琉球弧と沖縄トラフの発達史

——とくに沖縄トラフの形成年代について——

古 川 雅 英*

Formation Age of the Ryukyu Arc-Okinawa Trough System

Masahide FURUKAWA *

Abstract

The Ryukyu Arc-Okinawa Trough system is one of several arc-backarc systems along the margin of the western Pacific and east Asia. Recent results of seismic refraction and reflection studies have revealed that the origin of the trough is the continental rifting, and the trough is in a state of the active rifting stage (*e. g.* Hirata *et al.*, 1991; Furukawa *et al.*, 1991). Basement rocks and sediments to appraise for the age of the trough, however, have not been sampled by deep sea drilling. Then the formation age of the trough was mainly examined by the geological studies of the Ryukyu Arc and Okinawa Trough areas and paleomagnetic studies of the Ryukyu Arc.

Geological sequence of the Ryukyu Arc is generally divided into two units, the pre-Miocene basement complex and post-middle Miocene sediments (*e. g.* Kizaki, 1986). The north and central Ryukyu Arcs represent the geological continuation of the Outer Belt of the southwest Japan Arc, composed of the Mesozoic to Eocene sedimentary sequences, whereas the south Ryukyu Arc is characterized by high-pressure metamorphic rocks and the Eocene volcanics and limestone. The geological and structural contrasts between the north-central and south Ryukyu Arcs are conspicuous before the late Miocene. These observations suggest that the formation of the Okinawa Trough have been originated since the Miocene, and the Ryukyu Arc have been established since then.

Paleomagnetic studies for the the Eocene to Pliocene volcanics and sediments collected from the Ryukyu Arc and northeast Taiwan suggest that the south Ryukyu Arc rotated clockwise 19° with respect to the central Ryukyu Arc and Taiwan between 10 Ma and 4 Ma. Paleomagnetic studies attribute this rotation to the opening of the southern part of the Okinawa Trough during 10 and 4 Ma (Miki *et al.*, 1990; Miki, 1991).

The acoustic sequence in the trough can be divided into three units. And the each unit are correlated to the Pliocene to early Pleistocene, middle to late Pleistocene, and late Pleistocene to Recent sediments in descending stratigraphic order. Widespread deformation by normal faulting is especially developed in the lowest unit which displays horst and graben structures.

* 神戸大学大学院自然科学研究科 (現在: 科学技術庁放射線医学総合研究所環境衛生研究部)

* The Graduate School of Science and Technology, Kobe University (Present address: Division of Environmental Health, National Institute of Radiological Sciences)

The deformation would have originated at about the Plio-Pleistocene boundary and formed the prototype of the trough (Furukawa *et al.*, 1991).

Synthesizes of the above studies have resulted in interpretative development of the trough as follows; a major phase of formation of the trough occurred during 10 and 4 Ma, and reactivation of the formation of the trough occurred after 2 Ma. Recent studies for the rifting of several continental margins, however, suggest that the intra-arc rifts evolved 10 times as fast as major intra-continental rifts, and the life time of the rapid rifting is only about 3 to 5 Myr (Yamaji and Takeshita, 1989). The middle Pleistocene reefal limestone dredged from some knolls in the Okinawa Trough indicate that the subsidence of the trough was about 500–1,000 m after the middle Pleistocene. As a preliminary conclusion, therefore, the age of the trough could be estimated to be roughly 2 Ma. The present age estimation is against recently proposed clockwise rotation of the south Ryukyu Arc due to the opening of the trough from 10 Ma to 4 Ma which was reported by the paleomagnetic study.

I. はじめに

琉球弧と沖縄トラフは、フィリピン海の西北縁に発達した島弧とその背弧海盆である(図1)。琉球弧は地形的に、また次章で述べるような地質の差異から、北琉球弧、中琉球弧、南琉球弧に区分され、それぞれはトカラ海峡と慶良間海裂(宮古凹地)によって境されている(小西, 1965; Kizaki, 1986)。沖縄トラフは、北東から南西にかけて徐々に水深を増し、トカラ海峡と慶良間海裂の北西延長線によって、北部、中部、南部に地形的に区分されている。沖縄トラフの最深部は、南部の八重山海底地溝(図1)にあり、約2,300mである。

沖縄トラフとその周辺海域に関する最近の研究は、沖縄トラフが大陸リソスフェアの rifting の段階にあること、また現在も活動的であることを強く示唆している。その根拠として、トラフの地殻の地震波速度構造が概して陸的であること(Nagumo *et al.*, 1986; Iwasaki *et al.*, 1990; Hirata *et al.*, 1991)、活動的な海底地溝が雁行状に配列していること(木村, 1983; Kimura *et al.*, 1986, 1991; 大島ほか, 1988)、これらの地溝の一部に島弧的な第四紀の火山活動や(Kimura *et al.*, 1986; 古川・伊勢崎, 1990; Ishikawa *et al.*, 1991ほか)、重金属を含む熱水の噴出が認められたこと(Kimura *et al.*, 1988;

中村ほか, 1988; 木村ほか, 1988; Halbach *et al.*, 1989ほか)、などが挙げられる。

大陸の縁辺に位置しかつ活動的な背弧海盆としては、沖縄トラフの他に、アンダマン海が挙げられる。しかし、アンダマン海の一部では、すでに海底拡大による海洋地殻が存在すると考えられている(Curray *et al.*, 1979)。従って、大陸縁辺に位置しかつ rifting の段階にあると考えられる活動的な背弧海盆は、沖縄トラフのみである。この様なことから、沖縄トラフに認められる諸現象の研究は、他の島弧-背弧海盆系の形成過程、特にその形成初期のテクトニクスを解明する上で重要な情報を提供するものと考えられる。例えば、藤岡(1983)が指摘した黒鉱型鉱床の形成過程や環境を解明する上で、沖縄トラフは好適なフィールドであると思われる。

