

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

3.7.1 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

橋本学（京都大学防災研究所 教授）
田部井隆雄（高知大学理学部 助教授）
大谷文夫（京都大学防災研究所 助手）
佐藤一敏（京都大学防災研究所）
加藤照之（東京大学地震研究所 教授）
金紅林（東京大学地震研究所）

(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カ年の年次実施計画

平成 14 年度 既存の GPS 観測データ（四国東部、山崎断層、紀伊半島）の収集・整理および予備的解析、新インバージョン手法の導入、不均質構造モデルの作成
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
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
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
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 14 年度業務目的

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 な解析を行う。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う。

(2)平成14年度成果

(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

田部井隆雄（高知大学理学部）

tabei@cc.kochi-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

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) 業務の実施方法

はじめに

断層の準静的モデルの諸パラメータ、すなわち断層固着領域の形状、すべり欠損等の推定およびこれらの変化の検出を目的として実施されている断層等の変動帯に直交する GPS 観測点のアレーを構成し、これの繰り返し GPS 観測の結果を紹介する。この観測法は GPS トラバース観測と呼ばれ、測線長に対して十分に長い変動帯の調査に適した手法である。さらに、これらのデータに対して断層上部が固着していると仮定する準静的なモデル化の結果を示す。

まず、田部井を中心とした GPS 大学連合の研究グループが 1998 年から実施している四国東部の中央構造線 GPS トラバース観測により得られた変位速度プロファイルとこれの断層モデルを示し、測地学的な手法の有効性を示す。

続いて、京都大学防災研究所地震予知研究センターが実施している山崎断層と紀伊半島ヒンジラインの GPS トラバース観測結果を示す。これらの観測も、変動帯をまたぐ測線を設け、これに沿って稠密に観測点を配置し、精密な変位のプロファイルを得る。さらにこれらの観測結果に対して、ディスロケーション・モデルを用いた暫定的な固着域の推定結果を示す。



図1 中央構造線 GPS トラバース観測で得られた四国東部のアムール・プレートに対する地殻水平速度。

これまでの研究

中央構造線は、日本最大の活断層であり、最近の地震調査委員会の長期評価でも和歌山のセグメントで最大5%の30年間長期発生確率が得られている(地震調査委員会, 2003)。しかしながら、この断層にターゲットを絞った測地測量としては、池田周辺で国土地理院と京都大学防災研究所により光波測量がされてきただけである。GEONETは四国東部の中央構造線に沿ってやや密に配置されているが、断層に近づきすぎており、断層深部の形状やすべり欠損を推定するためには不適當である。このため、GPS 大学連合の研究者グループは、変位速度場の勾配を明らかにし、深部形状やすべり欠損を推定することを目的に、この断層に直交する測線上に密に観測点を配置するトラバース観測を1998年に開始した。

山崎断層は近畿地方でも有数の活断層で、868年の播磨の地震(M7.0)の震源と考えられている。1970年代の山崎断層テストフィールド・プロジェクトにより、微小地震観測や地殻変動連続観測、光波測量などの稠密観測が実施されてきた。安藤ら(1984)はトレンチ調査を実施した結果、安富断層の平均変位速度を0.3mm/yrと推定した。一方、大村ら(1989)は同じ安富断層の脊に光波測量網を設け、繰返し測量してきたが、その地形のために広域の観測網を設けることが出来ず、断層近傍のごくローカルな変動を捉えるに留まっている。しかし、この断層では1000年以上も大きな地震を発生していないことから、この断層が固着していて、広域の変動により歪が蓄積されつつあると考えるのが妥当である。しかし、GPS出現以前は広域の変動を検出する手段は、光波測量に限られており、これは国土地理院の精密測地網測量に頼るしかなかった。しかし、GPSの登場により、簡便に広域の測量を実施することが可能となり、活断層の運動の解明への期待が高まった。そこで、1995年に田中らは、山崎断層の運動と深部構造を探るため、兵庫県安富町付近で山崎断層を横切る7観測点(1点は1996年から)からなる測線を設け、観測を開始した。

昭和の南海地震が発生して約50年が経過し、次の南海地震の発生が新たな問題として浮かび上がってきた。2001年9月には政府の地震調査委員会が、今後30年間に発生する確率を40%程度と評価した(地震調査委員会, 2001)。京都大学防災研究所では、次の南海地震の震源断層の状態を調べることを目的として、紀伊半島のヒンジラインをまたぐ2本のGPSトラバースを2000年に設け、観測を開始した。

解析方法およびデータ

GPS 連続観測データとキャンペーン観測データを同時に解析することにより得られた平均的な速度場に対して、ディスロケーション・モデルを用いて、断層パラメータ（傾斜、幅、すべり欠損速度等）の推定を行った。

中央構造線の観測は、室戸岬から中央構造線を横断し瀬戸大橋を経て中国山地へ伸びる約 220km の測線上において、国土地理院 GPS 連続観測網を補間する形で GPS 稠密観測を繰り返し実施するものである。各観測点の座標値の時間変化より、変動速度を精密決定する。西南日本の地殻変動場においては、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う弾性圧縮変形が支配的である。中央構造線に起因する変動を抽出するため、プレート沈み込みの影響を分離除去する。残差変動場を用い、中央構造線断層面の深部形状、上部固着領域の及び深さ、深部での定常すべり速度等を推定する。プレート沈み込みの影響（最大で約 50mm/yr の水平変動速度）に対し、内陸活断層に起因する変動場の擾乱はそれより 1 桁小さいと予想される。したがって、本研究に求められる条件は、(1)稠密な地殻変動速度の精密決定、(2)プレート沈み込みの影響の正確な評価、(3)プレート沈み込み境界から内陸へ至るひずみ配分様式の解明、の 3 点である。

山崎断層 GPS トラバース観測は、山崎断層安富付近を中心に南北それぞれ 10km 程度の測線について配置された観測点の繰り返し観測である。ここでは、観測点が直線的に分布しているため、二次元モデルにより傾斜と固着領域の推定を行った。

紀伊半島ヒンジライン GPS トラバース観測は、1946 年南海地震時の隆起・沈降の境界であるヒンジラインをまたぐ 2 本の測線に GEONET 観測網を補間するように配置した観測点での繰り返し観測である。東側の測線は熊野川に平行になるように紀伊勝浦町から十津川村まで 4 ヶ所配置し、西側の測線は紀伊半島西岸に沿って日置川町から印南町まで 5 ヶ所配置している。GEONET 観測点も含め、観測点の平均間隔は 10km 程度となる。この観測については、面的に分布したデータが得られており、また観測網近傍に活断層も認められていないため、プレート境界面上に複数の断層面を仮定して、インバージョンを試みた。

