鹿児島県徳之島の琉球層群（第四系サンゴ礁複合体堆積物）

The Ryukyu Group (Pleistocene coral reef complex deposits) on Toku-no-shima, Kagoshima Prefecture, Japan

Abstract

山田 努* 藤田慶太* 井龍康文*

Tsutomu Yamada *, *Keita Fujita* *
and *Yasufumi Iryu* *

2002年6月21日受付.

2003年5月19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

The Ryukyu Group, consisting of Pleistocene reef complex deposits that laterally pass into terrigenous sediments, crops out on Toku-no-shima, Ryukyu Islands, southwestern Japan. We propose a major revision of the previous stratigraphic scheme for the Ryukyu Group and provide a formal stratigraphic description. The Pleistocene sequences comprise the Tokunoshima and Metegu Formations, in ascending order, on this island. The Tokunoshima Formation reaches 140 m in thickness and is exposed extensively, covering peripheral areas of the island at elevations less than 210 m. It is divisible into two units, each consisting of proximal coral limestone and distal rhodolith, *Cyclolopeus-Operculina*, and detrital limestones. The Metegu Formation resting unconformably on the Tokunoshima Formation is composed mainly of thin (< 5 m) coral limestone. It is exposed at limited outcrops in southern parts of the island, ranging in elevation from 20 to 60 m. Stratigraphic position, known age-diagnostic nannofossils, and uranium-series and ESR dates indicates that the Tokunoshima Formation may be correlative to the main body of the Ryukyu Group on Okierabu-jima and Yoron-jima. An ESR date denotes that the Metegu Formation accumulated at > 146 ka.

Key words: Pleistocene, Ryukyu Islands, Toku-no-shima, Ryukyu Group, carbonate, reef

はじめに

第四紀更新世に琉球列島から台湾にかけての島々とその周辺域で形成された堆積物は琉球層群と呼ばれ、サンゴ礁から陸棚にかけての一帯で形成された炭酸塩岩類およびそれと同時に異相の海成・陸成陸源性砕屑岩までも含む、多様な環境下で形成された複合堆積体堆積物である。100年を超える琉球層群の層位学的研究の歴史は、層序区分の基本概念の変遷をもとに4つの時期（第I～IV期）に分けることができる（井龍ほか, 1992）。1970年代後半に始まる第IV期には、現在の琉球列島周辺海域のサンゴ礁から陸棚域でみられる生物群集や堆積物の組成および分布に関する知見（Nakamori, 1986; Iryu, 1992; Tsuji, 1993; Iryu et al., 1995）を基礎とした層位学的研究が行われてきた。この場合の層序区分の基本原則は、琉球層群を構成する各種岩相の3次元的空間配置および相互の層位関係を、現在の琉球列島周辺海域に発達するサンゴ礁複合体の生物相・堆積相と比較し、これと対応する一連の堆積物がある特定の時代に形成された1つのサンゴ礁複合体の堆積物として分離・識別することである。この基本原則に基づいた研究によって、第III期までの地形地質学的な観点に立脚した琉球層群の層序は多くの島々で根本から再

検討され、新たな層序が確立された（Nakamori, 1986; 井龍・山田, 1991; 井龍ほか, 1992, 佐渡ほか, 1992; 本田ほか, 1993; Nakamori et al., 1995; Iryu et al., 1998; 小田原・井龍, 1999; 江原ほか, 2001; 大清水・井龍, 2002）。さらに、Sagawa et al. (2001) は伊良部島の琉球層群に含まれる造礁サンゴ化石を観察・同定し、現世サンゴ礁における造礁サンゴの群体形や群集組成と比較することによって、サンゴ化石を含む石灰岩の堆積環境を決定した。そして、伊良部島の琉球層群から復元される海水準変動が、更新世の酸素同位体比ステージと対応付けられる可能性を示した。

このように、近年の層位学的研究により、琉球列島の島々におけるサンゴ礁の発達様式がこれまでよりはるかに高い精度で解明されつつある。本論で対象とする徳之島南部の琉球層群の層序は井龍・山田（1991）、井龍ほか（1992）、Nakamori et al. (1995) および Iryu et al. (1998) によりその成果の一部が報告されている。しかし、徳之島全島の琉球層群については、地形地質学的観点による中川（1967）の研究以来、報告が無い。我々は、1998～1999年に徳之島北部を中心に行った野外調査結果および1974～1975年に徳之島南西部で行われたボーリング試料の詳細な岩相記載・炭酸塩含有量データ（箕浦, 私信）の再検討に、既報の本島

Fig.2. Stratigraphic outline of the Ryukyu Group on Toku-no-shima.

南部の層序を合わせて、徳之島全島における琉球層群の層序を確立し、堆積過程を明らかにした。ここにその成果を報告する。

徳之島の琉球層群の研究史

徳之島の地質を最初に調査した Yoshiwara (1901a, b) は、古生界と貫入岩からなる山地の周囲を、洪積世のサンゴ礁の台地が取り巻くと報告した。石川 (1910) は、奄美大島および徳之島の銅鉾床調査を行い、本島には古生層と火成岩類および第四紀層(粘土礫層とそれを覆う珊瑚石灰岩、および沖積層)が分布するとした。Hanzawa (1935) は初めて徳之島の地質図を作製し、本島の層序を下位より古生層、琉球石灰岩、国頭礫層、砂丘に区分した。また、鹿児島地質調査研究会 (1958, 1959) は、下位より古生界およびこれに貫入する火成岩類、琉球石灰岩、国頭礫層、隆起珊瑚礁、砂丘、沖積砂礫層を認めた。

中川 (1967) は、徳之島全島の先第三系および琉球層群の詳細な調査結果を公表した。なお、彼の調査結果の一部は、波多江ほか (1964a, b) で紹介されている。中川 (1967) の研究は、地形地質学的観点から琉球層群の層序区分を試みた代表的な研究であり、琉球層群を島の外側に向かってオフラップする複数の段丘構成層の集合体であると考えた。彼は、徳之島においては、高位より糸木名段丘、木之香段丘、亀津段丘、低位段丘群を認め、それぞれの段丘構成層を糸木名層、木之香層、亀津層に区分し、各層は互いに不整合関係にあるとした。さらに彼は、徳之島を琉球列島における段丘とその構成層の模式地に指定し、琉球列島各島の段丘および琉球層群の対比を試みた (中川, 1969a, b)。その後、Minoura (1979) や木庭 (1980) が本島南部を調査しているが、琉球層群の層序に関しては中川 (1967) の考えを基本的に踏襲した。

その後、井龍・山田 (1991) および井龍ほか (1992) は、前述の現世生物群集や堆積物の組成および分布に関する知見 (Nakamori, 1986; Iryu and Matsuda, 1988) を考慮し、徳之島南部の琉球層群を、海進～高海水準時に形成された大規模なサンゴ礁複合体堆積体である鹿浦層および崎原層と、両者に挟まれる低海水準時の小規模な礫性堆積体である奥名川

層、これらの上位に明瞭な境界をもって重なる目手久層に区分した。また彼らは、沖永良部島に分布する琉球層群の層序を記載し、対比を行った。その後、Nakamori et al. (1995) および Iryu et al. (1998) も、徳之島南部に分布する琉球層群の層序を記載し、鹿浦層、奥名川層、崎原層、目手久層をそれぞれ Unit 1～4 と称した。

地形・地質概説

徳之島は北緯 $27^{\circ}39' \sim 54'$ 、東経 $128^{\circ}53' \sim 129^{\circ}02'$ にあり、総面積 248 km^2 、周囲約 89 km の島で、東西約 14 km 、南北約 26 km の南北に伸びたひょうたん様の輪郭を呈する (Fig.1)。本島の脊梁をなす山地は、南部の大田布岳から本島最高峰である井之川岳 (標高 644.8 m) を経て大和城山に至り、一旦万田川と湾屋川の水系によって断たれるが、さらに北方の馬鞍岳から三方通岳を経て天城岳に至る山地へと続く。島の南部では山塊の海側に段丘が広く発達するが、北部では段丘の発達が悪い。また、亀津から喜念、西伊仙から犬田布、犬田布岬から平土野に至る各海岸は急崖となっており、特に崎原西方では急崖の比高は約 150 m に達する。本島には砂岩・粘板岩と花崗岩類を主体とする先第四系や琉球層群の砂礫岩が広く分布するため、沖永良部島や与論島等に比べて、河川の発達が良好。これらの河川は、琉球層群の石灰岩が分布する地域では直線的に流れ、河川の両岸は急崖となっている。一方、先第四系や琉球層群の砂礫岩が分布する地域では、河川は蛇行し樹枝状の水系が発達している。これら河川の河口付近にあたる亀津や松原などには小規模な沖積平野が認められる。手々～金見間、諸田、喜念付近の海岸部には砂丘が発達する。また、手々、湾屋川河口、平土野、阿権海岸には完新統隆起サンゴ礁が分布する (太田・河名, 2001)。島の周囲にはサンゴ礁が分布するが、それらは背後に急崖を控えた海岸では概して発達が悪い。

本島の地質は、主に粘板岩・砂岩からなる先第四系の基盤岩類とそれを貫く火成岩類、これらを不整合に覆う更新統の琉球層群、および完新統の海岸・低地・河床堆積物、隆起サンゴ礁よりなる (Fig.2)。先第四系の基盤岩類は、下位より尾母層、秋利神川層、手々層、与名間層に区分され、古生界から中生界と考えられた (中川, 1967)。しかし、Osozawa

(1984) は、中琉球の先第四系基盤岩類の地帯構造を考察し、尾母層、秋利神川層、手々層の年代を Cenomanian-Turonian、与名間層の年代を Turonian とした。

本島の琉球層群は、下位より徳之島層、目手久層に区分される (Figs.1, 2)。徳之島層は島の海岸沿いの標高 0 ~ 210 m の範囲に広く分布し (Fig.3)、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、*Cycloclypeus-Operculina* 石灰岩 (以下、*Cy-Op* 石灰岩と略記する)、碎屑性石灰岩、淘汰の良い碎屑性石灰岩、シルト岩・砂岩・礫岩からなる。目手久層は、模式地である目手久を中心とする本島南部の標高 20 ~ 60 m 付近に限って分布する。本層は、サンゴ石灰岩および海浜堆積物よりなり、徳之島層上に不整合関係で重なる。

本論では琉球層群を構成する石灰岩の分類および堆積環境については基本的に小田原・井龍 (1999) に従う。ただし、本島には *Cycloclypeus carpenteri* を含む石灰岩がほとんど分布しないため、本研究では特に断らない限り *Cy-Op* 石灰岩は *Operculina ammonoides* のみを含む石灰岩を指すものとする。また、小田原・井龍 (1999) は、碎屑性石灰岩の堆積環境を水深 50 m 以上の島棚であると推定しているが、碎屑性石灰岩と識別される石灰岩の堆積環境を推定する場合には注意が必要である。すなわち、現地性の造礁サンゴ化石がごく僅かに含まれる堆積物を小規模な露頭で観察した場合に、サンゴ化石を認識できずに、実際にはサンゴ石灰岩と同様の水深 (0 ~ 50 m) で堆積した堆積物を、水深 50 m 以上で堆積したものであると誤った推定をする危険性がある。したがって、碎屑性石灰岩と認識される堆積物の堆積水深を推定する場合には、周辺露頭で観察される堆積物との層位関係を考慮することが必要となる。例えば、碎屑性石灰岩が石灰藻球石灰岩と互層するあるいは石灰藻球石灰岩から側方漸移する場合にのみ、この碎屑性石灰岩は島棚で堆積したものと断定される。

完新統の海岸・低地・河床堆積物は、サンゴ礁、隆起サンゴ礁、ビーチロック、低地堆積物、砂丘砂、海浜砂、風化残留粘土等からなるが、本論文ではこれらを一括して特定の層名は付さない。

