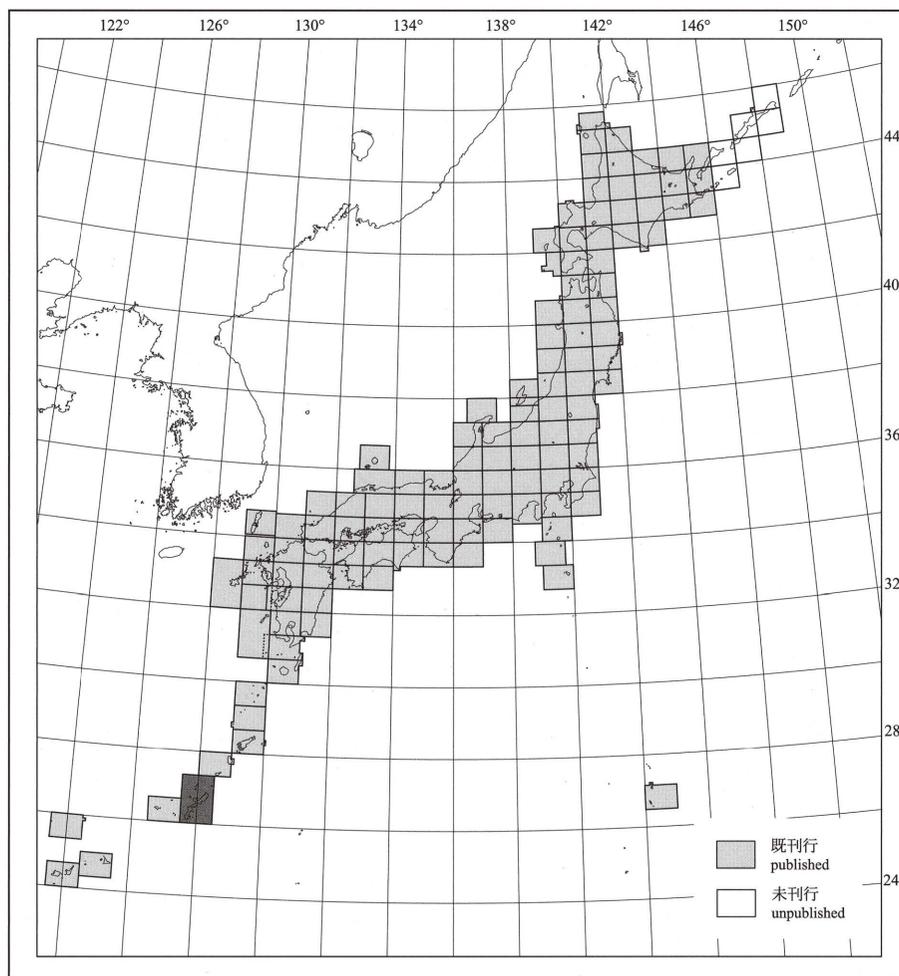


# 20万分の1地質図幅「与論島及び那覇」

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, YORON JIMA AND NAHA

中江 訓・兼子尚知・宮崎一博・大野哲二・駒澤正夫

Satoshi NAKAE, Naotomo KANEKO, Kazuhiro MIYAZAKI,  
Tetsuji OHNO and Masao KOMAZAWA



平成22年  
2010



独立行政法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

## 1. はじめに

「与論島及び那覇」は、地質調査総合センターが地質編纂に基づき作成している20万分の1地質図幅の1つである。編纂にあたっては、既存の公表資料を収集・検討するとともに必要に応じて現地調査(平成18～20年度)を実施し、これらの成果に基づき地質図を作成した。変成作用の記述に際し、山口大学名誉教授西村祐二郎博士、小島央彦氏(川崎地質株式会社)及び恵下正史氏からは、修士論文及び卒業論文の複写と引用の承諾をいただいた。沖縄工業高等専門学校の木村和雄講師には、地形・活構造についてご教授いただいた。新潟大学大学院自然科学研究科の伊藤 剛氏には、伊江島の地質についての情報提供をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

## 2. 地形

「与論島及び那覇」地域は、国土地理院発行の20万分の1地勢図「与論島」及び「那覇」に準拠するが、北方海域の一部を割愛した。奄美諸島南端の与論島、沖縄諸島を構成する沖縄島と周辺離島、大東諸島、ならびに周辺海域が含まれる。与論島、沖縄島及び周辺離島は琉球列島の中央に位置し、地形・地質的にはユーラシアプレート東縁をなす琉球弧に属する(第1図)。琉球弧の太平洋側は琉球海溝で画され、フィリピン海プレートが沈み込んでいる。東シナ海側には、背弧海盆としての沖繩舟状海盆が位置する。一方、大東諸島はフィリピン海プレート上の海洋島で、北大東島・南大東島は大東海嶺上に、沖大東島は沖大東海嶺上に位置する(第1図)。

### 2.1 陸域地形

「与論島及び那覇」地域の島嶼は、琉球弧の伸張方向に一致した北東-南西性の配列をなしている。沖縄島は、うるま市石川から恩納村仲泊を結ぶ石川地峡によって、北部と中・南部に二分され(第2図)、それぞれの地形的特徴(国土庁土地局, 1977)も異なる。沖縄島北部の大半を占める山地は標高500m以下で起伏が少なく、南西に向かって山頂高度が減少する。山地斜面には下刻された谷地形が発達し、尾根は北西-南東方向に伸長する。本部半島から伊江島にかけては西北西-東南東方向の分布を示し、乙羽岳から西方に伸張した山地が見られる。これらの山地の周囲には丘陵地(標高250～300m以下)が分布し、その前面から沿岸域にかけて台地が発達する。山地と丘陵地は、先新第三系の分布域にほぼ一致する。台地は、呉我層ならびに琉球層群の礫岩・石灰岩の分布域に形成され、琉球層群が標高の異なる平坦面を形成している。

沖縄島中・南部の地形は、主に島尻層群が分布する小起伏で幅広の谷をもつ低平な「島尻丘陵」と呼ばれる丘陵地と、琉球層群の石灰岩で形成される平坦な台地で特徴づけられる。沖縄島南部の石灰岩分布域と与論島・宮城島・平安座島・浜比嘉島では、しばしば顕著な断層崖が発達する。

周辺離島も、島嶼ごとで地形的特徴は異なる。与論島は、地形的には沖縄島の延長とみなされる(海上保安庁水路部, 1989a)が、低平な段丘状地形をなしている(鹿児島県, 1987)。伊平屋島では、標高300m以下の山地が北東-南西方向に連なり僅かに丘陵地や低地が分布し、伊是名島は段丘で占められている(沖縄県, 1988)。主に琉球層群の石灰岩が分布する島嶼(古宇利島・屋我地島・伊江島・伊計島・津堅島・久高島など)では、標高が低く平坦な地形が広く認められる。沖縄島及び周辺離島において、琉球層群の石灰岩が分布する地域では、カルスト地形が広範に認められる。

沖縄島内の河川の多くは小規模で、自然堤防や扇状地などの地形はあまり発達しない。沖積低地は、那覇市・豊見城市・糸満市・名護市の市街地周辺及び中城湾沿岸(沖縄市～与那原町)に、比較的広く分布する。

北大東島及び南大東島の地形は隆起環礁が基礎となっており、環状の丘陵地と島中央の低地が特徴的である。河川は発達せず、全島にわたってカルスト地形が認められる。島の周囲には、石灰岩・苦灰岩の急崖が形成され、沿岸に沖積低地や砂浜は見られない。沖大東島の地形は、隆起準環礁に分類される。各島の周囲には現生サンゴ群集が認められるが、明瞭な環礁地形は未発達である。

### 2.2 海底地形

「与論島及び那覇」地域は、海上保安庁水路部, 1985, 1987, 1988, 1989a, 1989b, 1998, 2001)の特徴は、サンゴ礁が発達する沿岸域と外洋域とで著しく異なる。

沖縄島及び周辺離島の沿岸には、数100m～2,000m程度沖合まで礁原が分布し裾礁を形成している。礁原には水深数mで浅い礁池が広がり、その外縁には礁嶺が干出岩として分布する。一般的にサンゴ礁の発達は、島の北西側より南東側で顕著であるが、島ごとあるいは地域ごとに多少異なる。大東諸島の島嶼沿岸には、礁原が殆ど認められない。

外洋域での海底地形(第2図)は、地質大構造に支配された特徴を持つ。与論島と沖縄島の間には、琉球弧の方向に延びる水深400mで浅い高まり(辺戸堆)が見られ、地形的に両島に連続する。太平洋側では、海底斜面は水深2,500mで深に及び、琉球海溝(水深6,500～7,000m)まで連続する。等深線は琉球弧の方向に平行するが、与論島-沖縄島間と大浦湾沖で北西に湾入する地形を示す。湾入部では、琉球弧に直交する断層に沿った南与論海底部、国頭海底部ならびに大浦海底部群が形成されている(荒井ほか, 2009)。また宮城島・久高島などの沖合では、等深線が南東に突出した地形を示す。東シナ海側では水深は浅く、500～800m程度の海域が広がっているが、等深線は複雑に

入り込んでいる。これは、琉球弧とこれに斜交した地形の高まりに支配されており、それらの間は海盆になっている。

大東諸島は、北西-南東に伸長し水深2,000m程度の大東海嶺ならびに沖大東海嶺に位置する。両海嶺の間は、水深5,000m程度の平坦面をもつ南大東海盆が見られる(第1図)。(中江 訓・兼子尚知)

