フィリピン海のテクトニクス

瀬野 徹三* 丸山 茂徳**

Tectonics of the Philippine Sea

Tetsuzo SENO and Shigenori MARUYAMA

Abstract

The models on the tectonic evolution of the Philippine Sea can be divided mainly into two: (1) entrapment of a normal ocean at 43 Ma for the West Philippine Basin formation and back-arc basin formations caused by successive landward retreats of the upper Philippine Sea plate, and (2) back-arc basin formations caused by successive seaward retreats of the trench axis. These models are discussed on the basis of the presently available data.

The island arc type volcanism at the northern half of the Palau-Kyushu Ridge since 48 Ma, and the age-depth relation and chemistry of basalts at Sites 291 and 292 in the West Philippine Basin favor the back-arc spreading origin for this basin. In contrast, the chemistry of basalts at Site 447 and the large distance between the Central Basin Ridge and the northern Palau-Kyushu Ridge favor the entrapment origin for this basin. It is likely that the West Philippine Basin has formed under the unique situation of the ocean basin formation, i.e., with subduction at its northern margin and a spreading center far from this subduction zone.

Subduction or collision of the aseismic ridges in and around the Philippine Sea is discussed in terms of the crustal structure of the ridges, seismicity, and onland geology. It is found that all these aseismic ridges except for Izu which has a thick 20-30 km crust have been subducted, although many of them have formed a cusp or discontinuity at the trench. Elucidating the times of the bending of the Cretaceous-Paleogene terranes in central Honshu and in Kyushu is critical to discriminate the two models for the Shikoku Basin formation, i.e., the fixed trench model and the trench retreating model.

I. はじめに

太平洋プレート、ユーラシアプレート、インド・オーストラリアプレートの会合する西太平洋には、多くの縁海やマイクロ・プレートが存在する。そのなかでフィリピン海は最大の縁海であり、よく調査されたデータが豊富である。また繰り返し開いて来たことも知られている。したがって、縁海の開くメカニズムの考察にたいして格好の材料を提供してきたが、それにもかかわらず、フィリピン海がどのようにして、さらに、なぜ開いて来たかに関してはいまだ解決をみていない。そのような状況であるから、縁海一般の開盆のメカニズムに関してはまして解決をみていないわけであるが、フィリピン海拡大に対して提案されて来た様々なモデルを振り返ることは、それらの多様性のゆえに、縁海拡大のメカニズムの考察の典型的な例となると思われる。そのような意味で、ここでは、現在までに提案されて来たモデルを振り返り、現在得られる限りのデータと対照させてそれらのモデルの得失を論ずる。現在までのデータを見るかぎり、西

* 建設省建築研究所国際地震工学部 International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Build. Res. Inst.

** 富山大学教育学部 Department of Geosciences, Toyama University

フィリピン海盆は背弧海盆と普通の大洋底の両方の特性を持っており、単純に背弧海盆あるいはトラップされた大洋底というふうに分類できないようである。

また、フィリピン海プレートは、東アジア東縁下への沈み込みを通じてその地質構造の形成に大きな役割を演じて来た。その中には、フィリピン海の中に存在する古島弧や現在活動的な島弧の沈み込みや付加とそれに伴う造山帯の屈曲、若いプレートの沈み込みに伴う火成活動・付加体の形成などがある。フィリピン海プレートの沈み込みと陸上の地質とのかかわりを通して、プレートの収束運動と造山運動の関係について解かれるべき問題の一つとして非震性海嶺の沈み込み・衝突を論ずる。

II. フィリピン海の生成発展史

フィリピン海は西フィリピン海盆、四国-パレスヴェラ海盆、マリアナトラフの順に生成して来た。そ

第1図 フィリピン海の構造要素

斜線：古島弧，ただし陸上部では四十帯，打点部：活動的島弧，白抜き：非震性海嶺，海膨，海台，I：伊豆，B：小笠原諸島，G：グアム，DSDP Site は■と番号で示す。

れらを、かつての島弧の一部である奄美海台，大東，沖大東海嶺，パラウ-九州海嶺，西マリアナ海嶺や現在活動的な島弧である伊豆・小笠原弧-マリアナ弧がとりまいている（第1図）。生成発展史に関しては、それをまず、古い西フィリピン海盆と、より新しい、すなわち新第三紀以降に生成した四国-パレスヴェラ海盆，マリアナトラフとに分けたほうがよい。後者については、それらが背弧海盆として開いたこと（KARIG 1971, 1975）に異論はない。前者に関しては、大きく分けて、それが普通の大洋底がトラップされたものという考え（BEN-AVRAHAM et al. 1972, UYEDA and BEN-AVRAHAM 1972, HILDE et al. 1977, MATSUDA 1978, HILDE and LEE 1984）と背弧海盆として開いたという考え（KARIG 1975, KOBAYASHI and ISEZAKI 1976, 小林 1983, SENO and MARUYAMA 1984, LEWIS et al. 1982）の2つがある。後者は、北東からの沈み込みで開いたという説が大半であるが、南西からの沈み込みで開いたとする説（LEWIS et al. 1982）もある。

第2図 西フィリピン海盆が取り込まれた海洋底であり、また陸側プレートの後退によって四国-パレスヴェラ海盆が開いたとする説 (MATSUDA 1978, BEN-AVRAHAM and UYEDA 1983)

新第三紀の背弧海盆を含めて、背弧海盆の拡大のしかたについても、海溝が海側に移動して開いたとする説と海溝が上部マントルに対して固定して、上盤側のプレートが海溝から遠ざかるように運動したために開いたとする説の2つがある。後者は、西フィリピン海盆がトラップされた大洋底であるとする人々によってとなえられているので、フィリピン海の生成発展史は、大きく分けると(1)クラ-太平洋プレートの一部が、太平洋プレートが43Maにその絶対運動を西向きに変えたとき(CLAGUE and JARRARD 1973, JACKSON et al. 1975)、トランスフォーム断層が沈み込み帯に転化してトラップされ、それ以降、フィリピン海プレートが西に向かって間欠的に運動し、四国-パレスヴェラ海盆、マリアナトラフが開いたとする説(第2図, UYEDA and MCCABE 1983, MATSUDA 1978, BEN-AVRAHAM and UYEDA 1983)、(2)西フィリピン海盆、四国-パレスヴェラ海盆は、北西のトレンドを持っていた海溝が、時計回りに回転しながら後退して、開いたとする説(第3図, SENO and MARUYAMA 1984, 小林 1983, KARIG 1975, KOBAYASHI and ISEZAKI 1976)の2つとなる。(1)は、海溝固定説(またはスラブ錨説)、(2)は、海溝後退説と呼ぶことができよう。SENO and MARUYAMA (1984)は、この2つのモデルに基づいてフィリピン海を48Maまで復元し、両者の得失を論じた。また、SENO (1985)は、現在まで得られているデータをコンパイルし、それに基づいて西フィリピン海盆の生成発展史のモデルの得失を論じている。次節では、これらに従ってこれらのデータを振り返り、上述したモデルを論じる。

