

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	准教授	宮崎真一
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授 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
国立研究開発法人理化学研究所 革新知能統合研究センター	非常勤研究員	平原和朗

(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) 7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、観測データを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、地震発生サイクルシミュレーションでの検証の準備として、地震発生サイクル中の地殻変動計算ならびに近代観測データとの比較検討を行った。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し、巨大地震発生につながる現象と、観測に必要なスペックを明確化した。その知見を、南海トラフ・日本海溝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。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・南海トラフ全域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行った。

平成 31 年度：

昭和の南海トラフ地震以降の粘弾性応答とサブ 2-1 の 3 次元地下構造情報と整合する南海トラフ 3 次元粘弾性構造モデルを用いて、地震&ゆっくりすべりシナリオを構築するとともに、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おける従来の予測手法の課題を踏まえて、改良した推移予測手法を実データに適用し、妥当性を評価する。最終的な成果のとりまとめとして、これらの成果に基づいて、今後地震本部の長期評価や南海評価検討会で活用される、地殻変動・地震活動データの統合的なプレート境界固着の現状把握・推移予測システムの実現に向けた具体的な道筋を示す。

(e) 平成 30 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での検証を行う。海・陸地殻変動観測データに基づき、内陸ブロック運動も考慮して、南海トラフ沿いのプレート固着強度の空間分布とその経年変化を平成 29 年度に引き続き調査する。地震断層運動の準静的シミュレーションとプレート間の歪み蓄積との比較から断層構成関係パラメータを推定し、動的シミュレーションにより、想定される破壊開始点と震源域の拡大範囲・地震規模を検討する。平成 29 年度に開発した日本列島の粘弾性変形 3 次元有限要素法解析手法を用いて、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開発を継続して進めるとともに、豊後水道・南海トラフならびに東北地方太平洋沖を対象に予測試行実験を行う。

(2) 平成 30 年度の成果

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定常的な沈み込みを再現した有限要素モデルの構築、ブロック運動モデルによる解析、過去の地殻変動データの整理等を実施してきた。1) フィリピン海プレートの定常的な沈み込みを有限要素法により評価し、定常的な海洋プレートの沈み込みが上盤側へ及ぼす影響を評価した。定常的なフィリピン海プレートの沈み込みは、地震サイクルを超える長期的な変形場や絶対応力場に影響を与えると考えられる。よって、その変形場を評価することは沈み込み帯のテクトニック応力場を理解する上で重要である。この解析の結果、プレートの定常的な沈み込みは、プレート境界面に法線応力を生成し、瀬戸内海や紀伊半島、伊勢湾などの地形の生成に寄与していることが明らかになった。2) 前年度に実施したブロック運動モデルの解析結果について詳細な考察を実施した。3) 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た。4) 地殻変動を非弾性変形と弾性変形の寄与とに分離し解釈した。

(b) 業務の実施方法

1) 定常的な海洋プレートの沈み込み

定常的な海洋プレートの沈み込みを有限要素法によってモデル化を実施することにより、海洋プレートの沈み込み形状自体が生成する応力場と変形場を評価する。これは、地震サイクルによってリセットされるような、固着に伴う応力・歪場とは異なり、地震サイクルを超えた時間スケールで構築される応力・歪場を考察する。これを実現するために、西南日本を有限要素法によってモデル化を実施した (図 3-9-①-1)。

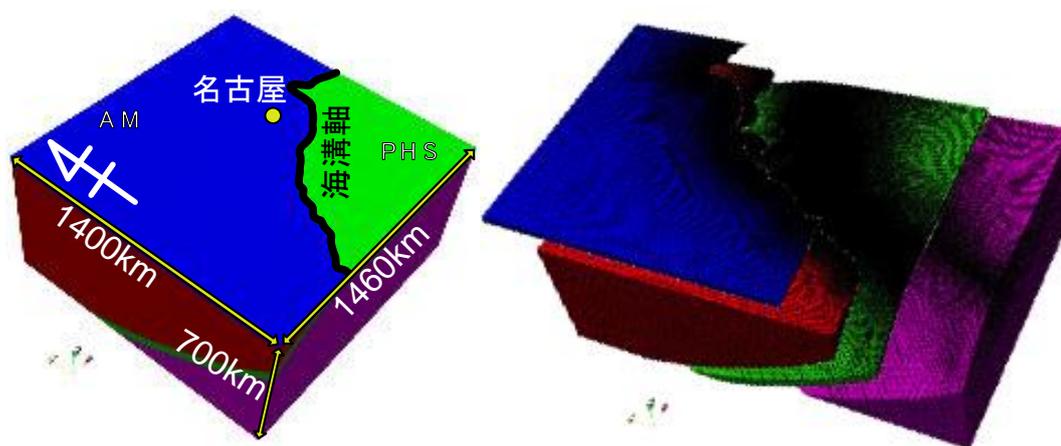


図 3-9-①-1 有限要素法にてモデル化した領域。青：大陸地殻。赤：大陸マントル。緑：フィリピン海プレート。紫：海洋マントル。左図：ソリッド図。右図：メッシュ図。

定常的なフィリピン海プレートの沈み込み帯を表現するために、フィリピン海プレートの沈み込みを運動学的に表現する (図 3-9-①-2)。そのために、フィリピン

海プレートの上面に逆断層を、下面に正断層を面的に配置することでフィリピン海プレート
プレートの沈み込みを表現した。各断層の滑りの方向と大きさはフィリピン海プレート
のオイラーポールを用いて計算し、滑りの方向と大きさを与えている。

また、マントル領域をマックスウエル粘弾性帯、フィリピン海プレートおよび、大陸
地殻を弾性体だと仮定した地下構造を設定した。なお、定常的な沈み込みを表現するた
め、粘性率は本質的には意味を持たず、粘弾性緩和が十分に完了している状態まで計算
を実施する。有限要素法の計算には Pylith ver 2.2.1 を用いた。

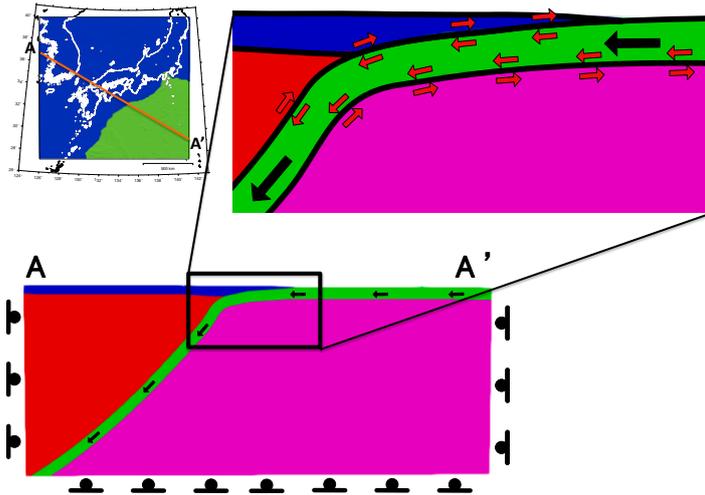


図3-9-①-2 有限要素法にて定常的な沈み込み帯を表現する概念図。左上図：断
面図（下図）の位置。下図：フィリピン海プレートの運動の概念図。右上図：下図の四
角の領域の拡大図。赤矢印は運動学的にフィリピン海プレートを表現。

2) ブロック運動モデルに基づく伊豆半島周辺のテクトニクス

前年度に構築したブロック運動モデルに基づき伊豆半島周辺のテクトニクスについ
て考察を行った。本研究のブロック運動モデルは、西南日本全体での伊豆マイクロプレ
ートを含んだモデル化である。伊豆半島の地殻変動はフィリピン海プレートの運動から
系統的にずれていることが、先行研究によって指摘されている。これらは、伊豆の本州
への衝突によって北進運動がブロックされていると考えられている。しかしながら、
GEONET の観測結果では、伊豆半島の付け根における基線長変化では短縮が観測されず、
微小な伸長が観測されている（図3-9-①-3）。この解釈は伊豆半島のテクトニクス
を知る上で本質的に重要であり、南海トラフの東端部の地震発生ポテンシャルを考察す
る上で重要である。

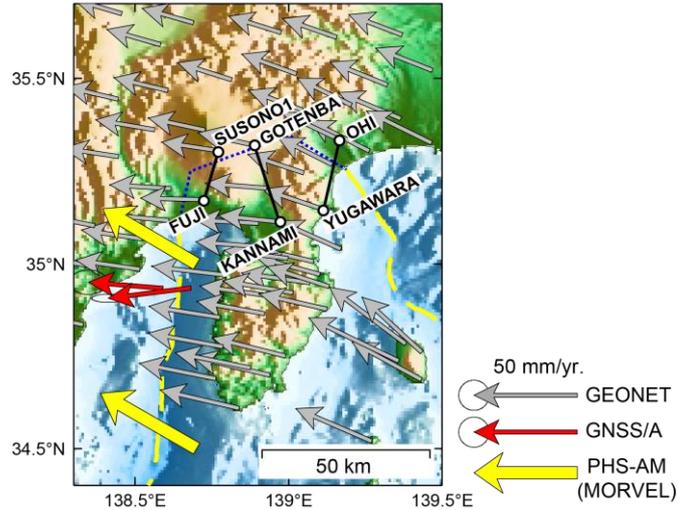


図 3-9-①-3 GEONET 観測結果（2006 年から 2009 年）と名古屋大学海底地殻変動観測結果から求めた変位速度ベクトル。

3) 過去の地殻変動データの活用

過去約 100 年間の測地データを用いてプレート間カップリングの時空間変動の推定について検討を行った。既存研究では、水準測量データをクリーニングしてから、比高データを観測データとして用いてきた。しかしながら、クリーニングには異常値に関する閾値が必要であり、任意性がある。また、比高データは異常値の検出が難しい問題が内在している。一方、比高データを逆解析に用いた場合の誤差伝搬は局所的にしか影響しないため、扱いやすい利点がある。よって、データの異常値検出にプレート間カップリングの時空間推定のアルゴリズムを適用し、解の安定と異常値検出の両方を同時に推定することを行う。

4) 弾性変形と非弾性変形の分離

新潟周辺では 2011 年以前にひずみ集中帯と呼ばれる地域に顕著な東西短縮変形が生じていたが、2011 年以後の地殻変動分布の短波長成分に注目すると、ひずみ集中帯では局所的に短縮変形が継続しており、非弾性変形の結果として特定された (Meneses-Gutierrez and Sagiya, 2016)。しかし、非弾性変形の詳細な空間分布や地震前後の変化は検討できていなかった。国土地理院の GEONET 観測点に加えて長岡平野周辺に設置された 20 点の稠密 GNSS 観測点のデータを使用することにより、地震前後での短波長の地殻ひずみ速度分布を比較し、その変形メカニズムを考察した。

(c) 業務の成果

1) 定常的な海洋プレートの沈み込み

長期的なフィリピン海プレートの沈み込みによって生じるプレート境界面直上の最大剪断応力分布を図 3-9-①-4 に示す。図 3-9-①-4 の右図はマントルを粘弾性として仮定して行った計算であり、マントルと地殻が接する緑色の線よりも深い領域

では、マンツルの粘弾性の緩和効果により剪断応力は蓄積しないことがわかる。その一方で、地殻とフィリピン海プレートが接する領域において、最大剪断応力の蓄積の空間分布に不均質があり、プレート境界面上でも伊勢湾および、伊予灘の直下にて相対的に剪断応力が強くなる傾向が見ることができる。このように、プレートの形状によって生じる剪断応力の不均質は地震の発生の多様性を作り出す一因となっている可能性がある。

図 3-9-①-5 はプレート境界面上の法線応力分布であり、マンツル領域と接する深部領域においても法線応力が緩和されていないことがわかる。このことは、法線応力成分は収縮あるいは膨張に寄与する成分であり、本研究で仮定したマンツル物質の Maxwell 粘弾性体は、剪断応力の緩和のみを仮定した、ニュートン流体であることに起因する。また、この法線応力は、プレート形状の沈み込み方向に沿った曲率の変化によって生じており、この法線応力成分は地震によって解消されないため、長期的に蓄積される。このことから、法線応力が大局的な地形（例えば、瀬戸内海など）を形成する主要な要因であると考えられる。

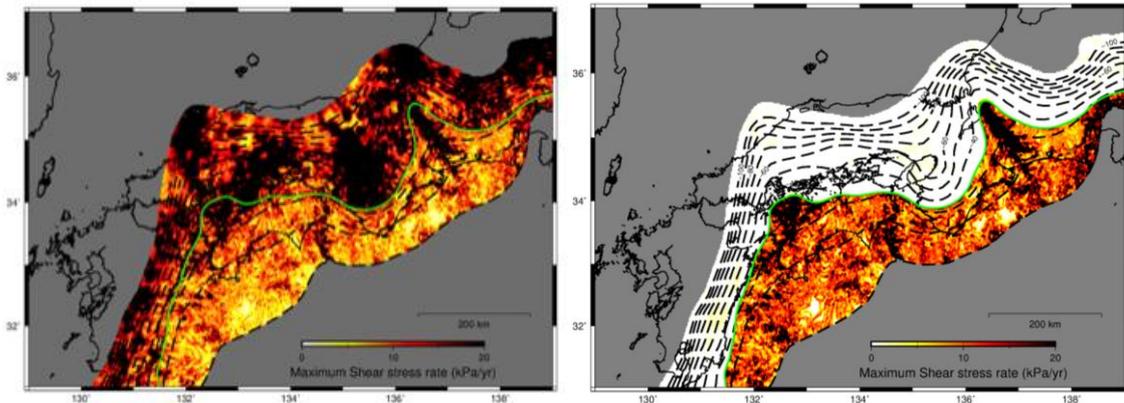


図 3-9-①-4 海洋プレートの沈み込みに伴う、プレート境界面直上の最大剪断応力の蓄積速度分布。緑色の線はマンツルと地殻の境界線。左図：マンツルを弾性体として仮定したモデル。右図：マンツルを粘弾性として仮定したモデル。

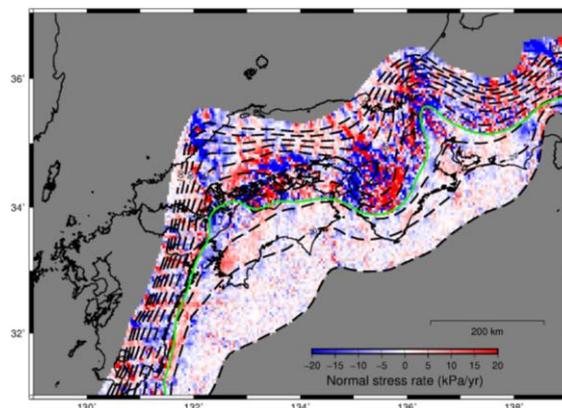


図 3-9-①-5 プレート境界面上の法線応力分布。赤色：海洋プレートが上盤側をおす力

2) ブロック運動モデルに基づく伊豆半島周辺のテクトニクス

ブロック運動モデルにより伊豆ブロックの剛体運動を推定した結果、伊豆ブロックとアムールプレートの衝突は観測されず、伊豆半島の付け根の西側のブロック境界で約 1.5mm/yr の拡大、東側のブロック境界にて約 4.6mm/yr の拡大速度が推定された（図 3-9-①-6：左図）。伊豆半島の付け根の東側のブロック境界では、相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの北進の速度は伊豆ブロックの北進の速度よりも速いため、フィリピン海プレートが伊豆ブロックを追い越す形で剛体運動が観測される。特に、伊豆半島の付け根の東側では、剛体運動と固着に伴う上盤側の弾性変形により、GNSS で観測された地殻変動場は解釈できる（図 3-9-①-6：右図）。

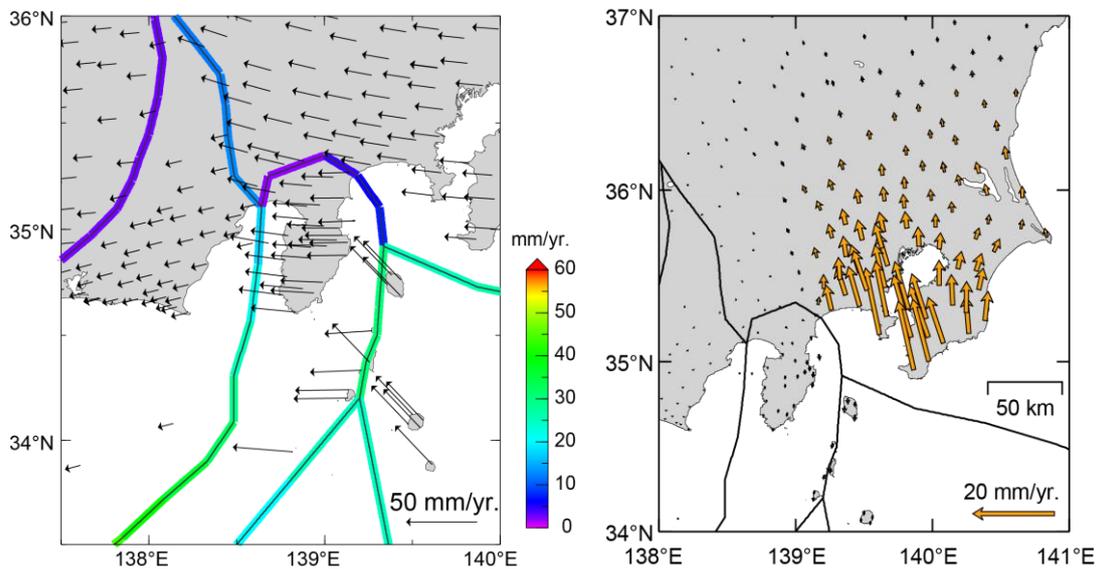


図 3-9-①-6 伊豆半島周辺部の剛体運動によるブロック間の相対運動分布（左図）と相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの固着に起因する弾性変形（右図）。

3) 過去の地殻変動データの活用

水準測量、三角・三辺測量、検潮データおよび GNSS データを用いて、プレート間の固着の時空間変化を推定した（図 3-9-①-7）。プレート間固着の時空間解析の残差の解析により、水準測量のクリーニングを実施した。しかしながら、推定されたプレート間固着の時空間変化は既存研究により指摘されているスロースリップ等の変動が再現されなかった（例えば、小林、2012）。このことは、水準測量の比高データを逆解析に直接用いたことで、データの感度が低下した可能性がある。

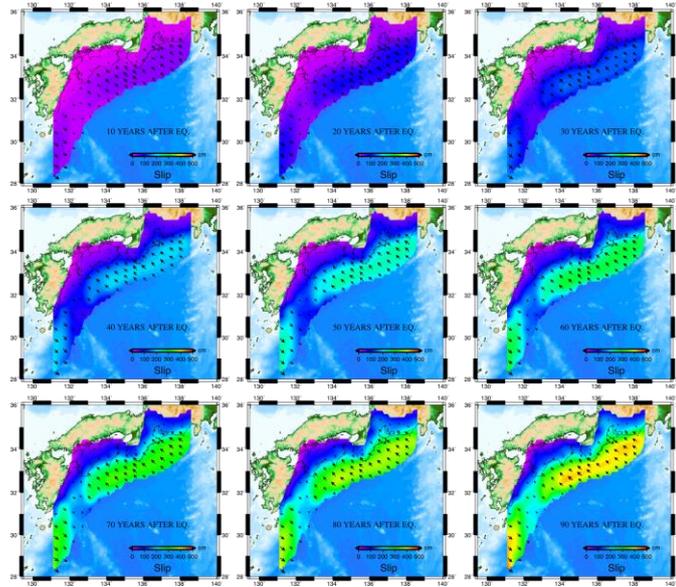


図 3-9-①-7 プレート間の固着の時空間変化の積算値（弾性体を仮定）。

4) 弾性変形と非弾性変形の分離

長岡平野周辺において、東西ひずみ速度分布の短波長成分について経度方向の分布を図 3-9-①-8 に示す。北緯 37.4~37.6 度では、2011 年東北沖地震前のパターンと地震後のパターンと、ピークの位置や振幅が有意に異なることが分かる。短波長成分が非弾性変形のみを表すと考えると、その分布は東北沖地震の前後で変化しないと考えられるため、この結果は、非弾性変形以外の効果も反映している可能性がある。

そうした可能性の一つとして、弾性的な不均質構造の影響がある。実際、Ohzono et al. (2012) は、東北沖地震に伴い観測された地殻変動分布と、半無限弾性体を仮定して震源モデルから予測した地殻変動分布の比較を通して、新潟周辺では 10~20%程度観測された伸張変形が過剰であることを指摘した。この結果は、新潟地域の地殻の弾性定数が 10~20%程度小さいことを示唆する。このような弾性不均質の影響がある場合、その効果は、地震前の短縮変形と地震後の伸張変形とでは逆向きに現れる。地震前後で不変の非弾性変形の効果と地震前後で反転する弾性不均質の効果とを組み合わせると、地震前後でひずみ速度の短波長分布がずれる可能性がある(図 3-9-①-9)。

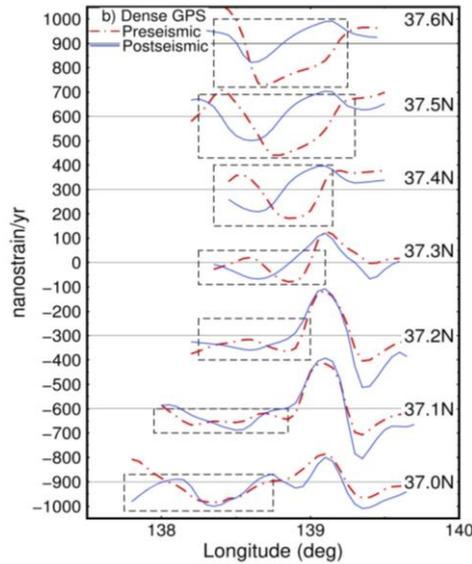


図 3-9-①-8 稠密 GNSS データから推定した長岡平野周辺における東西方向のひずみ速度分布。赤は 2011 年東北沖地震前、青は地震後の分布を示す (Meneses-Gutierrez et al., 2018)。

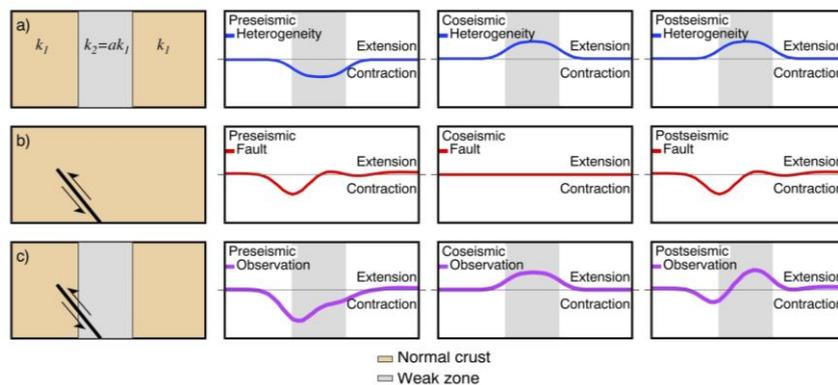


図 3-9-①-9 短波長ひずみ速度分布に関する弾性不均質と非弾性変形の寄与の概念図 (Meneses-Gutierrez et al., 2018)。

このような考えに基づき、地震前後のひずみ速度データを用いて非弾性変形に対応する断層の位置とすべり速度、弾性不均質に対応する範囲と不均質の程度をパラメータとして、最適な値を推定した。その結果、最適なケースでは、非弾性変形を起こす断層すべりが既存断層の位置と整合的に推定され、弾性不均質の範囲も堆積盆地の広がりと同様に整合的となったが、不均質の程度については、周囲の基盤岩より弾性定数が 70% 程度小さいという結果になった。この結果は Ohzono et al. (2012) と一見矛盾するように見える。新潟周辺では地表から深さ 5 km 以上の範囲が厚い堆積層となっており、基盤岩との間には水平なデタッチメント断層の存在が推定されている。こうしたデタッチメント断層が存在すると、地震前や地震後の定常的な変形場では、地殻変形はデタッチメント断層より上部の堆積層の性質を反映するが、地震時の瞬間的な変形応答

は、堆積層と下の基盤岩とが結合した形で応答する。このように考えれば、地震時と地震前・地震後の力学応答の違いを総合的に解釈することが可能となる。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 定常的な海洋プレートの沈み込み

海洋プレートの沈み込みに伴い発生する海溝型地震は、海洋プレートの滑り遅れに伴い生じる弾性的な歪みの蓄積を解消する。しかし、定常的な海洋プレートの沈み込みによって生じる応力場は主にプレート境界の法線応力場を生成するため、海溝型地震によっては解消されない。また、地震の発生域においても、定常的な海洋プレートの沈み込みによって不均質な応力分布ができることが明らかになった。このことにより、地震の発生場を考察する上でバックグラウンド応力の分布が重要な役割を果たすと考えることができる。今後、地震の発生によって解消される応力場はバックグラウンド応力も含めて考えて行く必要があると考えられる。

2) ブロック運動モデルに基づく伊豆半島周辺のテクトニクス

ブロック運動モデル解析により、伊豆半島周辺の地殻変動の考察を行った。伊豆半島の付け根に設置された GEONET 観測により伊豆ブロックの衝突に伴う、短縮は観測されていない。この原因として、相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートは伊豆ブロックの北進よりも速く、固着に伴う弾性変形が主な原因であると考えられる。このことは、伊豆ブロックのテクトニクスを考える上で重要であると考えられる。

3) 過去の地殻変動データの活用

過去の測地データを活用し、プレート間カップリングの時空間変化の推定し、その残差解析を行うことで、データのクリーニングにフィードバックさせる手法の検討を行った。しかしながら、既存研究(小林、2012)によって指摘されている、スロースリップなどが再現できない等の問題があり、水準測量データの感度の改善等が必要だと考えられる。

4) 弾性変形と非弾性変形の分離

新潟周辺の稠密 GNSS 観測データを用いた解析により、2011 年東北沖地震前後の地殻変動分布の比較から、非弾性変形および弾性不均質による効果を分離した。解析結果は、地殻の変形応答が加えられる応力変化の時間スケールに依存する可能性を示しており、地殻変動データの解釈においても注意が必要である。

(e) 引用文献

小林昭夫, 高知市付近で 1978~1980 年頃に発生した長期的スロースリップ, 地震 2, 64, 63-73, 2012.

Meneses-Gutierrez, A. and T. Sagiya, Persistent inelastic deformation in central Japan revealed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake,

Earth Planet. Sci. Lett., 450, 366-371, 2016.

Meneses-Gutierrez, A., T. Sagiya, and S. Sekine, Crustal deformation process in the Mid-Niigata region of the Niigata-Kobe Tectonic Zone as observed by dense GPS network before, during and after the Tohoku-oki earthquake, J. Geophys. Res., 123, doi:10.1029/2018JB015567, 2018.

Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, T. Sato, T. Demachi, Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) observed by a dense GPS network in northeastern Japan, Earth Planets Space, 64, 1231-1238, 2012.

②東北地方太平洋沖地震前後の地殻活動の特徴

(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、東北沖地震前後の関東地方でのプレート境界およびその浅部での地震活動について検討を進めた。その結果、プレート境界で約1年周期の「スロースリップ」（ゆっくりすべり）が発生し、それに伴って水が浅部に排出されていることを明らかにした。このような現象はスロースリップによってプレート境界の水が移動することを示す初めての観測であり、プレート境界地震の発生予測の高度化に向けた極めて重要な成果である。また、東北沖地震後の、三陸沖海溝近傍でのスロースリップについても調べた。東北地方の沖合では、近年、超低周波地震（VLFE）が見つかるほか、東北沖地震後に設置されたGPS-音響結合方式による、複数点での海底地殻変動観測が行われている。本研究では、東北沖地震前に、小繰り返し地震およびGPSデータから周期的なスロースリップが推定された三陸沖において、東北沖地震後のスロースリップの発生状況を小繰り返し地震、VLFEおよび海底地殻変動観測データから推定した。

さらに、日本海溝における低周波微動の活動度の時間変化を、海底地震計データから明らかにした。具体的には、東北沖地震後に設置された短周期海底地震計（S-OBS）データから日本海溝の特に岩手沖におけるスロー地震活動の時間変化に注目した解析を実施した。その結果、スロースリップイベントのすべり速度を反映していると考えられる小繰り返し地震の活動度と、本研究で新たに検出した低周波微動の活動度が一致することが明らかになった。これは低周波微動の活動が背景のゆっくりすべりの加速を反映していることを示唆する結果である。

(b) 業務の成果

1) プレート境界からの繰り返し脱水

2004年から2015年に発生した地震を用いた解析により、繰り返し地震の活動が約1年周期で活発化すること、その活動と同期してプレート境界直上の地震波の減衰特性が大きくなること、さらにそれから数カ月遅れて浅い地震活動が活発化することが

明らかになった（図 3-9-②-1）。これら一連の活動は、以下のように考えると、その時空間変化を説明できる（図 3-9-②-2）。

- i) 繰り返し地震の活発化は、約 1 年周期で発生するプレート境界でのスロースリップが原因である
- ii) スロースリップに伴ってプレート境界の水が上盤に排出され、地震波の減衰を大きくする
- iii) 排出された水は数カ月かけて浅部に上昇し、上盤プレート内で地震を誘発する

この研究成果はスロースリップによって「水の移動」が起こることを示している。解析領域である茨城県南西部では、プレート境界から放出された水により上盤プレート内で地震活動が誘発された。しかし、上盤プレートの透水性が低く水が抜けにくい場合には、水はプレート境界を伝わり浅部に移動すると考えられる。移動した水がプレート境界の破壊強度を低下させ、そこで地震を誘発する可能性がある。これは、これまで指摘されていなかったスロースリップの新しい役割と考えることができる。

今回の研究で明らかにした「プレート境界からの排水により地盤の構造が変化し、地震が誘発される」という現象は、人工的な注水実験でみられる活動の推移とよく似ている。注水実験では、誘発される地震数は水の注入量に比例し、注水が終わると地震活動が低調になること、注水により岩盤の地震波速度が変化することが報告されている。この研究成果は、関東地方の深さ約 40 km の地下において「天然の注水実験」が進行していることを示唆している（Nakajima and Uchida, 2018）。

2) 東北沖地震後のスロースリップ

繰り返し地震データは、Uchida et al. (2016) による波形の相似性に基づいて抽出した繰り返し地震を用い、すべり速度の時空間変化を求めた解析を 2016 年まで延長した。超低周波地震は、Matsuzawa et al. (2015) による、陸上広帯域地震計を用いたテンプレートマッチングによる検出を 2016 年まで延長した結果を用いた。海底地殻変動観測は、Tomita et al., (2017) による、東北沖地震後に設置された GPS-音響結合方式による海底地殻変動観測データを再解析した結果を用いた。

これらを検討した結果、三陸沖の海溝近傍について、繰り返し地震から推定された東北沖地震後のすべりレートは、大きな変動を繰り返しながら低下していく傾向が見られた（図 3-9-②-3）。これは、約 3 年周期のすべりレートの変動が見られた三陸沖海溝近傍では余効すべりも、単調には減少しておらず、時間変動をしていることを示す。また、大きなすべりレートのピークが見られる 2015 年に着目すると、この時期には超低周波地震の活動が活発（図 3-9-②-3b の星および d の積算数）で、海底地殻変動観測点も東向きの変動（図 3-9-②-3c および d の平均東西変位）をしていることがわかった。両者は、浅部プレート境界でイベント的なスロースリップがおきたために生じた可能性が高い。繰り返し地震から求めた 2013 年および 2015 年の海底地殻変動観測時の間のすべり量は約 14cm で、これにより期待される海底の変

動（約 10cm）と海底地殻変動観測による同期間の観測は調和的である。また、2015 年のイベント中に発生した最大地震は、M6.9 でこれを含む M5.5 以上の 5 つの地震による海底の地震時変動は最大約 2 cm と推定され、この期間のすべりは主に非地震的に進行したと考えられる。一方、超低周波地震は、繰り返し地震とは空間的に棲み分けており、場所により摩擦特性が異なることを示唆する（内田・他、2018）。

3) 日本海溝における低周波微動の活動度の時間変化に関する研究

日本海溝における低周波微動の活動度の時間変化を、海底地震計データから明らかにした。日本海溝においては、Matsuzawa et al. (2015) によって陸上の広帯域地震計を用いて VLFE が見出され、東北沖地震後の地震時すべり域の周縁で発生したと考えられるスロースリップイベントのすべりの加速に伴い発生したことが示唆されている。一方で陸上観測点と VLFE 震源は遠く、VLFE の波形の特徴やその活動度の詳細は明らかになっていない。そのため H30 年度は、東北沖地震後に設置された短周期海底地震計 (S-OBS) データ (図 3-9-②-4) から日本海溝の特に岩手沖におけるスロー地震の活動の時間変化に注目した解析を実施した。

Matsuzawa et al. (2015) により推定された VLFE の発震時刻に着目し、S-OBS データを確認したところ、発震時刻前後で水平 2 成分の振幅の増大が確認された。またこれら振幅の大きさ順と、推定された震源と S-OBS 観測点の震源距離の長さ順が調和的であったことから、先行研究で推定された震源近傍で発生した、時間的に同期したイベントであることが示唆される。さらにそれらイベントの波形は通常地震と比べ高周波成分が弱いことから、低周波微動である可能性が高いと考えられる。そこで、基準となる微動を選定し、震源と規模が同程度のイベント検出アルゴリズムを開発することで低周波微動イベントの時間発展を調べた。その結果、スロースリップイベントのすべり速度を反映していると考えられる小繰り返し地震の活動度と本研究で新たに検出した低周波微動の活動度が一致した (図 3-9-②-5)。これは低周波微動の活動が背景のゆっくりすべりの加速を反映しているものと考えられる。

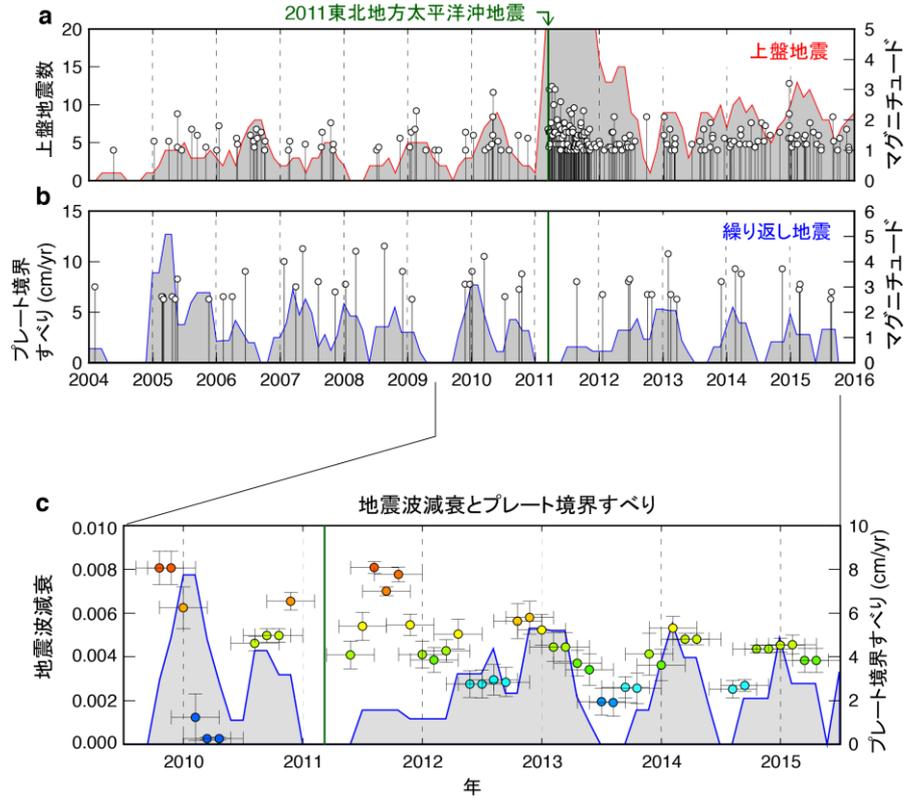


図 3-9-②-1 (a) 上盤地震の地震数、(b) 繰り返し地震から推定したプレート境界のすべりレート、(c) 地震波減衰の時間変化とプレート境界のすべりレート。いずれも 0.4 年の時間窓で 0.1 年の移動平均をとった値を示す。

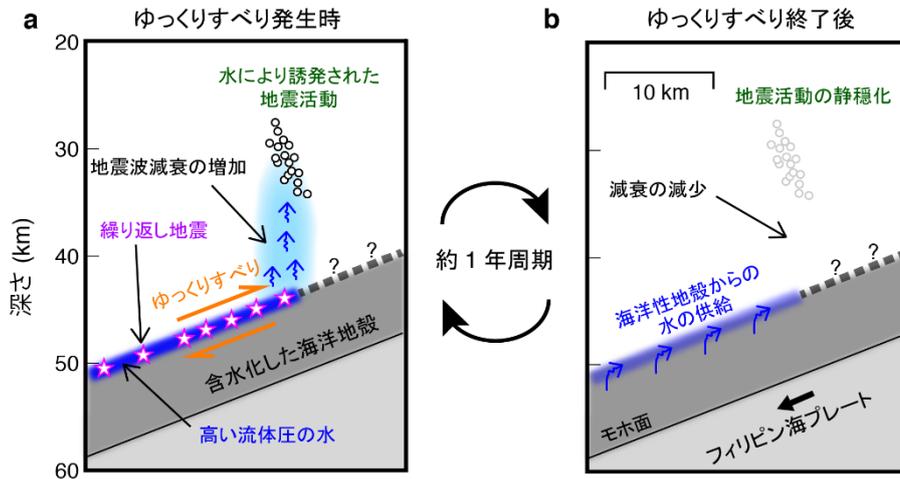


図 3-9-②-2 (a) スロースリップ発生時と (b) スロースリップ終了後の解釈図。

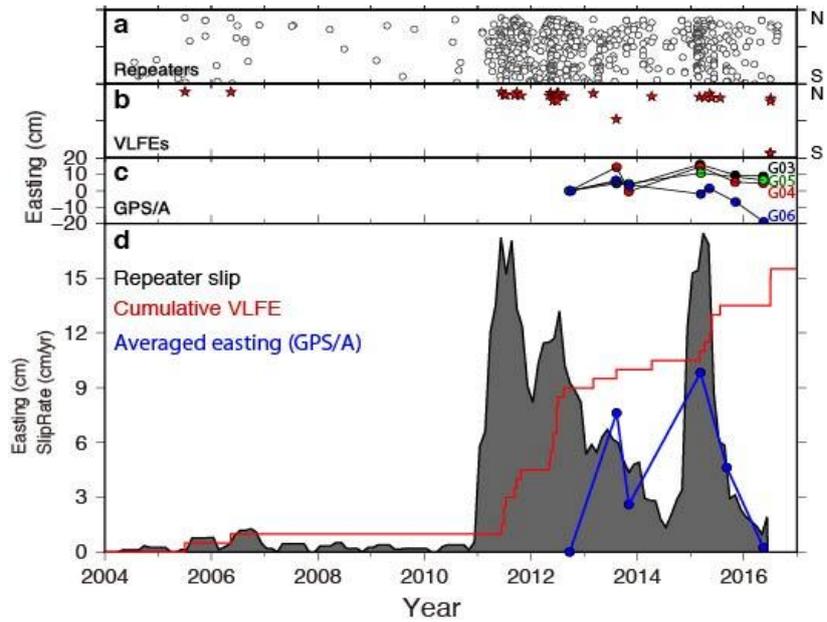


図 3-9-②-3 三陸沖海溝近傍の繰り返り地震活動(a)と超低周波地震活動(b)、4つの海底地殻変動観測点の東西変位(c)および繰り返り地震から推定したすべりレート(d)。図 d においては、超低周波地震の積算数および、海底地殻変動観測点の平均変位も示した。

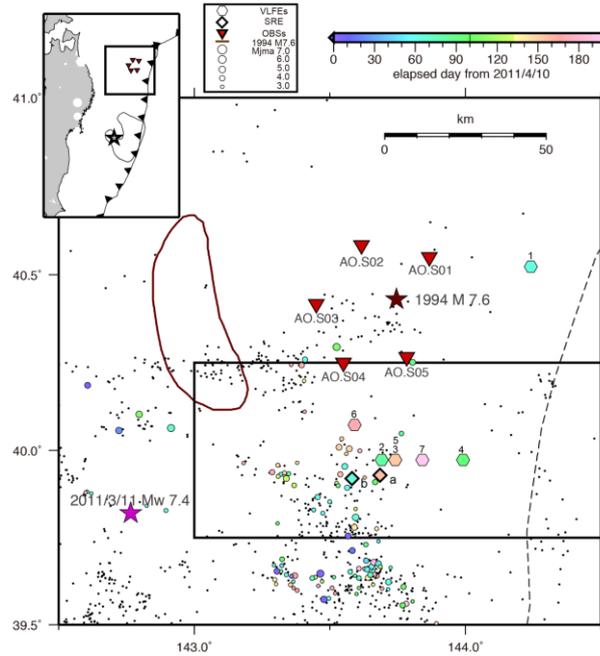


図 3-9-②-4 解析に用いた OBS 観測点配置図。赤逆三角、正六角形、丸、点、茶色コンター、星はそれぞれ OBS 観測点、OBS 設置期間中に発生した Matsuzawa et al. (2015) で推定された VLFE 震央、繰り返り地震震央、気象庁カタログ記載の M2 以上の通常地震震央、1994 年三陸はるか沖地震の地震時最大すべり量の 50%以上を記録した領域、過去の代表的な巨大地震の震央を示す。VLFE と繰り返り地震のシンボルの色は解析開始日からの経過日数に対応する。

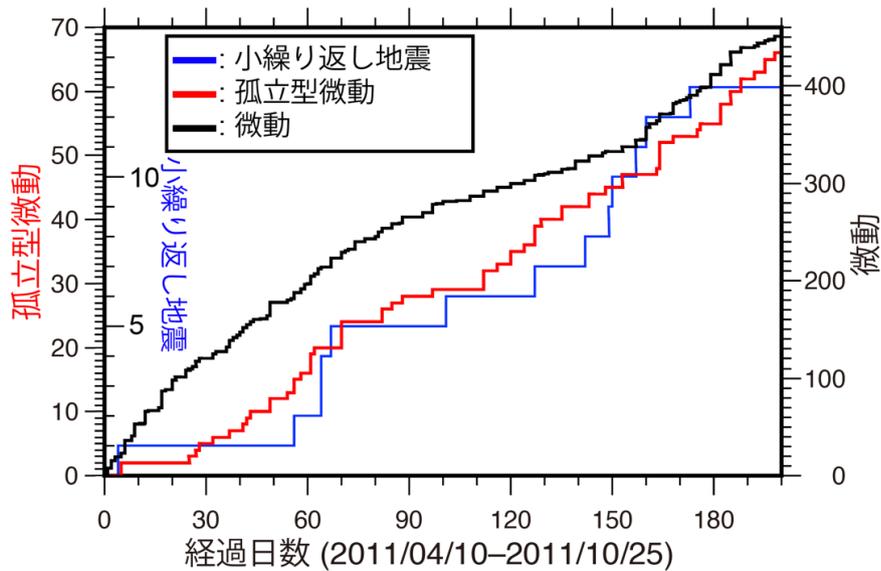


図 3-9-②-5 新たに検出した低周波微動と同領域で発生した繰り返し地震の積算個数変化。孤立型微動は微動の中で特に時系列前後で振幅の増大が見られない継続時間の比較的短いイベント。

(c) 結論ならびに今後の課題

H30 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。関東地方でのプレート境界およびその浅部での地震活動については、沈み込みプレート境界で起きるスロースリップに伴う水の挙動を推定した。スロースリップ発生時にプレート境界から水が浅部に排出され、それがより浅部の地震活動を変化させており、注水実験と似た現象が関東地方の地下で起きている可能性を示唆する。また、東北沖地震後の、三陸沖でのスロースリップについても、小繰り返し地震、VLFE および海底地殻変動観測データの 3 つを用いて調べた。これらの現象は時間的同期しており、空間的には VLFE と繰り返し地震の相補的分布が明らかになった。さらに海底地震計データから、基準となる低周波微動と類似したイベントの検出アルゴリズムの開発を行い、低周波微動の発生がスロースリップイベントのすべり速度を反映する小繰り返し地震の活動度と一致することを示した。

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。次年度もこれらの知見の整理を着実に進めるとともに、個別の知見を総合的に解釈する作業を、シミュレーション等を通じて実施し、その成果を取りまとめる必要があると考える。

(d) 引用文献

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.

