

3.3.12 断層の準静的モデルの構築と歪蓄積過程に関する研究

3.3.12.1 活断層の準静的モデル

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層の準静的モデル

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所 地震予知研究センター	教授	橋本学	hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
	助手	大谷文夫	ohya@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
	産学官連携 研究員	小林知勝	tkoba@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
高知大学理学部 東京大学地震研究所	大学院生	佐藤一敏	sugar@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
	教授	田部井隆雄	tabei@cc.kochi.ac.jp
	教授	加藤照之	teru@eri.u-tokyo.ac.jp
	大学院生	金紅林	jin@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

明治以来蓄積されてきた測量データ及び最近の GPS 連続観測データ等測地学的データやテクトニクスの観点に基づいて、活断層の固着領域や深部形状、さらにはすべり（欠損）速度等、動的断層パラメータ推定の元となる静的断層パラメータの推定を行う。

(d) 5 年間の年次実施計画

- 1) 平成 14 年度：四国東部、山崎断層、紀伊半島などの既存の GPS 観測データを収集・整理し、均質媒質モデルを用いて、静的断層パラメータ推定のための preliminary な解析を行った。あわせて、測地データの新しいインバージョン解析手法の導入を行った。
- 2) 平成 15 年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良、不均質構造モデルによる予備的解析
- 3) 平成 16 年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良と既存データへの適用、不均質構造モデルによる予備的解析
- 4) 平成 17 年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良と既存データへの適用、不均質構造モデルの改良とこれによる解析

- 5) 平成18年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良と既存データへの適用、不均質構造モデルの改良とこれによる解析

(e) 平成16年度業務目的

平成16年度においては、近畿地方を中心とする西日本の測地測量データ、特に GPS 連続観測データを整理し、最近の経年的な地殻変動の詳細な分布の特徴を調べる。さらに、この結果と合わせて、西日本の活断層分布や地震活動などテクトニクスを説明する運動学的モデルを提案する。また、不均質構造を考慮した計算の準備として、三次元地殻・上部マントル構造をモデル化し、これを用いた予備的な解析を行う。平行して、新しく開発した測地データのインバージョン手法の改良を行う。

(2) 平成16年度の成果

(2-1)GPS 観測データを用いた活断層等の準静的パラメータの推定

橋本学（京都大学防災研究所）

hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

大谷文夫（京都大学防災研究所）

ohya@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

小林知勝（京都大学防災研究所）

tkoba@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

佐藤一敏（京都大学防災研究所）

sugar@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

次の南海地震の震源域を推定するため、紀伊半島稠密 GPS 観測結果を用いて、すべり欠損速度のインバージョンを行った。この結果、紀伊半島中部の観測局の速度を説明するためには、深さ 30km 以深のプレート境界面上にも強いカップリングが必要であることが明らかになった。しかし、この領域は熱的には強いカップリングを保持する能力がないと考えられ、西南日本外帯ブロックの剛体的な運動が示唆された。

2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖地震後に実施された稠密 GPS 観測結果から、この地震の断層運動を推定した。その結果、この地震は南海トラフに平行な逆断層とこれに斜交する左横ずれ断層が運動したものと示された。

(b) 業務の実施方法

京都大学で実施している紀伊半島稠密 GPS 観測により、紀伊半島南部において最小 5km 間隔で、2001年から2004年までの3年間の平均的な速度が得られている（図1）。紀伊半島南端の串本で約 40mm/yr、中部の印南付近で約 28mm/yr の北西方向の速度が得られた。プレート境界面上に断層面を仮定し、このデータをインバージョンすることにより、すべり欠損速度を推定した。仮定した断層は、Sagiya and Thatcher(1999)¹⁾の1946年

南海地震の断層モデルのうち、紀伊半島下の 9 枚の断層セグメントとこれらの最深部の 3 枚のセグメントと同じ傾斜・長さ・幅で深部へ延長したセグメント 3 枚の合計 12 セグメントである (表 1)。単位すべり量の断層運動による理論変位を Okada(1992)²⁾の公式を用いて計算し、これにプレート相対運動速度を先験的な情報として与えて、逆断層成分と横ずれ成分の大きさを最小二乗法により推定した。プレート相対運動速度は、陸側プレートをアムール・プレートと仮定し、Miyazaki and Heki(2001)³⁾のアムール・プレートに対するフィリピン海プレートの相対運動速度を用いた。

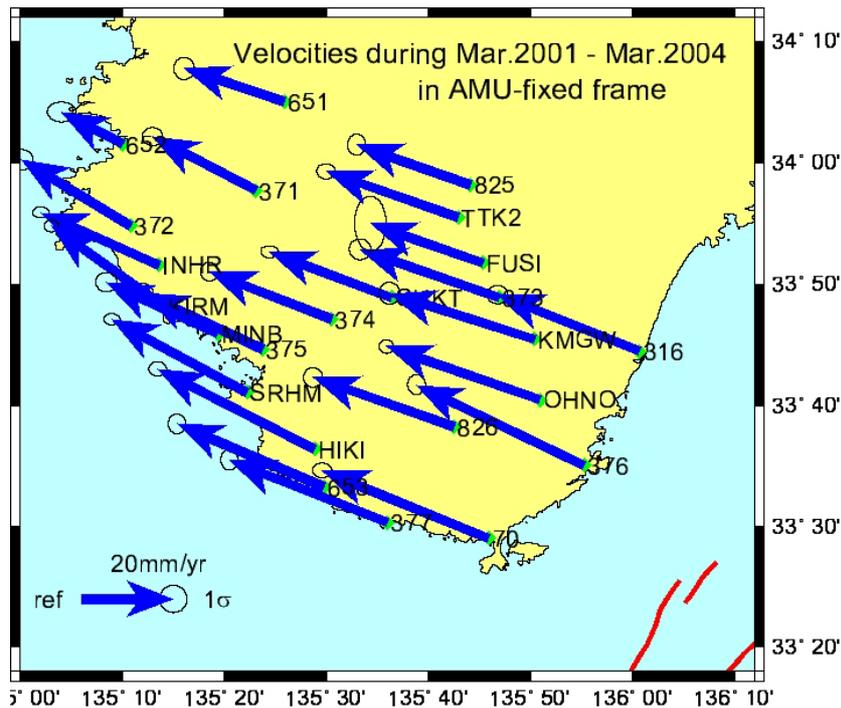


図 1.2001 年 3 月から 2004 年 3 月までのアムール・プレートに相対的な平均水平速度

2004 年紀伊半島南東沖地震に伴う変位は、Hashimoto et al.(2005)⁴⁾の結果を用いた (図 2)。この変位は、地震後に行われた紀伊半島稠密 GPS 観測により得られたものである。京都大学の観測点では、地震前には 2004 年 2~3 月に観測が行われたが、地震直前までの変動はわからない。そのため、周辺の GEONET 局の連続データから、2~3 月から地震直前の 8 月下旬までの変位を推定し、さらに上述の断層モデルを用いて京都大学観測点の地震直前までの変動を内挿している。この内挿変位を 2~3 月から地震直後の間の変位から差し引くことにより、地震時変位を推定した。推定された変位に対して、地震波などから得られた断層モデルをもとに、断層運動の推定を行った。

表 1. 仮定した断層セグメントのパラメータ。すべり量等は、図 4 左のモデルの値を示す。単位は、緯度は (° N)、経度は (° E)、長さ・幅・深さは km、走向は北から時計回りに (°)、傾斜は水平から (°)、すべり量は mm/yr、すべり角は (°) で、左横ずれが 0°、逆断層すべりが 90° となる。

緯度	経度	長さ	幅	深さ	走向	傾斜	すべり量	すべり角
Saigya and Thatcher (1999)の断層セグメント								
32.74	135.7779	100	54	5	254	11	70.8	320.92
33.022	136.7921	100	53	5	252	11	56.75	319.38
33.151	135.2423	50	57	15	248	10	61.05	311.38
33.222	135.7699	50	43	15	261	14	81.97	319.57
33.323	136.293	50	50	15	257	12	49.37	299.82
33.551	136.7579	50	60	15	240	10	65.09	304.86
33.513	135.3405	50	25	25	281	23	42.76	331.56
33.679	135.8432	50	24	25	249	24	54.46	319.8
33.948	136.2771	50	21	25	233	29	80.32	319.37
深部延長部セグメント								
33.716	135.3873	50	25	35	281	23	67.22	321.46
33.863	135.7582	50	24	35	249	24	62.89	327.21
34.08	136.1573	50	21	35	233	29	77.36	324.85

