

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災害科学国際研究所	教授	日野亮太
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	准教授 准教授	太田雄策 内田直希
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授 准教授	平原和朗 宮崎真一
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授 准教授	西村卓也 伊藤喜宏
国立大学法人名古屋大学 減災連携研究センター	教授	鷺谷威
国立大学法人名古屋大学大学院 環境学研究科附属地震火山研究センター	教授 助教	古本宗充 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 特任研究員 技術研究員	堀高峰 中田令子 兵藤守 有吉慶介

(c) 業務の目的

- ・地殻変動観測データのコンパイルと解析、データベース化

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

- ・プレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行

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

- ・逐次データ同化手法の改良

精度の異なる複数データを用いる場合の尤度評価やリアルタイムでデータを取り

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

(d) 8か年の年次実施業務の要約

平成 25 年度:

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

平成 26 年度:

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

平成 27 年度 :

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

平成 28 年度 :

前年度に引き続き、東北地方太平洋沖地震前後のデータを解析し、シミュレーションデータベースを増強し、データ同化手法の模擬テストを行う。更に西南日本および南西諸島における、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する。

平成 29～30 年度 :

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

平成 31～32 年度 :

模擬テスト結果や手法改良研究にもとづいて同化手法の改善を進めるとともに、南海トラフならびに日本海溝において、リアルタイム予測試行実験を行い、

予測の問題点を整理する。また、地殻変動・相似地震と地震活動データを用いた同化システムのプロトタイプを構築する。

(e) 平成 27 年度業務目的

昨年に引き続き、余効すべり・ゆっくり滑りデータ同化手法を開発し、八重山や豊後水道ゆっくり滑りの観測データを整理して、観測データをシミュレーションデータベースと比較するための研究開発を行う。また、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）の再現性を向上させるとともに、予測実験の試行を進める。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。

(2)平成 27 年度成果

①地殻変動データ整備および東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

(a) 業務の要約

1)東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

2011 年東北沖地震時と地震後の GEONET や海底地殻変動観測によって観測された余効地殻変動データを用いてプレート境界面上の余効すべりの時空間分布を求めた。この余効変動解析は粘弾性応答を同時に考慮した余効すべりインバージョン解析を実施することで、粘弾性緩和に起因する余効変動を除いたプレート境界面上の余効すべりを推定し、余震活動や粘弾性の影響を評価した。

2)地殻変動データの整備

a) 西南日本

西南日本の南海トラフ沿いの過去の大地震に起因する余効変動は定性的には地震後の余効すべりに起因する地殻変動と、主に上部マントルで生じる粘弾性緩和がある。これらの余効変動を解析することで、上部マントルの粘性率等の情報を取得することができる。西南日本の過去の地殻変動を評価するために、有限要素法により三次元地下構造を表現し、粘弾性応答に起因する情報を引き出し、上部マントルの粘性率等について評価した。

b) 南西諸島

南西諸島沿いの琉球海溝からフィリピン海プレートが沈み込んでいるが、プレート間固着は弱いとされてきた。しかしながら、測地学的なアプローチからのプレート間の固着は明らかにされていないため、海溝型地震の長期評価もされていない。そのため、喜界島での水準測量による傾斜速度の測定と横当島による GPS 観測を実施することで、プレート境界に直交する喜界島・奄美大島・横当島の測線にてプレート間の固着を評価した。さらに、この領域の二次元断面を有限要素法によりモデル化し、長期間の地殻変動時系列再現することで、喜界島の海岸段丘の定量的な評価を実施し、過去の大地震の発生履歴について評価した。

(b) 業務の実施方法

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

2011年3月11日に東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) が発生した。この地震による地殻変動が GEONET や海底地殻変動観測点により観測されており、地震時には日本列島が東向きに変動した。地震後の変動は陸上の観測点では東向きの変動であるが、「宮城沖1」などの海底地殻変動観測点では西向きの変動を示している。これらの地殻変動時系列を説明するために、余効すべりと粘弾性応答の2つの現象を同時に考慮し、GEONET と海底地殻変動観測のデータを時空間インバージョン解析することで、2011年東北沖地震の地震時、地震後のすべりの時空間分布を推定する。粘弾性応答関数は、三次元的なプレートの沈み込みの形状や地殻・マントルなどの物性値を考慮した上で有限要素法を用いて作成した。本研究では東日本の $2600 \times 1500 \times 400\text{km}$ の領域をモデル化し、上部マントルの粘性率は Ohzono et al. (2012) を参考に $4.0 \times 10^{18}\text{Pa} \cdot \text{s}$ を採用した。

2) 地殻変動データの整備

a) 西南日本

長期的地殻変動には1944年東南海地震・1946年南海地震の余効変動が含まれており、定性的には余効すべりと上部マントルの粘弾性応答で説明できる。しかしながら、これらの解析は成層構造を持つ一次元地下構造を仮定しており、海洋プレートが沈み込む複雑な地形や地下構造は反映されていない。そのため、地形、フィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込み形状、モホ面形状、地球の曲率、地震波トモグラフィによる3次元不均質弾性パラメータ等を考慮した三次元有限要素モデルを作成し(図3-9-①-1、図3-9-①-2)、1944年東南海地震と1946年南海地震に伴う余効変動について解析を行った。

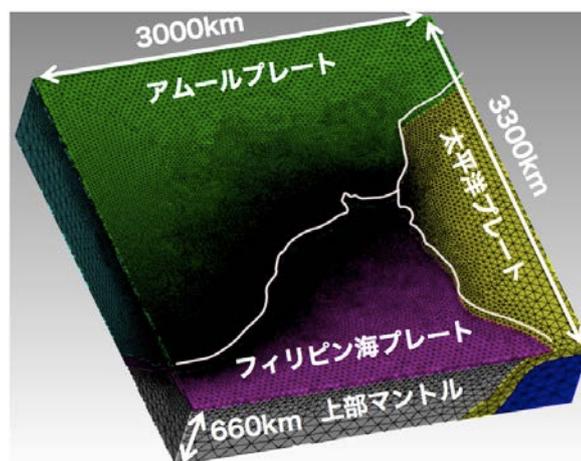


図 3-9-①-1 三次元有限要素法により表現された日本列島近郊のメッシュ図。

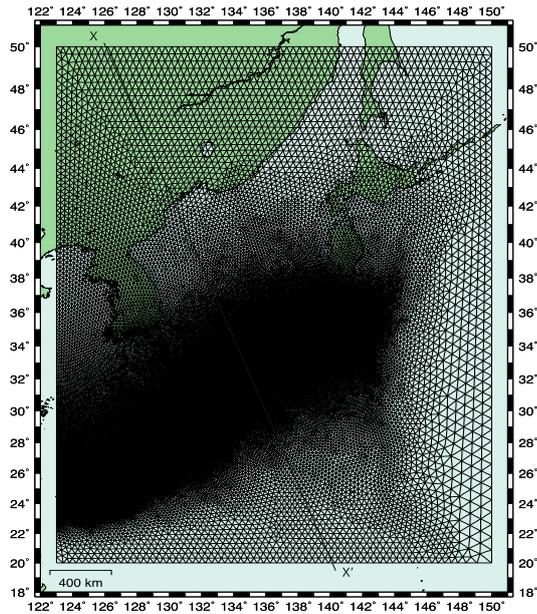


図 3-9-①-2 有限要素メッシュを作成した領域

1944年東南海・1946年南海地震の滑り分布には Sagiya and Thatcher (1999)を採用し、それらの弾性・粘弾性応答を有限要素法にて計算した(図 3-9-①-3、図 3-9-①-4)。地震発生域の近傍で大きな粘弾性応答が得られたが、太平洋側の沈み込み帯の近傍は余効すべりや固着の回復に伴う地殻変動の影響が大きいことから、これらの分離には詳細なモデル化が必要となる。一方、日本海側と瀬戸内海地域では余効すべりや固着に伴う地殻変動の影響は小さく、弾性応答は 1 mm/yr 以下であることを確認した。よって、日本海側と瀬戸内海地域に現れる地殻変動パターンは粘弾性応答であると仮定して、地下の粘性構造を推定した。しかし、日本海側の地殻変動は小さいことから検潮データを用いた長期的な地殻変動と比較すると、温暖化に伴う海水面変動を考慮する必要がある。

これらの補正には、Kato and Tsumura (1979)の手法に加えて、海水面の温度から海水面変動量を推定して補正する必要がある。ここで、海水の膨張係数(α)と海水面温度(ΔT)から下記のように海水面変動量(H_s)を推定した。

$$H_s = \alpha \beta D \Delta T$$

ここで、 β は全球の海水面温度と 700 m 以浅の表層海水温度の観測データから海水の温度効率で、 D は水深である。これらの計算の結果、海水温変化に伴う日本海側の海水面変動は約 2.0 mm/yr の海面上昇があると推定された。それらの値により地殻変動の補正を行い、有限要素法により推定された地殻変動時系列と比較をすることで、地下のレオロジーに関する情報を引き出すことを行った。

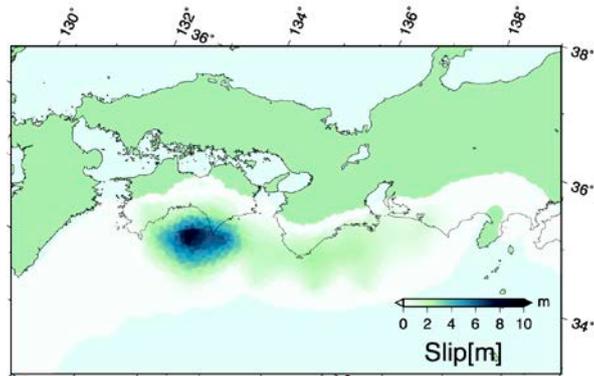


図 3-9-①-3 本研究で用いた南海・東南海地震のすべり分布

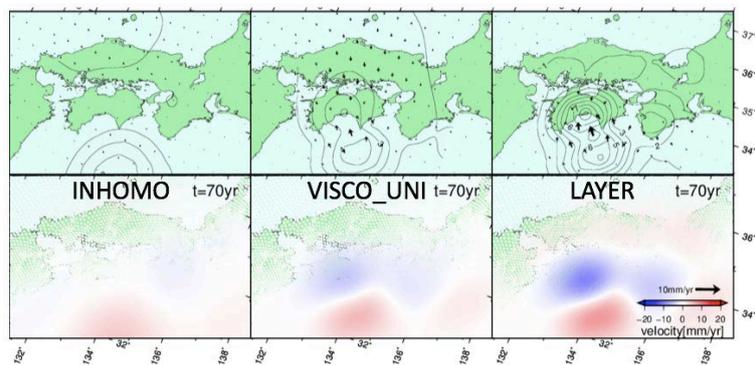


図 3-9-①-4 地震後 70 年後の粘弾性応答速度。上段：水平速度、下段：上下動速度。左コラム：不均質構造、中コラム：粘性率一定、右コラム：層構造

b)南西諸島

2013 年 9 月から横当島（無人島）にて GNSS 観測点を設置し、沖縄トラフの拡大と琉球海溝からのフィリピン海プレートの沈み込みの影響を観測する。また、喜界島は南西諸島内でも琉球海溝に最も近い島であるため、喜界島内の水準測量を実施することで、喜界島内の傾斜速度を測量し、プレート間カップリングを評価する基礎情報とする（図 3-9-①-5）。これらの観測結果により奄美大島の近海におけるプレート間カップリングを推定し、それらの情報をもとに二次元有限要素法を用いてプレートの沈み込みを表現し、長期的地殻変動を再現した。それらの結果から、海岸段丘を説明できるモデルを作成し、海岸段丘からプレートの固着の情報やプレートの形状に関する情報などについて考察を行った。

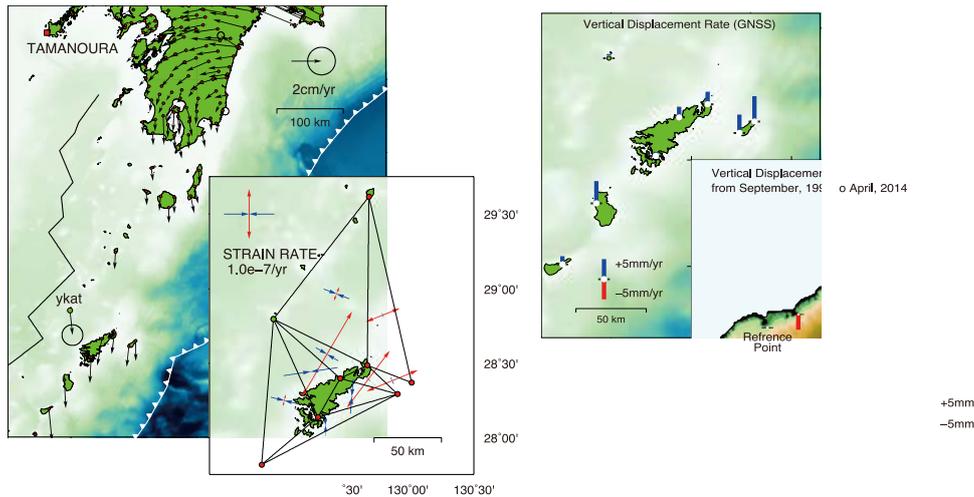


図 3-9-①-5 GNSS 観測・水準測量によって得られた地殻変動速度分布。左上：広域的な水平変動（固定点は玉之浦）。左下：喜界島周辺の歪分布。右上：奄美大島近郊の GNSS 観測結果。右下：喜界島内の水準測量結果。

(c) 業務の成果

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

地殻変動データは GEONET と海底地殻変動観測点から得られた結果を用いた。余効すべりの時空間分布は、粘弾性を考慮する場合としない場合では大きな違いが生じた。余効すべりの大きさは粘弾性を考慮した解析の場合は地震後 2.5 年間で最大で 2 m に達し、粘弾性を考慮しない場合では最大で 4 m に達した。このことから上部マントルの粘弾性応答に起因する地殻変動の影響は大きく、逆解析にて考慮する必要がある。

2) 地殻変動データの整備

a) 西南日本

有限要素法により複数の地下構造を設定し、レオロ

表 3-9-①-1 本研究で検討した構造モデル

モデル	スラブ	粘性率	地形	弾性パラメタ
INHOMO	○	不均質	DEM	不均質
VISCO_UNI	○	一様	DEM	不均質
LAYER	—	一様	平面	一様

表 3-9-①-2 各モデルで設定した弾性パラメタ

INHOMO・VISCO_UNI		
深さ	地震波速度構造	密度
0 ~ 410km	日本列島下の三次元地震波速度構造 (Matsubara and Obara [2011])	ガードナーの式 $\rho = 0.31V_p^{0.25}$ (Gardner <i>et al.</i> [1974])
410 ~ 660km	PREM (Preliminary Reference Earth Model) (Deziewonski and Anderson [1981])	
LAYER		
0 ~ 660km	$V_p = 8100 \text{ m/s}$ $V_s = 4500 \text{ m/s}$	3000 kg/m^3

ジーモデルの検討を実施した（表 3-9-①-1、表 3-9-①-2）。INHOMO、モデルは粘性率（ η ）が深さ（ z ）に依存するレオロジーモデルを採用しており、表層から 410 km までは下記の関係式より粘性率を設定した。

$$\eta = \eta_0 \exp(z/b),$$

$$b=60, \eta_0=1 \times 10^{20}$$

ここで、 b と η_0 は Karato and Jung (2003) の岩石実験結果を採用している。

これらのモデルによる粘弾性応答と検潮の観測を比較した結果を図 3-9-①-6 に示す。これらの結果から、3つのモデルの中では LAYER モデルが最も観測データを説明できず、上下動の極性が一致しないという結果が得られた。一方、プレート形状を考慮したモデル（INHOMO, VISCO_UNI）は観測データをよく説明するが、2つのモデルにおいて観測データとの残差には優位な差は見られなかったため、粘性率の深さ依存モデルの優位性を確認するためには、上下変動だけでなく水平変動について検討する必要がある。

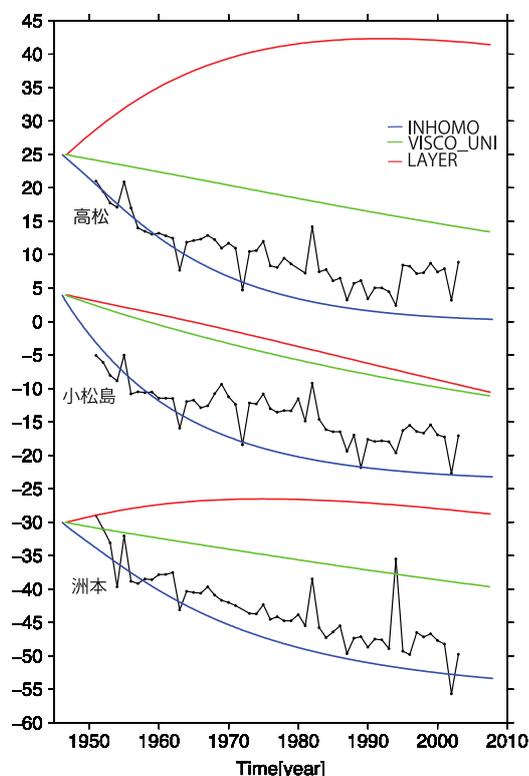


図 3-9-①-6 有限要素法の各モデルによって推定された粘弾性応答と瀬戸内海地域の海水面変動から推定された上下動変動（黒色）。色のついた実線は有限要素法によって推定された粘弾性応答。縦軸のスケールはセンチメートル。

b) 南西諸島

南西諸島の横当島・奄美諸島・喜界島近辺でのプレート間カップリングレートは小さく、最大で 2 cm/yr であり、平均的には 5 mm/yr 程度であった。これらの情報をもとに、有限要素法により過去 8000 年の地殻変動を再現し、喜界島内の海岸段丘を再現する地殻変動時系列の生成に成功した（図 3-9-①-7、図 3-9-①-8）。これらの地殻変動解析結

果により、粘弾性応答が海岸段丘の生成に重要な役割を果たしていることが明らかになった。このことは、海岸段丘から過去の地震の痕跡を調査する際には、粘弾性応答を考慮する必要があることを示唆している。

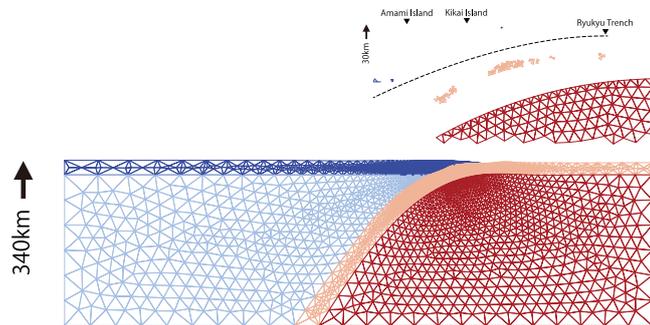


図 3-9-①-7 奄美大島近辺の有限要素モデル。

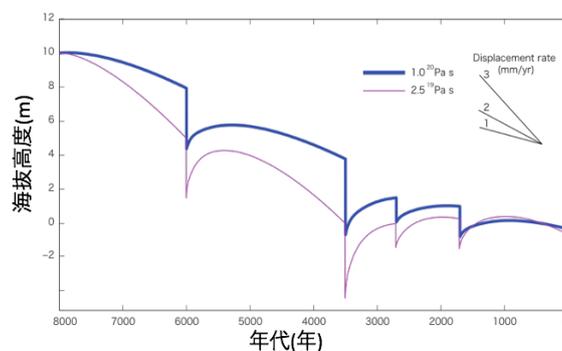


図 3-9-①-8 有限要素法により過去 8000 年の地殻変動時系列を生成し喜界島内の海岸段丘と比較した。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

GEONET および海底地殻変動観測にて観測された 2011 年東北沖地震の余効変動から、三次元構造を考慮した上でのアセノスフェアの粘弾性応答を考慮して余効すべりの時空間分布を求めた。その結果、粘弾性応答を考慮する場合としない場合では大きな余効すべりの時空間分布に大きな違いが確認できた。また、「宮城沖 1」などの海底地殻変動観測点によって観測された西向き海底地殻変動も説明可能である。しかし、まだレオロジー構造の選択などの課題は残っており、今後の課題である。

2) 地殻変動データの整備

a) 西南日本

広域の有限要素モデルを構築し、1944 年と 1946 年の南海トラフ沿い地震に対する粘弾性応答を見積もりレイヤー構造では検潮データを説明できないことを示した。今後は、水平変動の観測データを用いて検証していく必要がある。

b) 南西諸島

奄美大島近郊の地殻変動を調査し、それらの結果から弱いカップリングが確認でき

た。それらの結果を用いて、二次元の有限要素モデルを構築し、過去 8000 年の地殻変動時系列を生成した。その結果、喜界島内の河岸段丘は過去の地震によって生成できることを示した。また、それらの解析結果から過去の地震において河岸段丘の生成に粘弾性応答が重要な役割を果たしていることがわかった。今後、河岸段丘の精査により、この地域のレオロジー特性について新たな知見を得る可能性があると言える。

(e) 引用文献

- 1) Ohzono, M., Ohta, Y., Iinuma, T., Miura, S., Muto, J., (2012). Geodetic evidence of viscoelastic relaxation after the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, *Earth Planets and Space*, 64 (9), 759–764.
- 2) Sagiya, T., and W. Thatcher (1999), Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, 1111–1129.
- 3) Kato, T., and K. Tsumura (1979), Vertical land movement in Japan as deduced from tidal records (1951-1978), (Japanese with English abstract), *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 54, 559-628
- 4) Karato and Jung (2003), Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine, *Philosophical Magazine*, 83 (3), 401-414
- 5) Matsubara, M. and K. Obara (2011), The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, 663-667
- 6) Gardner, G.H.F. et al. (1974). Formation velocity and density -- the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, 39: 770–780.
- 7) Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson (1981) Preliminary Reference Earth Model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356

② 東北地方太平洋沖地震前後の地殻活動の特徴抽出

(a) 業務の要約

東北地方の海陸地殻変動観測・地震データを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以前および以降に発生したプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測実験を継続して進めた。今年度は、昨年度に引き続き過去の地震やゆっくりすべりの観測データの整理を行うとともに、東北地方太平洋沖地震に伴う内陸地殻応答についてのデータの整理を進めた。その結果、2011 年東北地方太平洋沖地震前の 10 年スケールでの固着のゆるみを GPS のみならず小繰り返し地震から確実に存在することを確認した。さらに、東北沖地震の震源域でのメカニズムタイプ別の発生割合の時間変化を調べ、その時間変化と b 値の時間変化に良い対応があることを見出した。また、長期間における小繰り返し地震および GPS データの解析により、東北日本のプレート境界での非地震性すべり（スロースリップ）に、1～6 年周期の揺らぎがあることを見出した。さらに、2011 年東北地方太平洋沖地震直後の余効変動による内陸地殻応答の時空間変化をキネマティック GPS データの再解析によって明らかにし、それらが内陸地殻の構造不均質に起

困していることを示した。また、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った。

(b) 業務の実施方法

2011 年東北地方太平洋沖地震前後の地殻変動現象の整理として、東北沖地震前の長期的なプレート間固着の時空間変化の推定および地震前後のメカニズム解の変化とその b 値との関係の調査を行った。また、昨年度に課題として挙げた東北地方太平洋沖地震に伴う内陸における地殻応答について調査を進めた。さらに、得られた観測データをどのようにシミュレーションデータベースと比較するのが適切かの検討を進めた。また、米国地球物理学連合秋季大会等への参加により、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を実施した。

(c) 業務の成果

1) 東北沖地震前の長期的なプレート間固着のゆるみの推定

GPS データと小繰り返し地震の両方を用いて、東北沖地震のすべり域周辺での 1996 年から 2011 年間のプレート間固着の時間変化を調べた(図 3-9-②-1)。この領域では、すでに GPS データ解析により、東北沖地震前に 10 年スケールでの固着のゆるみがあったことが指摘されている(Yokota and Koketsu, 2015; Mavrommatis et al., 2014)。本研究では、小繰り返し地震を新たに解析し、茨城県から宮城県沖の領域に関して、この期間、発生間隔が単調減少している小繰り返し地震グループが多く存在することがわかった。これは、プレート境界での非地震性すべりの加速を示す独立なデータであり、前述のように GPS データから指摘されていた非地震性すべりの加速が確実にあったことを示す。また、GPS と小繰り返し地震の両方のデータを用いた加速の空間分布の推定により、沖合での空間解像度が改善され、加速が 2011 年東北地方太平洋沖地震のすべり域を縁取るように起きていたことがわかった。

2) メカニズム解の時間変化と b 値の関係の調査

2011 年東北沖地震前後の震源域周辺での b 値の時間変化と、同地域でのメカニズムタイプの時間変化の関係を調べた(図 3-9-②-2)。東北沖地震後、震源域周辺では正断層型地震が卓越するようになっており、逆断層型地震が卓越していた東北地方太平洋沖地震前と大きく異なる。東北沖地震後の b 値の時間変化から、東北沖地震のすべり域がすでに地震前の状況に戻っていると Tormann et al. (2015) による報告もあるが、地震の発生場所が時間的に変化していることもあり、 b 値の時間変化を応力変化と結びつけるのは、現段階では慎重になる必要があると考えられる。東北日本では、メカニズムタイプごとに b 値が異なる傾向があり、メカニズムタイプによる b 値の違いと、その割合の時間変化で、震源域での b 値の時間変化の一部は説明可能である。また、粘弾性緩和と余効すべりおよび定常プレート運動を考えたモデルによると、大すべり域での応力増加は地震後 3 年間で 0.5 MPa 程度であり、地震時の応力降下量に比べて大幅に小さい。したがって、この本震直後 3 年間の応力レベルの増加割合はその後と比べれば大きい。

東北沖地震前の応力レベルに戻るには数百年を要すると考えられる。

3) 周期的スロースリップの発見

北海道―関東地方の沖合のプレート境界断層の広い範囲で、準周期的な非地震性すべり（スロースリップ）が発生していることを地震および GPS データから発見した。これまで北海道・東北地方の太平洋側では広域にわたる周期的スロースリップの発生は知られていなかった。今回発見されたスロースリップは地域によって異なり、1～6年の発生間隔を持つ（図 3-9-②-3）。その発生に同期してその地域での M5 以上の規模の大きな地震の活動が活発化しており、東北地方太平洋沖地震が発生した時期にも、三陸沖ではスロースリップが発生していた。このように周期的なスロースリップを地震・地殻変動観測でモニタリングし、データ同化することで、シミュレーションを通じた地震発生予測の高度化への貢献が期待できる。

4) 東北地方太平洋沖地震にともなう地震直後の内陸地殻応答の特徴抽出

2011 年東北地方太平洋沖地震直後の余効変動による内陸地殻応答の時空間変化をキネマティック GPS データの再解析によって明らかにした。これまで、Ohzono et al. (2012) によって、地震時における東北日本域における内陸地殻不均質が見出されていたが、地震直後の余効変動に対して内陸地殻がどのように応答していたかについては、明らかではなかった。具体的には地震直後 18 時間分の GEONET GPS データを最適な対流圏遅延パラメータを用いてキネマティック精密単独測位法により再解析し、さらにそれらの時系列に対して主成分分析を適用することで空間相関を持つ誤差を効果的に低減することで、高精度な変位時系列を得た（図 3-9-②-4）。これらを用いて 1 時間毎の面積ひずみを計算した。地震直後の余効変動は本来であれば東北地域全体に大きな東西伸長ひずみ（面積ひずみでは膨張）を与えることが予想される。しかし、得られた面積ひずみ分布には、地震直後の余効変動から予想される長波長の膨張ひずみに重畳して、空間的に短波長の周囲よりも面積ひずみが卓越する領域が存在し、それらの多くが火山の位置とよく一致することが明らかになった（図 3-9-②-5）。さらに、それらとは独立した情報である地震波トモグラフィーの結果と比較すると、膨張ひずみが周囲よりも卓越する領域では、地震波速度もおおむね周囲よりも遅いことが明らかになった（図 3-9-②-5）。これらの領域では周囲よりも弾性定数が低いために、地震後の余効変動による東西変位に対して、周囲よりも大きく伸長したことが考えられる。

こうした結果は今後、地震後の余効変動をモデリングする上で、内陸地殻の応答不均質を一定程度、考慮する必要性を示唆していると考えている。

(d) 結論ならびに今後の課題

東北地方の海陸地殻変動観測・地震データを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以前および以降に発生したプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測実験を継続して進めた。GPS と小繰り返し地震の両方を用いて、東北沖地震のすべり域周辺での 1996 年から 2011 年の間のプレート間固着の時間変化を明らかにした。また、2011 年東

北地方太平洋沖地震前後の震源域周辺での b 値の時間変化と、同地域でのメカニズムタイプの時間変化の関係を調べ、茨城県から宮城県沖の領域に関して、この期間、発生間隔が単調減少している小繰り返し地震グループが数多く存在することを明らかにした。また、北海道—関東地方の沖合のプレート境界断層の広い範囲で、周期的なスロースリップが発生していることを地震および GPS データからはじめて発見した。さらに、2011 年東北地方太平洋沖地震直後の余効変動による内陸地殻応答の時空間変化をキネマティック GPS データの再解析によって明らかにし、それらが内陸地殻の構造不均質に起因していることを示した。

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および、プレート境界型地震発生後の内陸における地殻応答に関する整理は進みつつある。次年度以降もこれらの情報整理を進め、そうした知見を、シミュレーションを通じた地震発生予測の高度化に結びつける作業を継続して実施する必要があると考える。

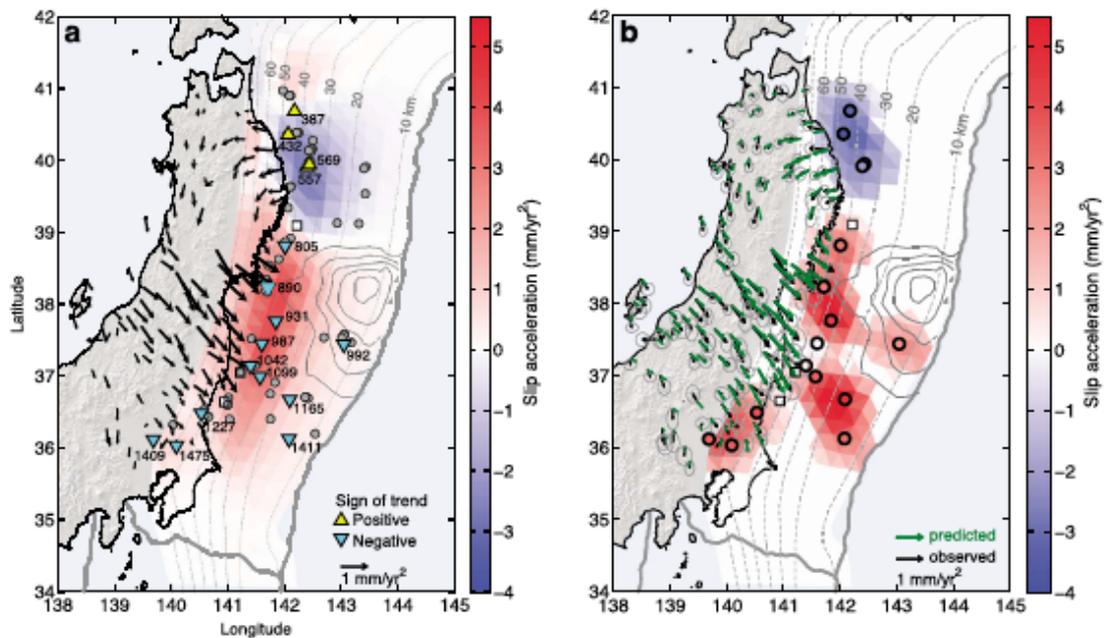


図 3-9-②-1 1996 年 3 月 21 日から 2011 年 2 月 6 日の期間のプレート間すべり速度の加速（赤）と減速（青）。(a) GPS 水平成分のみを用いた結果。(b) GPS に加え、発生間隔が単調増加あるいは単調減少している小繰り返し地震系列（丸印）を加えた結果(Mavrommatis et al., 2015)。

