

琉球大学学術リポジトリ

沖大東島（隆起準卓礁）の第四紀地殻変動に関する 一考察

メタデータ	言語: 出版者: 琉球大学教育学部 公開日: 2008-02-19 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 河名, 俊男, 大出, 茂, Kawana, Toshio, Ohde, Shigeru メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/20.500.12000/4668

沖大東島（隆起準卓礁）の第四紀地殻変動に関する一考察

河名俊男*・大出 茂**

A Short Reconnaissance of Okino-Daito-Jima Island in the Northern Philippine Sea: Implications for Quaternary Crustal Movements of the Raised Almost-Table Reef

Toshio KAWANA* and Shigeru OHDE**
(Received April 30, 1993)

Abstract

A short reconnaissance of Okino-Daito-Jima Island, especially of the southeastern part of the island, has been carried out to observe raised coral reef terraces associated with Quaternary crustal movements. This island (the highest elevation : 31.1 m) is a raised almost-table reef on the Okino-Daito Ridge in the northern Philippine Sea, composed of small-scale central depression (maximum depth:15m), Pleistocene marine terraces (Surface I to Surface IV in the descending order), and Recent surf benches. The strontium isotope dating of the specimen (low magnesian calcite) obtained from the highest terrace in the southeastern area (about 25m above sea level) shows an age of $0.6 + 0.5 / - 0.2$ Ma B.P. (counting error : 2σ). The lowest terrace (5 m above sea level in the southeastern area) may be correlated to the oxygen isotope stage 5e (about 125,000 yr B.P.). The island has tilted to the southeast with abundant fissures (dominant directions : southeast, north, northeast, and southwest) along the coasts.

These characteristics suggest that about 0.6 to 0.7 million years ago Okino-Daito-Jima on the Philippine Sea plate approached the Marginal Swell along the seaward area of the Ryukyu Trench, where the flexure of the Philippine Sea plate has occurred due to the subduction of the plate beneath the Ryukyu Trench ; consequently the raised and tilted almost-table reef has been formed on account of movement of the island toward the highest Marginal Swell.

On the other hand, Kita- and Minami-Daito-Jima Islands, about 160-170 km north of Okino-Daito-Jima, are assumed to have approached the Marginal Swell about 1.6 to 2 million years ago, resulting in the occurrence of the raised atolls at present.

Okino-, Kita- and Minami-Daito-Jimas on the Philippine Sea plate are estimated to have moved to the northwest at the rate of several centimeters per year during the Quaternary period.

* Department of Geography, College of Education, University of the Ryukyus

** Department of Marine Sciences, College of Science, University of the Ryukyus

I. まえがき

沖大東島は南大東島の南方160kmに位置し、海岸延長約4.34km、面積1.19km²の隆起サンゴ礁島である。1788年アメリカ帆船のCaptain Kendrick, 1807年フランス艦船がそれぞれ沖大東島を視認し、各々Kendrick島およびRasa島と命名した。1900年(明治33年)日本の領土となり、「沖大東島」と正式名称され、以後、沖縄県島尻郡大東島の区域に編入された。その後、恒藤規隆により燐鉱石が発見され、1910年に燐鉱採掘会社が設立された。1910年の最盛期には燐鉱石の積出量は年間約18万トンにも及んだが、1944年、戦局の急迫で操業が中止され、1945年には全員が引き揚げ、沖大東島は再び無人島になった。戦後の1946年、沖大東島は沖縄県島尻郡北大東村に編入されたが、1956年アメリカ軍が射爆撃場として使用、1972年日本政府によるアメリカ軍への提供施設(射爆撃場)となり、無人島のまま現在に至っている(中山, 1989)。

以上の歴史的背景のため沖大東島に関する地学研究は、筆者らの知るかぎり、後述の周辺海底地学調査を除いては皆無と思われる。1989年5月17日、沖大東島を行政区域にもつ北大東村は同島の現状踏査と漁業資源調査を実施した。筆者の一人(河名)はその一員として沖大東島を踏査する機会があった。わずか3時間弱の概査であったが、図2(後出)のB付近の地形測量および海岸段丘構成層の有無の検討を重点的に行った。さらに筆者の一人(大出)は同島を構成する石灰岩のストロンチウム同位体年代測定(1件)を行い、同島から初めて石灰岩の年代値を得ることができた。

以上から本稿は、沖大東島における①サンゴ礁地形の特徴、②離水(隆起)時期の推定、③地殻変動の特徴を検討し、それらを総合して南・北大東島との比較による沖大東島の第四紀地殻変動を考察する。

II. 沖大東島およびその周辺海域の地形・地質概観

フィリピン海北西部には、北から南へ奄美海台・大東海嶺・沖大東海嶺が、琉球海溝にほぼ直交して北西—南東方向に発達しており、それらは南方

に向かうにしたがって次第にその長さを増している(図1)。これらの海台・海嶺は、水深5,000mを越える北大東海盆および南大東海盆によって分けられる。海台・海嶺の頂部は北大東島・南大東島・沖大東島を除いて、いずれも海面下の水深約1,500—2,000mに位置する。大東海嶺はやや南側に張り出す孤であるが、沖大東海嶺はいくらか北側に張り出す孤で二重孤を形成している。沖大東島はその二重孤の南側の孤上に位置する島である(水野ほか, 1976)。

沖大東海嶺は大東変成帯(年代不詳)および白亜紀後期の深成岩を含む中生界またはそれ以降の諸岩層を基盤とする。その後、始新世には浅海域になり広範な*Nummulites*石灰岩が堆積し、鮮新世には遠洋性の石灰質泥岩が堆積した(水野ほか, 1976)。しかしそれ以上の詳しい地質学的知見は得られておらず、沖大東島を構成する炭酸塩岩(石灰岩または苦灰岩)¹⁾の層相・層厚・形成時期はいずれも不明である。

沖大東島は最高海拔高度が北部の31.1mで、全体として南東から北または北西に向かってやや高まる傾向が見られる。さらに中央部には海拔約15—20mの凹地が形成されている(図2および図3)。図2はカラー空中写真(OK-78-2)に基づく沖大東島の地形分類図で、図3は図2におけるA—Bの地形断面図である。これらの図から沖大東島は、南東から北または北西方向にやや高くなる数段の更新世海岸段丘、現成のサーフ・ベンチ(強波の石灰岩海岸に形成される現成の平坦面)、中央部の凹地帯(周辺部との比高:約10—15m)、および燐鉱石の採掘による人工的な凹地、に大きく4区分される。空中写真の判読によると、図2にみられるB付近の地域は更新世の海岸段丘および現成のサーフ・ベンチが明瞭に発達しているので、その地域においてハンドレベルによる地形測量を行った。その結果得られたS.IV(IV面)およびS.III(III面)の旧汀線高度(実測値)は、各々5mおよび15mである。図3のその他の高度は、25,000分の1地形図「沖大東島」に基づいて推定した値である(図3における南東地域での、S.II(II面)の旧汀線高度およびS.I(I面)の最高海拔高度は、各々約23mおよび約26mである)。

