

有限要素法によるプレート境界域周辺の地殻変動シミュレーション(第1年次)

実施期間 平成19年度～平成20年度
地理地殻活動研究センター
地殻変動研究室 水藤 尚

1. はじめに

本研究は、大地震の発生やその余効変動が周辺地域の地殻変動に及ぼす影響を定量的に明らかにすることを目的として、沈み込み帯における地下の三次元構造を考慮して、大地震の発生及びその余効変動を加えた地殻変動のシミュレーションを行うものである。

2. 研究内容

本年度(平成19年度)は、2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖の地震の粘性緩和による余効変動を3次元有限要素法による数値計算により見積もった。また、同地震の余効すべりによる余効変動も推定し、東海地方で2000年以降継続しているスロースリップのすべり分布の推定を、紀伊半島南東沖の地震の余効変動(粘性緩和と余効すべり)の影響を考慮しない場合と考慮した場合で比較を行い、その影響を見積もった。

3. 得られた成果

3.1 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の余効変動の見積もり

大地震の余効変動のメカニズムには、余効すべり、粘性緩和、間隙弾性緩和の3つが提唱されている。余効すべりは、地震時の断層もしくはその周辺の領域でのゆっくりとしたすべりが進行する現象、粘性緩和は、粘弾性媒質(マントルもしくは下部地殻)中での応力緩和に伴う現象、間隙弾性緩和は、流体が本震に伴う圧力変化に呼応し時間遅れを伴って移動する現象、と考えられている。

本研究では、紀伊半島南東沖の地震の余効変動メカニズムとして粘性緩和と余効すべりの2つの影響を見積もった。間隙弾性緩和による変動は、震源域近傍の狭い領域に限られ、また継続時間が粘性緩和や余効すべりに比べて短いと考えられている。本研究で取り扱う紀伊半島南東沖の地震の震源域は、陸上の観測点から100km近く離れていることから、観測される間隙弾性緩和による変動は非常に小さいと予想される。従って、観測データから間隙弾性緩和による変動を、粘性緩和・余効すべりによる変動から分離し推定することは難しいと考えられるため、余効変動のメカニズムから除外した。

3.1.1 粘性緩和による余効変動の推定

粘性緩和による変動の推定において、重要なパラメータは、地下構造、地震時の変動の再現と物性定数(粘性率)の3つである。地下構造は、地殻および沈み込むプレートは弾性体、上部マントルは粘弾性体を仮定した。それぞれの物性定数を表-1に示す。沈み込むプレートの三次元形状は、CAMP Standard Model (Hashimoto et al., 2004)を参考に決定した。次に地震時の変動は、GEONETデータから推定された2枚の矩形断層モデル(国土地理院, 2005)を参考に、東西走向の北傾斜の断層と北西-南東走向の西傾斜の断層の2枚の矩形断層で再現した。最後に物性定数(粘性率)は、粘性率を変化させて、観測された変動時系列を最も良く説明できる値を推定した。志摩観測点および浜松観測

表-1 物性定数

	剛性率 (GPa)	ポアソン比	粘性率 (Pa・s)
弾性体 (地殻・プレート)	33.0	0.226	—
粘弾性体 (上部マントル)	58.9	0.273	1.0×10^{19}

点における非定常地殻変動時系列と粘性率を変化させた粘性緩和による余効変動時系列を図-1に示す。粘性率が $10^{18} \sim 10^{19} \text{Pa} \cdot \text{s}$ のオーダーであるときに、観測された時系列をよく説明することが分かった。そして粘性率が $1.0 \times 10^{19} \text{Pa} \cdot \text{s}$ の時、地震発生後3年間で粘性緩和による変動量は、志摩半島周辺で南方向に1 cm 強、東海地方周辺で南西方向に5 mm 弱の大きさと推定された (図-2)。一方、上下変動は紀伊半島先端部で隆起、志摩半島から東海地方にかけて沈降という傾向が見られるものの、その大きさは1 mm 以下であった。