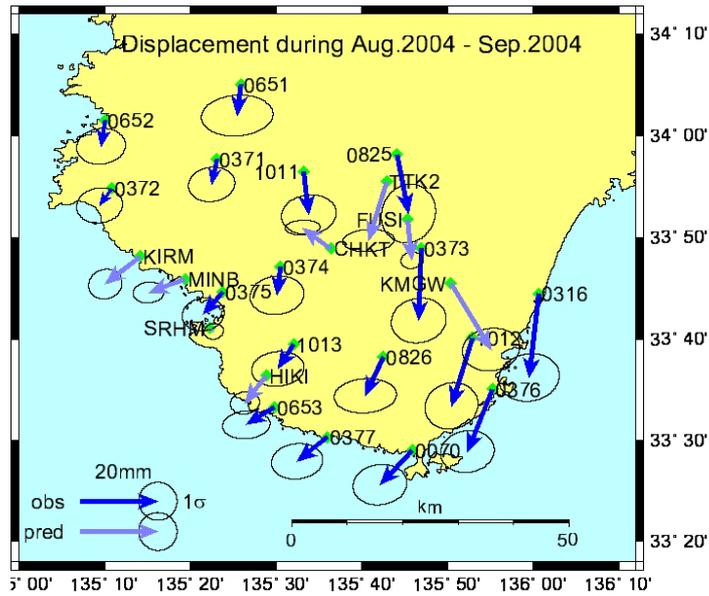
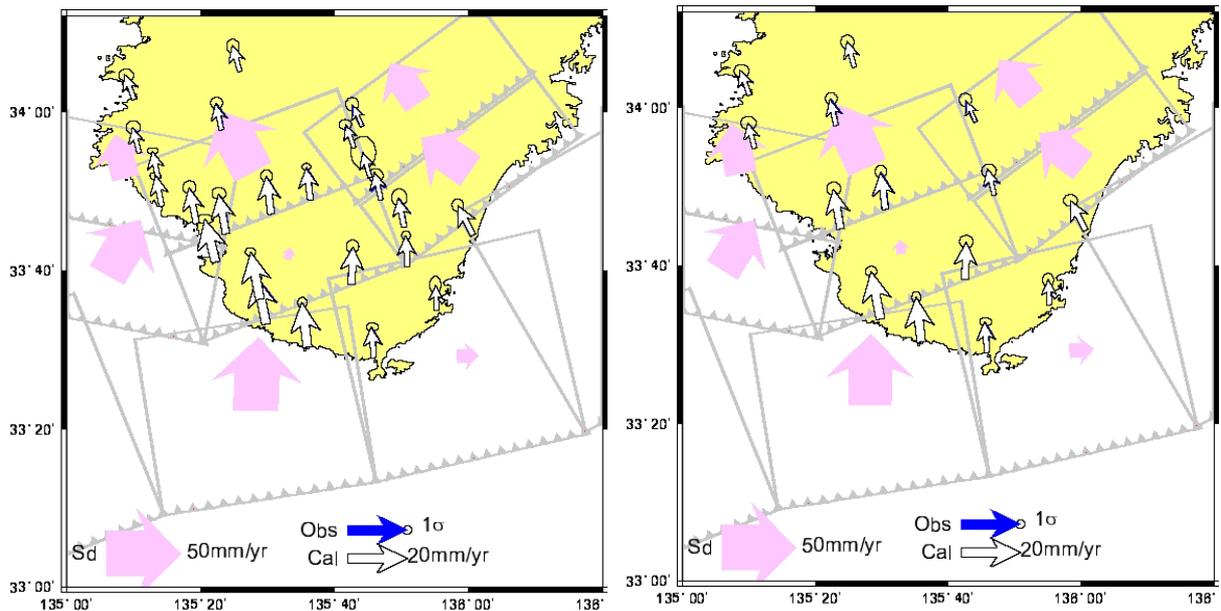


図 2.2004 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖地震後の緊急稠密 GPS 観測データから推定された地震時変位

(c) 業務の成果

まず、京大観測の有無による解像度の変化を調べた。隣接する断層セグメントごとに、0 または 50mm/yr のすべり欠損速度を与えて、観測点の変位速度をシミュレートし、この変位速度に各観測点の観測誤差を仮定してインバージョンを行った。インバージョンに際しては、GEONET 観測局に京大観測点を加えた場合と除いた場合、の 2 例についてすべり欠損を推定し、すべり欠損がどの程度仮定した値に近い比較検討した。また、すべり欠損速度の分布を逆にしたものも含め、2×2 合計 4 つのパターンについて同じ計算をおこなった。この結果、京大観測局があることにより、特に紀伊半島下の深さ 25km 以深のセグメントの変位に対する解像度が向上することが示される。ただし、紀伊水道下や紀伊半島の東部のセグメントについてはほとんど解像度を持たないことがわかる。



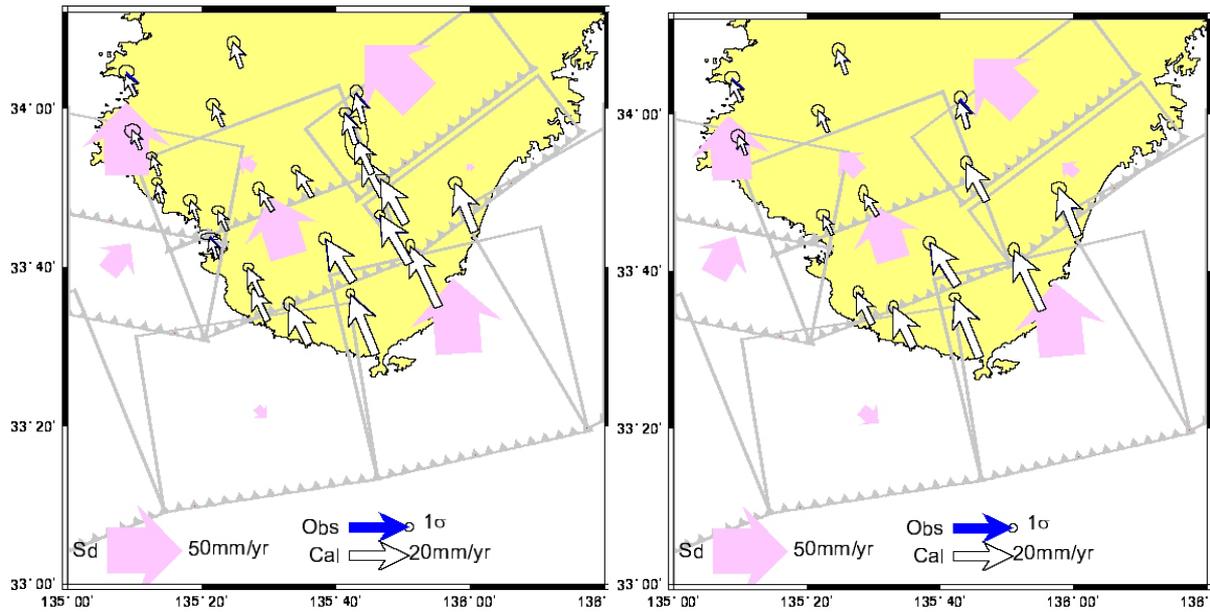


図 3. 解像度のテスト。隣接する断層セグメントごとに 0 または 50mm/yr の正断層すべりを仮定している。上と下では、パターンが逆になっている。左の列が GEONET と京大観測点を使用した場合。右の列が GEONET 観測点のみを使用した場合。なお、海溝よりの 2 セグメントは、プロットの範囲の関係で表示されていない。

実際のデータをインバージョンした結果を図 4 に示す。ここでは、Sagiya and Thatcher (1999)¹⁾ の断層セグメントのみを使用した場合と、これに深部延長部を加えた場合の計算を行った。いずれのケースにおいても、同程度のフィッティングが得られている。しかしながら、すべり欠損の大きさを見ると、9 セグメントのケースでは、もっとも解像度が高いと考えられる紀伊半島直下のセグメントにおいて（表 1 中の 8 番目のセグメント、上端の深さ 25km）、74mm/yr のすべり欠損が推定され、プレート相対運動速度（Miyazaki and Heki(2001)³⁾ による紀伊半島付近の AMU-PHS の相対運動速度は約 65mm/yr）を上回る。上端の深さ 15km のセグメントにおいても、大きいものでは 90mm/yr 近くの値を示す。深部延長部を追加すると、全体的にすべり欠損速度は小さくなり、プレート相対運動速度に調和的となる。

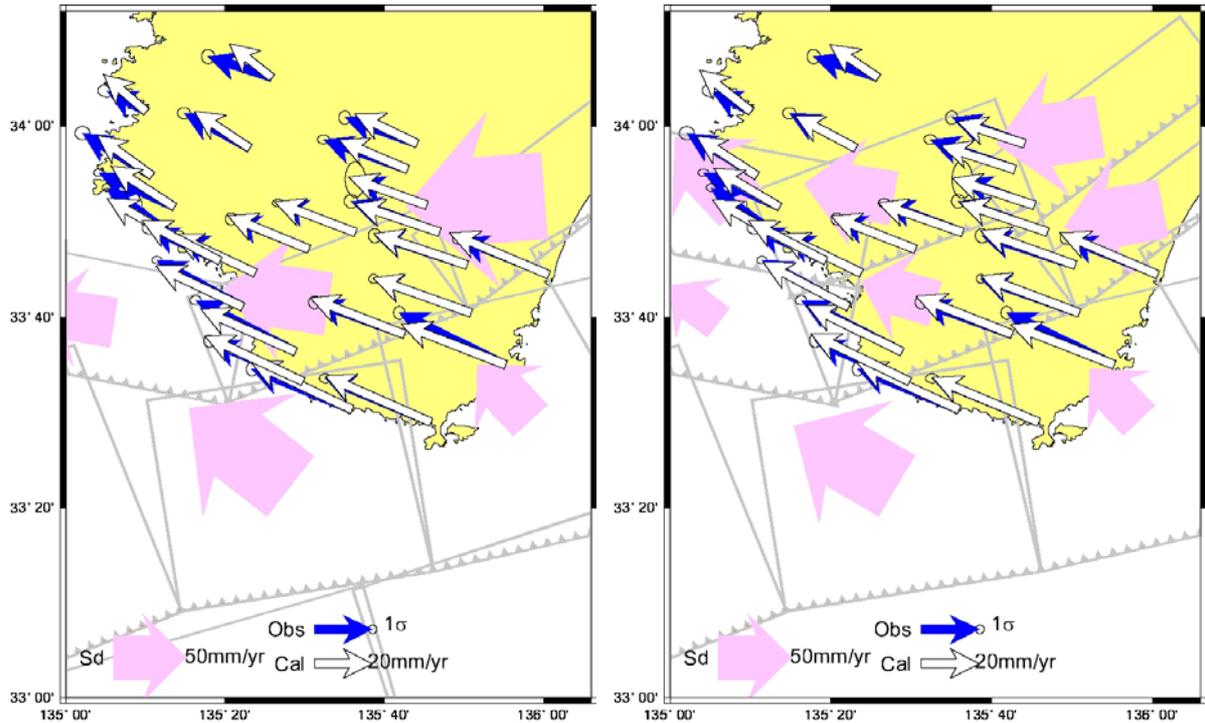


図 4. すべり欠損速度の推定結果。 Sagiya and Thatcher (1999)¹⁾の紀伊半島周辺の 9 セグメントのみを使用した場合 (左)、これに深部延長部 3 セグメントを加えた 12 セグメントの場合 (右)。なお、海溝よりの 2 セグメントは、プロットの範囲の関係で表示されていない。