琉球層群を断つ断層は、伊仙崎から西伊仙の西方に至る伊仙崎断層、東犬田布付近の犬田布断層、大津川から平土野南西に至る平土野断層がある。これらの断層の名称は、活断層研究会 (1980) に従った。伊仙崎断層は、北東方向に張り出した弧状の形状を呈する北西-南東方向の南西落ちの正断層である。岩相のずれや断層崖の高さより、垂直方向の変位量は最大で 15 m 程度と推定される。また、段丘地形の水平方向への変位から、50 m 程度の右横ずれ成分を持つと考えられる。犬田布断層は、東西方向に走る南落ちの高角正断層である。断層周囲の岩相のずれに基づく垂直方向の推定変位量は、最大で 25 ~ 30 m と考えられる。平土野断層の断層面は露頭では確認されなかったが、断層両側周辺の岩相のずれや地形等から推定すると、この断層は北北西-南南東方向に伸びる東落ちの断層であり、断層面はほぼ垂直である。活断層研究会 (1980) は、断層付近の段丘高度の変位から、垂直方向の変位量を最大約 30 m と推定している。

琉球層群の層序

本論文における琉球層群は、MacNeil (1960) の定義に従うものである。彼は、琉球石灰岩 (矢部・半沢, 1930) が不整合で重なるいくつかの石灰岩から構成されていることを根拠に、琉球石灰岩という名称を琉球層群と改めた。また、石灰岩の下位に整合関係で横たわる碎屑岩および石灰岩と同時に異相の礫岩 (従来、国頭礫岩と呼ばれていた礫岩を一部含む) も琉球層群に含めた。

徳之島の琉球層群は、低海水準期から高海水準期に形成されたサンゴ礁複合体堆積物が 2 つ累積した徳之島層、およびその上位に不整合関係で重なる目手久層に区分される。

1. 徳之島層 (Tokunoshima Formation)

<命名>新称。

<模式地>鹿児島県大島郡伊仙町糸木名~崎原~犬田布岬付近一帯および犬田布岬から小島西方にかけての海岸部の急崖 (Fig.3.C)。

<副模式地>後述する 2 つのユニットの累重関係が明瞭に観察される鹿児島県大島郡徳之島町亀津南方から南原にかけての一帯 (Fig.3.A)。

<下位層との関係>先第四系の基盤岩類、火成岩類を傾斜不整合で覆う。この関係は、本島南海岸部の急崖をはじめとする多くの露頭で観察される。

<層厚>最大で約 140 m。

<分布>徳之島全域の標高約 210 m 以下の海岸沿い。

<模式地における岩相と層序>犬田布岬から小島西方にかけての海岸部の急崖では、最下位の基盤岩地形の凹凸を埋めるように、砂礫岩 (層厚最大約 80 m) が傾斜不整合で重なる。この砂礫岩は、基盤岩近傍では粘板岩などの基盤岩由来の中~大礫サイズの垂円礫を主体とすることが多いが、上位に向かって細粒化し、基質がより石灰質になる傾向がある。また、所により基盤岩由来の細~中礫に富む碎屑性石灰岩 (最大層厚 5 m) が挟在する (Fig.4.B の 8)。一般に斜交層理が発達する *Operculina ammonoides* の密集層 (層厚 1 ~ 2 m) が数枚見られるが、側方への連続性はあまり良くない。上晴西方から小島西方付近の急崖では、厚い砂礫岩の上位に、皮殻状石灰藻を多く含むサンゴ石灰岩 (最大層厚 21 m)、石灰藻球石灰岩 (最大層厚約 45 m、観察地点では最大約 28 m)、斜交層理の発達する碎屑性石灰岩 (最大層厚 17 m、観察地点では最大約 6.5 m) が重なる (Fig.4.B の 8, 9)。サンゴ石灰岩には淘汰の良い碎屑性石灰岩 (最大層厚約 6 m) が挟在する。また、石灰藻球石灰岩にはサンゴ石灰岩、碎屑性石灰岩、*Cy-Op* 石灰岩 (最大層厚 6.5 m) が挟在する。しかし、急崖部では観察可能な地点が限られているため、地点間でこれら挟在層を対比することは困難である。一方、犬田布岬付近では、基盤岩上に不整合で重なる厚い砂礫岩や碎屑性石灰岩の上位に、石灰藻球石灰岩 (最大層厚約 18 m)、枝サンゴ化石を含むサンゴ石灰岩 (最大層厚約 5 m)、石灰藻球石灰岩 (最大層厚約 5 m)、碎屑性石灰岩 (最大層厚約 10 m) が重なる (Fig.4.B の 6, 7)。下位の石灰藻球石灰岩およ

Fig.3. Geologic cross-sections of Toku-no-shima across the lines A-A', B-B', C-C', D-D' and E-E' in Fig. 1.

び上位の石灰藻球石灰岩・碎屑性石灰岩は、それぞれ^{うわはる}西
方から小島西方付近の急崖のサンゴ石灰岩および石灰藻球石
灰岩・斜交層理の発達する碎屑性石灰岩と、それぞれ同時異
相の関係にある。すなわち、犬田布岬付近で見られるサンゴ
石灰岩は分布が限られており、上晴西方から小島西方にかけ
ての急崖北部には分布しない。

糸木名から崎原にかけての標高 160 ~ 190 m の平坦面上
には、サンゴ石灰岩が広く分布する (Fig.4.A の 5)。糸木名
付近においては、厚く累重した皮殻状石灰藻を多く含み、非
常に特徴的な岩相を呈する。上晴や崎原付近では、樹枝状サ
ンゴ化石も多く見られる。このサンゴ石灰岩分布域の西側
(標高 20 ~ 160 m) には、石灰藻球石灰岩が分布する
(Fig.4.A の 1, 3)。この石灰藻球石灰岩は上晴西方から小島
西方付近の急崖で見られる石灰藻球石灰岩 (Fig.4.B の 8, 9)
に追跡される。サンゴ石灰岩と石灰藻球石灰岩の境界付近で
は、両石灰岩の互層やサンゴと石灰藻球が混在する石灰岩が
見られる (Fig.4.A の 4)。このように、両石灰岩は同時異相
であり、石灰藻球石灰岩はサンゴ石灰岩より海側の地形的に
より低所を占めて分布する。石灰藻球石灰岩の西側 (標高 0
~ 90 m) には碎屑性石灰岩が分布する。この碎屑性石灰岩
は、一般によく固結しており、枝状コケムシ・有孔虫・腕足
類等の化石を含む。この碎屑性石灰岩は、東側に隣接して分
布する石灰藻球石灰岩とは同時異相の関係にあり、また、犬
田布岬付近の急崖の最上位に見られる碎屑性石灰岩 (Fig.4.B の 6, 7)
へ続く。犬田布岬の先端部では、この碎屑
性石灰岩の西側に石灰藻球石灰岩 (最大層厚約 10 m) が分
布するが、これは犬田布岬付近の急崖で見られる砂礫岩の直
上に重なる石灰藻球石灰岩に追跡されるものである。

崎原で掘られたボーリングコア (Fig.4 A の I-7; 先述のボ
ーリングコア試料のうち、現存する唯一のコア) では、基盤
岩 (粘板岩) の上位に砂礫岩および基盤岩由来の砂礫に富む
碎屑性石灰岩 (層厚 7.3 m) が不整合で重なり、その上位に
はサンゴ石灰岩 (層厚 37.2 m) と石灰藻球石灰岩 (層厚
13.7 m) が累重する。このサンゴ石灰岩の基底より約 15 ~
31 m 上位の層準 (標高 117 ~ 133 m 付近) には、陸源碎屑
物に富み、サンゴや石灰岩の破片を含む石灰岩が挟在し、標
高 117 m 付近には褐色で泥質な碎屑性石灰岩 (層厚 1.1 m)
がある。よって、この碎屑性石灰岩の下限 (標高 117 m 付
近) で、サンゴ石灰岩は二分されると考えられる。また、模
式地付近で掘削された他のコア試料でも基本的に基盤岩-砂
礫岩-石灰岩という累重関係がみられるが、海側で掘削され
た 5 本のコア試料では、(1) 石灰岩中に古土壌が挟在し、そ
の直上に陸源碎屑物に富む石灰岩が累重する (Fig.4 A の I-3
および I-6)、(2) 石灰岩中に約 9 ~ 15 m の厚い砂礫岩を挟
有する (Fig.4.A の I-4 および I-11)、(3) 石灰岩中に、礫状
のサンゴ化石を含む洞窟堆積物が挟在し、その直上に陸源碎
屑物に富む石灰岩が累重する (Fig.4.A の I-5)、という特徴
が見られる。上記の古土壌の下限、厚い砂礫岩の下限および
洞窟堆積物の上限にあたる層準は、標高 95 ~ 130 m 付近に
集中しており、コア試料 I-7 (Fig.4.A の I-7) でサンゴ石灰
岩が二分される層準に対比されると考えられる。内陸側で掘

削された 3 本のコア試料 (Fig.4.A の I-8, I-9, I-10) では、
コア試料中の徳之島層を上記の様に二分する特徴はみられな
い。

小島西方の地表では碎屑性石灰岩および石灰藻球石灰岩・
シルト~砂礫岩が多くの小規模な露頭で見られ、各露頭での
層厚や分布標高からそれぞれの最大層厚は 17 m および約 5
m と推定される。この碎屑性石灰岩の一部は基盤岩由来の細
礫に富み、斜交層理が発達しており、海岸部急崖の露頭
(Fig.4.B の 8) の最上部で見られるものと同一であり、標高
133 ~ 150 m 付近の地表に分布する。また、石灰藻球石灰
岩およびシルト~砂礫岩は標高 160 m 以下に分布し、シル
ト~砂礫岩には石灰岩の礫や異地性のサンゴ化石が含まれて
いる。岩相や分布標高および数箇所の露頭で見られる累重関
係より、これらの碎屑性石灰岩・石灰藻球石灰岩・シルト~
砂礫岩は、内陸側の地表に広く露出するサンゴ石灰岩および
海岸急崖部の上部に露出する厚い石灰藻球石灰岩に側方漸移
するものと考えられる。また、犬田布断層付近では、付近の
地表に広く露出するサンゴ石灰岩に挟在する成層した碎屑性
石灰岩および石灰藻球石灰岩 (Fig.4.A の 2) や、これら石
灰岩の下位の砂礫岩が露出している。

<副模式地における岩相と層序> 亀津南方から南原にかけ
ての一带では、基盤岩上に厚い砂礫岩 (最大層厚 25 m 以
上; 分布標高 0 ~ 120 m) が傾斜不整合で重なる (Fig.4C)。
この累重関係は奥名川下流域で見ることができる。砂礫岩に
は斜交層理が発達していることが多く、一般に南部ほどより
石灰質である。この砂礫岩中には、生痕化石が多く認められ、
異地性のサンゴ化石や現地性の小さなサンゴ化石も僅かに含
まれる。亀津南方から奥名川付近では、この砂礫岩の上位に
サンゴ石灰岩 (最大層厚約 15 m; 分布標高 25 ~ 70 m) が
重なる。奥名川河口北側の急崖 (Fig.4 C の 11; Fig.5.A) に
おいては、サンゴ石灰岩の最下部に下位の砂礫岩由来の巨礫
大の円礫が含まれ、両層の層理面が斜交することから、両層
は不整合関係にあると判断される。同様の不整合関係は、奥
名川右岸の露頭 (Fig.4.C の 12) や南原の露頭 (Fig.4.C の
14) でも観察される。奥名川右岸の露頭では、砂礫岩および
碎屑性石灰岩 (層厚 13.6 m) の上位に明瞭な境界をもって、
半球状・卓状サンゴに富むサンゴ石灰岩 (層厚 12 ~ 13 m)
が重なり、これは碎屑性石灰岩 (層厚 6 ~ 7 m) に覆われ
る。南原の露頭では、生痕化石を含む粗粒砂岩~細礫岩 (層
厚 5 m) の上位にサンゴ石灰岩 (層厚 2 m) が重なる。サン
ゴ石灰岩の最下部には基盤岩由来の中礫が多く含まれ、砂礫
岩の最上部は赤褐色に変色している。これらの 2 露頭の砂礫
岩・碎屑性石灰岩とこれに累重するサンゴ石灰岩は、それぞ
れ奥名川河口急崖の砂礫岩およびサンゴ石灰岩に対比され
る。このサンゴ石灰岩の上位には、標高 35 ~ 45 m 付近に
おいて石灰藻球石灰岩および碎屑性石灰岩や砂礫岩が重なる。
亀津南方の露頭 (Fig.4.C の 10; Fig.5.C) では、露頭の
最下部に葉状のサンゴを含むサンゴ石灰岩 (層厚 13.8 m)
があり、その上位に *Cy-Op* 石灰岩 (*Cycloclypeus* および
Operculina を含む; 層厚 0.8 m) が重なる。さらにこの上
位に、一部が弱く成層した石灰藻球石灰岩 (層厚 5 m)、碎

Fig.4. Selected columnar sections of the Ryukyu Group on Toku-no-shima in the vicinities of Inutabu-misaki to Itokina (stratotype) (A), Inutabu-misaki to Kojima (stratotype) (B), Kametsu to Minamihara (hypostratotype) (C), Kinen to Isen (D), Asan to Kinoko (E), Kojima to Mikyo (F), Setaki to Innoyobuta (G), Otsukawa to Hetono (H), Hetono to Kedoku (I) and Inokawa to Kametsu (J). The sections A-1 to 7, I-1 to 6 and I-8 to 13 were sourced from unpublished data of K. Minoura. Cores taken from the locality I-7 are housed in University Museum, Tohoku University. Underlined numbers in the maps indicate localities from which calcareous nannofossils were detected (Table 1).

