駿河トラフ・相模トラフ周辺の変動地形¹⁾

米 倉 伸 之²⁾

Tectonic Landforms in and around the Suruga and Sagami Troughs, Central Japan¹⁾

Nobuyuki YONEKURA²⁾

The northern boundary of the Philippine Sea plate is defined topographically by the Nankai, Suruga and Sagami Troughs and it is considered to form a subduction boundary along the troughs. Tectonic landforms in and around the Suruga and Sagami Troughs are described and their relations to the subduction are considered in this paper. There is a significant difference in geomorphology between the Suruga Trough and the Sagami Trough. The Suruga Trough is narrow and runs straight in the direction of N10°E, while the Sagami Trough is sinuous off the southern tip of the Boso Peninsula and has a broad basin in Sagami Bay.

The tectonic landforms around the Suruga Trough indicate that a subduction is going on from the southeast with a rather steep inclination. Riedel shear faults running in the direction of N40°W occur along the southeastern part of the Sagami Trough. A steep fault scarp with the direction of N70°E develops off the southern tip of the Boso Peninsula and is considered to originate from reverse faulting. These tectonic landforms indicate that the northern end of the outer belt of Izu-Ogasawara arc is moving northwestwards along the Sagami Trough. Regional difference in the nature of crustal deformations deduced from the tectonic landforms can be explained in terms of the relationship between the direction of plate motion and the change in strikes of the troughs.

The mode of crustal deformations of the "seaward" side of the troughs is distinctively different from that of the "landward" one. The seaward side of the troughs including the Izu Peninsula bends and form a broad flexure before subducting beneath the troughs. The landward side of the troughs is characterized by severe active deformations such as faults and folds with short wavelengths.

I. は じ め に

杉村 (1972) は、フィリピン海プレートの北縁境界を設定するにあたって、駿河トラフ・相模トラフを南海トラフの続きとみた。また駿河トラフと相模トラフを結ぶ陸上部分では、伊豆小笠原弧の先端に位置する伊豆半島が本州に衝突していると考えた。巨大地震の発生はプレート間の相互運動を直接的に示すものと考えられ、1944年東南海地震・1946年南海道地震は南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みを、1923年関東地

震は相模トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みを表現している (KANAMORI, 1972; ANDO, 1974, 1975)。駿河湾周辺では、地震にともなう変形とは逆むきの地殻変形が進行しつつあり、いわゆる東海地震 (駿河湾地震) の発生が予測されている (ISHIBASHI, 1981)。しかし、駿河トラフに沿う沈み込みの実態はかならずしも明確ではなかった。

最近、南海・駿河・相模トラフを横断して実施されたマルチチャンネル反射法音波探査によって、トラフ底下の基盤がトラフを越えて陸側斜面下に沈みこんでいる構

1) 1984年2月29日受付。1983年日本第四紀学会大会シンポジウム (8月26日、静岡) にて発表。

2) 東京大学理学部地理学教室。Department of Geography, University of Tokyo, Tokyo.

川平野・御殿場線に沿う凹地・酒匂川平野がつづき、一連の凹地帯をなす。南海トラフは北緯 34 度付近ですくどく折れて、北北東に直線的にのびる駿河トラフにつづく。一方、相模トラフは房総半島南端沖で大きく屈曲し、北西部（相模湾内）、中央部（房総半島南端部の南西—北東に延びる鴨川海底崖に沿う部分）、南東部（房総半島はるか沖の直線部分）に三分され、日本海溝と伊豆小笠原海溝の会合部に達する。

伊豆小笠原弧北端部は、八丈島から伊豆大島まではほぼ直線上にならぶ火山島がなす火山フロントによって内帯と外帯に二分される。伊豆小笠原弧の火山性内帯北端部は、南海トラフ東端と相模トラフ中央部を結ぶ線の北側に約 100 km（伊豆大島と富士山を結ぶ距離）も突出している。詳しくみると、伊豆半島の天城山から箱根火山にいたる火山群は、八丈島—伊豆大島を結ぶ線よりさらに西偏している。伊豆大島の北側には、相模湾の幅広い凹地（相模海盆）が存在し、その海盆は伊豆半島東岸沖の急斜面（西相模湾断層）によって西側を画されている。伊豆半島が北進して本州中部と衝突していると考えらるなら、伊豆小笠原弧の外帯のそれに対応する部分は相模トラフ下へ沈みこんでいることが要請され、その際に内帯と外帯とがその境界付近でちぎれる（tear）現象がおきていることになる。西相模湾断層はそのひとつの現われとみられる。

