

# 伊豆半島基部における衝突起源の隆起現象を GNSSデータを用いて検出する試み

望月一磨・三井雄太<sup>1</sup>

## Examination of collision uplift around the base of the Izu Peninsula using GNSS time-series data

Kazuma MOCHIZUKI and Yuta MITSUI<sup>1</sup>

**Abstract** Geological studies have proposed collision of the Izu-Mariana arc with the Honshu arc over ten million years. At present, the collision may occur around the base of the Izu Peninsula. This study attempts to detect the uplift by GNSS (Global Navigation Satellite System) data. Using the F3 solution data from January, 2000 to January, 2010 and re-analyzed data by a Precise Point Positioning method from 2006 to 2010, we show spatial distribution of vertical displacement around the Izu Peninsula. As a result, we find the uplift at the base of the Izu Peninsula as well as subsidence on the other sides of the bays beside the Izu Peninsula due to interplate locking. Next, we model the collision of the Izu Peninsula by elastic dislocation and try to reproduce the uplift at the base of the Izu Peninsula. A grid search for the F3 solution data clarifies that elastic collisional sources work at 0.0 mm/yr on the eastern foot of Mt. Hakone, 16 mm/yr on the northern foot, and 13 mm/yr on the western foot. Furthermore, in order to eliminate influences of volcanic activities during the observation period, we remove non-stationary volcanic deformation of Mt. Fuji and Mt. Hakone from the F3 solution data on the basis of previous studies. This examination also reveals the uplift at the base of the Izu Peninsula, although the collision rate on the northern foot of Mt. Hakone turn out to be smaller by an order of magnitude. The present uplift rate revealed by GNSS does not contradict heights of the Tanzawa Mountains, which supports the hypothesis of the collision-derived mountain formation, but the spatial difference between the peak uplift area (present) and the Tanzawa Mountains implies a long-term drift of the collision zone of the Izu Peninsula.

**Keywords:** Izu Peninsula, uplift, Izu collision zone, elastic collision, crustal deformation

### はじめに

伊豆半島周辺には丹沢山地や相模・駿河トラフなどの構造が多く見られるため、この地域の地殻変動は多方面から調べられてきた(図1にそれらの配置を付す)。その中で、伊豆半島周辺の地形や地質構造を説明できる案として提唱された「伊豆半島が本州に衝突している」という説がある(杉村, 1972; Matsuda, 1978)。現在この説

は、伊豆半島を含む伊豆-マリアナ島弧の連続した衝突という形に拡張されている(たとえば天野, 1986; 平田ほか, 2010)。概要を以下に記す。現在の伊豆半島にあたる島や、丹沢山地などの元となった島々が、過去に本州南部の沖合に存在していた。これらの島は海洋プレート運動により本州に近づいてくる。その時、海洋プレート自体は密度が大きいため本州を構成する大陸プレートの下に沈み込むが、島は密度が小さいため沈み込むことがで

<sup>1</sup> 静岡大学大学院総合科学技術研究科地球科学教室, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

<sup>1</sup> Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529 Japan

E-mail: environment.tief@gmail.com

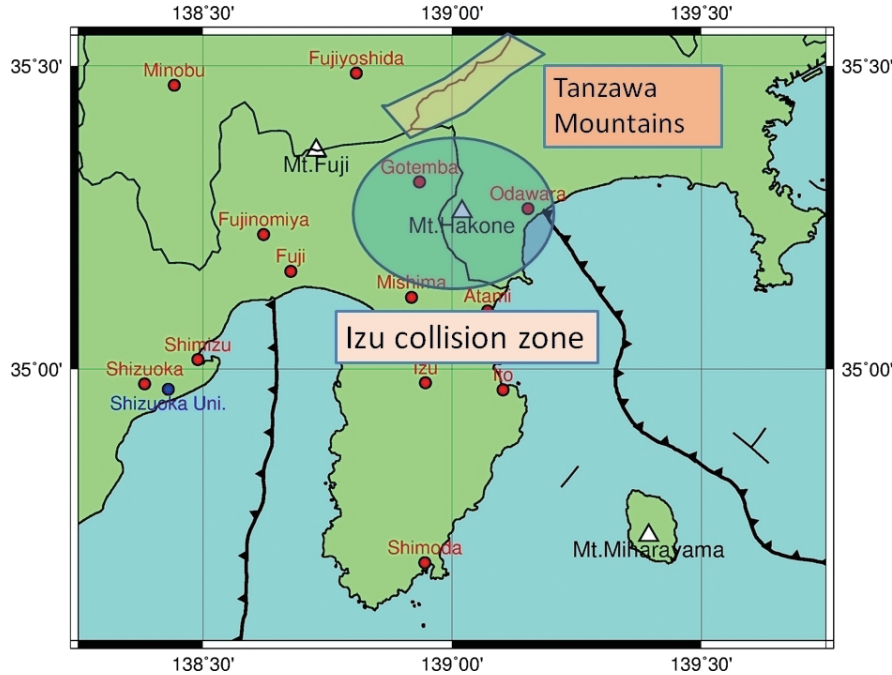


図1 伊豆半島周辺の構造の概念図。Izu collision zoneは、本研究で特に注目する伊豆半島基部に当たる。

Fig. 1 Map around the Izu Peninsula. The Izu collision zone is located around the base of the Izu Peninsula.

