

3. 3. 7 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. 7. 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 携研究員 | 西村宗 | yeti@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp |
| | 大学院生 | 佐藤一敏 | sugar@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp |
| 高知大学理学部 | 教授 | 田部井隆雄 | tabei@cc.kochi-u.ac.jp |
| 東京大学地震研究所 | 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もととなる準静的断層パラメータの推定を行う。

(d) 5カ年の年次実施計画

- 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、準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 15 年度業務目的

平成 15 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、この結果と西日本の活断層分布や地震活動などテクトニクスに基づき、速度場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 15 年度の成果

(2-1)西日本の GPS 観測データ等を用いた活断層等の準静的パラメータの推定

西村宗（京都大学防災研究所）

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

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

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

近畿・中四国地方の GEONET データを用いて、当該地域の地殻変動場のモデル化を行った。まず、歪速度場を計算し、歪集中領域の検出をおこなった。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う紀伊半島および四国の高歪速度領域のほかに、近畿地方の内陸（淡路～琵琶湖、敦賀湾付近、養老山地）にも周囲より高い歪速度が検出された。また、これらのうち、淡路～神戸～京都付近では北東－南西走向の右横ずれの歪が、琵琶湖付近や大阪湾東部では東西圧縮の歪が卓越していることを明らかにした。モデル化にあたっては、剛体ブロックの回転と、プレート境界面およびブロック間の断層の固着による弾性変形の重ね合わせとして観測速度場を再現するものとし、断層の地表での非クリープなどの条件を先験情報として取り込む線形インバージョンを行った。その結果、歪エネルギーの蓄積に関係するすべり欠損は、プレート境界では東海－東南海地域では北西向きに 50-60mm/yr、紀伊半島～四国沖では北西向きに 80-90mm/yr と推定された。また、内陸のブロック境界におけるすべりで顕著なものとしては、有馬－高槻構造線、六甲断層帯および中央構造線における 5mm/yr 程度の左横ずれ、養老断層帯の右横ずれ、糸魚川－静岡構造線での右横ずれが推定された。これらの断層において、それぞれ逆センスのすべりをもたらず歪エネルギーが蓄積しつつあることを示す。

(b) 業務の実施方法

中部地方から中国・四国地方にいたる領域内の GEONET 観測局の座標変化データから、地震や非定常地殻変動を除去し、定常的な速度場を推定した(図 1)。具体的には、GEONET 観測局の座標の各成分の時系列 $Y(t)$ (t は日単位) を、下記のようにモデル化する。

$$Y(t) = A + Bt + \sum_{i=1}^n [C_i H_i(t) + D_i F_i(t)] + S_i \cos(2\pi t / 365.25 + \delta_i) + E(t)$$

ここで、 A は定数項、 B は直線トレンドの係数、 C_i は i 番目の地震時の変動、 D_i は i 番目の地震に対する余効変動、 $H_i(t)$ は次の Heavyside 関数、 S_i および δ_i は年周変動の振幅と位相である。

$$H_i(t) = \begin{cases} 0.0 & (t - t_{0i} \leq 0) \\ 1.0 & (t - t_{0i} \geq 0) \end{cases}$$

$F_i(t)$ は次の指数関数で減衰する関数である。

$$F_i(t) = \begin{cases} 0.0 & (t - t_{0i} \leq 0) \\ 1.0 - \exp[-(t - t_{0i}) / \tau_i] & (t - t_{0i} \geq 0) \end{cases}$$

ここで、 t_{0i} および τ_i は、それぞれの地震の発震時、余効変動の緩和時間である。また、 $E(t)$ はモデル化できない誤差である。データとしては、1996 年 3 月から 2002 年 3 月までの GEONET 観測局の座標成分をもちいた。ステップ関数および指数関数を適用したイベントは、2000 年鳥取県西部地震、2001 年芸予地震などの顕著な地震のほか、1997 年からの豊後水道および東海スローイベントなどである。全観測点の座標水平 2 成分に対して上記の式を当てはめ、最小二乗法により A 、 B 、 C_i 、 D_i を推定して、 B を経年的な速度成分として抽出した。国土地理院 GEONET 観測局の座標は ITRF97 において計算されたものが提供されているが、推定された経年的な速度成分に、Heki et al.(1999)¹⁾ のオイラー極から計算されるアムール・プレートに対するつくばの速度を加えることにより、アムール・プレートに相対的な速度場を求めた。

この領域内の歪速度分布を調べるために、この速度場を用いて、各観測局を頂点とする三角形領域内の歪速度を求めた。三角形領域を構成する 3 観測点を A 、 B 、 C とすると、この領域内の変位勾配 $\partial u / \partial x$ 、 $\partial u / \partial y$ 、 $\partial v / \partial x$ 、および $\partial v / \partial y$ は、各観測点の変位と座標を用いて次の式で表される。

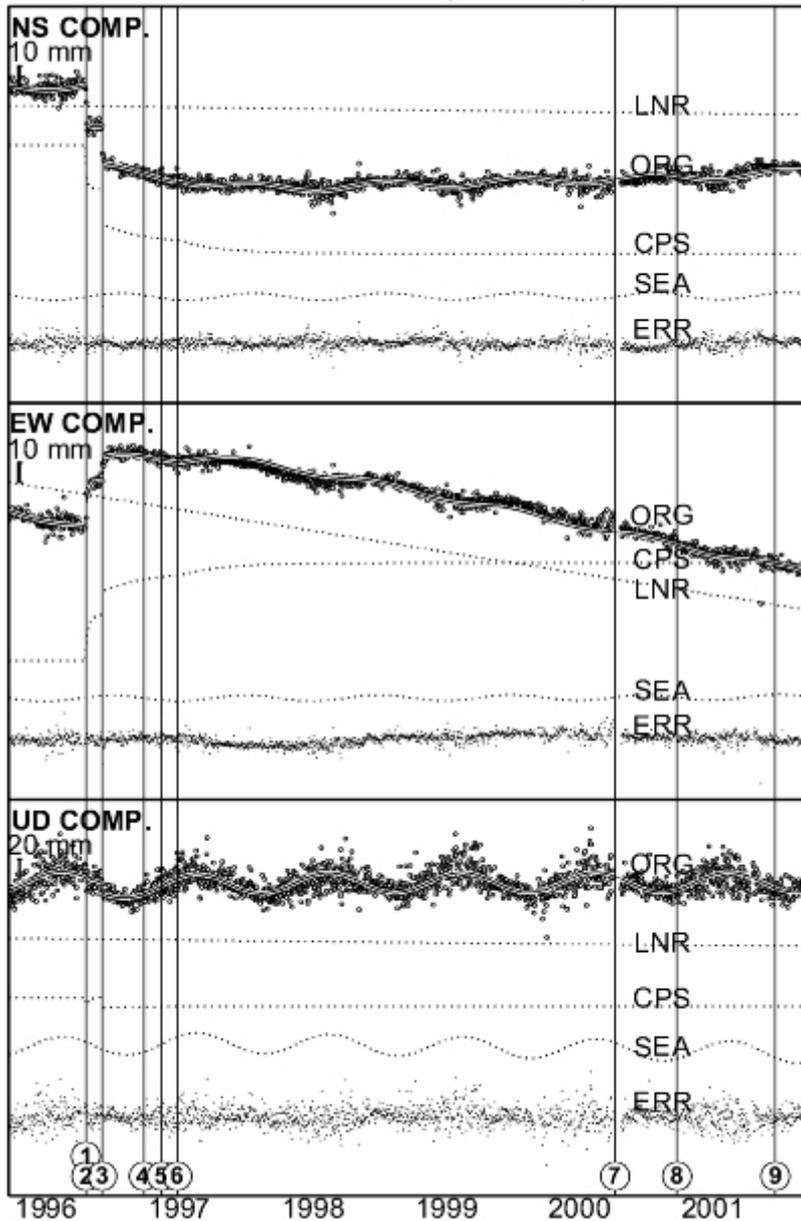


図1. GEONET 観測局の座標成分の時系列の例。上から、南北、東西および上下成分で、ORG が観測データ、LNR が直線トレンド、CPS が地震時+余効変動、SEA が年周変動、ERR がモデル化できない誤差である。

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{\Delta} [(Y_B - Y_C)U_A + (Y_C - Y_A)U_B + (Y_A - Y_B)U_C]$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{1}{\Delta} [(X_C - X_B)U_A + (X_A - X_C)U_B + (X_B - X_A)U_C]$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{1}{\Delta} [(Y_B - Y_C)V_A + (Y_C - Y_A)V_B + (Y_A - Y_B)V_C]$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{\Delta} [(X_C - X_B)V_A + (X_A - X_C)V_B + (X_B - X_A)V_C]$$

ただし、 $\Delta = (X_B - X_A)(Y_C - Y_A) - (X_A - X_C)(Y_A - Y_B)$ である。これを用いて、変位勾配を計算し、さらに歪に関する各公式を用いて主歪速度を計算した。

推定された速度場をこれら剛体ブロックの運動とブロック間境界断層の固着による弾性変形の和として表現するブロック・断層モデルを適用した。Matsu'ura et al. (1986)²⁾

