これらの解析手法を西南日本の GEONET の GNSS データ及び海底地殻変動データに適用した(図 3-9-①-1)。これらの手法を適用するために、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)に記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 18 のブロックモデルの構築し、AIC により、最適なブロックモデルを選択した(図 3-9-①-2)。上記のデータと最適化されたブロックモデルを用いて、ブロックモデル間の滑り遅れの分布を推定した(図 3-9-①-3)。解析の結果、フィリピン海プレートの沈み込みの固着率は空間的に不均質な分布をしていることが明らかになった。また、先行研究(Yokota et al., 2016)では濃尾平野直下に強いカップリングが見られたが、ブロック運動を同時推定することで、濃尾平野直下ではカップリングしていないことが明らかになった。さらに、三重県沖には弱いカップリング領域が推定されており、海底地殻変動のデータの精度は検討の課題ではあるが、観測データを精査した結果、弱いカップリング領域である可能性が高い。その一方、本研究で推定された、中央構造線沿いの滑り遅れ分布と相対運動は先行研究(Tabei et al., 2002)とよい一致を示した(図 3-9-①-4)。

過去の測地測量データには多くの誤差が含まれている。それらを効率的に検出し、修正できる手法の構築を試みた。検討した手法は水準測量データを用いて、固着分布の時空間発展を計算し、大きな誤差を持ったデータセットを取り除いた上で、再度固着分布の時空間発展を計算し、顕著な誤差がでるデータセットがなくなるまで繰り返す。しか

しながら、このアルゴリズムでは、修正されたデータの閉合差を取った時にデータの整合性がとれず、うまく機能しないことがわかった。よって、大きな変動をもつ、データセットも削除されてしまうため、異なる手法の検討が必要である。

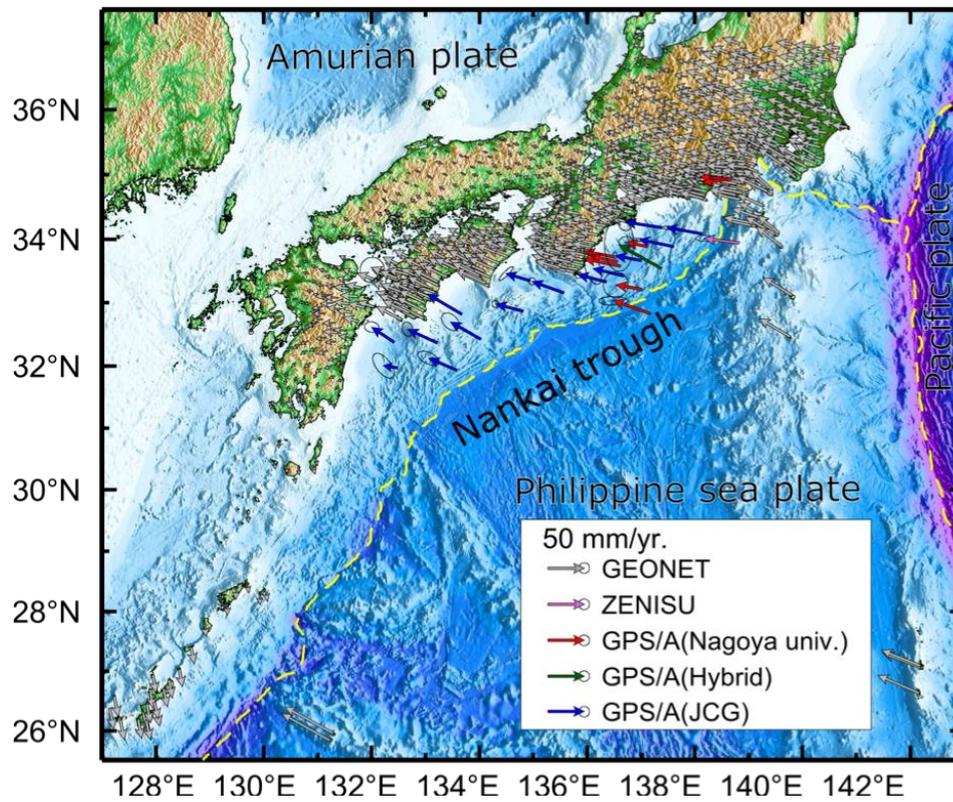


図 3-9-①-1 ブロック運動解析に使用した地殻変動場データセット

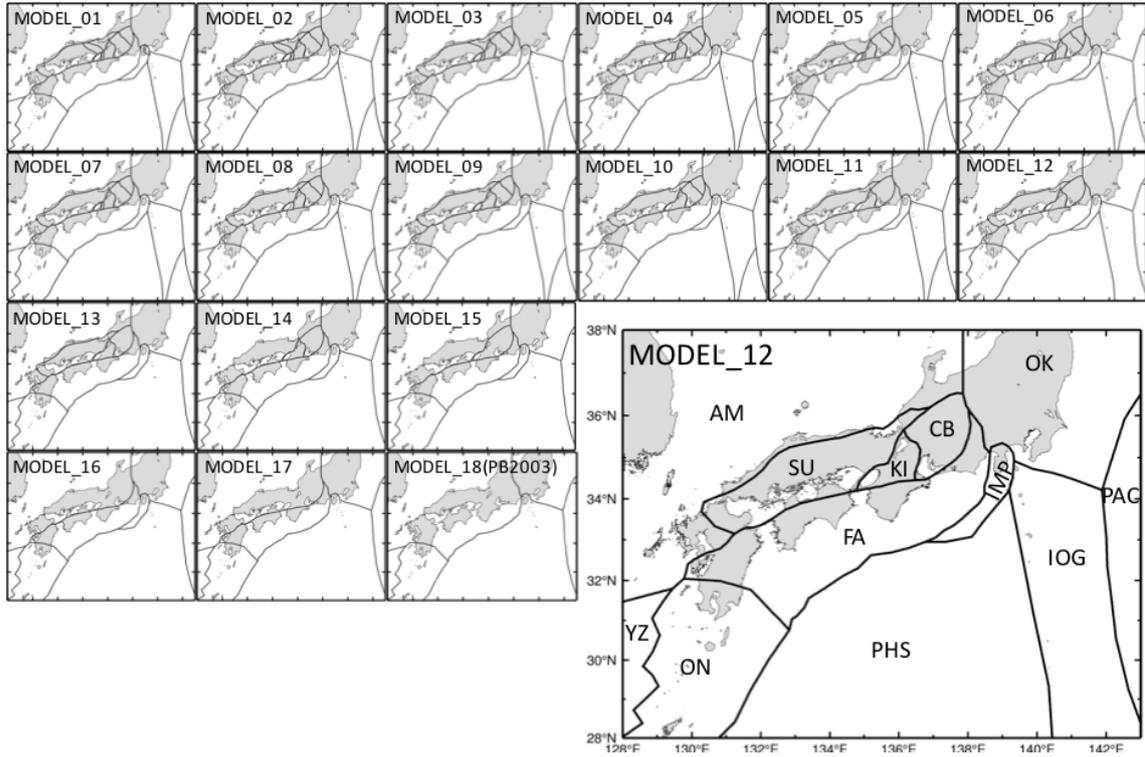


図 3-9-①-2 評価したブロックモデル群と AIC によって最適化されたブロックモデル (右下図)

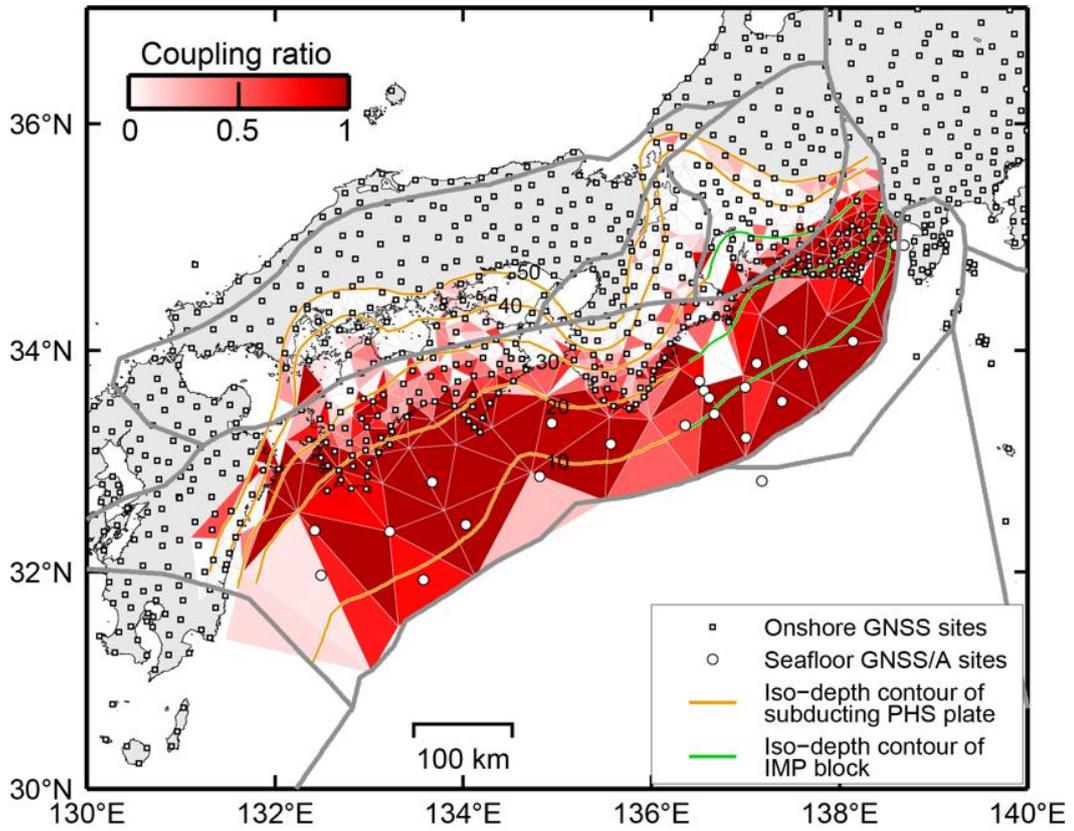


図 3-9-①-3 推定されたフィリピン海プレート上面でのカップリングの空間分布

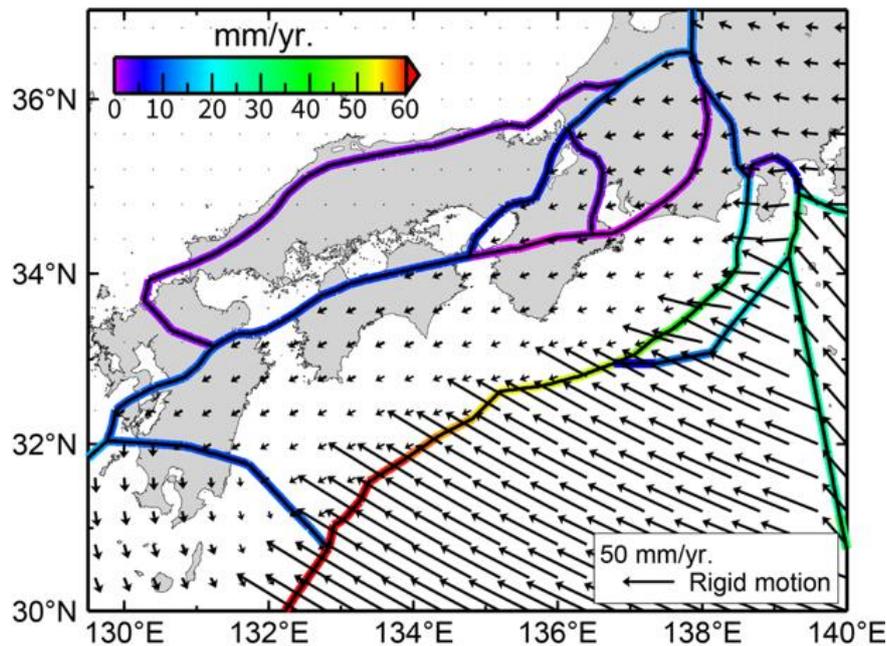


図 3-9-①-4 推定された各ブロックの剛体運動とすべり欠損速度

## 2) 2011 年東北地方太平洋沖地震に先行する加速的地殻変動の検討

プレート境界で巨大地震が繰り返し発生する間の地殻変動は、次の地震発生へ向けた準備過程を反映すると考えられ、その理解は将来の大地震に備える上で重要である。最も単純な地震サイクルモデルでは地震間の地殻変動速度は常に一定と仮定するが、時間変化する地震間地殻変動の例が数多く見つかっている。その1つとして、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震の前に、本震の震源域周辺で海溝向きの地殻変動が加速していたという報告がある (Mavrommatis et al., 2014; 2015)。地震に先行する加速的地殻変動は、大地震の前兆現象として提唱されており (例えば Stuart, 1988)、こうした観測例は地震間の地殻変動や大地震の先行過程の理解に重大な意義を有している。上記の先行研究では、国土地理院による GPS 観測網 (GEONET) のルーチン解析結果 (F3 解) の水平成分に注目した解析が行われていたが、こうした先行的な変化は上下変動も伴うと予想される。加速的地殻変動がプレート境界における固着・すべりの時間変化により生じるのであれば、上下変動データは固着・すべりの変化が生じた位置を特定する上で重要な拘束を与えると期待される。また、上下変動の議論は、水準測量や潮位観測データが過去 100 年以上にわたって存在するため、GPS 観測が開始された 1990 年代中頃よりも時間をさかのぼった議論を行える可能性がある。こうした理由から、特に上下変動成分に注目して加速的地殻変動の検討を実施した。

まず、GEONET の F3 解を用いた上下変動の解析を試みた。1996 年～2010 年の期間を、2003 年を境として前後 2 つに分け、それぞれの期間について上下変位の時系列を直線近似して上下変位速度を求め、2 期間の速度の差を求めた。その結果は図 3-9-①-5 に示す通りで、前半と後半を比較すると太平洋岸は変化が見られないが、日本海側で隆起が加速していたという結果になった。この結果は地球物理的な解釈が困難であり、2 つの期間で GPS による上下速度を同じ地域の潮位変化と比較すると、期間により傾向

が異なっていた。そこで、GPS の解析結果に何らかのバイアスが含まれているのではないかと考え、F3 解とは独立な再解析を実施した。

再解析では、各観測点のデータを独立に処理する精密単独測位法 (Precise Point Positioning, PPP) を用いた。解析に使用したソフトウェアは Bernese version 5.2 である。衛星の軌道暦および時計誤差は、ドイツの GFZ が ITRF2008 座標系に準拠して統一的に再処理して得た結果を用いた。解析対象は東北地方の GEONET 観測点 82 点である。解析により得られた座標時系列は F3 解とほぼ同様の再現性を有しており、2000 年以前では F3 解より良い再現性を示す場合もある。この座標値を用いて求めた上下変位の加速度を同様な手順で F3 解から求めた結果との比較を図 3-9-①-6 に示す。既に述べた通り、F3 解では日本海側で隆起の加速が見られていたが、PPP 解では逆に太平洋側の加速的沈降を示す結果となった。また、太平洋岸で沈降の加速が見られた場所は、先行研究で海溝向きの加速的変位が見られていた範囲とほぼ対応する。

以上の結果は、この加速的な地殻変動がプレート境界の固着・すべり変化に起因すると仮定すれば、その変化は逆断層的なすべりが加速するセンスで、そうした加速が起きていたのは太平洋岸の海岸線付近よりも東のプレート境界の深さ 50km 付近より浅い部分であることを示す。なぜなら、陸域の地下で加速すべりが生じると、太平洋岸は隆起するないし中立的であると考えられるからである。日本海溝に沿ったプレート境界面では、従来から GPS データを用いたプレート間固着の推定が行われていた (例えば Nishimura et al., 2004, Suwa et al., 2006, Hashimoto et al., 2009)。これらのうち、GPS による地殻変動速度の上下成分を含む 3 成分を用いた解析 (Suwa et al., 2006) では陸域下の深部まで固着が及んでいるという結果が得られたのに対し、水平成分のみを用いた解析 (Nishimura et al., 2004, Hashimoto et al., 2009) では、固着域は海岸線よりも東側の浅部に限られていた。地震前の加速的すべりがプレート境界の深さ 50km 付近よりも浅部のみで発生していたとすれば、固着域は 50km よりも深い陸域下まで及んでいなかったと考える方が合理的である。この推定は、2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時破壊が深さ 50km より浅部に限られること (例えば Yagi and Fukahata, 2011)、地震後に生じている余効変動から粘性緩和の影響を差し引いた結果から推定される余効すべり分布が陸域の下には殆ど及んでいないこと (Sun and Wang, 2015)、といった観測事実と整合的である。

地震前に起きる加速的地殻変動は、大地震の直前予知につながると考えられてきた (例えば Kato and Hirasawa, 1999)。1944 年東南海地震では、この加速的変化が 2 ~ 3 日程度の時定数を持つと推定され、長く東海地震の直前予知が可能である根拠とされてきた (Mogi, 1984)。本研究を通して、加速的地殻変動が生じていた可能性は高まったとは言えるが、その加速的変化の時定数は 10 年単位であり、この結果を見る限りこうした観測に基づく直前予知は困難と言わざるを得ない。Kato and Hirasawa (1999) は、プレート境界の摩擦構成則を仮定して前兆的地殻変動を示す数値シミュレーションを行ったが、加速的変化の時定数そのものは、従来通り東南海地震のケースを念頭に設定されていた。実験室で得られた摩擦構成則を大地震に適用するためには適切なスケールリング則を導入することが必要であるが、特定の観測事例に特化した最適化を行うこと

により、実際の現象とはかけ離れた計算となってしまっていたとも考えられる。2011年東北地方太平洋沖地震の前の観測データは、M9クラスの超巨大地震に先行する地殻変動変化を精確に記録した初めての例であり、今後、こうした事例を再現するような数値モデルを検討していく必要がある。

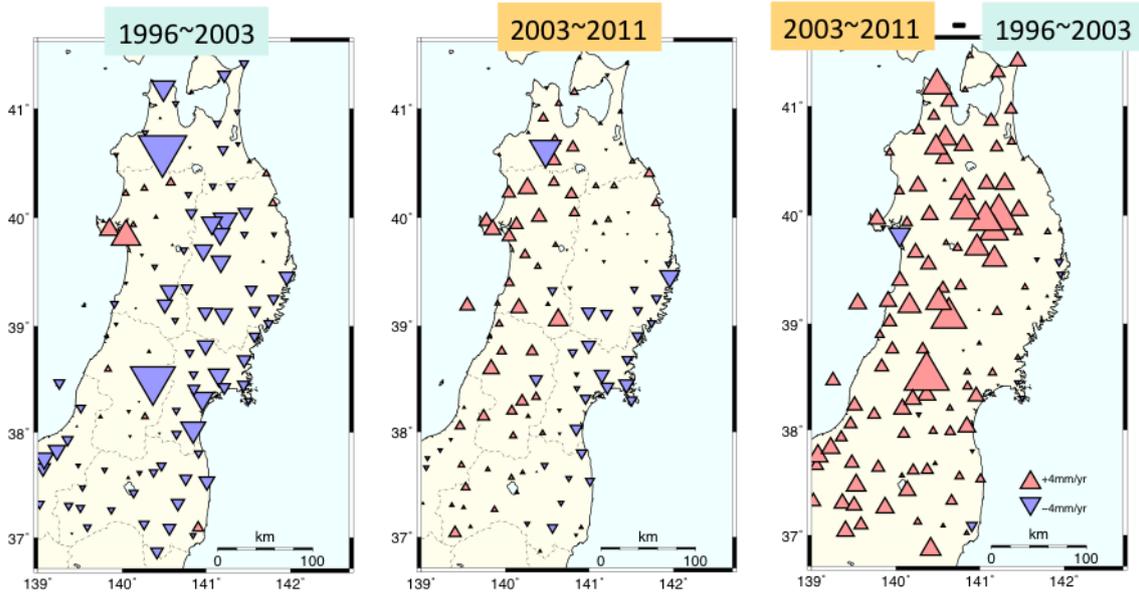


図 3-9-①-5 GEONET の F3 解に基づく上下変位速度の変化。日本海側が 2003 年以前の停滞から隆起に転じている一方、太平洋側は変化が見られない。

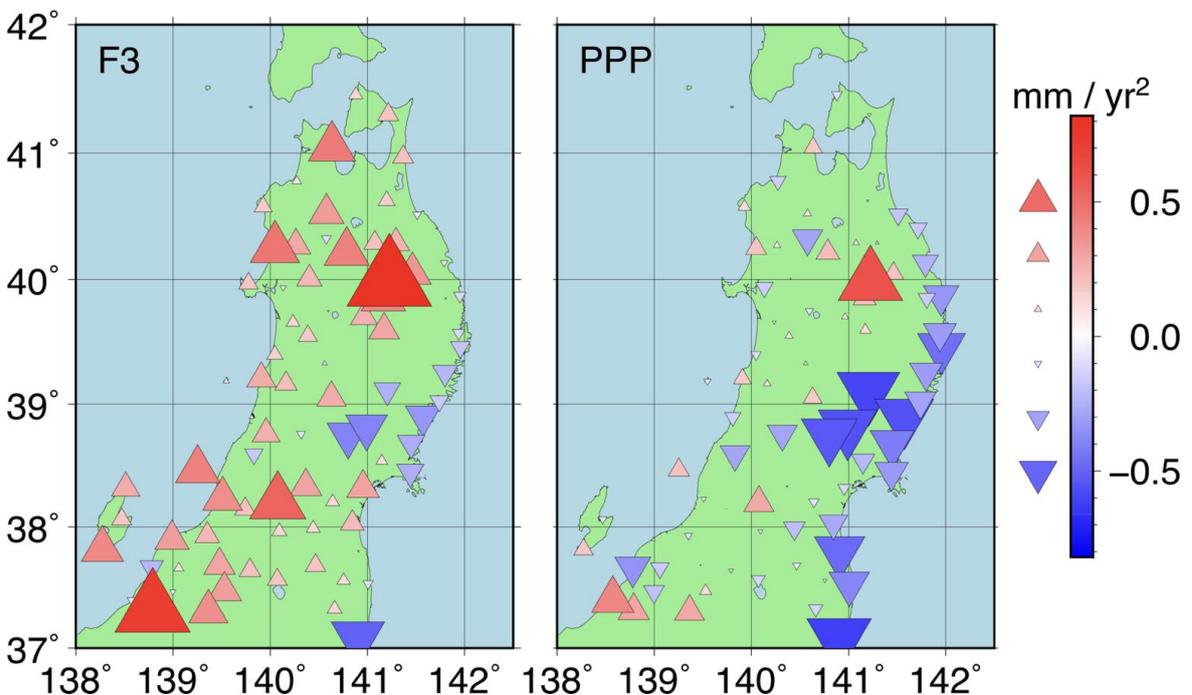


図 3-9-①-6 1996 年～2010 年における上下変位の加速度分布。左：F3 解に基づく結果。右：PPP 解に基づく結果。PPP 解では、日本海側では加速が見られず、太平洋側で沈降が加速していたことを示す結果が得られた。

(c) 結論ならびに今後の課題

本年度は前年度に開発したブロック運動解析プログラムを GEONET と海底地殻変動データに適用した。その結果、フィリピン海プレート上面の不均質な滑り遅れ分布が得られた。海底地殻変動のデータの精度に問題はあるが、三重県沖に固着が小さい部分があることがわかった。今後の海底地殻変動のデータの蓄積が望まれる。また、内陸部のブロック運動を考慮したことで、約 30km 以深では大きな固着域は認められなくなった。一方、過去の測地測量データを自動的に整理するアルゴリズムを構築した。しかしながら、クリーニングしたデータセットに対して、閉合差をとると、大きな誤差がでることから、異なるアルゴリズムの検討が必要である。

国土地理院の GEONET のルーチン解とは独立な方法で再解析した時系列に基づき、2011 年東北地方太平洋沖地震に先行して、東北地方の太平洋沿岸部で加速的な沈降が生じていたことを明らかにした。この結果は、プレート境界の加速すべりが深さ 50km 付近よりも浅い場所を中心として生じていたことを示唆しており、プレート境界の固着分布に対しても制約を与える。水平方向の加速度データと合わせた解析により、加速すべりの空間分布を推定していくことは次年度の課題である。さらに、潮位記録や水準測量データを参照することで、この加速的沈降がいつから始まったのか明らかにすること、こうした 10 年単位の加速すべりを再現するようなプレート境界の摩擦パラメータ推定などが今後の課題として挙げられる。

(d) 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) 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.
- 3) Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S., Tashiro, T. and Asada A., Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*, 534, 374-377, doi:10.1038/nature17632, 2016.
- 4) Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S., Hirahara, K., Kimata, F., Matsushima, T., Tanaka, T., Eguchi, Y., Takaya, T., Hoso, Y., Ohya, F., and Kato, T., Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, *Earth Planets Space*, 54, 1065-1070, 2002.
- 5) Mavrommatis, A. P., P. Segall, and K. M. Johnson, A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 Mw9.0 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 4486-4494, 2014.
- 6) Mavrommatis, A. P., P. Segall, N. Uchida, and K. M. Johnson, Long-term acceleration of aseismic slip preceding the Mw9 Tohoku-oki earthquake: constraints from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9717-9725, 2015.

- 7) Stuart, W. D., Forecast model for great earthquakes at the Nankai Trough subduction zone, PAGEOPH, 126, 619-641, 1988.
- 8) Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka, Temporal change of interplate coupling in northeast Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, Geophys. J. Int., 157, 901-916, 2004.
- 9) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2004JB003203, 2006.
- 10) 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.
- 11) Yagi, Y. and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, Geophys. Res. Lett., 38, doi:10.1029/2011GL048701, 2011.
- 12) Sun, T., and K. Wang, Viscoelastic relaxation following subduction earthquakes and its effects on afterslip determination, J. Geophys. Res., 120, 1329-1344, 2015.
- 13) Kato, N., and T. Hirasawa, A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan, Bull. Seismo. Soc. Am., 89, 1401-1417, 1999.
- 14) Mogi, K., Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake—the 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan, PAGEOPH, 122, 765-780, 1984.

## 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（以下、東北沖地震）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。

まず、東北沖地震前後のプレート境界での地震活動について検討を進めた。その結果、東北沖地震による余効すべりによる非地震性すべり速度の増加にともなって、それまで地震が発生していなかったところに新たに地震が起こったことがわかった。このような現象は条件付き安定の性質によるものと考えられる。また、東北沖地震が、釜石沖地震に与えた影響についても調べた。東北沖地震後の地震発生間隔が極端に短くなった期間においても地震サイクル後半の微小地震活動の活発化が見られ、固着域内部およびごく近傍での地震活動が、固着域での固着状況の時間発展という同一の物理過程に支配されている可能性を示唆する。

また、ゆっくり地震の一種である超低周波地震（Very Low Frequency Earthquake,

VLFE) の震源特性を日本海溝の海溝軸近傍に設置された短周期海底地震計を用いて明らかにした。具体的には 2011 年東北沖地震以降の短周期海底地震観測データにもとづき、VLFE は同規模通常地震と比較した場合、1 Hz 程度での帯域に比べて 2～4 Hz の帯域での強度の減少が大きく、同規模の通常地震に比べはるかに小さなコーナー周波数を持つ可能性が高いことを明らかにした。日本海溝における VLFE の存在は、近年新たに報告されたものであり、それらの活動様式を VLFE 発生域近傍における観測に基づいて明らかにできたことは、日本海溝におけるプレート間固着強度の時空間ゆらぎを知る上できわめて重要な成果である。

さらに、海底水圧計を用いたプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測の高度化を目的とした海底水圧計に含まれる長期機器ドリフト成分の客観把握手法の開発を進めた。その結果、事前に長期機器ドリフト成分を実験室環境下で正確に把握可能であること、および、それが実海域データの結果とも大局的には一致することを明らかにした。

## (b) 業務の成果

### 1) 東北沖地震前後のプレート境界地震の活動

東北沖地震によりその周辺で大きな余効すべりが発生した。この余効すべりの地殻活動に関する影響を調べるため、岩手県沖において長期のプレート境界地震活動の推移を調査した。その結果、東北沖地震前の約 80 年間にプレート境界地震がほとんど起きていなかった領域で東北沖地震後プレート境界地震が発生していることがわかった(図 3-9-②-1)。さらに、2003 年以降について、ダブル・ディファレンス法を用いた震源再決定をしたところ、地震の出現やその後の消滅過程が明らかになった(図 3-9-②-2)。この現象は、非地震性すべり速度の増加にともなって、それまで地震が発生していなかったところに新たに地震が起こったことを示す。このような現象は、地震の発生場所や規模を推定する上で、非地震性すべりによる載荷レートが重要な役割を果たす場合があることを示す (Hatakeyama et al., 2017)。

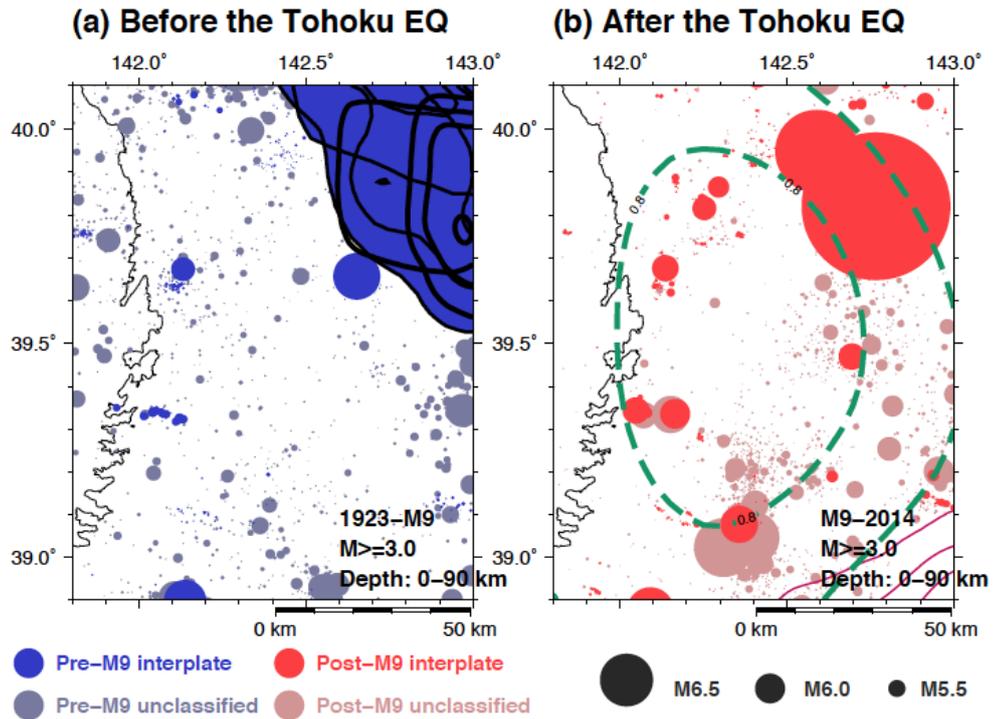


図 3-9-②-1 2011 年東北地方太平洋沖地震前 (a: 1923 年以降、青系統色) および地震後 (b: 2014 年まで、赤系統色) の地震活動。丸のサイズはおおよそその断層サイズを示す。色の濃淡は、プレート境界の地震であると確認されたもの (濃い色) および、メカニズム解等のデータがないプレート境界地震である可能性もあるもの (薄い色) を示す。

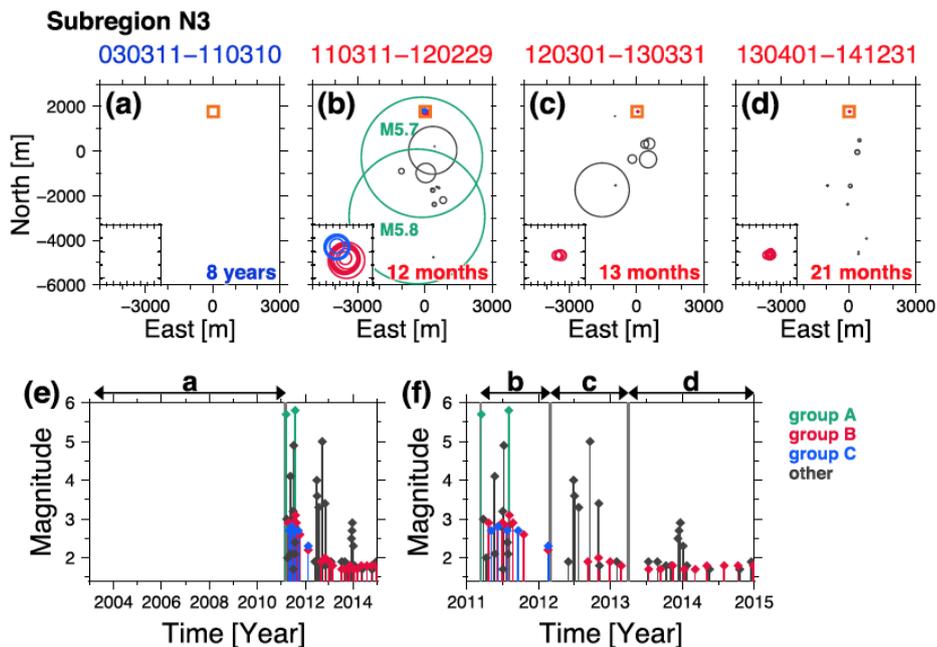


図 3-9-②-2 岩手県沖の 39.85N, 142.35E 付近における東北沖地震前の地震活動 (a) および、地震後 (b-d) の地震分布。(e) と (f) は、M-T 図を示す。東北沖地震後 M6 弱の地震が発生し (b)、その後地震の規模が小さくなっていった。

## 2) 東北沖地震直後の釜石沖での地震活動

岩手県釜石沖の繰り返し地震では、地震サイクル後半に小地震活動が活発化する傾向がある。しかし、東北沖地震後の地震発生間隔が極端に短くなった期間においては、同じような活動があるのかどうかは明らかになっていない。そこで、2011年3月11日から4月13日までの34日間の連続波形データに対し Matched Filter 法 (MF 法) を適用し、25個の地震を検出した (図3-9-②-3)。このうち18個は気象庁一元化カタログに未記載の地震であった。MF法の性質から、これらの地震はM4.8前後の地震の繰り返しで知られていた釜石沖の繰り返し地震の極近傍で発生した地震であると考えられる。得られた地震活動は、これまでの約6年に比べ、繰り返し間隔が9~23日と極端に短くなっている時期においても、地震サイクル後半の活動が活発な傾向が保存されていたことを示す (図3-9-②-3)。地震サイクルにおける小地震の活動の静穏化・活発化が釜石沖の本震の繰り返し間隔に依存しないという結果は、このような活動が、固着域内部での固着状況の時間発展という同一の物理過程に支配されている可能性を示唆する (奥田・他, in review)。

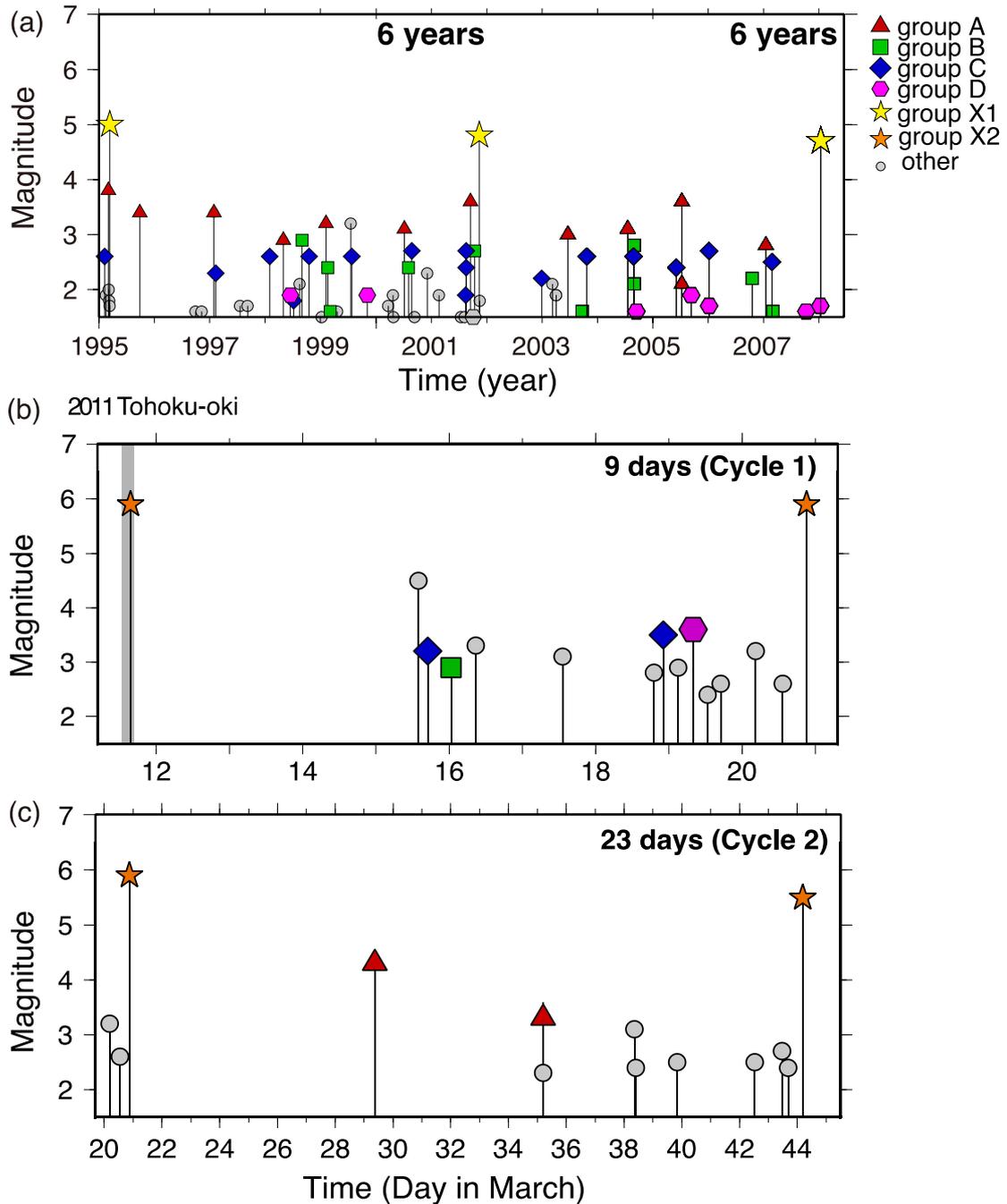


図 3-9-②-3 岩手県沖の釜石沖の地震クラスターでの東北沖地震前(a)と東北沖地震後の最初の地震サイクル(b)およびその次の地震サイクル(c)での地震活動。

### 3) 日本海溝における超低周波地震 (VLFE) の震源特性把握に関する研究

超低周波地震 (VLFE) は、断層面のゆっくりすべりの一種であり、これまでに南海トラフ等でその活動が見出されてきた。例えば南海トラフではプレート境界の固着域の深部延長や海溝軸近傍の付加体内部などで VLFE の発生が確認されている。Matsuzawa et al. (2015) は陸上の広帯域地震計記録を精査することによって、これまで活動が見出されていなかった日本海溝における VLFE の活動を明らかにした。その

一方で、Matsuzawa et al. (2015) の結果では VLFE によると考えられる信号レベルはノイズレベルとほぼ同等であり、VLFE の震源特性を明らかにすることは難しかった。そうした観点から、本研究では日本海溝に設置された短周期地震計を用いて、Matsuzawa et al. (2015) が見出した VLFE の震源特性について新たな知見を得た。対象としたのは 2011 年東北地方太平洋沖地震後の岩手ー青森沖の海溝軸近傍における VLFE である。VLFE の震源特性を把握するために、VLFE と近い震源で発生した通常地震とのスペクトル比を取った。その結果、VLFE は同規模通常地震と比較した場合、1 Hz 程度での帯域に比べて 2 ~ 4 Hz の帯域での強度の減少が大きく、同規模の通常地震に比べはるかに小さなコーナー周波数を持つ可能性が高いことを明らかにした (図 3-9-②-4)。こうした特徴は一般的に考えられているゆっくり地震の震源特性と整合する結果であり、そうした特徴を短周期海底地震計のみで見出したことは、2011 年東北地方太平洋沖地震後のプレート境界におけるプレート間固着のゆらぎを考える上で重要な成果であると考えられる。

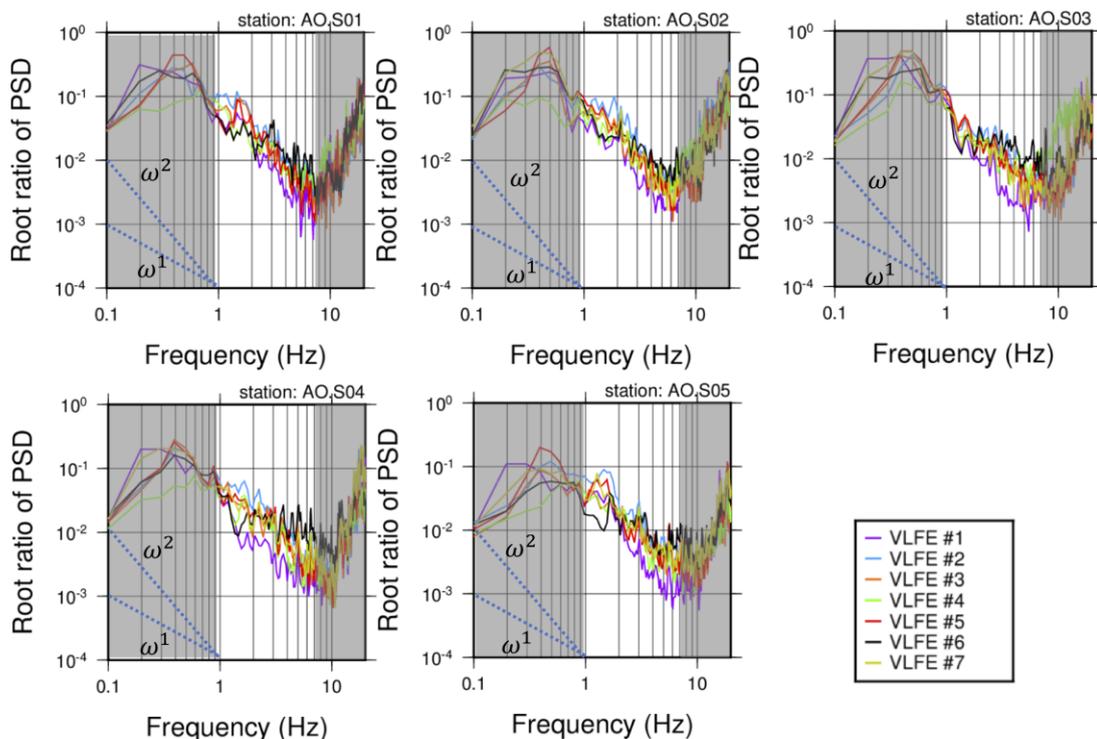


図 3-9-②-4 5つの短周期 OBS で得られた VLFE と VLFE の近傍で発生した通常の地震との震源スペクトル比。各図がそれぞれの観測点(OBS)での結果を示し、VLFE イベントごとに異なる色の線で示す。灰色のハッチを掛けた周波数帯域はノイズレベルが大きく議論が難しい帯域を示す。

#### 4) 実験室環境における海底水圧計データ長期ドリフト特性把握に関する研究

プレート境界における固着ゆらぎを正確に捉えるためには、海底における地殻変動観測がきわめて重要である。海底水圧計 (OBP) は上下地殻変動を連続的に観測可能な観測手段であるが、一方で OBP によって得られる水圧データには機器特有のドリフト成

分が重畳し、真の地殻変動との分離が困難という問題が存在する。東北大学が 2011 年東北地方太平洋沖地震前後に日本海溝に設置した自己浮上式の OBP においてもこれら長期ドリフトの取り扱いが問題となっている。こうした観点から本年度は、実験室環境下で正確な圧力を生成し、それを OBP センサーに印加することで、OBP センサーの長期ドリフト特性を試みた。さらにそれら長期ドリフト特性を用いて実海域における長期ドリフトを除去できるかについて検討を行った。室内実験には産業技術総合研究所計量標準総合センターが保有する重錘形圧力天びんを用いた。当該の圧力天びんを用いて水深 7,000m に相当する 70MPa を OBP センサーに印加した。OBP センサーには Paroscientific 社の圧力センサーを用いた。得られた長期ドリフト特性はおおむね指数関数と多項式の重ね合わせで説明な結果となった。さらに実海域データからそれら長期ドリフト特性を除去するために、ドリフト特性を示す時系列に対して指数関数と多項式の重ね合わせによる関数を当てはめ、その係数を求めた。この時に最適な多項式の次数は AIC (赤池情報量基準) を用いて求めた。長期ドリフト成分の除去は日本海溝の水深約 6,900m に設置した OBP のデータ (ADM1A 観測点) に対して行った。この水深は実験室環境で長期ドリフト特性推定のために与えた 70MPa に近い圧力環境である。ドリフト除去は、上で係数を推定した関数で潮汐補正を行った OBP データから差引くことで行った。得られた結果を図 3-9-②-5 に示す。図 3-9-②-5 を見ると、赤色線で示される残差時系列の傾きが除去できていることが分かる。より定量的にドリフト除去の効果を見るために、OBP 設置直後を除いた期間 (図中薄青色ハッチ部分) に対して線形回帰を行ったところ、地殻変動量に換算して  $+1.2 \pm 0.063$  mm/年という値となり、仮に室内実験で正確にドリフト特性が把握できているとするならば、この観測点で地殻変動はほぼゼロという結果となった。今回用いた実海域データは 2011 年東北地方太平洋沖地震後のデータであり、余効変動等の影響が含まれていることも十分に考えられる。そのため一概にこの結果だけでドリフト成分が完全に除去可能と結論付けることは難しいものの、室内実験による OBP の長期ドリフト特性把握の可能性を示す結果と考えられる。

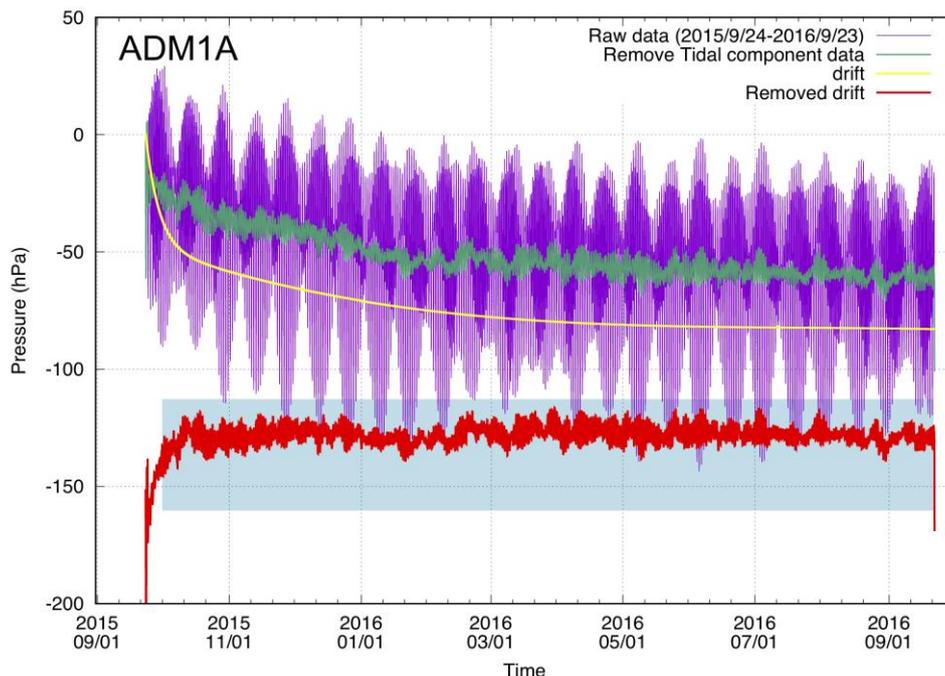


図 3-9-②-5 実験室環境で推定した長期ドリフト特性を用いて実海域データにおける長期ドリフトの除去を試みた例。紫色の線が ADM1A 観測点における OBP による相対水圧値。緑色の線が潮汐補正後の時系列。黄色の線が実験室環境下で推定した長期ドリフト特性。赤色線が緑色の時系列から黄色線の時系列を差し引いたもの。おおむねドリフトを除去できていることが分かる。薄青色でハッチを掛けた部分はドリフト除去後の時系列に対して線形回帰を行った期間を示す。

### (c) 結論ならびに今後の課題

H29 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の発生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前後のプレート境界での地震活動について検討を進め、東北沖地震による余効すべりによる非地震性すべり速度の増加にともなって、それまで地震が発生していなかったところに新たに地震が起こったことを明らかにした。また、東北沖地震が、釜石沖地震に与えた影響についても調べ、東北沖地震後の地震発生間隔が極端に短くなった期間においても地震サイクル後半の微小地震活動の活発化が見られ、固着域内部およびごく近傍での地震活動が、固着域での固着状況の時間発展という同一の物理過程に支配されている可能性を示唆した。また、ゆっくり地震の一種である超低周波地震 (VLFE) の震源特性を日本海溝の海溝軸近傍に設置された短周期海底地震計を用いて明らかにした。具体的には 2011 年東北地方太平洋沖地震以降の短周期海底地震観測データにもとづき、VLFE は同規模通常地震と比較した場合、1 Hz 程度での帯域に比べて 2~4 Hz の帯域での強度の減少が大きく、同規模の通常地震に比べはるかに小さなコーナー周波数を持つ可能性が高いことを明らかにした。日本海溝における VLFE の存在は、近年新たに報告されたものであり、それらの活動様式を VLFE 発生域近傍における観測に基づいて明らかにできたことは、日本海溝

におけるプレート間固着強度の時空間ゆらぎを知る上できわめて重要な成果である。さらに、海底水圧計を用いたプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測の高度化を目的とした海底水圧計に含まれる長期機器ドリフト成分の客観把握手法の開発を進めた。その結果、事前に長期機器ドリフト成分を実験室環境下で正確に把握可能であること、および、それが実海域データの結果とも大局的には一致することを明らかにした。

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、そうした知見を、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る作業を継続して実施する必要があると考える。

#### (d) 引用文献

- 1) Hatakeyama, N., N. Uchida, T. Matsuzawa, and W. Nakamura, Emergence and disappearance of interplate repeating earthquakes following the 2011 M9.0 Tohoku-oki earthquake: Slip behavior transition between seismic and aseismic depending on the loading rate, *J. Geophys. Res.*, 122(7), 5160-5180, doi:10.1002/2016JB013914, 2017.
- 2) 奥田貴・内田直希・浅野陽一, Matched Filter 法を用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震直後の小地震の検出 - 釜石沖繰り返し地震クラスターへの適用 -, in review.
- 3) Matsuzawa, T., Y. Asano, and K. Obara, Very low frequency earthquakes off the Pacific coast of Tohoku, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 42(11), 4318-4325, doi:10.1002/2015GL063959, 2015.