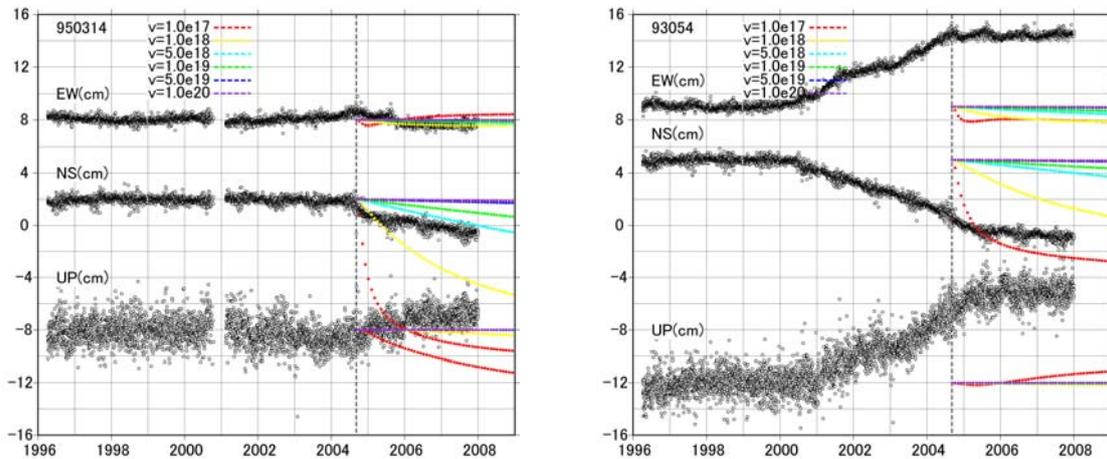


図-1 粘性緩和による変動時系列 (色の点) と観測された非定常地殻変動時系列 (白抜き点) との比較。粘性率の単位は $\text{Pa} \cdot \text{s}$ 。非定常地殻変動時系列は、元の観測データから一次のトレンド成分および年周・半年周成分を取り除いた時系列。ただし、上下成分は2003年以降年周・半年周成分を取り除いていない。

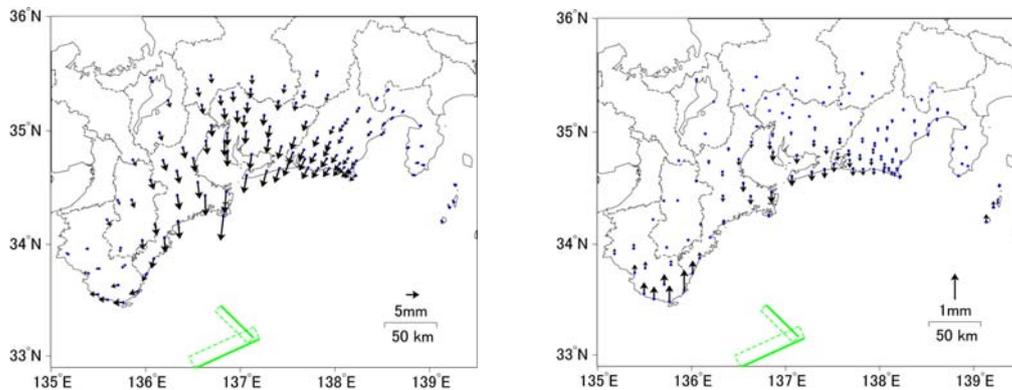


図-2 地震発生後から3年間の粘性緩和による余効変動。緑色の矩形は、地震時の断層の地表への投影面。(左図) 水平変動。(右図) 上下変動。

表-2 推定した断層パラメータ

	緯度 度	経度 度	深さ (km)	長さ (km)	幅 (km)	走向 度	傾斜角 度	すべり角 度	すべり量 (m)
断層 1	33.13	137.20	6.0	66.6	23.5	245.0	57.1	58.8	0.39
断層 2	33.50	136.85	10.8	46.4	14.0	135.0	40.0	133.5	0.67

