論文・報告

琉球列島伊良部島の第四系石灰岩の堆積相と海水準変化*

本田 信幸**・辻 喜弘***・松田 博貴***・五月女順一****

(Received October 3, 1993; accepted November 24, 1993)

Sea level changes and development of the Pleistocene Ryukyu Group
in the Irabu Island region, southwest Japan.

Nobuyuki Honda, Yoshihiro Tsuji, Hiroki Matsuda
and Jun-ichi Saotome

Abstract: Thirteen boreholes were drilled on and around Irabu Island in the southern Ryukyus, from which limestones of the Pleistocene Ryukyu Group (50~110m) were recovered. The seven lithologies in the Group fall into the coral limestone facies and the rhodolith limestone facies. The former is composed mainly of coral floatstone/framestone and the latter is characterized by rhodolith-large foraminifera floatstone/rudstone. By comparing the bio-sedimentary facies of the core samples with those of present sediments around Irabu Is., the coral limestone facies typically represents a reefal-shelf area of 0~60m water depth, and the rhodolith limestone facies an open shelf of 60~150m deep.

The Ryukyu Group is widely distributed on Irabu Is., gently dipping west. It can be divided into three Members, and each separated from its neighbours by a solution unconformity. The Lower Member comprises coral framestone/floatstone and overlies the Shimajiri Group with an angular unconformity, which gradually dips westward. The Middle Member is characterized by five cyclic sequences of alternating coral limestone facies (Unit C-1, C-2, C-3, C-4, C-5) and rhodolith limestone facies (Unit R-1, R-2, R-3, R-4). However, the coral limestone facies dominates in the eastern hilly area but abruptly decreases in thickness and is increasingly replaced by the rhodolith limestone facies towards the western lowland. The Upper Member is a large foraminifera grainstone/packstone. Boreholes can be correlated on the basis of lithostratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy. Five nannofossil-datum levels show the Ryukyu Group to be 1.36~0.39 Ma.

The Ryukyu Group accumulated in a reefal to shelf environment where the water depth was increasing toward the west. At low sea level stand, the coral limestone facies extended for a distance westward and at high sea level stand, the rhodolith limestone facies was distributed widely in the area.

The unconformity between the Lower and Middle Members falls between 1.10 Ma and 0.89 Ma. A number of unconformities, regressive sequences, and cooling episodes are recorded at this time in Japan. According to nannofossil-datum, the lowest rhodolith limestone facies of the Middle Member may be correlated with the oxygen isotope stages 25-23 of Williams *et al.* (1988), and the coral-rhodolith sedimentary cycles in the Middle Member are considered to be formed in response to glacial eustasy (oxygen isotope stages 26-16).

* 平成 5 年 6 月 11 日, 平成 5 年度石油技術協会春季講演会地質・探鉱部門シンポジウム「シーケンス層序学」にて講演

** 合同石油開発(株) *** 石油公団石油開発技術センター **** ジャパン石油開発(株)

1. はじめに

炭酸塩岩は世界の油・ガスの50%近くを胚胎していると考えられる(Davies *et al.*, 1988), 地質時代・現世双方の炭酸塩堆積物の研究により提唱された数多くの堆積モデルは(例えば Wilson, 1975; James, 1984; Tucker and Wright, 1990), 油・ガスの探鉱・開発に多大の貢献をしてきた(例えば Roehl and Choquette, 1985; Scholle *et al.*, 1983)。近年, 比較的規模の小さな構造・地震探査での識別が難しい構造にも着目されるようになってきているという状況の中で, 浅海成炭酸塩岩にはその油・ガス貯留岩としてのポテンシャルに期待が寄せられている。従来の浅海成炭酸塩岩の堆積モデルはその多くがカリブ海, グレートバリアリーフ, ペルシャ湾岸地域など熱帯・非活動的縁辺域にある現世堆積物の研究に基づいて提唱されたものであった(例えば Bathurst, 1971; Purser, 1973; Davies *et al.*, 1988)。

琉球列島は, 亜熱帯・活動的縁辺域に位置すること, 氷河性海水準変動に集約される第四紀という地球規模での環境変動が起きている時期にサンゴ礁複合体堆積物の形成が進行しつつ今なお形成されつつあること, 沖縄トラフの存在により陸源物質の影響をほとんど受けない純炭酸塩堆積物からなることなどにより特徴づけられ, 熱帯・非活動的縁辺域とは異なった浅海成炭酸塩岩の堆積モデルを提供し得る格好の場である。また最近非熱帯性炭酸塩岩の形成に関する議論が盛んになりつつあり(Nelson, 1988), 熱帯・温帯をつなぐ地域としても琉球列島は着目される。このように異なった地質学的・海洋学的条件下における炭酸塩堆積モデル・続成モデルの構築, さらに新たな概念に基づく探鉱ターゲットの開拓を目的として, 石油公団開発技術センターでは沖縄県宮古郡伊良部島地域(図1)において次のような調査を行ってきた: (1) コア採取・電気検層および露頭調査, (2) 周辺海域における物理探査, (3) 周辺海域における現世堆積物調査, 流況調査, (4) ボーリング坑井内における地層水調査。本論ではこのうち主として(1)について記す。すなわちコア試料並びに陸上露頭の観察に基づき, 更新統琉球層群中の各岩相の層位の変化・水平的変化の把握および石灰質ナノ化石による時間的枠組みの構築を行い, 現世堆積物調査の成果(辻ら, 1989; 1993; Tsuji, 1993)に基づいて各岩相の示す堆積環境について論じる。そして堆積環境の変化が岩相分布を規制する要因—第四紀の海水準変動—とどのように対応しているかについての考察を行う。