および Hashimoto and Jackson(1993)³⁾に倣い、観測点 J の速度場 V_{OBS} (東西および南北成分で表わす) は、次の式により表現される。

$$V_{(J)}^{OBS} = \sum_{I=1}^M \Gamma_{(J,I)} s_{(I)} + \Pi_{(J)} \omega_{(K)} + e_{(J)}^{OBS}$$

右辺第一項は、ブロック境界断層およびプレート境界断層の固着によるすべり欠損がもたらす弾性変形である。ここで、

$$\Gamma_{(J,I)} = \begin{pmatrix} \cos \theta_{(I)} & -\sin \theta_{(I)} \\ \sin \theta_{(I)} & \cos \theta_{(I)} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} G_x^{STR}{}_{(J,I)} & G_x^{DIP}{}_{(J,I)} \\ G_y^{STR}{}_{(J,I)} & G_y^{DIP}{}_{(J,I)} \end{pmatrix}$$

および

$$s_{(I)} = (s_{(I)}^{STR}, s_{(I)}^{DIP})^T$$

であり、それぞれ横ずれおよび縦ずれ断層に対する Green 関数と断層すべり成分をあらわす。Green 関数の計算には、Okada(1992)⁴⁾の定式化を用いた。なお、 $\theta_{(I)}$ は、想定している断層の走向である (本研究では東から反時計回りに計る)。

また、第二項は、剛体回転による寄与を表し、観測点 J の位置に関する行列

$$\Pi_{(J)} = \begin{pmatrix} -\sin \lambda_J & \cos \lambda_J & 0 \\ -\sin \phi_J \cos \lambda_J & -\sin \phi_J \sin \lambda_J & \cos \phi_J \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & r_{Z(J)} & -r_{Y(J)} \\ -r_{Z(J)} & 0 & r_{X(J)} \\ r_{Y(J)} & -r_{X(J)} & 0 \end{pmatrix}$$

および、剛体ブロックの回転ベクトル

$$\omega_{(K)} = (\omega_{X(K)}, \omega_{Y(K)}, \omega_{Z(K)})$$

の積である (Koyama、1996)⁵⁾。ここで、 λ_J 、 ϕ_J は観測点の経度および緯度である。

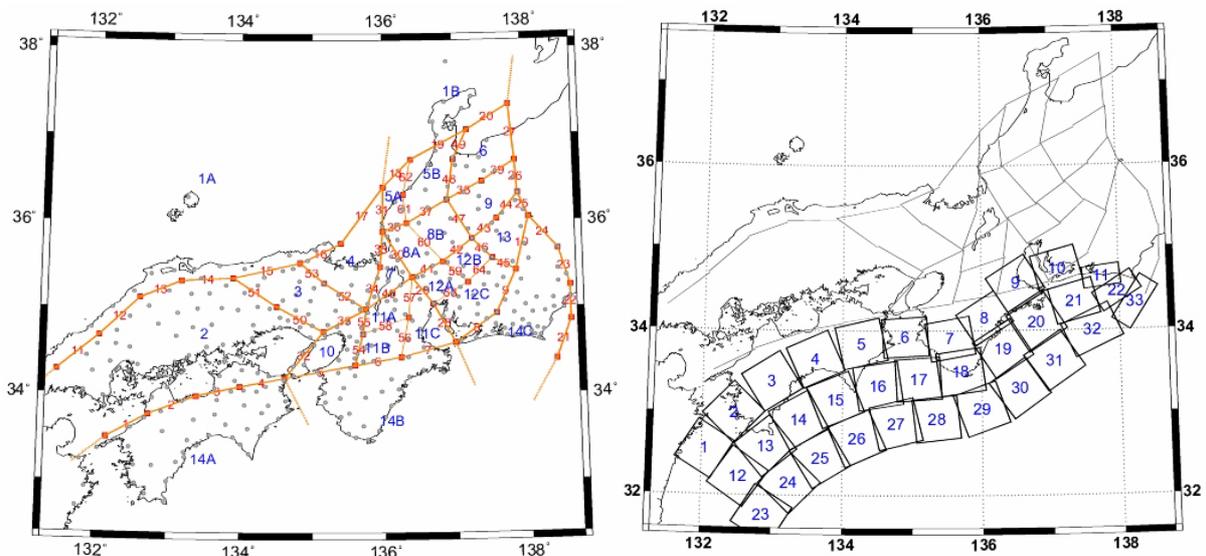


図 2. 中部～近畿～中四国のブロックおよび断層のモデル

この観測方程式に、ブロック境界の地表においてクリープが生じないとする拘束条件を加えて、Bayes 型のインバージョンを行う。プレート境界断層面上のすべり（欠損）については、隣接断層セグメント間のすべり（欠損）が滑らかであるとする拘束条件も加えている。これらの拘束条件の重みについては、ABIC を最小化するものを採用した。

活断層分布、微小地震の震央分布、および推定された歪速度分布に基づいて、図 2 に示す領域を 23 の剛体ブロックと 64 のブロック間境界断層、33 のプレート境界断層によりモデル化した。プレート境界断層については、中村・他(1997)⁶⁾による微小地震分布から推定されたプレート上面に沿うように配置している。

(c) 業務の成果

図 3 に推定された水平速度場を示す。太平洋沿岸地域で年間 3cm を越える大きな西北西方向の速度が見られ、これが内陸部に向かって減衰する様子が認められる。これはフィリピン海プレートの沈み込みによる drag による変動と考えるのが適当である。しかし、中部地方内陸部においては、かなり北までやや大きな速度（～1cm/年）が認められ、フィリピン海プレートの影響とするには遠すぎる。一方、中国地方は瀬戸内海を境に、四国地方との間に大きなコントラストが見られ、中部～近畿地方とは様相が異なる。顕著な速度が認めづらくなる領域は、この図では富山付近から若狭湾から淡路島を結ぶ線あたりとなる。

図 4 に図 3 の水平速度場から計算された歪速度主軸の分布を示す。東海～紀伊半島～四国の太平洋沿岸地域において、 4×10^{-7} /年近い北西－南東方向の縮みが卓越している。これは、フィリピン海プレートの drag によるものである。これとは別に、中部地方北部、福井～敦賀付近、琵琶湖周辺、淡路～有馬・高槻構造線付近、大阪湾および養老山地付近に顕著な歪速度（ $2 \sim 3 \times 10^{-7}$ /年）の集中が認められる。これらは、Sagiya et al. (2000)⁷⁾などで指摘されている歪集中帯に該当するものであるが、必ずしも連続的に高歪速度領域が分布しているのではなく、パッチ状に分布しているのが特徴である。これは歪速度計算手法が異なるためであると考えられる。すなわち、Sagiya et al. (2000)⁷⁾では、空間的なスムージングをかけているが、三角形領域内の平均歪速度を求めた今回の解析ではそのようなフィルタリングをしていない、という違いがある。本解析では、福井～岐阜県境付近に歪速度が顕著に小さいところが認められる。これをどのように捕らえるかによって、歪集中帯の解釈も大きく異なってくるので、今後検討が必要である。なお、中国地方は全般的に小さい。2000 年鳥取県西部地震の震源域付近でやや大きな歪速度が認められるが、余効変動が十分に除去できていない可能性もある。

図 3 の水平速度場をデータとして、図 2 の剛体ブロックおよび断層のモデルでインバージョンを行った結果、図 5 に示すブロック運動とすべり欠損速度が得られた。図 5 には、それぞれの要素から期待される各観測点における計算速度をもあわせて示している。

まず、ブロック運動としては、敦賀付近と大阪湾を結ぶ線より東側のブロックと、中央構造線より南側の西南日本外帯ブロックに顕著な西向き速度が推定される。西南日本外帯の西向き速度は、南海トラフにおける斜め沈み込みの影響であるとする考えが支配的であったが、Miyazaki and Heki (2001)⁸⁾は、この中部地方から西南日本外帯にいたる西向き速度は、プレート間カップリングのみでは説明できず、フォッサマグナにおける東北日本と西南日本の衝突の影響が及んでいると解釈している。

次に、プレート境界面におけるすべり欠損速度は、東海－東南海地域では北西向きに 50-60mm/yr、紀伊半島～四国沖では北西向きに 80-90mm/yr と推定された。いずれの領域でも、プレート相対運動速度（たとえば、Seno et al.、1993⁹⁾）より大きい。しかし、同様に GPS データのインバージョンを行った Ito et al. (1999)¹⁰⁾ などの結果でも、プレート運動速度より大きなすべり欠損が推定されている。一方、Ito and Hashimoto(2004)¹¹⁾

