

4. 東海スロースリップイベント（2000 年秋～2005 年夏）

小沢 慎三郎（国土地理院）

1. はじめに

2000 年秋～2005 年夏頃にかけて東海地震の想定震源域の西端付近で、スロースリップが発生した。このスロースリップは、量的には小さいながらも、東海地震を発生させやすくする方向に応力状態を変化させ、かつ発生当初から東海地震の前兆すべりの可能性が否定できず、その推移が慎重に見守られてきた。ここでは、東海地域のテクトニクス、地震空白域としての東海地震及び、東海スロースリップに関して紹介する。

2. 東海地域のテクトニクスと東海地震

東海地方のテクトニクスを図 1 A-B に示す。この図に示されるように、東海地方の沖合に、フィリピン海プレートとアムールプレートの収束境界である駿河トラフが位置する。この駿河トラフからフィリピン海プレートが、陸側プレートの下に年間 3～4 cm 程の速度で沈み込んでいる（図 1 B）¹⁾。このため、東海地方では陸側プレートがフィリピン海プレートによって地下に引きずり込まれるように動き、弾性的な限界に達すると陸側プレートがフィリピン海プレートに対して跳ね上がり、90～150 年程の周期で海溝型地震が繰り返し発生してきた²⁾。最後に東海地震が発生したのは 1854 年の安政の東海地震である。1944 年の東南海地震では、駿河湾内まで破壊が達しておらず、安政の東海地震から 150 年程、プレートの沈み込みに伴う歪みの蓄積が続いていると考えられている（図 1 B）。この結果に基づき、1970 年代に東海地方が地震の空白域であり東海地震の発生が懸念されることが指摘された³⁾⁴⁾。この指摘に伴い想定される東海地震の前兆的なシグナルを捉えるべく、東海地方に、数多くの観測機器が設置された。特に 1995 年の阪神淡路大震災以降世界に類をみない稠密観測網が展開されている。

このような状況の中で、気象庁は体積ひずみ計、気象庁・防災科学技術研究所・大学等は全国に稠密な地震観測網、防災科学技術研究所は各種地震計・傾斜計のネットワークを設置して今日に至っている。国土地理院は、東海地方で定期的に三角点の繰り返し観測を行ってきた。また水準測量が定期的に行われるようになり、現在では年に 4 回、森町から御前崎にかけて実施されている。特に夏の観測では、東海地方の全域にわたって水準測量が行われている。また掛川では、静岡県により 2 週間に 1 回 4km 程の距離の水準観測が行われている。これらの成果は地震予知連絡会に報告されてきた。

さらに国土地理院は、1994 年から GPS 連続観測網を東海地方に 20km 程の間隔で設置し、東海地方の地殻変動を

毎日観測できるようにした。この GPS 連続観測網による日々の地殻変動の解析結果は、定期的に地震予知連絡会に報告されている。また気象庁には、東海地方の 3 時間毎の解析結果が送信されている。

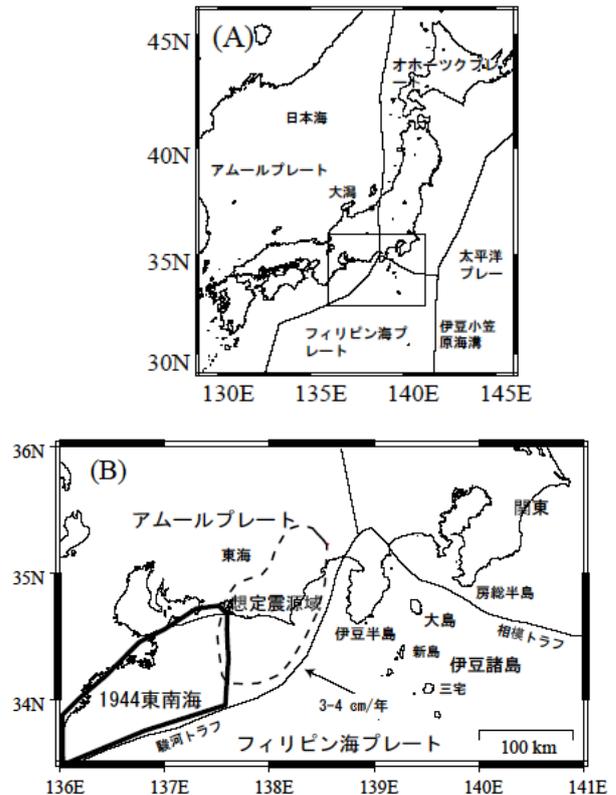


図 1 東海地方のテクトニクス。

以上のような、東海地方の地震観測及び各種の地殻変動観測結果に基づいてこの地域のプレート間相互作用が推定されてきた。

Matsumura (1997)⁵⁾ は東海地方の地震活動からプレート間の固着域を推定した。Yoshioka et al. (1999)⁶⁾ は三角点の繰り返し測量のデータ及び水準測量のデータから、東海地方のプレート間のバックスリップ分布を推定した。Sagiya et al. (1999)⁷⁾ は、GPS 観測結果に基づいて、バックスリップ分布の推定を行った。Ohta et al. (2004)⁸⁾ は上下変動の拘束をやや強くして、GPS 観測結果から、バックスリップ領域の推定を行っている。

