

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

橋本 学・尾上謙介・大谷文夫・細 善信・藤田安良・

佐藤一敏*・瀬川紘平*

* 京都大学大学院理学研究科

要 旨

次の南海地震の震源域とされるプレート間カップリング領域を推定するため、2001年より紀伊半島南部においてGPSキャンペーン観測を実施している。この観測結果と国土地理院の連続観測データをあわせて解析し、アムール・プレートに対して紀伊半島南端の串本で約40mm/yr、中部の印南付近で約28mm/yrの北西方向の速度を得た。この速度を説明するためには、1946年南海地震の断層面のみならず、その延長部にも強いカップリングが必要とされるが、高温の深部での強いカップリングは期待できないことから、別な要因として西日本外弧の剛体的な運動等が示唆される。

2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖後に緊急観測を実施し、熊野川周辺で南向き最大2cm、西海岸で南西～西向きの変位を観測した。この変位場は、南海トラフに平行な高角逆断層と、これに斜交する左横ずれ断層運動が生じたことを示唆する。

キーワード：南海地震，GPS，プレート間カップリング，紀伊半島南東沖地震

1. はじめに

我々は、紀伊半島下のプレート間カップリングとその時間変化を探るため、2001年よりヒンジラインを横切るトラバース測線を設け、GPS観測を繰り返している。今回、4回の繰り返し観測の結果をまとめ、プレート間カップリングを推定したので報告する。また、2004年9月5日の紀伊半島南東沖地震発生直後から緊急観測を実施し、この地震活動に伴う変位を観測した。これらの結果をあわせて報告する。

2. 観測と解析

毎年2～3月にFig.1に示す紀伊半島南部のSENKを除く10ヶ所で約1週間の連続観測を行っている。これで得たデータをGEONETの観測データとあわせ

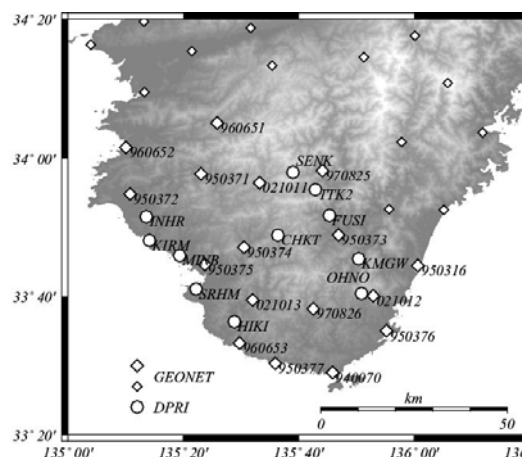


Fig.1 Distribution of GPS observation sites. Solid circles and diamonds show DPRI and GEONET sites, respectively. GEONET sites used in the analysis are shown by larger diamonds.

て解析し、座標を推定し、変位速度を計算している。解析には、JPL 開発の GIPSY による精密単独測位法を、衛星軌道情報としては JPL 暦を使用した。

2003 年前半にこの地域の GEONET のアンテナ交換が行われており、キャンペーン観測ではこれによる影響をうまく除去することが出来ない。また、アンテナ交換後のレドームも加えた位相中心の情報を考慮しても、解析方法の違いやアンテナおよび架台全体の高さの変化などの影響があり、人為的なシフトが残る。そこで、公表されているアンテナ交換日の前後 1 週間程度を目安に、同じ GIPSY による精密単独測位を行い、前後の座標の平均を取り、その差を人為的なシフトとした。こうして推定したアンテナ交換によるシフトを用いて、GIPSY の精密単独測位で推定された毎年のキャンペーン時における GEONET 観測局の座標を補正した。Fig.2 に 970826 (古座川) の解析結果を示す。交換前後のアンテナ本体の高さの差も含め、上下成分が 10cm 以上変化している。南北成分にも 1cm 程度の差が見られる。このように国土地理院から提供される観測位相データをそのまま使用すると、たとえ正しいアンテナ位相中心情報を使用しても、大きな人為的なシフトが避けられない。そのため、このような補正が必要である。

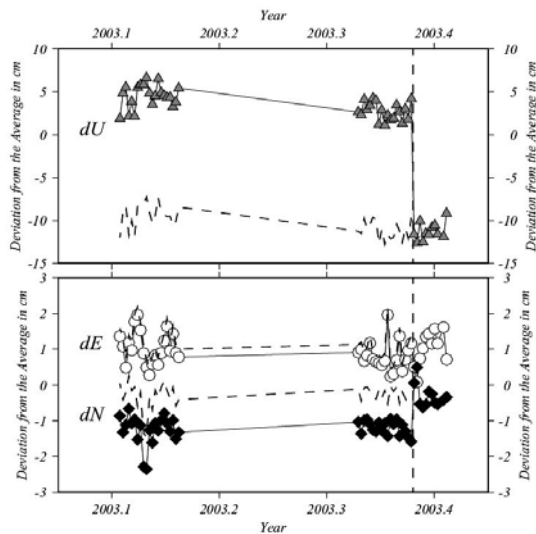


Fig.2 Daily variation in coordinates at 970826 (Kozagawa) before and after the replacement of antenna on May 20, 2003 (2003.38), analyzed with PPP by GIPSY. Notice the difference in scale between horizontal and vertical components.