Nakajima, J., and N. Uchida, Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip, *Nat. Geosci.*, 11(5), 351-356, doi:10.1038/s41561-018-0090-z, 2018.

Tomita, F., M. Kido, Y. Ohta, T. Iinuma, and R. Hino, Along-Trench variation in seafloor displacements after the 2011 Tohoku earthquake, *Sci. Adv.*, 3(7), doi:10.1126/sciadv.1700113, 2017.

内田直希・本荘千枝・富田史章・松澤孝紀・Roland Bürgmann, 東北地方太平洋沖地震後の周期的スロースリップ: 繰り返し地震, 超低周波地震および海底地殻変動観測による検出, 日本地震学会 2018 年秋季大会, S23-25, 2018.

Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Bürgmann, and R. Hino, Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan, *Science*, 351(6272), 488-492, doi:10.1126/science.aad3108, 2016.

③ 予測システムの検証・予測試行実験

(a) 業務の要約

南海トラフ地震を対象とした多数の地震サイクルシミュレーション結果の整合性を評価するには、実観測データとの比較検討が重要である。今年度は、これまでに蓄積された地震サイクルシミュレーションに伴う地殻変動と近代観測データ (GPS データ) の比較を実施し、次年度に実施予定である、明治以来の測量データまで考慮した比較検討のための準備を行った。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ地震を対象に行なった様々な地震サイクルシミュレーション結果からは、地震の繰り返し発生を模擬する数理モデルに対し種々の条件を仮定することで、多様性のあるプレート境界のすべりの時空間変化が予測される。予測されたすべりの時空間変化から、過去から現在までの実際のプレート境界のすべりの変動に整合するものを絞り込むことは、プレート境界の挙動を把握・予測するために重要である。このため、明治以来の測量データ (水準測量・検潮データ) や、1990 年代から実施されている GNSS による地殻変動観測データと地震サイクルシミュレーションによるすべりの時空間変化から期待される地殻変動の整合性評価を計画しており、今年度は、このうち GNSS データとの比較検討を実施したため、それについて記述する。

(c) 業務の成果

蓄積された 200 を超える南海トラフ地震を対象とした地震サイクルシミュレーション結果 (以降、シナリオと呼ぶ) に対し、半無限弾性媒質中の三角形断層セルによる地表変形応答が計算できる Comninou and Dundurs (1975) の方法を使ってシナリオに伴う地殻変動の時系列を計算している。なお、計算対象とした地殻変動の観測点は国土地理院による GEONET 観測点のうち、実観測データが南海トラフから沈み込むフィリピン海プレート上面の固着すべりによって主に影響を受けると考えられる西南日本の

南海トラフ沿いの9点である(図3-9-③-1の地図参照)。全てのシナリオに対し計算された地殻変動と、1996年以降の17年、および最近約2年の実GNSSデータとの整合性をシナリオと実データとの残差によって評価した(図3-9-③-1の左上が、1996年以降のデータとの比較。下図が最近2年のデータとの比較)。なお、各シナリオ中で実データと最も整合する部分を選択している。図3-9-③-1には、全シナリオをデータとの整合性で順位付けを行った上で均等にシナリオを取り出して表示しており、大きな尤度に対応する暖色系のシナリオほど整合性が高いプロットになっている。ほとんどのシナリオが実GNSSデータに整合する部分(期間)を有しており、観測データに対し、一定の整合性を持つことが見て取れるが、紀伊半島南端の観測点(940070)では、右上図・下図の両方で、シナリオ毎にデータとの整合性に差があることがわかる。特に、長期間での整合性を見た場合(図3-9-③-1の左上)、940070観測点でシナリオ毎のばらつきが大きくなっており、寒色系から暖色系に尤度が大きくなる順で観測データとの整合性がよくなっていることが見て取れる。つまり、この観測点での沈降速度が小さなシナリオほど整合性がよくなっており、1996年以降でみると紀伊半島下でのプレート間の固着がそれほど大きくないことを示している。ただ、シナリオ中の地震発生タイミングを考慮していないこと、水準・検潮データといった昭和の南海トラフ地震前後の変動を含むデータを考慮していないことなどから、より長期的にみて紀伊半島での固着が時間変化しているか否かを把握することは困難であり、シナリオの絞り込みとして十分機能しているとは言い難い。このため、地震前後を含む長期の地殻変動解析まで考慮した比較検討は次年度の重要な課題となる。

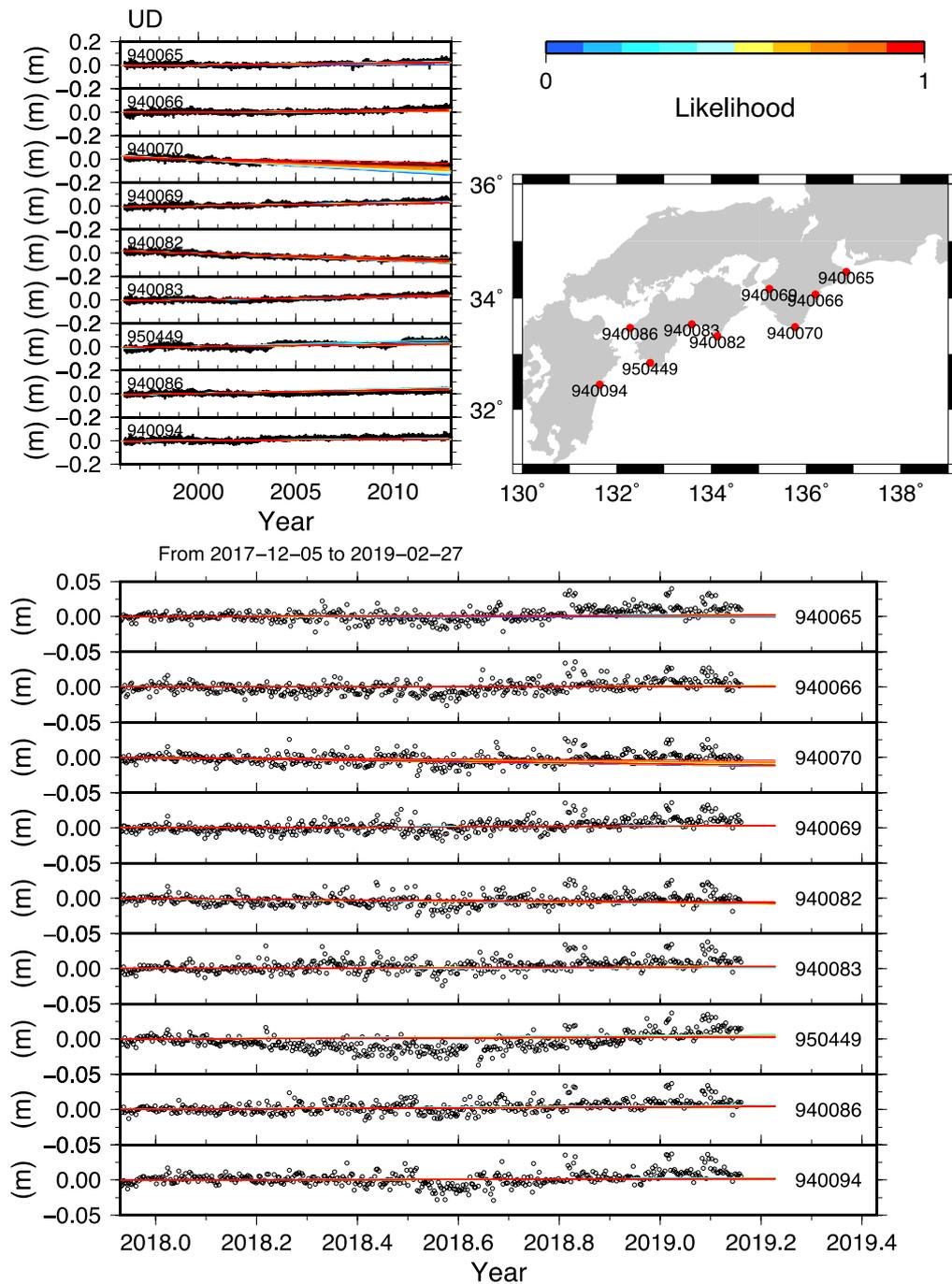


図 3-9-③-1 南海トラフ地震サイクルのシナリオに伴う地殻上下変動の時系列 (赤系統の線) と GEONET による GNSS データの時系列 (上下成分の日座標値が丸印) の比較例。右上のカラーパレットの色でシナリオと観測データの整合性を表現している (大きな尤度に対応する暖色系の色ほど整合)。地図は比較に用いた GNSS 観測点 (9 点) の位置と観測点コード。左上図の時系列が 1996 年ごろから 2013 年までの約 17 年分の観測とシナリオの比較。下図の時系列が 2017 年 12 月から 2019 年 2 月までの観測とシナリオの比較。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ地震のシナリオに伴う地殻変動と近代観測データである GNSS データとの比較を再開し、利用可能な測地測量データを考慮した観測データとシナリオの比較検討の準備を行った。今後は本プロジェクトの成果としてコンパイルされつつある、明治以降の測地測量データまでを考慮にいった比較検討とシナリオの絞り込みを行う必要がある。

(e) 引用文献

Comninou, M., and Dundurs, J., The angular dislocation in a half space, *Journal of Elasticity*, 5(3-4), 203-216, 1975.

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 2010 年までの東海地方の 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 (SSE) の時空間変化を推定した。その結果、MCMKF の優位性を活かして、浜名湖直下の長期的 SSE と小規模な短期的 SSE が同時に推定され、両者のすべりの時空間発展が推定できた。

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 LSSE : 数値実験)

スロースリップイベント (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、H29 年度に引き続き、豊後水道長期的スロースリップイベント (LSSE) 領域においてアンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) (淡路・他、2009) 適用の可能性を探る数値双子実験を行った。

今年度は、まず、実データ解析に向けて、1994 年以來の GEONET の観測網拡充に伴う、観測点数および観測点配置の変動が推定結果に及ぼす影響を調べた。その結果、観測点が少ない時は収束が遅いが、観測点が増加するにつれ、収束が加速しうまく推定できることが分かった。これまでは、南海地震震源域の固着状態が変わらないとして、双子実験をしていたが、そこで南海地震サイクル (固着状態が変動) 中での豊後水道 LSSE の活動の変動を調べた。その結果、これまで言われていたように (例えば、(Matsuzawa et al., 2010))、地震サイクルの後半には LSSE の発生間隔が短くなり、活動度が上がるということが確認された。

3) 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 (東海および豊後水道 LSSE : 数値実験)

H29 年度のプロジェクト成果として開発された、豊後水道で発生する長期的 SSE に関連する地殻変動データの逐次同化による、すべり・摩擦パラメータ推定の数値実験コードに対し、南海トラフ域の複数域で発生する長期的 SSE を考慮した処理が適用できるよう、計算コードの並列化を行った。また並列化したコードを利用して、南海トラフ域に 2 つの仮想 SSE 域(東海・豊後水道)を設定し、18 領域に分割した固着域の固着速度分布を推定する同化実験が実行可能なことを確認した。

(b) 業務の実施方法・成果

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

1996 年 1 月から 2010 年 12 月までの期間において、東海地方の GEONET 観測点 154 点の GNSS データから日座標値を算出し、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。前年度の解析では、SSE 以外の原因による地殻変動の補正が上手くいかなかったため、長期間継続するすべりを議論できなかったが、今回の解析では定常トレンドと 2004 年紀伊半島沖地震時及び地震後の変動、2000 年三宅-神津島火山活動に伴う地殻変動やアンテナ交換に伴うオフセット、季節成分を推定・除去した上で解析を行い、2000 年から始まった長期的 SSE の再解析を行った。2000 年から 2006 年までの長期的 SSE による累積すべり量 (図 3-9-④-1) は、最大 27cm に達し、モーメントマグニチュード (Mw) 7.1 相当のモーメントを解放した。長期的 SSE は浜名湖付近で 2000 年後半に始まり、すべり域を徐々に北方へ拡大しながら 2003 年頃にモーメント解放速度が最大になり (図 3-9-④-2)、2006 年頃から徐々にモーメント解放速度が低下したが、2010 年までわずかなモーメント解放が続いており、SSE がいつ終了したかは明確ではない。また、この期間に 13 個の短期的 SSE (Mw5.9~6.2) が推定され、長期的 SSE のすべり速度が大きかった 2003~2004 年では、長期的 SSE のすべり域の内部における短期的 SSE も複数回推定された。このような推定結果は、短期的 SSE が長期的 SSE と相互作用している可能性を示唆するものである。

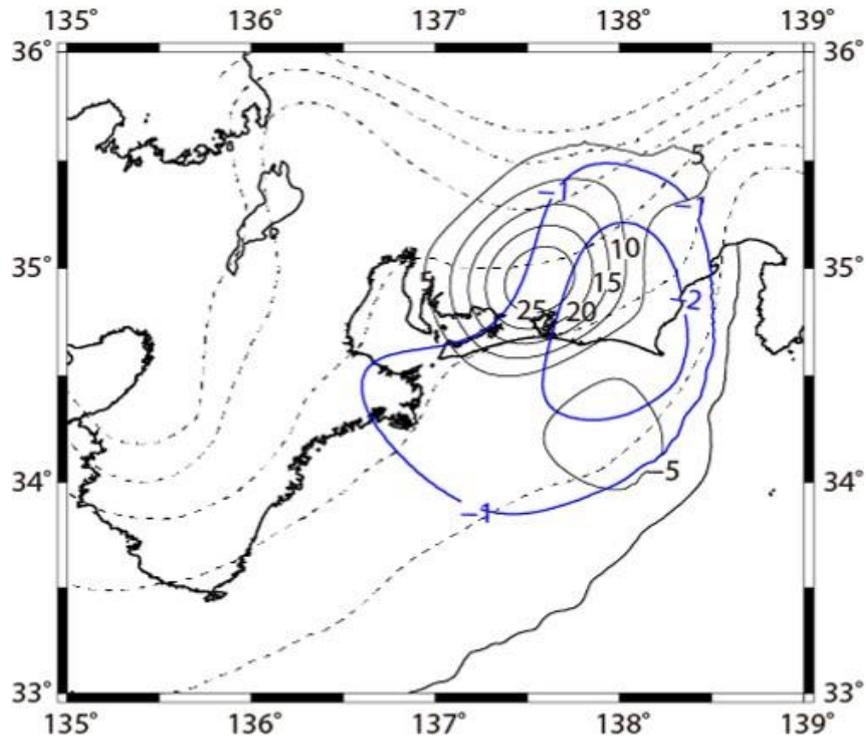


図 3-9-④-1 2000~2006 年の東海長期 SSE のすべり分布（黒線）と 1997~1999 年のすべり欠損速度分布（青線）の比較。すべり量の単位はそれぞれ cm 及び cm/年。

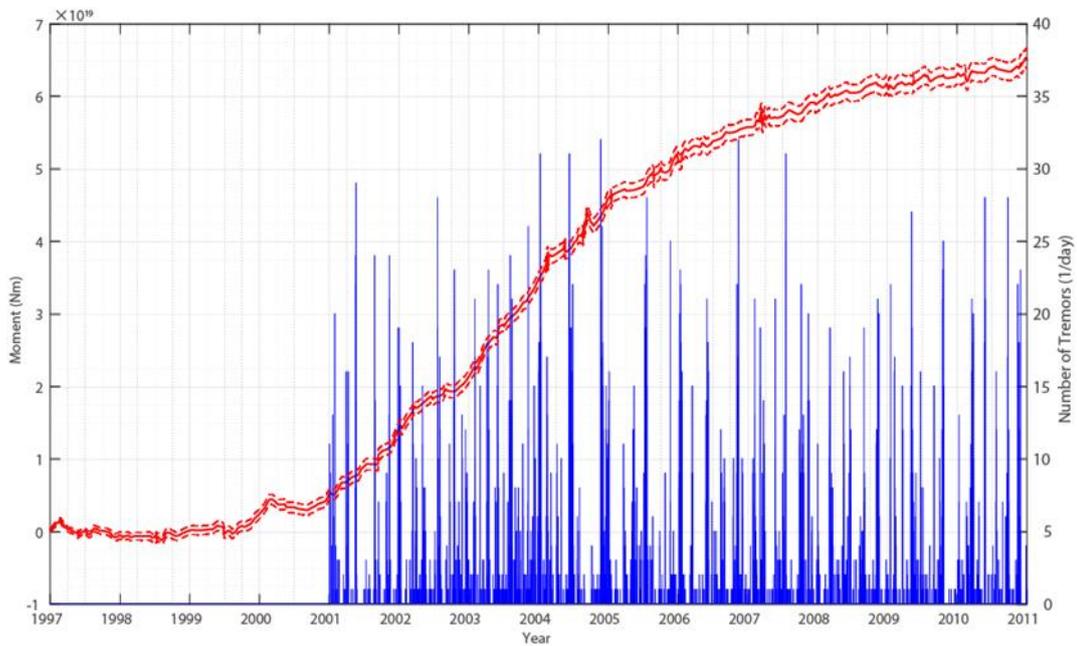


図 3-9-④-2 SSE のモーメントの時間発展（赤線）と深部低周波微動の日別発生回数（青線）。

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 LSSE：数値実験）

図 3-9-④-3 に昨年度作成した豊後水道 LSSE 断層モデル・固着域および GEONET

観測点の位置関係を示す。半無限均質弾性体中に、傾斜角 15° 、走行方向に 120 km、傾斜方向に 100 km の LSSE 断層（すべり速度強化域：青色）を設置し、LSSE 断層中心に半径 35 km の円形パッチ（すべり速度弱化域：赤色）を置き、その上部に傾斜角 5° 、長さ 360 km、幅 40 km の固着域（茶色）を設置している。プレート収束速度 V_{pl} を 6.5 cm/年、固着域におけるすべり遅れ速度（摩擦則に従わずデータから拘束される）を 6.0 cm/年と仮定し、速度状態依存摩擦則に従う摩擦パラメータを調整し、豊後水道 LSSE に対応する繰り返し間隔約 7 年の LSSE 活動を再現した。このすべり発展モデルを用いて、GEONET 観測点における変位速度の傾斜方向成分を模擬観測データとして、速度状態依存摩擦則における直接項の摩擦パラメータ A、すべり速度弱化を表す摩擦パラメータ B-A（円形パッチ内）、特徴的すべり距離 L、および固着域におけるフォワードすべり速度 $v_{lock}=V_{lock}-V_{pl}$ （ v_{lock} の真値は -6.0 cm/年と設定、 V_{lock} は固着域におけるすべり速度を表す）を EnKF により逐次的に推定する。なお、アンサンブル数は 100、同化間隔は 10 日としている。

まず、GEONET 観測網がこれまで順次観測点を増強してきた影響を評価した。図 3-9-④-4 に、GEONET 観測点数が 7、31、55、93 と増加した時点における観測点分布の変遷を示す。ただし、これまでの観測点分布（図 3-9-④-3）に対して、日向灘で SSE が発生している（例えば、(Ozawa, 2017)）ことを考慮して、九州南部の観測点は解析から除外し、代わりに北部の観測点（青点）を追加して 93 観測点としている。これらの観測点配置が時間的に変動した場合に、それぞれの観測点での模擬観測値を作成し、逐次的に EnKF により摩擦パラメータ A、B-A、L および v_{lock} の推定を試みた。図 3-9-④-5 に、使用観測点数（下図）の変遷に伴う摩擦パラメータ A、B-A、L および v_{lock} の真値に対する逐次推定値の変動を示す。ここで、緑色の帯は、LSSE 発生期間を示している。左図の観測点が増えていく場合の推定から分かるように、同化を始めた時は、初期アンサンブルの影響と観測点数が少ない影響が相まって、かなり暴れているが、最初の LSSE 終了時にはかなり収束しており、その後観測点数が変遷しても収束状態に変化は見られない。右図には最初の 7 点の観測点分布が続く場合の推定結果を示している。この場合でも、収束速度は遅いが真値に収束していく様子が伺える。このように 7 点程度でも LSSE 断層領域の真上に観測点が分布していると推定可能と言える。また、これらの結果は、近傍のプレート境界での固着・すべりの影響を避けるため、LSSE 断層直上の限られた範囲に観測点分布を限ることになるが、真上にある観測点を使う限りは解析可能であることを示している。

次に、南海トラフ巨大地震の地震サイクル中の豊後水道 LSSE 活動の変動を調べた。図 3-9-④-6 に、結果を示す。上図は、1 自由度のバネ・スライダモデルで、底面に速度状態依存摩擦則に従う摩擦が働く系を考え、繰り返し間隔約 120 年の南海地震サイクルを模したもので、LSSE シミュレーションで与えた震源域の $v_{lock}=V_{lock}-V_{pl}$ の時間変化を表す。最初 $v_{lock}=0$ cm/年とし、100 年目に地震終了後に対応してこの値になる設定で、後は南海地震サイクルを再現する v_{lock} を与えている。中図は、その際の LSSE パッチ中央部におけるすべり速度 V を示している。下図に、LSSE の繰り返し間隔 Tr の時間変動を示す。シミュレーションの初期値は、すべてのセルでの速度を $V=0.5V_{pl}$ とし、定常状態を仮定し $\theta=L/V$ を与えている。この初期値の効果で最初の数サイクルは安定して

いないが、その後安定した LSSE サイクルになる。100 年目から v_{lock} の変動の影響を受け、LSSE 活動に変動がみられる。

まず、この摩擦パラメータ分布では、LSSE の繰り返し間隔は、最初の $v_{lock}=0$ cm/年では、5.5 年程度で、固着した状態 ($v_{lock}\sim-0.65$ cm/年) では、7 年程度になる。最初の南海地震は 225 年に発生するが、その直前の 3 サイクルで、 v_{lock} の増加と共に、発生間隔が 4.7 年程度と短くなり、中央部での LSSE 中のすべり速度は増加して、地震とともに大きな速度を持つようになる。南海地震後は発生間隔が伸び (すべり速度が小さくなり)、数サイクルで南海地震震源域の固着状態に対応する LSSE 活動へと収束する。こういった予測は、これまでのシミュレーションでも得られている。このように南海地震サイクルの後半では LSSE の活動に変動が見られ、また v_{lock} も変動するが、我々の EnKF による逐次推定は LSSE 域の V および摩擦パラメータに加え、 v_{lock} も含まれており、追跡可能である。

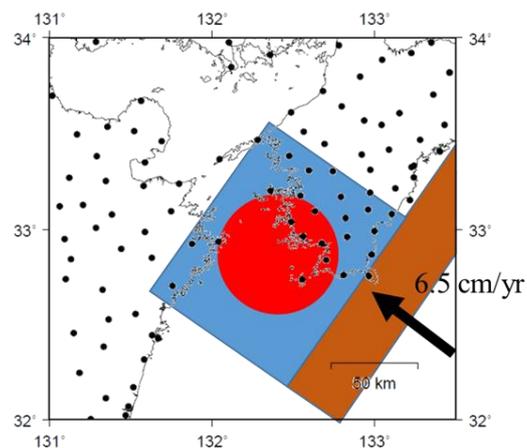


図 3-9-④-3 豊後水道 LSSE の断層モデル (青色：すべり速度強化域、赤色：すべり速度弱化域)、固着域 (茶色) および GEONET 観測点分布。

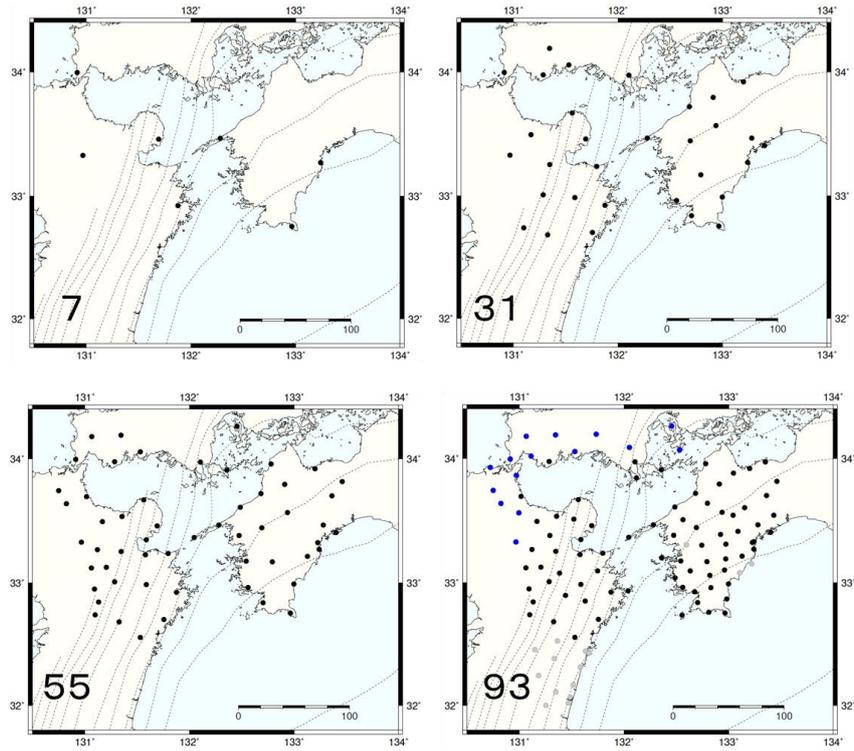


図 3 - 9 - ④ - 4 GEONET 観測点配置の変遷（各図の左下の数字は観測点数を表す）。

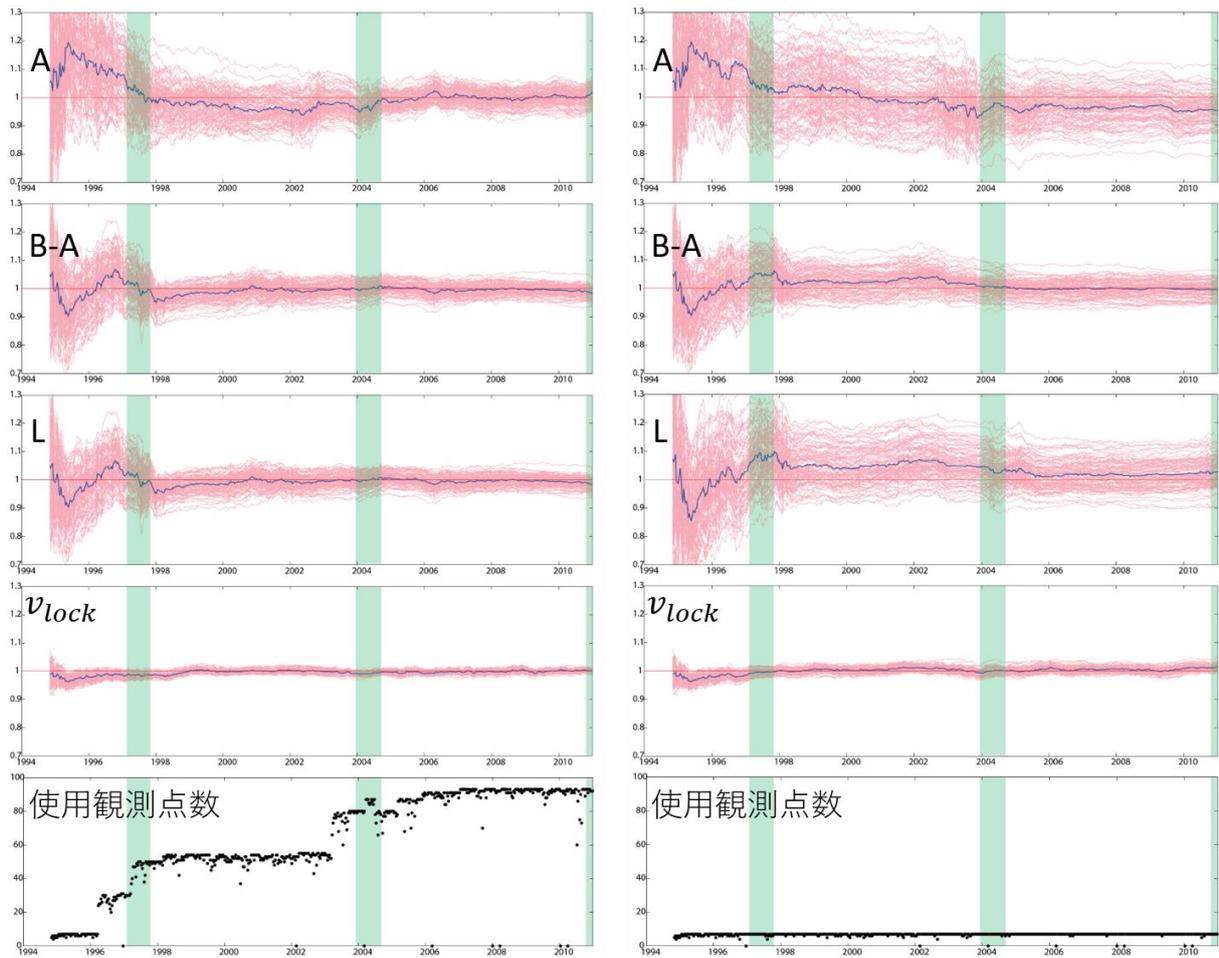


図 3-9-④-5 使用観測点数（下図）の変遷に伴う摩擦パラメータ A、B-A、L および v_{lock} の真値に対する推定値 (Est/True) (赤点：各アンサンブル値、青線：平均値) の変動。左図は、下図のように、使用観測点数が増えているが、右図は、7点のままの場合の推定結果を示している。緑色の帯は、LSSE 発生期間を示す。

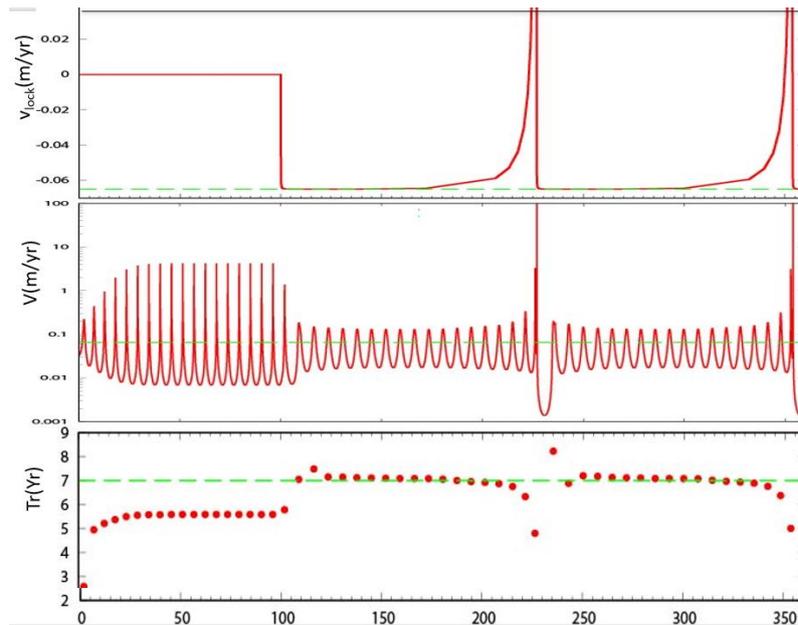


図 3-9-④-6 南海地震サイクル中の豊後水道 LSSE 活動の変動。
 上図：計算で与えた南海地震サイクルを模した固着域の v_{lock} の時間変動。
 中図： v_{lock} に対応する計算された LSSE 断層中央部の変位速度 V の時間変動。
 下図： v_{lock} に対応する計算された LSSE の繰り返し間隔 Tr の時間変動。

3) 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 (東海および豊後水道 LSSE: 数値実験)

H29 年度のプロジェクト成果として、豊後水道で発生する長期的 SSE に関連する地殻変動データの逐次同化により、すべり・摩擦パラメータを推定するコードが開発された。その開発コードの有効性は、推定すべき真の状態が既知であると仮定した、SSE に伴うすべり・摩擦パラメータ推定の数値実験により確認された。一方、開発コードは対象プレート境界面を平面断層近似しており、実データへの適用には修正が必要である。また、アルゴリズム的にも、EnKF と呼ばれる並列処理向けの同化手法を採用しながら単一 CPU での逐次処理コードとして実装されているなど、大規模問題への適用に向けてはコード改良の余地が残っている。このため今年度は昨年度開発されたコードの一部改良(曲がった断層への適用・並列処理の実装)を行うとともに南海トラフ全域を対象とした数値実験によってその動作確認を行う。

まず、H29 年度プロジェクトの成果として開発された、豊後水道で発生する長期的 SSE に関連する地殻変動データの逐次同化による、すべり・摩擦パラメータ推定の数値実験コードを分析し、南海トラフ全域で発生する SSE へ適用するために必要となる修正点の洗い出しを行った。

a) 一期先予測部へ導入した並列処理

同化コードはすべり速度・状態依存摩擦則を断層構成則とした SSE の準動的な繰り返し

し発生計算を状態空間モデル (SSE 域周辺プレート境界のすべり・状態変数分布、SSE 域の摩擦パラメータ、固着域のバックスリップ分布)の時間発展 (一期先予測) として採用し、陸上 GNSS 局の地殻変動速度を観測データとして使って EnKF により逐次同化 (予報の更新) をするシリアルコードとなっている。つまり、アルゴリズム的にアンサンブルのフォワード計算 (時間発展) による一期先予測は並列に進行可能なパラレルワールドでの時間発展計算に相当する。このため、まずはアンサンブルのフォワード計算部について、アンサンブルを構成するパラレルワールド群を利用する CPU 数に均等に割り振って並列処理させるような並列化の実装を行った。これに加え、問題規模に応じて各パラレルワールドの時間発展が単体でも時間が掛かる処理となることに備え、各パラレルワールド自体の計算も並列処理できるようにした。

b) 予測の更新部分へ導入した並列処理

逐次同化 (予測の更新) 部分では、一期先予測で求めたアンサンブルのばらつきから評価される予測誤差共分散行列 (状態空間ベクトルの 2 乗の配列が必要) の作成部分が計算時間的にも必要メモリの的にも高負荷となる。特にモデルの大規模化により、状態空間ベクトルのサイズが拡大されるとシリアルコードでは予測誤差共分散行列に必要なメモリ確保が困難となることが考えられる。このため、予測誤差共分散行列を部分行列分割し必要なメモリの集中化を抑制するとともに、予測更新に関わる行列・ベクトル演算も暫定的なものではあるが分散処理できるよう並列化を行った。暫定的と呼ぶ訳は、上述の一期先予測で動作する全並列プロセス中の、一部プロセスのみが予測更新で並列動作する状態での並列実装なためである。具体的には、アンサンブルを構成する各パラレルワールドの並列計算を統括するプロセス群のみが予測の更新処理でも引き続き動作し、各パラレルワールドの時間発展を加速するため追加された並列プロセスは、予測更新処理中には待ち状態となり活用できていない。

c) 曲がった断層への対応

オリジナルの同化コードでは SSE のフォワード計算やそれに伴う地殻変動の評価に半無限均質弾性媒質中の矩形断層のすべりによる応力変化・表面変形 (Okada, 1992) を利用している。しかし南海トラフ域の複雑なプレート形状へ適用するため、すべりによる応力の評価方法を、三角形断層セルによる応力変化・地表変形応答が計算できる Comninou and Dundurs (1975) の方法へ変更した。

d) 並列コードの動作例

上記、暫定並列処理を実装したコードを利用し、規模が小・中・大の三段階に異なる数値同化実験を複数 MPI プロセスで実施してその並列性能を調べた。中規模・大規模問題の設定は図 3-9-④-7 に示すものとなっている。問題では、西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートの沈み込み速度を一様に 6 cm/yr と仮定し、駿河湾から四国沖にかけて存在する南海トラフ地震を引き起こす固着域 (固着状態の時間発展は考慮せず) の下限付近の豊後水道域・東海域において SSE が発生する状況を考える。この状況下

で 100 のパラレルワールドからなるアンサンブルを走らせ、予めある条件で計算された SSE サイクルに伴う 291 個の GNSS 観測局(図 3-9-④-7 の下向き三角)での地殻変動速度データを利用して並列コードによる逐次同化を行い、すべり、状態変数、SSE 域の摩擦パラメータ、固着域の固着が再現できるかを実験する。なお、中規模・大規模では、フォワード計算でのプレート境界の離散化サイズが約 2 倍異なっており、状態空間ベクトルのサイズが大規模モデルでは中規模モデルの約 22 倍となっている。また、小規模モデルは大規模モデルと同程度の空間解像度で、豊後水道 SSE 域周辺のみを抽出してモデル化した同化実験となっている(GNSS 観測局は豊後水道周辺の 89 観測局を利用し、固着域は南海トラフ西端部の 3 領域のみを考慮している)。

