

論文内容の要旨

論文題目：GPS Data Inversion to Estimate 3-D Elastic/Inelastic Strain Fields in Island-Arc Crust

(GPS データの逆解析による島弧地殻の3次元弾性－非弾性歪み場の推定)

氏 名 野田 朱美

日本列島の地殻構造は、長期に亘る非弾性変形の累積によって形作られてきた。その根本原因がプレート収束運動にあることは疑いない。しかし、プレート収束運動が作り出す弾性変形がどのようなメカニズムで非弾性変形に変換され、累積していくのかは、不明であった。本研究では、先ず、モーメントテンソルの概念に基づく弾性歪みと非弾性歪みに関する理論的考察から総歪み量保存則を導き、島弧地殻の変形をプレート間の力学的相互作用によって作り出された弾性歪みが非弾性歪みに変換され、局所的に累積する過程として捉える新しい見方を提示した。次に、島弧地殻を多数の弱面を含む弾性体と考え、その変形の原因をモーメントテンソルで表現し、従来の幾何学的歪み解析では不可能とされてきた3次元弾性／非弾性歪み場の推定を可能とする物理的歪み解析の理論を確立した。最後に、この理論に基づき、GPS データからモーメントテンソルを介して3次元弾性／非弾性歪み場を推定する逆解析手法を定式化し、模擬データを用いたテスト解析と実観測データへの適用を通じて、その有効性を検証した。

島弧地殻の変形に関する理論的考察

GPS で観測される日本列島の地殻歪みには、プレート境界での力学的相互作用に起因する弾性歪みの他に、地殻内の脆性破壊や塑性変形に起因する非弾性歪みが含まれている

(Sagiya et al., 2000)。そこで、観測された歪みからプレート境界での力学的相互作用に起因する弾性歪みを差し引けば、永年的に蓄積される非弾性歪みが得られると考えられてきた (Mazzotti et al., 2001; Townend & Zoback, 2006)。しかし、地殻内の非弾性歪みの発生は必然的に周辺域の弾性歪みを引き起こすので、こうした考え方は不合理である。

Backus & Mulcahy (1976a) に従えば、脆性破壊や塑性変形などの非弾性的な物理過程に伴って発生する歪みは応力と関係しない非弾性歪みであり、それに周辺弾性媒質のステイフネス・テンソル c_{ijkl} を掛けるとモーメント密度テンソルが定義される。モーメント密度テンソルの空間導関数は、媒質の線形弾性を仮定した運動方程式においては、周辺弾性域を変形させる等価物体力として働く。今、微小領域 V_s で非弾性歪み $\delta\epsilon_{kl}^a$ が生じたとし、その前後の平衡方程式の差をとって全領域 V で体積積分すると、モーメント密度テンソル $m_{ij}(\xi) = c_{ijkl}\delta\epsilon_{kl}^a(\xi)$ の総量は周辺域に生ずる応力変化 $\delta\tau_{ij}(\xi) = c_{ijkl}\delta\epsilon_{kl}^e(\xi)$ の総量に等しいという関係式が導かれる。この関係式に周辺弾性媒質のコンプライアンス・テンソル s_{ijkl} を作用させると、脆性破壊や塑性変形などの非弾性的な物理過程に伴って発生する非弾性歪み $\delta\epsilon_{ij}^a$ の総量と周辺域で解放される弾性歪み $\Delta\epsilon_{ij} = -\delta\epsilon_{ij}^e$ の総量の和は一定に保たれるという総歪み量保存則

$$\int_{V_s} \delta\epsilon_{ij}^a(\xi)dV + \int_V \Delta\epsilon_{ij}^e(\xi)dV = 0 \quad (1)$$

を得る。この保存則は、脆性破壊や塑性変形によって応力は解放されるが、歪みは弾性歪みから非弾性歪みに変換されるだけで、その総量は保存されることを意味している。

総歪み量の保存という観点から、プレート沈み込み帯での地殻変形過程は、次のように理解することができる。即ち、プレート運動が沈み込み帯周辺域に作り出す応力の殆どはプレート境界での断層すべりによって解放されるが、残りの応力は地殻内に蓄積し、やがて限界に達すると脆性破壊や塑性変形によって解放される。これは、地殻内の広域な弾性歪みが非弾性歪みに転換し、局所的に累積する過程でもある。つまり、「総歪み量保存則」は、地質学における「変形累積の法則」の定量的表現ということができる。

モーメントテンソルを介した3次元歪み解析の原理

日本列島で進行中の地殻変形は、今や GPS 観測を通じて直接捉えることができる。GPS データから水平歪み速度場を推定する最も正統的な手法は、逆解析により変形勾配テンソル成分を求める Shen et al. (1996) の方法である。しかし、GPS 観測は地表面に沿って2次元的に行われるため、変位ベクトルの鉛直勾配3成分を得ることができず、従来の幾何学的歪み解析では、水平歪み3成分しか求めることができなかった。また、観測された歪み

を弾性部分と非弾性部分に分離する問題も、地殻の変形メカニズムを理解する上で本質的に重要であるにも拘わらず、未解決のままであった。そこで、これらの問題を一挙に解決するため、地殻変形の原因をモーメントテンソルで表現し、物理モデルを介した歪み解析により GPS データから 3 次元弾性／非弾性速度場を推定する理論を構築した。

具体的には、先ず、地殻を多数の弱面を含む線形弾性体としてモデル化し、その弱面群の脆性破壊や塑性変形をモーメント密度テンソル $m_{ij}(\boldsymbol{\xi}) = c_{ijkl}\varepsilon_{kl}^a(\boldsymbol{\xi})$ で記述する。モーメント密度テンソルによる地表変位場は、 $G_{ip,q}(\mathbf{x};\boldsymbol{\xi})$ を静的なグリーンテンソルの空間導関数として、以下のように理論的に計算することができる：

$$u_i(\mathbf{x}) = \int_V G_{ip,q}(\mathbf{x};\boldsymbol{\xi})m_{pq}(\boldsymbol{\xi})dV \quad (i = 1,2,3) \quad (2)$$

