GEONET データから求めた伊豆半島～富士山付近の 地殻水平歪とテクトニックな考察

神戸大学大学院自然科学研究科* 井 潤 陽 平†

神戸大学都市安全研究センター** 石 橋 克 彦

Horizontal Crustal Strain in the Izu Peninsula–Mt. Fuji Region Derived from GEONET Data and its Tectonic Implication

Yohei ITANI†

Graduate School of Science and Technology, Kobe University,
Rokkodai, Nada, Kobe, 657-8501, Japan

Katsuhiko ISHIBASHI

Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University,
Rokkodai, Nada, Kobe, 657-8501, Japan

(Received March 31, 2003; Accepted September 2, 2003)

In order to understand the active tectonics in the Izu collision zone, the Pacific coast of central Japan, we analyzed the daily coordinate data from GEONET (GPS Earth Observation NETwork), which is a nationwide dense network of continuous GPS observation operated by Geographical Survey Institute (GSI), in the Kanto–Tokai districts surrounding the collision zone for the period from January 1997 to January 2003. In the collision zone the Izu Peninsula, the northern cusp of the Izu–Bonin volcanic arc, is colliding against Honshu as the northernmost part of the Philippine Sea plate, and an active volcanic chain is crossing the collision boundary. For six successive one-year intervals we obtained distributions of principal axes of horizontal crustal strain rate, dilatation rate, and maximum shear strain rate in the Kanto–Tokai districts based on velocity vectors at every 0.1 degrees which were interpolated from observed velocity vectors. We examined the distributions of dilatation rate in particular, and found that all remarkable seismic and volcanic activities in the study area were detected in the distributions, proving the reliability of analyzed results. The notable feature in the distribution of dilatation rate is the existence of positive areas around Mt. Fuji, the most remarkable volcano to the north-northwest of the Izu Peninsula. One possibility for the cause of the positive dilatation is an inflation of magma chamber beneath Mt. Fuji. The other possibility is the regional tectonic effect due to the collision process. The crustal strain in the northern part of the Izu Peninsula is rather small, whereas that in the southern part is considerably large, which seems to reflect the present stage of the Izu collision process.

Key words: GPS, horizontal crustal strain, dilatation rate, Mt. Fuji, Izu Peninsula

§1. はじめに

伊豆半島は、フィリピン海プレートの最北端部として本州弧に衝突していると考えられている。その両側の相模トラフと駿河～南海トラフはフィリピン海プレートの沈み込みの場であり、1923 年関東地震や 1854 年安政東海地震などのプレート間巨大地震が発生している。そのために、伊豆半島とその北方、およびそれを取り囲む

* ** 〒657-8501 神戸市灘区六甲台町 1-1

† 現所属: 日本放送協会和歌山放送局放送部

〒640-8556 和歌山市吹上 2-3-47

Broadcasting (news), Wakayama station, NHK (Japan Broadcasting Corporation), 2-3-47 Fukiage, Wakayama 640-8556, Japan

Fig. 1. Index map of the study area. Solid triangles represent active volcanoes. Intervals of contours on land and isobaths are 500 m and 1000 m, respectively. PHS denotes the Philippine Sea plate. a, 1930 Kita-Izu earthquake; b, 1974 Izu-Hanto-Oki earthquake; c, 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake.

南関東～東海地方の地殻変動は複雑であり、この地域に対するプレートテクトニクスの適用〔杉村 (1972)〕以来、多くの議論が行われてきた。

さらに、伊豆半島の衝突の実体は、太平洋プレートの沈み込みに起因する火山弧（伊豆・小笠原弧）の過去 1000 万年以上にわたる多重衝突〔例えば、Amano (1991)〕の一環であるから、極めて活動的な火山列が伊豆半島付近でプレート収束境界を横切るという特異な状況が現出している (Fig. 1)。その具体的現れの一つとして、伊豆半島の北北西方に日本列島最大の第四紀成層火山である富士山が存在するが (Fig. 1)、なぜ富士山がそこにあるかは明らかにされていない。

一方、1990 年代に入り、宇宙測地技術の一つである GPS を用いた地殻変動の研究が盛んに行われるようになった。国土地理院は、1994 年 4 月より関東・東海地域に 110 点の連続観測点を設置し、点間距離が 10～15 km ほどの高密度な連続観測網 (COSMOS-G2) を構築したが、現在では、その後に設置した観測網を統合して、日本全体で 1000 点以上からなる GPS 全国連続観測網 (GEONET) を運用している〔例えば、多田・他 (1997)、村上・他 (2000)〕。これだけの規模と密度を有する GPS 連続観測網は世界にも例を見ない。