駿河・相模トラフは地形的に著しく異なる特徴をもっている。駿河トラフは直線的で、両側の斜面が急峻でトラフ底は非常に幅せまい。駿河トラフ底の幅と形態は東側斜面の地形と対応している。トラフ南部は伊豆東方線の凹地に面して幅広いが、伊豆海脚の西側では幅 50—60 km とせまくなる。トラフ中央部（伊豆半島西側）では、伊豆半島側の斜面が西側にはり出して、トラフ底がとくに幅せまくなる。伊豆半島松崎沖で駿河トラフの軸が右ずれ変位をうけているという意見もあるが、詳しい海底地形図によれば、東側の斜面がはりだしているために見かけ上トラフ軸がずれているようにみえるだけで、構造的な意義は認めがたい。

駿河湾奥部ではトラフ底は幅広くなる。伊豆半島西岸の大瀬崎—三津以北の海底は、狩野川下流部の低地帯・富士川河口から浮島原付近の低地帯とともに、東西 30 km、南北 15 km 以上の沈降域を形成している。伊豆半島のつけ根の両側に幅広い沈降域があることは、伊豆半島の北部と南部の地殻構造が異なることに関連して注目すべき点である。

駿河トラフに沿っては伊豆半島—伊豆海脚がトラフ陸

側斜面に十分接近して衝突寸前の段階にあることを示す。マルチチャンネル反射法音波探査によれば、駿河トラフでの沈みこみの傾斜は南海トラフよりも急である（加藤ほか、1983）。駿河トラフのこのような地形的・地質構造的な特徴は、軽い地殻からなる火山性内帯が沈みにくいことを示している。

一方、相模トラフの地形は前述のように駿河トラフよりも複雑で、地域差が著しい。トラフ北西部には、水深 1,200—1,600 m の広い凹地（相模海盆）があり、厚さ約 1,000 m に達する南相模層とよばれる新しい堆積物がある（加賀美ほか、1968；佐藤、本号）。中央部は鴨川海底崖に沿う水深 2,200—2,800 m の幅せまい凹地で、北東端に鴨川海底谷が流入する。房総半島はるか沖の相模トラフ南東部は、長さ約 180 km、幅 15—30 km のほぼ直線的な凹地で、その北縁と南縁は幅せまい海底谷状の溝地形をなす。南縁の海底谷は西北西—東南東によく連続する。北縁の海底谷と北側斜面は複雑な地形を示す（後述、図4）。

相模トラフ東端は日本海溝南端・伊豆小笠原海溝北端と三重点をなすといわれる。日本海溝と伊豆小笠原海溝の陸側斜面は、相模トラフ東端で約 40—50 km 右横ずれ方向にぐにゃぐにゃしている。すなわち、両海溝陸側斜面に沿う水深 6,500 m の等深線をくらべると、伊豆小笠原海溝沿いの斜面がより西方に位置し、そのずれの量は相模トラフ北縁で約 50 km、南縁で約 40 km である。また両海溝の陸側斜面の下部にあるベンチ地形は、相模トラフの北側では水深 4,500—6,500 m、南側では 6,500—8,500 m であり、南側の方が約 2,000 m も深い。これらの地形は伊豆小笠原弧外帯が相模トラフに沿って右横ずれを伴うななめ沈みこみをしていることを示唆する。

III. 駿河・相模トラフ“海側”の変動地形

伊豆小笠原弧北端部は伊豆大島—八丈島を結ぶ火山フロントによって外帯と内帯に二分される。伊豆小笠原弧外帯北端部は八丈島北東方の隆起帯（新黒瀬の頂部は水深 200 m 以浅）から水深 6,500 m までなだらかにたわみさがり、水深 6,500—8,500 m に伊豆小笠原海溝に沿ってベンチ地形がある。その大陸斜面の等深線は相模トラフに近づくにつれて北西方向にまがり、伊豆小笠原弧外帯の大陸斜面は相模トラフ底下へなめらかに沈みこむようにみえる（図1）。