この様に、現在の沖縄トラフの様子については新しい知見が得られつつあるが、沖縄トラフの形成年代、言い替えば琉球弧が大陸から分離を開始した年代については不明な点が残されている。一般に海底の年代は、地磁気逆転のタイムスケールに基づく地磁気縞状異常の年代同定と、深海掘削によって得られる基盤岩層の年代によって決定される。

木村ほか(1985)は、沖縄トラフの地磁気異常分布とその解析結果から、トラフ中部の伊平屋海凹域(図1)が海底拡大によって形成されたと推

図 1 琉球弧および沖縄トラフとその周辺の海底地形

等深線は、0.5km 間隔。図中の星印は、ボーリング地点を示す (T=TO-KA-1, O=沖縄沖 1 号, M=宮古沖)。各ボーリング地点の地質層序は図 3 に示した。一点鎖線は、トカラ海峡と慶良間海裂の走向の延長を示す。左上の挿入図は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの相対運動の方向と速度 (Seno, 1977)。相対運動の速度の単位は、cm/y。

定し、その年代が約1.9~0.5Maであることを示唆した。しかし、その後には密な測線で得られた地磁気データの解析結果からは、伊平屋海凹域の地磁気異常が海底拡大によるものではなく個々の貫入岩体による地形の効果であると考えられている (Kitahara *et al.*, 1986; Davagnier *et al.*, 1987; 古川ほか, 1989)。上述した様に、トラフに海洋性地殻が存在する可能性は低いから、伊平屋海凹域以外の地域においても、地磁気異常の解析

から沖縄トラフの形成年代を推定することは困難である。また、トラフの海盆部においては深海掘削が行われていないことから、基盤岩の年代を決める直接的なデータは得られていない。

この様に、一般的な方法によって年代を決定することは現在困難であるが、沖縄トラフのような大陸縁辺に形成された背弧海盆の場合、島弧域の地質と地史、島弧の古地磁気、海底の地質層序と構造などを手がかりとして、その形成年代の推定

図 2 琉球弧と沖縄トラフの地質層序

琉球弧の地質層序は木崎 (1985) および氏家 (1989), 沖縄トラフの海底地質層序は Furukawa *et al.* (1991) に基づく。

が可能であると考えられる。小論では、琉球弧と沖縄トラフの発達史に関するこれまでの研究を概観し、特に沖縄トラフの形成年代について議論を行なう。

II. 琉球弧の地質層序

琉球弧の陸域である琉球列島の地質層序は、先新第三紀の基盤岩類とそれ以降の層準とに概略2分される (図2)。琉球弧の海域では、3地点でボーリングが行なわれている (図1)。ボーリングデータは、断片的にしか公表されていないが (Nash, 1979; 相場・関谷, 1979; 石和田, 1981; 木村, 1983; 円谷・佐藤, 1985), データを統合して得られた各点の地質柱状図を図3に示す。海域のボーリングでは陸域と同様の層序が得られており、このことから琉球弧のほぼ全域にわたって、上述の地質層序 (図2) が分布しているものと考えられる。

琉球弧の先新第三紀基盤岩類は、現在の島弧地

形の伸びにやや斜交して、概略帯状に配列している。小西 (1965) は、この帯状配列を西南日本の先第三紀基盤岩類 (特に外帯) に認められる帯状構造に対比し、琉球弧の内側ほど古い地層で構成されていると想定した。さらに小西 (1965) は、帯状構造がトカラ海峡と慶良間海裂 (宮古凹地) において左横ずれを呈し、雁行状に配列している可能性を指摘した。また、このことから、沖縄トラフ形成との関係には言及していないが、白亜紀または第三紀以降における琉球弧の南進を示唆した。その後、小西・須藤 (1972) は琉球弧南進の原因を沖縄トラフの拡大に求め、トラフが10 Ma以降拡大し続けていることを示唆した。以下では主に最近の研究成果に基づき、琉球弧の地質層序と、琉球弧と沖縄トラフの発達史に関わる議論を簡単にまとめる。

北琉球弧から中琉球弧に認められる最古で最も内側 (北西側) の地層群は本部帯 (湯湾層, 伊平屋 terrane, 本部 terrane, 今帰仁層など) であり、

図3 琉球弧の海域で行なわれたボーリング地点の地質層序

ボーリングのデータは、断片的にしか公表されていない。各点の地質柱状図は、Nash (1979), 相場・関谷 (1979), 石和田 (1981), 木村 (1983), 円谷・佐藤 (1985) を統合して得られたものである。

ペルム紀後期～白亜紀前期の頁岩・砂岩・チャート・石灰岩・塩基性岩類などから成る (例えば, 木崎, 1985)。本部帯は、重力滑動や崩壊で形成された melange であると考えられている (遅沢ほか, 1983)。この外側には、白亜紀後期の砂岩・頁岩・千枚岩・塩基性岩などから成る、大勝層、名瀬層、名護層が分布している (例えば, 木崎, 1985)。本部帯とは対照的に、沖縄本島や奄美大島域における先第三紀基盤岩類の最外帯を占めるのは、始新世中期の主に砂岩泥岩互層(砂岩優勢)から成る和野層と嘉陽層である。嘉陽層に認められる岩相、貨幣石 (Suzuki and Ujiie, 1985), 生痕化石 などから、嘉陽層や和野層は、浅海域から深海域 (例えば、海溝付近) に運ばれて堆積