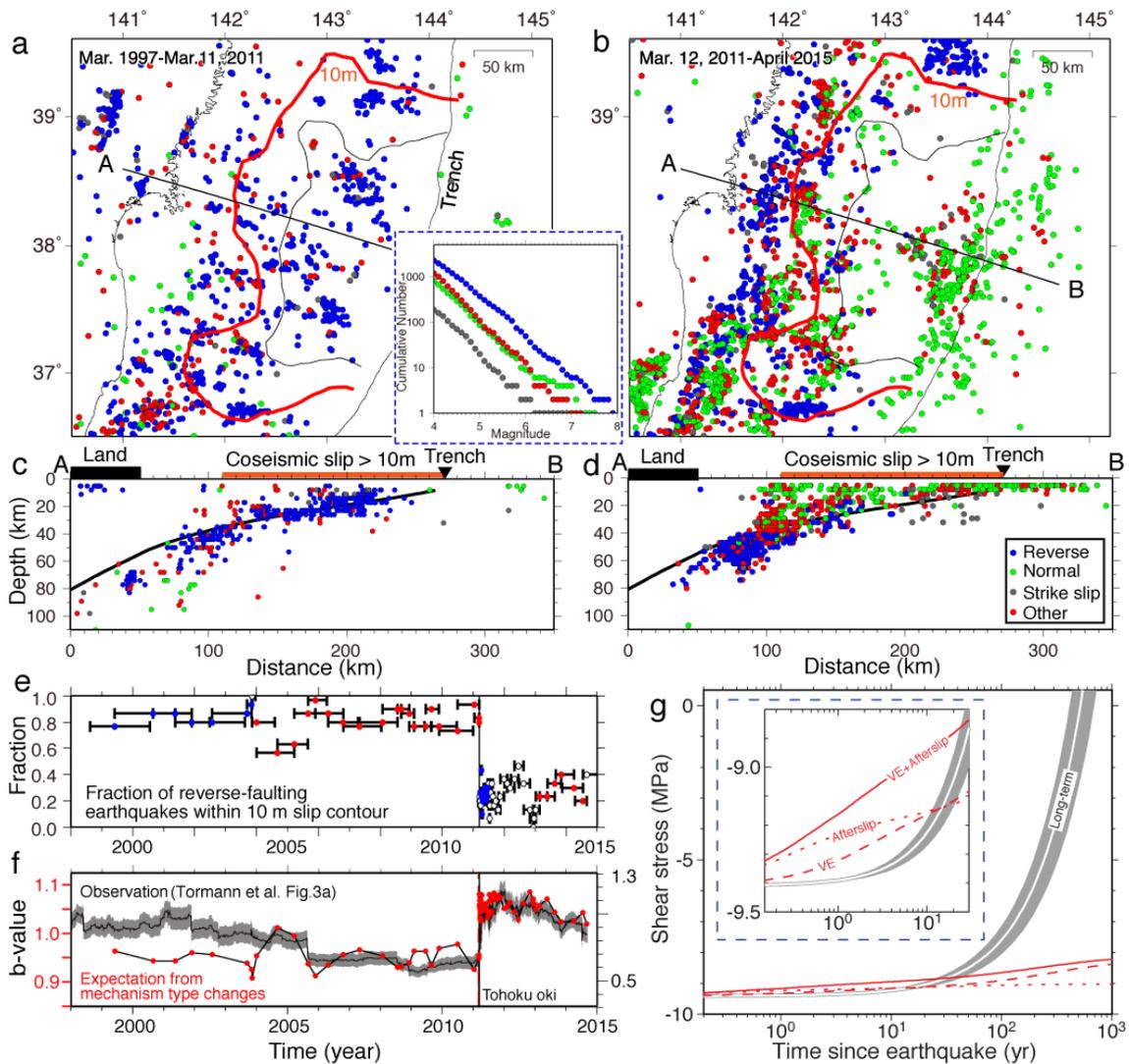
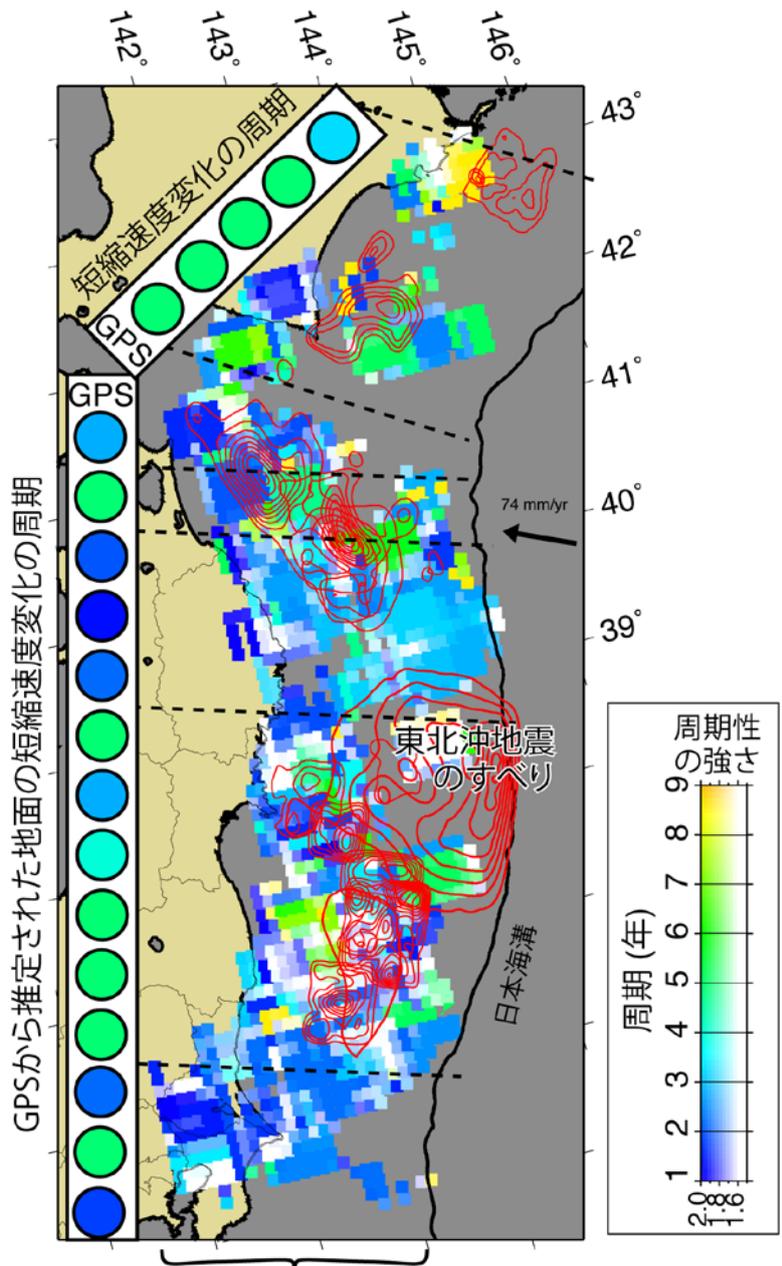


図 3-9-②-2 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前後の宮城県沖の地震発生状況と、すべり域でのせん断応力の推移予測(Burgmann et al., 2016)。(a-d) 地震分布の平面図および断面図。色は F-net メカニズム解データにもとづく断層タイプの違いを示す。コンターは Yagi and Fukahata (2011)による地震時すべり量を示す。挿入図は、メカニズムタイプごとの規模別頻度分布で、正断層とその他のタイプの地震の b 値が大きいことがわかる。(e)地震時すべり 10 m 以上の場所での逆断層型地震の割合の時間変化。(f) Tormann et al. (2015)による地震時すべりが 10 m 以上の場所での b 値の時間変化 (灰色) と、メカニズムタイプごとに b 値が異なると仮定して、各タイプの地震の割合と b 値から合成した b 値の時間変化(赤丸)。(g)地震時すべり域内での剪断応力の時間変化の予測。Hu et al. (2016) のモデルによる粘弾性緩和・余効すべりによる予測値、定常プレート運動の寄与を示す。



相似地震から推定された
プレート境界でのスロースリップの周期

図 3-9-②-3 小繰り返し地震データから推定されたプレート境界でのスロースリップの周期およびその強さの分布（沖合の色およびその強度、Uchida et al., 2016）。丸は、陸上 GPS データにより推定された沈み込み方向の地面の短縮速度の周期を示す。赤い線は、宮城県から茨城県の沖合にわたる東北沖地震のすべり域および他の大地震のすべり域を示す。

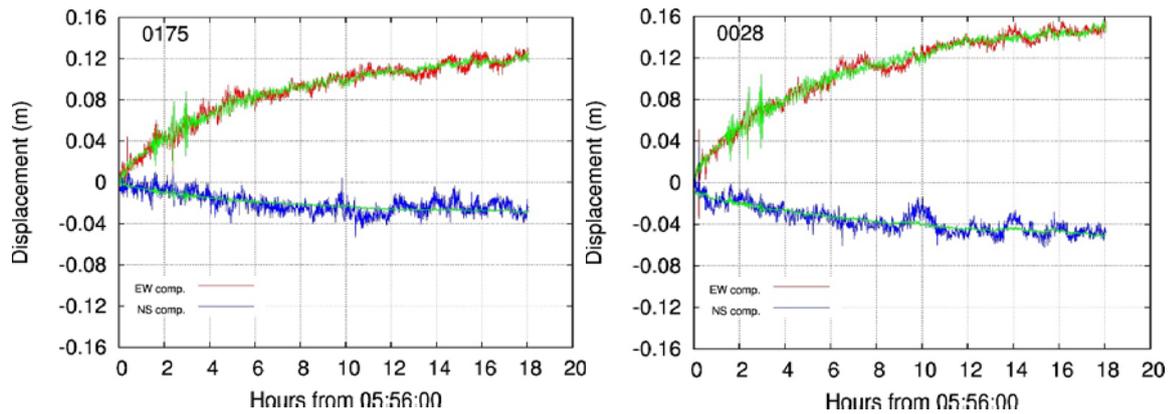


図 3-9-②-4 2011 年東北地方太平洋沖地震直後から 18 時間分の地震後余効変動時系列。キネマティック GNSS 解析によって推定した時系列（赤：東西成分、青：南北成分）および主成分分析によってノイズ成分と考えられる成分を除去した時系列（各時系列に重畳している緑の時系列）。（左図）：GEONET 0175 観測点（宮城県志津川町）における変位時系列。（右図）：GEONET 0028 観測点（岩手県宮古市）における変位時系列。

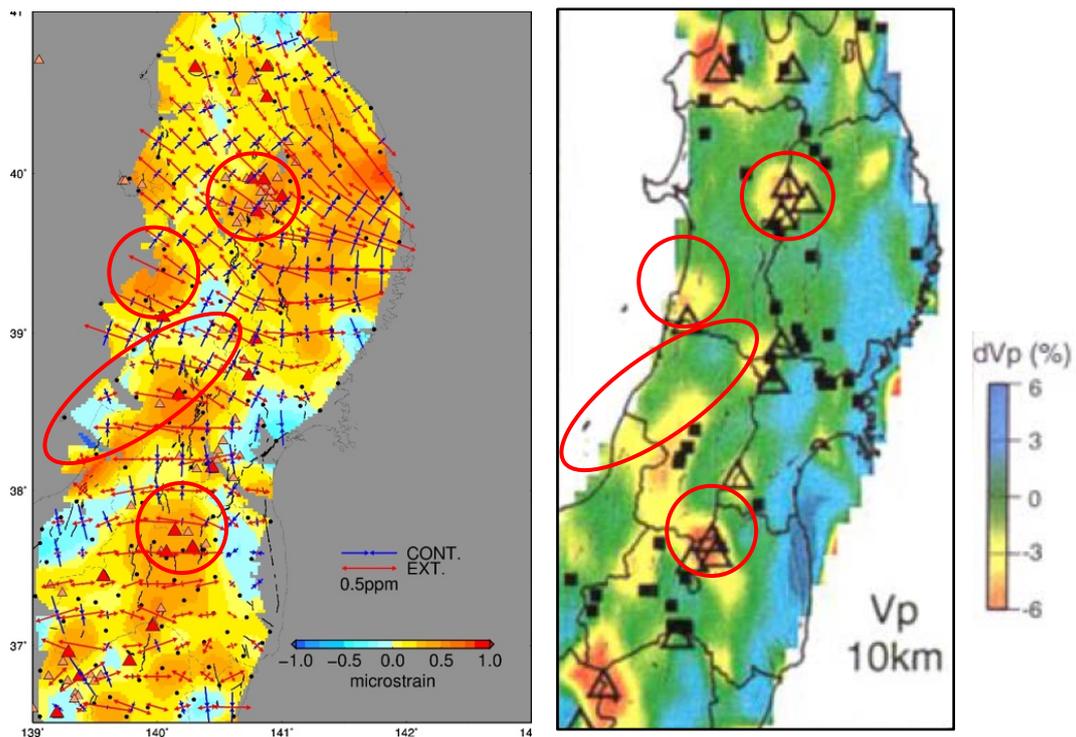


図 3-9-②-5 （左図）：2011 年東北地方太平洋沖地震後 9 時間における面積ひずみ分布とその主軸の方向を示す。暖色系が膨張ひずみ、寒色系が収縮ひずみをそれぞれ示す。周囲よりも膨張量が大きい領域が点在している（図中赤線で囲んだ部分）。（右図）：Nakajima et al. (2001) による 10 km の深さにおける P 波速度異常。地震後余効変動で周囲よりも大きな膨張ひずみを示した領域と、P 波速度が周囲よりも低い領域がよい一致を示す。

(e) 引用文献

- 1) Burgmann, R., N. Uchida, Y. Hu, and T. Matsuzawa, Tohoku rupture reloaded?, *Nature Geoscience*, 9, 183-184, 2016.
- 2) Hu, Y., R. Bürgmann, N. Uchida, P. Banerjee, and J. T. Freymueller, Stress-driven relaxation of heterogeneous upper mantle and time-dependent afterslip following the 2011 Tohoku earthquake, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1), 2015JB012508, doi:10.1002/2015JB012508, 2016.
- 3) Mavrommatis, A. P., P. Segall, and K. M. Johnson, A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4486-4494, doi:10.1002/2014gl060139, 2014.
- 4) Mavrommatis, A., P. Segall, N. Uchida, and K. M. Johnson, Long-term acceleration of aseismic slip preceding the Mw 9 Tohoku-oki earthquake: constraints from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9717-9725, doi:10.1002/2015GL066069, 2015.
- 5) Nakajima J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, 106, 21843-21857, 2001.
- 6) Ohzono, M., Y. Yabe, T. Inuma, Y. Ohta, and S. Miura, Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw 9.0) as observed by a dense GPS network in northeastern Japan, *Earth, Planets and Space*, 64(12), 1231-1238, doi:10.5047/eps.2012.05.015, 2012.
- 7) Tormann, T., B. Enescu, J. Woessner, and S. Wiemer, Randomness of megathrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the Japan earthquake, *Nature Geosci*, 8(2), 152-158, doi:10.1038/ngeo2343, 2015.
- 8) Uchida, N., T. Inuma, 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.
- 9) Yagi, Y., and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 38(19), L19307, doi:10.1029/2011gl048701, 2011.
- 10) Yokota, Y., and K. Koketsu, A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake, *Nat Commun*, 6, doi:10.1038/ncomms6934, 2015.

③予測システムの検証・予測試行実験

(a) 業務の要約

豊後水道スロースリップイベントや 2011 年東北地方太平洋沖地震前後のすべりに対する予測の試行実験に向けて、シミュレーションデータベースの源となるモデルの構築を行った。モデル構築は、シミュレーションによるこれらの現象の再現性や、予測精度向上のための課題を把握するために、地震発生サイクルの数値シミュレーショ

ンを行った。南海トラフ地域で用いているものと同様の仮定に基づくモデルを用いて、日本海溝地域において昨年度に引き続きモデルの改良を行い、2011年東北地方太平洋沖地震前後の観測を、ある程度定量的に再現することができた。そのようなシナリオでは、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。

(b) 業務の実施方法

プレート間固着強度の時空間ゆらぎの同化の模擬テストを行うために必要なシミュレーションデータベースを構築する。これは、地球シミュレータを用いた地震発生サイクルのフォワード計算によって行う。

フォワード計算では、プレート境界で発生する地震の繰り返しを、プレート相対運動からのずれの蓄積と解放過程としてモデル化する (e.g., Rice, 1993)。プレートの相対運動に起因するすべりによって生じる準動的近似でのせん断応力変化と、強度の変化に伴うすべりの時空間変化を計算する。プレート境界面の摩擦は、すべり速度・状態依存摩擦則(Dieterich, 1979)に従うと仮定し、断層の構成則はNakatani (2001)に従うと仮定した。強度の時間発展則には、slowness (aging) law (Dieterich, 1979; Ruina, 1983)を用いた。地震波の放射によるエネルギーの減衰を準動的に近似する項 (ダンピング係数) は、これまでよりも約3分の1小さい値を仮定した (Thomas et al., 2014)。Ohtani et al. (2014)による先行研究や昨年度構築したモデルを基に、摩擦パラメタ $A(=a\sigma)$ 、 $B(=b\sigma)$ 、 L (特徴的すべり量) について様々な空間分布を仮定して、フォワード計算を行った。モデル領域は、2011年東北地方太平洋沖地震前後を対象とした日本海溝地域 (宮城県沖-茨城県沖) である。

さらに、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する国内外の研究動向の情報収集を行うために、学会等に参加する。

(c) 業務の成果

図3-9-③-1は、日本海溝地域について仮定した摩擦パラメタ分布の一例である。これは、昨年度構築したモデルに対し、福島県沖と茨城県沖で発生するM7クラスの地震も再現できるように不安定条件を持つパッチを2つ追加したモデルである。その結果、M9クラスの地震 (本震) の13日前にMw7.4の地震 (前震) が浅部で発生した。そして前震の余効すべりが南に伝播し、Mw9.1の地震 (本震) をトリガーする、というシナリオが得られた (図3-9-③-2、図3-9-③-3)。ダンピング係数をこれまでよりも小さくすることで、本震時の破壊伝播の速度が速くなり、本震時のすべりが宮城県沖深部および福島県沖へ伝播するのに要する時間が数分程度まで短くなり、より観測値に近づいた (図3-9-③-3)。さらに、本震の27日後に茨城県沖でMw7.0の余震が発生した。このシナリオは、前震の発生から本震をトリガーする過程、本震の規模・再来間隔・すべり域、本震時の宮城県沖や福島県沖への破壊伝播時間、茨城県沖での余震発生、宮城県沖深部における余効すべり量に関しては観測された事象を概ね定量的に再現していると言える。また、宮城県沖・福島県沖・茨城県沖でM7前後の規模の地

震が繰り返すことも、再現できた（図 3-9-③-4）。しかし、前震と本震、本震と余震との時間差については、観測値との差がやや大きい。このシナリオでは、M9クラスの地震発生後、約 18 年後に、次の宮城県沖地震が発生していた（図 3-9-③-3 h）。これは、M9クラスの地震前 230 年間の宮城県沖地震の繰り返し間隔 54 年よりも短い間隔であった。このような分布を用いて 45 モデルで計算を行ったところ、複数のパラメタセットで同程度の再現性を示すシナリオが得られ、その多くで本震後の宮城県沖地震発生に関して同様の傾向を示していた（図 3-9-③-5 赤）。2次元モデルを用いた先行研究（Kato and Yoshida, 2011）でも、同様の傾向が見られている。

さらに、名古屋市で開催されたスロー地震研究集会（2015年9月）へ参加し、南海トラフと類似した条件の沈み込み帯である北米のカスカディア地域等で発生しているゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する国内外の研究動向の情報収集を行った。

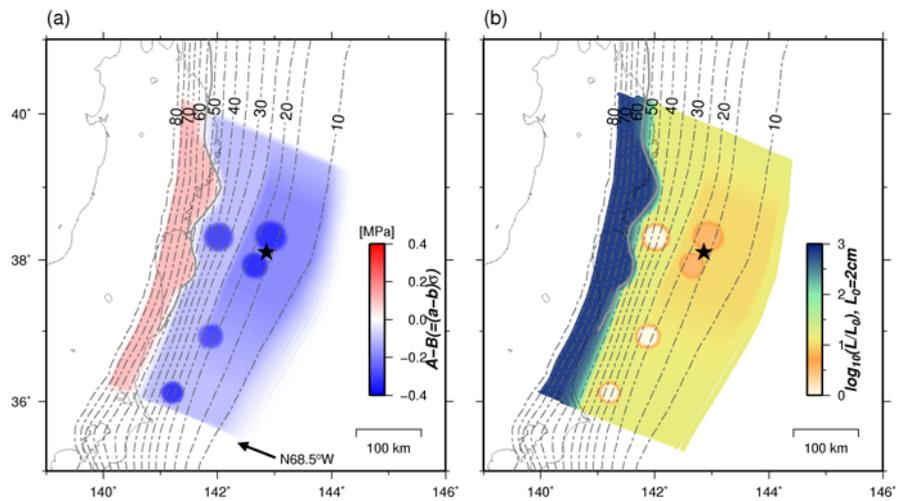


図 3-9-③-1 日本海溝地域のモデルで仮定した摩擦パラメタ分布。(a)A-B。(b)L。

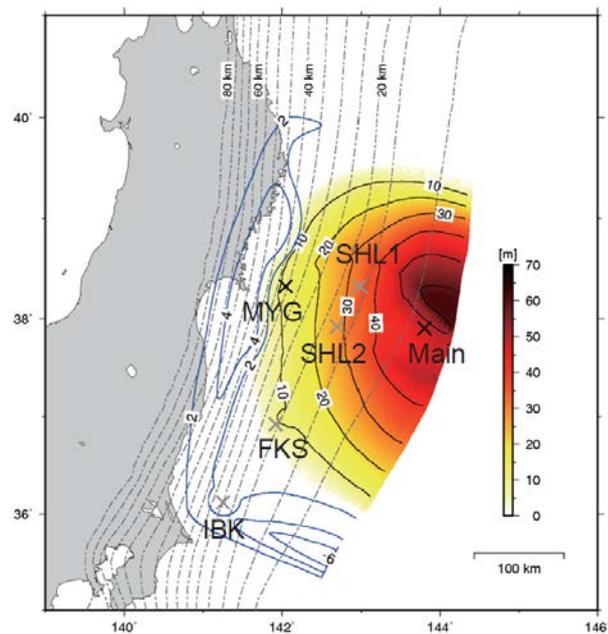


図 3-9-③-2 図 3-9-③-1 の摩擦パラメタ分布を用いて得られた、Mw9.1 のすべり分布（カラー）と、その後3年間の余効すべり分布（青コンター）。

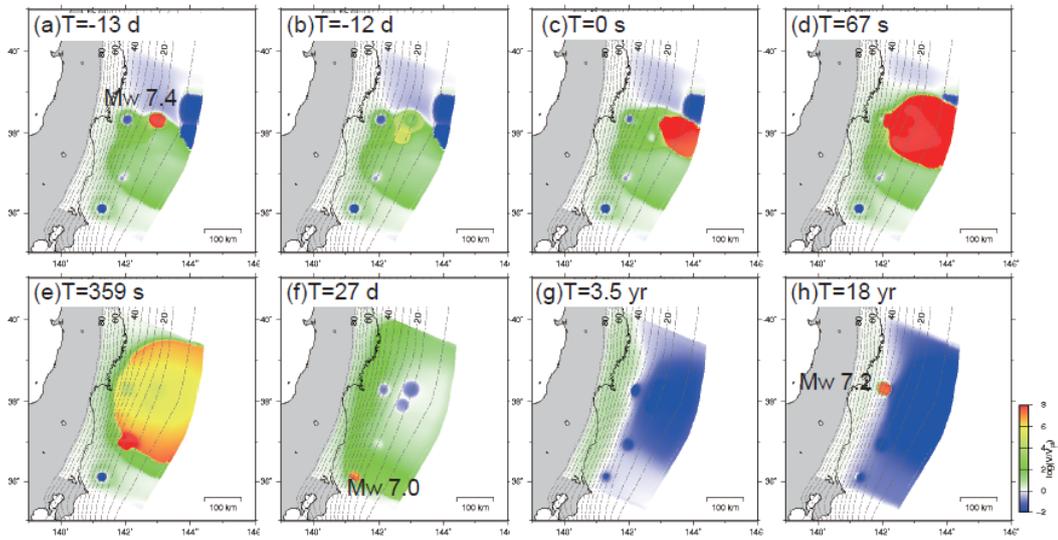


図 3-9-③-3 すべり速度分布のスナップショット。

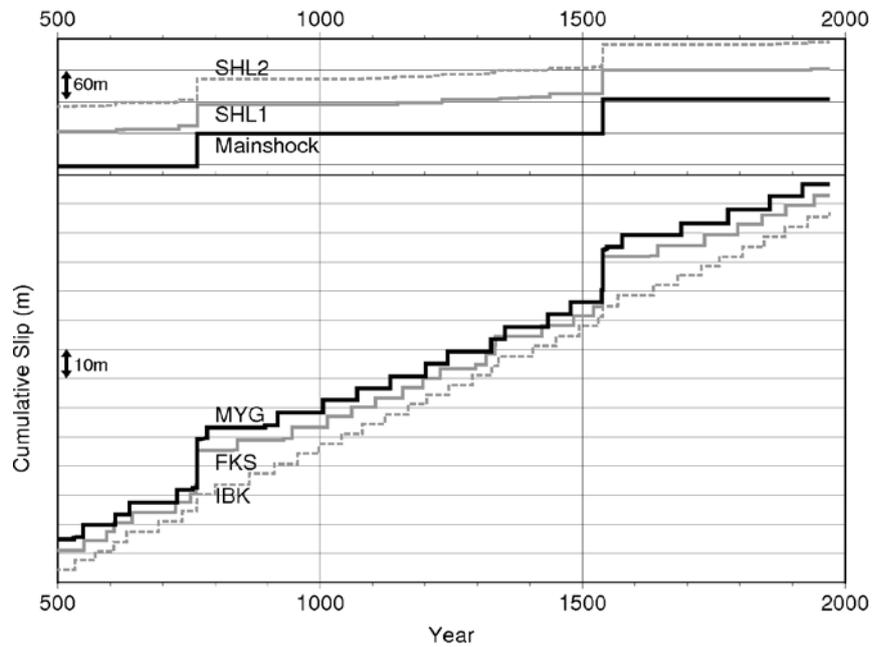


図 3-9-③-4 図 3-9-③-2×印における、累積すべりの時間変化。

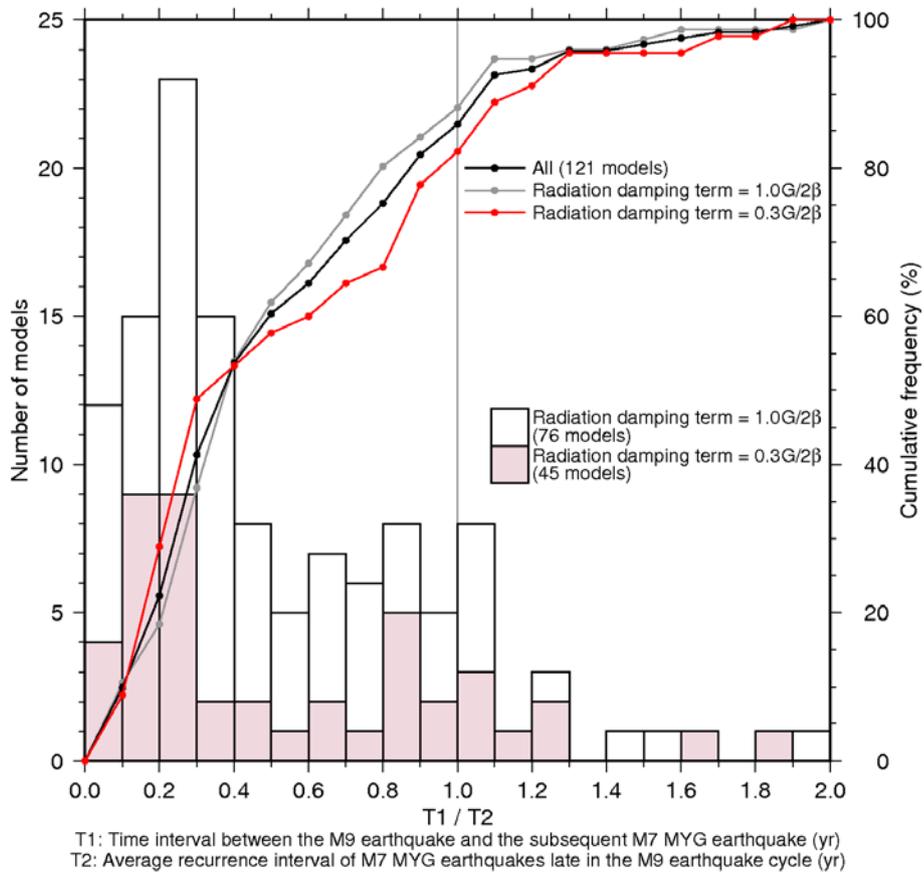


図 3-9-③-5 M9クラスの地震前の200年間に発生した宮城県沖地震の平均繰り返し間隔と、M9クラスの地震後の宮城県沖地震発生までの期間の比。棒グラフがモデルの数(個)、折れ線グラフが累積頻度(%)を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

シミュレーションデータベース構築に向けて、日本海溝地域において、地震発生サイクルの数値シミュレーションを行った。日本海溝地域については、2011年東北地方太平洋沖地震の前後に観測された宮城県沖地震発生から本震に至る過程、さらに本震・余震・余効すべりに至る過程が、複数のパラメタセットで定量的に再現できた。その結果、次の宮城県沖地震が、これまでの再来間隔よりも短い間隔で起きる可能性を示唆していた。さらに多くのモデルで計算してシミュレーションデータベースを増やすとともに、多数のシナリオにもとづいた今後の地震発生についての確率評価方法を検討することが、今後の課題の一つである。また、観測に基づく知見とより整合するモデルを得るために、本「データ活用予測研究」課題で整理された観測データおよび開発された逐次データ同化手法を取り入れながらパラメタ探索範囲を広げて、摩擦パラメタのチューニングを行うことが必要である。

(e) 引用文献

- 1) Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, J. Geophys. Res., 98

(B6), 9885-9907, 1993.

- 2) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, B5, 2161-2168, 1979.
- 3) Nakatani, M., Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13347-13380, 2001.
- 4) Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.* 88(B12), 10359-10370, 1983.
- 5) Thomas, M. Y., N. Lapusta, H. Noda, and J.-P. Avouac, Quasi-dynamic versus fully dynamic simulations of earthquakes and aseismic slip with and without enhanced coseismic weakening, *J. Geophys. Res.* 19, 1986–2004, doi:10.1002/2013JB010615, 2014.
- 6) Ohtani M., K. Hirahara, T. Hori, and M. Hyodo, Observed change in plate coupling close to the rupture initiation area before the occurrence of the 2011 Tohoku earthquake: Implications from an earthquake cycle model, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1899-1906, doi:10.1002/2013GL058751, 2014.
- 7) Kato, N., and S. Yoshida, A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku - oki earthquake: A numerical simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2011GL048565, 2011.