一方、内帯は前述のように平面的に北方へ突出し、また外帯にくらべて起伏にとむ地形をもつ。とくに、伊豆

半島—伊豆海脚，銭州海嶺，御蔵島とその南西の海底火山のつくる列などのように，北東—南西方向に延びる地形的高まりが雁行配列している。銭州海嶺以南では，西七島海嶺が南北方向にのび，その西斜面は比高 2,000—3,000 m の急崖をなし，西七島断層帯（茂木，1968；貝塚，1972）とよばれている。さらに銭州東縁の比高 1,500—2,000 m の急崖とその南方延長は西七島海嶺の東側に南北方向にのびる断層崖であり，西七島海嶺は東西両側の断層帯にはさまれた地塊あるいは傾動地塊状の地形をなす。この西七島断層帯に沿う左横ずれ変位や西七島海嶺付近での背弧的拡大の可能性も指摘されている（桜井・小川，1982）。こうしてみると，伊豆半島—伊豆海脚の地形的位置は，西七島海嶺の最北端部にあるといえる。

駿河トラフの東側（“海側”）斜面は急傾斜で，必従的な海底谷は分布するが全体として平滑な斜面である。伊豆半島—伊豆海脚の西側の大陸斜面は西へ傾きさがり，その延長は駿河トラフ底下へもぐりこむようにみえる。この地形は，沈みこむプレートの上面の曲りを示していると考えられ，その傾斜は相模トラフの“海脚”斜面よりも急である。軽い地殻からなる伊豆半島（火山性内帯）が近くにあるため，沈みこみの曲率が大きくなっているであろう。

伊豆半島西岸沖の大陸棚外縁は -150~-250 m の水深をもち，駿河湾西岸沖の大陸棚外縁深度（-100~-150 m）より明らかに深い（茂木・桜井，1980）。この深度差は過去約 2 万年間における駿河トラフでの沈みこみにもなう地殻変動の結果であり，その沈降量はフィリピン海プレートの運動速度を考慮して定量的にも説明される（中村，1982）。

銭州海嶺は幅 30 km，長さ 200 km に及ぶ海底山脈で，その北側斜面の延長が南海トラフ底下に沈みこんでいることや南側斜面に沿って断層が分布することが反射法音波探査によって知られている（永野ほか 1977；米倉 1979a；YONEKURA，1983；加藤ほか 1983）。銭州海嶺の成因はかならずしも明らかでない。フィリピン海プレートの西南日本に対する運動方向（N50°W）に対して銭州海嶺の延長方向がほぼ直交すること，伊豆半島が本州に衝突していること，駿河トラフでの沈みこみが急傾斜であることなどからみると，南海トラフ東縁での沈みこみに際して，トラフ海側に地形的ふくらみが生じ，伊豆半島—伊豆海脚の存在による抵抗のために地形的ふくらみの南縁で断裂が生じ，銭州海嶺が地塊化しつつあるのではないかと？

海山規模の地形的ふくらみは海側のプレートの動きとともに海溝下に沈みこむことが可能であろうが，伊豆半島—伊豆海脚の銭州海嶺のような規模の地形的ふくらみは海溝やトラフ下に沈みこみうるだろうか？海側プレート上の地形的ふくらみが海溝やトラフに近づいた時に，それらの地形的ふくらみが火山性物質を主とする軽い地殻からなっている場合にはとくに沈みにくく，海溝やトラフの陸側斜面に接近し，はては衝突して陸側斜面に付加し，新しい沈みこみ口が海嶺・海脚などの地形的ふくらみの更に海側に出来るということも可能であろう。伊豆半島から銭州海嶺にかけての地形は，現にそうした過程が進行しつつあることを示唆している。

IV. 駿河・相模トラフ“陸側”の変動地形

両トラフの陸側斜面の地形は起伏にとみ，フィリピン海プレートの沈みこみによる著しい地殻変形を示す。沈みこみ口であるトラフ軸の走向とプレートの相対運動の向きとの関係を反映して，陸側斜面の変形様式は場所によって異なる。駿河・相模両トラフ付近の海底活断層とそれに伴う変動地形を図 2 に示す。