## 3. 地質

### 3.1 概要

「与論島及び那覇」地域には、先新第三系基盤岩と、これに貫入する漸新世～中新世の火成岩岩脈、ならびにこれらを被覆する上部中新統～完新統が分布する。先新第三系は中期ジュラ紀～始新世の沈み込み作用により形成された付加複合体から構成され、沖縄島北部と周辺離島に広く分布する。火成岩岩脈はトータル岩・角閃石安山岩・石英閃緑岩～斑状花崗岩からなり、沖縄島北部の北西海岸に沿って分布する。上部中新統～下部更新統の島尻層群ならびに鮮新統最上部～更新統の琉球層群は、主に沖縄島中・南部に広く分布するが、沖縄島北部及び周辺離島にも見られる。大東諸島には、フィリピン海プレート上の海山頂部に堆積した鮮新世～更新世の石灰岩が分布する。

#### 3.1.1 沖縄島北部及び周辺離島の先新第三系

先新第三系の層序単元を形成時期の古い順に、前岳層・伊是名層・田名層・諸見層、城山層、立長層・与那嶺層、湧川層、名護層、嘉陽層とする。

チャートからなる前岳層・伊是名層と砂岩泥岩互層を主体とする田名層・諸見層は、伊平屋層・伊是名島に分布し、形成時期は中期ジュラ紀である。チャートと泥岩からなる城山層は伊江島に分布し、形成時期は前期白亜紀である。与那嶺層は、本部半島から沖縄島北部の北西海岸沿いに分布する。泥質千枚岩基質中に玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体・岩塊を包有した混在岩からなり、前期白亜紀に形成された後、後期白亜紀に広域変成作用を被ったとされる。与論島の立長層は、与那嶺層の北東延長とみなされる。湧川層は、本部半島頸部に分布する。主に泥質千枚岩及び粘板岩から構成され、後期白亜紀に広域変成作用を被ったとされる。名護層は沖縄島北部の大部分を占め、主に泥質千枚岩及び粘板岩から構成され、泥質片岩を伴う。後期白亜紀～始新世に広域変成作用を被ったとされる。嘉陽層は沖縄島北部の東側に分布し、砂岩泥岩互層及び粘板岩を主体とし、僅かに礫岩を伴う。嘉陽層の堆積時期は始新世とみなされている。

#### 3.1.2 沖縄島及び周辺離島の上部中新統～更新統

島尻層群は、下位より豊見城層、与那原層、新里層で構成され、これらは帯青～帯緑灰色シルト岩が主体で、砂岩・凝灰岩を挟有する。厚厚は約2,000mで、そのうち約700mが地表に露出する。後期中新世から前期更新世に堆積したと考えられる。東北東-西南西の一般走向を示し南南東に低角傾斜し、走向に直交する正断層群によって多くのブロックに分断されている。本層群の堆積環境は、新里層の最上部ではやや浅海化するものの、半深海であったと推定される(氏家, 1986)。

主に本部半島頸部に分布する呉我層は礫岩・砂岩・シルト岩からなり、後期鮮新世～前期更新世の河川堆積物を主体とした地層である。内花層は砂礫及びシルト質砂層で、伊是名島の低地周辺に分布する低段丘堆積物とみなされている。

琉球層群は、サンゴ礁複合体に特徴的な生砕物からなる多孔質な石灰岩と、それらと同時異相の関係にある砕屑岩の集合体であると位置づけられる。琉球層群の各地層は、大部分が更新統に属する。国頭層、下部の非石灰岩相、下部～中部の石灰岩相、上部の石灰岩相に区分した。

#### 3.1.3 大東諸島の鮮新統～更新統

北大東島・南大東島及び沖大東島を構成する礫性炭酸塩岩は、沈降する海山上に発達したサンゴ礁が、その後隆起したものである。本報告では、大東層とこれを不整合で被う海軍棒層(南・北大東島、ならびに未区分石灰岩(沖大東島)とした。

(中江 訓・兼子尚知)

### 3.2 先新第三系

琉球列島の層序区分を初めて試みた賀田(1885)は、沖縄島北部に分布する黒雲母片岩及び頁岩・砂岩を國頭部類(Kunchan Group)と命名し、概略的な地質図を描いた。Hanzawa(1935)は、國頭部類をPalaeozoic Formationとした。戦後になるとFlint *et al.* (1959)によって層序区分が改訂され、この先新第三系はKayo formation, Nago formation, Yonamine formation, Motobu formationに細分され、これら全てがペルム系とみなされた。またMotobu formationはKunchan Groupから除外され、前三者がKunchan Groupを構成するとされた。これらは西傾斜・西上位の地層群であり、Hedo thrust fault(辺戸衝上断層)によりKunchan Groupの上位にMotobu formationが累重するとみなされた。

その後、後期三疊紀のアンモナイト化石を産出する石灰質シルト岩(石橋・小西, 1967)を伴う本部半島西端の成層石灰岩は、今帰仁層としてMotobu formationから分離された(Ishibashi, 1969)。藤田(1980, 1983a)及びFujita(1989)は、Nago formation最上部の泥質千枚岩を湧川層と命名し、Yonamine formation、ならびに(今帰

仁層を除く) Motobu formationを再定義の与那嶺層と本部層とした。さらに与那嶺層は、泥質千枚岩中に玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊が混在した前期白亜紀の乱堆積層であるとされた(藤田, 1983b)。周辺離島の先新第三系は、伊平屋島・伊是名島では前岳層・伊是名層・田名層・諸見層に区分され(Ishibashi, 1968; 氏家, 2000)、伊江島では伊江層(大城, 1972)と命名された後、その一部が城山層(Fujita, 1989)として分離された。高見ほか(1999)は、上記離島の先新第三系を伊平屋ユニットと伊江ユニットに再編し、Fujita(1989)の湧川層・与那嶺層・本部層・今帰仁層を併せて本部ユニットとした。この区分では、石灰岩主体の本部層・今帰仁層は、混在相である本部ユニット中の大規模石灰岩体として扱われた。これらに対し橋本・中川(1978)は、Flint *et al.* (1959)の層序区分を全面的に改訂し、Kunchan GroupとYonamine formationを破棄するとともに、Nago formationとMotobu formationをそれぞれ名護層群と本部層群に格上した。

層序区分とともに琉球列島の地体構造区分も提案され、西南日本との対比が議論された。Konishi(1963)及び小西(1965)は沖縄諸島を、北西側から本部累帯、国頭累帯、島尻累帯に分帯し、さらに辺戸衝上断層(辺土構造線に改称)を本部累帯と国頭累帯の境界に位置づけ、西南日本の仏像構造線の延長と捉えた。氏家(1989)及びUjiie and Nishimura(1992)はプレート造山論的観点から、北西傾斜の衝上断層で境される5つの構造帯(北西側から伊平屋帯、今帰仁帯、本部帯、名護帯、嘉陽帯)を提唱した。

現在では、先新第三系は中期ジュラ紀から始新世にかけての沈み込み環境で形成された付加複合体であると考えられており、北西から南東に向けて形成時期の新しい地質体が並列するという、付加地質に特有の層序と構造を示している。

### 3.2.1 前岳層・伊是名層及び田名層・諸見層(中部ジュラ系)

伊平屋島ならびに伊是名島に分布する先新第三系は主に、チャートと、泥質混在岩を伴う砂岩互層五層からなる。チャートと砂岩互層は、伊平屋層では前岳層ならびに田名層、伊是名島では伊是名層ならびに諸見層と、それぞれ呼ばれている(Ishibashi, 1968; 氏家, 2000)。高見ほか(1999)は、前岳層・伊是名層のチャートを田名層・諸見層の泥質混在岩中の大規模岩体であるとみなし、これらの地層を併せて伊平屋ユニットと改称するとともに、秩父帯南帯の大平山ユニット(松岡ほか, 1998)に対比した。

これらの先新第三系は、大局的には北東-南西走向で高角北西傾斜の構造をなす。チャートと砂岩互層の厚層はそれぞれ500~1,500mであり、走向方向に10km以上連続する。上限と下限は不明である。チャート(Ic)は、灰白色~赤褐色を呈し、泥岩薄層と互層する層状チャートである。砂岩互層(Is)は一般に、膨縮構造やブーディン構造などの層理の破断・分断が見られる。さらに玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊を包有する泥岩基質の混在岩が認められる。

前岳層と伊是名層のチャートからは後期石炭紀~ペルム紀及び中期三畳紀の放散虫化石(氏家・橋本, 1983; Ujiie and Oba, 1991a; 高見ほか, 1999)が、また泥質混在岩中の石灰岩岩塊からは前期~中期ペルム紀の紡錘虫化石(Ishibashi, 1968, 1984)が産出した。諸見層の珪質泥岩からは前期ジュラ紀の、また田名層の泥岩からは前期ジュラ紀の後半~中期ジュラ紀の中頃の放散虫化石が産出した(氏家・橋本, 1983; Ujiie and Oba, 1991b; 高見ほか, 1999)。従って、これらの先新第三系の形成時期は中期ジュラ紀の中頃と判断される。

### 3.2.2 城山層(下部白亜系)

伊江島の先新第三系は、東部の城山周辺に点在する。この先新第三系は大城(1972)により伊江層と命名され、その後Fujita(1989)により本部半島北西端の備瀬崎に露出するチャートと併せて、城山層に改称された。高見ほか(1999)は、城山層を伊江ユニットに改称し秩父帯南帯の斗賀野ユニット(松岡ほか, 1998)に対比した。本報告では、Fujita(1989)に準拠して城山層とする。

