前弧海盆の形態と沈み込み様式

斎 藤 実 篤*

Relationship between Subduction Styles and Morphology of Forearc Basins

Saneatsu SAITO *

Abstract

Structural characteristics of Recent forearc regions can be divided into three types (shelf type, terrace type, slope type) in terms of the morphology of forearc basins and the topography of basements. The differences in forearc structure seems to correspond with the difference in deformation style of forearc lithosphere by subduction. Supply and/or subduction of sediments at trench are secondary factor of forearc deformation. High plate convergence rate leads to widely uplifting of island arc less subsidence of forearc basin (shelf type). Conversely, low plate convergence rate leads to one-sided subsidence of trench side and increasing in undulation of forearc topography (slope type).

Sediments from forearc basin can reconstruct the subsidence rate of forearc basin and the vertical movement of island arc and by use of planktonic microfossils and benthic foraminifera which determine the changes in sedimentation rate and paleobathymetry. Thus, forearc basins are tectonic recorder to estimate the arc evolution and the change in subduction styles.

I. はじめに

1960年代後半のプレートテクトニクスの確立は島弧-海溝系の地質解釈に大きな枠組を与え、また1980年前後には比較沈み込み学という観点から、島弧の起源が論じられた(例えば、上田・金森, 1978)。比較沈み込み学は従来から知られていたデータのプレートテクトニクスによる再解釈が主要な議論ではあったが、テクトニクスと地震などを総合的に論じ、世界の沈み込み帯の多様性を説明した壮大な学説であった。しかしながらその後の定量的な議論には直接結びついていない。1980年代に大きく進展したのはリフティングとアクリーションの分野であり、リフティングの研究によ

って比較沈み込み学における一つの端成分であった背弧拡大のプロセスに関して理解が深まってきたと言える。また付加体の形成の研究によって、海溝付近の変形前縁部の構造が明らかにされてきた。それら両者を含むような空間的・時間的系で島弧を捉えることが今後必要とされる。

一方、島弧と海溝の間に発達する様々な構造に関してもプレートテクトニクスによる再解釈が行われてきたものの、島弧全体の地形を島弧の進化と結びつけて議論した研究は少ない。島弧と非火山性外弧との間に地形的な凹地(interdeep)が存在することは古くから知られており(例えば、Van Bemmelen, 1949, 1954; Weeks *et al.*, 1967; Hamilton, 1973, 1977)、それらは前弧海

* 東北大学理学部地質学古生物学教室

* Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University

図 1 Dickinson and Seely (1979) による模式的な前弧の地形と用語の定義

盆 (forearc basin) と呼ぶのが一般的となった (Seely *et al.*, 1974)。その後、前弧域の地形に関する多くの研究がなされ (例えば, Dickinson, 1973, 1974, 1976; Karig and Sharman, 1975), Dickinson and Seely (1979) によって地形用語の定義がほぼ確立された (図 1)。彼らは前弧域を arc massif と subduction complex とに区分し, subduction complex における非火山性外弧よりも陸側に発達する大きな堆積盆を forearc basin, それよりも海側の小さな堆積盆を accretionary basin として定義した。しかしながら, あらゆる地域でこのような典型的な構造が見られるわけではなく, 各々の地域で特有の構造を呈している。

現在の前弧は極一部の地域を除けばその分布域は海域に集中しているため, 前弧域研究の進歩は海洋のデータの増加と密接に関わっている。近年の IPOD, ODP 等の深海掘削計画によるデータの蓄積によって, 前弧域の研究は新たな局面をむかえたと言える。

本論では島弧の特徴を支配する要因は何か, という問題を解明するための 1 つの方法として, 前弧海盆の形態や発達様式を含めた島弧の地形パターンの多様性に着目した。議論の手順としては,

まず環太平洋地域の前弧域に関する最新の情報をまとめ (第 II 章), 前弧海盆の形態分類に関する従来の研究をレビューする (第 III 章)。さらに前弧海盆の形態や成長を支配している可能性のある要因を 2 つ取り上げ吟味し (第 IV, V 章), 前弧海盆から得られる地球科学的情報から我々は島弧の進化についてどこまで語り得るのかということを議論する (第 VI 章)。環太平洋地域における前弧域に関する論文は膨大な量にのぼり, それらを全て紹介するのは困難であったが, 著者なりに現在までの前弧海盆及び前弧域研究の動向と展望についてまとめてみたつもりである。また個々の島弧の前弧地形は紙面の都合もあり図示できなかったため, 引用文献を参照していただきたい。