前述の解析では、観測速度をすべてプレート間カップリングによるものと仮定している。しかし、結果的に得られたすべり欠損速度はプレート相対運動速度と同程度か、部分的にはこれを超えるところもある。このことは観測速度にプレート間カップリング以外の要素が含まれていることを示唆している。試みに、Miyazaki and Heki(2001)³⁾と同じ方法を用いて、フィリピン海プレートと陸側プレートのカップリングによる理論速度場を計算し、これを観測速度から差し引いて、重畳している速度場の特徴を調べてみた (図 5)。理論速度は、Sagiya and Thatcher (1999)¹⁾の断層セグメントに Miyazaki and Heki(2001)³⁾のプレート相対運動速度を与えることにより計算される。ただし、温度構造を考慮して、25km 以深のセグメントについては、相対速度の 50%としている。図 5 左は観測速度とプレート間カップリングによる理論速度の比較である。これを見ると、観測速度の方が明らかに大きい西向き成分を持つことがわかる。図 5 右は観測速度と理論速度の差であるが、紀伊半島中部で西南西方向に 10mm/yr を越える速度が見られる。このような残差速度が内陸活断層に载荷するものと考えられる。ただし、全体に一樣な速度場とはいえず、理論速度のモデル化に考慮すべき点があることを示唆している。

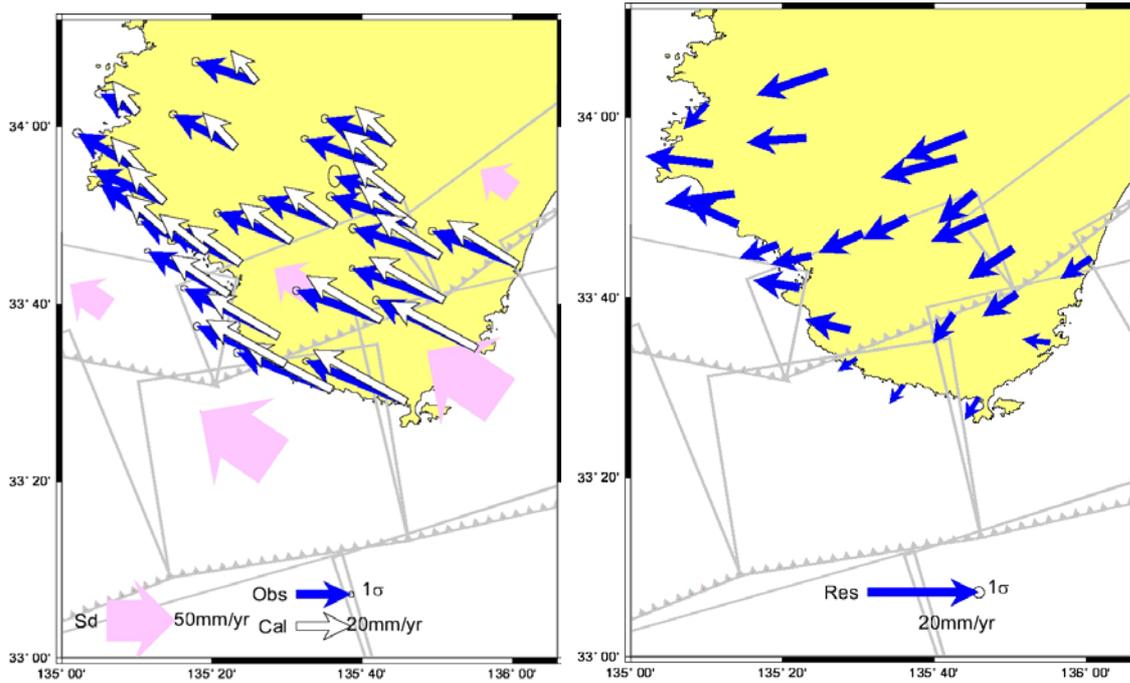


図 5.プレート間カップリングによる理論速度との比較。(左) 観測速度との比較。矩形は仮定した断層セグメントで、各セグメント中央の太い矢印は与えたプレート相対運動速度。最深部のセグメントは温度構造を考慮して 50%にしている。(右) 観測速度と理論速度の差 (残差速度)

2004年9月5日の紀伊半島南東沖地震については、いくつかのモデルが提案されている(例えば、山中, 2004⁵⁾; 八木, 2004⁶⁾; 国土地理院, 2004⁷⁾; Hara, 2005⁸⁾; Baba et al., 2005⁹⁾; Satake et al., 2005¹⁰⁾)。大谷 (2005)¹¹⁾は、観測された歪ステップと提案された断層モデルによる理論歪と比較し、このうち八木のモデルがもっともよく歪ステップを説明するとしている。ここでも、八木のモデルを用いて観測変位との比較を試みた。

今回の活動中には M7.1 の前震と M7.4 の本震が発生しているが、いずれも南北圧縮の高角逆断層のメカニズムを持つ(たとえば、防災科学技術研究所, 2004¹²⁾)。図 6 左は、八木による本震の断層モデルのうち、南海トラフに平行な断層のみを用いて理論変位を計算した結果である。紀伊半島南部では観測変位は南南西から南西方向を向くが、理論変位は南南東方向を向き、観測変位を説明できない。これに南海トラフと斜交する鉛直左横ずれ断層を加えると、おおむね観測変位を説明できる。このことから、紀伊半島南東沖地震では、2つの異なる断層面ですべりが発生したことが確かめられた。

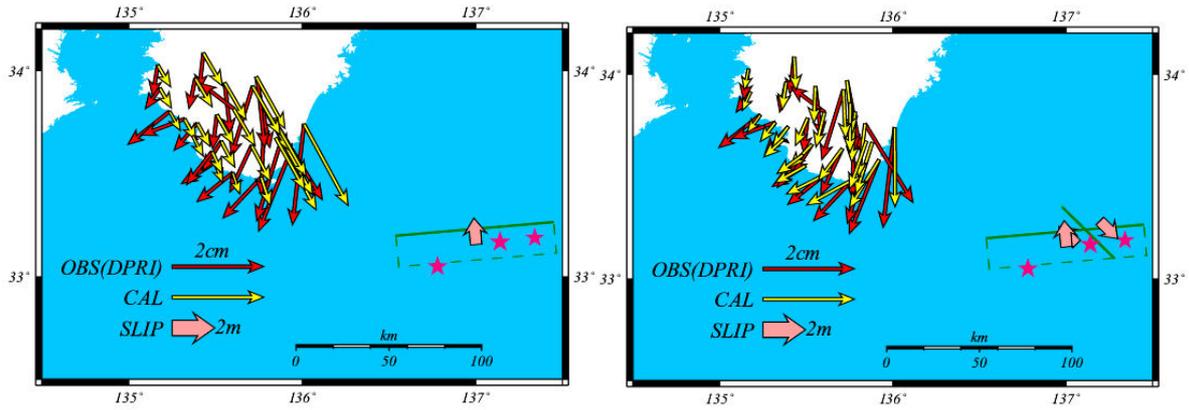


図 6.八木 (2004) ⁶⁾の断層モデルによる理論変位と観測変位の比較。(左) 南海トラフに平行な逆断層のみを仮定した場合、(右) 斜交する左横ずれ断層を加えた場合の理論変位との比較。図中で、三辺が破線の矩形は逆断層の地表への投影を示し。実線の辺が上端を示す。右図中の北西-南東方向の直線が左横ずれ断層を示す。太い矢印は、それぞれの断層のすべりを示す。星印は防災科研 (2004) ¹²⁾による前震、本震および最大余震の震央を示す。

表 2.図 6 の理論変位計算に利用した八木 (2004) による紀伊半島南東沖地震の断層パラメータ。単位はすべり量を除いて表 1 と同じ。すべり量は m。

緯度	経度	長さ	幅	深さ	走向	傾斜	すべり量	すべり角
33.10	137.28	40	25	5	315.0	90.0	1.36	150.0
33.20	136.54	85	22	10	85.0	40.0	1.62	90.0

(d) 結論ならびに今後の課題

紀伊半島下のカップリング領域を GEONET に加えて、稠密 GPS 観測データを活用して推定することを試みた。1946 年南海地震の断層に深部延長部を加えてすべり欠損を推定するインバージョンを行ったところ、深部延長部にも大きなすべり欠損が得られた。この結果は、紀伊半島周辺の数値場にはプレート間カップリング以外の要素があることを示している。フォワード・モデルによるプレート間カップリングによる理論速度場を計算し、観測速度場からの残差を推定すると、西南西方向に 10mm/yr を超える速度が得られた。今後、この残差速度の意義を検討することが重要である。今年度予定していた不均質構造モデルによる解析を実施できなかった。今年度の地殻構造調査により紀伊半島下の構造モデルが得られるので、次年度はこれを取り入れたモデル化が目標の一つとなる。