城山層は、主にチャートと泥岩からなり、北北東-南南西走向・低角西傾斜の構造を示す。上位層と下位層との層序関係は、琉球層群石灰岩の被覆によって隔てられているため、不明である。チャート(Gc)は灰色~赤褐色を呈し、一部で石灰岩と互層する。泥岩(Gm)は暗灰色を呈し、砂岩と珪質泥岩を伴う。チャートから後期ペルム紀~後期ジュラ紀(ないし白亜紀初頭)の、また珪質泥岩と泥岩から後期ジュラ紀~白亜紀初頭の放散虫化石が、それぞれ産出している(氏家・橋本, 1983; Fujita, 1989; Ujiie and Oba, 1991a; 鈴木, 1992; Shen *et al.*, 1996; 高見ほか, 1999)ので、城山層の形成時期は前期白亜紀と判断される。

### 3.2.3 立長層(下部白亜系)

立長層は、与論島の先新第三系として中川(1967)によって命名された。琉球層群石灰岩に広く覆われているため島南部に露出するにすぎないが、地下5~30mに伏在する(鹿児島県, 1963)。一般走向は北北東-南南西を示し、東または西に低角傾斜する。泥質千枚岩を基質とする混在岩(Yx)を主体とし、暗緑色の苦鉄質火山砕屑岩(Yv)、白色結晶質の石灰岩(Yl)、チャートならびに砂岩(Ys)の岩体・岩塊を包有する。岩相の類似性と走向から、沖縄島北部の与那嶺層から連続するとみなされる(中川, 1967)。

### 3.2.4 与那嶺層(下部白亜系)

高見ほか(1999)は、Fujita(1989)の与那嶺層・本部層・今帰仁層・湧川層が秩父帯南帯三宝山ユニット(松岡ほか, 1998)に対比できることから、これらを併せて本部ユニ

ットとしたほか、Nago formation(Flint *et al.*, 1959)の石灰岩も本部ユニットに含めた。本報告では層序单元名として、混在岩という岩相的特徴を初めに記載したFujita(1989)の与那嶺層を踏襲する。また、上記の石灰岩とこれに密接に伴うNago formation中のGreenstone member(Flint *et al.*, 1959)を与那嶺層に含める。

与那嶺層は、本部半島と沖縄島北部の北西海岸沿いに分布する。名護市街では呉我層や国頭層などの鮮新統~更新統に覆われる。上位の城山層との層序関係は、琉球層群の被覆によるため不明である。本部半島では湧川層の上位に、北西海岸沿いでは名護層の上位に累重する。下位層との境界は北西に低角傾斜した断層であり、辺戸衝上断層(Flint *et al.*, 1959)に相当する。一般に北東-南西走向で低角北西傾斜であるが、塩屋湾北岸から大宜味村喜如嘉にかけてと名護島周辺では、ほぼ水平の構造をなす。

泥質千枚岩を基質とする混在岩(Yx)を主体とし、苦鉄質火山砕屑岩(Yv)、玄武岩及びドレライト(Yb)、結晶質石灰岩(Yl)、層状石灰岩及び苦鉄質石灰岩(Yn)、チャート(Tc)ならびに砂岩(Ys)の岩体・岩塊を伴う。苦鉄質火山砕屑岩と玄武岩・ドレライトは密接に伴って露出し、とくに北西海岸沿いでは与那嶺層の下部を占める。本部半島では与那嶺層の上部が露出し、結晶質石灰岩・層状石灰岩・苦鉄質石灰岩の大規模岩体と玄武岩ならびにチャートの岩体が、泥質千枚岩に包有される産状をなす。

結晶質石灰岩から中期ペルム紀の紡錘虫及びサンゴ(半澤, 1932; 藤田, 1980)、層状石灰岩から後期三畳紀のアンモナイト、ハロピア、コドントなど(Ishibashi, 1969; Kobayashi and Ishibashi, 1970; Koike and Ishibashi, 1974)、チャートから中期~後期三畳紀のコポドント及び放散虫(藤田, 1980, 1983a; Fujita, 1989)が産出した。辺戸岬の成層石灰岩からは、後期三畳紀のアンモナイトが産出した(石橋, 1974)。泥質千枚岩からは、前期白亜紀バランジュ期~ペルム期の放散虫が産出した(藤田, 1980; 1983a; 1983b; Fujita, 1989)。一方、小島ほか(1999)により、泥質千枚岩の再結晶白雲母K-Ar年代として75.2~70.2Ma(後期白亜紀シャンパーニュ期)が報告された。以上から、与那嶺層は前期白亜紀に形成された後、後期白亜紀に広域変成作用を被ったと判断される。

### 3.2.5 湧川層(上部白亜系)

湧川層(藤田, 1980)は、高見ほか(1999)によって本部ユニットに含められたが、石灰岩やチャートなどの岩体・岩塊を含まないという岩相的特徴に基づく、明瞭に本部ユニットから識別される。従って本報告では、藤田(1980)を踏襲する。

今帰仁村湧川の南方から名護市瀧又にかけて分布し、東北東-西南西の軸を持つ褶曲構造によって北西または南東に低角傾斜する。上位の与那嶺層と北傾斜の低角断層で接すると推定される。下限は、呉我層や国頭層などの鮮新統~更新統に覆われて、不明である。暗灰色の泥質千枚岩及び粘板岩(Wp)が主体をなし、砂岩互層(Ws)を伴う。化石の産出報告はないが、泥質千枚岩の再結晶白雲母K-Ar年代として75.3~69.7Ma(後期白亜紀シャンパーニュ期)が報告されている(小島ほか, 1999)。本報告では、湧川層の堆積時期を後期白亜紀とみなす。

### 3.2.6 名護層(上部白亜系)

Nago formation(Flint *et al.*, 1959)のうち、沖縄島北部東側の世皮崎から普久川流域を経て大崎・ギナン崎に至る地域と、西側に分布するGreenstone memberの苦鉄質火山砕屑岩・玄武岩、ならびに最上部の泥質千枚岩~粘板岩を除外したものを、本報告の名護層とする。

名護層は沖縄島北部の大半を占め、辺戸岬から与那嶺岳、多野岳、恩納岳を経て、中部の読谷村字座周辺まで分布する。下位の嘉陽層との層序関係は低角断層であると推定され、上位の与那嶺層とは辺戸衝上断層(Flint *et al.*, 1959)で接する。一般走向は、北東-南西~北北東-南南西である。場所により半波長数100mの褶曲構造も認められるが、一般に北西側に低角~中角傾斜しており、大局的には同斜構造をなす。

砂岩及び砂岩粘板岩互層を挟有する泥質千枚岩と粘板岩を主体とし、泥質片岩を伴う。砂岩及び砂岩粘板岩互層は下部~中部に分布し、泥質片岩は上部を占める。砂岩粘板岩互層は、砂岩薄層を挟有する粘板岩優勢互層(Na)と、薄層粘板岩を伴う砂岩優勢互層(Ns)として見られる。泥質千枚岩及び粘板岩(Np)は、黒色を呈し劈開が発達した細粒な泥質岩であり、場所により砂岩葉理や層理が破断・分断した砂岩薄層を挟有する。泥質片岩(Nl)は細かな片理の発達が顕著な黒色の泥質岩で、幅数mm~数cmの石英分結脈が晶出している。非対称な褶曲が形成されていることが多い。

名護層からは、堆積時期を示す化石の産出報告はない。再結晶白雲母のK-Ar年代が測定され、泥質片岩から77.0~61.1Ma、泥質千枚岩及び粘板岩から54.7~37.1Maの変成年代が報告された(小島ほか, 1999)。この変成年代は後期白亜紀~始新世に相当することから、本報告では名護層の堆積時期を、後期白亜紀とみなす。

### 3.2.7 嘉陽層(始新統)

Kayo formation(Flint *et al.*, 1959)は、模式地を含む沖縄島北部の東海岸沿いとその西方地域に分かれて露出するとされた。Flint *et al.* (1959)はその解釈として、先新第三系は北東-南西性の褶曲構造に支配されると想定し、褶曲軸部にあたる両地域の間上位のNago formationが分布する可能性と、北西傾斜の同斜構造によってKayo formationは西方地域のみで露出し、その東側に分布する先新第三系はより下位の“pre-Kayo formation”とする可能性を挙げた。橋本・中川(1978)はKayo formationとNago formationは北西傾斜の同斜構造をなすと考え、東海岸沿いのKayo formationのみを嘉

陽層として再定義した。本報告では、Flint *et al.* (1959) が想定した褶曲構造は存在せず、大局的に同斜構造であることに基づき、東海岸沿いから西方地域に分布する先新第三系を、嘉陽層とする。

嘉陽層は、国頭村宜名真から照首山・与那覇岳東方・東村宮城を経て、大宜味村慶佐次・名護市大湊帯・天仁屋・辺野古・金武岬に至る、沖縄島北部の東側に分布する。上位の名護層とは、低角断層であると推定される。下限は不明である。北西に低角～中角傾斜した同斜構造をなし、一般走向は北北東-南南西～東北東-西南西である。

主要な岩相は、砂岩、砂岩泥岩互層及び泥岩であり、僅かに礫岩を伴う。嘉陽層の下部は砂岩を主体とし、国頭村安田周辺の海岸沿いに僅かに分布する。中部は砂岩泥岩互層を挟有する泥岩を主体とし、西銘岳周辺から普久川流域を経て東海岸の大崎にかけて分布する。上部では砂岩泥岩互層を挟有する砂岩が卓越し、国頭村宜名真から東村宮城を経て嘉陽・辺野古・金武岬に至る地域に分布する。

