沖縄県北大東島に分布する礁性堆積物の層序

Stratigraphy of reef deposits on Kita-daito-jima, Japan

Abstract

南部暁生* 稲垣静枝*
小澤伸介** 鈴木由香*
井龍康文*

Akio Nambu, Shizue Inagaki*,
Shinsuke Ozawa**, Yuka Suzuki*
and Yasufumi Iryu**

2002年8月26日受付.

2003年10月14日受理.

* 東北大学大学院理学研究科地学専攻地圏進化学
講座 (地質学古生物学教室)

Institute of Geology and Paleontology, Graduate School of Science, Tohoku University,
Aobayama, Sendai 980-8578, Japan.

** 現所属: 中日新聞社

Present address: The Chunichi Shimbun, San-no-maru 1-6-1, Naka-ku, Nagoya 460-0001, Japan.

Kita-daito-jima is a carbonate island lying on a lithospheric bulge of the Philippine Sea Plate. We provide a formal stratigraphic description of the coral reef deposits on this island. The deposits comprise the Daito Formation (> 2.0 Ma) overlain by the Kaigunbo Formation (~ 12.3 ka). The Daito Formation is divisible into three units. Unit 1 is dominated by coral framestone rich in massive corals and crops out in the interior basin. Unit 2, resting unconformably on Unit 1, is subdivided into two subunits; lower Subunit 2a and upper Subunit 2b. The lower subunit comprises reef-core facies that constitutes the main body of peripheral rim and backreef facies exposed at the cliffs lining the interior basin. The reef-core facies is represented by coral framestone associated with coral bafflestone. The lower backreef facies consists mainly of rudstone and the upper backreef facies is composed chiefly of coral framestone/bafflestone frequently containing *Halimeda* segments. Subunit 2b, cropping out around the peak of this island, is constructed by coral framestone and bioclastic packstone. Unit 3 is exposed sporadically on the east coast and unconformably overlies the reef-core facies of Subunit 2a. This unit consists of cross-bedded bioclastic packstone associated with coral framestone. Stratigraphic succession, configuration of lithofacies, and coral assemblages indicate that Unit 1 formed in a table reef without lagoonal environment and that thick atoll deposits accumulated on karstified limestone during the deposition of Subunit 2a. Then, the atoll may have been progressively degraded and no distinct reefs formed at the deposition of Subunit 2b. Shoal and coral patches were scattered on eastern part of the island during the deposition of Unit 3. The Kaigunbo Formation occurs abutting on the coastal cliff at elevations less than 11 m and consists of framestone, which indicates limited fringing reef formation at the last interglacial stages.

Key words: Kita-daito-jima, Daito Formation, Kaigunbo Formation, dolomite, limestone, reef, carbonate

はじめに

沖縄県北大東島はフィリピン海プレート上の海洋島で、地表には礁性堆積物が広く分布し、それらの大部分はドロマイト化している。本島中央部では、1934年および1936年の2度にわたり、東北帝国大学理学部地質学古生物学教室により試錐調査が行われた。試錐は基盤には達しなかったが、431.67mという、当時までに行われたサンゴ礁の学術試錐では有数の掘削深度を達成し、世界の注目を集めた(杉山, 1934, 1936)。掘削後、得られた試料は全て炭酸塩岩であり、上部約100mはドロマイト化を被っていること(杉山, 1934, 1936; 太田, 1938)。大型有孔虫生層序より、試錐試料の最下部は第三系漸新統に、最上部は鮮新統～第四系更新統に対比されることが報告された(Hanzawa, 1938, 1940)。その後、同試錐試料は長らく検討されなかったが、1990年代になり、

堆積学的・地球化学的研究が行われ(Ohde and Elderfield, 1992; 中森ほか, 1994; Inagaki and Iryu, 1998; 稲垣・井龍, 1999; Iryu and Yamada, 1999; Iryu and Inagaki, 2001; 鈴木ほか, 2002)、北大東島の過去2,500万年間の堆積史・続成史が詳細に編まれつつある。

南北大東島の地表に露出するドロマイトの産状および化学組成は、1980年代に大出らによって活発に研究され(Ohde and Kitano, 1981, 1982; Ohde, 1987)、その成果は炭酸塩岩の教科書で大きく紹介された(北野, 1990)。彼らは南・北大東島のドロマイトは高塩分水を母液として晶出したとするモデルを提唱したが、これに対しては、両島のドロマイト化は一般的な海水によるものである(海水ドロマイト化作用)とする反論が示された(Inagaki and Iryu, 1998; 稲垣・井龍, 1999; Iryu and Inagaki, 2001; 鈴木ほか, 2002)。

また、1990年代には、南大東島で確認されていた最終間

氷期の石灰岩 (Konishi et al., 1978; 小西, 1980) が、北大東島にも分布することが明らかとなり、ウラン系列年代が求められ、島のネオテクトニクスが議論された (太田ほか, 1991; 大村ほか, 1991; Ota and Omura, 1992)。

このように、北大東島は、環礁の生涯、ドロマイト化作用、フィリピン海北東縁部のネオテクトニクスといった、地球科学上の問題を解明するために多くの情報をもたらすと期待される重要な島である。しかし、古川 (1985) および Noda (1998) によって報告されている本島の地表地質は著しく異なっている。われわれは、北大東島試錐試料と島の地表地質の対応関係を明らかにするために 1992 ~ 1994 年および 1998 ~ 1999 年の 2 度にわたって調査を行った。さらに、現在、露頭が失われた区域の地質に関する情報を得るために、北大東島試錐に先だって行われた地表踏査で採取された標本 (杉山標本および青木標本; 太田, 1938, 第二図版) も検討した。その結果、本島の地表地質は、島の主体を占め不整合関係にある 3 つの礁性堆積物から構成される大東層 (Noda, 1998) と、それにアバットする小規模な新期石灰岩体である海軍棒層 (Noda, 1995a: = 海軍棒石灰岩 (Konishi et al., 1978)) よりなることが判明した。ここにその成果を報告する。

北大東島の炭酸塩堆積物に関する研究史

1. 層序に関する研究史

南北大東島が日本の領土となったのは 1885 年である。その後、40 年あまりを経て刊行された「大東島誌」に両島の地形・地質が略記されており、北大東島の地質は第三紀珊瑚礁と沖積層より構成され、後者には新珊瑚礁と紅色粘土が含まれるとされている (江崎, 1929)。南北大東島の地質の本格的な研究は、青木 (1934) に始まる。彼は、両島に分布する炭酸塩岩に大東石灰岩の名称を与えた。その後、太平洋戦争を挟んで、両島の地表地質の研究は長らくとだえ、沖縄の施政権返還後に再開された。その端緒となったのは、小西 (1980) の研究である。彼は、大東石灰岩を地理的に二分し、それぞれに南大東ドロマイト層、北大東ドロマイト層の名を与えた。沖縄県農林水産部 (1976) および古川 (1985) は、北大東島の炭酸塩岩を、下位より、古大東石灰岩、新大東石灰岩、新期石灰岩に区分し、それぞれ漸新世 ~ 更新世、更新世、最終間氷期の堆積物であると考えた。古大東石灰岩は北大東島試錐で掘削された石灰岩およびドロマイトとその上位の砂質石灰岩、泥質石灰岩よりなり、東西方向の軸をもつ緩い褶曲構造により島の中央部に向斜部を形成して分布するとされた。新大東石灰岩は標高 20m 以上の部分を占め、下位の古大東石灰岩とは不整合関係にあるとされた。また、古大東石灰岩の堆積後、新大東石灰岩の堆積前に想定される褶曲や断層を生じるような造構運動に、大東変動という名称が与えられた。中森ほか (1994) は、試錐試料および地表に露出する炭酸塩岩の年代、岩相および生物相、層位関係について総合的な検討を行い、試錐試料を 4 つのユニット (下位より、ユニット 4, 3, 2, 1) に、地表地質を 3 つのユニット (下位より、ユニット S0, S1, S2) に区分した。ユニット S0 はほぼ完全にドロマイト化しており、北大東島試錐の最上部をなすユニッ