きず、本州に衝突する。このプロセスはおよそ1500万年前に始まった。丹沢山地の元となった島は、およそ600万年前から本州へ衝突した。その後、伊豆半島にあたる島が、丹沢山地などの元となった島と同様に沈み込むことができず、本州に衝突する。その際に、先に衝突していた現在の丹沢山地にあたる部分を、押し込むようにして衝突するため、その部分が隆起し、長期間かけて山地となる。

しかし、この説は地質学的なスケールでの変動源の説明であり、今日でもこのような変動が起きているのか、よくわかっていない。しかし、伊豆半島の衝突が実際に起きているのであれば、丹沢山地付近で隆起傾向が見られると考えられる。実際、近年実施された水準測量では、伊豆半島の北側の測線沿いに隆起傾向が見られている(Nishimura *et al.*, 2007)。また、伊豆半島周辺のブーゲー重力異常(産業技術総合研究所, 2014)を見ると、伊豆半島と本州の衝突帯(伊豆衝突帯)において、東西の領域と比べて重力が大きい傾向がある。これは、衝突帯下において地殻が停滞しており、地下に重い物質が存在するために、正の重力異常が観測されていると考えられる。

今日においては、Global Navigation Satellite System(以下GNSS)観測の精密化とデータの蓄積が進んできたことにより、鉛直方向の変動を、GNSSでもある程度観測できるようになっている。さらに、リソスフェアの下部にアセノスフェア(マクスウェル粘弾性体)が存在するような二層構造を仮定すると、粘性率/剛性率で定義される緩和時間よりも十分に長い時間スケールでアセノスフェアの変形を(剛性率0の)弾性体とみなせる(等価原理; Fukahata and Matsu'ura, 2006)。このことから、衝突による長期的な地殻変動を近似的に弾性変形のみで考えても大きな問題はないと考えられる。本研究では、GNSS

データを用いて隆起傾向が検出できるか試みることにし、その結果を伊豆半島の衝突という現象から説明できるか議論する。

## 手法

### 実測値の算出

本研究で使用したデータは、国土地理院で配布しているF3解(中川ほか, 2009)である。このF3解というものは、茨城県つくば市にあるGEONET観測点(電子基準点)「つくば1」を固定点とした、相対座標系での日々の変動を表しており、全国にある各GEONET観測点に対して、所在する地域ごとでクラスターを組み、そのクラスターごとに気象条件や電離圏の状態によるノイズを取り除いたデータである。本研究では、全国にあるGEONET観測点のうち、伊豆半島とその周辺に設置してある51点のGEONET観測点の2000年1月1日から2010年1月31日までの日々の局地座標系における経度・緯度・鉛直の3成分時系列座標データ(以降、F3解データと記述)を使用した。アンテナ交換に伴うオフセットは除去してある。また、比較のため、同地域に設置してある63点のGEONET観測点における、GIPSY-OASIS IIを用いた精密単独測位に基づく再解析データも用いた。ここで精密単独測位とは、観測点ごとに日々の座標を決定する方法のことである。なお、気象条件や電離圏の状態などによるノイズは、観測点ごとに別々に除去されている。この再解析データは2006年第31日目から2010年第60日目までの日々の地心座標系におけるx・y・zの3成分時系列座標データと各成分の誤差値(以降、再解析データと記述)の2つである。

まず、実測値を算出する領域を経度方向においては東

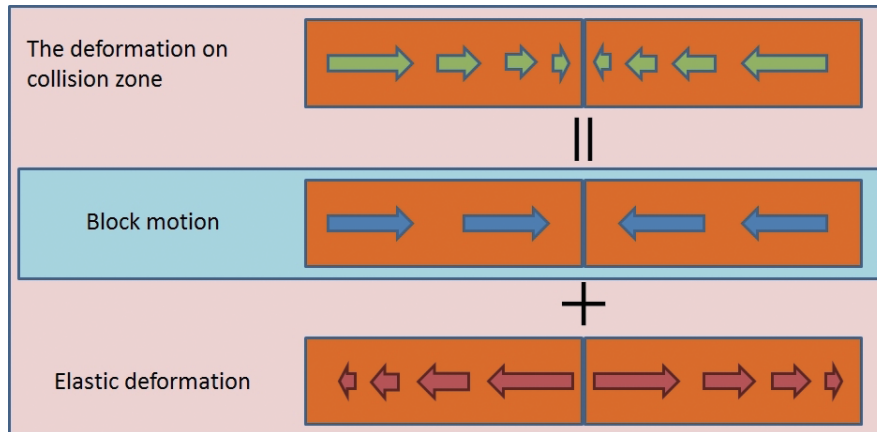


図2 衝突に関するdislocationモデルの概念図。本研究では、この中で「Elastic deformation」にあたる部分を衝突力源として表現した。  
Fig. 2 A schematic of the dislocation model about the elastic collision. In this study, we regard “Elastic deformation” in this figure as an elastic collisional source.

経138.25°から東経139.75°まで、緯度方向においては北緯34.55°から北緯35.55°までとした。この領域を実測値算出領域と呼ぶことにし、領域内にあるGEONET観測点を実測値算出観測点群と呼ぶことにする。次に、固定局をGEONET観測点「960593(万場)」とした。これは、GEONET観測点「960593(万場)」の周辺地域は比較的、各プレート境界から離れており、かつ、伊豆半島周辺からも距離がある。さらに、非定常変動の影響が及びにくい地域であると考えられるためである。固定局を決定した後、観測期間の起点と終点の座標値を決定した。

F3解データについては、各GEONET観測点の2000年1月に観測されたデータの中央値を、各GEONET観測点での起点の値とし、2010年1月に観測されたデータの中央値を終点の値とした。そして、固定局を基準系とする相対値にするために、実測値算出観測点群の起点の値、終点の値から固定局の起点の値、終点の値それぞれを引いた。このようにして相対化した起点の値および終点の値を実測値算出領域内にある観測点ごとに、終点の値から起点の値を引いた。これを121/12で割り、経度・緯度・鉛直の3成分の年間平均変位速度を算出した。この年間平均速度を実測値と呼ぶことにする。また、実測値の誤差も算出した。固定局および実測値算出観測点群の起点での誤差値を、2000年1月中の日々の3成分時系列座標データの正規四分位範囲の値とした。終点での誤差値も同様にして、2010年1月中の日々の3成分時系列座標データの正規四分位範囲の値を終点での誤差値とした。そして、固定局の起点での誤差値と終点での誤差値、実測値算出領域内の各観測点の起点での誤差値、終点での誤差値を合算して、121/12で割ったものを実測値の誤差値とした。

再解析データについては、まず、日々の地心座標系における $x \cdot y \cdot z$ の3成分時系列座標データを局地座標系における経度・緯度・鉛直の3成分時系列座標データに変換した。変換にあたっては、アメリカ海洋気象庁(National Oceanic and Atmospheric Administration)が配布しているプログラムxyz2llhを用いて、誤差の伝播則(Taylor, 2000)に従って変換した。この変換した時系列データに