した debris-flow deposit であると考えられている (氏家, 1986, 1989)。これらの基盤岩類のうち、本部帯は秩父帯に、大勝・名瀬・名護層と和野・嘉陽層を合わせた帯は四万十帯にそれぞれ対比されている (木崎, 1985)。これは、小西 (1965) の帯状構造の区分に概略一致するものであり、少なくとも中琉球弧までは西南日本外帯の延長部である可能性を示唆している。両帯を境する仏像造線の延長は、慶良間諸島 (図1) の西方に追跡されている (鹿島, 1983)。

南琉球弧に分布する先新第三紀基盤岩類は、北・中琉球弧のそれと大きく異なっている。南琉球弧では下位より、トムル層、富崎層、宮良層群が分布している。トムル層は琉球弧を通じて最古の地層であり、藍閃石片岩相の高圧型変成岩類から成る。その変成年代はジュラ期前期～中期であり (例えば, 西村ほか, 1983), 堆積年代はペルム紀～三畳紀であると考えられている (藤井・木崎, 1983; 木崎, 1985)。富崎層は、弱変成した層状チャート・泥岩・砂岩・千枚岩・結晶質石灰岩などから成り、始新世に変成をうけた白亜紀堆積物である (藤井・木崎, 1983)。これらトムル層と富崎層は、八重山変成岩類と総称されている (木崎・高安, 1975)。八重山変成岩類の変成帯としての位置づけは、三波川帯の延長 (小西, 1965), 台湾の大南澳帯の延長 (黒田・宮城, 1967), 三群帯の延長もしくは独立した変成帯 (木崎・高安, 1975; 渡辺・木崎, 1978) などの諸説があり、確定していないようである。宮良層群は、八重山変成岩類を不整合に覆う始新世の地層である。宮良層群は、砂岩・頁岩・石灰岩から成る下位の宮良川層と、緑色変質した火山岩類から成る上位の野底層に2分されている (白尾ほか, 1976; 中川ほか, 1982)。宮良層群は、八重山諸島 (図1) を除いて、北・中琉球弧や台湾にはその相当層は認められていない。中琉球弧まで分布が認められる四万十帯相当層は、南琉球弧の陸域には認められないが、宮古島南東方に発達する水深約2,000～3,000mの深海平坦面 (図1) にその延長部の存在が推定されている (鹿島, 1983; 木村ほか, 1983)。

先新第三紀基盤岩類の分布は、北・中琉球弧と南琉球弧では異なるが、中新世以降の琉球弧は、主に泥岩から成る中新世後期～更新世初期の島尻層群と、礫性石灰岩（主に中琉球弧と南琉球弧に分布する琉球石灰岩）を主体とする更新世中期～後期の琉球層群によってほぼ全域が覆われた（例えば、木崎，1985；氏家，1986）。島尻層群の年代の上限は、浮遊性有孔虫化石帯 N21 の下限よりやや上位、すなわち更新世最下部に至ることが報告されている（Ujiie and Oki, 1974）。またナンノプランクトン化石帯から、琉球層群に含まれる琉球石灰岩の下限の年代は N19 上半、つまり中期更新世とされている（木庭，1980）。これらのことから、琉球石灰岩と島尻層群との間には、50 年以上、90 年以下の層序学的ギャップが存在することになる（氏家，1980；木庭，1980，1990）。島尻層群は、海域の調査から、東海大陸棚（図 1）にもその分布が及んでいると考えられている（相場・関谷，1979；石和田，1981 など）。

この他の中新世以降の地層として、中新世前期の八重山層群（南琉球弧）、中新世中・後期のグリーンタフ火山岩類（北・中琉球弧）、および中新世後期～鮮新世の火山岩類（中琉球）などが認められている（例えば、木崎，1985）。しかし、これらの地層の分布は全域に及ぶまでには至っていない。

上述のような琉球弧の地質層序の分布、特に先新第三紀基盤岩類の南北に認められる分布の差異から、中川（1977）と木崎（1978）は、中新世まで別の構造単位であった北・中琉球弧と南琉球弧が、新第三紀後期から第四紀にかけて琉球弧のほぼ全域にわたって同時に生じた地学的な諸現象により、現在に近い地形的形態に再編成されたと考えた。また、この琉球弧の再編時（中新世以降）に沖縄トラフの形成が行なわれたことを示唆した。

一方、中新世以降に広域に堆積した島尻層群と琉球層群の関係から、琉球弧の地史、特にその第四紀地史と沖縄トラフの形成時期を考察したのは、氏家（1980，1986，1989）である。氏家は、礫性石灰岩（琉球石灰岩）を堆積させた大サンゴ礁が

中・南琉球弧の陸域や島棚に発達するためには、石灰岩堆積に先立って琉球弧域の隆起と沖縄トラフ域の沈降、すなわち琉球弧と沖縄トラフの原形が形成されていなければならないと考えた。サンゴ礁が発達するためには、基本的に極浅海であること、海水中に泥質な物質（陸源の碎屑物）が含まれないことなどの環境条件が必要である。つまり、琉球弧の大サンゴ礁形成時には、沖縄トラフの原形が形成されており、大陸からの堆積物はそこにトラップされていなければならないことになる。この様なことから氏家は、沖縄トラフの原形が更新世中期には形成されており、その形成の開始は、おそらく鮮新世と更新世の境界付近、すなわち約 2 Ma 頃であったことを示唆した。

以上のように、琉球弧の地質と地史は、沖縄トラフの形成年代が中新世以降であることを示している。特に、島尻層群と琉球石灰岩の関係からは、トラフの形成が鮮新世と更新世の境界（2Ma）頃であったことが示唆される。