琉球列島の最南部に位置する沖縄県宮古郡伊良部島には浅海成石灰岩からなる更新統琉球層群が広く分布し,

図1 琉球列島, 伊良部島の位置図

Doan *et al.* (1960), 矢崎 (1978), 中森 (1982), 佐渡ら (1992) により岩石層序, 微化石層序の解明が進んだ。また Obata and Tsuji (1992) は地震探査記録を用いて, 第四紀の地史の変遷を論じている。一方近年, 琉球列島における現世堆積物の研究が進展し (Iryu and Matsuda, 1988; Nakamori, 1986; 辻ら, 1989; 1993; Tsuji, 1993; 松田ら, 1992; 古田土・中川, 1993), 琉球層群の堆積環境に関する詳細な議論がなされている (井龍・山田, 1991; 井龍・鈴木, 1990; 井龍ら, 1992; Iryu, 1992)。また, 第四紀を細分した Takayama and Sato (1987) の石灰質ナノ化石基準面を用いて, 本島の琉球層群においてもより詳細な時代論が可能となってきた (佐渡ら, 1992)。このような現世堆積物研究の進展と時間分解能の精度向上という背景の中で, コア試料を用いた岩石層序の確立という条件を備えた本島の琉球層群は, 海水準変動に対する炭酸塩岩の層相変化を考究するに格好の対象である。

2. 研究方法

伊良部島域で掘削した坑井および露頭において琉球層群の岩石の記載を Embry and Klovan (1971) に従って行い, これに主要構成生物種名を付与した。時代決定

表 1 伊良部島の琉球層群の堆積相

Lithofacies	Rock Types	Depositional Environments	Depth of Deposition	Characteristic Constituents	Remarks
coral limestone facies	encrusting algal flst/frst/bist	reef	0~60m	* encrusting coralline algae * encrusting bryozoans/foraminifers * laminar hermatypic corals	often accompanied with bioclastic gnst/pkst
	coral/flst/rdst/frst/bist/bfst	reef and surrounding area	0~60m	* hermatypic corals (autochthonous, allochthonous) * encrusting algae * shallow benthonic foraminifers (miliolids, <i>Calcarina</i> spp., <i>Baculogypsina</i> spp., <i>Marginopora</i> spp.)	accompanied with bioclastic-benthonic foraminiferal gnst/pkst
	quartz-bioclastic gnst/pkst	reef/near reef	0~60m(?)	* benthonic foraminifers * sandstone/siltstone gravels * quartz grains * corals * molluscs	accompanied with common coral fragments
rhodolith limestone facies	bioclastic gnst/pkst/wkst	inter reef/near reef/back reef	0~90m	* benthonic foraminifers (miliolids, <i>Calcarina</i> spp., <i>Baculogypsina</i> spp., <i>Marginopora</i> spp.) * coralline algal fragments * <i>Halimeda</i> spp. * molluscs	
		open outer shelf	60~200m	* benthonic foraminifers (<i>Amphistegina</i> spp.) * bryozoans * molluscs * planktonic foraminifers	
	<i>Halimeda</i> flst/rdst/pkst	open shelf	50~80m(?)	* <i>Halimeda</i> spp.	
	rhodolith flst/rdst	open outer shelf	60~150m	* rhodoliths * benthonic foraminifers (<i>Amphistegina</i> spp., <i>Cycloclopeus</i> spp.) * bryozoans	
	large foraminiferal flst/gnst/pkst	open outer shelf	60~150m	* large benthonic foraminifers (<i>Cycloclopeus</i> spp., <i>Heterostegina</i> spp.) * bryozoans	accompanied with bioclastic gnst/pkst/wkst

には石灰質ナンノ化石を用い、各基準面とその年代値は Sato and Takayama (1992) による。また本島周辺海域の現世堆積物の分布データ (辻ら, 1989; 1993) に基づき、琉球層群の各岩相の堆積環境・水深を定めた (表 1)。

3. 岩石層序

伊良部島の地形は東部高地帯と西部低地帯に区分される (図 2)。東部高地帯には 3 段の平坦面が発達し、その東縁は断層崖により限られる (矢崎, 1978)。更新統琉球層群は、鮮新統島尻層群を傾斜不整合に被って島全域に分布している (図 3)。不整合面は島の北部では北西に、中部では西に、南部では南西方向にいずれも 1°

内外と緩く傾斜し (図 4)、琉球層群の各層は不整合面と調和的に西方向の成分を持って緩傾斜 (1° 内外) している。

琉球層群は、層厚 50–110m, 2 つの不整合により下部層・中部層・上部層に 3 分され (図 3)、サンゴ flst/rdst/frst/bist^{注 1)}、石灰藻球 flst/rdst、生物碎屑性 gnst/pkst/wkst、被覆型石灰藻 flst/bist、大型有孔虫 rdst/flst/gnst/pkst、石英-生物碎屑性 gnst/pkst、*Halimeda* flst/rdst が識別される (表 1)。岩相はサンゴ石灰岩相と石灰藻球石灰岩相とに大き

注 1) wkst: wackestone, pkst: packstone, gnst: grainstone, flst: floatstone, rdst: rudstone, bfst: bafflestone, bist: bindstone, frst: framestone.