これらの研究の内、GPS 観測の結果に基づいて推定されたプレート間のバックスリップ分布は、ほぼ同じような特徴を示している。以下に水藤・小沢(2008)⁹⁾ の GPS 観測データに基づく推定結果を示す。

図 2 は大湊観測点（新潟県）（図 1 A）に対する、東海地方の GPS 観測点の動きを示す。ここに示されるように、

東海地方の GPS 観測点は新潟県の大潟観測点に対して、西南西方向に年間 2~3cm/年程の速度で動いているのがわかる。また上下変動でみると、浜名湖付近を境として、名古屋側で隆起、静岡県側で沈降の傾向が見られる。このデータに基づいて推定されたバックスリップ分布を図 3 に示す。図 3 に示されるように、東海地方の沖合に 2~3cm/年程の大きなバックスリップが推定され、深さ方向にそのバックスリップの強さが弱くなっている。この結果は Sagiya et al. (1999)⁷⁾の結果によく似ている。

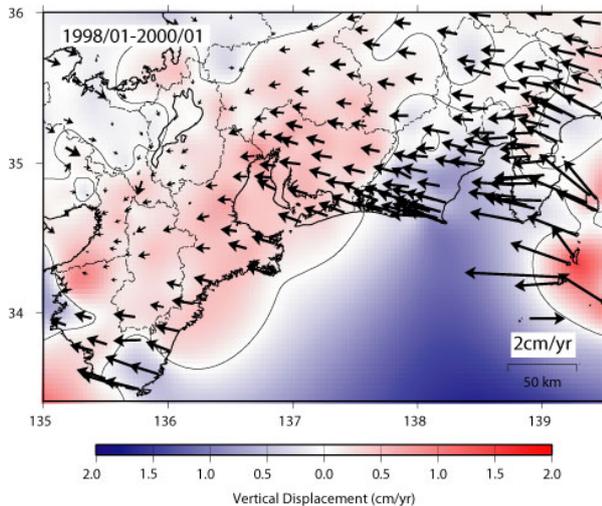


図 2 1998 年 1 月~2000 年 1 月の大潟観測点 (新潟県) に対する東海地方の GPS 観測点の動き。色は上下変動を示す。

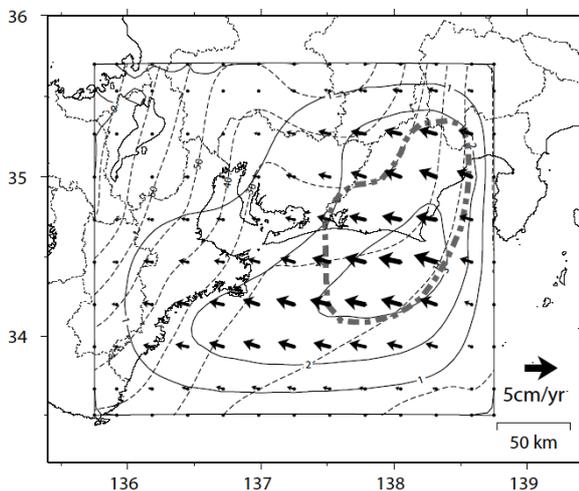


図 3 推定されたバックスリップ分布。

このように、GPS 観測データに基づく東海地方のプレート間カップリングは、主に海域にバックスリップの領域が推定され、地震活動から推定された東海地方の陸域の固着域⁹⁾とややずれる結果がでていた。しかしながら Ohta et al. (2004)⁸⁾は、上下変動の重みをやや強くすれば陸域に固着域が推定されるようになり、地震活動に

基づく結果に近づくと報告している。従来の測地測量の繰り返し観測に比べて、GPS 連続観測で最も重要な情報である高分解能の時間変化に関しては、GPS 観測に基づいて推定されたバックスリップ量は 1994 年の観測開始から時間的にはほぼ一定であるという結果が得られていた⁷⁾。即ち、東海地方の GPS 観測点の変動速度は観測開始からほぼ一定であった。

このようにして推定されたプレート間カップリング、地震活動から推定される固着域、過去の東海地震の情報等に基づき、将来の東海地震の想定震源域が中央防災会議によって議論され、一般に公表された。下記にこの想定震源域の情報の載ったインターネット上の URL を示す。

http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/taisaku_toukai/pdf/kyoukachiiki/minaoshi.pdf.