第3図 海溝の後退によってフィリピン海がひらいたとする説 (SENO and MARUYAMA 1984)
点線で次のステージの海溝の位置を示す。

III. 発展史に関するデータおよび議論

以下では、西フィリピン海盆を中心にして述べる。西フィリピン海盆の海洋底の年代は、DSDP (Deep

Sea Drilling Project) によって掘削された海洋底基盤玄武岩の放射年代 (OZIMA et al. 1977) や、基盤直上の堆積物の化石年代 (INGLE, KARIG et al. 1975) から始新世中期 (49-42Ma) とされている。これらの年代を第4図に示す。この年代は、次に述べる地磁気異常の解釈や、海盆の深さと年代の関係の解釈にもかかわってくるので重要である。年代測定の数の方が多い、それらが Ar-Ar でなされていることから考えて、始新世中期の年代はまず間違いないであろう。とすれば、このことからクラ-太平洋プレートの一部が取り込まれたとする説は成り立ちにくいといえる。何故ならば、クラ-太平洋海嶺の沈み込みは、アジア東縁日本列島付近では、白亜紀最後期-古第三紀初期 (70-55Ma) にかけて起きたと考えられる (平 1981, KIMURA and TAMAKI 1984) からである。もし、普通の海洋底がとりこまれたとするなら、それより若いプレートの対でなければならない。この可能性については後ほど論じる。

西フィリピン海盆の地磁気

縞模様異常に関しては、色々な解釈がなされて来た。それらは、年代に関して、白亜紀の異常か、古第三紀の異常か、また、拡大の様式に関して、対称的か、非対称的かに分かれる。このうち、白亜紀の異常とする解釈は、西フィリピン海盆がクラ-太平洋プレートの取り込みによって生じたとする説の大きな根拠となっていたのである。しかし、上に述べた始新世の海盆の年代と調和するのは、古第三紀の対称的な拡大という解釈 (LOUDEN 1976, WATTS et al. 1977, MROZOWSKI et al. 1982, HILDE and LEE 1984) だけである。

西フィリピン海盆の深さは 6 km ちかくあり、その年代が始新世であるとなると、普通の海洋底の深さと年代の関係の曲線にのらず、1 km 以上深いことになる (LOUDEN 1976, 1980; KOBAYASHI 1984,

第4図 西フィリピン海盆と周辺の高嶺の放射・微化石年代 (単位: Ma, OZIMA et al. 1977, 1980, 松田ほか 1975, 西村 1975, MIZUNO et al. 1977, 柴田・奥田 1975, 奥田 私信, 1983, 高柳 私信, 1981, TSUNAKAWA 1983, FULLER et al. 1980, LEWIS et al. 1982)
E: 始新世, K-P: 白亜紀-古第三紀

SCLATER et al. 1976)。これは、西フィリピン海盆が白亜紀の海洋底であるとする説のもう一つの根拠とされていたのである。しかし、フィリピン海の他の背弧海盆も同じように同じ年代の大洋底と比較して 1 km 以上深いことから (LOUDEN 1980, KOBAYASHI 1984)、西フィリピン海盆が背弧海盆であると考えれば、なんら矛盾は生じないことになった。上の、西フィリピン海盆の始新世の年代は動かしがたいので、このことは、むしろ西フィリピン海盆が普通の大洋底の取り込みによって生じたのではなく、背弧海盆として生じたことの根拠となる。この西フィリピン海盆の深さの異常は、海洋底地殻が普通の大洋底よりも 1.5~3 km 薄いことによって説明されず (LOUDEN 1980)、より深い上部マントルでの高密度異常が原因とされている (BOWIN 1981, LOUDEN 1980)。これは、背弧海盆として開いたとすれば、それに伴う沈み込みがあったはずで、その時沈み込んだスラブが高密度異常を与えているか、背弧拡大で生ずるリソスフェアの物性が普通の海洋性リソスフェアと違うとすれば説明出来よう。

西フィリピン海盆の北に存在する奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺や、九州南方から南にのびるパラウー九州海嶺などは地殻構造 (MURAUCHI 1968, 西沢ほか 1983) やドレッジされた玄武岩の組成 (石井 1983) から、かつての島弧の一部が沈降したものと考えられる。西フィリピン海盆をとりまくこれらの古島弧の年代は、海盆の生成発展史に対しどのような束縛条件を与えるであろうか？ これらの古島弧の放射年代を第 4 図に示す。大東海嶺群は、白亜紀後期から古第三紀前期というフィリピン海で一番古い年代を示す。パラウー九州海嶺の北半部は 48Ma 前後を示し、これは小笠原諸島父島の微化石年代 (48Ma, 高柳, 私信) と調和する。これに反して、パラウー九州海嶺の南半部では、現在までのところ漸新世の年代が最古で、分裂したかたわれである マリアナ弧も 44 Ma までの年代が知られているにすぎない。このパラウー九州海嶺の北半と南半の年代の差を有意とするか否かは、西フィリピン海盆の起源を考えるうえできわめて重要となってくる。太平洋プレートの運動の西向きの変化は 43Ma 前後で (CLAGUE and JARRARD 1973, JACKSON et al. 1975)、これは天皇ーハワイ海山列の折れ曲がりの年代からかなりよく決まっている。パラウー九州海嶺の北半の活動が 43Ma より古いことになれば、西フィリピン海盆の開いていた時期に、パラウー九州海嶺の北半では沈み込みがあったことを意味し、西フィリピン海盆の背弧海盆起源説に有利になる。一方、もし北半と南半の年代の差が有意でなく、いずれも 43Ma 前後とみなされるなら、太平洋プレートの運動変化に伴って西フィリピン海盆が取り込まれたとする説に有利である。SENO and MARUYAMA (1984) はこの差を有意とみて、西フィリピン海盆背弧海盆説を唱えた。現在まで、小笠原父島を含めて 4 個の 48Ma を示す年代のデータがあるが、これを確かめるためにより多くの年代測定が必要であろう。