### 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、シミュレーションデータベースに多様性を与えるために、日本海溝域での地震発生サイクルシミュレーションを実施した。観測とは異なるシナリオを追加するために、Nakata et al. (2016) で再現していた M7 クラスの地震を仮定しないモデルを複数パターン作成した。より観測と整合的なシナリオを追加するために、観測から明らかになってきた周期的なスロースリップや重力異常の値から示唆されるプレート境界面上の摩擦不均質を反映させたモデルを作成したところ、M9 クラス地震震源域の南北への広がり方が、その周囲でのスロースリップの挙動に影響を与えていることを確認できた。

#### (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、既に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、小さめの値を仮定した(Thomas et al., 2014)。

Nakata et al. (2016)では、摩擦パラメータの空間分布は、M7クラスの地震の震源域を円で、M9クラスの地震の震源域を矩形で近似し、周囲よりも不安定な摩擦条件(A-B < 0、L小)を仮定していた。これらの地震の震源域以外の領域は、一様な分布を仮定していた。

本年度は、5つ設定していたM7クラスの地震を仮定しないモデル(例えば、図3-9-③-1、3-9-③-2)を複数パターン作成し、観測と明らかに異なるシナリオを追加した。さらに、より観測された特徴に近いシナリオを作成するために、観測から明らかになった周期的なスロースリップの周期の空間分布(Uchida et al., 2016)および、重力異常分布(Hino et al., 2017)で示唆される不均質な分布を、地震の震源域以外の領域に反映させた。モデル1では、A-BはNakata et al. (2016)と同じ条件のままにしたうえで、スロースリップの周期の短いところでLを小さくした(図3-9-③-3)。モデル2では浅部の重力異常値 $\Delta GA > -10$ の部分に、M9クラスの地震を起こしやすい摩擦条件を設定した(図3-9-③-4)。

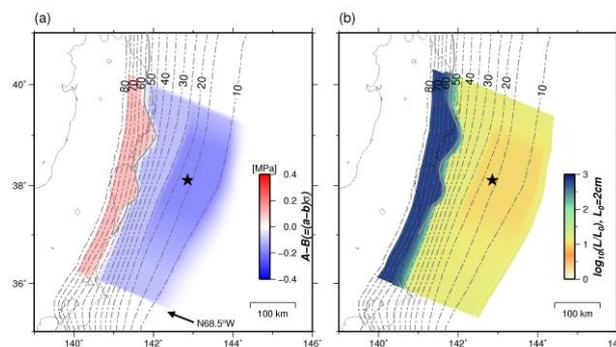


図3-9-③-1 M7クラスの地震を1つも仮定しない摩擦条件の例。(a)A-B。(b)L。星印は2011年東北地方太平洋沖地震の震央。

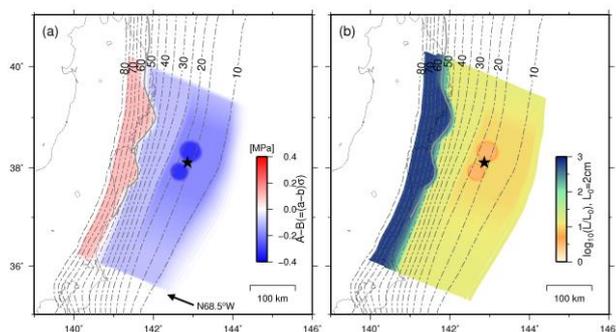


図 3-9-③-2 宮城県沖・福島県沖・茨城県沖には M7 クラスの地震を仮定しない摩擦条件の例。(a)A-B。(b)L。

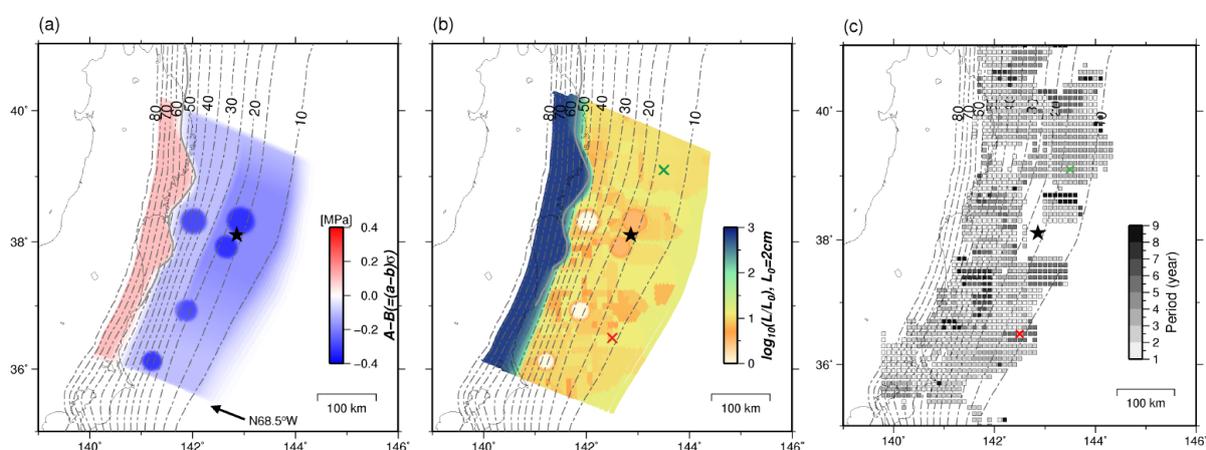


図 3-9-③-3 モデル 1 の摩擦条件。(a)Uchida et al. (2016)を参考にした摩擦パラメータ分布 (A-B)。(b)Uchida et al. (2016)を参考にした摩擦パラメータ分布 (L)。(c)スロースリップ周期の空間分布 (Uchida et al. (2016)より作図)。図中の赤色と緑色の×印は、図 3-9-③-6、9 ですべり速度の時間変化を求めた地点を示す。

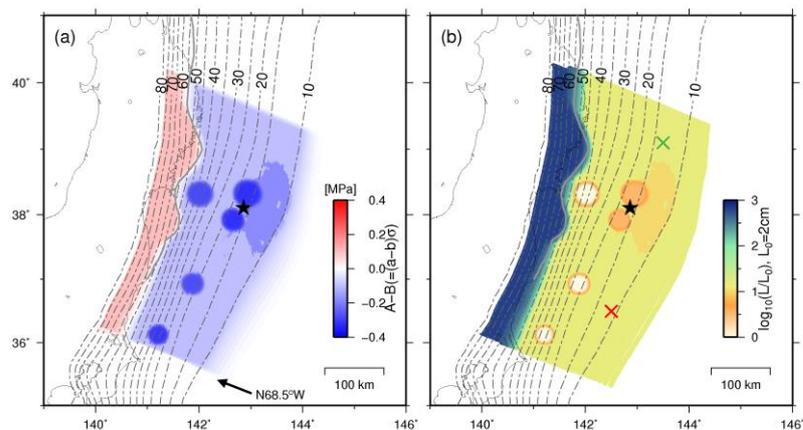


図 3-9-③-4 モデル 2 の摩擦条件。Hino et al. (2017)を参考にした摩擦パラメータ分布。(a)A-B。(b)L。

(c) 業務の成果

M7クラスの地震を1つも仮定しない場合(図3-9-③-1)、2011年3月9日のような前震や、宮城県沖地震などは発生せず、M9クラスの地震だけが繰り返すシナリオを得た。宮城県沖・福島県沖・茨城県沖にはM7クラスの地震を仮定しない摩擦条件の場合(図3-9-③-2)、M9クラス地震の繰り返し間隔や、M9クラス地震前の前震については、Nakata et al. (2016)と大きく変わらないシナリオを得た。これらの結果も、シミュレーションデータベースに追加した。

モデル1では、Nakata et al. (2016)に比べて、M9クラス地震のすべり域が南へ拡がり、規模がM9.2とやや大きくなった(図3-9-③-5)。繰り返し間隔は約40年長くなった(図3-9-③-6)。M9クラス地震発生後約200年間には広域にわたって固着していた(図3-9-③-6(1))が、その後、M9クラス地震震源域の北部(三陸沖浅部)や南部(福島県域浅部)において、プレートの沈み込み速度より遅いすべり速度のふらつきが見られた(図3-9-③-6(2))。しかし、その多くは、福島県沖深部におけるM7クラス地震の余効すべりによるものであった。その後、ややすべり速度の速いスロースリップ(図3-9-③-6(3)、図3-9-③-7)が発生し、再び固着した(図3-9-③-6(4))。その固着がはがれた後、加速しながらM9地震発生に至る様子が見られた(図3-9-③-6(5))。

モデル2では、Nakata et al. (2016)に比べて、M9クラス地震のすべり域が狭くなり、規模がM<9とやや小さくなった(図3-9-③-8)。繰り返し間隔は約170年短くなった(図3-9-③-9)。M9地震後しばらくは、モデル1の場合と同様の変化を示した(図3-9-③-9(1))。しかし、図3-9-③-6(3)と図3-9-③-6(4)のような、規模の大きなスロースリップとそれに伴う100年程度の固着は、このモデルでは見られなかった。

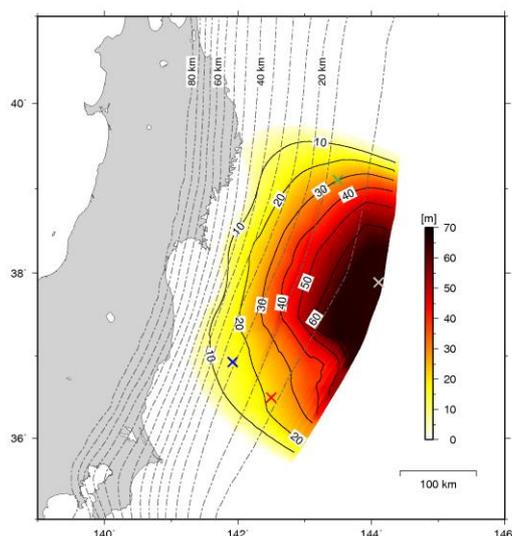


図3-9-③-5 モデル1で得られたT=800年頃のM9.2の地震時すべり分布。図中の青・赤・緑・灰色の×印は、図3-9-③-6ですべり速度の時間変化を求めた地点を示す。

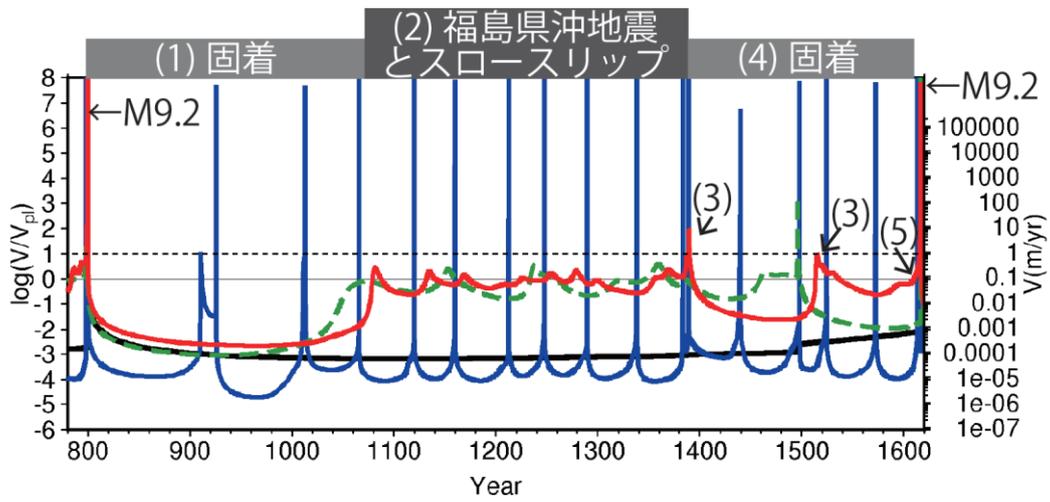


図 3-9-③-6 モデル 1 で得られた M9 地震間のすべり速度の時間変化。黒線は M9 地震震源域内。青線が福島県沖地震震源域。赤線が福島県沖浅部。緑線が三陸北部浅部。

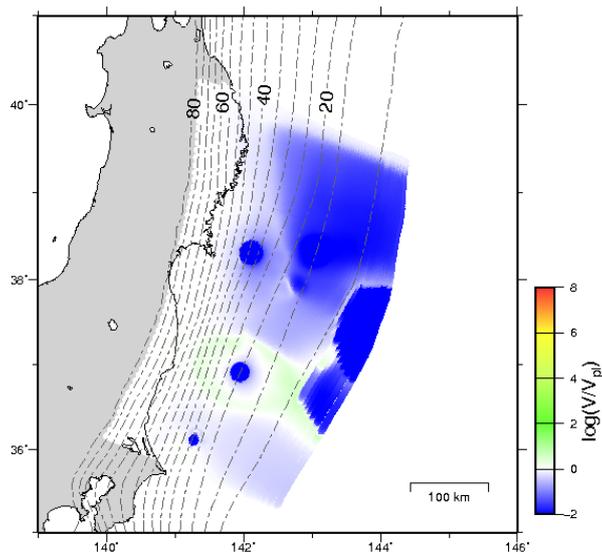


図 3-9-③-7 モデル 1 で得られた T=1530 年頃のすべり速度分布。緑色の部分はスロースリップが発生しているエリア、青色の部分は固着していることを示す。

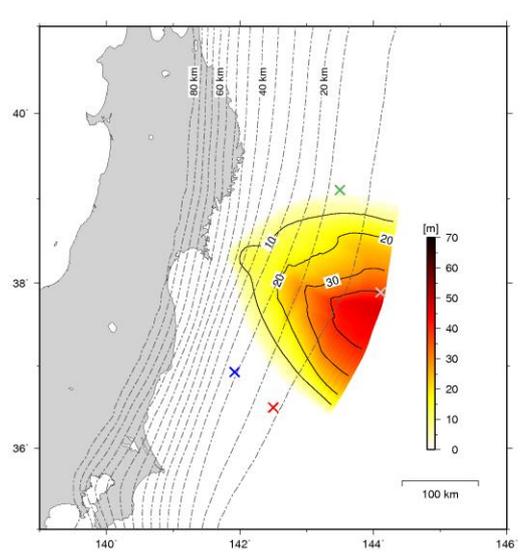


図 3-9-③-8 モデル 2 で得られた T=1100 年頃の M8.9 の地震時すべり分布。

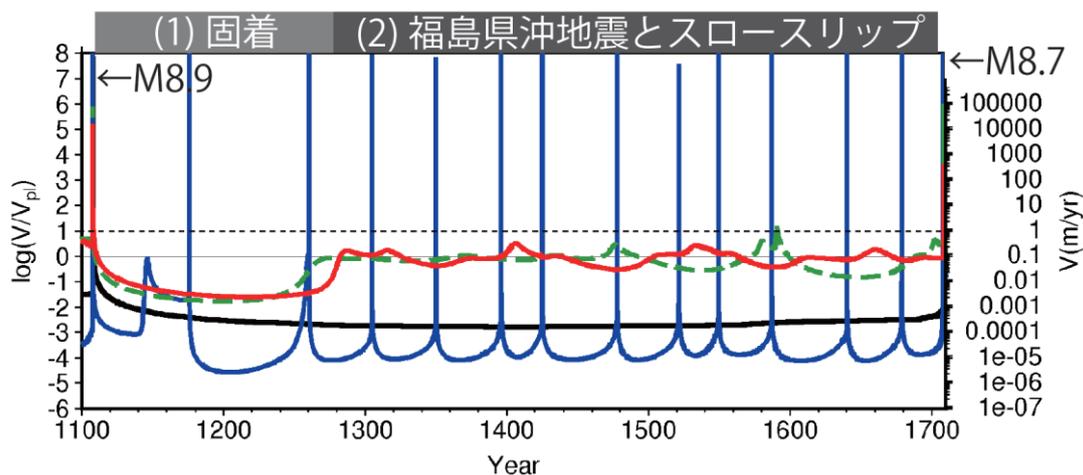


図 3-9-③-9 モデル 2 で得られた M9 地震間のすべり速度の時間変化。

(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を行い、M9クラス地震震源域周辺で、周期的なスロースリップが発生するためには、M9クラス地震のすべり域をより正確に再現することが重要であることを示唆する結果が得られた。

現在のシミュレーションで再現している事象の問題点を洗い出して、摩擦条件やモデルパラメータを改善し、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ータ探索範囲を広げて、摩擦パラメー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) Nakata, R., Hori, T., Hyodo, M., and Ariyoshi, K., Possible scenarios for occurrence of  $M \sim 7$  interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation, *Scientific Reports*, 6, 25704, doi:10.1038/srep25704, 2016.
- 2) Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98(B6), 9885-9907, 1993.
- 3) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, B5, 2161-2168, 1979.
- 4) 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.
- 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.
- 7) Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Burgmann, and R. Hino, Periodic slow slip triggeres megathrust zone earthquakes in northeastern Japan, *Science*, 351, 6272, 488-492, doi:10.1126/science.aad3108, 2016.
- 8) Hino, R., S. Kodaira, T. Kanamatsu, M. Shinohara, and Y. Ito, Along-strike segmentation of Japan Trench and its relevance to co- and postseismic slip of the 2011 Tohoku Earthquake, *JpGU, SSS04-27*, 2017.

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) 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、1996 年から 2016 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、43 個の短期的 SSE が検出された。特に、モーメントマグニチュード ( $M_w$ ) 6 程度の短期的 SSE におけるすべり域の移動が GNSS データのみから推定できたのは本研究が初めてである。このような小規模の SSE においても、すべりの時空間発展が推定できたことは、MCMKF の優位性を示すものである。

## 2) EnKF（アンサンブルカルマンフィルター）による摩擦パラメータ推定とすべり発展予測（豊後水道 SSE：数値実験）

SSE の活動は外部からの応力に敏感で、応力計として注目され (Obara and Kato, 2016)、SSE 域の摩擦パラメータ推定およびすべり発展予測は、巨大地震震源域における応力状態を調べる上で大きな意味を持つ。そこで、H28 年度に引き続き、豊後水道 SSE 領域においてアンサンブルカルマンフィルター (EnKF) 適用の可能性を探る数値実験を行った。その際、初期アンサンブルメンバーの設定法を改善し、また南海地震震源域における固着を考慮するパラメータを導入し、より現実的な手法を開発し、GEONET 観測点分布に対し数値実験を行った。その結果、初期アンサンブルメンバーへの解の依存性が軽減し、また固着域を設定した場合でも、摩擦パラメータの推定、および LSSE 域のすべり発展に加え、固着域のすべり遅れ速度の推定に成功し、現実データ適用への準備が整った。

### (b) 業務の成果

#### 1) 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）

1996 年 1 月から 2016 年 12 月までの期間において、東海地方の GEONET 観測点 222 点と GPS 大学連合が設置した 19 点の GNSS データから日座標値を算出し、定常トレンドと地震やアンテナ交換に伴うオフセット、季節成分を推定・除去した上で、MCMKF を用いて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。

なお、今回の解析には 2004 年紀伊半島沖地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動が含まれており、これらの変動を適切に補正しないと、解析結果からはプレート境界すべりに押しつけられてしまうと考えられる。ただし、これらの余効変動は数ヶ月以上の継続時間を持つ長期的な変化であり、1ヶ月以下の短期的な変動に対する影響は小さいと考えられる。そこで、今年度はすべりの推定結果のうち、継続時間が1ヶ月以下の短期的 SSE のみに注目することとする。

解析した 20 年間で、推定誤差を超えるすべり速度が得られた短期的 SSE は 43 個であり、一番小さな SSE は、Mw5.5 であるが、ほとんどは Mw6.0 以上である (図 3-9-④-1)。図 3-9-④-2 は、2006 年 1 月 7 日頃から 22 日頃に発生した短期的 SSE の推定すべりを示したものである。この短期的 SSE は、伊勢湾を中心としたすべり分布を示し、駿河トラフの走向方向のすべりの広がり、同期間に活発化した深部低周波微動の範囲とほぼ等しい。このイベントは、傾斜計データによりすべり域が三重県北部から北東方向に移動し、微動の震源も同じような移動が見られたことが報告されている (Obara and Sekine, 2009) が、GNSS データのみを用いた本研究においても、明瞭なすべり域の北東方向への移動が推定された (図 3-9-④-2 b)。また、すべりのモーメント速度の時間発展は、微動のエネルギーの時間発展に概ね対応している (図 3-9-④-2 c) ことがわかった。

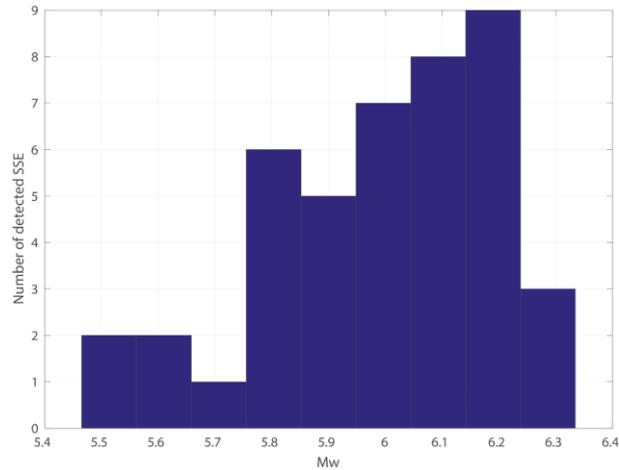


図 3-9-④-1 解析期間 20 年間で検出された短期的 SSE の Mw 毎の頻度分布。

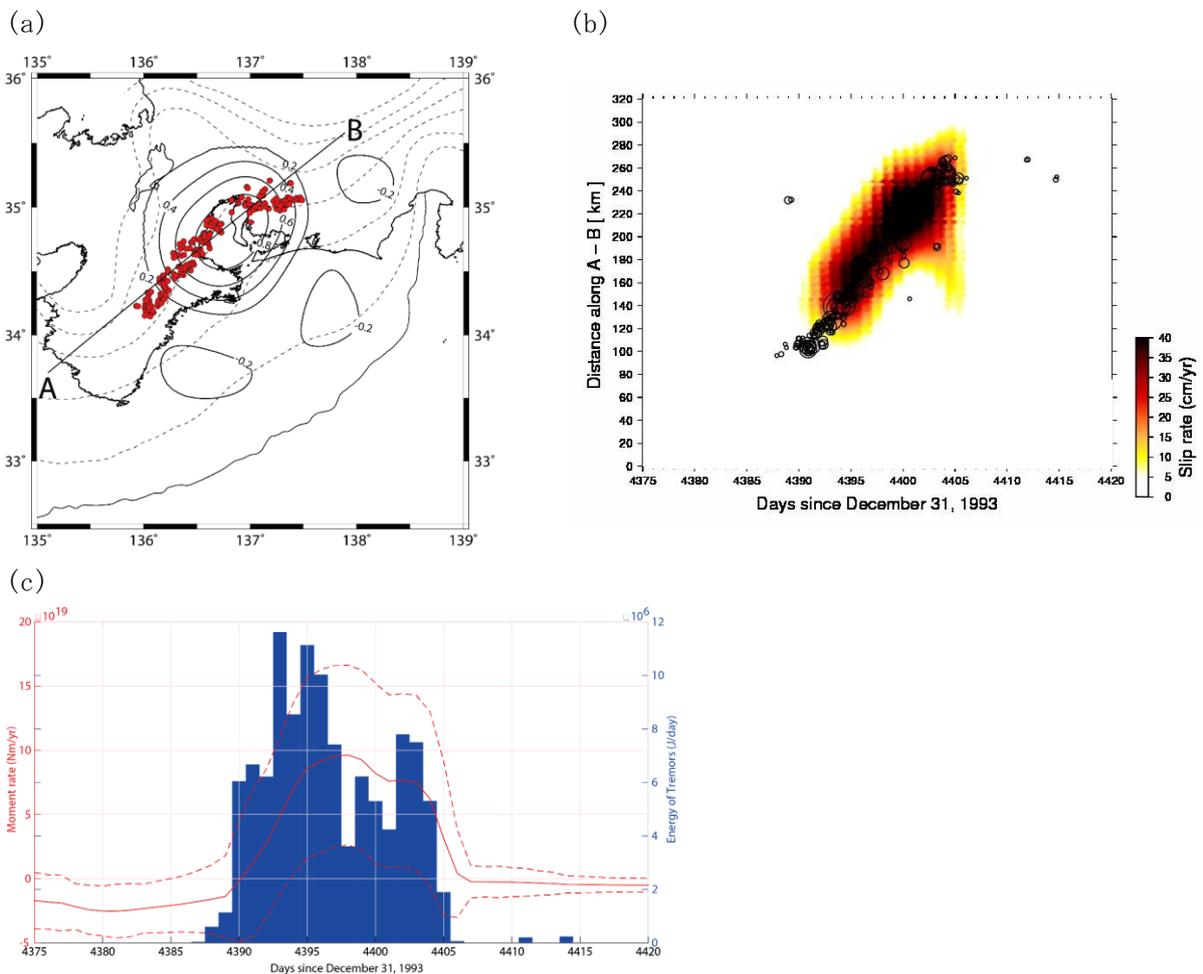


図 3-9-④-2 2006 年 1 月 7 日から 22 日頃に発生した短期的 SSE のすべりと低周波微動の関係。(a) 短期的 SSE のすべり分布と (コンター) と低周波微動の震源 (赤丸) 分布。(b) A-B 断面におけるすべり速度 (カラスケール) 及び微動震源 (黒丸) の時空間発展。(c) すべりのモーメント (赤線) と微動のエネルギー (青棒グラフ) の時間変化。

2) EnKF (アンサンブルカルマンフィルター) による摩擦パラメータ推定とすべり発展予測 (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アンサンブルカルマンフィルター (EnKF) (淡路・他, 2009) による SSE 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、豊後水道 SSE 領域で数値実験を行った。

図 3-9-④-3 上左図に、固着域を含む SSE 断層モデルを示す。H28 年モデルに加えて、SSE 断層域 (速度弱化  $A-B < 0$ ) の浅部に南海地震震源域に対応する固着域を設けてある。フィリピン海プレートの収束速度  $V_{p1} = 6.5 \text{ cm/年}$  に対して、固着域におけるすべり欠損速度  $V_{lock} = 6.0 \text{ cm/年}$  を仮定して、速度状態依存摩擦則のパラメータを調整して、豊後水道 SSE を模して、繰り返し間隔 7.17 年、継続時間 1.67 年となる SSE を発生させた。図 3-9-④-3 上右図に、LSSE 断層域中心を通る測線上 (図 3-9-④-3 上左図) でのすべり速度発展を示す。また、図 3-9-④-3 下図に、上右図の時刻 1 ~ 6 に対応する、SSE 断層面上のすべり速度分布を示す。固着域を設けないモデルでは、円形の色速度弱化パッチの中心から円対称で SSE すべりが始まり最大すべり速度も中心になるが、今回のモデルでは、最大すべり速度域は上側にシフトしているのが特徴である。

このモデルによる GEONET 観測点における地表変位速度を計算し、模擬データとした。図 3-9-④-4 にこのモデルから生成された、国土地理院 GEONET 観測点分布および 3 観測点における模擬観測データ例を示す。

次に、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-A の値、固着域におけるすべり欠損速度  $V_{lock}$  を推定すべきパラメータとして、100 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 3-9-④-5 に示す。上図から図 3-9-④-3 左図に示した中心部を通る測線における、仮定したモデルによるすべり速度 ( $V_{true}$ ) とプレート収束速度  $V_{p1}$  の比、推定したすべり速度 ( $V_{est}$ ) と  $V_{true}$  の比を示す。以下、推定した摩擦パラメータ A、B-A、L および固着域におけるすべり欠損速度  $V_{lock}$  と真値との比を示す。ほぼ 2 回目の SSE 発生後にほぼ真値に収束していることが分かる。

図 3-9-④-5 に示した摩擦パラメータ A、B-A、L の初期アンサンブルのばらつきから分かるように、設定方法を変えている。H28 年度はあるアンサンブル値の周りに分散を与えて初期アンサンブルメンバー値を設定していた。その場合、初期アンサンブル値によっては収束が遅く、場合によってはすべり発展の計算の際に数値破綻する現象もみられた。そこで、SSE が発生するパラメータ範囲でかつ再来間隔がほぼ 5 ~ 7 年程度になる摩擦パラメータ群から 100 メンバーを抽出して初期アンサンブルメンバーとする方法を取ったので、最初は大きなばらつきをもっているが、かなり早く真値に収束し、また初期メンバー依存性を気にする必要がなくなったと言える。

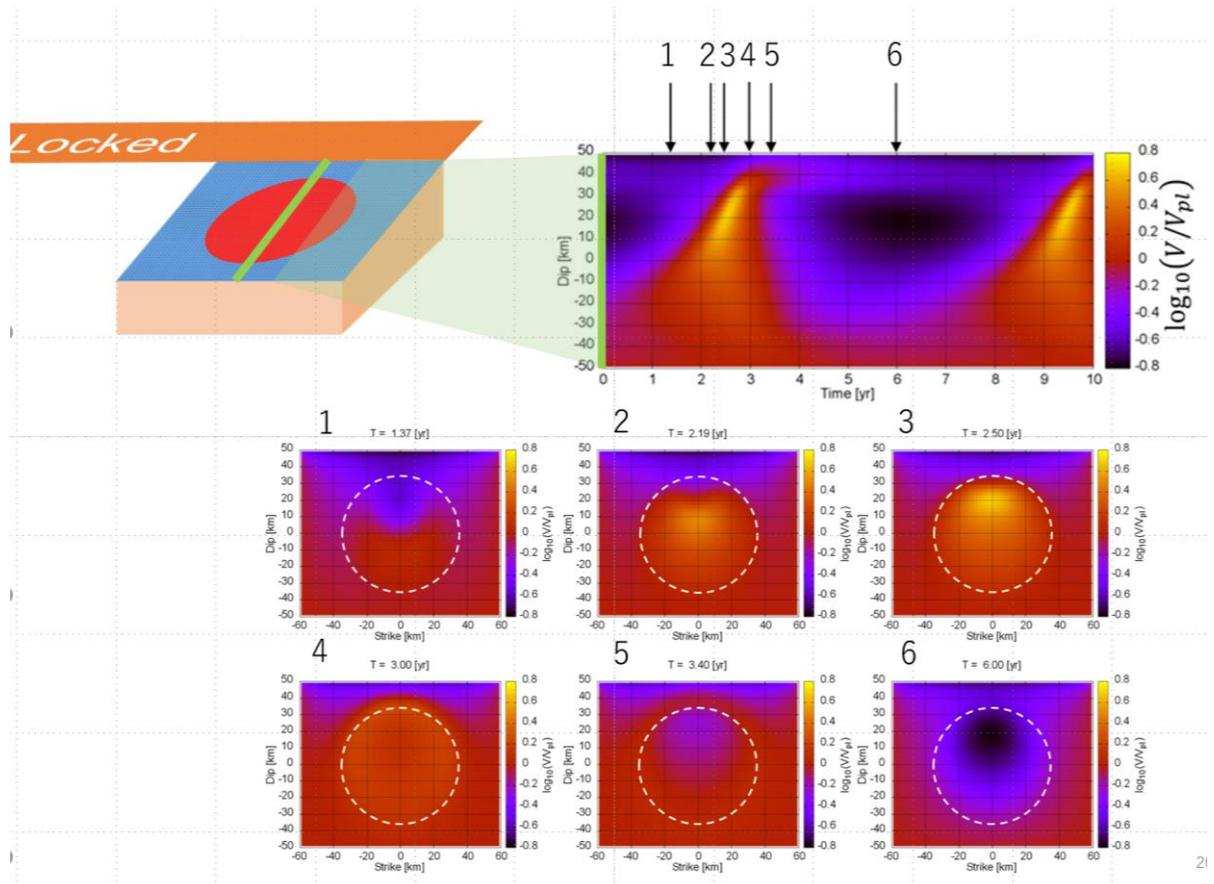


図 3-9-④-3 豊後水道 SSE 断層モデルと真値としたすべり発展。

上左図：固着域を含む SSE 断層モデル 速度強化域（青色）内に半径 35 km の速度弱化域（赤色）を設け、 $2 \times 2$  km のセルに分割し、プレート収束速度  $V_{p1} = 6.5$  cm/年で沈み込むプレート境界面上では、速度状態依存則に従い、豊後水道 SSE を模して、繰り返し間隔 7.17 年、継続時間 1.67 年となるように摩擦パラメータを設定した。その際、SSE 域の浅部に南海地震震源域に対応する固着域（Locked）に対応して、すべり欠損速度  $V_{lock} = 6.0$  cm/年とした。

上右図：モデルにより計算された SSE 域中心を通る測線（左図緑線）に沿った、すべり速度  $V$  とプレート収束速度 ( $V_{p1}$ ) の比の常用対数 ( $\log(V/V_{p1})$ ) の時間発展  
 下図：各時刻（1～6：上右図）における SSE 断層面内におけるすべり速度分布とプレート収束速度の比の常用対数 ( $\log(V/V_{p1})$ ) 表示

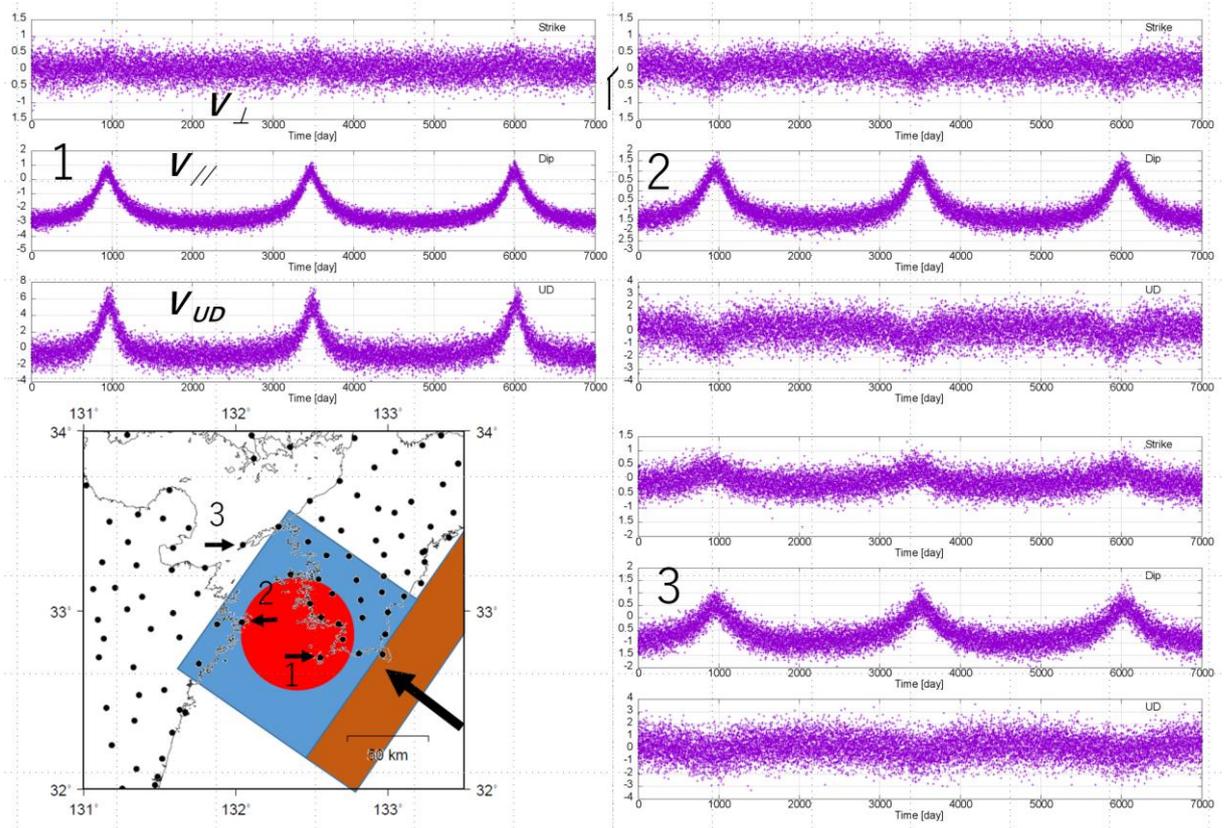


図 3-9-④-4 GEONET 観測点を仮定した変位速度模擬観測データ。下左図に示した国土地理院 GEONET 観測点 1、2、3 に対応する、模擬観測データ時系列を示す。各図で、上からプレート沈み込み方向と直交する成分、沈み込み方向成分、上下動成分の変位速度の時系列を示す。

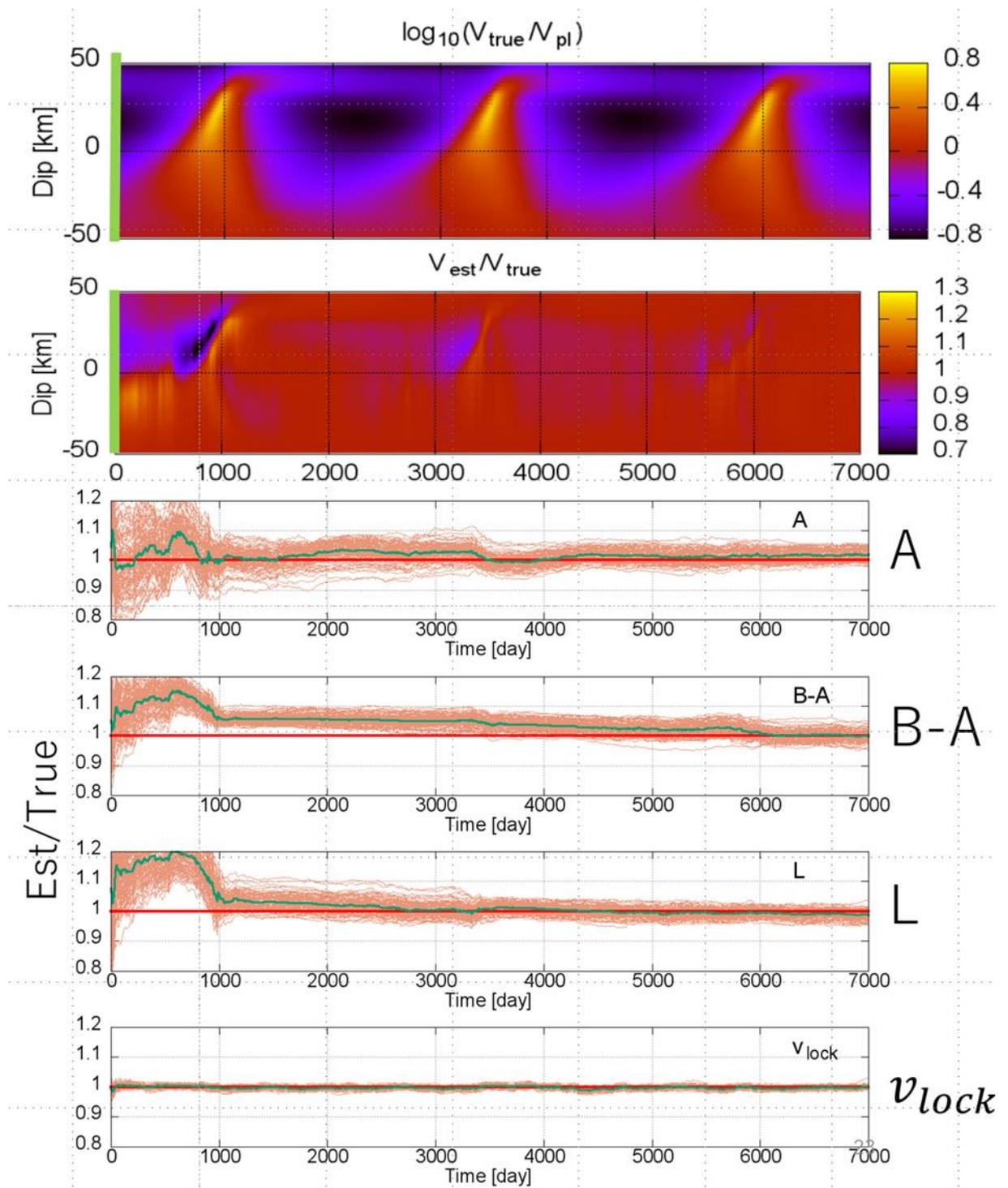


図 3-9-④-5 EnKF による推定されたすべり速度 ( $V$ )、摩擦パラメータ A、B-A、L および固着域のすべり欠損速度の逐次推定結果。上図から、SSE 域の中心を通る測線における、真のすべり速度  $V_{\text{true}}$  とプレート収束速度  $V_{\text{pl}}$  の比の常用対数  $\log(V_{\text{true}}/V_{\text{pl}})$  表示、推定されたすべり速度  $V_{\text{est}}$  と  $V_{\text{pl}}$  の比  $V_{\text{est}}/V_{\text{true}}$  の時間変化、摩擦パラメータ A、B-A、L および固着域におけるすべり欠損速度  $V_{\text{lock}}$  の推定値と真値の比を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 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 と GPS 大学連合の GPS 観測点のデータを用いて、1996~2016 年に駿河トラフ沿いの沈み込みプレート境界で発生する短期的 SSE のすべりの時空間発展を推定した。すべりの推定手法としては、MCMKF を用いた。短期 SSE に伴う地殻変動は数 mm 程度と小さく、その規模も Mw 6 程度であるが、時間方向の平滑を可変とした MCMKF により、単なるすべりの検出だけでなく、その移動や伝播についても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、2004 年紀伊半島沖や 2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動の影響を適切に補正して、東海地方における複数の長期 SSE の比較や、短期 SSE、微動など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、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。また、すべり域の移動は全てのイベントで確認された訳ではなく、微動の時間発展との対応も数日間ずれている場合もあり、本解析におけるすべりの分解能を時空間ともに検証する必要がある。

2) EnKF (アンサンブルカルマンフィルタ) による摩擦パラメータ推定とすべり発展予測 (豊後水道 SSE : 数値実験)

豊後水道 SSE 断層域浅部に南海地震震源域の固着に対応するすべり欠損速度を設定し、固着の影響を考慮して、豊後水道 SSE を再現するモデルを構築した。次に、そのモデルにより GEONET 観測点での地表変位速度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固着域におけるすべり欠損速度ならびに摩擦パラメータ推定の逐次データ同化を試みた。初期アンサンブルメンバーの設定として、SSE を発生し繰り返し間隔がある程度観測された繰り返し間隔になる摩擦パラメータ群から構成することにより、2 回の SSE 発生後にほぼ真値に収束することが確認された。

南海地震震源域におけるすべりも速度状態依存摩擦則に従う物理モデルを採用すると、SSE 震源域よりさらに細かなセルに細分する必要がある。そこで、この固着領域は運動学的に、SSE 領域は物理モデルに基づき推定するハイブリッド的手法を開発している。これにより、例えば、南海トラフ全域での固着、および長期的 SSE 域での摩擦パラメータおよびすべり発展の逐次推定が可能になった。

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、GEONET 実データを用いて豊後水道 SSE における実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) 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.