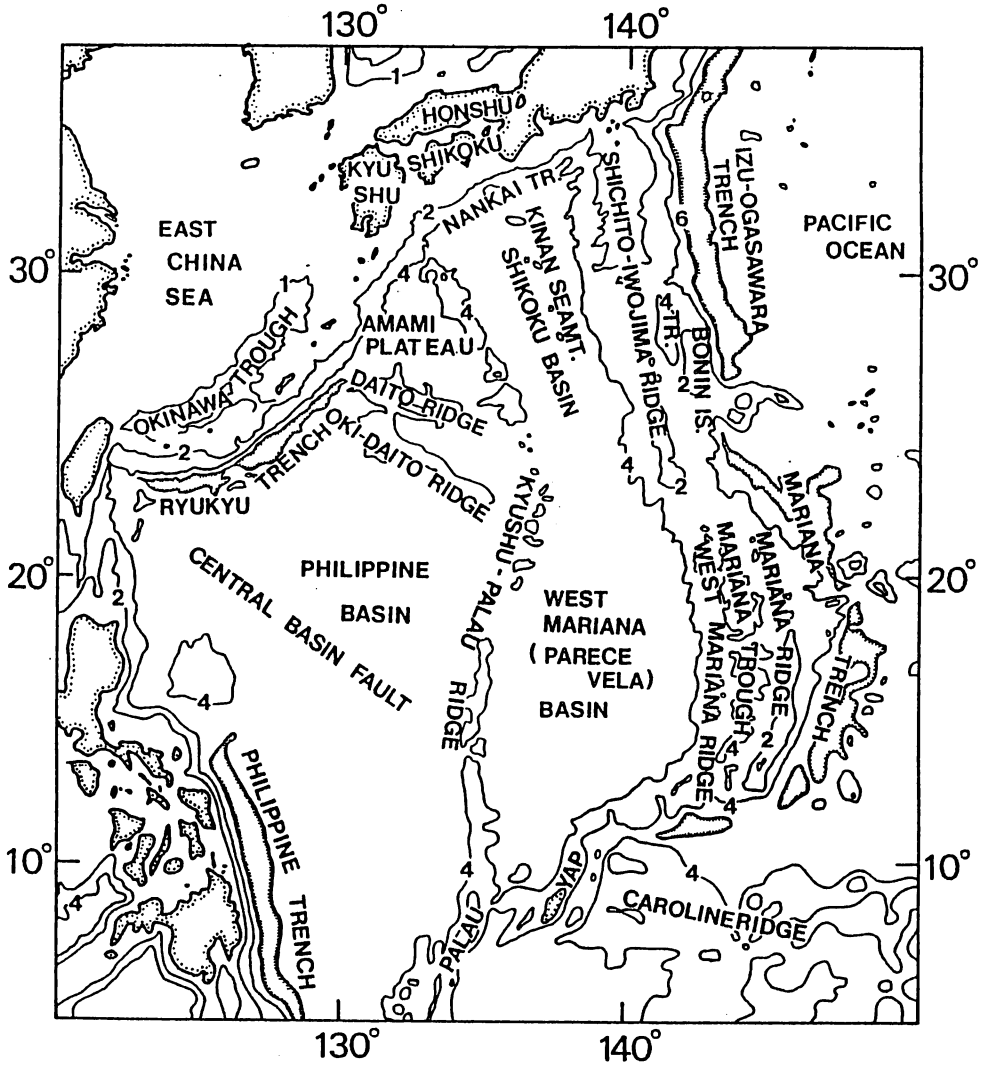


図1 フィリピン海およびその周辺域の簡略化された海底地形図。水深の単位はkm。Shiki(1985)による。奄美海台と大東海嶺との間、および大東海嶺と沖大東海嶺との間の海底は各々、北大東海盆および南大東海盆と呼ばれている（水野ほか、1976）。

Fig.1 Simplified topographic map in and around the Philippine Sea. Unit of the water depth is km (after Shiki, 1985). Sea basins between the Amami Plateau and the Daito Ridge, and between the Daito Ridge and the Oki-Daito Ridge are called the Kita-Daito and the Minami-Daito Basins, respectively (Mizuno *et al.*, 1976).

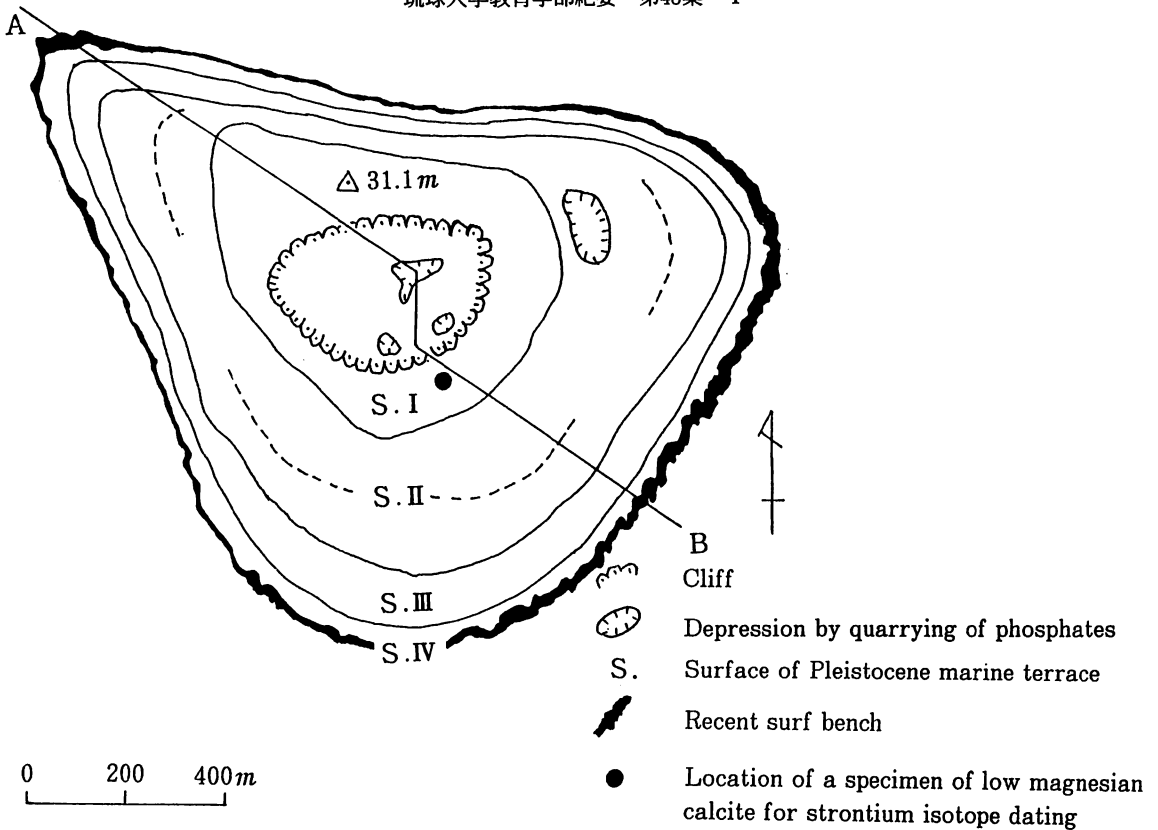


図2 沖大東島の地形分類図 (カラー空中写真: OK-78-2, および25,000分の1地形図「沖大東島」に基づき作成)。

Fig.2 Geomorphological map of Okino-Daito-Jima Island, based on the colored aerial photographs (OK-78-2) and topographic map of "Okino-Daito-Jima Island" (1:25,000).