(c) 業務の成果

解析結果と考察

測地測量から得られる平均的な速度場は、断層固着域からの距離、固着の空間的不均質などの情報を与えるものと考えられ、ディスロケーション・モデルによりモデル化を行い、固着状態を推定する。

1998 年より実施されている「中央構造線トラバース稠密 GPS 観測」データを利用し、臨時観測点 23 点に加え、周辺の国土地理院連続観測点 42 点の地殻水平変動速度を算出した（図 1）。この結果は、南海トラフでの強いプレート間カップリングに伴う、上盤側プレート先端部の短縮変形を示す。トラフの位置と形状（Sagiya and Thatcher, 1999）、プレート間相対速度（Miyazaki and Heki, 2001）、深さに依存したプレート間カップリング（Hyndman et al., 1995）を与えてプレート沈み込みに伴う弾性変形を評価すると、図 1 の観測結果はモデルによってうまく再現される。

観測値からモデル計算結果を除去した残差変動場（図 2 (a)(b) 黒矢印）は、内陸活断層に起因する変動場の擾乱を表すと考えられる。その特徴は、中央構造線をはさんで南側ブロックが北側に相対的に西南西方向へ約 5mm/yr の速度で運動していること、中央構造線の北側 20~30km にブロック運動の急変帯が存在すること、の 2 点である。最近の反射法地震探査から得られた断層深部構造を参考にし、中央構造線断層面が北側へ傾斜し、上部層が固着、それより深部で定常的右横すべりが起きている、というモ

デルを仮定する(図3)。得られた最適モデルは、断層面傾斜角 35 度、上部固着層の深さ 15km、深部のすべり速度 5mm/yr を与える。このモデルから期待される地表変動は、観測された残差変動場を良く説明する(図2(a)(c)白抜矢印および図4)。構造は反射法地震探査結果に、すべり速度は地形・地質学的推定結果に整合する。