II. 前弧海盆各説

現世の前弧域の地形的特徴や前弧海盆の形態, 及び他の地球科学的特徴について環太平洋地域を中心に 5 地域に分けてレビューする。

(1) 中南米地域

中南米地域にはサウス・サンドウィッチ弧, チリ弧, ペルー弧, ニカラグア弧, メキシコ弧, レッサー弧・アンチル弧が発達する。サウス・サンドウィッチ弧は南米プレートがスコシアプレート

に沈み込むことによって形成された海洋性島弧であるが、同弧に関する報告例は少なく (Heezen and Johnson, 1965 ; Barker, 1972 ; Frankel and McCann, 1979), 前弧海盆に関する情報は少ない。それに対しチリー-ペルー弧においては多くの研究がなされ (例えば, Coulbourn and Moberly, 1976 ; Thornburg and Kulm, 1981), 特にペルー弧においては ODP Leg112 によって詳細な研究がなされた (Suess, von Huene *et al.*, 1988)。ペルー前弧には Lima Basin, Yaquina Basin 等の前弧海盆が海溝軸に平行に発達している。堆積物は大陸棚から trench slope break までの緩斜面を被覆しており、海溝陸側斜面には大規模な付加体が形成されている (Moore and Taylor, 1988)。中米において互いに近接しているメキシコ弧とニカラグア弧は、上盤プレートがそれぞれ北米プレートとカリビアンプレートであるために、それらの特徴は著しく異なるとされている (井田・上田, 1981)。メキシコ弧は IPOD Leg 66 によって詳細な研究がなされ (Watkins and Moore, 1982), 前弧は大陸地殻と付加体からなり前弧海盆の堆積物は上部斜面を一様に被覆している。一方カリビアンプレートにココスプレートが沈み込んでいるニカラグア弧は IPOD Leg 67, 84 によってその全貌が明らかにされた (Aubouin, von Huene *et al.*, 1982 ; von Huene, Aubouin *et al.*, 1985)。ニカラグア前弧には付加体は形成されておらず、海洋性の地殻が露出している。また海溝陸側斜面は起伏に富んでおり、その起伏を埋積するように前弧海盆の堆積物が被っている (von Huene *et al.*, 1982)。カリビアンプレートに南米プレートが沈み込んでいるレッサ・アンチル弧は、ODP Leg 110 において付加体前縁部の掘削がなされた (Masle and Moore, 1988, 1990)。レッサ・アンチル前弧は膨大な量の堆積物の付加によって外縁隆起体が陸化し、その背後の前弧海盆はトラフを形成している (Masle *et al.*, 1988)。

(2) 北太平洋沿岸地域

北太平洋沿岸地域にはアリューシャン弧、千島弧、東北日本弧が発達している。アリューシャン

弧は現在太平洋プレートが北西方向に斜め沈み込みしており、東部・中部・西部に三分される。同弧は IPOD Leg 18, 19 によって調査されたほか、多くの研究者による報告がある (例えば, Ryan and Scholl, 1989)。アリューシャン前弧は、上部海溝斜面と下部海溝斜面との間の幅 50-100km の地帯にアリューシャン・テラスと呼ばれる深海平坦面が発達することが大きな特徴で、前弧海盆はその平坦面上に 100-200km 間隔で不連続に発達している (Ryan and Scholl, 1989)。また前弧域の幅は西側に向かい狭くなる。一方、千島弧から東北日本弧にかけては IPOD Leg 56, 57 をはじめ多くの調査研究がなされた。三陸沖の前弧域では大陸棚から中部海溝斜面のテラスまでの斜面に前弧海盆が発達しており、全体として前弧の地形的特徴はチリー-ペルー弧と類似している。下部海溝斜面には付加体が発達しているが、付加体の量は少なく、それらは鮮新世以降の堆積物からなる (藤岡ほか, 1983)。