砂岩泥岩互層は、砂岩と泥岩がおおよそ等量の互層(Ka)のほか、砂岩の薄層を挟有する泥岩優勢互層、ならびに泥岩の薄層を挟有する砂岩優勢互層として見られる。両者はそれぞれ泥岩または砂岩に伴われることが多いので、地質図では泥岩ならびに砂岩に含めた。泥岩(Km)は劈開が発達した泥質岩で、黒色～暗灰色を呈する。また、シルト質ないし砂質な泥岩も多く見られる。泥岩に伴われる泥岩優勢互層では、細粒砂岩からなる葉理や中粒～粗粒砂岩の薄層が破断・分断されていることが多い。砂岩(Ks)は灰色～暗灰色を呈し、砂岩優勢互層を伴う。

Konishi (1963) によって、大宜味村有銘から名護市有津に至る海岸沿いに露出する礫岩中の石灰岩礫から、鳥巢型とされるサンゴ・層孔虫・藻類などの化石が報告された。またKonishi *et al.* (1973) ならびに橋本ほか(1976)は、有銘・有津・天仁屋などの砂岩泥岩互層から大型有孔虫化石(貨幣石)の産出を報告し、その時代を始新世とした。さらにSuzuki and Ujiie (1985)は、同様の大型有孔虫化石を砂岩泥岩互層中の土石流堆積物から産出したと報告した。これらより、嘉陽層の堆積時期は始新世とみなされている。

(中江 訓)

### 3.3 火成岩岩脈(漸新世～中期中新世)

沖縄島の北西海岸側と本部半島には、与那嶺層と名護層に貫入する北東-南西方向の火成岩岩脈が分布する。岩相により、トータル岩、角閃石安山岩、石英閃緑岩～斑状花崗岩に区分する。

トータル岩(To)は、沖縄島中部の読谷村宇座において名護層に貫入し国頭層に覆われる。中粒完晶質のトータル岩で、主要な構成鉱物は石英・斜長石・単斜輝石・斜方輝石・普通輝石などである(鈴木・沖村, 1979; 川野, 1997)。大四ほか(1986)により、ジルコンのフィッショントラック年代として $30.2 \pm 4.7$ Ma(前期漸新世)が報告されている。

角閃石安山岩(An)は、恩納村安富祖の北東海岸沿いと読谷村渡慶次に、その分布が記されている(沖縄総合事務局, 1983; 大四・林, 1982; 大四ほか, 1987)。両地域とも、名護層に貫入している。斑晶鉱物として、角閃石・斜長石などを含む。ジルコンのフィッショントラック年代として、安富祖からは $11.3 \pm 1.0$ Ma(中期中新世; 大四・林, 1982)、ならびに渡慶次からは $16.6 \pm 1.4$ Ma(中期中新世; 大四ほか, 1987)が報告されている。

石英閃緑岩～斑状花崗岩(Qd)はFlint *et al.* (1959) によって報告され、恩納村熱田から大宜味村津波にかけてと本部半島に分布する多数の岩脈に相当する。これらは岩脈群を形成し、与那嶺層と名護層に貫入している。主要な斑晶鉱物として黒雲母・カリ長石・石英を含み、まれに角閃石も見られる。石基は完晶質で石英・カリ長石・斜長石などからなる。名護市世富慶の斑状花崗岩から、 $12.3 \pm 1.3$ Maの黒雲母<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar年代(Bowin and Reynolds, 1975)と $11.9 \pm 0.9$ Maの黒雲母K-Ar年代(柴田ほか, 1979)が報告された。これに対し大四・林(1982)及び大四ほか(1986)は、世富慶を含む7地点の石英閃緑岩～斑状花崗岩からジルコンのフィッショントラック年代として $15.8 \pm 1.7$ Ma～ $15.0 \pm 0.7$ Ma(中期中新世)を報告するとともに、Bowin and Reynolds(1975)と柴田ほか(1979)の年代値は変質した黒雲母による影響である可能性を指摘した。

(中江 訓)

### 3.4 島尻層群(上部中新統～下部更新統)

島尻層群は、「与論島及び那覇」地域の沖縄島中・南部に広く分布するほか、鹿児島県界島や沖縄県宮古列島・八重山列島にも認められる。本地域内では下位より、豊見城層(小祿砂岩部層・中城砂岩部層)・与那原層・新里層で構成され、これらは帯青～帯緑灰色シルト岩が主体で、砂岩・凝灰岩を挟有する。

賀田(1885)は、島尻地方に多く露出する「灰色粘土状セーブルと砂石」を「嶋尻部類[属](Shimajiri Group)」と呼んだ。その後、半澤(1925)及びHanzawa(1935)は「島尻層群(Shimajiri Beds)」を提唱し、MacNeil(1960)はこれを「Shimajiri formation」として記載したが、これらは記述内容からみて、賀田(1885)の嶋尻部類に一致する。

兼島(1959)以降、天然ガス探査が精力的におこなわれ、多くの成果が公表された。福田ほか(1970)によると、沖縄島に分布する島尻層群は下位より、那覇層(小祿砂岩)、与那原層(下部層・中部層・上部層)、新里層の三層から構成される(括弧内は部層)。Natori(1976)は、那覇層の名称を豊見城層に変更した。三嶋・氏家(1983)は、福田ほか(1970)の与那原層下部層の最上位に位置し、広範囲に連続する含貝化石砂岩層を中城砂岩部層とした。氏家(1988)及びUjiie(1994)は、浮遊性有孔虫化石帯区分を行い、島尻層群の層序と構造を明らかにした。その化石帯は主に、Blow(1969)のN18～N21、Berggren(1973)の鮮新世細分(PL1, PL2, PL3, PL4, PL5/6)に基づくものである。

島尻層群は東北東-西南西の走向を示し、南南東に数度～20度傾斜する。走向にほぼ直交する正断層群によって多くのブロックに分断されている。見かけの最大水平変位量は1,000m以上に達する(氏家, 1988)。層厚は全体で約2,000m、そのうち約700mの地表に露出する。島尻層群の堆積環境は、新里層の最上部ではやや浅海化するもの、半深海であったと推定される(氏家, 1986)。

#### 3.4.1 豊見城層(St)

豊見城層(Natori, 1976)は、青灰色シルト岩優勢部と褐色砂岩優勢部が交互し、下部は礫質である。氏家(2006)は、これまで与那原層の一部とされた中城砂岩部層を本層の最上部とした。豊見城層を模式地とし、主に豊見城層～宜野湾市南部と中城村～うるま市に分布する。名護層とみなされる先新第三系を不整合で覆い(福田ほか, 1970)、層厚は約1,300mに達する。下部の礫質部分を除いて全層準に有孔虫が豊富に含まれ、浮遊性有孔虫層序より、後期中新世から前期鮮新世の初期に堆積したと考えられる(兼子・氏家, 2006)。

地表に露出する豊見城層上部のうち、褐色砂岩(層厚約60m)は小祿砂岩部層(牧野・樋口, 1967)として区分される。那覇市小祿を模式地とし、那覇市宇栄原、浦添市安波茶、北中城村にみられる。豊見城層最上部を占め、その基底部が粗粒～礫質砂岩からなる細～中粒砂岩の部分(層厚0.5～40m)は中城砂岩部層(三嶋・氏家, 1983)として区分される。中城村北上原を模式地とし、北中城村から南西方向に帯状に分布し、中城村から西原町・那覇市東部・南風原町を経て、豊見城市渡嘉敷、翁長まで追跡される。

#### 3.4.2 与那原層(Sy)

与那原層(MacNeil, 1960; 牧野・樋口, 1967)は極めて均質なシルト岩よりなり、多数の白色凝灰岩薄層や細粒砂岩層を挟む。与那原町と与那原～南城市稲嶺を模式地とし、豊見城層～南城市、西原町～北中城村、勝連半島周辺に露出する。豊見城層中城砂岩部層の上位に整合で重なり、層厚は約800mである。浮遊性有孔虫層序より、前期鮮新世の初期から後期鮮新世の初期に堆積したと考えられる(兼子・氏家, 2006)。

#### 3.4.3 新里層(Ss)

新里層(MacNeil, 1960; 牧野・樋口, 1967)は、均質な青灰色シルト岩を基本とし、与那原層より多くの白色凝灰岩層の薄層を挟み、基部に軽石質凝灰岩層が発達する。南城市新里を模式地とし、同市親慶原を経て知念岬から志喜屋付付近まで、同市玉城・堀川と八重瀬町大頓・坂名城、うるま市の勝連半島及び宮城島・平安座島・浜比嘉島に露出する。基底部の凝灰岩は、南城市新里から知名まで、八重瀬町大頓付近に分布する。本層は下位の与那原層に整合で重なり、層厚は約60mである。本層は、全層準で浮遊性有孔虫化石や石灰質ナノ化石などの微化石を豊富に含まれ、一部には貝化石も産出する(MacNeil, 1960; Noda, 1991)。浮遊性有孔虫層序より、後期鮮新世から前期更新世に堆積したと考えられる(兼子・氏家, 2006)。

(兼子尚知)

#### 3.5 呉我層(Gg)(上部鮮新統～下部更新統)

Flint *et al.* (1959)は、本部半島頸部に分布する礫岩主体の地層を“Guga gravel”としたが、山本ほか(2003)はこれを呉我層と改名した。呉我層は、礫岩を主体とし砂岩・シルト岩・凝灰岩を伴うもので、海成層を挟有する河川堆積物であると考えられる。模式地は名護市呉我から仲尾尾にかけての羽地内海沿岸で、本部半島頸部に主要な分布があるほか、屋我地島・今帰仁村運天にもわずかにみられる。本層は先新第三系(与那嶺層及び湧川層)を不整合で覆い、地表露出部で60m以上の層厚を有する。堆積年代は、後期鮮新世から前期更新世と考えられる(山本ほか, 2003)。

(兼子尚知)