ト 1 と一連の鮮新世の堆積物とみなされた。また、同ユニットは島の中央低地に露出し、含まれる造礁サンゴの形態より卓礁で堆積したと推定された。ユニット S1 は中央低地を取り巻く環状の高まりを構成するドロマイト化した炭酸塩岩よりなり、海岸側に分布する造礁サンゴ相と中央低地側にみられるサンゴモ相と *Halimeda* 相、碎屑物相に区分され、鮮新世 ~ 更新世の環礁性堆積物と考えられた。また、ユニット S2 は島の東部の急崖でユニット S1 にアバットして分布する小規模なサンゴ石灰岩の岩体で、最終間氷期 (太田ほか, 1991; 大村ほか, 1991; 木庭ほか, 1991; 河名ほか, 1991) に裾礁で形成され、ドロマイト化を全く被っていないとされた。白亜紀炭酸塩プラットフォームと新生代礁に反映された生物地球化学循環の差異の検討において、新生代礁の例として北大東島をとりあげた Iryu and Yamada (1999) も、この層序を踏襲した。Noda (1995b) は北大東島の炭酸塩岩から火山岩礫を見出し、かつて本島で採掘されていたリン鉱石鉱山において浮石 (山成, 1933, 1935; Tsuya, 1934) や島の砂囊石と解釈された火山岩 (Yabe and Sugiyama, 1934) がみられたことを傍証として、後述する港層堆積時に玉置平付近を噴火口として小規模な噴火活動があったと考えた。引き続き、Noda (1998) は北大東島の層序を報告し、本島の地質を下位より、大東層、港層、海軍棒層、湖沼および海岸堆積物に区分した。大東層はドロマイト化した礁性堆積物よりなり、中森ほか (1994) のユニット S0 とユニット S1 をあわせたものに相当し、きたみなと イントラクラストの密集層を境として、えさきみなと 下位より北港部層、江崎港部層、南部層、こがねやま 黄金山部層に細分された。北港部層は北大東島試錐の最上部層である Zone 1 の上半部 (Hanzawa, 1938, 1940) と一連の堆積物で、卓礁で形成されたと考えられた。また、江崎港部層、南部層、黄金山部層は礁湖成泥層を欠くことから準卓礁で形成されたとみなされた。港層はリン鉱石鉱床の胚胎母層で、粘土層、浮石質粘土層および両者の混合層より構成されていたが、現在ではその実体はないとされた。海軍棒層は、中森ほか (1994) のユニット S2 に対応する。

2. 年代に関する研究史

2-1. 大東層

1980 年代以降、北大東島の礁性堆積物の ESR 年代、ウラン系列年代、Sr 同位体比年代が報告されてきた。牧野 (1983) は ESR 年代に基づいて、南北大東島の段丘の形成年代の推定を試みた。彼は両島の海成段丘をその形状から ridge と呼び、両島に 4 つの ridge (高位のものから、ridge I ~ IV) を認め、ridge I は 55 ~ 112 万年前、ridge II は 31 ~ 55 万年前、ridge III は 25 ~ 22 万年前、ridge IV は 26 ~ 47 万年前という ESR 年代を示し、高位の ridge ほど年代が古いとした。また、ridge I よりも内陸側で得られた試料の ESR 年代値は 100 ~ 113 万年前であると述べた。木崎ほか (1984) は、非破壊 γ 線スペクトロメトリー $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法により北大東島のドロマイト化した礁性堆積物の年代は 20 万年を超えることを報告した。池田ほか (1988) は ESR 年代値より、同堆積物の堆積年代は 120 万年以上前であると述べた。また、河名・大出 (1993) は北大東島の地表に分布する

ドロマイトの Sr 同位体比年代が 1.6 ~ 2.0Ma であると報告した。

2.2. 海軍棒層

Konishi et al. (1978) は南大東島の海岸 (海軍棒) において、同島の主体を占めるドロマイト化した炭酸塩岩 (南大東ドロマイト層) を不整合に覆う新期石灰岩が存在することを明らかにし、これを海軍棒石灰岩と命名し、非破壊 γ 線スペクトロメトリ— $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法により、その年代を 100ka と求めた。その後、その年代は再検討され、同石灰岩は最終間氷期の堆積物と結論された (小西, 1980)。池田ほか (1988) は、北大東島の海岸に発達するフィッシャー壁に、明瞭なストームノッチが 2 段発達するものがあることを見出し、ノッチの充填堆積物の ESR 年代を測定した。その結果、上位のノッチ (旧汀線高度 6.5m) および下位のノッチ (旧汀線高度 3.5m) の堆積物から、それぞれ平均で 98ka および 79ka という年代値が得られ、最終間氷期以降の隆起速度が 0.1m/kyr と算出された。太田陽子・大村明雄らの研究グループは、北大東島に南大東島の海軍棒石灰岩に対比される石灰岩が分布することを認め、同石灰岩の α 線スペクトロメトリ— $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 年代、非破壊 γ 線スペクトロメトリ— $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代年代、ESR 年代を求め、両島の最終間氷期以降の隆起速度を 0.03 ~ 0.05m/kyr と見積もった (太田ほか, 1991; 大村ほか, 1991; 木庭ほか, 1991; 河名ほか, 1991; Ota and Omura, 1992)。なお、彼らの最終間氷期の堆積物は、古川 (1985) が最終間氷期の堆積物と考えたものとは異なる。

位置および地形

フィリピン海北西部には、九州—パラオ海嶺、奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺といった地形的高まりが列をなしている (Fig.1)。大東海嶺は西北西—東南東方向に伸びる全長約 600km の海嶺であり、その水深は 2,000 ~ 3,000m で、西に向かって高くなっており、琉球海溝においてユーラシアプレートに沈み込む。北大東島は約 8km 南西の南大東島とともに、このフィリピン海プレート上の大東海嶺西部に位置し、沖縄本島から東に約 360km の距離にある。また、北大東島の南方約 160km には沖大東島 (ラサ島) が位置する。

北大東島は、北緯 $25^{\circ} 55.6' \sim 57.6'$ 、東経 $131^{\circ} 16.9' \sim 19.8'$ の範囲にあり、東西約 4.9km、南北約 3.7km、面積 12.7km² の南側に突出した鈍角三角形様の輪郭を呈する島である。島の最高地点は北西部にある標高 74m の黄金山である。北大東島は、島の中央部の低地 (中央低地) とそれを取り巻く環状丘陵地よりなる。中央低地は幕下とよばれ、東西約 2.1km、南北約 1.4km、標高は 20m 以下である。低地の表面は赤色土壌で覆われ、サトウキビの栽培が行われている。また、低地の中央部には池 (大池や赤池) や湿地が存在する。なお、新井 (1979) は中央低地に 4 つの平坦面が存在したことを指摘したが、農地開発のため、現在では追認しがたい。

環状丘陵地は幅 0.5 ~ 1.8km で、外側および内側のリッジとそれらの間の谷および平坦地より構成される。一般に内側のリッジの方が幅が広く標高も高い。内側のリッジの内縁

(中央低地との境界部) は、急崖となっている。特に南部では、約 1.5km にわたって標高 50m 前後の断崖となっており、屏風を立てたような景観を呈することより、長幕と呼ばれている。外側のリッジは、島の北部では 2 列となっており、外側および内側のリッジは島の南東部、長幕の東端でとぎれており、Schlanger (1965) はこれがかつての水路とみなした。両リッジの間にある平坦面は、西部で標高 30 ~ 35m、東部で標高 15 ~ 20m である。

海岸付近には階段状に配列する幅 10 ~ 50m の海成段丘が見られ、特に北部から東部にかけて顕著である。島の周囲は海食崖によって囲まれており、フィッシャーやノッチが発達する。また、潮間帯には、幅 1 ~ 5m 程度の狭い波食棚が存在する。

島全体を通じて、カレン、カレンフェルト、円錐丘、鍾乳洞、ドリーネといったカルスト地形がみられる (荒川ほか, 1987; 三浦, 1987; 荒川・三浦, 1990)。島の北海岸近くには、沖縄県指定天然記念物である北泉洞がある。本島には表面河川は存在しない。

地質概説

北大東島の地表面地質は、島の主体を構成する礫性堆積物と中央低地に分布する低地堆積物よりなる。礫性堆積物は、大東層と海軍棒層に区分される (Figs.1 ~ 4)。

大東層はドロマイト化を被っており、不整合関係にある 3 つのユニット (ユニット 1 ~ 3) に区分される。ユニット 1 は中央低地の縁辺部に分布し、主に半球状および薄板状~卓状の造礁サンゴを含む coral framestone よりなる。これらの framestone の上面は、露頭面での幅が数十 m、比高が 10m にも達する起伏をなす。ユニット 2 は、環状丘陵地の主たる構成層であり、下部 (サブユニット 2a) と上部 (サブユニット 2b) に区分される。サブユニット 2a は、中央低地の縁辺部でみられる背礁相と内側のリッジから海岸にかけての帯に分布する礁芯相に細分される。背礁相はユニット 1 の coral framestone の起伏を埋めて堆積している coral rudstone (下部背礁相) と、その上位に重なる coral framestone および coral bafflestone (上部背礁相) を主要な岩相とする。両者とも、*Halimeda* の節間部を含むことを特徴とする。礁芯相は主に coral framestone より構成される。背礁相と礁芯相は同時異層の関係にある。サブユニット 2b は主に bioclastic packstone よりなり、黄金山一帯に分布する。本サブユニットはサブユニット 2a とは整合関係にあるが、両者の境界は明瞭である。ユニット 3 は、主に斜交層理の発達した packstone よりなり、coral framestone を伴う。本ユニットは島の東部の標高 10 ~ 20m に散点的に分布する。

東海岸や北海岸急崖の標高 0 ~ 8m 付近では、サブユニット 2a の礁芯相の coral framestone にアバットし、全くドロマイト化を被っていない coral framestone が認められる。これは大村ほか (1991) がウラン系列年代測定に基づき、最終間氷期とした堆積物に相当し、南大東島の海軍棒層 (Noda, 1995a; =海軍棒石灰岩; Konishi et al., 1978) に対

Fig.1. Geologic map of Kita-daito-jima. Geologic cross-sections across the lines A-A' and B-B' are given in Fig.3.