ついて、観測期間の起点区間を2006年第31日目から同年第60日目と、終点区間を2010年第31日目から同年第60日目とした。そして、固定局、実測値算出観測点群ともに、各点での起点の値を変換後の時系列データの起点区間における中央値とし、終点の値を変換後の時系列データの終点区間における中央値とした。この後は、F3解データにおける実測値の算出と同様な操作をして、再解析データにおける実測値を得た。誤差については、変換した時系列データの各成分の誤差値を使用し、起点区間内の誤差値の中央値を起点誤差値とし、終点区間内の誤差値の中央値を終点誤差値とした。そして、これらの起点誤差値と終点誤差値を基に、実測値算出領域内の観測点ごとに再解析データの実測値の誤差を算出した。実測値算出領域内のある1点の観測点に対して、その観測点の起点誤差値と固定局の起点誤差値の二乗和の平方根の値を算出した。終点においても同様に、その観測点の終点誤差値と固定局の終点誤差値の二乗和の平方根の値を算出、そして、この2つの和をその観測点における最終的な再解析データの実測値の誤差値とした。

なお、この実測値は非定常な火山活動の影響を受けているはずであるが、その影響を補正していない。後述の議論において、非定常変動の影響を考察する。

#### 衝突力源の推定

前項で算出したF3解データと再解析データの実測値の鉛直成分のみを用いて、衝突力源の推定を行った。

まず、衝突力源による鉛直成分の変位を表現するにあたって、Okadaの半無限均質弾性体における3次元グリーン関数プログラム(Okada, 1992)を使用し(以降、Okadaのプログラムと記述)、これを衝突に関するdislocationモデル(Shimazaki and Zhao, 2000)に適用することで、衝突力源による変位速度を推定することにした。なお、この衝突に関するdislocationモデルは、衝突を鉛直なdislocationの開口量として表現するものであり、衝突による応力を開口量に焼き直している。このモデルの概念を図にまとめたものが図2である。そして、この衝突力源を、地形を考慮しながら伊豆半島基部に設定すること



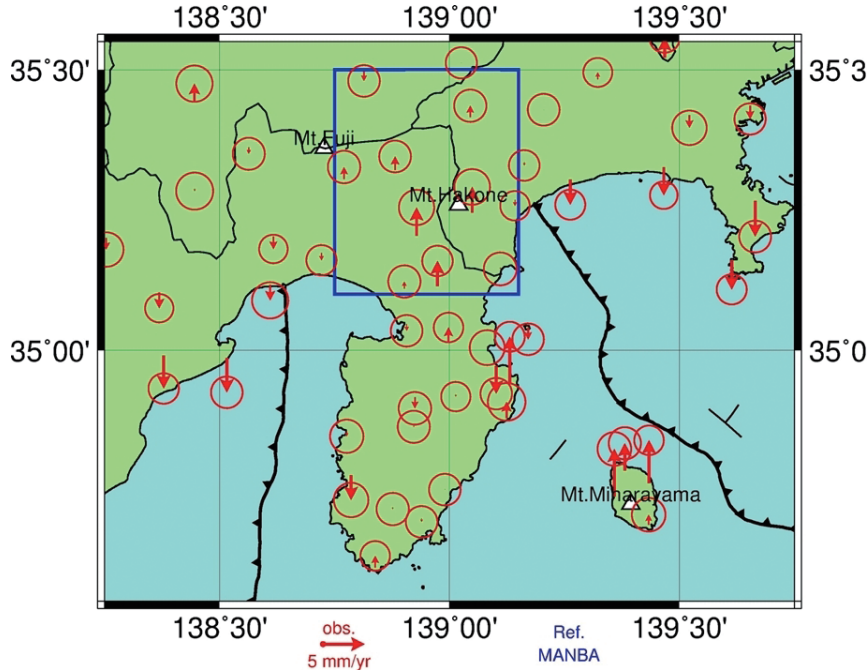


図3 F3解データにおける実測値の鉛直成分の変動速度(2000–2010)を示した図。伊豆半島基部において隆起傾向が見られる。また、神奈川県相模湾沿いと静岡県中部では沈降傾向が見られる。なお、図中青枠内の観測点の実測値を、衝突力源の推定に用いている。

Fig. 3 Vertical displacement rate (2000–2010) using the F3 solution data. There seems the uplift around the base of the Izu Peninsula as well as the subsidence on the other sides of the bays beside the Izu Peninsula. We use vertical displacement rates at an observation area of the blue frame for estimating deformation of elastic collisional sources.

で、伊豆半島基部での隆起速度を再現することができるか、グリッドサーチにより検証した。

検証にあたっては、衝突力源を箱根山東麓に1つ、箱根山北麓に1つの合計2つ設置するモデル(以降、2力源モデルと記述)と、衝突力源を酒匂川沿いに1つ、箱根山北麓に1つ、箱根山西麓に1つの合計3つ設置するモデル(以降、3力源モデルと記述)とを設定した。検証に使用した実測値は、東経138.75°から東経139.15°、北緯35.1°から北緯35.5°までの範囲にある10観測点のものとした。

また、F3解データと再解析データで2力源モデルと3力源モデルのどちらが良いモデルか、赤池情報量規準(Akaike, 1974)を用いて検証した。なお、赤池情報量規準(以下、AICと略す)とは、

$$AIC = -2 \times (\text{最大対数尤度}) + 2 \times (\text{パラメータ数})$$

で算出される値である。同じ観測データに対してこの値が小さくなるほど、良いモデルと判断できる。本研究では、各衝突力源において0.0 mm/yrから19 mm/yrの範囲で、1.0 mm/yrごとにグリッドサーチを行い、そのモデル内で最小AICとなった値の組を、モデルにおける最良値とした。

## 結果

### 伊豆半島周辺の鉛直地殻変動

先にF3解データについて述べる。図3は伊豆半島とその周辺部のF3解データの実測値の鉛直成分の図であり、赤矢印が上向きであれば隆起を、下向きであれば沈降を表す。なお、図3以降の図の地図上の白い上三角の記号は火山を示し、その上の文字は山の名前を表す。また、県境データはネット上([http://www.geocities.jp/ne\\_o\\_t/otenki.htm](http://www.geocities.jp/ne_o_t/otenki.htm), 2016年1月31日閲覧)から取得したものである。海溝・トラフデータはNakajima and Hasegawa (2006)、弘瀬ほか(2008)、Nakajima et al (2009)のデータをもとにして作成した。