3. 1. 2 余効すべりによる余効変動の推定

前節で求めた粘性緩和による余効変動時系列を非定常地殻変動時系列から差し引いた時系列から、余効すべりによる余効変動の推定を行った。粘性緩和を取り除いた時系列データを緩和関数 $u(t) (= a_1 + a_2 \times \exp(-t/a_3))$: a_1, a_2, a_3 はパラメータ) で近似する。断層面上で一様な時間変化をする余効すべりによる変動のみであれば、どの観測点・成分でも変動の時定数 (a_3) は同じになる。しかし今、時系列データには、余効すべりによる余効変動以外にスロースリップによる変動も含まれるため、観測点・成分によって変動の時定数が大きく異なっている。そのため、以下の3つの条件から余効すべりによる余効変動が支配的であると考えられる観測点を選んだ。(1) スロースリップによる影響が小さい観測点。(2) 余効すべりによる変動が大きいと考えられる観測点。(3) 余効すべりによる変動が大きいと考えられる南北成分の時定数が180日以下の観測点。以上の3つの条件を満たす観測点は21点あり、この観測点21点の南北成分の時定数の平均値(61.04日)を余効すべりによる余効変動の時定数と設定した。一方、スロースリップによる変動は、少なくとも地震発生後300日(2005年夏ごろ)以上継続していると考えられる。従って、余効変動の変動量の推定期間を長くすると余効変動を過大評価してしまい、逆に短くと過少評価することとなる。ここでは、余効変動の時定数の2倍の期間、地震発生後122.08日間の変動量を余効すべりによる仮の変動量とした。ここで注意したいのは、ここで求めた仮の変動量には、少なからずスロースリップによる変動も含まれている点である。

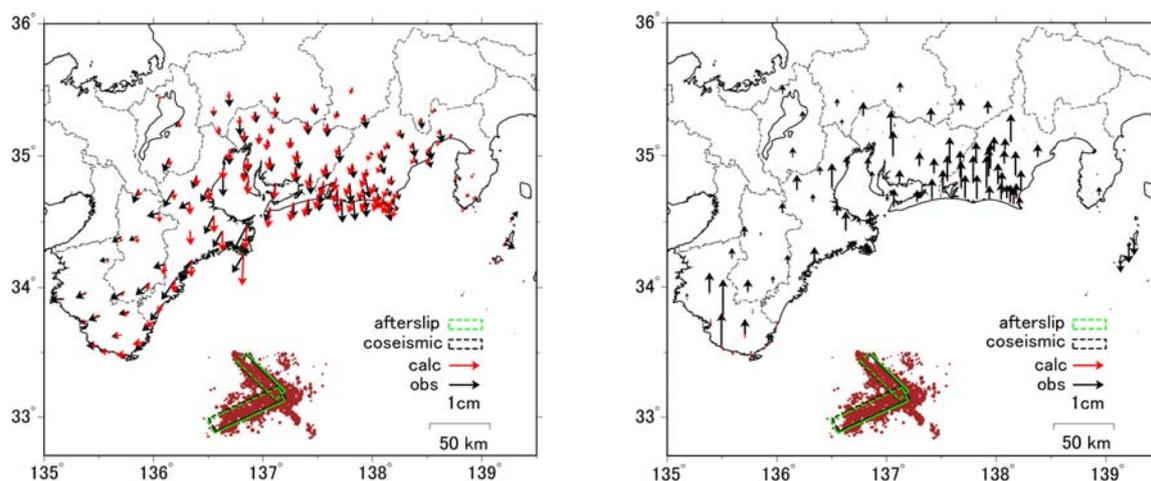


図-3 推定した余効すべりモデルによる計算値(赤矢印)と観測値(黒矢印)の比較。緑色の矩形領域は推定した断層の地表への投影面。茶色の点は、2004年9月5日~10月5日までの震央分布(気象庁一元化震源より)。(左図)水平変動。(右図)上下変動。