- 3) Obara, K., and A. Kato, Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science*, 353(6296), 253-257, 2016.
- 4) Obara, K. and S. Sekine, Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central Japan, *Earth Planet Space*, 61: 853-862. <https://doi.org/10.1186/BF03353196>, 2009.

### (3) 平成 30 年度業務計画案

- ①長期的な測地測量データの整理を遂行し、南海トラフにおける、海洋プレートの滑り遅れの約 100 年間の時空間変動を求める。
- ②東北地方の海陸地殻変動観測データを用いた 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）の予測実験を継続する。平成 30 年度は平成 25・26・27・28・29 年度に実施した過去の地震や、ゆっくりすべりの観測データの整理を引き続き進めるとともに、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の検討を進める。また 2011 年東北地方太平洋沖地震前後のゆっくりすべりの特徴を海域観測データから抽出する。さらに、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を実施する。
- ③日本海溝沿いでシミュレーションデータベースの蓄積を継続する。日本海溝沿いで観測された周期的なゆっくりすべりを再現するために、福島県沖と三陸沖を対象とした小規模モデルでの地震発生サイクルシミュレーションに着手する。
- ④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、MCMKF による SSE 領域におけるすべり速度推定、および EnKF による SSE 領域における摩擦パラメータ推定とすべり速度発展予測および固着域におけるすべり欠損速度推定では、すべり速度不均質およびすべり欠損速度時空間変化モデルの検討を行うとともに GEONET データを用いて豊後水道 SSE 領域における実データ解析を試みる。

### 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
東京大学大学院理学系研究科	准教授	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 准教授	今村文彦 蝦名佑一
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究員	大谷真紀子

(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。史料調査や津波調査等に基づき、過去の南海トラフ地

震の震源モデルと津波波源モデルを明確化して、次の南海トラフ地震のシナリオ作りに反映させるとともに、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：

平成 29 年度には、南西諸島海溝から南海トラフを含めた日本列島の詳細な地殻・マントル構造モデルを用いた、粘弾性地殻変動解析モデルと解析手法を整備し、構造の曖昧さを考慮した巨大地震発生時・発生後の地殻変動解析を行うとともに、これを用いた震源シナリオ推定のためのグリーン関数データベースを構築した。スペクトル要素法を用いた不均質媒質中での動的破壊を含む地震サイクルシミュレーションコードを開発し、実用計算に向けた高速計算手法の導入を進めた。GEONET データを用いたインバージョン解析からプレート境界の滑り遅れ分布を求め、昭和南海地震以降の滑り遅れ蓄積分布を推定して、次の南海トラフ地震の地震発生シナリオを破壊伝播特性の多様性を含めて検討した。2016 年三重県沖地震の発生過程と余効変動の伝播特性をシミュレーションから再現するとともに、中規模 (M7 級) 地震から南海トラフ巨大地震に発展するまでの地震シナリオを検討した。南海トラフ巨大地震の強震動・長周期地震動の高度評価に向けて、不均質強震動生成域 (SMGA) モデルを開発して大阪平野の強震動評価を行うとともに、関東平野における長周期地震動の生成要因を観測データ解析と地震動シミュレーションから検討した。昭和東南海地震・南海地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震のアンケート震度分布から地震の不均質断層モデルを推定し、南海トラフの過去地震とこれと前後する内陸地震の震源シナリオを詳細に検討した。史料調査と現地調査に基づき、安政東海・南海地震の波源域の広がりを見極めた。

平成 30 年度には、南西諸島海溝を含む南海トラフまでの日本列島 3 次元広域プレート構造モデルを整備の整備を継続して進め、プレート境界での歪みの蓄積状態に基づき、想定される巨大地震の震源モデルを構築する。これに基づく強震動・津波・地殻変動シミュレーションから地震・津波ハザードを評価する。また、史料調査に基づいて、昭和東南海・南海、及び安政東海・南海地震の震源域・波源域を見極め、2 つの地震の共通性・相補性を明確化して、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 29 年度に継続して進めるとともに、その高度化に不可欠な海底地形やプレート形状、固着パラメータ等の要件と、将来のリアルタイム海底地殻変動観測の効果を検討する。

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 29 年度業務目的

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見解を得て、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。

## (2) 平成 29 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を用いた弾性・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った。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った。前年度（H28 年度）に整備したデータサーバーを増強して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った。

#### (b) 業務の成果

地殻・マンツルの形状や物性の不均質性が地殻変動シミュレーション結果に及ぼす影響が大きいため、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、これらを用いて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、解析コストの観点から難しいため、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。一方で、地殻・マンツルの形状や物性の情報は完全には分かっていないため、この曖昧さを如何に考慮するかが課題となる。モンテカルロシミュレーションにより曖昧さを考慮するアプローチが考えられるが、大自由度の有限要素解析を多数回行う必要があるため、その実現は難しい。本年度は、開発をすすめてきた有限要素モデル自動生成手法と GPU ベースの地殻変動シミュレーション手法を組み合わせることで、東北日本サイズの3次元有限要素地殻モデル（ $10^8$  オーダーの自由度）を対象としてモンテカルロシミュレーションにより、地殻・マンツルの形状や物性の曖昧さを考慮した解析の可能性を示した。

以下に具体例を示しながら詳細を説明する。ここでは、多数回の3次元有限要素地殻モデル構築と地殻変動シミュレーションによる地殻構造の曖昧さを考慮した地震時

すべり量推定を説明する。対象領域を図 3-10-①-1 に示す。解析対象領域のサイズは x、y、z 方向にそれぞれ 784、976、400 km であり、4 層からなる。図 3-10-①-1 に示すような仮想的な観測データが GEONET、GPS-A、S-Net の観測点上で得られたとして、すべり量推定を行うこととする。生成される 3 次元有限要素モデルの自由度のオーダーはおよそ  $10^8$  弱となる。図 3-10-①-2 にオリジナルの地殻データから生成された 3 次元有限要素地殻モデルを示す。このオリジナルの地殻データのプレート境界面形状に曖昧さがあるとして、この曖昧さを考慮して地震時すべり量を推定する。図 3-10-①-2 に示すようにプレート境界に 180 の小断層を配置し、各小断層について strike 方向と dip 方向におけるすべり量を推定するため、一つの 3 次元有限要素地殻モデルに対して  $180 \times 2 = 360$  個のグリーン関数を計算するための地殻変動シミュレーションを行う必要がある。また、地殻モデルの幾何形状が変化するたびに、有限要素モデルを構築しなおす必要がある。ここでは、モンテカルロシミュレーションで得られた確率的応答の収束性が十分担保されるよう、1000 回試行したため (=1000 種類の地殻モデルを考えたため)、1000 回の有限要素モデル構築と  $360 \times 1000$  で 360,000 回の地殻変動シミュレーションを行うこととなった。解析には、8 台の計算ノードにより構成した GPU クラスタを用いた。各計算ノードは 2 CPU (Intel Xeon E5-2695 v2、24 コア) と 8 GPU (NVIDIA Tesla K40) からなる。この計算機環境において、図 3-10-①-3 に示す解析フローにより、解析を行った。逆解析 1 回当たりの計算時間は、4,312 秒となった (このうち有限要素モデル構築には 1,364 秒かかった)。図 3-10-①-3 に示す効率的な解析フローを用いることで、1000 種類の地殻モデルに対する、1000 回の有限要素モデル構築と  $360 \times 1000 = 360,000$  回の地殻変動シミュレーションはおよそ 9 日で実行可能であることが分かった。図 3-10-①-4 に 1000 ケースの逆解析によって得られる地震時すべり量分布について平均値と標準偏差を示す。また図 3-10-①-5 は、図 3-10-①-4 P1、P2、P3 におけるポイントワイズの確率応答の収束の推移を示している。800 ケース以後は値に大きな変化が見られないことから、モンテカルロシミュレーションにより解析した確率応答が十分に収束していることが確認できる。すべり分布の標準偏差は平均値の 13%に達する箇所も確認されており、地震時におけるすべり量分布や応力状態の議論の際に、地殻構造の情報の曖昧さが議論の結果に優位な差をもたらす可能性があることが示された。

### (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、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った。また、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った。

来年度以降は、震源シナリオ研究の高度化・プレート間モニタリングシステム実現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。地殻構造・物性の曖昧さを考慮した巨大地震発生前、発生時、及び発生後の地殻変動を解析できるように開発する。

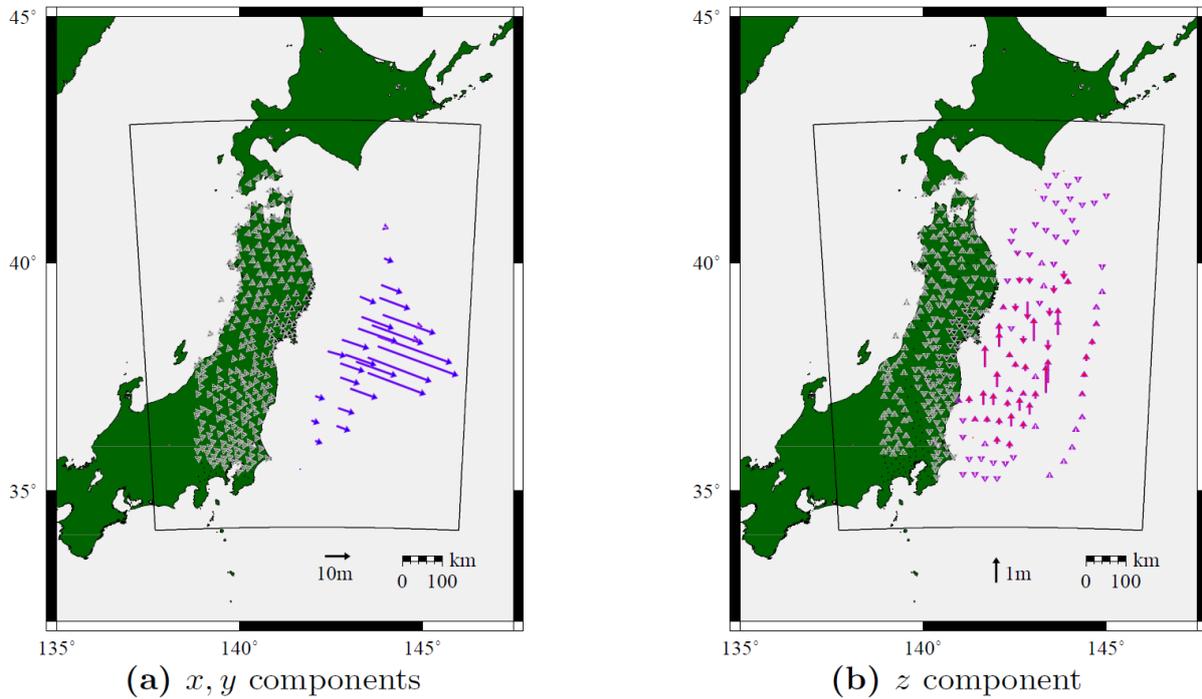


図 3-10-①-1 東北沖地震を対象とした解析領域（黒線）と観測点における入力ベクトル。仮想的な観測データを、GEONET（黒矢印）、GPS-A（青矢印）、S-NET（赤矢印）の観測点に設定した。

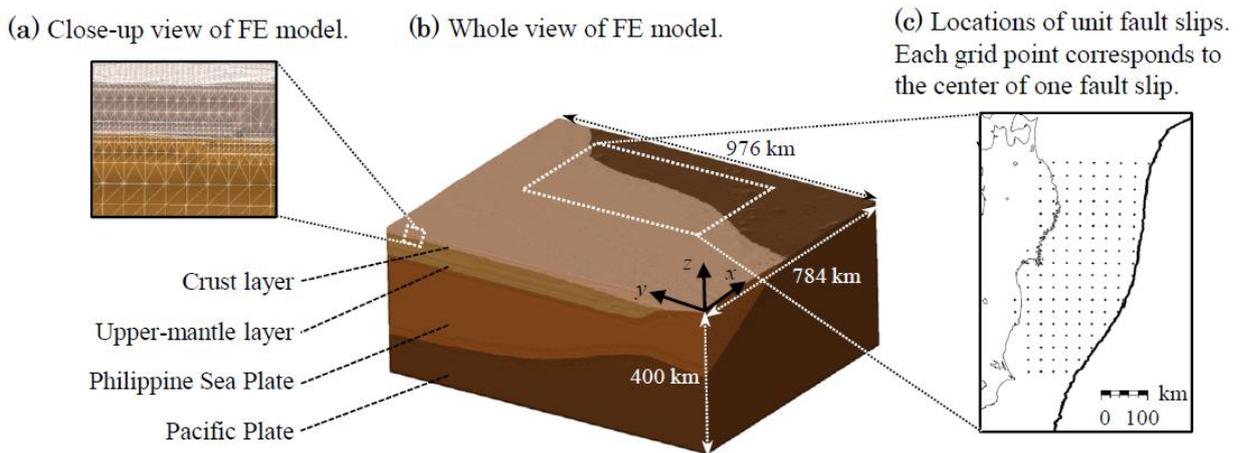


図 3-10-①-2 オリジナルの地殻データを用いて生成した 3 次元有限要素地殻モデルと小断層の位置。

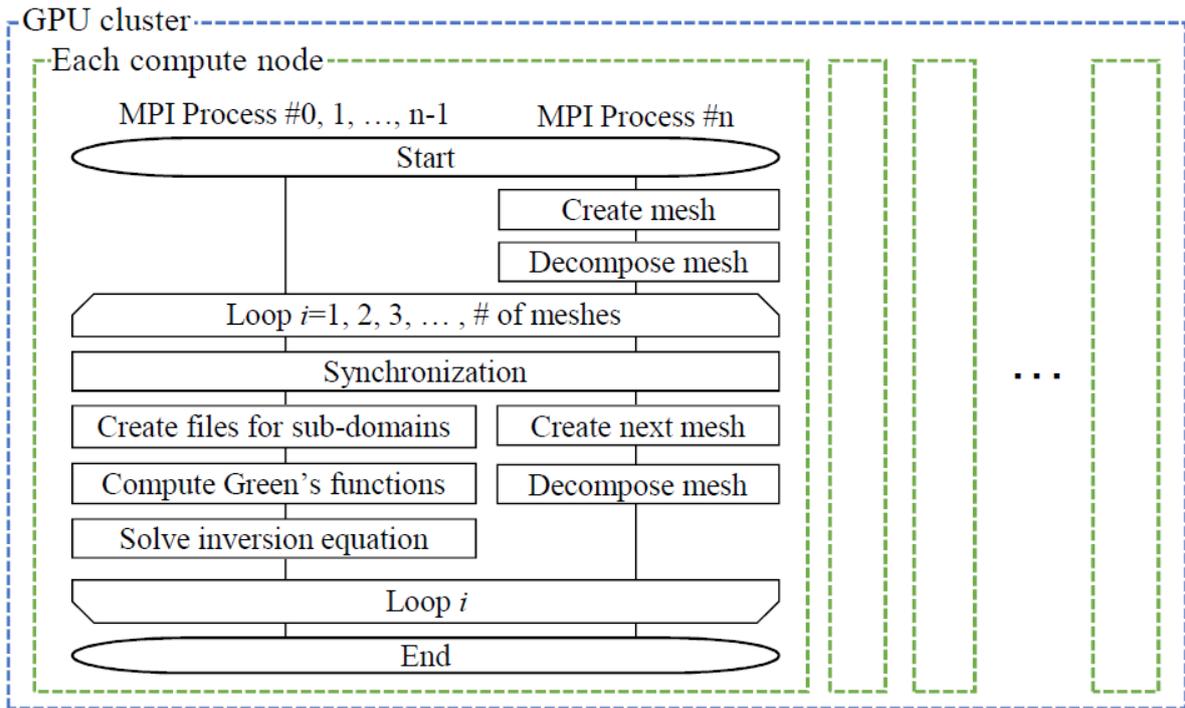


図 3-10-①-3 1000 ケースの逆解析のための解析のフレームワーク。有限要素モデル構築とグリーン関数の計算とこれらを用いた逆解析を効率的に実行可能なフレームワークになっている。

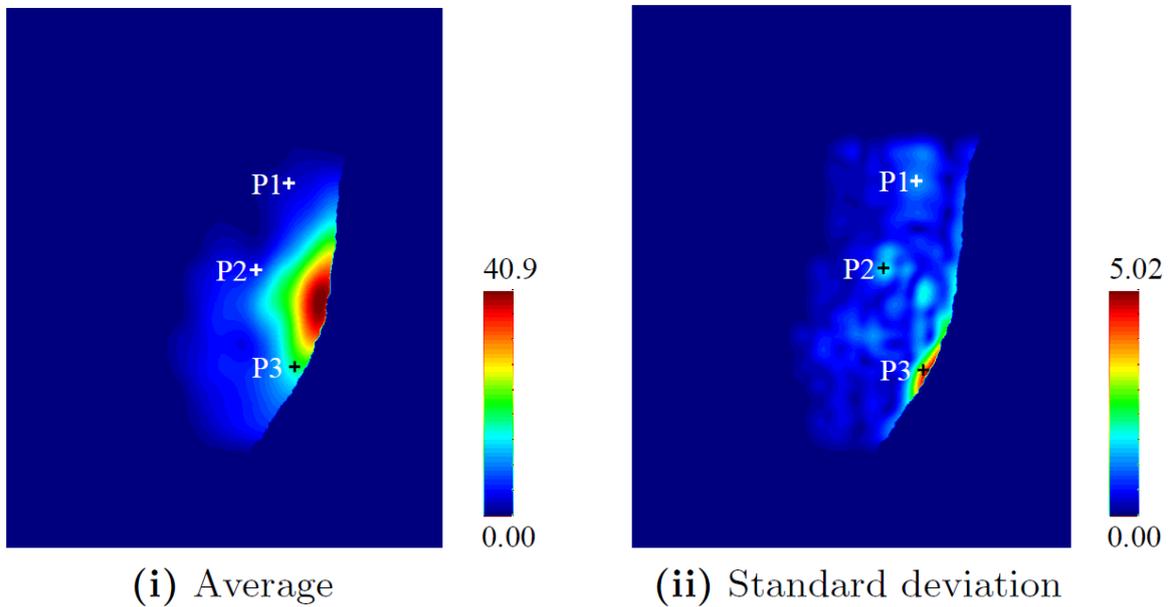


図 3-10-①-4 1000 回の試行によるモンテカルロシミュレーションを用いた逆解析によって得られる、地震時すべり量分布の平均値と標準偏差。

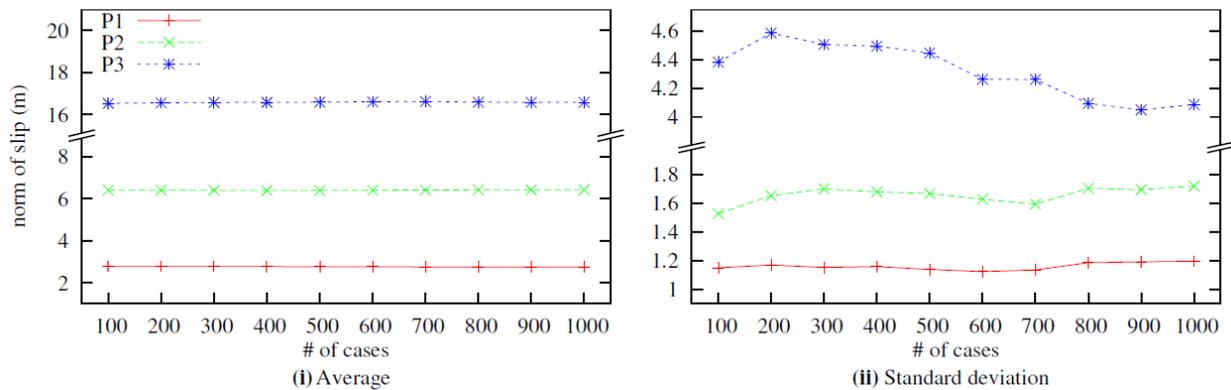


図 3-10-①-5 1000 回の試行に伴う P1、P2、P3 (図 3-10-①-4 参照) における確率応答の平均と標準偏差の推移。

## ②地震サイクル計算手法の高度化

### (a) 業務の要約

#### 1) スペクトル要素法 (SEM) による地震サイクルシミュレーションコードの開発

公開されているペクトル要素法 (SEM) を用いた 2 次元動的破壊シミュレーションコード SEM2DPACK 「Ampuero, 2002」を元に、地震間における準動的過程を実現するようにコードを改良し、2 次元 inlane 不均質弾性媒質における傾斜断層上での、速度状態依存摩擦則に従う動的過程を含む地震サイクルシミュレーションコードを開発した。高角傾斜逆断層における、断層を挟んで異質が異なる bimaterial 問題における地震サイクル計算を行い、その効果を確かめた。

#### 2) 粘弾性バネーダッシュポットでの固着すべり振動子の振る舞い

H28 年度にはメモリ変数を用いた粘弾性媒質中での地震サイクル計算の一例として、標準線形モデルによる準動的計算を行い、固着—すべりの繰り返し間隔の粘性率依存性を調べたが、今年度は動的計算を行い、粘性率を小さくすると繰り返し間隔が 2 つの値に分岐する bifurcation 現象が起こるのを確認した。

#### 3) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

非弾性ひずみを等価外力として扱うことで粘弾性媒質の効果を弾性体中のグリーン関数を用いて考慮する「Barbot and Fialko, 2010」の方法に対して、H 行列法を用いた高速計算法を試み、粘弾性媒質中での南海・東南海地震による周辺の応力の時間発展計算を行ない、その有効性を調べた。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) スペクトル要素法による地震サイクルシミュレーションコードの開発

公開されているペクトル要素法 (以下、「SEM」) を用いた 2 次元動的破壊シミュレーションコード SEM2DPACK 「Ampuero, 2002」を元に、「Kaneko *et al.*, 2008」、「Kaneko *et al.*, 2011」では、2 次元 in-plane 問題での地震サイクルコードへと拡張したが、

この場合には断層面における split-node (断層上での節点) で垂直な変位成分がなく考慮する必要がなかった。「清水, 2016」は、2次元 anti-plane 問題での地震サイクル計算へと発展させ、垂直断層での計算に成功したが、傾斜断層では発散する現象が生じていた。

そこで、本研究では、この対策として、以下の点を考えた。「清水, 2016」では、断層面両側の split-node での変位  $u_f^+$ 、 $u_f^-$  を  $x$ 、 $y$  の2成分で計算していたが、変位を相対変位  $(u_f^+ - u_f^-) / 2$ 、および重心の変位  $(u_f^+ + u_f^-) / 2$  に分離し、速度状態依存摩擦則に従う摩擦力とせん断応力のつり合いから断面に沿う傾斜方向の相対変位を計算した。一方、断層面上 split-node での重心変位は断層以外の媒質のノードの変位に組み込み、断層面における相対すべりから媒質ノードにおける変位を求める方式に変更した。これは、実質「Melosh and Raefsky, 1981」により提唱された有限要素法における split-node 法と同じ定式化になっている。この改良により、「清水, 2016」で計算できなかった傾斜断層での動的・準動的な地震サイクル計算が可能になった。

## 2) 粘弾性バネーダッシュポットでの固着すべり振動子の振る舞い

H28年度には、線形粘弾性媒質中での地震サイクル計算の一例として、バネーブロックモデルにおいて、バネを線形粘弾性である標準線形媒質に取り替えて、速度状態依存則に従う、固着一すべり振動子の繰り返し間隔の粘性率依存性を準動的計算により調べた。「Mitsui and Hirahara, 2001」は、動的計算を行うと、粘性率に従って繰り返し間隔が2つの値に分岐する bifurcation 現象が生じると報告している。そこで、今年度はすべり速度が閾値を超えると放射ダンピングを用いる準動的計算から慣性項を含む動的計算をスイッチする手法を用い、計算を行った。慣性項には質量が含まれるが、この効果を自由周期  $T_b$  を導入して、安定な解析が可能な  $T_b=20$  秒として計算を行った。

## 3) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

「Barbot and Filalho, 2010」は、任意のレオロジー媒質中での全ひずみを弾性ひずみと非弾性ひずみに分解し、非弾性の影響を等価外力の形として準静的弾性体方程式を考えることで、非弾性ひずみ体積セルによる任意の点での応力は、弾性体でのひずみ応答関数を用いて計算できることを示した。非弾性ひずみは任意の非線形粘弾性則に従い、これまで考えてきた線形弾性体に限られないので応用範囲が広い。

弾性・非弾性媒質中での断層面上でのすべりを考える場合、まず断層面上はこれまで通り摩擦則から要請される細かなセルに分割し、また非弾性媒質領域を任意の大きさの立方体に分割する。次に、弾性体中のすべり応答関数(断層における単位すべりによる応力変化)および、ひずみ応答関数(立方体での単位ひずみによる応力変化)を計算する。均質半無限弾性体でのすべり応答関数は、例えば、「Okada, 1992」、後者のひずみ応答関数は、「Barbot *et al*, 2017」により計算できる。ある点での応力は、弾性媒質でのすべり応答関数とすべりの積の積分、および非弾性媒質中の各立方体でのひずみ応答関数とひずみの積の積分で与えられる。断層面におけるすべり発展は、計算された応力と摩擦構成則によりすべり速度が計算され、また非弾性中でのひずみ速度は、計算さ

れた応力の時間変化と媒質の非線形構成則から計算され、これを各時間ステップで、全断層面上および全非弾性立方体中について計算し、時間発展させる。この際、すべり応答関数とすべり、およびひずみ応答関数とひずみの積の計算には H 行列（例えば、「Ohtani *et al.*, 2011」）により、計算の効率化を図る。

### (c) 業務の成果

#### 1) スペクトル要素法による地震サイクルシミュレーションコードの開発

メッシュサイズを変えて収束計算を行って、アルゴリズムがうまく働くことを確認したといった、テスト計算の段階であるが、一例として、図 3-10-②-1 に示した SEM メッシュを用いた、高角逆断層における、地震サイクル計算を示す。図 3-10-②-1 左に示すように、y 軸 0 ~ -45m の断層面領域にローディング速度 ( $V_p 1 = 2 \text{ mm/年}$ ) を与え、45 ~ 0 m の領域の断層面上には、右図に示す速度状態依存の摩擦パラメータ分布を与えている。また、初期法線応力は一様に 120MPa、摩擦パラメータ  $L$  は  $84 \mu\text{m}$  としている。これらのモデルパラメータ値は、「Kaneko *et al.*, 2011」に基づいている。基準モデルとして、P 波および S は速度を、 $V_p = 6 \text{ km/s}$ ,  $V_s = 3.364 \text{ km/s}$  を採用し、断層左側（右側）の媒質の  $V_p, V_s$  を -20% としたモデルを Model DBL（以下、「DBL」）、Model DBR（以下、「DBR」）とし、断層面を境に媒質が異なる場合（bimaterial と呼ばれる）の地震サイクル計算の比較を行った。図 3-10-②-2 に地震サイクル中でのすべり発展を示す。最初の地震発生は初期条件の影響を受けて安定していないので、それを除いて安定した計算ができていない地震サイクルの平均では、地震の繰り返し間隔は、それぞれ 7.81 年、7.23 年となり、DBL の方が長くなる。地震波速度の遅い（弾性定数の値が小さく柔らかい）媒質側のすべりの向きを positive direction と呼ぶが（例えば、「Ma and Beroza, 2008」）（図 3-10-②-2 にその方向を示している）、すべり弱体化則を用いた動的破壊伝播計算から、この方向には破壊伝播速度が大きくなることが知られている。コンターが混んでいて確認しにくいですが、確かに、破壊が速度弱体化 ( $a-b < 0$ ) 域にある期間では、positive direction の方向の破壊伝播速度が大きく、DBL と DBR では破壊伝播の様子が非対称になっている。破壊が速度強化 ( $a-b > 0$ ) 域に入ると逆転するように見えるが、最大すべり量は  $1.58 \times 10^{-2} \text{ m}$ 、および  $1.45 \times 10^{-2} \text{ m}$  となり、これが繰り返し間隔の差を生み出している。このようにこのモデルでは bimaterial 媒質効果が確認されたが、地表に近い速度強化域を大きくして破壊が地表に達しない場合には、左側（上盤）、右側（下盤）の地震波速度が小さいといった bimaterial 断層モデル間で繰り返し間隔に差異が生じなかった。

#### 2) 粘弾性バネーダッシュポットでの固着すべり振動子の振る舞い

図 3-10-②-3 に H28 年度に実施した準動的計算に加えて、動的計算 ( $T_b = 20$  秒) の場合について、粘性係数  $\eta$ （図ではマクスウェル時間  $T_M = \eta / k_2$ :  $k_2$  については、H28 年度報告書参照）を変えた時の、計算された繰り返し間隔 ( $T_c$ ) をプロットしている。動的計算では  $T_M = 200$  年より小さくなると、 $T_c$  が 2 つの値に分岐する bifurcation が生じているのが分かる。

### 3) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

30kmの弾性層の下に深さ55kmまで粘弾性層を置き、弾性層内の断層面をNf個の長方形セル、粘弾性媒質をNd個の直方体セルに分割し、非弾性ひずみの時間発展は、マックスウェル粘弾性体に従うとして、時間可変のルンゲクッタ法 DOP853「Hairer *et al.*, 1993」により、応力・ひずみの時間発展を求めた。Nd=69, 120 の時、H行列を用いた計算は十分な精度をもち、またNdを変えた時の計算時間は、オリジナルのO(Nd<sup>2</sup>)に対し、O(Nd\*log(Nd))程度で、高速化が図られている。

次に、図3-10-②-4に示した1944年昭和東南海・1946年南海地震の地震時すべりを、また粘弾性層の粘性を10<sup>18</sup>Pa・sと仮定し、応力の時間発展を計算した。図3-10-②-5に深さ31.5km面上における応力( $\sigma_{11}$ ,  $\sigma_{12}$ )の時間発展を示す。このように断層すべりによる粘弾性層にたまった応力は時間の経過とともに非弾性変形が進み解消されていく過程がよく再現され、従来手法と同じ結果が得られた。

### (d) 結論ならびに今後の課題

#### 1) スペクトル要素法による地震サイクルシミュレーションコードの開発

スペクトル要素法を用いて、不均質弾性媒質中での動的破壊過程を含む2次元in-plane問題における地震サイクルシミュレーションコードを開発し、断層を挟んで媒質が異なるbimaterial媒質中での高角傾斜断層での地震サイクル計算によりbimaterial効果を確認した。これまで動的破壊伝播シミュレーションでの研究はあるが、地震サイクルにおける研究は初めての成果と言える。現状のモデルは小さいものであり、沈み込み帯における現実的な断層スケールの大規模モデルを扱うには、コードの並列化が必要である。また、メッシュ生成ソフトは単純なものを用いており、手作業でメッシュ生成を行っており、低角傾斜断層での計算に成功していない。海溝型地震を扱うには、高度なメッシュ生成ソフトを用いて低角逆断層モデルを扱う必要がある。

#### 2) 粘弾性バネーダッシュポットでの固着すべり振動子の振る舞い

H28年度の準動的計算に加えて、慣性項を含む動的計算を行い、「Mitsui and Hirahara, 2001」と同様に、粘性率を小さくすると、計算された繰り返し間隔が2つの値に分岐するbifurcation現象が生じることが確認された。興味深い現象であるが、この動的計算は、安定させるためにT<sub>b</sub>=20秒と言った大きな値を用いており、またこの安定性は準動的と動的計算を切り替えるすべり速度の値にも依存しており、注意が必要である。さらに、こういった単純なバネーブロックのバネを線形粘弾性媒質に変えた固着すべり振動子モデルでの振る舞いは、何らかの示唆を含んでいるとは思いますが、今のところ現実の連続体モデルとどのように結びつくのか不明であり、現状では線形粘弾性の地震サイクル計算手法の開発として意味を持つとしか言えない。

#### 3) 粘弾性を考慮した地震サイクル計算の準備

非線形粘弾性を扱いうる「Barbot and Fialko, 2010」の計算手法を地震サイクル計算に組み込む準備を行った。南海トラフ地震を例に粘弾性層での応力緩和を計算したところ、うまく計算できることが分かった。我々が弾性体の地震サイクル計算に使用している H 行列を用いると効率よく計算できることも確認した。H 行列の適用については、非弾性領域を断層に近いところは密に、離れるに従い大きな立方体に離散化の方が効率的と考えられるが、その際 H 行列の効率が下がる可能性があり、分割については検討を要する。また、これまで用いていたメモリ変数を用いる手法では非線形粘弾性を扱えなかったが、現実的な非線形粘弾性媒質での地震サイクル計算に向けてコード開発ができる環境が整ったと言える。

(e) 引用文献

- Ampuero, J. -P., SEM2DPACK, <http://web.gps.caltech.edu/~ampuero/software.html>, 2002.
- Barbot, S., and Y. Fialko, A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms: semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1124-1140, 2010.
- Barbot, S., J. D. P. Moore, and V. Lambert, Displacement and stress associated with distributed anelastic deformation in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107, pp. 821-855, 2017.
- Hairer, E., S. P. Nørsett, and G. Wanner, *Solving Ordinary Differential Equations I*, Springer, 1993.
- Kaneko, Y., N. Lapusta, and J. -P Ampuero, Spectral element modeling of spontaneous earthquake rupture on rate and state faults: Effect of velocity-strengthening friction at shallow depths, *Journal of Geophysical Research*, 113, B09317, doi:10.1029/2007JB005553, 2008.
- Kaneko, Y., J. -P. Ampuero, and N. Lapusta, Spectral-element simulations of long term fault slip: Effect of low-rigidity layers on earthquake-cycle dynamics, *Journal of Geophysical Research*, 116, B10313, doi:10.1029/2011JB008395, 2011.
- Ma, S., and G. C. Beroza, Rupture dynamics on a bimaterial interface for dipping faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1642-1658, 2008.
- Melosh, H. J., and A. Raefsky, A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 5, 1391-1398, 1981.
- Mitsui, N., and K. Hirahara, Viscoelastic simulation of earthquake cycle using a simple spring - Dashpot - mass system with a friction law. *Geophysical research letters*, 28(23), 4391-4394, 2001.

Ohtani, M., K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima, and T. Iwashita, Fast computation of quasi-dynamic earthquake cycle simulation with Hierarchical Matrices, *Procedia Com. Sci.*, 4, 1456-1465, 2011

Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040, 1992.

清水宏幸、スペクトル要素法を用いた2次元地震サイクルシミュレーション手法の開発、京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文、2016.

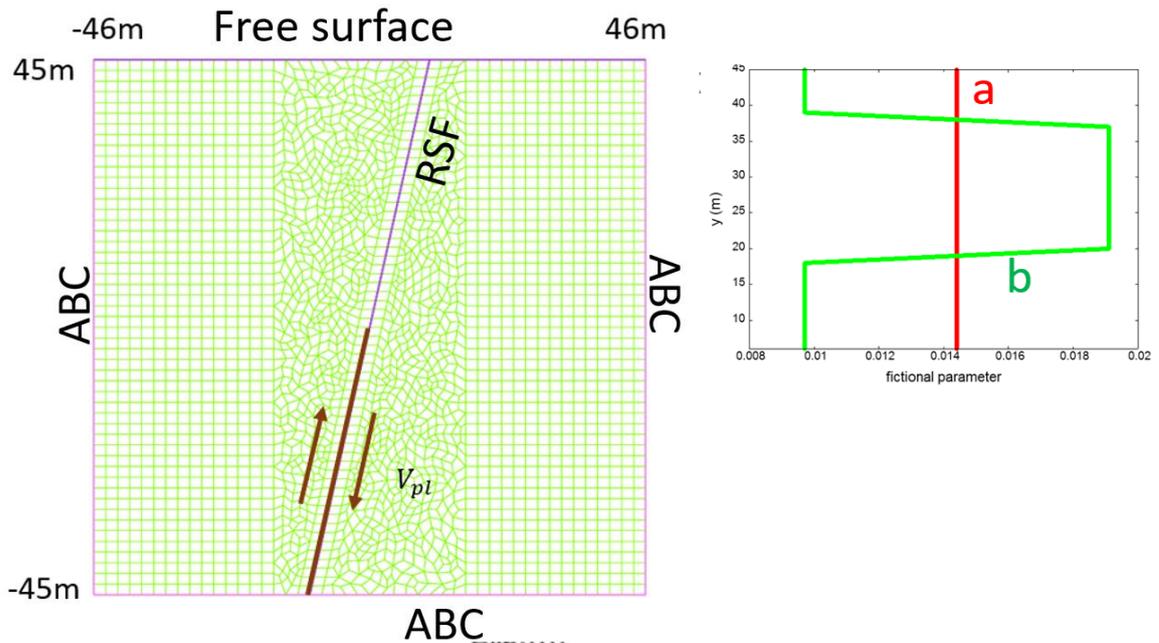


図 3-10-②-1 SEM メッシュ図と摩擦パラメータ分布

左図：計算に用いた SEM メッシュ 90m×90m の小さなモデル中に傾斜角  $77^\circ$  の高角断層を表す SEM メッシュを示す。上端は自由境界、他の境界は消波境界 (ABC: Absorbing Boundary Condition) を課している。断層面上では、縦 (y) 軸 0 ~ -45m の領域に、ローディング速度 ( $V_{pl}=2 \text{ mm/年}$ ) を与え、45~0m の RSF 領域では、速度状態依存の摩擦則に従うすべり発展が生じる。

右図：RSF (左図) 領域での摩擦パラメータ分布 速度強化 ( $a-b > 0$ ) 域中の  $y=28 \sim 19\text{m}$  域に速度弱化 ( $a-b < 0$ ) 域を設定している。

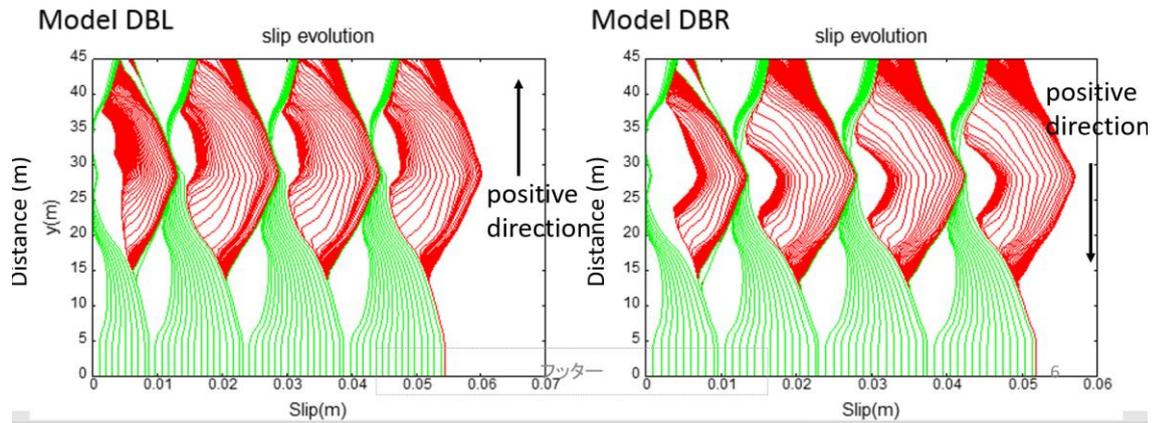


図 3-10-②-2 RSF 断層面上における地震サイクル中での累積変位の深さ分布左図、右図はそれぞれ、断層を挟んで左側（上盤）、右側（下盤）媒質の地震波速度が 20% 遅い bimaterial 断層における地震中での累積変位分布を示す。緑線と赤線の時間間隔は 0.5 年および  $1 \times 10^{-3}$  秒である。

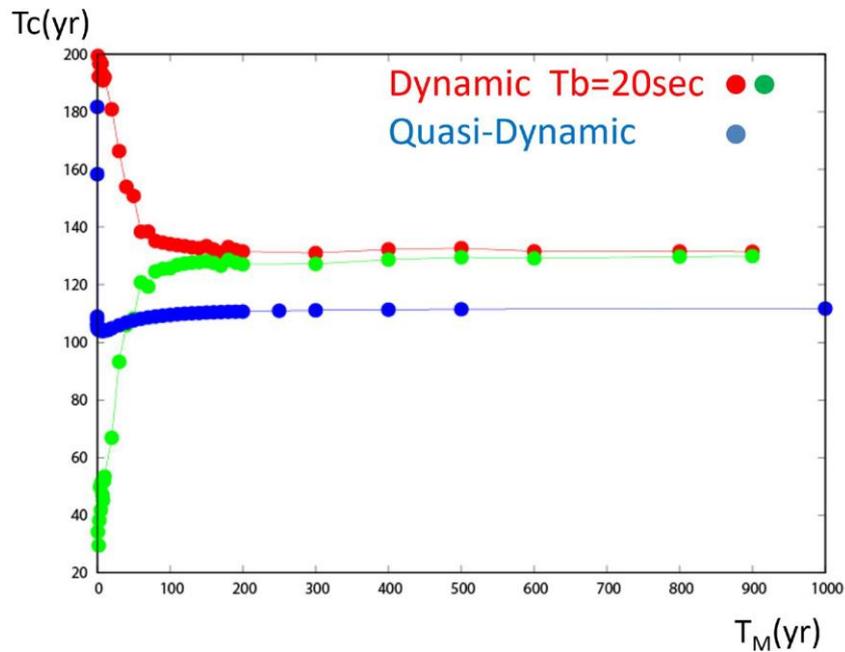


図 3-10-②-3 動的と準動的計算における粘性率（マクスウェル時間）と繰り返し間隔( $T_c$ )の関係。H28 年度の準動的（Quasi-Dynamic  $T_b=20$  秒）計算（青色）に加え、動的（Dynamic）計算（赤・緑色）における繰り返し間隔の粘性率（マクスウェル時間  $T_M = \eta / k_2$  H28 年度モデル図参照）依存性を示す。 $T_M=200$  秒以下では、 $T_c$  が二つの値に分岐する bifurcation が生じているのが分かる。