2004 年 9 月 5 日に発生した紀伊半島南東沖地震による変位について、断層モデルの検討を行った。その結果、南海トラフに平行な高角逆断層と斜交する鉛直左横ずれ断層により、観測変位がおおむね説明できることを示した。今後は、この断層モデルを用いて、近畿地方の歪速度場に与えた影響を評価することが重要となる。

(e) 引用文献

- 1) Sagiya, T. and Thatcher, W.: Coseismic slip resolution along a plate boundary

- megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, pp.1111-1129, 1999.
- 2) Okada, Y.: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 82, pp.1018-1040, 1992.
 - 3) Miyazaki, S., and Heki, K.: Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106, pp.4305-4326, 2001.
 - 4) Hashimoto, M., Onoue, K., Ohya, F., Hosono, Y., Segawa, K., Sato, K., and Fujita, Y.: Crustal deformations in Kii peninsula associated with the SE off the Kii peninsula earthquake sequence of September 5, 2004 derived from dense GPS observations, *Earth, Planets and Space*, 57, pp.1-6, 2005.
 - 5) 山中佳子：9月5日の紀伊半島南東沖地震（本震：Mj7.4）の再解析, E I C地震学ノート No.153, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC153.html, 2004.
 - 6) 八木勇治：2004年9月5日紀伊半島南東沖で発生した地震について, http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/Japan20040905/Japan20040905_1-j.html, 2004.
 - 7) 国土地理院：紀伊半島南東沖の地震について, 第159回地震予知連絡会議事概要, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/159/index159.html>, 2004.
 - 8) Hara, T.: Change of the source mechanism of the September 5, 2004 Off Tokaido earthquake inferred from long period body wave data, *Earth Planets Space*, 57, 2005.
 - 9) Baba, T., Cummins, P., and Hori, T.: Compound fault rupture during the 2004 earthquake off the Kii Peninsula (M_w 7.4) inferred from highly resolved coseismic sea-surface deformation, *Earth Planets Space*, 57, 2005.
 - 10) Satake, K., Baba, T., Hirata, K., Iwasaki, S., Kato, T., Koshimura, S., Takenaka, J., and Terada, Y.: Tsunami source of the 2004 off Kii-peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges, *Earth Planets Space*, 57, 2005.
 - 11) 大谷文夫：伸縮計で観測された2004年9月5日の紀伊半島南東沖地震による歪ステップと断層モデル, 地震予知連絡会会報, 2005（印刷中）.
 - 12) 防災科学技術研究所：2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震特集, <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/se-off-kii0409/>, 2004

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Hashimoto, M., K. Onoue, F. Ohya, Y. Hosono, S. Nishimura, K. Sato, and Y. Fujita	Interplate Coupling Derived From the GPS Traverse Across the Hinge-Line in Kii Peninsula and its Tectonic Implication	Eos Trans. AGU, 85(28), West. Pac. Geophys. Suppl., Abstract, G32A-01	2004年8月
橋本学・大谷文夫・尾上謙介・細善信・佐藤一敏・藤田安良	紀伊半島ヒンジライン GPS トラバース結果から推定されるプレート間カップリング	日本地震学会 2004 年度秋季大会（福岡市）	2004年10月9日

橋本学・大谷文夫・尾上謙介・細善信・佐藤一敏・藤田安良	紀伊半島ヒンジライン GPS トラバース結果から推定されるプレート間カップリング	日本測地学会第 102 回講演会（小平市）	2004 年 10 月 29 日
Hashimoto, M., K. Onoue, F. Ohya, Y. Hosono, K. Sato, K. Segawa, Y. Fujita	Recent Crustal Deformations In Kii Peninsula, Southwest Japan Derived From Dense GPS Observations: Interplate Coupling And 2004 Earthquake Sequence SE Off Kii Peninsula	Eos Trans. AGU, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract, G11A-0770	2004 年 12 月
橋本学・尾上謙介・大谷文夫・細善信・佐藤一敏・藤田安良・瀬川紘平	紀伊半島ヒンジライン GPS 観測：プレート間カップリングと 2004 年紀伊半島南東沖地震	平成 16 年度京都大学防災研究所研究発表講演会（京都市）	2004 年 2 月 22 日
Hashimoto, M., K. Onoue, F. Ohya, Y. Hosono, K. Segawa, K. Sato and Y. Fujita	Crustal deformations in Kii peninsula associated with the SE off the Kii peninsula earthquake sequence of September 5, 2004 derived from dense GPS observations	Earth, Planets and Space, Vol.57, 1-6, 2005	2004 年 3 月

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) GPS 観測データに基づく中央構造線断層帯の固着領域および深部形状の推定

田部井隆雄（高知大学理学部）

tabei@cc.kochi-u.ac.jp

(a) 業務の要約

四国地方の太平洋岸から中央構造線を横断し中国地方に至る 2 本の測線において、GEONET 観測網を補完する稠密 GPS 臨時観測を実施し、地殻変動速度場を精密決定した。フィリピン海プレートの収束方向に平行な方向のひずみ配分と、中央構造線の走行に沿った断層セグメントごとのすべり様式の違いの両面を検討課題とした。データの蓄積が進み、地殻水平速度だけでなく、上下速度も十分な精度で決定できた。おもに GEONET 連続データ[1996-2000] (Hatanaka *et al.*, 2003¹⁾)から算出された地殻変動速度ベクトルを用いて先験情報付きインバージョン解析を行い、南海トラフにおけるプレート間カップリングの空間分布、中央構造線を境界とする前弧域の横ずれブロック運動、および中央構造線

浅部のセグメントごとのすべり欠損を同時推定した。解析に上下速度を加えたことで、プレート境界深部のカップリング推定精度が向上し、また、前弧域における回復性の短縮変形と非回復性のブロック運動との分離がより明確になった。

(b) 業務の実施方法

中央構造線の右横ずれ運動は、南海トラフにおけるフィリピン海プレートの斜め沈み込みに起因する。したがって、同断層帯の活動様式の解明には、南海トラフと中央構造線にはさまれた前弧域の変形様式を、南海トラフの地震サイクルの進行と関連づけて総合的に議論する必要がある。プレート沈み込み境界から内陸へ至るひずみ蓄積過程を解明し、中央構造線断層帯の幾何学的形状と固着・すべり分布を推定する目的で、中央構造線トラバース稠密 GPS 観測を実施している。四国地方には測線が 2 本あり(図 1)、東部では 1998 年から、西部では 2002 年からデータが得られている。

GPS 観測から定常的な地殻変動速度ベクトルを算出するためには、数年間のデータの蓄積が必要である。前年度までは四国東部の結果のみを用いた議論がなされてきたが(Tabei *et al.*, 2002²⁾; Tabei *et al.*, 2003³⁾)、四国西部でも 3 年間のデータが蓄積された。さらに、これまでは地殻水平速度のみを用いた解析のみで、精度の劣る上下速度は用いられていなかった。十分なデータの蓄積と解析手法の向上により、上下速度も地殻モデルの構築に利用できる見通しができた。図 2 に地殻水平速度ベクトルを示す。ただし、豊後水道周辺で 2003 年 8 月から 10 月にかけてスロースリップイベントが発生し、稠密 GPS 観測から得た四国西部の速度場には、この影響が含まれている可能性がある。稠密 GPS 観測点における変位は 1cm を超えないと推定しているが、今回のインバージョン解析ではこれらのデータを用いないこととした。

東経 132~135 度内の GEONET 地殻変動速度ベクトル[1996-2000] (Hatanaka *et al.*, 2003¹⁾)を用いて、先験情報付きインバージョン解析を行った。Sagiya and Thatcher (1999)⁴⁾に従い、南海トラフのプレート境界を多数の矩形断層で表現した。このうち、東経 136.5 度以東を除く 21 枚の断層面を採用した。中央構造線は東経 132.4~134.7 度の区間を長さ 50~65km の 4 つのセグメントに分割した。四国東部で実施された反射法地震探査により、中央構造線の断層面は 35~40 度の角度で北へ傾斜しているとの結果が得られている(Ito *et al.*, 1996⁵⁾)。これは、プレート沈み込みの影響を除去した GPS 残差速度場の解析からも支持されている(Tabei *et al.*, 2002²⁾)。今回の予備的な解析の結果、断層面の傾斜角が北へ 50 度のとき、残差の ABIC が最小になるとの結果が得られたので、今回は傾斜角を 50 度に固定してインバージョン解析を行った。四国西部では反射法地震探査が実施されておらず詳細は不明であるが、東部と同じ 50 度を採用した。設定した断層面の水平面投影を図 3 に示す。

インバージョン解析を実施する際に与える先験情報として、まず、プレート境界の矩形断層面に、アムール・プレートに対するフィリピン海プレートの相対運動速度ベクトル(Miyazaki and Heki, 2001⁶⁾)を与えた。熱モデル(Hyndman *et al.*, 1995⁷⁾)を参考に、深さ 5-25km の領域はカップリング 100%、25-30km は 80%、30-35km は 40%、それより深部はカップリングなし、とした。次に、前弧域の横ずれブロック運動速度として西南西方向に 5mm/yr を与え、中央構造線浅部の固着を実現するために、深さ 15km までの

領域にブロック運動とは逆向きに 5mm/yr のすべり欠損速度を与えた。

インバージョンに用いるデータとして、水平速度のみを用いた場合、上下速度のみを用いた場合をそれぞれ両極端のケースとし、水平速度に対する上下速度の重みをそれぞれ 1、1/4、1/9 とした解析を行い、計 5 通りの結果を得た。推定したパラメータはプレート境界の各矩形断層面上におけるバックスリップベクトル、前弧域の横ずれブロック運動速度、および中央構造線の各セグメントにおける浅部すべり欠損速度である。