図2 伊良部島の坑井・採石場の位置図

FORMATION	LITHOLOGY	THICKNESS	PALEONTOLOGICAL DATUM
Ryukyu Group	Upper Member		
	C-5	Large Foraminiferal Rudstone/Floatstone	5m +
	R-4	Coral Lst Facies	10m +
	C-4	Rhodolith Lst facies	3 ~ 13m
	R-3	Coral Lst Facies	0 ~ 23m
	C-3	Rhodolith Lst Facies	0 ~ 16m
	R-2	Coral Lst Facies	0 ~ 20m
	C-2	Rhodolith Lst Facies	2 ~ 26m
	R-1	Coral Lst Facies	0 ~ 24m
	C-1	Rhodolith Lst Facies	8 ~ 26m
Shimajiri Group	Lower Member		
	C-1	Coral Lst Facies	5 ~ 40m
Shimajiri Group	Lower Member		
	C-1	Quartz - Bioclastic Grainstone/Packstone	0 ~ 23m
Shimajiri Group	Lower Member		
	C-1	Siltstone Sandstone	0 ~ 23m

図3 伊良部島の琉球層群の層序

く2分され、その繰り返しからなる堆積サイクルが5回認められる(図3)。サンゴ石灰岩相はサンゴ flst/frst を主体とし生物碎屑性 gnst/pkst と被覆型石灰藻 bist/flst を伴い、石灰藻球石灰岩相は石灰藻球 flst/rdst を主体とし大型有孔虫 flst/rdst と生物碎屑性 gnst/pkst/wkst を伴う。岩相は側方に大きく変化し、東部高地帯ではサンゴ石灰岩相が、西部低地帯では石灰藻球石灰岩相が卓越する(図4, 5)。

3.1 琉球層群下部層

本部層は北西部の CR-1, 5 のみで認められる。CR-1 では、島尻層群を不整合に被って石英-生物碎屑性 gnst/pkst が基底層として約3mの厚さで発達している(図6)。この石英-生物碎屑性 gnst/pkst は島尻層群に由来する礫と石英粒子を頻繁に含み、厚さ数十cmのサンゴ-石灰藻球 bist が数層準で発達し、バグ中には赤褐色堆積物がしばしば認められる。本石灰岩の上位には厚さ約17mのサンゴ flst/rdst が発達している。

この石灰岩は厚さ40~50cmのサンゴ flst を境として岩相が変化し、下位の11mではサンゴ flst が主体をなし、上位6mではサンゴ rdst が増加する。サンゴ flst/rdst/frst の基質は細片化したサンゴ、石灰藻の他、二枚貝、巻貝、ウニ骨針などからなる生物碎屑物 gnst/pkst/wkst からなり、石英砂粒子を含む。中部層との不整合面の直下には、二次的な孔隙・再結晶化した方解石などの溶解構造が発達し、バグ中にはラテライト質赤褐色堆積物が特に多く認められる。

3.2 琉球層群中部層

本層はサンゴ石灰岩相を主体とするユニット C-1~5 と石灰藻球石灰岩相を主体とするユニット R-1~4 の繰り返しからなり、北西部の CR-1, 5 では下部層と溶解不整合で接し、他の坑井 (CR-2, 3, 4, 6, 10, 11, 12, 13) では島尻層群を直接不整合に被う(図4)。中軸部の CR-1, 2, 3, 5 ではサンゴ石灰岩相と石灰藻球石灰岩相の繰り返しが明瞭で、この堆積サイクルにより各坑井の岩相対比が可能である。しかし西部~南部の CR-10, 12, 13 では石灰藻球石灰岩相が卓越し、東部の CR-4, 6, 11 では逆にサンゴ石灰岩相が優勢となるため、堆積サイクルの認定が困難となる場合が多い。

ユニット C-1: 北西部の CR-1 では有孔虫に富む数十cmの厚さの石英-生物碎屑性 gnst/pkst が基底部に発達し、その上位にはサンゴ flst/frst、被覆型石灰藻 bist および生物碎屑性 gnst/pkst が約20mの厚さで発達している。北西部の CR-1, 5 以外の坑井では、島尻層群起源の円礫と石英粒子を含む厚さ数十cm~数mの石英-生物碎屑性 gnst/pkst が琉球層群の基底相と発達し、上方へサンゴ flst/frst へと漸移する。ラテライト質の赤褐色堆積物がバグ中に頻繁に認められる。西部の CR-12, 13 ではサンゴ flst 中のサンゴは破片化したものが多く生物碎屑性 gnst/pkst へと漸移するのに対し、東部の CR-2, 4, 6 ではサンゴの量が多く、現地性のものがしばしば認められる。CR-1, 5 では、本ユニット中に被覆型石灰藻 bist の発達が認められる。

ユニット R-1: 西部の CR-12, 13 では7m前後の均質な石灰藻球 flst/rdst からなるのに対し、中軸部の CR-1, 2, 3 では被覆型石灰藻 bist と生物碎屑性 gnst/pkst を挟在する(図7)。北西端の CR-5 では厚さは20mを超え、中部に若干量の赤褐色堆積物を伴う。南部の CR-10 では、本ユニット上位のユニット C-2 の発達が不明瞭で、生物碎屑性 gnst/pkst を経て次のサイクル(ユニット R-2)の石灰藻球 flst/rdst が発達している。東部~南東部の CR-4, 6, 11 では本ユニットの発達は貧弱で、サンゴ flst により隔てられた数枚の石灰藻球 flst と生物碎屑性 gnst/pkst の薄層として本ユニッ