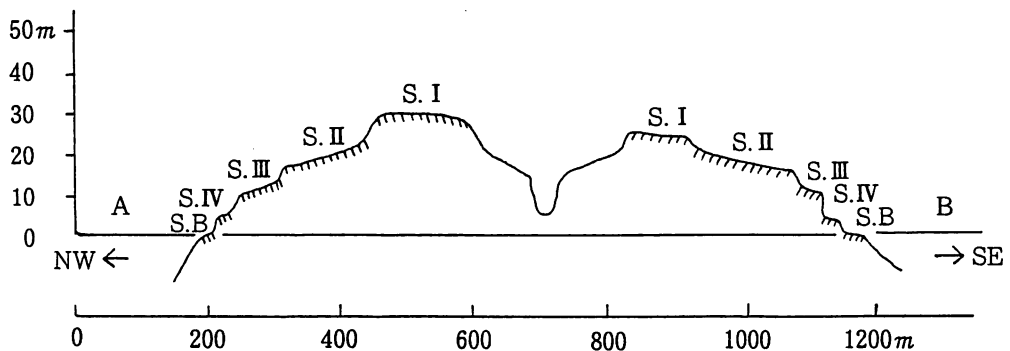


図3 沖大東島の地形断面図 (図2のA-B断面)。S.I (I面), S.II (II面), S.III (III面), およびS.IV (IV面) は各々更新世海岸段丘面である。このうち南東地域でのIII面とIV面の旧汀線高度はそれぞれ海拔15mおよび5mで、いずれもハンドレベルによる実測値である。その他の高度は25,000分の1地形図「沖大東島」からの判読による (南東地域におけるII面の旧汀線高度は約23m, I面の最高海拔高度は約26mである)。S.Bは現成のサーフ・ベンチを表す。

Fig.3 Topographic profile of Okino-Daito-Jima Island (A-B profile shown in Fig. 2). S.I, S.II, S.III and S.IV are the surfaces of Pleistocene marine terraces. Elevations of 15 m and 5 m above sea level on the Surfaces III and IV are obtained from the topographic survey by using an instrument of the Hand Level, showing elevations of the former shorelines of these surfaces, respectively. Other elevations are drawn by reading of the topographic map of "Okino-Daito-Jima Island" (1:25,000). The highest elevation of the Surface I and the elevation of the former shoreline of the Surface II in the southeastern area are estimated to be about 26m and 23m, respectively. S.B stands for Recent surf bench.

沖大東島の地層は、踏査した地域ではすべて炭酸塩岩で、このうち採取した1試料は石灰岩である（後述）。また図2のB付近を中心として、海岸段丘層の確認とそれらのサンプリングを行った

が、踏査した海岸段丘はすべて基盤の炭酸塩岩の侵食面であった。このため海岸段丘の年代決定に有力な試料である未変質のサンゴ化石（海岸段丘構成層）を採取することができなかった。

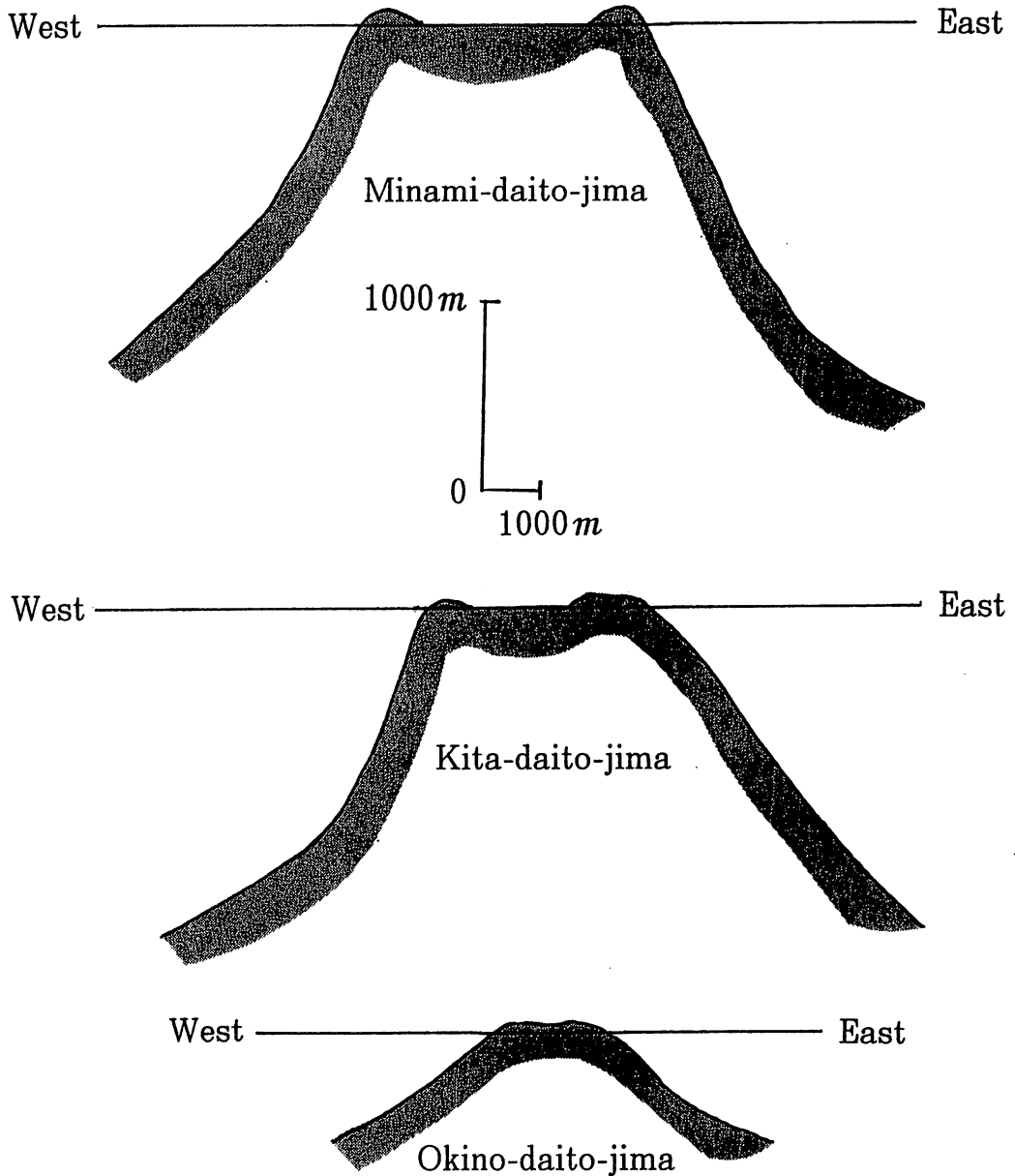


図4 沖大東島と南・北大東島との陸上および海底地形の比較（東西断面図：3島とも同一スケール）。海底地形の断面図は海上保安庁水路部（1978）：海図（No.1210）「大東諸島」に基づき作成。