III. 古地磁気からみた琉球弧の運動

島弧の運動や背弧海盆の形成年代について、古地磁気学から定量的な議論を行なうことが可能である。例えば、古地磁気学的に示された約 15 Ma における西南日本の時計回り回転（Otofujii and Matsuda, 1984）から、日本海の形成年代と拡大様式を拘束できる可能性が指摘されている（鳥居ほか，1985）。本章では、琉球弧の運動や沖縄トラフの発達史などに関わる古地磁気学的研究について簡単な整理を行なってみよう。

笹嶋（1977）、Sasajima（1977）は、中琉球弧と南琉球弧の陸域に分布する始新世と中新世の火山岩類および堆積岩類の古地磁気を測定し、始新世末から中新世初期の間に、慶良間海裂を境として、南琉球弧が沖縄本島（図 1：中琉球弧）に対して相対的に約 40° の時計回り回転をしたことを示唆した。また、始新世以降に沖縄本島（中琉球弧）は、回転を伴うような運動をしていないことを示唆した。笹嶋は、この両島弧間に認められる折れ曲がりの原因をフィリピン海プレートの発達史と運動に求めて解釈を試みているが、十分な説

明を得るには至っていない。また、沖縄トラフ形成との関連については検討を行っていない。

その後、Jarrard and Sasajima (1980) は、Sasajima (1977) の結果を引用して南琉球弧の回転について言及しているが、ここでは何故か、その回転の時期が中新世から鮮新世までの間となっている。笹嶋らが示唆した南琉球弧の回転は、琉球弧や沖縄トラフに関する多くの研究において、北・中琉球弧と南琉球弧との間に認められる基盤の差異などを説明する際に、肯定的に引用されている（例えば、木崎, 1985; Letouzey and Kimura, 1985）。

Miki *et al.* (1990) および三木 (1991) は、中琉球弧の陸域から台湾北東部に分布する始新世から鮮新世の火山岩と堆積岩について古地磁気学的研究を、また火山岩については K-Ar 年代測定を行なった。その結果から、南琉球弧が約10~4 Ma の間に、約19° の時計回り回転をしたこと、中琉球弧が10Ma 以降回転を伴うような運動を行っていないことを示した。また、南琉球弧の回転は、沖縄トラフ南部が台湾北東部（宜蘭平野）を要とした小さな扇型（wedge shape）に開いたことによってうまく説明できること、トラフ中部は南部と同時期に、平行に開いたことを示唆した（図4）。

上記の研究を比較してみると、琉球弧の運動のセンスについては共通点が認められる。一方、南琉球弧の回転量と回転の時期については差異が認められる。この点については、測定技術の進歩や年代測定値の有無を考慮すれば、Miki *et al.* (1990) および三木 (1991) の測定結果が、現在最も精度が高いものと判断される。三木らの議論に基づけば、沖縄トラフの形成は約10Ma から4Ma の間に行なわれたことになる。三木 (1991) は、トラフ域に認められる現在の活動については、4 Ma 以降の新しいものであると推定している。

IV. 沖縄トラフの海底地質層序と構造

沖縄トラフの海底地質層序と構造は、主に音波探査によって研究が行なわれてきた（例えば、Honza, 1976; Nagumo *et al.*, 1986; 大島ほか,

図4 古地磁気からみた琉球弧の運動と沖縄トラフの拡大様式（三木, 1991）

琉球弧で得られた古地磁気データの解釈の一つとして、10~4 Ma における琉球弧の大陸からの分離と、沖縄トラフの形成が推定されている。

1988)。沖縄トラフにおける rift の発達過程は、海底地質層序と構造にその痕跡が残されていると考えられる。本章では、沖縄トラフ南部で最近得られたマルチチャンネル音波探査記録を一例として挙げ（図5）、海底の地質層序と構造からトラフの形成過程について概略を述べる。

沖縄トラフ南部の中軸域には、約2.5秒（往復走時）を超える厚さの堆積物が認められる（図5）。これらの堆積物は、上位より概略 A~C の3層準に区分される。また各層は、南琉球弧の地質層序や測線近傍に位置するボーリングデータ（図3）等との対比から、図2に示したように主として鮮新世の島尻層群（C層）、琉球層群相当層を含む更新世の堆積物（B層）、および更新世後期から現世の堆積物（A層）に対比されている（Furukawa *et al.*, 1991）。

図5のトラフ域に認められる最も重要な構造は、正断層による変形の領域が下位層ほど広く、上位層ほど狭くなっていることである。すなわち、C層は広域にわたって正断層による変形を受け、その上面は地塁―地溝状の構造を呈している。これに対して、上位の層ほど変形量と変形域の両方が徐々に小さくなっている。そして最上位のA層を変形させる正断層の分布は、現在地形として認められる八重山海底地溝域（図1）に集中している。

図 5 沖縄トラフ南部を横断するマルチチャネル反射法地震探査記録とその解釈図 (Furukawa *et al.*, 1991)
音波探査記録は1988年の DELP 研究航海において得られた。測線の位置は挿入図に示した。解釈図中の A~D の各層は、琉球弧の地質層序にそれぞ
れ対比される (図2)。

この様な地質層序と構造から, Furukawa *et al.* (1991) は, C層(島尻層群相当層)の堆積後もしくは堆積末期, すなわち更新世初期あるいは鮮新世と更新世の境界頃(約2 Ma)に, 沖縄トラフ南部域全体にわたる正断層の活動により, トラフ南部の原形が形成されたことを示唆した。また, 沖縄トラフの形成に関わってきた応力は, 現在は海底地溝域に集中して働いていること, 海底地溝を形成する断層が現在も活動的であることを示唆した。