(3) 環フィリピン海地域

環フィリピン海地域にはフィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込んでいる西南日本弧、琉球弧、フィリピン弧、ユーラシアプレートがフィリピン海プレートに沈み込んでいるマニラ弧、太平洋プレートが沈み込んでいる伊豆・小笠原弧、マリアナ弧などが発達する。伊豆・小笠原弧においては、Honza and Tamaki (1985) による音波探査記録や重力異常の資料が公表されている。また、伊豆・小笠原弧中部において最近、ODP Leg 125, 126 による掘削が行なわれ、構造発達史が明らかにされた (Fryer *et al.*, 1990 ; Taylor, Fujioka *et al.*, 1990)。伊豆・小笠原弧には付加体の発達はなく、前弧には蛇紋岩ダイアピルが発達し (Fryer *et al.*, 1990), 海溝斜面上部には盆状構造が発達する。また外弧は顕著な隆起基 (小笠原海嶺) を形成しており、一部では陸化している。マリアナ弧は伊豆・小笠原弧と共にフィリピン海プレートの東縁部に位置し、太平洋プレートの沈み込みを受けている。付加体の発達はなく、前弧オフィオライトが認められるという点では伊豆・小笠原弧と類似するが、外縁隆起体

はさほど顕著には発達していない。また、背弧では約 5 Ma 以来マリアナトラフが約 2 cm/y (片側速度) で拡大していたことが確認された (Hussong, Uyeda *et al.*, 1982)。南海トラフ沿いでは, IPOD や ODP で主に付加体前縁部の調査がなされたほか, 前弧域全域に関しては地質調査所 (1977a) により明らかにされている。大量の付加体から構成される外縁隆起体の内側には日向海盆, 土佐海盆などの盆状構造が発達し, ほぼ 100km 間隔で配列している。一方, 琉球前弧は地形的には伊豆・小笠原弧と類似し, 勾配が大きく起伏に富む海溝斜面上に陸源堆積物で埋積された前弧海盆が発達する (地質調査所, 1977b)。ただし下部海溝斜面において付加体が発達するという点で伊豆・小笠原弧とは異なる。

(4) インドシナ地域

インドシナ地域にはアンダマン弧, スンダ弧, バンダ弧が発達している。この地域では深海掘削はまだ行なわれていないが, Van Bemmelen (1949), Hamilton (1973, 1977) などの研究がなされてきた。いずれの島弧も, インド-オーストラリアプレートの沈み込みによって形成された島弧である。ジャワ海溝とジャワ・スマトラ島などの活火山弧との間には外縁隆起帯の発達が顕著で, Nias 島や Mentawai 諸島のように一部が陸化している。その内側には前弧海盆が長大に連続する。

(5) 南西太平洋地域

南西太平洋地域にはニュー・ブリティン弧, 南ソロモン弧, ニュー・ヘブリデス弧, トンガ弧, ケルマディック弧が発達する。トンガ・ケルマディック海溝では太平洋プレートがインド-オーストラリアプレートに沈み込んでいるのに対し, ニュー・ヘブリデスからニュー・ブリティンにかけての海溝ではその関係が逆転している。背弧拡大系もまた複雑である。トンガ前弧にはオフィオライトが発達し, 沈み込む海洋プレートには正断層群が発達しており (Bloomer and Fisher, 1987), 島弧の地形的特徴はマリアナ弧に類似する。これらの地域の前弧海盆に関する情報は少ない。

III. 前弧海盆の形態分類

前弧海盆の形態を含めた前弧の地形的特徴を分類する試みは, Karig and Sharman (1975) によってはじめてなされた。彼らは前弧の地形を 3 つに分類できることを示した (図 2-A, B, C)。A は最も単純な形態で, trench slope break によって区切られる上部・下部の 2 つの斜面からなり, 下部の方がやや急傾斜となるもの。B は trench slope break が ridge を構成し, その島弧側に盆地が発達しているもの。C は大陸棚の縁辺部が trench slope break を構成しているものである。また Dickinson and Seely (1979) は, 前弧海盆及び前弧域の地形的特徴を Shelves, Sloped Shelves, Terraced Shelves, Ridged Shelves の 4 つに区分し, さらにそれらを 9 つのタイプに細分している。Karig and Sharman (1975) 及び Dickinson and Seely (1979) による分類の着眼点と最近の新知見をもとにすると, 前章で概説した約 20 の島弧の前弧について以下のようにまとめることができる。形態的特徴は模式的に図 3 に図示した。

(1) Shelf タイプ

チリ弧, ペルー弧, メキシコ弧, 千島弧, 東北日本弧などに共通するタイプ。火山フロントから海溝までの距離は 200km 以上と一般に長く, 前弧海盆の盆状構造は不明瞭だが, 堆積物は大陸棚から中部海溝斜面までの緩斜面を広く被覆する。下部海溝斜面は中・上部に比べやや急傾斜となり, 付加体が発達する。