成果を Earth, Planets and Space 誌 (Tabei, et al., Vol.54, No.11, p1065-1070) に発表した。

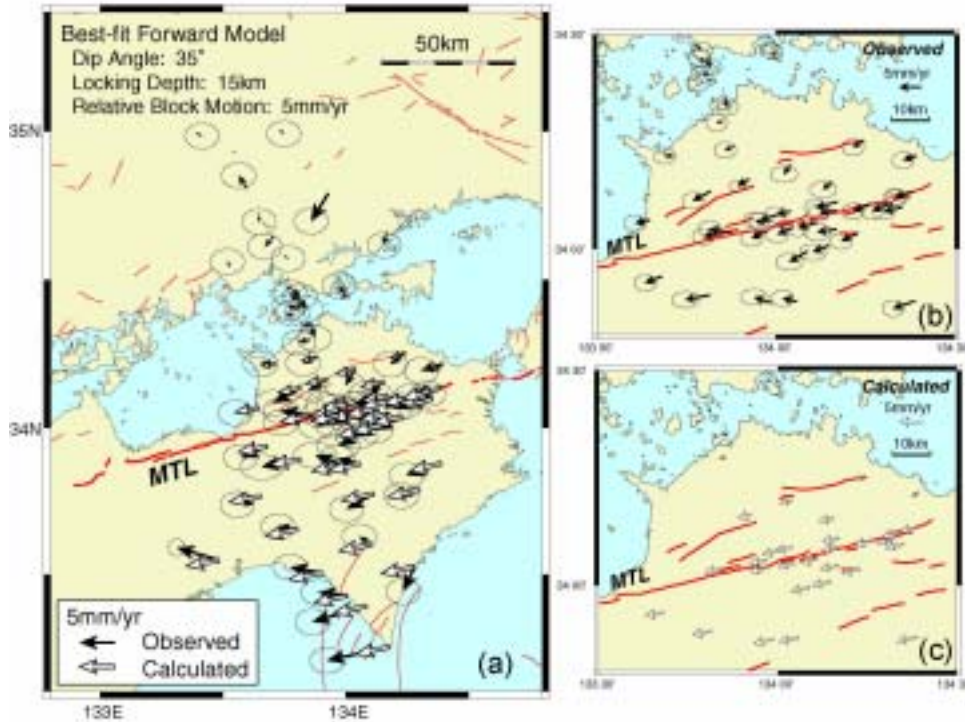


図2 プレート沈み込みの影響を除去した残差変動場(黒矢印)と中央構造線の最適モデルからの計算値(白抜矢印)。

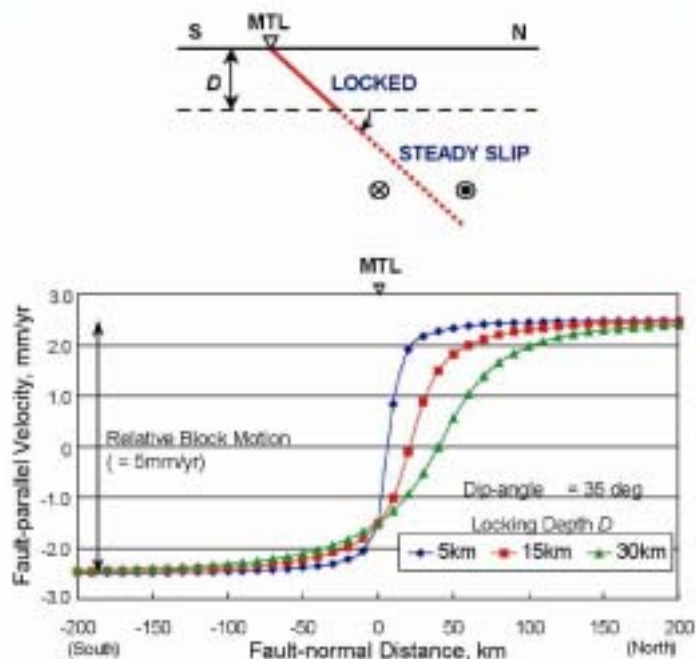


図3 傾斜断層の深部すべりに伴う地表変動のモデル計算．傾斜角が同一でも，上部固着域の厚さにより変動パターンが変わる．

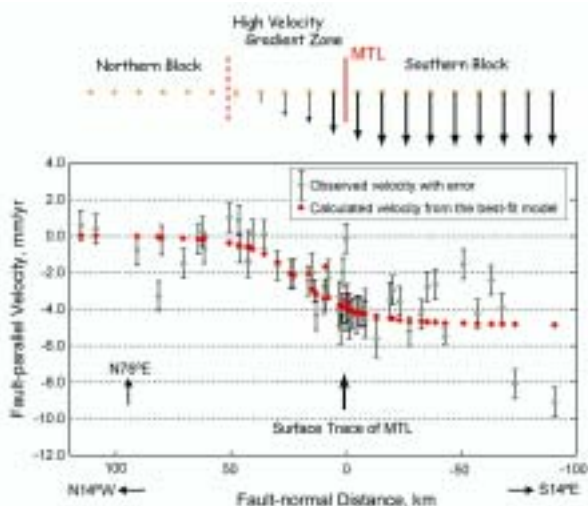


図4 中央構造線の走向に平行な速度成分の観測値と最適モデルからの計算値．モデルパラメータの値は図2 (a)中に示してある．

山崎断層周辺の速度場を図5に示す。断層の北側の観測点が南側に比べやや大きい断層に平行な速度を持っている。観測点が直線的な分布をしていることと、速度が小さいため、三次元モデルによるフィッティングは困難と考え、二次元断層モデルによるフォワード計算を行い、速度場の大体の傾向を再現する条件を探った。具体的には、断層の傾斜を $15^\circ \sim 90^\circ$ まで 15° 刻み、固着領域の深さを $0 \sim 30\text{km}$ まで 5km 刻みで、それぞれ変えた場合の単位すべりに対する断層平行成分を計算し、観測データと比較した。なお、モデル断層延長部と地表との交点は、地表の断層トレースに合うようにしてある。図は、傾斜 45° の場合の速度分布である。すべり量は 1cm/yr を仮定した。断層上端が 15km 程度のモデルが観測データに近い分布を示しており、この断層についても地表から深さ 15km まで固着している可能性を示唆している。しかし、山崎断層については、変位速度が小さく、かつこれに対する誤差が大きいことから、決定的な議論は控えたい。特に、GPS 解析ソフトウェアや観測点の位相特性の変更などにより、異なる結果が得られているので (Sato et al., 2002) 今後座標計算から再検討を行うことにしている。

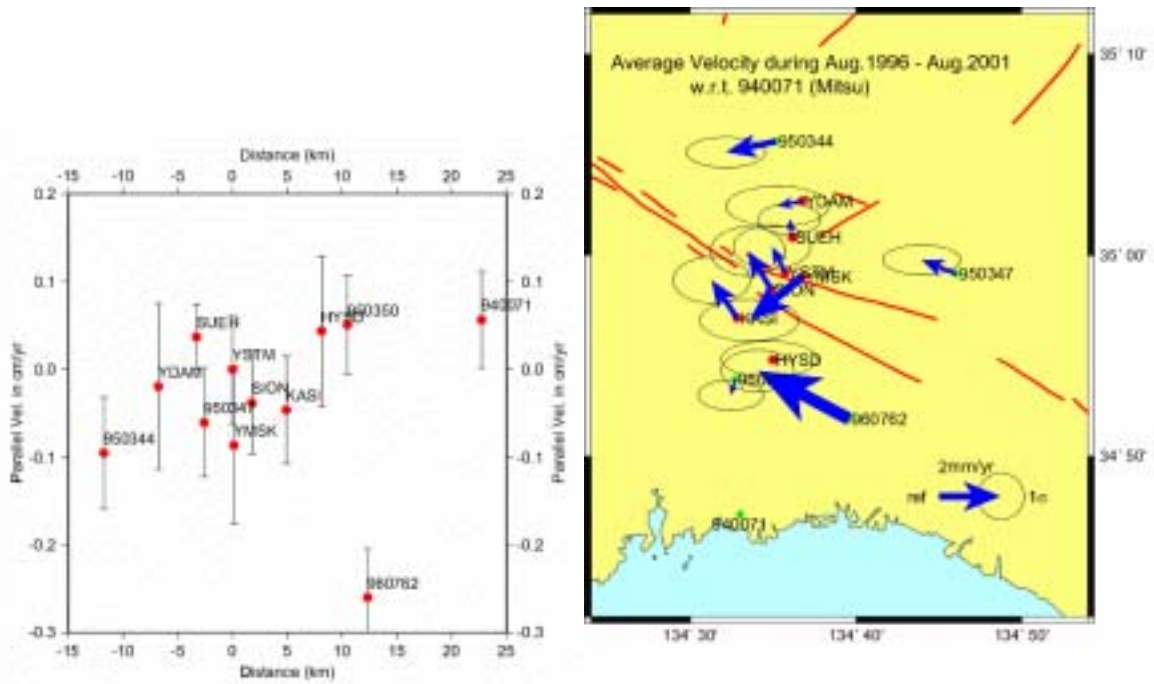


図5 (左)断層走向方向の速度成分を断層に直交する距離に対する分布。図の左側が北を表す。(右)GEONET 御津(940071)に相対的な1996年~2001年の平均速度場。

Velocity parallel to the fault: Dip 45

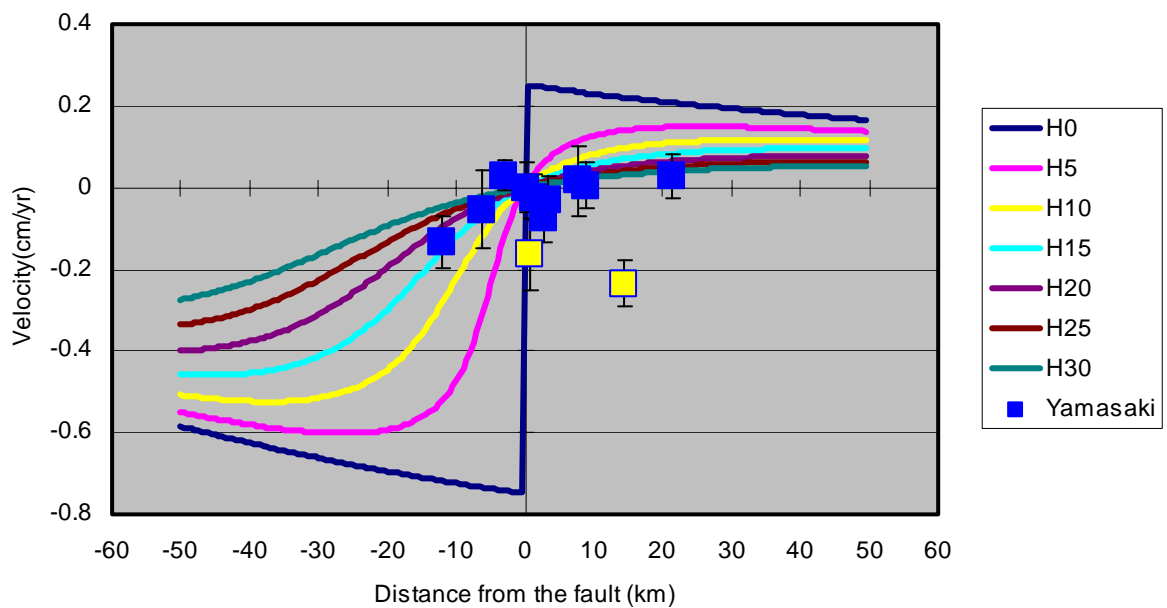


図6 山崎断層 GPS トラバース観測点の速度場に対する二次元断層モデルの当てはめ、傾斜45°の断層の上端を0~30kmの範囲を5km刻みで変化させた場合のすべり1cm/yrに対する変位。なお、モデル断層延長部と地表との交点は、地表の断層トレースに合うようにしてある。