京大観測点についても、同様な問題がある。開始当初は Ashtech Z12 を使用していたが、老朽化と無電源地帯への対応のため、Javad Legacy や Trimble 5700 などの低消費電力の受信機に交換を進めている。そのため、一部の観測点において大きなシフトが残っ

ている。これらについては、9 月の紀伊半島南東沖地震後の緊急キャンペーン観測において、機材を交換した例があり、それらの解析結果なども使用して、補正することを考えている。

3. 観測された変位速度分布

Fig.3 に ITRF2000 系における座標 3 成分の経年変化を示す。この図には 2004 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖地震前後の座標も示している。2004 年 2~3 月から地震の直前までに急激な変化を示しているが、これは解析に用いた JPL による Hermert 変換パラメータが 2004 年 4 月 1 日以降は暫定解しか提供されていないことによる見かけの変化であると考えられる。2004 年までは、GEONET 観測点も京大観測点も水平成分についてはほぼ一定の速度で変化していることがわかる。GEONET 観測点のうち、950372, 950373, 950376 および 960652 はやや異なる傾向を示している。これらはいずれも近傍に樹木があり、その成長のためアンテナが遮蔽されるようになり、測位解に系統的なずれが発生し、年々増大していたものである。国土地理院では、2002 年および 2003 年にこれらの樹木の伐採を行っている。京大観測点のうち、HIKI, FUSI, SRHM, MINB, KIRM においては、2003 年及び 2004 年の観測においてアンテナの機種変更がある。しかし、3 年間の平均的な速度を推定する際には、これらの条件を考慮せずに計算している。

GEONET 観測点に対してアンテナ交換の影響を除去すると、上下成分についても一定の速さで変動していることが見て取れる (Fig.3 左下)。全体的に隆起傾向にあることがわかるが、この変動の基準は ITRF2000 であるため、絶対的な隆起・沈降の議論には注意を要する。相対的な上下変動をみると、南の串本などは隆起が小さく、北の観測点ほど大きい。京大観測点についても、アンテナ変更の影響があるものを除けば、同様な傾向が認められる。

解析で得られた ITRF2000 系の速度を Heki et al.(1999)および DeMets et al.(1994)のオイラー極を用いて、アムール・プレートに対する変位速度に変換した。この結果、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 (Fig.4)。上下変動についてもアンテナ交換の影響等のない点についてのみプロットしてみると、Fig.5 のようになる。年間 1cm 以下の変動速度で、検潮から推定された変動速度のオーダーに近づく。西南日本の内陸や日本海側に適当な基準を設けることが出来れば、紀伊半島南端部で沈降、中央部で隆起となるものと考えられる。