Fig.2. Schematic lithostratigraphic column for Kita-daito-jima.

Fig.3. Geologic cross-sections of Kita-daito-jima across the lines A-A' and B-B' in Fig.1. For legend see Fig.1.

比される。

低地堆積物は赤色土壌を主構成物とし、泥炭や褐色粘土を伴うが、本論ではこれらは区分しなかった。本島では現生サンゴ群集が島の周囲に認められるが、琉球列島で見られるよ

うな礁地形は未発達である。なお、本島では1908～1950年にリン鉱石が採掘されていたが（山成, 1933, 1935; 北大東村史編集委員会, 1986）、現在は鉱山が稼働しておらず、リン鉱石も数露頭でわずかに認められるのみである。

Fig.4. Columnar sections of the Daito and Kaigunbo Formations on Kita-daito-jima.

地 質 各 説

1. 大東層 (Daito Formation)

<命名> Noda (1995a) は、青木 (1934) が南・北大東島の地表に分布する炭酸塩岩に対して与えた大東石灰岩という

地層名を大東層と改名した。その後、Noda (1998) は、北大東島試錐試料における、Hanzawa (1938, 1940) の Zone 1 の上半部、すなわち地表から地下 49.7m までの部分を大東層に含めた。本論では、Noda (1995a, 1998) の見解を踏襲する。

＜模式地＞Noda (1995a, 1998) は、本層の模式地を指定しなかった。よって、本論では、本層の模式地として、北大東島北西部、西港から黄金山にかけての一带を指定する。

＜分布＞中央低地を除く、島の全域に分布する。

＜層厚＞地表で約 75m。北大東島試錐試料で約 50m。

1-1. ユニット 1

＜分布＞本ユニットは、環状丘陵地の中央低地側急崖に露出する。また、中央低地内にも散点的に分布する。

＜岩相＞本ユニットは主に coral framestone よりなり、coral rudstone を伴う。coral framestone は現地性の多様な

Fig.5. Thin-section photomicrographs of reef deposits of the Daito Formation on Kita-daito-jima. Scale bars are 1mm.

(A) Vertical section through thalli of *Ltiophyllum prototypum* (Unit 1; near 110-C in Fig.4.B). This species occurs abundantly from coral framestones of Unit 1 and reef-core facies of Subunit 2a. (B) Section through a foraminiferal macroid. Note a nucleus of coral (c) and an envelope of concentric encrustations which consist of overgrowing encrusting foraminifera (ef) and a coralline alga (ca) (Unit 1; 200m east of Loc. 109-C in Fig.4.B). (C) A sharp contact between coral rudstone of Unit 1 and coral rudstone of lower backreef facies of Subunit 2a (Loc. 105-B in Fig. 4.B). Note that the rudstone of Unit 1 has been bored and that the boring has been infilled with bioclasts. (D) *Halimeda* segments (h) in coral framestone (upper backreef facies of Subunit 2a; near Lac. 117 in Fig. 4.D). (E) Bioclastic packstone of Unit 3 (Loc. 18 in Fig. 4.D). Note that many bioclasts have been dissolved to leave moldic pores.

形状の造礁サンゴを含むが、特に半球状サンゴおよび薄板状～卓状サンゴが多く、枝状サンゴが少量認められる。また、サンゴは礫としても多く含まれる。現地性サンゴやそれらの礫は、しばしば皮殻状無節サンゴモに覆われている。無節サンゴモ群落では、*Lithophyllum prototypum* が卓越種とな

っている (Fig.5.A)。被覆性底生有孔虫 (*Acervulina* sp.) も多くみられ、無節サンゴモを伴って、厚さ 5cm にも及ぶ皮殻状構造や、生砕物を核とした同心円状のノジュールを形成している (Figs.5.B, 6.A)。この主として被覆性底生有孔虫よりなるノジュールは foraminiferal macroid (Hottinger,

Fig.6. Outcrop photographs of Unit 1 and lower and upper backreef facies of Subunit 2a of the Daito Formation on Kitadaito-jima. (A) Coral framestone with hemispherical, laminar and tabular forms of corals and encrusting nongeniculate coralline algae, showing a biological framework structure (Unit 1; Loc. 100-A in Fig.4.A). Note that foraminiferal macroids (arrows) are contained. (B) Stratigraphic relationship between Unit 1 and Subunit 2a (Locs. 106-B and 106-C in Fig.4.B). Note that coral rudstone of lower backreef facies of Subunit 2a rests on coral framestone/rudstone of Unit 1 with a sharp, irregular contact. A line indicates a lithologic boundary. (C) Coral rudstone consisting mainly of up to cobble-sized, well-rounded clasts of corals (lower backreef facies of Subunit 2a; Loc. 106-C in Fig.4.B). (D) Coral rudstone with foraminiferal macroids (lower backreef facies of Subunit 2a; Loc. 104-D in Fig.4.A). The macroids (arrows) are composed of encrusting foraminifera and much less common thin, encrusting nongeniculate coralline algae. The nuclei of the macroids are mostly fragments of corals, but in some cases they are not seen or are unidentified because of extensive boring. (E) Coral bafflestone (upper backreef facies of Subunit 2a; Loc. 104-D in Fig.4.A). Note abundant *in-situ* branching forms of corals.

1983) と呼ばれるものであり、本論では有孔虫球と呼称する。また、生砕物として、ウニの棘、二枚貝、巻貝、底生有孔虫が普遍的に認められる。浮遊性有孔虫も見出されるが、極めてまれである。造礁生物以外の生砕物は2mm以下のものが多く、それらは互いに接し、粒子支持の組織をなす。

本ユニットは、環状丘陵地の中央低地側急崖に沿って露出するが、急崖の中でも北西～南部では厚く堆積しているのに対し、北東部では限られた露頭で認められるのみである。北側の急崖に位置する地点100-A (Fig.4.A) の coral framestone (層厚4.5m) には半球状サンゴや薄板状サンゴが多く含まれ、卓状サンゴや細枝状サンゴも認められる (Fig.6.A)。特に下部2mには、比較的大きな半球状の *Porites* が多くみられる。しかし、現地性サンゴは上方に向かって減少し、代わって細枝状サンゴ礫や生砕物が増加する。この framestone は、明瞭な境界をもって上位のサブユニット2a の coral rudstone に覆われる。南西側の急崖にある地点105-A～107-C 一帯 (Fig.4.B) に露出する本ユニットの上面は起伏に富み、その露頭面での幅は数十m、標高差は10mにも及ぶ (Fig.6.B)。ここでみられる framestone には、半球状サンゴ、薄板状サンゴ、卓状サンゴが多く含まれ、指状サンゴも認められる。また、細枝状サンゴの礫、皮殻状無節サンゴモも伴ってみられる。地点106-Bでは、framestone (層厚1.8m) の上位に本ユニットの coral rudstone (層厚2.2m) が重なる。この rudstone は半球状サンゴ、卓状サンゴの礫を多く含み、比較的良く固結している。さらにこの上位には、明瞭な境界をもってサブユニット2a の coral rudstone (層厚1.0m) が重なる。本ユニットの coral rudstone は、中央低地の南側の急崖で普遍的に観察される (Fig.4.Bの地点105-A, 105-B, 112-A, 129-C)。

<下位層との関係>上記の coral framestone および coral rudstone と北大東島試錐試料の最上部を占めるユニットC1との直接の関係は観察されない。しかし、両者は岩相が類似するほか、いずれもかつての背礁に相当する位置にありながら、礁斜面に特徴的なサンゴを多く含んでいる (中森ほか, 1994)。よって、両者はほぼ一連の礁性堆積物と判断される。ただし、Inagaki and Iryu (1998) 以来、この一連の礁性堆積物のうち、地表に分布するものはユニット1、北大東島試錐試料中のものはユニットC1と呼称されているので、本論でもこれに従う。Iryu and Inagaki (2001) および鈴木ほか (2002) は、ユニットC1のドロマイトと地表に分布するドロマイト (本論のユニット1～3) は、炭素同位体比対酸素同位体比のクロスプロットおよびMg含有量対酸素同位体比のクロスプロット上で、異なったクラスターを形成することより、両者は異なった時期にドロマイト化した可能性が高いことを示した。これは、北大東島の地表に分布するドロマイトのSr同位体比年代は約1.6～2.0Ma (河名・大出, 1993) であり、ユニットC1のドロマイトのSr同位体比年代 (平均で2.0Ma; Ohde and Elderfield, 1992) よりも、やや若いことによって裏付けられる。以上より、ユニットC1とユニット1は、2.0Ma以前に形成された一連の礁性堆積物であるものの、異なった時期にドロマイト化したと推定される。な

お、北大東島試錐試料では、ユニットC1と下位のユニット (ユニットC2) は、不整合関係にあることが確認されている (中森ほか, 1994; Iryu and Yamada, 1999)。