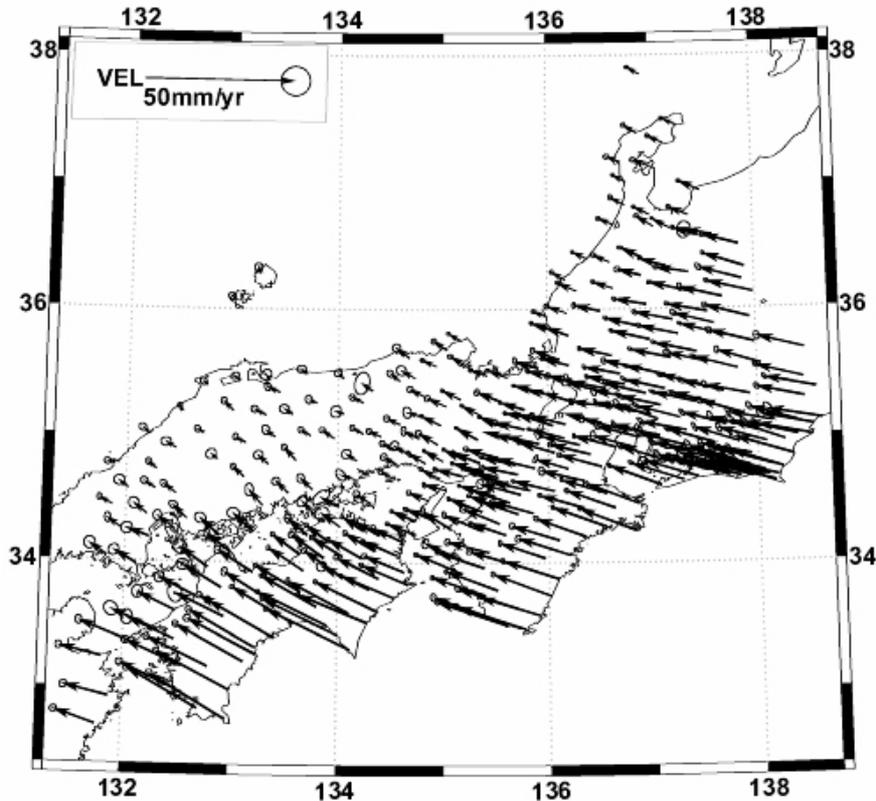


図 3. 中部～近畿～中四国の GEONET 観測データから推定した 1996 年から 2002 年までのアムール・プレートに対する水平速度分布

による粘弾性媒質を考慮したインバージョンでは、推定されたすべり欠損速度はプレート運動速度と同程度の大きさとなる。これらのことは、今回の解析など完全弾性媒質を仮定したモデルでは、マンツルの粘弾性の効果を弾性変形として計算するため、すべり欠損速度を過大評価していることを示唆していると考えられる。なお、顕著なすべり欠損が認められる断層セグメントのほとんどは海底下のものに限られており、紀伊半島や四国の直下には大きなすべり欠損は求まっていない。昨年度の研究成果において、紀伊半島の稠密トラバース観測結果から、プレート境界面深部でのカップリングの存在が示唆されたが、今年度の計算では当該領域には顕著なすべり欠損が推定されていない。剛体ブロックの回転により説明される部分が大きいとも考えられる。

内陸活断層では、有馬－高槻構造線、六甲断層帯および中央構造線を境にした 5mm/yr 程度の左横ずれ、養老断層帯の右横ずれ、糸魚川－静岡構造線での右横ずれのすべりが推定された。これらの断層の地形学・地質学的調査により推定されているすべりのセンスは、すべて逆である。すなわち、有馬－高槻構造線、六甲断層帯および中央構造線において右横ずれのすべりが毎年 5mm ほど不足していることを示す。

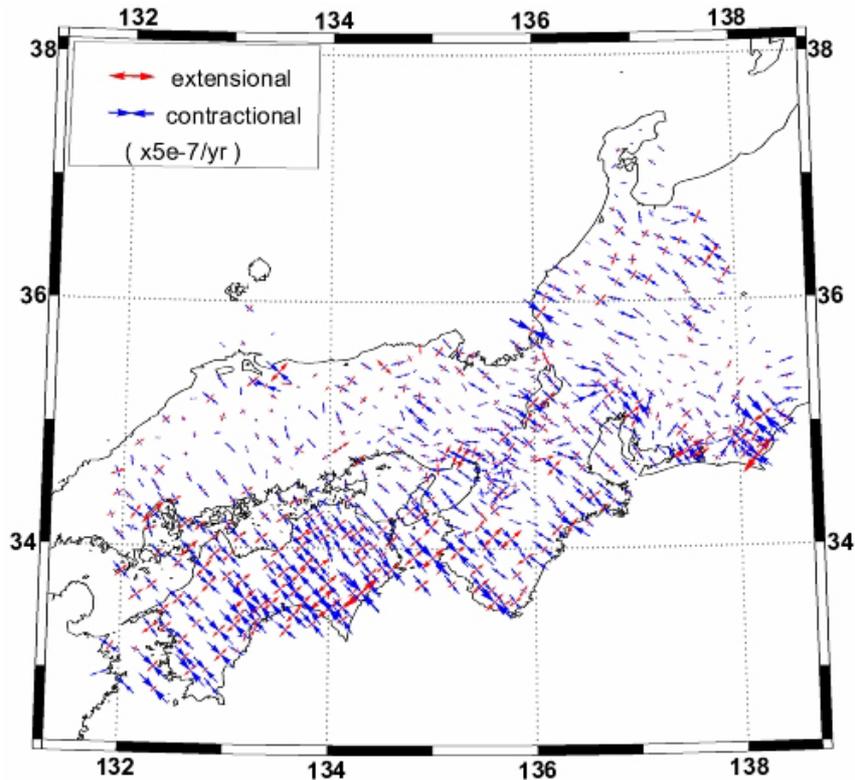


図4. 中部～近畿～中四国の GEONET 観測データから推定した 1996 年から 2002 年までの歪速度の主軸の分布

(d) 結論ならびに今後の課題

近畿地方を中心とした西日本地域の GEONET データを用いて歪速度分布の推定と、プレート境界面および内陸活断層のすべり／すべり欠損の推定を試みた。内陸活断層をも含んだ計算では、ブロック・断層モデルを用いた。

プレート境界面のすべり欠損については、海域の部分に大きなすべり欠損が推定されたが、 $80\sim 90\text{mm/yr}$ とプレート相対運動速度より大きい値が推定された。一方、3層の粘弾性媒質モデルによるインバージョン結果では、最大で 65mm/yr と妥当な値が求まり、粘弾性媒質の導入が不可欠であることを示している。また、紀伊半島における稠密 GPS 観測結果を用いた研究結果と異なることから、紀伊半島初め四国で実施されている稠密観測結果をも含んだデータセットでのインバージョンが求められる。

内陸活断層のすべり欠損については、従来の測地測量結果を用いた Hashimoto and Jackson(1993)³⁾の研究と同様に、有馬－高槻構造線、六甲断層帯および中央構造線に顕著なすべり欠損が求まった。中央構造線のすべり欠損は、Hashimoto and Jackson(1993)³⁾では 4mm/yr 、Tabei et al. (2002)¹²⁾によると 5mm/yr と推定されており、今回の結果とも調和的である。これに対して、初期の GEONET データを用いた Hashimoto et al. (2000)¹³⁾では、約 10mm/yr と大きな値が推定されている。使用したデータの期間や、モデル断層の形状など、異なる点がいくつか認められるので、今後さらに詳細な検討が必要である。養老断層帯や糸魚川－静岡構造線にもやや大きいすべり欠損が推定されたが、傾斜した断層形状を考慮していないため、今後詳細な調査データを参考にして、再検討しなければならない。