上記の他, 次に挙げるように, 沖縄トラフの海底地質層序と構造からトラフの形成年代について論じた研究は多い。Herman *et al.* (1978) は, トラフ南部に中新世から鮮新世間の不整合が認められるとして, 中新世の終わりまでに現在のトラフの幅の拡大が終了し, 第四紀になって再び拡大が再開されつつあると推定した。木村(1983)は, 雁行状に配列した活動的な地溝の分布を明確にするとともに, トラフの主たる陥没形成は中新世中期であると推定した。しかしその後, Kimura (1985a, b) は, 主たる形成年代は更新世であるとしている。また最近, 木村(1990)は, 未公表とされるマルチチャンネル音波探査記録の解釈から, トラフの形成は主に更新世の2~1.5 Ma以降に行なわれたが, トラフ中部から北部の大陸棚側斜面下には, 中新世後期~鮮新世に形成された部分があることを示唆している。これらの他に, 中新世以降にトラフの主たる形成が行なわれたとする研究として, Lee *et al.*, (1980) や Sibuet *et al.*, (1987) などが挙げられる。

掘削データがないために正確な岩相と年代については判明していないが, 以上から, 沖縄トラフの海底地質層序と構造は沖縄トラフの形成年代が中新世以降であり, また主に鮮新世と更新世の境界頃(約2 Ma)であることを示唆している。

V. 沖縄トラフの形成年代

——まとめと問題点——

以上に簡単ではあるが, 琉球弧と沖縄トラフの発達史, 特に沖縄トラフの形成年代に関する諸研究を概観した。これらの研究は, 沖縄トラフの形

成年代が中新世以降であることを強く示唆している。さらにトラフの形成年代に関する議論を整理すれば, 次の様にまとめられる。(1) 沖縄トラフの形成は, 中新世以降に始まり現在も続いている, (2) トラフの原形は中新世から鮮新世の間に形成され, 現在の活動は約2 Ma以降の再活動である, (3) 2 Ma以降の更新世にトラフの形成が急激に行なわれ, 現在も続いている。

多くの研究が示唆, 推定している様に, 沖縄トラフの形成が中新世以降に行なわれたことはほぼ確実であると思われる。従って, ここで問題となるのは, トラフの形成が2段階で行なわれたのか(2), あるいは200万年程度の短期間に形成されたのか(3), という点であろう。以下では, (2) および(3)のそれぞれについていくつかの問題点を検討してみたい。

(2)の立場で最も定量的な議論を行なっているのは, 古地磁気学的研究である。古地磁気から, 南琉球弧の時計回り回転運動が示唆され, その原因として沖縄トラフの拡大が挙げられているが, このような回転運動を示す古地磁気方位が得られているのは南琉球弧に属する石垣島のみである(Miki *et al.*, 1990; 三木, 1991)。笹島(1977), Sasajima (1977)の測定結果を含めても, 八重山諸島(図1)の石垣島, 西表島, 小浜島に限られる。

このような局所的にみられる回転運動の解釈の一つとして, ブロック回転が挙げられる。アリューシャン弧では, 太平洋プレートの斜め沈み込みによる島弧ブロックの回転が報告されている(Geist *et al.*, 1988)。Seno (1977)が示したフィリピン海プレートのユーシアプレートに対する相対運動方向(図1)に基づけば, 琉球弧域での, 特に南琉球弧の八重山諸島を乗せる部分での沈み込みは, 斜め沈み込みになることが指摘される。琉球弧におけるこのような斜め沈み込みに関連した現象として, Kuramoto and Konishi (1989)は宮古島や与那国島の断層解析から, 南琉球弧がforearc sliverとして, 4Ma以降南西方向に移動していることを示唆している。また南琉球弧の島棚には, 島弧に直交した走向を持つ落差数100

m の正断層が多く認められる(浜本ほか, 1979)。このようなことから, 南琉球弧がブロック化し, 石垣島を含む八重山諸島を乗せるブロックが回転した可能性も考えられる。もし, このようなブロック回転が起こっているのならば, Miki *et al.*, (1990) および三木 (1991) が示した石垣島の古地磁気方位にのみ基づき, 南琉球弧全体の運動や, 沖縄トラフの形成年代と拡大様式について議論し得ないことになる。従って, 現在得られている古地磁気データにより南琉球弧全体の回転を議論する際には, 南琉球弧が少なくとも中新世から現在の間において一体であったという証拠の提示が必要であると考えられる。

古地磁気学とは独立に, 南琉球弧の回転と沖縄トラフ南部の形成を検討した例としての次の研究が挙げられる。Letouzey and Kimura (1985, 1986) は, 琉球弧と台湾のテクトニクスの考察から, 4Ma 頃から始まったルソン弧の台湾への衝突により, およそ 2 Ma 以降に南琉球弧が時計回り回転運動を伴って南側に押し出され, その際に沖縄トラフ南部が形成されたと推定した。この南琉球弧回転の証拠の一つとして, 中新世以降に回転したとする古地磁気学的研究 (Jarrard and Sasajima, 1980) を引用している。しかし, Jarrard and Sasajima (1980) が示した南琉球弧の回転時期は, 単に中新以降ではなく, 中新世から鮮新世の間である。また, 南琉球弧の回転時期は, Miki *et al.* (1990) および三木 (1991) では 10~4Ma, 笹島 (1977), Sasajima (1977) では始新世末から中新世初期の間となっている。従って, 何れの古地磁気学的研究からも, ルソン弧の衝突による 2 Ma 以降の南琉球弧の回転は支持されないことになる。しかし南琉球弧回転の終了時期については, 回転を示すデータが得られている八重山諸島では十分に押さえられていないことから, ルソン弧の台湾への衝突と琉球弧の運動や沖縄トラフ形成との関係については, 今後検討を要する問題であると考えられる。