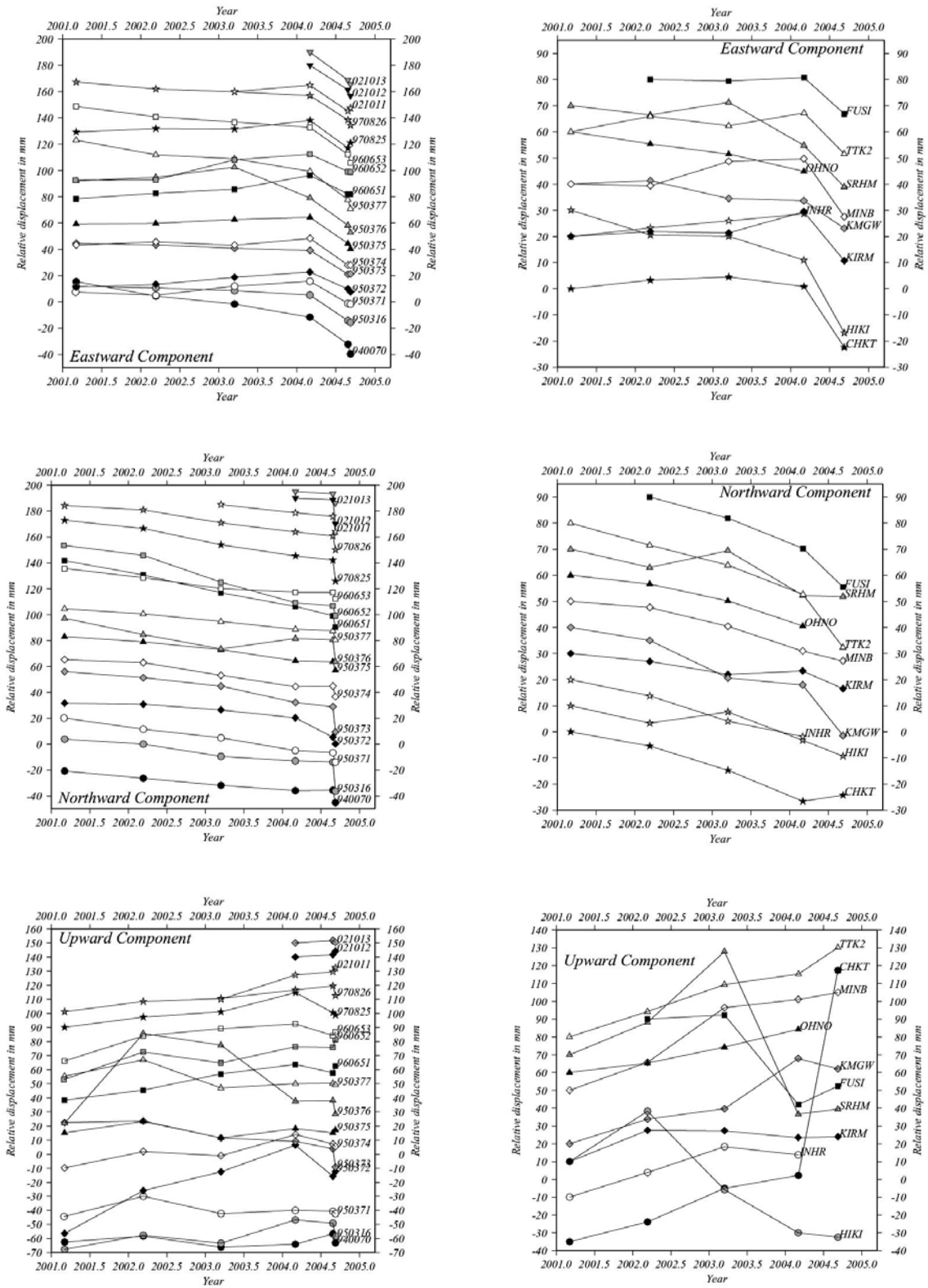


Fig.3 Temporal variations in E-W, N-S and U-D components of site coordinates in ITRF2000 from upper to lower, respectively. Left and right panels show those of GEONET and DPRI sites, respectively.

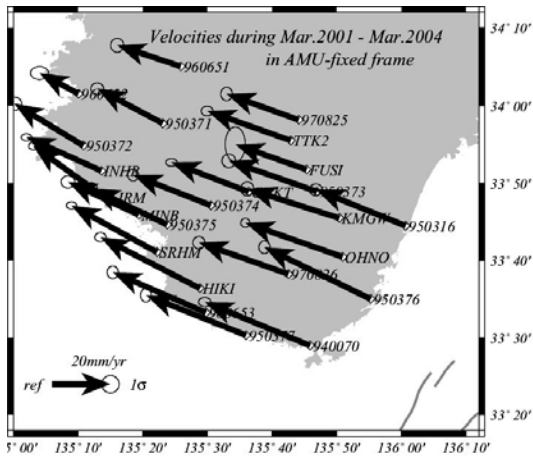


Fig.4 Average horizontal velocities during March, 2001 to March, 2004 relative to the stable Amurian plate

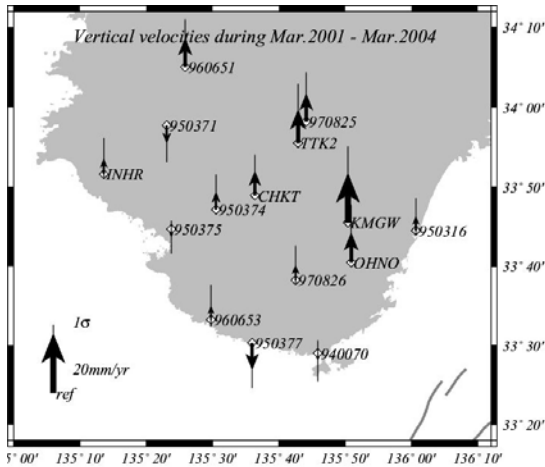
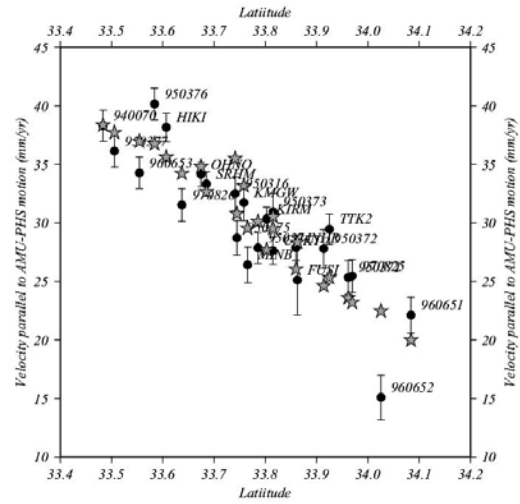


Fig.5 Average vertical velocities at the sites whose effects of antenna replacement are corrected or that does not suffer from antenna replacement or shading by trees.