図7~8に紀伊半島ヒンジライントラバース観測で得られた2001~2002年の1年間の変位場を示す。ほとんどの観測点が、アムール・プレートに対して西北西に移動している。南部の GEONET すさみ 2 (950377) が最大で 4.5cm、北部の京大十津川 (TTK2) が最小で 3.1cm 変位した。全体の変位勾配を示すのが図8である。ほぼ直線的に北に向かって小さくなっている。また、全体的に東側測線の方が西側よりやや小さい変位を示している。

紀伊半島については、暫定的な解析として Ando (1975) の断層モデルのうち、紀伊半島にかかる B と C の断層を用いて、フィッティングを試みた (図9)。Ando(1975)のモデルを仮定し、最小二乗法ですべり欠損を推定した。この場合、C で 10.6cm と B で 8.0cm の正断層すべり、C で 7.8cm と B で 9.8cm の左横ずれ、ネットで 13.2cm と 12.6cm のすべり欠損が推定される (図9左)。このすべり欠損はフィリピン海プレートの相対運動に比べて、2 倍近く大きい。しかも、紀伊半島中部の変位ベクトルを十分再現できない。そこで、断層の下端を 10km ずつ延ばして同じフィッティングを行った。図9右は、幅を B,C ともに 150km に延ばした場合の結果である。すべり欠損は、正断層成分 C で 5.4cm と B で 6.5cm、左横ずれ成分は C で 3.6cm と B で 6.6cm、ネットでは C で 6.5cm と B で 9.3cm と推定され、断層下端をこれくらいに延ばしてやっとプレート運動速度に近づく。紀伊半島中部の変位もかなり良く説明できる。しかし、傾斜から考えて延長部の深さは 30km を超えるので、プレート間カップリングが十分に存在しうるかどうかが疑問である。Miyazaki and Heki (2001) は、中部日本における東北日本と西南日本の衝突の影響が近畿地方南部の GPS 速度場に現れているとしている。この考えの是非はともかく、今回観測された変位場はプレート境界面のカップリングのみでは説明できない要素が含まれている。もちろん、フィッティングに用いた断層モデルは最も単純なものであるため、今後プレート境界面の形状などを考慮したモデルにより検討する必要がある。

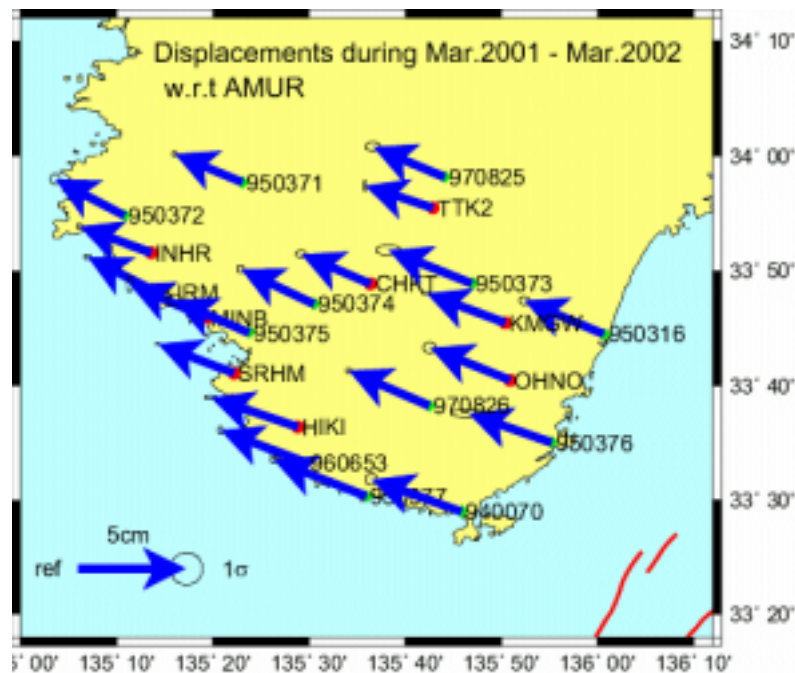


図7 Heki et al.(1999)の Euler ベクトルを使って変換した変位ベクトル。紀伊半島ヒンジライン・トラバース観測点 (GEONET 点を含む) のアムール・プレートに相対的な運動。

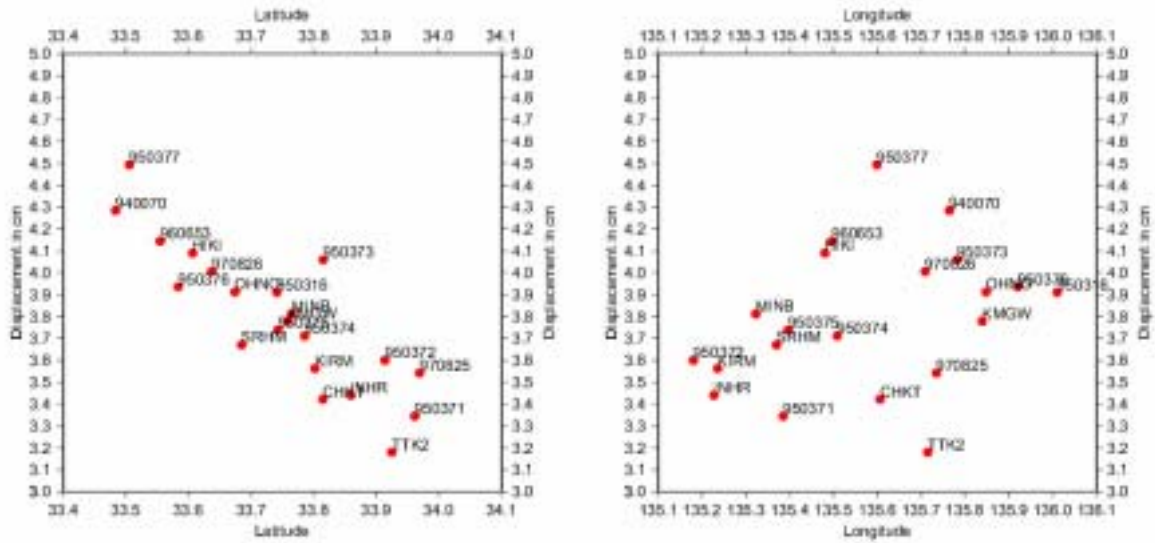


図8 紀伊半島ヒンジライン・トラバース観測点（GEONET 点を含む）の変位のアムール・プレートとフィリピン海プレートの相対運動に平行な成分の緯度方向の分布（左）、経度方向の分布（右）