その結果が図 1B に示されている想定震源域である。この想定震源域が将来の東海地震で主として破壊する領域と考えられている。

3. 東海スロースリップ

3.1 遷移地殻変動

2000 年 5~9 月にかけて伊豆諸島で大規模な火山性の地震活動が発生し最大で 1m 近くの大きな地殻変動が伊豆諸島で観測された。この伊豆諸島の活動に伴い、東海地方でも南東向きの最大で 1cm 程の水平変動が観測されている。

2000 年の伊豆諸島の変動によって東海地域の地殻変動が乱されたために、発生時期が明瞭でなくなってしまったが、2000 年秋~2001 年始め頃からは、東海地方の GPS 観測点の動きが、図 2 に示されている従来の動きから外れるようになった。図 4 は、2001 年 1 月~2004 年 1 月の東海地方の GPS 観測点の動きを示すが、明瞭に図 2 の変動とは異なっていることがわかる。この解析では、元々の座標時系列データに含まれる周期変動を、多項式と三角関数を組み合わせた関数を最小自乗法で推定し取り除いている。この通常とは異なる変動をより明瞭に見るために、図 2 に示される 1998~2000 までの 2 年間の平均的な GPS 観測点の動きを、周期成分を含まない時系列データから差し引いたところ、東海地方の GPS 観測点が南東方向に遷移的な変動をしていることが発見された¹⁰⁾。図 5 は 2001/1/2~2005/7/1 までの変動であり、ここに示されるように、浜名湖付近を中心として南東方向への遷移変動が明瞭に見られる。最大の変位量は 7 cm 程に達している。また上下変動を見ると、名古屋側で沈降、浜名湖付近で最大で 6 cm 程隆起している。この遷移的な水平変動、上下変動のパターンは、図 2 の 1998~2000 年の定常

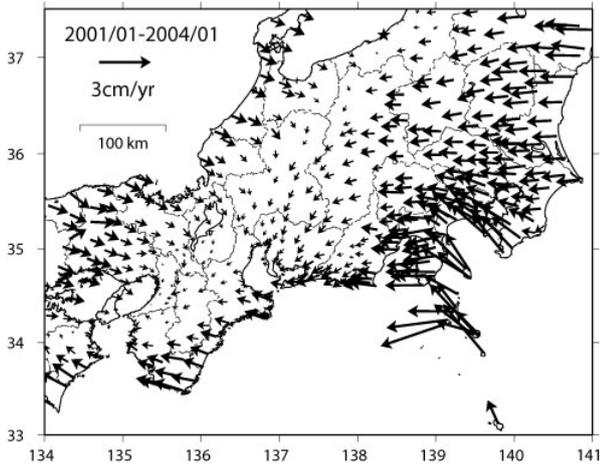


図4 2001年1月～2004年1月の東海地方のGPS観測点の動き。

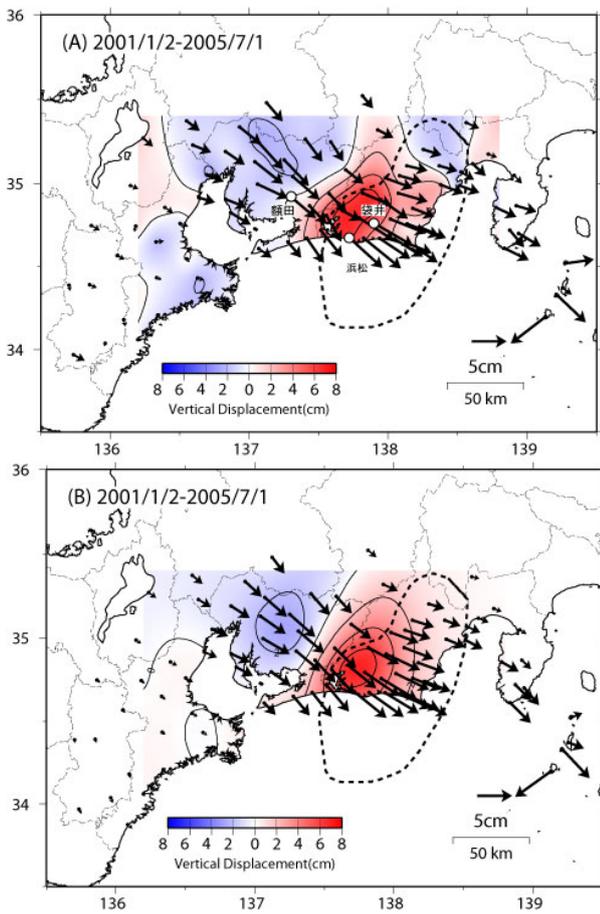


図5 2001年1月～2005年7月の東海地方の遷移変動。色は上下変動を示す。(A)観測値 (B)計算値

的な変動と逆になっている。すなわち、このトレンドを除いた水平変動・上下変動の結果は、浜名湖付近を中心として、陸側プレートが、沈み込むフィリピン海プレートに対して、ゆっくりと跳ね上がる動きが従来の変動に加わっている事を強く示唆する。また図6は、GPS観測