図3で、伊豆半島基部の観測点群において年に数mm程度の隆起傾向が見られる。この観測点群が位置している場所の近くで1995年から2000年にかけて水準測量がなされており(例えば、Nishimura et al., 2007)、その結果と比較しても隆起傾向は確からしいと考えられる。なお、誤差範囲が実測値よりも大きい箇所があるが、もともと観測の段階で水平成分と比較して鉛直成分は精度が良くないためである。図3内の他の領域の変動に関して、まず、神奈川県西部の相模湾周辺、並びに静岡県中部の駿河湾周辺の観測点群の沈降傾向の変動については、それぞれ沈み込むプレート・ブロックが上盤側と固着していることの影響を受けていると考えられる。また、伊豆大島の4観測点の隆起傾向については、三原山の火山活動の影響であると考えられ、伊豆半島東部の数観測点の変動については、伊豆半島東部火山群の火山活動による変

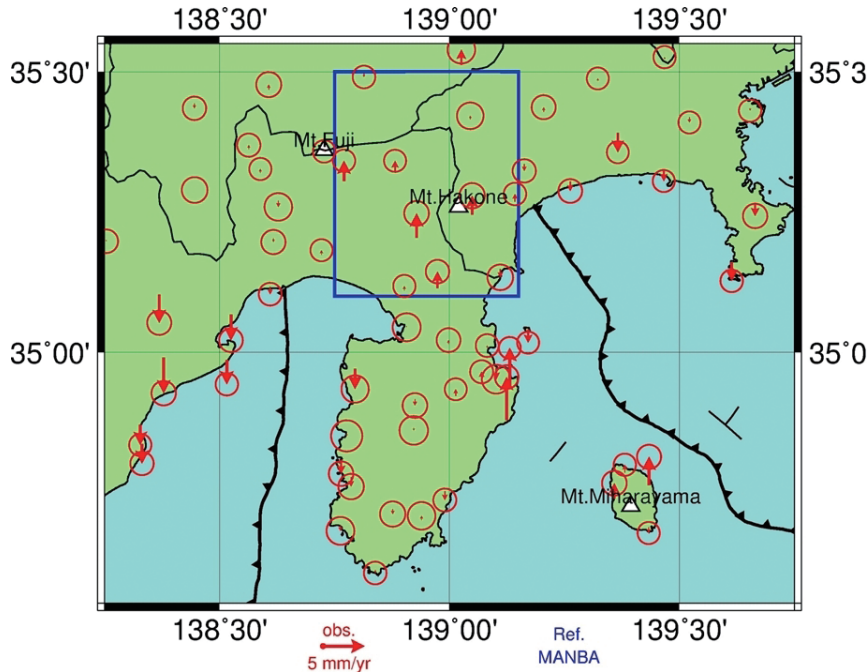


図4 再解析データにおける実測値の鉛直成分の変動速度（2006–2010）を示した図。全体として図3のF3解データと同様の傾向である。静岡県中部での沈降水量が大きくなっているが、再解析データの観測期間が東海地方でのスロースリップイベントの発生後のためと考えられる。なお、こちらも図3同様、図中青枠内の観測点の実測値を衝突力源の推定に用いている。

Fig. 4 Vertical displacement rate (2006–2010) using the re-analyzed data. The trends are similar to the results using the F3 solution data (Fig. 2). We use vertical displacement rates at an observation area of the blue frame for estimating deformation of elastic collisional sources, again.

動と考えられる。

図4は伊豆半島とその周辺部の再解析データの実測値の鉛直成分の図である。図3と記号・見方は同一である。再解析データはF3解と比べ観測点数が多い。これは、F3解データよりも観測期間の起点が最近であり、観測期間が短いデータを使用できる観測点が増えたことによる。図4の変動の傾向は全体として図3と似ており、F3解データと同じセンスの影響を受けているものと考えられる。F3解データと比較し、静岡県中部の沈降傾向が大きくなっていることは、2000–2005年にかけて発生した東海地方でのスロースリップイベントの影響を再解析データが受けていないことによると考えられる。

以上、F3解データ・再解析データの両データから、伊豆半島基部では年に数mm程度の隆起傾向が見られることがわかった。

#### 推定された衝突力源による隆起速度

図5から図8までに、衝突による変動の推定値と観測値との比較結果を示す。赤矢印が伊豆半島の付け根付近にある観測点の実測値を示す。一方、黒矢印は各衝突力源が各変動速度で運動（衝突）した場合に、それによる変動を計算した結果、求められる各観測点の変動速度を表す（以降、計算により求まるこの変動量を計算値と記述する）。矢印や円が表す意味は図3・図4と同一である。

図5はF3解データを用いた衝突力源の位置と推定変動速度（2力源モデル）の図である。各力源の変動速度はグリッドサーチの結果、箱根山東麓の力源で0.0 mm/yr、

箱根山西麓の力源で13 mm/yrとなった。図6はF3解データを用いた衝突力源の位置と推定変動速度（3力源モデル）の図である。各力源の変動速度は箱根山東麓の力源で0.0 mm/yr、箱根山北麓の力源で16 mm/yr、箱根山西麓で13 mm/yrとなった。図7は再解析データを用いた衝突力源の位置と推定変動速度（2力源モデル）の図である。各力源の変動速度は箱根山東麓の力源で0.0 mm/yr、箱根山西麓の力源で11 mm/yrとなった。図8は再解析データを用いた衝突力源の位置と推定変動速度（3力源モデル）の図である。各力源の変動速度は箱根山東麓の力源で0.0 mm/yr、箱根山北麓の力源で15 mm/yr、箱根山西麓で10 mm/yrとなった。いずれの結果においても、箱根山東麓では衝突を考慮しなくて良いということがわかった。

図5から図8より、衝突力源を設定した近傍にある観測点群の実測値に対し、F3解における2力源モデルの計算値の適合度が3力源モデルに比べて低いことが見て取れる。実際、F3解における2力源モデルのAICは−97.0、F3解における3力源モデルのそれは−100.0である。このことから、3力源モデルの方がより適合していると言える。この対比は、再解析データにおいても同様であり、2力源モデルのAICは−99.4であるのに対し、3力源モデルでは−103.9である。よって、両データにおいて2力源モデルより3力源モデルの適合度が高いと言える。そして、両データとも、3力源モデルであれば、衝突力源によって伊豆半島基部の隆起をある程度説明できることがわかった。