パラウー九州海嶺の年代の問題から離れてみても、大洋底のトラップ説は単純には成り立たない。というのは、西フィリピン海盆の北に白亜紀後期ー古第三紀前期の大東海嶺群が存在しているからである。即ち、単純に、第 2 図のように海洋プレートが対が北西方向にアジア東縁に沈み込んでいて、その一部が取り込まれたとすることは出来ない。大東海嶺群が活動している時に、フィリピン海北部で沈み込みが存在していたからである。この沈み込みの詳しい過程は、いまだに明らかにされたとは言いがたい (水野ほか 1976, 徳山 1983)、もし明らかにされれば、パラウー九州海嶺の年代とともに、西フィリピン海盆の起源に関して大きな束縛条件を与えるであろう。

海盆の基盤をなす玄武岩の化学的性質から、それが大洋中央海嶺玄武岩 (N-type MORB) か、背弧海盆玄武岩 (BABB) か、あるいは島弧玄武岩 (IAT) か、見分けることができれば、それは西フィリピン海盆の起源に関して一つの束縛条件を与えることになる。現在までのところ、西フィリピン海盆の玄武岩は MORB あるいは BABB の性質を示すもの両方が存在する。Site 447 の基盤の玄武岩の微量元素の存在度は、MORB のそれと区別がつかないし、また $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ も 0.7026 と MORB と同じである (WOOD et al. 1981, MATTEY et al. 1981, ARMSTRONG and NIXON 1981)。BABB は、微量元素の存在度や同位体比においては系統的に MORB から IAT の方向へずれることが知られているが、

Site 447の玄武岩は、縁海の玄武岩の中ではもっとも MORB に近いものである (SATO 1984)。一方、MATSUDA (1984) と MEIJER (1975) は、Site 291と292の MORB の組成に似た玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が0.7032-0.7041と MORB よりかなり高く、IAT に近い値であること、また MATSUDA (1984) は、K/Rb, K/Sr が IAT のそれに近いことを示している。

Site 447の結果から、SATO (1984) は、西フィリピン海盆に対し普通の海洋底のトラップ説を支持しているが、一方、MATSUDA (1984) は、Site 291と292の結果からそれを否定している。ただ、292の玄武岩は基盤であるが、291はそうでないこと、また292はベンナム海台の端に位置し、典型的な海洋底ではないことが気になる。ここで、パレスヴェラ海盆の Sites 449と450の玄武岩も、微量元素からは MORB と殆ど区別がつかないこと (WOOD et al. 1981) は注意してよい。即ち BABB のなかには非常に MORB に近いものもあるということであって、Site 447の玄武岩から西フィリピン海盆が普通の海洋底であると直ちに結論してしまうことは出来ない。背弧海盆の拡大の過程において、拡大軸が火山弧から遠ざかっていくにつれて、BABB の組成が IAT のそれから MORB のそれへ移り変わっていくことは考えられることである。特に西フィリピン海盆の場合、拡大軸である Central Basin Ridge は、沖大東海嶺から1500km も現在はなれており、拡大時、パラウー九州海嶺北半で沈み込みがあったとしても、拡大軸で生産される BABB が MORB の組成に近くなることはありそうなことである。上述の一見矛盾するかのような玄武岩の化学組成の違いは、そのような拡大過程を反映しているのかもしれない。

伊豆・小笠原弧やマリアナ弧の島々の多くは古地磁学的に 30-60 度の時計回りの回転を示す (例えば、SENO and MARUYAMA 1984, McCABE and UYEDA 1983を見よ)。これらの回転の一部は、McCABE (1984) のいうように非震性海嶺の衝突にともなう回転によると考えられるが、それだけでは十分とはいえないようだ。SENO and MARUYAMA (1984) は、海溝後退説にもとづいてフィリピン海を復元し、これから期待される回転量を古地磁気から知られる回転量と比較したところ、ほぼ同程度であるという結論を得た。このことは、衝突に伴う屈曲のみならず、フィリピン海全体としての回転もこれらの島列の回転に寄与していることをしめしている。さらに小笠原諸島父島は、100度という特に大きな時計回りの回転を示し、これは諸島内部で相対的な回転が起きたことを示している (KODAMA et al. 1982)。現在までのところ、伊豆・小笠原弧とマリアナ弧の全体としての数十度の回転は、背弧海盆拡大/海溝後退説に都合のいいものであるが、このことを確証するには、回転の過程を個々の島についてより詳しく知る必要がある。

以上、フィリピン海、特に西フィリピン海盆の発展史にかかわる基本的なデータを見て来た。これらのデータを振り返って気付く重要な点は、西フィリピン海盆は、背弧海盆と普通の海洋底の両方の特徴を兼ねそなえているということである。パラウー九州海嶺北半の、48Ma からの島弧型の火成活動、海盆の深さと年代の関係、いくつかの玄武岩の IAT 的な化学組成は背弧海盆的であるし、一方、拡大軸の火山弧からの遠さ、いくつかの玄武岩の MORB 的な化学組成は、普通の海洋底的である。このことは西フィリピン海盆がまさしくこれらの両者の条件を兼ねそなえた状況のもとで拡大したことを物語るのではないだろうか？ 即ち、西フィリピン海盆の開き始めるころ、その北端部パラウー九州海嶺北半で北から沈み込みがあった。しかし、拡大の開始位置は火山弧の近くでなく、かなり離れた沖大東海嶺の南であった。拡大軸が島弧から離れるにしたがって、生産される玄武岩の化学組成は MORB に近いものとなった、というわけである。拡大が火山弧近くでなく沖大東海嶺の南で始まったのは、たまたまそこが弱線をなしていたからであろう。このようないわばヌエ的な拡大様式は、背弧海盆の拡大が普通の海洋底の拡大とメカニズム的に区別できないのではないかとする考え (例えば、UYEDA 1984) を支持する好例となるのかもしれない。そのように考えると、西フィリピン海盆の背弧海盆拡大説と海洋底取り込み説は、実際あまり大きな違いはないことになる。背弧海盆説でも、マリアナ弧での沈み込みは太平洋プレートの運動方向変化に伴って起きたと考えている (SENO and MARUYAMA 1984) ので、両者の違いは48Ma にパラウー九