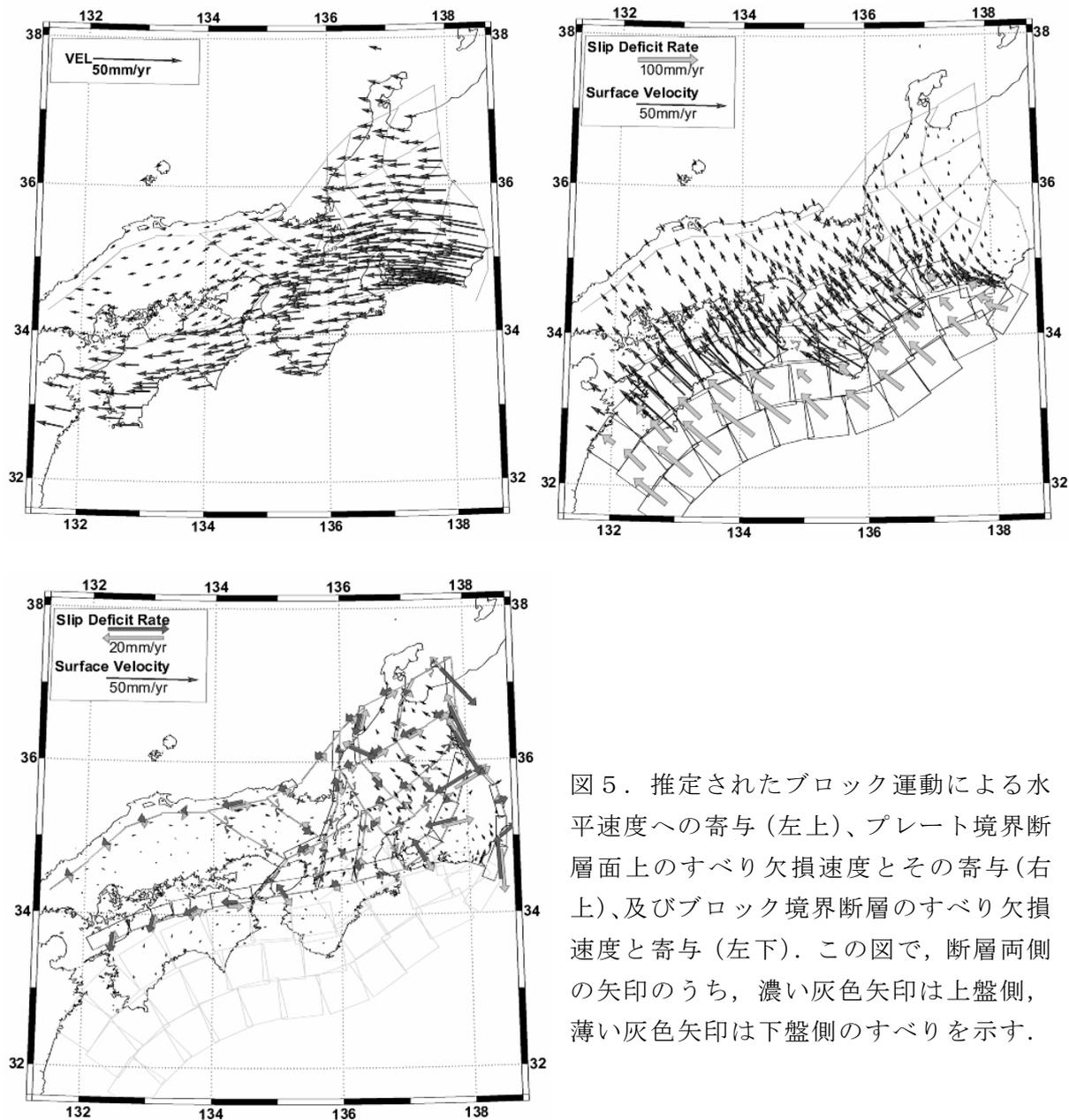


図5. 推定されたブロック運動による水平速度への寄与(左上)、プレート境界断層面上のすべり欠損速度とその寄与(右上)、及びブロック境界断層のすべり欠損速度と寄与(左下). この図で、断層両側の矢印のうち、濃い灰色矢印は上盤側、薄い灰色矢印は下盤側のすべりを示す.

今回は均質媒質の仮定で計算を行ったので、沈み込むプレート形状などは考慮されていない。昨年度から三次元構造モデルの作成を開始し、今年度中に準備ができたので、これを用いた計算が次の課題となる。

(e) 引用文献

- 1) Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N.F., Ivashchenko, A. and An, K.-D. : The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 104: 29147-29155, 1999.
- 2) Matsu'ura, M., Jackson, D.D., and Cheng, A. : Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California, *J. Geophys. Res.*, 91, 12661-12674, 1986.
- 3) Hashimoto, M., and Jackson, D.D. : Plate tectonics and crustal deformation around

- the Japanese islands, J. Geophys. Res., 98, 16149-16166, 1993.
- 4) Okada, Y. : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Amer., 82, 1018-1040, 1992.
 - 5) Koyama, Y. : Excess westward velocities of Minamitorishima (Marcus) and Kwaelein VLBI stations from the expected velocities based on rigid motion of the Pacific plate, J. Geod. Soc. Jpn., 51, 171-180, 1998.
 - 6) 中村正夫, 渡部晃, 許斐直, 木村昌三, 三浦勝美 : 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号, B-1, 1997.
 - 7) Sagiya, T., Miyazaki, S., and Tada, T. : Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, PAGEOPH, 157, 2303-2322, 2000.
 - 8) Miyazaki, S., and Heki, K. : Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision, J. Geophys. Res., 106, 4305-4326, 2001.
 - 9) Seno, T., Stein, S., and Gripp, A.E. : A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, J. Geophys. Res., 98, 17941-17948, 1993.
 - 10) Ito, T., Yoshioka, S., and Miyazaki, S. : Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, Phys. Earth Planet. Inter., 115, 17-34, 1999.
 - 11) Ito, T. and Hashimoto, M. : Spatiotemporal distribution of interplate coupling in southwest Japan from inversion of geodetic data, Journal of Geophysical Research, Vol.109, B02315, doi:10.1029/2002JB002358, 2004.
 - 12) Tabei, T., et al., Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, Earth Planets Space, 54, 1065-1070, 2002.
 - 13) Hashimoto, M., Miyazaki, S., and Jackson, D.D. : A block-fault model for deformation of the Japanese islands derived from continuous GPS observation, Earth Planets Space, 52, 1095-1100, 2000.

(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 |
|---------------------------------------|--|---|---------------------|
| 西村宗, 橋本学 | 近畿地方周辺のGPS速度場とテクトニクス | 日本地震学会 2003 年度秋季大会 | 平成 15 年 10 月 7 日 |
| 西村宗, 橋本学 | 近畿地方のGPS速度場を説明する剛体運動・弾性変形の重ね合わせモデル | 平成 15 年度京都大学防災研究所研究発表講演会 | 平成 16 年 2 月 20 日 |
| Nishimura, S. and Hashimoto, M. | Strain concentration in southwest Japan and a simultaneous inversion | The 2 nd International Symposium on Slip and Flow Processes in and below the | 平成 16 年 3 月 11 日 |

| | | | |
|--|--|--------------------|--|
| | model with rigid rotations and slip deficits | Seismogenic Region | |
|--|--|--------------------|--|

(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

| 名称 | 機能 |
|----|----|
| 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活断層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

最新の GPS（全地球測位システム）観測データとテクトニクスの観点に基づき、活断層の固着領域や深部形状、さらにすべり（欠損）速度等、活断層の動的パラメータ推定のもととなる準静的パラメータの推定を行う。

(b) 業務の成果

四国東部の中央構造線を横断する稠密 GPS 観測網において反復観測を行い、観測点の変位速度を精密決定した。それを基に、中央構造線の断層面の傾き、上部固着層の深さ、深部すべり速度などのパラメータを推定した。とくに平成 15 年度は、過去の南海地震時の変動と現在の変動速度との対比から、プレートの斜め沈み込みによって生じる前弧ブロックの横すべり運動を決定し、ブロック境界としての中央構造線の役割を議論した (Tabei et al., 2003¹⁾)。

図 1 は、1944 年東南海地震および 1946 年南海地震のスリップベクトルの方向と、GPS 観測より決定されたプレート相対運動ベクトルの関係を示す。東南海地震のスリップベクトルはプレート運動の方向にほぼ平行であるが、南海地震の場合は両者の間に約 6° の不一致が見られる。これは次のように解釈できる。プレートの斜め沈み込みは、上盤側プレートの弾性圧縮変形だけでなく、中央構造線を後側境界とする前弧ブロックの定常的な横すべり運動も引き起こす。後者は地震時の弾性反発には寄与しないので、地震間と地震時の変動方向にずれが生じる。一方、東南海地震の領域は前弧ブロックの東端に位置し、こ

こでのプレートの斜め沈み込みは前弧の横すべりを引き起こさない。以上が地震間と地震時の変動方向の不一致の解釈であるが、不一致の量はわずかなもので、恐らく地震のメカニズム解の誤差の範囲内であろう。つまり、この解釈は想像の域を出ない。

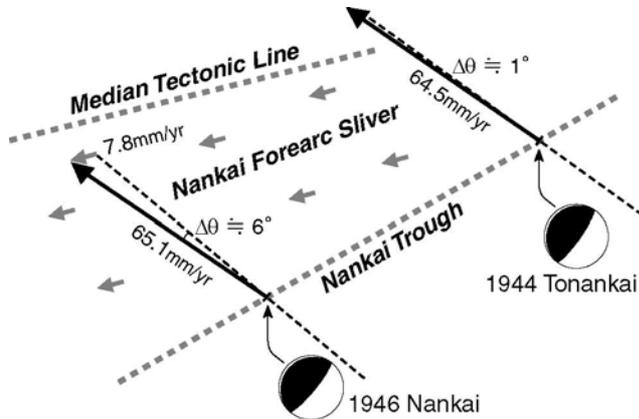


図 1 南海トラフにおける地震のメカニズムとプレート相対運動ベクトルとの関係。南海地震の領域では地震のスリップベクトルとプレート運動の方向が一致せず、地震と地震の間に前弧ブロックが定常的横すべり運動をしていることを予想させる。

図 2(a)は、1998 年以降実施している中央構造線トラバース GPS 観測の 23 点と、周辺の国土地理院連続観測点 42 点の地殻水平速度を示す(Tabei et al., 2002²⁾)。この速度場を、南海地震の発生によって解消される弾性変形成分と、南海トラフの地震サイクルと無関係な永久変動成分とに分離する。図 2(b)は、Sagiya and Thatcher (1999)³⁾のモデルから計算した、1946 年南海地震に伴う地殻変動を示す。この地震時の変動を地震の再来周期で割り符号を反対にしたものは、地震間の平均的な弾性変形速度を表す。これを現在観測されている速度から差し引いた残差は、地震サイクルに関係しない永久変動を表すと考える。