④余効すべり・過去のゆっくりすべり同化手法の開発

(a) 業務の要約

1) 余効すべりのデータ同化手法の開発

昨年度に引き続き、アジョイント法により速度・状態依存摩擦則(Dietrich,1979)に基づく余効すべり域における摩擦パラメータを推定する手法の開発および実データへの適用を行った。本年度は、摩擦パラメータが空間的に不均質である場合にも適用可能な手法に拡張し、2003年十勝沖地震後に GNSS 観測データから推定された地震後 15 日間の余効すべり速度に適用した。余効すべり発生域を、摩擦パラメータが一樣となる領域として 30 km 四方に分割した断層モデルを構築し、摩擦パラメータの空間分布を推定し、さらに得られた摩擦パラメータの空間分布を用いて、その後 15 日間の余効すべりの時空間発展を予測した(Kano et al., 2015)。

2) アンサンブルカルマンフィルタを用いたスロースリップイベント (SSE) 震源域でのすべり発展および摩擦パラメータ推定法の開発

昨年度に引き続き、アンサンブルカルマンフィルタによる同化手法を SSE に対して適用することを念頭においた数値実験を実施した。まず、半年の繰り返し間隔で SSE を再現する摩擦モデルを作成し、断層面上でのすべり発展及び地表観測点での変位速度を計算し、ノイズを加えて模擬すべり速度および変位速度観測データを計算し、これらをデータとして逐次データ同化の一手法であるアンサンブルカルマンフィルタを用い

て、すべり発展および摩擦パラメータの推定のために必要な観測点配置を調べた。

3) 2010～2014年に琉球弧南西部で発生したSSEの地殻変動解析

琉球弧南西部（八重山地方、宮古島地方）では、SSEが発生していることが報告されている(Heki and Kataoka,2008)。使用するGNSS観測点を従来の8点から13点に増やし解析した結果、2010年～2014年に発生したSSEは8回であることが分かった。次に、SSE発生時のプレート境界面上ですべり分布を求めたところ、先行研究で報告されている西表島周辺領域に加えて、多くのSSE発生時に、西表島南方沖の深さ約15kmの領域にもすべりが推定された。また、SSEが発生していない期間の変動速度から固着分布の推定を行った結果、西表島周辺に強い固着域と石垣島及び多良間島南方沖に弱い固着域が推定された。

4) 短期的SSE検出手法の高度化

昨年度に引き続き、短期的SSEの解析手法の高度化として、GNSS単独でのSSE検出手法の改良と実データへの適用に取り組んだ。短期的SSEの継続時間を推定するために、地殻変動スタッキング手法（宮岡・横田，2012）を応用して時系列データのS/N比を向上させて、短期的SSEの継続時間の推定を行った。

(b) 業務の実施方法

短期的SSE検出手法の高度化のため、余効すべりのデータ同化手法の開発、アンサンブルカルマンフィルタを用いたスロースリップイベント（SSE）震源域でのすべり発展および摩擦パラメータ推定法の開発、2010～2014年に琉球弧南西部で発生したSSEの地殻変動解析、短期的SSE検出手法の高度化を行う。

(c) 業務の成果

1) 余効すべりのデータ同化手法の開発

余効すべり発生域を60～100km四方程度の9つの領域に分割し、各小領域内では摩擦パラメータが一様であると仮定した断層モデル（coarse-mesh model）を設定した。このモデルに開発した手法を適用したところ、空間分割の恣意性に伴う不自然なすべり速度分布が推定された。そこで、摩擦パラメータが一様となる領域を30km四方に分割した新たな断層モデル（fine-mesh model）を構築した。この領域サイズはGNSSデータに基づくプレート境界面のすべり速度の空間分解能と同程度と考えられる。新たな断層モデルに対して推定した摩擦パラメータの空間分布を図3-9-④-1に示す。余効すべり域で速度弱化（ $A-B < 0$ ）となる値が得られている領域があるが、ここでは余効すべりが小さい領域にあたっており、推定精度に問題がある可能性がある。さらに、得られた摩擦パラメータ分布を用いて、その後15日間の余効すべりの時空間発展を予測した。予測された時空間発展を、実際に観測データから推定されたすべり速度と比較すると、同化しない場合に比べて予測精度が向上することが分かった（図3-9-④-2）。また、fine-mesh modelを用いた場合のすべり速度の予測が、coarse-mesh modelを用い

た場合に比べて大幅に改善されていることが分かった。

2) アンサンブルカルマンフィルタを用いたスロースリップイベント (SSE) 震源域でのすべり発展および摩擦パラメータ推定法の開発

図 3-9-④-3 に示したモデル設定 (傾斜角 15° のプレート境界面上で深さ 20~40 km に設定した半径約 30km の SSE アスペリティ) で、半年の再来間隔で SSE を繰り返すように設定した摩擦パラメータの真値を用いて三次元地震サイクルシミュレーションを行った。これを「真の結果」と呼ぶ。得られた結果から、断層面上のすべり速度、地表面の変位速度を求め、これらを観測値としてアンサンブルカルマンフィルタ (淡路・他,2009) によるデータ同化を実施した。サンプル数は以下のすべての実験において 60 個としている。

まず観測値として断層面のすべり速度を用い、観測点が断層面に一様にあるとして実験を行った (実験 1)。摩擦パラメータは状態ベクトルに含め、ランダムウォークに従い確率論的に時間発展させた。

データを同化して更新された状態から次の予測ステップに移る際にシステムノイズを与えないと、更新された値がばらつかず一つの値に収束する、縮退という現象が起こる。この際真の値ではない値に縮退することが多い。これを防ぐにはシステムノイズを加える必要があるが、場合によっては数値発散を引き起こすことがある。これを避けるため、予測分布の平均からの距離によってシステムノイズの振幅を小さくしたところ、数値発散の問題はかなり抑えられた。その結果、図 3-9-④-4 のように、3 回目の SSE 発生中に摩擦パラメータが真の値に近づき、4 回目の SSE 以降もイベント中は真の値に近い推定値が得られた。また、イベント発生中のすべり速度と状態変数も真の結果とよく一致した。その一方、イベント終了後は直後に摩擦パラメータ A の分散がやや大きくなることも確認された。

次に、断層面上の観測点を、SSE 発生域の中心を通り走向方向に 4 km ごとに直線状に観測点がある場合に対して同様の実験を行ったところ (実験 2)、実験 1 とほぼ同じ結果が得られた。

次に地表面に、断層直上の範囲で観測点を配置し、そこでの変位速度を観測値として実験を行った (実験 3)。その結果、実験 1 と同様の結果を得るためには $8 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ ごとに合計 100 点が必要で、かつ、その観測網で 3 回以上の SSE を観測することが必要であることが分かった。この結果から、当初想定した南西諸島八重山で発生している SSE 域では観測点が少なく適用が困難であるが、豊後水道や東海で発生している長期的 SSE に適用できる可能性が示唆された。

3) 2010~2014 年に琉球弧南西部で発生した SSE の地殻変動解析

Heki and Kataoka(2008)で使用された GEONET 観測点 8 点に加え、海上保安庁観測点 1 点、および京都大学が独自に設置した観測点 4 点を解析に使用した。なお、解析期間は京都大学が観測を開始した 2010 年から 2014 年である。図 3-9-④-5 左図に伊良部島観測点に対する波照間島観測点の変動を示す。13 点のこれらの変動から、経年変動、

SSE による変動および地震による変動を推定したところ、繰り返し間隔約 7 ヶ月で、8 回の SSE を観測した。右図に 2011 年 3 月 9 日に発生した SSE による水平変動分布 (Ref:伊良部島に対する) を示す。

図 3-9-④-6 に SSE 非発生時における固着分布と SSE による平均的なすべり速度分布を示す。領域 A は先行研究により推定されていた SSE 領域で、SSE 発生時による固着が SSE によりほぼ解消されているのが分かる。これに対し、推定精度ぎりぎりの話であるが、浅部領域 B、C の固着は SSE により解消されず一部は蓄積されている可能性がある。

4) 短期的 SSE 検出手法の高度化

これまで GNSS データを用いて短期的 SSE の検出を試みてきた(Nishimura, 2014)。ところが、従来の SSE 検出手法では短期的 SSE の継続時間が推定できなかった。そこで、短期的 SSE の継続時間を推定するために、極性を補整して地殻変動 (ひずみ計) データをスタッキングすることによって S/N 比を改善する手法 (宮岡・横田, 2012) を、GNSS 時系列データに応用してデータの S/N 比を向上させて、短期的 SSE の継続時間の推定を行った。その結果得られた南海トラフ沿いの短期的 SSE の継続時間分布を図 3-9-④-7 に示す。1996 年 6 月から 2015 年 2 月の間に発生した 91 個の短期的 SSE の継続時間を円の色で表している。図から分かるように、継続期間の短い場所は、四国西部・四国中東部・紀伊半島東部・愛知県、継続期間の長い場所は、豊後水道・四国中部・紀伊半島西部に分布し、地域性が見られる。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 余効すべりのデータ同化手法の開発

開発したアジョイント法を用いた余効すべり域の摩擦パラメータ推定法を、2003 年十勝沖地震の余効すべりデータに適用し、不均質摩擦パラメータ分布を求めることに成功した。今後の課題として、現在は地表観測データからあらかじめ推定された断層面上の余効すべり時系列をデータとしているが、実際に地表で観測された GNSS データを観測データとして、速度状態依存摩擦則に従うすべりの発展と摩擦パラメータを直接データ同化して推定する必要がある。

2) アンサンブルカルマンフィルタを用いたスロースリップイベント (SSE) 震源域でのすべり発展および摩擦パラメータ推定法の開発

半年間隔で繰り返す SSE を再現する摩擦パラメータを設定し、断層面上のすべり速度および地表観測点における変位速度を模擬データとして作成し、アンサンブルカルマンフィルタを用いて SSE 震源域におけるすべり発展・摩擦パラメータを推定する数値実験を行った。その結果、SSE 発生前における SSE 震源域へのすべりの浸透、および発生後のすべりの広がりをつめる観測点配置が摩擦パラメータの推定には必要であることが分かった。今後の課題として、まず豊後水道や東海 SSE 発生域における観測点配置を想定した数値実験を行い、摩擦パラメータ推定可能性を調べる必要がある。

3) 2010~2014年に琉球弧南西部で発生したSSEの地殻変動解析

従来の解析より観測点を追加して、2010~2014年に琉球弧南西部で発生したSSEの地殻変動解析を行った結果、SSE非発生時の固着分布とSSEによる平均的なすべり速度分布を得た。先行研究によって推定されていた深部SSE域では、固着がSSEによりほぼ解消されているのに対し、浅部にも弱い固着が見られ、その一部はSSEにより解消されず蓄積されている可能性が示された。浅部に推定された1771年八重山津波地震断層の位置と比較して注目すべき固着域である。ただ、浅部域の推定値は解像度が低く、その値も推定誤差と同程度といった問題が残されている。今後の課題として、海底地殻変動等の観測により固着状態を調べる必要がある

4) 短期的SSE検出手法の高度化

地殻変動スタッキング手法をGNSS時系列データに応用してデータのS/N比を向上させることにより短期的SSEの継続時間の推定を行ない、南海トラフ沿いの短期的SSEの継続時間に地域性が見られることが分かった。今後の課題としては、現在の解析では、短期的SSEと長期的SSEの間の中間的な時定数を持つSSEが存在するよう見えるが、短期的SSEの移動現象を考慮した時定数の推定法等の改善を図る必要がある。

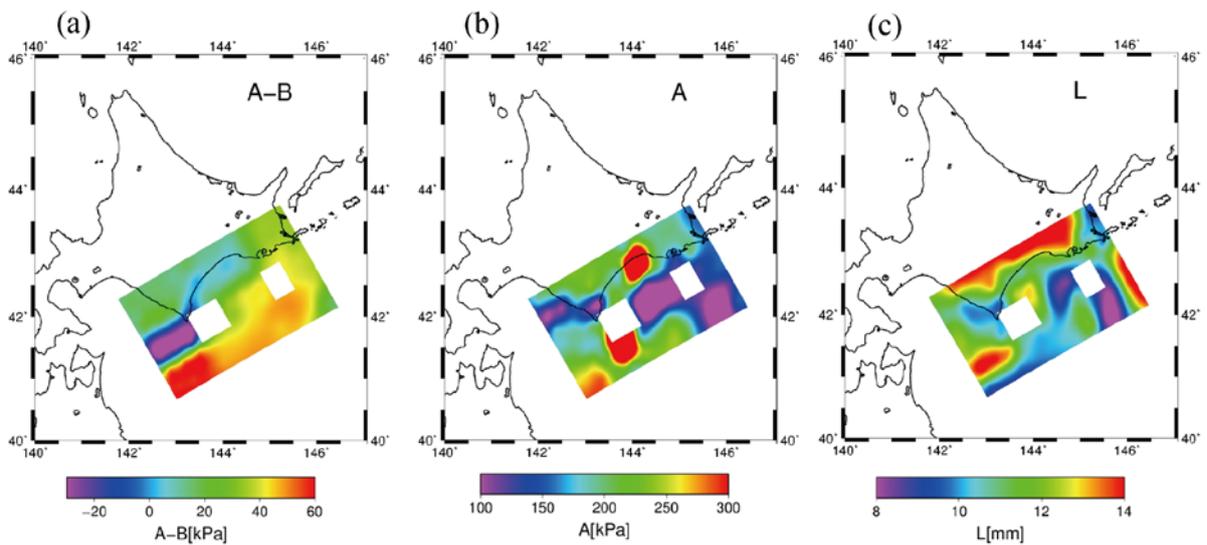


図 3-9-④-1 アジョイント法によって推定された十勝沖地震余効すべり域の摩擦パラメータ分布。(a) A-B。(b) A。(c) L。白抜き部分は地震発生域のため推定していない。(Kano et al., 2015)

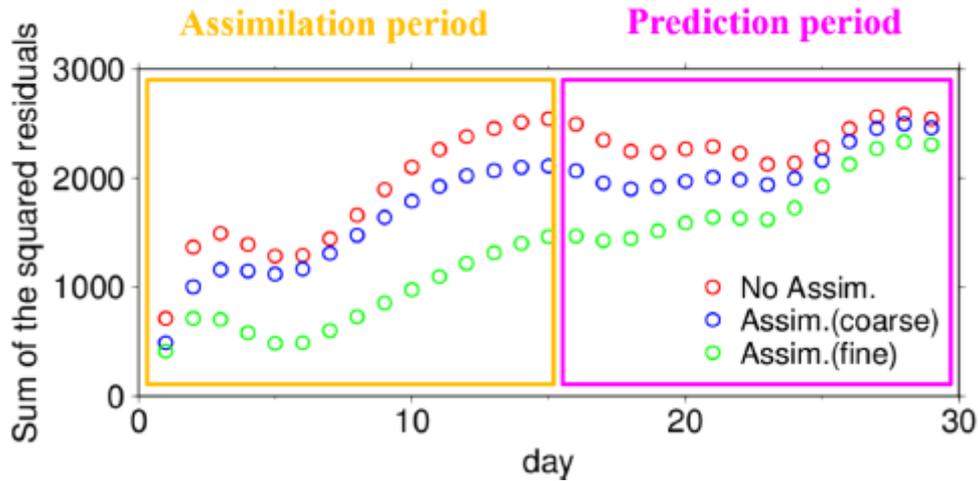


図 3-9-④-2 観測値に対する残差二乗和。赤丸は同化しない場合、青丸は粗い摩擦パラメータの空間分布を与えた場合、緑丸は細かい摩擦パラメータ分布を与えた場合。細かい分布の方がモデルの自由度が高く、観測値をよく再現する結果が得られている。(Kanot et al, 2015)

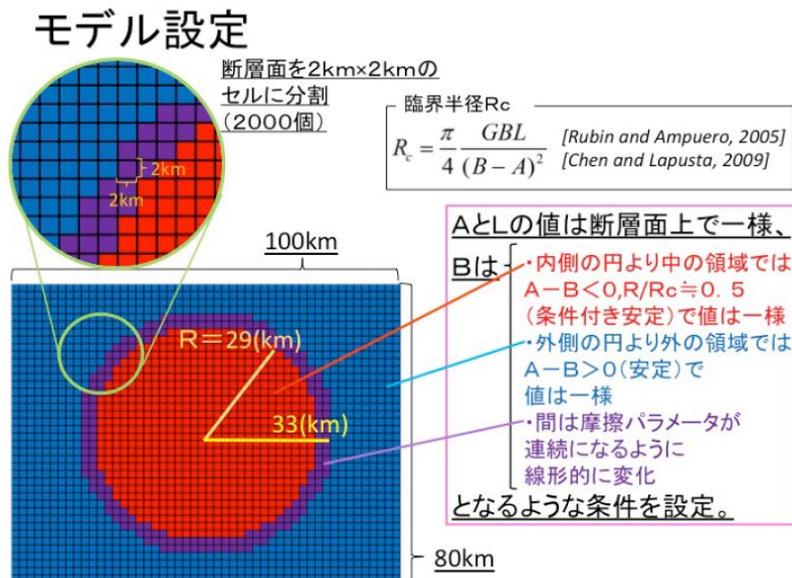


図 3-9-④-3 実施した数値実験のモデル設定。断層面の中央に半径 29km の条件付き不安定領域を設定し、そこから 4 km を遷移層、さらにその外を安定領域とした。断層面は 2 km 四方の合計 2000 個のセルに分割した。この断層面で、12.5cm/yr の沈み込みを与え、すべりは dip slip のみとして数値実験を行った。(奥田、2016)

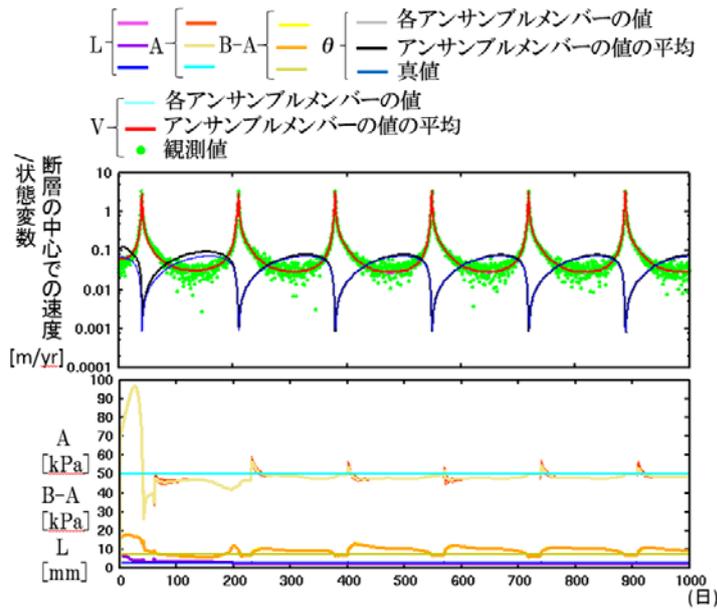


図 3-9-④-4 観測点は断層面上の 2000セルの 2×2 のセルの右上のセル(20×25=500 個)に存在するものとした(実験 1) 場合。(上図) 断層面の中心での速度(V)/状態変数(θ)。時間が経つに従い真値に近づき、3 回目の SSE 以降はほとんど一致する。(下図) A、円の内側での B-A、L。速度が小さく、観測誤差が相対的に大きくなり、システムノイズも大きくなる期間は A、B-A が外れているが、SSE が発生して観測誤差が相対的に小さくなる期間には正しい値が推定出来ている。(奥田、2016)

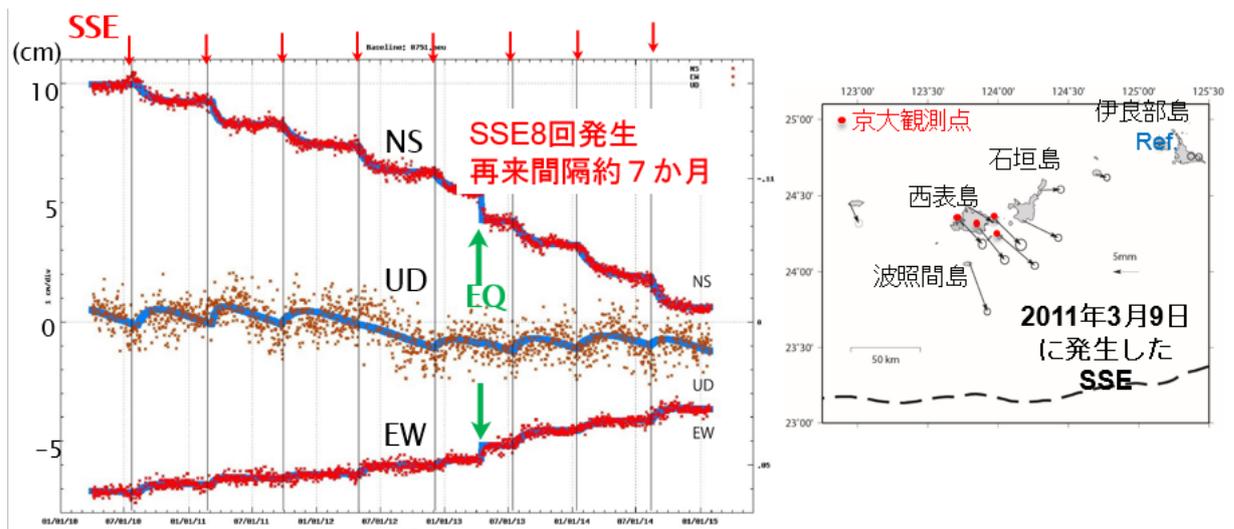


図 3-9-④-5 (左図) 2010 年 4 月～2015 年 1 月までの伊良部島(右図の Ref) に対する波照間島での変動(南北 NS・上下 UD・東西 EW 成分)。赤矢印は SSE 発生時を示す。緑の EQ は地震によるとびを示す。(右図) 2011 年 3 月 9 日に発生した SSE に伴う地殻変動。赤丸印は京都大学観測点を示す。点線は琉球海溝を示す。(小池、2016)

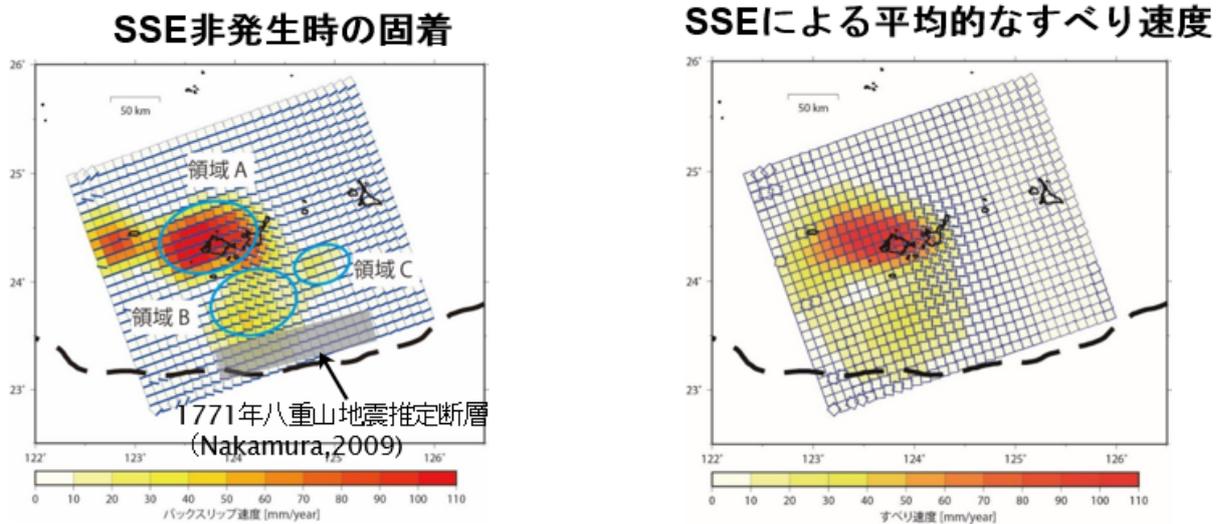


図 3-9-④-6 (左図) SSE が発生していない時の推定された固着分布。琉球海溝近傍の矩形領域は Nakamura(2009)により推定された 1771 年八重山津波地震断層位置を示す。先行研究によって推定されていた SSE 領域 A に加え、浅部領域 B、C あたりでも固着が見られる。(右) 8 回の SSE 時のすべりから得られた SSE による平均的なすべり速度分布。(小池、2016)

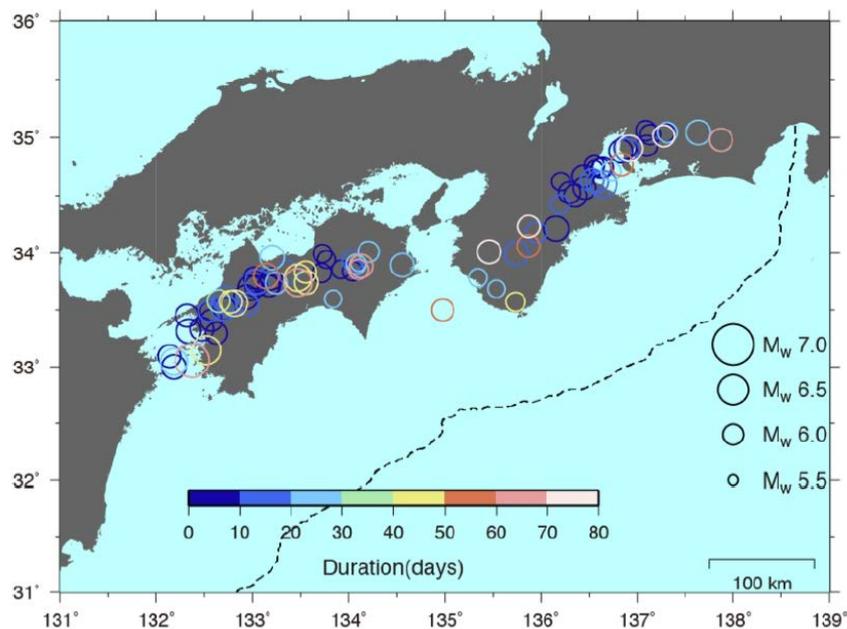


図 3-9-④-7 GNSS データより推定した南海トラフ沿いの短期的 SSE の継続時間。1996 年 6 月から 2015 年 2 月の間に発生した 91 個の短期的 SSE の継続時間を円の色で表す。

(e)引用文献

- 1) 淡路敏之・蒲地政文・池田元美・石川洋一、データ同化観測・実験とモデルを融合するイノベーション、京都大学学術出版会、284 pp, 2009.

- 2) Chen, T., and N. Lapusta, Scaling of small repeating earthquakes explained by interaction of seismic and aseismic slip in a rate and state fault model, *J. Geophys. Res.*, 114, B01311, doi:10.1029/2008JB005749, 2009.
- 3) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
- 4) Heki, K., and T. Kataoka, On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, 113, B11402, 2008.
- 5) Kano, M., S. Miyazaki, K. Ito, and K. Hirahara, An adjoint data assimilation method for optimizing frictional parameters on the afterslip area, *Earth Planets Space*, 65, 1575–1580, 2013.
- 6) Kano, M., S. Miyazaki, Y. Ishikawa, Y. Hiyoshi, K. Ito and K. Hirahara, Real data assimilation for optimization of frictional parameters and prediction of afterslip in the 2003 Tokachi-oki earthquake inferred from slip velocity by an adjoint method, *Geophys. J. Int.*, 203, 646–663, 2015.
- 7) 小池俊貴、2010-2014年に琉球弧南西部で発生したSSEの地殻変動解析、京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文、2016.
- 8) 宮岡一樹・横田崇、地殻変動検出のためのスタッキング手法の開発ー東海地域のひずみ計データによるプレート境界すべり早期検知への適用ー、*地震* 2,65,205-218、2012.
- 9) Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato, Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06623, doi:10.1029/2003 GL019410, 2004.
- 10) Nakamura, M., Aseismic crustal movement in southern Ryukyu Trench, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L20312, 2009.
- 11) Nishimura T., Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, *Progress Earth Planet. Sci.*, 1, 22, 2014.
- 12) 奥田亮介、スロースリップを起こす断層面上の摩擦パラメータ推定法ーアンサンブルカルマンフィルタを用いてー、京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文、2016.
- 13) Rubin, A. M., and J.-P. Ampuero, Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults, *J. Geophys. Res.*, 110, B11312, doi:10.1029/2005JB003686, 2005.

(3) 平成 28 年度業務計画案

東北地方太平洋沖地震の余効変動解析を行い、レオロジー構造の選択などについて検討する。西南日本で構築した広域の有限要素モデルについて、1944年と1946年の南海トラフ沿い地震に対する粘弾性応答を見積もり、水平変動の観測データを用いて検証していく。喜界島内の河岸段丘を精査する。

東北地方の海陸地殻変動観測のデータを用いて、2011年東北地方太平洋沖地震の発生前後に起こった、プレート間固着強度の時空間ゆらぎ（余効すべりを含むゆっくりすべり

イベント、前震活動、余震活動) や内陸における地殻応答等に関する観測データの整理を進める。さらに観測データをシミュレーションデータベースと比較し、データ同化実験に取り込むための手法開発を継続する。さらに、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構、および巨大地震にともなう内陸地殻応答に関する海外の研究動向の情報収集を実施する。

さらに多くのモデルで計算して、日本海溝沿いの地域におけるシミュレーションデータベースを増やす。本課題でまとめられた観測データおよび開発中のデータ同化手法を取り入れながらパラメタ探索範囲を広げて、摩擦パラメタのチューニングも行う。

余効すべり・ゆっくり地震のデータ同化手法の開発を継続し、実際的な観測配置を用いた模擬データおよび実観測データへの適用に関する問題点を検討する。

3.10 震源モデル構築・シナリオ研究

(1)業務の内容

(a) 業務題目 「震源モデル構築・シナリオ研究」

(b) 担当者

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

(c) 業務の目的

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

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

た地震津波による広域津波についての評価も行う。

(d) 8か年の年次実施業務の要約

平成 25～26 年度:

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

平成 27～28 年度:

平成 27 年度には、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、日本列島規模の模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、高度化された日本列島規模の大規模地殻モデルの、大地震発生前後の内陸地震の活発化問題への適用を始める。強震動・津波シミュレーションと、史料・震度・地殻変動・津波データにより南海トラフの過去地震の震源過程の再評価を継続実施するとともに、応力・強度分布の推定結果を用いた地震発生サイクルシミュレーション結果に基づいて、連動の多様性を含む地震発生シナリオを提案する。上記結果等を用いて南海トラフ地震の震源モデルのレシピ化を行い、平均及び最大クラスの震源モデルを明確化する。トラフ軸付近での津波地震及び超巨大地震の発生可能性について、調査観測研究等の結果に基づいて、発生間隔（確率）を含めた現実的なハザード評価の実現性を検討する。

平成 29～30 年度:

南西諸島海溝から南海トラフまでの三次元プレートモデルを構築して日本列島広域構造モデルを完成させるとともに、南西諸島海溝にも適用できる南海トラフ巨大地震の震源モデルを構築する。また、本地域での過去地震の史料や地震・津波・地殻変動観測データと強震動・津波シミュレーションに基づき地震津波ハザードを評価する。また、他課題の成果や本研究が提供するシナリオ

に対するフィードバックに基づいて、連動条件や地震発生シナリオを改訂する。粘弾性を考慮した構造モデルでの地震の推移予測のためのデータ同化手法を開発する。

平成 31～32 年度：

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

(e) 平成 27 年度業務目的

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に、日本列島規模の粘性モデルの高度化をはかる。高精度化・広帯域化した強震動・津波シミュレーションと、震度・地殻変動・津波データにより南海トラフの過去地震の震源過程の再評価を開始するとともに、その結果を考慮した応力・強度分布推定結果にもとづく地震発生サイクルシミュレーションを行い、連動の多様性を含む地震発生シナリオを提案する。上記結果等を用いて、平均及び最大クラスを含む南海トラフ巨大地震の震源モデルのレシピ化を進める。トラフ軸付近での地震について、発生間隔（確率）を含めた現実的なハザード評価に向け、津波堆積物等の調査観測研究の結果を用いて、津波地震の発生と超巨大地震化可能性について検討する。

(2) 平成 27 年度成果

① 日本列島粘弾性モデル構築とその応用

(a) 業務の要約

震源シナリオ研究の高度化へ向けて、i)日本列島規模の大規模地殻モデルにおける弾性・粘弾性応答の解析に向けて昨年度開発した有限要素法コードの改良をさらに行い、100 億自由度の地殻変動解析を行った。ii)既往研究成果を踏まえ、日本列島の三次元的な不均質な地殻・マントル構造を考慮した日本列島広域三次元不均質構造モデルの改良を行った。これらを用いて、沈み込み帯における巨大地震に対する広域三次元不均質構造における地震時（coseismic）と地震後（postseismic）の地殻変動解析を行った。

(b) 業務の成果

本年度の業務の成果を、(a) 業務の要約に示した i)及び ii)にあわせて示す。

i) 大規模地殻・マントル構造モデルにおける弾性・粘弾性応答解析手法の構築

海溝型巨大地震の地震後地殻変動は、アセノスフェアの粘弾性緩和に大きく影響を受けると考えられている。たとえば、東北地方太平洋沖地震後 3 年間の本震震源域における海底地殻変動の観測結果は、粘弾性緩和の影響の存在を示唆している。水平成層構造を仮定した検討が多く行われている一方で、地殻・マントルの形状や物性の不均質性が及ぼす影響が大きいとの指摘もあり、三次元有限要素

法などを使って、地殻・マンツルの形状や物性の不均質性及び粘弾性を考慮した地震時・地震後地殻変動のシミュレーションが行われはじめた段階にある。一方、蓄積されてきた地殻・マンツルの形状や物性のデータを用いて現実に近い地殻・マンツル構造モデルを構築し、これを用いた三次元有限要素モデルを構築し、地殻変動シミュレーションを行うことは、計算コストの観点から難しいとされてきた（有限要素モデルの自由度のオーダーが 10^{9-10} となるため）。そこで、ハイパフォーマンスコンピューティングの技術に基づき、地殻・マンツルの形状や物性のデータを詳細に再現した三次元有限要素モデルを構築し、これを用いた弾性・粘弾性応答解析が可能な手法の構築をすすめている。弾性・粘弾性応答解析において、解析コストの大半は、 10^{9-10} 自由度の 1 次方程式の求解に費やされる。この解析コストは使用メモリ量も計算量も膨大であり実現が難しいとされていたが、多数コアを持つ CPU ベースの分散メモリ計算機上での計算手法の開発に昨年度成功した。具体的には、計算機メモリ量及び計算速度双方に配慮し、 10^{2-4} 計算ノード程度の環境で 10^{9-10} 自由度の有限要素モデルを 10^{3-4} 回 24 時間程度で解くことを可能とする分散メモリ計算機上における並列有限要素解析手法と並列計算用有限要素モデル構築手法を開発した。開発手法を、 10^{3-4} 個の CPU 計算機環境(京コンピュータ：Fujitsu SPARC64 VIIIfx 8 コア 2.0 GHz、16 GB メモリ)へ実装し、OpenMP/MPI ハイブリッド並列計算を可能にしている。

このような大規模解析において、その数値解の精度保証（数値検証）を行うことは、計算コストの観点から非常に難しい問題となるが、数値解を用いた詳細な検討を進める上で不可避の課題である。そこで、昨年度構築した日本列島ほぼ全域を含む $2944 \times 2752 \times 850$ km の領域における地殻構造モデル（図 3-10-①-1、図 3-10-①-2 参照）を用いて有限要素モデルを構築し、また、昨年度開発した弾性・粘弾性応答解析を拡張した手法を用いて、数値解のメッシュサイズ依存性の確認を行った。その結果、最大で約 100 億自由度の有限要素モデルまでを用いることで、本研究で行っている数値解の精度が十分に保証されていることを示すことができた。

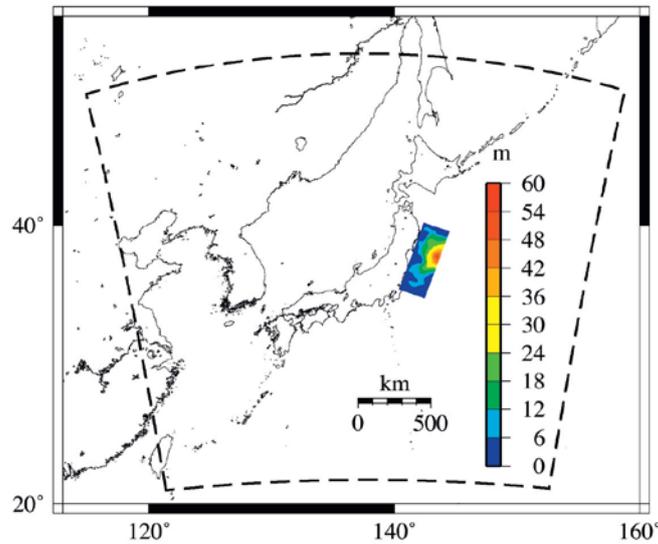


図 3-10-①-1、数値検証に用いた日本列島モデルのモデル化範囲(破線内)及びその入力となる断層すべり分布。

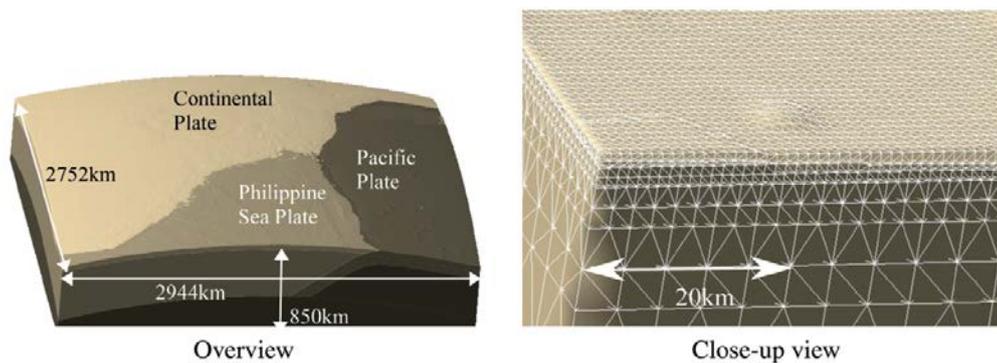


図 3-10-①-2、数値検証に用いた日本列島有限要素モデル(図 3-10-①-1 の破線内をモデル化)。

ii) 日本列島モデルの改良手法の構築

日本列島の地震時・地震後の挙動推定の信頼性を向上する上で、弾性・粘弾性応答解析手法の構築とともに、日本列島モデルの改良も重要となる。そのため、改良手法構築を行うとともに、実問題への適用によりその有効性を示した。具体的には、地震時・地震後の地殻変動データから、アセノスフェア粘性率と断層すべりを同時推定する手法の構築を行っている。東北地方を対象として、真値となる地殻構造、アセノスフェア粘性率、断層すべりから人工的な地殻変動データを作成し、この地殻変動データからアセノスフェア粘性率、断層すべりを同時推定する手法の基礎検討を行った(解析に用いた地殻構造モデルを図 3-10-①-3 に示す)。具体的には、粘弾性層を 4 層、地震時すべりを 53 個の小断層の重ね合わせで表現し、これらのパ