沖縄トラフの形成が, 主に 2 Ma 以降の約 200 万年で行なわれたことを示唆しているのは, 特に海底地質層序と構造に関する研究である(木村,

1990; Furukawa *et al.*, 1991 など)。これらの研究は, ボーリングデータ(図 3)を含む琉球弧の地質層序と海底地質層序との対比から形成年代について検討を行なっているが, 先にも述べた通り, 沖縄トラフの海盆部では深海掘削が行なわれていないため, 岩相や年代については確証が得られていない。以下では, 200 万年程度の短期間でトラフの形成が可能であるかについて検討してみたい。

先ず, トラフの形成が主に更新世に行なわれたことを示唆するものとして, 次の様な直接的なデータが挙げられる。沖縄トラフの沈降量についてはこれを特定する試料が少ないが, 沖縄トラフ南部の宮古海山(図 1: 水深約 1,050m), およびトラフ北部の中軸部に位置する西トカラ海丘(図 1: 水深約 500m)の頂部から, 更新世中期の琉球石灰岩に対比される礁性石灰岩が得られている(大島ほか, 1988; 木村, 1990)。このことから, 現在の海面を基準とすれば, 更新世中期以降に宮古海山は約 1,000m, 西トカラ海丘は約 500m 沈降したことが示唆される。これら, かつて頂部が浅海に位置していたと考えられる高まりの存在から, 沖縄トラフが更新世中期以降に急速な沈降を行なったことが推定される。このような急速な沈降は, トラフ中軸部の堆積物が非常に厚いことから示唆される(例えば, 図 5)。

島弧域の rifting と大陸中央の rifting を較べると, 島弧域の rifting は数百万年程度で急激に進行し, 途中で rifting を停止するか破断して海底拡大に至るという指摘が最近なされている(山路・竹下, 1989)。古地磁気学的研究からは, 西南日本が 15Ma 頃におよそ 100 万年で約 47°の時計周り回転をしたことが示唆されている(Otofuji and Matuda, 1984; 鳥居ほか, 1985)。すなわち, このことから日本海の形成が約 100 万年程度の短期間に行なわれたことが推定される。これらの急速な変化が大陸縁辺の背弧海盆形成に普遍的に認められるのならば, 200 万年程度の期間で現在の沖縄トラフを形成することが可能であると思われる。氏家(1980, 1986, 1989)が示した更新世初期における琉球弧の隆起と沖縄トラフ形成の同時

性も、大陸縁辺域における rifting の過程として統一的な説明が可能であるかも知れない。

以上、沖縄トラフの形成年代に関わるいくつかの問題点について検討したが、何れにしても直接的なデータに基づく検証がなされるべきであり、今後沖縄トラフの海盆部における深海掘削の実施などが望まれる。

琉球弧と沖縄トラフの発達史、特に沖縄トラフの形成年代について、主にこれまでの研究を概観することにより検討を行なったが、筆者の不勉強から重要な研究に触れていない、あるいは誤った解釈を行なっている部分があると思われる。これらの点については、御指摘と御指導を頂ければ幸いである。

謝 辞

小論は、1990年5月に東京大学海洋研究所において行なわれたシンポジウム「フィリピン海とその周辺海域の地球科学—ODP の掘削を終えて—」において発表した内容に加筆したものである。シンポジウムでは、多くの方に有益な御議論を頂いた。東京大学海洋研究所（現海洋科学技術センター）の藤岡換太郎博士には、シンポジウムでの発表および小論を公表する機会を与えて頂いた。千葉大学の伊勢崎修弘教授には、粗稿の校閲と御助言を賜った。神戸大学の西脇信和、鈴木裕美の両氏には、作図の一部を手伝って頂いた。以上の方々に、篤く謝意を呈する。