図 3-9-④-8、3-9-④-9 は中規模モデルでの数値実験の例であり、2 つの SSE 域での摩擦パラメータ (A、B-A、L)、固着域(18 領域に分割)の固着速度の推定結果がどのように時間変化していくかを表示している。なお、単一の SSE を扱うオリジナルコードでは、数値実験の同化開始のタイミングとして、SSE パッチの状態変数の時間微分がゼロで、そこでのすべり速度が十分小さくなるような時期を真の解、アンサンブルともに選択していた。今回の複数 SSE パッチが存在する問題においても、複数 SSE パッチの状態変数がある程度同期して時間微分ゼロに近づいた状態で、複数 SSE パッチのすべり速度が十分小さくなるタイミングを同化の開始としている。

各サブプロットで、赤線は予め仮定した真値である。またオレンジの線は 1 つのパラレルワールドでの推定に相当し、緑線がそれらのアンサンブル平均である。図 3-9-④-8 から複数の SSE を考慮した同化実験においても SSE 発生のタイミングに応じて、摩擦パラメータが真値近傍に収束していく様子が見られる。図 3-9-④-9 では、特に中間深さから深部に設定した固着域ではばらつきが小さく固着速度が推定されるものの、特に四国沖から紀伊半島沖の浅部プレート境界では、推定結果のばらつきが大きくなっており、陸域のデータからは浅部の固着の制約が困難であることがわかる。

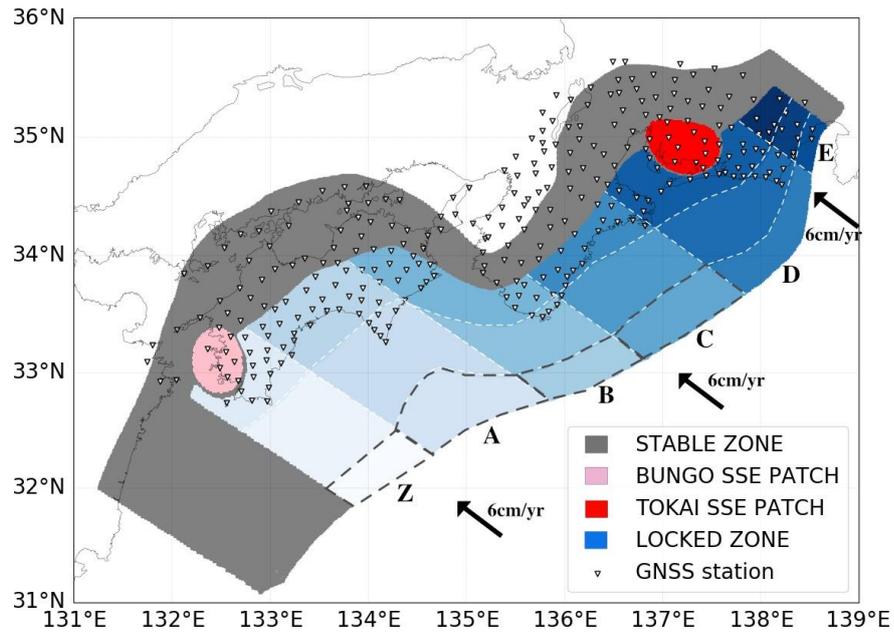


図 3-9-④-7 南海トラフ域を対象に実施した同化の数値実験の問題設定の例。灰色部分はプレート境界の安定すべり域(フォワードモデルでの摩擦パラメータ $A-B > 0$) である。ピンクと赤の領域は、それぞれ仮定した豊後水道 SSE・東海 SSE の発生域に対応し摩擦パラメータのうち $A-B < 0$ と仮定している。プレート境界のうち、青系統で色付けされた領域は巨大地震の震源に対応する固着域を示す。固着域は全 18 領域に分割されており、各領域内では一様な(部分)固着を仮定する。固着域のうち、黒破線で示す沖合の 4 領域は、図 3-9-④-9 に示す固着域の推定結果からばらつきが大きく見える領域に対応している。下向き三角は同化数値実験に利用した GEONET 観測点(291 観測点) である。

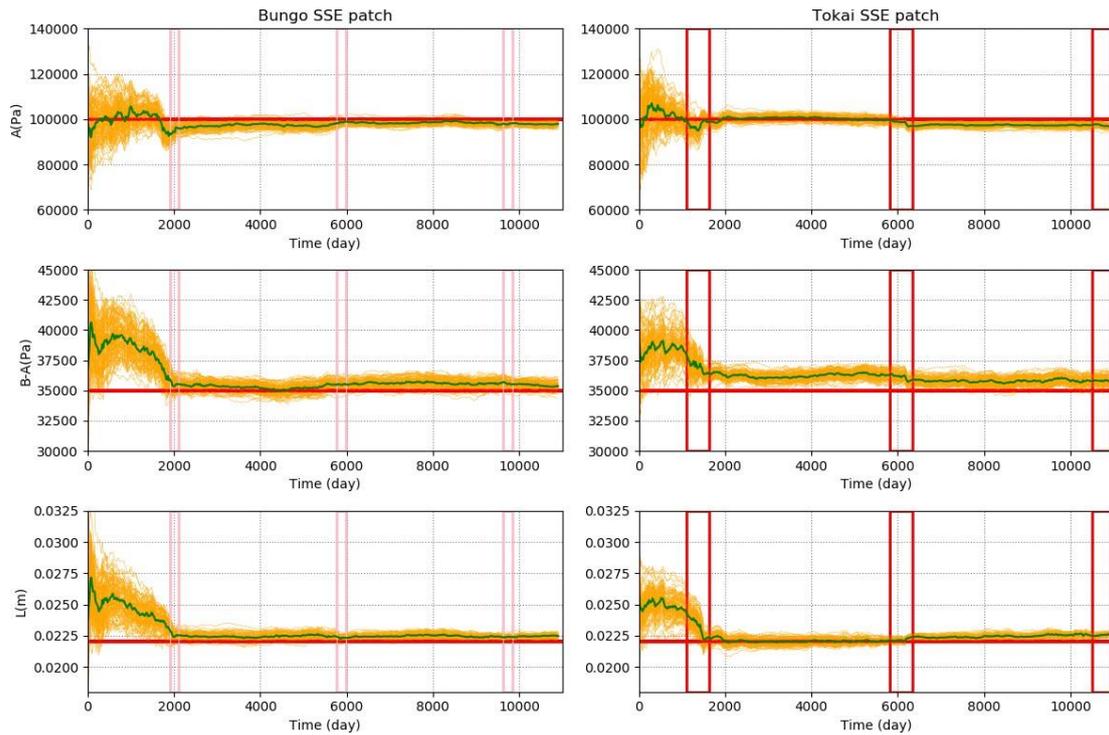


図 3-9-④-8 中規模モデルでの摩擦パラメータの推定結果例。左列が豊後水道 SSE パッチでの摩擦パラメータの推定結果(上から A、B-A、L)。ピンクの実線で囲まれた領域は真の状態(赤線)で豊後水道 SSE パッチ中心部分が 10cm/yr 以上の速度ですべてっている期間(つまり豊後水道 SSE の発生)を表す。右列が東海 SSE パッチでの摩擦パラメータの推定結果。赤の実線で囲まれた領域は真の状態(赤線)で東海 SSE パッチ中心部分が 10cm/yr 以上の速度ですべてっている期間(つまり東海 SSE の発生)を表す。

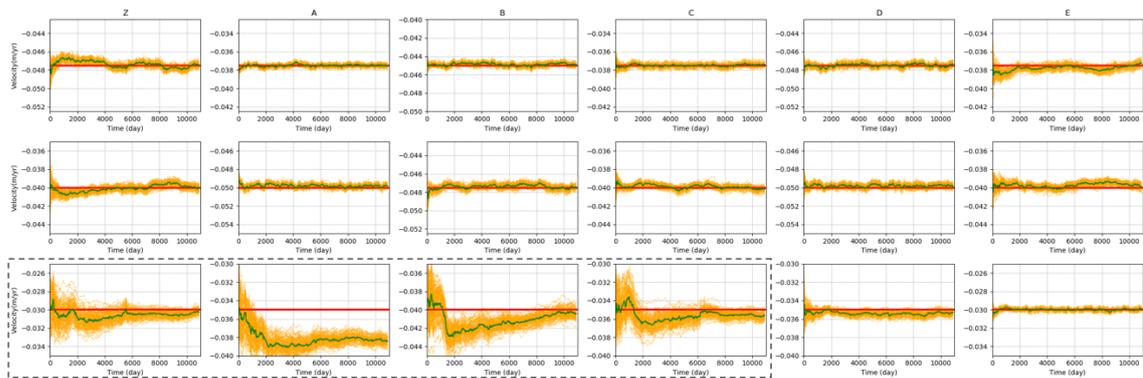


図 3-9-④-9 中規模モデルでの固着域の速度の推定結果例。各サブプロットは、図 3-9-④-7 に示した 18 個の固着域に対応しており、上段サブプロットがプレート境界の深部に設定した固着域、中段が中間深さの固着域であり、下段が最も浅い側(沖側)の固着域に相当する。全てのサブプロットで、真の状態(赤線)からの縦軸の広がり(つまり推定値のばらつき)を統一している。なお下段の黒破線で囲った 4 つのサブプロットは、図 3-9-④-7 の黒破線で囲まれた固着域の推定値に対応する。

e) 並列性能の測定

図 3-9-④-10(a)は、小規模モデルに対し並列実行数を変化させ、数値同化実験を行った際の一期先予測(赤丸付きの赤線)および予測の更新(青丸付きの青線)に掛かる時間を示している。赤線で示す一期先予測の並列化は、パラレルワールド群の時間発展を複数 MPI プロセスに割り振って実行しており通信によるオーバーヘッドがほぼ発生していない処理である。このため予測更新処理(青線)より並列数に応じた傾斜がきつくなっており、並列処理の効率が良いことを表している。ただ、予測更新と比較すると一期先予測の方が数倍から 10 倍ほど経過時間が長くなっている。

このため、図 3-9-④-10(b)、(c)については、一期先予測におけるパラレルワールド毎の時間発展に複数 MPI プロセスを追加で割り当てて計算した結果を示している。並列数に応じた一期先予測、予測更新の曲線の傾きは図 3-9-④-10(a)と同様な傾向となっている。つまり一期先予測処理の方が並列処理の効率がよく、予測更新の方が高並列で傾斜が緩やかになる傾向も図 3-9-④-10(a)と整合的である。また、一パラレルワールドの計算にそれぞれ 10、20 プロセスを割り振ることで加速した影響で、赤・青線の上下関係が図 3-9-④-10(a)と逆転しており、特に並列数が大きい場合には予測の更新処理が同化計算全体の大部分を占めるようになっている。このことから、大規模同化計算の効率的な実行には、今回導入した一期先予測を加速させるためだけにのみ動作しているプロセスを予測の更新処理においても継続して動作するよう実装を見直し、計算時間をより短縮することが必要である。これは次年度の課題となる。

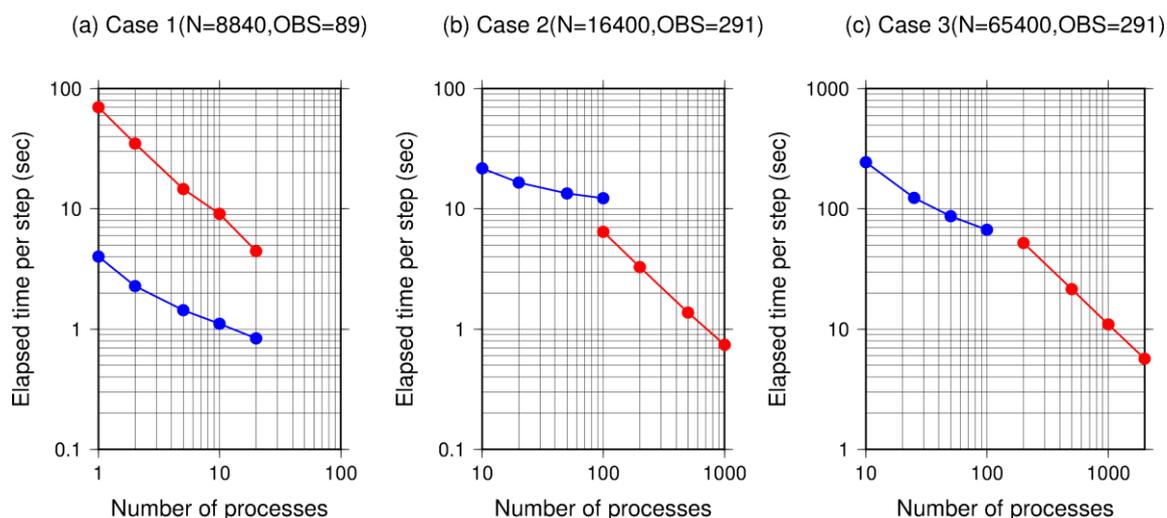


図 3-9-④-10 並列化した同化コードによる数値実験の並列性能。一同化ステップ (20 日ごと) における、一期先予測に掛かる時間の平均値 (赤) と、予測の更新に掛かる時間の平均値 (青) の利用する並列プロセス数に応じた変化を、複数問題設定に対して示している。

(a) 豊後水道 SSE のみを対象とした数値実験で、対象プレート境界を 8840 個のサブ断層に離散化した、すべり速度・状態依存摩擦則による準動的な固着・すべりの繰り返し計算をフォワード計算として、100 個のアンサンブルに対して実施し、予測の更新用に 89GNSS 観測点 (水平・上下の 3 成分) を利用した数値実験の場合。一期先予測 (赤) と予測の更新 (青) とで等しい MPI プロセス数で処理した結果であり、同プロセス数に対しプロットされた赤丸と青丸の縦軸の位置が、同一数値実験における各処理に関わる経過時間を示す。

(b) 南海全域を対象とした数値実験で、プレート境界を 16400 個のサブ断層に離散化したフォワード計算を 100 個のアンサンブルに対して実施し、観測データは 291 観測点を利用した場合。一期先予測のみ 10 倍の MPI プロセスを利用しており、各青丸とそれから 10 倍だけ横軸方向にずれた赤丸の縦軸の値が、同一数値実験における各処理に関わる経過時間を示す。

(c) (b) と同様に南海全域を対象とした数値実験で、プレート境界を 65400 個のサブ断層に離散化したフォワード計算を 100 個のアンサンブルに対して実施し、観測データは 291 観測点を利用した場合。一期先予測のみ 20 倍の MPI プロセスを利用しており、各青丸とそれから 20 倍だけ横軸方向にずれた赤丸の縦軸の値が、同一数値実験における各処理に関わる経過時間を示す。

(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)

東北沖地震以前の 1996 年から 2010 年までの東海地方の GNSS データを解析し、MCMKF を用いて短期的 SSE と長期的 SSE のプレート間すべりの時空間発展を推定した。浜名湖直下を中心とする長期的 SSE は、2000 年後半に始まり、2006 年頃から徐々にすべり速度

が衰えたが、終了時期は明確ではなかった。また、長期的 SSE が最も活動的であった 2003～2004 年頃には、短期的 SSE が長期的 SSE のすべり域の内部で発生しているように見えるが、本解析における推定すべりの空間分解能を検討し、その有意性を検証する必要がある。今後の課題としては、上記の空間分解能に加え、時間分解能の検討を行うこと、GNSS の観測開始から現在に至る 20 年間の短期的・長期的 SSE を含むすべり履歴を明らかにし、2000 年代と 2010 年代の長期 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。

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 LSSE : 数値実験)

EnKF による豊後水道 LSSE 域での摩擦パラメータ、すべり速度、および固着域におけるすべり遅れ速度の推定実験で、1994 年以來の GEONET 観測点の年代毎の拡充による、観測点数や分布が推定に及ぼす影響を調べた。結果として少ない観測点でも LSSE 断層の直上をカバーする配置であれば、収束は遅いが真値に近づき、観測点数が増えるに従い収束が早くなるのが確認された。

次に、南海地震サイクル中での v_{lock} の変動による、LSSE 活動の変動を調べた。これまでのシミュレーションでも示されているが、南海地震サイクルの後半では、LSSE の発生間隔が短くなり、またすべり速度が大きくなり、活動度が増すことを確認した。我々の EnKF による逐次推定には、LSSE の活動に加え、 v_{lock} も含まれており、次期南海地震直前での推定も可能であろう。

今後は、実データ解析に向けて、観測データの扱いに加えて、現在平面断層を仮定している LSSE 断層や固着域について、実際のプレート形状の考慮が必要であろう。また、南海地震発生に向けて v_{lock} がどの程度まで追跡可能か検討する必要がある。

3) 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 (東海および豊後水道 LSSE : 数値実験)

昨年度開発された、SSE に伴う地殻変動速度データの同化からプレート境界のすべり・SSE 域の摩擦パラメータを推定する同化コードの大規模問題への適用に向けた並列化を行い、南海トラフ全域を対象とする数値実験が実時間で実施可能なことが確認できた。今後はさらなる同化計算の効率化に向けコードを修正するとともに実データへの適用に向けた修正を行う必要がある。

(d) 引用文献

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.

Comninou, M., and Dundurs, J., The angular dislocation in a half space, *Journal of Elasticity*, 5(3-4), 203-216, 1975.

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.
- Matsuzawa, T., H. Hirose, B. Shibazaki, and K. Obara, Modeling short - and long - term slow slip events in the seismic cycles of large subduction earthquakes, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B12), 2010.
- Obara, K., and A. Kato, Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, Science, 353(6296), 253-257, 2016.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018-1040, 1992.
- Ozawa, S., Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone after the 2011 Tohoku earthquake in Japan, Earth, Planets and Space, 69(1), 56, 2017.

(3) 平成 31 年度業務計画案

昭和の南海トラフ地震以降の粘弾性応答とサブ 2-1 の 3 次元地下構造情報と整合する南海トラフ 3 次元粘弾性構造モデルを用いて、地震&ゆっくりすべりシナリオを構築するとともに、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おける従来の予測手法の課題を踏まえて、改良した推移予測手法を実データに適用し、妥当性を評価する。最終的な成果のとりまとめとして、これらの成果に基づいて、今後地震本部の長期評価や南海評価検討会で活用される、地殻変動・地震活動データの統合的なプレート境界固着の現状把握・推移予測システムの実現に向けた具体的な道筋を示す。

- ①日本海溝および南海トラフ沿いの地域について、それぞれプレート境界の地震サイクルに伴う地殻変動の時空間分布を現時点で可能な範囲でまとめ、プレート境界の固着分布やブロックモデル等により解釈し、プレート沈み込みに伴う地殻変動の全容を整理する。
- 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）の予測実験を継続し、その成果をまとめる。平成 31 年度はこれまで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、海域観測データから抽出された東北沖地震後の長期的な余効すべりの特徴について、現時点で把握できた事項を繰り返し地震等の地震活動とも比較しつつまとめる。さらにこれまでに得られたプレート間固着強度の時空間ゆらぎに関する個別の知見を総合的に解釈し、その成果を取りまとめる。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行うとともに、これまでの成果を発表する。
- ③日本海溝沿いで観測された東北沖地震の余効すべりに着目しながら、モデルの修正を行い、シミュレーションデータベースの蓄積を継続する。相模トラフ沿いでの地震発生シミュレーションを継続し、2011 年東北地方太平洋沖地震のような外部からの応力擾乱を組み込んで、観測されたようなスロースリップイベントの発生パターンを再現できるよ

う、摩擦パラメータの調整を行うとともに、地震サイクル中に大地震震源域の近傍で発生しているスロースリップイベントの繰り返し間隔の変化について検討する。さらに、明治以降の測地測量データまでを考慮にいった比較検討とシナリオの絞り込みを行う。

④東海地方の SSE に関する MCMKF を用いた解析については、GNSS の観測開始から現在に至る 20 年間の短期的・長期的 SSE を含むすべり履歴を明らかにし、スロー地震間の相互作用について考察を行うとともに、模擬データを用いて推定されたすべりの時間・空間分解能を明らかにする。実データ解析に向けては、GNSS で得られる累積変位データから変位速度データを安定に作成する平滑化手法、および累積変位をデータとする解析手法を検討し、どちらかまたは両方のデータで実データ解析を試みる。その際、実際のプレート境界の形状を考慮した解析を行う。また、 v_{lock} の変動も考慮した模擬データにより、南海地震サイクル中での LSSE 活動に加えて、南海地震活動のモニタリングの可能性を探る。南海トラフ全域を対象とする数値実験では、さらなる同化計算の効率化に向けコードを修正するとともに実データへの適用に向けた修正を行う。

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
国立研究開発法人理化学研究所	非常勤研究員	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) 7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 (地震シナリオ) を構築した。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した。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した。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、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した。

平成 31 年度：

本研究で進めた地震発生サイクルシミュレーション、史料・津波堆積物調査、海域構造探査、そして海陸地殻変動観測結果に基づいて、南海トラフ巨大地震の発生履歴・連動性を総括する。現在のプレート固着状態と、昭和東南海・南海地震以降の応力蓄積状況の推定に基づいて、次に起きうる可能性の高い地震発生シナリオ・震源モデルを見極め、この地震による強震動と津波ハザードを、バラツキの幅を含めて評価する。

また、本研究成果を踏まえ、地震発生直後の震源域の詳細把握、強震動・津波浸水・地殻変動等による被害即時推定、そして大規模余震・誘発地震の発生可能性とその地震ハザードを、リアルタイム観測と高速計算に基づき即座に把握する、新

たな応急対応・防災システムの実現可能性について、今後5～10年を見越した将来展望を示す。

(e) 平成30年度業務目的

南西諸島海溝を含む南海トラフの日本列島3次元広域プレート構造モデルの整備を平成29年度に継続して進め、現在までのプレート境界での歪みの蓄積状態に基づき、次に想定される巨大地震の震源モデルを提示する。このモデルに基づいて強震動・津波・地殻変動シミュレーションを行い、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・南海地震、及び安政東海・南海地震の震源域・波源域を明確化し、2つの地震の再現性又は相補性を明確化し、過去の南海トラフ地震の震源像と地震発生の周期性シナリオを再検討する。粘弾性の影響を考慮した日本列島の広域地殻変動解析・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を明確化し、また将来のリアルタイム海底地殻変動観測の実現による効果を検討する。

(2) 平成30年度の成果

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・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った。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を行った。

(b) 業務の成果

従来、地殻変動計算では半無限均質、水平成層構造などが仮定されてきたが、地殻構造の単純化は計算結果に無視することのできない影響を与えることがあることが最近の研究で明らかとなっている。そのため、地殻の不均一性を考慮した、有限要素法などによる計算が望ましいとされている。近年ではそのような計算に利用することのできる観測データが蓄積しつつある。また地殻変動観測網も整備されており、利用可能となりつつある。地殻変動計算についてはこれらの高分解能のデータを用いた計算が望ましいと考えられている。一方で地殻変動計算は対象領域が広く、地殻構造データが1km分解能で利用可能であることを考慮に入れると、想定される自由度はおよそ 10^8 以上の大規模な計算となる。これまで我々のグループではGPUを用いた地殻変動弾性解析用の非構造格子有限要素ソルバーを開発しており、ハードウェアに適したアルゴリズムを開発することによって大規模問題を高速に解くことが出来ることを示してきた。弾性解析と比較すると粘弾性解析は多数の時間ステップに対して求解を行う必要があるため、必要とされる計算コストがさらに大きく、一層の高速化が要求される。対象とする有限要素解析はメモリバンド幅律速となる演算が多く、特に計算量の

最も大きな疎行列ベクトル積演算にはメモリへのランダムアクセスが多く含まれている。そのため、ハードウェアの演算性能を十分に引き出せないことが大きな課題の一つである。より効率的な計算を行うためにはランダムアクセスを減らすことが重要と考えられる。本年度は主要カーネル自体のランダムアクセスを削減するとともにソルバーの反復回数を削減するようなアルゴリズムを導入し、従来の手法よりも高速に計算が行えるソルバーを開発した。複数時間ステップの同時計算とともに、精度の高い予測子を組み合わせることによって近似解の精度を上げ、ソルバーの収束性を高めている。また複数本ベクトルの計算により、主要となる疎行列ベクトル積演算のメモリアクセスのランダム性低減および性能向上も同時に実現されている。

開発されたソルバーを用いて日本列島規模の大規模地殻モデルにおける弾性・粘弾性応答の解析を GPU スパコンである Piz Daint にて行った。具体的には、M9 地震が懸念されているギリシャと東地中海にわたるヘレニック弧の沈み込み帯における想定地震後の粘弾性変形応答解析に対して開発されたソルバーを適用した。対象系の粘弾性応答をモデル化するために、地殻、リソスフェア、コア境界、マントルまでをも含む $3,686 \text{ km} \times 3,686 \text{ km} \times 2,857 \text{ km}$ の大きさの三次元地殻モデルを構築した。層構造の形状データは 1 km の空間分解能で与えられ、これを正確に反映するために、 1.8 km の二次四面体要素を用いて三次元有限要素モデルを構築した（二次要素で 1.8 km であるので、離散化の解像度は 0.9 km となる）。なお、これは超大規模な問題になるため、通常の有限要素生成手法では有限要素モデルを構築することは難しい。そのため、別途開発している大規模かつ複雑かつ複数材料問題に対してロバストに有限要素モデル構築可能な手法を用いて、有限要素モデルを構築している。これにより、図 3-10-①-1 (a)-(d) に示す $589,422,093$ の四面体二次要素、 $801,187,352$ の節点、および $2,403,562,056$ の自由度の複雑な幾何形状が正確に反映された三次元有限要素モデルが構築された。このモデルのアフリカとヨーロッパの沈み込みの境界で、沈み込みの方向へ M9 の仮想断層すべりを入力し、地震時の弾性的な応答とこれに続いて生じる地殻、リソスフェア、マントルの粘弾性緩和による粘弾性応答を計算した。図 3-10-①-1 (e) および図 3-10-①-1 (f) に、地殻の三次元構造を反映した地表面における弾性地震応答及び粘弾性応答のスナップショットを示す。なお、Piz Daint で 512 枚の P100 GPU を使用した場合、1 時間ステップを 30 日（2592000 秒）として、2,000 時間ステップの解析が 4587 秒で可能となるほど高速に解析が可能となっている。

粘弾性地殻変動計算を対象とした高速な非構造格子有限要素ソルバーを開発し、日本列島規模の大規模地殻モデルの自由度が 10^9 以上となる計算コストが膨大となる問題に対して適用し、その有効性を確認した。この解析を高速に実行するためには、疎行列ベクトル積である Element-by-Element 部分のメモリへのランダムアクセスが一つのボトルネックとなっていたが、キャッシュや Shared memory を利用した要素ごとの演算結果の縮約を導入することで解消した。また複数ベクトルと線形予測子の導入により収束性を向上させ、演算回数自体の削減に成功している。Piz Daint 上で既往のソルバーと比較を行うと、2.79 倍の性能向上が確認された。今回のソルバー開発により高速に粘弾性地殻変動計算が可能となり、大規模問題においても多数回解析が可

能となることから、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て必要とされる列島規模の大規模地殻モデルにおける逆解析・地殻構造の最適化・地殻構造モデルの曖昧さの考慮などへの大きな寄与が期待される。

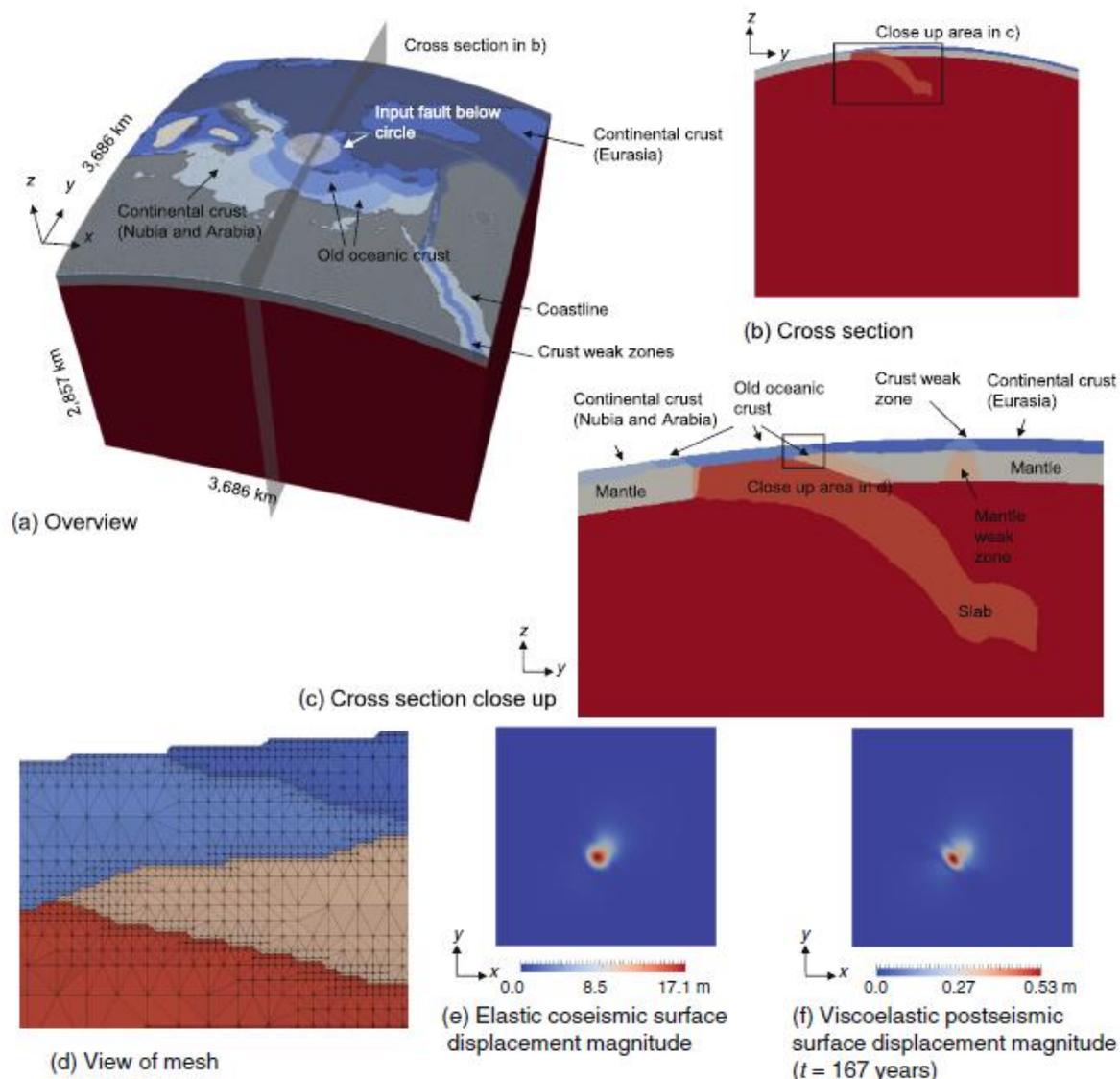


図 3-10-①-1 構築された三次元有限要素モデル。10 層からなる地殻が 0.9 km の解像度のメッシュを使って詳細にモデル化されている。また、その三次元構造反映した、地震時の弾性的挙動および地震後の粘弾性的挙動が解析されている。(a) 三次元有限要素モデルの全体像。(b) 有限要素モデルの断面図。(c) (b)の断面図内の四角で囲まれた領域内の拡大図。(d) 有限要素モデルの拡大図。(e)地震時の弾性挙動および、(f) 地震後の粘弾性挙動。

(c) 結論ならびに今後の課題

観測データにより推定された複雑な三次元不均質地殻構造を用いた地殻変動解析の解析コストは膨大であるため、従来の地殻変動解析では半無限媒体近似などにより簡

単化された地殻構造が用いられてきている。観測データをより有効活用していくために、この膨大な解析コストを軽減した地殻の弾性・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これまで行ってきた。その結果、1) 計算科学・計算機科学の進展を踏まえた新たな手法の開発を行うことで、膨大な解析コストを軽減することは十分可能である。2) 複雑な三次元不均質地殻構造を半無限媒体近似などにより単純化すると、地殻変動解析結果に大きな差を生じる場合があり、特に、震源近傍では大きな差を生じる場合がある。3) 複雑な三次元不均質地殻構造を確定的に決定することは難しく、曖昧さが残り、場合によってはその影響が大きいいため、この曖昧さを陽に考慮する手法の開発が必要であることが分かった。これら1)～3)を踏まえ、最終年度(平成31年度)の業務計画を策定した。

②地震サイクル計算手法の高度化

(a) 業務の要約

昨年に引き続き、非線形粘弾性媒質中での地震サイクル計算の準備として、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 (Barbot 法と略) に対して、H 行列法 (Hackbush, 1999) を用いた高速計算法を試み、まずは線形粘弾性媒質中での変位の時間発展計算を行ない、既存の手法 (Fukahata and Matsu'ura, 2006) による結果として比較して、その有効性を調べた。

(b) 業務の成果

粘弾性媒質としては、線形粘弾性物質がこれまでよく用いられてきたが、高温高压岩石実験からは岩石は非線形粘弾性的性質を示す。長期的変動はマックスウェル線形粘弾性で近似されるが、地震後の余効変動等では特に非線形粘弾性の効果が効いてくる。任意の非線形粘弾性媒質中での地震サイクル計算を行う必要がある。その準備として、Barnot and Filalho (2010) の方法 (Barnot 法と略) による、任意のレオロジー媒質中での、地震時すべりによる時間変動の計算の効率化とその精度検証を行う。

Barbot 法では、弾性・非弾性媒質中での断層面上でのすべりによる変動を考える場合、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や四面体に分割する。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 (立方体や四面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) (立方体)、および Barbot (2018) (四面体) 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、通常の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を行う必要がある。

本方法の特徴は、任意のレオロジー媒質中での計算に、計算が大変なその媒質中でのすべり応答関数ではなく、弾性媒質中でのすべり応答関数とひずみ応答関数の計算だけが必要な点である。先に述べたように、解析的・準解析的すべりおよびひずみ応答関数は均質半無限弾性媒質中で得られている。不均質弾性媒質では例えば有限要素法により計算する必要がある。

通常の境界要素法的解法では、断層面におけるすべりとすべり応答関数の関だけでよいが、任意のレオロジーでは、3次元媒質を分割し、その分割した全ての体積中でのひずみとひずみ応答関数の関が必要になり計算量が増大する。そこで、H行列（例えば、Hackbush (1999)、Ohtani *et al.* (2011) により、計算の効率化を図る必要があり、その効率化と精度の検証を行った。

図3-10-②-1に、要素数Nに対する、ひずみ応答関数とひずみの積で、計算時間は $O(N^2)$ かかるが、H行列を作用させると $O(N \log N)$ の計算時間となり高速化が図られている。図3-10-②-2には、弾性・マックスウェル粘弾性（粘性率 $10^{18} \text{Pa} \cdot \text{s}$ ）の2層からなる媒質中（計算領域の大きさ：100km x 100km x 130 km、図3-10-②-2には深さ50 kmまで示している）の弾性部分（剛性率30GPa：厚さ30 km）の傾斜角 30° の逆断層（10km x 10km）に1 mのすべりを与えた時の10年後の鉛直（Z）成分の変位を例に、精度を比較している。なお、この際粘弾性媒質中の領域は、5 km x 5 km x 5 kmの様な大きさの立方体に分割してひずみの時間発展を計算している。

図3-10-②-2の左図には、M&F (Fukahata and Matsu'ura, 2006) による、中心を通る2次元断面における解を示す。中央図は、Barbot法にH表列を作用させた場合の解とM&Fによる解との差、右図は、Barbot法による解とM&Fによる解との差を示す。Barbot法およびそれにH行列を作用させた高速解も十分な精度が十分出ていることを示している。

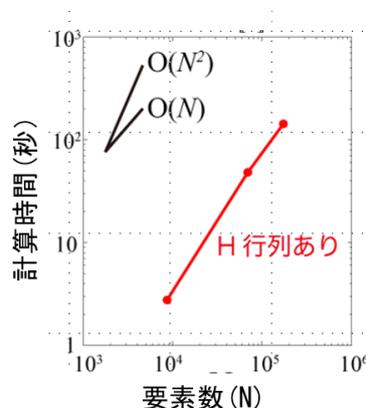


図3-10-②-1 要素数NとH行列法による計算時間との関係

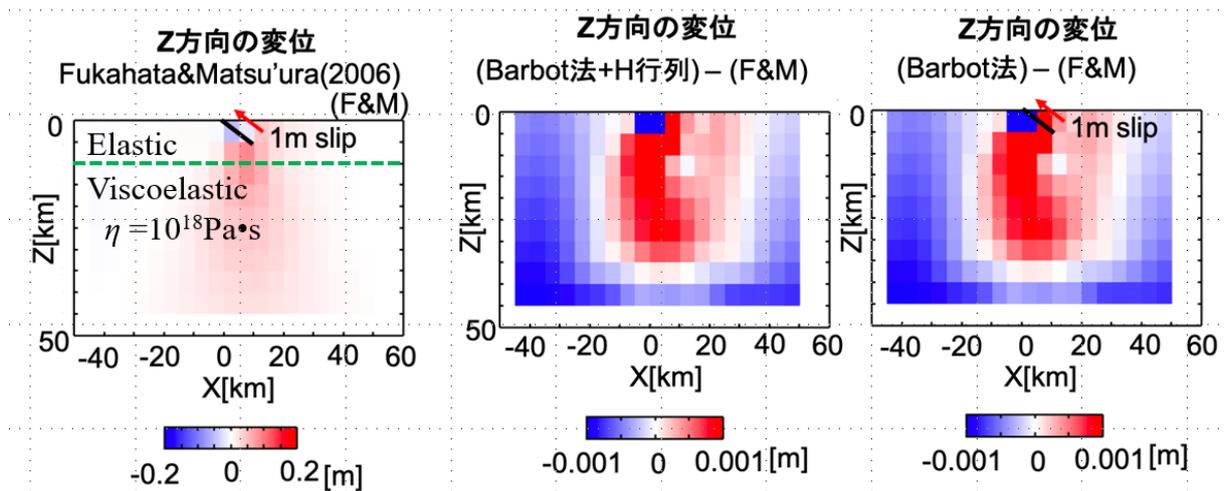


図3-10-②-2 弾性・マックスウェル粘弾性2層構造モデル中の断層に1mの変位を与えた時の10年後の変位分布の断面図の比較。左図：Fukahata and Matsu'ura (2006) (F&M) による、断層に1mを与えた時の10年後のz方向変位分布。中央図：Barbot法にH行列を作用させたときの解とF&M解の差。右図：Barbot法による解とF&M解の差。右図のBarbot法による解の精度、および中央図のBarbot法+H行列による解も十分な精度が出ていることを示している。

(c) 結論ならびに今後の課題

昨年に引き続き、任意の非線形粘弾性を扱うBarbot法の計算手法を地震サイクル計算に組み込む準備として、既存の手法が扱う線形粘弾性媒質中での地震すべりによる10年後の変動を計算し、Barbot法およびその高速化を図ったH行列解を既存の手法(F&M法)による解と比較して、十分な精度が得られていることを確認した。

(d) 引用文献

- Barbot, S., Deformation of a half-space from anelastic strain confined in a tetrahedral volume, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5A), 2687-2712, 2018.
- 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, B., 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.
- Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophysical Journal International*, 166, 418-434, 2006.

- Hackbusch, W. A Sparse Matrix Arithmetic Based on H-Matrices, Part I: Introduction to H-Matrices, *Computing*, 62(2), 89-108, 1999.
- 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.