地震の再来周期を見積もる際に、南海トラフの 1 回の地震サイクルを通し、西南日本島弧に直交する方向で永久ひずみの蓄積はない、と仮定する。これは、島弧に平行な走向をもつ明瞭な逆断層が存在しないことを根拠としている。地震時の変動(図 2(b))と地震間の現在の変動速度(図 2(a))の島弧に直交する成分同士の比を計算すると、76~78 年という再来周期が求まる。推定値に幅があるのはどの方向を島弧直交と見なすかによるもので、ここでは、地震のスリップベクトルの方向を用いた場合の 77.6 年という値を採用する。

過去 1300 年間の平均で 130 年という南海地震の再来周期に比較して、ここで求められた値は有意に小さい。考えられる理由として、1946 年の地震の規模が小さかったことと、現在の GPS 速度が大きいこと、の 2 点が挙げられる。前者は、1946 年の地震は最近 10 回の地震の中で 2 番目に小さいこと(Kumagai, 1996)⁴⁾から、後者は、上部マントルの粘性を考慮すると地震間の変動速度は前回の地震からの経過時間とともに増加するというシミュレーション結果(Hyodo and Hirahara, 2003)⁵⁾から、それぞれ支持される。

上記の方法で求めた地震の再来周期と図 2(b)の地震時の変動から弾性変形速度を計算し、図 2(a)の GPS 速度から引き去った残差を図 3(a)に示す。南海トラフにおける地震サイクルに関与しない永久変動成分である。特徴を北から列挙すると、(1)中国地方では有意な変動が見られない、(2)中央構造線の北側に約 20~30km の幅を持つ速度急変帯が存在する、(3)中央構造線南側の前弧ブロックは 5-10mm/yr の速度で西向きに変位している、(4)室戸

岬周辺は前弧の運動と無関係な特異な動きを示している、等である。このうち特徴(1)-(3)は、プレート沈み込みの影響を forward モデルによって除去した Tabei et al. (2002)²⁾の結果とほぼ同じで、今回は前弧の西向き変位速度がやや大きく求められた点のみが異なる。特徴(4)の原因は不明であるが、その境界が地震時の上下変動のヒンジラインにほぼ一致することは注目される。

室戸岬周辺を除いた残差変動場を用いて、中央構造線の深部構造と固着分布を推定する。対象とする断層の長さを 100km とし、北に傾いた断層面の上部が固着し、深部で定常的な右横すべりが起きていると仮定する。断層面の傾斜角、上部固着層の深さ、深部すべり速度をそれぞれ 5°、2.5km、1mm/yr の刻みで変化させながら、残差変動場をもっとも良く説明するパラメータ群を求める。その結果、断層面傾斜角 35°、上部固着層の深さ 15km、深部すべり速度 9mm/yr という値を得た。Tabei et al. (2002)²⁾では深部すべり速度が 5mm/yr であったが、残る 2 つについては同じ結果を得た。

(c) 結論ならびに今後の課題

四国地方東部における稠密 GPS 観測から求めた現在の地殻水平速度を、1946 年南海地震モデルから推定した地震時の変動と対比することにより、南海地震の発生によって解消

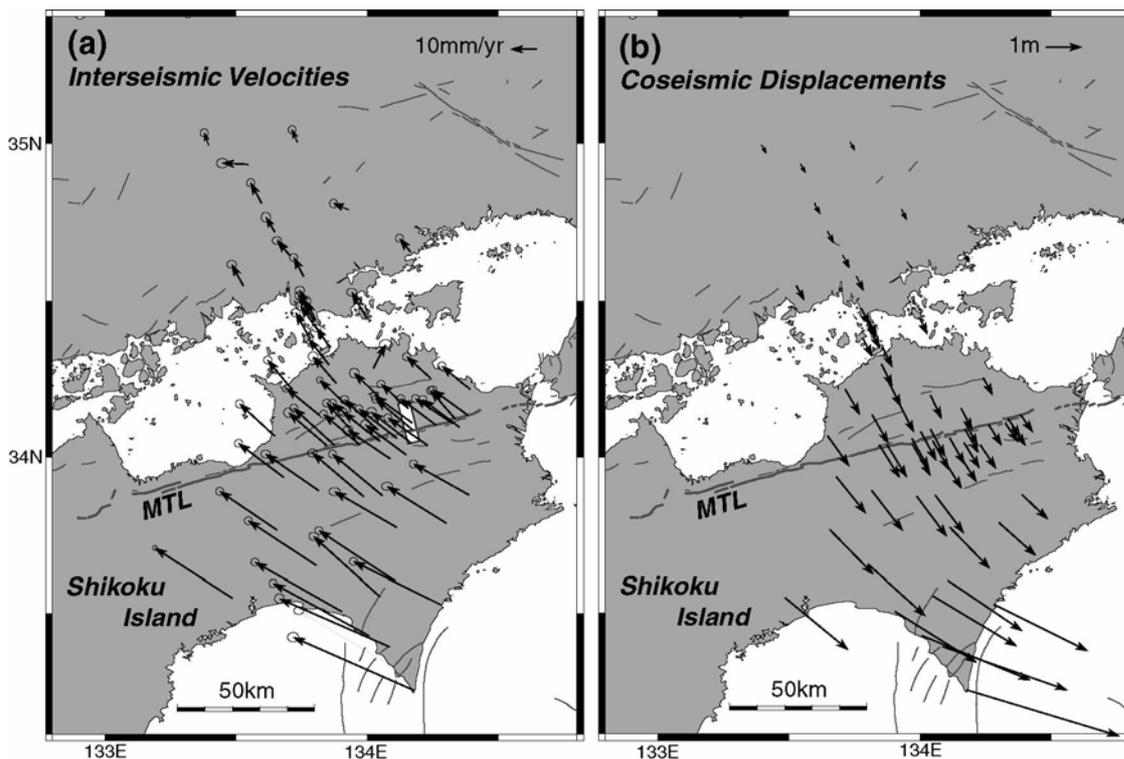


図2 (a)稠密 GPS 観測による地殻水平速度。アムール・プレートに対する速度を表す。(b) Sagiya and Thatcher (1999)³⁾のモデルを用いて計算した 1946 年南海地震の際の地殻変動。

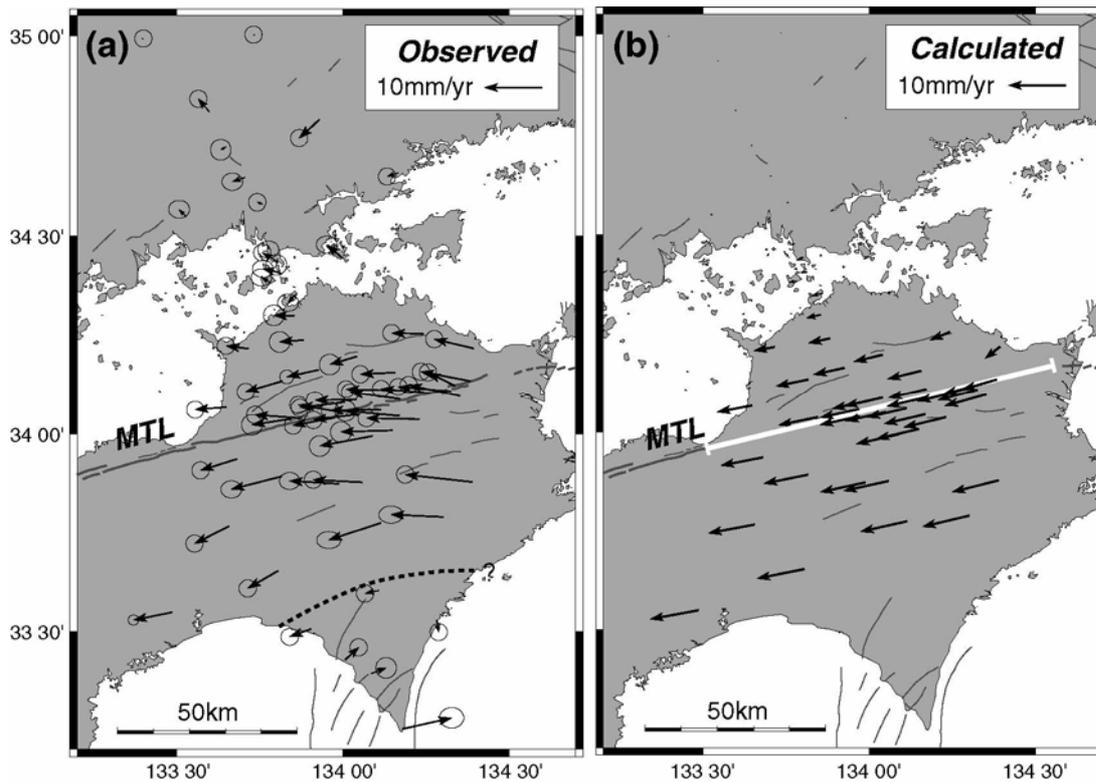


図3 (a)弾性圧縮変形を除去した残差速度場。南海トラフの地震サイクルに関与しない永久変動を表す。(b)中央構造線の最適モデルから計算した前弧のブロック運動。最適モデルのパラメータ値は、断層面傾斜角 35° 、上部固着域の深さ 15km 、深部すべり速度 9mm/yr である。