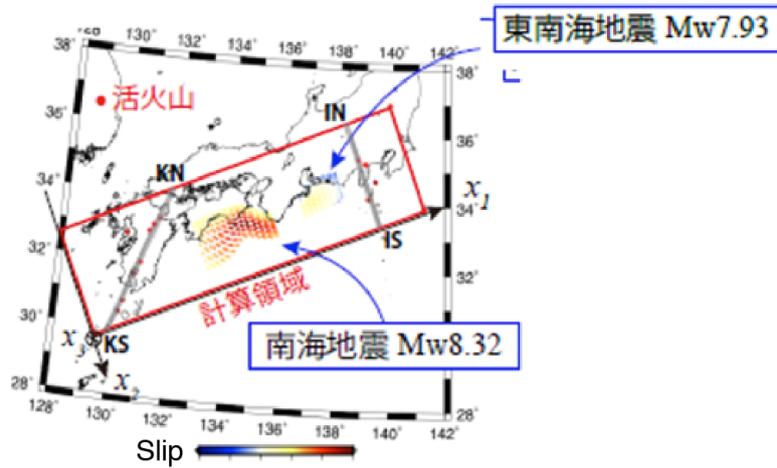


図 3-10-②-4 仮定した 1944 年昭和東南海・1946 年南海地震すべり分布。

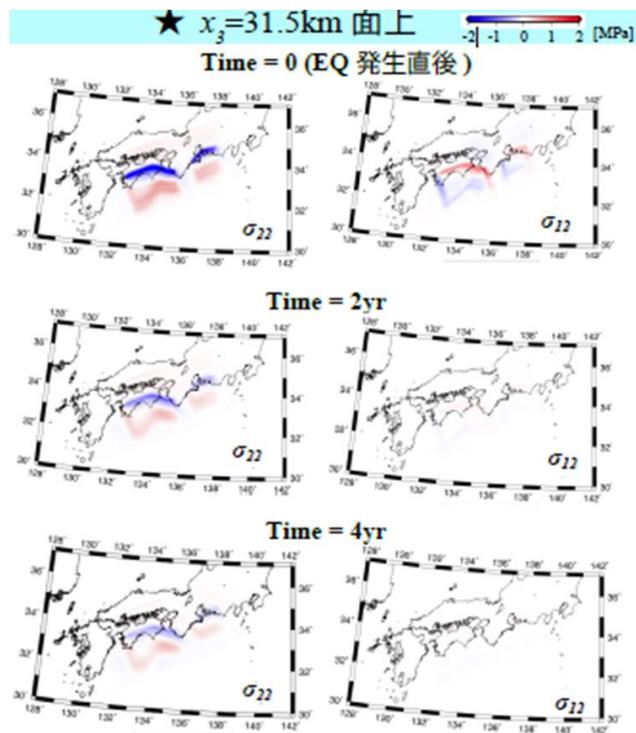


図 3-10-②-5 深さ 31.5 km 面上における応力変化。  
 左図： $\sigma_{11}$  右図： $\sigma_{12}$  (座標軸は図 3-10-②-4 に示してある)

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

地震発生に基づき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「Hashimoto *et al.*, 2014」によって構築された。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為には、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。2017年度は、南海トラフ地震の発生域を対象として、地震発生シナリオの生成と評価方法の検討を行った。準静的テクトニックローディングシミュレーションにおける任意の時点での地震破壊可能性の評価は、その時点の応力状態と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより可能である。これに基づき、1996-2000年のGEONETデータを用いたインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布（1946年南海地震後50年の状態）を再現し、その後の地震発生シナリオを生成する試行を行った。この結果により、時間ステップ毎に、地震破壊は何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのように伝播するか、破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行うことが可能であることを示した。シミュレーション結果（シナリオの集合）を過去の地震発生履歴（時系列）、震源位置、地震時すべり分布等のデータと比較することにより、構成関係パラメータの分布をより詳細に推定できる可能性がある。

#### (b) 業務の実施方法

地震発生の物理に基づき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「Hashimoto *et al.*, 2014」によって構築された。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する、準静的テクトニックローディングモデルと動的破壊伝播モデルから成る。これを用いて、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為には、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。準静的テクトニックローディングシミュレーションから得られた応力状態と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより、動的破壊伝播過程を再現できれば、さらに、そこから生じる地震波動も同時に計算可能となる（「Fukuyama *et al.*, 2009」）。断層構成関係の設定において、パラメータ分布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、昨年度は、「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。これにより、準静的シミュレーションにおいて、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）を再現し得ることを確かめた。その後、すべり遅れレート分布は徐々に変化してゆくが、この時間変化には、断層構成則の設定により、違いが生じることを明らかにした。

今年度は、準静的テクトニックローディングシミュレーションから得られた応力状

態と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより、任意の時点での地震破壊可能性を評価する手法を検討した。これに基づき、1996-2000年の GEONET データを用いたインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布（1946年南海地震後50年の状態）を再現し、その後の地震発生シナリオを生成する試行を行った（「Hashimoto *et al.*, 2017」、「Urata *et al.*, 2017」）。この結果により、任意の時間ステップ毎に、地震破壊は何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのように伝播するか、破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行うことが可能であることを示した。これらの情報を踏まえて、南海トラフ地震の発生域を対象として、より現実的な断層構成関係の検討を進めた。

### (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) 準静的テクトニックローディングシミュレーションから得られた応力状態と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより、任意の時点での地震破壊可能性を評価する手法を検討した。準静的シミュレーションに際しては、「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 $\mu$ 、 $\sigma_c$ 、 $c$ 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する必要がある。ピーク強度を、室戸沖、紀伊半島南端域共に2MPa程度に、 $D_c$ 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（昨年度実施の計算例Case1に該当）。ここで、第1サイクルの計算は、妥当な初期条件を生成するための前処理に相当する。この数値シミュレーション結果は、1996-2000年のGEONETデータを用いたインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布（1946年南海地震後50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。このとき、断層構成関係もまた時間発展する。地震発生領域中央におけるすべり弱体化曲線の時間変化を図3-10-③-1に示す。これにより、臨界すべり量 $D_c$ が時間と共に増加してゆくことが確認できる。これらの断層構成関係とすべり遅れ分布が作り出す応力場が、その時点で発生する可能性のある地震の破壊伝播過程を強く規定する。

## 準静的テクトニックローディングの計算結果

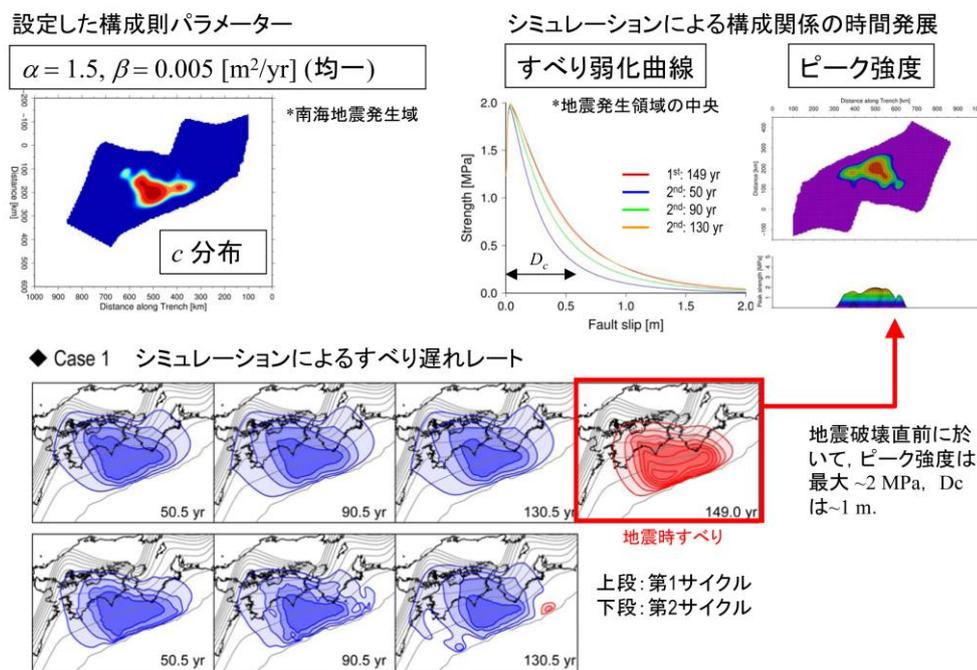


図 3-10-③-1 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海域の地震発生サイクル (H28 年度計算結果 Case 1 に該当)。すべり遅れレートのスナップショットにおいて、地震間の青コンターはすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表し (1 cm/yr 間隔)、地震時 (上段最右パネル) の赤コンターは、すべり量を表す (0.5 m 間隔)。

続いて、準静的シミュレーションで得られたテクトニックローディング過程の時系列に対して、任意の時間ステップで実現している状態の下での地震破壊可能性の評価を行った。テクトニックローディング過程を通して、時々刻々変化する断層構成関係と初期応力分布に対応して、適切な地震発生シナリオを構築するためには、任意の時間ステップにおいて実現する状態の下で、地震破壊は何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのように伝播するか、破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行うことが重要である。これらの評価を実現するために、初期クラック (地震の破壊核に相当) 位置の設定をさまざまに変化させて、動的破壊伝播の計算を行った。図 3-10-③-2 は第 2 サイクルの 150 年時点における、これらの計算結果を表す。このとき、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。開始点 3 と 4 は全領域をカバーする破壊に発展する。他の開始点は、部分的破壊に止まる。このことは、この設定において実現する応力状態では、開始点 3 と 4 が大地震の震源になり易い傾向にあることを意味する。開始点 4 は、1946 年南海地震の震源付近に対応する。図 3-10-③-2 の下段パネルは、破壊を開始させる為に必要な応力擾乱 (単位は '力') を表す。これにより、点 3 と 4 が破壊開始点となるためには、他の地点より大きな力の擾乱が必要になることが分かる。従って、点 3 と 4 につ

いては、破壊開始点となるためにより臨界に近い応力状態が必要であるが、一度破壊が開始すれば、大地震に発展することになると考えられる。

## 地震破壊可能性の検討

破壊開始可能点の検討(例:第2サイクル150年後)

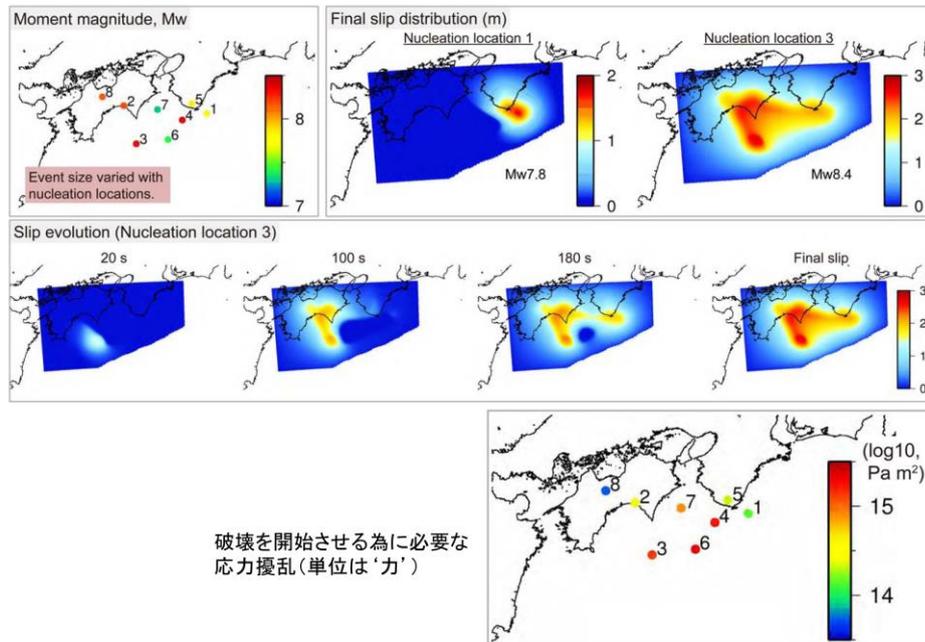
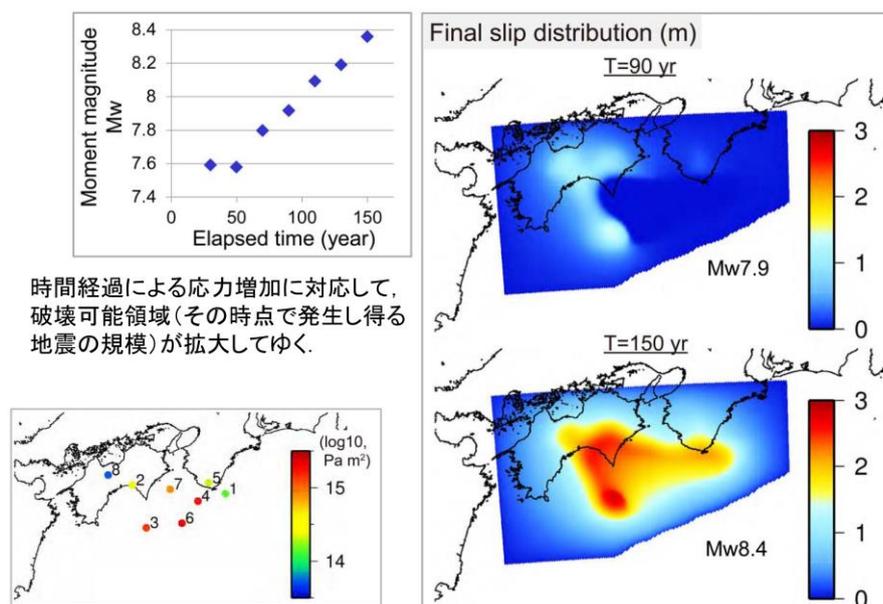


図 3-10-③-2 動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能性の検討(破壊開始点と破壊伝播可能性)。上段は開始点とそこから開始した動的破壊のイベントサイズ。中段はシミュレーションにより計算された動的破壊伝播過程の例。下段は破壊を開始させる為に必要な応力擾乱(単位は「力」)。

更に、応力状態の時間発展に対応するイベントサイズ(Mw)の変化の検討を行なった。図 3-10-③-3 は、点 3 を破壊開始点としたときのシミュレーション結果を表す。時間経過による応力増加に対応して、破壊可能領域(及びその時点で発生し得る地震の規模)が拡大してゆく。これらのシミュレーション結果から、全領域をカバーする破壊が可能になるためには、少なくとも 150 年のローディング時間が必要なことが分かる。この時点のイベントの最大すべり量は  $< 3\text{ m}$  である。これらの結果は、1854 年と 1946 年のイベント間隔や、1946 年の地震時すべり量を十分に説明できない。これらの比較により、このケースにおいては、設定した構成則パラメータ分布が、十分には現実を表現できていないことが分かる。逆に、構成則パラメータ分布範囲を適切に探索しつつ、シミュレーション結果(シナリオの集合)を過去の地震発生履歴(時系列)、震源位置、地震時すべり分布等のデータと比較することにより、構成則パラメータ分布をより詳細に推定できる可能性がある。

## 地震破壊可能性の検討

応力状態の時間発展に対応する破壊範囲(地震規模)の変化の検討(例:破壊開始点3)



時間経過による応力増加に対応して、破壊可能領域(その時点で発生し得る地震の規模)が拡大してゆく。

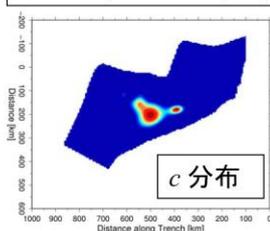
図 3-10-③-3 動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能性の検討(破壊可能領域の時間発展)。左上段はローディング期間が長くなることに伴って、その時点で発生し得る地震の規模が増大してゆくことを表わしている。右パネルはローディング時間が長くなることに伴って拡大してゆく破壊可能領域の例。左下段は破壊を開始させる為に必要な応力擾乱(単位は‘力’)。

2) 構成関係パラメータ分布の推定とその不確定さの検討に向けて、異なる構成則パラメータ分布を与えた場合に、生成されるシナリオがどのように変化するかを検討した。図 3-10-③-4 はその一例を表す。より現実的な構成関係の設定、及び、地震発生シナリオの生成のためには、今後のより詳細な検討が必要である。

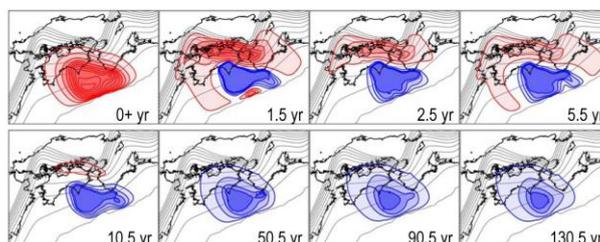
## 構成関係パラメーターの検討(計算例)

設定した構成則パラメーター

$$\alpha = 1.5, \beta = 0.005 \text{ [m}^2\text{/yr]}$$



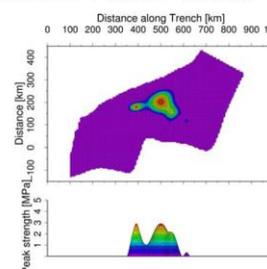
シミュレーションによる大地震発生 ( $t = 0 + \text{yr}$ ) 後のすべり遅れレート分布の時間変化



地震時すべりコンター間隔: 0.5 m

地震間すべり過ぎ(赤)／遅れ(青)コンター間隔: 1 cm/yr

地震発生50年後のピーク強度分布



このケースでは

- ・大地震発生後の余効すべりが10年程度継続する
- ・ピーク強度の最大値は~3MPa
- ・データ解析から得られた地震発生50年後のすべり遅れレート分布の再現は不十分

図 3-10-③-4 断層構成則パラメーターの検討例

(d) 結論ならびに今後の課題

準静的テクトニックローディングシミュレーションから得られた応力状態と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより、任意の時点での地震破壊可能性を評価することが可能となった。これに基づき、1996-2000年の GEONET データを用いたインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布(1946年南海地震後50年の状態)を再現し、その後の地震発生シナリオを生成する試行を行った。この結果により、各時間ステップ毎に、地震破壊は何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのように伝播するか、破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行うことが可能であることを示した。昨年度(H28年度)に実施したテクトニックローディングシミュレーション例 Case 1 を用いた動的破壊伝播の計算においては、初期クラック(地震の破壊核に相当)位置の設定をさまざまに変化させて、地震破壊可能性の評価を行った結果、特定の開始点3と4は全領域をカバーする破壊に発展する一方で、他の開始点は部分的破壊に止まることが分かった。さらに、これらの破壊開始に必要な力(擾乱)の大きさは、点毎に異なることが分かった。また、テクトニックローディング過程における時間経過による応力増加に対応して、破壊可能領域(及びその時点で発生し得る地震の規模)が拡大してゆくことが分かった。この結果は、全領域をカバーする地震破壊が可能になるためには、ある時間以上のローディング期間が必要になることを示している。これらのシミュレーション結果(シナリオの集合)を過去の地震発生履歴(時系列)、震源位置、地震時すべり分布等のデータと比較することにより、構成関係パラメーターの分布をより詳細に推定できる

可能性がある。構成関係パラメータ分布の推定とその不確定さの検討に向けて、異なる構成関係パラメータ分布を与えた場合に、生成されるシナリオがどのように変化するかを検討した。より現実的な構成関係の設定、及び、地震発生シナリオの生成のためには、今後のより詳細な検討が課題である。

#### (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.
- Hashimoto, C., Y. Urata, and E. Fukuyama, Physics-based simulation for possible interplate earthquakes along the Nankai trough, *JpGU-AGU Joint Meeting 2017*, SSS08-16, 2017.
- Urata Y., E. Fukuyama, C. Hashimoto, A Possible Dynamic Rupture Scenario of the Nankai-trough Earthquakes, southwest Japan, *IAG-IASPEI General Assenbly*, S13-P-18, 2017

#### ④地震発生シナリオ評価

##### (a) 業務の要約

2016年4月1日の三重県沖地震は、1944年東南海地震の破壊開始位置近傍で発生した。こういった中規模地震の発生は南海トラフでは稀な事象であり、三重県沖地震がなぜこのタイミングで発生したのかを理解し、来るべき巨大地震とどう関連しうるかを明らかにすることは重要である。このため、昨年度から三重県沖地震と南海トラフ巨大地震との関連を準動的地震サイクルのシミュレーションによって検討を進めてきた。しかし、昨年度に実施した内容では、三重県沖地震後に観測された余効すべりの伝播の時間スケールを再現し得る摩擦パラメータ範囲での検討はできていなかった。このことから、今年度はモデル対象領域を東南海域に限定することで計算コストを抑え、探索できていなかった摩擦パラメータ範囲を調査することによって地震後の余効すべりの伝播

パターンに整合するシナリオの導出を試みる。このために、まずは巨大地震の震源内部に中規模地震に相当する摩擦不均質が階層的に存在する条件での二次元断面内のシミュレーションを実施し、巨大地震サイクル中に中規模地震が発生するシナリオを導出した上で、中規模地震後の余効すべりが浅い側に速く伝播する条件を調べた。その結果、観測されたトラフ軸に向かう速い余効すべりの伝播は、中規模地震の震源域からその浅部域でのすべりに伴う強度弱化に対応するパラメータ  $B/L$  が大きい条件での応答に整合することが明らかとなった。続いて、二次元断面モデルを三次元的にトラフ軸方向にも拡張したシミュレーションを行い、中規模地震発生時の巨大地震発生サイクルの段階に応じて、中規模地震後の余効すべりの伝播パターンが変化することを確認した。つまり、固着の剥がれが不十分（今回の地震に対応）な状態で中規模地震が発生すると、浅い側のみに余効すべりが伝播する。一方、固着の剥がれが四方から十分進行した状態で中規模地震が発生すると、縮小した固着域を余効すべりが回り込んで固着域の深部にまで進展し、巨大地震発生に至る可能性があることがわかった。

#### (b) 業務の実施方法

三重県沖地震震源は、陸・海域の GNSS 観測から示唆されている熊野灘のすべり欠損率の高い領域「Yokota *et al.*, 2016」と比較すると、その高すべり欠損域の沖側（トラフ側）に位置づけられる。このため、この領域を図 3-10-④-1 に示す階層的な摩擦特性を有すアスペリティであると仮定し、すべり速度状態依存摩擦則と均質半無限弾性体でのすべり応答関数を利用した準動的な地震サイクルのフォワードシミュレーションを行う。そして、まずは南海トラフ巨大地震の繰り返し中に、三重県沖地震のような中規模地震の発生が説明できるシナリオを構築する。続いて、以下に示す三重県沖地震発生後にみられた余効すべり伝播を参考に、それらに整合するよう摩擦パラメータ分布に修正を加える。三重県沖地震発生後には、震源の浅い側に位置する DONET 観測点に接続された掘削孔内において、数日程度でトラフ軸に向かう余効すべりの伝播に対応する体積歪変化が観測されている「Araki *et al.*, 2017」。さらに、Hi-net と DONET の地震計データを含めた解析からは、三重県沖地震震源の浅い側で超低周波地震 (VLFE) がトラフ軸方向に 2-3 週間程度の時定数で移動する様子が見えており、ゆっくりすべりの伝播に対応すると解釈されている「中野・他, 2017」。こういった三重県沖地震後に観られたゆっくりすべりの浅部への伝播は、この領域でのプレート境界の摩擦的性質と地震発生時のそこでの固着状態を強く反映すると考えられる。このため、構築した巨大地震サイクル中での中規模地震発生を説明可能なシナリオに対し、中規模地震後に浅部に向かって余効すべりが速く伝播するような摩擦パラメータ条件を加え、中規模地震後の変動にも整合するようにシナリオを修正する。これらにより、観測に整合する摩擦特性分布を南海トラフ巨大地震震源域やその周囲に当てはめ、今後の振る舞いの検討に役立てられるようにする。

#### (c) 業務の成果

まず、三重県沖地震の震源を含む沈み込み方向断面内での二次元的なモデル化を行

った。具体的には「Hori and Miyazaki, 2010」の階層アスペリティモデルを参考に、地震発生帯 ( $A-B < 0$ ) には「Yokota *et al.*, 2016」の解析に基づく熊野灘の高すべり欠損域に対応する摩擦不均質と、そのやや浅い側に三重県沖地震に対応する摩擦不均質が存在すると仮定した (図 3-10-④-2)。その条件での地震サイクルシミュレーションの結果から、トラフ軸近傍が定常すべりする条件で巨大地震の震源内部に中規模地震に相当する不均質が存在すると、巨大地震間にトラフ軸側からの固着の剥がれが生じることわかった (図 3-10-④-3 左の黒色領域の縮小に対応)。また、その固着剥がれの時間進行に伴って、巨大地震サイクルの中盤から後半にかけて巨大地震震源内の浅部で中規模地震が発生し得ることが示された (図 3-10-④-3 左の黒矢印)。続いて、こういった二次元断面で構築したシナリオに対し、摩擦特性を修正し、三重県沖地震後に観測された、トラフ軸に向かう速い余効すべりの伝播に整合する条件を調べた。その結果、中規模地震震源域浅部での摩擦強度のすべりに伴う弱化に関連するパラメータ  $B/L$  をある程度大きく設定すると観測に整合するような数週以内での余効すべりの伝播がみられた (図 3-10-④-3 右)。こうした二次元断面でのシナリオ検討で得られた摩擦パラメータを、図に示す三次元モデルに拡張してサイクル計算を実施したところ、巨大地震発生サイクルの進行段階に応じて、中規模地震発生後の余効すべりの伝播パターンが大きく変化することが明らかになった (図 3-10-④-5、図 3-10-④-6)。つまり、固着の剥がれが不十分な段階で中規模地震が発生した場合には、その深部には強い固着域が帯状に存在するために浅い側にのみ余効すべりは伝播する (図 3-10-④-5 の (g)、(h)、(i))。一方、固着の剥がれがより進行した状態で中規模地震が発生すると、強い固着域は四方から縮小してきているために、浅い側のみならず深い側にも余効すべりが固着域を回り込むように進展し、巨大地震発生に影響を及ぼす可能性がある (図 3-10-④-6 の (o)-(t))。今回のシミュレーション結果からは、三重県沖地震はこのうちの前者に対応すると考えられるが、今後、同じような中規模地震が繰り返し発生した場合には後者のシナリオを念頭においてその後の推移をモニタする必要がある。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

昨年度に引き続いて、2016 年の三重県沖地震の発生を巨大地震の発生サイクルと関連付けて理解・解釈するためのフォワードシミュレーションを行った。二次元断面でのシミュレーションに階層アスペリティモデルを適用することにより、浅部・深部から強い固着域が徐々に縮小し、巨大地震サイクルの中盤から後半に中規模地震が浅い部分で発生したのちに、固着域の深部から巨大地震が発生・アスペリティ全域を破壊するシナリオを得た。更に、こういった二次元断面シミュレーションの浅部領域の摩擦パラメータを修正することによって、三重県沖地震後に観測された余効すべりの伝播特性が、震源域浅部からトラフ軸近傍でのすべりに伴う強度弱化に関連するパラメータが大きい場合に再現されることを明らかにした。また、二次元断面で得られたシナリオの三次元モデルへの拡張からは、巨大地震サイクルの進展に伴って固着域は深さ方向のみならず、横方向からも縮小するため、サイクル後半で中規模地震が発生すると、その余効すべり

が固着域を回り込んで巨大地震発生に直接影響し得ることを示した。これは、こういった中規模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、巨大地震に至る可能性を検討する上で重要なこと示している。また、三重県沖地震で余効すべりが観測された領域は、1944年東南海地震と1946年南海地震の破壊域の境界の近傍に位置している。このため、三重県沖地震後の余効すべりに整合する摩擦特性を正しく導出することは、1944年東南海地震後に南海地震破壊開始位置へ影響を及ぼした余効すべりを正しく評価するためにも非常に重要である。しかし、今回実施した三次元シナリオでは、三重県沖地震後に観測された浅い側への速い余効すべりの伝播を定量的には再現できていない。よって今後は三重県沖地震後に起こったことに定量的に整合するシナリオの検討をさらに進めるとともに、南海トラフ全域の地震サイクルモデルにも今回の結果を反映し、次の地震に向けたシナリオの絞込を進める必要がある。

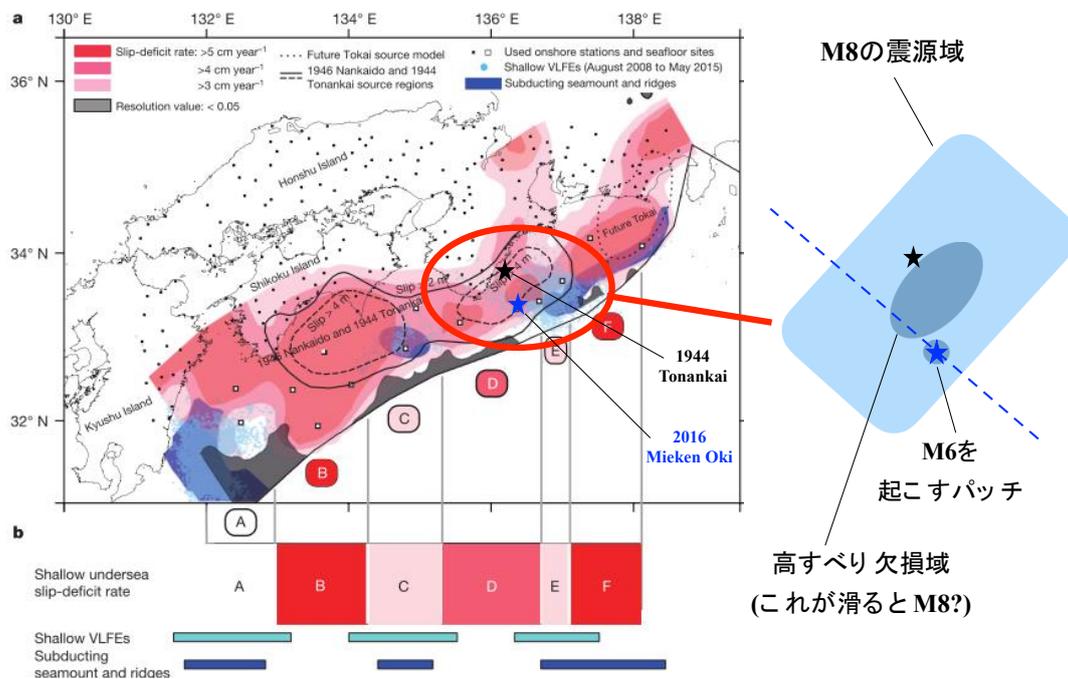


図 3-10-④-1 最近の研究結果などから構築した東南海域の震源の概念モデル。すべり欠損の分布は「Yokota *et al.*, 2016」を引用している。

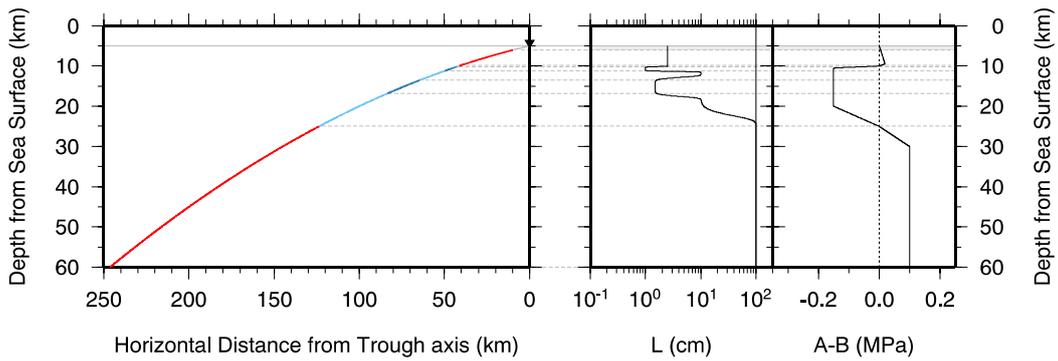


図 3-10-④-2 東南海域の沈み込み方向の二次元断面を扱った地震サイクルのフォワードシミュレーションのパラメータスタディで見つけた、中規模地震後の浅部への早い余効すべりを再現し得る摩擦パラメータ分布の一例。

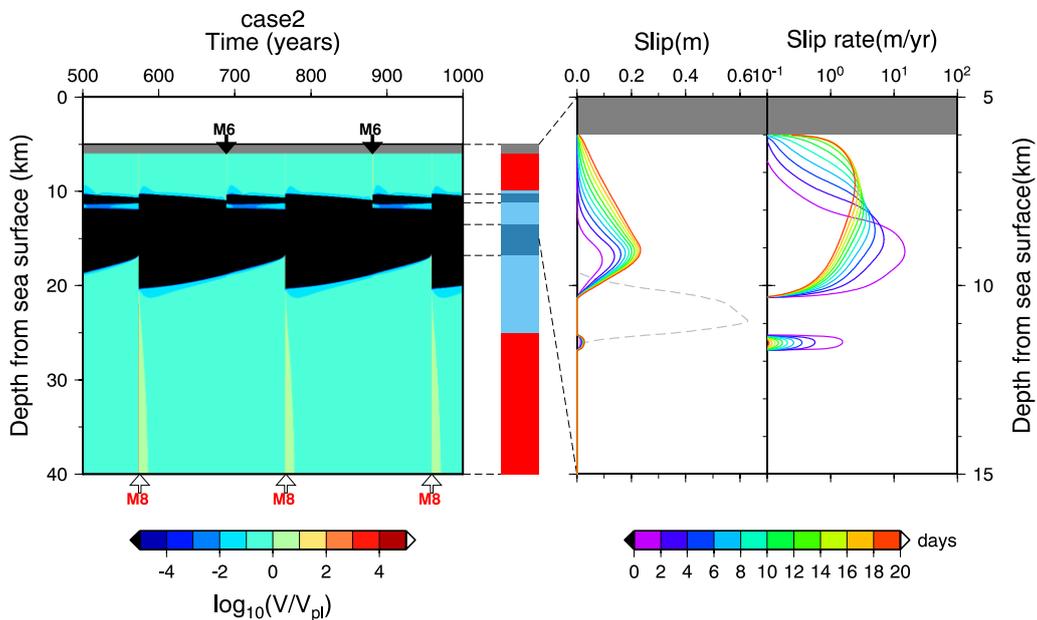


図 3-10-④-3 図 3-10-④-2 の摩擦パラメータ分布に対し予測される地震サイクルシミュレーションの結果。(左)地震サイクル中のすべり速度の時空間変化。赤と黒の矢印がそれぞれ巨大地震、中規模地震の発生を示す。(右)中規模地震震源域近傍の余効すべりと余効すべり速度の変化。色付きの実線がカラーバーに示す中規模地震後の日数に対応した余効すべり・余効すべり速度である。灰色破線は中規模地震の地震時すべり分布を表す。

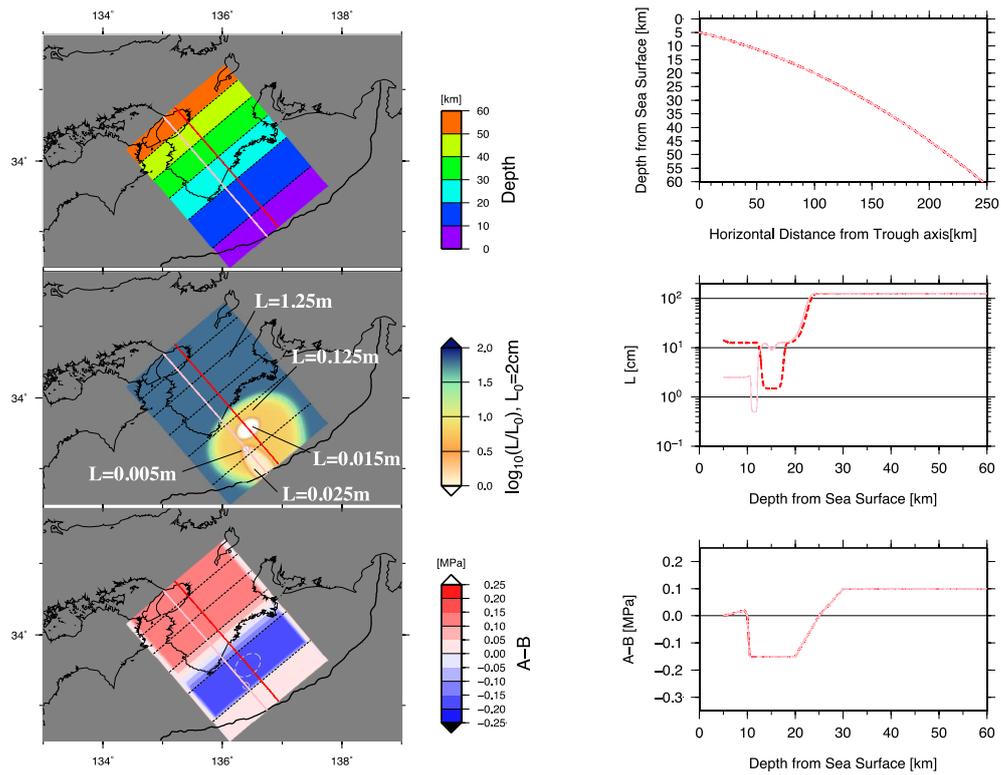


図 3-10-④-4 図 3-10-④-3 に示す二次元断面で検討した摩擦パラメータ分布を三次元に拡張した分布の一例。(左) 上からそれぞれ、仮定したプレート境界形状の深さ分布、プレート境界上に仮定した特徴的すべり量  $L$  の分布、仮定した  $A - B$  の分布に対応している。(右) 左のマップ図上の赤線及びピンク線での深さ断面内での、プレート境界形状、 $L$ 、 $A - B$  の深さプロファイルを示す。

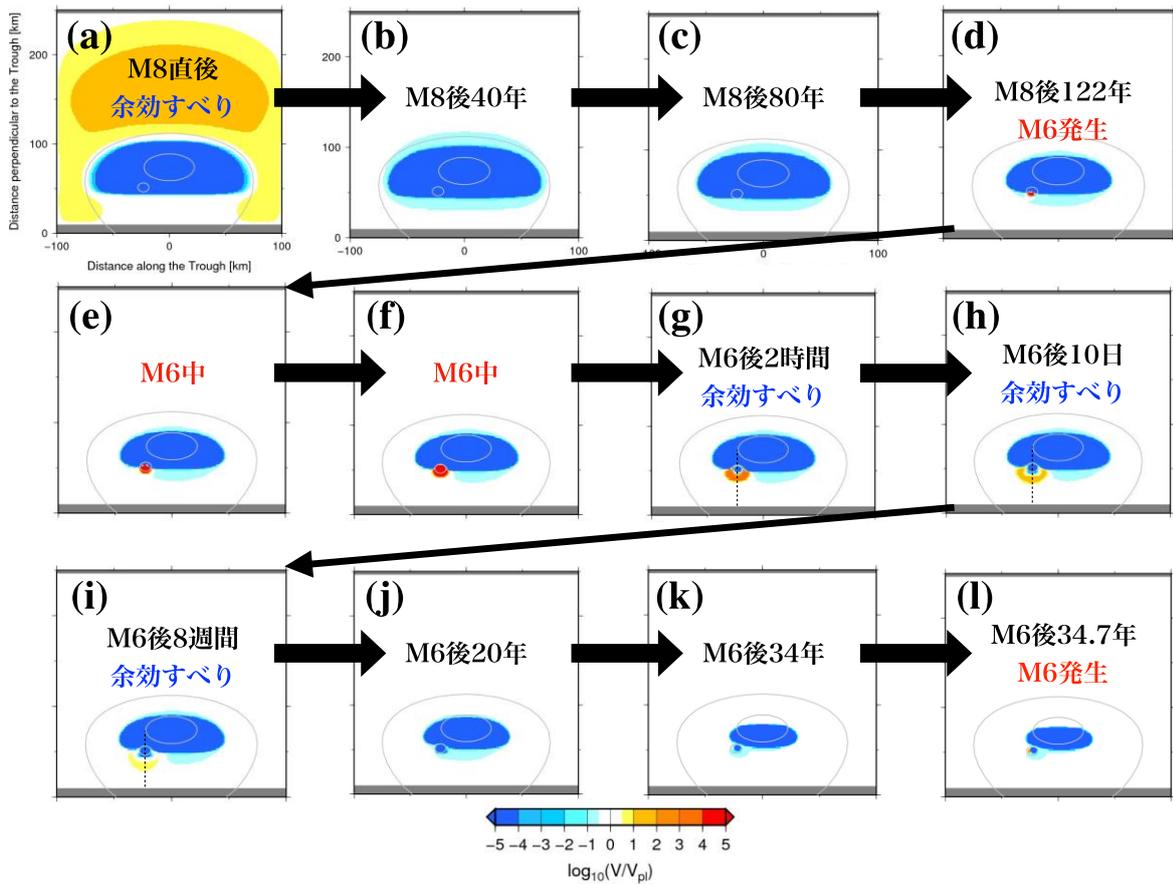


図 3-10-④-5 図 3-10-④-4 の摩擦パラメータ分布に対し予測される巨大地震サイクル中のすべり速度分布のスナップショット。暖色部分がプレート収束速度より速い速度でのすべり（地震など）、寒色部分が遅い速度でのすべり（固着）を示している。

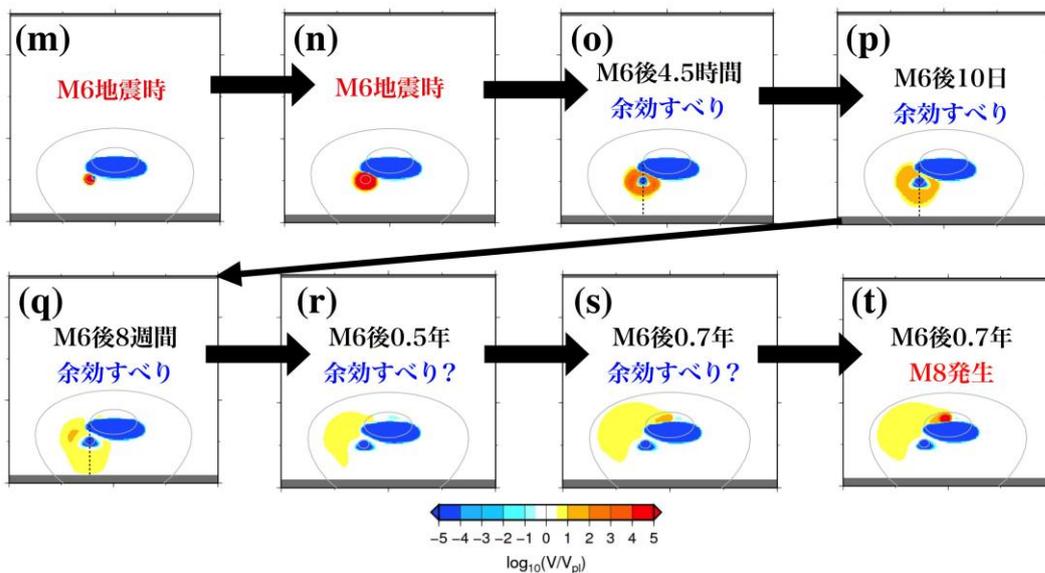


図 3-10-④-6 図 3-10-④-5 の続き。

(e) 引用文献

- Araki, E., D. M. Saffer, A. J. Kopf, L. M. Wallace, T. Kimmura, Y. Machida, S. Ide, and E. Davis, Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction mega-thrust, *Science*, 356, 1157-1160, 2017.
- Hori, T., and S. Miyazaki, Hierarchical asperity model for multiscale characteristic earthquakes: A numerical study for the off Kamaishi earthquake sequence in the NE Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10304, 2010.
- 中野・他, 南海トラフにおける浅部スロースリップと同期して発生する浅部超低周波地震, 日本地震学会 2017 年秋季大会講演予稿集, 2017.
- Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro, and A. Asada, Seafloor geodetic constrains on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*, 534, 374-377, 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（以下、「SMGA」）のすべり量の特徴を踏まえて昨年度までに構築した不均質 SMGA 場モデルを、南海トラフ巨大地震の地震動予測に適用した。均質 SMGA モデルと不均質 SMGA モデルによる計算地震動を比較し、不均質化により高周波数成分が増強されることを確認した。また、DONET 1 を含む海域の強震記録及び陸域の強震記録の波形モデリングに基づき、2016 年 4 月 1 日に発生した熊野灘の地震 ( $M_{JMA}$  6.5) の SMGA 震源モデルを推定した。推定された震源モデルの特徴について、SMGA 面積－地震モーメントの関係に着目し、東北日本のプレート境界地震や内陸地殻内地震との震源特性の比較を行った。

(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

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) で定義される強震動生成域（以下、「SMGA」）をベースに構築するという方針を立て、昨年度までに、M6～9 のプレート境界地震地震の SMGA の大きさ、応力降下量、すべり量のパラメータ間の関係から、応力降下量分布とすべり分布の不均質分布モデルを構築した。また、この不均質 SMGA の場のモデルにより、2011 年東北地方太平洋沖地震の宮城沖 SMGA と同様の平均応力降下量、平均すべり量を持ち、かつ、強い短周期パルス源とされる小領域（全体の平均応力降下量の約 4 倍の応力降下量）を持つものが得られることを確認した。今年度は、この不均質 SMGA 場モデルを用いて、将来の南海トラフ巨大地震を想定して設定された均質な SMGA からなるモデル（南海トラフの巨大地震モデル検討会・首都直下地震モデル検討会、