この仮の変動量を基に、インバージョンにより余効すべりモデルを作成し、余効すべりで説明できる変動量を推定した(図-3)。余効すべりモデルの作成にあたって、初期モデルは地震時と同じ断層パラメータ(国土地理院, 2005)を仮定し、走向・傾斜・すべり角を強く拘束して、断層の位置、大きさ、すべり量を求めた(図-3, 表-2)。

以上の解析から求めた余効すべりによる余効変動の時定数(b_3 : 61.04 日, 全点・全成分共通)と変動量(b_2 : 全点・全成分異なる)を緩和関数 $u_2(t) = b_2 \times \exp(-b_3/t)$ にあてはめ、余効すべりによる余効変動時系列を作成し、粘性緩和による余効変動を取り除いた時系列データから取り除いた(図-4)。

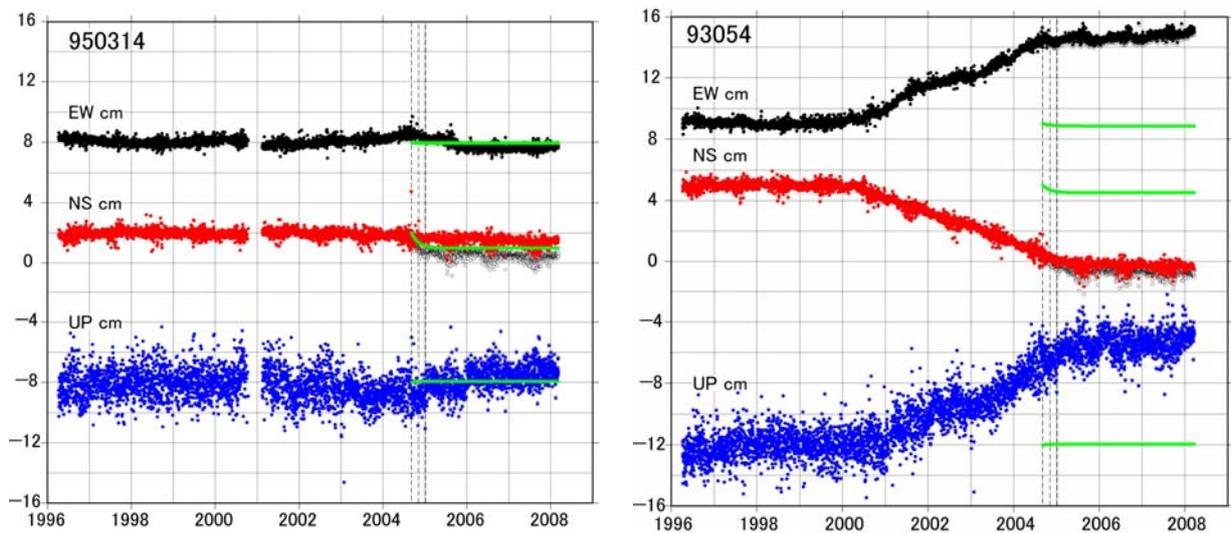


図-4 余効変動(粘性緩和と余効すべり)の影響を取り除いた時系列(黒:東西成分, 赤:南北成分, 青:上下成分)。白抜き丸は粘性緩和の影響を取り除いた時系列。緑線は推定した余効すべりによる余効変動時系列。点線は、左から紀伊半島南東沖の地震の発生日, 地震発生後 61.04 日後, 122.08 日後。