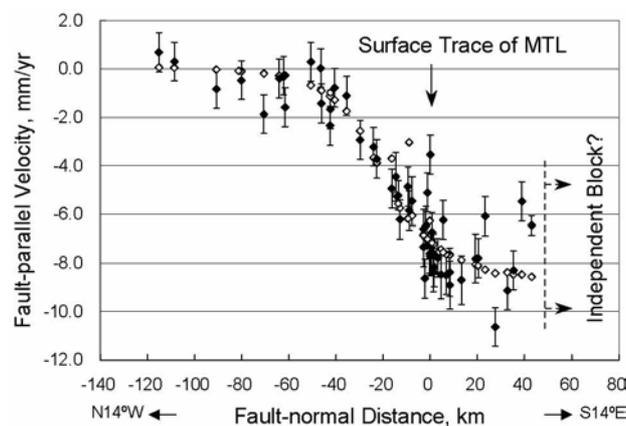


図4 中央構造線に直交する線上に投影した、断層に平行な速度成分のプロファイル。

される弾性圧縮変形と前弧のブロック運動に費やされる永久変動とに分離した。中央構造線は前弧ブロックの後側境界をなす。永久変動成分から中央構造線の深部構造と固着分布を推定すると、北へ 35° の角度で傾斜した断層面の上部が深さ 15km まで固着し、それより深部で 9mm/yr の速度で定常的な右横すべりが起きている、という結果を得た。

四国西部に2本目の測線を展開し、平成15年9月に2回目の観測を行った。前年の第1回観測の結果と合わせて変動速度を算出したが、基準とした国土地理院観測点でアンテナ機種の変換に伴う座標値のオフセットがあり、まだ暫定的な結果を得るに留まっている。

早急に検討を進め、四国東部の結果との結合を行いたい。また、今後は地殻モデルの構築に水平変動だけでなく上下変動も利用する予定である。

(d) 引用文献

- 1) 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, 10, 643-647, 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, 1065-1070, 2002.
- 3) Sagiya, T. and Thatcher, W.: Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, 1111-1129, 1999.
- 4) Kumagai, H.: Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1139-1142, 1996.
- 5) Hyodo, M. and Hirahara, K. : A viscoelastic model of interseismic strain concentration in Niigata-Kobe Tectonic Zone of central Japan, *Earth Planets Space*, 55, 667-675, 2003.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

| 著者 | 題名 | 発表先 | 発表年月日 |
|---|---|--|--------------|
| 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 and Space, Vol.55, No.10, p643-647. | 平成 15 年 10 月 |

(f) 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

| 名称 | 機能 |
|----|----|
| なし | |

3) 仕様・標準等の策定

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

昨年度に引き続き、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を継続した。昨年度は手法の開発を行ったので、今年度はその手法に基づく基礎的なシミュレーションを実施すると共に、いくつかの応用研究を実施した。本手法では、スペクトル分解されたグリーン関数の固有関数を用いて、観測データから応答関数を求める際の次数と係数をどのように決定するか、ということが次のステップでの逆解析を精度よく行うために極めて重要である。そこで、シミュレーションを行ってこれらパラメータを客観的に推定する方法を見出した。続いて、本手法を西南日本の GPS 変位速度場に適用し、フィリピン海プレートの固着分布と 2000 年鳥取県西部地震のすべり分布の推定を行った。これらの結果について報告し、今後改善していくべき点を考察した。

(b) 業務の実施方法

はじめに

地震やプレート間固着の研究のためには測地データに基づく逆解析の手法が欠かせない。これまでは断層面上のスリップ量分布やプレート固着分布の推定には主として Yabuki and Matsu'ura (1992)¹⁾による ABIC を用いた測地インバージョンプログラムが用いられてきた。しかしながら、この手法ではグリーン関数を直接離散化してしまうため、問題を不安定にしやすく、またデータ雑音の評価が難しい、などの欠点があった。この問題を解決するために Hori (2001)²⁾はグリーン関数をスペクトル分解するという新しい手法を用いることにより問題をより厳密に取り扱う手法を開発し、定式化した。われわれはこの理論に基づくコーディングを行って解析プログラムを作成し、日本列島の GEONET データに適用して、西南日本の下に沈みこむプレート境界面上のバックスリップ分布を推定すると共に 2000 年鳥取県西部地震のすべり分布を推定した。

解析方法と数値シミュレーション

解析手法については既に前回詳述してあるので、ここでは簡単に述べると共に、以後のモデル化のために必要なパラメータの推定において重要な点について数値シミュレーションを用いつつ議論する。

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 $u^{*\alpha}$ 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、

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

ここで開発した逆解析手法を実際のデータに適用して精度よく変位（またはバックスリップ）分布を得るには、上記のパラメータの次数 k と係数 u^{α} を正確に推定しなくてはならない。これらはデータの精度や分布、あるいは

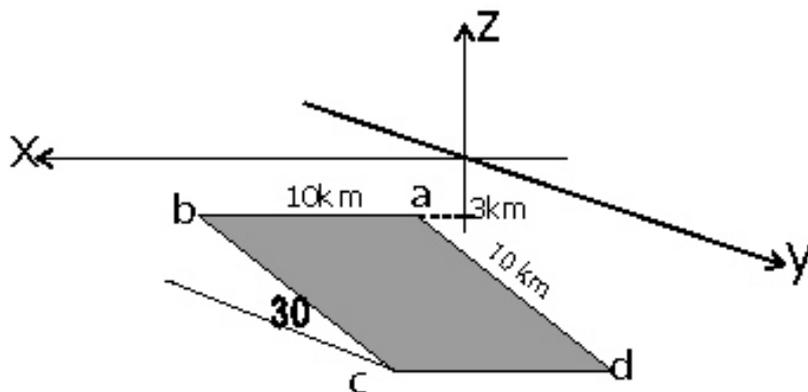


図 1：シミュレーションに用いた仮想的な断層。

はとる領域の形などに大きく依存する。

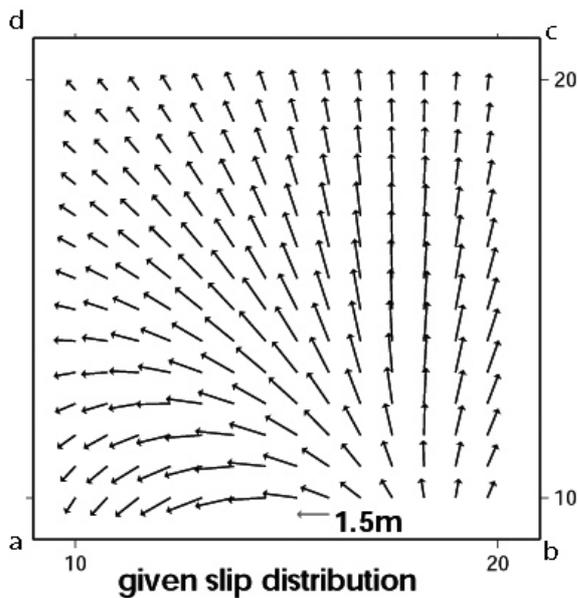


図2：仮想断層面上に与えた仮想スリップ分布。
縦横軸の単位：km

そこで、ここでは仮想的な断層モデルを用いてシミュレーションを行った。仮定した断層モデルを図1に示す。 xy 平面を地表面とし、深さ3kmのところに、長さ×幅=10km×10kmの30度に傾いた断層面を置く。図2は仮定した断層面上の仮想変位分布を示す。また、地表面上に30km×30kmの領域を仮定した。

まず、ドメイン（領域）の離散化に伴う数値誤差による影響を知るために、仮定した変位分布からの地表での変位分布を算出し、それを用いて上記の手法により逆解析を行った。地表と断層面に与えた領域を10x10、20x20、…、というように次第に細かくしていき、

固有値がどのように変化してゆくかを調べた。その結果、領域を40x40にまで細かくした場合、固有値のうち特に上位5個の固有値は小数点以下5桁まで収束したことが確認された。この結果から、与えられた領域での適切な分割の度合いを知ることができる。

次に、データに誤差が重畳している場合の影響について調べた。データに誤差が含まれる場合、 k を大きくとりすぎると u^a が不安定になる。そこで、データに誤差を10%および20%重畳させ、 k を1から次第に大きく（すなわち、より小さな固有値まで）とっていった場合に推定誤差（0-C）がどのように変化するか、を調べた。すると、

$\lambda^k / \lambda^1 > (\text{relative_accuracy})$ となった場合、急速に(0-C)が増大してゆくことがわかった。

また、これを超えて大きな k をとると係数 u^a も不安定になってゆくことが確認された。このように、 k を $\lambda^k / \lambda^1 \approx (\text{relativeaccuracy})$ となるように設定するのが適切であることが判明した。

次に、地表でのデータの分布が結果に与える影響について調べた。当初、13x13=169点でデータを与えたのであるが、これを間引いて7x7=49個のデータ、及び5x5=25個のデータの場合について逆解析を行った。その結果、49個の場合はかなり推定が悪くなり、25個では有効な解が得られないことが判明した。次に、データ数を7x7=49個としつつ、データの分布を当初与えた領域のうち、1)片隅に集中した場合、2)中央部すなわち断層面の直上に集中した場合、の2通りについてシミュレーションを行った。この結果、1)ではよい結果が得られないものの、2)ではほぼ与えた変位分布と同じ推定結果が得られた。