Fig.4. (D), (E)

Fig.4. (H), (I), (J).

屑性石灰岩（層厚 1 m）が整合関係で累重する。亀津南方の火葬場付近では（Fig.4 C の 13; Fig.5.B）, 下位より上部に斜交層理が発達する砂礫岩（層厚 8.2 m）, 碎屑性石灰岩（層厚 4 m）, 半球状サンゴに富むサンゴ石灰岩（層厚 5.4 m）, 粗粒砂岩（0.3 m）, 層理の発達した中～大礫岩（層厚 5.4 m）という累重関係がみられる。また、本地域の標高 100 ～ 170 m 付近では、基盤岩上に不整合で重なる厚い砂礫岩の上位に、あるいは基盤岩を直接覆って、サンゴ石灰岩（最大層厚 10 m 以上）が分布する（Fig 4 C の 15）。

＜堆積ユニットの識別・定義＞副模式地において、徳之島層は不整合で画された 2 つの地層群から構成されている。上位の地層群の下限は標高 25 ～ 70 m に分布するサンゴ石灰岩である。模式地と副模式地間の岩相の追跡結果より、模式地でこのサンゴ石灰岩に対比されるのは、犬田布岬から上晴西方にかけての海岸部の急崖の標高 40 ～ 70 m 付近でみられるサンゴ石灰岩であることが明らかとなった。ただし、この急崖ではサンゴ石灰岩とその下位層の接合関係は明瞭ではなく、不整合と断定することはできなかった。このように、徳之島層は、少なくとも副模式地では不整合で画された 2 つ

のユニットに区分できる。よって、本論ではそれらのうち下位のものをユニット 1、上位のものをユニット 2 と呼ぶ。この観点から模式地における徳之島層の層序を整理すると、以下ようになる。犬田布岬から上晴西方にかけての海岸部の急崖における徳之島層は、最下位の砂礫岩およびその上位の石灰藻球石灰岩はユニット 1 に、さらに上位のサンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩はユニット 2 に含まれる。上晴西方から小島西方付近の急崖でみられる徳之島層は、下位の砂礫岩およびサンゴ石灰岩はユニット 1 に、その上位の碎屑性石灰岩や砂礫岩を挟有する石灰藻球石灰岩はユニット 2 に区分される。糸木名～犬田布にかけての地表に広く分布するサンゴ石灰岩・石灰藻球石灰岩・碎屑性石灰岩はユニット 2 に属する。崎原で掘削されたボーリングコア I-7 における徳之島層は、最下位の砂礫岩および標高約 117 m までのサンゴ石灰岩がユニット 1 に、その上位に累重するサンゴ石灰岩と石灰藻球石灰岩はユニット 2 に含まれる。また、模式地付近で掘削された他のコア試料（I-3, I-4, I-6, I-11）では、先述の古土壤あるいは厚い砂礫岩（標高 95 ～ 130 m 付近）が挟在し、それらの下限がユニット 1 とユニット 2 の

Fig.5. Outcrop exposures of the Tokunoshima Formation in Toku-no-shima. Broken lines indicate lithologic boundaries.

(A) Stratigraphic relationship between Units 1 and 2 at an outcrop at the mouth of Okuna-gawa (Fig. 4.C-11). Note that coral limestone I of Unit 2 (c) unconformably overlies un lithified gravelly sandstone with abundant *Operculina* tests of Unit 1 (s).

(B) Un lithified cobble conglomerate (cgl, Unit 2) resting on coral limestone I (c) with a sharp contact, exposed near the crematory to the south of Kametsu (Fig. 4 C-13). The conglomerate is associated with a thin (30 cm thick) bed of coarse-grained sandstone at the base.

(C) Unit 2 cropping out to the south of Kametsu (Fig. 4.C-10). Note that coral limestone I (c) underlies *Cyclocrypeus-Operculina* (cy-op) grading upward into rhodolith limestone (r) which in turn overlain by detrital limestone (d). Note that deepening-upward stratigraphic successions from coral limestone to *Cyclocrypeus-Operculina*, rhodolith and detrital limestones show deepening of the reef.

(D) Well-bedded calcareous sandstone of Unit 2 (cs) that unconformably overlies cross-bedded gravelly sandstone of Unit 1 (s) at an outcrop to the west of Kametsu (Fig. 4.J-79). Note a 70-cm-thick, up to cobble-sized gravel layer at the base of the calcareous sandstone.

境界に相当すると考えられる。ボーリングコア I-5 に見られる洞窟堆積物 (標高約 89 ~ 103 m) は、この層準付近に不連続面 (例えば不整合面) が存在し、地下水による侵食が選択的に進行した結果形成されたものである可能性が高いと考えられる。したがって、この洞窟堆積物の上限付近にユニット境界が存在すると考えられる。陸側で掘削された 3 本のコア試料 (I-8, I-9, I-10) 中の徳之島層は全てユニット 2 に含まれる。副模式地における徳之島層は、海岸沿いに露出し、基盤岩上に傾斜不整合で重なる砂礫岩のうち、サンゴ石灰岩 (分布標高 25 ~ 70 m) より層位的に下位にある砂礫岩がユニット 1 に含まれる。また、このユニット 1 の砂礫岩を不整合で覆うサンゴ石灰岩 (分布標高 25 ~ 70 m) とその上位に整合関係で重なる石灰藻球石灰岩・*Cy-Op* 石灰岩・碎屑性石灰岩・砂礫岩および標高 100 ~ 170 m 付近に分布するサンゴ石灰岩はユニット 2 に含まれる。なお、模式地および副模式地における露頭観察結果から、標高約 25 m 以上の地域では徳之島層のユニット 1 とユニット 2 は不整合関係にあると結論される。しかし、露頭数が少ないため、標高 25 m 以下の地域において両ユニットが整合関係にあるか不整合関係にあるかは正確に判断し難い。

各ユニットを構成する石灰岩は、一般的に次のような空間配置・層位関係にある。

(1) 各ユニット内で相対的に低所に該当する場所では、最下位の堆積物は砂礫岩や浅海相のサンゴ石灰岩からなり、これらの上位に沖合相である石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩が重なる (例えば、Fig.4.B の 6, 7, Fig.4.C の 10)。

(2) これに対し、分布の最高所付近一帯では、サンゴ石灰岩が広く露出する (例えば、糸木名~崎原付近に分布するユニット 2 のサンゴ石灰岩)。

(3) 各岩相の地表分布を概観すると、浅海相のサンゴ石灰岩は地形的に高所にあり、沖合相である石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩は、サンゴ石灰岩の周囲のより地形的に低所に、サンゴ石灰岩を取り巻くように分布する。また、これらの石灰岩同士の分布境界付近では、両石灰岩の混合相あるいは互層がみられることが多い (例えば、Fig.4.A の 4)。

(4) (2) よりやや地形的低所に分布する沖合相の上位には、サンゴ石灰岩や淘汰のよい碎屑性石灰岩などの浅海相が重なる場合がある (例えば、Fig.4.H の 59, 60)。

このような岩相の空間配置・層位関係より、低海水準期に現在の地形的低所で形成された浅海相のサンゴ石灰岩は、海水準の上昇に伴って次第に島の内陸側に向かってその分布域の高度を増し、沖合相である石灰藻球石灰岩・*Cy-Op* 石灰岩・碎屑性石灰岩がサンゴ石灰岩より地形的低所に同時異相の関係で分布するようになり、さらに高海水準期~海退期初期にはサンゴ石灰岩が前進し、沖合相を覆ったという堆積過程が判読される。すなわち、本論における 1 つのユニットは低海水準期から海進期を経て高海水準期 (一部海退期初期まで) にかけての時期に形成されたサンゴ礁複合体堆積物より構成される。

井龍・山田 (1991), 井龍ほか (1992), Nakamori et al. (1995), Iryu et al. (1998) はユニット 2 のサンゴ石灰岩の

分布標高は離散的であり、地形的に低所 (標高 25 ~ 70 m) に分布するもの (以下、便宜的にサンゴ石灰岩 I と呼称する) と、高所 (標高 100 ~ 200 m) のもの (サンゴ石灰岩 II と呼称する) とに 2 分されるとした。そして、低所に分布するサンゴ石灰岩を奥名川層あるいは unit 2 として、高所のサンゴ石灰岩とその沖合相からなる堆積体を崎原層あるいは unit 3 と区分した。しかし、奥名川層あるいは unit 2 とされた堆積物は本論のユニット 2 の低海水準期堆積体、崎原層あるいは unit 3 はユニット 2 の海進期~高海水準期堆積体であり、前者を後者から独立したユニットとして区分する合理性はない。特に、天城町の海岸付近におけるサンゴ石灰岩 I とサンゴ石灰岩 II の層位関係や分布標高は、模式地におけるこれらの層位関係・分布標高とは異なり、サンゴ石灰岩が犬の門蓋南の露頭 (Fig.4.G の 55; 標高約 50 m) から千間入口北の露頭 (Fig.4.G の 54; 標高約 80 m), 千間入口南の露頭 (Fig.4.G の 51; 標高約 100 m) を経て、秋利神川河口北側の地表 (標高約 110 ~ 125 m) まで連続して分布する。もし従来の層序区分に従えば、このサンゴ石灰岩が 2 つのユニットに分離されるという矛盾が生じる。したがって、徳之島層は 2 つのユニットに区分するのが最も妥当と考えられる。また、後述の目手久層は徳之島層のユニット 2 を不整合関係で覆うので、徳之島の琉球層群は不整合で画された 3 つの地層群から構成されていることになる。しかし、徳之島層のユニット 1 とユニット 2 はそれぞれ層厚 50 m を越える大規模サンゴ礁複合体堆積物であり、加積関係 (aggradation) にあるのに対し、目手久層は徳之島層のユニット 2 にオフラップする小規模な堆積物である。また、隣接する沖永良部島では徳之島層のユニット 1 とユニット 2 の相当層が一部整合・一部不整合の関係で累重していることが知られている (井龍・山田, 1991)。このように、徳之島層のユニット 1 とユニット 2 は目手久層と堆積様式および堆積時期を著しく異にするので、前者を徳之島層という単一の層序区分単位に含め、目手久層と区別する。以下に、模式地および副模式地以外の地域における徳之島層の岩相と層序を記載する。