なお、本論文のユニット1は、中森ほか (1994) のユニットS0と対応する。また、Noda (1998) の北港部層のうち、中央低地に分布する堆積物に相当する。

1-2. ユニット2

ユニット2は環状丘陵地の大部分を占めて分布する。本ユニットは主体をなすサブユニット2aと、その上位に明瞭な境界を持って重なるサブユニット2bとに区分される。サブユニット2aは環状丘陵地の主体を構成する礁芯相と、中央低地に面した急崖部でみられる背礁相よりなる。両相は同時異層の関係にある。礁芯相は主に coral framestone よりなり、coral bafflestone を伴う。背礁相は主にサンゴ礫を含む rudstone からなる背礁相下部と、共に *Halimeda* の節間部を含む coral framestone および coral bafflestone を主構成層とする背礁相上部に細分される。サブユニット2bは主に coral framestone と生砕物に富んだ packstone よりなる。

1-2-1. サブユニット2a

1-2-1-1. 下部背礁相

<分布>下部背礁相は、環状丘陵地が中央低地に面した急崖部の標高10～52mにみられ、下位のユニット1の起伏を埋積するように堆積している。

<岩相>本相は coral rudstone を主とし、coral framestone を伴う。coral rudstone は半球状、卓状、細枝状サンゴの礫を多量に含む。これらのサンゴ礫は直径数～20cmで、淘汰は悪い (Fig.6.C)。また、被覆性有孔虫や皮殻状無節サンゴモが、サンゴ礫や生砕物を覆って多数産する。鏡下では主要な生砕物として、無節サンゴモ、被覆性底生有孔虫、底生有孔虫、サンゴ、二枚貝、巻貝が認められる。地点102-B (Fig.4.A) の標高28～30mの部分や地点104-D (Fig.4.A) の露頭下部の6.0m等は、枝状サンゴの礫を核とし、直径数～10cmの楕円体状の形状をした有孔虫球の密集部となっており、極めて特徴的な岩相を呈する (Fig.6.D)。この有孔虫球を豊富に含む coral rudstone は、中森ほか (1994) の無節サンゴモに覆われたサンゴ礫密集層 (サンゴモ相) と対応する。ただし、その分布域は、彼らが示したほどの広がりはない。

一般に、本相に含まれる半球状および卓状サンゴの礫は、円磨度が低いものが大多数を占める。しかし、中央低地の北東側に位置する地点146 (Fig.4.D) や同南西側の地点106-C (Fig.4.B) の標高約27～30mでみられる coral rudstone は、よく円磨されたサンゴ礫を多く含み、わずかに成層している。また地点106-Cでは、この rudstone 中に現地性造礁サンゴが密集したマウンド (露頭面での幅が約2m、高さが約60cm) 状の coral framestone が挟在する。同様の産状を示す framestone は、地点96-A, 96-B, 96-C (Fig.4.C), 109-A, 111-B, 129-C (Fig.4.B) でも認められる。これらの framestone はいずれも、比較的小さな半球状サンゴや薄板状、細枝状、卓状の現地性造礁サンゴを多く含み、被覆性底生有孔虫と無節サンゴモに覆われた細枝状サンゴの礫を多量

に含むことを特徴とする。

＜下位層との関係＞本相はユニット1の上面の起伏を埋積するように堆積している。この関係は、環状丘陵地の内陸側急崖で認められる (Fig.4.Aの地点100-A, 101-A, 101-B; Fig.4.Bの地点91, 105-A, 105-B, 106-B, 106-C, 107-A, 109-C, 110-C; Fig.4.Cの地点196, 129-C; Fig.6.B)。例えば、地点109-Cでは、ユニット1のcoral framestoneと本相のcoral rudstoneは、南に約15°傾斜した面をもって接しており、両者の境界は極めて明瞭であり、下位のframestone中のサンゴには、この境界面で切られているものも認められる。このように本相とユニット1の境界面は起伏に富むが、この起伏はサンゴ礁の縁溝・縁脚系より幅が広く、比高も高く、これと対応づけることはできない。ユニット1と本相の境界における岩相の急変は、鏡下においても確認できる。例えば、地点105-Bから採取された、同境界をまたぐ岩石試料の薄片では、ユニット1 (rudstone) 側がサンゴ、無節サンゴモ、被覆性底生有孔虫を含むpackstoneに同定される組織であるのに対し、本相 (rudstone) 側はgrainstoneに同定される組織を呈し、両者の境界は非常に明瞭である (Fig.5.C)。また、ユニット1側は、穿孔生物により形成された孔が認められ、その中は本相の堆積物で充填されている。さらに、ユニット1の生砕物の中には、この境界面で切られているものが存在する。以上の観察事実より、本相は下位のユニット1と不整合関係にあると判断される。

1-2-1-2. 上部背礁相

＜分布＞環状丘陵地は内側と外側のリッジに区分されるが、本相は内側のリッジのうち、北側の標高25～60mの範囲に広く分布するほか、南側（長幕）の頂部（標高50m付近）に散点的に分布する。本相は黄金山付近では、分布標高が50mを越えるが (Fig.4.Aの地点31)、これより西方にあって、内側のリッジの中央低地側急崖部に位置する地点100-Bおよび地点102-B (Fig.4.A) では、それぞれ26mおよび30mを分布の下限標高とする。以上の分布状況より、本相は中央低地に向かって緩く傾斜して、分布していると判断される。

＜岩相＞本相は、主に薄板状～卓状の現地性造礁サンゴを含むcoral framestoneおよび現地性～半現地性の枝状サンゴを豊富に含むcoral bafflestoneより構成される (Fig.6.E)。両者は、多くの場所で*Halimeda*の節間部を多量に含む。鏡下では、*Halimeda*の節間部、二枚貝、巻貝が多く認められ、他にサンゴ、無節サンゴモ、底生有孔虫、ウニもみられる (Fig.5.D)。これらの生砕物は粒子支持の組織を示し、粒子間隙はミクライトで充填されている。黄金山の近傍では、本相の最上部に、弱く成層したcoral rudstoneがみられる (Fig.4.Aの地点31, 97, 104-D, Fig.4.Bの地点63-A, 63-B, 147)。このrudstoneは、所により枝状サンゴの礫を多く伴うが (地点31, 147)、*Halimeda*の節間部は含まない。

下部背礁相から本相をへてサブユニット2bに至る累重関係は、黄金山の南方440m、内側のリッジの中腹に位置する地点147 (Fig.4.B) で最もよく観察される。ここでは、露頭の最下位に下部背礁相のサンゴ礫を含むrudstone (層厚

8.5m) があり、その上位に整合漸移の関係で本相のcoral framestone (層厚3.0m)、coral rudstone (層厚2.0m) が順に重なる。framestoneには、薄板状および卓状の現地性サンゴが含まれるが、*Halimeda*の節間部は認められない。rudstoneは、枝状サンゴの礫を多量に含み、弱く成層している。さらに、このrudstoneは明瞭な境界をもってサブユニット2bのcoral framestone (層厚1.4m) に覆われる。

＜下位層との関係＞本相と下部背礁相は漸移関係にある。これは地点21, 141 (Fig.4.C), 147 (Fig.4.B) で観察される。

1-2-1-3. 礁芯相

＜分布＞本相は環状丘陵地の大部分を占め、分布標高は0～57mである。

＜岩相＞本相は、主に現地性の半球状および薄板状～卓状のサンゴを多く含むcoral framestoneからなり、薄板状サンゴが皮殻状無節サンゴモを伴って、幾重にも重なり、bindstone様の組織を呈する部分も多く認められる (Fig.7.A)。本相からは、ユニット1同様、*Lithophyllum prototypum*が多産する。所により、有孔虫球も多くみられる。生砕物としては、サンゴ、無節サンゴモ、被覆性底生有孔虫、二枚貝、巻貝、ウニ、底生有孔虫が多く含まれる。また、浮遊性有孔虫や*Halimeda*の節間部も、まれに認められる。海岸付近では、細枝状および太枝状サンゴが密集したcoral bafflestoneもみられる (Fig.4.Aの地点11, 12-A, 12-B, 158, 162; Fig.4.Dの地点49, 83-D; Fig.7.B)。また、海岸付近では、coral framestoneから構成される幅数m、高さ1～2mのマウンド間の凹部を、サンゴ礫を主とし、無節サンゴモ、二枚貝、巻貝、ウニ、底生有孔虫等の生砕物からなるcoral rudstoneが充填した露頭が存在する。両者の境界は極めて明瞭であるが、framestoneが削り込まれたような形跡は見受けられない。framestoneが著しく固結しているのに対し、rudstoneは比較的固結度が低い。rudstoneを構成するサンゴ礫やその他の生砕物は、円磨され、淘汰が悪い。粒子間隙に、細粒砂大以下の碎屑物はほとんど認められない。また、サンゴ礫は細枝状サンゴに由来するものが多い (Fig.7.C)。このような堆積相と生物相の特徴から、上記のframestoneとrudstoneの組み合わせは、かつての礁縁の縁溝・縁脚系に相当すると考えられる (Fig.4.Aの地点11, 12-A; Fig.4.Bの地点14; Fig.4.Dの地点40, 47, 82-B, 82-D, 84-D, 114)。本相の岩相は、西港南方 (地点11)、北港 (地点12)、江崎港 (地点14) で最もよく観察される。