(1) 東西断面 I-CR-11, 3, 12, 13-

(2) 東西断面 II-CR-4, 2, 10-

(3) 北西-南東断面-CR-5, 1, 3, 2, 4-

図4 琉球層群の坑井柱状対比図

図5 琉球層群中部層の地質断面図－伊良部島東部高地帯西側斜面付近－

図6 琉球層群下部層の坑井柱状図－CR-1, 5－

トは識別される。

ユニット C-2: サンゴ flst を主体とし、サンゴ frst, 被覆型石灰藻－サンゴ bist, 生物碎屑性 gnst/pkst を伴う。中央部から東部の CR-2, 3, 4, 11 では 18～24m と厚く発達するが、北西部の CR-1, 5 では 10m 内外に、西部の CR-12, 13 では 2～6m に薄化し、CR-10 では認められない。東に向かってサンゴ flst 中のサンゴの量は多くなり、また現地性のサンゴの比率も高くなる。西部ではサンゴ flst はサンゴ混じりの生物碎屑性 gnst/pkst へと漸移する。本ユニット下部では一般にサンゴの量が少なく生物碎屑性 gnst/pkst と漸移的であるが、上部に向けてサンゴの量が増加するとともに、サンゴ石灰藻 frst/bist が増加する。

ユニット R-2: 石灰藻球 rdst/flst と大型有孔虫 flst/gnst/pkst により特徴づけられる。中軸部から東部 (CR-1, 2, 3, 4, 5, 6, 11) では、2～5m と比較的薄い坑井間で追跡可能である。西部～南部の CR-10, 12, 13 では本ユニットの上下限を規定するサンゴ石灰岩相の発達が欠除～貧弱であるが、大型有孔虫 rdst/flst～有孔虫 gnst/pkst を鍵層として本ユニットを認定することができる。

ユニット C-3: サンゴ flst と生物碎屑性 gnst/pkst を主体としサンゴ被覆型石灰藻 flst/bist を頻繁に伴う。CR-3 では中部に厚さ 1.5m の *Halimeda*－大型有孔虫 flst/rdst が発達する。中軸部の CR-1, 2, 3 では厚さ 10m～20m、東部の CR-4, 6 でも少なくとも 14m の厚さを持つ。北西部の CR-5、南部の CR-10 では、本ユニットは数 m 以下に薄化し、西部の CR-12, 13 では消滅している。

ユニット R-3: 北西部の CR-1, 5 では数枚の有孔虫 gnst/pkst を挟む石灰藻球 flst/rdst が 4～15m と比較的厚く発達している。中央部の CR-2, 3 では 1～2m に薄化し、東部の CR-4, 6, 11 では認められない。西部の CR-12, 13 では、上下限を画するサンゴ石灰岩相を欠くため上下位のユニット R-2, R-4 との区別が困難である。

ユニット C-4: サンゴ被覆型石灰藻 flst を主体とする本ユニットは東部高地帯に広く分布し (図5), 中軸部の CR-1, 2, 3, 5 では 6～22m と厚く発達する。東部の CR-4, 6, 11 では削割のため、西部の CR-12, 13 では尖滅して本ユニットは認められない。横倉採石場では本ユニットは 10m 以上の厚さで、根原採石場では上下を石灰藻球石灰岩に挟まれて数 m の厚さで発達している (図8)。白鳥崎周辺では本ユニット最上部、上部層との不整合面の直下に現地性のサンゴを含むサンゴ frst/flst が発達している。

図7 琉球層群中部層、ユニット R-1 の坑井柱状対比図

ユニット R-4: 長浜採石場では石灰藻球 flst/rdst を主体とする本ユニットが 16m 以上の厚さで発達している。しかしその 100m 東方の横倉採石場では、その上部に長浜採石場上部の石灰藻球 flst/rdst と大型有孔虫 flst/gnst に対応する岩相の発達をみるが、中下部はサンゴ flst が卓越し急激な岩相の側方変化を示している (図 8)。根原採石場には石灰藻球 flst/rdst, 石灰藻球とサンゴをまじえた有孔虫 gnst/pkst からなる本ユニットが少なくとも 8~9m の厚さで分布している。東部高地帯に点在する石灰藻球 flst/rdst の小露頭は本ユニットに含まれるものと考えられる (図 5)。西部低地帯~下地島に広く分布する石灰藻球 flst/rdst, CR-10, 12 の坑井上部の石灰藻球 flst・生物碎屑性 gnst/pkst な

ども本ユニットに対比される可能性が高いが、上下位のサンゴ石灰岩相の発達が悪く確実な対比は困難である。

ユニット C-5: 手登根採石場では本ユニットは 5m 以上の厚さのサンゴ flst/frst からなる (図 8)。下半部はサンゴ flst を主体とし、上半部はサンゴ frst と被覆型石灰藻 bist の発達が頻繁となる。本ユニットは中部層最上位のサンゴ石灰岩相で、東部高地帯の西側斜面に外層として分布し (図 5)、坑井では CR-10 の最上部でのみ、生物碎屑性 gnst/pkst からなる本ユニットが認められる。CR-10 東方では本ユニットが南西方向に 3~4° 傾斜しているのが認められる。