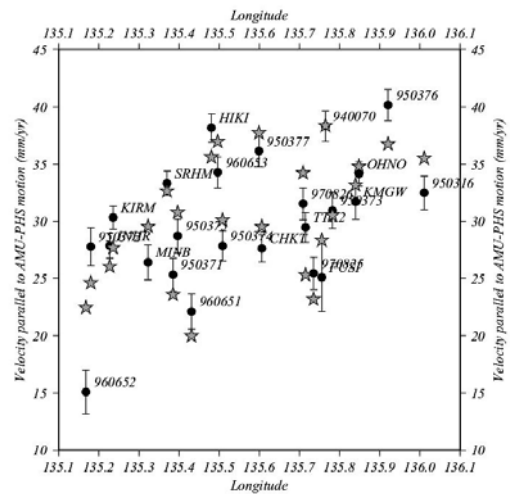


Fig.6 Distribution of components of velocities parallel to the relative motion of the Philippine Sea plate to the Amurian plate. Upper and lower panels show distribution depending on latitude and longitude, respectively. Stars show the theoretical velocities calculated for the slip deficit rates in Fig.9(a).

水平変位速度について、空間分布を理解しやすくするために、アムール・プレートとフィリピン海プレートの相対運動に沿った成分についていくつかのプロファイルをとってみた (Fig.6)。緯度に対する依存性をみると (Fig.6 左), 33.8° Nあたりまで滑らかに減少するが、これ以北では大きな変化は見られない。960652 が異常に小さい値を示しているが、これは樹木の影響によるものであろう。960651 も全体の傾向からややずれているが、この原因については不明である。経度方向について並べると、約 10mm/yr の幅をもって、2 つのグループにきれいに分かれる (Fig.6 右)。これらは紀伊半島中央部の熊野川沿いの観測点と紀伊半島西岸沿いの観測点に大別され、

紀伊半島西岸の測線の速度が明らかに熊野川沿いのものより大きいことがわかる。次に、アムール・フィリピン海プレート間相対運動の方向に平行に並べてみた。Fig.7 では 940070 (串本) の位置を基準にしてプロットしている。串本から 30~40km あたりまではなめらかに減少しているように見える。しかし、これより遠くなると大きな変化が認めづらく、むしろ剛体的に運動しているとも解釈可能である。なお、京大観測点の HIKI, SRHM, KIRM, FUSI, MINB はアンテナ変更があるので、その影響を含んでいる。今後、この影響を評価する実験観測を現在行っており、この結果を用いて補正を試みる予定である。

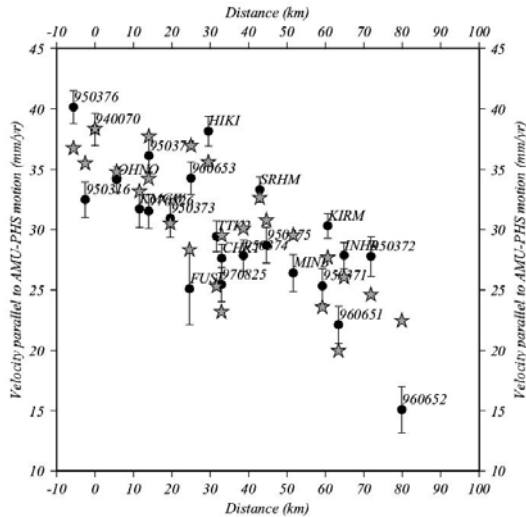


Fig.7 Distribution of components of velocities parallel to the relative motion of the Philippine Sea plate to the Amurian plate aligned in this direction. See also legend of Fig.6.

4. カップリングの推定

観測された速度場を説明するすべり欠損モデルを得るため、Table 1 に示す Sagiya and Thatcher(1999) の coseismic 断層モデルの紀伊半島直下の9セグメントと、このモデルに深部延長を加えた12セグメントの2つのケースについてすべり欠損の推定を行った。各セグメントの断層パラメータを Table 1 に示す。

まず、キャンペーン観測の有無による解像度の変化を調べた (Fig.8)。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。

実際のデータをインバージョンした結果を Fig.9 に示す。ここでは、Sagiya and Thatcher (1999)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 (Table 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)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。ただ、一部の解像度の悪いセグメントには 80mm/yr 前後のすべり欠損が推定されており、今後四国東部の稠密観測結果や周辺の GEONET 観測点の変動速度も使用して解像度を上げる必要がある。