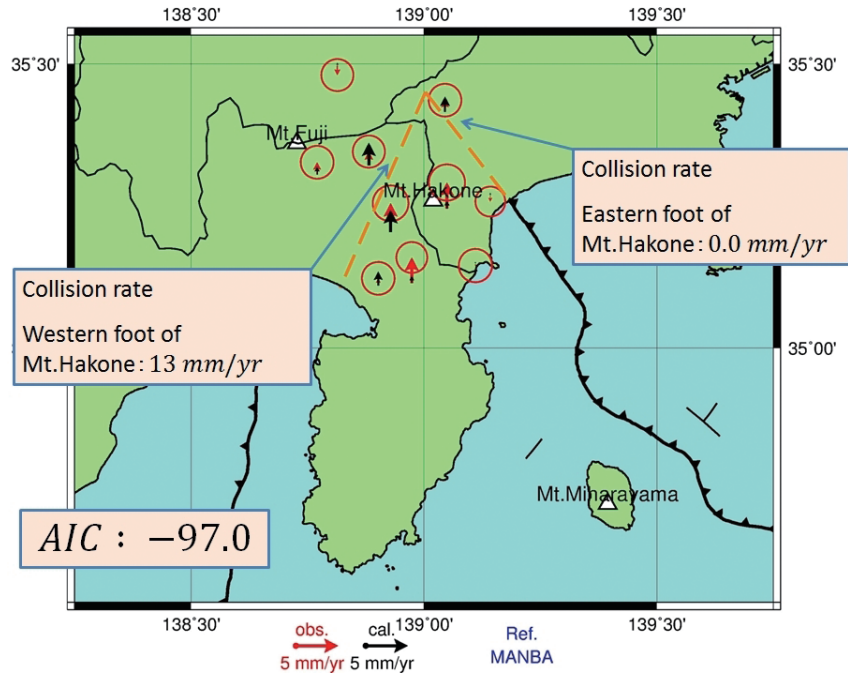


図5 F3解データにおける実測値 (obs.) と2力源モデルによる計算値 (cal.) を示した図.

Fig. 5 Comparison between the observed displacement rate using the F3 solution data and the calculated rate based on the two-source model.

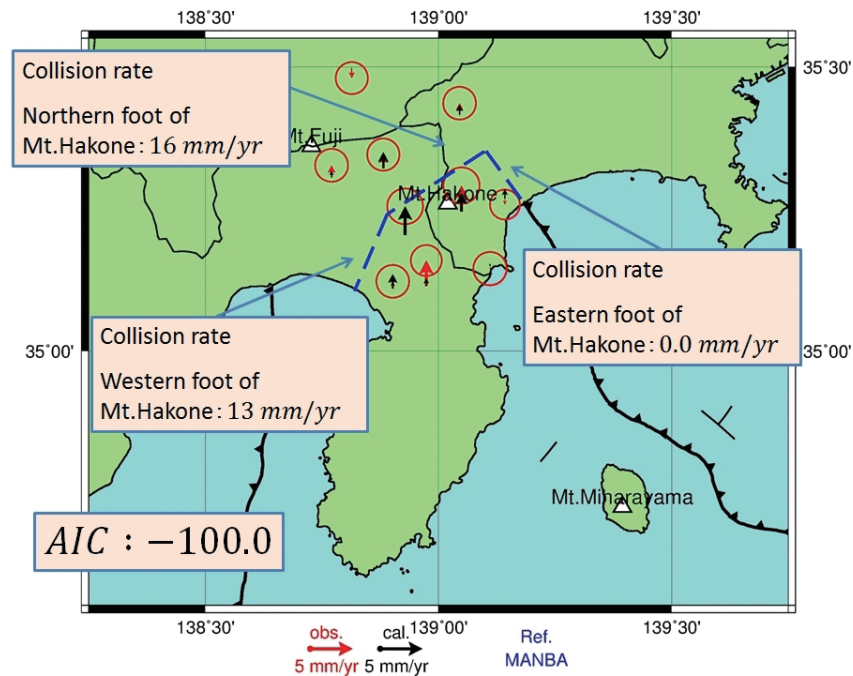


図6 F3解データにおける実測値 (obs.) と3力源モデルによる計算値 (cal.) を示した図.

Fig. 6 Comparison between the observed displacement rate using the F3 solution data and the calculated rate based on the three-source model.



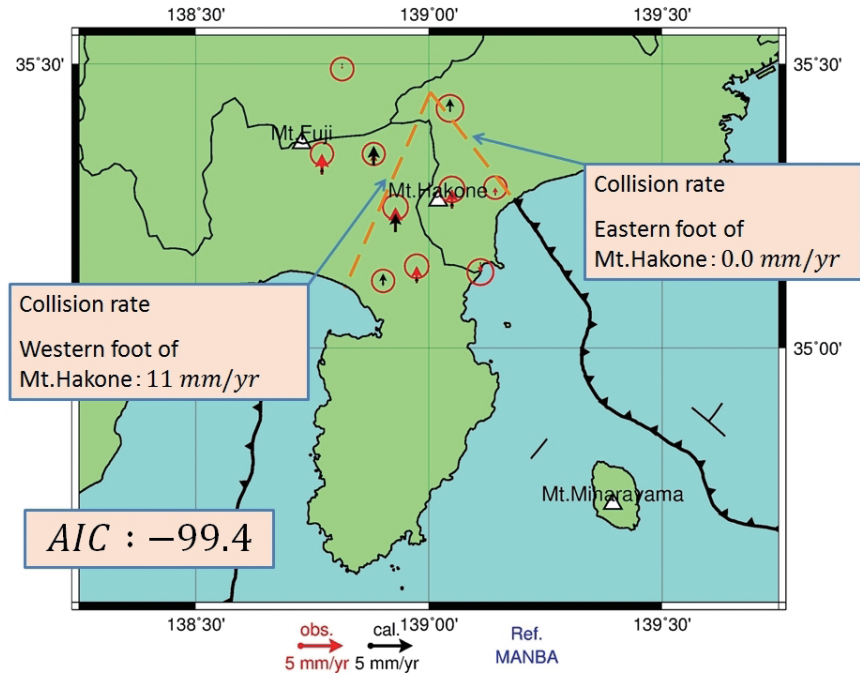


図7 再解析データにおける実測値 (obs.) と2力源モデルによる計算値 (cal.) を示した図.