【喜念・佐弁・目手久・面縄・検福・伊仙】本地域の地表にはユニット 2 が広く露出し、ユニット 1 の分布は海岸付近および河川沿いに限られる。ここでは、ユニット 1 は砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩、サンゴ石灰岩より、ユニット 2 は砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩およびサンゴ石灰岩 II よりなる (Fig.3.B)。伊仙崎 (Fig.4.D の 26) では、伊仙崎断層沿いの海面近くにユニット 1 の基質が石灰質な巨礫~細礫岩 (層厚 3 m) が露出し、これは半球状やテーブル状のサンゴに富むサンゴ石灰岩 (層厚 6 m) に明瞭で起伏に富む境界をもって覆われる。礫岩は基盤岩に由来するさまざまな堆積岩・火成岩の亜角~亜円礫より構成される。サンゴ石灰岩は、伊仙崎付近から佐弁までの海岸沿いの標高 30 m 以下の一帯に連続して露出し (Fig.4.D の 17, 25), 露頭での層厚は 8 m に達する。しかし、喜念南東部の海岸付近には現世の砂丘が発達しており、ユニット 1 の露出は認められない。喜念北東部の本川下流域では再びユニット 1 が露出する。海岸付近では *Operculina* を含む石灰質砂岩

(Fig 4.D の 16; 石灰藻球に富む部分が挟在し、層厚は 10.6 m) が露出しており、南原付近から連続的に露出するユニット 1 の砂礫岩へと側方に漸移する。一方、伊仙崎北西では、サンゴ石灰岩はサンゴの含有量を減じ、ユニット 1 の石灰藻球石灰岩に側方漸移する。喜念から伊仙北方にかけての標高約 110 ~ 170 m 付近には、ユニット 2 のサンゴ石灰岩 II が山地をとりまいて分布する (Fig 4.D の 19, 23, 24, 28)。このサンゴ石灰岩の分布域の海側には最大比高が 10 m に達する段丘崖が存在し、サンゴ石灰岩 II と下位のユニット 2 の砂礫岩の累重関係を観察することができる。この砂礫岩は上部ほど石灰質となる傾向を示し、その上位にサンゴ石灰岩 II が整合関係で重なる (Fig.4.D の 23, 28)。また、サンゴ石灰岩 II と砂礫岩の間に石灰藻球石灰岩が挟在する場合もある (Fig.4.D の 24)。標高 80 ~ 100 m 付近にはユニット 2 の石灰藻球石灰岩がサンゴ石灰岩 II および砂礫岩を取り巻いて帯状に分布するが、いくつかの露頭では、この石灰藻球石灰岩も砂礫岩の上位に整合関係で重なる。さらに海側の標高 30 ~ 80 m にはユニット 2 の碎屑性石灰岩が分布する。ユニット 2 のサンゴ石灰岩 II、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩の分布境界付近では、石灰岩が累重あるいは混在している様子が観察され (Fig.4.D の 22, 27)。それぞれが側方漸移の関係にあることがわかる。面縄川の下流域では、ユニット 1 の石灰質砂礫岩とサンゴ石灰岩が観察される (Fig.4.D の 20)。この砂礫岩は *Operculina* や基盤岩由来の中礫を核とする石灰藻球を含むことがある。また、サンゴ石灰岩は薄い被覆状のサンゴ化石と薄い皮殻状石灰藻を含む。このサンゴ石灰岩および砂礫岩は、面縄川沿いに標高 50 m 付近まで露出し、ここでは、ユニット 1 のサンゴ石灰岩の上位にユニット 2 の碎屑性石灰岩が重なる (Fig.4.D の 21)。

【中山・八重竿・馬根】本地域には、ユニット 2 の砂礫岩、碎屑性石灰岩、サンゴ石灰岩 II が露出する。一般に砂礫岩は上部に向かって石灰質になり、その一部は碎屑性石灰岩となる。礫は主に細~中礫大の亜円~円礫であり、層状に密集することが多い。これらの砂礫岩と碎屑性石灰岩は、上位のサンゴ石灰岩に漸移する (Fig.4.D の 29, 30)。

【阿三・鹿浦・阿権・木之香】本地域では、ユニット 1 は砂礫岩、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩より、ユニット 2 は砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩、サンゴ石灰岩 II よりなる。阿三から木之香南西に至る海岸は急崖をなし、ここでは下位よりユニット 1 の砂礫岩や碎屑性石灰岩、サンゴ石灰岩や石灰藻球石灰岩とユニット 2 の砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩がみられる (Fig.4.E の 31, 32, 40)。阿三の海岸沿いの急崖では、異地性サンゴを含む碎屑性石灰岩および石灰質砂岩 (層厚 8 m) の上位に、皮殻状のサンゴを多く含むサンゴ石灰岩 (最大層厚 8.6 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 3.1 m) がそれぞれ漸移関係で重なる。さらに上位には基質が石灰質な中礫岩 (層厚 1.8 m)、石灰藻球石灰岩 (層厚 4 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 2.6 m) がそれぞれ漸移関係で累重する (Fig 4 E の 31)。サンゴ石灰岩は、分布標高や周辺露頭との層位関係からユニット 1 のサンゴ石灰岩と考えられ、また、最上位の碎屑性石灰岩は地表に広く

露出する碎屑性石灰岩 (ユニット 2) の一部である。したがって、中礫岩とその下位の碎屑性石灰岩の境界を直接観察することはできなかったが、ここにユニット 1 とユニット 2 の境界があると考えられる。鹿浦川河口付近の急崖では、中礫岩 (層厚 2.6 m) の上位に碎屑性石灰岩と石灰藻球石灰岩の互層 (各単層の層厚は最大 4.5 m) が累重する (Fig 4.E の 32)。このうち、標高 35 m 付近に見られる石灰藻球石灰岩は、上位および下位の石灰岩に比べ異地性サンゴや基盤岩由来の中礫を多く含む。したがって、この石灰藻球石灰岩の下限がユニット 1 とユニット 2 の境界であると推定される。一方、阿権と犬田布の海岸付近の露頭では、ユニット 1 の碎屑性石灰岩あるいはサンゴ石灰岩の上位に基盤岩由来の中礫やこれらを核とする石灰藻球を多く含む碎屑性石灰岩や石灰藻球石灰岩が重なり、これらの上位には明瞭な境界をもってユニット 2 の碎屑性石灰岩が累重する (Fig 4 E の 36, 40)。鹿浦川沿いの露頭では、最下部に部分的に現地性サンゴ化石を含む砂礫岩 (最大層厚 10 m 以上) があり、この上位にはサンゴ石灰岩 (最大層厚 6 m 以上) や碎屑性石灰岩 (層厚約 2 m 以上)、砂礫岩 (層厚 1 m 以上) が重なる。これらの大部分はユニット 1 であるが、サンゴ石灰岩の上位に重なる砂礫岩はユニット 2 に含められる可能性がある (Fig.4.E の 33, 34, 35)。ユニット 1 のサンゴ石灰岩は上流に向かって分布高度を上げ、標高約 20 m から少なくとも約 80 m まで追跡される。また、阿権川沿いの露頭では、陸源碎屑物に富み成層したユニット 2 の碎屑性石灰岩~石灰質砂岩が見られる (最大層厚 22 m, Fig.4.E の 37)。木之香や阿三付近の地表には、地形的に高所から低所に向かってユニット 2 のサンゴ石灰岩 II、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩が分布する (阿権では石灰藻球石灰岩の分布に限られる)。また、阿権の標高 100 ~ 120 m 付近のいくつかの露頭では、成層したユニット 2 の碎屑性石灰岩の上位にサンゴ石灰岩 II が累重する様子が観察される。

【小島・下原・西阿木名】本地域では、ユニット 1 は砂礫岩、*Cy-Op* 石灰岩、碎屑性石灰岩、サンゴ石灰岩より、ユニット 2 は砂礫岩・シルト岩、サンゴ石灰岩 II、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩よりなる。上成川下流および下原の露頭では、ユニット 1 の累重関係を見ることができる。上成川河口の崖 (Fig.4.F の 41) では、標高 40 ~ 50 m 付近において、砂礫岩 (最大層厚 4.5 m) が基盤岩を傾斜不整合で覆う。この上位には、砂礫岩 (最大層厚 7.7 m)、サンゴ石灰岩の薄層 (層厚 1.2 m)、石灰質砂岩 (層厚 0.8 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 1.4 m)、*Cy-Op* 石灰岩 (層厚 2.8 m)、砂礫岩 (層厚 2.9 m)、*Cy-Op* 石灰岩 (1.9 m) が累重している。下原の標高約 90 m 以下の露頭では、砂礫岩、*Cy-Op* 石灰岩~石灰質砂岩、碎屑性石灰岩が露出しており (Fig.4.F の 42)、これらは上成川河口の露頭 (Fig 4 F の 41) の上部の砂礫岩や *Cy-Op* 石灰岩と同様に、全てユニット 1 に含められる。上成川中流の露頭 (Fig.4.F の 43) では、巨礫を多く含む砂礫岩 (層厚 2.4 m) の上位に、基盤岩由来の砂に富みサンゴを含む碎屑性石灰岩 (層厚 5.1 m)、サンゴ石灰岩と碎屑性石灰岩の互層 (最大層厚 18.1 m) が重なる。最下位の砂礫岩

と上位の碎屑性石灰岩の境界には、成層した石灰質砂岩～碎屑性石灰岩の巨大な岩体 (直径約 4 m) が含まれており、砂礫岩と碎屑性石灰岩の境界がユニット 1 とユニット 2 の境界に相当するものと判断される。また、上成川中流の露頭 (Fig.4.F の 44) では、現地性サンゴを含む巨礫岩 (層厚 1 m)、基盤岩由来の砂に富むサンゴ石灰岩 (層厚 6 m)、サンゴ石灰岩 (層厚 10 m) が累重する。これら 2 つの露頭で観察されたサンゴ石灰岩は、分布標高からサンゴ石灰岩 II と考えられる。一方、西阿木名周辺の地表には、模式地から連続するユニット 2 のサンゴ石灰岩 II が広く露出する (Fig.4.F の 45)。このサンゴ石灰岩は、下原と西阿木名間の急崖の標高約 100 m 付近にまで露出しており、下位にユニット 2 に含まれる基盤岩由来の砂礫やサンゴ礫・サンゴを含む石灰質砂礫岩を伴っている。西阿木名東方では、サンゴ石灰岩 II の下位の砂礫岩が露出している。この砂礫岩の上部は石灰質であり、一部では碎屑性石灰岩となっている (Fig.4.F の 46, 47)。また、小島と西阿木名周辺で掘削されたコア試料 (Fig.4.F の I-1, I-2, I-12, I-13, A-4, A-5, A-6, A-7) では、標高約 110 ~ 127 m にユニット 1 とユニット 2 の境界がある。I-1 および I-13 では、それぞれ標高約 111 m と 117 m に古土壌が、I-2 および A-5 では、それぞれ標高約 127 m と 110 m の層準に風化の痕跡が認められる。したがって、古土壌の下限および風化層準の上限がユニット 1 とユニット 2 の境界と判断される。I-12 および A-6 では、洞窟堆積物が認められ、それぞれ上限の標高は約 116 m および約 114 m である。これら洞窟堆積物の標高がこの地域におけるユニット境界の標高とほぼ等しく、その成因としてポーリングコア I-5 に見られる洞窟堆積物と同様の過程が想定される。よって、洞窟堆積物の上限付近にユニット境界が存在したと推定される。A-7 では、砂礫岩の最上位 (標高 110 m 付近) に上下の地層より陸源碎屑物に富むシルト岩～砂礫岩があり、この砂礫岩の上限がユニット境界に相当する可能性がある。また、A-4 では、標高約 104 ~ 107 m に上下をサンゴ石灰岩に挟まれた碎屑性石灰岩がある。この碎屑性石灰岩の下限の標高 (約 104 m) は、この地域におけるユニット境界の標高とほぼ等しく、ここにユニット境界が存在する可能性がある。

【三京・石吉留】本地域には砂礫～シルト岩が広く露出する。シルト岩は青灰色もしくは有機物に富むために黒色を呈し、特にシルト岩には平行および斜交葉理・層理が発達する。砂岩には生物擾乱も見られる (Fig.4.F の 48, 49)。

【秋利神川河口～犬の門蓋】本地域では、ユニット 1 は砂礫岩、*Cy-Op* 石灰岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩よりなり、ユニット 2 は砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩、サンゴ石灰岩 I、サンゴ石灰岩 II よりなる (Fig.3.E)。犬の門蓋南の露頭 (Fig.4.G の 55) では、露頭下部でサンゴ石灰岩 (層厚 2.8 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 2.6 m)、石灰藻球石灰岩 (層厚 7 m) が重なり、露頭上部では碎屑性石灰岩 (層厚 6.8 m)、サンゴ石灰岩 (層厚 3.6 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 0.8 m)、石灰藻球石灰岩 (層厚 1 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 3 m) が累重している。最下位のサンゴ石灰岩は、層位学的位置と分布標高からユニット 1 に含まれる。これに対