従って、地表変位データから地殻内のモーメント密度テンソル分布を推定する逆問題が設定できる。この逆問題を解いてモーメント密度テンソル分布 \hat{m}_{pq} を求めれば、それに弾性コンプライアンス・テンソルを作用させることにより、地殻内の 3 次元非弾性歪み場

$$\varepsilon_{ij}^a(\mathbf{x}) = s_{ijpq}\hat{m}_{pq}(\mathbf{x}) \quad (i,j = 1,2,3) \quad (3)$$

が直接得られる。一方、モーメント密度テンソル分布が与えられれば、地殻内の 3 次元弾性歪み場は、 $H_{ijpq}(\mathbf{x};\boldsymbol{\xi})$ を単位のモーメントテンソルに対する歪み応答関数として、

$$\varepsilon_{ij}^e(\mathbf{x}) = \int_V H_{ijpq}(\mathbf{x};\boldsymbol{\xi})\hat{m}_{pq}(\boldsymbol{\xi})dV \quad (i,j = 1,2,3) \quad (4)$$

と計算することができる。上記の弾性歪みと非弾性歪みを足したものが観測される歪みであり、従来の幾何学的歪み解析では分離不能であった。しかし、モーメントテンソルを介した物理的歪み解析を行えば、GPS データから弾性歪みと非弾性歪みを分離した形で 3 次元歪み場を推定することが可能である。

新しい逆解析手法の定式化と有効性の検証

上で述べた物理的歪み解析の考え方に基づいて逆解析手法を定式化し、模擬データを用いたテスト解析と実際の GPS データへの適用を通じて、その有効性を検証した。先ず、新潟－神戸変形集中帯を含む、水平 (x,y) 方向 340 (2X) km×280 (2Y) km、深さ (z) 方向 0-40 (Z) km の領域を、テスト解析及び実データ解析共通のモデル領域として設定した。地表変位データは、この領域に分布する 60 の GEONET の観測点で与えられる。解析に用いるデータは、これらの観測点からドロネ三角形分割の方法で構築した三角網の辺長変化である。次に、設定したモデル領域内のモーメント密度テンソルの分布 $m_{pq}(x,y,z)$ を、水平

方向には領域全体を共通基底とする規格化されたチェビシエフ多項式 $T_k(x/X)$ 及び $T_l(y/Y)$ ，深さ方向には1次スプライン関数 $L_m(z/Z)$ を基底関数として

$$m_{pq}(x, y, z) = \sum_{k=0}^K \sum_{l=0}^L \sum_{m=0}^M a_{klm}^{pq} T_k(x/X) T_l(y/Y) L_m(z/Z) \quad (5)$$

と離散化し，重ね合わせの係数 a_{klm}^{pq} をモデルパラメータとする線形の観測方程式

$$\mathbf{d} = \mathbf{H}\mathbf{a} + \mathbf{e}, \quad \mathbf{e} \sim N(\mathbf{0}, \sigma^2 \mathbf{F}) \quad (6)$$

を構築した。

観測方程式の解は係数行列の特異値分解による方法 (Lanczos, 1961) で求め，最適モデルの選択には赤池の情報量規準 AIC (Akaike, 1974) を用いた。具体的には，先ず，上記の観測方程式を誤差の共分散行列 \mathbf{F} が単位行列となるように規格化する。次に，規格化された観測方程式の係数行列 \mathbf{H}' を特異値分解し，大きい順に選んだ q 個の正の固有値が作る対角行列 $\mathbf{\Lambda}_q$ と対応する固有ベクトルが作る行列 \mathbf{U}_q 及び \mathbf{V}_q を用いて線形逆演算子を定義し，それを規格化した観測データ \mathbf{d}' に作用させれば，以下の解を得る。

$$\hat{\mathbf{a}}_q = \mathbf{V}_q \mathbf{\Lambda}_q^{-1} \mathbf{U}_q^T \mathbf{d}' \quad (7)$$

この解は，規格化された係数行列の固有ベクトルを用いてモデルパラメータの線形変換を行い，固有値の大きさ順に並べた新しいパラメータ群の最初の q 個を用いてモデルを構成したときの最尤解になっている。従って，モデル選択の規準として赤池の情報量規準

$$\text{AIC}(q) = n \log \|\mathbf{d}' - \mathbf{H}' \hat{\mathbf{a}}_q\|_2^2 + 2q + C \quad (8)$$

を適用できるので，これを最小とする $\hat{\mathbf{a}}_q$ を最適モデルとして採用する。

以上のように定式化した逆解析手法の有効性を確かめるために，先ず，模擬データを用いたテスト解析を行った。その結果，モーメント密度テンソルの等方成分と偏差成分への分解は十分に可能であることが分かった。また，空間分解能に関しては，GEONET の平均 20 km 間隔の観測点配置でも，3次元的なモーメント密度テンソル分布の全体的特徴は捉えられることが分かった。次に，この解析手法を GPS 水平速度データ (1996-2000) に適用し，新潟-神戸変形集中帯の3次元弾性及び非弾性歪み速度場を分離して推定することに初めて成功した。解析結果は，弾性歪みと非弾性歪みを足した全歪みの地表パターンで見ると，Sagiya et al. (2000) の2次元歪み解析の結果と調和的である。しかし，3次元的に見れば，領域中央部の地表近くで弾性体積収縮が卓越しているものの，より深部の上部地殻では非弾性剪断変形が卓越していることが分かる。