Miyazaki and Heki (2001)は、フォッサマグナ付近での東北日本と西南日本の衝突の影響が近畿地方の水平速度場に現れているとされている。Fig.9 においても紀伊半島の中部の観測点では、すべり欠損モデルによる計算値より観測結果の方が、大きな西向き成分を持つ。Figs.6~7 のアムール・フィリピン海プレート相対運動方向の成分の分布を見ると、紀伊半島中部 33.8° N あたりで変位速度の減少が鈍る傾向が見られる。プレート境界面上のカップリングのみでは、固着面の直上から離れると速度が急速に減少することが予想されるので、この観測結果はプレート間カップリング以外の効果の存在を示唆している。西南日本外帯のブロック運動については、Hashimoto and Jackson(1993)が測地データに基づいたブロック・断層モデルのインバージョンにより推定した。その後、GPS データを用いて、Hashimoto et al.(2000)や Nishimura and Hashimoto (2004)も同じブロック・断層モデルを用いて、推定している。また、Tabei et al.(2002)および Tabei et al.(2003)は、四国東部の稠密 GPS 観測結果を用いて中央構造線のすべり欠損を推定しているが、これは西南日本前弧の横滑りを示唆するものである。ただ、Fig.9 の紀伊半島の南部より北部の方が大きい観測値と計算値の差や、それらの方向を考えると、これらの研究で推定される剛体的なブロック運動が妥当かどうかについては、さらに検討を要する。25km 以深の遷移領域において、大きいすべり欠損が推定されたが、遷移領域におけるカップリングのあり方が問題となる。Hyndman et al.(1995)の温度構造モデルによれば、25km 以深は遷移領域となり、大きなカップリング率はないものと考えられている。Ito et al. (1999)の GPS 観測点間の距

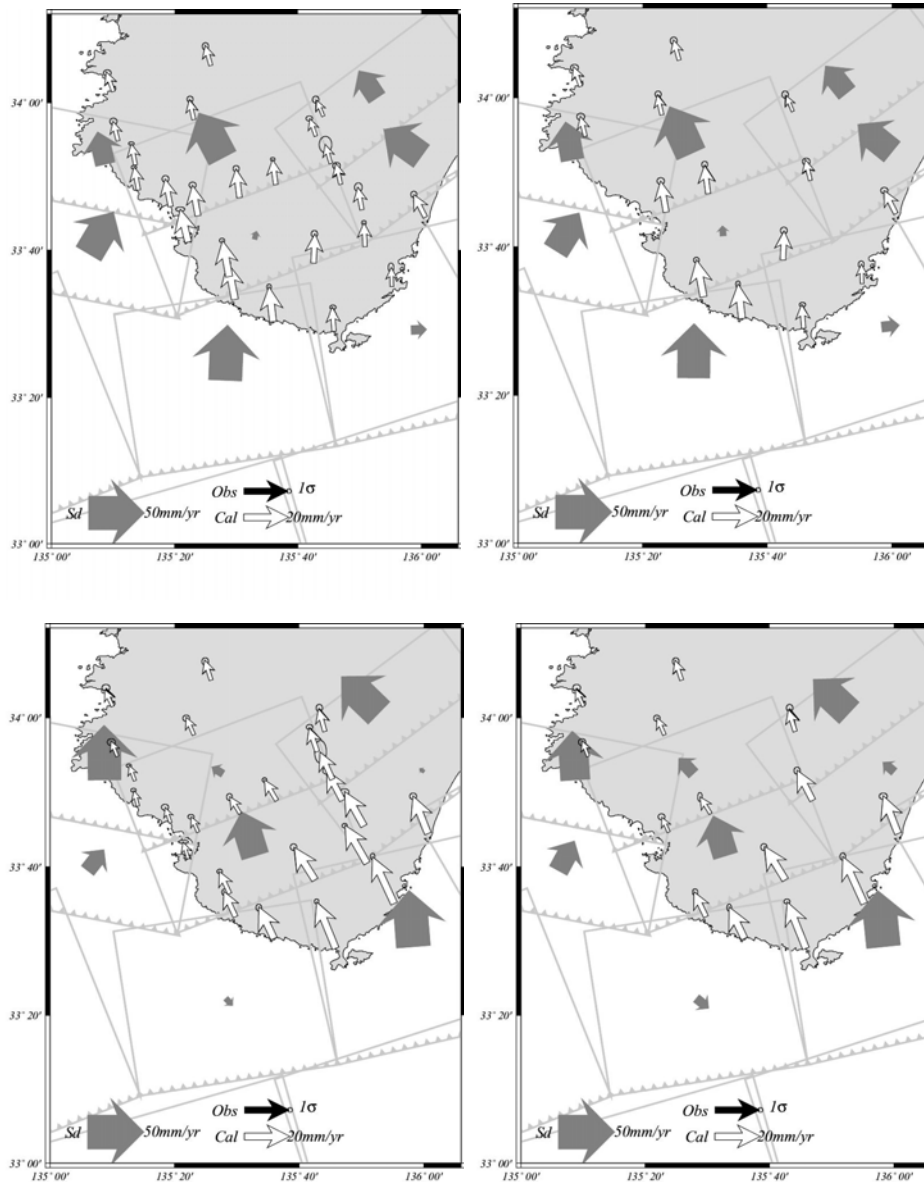


Fig.8 Resolution test for slip deficit rate. Synthesized velocities for 0 or 50mm/yr slip deficit rate on each segment are inverted. Each panel shows distribution of estimated slip deficit rates. Left and Right panels show results with or without DPRI sites, respectively.