Fig. 7 Comparison between the observed displacement rate using the re-analyzed data and the calculated rate based on the two-source model.

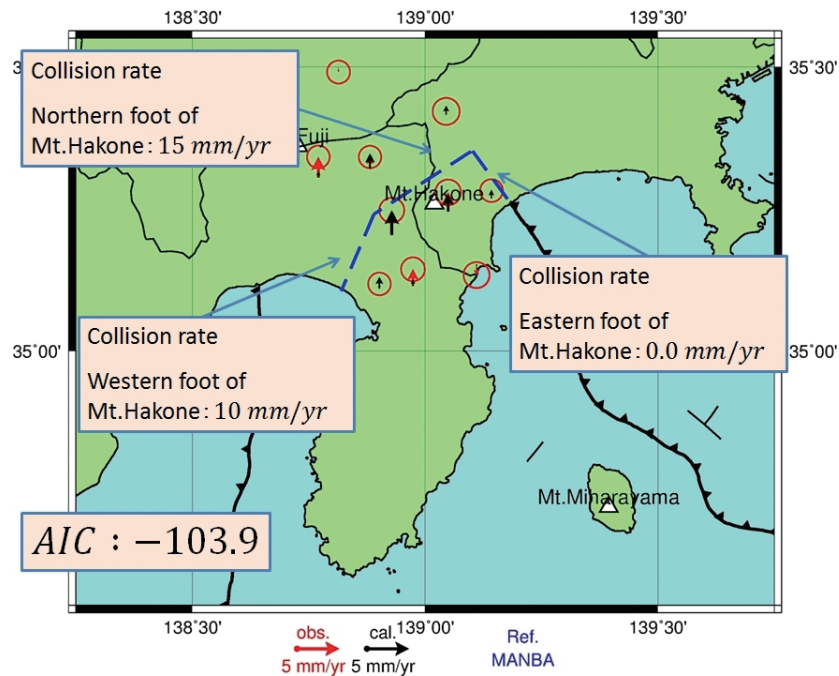


図8 再解析データにおける実測値 (obs.) と3力源モデルによる計算値 (cal.) を示した図.

Fig. 8 Comparison between the observed displacement rate using the re-analyzed data and the calculated rate based on the three-source model.

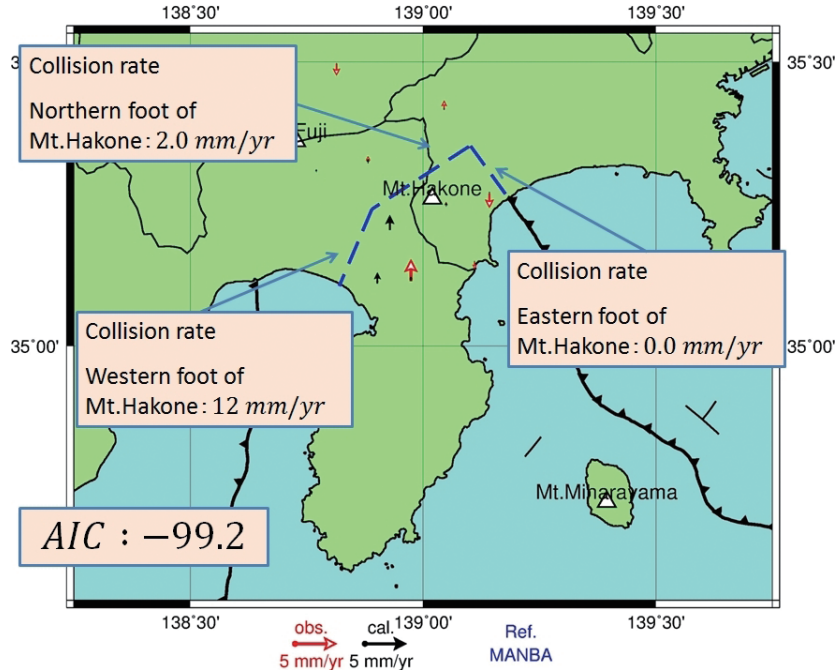


図9 補正観測値 (obs.) と3力源モデルによる計算値 (cal.) を示した図。箱根山と富士山近傍の観測点では隆起速度が小さくなった。  
 Fig. 9 Comparison between the observed displacement rate using the F3 solution data with eliminating the volcano effects and the calculated rate based on the three-source model. The uplift rate near Mt. Fuji and Mt. Hakone turns out to be smaller than the previous result (Fig. 5).

## 議論

### 箱根山・富士山の影響

結果より、伊豆半島基部での隆起傾向が確認できた。しかし、実測値の観測期間内では箱根山と富士山の火山活動が発生しており（国土地理院, 2002; 国土地理院, 2007; 国土地理院, 2010), これらの影響を除去して考える必要がある。そこで、これらの影響を除去した観測値（ここでは、補正観測値と呼ぶ）を算出した。

まず、この項で用いる実測値はF3解データとし、実測値を121/12倍することで観測期間内の全体での変位量に戻した。次に、除去した火山活動による影響を算出するために、先行研究のモデルを用いて火山活動による隆起量を算出した。除去した活動は、2001年の箱根山の活動（国土地理院, 2002), 2006年の箱根山の活動（国土地理院, 2007), 2008年から2010年にかけての富士山・箱根山の活動（国土地理院, 2010) によるものである。これらによる隆起量を全体での変位量から引き、得られた変位量を再び121/12で除した値を補正観測値とした。

こうして得られた補正観測値を地図上にプロットしたものが図9である。図9を見ると、箱根山や富士山近傍の観測点において隆起速度が小さくなっているが、隆起傾向ではある。よって、箱根山や富士山の火山活動を考慮しても、伊豆半島基部は隆起していることがわかった。