GEONET による観測データが充実してくると、伊豆半島がフィリピン海プレート本体とは有意に異なる運動

（より西向きで速度が遅い）をしていることが明らかになり、それを説明するために「伊豆マイクロプレート」という考えも提案されるようになった〔例えば、Sagiya (1999)〕。しかし、この考え方には疑問や批判〔石橋・井間 (2001)、多田・鷺谷 (2001)、石橋 (2003)〕があり、伊豆の西進は衝突の効果だけで説明できるという指摘〔石橋・井間 (2003)〕もあって、伊豆半島とその周辺の地殻変動に関してはさらに検討が必要である。

本論文は、そのような検討の一つとして、GEONET のデータを用いて伊豆半島とその周辺の地殻水平歪を考察する。その際、南関東～東海地方のやや広い範囲を対象として、高密度の GPS 観測データから地殻水平歪の複雑な分布を高い空間分解能でできるだけ正確に知ることを試みる。そのうえで、面積歪に注目して、伊豆半島～富士山付近の変動を議論する。

§ 2. GPS データから地殻水平歪を求める従来の手法

GPS 観測データから地殻水平歪を求める手法としては、各観測点を頂点とする三角形を構成して三角形ごとに歪を計算する方法もあるが、GPS 観測点は地殻変動以外の要因のために異常な変動を示す場合があり、そのために正しい結果が得られない可能性がある。そこで、異常な観測点をどのように扱うかが重要な問題となる。

GPS 観測点を頂点とする三角形を単純に構成しない

で地殻水平歪を求める手法としては、おもに以下の三つが提案されている。

第一は、Kato *et al.* (1998) のように、各観測点の速度ベクトルの東西・南北成分に最小二乗法を適用して任意の地点での変位を抽出し、その変位の空間微分をとる手法である。この手法は、速度場が等方的で均質だと仮定して、面的に分布するデータにある種のフィルターをかけるものである。

第二は、Sagiya *et al.* (2000) のように、観測方程式を用いて等間隔の格子点における変位速度と歪速度を同時に推定する手法である。この手法は、距離減衰定数 D という距離に関する重みを規定するパラメータによって、計算の際には 2D 以内の観測点をすべて用い、それより遠方の観測点は計算から省いている。

第三は、GMT (Generic Mapping Tools) [Wessel and Smith (1991)] に実装されている surface コマンド (不均一な点在データをスプライン補間して面的分布を出す) を用いて任意の点の変位速度を求め、それを差分する手法である。例えば佐藤・他 (2002) では、等間隔の格子点の近傍にある観測点の変位速度を平均したうえで補間している。彼らは、変位速度を補間するのにフィルタリングを行わない代わりに、変位速度が周辺の観測点と明らかに異なっている観測点のデータを解析から外している。

本論文が対象とする地域の地殻水平歪を扱った研究と

しては、Sagiya *et al.* (2000) の手法を用いた鷺谷 (2001) のものや、Kato *et al.* (1998) の手法を発展させた Mazzotti *et al.* (2001) のものなどがある。しかし、複雑な地殻変動が生じているこの地域において、これらのフィルタリングや平滑化を行う手法では、空間スケールの小さな変動を見落としている可能性がある。そこで本論文では、より分解能が高い歪分布を求めるを試みる。

§ 3. 本論文で用いる GPS 観測データと解析手法

本論文では、国土地理院の GPS 連続観測網 (GEONET) の 1997 年 1 月～2003 年 1 月の日座標値データを解析した。GEONET の座標時系列には年周的な季節変動成分が含まれていることが知られている。この季節変動成分を取り除く手法としては、地震・火山活動などのイベントがない時期のデータに正弦波を当てはめて推定し、座標時系列から差し引くというのが一般的である。しかし 2000 年頃に年周変動のパターンが変わったという報告 [山本 (2002)] もあるように、毎年同じような年周変動をしているとは限らない。本論文では、この季節変動の問題を回避するために、1 年ごとに、最初と最後それぞれ 1 カ月間 (同じ月) の日座標値を平均したものを比較することによって各観測点の変位を求めた。その際に、アンテナ交換などによる人為的な日座標値のステップを補正した。なお、日座標値データは、畑中・他 (2001) の新解析戦略により再解析されたもの

Fig. 2. An example of identification of abnormal GEONET stations (red dots) based on unnatural distribution of dilatation rate around the stations. For details, see text. a, 93050; b, 93074; c, 940048; d, 950228; e, 960756. Thin black lines show remarkable active faults after Research Group for Active Faults of Japan (1991).