離変化データを用いたインバージョンでは、25km 以深のカップリング率は低い。また、Ito and Hashimoto(2004)の粘弾性を考慮した 100 年間の測地データのインバージョンでも、25km 以深には大きなすべり欠損は推定されていない。この食い違いについては、先行研究のインバージョンでは西南日本全域にわたるデータを用い、さらにすべり欠損の推定になめらかな分布を仮定している。データの分布やインバージョンの手法についても検討する必要がある。また、カップリングに時間変化があり、観測した 3 年間はたまたま強くカップリングしている時期であったとも考えられる。あるいは、当該領域の周

辺では低周波地震も発生しており (Obara et al., 2002), また電磁気探査において低比抵抗帯も推定されている (例えば、山口・他, 2004)。これらの紀伊半島下の不均質構造により歪速度場に不均質性が生じていることも考えられる。したがって、三次元速度構造や比抵抗構造などの不均質構造を考慮したモデルをもちいた研究が次の課題である。

5. 2004 年紀伊半島南東沖地震に伴う変位

2004 年 9 月 5 日、19 時 07 分と 23 時 58 分にそれぞれ M7.1 と M7.4 の地震が紀伊半島南東沖で発生し

Table 1. Fault parameters used in inversion. Lat. and Lon. indicate latitude and longitude, respectively. L, W, H are length, width and depth of upper margin of each segment, respectively, in km. Vh and Vd show strike and dip slip components of slip deficit rate, respectively, in mm/yr. V is total slip deficit rate and Rake is its rake angle. Slip deficit rates correspond to those in Figure. 9(a).

Lat.	Lon.	L	W	H	Strike	Dip	Vh	Vd	V	Rake
9 Segments of Saigya and Thatcher (1999)										
32.74	135.7779	100	54	5	254	11	54.96+-18.59	-44.63+-17.37	70.8	320.92
33.022	136.7921	100	53	5	252	11	43.08+-18.19	-36.95+-12.56	56.75	319.38
33.151	135.2423	50	57	15	248	10	40.36+-14.35	-45.80+-16.51	61.05	311.38
33.222	135.7699	50	43	15	261	14	62.40+-12.34	-53.16+- 9.72	81.97	319.57
33.323	136.293	50	50	15	257	12	24.55+-11.78	-42.83+-11.13	49.37	299.82
33.551	136.7579	50	60	15	240	10	37.20+-12.05	-53.42+-16.23	65.09	304.86
33.513	135.3405	50	25	25	281	23	37.60+-16.05	-20.36+-15.85	42.76	331.56
33.679	135.8432	50	24	25	249	24	41.59+-13.36	-35.15+-13.76	54.46	319.8
33.948	136.2771	50	21	25	233	29	60.96+-16.00	-52.30+-16.77	80.32	319.37
Deeper extensions										
33.716	135.3873	50	25	35	281	23	52.57+-17.58	-41.88+-17.97	67.22	321.46
33.863	135.7582	50	24	35	249	24	52.87+-17.49	-34.06+-15.68	62.89	327.21
34.08	136.1573	50	21	35	233	29	63.26+-17.69	-44.54+-18.24	77.36	324.85

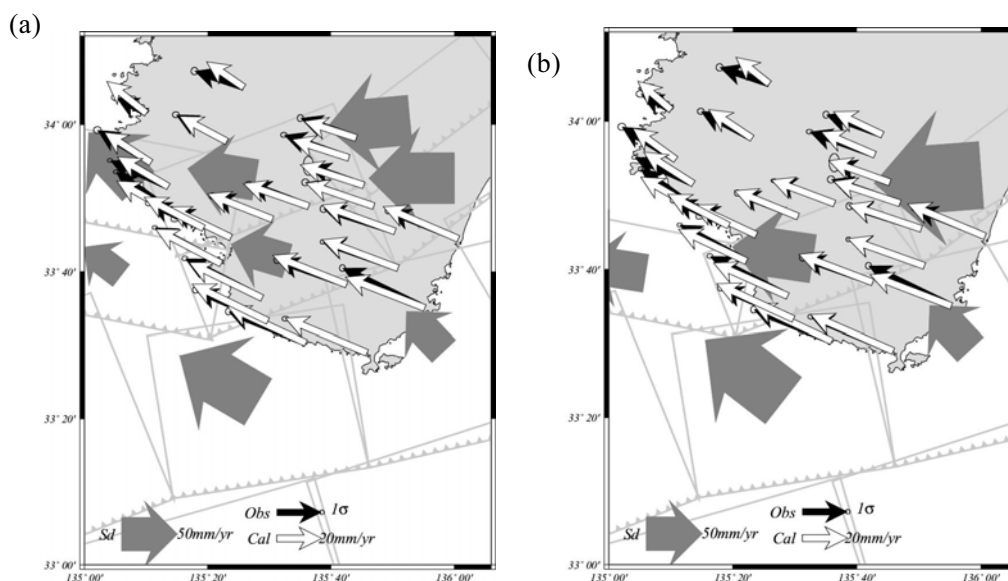


Fig.9 Estimated slip deficit rates: (a) in case of 9 original segments of Sagiya and Thatcher (1999) and 3 deeper extensions. (b) in case of 9 original segments.