3. 2 東海スロースリップのすべり分布の推定

上記 3. 1 で推定した粘性緩和および余効すべりによる余効変動を非定常地殻変動時系列から順に取り除き(図-1, 4), スロースリップの推定を行った。推定したスロースリップのすべり分布および推定モーメントの時間変化を図-5, 6 に示す。粘性緩和の影響を取り除くことで、2005 年以降に志摩半島沖合から三重県周辺に推定されていた南向きのすべりは見えなくなった。さらに余効すべりの影響を取り除くことで、2004 年 1 年間に熊野灘周辺で推定されていた南西方向のすべりは見えなくなった。これらのプレート境界面上のすべりは、観測データに含まれる別の要因を説明しようとしていたための見かけ上のものであったことがわかった。

推定モーメントの時間変化では、2005 年夏以降も累積モーメントは大きく上昇していたが、余効変動を取り除くことで、モーメントの増加量はほぼ横ばいとなり、2005 年夏頃にスロースリップがほぼ終息したことが明瞭となった。しかしながら、2005 年夏以降もわずかながらモーメントの増加が見られる。これは、図-5 に示すすべり分布を見ると、浜名湖の北東部および知多半島あたりでわずかなすべりが推定されていることに起因すると考えられる。2000 年秋以降浜名湖直下で発生していたスロースリップは、2005 年夏頃にほぼ終息したと考えられるが、その周囲ではわずかながらすべりが継続

していると考えられる。

以上のことから、東海地方の地殻変動には、2000年秋以降浜名湖直下で発生しているスロースリップによる変動に加えて、2004年9月以降は紀伊半島南東沖の地震の粘性緩和、余効すべりによる余効変動が加わっており、スロースリップの推定の際には、この変動の影響を取り除かなければ、誤った解釈をしかねないことがわかった。