を用い、楕円体は GRS80 楕円体を使用した。

本論文が対象とする地域の GEONET 観測網は、沿岸部では点間距離が 10~15 km と高密度であり、強いフィルタリングや平滑化を行わなければ、歪分布も同程度の分解能で表されるはずである。そこで本論文では、Shewchuk (1996) の手法を用いて観測点を頂点とする Delaunay 三角形を生成し、観測点の変位速度の南北・東西成分をその三角形内で線形補間して、 0.1° 間隔の格子点での変位速度を求めた。この線形補間は、GMT に triangulate コマンドとして実装されているものである。surface コマンドを用いる補間ではテンションファクターという 0~1 の値 (0 の時に曲率最小化) を設定しなければならないが、triangulate コマンドを用いればその必要がない。この 0.1° 間隔の格子点から三角形をつくり、歪速度の主軸、面積歪速度、最大剪断歪速度を求めた。

しかし、このようにフィルタリングを行わないで線形補間する手法では、異常観測点の影響が歪分布に大きく表れるという欠点がある。これを解決するために、佐藤・他 (2002) が行ったように、変位速度が周辺の観測点と明らかに異なっている観測点のデータを解析から外すことが考えられるが、それだけでは十分とはいえない。そこで本論文では、ある観測点の両側で面積歪速度が $2\sim3\times10^{-7}/\text{yr}$ を超えるような大きな正と大きな負という対称的な分布を示す場合、その観測点を異常観測点とみなして、解析から外すことにした。Fig. 2 に、異常観測点を認定する作業の途中結果の一例を示す。

最終的に、93014 (利根)、93040 (三浦 1)、93050 (引佐)、93074 (静岡 1)、93077 (静岡清水市 1)、940048 (中道)、950228 (世田谷)、950275 (大鹿)、960756 (大多喜)、96S013 (S 飯島)、970816 (静岡岡窪)、970817 (静岡峰山) が全期間、93032 (横浜)、93080 (戸田)、93083 (水窪)、950277 (南信濃)、960754 (名栗) が一部の期間、解析から除外されることになった。また、Delaunay 三角形の形状の関係で等間隔の格子点の速度ベクトルには反映されていないが、93094 (浜岡 1) も異常な変動を示していることが確認された。

§ 4. 伊豆半島とその周辺の歪分布の特徴

Fig. 3 (a) に、1997 年 4 月~2000 年 4 月の GEONET 観測点の速度ベクトルと、それを補間した速度ベクトルの比較を示す。また Fig. 3 (b), (c), (d) に、補間された速度ベクトルから求めた歪速度の主軸、面積歪速度、最大剪断歪速度の分布を示す。Fig. 3 (a) を見ると、観測から求められた速度ベクトルが陸上ではよく補間されている

ことがわかる。しかし、相模湾・相模灘とその南方海域や駿河湾では、観測網の点間距離が長いので、補間された速度ベクトルは信頼性に欠ける。

Fig. 3 (c) の面積歪速度の分布に本論文の主要な論点がかかり表現されているのだが、それを述べる前に注意すべきこととして、伊豆半島の北東岸~東方沖の顕著な正の領域とそれを挟む負の領域は、伊豆半島東方沖の地殻活動 [例えば、岡田・他 (2003)] に関係したものである。この領域で最大剪断歪が大きいことは、Fig. 3 (d) に明瞭に表れている。著しい正の面積歪が伊豆大島まで延びていることに関しては、伊豆大島で膨張性の変動が継続しているのは確実だと思われるが [高木 (2002) も参照]、伊豆半島東岸から連続しているかどうかは確かではない。正の領域が伊豆大島から北北東~南南西に延びているのも、特に北北東はみかけのものかもしれない。

Fig. 3 (c) において、伊豆半島北東岸~伊豆大島の領域以外の特徴は、南関東地域や東海地方東部では面積歪速度が負であるのに対して、富士山付近に正の領域が存在することである。相模湾沿岸と駿河湾沿岸の負の面積歪はフィリピン海プレートの沈み込みを反映していると考えられるが、富士山付近の正の面積歪は本論文が初めて指摘するものであり、次節以降でその意義を検討する。

次に伊豆半島においては、半島の中部~南部では面積歪が負であるが、北部と半島北西方では負ではなく、富士山付近の正の領域に続くことが注目される。伊豆半島の南部で歪速度が大きく、北西部や付け根付近で歪が小さいことは、多田・鷲谷 (2001) によっても指摘されている。

なお、Fig. 3 (b) には、鷲谷 (2001) が指摘しているように、三浦半島付近の最大圧縮軸が北北西~南南東方向であるのに対して、房総半島ではほぼ南北という興味深い特徴が見られる。

Fig. 3 (b), (c), (d) の歪速度の分布を、明治の三角測量 (1883~1916 年) の網平均結果と精密測地網一次基準点測量 2 回目 (1977~1994 年) の網平均結果とを比較して得られた歪分布 [石川・他 (1998)] と比較してみると、全体的な傾向は似ている。したがって、本論文で扱う短い期間の GPS 観測結果によっても、注意を払えばテクニクスの議論が可能だと考える。

Fig. 3 (c) で見た面積歪速度分布の特徴は、期間をより長くにとって、1 年ごとの時系列として見ると、さらに興味深い詳細がわかる。Fig. 4 に、1997 年 1 月~2003 年 1 月の 6 年間について、1 年ごとの面積歪速度の分布を示す。Fig. 3 が 2000 年 4 月までだったのは、2000 年の伊豆諸島の活発な地殻活動を含ませないためであ