#### 3.6 琉球層群(鮮新統最上部～上部更新統)

Yabe and Hanzawa(1930)及び矢部・半澤(1930)は、Yoshiwara(1901)の“Raised coral reefs”の古期のもの、すなわちYabe and Hanzawa(1925)の“Raised Coral-Reef Formation”を琉球石灰岩[層](Riukiu Limestone)と命名した。Flint *et al.* (1959)及びMacNeil(1960)は、琉球石灰岩を不整合で重なる那覇石灰岩(Naha limestone)・読谷石灰岩(Yontan limestone)・牧港石灰岩(Machinato limestone)に区別し、さらに知念砂岩(Chinen sand)・仲尾尾次砂岩(Nakoshi sand)と半澤(1925)の国頭礫層(Kunigami Gravel)を加え、これらをまとめて琉球層群(Ryukyuu group)とした。中川(1967)は、琉球列島に分布する更新統の石灰岩とこれに密接に関連した陸源性堆積物を琉球層群とした。沖縄第四紀調査団(1976)、高元(1976)、Takayasu(1978)は、琉球層群を段丘面形成に関与しない本体型石灰岩(炭酸石灰岩と互層型石灰岩)に限定した。

Minoura(1979)及びNakamori(1986)は、琉球層群の石灰岩がサンゴ礁複合体堆積物であるとの観点から含有化石を岩相分類に用い、層序の見直しと堆積環境解析をおこなった。これらの研究以降、現生サンゴ礁構造との比較に基づく層序解釈を中心とした研究が主流となった(井龍ほか, 1992; Nakamori *et al.*, 1995; Iryu *et al.*, 1998; 小田原・井龍, 1999; 大清水・井龍, 2002; Jiju, 2003; 小田原ほか, 2005b; 山本ほか, 2005; 兼子・氏家, 2006など)。

琉球層群は、琉球列島に分布しサンゴ礁複合体に特徴的な生砕物からなる多孔質な石灰岩と、それらと同時異相の関係にある砕屑岩の集合体であると位置づけられる。礫性石灰岩は、サンゴ礁複合体の構造を反映し、堆積した位置を特徴付ける生物遺骸(化

石)によって、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、(淘汰の良い/淘汰の悪い)砕屑性石灰岩、サイクロクリベウス-オパキュリナ石灰岩などに岩相区分できる。本地域では、琉球層群を構成する地層の大部分が更新統に属すると考えられ、国頭層・下部の非石灰岩相・下部～中部の石灰岩相・上部の石灰岩相の4グループに分けて図示・記載した。

### 3.6.1 国頭層 (Rg)

国頭層(半澤, 1925; MacNeil, 1960)は、淡灰色ないし黄褐色または赤褐色を帯びた礫岩を主体として砂岩・シルト岩を挟み、未固結な非石灰質砕屑物からなる地層である。礫岩は、淘汰が悪く、下位層より由来した小礫～中礫の円磨礫(珪質な礫は角礫状)が卓越する。国頭層を模式地とし、沖縄島北部に散在し、中部の嘉手納町から読谷村にかけて広く分布する。伊是名島の高位段丘堆積物(氏家, 2000)は、本報告では国頭層相当層としてこれに含める。標高50～100mの平坦面を形成し、層厚は平均10～30m、最大50m(沖縄県, 1983)である。先新第三系を不整合で覆い、本層の一部は礫性石灰岩の同時異相、一部は石灰岩の風化残留物であると考えられている(MacNeil, 1960)。本層の時代を決定する直接の証拠は、得られていない。本層は、岩相及び分布から、河川あるいは海岸近における陸水環境の影響下の堆積物であるとみなされる(Nakamori *et al.*, 1995)。本層表層部(1m内外)は、風化により国頭マージと呼ばれる赤褐色の酸性土壌になっている。

### 3.6.2 下部の非石灰岩相 (Rl)

琉球層群の下部を構成する主として非石灰岩相の鮮新統最上部から下部更新統の地層(知念層、仲尾次層)を、「下部の非石灰岩相」として記載する。

知念層(MacNeil, 1960; 野田, 1977)は、灰色～青灰色のシルト岩・砂質シルト岩・砂岩からなる下部と、青灰色(風化色は褐色～黄灰色)の成層した石灰質砂岩の上部からなる地層で、南城市知念岬～久手壁を模式地とし、八重瀬町安里・慶屋バンタ、うるま市の勝連半島とその周辺の島嶼に分布する。層厚は、模式地で約18m、その他の分布域では数～10m程度であるが、うるま市平安名付付近では25m以上である。本層は、下位の島尻層群を不整合で覆う。Tanaka and Ujiie (1984)及びUjiie (1985)は、島尻層群新里層中に鮮新統と更新統の境界があるとし、知念層の下部はBlow (1969)のN22帯にあたるとした。松田ほか(1999)及び佐藤ほか(2004)は、知念層下部中に鮮新統と更新統境界があることを示した。兼子・伊藤(2006)は、本層上部の石灰質砂岩から産する貝化石の石灰質骨格の<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Srを求め、ストロンチウム同位体比年代が1.16Maであるとした。これらの結果から、岩相層序境界が時間と斜交していることが示唆され、本層は鮮新世の末期に一部で堆積が始まり、主として前期更新世に形成されたものと考えられる。松田ほか(1999)及び中川ほか(2001)は、本層の下部・上部ともに島棚斜面で堆積し、上部堆積時には浅海化したことを示した。またNakamori *et al.* (1995)は、本層上部の石灰質砂岩が水深150mより深い場所で堆積したと推定した。

仲尾次層(MacNeil, 1960; 山本ほか, 2003; 山本ほか, 2005)は、シルト岩・砂岩・石灰質シルト岩・石灰質砂岩・シルト質石灰岩より構成され、礫岩を伴う地層である。名護市仲尾次を模式地として、本部半島頸部及び今帰仁村運天付近に分布する。層厚は、地表露出部では6m以上、ボーリングコアでは65mを超えることが確認される。下位の先新第三系を不整合で覆い、呉我層とは整合もしくは同時異相の関係にある。石灰質ナンノ化石生層序年代などから、本層は1.65～1.21Ma(前期更新世)に堆積したと考えられる。本層は、ごくわずかの造礁生物化石を含む一方で、底生有孔虫化石群集は内湾から島棚の環境を示す。

### 3.6.3 下部～中部の石灰岩相 (Rm)

琉球層群の下部～中部を構成する礫性石灰岩からなる下部及び中部更新統の地層(糸満層、那覇層、古宇利島層、与勝層、伊良皆層、楚辺層、宇勝層、麦屋層、与論島層)を、「下部～中部の石灰岩相」として記載する。これらの地層はサンゴ礁域で堆積した礫性石灰岩で、サンゴ礁複合体の構造を有し、含有化石によってサンゴ礁の礁池あるいは礁斜面から水深200m程度の礁前縁に堆積したことが区別される。層厚はおおむね50m内外であるが、10m以下であることや100mを超える部分もある。島尻層群を不整合で覆い、知念層や仲尾次層とは一部が整合もしくは同時異相であると考えられる。

糸満層(兼子・伊藤, 2006)は、沖縄島南部に小規模に分布する赤褐色を帯びた石灰岩で、上位の那覇層とは明瞭な境界が認められる。石灰質ナンノ化石生層序年代あるいはストロンチウム同位体層序年代により、1.65～1.21Ma(前期更新世)に形成されたと考えられる(小田原ほか, 2005a; 兼子・伊藤, 2006)。このことから、本層と知念層は直接の層序関係は認められないもの、一部同時異相であると考えられる。与論島の宇勝層及び麦屋層(小田原・井龍, 1999)は、年代を決定する証拠は得られていないが、岩相や層序学的な位置から、糸満層に対比される可能性があると考えられる。

那覇層(賀田, 1885; MacNeil, 1960; Nakamori, 1986; 兼子・氏家, 2006)は、沖縄島及び周辺島嶼に広く見られ、琉球層群の主体をなす。小田原ほか(2005a)は、那覇層基底部の石灰質ナンノ化石生層序年代を1.45～1.21Maとし、本層の一部が糸満層と同時異相であることを示唆している。本層の主体に相当する部分に対して、Nakamori (1986)は石灰質ナンノ化石の0.46～0.27Maの生層序帯に含まれるとし、兼子・伊藤(1996, 2006)は化石の石灰質骨格のストロンチウム同位体比年代が平均で0.4Ma、Jiju (2003)はストロンチウム同位体比年代が平均で0.7Maという値を報告した。

古宇利島層(山本ほか, 2005)は、本部半島北部と周辺島嶼に分布する。含有化石から復元される海水準変動サイクルに基づいて、3つのユニットに区分される。石灰質ナン

ノ化石層序年代は、下部ユニットでは1.65～0.85Ma、中部ユニットでは0.85～0.45Maである。これは、下部のユニットが仲尾次層と同時異相であることを示唆している。

読谷地域の伊良皆層及び楚辺層(小田原ほか, 2005b)、勝連半島沖の島嶼に分布する与勝層(大清水・井龍, 2002)、与論島の与論島層(小田原・井龍, 1999)は、いずれも那覇層の主体に対比されると考えられる。