ここで、火山活動の影響を排しても、伊豆半島基部は隆起傾向であったことを踏まえて、この補正観測値を用いて衝突力源の変動速度を推定する。手法は、各種実測値に対する衝突力源の推定法と同様のものを用いる。なお、モデルは3力源モデルを用い、グリッドサーチの範

囲は0.0 mm/yrから19 mm/yrとする。

その結果、各力源の変動速度は箱根山東麓の力源で0.0 mm/yr, 箱根山北麓の力源で2.0 mm/yr, 箱根山西麓で12 mm/yrとなった。AICは-99.2であった。箱根山北麓の力源の変動速度は一桁小さくなり、箱根山西麓の力源が最も速く変動しているという結果になった。

以上より、箱根山や富士山近傍の実測値にはこれら火山の活動の影響が含まれているが、その影響を取り除いても伊豆半島基部は特に西側で隆起しており、その隆起は衝突力源を用いて説明可能なことが確認できた。

### 先行研究との比較

ここで、これまでの伊豆半島周辺の地震や地殻変動に関する先行研究と、本研究で得られた結果を比較し、伊豆半島周辺の力学的な場を検討する。

それまでの研究のレビュー的な論文である石田 (1990) では、田子ノ浦・酒匂川線 (杉村, 1972) と藤野木・愛川構造線のどちらがプレート境界であるかということに対して、結論は述べられないとしている。これについて本研究では、地形を考慮して衝突力源を設定した結果、田子ノ浦・酒匂川線の近くを通るような配置により、GNSSの観測データを説明することができた。このことから、力学的境界 (域) は、田子ノ浦・酒匂川線に近いラインを通っていると示唆される。石橋 (1988) や小山 (1995) が論じた「西相模湾断裂」については、本研究の範囲内で積極的に支持する証拠は得られなかった。

また、本研究で採用した衝突に関する dislocation モデルは、プレート沈み込み域のような back-slip は生じないと考えている。そのため、このモデル上では衝突力源そ



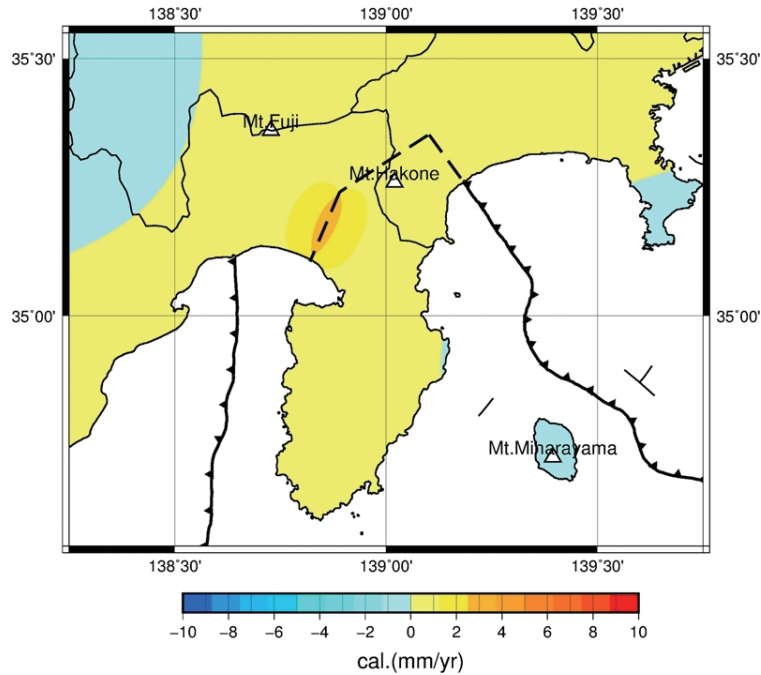


図10 3力源モデルにおける衝突力源の推定結果(図9参照)を用いて、地表における上下変動を算出した図。箱根山西麓で隆起速度が最も大きく約3.5 mm/yrである。

Fig. 10 Calculated vertical deformation on the surface based on the three-source model in Fig. 8. The uplift rate is the largest on the western foot of Mt. Hakone (~3.5 mm/yr).

のものによる地震が発生することはない。ここで、伊豆半島基部において規模の大きな地震が歴史的に発生してきたのは(1)北伊豆断層帯、および(2)国府津-松田断層帯である。(1)の北伊豆断層帯は、伊豆半島北部を縦断する南北走向の左横ズレ断層であり、本研究では考慮していない。(2)国府津-松田断層帯は、相模トラフの延長部にあり、田子ノ浦・酒匂川線の東端周辺に位置する。我々は、相模トラフから国府津・松田断層帯にかけて発生する地震はプレートの沈み込み(フィリピン海プレートもしくはNishimura(2011)による伊豆島弧ブロック)によるものである一方、伊豆半島自体は伊豆マイクロプレート(Sagiya, 1999; Nishimura et al., 2007)上にあるため、その衝突は大きな地震を引き起こさないと解釈する。実際に、本研究で速い衝突速度が推定された箱根山西麓では、大地震が発生した記録はない。

#### 伊豆半島の衝突と丹沢山地

この項では、近年のGNSSデータに基づいて得られた結果を、長期的な地殻変動と結びつけて考える。

まず、補正観測値を使用した3力源モデルにおける衝突力源の推定変動速度(前項を参照のこと)を用いて、同モデルの衝突力源周辺の上下変動速度を算出した。その結果、箱根山西麓で約2mm/yrから3mm/yrほど隆起することがわかった。図10に示す。

ここで、この衝突力源の北部には丹沢山地が存在していることから、丹沢山地に着目する。丹沢山地の標高は約1000-1500 mである。これを、衝突力源周辺の上下変動速度と比較する。丹沢山地がどれくらいの年代をかけて隆起したのかははっきりしないが、以下では、丹沢山地

南方の足柄層群(海成堆積物)の最新年代である70万年という値を用いる。上記の結果より得られた上下変動速度を70万倍すると、隆起量は約1400 mから2100 mとなる。この隆起量は、丹沢山地が受けたであろう風化や侵食の影響を考慮すれば、丹沢山地の標高とかけ離れたものではない。ただし、丹沢山地の存在する位置と、本研究で推定された衝突力源によって生じる大きな隆起速度の位置とは、南北方向に数十km離れている。これは、現在強い衝突が起こっている領域と、丹沢山地が形成された時期に強い衝突が起こっていた領域とが異なるためと考えられる。今後、この箱根山西麓において強い衝突が続くようであれば、数十万年後にはこの近傍で山地が形成されるかもしれない。