ラメータを地殻変動データから推定することとなる。合計 90 回の順解析を行うことで、57 個の未知パラメータは真値へと収束し、本改良手法が列島モデルの改良に適用可能なことが示された（解析結果例を図 3-10-①-4 に示す）。なお、地殻・マントルの形状や物性の不均質性が及ぼす影響を考慮するため、順解析には有限要素法を用いており、その解析コスト自体も膨大となり、解析時間が長くなるため推定実行が不可能となる。そのため、開発をすすめている弾性・粘弾性応答解析手法を適用することで、解析時間の短縮を図っている。

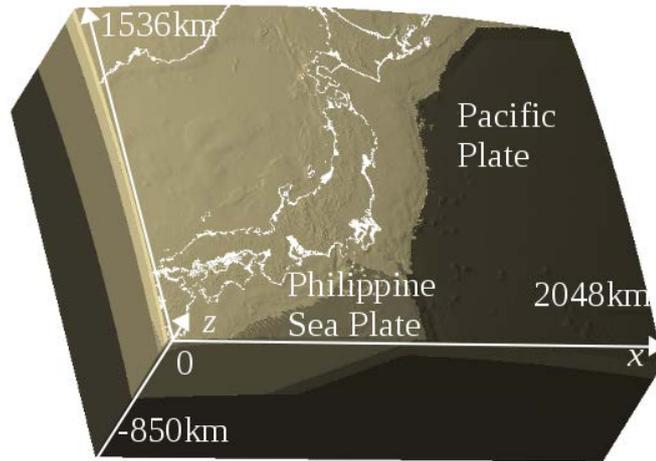


図 3-10-①-3、粘性率と断層すべりの同時推定に用いた高詳細な日本列島有限要素モデル。

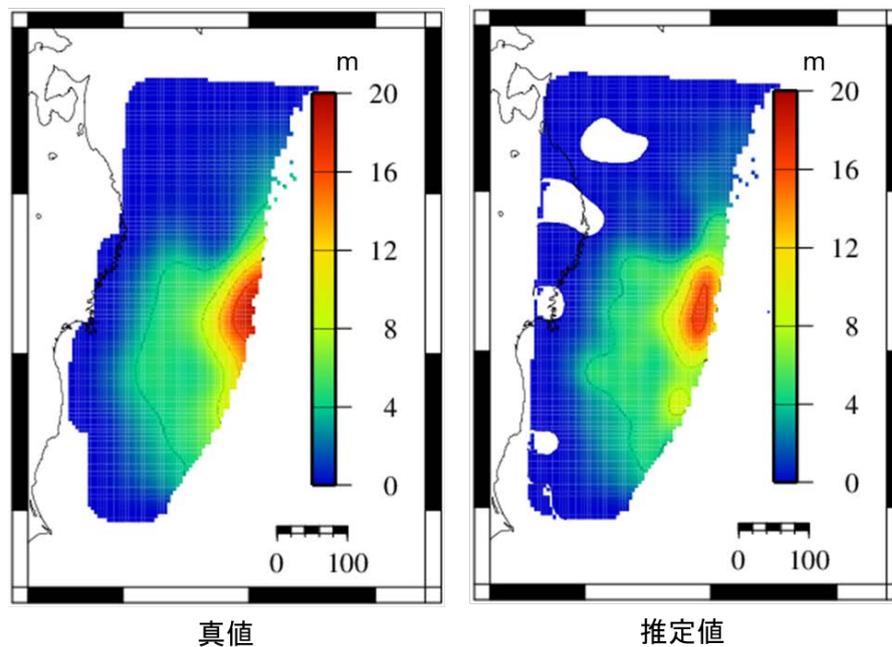


図 3-10-①-4、高詳細な日本列島有限要素モデルを用いた粘性率・断層すべり同時推定の推定結果例。断層すべり真値（右図）と推定値（左図）。

(c) 結論ならびに今後の課題

本年度は、高詳細な地殻・マントル構造モデルを用いた弾性・粘弾性地殻変動解析手法の開発をすすめるとともに、日本列島モデルの改良手法の検討もすすめた。また、これらを用いて沈み込み帯における巨大地震に対する広域三次元不均質構造における地震時地震後の地殻変動解析を行うことで、地殻・マントルの形状や物性の不均質性が及ぼす影響を考慮可能なこれらの手法の有効性を示した。来年度以降、弾性・粘弾性地殻変動解析の開発を進めるとともに、日本列島広域構造モデルの信頼性向上とそれを用いた弾性・粘弾性地殻変動解析を行う予定である。

(d) 引用文献

なし

②地震発生サイクル計算手法の高度化

(a) 業務の要約

(1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化

摩擦力は摩擦係数と有効法線応力の積で表される。熱的加圧などによる間隙流体圧の変化を考えず有効法線応力が一定とした場合、現状の準動的地震サイクル計算では、速度・状態依存の摩擦則に従う摩擦係数の変化だけを考え、地震サイクル計算を行っている。ところが、非平面断層上でのすべりでは法線応力変化が生じて摩擦力が変化する。そこで、本研究ではプレート境界の非平面形状変化に起因する法線応力変化を考慮した準動的地震サイクル計算手法を開発した。昨年度は比較的長波長のプレート形状や海嶺列の沈み込みの効果を調べたが、今年度は、沈み込む孤立した海山の影響を調べたので報告する。

(2) 動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化

現状の地震サイクル計算では計算の困難さから多くの単純化がされている。その一つに、動的慣性項の効果を放射減衰項により近似した準動的扱いがある「Rice, 1993」。そこで、高次の有限要素法と言えるスペクトル要素法を用いて、動的破壊過程を含む二次元地震サイクル計算手法の開発を行なっている。昨年度は、公開されている SEM2DPACK 「Amuero, 2012」を元に、「Kaneko *et al.*, 2011」に従い、準動的地震サイクル計算アルゴリズムを組み込んだ。「Kaneko *et al.*, 2011」では、面外 (anti-plane) 破壊問題を扱っているが、沈み込み帯の海溝型巨大地震を扱うため、面内 (in-plane) 問題でのコードを開発した。今年度は、地表を含む垂直断層について地震サイクルシミュレーションを行ない、メッシュサイズの影響を調べた。

(b) 業務の成果

(1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化

東北地方太平洋沖地震の震源域に存在する沈み込む海山の影響で海溝近傍での大きな地震すべりをもたらした可能性が、動的破壊シミュレーションから示唆されている（「Duan, 2012」, 「Fukuyama and Hok, 2013」）。動的破壊シミュレーションでは、動的破壊過程は正しくシミュレーションできているが、破壊前の初期条件を設

定する必要があり、その設定が必ずしも地震サイクル中に蓄積された応力状態を設定できているとは限らない。そこで、こういった沈み込むプレート境界の起伏の影響が地震サイクルにどのように影響するのか、昨年度開発した H 行列による省メモリ・高速化に加え「Ohtani *et al.*, 2011」、法線応力の変化を考慮した地震サイクルシミュレーションコード「Ohtani, 2015」を用いて得られた結果について報告する。

図 3-10-②-1 のように、 $a-b < 0$ となる円形速度弱化領域（アスペリティ）内に 2 種類の形状（球・台形モデル）で海山を模し（凸部高さを h_s 、円の半径を r_s とする）、凸部境界でのすべりに起因する法線応力変化を考慮した地震サイクルを実行した。凸部のないフラットな場合をモデル 1、球モデルで $r_s=25\text{km}$ 、 $h_s=2\text{km}$ をモデル 2、 $r_s=16.6\text{km}$ 、 $h_s=2\text{km}$ をモデル 3、台形モデルで $r_s=28\text{km}$ 、 $h_s=2\text{km}$ をモデル 4 と呼ぶ。各モデルについて、地震サイクルシミュレーションを行なった。なお、速度状態依存摩擦則の発展則として、Composite law「Kato and Tullis, 2001」を用いている。

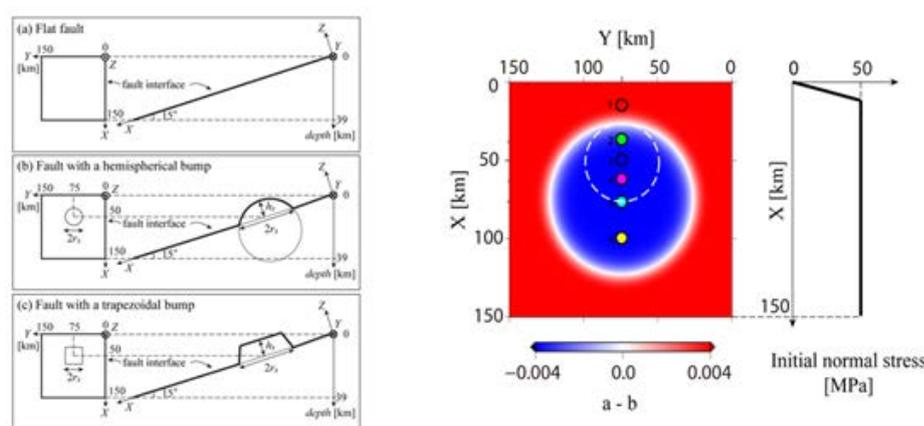


図 3-10-②-1、(左図) プレート境界形状の表現。(a) フラットなプレート境界、(b) 球状の一部で模した海山、(c) 台形の形で模した海山 ((b), (c) で凸部高さ h_s 、円の半径 r_s)。 (右図) 摩擦パラメータ $a-b$ の分布と初期法線応力の深度分布。

各モデルに対して、法線応力変化を含む準動的な地震サイクル計算を行ったところ、モデル 1 - 4 の地震の再来間隔は、それぞれ 96.24、93.75、86.53、77.71 年と異なり、プレート境界がフラットな標準モデルに比べ、海山を含むプレート形状モデルの方がその再来間隔が短くなることが分かった。地震サイクル中の地震発生直前と直後のすべり速度と初期応力からの法線応力の変動分布を図 3-10-②-2 に示す。

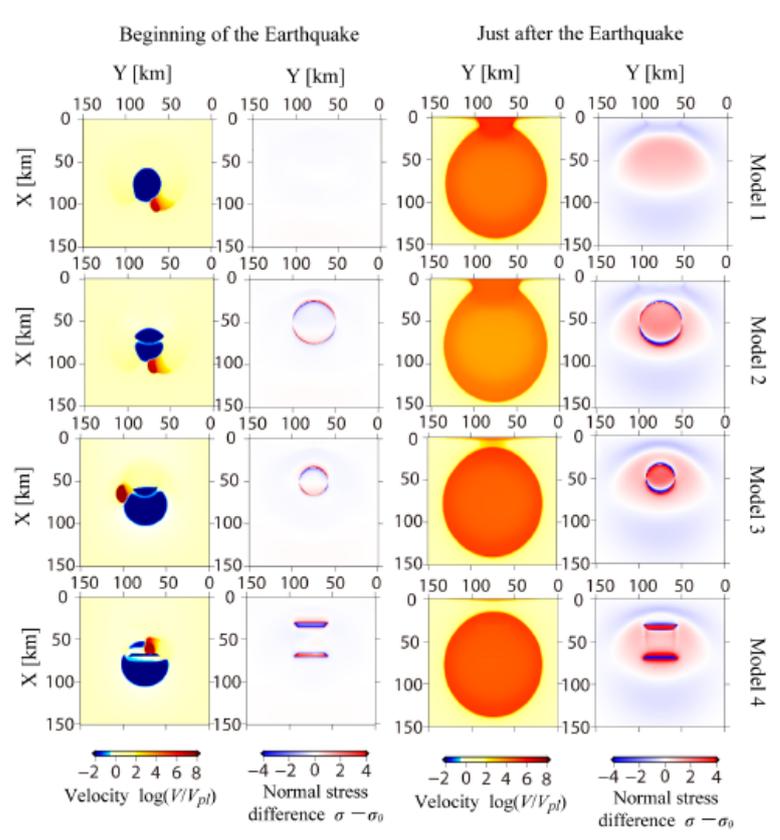


図 3-10-②-2、モデル 1 – 4 について、地震サイクルにおける地震発生前と発生直後におけるすべり速度と法線応力を示す。フラットモデル 1 を除き、凸部のうちに大きな法線応力変化が見られる「Ohtani, 2015」。

フラットモデル 1 では法線応力変化は少ないが、モデル 2 – 4 では凸部のエッジ部に大きな法線応力変化が現れる。アスペリティ内で地震すべりが発生するとすべり域深部を除き法線応力が上昇する。一方、地震間ではアスペリティは固着し、法線応力は逆に浅部で下がり深部で上昇する。フラットモデル 1 では、はっきりとこのパターンが現れるが、モデル 2 – 4 では凸部のまわりでやや複雑になる。図 3-10-②-2 に見られるように、凸部内の浅部と深部では地震サイクルを通じて法線応力が逆のセンスで変動する。地震発生により凸部内浅部では法線応力が上がり深部では下がるが、地震後の地震間では逆になる。形状の違いによる法線応力変化について、モデル 2 と 3 は同じ球モデルであるが、3 の方が曲率が大きいため、法線応力変化が大きい。台形モデル 4 では上部と下部のエッジ部分に集中的に変動が現れる。法線応力が下がると摩擦が下がるため、弱部となり破壊し易くなるが、上がると強部となり破壊のバリア部となる。全てのモデルで法線応力の低下した部分で非地震性すべりが発生し、地震すべりに発展する。モデル 1 – 4 の順に法線応力低下が増し、強度が下がり破壊しやすくなる。その結果繰り返し間隔が短くなる。

動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化
 昨年度開発した面内 (in-plane) 二次元スペクトル要素法 (SEM) コードを用いた動

的・準動的地震サイクルによる、地表を含む垂直断層モデルでの地震サイクル計算を行った。ここで用いるモデルは、「Lapusta *et al.*, 2000」の anti-plane 問題のモデルと同様のジオメトリである (図 3-10-②-3)。

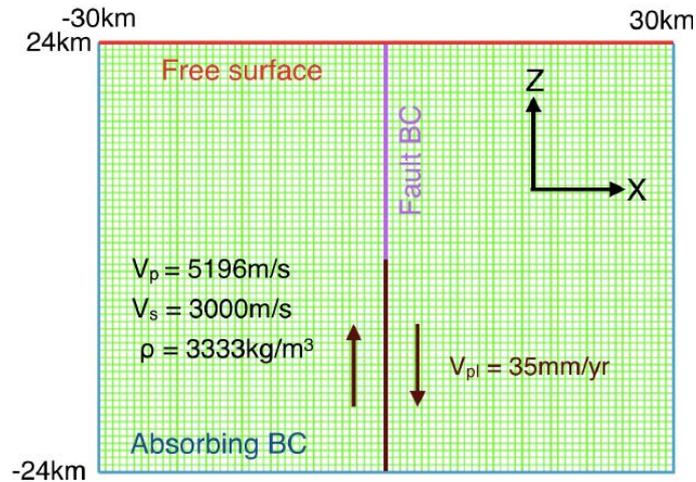


図 3-10-②-3、地表を含んだ二次元垂直断層モデル。「Lapusta *et al.*, 2000」と同じジオメトリであるが、in-plane 問題を扱っている。地表(Free Surface)以外の周囲の境界は吸収境界(Absorbing BC)である。矢印で示すように、断層下部にローディング速度 V_{pl} として 35mm/年を与えている。断層部分に図 3-10-②-4 の摩擦パラメータ分布を与えている「清水, 2015」。

解析に用いたメッシュの要素長 (h) は 500m であり、要素数は 11520 個、自由度は約 40 万である。プレートローディング (V_{pl}) は 35mm/年で、断層上深部部分にのみ課している (図 3-10-②-3 の矢印)。速度状態依存摩擦則「Dietrich, 1979」の摩擦パラメータ (a 、 b 、 L 、初期法線・せん断応) 分布を図 3-10-②-4 に示す。

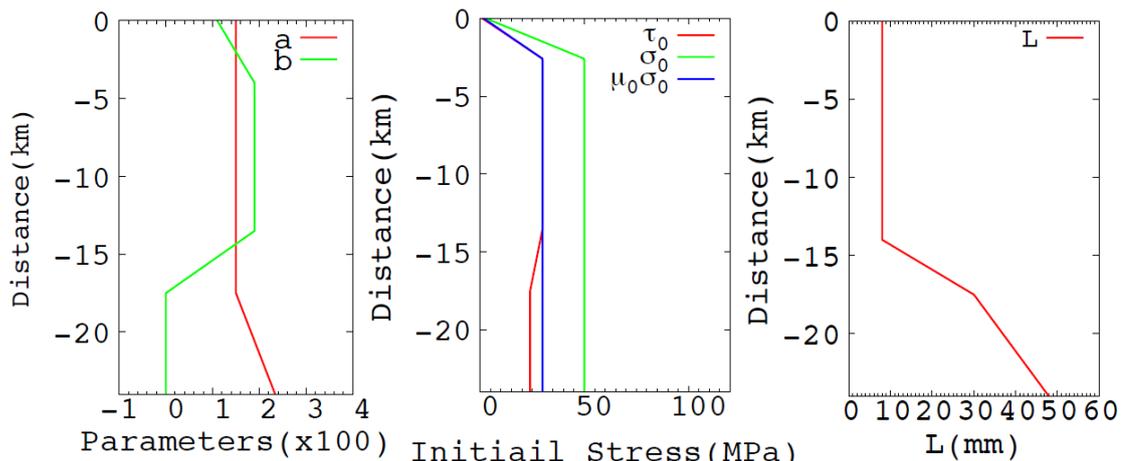


図 3-10-②-4、シミュレーションに用いた断層パラメータの空間分布。縦軸に dip 方向の距離、横軸にパラメータ。左図は速度・状態依存摩擦則の a および b の値である。中心の図は初期剪断応力 (赤色)、初期法線応力 (緑色)、初期断層強度 (青色破線) を示している。右図は特徴的すべり距離 L に分布を示す「清水, 2015」。

地表付近は速度強化 ($a-b>0$) となっている。補間多項式の次数は4次、準動的から動的への切り替え速度 (VQD) は 3.0mm/秒、動的から準動的への切り替え速度 (VDQ) は 1.5mm/秒を用いている。図 3-10-②-5 に、計算された5サイクルにおける断層面上の累積変位の深さ分布を示す。地表を考慮しても、計算自体は破綻することがなく計算できている。ところが、図 3-10-②-5 から再来間隔や破壊開始点が安定していないことが分かる。これは、空間的な離散化サイズ Δx が大きすぎるときの典型的な不安定であると思われる。

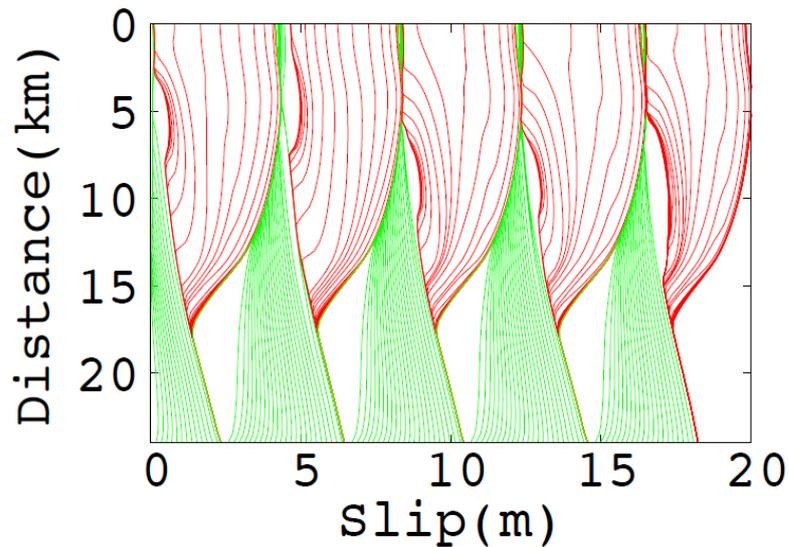


図 3-10-②-5、断層における累積すべり量の深さ分布。赤線はすべり速度が 1mm/sec を超えた時点から、1秒毎に引いている。緑線はすべり速度が 1mm/sec より遅いときに5年毎に引かれている。メッシュサイズ $h=500\text{m}$ 「清水, 2015」。

速度状態依存摩擦則に従う断層では、速度弱化 ($a-b<0$) 領域の長さが臨界核形成サイズ h^* を上回るときのみ、地震性のすべりが生じる。二次元問題における臨界核形成サイズは、

$$h_{RR}^* = \frac{\pi}{4} \frac{\mu^* L}{(b-a)\sigma}$$

$$h_{RA}^* = \frac{2}{\pi} \frac{\mu^* b L}{(b-a)^2 \sigma}$$

である。ここで、 a 、 b 、 L は速度状態依存摩擦則の摩擦パラメータ、 σ は法線応力を示す。ただし、 h_{RR}^* は「Rice and Ruina, 1983」における線形化安定解析で求められた h^* であり、 h_{RA}^* は「Rubin and Ampuero, 2005」によって $a/b>0.5$ の場合において、準静的なクラックの進展に対するエネルギーバランスから求められた値である。このとき、 μ^* は anti-plane 問題の場合は $\mu^*=\mu$ 、in-plane 問題の場合は $\mu^*=\mu/(1-\nu)$

である。ただし、 μ は剛性率、 ν はポアソン比である。 h^*_{RR} は準静的にすべっている断層面において、1 つの離散化セルのみで不安定なすべりを起こさないための長さスケールであり、地震間及び核形成をコントロールする重要なパラメータである。離散化セルサイズ h が h^*_{RR} より大きいと、数値計算による人工的な破壊が生じる。また、動的破壊の際には、cohesive zone サイズ（「Palmer and Rice, 1973」, 「Day *et al.*, 2005」）が分解能を決める重要なパラメータとなる。cohesive zone サイズは破壊フロントにおいて剪断応力がピーク値から残留値まで降下する空間の長さスケールである。破壊伝播速度 $c=0+$ のときの cohesive zone サイズの大きさを Λ_0 と表記すると、速度・状態依存摩擦則を使用する場合の Λ_0 は、

$$\Lambda_0 = C_1 \frac{\mu^* L}{b\sigma}$$

と表される（「Palmer and Rice, 1973」, 「Day *et al.*, 2005」）。ただし、 C_1 は定数であり、cohesive zone 内の応力分布が線形である場合は $9\pi/32$ である。 $c>0$ のときは cohesive zone サイズは Λ_0 よりも小さくなる。三次元動的破壊シミュレーション結果から、動的破壊過程の分解能としては $\Lambda_0/\Delta x=3\sim 5$ が必要であるとされる「Day *et al.*, 2005」。速度弱化領域では、 h^*_{RR} は 1.26km、 h^*_{RA} は 4.844km、 Λ_0 はおおよそ 0.125km であり、内挿関数の次数が 4 であることを考えると、このモデルの離散化サイズ $\Delta x=0.125\text{km}$ となり、必ずしも十分小さいとは言えない。

そこで、 $h=250\text{m}$ 、 $\Delta x=0.063\text{km}$ となるようにメッシュの細分化を行ってサイクル計算を行った。図 3-10-②-6 に図 3-10-②-5 と同じフォーマットで結果を示す。まだ、 Δx は Λ_0 の半分程度で必ずしも十分とは言えないが、図 3-10-②-6 の 3 サイクル後の破壊開始点は図 3-10-②-5 と比べてかなり安定してきたのが分かる。このように、地表を含む垂直断層での地震サイクルを準動的・動的スイッチを行いながら計算することに成功している。

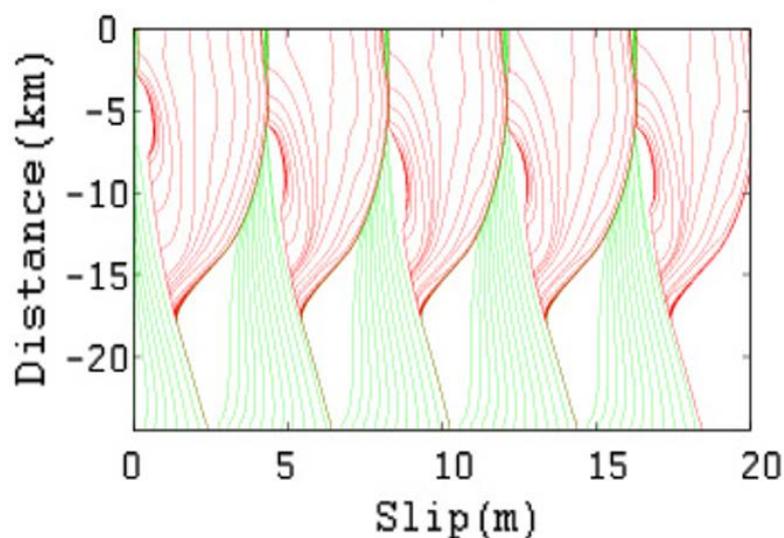


図 3-10-②-6、 図 3-10-②-5 と同じ断層における累積すべり量の深さ分布であるが、メッシュサイズ $h=250\text{m}$ 。図 3-10-②-5 に比べて、破壊開始点の位置が 3 サイクル以降安定してきたのが分かる。

(c) 結論ならびに今後の課題

(1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化
 プレートの非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した準動的地震サイクル計算手法の高度化を行った。今年度は沈み込む海山の影響を調べたところ、従来考えられているように単純に破壊を止めるバリアとして振舞うわけではないことが分かった。

ただし、このシミュレーションは海山を模した凸部面上にすべりが生じるときの法線応力の変化を考慮した計算で、海山そのものが沈み込んでいく効果を含んでいない。「Hori *et al.*, 2000」は、有限要素法により海山が移動しながら沈み込んでいく効果を調べている。今後の課題として、この影響も地震サイクル計算に組み込む必要があると考えている。

(2) 動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化

スペクトル要素法 (SEM) による、動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化を行った。面内 (in-plane) 問題において、動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の開発を行なった。地表を含む垂直断層の場合について、メッシュサイズの影響を調べ、メッシュサイズを小さくしたところ、安定した結果が得られ、垂直断層においては計算が可能であることを確認した。

今後の課題として、傾斜断層での動的破壊伝播過程を含む地震サイクル計算手法の開発を行なう。

(d) 引用文献

- 1) Ampero, J.P., SEM2DPACK Use's Guide, [http://web.gps.caltech.edu/~ampuero/soft/users_guide sem2dpack.pdf](http://web.gps.caltech.edu/~ampuero/soft/users_guide_sem2dpack.pdf) , 2012.
- 2) Day, S. M., L. A. Dalgner, N. Lapusta, and Y. Liu, Comparison of finite difference and boundary integral solutions to three-dimensional spontaneous rupture. *Journal of Geophysical Research*, 110, 2005.
- 3) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
- 4) Duan, B., Dynamic rupture of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Roles of a possible subducting seamount, *J. Geophys. Res.*, 117, B05311, 2012.
- 5) Fukuyama, E. and S. Hok, Dynamic overshoot near trench caused by large asperity break at depth, *Pure Appl. Geophys.*, 1–9, 2013.
- 6) Hori, T., T. Baba, P. R. Cummins, and Y. Kaneda, Effects of subducted seamounts on the source process of the 1946 Nankai earthquake, SW Japan, Extended Abstract On-Line, 2nd ACES (APEC Cooperation for Earthquake Simulation) Workshop in Japan, Section III, 2000.
- 7) Kaneko, Y., Ampuero, J. P., and Lapusta, N., Spectral-element simulations of long-term fault slip: Effect of low-rigidity layers on earthquake-cycle dynamics. *J. Geophys. Res.*, 116, 2011.
- 8) Kato, N., and T. E. Tullis, A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103–1106, 2001.
- 9) Lapusta, N., Rice, J. R., Ben-Zion, Y., and Zheng, G., Elastodynamic analysis for slow tectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate- and state-dependent friction. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23765-23789, 2000.
- 10) Ohtani, M., Large-scale quasi-dynamic earthquake cycle simulations with Hierarchical Matrices Method, Ph.D. thesis, Graduate School Science, Kyoto University, pp.102, 2015.
- 11) 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 Computer Science*, 4, 1456–1465, 2011.
- 12) Palmer, A. C., and J. R. Rice, The growth of slip surfaces in the progressive failure of over-consolidated clay. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, 332, 527-548, 1973.
- 13) Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885–9907, 1993.
- 14) Rice, J. R., and A.L. Ruina, Stability of steady frictional slipping. *Journal of applied mechanics*, 50, 343-349, 1983.

- 15) Rubin, A. M., and J. P. Ampuero, Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults. *Journal of Geophysical Research*, 11, 2005.
- 16) 清水宏幸、スペクトル要素法を用いた 2 次元地震サイクルシミュレーション手法の開発、京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文, pp.62, 2015.