### 3.6.4 上部の石灰岩相 (Ru)

琉球層群の上部を構成する、礫性石灰岩からなる上部更新統と考えられる地層(港川層、チチ崎層、供利層など)を、「上部の石灰岩相」として記載する。

港川層(高安, 1976; Nakamori, 1986)は、沖縄島中・南部の一部に分布し、淘汰の良い砕屑性石灰岩(俗に“アワ石”と呼ばれる)とサンゴ石灰岩の地層であり、その岩相から水深数m程度の礁池で堆積したと考えられる。八重瀬町港川を模式地として沖縄島南部に点在するほか、久高島・津堅島・伊計島などに分布する。宜野湾市の空澄崎付近に、かつて模式的に露出していた。層厚は模式地付近で15m、津堅島では約30mあり、島尻層群及び那覇層(もしくはその相当層)を不整合で覆う。本層の分布高度は、模式地付近では平均して海拔20m程度(最高60m)、そのほかの分布域でも10～20mで、平坦面を形成する。年代を示す証拠は得られていないが、本層が形成する地形面は堆積原面を示すと考えられ、その分布高度から低位段丘に対比されている(木庭, 1980)。

琉球層群下部～中部の石灰岩相に含まれる地層を不整合に覆う、分布高度が20～30m以下の石灰岩が、沖縄島及び周辺島嶼に認められる。与論島のチチ崎層及び供利層(小田原・井龍, 1999)、本部半島北部の「新时期石灰岩」(山本ほか, 2005)、伊是名島とその周辺の「琉球石灰岩」(氏家, 2000)が、それに相当する。ただし、「新时期石灰岩」は分布が狭小であるため、地質図には示していない。(兼子尚知)

## 3.7 内花層 (Uc) (更新統)

内花層は、Ishibashi (1968)によりUchihana gravel bedとして命名された後、氏家(2000)によって改名されたものである。伊是名島の千原低地及び勢理客集落の低地周辺に分布し、砂礫及びシルト質砂からなる。標高8～17mの段丘面を構成する低位段丘堆積物とみなされている(氏家, 2000)。(兼子尚知)

## 3.8 完新世堆積物

### 3.8.1 沖積層 (a)

沖積層は、海岸沿いもしくは河川沿いの標高5m以下の低地に分布する(古川・仲村, 1982; 沖縄県, 1983)。沖縄島では、那覇市・豊見城市・糸満市・名護市及び沖縄市から与那原町にかけての中城湾沿岸に、比較的広く分布する。与論島・伊平屋島・伊是名島には小規模に分布するが、それら以外の周辺島嶼にはほとんど見られない。沖縄島での沖積層は、海岸に沿って幅500m程度で細長く分布するが、豊見城市と根では幅が2kmに達する。大部分が海成層で、後背地の丘陵地から流出した泥が礁池を埋め立てたものと考えられ、1万年前以降に形成された。中城湾周辺では、島尻層群を不整合に覆い、下部は砂とシルトの細互層、中部は粘土・シルト層、上部は砂質層からなり、いずれもサンゴ片などの石灰質生砕物を含む。那覇市一帯では、琉球層群を不整合に覆い、層厚は一般に10～20mで最大40m、最下部は粘土層、上位に向かってシルト混じり砂層からサンゴなどの破片を含む粘土層に移化する。

### 3.8.2 海浜堆積物 (s)

各島の沿岸には海浜が点在し、有孔虫、サンゴ、軟体動物などの生物殻破片からなる石灰質中・粗粒砂～中礫が砂浜を形成する。これらの砕屑物は、常に新しい生物破片が供給され、場所により淘汰度・円磨度はさまざまに変化する(サンゴ礁地域研究グループ, 1990編)。糸満市糸満・国頭村兼久の海岸や、うるま市浮原島、南浮原島、渡嘉敷村慶伊瀬島(神山島・ナガヌ島)などの島嶼には、比高数mから十数mの砂丘が発達する。生物殻破片を起源とする石灰質中粒砂からなり、陸腹腹足類化石を産するところがある。石灰質中粒砂の淘汰は良好で、円磨されている。糸満市喜屋武岬西方・うるま市平敷屋・津堅島、渡嘉敷村慶伊瀬島・本部町備瀬・大宜味村喜如嘉の海岸にビーチロックが発達する。八重瀬町具志頭の海岸には、隆起サンゴ礁上に離水したビーチロックがみられる。有孔虫、サンゴ、軟体動物の遺骸破片からなり、固結度はハンマーで容易に破壊できる程度である。海側に数度傾斜し、板状層理が発達する。

### 3.8.3 埋立地 (r)

糸満市街地西側の新市街地、那覇市街地の一部、那覇空港施設、西原町の石油精製所、平安座島の石油備蓄基地などは、サンゴ礁を埋めた人工埋積地の上に建設されている。那覇市街では、18世紀以降に人工的な埋立あるいは干拓が始まったとされる(名嘉山, 1967; 日崎, 1985)。(兼子尚知)

## 3.9 大東諸島の鮮新統～完新統

北大東島及び南大東島は大東海嶺上、また沖大東島は沖大東海嶺上の海洋島である。これらの海嶺は始新世には赤道付近に位置した島弧であり、フィリピン海プレートの上昇に伴いながら2,000m以上沈降したと考えられている(水野ほか, 1975, 1976; 海上保安庁水路部, 1998, 2001)。北大東島は48Maの火成活動により形成され、42Maから沈降と礁の形成が始まった(Klein and Kobayashi, 1980; Ohde and Elderfield, 1992)。大東

海嶺・沖大東海嶺の海底から発見された始新世の有孔虫(貨幣石)などの化石(Mizuno and Konda, 1977; Takayanagi *et al.*, 2007)は、当時は浅海域であったことを裏付ける。南・北大東島及び沖大東島を構成する礫性炭酸塩岩は、沈降する海山上に発達したサンゴ礁が海溝周辺隆起帯に到達し隆起したものである(河名・大出, 1993)。南・北大東島の炭酸塩岩は、海面下約1,000mまで連続して存在する(海上保安庁水路部, 1998)。

青木(1934)は、南・北大東島は礫性石灰岩よりなること、琉球列島の礫性石灰岩とは性質の異なるものであることを指摘し、これを大東石灰岩と呼んだ。1934年～1936年に北大東島で実施された試験調査は、サンゴ礁域での学術試験では当時における屈指の掘削深度(431.67m)を達成し(杉山, 1934, 1936)、コアの最深部の石灰岩は上部漸新統であった(Hanzawa, 1940)。南・北大東島の地表に露出する炭酸塩岩の多くは、ドロマイト化作用を受けて苦灰岩となっている(太田, 1938)。Ohde and Elderfield(1992)は、上記コア試料のストロンチウム同位体層序年代を測定し、炭酸塩岩の堆積史とドロマイト化作用の統成史を明らかにした。北野(1990)は高温分海水を母液としてドロマイトが晶出したとするモデルを提唱したが、稲垣・井龍(1999)及び橋本(2005)は一般的な海水が母液であるとする海水ドロマイト化作用を提示した。一方、現生サンゴ礁複合体と比較することで礫性炭酸塩岩の層序を構築する研究も行われ、大東諸島の地史の理解が進んだ(中森ほか, 1994; 橋本・松田, 2001; 南部ほか, 2003; 橋本, 2005)。

北大東島と沖大東島では、かつて燐鉱が採掘されていた(後述)。Noda(1998)は、北大東島の燐鉱床を胎胎する粘土層・軽石質粘土層を港層と名付けたが、現在ではその実体は無いとされる。

### 3.9.1 大東層(Da)

大東層(青木, 1934; Noda, 1995, 1998)は、北大東島及び南大東島に分布し、海軍棒層及び完新世堆積物に不整合で覆われる。北大東島の試験試料における地表から地下49.7mまでの部分のドロマイト化作用を被った礫性炭酸塩岩も、大東層として含まれる。サンゴ礁の浅海域で堆積した石灰岩がドロマイト化作用を被って、大部分が苦灰岩となっている。模式地は、北大東島北西部の西港から黄金山にかけての帯である。層厚は、北大東島の地表部分で約75m、北大東島試験試料で約50m、南大東島の地表部分では75m以上であるが、地下部分は不明である。橋本・松田(2001)は南大東島で、南部ほか(2003)は北大東島で、それぞれ、大東層を不整合で重なる3つのユニットに区分した。両者の区分は相互に対比可能であり、両島は同様の地史を経てきたと考えられる(南部ほか, 2003)。Ohde and Elderfield(1992)は、北大東島試験試料の大東層にあたる部分のストロンチウム同位体層序年代が、約2.4～1.6Maであるとした。河名・大出(1993)は、本層の地表試料のストロンチウム同位体層序年代が、約2.0～1.6Maであることを示した。これらの値は、ドロマイト化作用の時期を示しており、大東層の堆積時期は1.6Ma(前期更新世)より古いと考えられる。

### 3.9.2 未区分石灰岩(Ra)

沖大東島には、「隆起した珊瑚礁」すなわち礫性炭酸塩岩が分布する(恒藤, 1914)。河名・大出(1993)は、沖大東島において四段の更新世海岸段丘を区分した。これらはいずれも浸食面で、最も高位の面から採取した石灰岩のストロンチウム同位体層序年代は0.6±0.5/0.2Maであり、最も低位の面は最終間氷期に形成されたとした。すなわち、同島の地表に露出する石灰岩は、大東層や後述の海軍棒層とは異なる時期に堆積したと考えられ、これを未区分石灰岩として示す。沖大東島は、南・北大東島より遅れて海溝周辺隆起帯に到達したと推定される(河名・大出, 1993)。

### 3.9.3 海軍棒層(Kb)

海軍棒層(Konishi *et al.*, 1978; Noda, 1995)は、全くドロマイト化していない礫性石灰岩で、現地性の造礁サンゴ・無節サンゴ藻などの化石を産するほか、大東層由来の苦灰岩礫を含む。小規模な裾礁の堆積物と考えられる。南大東島の海軍棒を模式地とし、北大東島東海岸の海水浴場付近に分布し、いずれも標高0～10mの範囲に点在する。大東層を不整合に覆い、層厚は模式地で4mあまりである。サンゴ化石からは、133～118Ka(更新世)というウラン系列年代が報告されており(Ota and Omura, 1992)、これは最終間氷期に堆積したものである。