2015) (以下、「内閣府 2015 モデル」) を不均質化するように変形し、不均質 SMGA による南海トラフ巨大地震の広帯域震源モデルを作成し、大阪地域の地震動を計算した。

昨年度までにモデル化した不均質 SMGA 場の応力降下量およびすべり量の不均質分布は図 3-10-⑤-1 のようなものである。基本形状としては、空間的には、応力降下量分布は  $k^{-1}$ 、すべり分布は  $k^{-2}$  の波数スペクトル形状を持つフラクタル分布を仮定し、確率分布には対数正規分布を仮定している。分布のパラメータは、既往地震の SMGA の平均応力降下量-面積の関係、平均すべり量-面積の関係に合うよう調整されている。この不均質 SMGA 場から、内閣府 2015 モデルの南海トラフ巨大地震 SMGA モデルの面積や平均応力降下量に合う範囲を抽出したものが図 3-10-⑤-2 である。ライズタイムはすべり量の変動に比例させて、内閣府 2015 モデルから変動させた。これら不均質な応力降下量、ライズタイム、すべり量から、「中村・宮武, 2000」によって断層面上各点のすべり時間関数を作り、不均質 SMGA モデルの各部のすべり速度時間関数とした。破壊伝播速度は、当然、不均質になることが予測されるが、応力降下量やすべり量などとの相関させ方が明らかでないため、ここでは内閣府 2015 モデルと同様、均質とした。なお、今回、地震動計算の対象地域が大阪盆地のみであり、また、震源モデル開発途上の試験的計算であるため、内閣府 2015 モデルのうち、大阪盆地から遠距離にある東経 133 度以西、および、東経 137 度以東の SMGA を省略した。

大阪堆積盆地内に限り S 波速度 350 m/s 以上の地盤を考慮して、それ以外では基盤岩が露頭している設定で、0~0.7 Hz の地震動を 3 次元差分法で理論的に計算した。計算には、不等間隔格子、4 次精度 3 次元差分法コード「Pitarka, 1999」を用いた。計算領域は北緯 32~35.5 度、東経 133~137.5 度、深さ 0~100 km の範囲とし、差分計算の有効周波数帯域の上限が 0.7 Hz 程度となるよう格子分割した。大阪堆積盆地内の計算格子幅は水平方向 0.1 km、鉛直方向 0.05 km である。計算に用いる地下構造モデルは、地震基盤以深の 3 次元地殻構造モデルの中に、大阪堆積盆地 3 次元地盤構造モデル「Sekiguchi *et al.*, 2016」の大阪堆積盆地部分をはめ込んだものを設定した。地殻構造モデルは、「古村, 2002」で使われた深部構造モデルをもとに構築した。また、大阪堆積盆地のうち S 波速度 350 m/s 未満の部分は 350 m/s に置き換えた。SMGA 震源モデルは、「古村, 2002」のフィリピン海プレート上面に水平方向 1.2 km 間隔に配置した点震源で表現した。上述のように生成された各点でのすべり時間関数は、点震源が代表する有限面積の効果を近似するため、点震源間隔/破壊伝播速度の時間幅を持つ面積 1 の矩形時間関数でコンボリューションした。

図 3-10-⑤-3 に、計算された地震動の、大阪堆積盆地周辺の最大速度分布を示す。左は不均質 SMGA モデルによるもの、右は均質 SMGA モデルによるものである。破壊伝播は両モデルで全く同じであるが、すべり量や応力降下量といったパラメータが異なることにより、地震動の強弱の空間分布が異なっている。しかし、どちらかのモデルがもう片方より最大速度が大きいというようなことにはなっていない。

また、不均質 SMGA モデルによる最大速度分布には、均質モデルのそれに比べて、より短波長の変化が見られる。計算地震動の一例として、図 3-10-⑤-4 に大阪湾岸部に位置する KiK-net 此花 (OSKH02) と大阪盆地南縁部の千早赤坂 (大阪府震度情報ネットワークの観測点) における計算波形を、図 3-10-⑤-5 に同地点の不均質 SMGA モデルと均質 SMGA モデルの計算地震動のスペクトル比を示した。これらの地点における比較では、不均質 SMGA モデルによる計算地震動は、均質 SMGA モデルのそれに比べ 0.3Hz 以上の高周波数成分のレベルが高まっていることがわかる。

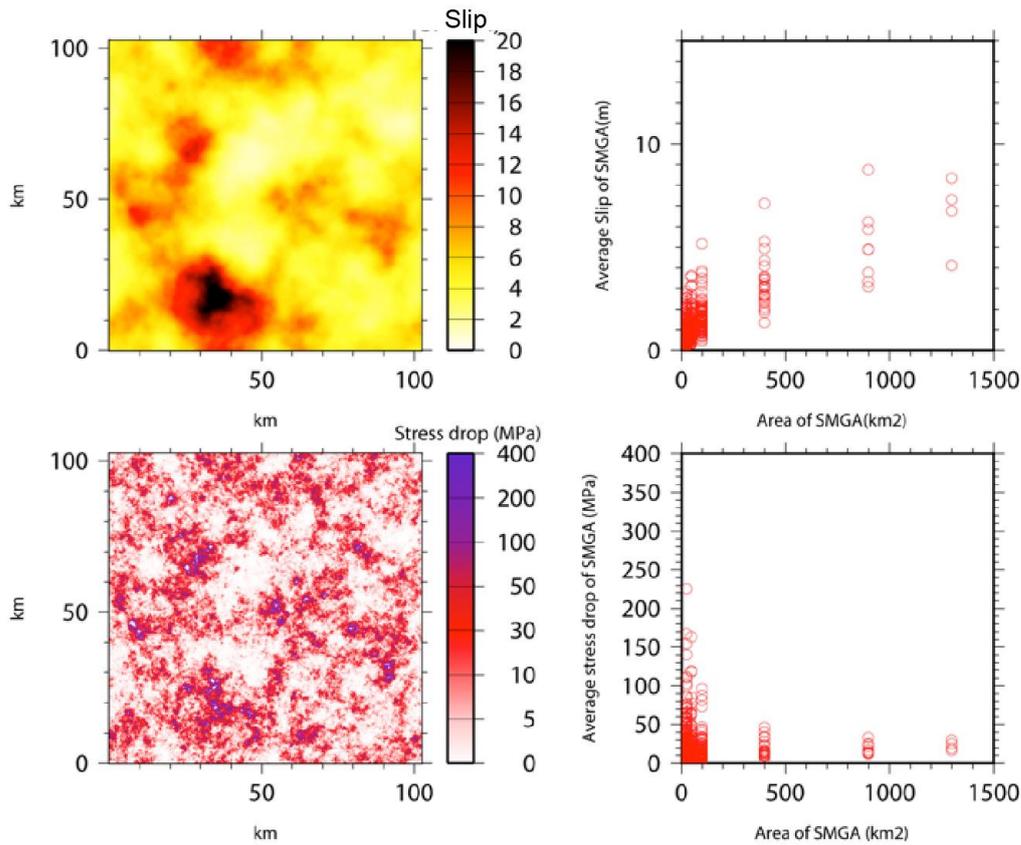


図 3-10-⑤-1 上左：不均質 SMGA 場のすべり量分布モデル (但し平均を約 5m とした場合)。上右：左図のすべり量分布の場で様々な大きさの SMGA が発生した場合の、SMGA の面積とすべり量の関係。但し、すべり量が SMGA 面積の  $1/2$  乗に比例する (=モーメントが SMGA 面積の  $3/2$  乗に比例する) と仮定し補正したもの。下左：不均質 SMGA 場の応力降下量分布モデル。下右：応力降下量分布モデルから再現された SMGA の面積と応力降下量の関係。

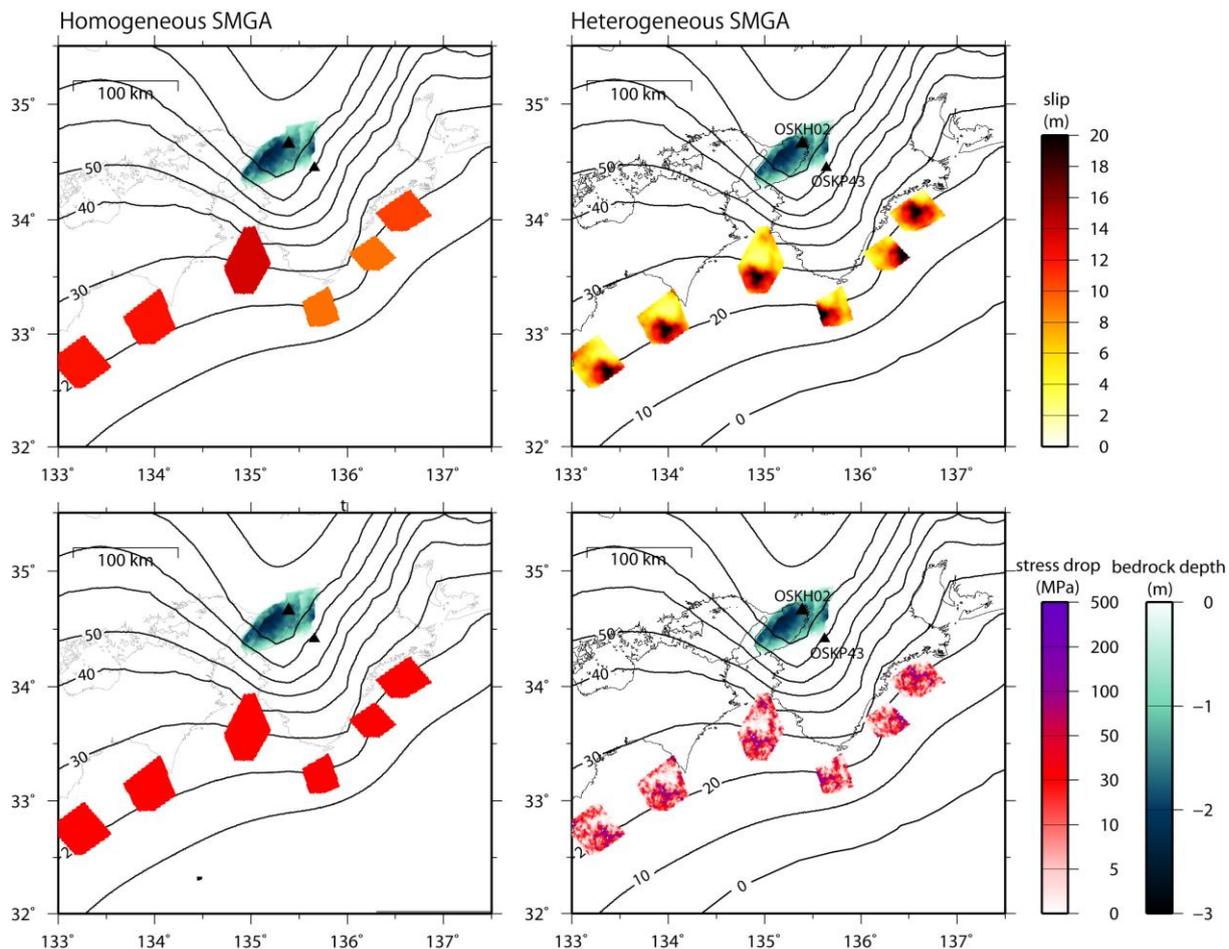


図 3-10-⑤-2 南海トラフ巨大地震 SMGA モデルのすべり量分布（上）と応力降下量分布（下）。左が内閣府 2015 モデルに沿った均質モデル。右が不均質 SMGA モデル。

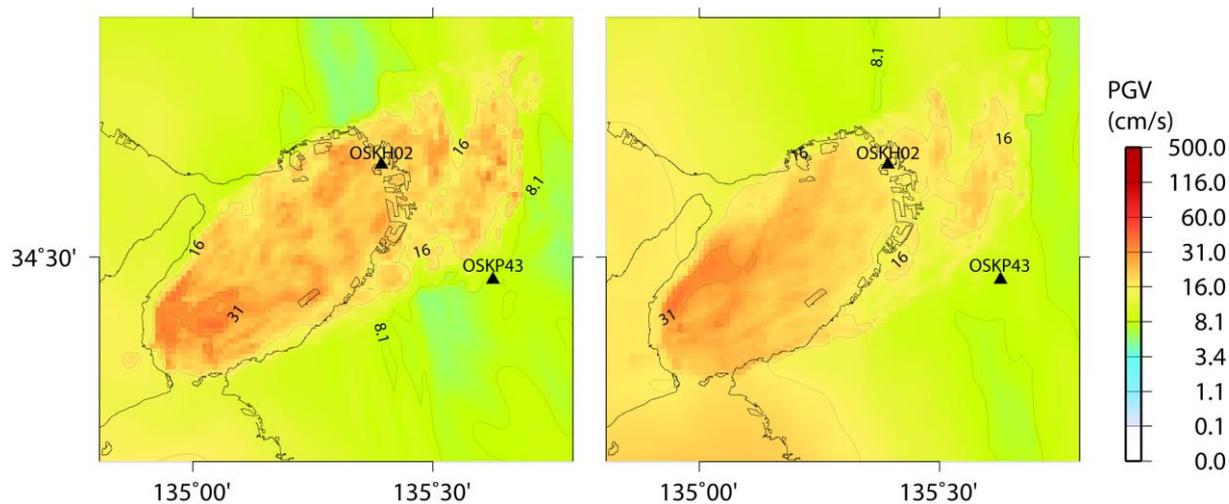


図 3-10-⑤-3 計算された予測地震動の最大速度分布。左は不均質 SMGA モデルによるもの、右は均質 SMGA モデルによるもの。

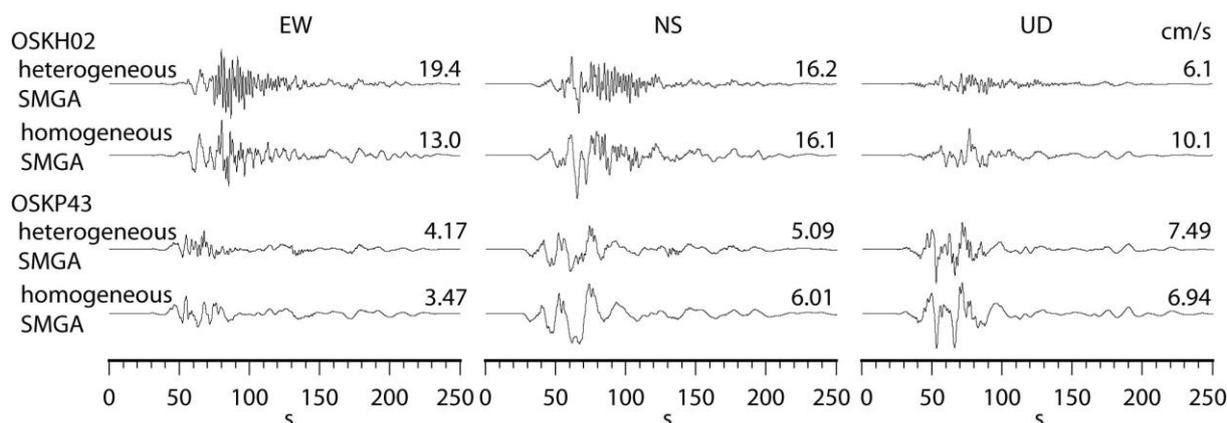


図3-10-⑤-4 均質及び不均質 SMGA モデルにより計算された、大阪湾岸部の此花 (KiK-net OSKH02 地点) と大阪盆地南縁の千早赤坂 (大阪府震度情報ネットワーク OSKP43 地点) における予測地震動 (速度)。

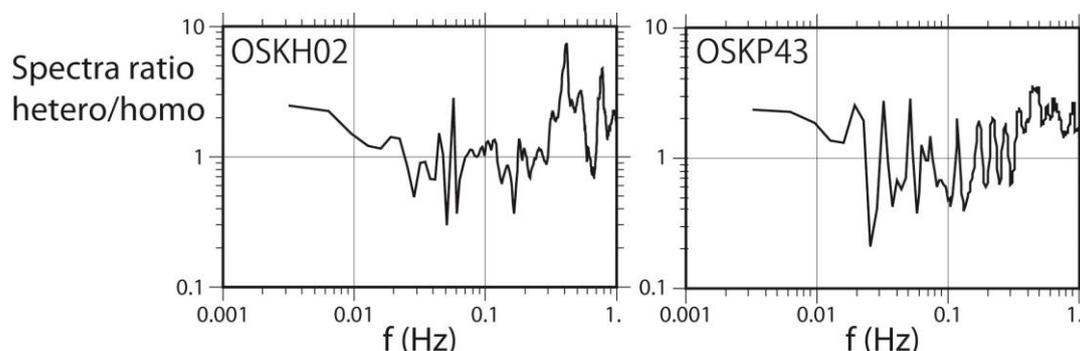


図3-10-⑤-5 均質及び不均質 SMGA モデルにより計算された、大阪湾岸部の此花 (KiK-net OSKH02 地点) と大阪盆地南縁の千早赤坂 (大阪府震度情報ネットワーク OSKP43 地点) における予測地震動のスペクトル比。

## 2) DONET 海底強震計データを用いた震源モデルの検討

1) 強震動予測のための巨大地震震源モデルの構築において、これまでに参照されてきたプレート境界地震の SMGA 震源モデルは、既往文献から収集されたものであり、強震動予測の対象周波数 (0.1~10 Hz) で解析された 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ものであった。これらのプレート境界地震は、東北地方から北海道にかけての日本海溝沿いで発生した地震であった。従来、南海トラフ域で同様の解析を行うことのできるプレート境界地震が発生していなかったためである。南海トラフの震源域上に位置する熊野海盆周辺海域では、国立研究開発法人防災科学技術研究所及び国立研究開発法人海洋研究開発機構 (JAMSTEC) によって地震・津波観測監視システム (DONET 1) が整備、運用されている。そのような状況下で、2016 年 4 月 1 日に熊野灘で  $M_{JMA}$  6.5 の低角逆断層型のプレート境界地震が発生

した「Wallace *et al.*, 2016」。この地震は、南海トラフで発生した M6 クラスのプレート境界地震として希有なものであることに加え、DONET 1 の全観測点において、この地震の強震動が観測された（図 3-10-⑤-6）。特に、震源に近い海底観測点では、陸域の観測点に比べ、極めて大きな地震動が観測された。陸上の観測点での観測最大震度は 4 であったのに対し、E ノードの KME20 では、震度 7 相当の強震動が記録された（図 3-10-⑤-7）。南海トラフでのプレート境界地震の震源特性を検討する上で、滅多に取得することのできない貴重な記録が得られたため、今年度は DONET 1 の観測記録を解析し、2016 年熊野灘の地震の SMGA 震源モデルを推定した。解析手法は、従来、東北日本のプレート境界地震に適用されてきた手法と同様に、経験的グリーン関数法（「Irikura, 1986」）によるフォワードモデリングを用いた（例えば、「Miyake *et al.*, 2003」）。「Asano and Iwata, 2012」は本手法により、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象に 4 つの SMGA を推定し、各 SMGA の震源パラメータを得ている。本業務においても、「Asano and Iwata, 2012」の手続きに従い、2016 年熊野灘の地震の SMGA のパラメータを強震波形モデリングに基づいて推定した。

観測記録は、DONET 1 の海底強震計、JAMSTEC 長期孔内観測システムの海底ボアホール強震計（KMDB 1）ならびに紀伊半島の広帯域地震観測網 F-net（KIS）及び京都大学防災研究所（SMK）の VSE-355G 3 強震計の記録を使用した（図 3-10-⑤-8）。破壊開始点（震源）位置は、「Wallace *et al.*, 2016」によって再決定された位置（33.34999・N, 136.4010・E, 11.37 km）に固定し、SMGA の長さ、ライズタイム、破壊伝播速度、SMGA 内の相対的な破壊開始位置を未知パラメータとして、グリッドサーチにより推定した。経験的グリーン関数として採用した小地震記録は、同日の 13 時 4 分に発生した  $M_{JMA} 3.2$  の余震記録である。グリッドサーチによる推定結果を図 3-10-⑤-9 に示す。最適解は、SMGA の長さ 4.5 km、面積 20.3 km<sup>2</sup>、ライズタイム 0.32 秒、破壊伝播速度 3.3 km/s であり、主として北に向かって、浅部から深部に破壊が進む破壊様式となった。図 3-10-⑤-10 に観測波形と合成波形の比較を示す。この図では、0.4~10 Hz の加速度、速度、変位波形を比較している。海域及び陸域の観測点について、推定された SMGA モデルに基づく合成波形は観測波形の特徴をよく説明している。

SMGA 面積と地震モーメントの関係について、2016 年熊野灘の地震と既往のプレート境界地震の結果を比較した図を図 3-10-⑤-11 に示す。東北日本で発生した既往のプレート境界地震（図中の黒丸）と異なり、2016 年熊野灘の地震（図中の黒星印）の SMGA 面積は、同規模の内陸地殻内地震のもの（図中の灰丸）に近いという結果が得られた。このことから、SMGA 面積の地震規模依存性に関して、南海トラフ沿いの地震と東北日本日本海溝沿いの地震では、異なる特徴を有していることが分かった。ただし、南海トラフでの解析事例はこの 1 例のみであるため、これが南海トラフにおける普遍的な性質と言えるかどうかについては、将来的にさらに事例を積み重ねることで検討を続けていかななくてはならない。また、本成果の利用に際しては、震源モデルの不確実性について注意をすべきである。

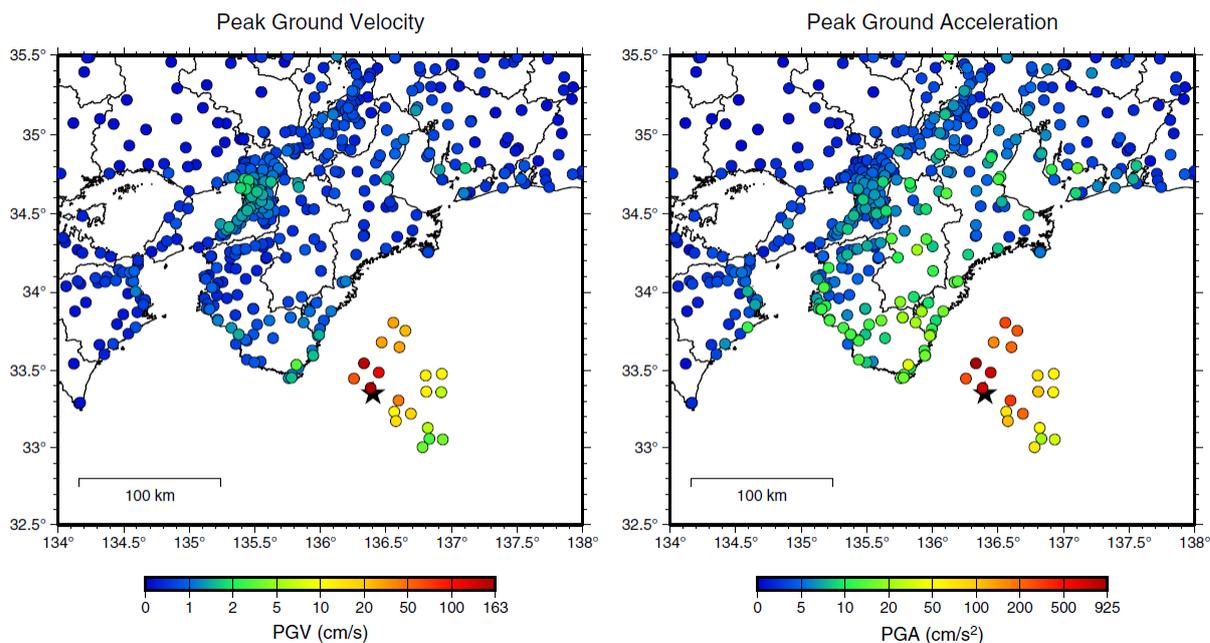


図 3-10-⑤-6 2016 年熊野灘の地震で観測された最大速度(左)及び最大加速度(右)の分布。DONET 1、K-NET、KiK-net、気象庁、滋賀県、大阪府、和歌山県、兵庫県、徳島県、京都大学防災研究所の強震記録を用いた。

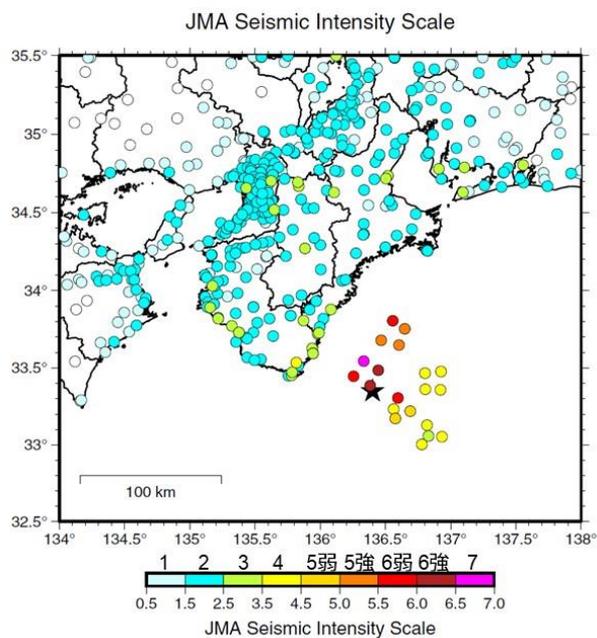


図 3-10-⑤-7 2016 年熊野灘の地震での計測震度相当値の分布。DONET 1、K-NET、KiK-net、気象庁、滋賀県、大阪府、和歌山県、兵庫県、徳島県、京都大学防災研究所の強震記録を用いた。

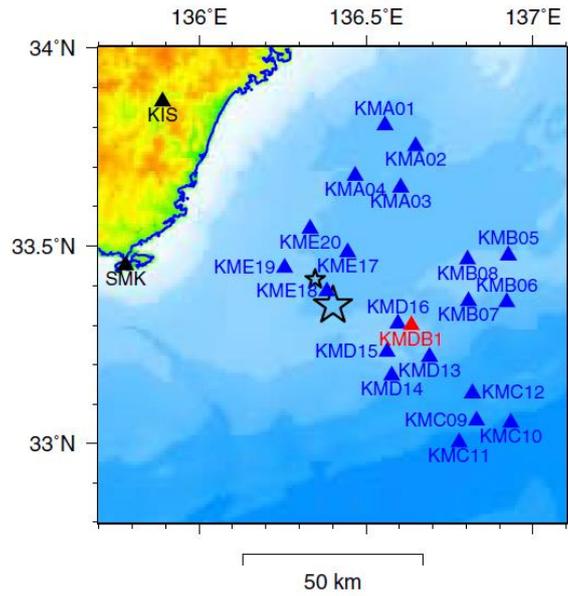


図 3-10-⑤-8 2016 年熊野灘の地震及び余震の震央 (☆印)、解析に使用した観測点 (▲印)。

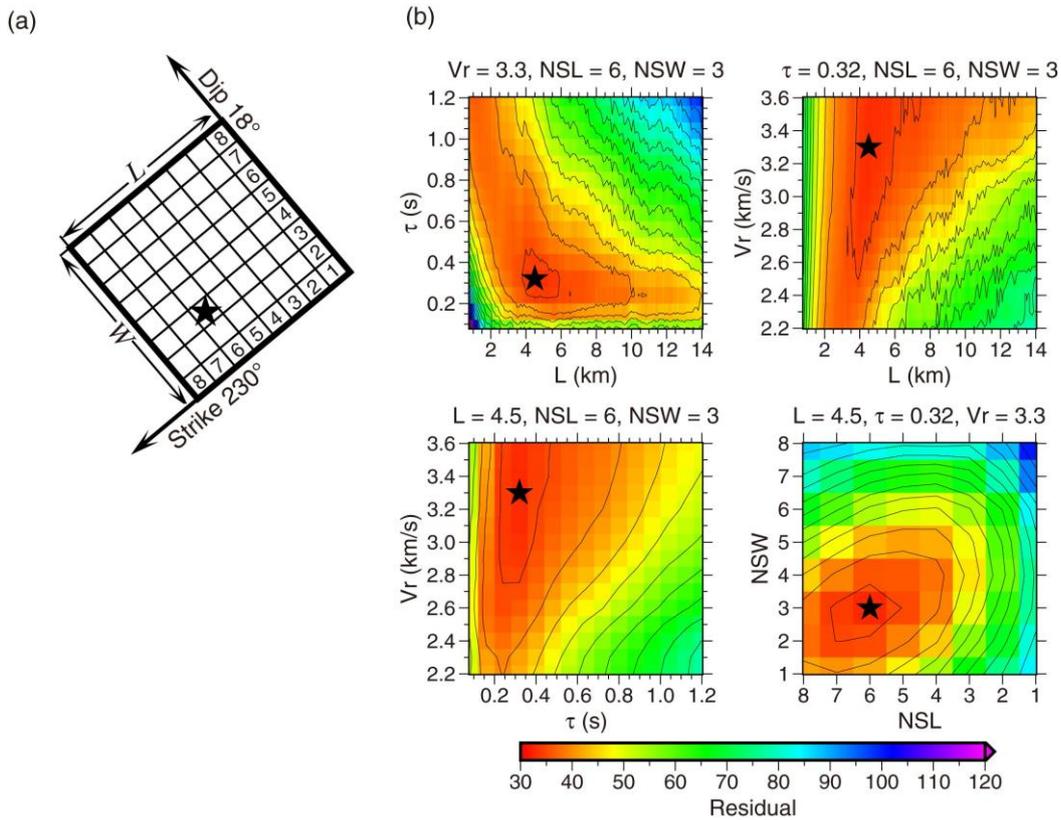


図 3-10-⑤-9 (a) 2016 年熊野灘の地震の震源モデルの概念図。(b) グリッドサーチによるモデルパラメータ空間上の残差分布。★印が最適解を表す。

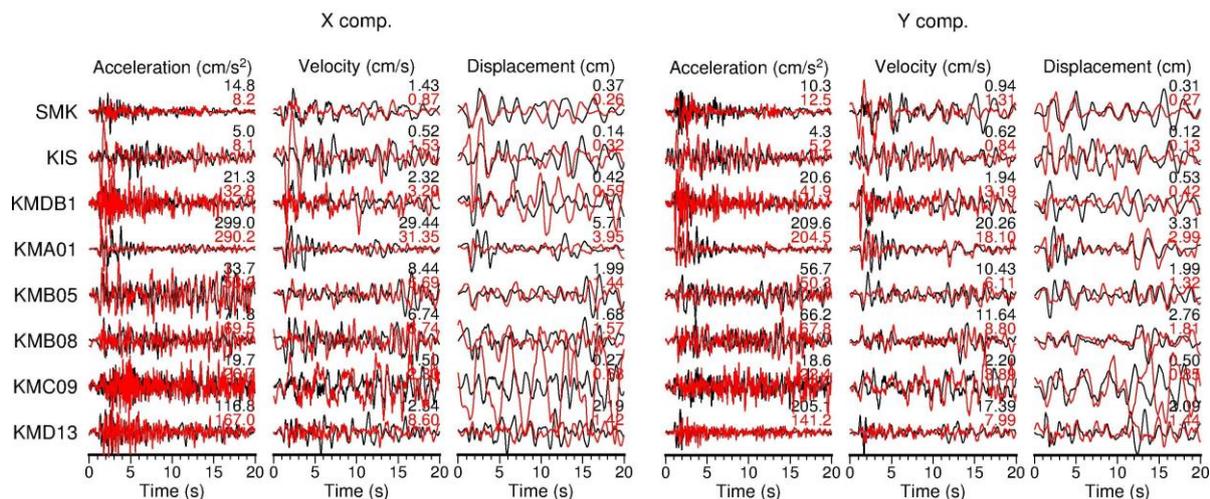


図 3-10-⑤-10 観測波形 (黒) 及び合成波形 (赤) の比較。周波数帯は 0.4~10 Hz。

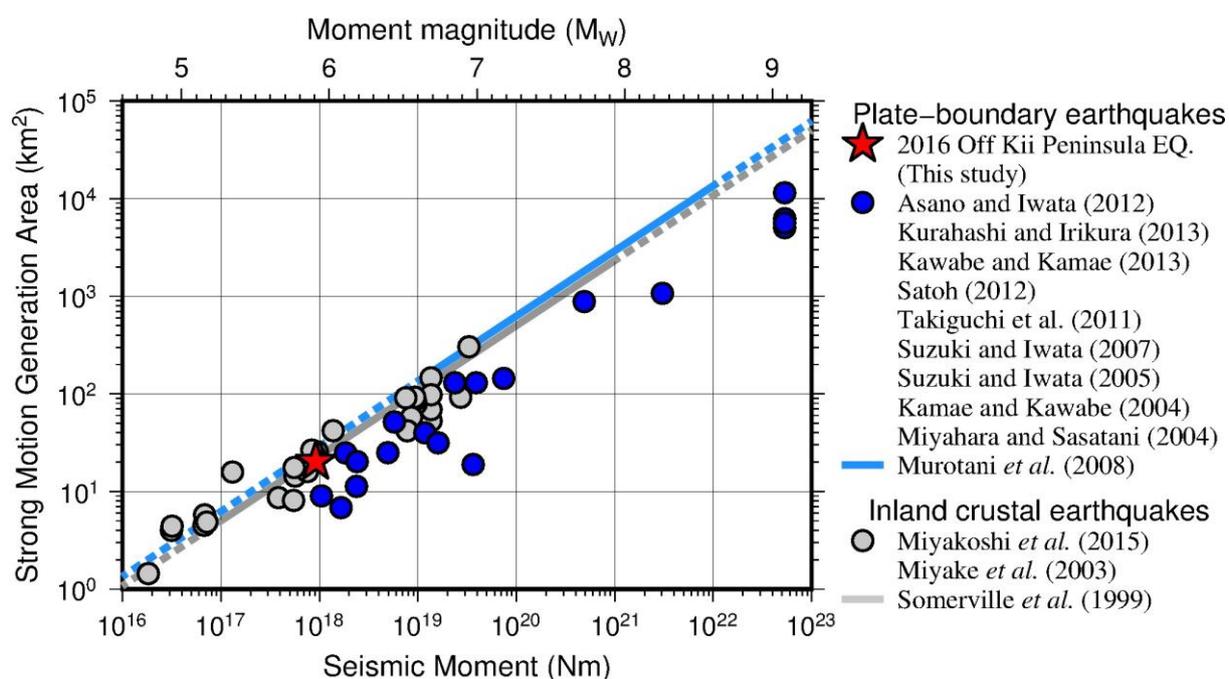


図 3-10-⑤-11 強震動生成域の面積と地震モーメントの関係。

(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 モデルを南海トラフ巨大地震の地震動予測に適用し、大阪盆地地域の地震動を計算した。均質 SMGA モデルによる計算波形との比較から、高周波数成分が増強されることがわかった。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。また、海域と陸域の強震記録を併用し、2016 年 4 月 1 日熊野灘の地震 ( $M_{JMA}$  6.5) の震源モデルを推定した。得られた震源モデルの SMGA 面積は、20.3 km<sup>2</sup> であり、同規模の内陸地殻内地震と同程度の面積であった。このことから、南海トラフのプレート境界地震は、東北日本のプレ

一ト境界地震とは異なる SMGA 面積－地震モーメントの関係を有している可能性が考えられる。

(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, 1111-1123, 2012.
- Irikura, K., Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function. Proc. of the 7th Japan Earthq. Eng. Symposium, Tokyo, Japan, 151-156, 1986.
- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura, Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 2531-2545, 2003.
- 中村洋光・宮武隆, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式. *地震* 2, 53, 1-9, 2000.
- Pitarka, A., 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68, 1999.
- Sekiguchi H, Asano K, Iwata T, Yoshimi M, Horikawa H, Saomoto H, Hayashida T (2016) Construction of 3D velocity structure model of Osaka sedimentary basin. In: Proceedings of the 5th international symposium for effects of surface geology on seismic motion, Taipei, 15-17 August, 2016
- 古村孝志, 3次元不均質場での波動伝播と強震動シミュレーション, A70, 日本地震学会講演予稿集, 2002年度秋季大会, 横浜, 2002.
- Wallace, L. M., E. Araki, D. Saffer, X. Wang, A. Roesner, A. Kopf, A. Nakanishi, W. Power, R. Kobayashi, C. Kinoshita, S. Toczko, T. Kimura, Y. Machida, and S. Carr, Near-field observations of an offshore Mw 6.0 earthquake from an integrated seafloor and subseafloor monitoring network at the Nankai trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, 121, 8338-8351, 2016.

⑥強震動・津波・地殻変動シミュレーションに基づく地震・津波ハザードの評価

(a) 業務の要約

南海トラフ巨大地震による長周期地震動評価の高度化のために、関東平野を対象として、震源モデルの多様性が長周期地震動の生成・伝播に与える影響と、これによる都心部での長周期地震動の推定の変動（バラツキ）の大きさを評価した。震源断層モデルの違いによる地震波の放射特性の変動に加えて、関東平野の3次元不均質構造による地震波の伝播・増幅特性の影響を加味し、都心における長周期地震動の生成と変動要件を総合的に検討した。2011年東北地方太平洋沖地震を含む、日本海溝沿いで起きる地震では、その震源メカニズムにより関東方向への表面波の放射が弱いこと、加えて、表面波の入射方向にあたる関東平野の北東側の緩やかな基盤構造は表面波の強い増幅を起こ

さないことが確認できた。一方、2004年新潟県中越地震や想定される南海トラフ地震のように、関東平野の北西～西側で起きる地震では、これらの地域の地震で特徴的な震源メカニズムによる地震波放射特性から関東平野への長周期地震動の入射が大きいこと、さらにこれらの地震では震源メカニズムが多少変動しても、平野の北西側に溝状に延びた基盤構造が表面波を捉え、都心へと表面波を誘導する効果により、いつも長周期地震動が大きくなることを確認した。

地震直後に東京大学地震研究所によって行われた1944年東南海地震( $M_{JMA}$  7.9)、1946年南海地震( $M_{JMA}$  8.0)、1945年三河地震( $M_{JMA}$  6.7)、1948年福井地震( $M_{JMA}$  7.1)の震度アンケート調査の結果を再検討することにより得られた高密度な震度分布から、これらの地震の不均質断層モデルを推定した。1944年東南海地震では熊野灘と遠州灘東部において地震波が強く放射された領域(以下、「アスペリティ」)を持つ不均質断層モデルが推定され、1946年南海地震では高知県沖と紀伊水道沖にアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。1945年三河地震については、震源付近から仮定した断層面の南東浅部にかけてアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。1948年福井地震については、震源付近の仮定した断層面の深部から南部の浅い領域にかけてのアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。本研究で推定された不均質断層モデルのアスペリティ分布と既往研究のそれとは良い一致を示し、高密度に得られたアンケート震度分布から、特に内陸地震に関して、その震源モデルを高い精度で得ることが可能であることが確認された。

三重県において、1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1944年昭和東南海地震に関する文献資料の調査と収集を行った。その結果、度会郡南伊勢町棚橋竈にいて宝永・安政・昭和の被害比較が可能であることが分かった。また、今年度の文献資料調査から、新たな津波高測定地点の候補が複数点確認された。三重県度会郡南伊勢町五ヶ所浦区、相賀区、奈屋浦区、河内区、古和浦区、棚橋竈区において、昭和東南海地震津波による津波高を測定した。その結果、旧南勢町(五ヶ所湾地域)で7地点、旧南島町で9地点の1944年東南海地震の津波高が得られた。そのうち5地点は遡上高である。五ヶ所浦区・古和浦区の浸水高は3m程度、奈屋浦区のそれは4m程度であった。

## (b) 業務の成果

### 1) 関東平野における長周期地震動生成の方位依存性評価

関東平野における長周期地震動の生成・増幅には、強い震源方位依存性がある。そして、東北の方位で発生する地震では、他の方位の地震と比較して長周期地震動の生成強度が弱いことが指摘されている(「古村, 2014」, 「Furumura, 2014」)。

こうした、長周期地震動生成の特徴的な方位変動を作り出す原因として、関東平野の3次元不均質構造における長周期地震動(表面波)の伝播・増幅特性に加え、震源から関東平野に向けての長周期の地震波(表面波)の放射指向性(Radiation pattern)が影響していると考えられる。2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震のように、東北日本で発生する内陸地震には、地殻の広域応力場を反映して北西-南東圧縮の逆断層の震源メカニズムを持つものが多く、これらの地震では震源から関東平野

方向に向けてSV波（Raleigh波）の放射が強い。一方、太平洋岸の地震でからは関東方向へのSV波の放射が弱いことが、長周期地震動生成の方位依存性を作る原因と考えられる。

そこで、2004年新潟県中越地震(M6.8; h=5 km)と2011年福島県浜通りの地震(M6.6, h=8 km)を対象に、震源メカニズム（断層の走向）を変えた地震波伝播シミュレーションを実施して、都心での長周期地震動の速度応答スペクトルの変動を調べた。計算には、全国1次地下構造モデル（JIVSM「Koketsu *et al.*, 2012」）を用い、都心における周期7秒前後の長周期地震動を3次元差分法シミュレーションに基づき評価した（図3-10-⑥-1）。震源断層は24 km×13 kmの矩形型とし、200×200個の点震源を断層面上に配置して周期1秒のパルス幅を持つ地震波を放射させることで、Mw6.8規模の地震断層運動をモデル化した。新潟県中越地震の逆断層型の震源メカニズムは防災科学技術研究所のF-net解（走向212度、傾斜角47度、すべり角90度）を採用した。また、福島県浜通りの地震のシミュレーションについても同様に、走向132度、傾斜角50度、すべり角-80度の正断層型の解を用いて計算を行った。

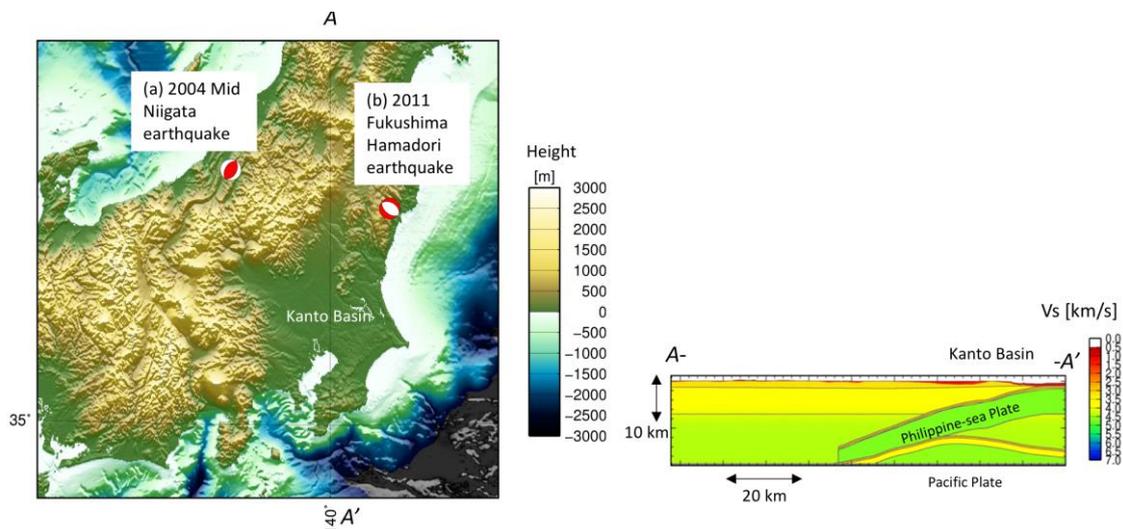


図3-10-⑥-1 3次元差分法に基づく長周期地震動の計算領域とその鉛直（A-A'）断面。2004年新潟県中越地震（M6.8; h=8 km）と2011年福島県浜通りの地震（M6.6, h=8 km）の震源メカニズム（防災科学技術研究所F-netによる）を示す。

図3-10-⑥-2に差分法シミュレーションから求められた、2つの地震の長周期地震動の伝播のスナップショット（地震発生から48秒と90秒後）を示す。計算された地震波形速度成分と観測波形の特徴（長周期地震動の卓越周期、継続時間、速度応答スペクトルレベルなど）が良く一致することを確認した。

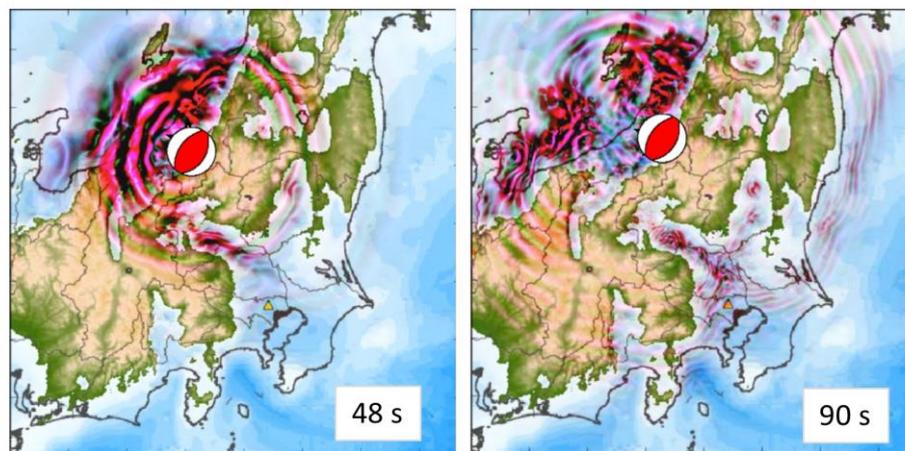
新潟県中越地震の震源断層から放射された地震波が関東平野に入射し、厚い堆積層で強く増幅され、都心に大振幅かつ長時間継続する揺れが作り出される様子が確認できる（図3-10-⑥-2(a)）。一方、福島県浜通りの地震（図3-10-⑥-2(b)）からは、関東方向に向け南東—北西方向への地震波の放射が強く、南南西方向の関東平野に向けての地震波放射が弱い。その結果が、新潟県中越地震と比べて、都心での長周期地