Fig.4 Comparison of landforms among Okino-, Kita- and Minami-Daito-Jima Islands of land and submarine topographies (E-W profile). Same ratio of vertical to horizontal scales of the islands. The submarine profiles of the islands are made by the Hydrographic Office, Maritime Safety Agency of Japan(1978):Bathymetric Chart (No.1210) "Daito Shoto"

沖大東島の海岸段丘は南・北大東島に比較して、一般的に平坦面の発達が良いである。図4に示されるように、沖大東島の海底斜面および陸上の海側斜面の勾配が、南・北大東島のそれらに比較して緩傾斜であることから、沖大東島における離水前の海底地形は緩傾斜であったと推定される。このような緩傾斜の海底斜面が、隆起運動および各間氷期の海侵を受けたため、比較的広い海岸段丘の侵食面が数段形成されたと考えられる。この推察は図2の南東海岸などに広く発達するサーフ・ベンチの広さからも支持される(南東海岸のサーフ・ベンチの幅は約20mで、南・北大東島における数mの幅を有するサーフ・ベンチよりも広い)。以上の諸特徴から、沖大東島の地形は南東から北または北西方向にやや高くなる数段の海岸段丘(侵食面と推察される段丘面)、および中央部の凹地帯から構成される隆起サンゴ礁島といえる。

Ⅲ. 沖大東島のサンゴ礁地形

Davis (1928) はその著“Coral Reef Problem” (p.419)で、Borodino島(南・北大東島)を隆起環礁として紹介し、引き続きRasa島(沖大東島)について述べ、Borodino島と同地形であると記述している。このことからDavis (1928) は沖大東島を隆起環礁と位置づけた。堀(1980)および小西(1980)も沖大東島を隆起環礁としたが、筆者の一人(河名, 1988)は中央部の凹地帯の規模が小さいことより、隆起卓礁と名称を変更し、堀(1990)も同様の名称に変更した。しかしながら本稿では以下の理由により、沖大東島のサンゴ礁地形を隆起準卓礁(raised almost-table reef)と改称する。

田山(1934)は南洋群島のサンゴ礁の分類に際し、礁の周長がほぼ10km以下で、2島(グリメス島とメジチ島)の例外を除いて、礁湖の存在しない卓状の小サンゴ礁を新たに卓礁(table reef)と命名した。上記2島の礁湖の水深はそれぞれ0.5 mおよび1—2 m(田山, 1952)で、いずれも非常に浅い礁池である。一方、テニアン島、アギーガン島、およびロタ島のタイピンコート半島には隆起卓礁がみられるが、いずれも山頂が平坦で中央部に凹地帯が形成されていない(田山,

1934)。前述したように沖大東島には中央部に凹地帯がみられ、その比高は10—15mに達している。以上の特徴から判断すれば、沖大東島を田山(1934; 1952)の定義する隆起卓礁とすることは妥当ではないと思われる。

一方、田山(1952)は南洋群島のサンゴ礁の研究で、環礁と卓礁の中間型のサンゴ礁地形を見だし、その地形を準卓礁(almost table reef)と称した。これらの準卓礁は環礁に比較して一般に小規模であり(最大礁周: 23km)、また環礁と同様に礁湖を有するがその水深は小さく(局部的には20mに達するが全体としてほぼ5 m以下の水深で浅く)、さらに礁湖面積と礁原面積の比は、環礁におけるそれらの比に比較して著しく小さいという地形的特徴を有する。さらに田山(1952)はそれらの隆起地形である隆起準卓礁(アギーガン島)について言及した。同島における以前の礁湖の水深は、田山(1952)の断面図および記載に基づいて推測すると30—50mまたは10—30mである。以上の地形的特徴から総合的に判断すれば、沖大東島は隆起準卓礁と称することが妥当と考えられ、本稿ではその名称を採用する²⁾。

Ⅳ. ストロンチウム同位体法による石灰岩の年代測定

ストロンチウム同位体法による年代測定の原理は以下の通りである(Elderfield, 1986)。ストロンチウム(Sr)には ^{84}Sr 、 ^{86}Sr 、 ^{87}Sr 、 ^{88}Sr の安定同位体がある。一方ルビジウム(^{87}Rb)は半減期 4.99×10^{10} 年で β 崩壊し、 ^{87}Sr に壊変する。このため時間の経過とともに ^{87}Sr が増加し、その結果ストロンチウムの同位体存在比は地質時代を通じて変化する。ストロンチウム同位体法の原理は、上記の同位体の中で $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の時間的変化から年代を推定することにある。地質時代を通じての海水中における $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は、生育時の海水中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を保存している化石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を精密に測定することによって同比の変動曲線が明らかにされる。ただし化石の年代は他の方法で決定される。こうして現在では、過去約5億年間にわたる $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値の変化曲線(Burke 曲線)が得られている(Burke *et al.*,

1982)。以上から、海成化石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を精密に測定し、その値を $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 変化曲線にプロットすることによって海成化石の年代を推定することが可能になってきた。最近ではこの方法に基づき、高精度の表面電離型質量分析計を使用することによって、過去800万年間にわたる精度の高い年代測定も可能になり、その結果第四系の年代測定にも広く適用されてきている (Hodell *et al.*, 1990)。

図2の採取地点（海拔約25m）から得られた年代測定用試料は、粉末X線分析によって低マグネシウム方解石と確認された。この試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を、ケンブリッジ大学のブラード研究所に設置されている表面電離型質量分析計（VG社製 ISOMASS 54E）を用いて測定した（Running No. 6299）。その結果、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の値として小数点6位までの以下の値が得られた（測定誤差： 2σ ）。

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709114 \pm 0.000024$$

さらにこの試料の再測定を行い（No.6299のre-running）、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の値として以下の値が得られた（測定誤差： 2σ ）。

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709107 \pm 0.000024$$

その結果、上記2試料についての $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の平均値は下記ようになる。

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709111 \pm 0.000017$$

この値を $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 変化曲線（Ohde and Elderfield, 1992）にプロットすると、低マグネシウム方解石のSr同位体年代として、

Sr同位体年代値 = $0.6 + 0.5 / - 0.2$ Ma B. P. が得られた（測定誤差： 2σ , 1 Ma : 100万年）。

V. 考察

1. 沖大東島における離水時期の推定

年代測定用試料は図2の最高位海岸段丘から採取された試料である。このため上記の年代は沖大東島における最高位海岸段丘の形成時期（離水時期）を推定する上できわめて有力な年代値である。