(c) 業務の成果

図 4 は、インバージョン解析によって推定した南海トラフ断層面のバックスリップ速度を、アムール・プレートに対するフィリピン海プレートの相対運動速度(Miyazaki and Heki, 2001⁶⁾)を 100%として、プレート間カップリングに変換したものである。推定に用いる上下速度の重みを大きくするにつれ、陸域直下のプレート境界深部のカップリングが増大する。一方、上下速度の重みを変えた計 5 通りの推定結果から地表の変動を計算してみると、深部のカップリング推定値が異なるにも関わらず、水平変動に関してはいずれの結果も観測値を良く再現する。すなわち、水平速度場はプレート境界深部のカップリングに敏感ではないことがわかる。プレート境界地震に先行するプレスリップは陸域直下の固着領域下端周辺で発生すると予想されており、地震発生の準備過程の理解には、深部のカップリング推定はきわめて重要である。今後は積極的に上下速度場の利用を図る必要がある。

地殻モデルの構築に果たす上下速度場のもうひとつの役割として、プレートが斜めに沈み込む境界域の圧縮変形と横ずれブロック運動の分離がある。プレートの沈み込みに伴う上盤側プレートの短縮変形は、プレート境界地震の発生によって解放される回復性のものである。一方、プレートの斜め沈み込みは、上盤側プレートの先端部(前弧域)を横にずらすように作用する。これは非回復性の永久変動である。西南日本では中央構造線が前弧の後ろ側境界にあたる。McCaffrey (1996)⁸⁾によると、世界のプレート沈み込み帯の約半数で、前弧の横ずれ運動が確認されている。注意すべきことは、上下速度場には地殻の短縮変形が反映されるが、前弧の横ずれブロック運動は反映されない。したがって、水平速度場だけでは 2 つの異なる様式の変動を分離しがたい場合、上下速度場を加えることで、両者の区別がより明確になる。

水平速度場を用いると、上下速度場の重みに関わらず、前弧域の横ずれブロック運動速度は約 6.7mm/yr と求まった。中央構造線の地質学的・地形学的な平均すべり速度は 5~10mm/yr と推定されており、今回の測地学的推定値はこれに良く一致している。中央構造線浅部のすべり欠損速度の推定値は上下速度場の重みによって若干異なるが、水平速度と上下速度の重みを等しくした場合、東部の M1 セグメント(図 3)から西へ順に約 7.6、5.0、11.3、6.7mm/yr と求まった。M1 および M4 セグメントのすべり欠損速度は前弧のブロック運動速度にほぼ等しく、両者が打ち消しあって、浅部がほぼ完全に固着していると判断される。M2、M3 セグメントでは両者の数値に若干の違いがあるが、インバージョンに用いた速度データに数 mm/yr の誤差が含まれることを考慮すると、有意な差であるとは言いがたい。これらの領域も強く固着していると判断するのが妥当であろう。すなわち、中央構造線の各セグメントでは、北に傾斜した断層面の上部が深さ 15km まで強く固着し、

それより下部で 7mm/yr 程度の速さの定常的なすべりが起きている、と解釈される。

インバージョン解析によって推定されたプレート境界におけるバックスリップベクトル、前弧域の横ずれブロック運動速度、および中央構造線の深さ 15km より浅部のすべり欠損速度を図 5 に示す。図 5 は水平速度と上下速度の重みを等しくした場合の結果であるが、他の場合の結果も大差はない。

(d) 結論ならびに今後の課題

四国地方における GPS による地殻水平・上下速度データを用い、先験情報付きインバージョン解析により、南海トラフにおけるプレート間カップリング、前弧の横ずれブロック運動速度、および中央構造線浅部のすべり欠損速度を推定した。陸域直下のプレート固着領域下端周辺のカップリングの推定や、回復性の地殻短縮変形と非回復性の横ずれブロック運動の分離に対し、地殻上下速度の利用が有効である。

今回のインバージョン解析においては、豊後水道スロースリップイベントの影響が含まれると思われる四国西部の稠密 GPS 観測点の速度データを使用しなかった。そのため、四国西部における観測点分布が改善されないままである。スロースリップイベントの影響を定量化し補正すると同時に、より長期間のデータを蓄積して、定常的な地殻速度場の決定を図りたい。

(e) 引用文献

- 1) Hatanaka, Y., Iizuka, T., Sawada, M., Yamagiwa, A., Kikuta, Y., Johnson, J. M., and Rocken, C.: Improvement of the analysis strategy of GEONET, Bull. Geogr. Surv. Inst., 49, pp.1-35, 2003.
- 2) Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S., Hirahara, K., Kimata, F., Matsushima, T., Tanaka, T., Eguchi, Y., Takaya, T., Hosono, Y., Ohya, F., and Kato, T.: Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, Earth, Planets Space, 54, pp.1065-1070, 2002.
- 3) Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S., and Ohta, Y.: Present-day deformation across the southwest Japan arc: Oblique subduction of the Philippine Sea plate and lateral slip of the Nankai forearc, Earth, Planets Space, 55, pp.643-647, 2003.
- 4) Sagiya, T. and Thatcher, W.: Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, J. Geophys. Res., 104, pp.1111-1129, 1999.
- 5) Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S., and Maeda, T.: Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan, Tectonophysics, 264, pp.51-63, 1996.
- 6) Miyazaki, S. and Heki, K.: Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, J. Geophys. Res., 106, pp.4305-4326, 2001.
- 7) Hyndman, R. D., Wang, K., and Yamano, M.: Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, J. Geophys. Res., 100, pp.15,373-15,392, 1995.
- 8) McCaffrey, R.: Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs, Geology, 24,

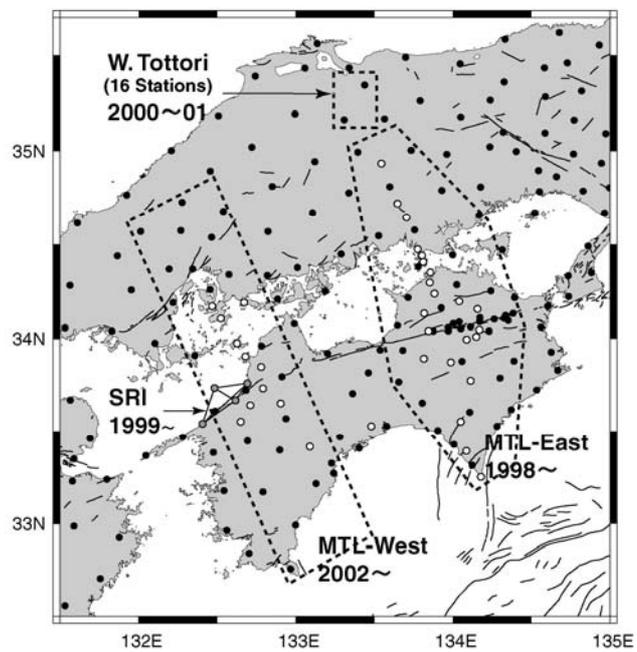


図 1. 四国地方とその周辺の GPS 観測点配置図。

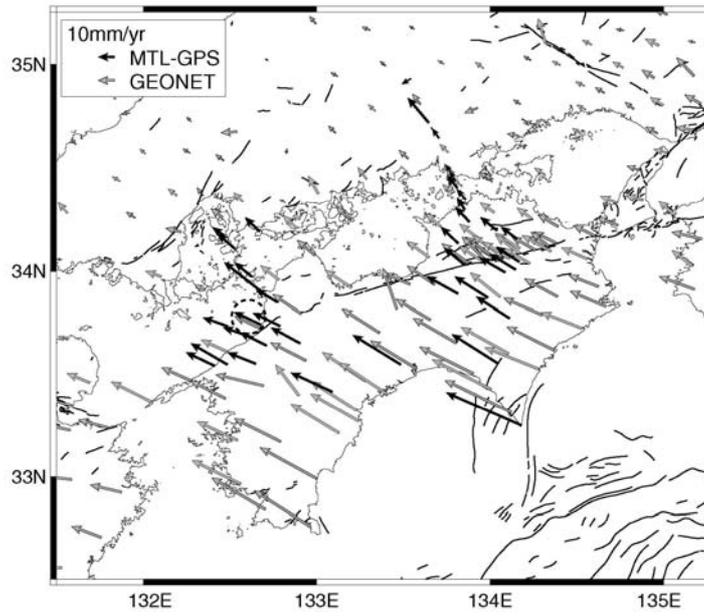


図 2. 地殻水平速度ベクトル。GEONET 連続データ[1996-2000]から算出した速度ベクトル(Hatanaka *et al.*, 2003¹⁾)と中央構造線トラバース稠密 GPS 観測結果を合わせて示した。