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

「C. Hashimoto *et al.*, 2014」が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステムは、地震発生の物理に基づき地殻応力状態の時間発展を再現するための基本的なフレームワークである。これに従って、或る時点の応力状態を適切に推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成するためには、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る現実的な断層構成関係を設定することが重要な課題となる。構成関係パラメーターの設定に制約を与えるには、地震間のすべり遅れ分布、過去の地震の開始点や伝播範囲、大地震の発生間隔、及びスロースリップの発生などの多様な情報を通して数値シミュレーション結果を検討する必要がある。今年度は、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域モデル（全長約 700 km）の高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km、計算点間隔 2 km）大規模計算により、西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定した南海トラフ域のすべり遅れレートを再現するための現実的な断層構成関係の検討を進めた。地震発生領域のピーク強度の違う複数のモデルを設定して、準静的テクトニックローディングシミュレーションにより実現するすべり遅れ分布の検討を行ない、構成関係の設定に制約条件を与え得る可能性を示した。また、初期クラックサイズを適切に評価し、動的破壊が進行するかどうかの評価を行うことで、構成関係パラメーターの設定に制約を与えることが出来るかの考察を行った。

(b) 業務の実施方法

「C. Hashimoto *et al.*, 2014」は、三次元プレート境界面形状モデルを共通の基盤とした準静的テクトニックローディングモデルと動的地震破壊伝播モデルから成る地震発生サイクルシミュレーションシステムを開発し、地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレームワークを示した。地震発生直前の応力状態と断層構成関係が与えられれば、その後の動的破壊伝播が計算され、そこから生じる地震波動も同時に計算できる（「E. Fukuyama *et al.*, 2009」）。このような考え方に従って、或る時点の応力状態を適切に推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成するためには、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る現実的な断層構成関係を設定することが重要な課題となる。構成関係パラメーターの設定に制約を与えるには、地殻変動データのインバージョン解析による地震間のすべり遅れ分布（「C. Hashimoto *et al.*, 2009; C. Hashimoto *et al.*, 2012」）、過去の地震の開始点や伝播範囲、大地震の発生間隔、及びスロースリップの発生などの多様な情報を通して数値シミュレーション結果を検討する必要がある。以上を踏まえて、名大では昨年度に、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域（全長約 700 km）・高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km、計算点

間隔 2 km) シミュレーションを実現するための計算コードの最適化を完了した。さらに、この広域・高解像度準静的テクトニックローディングモデルを用いて、南海トラフ域の断層構成関係を設定する試行を行い、GEONET データから推定したすべり遅れ分布を数値シミュレーションにより再現することが可能であることを示した。更に、名大と防災科研共同で、準静的テクトニックローディングと動的破壊伝播の連成シミュレーションの大規模なテスト計算を行った。

今年度は、名大では、昨年度の成果に基づき、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域・高解像度モデルを用いて、南海トラフ域の断層構成関係の検討を行った。大規模並列計算には、東京大学情報基盤センターの FX10 を利用した。準静的テクトニックローディングシミュレーションでは、「H. Aochi and M. Matsu'ura, 2002」のすべりと時間に依存する断層構成則のパラメーターである α , β , c の分布によりプレート境界面上に地震発生領域を設定する。西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定した南海トラフ域の地震間のすべり遅れレートを再現する現実的な断層構成関係を検討するため、地震発生領域に於けるピーク強度の違う複数のモデルを設定して、数値シミュレーションにより実現するすべり遅れ分布の時間発展を調べた。

防災科研では、名大で計算された広域高解像度モデルの結果を用いて動的破壊伝播の計算を行い、準静的テクトニックローディングによる歪蓄積が動的破壊伝播へと遷移し得るかどうかの評価を行った。破壊伝播し得るかどうかの評価を行うにあたっては、初期クラックの大きさを静的破壊エネルギーの概念を用いて評価した後、その初期クラックサイズを用いて、破壊を開始させ、破壊伝播の計算を行った。

(c) 業務の成果

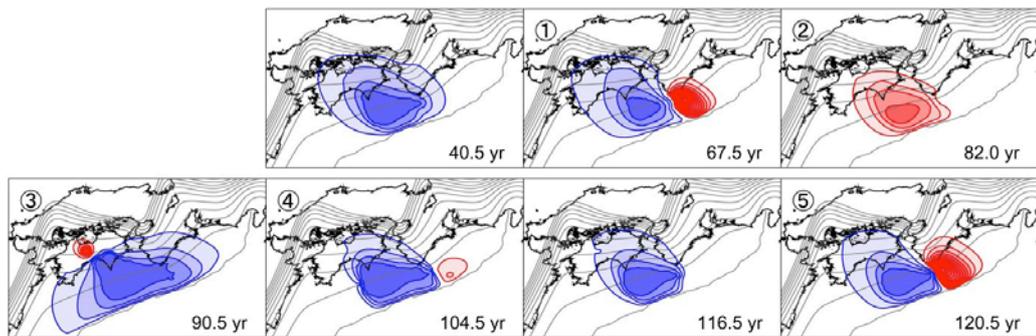
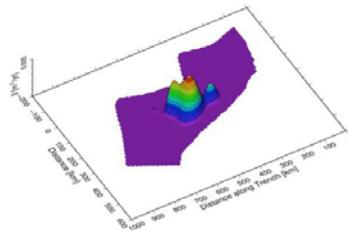
今年度の業務実施の結果、以下の成果を得た。

(1)西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定したプレート境界面上のすべり遅れレートの分布を再現する現実的な構成関係パラメーター分布を検討するために、「H. Aochi and M. Matsu'ura, 2002」のすべりと時間に依存する断層構成則に基づき、パラメーター α , β , c の設定を行なった。パラメーター分布の異なる複数のモデルを構築し、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。シミュレーション例を以下に示す。

例 1) 地震発生領域のピーク強度が ~ 0.5 MPa となるように設定した場合には、多様なすべりの様態が実現するが、地震の繰り返し周期は 100 年に及ばない。

構成則パラメーター β (最大値 $0.005\text{m}^2/\text{yr}$) 分布による地震発生域の設定(右図)

他のパラメーター設定: $\alpha = 0.5, c = 10^6$



①③-⑤スロースリップ ②地震(南海震源域):最大すべり量約2.5 m

図 3-10-③-1、シミュレーション例 1。ピーク強度を低く設定した場合に、数値シミュレーションにより実現した地震発生サイクル。

例 2) 南海地震発生領域のピーク強度が ~ 2 MPa 程度となるように設定した場合には、GPS データから推定したすべり遅れ分布のパターンを再現することができる。しかし、紀伊半島南端域では、ピーク強度を低く(~ 1 MPa) 設定したため、地震発生サイクルの早い段階で、すべり遅れが蓄積しなくなる。このことは、設定した強度レベルでは、GEONET データから推定された紀伊半島南端域のすべり遅れパターンを説明できないことを意味する。

構成則パラメーター c (最大値 4×10^6) の分布による地震発生域の設定(右図)

他のパラメーター設定: $\alpha = 0.5, \beta = 0.005\text{m}^2/\text{yr}$

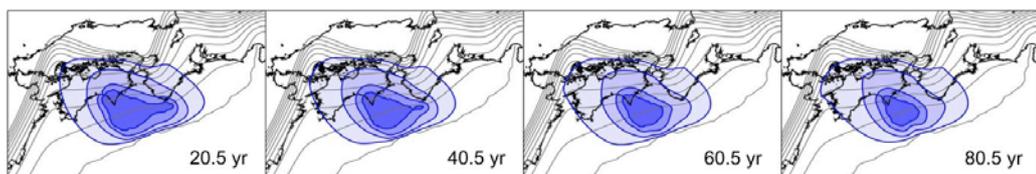
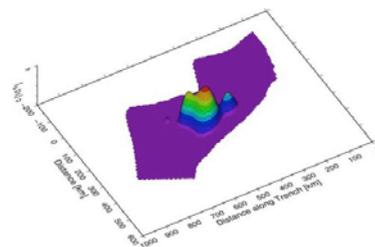


図 3-10-③-2、シミュレーション例 2。数値シミュレーションにより実現したすべり遅れ分布。

例 3) 南海地震発生領域のピーク強度が ~ 2 MPa 程度となるように設定した場合には、GPS データから推定したすべり遅れ分布のパターンを再現することができる。紀伊半島南端域では、ピーク強度をやや高く (~ 2 MPa) 設定したため、地震間の 100 年以上に亘り、すべり遅れのパターンが維持される。この値は、GEONET データから推定されるすべり遅れパターンを説明するための構成則パラメーター設定に制限を与える。

構成則パラメーター c (最大値 4×10^6) の分布による地震発生域の設定 (右図)

他のパラメーター設定: $\alpha = 0.5$, $\beta = 0.005 \text{ m}^2/\text{yr}$

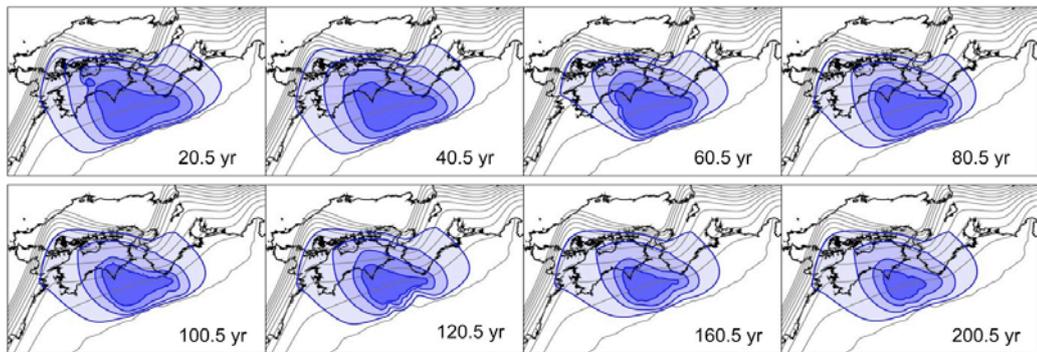
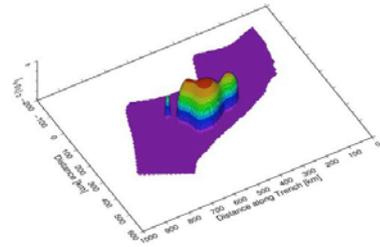


図 3-10-③-3、シミュレーション例 3。数値シミュレーションにより実現したすべり遅れ分布。

(2) 例2と例3のケースについて、地震発生サイクル過程の中で実現するピーク強度とすべり遅れ分布を比較した。

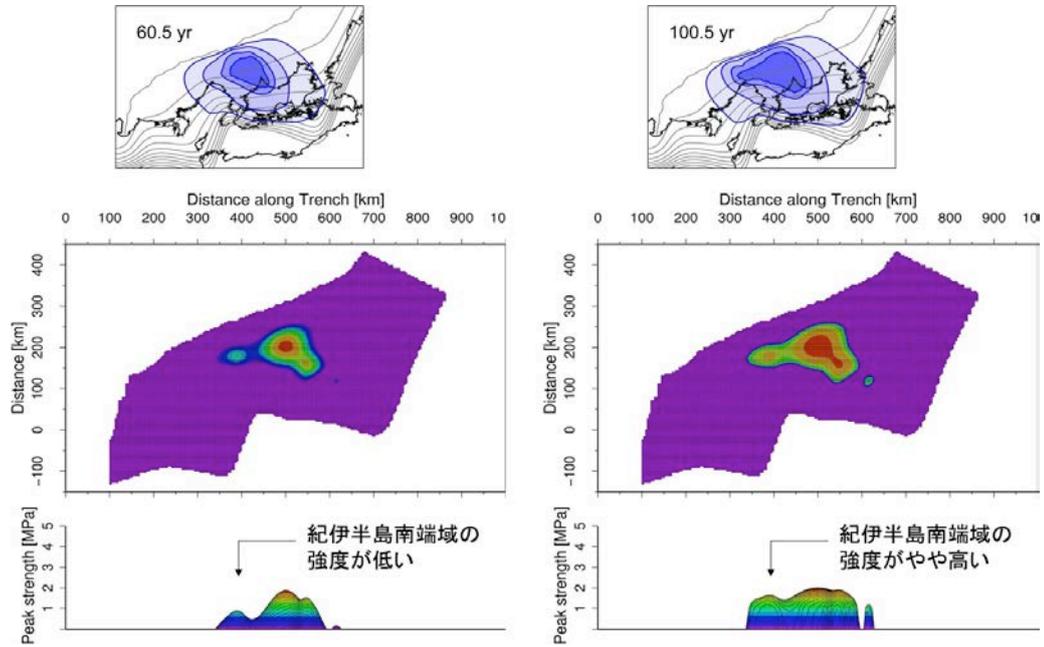


図 3-10-③-4、ピーク強度とすべり遅れ分布の比較。左列と右列のパネルは、それぞれ、シミュレーション例2と例3を示す。(上段)地震発生サイクル過程の中で実現したプレート境界面上のすべり遅れ分布。(中段、下段)プレート境界面上のピーク強度分布。マップ上の位置は上段の図に対応。

(3)例1のケースについて、動的破壊への破壊モードの移行が起こるかどうかを調べるために、初期クラックの大きさを推定した後、その初期クラック内部においては、動的破壊伝播開始時に一斉に破壊すると仮定して、破壊伝播の計算を行った。経過時間が短く、すべり遅れによる歪の蓄積が十分でない場合は、動的破壊伝播を開始させてもすぐに破壊が停止してしまうが、すべり遅れ分布が十分成長し、歪が十分に蓄積されている場合には、破壊が動的に進展し、破壊はすべり遅れ領域(歪蓄積領域)全体に広がることを確認した。

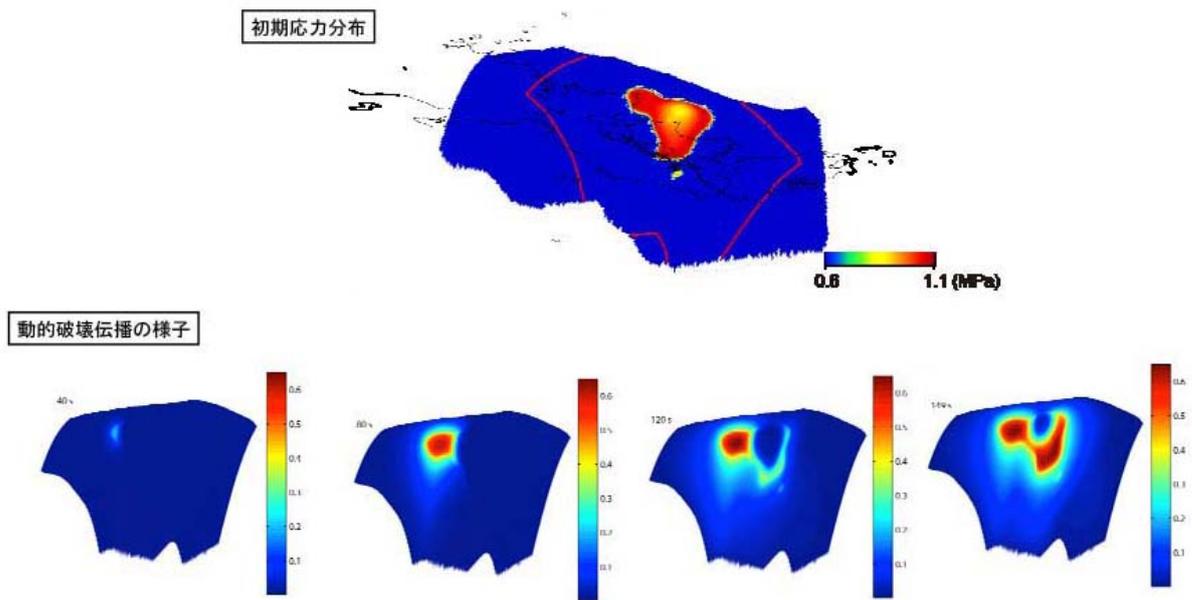


図 3-10-③-5、動的破壊伝播の計算例 上図：準静的テクトニックローディングのシミュレーションによって計算された初期剪断応力の分布。赤枠内の領域を動的破壊伝播の計算領域として設定し、計算を行った。下図：動的破壊伝播のスナップショット。紀伊半島南部から開始した破壊は、四国南東部の応力蓄積領域を壊しながら伝播し、四国西部に回り込んだ後、最終的には、全領域に及んだ。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域モデル（全長約 700 km）の高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km，計算点間隔 2 km）大規模計算により、西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定した南海トラフ域のすべり遅れレートを再現するための現実的な断層構成関係の検討を進めた。地震発生領域のピーク強度の違う複数のモデルを設定して、準静的テクトニックローディングシミュレーションにより実現するすべり遅れ分布の検討を行ない、構成関係の設定に制約条件を与え得る可能性を示した。次年度以降の計画に向けては、計算量の増加に伴い、より効率的な計算が必要となるため、引き続き計算コードの高速化が課題である。また、

今後は、地震間のすべり遅れ分布や過去に発生した大地震の開始点や伝播範囲、及び時系列などの多様なデータを検討して、構成関係設定のより詳細な制約条件を探索すると共に、このようにして得られた現実的な断層構成関係を用いて、南海トラフ域の地震発生サイクル過程の再現と将来の地震発生シナリオの構築を行うことが課題となる。

(e) 引用文献

- 1) 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.
- 2) Fukuyama, E., R.Ando, C.Hashimoto, S.Aoi, and M. Matsu'ura, A physics-based simulation of the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake to predict strong ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99, 3150-3171, doi:10.1785/0120080040, 2009.
- 3) 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.
- 4) Hashimoto, C., A.Noda, and M.Matsu'ura, , The Mw9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, *Geophys. J. Int.*, 189, 1-5, 2012.
- 5) Hashimoto, C., A.Noda, T.Sagiya, and M. Matsu'ura, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2, 141-144, 2009.

④地震発生シナリオ評価

(a) 業務の要約

平成 26 年度の南海トラフの地震発生サイクルシミュレーションの結果、M7 クラス地震の誘発によって、南海地震の規模が小さくなったり、再来間隔が数十年短くなったりすることがわかった。その結果を受けて、南海トラフの過去の地震発生履歴を、誘発現象による規模と再来間隔の変化という観点で検討した。南海地震は、規模大（M8.5 以上）の繰り返しの中で、規模小（M8.5 未満）が 1 回あるいは複数回発生しており、複数回の場合には規模大が先送りしたという解釈になる。その場合、1946 年の規模小で次の規模大が先送りされているのが現状ということになり、今後日向灘地震のような誘発原因があれば、再び規模小が比較的短期間に発生することになり、誘発原因がなければ、規模大がより長期間、間をおいて発生することになる。今後はさらに、東海を起点とする地震の発生とそれによる誘発を考慮に入れた南海トラフの地震発生繰り返しシナリオの検討が必要である。

(b) 業務の実施方法

平成 26 年度、これまでの南海トラフ域を対象とした準動的地震サイクルモデル研究で得られている、南海トラフ地震が熊野灘から開始し、その後、東海・南海セグメン

トを様々なタイミングで破壊する地震シナリオに対し、M7.5の日向灘地震を南海トラフ地震サイクルの様々なタイミングで加え、その後の地震サイクルの変化を調べた結果、南海地震の発生間隔が数十年短縮されて規模が比較的小さくなり、次の規模大の地震の発生時期が遅れることが見られた。このことを踏まえて、誘発による地震の規模や発生間隔の変化を考慮して、南海トラフの地震発生系列を見直した。

(c) 業務の成果

比較的大規模の大きな（M8.5以上の）地震と小さな（M8.5未満の）地震とが交互に繰り返す南海トラフの地震発生サイクルの繰り返しシミュレーションのセッティングで、次に比較的大きな地震が起こるタイミングでM7.5の日向灘地震を発生させると、サイクルの1/2から3/4程度の範囲では、規模小の南海地震がまず誘発され、次に起こるはずだった規模大の地震が先送りされるということが見られた（Hyodo et al., 2016）。このことは、誘発現象によって地震発生の規模や繰り返し間隔が大きく影響を受けることを示しており、過去の南海トラフの地震の多様性の原因を考慮する際に、誘発現象を柱に検討することの必要性を示唆している。特に、規模大の地震の発生間隔が、規模小の地震が誘発されることによる先送りの有無によって大幅に変化するとともに、再来間隔が長い場合には、その間に規模小が複数繰り返すことになる。

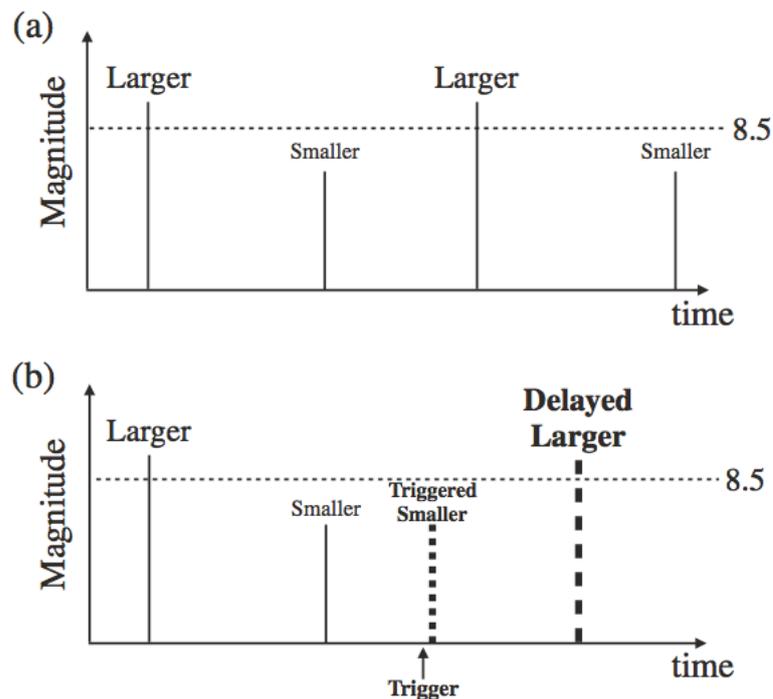


図 3-10-④-1 (a)誘発が起きない場合の地震発生サイクル。比較的大規模の大きな地震（M8.5以上）と小さな地震（M8.5未満）が交互に発生する。(b)次に規模大の地震が起こるタイミングで、誘発により地震発生を早める影響が与えられると、比較的大規模の小さい地震がまず発生し、次に起こるはずだった規模大の地震の発生は遅れる（Hyodo et al., 2016）。

そこで、過去の南海トラフの地震発生繰り返しを、規模大の南海地震発生を軸に検討することを試みた。その結果を図 3-10-④-2 に示す。規模大の地震としては、1707 年、1361 年、887 年が挙げられる。その場合、1707 年の後の起こり方は、1854 年が規模小、次の 1946 年が再び規模小なので、これが何らかの原因による誘発で、その次の規模大が先送りされた状態にあるというのが 1 つのシナリオとして考えられる。また、1361 年と 1707 年の間については、1498 年が規模小（ただし、これは南海地震についてであって、東海地震はむしろ規模が大きめ）で、その間の 1605 年は津波地震あるいは伊豆小笠原の地震と仮定しカウントしないとすると、規模大の地震の再来間隔は 346 年という解釈となる。その場合、887 年まで遡ると、再来間隔が 474 年と非常に長くなるが、歴史的に知られている地震はその間に 1099 年の 1 回のみであり、従来からも言われているように、記録に残っていない地震が存在する可能性がある。これは単純に同程度の繰り返しで地震が発生するというのではなく、プレートが一定速度で着実に沈み込み、さらに上盤と固着して歪を着実に蓄積していく以上、ある程度の再来間隔で M8 クラスの地震を起こさないと、歪の蓄積・解放の収支が合わなくなるということである。もちろんゆっくりしたすべりでの解放の可能性も無いとは言えない。



図 3-10-④-2 南海トラフの地震の規模・再来間隔変化の原因についての検討結果

一方、東海地震について、駿河湾内まで震源域が延びる地震が毎回ではなく、その可能性が高いのが 1854 年、1498 年、1096 年であることを考慮する（瀬野,2012 など）と、その繰り返しは、南海の規模大と同程度で 356 年や 402 年となる。これまでの我々のシ

ミュレーションでは、紀伊半島を起点とする地震の起こり方を中心に扱ってきたが、東海を起点とする地震の繰り返しがあるという観点（瀬野, 2012 に近い）に立つと、南海地震の繰り返しの規模や再来間隔の変化が東海を起点とした地震による誘発によっても生じているということになる。

(d) 結論ならびに今後の課題

誘発による規模や再来間隔の変化の観点で、南海トラフの地震発生の繰り返しを検討した。南海トラフでの地震は規模大の繰り返しの中で、規模小が1回あるいは複数回発生しており、複数回の場合には規模大が先送りしたという解釈になる。その場合、1946年の規模小で次の規模大が先送りされているのが現状ということになり、今後日向灘地震のような誘発原因があれば、再び規模小が比較的短期間に発生することになり、誘発原因がなければ、規模大がより長期間、間をおいて発生することになる。

今後は、東海を起点とする地震の発生とそれによる誘発を考慮に入れた南海トラフの地震発生繰り返しシナリオの検討が必要である。

(e) 引用文献

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

瀬野徹三, 南海トラフ巨大地震-その破壊の様態とシリーズについての新たな考え-地震, 64, 97-116, 2012.

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

巨大地震時の強震動予測の高度化には、強震動予測のための巨大地震の震源モデル像の構築と、震源域から強震動予測を行う対象地点を含む地殻・地盤の地震波速度構造モデルの構築が必要である。強震動予測は地震被害の予測や軽減のために行うものであるため、地震被害を受ける構造物の周期帯域を意識する必要がある。近年の構造物の巨大化や複雑化により、広帯域（具体的には周期 0.1 秒程度から 10 秒程度）の強震動予測が必要となってきた。この観点に基づいた震源モデルの複雑さや、地下構造モデルの複雑さを取り入れた検討を進めていく必要がある。

地震調査研究推進本部によって進められてきた地震動予測地図作成において、広帯域の時刻歴強震動予測手法とともに、震源モデルや地下構造モデルのプロトタイプが提案されて活用されている。また、震源モデルのモデル化手法や、大規模堆積盆地モデルのような各地域の地下速度構造モデルにおいて高精度化に関する研究も行われている。本業務にあたっては、これらの震源モデル、地殻・地盤速度構造モデルに関する既往研究に基づき、それらの広帯域化や信頼性を上げていくための方法論の検討と、改良モデルを提案していくことを目的としている。

(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

昨年度、本業務では、プレート境界地震では波形インバージョンで得られるアスペリティ(大すべり域)と経験的グリーン関数法でモデル化される強震動生成域(SMGA)が大ききずれを示した。そして、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(0.1-10Hz)で定義されるSMGAをベースに構築するという方針を立て、2011年東北地方太平洋沖地震、2003年十勝沖地震、1994年三陸はるか沖地震をはじめとする、過去のプレート境界地震のSMGAモデルを収集し、大きさ、応力降下量、絶対位置等のパラメータについて経験則を模索した。

その中で、SMGAの面積と応力降下量の関係を調べたところ、面積の小さいSMGAでは応力降下量のばらつきが大きく、面積が大きくなると変動が小さくなることがわかった(図3-10-⑤-1)。これは、強震動生成する場の不均質性を示している可能性があると考えられる。地震のSMGAを求める際には、経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法で破壊の様々な不均質性による高周波数の放射が要素震源に含まれているため、SMGA内の不均質を敢えて求めることはしないことが多いが、SMGA内の破壊過程は複雑であることが推定される。また、SMGAに対応すると考えられる場所と同様な場所で、特に強い短周期パルスが発生する小領域が、1978年宮城県沖地震「松島・川瀬, 2006」や、2011年東北地方太平洋沖地震(「野津, 2012」、「Kurahashi and Irikura, 2013」)で見ついている。本年度は、SMGAの面積-応力降下量の関係を手ごかりに、地震が起きればSMGAになるような場の応力降下量分布のモデル化を試みた。

応力降下量の不均質分布は、空間的には、 k^{-1} の波数スペクトル形状を持つフラクタル分布を仮定し、確率分布には対数正規分布を仮定した。応力降下量分布の k^{-1} 波数スペクトル分布は、地震発生の際は自己相似な不均質性を持つという推測のもと、ブロードバンドで複雑な観測波形を再現するものとして提案されてきたものであり(「Frankel, 1991」、「Herrero and Bernard, 1994」など)、波形インバージョンで得られるすべり分布の k^{-2} 分布(「Somerville *et al.*, 1999」、「Mai and Beroza, 2002」)と対応している。確率分布が対数正規分布というのは、すべり量の確率分布から推定されている「Gusev, 2011」。

応力降下量の不均質分布のモデルは、上述のような仮定で、その k^{-1} 分布のコーナー波数、および、対数正規分布の形状(平均や分散に当たるもの)を変えて生成した。その応力降下量分布モデルから、様々な面積を切り出してその内部の平均応力降下量を計算し、面積-平均応力降下量の分布を得、これが昨年度に整理したSMGAの面積-応力降下量の関係を模倣するようにパラメータを調節した。こうして得られた応力降下量の不均質分布を図3-10-⑤-2に、再現された面積-応力降下量の関係を図3-10-⑤-3に示す。

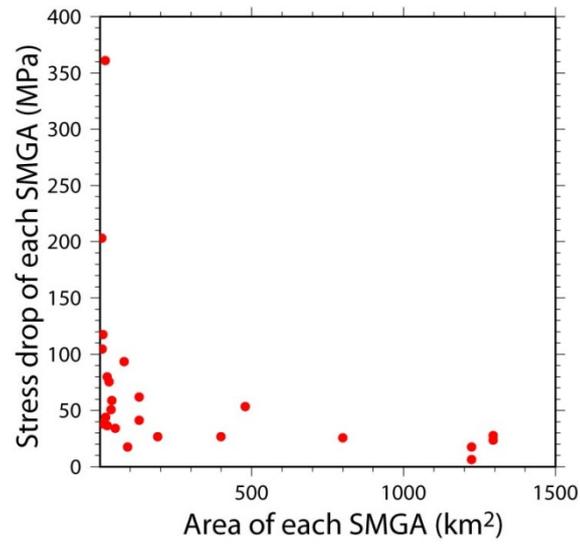


図 3-10-⑤-1、プレート境界地震の個々の SMGA の面積とその応力降下量の関係

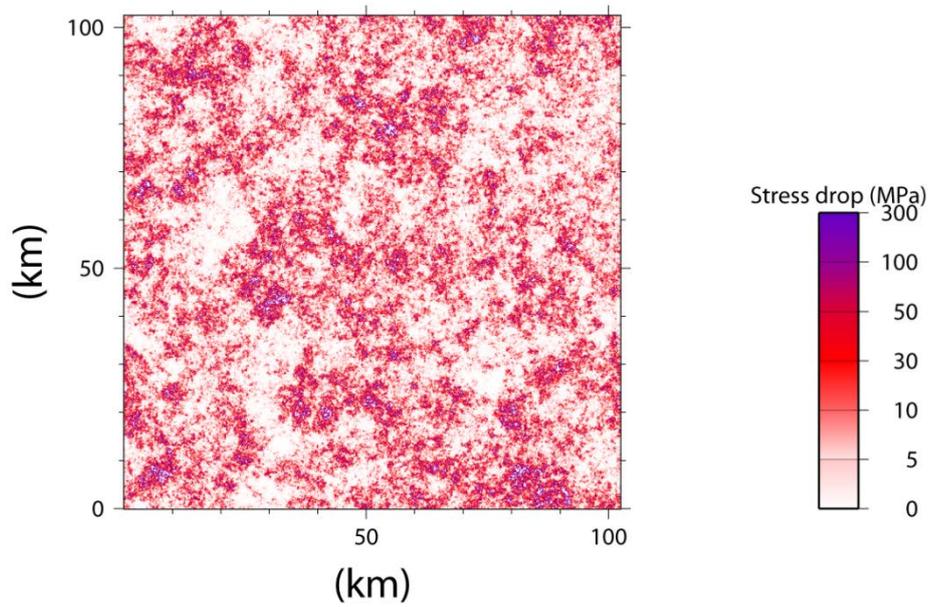


図 3-10-⑤-2、SMGA の面積と応力降下量の関係とフラクタル分布の仮定からモデル化した、SMGA になり得る場の応力降下量分布

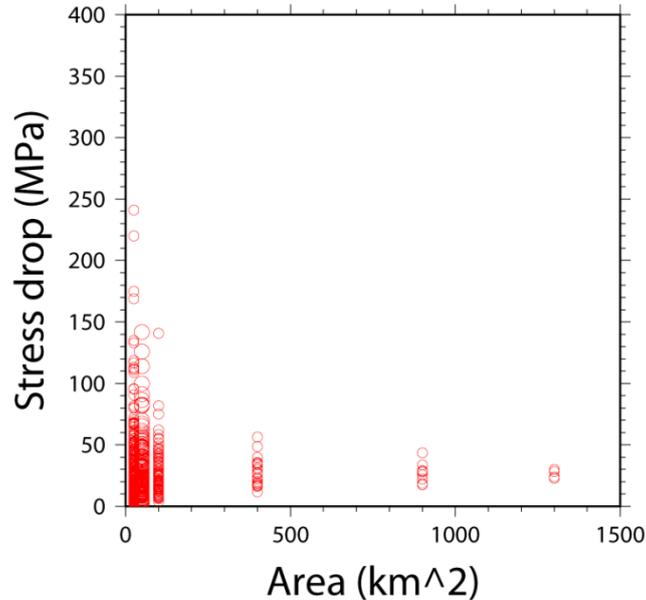


図 3-10-⑤-3、応力降下量分布モデルから再現された SMGA の面積と応力降下量の関係

2) 海陸地震波干渉法による伝播経路地殻構造モデルの検証・高度化

微動や脈動記録を対象に、任意の2観測点間での微動・脈動記録の相互相関関数を計算し、2観測点間の相互相関関数に基づいてグリーン関数に関する情報を得る手法である地震波干渉法の適用が、地震学や物理探査学において、さまざまな地域、空間スケールで進んでいる。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解析を行う。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に基づいて、先行研究（例えば、「Yamada and Iwata, 2005」、「Furumura *et al.*, 2008」、「Nakamura *et al.*, 2014」）でも指摘されており、震源域と陸域の間に位置する付加体の地震波速度構造を高度化することは、南海トラフ巨大地震の地震動シミュレーション研究の高精度化のためには不可欠であると考えられる。今年度は、紀伊半島～四国地方と東南海地震の震源域である熊野海盆の間の地殻構造に注目し、地震波干渉法解析に基づく観測点間相互相関関数を抽出するためのデータ解析を実施した。

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、昨年度にDONET1の広帯域地震計20点の連続波形データ約1.6年分（2013年1月15日～2014年9月2日）の提供を受け、データフォーマットの変換作業を実施した。DONET1は5つのノードに各4つの観測点が接続されている。各観測点には、Guralp社製広

帯域地震計 CMG-3T が設置され、3 成分の地動速度記録がサンプリング周波数 200Hz で収録されている。陸側の観測点については、上記 DONET1 のデータ提供期間に対応する期間の記録について、国立研究開発法人防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 (F-net) 及び京都大学防災研究所の広帯域地震計 (STS-1、STS-2 または STS-2.5 のいずれか 3 成分が設置されている) の連続記録を収集し、同様にデータフォーマットの変換作業を実施した。

昨年度に整備したデータセットを用い、今年度は観測点間の相互相関関数を抽出するためのデータ解析を進めた。解析対象の広帯域地震観測点地図を図 3-10-⑤-4 に示す。解析手順は地震波干渉法の標準的手続きとしてによって提案されている解析手法「Bensen *et al.*, 2007」に従った。以下にその概略を述べる。

まず、連続記録を 1 時間毎のセグメントに分割し、DONET1 地震計の設置方位情報 (「中野・他, 2012」) をもとに水平成分の波形データの座標変換を行った。次に、記録のオフセットを補正した後に、0.025Hz から 2 Hz の帯域通過フィルターを適用した。非定常信号 (地震、ノイズ等) の影響を抑制するため、時間領域において、Running Absolute Mean 法「Bensen *et al.*, 2007」による正規化を行ったのち、Fourier 変換を行った。周波数領域でスペクトルホワイトニング操作を行い、2 点間のクロススペクトルを成分ペア (3 成分×3 成分=9 通り) 毎に計算した。これらのクロススペクトルを Fourier 逆変換して、時間領域に戻した。これをすべての連続記録に対して行い、それらを時間領域でスタックして、最終的な相互相関関数とした。スタッキングにより得られた相互相関関数を座標変換して、Vertical、Radial、Transverse 成分を作成し、グリーンテンソルの Z-Z、Z-R、Z-T、R-Z、R-R、R-T、T-Z、T-R、T-T に対応する 9 つの相互相関関数の組を得た。以上の計算を、すべての観測点ペアに対して実施した。今年度解析した観測点は、DONET1 が 20 地点、F-net が 11 地点である。海域-陸域のペアは $20 \times 11 = 220$ ペア、海域-海域のペアは 190 ペアである。

図 3-10-⑤-5 に得られた相互相関関数に 0.1-0.2Hz の帯域通過フィルターを適用した結果の例を示す。この図では、DONET1 の KMD15 観測点と F-net の KIS (紀和) 観測点の間の相互相関関数を示している。時間軸で causal (時刻が正) の部分が KMD15 から KIS に向かって伝播する信号、anti-causal (時刻が負) の部分が KIS から KMD15 に向かって伝播する信号に対応する。時間原点に対してほぼ左右対称な信号が得られていることがわかる。