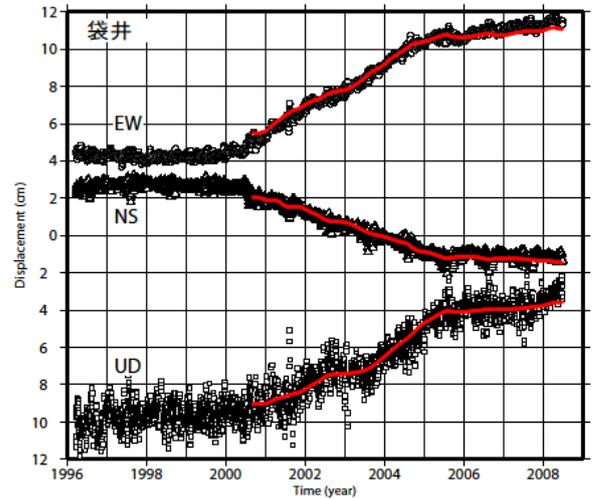
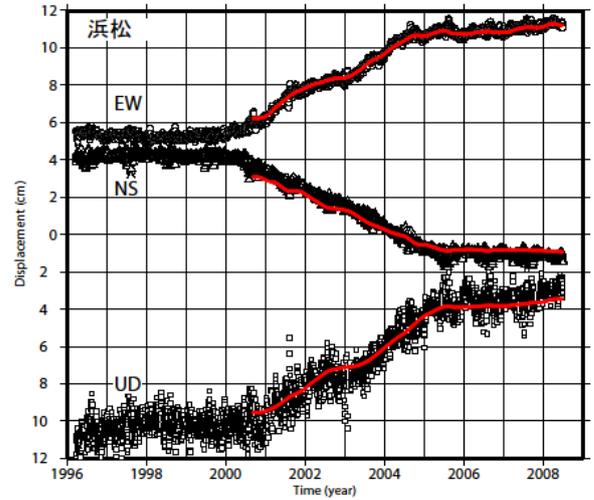
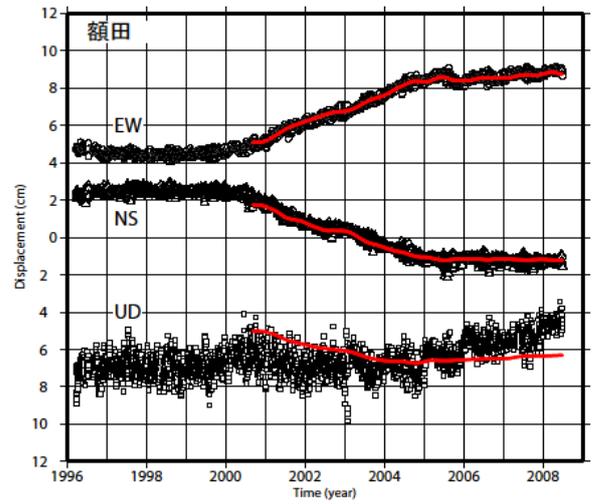


図6 GPS観測点3点の遷移変動の座標時系列データ。

点3点の遷移変動の座標時系列データを示している。トレンドを除いているため、傾斜が平らなところは従来の動きをしていた期間で、傾斜が変化している場所は遷移変動が起きている期間を表している。図6に示されるように、3点とも2001～2005くらいまで遷移変動が見られ、2005年7月以降ほぼ従来の動きにもどったことが示され

ている。

GPS 観測以外にも、防災科学技術研究所の三ヶ日の傾斜計も GPS 観測で検知されたこの付近の上下変動と調和的な変化を示していることが報告されている。

3.2 東海スロースリップの時・空間変化

いろいろな研究者が地殻変動データに基づき、東海地方のスロースリップのモデリングを行っているが、ここでは国土地理院のモデルを紹介する。

国土地理院は、周期成分、1次のトレンドを除いた図5-6の遷移変動のデータに基づき、東海地方のプレート間滑りを推定した。

解析方法としては、スタンフォード大学で開発された時間依存のインバージョンのスキームを若干変更したプログラムで解析が行われている¹¹⁾¹²⁾。

データとしては、東海、伊豆諸島の観測点87点の周期成分及びトレンドを除いた水平変動、上下変動時系列が使用された。図5(B)に使用したGPS観測点の位置を示す。伊豆諸島の変動の影響を取り除くため、伊豆諸島のデー

タも使用している。東海地方のプレート境界、伊豆諸島のマグマ貫入によって発生した断層面を3次のスプライン関数を使用したパラメトリックスプライン面で表し、解析が行われた¹²⁾。東海地方のプレート境界としては、CAMPモデル¹³⁾が使用されている。伊豆諸島の断層モデルとしてはOzawa et al. (2004)¹⁴⁾の結果を使用している。境界条件としては、東海地方のプレート境界面の端ではプレート間滑りを0とし、滑り方向は東向き、南向きだけを許してある。解析期間は2000~2008年まで行われた。上下変動は水平変動よりも誤差が大きいため水平変動の3倍の誤差が仮定されている。このようにして推定された東海地方のプレート間すべりの結果を以下に示す。

図7は1.5年ごとの東海地方のプレート境界における推定滑り分布を示している。2001~2002.5年で浜名湖直下に大きな滑りが推定されている(図7A)。この領域は想定震源域の西端にあたる。2002.5~2004年にかけてスロ