3.2 琉球層群上部層

北西端の CR-5 および白鳥崎周辺のみで認められる。

Legend - See Fig. 7

図8 琉球層群中部層，ユニット C-4 および R-4 の柱状図—長浜，横倉，手登根，根原採石場—

Amphistegina を主体とし、*Cycloclypeus*, *Operculina*, *Baculogypsina*, *Marginopora* などに伴う大型有孔虫 rdst からなり層厚は 4.5m 以上、基質の細粒部の発達が悪く多孔質である。CR-5 ではユニット R-4, C-5 を欠いて、本部層がユニット C-4 を直接不整合に被っている。露頭では不整合面は凹凸に富み、見掛け上、北～西方向に傾斜し、白鳥崎東側では古土壌由来と考えられる赤褐色粘土層の発達が観察される。

4. 石灰質ナノ化石層序

約 600 個の琉球層群のコア試料を高山 (1978) の方法に準じて処理し、ほぼ半数の試料からナノ化石の産出をみた。鑑定は光学顕微鏡を用いて倍率×1500 で行い、一部の小型種については走査型電子顕微鏡観察を行った。ナノ化石の大部分は石灰藻球 rdst/flst の基質部 (生物碎屑性 gnst/pkst/wkst) から産出し、溶解と

図9 各坑井における石灰質ナノ化石基準面の層位的位置

図10 伊良部島海域の坑井の岩相と石灰質ナンノ化石層序—CR-7, 8, 9—

過成長のため保存状態は悪い。比較的保存のよいナンノ化石をほぼ連続的に産する海域のCR-7を参考として、島上のナンノ化石層序に関して検討した結果(図9, 10)、本地域の琉球層群の堆積年代は1.36~0.39Maの間にあ

る。
Gephyrocapsa spp. (large form) の初産出面 (1.36Ma) と終産出面 (1.10Ma): 本種の産出はCR-1の下部層に限られ、ナンノ化石が全く検出されなかったCR-5の下部層を議論から外すと、岩石層序の結果の“下部層はCR-1, CR-5のみで認められ、他の坑井では中部層が島尻層群を直接不整合に被う”に符号する。CR-7でも本種の産出は琉球層群基底部に限られ、本地域における琉球層群の堆積が1.36~1.10Maに開始したことを示している。本種の終産出面は下部層と中部層を隔てる不整合の中に含まれる可能性がある。

Gephyrocapsa parallela の初産出面 (0.89Ma): CR-1, 2, 3ではユニットC-1上部に、CR-5ではユニットC-1上部~ユニットR-1下部に本基準面は認められる。

Reticulofenestra asanoi の終産出面 (0.83Ma): 本基準面は中軸部から西部の坑井ではユニットR-1中の石灰藻球rdst/flstの中に、東部のCR-11では同ユニット中のサンゴflst/frstの中にあり、岩相の境界と斜交している(図4)。

Pseudoemiliania lacunosa の終産出面 (0.39Ma): 島上のいずれの坑井においてもP. lacunosaは中部層最上部まで産出し、上部層からはナンノ化石が全く検出されなかったため、本基準面を島上の坑井中に認定することはできなかった。海域のCR-7では坑井上部に本基準面が認められる。

(1) 東西断面

(2) 北西-南東断面

図11 伊良部島の琉球層群の層序概念図

5. 考 察

5.1 琉球層群の堆積環境

伊良部島の琉球層群を構成する7タイプの石灰岩の堆積環境は、本島周辺海域の現世堆積物(辻ら, 1989; 1993)との比較により、表1のようにまとめられ、サンゴ石灰岩相は水深0~60mの島棚内側~礁域の堆積物(礁相)、石灰藻球石灰岩相は水深60~150mの島棚外側の堆積物(島棚相)に対応する。琉球層群中部層は礁相と島棚相の繰り返しからなるが、島の東部では礁相が優勢であり、西部では島棚相が卓越している(図11)。またサンゴflstから石灰藻球rdst/flstへという岩相の東西方向での変化が、Reticulofenestra asanoiの終産出面上において認められ(図4)、上述の堆積相の側方変化の様相を明示している。さらに各岩相の側方変化の詳細をみると、礁相-島棚相という堆積相の変化とともに次のような変化が認められる。(1) サンゴflst中のサンゴの量は東部で多く、西部ではサンゴflstは生物碎屑性のgnst/pkstへと容易に移化する。(2) サンゴfrstの発達には東部で顕著である。(3) 石灰藻球flstの石灰藻球の量は西部で多く、石灰藻球rudstone

は東部ではまれであるが、西部では顕著な発達を示す。(4) 有孔虫 $rdst/gnst$ は中部～西部で頻繁に発達する。このような礁相から島棚相への変化に集約される堆積相の東西方向での変化は、東部高地帯の西縁部において急激である(例えば根原採石場、横倉一長浜採石場; 図5)。堆積相およびその変化様式、西方向に緩傾斜する島尻～琉球層群間の不整合面の形態、不整合面と調和的な琉球層群の走向傾斜などの点からみて、東に浅くやや急傾斜の部分を経て西方に徐々に深くなる島棚上に、本島の琉球層群は形成されたものと考えられる。

5.2 琉球層群の堆積史

更新世前期、1.36～1.10Maの間に伊良部島の琉球層群は傾動した島尻層群上に堆積を開始した。宮古島に分布する島尻層群最上部の時代については意見の相違があるが(Ujiie and Oki, 1974; 中森, 1982), 中森(1982)の見解をとると(1.91～1.66Ma), 島尻層群は長く見積もって約80万年の間、変形・隆起・削剥を受け、その後全く堆積レジメの異なる琉球層群が形成されるに至った。本島南方の海域にあるCR-7においても時代的に下部層に相当する岩石が礁成の生物碎屑性 $gnst/pkst$ であることからみて、少なくとも本島北西端のCR-5からCR-7に至る南北14～15kmの地域は、琉球層群堆積開始時には水深が60m以下の島棚内側～礁域もしくは陸域にあったものと考えられる。