年代測定用試料はアラレ石から低マグネシウム方解石に変質した試料である。アラレ石から低マグネシウム方解石への変質までの続成作用の過程で、試料にストロンチウムが付加される。このた

め試料の変質年代は試料に付加されたストロンチウムを含む年代を示す。一方、アラレ石中のストロンチウム含有量は低マグネシウム方解石に変質する過程で減少するが、完全に消失しない。このため低マグネシウム方解石に変質した試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は、変質前の試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を無視することはできない。換言すれば低マグネシウム方解石に変質した試料のストロンチウム年代は、試料の堆積時期（試料の変質前の時期）以後のある時期を示している。以上から、試料のストロンチウム年代は試料の堆積年代と変質年代の間の年代を示していると推察される。ただし堆積年代と変質年代との時間差が約10万年以内であれば、両年代は本稿で提示したストロンチウム年代測定の誤差の範囲に入る。

アラレ石から低マグネシウム方解石への変質の過程には、淡水の作用が大きく関係すると考えられている (Yoshioka *et al.*, 1986)。試料の堆積環境が海域から陸域に変化（離水）すると、試料への淡水の作用が大きく関与するため、アラレ石から低マグネシウム方解石への変質が進行すると推察される。アラレ石から低マグネシウム方解石に変質する期間は、一般に各島の水理地質学的諸条件によって異なると考えられるため、その期間を一律に論ずることはできない。ただし上記の変質作用がみられる島では、以下の理由からその期間は長くても約12-13万年程度と推測される。①琉球列島では、酸素同位体ステージ5e（約125,000年前：Shackleton and Opdyke, 1973）に対比されると推定される礫性石灰岩が、沖縄島、宮古諸島の下地島、西表島などに分布するが、それらの石灰岩中に含まれるサンゴ化石は、採取した範囲ではいずれも低マグネシウム方解石に変質している。②数千年でアラレ石から低マグネシウム方解石に変質する可能性が指摘されている (Halley and Ludwig, 1989)。

最低位段丘（IV面）の前面には、現成のサーフ・ベンチが発達している。ただし完新世段丘は形成されていない。南・北大東島でも同様に、最低位段丘（酸素同位体ステージの5eに形成された海岸段丘）の前面に現成のサーフ・ベンチが発達しており、完新世段丘は未発達である（太田ほか, 1991）。以上から、沖大東島のIV面の形成時期は

酸素同位体ステージの5eに対比される可能性が高い。沖大東島のI面からIII面までの海岸段丘の形成時期も、酸素同位体ステージ (Emiliani, 1978) に各々対比されると仮定した場合、最高位段丘のI面形成時期は酸素同位体ステージの11または13、すなわち40数万年—50数万年前に遡る (II面が2つの面に細分されることによる)。この推定年代は最高位段丘におけるSr同位体年代値 (前出) と大きくかけ離れてはいない。

以上の諸点、および前述のSr年代値の測定誤差 (2σで示されている) も考慮して判断すると、

沖大東島の離水時期はおおよそ50—60万年前頃と推定される。

2. 沖大東島の第四紀地殻変動—南・北大東島との比較—

沖大東島の海岸沿いには大小のフィッシャー (fissure) が発達している。これらをすべてカラー空中写真 (OK-78-2) で判読し (総計: 132)、それらの方位頻度分布図をローズダイアグラムを作成した (図5)。これらのフィッシャーの中には、小湾入を形成するほどの比較的大きなフィッ

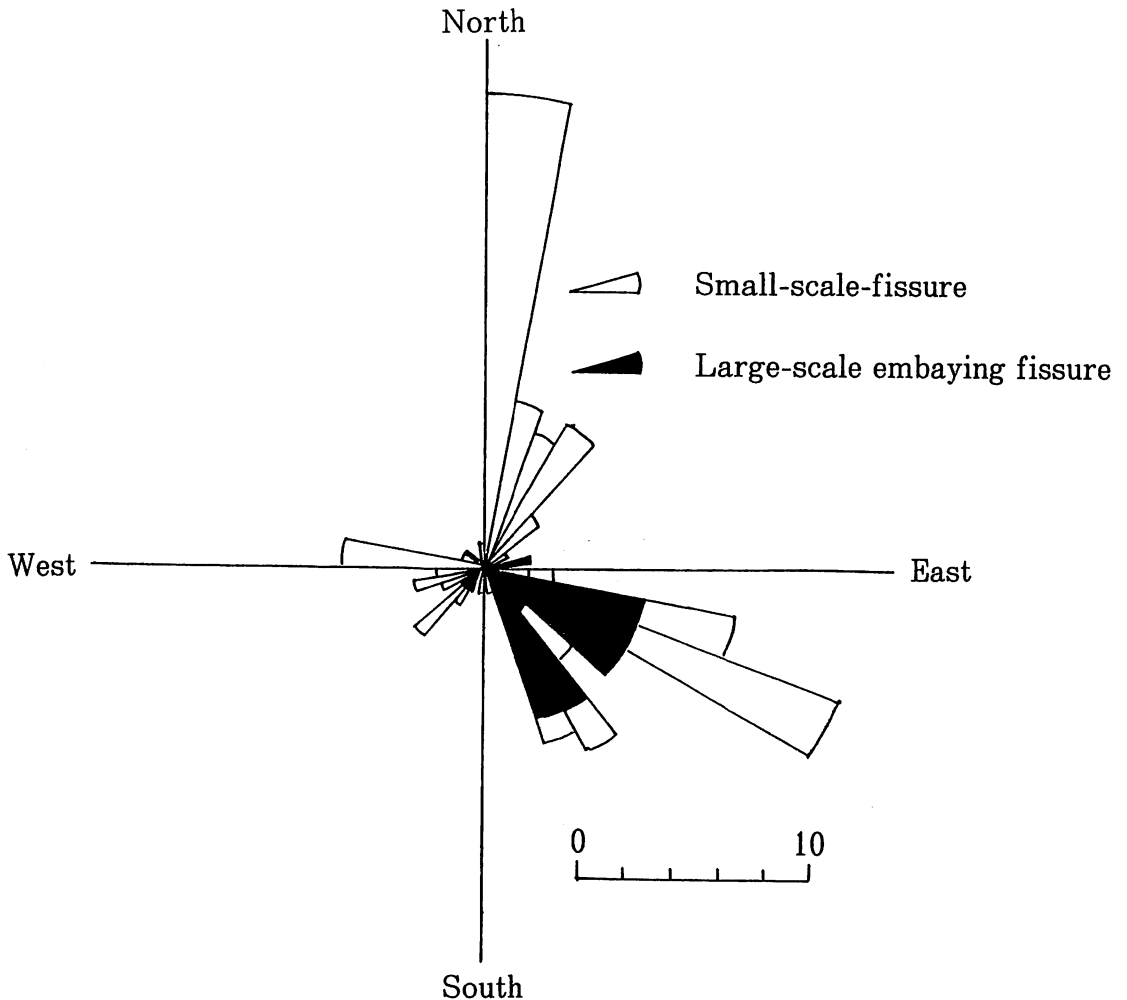


図5 沖大東島の海岸線沿いに発達するフィッシャーの方位頻度分布図 (総計: 132)。カラー空中写真 (OK-78-2) の判読による。

Fig. 5 Rose diagram showing directions of the fissures (total numbers : 132) along the coasts of Okino-Daito-Jima Island, based on the colored aerial photographs (OK-78-2).