駿河トラフの西側斜面上部には，水深 200 m 以浅の石花海堆や金州ノ瀬などの堆列があり，堆列の西側には石花海海盆で代表される凹地がある（図 3）。これらの堆列と凹地はそれぞれ背斜・向斜構造をもち，断層を伴う。堆列と駿河トラフ底の間は比高の大きい急斜面で，斜面下部にベンチ地形があり，さらにトラフ底堆積物が西側斜面基部で変形している。これらの地形と地質構造は，陸側（西側）斜面下に西に傾く逆断層群が存在することを示唆し，プレートの沈みこみに伴う上盤斜面に特徴的な変動地形と考えられる（米倉 1979a；YONEKURA，1983）。詳しくみると，これらの変動地形は長さ数 10 km 以下で北東ないし北北東の走向をもち，駿河トラフ軸に左雁行（S 型）に配列しているので，同トラフに沿う左横ずれ変位を示す。これは同トラフの走向（N10°E）が，この付近でのフィリピン海プレートの相対運動の方向に垂直な方向（N40°±5°E）より北寄り（反時計まわり）にまわっているので，左横ずれを伴うななめ沈みこみとなることと調和する（島崎ほか，1981）。

トラフ陸側斜面上の堆列は第四紀における著しい隆起帯をなす。桜井ほか（1982）によれば，石花海北堆から採取された基盤岩の有孔虫・花粉分析から，更新世中期（約 40—30 万年前）以降に北堆は 200—700 m 隆起したと推定されている。北堆堆頂と西側海盆との比高は約 700 m あり，北堆北側には海底谷があって谷底と堆頂

図2 駿河トラフと相模トラフ北半部付近の主な海底活断層と背斜・向斜 (活断層研究会, 1980 による)
C-D 断面のみを図3に示す. 等深線は 200 m ごと.

との比高は約 1,000 m に達する. この海底谷は水深 1,100 m 以浅は平滑な縦断面形をもち, 上流は堆列西側の海盆底になめらかにつづく. しかし水深 1,100 m 以深は水深 1,300 m のベンチとの間に比高 200 m の急斜部をもち, 懸谷となっている. このベンチは駿河トラフ底との間に比高 300 m の急崖をなす. したがって石花海北堆は駿河トラフ西側斜面にある逆断層によって隆起してきた. 石花海海盆から流下する海底谷は堆の隆起にともなって先行的に約 1,000 m 下刻してきたと考えられる. したがって石花海北堆の隆起量は桜井ほか(1982)の推定より大きくなり少なくとも 700~1,000 m と推算される. その隆起が第四紀中期 (約 70~30 万年前) に降生じたとすれば, その平均隆起速度は 1~3 m/1,000 年となろう.

駿河トラフが直線的であるのに対し, 相模トラフはその北東部が湾曲・屈曲しているのが特徴的である. 相模湾内では相模海盆の北東側に堆列・海盆とそれを横断する海底谷群がある. 大磯丘陵西縁を画する国府津—松田断層崖の南方延長には大磯海脚と相模堆の西斜面につづ

く明瞭な海底崖がある. しかしその南方の三浦堆, 三崎堆, 沖ノ山堆の西縁急斜面はもっと東側 (陸側) に位置している (図2). さらにそれらの堆列は北東—南西方向の急崖によって横断されている. したがって, 相模湾の堆列西麓に推定されている断層 (杉村, 1972 の相模湾断層や木村, 1971 の相模構造線) は, 地形的には一本の単純な断層崖ではなく, 多型 (左雁行) に配列した複数の断層崖からなり, またその一般走向は 1923 年関東地震の震源モデルあるいは測地学的モデルから推定されている断層面の走向 (KANAMORI, 1972; MATSUURA *et al.*, 1980) と異なるので, 1923 年関東地震の震源断層が直接海底にあらわれたものではないだろう.