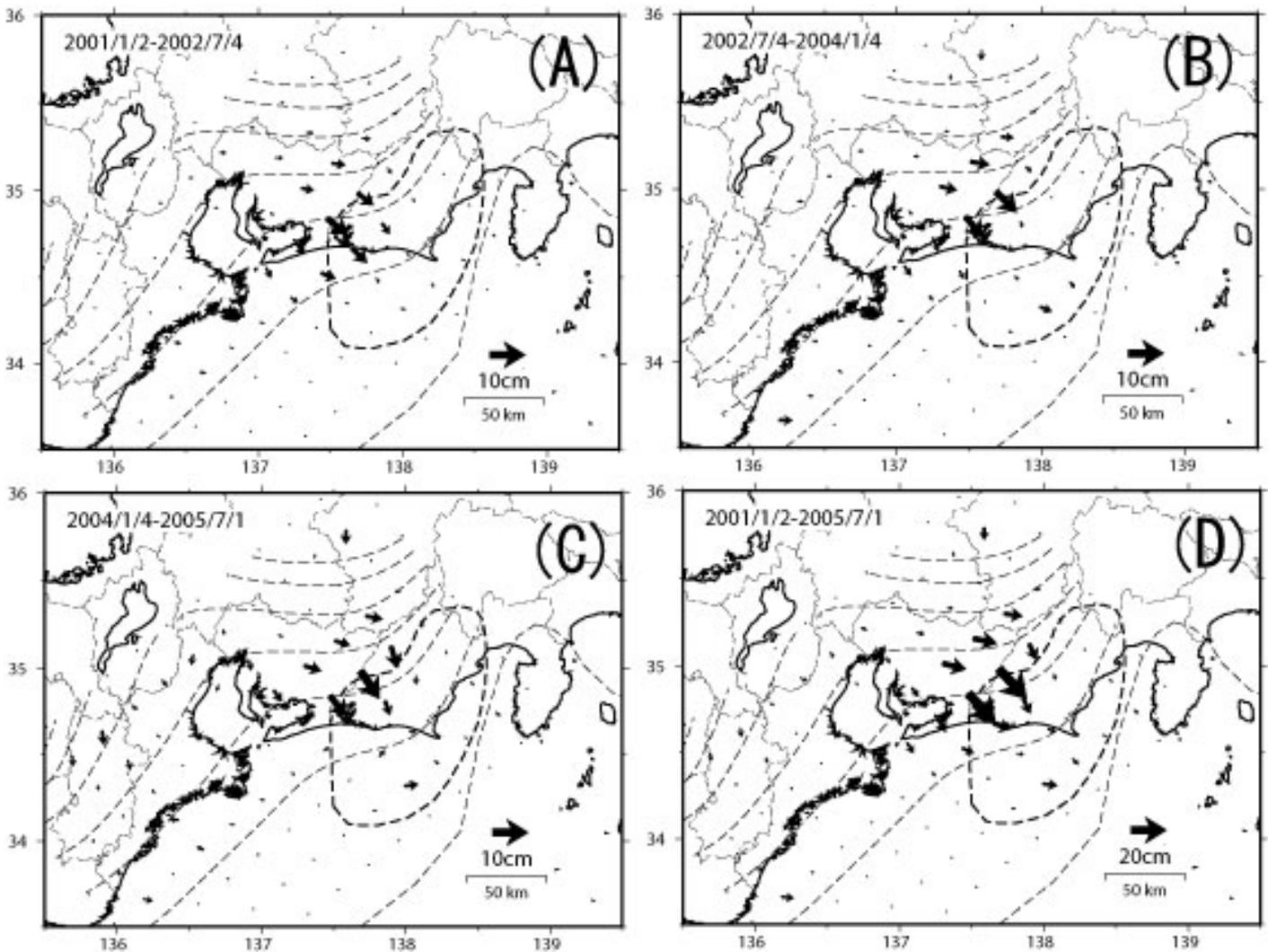
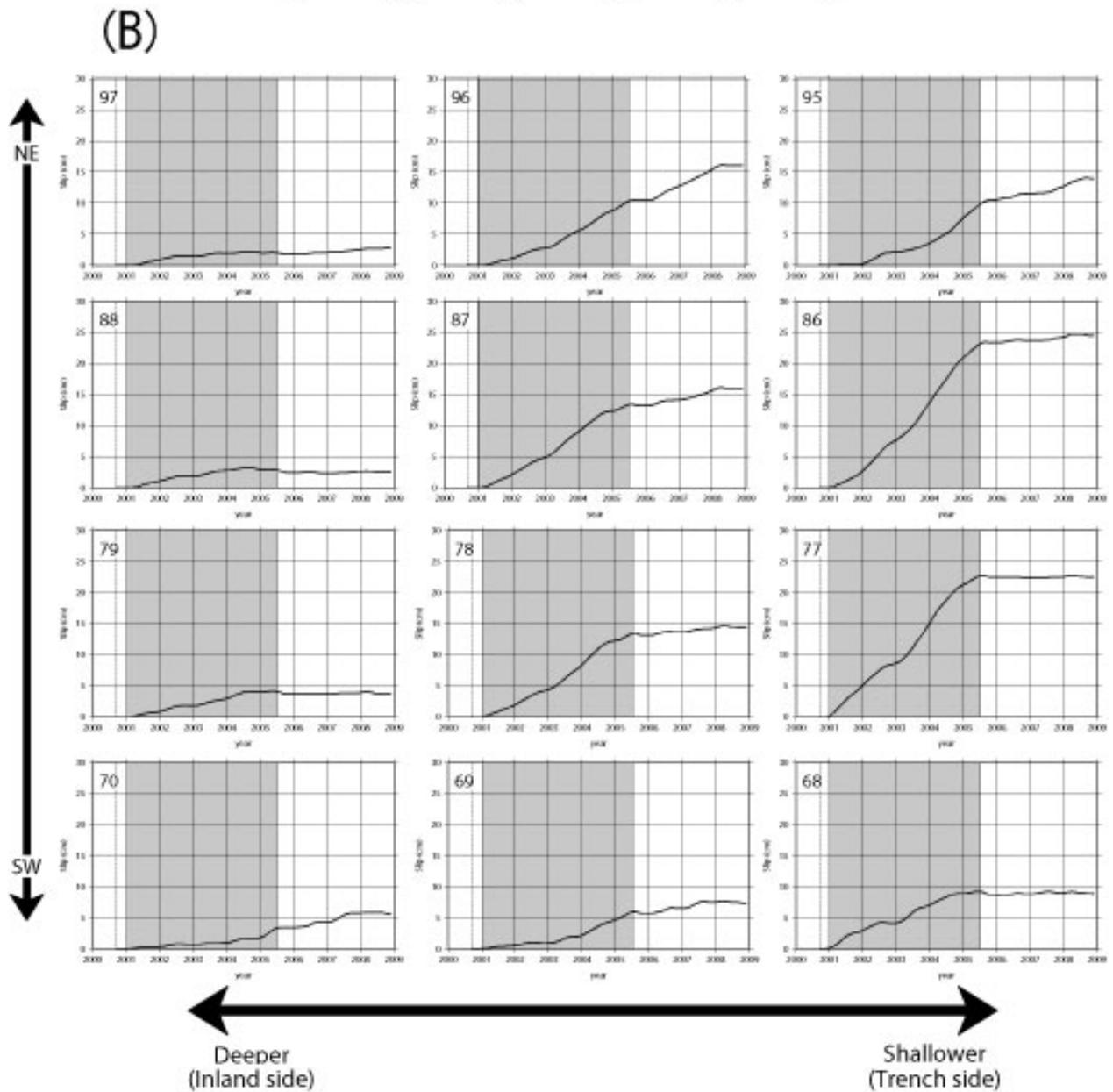