し、上位のサンゴ石灰岩の分布高度 (標高 50 m 付近) は、模式地および副模式地のサンゴ石灰岩 I の分布高度とほぼ等しい。また、このサンゴ石灰岩は、千間入口北の露頭 (Fig.4.G の 54; 標高約 80 m) ・千間入口南の露頭 (Fig.4.G の 51; 標高約 100 m) を経て、コア試料 (Fig.4.G の A-1, A-2, A-3) の最上部を占めるサンゴ石灰岩 (標高約 88 ~ 119 m) や秋利神川河口北側の地表 (Fig.4.G の 50; 標高約 110 ~ 125 m) に露出するサンゴ石灰岩まで断続的に追跡できる。さらに、秋利神川河口付近の地表に広く露出するサンゴ石灰岩は、模式地の標高 160 ~ 190 m 付近に広く露出するサンゴ石灰岩 II まで追跡可能である。したがって、犬の門蓋南の露頭 (Fig.4.G の 55) で見られる上位のサンゴ石灰岩はユニット 2 に含まれ、同サンゴ石灰岩とその下位の碎屑性石灰岩の境界がユニット境界に相当する。このように、本地域ではサンゴ石灰岩 I とサンゴ石灰岩 II の分布は連続的であり、この 2 つのサンゴ石灰岩を明確に区分することはできない。また、同露頭で見られるユニット 2 の石灰藻球石灰岩は、下位のユニット 2 のサンゴ石灰岩とともに南に向かって分布高度を増し、犬の門蓋から瀬滝西方の地表面に広く露出する石灰藻球石灰岩 (例えば、Fig.4.G の 51) へ追跡される。千間海岸の露頭 (Fig.4.G の 52) や千間へ向かう坂の露頭 (Fig.4.G の 53) では、ユニット 1 の礫岩、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩、*Cy-Op* 石灰岩が累重する。千間海岸に露出する石灰藻球石灰岩には、基盤岩の礫を核とする石灰藻球が多く認められ、碎屑性石灰岩は部分的にサンゴの礫や石灰藻球を多く含み、平行・斜交層理の発達する層準も認められる。瀬滝西方で掘削された 3 本のコア試料 (Fig.4.G の A-1, A-2, A-3) では、砂礫岩の上位に碎屑性石灰岩と 2 枚の厚いサンゴ石灰岩が累重する。コア試料の岩相記載や炭酸塩含有量データからはユニット境界の識別が困難であるが、周辺地域における岩相分布やユニット境界の標高を考慮すると、下位のサンゴ石灰岩とその上位に重なる碎屑性石灰岩の境界がユニット境界に対応すると考えられる。このように本地域では、犬の門蓋周辺で標高約 30 m 以下に分布するユニット 1 のサンゴ石灰岩が、南に向かって分布高度を増し、秋利神川河口域ではその上部は標高約 100 m に達している。

【瀬滝・大津川・兼久】本地域では、ユニット 1 は砂礫岩、*Cy-Op* 石灰岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩より、ユニット 2 は砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩、サンゴ石灰岩 II よりなる (Fig.3.D)。本地域では、ユニット 1 とユニット 2 の累重関係が多く露頭で観察される。大津川集落東の露頭 (Fig.4.H の 56, 58) や兼久集落東の露頭 (Fig.4.H の 61, 63; Fig.6.D) では、ユニット 1 の砂礫岩の上位に、起伏のある非常に明瞭な境界をもってユニット 2 の石灰藻球石灰岩が重なる。砂礫岩の上部は暗褐色を呈し、上位層との境界部に粘土化した古土壌を挟む場合もある (Fig.4.H の 58)。大津川集落東の露頭 (Fig.4.H の 57) では、ユニット 1 の細粒砂岩の上位に、起伏のある非常に明瞭な境界をもって中粒～粗粒砂岩が重なる。下位の細粒砂岩の最上部 0.4 m は暗褐色を呈し、上位の中粒～粗粒砂岩の最下部には中～大礫大の花崗岩の円礫が密集する。いずれの場合も、ユニット 2 はユ

ユニット1の砂礫岩を不整合で覆うものと判断される。ユニット2の石灰藻球石灰岩の上位には碎屑性石灰岩、*Cy-Op*石灰岩、サンゴ石灰岩、石灰質砂岩が整合関係で重なる(Fig.4.Hの59, 60, 61, 62)。大津川東方の露頭(Fig.4.Hの59, 60)では、このサンゴ石灰岩の上位に、層理が発達する石灰質礫岩や淘汰の良い碎屑性石灰岩が重なる。これらは、大型有孔虫(*Amphistegina*, *Baculogypsina*等)、サンゴモ、二枚貝、ウニの棘等の生砕物を主たる構成粒子とするgrainstoneで、生砕物は円磨され、陸源碎屑物に富むことより、礁池あるいは浅礁湖の堆積物と考えられる。これらのサンゴ石灰岩は徳之島層の模式地である糸木名〜崎原から本地域までほぼ連続的に分布するサンゴ石灰岩IIである。サンゴ石灰岩IIは本地域内で北方に向かって分布標高を下げ、兼久集落東の露頭(Fig.4.Hの63; 標高53 m)まで追跡される。また、瀬滝集落東方には、ユニット2の花崗岩に富む礫を多く含む砂礫岩、炭質物に富むシルト岩、垂炭が分布する(Fig.6 C)。

【犬の門蓋〜平土野】本地域には、ユニット1が広く露出しており、ユニット2の分布は平土野南東の数箇所のみに限られる。ユニット1はサンゴ石灰岩、砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩よりなる。犬の門蓋の露頭(Fig.4.Hの64)では、サンゴ石灰岩(層厚7.8 m)の上位に、石灰藻球石灰岩(層厚7.8 m)が重なる。サンゴ石灰岩の最下部1.5 mと最上部0.6 mはサンゴ化石の含有量が少ない。平土野の製糖工場裏の露頭(Fig.4.Hの66)では、下位よりサンゴ礫を含む碎屑性石灰岩(層厚1.2 m)、サンゴ石灰岩(層厚2.8 m)、砂を含む成層した碎屑性石灰岩(層厚1.7 m)、石灰藻球石灰岩(層厚5.6 m)が累重する。また、平土野港先端の露頭(Fig.4.Hの65)では、サンゴ石灰岩の上位に位置する碎屑性石灰岩と石灰藻球石灰岩が見られる。この露頭では、薄い石灰質砂岩(層厚0.2 m)を挟む碎屑性石灰岩(層厚5.2 m)の上位に石灰藻球石灰岩(層厚8 m)が重なる。碎屑性石灰岩には、サンゴ礫、石灰藻球、二枚貝、巻貝、コケムシ、底生有孔虫などが含まれる。最下部1 mには基盤岩に由来する中礫が多く含まれ、最上部0.5 mには*Operculina*が認められる。また、石灰藻球石灰岩の最下部3 mは成層している。これらの露頭で見られる地層は全てユニット1に含められる。平土野南東の露頭(Fig.4.Hの67)では、露頭最下部に露出する花崗岩の上位に粗粒砂岩(層厚8〜11.8 m)が重なり、これは碎屑性石灰岩(層厚12.2 m)に覆われる。粗粒砂岩の最上部0.8 mは暗褐色を呈し、上位の碎屑性石灰岩とは起伏のある明瞭な境界をもって接する。よって、両層は不整合関係にあり、下位の粗粒砂岩はユニット1に、上位の碎屑性石灰岩はユニット2に含められると判断される。また、ユニット1とユニット2の境界の標高は、瀬滝から大津川・兼久を経て本地域に至るまで、北に向かって低くなる傾向が認められる。

【平土野・天城・浅間・岡前・松原】本地域には、ユニット1が広く露出しており、ユニット2の分布は限られている。ユニット1は砂礫岩、碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩よりなる。徳之島火力発電所南の露頭(Fig.4.Iの68)では、最下

位に石灰質砂岩(層厚3.8 m)があり、その上位に石灰藻球石灰岩(層厚9 m)、石灰質砂岩(層厚1.5 m)、石灰藻球石灰岩(層厚1.5 m)が重なる。これらはいずれも弱く成層している。下位の石灰質砂岩の上部にはコケムシ等の生砕物が非常に多く含まれる。北中学校東の露頭(Fig.4.Iの70)や松原集落西の露頭(Fig.4.Iの71)では、サンゴ石灰岩がみられる。北中学校東の露頭(Fig.4.Iの70)では、下位より基盤岩の粘板岩に由来する中礫大の垂円〜垂角礫やサンゴ礫を含む碎屑性石灰岩(層厚1.5 m)、サンゴ石灰岩(層厚2.5 m)、サンゴ礫を含む石灰藻球石灰岩(層厚1 m)が整合関係で重なる。松原集落西の露頭(Fig.4.Iの71)では、砂礫岩(層厚4 m)の上位にサンゴ石灰岩(層厚1.2 m)が累重している。また、天城集落の北では数露頭で炭質物に富むシルト岩がみられる。これらは、分布標高および層位学的位置より、全てユニット1に含められる。また、岡前集落南の露頭(Fig.4.Iの69)では、ユニット1の砂礫岩(層厚4.6 m)、碎屑性石灰岩(層厚2 m)の上位に、サンゴ石灰岩(層厚3 m)が重なる。碎屑性石灰岩とサンゴ石灰岩の境界は極めて明瞭であり、両者は不整合関係にあると判断される。同様の産状のサンゴ石灰岩は周辺地域で認められず、その層位学的位置を確定することは困難であるが、ユニット1の上位に不整合関係で重なることと、分布標高が約27 mであることを考慮すると、ユニット2のサンゴ石灰岩Iである可能性が高い。ただし、後述の目手久層である可能性も否定できない。松原東方の露頭(Fig.4.Iの72)では、18°〜36°という非常に高角な斜交層理が発達する碎屑性石灰岩(層厚6.4 m)が見られる。同石灰岩は主に、よく円磨され、淘汰の良い生砕物(主に底生有孔虫)を主構成物とし、産状および岩相から古砂丘の堆積物である可能性が高い。また、これと近接する露頭では、碎屑性石灰岩に覆われたサンゴ石灰岩が見られる。両露頭で見られる石灰岩は、周辺地域の露頭では観察されないの、その層位学的位置を確定することは困難である。しかし、これら石灰岩の上位に累重する堆積物が観察されないこと、周辺の地形的低所にはユニット1の砂礫岩が分布することを考慮すると、ユニット2に含められる可能性が高い。

【手々・山^{さん}】本地域では、琉球層群の砂礫岩が2露頭でのみ観察された。しかし、この2露頭の分布は孤立しており、他地域の琉球層群との層位関係を正確に決定することができない。本論では分布標高からユニット1に含める。本地域にはユニット2は見られない。

【轟木^{とどろき}・花徳^{けとく}・母間^{ぼま}】本地域では、ユニット1は砂礫岩より、ユニット2はサンゴ石灰岩Iよりなる。轟木から花徳にかけての1帯では、炭質物に富むシルト岩が広く露出する。上花徳集落南の露頭(Fig.4.Iの73)では、一部成層した石灰質砂岩(層厚5.8 m)の上位にサンゴ石灰岩(層厚5.8 m)が重なる。岩相および分布高度より下位の石灰質砂岩は後述の井之川から亀津付近に分布するユニット1の砂礫岩に対比される。また、上位のサンゴ石灰岩はユニット1の砂礫岩上に重なり、その分布標高は副模式地に露出するユニット2のサンゴ石灰岩Iの分布標高の範囲内にあることからユニット2

Fig.6. Outcrop exposures of the Tokunoshima (A-D) and Metegu (E and F) Formations in Toku-no-shima. Broken lines indicate lithologic boundaries.

(A) Coral limestone of Unit 1 (c) lying unconformably on altered dolerite of the basement rock (b) that crops out at Inokawa (Fig. 4.J-74) .