州海嶺北半で沈み込みがあったかなかったかの違いとなるが、現在までの年代測定の数少なから、これは完全には決着がついていないとみるべきであろう。仮に、西フィリピン海盆が開いている時に沈み込みがなかったとしても、そのすぐ前には大東海嶺群で島弧活動があったことは疑いようがないので、フィリピン海北部で沈み込みがあり、そのころ（厳密に同時か否かはともかくとして）西フィリピン海盆が開き、さらに開き終わりにちかひころパラウー九州海嶺の南半で沈み込みが開始してフィリピン海は完全に取り込まれた、というおおまかなあらすじはどちらの説にもあてはまることになる。

したがって、(1)と(2)の違いとして、海溝が後退してフィリピン海が開いて来たか、あるいは海溝は固定していて、陸側プレートが海溝から遠ざかるように運動したために開いて来たかの違いが残ることになる。SENO and MARUYAMA (1984)は伊豆・小笠原弧—マリアナ弧が後退して、四国—パレスヴェラ海盆がひらいて来たとする日本付近のプレート境界の変形が簡単になると考えたが、これは日本海が開くのは、日本海溝が後退して開くことを仮定したうえでの議論であった。最近、KIMURA and TAMAKI (1985)は日本海も陸側のプレートが後退して開いたとする説を唱えており、もしそうであれば四国海盆の拡大も陸側プレートが後退して開いたとしてなら困難はない。海溝固定説がフィリピン海に関しては、MATSUDA (1978)によって陸上の地質にもとづいて初めて唱えられたことを思い起こせば、このいずれが正しいかは、陸上の地質が解く鍵をにぎっているのではないだろうか？ 以下では、フィリピン海プレートと陸側プレートの相互作用という観点からフィリピン海と陸上の地質との関連を論じよう。

IV. 非震性海嶺の衝突付加テクトニクス

VOGT (1973)が島弧（造山帯）の屈曲と非震性海嶺の衝突との密接な相関に気付いたのはフィリピン海とその周辺であり、ここでは数多くの非震性海嶺の島弧への突入が観察される。伊豆・小笠原弧南部にマーカス・ネッカー海嶺、マリアナ弧南部にカロリン海嶺、西南日本弧に伊豆・小笠原弧、琉球弧北端部にパラウー九州海嶺と大東海嶺群、同南端部にルソン弧などが突入している。これらの海嶺群の沈み込み過程もしくは付加過程は最近の海洋地質学でも特に注目を集めている。それは NUR and BEN-AVRAM (1978)の、衝突が造山運動を引き起こす主要な原因であるという提唱と、その後の、古い造山帯においても造山帯をテレーンに分割し、各テレーンが沈み込み帯で衝突付加したとき造山運動が起きるとするテレーン学派の台頭（例えば CONEY et al. 1980, BEN-AVRAM et al. 1981）と無関係ではない。即ち陸上に上昇した古い造山帯の解釈にとって、現在行なわれつつある非震性海嶺の衝突・付加・沈み込み過程が重要な情報を与えることになるからである。そのような意味でフィリピン海は格好の研究材料を提供することは明らかであり、非震性海嶺の海溝に接する地点で詳しい調査が行なわれつつある（孔ほか 1982, KAIKO 計画ジャン・シャルコー号や独船ゾンネ号による琉球弧北端部の調査, 1984）。また古地磁気学により島弧の屈曲の過程を知ろうとする試みがなされつつある（McCABE and UYEDA 1983, McCABE 1984, 新妻 1984, 鳥居 1984）。詳しい調査の結果の公表は将来を待つとして、ここでは現在までに得られているデータから、何が造山運動に対してあるいはフィリピン海の生成発展史に対していえるだろうかということに触れてみたい。

突入している海嶺のうち、マーカス・ネッカー海嶺とカロリン海嶺の地殻構造はよく知られていないが、前者は他の西太平洋の海膨・海台と同様であるとすれば、玄武岩質であるが普通の海洋地殻よりも厚いであろう。後者の西半についてはそれが沈降した古島弧であるという説もある（BRACY and ANDREWS 1974）。沖大東海嶺は、大陸地殻ほど厚くはないが6 km/sec 層を含む約12 km の厚さの島弧的な地殻を持つ（MURAUCHI et al. 1968）。パラウー九州海嶺と奄美海台は、6 km/sec 層ははっきりしないが、5.4-5.6 km/sec 層がかなり厚い（約4 km）海洋地殻とは異なる約9 km の厚さの地殻を持つ（MURAUCHI et al. 1968, 西沢ほか 1983）。活動的な島弧である伊豆・小笠原弧は、その中部と南端で5.4-6.0 km/sec 層を含む15 km の厚さの地殻を持ち（HOTTA 1970, MURAUCHI et al. 1968）、伊豆半島付近では地殻