③南海トラフ地震発生サイクルの再現・モデル検証

(a) 業務の要約

Hashimoto *et al.* (2014) の地震発生サイクルシミュレーションシステムを用いて、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を行うことにより、任意の時点での地震破壊可能性を評価することが可能である。この地殻応力状態の時間発展を再現するフレームワークでは、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る断層構成関係の設定が重要な課題となる。今年度は、昨年度の研究成果を踏まえて、南海トラフ地震発生域の断層構成関係パラメータ分布のより詳細な検討を進めた。Aochi and Matsu'ura (2002) のすべりと時間に依存する「すべりと時間に依存する断層構成則」に基づき、地震発生域のパラメータ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。室戸沖及び紀伊半島南端域における最大ピーク強度が 4 MPa 程度のケースでは、大地震発生後 50 年以後もすべり遅れレート分布の変化は小さく、同様のパターンが比較的長く続く。一方、最大ピーク強度が 1 MPa 程度のケースでは、すべり遅れレート分布の変化は大きく、大地震発生後 50 年以後、紀伊半島南端付近のすべり遅れレートが急速に小さくなる。これらの結果は、ピーク強度の値や固着域（すべり遅れ分布）の範囲に強く依存する。従って、より詳細な構成関係パラメータの制約条件を検討する為の手段として、シミュレーションから得られたすべり遅れレート分布を観測データから得られた分布の時系列と比較することが有効である。また、プレート境界面の強度に関する詳細な議論を行う為には、多様なアプローチが必要となる。Hashimoto and Terakawa (2018) が開発した「応力データインバージョン法」により、地殻応力場形成のダイレクトソースである「衝突率」分布を推定することが可能となった。これを用いて衝突率分布を詳細に検討することにより、プレート境界面の強度に関する情報を引き出せる可能性がある。

(b) 業務の実施方法

Hashimoto *et al.* (2014) が構築し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地震破壊伝播モデルから成る。これを用いることにより、適切な断層構成関係の設定の下で、或る時点の応力状態を推定し、次ステップの地震発生

シナリオを生成することが可能である。以上を踏まえて、昨年度は、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構築した。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。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。

以上の地殻応力状態の時間発展を再現するフレームワークでは、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る断層構成関係の設定が重要な課題である。今年度は、昨年度の研究成果を踏まえて、南海トラフ地震発生域の断層構成関係パラメータ分布のより詳細な検討を進めた。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、地震発生域のパラメータ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。これらの結果やそれを初期条件・境界条件とする動的シミュレーションから得られた結果を観測データから推定した地震間すべり遅れレート分布や地震時すべり分布等と比較することにより、構成関係パラメータ分布の制約条件を検討することが可能となる。

(c) 業務の成果

1) Aochi and Matsu'ura (2002) のすべりと時間に依存する断層構成則の基本的なパラメータである a 、 β 、 c の値や分布を変えたモデルを設定し、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。比較の為に、図3-10-③-1に、昨年度までに得られた結果から、すべり遅れレート分布のスナップショットを示す（昨年度報告書参照）。ここでは、地震発生サイクルを通して、室戸沖及び紀伊半島南端域に於ける最大ピーク強度を2MPa程度に、臨界すべり量 D_c を最大で1m程度になるように設定している。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。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、その時点での地震破壊可能性を規定する。

Case 2016-1 (昨年度までの結果)

設定した構成則パラメーター

$\alpha = 1.5, \beta = 0.005$ [m^2/yr] (均一)

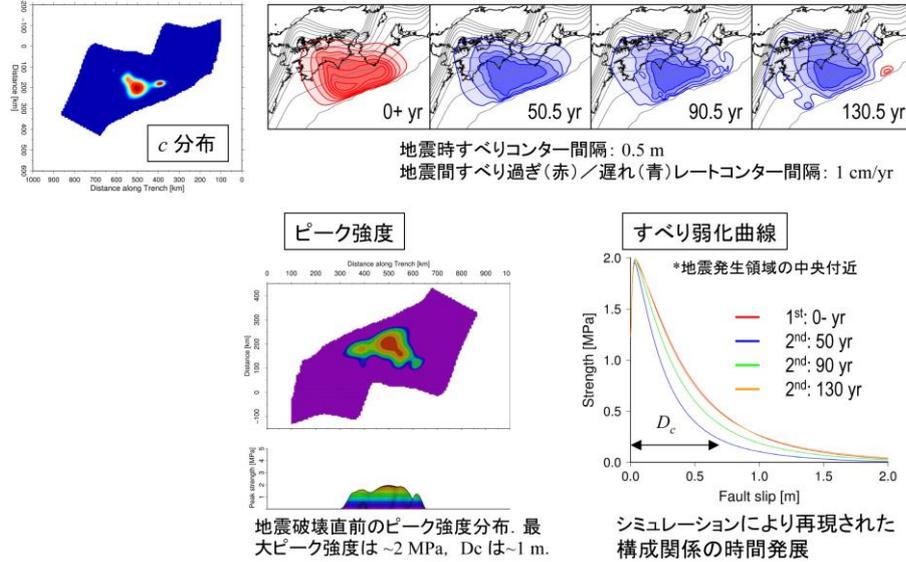


図 3-10-③-1 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海域の地震発生サイクル (昨年度成果から抜粋)。すべり遅れレートのスナップショットに於いて、地震間の青コンターはすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表す (1 cm/yr 間隔)。地震時 (0+ yr) の赤コンターは、すべり量を表す (0.5 m 間隔)。

これらの設定に対して、ピーク強度をより高く設定した場合 (Case 2018-1)、及び、より低く設定した場合 (Case 2018-2) を、それぞれ、図 3-10-③-2 及び図 3-10-③-3 に示す。

Case 2018-1

地震破壊直前の最大ピーク強度を ~4 MPa に設定

設定した構成則パラメーター

$\alpha = 1.5, \beta = 0.005$ [m^2/yr] (均一)

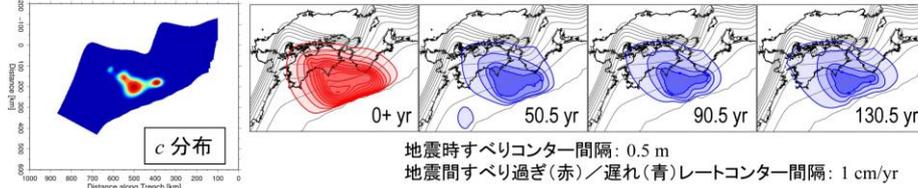


図 3-10-③-2 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海域の地震発生サイクル。すべり遅れレートのスナップショットに於いて、地震間の青コンターはすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表す (1 cm/yr 間隔)。地震時 (0+ yr) の赤コンターは、すべり量を表す (0.5 m 間隔)。

Case 2018-2

地震破壊直前の最大ピーク強度を ~1 MPa に設定

設定した構成則パラメーター
 $\alpha = 1.5, \beta = 0.005 \text{ [m}^2/\text{yr]}$ (均一)

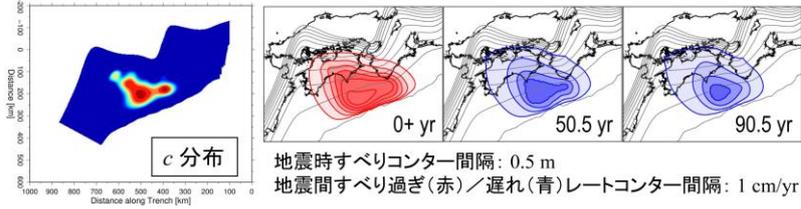


図 3-10-③-3 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海域の地震発生サイクル。すべり遅れレートのスナップショットに於いて、地震間の青コンターはすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表す (1 cm/yr 間隔)。

地震時 (0+ yr) の赤コンターは、すべり量を表す (0.5 m 間隔)。

また、これら各ケースの地震破壊直前 (0- yr) に於けるピーク強度分布を図 3-10-③-4 に示す。Case 2018-1 では、最大ピーク強度が 4 MPa 程度であり、Case 2018-2 では、最大ピーク強度が 1 MPa 程度となっている。

地震破壊直前(0- yr)のピーク強度分布の比較

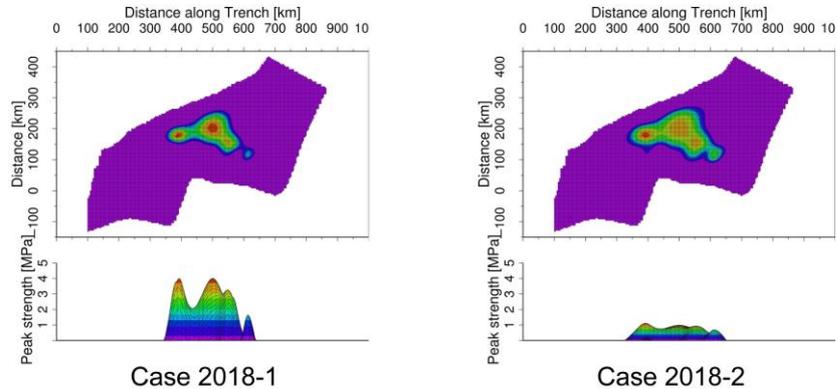


図 3-10-③-4 準静的応力蓄積シミュレーションにより実現した南海地震発生域に於ける地震破壊直前のピーク強度分布。

2) Hashimoto and Terakawa (2018) が開発した「応力データインバージョン法」により、地殻応力場形成のダイレクトソースである「衝突率」分布 (Hashimoto and Matsu'ura, 2006) を推定することが可能となった。これを伊豆衝突帯周辺域に適用することにより、島弧同士の衝突が継続している伊豆半島の付け根のみならず、その両側のプレート境界地震発生域に対応する領域に於いても、衝突率が高くなっていることが明らかになった。これらの分布は、プレート境界面の強度と関係付けられる可能性がある。

3) 観測されている地震発生サイクルが再現されるような構成関係パラメータセットを用いた地震発生シミュレーションを実施中である。昨年度の成果では、地震破壊開始点に依存して地震規模が変化することが明らかになった。図3-10-③-5に示すように多数の破壊シナリオが得られており、これらのシミュレーション結果を適切に分類すれば、将来発生する地震像に近い地震発生シナリオを提案できる可能性がある。

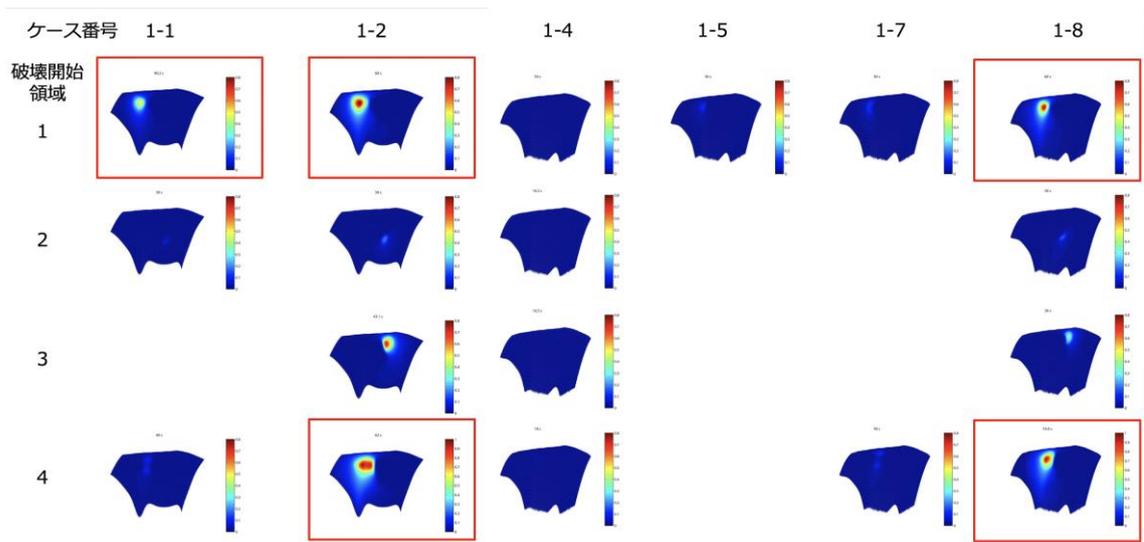


図3-10-③-5 準静的テクトニックローディングモデルを用いた動的破壊伝播シナリオ作成の例。ある時間経過したところでの滑り分布を表示している。赤枠のケースは、破壊が未収束のモデルを示す。破壊開始位置により地震規模を含めたシナリオが大きく異なることがわかる。

(d) 結論ならびに今後の課題

Hashimoto *et al.* (2014) が構築した地震発生サイクルシミュレーションシステムを用いて、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ことにより、地震破壊可能性の評価を定量的に行うことが可能である。これらのシミュレーション結果（シナリオの集合）を過去のすべり履歴や震源位置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することが可能となる。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、準静的応力蓄積シミュレーションによるすべり遅れレート分布がどのように時間変化するかを検討した。その結果、シミュレーションにより実現したすべり遅れレート分布の時間変化は、ピーク強度の値や固着域（すべり遅れ分布）の範囲に強く依存することが分かった。より詳細な構成関係パラメータの制約条件を検討する為には、数値シミュレーションから得られたすべり遅れレート分布を観測データから得られた分布の時系列と比較することが有効である。また、Hashimoto and Terakawa (2018) が開発した「応力データインバージ

ョン法」により、地殻応力場形成のダイレクトソースである「衝突率」分布を推定することが可能となった。これを用いて衝突率分布を詳細に検討することにより、プレート境界面の強度に関係する情報を引き出せる可能性がある。さらに、今後は、今回得られた構成関係パラメータセットを用いて、南海トラフ地震発生シナリオを構築していく予定である。

(e) 引用文献

- 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.
- 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.
- Hashimoto, C. and T.Terakawa, Stress data inversion to estimate collision rate distribution and its application to the Izu Peninsula, Japan, *Tectonophysics*, 744, 47-57, 2018.
- Hashimoto, C. and M. Matsu'ura, 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: Internal stress fields in northeast Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 163, 1803-1817, 2006.

④地震発生シナリオの評価

(a) 業務の要約

プレート境界地震シナリオの評価に向けて、大地震発生サイクルとゆっくりすべりの繰り返し間隔の変化との関連性について検討するために、スロースリップイベント (SSE) の繰り返し間隔の変化が観測されている相模トラフにおいて、地震発生サイクルシミュレーションを実施した。

相模トラフでは、南海トラフの豊後水道地域や東海地域と同様に、大地震震源域と隣接する領域で、SSE が繰り返し観測されている。1996 年以降、房総半島沖で観測されている SSE の繰り返し間隔はだんだん短くなっていた。しかし、2013 年～2014 年と、2018 年 6 月に SSE が発生したことから、2011 年を境に、繰り返し間隔がだんだん長くなっていることが明らかとなった。このような繰り返し間隔の変化が、2011 年東北地方太平洋沖地震などの外部応力の影響によるものなのか、または SSE 域に隣接する過去の M8 前後の関東地震震源域の固着状況の変化を示しているのか、さらに、豊後水道や東海地方で、今後、同様の变化が観測される可能性はあるのかなどについて検討するために、相模トラフでのモデル構築に着手した。単純なモデルで計算を行った結果、関東地震震源域の固着状況の変化だけでは、2011 年前後に観測されたようなスロースリップの繰り返し間隔の変化は見られなかった。

(b) 業務の実施方法

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、過去の地震の震源域やスロースリップイベントの震源域、地殻変動観測から得られる知見などを参考に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 (Nakata *et al.*, 2016)。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 (例えば、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 (Nakata *et al.*, 2016)。摩擦パラメータの空間分布は、階層アスペリティモデルに従い、 $A-B < 0$ かつ小さな L の領域内に、地震の震源域や SSE 発生域として、さらに不安定な領域を与えた。

過去 M8 クラスの関東地震や SSE の震源域 (例えば、Sato *et al.*, 2016、Ozawa *et al.*, 2014)、南海トラフや日本海溝で構築したモデルを参考に、摩擦パラメータの空間分布を仮定した (図 3-10-④-1、図 3-10-④-2)。モデル化の対象領域は東西方向約 200 km・深さ方向に 40 km と計算規模を小さくし、複数サイクルの計算を行いやすいようにした。

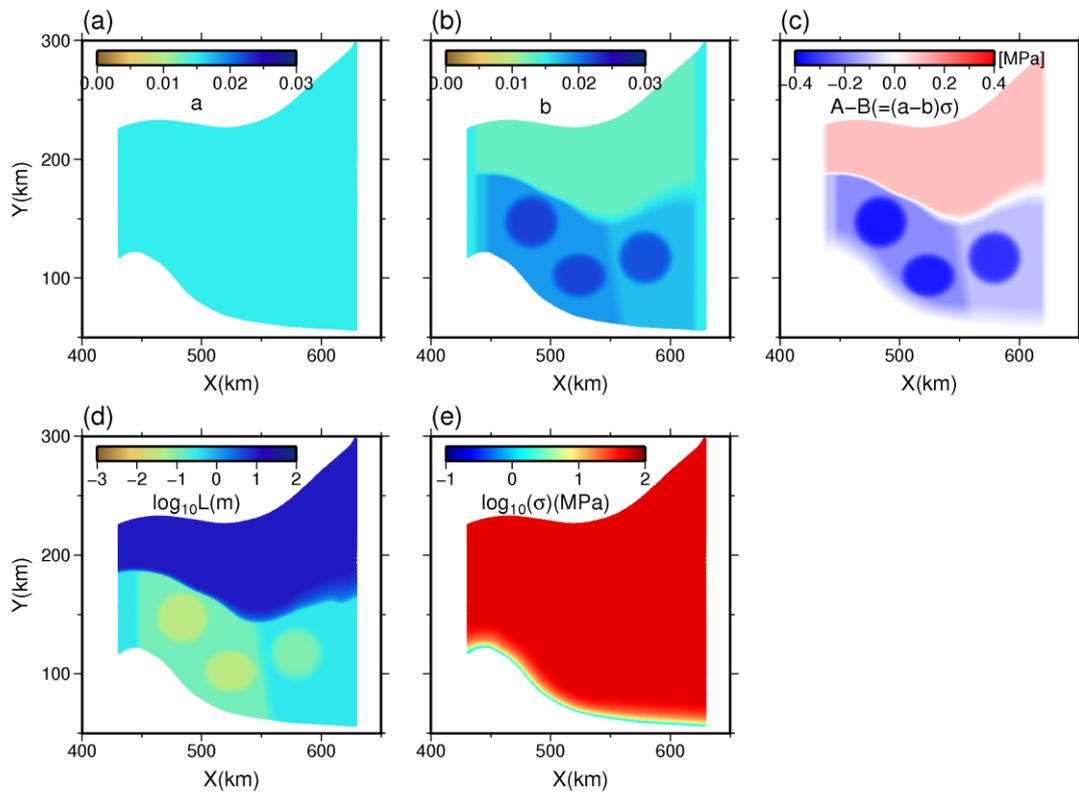


図 3-10-④-1 摩擦パラメータ分布。不安定な摩擦条件の領域内に、より不安定で地震を起こしやすい条件の円形パッチが2つと、比較的安定な摩擦条件の領域内に、不安定な条件のパッチを1つ置いたモデル。(a)断層の構成則に関する摩擦パラメータ a 、(b)強度の時間発展に関する摩擦パラメータ b 、(c)すべり速度弱化または強化を表す摩擦パラメータ $A-B (= (a-b)\sigma)$ 、(d)特徴的すべり量 L 、(e)有効法線応力 σ 。

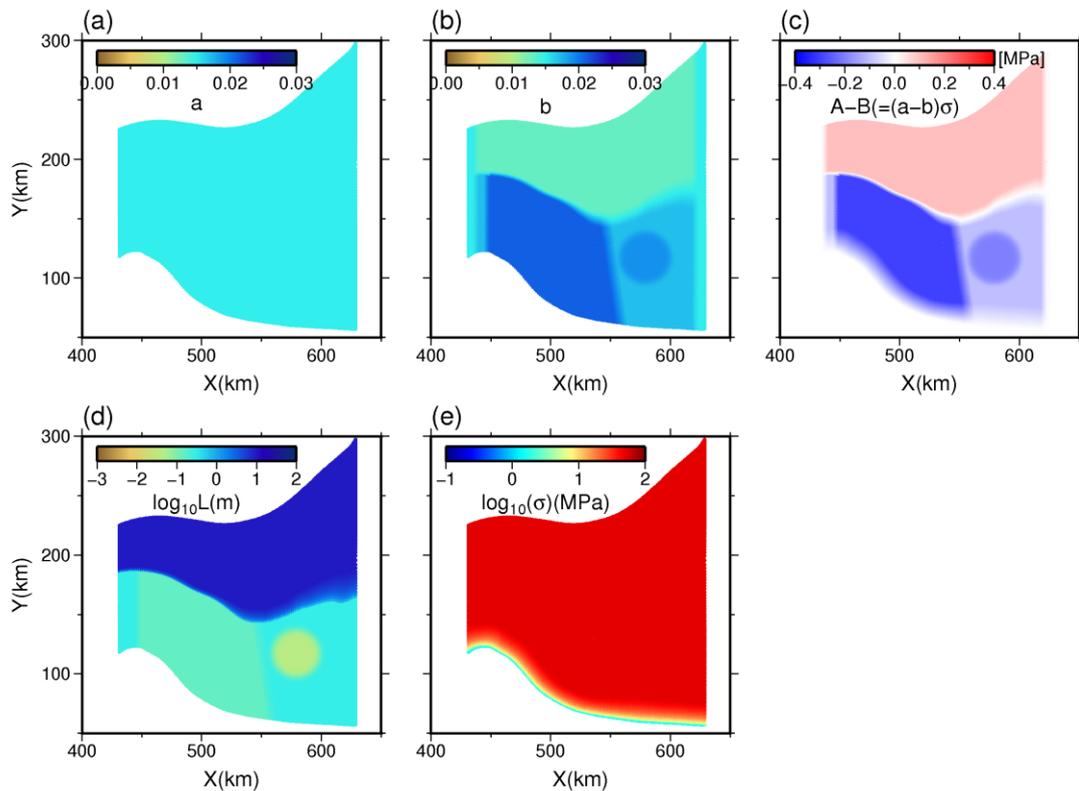


図 3-10-④-2 摩擦パラメータ分布。地震性すべりを起こす領域内にはパッチを置かず、その隣に SSE を起こしやすい条件のパッチを置いた。(a)断層の構成則に関する摩擦パラメータ a、(b)強度の時間発展に関する摩擦パラメータ b、(c)すべり速度弱化または強化を表す摩擦パラメータ $A-B=(a-b)\sigma$ 、(d)特徴的すべり量 L、(e)有効法線応力 σ 。

(c) 業務の成果

相模トラフでは、図 3-10-④-1 の摩擦条件で計算した結果、不安定パッチが 1 つずつ交互に破壊を繰り返した後、全体が破壊することによって、より大きな地震が発生する、という複雑な地震発生パターンが得られた。ただし、SSE は、低頻度で小規模なものしか起きなかった。また、SSE 域は本震のすべりには連動しなかった。(図 3-10-④-3)。

図 3-10-④-2 の摩擦条件で計算した結果は、約 660 年間隔で全域が破壊するシンプルな地震発生サイクルで、中頻度の大規模な SSE が発生した(図 3-10-④-4)。SSE のすべり速度は、大地震が近づくにつれて速くなったが、繰り返し間隔は、地震サイクル間に顕著な変化は見られなかった。また、このモデルでは、SSE 域は本震のすべりに連動して地震性すべりを生じた。

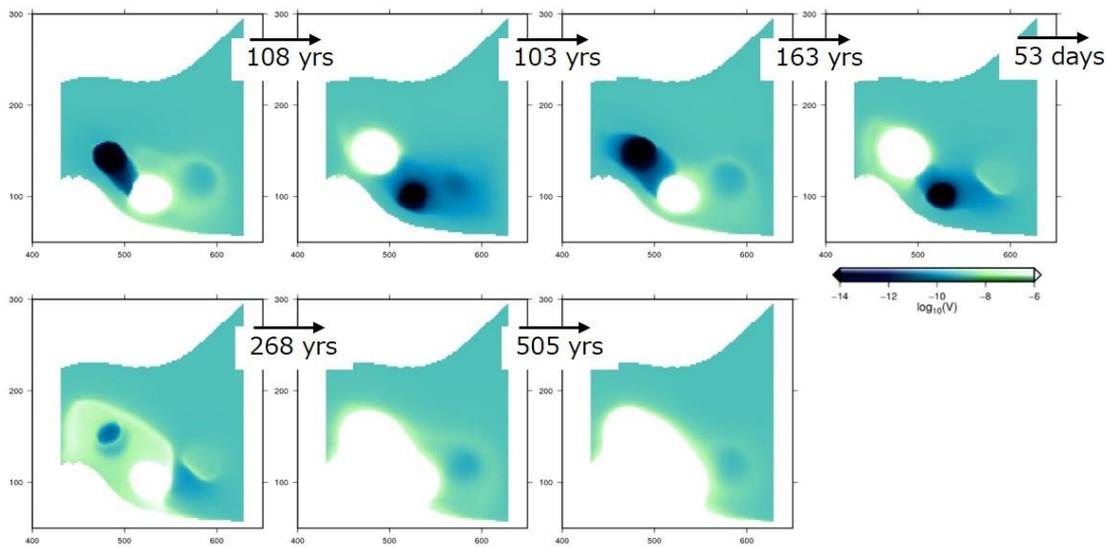


図 3-10-④-3 図 3-10-④-1 の摩擦条件で得られたすべり速度のスナップショット。色の白い（薄い）部分が地震時すべり、青い（濃い）部分では固着していることを示している。

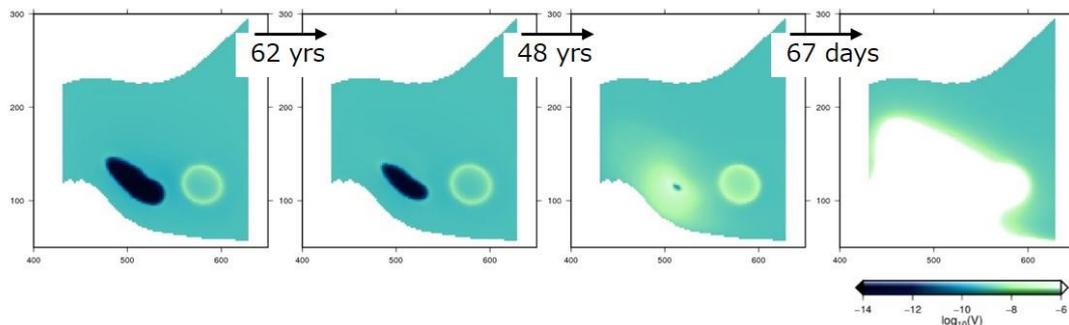


図 3-10-④-4 図 3-10-④-2 の摩擦条件で得られたすべり速度のスナップショット。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ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、相模トラフ地域において地震発生サイクルシミュレーションを行った。相模トラフでは、M8クラスの地震サイクルと、その震源域のすぐそばで発生するスロースリップイベントを再現するモデルの構築に着手できた。今後は、2011年東北地方太平洋沖地震のような外部からの応力擾乱を組み込んで、観測されたようなスロースリップイベントの発生パターンだけでなく、過去の関東地震の発生パターンを再現できるよう、摩擦パラメータの調整を行うとともに、地震サイクル中のスロースリップイベントのふるまいについて理解が深まるよう、観測データと整合する範囲内で様々なシナリオを複数サイクル用意し、大地震震源域の近傍で発生しているスロースリップイベントの繰

り返し間隔について検討することが必要である。

(e) 引用文献

- 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.
- Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98(B6), 9885-9907, 1993.
- Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, B5, 2161-2168, 1979.
- 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.
- Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88(B12), 10359-10370, 1983.
- Sato, T. et al., The source model and recurrence interval of Genroku-type Kanto earthquakes estimated from paleo-shoreline data, *Earth, Planets and Space*, 68:17, doi:10.1186/s40623-016-0395-3, 2016.
- Ozawa, S., Shortening of recurrence interval of Boso slow slip events in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2762-2768, doi:10.1002/2014GL060072, 2014.

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、昨年度までに構築した不均質 SMGA 場モデルに、破壊伝播の不均質の設定、深さ依存性の検討を加えて更新した。また、南海トラフ沿いの地震に適用する妥当性について検討した。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、不均質化を導入したことにより高周波数成分が適切に付加されることを確認した。南海トラフ沿いの震源断層から陸域の観測点までの地震波伝播経路の地殻構造モデルの検証、高度化のため、DONET 観測点間の地震波干渉法による観測点間グリーン関数を推定し、熊野海盆周辺地域における周期 2～20 秒の Love 波群速度の空間分布の特徴を示した。

(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 SMGA (強震動生成域)をベースに構築するという方針を立て、平成 28 年度までに、 $M6 \sim 9$ のプレート境界地震の SMGA 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。応力降下量およびすべり

量の不均質分布は、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、確率分布には対数正規分布を仮定し、それらの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 場モデルにおいて、（1）設定方法が未解決であった破壊伝播速度の不均質を導入、（2）応力降下量の深さ依存性を導入する必要性についての検討、（3）南海トラフ沿いの地震への適応性の検討を実施した。また、不均質 SMGA モデルに破壊伝播速度の不均質を追加したため、（4）昨年度実施した、南海トラフ巨大地震の広帯域震源モデル作成と大阪地域の地震動予測計算のやり直しを行った。（5）2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした地震波形のモデリングによる検証も試みており、SMGA モデル案を作成したが作業は途上である。

破壊伝播速度の空間分布は、すべり分布や応力降下量分布同様、震源過程の広帯域化において大きな影響を持つが、応力降下量やすべり量との相関関係が決まらなかったため、昨年度までは暫定的に均質に設定していた。しかし、不均質応力降下量分布を仮定した動力学震源モデルの破壊伝播速度を調べた研究（関口・他、2017）により、破壊伝播速度は応力降下量との相関はほとんど見られなかったが、Guatteri *et al.* (2004) が示したのと同様に、破壊エネルギーとはばらつきは大きいものの相関があることが確認された。そこで、Guatteri *et al.* (2004) が提案する破壊エネルギーから破壊伝播速度を導く式を使って破壊伝播速度を設定する方法をとった。

地震の応力降下量の深さ依存性については、壇・他 (2003)、岩田・他 (2003)、佐藤 (2006) が内陸地殻内地震やスラブ内地震でその傾向が見られると指摘している。なお、佐藤 (2006) では、プレート境界地震については深さ依存性が明瞭ではなかったとしている。本業務で構築する不均質 SMGA 場のモデルにも深さ依存性を入れる必要があるかを、過去のプレート境界地震の SMGA モデルを用いて検討した。図 3-10-⑤-1 左に、SMGA の深さと平均応力降下量の関係を表示したが、深さ依存性は詳らかではなかったため、本業務の不均質 SMGA 場のモデルに深さ依存性を導入する必要性はないと判断した。

不均質 SMGA 場モデルを拘束するのに用いた過去のプレート境界地震の SMGA モデルはすべて、日本海溝沿いの地震のものであった。本業務のターゲットである南海トラフにおいては、近年、SMGA モデルが推定できるような大きさの地震がなかったが、2016 年に三重県沖で M5.9 の地震が起こり、Asano (2018) により SMGA モデルが推定された。そこで、不均質 SMGA 場モデル拘束の基本としている SMGA の大きさと平均応力降下量の関係について、図 3-10-⑤-1 右にこれまで用いてきたデータセットとともにプロットし比較した。2016 年の三重県沖の地震の SMGA 面積程度の大きさのイベントの、SMGA の応力降下量は大きくばらついている。三重県沖の地震の応力降下量はばらつきの中で小さいほうの値を取るが、ばらつきの幅の中に入っており、この地震一

つだけでは、南海トラフの地震の SMGA の応力降下量が日本海溝沿いのそれに比べて系統的に小さいとは言えない。そこで、この不均質 SMGA モデルを南海トラフ沿いのプレート境界地震に適用することは妥当であると判断した。

不均質 SMGA モデルに、上述のように破壊伝播速度の不均質の設定方法を新たに加えたので、昨年度実施した南海トラフ巨大地震の不均質 SMGA モデル作成と地震動計算のやり直しを行った。不均質 SMGA モデルは、昨年度同様、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）で設定された、均質な SMGA からなるモデルを不均質化する形で行った。SMGA の応力降下量分布、すべり分布、ライズタイム分布、すべり速度関数分布の設定は昨年度同様である。破壊伝播速度分布は、応力降下量と破壊開始点からの距離とから計算される破壊エネルギーにより計算し、破壊伝播速度分布と破壊開始点位置から破壊時刻を計算した。設定した不均質 SMGA モデルの応力降下量分布、すべり分布、破壊時刻分布を、均質モデルとともに図 3-10-⑤-2 に示す。大阪堆積盆地内に限り S 波速度 350 m/s 以上の堆積層地盤（Sekiguchi *et al.*, 2016）を考慮し、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（Pitarka, 1999）で理論的に計算した。計算の仕様は昨年度と同様である。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。右は不均質 SMGA モデルによるもの、左は均質 SMGA モデルによるものである。不均質 SMGA モデルでは、均質 SMGA モデルに比べ、全体的に絶対値が大きく、空間変化の波長が短いように見える。昨年度は、破壊伝播は全く同じ均質で、すべり量や応力降下量のみ異なるものを比較し、同様に最大速度分布の空間変化の波長が異なることを見出したが、最大速度の大きさとしてはあまり変化が見られなかった。どこでも必ず地震動レベルが大きくなるということはこの例だけでは言えないが、破壊伝播速度の不均質を入れたことで不均質化の影響は格段に大きくなったことがわかる。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）における波形、および、不均質 SMGA モデル／均質 SMGA モデルスペクトル比を示した。この地点の比較では、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が、大阪盆地内では全般的に同様の特徴が確認された。

不均質 SMGA モデルの地震動生成能力を確認するためには、過去の地震の SMGA のモデル化に本手法を適用し、地震動を計算して観測と比較検証することが有効である。そこで、2011 年東北地方太平洋沖地震の際、最初に破壊したとされる SMGA について、Asano and Iwata (2012) のパラメータを初期値としこれを不均質化したものを作成した（図 3-10-⑤-5）。地震動計算は、現在試行中である。

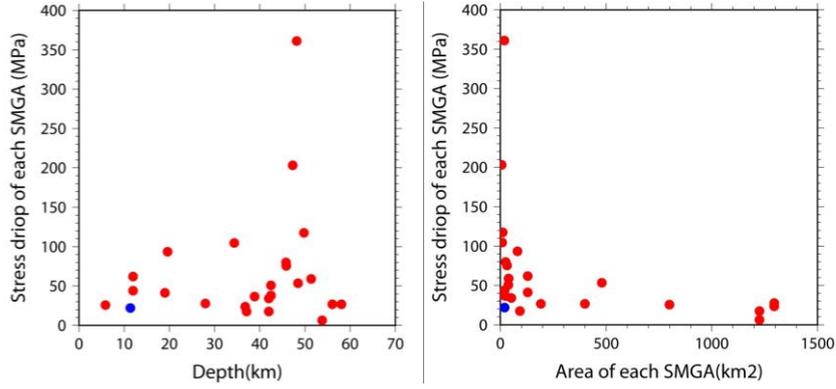


図 3-10-⑤-1 左：既往の SMGA モデルの深さと平均応力降下量の関係。右：既往の SMGA モデルの面積と平均応力降下量の関係。左右両図において、青点は 2016 年に三重県沖で M5.9 の地震のパラメータ値。

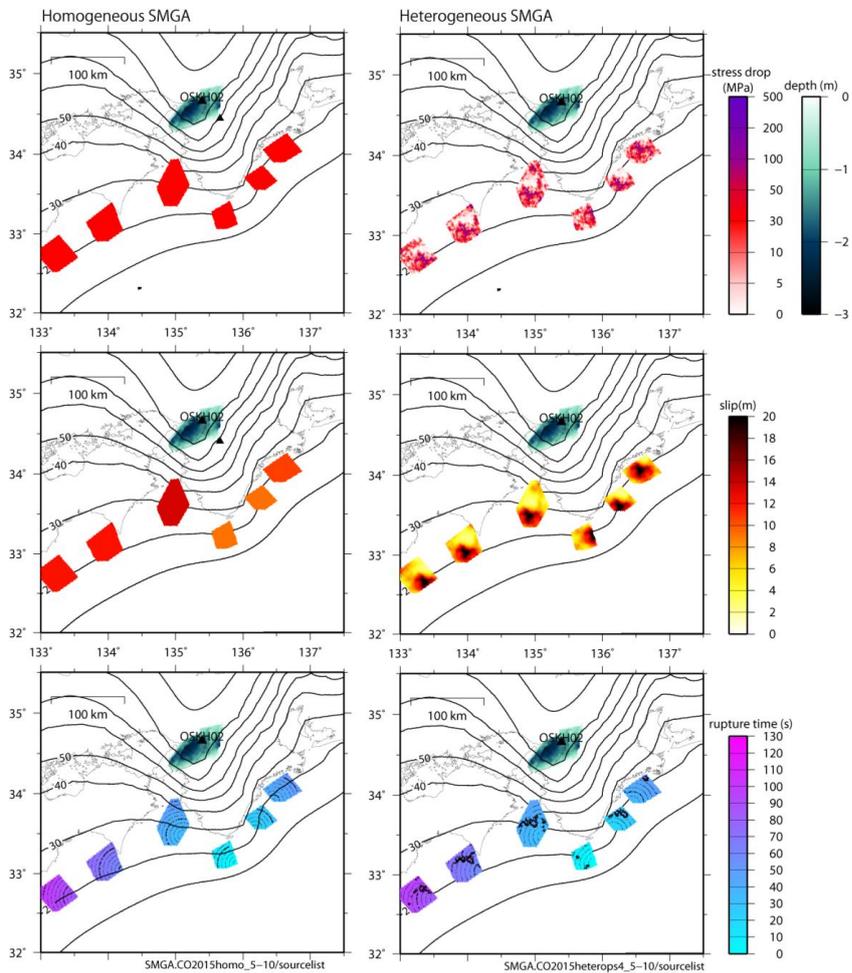


図 3-10-⑤-2 南海トラフ巨大地震 SMGA モデルの応力降下量分布（上）とすべり量分布（中）と破壊時刻分布（下）。左が内閣府 2015 モデルに沿った均質モデル。右が不均質 SMGA モデル。

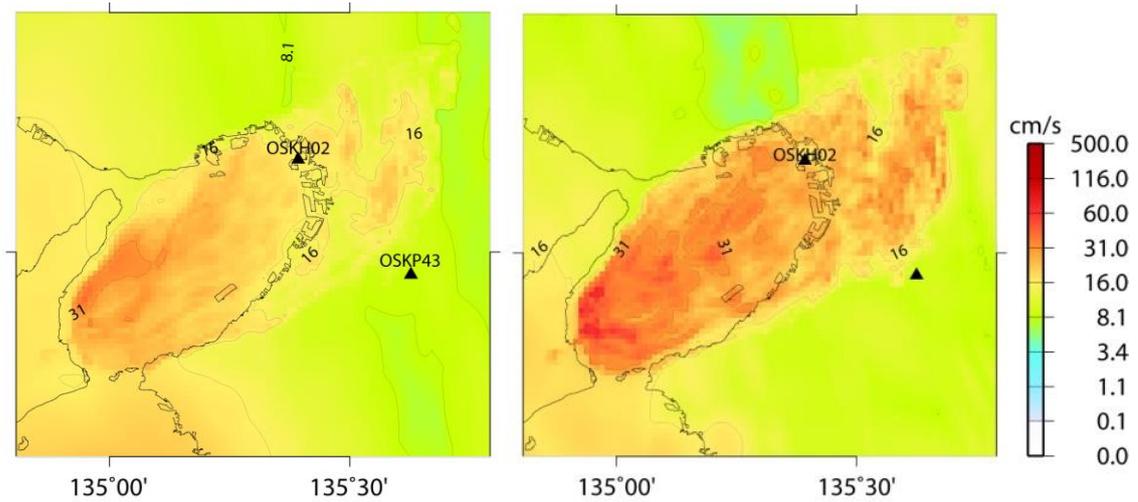


図 3-10-⑤-3 計算された予測地震動の最大速度分布。左は均質 SMGA モデルによるもの、右は不均質 SMGA モデルによるもの。

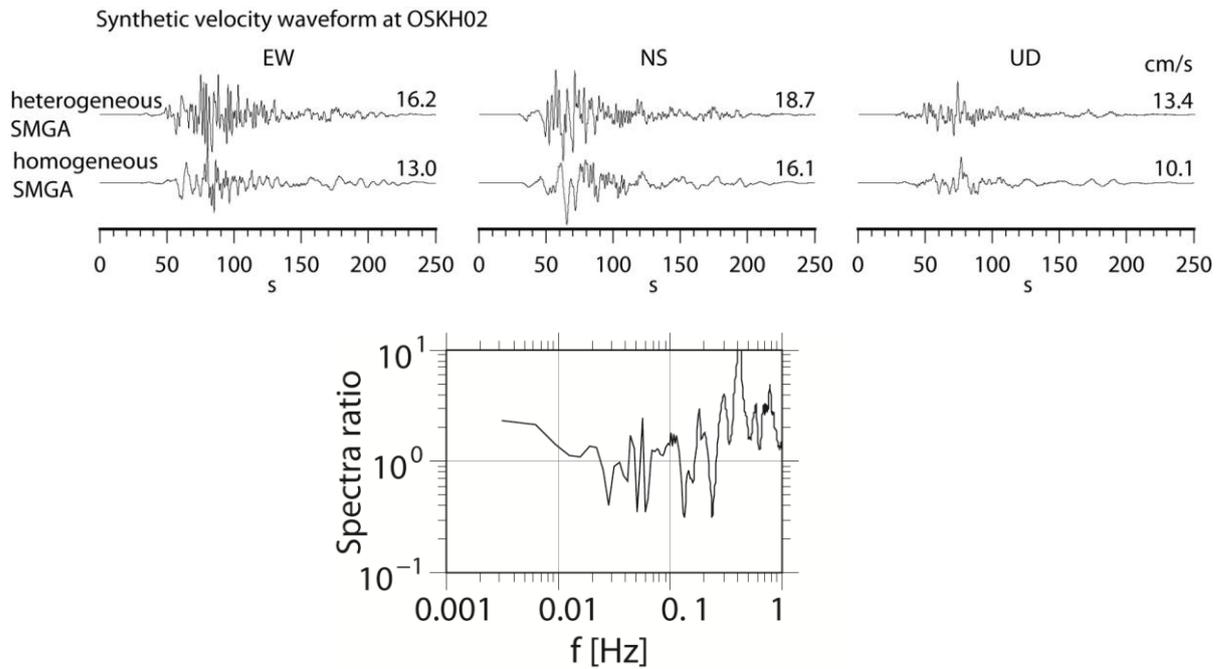


図 3-10-⑤-4 均質及び不均質 SMGA モデルにより計算された、大阪湾岸部の此花 (KiK-net OSKH02 地点) における予測地震動 (速度) (上)、および、地震動スペクトル比 (不均質 SMGA/均質 SMGA) (下)。