これらの堆列頂部の深度は, 大磯海脚が -90 m, 房総半島沖の沖ノ山堆が -54 m, 中ノ瀬が -89 m, 布良瀬が -62 m と -100 m 以浅であるのに対し, 相模堆 (西堆 -490 m, 東堆 -450 m), 三浦堆 -557 m, 三崎堆 -414 m といずれもかなり深く, 沖ノ山堆頂を基準にすれば東京海底谷以北の堆頂の水深は 360~500 m も深い. 大陸棚外縁深度も同様の傾向を示し, 東京海底谷

図3 石花海盆・石花海堆・駿河トラフ・伊豆海淵を横断する音波探査記録（活断層研究会 1980 による）

位置は図2のC-D。音波探査は海上保安庁水路部が実施した。

以南の房総半島周辺では外縁深度は $-90 \sim -95$ m であるのに対し、以北の三浦半島周辺では $-110 \sim -120$ m と深い。これらの地形から、東京海底谷を境界として北方の地域が南方にくらべて相対的に沈降しているといえる。

東京海底谷は著しく屈曲しているが大局的には、館山沖以北では南北方向、以南では東西方向に走り、その形態は北西—南東方向への展張による正断層に伴う巨大な割れ目ともみられる。相模海盆は西側を西相模湾断層の地形的表現と考えられる南北方向の急斜面、南東側を東京海底谷に境された沈降域で、新しい堆積物で埋積されている。東京海底谷の形成や堆積の配列が一直線でないこと、相模堆・三浦堆・三崎堆の水深がとくに大きいことなどは、中村・島崎 (1981), NAKAMURA *et al.* (印刷中) が考えているように、相模湾内の相模トラフ東縁が現在沈み込み境界ではなく、分離境界 (eduction boundary) に転化したためであろう。

房総半島南端沖の陸側斜面は、 $N70^{\circ}E$ 方向にのびる比高 2,500 m 以上の急崖である。ここには 1703 年元禄地震の際に房総半島南端で 4~6 m の地震隆起をも

図4 相模トラフ東南部の海底地形（海上保安庁水路部 1982 の 100 万分の 1 海底地形図の一部）等深線は 100 m ごと。1~6 の数字は等深線の水深を km で示す（加筆）。（水路図誌複製「海上保安庁承認第 590048 号」）

たらした逆断層運動が推定されている (MATSUDA *et al.*, 1978)。鴨川海底崖はこの逆断層運動によって形成されてきた断層崖で、房総半島南端部の完新世海成段丘から知られる平均隆起速度 3 m/1,000 年を外挿すると、比高 2,500 m の断層崖は約 80 万年間で形成されたことになる (米倉, 1979b)。

相模トラフ南東部は全体としてほぼ直線的で、トラフ北縁には房総海底崖とよばれる比高 1,000 m 以上の急崖がある。それを詳しくみると長さ 10~20 km の 4 列の急崖が左雁行 (多型) に配列している (図 1, 4)。これらの個々の急崖の走向は約 $N40^{\circ}W$ で、これらの急崖を含む地帯の走向は約 $N60^{\circ}W$ である。これらの急崖は巨大な開口地割れに面する崖で、地割れ地帯全体の走向方向に横ずれ剪断応力を受けたときに生ずる Riedel shear faults と考えられる。個々の雁行する地割れは横ずれ断層の走向と典型的には約 20° の鋭角をなす (COURTILLOT *et al.*, 1974)。したがってこの地形は、この付近でのプレート間の相対運動 ($N52^{\circ} \pm 7^{\circ}W$) によって生じた横ずれ地形であろう (島崎ほか, 1981)。相模トラフ南東部では、トラフ南縁がプレートの物質境界であるが、力学境界はトラフ北縁の房総海底崖沿いに存在する。

V. ま と め

駿河トラフと相模トラフおよびその周辺の変動地形について記述した。両トラフは南海トラフとともにフィリピン海プレート北縁部の沈みこみ境界をなすが、プレート境界付近での地殻変形の様式は、トラフの陸側と海側とで著しく異なり、またプレート境界の走向とプレート運動の方向の関係によっても著しく変化する。さらに本州に近づくにつつある伊豆小笠原弧の外帯と内帯の地形や地殻構造のちがいが、プレート境界への収束の様式(沈みこみか衝突か)に差異をもたらしている。