の厚さは20-30km と厚くなる（浅野ほか 1981）。

これらのうち、衝突していることがはっきりしているのは伊豆・小笠原弧の伊豆半島のみである。マーカス・ネッカー海嶺、カロリン海嶺は伊豆・小笠原弧—マリアナ弧の屈曲部に接し、海溝地形を不連続にさせているし、パラウー九州海嶺も西南日本弧—琉球弧の屈曲部に位置し、海溝部を隆起させている。大東海嶺群は琉球弧の屈曲部に位置してはいないが、奄美海台と大東海嶺が海溝に接するところでは、海溝地形が切れて鞍部をなしている（木村ほか 1983）。これらの海嶺が収束する所で、どの程度沈み込みがあり、またどの程度陸側プレートの変形で相対運動がまかなわれているかは、今後の調査研究に待つ他はないが、沈み込みの存在を示す指標の一つとして地震活動を見てみよう。パラウー九州海嶺、大東海嶺群、マーカス・ネッカー海嶺の接する島弧下には深発地震活動があり、周囲と地震面は連続する（SHIONO et al. 1980, ISACKS and BARAZANGI 1977, 山岡 1984）ので、これらの海嶺は沈み込みを受けていると考えられる。ただし、これらの海嶺に陸側方向へ沈み込んだ延長部分が存在している場合の話である。パラウー九州海嶺の場合には北方延長が存在した可能性が強いが（SENO and MARUYAMA 1984）、マーカス・ネッカー海嶺、大東海嶺群の場合は確言できない。カロリン海嶺の場合は、マリアナ弧南端には浅い地震活動しかなく、沈み込みの存在は明らかではない。伊豆半島の場合、その北西には地震活動はなく、沈み込みはないものと思われて来たが、南関東と東海下の地震面の、フィリピン海プレートとしての連続性を考えるには、伊豆の北西にも沈み込んだスラブを考えたほうがよい（第5図、瀬野 1985）。従って伊豆地塊が衝突する直前までは沈み込みが存在していたか、あるいは伊豆の地殻も一部は現在も沈み込んでいる可能性がある。このことは、ヒマラヤでさえも、収束速度の20-40%が大陸地殻の沈み込みで使われているという結果（MOLNAR 1984）を考えれば、おかしくはない。いずれにせよ、伊豆地塊が接近し衝突する以前までは伊豆・小笠原弧も沈み込みを受けていたことは、伊豆あるいは西フィリピン海盆、大東海嶺の古地磁気学的伏角変化（LOUDEN 1977, KINOSHITA 1980, KOYAMA 1983, HIROOKA et al. 1983）から知られるフィリピン海プレートの北上の当然の帰結である。従って、伊豆・小笠原弧の中部及び南端での厚さ15km 程度の地殻では、現在活動的な島弧でも沈み込みを受ける可能性が大きいことになる。伊豆地塊が衝突しているのは、それが30km に近い大陸性の地殻を持っているためであろう。このことは太平洋に存在する数多くの海嶺や海膨がテレーンとして次々と付加していくと考えた BEN-AVRAHAM たちの考えが成り立たないことを示している。実際、環太平洋の造山帯で玄武岩質の地殻を持つ海嶺・海膨全体の付加は過去2億年で一つも起きていない。また造山帯内部に見いだされる付加した古島弧が、岩石学的に予測される島弧の規模より常に小さいということとも調和的である。例えば、西南日本弧の黒瀬川帯の場合は、構成岩石から地殻の厚さ30km 以上の古島弧であろうと予測される（MARUYAMA et al. 1984）にもかかわらず、南北の分布幅は数 km 以下にすぎない。多くの部分が沈み込みを受けて消失したと考えられる。

島弧の屈曲部に非震性海嶺が突入していることを偶然とはみなさず、両者には密接な関係があると考え人が多いが、これはそれほど自明なこととは思わない。これは(1) 非震性海嶺の延長部分が沈み込んでしまった部分にも存在する、(2) その並びが一定の期間プレート相対運動の方向に一致する、という2つの条件を満たさないかぎり、関係を示唆出来ない。またすべての島弧の屈曲が非震性海嶺の突入を伴っているわけではない（千島弧と東北日本弧、パラウ弧とヤップ弧の屈曲の例を見よ）。フィリピン海の周辺では、上の両方の条件を満たすのは、フィリピン海プレートが現在の運動をし始めた数 Ma 以前、より北向きに運動していた時期の伊豆・小笠原弧及びパラウー九州海嶺の西南日本弧への突入である。マーカス・ネッカー海嶺とカロリン海嶺の場合には、もし現在見られているこれらの海嶺のトレンドに延長部分が存在していれば、プレート相対運動の条件は満たすので、伊豆・小笠原弧とマリアナ弧の屈曲とこれらの海嶺の突入との関連性（McCABE and UYEDA 1983, McCABE 1984）は否定できない。一方、大東海嶺群のトレンドは現在のフィリピン海プレートの運動方向なので、今後これらの海嶺の突入は琉球弧の形状

第5図 関東—東海地方のフィリピン海スラブと海底地形 (瀬野 1985)

関東地方のフィリピン海、太平洋スラブの上面のコンターは野口(1985)、東海地方のそれは、山崎・大井田(1984)による。ISL(糸魚川—静岡線)—TAL(藤野木—愛川線)で伊豆地塊衝突の物質境界(小林 1984)をしめす。SK: 甲府盆地南縁断層, EY: 山梨県東部地震活動, KMK: 国府津—松田—神縄断層。海底地形は1000m 毎の等深線で示す(海上保安庁水路部の100万分の1の海底地形図による)。

に影響をおよぼすことはありえても、現在屈曲していないことは不思議ではない。

伊豆・小笠原弧の北西進と西南日本弧南部フォッサ・マグナの古生代—中生代のテレーンの屈曲とは密接な関係があるとしてこれまで論じられて来た。MATSUDA (1978) は、この屈曲が古第三紀に主として起きたとして、クラ—太平洋プレートのトランスフォーム断層起源の断層帯(伊豆・小笠原弧の前身、プロト-伊豆・小笠原弧と呼ぶ)を白亜紀以降本州中部に突入させ、この断層帯に沿って非震性海嶺が存在していたためテレーンの屈曲が起きたとするモデルを提案した。即ち、UYEDA and BEN-AVRAHAM (1972) によって提案されていた断層帯の沈み込み位置を変更した。この考えは、フィリピン海の生成発展史のみならず (HILDE et al. 1977, UYEDA and MCCABE 1983), 日本列島のテクトニクスの考察にも大きな影響を及ぼして来た(例えば, OTSUKI and EHIRO 1978, ICHIKAWA 1980) ので、重要である。SENO and MARUYAMA (1984) は、MATSUDA (1978) の引用した古第三紀の屈曲のデータとされているもののいくつかに反駁を加えている。また白亜紀にさかのぼり屈曲が起きたとする (ICHIKAWA 1980) 根拠に、三波川—領家帯の内部構造変形が屈曲点を境にして東西で逆の水平ずれで説明できるというデータ (HARA et al. 1980) があったが、FAURE (1985) によればそのような構造要素は関東山地には存在しない。白亜紀—古第三紀の期間の屈曲をはっきりと証明しているものは、結局ないように思われるが、そもそもこのような古い時代に屈曲が仮に起きたとしても、それをプロト-伊豆・小笠原弧の突入にむすびつけるのは論理の飛躍ではないだろうか? 太平洋プレートかクラプレート上のありふれた非震性海嶺であってかまわないわけである。むしろプロト-伊豆・小笠原弧ならびに伊豆・小笠原弧が過去