(B) Coral limestone I of Unit 2 (2c) resting conformably on detrital limestone of Unit 1 exposed to the south of Tokuwase (Fig. 4.J-76) . Note that Unit 1 consists of coral limestone (c) overlain by rhodolith limestone (r) which in turn grades upward into detrital limestone (d) .

(C) Massive siltstone overlain by alternating beds of siltstone rich in organic remains and lignite of Unit 2 cropping out to the east of Setaki .

(D) Very coarse-grained sandstone of Unit 1 (s) unconformably overlain by rhodolith limestone of Unit 2 (r) at an outcrop at Kaneku (Fig. 4.H-63) . The rhodolith limestone is associated with thin detrital limestone at the base .

(E) Stratigraphic relationship between the Tokunoshima and Metegu Formations . Coral limestone of the Metegu Formation (c) overlies rhodolith limestone of Unit 2 of the Tokunoshima Formation (r) with a sharp, irregular contact, exposed at Metegu (Fig. 4.D-18) .

(F) Conglomerate of the Metegu Formation cropping out to the south of Kinoko (Fig. 4.E-38) . Note that the conglomerate includes up to boulder-sized, rounded lithoclasts of detrital limestone and rhodolith limestones derived from the underlying the Tokunoshima Formation, coral debris, and less common *in-situ* corals .

に含められると判断される。したがって、本地域に広く露出する砂礫岩・石灰質砂岩（一部は碎屑性石灰岩）・シルト岩はユニット1、これらの上位に重なるサンゴ石灰岩はユニット2のサンゴ石灰岩Iであると判断される。

【井之川・神之嶺・諸田・徳和瀬】本地域では、ユニット1は砂礫岩および碎屑性石灰岩より、ユニット2はサンゴ石灰岩Iよりなる。ユニット1の砂礫岩および碎屑性石灰岩中にはサンゴ石灰岩が狭在する。井之川の朝潮太郎記念像付近の露頭（Fig.4.Jの74, Fig.6.A）では、基盤岩の緑色岩をサンゴ石灰岩（層厚5 m）が直接覆い、その上位には、粗粒砂岩（最大層厚約15 m）、サンゴ石灰岩（層厚5 m）が重なる。粗粒砂岩の上部は細～中礫大の粘板岩等の垂円～垂角礫を含み、斜交層理が発達している。この上位には非常に明瞭な境界をもってサンゴ石灰岩が重なるが、このサンゴ石灰岩の下部には中～巨礫大の砂岩・粘板岩・緑色岩等の円礫がポケット状に密集している部分が認められる。また、このサンゴ石灰岩の最下部4 mに含まれるサンゴはほとんどが異地性であり、現地性のものは最上部1 mに集中して含まれている。以上の産状および上位のサンゴ石灰岩の分布高度（標高約25 m）より、緑色岩直上のサンゴ石灰岩および粗粒砂岩はユニット1に含められ、最上位のサンゴ石灰岩はユニット2のサンゴ石灰岩Iであると判断される。井之川集落西の露頭（Fig.4.Jの75）の南側では、最下位に主に中礫大の粘板岩の垂角礫を含む礫岩（層厚0.9 m）があり、その上位に、基盤の円礫やサンゴ・サンゴモの礫を含み、成層した碎屑性石灰岩（層厚2.9 m）が重なる。一方、露頭の北側では、これらはサンゴ石灰岩（層厚3.8 m）に岩相を転ずる。このサンゴ石灰岩は平板状～卓状サンゴを含み、無節サンゴモを伴わない。碎屑性石灰岩およびサンゴ石灰岩の上位には砂質な碎屑性石灰岩（層厚6.2 m）、平行層理が弱く発達した粗粒砂岩（層厚13.6 m）が重なる。碎屑性石灰岩の上半部は底生有孔虫を多く含み、斜交層理の発達が著しい。これらは副模式地からの岩相追跡により、全てユニット1に含められる。徳和瀬南方の露頭（Fig.4.Jの76; Fig.6.B）では、最下位にサンゴ石灰岩（層厚4 m）があり、その上位に中礫大の粘板岩の垂円礫を核にした石灰藻球を含む石灰藻球石灰岩（層厚0.8 m）、最上部1.8 mに*Cycloclypeus*や*Operculina*を含む碎屑性石灰岩（層厚2.8 m）、サンゴ石灰岩（層厚3 m）が重なる。碎屑性石灰岩は副模式地のユニット1の砂礫岩へと続く堆積物であり、最上位のサンゴ石灰岩は分布標高および層位学的位置が副模式地のユニット2のサンゴ石灰岩Iと同じである。よって、本露頭では碎屑性石灰岩と最上位のサンゴ石灰岩の境界が、ユニット境界に相当する。

【亀徳・亀津・尾母北西】本地域では、ユニット1は砂礫岩および碎屑性石灰岩、ユニット2はサンゴ石灰岩I、砂礫岩、サンゴ石灰岩IIよりなる。亀徳川河口近くの露頭（Fig.4.Jの77）では、ユニット1のサンゴ石灰岩が観察される。ここでは、最下位に主に中～巨礫大の緑色岩・砂岩の円礫を含む礫岩（層厚2.7～4.7 m）があり、その上位に起伏のある明瞭な境界をもって卓状サンゴに富むサンゴ石灰岩（層厚12～14 m）が重なる。サンゴ石灰岩の最下部約3 mには陸

源性碎屑物が多く含まれる。このサンゴ石灰岩より地形的高所には、よく成層し、生碎物を多く含む砂礫岩（層厚約12 m）が露出しているが、両者の直接の関係は観察されない。この砂礫岩は部分的に*Operculina*や生碎物（軟体動物殻、ウニ）が密集し石灰質となっている。また、斜交層理の発達した部分もみられる。亀津の山田川左岸の急崖では、ユニット1の砂礫岩の上位にユニット2のサンゴ石灰岩Iが重なる（Fig.4.Jの78）。ここでは、最上部に基盤岩に由来する砂岩などの巨礫を含むユニット1の砂礫岩の上位に、明瞭な境界を持ってユニット2のサンゴ石灰岩I（層厚2 m）が重なる。また、亀津から大原への道路沿いの露頭（Fig.4.Jの79; Fig.5.D）では、中粒砂岩（層厚3.3 m）の上位に、石灰質中粒砂岩（層厚8.7 m）が重なる。下位の中粒砂岩は斜交層理が弱く発達し、中礫大の円礫を含む。上位の石灰質中粒砂岩の最下部0.7 mは中～大礫大の円礫の密集層となっており、下位の中粒砂岩との境界は非常に明瞭である。礫の多くは基盤岩に由来する砂岩である。この礫の密集部の上位は、中礫大の円礫や枝状サンゴの破片等の生碎物を多く含み、下部1 mは斜交層理が、上部7 mは平行層理が発達する。このように、この露頭では下位の中粒砂岩が非石灰質であるのに対し、上位の石灰質中粒砂岩は基底部に礫の密集層を伴って明瞭な境界で接し、かつ岩相は生碎物を多く含むように急変している。よって、両者は不整合関係にあり、下位の中粒砂岩はユニット1に、上位の石灰質中粒砂岩はユニット2に含められるものと考えられる。亀津西方から尾母集落の北西にかけての標高70～200 mの地域には、ユニット2の砂礫岩（一部に炭質物に富むシルト岩が分布）が広く露出しており、ユニット2のサンゴ石灰岩IIが散点的に分布する。

2. 目手久層（Metegu Formation）

＜命名＞新称。

＜模式地＞鹿児島県大島郡伊仙町目手久南方の三日月状小丘陵地帯の一部。

＜下位層との関係＞徳之島層を不整合で覆う。

＜層厚＞最大約5 m。

＜分布＞本島南部の標高20～60 m付近。

＜模式地における岩相と層序＞目手久の露頭（Fig.4.Dの18; Fig.6.E）では、下位より徳之島層のユニット2の石灰藻球石灰岩（層厚2 m）、碎屑性石灰岩（層厚0.8 m）が重なり、この上位に、起伏のある非常に明瞭な境界（起伏は最大80 cmに及ぶ）をもって、本層のサンゴ石灰岩（層厚1.2 m）が重なる。サンゴ石灰岩には、主に卓状のサンゴ化石が含まれており、これらが堅固なフレームを形成している。また、無節サンゴモが厚く累重した部分も認められる。

＜その他の地域における岩相と層序＞面縄から伊仙にかけての標高20～40 m付近では、徳之島層のユニット2の碎屑性石灰岩上に目手久層のサンゴ石灰岩が重なる露頭が散在し、それらの産状は、模式地における本層のサンゴ石灰岩とほぼ同様である。木之香南方の露頭（Fig.4.Eの38, 39; Fig.6.F）ではユニット2の碎屑性石灰岩の上位に石灰岩礫岩（最大層厚5 m）が重なる。この礫岩は巨礫大までのよく円磨された礫を含み、礫支持の状態にある。基質に乏しく、

Table 1. List of calcareous nannofossils from the Ryukyu Group on Toku-no-shima. Localities are shown in Figs. 4.A-J.

Formation	Tokunoshima Fm. (Unit 1)											Tokunoshima Fm. (Unit 2)										
Species	Sample No.																					
		846-1	8-1	886-1	739-1	739-2	16	37	I-11, 100 m	I-11, 101.5 m	68	461-1	79	984	996	863-2	648-1	I-7, 120.5 m	I-7, 121.3 m	I-11, 143 m	573-1	
<i>Calcidiscus leptoporus</i>		×			×				×					×	×			×				
<i>Crenalithus doronicoides</i>				×					×													
<i>Crenalithus</i> spp.				×			×	×							×	×	×	×		×		
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>				×						×					×	×		×		×		
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>		×		×	×		×				×				×		×	×	×		×	
<i>Gephyrocapsa</i> spp. (small)					×	×	×				×				×		×	×			×	
<i>Helicosphaera carteri</i>					×																	
<i>Pseudoemiliania lacunosa</i>				×	×	?	×				×				×			×				
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>					×									×	×							
Miscellaneous (placolith)										×			×									

Table 2. Uranium-series and ESR ages of the Ryukyu Group on Toku-no-shima

Locality	Formation	Elevation (m)	Method	Age (ka)	Reference
Minami-naka-isen	Metegu Fm.	51	ESR	146-290	Koba and Nakata (1981)
Isen-zaki	Tokunoshima Fm. (Unit 1)	< 9	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	> 300	Omura (1982)
			$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	387-709	
		9	ESR	481±17	Iryu and Yamada (1991)

礫間はほとんど空隙である。礫は、陸源碎屑物に富む碎屑性石灰岩、石灰藻球石灰岩、碎屑性石灰岩等で、明らかに下位の徳之島層に由来する。また、現地性サンゴ化石も見られる。以上の産状より、本礫岩は浅礁湖等の極浅海環境下で堆積したと推定される。犬田布の標高 50 ~ 60 m 付近では、ユニット 2 の碎屑性石灰岩を本層のサンゴ石灰岩が覆う。このサンゴ石灰岩は、直径 1 cm 以下の石灰岩礫を含み、粗粒である。

地質年代および対比

1. 地質年代

本研究では、徳之島層より採取した 20 試料より石灰質ナノ化石を検出した (Table 1)。得られた石灰質ナノ化石は保存状態が悪く、また産出頻度も低かったため、徳之島層の年代は精度よく決定できず、同層の大部分が佐藤ほか (1999) の基準面 3 ~ 11 に対比されるとしか結論されない。この年代は 0.41 ~ 1.65 Ma (佐藤ほか, 1999) である。Minoura (1979) も徳之島層 (彼の層序区分では糸木名層および亀津層) から、石灰質ナノ化石の産出を報告している。しかし、彼の層序区分は本研究の区分と大きく異なるばかりでなく、産出地点が明確に記述されていないため、正確な産出層準は不明である。しかし、彼の示した生層序年代の大半は基準面 11 以降 (佐藤ほか, 1999) で、本研究の結果と矛盾しない。一方、伊仙崎の徳之島層と伊仙の目手久層からはサンゴ化石の放射年代値が報告されている (Table 2)。Omura (1982) は、伊仙崎の標高 9 m 以下に分布する徳之