た。これらの地震では奈良県北山村などで震度5弱の揺れが観測され、紀伊半島沿岸では津波も観測された。GEONETにより志摩半島南端で最大5cmの南向きの変位が得られている(国土地理院, 2004)。我々は、9月7日から紀伊半島の稠密GPS観測網で臨時観測を実施し、地震時変位および余効変動を観測した。ここでは、地震時変位について紹介する。

我々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局の連続観測データから、2~3月から地震直前の8月下旬までのGEONET局の変位を推定した。さらにTable 1の断層モデルと東西成分の残差に見られる緯度依存性を用いて京都大学観測点の地震直前までの変動を内

挿した。この内挿変位を2~3月から地震直後まで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。内挿の詳細な手順については、Hashimoto et al.(2005)を参照されたい。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。

大谷(2005)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Table 2に示す八木(2004)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, 2004)。Fig.11(上図)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(Fig.11下図)。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。

6. まとめ

2001年から2004年までの紀伊半島南部における稠密GPS観測を実施し、この観測結果と国土地理院の連続観測データをあわせて解析し、以下の結果を得た。

- (1)アムール・プレートに対する速度は、紀伊半島南端の串本で北西方向に約40mm/yr, 中部の印南付近で約28mm/yrである。
- (2)上記の速度から、1946年南海地震の断層面のみならず、その延長部にも強いカップリングが必要とされるが、高温の深部での強いカップリングは期待できないことから、西日本外弧の剛体的な運動の可能性等が示唆される。
- (3)2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖後に緊急

Table 2 Fault parameters modified from Yagi (2004). Lat. and Lon. denotes latitude and longitude of a corner of fault. L, W, and H are length, width and depth of the upper margin of fault in km. Strike is measured clockwise from the north. U is slip in m.

Lat.(deg)	Lon.(deg)	L(km)	W(km)	H(km)	Strike(deg)	Dip(deg)	Rake(deg)	U(m)
33.10	137.28	40	25	5	315.0	90.0	150.0	1.36
33.20	136.54	85	22	10	85.0	40.0	90.0	1.62

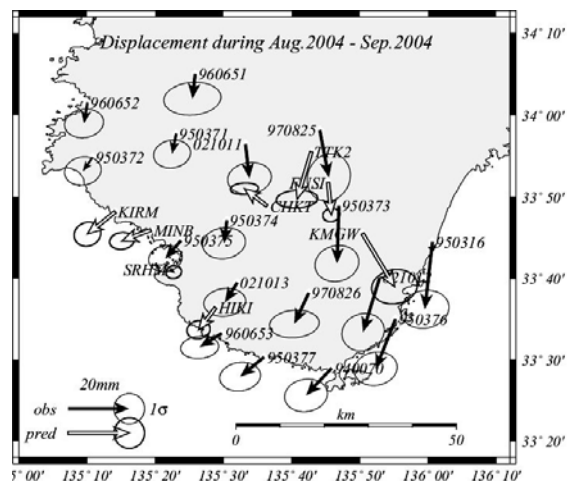


Fig.10 Coseismic displacements of GPS sites relative to the stable Amurian plate derived from DPRI (pred.: white arrows) and GEONET (obs.: black arrows) observations. Those at DPRI sites are estimated by the interpolation of displacement field of GEONET sites

観測を実施し、熊野川周辺で南向き最大2cm, 西海岸で南西~西向きの変位を得た。この変位分布は、南海トラフに平行な高角逆断層と、これに斜交する左横ずれ断層運動が生じたことを示唆する。

謝辞

本研究の実施にあたっては、和歌山県印南町稲原中学校, 同切目小学校, 南部町公民館, 日置川町三舞中学校, 中辺路町JAなかへち近野支所, 本宮町伏拝公民館, 熊野川町熊野川園, 那智勝浦町JAなちかつうら色川支所, 奈良県十津川村西川第二小学校, 同旧迫西川小学校の各施設を利用させていただいた。これらの学校・施設の皆様, 関係の町村教育委員会, JAなかへち, JAなちかつうら, 伏拝保郷会の皆様方に感謝申し上げます。また、国土地理院GEONETの観測データを使用させていただきました。図版の作成には、GMT3.3.4 (Wesell and Smith, 1998)を使用した。