Fig. 3. (a) Comparison between observed velocity vectors at GEONET stations (red) and interpolated velocity vectors (blue) for the period from April 1997 to April 2000 in Heki's (1996) Eurasian reference frame. (b) Distribution of principal axes of horizontal strain rates derived from the interpolated velocity vectors. (c) Distribution of dilatation rate derived from the interpolated velocity vectors. (d) Distribution of maximum shear strain rate derived from the interpolated velocity vectors. In (b), (c) and (d), black and yellow points indicate GEONET stations and interpolation points, respectively. Black triangle represents Mt. Fuji. In (c) and (d) thin black lines show remarkable active faults after Research Group for Active Faults of Japan (1991).

Fig. 4-A.

Fig. 4-B.

Fig. 4. Distributions of dilatation rate for six successive one-year intervals. Black points indicate GEONET stations. Thin black lines show remarkable active faults after Research Group for Active Faults of Japan (1991). Black triangle represents Mt. Fuji.

る)

Fig. 4 について各 1 年ごとの特徴を概観すると、全体を通して南関東地域と東海地方の広い領域が負であること以外に、Fig. 4 (a) と (b) では、伊豆半島東方沖の地殻活動を反映したパターンと富士山付近の正の面積歪が目立つ。Fig. 4 (c) では、伊豆半島東方沖の群発地震活動がなかった期間ではあるが、伊東沖に小さな正の領域が見られる。これは、初島の地殻変動が伊豆半島主部とは有意に異なる [石橋・井筒 (2003)] ことから生じたものである。伊豆大島の正の分布は前述のように事実であろう。また、富士山付近では有意な正の面積歪は見られない。Fig. 4 (d) では、伊豆半島南方～駿河湾の正の面積歪と、相模湾・房総半島の、他の期間より大きな負の面積歪が目立つが、これらは 2000 年夏の伊豆諸島の顕著なマグマ活動 [例えば、Nishimura *et al.* (2001)] の影響である。それとは別に、富士山付近の正の面積歪もはっきりしている。さらに、浜名湖付近に正の領域が現れている。Fig. 4 (e) では、箱根山付近に顕著な正の分布が見られるとともに、富士山付近はその影響で負になっている。また、浜名湖付近の正の領域はやや東方に移動している。Fig. 4 (f) では、(e) より値が小さいものの箱根山付近に正の領域が見られ、浜名湖北東方も正である。また、房総半島の正の分布が顕著である。

Fig. 4 の地域と期間で起きたおもなテクトニックなイベントとしては、(a), (b), (f) の期間の伊豆半島東方沖の群発地震活動 [例えば、岡田・他 (2003)], (d) の期間の伊豆諸島のマグマ活動 [例えば、Nishimura *et al.* (2001)], (e) の期間の箱根火山の膨張 [国土地理院 (2002b)], (d), (e), (f) の期間の東海スロースリップイベント [Ozawa *et al.* (2002)], (f) の期間の房総半島のスロースリップイベント [国土地理院 (2003)] がある。これらのイベントは、上述のように、それぞれの期間の面積歪速度分布に反映されている。特に東海スロースリップイベントについては、当初すべりの中心が浜名湖付近であったのが、2001 年 11 月頃から浜名湖北東へ移動したと考えられている [Ozawa *et al.* (2002)] が、Fig. 4 (d), (e), (f) の正の面積歪の移動にもよく表現されている。なお Fig. 4 (d), (f) は、東海スロースリップイベントが 2000 年中に始まった可能性と、箱根火山の膨張が 2002 年に入っても続いていることを示唆している。

このように、本論文で求めた歪速度分布は、これまで報告されたテクトニックなイベントをよく反映しているから、信頼のおけるものと思われる。Fig. 4 では、特定のテクトニック・イベントの反映とは別に、Fig. 3 (c) で見たように、伊豆半島の中・南部では負の面積歪だが北部や付け根ではほとんど面積歪がないというパターン

が認められるが、これも事実を表していると考えてよいだろう。つまり、伊豆半島が衝突しているにもかかわらず、衝突されている本州はあまり変形してなくて、衝突している伊豆半島のほうが変形しており、しかも衝突境界に近い部分より、やや離れた半島中・南部のほうが大きく縮んでいる。また、富士山付近の正の面積歪はこれまで知られておらず、顕著なテクトニック・イベントもないが、実際に変形が進行しているのではないかと考えられる。そこで次にこの原因について検討する。

§ 5. 富士山付近の膨張性歪

前述のように、富士山付近の正の面積歪は事実だと考えるが、さらに確かめるために、富士山付近に展開されている GEONET 観測点に注目し (Fig. 5)、富士山を挟むような基線をとって、それらの基線の 1997 年 1 月～2003 年 1 月の基線長の水平成分の変化を調べた (Fig. 6)。