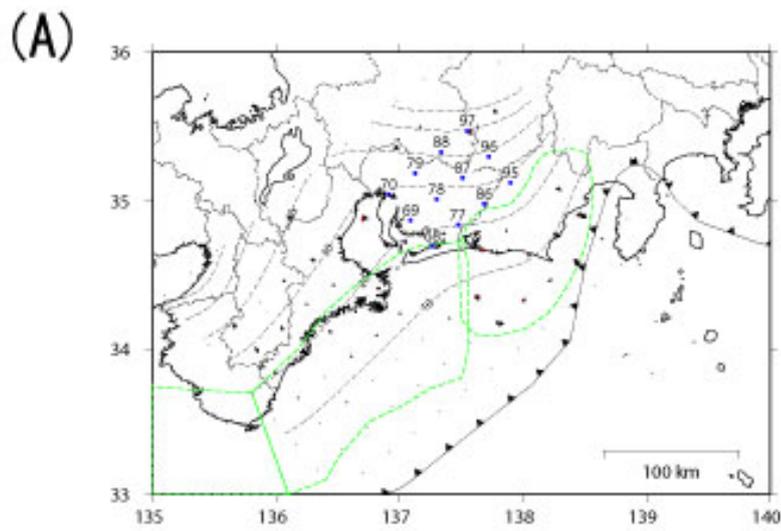