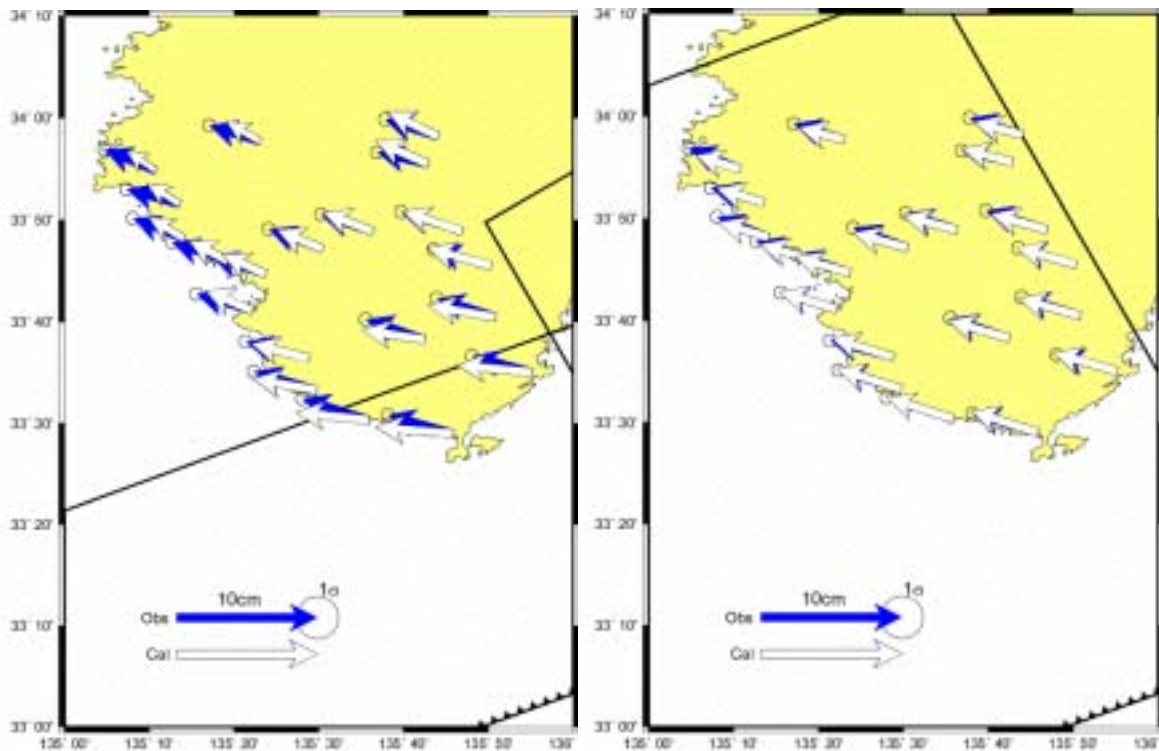


図9 （左）Ando(1975)の断層モデルのB,Cを用いた変位のフィッティング。矩形が断層を、 を付した直線は断層の上端を示す。紀伊半島中部の変位が十分説明できない。（右）Ando(1975)のB,Cを幅150kmとした場合のフィッティング結果。この程度まで延ばして、紀伊半島中部の変位が再現できるようになる。

(d) 結論

稠密 GPS 観測から求めた地殻水平変動速度を用い、プレート沈み込みの影響を分離除去し、中央構造

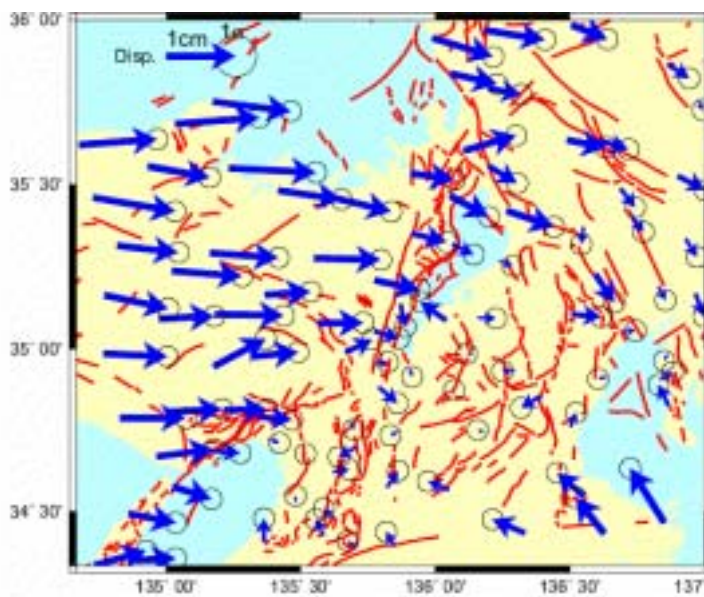
線断層面の深部形状と固着・すべり分布を推定した。地形・地質学的観察から推定された長期の平均すべり速度および最近の反射法地震探査から得られた断層深部構造などと調和する結果が導き出され、断層の深部形状とすべり様式を測地学的に推定する新たな研究スタイルを提示できたと考える。

今後は上下変動速度の決定精度向上を目指し、水平変動、上下変動を統一的に説明する地殻変動モデルの構築を目指す。また、別途予算により同様の観測を四国西部でも実施し、変動パターンの空間変化をより詳細に明らかにする。

続いて、京大防災研が山崎断層と紀伊半島ヒンジラインにおいて実施している GPS トラバース観測の暫定結果を紹介した。山崎断層では7年にわたる観測にもかかわらず、モデル構築に至るまでの大きな変動は検出されていない。この断層の平均変位速度が小さいことと調和する。また、断層の地表トレース付近に速度場のギャップも認められず、この断層が地下浅部においては固着していることを示している。一方、紀伊半島ヒンジラン付近では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う変位が1年の間隔をおいた2回の観測で検出された。しかし、紀伊半島中部の変位は、地震時の変位場に適用された均一変位の断層モデルでは十分説明できず、これを深部に延長する必要があるが生じた。しかし、熱的な考察では深部延長に十分な強度を考えることが出来ないため、プレート間カップリングとは異なる要因の存在を示している。