### 3.9.4 完新世堆積物(al)

南・北大東島の中央部は、ともに低地となっており、完新世の堆積物が認められる。これらは赤色土壌を主とし、泥炭や褐色粘土を伴う。両島の沿岸に、完新世堆積物は分布しない。(兼子尚知)

## 4. 地質構造

### 4.1 先新第三系、島尻層群及び琉球層群の構造

沖繩諸島の基盤を構成する先新第三系は、大局的には北西傾斜した同斜構造をなしている。しかしながら、沖繩島北部の北西海岸沿いから本部半島頭部にかけては、水平ないし一般走向に平行な軸を持つ褶曲構造が形成されている。そのため、湧川層は軸部に露出し、その両翼に上位の与那嶺層が分布する。先新第三系の一般走向は、琉球弧の伸張方向に平行した北東-南西であるが、平良湾-塩屋湾と石川地峡付近で屈曲する。つまり、辺戸岬から東村平良までは南北ないし北北東-南南西が卓越し、その南側

から恩納岳南方までは東北東-西南西に向く。さらに、読谷村宇座周辺では再び南北方向(名取・影山, 1987)となる。

島尻層群も先新第三系とほぼ同様に、北東-南西ないし東北東-西南西の走向を示すが、南東に低角傾斜する(名取・影山, 1987; 氏家・兼子, 2006; 兼子・氏家, 2006)。これらに対し、琉球層群はほぼ水平な構造をなしていることが、分布状況から判断される。

### 4.2 高角断層

沖繩諸島には多数の高角断層が見られ、そのうち上記の構造に直交する北西-南東方向の横断断層が卓越している。横断断層は、先新第三系と島尻層群を切って変位を与えているが、その上位の琉球層群を明瞭に変位させた断層は少ない。また氏家(1988)によると、沖繩島南部ではこの横断断層は正断層であるとされ、これによって島尻層群は多くのブロックに分断されている。

### 4.3 活構造

「与論島及び那覇」地域では、活断層研究会(1991編)により幾つかの活構造が示されている。陸域では確実度Ⅰの活断層のうち主要な断層を、海域では活断層と推定活断層に分けて、地質図と第2図に示した。活断層は、陸域・海域とも琉球弧に直交した北西-南東方向が卓越し、上記の横断断層の方向に調和的である。陸域では、石川地峡の南側と宜野湾市空寿崎の南東方に、数条の活断層が並走し琉球層群を切っている。海域でも、与論島と沖繩島の間に数条の活断層ならびに推定活断層が分布する。一方、琉球弧に平行な活断層も知られている。特に沖繩島南部に分布する活断層は、琉球層群の石灰岩を明瞭に切っている(兼子・氏家, 2006)。(中江 訓)

## 5. 変成作用

「与論島及び那覇」地域に分布する与那嶺層、湧川層及び名護層は、準緑色片岩相から緑色片岩相に及ぶ変成作用を被っている。本部半島から名護岳周辺の与那嶺層・湧川層・名護層では、北西から南東に向かい変成度が上昇する。名護市街以東の沖繩島北西海岸沿いの与那嶺層変成苦鉄質岩(苦鉄質火山砕屑岩及び玄武岩溶岩を源岩とする変成岩)は、本部半島と比較して明らかに変成度が高い。一方、名護市街南東の名護層では、泥質片岩とその見かけ下位の泥質千枚岩及び粘板岩の間では、変成度が不連続に低下する(小島, 1999; 恵下, 2001)。与那嶺層、湧川層の泥質千枚岩及び粘板岩と名護層泥質片岩からは77～61Ma(後期白亜紀～晩新世)、名護層泥質千枚岩及び粘板岩からは54～37Ma(始新世)の再結晶白雲母K-Ar年代が報告され、2つの異なる変成年代群が識別される(小島, 1999; 小島ほか, 1999)。

本部半島の与那嶺層変成苦鉄質岩からは、準緑色片岩相パンペリー石アクチノ閃石亜相の変成作用を特徴づける鉱物組合せが報告されている(小島, 1999)。苦鉄質火山砕屑岩を源岩とする変成岩には弱い片理が発達するが、玄武岩溶岩を源岩とする変成岩にはほとんど片理が発達しない。一方、名護市街以東に分布する与那嶺層変成苦鉄質岩は、緑泥石+緑れん石+アクチノ閃石の鉱物共生を特徴とし、片理の発達著しく片岩となっている。変成相は緑色片岩相に達している。湧川層の変成泥岩は片理が発達し千枚岩となっている。名護層泥質片岩は名護市街以東に分布する与那嶺層変成苦鉄質岩の見かけ下位に分布し、炭質物の結晶化が進んでいる。変成相は緑色片岩相に達しており、泥質片岩の一部に黒雲母を生じている(小島, 1999)。名護層泥質片岩の見かけ下位の名護層泥質千枚岩及び粘板岩に少量挟まる変成苦鉄質岩には、パンペリー石アクチノ閃石亜相の変成作用を特徴づける鉱物組合せが出現し、変成泥岩の炭質物の結晶化の程度は名護層泥質片岩に比べ明らかに低い(小島, 1999)。(宮崎一博)

## 6. 地下資源

### 6.1 金属

#### (1) 銅

沖繩島西岸沿いの嘉手納町～国頭村伊地に分布する与那嶺層の玄武岩と名護層の泥質千枚岩には、層状含銅硫化鉄鉱床が胎胎する(須藤・小笠原, 2005)。これは、奄美大島から徳之島・沖繩島を経て慶良間列島へ連なる先新第三系に伴う鉱床で、主たる鉱石鉱物は黄銅鉱・黄鉄鉱である。銅山開発の歴史は古く、名護市伊差川や国頭村伊地では、15世紀頃から採掘されていたとの記録もある(琉球政府経済局, 1954)。いずれの鉱山も現在では採掘されていない。

#### (2) マンガン

本部半島の今帰仁村では、与那嶺層のチャート・泥質千枚岩に貫入した石英に伴い、硬マンガン鉱の鉱脈またはポケット鉱床が胎胎する。鉱床品位は77.6% MnO<sub>2</sub>で、20世紀初頭のマンガン価格の高騰に伴って開発・採掘され、最盛期には月30t程度を生産していた。本部町伊豆味では、水マンガン鉱のノジュールを採掘していたとの記録がある(Geological Surveys Branch Intelligence Division USAF, 1954)。いずれの鉱山も、現在は稼働していない。沖繩島に広く分布するいわゆるマージ(“琉球石灰岩”の表層土壌)には、直径数mm～20mm程度のマンガンノジュールが含まれる(大城ほか, 1976)が、鉱床としての規模は小さい。

#### (3) アンチモン

金武町喜瀬武原では、名護層の砂岩粘板岩互層に挟まれて、輝安鉱の層状鉱床が形

成されている。鉱脈の走向はN50°EからE-W、傾斜は50°～60°NWで、層厚は1mに達する。品位は50%前後、推定鉱量は約3000tであり、昭和26年頃から数年間採掘されたが、良鉱部を掘りつくし閉山した(琉球政府経済局, 1954; 本部町史編集委員会, 1998)。

## 6.2 非金属

### (1) 燐鉱石

北大東島及び沖大東島(ラサ島)では、燐鉱石が採掘されていた。北大東島では黄金山から玉置平を経て黒部岬にかけて島の北部に帯状に鉱床が分布し、1918年～1950年頃まで採掘が行われ、約80万tの鉱石を生産した(山成, 1935; 大石, 2004)。燐酸の含有量は30～40%、最大55%で主な鉱物は燐酸アルミナや燐酸三石灰である。鉱体は軽石を含む粘土層中に胚胎していた。沖大東島では当初、島のほぼ全体にわたって鉱体が分布していた(熊沢, 1983; 平岡, 1992)。採掘は1911年から始まり1928年に閉山されるが、1933年に再開されて、1944年までに約150万tの鉱石を生産した。燐酸の含有量は35%内外であった。

### (2) 石灰石

「与論島及び那覇」地域において採掘される石灰岩は二種に大別される。ひとつは本部半島及び沖繩島北部の北西海岸沿いに分布する与那嶺層の石灰岩であり、もうひとつは琉球列島に広く分布する琉球層群の礁性石灰岩(いわゆる「琉球石灰岩」)である。沖繩県全体での石灰石の埋蔵量は24.5億t、可採量は22.4億tと見積られる(高野, 1994)が、そのうちの7割を沖繩島北部が占める。

与那嶺層の石灰岩は、主に本部半島南部及び大宜味村付近にて採掘されている。最も大規模に採掘されている本部半島における鉱床の走向はN30°E～N30°W、傾斜は30～50°Nであり、層幅3km、層厚200mに及ぶ(福原, 1985)。石質は緻密で灰白色から灰色、多くが結晶質である。粗鉱生産量は年間200万t以上で、用途はセメント原料、港湾用捨石、建設骨材等であるが、骨材としての利用は再生骨材に押し入れ減少しつつある。代表的な鉱山として安和鉱山がある。

「琉球石灰岩」は古来より琉球列島において採掘され、石垣や生活用具として用いられた。現在でも沖繩島南部、与勝半島及び伊江島などに数多くの鉱山が稼働する。本石灰岩はサンゴ礁起源のもので、石質は粉質から硬質まで幅広く、乳白色から白色を呈する。このうち、軟質のものは港湾用捨石や路盤材等として、硬質のものは建材としても利用される。また、最近では土壌改良剤を始めとする新しい利用法についても模索されている(高野, 1994)。