図7 1.5年ごとの東海地方のプレート境界における推定滑り分布。



—スリップのすべり量は全体的に小さくなり、浜名湖北

図8 東海のプレート境界面を構成するグリッド上の点における滑りの時間変化.

東の滑りが相対的に大きくなっている(図 7B)。2004～2005.5年で、またスロースリップのすべりが大きくなり、浜名湖からその北東域の想定震源域の端に6～10 cm程のすべりが見られる(図 7C)。東海スロースリップの全期間を通した総量が図 7D に示されている。この図に示されるように、浜名湖からその 30km 程の北東域にかけて、想定震源域の端を中心として 20～30 cm 程のすべりが推定されている。

図 8 は東海のプレート境界面を構成するグリッドのいくつかの点における滑りの時間変化を示している。数点を除いて 2005 年 7 月以降スリップの傾斜が小さくなっているのがわかる。図 9 は推定すべりから計算したマグニチュードの時間変化を示す。この図に示されるように、2005 年 7 月以降エネルギーの放出率がかなり小さくなっていることがわかる。総量としてのマグニチュードは剛性率 30 GPa で M7.1 以上に達している。

図 5B に、推定したモデルに基づく計算地殻変動が示されているが、計算値が観測値(図 5A)をよく再現しているのが見られる。図 6 の時系列データも、推定モデルでほぼ説明されている。

以上の推定結果はおおむね、Ohta et al. (2004)⁸⁾、Miyazaki et al. (2006)¹⁵⁾の結果と調和的である。

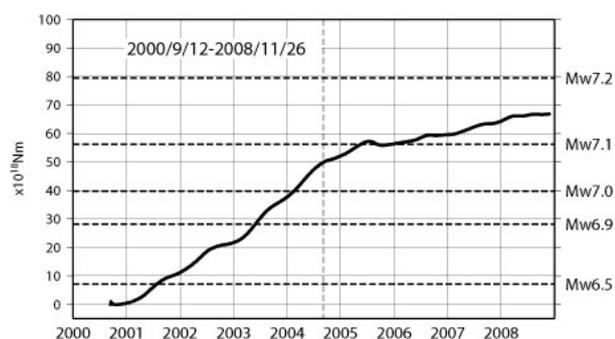


図 9 推定すべりから計算したマグニチュードの時間変化。

4. 考察とまとめ

上記のように東海スロースリップの滑りの中心は、東海地震の想定震源域の境界にあり、時間と共に若干その位置を境界に沿って変わりながら進行していた。この結果は、想定東海地震の震源域の応力状態を東海地震が起こりやすいように、小さいながらも影響を与えていることを示しており、また発見されたスロースリップが東海地震の前兆すべりである可能性も否定できなかったため、重大な発見として、地震予知連絡会強化地域部会が 2001 年 7 月 27 日に開催され、公表されるに至った。前兆すべりの可能性に関しては、1944 年の東南海地震で、掛川付近で地震の直前に隆起が起きていたという報告があり、

今回の東海スロースリップでもその掛川が隆起しているため、掛川隆起のメカニズムが 1944 年と今回とで同じメカニズムであった可能性も指摘されている¹⁰⁾。

その後、この東海スロースリップの発生に伴って、三ヶ日の傾斜計が GPS 観測と調和的に変化していることが防災化学技術研究所から報告されている。この報告は東海スロースリップの発生を支持する結果となっている。松村(2003)¹⁶⁾と山田他(2003)¹⁷⁾は浜松付近で地震活動が静穏化したことを報告している。この結果は、浜名湖周辺での東海スロースリップの発生と地震活動が関連している可能性を示している。また東海地震の固着域の状態がスロースリップの影響で変化しているのではないかとということが松村(2003)¹⁶⁾により報告されている。

上述したように、東海スロースリップは 2001 年始め頃に発見されたが、2005 年半ば以降ほぼ沈静化した。東海スロースリップの発生に関しては、その時期は GPS データではよくわからない。特に 2000 年の伊豆諸島の活動で東海地方に地殻変動が起きていることが発生時期の推定を困難にしている。また松村(2003)は 1990 年代後半から固着域及び浜名湖付近で地震活動の変化が現れていたことを報告している。

東海スロースリップの発生メカニズムとして、2000 年の伊豆諸島の活動が、東海スロースリップの引き金となったのではという仮説も提出されている。

東海スロースリップの期間に 2004 年 9 月 5 日に紀伊半島南東沖を震源とする M6.9、M7.4 のプレート内地震が連続して発生している。この紀伊半島沖の地震が東海スロースリップに影響を与えた可能性はわかっていない。

日本各地で様々なスロースリップが発見されてきたが、東海スロースリップはその継続時間が 5 年と非常に長いのが特徴となっている。例えば、豊後水道のスロースリップはおおよそ 1 年であり¹²⁾、房総半島のスロースリップにいたっては、10 日程度である¹⁸⁾。また東海スロースリップの推定モーメントは M7.1 で豊後、房総の M6.6 程度よりも大きい。

今回発見された東海スロースリップが過去にも起きていたという報告がなされている。Kimata et al. (2001)¹⁹⁾は名古屋大学で繰り返し実施してきた光波測距のデータと国土地理院の水準測量の結果から 1970 年代、1980 年代前半、1980 年代後半にスロースリップが発生していた可能性を指摘している。1970 年代の発生の可能性は、藤井(1979)²⁰⁾や、大竹・浅田(1983)²¹⁾によっても指摘されている。橋本(2003)²²⁾は、国土地理院の三角点の繰り返し観測データから、1980 年代の歪みの異常を指摘し、その 1 つの解釈としてスロースリップの発生をあげている。小林・吉田(2004)²³⁾は潮位記録の変化から 1980～82、1988～1990 年の 2 度の発生の可能性を指摘している。し

かしながら、これらの報告は発生時期、場所、継続時間等でまだ統一された見解が得られておらず、今後のさらなる研究がまたれる。特に次の東海スロースリップの検出がこれらの仮説の検証として大変重要となっている。