100-数10Ma 日本列島のほぼ同じ位置に突入していたと考えるのは、プレート運動が容易に変化するものであること(瀬野・PETERSON 1984, 山野・上田 1984)を考えると、よほど不自然である。また43Maから伊豆・小笠原弧が現在に近い位置に到達していたとするなら、古い火山岩や花崗岩が、火山フロントの、東北日本弧-伊豆・小笠原弧屈曲点より南で、伊豆衝突の物質境界(第5図に物質境界と考えられる藤野木-愛川線, 小林 1984, を示す)より北の部分の火山帯に存在すべきであろう。ここでは年代測定は14Maの花崗岩が最古であり、また中新世中-後期の火成岩があるが(地質調査所 1982)、現在までのところそれより古い火成岩や深成岩は知られていない。筆者らは、伊豆・小笠原弧が現在の位置付近に到達したのは四国-パレスヴェラ海盆が開き終わった17Ma頃であろうと考えているが(SEN0 and MARUYAMA 1984)、これは南部フォッサ・マグナ(房総-東海)の地質、年代測定、古地磁気学などから早急に決着をつけられるべきであろう。これによって海溝固定説が正しいか、海溝後退説が正しいか決着がつくのである。

ここで本州弧の屈曲とペアの問題として、九州の四万十帯の折れ曲がり、いわゆる北薩の屈曲(橋本 1961)を考えてみよう。われわれのモデルでは、伊豆・小笠原弧は40-30Maには、九州の南にすでに到達している。従って、この時期の伊豆・小笠原弧の突入が北薩の屈曲を引き起こしたのではないかという着想を得るのは自然である。このような四万十帯の地質構造は、古第三系堆積後中期中新世までの高千穂変動によって完成されたとされている(松本ほか 1962, 木崎 1979)ので、もしこれが正しいなら、中新世の初めまで伊豆・小笠原弧が九州の南付近にあり、それから東に移動して中期中新世に現在位置に到達したというわれわれのモデルと時代があう。海溝固定説にもとづけば、パラウ-九州海嶺が九州の南にやってくるのは中期中新世であり、北薩の屈曲はむしろ中新世以降のパラウ-九州海嶺の沈み込みで引き起こされたと考えたい。従って、本州弧の屈曲と北薩の屈曲をペアとしてとらえ、それらの時代の前後を論ずることは、フィリピン海の生成発展史にとって重要である。木崎(1979)は、北薩の屈曲を琉球弧形成の問題としてとらえているが、これはせんじつめれば、アジア東縁で、フィリピン海の間欠的な拡大に伴い、伊豆・小笠原弧が移動し、沈み込むプレートが太平洋プレートからフィリピン海プレートへ変化し、さらにフィリピン海プレートのなかでも、古い西フィリピン海盆の沈み込む地域と若い四国海盆の沈み込む地域の差が陸側の島弧の構造に反映する、ということではないだろうか?

V. おわりに

以上、フィリピン海の生成発展史のいろいろなモデルと、それを考えるうえでの基本的なデータ、フィリピン海プレート陸側プレートの相互作用の一つの例として、非震性海嶺の衝突・付加と造山帯の屈曲を論じて来た。この論説がレビュー的な性格を持っている以上、もっと多くの問題を論じたかったが、紙数の制限上省かざるをえなかった。それらには、四万十付加体の間欠的形成・オリストストローム発生とプレート沈み込み過程の関係、無人岩/高マグネシア安山岩の生成条件、中央構造線の運動史、衝突型造山作用、東北日本弧との比較等がある。これらについては、すでに多くの研究がなされて来たし、なされつつある。これらをフィリピン海プレートの運動史との関連において包括的に論じることは、またの機会にゆずりたい。

文 献

- ARMSTRONG, R. L. and NIXON, G. T. (1981): Chemical and Sr-isotopic composition of igneous rocks from Deep Sea Drilling Project Leg 59 and 60. *Initial. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 59, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., p. 717-727.
- 浅野周三・他爆破地震動研究グループ(1981): 鳩山・伊豆沖爆破地震動観測による地殻構造。地震学会講演予稿集, 2, p. 30.
- BEN-AVRAHAM, Z. and UYEDA, S. (1983): Entrapment origin of marginal seas. In HILDE, T. W. C. and UYEDA, S. eds. "Geodynamics of the Western Pacific". Geodynamics Se-