シャーが、とくに南東海岸沿いに見られる。本稿ではこれらのフィッシャーを、「大規模な湾入フィッシャー」(Large-scale embaying fissure) と称することに³⁾。それらは図5に黒色で示される(総計：48)。図5にはそれ以外の「小規模なフィッシャー」(Small-scale fissure) が白抜きで示されている⁴⁾。空中写真の判読に基づくフィッシャーの一般的な傾向は、小規模なフィッシャーは最低位段丘のIV面に発達していることが多いが、大規模な湾入フィッシャーの発達にはIV面に加えて現成のサーフ・ベンチにもおよんでおり、また少数ではあるがIII面の海岸側周縁にも発達していることである。

図5から次の特徴が指摘できる。①全フィッシャーの卓越方向(成分)は、卓越する順に、北、東南東、南南東、北北東、西、南西、北東、西南西、東北東および南の各成分が認められる。②小規模なフィッシャーの最も卓越する方向は北成分であり、北海岸に集中している。その要因としては、北海岸の陸上地形(25,000分の1地形図「沖大東島」による)および北海岸沖の海底地形(海図：海上保安庁水路部、1978による)が、いずれも急傾斜であるため、それらの地形的影響が加わっている可能性がある。③大規模な湾入フィッシャーの大半は南東海岸に集中している。④以上から沖大東島に発達するフィッシャーの全般的な特徴は、大規模な湾入フィッシャーを有する南東成分、および小規模なフィッシャーが大半を占める北、北東、および南西成分の2グループが卓越しているといえる。ここで前者の要因としては、沖大東海嶺(二重弧)の南側の海嶺が(この海嶺上に沖大東島が位置する)、ほぼ南東—北西方向の背斜軸に相当する(水野ほか、1976)ことによって、南東成分のフィッシャーが形成されたと考えられる。これらのフィッシャーは現成のサーフ・ベンチまで発達していることより、フィッシャーを形成する変動は完新世までおよんでいると考えられる。一方後者の要因は、全体として北、北東、および南西方向に直交する方向に伸張力が働いたことによると推察される。ただしこの変動は完新世まではおよんでいない可能性が高い。

一方、小西(1980)は南大東島でのフィッシャー(総計2,831)の卓越方向を求め、 $N20^{\circ}E-N50^{\circ}$

E (モード： $N35^{\circ}E$)の値を得た⁵⁾。それらの方向は琉球海溝の伸張方向に一致している。これらの特徴から小西(1980)は、南・北大東島および沖大東島にみられる隆起の要因をフィリピン海プレートの屈曲に求めた。すなわち、フィリピン海プレートは琉球海溝に近づくにつれて次第に屈曲しはじめ、その結果、隆起帯(Outer Rise, Lithospheric Bulge; 小林・佐藤(1979)の「海溝周縁隆起帯」に相当)が形成された。上記の諸島はその隆起帯に位置していることから、それまでの沈降から隆起に転じ、そのために隆起地形が見られるとした。

海溝の海側でのプレートの屈曲とそれに伴う隆起運動は、重力異常と関連させて論じられている。Watts and Talwani(1974)は、東および中央アリューシャン、千島、日本、北小笠原、およびフィリピン海溝の海側隆起帯(海溝周縁隆起帯：比高約100—200m、または300m)が、それらの地域の正のフリーエア重力異常帯の高まり(最大50—60mgal・最大幅600km)と対応していることを見だし、この顕著な正の重力異常帯をOuter Gravity Highと称した。Outer Gravity Highは海溝周縁隆起帯とともに、プレートが海溝に沈み込む際に起きる重要な地学的現象と見なされたが、琉球海溝の海側では、Outer Gravity Highおよび海溝周縁隆起帯は不明瞭であるとされた。しかしながら、琉球列島、大東諸島周辺海域でのフリーエア重力異常(Tomoda and Fujimoto, 1981)、および海底地形図(海上保安庁水路部、1966)では、顕著ではないがいずれも琉球海溝の海側海域に、幅約300—350kmにわたって正の重力異常帯および海底地形の高まりが見られる。以上から、琉球海溝の海側海域に発達する幅約300—350kmの正の重力異常帯および海底地形の高まりの要因は、琉球海溝に沈み込む前のフィリピン海プレートの屈曲によると考えられる。南・北大東島および沖大東島は上記の区域内に位置しているので、フィリピン海プレートの屈曲による隆起運動がそれらの諸島に反映されてきたと考えられる。Ohde and Elderfield(1992)は、屈曲部の地形が非対称性を有する(Turcotte and Schubert, 1982)ことを考慮し、現在、北大東島は海溝周縁隆起帯の最高隆起部に接近しつつあると推察した。

一方、南・北大東島と沖大東島との地学的特徴は、以下の差異を示している。①南・北大東島の最高海拔高度は沖大東島に比較して高い(北大東島:74.0m;南大東島:75.2m;沖大東島:31.1m)、②南・北大東島での酸素同位帯ステージ5eの旧汀線高度は、沖大東島での同時期と推定される時期の旧汀線高度に比べて高い(南・北大東島:ほぼ10-12m(太田ほか,1991);沖大東島:5m)、③南・北大東島でのフィッシャーの卓越方向はほぼ南西-北東であるが、沖大東島でのフィッシャーの卓越方向(成分)は、北、南西、北東および南東であり、このうち南東成分を有するフィッシャーには小湾入を形成する大規模なフィッシャーが発達している。④南・北大東島から得られた苦灰岩(最高位面および表層から約10mまでの地層)のSr同位体年代は約1.6-2 MaB.P.(Ohde and Elderfield, in preparation)で、沖大東島の石灰岩のSr同位体年代(前出)に比較して、2倍以上の古い年代値を示す。またこれらの苦灰岩の生成は南・北大東島の離水現象と関係すると考えられる(Ohde, 1987)。さらに、苦灰岩のSr同位体年代は苦灰岩への変質時期にかなり近い年代値を示す(Vahrenkamp *et al.*, 1988)ことから、南・北大東島の離水時期はおおよそ160-200万年前と推定される。

以上の諸点を総合的に検討すれば、大局的には小西(1980)の指摘するように、沖大東島は南・北大東島と同様に隆起帯(海溝周縁隆起帯)に位置していることによって沈降から隆起に転じ、その結果、本稿で指摘した隆起準卓礁が形成されたと考えられる。しかしながらそれらの諸島の地学的特徴を比較すれば、沖大東島は南・北大東島とはやや異なる地殻変動を受けてきた可能性が考えられる。