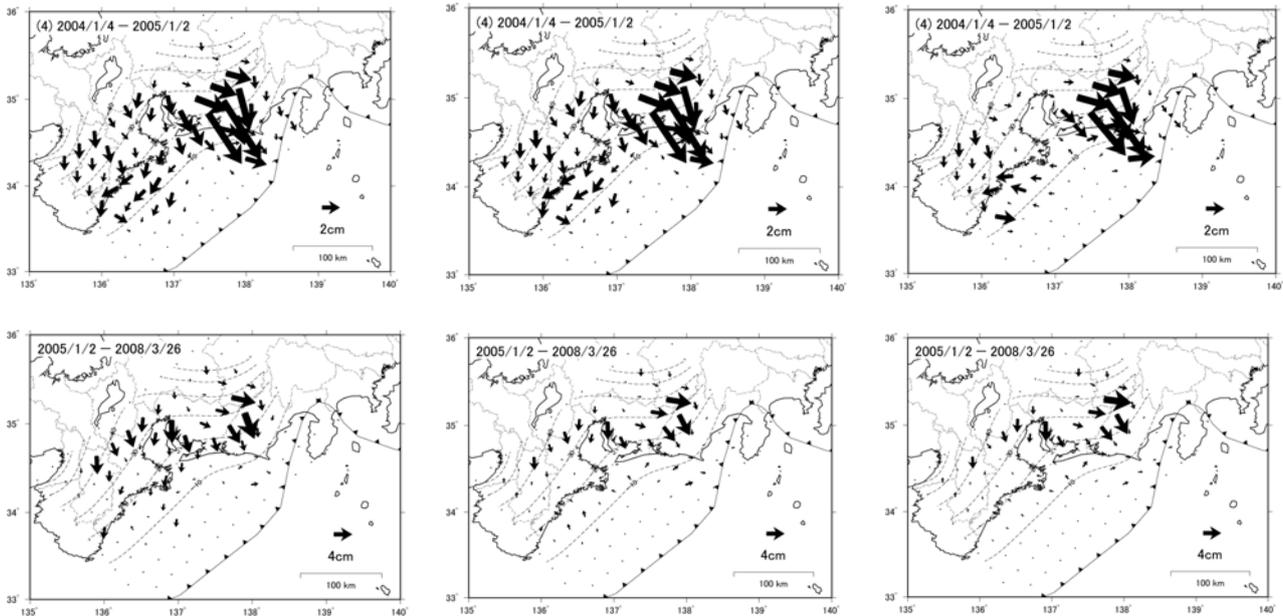


図-5 推定したスロースリップのすべり分布。上段は2004年1年間。下段は2005年1月～2008年3月末までの累積のすべり量。(左図)余効変動を取り除く前。(中央図)粘性緩和による余効変動を取り除いた後。(右図)粘性緩和・余効すべりによる余効変動を取り除いた後。

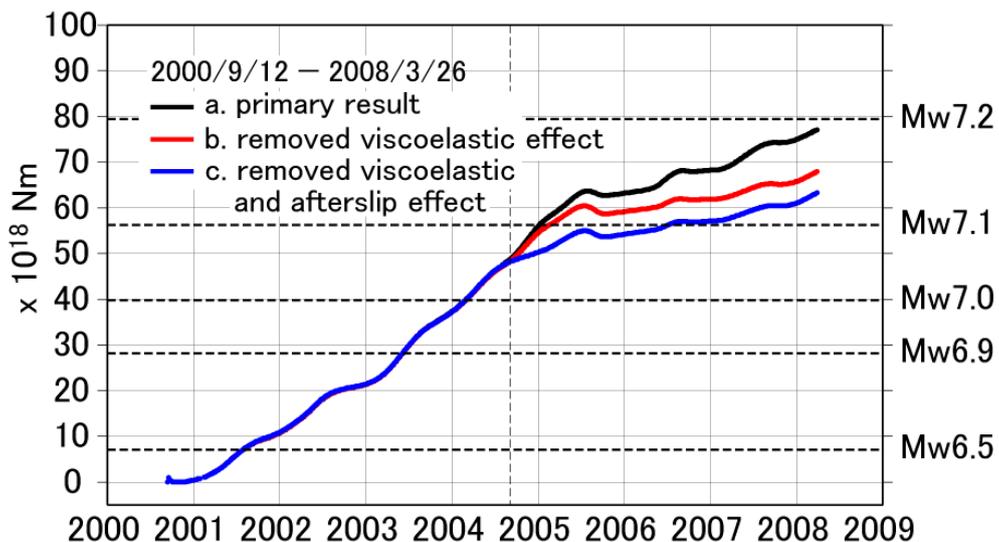


図-6 推定したモーメントの時間変化。黒線は余効変動を取り除く前、赤線は粘性緩和による余効変動を取り除いた後、青線は粘性緩和・余効すべりによる余効変動を取り除いたあと。

4. 今後に向けて

2003年9月26日に発生した十勝沖地震に伴って、北日本の広範囲に渡って大きな地殻変動が観測された。また地震直後から大きな余効変動が観測され、その変動メカニズムとして震源域周辺での余効すべりが推定された (Ozawa et al., 2004)。地震直後の余効変動のメカニズムとしては、余効すべりによる変動が圧倒的に大きいですが、地震発生から5年弱が経過していることを考えると、粘性緩和による変動も無視できなくなり、余効すべりの推定に影響を与えてくると考えられる。次年度は、この十勝沖地震の粘性緩和による余効変動を見積もり、その影響を取り除いた上で余効すべりの推定を行う予定である。

参考文献

- Hashimoto, C., K. Fukui, and M. Matsu'ura (2004) : 3-D Modeling of Plate Interfaces and Numerical Simulation of Long-term Crustal Deformation in and around Japan, *Pure appl. Geophys.*, 161, 2053-2068.
- 国土地理院 (2005) : 中部・近畿地方の地殻変動, *地震予知連絡会会報*, 73, 426-463.
- Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka (2004) : Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw8 Tokachi-oki earthquake in Japan, *Earth Planets Space*, 56, 675-680.