(2) Terrace タイプ

アリューシャン弧, 西南日本弧, マニラ弧などに共通するタイプ。上部海溝斜面と下部海溝斜面との間に深海平坦面が発達することが大きな特徴である。前弧海盆は深海平坦面上に不連続かつ等間隔に発達する場合と, 海溝と平行に帯状に発達する場合がある。下部海溝斜面には付加体が形成され, その発達が著しい場合にはバルバドスのような陸化した外弧を形成することがある。

(3) Slope タイプ

サウス・サントウィッチ弧, ニカラグア弧, 琉

図 2 Karig and Sharman (1975) による前弧地形の分類 (A, B, C) とその発達モデル
 Aは trench slope break によって区切られる上部・下部の2つの斜面から成り、下部の方がやや急傾斜となる最も単純な形態。Bは trench slope break が ridge を構成し、その島弧側に盆地が発達している形態。C は大陸棚の縁辺部が trench slope break を構成している形態。前弧海盆の規模は付加体の成長に伴う外縁隆起帯の成長段階 (A, B, C の順) に対応し、海溝への物質供給が前弧海盆の堆積を上回る場合に中間型である B の形成が、前弧海盆の埋積が海溝への物質供給を上回る場合に A の形成が促される。

図 3 前弧海盆の典型的な 3 形態の模式的な地形断面と Tharp (1985) から編集した forearc deformation の数値実験結果との対応関係

プレート厚さ 70km の弾塑性体、アセノスフェアを粘性体 (10^{21} pois)、プレート収斂速度を 4 cm/y とした時の 60 年後のプレートの変形量を有限要素法を用いて計算している。Lithosphere yield: 上盤プレートの降伏強度, Megathrust yield: 沈み込み帯の剪断降伏強度, Contrast density: 密度差によるスラブの負の浮力, FB: forearc basin, SH: structural high, TR: trench

球弧, 伊豆・小笠原弧, マリアナ弧, ニュー・ブリタイン弧, 南ソロモン弧, ニュー・ヘブリデス弧, トンガ弧などの海洋性島弧に共通するタイプ。火山フロントから海溝までの距離は 100km~200 km と短い。一般に海溝斜面には付加体は全く発達しないか或はほとんど発達せず, 前弧オフィオライトが露出することが多い。前弧海盆の堆積物は海溝斜面の激しい起伏を埋めるように堆積している。伊豆・小笠原弧南部のように海溝斜面変換点が陸化し, その内側にトラフが形成されている場合がある。

IV. 海溝における堆積物の収支と前弧地形の発達

前弧海盆が発達するためには, 堆積物を堰止め

る外縁隆起帯の成長が必要不可欠である。Karig and Sharman (1975) は, 付加体の成長こそが唯一の外縁隆起帯の成長要因であると考えた。彼らは前弧海盆の規模(厚さや幅)を付加体の成長に伴う外縁隆起帯の成長段階(図 2, A, B, C の順)に対応づけ, 特に海溝への物質供給が前弧海盆の埋積を上回る場合に中間型である B の形成が, 前弧海盆の埋積が海溝への物質供給を上回る場合に A の形成が促されると考えた。すなわち彼らはこのような前弧の構造の発達の差を堆積物の量(堆積物の供給速度×時間)の違いに帰している。Karig and Sharman (1975) や Dickinson and Seely (1979) らは, 全ての海溝において付加体が形成されているという仮説のもとで前弧の構造

に関する議論を進めたが、マリアナ弧やニカラガア弧等のような付加体の欠如する島弧の存在が明らかになったことによりその仮説は覆された。それを受けて上田・金森 (1978) は、沈み込む海洋プレート上に発達する沈み込み帯に平行な地溝群に堆積物が取り込まれていくこと (Hilde, 1983) を重視し、前弧の構造の発達の差は堆積物の量と沈み込み様式の違いによる堆積物の潜り込みやすさの両方、すなわち堆積物の収支を考えるべきであると論じた。実際、プレート収斂境界が上陸しているため海溝への陸源堆積物の供給速度の大きいバルバドス、アンダマン海、フィリピン海プレート北縁部などでは顕著な付加体が形成されており、特にバルバドス諸島、Mentawai 諸島、房総半島南部では付加体からなる外縁隆起帯が陸化している。逆に背弧海盆をもつ海洋性島弧は必然的に陸源物質の供給が少なく、そのうえ沈み込む海洋プレート上の地溝に堆積物が取り込まれていると考えられる伊豆・小笠原弧、マリアナ弧、トンガ弧では付加体は成長していない。これらのことは付加体の有無に関しては堆積物の収支が大きく作用していることを意味している。さらに前弧地形を物質供給と付加体の成長という観点で見た場合、付加体の成長速度大→外縁隆起帯の成長→前弧海盆の発達という図式が成り立つことになる。ところが付加体の欠如する伊豆・小笠原弧、マリアナ弧にも外縁隆起帯や前弧海盆が存在することや、付加体の量が少ない東北日本弧が大量の付加体が形成されているチリ-ペルー弧と前弧の地形的特徴が類似するという事実がある。これらのことは付加体の発達と前弧地形の発達との一対一の対応関係を否定しており、前弧の構造を決定づける要因として海溝における堆積物の収支以外にもなんらかの作用が働いていることを暗示している。