微動 (脈動) 源の季節変化の影響を見るために、1 ヶ月毎にスタックした結果を例示したものが図 3-10-⑤-6 である。同図の左は、図 3-10-⑤-5 にと同様に、KMD15-KIS の観測点ペアである。この図では $(ZR-RZ) / 2$ によって得られた R-R 成分を示している。右図は、KMD15-KMD04 のペアである。このペアは DONET1 の観測点同士のペアであるので、熊野海盆内部を伝播するグリーン関数の表面波成分 (Rayleigh 波成分) に対応する信号が見られている。この図から、季節によって微動震源に含まれる周波数成分の微妙な違いによるピーク時刻の見かけの違いは少しあるものの、各月の位相はお互いに非常によくあっており、本解析対象領域において微動の季節変化の影響は顕著ではなく、年間を通して安定した結果が得られているといえる。

図 3-10-⑤-7 に、KMD15 観測点を基準として、DONET1 及び F-net の各観測点に対する相互相関関数を距離に従ってプロットしたものである。左図が Z-Z 成分、右図が T-T 成分に対応する。それぞれ、Rayleigh 波、Love 波に対応すると考えられる信号が距離に沿って伝播している様子を見ることができた。海域－陸域のペアに比べ、海域－海域（DONET1 観測点同士）のペアでは、表面波の伝播速度が遅くなっているように見える。

平成 28 年度は、今年度準備した全観測点ペアの相互相関関数のデータを用い、熊野海盆から紀伊半島にかけての領域において、周期別の群速度の空間マッピングを行い、既存の三次元地下構造モデルの検証を進める計画である。

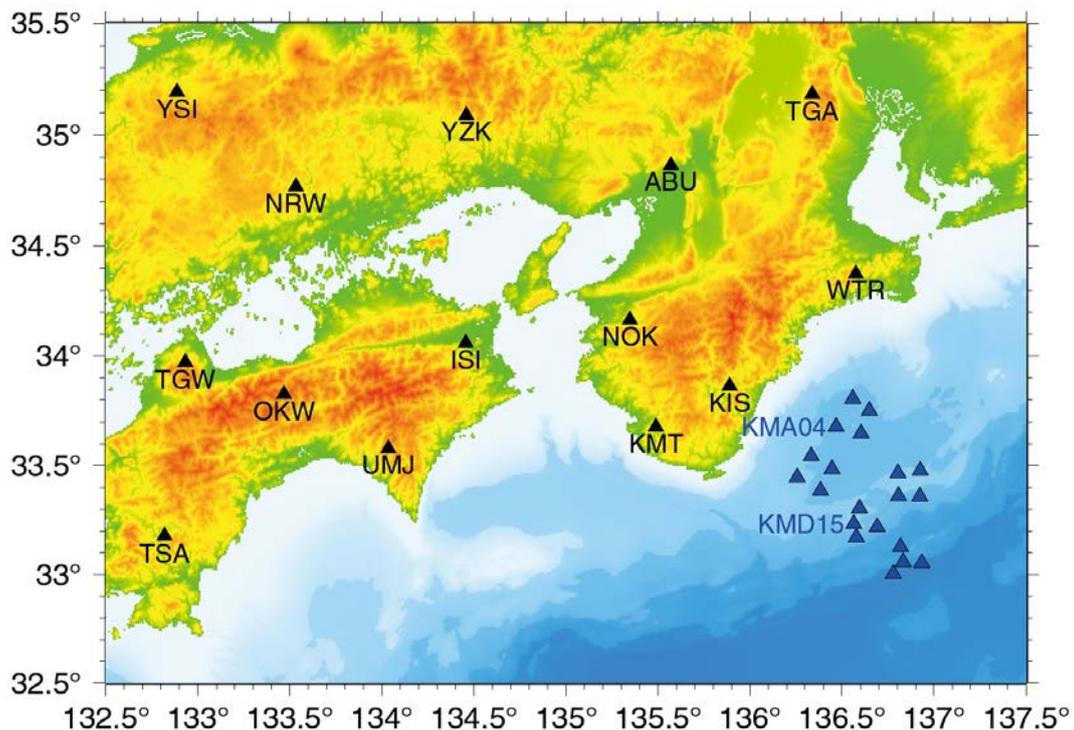


図 3-10-⑤-4、解析対象の広帯域地震観測点。黒色三角印が F-net 観測点、青色三角印が DONET1 観測点の位置を表す。標高及び水深は一般財団法人日本水路協会海洋情報研究センター刊行の日本近海 30 秒グリッド水深データ第二版を使用した。

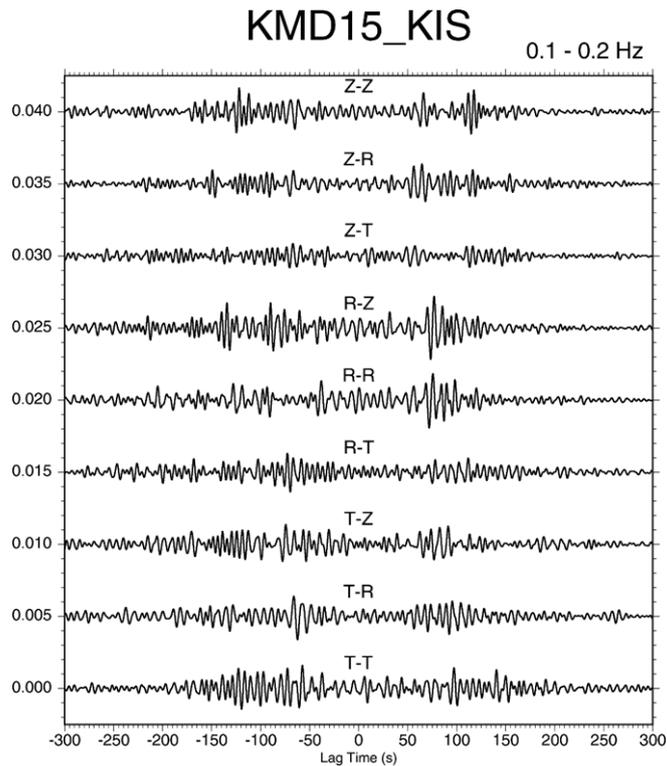


図 3-10-⑤-5、地震波干渉法解析によって得られた 2 点間相互相関関数の例。

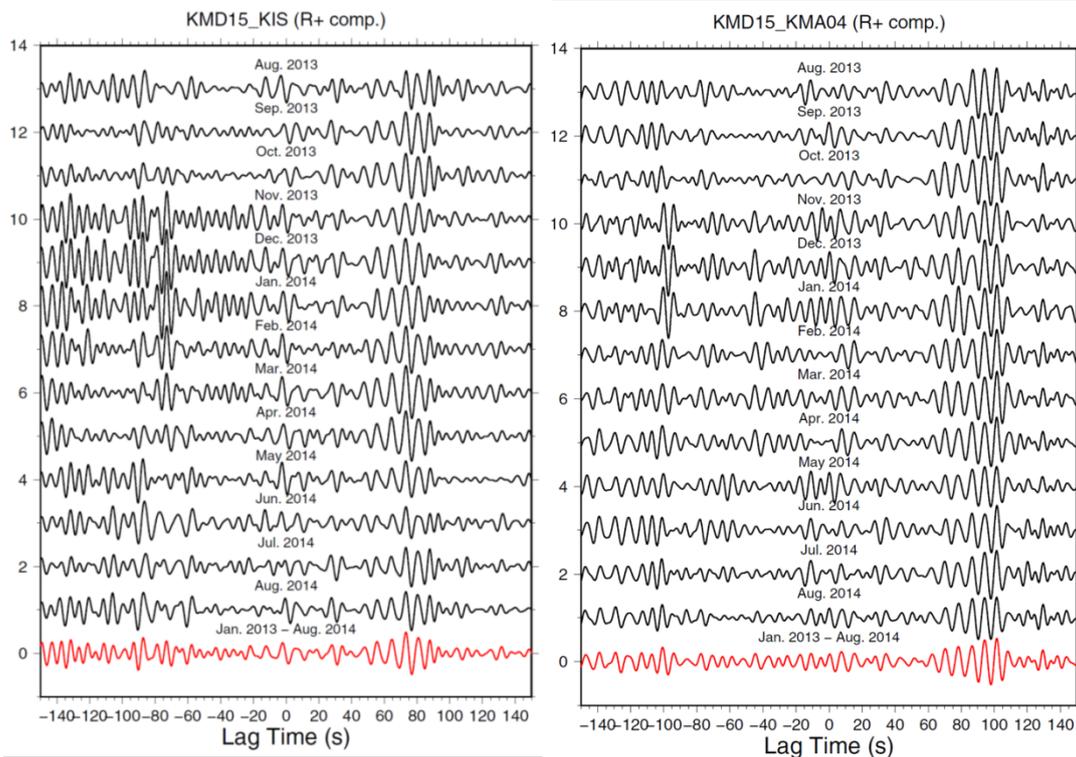


図 3-10-⑤-6、2 点間相互相関関数の季節変化の例。0.1-0.2Hz の R-R 成分を例として示す。左：海域－陸域（KMD15－KIS）、右：海域－海城（KMD15－KMA04）のペア。

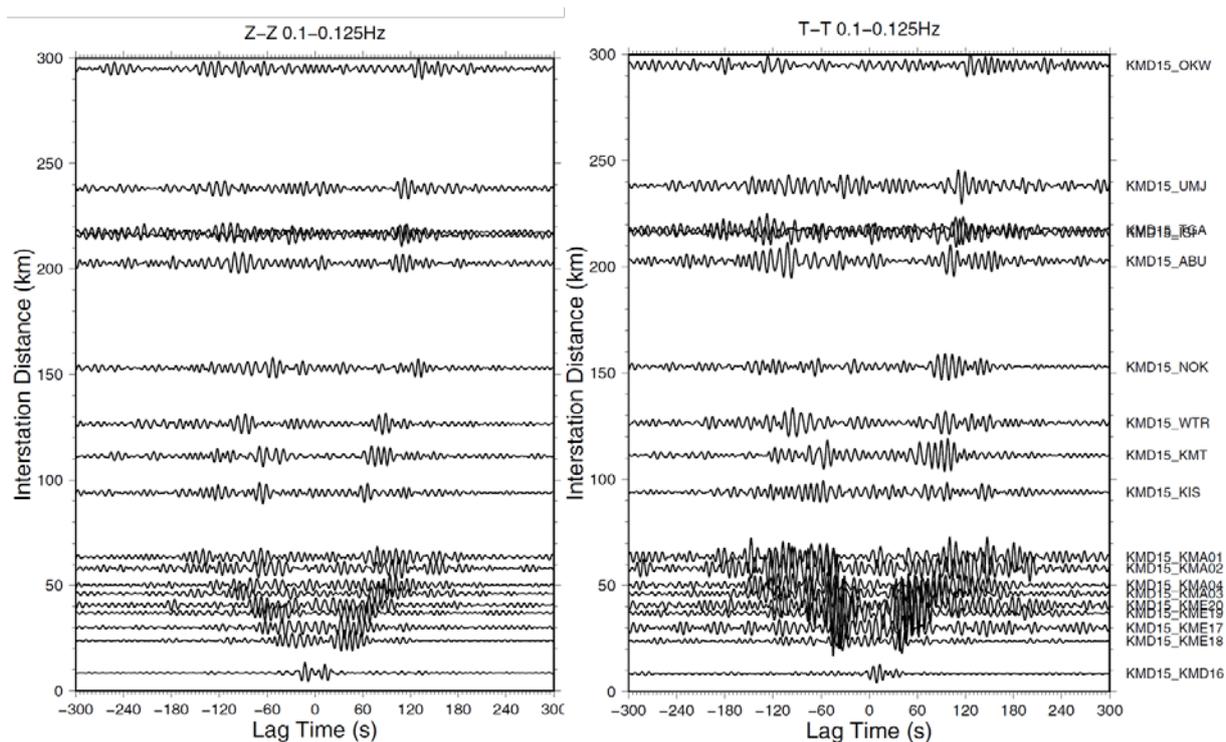


図 3-10-⑤-7、KMD15 観測点を基準としたペーストアップ。左図：R-R 成分、右図：T-T 成分。

(c) 結論ならびに今後の課題

震源のモデル化に関して、既往研究の SMGA の応力降下量の特徴を踏まえ、その特性を表す不均質モデルの提案を行った。今後、モデル化された応力降下量分布を仮定した SMGA モデルを用いて地震波形を合成し、観測された地震動の特徴と比べて妥当性を検討していく。なお、今回はすべり分布もしくは応力降下量分布のモデル化を行ったが、同時に破壊伝播の不均質の設定が重要であり、波形合成と観測記録等との比較を通じてその検討も行う。

伝播経路構造モデルの高度化を目的として、DONET1 と F-net の固体域地震計連続記録を用い、海域－陸域、海域－海域ペアの 2 点間相互相関関数を計算し、Rayleigh 波及び Love 波の伝播に対応すると考えられる信号を抽出した。今後は、今年度準備した全観測点ペアの相互相関関数のデータを用い、熊野海盆から紀伊半島にかけての領域において、周期別の群速度の空間マッピングを行い、既存の三次元地下構造モデルの検証を進めていく必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 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.

- 2) Frankel, A., High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value and the scaling of strength on faults, *J. Geophys. Res.*, **96**(B4), 6291-6302, 1991.
- 3) 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.
- 4) Gusev, A., Broadband kinematic stochastic simulation of an earthquake source: a refined procedure for application in seismic hazard studies, *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 155-200, 2011.
- 5) Herrero, A. and P. Bernard, A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1216-1228, 1994.
- 6) Kurahasi, S. and K. Irikura, Short-period source model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**(2B), 1373-1393, 2013.
- 7) Mai, P.M. and G. Beroza, A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, **107**(B22), DOI: 10.1029/2001JB000588, 2002.
- 8) 松島信一・川瀬博, 海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球, 号外 **55**, 98-102, 2006.
- 9) Nakamura, T., M. Nakano, N. Hayashimoto, N. Takahashi, H. Takenaka, T. Okamoto, E. Araki, Y. Kaneda, Anomalous large seismic amplifications in the seafloor area off the Kii peninsula, *Marine Geophysical Research*, 2014, **35**(3), 255-270, 2014.
- 10) 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.
- 11) 野津厚, 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案, *日本地震工学会論文集*, **12**, 21-40, 2012.
- 12) Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80, 1999.
- 13) Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_j 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 197-202, 2005.

⑥シミュレーションに基づく南海トラフ地震津波の検証・評価

(a) 業務の要約

平成 27 年度では、従来日向灘における大地震、あるいは明応七年八月廿五日（ユリウス暦 1498 年 6 月 30 日）の明応東海地震に先行する明応南海地震と考えられてきた、明応七年六月十一日（ユリウス暦 1498 年 6 月 30 日）について史料の見直しを行い、その地震像の再検討を行った。また、1854 年安政東海地震と 1946 年昭和東南海地震の同一地域における津波高・被害規模の稠密な比較を行う事により、それぞれの

地震の津波波源域・震源モデルの違いの検討を行った。検討のために、1854年安政東海地震の津波被害記録の収集と整理、1946年東南海地震による津波被害の聞き取りと推測される津波高の測定を行った。さらに、昨年度に引き続き、近代以前の南海トラフ沿いの巨大地震の被害分布と推定された震度と、1944年東南海地震・1946年南海地震の被害分布と震度とを直接比較し、これらの震源モデル間の違い・共通点を調べるために、地震直後に行われたアンケート調査による1944年東南海地震・1946年南海地震の被害分布とそれらから推定された震度の再分析を行った。また、アンケート調査による1945年三河地震の被害分布と震度の再分析も行った。

(b) 業務の成果

1) 史料調査による明応七年六月十一日（ユリウス暦1498年6月30日）の地震の再検討

平成27年度では、慶長九年（1605年）に発生した南海トラフ沿いの津波地震の震源域の見直しに続き（図3-10-⑥-1）、この地震の1つ前の南海トラフ沿い巨大地震である明応七年（1498年）の巨大地震について再検討を行った。この地震については、明応七年八月廿五日（ユリウス暦1498年9月11日）の明応東海地震の存在は知られているが、この地震に対応する南海地震がいつ発生したのかが、未だ未解決である（図3-10-⑥-1）。これまで、明応東海地震に先行した南海地震の候補として、明応七年六月十一日（ユリウス暦1498年6月30日）の地震が上げられていた（「都司・上田，1997」、「都司，1999」）。また、「宇佐美，1987」は、応七年六月十一日に京都およびその以東で申の刻（午後3時～5時）に記録された地震と、『九州軍記』という江戸時代初期に成立した軍記物語に記述された同日巳の刻（午前9時～11時）の地震とを別々の地震と考え、巳の刻の地震の震央を、震央の精度は100km程度としながらも、日向灘に推定した（M7.0～7.5）。「宇佐美，1987」以降、この地震については、『理科年表』にも「1948年明応日向灘地震」として記され、多くの地震学者に受け入れられている。本年度は、この明応七年六月十一日（ユリウス暦1498年6月30日）の地震に対して、その地震像の見直しを行った。

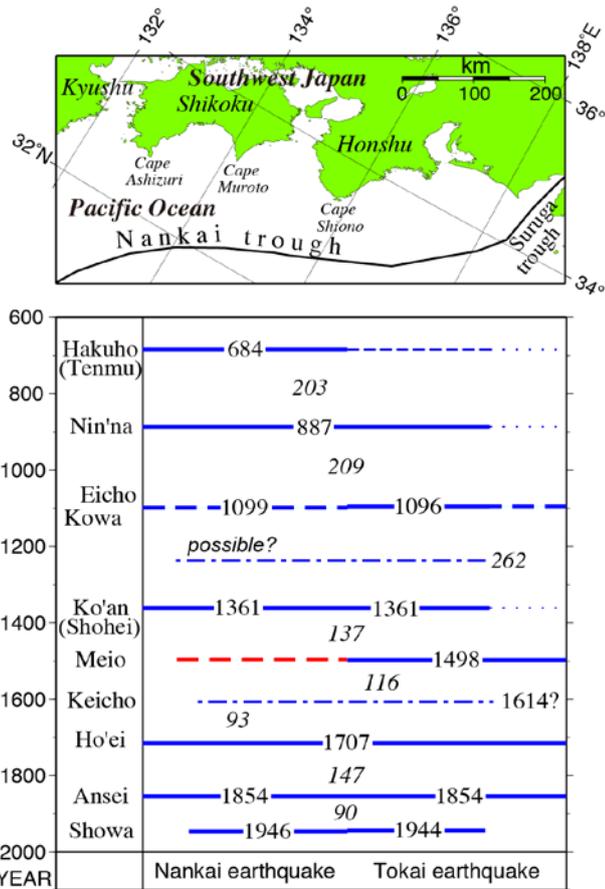


図 3-10-⑥-1、過去の南海トラフ沿いの巨大地震の時空間分布

a) 明応七年六月十一日（ユリウス暦 1498 年 6 月 30 日）の地震の特徴

明応七年六月十一日（ユリウス暦 1498 年 6 月 30 日）の地震の特徴として、以下がある（図 3-10-⑥-2）

- ①京都・奈良で“大地震”（“大地震（おおじしん）”は現在でいうところの大地震（Large earthquake）ではなく、地震による大きな揺れを表す。被害の記述が無いことから、震度 4～5 弱程度の揺れであると考えられる。）の記事が存在するが、明応七年八月廿五日（ユリウス暦 1498 年 9 月 11 日）の明応東海地震と比べると、6 月 30 日の地震の揺れその半分であるという記述がある（『言国卿記』《十一日》{(明応七年六月)}、(中略) 八下剋大地神也；『親長卿記』《十一日》{(明応七年六月)} 日晴、地震(大動)；『実隆公記』《十一日》{(明応七年六月)}、(中略) 今日地震以外也；『御湯殿上日記』《十一日》{(明応七年六月)}、(中略) ひるほとにおひたたしくちしんゆる；『後法興院記』《廿五日》{(明応七年八月)}、(己 | 丑、) (中略) 辰時大地震、去六月十一日地震一《陪》{(ママ)} 事也。
- ②江戸時代に編纂された史料では、鹿児島県から山梨県にかけて大地震が記録されている（『高白斎記』{(明応七年)} 六月十一日大地震；『続本朝通鑑』《丙子》{(明応七年六月十一日)}、諸國大地震；『田代之宝光寺古年代記』 戊午明應七 四月十一日ヨリ五月廿日迄大旱、同六月大地震）。

- ③九州において甚大な被害の記録があるが、被害の記述は『九州軍記』のみ（「・・・山崩テハ海川ニ入り地裂テハ泥湧出ル神社仏閣ノ鳥居石碑過半ハ顛倒セリ民屋ハ一字モ全カラス・・・」）。
- ④愛媛県新居浜市の黒島神社における『明治二十年五月黒島神社御年祭主旨書』には、土地陥没や地すべりの記述があるが、日付が無い（「・・・明応七年の震災に、大地大に潰崩し、島の六七歩ハ流失し、此度二三の遺島（ママ）となれり、是によりて居民四方に散乱して行方不知、・・・」）。
- ⑤中国の上海周辺で同日に地震動、水面動揺の記録がある（「謝・薬，1983-1987」；〔弘治〕十一年六月十一日、各邑の河川、水路、湖沼、井戸、泉がことごとく震動し、数尺も湧き上がるが、ややしばらくして静まる。）」

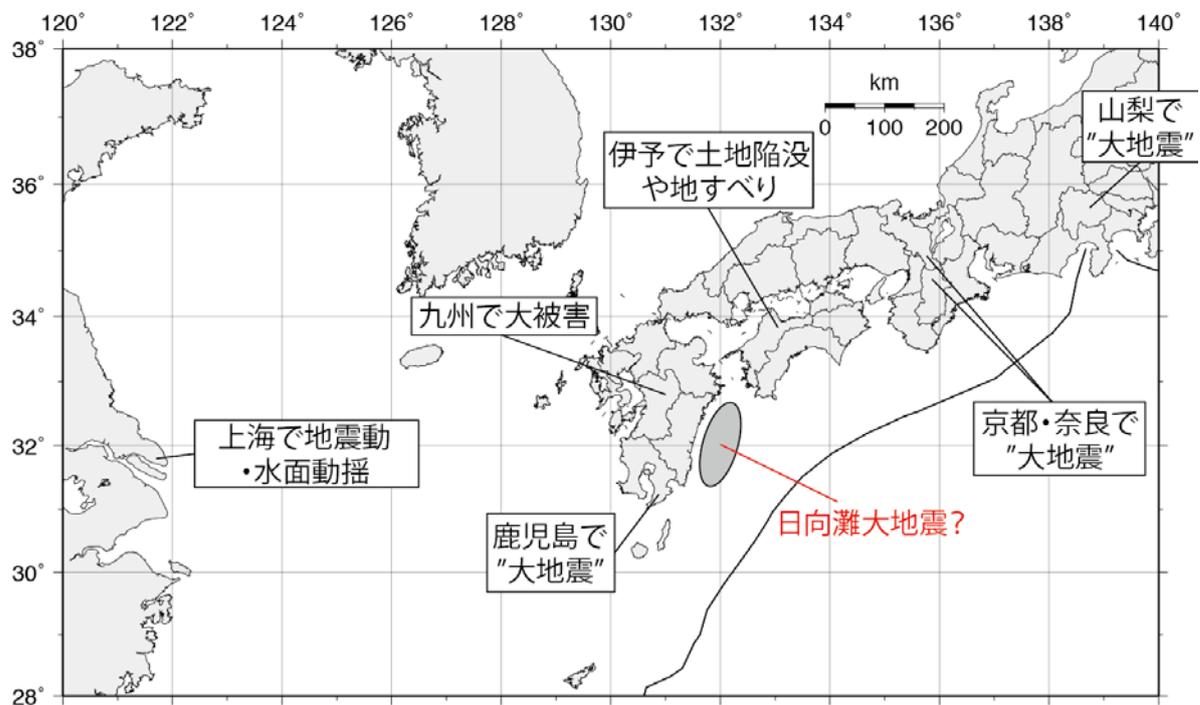


図 3-10-⑥-2、明応七年六月十一日の地震についての特徴

b) 『九州軍記』における被害記述の検討

明応七年六月十一日の地震についての以上の特徴から、「都司・上田，1997」、「都司，1999」は、同年八月廿五日（9月11日）に発生した明応東海地震に先行した南海地震であると主張していたが、「石橋，1998」、「石橋，2002」、「石橋，2014」は、『九州軍記』の記述と上海の水面動揺を津波とする解釈には無理があることを指摘し、さらに他の史料の精査により、六月十一日の地震は南海地震でありえないとした。なお、「石橋，1998」、「石橋，2002」、「石橋，2014」は、この地震が、1909年宮崎県西部の地震（M7.6）のような、九州下のスラブ内大地震である可能性もあるとしている。「宇佐美，1987」は、『九州軍記』における記述の信頼性は低いとしながらも、京都およびその以東で申の刻（午後3時～5時）に記録された地震と、

『九州軍記』に記述された巳の刻(午前9時～11時)の地震とを別々の地震と考え、巳の刻の地震の震央を日向灘に推定した(M7.0～7.5)。ただし、震央の精度は100km程度としている。

しかしながら、明応七年六月十一日の地震が日向灘付近の地震であったとする根拠である九州の大被害の記録は、明応七年六月十一日の地震から100年以上後に書かれた文学作品である『九州軍記』に書かれた記述のみである。それにもかかわらず、この九州における地震被害の記述は、多くの地震学者に無批判で受け入れられ、この地震の震源を推定するための情報として重要視されてきた。したがって、本年度では、『九州軍記』に記された、明応七年六月十一日の地震による九州大被害の記述を、『九州軍記』の成立過程を含めて再検討した。

i) 『九州軍記』成立過程の検討

まず、『九州軍記』の成立過程の検討を行った。検討には、『九州軍記』第一巻にある、僧了圓による序文が役に立った。序文から、以下のことが分かった。

①『九州軍記』は、『九州鑑』の改訂本であり、『九州鑑』の著者は、烏笑軒浄念(大蔵姓深江種治)である。

②烏笑軒浄念は、「肥前之州草野之邑」(現福岡県久留米市草野)の寺で『九州鑑』全12巻をまとめた。

③この『九州鑑』は、烏笑軒浄念の死(文禄四年(1593年))後、火災に遭い焼失した。

④烏笑軒浄念の友であった草野入道玄厚が、浄念から聞いた内容を思い出して再びまとめ、12巻の『九州軍記』として慶長六年(1602年)に完成した。

⑤『九州軍記』は、『九州鑑』からの脱落が少なからずある。

⑥序文は僧了圓によって、慶長十二年四月に書かれた。

また、『九州軍記』の完成から約250年後の史料であるが、帆足万里・岡弘道重による『橘山遺事』によると、「因取二玄厚舊本一 緹二其紕謬一 補輯傳二於世一」とあり、僧了圓も『九州軍記』の修正と補筆を行っていたようである。したがって、『九州軍記』は、烏笑軒浄念の『九州鑑』の複製本として、文禄四年(1593年)以降に草野入道玄厚書かれたが、複製の際に記述の脱落が多く、それが了圓によって補筆されたことが分かった。また、『九州軍記』が書かれた年代から、執筆者の玄厚(と了圓)は文禄五年(1596年)の慶長豊後地震を近くで体験していると考えられ、その体験や情報が軍記の記述に影響した可能性も考えられる。

ii) 『九州軍記』における地震被害記述が記された背景についての検討

次に、明応七年六月十一日の地震による九州大被害の記述が、文学作品である『九州軍記』に記された背景について検討をおこなった。大地震の記述がある『九州軍記』第2巻の目次をみると、「2-10 將軍義村卿周防下向事、2-11 九州大地震付大旱飢饉事、2-12 菊池義宗没落并大友勢入肥後国事(各章の番号は本研究で記載)」とある。この「九州大地震付大旱飢饉事」章に、九州大被害の記述があ

るのであるが、この章の前の章「將軍義村卿周防下向事」は、明応七年（1498年）で終わっており、後の章「菊池義宗没落并大友勢入肥後国事」は、永正二年（1505年）から始まっている。したがって、「九州大地震付大旱飢饉事」の章は、序文にある『九州鑑』からの脱落の1つ（7年分）を補うために補筆されたのではないかと考えられる。

iii) 『九州軍記』における「九州大地震付大旱飢饉事」章の検討

最後に、九州大被害の記述の背景とその信頼性をより詳しくみるために、「九州大地震付大旱飢饉事」章の検討をおこない、以下のことが分かった。

- ① 被害場所の地名がなく、地震による一般的な被害が書かれているようだ「・・・山崩テハ海川ニ入り、地裂テハ泥湧出ル、神社仏閣ノ鳥居石碑過半ハ顛倒セリ、民屋ハ一字モ全カラス・・・」。特に、「山崩テハ海川ニ入り、地裂テハ泥湧出ル、」は『方丈記』、『平家物語』、『太平記』にも酷似した記述があり、『九州軍記』作者がこれらを参照した可能性が極めて高い。
- ② 被害記述後に、「旧記ヲ考ルニ、文治二年（1185年元暦地震（元暦二年の間違い）・正嘉元年（1257年正嘉（関東）地震）・永仁元年（1293年永仁鎌倉地震）・応永十八年（1411年5月6日の地震）・文安六年（1449年文安京都地震）・文正元年（1466年5月20日京都・奈良の地震）地震アリ・・・」と過去の大地震が列挙されているが、このことから『九州軍記』の作者は、作者が過去の大地震を調べることができたことが分かる。よって、明応七年六月十一日の地震も、年代記等から調べられた可能性がある。
- ③ 『九州軍記』の作者が、六月十一日の地震と八月廿五日の明応東海地震とを混同していた、あるいは、混同して記された史料に基づいて、六月十一日の地震を描写した可能性がある。『九州軍記』では、六月十一日の地震の発生時が「卯ノ中刻ヨリ、九国ノ大地震隙ナク震フ、巳ノ刻ニ至テハ、天大ニ鳴渡リ地夥ク、弥増ニ震フ」とあるが、これは、明応東海地震の発生時刻（辰の刻（午前7時～9時））に近く、同時代史料には、明応東海地震の発生時刻が巳の刻（午前9時～11時）のものもある（〔親長卿記〕《廿五日》{（明応七年）}日、晴、巳剋許大地震、以外事也；〔塔寺八幡宮長帳〕明應七年（中略）同八月廿五日巳剋ニ大地震アリ、）。したがって、六月十一日の地震と明応東海地震とが混同されているとすれば、過度の誇張と考えられていた「今度ノ地震ハ九国ノミニ不限、四国・中国・畿内・東海・北国・奥州ノ果迄モ残ル所ナシ、」という記述も、不自然でなくなる。
- ④ 「九州大地震付大旱飢饉事」章では、明応七年六月十一日の地震とその大被害に加えて、「文龜三年癸亥天下大ニ旱魃ス、殊更九国ノ内孟夏三月雨ナクシテ青苗空ク枯ヌ、井水乾キ河水流サレハ、諸民喉ヲ濡シカタシ、サレハ飢饉モ打続テ餓死路頭ニ満ツ」と文龜三年（1503年）の大飢饉の記述が続く。さらにこの章の最後には、「去ル応仁ヨリ五畿七道乱世ノ上、斯ル災打添ケレハ、今度ソ世ノ失果ソトナケカヌ人ハ無リケリ」と、度重なる災害による人々の

苦しみが記されている。したがって、この「九州大地震付大旱飢饉事」章は、この章の前後の7年間の脱落を補うだけでなく、後に続く物語の舞台設定の性格が強く、地震被害も物語を盛り上げるための創作である可能性が考えられる。

以上の検討から、『九州軍記』における明応七年六月十一日の地震による九州の大被害に関する記述の信頼性はまったく無いと結論される。九州における、明応七年六月十一日の地震についての記述は、『田代之宝光寺古年代記』における「戊午明應七 四月十一日ヨリ五月廿日迄大旱、同六月大地震」のみであり、被害の記録は無い（あるいは、見つかっていない）。

しかしながら、『田代之宝光寺古年代記』における記述も、「戊午明應七 四月十一日ヨリ五月廿日迄大旱」は日付があるのに対して、「同六月大地震」には日付がなく十一日に発生した地震について書かれているのどうかは分からない。そもそも、他の年代記と同様に『田代之宝光寺古年代記』には、鹿児島県田代にある宝光寺周辺で発生したと推測される記事と「丁酉天喜五 頼儀於奥州合戦誅頼時」や「戊戌慶長三 太閤様死去」のように、他の地域や日本全体の歴史に関する記述が同列に列挙されているので、「同六月大地震」が、鹿児島県田代の宝光寺において感じられた“大地震”であるかどうかは不明である。以上の事から、明応七年六月十一日の地震によって九州で大被害が生じた可能性は極めて低く、また、鹿児島県田代で“大地震”が感じられたのかも疑わしい。したがって、六月十一日の日向灘における大地震は存在しないと考えられる。

c) 愛媛県黒島付近における明応七年の震災による土地陥没や地すべり記録の検討

愛媛県新居浜市に鎮座する黒島神社の『明治二十年五月黒島神社御年祭主旨書』には、「明応七年の震災に、大地大に潰崩し、島の六七歩ハ流失し、此度二三の遣島（ママ）となれり、是によりて居民四方に散乱して行方不知、其内阿波国三好郡中ノ庄村に、往古の氏子其子孫貳拾余戸今尚存セリ、皆黒嶋を以て産土とす、」とあるが、この主旨書の記述には“明応七年の震災”の日付がない。さらに、この主旨書の原典は失われており（発見されておらず）、原典に戻ることができないので、この被害の有無ならびに信頼性の検討と評価ができない。