震動の強度が弱めていると判断できた。

次に、新潟県中越地震と福島県浜通りの地震について、それぞれ断層走向を 45 度ずつ回転させた 8 個の仮想震源モデルを用いて差分法シミュレーションを実施し、関東平野の中央に位置する川越地点（SIT009 観測点）での速度波形と速度応答スペクトルの変動を調査した。

新潟県中越地震では、実際の震源の断層走向を 180 度回転させた場合に関東平野内での長周期地震動のレベル（固有周期 7 秒での速度応答スペクトル値）が最も大きくなることが確認された。この断層走向は、関東平野方向への SV 波（又は Rayleigh 波）の放射強度が強い方向に対応する。逆に、断層走向を 45 度、又は 315 度回転させ、関東平野への SV 波の放射を弱くした場合には、関東平野での長周期地震動のレベルが 1/2 程度に小さくなることを確認した。

(a) 2004 Mid Niigata earthquake



(b) 2011 Fukushima Hamadori earthquake

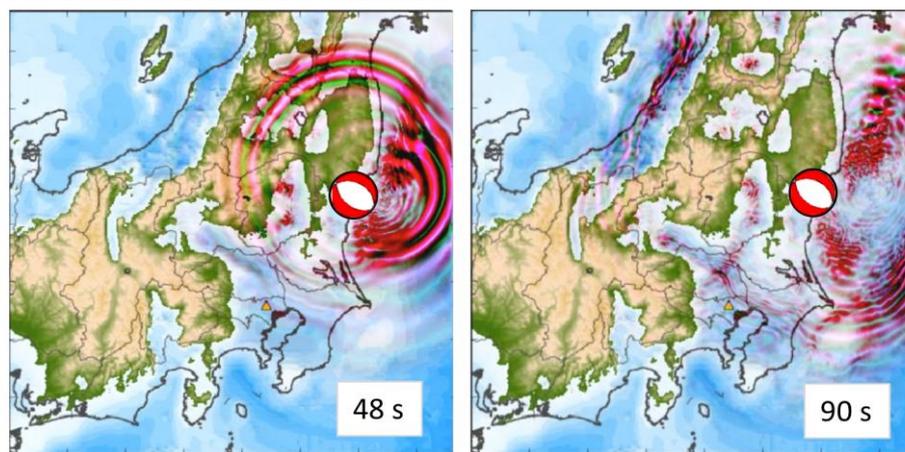


図 3-10-⑥-2 3次元差分法シミュレーションにより求められた、地震波動場のスナップショット。地震発生から 48 秒後と 90 秒後。赤は水平動、緑は上下動の揺れを表す。(a) 2004 年新潟県中越地震、(b) 2011 年福島県浜通りの地震。

それぞれの計算結果から得られた川越地点での速度応答スペクトルを比較すると、

断層メカニズム（走向）の回転と SV 波の放射パターンの変化に合わせて、都心の長周期地震動の速度応答スペクトル値が変動する際に、その挙動は連続的ではなく、ある走向を越えると応答レベルの大小が急激に変動し、速度レベルの大／小のグループに二極化することが分かった。地震波伝播のスナップショットを確認したところ、震源から放射された長周期の地震動は、関東平野の北西方向の（熊谷～高崎にかけての）の溝状の厚い (>3000 m) 堆積構造（低速度帯）に周囲の岩盤構造（高速度帯）から“吸い込まれる”ように集まり、強く増幅される特徴が確認できた（図 3-10-⑥-2 (a)）。そして、溝状構造による地震波の集中と増幅は、断層走向の変動により地震動の放射パターンが多少変動しても、いつも起きることが分かった。そして、断層走向の回転が大きくなり、溝状構造に対して長周期の地震動がほとんど放射されない状態になると初めて増幅が止まり、都心での長周期地震動レベルが急激に低下することが分かった。すなわち、この溝状構造に長周期の地震波が捉えられるか否かが都心の長周期地震動のレベルに大きく影響するものと考えられる。

### 2004 Mid Niigata earthquake

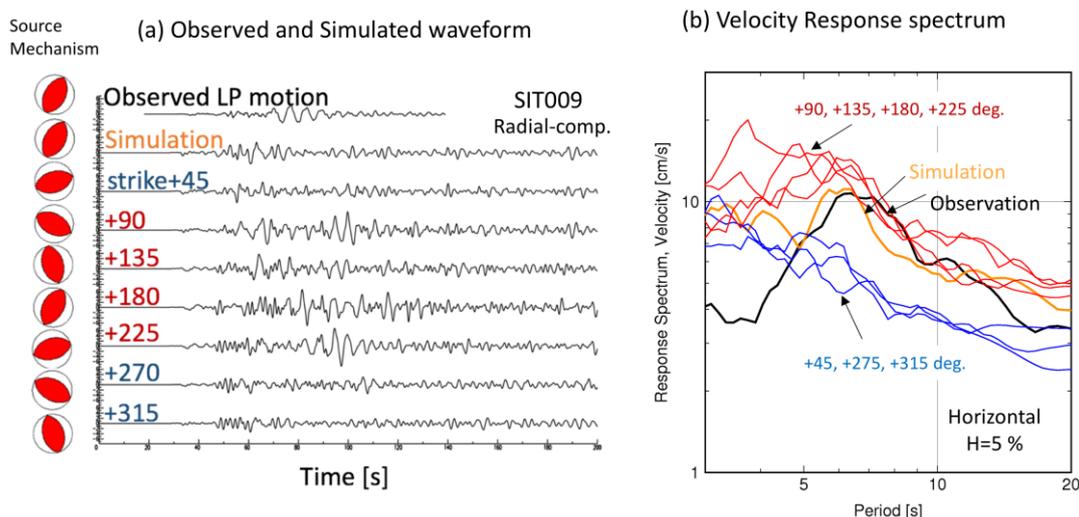


図 3-10-⑥-3 2004 年新潟県中越地震と、走向を回転させた仮想地震を用いた長周期地震動のシミュレーション結果。K-NET SIT009 観測点（川越地点）での速度波形 Radial 成分と速度応答スペクトル（水平動、減衰定数 = 5%）の比較。黒は観測波形、オレンジはシミュレーション波形を表す。赤と青は断層走向を回転させた場合のシミュレーション結果。青は長周期地震動が弱いグループ、赤は大きいグループを表す。

図 3-10-⑥-4 に、2011 年福島県浜通りの地震の断層メカニズムを回転させた、仮想地震のシミュレーション結果を示し、観測との速度波形及び速度応答スペクトルと比較する。この地震では関東平野への SV 波（Rayleigh 波）の放射が弱く、断層走向を回転させた 8 つの仮想震源の計算結果と比較しても、その中の最も小さいものに相当することが確認できた。この地震において、都心で観測された長周期地震動の速度応答レベルは、断層走向を 90 度回転させた仮想震源による計算結果の数分の 1 程度となった。そして、長周期地震動の速度応答レベルは、断層走向を 225 度回転させ場合

に、最も大きくなり、観測の 1.5 倍程度となることも確認した。

福島県浜通りの地震の断層走向の変動と都心での長周期地震動レベルの変動のリンクは、先に述べた新潟県中越地震のものと異なることもわかった。この地震では、断層走向の変化とともに都心での長周期地震動のレベルは直接的に変動し、震源からの地震波の放射強度にそのまま反映していることが考えられる。これは、関東平野の北東側からの地震波の入射において、先に述べたような局所的な構造異常（溝状の堆積層構造）がなく、平野中央に向けて基盤が緩やかに深くなるシンプルな構造であることで、長周期の地震動がそのまま都心へと伝わるためと説明づけられる。

### 2011 Fukushima Hamadori earthquake

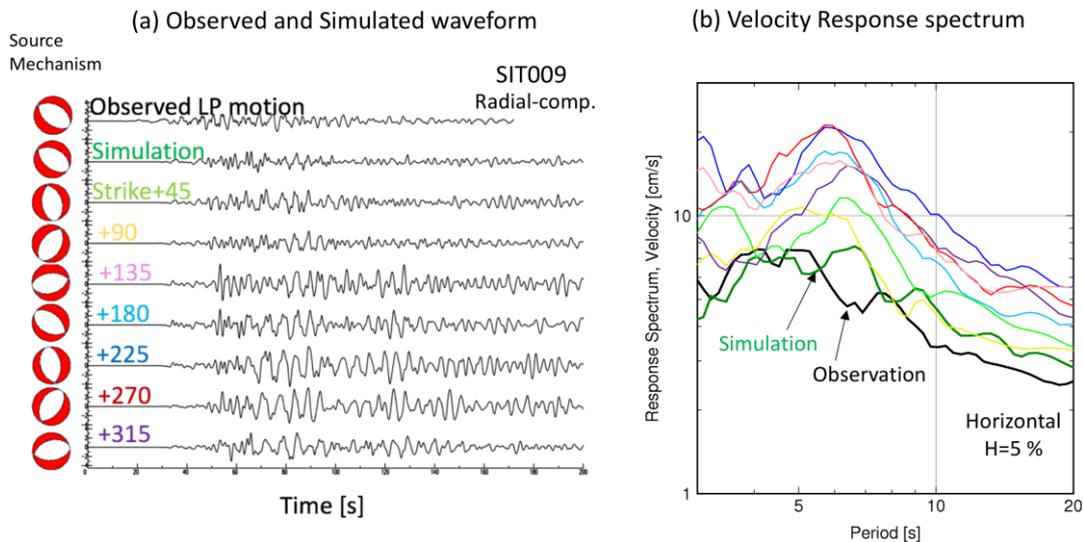


図 3-10-⑥-4 2011 年福島県浜通りの地震と、走向を回転させた仮想地震を用いた長周期地震動のシミュレーション結果。K-NET SIT009 観測点（川越地点）での速度波形 Radial 成分と速度応答スペクトル（水平動、減衰定数 = 5 %）の比較。黒は観測波形、緑はシミュレーション波形を表す。その他は、断層走向を回転させた場合のシミュレーション結果を表す。

### 2) アンケート震度調査に基づく過去地震の震源モデル推定

平成 28 年度までに、地震直後に東京大学地震研究所によって行われた 1944 年東南海地震 ( $M_{JMA}$  7.9)、1946 年南海地震 ( $M_{JMA}$  8.0)、1945 年三河地震 ( $M_{JMA}$  6.7)、1948 年福井地震 ( $M_{JMA}$  7.1) の震度アンケート調査の結果の再検討を行った結果、中央气象台（気象庁）によって発表されている震度分よりも高密度の震度分布が得られた。図 3-10-⑥-5 ~ 図 3-10-⑥-8 は、1944 年東南海地震、1946 年南海地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震のアンケート震度分布を示す。図 3-10-⑥-5 の 1944 年東南海地震のアンケート震度については、濃尾平野や諏訪盆地内において高密度なアンケート震度を得ることができたが、アンケート回収の密度にムラがあったために、気象庁の震度分布と統合している。図 3-10-⑥-6 の 1946 年南海地震については、「中央气象台、1953」によって報告されている震度が 585 点であるのに対して、1011 点の非常に高密

度なアンケート震度データを得ることができた。さらに、図 3-10-⑥-7、図 3-10-⑥-8 に示すように、三河地震と福井地震についても、気象庁の震度分布がほとんど報告されていない震源域周辺において高密度に得られ、これらの地震の断層モデルの精度の高い明確化に利用できることが期待できる。

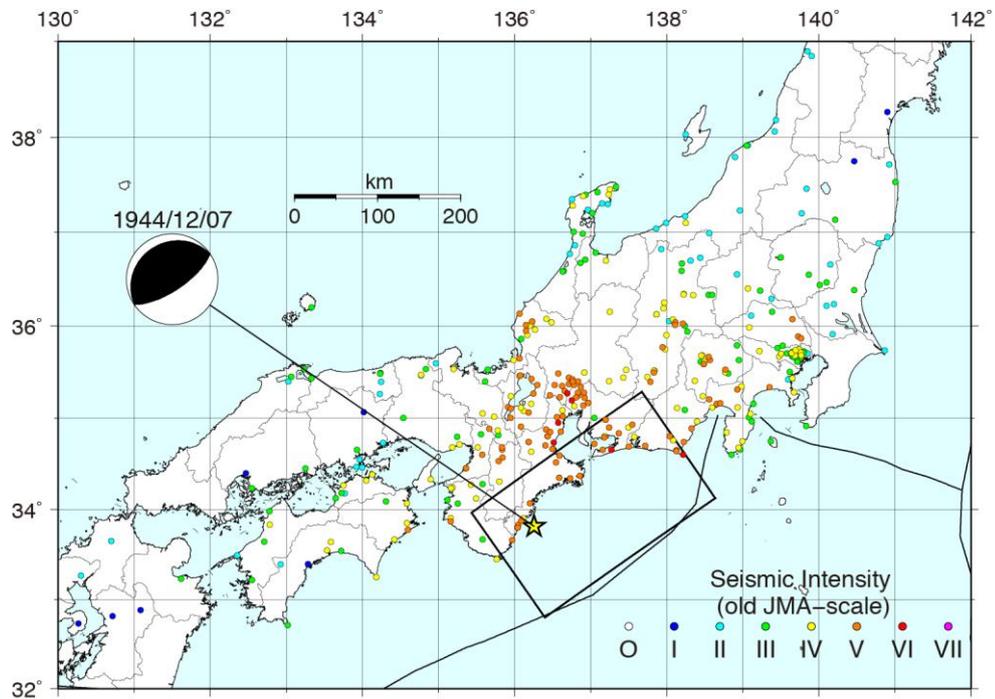


図 3-10-⑥-5 1944 年東南海地震のアンケート震度分布と「中央気象台，1951」による震度分布 (370 点)。星印と矩形は、それぞれ本震の震央と仮定した断層面を示す。

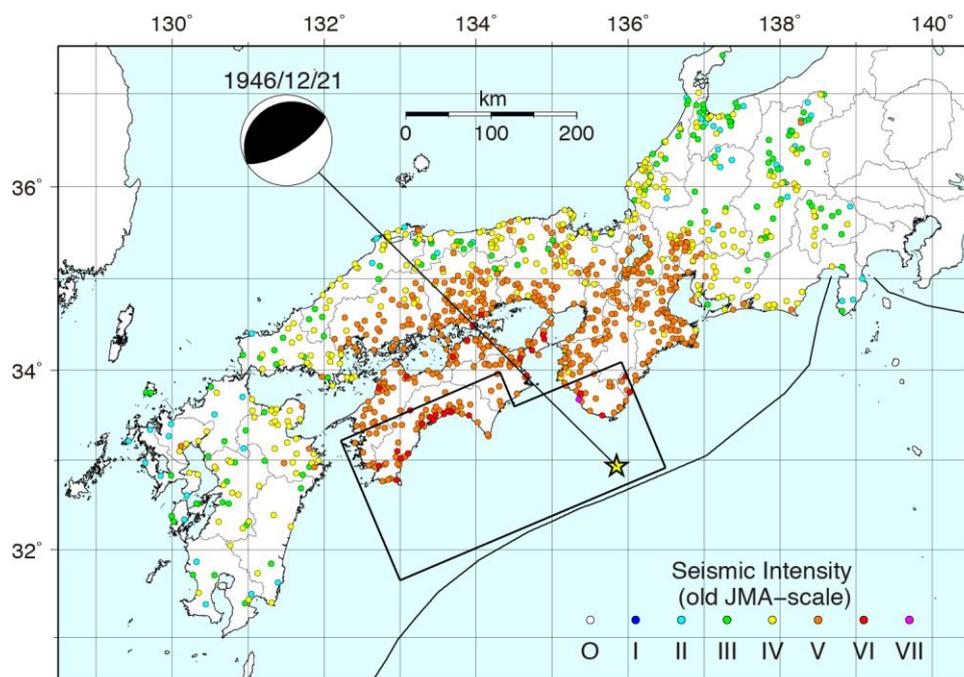


図 3-10-⑥-6 1946 年南海地震のアンケート震度分布 (1011 点)。星印と矩形は、そ

それぞれ本震の震央と仮定した断層面を示す。

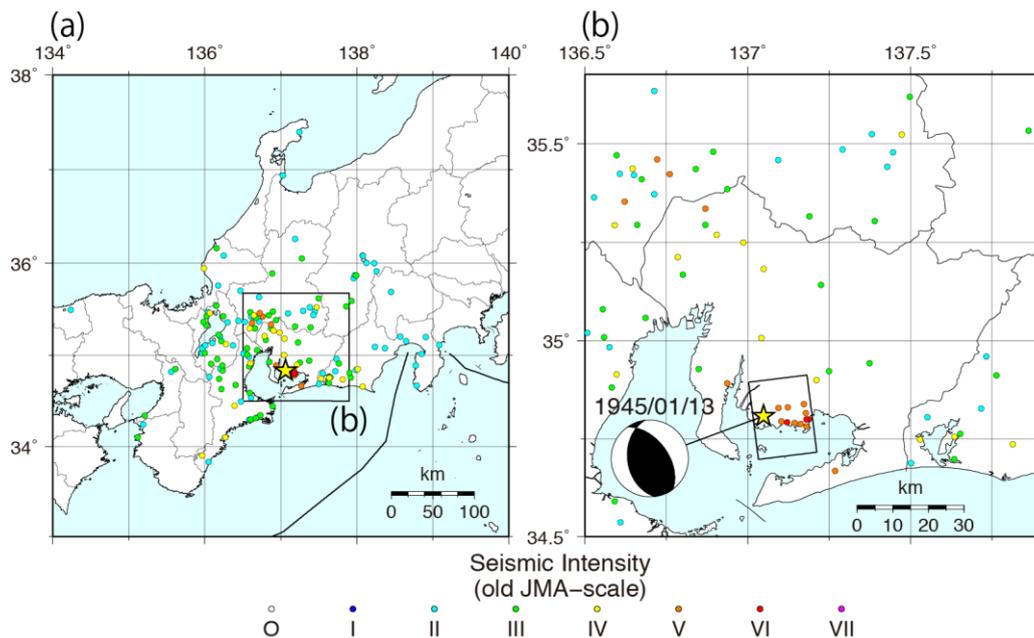


図 3-10-⑥-7 1945 年三河地震のアンケート震度分布（149 点）。星印と矩形は、それぞれ本震の震央と仮定した断層面を示す。

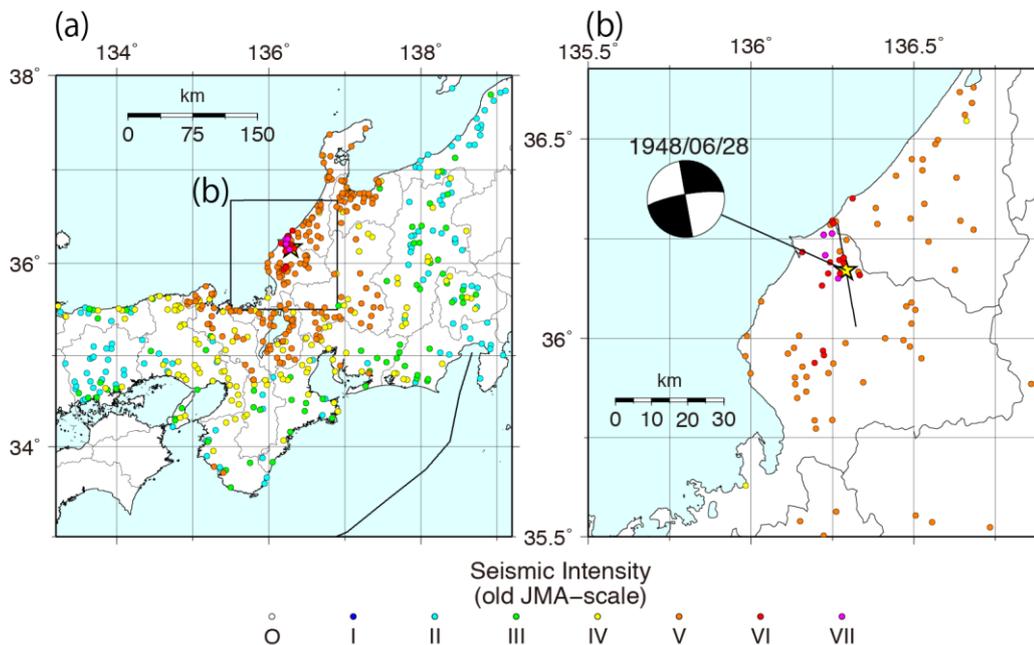


図 3-10-⑥-8 1948 年福井地震のアンケート震度分布（545 点）。星印と直線は、それぞれ本震の震央と仮定した断層面の上端を示す。

本年度では、1944 年東南海地震、1946 年南海地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震について、前年度までに得られたアンケート震度分布を用いてこれらの地震の震源モデルの明確化、すなわち、これらの地震の不均質断層モデルを推定した。不均質

の推定には、「司・翠川，1999」による地震動の最大速度と最大加速度の距離減衰式を用いた。この距離減衰式では、等価震源距離を考えることにより、断層面上の不均質を考慮した地震に対する地震動の最大速度と最大加速度を評価することができる。したがって、「神田・武村，2003」、「神田・武村，2004」で行われたように、震度分布から等価震源距離を計算する際に用いる断層面の不均質を逆に推定するという方法をとった。

具体的には、以下の手続きで震度の計算を行った。まず、「司・翠川，1999」の距離減衰式をもちいて、S波速度 600m/s の硬質地盤における地震動の最大速度を計算する。次に、「松岡・翠川，1994」による表層地盤の速度増幅度算定式を用いて、S波速度 600m/s の硬質地盤から S波速度 400m/s に相当する工学的基盤における地震動の最大速度を計算する。そして、地表における地震動の最大速度を J-SHIS (Japan Seismic Hazard Information Station) の表層地盤データを用いて計算し、これから「藤本・翠川，2005」の式を用いて震度を計算した。1945 年三河地震と 1948 年福井地震による震度の計算に際して、断層破壊伝播による地震波の指向性 (Directivity) と地震波の放射指向性 (Radiation pattern) による効果を、「香川，2009」による評価式を用いて考慮した。なお、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震については、「香川，2009」の評価式の適応外であるために、これらの効果を考慮しなかった。

本研究で考慮した Directivity と Radiation pattern の「香川，2009」による評価式には断層の不均質が考慮されているので、不均質断層モデルの推定には、「神田・武村，2003」、「神田・武村，2004」が行ったような線形インバージョンによって求めることができない。したがって、本研究では、モンテカルロ法を用いて不均質断層モデルを推定した。具体的には、仮定した断層面上を複数の小断層に分け、それぞれの小断層に、断層面全体での総和が 1.0 になるように 0.0~1.0 の重みを乱数で与えた不均質断層モデルを 100,000 通り仮定し、その中から、計算された震度とアンケート震度との残差の二乗和が最小になるような不均質断層モデルを最適なモデルとして採用した。なお、1945 年三河地震と 1948 年福井地震については、「武村，1990」の式を用いて、気象庁マグニチュード ( $M_{JMA}$ ) からモーメント・マグニチュード ( $M_W$ ) を求めた。1944 年東南海地震と 1946 年南海地震に関しては、複数の  $M_W$  を仮定して不均質断層モデルを計算し、計算震度とアンケート震度との残差が最小になるような  $M_W$  を求めた。

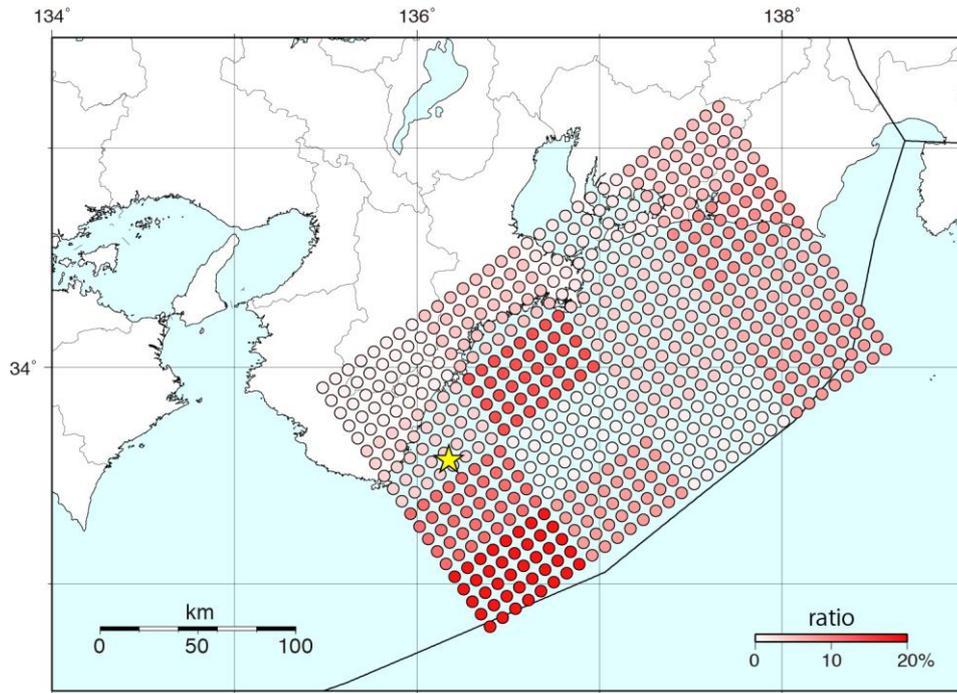


図 3-10-⑥-9 推定された 1944 年東南海地震の不均質断層モデル。色の濃さは地震波放射強度を示す。

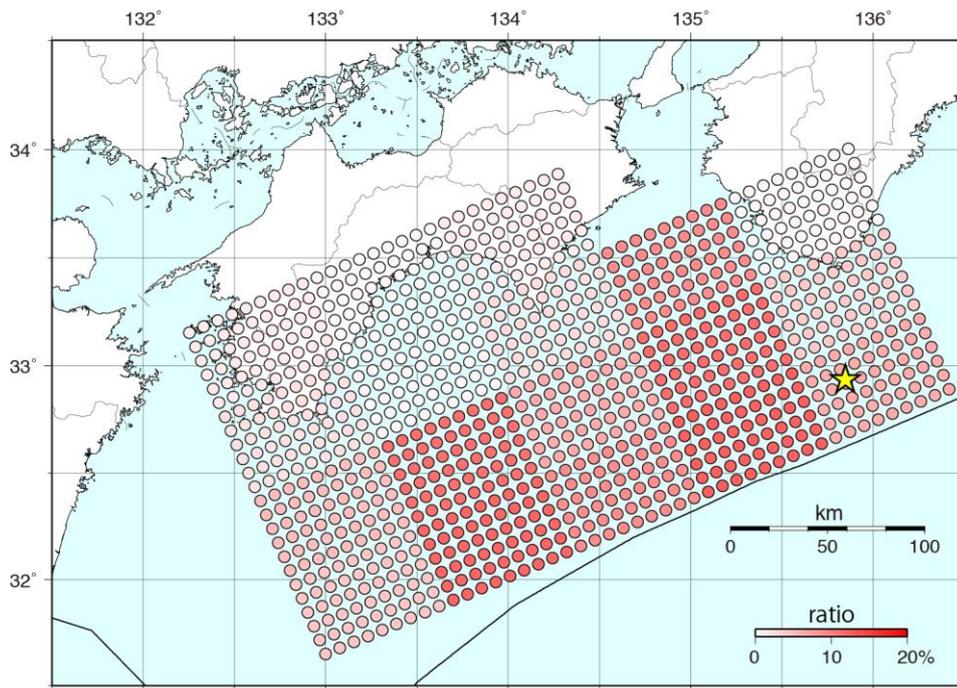


図 3-10-⑥-10 推定された 1946 年南海地震の不均質断層モデル。色の濃さは地震波放射強度を示す。

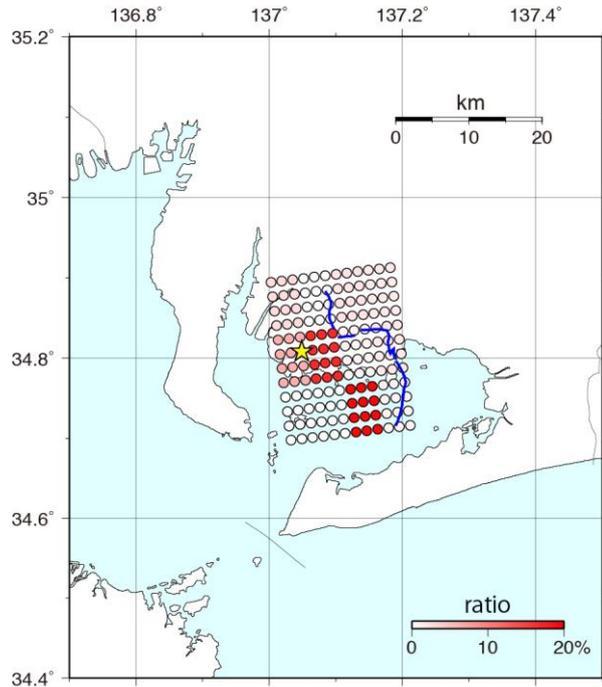


図 3-10-⑥-11 推定された 1945 年三河地震の不均質断層モデル。色の濃さは地震波放射強度を示す。青線は地表地震断層の地表トレース。

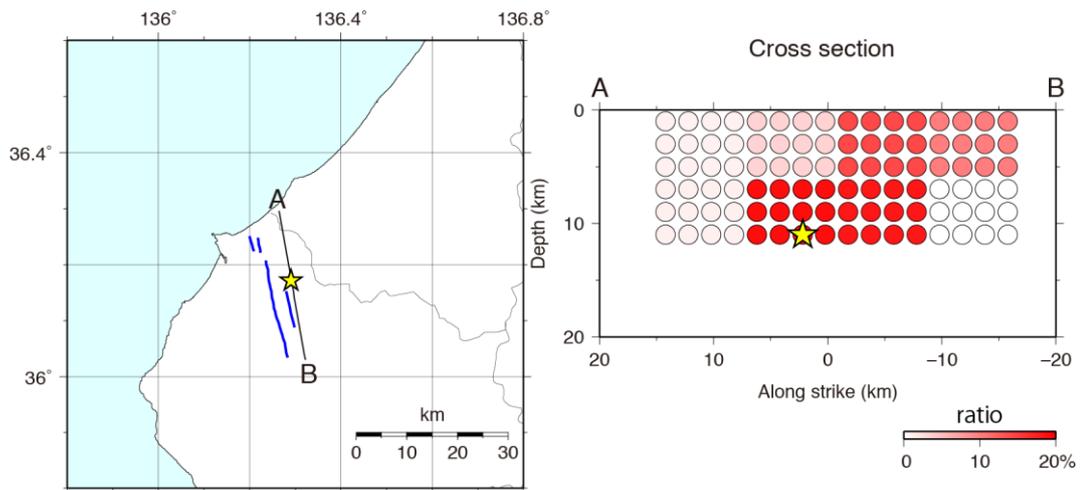


図 3-10-⑥-12 推定された 1948 年福井地震の不均質断層モデル。色の濃さは地震波放射強度を示す。青線は活断層の地表トレース。

図 3-10-⑥-9～図 3-10-⑥-12 に、本研究で推定された 1944 年東南海地震、1946 年南海地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震の不均質断層モデルを示す。さらに、図 3-10-⑥-13～図 3-10-⑥-16 は、本研究で推定された 1944 年東南海地震、1946 年南海地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震の不均質断層モデルから計算された震度分布である。1944 年東南海地震については、熊野灘と遠州灘東部において地震波が強く放射された領域（以下、「アスペリティ」）を持つ不均質断層モデルが推定された（図 3-10-⑥-9）。本研究によって推定された 2 つのアスペリティは、「神田・武村, 2003」

によって推定されたそれらと近い位置に分布している。推定された 1944 年東南海地震の不均質断層モデルから計算された震度分布（図 3-10-⑥-13）について、特に震度 V の分布についてはアンケート震度の分布（図 3-10-⑥-8）と比較的良好な対応を示していることが分かる。1946 年南海地震については、高知県沖と紀伊水道沖にアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された（図 3-10-⑥-10）。これらのアスペリティ分布は、「神田・武村，2003」によって気象庁震度震度のインバージョンによって求められた短周期地震波発生域とほぼ同じ位置に推定されていることが分かった。推定された 1946 年南海地震の不均質断層モデルから計算された震度分布（図 3-10-⑥-14）について、計算された震度 V の分布範囲は、震度 V のアンケート震度分布（図 3-10-⑥-6）と比べて小さくなっている。一方、計算された震度 IV の範囲は、アンケート震度 IV の範囲と比べて広く分布している。1945 年三河地震については、震源付近から仮定した断層面の南東浅部にかけてアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された（図 3-10-⑥-11）。そして、推定されたアスペリティと「山中，2004」によって近地地震波から推定された大すべり域が比較的近い位置にあることが分かった。推定された 1945 年三河地震の不均質断層モデルから計算された震度分布（図 3-10-⑥-15）について、計算された震度 V の分布範囲は、震度 V のアンケート震度分布（図 3-10-⑥-6）と比べてやや広く分布している。1948 年福井地震については、震源付近の仮定した断層面の深部から南部の浅い領域にかけてのアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された（図 3-10-⑥-12）。このアスペリティの位置と「菊地・他，1999」による地震波インバージョンによって推定されたアスペリティの位置は、ほぼ一致することが分かった。推定された 1948 年福井地震の不均質断層モデルから計算された震度分布（図 3-10-⑥-15）について、計算された震度 V の分布範囲は、震度 V のアンケート震度分布（図 3-10-⑥-6）の範囲と比べて小さい。したがって、高密度に得られたアンケート震度分布から、特に内陸地震に関して、その震源モデルを高い精度で明確化することが可能であることが分かった。

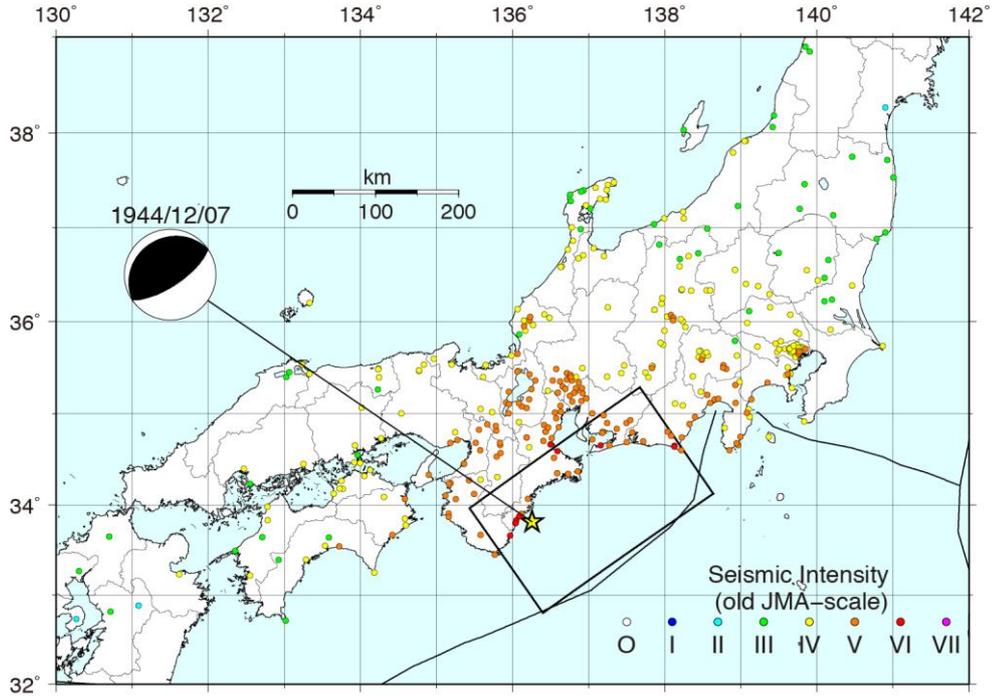


図 3-10-⑥-13 推定された 1944 年東南海地震の不均質断層モデルから計算された震度分布 (370 点)。図中の記号は図 3-10-⑥-5 と同じ。

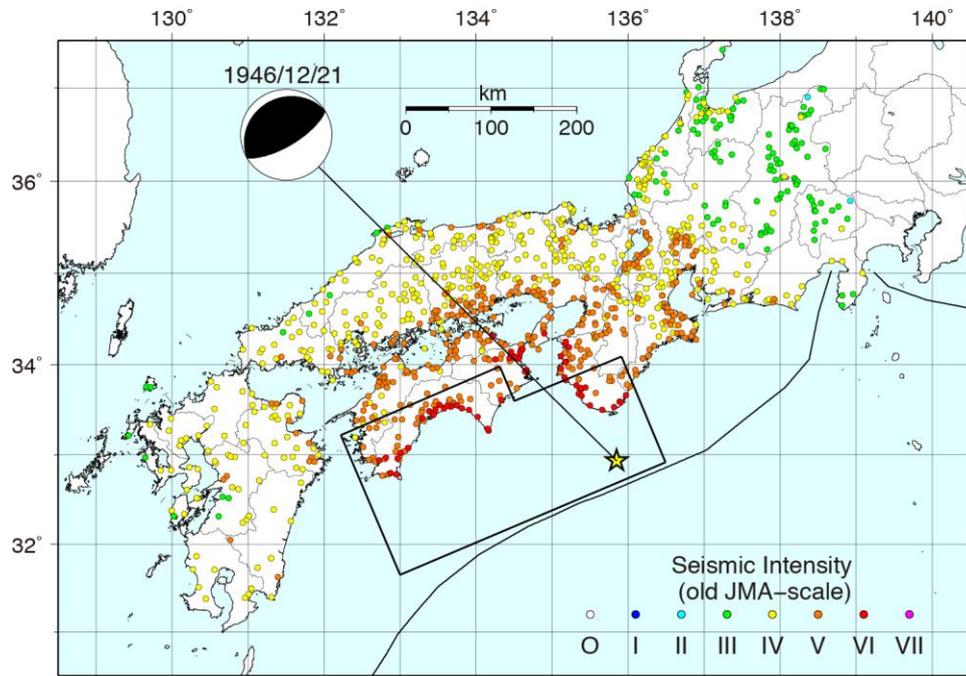


図 3-10-⑥-14 推定された 1946 年南海地震の不均質断層モデルから計算された震度分布 (1011 点)。図中の記号は図 3-10-⑥-6 と同じ。

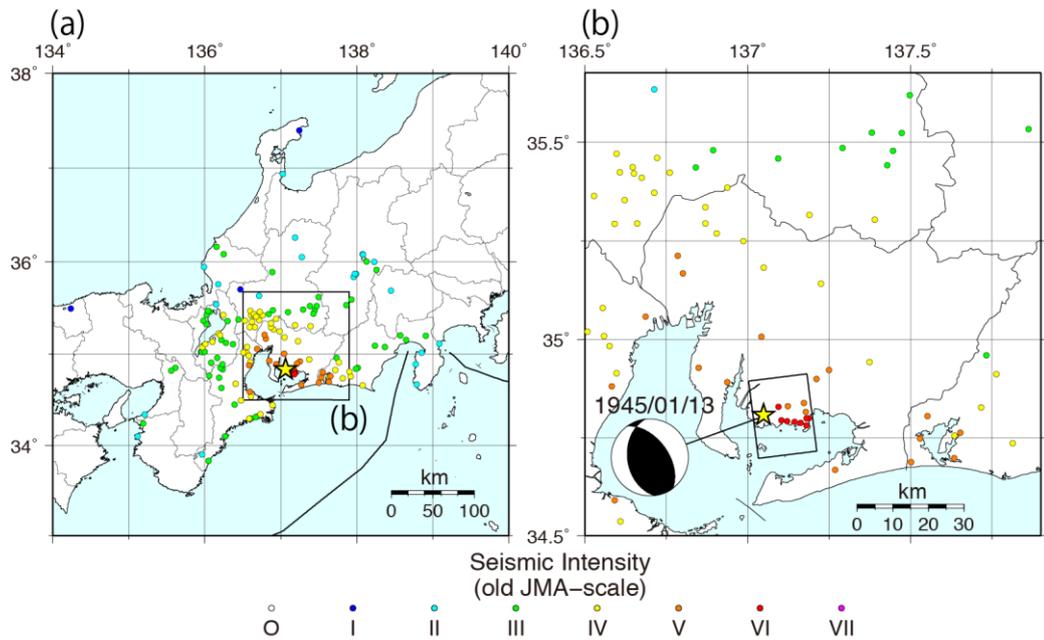


図 3-10-⑥-15 推定された 1945 年三河地震の不均質断層モデルから計算された震度分布 (149 点)。図中の記号は図 3-10-⑥-7 と同じ。

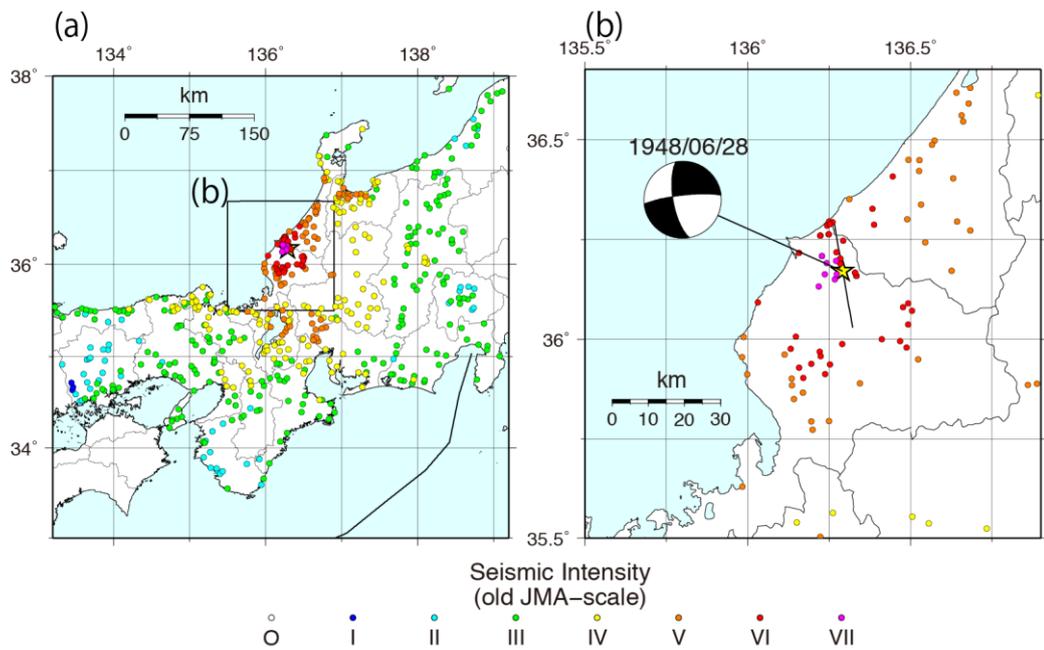


図 3-10-⑥-16 推定された 1948 年福井地震の不均質断層モデルから計算された震度分布 (545 点)。図中の記号は図 3-10-⑥-8 と同じ。

三重県において、1707 年宝永地震、1854 年安政東海地震、1944 年昭和東南海地震に関する文献資料の調査と収集を行った。三重県南伊勢町棚橋竈地区においては、1944 年東南海地震当時の同地区における住民の動向についての詳細な記録『棚橋竈の東南海津波記』を確認し、複写収集した。地震発生 の 43 年後に作成されたものであるが、被災者に直接取材して作成されており、その詳細さも含め非常に貴重な文献である。

また、1707年宝永地震による同地区における被害状況を記録した『宝永四年十月四日ニ大地震津浪上り候時地下中人数覚帳』を確認し、複写収集した。この史料は戸別に人的被害をまとめたもので、被害状況を復元する上で有効な史料が少ない宝永津波にあって当史料は貴重であり、また棚橋竈における宝永・安政・昭和の地震被害の比較が可能であることが分かった。また、今年度の文献資料調査から、新たな津波高測定地点の候補が複数点確認された。

三重県度会郡南伊勢町五ヶ所浦区、相賀区、奈屋浦区、河内区、古和浦区、棚橋竈区において、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。測定には、おもに当該地区住民の聞き取り調査結果を使用した。1944年東南海地震発生から70年以上経っているが、当該地域には地震経験者が多数住居しており、聞き取り調査結果であるが比較的信頼性の高い浸水高・遡上高が得られた。また、五ヶ所浦区の山本家、河内区に加藤家では、1944年東南海地震による津波痕跡を確認し、浸水高を計測した。測定にはレーザー距離計 TruPulse360 を用い、2500分の1地形図記載の標高点を基準として行った。浸水高は「行谷・都司，2005」を参考にして推定した。本年度の津波高測定の結果、旧南勢町（五ヶ所湾地域）で7地点、旧南島町で9地点の1944年東南海地震の津波高が得られた。そのうち5地点は遡上高である。五ヶ所浦区および古和浦区の浸水高は、3m程度であった。奈屋浦区では4m程度となった。

#### (c) 結論ならびに今後の課題

関東平野における長周期地震動の生成強度の方位変動には、日本の各地の応力場に反映した地域毎の地震の震源メカニズムに対応した地震波（表面波）放射パターンと、関東平野の方位との関係に加え、関東平野に入射した長周期地震動（表面波）の増幅特性に方位性が、の二つの影響が大きいと結論づけられた。

新潟県中越地震のように、関東平野の北西方向で起きる地震では、関東平野への長周期の地震動の放射が強く、さらに平野の北東部の溝状の堆積層構造に地震波が捉えられることで都心に振幅が大きく継続時間の長い長周期地震動が生成することがわかった。他方、福島県浜通りの地震のように、関東平野の北東方向の地震の断層メカニズムでは、関東方向への長周期地震動の放射が弱いことが考えられ、またこの地震波の入射方位の基盤構造の変化が緩やかであるために、地震波の放射パターンの強度が直接関東平野の長周期地震動の変動を規定することがわかった。

2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）では、その地震規模に対して長周期地震動のレベルは比較的弱く、震源距離がほぼ等しい1994年東南海地震（M7.9）の際の都心の長周期地震動のレベルと同程度であった（すなわち、M9.0という地震の規模に対して小さかった）ことが指摘されている（「古村，2014」、「Furumura，2014」）。東北地方太平洋沖地震のメカニズムは、本研究で検討した福島県浜通りの地震の走向を45～90度程度回転させたものに相当し、関東方向への長周期地震動の放射は比較的弱かったことが考えられる。

一方、1944年東南海地震（Mw 7.9）や2004年紀伊半島南東沖地震（Mw 7.6）からの都心での大振幅かつ継続時間の長い長周期地震動の観測（「Miyake and Koketsu，

2005]、「Furumura *et al.*, 2008」が示すように、南海トラフ沿いの地震では長周期地震動の関東平野に向けての強い放射と、トラフ軸に沿って発達する厚い堆積層（付加体）の影響により、震源メカニズムの変動によらずいつも大きくなる可能性が高い。

1944年東南海地震( $M_{JMA}$  7.9)、1946年南海地震( $M_{JMA}$  8.0)、1945年三河地震( $M_{JMA}$  6.7)、1948年福井地震( $M_{JMA}$  7.1)のアンケート震度分布から、これらの地震の不均質断層モデルを推定した。その結果、1944年東南海地震では熊野灘と遠州灘東部において地震波が強く放射された領域（以後、簡単のためにアスペリティと呼ぶ）を持つ不均質断層モデルが推定され、1946年南海地震では高知県沖と紀伊水道沖にアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。これらのアスペリティは、「神田・武村, 2003」による気象庁震度を用いた震度インバージョンによって求められた短周期地震波発生域と比較的近い位置に推定されていることが分かった。1945年三河地震については、震源付近から仮定した断層面の南東浅部にかけてアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。推定されたアスペリティと「山中, 2004」によって近地地震波から推定された大すべり域が比較的近い位置にあることが分かった。1948年福井地震については、震源付近の仮定した断層面の深部から南部の浅い領域にかけてのアスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。このアスペリティの位置と「菊地・他, 1999」による地震波インバージョンによって推定されたアスペリティの位置は、ほぼ一致することが分かった。したがって、高密度に得られたアンケート震度分布から、特に内陸地震に関して、その震源モデルを高い精度で明確化することが可能であることを示した。

三重県において、1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1944年昭和東南海地震に関する文献資料の調査と収集を行った。その結果、1944年東南海地震の記録『棚橋竈の東南海津波記』、1707年宝永地震による同地区における被害状況を記録した『宝永四年十月四日ニ大地震津浪上り候時地下中人数覚帳』を確認し、複写収集した。また、今年度の文献資料調査から、新たな津波高測定地点の候補が複数点確認された。三重県度会郡南伊勢町において、1944年東南海地震津波による津波高を測定した。その結果、旧南勢町（五ヶ所湾地域）で7地点、旧南島町で9地点の1944年東南海地震の津波高が得られた。そのうち5地点は遡上高である。五ヶ所浦区および古和浦区の浸水高は、3m程度であった。奈屋浦区では4m程度となった。

#### (d) 引用文献

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

中央气象台, 21日04時19分ごろの南海道大地震 [顕], 気象要覧 昭和21年12月, 568, 40-45, 1953.