(e)平成 15 年度以降の課題

本研究の目標は、京阪神地域の活断層の準静的パラメータの推定にある。京阪神地域は歪集中帯南部



に位置し、その速度場は GEONET の観測結果に見られるように、大きな勾配を持っていることが明らかである。平成 15 年度以降、京大防災研が実施している花折断層稠密 GPS 観測の結果も合わせて、これらの活断層の準静的パラメータを推定していく。また、地殻及び上部マントル構造の媒質不均質の影響も含めた準静的断層パラメータの推定のためのモデル試作も行っており、平成 15 年度以降、これを用いた計算も実施する (図 11)。

図 10 京阪神地方の GEONET 観測局の 2001 年 3 月～2002 年 3 月間の変位。大阪を不動として、作図。

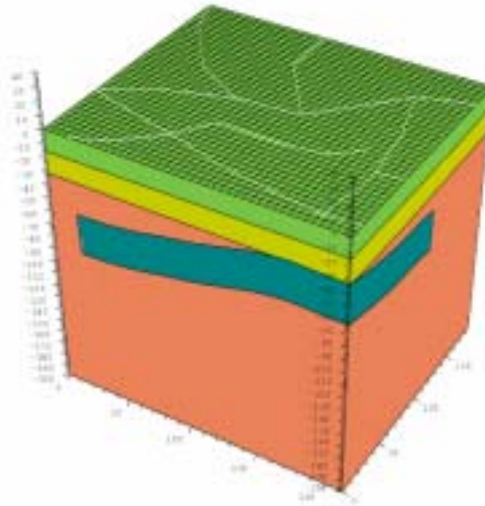


図 11 近畿地方のプレート形状や活断層分布を取り入れた三次元有限要素モデル（試作）

(e) 引用文献

- 1) Ando, M.: Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquake along the Nankai trough, Jpana, *Tectonophysics*, 27, 119-140, 1975.
- 2) 地震調査委員会: 南海トラフの長期評価について, 平成 13 年 9 月 27 日発表, 2001.
- 3) 地震調査委員会: 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁 - 伊予灘) の長期評価について, 平成 15 年 2 月 12 日発表, 2003.
- 4) Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivashenko, and K. An: The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 104, 29147-29155, 1999.
- 5) Hyndman, R., K. Wang, and M. Yamano: Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, 100, 15, 373-15, 392, 1995.
- 6) Miyazaki, S., and K. Heki: Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106, 4305-4326, 2001.
- 7) 大村誠, 藤森邦夫, 田中豊, 大塚成昭: ジオメンスー CR204 による光波測量 - 山崎断層安富春基線網, 測地学会誌, 35, 307-317, 1989.
- 8) Sato, K., M. Hashimoto, F. Ohya, and Y. Hoso: Time-varying deformation observed by a GPS traverse campaign across the Yamasaki fault, SW Japan, Presented in AGU Fall Meeting, G71A-0953, 2002.
- 9) 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.
- 10) Tabei, T., M. Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, F. Kimata, T. Matsushima, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hoso, F. Ohya, 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

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 論文発表

発表者	題名	発表先	発表年月日
Tabei, T., M. Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, F. Kimata, T. Matsushima, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hoso, F. Ohya, and T. Kato	Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field	Earth, Planets and Space, Vol.54, No.11, p1065-1070.	2002年11月
田部井隆雄	西南日本横断地殻変動プロファイリング	月刊地球, Vol.25, No.1, p19-23.	2003年1月

2) 口頭発表, その他

著者	題名	発表先, 主催, 発表場所	発表年月日
Tabei, T., Y. Ohta, M. Hashimoto, and S. Miyazaki	Three-dimensional Crustal Velocity Field of the Nankai Forearc, Southwest Japan: Oblique Subduction and Forearc Slip	American Geophysical Union 2003 Fall Meeting, Moscone Convention Center, San Francisco, USA	2002年12月8日
Sato, K., M. Hashimoto, F. Ohya, and Y. Hoso	Time-varying deformation observed by a GPS traverse campaign across the Yamasaki fault, SW Japan	American Geophysical Union 2003 Fall Meeting, Moscone Convention Center, San Francisco, USA	2002年12月8日
田部井隆雄	西南日本横断地殻変動プロファイリング	平成14年度京都大学防災研究所研究集会 「地殻変動, 地球ダイナミクスの研究とモデル計算の最近の成果, 今後の課題」	2002年12月20日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定
なし

(2-2) 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

本研究では新しい測地データ逆解析の手法を開発し、内陸地震の断層メカニズムやプレート間固着の分布を明らかにすることを目的としている。本年は、まず手法の開発を行い、実データに適用して計算プログラムの評価と検証を行った。逆解析の手法としてはこれまで用いられていたものと異なり Hori (2001)によるグリーン関数のスペクトル分解に基づく方法を導入した。この手法にもとづく計算プログラムを開発し、西南日本のGPSデータに適用してフィリピン海プレートの固着分布を求めた。その結果、モードとして、5以上は使用できないことがわかった。1~4の固有モードの重ねあわせによる応答関数はデータを比較的よく近似するとともに、推定されたプレート間固着分布も他の手法による推定結果と比較的よく整合することがわかった。まだいくつかの改善点はあるものの、以上のことから、本年度に開発された計算プログラムを今後さまざまな応用に適用することができることがわかった。

(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)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) 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した。

解析方法

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、

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

Yabuki and Matsu'ura (1992) では、この積分を離散化してインバージョンを定式化したのであるが、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^{α} は固有値。このようにすることで、データ領域とソース領域を分離することができ、データノイズを考慮することが可能である。具体的には λ^{α} を大きい順に並べ、固有モードを相対誤差の大きさによって切断することになる；

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

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；

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

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、

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

詳しくは Hori (2001) を参照されたい。

データ

われわれは前節の理論をもとに計算プログラムを開発した。これを用いて、手始めに西南日本の GPS 観測から沈み込むプレート境界でのバックスリップを推定した。用いたデータは 1996-2000 の 4 年間の GPS 時系列データから推定した 3 次元速度場である。GPS データは上下成分の雑音が特に大きいので、相互相関の手法を用いて誤差の低減を行ったデータを用いた（金他，2001）。用いた観測点数は 420 点である。図 1 に解析に用いた変位速度ベクトルを示す。プレート収束の影響が比較的小さいと考えられる北九州の一点を固定してある。図中の点で示したのは解析に用いたデータ領域の格子点である。総数は 2277 点である。図 2 はソース領域すなわち沈み込むプレート境界上の格子点を地表に投影したものである。総数 396 点である。この格子点での変位を今回開発した手法で推定した。