西港南方 (Fig.4.Aの地点11) では、露頭最下部に、本相のcoral framestone (層厚8.0～8.5m) が露出する。このcoral framestoneは現地性の半球状サンゴを多数含み、皮殻状無節サンゴモを多く伴う。このframestone中には、レンズ状あるいはポケット状に、rudstone様の組織を示すサンゴ礫の密集部がみられる。この密集部は、主に細枝状サンゴ礫から構成され、半球状サンゴ礫が少量含まれる。coral framestoneの上位には、層厚1.2～1.7mのcoral bafflestoneが重なる。このbafflestoneは*Acropora*等の現地性の細枝状サンゴおよびそれらの破片を多く含む。枝状サンゴの破片はbafflestoneの上部に向かって増加する傾向を示す。

また、それらの多くはあまり破壊・円磨されておらず、準現地性のものと判断される。bafflestone の上位には、主によく円磨された細枝状サンゴの礫よりなる coral rudstone (層厚 50cm) が重なる。両者の境界はほぼ水平な平坦面をなす。また、下位の bafflestone がミクライトに富み、よく固結しているのに対し、rudstone の粒子間隙にはセメント (ドロマイトおよび方解石) の晶出が認められるものの、それらは間隙を完全に充填するには至っておらず、その結果、固結度は低くなっている。このような岩相上の差異もあり、bafflestone と rudstone の境界は極めて明瞭で、この露頭内で数十 m にわたって容易に追跡される (Fig.7.D). rudstone の上位には、半球状サンゴに富む coral framestone (層厚 7.8m) が整合漸移の関係で重なる。この framestone は下位

の framestone に比べ無節サンゴモに乏しく、下部 3.2m は細枝状サンゴや球状～半球状サンゴの礫を多く含む。また、rudstone/framestone 境界から 2.5～3.0m 上位には、現地性の細枝状サンゴおよびそれらの準現地性破片からなる coral bafflestone が挟在し、これは細枝状サンゴ礫の密集した coral rudstone (層厚 20cm) に非常に明瞭な境界をもって覆われる。しかし、この bafflestone と rudstone はともに連続性に乏しく、露頭内で消滅する。

北港には、本相の coral framestone と coral bafflestone が分布する。北港の南側斜面 (Fig.4.A の地点 12-A) では、露頭最下部に細枝状サンゴの礫に富む coral rudstone (層厚 1.5m) が露出する。この rudstone 中には、主に現地性の半球状サンゴを含む coral framestone がパッチ状に挟在する。

Fig.7. Outcrop photographs of reef-core facies of Subunit 2a of the Daito Formation on Kita-daito-jima.

(A) Coral framestone comprising laminar to tabular corals and encrusting nongeniculate coralline algae that accumulate to form a bindstone structure (Loc.14 in Fig.4.B). (B) Coral bafflestone. Note abundant *in-situ* branching form of corals that have been dissolved to leave molds (Loc. 12B in Fig.4.A). (C) Abundant coral clasts deposited in paleo-groove, cropping out 950 m east of Ezaki Port. Note that the clasts are dominated by pebble- to cobble-sized, well-rounded coral branches. (D) Coral rudstone overlying coral bafflestone with a sharp contact (arrows; Loc.11 in Fig.4.A).

rudstone は上位の coral framestone (層厚 7.3m) に漸移する。この framestone は、西港南方の露頭の下位の coral framestone と同様の特徴を呈する。framestone の上面は起伏に富み、その凹部 (深さは最大で 2.3m) は、細枝状～太枝状サンゴ礫を主とし、無節サンゴモ、二枚貝、巻貝、ウニ、底生有孔虫等の生砕物からなる coral rudstone (層厚 0.2～2.5m) によって埋積されている。産状および堆積物の組成から、この rudstone は縁溝の堆積物と判断される。rudstone の上位には、比較的明瞭な境界をもって、再び coral framestone (層厚 1.0m) が載る。この framestone は基底に斜交層理が発達した rudstone を伴う。一方、この露頭より 20m 東方に位置する北港の東側斜面 (Fig.4.A の地点 12-B) では、現地性および準現地性の細枝状～太枝状サンゴを含む coral bafflestone (層厚 11.0m) がみられる。現地性サンゴの量は露頭内で多寡が著しく、局所的に rudstone 様の岩相を呈する。本露頭では不連続面は認められない。南側斜面と東側斜面間で各岩相を相互に追跡した結果、12-A、12-B の両地点でみられる礫性堆積物は同時異相の関係にあることを確認した。

このように礁芯相内には不連続面が普通に認められ、それらは (1) 波長数十 m、比高最大 3m の起伏をなすもの、(2) はほぼ水平の平坦面をなし、露頭内で数十 m にわたって追跡されるものに大別される。前者は、先に述べたように、形状と堆積物の組成より縁脚もしくはパッチと呼ばれる造礁サンゴが累積して形成された地形的高まりとそれらの周囲の凹部に対応づけられる。一方、後者は海岸部の露頭でのみ認められることより、礁の縁辺部の平坦面 (礁原) もしくは一時的な干出面と判断される。

<下位層との関係>本相と下位のユニット 1 との直接の関係は観察されない。本相と背礁相とは、両相の分布および堆積相・生物相より同時異相の関係にあると判断される。なお、本相と背礁相の直接の関係は地点 155-A および 155-B (Fig.4.C) で観察される。地点 155-A では、本相の coral framestone (層厚 12.0m) 上に下部背礁相の coral rudstone (層厚 3.0m) が、地点 155-B では、同じく本相の coral framestone (層厚 8.0m) 上に上部背礁相の *Halimeda* の節間部を含む coral bafflestone (層厚 4.0m) と coral framestone (層厚 4.0m) が整合関係で重なる。

1-2-2. サブユニット 2b

<分布>本サブユニットは黄金山の標高 32.5m 付近から頂上 (標高 74m) まで分布する。本サブユニットは中央低地側に向かって傾斜する。

<岩相>黄金山の周囲には、サブユニット 2a の上位に明瞭な境界をもって重なる礫性堆積物が分布する。これをサブユニット 2b と呼ぶ。本サブユニットは、coral framestone とその上位に重なる bioclastic packstone より構成される。framestone は、直径約 10～20cm の現地性および異地性の半球状造礁サンゴを含む。無節サンゴモは、ほとんど認められない。地点 31 および 98 (Fig.4.A) では、framestone の下部に *Halimeda* の節間部がみられる。packstone は、一般に無層理であるが、地点 63A および 63B (Fig.4.B) では

斜交層理が発達する。同岩は、主に直径 0.25～2mm の生砕物からなり、淘汰が良い。生砕物は、無節サンゴモ、*Halimeda*、底生有孔虫を主とし、巻貝、二枚貝、被覆性底生有孔虫を伴う。また、浮遊性有孔虫もまれに認められる。これらの生砕物は、本層の上部ほどよく円磨されている。黄金山山頂付近に分布する packstone (Fig.8.A) は、ほとんどドロマイト化していない。coral framestone と bioclastic packstone の累重関係は、地点 98 で観察される。ここでは、サンゴの巨礫を含む framestone (層厚 1.7m) の上位に、整合漸移関係で packstone が重なる。この packstone は、被覆性底生有孔虫と無節サンゴモより覆われた細礫大の生砕物を多く含む。

<下位層との関係>本サブユニットは、サブユニット 2a 上部背礁相の rudstone の上に重なる (Fig.4.A の地点 31, 104-D; Fig.4.B の地点 63-B, 147; Fig.8.B)。いずれの露頭においても、両者の境界は明瞭であり、境界で岩相が急変するが、それが不連続面であることを示唆する証拠は見出されない。よって、両者は整合関係にあると判断される。

1-3. ユニット 3

<分布>本ユニットは、北大東島東海岸の標高約 10～20m に散点的に分布する (Fig.4.C の地点 191; Fig.4.D の地点 18, 20, 60)。

<岩相>本ユニットは、主として斜交層理の発達した packstone より構成され (Fig.8.C)、coral framestone を伴う。packstone は生砕物として、底生有孔虫、無節サンゴモ、二枚貝を多く含み、それらの大部分は、粒径が 1mm 未満で、比較的淘汰がよい。しかし、生砕物の多くは溶脱し、mold となっている (Fig.5.E)。以上の特徴のため、この packstone は微少孔隙がよく発達した mudstone とでも言うべき極めて特徴的な外観を呈する。斜交層理は一般に高角 (最大傾斜 = 35°) で平板型であるが、所により波長 1.0～1.6m のリップルが認められる。また、地点 60 では、packstone の下位に半球状サンゴや枝状サンゴの礫に富む rudstone (層厚約 2m) がみられる。

本ユニットが最もよく観察されるのは、本島東部の海岸近くに位置する地点 20 (Fig.4.D) である。ここでは、下位にサブユニット 2a の礁芯相の coral framestone (層厚 4.0～4.4m) がみられる。この framestone は半球状～卓状の現地性の造礁サンゴを多く含み、またサンゴ礫にも富む。特に、*Porites* の礫が多く認められ、その最大のものは直径が 1m にも及ぶ。さらに、現地性の枝状サンゴが密集し、bafflestone 様の岩相を示す部分も認められる。framestone の上位には、サンゴ礫を含み斜交層理の発達した packstone (層厚 2.6～3.0m) が重なる。両者は、極めて明瞭な境界で接しており、この境界で岩相は急変する。境界面は南南西に約 30° 傾斜しており、下位の framestone 中のサンゴ礫を切っている (Fig.8.D)。この packstone 中には、coral framestone (層厚 80cm) がレンズ状に挟在する。これと比較される coral framestone は地点 18 でもみられる。

本ユニットの coral framestone は、サブユニット 2a の礁芯相の coral framestone と、岩相が酷似している。そのた

Fig.8. Outcrop photographs of Subunit 2b (A and B) and Unit 3 (C and D) of the Daito Formation on Kita-daito-jima.