大東諸島付近でのフィリピン海プレートの進行方向は北西方向で、大東海嶺と沖大東海嶺にほぼ平行しており、その速度は5.6cm/年と計算されている(Seno, 1977)。前述したように、ストロンチウム年代測定の結果から判断すると、南・北大東島は海溝周縁隆起帯にさしかかって以降、現在までに約160-200万年経過し、沖大東島は約50-60万年経過していると推察される。それらの時期は全体として第四紀に含まれる。ここで第四紀を

通じての、大東諸島付近におけるフィリピン海プレートの進行速度(概数値)を得るために、海溝周縁隆起帯にさしかかってから現在までの期間を、各々南・北大東島:160-200万年、沖大東島:50-60万年とする。一方、第四紀を通じて、大東諸島付近でのフィリピン海プレートの進行方向はほぼ北西方向であったと仮定すると、この進行方向に投影した南・北大東島と沖大東島との距離は約80kmである。これらの数値に基づいて、ほぼ第四紀を通じての大東諸島付近でのフィリピン海プレートの進行速度を算出すると、80km/100万年から80km/150万年、すなわち5.3-8.0cm/年という値が得られる。この数値は前述のSeno(1977)の値(5.6cm/年)に近い。換言すれば、南・北大東島および沖大東島は第四紀を通じて、ほぼ北西方向に、数cm/年の進行速度で移動してきた可能性が大きいといえる。

以上からこれまでの諸特徴を総合的に検討すると、以下の地史が想定される(図6参照)。

沖大東島はフィリピン海プレートの移動に伴い、約50-60万年前には海溝周縁隆起帯にさしかかり、それまでの沈降から隆起に転じ、その結果、隆起準卓礁が出現した。緩傾斜の沖大東島は隆起運動と氷河性海面変動を受け、同島には比較的広い数段の更新世海岸段丘が形成された。同島は沖大東海嶺(二重孤)の南側の孤上に位置し、その孤が背斜軸に相当することにより、背斜軸と同方向の南東方向のフィッシャーが発達した。その変動は完新世までおよんでいると考えられる。一方、同島は海溝周縁隆起帯に位置していることよりフィリピン海プレートの屈曲を受けつつあり、琉球海溝の伸張方向にほぼ平行する北、南西、および北東成分を有するフィッシャーが形成された。ただし同島は海溝周縁隆起帯の最大隆起部まで至っていないので、海溝周縁隆起帯にさしかかってから現在まで、上記の最大隆起部に向かってやや傾き上がる傾動運動(南東から北または北西に高まる傾動運動)が継続している。同島の最低位段丘(酸素同位帯ステージ5eと推定される海岸段丘)の旧汀線高度が5mで高くはなく、また完新世の海岸段丘も未発達であることより、沖大東島は緩満な隆起運動が起きていると考えられる。

これに対して南・北大東島は、フィリピン海プ

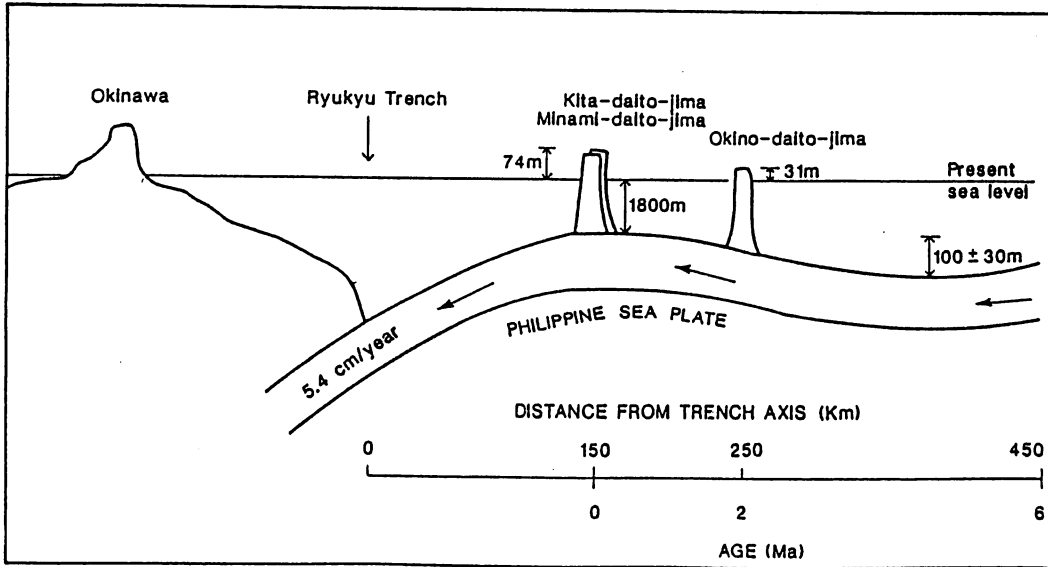


図6 大東諸島の位置およびそれらの諸島における地殻変動に関する模式断面図 (Ohde and Elderfield, 1992を一部改変)。

Fig. 6 Schematic cross section of the Philippine Sea plate showing locations of Daito-Jima Islands and their Recent tectonics (modified from Ohde and Elderfield, 1992).

プレート移動に伴い、約160–200万年前に沖大東島よりも早く海溝周縁隆起帯にさしかかった。このため沖大東島よりも早く隆起運動が開始され、それまでの沈降から隆起に転じ、その結果、隆起環礁が出現した。沖大東島に比較して急傾斜の南・北大東島は隆起運動と氷河性海面変動を受け、同島には比較的狭い数段以上の更新世海岸段丘が形成された。さらに現在、海溝周縁隆起帯の最高隆起部に近い位置にあるため、フィリピン海プレートの屈曲を強く受け、ほぼ北東–南西方向を卓越方向とするフィッシャーが発達したと考えられる。ただし大東海嶺の伸張方向が背斜軸に相当することより、北西–南東方向のフィッシャーも形成されている。

VI. まとめ

1. 沖大東島は、大きく4面に区分される更新世の海岸段丘、および中央部の凹地帯（比高：10–15m）から構成され、全体として南東から北または北西にやや高くなる隆起準卓礁である。
2. 南東部における海岸段丘の旧汀線（または最

- 高海拔）高度は新から旧へ、IV面（5m）、III面（15m）、II面（約23m）およびI面（約26m：最高海拔高度）である。完新世段丘は発達していない。このうちIV面の形成時期は南・北大東島との比較から、酸素同位体ステージ5e（約125,000年前の時期）に対比される。
3. 最高位段丘のI面（海拔約25m）から採取された石灰岩（低マグネシウム方解石）のSr同位体年代は、 $0.6 + 0.5 / - 0.2$ Ma B.P.（測定誤差： 2σ ）である。この同位体年代に基づく沖大東島の離水（隆起）時期は、約50–60万年前と推定される。
 4. 沖大東島には、南東成分、および北、北東、南西成分を卓越方向とするフィッシャーが発達している。前者の要因としては、沖大東海嶺（二重弧）の南側の海嶺が、ほぼ南東–北西方向の背斜軸に相当することによって、南東方向のフィッシャーが形成されたと考えられる。一方、後者の要因は、北、北東、および南西方向に直交する方向に伸張力が働いたことによると考えられる。
 5. 沖大東島は約50–60万年前に海溝周縁隆起帯