文 献

- 相模惇一・関谷英一 (1979) : 南西諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格。石油技術協会誌, **44**-5, 97-108.
- Curry, J. R., Moor, D. G., Lawver, L. A., Emmel, F. J., Raitt, R. W., Henry H. and Kieckhefer, R. (1979) : Tectonics of the Andaman Sea and Burma. In Watkins, J., Montadert, L. and Dickerson, P. eds.: *Geological and geophysical investigation of continental margins*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., **29**, 189-198.
- Davagnier, M., Marssat, B., Sibuet, J. C., Letouzey, J. and Foucher, J. P. (1987) : Present-day tensional mechanisms in the Okinawa Trough. *Bull. Soc. Geol. France*, **8**, 525-531. (in French with English abstract)
- 藤井 安・木崎甲子郎 (1983) : 八重山變成岩類の地質構造。地質学論集, **22**, 15-26.
- 藤岡換太郎 (1983) : 黒鉄鉱床はどこで形成されたか。鉱山地質特別号, **11**, 55-68.
- 古川雅英・伊勢崎修弘 (1990) : 沖縄トラフ中軸部の海丘と地溝は何時できたのか。地球惑星科学関連学会1990年合同大会講演予稿集, **A12-13**, p. 62.
- 古川雅英・北原康夫・伊勢崎修弘 (1989) : 地磁気異常解析からみた沖縄トラフの中軸部——伊平屋海凹——。月刊地球, **11**, 604-611.
- Furukawa, M., Tokuyama, H., Abe, S., Nishizawa, A. and Kinoshita, H. (1991) : Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, Part 2, Seismic refraction studies in the southwestern part of the Okinawa Trough. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **66**, 17-36.
- Geist, E. L., Childs, J. R. and Scholl, D. W. (1988) : The origin of summit basins of the Alutian Ridge, implications for block rotation of an arc massif. *Tectonics*, **7**, 327-341.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Kaselitz, L., Hansen, R. D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, M., Ishibashi, J., Czerwinski, S. and Blum, N. (1989) : Probable modern analogue of Kuruko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, **338**, 496-499.
- 浜本文隆・桜井 操・永野真男 (1979) : 宮古・八重山諸島周辺の海底地形。水路部研究報告, **14**, 1-38.
- Herman, B., Anderson, R. and Truchan, M. (1978) : Extensional Tectonics in the Okinawa Trough. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **29**, 199-208.
- Hirata, N., Kinoshita, H., Katao, H., Baba, H., Kaiho, Y., Koresawa, S., Ono, Y. and Hayashi, K. (1991) : Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, Part 3, Crustal structure of the southern Okinawa Trough. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **66**, 37-70.
- Honza, E. ed. (1976) : Ryukyu Island (Nansei-shoto) Arc, GH75-1 and GH75-5 Cruises. *Geol. Survey of Japan, Cruise Rept.*, **6**, 81p.
- Ishikawa, M., Sato, H., Furukawa, M., Kimura, M., Kato, Y., Tsugaru, R. and Shimamura, K. (1991) : Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, Part 2, Petrology of volcanic rocks. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **66**, 151-177.
- 石和田靖章 (1981) : 東シナ海の広域不整合について。海洋科学, **13**-2, 175-179.
- Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Melles, J., Suyehiro, K., Urabe, T., Moirer, L., Makris, J. and Shimamura, H. (1990) : Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding. *Geophys. Jour. Int.*, **102**, 631-651.
- Jarrard, R. D. and Sasajima, S. (1980) : Paleomagnetic Synthesis for Southeast Asia, Constraints on Plate Motions. In Hayes, H. ed.: *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas*

- and island. Geophysical Monograph, Am. Geophys. Union, **23**, 293-317.
- 鹿島愛彦 (1983): 琉球弧の仏像構造線. 地質学論集, **22**, 57-65.
- 木村政昭 (1983): 沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察. 地質学論集, **22**, 141-157.
- Kimura, M. (1985a): Back-Arc Rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geol.*, **2**, 222-240.
- Kimura, M. (1985b): Formation of the Okinawa Trough. In Nasu, N. ed.: *Formation of Active Margins*. 567-591.
- 木村政昭 (1990): 沖縄トラフの発生と形成. 地質学論集, **34**, 77-88.
- 木村政昭・安藤雅孝・許 正憲・田中武男・仲 二郎・大森 保・伊沢英二・加藤祐三 (1988): 中部沖縄トラフ熱水域の地形・鉱床・生物. 第5回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集, 72-82.
- 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——. 海洋科学, **15**, 453-458.
- Kimura, M., Furukawa, M., Izawa, E., Ishikawa, M., Kuramoto, S., Sakai, H. and Uyeda, S. (1991): Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, Part 7, Active extensional features in the middle to southern Okinawa Trough. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **66**, 179-209.
- 木村政昭・伊勢崎修弘・古川雅英・石原文実 (1985): 沖縄トラフ中部の地磁気異常. 地学雑誌, **94**, 16-29.
- Kimura, M., Kaneoka, I., Kato, Y., Yamamoto, S., Kushiro, I., Tokuyama, H., Kinoshita, H., Isezaki, N., Masaki, H., Oshida, A., Uyeda, S. and Hilde, T. W. C. (1986): Report on DELP 1984 cruises in the Middle Okinawa Trough, Part V, Topography and geology of the Central Grabens and their vicinity. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **61**, 269-310.
- Kimura, M., Uyeda, S., Kato, Y., Tanaka, T., Yamano, M., Gamo, T., Sakai, H., Kato, S., Izawa, E. and Oomori, T. (1988): Active Hydrothermal Mounds in the Okinawa Trough Back-arc Basin, Japan. *Tectonophysics*, **145**, 319-324.
- Kitahara, Y., Isezaki, N. and Katao, H. (1986): Report on DELP 1984 cruises in the Middle Okinawa Trough, Part III, Measurement of the three components of the geomagnetic field. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **61**, 203-249.
- 木崎甲子郎 (1978): 琉球弧構造発達史の基本的な問題. 琉球列島の地質学研究, **3**, 1-9.
- 木崎甲子郎編著 (1985): 琉球弧の地質誌. 沖縄タイムス社, 278p.
- Kizaki, K. (1986): Geology and tectonics of the Ryukyu Islands. *Tectonophysics*, **125**, 193-207.
- 木崎甲子郎・高安克己 (1975): 琉球列島の成立. 海洋科学, **8**, 50-56.
- 木庭元晴 (1980): 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, **18**, 189-208.
- 木庭元晴 (1990): 琉球列島第四紀のサンゴ礁形成と島弧変動. サンゴ礁地域研究グループ編: 日本のサンゴ礁地域1, 熱い自然, サンゴ礁の環境誌. 古今書院, 155-175.
- 小西健二 (1965): 琉球列島(南西諸島)の構造区分. 地質学雑誌, **71**, 437-457.
- 小西健二・須藤 研 (1972): 琉球から台湾まで. 科学, **42**, 221-231.
- Kuramoto, S. and Konishi, K. (1989): The Southwest Ryukyu Arc is a Migrating Microplate (Forearc Sliver). *Tectonophysics*, **162**, 75-91.
- 黒田吉益・宮城宏之 (1967): 沖縄石垣島の变成岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 146-152.
- Lee, C. S., Shor, G. G., Bibee, L. D., Lu, R. S. and Hilde, T. W. C. (1980): Okinawa Trough, Origin of a back-arc basin. *Marine Geology*, **35**, 219-241.
- Letouzey, J. and Kimura, M. (1985): Okinawa Trough Genesis, Structure and Evolution of Backarc basin development in a continent. *Marine and Petroleum Geol.*, **2**, 111-130.
- Letouzey, J. and Kimura, M. (1986): The Okinawa Trough, genesis of back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, **125**, 209-230.
- 三木雅子 (1991): 古地磁気からみた沖縄トラフの形成モデル. 上田誠也教授退官記念論文集——活動的縁域——, 月刊地球, 号外, **3**, 212-216.
- Miki, M., Matsuda, T. and Otofujii, Y. (1990): Opening mode of the Okinawa Trough, paleomagnetic evidence from the South Ryukyu Arc. *Tectonophysics*, **175**, 335-347.
- Nagumo, S., Kinoshita, H., Kasahara, J., Ouchi, T., Tokuyama, H., Asanuma, T., Koresawa, S. and Akiyoshi, H. (1986): Report on DELP 1984 cruises in the Middle Okinawa Trough, Part II, Seismic structural studies. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **61**, 167-202.
- 中川久夫 (1977): 琉球列島新生代地史の諸問題. 琉球列島の地質学研究, **2**, 1-10.
- 中川久夫・土井宜夫・白尾元理・荒木 裕 (1982): 八重山群島石垣島西表島の地質. 東北大学古生物研報, **84**, 1-22.
- 中村光一・浦辺徹郎・丸茂克美・青木正博・金沢康夫 (1988): 沖縄トラフ伊是名海穴の海底熱水鉱床について. 第5回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集, 67-70.
- Nash, D. F. (1979): The geological development of the north Okinawa Trough area from Neogene times to Recent. *Jour. Japanese Assoc. Petroleum Technologists*, **44-5**, 109-119.
- 西村祐二郎・松原 康・中村栄三 (1983): 八重山變成岩類の變成分帯と K-Ar 年代. 地質学論集, **22**, 27-