また、六月十一日の地震と八月廿五日の明応東海地震との間の、明応七年七月十四日（ユリウス暦 1498 年 8 月 1 日）には、台風の記録（『後法興院記』の「{七月}十四日（申 | 戌）降雨、自巳刻大風吹、終日不止、」、『御湯殿上日記』の「{七月}十四日 風雨おとろおとろしうふく。」、『大乘院寺社雑事記』の「十四日 雨下、大雨風也、」など）があるが、「大地大に潰崩し、島の六七歩ハ流失し、」も台風による被害とも解釈ができる。いずれにせよ、『明治二十年五月黒島神社御年祭主旨書』は、原典をたどることができない低質な文書であり、この地において他の被害史料も発見されていないので、信頼できる被害の記録としては扱わない。

d) 明応七年六月十一日“申の刻”の地震の候補

本年度の研究で、九州に大被害を与えたと考えられてきた明応七年六月十一日“巳の刻”の日向灘地震は存在しないことが分かった。しかし、少なくとも京都・奈良では、この地震によって“大地震”を感じたことは確実であり、さらに、中国の上海付近においても同日“申の刻”に地震動、水面動揺の記録がある（「謝・葉，1983-1987」）。

「石橋，1998」、「石橋，2002」、「石橋，2014」は、この地震が、1909年11月11日の宮崎県西部の地震（M7.6）のような、九州下のスラブ内大地震である可能性もあるとしている。図3-10-⑥-3は、1909年宮崎県西部の地震の気象庁震度分布であるが、このタイプの地震であると九州地方から関東地方にかけて西日本全体で地震動を感じる事が分かる。しかしながら、「謝・葉，1983-1987」によると、この地震発生日に中国における地震動などの記録は無いようである。

また、1911年6月15日に発生した奄美大島近海の巨大地震（M8.0）のような地震も、明応七年六月十一日の地震の候補として考えられる。図3-10-⑥-4は、この地震による気象庁震度分布図であるが、奈良・京都で震度2であり、さらに、神奈川や千葉でも揺れが記録されている。したがって、奄美大島近海において、震源域が海溝軸に沿ってもう少し北東に移動するか、地震のマグニチュードが大きくなると、西日本全体で大きな揺れを感じると考えられる。さらに、「謝・葉，1983-1987」によると、この地震の発生日に中国の上海で地震動の記録「十九日夜十時半、上海がすさまじい地震に見舞われたとのこと。揺れは十秒から十二秒も続き、その後、遠くで獅子が吠えているかのような轟音が響いたが、次第に音は波が岸を洗う程度にかすかになり、徐々に弱まり鳴り止んだ。吊下げた灯りは大きく振動し、揺れ幅は本来の吊下げ位置から優に一尺に達したが、二分ほどでおさまった。（原文は中国語で、和訳した）」がある。したがって、明応七年六月十一日の地震は、琉球海溝沿いで発生した巨大地震であった可能性もあると考えられる。しかしながら、奈良・京都以外の地域における“大地震”の記録は、『三州堀切靈松山常光寺年代記』など後世に編纂された史料に記述されているので、史料の信頼性は低く、今後、九州・四国の史料と同じく再検討を行う予定である。

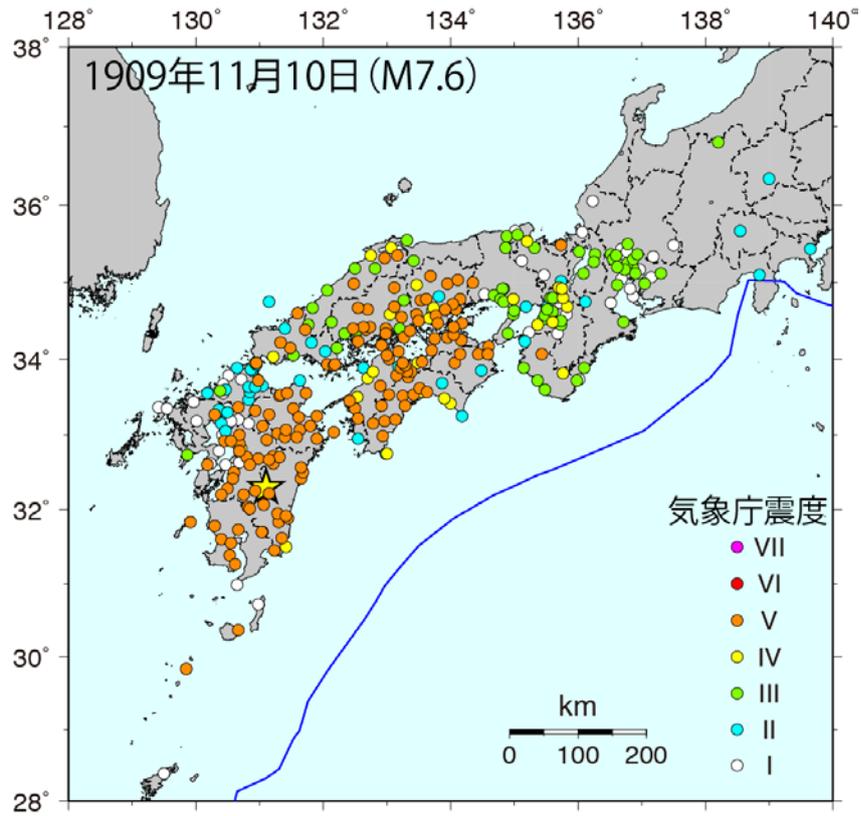


図 3-10-⑥-3、1909 年 11 月 11 日の宮崎県西部の地震 (M7.6) の気象庁震度分布図。

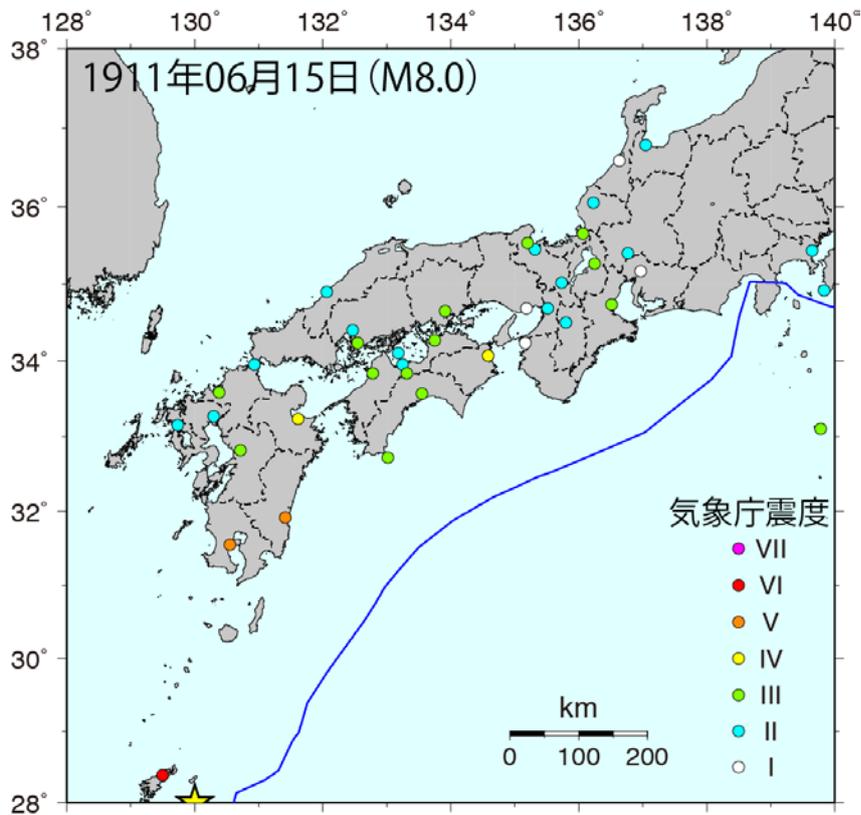


図 3-10-⑥-4、1911 年 6 月 15 日の奄美大島近海地震 (M8.0) の気象庁震度分布図。

2) 1854 年安政東海地震津波の津波高・被害規模の検討

a) 文献史料調査

松阪市の射和文庫において 1854 年安政東海地震津波に関する史料調査を行い、竹川竹斎著述の該当記録を見出し複写収集した。同時代史料であり、度会郡槌柄組（現・南伊勢町とほぼ同じ領域）に所属する各村落について被害規模がまとめられたものであり、その精度も含め非常に貴重な史料である（写真 3-10-⑥-1）。

また、三重県立博物館において旧・南島町地域に関する古地図の調査を行い、明治初期の地籍地図を撮影記録した。同時代に関東地方について作成された迅速測図ほどの精度は無いとはいえ、近代的な測量のもとに作成された三重県下の地図としては最古級のものである。

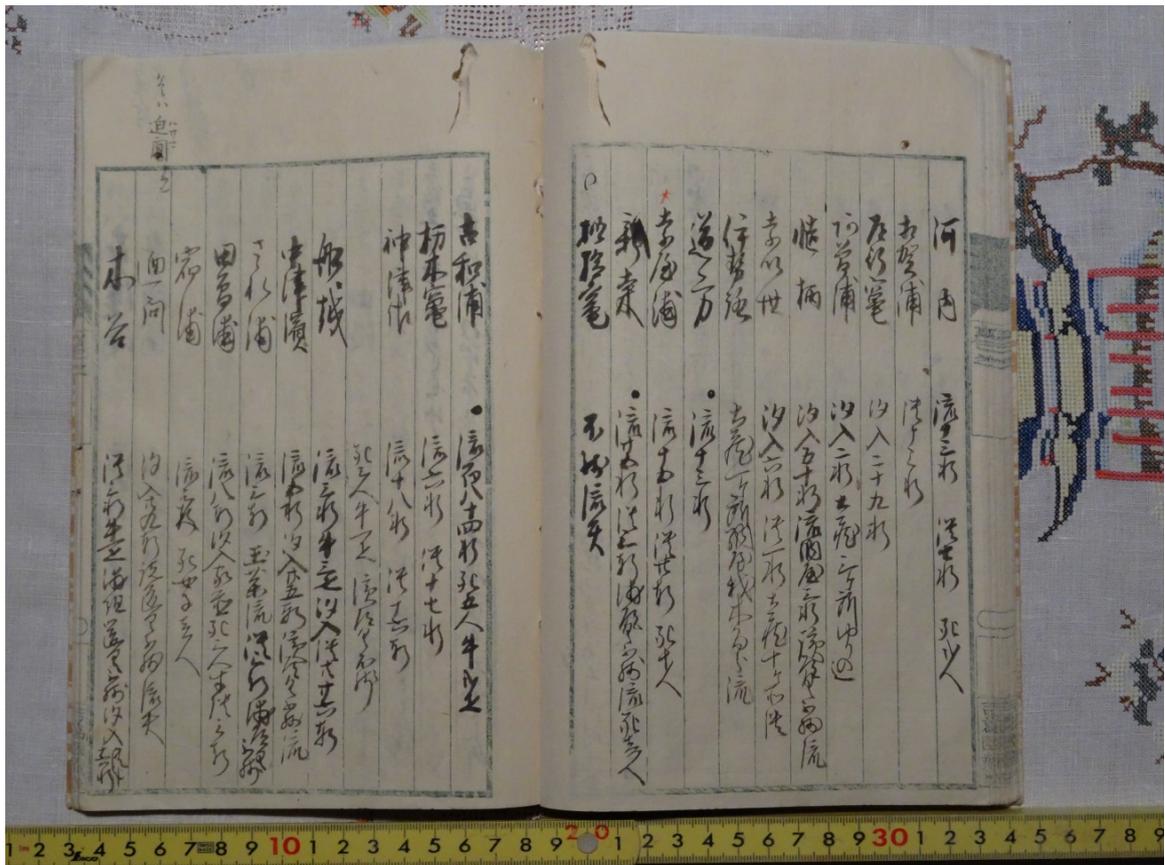


写真 3-10-⑥-1、『嘉永七年十一月四日地震ノ記』

b) 1854 年安政東海地震津波による被害規模の研究

三重県旧南島町（現・三重県度会郡南伊勢町西部地域）に関して、安政東海地震津波における被害規模を、村落ごとに各種津波被害の分布状態を整理し、検討を行った。

南伊勢地域は紀伊半島中部に位置し、南海トラフに直面する形となっている。東部の旧南勢町と、西部の旧南島町に大きく区分することができ、熊野灘沿岸地域には典型的なリアス式・溺れ谷地形が発達する。旧南勢町は湾口部が狭い閉塞的な五ヶ所湾を中心とした地域であり、それに対し旧南島町には比較的湾口部が広いラッ

パ状の入江が発達し、両者の沿岸地形は相違がみられる。旧南島町は槌柄（たしから）組に属し「中田，1991」、そのうち中組、下島組に相当する。下島組、中組はそれぞれ10の行政集落単位「村」「浦」「竈」から成っていた。

南伊勢地域西部における安政東海地震津波の被害状況を記録した文書史料14点を収集した。特に玉城町教育委員会所蔵の『南嶋津浪被害覚』は田丸代官所があった田丸城に伝わっていた史料であり、成立年は不明であるが「十一月九日」記述の記載から津波被害直後に記録されたと報告書であると考えられ、最も高精度の情報を有すると考えられる。よって、本研究では『南嶋津浪被害覚』のデータを最優先した。

各種被害はいずれも旧南島町西部に位置する下島組の被害が圧倒的に多かった（図3-10-⑥-5）。人的被害は、下島組では全10ヶ村中6ヶ村で死者が出ているのに対し、中組では奈屋浦のみに過ぎない。家畜の被害分布も人同様、ほとんどが下島組で、中組は東宮村の牛2頭のみである。主屋の流失率および全壊率も下島組で圧倒的に高かった。特に、新桑竈、棚橋竈、古和浦、赤崎竈、および中組の贅浦は村落全体が完全に破壊され、赤崎竈に至っては被災後廃村とされた。中組における主屋の被害は下島組と比較すると著しく軽微であり（図3-10-⑥-6）、奈屋浦、贅浦以外はほぼ浸水したのみであった。以上のような被害分布の地域的偏りは、特に主要な湾と海底谷のトレンドが大きく影響すると考えられる。今後は各浦村の被害記録を充当させるとともに、津波高の計測、津波シミュレーションを通じて波の挙動の対比等を行うことが課題といえる。

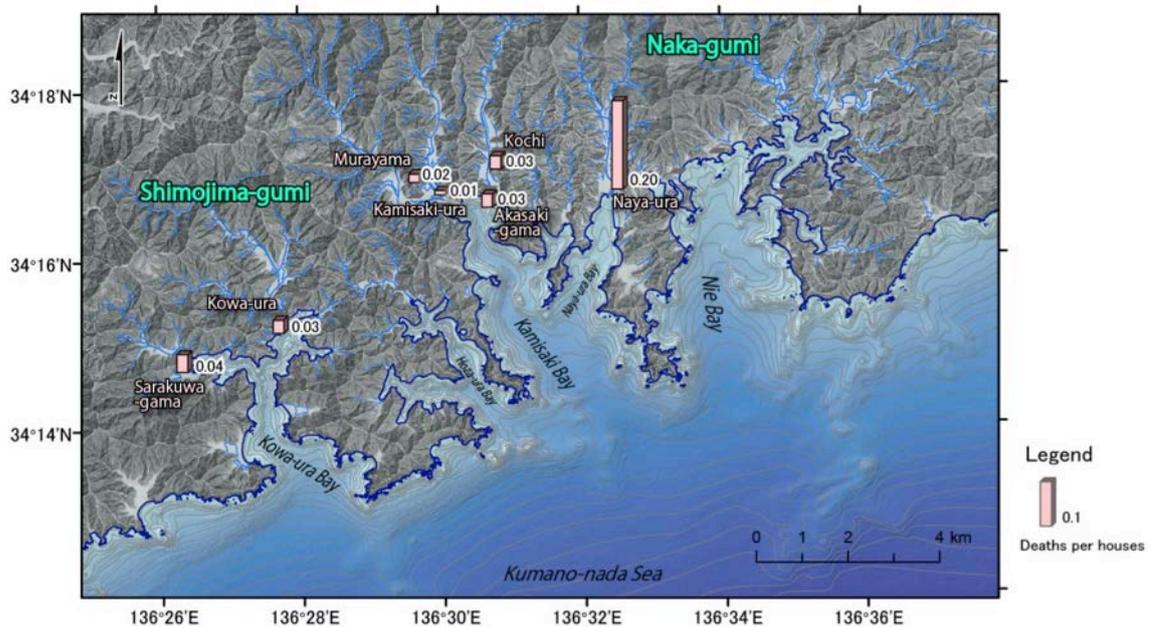


図3-10-⑥-5、南伊勢地域西部（旧南島町）における安政東海地震津波による、死者／戸数の分布。国土地理院10mメッシュDEMを使用。

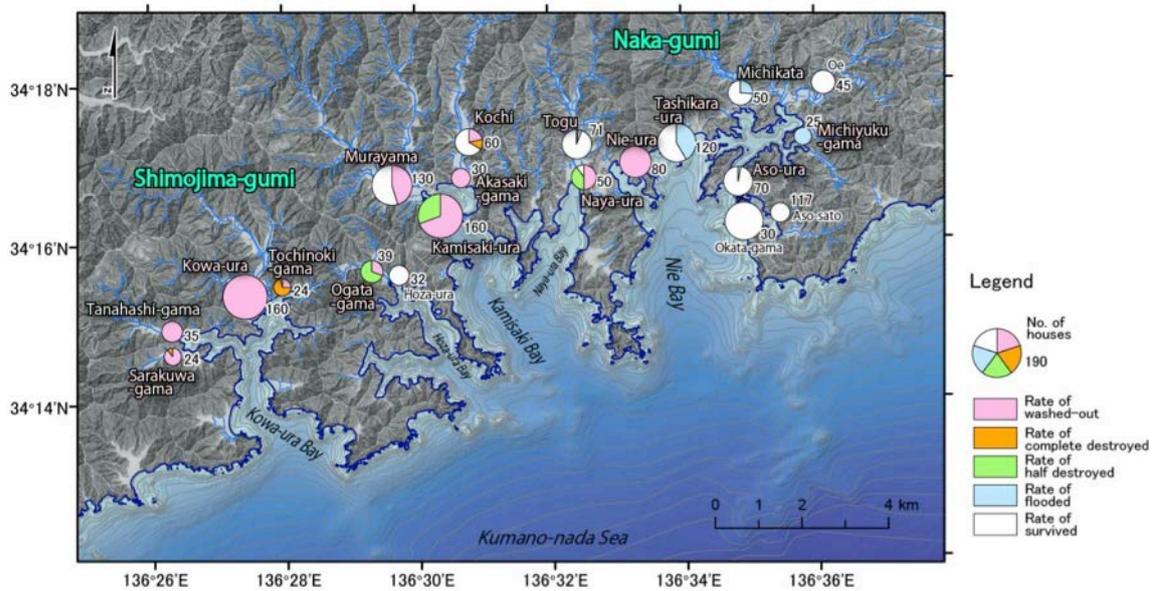


図 3-10-⑥-6、南伊勢地域西部（旧南島町）における安政東海地震津波による、主屋の損壊および潮入率の分布。国土地理院 10m メッシュ DEM を使用。

c) 昭和東南海地震津波の津波高調査

安政東海地震津波と昭和東南海地震津波の波高の稠密な比較を行う事により、それぞれの地震の津波波源域の違いの検討を行うために、三重県度会郡南伊勢町五ヶ所浦区および船越区において、レーザー距離計を用い、昭和東南海地震津波による津波高を測定した。

準拠史料としたのは、『東南海・南海地震誌』『南勢町教育委員会，2005』および口碑である。昭和東南海地震発生から本年度までは 70 余年であり、当地域には 80～90 代の直接経験者がいまだ多数存命する。そのため聞き取り調査によって比較的高精度の浸水高・遡上高が得られると考えられる。

測定地点の水準計測については、2500 分の 1 地形図記載の標高点を基準とし、レーザー距離計 TruPulse360 を用いて測定した。浸水高決定法に関しては、「行谷・都司，2005」を参考にした。調査の結果、五ヶ所湾地域において計 18 地点の津波高が得られた。そのうち 4 地点は遡上高である。五ヶ所浦区市街の浸水高は、ほぼ 3 m 程度であった。今後さらに測定地点を増やすとともに、五ヶ所湾全体の津波高分布をまとめる予定である。

3) 地震直後に行われてアンケート調査の再検討による 1944 年東南海地震・1945 年三河地震・1946 年南海地震の震度・被害分布の類型化

昨年度に引き続き、近代以前の南海トラフ沿いの巨大地震の被害分布と推定された震度と、1944 年東南海地震・1946 年南海地震の被害分布と震度とを直接比較し、これらの震源モデル間の違い・共通点を調べるために、地震直後に行われたアンケート調査による 1944 年東南海地震・1946 年南海地震の被害分布とそれらから推定された震度の再分析を行った。また、アンケート調査による 1945 年三河地震の被害分布

と震度の再分析も行った。

a) 各観測点における適切な震度代表値の算出法の検討

アンケート調査では、それぞれの観測点において 20～30 程度の質問項目があり、それぞれの質問に対応する震度（項目震度）が得られるが、複数の項目震度から各観測点における震度の代表値（地点震度）推定の検討を行った。これまで、全項目震度の平均値が用いられており（例えば、「Sato, 1948」, 「Sato, 1955」, 「茅野・小牧, 1977」, 「茅野, 1990」）、昨年度の研究でも平均値を地点震度として用いてきたが、推定される地点震度に頭打ちが見られることが分かり（図 3-10-⑥-7 (a)）、震度インバージョン等に使用できないことが分かった。そこで、本年度では頭打ちが起こらないように、全項目震度の平均値を使用せず、項目震度中の大きな震度から幾つかの項目震度を取り出したものの平均を地点震度とした（図 3-10-⑥-7 (b)）。これにより、頭打ちの問題は解消された。

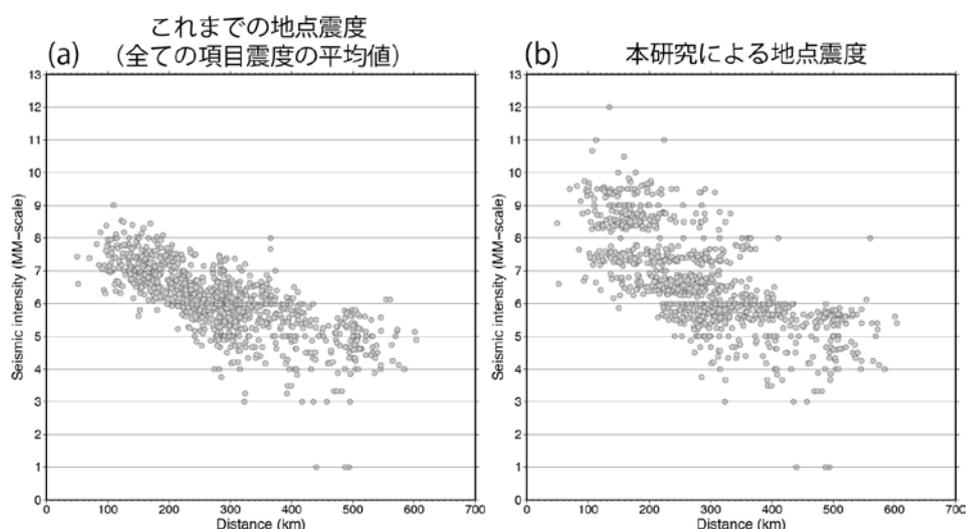


図 3-10-⑥-7、これまでの求められてきた地点震度と本研究で求めた地点震度との比較。

b) 1945 年三河地震（M6.8）のアンケート震度の再検討

1944 年東南海地震の震度分布と比較し、過去に発生した南海トラフ巨大地震に誘発された内陸地震の被害状況との違いと類似性を調べるために、1945 年三河地震（M6.8）のアンケート調査による被害分布・震度分布の再検討を行った。

1945 年三河地震（M6.8）については、鳥取県から神奈川県までの 15 県における 173 枚のアンケート調査票の再検討により、この地震の震度分布図の作成を行った。調査票の再検討の中で、震度に関する回答がない調査票（地震発生が深夜だったために、回答者が気付かなかった可能性も考えられる）や、集計の段階で一部が欠損した調査票が 28 枚存在することが分かり、最終的に 145 点の震度が推定された。

図 3-10-⑥-8 に愛知県内の各地点におけるアンケート回答による最大震度の分布を示す。三河地震の震源断層直上の愛知県宝飯郡形原町（現在は蒲郡市の一部）、幡豆郡（現在は西尾市の一部）においては、9～12 の非常に大きな改訂メルカリ震

度（気象庁震度の5強～7におおよそ相当）が回答されている。

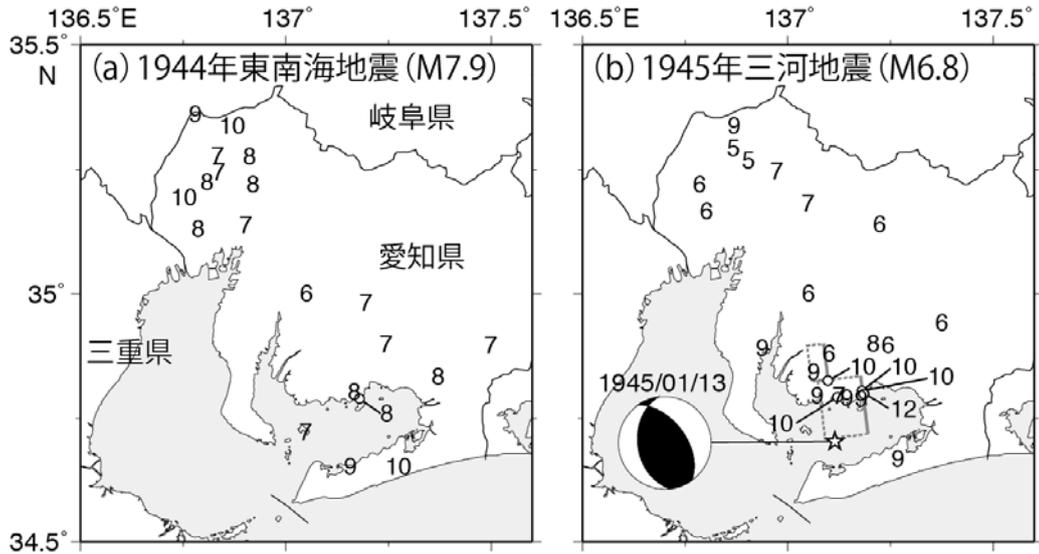


図 3-10-⑥-8、1944 年東南海地震 (a) と 1945 年三河地震 (b) の愛知県内におけるアンケートの最大震度分布。図 (b) の星印は、三河地震の震央で、メカニズム解と断層面の地表投影を表す矩形（実線は断層面上端）は、「高野・木股，2009」による断層モデル。

(c) 結論ならびに今後の課題

平成 27 年度では、従来日向灘における大地震、あるいは明応七年八月廿五日（ユリウス暦 1498 年 6 月 30 日）の明応東海地震に先行する明応南海地震と考えられてきた、明応七年六月十一日（ユリウス暦 1498 年 6 月 30 日）について史料の見直しを行い、その地震像の再検討を行った。その結果、明応七年六月十一日の地震によって九州で大被害が生じた可能性は極めて低く、六月十一日“巳の刻”の日向灘における大地震は存在しないと考えられる。さらに、明応七年六月十一日“申の刻”の地震の候補として、1911 年 6 月 15 日に発生した奄美大島近海の巨大地震（M8.0）のような、琉球海溝沿いで発生した巨大地震であった可能性もあると考えられる。しかしながら、奈良・京都以外の地域における“大地震”の記録は、『三州堀切靈松山常光寺年代記』など後世に編纂された史料に記述されているので、史料の信頼性は低く、今後、九州・四国の史料と同じく再検討を行う予定である。さらに今後、1498 年明応東海地震の震源域の再検討と、明応東海地震と対をなす明応南海地震の存在の検討を、明応東海地震の連動破壊の可能性も含めて検討する予定である。

次に、1854 年安政東海地震と 1946 年昭和東南海地震の同一地域における津波高・被害規模の稠密な比較を行う事により、それぞれの地震の津波波源域・震源モデルの違いの検討を行った。検討のために、1854 年安政東海地震の津波被害記録の収集と整理、1946 年東南海地震による津波被害の聞き取りと推測される津波高の測定を行った。

その結果、1854 年安政東海地震の被害分布には地域的な偏りがみられ、この偏りは特に主要な湾と海底谷のトレンドが大きく影響すると考えられる。今後は各浦村の

被害記録を充当させるとともに、津波高の計測、津波シミュレーションを通じて波の挙動の対比等を行うことが課題といえる。また、1946年南海地震による18地点の津波高が得られた。特に五ヶ所浦区市街の浸水高は、ほぼ3 m程度であった。今後さらに測定地点を増やすとともに、五ヶ所湾全体の津波高分布をまとめる予定である。

さらに、昨年度に引き続き、近代以前の南海トラフ沿いの巨大地震の被害分布と推定された震度と、1944年東南海地震・1946年南海地震の被害分布と震度とを直接比較し、これらの震源モデル間の違い・共通点を調べるために、地震直後に行われたアンケート調査による1944年東南海地震・1946年南海地震の被害分布とそれらから推定された震度の再分析を行った。また、アンケート調査による1945年三河地震の被害分布と震度の再分析も行った。その結果、項目震度の平均値を地点震度として用いてきた場合の地点震度の頭打ちが解消され、妥当な震度分布が得られた。今後、得られた1944年東南海地震・1946年三河地震・1946年南海地震の被害分布・震度分布とこれらの地震よりも過去に発生した南海トラフ沿いの巨大地震による被害分布との比較により、それぞれの地震の違いと共通点の検討を行う予定である。

(d) 引用文献

- 1) 石橋克彦, 1498年7月9日の西日本の地震は本当に明応南海巨大地震か?, 地球惑星関連学会1998年合同大会予稿集, 313, 1998.
- 2) 石橋克彦, フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震-史料地震学による概要-, 京都大学防災研究所研究集会13K-7報告書, 1-9, 2002.
- 3) 石橋克彦, 南海トラフ巨大地震-歴史・科学・社会 (叢書震災と社会), 岩波書店, 東京, 250pp, 2014.
- 4) 茅野一郎・小牧昭三, 関東地方及びその周辺に発生した主な被害地震の通信調査資料の総合整理, 自然災害資料解析, 4, 46-60, 1977.
- 5) 茅野一郎, 地震に伴った諸現象・被害・震度等のグループ法による通信調査, 地震研究所彙報, 65, 463-519, 1990.
- 6) 国立天文台, 理科年表平成27年版, 丸善書店, 東京, 1092pp, 2014.
- 7) 南勢町教育委員会, 東南海・南海地震誌, 2005.
- 8) Sato Y., Relation between Seismic Intensity and Epicentral Distance (1), *Bull. Earthq. Res. Intst.*, 26, 91-93, 1948.
- 9) Sato Y., Relation between Seismic Intensity and Epicentral Distance (2), *Bull. Earthq. Res. Intst.*, 33, 211-220, 1955.
- 10) 謝毓寿・蔡美彪 (主編), 中国地震歴史資料彙編, 全5巻 (7分冊), 科学出版社, 北京, 227pp, 949pp, 1427pp, 540pp, 729pp, 258pp, 782pp, 1983-1987.
- 11) 高野和友・木股文昭, 1945年三河地震 ($M=6.8$) に伴う地殻変動と震源断層モデルの再検討, 地震, 第2輯, 85-96, 2009.
- 12) 中田四朗, 三重県漁村災害史の研究・下 -安政の津波その2-, 年報・海と人間, 19, 鳥羽・海の博物館, 1-127, 1991.
- 13) 都司嘉宣・上田和枝, 明応 (1498) 南海地震の存在とその日付について, 地球惑

星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 169, 1997.

14) 都司嘉宣, 南海地震とそれに伴う津波, 月刊地球, 号外, 24, 36-49, 1999.

15) 宇佐美龍夫, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 434pp, 1987.