(A) Massive bioclastic packstone exposed at the top of Kogane-yama (Loc.139 in Fig.4.A). (B) Coral framestone of Subunit 2b resting conformably on coral rudstone of upper backreef facies of Subunit 2a (Loc.31 in Fig.4.A). (C) Cross-bedded bioclastic packstone (Loc.18 in Fig.4.D). (D) Bioclastic packstone of Unit 3 unconformably overlying coral framestone of reef-core facies of Subunit 2a (Loc.20 in Fig.4.D).

め、孤立した露頭でみられる framestone がいずれのユニットに含められるかを正確に判定することは困難である。したがって、本論文では、ユニット3の特徴的な packstone に伴ってみられる framestone のみを、同ユニットに含めて地質図に示した。このような状況のため、本ユニットの framestone は、実際には本論文で示したよりも広範に分布している可能性も考えられる。

＜下位との関係＞上記の地点20の露頭記載から明らかのように、本ユニットはサブユニット2aの礁芯相を構成する coral framestone を不整合関係で覆う。

2. 海軍棒層 (Kaigunbo Formation)

＜命名＞Konishi et al. (1978) の海軍棒石灰岩を、Noda (1995a) が海軍棒層と改めた。

＜模式地＞Konishi et al. (1978) は模式地を指定しなかったが、小西 (1980) は同石灰岩の模式地は南大東島の海軍棒であると記述した。Noda (1995a) は、これを踏襲した。

＜分布＞本層は本島東海岸の海水浴場付近の標高0～10mに点在する。

＜岩相＞本層は主に coral framestone からなり、石灰礫岩

を伴う。この coral framestone は周囲のドロマイト化した炭酸塩岩とは明らかに岩相が異なり、全くドロマイト化していない。地点16-B (Fig.4.D) では、本層の coral framestone が大東層サブユニット2aの礁芯相の coral framestone のノッチに張り付くように分布する。構成物の保存状況は極めて良好で、現地性の造礁サンゴ、無節サンゴモ、サンゴ礫、ユニット2起源の炭酸塩岩の礫などを含む。本層の coral framestone からは *Hydrolithon onkodes* を始めとする無節サンゴモが産し、その群落組成は更新世～現在の琉球列島の浅海域のもの (Iryu, 1992) と共通である。石灰礫岩は主に大東層の凹部にみられ、大東層に由来するドロマイト化した礁性堆積物の礫を多く含む。礫は巨礫大までの亜角～亜円礫で、淘汰が悪く、礫支持の組織をなす。造礁サンゴの礫も伴ってみられる。

＜下位との関係＞上に記した本層の分布状態および岩相より、本層は大東層とは不整合関係にあると判断される。

3. 対比

Noda (1998) は、大東層を下位より、北港部層、江崎港部層、南部層、黄金山部層に細分した。北港部層と江崎港部

層の直接の累重関係は江崎港と北港で観察され、江崎港部層の下限は両地点のそれぞれ標高 16m および 8~12m に位置するイントラクラストや枝状サンゴ (*Acropora*) 片に富む層とされた (Noda, 1998, Fig.8). また、南部層、黄金山部層下部、黄金山部層上部は、標高 19m, 34m, 49m にあるイントラクラストに富む層を鍵層として (それぞれの下限として) 細分された。しかしながら、本研究では、彼が示したような、非常に連続性のよいイントラクラストに富む層は追認することはできなかった。また、本研究により、大東層中には、明らかに広域にわたり追跡可能な 2 つの不整合面が存在し、これにより 3 つの時代の異なるユニットに区別されることが明らかになった。よって、Noda (1998) による大東層の層序を本論の岩相層序区分と対応づけることは困難である。

橋本・松田 (2001) は、南大東島の地質を大東層と海軍棒層に区分した。同研究では、大東層は下位よりユニット 1~3 に三分され、上位のユニットは下位のユニットを不整合に覆うことが明らかにされた。これら 3 つのユニットの分布、岩相、層位学的位置は、北大東島の大東層を構成する 3 つのユニットとほぼ一致する。ただし、南大東島ではユニット 3 が島の東部に広範に分布するのに対し、これと対比される北大東島のユニット 3 は島の東部に散点的にみられるのみである。両島の礫性堆積物の地質がほぼ一致することより、両島は同様の地史を経てきたと考えられる。

河名・大出 (1993) は沖大東島の地形と Sr 同位体比年代を報告した。彼らは沖大東島に 4 つの段丘を識別し、それらを高位より I~IV 面と呼んだ。そして、I 面から採取した石灰岩の Sr 同位体比年代が 0.6 (+0.5, -0.2) Ma であることを報告した。また、南・北大東島との比較から、IV 面の形成時期を最終間氷期とした。彼らの結果に基づけば、沖大東島には、大東層相当層は分布せず、より新規の礫性石灰岩と海軍棒層が分布すると考えられる。このような南・北大東島と沖大東島の層序の差異は、前者が海溝周縁隆起帯 (lithospheric bulge) により早く到達し、より早く隆起を開始したことが主因であると考えられる。

地 史

大東層の地下部分 (北大東島試錐試料のユニット C1, 深さ 0~49.7m) には、礫斜面に特有の造礁サンゴが含まれる (中森ほか, 1994)。また、ユニット 1 は中央低地にのみに分布し、半球状サンゴ (特に, *Porites*) などの礫斜面環境を示す造礁サンゴを多く含む。よって、大東層の地下部分およびユニット 1 の堆積時には、島は礁湖を伴わない卓礁 (田山, 1934) あるいは小規模な礁の集合体であったと推定される。ユニット 1 の coral framestone は、中央低地の北側に比べ、南側で厚く堆積し、しかもフレームワークがよりよく発達することから、北大東島はユニット 1 の堆積時には南側に湾曲した三日月型の形状を呈していたと推定される。この礁の形状は当時、南方からの風が卓越しており、南側が礁の風上部であったことに起因する可能性がある。ユニット 1 の堆積後、島は海面上に現れ、陸上浸食を被った。その後、島は再

度海面下に没し、下部約 50m (ユニット C1 の大部分) が、2.0Ma 前後にドロマイト化した (Ohde and Elderfield, 1992; 稲垣・井龍, 1999)。

サブユニット 2a の岩相配置をみると、中央低地には碎屑物に富む背礁相が、その周囲の環状丘陵地には造礁サンゴを豊富に含む礁芯相がみられる。また、海岸沿いに、かつての縁溝・縁脚系が分布する。よって、本サブユニット堆積時には環礁がよく発達し、厚い堆積体が形成され、現在の北大東島の主体が形成されたと思われる。海岸では、礁芯相の堆積物中に干出面と推定される不連続面が認められることより、当時、環礁は一時的な干出を繰り返し経たと判断される。本サブユニットの堆積時の後期には、背礁部にも造礁サンゴが比較的多く分布するようになり、現在、島の北部に広がる coral framestone が形成された。サブユニット 2b は、現在、その分布が島の最高所付近のみに限られており、本来の堆積物の分布状態が不明である。そのため、本サブユニット堆積時の礁の形態を推定することは困難である。しかし、本サブユニットの coral framestone はユニット 1 やサブユニット 2a の礁芯相の coral framestone に比べ、サンゴの含有量が少なく、フレームワークの発達の度合いは著しく貧弱である。また、本サブユニットの最上部を構成する bioclastic packstone には造礁サンゴがみられない。以上より、サブユニット 2a 堆積後、礁は急速に減退し、サブユニット 2b の堆積時後半には顕著な礁が形成されなかったものと推定される。

ユニット 1 およびサブユニット 2a 礁芯相の coral framestone に含まれる無節サンゴモ群落では、*Lithophyllum prototypum* (Fig.5.A) が主要種の一つとなっている。一方、それらの framestone には、現在のインド太平洋の熱帯~亜熱帯のサンゴ礁域で共通して多産種となっている無節サンゴモおよびその近縁種はみられない。これに対して、海軍棒層からは琉球列島と同様の無節サンゴモが見出される。このように、ユニット 1 およびサブユニット 2a の無節サンゴモ群落は、現在知られている一般的な熱帯海域のものと、群落組成が著しく異なっている。なお、*L. prototypum* が圧倒的に卓越する無節サンゴモ群落は、現在の沖ノ鳥島で見られるという (松田伸也, 私信)。