V. 沈み込み様式と前弧地殻の変形

付加体の成長以外に前弧域の地形を決定づける基本的要素にはどのようなものがあるのだろうか。考えられるパラメーターを列举すると以下のようになる。(1) プレート収斂速度、(2) 沈み込み帯のカップリング降伏強度、(3) 上盤プレートの

降伏強度、(4) スラブの負の浮力。ところが各パラメーター相互の関係が明らかではなく、その上、粘性体として振舞うことによる付加体の成長・変形様式の複雑さ (Cowan and Silling, 1978; Cloos, 1982; Pavlis and Bruhn, 1983; Dahlen and Suppe, 1988)、前弧地殻のレオロジカルな性質や温度構造の不均質性、堆積物の自重沈降などと複雑に絡み合っている上、全てが時間とともに変化する。これらのことが前弧海盆の形成機構に関する議論を困難にしている理由である。Yokokura (1981) によると、プレート収斂速度が大きいほどスラブの傾角は小さく、プレート収斂速度が小さいほどスラブの傾角が大きいことが実測値から確かめられている。従って、プレート収斂速度が大きいほどスラブによる下向きの力 (4) が小さくなる。また定性的にはプレート収斂速度が大きいほど海陸両プレートの沈み込み帯での結合力が大きくなり、剪断降伏強度 (2) が増すことが容易に想像がつく。Tharp (1985) は、上記のパラメーターを変えることによる前弧地殻の変形に関する数値実験をしている。彼は地殻の厚さを 70km、プレート収斂速度を 4 cm/y として、60 年後の上盤プレートの上下運動を有限要素法により算出している (図 3)。すなわち堆積物の収支と島弧自体の垂直運動を差し引いた沈み込みによる上盤プレートの変形量を推定しているわけである。それによると (3) を一定にした場合、(4) が大きいほど地形の振幅は大きい。従って重いスラブが高角で沈み込んでいる所ほど海溝は深く、前弧海盆は大きく沈降し、外縁隆起帯が突出することになる。一方沈み込み帯の降伏強度、すなわち (2) が大きいほど島弧全体の沈降が抑制され、前弧海盆の盆状構造が不明瞭になる。これらのことは 1) プレート収斂速度が大きく、スラブの傾角が小さいチリ-ペルー弧や東北日本弧では、付加体の発達の程度にかかわらず島弧が広く陸化し、前弧海盆は大陸棚から海溝斜面変換点までの緩斜面を広く被覆していること、2) プレート収斂速度が小さく、スラブの傾角が大きい伊豆・小笠原-マリアナ弧では第四紀の火山フロントとわずかの外縁隆起帯が点々と露出しているのみで、前

図 4 22地点の島弧におけるスラブの傾角とプレート収縮速度によるプロット

SAN : South Sandwich, CHI : Chile, PER : Peru, GUA : Guatemala, MEX : Mexico, ANT : Lesser Antilles, E.AL : Eastern Aleutian, C.AL : Central Aleutian, KUR : Kuril, N.HO : Northwest Honshu, Bon : Bonin, MAR : Mariana, S.HO : Southwest Honshu, RYU : Ryukyu, MAN : Manila, AND : Andaman, SUN : Sunda, BRI : New Britain, HEB : New Hebrides, TON : Tonga, KER : Kermadec

●は shelf type, ▲は terrace type, ■は slope type の前弧。●はスラブが低角で収縮速度の大きい領域に, ■はスラブが高角で収縮速度の小さい領域にプロットされる。スラブの傾角とプレート収縮速度の数値は主に Otsuki (1989) のコンパイルによる。