- ries, AGU, Washington, D. C., p. 91-104.
- , BOWIN, C. and SEGAWA, J. (1972): An extinct spreading center in the Philippine Sea. *Nature*, **240**, p. 453-455.
- , NUR, A., JONES, D. and COX, A. (1981): Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science*, **213**, p. 47-54.
- BOWIN, C. (1981): Gravity and geoid anomalies of the Philippine Sea: Evidence on the depth compensation for the negative residual water depth anomaly. *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, p. 103-119.
- BRACY, D. R. and ANDREWS, J. E. (1974): Western Caroline Ridge: Relic island arc? *Mar. Geophys. Res.*, **2**, p. 111-125.
- 地質調査所 (1982): 日本地質アトラス.
- CLAGUE, D. A. and JARRARD, R. D. (1973): Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor chain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, p. 1135-1154.
- CONEY, R. J., JONES, D. L. and MONGER, W. H. (1980): Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**, p. 329-333.
- FAURE, M. (1985): Microtectonic evidence for eastward ductile shear tectonics in the metamorphic part of the Jurassic orogen of southwest Japan. *J. Struc. Geol.* (in press.)
- FULLER, M., DUNCAN, G., GREEN, G., LIN, J. L., MCCABE, R., TONEY, K. and WILLIAMS, I. (1980): Paleomagnetism of Truk Islands, eastern Carolines and of Saipan, Marianas. *Geophys. Monogr.*, **23**, p. 235-246.
- HARA, I., SYOJI, K., SAKURAI, Y., YOKOYAMA, S. and HIDE, K. (1980): Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **18**, p. 27-49.
- 橋本 勇 (1961): 鹿児島県北薩地方の時代未詳層群の層序と構造. 九大教養地学研報, **8**, p. 48-62.
- HILDE, T. W. C. and LEE, C. S. (1984): Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation. *Tectonophysics*, **102**, p. 85-104.
- , UYEDA, S. and KROENKE, L. (1977): Evolution of the western Pacific and its margin. *Tectonophysics*, **38**, p. 145-165.
- HOTTA, H. (1970): A crustal section across the Izu-Ogasawara arc and trench. *J. Phys. Earth*, **18**, p. 125-142.
- HIROOKA, K., TAKAHASHI, T., SAKAI, H. and NAKAJIMA, T. (1983): Northward drift of the Izu peninsula, central Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **10**, p. 53-60.
- ICHIKAWA, K. (1980): Geohistory of the Median Tectonic Line of southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, p. 187-212.
- INGLE, J. C., KARIG, D. E. et al. (1975): *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **31**, p. 275-316.
- ISACKS, B. L. and BARAZANGI, M. (1977): Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. In TALWANI, M. and PITMAN, W. C. eds. "Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basin". AGU, Washington D. C., p. 99-114.
- 石井輝秋 (1983): フィリピン海の新島弧の岩石. 月刊海洋科学, **15**, 468-472.
- JACKSON, E. D., SHAW, H. R. and BARGAR, K. E. (1975): Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, p. 145-155.
- KARIG, D. E. (1971): Structural History of the Mariana island arc system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, p. 323-344.
- (1975): Basin genesis in the Philippine Sea. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **31**, p. 857-879.
- KIMURA, G. and TAMAKI, K. (1984): Tectonic framework of the Kurile arc since its initiation. *Proc Oji Seminar*, Nov. 1983, Tokyo, (submitted).
- and — (1985): Collision, rotation, and back-arc spreading: the case of the Okhotsk and Japan Seas. *Proc. Geodynamics Symp.*, "Collision Tectonics", Texas A & M Univ., (submitted).
- 木村政昭・古川雅英・北沢久和 (1983): フィリピン海の西北縁—琉球海溝—. 月刊海洋科学, **15**, p.

- 453-458.
- KINOSHITA, H. (1980): Details of magnetic-polarity transitions recorded in sediment cores from Deep Sea Drilling Project Site 445, Philippine Sea. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **58**, p. 769-775.
- 木崎甲子郎 (1979): 「九州西縁構造帯」とその意義. 地球科学, **33**, p. 144-151.
- 小林和男 (1983): フィリピン海の海底地学. 地質学論集, **22**, p. 159-165.
- KOBAYASHI, K. (1984): Subsidence of the Shikoku back-arc basin. *Tectonophysics*, **102**, p. 105-118.
- and ISEZAKI, N. (1976): Magnetic anomalies in the Sea of Japan and the Shikoku Basin: Possible tectonic implications. *Geophys. Monogr.*, AGU, **19**, p. 235-252.
- 小林洋二 (1984): 南部フォッサ・マグナ地域のプレート力学境界. 地震学会講演予稿集, **1**, p. 8.
- KODAMA, K., KEATING, B. H. and HELSLEY, C. E. (1982): Paleomagnetism of the Bonin Islands and its tectonic significance. *Tectonophysics*, (submitted).
- 孔栄世・徳山英一・加賀美英雄・奈須紀幸・小林和男 (1982): マルチチャンネル反射地震法による琉球海溝 (奄美海台西部) の沈み込み様式. 地震学会講演予稿集, **2**, p. 64.
- KOYAMA, K. (1983): Paleomagnetic evidence for northward drift and local deformations of the Matsuzaki area, Izu peninsula, Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **10**, p. 61-68.
- LEWIS, S. D., MROZOWSKI, C. L. and HAYES, D. E. (1982): The origin of the West Philippine Basin by inter-arc spreading. In BALCE, G. R. and ZANORIA, A. S. eds. "Geology and Tectonics of the Luzon-Mariana Region", Proc. CCOP-SEATAR Workshop, p. 31-51.
- LOUDEN, K. E. (1976): Magnetic anomalies in the West Philippine Basin. *Geophys. Monogr.*, AGU, Washington, D. C. **19**, p. 253-267.
- (1977): Paleomagnetism of DSDP sediments, phase shifting of magnetic anomalies, and rotations of the West Philippine Basin. *J. Geophys. Res.* **82**, p. 2989-3002.
- (1980): The crustal and lithospheric thickness of the Philippine Sea as compared to the Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, p. 275-288.
- MARUYAMA, S., BANNO, S., MATSUDA, T. and NAKAJIMA, T. (1984): Kurosegawa zone and its bearing on the development of the Japanese islands. *Tectonophysics*, **110**, p. 47-60.
- MATSUDA, J. (1984): Sr isotopic studies of rocks from the Philippine Basin and some implications for the mantle material under the basin. *Rep. on Geophys. Problems in the Philippine Sea*, (submitted).
- 松本准一・斎藤和男・座主繁男 (1975): 西フィリピン海, 奄美海台におけるマンガンノジュール中岩の K-Ar 年代及び Sr 同位体比研究. 地質学会82年大会, 「フィリピン海域の地質学的諸問題」, p. 99-101.
- MATSUDA, T. (1978): Collision tectonics of the Fossa Magna, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, suppl., p. 409-421.
- 松本達郎・野田光男・宮久三千年 (1962): 日本地方地質誌, 「九州地方」. 朝倉書店.
- MATTEY, D. P., MARSH, N. G. and TARNEY, J. (1981): The geochemistry, mineralogy, and petrology of basalts from the West Philippine and Parece-Vela Basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana Ridges, Deep Sea Drilling Project Leg 59. *Initial. Rep. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., **59**, p. 753-800.
- MCCABE, R. (1984): Implications of paleomagnetic data on the collision related bending of island arcs. *Tectonics*, **3**, p. 409-428.
- and UYEDA, S. (1983): Hypothetical model for the bending of the Mariana arc. In HAYES, D. E. ed. "The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2", Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., **27**, p. 281-293.
- MEIJER, A. (1975): Rb and Sr isotopic studies of igneous rocks cored during leg 31, the Deep Sea Drilling Project. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., **31**, p. 601-605.
- 水野篤行・奥田義久・玉木賢策 (1976): 大東海嶺群領域の地質とその起源に関する問題. 琉球列島の地質学研究, **1**, 177-198.
- MIZUNO, A., SHIKI, T. and AOKI, H. (1977): Dredged rock and piston and gravity core