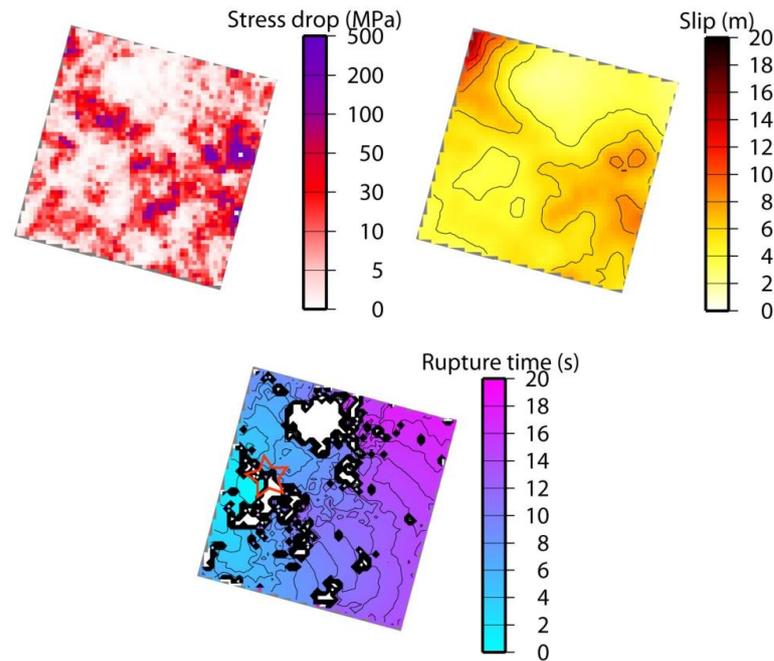


図 3-10-⑤-5 東北地方太平洋沖地震の SMGA の一つについて作成した不均質 SMGA モデルの例。

2) 地震波干渉法による伝播経路地殻構造モデルの検証・高度化

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

平成 26 年度に、熊野海盆周辺海域において地震・津波観測監視システム（DONET1）を運用する国立研究開発法人海洋研究開発機構地震津波海域観測研究開発センターより、DONET1 の広帯域地震計 20 点の連続波形データ約 1.6 年分（2013 年 1 月 15 日～2014 年 9 月 2 日）の提供を受け、データフォーマットの変換作業を実施した。DONET1 の各観測点には、Guralp 社製広帯域地震計 CMG-3T が設置され、3 成分の地動速度記録がサンプリング周波数 200 Hz で収録されている。平成 27 年度から 29 年度にかけては、平成 26 年度に整備したデータセットを用い、南海トラフ地震時の長周期地震動の生成に大きく寄与していると考えられている熊野海盆付近の付加体の地殻構造に注目し、観測点間の相互相関関数を抽出するための地震波干渉法によるデータ解析を進めてきた。熊野海盆周辺の観測点間の群速度構造を精度よく推定するための解析を試行錯誤的に試してきたが、海底地震計を用いた解析という困難さもあり、付加体の速度

構造モデルに戻す前の群速度情報を得る段階で、解析結果の精査を必要としていた。

平成 30 年度は、過年度に実施した解析手順を見直し、再解析を実施した。熊野海盆周辺の Love 波群速度の推定結果を改善することができ、最終年度に行う S 波速度構造モデル検証・高度化に資する情報を得ることができた。以下に、解析手順の概略を説明する。解析手順の骨格は、過年度の報告と同様に地震波干渉法の標準的手続きとして提案されている解析手法 (Bensen *et al.*, 2007) に従っている。まず、連続波形記録を 1 時間毎のセグメントに分割した (欠測している時間帯のデータは除く)。DONET1 地震計の設置方位情報 (中野・他, 2012) をもとに、水平 2 成分の波形データの方位が N+ (北向き正) 及び E+ (東向き正) になるよう座標変換を行った。記録の基線を補正した後、0.025 Hz から 2 Hz の帯域通過フィルター (チェビシェフ型) を適用した。次に、地震やその他のノイズ等による非定常信号の影響を抑制するため、時間領域において、3 成分のベクトル波形の時間平均振幅の逆数をもとにした重み付けである Running Absolute Mean 法 (Bensen *et al.*, 2007) による正規化を行った。このとき、時間平均を取る window の長さは 10 秒とした。波形の初めと終わりに sin 関数型のテーパを適用し、Fourier 変換を行った。周波数領域でスペクトルホワイトニングを行い、2 点間のクロススペクトルを成分ペア毎に計算した。これらのクロススペクトルを Fourier 逆変換し、時間領域の信号に戻した。この操作を全ての利用可能な連続記録に対して行い、それらを時間領域でスタックして、最終的な相互相関関数とした。スタッキングにより得られた相互相関関数を座標変換 (Lin *et al.*, 2008) することで、Vertical、Radial、Transverse 成分を作成し、このうちグリーンテンソルの T-T に対応する相互相関関数を取り出した。2 点間の相互相関関数に表面波が卓越している場合、T-T 成分は、主として Love 波の伝播に対応する。なお、Rayleigh 波は、海水層の影響も受けることで、波動場の取り扱いに注意を要するのに対し、Love 波については、海底面でのせん断応力が 0 であることから、海底面は自由表面と同じ取り扱いができる。このため、海底下の S 波構造を検討する本研究の目的のためには、Love 波 (T-T 成分) に対象を絞って解析することとした。

次に、Multiple Filter Analysis (Dziwonski *et al.*, 1969) による時間一周波数解析を行い、各観測点ペアに対して、周期毎の群遅延時間を求めた。2 地点間を伝播する表面波の伝播経路を 2 地点間の大円経路で近似できると仮定し、2 地点間の距離を群遅延時間で割ることにより、そのペアのその周期における群速度推定結果とした。群速度を求める周期は、周期 2 ~ 20 秒の範囲を 0.2 秒刻みとしたが、各観測点ペアによって観測点間距離や記録の S/N が異なるため、1 つ 1 つの観測点ペア毎に群速度を適切に推定可能な周期範囲を確認しながら推定した。周期 2 ~ 3 秒程度の相対的に短い周期では、特に、観測点間距離の長い観測点ペアで波動場のコヒーレンスが十分ではなく、群速度を抽出できない観測点ペアも少なくなかった。また、解析周期帯域の長周期側では、観測点間距離の短いペアでは、波長と観測点間距離との関係 (観測点間距離が 2 ~ 3 波長程度より長い必要がある) で、地震波干渉法で群速度を適切に推定するために要請される条件を満足しないことから、これらのペアについても群速度は推定していない。また、時間一周波数解析による群速度分散曲線を 1 つ 1 つ作図し

て確認することにより、Love 波基本モードと考えられる群速度のみを抽出している。このため、群速度を推定できた観測点ペア数は周期毎に異なる。今回の再解析により、過年度に報告した解析結果で指摘していた異常値もなくなり、群速度の空間分布の特徴がはっきりした。

図 3-10-⑤-6 は各観測点ペアに対して得られた各周期の Love 波群速度を地図上にマッピングした結果である。個々の観測点を結ぶ直線の色がその観測点ペアに対する群速度を表している。この図では、周期 2～10 秒では 1 秒刻み、10 秒以上では 2 秒刻みで推定結果を図示している。本研究では、周期 0.2 秒刻みで群速度を推定したが、この図では代表的な周期のみを示している。いずれの周期においても熊野海盆を横切るペアで特に遅い群速度が得られている。熊野海盆内では、周期 3.0 秒では群速度約 0.3 km/s、5.0 秒では約 0.4 km/s、8.0 秒では約 0.6 km/s であった。外縁隆起帯（観測点 KMC09～KMC12 付近）を主として波線が通過するペアでは、いずれの周期でも、熊野海盆内に比べて相対的に大きな群速度が得られた。

同図で示されているとおり、熊野海盆から外縁隆起帯にかけて、空間不均質を伴う Love 波群速度情報を精度よく得られた。明瞭な空間不均質を示していることから、これを説明可能な S 波速度構造を推定する必要がある。現時点では測線毎の群速度が求まったが、平成 31 年度は、平成 30 年度に得られた相互相関関数や群速度情報を用いて、群速度トモグラフィ (Asano et al., 2017) を行うことで、群速度を空間セルにマッピングする。そして、各空間セルでの群速度分散曲線を解析することにより、熊野海盆周辺の S 波速度構造モデルを推定する計画である。

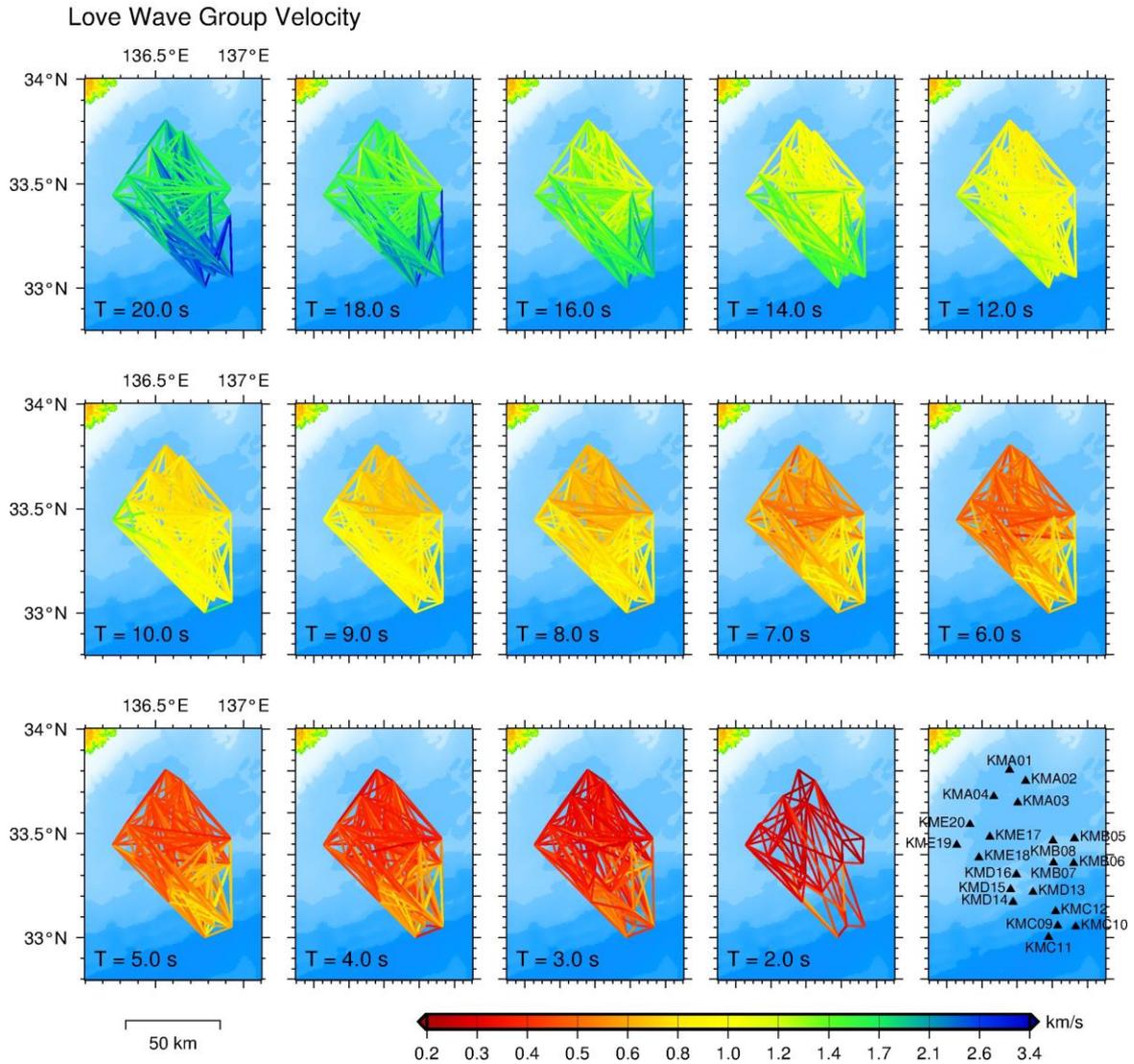


図 3-10-⑤-6 熊野海盆周辺での Love 波群速度の空間分布。観測点間を結ぶ線の色が対応するペアの群速度を表す。

(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、既往研究の SMGA モデルに基づいて、深さ依存性と南海トラフ沿いの地震に適用する妥当性について検討し、深さ依存性の考慮が不要なこと、南海トラフ沿いの地震に適用することが妥当であることを確認した。また、破壊伝播速度の空間分布を、破壊エネルギーの考えに基づいて応力降下量に関連付けて設定する方法を組み入れた。この不均質 SMGA モデルを南海トラフ巨大地震の地震動予測に適用し、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。不均質 SMGA の有効性の確認のため、既往地震へ適用し地震動のモデル化により検証することが必要である。

熊野海盆周辺に展開されている DONET1 の広帯域地震計連続記録を解析し、長周期地震動の生成に関係する周期 2～20 秒の範囲での、Love 波群速度を推定した。解析対象周期帯域では、熊野海盆から外縁隆起帯にかけて、明瞭な空間不均質を伴う Love 波群

速度情報が得られた。今後は最終年度のとりまとめに向けて、群速度空間分布を説明可能なS波速度構造を推定し、地震動予測の高度化に資する必要がある。

(d) 引用文献

- Asano, K., Source Modeling of an MW 5.9 Earthquake in the Nankai Trough, Southwest Japan, using Offshore and Onshore Strong Motion Waveform Records, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 108, 1231-1239, doi:10.1785/0120170357, 2018.
- 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.
- Asano, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, K. Somei, K. Miyakoshi, S. Aoi, and T. Kunugi, Surface wave group velocity in the Osaka sedimentary basin, Japan, estimated using ambient noise cross-correlation functions, *Earth Planets Space*, 69:108, doi:10.1186/s40623-017-0694-3, 2017.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260, 2007.
- 壇一男, 渡辺基史, 宮腰淳一 : 既存のスペクトルインバージョン結果と震源インバージョン結果から推定されるアスペリティの実効応力と断層タイプ及び深さとの経験的關係, *日本建築学会構造系論文集*, 第 565 号, pp. 55-62, 2003.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 427-444, 1969.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (M_w 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (M_w 7.4) earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 165, 587-607, 2008.
- Guatteri, M., P. M. Mai, and G. C. Beroza, A pseudo-dynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(6), 2051-2063, 2004.
- 岩田知孝, 三宅弘恵, 浅野公之, Zhang Wenbo, 関口春子, 不均質震源特性の抽出と分析, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第 2 回シンポジウム論文集, pp.109-112, 2003.
- Lin, F.-C., M.P. Moschetti, and M.H. Ritzwoller, Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity map, *Geophys. J. Int.*, 173(1), 281-298, 2008.
- Nakamura, T., M. Nakano, N. Hayashimoto, N. Takahashi, H. Takenaka, T. Okamoto,

- E. Araki, Y. Kaneda, Anomalously large seismic amplifications in the seafloor area off the Kii peninsula, Marine Geophysical Research, 2014, 35(3), 255-270, 2014.
- 中野優, 利根川貴志, 金田義行, 地震動波形から推定した DONET 地震計の方位, JAMSTEC Report of Research and Development, 15, 77-89, 2012.
- 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, 南海トラフ沿いの巨大地震による 長周期地震動に関する報告, 2015,
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_report.html
- Pitarka, A., 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.
- 佐藤智美, 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地盤工学論文集, 2006.
- Sekiguchi H, K. Asano, T. Iwata, M. Yoshimi, H. Horikawa, H. Saomoto, T. Hayashida, Construction of 3D velocity structure model of Osaka sedimentary basin, Proceedings of the 5th international symposium for effects of surface geology on seismic motion, Taipei, 15-17 August, 2016
- 関口春子, 岩田知孝, 浅野公之, 災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画 平成 28 年度年次報告, 2017,
<http://yotikyo.eri.u-tokyo.ac.jp/h28/html/1911/index.html>
- Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_f 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, 197-202, 2005.

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強震動、地殻変動、そして津波のハザード評価の高度化に向けて、GNSS 地殻変動観測データに基づく準静的シミュレーションから推定されたプレート境界の応力蓄積分布を仮定し、断層の動的破壊伝播シミュレーションから推定された地震破壊領域に対応する 2 つの地震シナリオ (シナリオ①、②) の強震動 (長周期地震動)、地殻変動、津波ハザードを評価した。震源域の広がり・地震規模 (M_w) が異なる 2 つの地震シナリオに対し、強震域 (地動速度・震度が大きな範囲) は震源域に沿って拡大するものの、各地点の強震動のレベルは、隣接する強震動生成域に支配され、シナリオによる変動が小さいことが確認できた。また、主要平野 (大阪、名古屋、関東) の長周期地震動レベルは、長周期帯 (> 5 秒) では断層破壊開始点 (震源) の違いにり変動するが、短周期帯ではシナリオ間の影響は小さいことがわかった。一方、地殻変動については、南海トラフ地震の震源断層が陸域に近いために、地震シナリオによる海岸線の隆起・沈降のパターンが大きく変動するために、沿岸の津波波

高に大きな差異が生じることが確認された。

震源の近傍から比較的近い地域における気象庁震度が存在しないため、この範囲における被害シナリオが不明確であった1945年三河地震(M6.8)と1948年井地震(M7.1)について、その直後に東京大学地震研究所によって行われた比較的高密度のアンケート調査結果を分析することにより、これらの地震の震度分布を推定し、昭和東南海地震・南海地震前後に発生した内陸大地震の強震動・地殻変動などによる被害を明確化した。さらに、1847年善光寺地震(M7.4)、1853年小田原地震(M6.7±0.1)、1854年伊賀上野地震(M7.1/4±1/4)、1854年伊予西部地震(M7.3~7.5)、1855年江戸地震(M7.0~7.1)、1857年伊予地震(M7.1/4±0.5)、1858年飛越地震(M7.0~7.1)について、宇佐美・大和探査技術株式会社(1994)、宇佐美(2010)、宇佐美・他(2013)を検討することによりこれらの地震の震度分布を求め、安政東海地震と南海地震の前後に発生した内陸大地震・スラブ内大地震の強震動・地殻変動等による被害を明確化した。また、昭和東南海地震・南海地震と安政東海地震・南海地震の断層モデルを用いて、1997年~2018年に発生した地震のメカニズム解に対するクーロン破壊関数(ΔCFF)を計算することにより、南海トラフ巨大地震の前後において、どの場所で内陸地震・スラブ内地震が起きやすくなるのかの推定も試みた結果、昭和と安政の南海トラフ巨大地震の前後で発生した内陸大地震とスラブ内大地震は、南海トラフ巨大地震の影響を受けている可能性があることが分かった。

(b) 業務の成果

1) 本プロジェクト研究の昨年度(平成29年度)の成果として、国土地理院 GEONET 地殻変動観測データ解析から求められた、南海トラフ域プレート境界の滑り遅れ分布と、それによる応力場の条件下での断層の動的破壊伝播シミュレーションに基づいて、将来発生する可能性のある複数の地震シナリオが示された(図3-10-⑥-1:南海トラフ広域地震防災プロジェクト平成29年度成果報告書による)。推定された地震シナリオは、断層破壊開始点(震源)の位置毎に、地震発生に必要な応力擾乱の大きさや、震源域の拡大範囲(地震規模)が大きく異なっている(図3-10-⑥-1)。

本研究では、複数の地震シナリオのうち、地震規模が異なる2つのエンドメンバー(Mw7.8とMw8.4)について、強震動・長周期地震動、地殻変動、津波を計算し、地震シナリオの違いによる地震・津波ハザードの違いを検討した。本ハザード評価は、破壊開始点を潮岬沖(図3-10-⑥-1;擾乱点1に対応)とする地震シナリオ①(Mw7.8)と、破壊開始点を室戸岬沖(図3-10-⑥-1;破壊開始点3)とする地震シナリオ②(Mw8.4)を対象に行った。

地震動・地殻変動・津波の計算にあたり、内閣府による南海トラフ巨大地震の被害想定の結果との整合性を考慮し、動的破壊伝播シミュレーション結果を計算に直接使用するかわりに、内閣府(2012)の強震断層モデル震源モデルの一部を用いてシナリオ①、②の断層破壊伝播過程に対応した計算を行った。具体的には地震シナリオ①には、内閣府の震源モデルのセグメント7(Mw7.6)のパラメータを用い、また、地震シナリオ②には、セグメント7(Mw7.6)、8(Mw8.0)、9(Mw7.9)(合計:Mw8.2)のもの

を用いた。プレート境界の深さ、セグメントの断層パラメータ（走行、傾斜、すべり角、破壊伝播速度、Rise time）は、内閣府の震源モデルパラメータを使用した。

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)

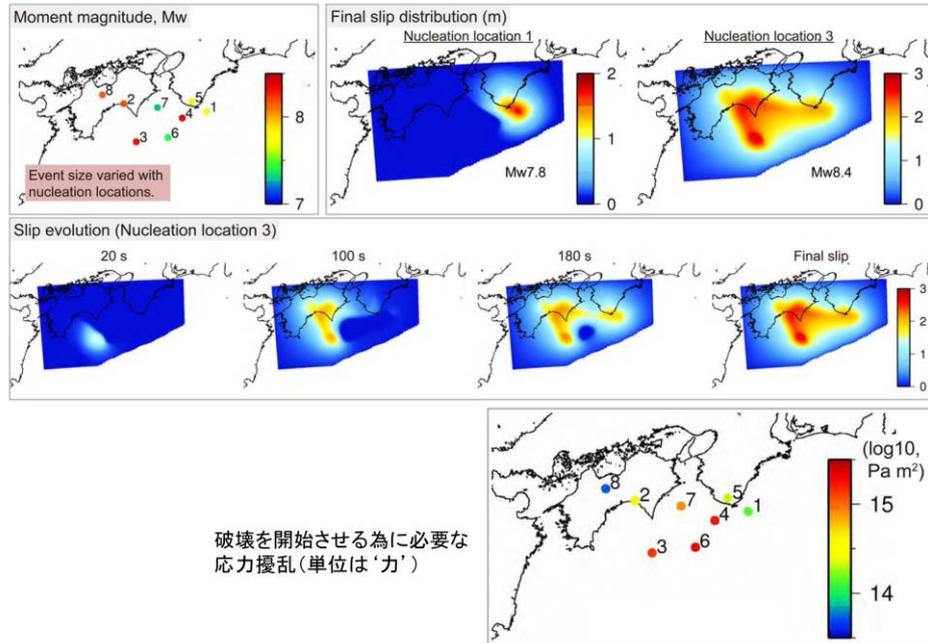


図 3-10-⑥-1 プレート境界の滑り遅れの蓄積に基づく断層破壊の動的破壊伝播シミュレーションから推定された、南海トラフ地震の震源シナリオ可能性。上段は破壊開始点（震源）とそれによる断層破壊の範囲・地震規模（Mw）。中段は断層破壊伝播の時間発展の例（破壊開始点が 3 の場合）。下段は地震発生に必要な応力擾乱の大きさ（単位は‘力’）。南海トラフ広域地震防災プロジェクト平成 29 年度成果報告書、p367 図 3-10-⑥-2 を再掲。

a) 強震動シミュレーション

強震動シミュレーションは、3次元差分法コード（OpenSWPC; Maeda *et al.*, 2017）を用いて行った。計算領域は、九州～東北地方にかけての 768.8 km×1228.8 km の範囲とし、深さ 200 km までを 0.2 km の格子間隔で離散化して、地震波伝播を計算した。堆積層構造と地殻・マントル構造、そしてフィリピン海プレート及び太平洋プレートモデルは、JIVSM モデル（Koketsu *et al.*, 2008）を用いて与えた。

計算に用いた地震シナリオ①、②を図 3-10-⑥-2 (a)に示す。破壊開始点（震源、印）より破壊伝播が $V_r=2.7\text{km/s}$ で伝播するものとし、各断層セグメントから地震波を放射させた。震源時間関数は周期 5.6 秒の t-exp 関数を用いた。本計算では、最短の地震波の波長あたり 5 点の離散化により、最大周波数 1.5 Hz までの地震動を評価した。

計算から得られた最大速度 (PGV) 分布を図 3-10-⑥-3 に示す。地震シナリオ①に基づく計算結果では、震源域を中心に最大 200 cm/s を越える大きな PGV が確認でき、南海トラフ沿いの付加体に沿って北東-南西方向に PGV のコンターが延びた結果となった。また大阪平野、濃尾平野などの震源域に近い大規模平野では、堆積層による地動の強い増幅が見られる。地動の増幅は、中央構造線沿いや関東平野、新潟平野、富山平野、出雲平野、大分平野などにも飛び地のように現れた。

一方、地震シナリオ②の計算結果は、震源域の広がりに伴い、揺れが 100cm/s を越える範囲が四国～紀伊半島の広範囲に延びた。さらに断層面上の破壊伝搬のディレクティビティ (地震波指向性) 効果により、断層破壊の伝播方向に向け、遠州灘～御前崎へ強い揺れの範囲が拡大した結果となった。地震シナリオ①と比べて地動の大きな範囲 (>20 cm/s) の拡大 (四国～中国～東海地域) が著しい。

次に、主要平野の 3 地点 (東京、名古屋、大阪) での長周期地震動を地震シナリオ①、②で比べると、いずれの平野も最大振幅に大きな違いはないこと、ただし、地震規模 (震源域) の大きいシナリオ②は長周期地震動の継続時間が長くなることがわかる。特に大阪地点 (図 3-10-⑥-4 (c)) は、地震シナリオ②の 3 つの断層セグメントからの距離が近いという地理的要因もあり、地震シナリオ①に比べて、揺れの継続時間が 2～3 倍長くなっている。一方、断層セグメントから離れた名古屋地点 (図 3-10-⑥-4 (b)) と東京地点 (図 3-10-⑥-4 (a)) では、これらの地点に最も近い潮岬沖の断層セグメントからの地震波放射の影響は大きいですが、地震シナリオ②の紀伊水道や室戸岬沖の断層セグメントからの地震波放射の影響は、震源距離が大きいため長周期地震動の波形に大きく寄与しないと言える。

速度応答スペクトルを比較すると、周期 5 秒程度までの比較的短い周期帯では地震シナリオ毎の違いはほとんど見られない。これより長い周期帯では、周期とともに若干 (10～20%) の応答レベルの差が認められる。

以上より、地震シナリオ①、②の違いにより、強震域の範囲は大きく変動するが、各地点の強震動 (短周期地震動) のレベルは近傍の強震動生成域で規定されるために、震源域の拡大の影響は小さいと結論づけられる。しかしながら、長周期地震動 (>5 秒) では断層破壊伝播のディレクティビティ効果により、速度応答レベルに若干の変動が生じる可能性が示された。

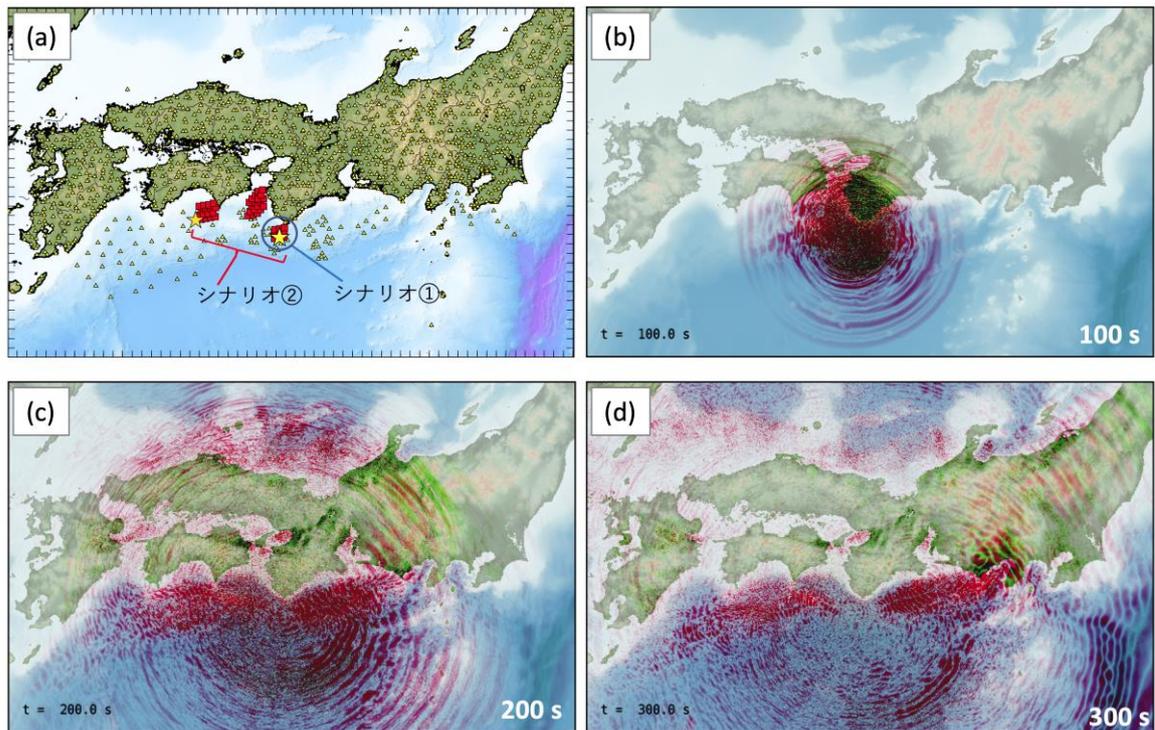


図 3-10-⑥-2 (a) 検討した 2 つの地震シナリオ①、②の断層セグメント（強震動生成域）の位置を赤口で、それぞれの破壊開始点を☆印で示す。(b)-(d) 地震シナリオ①による地震波動伝播の様子（地震発生から 100、200、300 秒後）。赤は上下動、緑は水平動の揺れの強さを表す。

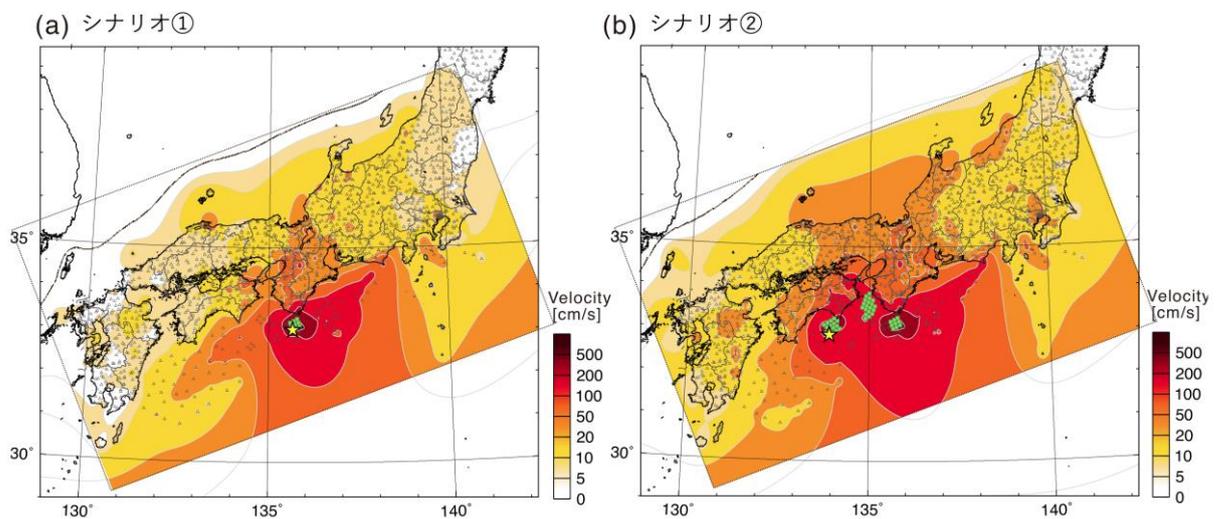


図 3-10-⑥-3 地震波伝播シミュレーションから求められた最大地動（PGV）分布、(a) 地震シナリオ①、(b) 地震シナリオ②の震源モデルに基づく計算結果。△は、K-NET、KiK-net 観測点、及び海底ケーブル観測点（気象庁、DONET、及び N-net 想定地点）を表す。

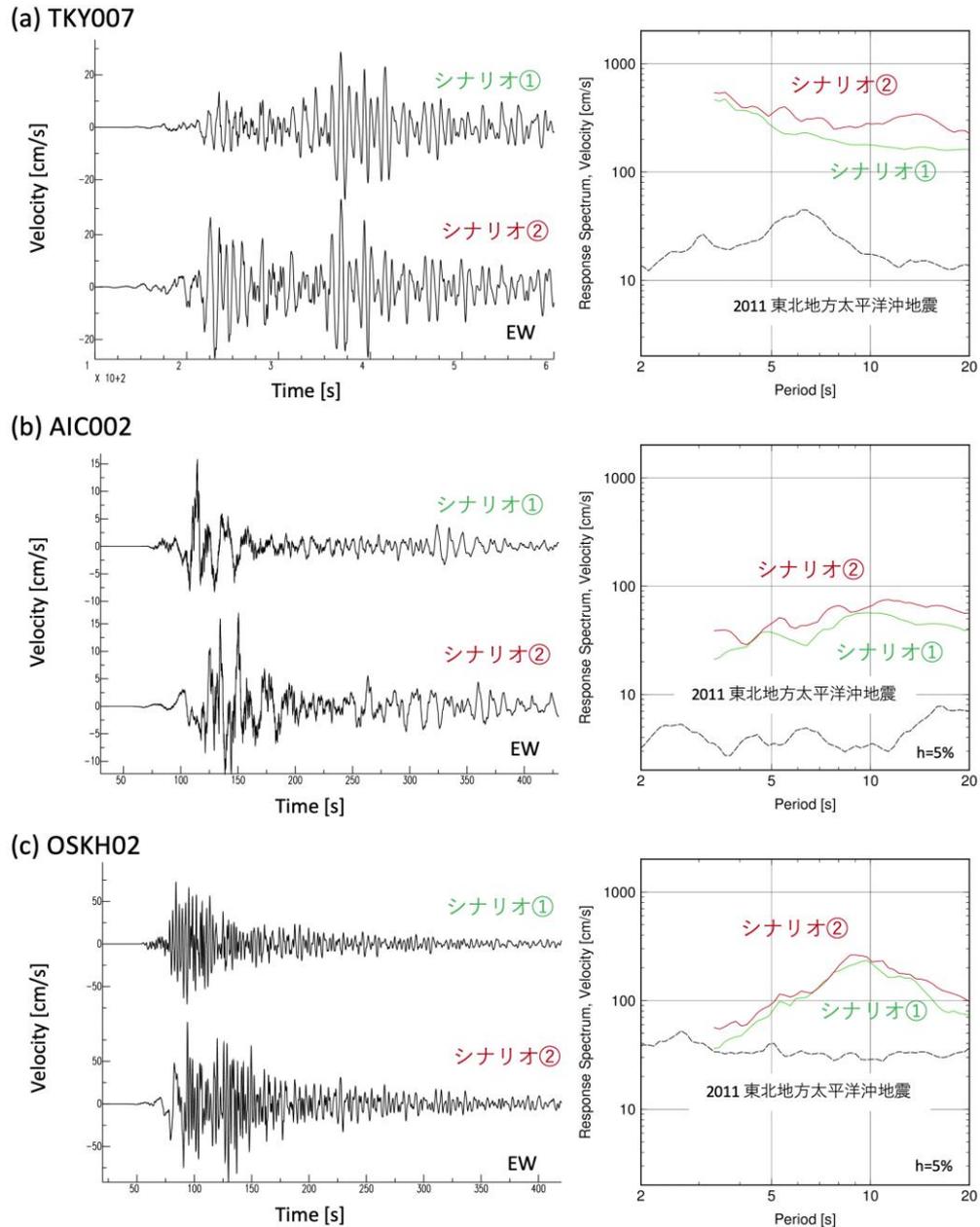


図 3-10-⑥-4 地震波伝播シミュレーションにより求められた主要平野 3 地点（東京、名古屋、大阪）での長周期地震動の波形（地動速度、EW 成分）と速度応答スペクトル（減衰定数 = 5% の場合）の地震シナリオ①、②の比較。(a) 関東平野、新宿 (K-net TKY007 地点)、(b) 濃尾平野、小牧地点 (K-NET、AIC002)、(c) 大阪平野、此花地点 (KiK-net OSKH02)。参考として、2011 年東北地方太平洋沖地震における、各観測点の観測記録による速度応答スペクトルを示す（黒点線）。

b) 地殻変動

次に、地震シナリオの違いによる地殻変動分布の違いを比較した（図 3-10-⑥-5）。地殻変動は、Okada (1992) による半無限弾性体モデル（剛性率 33 GPa、ポアソン比 0.25）により計算した。

地震シナリオ①では、震源域周辺の紀伊半島南端に最大 20cm の沈降域が広がり、和歌山県と奈良県が 1 cm 以上の沈降となる。また、和歌山県の東側の海岸線に沿って沈降と隆起の境界（ヒンジライン）が生じる。震源域から離れた瀬戸内海や土佐湾、伊勢湾の隆起沈降は 0.1cm 以下とほぼ無視できる量となる。

地震シナリオ②では、四国、淡路島、大阪の広範囲が最大 50cm 沈降し、瀬戸内海も 1 cm 以上の沈降域となる。逆に、隣接する和歌山県は最大 50cm 隆起するなど、海岸線に沿って隆起・沈降が大きく空間変動する。

地殻変動の影響は、距離の 2 乗で急激に減衰するため、海岸線や内海への影響は、震源域の内陸への拡大範囲（プレート境界の深さ方向の延長）に大きく依存する。また、地殻変動の隆起・沈降のパターンは、断層メカニズム（滑り分布、メカニズム）により大きく変動し、地震シナリオによっては沈降域が隆起に転じることに注意が必要である。

c) 津波

地震シナリオ①、②に対する津波シミュレーションから求められた、太平洋沿岸の津波高分布を図 3-10-⑥-6 に比較する。なお、津波計算の領域は、東経 131 度～139 度、北緯 31 度 12 分～38 度 12 分とし、格子間隔 6 分（約 180m）で離散化して、非線形長波式の差分法計算（Satake, 1995）により 3 時間の津波伝播から最大波高を求めた。計算では海底摩擦の効果はマニングの粗度係数=0.025 により与えた。なお、本計算では海岸遡上の効果は考慮していない。