弧の地形的起伏は激しく、付加体が未発達であるのに外縁隆起帯が形成されていることと見事に対応している (図3)。

図4には第III章で示した約20の前弧海盆の形態分類と現在の沈み込み様式との対応関係を示した。前弧地形を沈み込みによる上盤プレートの地殻の変形という観点で見た場合には、現象論的に次のような推論が成り立ちそうである。

- 1) プレート収縮速度大→スラブ傾角小→沈み込み帯の結合力大→島弧の座屈隆起→shelf 型の前弧海盆の発達 (現在短縮している島弧)
- 2) プレート収縮速度小→スラブ傾角大→スラ

ブ引力大→曲げによる島弧の海溝側の沈降→slope 型の前弧海盆の発達 (現在背弧拡大している島弧)

これらのことに第IV章で述べた堆積物収支の効果や地殻のレオロジカルな性質が重なりあうために、現実にはさらに複雑であると考えられる。

VI. テクトニックモニターとしての前弧海盆

前章までの議論において、前弧海盆の形態の多様性は沈み込みによる上盤プレートの地殻の変形に堆積物の収支の効果が重なっていると考えると、現在の状況が理解しやすいということを述べた。

図 5 A: ODP Leg 126 における forearc sites の堆積速度曲線 (Taylor, Fujioka *et al.*, 1990)

大まかにⅠ期 (30Ma から27Ma の速い時期), Ⅱ期 (27Ma から17-13Ma の遅い時期), Ⅲ期 (17-13Ma から現在までの速い時期) に区分することが可能。B: 伊豆-小笠原弧の東西模式断面図 ODP Leg 126 の掘削点を模式的に示す。

しかしながらタイムスケールを広げて考えた場合に、現在の島弧の姿は島弧が形成されてから現在までの発達の蓄積であるという観点も見逃してはならない。すなわち過去から現在までの島弧の形態変化を知ることによって、沈み込み様式や物質収支と島弧の形態との関係を過去に遡って復元することが可能である。前弧海盆からは堆積盆の形態以外にも堆積物から様々な過去の地球科学的情

報が得られる。その中でも島弧のテクトニクスに直結する情報としては (1) 不整合及び堆積速度の変化, (2) 堆積深度の変化が、挙げられる。(1) は浮遊性微化石による地質年代と堆積物の厚さから概算され, (2) は底生有孔虫により推定される古水深から求められる。さらに (1) と (2) を組み合わせることによって、島弧の垂直変動史と島弧に対する前弧海盆の相対的な沈降史・成長史を

知ることができる。これらの情報によって、島弧の発達過程において前弧海盆がどのような位置づけにあったのか、また逆に前弧海盆の発達様式から島弧がどのようなテクトニスの変遷を経てきたのかを推論することができる。その一例として、最近 ODP Leg 126 によって掘削の行なわれた伊豆・小笠原弧について検討を加えてみる。

ODP Leg 126 では、前弧海盆において太平洋の最長掘削孔となった掘削孔793B を含む3地点で掘削が行なわれた。前弧海盆の堆積物は下部漸新統から更新統にわたり、石灰質ナノ化石による生層序区分 (Taylor, Fujioka *et al.*, 1990) と底生有孔虫による上限深度帯区分 (Kaiho, *in press*) が行なわれた。堆積速度によって大まかにⅠ期 (30Ma から27Ma の速い時期)、Ⅱ期 (27Ma から17-13Ma の遅い時期)、Ⅲ期 (17-13Ma から現在までの速い時期) に区分することが可能である (図5: Taylor, Fujioka *et al.*, 1990)。またⅢ期の高速堆積の開始は、前弧海盆内の島弧側 (掘削点792) よりも海溝側 (掘削点793) の方が約4 Ma 早い。このことは前弧海盆はⅠ期とⅢ期の2つの成長期を経験し、特にⅢ期の成長期において埋積は海溝側から陸側へ伝播したことを示唆する。一方、底生有孔虫による古水深によって大まかに前期漸新世から後記漸新世 (堆積速度Ⅰ期にほぼ相当、古水深は5.0-3.5km から2.5-3.5km へ上昇)、後期漸新世から中新世 (堆積速度Ⅱ期からⅢ期の前期に相当、古水深は2.0-3.5km)、鮮新世から更新世 (堆積速度Ⅲ期の後期に相当、古水深は島弧側 (掘削点702) で2-3km から1.6-2.3km へ上昇、海溝側 (掘削点793) で2.6-3.5km) の3期に区分することが可能である (Kaiho, *in press*)。さらに堆積物の厚さを加味することによって島弧の実質的な昇降運動を大まかに知ることができる。堆積速度Ⅰ期には島弧側で約1km、海溝側で約0.5km 上昇しているが、堆積速度Ⅱ期からⅢ期の前期までは上下運動は確認できない。またⅡ期からⅢ期にかけては島弧側では上下運動は確認できないのに対し、海溝側で約1km 沈降している。これらのことを整理すると、Ⅰ期は島弧が全体的に隆起し、前弧