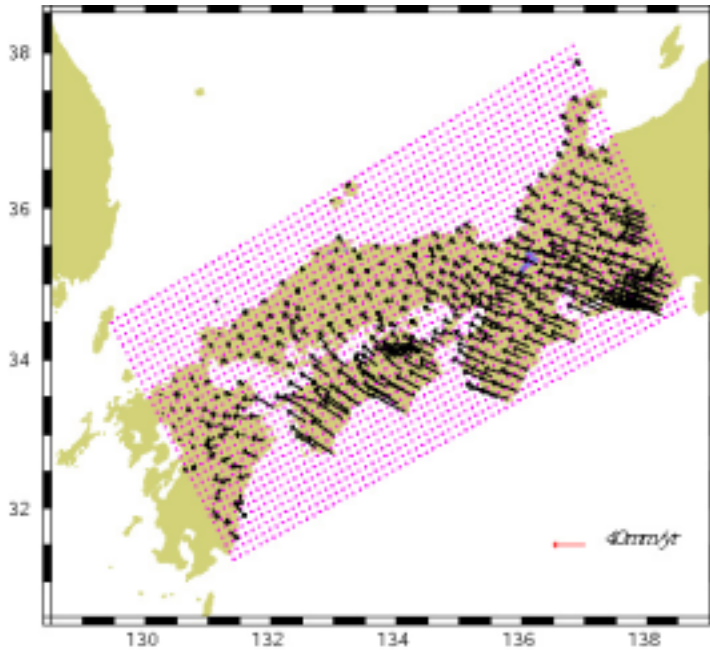


図1：GPS 変位速度場（1996-1999）とデータ領域の格子点。

(c) 業務の成果
解析結果と考察

図2にソース領域でのグリーン関数のスペクトル分解に基づく $k=1$ から $k=4$ までの各モードの関数を示す。また、同様に図3はデータ領域（地表）での応答関数を示す。当然のことながら k の次数のより高いものでも同様に計算可能であるが、 $k=5$ 以上ではバックスリップの推定がうまくいかず不安定を生じるため、結果として採用することができないことがわかった。すなわち、現在のGPSデータを用いる限り、 $k=5$ より大きな（すなわちそれより詳細な）変位

分布は議論できない、ということがわかった。以後、 $k=4$ として解析を行った。

図4は $k=1$ から $k=4$ までのモードを合成した応答関数である。図5はGPSの観測点での応答関数とGPS変位速度データを比較したものである。第一次近似としてはよくあっていると言ってよいであろう。図6は推定されたソース領域でのバックスリップ分布である。各格子点における速度をベクトルとコンターで示してある。固着領域は四国東部沖で大きく四国西部や紀伊半島沖では小さくなっている。この結果はこの地域の Yabuki and Matsuura (1992) の方法に基づくバックスリップインバージョンの結果と大変よく整合している。

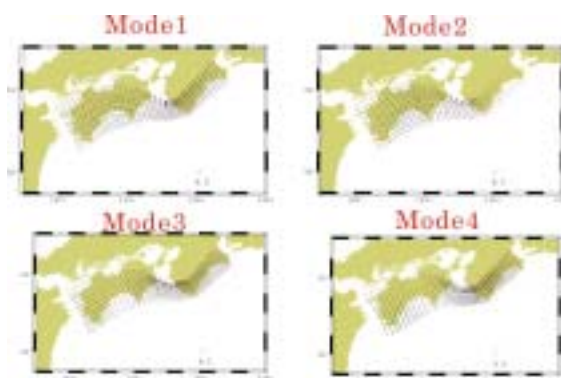


図2：モード1-4のソース関数

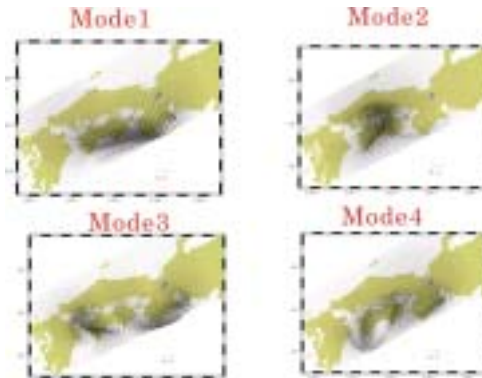


図3：モード1-4の応答関数

以上のことから、Hori(2001)に基づくソフトウェアが問題なく動くことが確かめられ、その結果についても比較的良いであることが確かめられた。しかしながら、結果には問題がないわけではない。バックスリップ量はその最大値が 80mm/yr 程度とこの付近のプレート収束速度（ $\sim 6\text{cm/yr}$ ）よりかなり大きい結果となっている。このように大きくなる理由はいくつか考えられる。まず、本研究では、簡単のために速度ベクトルを北九州の1点で固定している。そのためこの点が速度を持っているとすると、その影響が全体に及ぶことになる。北九州はアムールプレート上にあると考えられているから（たとえば

Heki and Miyazaki, 2001) 中国地方の速度ベクトルは小さくおさえられているが、一方、こうすることでいわゆる神戸 新潟の歪集中帯の影響が大きくなることになる。近畿付近の変位速度ベクトル場をすべてプレート固着に起因すると考えるのはよくないと考えられる。もうひとつの誤差原因としてはデータ領域とソース領域が離れていることが考えられる。ディスロケーションソースがデータ領域の直下にある、ソース領域を取り囲むようになっていけばスリップ分布の推定は比較的高精度に行えると考えられるが、本研究のように日本列島の東から沈み込むプレートの固着を推定しようとする、どうしても推定が難しくなる。特に、GPS のように水平成分に大きな重みをつけてインバージョンされるような場合にはその傾向が著しい(たとえば、Sagiya, 1999)。本研究では上下変動のデータを相互相関処理によって雑音を低減していることから、その影響は比較的小さいと考えられるが、定量的に確かめられてはいない。