以上のシミュレーションを総合すると、

1) 切断次数 k の数はデータの誤差に依存し、データの相対誤差から客観的に推定が可能である、2) データ数及びその分布は係数 u^a に影響を与える、3) データ数が少なくても、

断層面近傍に密に分布していればよい推定が得られるがデータ分布が偏っていたり極端に少ないとよい推定は得られない、などが明らかになった。なお、パラメータの精度は断層面の幾何学的形状にも大きく依存することも確かめられた。

(c) 業務の成果

1) フィリピン海プレートの固着率分布

前節で開発した手法を用いた応用解析を行った。ここでとりあげたのは、西南日本の GPS 変位速度場データを用いて沈み込むフィリピン海プレートの固着率分布を推定する試みである。この解析は昨年度においても実施したが、今回、手法をより高度化したことと、データの扱いを変えたことなど、いくつかの改良点があるので紹介する。

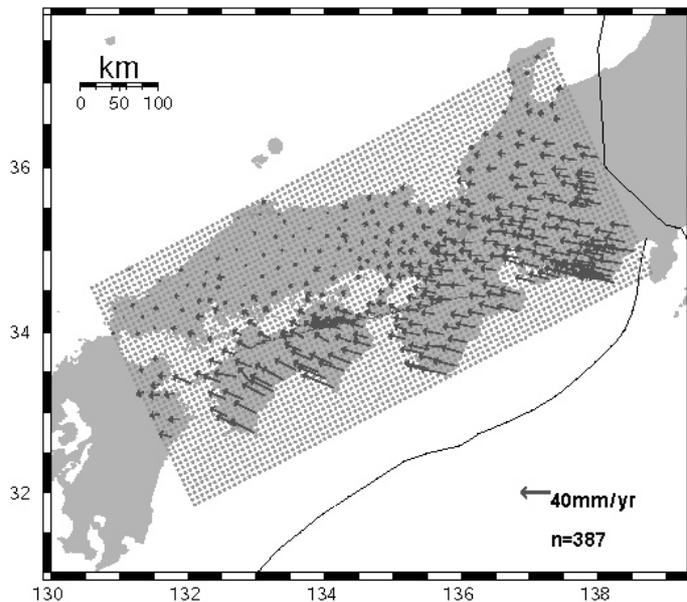


図 3：西南日本の GEONET による GPS 変位速度場。

図 3 は用いた GPS 変位速度場データで、1997 年～1999 年の 3 年間の GEONET データから求めたものである。また、図 4 は、推定したフィリピン海プレート面上のバックスリップ分布を示す。同図には同期間の気象庁震源 (M2 以上) 分布のうち、フィリピン海プレート内部に発生している地震を示す。同図からいくつかのことが見て取れる。まず、固着の大きな領域が東海、紀伊水道、および土佐湾西部の 3 箇所に見られるという点である。また、地震の分布を見ると、東側 2 箇所の高固着領域とよく調和しているものの、土佐湾西部の高固着領域にはむしろ地震が発生していないように見える。これらの相違は、沈み込むプレートの固着の長さの相違を示しているのかもしれない。潮位記録からよく知られているように (例えば、国土地理院, 2003³⁾)、室戸岬では遅くとも 1970 年代はじめ頃から沈降の傾向にあって、固着が進んでいたように見えるのに対し、四国西部では南海地震後長い間固着が見られず、土佐清水では 1990 年代半ば頃よりようやく沈降が始まっているように見える。もし、固着が永い間続くと、沈み込むプレート内部にはずり歪が蓄積し、地震が発生しやすい環境になることが考えられる。

この考え方は、しかしながら、より詳細な検討が必要と考えられる。

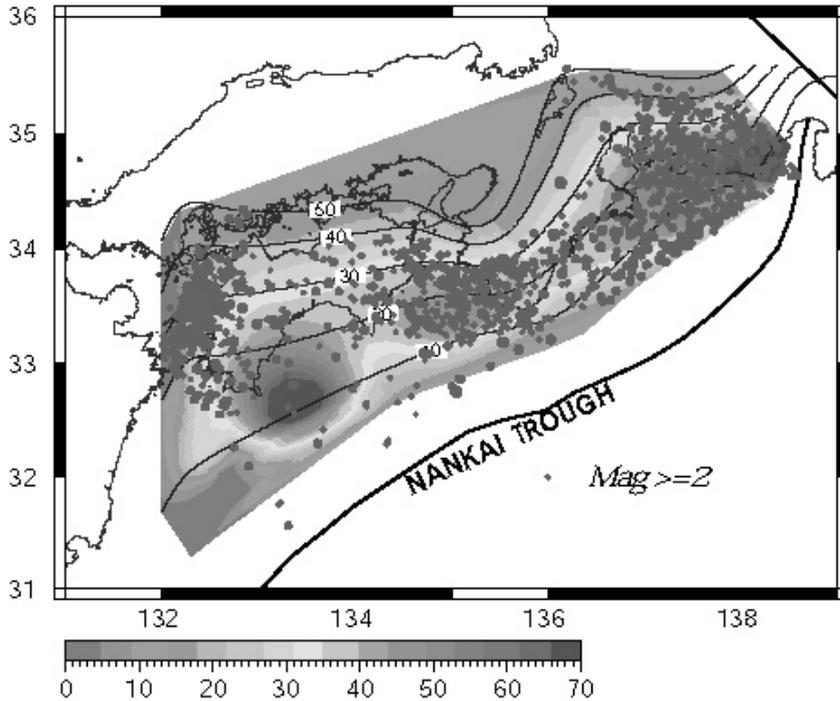


図4：推定された固着率分布．M2以上の地震の震源も示す．

2) 2000年鳥取県西部地震のすべり分布

次に、2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震（M7.3）のすべり分布の推定に本研究で開発した逆解析手法を適用した。図5は地震のメカニズムと余震分布および GEONET 観測網と水準路線を示す（鷲谷他，2002⁴⁾）。図6は用いた断層面と地表の領域（155km x 106km）である。断層モデルは Wu et al. (2000)⁵⁾によるものを用いた。地震時データは GEONET による測位解の地震前後の値を比較したものを用いた（鷲谷他，2002⁴⁾）。水準データも用いることとしたが、水準測量は地震後約1ヶ月にわたって行われていることから、GPS データもそれにあわせ、地震後1ヶ月の時点での値を地震直前のものと比較した。

図7はGPSと水準測量のデータを用いて行った逆解析から求められた断層面上のすべり分布（上）と観測値と計算値の比較（下）を示す。この図からわかるように、変位は浅い部分に集中しているという結果となった。この結果は、地震波の逆解析などによる結果とは調和的でない。また、この地震の際、地表には震源断層が現れなかったことから、本結果は必ずしも真に近い解を示しているとは思われない。なお、水準測量データを用いない同様の解析でも同じような結果となった。Yabuki and Matsu'ura (1992)¹⁾と同様の逆解析手法を用いた推定も行ってみたところ、いわゆる ABIC 規準による推定では合理的な解が得られなかった。