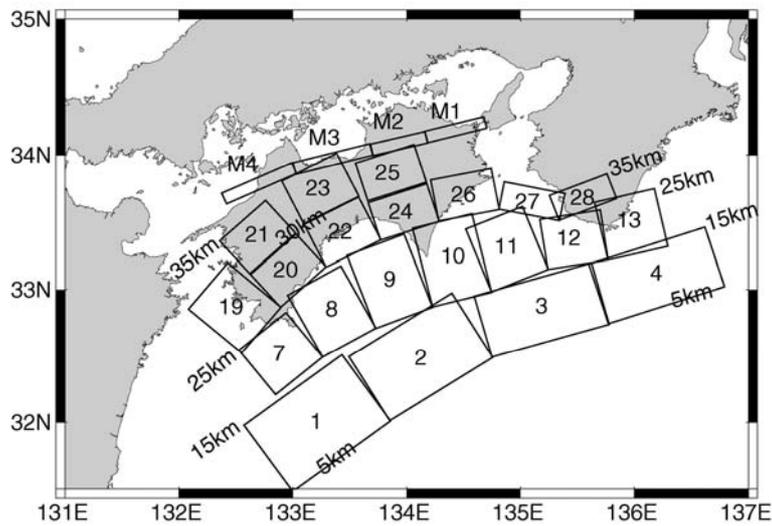


図 3. 南海トラフと中央構造線に設定した断層面の水平面投影図。

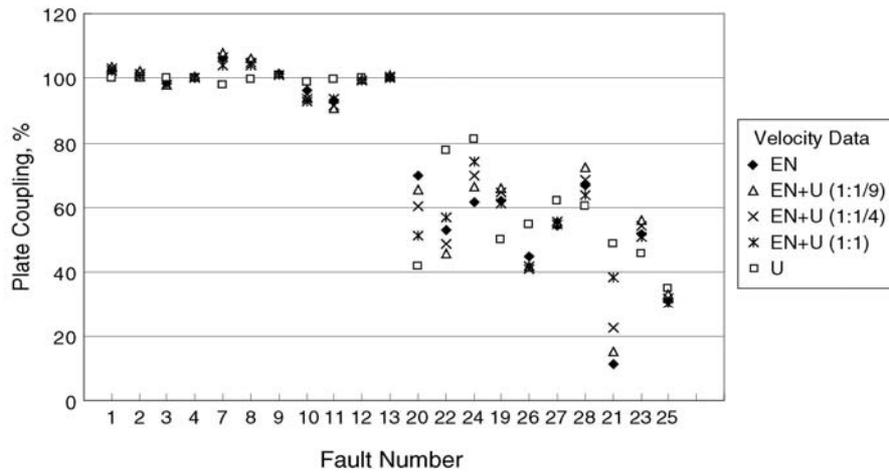


図 4. 南海トラフ断層面のプレート間カップリング。断層番号は図 3 中の番号に一致する。

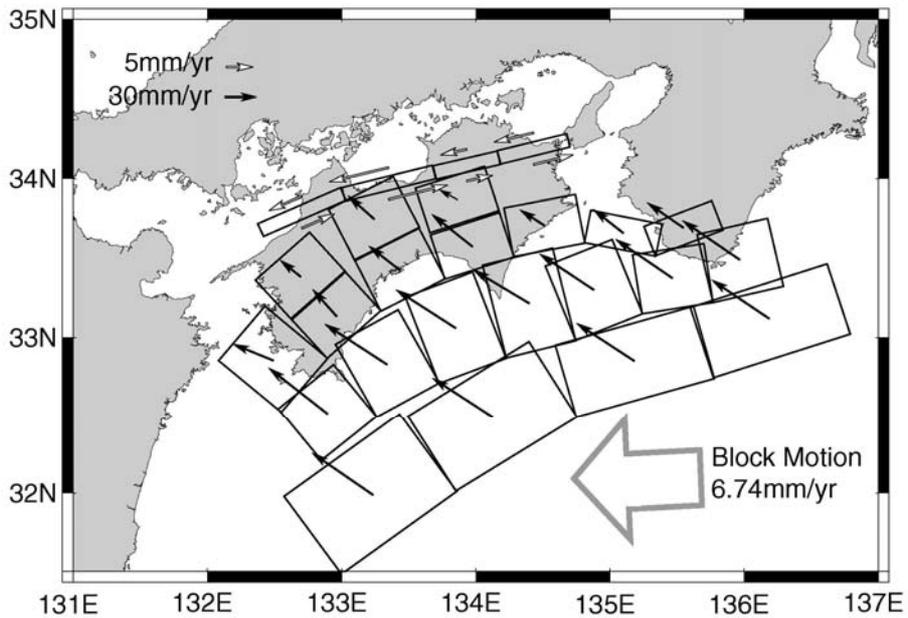


図 5. プレート境界面におけるバックスリップベクトル、前弧域の横ずれブロック運動速度、および中央構造線の深さ 15km より浅部のすべり欠損速度。水平速度と上下速度の重みを等しくした場合のインバージョン解析結果を示す。

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
田部井隆雄、渡部豪、宮崎真一、加藤輝之、平原和朗、木股文昭、鷺谷威、大田雄策、橋本学、荻原文恵、松島健、加藤佐代正	稠密 GPS 観測による西南日本横断地殻変動プロファイリング	日本測地学会第 102 回講演会、小平市	平成 16 年 10 月 29 日
Tabei, T., S. Miyazaki, M. Hashimoto, T. Matsushima, T. Kato, and S. Kato	Dense GPS array observations across the Nankai subduction zone, southwest Japan	American Geophysical Union 2004 Fall Meeting, San Francisco	平成 16 年 12 月 14 日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

名称	機能
なし	

(2-3)グリーン関数のスペクトル分解に基づく新しい逆解析手法の開発

加藤照之（東京大学地震研究所）

teru@eri.u-tokyo.ac.jp

金紅林（東京大学地震研究所）

jhl@eri.u-tokyo.ac.jp

(a) 業務の要約

昨年度までに、グリーン関数のスペクトル分解に基づく新しい逆解析手法の開発がほぼ完成した。ただし、前報で論じたモードの切断次数について、新たな観点から補足を行った。すなわち、切断次数をデータの相対精度から求めるのではなく、地表の応答関数を求める際の係数の安定性に着目して決定するのが適当である、との結論を得た。次に、今年度は応用として、東海地方をとりあげた。この地域では国土地理院の GEONET のほかに「GPS 大学連合」による約 60 点からなる GPS 観測網が構築されている。本逆解析の手法を用い、GEONET の観測網による場合と大学連合観測網を用いる場合で分解能等に違いがあるかどうかについてシミュレーション計算を行った。

(b) 業務の実施方法

はじめに

Hori(2001)によって提案されたグリーン関数のスペクトル分解に基づく逆解析の手法は、日本列島のように稠密な GPS 観測網のあるところでは断層すべりや沈み込むプレートのバックスリップ（固着）を推定するための有効な手段になりうると考えられる。前報では、この手法を利用するために必須である、モード数の決め方について議論した。今回はこのモード数の決め方に関する若干の補足を行い、次に、この逆解析の手法を応用して、東海地域でのシミュレーションとバックスリップの推定を行った。

切断次数の決め方に関する補足説明

前回の報告ではグリーン関数のスペクトル分解を実施後、データの相対誤差からモードの切断次数を決めるという報告を行った。しかしながら、実際にはデータに重畳している雑音の大きさや観測点の分布などによっても影響を受ける。また、データの相対誤差という概念も必ずしもはっきりとわかっているわけではない。そこで、切断次数の決定には、むしろデータから地表のレスポンス関数を定める際の係数の安定性を見るのがよい、ということ補足しておく。

まず、前回までの本方式の流れを復習しておく。

====

地表面の観測される変位を $u(x)$ （但し、 x は観測点位置ベクトル）、断層面上のディスロケーション量を $p(y)$ （但し、 y はディスロケーションの位置ベクトル）で表すと、これらの関係はグリーン関数 $g(x,y)$ を用いて次のように表現される、

$$u(x) = \int_f g(x,y)p(y)dy$$

Hori (2001)は次式のようにグリーン関数をスペクトル分解する；

$$g(x, y) = \sum_{\alpha=1}^{\infty} \lambda^{\alpha} \varphi^{\alpha}(x) \psi^{\alpha}(y)$$

このように展開すると、インバースオペレータは切断次数を k として、

$$h(x, y) = \sum_{\alpha=1}^k \frac{1}{\lambda^{\alpha}} \varphi^{\alpha}(x) \psi^{\alpha}(y)$$

と書ける。但し λ は固有値。切断次数 k は、 λ を大きい順に並べ、固有モードの相対誤差の大きさによって決めることができる；

$$\lambda^k / \lambda^1 > (\text{relative_accuracy})$$

k を大きくとりすぎると精度以上のこまかな変動を拾ってしまい解は不安定になる。一方 k が小さすぎるとおおまかな変動しかわからない。このように、どこまでの次数がとれるか、はデータの精度により、ソースについてどこまで詳しいことがわかるか、が判別できることになる。

地表で計測される変位 $u(x)$ は応答関数 $\varphi^{\alpha}(x)$ を用いて次のように書ける；

$$u(x) = \sum_{\alpha=1}^k u^{\alpha} \varphi^{\alpha}(x)$$

ここで、地表の観測点で観測された変位を U_i とすると、展開係数 u^{α} は、O-C の残差の二乗和 E を最小にするように決定することができる；

$$E = \sum_{i=1}^N (U_i - u(x_i))^2 = \sum_{i=1}^N (U_i - \sum_{\alpha=1}^k u^{\alpha} \varphi^{\alpha}(x_i))^2$$

こうして得られた u^{α} を用いれば、断層面上の変位（あるいはバックスリップ）分布 $p(y)$ は以下の式で求めることができる、

$$p(y) = \sum_{\alpha=1}^k \frac{u^{\alpha}}{\lambda^{\alpha}} \psi^{\alpha}(y)$$

====

以上が本手法の流れである。 k の決め方が問題になるわけであるが、データに雑音が載っていたり、データの数が多いか少ないか、などによってもこの k の値が異なってくることがいくつかのシミュレーション計算によって明らかになってきた。従って、データの相対精度から k を決めるという前回の主張は必ずしもうまくいくとは限らない、ということが判明してきた。

そこで、別の方法として、観測データから地表の応答関数を決定する際の最小二乗法に現れてくる地表の応答関数に対する係数を見ることにする。地表応答関数に用いられる基底関数はグリーン関数のスペクトル分解から求められていることを考えると、例えば u^1 は k を大きくしていても変わらないはずである。図 1 はとあるシミュレーションにおける u^1 と u^2 の k に対する変化をプロットしてみたものである。 k を大きくしていても、これらはほとんど変化しない。しかしながら、 k がある値を超えると急に u^1 も u^2 もばらつきが大きくなる。これはなぜかという、計測できないモードを取り込んでしまったた