島層のユニット 1 (Omura (1982) では亀津層) のサンゴ石灰岩から採取したサンゴ化石のウラン系列年代値を測定し、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値で 300 ka 以上、 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 年代値で 387 ~ 709 ka という堆積年代値を報告した。井龍・山田 (1991) は、同所で採取したサンゴ化石 (*Acropora* sp., 採取標高約 9 m) の ESR 年代値として、481 ± 17 ka という値を報告した。これらのサンゴ化石が採取されたサンゴ石灰岩の下位には、垂角~垂円礫より構成される石灰質な巨礫~細礫岩が露出しており (Fig.4.D の 26)、これは基盤岩直上の堆積物である可能性が非常に高い。また、露頭の標高も考慮すると、伊仙崎に露出する礫岩およびサンゴ石灰岩は、徳之島層の中でも最も初期の堆積物であると思われる。以上のことから、徳之島層は約 48 万年前には堆積を開始していたと推測される。

また、木庭・中田 (1981) は琉球石灰岩の ESR 年代測定に関する予備的研究において、徳之島南部から得た多くのサンゴ化石の ESR 年代値を報告した。この中で、中伊仙の南の標高 51 m から得たサンゴ化石 (*Fungia* sp.) は続成生成物 (方解石) が少なく、その年代値 (146 ~ 290 ka) の信頼性は比較的高いと考えてよい。しかし、この試料にはわずかながらも続成生成物が認められるため、146 ka という年代値は “minimum age” と評価するのが妥当であろう (池谷ほか, 1981)。彼らの報告で示されたサンゴ化石の採取地点や標高より、このサンゴ化石は目手久層から得られたものと考えられる。したがって、目手久層の少なくとも一部は、146

ka 以前の堆積物と考えられる。

2. 断層活動および傾動

徳之島層を断つ比較的大きな断層として、伊仙崎断層・犬田布断層・平土野断層が存在する。これらの断層はユニット1とユニット2をとともに変位させており、各断層が徳之島層堆積時に活動した証拠もないため、これらの断層はユニット2堆積後に活動したと考えられる。ただし、これらの断層は目手久層の分布域まではのびていないため、目手久層の堆積時期と断層活動の時期の前後関係は不明である。

徳之島には段丘地形がよく発達し、中川（1967）により4面（高位より、糸木名段丘、木之香段丘、亀津段丘、低位段丘群）の段丘が、木庭（1980）により8面（高位より、白井山麓面、糸木名I面、糸木名II面、木之香面、亀津面、目手久面、伊仙崎面、低位面）の段丘が識別されている。段丘は島の南半部で著しく発達するのに対し、北半部では発達が悪く、段丘区分も不明瞭になる。木庭（1980）は、本島の海岸段丘の分布高度が、島南部では標高220～250m以下であるのに対し、島北部では標高50～70m以下に限られることから、南上りの傾動の可能性を指摘した。しかし、この指摘は、サンゴ礁複合体堆積物の岩相と堆積深度および堆積時期を十分に考慮してなされたものとはいえず、指摘された地形学的特徴は傾動を直接的に示すものではない。断層による徳之島層の変位をそれぞれ補正すると、本島南部～西部における各ユニットの分布最高所の標高は、ユニット1は亀津～鹿浦付近で約100～130m、糸木名付近で約130m、瀬滝付近で約90mであり、ユニット2は亀津～鹿浦付近で約170～190m、糸木名付近で約200m、瀬滝付近で約130mである。このように、各ユニットの最高所の標高は本島南部で高く、北部では低い。しかし、徳之島層の各ユニットは低海水準期から海進期を経て高海水準期（一部海退期初期まで）に形成された堆積物から構成されており、高海水準期にのみ形成された堆積物ではない。例えば、犬の門蓋付近（標高約50m）から秋利神川河口北側の地表（標高約110～125m）まで追跡されるサンゴ石灰岩は、海進期に浅海域で形成された一連の堆積物であり、等時間面はサンゴ石灰岩の上位および下位の層理面と斜行していると考えられる。また、徳之島の北東部では主に砂礫岩が堆積しており、これらは石灰岩に比べ容易に侵食されると考えられるため、現在までにその大半が侵食によって失われた可能性が高い。よって、各ユニットの分布の最高所を海進の最高到達点（ほぼ同一時間面にもなる）とみなすことは妥当性を欠く。したがって、徳之島層堆積時～堆積後に南上りの傾動があった可能性も考え得るが、現有のデータからは傾動の時期・規模のみならずその有無についても明言することはできない。また、標高90～110m付近の平坦面（中川（1967）の木之香段丘および木庭（1980）の木之香面に相当）は、徳之島層ユニット2形成後の侵食面であることが今回の調査から明らかであるが、この平坦面が典型的に発達する喜念から阿権・下原・瀬滝西方の海岸部において、その標高に変化はみられない。

徳之島では隆起サンゴ礁は島南西部の阿権海岸、島北西部の平土野および湾屋川河口、島北部の手々にみられる（太

田・河名, 2001）。このように、隆起サンゴ礁が東海岸に存在しないことから、完新世には東側に向かって緩く傾動した可能性が示唆される。

3. 対比

中川（1967）は、徳之島において、高位より糸木名段丘、木之香段丘、亀津段丘、低位段丘群を認め、低位段丘群を除いた各段丘の構成層を下位より糸木名層、木之香層、亀津層に区分した。そして、高位の段丘堆積物に低位の段丘堆積物がオフラップしているとみなした。さらに彼は、徳之島を琉球列島における段丘とその構成層の模式地に指定し、琉球列島各島の段丘および琉球層群の対比を試みた（中川, 1969a, b）。しかし、本研究で示したように、徳之島層は段丘構成層の集合体ではない。したがって、段丘対比に基づいて徳之島と他の島々の琉球層群を対比することはできない。

徳之島とともに奄美諸島を構成する沖永良部島と与論島には、琉球層群が広く分布している。沖永良部島の琉球層群は標高0～200mに分布し、2つのユニットから構成されている。下部ユニット（標高0～130mに分布）および上部ユニット（下部ユニットの上位に一部整合、一部不整合で重なる）は、それぞれ低海水準期から海進期を経て高海水準期に至る期間に形成された整合一連のサンゴ礁複合体堆積物である（Iryu et al., 1998）。下部ユニットの標高1mおよび30m地点のサンゴ化石からは、730～840kaというESR年代が得られている（Ikeda et al., 1991）。また、上部ユニットの最下部から基準面3～6（佐藤・高山, 1988; 佐藤ほか, 1999）を示す石灰質ナノ化石が検出されており（Iryu et al., 1998）、その年代は410～950ka（佐藤ほか, 1999）である。与論島の琉球層群は、宇勝層・麦屋層、与論島層、チチ崎層・供利層の3つの地層群に大別される。最も大規模なサンゴ礁複合体堆積物である与論島層は3つのユニットから構成され、各ユニットは、低海水準期から海進を経て高海水準期に至る期間に形成された一連のサンゴ礁複合体堆積物である。また、ユニット2より産出した石灰質ナノ化石より、与論島層の少なくとも一部は基準面3～6（佐藤・高山, 1988; 佐藤ほか, 1999）に対比される（小田原・井龍, 1999）。したがって、これら3島の琉球層群の主部は、ほぼ同じ石灰質ナノ化石帯に対比される。特に、徳之島と沖永良部島の琉球層群主部は、低海水準期から海進を経て高海水準期（海退初期の堆積物を含む場合もある）に至る期間に形成された整合一連のサンゴ礁複合体堆積物が2回繰り返して累重したものであり、層序・岩相・累重関係・分布高度がほぼ完全に一致する。したがって、徳之島層のユニット1と沖永良部島の下部ユニット、徳之島層ユニット2と沖永良部島の上部ユニットが対比されると考えられる。なお、両島の琉球層群から得られたESR年代値は必ずしも一致しているとはいえず、層位学的な観点から、ESR年代値を再検討する必要があると指摘される。また、小田原・井龍（1999）も述べているように、与論島層は3つのユニットから構成されるため、徳之島層や沖永良部島の琉球層群とのユニットレベルでの対比は現在のところ明らかではない。

また、与論島のチチ崎層・供利層および沖縄本島の港川層

は、それぞれの地域に分布する琉球層群の主部を不整合に覆う新期石灰岩である。チチ崎層・供利層は標高約 20 m 以下に分布し、主にサンゴ石灰岩からなる(小田原・井龍, 1999)。また、港川層は標高約 60 m 以下に分布し、サンゴ石灰岩および“アワ石石灰岩”と呼ばれる碎屑性石灰岩からなる(沖縄第四紀調査団, 1976)。これら 3 層は、いずれも各地域の琉球層群主部を不整合に覆い、分布標高も 60 m 以下である。また、岩相もサンゴ石灰岩や浅海性の淘汰の良い碎屑性石灰岩である。目手久層は、徳之島層の上位に不整合関係で重なるサンゴ石灰岩および極浅海の堆積物であり、分布標高は 20 ~ 60 m である。したがって、目手久層はチチ崎層・供利層、港川層と対比される可能性がある。

地 史

徳之島の琉球層群(徳之島層・目手久層)堆積時の地史は以下のように推定される。ここでは、琉球層群堆積時における相対的海水準(旧汀線高度)を現在の高度で示す。

1. 徳之島層ユニット 1 堆積時

本島では、中期更新世の海面の相対的上昇とともに、基盤地形が相対的に海側に突出し、陸域から流入する碎屑物の影響が少なかったと思われる地域(喜念~鹿浦・犬の門蓋~平土野・松原・井之川・徳和瀬・亀徳・亀津)で、裾礁やパッチ状のサンゴ礁が形成された。また、犬田布から上晴付近や南原から井之川などの地域では、砂礫岩が堆積した(Fig.7.A)。その後の海水準の上昇に伴い、サンゴが生育する浅海域は、徐々に内陸部の相対的高所に移動した。一方、基盤地形の湾入部(崎原・花徳・轟木)は、陸域からの碎屑物が厚く堆積し、基盤地形の起伏を埋めていった。ユニット 1 堆積後期には、島南西の急崖付近などでは砂礫が厚く堆積したため浅海化し、サンゴ礁が形成された。礁の前縁深部の水深 50 m を越える海域(目手久・鹿浦~犬田布岬~犬田布岬北方の急崖・千間~松原・徳和瀬)では石灰藻球が堆積した。しかし、この時期になっても陸から碎屑物の供給が多く、サンゴ礁が形成されなかったあるいは形成されてもその規模が小さかった地域(南原~井之川・花徳・平土野など)では、*Operculina* をはじめとする生碎物や砂礫の堆積が進んだ。また、島の北東部(花徳・轟木など)では閉鎖的環境となり、垂炭や有機物に富んだシルト岩・砂岩が形成された(Fig.7.B)。地表およびコア試料で確認されるユニット 1 のサンゴ石灰岩の分布の最高所は標高約 130 m (上晴付近)であるので、ユニット 1 堆積時の旧汀線高度は標高 130 m に達したと考えられる。

2. 徳之島層ユニット 2 堆積時

ユニット 1 の堆積後、旧汀線は相対的に低下した。ユニット 2 の最下位を占めるサンゴ石灰岩 I は下位のユニット 1 を不整合に覆い、この不整合の下限高度は標高約 30 m である。よって、ユニット 2 堆積期の前には、ユニット 1 堆積期の最も高かった旧汀線に比べ、少なくとも 100 m 旧汀線が下位に位置した時期があったと考えられる。その後、旧汀線は再び上昇に転じるが、その初期には、限られた地域(犬田布岬・犬の門蓋南・松原・花徳・井之川~亀徳・亀津・南