ではほぼ一様に堆積作用が進行した時期。Ⅱ期は島弧の上下運動が不活発であった時期。Ⅲ期には島弧は一方的に海側が沈降し、かつ外縁隆起帯が隆起傾向にあり、前弧海盆は島弧側へ沈降域を拡大しながら成長したことが推定される。以上のことは漸新世には shelf 型の前弧海盆が形成され、四国海盆が拡大していた時期には前弧海盆の成長は不活発であり、それ以降は slope 型の前弧海盆が成長したと読み替えることもできそうである。

VII. まとめ——島弧の進化と前弧海盆の発達——

現世前弧域の構造は前弧海盆や基盤の形態に着目すると、shelf 型、terrace 型、slope 型に3分することができる。形態の多様性を規制する要因には様々なものがあるにせよ、第一近似としては沈み込みによる上盤プレートの地殻の変形様式に対応しているらしく、それらに堆積物の収支による影響が重なっていると考えると現在の状況が理解しやすい。前弧海盆の形態比較の議論はチリ型、マリアナ型 (上田・金森, 1978) といった沈み込み様式の違いによる島弧の構造の違いを、前弧の地形的特徴という視点から見直し、定量化を試みるということに他ならない。前弧海盆に着目する最大の理由は、前弧地殻の形態は自由表面である地表と沈み込みによるカップリング境界とに囲まれた鋭角なくさび型をしているため、カップリングの境界条件を敏感に反映しているからであり (大槻, 1986)、また前弧海盆には島弧の発達の履歴が記録されているからである。今後さらに精度の高い情報を得ることや完成度の高いモデルを提出することによって、島弧の進化過程をより鮮明に解き明かすことができるであろう。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、東北大学理学部地質学古生物学教室の大槻憲四郎助教授には島弧のテクトニクスに関し、御教示していただき、前弧域の地形的特徴が沈み込み帯の境界条件を反映しているという着眼点を与えていただいた。静岡大学教育学部地学教室の小山真人博士には粗稿を読んでいただき、多くの有益なコメントをい

ただいた。海洋科学技術センター深海研究部の藤岡換太郎博士には投稿の機会を与えていただき、日頃の議論の中で堆積速度に関する着眼点を与えていただいた。以上の方々に感謝の意を表す。