Fig. 6 を見ると、2001 年後半に箱根火山の膨張の影響を受けている基線がある (顕著なのは、93038 を含む f～h) もの、それを別として、数 mm/yr の速さで有意に伸びている基線 (a, b, c, d, i, j, l) と、ほとんど伸びも縮みもしていない基線 (e, f, g, h, k) の 2 種類が混在している。有意に伸びている基線については、1998 年や 2000 年など、Fig. 4 で富士山付近に正の面積歪が目立つ期間に対応して伸びているように見える。これらのことから、富士山付近の正の面積歪の存在は有意なものと考えられる。

正の面積歪の原因であるが、本節では、まず、伊豆半

Fig. 6. Temporal changes in horizontal lengths of 12 baselines shown in Fig. 5 during the period from January 1997 to January 2003.

島東方沖や伊豆諸島における群発地震やマグマ貫入を伴う地殻活動の影響と、富士山直下に膨張源があるという二つの可能性を検討する。

5.1 伊豆半島東方沖や伊豆諸島の地殻活動の影響

富士山付近の正の面積歪は、伊豆半島東方沖や伊豆諸

島の地殻活動が起きていない Fig. 4 (c) では明瞭でないのに対して、地殻活動が起きた Fig. 4 (a), (b), (d) でははっきりと認識することができる。そこで、これまでに報告されている地殻活動の断層モデルによって、Okada (1985) のプログラムで地表変形を計算し、富士山付近に

Fig. 7. Distribution of dilatation calculated for the source model of the 1998 east-off Izu Peninsula crustal activity proposed by Nishimura (2002). Solid triangle indicates Mt. Fuji.

観測可能な面積歪が生じるかどうかを検討した。

Fig. 7 は、1998 年の伊豆半島東方沖の群発地震活動による面積歪を、西村 (2002) の断層モデルから求めたものである。富士山付近は 10^{-8} オーダーの正の領域にあたり、Fig. 4 (b) より 1 桁小さいものとなっている。さらに、1997 年の伊豆半島東方沖の群発地震活動 [西村 (2002)], 2000 年夏の伊豆諸島のマグマ活動 [Nishimura *et al.* (2001)] についても調べたが、いずれも Fig. 7 と同様に富士山付近は 10^{-8} オーダーの正の領域にあたる。このように、均質半無限弾性体を考える限りでは、伊豆半島東方沖や伊豆諸島の地殻活動が Fig. 4 の富士山付近の正の面積歪を生じていることはありえない。

5.2 富士山直下の膨張源の影響

富士山の東～北～西の麓を通る 1988 年 7/9 月～2001 年 6/7 月の水準測量結果は、北麓の隆起を示唆している [国土地理院 (2002a)]。そこで、直下にマグマ溜りの存在があると仮定した場合に球状圧力源の膨張モデル [Mogi (1958)] で面積歪が説明可能かどうかを検討した。

マグマ溜りの大きさについては、富樫・他 (1991) によると、新富士火山の初期の噴火のように短期間で 40 km^3 を噴出するには少なくとも直径数 km のものが必要になるという。マグマ溜りの深さについては、Lees and Ukawa (1992) の地震波トモグラフィーの結果では、富士山直下では 20 km 以浅で見られなかった低速度層が 20 km 以深で明瞭に見えており、恒常的なマグマ溜りの位置は 20 km 以深の可能性があるとされる。

Fig. 8. Distribution of dilatation calculated for an inflation model of spherical cavity beneath Mt. Fuji. Assumed diameter, depth, and inflation rate of the spherical cavity are 3 km, 25 km, and 0.01 km^3 per year, respectively.

マグマ溜りの膨張率については、新富士火山のテフラと溶岩を合わせた噴出率が 3000 年前以降宝永噴火までは $1.3 \text{ km}^3/1000$ 年とほぼ一定であるので [宮地 (1988)], この噴出率をそのままマグマ溜りへのマグマの供給率、かつ現在のマグマ溜りの膨張率としてみた。

これらの考察にもとづいて、球状圧力源の深さ、直径、膨張率を仮定して面積歪を計算すると、Fig. 4 に示された富士山付近の正の面積歪の大きさには到底達しない。Fig. 4 を説明しようとする、少なくともマグマの供給率を数倍にする必要がある。Fig. 8 にはその一例として、球状圧力源の深さを 25 km、直径を 3 km、マグマ供給率を $0.01 \text{ km}^3/\text{年}$ としたときの面積歪の分布を示す。