津波計算では、先に求めた地震シナリオ①、②による地殻変動分布をもとに初期津波をライズタイム 30 秒で海面に与え、地震地殻変動による海岸線の隆起・沈降量を地形データに加味した。シナリオ②については、各断層セグメントの破壊開始時間を考慮した計算も行ったが、差異はほとんど見られなかった（図 3-10-⑥-7）。

計算から求められた津波高分布は、2 つの地震シナリオで大きく異なったものとなり、シナリオ②において紀伊半島～四国にかけての震源域に沿って、5 m を越える津波高が確認された。そして、海岸線の隆起による津波高の増加の影響が大きく、また、紀伊半島南端では地殻変動パターンの違いにより、津波高が増大する地域と低下する地域が複雑な分布で生じた（図 3-10-⑥-7）。

地震シナリオの違いによる津波高の違いは、地震地殻変動による海岸線の隆起・沈降パターンの変化と、初期津波の変化の両方の影響を受けることで、変動は非常に大きい。これは、地震動・長周期地震動では見られない現象である。特に、南海トラフ地震の震源域が陸域直下に広がるために、地震シナリオ毎の断層近傍の複雑な隆起・沈降パターンにより、沿岸の津波高が大きく変化することに注意が必要である。

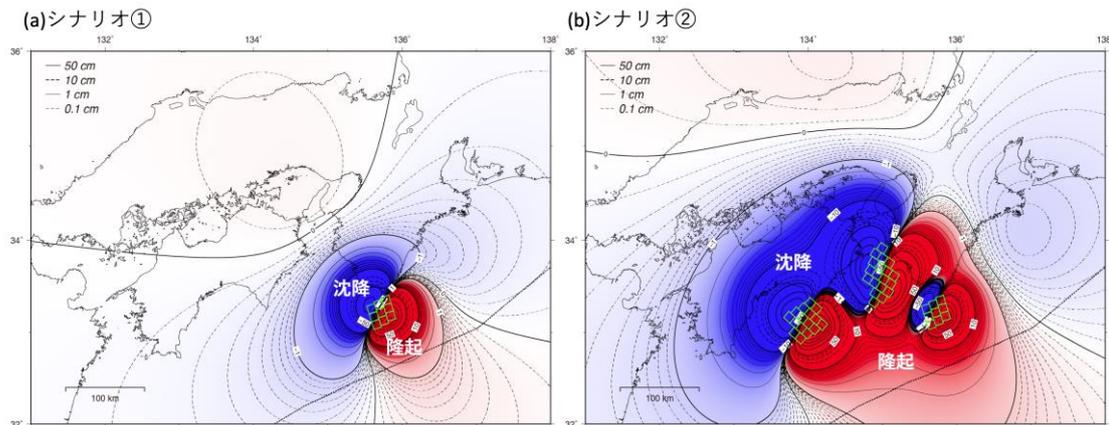


図 3-10-⑥-5 地殻変動計算により求められた震源域直上から陸上にかけての地殻変動の分布（赤は隆起域、青は沈降域を表す）。緑は震源モデルの位置を表す。(a) 地震シナリオ①、(b) 地震シナリオ②に基づく地殻変動の評価結果。

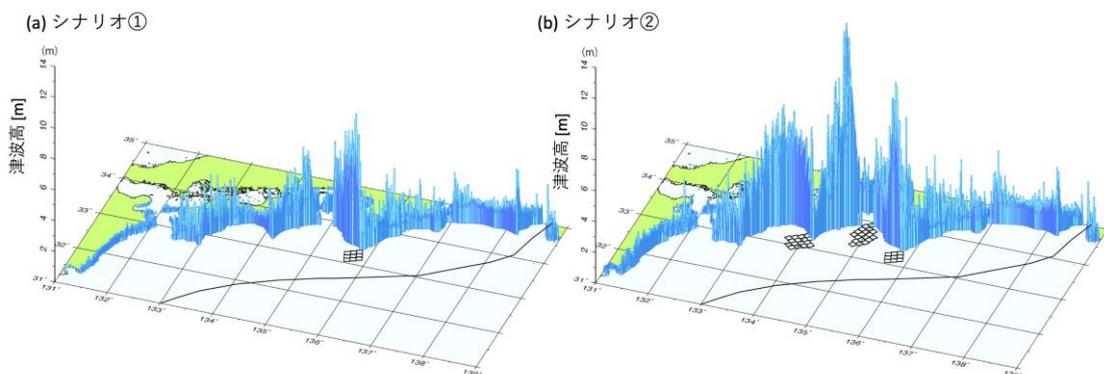


図 3-10-⑥-6 津波計算により求められた、海岸線での津波高の分布。(a) 地震シナリオ①、(b) 地震シナリオ②に基づく津波の評価結果。

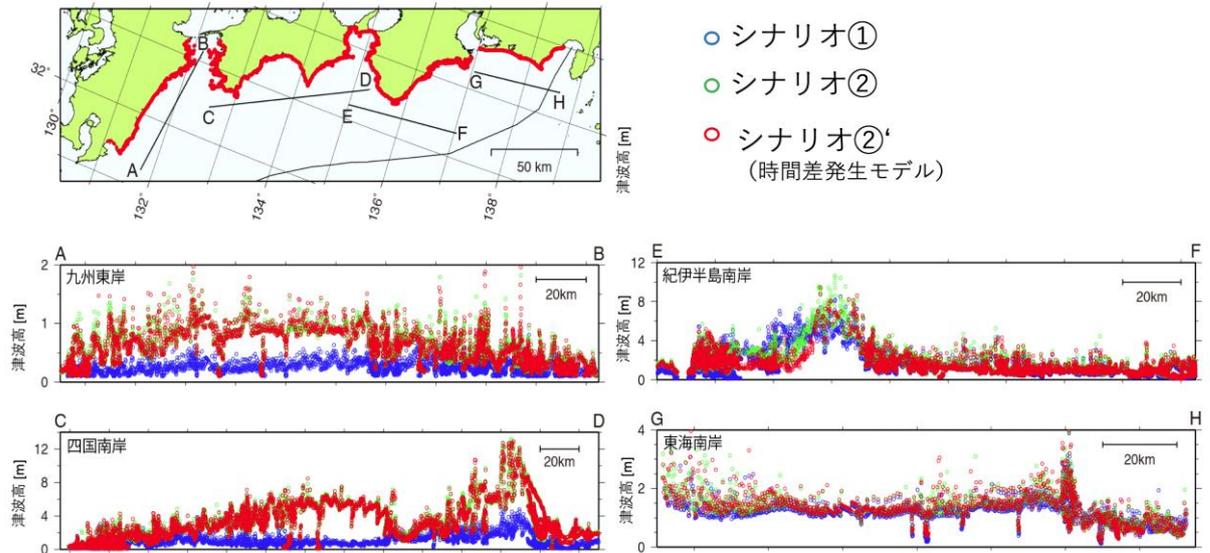


図 3-10-⑥-7 各沿岸地域での津波高分布の比較。(A-B) 九州東岸、(C-D) 四国南岸、(E-F) 紀伊半島南岸、(G-H) 東海南岸。青丸：地震シナリオ①、緑丸：地震シナリオ②による津波高。赤丸は、断層破壊伝播 ($V_r=2.7 \text{ km/s}$) による各断層セグメント上の初期津波の発生時間遅れを考慮した計算結果 (地震シナリオ②)。

2) 過去の南海トラフ巨大地震前後に発生した内陸大地震の詳細震度分布を用いた強震動被害・地殻変動被害の明確化

a) 地震研究所のアンケート調査による 1945 年三河地震の震度分布とその特徴

1945 年三河地震 ($M6.8$) については、被害が甚大であった震源近傍では詳細な被害分布や住宅の倒壊率による震度分布が求められている。しかしながら、中央气象台 (現気象庁) の震度が密に得られていないことや、激甚な被害以外の報告が残っていないなどの影響で、震源から比較的近く、いくらかの被害が予想される愛知県や岐阜県、三重県における被害・地震時の諸現象・震度の分布はほとんど分かっておらず、南海トラフ巨大地震前後に頻発する内陸地震やスラブ内地震による広域な被害シナリオの想定が困難であった。したがって、三河地震直以後に東京大学地震研究所によって行われた震度アンケート調査結果を再検討することにより、この地震の広域的な被害分布や震度分布を明らかにすることによって、南海トラフ巨大地震前後に頻発する内陸地震やスラブ内地震による広域な被害シナリオを明確化した。本研究では、東京大学地震研究所によるアンケート調査表 174 枚 (神奈川県 1 枚、山梨県 2 枚、長野県 11 枚、富山県 2 枚、石川県 3 枚、福井県 6 枚、静岡県 28 枚、岐阜県 30 枚、愛知県 28 枚、三重県 29 枚、滋賀県 22 枚、京都府 1 枚、奈良県 1 枚、大阪府 5 枚、和歌山県 4 枚、鳥取県 1 枚) の再検討を行った。1 枚の (1 観測点の) アンケート調査票からは複数の震度が得られるが、1 観測点に複数の震度報告値があると扱いが不便となるため、これらの代表値を求めた。代表値としては、平均震度や最大震度が考えられるが、本研究では、中央气象台の震度分布と対応が最も良い震度報告値の上位 3 個分の平均値を震度代表値とした。三河地震のアンケートによる震度分布を図 3-10-⑥-8 に示す。

愛知県内では、震源域近傍を含む県西部地域の 20 点以上でアンケートによる震度

(アンケート震度)が報告されている。愛知県形原町では、旧気象庁震度でⅦ、Ⅵという最大の震度、また、幡豆町でも旧気象庁震度階でⅥという大きな震度が推定されたが、三河地震の震源から名古屋市、その北西部に向かって旧気象庁震度階でⅣ～Ⅴの大きな震度が分布していることが分かった。この広域的な特徴は、名古屋市とその北西部が濃尾平野に位置するために揺れが増幅されやすいことが原因だと考えられ、三河地震のようなマグニチュードの大きくない内陸地震であっても、平野部であれば大きな震度、すなわち被害の分布が、かなり広域に広がることで改めて確認された。さらに、濃尾平野北部の岐阜県内でも、岐阜市・大垣市とその周辺の町村においも旧気象庁震度階でⅤというアンケート震度になっていることが分かった。静岡県の西部から中部にかけても浜名湖畔の軟弱地盤による揺れの増幅による大きな震度が分布しており、さらに、この大きな震度は浜名湖畔のみにとどまらず静岡県中部まで広く分布していることが分かった。三河地震の震源から比較的離れた三重県内においても、北部から中部にかけての地域では旧気象庁震度階でⅣの震度が分布していることが明らかになった。以上の事から、三河地震は、そのマグニチュードは大きくないにもかかわらず、濃尾平野にあたる愛知県西部・北西部、岐阜県南部、静岡県西部や三重県全域を、広域にわたって大小の被害をもたらす可能性のある強い揺れが襲うことが明らかになった。南海トラフ巨大地震によって損傷を受けた住宅やインフラ施設などは、このような揺れであってもかなりの被害を受けると予想されるので、南海トラフ巨大地震が発生した後の内陸地震による被害は、単独の内陸地震による被害よりも広域的に広がる恐れがあると考えられる。

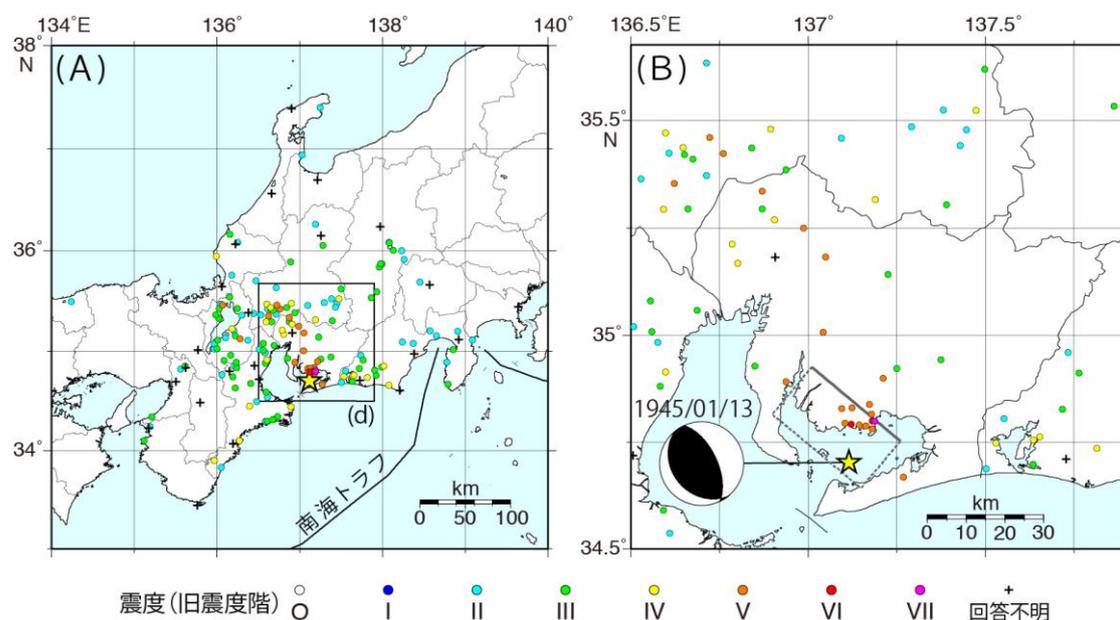


図 3-10-⑥-8 アンケート調査による三河地震の震度分布。(A)：広域図、(B)：拡大図。

b) 地震研究所のアンケート調査票による 1948 年福井地震の震度分布とその特徴

三河地震とおなじく、1948 年福井地震 (M7.1) についても、被害が甚大であった震源近傍では詳細な被害分布や住宅の倒壊率による震度分布が求められているにもかかわらず、中央気象台の震度があまり密に得られていないことや、激甚な被害以外の報告が残っていないなどの影響で、広域な被害・地震時の諸現象・震度の分布はほとんど分かっていなかった。したがって、三河地震に続き、南海トラフ巨大地震前後に頻発する内陸地震やスラブ内地震による広域な被害シナリオを明確化するために、福井地震直後に東京大学地震研究所によって行われた震度アンケート調査結果を再検討することにより、この地震の広域的な被害分布や震度分布を明らかにした。本研究では、東京大学地震研究所によるアンケート調査はがき 594 枚 (山梨県 19 枚、長野県 53 枚、静岡県 24 枚、岐阜県 37 枚、愛知県 21 枚、新潟県 55 枚、富山県 38 枚、石川県 36 枚、福井県 73 枚、滋賀県 36 枚、京都府 34 枚、三重県 27 枚、和歌山県 19 枚、奈良県 10 枚、大阪府 8 枚、兵庫県 47 枚、岡山県 41 枚、鳥取県 19 枚) の集計表の検討を行った (調査はがきは所在不明)。アンケート調査はがきは、地震時の事象に関する 1 問 1 答形式の質問集になっており、回答者が自分の経験した事象を回答するとそれと対応する震度が得られる。したがって、1 枚の (1 観測点の) アンケート調査はがきにおける回答者の答えから複数の震度が得られるが、1 観測点に複数の震度報告値があると扱いが不便であるため、これらの代表値を求めた。代表値としては、中央気象台の震度分布と対応が最も良い震度報告値の上位 7 個分の平均値を震度代表値とした。福井地震のアンケートによる震度分布を図 3-10-⑥-9 に示す。

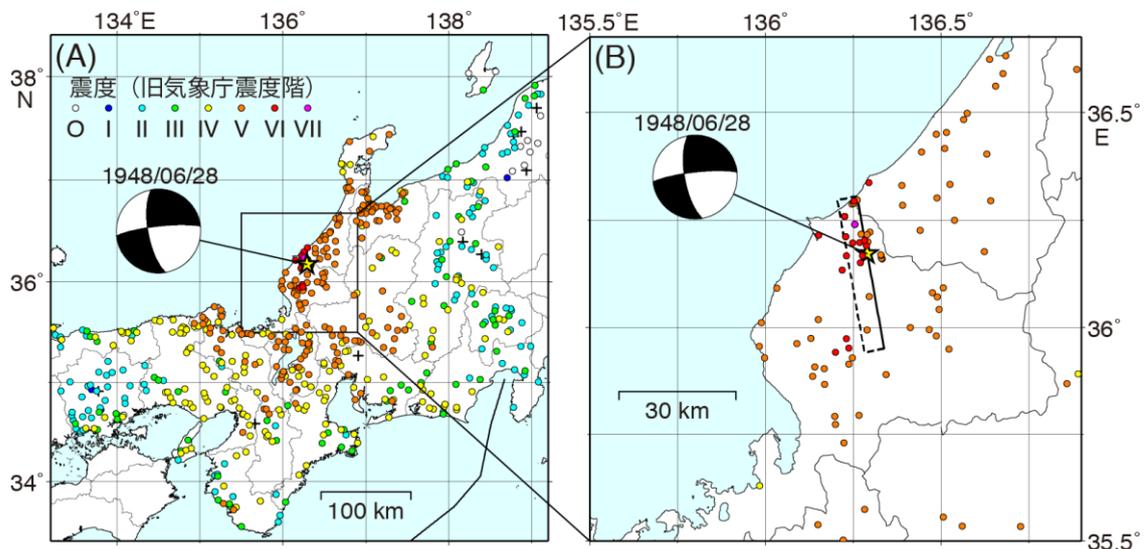


図 3-10-⑥-9 アンケート調査による福井地震の震度分布。(A)：広域図、(B)：拡大図。

福井地震の断層近傍では、三河地震と同じく旧気象庁震度Ⅶ、Ⅵの最大の震度が得られたが、福井県全域に加えて、石川県・富山県・岐阜県のほぼ全域でも旧気象庁震度Ⅴの大きな震度が分布している。さらに、京都府と兵庫県の日本海沿岸の平野部や

滋賀県の琵琶湖周辺の平野部、愛知県の平野部における震度も旧気象庁震度Ⅴと大きくなっていることが明らかになった。旧気象庁震度Ⅴが分布している地域はいずれも地震の揺れの増幅が著しい平野であり、三河地震と同じくマグニチュードが決して大きくない内陸地震であってもかなりの広域にわたって地震による強い揺れがもたらされることが分かる。したがって、三河地震の詳細な震度分布に加えて、福井地震の詳細な震度分布を検討することにより、南海トラフ巨大地震によって損傷を受けた住宅やインフラ施設などは、南海トラフ巨大地震が発生した後の内陸大地震によって、単独の内陸大地震によりもさらに大きな被害を広域的に受ける恐れがあることが分かった。

c) 安政東海地震・南海地震前後の内陸大地震・スラブ内大地震の震度分布とその特徴

南海トラフ巨大地震前後に頻発する内陸大地震やスラブ内大地震による広域な被害シナリオを明確化するにあたって、昭和東南海地震・南海地震の前後の内陸大地震のみでは数が少なくこれらの地震による被害地域も限定される。したがって、さらに広域的な被害シナリオを明確化するには、安政東海地震・南海地震前後の内陸大地震とスラブ内大地震の震度分布や被害分布を検討することも必要だと考えられる。したがって、本研究では、安政東海地震・南海地震の前後に発生し比較的甚大な被害をもたらした被害地震に関して、その震度分布の検討を行った。対象とする地震は、1847年善光寺地震（M7.4）、1853年小田原地震（M6.7±0.1）、1854年7月9日伊賀上野地震（M7.1/4±1/4）、1854年12月26日伊予西部地震（M7.3～7.5）、1855年江戸地震（M7.0～7.1）、1857年伊予地震（M7.1/4±0.5）、1858年飛越地震（M7.0～7.1）である。これらの地震について、宇佐美・大和探査技術株式会社（1994）、宇佐美（2010）、宇佐美・他（2013）による震度分布を検討した上で、これらの分布から震度を取捨することにより新たな震度分布を作成した。これらの地震の震度分布を図3-10-⑥-10(a)、図3-10-⑥-10(b)に示す。図3-10-⑥-11は、これらの地震の震度分布を重ねた図である。昭和東南海地震・南海地震の前後では、1943年鳥取地震、1945年三河地震、1948年福井地震によって、おもに山陰地方・東海地方・北陸地方が被害を受けたが、安政東海地震・南海地震の前後では、1847年善光寺地震によって信越地方、1858年飛越地震によって北陸地方、1853年小田原地震・1855年江戸地震によって関東地方、1854年伊賀上野地震によって近畿地方、1854年伊予西部地震・1857年伊予地震によって九州地方・四国地方・中国地方に甚大な被害が出ていることが分かる。以上の被害地域は、安政東海地震・南海地震によってはそれほどの被害を受けなかったと考えられる地域であるが、このような地域であっても南海トラフ巨大地震に伴う内陸大地震やスラブ内大地震で甚大な被害が出ることが明らかになり、さらに、南海トラフ巨大地震に伴う内陸大地震やスラブ内大地震による被害地域をすべて合わせると安政東海地震・南海地震の被害範囲よりも広大になることが分かる。また、安政東海地震・南海地震の前後に発生した内陸大地震とスラブ内大地震による被害が著しかった地域は、昭和東南海地震・南海地震の前後の内陸大地震によって被害が著しかった地域と相補的であるようにみえる。

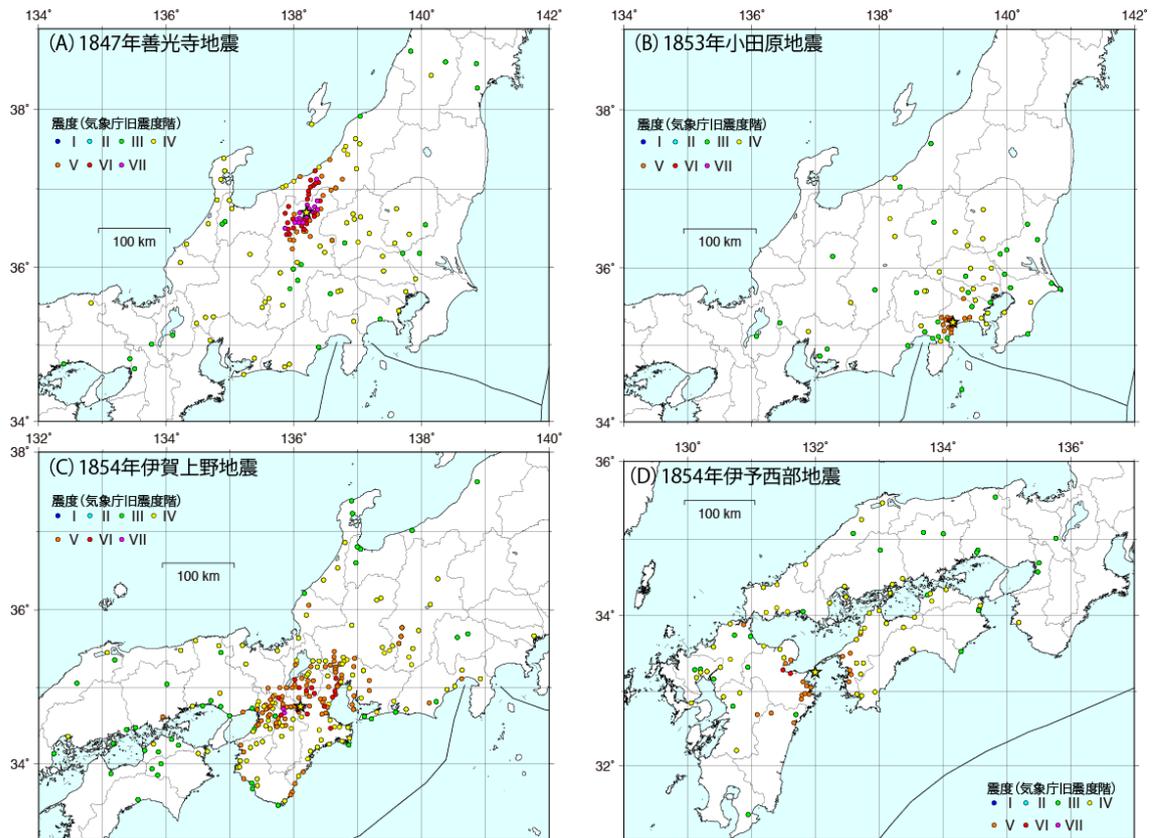


図 3-10-⑥-10 (a) 1847 年善光寺地震、1853 年小田原地震、1854 年伊賀上野地震、1854 年伊予西部地震の震度分布。図中の星印は、宇佐美・他 (2013) によるそれぞれの地震の震央。

昭和東南海地震・南海地震は、明らかになっている過去の南海トラフ巨大地震のシリーズで最も小規模であったためか、その前後に発生して甚大な被害をもたらした内陸大地震は、1943 年鳥取地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震の 3 地震であったが、過去の南海トラフ巨大地震のシリーズの中で中程度の規模であった安政東海地震・南海地震に伴う内陸大地震とスラブ内大地震の発生は被害規模の大きな地震だけでも 7 地震発生している。したがって、次の南海トラフ巨大地震が、昭和に発生した規模よりも大きいと予想される場合は、それに伴う内陸大地震とスラブ内大地震の発生回数が多くなる可能性も考えられる。今後、南海トラフ巨大地震の規模によって、それに伴う内陸大地震やスラブ内地震の発生頻や大きさも変わるのかを検討するために、1707 年宝永地震 (M8.7) の発生前後の内陸部における地震活動や被害分布の検討が必要である。また、安政東南海地震・南海地震の約半年前に発生した 1854 年伊賀上野地震のような内陸大地震が発生した場合、その被害から復旧できていない地域では、その後発生する南海トラフ巨大地震による被害が拡大する恐れも考えられる。

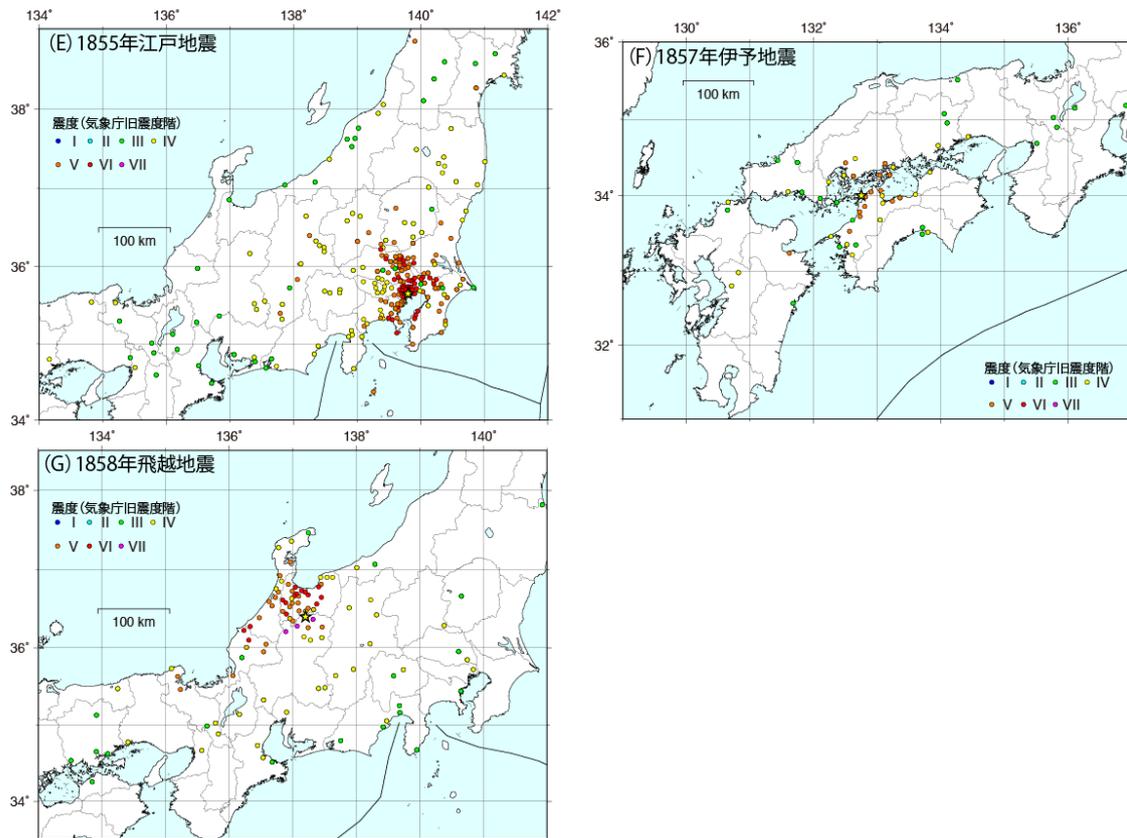


図 3-10-⑥-10 (b) 1855 年江戸地震、1857 年伊予地震、1858 年飛越地震の震度分布。図中の星印は、宇佐美・他 (2013) によるそれぞれの地震の震央。

d) クーロン破壊関数 (ΔCFF) を用いた南海トラフ巨大地震による内陸地震・スラブ内地震の発生への影響の検討

南海トラフ巨大地震の発生とその前後の内陸大地震とスラブ内大地震の発生との関係を見るために、昭和東南海地震・南海地震と安政東海地震・南海地震の断層モデルによる内陸地震とスラブ内地震に対するクーロン破壊関数 (ΔCFF) の計算を行った。 ΔCFF の計算には対象となる地震の断層面の情報が必要であるが、発生する内陸地震やスラブ内地震の断層面は様々なので、1997 年～2018 年に発生した地震について防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 (F-net) によって決定されたメカニズム解に対して、それぞれ ΔCFF を計算した。 ΔCFF の計算には Okada (1992) のプログラムを用いた。なお、本検討では、半無限弾性体を仮定しているため、日本列島下の複雑な構造や粘弾性の効果などは入っていない。また、 ΔCFF の計算には、予行変動などのプレート間深部のすべりによる影響も考慮していない。昭和東南海地震・南海地震と安政東海地震・南海地震の発生後の ΔCFF の計算には、これらの地震の断層モデルを使用した。これらの地震の発生前の影響をみるに際しては、プレート間の固着状況を簡便に表現するため、これらの地震の断層モデルについて、すべり角を反転させたすべり (バックスリップ) を与えた。したがって、プレート間固着の時間変化などの影響などを考慮していないため、昭和東南海地震・南海地震と安政東海地震・南海地震の発生前の ΔCFF の絶対値に関しては、あまり意味がない。

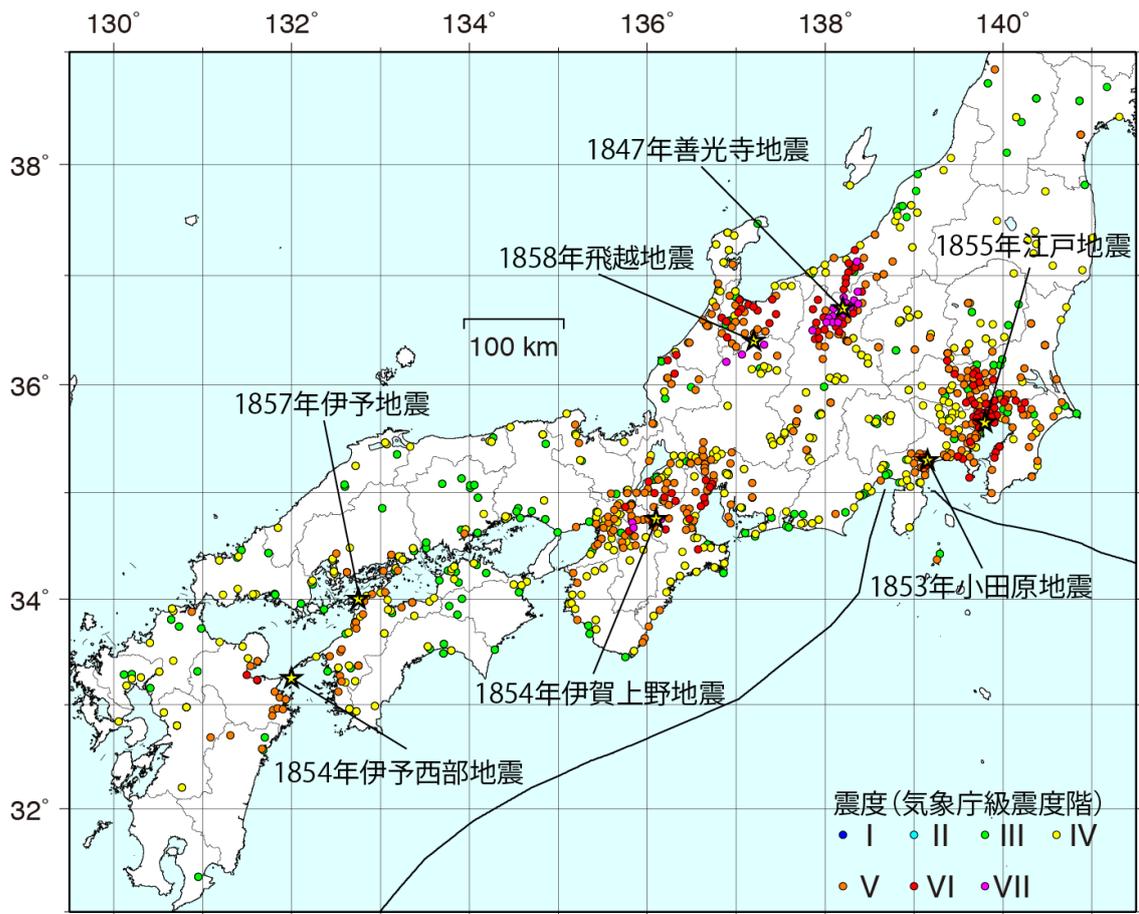


図 3-10-⑥-11 安政東海地震・南海地震の発生前後に発生した内陸地震とスラブ内地震による震度分布。星印は、それぞれの地震の震央を表す。

図 3-10-⑥-12 は、昭和東南海地震・南海地震の前後におけるこれらの地震による内陸地震とスラブ内地震に対する影響を示す。この図では、 ΔCFF が正である地震（メカニズム解）、すなわち、昭和東南海地震・南海地震の前後で発生しやすくなった地震のみを示している。

図 3-10-⑥-12 では、1943 年鳥取地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震に対する ΔCFF も図示している。この図から、1943 年鳥取地震は、昭和東南海地震・南海地震の前に発生しやすくなっていること、1945 年三河地震・1948 年福井地震については、昭和東南海地震・南海地震の発生後に発生しやすくなっていることが分かった。また、1948 年福井地震は昭和南海地震よりも昭和東南海地震によって発生しやすくなっている。昭和東南海地震の発生後は、京都府・滋賀県から北陸地方にかけての浅い地震が発生しやすくなっており、また、昭和南海地震の発生後には、山陰地方や瀬戸内の浅い地震が発生しやすくなっている。昭和東南海地震・南海地震の発生前では、和歌山県北西部の浅発地震が発生しやすくなっていることや、山陰地方・九州地方でも発生しやすくなっている地震がみられる。

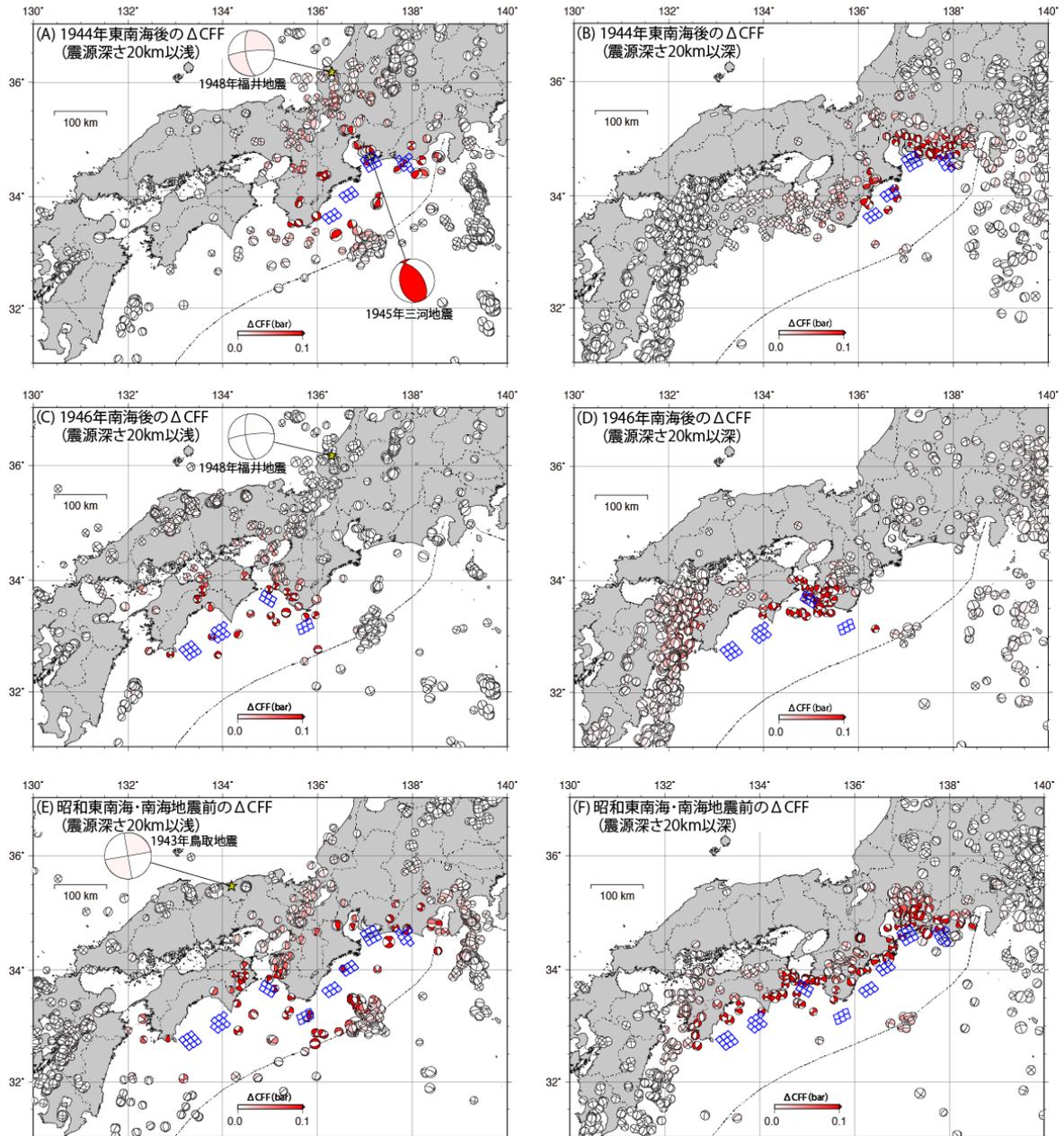


図 3-10-⑥-12 昭和東南海地震・南海地震の前後におけるこれらの地震による内陸地震とスラブ内地震に対する影響を示す。 ΔCFF が正である地震（メカニズム解）、すなわち、昭和東南海地震・南海地震の前後で発生しやすくなった地震のみを示している。

図 3-10-⑥-13 は、安政東海地震・南海地震の前後におけるこれらの地震による内陸地震とスラブ内地震に対する影響を示す。この図でも、 ΔCFF が正である地震（メカニズム解）、すなわち、安政東海地震・南海地震の前後で発生しやすくなった地震のみを示している。図中の星印は、安政東海地震・南海地震の前後に発生した内陸大地震とスラブ内大地震の震央を示すが、安政東海地震・南海地震の発生後に発生した 1854 年伊予西部地震、1857 年伊予地震、1858 年飛越地震については、これらの震央

付近は、安政東海地震・南海地震の発生によって発生しやすくなった地震群の中に位置している。特に、1854年伊予西部地震、1857年伊予地震が発生した地域では、深い地震が非常に発生しやすくなっていることが分かる。なお、1855年江戸地震についても、その震央は発生しやすくなった地震群の中に位置するが、この地震が安政東海地震・南海地震の発生によって誘発されたのかどうか判断するには、さらなる議論が必要である。安政東海地震・南海地震の発生前においては、1853年小田原地震、1854年伊賀上野地震の震央付近で浅い内陸地震が発生しやすくなっている。また、京都府・滋賀県から北陸地方にかけて、和歌山県北西部、熊本県付近で浅い地震が発生しやすくなっている。