にさしかかり、それまでの沈降から隆起に転じ、その結果、隆起準卓礁が出現した。隆起帯にさしかかってから現在まで、海溝周縁隆起帯の最大隆起部に向かってやや傾き上がる傾動運動が継続していると推察される。これに対して南・北大東島は約160-200万年前に、沖大東島よりも早く海溝周縁隆起帯にさしかかった。このため沖大東島よりも早く隆起運動を開始し、また海溝周縁隆起帯の最大隆起部に近い位置にあるため、フィリピン海プレートの屈曲を強く受けていると考えられる。

6. 大東諸島付近におけるフィリピン海プレートは、ほぼ第四紀を通じて北西方向に数cm/年の移動速度で進行していると推測される。

謝 辞

沖大東島の調査に際しては、南・北大東村調査団(团长:城間盛秀・北大東村長)、池原貞雄・琉球大学名誉教授および野原朝秀・琉球大学教育学部教授より、調査の機会を与えていただいた。現地では中山 満・琉球大学法文学部教授、故宮城康一・琉球大学理学部講師および黒住耐二氏(千葉県立中央博物館)から有益なご教示をいただいた。またケンブリッジ大学のElderfield博士からはストロンチウム同位体年代測定に多大のご協力をいただいた。さらに太田陽子教授(横浜国立大学)・大村明雄助教授(金沢大学)・木庭元晴教授(関西大学)からは、有益なご助言とご教示をいただいた。以上の方々には篤く御礼申しあげ、記して感謝の意を表します。

この小文を、現地調査をご一緒し種々のご教示をいただいた宮城康一先生に捧げます。

注

- 1) 同島の炭酸塩岩は石灰岩の1件が判明したのみであるので、同島の炭酸塩岩の詳細については不明である。
- 2) 田山(1952)の例示した隆起準卓礁と準卓礁の礁湖の水深は、前者が後者に比較して深い。この要因について田山(1952)は特に指摘をしていないが、準卓礁の隆起後に起きた礁湖の溶食作用が関与している可能性が考えられる。

- 3) 武永(1966)が南大東島の海岸で指摘したVertical fissureに相当する。
- 4) 武永(1966)は小規模なフィッシャーをJoint fissure と称したが、本稿ではこれらのフィッシャーの判読はすべて空中写真によったので、これらの名称を単に「小規模なフィッシャー」(Small-scale fissure)とした。
- 5) 武永(1966)も同様に、南大東島でのフィッシャーの卓越方向を北東-南西方向とした。ただし武永(1966)によれば、上記に続いて北北西(北西)-南南東(南東)の方向が卓越している。後者の要因は南・北大東島が、大東海嶺に沿う背斜軸上に位置していること(水野ほか, 1966)によると考えられる。

文 献

- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R. B., Nelson, H.F. and Otto, J.B. (1982): Variation of sea-water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**, 516-519.
- Davis, W.M. (1928): *The Coral Reef Problem*. American Geological Society Special Publication No. 9, 596p.
- Elderfield, H. (1986): Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **57**, 71-90.
- Emiliani, C. (1978): The cause of the ice ages. *Earth and Planetary Science Letters*, **37**, 349-352.
- Halley, R.B. and Ludwig, K.R. (1989): Reply on "Strontium-isotope stratigraphy of Enewetak Atoll". *Geology*, **17**, 192-193.
- Hodell, D.A., Mead, G.A., and Mueller, P.A. (1990): Variation in the strontium isotope composition of seawater (8 Ma to present): implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **80**, 291-307.
- 堀 信行 (1980): 日本のサンゴ礁. *科学*, **50**, 111-122.
- 堀 信行 (1990): 世界のサンゴ礁からみた日本

- のサンゴ礁. サンゴ礁地域研究グループ編：『熱い自然サンゴ礁の環境誌』古今書院，3—22.
- 海上保安庁水路部（1966）：日本近海海底地形図第1，第2.
- 海上保安庁水路部（1978）：海図(No.1210)「大東諸島」.
- 河名俊男（1988）：サンゴ礁地形. 西平守孝編：『沖縄のサンゴ礁』沖縄県環境科学検査センター，35—50.
- 小林和男・佐藤任弘（1979）：海洋大陸境界部の構造と発達（I）—活動縁辺域（島孤—海溝系と縁海）. 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・斎藤常正編：『地球科学Ⅱ—変動する地球Ⅱ—海洋底—』岩波書店，175—252.
- 小西健二（1980）：隆起サンゴ礁からみた最終間氷期以降のアジア・フィリピン海プレート境界付近の地史—同位体記録を中心に—。第四紀研究，18，595—613.
- 水野篤行・奥田義久・玉木賢策（1976）：大東海嶺群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.
- 中山 満（1989）：沖大東島（ラサ島）の歴史的背景と現状. 沖縄地理学会研究発表要旨，1—4.
- Ohde, S. (1987) : Geochemistry of sedimentary protodolomite. *Journal of Earth Sciences, Nagoya University*, **35**, 167- 180.
- Ohde, S. and Elderfield, H.(1992) : Strontium isotope stratigraphy of Kita-daito-jima Atoll, North Philippine Sea : implications for Neogene sea-level change and tectonic history. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 473-486.
- Ohde, S. and Elderfield, H. (in preparation) : Strontium isotope stratigraphy of the Daito-jimas in the Northern Philippine Sea.
- 太田陽子・大村明雄・木庭元晴・河名俊男・宮内崇祐（1991）：南・北大東島のサンゴ礁段丘からみた第四紀後期の地殻変動. 地学雑，100，317-336.
- Seno, T.(1977) : The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1973) : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28—238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 years and 106 years scale. *Quaternary Research*, **3**, 39-55.
- Shiki, T.(ed.)(1985) : *Geology of the northern Philippine Sea. Geological results of the GDP cruises of Japan*. Tokai University Press, 288p.
- 武永健一郎（1966）：沖縄南大東島の shore feature. 地理科学，5，1—22.
- 田山利三郎（1934）：珊瑚礁の一形式卓礁（Table reef）に就て（予報）. 水路要報，No.139，225-232.
- 田山利三郎（1952）：南洋群島の珊瑚礁. 水路部報告，11，1—181.
- Tomoda, Y. and Fujimoto, H.(1981) : Maps of the free air gravity anomalies in the western Pacific (2 sheets). *Bulletin of the Ocean Research Institute University of Tokyo*, No.14.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G. (1982) : *Geodynamics*. John Wiley and Sons, 450p.
- Vahrenkamp, V.C., Swart, P.K. and Ruiz, J. (1988) : Constraints and interpretation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Cenozoic dolomites. *Geophysical Research Letters*, **15**, 385-388.
- Watts, A.B. and Talwani, M. (1974) : Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **36**, 57-90.
- Yoshioka, S., Ohde, S., Kitano, Y. and Kanamori, N. (1986) : Behaviour of magnesium and strontium during the transformation of coral aragonite to calcite in aquatic environments. *Marine Chemistry*, **18**, 35-48.