鶴川 (2001) によれば、富士山直下では深さ 15 km を中心に 10～20 km の範囲で低周波地震が活発に起きている。特に 2000 年後半は頻度が高く、また規模の大きなものが観測された。これらの活動がもしマグマ溜りと関係があるとする、マグマ溜りの深さとして 20 km 以浅を考えたとしてもよいかもしれない。そのようなモデルに対する計算も試みて、比較的良好な結果を得た。しかし、Fig. 6 の基線長変化は等方的な伸張を示しているわけではない。有意に伸びている基線の方向は南北を中心に北北西-南南東から北東-南西、ほとんど伸びも縮みもしない基線の方向はほぼ東西に分布している (歪主軸に関しては Fig. 3 (b) も参照)。したがって、そもそも単純な球状 (等方) 圧力源の膨張だけで説明するのは無理があると思われる。今後、マグマ溜りの不等方な膨張も検討する必要があるが、次節では、テクニクな側面を考察する。

§ 6. 考 察

Fig. 3 (a) で GEONET 観測点の水平速度ベクトルを見ると、東海地方では西-西北西方向、関東地方では西北西-北西方向を向いている。このことや、Fig. 3 (c), 4 で南関東地方と東海地方の沿岸部が広く負の面積歪を示していることを考え合わせると、中間の伊豆半島北西方は大局的にみて北東-南西に引っ張られるような領域にあたり、広域のテクトニクスとしても正の面積歪が生じる傾向にあると考えられる。プレート間の関東・東海地震が何回も繰り返す長期間の変動を考慮しても、負の面積歪が生じることはないと思われる。しかし、前述のように、Fig. 6 の基線長変化が示す伸びはおおまかには南北で、東西方向には伸びも縮みもしていないので、上述の単純なテクトニクスだけでは説明できない。結局、富士山付近の正の面積歪は、広域テクトニクスによる変動と直下のマグマ溜りの膨張の組み合わせではないかと思われるが、事実の確認も含めて今後の研究課題である。

伊豆半島の北方～北西方におけるフィリピン海スラブの存否については 1980 年代から多くの議論があるが、石橋 (1986, 1988) は、南部フォッサマグナ地域の多重衝突史をプレートテクトニクスから考察して、フィリピン海プレートの伊豆内弧部分は多重衝突の過程を通じて関東山地や丹沢山地の地殻底にアンダープレATINGしており、伊豆半島の北～北西方には垂れ下がるスラブはないと考えた。それが駿河湾北西岸下の地震性スラブにどうつながるかは論じなかったが、ちょうど富士山の直下付近にスラブの間隙がある可能性がある。

大量の玄武岩を放出している富士山がそこに存在するのは、上記の 2 点、すなわち衝突される側でありながら圧縮の場ではないことと、フィリピン海スラブの間隙があること、が重要な条件として効いているのではないだろうか？ ただし、単成火山地域になっているのではないから強い伸張場というわけではない (Fig. 3 (b) も参照)。

これと似たような考えは、高橋 (2000) が、フィリピン海プレートが伊豆単成火山群の活動によって関東スラブと東海スラブに裂けているとした山岡・他 (1994) のモデルを援用し、富士山のマグマ供給システムに「ミニ拡大海嶺モデル」という名前を付けて提唱している。ただし、東海スラブが 1 cm/yr で西に進んで富士山の下で裂け目が進行しつつあるという考えには疑問が残る。富士山付近のフィリピン海スラブの形状は非常に興味深く重要な問題なので、稿を改めて論じたい。

§ 4 の期間で見る限りで、富士山付近の正の面積歪は伊豆半島東方沖や伊豆諸島のマグマ活動が盛んな時期にはっきり現れた。この地域の火山活動の根元は沈み込む

太平洋スラブの存在だから、富士山、伊豆半島東方沖、伊豆諸島などの直下のマグマ溜りのもう一段下のやや深部に共通のマグマ源が延びていて、その活動の消長が地表に反映されるのかもしれない。

衝突される本州側では顕著な収縮歪が目立たず、衝突している伊豆半島のほうが歪が大きいことに関しては、基本的には、伊豆半島のほうが、火山性伊豆内弧として強度が小さいからであろう。

伊豆半島の内部に関しては、衝突境界に近い北部よりも南部のほうが歪が大きかった。石橋・井淵 (2003) は、伊豆半島の西寄りの運動が衝突による速度欠損で説明できることを示しているが、そのモデルでは半島中南部のほうが北部より歪が大きいことになり、事実と調和している。

衝突に起因すると考えられる大略南北の主圧力軸による顕著な地震が、1974 年伊豆半島沖地震や 1978 年伊豆大島近海地震のように半島中部以南に限られているのも (Fig. 1) 歪分布の別の表現だが、火山活動にも反映されていると思われる。伊豆半島では、1.0～0.2 Ma の間に天城火山や達磨火山をはじめとする計 13 個の複成火山が次々につくられた [小山 (1993)] が、0.2 Ma 以降には箱根火山以外は活動を停止してしまい、0.15～0.14 Ma かそれ以前からは東伊豆単成火山群の活動が始まった [Koyama and Umino (1991)]。また箱根山は、0.4 Ma ほど前に愛鷹山や小御岳とほぼ同時期に噴火が始まったが、0.3～0.15 Ma にかけて独立単成火山群や平行岩脈群が発達した時期があった [高橋・他 (1999)]。