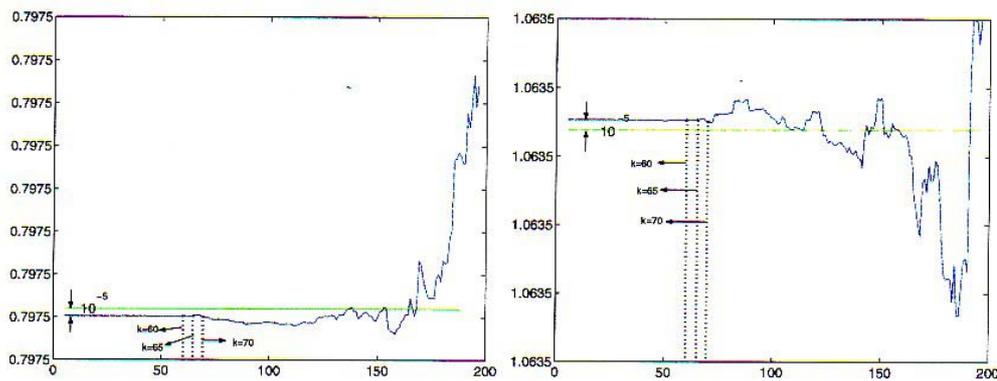


図1： k （横軸）に対する u^1 （左）及び u^2 （右）の変化． k がある点を越えると急に u^1 , u^2 の変化が大きくなるのがわかる．

め、それが u^1 や u^2 の係数の推定をおかしなものにしてしまっているのである。従って、適切な k をもとめるには k を増やしていったときの u^a の安定性を見て、急にばらつきだす点を見出してその直前の k を取ればよいといえる。実際、このようにして求めた k から λ_k / λ_1 を求めると、およそデータの相対精度になっていることがわかる。

以上のことから、 k は地表応答関数を推定する際の固有関数の係数の安定性から求めるのが適切であるという結論を導き出すことができた。

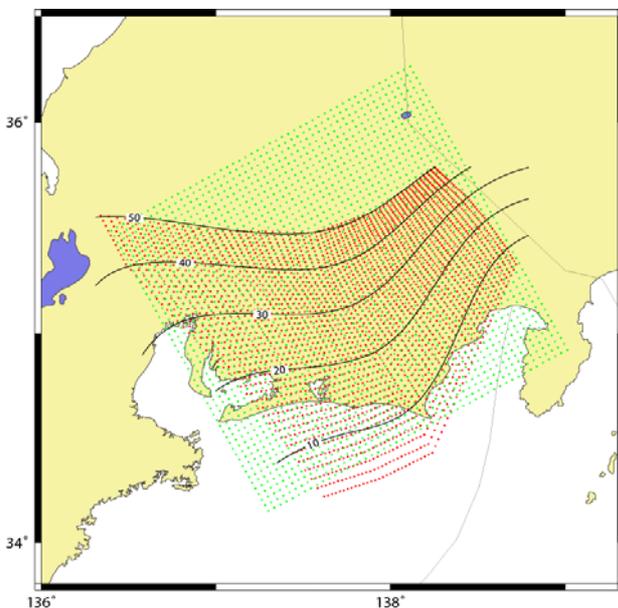


図2：地表面の範囲（緑色）とプレート境界のモデル領域（赤）．実線はCAMPによるプレート等深線．

東海地方のシミュレーション

東海地域では長期にわたって「ゆっくりすべり」が進行している。近い将来発生が想定されている東海地震の震源域の西に隣接する領域がすべっていることから、このすべりを詳細に監視することは地震予知研究の上からも極めて重要である。本研究ではその準備として、簡単なシミュレーションと実際のインバージョンを行ってみた。

プレート境界の断層モデルは Hashimoto et al. (2004) が提案した 3D の CAMP モデルを用い、プレート境界の深さは 5–50km を取った。その構造と地表面の範囲を図2に示す。まずシミュレーションを行うためにプレート境界面に理論的

なすべり分布を与え、その分布からフォワード計算によって、地表面での変位を求めることができる。この地表変位データは誤差を含んでいないので、データの誤差と分布の影響を調べるために、まず、この理論変位データに 10% のランダム誤差を加えてデータセット A を作る。次に、東海領域に 51 点の観測点が設置しておいたようなセット B (10% 誤差を含んでいる) を与える。図 3 に、与えたすべりとデータセット A, B を示す。

この二種類のデータから、堀の逆問題解析方法を使って、すべり分布を求めてみた。

結果を図 4 に示す。図 4 の黒ベクトルは観測データである。図 4 の赤色ベクトルはデータ A から求めた結果である。ここで k は 50、 $\sigma = \sum \sigma_i^2 \approx 0.4$ である。プレート境界周囲の広い範囲に観測点が分布している時、そのデータが計測できるモードの数は 50 と大きい。しかし、これはこの周囲の他の影響を考慮していない場合に限ってである。

図 4 の緑色ベクトルはデータ B、すなわち観測点が稠密な場合から求めた結果である。この時 k は 20、 $\sigma = \sum \sigma_i^2 \approx 0.5$ である。つまり観測点 50 点をこのような領域に設置した場合、観測データから推定できるすべりモード数は少なくとも 20 であることを示す。これらと比較すると GPS データが広範にわたっていたほうがよいことがわかる。しかしながら、Jin et al. (2005) で示したような南海トラフ全体のモデル化ではモード数がせいぜい 13 であったことを考えると、この東海地方での場合、稠密な場合でもかなり高い分解能でプレート間バックスリップが得られることが予想される。

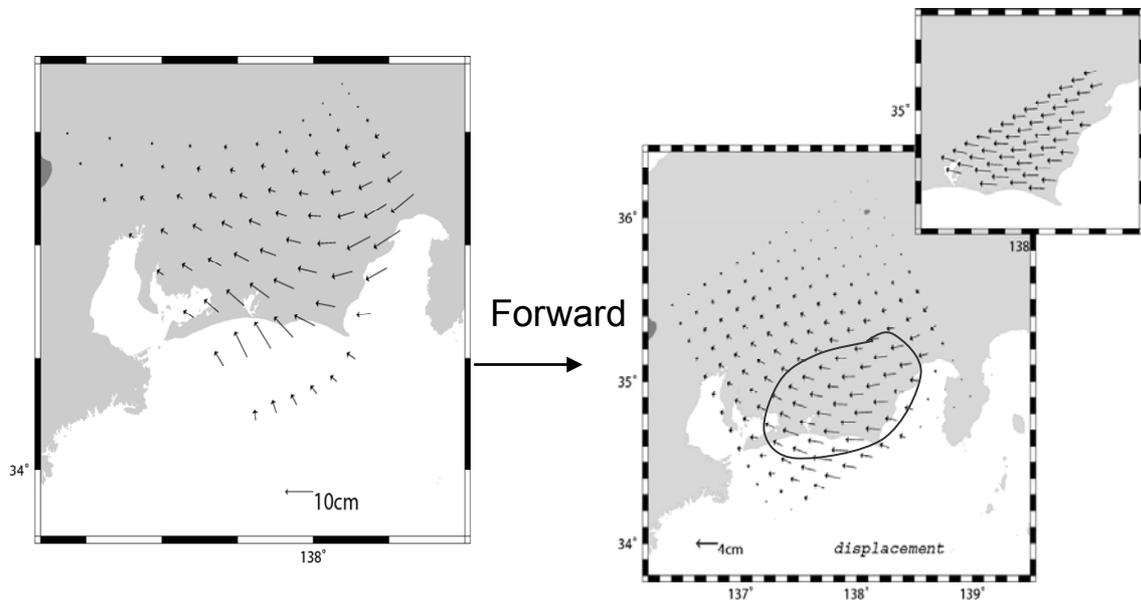


図 3：理論的に与えたプレート面上のすべり分布（左）と、それに基づき計算された地表変位（右）。地表変位は広い地表面に均等に観測点が置かれた場合と、震源域直上の稠密な場合の両方を示す。

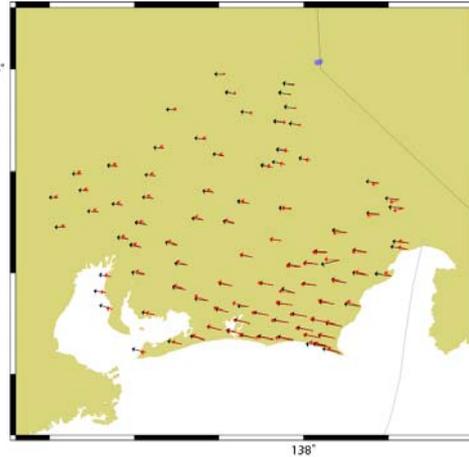
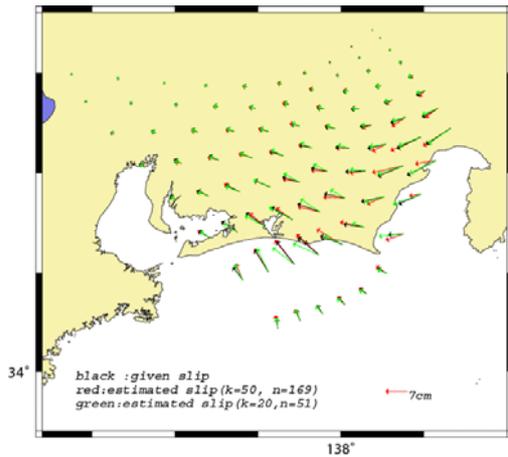


図 4 : 理論変位データから逆算したバック スリップ分布. 黒 : 与えて変位. 赤 : 広域観測網による推定. 緑 : 稠密アレイによる推定.