下部層において石英-生物碎屑性 $gnst/pkst$ からサンゴ $flst$, さらにサンゴ $flst$ へと上方変化する岩相は(図6)、海面下に没した島尻層群上に石灰質の底質が形成され続いて本格的な礁へと発達する過程を示すものとして注目される。グレートバリアリーフの裾礁においても、完新世の海水準上昇に対応して非炭酸塩堆積物からなる基盤を被って礁成の碎屑性石灰岩が発達し、その上位にサンゴの $framework$ を持つ石灰岩が発達しているのが報告されている(Davies and Hopley, 1983)。

続いて下部層-中部層間の不整合が古土壌を伴うことに示されるように、島域は広範にわたって陸化したものと考えられる。不整合の時期は1.10～0.89Maの間に入り、1Maごろに本邦各地で認められる不整合・堆積物の粗粒化・生物群集の浅海化/寒冷化(Sharma *et al.*, 1989; 佐藤・高山, 1990)に対比される可能性がある。

中部層は島の北西部では下部層を、島の他の地域では島尻層群を直接に被って、1.10～0.89Maに堆積を開始した。中部層の堆積サイクルを構成するユニットR-1・2・3・4の間には、岩相上の顕著な差異は認められず、ユニットR-1～R-4は各々同程度の水深で形成されたものと考えられる。ユニットC-1～C-5も同様である。第四紀の酸素同位体変動曲線(Williams *et al.*, 1988)の高海

水準期を示すピークが、時代とともに上昇する傾向が認められないことからみて、堆積物による埋積にほぼ均衡する大きさの沈降が、島全体として起きたものと考えられる。その後、中部層-上部層間の不整合に示される海水準の大幅な低下と、大型有孔虫 $rdst$ からなる上部層の形成に示される海水準上昇が、少なくとも1回づつ起きたものと考えられる。

5.3 サンゴ石灰岩相の形成と海水準変動

琉球層群の岩相の側方変化は、その時点における堆積環境・堆積深度の違いに起因し、岩相の層位的変化は相対的な海水準の変動に関連しているものと考えられる。しかしサンゴ石灰岩相が酸素同位体の変動に示されるような汎世界的な海水準変動の中のいずれのステージの産物であるかは興味深い問題である。石灰藻球石灰岩相-サンゴ石灰岩相という堆積サイクルをそのまま汎世界的な海水準の高低を反映するものとしてとらえることができるのか。あるいは石灰藻球石灰岩相、サンゴ石灰岩相ともに汎世界的海水準変動の中の高海水準時の産物であり低海水準時には堆積は起こらない状況にあったのか。また海進期、海退期の堆積物はシーケンズの中にどのように認定されるのか。

このように多くの問題がある中で、汎世界的な高海水準時における石灰藻球石灰岩相の形成、低海水準時におけるサンゴ石灰岩相の形成を支持するものとして下記が挙げられる。(1) もし琉球層群中部層のサンゴ石灰岩相、石灰藻球石灰岩相がともに高海水準時の産物であるならば、低海水準時には島の東部を中心として大規模な不整合が認定されるはずである。しかし中部層中に離水を指示する事実は認められない。(2) 琉球層群中部層の堆積年代は1.10～0.39Maの間に入り、海域の坑井における琉球層群の堆積年代からみても(図10)、中部層の形成には数十万年を要したものと考えられる。従って中部層の堆積サイクル全体を数万年オーダーの1回の高海水準期の中に含めてしまい、上下の不整合を低海水準期の産物とする考え方はタイム・スパンの点から支持されない。(3) Fairbanks (1989)によるとバルバドス島沖合いでは最終氷期の最盛期にはサンゴ石灰岩相が発達しているのに対し、現在の海底表層には砂礫相が形成され、低海水準時=礁相、高海水準時=沖合い相という堆積図式を示している。

琉球層群中部層が更新世の中ごろの数十万年間に形成された堆積物であり、その当時の沈降運動が堆積物による埋積と均衡する程度のもので氷河性海水準変動に比してはるかに緩慢なものであるならば、中部層の各堆積サイクルを氷河性海水準変動に対応させることは十分な妥当性があるものと考えられる。以下、酸素同位体変動が

図12 琉球層群中部層の堆積サイクルと酸素同位体ステージ

らみて汎世界的に海水準が低下したとされる時期には礁相（サンゴ石灰岩相）が、海水準が上昇したとされる時期には島棚相（石灰藻球石灰岩相）が形成されたとの前提の下に中部層の堆積サイクルと酸素同位体ステージとの対比を行った（図12）。