このような火山活動の様式の変化は、0.3 Ma までは大きな圧縮場であった伊豆半島北部で、徐々に圧縮場が弱まっていったためと考えられる。そして東伊豆単成火山群の活動が 0.15 Ma 頃から始まり [Koyama and Umino (1991)]、1930 年北伊豆地震 (Fig. 1) を引き起こした丹那断層の活動が 0.1 Ma 以降に顕著になった [小山 (1993)]。そしてほぼ同時期の 0.1 Ma 頃に富士山の活動が始まっている。このように、伊豆半島内の現在の地殻歪の分布は衝突の時間経過を反映していると考えられるかもしれない。また富士山の位置と活動開始時期も、伊豆半島の衝突過程と関連した広域テクトニクスを反映している可能性がある。

§ 7. ま と め

国土地理院の GPS 全国連続観測網 (GEONET) の 1997 年 1 月～2003 年 1 月の日座標値データを用いて、南関東～東海地方における地殻水平歪速度の時間・空間分布を調べて考察を加えた。要点は以下のとおりである。

1. 季節変動を除去する代わりに、毎年1月の1カ月間の日座標値の平均を比較した。高密度なデータから空間分解能の高い歪速度分布をできるだけ正確に知るために、観測された東西・南北成分から等間隔のグリッドデータを作って等間隔の速度ベクトルを算出し、それにもとづいて面積歪速度、最大剪断歪速度、主歪軸を、6年分の時系列として求めた。

2. 面積歪速度にとくに着目したが、観測期間中の伊豆半島東方沖、伊豆諸島、浜名湖付近、箱根火山、房総半島などでのテクトニックなイベントがよく捉えられていて、解析結果の信頼性は高い。

3. 特定のテクトニック・イベントと対応しない面積歪速度の分布として、富士山付近の正の分布と、伊豆半島内部の特徴的な分布が目立つ。

4. 富士山付近の正の面積歪は、伊豆半島東方沖と伊豆諸島の地震・マグマ活動が活発な期間に顕著であるが、それらによる直接的変動でないことをモデル計算で確かめた。富士山直下のマグマ溜りの膨張による効果も計算したところ、その可能性が残るが、等方的な圧力源では説明できない。一方、南関東地方と東海地方は広域的に負の面積歪を呈し、中間の富士山付近は伊豆半島に衝突される側でありながら収縮にくい場所と考えられるので、正の面積歪の一部はそのような広域テクトニクス反映である可能性もある。なお、富士山、伊豆半島東方沖、伊豆諸島のそれぞれの下の直接的なマグマ溜りのさらに下に、全域につながったマグマ源があって、その活動の消長が3地域の変動の同期を生ずることがあるのかもしれない。

5. 伊豆半島においては、中・南部は負の面積歪がはっきりしているが、北西部や付け根付近は小さい。これは、衝突の時間的経過に伴い、衝突境界に近い部分の圧縮場が緩和されて、衝突に伴う変形が南方に移っているためかもしれない。このような変形場の移動は、伊豆半島の火山活動の変遷にも現れているように思われる。富士山の位置と活動開始時期も、伊豆半島の衝突過程と関連している可能性がある。

謝 辞

本研究には、国土地理院のGPS全国連続観測網(GEONET)の日座標値データを使わせていただいた。国土地理院測地観測センター衛星測地課衛星情報係の菅富美男氏には、GEONET観測点のアンテナや受信機の変更、観測点の移設などに関する情報を教えていただいた。図の作成にはWessel and Smith (1991)によるGMT3.3.5を、座標変換には国土地理院の飛田幹男氏によるtrans96を、地殻変動の計算の一部には防災科学技