原)で、小規模なサンゴ礁(ユニット 2 のサンゴ石灰岩 I)が形成された(Fig.7.C)。さらに旧汀線が上昇すると、サンゴが生育する浅海域は、徐々に内陸部の地形的高所に移動し、その沖合の水深 50 m を越える海域では石灰藻球が堆積した。ユニット 2 の分布標高は約 210 m に達することより、同ユニット堆積時に旧汀線は標高 210 m 付近まで上昇したと考えられる。この時期には、崎原・糸木名周辺を中心として大規模なサンゴ礁(ユニット 2 のサンゴ石灰岩 II)が形成され、その礁の前縁深部にあたる地域(喜念~崎原・瀬滝~犬の門蓋・亀津)では石灰藻球が、さらにその沖合では生碎物が堆積した。これと同時期に、主に生碎物や砂礫が堆積した地域(八重竿・馬根・中山・白井・西阿木名・尾母)もあった。これらの地域では、ユニット 2 堆積期間の大半において生碎物や砂礫が堆積し、最後期にはじめてサンゴ礁(ユニット 2 のサンゴ石灰岩 II)が形成された。また、基盤地形の湾入部(三京・石吉留・瀬滝)は閉鎖的環境であったため、垂炭や有機物に富んだシルトや砂が堆積した。その後、旧汀線は再び低下に転じた。大津川東方では、はじめにユニット 2 の沖合相である石灰藻球が堆積したが、その後の海退の初期にはサンゴ礁(ユニット 2 のサンゴ石灰岩 II)が形成された(Fig.7.D)。

3. 目手久層堆積時

徳之島層ユニット 2 の堆積後から約 146 ka までの間に、ユニット 2 の堆積最盛期より旧汀線が 150 ~ 180 m 下位に位置した時期があり、このとき犬田布から目手久付近では小規模なサンゴ礁が形成された(Fig.7.E)。これが、目手久層の堆積物である。

4. 断層活動および傾動

徳之島層堆積後(目手久層堆積時期との前後関係は不明)に、伊仙崎断層・犬田布断層・平土野断層が活動した。また、現在の標高 90 ~ 110 m 付近に海面が停滞した時期があり、この標高付近にあった徳之島層の一部を侵食し平坦面を形成した。この平坦面が明瞭に識別される地域は限られており、平坦面形成時期と断層活動時期との前後関係は不明である。完新世になり、本島東側に向かって緩く傾動した可能性が高い。

ま と め

本研究において、以下が明らかになった。

1. 徳之島の琉球層群は、徳之島層とそれを不整合に覆う目手久層に区分される。
2. 本島の琉球層群の主体を占める徳之島層は、島の周囲の標高 210 m 以下に分布し、不整合で画された 2 つのユニットから構成される。各ユニットは低海水準期から海進期を経て高海水準期(一部は海退初期)にかけて形成されたサンゴ礁複合体堆積物である。また、各岩相の空間分布は、現世のサンゴ礁複合体の生物相・堆積相の空間分布を極めてよく反映している。
3. 目手久層は主としてサンゴ石灰岩からなり、島の南部に散点的に分布し、それらは標高約 20 ~ 60 m の範囲にある。

Fig.7. Interpretative maps of the paleodepositional history of the Ryukyu Group in Toku-no-shima

4. 徳之島層は、中期更新世に形成されたサンゴ礁複合体堆積物であり、その地質年代から、沖永良部島および与論島の琉球層群の主部に対比されると思われる。また、目手久層は、その層位学的位置や分布高度等から、沖縄本島の港川層および与論島のチチ崎層・供利層などの琉球層群主部を不整合に覆う新期石灰岩に対比される可能性がある。

謝 辞

本論は、著者である山田と藤田のそれぞれ東北大学理学部地質古生物学教室および地圏環境科学科の卒業論文の成果の一部をまとめたものである。東北大学総合学術博物館前館長の森 啓教授および東北大学大学院理学研究科地圏進化学講座の中森 亨助教授には、徳之島南部の調査に同行していただいたばかりでなく、数多くの助言もいただいた。東北大学大学院理学研究科環境動態論講座の箕浦幸治教授には、未公表のボーリング試料の記載データを使用する許可を与えていただいた。石灰質ナンノ化石は、独立行政法人産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門の田中裕一郎博士に鑑定していただいた。東北大学大学院理学研究科地圏進化学講座の矢戸正明元技官には、岩石薄片の作製に際し、ご指導いただいた。

調査地では、徳之島町社会教育課・耕地課の方々、天城町都市計画課の方々、伊仙町耕地課の方々、鹿児島県大島支庁徳之島土木出張所土木課の方々に、地形図や資料の入手に際して、便宜を図っていただいた。徳之島南部の調査時には徳之島町社会教育課の方々に、徳之島北部の調査時には民宿ときわやの方々に、宿泊や調査・生活に関する便宜を図って頂いた。また、査読者の秋田大学工学資源学部の佐藤時幸助教授、広島大学大学院理学研究科の狩野彰宏博士、編集幹事の熊本大学理学部の松田博貴助教授には、多くの助言をいただいた。以上の方々に記して深く感謝する。

文 献

- 江原由樹・井龍康文・中森 亨・小田原 啓, 2001, 沖縄県久米島の琉球層群 *Galaxea* (日本サンゴ礁学会誌), **3**, 13-24.
- Hanzawa, S., 1935, Topography and geology of the Ryukyu Islands *Sci Rep Tohoku Imp Univ, 2nd ser (Geol)*, **17**, 1-61
- 波多江信広・島田欣二・中川久夫, 1964a, 奄美諸島のサンゴ石灰岩, 鹿児島県調査報告書別冊, 15p.
- 波多江信広・中川久夫・大西富雄・竹崎徳男・郡山 栄, 1964b, 徳之島南部水資源調査報告書, 鹿児島県調査報告書別冊, 12p.
- 本田信幸・辻 喜弘・松田博貴・佐渡耕一郎・結城智也, 1993, 更新統琉球層群の堆積相と堆積環境 —琉球列島伊良部島の例—. 石油公団石油開発技術センター研究報告, no 24, 123-151.

- Ikeda, S., Kasuya, M. and Ikeya, M., 1991, ESR ages of middle Pleistocene corals from the Ryukyu Islands *Quatern Res*, **36**, 61-71
- 池谷元伺・伊藤 孝・末広理恵子, 1981, 琉球石灰岩 ESR 年代測定コメント. 月刊地球, **3**, 499.
- Iryu, Y., 1992, Fossil nonarticulated coralline algae as depth indicators for the Ryukyu Group *Trans Proc Palaeontol Soc Japan, N S*, no 167, 1165-1179.
- Iryu, Y. and Matsuda, S., 1988, Depth distribution, abundance and species assemblages of nonarticulated coralline algae in the Ryukyu Islands, southwestern Japan *Proc 6th Int Coral Reef Symp*, **3**, 101-106.
- 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一予察一. 中川久夫教授退官記念地質学論文集, 73-83.
- 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. 堆積学研究会報, no 36, 57-66.
- Iryu, Y., Nakamori, T. and Yamada, T., 1998, Pleistocene reef complex deposits in the Central Ryukyus, southwestern Japan. In Camoin, G. and Davies, P.J., eds, *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans*. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., no 25, Blackwell Sci., Oxford, 197-213.
- Iryu, Y., Nakamori, T., Matsuda, S. and Abe, O., 1995, Distribution of marine organisms and its geological significance in the modern reef complex of the Ryukyu Islands *Sediment Geol*, **99**, 215-231.
- 石川成章, 1910, 鹿児島県大島並に徳ノ島地質及び鉱床一斑. 地学雑誌, **22**, 489-500, 588-598.
- 鹿児島地質調査研究会, 1958, 鹿児島県奄美群島地質図説明書—20 万分の1—. 鹿児島県企画調査室, 21p.
- 鹿児島地質調査研究会, 1959, 鹿児島県奄美群島の地質並びに地下資源概観—20 万分の1 地質図説明書—. 鹿児島県企画調査室, 22p.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 東京, 365p.
- 木庭元晴, 1980, 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, **18**, 189-208.
- 木庭元晴・中田 高, 1981, 琉球石灰岩の ESR 年代測定に関する予備的研究. 月刊地球, **3**, 491-498.
- MacNeil, F.S., 1960, The Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa *U S Geol Surv., Prof. Paper*, **339**, 1-148.
- Minoura, K., 1979, Sedimentological study of the Ryukyu Group *Sci Rep Tohoku Univ, 2nd ser (Geol)*, **49**, 1-69.
- 中川久夫, 1967, 奄美群島・徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (1). 東北大地質古生物研報, no 63, 1-39.
- 中川久夫, 1969a, 奄美群島・徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (2). 東北大地質古生物研報, no 68, 1-17.
- 中川久夫, 1969b, 琉球列島における第四紀海水準変化. 地団研専報, no 15, 429-435.
- 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.
- Nakamori, T., Iryu, Y. and Yamada, T., 1995, Development of coral reefs of the Ryukyu Islands (southwest Japan, East China Sea) during Pleistocene sea-level change *Sediment Geol*, **99**, 215-231.
- 小田原 啓・井龍康文, 1999, 鹿児島県与論島の第四系サンゴ礁堆積物 (琉球層群). 地質雑, **105**, 273-288.
- 沖縄第四紀調査団, 1976, 沖縄および宮古群島の第四系—とくに琉球石灰岩の層序について. 地球科学, **30**, 145-162.
- Omura, A., 1982, Uranium series ages of the “Kametsu Formation”, Ruikuu Limestone on Tokuno-shima, Ryukyu Islands. *Trans Proceed Palaeontol Soc Japan, N S*, no 101, 327-333.
- 大清水岳志・井龍康文, 2002, 沖縄本島勝連半島沖の島々に分布する知念層および琉球層群の層序. 地質雑, **108**, 318-335.
- Osozawa, S., 1984, Geology of Amami Oshima, Central Ryukyu Islands, with special reference to effect of gravity transportation on geologic structure *Sci Rep Tohoku Univ, 2nd ser (Geol)*, **54**, 165-189.
- 太田陽子・河名俊男, 2001, 4-2 琉球外弧. 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, 232-271.
- 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.
- Sagawa, N., Nakamori, T. and Iryu, Y., 2001, Pleistocene reef development in the southwest Ryukyu Islands, Japan *Palaeogeogr., Palaeoecol.*, **175**, 303-323.
- 佐藤時幸・高山俊昭, 1988, 石灰質ナノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, no 30, 205-217.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999, 石灰質ナノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**, 265-274.
- 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.
- 矢部長克・半沢正四郎, 1930, 台湾第三紀有孔虫岩の層位学的研究. 小川還暦記念地学論集, 弘文堂書房, 京都, 83-126.
- Yoshuware, S., 1901a, Notes on the Raised Coral Reefs in the islands of the Ruikuu Curve *Jour Coll Sci Imp Univ Tokyo*, **16**, Art1, 1-14.
- Yoshuware, S., 1901b, Geologic structure of the Ruikuu (Loochoo) Curve, and its relation to the northern part of Formosa *Jour Coll Sci. Imp Univ. Tokyo*, **16**, Art2, 1-67.

(要 旨)

山田 努・藤田慶太・井龍康文, 2003, 鹿児島県徳之島の琉球層群 (第四系サンゴ礁複合体堆積物). 地質雑, **109**, 495-517. (Yamada, T., Fujita, K. and Iryu, Y., 2003, The Ryukyu Group (Pleistocene coral reef complex deposits) on Toku-no-shima, Kagoshima Prefecture, Japan. *Jour Geol Soc. Japan*, **109**, 495-517.)

徳之島には, 第四紀更新世のサンゴ礁性堆積物とその同時異相の陸源性碎屑物よりなる琉球層群が広く分布する. 徳之島の琉球層群は徳之島層とその上位の目手久層に区分される. 徳之島層は島の琉球層群の主体を占め, 島の外縁部の標高 210 m 以下の地域に広く分布し, 層厚は 140 m に達する. 同層は 2 つのユニットに細分され, 各ユニットは島の中央部に位置するサンゴ石灰岩および砂礫岩と沖合側に分布する石灰藻球石灰岩・*Cycloclypeus-Operculina* 石灰岩・碎屑性石灰岩より構成される. 目手久層は徳之島層の上に不整合で重なり, 主にサンゴ石灰岩 (層厚 5 m) からなる. 層位学的位置, 石灰質ナノ化石, ウラン系列年代および ESR 年代より, 徳之島層は沖永良部島や与論島の琉球層群主部と対比される可能性がある. ESR 年代より, 目手久層の年代は 146 ka を越える.