また 2001 年に東海スロースリップが発見されたのと時を同じくして、非火山性の低周波微動がプレート境界の 30~40km 程の等深線に沿って帯状に西南日本に発生していることが発見された²⁴⁾。この低周波微動の帯は東海地方にも存在し、東海スロースリップの領域よりやや深い領域で発生しているように見える。この低周波微動に伴い地殻で傾斜変動が発生しており、この観測結果からプレート境界面上で、数日という短い時間で低周波微動領域で発生する短期的スロースリップの存在が明らかにされた²⁵⁾。その後、東海地方の短期的スロースリップは比較的頻繁に起きていることが防災科学技術研究所の傾斜計、気象庁の体積ひずみ計の観測でわかり、衝撃的な事実として受け止められている。また短期的スロースリップに伴って発生する低周波微動の活動度が今回の東海の長期的スロースリップの活動度と非常によく似ているという報告が気象庁の解析で報告されているが、その因果関係は明らかにされていない。

東海地震の想定震源域、東海の長期的スロースリップ、及び短期的スロースリップに関して、プレート境界面上で棲み分けしているのではないかとという仮説が報告されている⁸⁾。すなわち、浅い側から深い側にかけて、想定震源域、長期的スロースリップ、短期的スロースリップ領域がプレート境界面上で存在している可能性が指摘された。

東海スロースリップは 2008 年 12 月現在でほぼ収束しているように見え、想定東海地震の前兆的なプレスリップではなかったように思われる。しかしながら繰り返して起こってきた可能性が考えられるこのスロースリップが将来的に東海地震を誘発するプレスリップとなる可能性は捨てきれない。

以上、東海スロースリップに関して紹介してきたが、近代的な観測網により、次々と新しい現象が発見され、東海地方において沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレート間の相互作用に関する知見は格段に進歩したといえる。現在では、東海地方のプレート間相互作用は時・空間的に非常にダイナミックなものであることがわかっており、今後さらに新しい現象が発見されていくのではないかと思われる。

参考文献

- 1) Sella G. F., H. Dixon, and A. Mao, 2002. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*, **107**, B4, 2081, 10.1029/2000JB000033.
- 2) Ando M., 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 3) Mogi, K., 1970. Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonics activity in Japan (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 413-430.
- 4) 石橋克彦, 1976. 東海地方について予想される大地震の再検討, No. 2, 30-34.
- 5) Matsumura S. 1997. Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- 6) Yoshioka S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada, and M. Matsu'ura, 1993. Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC. *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621.
- 7) Sagiya, T., 1999. Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 162315-2318.
- 8) Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya, 2004. Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24604, doi: 10.1029/2004 GL021404.
- 9) 水藤尚・小沢慎三郎, 2008. 東海地方の非定常地殻変動—東海スロースリップと 2004 年紀伊半島南東沖の地震の余効変動. 地震. 投稿中.
- 10) Ozawa S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yari, and T. Nishimura, 2002. Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.
- 11) Segall P. and M. Matthews, 1997. Time-dependent inversion of geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 22391-22409.
- 12) Ozawa S., M. Murakami, M. Kaidzu, and T. Tada, 2001. Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, 787-802.
- 13) Hashimoto C, K. Fukui, and Mitsuhiro Matsu'ura, 2004. 3-D modeling of plate interfaces and numerical simulation of long-term, crustal deformation in and around Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **161**, 2053-2068.
- 14) Ozawa S. et al., 2004. Creep, dike intrusion, and magma chamber deflation model for the 2000 Miyake eruption and the Izu islands earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **109**,

B02410, doi10.1029/2003JB002601

- 15) Miyazaki S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka, 2006. Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake. *J. Geophys. Res.*, **111**, B03409, doi:10.1029/2004JB003426.
 - 16) 松村正三, 2003. 東海地域推定固着域における地震活動変化とスロースリップ. 月刊地球. 号外 **41**, 78-87.
 - 17) 山田功夫・大井田徹・山崎文人, 2003. 2000年東海スローイベントと微笑地震活動. 月刊地球, 号外 **41**, 88-93.
 - 18) Ozawa S., H. Suito, M. Tobita, 2007. Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan. *Earth Planets Space*, **59**, 1241-1245.
 - 19) Kimata, F., K. Hirahara, N. Fujii, and H. Hirose, 2001. Repeated occurrence of slow slip events on the subducting plate interface in the Tokai region, central Japan, the focal region of the anticipated Tokai earthquake (M=8.0). *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **82(47)**, Fall meeting Suppl. Abstract G31A-0126.
 - 相互関連：フィリッピン海プレート北端の最近の地殻ダイナミクス. 地震 **2**, **32**, 75-88.
 - 21) 大竹政和, 浅田敏, 1983. 季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の最近の地殻変動, 地震 **2**, **36**, 597-608.
 - 22) 橋本学, 2003, 1980年代における東海地方の異常歪変化, 月刊地球, 号外 **41**, 20-26.
 - 23) 小林昭夫・吉田明夫, 2004. 舞阪の潮位変化から推定される東海スロースリップの繰り返し発生, 測地学会誌, **50**, 209-212.
 - 24) Obara K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.
 - 25) Hirose, H and K. Obara, 2006. Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17311, doi:10.1029/2006GL026579.
- 20) 藤井陽一郎, 1979. 南関東・東海地方の地殻活動の