術研究所の岡田義光氏のプログラムを使用させていただいた。査読をしていただいた名古屋大学の山岡耕春氏と国土地理院の村上 亮氏からは貴重なご助言をいただいた。また、神戸大学理学部地球惑星科学科地震学研究室の方々にもご助力をいただいたが、特に寛楽磨氏には大変お世話になった。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- Amano, K., 1991, Multiple collision tectonics of the south Fossa Magna in central Japan, *Modern Geol.*, **15**, 315-329.
- 畑中雄樹・飯塚豊久・澤田正典・山際敦史・菊田有希枝, 2001, 新解析戦略による GEONET データの再解析, 日本測地学会第96回講演会予稿集, 53-54.
- Heki, K., 1996, Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal timescale revision, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3187-3198.
- 石橋克彦, 1986, 南部フォッサ・マグナのプレート運動史(試論), 月刊地球, **8**, 591-597.
- 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.
- 石橋克彦, 2003, 「伊豆マイクロプレート」は実在するか?, 月刊地球, **25**, 161-167.
- 石橋克彦・井澗陽平, 2001, 「伊豆マイクロプレート」は実在するか?, 日本地震学会講演予稿集 2001 年度秋季大会, B63.
- 石橋克彦・井澗陽平, 2003, 伊豆半島の西進を衝突で説明する簡単なモデル, 地震 2, 投稿中.
- 石川典彦・多田 堯・橋本 学, 1998, 日本列島の地殻水平歪, 国土地理院時報, 第89集, 18-26.
- Kato, T., El-Fiky, G. S., Oware, E. N. and Miyazaki, S., 1998, Crustal strains in the Japanese islands as deduced from dense GPS array, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3445-3448.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 437 pp.
- 国土地理院, 2002a, 富士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**, 23-27.
- 国土地理院, 2002b, 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, 2003, 関東甲信地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **69**, 138-179.
- Koyama, M. and Umino, S., 1991, Why does the Higashi-Izu monogenetic volcano group exist in the Izu Peninsula?: Relationships between late Quaternary volcanism and tectonics in the northern tip of the Izu-Bonin arc, *J. Phys. Earth*, **39**, 391-420.
- 小山真人, 1993, 伊豆半島の火山とテクトニクス, 科学, **63**, 312-321.
- Lees, J. M. and Ukawa, M., 1992, The South Fossa Magna, Japan, revealed by high-resolution P- and S-wave travel time tomography, *Tectonophysics*, **207**, 377-396.

- Mazzotti, S., Henry, P. and Le Pichon, X., 2001, Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS, 2. Strain partitioning and arc-arc collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**, 455-469.
- 宮地直道, 1988, 新富士火山の活動史, *地質学雑誌*, **94**, 433-452.
- Mogi, K., 1958, Relations between the eruptions of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99-134.
- 村上 亮・小澤慎三郎・西村卓也・宮崎真一・鷺谷威・多田 堯, 2000, GPS 連続観測による地殻変動観測の地震・火山研究への応用, *地学雑誌*, **109**, 971-982.
- Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M. and Ukawa, M., 2001, Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu islands, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3745-3748.
- 西村卓也, 2002, 伊東沖と岩手山における火山性力源による地震のトリガリング, *地学雑誌*, **111**, 166-174.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 岡田義光・山本英二・大久保正・上田英樹, 2003, その後の伊豆半島東方沖とこれから, *月刊地球*, **25**, 41-46.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yurai, H., and Nishimura, T., 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- Sagiya, T., 1999, Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- 鷺谷 威, 2001, 南関東地域の地殻変動に関する諸問題, *月刊地球*, 号外 No. 34, 144-154.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- 佐藤俊也・三浦 哲・立花憲司・佐竹義美・長谷川昭, 2002, 稠密 GPS 観測網により観測された東北奥羽脊梁山地の地殻変動, *地震*, **55**, 181-191.
- Shewchuk, J. R., 1996, Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator, in *First Workshop on Applied Computational Geometry*, Philadelphia, PA, Assoc. for Computing Machinery, 124-133.
- 杉村 新, 1972, 日本付近におけるプレートの境界, *科学*, **42**, 192-202.
- 多田 堯・鷺谷 威・宮崎真一, 1997, GPS でみた変動する日本列島, *科学*, **67**, 917-927.
- 多田 堯・鷺谷 威, 2001, 伊豆半島とその周辺地域のテクトニクス, *日本地震学会講演予稿集 2001 年度秋季大会*, P111.
- 高木朗充, 2002, GPS 地殻変動データから伊豆大島のマグマだまりを探る, *月刊地球*, 号外 No. 39, 83-90.
- 高橋正樹, 2000, 富士火山のマグマ供給システムとテクトニクス場—ミニ拡大海嶺モデル—, *月刊地球*, **22**, 516-523.
- 高橋正樹・長井雅史・内藤昌平・中村直子, 1999, 箱根火山の形成史と広域テクトニクス場, *月刊地球*, **21**, 437-445.
- 富樫茂子・宮地直道・山崎春雄, 1991, 新富士火山初期の大きなソレライトマグマだまりにおける結晶分化, *火山*, **36**, 269-280.
- 鶴川元雄, 2001, 富士山の低周波地震 (続報), *地震ジャーナル*, **31**, 37-46.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans., Am. Geophys. Union*, **72**, 441.
- 山本剛靖, 2002, GEONET 座標データに見られる年周パターンの変化, *地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集 CD-ROM*, D058-004.
- 山岡耕春・大井田徹・山崎文人, 1994, 伊豆周辺の地殻活動と中部東海地域に沈み込んだフィリピン海プレートの形状, *地学雑誌*, **103**, 567-575.