- data from the Daito Ridge region and its origin. *Geol. Studies of the Ryukyu Islands*, **1**, p. 177-198.
- MOLNAR, P. (1984): Structure and tectonics of the Himalaya: Constraints and implications of geophysical data. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **12**, p. 489-518.
- MROZOWSKI, C. L., LEWIS, S. D. and HAYES, D. E. (1982): Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin. *Tectonophysics*, **82**, p. 1-24.
- MURAUCHI, S., DEN, N., ASANO, S., HOTTA, H., YOSHII, T., ASANUMA, T., HAGIWARA, K., ICHIKAWA, K., SATO, T., LUDWIG, W. J., EWING, J. I., EDGAR, N. T. and HOUTZ, R. E. (1968): Crustal structure of the Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, **73**, p. 3143-3171.
- 新妻信明 (1984): 岩石磁気・古地磁気研究会講演. 伊豆修善寺.
- 西村 進 (1975): 駒橋第二海山マンガノジュール核花崗岩のフィッション・トラック年代. 地質学会82年大会, フィリピン海域の地質学的諸問題, p. 104.
- 西沢あずさ・末広 潔・清水 洋 (1983): 奄美海台における上部地殻構造. 地震学会講演予稿集, **1**, p. 57.
- 野口伸一 (1985): フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴. 月刊地球, **7**, p. 97-104.
- NUR, A. and BEN-AVRAHAM, Z. (1978): Speculations on mountain building and the lost Pacifica continent. *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl., p. 21-37.
- OTSUKI, K. and EHIRO, M. (1984): Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea. *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl. p. 537-555.
- OZIMA, M., KANEOKA, I. and UJIE, H. (1977): ^{40}Ar - ^{39}Ar age of rocks, and the development mode of the Philippine Sea. *Nature*, **267**, p. 816-818.
- OZIMA, M., TAKIGAMI, Y. and KANEOKA, I. (1980): ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronological studies on rocks of Deep Sea Drilling Project, Site 443, 445 and 446. *Initial. Rep. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., **58**, p. 601-605.
- SATO, H. (1984): Geochemical characteristics of back-arc basin basalt. NASU, N. ed. Proc. Oji Seminar Symp., "*Formation of Ocean Margins*", (submitted).
- SCLATER, J. G., KARIG, D. E., LAWVER, L. A. and LOUDEN, K. (1976): Heat flow, depth and crustal thickness of the marginal basins of the South Philippine Sea. *J. Geophys. Res.* **81**, p. 309-318.
- SENO, T. (1985): A critique of models of the West Philippine Basin evolution. Proc. Sino-French Colloq. "*Geodynamics of the Eurasian-Philippine Sea Plate Boundary*", (submitted).
- 瀬野徹三 (1985): 概論: 関東平野下のプレート—その形態と運動—. 月刊地球, **7**, p. 66-72.
- SENO, T. and MARUYAMA, S. (1984): Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, p. 53-84.
- 瀬野徹三・PETERSON, E. T. (1984): 太平洋プレートの運動のゆらぎと衝突事件. 月刊地球, **6**, p. 629-633.
- 柴田 賢・奥田義久 (1975): 第二駒橋海山より採取された花崗岩れきの K-Ar 年代. 地質調査所月報, **26**, p. 71-72.
- SHIONO, K., MIKUMO, T. and ISHIKAWA, Y. (1980): Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes. *J. Phys. Earth*, **28**, p. 17-43.
- 平 朝彦 (1981): 四万十帯の形成過程. 科学, **51**, p. 516-523.
- 徳山英一 (1983): 大東海嶺域の発達史. 地震学会講演予稿集, **1**, p. 100.
- 鳥居雅之 (1984): 岩石磁気・古地磁気研究会講演. 伊豆修善寺.
- TSUNAKAWA, H. (1983): K-Ar dating on volcanic rocks in the Bonin islands and its tectonic implication. *Tectonophysics*, **95**, p. 221-232.
- UYEDA, S. (1984): Subduction zones: their diversity, mechanism and human impacts. *Geojournal*, **8**, p. 381-406.
- and BEN-AVRAHAM, Z. (1972): Origin and development of the Philippine Sea. *Nature*, **240**, p. 176-178.
- UYEDA, S. and MCCABE, R. (1983): A possible mechanism of episodic spreading of the Philippine Sea. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds. "*Accretion Tectonics in the Circum-*

- Pacific Regions*”, Terra Pub., Tokyo, p. 291-306.
- VOGT, P. R. (1973): Subduction and aseismic ridges. *Nature*, **241**, p. 189-191.
- WATTS, A. B., WEISSEL, J. K. and LARSON, R. L. (1977): Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific. *Tectonophysics*, **37**, p. 167-181.
- WOOD, D. A., MATTEY, D. P., JORON, J. L., MARSH, N. G., TARNEY, J. and TREUIL, M. (1981): A geochemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at site 447, 448, 449 and 450, Deep Sea Drilling Project Leg 59. *Initial Rep. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., **59**, p. 743-752.
- 山岡耕春 (1984): 球殻テクトニクス—球殻リソスフェアの変形力学. 月刊地球, **6**, p. 580-590.
- 山野 誠・上田誠也 (1984): 沈み込み帯における衝突—そのプレート運動に与える影響—. 月刊地球 **6**, p. 595-600.
- 山崎文人・大井田 徹 (1984): 地震学会講演予稿集, **2**, p. 37.

(1984年12月14日受理)