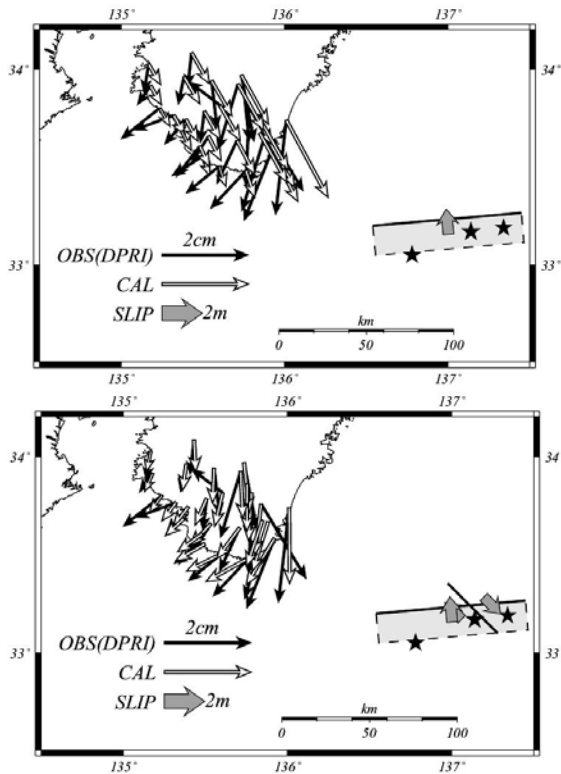


Fig.11 Comparison of obtained displacements with those calculated for the fault model modified from that Yagi (2004). Theoretical displacements are calculated for one thrust fault model (upper) and combined model (lower) of thrust and vertical right-lateral slip faults. Black and white arrows show observed and calculated displacements, respectively. Shaded rectangle and thick solid line show assumed fault segments. The former is thrust, while the latter is vertical fault with right lateral slip. Thick gray arrows show the horizontal projection of slip vectors of faults. Stars show epicenters of foreshock, mainshock and the largest aftershock determined by NIED (2004).

参考文献

- 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.
- 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
- 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) .
- 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.
- 山口覚・上嶋誠・谷川大致・小川勉・村上英記・大

志万直人・塩崎一朗, ネットワーク MT 法観測から推定された紀伊半島西部における 2 次元比抵抗構造—非火山性深部低周波地震域に対応した低比抵抗帯—, 日本地震学会講演予稿集 2004 年度秋季大会, B070.

- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194, 1994.
- Hashimoto, M., and D.D. Jackson, Plate tectonics and deformation of island arc, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16149-16166, 1993.
- Hashimoto, M., S. Miyazaki, and D.D. Jackson, A block-fault model for deformation of the Japanese islands derived from continuous GPS observation, *Earth Planets Space*, **52**, 1095-1100, 2000.
- Hashimoto, M., K. Onoue, F. Ohya, Y. Hosoi, 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*, **57**, 1-6, 2005.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivashchenko, and K.-D. An, The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147-29155, 1999.
- Hyndman, R., K. Wang, and M. Yamano, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392, 1995.
- Ito, T., S. Miyazaki and S. Yoshioka, Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **115**, 17-34, 1999.
- Ito, T., and M. Hashimoto, Spatiotemporal distribution of interplate coupling in southwest Japan from inversion of geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02315, doi:10.1029/2002JB002358, 2004.
- Miyazaki, S., and K. Heki, Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305-4326, 2001.
- Nishimura, S., and M. Hashimoto, A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in southwest Japan, submitted to *Tectonophysics* 2004.
- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681, 2002.

- Sagiya, T. and W. Thatcher, Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129, 1999.
- Tabei, T., M. Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, F. Kimata, T. Matsushima, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hosoi, and T. Kato, Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, *Earth, Planets Space*, **54**, 1065-1070, 2002.
- Tabei, T., M. Hashimoto, S. Miyazaki, and Y. Ohta, 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**, 643-647, 2003.
- Wessel, P., and W.H.F. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **79**(47), 579, 1998.

**GPS observation across the hinge-line in Kii peninsula:
Estimate of interplate coupling and deformations associated with 2004 SE off Kii peninsula
earthquakes**

Manabu HASHIMOTO, Kensuke ONOUE, Fumio OHYA, Yoshinobu HOSO, Yasuyoshi FUJITA,
Kazutoshi SATO*, and Kohei SEGAWA*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We have been conducting campaign survey of GPS in southern Kii peninsula, southwest Japan, to estimate interplate coupling since 2001. Analysing the data from this observation and GEONET by Geographical Survey Institute, we obtained about 40mm/yr at Kushimoto, the southern tip of the peninsula, and 28mm/yr at Inami, in the middle of the peninsula, in the direction of NW with relative to the Amurian plate. High coupling ratio is required not only on the interface between overlying and subducting plates including the source region of 1946 Nankaido earthquake and but also on its deeper extension. Since strong coupling is inconsistent with high temperature on deeper extensions, this suggests a significant rigid rotation of outer arc of the southwest Japan.

During the campaign SE off Kii peninsula earthquakes took place in September, 2004. Reoccupation of our network revealed southward coseismic displacements by up to 2cm in the eastern part of the network. Displacements decreases but are rotated clockwise on the west coast of Kii peninsula. These characteristics of horizontal displacement field cannot be explained only by a pure thrust faulting, but additional sources such as right-lateral faulting on a NW-SE trending fault are required.

Keywords: Nankai earthquake, GPS, interplate coupling, SE off Kii peninsula earthquakes