藤本一雄・翠川三郎, 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, 7, 214-246, 2005.

古村孝志, 関東平野の深部基盤構造と長周期地震動リスク, 地学雑誌, 123(4), 434-450, doi:10.5026/jgeography.123.434, 2014.

- Furumura, T., Radiation and development of short- and long-period ground motions from the 2011 Off Tohoku, Japan, Mw9.0 Earthquake, *Journal of Disaster Research, J. Disast. Res.*, 9(3), p281-p293, doi:10.20965/jdr.2014.p0281, 2014.
- Furumura, 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 (Mw8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (Mw7) Earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 165(3), 585-607, doi:10.1007/s00024-008-0318-8, 2008.
- 香川敬生, 断層モデルとの比較に基づく震源は破壊進行を考慮した経験的距離減衰特性の補正について, *土木学会論文集 A1 (構造・地震工学)*, 65, 1, 59-60, 2009.
- 神田克久・武村雅之, 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, *地震*, 2, 56, 39-57, 2003.
- 神田克久・武村雅之, 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, *地震*, 2, 57, 153-170, 2004.
- 菊地正幸・中村操・山田眞・伏見実・巽誉樹・吉川一光, 1948年福井地震の震源パラメータ, *地震*, 2, 52, 121-128, 1999.
- Koketsu, K., Miyake, H. and H. Suzuki, Japan integrated velocity structure model version 1, *Proceedings of the 15<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering*, Libson, Portugal, Paper No. 1773, 2012.
- 松岡昌志・翠川三郎, 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤振動シンポジウム, 日本建築学会, 1994.
- Miyake, H. and Koketsu, K., Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, *Earth Planets Space* 57, 3, 203-207, 2005.
- 行谷佑一・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.
- 司宏俊・翠川三郎, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文報告集*, 523, 63-70, 1999.
- 武村雅之, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震*, 2, 43, 257-265, 1990.
- 山中佳子, 1944年東南海地震と1945年三河地震の震源過程, *月刊地球*, 26, 739-745, 2004.

## ⑦1854年安政東海地震および南海地震の史料再精査とそれに基づく現地調査

### (a) 業務の要約

安政東海・南海地震津波に関する歴史資料について、既往研究で未使用な史料を抽出・収集し、その解釈の問題点から再検討が必要な歴史資料を抽出し、これらの資料について再解釈を行い、これに基づいて現地調査を実施した。本調査から、和歌山県と三重県の県境（鶴殿）ではふたつの地震津波による津波被害が皆無であったことか

ら、津波終息点のひとつとして考えることができる。

#### (b) 業務の成果

##### 1) 1854年安政東海・南海地震津波に関する歴史資料の再精査

1854年安政東海・南海地震津波の諸相は、既往の歴史地震研究（例えば、羽鳥、1978；相田、1981）により検討されてきた。羽鳥・相田の先駆的な検討は1980年代前後に実施されたものであり、検討に用いられている史料はこの時代ではそれほど多く発掘されておらず、評価に用いている津波痕跡は数十点程度である。昨今、史料の新発掘と蓄積・整理により、この地震津波に関する膨大な史料は史料集に翻刻され整理されている。安政東海・南海地震の地震・波源像再構築を行うためには、これら史料の網羅的な再精査とそれに基づく痕跡高評価を行うことが急務である。また、これらの史料について、その成立過程や記述の信頼性に関する歴史学的見地からの評価も加えた精査が必要となる。

本年度は、安政東海・南海地震津波に関する歴史資料について、既往研究で未使用な史料を抽出・収集し、その解釈の問題点から再検討が必要な歴史資料を抽出し、これらの資料について再解釈を行い、これに基づいて現地調査を実施した。

##### a) 文献資料調査の実施

本年度の調査では、まず『増訂大日本地震史料』、『新収日本地震史料』、『日本の歴史地震史料』、『紀伊半島地震津波史料—三重県・和歌山県・奈良県の地震津波史料』などに掲載されている1854年安政東海・南海地震の地震津波記事について、史料ごとに抽出した。（表3-10-⑦-1）本年度の調査では、『増訂大日本地震史料』、『新収日本地震史料』、『日本の歴史地震史料』、『紀伊半島地震津波史料—三重県・和歌山県・奈良県の地震津波史料』に掲載されている1854年安政東海・南海地震の地震津波記事について、史料ごとに抽出した。

本年度は三重県における調査を重点的に進める事とし、三重県立図書館において文献調査を実施し、三重県の地方史料の刊行物や地域史・郷土史研究の雑誌論文、ガリ版刷や古文書の解説原稿の稿本などを調査し、先述の史料集に掲載されていない史料の情報を収集した。同時に、先述の史料集に収録されている史料についても、作成者や成立年代など、その成立背景を判明する情報を収集した。

##### b) 既往研究における未使用史料と信頼度の評価

次に、安政東海・南海地震津波について論じている既往研究において、既に検討されている史料の抽出をおこなった。本調査で対象とした既往研究論文は、「今村、1938」、「羽鳥、1976」、「羽鳥、1978」、「羽鳥、1979」、「都司、1979」、「羽鳥、1980」、「羽鳥・他、1983」、「都司・他、1991」、「都司・岩崎、1996」、「都司・行谷、2006」の10編である。これらの既往論文に示された津波痕跡点について、三重県・和歌山県・静岡県の三県を対象として痕跡情報を抽出し、さらにその痕跡点について典拠とする史料が明確な痕跡を抽出した。（表3-10-⑦-2）

表 3-10-⑦-1 対象史料集一覧

No.	史料集名
1	新収日本地震史料 第五卷別巻五一一
2	新収日本地震史料 第五卷別巻五一二
3	新収日本地震史料 補遺別巻
4	新収日本地震史料 続補遺別巻
5	「日本の歴史地震史料」拾遺別巻
6	「日本の歴史地震史料」拾遺二
7	「日本の歴史地震史料」拾遺三
8	「日本の歴史地震史料」拾遺四ノ上
9	「日本の歴史地震史料」拾遺五ノ下
10	東海地方地震津波史料 (I・下巻)
11	紀伊半島地震津波史料

表 3-10-⑦-2 既往研究の痕跡数と引用史料

	三重県		和歌山県		静岡県		引用史料の		
	三重県	和歌山県	静岡県	引用史料の	三重県	和歌山県	静岡県	引用史料の	
				記載がある				記載がある痕	
				痕跡				跡	
今村(1938)	0	0	0	0	0	11	0	7	
羽鳥(1976)	0	0	1	1	記載なし				
羽鳥(1978)	0	0	54	47	記載なし				
羽鳥(1979)	21	3	0	24	記載なし				
都司(1979)	0	0	18	18	0	0	0	0	
羽鳥(1980)	0	2	0	2	0	39	0	38	
羽鳥ほか(1983)	記載なし				0	12	0	11	
都司ほか(1991)	111	6	24	141	記載なし				
都司・岩崎(1996)	0	12	0	12	0	66	0	66	
行谷・都司(2005)	30	0	0	30	記載なし				
合計					275				122

c) 未使用史料の抽出と信頼度の評価

前述したとおり、a)の過程で安政東海・南海地震に関する記述を有する歴史資料のリストから、b)の過程で抽出された既往論文で検討された津波痕跡点を除いた史料が、従来の先行研究において未使用の歴史資料ということになる。これらの未使用史料について、さらに次のような基準での評価を行った。

- ①地震に関する直接の記録（庄屋が各地から取寄せた被害記録など）。当時の写しも含む。
- ②地震からさほど遠くない時期に筆写された、または編集された記録。史料の性格については確認必要な記録もあり。
- ③原史料や史料の性格・年代について調査が必要な記録。
- ④史料の典拠が示されていないもの。

この基準により、新規調査あるいは再調査を要する津波痕跡地点について、①…◎、②…○、③…△に分類し、信頼度が④のものの、または情報源が言い伝えのみのものはここから除外した。現在までに史料の信頼度を評価できた地点は140地点であり、◎…34地点、○…22地点、△…84地点となった。（表3-10-⑦-3）

表3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その1）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
1	外宮子良館日記		新収日本地震史料第5巻別5-1(以下「新収5-1」)	1269-1275	御塩焼の竈損失	御塩殿神社 波入所の西隣	◎
2	外宮子良館日記	大湊	新収5-1	1269-1275	大湊神社辺は大塩にて大変の由、	日保見山八幡宮、 志玉屋神社 (大湊神社不明)	◎
3	地震之事		新収5-1	1313-1314	河崎大いたみ、別して向河崎甚だしく、船江はかろし、大湊地震より津波にて大損し、つきせきは流失人多し、神社は大湊よりはいたみすくなし、鳥羽小浜まとはは津波にて大損し	河崎、向河崎、船江、大湊	△
4	御園村誌	大湊	拾遺別	563	海上津浪にて大湊築屋敷は人家へ打揚て、御役所裏へも浪打揚り、磯瀬迄も揚る、凡3尺斗も埋へ揚る、	大湊築屋敷、役所、3尺	○
5	地震津波二付願書諸事控帳	甲賀	阿児町史	107	津波5度押寄せ、丑寅より白浪十重二十重に打重り、一時に村里中一面に押流し、磯際にて浪高さ3丈5尺、浪先17・8丁来り	3丈5尺	◎
6	地震大乱諸集記	越賀村	志摩町史	539	御高礼場相碎、普門寺兼百姓家以上56軒流失、家数56軒	御高礼場、普門寺 3m以上	◎
7	(志摩町越賀地下蔵文書)	波切村	大王町史	233	流失潰家12軒		◎
8	(志摩町越賀地下蔵文書)	船越村	大王町史	233	流失潰家16軒		◎
9	(志摩町越賀地下蔵文書)	片田村	大王町史	233	流失潰家2軒		◎
10	(志摩町越賀地下蔵文書)	和具村	大王町史	233	流失潰家136軒		◎
11	(志摩町越賀地下蔵文書)	越賀村	大王町史	233	流失潰家44軒		◎
12	(志摩町越賀地下蔵文書)	浜島村	大王町史	233	流失潰家1軒		◎
13	地震津波二付御上江書上帳	阿児	新収5-1	1325-1327	上は岩本より汐廻り下は川尻より野干坊細手、汐打越、其後高さ3・4丈ほども之有り、天神下、三反田にて波打合に相成、村方一同汐の下、下筋は浜辺より汐打越、…村内汐乗り深さ凡そ下筋6・7尺余もこれあり、当ภายในゆ家上より3尺2寸汐のり、…5日夕刻にも地震これあり候えば、またぞろ高波浦田地打廻り、	岩本、川尻、3・4尺 天神下、三反田 下筋6・7尺	◎
14	大地震之控		新収5-1	1253	大坂は浜手の者大津波にて人死数多、		△
15	嘉永七寅年十一月四日朝より五日夜へ向け大地震並高汐に付		新収5-1		汐入家13軒内床上まで5軒床下まで8軒、破損船1艘(40石積磯端)		◎

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その2）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
16	津領郷中書上写		新収5-1	1256	塩濱町数7町余砂入り、堤防切所長486間、堤防欠所長19854間、汐入43軒内28軒床上まで10軒床下まで、漁船小越船破損12艘（流失共）、流失小屋2ヶ所（塩釜小屋共）、汐留破損133ヶ所、流失割木11495把、		◎
17	嘉永七寅年十一月四日五日地震高汐二付	津	日本の歴史地震史料拾遺4ノ上（以下「拾遺4上」）	845-847	潰家50軒、半潰115軒、大破傾306軒、潰土蔵12ヶ所、半潰破損傾124ヶ所、潰堂2ヶ所、半潰大傾4ヶ所、汐入13軒、石垣崩2ヶ所、破船1隻		◎
18	甲賀宇奥の旧家中村兵助氏蔵旧記	甲賀（阿児）	新収5-1	1331	流失家134軒、流失隠居59軒、納屋128軒、大潰家11軒、半潰家11軒ほか		△
19	寅十一月四日 大地震津波荒痛控帳 名田村	名田（大王町）	新収5-1	1331-1334	大痛家15軒、土蔵5ヶ所、納屋12軒、潰こや1軒、大井之浜堤17間、大野大堤27間程、六枚道堤13間・両堤汐痛田10石余、蟹田砂入1石余、大井之浜砂入8斗余、ほこち砂入2石、宇津木谷堤30間程、鰯浦間の義は水込にあいなり、ほか		◎
20	十一月四日大地震痛控帳	名田（大王町）	新収5-1	1334-1335	大野堤27間、六枚路13間、大井之浜堤14間程、ほか畑高被害		◎
21	嘉永七年甲寅十一月四日大地震 大津波記 剣光控	和具（志摩町）	新収5-1	1341-1346	未申の方位より海面一様潮高くあいなり、浜辺は至る所踏み込み、潮湧出、あたかも温泉の如し、最初の波先1丁余入り、又1丁余汐干去り、高さ3丈余の大波となり、波先7丁斗入り、人家124軒、隠居14軒、土蔵2ヶ所、作納屋52軒流失、12軒大潰れ、船大小116艘、ほか家財残らず流失		△
22	津波流倒記		新収5-1	1346-1347	汐干およそ3・4尋、山のごとき高さ3丈ばかり、波先5・6丁程入り御高札場および普門寺、倒れ在家21軒、納屋14ヶ所、土蔵1ヶ所、流失24軒、土蔵6ヶ所大潰れ破損、浜辺筋田地砂入大荒れ2町2反8畝17歩ほか		△
23	浜島旧記調子控	浜島村	新収5-1	1347-1349	両村へ津浪家々へ5・6尺は浪押し入り村中半分は2・3尺計りも浪押し、残らず少々づつ上りこれあり候へども格別の痛むこれなく、その時の大津波にて浜辺新田大破に、不通田地一ヶ所もこれなく、浜畑へ汐入、麦は皆無、村々流失大痛潰れ家数900軒余と聞き及ぶも当村方にては潰家これなく		○
24	嘉永七寅十一月大地震津浪控	南張村（浜島町）	新収5-1	1360-1362	流失家30軒、潰家17軒、半潰29軒、宝永より汐高さ3尺余、高さ隠居屋敷へも1尺余上り、本家汐高さ平もの5寸ばかりもつき		△
25	当村汐入の人数	浜島村	拾遺別	566-568	床上浸水9戸、床下浸水5戸、郷蔵の詰米68俵が沢手米となり、前浜堤防大破、隣村について、和具村136軒、越賀村44軒、田曾村16軒流失		△
26	地震の記（抜粋）		新収5-1	1260-1261	田の破れ、青名を吹出し所有之、近辺にては蛸路の地大荒也		○
27	随筆耳の垢	松崎	新収5-1	1261	松崎辺高汐床上1尺7・8寸		○
28	随筆耳の垢	南島	新収5-1	1261	南島津浪家蔵申すに及ばず怪我人多し、		○
29	竹川竹齋記		新収5-1	1261-1262	津岩田橋へ水上り所々家倒れしと云 六軒雲津に津波上りしと云		○
30	三重県松ヶ崎郷土史		新収5-1	1264	諸道具流失、漁船・漁具も流失、田地・浪除け堤数カ所破損、井闕干、土橋、のこらず破損、皆潮入り、所々洲入りとなり、かなり潮開出来、		△

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その3）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
31	嘉永七寅十一月四日地震津波之始末	船越	拾遺別	568	海底より涌出がごとゆご嶋、御祓島も見へざるように汐増、前浜へ満たりしが、北の愛神の前浜へ押込、大田の堤切れて子易の神、前の田まで汐込入、それより南の方さして押廻り、仮墓所近所の家々3・4尺も汐入、前浜手は土手際まで打越たる。館の世古より南は汐2度めに満込し時は家の庭まで込入たり、・・・	御祓島（不明） 館の世古（不明）	◎
32	安政二卯冬十一月有馬安太夫扣写 諸式覚		拾遺 4上	8478-852	志摩の各村々の被害記録		○
33	諸事手控	船越	拾遺 4上	907-908	4日五つ後古来稀なる大地震、程なく大津波2・3度汐ゆご迄ひく北浜より館瀬古迄土手を越す、これより南土手より2・3軒汐越す、南大道筋は寺下迄残らず汐入り、これより南腰折、汐一面になる。程なく浦は一度に波高し、出張、宮後、浦作一統破損、北の大道筋中頃でうち合い、南は館瀬古中頃まで浜、浦一同に入る也 5日暮れ六つ頃大地震、汐浦畑一面へ上る事	館瀬古（不明） 腰折、出張、宮後、浦作（不明） 5日南海地震津波の記録	○
34	仙遊寺古過去帳 欄外記	波切村	拾遺 4上	908	大津波にて鰐船、テント船、サツ船、テント船取揃え200余も流失、其外櫓、網等数知れず流失、大里浜より大波打入り、浜辺の家20軒余打破れ、小保へも打入り、小池へ打入り、波当寺へも少々打入る、浦の田地破損多し		○
35	外宮子良館日記		新収5-1	1269-1275	鳥羽稻垣撰津守殿大手門高塩にて皆無の由	大手門	◎
36	外宮子良館日記	国崎	新収5-1	1273	国崎村にある高さ7尺5寸の大岩の上にある松を打越し、枝等一切これなく、村方に流れ候家2軒、コウカ村400軒のところ300軒余流れ大サツ同様の由、其余村々島々何れも家流れ、無難の家はこれなく	大岩	◎
37	大地震津浪の筆記 松尾文書		続補遺別	659	本町は半分頃迄津浪につかり、片町は常安寺口迄汐行、横町辺は光岳寺の御門の石面迄参り、舁形御門は残り、御堀は行ぬけにあいなり、中ノ郷は1軒も残らず皆々流れ、	本町、中ノ郷 行谷 2015) 片町(常安寺4.8m) 横町(光岳寺3.7m)	○
38	大地震津浪の筆記 松尾文書		続補遺別	659	海辺通り先堅神村は観音院本堂ばかり残り、是よりひくみの家々は皆々流れ、玉泉寺はおよそ地面より8・9尺程つかり、小浜・桃取・答志村同断、菅島村はさしたる事もなく、坂手村は寅の前迄井戸へ汐くづれこみ、もつとも家々にはかまもなく、船津村は3・4ヶ所の新田堤やぶれ、木場の木は残らず流れ、汐は森の下まで来たりて大海を見るが如し	行谷・都司 2005) 観音寺2.6m以上 玉泉寺5.8m 常安寺4.8m 光岳寺3.7m	○
39	嘉永貳年舊記調子控 中表紙 嘉永七甲寅年地震津浪二付破損流失物調子帳南張村扣] 国崎常福寺文書)	国崎	続補遺別	665-666	塩防の場所、両側両堤破損、前浜御手当場所御通行の橋大破、さつは1艘破損流失、売り木1万5千余散乱流失、納屋2軒10丁余奥の田地、細越と申す所に散乱ほか		◎
40	此の精霊簿年忌全部終了ス 国崎常福寺文書)	国崎	続補遺別	666-668	西村へ津浪家々へ5・6尺位浪入り、村半分には2・3尺ばかりも浪押上り、格別の痛みなし、 浜辺新田大破に不痛田地一ヶ所もこれなく、浜畑の汐入、麦は皆無になり、大津波にて流失大痛潰家数900軒余、当村にてもあり 津波より、汐の満干大汐小汐にても冬中高汐込入り、汐干これなく、漸年明二三月時分より土手汐普請いたし		△
41	嘉永七年 津浪記録 嘉永七年地震津浪費浦状況)		新収5-1	1372	河内 赤崎 村山 神前より古和辺切は又々中組よりは大造の事也、		△

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その4）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
42	年代諸事覚書		南勢町史	333	泉では波先が宮ノ前道ノ下まで来て、東浜田木場除ヶ堤が30間余り切れ、田地へ砂が入った		○
43	「万巻帳」(五ヶ所浦地下)より	五ヶ所浦	新収5-1	1355	流家30軒浦方・30軒山方		△
44	大地震大津浪見舞控(嘉永七年十一月四日津浪資料)	五ヶ所浦	新収5-1	1355-1356	五つ半時より大津波の事、浦方30軒もながれ、ほかに塩天井迄付候家30軒もこれあり、山方も家かず20軒もながれ、塩天井付家14・5軒もこれあり、我家は納屋共ながれず、隠居の床2尺もあがり、		△
45	加津佐森井朝雄氏土蔵「板書」	加津佐	新収5-1	1356	五つ時大地震四つ半時大津浪高1丈5尺也		○
46	為地震津浪心得謹世残(加津佐徳田家蔵文書)	加津佐	新収5-1	1356-1357	波の高さ1丈5尺・・・(歌のなかに地名などはいる)		△
47	相賀浦「桂雲寺過去帳」中	相賀浦	新収5-1	1358	村内半分床へ水付、大向井の橋石垣共に崩れ落		○
48	田曾浦文書	田曾浦	新収5-1	1358-1360	流失家8軒、半潰れ16軒、ほか潮入田地、堤決壊について		○
49	『南秋平家過去帳』後書	五ヶ所浦	新収5-1	1362	うちのゆかより2尺5寸はかり上り、大しん、大手の山より大岩坂に岩おおくける、	うちのゆかより2尺5寸はかり上り	△
50	『南秋平家過去帳』三裏書	五ヶ所浦	新収5-1	1362-1363	先しをの高さ、土代上り4尺上り、五日浪、前田中の間へ迄くる、しをの高大い■、浦方・川原・村家みなをち合までながし、五ヶ所・加津佐流れ、当村30家流、	土代上り4尺上り 5日南海地震津波の記録	△
51	嘉永七年ノ地震高浪二付南島地方ノ被害	新桑竈	新収5-1	1365	家16軒流失、14軒半潰、土蔵2ヶ所潰、		△
52	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	棚橋竈	新収5-1	1365	家32軒流失、村残らず皆流失		△
53	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	古和浦	新収5-1	1365	家124軒流失、18軒潰、隠居家70軒流失、御高札場皆流失		△
54	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	栃木竈	新収5-1	1365	家8軒流失、13軒半潰		△
55	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	小方竈	新収5-1	1365	家12軒流失、20軒半潰、土蔵5ヶ所半潰、		△
56	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	方座浦	新収5-1	1365	家4軒流失、10軒半潰、浜納屋13軒流失		△
57	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	神前浦	新収5-1	1365	家112軒流失、26軒半潰、御高札場皆流失		△
58	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	村山村	新収5-1	1365	家54軒流失・半潰・汐入共		△
59	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	赤崎竈	新収5-1	1365	家23軒、村惣皆流失なり	3m以上	△
60	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	河内村	新収5-1	1365	家14軒流失、7軒潰汐入、土蔵2ヶ所破損、大日堂1軒流失		△
61	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	東宮村	新収5-1	1365	家5軒流失、22軒潰汐入		△
62	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	奈屋浦	新収5-1	1365	家26軒流失、御口前所1軒流失、家21軒潰汐入		△
63	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	賛浦	新収5-1	1365	家67軒流失、38軒半潰汐入、納屋14軒流失、6軒半潰、土蔵3ヶ所破損		△
64	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	槌柄浦	新収5-1	1365	家50軒半潰汐入、土蔵5ヶ所大破損		△
65	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	道行竈	新収5-1	1365	家25軒半潰汐入、土蔵5ヶ所破損、納屋5軒破損		△
66	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	道方村・大江村・大方村	新収5-1	1365	津浪は村へは入り申さず候	浸水なし	△
67	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	阿曾浦	新収5-1	1365	汐入にあいなり候家一同これなく候		△
68	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	相賀浦	新収5-1	1366	家37軒汐入	浸水あり	△

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その5）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
69	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	礫浦	新収5-1	1366	家3軒流失、村残らず汐入		△
70	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	迫間浦・中津浜浦村	新収5-1	1366	残らず汐入候由	浸水あり	△
71	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	五ヶ所浦村	新収5-1	1366	家44軒流失、30軒潰、隠居32軒流失潰汐入、土蔵3ヶ所流失、御高札場皆流失		△
72	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	神津佐村	新収5-1	1366	家18軒流失、16軒潰、土蔵7ヶ所流失		△
73	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	木谷村	新収5-1	1366	家21軒潰汐入		△
74	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	宿浦	新収5-1	1366	家3軒流失、7軒潰		△
75	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	田曾浦	新収5-1	1366	家8軒流失、14軒潰		△
76	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	下津浦村	新収5-1	1366	家5軒流失、9軒潰、土蔵4ヶ所半潰		△
77	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	船越村	新収5-1	1366	家3軒流失、27軒汐入		△
78	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	内瀬村	新収5-1	1366	家1軒潰、6軒半潰汐入、土蔵9ヶ所破損		△
79	宝永四年 嘉永七年 地震高浪の南島地方の被害	樋柄組	新収5-1	1366	流失家579軒、潰汐入662軒、船51艘、網1920帖		△
80	嘉永七年 津浪記録(覚)	贄浦	新収5-1	1367	村総数105軒内67軒流失・38軒潰、納屋20軒内14軒流失・6軒半潰、土蔵3ヶ所破損、網100帖流失、船数十艘皆打破少々破損		○
81	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1371	村中数十軒居家流失、峯ヶ谷より浦の浜へ大浪来り、豆方の方より来る浪と一所に成り、浦浜へ来る、前浜土手より大浪打越、村中数十軒後の田へ押流し、	峯ヶ谷、浦の浜、豆方	△
82	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	奈屋浦	新収5-1	1372	浜の地より汐湧出吹出、多東宮へ向押流れ、	多東宮	△
83	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	樋柄組	新収5-1	1372	阿曾・相賀・礫宿・田曾近辺は少々破損、汐入洗家に相成ばかり也	阿曾・相賀・礫宿・田曾	△
84	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	樋柄浦	新収5-1	1372	樋柄浦は屋敷地後高の処故、此度の津浪にも浪勢和らかく、夫故か流家多分これなく汐入ばかり也、西光寺の近所石橋の処まで浪先来る由	西光寺の近所石橋	△
85	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1373	自分屋敷地は先祖より高き所にこれあり流失なし、ホンノ汐入洗家に成ばかり也、但し居宅へどろ汐入に成立、道具流失もこれあり、その他塩米諸品の流失もあり、奈屋向相破損居宅共諸造作大造にあいなり候		△
86	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1373	此度の津浪在所の真中中世古の辺にて汐の高さ凡そ1丈2尺程	真中中世古(?)1丈2尺	△
87	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1373	浦の浜吉蔵・吉助・善六居宅の近辺にて汐の高さ凡そ1丈4・5尺程、尤も家の屋根上一べい漬り	個人名宅1丈4・5尺	△
88	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1373	庄屋の宅にて浪の高さ凡そ8尺程、尤も四方の内東西南は土蔵并納屋等立ならべこれある故後口は山也、それ故浪勢これなくどよみ候か、居宅格別大破にもこれなく、家の天井下平物まで浪漬りに成立道具類内のり一はい浪漬り候	庄屋宅8尺	△
89	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1373-1374	津浪在所流家の筋は多里中筋と浦の真中ばかり也、但し里の中残り家の筋左の通り(床上5尺汐入など記述あり)	床上5尺	△
90	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1374	当浦流行の筋多くは後の田へ流れ込み、浦の家々同様、		△
91	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)	贄浦	新収5-1	1375	薬師堂床より三尺計り汐漬り	薬師堂(不明)床より3尺	△

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その6）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
92	嘉永七年 津浪記録 嘉永七年地震津浪豊浦状況)	豊浦	新収5-1	1375	次郎三郎右衛門道大道の所より最明寺の門前田の所二枚目田半分頃まで津浪先くる。此所限り浪上り不申	個人名宅、最明寺の門前田	△
93	嘉永七年 津浪記録 嘉永七年地震津浪豊浦状況)	豊浦	新収5-1	1375	高浜の畑浜通汐入、寺の田薬師堂の上田一枚汐入	高浜、薬師堂の上田	△
94	嘉永七年 津浪記録 嘉永七年地震津浪豊浦状況)	豊浦	新収5-1	1375	船倉の畑庄屋持上の段田一枚汐上り、その上の段一枚は上り申さず	船倉	△
95	嘉永七年 津浪記録 嘉永七年地震津浪豊浦状況)	豊浦	新収5-1	1375	ふくら・あそら・豆方何れも畑六七分通り浪上り、浪の上りたる畑皆々表はかれ仕舞		△
96	地震津浪記	新桑電	新収5-1	1391	四日到来津浪にて肝を冷やし、其翌日にも七ツ頃中地震ゆ候処、其時も汐先寺の前まで来候、文吾方床を流し候	5日南海地震津波の記録 寺とは長泉寺?	△
97	地震津浪記	新桑電	新収5-1	1391	家数20軒流失、文吾・権左衛門両宅残り、…田畑并石垣等大荒にあいなり	個人名宅	△
98	南島町史	吉津村	拾遺別	568	吉津村で高さ9~10メートルの大津波が襲い、田畑流失20町歩	9~10m	△
99	南島町史	鵜蔵村	拾遺別	568	流失家屋81、漁船流失10、漁具・家財道具流失多数		△
100	南島町史	島津村	拾遺別	568	家財道具流失多数、人家14・5軒のこるだけ		△
101	南島町史	中島村	拾遺別	568	流失家屋あり		△
102	万年記 抄)		明和町史 史料編二	451-452	八木戸浜田よりは津浪参し候と申し、海辺にては大普請出来候処所々にこれあり、中郡沖へは堤切込み夫よりいざ船押込み、とうとう破てのけ申し候…新田村は其後地下み候て水落ち申さず、村方の田地半分も仕付出来申さず、	八木戸、浜田	○
103	1年恐以書付奉申上候	八木戸	新収5-1	1265	広瀬新田4軒の儀は、人家其外建物等別条無御座候得共、大津波にて大手堤打越洲方同様に相成	広瀬新田 不明)	◎
104	嘉永七年 津浪記録 嘉永七年地震津浪豊浦状況)		新収5-1	1372	熊野・長島・尾わし浦々村々尚々大造の荒、それより上の方同様なり		△
105	安政海嘯景況上申書	九鬼	新収5-1	1412	九木浦 :160中流失27・半流失63・浪入27		△
106	安政海嘯景況上申書	尾鷲浦	新収5-1	1412	尾鷲 :1064中流失682・半流失71・半潰19・浪入30		△
107	安政海嘯景況上申書	須賀利	新収5-1	1412	須賀利浦 :120中流失24・浪入41・破損31		△
108	2年恐以書付奉申上候	八木戸	新収5-1	1265	広瀬新田4軒の儀は大津波にて未だ潮引かず、字笹笛川下・潮除堤長530間の内、南浦5間程八分通切所にあいなり、北浦の堰大破にあいなり、字ふけ・潮除中堤字権現と申す所まで長300間普請所内3ヶ所大破	広瀬新田 不明) 南浦、北浦 不明)	◎
109	3年恐以書付御届け奉申上候	八木戸	新収5-1	1266	字八丁洲湊口より3丁程東洲方押切れ湊口同様に相成り、洲方海岸凡そ6・7間も欠流、御林場所の小松凡そ五分通り泥砂にて埋り残り五分通の儀は悪潮のため枯木にあいなり	八丁洲湊口	◎
110	加納郡・有馬領の地震被害		拾遺 4上	847	曲郡林崎村 現鈴鹿市)・多気郡浜田村 現明和町)の被害状況		◎
111	7大地震大津波流失場所	八木戸	新収5-1	1268	3度目大波打越し、喜平次・太助・太次右衛門所持の建家一円に押流し、4度善次郎所持之家作物置納屋其外のこらず相流れ、並に左衛門新田所に建快助所持の家作1ヶ所とも残らず相流し、扇松木末よりおよそ6・7尺も高く見請け、広瀬新田の方へも押込み、5度目海手付堤大洲一円に押流し	個人名宅	◎
112	外宮子良館日記	大淀	新収5-1	1269-1275	大淀辺40件ばかり同断の由 高潮にて皆無)		◎
113	鳥羽方面の地震被害 志摩国大地震大洪浪混雑記)	鳥羽	拾遺 4上	847	鳥羽城の被害、町家が50軒余流失したことなど		◎

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その7）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
114	長島神社嘉永五(ママ)年津浪記録	長島	紀伊長島町史	155-159	潮の高さ2丈くらいと覚ゆ、往還町にては高さ5尺位也、流失家屋は横町・裏町・新町は長楽寺前より西、往還町・西町・本町合せて400軒程也	長島沿岸6.1m 往還町1.5m+地盤	△
115	(海山町相賀・庄屋文書)	相賀	紀伊長島町史	162-163	浜の汐5尺余直に津波来り町渡し場より下町筋津波通る、渡し場より上は津波不通也、引本浦人家汐入、吉祥院門まで津波、矢口浦人家流失、津波本地札場まで、鯉船鷺下まで流行、仏光寺・長楽寺両寺は汐入	相賀沿岸1.5m 渡し場・下町筋 吉祥院門 矢口浦・本字札場 鯉船鷺 長楽寺 仏光寺2.9m(行谷・都司(2005))	◎
116	大地震津波記	長島	新収5-1	1411	巳の上刻に津波海汀より起こり湧出、其勢い天を蹴る、高さ凡そ2丈余、それより海面陸地とに別れ、低地にチョウ流するに甚疾し、長島においては人家流失500軒余、中道より西の方干原地辺りに至て郷中に浪入ること浜の並木松よりようよう2・3間、低地は4・50間に過ぎず、明て5日未ノ下刻また再び高浪起る、然れども前日よりは低し	長島沿岸6.1m 中道・干原地・浜の 並木松	○
117	雲祥寺記録	引本浦	新収5-1	1412	引本在中8〜9尺浪上り、在中家一軒残らず洗い、諸道具流失	引本2.7m+地盤	△
118	聞書	島勝浦	新収5-1	1412	島勝浦では中熊で一軒流失、安楽寺の三文流失、寺内浸水	安楽寺3.4m(行谷・都司(2005))	△
119	小山浦元右衛門の手記	海山	拾遺別	569-570	田地にては芝草まで津波上がり麦みな腐る、古本(相賀)は本地祓い場(現本地踏切地点)まで上り、船津は日中屋の水路まで上る、渡利は渡し場より下は浪乗る、引本は寺の広庭(現引本小学校庭)まで乗りかかり、寺町は板敷まで、役所より北浦は家の破風まで乗り、家2〜3軒つぶれ、矢口にては家26軒流れ、浪は馬瀬越のしばまで上る、島勝浦・白浦大荒、	船津の二中屋水路 渡利の渡し場 馬瀬越のしば (一部は行谷・都司(2005))	○
120	雲祥寺記録	引本浦	拾遺別	569	引本在中8〜9尺浪上り、在家1軒残らず洗い、諸道具流失	引本2.7m+地盤	△
121	雲祥寺記録	島勝浦	拾遺別	569	中熊で1軒流失、安楽寺の山門流失・寺内浸水、	安楽寺3.4m(行谷・都司(2005))	△
122	中村熊夫氏所蔵文書	白浦	拾遺別	569	家数95軒の内流家44軒ただし本行のうち余は水辺に相成、納屋数28軒ただし釜納屋・網納屋惣て諸色納屋共荒	推定困難 (浸水家屋数不明)	△
123	おぼえ帳		拾遺4上	864	家財不残(もみ武儀、米 四俵、そば武儀)	推定困難 (数値化不可)	○
124	嘉永七寅年地震高浪二付村々荒あらし記録帳	小山浦	拾遺4上	865	小山にては浪上る事浜は常の中浪ぐらい、やさ谷は寺の藪しきまで、田地にては芝草まで上りしほのり候、畑は麦皆々くさる	小山 やさ谷の寺	◎
125	嘉永七寅年地震高浪二付村々荒あらし記録帳	古本浦	拾遺4上	865	古本にては本地祓場まで上り畑地多きにいたむ事	2.3m(行谷・都司(2005))	◎
126	嘉永七寅年地震高浪二付村々荒あらし記録帳	船津	拾遺4上	865	船津にては日中道のゆらまで上る事	日中道のゆら	◎
127	嘉永七寅年地震高浪二付村々荒あらし記録帳	渡利	拾遺4上	865	渡利は渡し場より下もは浪のり候へとも上みは町へのらず	渡し場	◎
128	嘉永七寅年地震高浪二付村々荒あらし記録帳	引本浦	拾遺4上	865	引本浦は寺のひろにわにのり掛り、寺町は板じきまで、役所より北浦は家のはふまでのり、家2・3軒つぶれ	4.3m(行谷・都司(2005))	◎
129	嘉永七寅年地震高浪二付村々荒あらし記録帳	矢口	拾遺4上	865	矢口にては家28軒ながれ、浪は馬瀬越のしばまで上る事	馬瀬越のしば	◎
130	大江日記	矢の川	拾遺別	570-571		推定困難 (数値化不可)	△
131	嘉永七年 津浪記録(嘉永七年地震津浪贄浦状況)		新収5-1	1372	熊野・長島・尾わし浦々村々尚々大造の荒、それより上の方同様なり	推定困難 (数値化不可)	△
132	安政海嘯景況上申書	九鬼	新収5-1	1412	九木浦:160中流失27・半流失63・浪入27	九木浦1.7m+地盤 真厳寺8.5m(行谷・都司(2005))	△
133	安政海嘯景況上申書	尾鷲浦	新収5-1	1412	尾鷲:1064中流失682・半流失71・半潰19・浪入30	尾鷲2.4m+地盤	△

表 3-10-⑦-3 三重県内の安政東海・南海津波の痕跡と史料の信頼度（その8）

番号	資料名	場所	掲載書誌	掲載頁	津波被害の記述	津波高の記述	信頼
134	安政海嘯景況上申書	須賀利	新収5-1	1412	須賀利浦：120中流失24・浪入41・破損31	4.0m(矢沼他(2017))	△
135	北牟婁郡 相賀村誌	相賀	新収日本 地震史料 補遺別巻 (以下「補 遺別」)	502	同十一月四日四ツ時大地震直様津浪来る 同五日暮六ツ時大地震有る夫より驚き大 心配日本国中藪又は野へ小屋建住居す る宝永四亥十一(ママ)四日大地震津浪あ る浪高驚下道元水神様迄行船津前迄行 本地平札場、荘司町迄行其年海辺大なん ぎ山方左程の事もなし四日には大坂辺大 地震津浪なし	驚下道元水神様 船津 本地平札場 荘司町	△
136	高野家家譜		新収5-1	1240	伊勢路ハ六月程の事は無之候へとも、東 海道筋吉田宿と小田原迄廿式宿之間大 荒、中二は「三嶋宿・沼津宿・掛川宿・袋井 宿」壱軒も家無之宿も有之候由	広域被害	△
137	藤堂藩肥田組大庄屋文書		新収5-1	1241	十一月四日朝大地震二付」破損無之書附	場所不明	○
138	地震津波并江戸表武術道場 御取建等之書面写		新収5-1	1262- 1264	(略)	広域被害	△
139	内意伺并義倉講下書		補遺別	503- 504	(前略)一猶又旧冬ノ津浪二而御郭内御役 屋舗御破損所之儀は枚挙二不遑候(後 略)	上之町(鳥羽市?)	△
140	平野家文書	波瀬村	続補遺別	674	同年(嘉永七年)十一月十四(ママ)日大 地震並海岸筋ハ大津波松崎浦等ハ大船 数杯津屋城村上ノ宮近傍へ颶風飄流シ前 代未聞、我等御上納米ニ附添ヒ松崎ニテ 警護ス、夜間ニハ権現前ニ而守護ス	松崎浦(松阪市)	○

なお、今年度の調査において新たに確認された史料、特に三重県内の地誌類や古文書の解読原稿については、原史料の所在まで確認がとれていないものも多数残されており、今後の検討課題としておきたい。

## 2) 1854年安政東海・南海地震津波に関する歴史資料の現地調査

安政東海・南海地震津波に関する歴史資料精査から、新たな痕跡点となり得る箇所について現地調査を行った。図3-10-⑦-1に現地調査に基づく津波痕跡高分布を示す。本調査から、和歌山県と三重県の県境（鵜殿）ではふたつの地震津波による津波被害が皆無であったことから、津波終息点のひとつとして考えることができるであろう。