なお、本報告は中村一明、島崎邦彦両氏との討論に負う所が大きいことを明記し両氏に謝意を表する。

引用文献

- ANDU, M. (1974) Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake. *Jour. Phys. Earth*, **22**, p. 263—277.
- ANDU, M. (1975) Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, p. 119—140.
- COURTILLOT, V., TAPPONTER, P. and VARET, J. (1975) Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. *Tectonophysics*, **24**, p. 317—329.
- 本座栄一 (1984) 相模・駿河トラフにおける沈み込みの形態。第四紀研究, **23** (本号)。
- ISHIBASHI, K. (1981) Speculation of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. in *Earthquake prediction-an international review* (SIMPSON, D. W. and RICHARDS, P. G. eds.), Maurice Ewing Series **4**, p. 297—332.
- 加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・井上雅夫・奈須紀幸 (1968) 相模湾底の南相模層について。海洋地質, **4**, p. 1—15.
- 海上保安庁水路部 (1978) 5 万分の 1 海底地形図「駿河湾北部」, 第 6362 5 号。
- 海上保安庁水路部 (1980a) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「駿河湾南東部」海底地形図・海底地質構造図および同海底地形地質調査報告。35 p.
- 海上保安庁水路部 (1980b) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「駿河湾南西部」海底地形図・海底地質構造図および同海底地形地質調査報告。37 p.
- 海上保安庁水路部 (1983) 相模湾海底地形図 10 万分の 1。
- 海上保安庁水路部 (1982) 100 万分の 1 海底地形図「中部日本」, 第 6313 号。
- 貝塚爽平 (1972) 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動。関東地方の地震と地殻変動 (垣見俊弘・鈴木尉元編), p. 99—118, ラテイス, 東京。
- 貝塚爽平・米倉伸之 (1983) 日本列島沿海底。アジアの変動帯—ヒマラヤと日本海溝の間—(藤田和夫編著), 193—207, 海文堂出版, 神戸。
- KANAMORI, H. (1972) Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **4**, p. 129—139.
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 (1983) 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射音波探査。水路部研究報告, **18**, p. 1—23.
- 木村政昭 (1971) 南関東の地殻モデルに関する一考察。地質ニュース, **204**, p. 1—10.
- MATSUDA, T., OTA, Y., ANDO, M. and YONEKURA, N. (1978) Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. America Bull.*, **89**, p. 1610—1618.
- MATSU'URA, M., IWASAKI, T., SUZUKI, Y. and SATO, R. (1980) Statical and dynamical study of faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake. *Jour. Phys. Earth*, **28**, p. 119—143.
- 茂木昭夫 (1968) 伊豆海嶺。日本地質学会討論資料, フォッサマグナ, p. 217—221.
- 茂木昭夫・桜井 操 (1980) 伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について—駿河トラフでのサブダクションを示唆する—。地震予知シンポジウム, p. 117—121.
- 茂木昭夫・桂 忠彦・中嶋 暁・桜井 操・加藤 茂 (1981) 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報。月刊地球, **3**, p. 443—451.
- 永野真男・安城龍彦・登崎隆志 (1977) 遠州灘の海底地質。水路部研究報告, **12**, p. 1—33.
- 中村一明 (1982) 駿河湾の沈下速度とプレート運動速度の関係。地震 第 2 輯, **35**, p. 133—135.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981) 相模・駿河トラフと沈み込み。科学, **51**, p. 490—498.
- NAKAMURA, K., SHIMAZAKI, K. and YONEKURA, N. (in press) Subduction, bending and eduction—Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate—. *Bull. Soc. Geol. France*.
- 桜井 操・小川正泰 (1982) 西七島海嶺北部の造構造運動。水路部研究報告, **17**, p. 1—12.
- 桜井 操・片山維新・鈴木久義 (1982) 石花海北堆の海底地形・底質調査。最近の海底調査—その 2—, p. 129—151, 日本水路協会。
- 佐藤任弘 (1984) フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造。第四紀研究, **23**, p. 71—76.
- 島崎邦彦・中村一明・米倉伸之 (1981) 駿河トラフと相模トラフ—測地学的・地形学的変動とプレート運動—。月刊地球, **3**, p. 455—463.
- 杉村 新 (1972) 日本付近におけるプレートの境界。科学, **42**, p. 192—202.
- 米倉伸之 (1979a) 東海沖の海底活断層。月刊地球, **1**, p. 577—582.
- 米倉伸之 (1979b) : 太平洋諸地域第四紀後期の海面変

化と地殻変動. 月刊地球, **1**, p. 822—829.
YONEKURA, N. (1983) : Active deformations of the
continental margin along the Nankai and Suruga

Troughs, Southwest Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ.
Tokyo*, **15**, p. 47—62.