37.
大島章一・高梨政雄・加藤 茂・内田摩利夫・岡崎
勇・春日 茂・川尻智敏・金子康江・小川正泰・河合
晃司・瀬田英憲・加藤幸弘 (1988): 沖縄トラフ及び
南西諸島周辺海域の地質・地球物理学的調査結果. 水
路部研究報告, **24**, 19-43.
- 遅沢壮一・相田吉昭・中森 亨・新部明郎・蟹沢聰史・
中川久夫 (1983): 奄美大島の地質, 特に重力滑動と
崩壊による地質の構成について. 地質学論集, **22**,
39-56.
- Otofuji, Y. and Matsuda, T. (1984): Timing of
rotational motion of Southwest Japan inferred from
paleomagnetism. *Earth Planet Sci. Lett.*, **70**, 373-
382.
- 笹嶋貞雄 (1977): 琉球弧, 西南日本における始新統の
古地磁気——とくに西フィリピン海盆に関連して——.
海洋科学, **9-9**, 19-26.
- Sasajima, S. (1977): Tertiary paleomagnetism of
the Ryukyu Islands and its relevance to the develop-
ment of the Philippine Basin. *Rock Mag. and
Paleogeophys.*, **4**, 108-113.
- Seno, T. (1977): The instantaneous rotation of the
Philippine Sea Plate relative to the Eurasian Plate.
Tectonophysics, **42**, 209-226.
- Sibuet, J. C., Letouzey, J. et al. (1987): Back arc
extension in the Okinawa Torugh. *Jour. Geophys.
Res.*, **92**, B13, 14041-14063.
- 白尾元理・土居宜夫・中川久夫 (1976): 琉球列島石垣
島の地質. 琉球列島の地質学的研究, **1**, 21-33.
- Suzuki, Y. and Ujiie, H. (1985): Nummulites am-
akusaensis from the Kayo Formation and its sig-
nificance on the Ryukyu Island Arc development.
Earth Science, **39**, 385-388.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎 (1985): 西南日本の
回転と日本海の誕生. 科学, **55-1**, 47-52.
- 円谷博明・佐藤時幸 (1985): 基礎試錐「宮古島沖」. 石
油技術協会誌, **50-1**, 25-33.
- 氏家 宏 (1980): 南琉球弧“500m 島棚”の第四紀地
史上の意義. 第四紀研究, **18**, 209-219.
- 氏家 宏 (1986): 琉球弧の海底——底質と地質——.
シリーズ沖縄の自然5, 新星図書出版, 118p.
- 氏家 宏 (1989): 陸域地質の実証的再検討による琉球
弧の地史. 月刊地球, **11**, 631-639.
- Ujiie, H. and Oki, K. (1974): Uppermost Miocene-
Lower Pleistocene planktonic Foraminifera from
the Shimajiri Group of Miyako-jima. *Mem. Natn.
Sci. Mus., Tokyo*, **7**, 31-52.
- 渡辺輝夫・木崎甲子郎 (1978): 石垣島八重山変成岩類
の変形, 変成史概報. 琉球列島の地質学的研究, **3**,
11-17.
- 山路 敦・竹下 徹 (1989): 島弧リフティングにみる
リソスフェアのレオロジー, 科学, **59**, 802-811.
(1991年2月18日受付, 1991年6月17日受理)