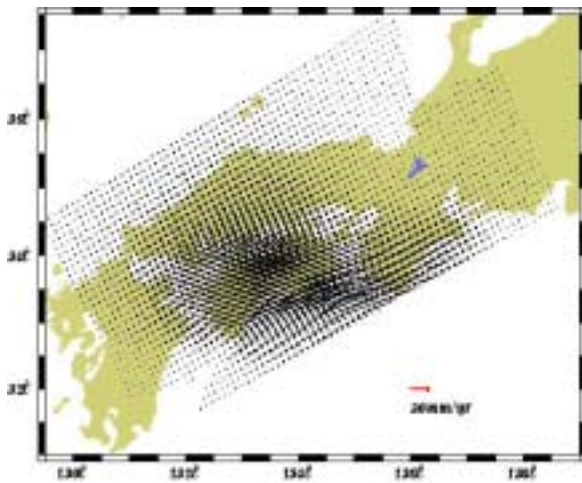


図4:1-4 のモードを重ね合わせた応答関数

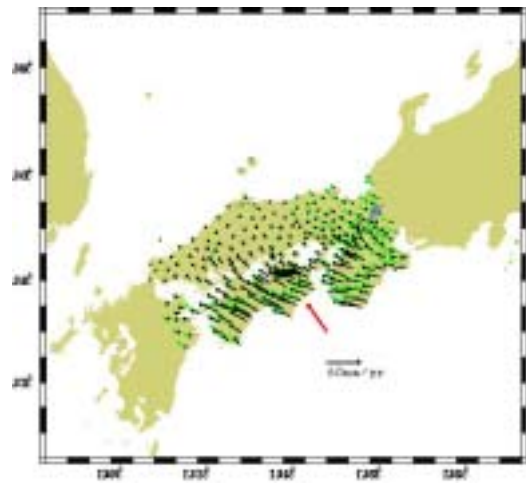


図5:観測ベクトル(黒)と計算値(緑)

(d) 結論ならびに今後の課題

本研究では、Hori (2001)の理論に従い、グリーン関数のスペクトル分解を用いる方法でディスロケーションの逆解析プログラムを開発した。この手法を用いることによりデータの雑音を厳密に評価することができるため、信頼度の高い測地データの逆解析が可能になる。ここでは、このための第一歩として、開発した計算プログラムの有効性を確かめるため、西南日本の GPS データを用いた逆解析を行った。その結果、5 次以降のモードを使えることができず、1~4 次までの応答関数までしか用いることができない、ということがわかった。

しかしながら、データの扱いや解析手法にはまだ改善の余地が多く残されている。まず、データにつ

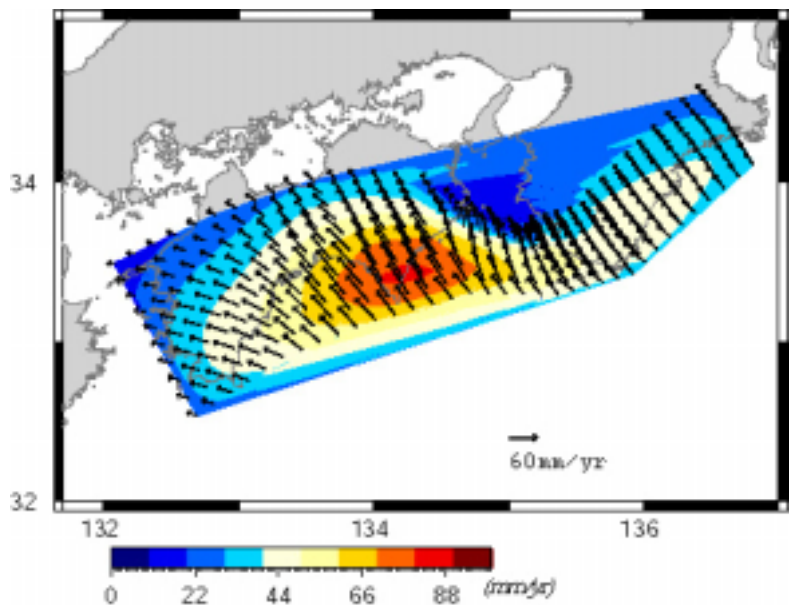


図6:推定したプレート境界面のバックスリップ分布

いては固定点をより遠くにとり、真にフィリピン海プレートに相対的な変位ベクトル場を用いることが重要である。また、例えば西南日本を例にとれば、神戸 新潟の歪集中帯などの内陸の変位場の影響が入ってくる恐れがあるので、例えばそのような比較的大規模な内陸活動についても別途ソース領域を入れるなどの検討をする必要がある。また、本研究で用いたソース領域は深さ 20 - 40km の領域であり、少し狭すぎる可能性がある。例えば深さ 10-50km というように比較的広いソース領域を設定する必要があるだろう。

こうした、いくつかの改善点を考慮することにより、より高次のモードの応答関数まで用いたより精度・信頼度の高いバックスリップを求めることがこの地域の課題である。

なお、また、本研究ではいきなり西南日本全体というような広い領域をとりあげたが、もう少し基本的な作業として、例えば鳥取県西部地震のような地震時の変位場がよくわかっている領域に本手法を適用して、基本的な特性やプログラムの適否を明らかにする必要があると考えられる。

(e) 引用文献

- 1) Heki, K., and S. Miyazaki: Plate convergence and long-term crustal deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313-2316, 2001.
- 2) Hori, M.: Inverse analysis method using spectral decomposition of Green ' s function, *Geophys. J. Int.*, **147**, 77-87, 2001.
- 3) 金紅林, 加藤照之, 宮崎真一: GPS 相関処理に基づく日本列島の上下変動, 日本測地学会第 96 回講演会要旨, 37-38, 2001 .
- 4) Sagiya, T.: Interplate coupling in the Tokai district, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318, 1999.
- 5) Yabuki, T., and M. Matsu ' ura: Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375, 1992.

(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
	なし		

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	Inversion of GPS data using spectral decomposition of a Green function	International Symposium on Geodesy in Kanazawa 98 th Meeting of the Geodetic Society of Japan, the Geodetic Society of Japan, Kanazawa, Japan	平成 14 年 10 月 28 日

金紅林	Inversion of GPS data using spectral decomposition of Green function	AGU Fall Meeting, AGU, San Francisco	平成 14 年 12 月 10 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 15 年度業務計画案

四国東部中央構造線 GPS データについては、上下速度成分の高精度化とこれを用いたインバージョンを行う。近畿地方については、花折断層のキャンペーン観測結果と国土地理院 GEONET データをあわせ、京阪神地域の地殻水平速度場のまとめを行い、活断層とブロックの運動を推定するインバージョンを実施する。また、不均質構造モデルを用いた予備的な解析も行う。

Green 関数スペクトル分解を用いたインバージョン手法の高度化を行い、上述のデータ等に適用し、インバージョン解析を行う。