0.83Maのナンノ化石基準面はいずれの坑井においてもユニットR-1の中部に認められる。ユニットR-1の中部には、島の東部ではサンゴflstが（CR-11）、中軸部では被覆型石灰藻-サンゴbistが（CR-1, 2, 3）、あるいは赤褐色堆積物が（CR-5）認められ、ユニットR-1中においても層位的に深→浅→深という堆積環境の変化があったことを示している（図7）。島の西部ではこのようなユニットR-1内での岩相の層位的変化は認められず、ユニットR-1をとおして石灰藻球flst/rdstが卓越している。以上よりユニットR-1の下部はWilliams *et al.* (1988) のステージ25に、中部はステージ24に、上部はステージ23に対応するものと考えられる。すなわちステージ25の高海水準時には現在の島全域が石灰藻球flst/rdstを形成するに足る水深下にあったが、ステージ24の低海水準時には島の東部では水深60m以下となりサンゴflstが形成され、中軸部でも海水準低下に対応して石灰藻球flst/rdstから被覆型石灰藻-サンゴbistへと岩相変化した。西部ではこのステージ24にあっても依然として水深は60mを超え石灰藻球flst/rdstが引き続き形成された。ステ

ージ23の高海水準時には再び島中軸部まで石灰藻球flst/rdst形成の場となったが、東部では水深は60mを超えることはほとんどなくおおむねサンゴflstの形成が続いた。ただCR-1のユニットR-1最上部でのサンゴflstから生物碎屑性gnst/pkstへの岩相変化、CR-4, 6のユニットR-1上部における石灰藻球flstの発達はステージ23の海水準上昇を反映しているものと考えられる。

ステージ22の低海水準期には島は南部のCR-10を除くほぼ全域にわたってユニットC-2形成の場となり、酸素同位体の変動に表されているようにステージ22の海水準の低下が極めて大きかったことを示しているものと考えられる。

その後21, 20, 19, 18, 17の各ステージに対応して島の中心部から東部では石灰藻球石灰岩相とサンゴ石灰岩相が交互に形成されたが、西部ではステージ20, 18の低海水準時にも石灰藻球石灰岩相の形成が続行しサンゴ石灰岩相の発達をみなかった。これはステージ20, 18の海水準低下の規模が、ステージ22に比して小さかったこと、あるいは東西での堆積環境の分化がより大きくなってきたことを示しているものと考えられる。

ステージ16（約0.6Ma）に至り島域全体は再びサンゴ石灰岩相の形成される島棚内側～礁域と化し、島の中央部～東部は離水した可能性もある。CR-10のコア最上部および東部高地帯西側斜面に外座層として分布する

ユニット C-5 はこの低海水準時の堆積物を代表するものである。下地島西端の通り池付近に分布するサンゴ flst/frst がユニット C-5 に対比されるものであるならば、また中部層—上部層間の不整合がこのステージ 16 の最大海水準低下時に形成されたものであるならば、ステージ 16 の海水準低下の規模の大きさを示すものである。酸素同位体の変動はこのようなステージ 16 における大規模な海水準低下を支持している。島上と海域の坑井における琉球層群の年代値からみて、ユニット C-5 をステージ 16 に対応させることに問題はない。

6. 結 論

(1) 琉球層群は構成生物の種類と産状により 7 タイプの石灰岩が識別され、これらの石灰岩は大きくサンゴ石灰岩相と石灰藻球石灰岩相とに区分される。サンゴ石灰岩相は島棚内側～礁域の、石灰藻球石灰岩相は島棚外側の堆積物に対応する。

(2) 琉球層群は層厚 50～110m、不整合により下部層・中部層・上部層に 3 分され、下部層はサンゴ石灰岩相、中部層はサンゴ石灰岩相と石灰藻球石灰岩相の互層、上部層は大型有孔虫石灰岩相を主体とする。

(3) 中部層は東西方向に岩相が急激に変化し、東部高地帯ではサンゴ石灰岩相が、西部低地帯では石灰藻球石灰岩相が主岩相になっている。

(4) 石灰質ナノ化石によると、琉球層群は 1.36～1.10Ma に堆積を開始し、下部層—中部層間の不整合は 1.10～0.89Ma に含まれ、中部層は 0.39Ma 以前に形成された。

(5) 中部層のサンゴ石灰岩相—石灰藻球石灰岩相からなる堆積サイクルは氷河性海水準変動に対応して形成され、Williams *et al.* (1988) の酸素同位体ステージ 26～16 に対比される可能性が指摘される。高海水準時には石灰藻球石灰岩相が島の東部へと、低海水準時にはサンゴ石灰岩相が島の西部へとその分布域を拡大した。

謝 辞

本論は 1986 年以来石油公団石油開発技術センターが大型研究『貯留岩形成過程解析技術』の中で行ってきた琉球層群に関する一連の調査・研究の成果を踏まえてまとめたものである。この間調査・研究に携わってきた本研究センター地質・地化学研究室の方々に深甚なる謝意を表す。金沢大学理学部小西健二教授、東北大学理学部中森亨助教授、井龍康文博士には貴重なご助言をいただいた。日本オイルエンジニアリング株式会社中川 洋氏には、調査・研究期間を通じて様々なご助言とご協力を賜っ

た。住鉱コンサルタント株式会社佐渡耕一郎氏には伊良部島の地質に関し、未公表資料を含む種々の情報を教示していただいた。伊良部町役場の方々には調査に際しご協力を賜った。坑井の掘削は国際鉱業株式会社、物理計測コンサルタント株式会社、応用地質株式会社に依頼した。合わせて深く感謝する。