ユニット 3 は島の東部の標高 10~20m の平坦面上に、サブユニット 2a の礁芯相を不整合に覆って散点的に分布し、その主部を占める packstone には高角の斜交層理が発達し、coral framestone も伴ってみられる。このような岩相および産状より、本ユニット堆積時には、島の東部は浅海域となり、浅瀬やサンゴが比較的密生したパッチが広がったと考えられる。なお、ユニット 1~3 の堆積物がドロマイト化したのは、1.6~2.0 Ma である (河名・大出, 1993)。

ユニット 3 の堆積後、島東部のかつて玉置平とよばれた一帯に、粘土層、浮石質粘土層および両者の混合層 (港層; Noda, 1998) が堆積した。これらはリン鉱石鉱床の胚胎母層であったため、採掘され、現在はほとんどみられなくなっている。

海軍棒層は、東の縁辺部のごく限られた範囲にのみ堆積している。その中のサンゴ化石からは、118~133ka というウ

ラン系列年代が報告されている (Ota and Omura, 1992). よって, 最終間氷期には, 北大東島には小規模な裾礁が形成されたと推定される. 当時の裾礁内に生息していた造礁サンゴや無節サンゴモは, 現在の琉球列島で見られるものと同じの種である.

最後に, 北大東島の地形について, 地質学的観点から言及する. 北大東島は, 島の中央部に低地 (中央低地) があり, それを取り巻いて環状丘陵地が発達するという地形上の特徴より, これまで多くの研究において隆起環礁とされてきた (Davis, 1928; 青木, 1934; Schlanger, 1965; Ota and Omura, 1992; 太田, 2001). しかしながら, 北大東島の地表で見られる礁性堆積物は, 卓礁 (ユニット 1), 環礁 (サブユニット 2a), サンゴのパッチの点在する浅海域 (ユニット 3), 裾礁 (海軍棒層) で形成された堆積物の複合体であり, 単に地形上の類似性をもって, 本島を隆起環礁とみなすことには問題がある. 確かに本島の主体を構成するサブユニット 2a は環礁の堆積物であるが, 現在の地形は同サブユニット堆積時の環礁地形を必ずしもよく反映しているわけではない. すなわち, 現在, 中央低地には下位のユニット 1 の堆積物がフェンスター状に露出し, 背礁相は環状丘陵地の中央低地側の急崖に分布が限られることから, 同相の大部分は堆積後に溶解・浸食されてしまっている. また, 本島には長幕に代表される堤防状の高まりという特徴的な地形がみられる. これは, limestone wall (Saplis and Flint, 1949; Flint et al., 1953; 辻村 (1956) は「石灰岩堤」と訳した) あるいは limestone rampart (荒川ほか, 1987; 荒川・三浦, 1990; 前門, 1996; 荒川ほか (1987) は「石灰岩堤」と訳した) と呼ばれるカルスト地形の一種である. Saplis and Flint (1949) および Flint et al. (1953) は, 海岸の崖における膠結作用の進行と, その後の膠結部に隣接する部分での活発な溶解が, このような地形を形作った要因であると考察した. これに対して, 荒川・三浦 (1990) は本島の石灰岩堤は, 旧礁嶺の部分が溶食によって取り残されたもので, 段丘崖縁上に形成された石灰岩堤の典型例であると述べた. しかし, 彼らが石灰岩堤とした部分は環状丘陵地の二重のリッジの一部であり, 堆積相および生物相を見る限り, 同部分をかつての礁嶺に対応づける根拠は見出されない. よって, 荒川・三浦 (1990) の見解は支持されない. 以上より, 現在みられる北大東島の地形は, サブユニット 2a 堆積時の環礁地形を基本とし, これにその後の溶解・浸食による中央低地の深化や石灰岩堤などのカルスト地形が上書きされて形成されたものであり, 単なる隆起環礁ではないことが明らかとなった.

ま と め

1. 北大東島の地表に露出する礁性堆積物は, 大東層と海軍棒層よりなる. 大東層は 3 つのユニットに区分される. ユニット 1 は島中央付近に分布し, おもに coral framestone よりなる. ユニット 2 はユニット 1 を不整合に覆い, サブユニット 2a とその上位のサブユニット 2b に細分される. サブユニット 2a は島周縁部の高まり (環状丘陵地) の大部分を構成する礁芯相と, その内側に分布する背礁相からなる. 礁芯

相は主に coral framestone から構成される. 背礁相は coral rudstone を主体とする下部背礁相と, 主に coral framestone および coral bafflestone よりなる上部背礁相に細分される. 黄金山の周囲にのみ分布するサブユニット 2b は coral framestone とその上位に重なる bioclastic packstone より構成され, サブユニット 2a を整合関係で覆う. ユニット 3 は本島東海岸に点在し, ユニット 2 上に不整合関係で重なる. 本ユニットは, 主に斜交層理の発達した packstone よりなる. 海軍棒層は本島海岸に点在し, ユニット 2 に不整合で重なるドロマイト化を被っていない coral framestone である.

2. 本島の地表に分布する炭酸塩岩の各ユニットはそれぞれ次のような堆積環境が推定される. ユニット 1 の堆積時には, 島は卓礁あるいは小規模な礁の集合体で, 南側に湾曲した三日月型の形状を呈していた. サブユニット 2a の堆積時には環礁が良く発達し, 礁芯部は一時的な干出を繰り返し被った. しかし, サブユニット 2b 堆積時には礁は著しく減退し, その後半には顕著な礁が形成されなかった. ユニット 3 の堆積時には島の東部は浅海域となり, 浅瀬やサンゴが比較的密生したパッチが広がった. 海軍棒層の堆積時である最終間氷期には, 島の周囲の断崖に小規模な裾礁が形成された.

3. 大東層堆積物中の無節サンゴモ群集は, 現在知られている熱帯海域の無節サンゴモ群落とは異なり, *Lithophyllum prototypum* が圧倒的に卓越する特異な群落組成を示す.

謝 辞

本論文は, 小澤伸介, 稲垣静枝, 南部暁生, 鈴木由香の東北大学理学部地圏環境科学科の卒業論文, 稲垣静枝の東北大学大学院理学研究科地学専攻地圏進化学講座の修士論文の成果の一部をまとめたものである. 本研究を進めるにあたって, 東北大学大学院理学研究科地学専攻地圏進化学講座の山田努博士には, 調査結果について討論していただいた. 岩石薄片作製および作図に際しては, それぞれ, 同講座の矢戸正明・佐々木洋明両元技官, 小田原 啓修士および山本和幸氏に協力していただいた. 現地では, 沖山 昇教育長をはじめとする北大東村教育委員会の方々, 北大東村役場の方々, 民宿二六荘の方々, 与儀組の方々に, さまざまな便宜を図っていただいた. また, 編集幹事の熊本大学理学部の松田博貴助教授, 査読者の琉球大学教育学部の松田伸也助教授, 広島大学大学院理学研究科の狩野彰宏博士には, 多くの助言をいただいた. 以上の方々に, 記して厚く感謝の意を表する.

文 献

- 青木廉二郎, 1934, 南北大東島の地形, 地質, 地質雑, 41, 341-343.
 新井 正, 1979, 南・北大東島の池沼の湖盆形態について, 陸水学雑誌, 40, 201-206.
 荒川達彦・三浦 肇, 1990, 14. 溶かされたサンゴ礁 カルスト地形, 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, 東京, 215-229.
 荒川達彦・大城直樹・井川裕之, 1987, 琉球列島における石灰岩堤及び石灰岩屏について, エリア山口, no. 17, 16-31.
 Davis, W. M., 1928, *The Coral Reef Problem*. Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ., no. 9, 596 p.
 江崎龍雄 (編), 1929, 大東島誌. 共同印刷, 東京, 346 p.