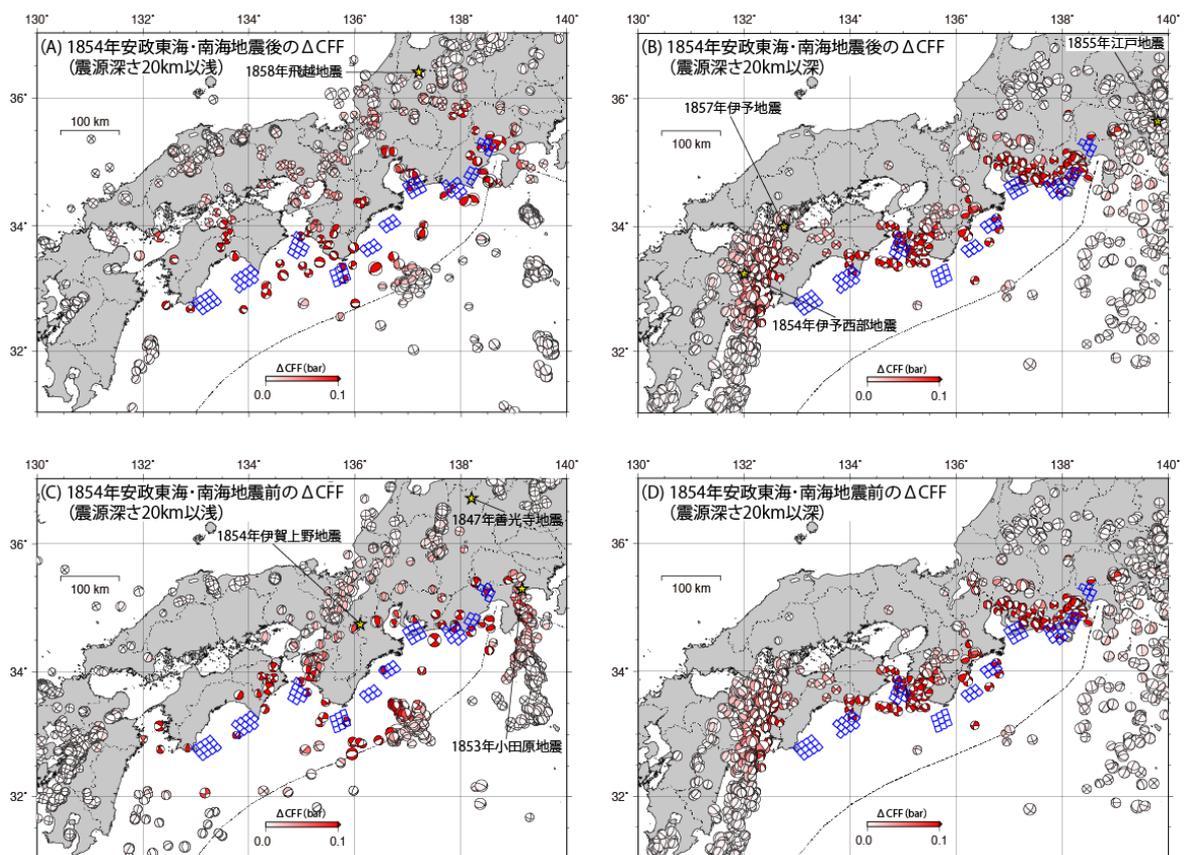


図 3-10-⑥-13 安政東海地震・南海地震の前後におけるこれらの地震による内陸地震とスラブ内地震に対する影響を示す。 ΔCFF が正である地震（メカニズム解）、すなわち、安政南海地震・南海地震の前後で発生しやすくなった地震のみを示している。

(c) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ地震による強震動と津波のハザード予測の高度化に向け、GEONET 地殻変動観測データから推定されたプレート境界の応力蓄積状態に基づく動的断層破壊伝播シミュレーションにより求められた地震シナリオに基づいて、強震動・長周期地震動、

地殻変動、津波ハザードとその変動要因を検討した。その結果、強震動・長周期地震動は、震源域の拡大とともに強い揺れの範囲は拡大するが、各地点の揺れは近傍の断層セグメント（強震動生成域）で規定されるため、地震シナリオ毎の各地点のハザードの変動は小さいことがわかった。一方、津波ハザードは断層セグメントの増加とともに、地殻変動と初期津波の分布が互いに影響してハザードの変化が大きくなる。特に南海トラフ地震の震源域は陸上に近い位置にあるため影響が大きい。

津波のハザード・リスク評価では、多様な地震シナリオを想定したハザードの平均化と変動幅を含めた評価が必要である。事前に地震シナリオを絞り込めないことから、地震直後に波源域を即座に推定して、津波波高分布を判断して応急対応に適応することも必要であろう。海底ケーブル観測や陸域のリアルタイム地殻変動・津波観測データを有効に活用した、観測データ・計算同化の高精度の予測技術の開発が、今後の重要な研究開発課題である。

昭和東南海地震・南海地震後に発生した 1945 年三河地震と 1948 年福井地震の直後に東京大学地震研究所によって行われた比較的高密度のアンケートによる稠密な震度分布を推定した。これらマグニチュードの決して大きくない内陸地震についても、平野などの軟弱地盤による揺れの増幅により比較的広域に大きな震度が分布していることが分かった。したがって、南海トラフ巨大地震によって損傷を受けた住宅やインフラ施設などは、南海トラフ巨大地震が発生した後の内陸大地震によって、単独の内陸大地震によりもさらに大きな被害を広域的に受ける恐れがあることが分かった。今後、1943 年鳥取地震の震度アンケート調査結果を用いた稠密な震度分布を求める必要がある。

安政東海地震・南海地震の前後に発生した 1847 年善光寺地震、1853 年小田原地震、1854 年伊賀上野地震、1854 年伊予西部地震、1855 年江戸地震、1857 年伊予地震、1858 年飛越地震について、宇佐美・大和探査技術株式会社（1994）、宇佐美（2010）、宇佐美・他（2013）を検討することによりこれらの地震の震度分布を求めた。これらの大地震による被害地域をすべて合わせると安政東海地震・南海地震の被害範囲よりも広大になることが分かった。また、これらの地震の被害地域と、昭和東南海地震・南海地震の前後の内陸大地震による被害地域と相補的であるようにみえる。比較的小規模であった昭和の南海トラフ巨大地震に伴う大地震は 3 地震であるが、中規模であった安政の南海トラフ巨大地震に伴う大地震は 7 地震発生している。したがって、次の南海トラフ巨大地震が、昭和の規模よりも大きな場合は、それに伴う大地震の発生回数は多くなる可能性が考えられる。今後、南海トラフ巨大地震の規模によって、それに伴う内陸大地震やスラブ内地震の発生頻や大きさも変わるのかを検討するために、1707 年宝永地震の発生前後の内陸部における地震活動や被害分布の検討が必要である。

南海トラフ巨大地震の発生とその前後の内陸大地震とスラブ内大地震の発生との関係をみるために、昭和・安政の南海トラフ巨大地震の断層モデルによる内陸地震とスラブ内地震に対するクーロン破壊関数（ ΔCFF ）の計算を行った。その結果、昭和・安政の南海トラフ巨大地震に伴う大地震は、南海トラフ巨大地震の影響によって発生していることが確かめられた。また、和歌山県北西部や京都府・滋賀県から北陸地方で

発生する地震も南海トラフ巨大地震の影響を受けている可能性があることが分かった。今後は、より実際に即した構造や計算手法を用いて南海トラフ巨大地震による内陸地震・スラブ内地震への遺影強を評価する必要がある。

(d) 引用文献

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

Maeda, T., Takemura, S. and Furumura, T., OpenSWPC: An open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, Earth Planets Space, 69, 102, 2017
<https://doi.org/10.1186/s40623-017-0687-2>.

内閣府，南海トラフの巨大地震震源モデル検討会（第二次報告）強震断層モデル編—強震断層モデルと震度分布について—，2012
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report05.pdf

Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am. 82(2), 1018-1040, 1992.

Satake, K. Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami. Pure Appl. Geophys. 144 (3-4), 455-470, 1995.

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

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

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

⑦1854 安政東海地震津波における津波痕跡高の再評価

(a) 業務の要約

本業務では、静岡県域における 1854 年安政東海津波について、静岡県立中央図書館に所蔵されている自治体史・郷土史・災害関連資料について、津波の浸水・到達や建物の浸水や流失などの記載の有無を調査し、新たな津波痕跡を解明しうる可能性のある歴史資料の検出をおこなった。浜名湖周辺における安政東海津波の津波到達点について、「安政地震津波災害絵図」・「舞阪宿津波絵図」に基づき、付随する歴史資料及び現地調査から津波痕跡点の特定を試みた。以上の史料情報に基づいて、津波痕跡調査を行った。さらに、既報において位置情報や高さ情報に誤差が含まれていると考えられる地点においては再測量を行った。本業務により、安政東海地震津波の津波痕跡高さ分布の特徴を明らかにした。

(b) 業務の成果

1) 1854 安政東海地震津波における文献・絵図史料調査からの津波痕跡点の特定

本業務では、静岡県立中央図書館に所蔵されている災害に関する自治体史・郷土史・災害関連資料 951 冊を調査し、1854 年安政東海津波に関する記述と、これらの根拠となる引用文献について抽出した。これらの記載内容のうち、津波関連記事を抜粋し、被害発生位置が現在でも特定できるかどうか、確認を行った。

951 冊の自治体史・郷土史・災害関係資料から 1854 年安政東海津波に関する記述について 170 地点を抽出した。さらに、これらの記載内容のうち、現在その地点が確認できるものに○印、ピンポイントではないがおおよその位置が特定できる地点に△記を付した。(表 3-10-⑦-1～4) この作業の結果、86 件について現在その位置が確認でき、19 地点についてはそのおおよその位置が判明した。

表 3-10-⑦-1 に静岡県相模湾周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報を示す。相模湾沿岸では、宇佐美で防波堤破損、漁船流失、多賀村沿岸で家屋流失 20 戸の被害が生じたことがわかる。また、おおよその集落位置についても確認することができた。表 3-10-⑦-2 に静岡県下田周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報を示す。下田では膨大かつ詳細な津波被害とその痕跡情報を読み取ることができる。下田市街地の津波痕跡高については、すでに羽鳥(1977)により詳細な現地調査が実施されているため、本業務では実施しなかった。表 3-10-⑦-3 に静岡県駿河湾周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報を示す。駿河湾西岸の津波痕跡点は羽鳥(1977)で評価されていなく、比較的新しいデータといえる。表 3-10-⑦-4 に静岡県遠州灘周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報を示す。当該沿岸のデータは少なく、川井村の情報は貴重なデータといえる。表 3-10-⑦-5 に静岡県浜名湖周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報を示す。浜名湖には、安政東海地震による浸水絵図が残されている。具体的な津波痕跡高評価の検討については、第 2 節で行う。

表 3-10-⑦-1 静岡県相模湾周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報

現市町村	地点名	読み	文献名	文献引用先	津波被害資料内容	位置確認
伊東市	川奈	かな	伊東の自然と災害	肥田春安日記	激しい引き波の後に湊に海水があふれ返ることが何度か繰り返された	○
	宇佐美	うさみ	伊東の自然と災害	肥田春安日記	激しい引き波の後に湊に海水があふれ返ることが何度か繰り返された 宇佐美で防波堤破損、漁船の流失などの被害が出た程度	○
熱海市	網代	あじろ	伊東の自然と災害	肥田春安日記	激しい引き波の後に湊に海水があふれ返ることが何度か繰り返された	○
	多賀	たが	伊東の自然と災害	肥田春安日記	激しい引き波の後に湊に海水があふれ返ることが何度か繰り返された 多賀村の沿岸で流失家屋二〇戸	○

表3-10-⑦-2 静岡県下田周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報
(その1)

現市町村	地点名	読み	文献名	文献引用先	津波被害資料内容	位置確認	
下田市	下田(町)	しもだ	古賀西使続記	不明	下田の戸数八五六のうち、二五半壊・八一三全壊流水、完全に残った家一八。 人口は三九〇七人で溺死人は八五人。柿崎村は戸数七四全半壊、		
			ブチャーチンと下田	不明	忒度目殊に甚しく、一時に下田町野原と成る。		
			私説黒船談叢	不明	安政元年の津浪で下田、岡方の両町村で百二十二名の殉難者を出し、家屋の流失全潰九百三十七戸、その他半潰、床上、床上浸水百三十七戸(本郷柿崎を含む)という惨状である。		
			下田の歴史と史跡	不明	下田の戸数八百五十六戸の中、八百十三戸が流失、二十五戸が半壊、高台にあり無事残ったのは僅か十八戸で、人口三千八百五十一人の中、溺死八十五人、船員、旅人などの溺死者は数知れず、		
			郷土史幕末の伊豆下田	古賀西使続記	下田は戸数八五六のうち、二五半壊・八一三全壊流失・完全に残った家一八。人口は三九〇七人で溺死人は八五人。		
				郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	下田は戸数八七五のうち、八四一流失全壊・三〇半壊入水・無事なのは四戸だけ七軒町に残り、土蔵は一八八のうち一七三流失全壊・一五半壊入水。人口は三八五一人で溺死者は男五三人女四六人・合計一二人(残らず死絶えた家六軒)。	
	犬走島	いぬばしりじま	史話と伝説 伊豆・箱根	川路下田日記 古賀西使続記抄	港内の水、犬走島(湾内の中央にあり)の先まで干上りたれば、津波よと叫ぶ間もなく(地震より約三十分)山の如き巨濤遅い来りて、全市を覆没せり、波の寄せ来ること三回にて、第二回目は最も大きく高さ約二丈(六米)、	○	
			ブチャーチンと下田 郷土史	不明	淡路の廻船港内犬走島側にありしが、水引退きて横倒れとなり、 淡路の廻船港内犬走島側にありしが、水引き退きて倒れ、	○ ○	
	波布神社	はぶじんじゃ?	史話と伝説 伊豆・箱根	川路下田日記 古賀西使続記抄	千石積の大廻船数隻、波の為に本郷田圃 波布神社 の上まで打上げられ居たれり。(海岸より千米位のところ)	○	
			ブチャーチンと下田	不明	綿吉の新造船(八百石ばかり) 波布神社 辺に漂ひ、その他四五隻、神社の上手へ押し上げられたけれど、 波布神社 境内には水入らず、今浮島さま云ふ。	○	
			郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	下田港にあった大船が、この社の近くまでは押流されて来たが、この境内のみは浮上り、津浪が侵入しなかったと伝えられている	○	
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	島屋某所有の大船本郷浦中央の華表へかかり綿吉の新造船(八百石許) 波布神社 境内には水入らず、今浮島さまと云う、	○	
	柿崎	かきざき	下田の古文書	不明	柿崎村(現在の下田町柿崎)は七五戸流出全壊と入水、人口三八六人で死者はない、	○	
			郷土史幕末の伊豆下田	古賀西使続記	柿崎村は戸数七四全半壊とある。	○	
			郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	柿崎村(現在の下田町柿崎)は七五流失全壊と入水・人口三八六人で死者はない。	○	
			私説黒船談叢	不明	一、七拾五軒 流失、皆潰、水入 此人別 三百八拾六人	○	
	門前町	もんぜんまち	ブチャーチンと下田	不明	津波の由に付、直に、御朱印(將軍の朱印付き旅行免状)を持たせ本堂へ出で候へば、早や市中人家の中へ四五百石積位の船二三艘走り込み、門前町へ水来り候間、本堂脇、秋葉神社これ有る山へ登り、一見の処、一旦引き候様子にて、程なく忒度目の津波押来ル	△	
	横枕	よこまくら	ブチャーチンと下田	不明	この津浪押上ぐる所、西は平滑一面、横枕(旧下田町)まで打上げ候。		
	本郷	ほんごう	ブチャーチンと下田	不明	北は本郷(以下、旧下田隣村)、高芝原辺まで打上げ、この辺にも漁舟、小舟数多押し上げ候。	△	
			郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	一説には、本郷村(下田町本郷)は流失全壊は不明・七半壊入水。外浦は家屋に入水したが流失はない。	△	
高芝原	たかしばはら	ブチャーチンと下田	不明	北は本郷(以下、旧下田隣村)、高芝原辺まで打上げ、この辺にも漁舟、小舟数多押し上げ候。			

表3-10-⑦-2 静岡県下田周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報
(その2)

下田市	高馬	たこうま	ブチャーチンと下田	不明	川筋通り中之瀬、高馬辺まで打上げ、中村辺にてイルカを拾い候者これ有り、誠に稀代の事にて候	○
	中村	なかむら	ブチャーチンと下田	不明	右津浪、宇内(右内一中村)、河内村、本郷村へ大船五、六艘、小舟は数艘来り候。浪先きは当村柳生まで小船も参り候。	
	宇内	うだい	ブチャーチンと下田	不明	右津浪、宇内(右内一中村)、河内村、本郷村へ大船五、六艘、小舟は数艘来り候。浪先きは当村柳生まで小船も参り候。	
	河内村	かわうちむら	ブチャーチンと下田	不明	右津浪、宇内(右内一中村)、河内村、本郷村へ大船五、六艘、小舟は数艘来り候。浪先きは当村柳生まで小船も参り候。	○
	本郷村	ほんごうむら	ブチャーチンと下田	不明	右津浪、宇内(右内一中村)、河内村、本郷村へ大船五、六艘、小舟は数艘来り候。浪先きは当村柳生まで小船も参り候。	△
	柳生	やぎゅう	ブチャーチンと下田	不明	右津浪、宇内(右内一中村)、河内村、本郷村へ大船五、六艘、小舟は数艘来り候。浪先きは当村柳生まで小船も参り候。	△
	伊勢町	いせまち(ちよ)	ブチャーチンと下田	諸御用日記	半田屋 八尺八寸[2.67m] 徳次郎 六尺貳寸[1.88m]	
			ブチャーチンと下田	伊勢町旧記	津浪に相成り町中残らず流出致し大破に及び、	
	二丁目	にちようめ	ブチャーチンと下田	諸御用日記	樽屋弥助 八尺貳寸[2.48m]	
	上田町	うえだまち(ちよう?)	ブチャーチンと下田	諸御用日記	大坂屋平兵衛 六尺四寸[1.94m]	
	岡方	おかが	ブチャーチンと下田	諸御用日記	土屋半兵衛 六尺九寸[2.09m]	△
ブチャーチンと下田			下田之棗	下田岡方にて死人は八十六人、旅人は数知らず云々	△	
私説黒船談叢			不明	一、九拾六軒 流失、皆潰 一、拾三軒 半潰、水入 此人別 四百三拾壹人	△	
ブチャーチンと下田			諸御用日記	才かや善助 五尺壹寸[1.55m]	△	
私説黒船談叢			不明	安政元年の津浪で下田、岡方の両町村で百二十二名の殉難者を出し、家屋の流失全潰九百三十七戸、その他半潰、床上、床上浸水百三十七戸(本郷柿崎を含む)という惨状である。	△	
		郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	岡方村(現在の岡方町)は九六流失全壊・一三(一説には二五)半壊入水。人口四三一人で死者はない(一説には二人)。	△	
下田町	岡方田南	おかがたたんぼ	ブチャーチンと下田	下田之棗	岡方田南に四五軒半潰に残り、	
		郷土史幕末の伊豆下田	不明	岡方田南に四五軒半潰に残り、		
	大工町	だいくまち(ちよう?)	ブチャーチンと下田	諸御用日記	町土蔵 壹丈壹尺[3.33m]	
			ブチャーチンと下田	下田之棗	坂下にて上の方四五件半潰れに残り、	
	坂下	さかしたまち	ブチャーチンと下田	諸御用日記	七兵衛 八尺貳寸[2.48m]	
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	坂下にて上の方四五軒半潰れに残り、	
	七軒町	しちけんまち(ちよ)	ブチャーチンと下田	下田之棗	残る家は七軒町にて 喜兵衛 より上へ十三軒残り、 喜兵衛 五尺[4.55m]	○
			郷土史幕末の伊豆下田	下田之棗	残る家は七軒町にて 喜兵衛 より上へ十三軒残り、	○
	長楽寺下	ちようらくじした	ブチャーチンと下田	諸御用日記	七軒町持土蔵 壹丈壹尺[3.33m]	○
	弥治川(弥次川)(弥二)	やちがわ	ブチャーチンと下田	下田之棗	弥治川にては森屋半潰、土蔵二ヶ所流し、	○
			ブチャーチンと下田	諸御用日記	森屋半兵衛 壹丈八寸[6.30m]	○
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	弥治川にては森屋半潰土蔵二ヶ所流し、	○
	新田町	しんでんまち(ちよ)	ブチャーチンと下田	諸御用日記	山田屋源四郎 五尺九寸[1.97m]	○
			ブチャーチンと下田	諸御用日記	原田屋謙右衛門 四尺八寸[1.45m]	
	大横町通り	おおよこまちどおり	ブチャーチンと下田	下田之棗	大横町通り 浦賀屋 より吉佐美出口迄に、よき家ばかり残り、三十八九軒程も残り、	
郷土史幕末の伊豆下田			不明	大横町通り 浦賀屋 より吉佐美出口迄によき家斗り残り三十八九軒程も残り、		
吉佐美出口	きさみでぐち	ブチャーチンと下田	下田之棗	大横町通り 浦賀屋 より吉佐美出口迄に、よき家ばかり残り、三十八九軒程も残り、		
		ブチャーチンと下田	諸御用日記	船屋藤八 四尺五寸[1.36m]		
		郷土史幕末の伊豆下田	不明	大横町通り浦賀屋より吉佐美出口迄によき家斗り残り三十八九軒程も残り、		

表 3-10-⑦-2 静岡県下田周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報
(その3)

下田町	長屋町ほか	ながやまち(ちょう?)	ブチャーチンと下田	下田之葉	夫より長屋町、町店町、三丁目、紺屋町、連尺町、須崎町、原町、此七町には一軒も残りなし	
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	夫より長屋町、町店丁、三丁目、紺屋町、連尺町、須崎町、原町、此七町には一軒も残りなし、	
	中原町	なかはらまち(ちょう?)	ブチャーチンと下田	下田之葉	夫より中原町 錦吉土蔵 二三ヶ所残り候得共、	
			ブチャーチンと下田	諸御用日記	小沢七平 九尺九寸[3.00m] 綿屋吉兵衛土蔵 巻丈六尺[4.85m]	
	池之町	いけのまち(ちょう?)	ブチャーチンと下田	下田之葉	池之町 香取屋 家ばかり半潰れ、同町立源土蔵ばかり残り、	○
			ブチャーチンと下田	諸御用日記	香取屋伝八 九尺貳寸[2.79m]	○
	立源	りゅうげん?	郷土史幕末の伊豆下田	不明	池の町 香取屋 家斗り半つぶれ、	○
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	同町 [池之町?] 立源土蔵斗残り、	
	殿小路	どのこうじ	ブチャーチンと下田	下田之葉	殿小路町にて西川半つぶれ、	
			ブチャーチンと下田	諸御用日記	西川彦太郎 九尺[2.73m]	
	新田町	しんでんまち(ちょう?)	郷土史幕末の伊豆下田	不明	殿小路にて西川半つぶれ	
			ブチャーチンと下田	下田之葉	新田町 綿庄店 土蔵ばかり残り(、同町橋本半つぶれ)	
	橋本	はしもと	ブチャーチンと下田	諸御用日記	橋本源兵衛 六尺五寸[1.97m]	
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	新田町 綿庄店 土蔵斗残り	
	原田口	はらだぐち	郷土史幕末の伊豆下田	不明	同町 [新田町?] 橋本半つぶれ、	
			ブチャーチンと下田	下田之葉	原田口にて四五軒半潰れに残り、	○
	長楽寺	ちょうらくじ	郷土史幕末の伊豆下田	不明	原田口にて四五軒半潰れ残り、	○
			ブチャーチンと下田	下田之葉	長楽寺 は 庚申堂 に門を流し、	○
	大安寺	たいあんじ	郷土史幕末の伊豆下田	不明	長楽寺 は 庚申堂 に門を流し、	○
			ブチャーチンと下田	下田之葉	港に居合わせた大船二、三十隻が舟あり。 大安寺 前より本郷田甫迄に押寄せし、大船七、八艘。	○
	本郷田甫	ほんごうたんぽ	ブチャーチンと下田	下田之葉	港に居合わせた大船二、三十隻が舟あり。 大安寺 前より本郷田甫迄に押寄せし、大船七、八艘。	
			郷土史幕末の伊豆下田	不明	港に居合わせた大船二、三十隻が舟あり。 大安寺 前より本郷田甫迄に押寄せし、大船七、八艘。	○
	本郷田甫中央	ほんごうたんぽちゅうおう	ブチャーチンと下田	下田之葉	島屋某所有の大船本郷田甫中央の 華表 へかかり、	
	宝福寺	ほうふくじ	ブチャーチンと下田	不明	下田仮役所 宝福寺 も、 床上三尺[0.91m]位 の浸水で、損害は大きかった。	○
ブチャーチンと下田			下田記行	駿河仮御役所(下田仮奉行所 宝福寺 都筑駿河守宿泊)は、よほどの損じ、 床上三尺[0.91m]位 、	○	
稲田寺	いなだじ	ブチャーチンと下田	不明	稲田寺 の被害は大したことはなかったので、五日、急に仮奉行所をここに移した。	○	
		ブチャーチンと下田	下田記行	美作や旅宿 稲田寺 は、 床上七、八寸[0.21m-0.24mm] 上る。格別の損じなし。	○	
美作	みさく?	ブチャーチンと下田	下田記行	美作や旅宿 稲田寺 は、 床上七、八寸[0.21m-0.24mm] 上る。格別の損じなし。	○	
鼻黒	はなぐろ?	伊勢町旧記	不明	鼻黒(弁天、下田船渠辺)に拡張工事中、津浪の襲来で破壊された		
了仙寺	りょうせんじ	郷土史幕末の伊豆下田	不明	寺方は 了仙寺本堂 少々痛み、	○	
外浦	そとうら	郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	外浦は家屋に入水したが流失はない。	○	
須崎村	すさきむら	郷土史幕末の伊豆下田	下田の古文書	須崎村は被害なし。	○	

表 3-10-⑦-3 静岡県駿河湾周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報（その1）

現市町村	地点名	読み	文献名	文献引用先	津波被害資料内容	位置確認
伊豆市	土肥	どひ	土肥の災害誌	不明	浪浪濱家三拾八軒 字屋形（二十一軒） 字中浜（二軒） 字大藪（十五軒）	○
	尾形海蔵庵	おがたか いどうあ ん	土肥の災害誌	安楽寺古文書	有能智真法尼 尾形海蔵庵に於て水死	△
	八木沢村	やぎざわ むら	土肥の災害誌	不明	八木沢村における津波の高さは 五メートルくらい で、十軒の家屋が流失、三人の死者がでたことが記録に残る	○
	妙蔵寺	みょうぞ うじ	土肥の災害誌	不明	このときの津波は大川をさかのぼって中島の 妙蔵寺 附近まで達し、波が引いたあと、 門前のエノキの大木の枝 に海のモクズが掛かっていた	○
	門前のエノキの大木	もんぜん のえのき のたいぼ く	土肥の災害誌	不明	このときの津波は大川をさかのぼって中島の 妙蔵寺 附近まで達し、波が引いたあと、 門前のエノキの大木の枝 に海のモクズが掛かっていた	○
	八幡神社の松（小土肥）	はちまん じんじや のまつ	土肥の災害誌	不明	大津波がきて、 現在の八幡神社の松 に、海に流されていた布が引掛かった	○
沼津市	下香貫（塩満）	しもかぬ ぎ	静岡県史 通史編4 近世2	嘉永七甲寅歳地震之記	湖水幅一町程、長サー一町半、 深サ四・五間[7.27-9.09m] 、田面十ソヘ（ママ）二下り湖水ト成ル、是地震ニテ地カ低ク成ル処ニ津波入ルト云	○
沼津市	重須村	おもすむ ら	沼津市史 通史別編 漁村	『漁民史料』一 二八一号	間もなく大山のごとくの大津波三度打ち上げ、民家土蔵とも跡方無く一円河原と相成、百姓代三十郎ハ溺死、外式人死失、組頭喜藤治は大怪我いたし半死半生、土屋伊左衛門傷は御召す出にて葦山御役所へ罷出居、同人父大病人義悻俊助背負出し漸奇命相助、旦御田地も皆流失	○
	三津村	みとむら	沼津市史 通史別編 漁村	『漁民史料』一 二九一号	引続津浪にて人家過半家財諸道具は申すに及ばず漁船網小屋并網戸場迄皆流失致し漁業は勿論、当然夫食にも差支、	○
	長浜村	ながはま むら	沼津市史 通史別編 漁村	『漁民史料』一 二九四号	大地震並津浪にて村中残らず類敗仕り、書類、諸道具、雑穀、塩、噺に至る迄残らず押流れ退転の姿に相成	○
					四郎左衛門家 では「(居宅)五分潰、 水床上二尺三寸[6.15m] 、土蔵三ヶ所内一ヶ所潰、二ヶ所大イタミ、長屋門大痛、石垣崩れ、物置大通、網小屋諸道具共流、水入米十五俵」	○
					金左衛門家 では「居宅七分潰、水軒迄、土蔵大痛、物置押し出し、水入米三俵、水入麦四俵」	○
					三津村儀右衛門家 は「居宅少々痛、土蔵一ヶ所潰、土蔵一ヶ所七分、土蔵一ヶ所五分、土蔵一ヶ所小々痛、但し築地九間、高さ六尺」	○
	重寺村	しげじむ ら？	沼津市史 通史別編 漁村	『漁民史料』一 二九四号	大地震並津浪にて村中残らず類敗仕り、書類、諸道具、雑穀、塩、噺に至る迄残らず押流れ退転の姿に相成	○
	久料村	くりょう むら	沼津市史 通史別編 漁村	久料久保田泰義 家文書	夫より津波立に相成、人家田畑山林に至るまで大破損	○
	小下田村	こしもだ むら	沼津市史 通史別編 漁村	『漁民史料』一 二八二号	被害はなかったが	△
	静岡市清水区	三保の浦	みほのう ら	辛丑雜記録	不明	又小船など覆りたるもあり
駿州清水		すんしゅ うしみず	遠江国山名郡北原川村 名主足立五郎左衛門の 記録文書 足立家文 書・家普・第二	不明	津浪に引かれ候所数多くこれ有り候由、駿州清水などは残らず津浪にて取られ候由	△
江尻木戸		えじりき ど	広野町誌	入江山明通寺書	朝四ツ時大地震并津波にて江尻木戸より傳馬町まで水つく	△
傳馬町		でんま まち（ち ょう？）	広野町誌	入江山明通寺書	朝四ツ時大地震并津波にて江尻木戸より傳馬町まで水つく	△
渚町村		なぎさま ちむら？	広野町誌	不明	同時に瀬海の渚町村大海嘯襲来し	
焼津市		前浜・地蔵森	まえは ま・じぞ うもり	大井川町史 中巻	不明	相応高浪前浜・地蔵森林中迄大浪打揚り能キ仕合二候 前浜・地蔵森の小砂丘の高さより見て 四メートル程度 であったと推定される。

表 3-10-⑦-3 静岡県駿河湾周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報 (その2)

吉田町	新開	しんかい	広報よした第二五三号	ふるさと探訪	住吉大浜南側の「新開」の前方で高波が打ち、東浜の南側の「浜田」は水に浸った。	
	浜田	はまだ	広報よした第二五三号	ふるさと探訪	住吉大浜南側の「新開」の前方で高波が打ち、東浜の南側の「浜田」は水に浸った。	○
	吉田圃	としだでんえん	広報よした第二五三号	ふるさと探訪	能満寺山へ逃げた人達は、吉田圃で津波にあい、殆ど溺れ死んだ。	○
	住吉神社	すみよしじんじゃ	広報よした第二五三号	ふるさと探訪	一面が水でお宮の森は浮いて見えた。それから住吉神社を浮宮様という。	○
	寄子川	よりすがわ	広報よした第二五三号	ふるさと探訪	寄子川は水が溢れ、船は慶林の松原へ打ちあげられた。	
	慶林の松原	けいりんのまつばら	広報よした第二五三号	ふるさと探訪	寄子川は水が溢れ、船は慶林の松原へ打ちあげられた。	
牧之原市	川崎町	かわさきまち(ちょう?)	島田風土記	後々伝言記	川崎町・相良町は大津波。	○
	相良町	さがらまち(ちょう?)	島田風土記	後々伝言記	川崎町・相良町は大津波。	○
	吾隣村	ごりんむら?	静岡県榛原町史 中巻	安政地震見聞録	この時大海の水減じて干潟となる事数十間にして吾隣村落居村の海ハ昔より出たる事なき岩根、数多出現し人々岩根にて海草類貝類等を取事也。	
	落居村	おちいむら	静岡県榛原町史 中巻	安政地震見聞録	この時大海の水減じて干潟となる事数十間にして吾隣村落居村の海ハ昔より出たる事なき岩根、数多出現し人々岩根にて海草類貝類等を取事也。	
	岩根	いわね	静岡県榛原町史 中巻	安政地震見聞録	この時大海の水減じて干潟となる事数十間にして吾隣村落居村の海ハ昔より出たる事なき岩根、数多出現し人々岩根にて海草類貝類等を取事也。	
	相良	さがら	城下町相良区史	不明	津波は四日と五日の二回襲来し、相良下町(福岡通り)までも海水が浸入したという。	○
			相良町史 資料編 近世(二)	四六七 川田清左衛門控の大地震騒動記	海中より津波と申て下辺の者共思ひ少々参侍二而谷下峠へ数十人翔来ル、是ヲ見て向イ川中嶋谷下之者共も不残谷下山へ上り扣けり、相良辺ヲ見れハ、平田ノ橋門二舟ハ数多相見へ候間誠二肝を潰し居る処、先津波も浜辺計り二而山々皆引取り、	○
	荻間川	はぎまがわ	城下町相良区史	不明	荻間川に流れこんだ津波は、河口にかかる湊橋を大破し、徳村にあふれ、三隻の漁船を打ち上げた。	○
	湊橋	みなとばし	城下町相良区史	不明	荻間川に流れこんだ津波は、河口にかかる湊橋を大破し、徳村にあふれ、三隻の漁船を打ち上げた。	
			城下町相良区史	静岡県地震対策基礎調査報告書	湊橋タモト 三・三六 五・〇 湊橋大破	
			城下町相良区史	松下家文書	湊橋共徳村兵衛東迄浪にて打上げ、船も三艘打上候よし。	
	徳村	とくむら	城下町相良区史	不明	荻間川に流れこんだ津波は、河口にかかる湊橋を大破し、徳村にあふれ、三隻の漁船を打ち上げた。	○
	樋尻川	ひじりがわ	城下町相良区史	不明	樋尻川から侵入した津波は、鎌倉河岸(下波津水路)にあふれ、福岡一帯の下町に浸水、浄心寺の東方に漁船が流れついたという。	
	鎌倉河岸(下波津水路)	かまくらかがわ	城下町相良区史	不明	樋尻川から侵入した津波は、鎌倉河岸(下波津水路)にあふれ、福岡一帯の下町に浸水、浄心寺の東方に漁船が流れついたという。	
	福岡	ふくおか	城下町相良区史	不明	樋尻川から侵入した津波は、鎌倉河岸(下波津水路)にあふれ、福岡一帯の下町に浸水、浄心寺の東方に漁船が流れついたという。	○
			城下町相良区史	静岡県地震対策基礎調査報告書	福岡国道面 七・五四 五・〇 下町一帯浸水	○
浄心寺	じょうしんじ	城下町相良区史	不明	樋尻川から侵入した津波は、鎌倉河岸(下波津水路)にあふれ、福岡一帯の下町に浸水、浄心寺の東方に漁船が流れついたという。	○	
		城下町相良区史	静岡県地震対策基礎調査報告書	浄心寺境内 四・二〇M 四・五M 寺の東に漁船流れこむ。	○	
大沢寺	おおさわじ	城下町相良区史	静岡県地震対策基礎調査報告書	大沢寺境内 六・〇 六・〇 のくぼ地に魚上がる。	○	
平田村	ひらたむら	相良町史 通史編 上巻	松本村川田家の記録	津波が襲い、海辺の者は谷下峠に逃げた。平田村の橋げたには多数の船がひっかかっているのが見え、肝をつぶした。	○	

表 3-10-⑦-4 静岡県遠州灘周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報

現市町村	地点名	読み	文献名	文献引用先	津波被害資料内容	位置確認
袋井市	川井村	かわいむら	『広報ふくろい』一五八号	鈴木伊右衛門翁手記	川井村に大船寄せ合って行き留る	
磐田市	天竜川の東畔	てんりゅうがわのとうはん	郷土読本ふるさと竜洋	不明	拙者が居宅は海岸を離るおよそ三〇町、天竜川の東畔にあり、此辺にて其汐水の高さ平水より 一丈四、五尺[4.24m-4.55m] なり、これをもって推考するに、河口にてはおよそ三、四丈の高さに至りしならん	
浜松市	字中ノ浜	あざなかの はま	郷土読本ふるさと竜洋	不明	此際天竜川中に存在せる、字中ノ浜（南は海、他の三方は川なり）は、高さ所二丈ばかりの山をなし、これに千有余本の松あり、其の内大なるもの囲りおよそ八尺高さおよそ十五間もありまして、反別およそ二〇町及耕地およそ二〇町合計四〇町歩ばかりは、震災と津波のため崩壊し去四日大地震引続津浪押込宿田石垣打碎街並江打揚海水家々二押入両五本陣大破相成并旅籠屋破損潰家有之御休泊難相成候へ共御家中様御義ハ内旅籠屋拾軒斗小破二付御休泊御用相勤り申候尤御本陣旅籠屋者此節取繕手入中二御座候間此段乍恐以書奉御届申上候以上	
	舞阪宿	まいさかしゆく	舞阪町史 史料編6 舞阪町史 上巻	二二一 地震津浪被害届 不明	嘉永七年 大地震津浪荒 潰屋破損所ヶ所付書上	○ ○

表 3-10-⑦-5 静岡県浜名湖周辺における安政東海津波に関する文献とその諸情報

湖西市	浜の方	はまのかた	安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	津浪は浜の方にては 二丈六尺[7.88m] 余り	
	新居関所	あらいせきしよ	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	津波潮先 御関所 ヲ囲ミ	○
			安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	御関所 にては 一丈[3.03m] 余り	○
	裏門	うらもん	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	裏門掘割 ヨリ入廻リ	△
			安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	裏門 迄は汐高く乗候得共	△
	才兵衛方小路	さいべいかたこうじ	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	才兵衛方小路ノ辺迄来	
	浜名新開	はまなしんかい	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	浜名新開、松本新田、松山新田所悉潮入	
	松本新田	まつもとしんでん	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	浜名新開、松本新田、松山新田所悉潮入	○
			安政大地震新居災害分類誌	仲町文書	松本新田家式、三軒流れ行き	○
	松山新田	まつやましんでん	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	浜名新開、松本新田、松山新田所悉潮入	○
	水門御船小屋	すいもんおふねごや	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	濱手或ハ水門御船小屋ノ辺迄ニ新居之者十四人溺死	
	水門	すいもん	安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	津波は三つ也、四つめは 水門 あたりにひきゆ	
	中屋敷	なかやしき	新居町史 第1巻 通史編 上	不明	中屋敷ノ蔵山ニ而高ミへ上リ	○
	交代下	こうたいした	安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	交代下にては 一丈五、六尺[4.24m-4.55m]	
	中山屋敷下	なかやまやしきした	安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	中山屋敷下迄上リて引候、(此汐も往来へは上らず軒雨垂下斗り上リ候)	
	泉町	いずみまち	中之郷誌 中之郷の歴史と二宮神社	不明	よくこれハ其潮先泉町と云まで至れりけり	○
			安政大地震新居災害分類誌	泉町文書	浪にて溺死十四人	○
	仲町	なかまち	安政大地震新居災害分類誌	仲町文書	浜漁師流死人拾四人	○
	今切湊	いまきりみなと	浜松市史 史料篇1	不明	今切湊ハ凡貳百間計之處、津波打来七百間に相成	○
	大倉戸	おくらと?	安政大地震新居災害分類誌	仲町文書	大倉戸並木所々 式、参尺[0.61m-0.91m] 程糸み 浜平万度神社 の松の上少し水中糸濁み(ママ)	○
浜平万度神社	はまひらばんどじんじゃ?	安政大地震新居災害分類誌	仲町文書	大倉戸並木所々 式、参尺[0.61m-0.91m] 程糸み 浜平万度神社 の松の上少し水中糸濁み(ママ)		
十王堂	じゅうおうどう	中之郷誌 中之郷の歴史と二宮神社	不明	十王堂 裏ノ道迄塩水入候	△	