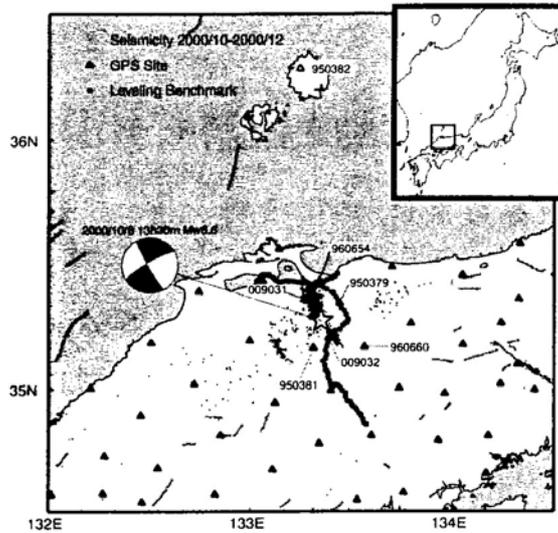


図5：2000年鳥取県西部地震のメカニズム，余震分布と GEONET水準点（鷲谷他，2002⁴⁾より）

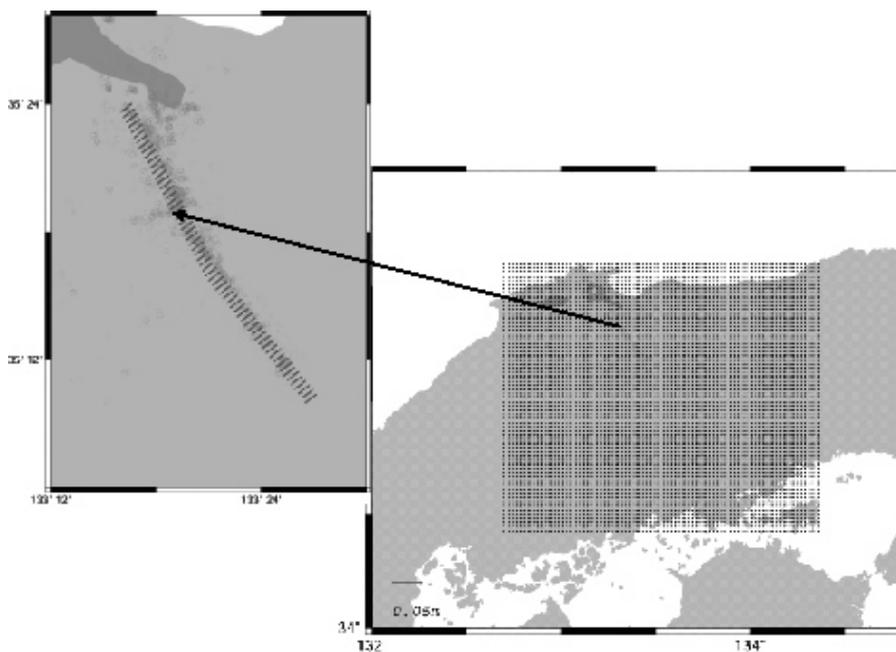


図6：鳥取県西部地震の断層形状（Wu et al., 2000⁵⁾）（左）と地表の領域（右）

このような結果になったのがなぜか、いくつか原因が考えられる。まず、第一にデータが十分でなかった可能性がある。図5からわかるように、有意な変位を示すGPS観測点は断層近傍の数点だけであり、また、水準データも断層のごく近傍に集中している。このことから、地表変位の応答関数を決めるための係数が精度良く求められなかったことが考えられる。Yabuki and Matsu'ura (1992)¹⁾による方法でも適切な解が求められなかったことも、データ数が不足していたためと思われる。データ数が不足すると合理的な解が得られないという点は前節のシミュレーションでも確認されている。内陸のM7クラスの地震に対して GEONET データを有効に用いるにはやはりまだ観測点密度が不足していると言わざるを得ない。

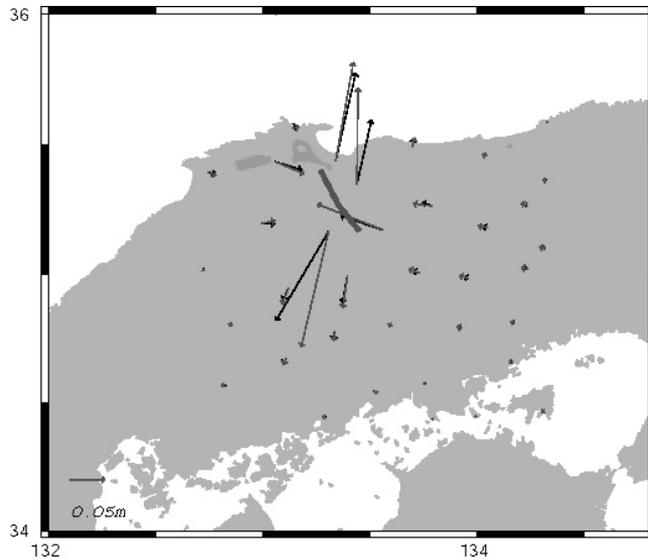
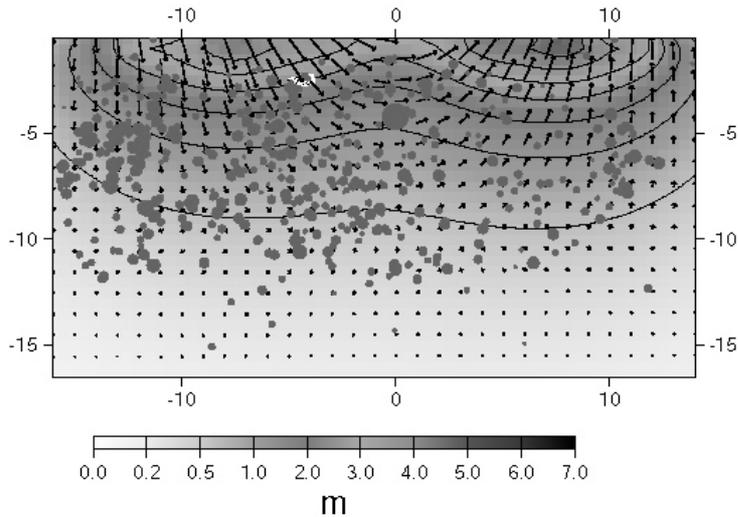


図7：GPSと水準データから推定された鳥取県西部地震の断層面上のすべり分布（上）とGPS観測点での観測値と計算値の比較（下）。

断層面の幾何形状にも問題がある可能性がある。鷲谷他（2002）⁴⁾では複数の複雑な配置をした断層面を与えており、余震分布を見ても特に断層の北西側で断層面が分岐して破壊が複雑に進行したことをものがたっている。本研究では Wu et al.（2000）⁵⁾による比較的単純な断層面を仮定して解析をおこなったが、前節のシミュレーションで見てきたように、幾何学形状の微小な変化も断層すべりの推定に影響を与える。従って、断層領域の取り方についても事前に極力正確な情報を得ておく必要がある。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は、グリーン関数のスペクトル分解を用いた測地データの逆解析の手法の展開とその応用について研究を実施した。西南日本の GEONET による GPS データを用いて、沈み込むフィリピン海プレートへのバックスリップ（固着領域）分布については比較的良好な結果が得られたものの、2000年鳥取県西部地震のすべり分布については必ずしも合理的な解は

得られなかった。

以上のことから、本研究による新しい逆解析の手法については、さらにシミュレーションを多数実施し、また応用例を増やしつつ、改良を図っていく必要がある。精度良い解を得るための重要な点は精度良い地表応答関数を求める点にあり、データの吟味と応答関数の求め方についてさらなる工夫が必要であると考えられる。

なお、本報告は Jin(2004)⁶⁾によって詳述されている。

(e) 引用文献

- 1) Yabuki, Y., and Matsu'ura, M. : Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, Geophys. J. Int., 109, 363-375, 1992
- 2) Hori, M. : Inversion analysis method using spectral decomposition of Green' s function, Geophys. J. Int., 147, 77-87, 2001.
- 3) 国土地理院, 全国の地殻変動, 地震予知連絡会報, 70, 465-497, 2003.
- 4) 鷲谷威, 西村卓也, 畑中雄樹, 福山英一, William L. Ellsworth : 2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, 地震 II, 54, 523-534, 2002
- 5) Wu, C. J., Ide, S. , Sakai, S. and Takeo, M. : Rupture process of the 2000 western Tottori earthquake, Seismol. Soc. Jap. 2000 Fall Meeting, T03, 2000
- 6) Jin, H. : Estimation of fault slip using a new inversion method based on spectral decomposition of Green' s function, Dissertation for Dr. Sci., Grad. Sch. of Sci., Univ. Tokyo, 86pp, 2004

(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 |
|-----|--|---------------------|---------|
| 金紅林 | Estimation of fault slip using a new inversion method based on spectral decomposition of Green' s function | 東京大学大学院理学系研究科, 博士論文 | 2004年3月 |

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 |
|-----|---|-------------------|--------------|
| 金紅林 | Estimate of Coupling along the Subducting Plate Boundary around the Japanese Islands based on a | IUGG 総会, IUGG, 札幌 | 平成 15 年 7 月日 |

| | | | |
|-----|---|--------------------------|-------------------|
| | New Inversion Method | | |
| 金紅林 | Examples of slip distribution estimated using the new inverse method based on spectral decomposition of Green' s function | 測地学会第 100 回講演会, 測地学会, 東京 | 平成 15 年 10 月 24 日 |

(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 16 年度業務計画案

西日本で実施されているキャンペーン GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島）を収集・整理、および再解析し、GEONET データに結合してデータセットを作成する。特に内陸活断層に関する調査結果を収集・整理し、ブロック・断層モデルの改良を図る。あわせて、不均質構造モデルにより変位場・歪場を計算し、フォーワード・モデルによる境界条件などのパラメータ・サーチ等予備的解析を行う。

四国東部、西部とも、平成 16 年度も継続して稠密 GPS 観測を実施する。平成 14 年から 15 年にかけて国土地理院連続観測点でアンテナ機種が交換され、それに伴う見かけの座標値変化が生じた。稠密 GPS 観測の解は国土地理院観測網と結合しており、座標値変化の影響を正確に把握する必要がある。とくに、観測回数の少ない四国西部でこの影響を大きく受けている。この作業を早急に行い、四国全体の統一的な稠密 GPS 速度場を算出する。上下速度も含め、より広域の速度場が得られた時点であらためてインバージョン解析を行う。

平成 15 年秋に四国西部でスロースリップイベントが発生し、積算して数 cm に及ぶ地表変動が観測された。現在の稠密 GPS 観測網はこれを想定していなかったため、影響を正確に把握できていない。今後は、必要ならば観測点増強を図る。

また、グリーン関数のスペクトル分解に基づく新インバージョン手法については、さらにシミュレーションを多数実施し、また応用例を増やしつつ、改良を図っていく。精度良い解を得るための重要な点は精度良い地表応答関数を求める点にありデータの吟味と応答関数の求め方についてさらなる改良を加えていく。