図 5 : GEONET データによるインバージョンから推定した変位速度ベクトル (赤) と観測された変位速度ベクトル (黒).

東海地方の GPS データからの推定

次に、東海地方の GEONET 観測点の 1997 年はじめから 1999 年おわりまでの 3 年間の GPS 観測データから、ここで与えたプレート境界面上でのバックスリップ分布を推定した。この期間は現在進行中の「ゆっくりすべり」がはじまる前の期間であることに注意したい。

図 5 は推定したすべり分布から逆算した GPS 観測点での速度ベクトルの分布である。黒ベクトルが観測値、赤ベクトルが推算値である。図 6 に求めたバックスリップ分布とカップリング強度を示す。実際のデータでモード数を求めたところ、 $k=9$ となり、それほど多くのモードはとれないことが判明した。その理由はいくつか考えられるが、図 5 からわかるように、東海地方の周辺領域では残差が大きく、ここでは、観測データに日本中部の複雑なテクトニックな変位場の影響を含んでいるから、というのもその原因の一つであろう。図 5 の観測データと推定した結果を比較してみると、前節のシミュレーション計算でデータ B が分布している想定震源域の領域では速度場が観測値と推算値でよく一致しているが、ほかの地域ではずれの大きいことがわかる。このように GPS 観測データには東海地域の周辺地域で他のテクトニックな影響が含まれている可能性を示唆している。

このように、モデル空間を設定した上でグリーン関数のスペクトル分解を行った場合、モデル空間の外からの影響がインバージョンに含まれている場合は、使えるモード数がかなり減少することがわかる。逆にこのことを利用して、観測データにどのような影響が含まれているか、を明らかにすることも可能であろう。

もし、このような手法で純粋にモデル空間上の観測可能モード数がわかれば、理想的な観測網を構築することが可能となる。東海地方の場合、シミュレーションの B のような局

所的な観測点を設置すれば、少なくとも 20 のすべりモードを計測できる可能性がある。

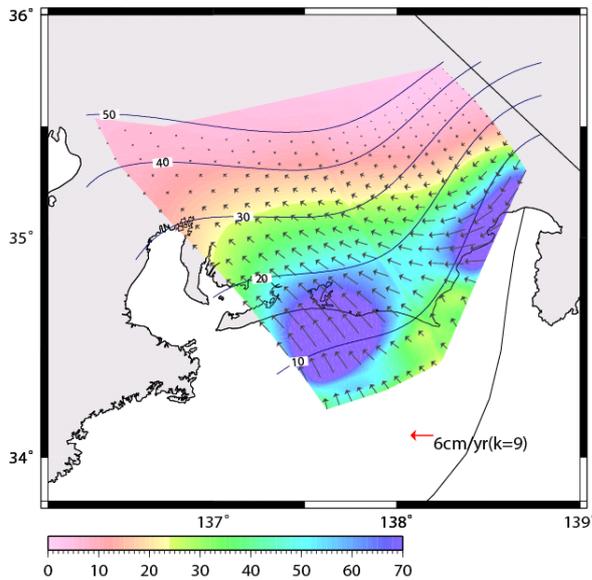


図 6：東海地方 GEONET データから推定したバックスリップベクトルと固着分布（単位：mm/yr）

研究にとっては大変重要な知見が得られることになる。この可能性については Miyazaki et al. (2005)を参照されたい。ただ、本研究で用いた GPS 観測データは Sagiya(1999)によるものとほぼ同じであるが、両者で固着域分布に大きな違いがある。この違いが何に起因するのか、についてもよく吟味しておく必要がある。また、駿河湾西岸にも固着率の大きな領域が存在する。しかしながら、ここでの推定されるバックスリップ速度は 70mm/yr とプレート収束速度に比べるとかなり早くなっており、検討を要する。一因としては、この地域は糸魚川-静岡構造線に近く、東日本と西日本ブロックの境界に近くになっており、ブロック間衝突の影響が大きいいため、それによる観測値がバックスリップ推定値にノイズとして重畳している可能性が考えられる。

全般にバックスリップ速度はプレート相対速度より大きい、これは与えたプレート境界モデルが他のモデルに比して深めに決まっているため、推定値が真の値より大きめにしていることが考えられる。これについては今後よく検討する必要がある。

(c) 業務の成果

3 年間にわたる本業務によって、以下の成果を得た。

まず、グリーン関数のスペクトル分解に基づく新しい測地データインバージョンの手法を開発した。観測値の分布する地表の領域と断層（あるいはプレート境界面）を与えることによりグリーン関数が一意的に定まり、そのスペクトル分解により、断層面でのすべり分布関数のモードと地表面での応答関数のモードを一意的に關係付けることが可能である。従って、我々が行わなくてはならないのは、使用できるモードの数の決定とそれに伴う地表応答関数の係数を精度よく求める、という 2 つになる。すなわち、観測データにまつわ

実際、「GPS 大学連合」では、このような狭い領域に稠密に GPS 観測網を展開して観測を実施しており、ここから得られるバックスリップ分布と GEONET から得られるバックスリップ分布を比較検討することは有意義なことと考えられる。

図 6 のバックスリップ分布（すなわち固着領域）は興味深い。強い固着を示す領域が浜名湖直下の領域と駿河湾奥に見出せる。浜名湖直下は現在「ゆっくりすべり」が進行中の領域にあたる。この場所が強い固着域とほぼ重なっていることには何か意味があるだろうか。固着領域の摩擦特性など予測シミュレーションに有効な物理量がわかれば地震予知研究

る「物理の問題」とインバージョンにおける純粋な「数学の問題」を切り分けることができたわけである。ここで、使用できるモードの数は、観測データが十分密にかつ広域に存在していて、観測データの相対精度がよくわかっているならば、最大固有値に対する相対値が相対精度になる程度の小さな固有値までをとればよいことがわかっている。しかしながら、実際の場合には、観測データの相対精度を知ることは難しい。のみならず、観測データが常に十分に存在するとは限らない。そこで、シミュレーションにより、モード数を地表の応答関数を推定する際の係数の安定性を使うことで比較的簡単に推定する手法を見出した。

以上の手法をまず、昨年度において、西南日本の GEONET データに適用し、沈み込むフィリピン海プレートのバックスリップ（固着率）分布を明らかにした。また本年度は、より詳細に東海地方に焦点をあてて、簡単なシミュレーションを行うと共に GEONET から固着分布を推定した。データは最近の「ゆっくりすべり」が開始する前のデータを用いた。その結果、浜名湖直下の現在「ゆっくりすべり」が進行している領域で強い固着を見出すことができた。このことはアスペリティと「ゆっくりすべり」の間に何らかの関係があることを示唆しているのかもしれない。

(d) 結論

本研究では、グリーン関数のスペクトル分解を用いた逆解析の手法の開発と、シミュレーションに基づくモード数の決定手法の研究を行った。また、西南日本のプレート沈み込み帯におけるバックスリップの推定等を通じての同手法の有効性の検証を行った。まだ適用事例が少ないので、断定的な結論はできないが、本手法は逆解析の手法として今後大いに利用されて良いと思われる。ただ、モード数の決定手法や断層が地表に出たときの地表応答関数の決定法、観測データが少ない場合の扱い、など解決すべき課題もある。これらを解決することにより、内陸地震の断層モデルの構築に有効な手段を提供することが可能と考えられる。

(e) 文献

Hashimoto, C., Fukui, K., and Matsu'ura, M.: 3-D modeling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 161, pp.2,053-2,068, 2004.

Hori, M.: Inversion analysis method using spectral decomposition of Green's function, *Geophys. J. Int.*, 147, pp.77-87, 2001.

Jin, H., Kato, T., and Hori, M.: Estimation of slip distribution using an inverse method based on spectral decomposition of Green's function by GPS data, submitted to *J. Geophys. Res.*, 2005

Miyazaki, S., Segall, P., McGuire, J., Kato T., and Hatanaka, Y.: Spatial and temporal evolution of stress and slip-rate during the 2000 Tokai slow earthquake, submitted to *J. Geophys. Res.*, 2005.

Sagiya, T.: Interplate coupling in the Tokai district, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res., Lett.*, 26, 15, pp.2,315-2,318, 1999.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1)論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
Jin, H., T. Kato and M. Hori	Estimation of slip distribution using an inverse method based on spectral decomposition of Green's function by GPS data	Journal of Geophysical Research	2005年8月(予定)

2)口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
なし			

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定
なし

(3) 平成17年度業務計画案

平成17年度においては、引き続き既存のGPS観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析を行い、ブロックと断層による運動学的モデルを再構築する。また、地殻構造調査結果を不均質構造モデルに取り入れ、これによる解析を行い、均質媒質モデルによる解析結果との差異を調べる。

四国西部におけるGPS稠密観測はまだ3回のみで、定常的な地殻変動速度を算出するには最低回数に近い。加えて、観測期間内に基準とするGEONET観測点でのアンテナ交換と、豊後水道周辺でのスロースリップイベントの発生があり、これらの影響を除去した解を得るためには、更なるデータの蓄積が必要である。

今年度実施したインバージョン解析ではプレート境界面を21枚の断層面で近似したが、陸域に近い一部の領域で断層面サイズが大きすぎる。また、対象とするプレート境界を四国西方沖までとしたため、四国から九州へ至る地殻変動場の急激な変化を議論できていない。今後はより広範囲かつ稠密な地殻変動データを用い、プレート境界の形状を再考しながら、インバージョン解析を実施する計画である。