⑦実用的な津波土砂移動シミュレーション手法の開発

(a) 業務の要約

北上川河口部およびその流域を対象として津波土砂移動解析を実施し、現地調査から得られた情報と組み合わせて当該地域における大規模な洗掘・堆積の物理過程の素因を明らかにすることを目的とする。さらに津波土砂移動解析の歴史時代における津波堆積物解析への適用性を検討するために、過去の南海トラフ巨大地震である 1707 年宝永地震を対象に、大分県龍神池における津波堆積物形成過程に関する数値実験を行い、観測による土砂堆積の状況を踏まえて、波源の制約条件について検討することを目的とする。

(b) 業務の成果

1) 津波土砂移動解析による津波堆積物の再現に関する検討

2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下、「今次津波」）によって、宮城県石巻市北上川河口部の長面地区は激甚被害を受けた。海岸林はすべてなぎ倒され、長面地区の大部分が消失した。この津波は北上川を約50 km遡上し、河口部だけでなく、流域の集落にも甚大な被害をもたらした。北上川河口から8.6 km地点における福地観測所では、地震発生から約5時間にわたり津波の河川遡上による3 mを越える水位の高まりが観測された。

「福島・他, 2013」は当該流域における遡上津波の挙動把握を目的として、津波前後の地形条件による大規模な水理実験を実施し、河道内地形が津波の河川遡上特性に及ぼす影響について議論した。ただし、地形は固定床条件であり、北上川河口部における動的な地形変化が津波挙動に及ぼす影響については未解明である。

日本沿岸において、河口部に土地利用が展開されている地域は多い。津波に起因した地盤洗掘や土砂による埋没は復旧・復興の進展に大きく影響を及ぼすため、今次津波の事例による地形の洗掘・堆積の物理過程を検証し、その素因を明らかにすることは重要である。

ここでは、北上川河口部およびその流域を対象として津波土砂移動解析（「高橋・他, 1999」、「菅原・他, 2014」）を実施し、現地調査から得られた情報と組み合わせて当該地域における大規模な洗掘・堆積の物理過程の素因を明らかにすることを目的とする。

i) 北上川河口部周辺における津波痕跡高と土砂堆積・浸食状況

北上川河口部周辺における津波遡上高は 12~18 m 程度であり。長面浦東部と西部では津波被害状況が異なり、西部集落では地盤とともにほぼ流出していた。このために、西部集落における津波高は不明である。一方、東岸における集落では大部分が家屋流出は免れていた。ここでの浸水高は 4.0 m 程度であった。

北上川河岸周辺において、上流に向かうにつれて津波高は減衰していく傾向にあった。なお、2010年に完成した河川堤防により、河口部より約8km上流に位置する福地地区は浸水を免れ、全くの無被害であった。

写真 3-10-⑦-1 に当該地域における今次津波前後の空中写真を示す。(a)は今次津波以前、(b)は津波後に撮影されたものである。両写真を比較すると、北上川河口部に位置していた長面地区における海岸林や家屋は津波により消失し、その背後右岸にある耕作地のほとんどは水没していることが確認できる。

写真 3-10-⑦-2 に長面地区周辺における土砂堆積状況を示す。撮影位置や方向については写真 3-10-⑦-1 (b)中の記号に対応している。写真 3-10-⑦-2 (a)から海岸林や家屋はすべて消失し、地面は水没していることが確認できる。これは、地殻変動による地盤沈降もあるが津波による流出と洗掘が主な原因と考えられる。3-10-⑦-2 (b)は長面浦東岸集落の様子である。山筋の陰に位置しているためか家屋の流出は免れているが、土砂が一面に堆積していた。写真 3-10-⑦-2 (c)においては、耕作農地に土砂が堆積し、低木の枝下高さまで達していることが確認できる。写真 3-10-⑦-2 (d)をみると、被害家屋内の土砂は河道から山裾に向かって堆積し、その堆積厚は局所的に1mを越えていることがわかる。

図 3-10-⑦-1 に宮城県によって測量された当該地域における耕作農地の地盤高変化量を示す。河口部砂州中腹では3mを越える地盤沈下が生じていることや山裾付近では0.5m程度の土砂堆積を確認することができる。



(a) 2011年東北津波以前（2010年6月25日撮影） (b) 2011年東北津波後（2011年4月6日撮影）

写真 3-10-⑦-1、津波前後の北上川流域の空中写真（Google earth による）



(a) 消失した長面の集落

(b) 長面浦東岸集落における土砂堆積状況



(c) 長面地区における農地の堆積土砂

(d) 長面浦西岸山裾の家屋周辺に堆積した土砂

写真 3-10-⑦-2、長面地区における土砂の堆積状況

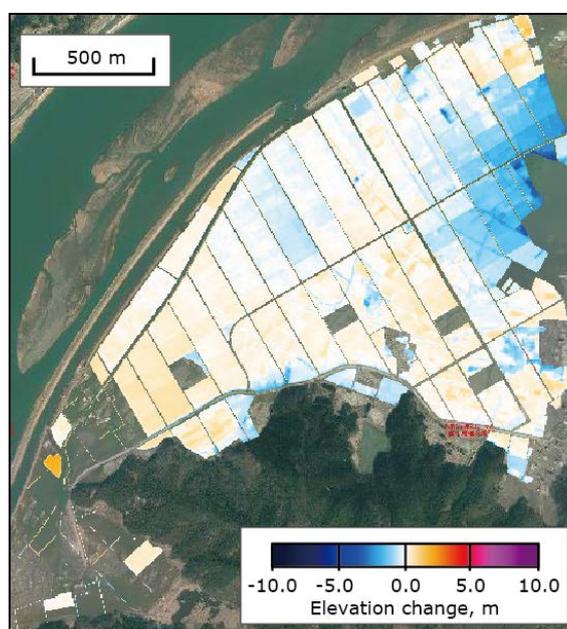


図 3-10-⑦-1、耕作農地の地盤高変化

ii) 津波土砂移動解析

当該地域で生じた大規模な地形変化の素因を探るために津波土砂移動解析を実施した。

本研究において、「森下・高橋, 2014」の知見と簡便性を考えて、「高橋・他, 1999」解析モデルに基づき、無次元掃流力は従来のマニング則に基づく算定方法を用い、流砂量式・交換砂量式は「高橋・他, 2011」による粒径依存型を用いた。飽和浮遊砂濃度については、「菅原・他, 2014」による流況により変化するとした飽和浮遊砂濃度式を導入した。「van Rijn, 2013」によると、土砂の浮遊状態が維持されることで散逸する単位時間あたりのエネルギー E_p は式(1)で与えられる。

$$E_s = (\rho_s - \rho_w)gh(C_s/\rho_s)w_s \quad (1)$$

ここで、 C_s は飽和土砂濃度(kg/m³)、 ρ_s は土砂の密度(kg/m³)、 ρ_w は水の密度(kg/m³)、 g は重力加速度(m/s²)、 h は水深(m)、 w_s は土砂沈降速度(m/s)である。土砂を含む断面平均流速を u (m/s)とし、 u から供給される単位時間あたりのエネルギー E_d は式(2)で表現される。

$$E_d = \epsilon_s(\tau_b u) \quad (2)$$

ここで、 ϵ_s は土砂の巻き上げ効率、 τ_b は底面剪断力である。 E_s と E_d が等価と仮定し、底面剪断力を Manning 則で表現すると、 C_s は式(3)で表現することができる。

$$C_s = \frac{\rho_s \theta_w}{\rho_s - \rho_w} \left(\frac{n^4 w_s}{c_s n^2 u^3} - 1 \right)^{-1} \quad (3)$$

ここで、 n は Manning の粗度係数 (m^{-1/3}・s) である。

図3-10-⑦-2に砂粒径 $d=0.25$ mmで w_s を評価した場合の流速と水深に応じた飽和土砂濃度の変化特性を示す。浅い流れの場合に流速が与える飽和土砂濃度への影響は大きく、その変動は大きいことがわかる。

「菅原・他, 2014」は今次津波による仙台平野の土砂堆積分布について、式(3)を実装した土砂移動解析を実施し、実測と解析による浸水深と砂層厚の関係を比較し、その分布型は飽和浮遊砂濃度が一定とした場合よりも類似する結果を得た。本研究においても式(3)による飽和土砂濃度を実装して解析を行った。

2011年東北地震津波の波源については「Satake *et al.*, 2013」モデルを用いた。波源を含む領域から対象領域まではネスティング接続を行い、1215 mから5 mまで段階的に空間分解能を変化させた。最小領域については北上川河口沖から上流約20 kmを含む領域とし、陸上地形モデルは国土地理院による2009年計測のDEMデータを用い、水域および河道内の一部は国土交通省による2005年に計測された深淺測量データを用いた。

土砂移動解析モデルを適用した領域は最小領域のみとし、今次津波以前の空中写真から地目分類を行い、アスファルトやコンクリートによって被覆保護された地形については、地形変動はないとして固定床条件とし、堆積のみを許容した。その他の地目については移動床条件とした。対象粒径について、当該地域の代表的な土砂粒径は不明なため、「高橋・他, 2011」による土砂粒径 $d=0.166$ mm、 0.267 mm、 0.394 mmの3ケースを実施した。なお、土砂移動による津波挙動の影響を確認するために、全域固定床の氾濫解析についても実施した。なお、本解析においては海岸クロ

マツ、河川流や堤防破堤の影響は考慮していない。より精緻な解析には重要であると考えられるため、今後の課題とする。

iii) 解析結果

図 3-10-⑦-3 に福地観測所における津波振幅の時刻歴を示す。図中の NLSW は固定床による解析結果、NLSW with STM は津波土砂移動モデルによる解析結果を示し、砂粒径は $d=0.267$ mm の場合である。なお、観測値は 10 分間隔データである。観測と計算の比較から、大局的には最大波の生じる時刻や水位の減衰過程ともにおおむね整合している。一方、到達時刻は観測値の方が 15 分程度早く到達していることや地震発生から 6 時間以降では観測の方が水位の減衰は早い傾向にあることがわかる。固定床と移動床での比較においては、地震発生から 4 時間までは固定床の方が移動床による解析値より水位は若干ではあるが高い傾向にある。この原因としては津波波源モデルの影響、堤防破損などの影響、河川流の影響や侵食や堆積による通水断面変化の影響が考えられる。

図 3-10-⑦-4 に土砂移動解析による洗掘・堆積過程に関するスナップショットを示す。図 3-10-⑦-4 (a) から北上河口部に来襲した津波は、河口部砂州の地盤を洗掘しながら北上川を遡上し、長面地区背後の耕作農地に土砂が再堆積していることが確認できる。この時、長面地区周辺の流速は 8 m/s に及んでいたようである。図 3-10-⑦-4 (b) のように押し波から引き波へ流向が変化する時には河口部海側での洗掘域が拡大している様子が確認できる。さらに引き波が卓越するようになると砂州はさらに洗掘を受けていることがわかる (図 3-10-⑦-4 (c))。その後、戻り流れは河口部の流路に集中し、その周囲を洗掘しながら沖に流出する様子が確認できる (図 3-10-⑦-4 (d))。

3-10-⑦-5 に各砂粒径における北上川河口周辺の最大地形変化量分布を示す。河口部水域北部や長面地区では大規模な洗掘、河口部水域南部や長面地区より内陸の北上川右岸では土砂の大規模な堆積が生じていることがわかる。各粒径においては、土砂が細粒になるほど、洗掘深やその分布範囲は深く、あるいは広くなる傾向にあることがわかる。図 3-10-⑦-1 や写真 3-10-⑦-2 の状況と解析結果を比較すると、定性的には $d=0.267$ mm との整合性は良さそうである。ただし、より詳細な再現性の評価を行うためには、当該地域の砂粒径や構造物被害の影響を考慮することが必要であり、今後の課題とする。

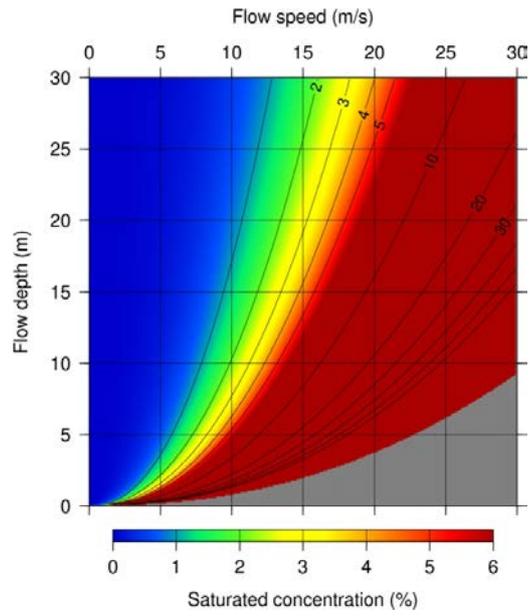


図 3-10-⑦-2、流速と水深に応じた飽和土砂濃度の変化特性

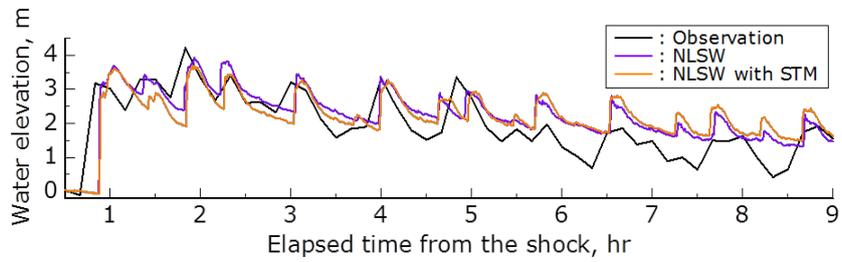
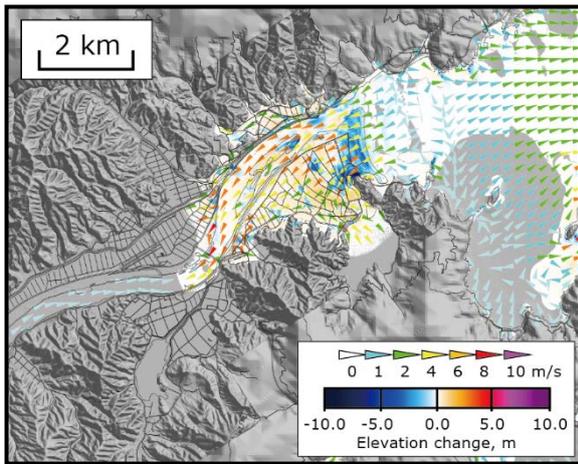
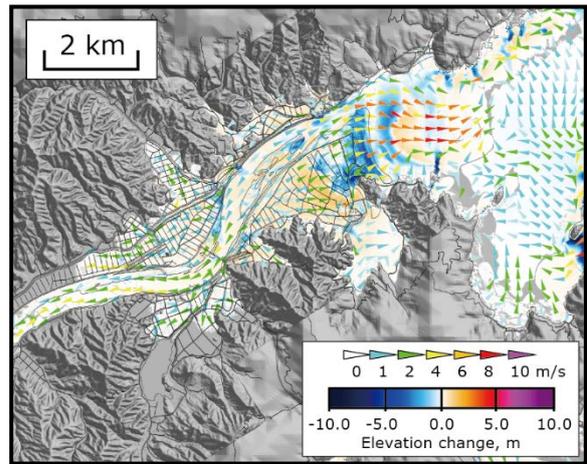


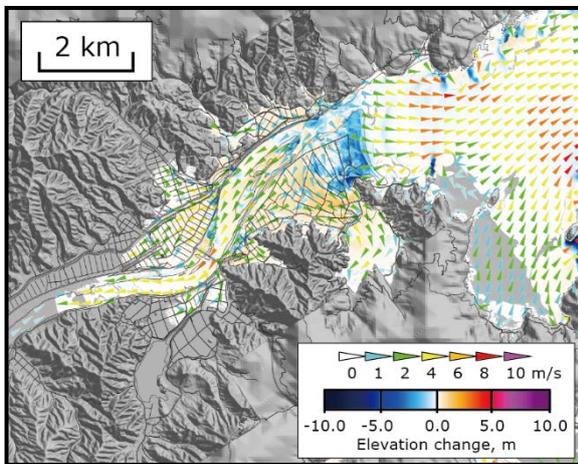
図 3-10-⑦-3、福地観測所における津波振幅の時刻歴 ($d=0.267$ mm)



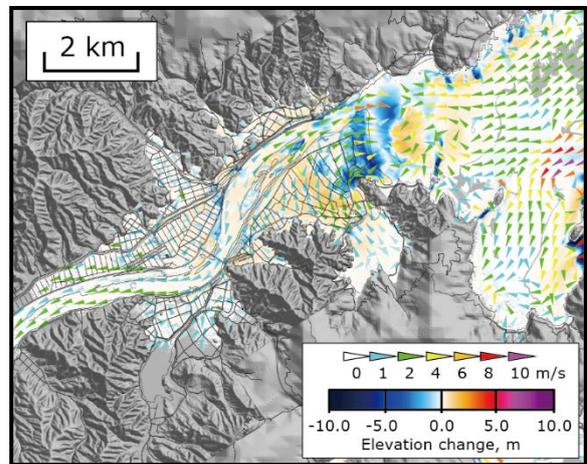
(a) 地震発生から 45 分後



(c) 地震発生から 55 分後

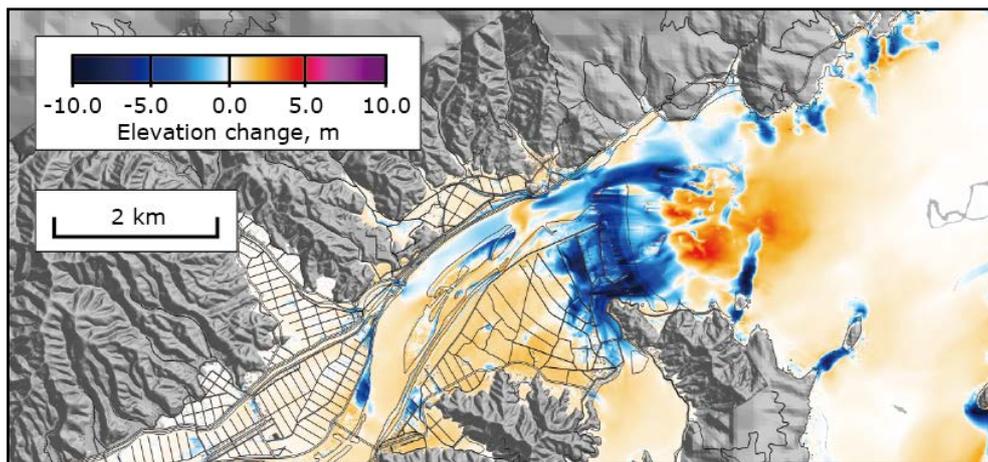


(b) 地震発生から 50 分後

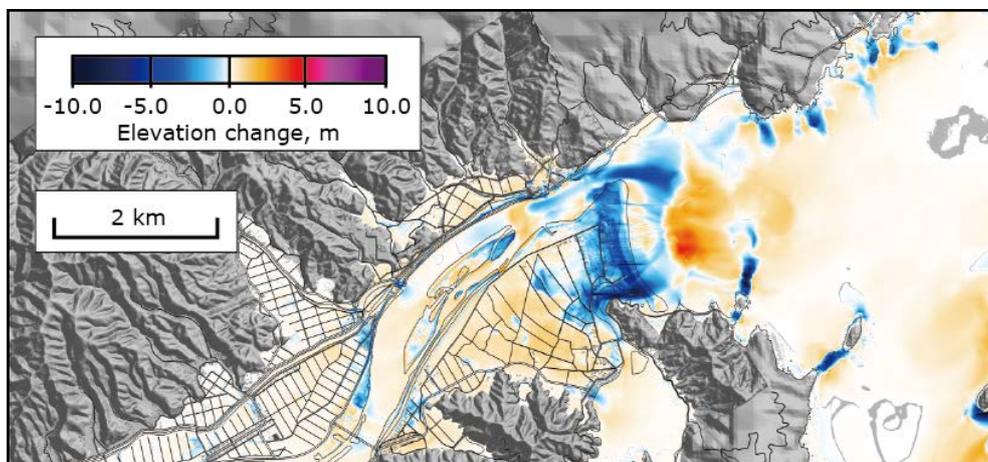


(d) 地震発生から 60 分後

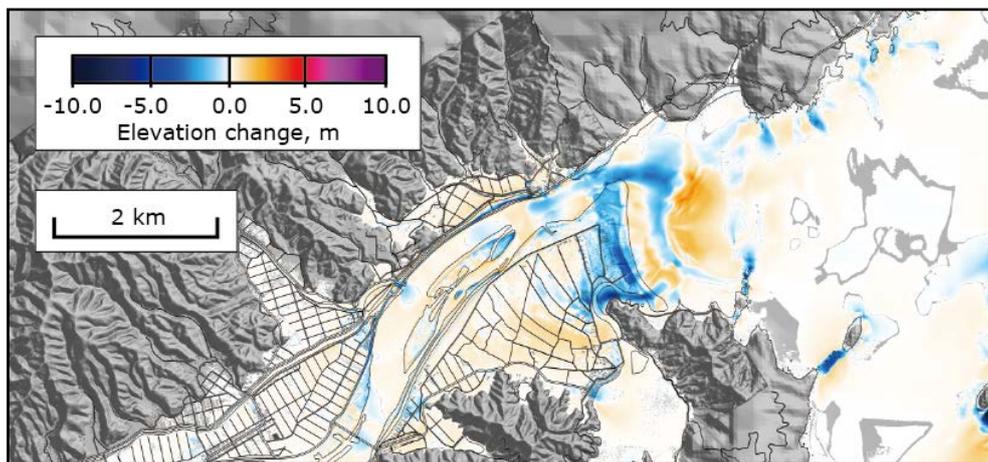
図 3-10-⑦-4、土砂移動解析による洗掘・堆積過程 ($d=0.267$ mm)



(a) $d=0.166$ mm



(b) $d=0.267$ mm



(c) $d=0.394$ mm

図 3-10-⑦-5、各砂粒径における北上川河口部周辺における最大地形変化量分布

2) 津波堆積物形成に関する数値的検討

津波は浅海域や陸上で大きな掃流力や乱れを発生させるとともに土砂を輸送し、陸上部や沿岸湖沼に津波堆積物を形成する。特に、沿岸湖沼では保存状態の良い津波堆

積物が形成されることが多い。「岡村・松岡，2012」は南海トラフ沿いの日本列島太平洋沿岸部の湖沼における掘削調査から、多くの津波堆積物を発見し、大分県佐伯市米水津湾に位置する龍神池（図 3-10-⑦-6）では、過去 8 回の南海トラフ巨大地震による津波堆積物が同定されている。

沿岸湖沼では平野などの地形条件よりも静穏な環境が安定して保たれており、津波堆積物の保存状態も良い場合が多い。そのために巨大津波の再来間隔を高い時間分解能で議論できる可能性があり、平野部では検出不可能な小さなイベントを細かく分離できる可能性が指摘されている「澤井，2012」。沿岸湖沼の地形学的条件を踏まえ、湖底の浸食・堆積過程と津波外力の関係を利用した古津波の諸相の解明が期待されている。

「Furumura *et al.*, 2011」は、「岡村・松岡，2012」の観測結果と整合するように龍神池に津波堆積物が残されるための津波水理量を踏まえ、日向灘の震源域として N5 セグメントを新たに考慮した 1707 年宝永地震の波源モデルを提案した。ただし、龍神池の津波堆積物形成に関する議論は今後の課題として残されていた。

ここでは、1707 年宝永地震による大分県龍神池の津波堆積物の形成過程とその条件について、前節と同様の津波土砂移動解析を実施する。さらに、「岡村・松岡，2012」による観測と数値解析による土砂堆積の状況を踏まえて、波源の制約条件について検討することを目的とする。

i)解析手法

1707 年宝永地震の波源モデルは「Furumura *et al.*, 2011」を用いた（図 3-10-⑦-6）。津波の伝播解析は非線形長波方程式に基づき、波源を含む領域から龍神池を含む最小領域までネスティング接続を行い、270 m から 3.3 m まで段階的に空間分解能を変化させた。最小領域における地形復元について、伊能図により 19 世紀初頭における当該地域の海岸線形状を確認することはできたが、地震当時の土地利用状況については不明であった。そのために、龍神池周辺の人工構造物や埋め立て区域については可能な限り当時に近い状況となるように明治期の地形図（1/25000）を参考に復元を行った。

土砂移動解析モデルを適用した領域は最小領域のみとし、最小領域全体を移動床条件とした。土砂移動に関する対象粒径について、当該地域における当時の代表的な土砂粒径 d についても不明であったため、 $d=0.166$ mm とした。

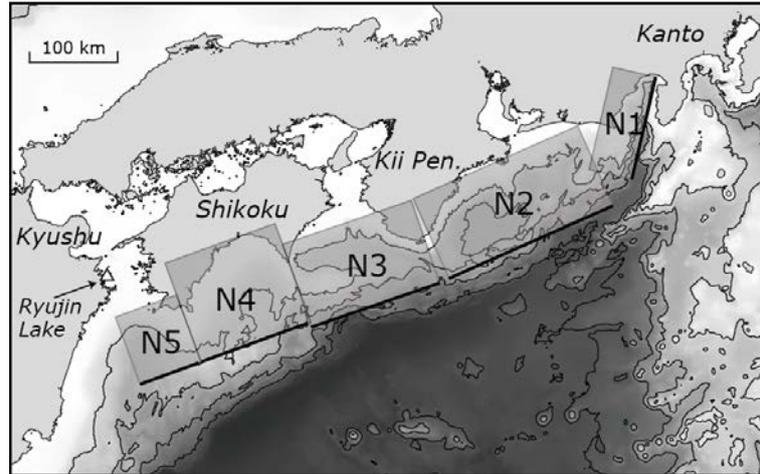
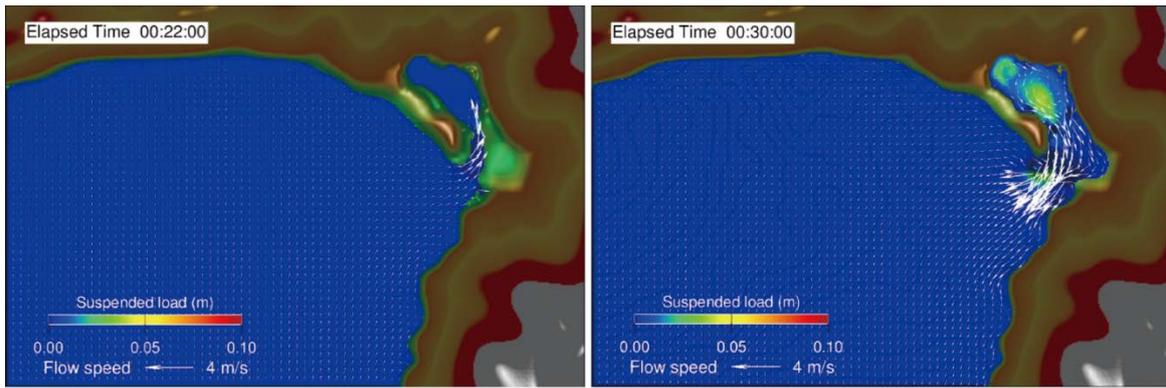


図 3-10-⑦-6、南海トラフ巨大地震（1707 年宝永地震）の震源域と龍神池の位置

ii) 龍神池における津波堆積物の形成過程

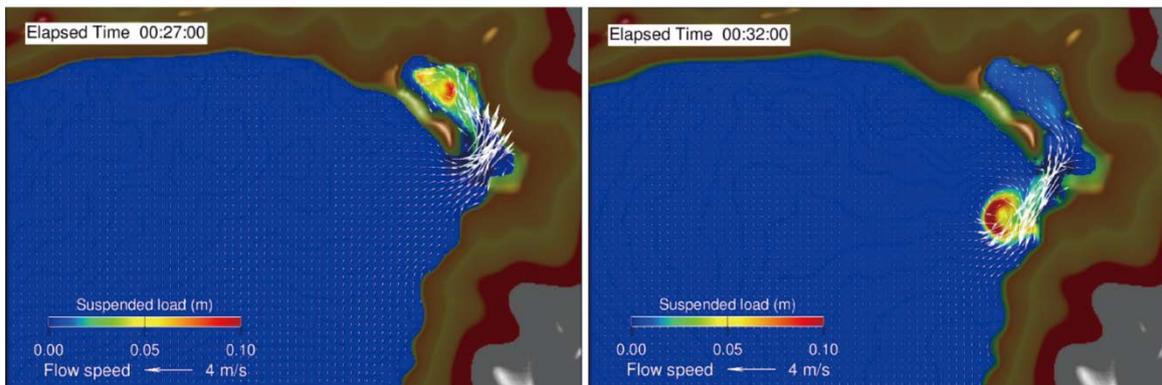
図 3-10-⑦-7 に 1707 年宝永地震モデルによる龍神池周辺での流速及び浮遊砂濃度の経時変化例を示す。地震発生から 22 min 頃には、押し波により浜堤切れ目の水路周辺で比較的速い流れが生じていることがわかる。地震発生から 27 min 頃には、水路周辺で生じる高速流により大きな掃流力が生じ、浮遊砂が湖沼の陸側に輸送されている様子がわかる。湖沼内の津波は引き波による海域の水位低下とともに流出を始め、水路周辺では海域に向かう高速流が発生する（地震発生から 30 min 頃）。水路周辺では再び大きな掃流力が生じ、海域に土砂が輸送されていることがわかる（地震発生から 32 min）。

以上から、沿岸湖沼の津波堆積物形成過程としては、押し波により沿岸近くの土砂が湖沼内に輸送され堆積し、引き波では湖沼内の土砂の浸食量は少なく、海域への土砂流出は沿岸部の浸食によることがわかった。



(a) 地震発生から 22 min

(c) 地震発生から 30 min



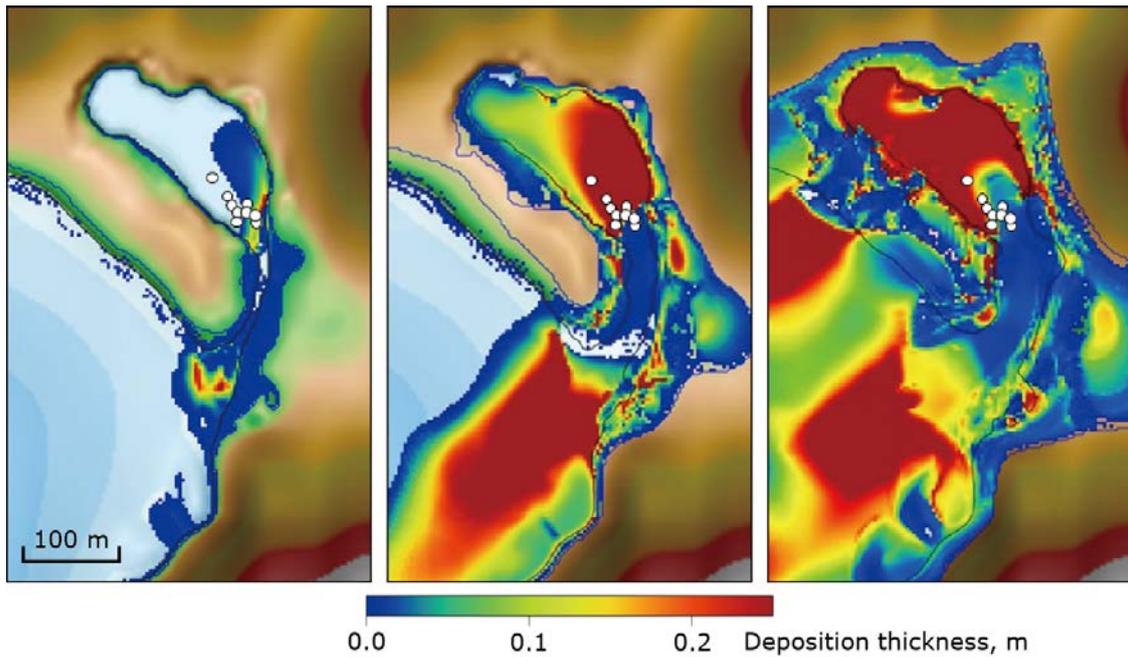
(b) 地震発生から 27 min

(d) 地震発生から 32 min

図 3-10-⑦-7、流速及び浮遊砂濃度の経時変化例（1707 年宝永地震モデル）

iii) 波源の制約条件に関する検討

津波堆積物の有無や分布状況が波源規模の制約条件になり得るかどうかを検討するために、N5 セグメントのすべり量（津波外力）に対応した龍神池の土砂堆積分布を評価した。図 3-10-⑦-8 に N5 セグメントのすべり量に応じた龍神池周辺の土砂堆積分布を示す。図中の白丸は 1707 年宝永地震の津波堆積物が確認されている掘削ポイントである「岡村・松岡，2012」。図から、(a) の場合、津波による龍神池内の土砂堆積量は極めて少なく、掘削ポイントの半分以上に土砂堆積が生じていない。(b) では龍神池内の広域に土砂堆積が生じていることがわかる。また、海域から陸側に向かって堆積厚の薄層化も確認することができ、定性的な傾向は観測結果と整合する。(c) においては津波外力が大きいため、津波は浜堤切れ目の水路からの流入だけでなく、浜堤を越流して流入するため、土砂堆積の分布も (b) の場合と大きく異なり、観測で見られるような陸域への堆積厚の薄層化が形成されづらくなる。これらの結果から、「Furumura *et al.*, 2011」による波源モデルは龍神池の津波堆積物を定性的に再現し得ることを示しているといえる。



(a) すべり量 0 倍 (b) すべり量 1 倍 (c) すべり量 2 倍
 図 3-10-⑦-8、N5 セグメントのすべり量に応じた龍神池周辺の土砂堆積分布

(c) 結論ならびに今後の課題

北上川河口部やその周辺地域を対象として、津波土砂移動解析を実施した。本解析から当該地域における大規模な洗掘・堆積の物理過程の素因を明らかにした。河口砂州の洗掘は押し波と引波時に生じ、耕作地への堆積は押し波時に生じていた可能性を示した。さらに、河口部沖側の洗掘は引き波時に生じていた可能性を示した。

南海トラフ巨大地震の一つである1707年宝永地震における龍神池の津波堆積物の形成過程について、津波土砂移動モデルからその解釈を行い、津波堆積物による波源の制約条件について検討を行った。これらの結果は、土砂移動量に密接に関わる土砂粒径や地震当時の地形や土地利用状況が不明な点で、定性的な傾向を探る程度のものである。しかし、湖沼内の津波堆積物分布と津波土砂移動解析を組み合わせることで、波源規模の制約条件として利用できることを示すことができた。今後は津波外力に応じた堆積厚さの変化や湖沼や周辺地形の影響を踏まえて検討し、波源規模に関する制約条件の高度化に向けた課題の抽出を行う必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 福島雅紀, 松浦達郎, 服部敦: 河川津波の特性把握に関する実験的検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.69, No.2, pp.261-265, 2013.
- 2) Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda, A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan., J. Geophys. Res., v116, B02308, doi:10.1029/2010JB007918, 2011.
- 3) 森下祐, 高橋智幸: 2011年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.70, No.2, pp.491-495, 2014.

- 4) 岡村眞, 松岡裕美 : 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, 科学, vol.82, No.2, pp.182-191, 2012.
- 5) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, Y. Namegaya : Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku Earthquake as inferred from tsunami waveform data, Bull. seism. Soc. Am., 103, 1473-1492, 2013.
- 6) 澤井祐紀 : 地層中に存在する古津波堆積物の調査, 地質学雑誌, 118, pp.535-558, 2012.
- 7) 菅原大助, 成瀬元, 後藤和久 : 堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証, 日本堆積学会講演要旨, O27, 2014.
- 8) 高橋智幸, 首藤伸夫, 今村文彦, 浅井大輔 : 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.606-610, 1999.
- 9) 高橋智幸, 黒川貴博, 藤田将孝, 島田広昭 : 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.67, No.2, pp.231-235, 2011.
- 10) van Rijn, L.C. : Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport. Journal of hydraulic Engineering, 133, 668-689, 2007.

(3) 平成 28 年度業務計画案

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