以上より、伊豆半島の衝突により丹沢山地が隆起することは、力学的に不可能ではないとわかった。ただし、衝突力源の位置・規模が70万年間にわたって現在と同様であったならば、丹沢山地は現在の位置に存在しない。衝突現象の実態は、時空間的に変化してきた可能性がある。

本研究の手法は他の衝突帯へも適用可能であり、さらには、地溝帯(別府-島原地溝帯など)の変動にも拡張できると考えられる。将来的な検討課題としたい。

#### まとめ

本研究では、地質学的に衝突領域であると考えられてきた伊豆衝突帯において、GNSSデータを用いて隆起現象の検出を試みた。また、その隆起現象の原因が「伊豆半島の本州への衝突」によるものであるかどうか検証を

行った。

手法としては、国土地理院のGEONET観測網によるGNSSのF3解データと再解析データからそれぞれの実測値を算出、その後、地図上にプロットした。両データとも、伊豆半島基部では年に数mm程度の隆起傾向が見られた。さらに、衝突と隆起の関係性を、半無限均質弾性体中のグリーン関数を表すOkadaのプログラムと衝突に関するdislocationモデルを用いて表現した。仮想的に表現した衝突力源を伊豆半島基部に設定して「2力源モデル」と「3力源モデル」の2モデルを作成し、衝突力源による隆起速度の計算値と一緒に地図上にプロットした。そして、AICを算出して比較した結果、F3解データ、再解析データともに3力源モデルがより良いモデルであるとわかった。3力源モデルであれば、伊豆半島基部の実測値に見られた隆起傾向をある程度説明可能である。また、箱根山東麓では、衝突を考慮しなくてよいこともわかった。

さらに、この地域の隆起現象に対する箱根山や富士山の火山活動による影響を考えるために、先行研究によるモデルを用いて、その影響を除去したデータ（補正観測値）を作成した。そして、その作成した補正観測値を地図上にプロットした。その結果、火山活動を排しても、伊豆半島基部の特に西側は隆起傾向にあった。この場合も、3力源モデルによって隆起を説明可能であった。

最後に、補正観測値に基づく衝突力源の推定結果を用いて、衝突力源まわりの上下変動速度を見積もった。この変動速度が70万年間継続したと仮定し、丹沢山地の標高と比較した結果、ある程度調和的であった。ただし、隆起速度の大きい領域と丹沢山地との間には空間的にズレがあることから、衝突現象の実態には時空間的な変化があると考えられる。

## 謝辞

本論文は、静岡大学理学部地球科学科に提出済の卒業論文の前半部の内容を再構成したものです。卒業研究を進めるにあたって、生田領野講師、北村晃寿教授には議論の構成などに数々の助言を頂き、深く感謝致します。また、国土地理院宇宙測地研究室長である宗包浩志氏には再解析データを提供して頂きました。さらに、静岡大学防災総合センター所属の藤井直之客員教授には、本稿を改善するにあたって、有益なコメントを頂きました。この場にて厚く御礼申し上げます。

## 引用文献

- Akaike H. (1974), A new look at statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, **19**, 716–723.
- 天野一男 (1986), 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, **8**, 581–585.
- Fukahata Y. & Matsu'ura M. (2006), Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophysical Journal International*, **166**, 418–434.
- 平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・李毅兵・昆慶明 (2010), プロト伊豆–マリアナ島弧の衝突付加テクトニクス–レビュー–, 地学雑誌, **119**, 1125–1160.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭 (2008), Double-Difference Tomography法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震, 第2輯, **60**, 123–138.
- 石田瑞穂 (1990), 南部フォッサマグナ・フィリピン海プレート北縁の地震活動の特徴, 地学雑誌, **99–1**, 43–60.
- 石橋克彦 (1988), “神奈川県西部地震”と地震予知I, II, 科学, **58**, 537–547; 771–780.
- 国土地理院 (2002), 箱根山とその周辺地域の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **80**, 34–40.
- 国土地理院 (2007), 箱根山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **95**, 36–40.
- 国土地理院 (2010), 富士山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **106**, 36–42.
- 小山真人 (1995), 西相模湾断裂の再検討と相模湾北西部の地震テクトニクス, 地学雑誌, **104**, 45–68.
- Matsuda T. (1978), Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Journal of Physics of the Earth*, **26**, Suppl., S409–S421.
- 中川弘之・豊福隆史・小谷京湖・宮原伐折羅・岩下知真子・川元智司・畑中雄樹・宗包浩志・石本正芳・湯通堂亨・石倉信広・菅原安弘 (2009), GPS連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第4版) ルーチン解析システムの構築について. 国土地理院時報, **118**, 1–8.
- Nakajima J. & Hasegawa A. (2006), Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone? *Geophysical Research Letters*, **33**, L16309.
- Nakajima J., Hirose F. & Hasegawa A. (2009), Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B08309.
- Nishimura T. (2011), Back-arc spreading of the northern Izu-Ogasawara (Bonin) islands arc clarified by GPS data. *Tectonophysics*, **512**, 60–67.
- Nishimura T., Sagiya T. & Stein R. S. (2007), Crustal block kinematics and seismic potential of the northernmost Philippine Sea plate and Izu microplate, central Japan, inferred from GPS and leveling data. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B05414.
- Okada Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 1018–1040.
- Sagiya T. (1999), Interplate coupling in the Tokai District,

- central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophysical Research Letters*, **26**, 2315–2318.
- 産業技術総合研究所 (2014), 重力データベース, URL: <https://gbank.gsj.jp/gravdb/>
- Shimazaki K. & Zhao Y. (2000), Dislocation model for strain accumulation in a plate collision zone. *Earth, Planets and Space*, **52**, 1091–1094.
- 杉村 新 (1972), 日本付近におけるプレート境界. *科学*, **42**, 192–202.
- Taylor J. R. (2000), 計測誤差における誤差解析入門. 東京化学同人, 東京, 328p. (林 茂雄・馬場 涼 訳)