2) 浜名湖周辺における歴史津波の痕跡調査

ここでは、浜名湖周辺における安政東海津波の津波到達点について、「安政地震津波災害絵図」・「舞阪宿津波絵図」(図3-10-⑦-1)に基づき、付随する歴史資料及び現地調査を行い、津波痕跡点を特定することが可能かどうか試みる。

浜名湖周辺には、安政東海津波における情景や地形の変化について記した絵図が複数残されている。安政東海津波については、浜松市博物館に所蔵されている「安政地震津波災害絵図」、「舞阪宿津波絵図」という古絵図に、当時の被災状況が描かれている。「安政地震津波災害絵図」は、安政東海地震の際に奥浜名湖気賀地区に押し寄せた

津波と、津波に浸水した地域について、2枚の絵図を重ね合わせることで表現されている。ここには、当時の地名や寺社仏閣が記されるとともに、東海道を迂回する姫街道をはじめとした主要道路が描かれており、2枚の絵図を比較することで、詳細な津波到達点を特定することが可能になる。

i) 舞阪宿の津波痕跡点

『静岡県史 別編2 自然災害誌』（静岡県，1996）によると、東海道の宿場町で浜名湖東岸に位置する舞坂宿で、同宿の住民であった渡辺八郎平が、安政東海地震津波の浸水状況や、岐佐神社や宝登山に避難する住民の様子を描いた絵図である。ここには当時の町の家屋や常夜灯が描かれているが、現在の舞阪町にはこれらの遺構が現存し、津波浸水地点をほぼ特定することができる。

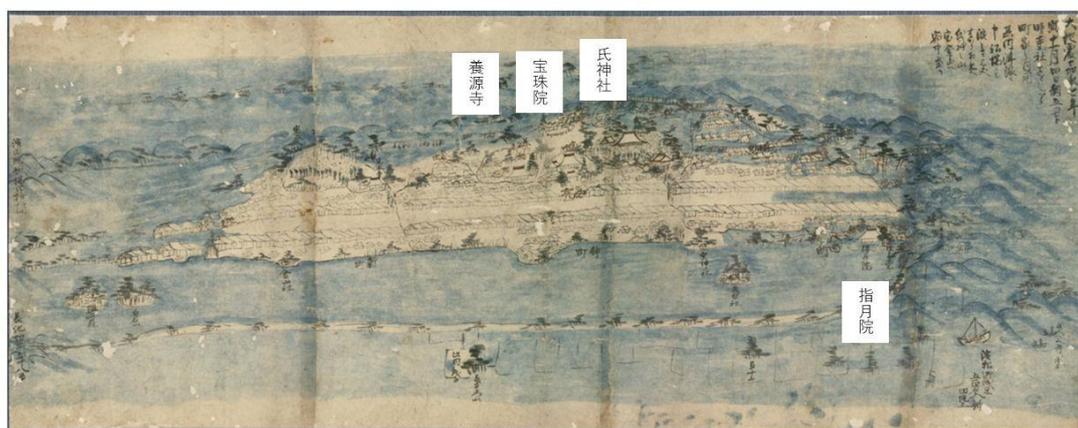


図3-10-⑦-1 浜松市博物館所蔵「舞阪宿津波絵図」

「舞阪宿津波絵図」（図3-10-⑦-2）の東側の浸水点付近には常夜灯が描かれている。これは舞阪宿一里塚付近に、新町常夜灯として現在も残存している。本調査では、この新町常夜灯付近を東側の津波到達点とした。また、「舞阪宿津波絵図」の舞阪町西岸の新水域付近には、段差の描写が見られる。『東海道分間延絵図 第11巻 解説編』（児玉，1986）によると、ここは「往古上り場」とされる場所であり、江戸時代は本陣・脇本陣が存在していた場所である。絵図の浸水範囲は脇本陣の数軒隣、問屋場付近まで及んでいる。本調査では、今日残されている旧脇本陣「茗荷屋」遺構から数軒内陸側を暫定的に津波到達点とした。

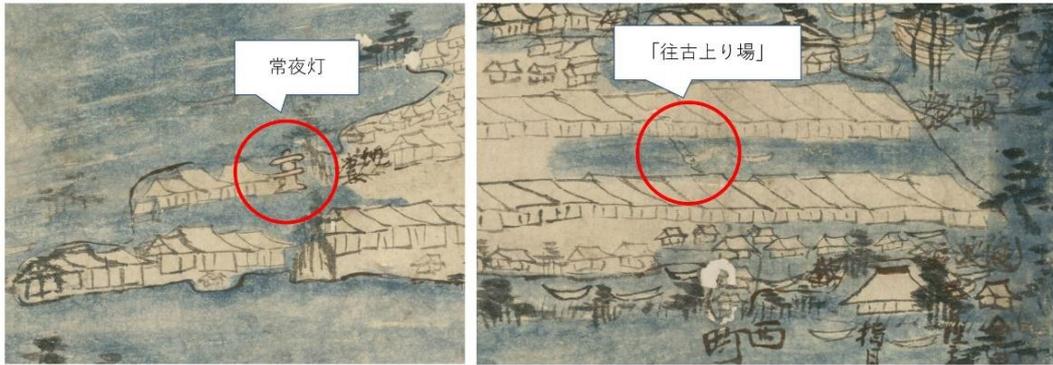


図 3-10-⑦-2 「舞阪宿津波絵図」に描かれる東西の津波到達点

ii) 気賀地域における津波痕跡点の特定

内山富寿作「安政地震津波災害絵図」(図 3-10-⑦-3) は浜名湖の東北部、いわゆる奥浜名湖の気賀地区において、安政地震による津波が押し寄せる様子と、その後の浸水範囲を 2 枚の絵図で表している。

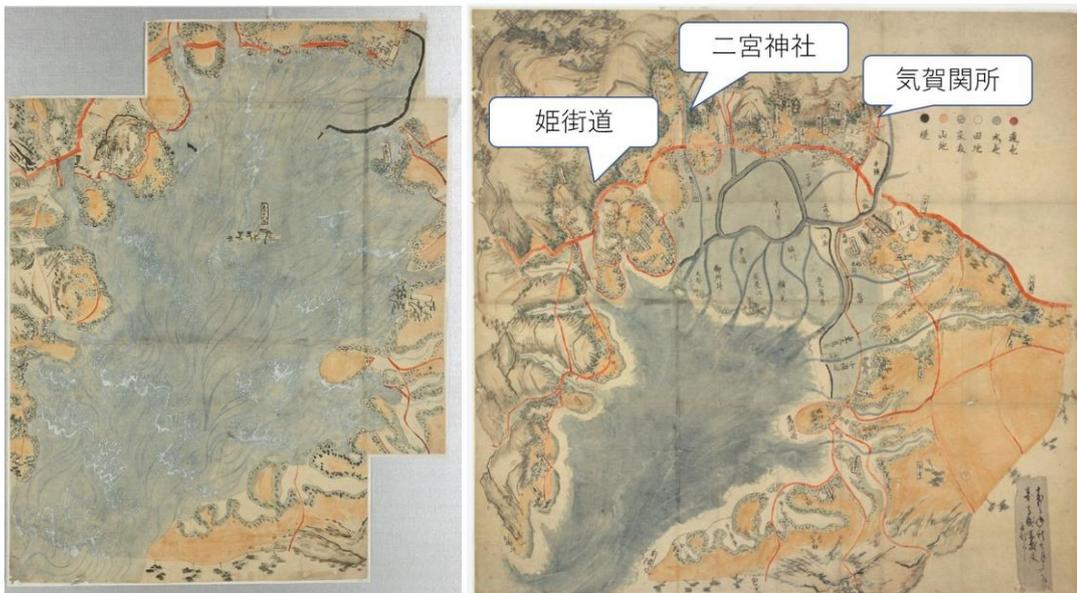


図 3-10-⑦-3 浜松市博物館所蔵「安政地震津波災害絵図」(左・浸水時)

この絵図には、気賀地区に存在する寺社をはじめ、同地を通っている東海道の脇往来である姫街道や気賀関所など特徴的なランドマークが記されており、それらを目印にいくつかの津波到達点を特定した。

iii) 細江町大円寺付近

奥浜名湖東岸、都田川河口に位置する大圓寺は、本堂裏が小山となっており、ここを墓地としている。「安政地震津波災害絵図」(図 3-10-⑦-4) では、津波が押し寄せてきた際、大圓寺周辺は水没しているものの、墓地となっている小山が浸水していない様子を描写している。ここから、大圓寺門前を安政津波の到達点とした。



図3-10-⑦-4 「安政地震津波災害絵図」に描かれる大円寺付近（左・浸水時）

iv) 旧気賀関所跡付近

気賀関所は、姫街道の監視を目的として東海道設置当初より設置された。「安政地震津波災害絵図」（図3-10-⑦-5）をみると、津波の際、気賀の町は大半が水没しているが、気賀関所の門前で津波が止まっている様子が描かれている。ここから、旧気賀関所の門前を安政津波の到達点とした。

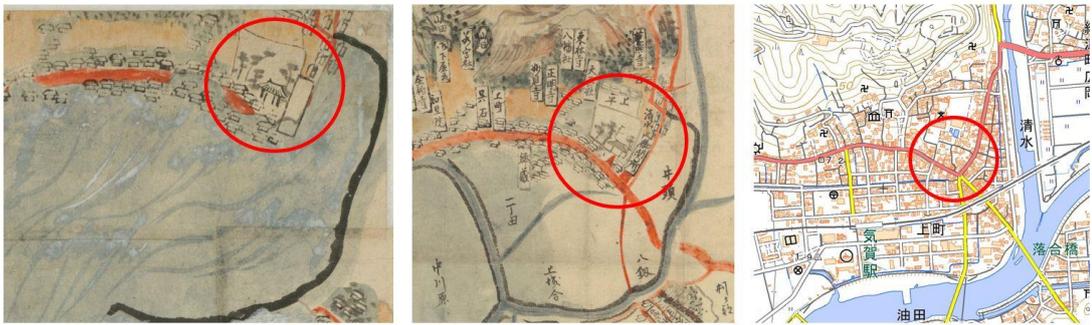


図3-10-⑦-5 「安政地震津波災害絵図」に描かれる旧気賀関所付近（左・浸水時）

v) 気賀字葎本・二ノ宮社付近

気賀字葎本に位置する二宮神社付近は、「安政地震津波災害絵図」（図3-10-⑦-6）に「小森沢」と記されており、浸水時の絵には、ここの姫街道が水没している様子が描写されている。ここから、二ノ宮神社付近を安政津波の到達点とした。

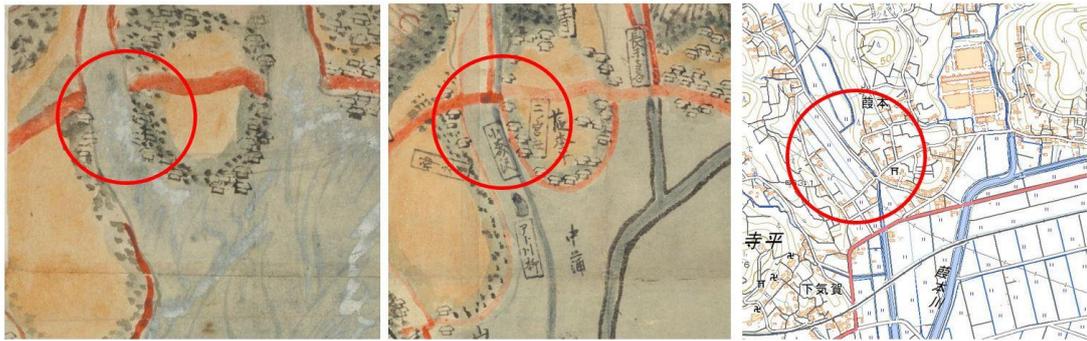


図 3-10-⑦-6 「安政地震津波災害絵図」に描かれる二ノ宮社付近（左・浸水時）

vi) 気賀字岩根付近

気賀字岩根は、「安政地震津波災害絵図」（図 3-10-⑦-7）に「岩根沢」と記されている。津波時の描写をみると、岩根沢を通過し、さらに西へ向かう姫街道の分岐点の直前まで津波が到達していることが描かれている。ここから、気賀字岩根の姫街道を安政津波の到達点とした。



図 3-10-⑦-7 「安政地震津波災害絵図」に描かれる気賀字岩根（左・浸水時）

3) 静岡県沿岸における安政東海地震の津波痕跡調査

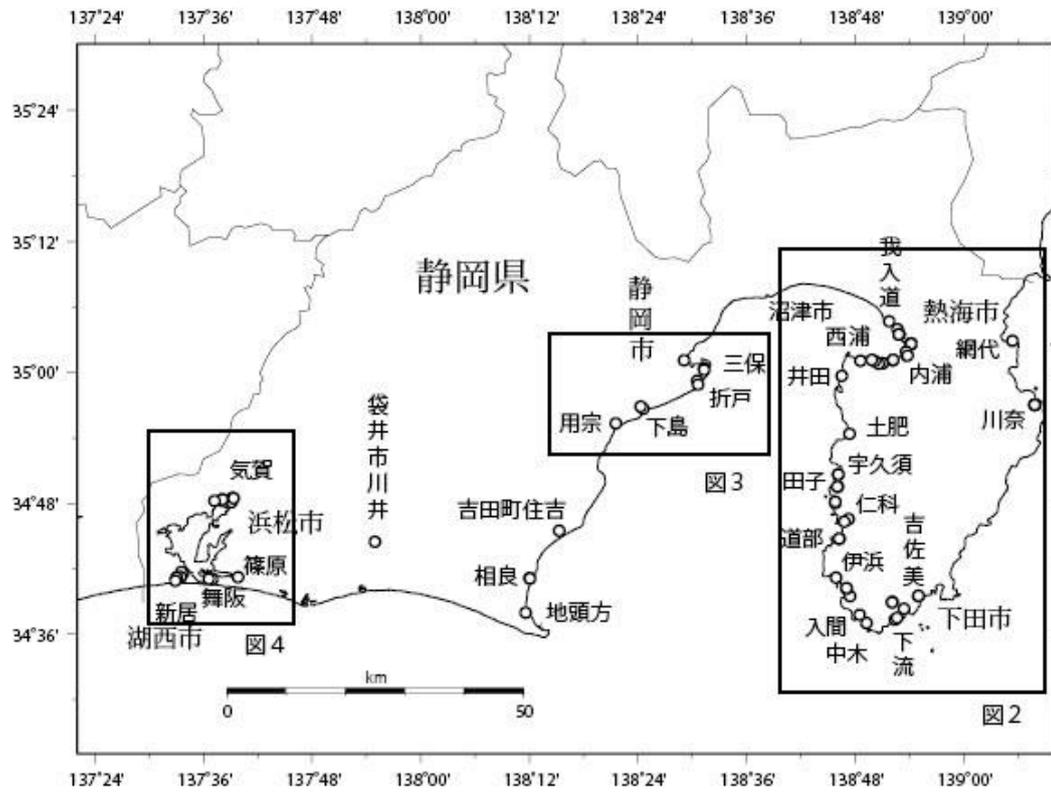
本業務では、1854 年 11 月 4 日の午前 9 時ごろに発生した安政東海地震の津波を中心に調査を行った。この津波に関しては、羽鳥（1975、1977、1980）の報告が行われており、都司・斎藤（2014）が、古記録や伝承に基づいた現地調査によるかなり詳細な調査報告がある。しかし、この報告は、この報告が書かれた 2014 年から 29 年もさかのぼった 1985 年ころ行われた現地調査によるものである。また同じころ、都司・斎藤（1985）は当時の戸田村の村会議員を勤められた斎藤弘士氏とともに沼津市の内浦、西浦、および戸田の詳細調査を行った。これらの現地測量には、ハンドレベルで行われた場所が多く、衛星を利用した GPS による標高測定より精度が劣ることは明らかである。このため、本業務では(1)節で抽出した史料、これらの報告で取り扱っている痕跡点に加え、「新収史料」などによって新たに紹介された史料の解釈によって痕跡位置が特定できた地点において、GNSS 計測によって高精度で再評価した。ただし羽鳥（1977）

で述べられている下田市街地や沼津市内浦湾の津波痕跡については、当時専門的な土木測定技術者によって精密なトランシットによる測量が行われているため、本業務では再測定していない。

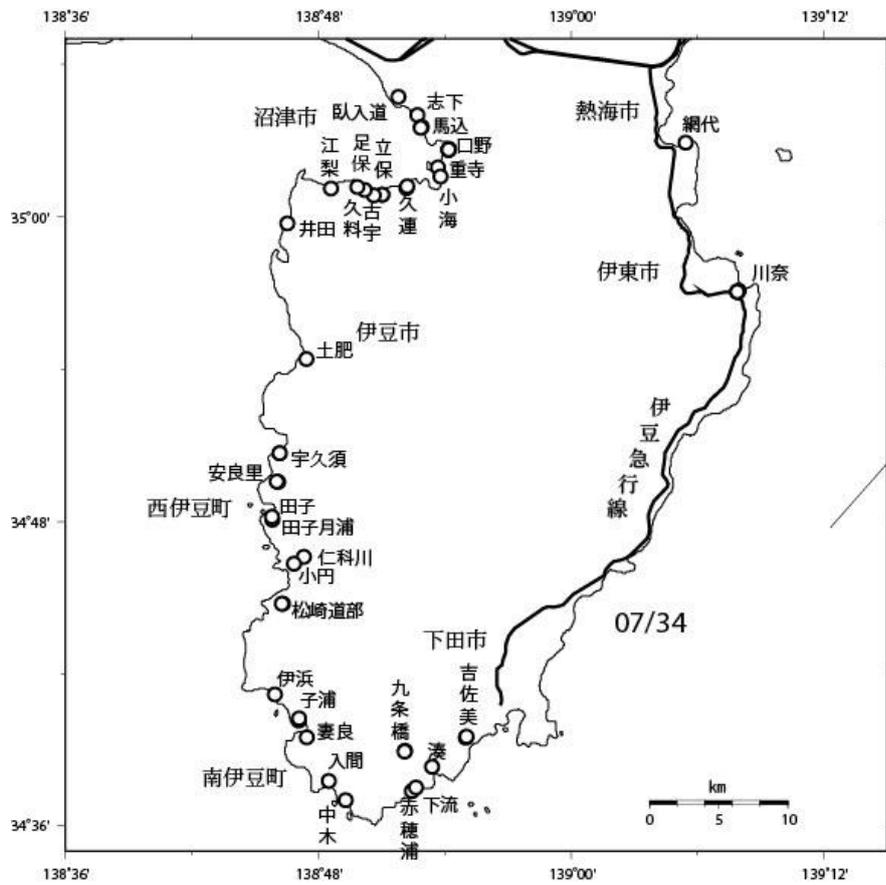
i) 津波痕跡調査

本業務で調査を実施した痕跡点位置を図 3-10-⑦-8 に示す。図から、伊豆半島沿岸、駿河湾沿岸および浜名湖周辺では痕跡情報が残されているが、遠州灘沿岸では、極端に痕跡点が少ないことがわかる。遠州灘では宝永地震時に大規模な隆起が生じたため、宝永地震以降、沿岸の土地利用が減少した結果として、安政東海地震による津波被害の記録が残らなかったと考えられる。遠州灘で残された津波の記録は沿岸から 5 km 以上内陸の川井における漁船漂着のみである。

本業務で行った津波痕跡調査地点は 50 カ所となった。ここでは、津波痕跡として重要な地点のみ記すことにする。

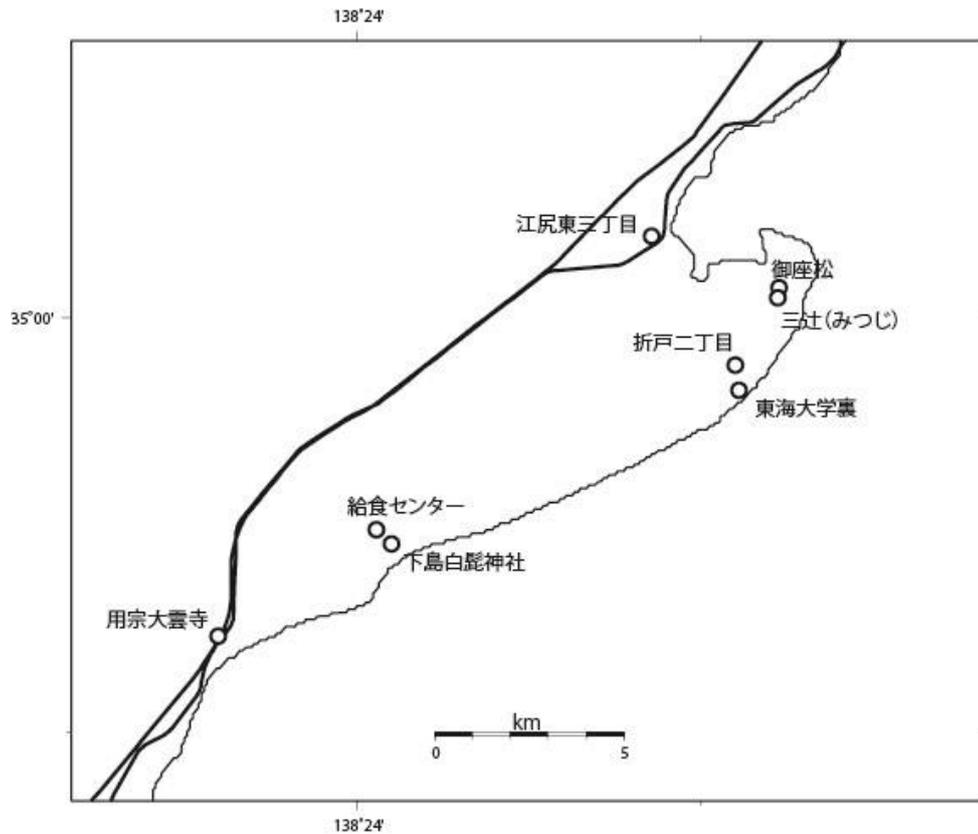


(a) 静岡県全体

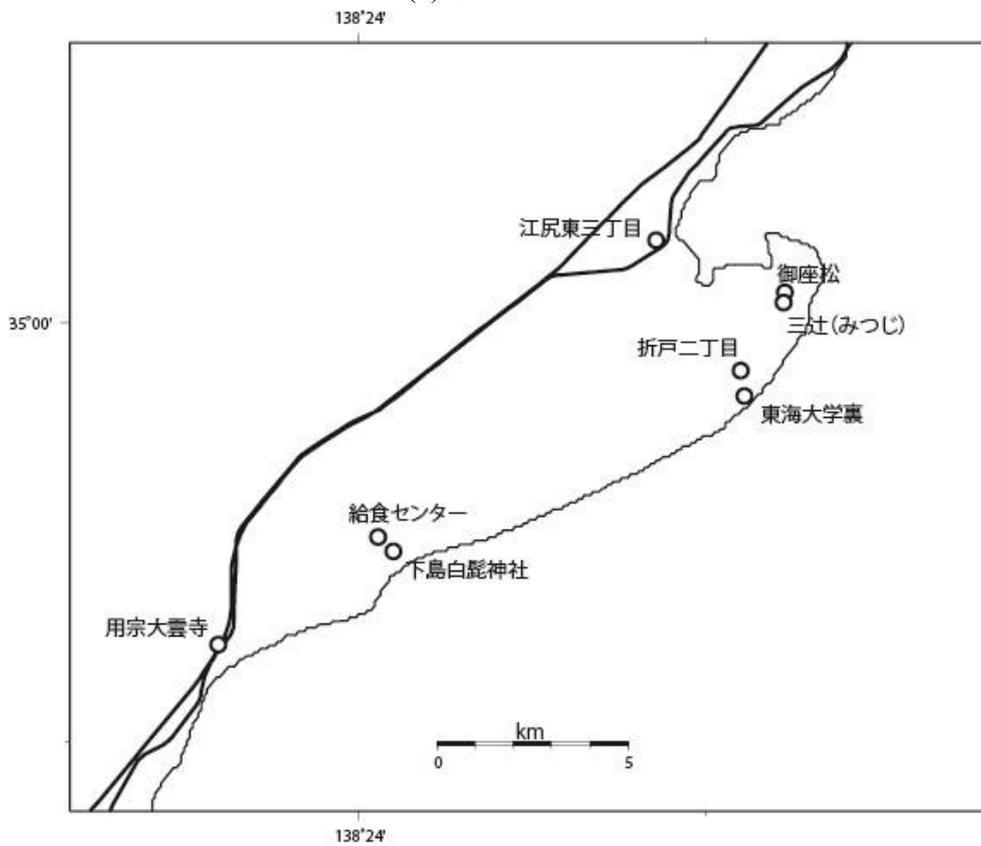


(b) 伊豆半島

図3-10-⑦-8 本研究の調査地点配置図 (その1)



(c) 静岡市沿岸



(d) 浜名湖周辺

図 3-10-⑦-8 本研究の調査地点配置図 (その 2)

a) 南伊豆町入間

『伊豆半島地震史料』には、南伊豆町入間に関して次の記載がある。「入間の外岡（とのおか）新吾氏宅は以前名主を務め、種々の記録ありしも安政の津波に流亡して仕舞ったが、此の記録を惜んで取りに行きし同氏中祖は、何度目かの津浪に頭髪を木の枝に引掛け残し、まゝ身体は行方知れずとなった」。この記録に現れる外岡家というのは、入間の最西端に位置する中世から伝わる豪壮な家のことであって、2019年現在の当主は外岡盛泰氏である。同家に伝えられた話によると、上の伝承に言う「木」とは同家の北側にあるビャク杉（カイズカイブキ）の巨木（図3-10-⑦-9の写真参照）のことであって、先祖は髪をこの木の枝に残したまま体は津波に持って行かれた、という悲劇を伝えている。このとき残された髪はビャク杉の直下の壁面に、貝殻に封じて保存してある。この伝承に基づき、同家の地面標高を測定したところ、13.0mと言う値を得た。この地面からこの家の祖先の毛髪が引っかかっていたという最も下の枝の標高を測定して、この時の津波遡上高は15.7mとする。



図3-10-⑦-9 南伊豆町入間の外岡家北側ビャク杉。左下写真祠に下のコンクリート壁面に貝殻が貼り付けられている。なかに、先祖の毛髪が封じ込められている。写真上方に覆い被さっているのがビャク杉。写真右下に中央上部にビャク杉の巨木が写っている。

b) 沼津市口野

重寺から海岸線を北にたどって行くと、途中小岬を過ぎると駿河国に入る。ここで節を分けるのは、この国境を境に支配関係が急変して、文書が断絶し、「急回状」などの相互連絡もほとんど遮断されるからである。伊豆国は菰山代官所・江川太郎左衛門の支配下であり、駿河国に入った途端に駿河国沼津藩水野氏の支配下にはいる。

口野では安政の津波は石井実邸の背後のゆるい傾斜の小平地上端の石垣（図3-10-⑦-10）の根元まで来たと伝えられている。この標高を測定すると、6.5 mが得られた。この数値を口野での津波浸水高さとする。なお、同氏宅玄関壁面には安政津波の痕跡がみられる。



図3-10-⑦-10 沼津市口野の石井実邸（下右）と背後の平地と石垣。

c) 静岡県清水区三保

静岡市清水区三保の遠藤氏文書『三保村用事覚』（新収 日本地震史料 第五巻別巻五ノ一）によると、「和中より大津波あがり、御宮道・三辻より五左松の間は一面に深さ三四尺（0.9~1.2m）打込み、男女とも御宮へ逃げ四五日は家に帰れなかった」と記されている。この文の出てくる五左松（ごさまつ）は、現在は御座松と書かれ、三保の妙蔵寺の北側の道を西に約100m進んだ交差点で、地面標高は2.4mであった。ここで「深さ三四尺（約1m）」というのであるから、ここでの津波浸水高さは3.4mとな

る（図3-10-⑦-11）。

三辻（みつじ）は御座松から500mほど南の交差点で、南北に走る道に北西方向から斜めに交差してくる地点である。地面標高は3.3mであったので、この出の津波冠水を1.0mとして、ここでの津波浸水高さは4.3mとなる。



図3-10-⑦-11 静岡市清水区三保の安政津波の浸水高測定。下左写真が御座松交差点 下右写真が三辻。

d) 牧之原市相良

牧之原市相良は田沼氏の城下町である。萩間川が天然の良港の役目をはたして、輸送船の停泊地として栄えていた。萩間川では境橋のところ津波があふれ、船が打ち上がったと伝えられる。この船は小さな漁船ではなく、米や魚を国内輸送する船であったはずである。喫水線から船の最下端まで1.0mかそれ以上あったはずであるので、この橋付近で地上1.0mかそれ以上の冠水があったはずである。我々は境橋と標高がほぼ等しい大和神社の境内の地面標高を測定したところ、3.5mの値を得た。したが

ってこの場所での津波浸水高さは4.5mと推定する（図3-10-⑦-12）。

相良の市街地の中に浸水限界と伝承する場所があり（図3-10-⑦-12）、ここで地面標高を測定したところ4.7mの値を得た。この値をここでの津波遡上高さと推定する。



図3-10-⑦-12 牧之原市相良の大和神社での津波標高測定。

e) 牧之原市地頭方

都司・斎藤（2014）には牧之原市地頭方に「サンボラ屋敷」、および「サンボラ井戸」の伝承が記載されている。すなわち、安政津波の時に海水がある家に浸水し、津波の後に見に行くとボラが3匹井戸に取り残されていたと伝えられている。1985年の調査では、その場所は郵便局と駐在所の中間地点である、という図が掲載されていた。郵便局は当時のまま元の位置にあったが、駐在所はなくなっていた。しかしながら、地図の示す地点にほぼサンボラ井戸と認められる井戸が見つかった、この井戸の地面標高は4.6mであった。この値をここでの津波遡上高と推定する（図3-10-⑦-13）。



図3-10-⑦-13 牧之原市地頭方のサンボラ井戸での標高測定の光景

f) 袋井市川井への津波遡上

静岡県中央部は海岸が砂丘であって、人の住む集落は海岸線上にはほとんど存在しない。このため、津波到達点に関する情報は極めて少ない。唯一、太田川をさかのぼった安政津波が、支流の原野谷川をさらにさかのぼって、袋井市川井に達したという記録がある。すなわち『広報ふくろい』(158号)に引用された『鈴木伊右衛門翁手記』に「川井村に大船寄せ合って行き留まる」と記録されている。

原野谷川が川井にもっとも接近する点で川の水面標高を測定した結果、2.9mの値を得た(図3-10-⑦-14)。大船が「寄せ合って行き留まる」であって「打ち揚げた」わけではないので、喫水線下の船最下点までの長さの値を加えることはしない。2.9mをここでの津波遡上高さとする。

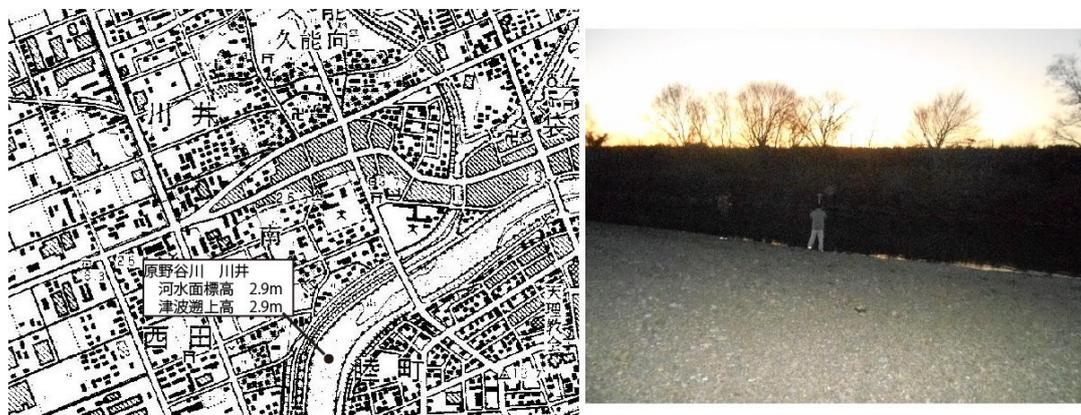


図3-10-⑦-14 太田川支流の原野谷川の袋井市川井点での河面。

g) 浜松市気賀 油田 大円寺

2節 iii)で検討したとおり、「安政地震津波災害絵図」では、津波が押し寄せてきた際、大円寺周辺は水没しているものの、墓地となっている小山が浸水していない様子を描写している。ここから、大円寺門前を安政津波の到達点とした。ここの敷地の標高は2.7mであった(図3-10-⑦-15)。この値をここでの津波遡上高とする。

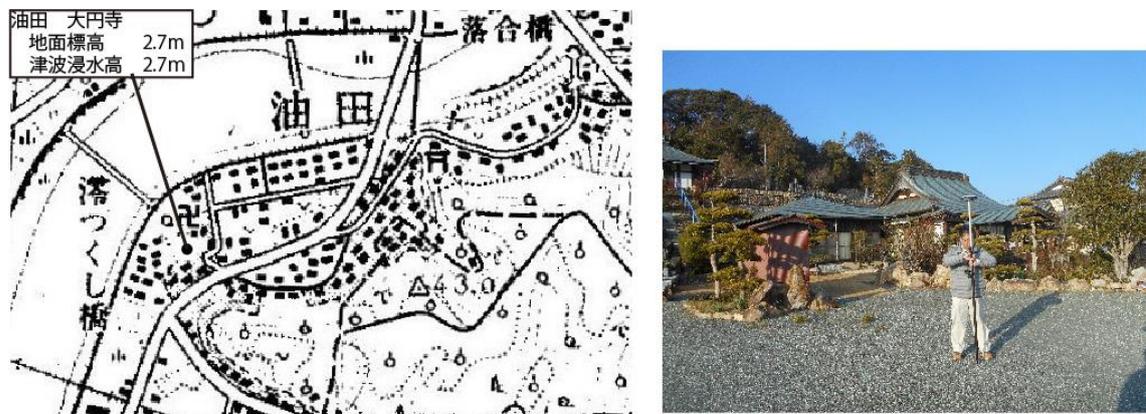


図3-10-⑦-15 浜松市気賀油田 大円寺での標高測定作業

ii) 津波痕跡位置とその津波高分布

図3-10-⑦-16に東海（静岡県、愛知県、三重県、静岡県）沿岸の津波痕跡高分布を示す。図には、本業務で得られた痕跡点に加えて、羽鳥（1975、1977、1980）、都司・他（1991）、都司・他（1996）、行谷・都司（2005）、都司・他（2014）、矢沼・他（2017）、今井・他（2017）も含めて検討を行った。史料精査から明らかになった安政東海地震津波の津波痕跡高さ分布には2つのピークがあり、志摩半島東端の国崎で22mに達していた。もう一つのピークは、伊豆半島南東の入間で、津波痕跡高さが15mを超えていた。これらの情報は安政東海地震の津波源を再検討するための非常に重要な手がかりとなる。

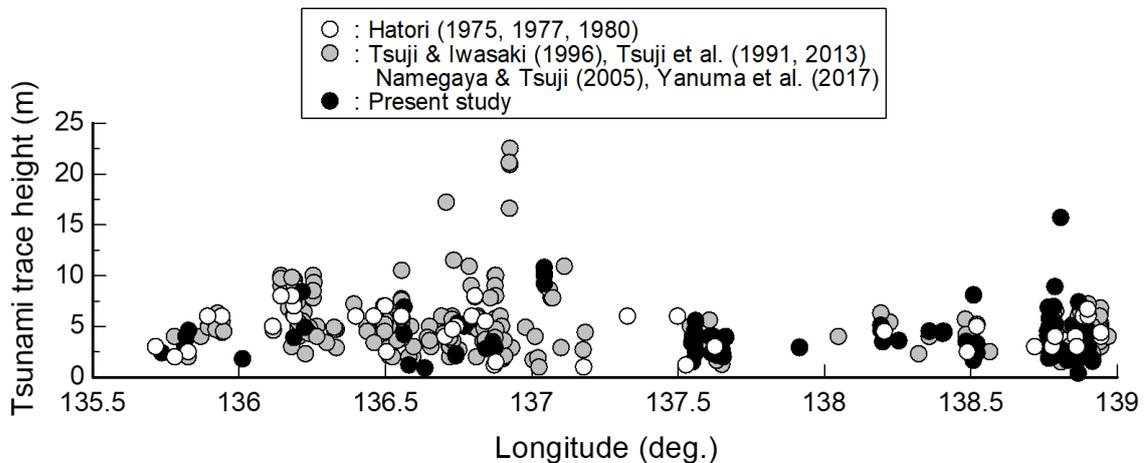


図3-10-⑦-16 東海（静岡県、愛知県、三重県、静岡県）沿岸の津波痕跡高分布

(c) 結論ならびに今後の課題

951冊の自治体史・郷土史・災害関係資料から1854年安政東海津波に関する記述について170地点を抽出した。86件について現在その位置が確認でき、19地点についてはそのおおよその位置が判明した。

本調査においては、絵図史料に描かれているランドマークと、今日残されている史跡・遺構の位置関係から、いくつかの津波到達点を特定した。なお、「安政地震津波災害絵図」からは、名称が記入されていないものの、街道や河川の位置関係からなお複数の津波到達点を明らかにできる可能性を示した。

史料精査から明らかになった安政東海地震津波の津波痕跡高さ分布には2つのピークがあり、志摩半島東端の国崎で22mに達していた。もう一つのピークは、伊豆半島南東の入間で、津波痕跡高さが15mを超えていた。これらの情報は安政東海地震の津波源を再検討するための非常に重要な手がかりとなる。

今後はこれらの津波痕跡情報に基づいて、安政東海地震の波源推定を行う。

(d) 引用文献

羽鳥徳太郎，明応7年，慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源，東京大学地震

- 研究所彙報, 50, 171-185, 1975.
- 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, 407-439, 1977.
- 羽鳥徳太郎, 大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査, 東京大学地震研究所彙報, 55, 505-535, 1980.
- 今井健太郎・石橋正信・行谷佑一・蝦名裕一, 新たな史料に基づく和歌山県沿岸における安政東海・南海地震の津波痕跡調査, 津波工学研究報告, 33, 121-130, 2017.
- 児玉幸多, 五街道分限延絵図全百巻之内 東海道分間延絵図 第十一巻 解説編, 東京美術, 30-31, 1986.
- 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.
- 静岡県, 静岡県史別編2 自然災害誌, 静岡県編集・発行, 466-468, 1996.
- 都司嘉宣・日野貴之・矢沼隆・岩崎伸一・北原糸子, 安政東海地震津波(1854 XII 23)の浸水高の精密調査, 歴史地震, 7, 43-55, 1991.
- 都司嘉宣, 岩崎伸一, 和歌山沿岸の安政南海津波(1854)について, 歴史地震, 12, 169-187, 1996.
- 都司嘉宣・斎藤弘士, 地元史料で見る沼津市, 戸田村の津波の歴史, 月刊地球, 74, 192-203, 1985.
- 都司嘉宣・斎藤 晃, 静岡県沿岸での安政東海地震津波(81854)の浸水高分布, 津波工学研究報告, 31, 293-311, 2014.
- 矢沼隆・都司嘉宣・石塚伸太郎・上野操子・松岡祐也・小田桐(白石)睦弥・佐藤雅美・芳賀弥生・今村文彦, 紀伊半島南岸における宝永地震津波(1707), 安政南海地震津波(1854)及び安政東海地震津波(1854)の津波高現地調査, 津波工学研究報告, 34, 135-182, 2017.

(3) 平成31年度業務計画案

本研究で進めた地震発生サイクルシミュレーション、史料・津波堆積物調査、海域構造探査、そして海陸地殻変動観測の結果を総括し、南海トラフ巨大地震の発生履歴と連動性とその不確定性を明確化する。そして、現在のプレート固着状態と、昭和東南海・南海地震以降の応力蓄積状況の推定に基づいて、次に起きうる可能性の高い想定震源モデルと地震発生シナリオを明確化する。そして、この地震による強震動と津波ハザードを、バラツキの幅を含めて評価する。

また、本研究成果を発展させ、「(d) データ活用予測研究」で整備するプレート境界状態モニタリング・地震発生予測システムによる地震発生可能性の評価を受けて、想定される地震ハザードを含めて評価する、総合的な防災システムの実現可能性を検討する。また、地震発生直後の震源域の詳細把握と、強震動・津波浸水・地殻変動等による被害即時推定、そして、大規模余震・誘発地震の発生可能性とその地震ハザードを、リアルタイム観測と高速計算に基づき即座に把握する、新たな応急対応・防災システムの今後5～10年を見越した将来展望を示す。