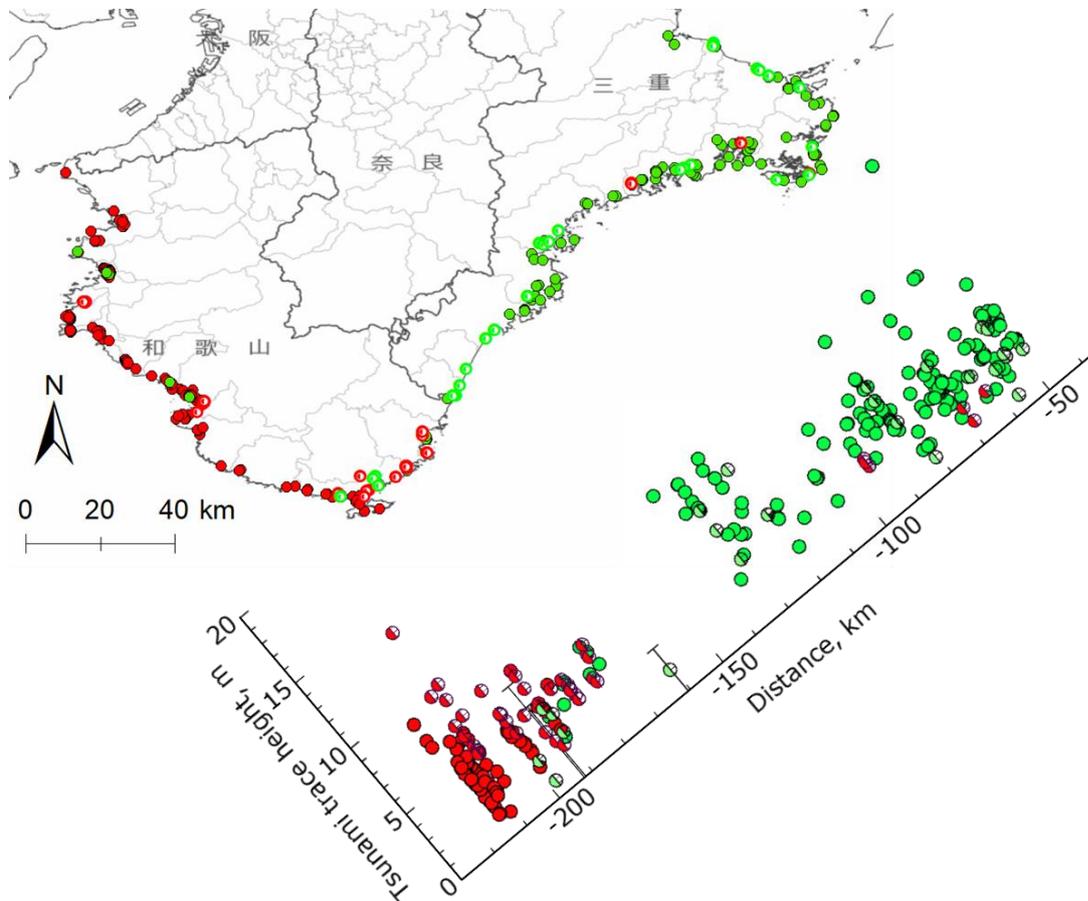


図3-10-⑦-1 三重県および和歌山県太平洋沿岸における安政東海・南海地震による津波痕跡高分布。赤丸と緑丸は既往研究による安政南海地震および安政東海地震の痕跡高、赤白丸および緑白丸は本業務における安政南海地震および安政東海地震の痕跡高を示す。

以下にそれぞれの調査地点とその概要を示す。なお、表 3-10-⑦-3 からの引用の場合には史料番号を付記してある。なお、古座切目屋日記、小野翁遺稿熊野史、熊野灘漁村資料集、北牟婁郡相賀村誌は三重県立図書館所蔵史資料から引用されたものである。

a) 池ノ山 (いけのやま)

古座切目屋日記には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

一ッ同五日、七ッ時より又大地震にて諸国大混雑。

(中略)

一ッ津浪川長く打ち込み候処は川口村迄、池之口、小川筋は池之山迄参る。

以上に基づき、池野山川の水面標高を計測した。当該地点を遡上限界として、津波遡上高は T.P.+4.0m とした。



緯度 33 度 32 分 14.85 秒、経度 135 度 49 分 9.29 秒、標高 : T.P.+4.00m

図 3-10-⑦-2 池ノ山の津波痕跡高

b) 池ノ口 (いけのぐち)

同じく古座切目屋日記 (三重県所蔵) には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

一ッ同五日、七ッ時より又大地震にて諸国大混雑。

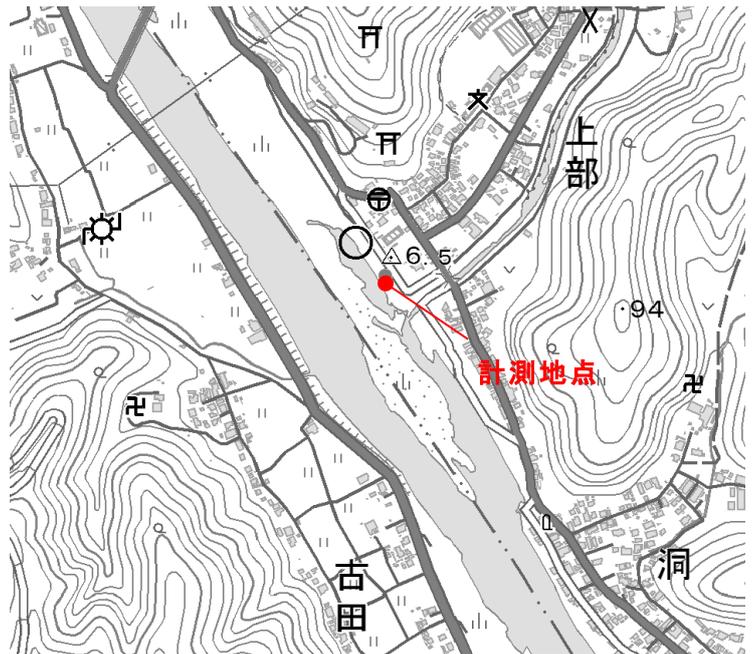
(中略)

一ッ川内には大船、小船ども廿艘計り繋ぎ居候処、小船は古田村、池之口辺迄流れ込み、大船は中洲畑中へ打ち寄せ又は古田迄流れ込み候もこれあり候。大船二艘破船に相成る。此の船、日置船。水主は別条なく、皆々無事。尤も右二艘の破船は川口悪しく候に付き、川外にて荷積致居候船なり。

一ッ津浪川長く打ち込み候処は川口村迄、池之口、小川筋は池之山迄参る。尤も汐嵩池之口村にて中之段一ぱい、池之口村宇津木、月之瀬辺にて海鳥沢山に拾ひ候ひたるこれあり候。

一ッ地震に当所は潰れ家一軒もなく候へども土蔵は少しくいたみ、当山金堂、石段は大いたみ。池之口山王社石の鳥居倒れ、同所橋杯は地震に川中へ潰れ込み候。

以上に基づき、古座川町役場下駐車場 (古座川高水敷) の地盤標高を計測した。当該地点で「中之段一ぱい」から浸水深を 1 m として、津波浸水高を T.P. +2.8m とした。



緯度 33 度 31 分 53.03 秒、経度 135 度 48 分 53.18 秒、  
標高 : T.P. +1.79m

図 3-10-⑦-3 池ノ口の津波痕跡高

c) 浦神（うらがみ）

小野翁遺稿熊野史（三重県所蔵）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

浦神にては床より五尺上り死人七人。向浦神無事、高芝無事。

以上に基づき、旧街道沿いの地盤標高を計測した。当該地点で「床より五尺上り」から床高 0.3m を加算して浸水深を 1.8m として、津波浸水高を T.P. +3.7m～4.7m とした。



計測地点 01



計測地点 04



標高値

- 01：緯度 33 度 33 分 39.23 秒、経度 135 度 53 分 44.50 秒、標高：T.P. +2.95m
- 02：緯度 33 度 33 分 38.59 秒、経度 135 度 53 分 41.92 秒、標高：T.P. +2.21m
- 03：緯度 33 度 33 分 37.87 秒、経度 135 度 53 分 41.46 秒、標高：T.P. +1.87m
- 04：緯度 33 度 33 分 36.79 秒、経度 135 度 53 分 39.51 秒、標高：T.P. +2.71m
- 05：緯度 33 度 33 分 35.24 秒、経度 135 度 53 分 37.80 秒、標高：T.P. +2.55m

図 3-10-⑦-4 浦神の津波痕跡高

d) 鵜殿（うどの）

小野翁遺稿熊野史（三重県所蔵）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

鵜殿・井田・阿田和・市木・有馬・木本流家なし

以上に基づき、鵜殿においては、旧海岸線と推定される道路の地盤標高を計測した。当該地点で「流家なし」から浸水深は若干の浸水深もしくは標高以下であるとして、津波浸水高を T.P. +3.2m 以下とした。



- 01: 緯度 33 度 44 分 0.57 秒、経度 136 度 0 分 50.52 秒、標高 : T.P. +3.47m
- 02: 緯度 33 度 43 分 58.48 秒、経度 136 度 0 分 46.66 秒、標高 : T.P. +3.21m
- 03: 緯度 33 度 43 分 56.99 秒、経度 136 度 0 分 42.35 秒、標高 : T.P. +3.20m
- 04: 緯度 33 度 43 分 57.01 秒、経度 136 度 0 分 41.56 秒、標高 : T.P. +3.29m
- 05: 緯度 33 度 43 分 56.18 秒、経度 136 度 0 分 36.46 秒、標高 : T.P. +3.60m
- 06: 緯度 33 度 43 分 59.18 秒、経度 136 度 0 分 24.38 秒、標高 : T.P. +5.17m

図 3-10-⑦-5 鵜殿の津波痕跡高

e) 井田 (いだ)

鶉殿と同様に、旧街道（紀伊井田郵便局前）の地盤標高を計測した。当該地点で「流家なし」から浸水深は若干もしくは標高以下であるとして、参考値として津波浸水高を T.P. +8.6m 以下とした。

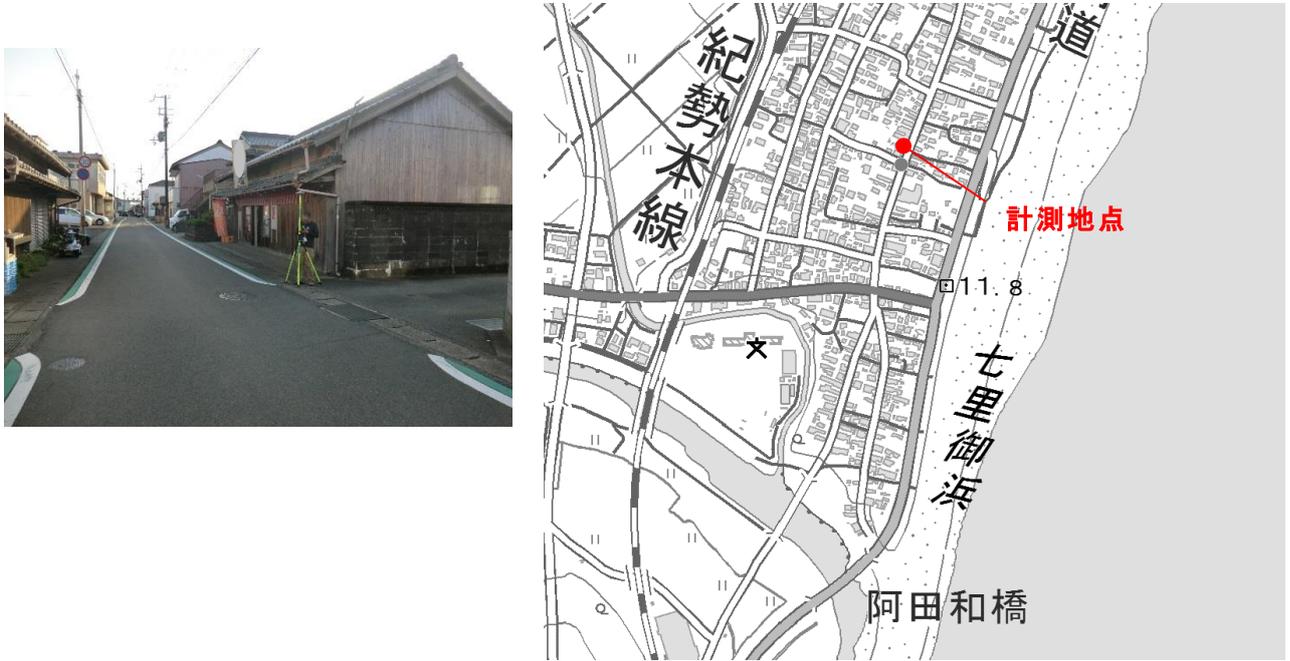


緯度 33 度 45 分 29.38 秒、経度 136 度 1 分 26.94 秒、  
標高：T.P. +8.56m

図 3-10-⑦-6 井田の津波痕跡高

f) 阿田和 (あたわ)

鵜殿と同様に、旧街道 (坂口ふとん店前) の地盤標高を計測した。当該地点で「流家なし」から浸水深は若干もしくは標高以下であるとして、参考値として津波浸水高を T.P. +10.8m 以下とした。



緯度 33 度 47 分 53.25 秒、経度 136 度 2 分 23.59 秒、  
標高 : T.P. +10.78m

図 3-10-⑦-7 阿田和の津波痕跡高

g) 有馬（ありま）

鵜殿と同様に、旧街道近くの防潮堤近傍の地盤標高を計測した。当該地点で「流家なし」から浸水深は若干もしくは標高以下であるとして、参考値として津波浸水高を T.P. +9.7m 以下とした。



01：緯度 33 度 52 分 20.45 秒、経度 136 度 5 分 11.98 秒、標高：T.P. +11.25m

02：緯度 33 度 52 分 20.06 秒、経度 136 度 5 分 12.38 秒、標高：T.P. +9.65m

図 3-10-⑦-8 有馬の津波痕跡高

h) 木本（きもと）

鵜殿と同様に、木本町を流れる小河川沿い道路の低い地盤標高を計測した。当該地点で「流家なし」から津波高は若干もしくは標高以下であるとして、参考値として津波浸水高を T.P. +6.7m 以下とした。



01：緯度 33 度 53 分 31.40 秒、経度 136 度 6 分 28.16 秒、標高：T.P. +6.79m

02：緯度 33 度 53 分 31.62 秒、経度 136 度 6 分 27.81 秒、標高：T.P. +6.72m

図 3-10-⑦-9 木本の津波痕跡高

i) 賀田の安政津浪潮位点

賀田にある津波碑には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

[正面]「安政津浪潮位点」「同元年 1854 十一月」賀田津浪対策同志会

以上に基づき、津波到達地点の地盤標高を計測した。当該地点を遡上限界として、津波遡上高は T.P. +7.7m とした。



緯度 33 度 58 分 31.53 秒、経度 136 度 11 分 15.86 秒、  
標高 : T.P. +7.65m

図 3-10-⑦-10 安政津浪潮位点の津波痕跡高

j) 賀田（かた）

熊野灘漁村資料集（三重県所蔵）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

賀田村家数 161 軒津浪流家 73 軒、半浪 2 軒

1854 年安政地震津波（文献：尾鷲市海洋文化収 田中氏記録）

賀田村指道標に「津浪高さ二丈」

賀田村家数百六十一中流失七十三、死者六浪の高さ宝永の津浪よりおよそ三尺四～五寸低い。

以上に基づき、集落内を通る道沿いの地盤標高を計測した。当該地点で「賀田村指道標の津浪高さ二丈（計測地点 05 を仮定）」から浸水深は 6.1m であるとして、津波浸水高を T.P. +7.8m とした。



01：緯度 33 度 58 分 31.65 秒、経度 136 度 11 分 15.89 秒、標高：T.P. +5.30m

02：緯度 33 度 58 分 31.63 秒、経度 136 度 11 分 15.23 秒、標高：T.P. +5.32m

03：緯度 33 度 58 分 30.78 秒、経度 136 度 11 分 14.88 秒、標高：T.P. +2.73m

04：緯度 33 度 58 分 29.57 秒、経度 136 度 11 分 14.61 秒、標高：T.P. +2.03m

05：緯度 33 度 58 分 29.42 秒、経度 136 度 11 分 17.82 秒、標高：T.P. +1.73m

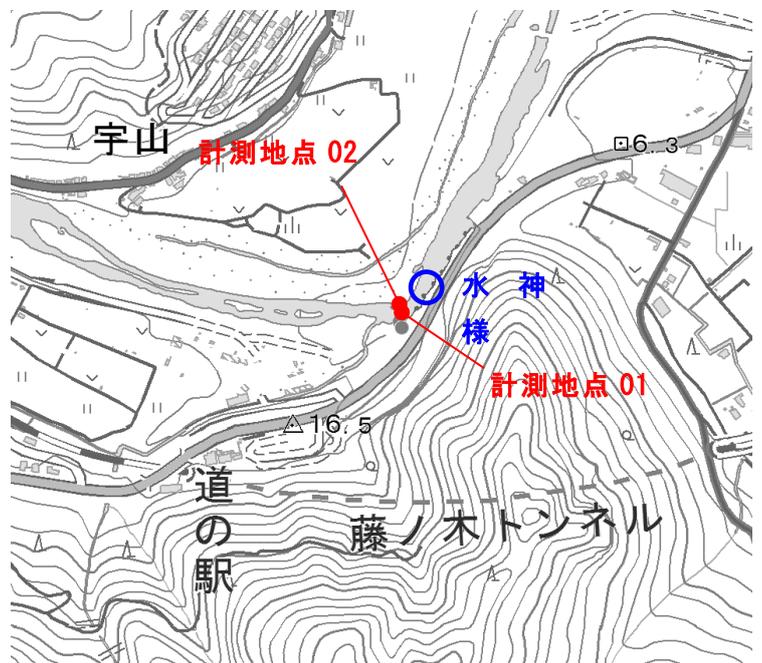
図 3-10-⑦-11 賀田の津波痕跡高

k) 鷺毛（わしげ）

北牟婁郡相賀村誌（三重県所蔵）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

同十一月四日四ツ時大地震直様津浪来る同五日暮六ツ時大地震有る夫より驚き大心配日本国中藪又は野へ小屋建住居する宝永四亥十一（ママ）四日大地震津浪ある浪高鷺下道元水神様迄行船津前迄行本地平札場、荘司町迄行其年海辺大なんぎ山方左程の事もなし四日には大坂辺大地震津浪なし

以上に基づき、銚子川の高水敷及び水面の標高を計測した。計測地点 01 を遡上限界として、津波遡上高は T. P. +3.9m とした。



01: 緯度 34 度 6 分 13.91 秒、経度 136 度 13 分 0.34 秒、  
標高 : T. P. +3.89m

02: 緯度 34 度 6 分 14.16 秒、経度 136 度 13 分 0.19 秒、  
標高 : T. P. +1.41m

図 3-10-⑦-12 鷺毛の津波痕跡高

1) 小山浦

嘉永七寅年地震高浪ニ付村々荒あらし記録帳(表3-10-⑦-3:番号124)には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

小山にては浪上る事浜は常の中浪ぐらい、やさ谷は寺の藪しきまで、田地にては芝草まで上りしほのり候、畑は麦皆々くさる

以上に基づき、長泉寺の境内地盤標高を計測した。当該地点の「藪しき」が不明のため、浸水深は1mであるとして、津波浸水高をT.P.+8.7mとした。



緯度 34 度 6 分 2.26 秒、経度 136 度 13 分 31.46 秒、標高 : T. P. +7.42m

図 3-10-⑦-13 小山浦の津波痕跡高

m) 引本浦（ひきもとうら）

雲祥寺記録（表 3-10-⑦-3：番号 117）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

引本在中 8～9 尺浪上り、在中家一軒残らず洗い、諸道具流失

以上に基づき、当該地点の地盤標高の標高を計測した。当該地点で「8～9 尺浪上りより」から浸水深を 2.7m として、津波浸水高を T.P. +4.9m とした。



緯度 34 度 6 分 25.24 秒、経度 136 度 14 分 23.58 秒、  
標高：T.P. +2.19m

図 3-10-⑦-14 引本浦の津波痕跡高

n) 矢口浦（やぐちうら）

嘉永七寅年地震高浪ニ付村々荒あらし記録帳（表 3-10-⑦-3：資料番号 129）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

矢口にては家 28 軒ながれ、浪は馬瀬越のしばまで上る事

以上に基づき、津波到達地点の地盤標高を計測した。馬瀬越を峠の入口と推定し集落上端周辺を遡上限界として、津波遡上高は T.P. +14.7m とした。



緯度 34 度 8 分 2.82 秒、経度 136 度 15 分 46.03 秒、標高：T.P. +14.74m

図 3-10-⑦-15 矢口浦の津波痕跡高

o) 八木戸 01 (やきど)

明和町史史料編二 (表 3-10-⑦-3 : 番号 102) には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

八木戸浜田よりは津浪参し候と申し、海辺にては大普請出来候処所々にこれあり、中郡沖へは堤切込み夫よりいさば船押込み、とうとう破てのけ申し候

以上に基づき、八木戸の水田標高を計測した。当該地点を浸水地点 (浸水深 0 m) として、津波浸水高を T.P. -0.1m 以上とした。



緯度 34 度 35 分 28.58 秒、経度 136 度 38 分 12.02 秒、  
標高 : T.P. -0.12m

図 3-10-⑦-16 八木戸 01 の津波痕跡高

p) 八木戸 02 (やきど)

明和町史史料編二(表 3-10-⑦-3 : 番号 102)には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

八木戸浜田よりは津浪参し候と申し、海辺にては大普請出来候処所々にこれあり、中郡沖へは堤切込み夫よりいさば船押込み、とうとう破てのけ申し候

以上に基づき、八木戸の水田標高を計測した。当該地点を浸水地点(浸水深 0 m)として、津波浸水高を T.P. -0.1m 以上とした。



緯度 34 度 35 分 17.74 秒、経度 136 度 38 分 11.94 秒、  
標高 : T.P. -0.08m

図 3-10-⑦-17 八木戸 02 の津波痕跡高

q) 八木戸 03 (やきど)

明和町史史料編二 (表 3-10-⑦-3 : 番号 102) には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

八木戸浜田よりは津浪参し候と申し、海辺にては大普請出来候処所々にこれあり、中郡沖へは堤切込み夫よりいさば船押込み、とうとう破てのけ申し候

以上に基づき、八木戸の水田標高を計測した。当該地点を浸水地点 (浸水深 0 m) として、津波浸水高を T.P. +0.9m 以上とした。



緯度 34 度 35 分 4.08 秒、経度 136 度 38 分 9.36 秒、標高 : T.P. +0.85m

図 3-10-⑦-18 八木戸 03 の津波痕跡高

r) 日保見山八幡宮（ひほみやまはちまんぐう）

新収第五巻別5-1（表3-10-⑦-3：番号2）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

大湊神社辺は大塩にて大変の由

以上に基づき、大湊神社の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深0.5m）として、津波浸水高をT.P.+2.1m以上とした。



緯度 34 度 31 分 39.88 秒、経度 136 度 44 分 31.54 秒、  
標高：T.P.+1.58m

図3-10-⑦-19 日保見山八幡宮の津波痕跡高

s) 大湊御役所跡（おおみなとおやくしょあと）

新収第五巻別5-1（表3-10-⑦-3：番号2）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

大湊神社辺は大塩にて大変の由、

1854年安政地震津波（文献：拾遺別）

海上津浪にて大湊築屋敷は人家へ打揚て、御役所裏へも浪打揚り、磯瀬迄も揚る、凡3尺斗も堤へ揚る、

1854年安政地震津波（文献：地震史料に収録された山中立之介の手記）

築屋敷橋詰の灯明台は式上七尺有之所、其上をこしたる由なれば浪の高さ三四丈もありしなるべし

以上に基づき、大湊町民会館前の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深0m）として、津波浸水高をT.P.+4.0m以上とした。



緯度 33 度 32 分 14.85 秒、経度 135 度 49 分 9.29 秒、  
標高：T.P.+4.00m

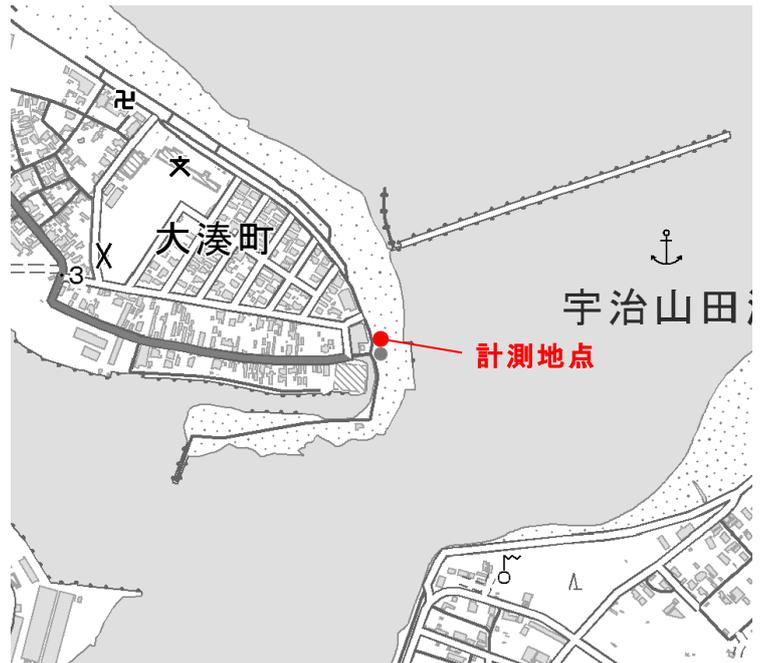
図 3-10-⑦-20 大湊御役所跡の津波痕跡高

t) 灯明台跡（とうみょうだいあと）

御菌村誌（表 3-10-⑦-3 : 番号 4）には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

築屋敷橋詰の灯明台は式上七尺有之所、其上をこしたる由なれば浪の高さ三四丈もありしなるべし

以上に基づき、灯明台跡の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深 1.5 m）として、津波浸水高を T.P. +5.3m とした。



緯度 34 度 31 分 28.02 秒、経度 136 度 44 分 50.97 秒、  
標高：T.P. +3.79m

図 3-10-⑦-21 灯明台跡の津波痕跡高

u) 御塩殿神社（みしおどのじんじゃ）

新収第五巻別5-1（表3-10-⑦-3：番号1）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

築御塩焼の竈損失

以上に基づき、御塩殿神社の海側地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深1.5m）として、津波浸水高をT.P.+5.0mとした。



緯度 34 度 30 分 39.64 秒、経度 136 度 46 分 14.31 秒、  
標高：T.P.+3.49m

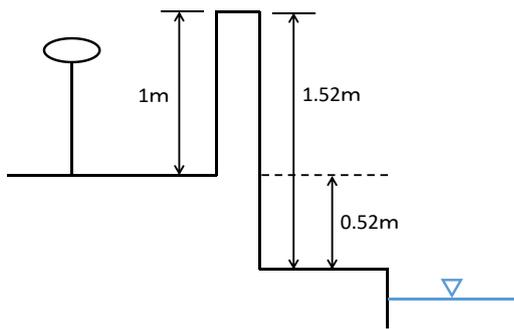
図3-10-⑦-22 御塩殿神社の津波痕跡高

v) 鳥羽城大手水門跡（とばじょうおおてすいもんあと）

新収第五巻別5-1（表3-10-⑦-3：番号35）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

鳥羽稲垣撰津守殿大手門高塩にて皆無の由

以上に基づき、鳥羽城大手水門跡の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深1.0m）として、津波浸水高をT.P.+2.8mとした。



緯度 34 度 28 分 56.12 秒、経度 136 度 50 分 43.45 秒、  
標高：T.P.+1.87m

図3-10-⑦-23 鳥羽城大手水門跡の津波痕跡高

w) 源慶寺境内（げんきょうじけいだい）

新収第五巻別5-1には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

源慶寺・宗七内等ハゆ家下迄汐乗申候

以上に基づき、源慶寺境内の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深0m）として、津波浸水高をT.P.+2.9m以上とした。



緯度 34 度 20 分 19.37 秒、経度 136 度 52 分 32.11 秒、  
標高：T.P.+2.89m

図 3-10-⑦-24 源慶寺境内の津波痕跡高

x) 祥雲寺前（しょううんじまえ）

拾遺別には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

海底より涌出るがごとくゆご嶋、御祓島も見へざるように汐増、前浜へ満たりしが、北の愛神の前浜へ押込、大田の堤切れて子易の神、前の田まで汐込入、それより南の方さして押廻り、仮墓所近所の家々3・4尺も汐入、前浜手は土手際まで打越たる、館の世古より南は汐2度めに満込し時は家の庭まで込入たり、5日暮れ六つ頃大地震、汐浦畑一面へ上る事

以上に基づき、祥雲寺境内の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深0m）として、津波浸水高をT.P.+3.5m以上とした。



緯度 34 度 16 分 9.08 秒、経度 136 度 52 分 3.1 秒、標高：T.P.+3.46m

図 3-10-⑦-25 祥雲寺前の津波痕跡高

y) 船越田畑（ふなこしたはた）

拾遺別（表 3-10-⑦-3：番号 31）には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

海底より涌出るがごとくゆご嶋、御祓島も見へざるように汐増、前浜へ満たりしが、北の愛神の前浜へ押込、大田の堤切れて子易の神、前の田まで汐込入、それより南の方さして押廻り、仮墓所近所の家々 3・4 尺も汐入、前浜手は土手際まで打越たる、館の世古より南は汐 2 度めに満込し時は家の庭まで込入たり、5 日暮れ六つ頃大地震、汐浦畑一面へ上る事【南海地震】

以上に基づき、船越北部の畑の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深 0 m）として、津波浸水高を T. P. +2.3m 以上とした。



緯度 34 度 16 分 25.38 秒、経度 136 度 52 分 6.78 秒、  
標高：T. P. +2.25m

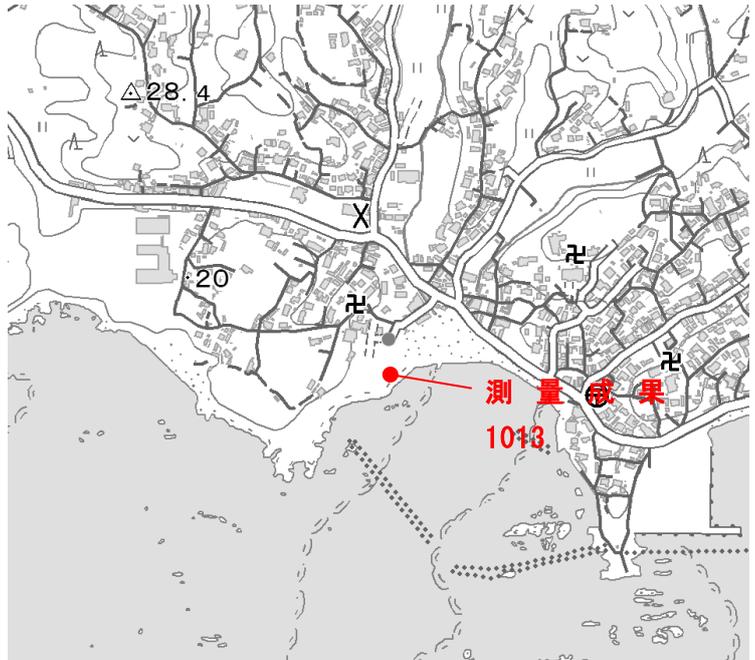
図 3-10-⑦-26 船越田畑の津波痕跡高

z) 普門寺前（ふもんじまえ）

志摩町史(表3-10-⑦-3:番号6)には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

御高札場相砕、普門寺兼百姓家以上56軒流失、家数56軒

以上に基づき、普門寺前（下）の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深0m）として、津波浸水高をT.P.+2.3m以上とした。



緯度 34 度 15 分 28.42 秒、経度 136 度 47 分 24.26 秒、  
標高：T.P.+5.60m

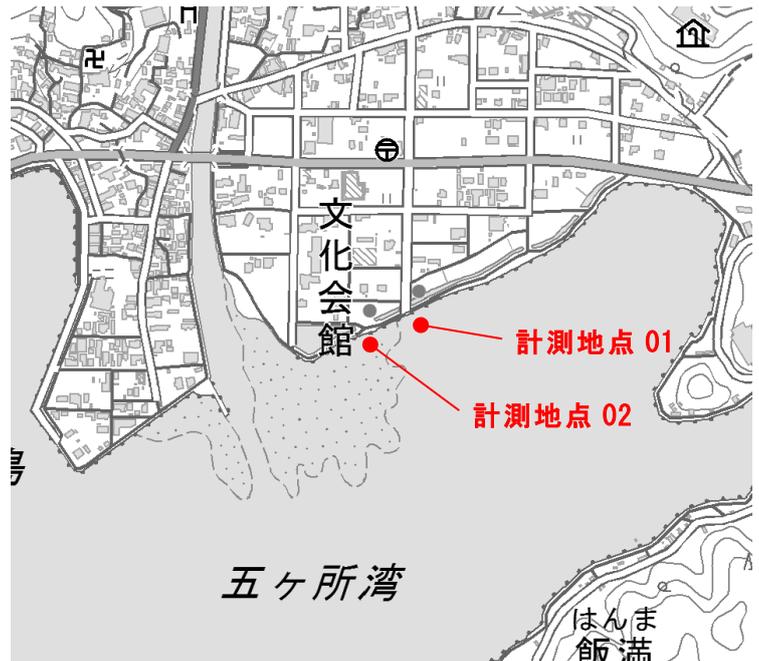
図3-10-⑦-27 普門寺前の津波痕跡高

aa) 五ヶ所浦田地（ごかしょうらたち）

志摩町史（表 3-10-⑦-3：番号 6）には、安政東海および南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

先しをの高さ、土代上り 4 尺上り、五日浪、前田中の間へ迄くる、しをの高大い■、浦方・川原・村家みなをち合までながし、五ヶ所・加津佐流れ、当村 30 家流、【南海地震】

以上に基づき、五ヶ所浦の低い箇所地の盤高を計測した。当該地点を浸水地点（浸水深 0 m）として、津波浸水高を T.P. +2.4m 以上とした。【南海地震】



01：緯度 34 度 20 分 53.00 秒、経度 136 度 42 分 13.07 秒、標高：T.P. +1.43m

02：緯度 34 度 20 分 52.19 秒、経度 136 度 42 分 10.63 秒、標高：T.P. +2.35m

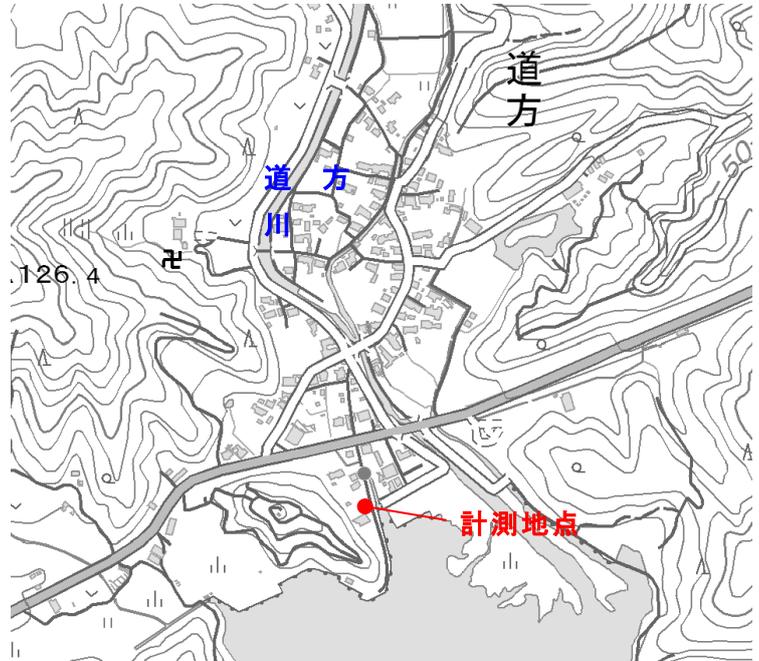
図 3-10-⑦-28 五ヶ所浦田地の津波痕跡高

ab) 道方 (みちかた)

羽鳥 (1979) には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

地震で家・蔵・納屋いたむ。村へは津波入らず。

以上に基づき、道方川河口部付近の地盤高を計測した。浸水地点は地盤高以下として、津波浸水高を T. P. +1.2m 以下とした。



緯度 34 度 17 分 39.52 秒、経度 136 度 34 分 52.24 秒、  
標高 : T. P. +1.18m

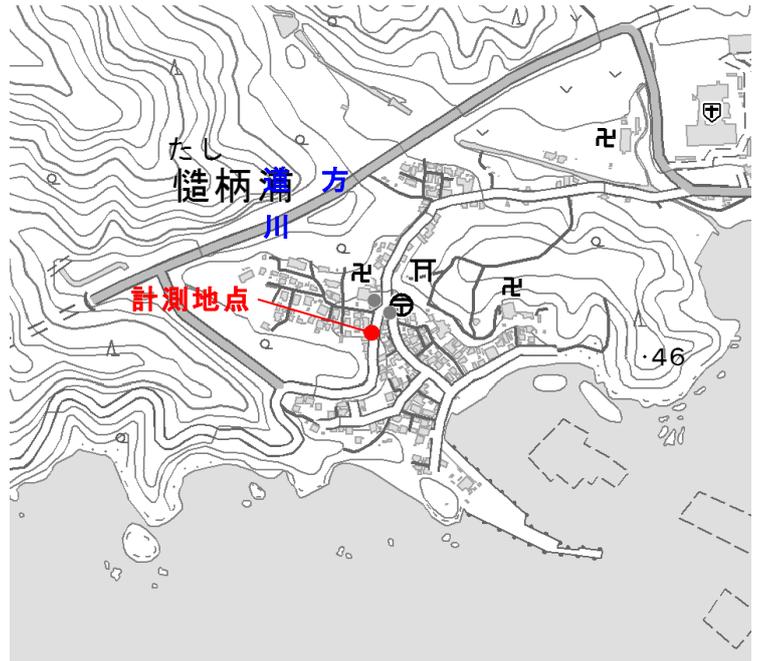
図 3-10-⑦-29 道方の津波痕跡高

ac) 西光寺境内 (さいこうじけいだい)

新収第五巻別5-1 (表3-10-⑦-3 : 番号84) には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

槌柄浦は屋敷地後高の処故、此度の津浪にも浪勢和らかく、夫故か流家多分これなく汐入ばかり也、西光寺の近所石橋の処まで浪先来る由

以上に基づき、道方川河口部付近の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点 (浸水深0 m) として、津波浸水高を T.P. +6.86m 以上とした。



緯度 34 度 17 分 15.66 秒、経度 136 度 33 分 53.38 秒、  
標高 : T.P. +6.86m

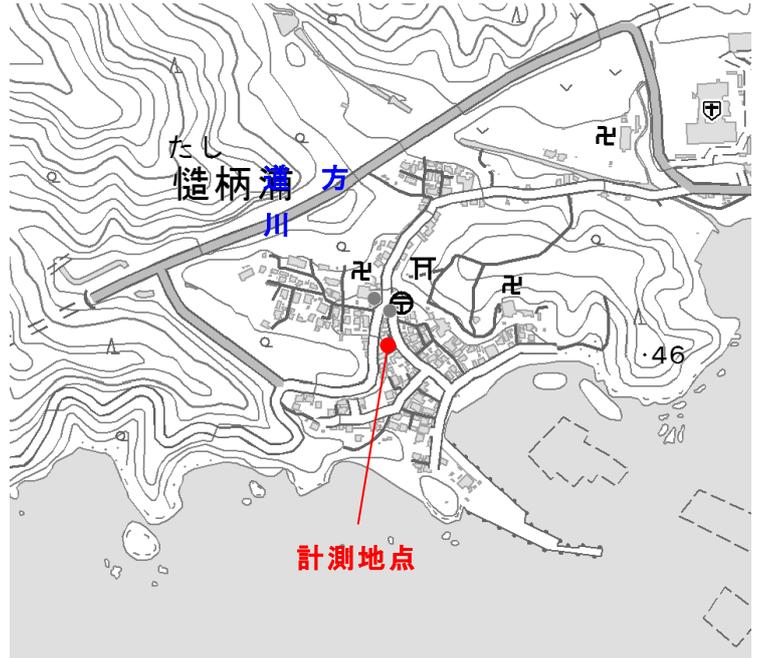
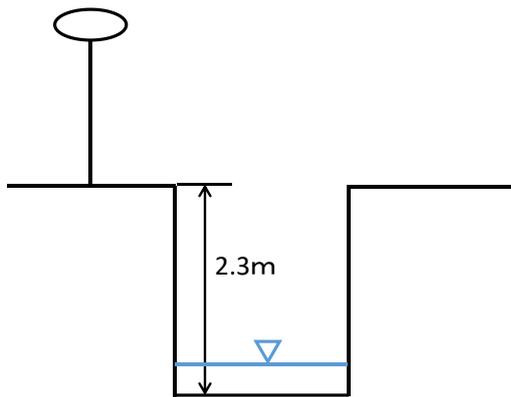
図 3-10-⑦-30 西光寺境内の津波痕跡高

ad) 西光寺近所の石橋 (さいこうじきんじょのいしばし)

新収第五巻別5-1 (表3-10-⑦-3 : 番号84) には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

槌柄浦は屋敷地後高の処故、此度の津浪にも浪勢和らかく、夫故か流家多分これなく汐入ばかり也、西光寺の近所石橋の処まで浪先来る由

以上に基づき、西光寺南を流れる小河川に掛かる石橋の地盤を計測した。当該地点を浸水地点 (浸水深0 m) として、津波浸水高を T.P. +4.2m 以上とした。



緯度 34 度 17 分 15.13 秒、経度 136 度 33 分 54.19 秒、  
標高 : T.P. +6.50m  
西光寺南を流れる小河川の河床高として、標高 :  
T.P. +4.20m

図 3-10-⑦-31 西光寺近所の石橋の津波痕跡高

ae) 最明寺前の旧田畑 (さいみょうじまえのきゅうでんぱた)

新収第五巻別5-1 (表3-10-⑦-3: 番号92) には、安政東海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

樋庄屋の宅にて浪の高さ凡そ8尺程、尤も四方の内東西南は土蔵并納屋等立ならべこれある故後口は山也、それ故浪勢これなくどよみ候か、居宅格別大破にもこれなく、家の天井下平物まで浪漬りに成立道具類内のりーはい浪漬り候【→住職ヒアリングより庄屋宅は不明】

薬師堂床より三尺計り汐漬り【→住職ヒアリングより薬師堂は境内にあるが、移設した可能性大】

次郎三郎右衛門道大道の所より最明寺の門前田の所二枚目田半分頃まで津浪先くる、此所限り浪上り不申

以上に基づき、最明寺前にあったと思われる田畑跡 (現在は駐車場) の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点 (浸水深0m) として、津波浸水高を T.P. +6.0m 以上とした。



緯度 34 度 17 分 2.26 秒、経度 136 度 33 分 23.92 秒、  
標高 : T.P. +6.03m

図 3-10-⑦-32 最明寺前の旧田畑の津波痕跡高

af) 長泉寺前 (ちょうせんじまえ)

新収第五巻別5-1 (表3-10-⑦-3 : 番号96) には、安政南海地震の津波被害状況について、以下の記載があった。

【新桑籠の記載のとして、】

四日到来津浪にて肝を冷やし、其翌日にも七ツ頃中地震ゆり候処、其時も汐先寺の前まで来候、文吾方床を流し候【南海地震】

以上に基づき、長泉寺前の地盤高を計測した。当該地点を浸水地点 (浸水深 0m) として、津波浸水高を T. P. +3.8m 以上とした。



緯度 34 度 14 分 59.22 秒、経度 136 度 26 分 22.73 秒、  
標高 : T. P. +3.80m

図 3-10-⑦-33 長泉寺前の津波痕跡高

(c) 結論ならびに今後の課題

安政東海・南海地震津波に関する歴史資料について、三重県における調査を重点的に進め、三重県の地方史料の刊行物や地域史・郷土史研究の雑誌論文、ガリ版刷や古文書の解読原稿の稿本などを調査し、先述の史料集に掲載されていない史料の情報を収集した。同時に、先述の史料集に収録されている史料についても、作成者や成立年代など、その成立背景を判明する情報を収集した。これらの中で既往研究で未使用な史料を抽出・収集し、その解釈の問題点から再検討が必要な歴史資料を抽出し、これらの資料について再解釈を行い、これに基づいて現地調査を実施した。本調査から、和歌山県と三重県における津波高分布の概形をより明確にすることができ、特に両県の県境 (鵜殿) ではふたつの地震津波による津波被害が皆無であったことから、津波終息点のひとつと

して考えることができる。今後は本業務で得られた津波痕跡分布に基づく波源解析が必要であろう。

(d) 引用文献

- 相田勇，尾鷲市街に遡上した津波の調査：1944年東南海・1960年チリおよび1854年安政津波，地震研究所彙報，56（1），245 - 263，1981.
- 今村明恒，和歌山縣下に於ける寶永安政年度の津浪状況調査，地震，1，10（6），236-249，1938.
- 羽鳥徳太郎，安政地震（1854年12月23日）における東海地方の津波・地殻変動の記録：明治25年静岡県下26ヵ町村役場の地震報告から，東京大学地震研究所彙報，51（1），13-28，1976.
- 羽鳥徳太郎，静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査，東京大学地震研究所彙報，52（3/4），407-439，1978.
- 羽鳥徳太郎，三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査，東京大学地震研究所彙報，53（4），1191-1225，1979.
- 都司嘉宣（編），東海地方地震津波史料（I・下巻）-静岡県・山梨県・長野県南部編 -（安政元年11月4日，5日の地震），防災科学技術研究資料，36，pp.857，1979.
- 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（2），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（1），187-206，1983.
- 都司嘉宣・日野貴之・岩崎伸一・矢沼隆・北原糸子，安政東海地震津波（1854）の浸水高の精密調査，歴史地震，7，43-56，1991.
- 都司嘉宣・岩崎伸一，和歌山県沿岸の安政南海津波（1854）について，歴史地震，12，169-187，1996.
- 行谷佑一・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.

(3) 平成30年度業務計画案

南海トラフ地震の多様な震源シナリオに対応した長周期地震動の直前把握、及び地震発生時の即時把握に向け、強震観測データ同化等に基づく長周期地震動のリアルタイム波動伝播解析と予測に向けた研究開発を進める。