文 献

- Aubouin, J., von Huene, R. *et al.* (1982): *Init. Repts. DSDP*, **67**. U. S. Govt. Printing Office Washington, D. C.
- Barker, P. F. (1972): A spreading center in the east Scotia Sea. *Eaeth Planet. Sci. Lett.*, **15**, 123-132.
- 地質調査所 (1977a): 西南日本外帯沖広域海底地質図. 地質調査所.
- 地質調査所 (1977b): 琉球弧周辺広域海底地質図. 地質調査所.
- Cloos, M. (1982): Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 330-345.
- Coulbourn, W. T., and Moberly, R. (1976): Structural evidence of the evolution of fore-arc basins off South America. *Can. Jour. Earth Sci.*, **14**, 102-116.
- Cowan, D. S., and Silling, R. M. (1978): A dynamic scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 5389-5396.
- Dahlen, F. A., and Suppe, J. (1988). Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, **218**, 161-178.
- Dickinson, W. R. (1973): Width of modern arc-trench gaps proportional to past duration off igneous activity associated magmatic arcs. *Jour. Geophys. Res.*, **78**, 3376-3389.
- Dickinson, W. R. (1974): Plate tectonics and sedimentation. In *Tectonics and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, **22**, 1-27.
- Dickinson, W. R. (1976): Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-cenozoic arc-trench system in western North America. *Canadian Jour. Earth Sci.*, **13**, 1268-1287.
- Dickinson, W. R. and Seely, D. R. (1979): Structural and stratigraphy of forearc regions. *Am. Assoc. Geol. Bull.*, **63**, 2-31.
- Frankel, A. and McCann, W. (1979): Moderate and large earthquakes in the South Sandwich arc: indicators of tectonic variation along a subduction zone. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 5571-5577.
- Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B. *et al.* (1990): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **125**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 藤岡換太郎・本座栄一・新妻信明・岡田博有 (1983): 太平洋プレートの沈み込みと日本海溝. *科学*, **53**, 420-428.
- Hamilton, W. (1973): Tectonics of Indonesia region. *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, **6**, 3-10.
- Hamilton, W. (1977): Subduction in the Indonesian region. In *Island arcs, deep sea trenches and backwarc basins*. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. **1**, 15-32.
- Heezen, B., and Johnson, G. (1965): The South Sandwich trench. *Deep Sea Res.*, **12**, 185.
- Hilde, T. W. C. (1983): Sediment subduction vs. accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, **99**, 381-397.
- Honza, E. and Tamaki, K. (1985): The Bonin Arc. In Nairn, A. E. M., Stehli, F. G. and Uyeda, S.: *The ocean basin and margins*, **7A**, 459-502.
- Hussong, D. M., Uyeda, S. *et al.* (1982): *Init. Repts. DSDP*, **60**. U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.
- 井田喜明・上田誠也 (1981): プレートの沈み込み機構. *科学*, **51**, 491-489.
- Kaiho, K. (in press): Oligocene to Quaternary benthic foraminifera and paleobathymetry of the Izu-Bonin arc, Ocean Drilling Program Leg 126. *Proc. ODP, Init. Repts.*, **126**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Karig, D. E. and Sharman, G. F. III (1975): Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 377-389.
- Masclé, A., Moore, J. C., Taylor, E. and Shipboard Scientific Party (1988): ODP Leg 110 at the Northern Barbados Ridge: Introduction and explanatory notes. *Proc. ODP, Init. Repts.*, **110**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5-26.
- Masclé, A., Moore, J. C. *et al.* (1988): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **110**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Masclé, A., Moore, J. C. *et al.* (1990): *Proc. ODP, Scientific Results*, **110**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Moore, G. F. and Taylor, B. (1988): Structure of the Peru forearc from multichannel seismic-reflection data. *Proc. ODP, Init. Repts.*, **112**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 71-76.
- 大槻憲四郎 (1986): 新生代東北本州弧のテクトニクスに関する考察. 北村 信教授退官記念地質学論文集, 351-371.
- Otuki, K. (1989): Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rate of plates". *Tectonophysics*, **159**, 73-94.
- Ryan, H. F. and Scholl, D. W. (1989): The evo-

- lution of forearc structures along an oblique convergent margin, central Aleutian arc. *Tectonics*, **8**, 497-516.
- Pavlis, T. L. and Bruhn, R. L. (1983): Deep-seated flow as a mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes. *Tectonics*, **2**, 473-497.
- Seely, D. R., Vail, P. R. and Walton, G. G. (1974): Trench slope model. In *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, 249-260.
- Suess, E., von Huene, R. *et al.* (1988): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **112**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Taylor, B., Fujioka, K. *et al.* (1990): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **126**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tharp, T. M. (1985): Numerical models of subduction and forearc deformation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 414-437.
- Thornburg, T. and Kulm, L. D. (1981): Sedimentary basins of Peru continental margin: Structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **154**, 393-422.
- 上田誠也・金森博雄 (1978): 海洋プレートの沈み込みと緑海の生成. 科学, **48**, 91-102.
- Van Bemmelen, R. W. (1949): *The geology of Indonesia*, **1**. The Hague, Staatsdrukkerij Nijhoff.
- Van Bemmelen, R. W. (1954): *Mountain building*. The Hague, Martinus Nijhoff, 177p.
- von Huene, R., Aubouin, J. *et al.* (1985): *Init. Repts. DSDP*, **84**. U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.
- von Huene, R., Ladd, J. and Norton, I. (1982): Geophysical observations of slope deposits, Middle America trench off Guatemala. *Init. Repts. DSDP*, **67**, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 719-732.
- Watkins, J. S. and Moore, J. C. (1982): *Init. Repts. DSDP*, **66**. U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.
- Weeks, L. A., Harbison, R. N. and Peter, G. (1967): Island arc system in Andaman Sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **51**, 1803-1815.
- Yokokura, T. (1981): Viscosity of the earth's mantle: inference from dynamic support by flow stress. *Tectonophys.*, **77**, 35-62.

(1991年2月18日受付, 1991年6月17日受理)