文 献

- Bathurst, R. G. C., 1971: *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 658p.
- Davies, P. J. and Hopley, D. 1983: Growth fabrics and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. *BMR Jour. Aust. Geol. Geophys.*, 8, 237-251.
- Davies, P. J., Symonds, P. A., Feary, D. A. and Pigram, C. J., 1988: Facies models in exploration—The carbonate platforms of northeast Australia. *APEA Jour.*, 28, 123-143.
- Doan, D. B., Paseur, J. E. and Fosberg, F. R., 1960: *Militaty geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-Retto*. U.S. Army Intell. Div., Off. Eng., with personell of U.S. Geol. Surv., 214p.
- Embry, A. F. and Klován, J. E., 1971: A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19, 730-781.
- Fairbanks, R. G., 1989: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Iryu, Y., 1992: Fossil nonarticulated coralline algae as depth indicators for the Ryukyu Group. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, 167, 1165-1179.
- Iryu, Y. and Matsuda, S., 1988: Depth distribution, abundance and species assemblage of nonarticulated coralline algae in the Ryukyu Islands, South-western Japan. *Proc. 6th Coral Reef Symp.*, 3, 101-106.
- 井龍康文・中森 亨・山田 努, 1992: 琉球層群における層序区分単位. 堆積学研報, 36, 57-66.
- 井龍康文・鈴木 淳, 1990: 与那国島の琉球群にみられる *Halimeda* 石灰岩の堆積環境. 化石, 49, 13-22.
- 井龍康文・山田 努, 1991: 徳之島および沖永良部島の琉球層群に記録された更新世海面変動—予察—. 中川久夫退官記念事業会編: 中川久夫退官記念論集, 73-83, 中川久夫退官記念事業会.
- James, N. P., 1984: Introduction to carbonate facies models. In Walker, R. G., ed.: *Facies models*, 209-212, Geol. Soc. Canada.
- 古田士俊夫・中川 洋, 1993: 琉球列島宮古島西方海域

- の現世炭酸塩堆積物中の底生有孔虫群集. 石油公団技術センター研究報告, **24**, 93-110.
- 松田伸也・井龍康文・野原昌人, 1992: 沖縄島周辺海域のサンゴモ球およびその地質学的意義. 堆積研報, **37**, 109-111.
- 中森 亨, 1982: 琉球列島宮古島群島の地質. 東北大地古研報, **84**, 23-39.
- Nakamori, T., 1986: Community structures of Recent and Pleistocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **56**, 71-133.
- Nelson, C. S., ed., 1988: *Non-tropical shelf carbonates-modern and ancient. Sed. Geol.*, **60**, 367p.
- Obata, M. and Tsuji, Y., 1992: Quaternary geohistory inferred by seismic stratigraphy of a carbonate province in an active margin, off Miyako Island, South Ryukyus, Japan. *Carbonates and Evaporites*, **7**, 150-165.
- Purser, B. H., ed., 1973: *The Persian Gulf*, Springer-Verlag, 471p.
- Roehl, P. O. and Choquette, P. W., ed., 1985: *Carbonate petroleum reservoirs*. Springer-Verlag, New York, 622p.
- 佐渡耕一郎・亀尾浩司・小西健二・結城智也・辻 喜弘, 1992: 琉球石灰岩の堆積年代についての新知見—沖縄県伊良部島のボーリングコア試料の石灰質ナノ化石分析より—. 地学雑誌, **101**, 127-132.
- 佐藤時幸・高山俊昭, 1990: 石灰質ナノ化石を使うと地質時代はどこまで分かるか. 石技誌, **55**, 121-128.
- Sato, T. and Takayama, T., 1992: A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*. In Ishizaki, K. and Saito, T., ed.: *Centenary of Japanese micropaleontology*, 457-460, Terra Sci. Pub.
- Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H., ed., 1983: *Carbonate depositional environments. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **33**, 708p.
- Sharma, V., Subhedar, S. S., Oda, M. and Honda N., 1989: Early Pleistocene planktic foraminifera from the Hijikata Formation, Central Japan, and their paleoclimatic implications. *Rev. Esp. Micropaleont.*, **21**, 409-416.
- 高山俊昭, 1978: 石灰質ナノプランクトン. 高柳洋吉編: 微化石研究マニュアル, 51-59, 朝倉書店.
- Takayama, T. and Sato, T., 1987: Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. *Init. Rep. DSDP*, **94**, 651-702.
- Tsuji, Y., 1993: Tide influenced high energy environments and rhodolith-associated carbonate deposition on the outer shelf and slope off the Miyako Islands, southern Ryukyu Island Arc, Japan. *Mar. Geol.*, **113**, 255-271.
- 辻 喜弘・須内寿男・山村恒夫・古田士俊夫・結城智也・岩本 博, 1989: 琉球列島宮古島西方海域の現世炭酸塩堆積物とその堆積環境. 月刊地球, **11**, 612-617.
- 辻 喜弘・須内寿男・山村恒夫・古田士俊夫・結城智也・岩本 博, 1993: 琉球列島宮古島西方海域の現世炭酸塩堆積物とその石油地質学的意義. 石油公団石技センター研究報告, **24**, 55-77.
- Tucker, M.E. and Wright, V. P. 1990: *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sci. Publ., 482p.
- Ujiie, H. and Oki, K., 1974: Uppermost Miocene-Lower Pleistocene planktonic foraminifera from the Shimajiri Group of Miyako-jima, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, **7**, 31-52.
- Williams, D. F., Thunell, R. C., Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I., 1988: Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B. P. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **64**, 221-240.
- Wilson, J. L., 1975: *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlin, 471p.
- 矢崎清賢, 1978: 伊良部島地域の地質. 5 万分 1 の図幅宮古島 (19) 第 2 号, 地質調査所, 23p.