- Flint, D. E., Corwin, G., Ding, M. G., Fuller, W. P., MacNeil, F. S. and Saplis, R. A., 1953, Limestone walls of Okinawa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **64**, 1247-1260.
- 古川博恭, 1985, 大東諸島. 木崎甲子郎 (編), 琉球弧の地質誌, 沖縄タイムズ社, 那覇, 137-143.
- Hanzawa, S., 1938, Studies on the foraminifera fauna found in the bore cores from the deep well in Kita-Daito-zima. *Proc. Imp. Acad. Japan*, **14**, 384-390.
- Hanzawa, S., 1940, Micropalaeontological studies of drill cores from a deep well in Kita-daito-zima. In: Committee on Jubilee Publication in the Commemoration of Prof. H. Yabe M. I. A. 60th Birthday, ed., *Jubilee Publication in the Commemoration of Prof. H. Yabe M. I. A. 60th Birthday*, 2, Sasaki Shuppan Co. Ltd., Sendai, 755-802.
- 橋本直明・松田博貴, 2001, 沖縄県南大東島の層序とドロマイト化作用. 堆積学研究, no. 53, 102-104.
- Hottinger, L., 1983, Neritic macroid genesis, an ecological approach. In: Peryt, T. M., ed., *Coated Grains*, Springer-Verlag, Berlin, 38-55.
- 池田すみ子・菅 浩伸・木庭元晴・貝柄 徹・田村 誠・池谷元伺・三木俊克, 1988, フィリピン海残存弧, 北大東島の最終間氷期以降の旧海水準と地殻変動. 第2回 ESR 応用計測研究発表会講演要旨集, 9-12.
- Inagaki, S. and Iryu, Y., 1998, Sedimentology and oxygen and carbon isotope stratigraphy for Kita-daito-jima Bore Hole. *15th Int. Sed. Congr. (Alicante, Spain)*, Abstracts, 441.
- 稲垣静枝・井龍康文, 1999, 北大東島試錐試料に記録された過去2,500万年の堆積・続成史. 月刊地球, **21**, 718-723.
- Iryu, Y., 1992, Fossil nonarticulated coralline algae as depth indicators for the Ryukyu Group. *Trans. Proceed. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 167, 1165-1179.
- Iryu, Y. and Inagaki, S., 2001, Succession of late Cenozoic atoll dolomites in Kita-daito-jima. *Ann. Mtg. Geol. Soc. Japan, Abs.*, 248.
- Iryu, Y. and Yamada, T., 1999, Biogeochemical contrasts between mid-Cretaceous carbonate platforms and Cenozoic reefs. *Island Arc*, **8**, 475-490.
- 河名俊男・大出 茂, 1993, 沖大東 (隆起準卓礁) の第四紀地殻変動に関する一考察. 琉球大学教育学部紀要, no. 43, 57-69.
- 河名俊男・平良初男・棚原 朗・青木大茂・太田陽子・大村明雄・木庭元晴, 1991, 南・北大東の後期更新世サンゴ化石の非破壊 γ 線測定による $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代. 地学雑誌, **100**, 367-377.
- 北大東島村史編集委員会 (編), 1986, 北大東村誌. 南西印刷, 那覇, 1025 p.
- 北野 康, 1990, 炭酸塩堆積物の地球化学. 東海大学出版会, 東京, 391 p.
- 木崎甲子郎・古川博恭・平良初男・大出 茂, 1984, 琉球列島の年代測定. 琉球大学理学部紀要, no. 37, 29-41.
- 木庭元晴・田村 誠・貝柄 徹・池田すみ子・太田陽子・大村明雄・河名俊男, 1991, 北大東島産サンゴ化石の ESR 年代とその検討. 地学雑誌, **100**, 351-366.
- 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. 第四紀研究, **18**, 241-250.
- Konishi, K., Komura, K. and Motoya, Y., 1978, An Early Wisconsinian reef on the Daito Ridge, north Philippine Sea. *Proc. Japan Acad.*, **54** (B), 516-521.
- 前門 晃, 1996, 3. 多様な琉球列島のカルスト地形. 漆原和子 (編), カルスト その環境と人びとのかかわり. 大明堂, 東京, 161-167.
- 牧野一成, 1983, 南大東島・北大東島の海成段丘とその形成年代. 日本地理学会予稿集, **24**, 74-75.
- 三浦 肇, 1987, 南・北大東島における石灰岩の溶食地形. 日本地理学会予稿集, **32**, 128-129.
- 中森 亨・井龍康文・小澤伸介・森 啓, 1994, 沖縄県北大東島の炭酸塩岩の堆積史. 月刊地球, **16**, 401-406.
- Noda, M., 1995a, Sedimentary facies of Plio-Pleistocene carbonate rocks of the elevated atoll-shaped island of Minami-Dito-jima (South Borodino), Okinawa, southern Japan. *Trans. Earthsci. Soc. Hyogo*, no. 41, 33-59.
- Noda, M., 1995b, Volcanism in the elevated atoll of Kita-Daito-jima (North Borodino), Okinawa, southern Japan. *Trans. Earthsci. Soc. Hyogo*, no. 41, 60-70.
- Noda, M., 1998, Plio-Pleistocene reef deposits and volcanisms of the so-called raised atoll of Kita-Daito-jima (North Borodino), Okinawa, southern Japan. *Trans. Earthsci. Soc. Hyogo*, no. 43, 11-42.
- Ohde, S., 1987, Geochemistry of sedimentary protodolomite. *Jour. Earth Sci.*, **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 Planet. Sci. Lett.*, **113**, 473-486.
- Ohde, S. and Kitano, Y., 1981, Protodolomite in Daito-jima, Okinawa. *Geochim. Jour.*, **15**, 199-205.
- Ohde, S. and Kitano, Y., 1982, Distribution of protodolomite in Minami-daito-jima, Okinawa. *Bull. Coll. Sci., Univ. Ryukyus*, no. 33, 81-87.
- 沖縄県農林水産部, 1976, 昭和50年度北大東島地区県営農業用地下水調査報告書, 沖縄県, 352p.
- 大村明雄・岩田秀樹・太田陽子・木庭元晴・河名俊男, 1991, 南・北大東島産後期更新世サンゴ化石の $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代. 地学雑誌, **100**, 337-350.
- 太田 恭, 1938, 北大東島試錐岩芯及大東石灰岩の化学分析並に顕微化学的吟味. 東北帝大古研邦報, no. 30, 1-36.
- 太田陽子, 2001, 4-4 南・北大東島-フィリピン海プレート上の隆起環礁. 町田 洋・太田陽子・河名俊男・森脇 広・長岡信治 (編), 日本の地形7 九州・南西諸島, 東京大学出版会, 東京, 278-281.
- Ota, Y. and Omura, A., 1992, Contrasting styles and rates of tectonic uplift of coral reef terraces in the Ryukyu and Daito Islands, southwestern Japan. *Quatern. Int.*, **15/16**, 17-29.
- 太田陽子・大村明雄・木庭元晴・河名俊男・宮内崇裕, 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. 地学雑誌, **100**, 317-336.
- Saplis, R. A. and Flint, D. E., 1949, Ramparts on the elevated atoll of Kita Daito Jima. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **60**, 1974.
- Schlanger, S. O., 1965, Dolomite-evaporite relations on Pacific islands. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **37**, 15-29.
- 杉山敏郎, 1934, 北大東試錐に就いて. 東北帝大古研邦報, no. 11, 1-44.
- 杉山敏郎, 1936, 第2回北大東島試錐に就いて. 東北帝大古研邦報, no. 25, 1-34.
- 鈴木由香・井龍康文・山田 努, 2002, 沖縄県北大東島の地表に分布するドロマイトの形成過程-ニウエ島産ドロマイトとの比較から. 日本地質学会第109年学術大会要旨, 259.
- 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.
- 辻村太郎, 1956, §3 気候地形学の研究. 富田芳郎 (編), 新地理学講座 第3巻 自然地理 I, 朝倉書店, 東京, 62-94.
- Tsuya, H., 1934, Petrographical notes on the dacitic pumice from Kita Daito-zima (Kita Ooagari-zima), one of the southwestern islands of Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **12**, 788-797.
- 山成不二麿, 1933, 沖縄県北大東島鉾山. 地学雑誌, **45**, 11-18.
- 山成不二麿, 1935, 北大東島に於ける礫性炭酸塩岩. 東北帝大古研邦報, no. 15, 1-65.
- Yabe, H. and Sugiyama, T., 1934, Subfossil gizzard stones probably of birds found in the phosphate deposit of Kita-Daito-zima. *Proc. Imp. Acad. Japan*, **10**, 361-364.

(要 旨)

南部暁生・稲垣静枝・小澤伸介・鈴木由香・井龍康文, 2003, 沖縄県北大東島に分布する礁性堆積物の層序. 地質雑, 109, 617-634 (Nambu, A., Inagaki, S., Ozawa, S., Suzuki, Y. and Iryu, Y., 2003, Stratigraphy of reef deposits on Kita-daito-jima, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 109, 617-634)

北大東島の礁性堆積物は、大東層と海軍棒層からなる。大東層は3つのユニットに区分される。ユニット1は主に framestone よりなり、中央盆地に分布する。ユニット2はユニット1を不整合に覆い、2つのサブユニットから構成される。下位のサブユニット2aは、島外縁の環状丘陵地の主体をなし、主に framestone よりなる礁芯相と、中央盆地縁辺部の急崖に露出し、rudstone の卓越する背礁相からなる。上位のサブユニット2bは、島の最高所付近に露出する framestone と packstone からなる。ユニット3は東海岸に点在し、斜交層理の発達した packstone よりなり、下位層を不整合に覆う。海軍棒層は東海岸の標高10m 以下に分布し、framestone からなる。ユニット1は卓礁の堆積物である。サブユニット2a 堆積時には、厚い環礁堆積物が形成されたが、その後、礁は著しく減退した。ユニット3 堆積時、島の東部に浅瀬や造礁サンゴのパッチが広がった。海軍棒層は小規模な裾礁の堆積物である。