### (3) けい石

本部町伊豆味にて、与那嶺層のチャートがけい石として採掘されており、セメント原料及びガラス工業原料等として利用されている(通商産業省那覇鉱山保安監督事務所, 1996)。

## 6.3 天然ガス及びヨード

1960年代に糸満市において水溶性ガス田の資源調査が行なわれた。島尻層群豊見城層の砂岩優勢層が水溶性ガス含有層であること、また、その付随水中に平均約85ppmのヨウ素が含まれることが判明しているが、わずかに利用されるのみである(氏家・兼子, 2006)。なお、このヨウ素濃度は世界屈指とされている。

## 6.4 石材

沖繩島南部、与勝半島や瀬底島には、再結晶化された石灰分により充填された比較的緻密なサンゴ石灰岩が分布する。これはイタリアで産出する類似の石材にちなんで「トラバーチン」と呼ばれており、淡黄色から淡黄褐色を呈し、木理様の縞を有する(琉球政府経済局, 1954)。石材や装飾に用いられてきたが、その生産量は減少している。

## 6.5 地下水

琉球層群の石灰岩は、空隙率・透水係数が高く良好な帯水層である。その下位にある島尻層群は、透水係数が低い泥岩が優勢で不透水層となるため、両層の境界からはしばしば湧水がみられる。琉球層群の石灰岩が広く分布し、地下の島尻層群が谷地形(地下水盆)をなす場所においては、石灰岩の内部に止水壁を設け石灰岩層を地下貯水池とする地下ダムが、有効な灌漑用水資源開発方式である。糸満市の名城・喜屋武・米須・宇江城・真栄平・摩文仁、八重瀬町慶座・仲座・港川、うるま市の平敷屋、津堅島が地下ダム適地とされる(沖繩総合事務局, 1983)。

## 6.6 温泉

「与論島及び那覇」地域には、平成20年3月現在7カ所の温泉が登録されており、うち6カ所で利用されている(沖繩県文化環境部, 2009)。それぞれ泉質は異なり、ナトリウム塩化物泉は宜野湾市大山(湧水量=740リットル/分、自噴)・那覇市牧志(湧水量=70リットル/分、動力)・浦添市沢岬(湧水量=1,170リットル/分、自噴)、ナトリウム炭酸水素塩泉は北谷町美浜(湧水量=310リットル/分、動力)・うるま市みどり(湧水量=90リットル/分、動力、未利用)、含硫黄ナトリウム塩化物炭酸水泉は恩納村山田(湧水量=150リットル/分、動力)、ならびに含ヨウ素塩化物泉は那覇市西町(湧水量=110リットル/分、自噴)である。(大野哲二・兼子尚知・中江 訓)

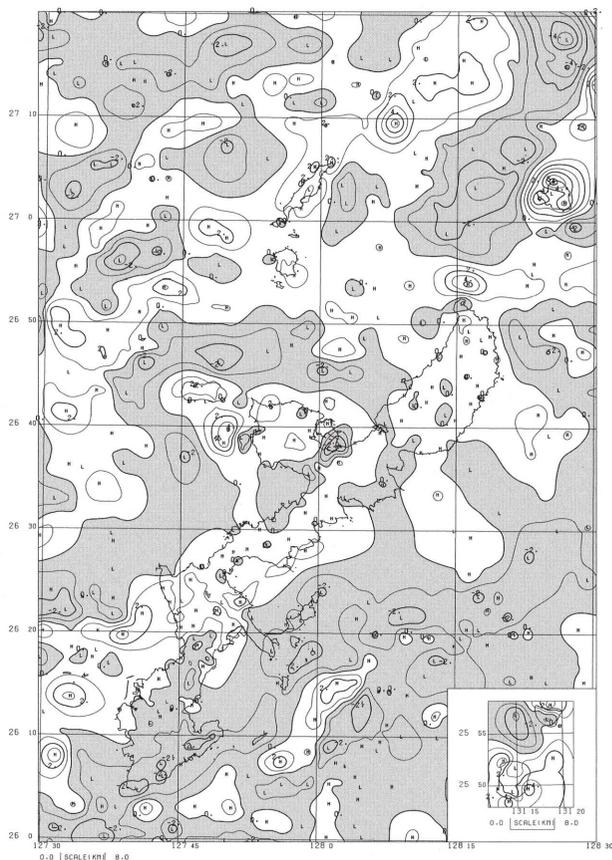
## 7. 重力

「与論島及び那覇」地域の大半が海域であり、重力異常は船上重力データを編集した

ものが公表されている(駒澤ほか, 1992)。陸域については、平成20年度に沖繩島北部、伊平屋島、伊是名島、伊江島、屋我地島、古宇利島、南大東島及び北大東島で新たに測定を行い、沖繩島南部の既存データ(福田ほか, 1970)と編集して陸域の重力異常値の精度を確保した。なお、沖大東島域については船上重力データのみを編集である。編集面積は15,060km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は2,358点である。陸域データは1,204点で、そのうち303点は平成21年2月に実施した重力測定による。海域については、地質調査所による白嶺丸の航海データ(調査航海名:GH751, GH755)と海上保安庁海洋情報部の測量船昭洋と拓洋の航海データ(調査航海名:HS7501, HS7602, HT8301, HT8401, HT861016, HT861102, HT8612, HT8701)を編集し、ブーゲー異常としたものである。本地域の与論島、沖繩島などでは先新第三系基盤岩が露出し、大東諸島でも陸域データと水深2,000m近い海域データのGH相関より、仮定密度が2.5g/cm<sup>3</sup>程度が適当で、ここではそれを採用した。

概略の重力異常は、沖繩島周辺で北北東-南南西方向のコンターパターンが優勢で、琉球弧の伸張方向に整合するような2次元的な構造を呈している。ブーゲー異常は、沖繩島より南東方向に向かって一旦極小域を示したのち南東方向に向かって増加し150mgalに達する。その極小域は、沖繩島南部をとおり北東方向に伸びて沖繩島北部では20kmほど沖合に位置しており、フィリピン海プレートの北西への移動に伴う斜軸に沿って分布する低密度堆積物の存在を示している。与論島、伊平屋島、伊江島は高重力異常が見られ先新第三系基盤岩の露出域に対応している。広域的には、南大東島と北大東島は孤立した高重力異常域にあり、大東層より下にある高密度の基盤の盛り上がりを示していると考えられる。沖大東島については、重力の遷移領域にあたるが測点がないため詳細は不明である。

地表の地質との対応が良く判るように、残差重力図(第3図)を示す。深部構造による重力異常は1kmの上方接続値により除去したため、地表から深度数km程度より浅い構造が抽出されているものである。負値には陰を付けて表示してある。沖繩島中・南部は新第三系を主とし負の領域になっているのに対し、沖繩島北部、伊江島、伊是名島、伊平屋島及び与論島は先新第三系が主体で正の領域になっている。伊平屋島の中央部には南北方向に伸びた低異常が見られ沖積層が厚いことを示している。名護市街から羽地内海のところは-2mgalに達する負の残差重力域となっており、基盤岩が落ち込み国頭層などの新生界が厚くなっていると考えられる。南大東島については、北部を除く外縁部で高異常を中央部で低異常を示し、隆起した環礁の中央部に低密度の堆積物が存在していることを示している。北大東島についても、北部と南部で高異常、中央部で低異常と南大東島と同様の地質構造を示している。(駒澤正夫)



第3図 1,000mの上方接続をトレンドとして除去した残差重力負値には影を付けて表示。コンター間隔は1mgal(ミリガル)

(表面から続く)

小西健二(1965)琉球列島(南西諸島)の構造区分。地質雑, vol.71, p.437-457.  
Konishi, K., Ishibashi, T. and Tsuryuma, K. (1973) Find of *Nannulites* and orthoquartzitic pebbles from the Eocene turbidites in Shimajiri belt, Okinawa. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol.18, p.43-53.  
Konishi, K., Komura, K. and Motoya, Y. (1978) An Early Wisconsinan reef on the Daito Ridge, north Philippine Sea. *Proc. Japan Acad. Ser. B*, no.54, p.516-521.  
熊沢久雄(1983)恒藤規隆博士と日本の燐酸資源。肥料科学, no.6, p.27-68.  
MacNeil, F.S. (1960) Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa. *U.S. Geol. Surv., Professional Paper*, no.339, p.1-148.  
牧野登吾・樋口 雄(1967)沖繩本島南部の天然ガス鉱床の地質学的考察。石油技術協会誌, vol.32, p.49-59.  
松田博貴・平塚英友・山田茂昭(1999)琉球列島のサンゴ礁の海はいつ誕生したか? : 下部更新統知念層の堆積相と堆積時代を基に。日本地質学会第106年学術大会講演要旨, p.279.  
松岡 嵩・山北 聡・櫻原正幸・久田健一(1998)付加地質の観点に立った秩父帯帯のユニット区分-四国西部の地質。地質雑, vol.104, p.634-653。  
目崎茂和(1985)第二節古地理。那覇市企画部編, 那覇市史通史篇第1巻前近代史, p.15-27。  
Minoura, K. (1979) Sedimentological study of the Ryukyu Group. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser.* (Geol.), vol.49, p.1-69。  
三嶋昭二・氏家 宏(1983)沖繩本島島尻層群の浮遊性有孔虫層序と地質構造。月刊地球, no.54, p.713-721。  
Mizuno, A. and Konda, I. (1977) Eocene larger foraminifera from the sea floor near Oki-daito-shima Island (GH 74-7-167). *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol.28, p.639-651。  
水野篤行・奥田義久・玉木賢策・木下泰二・野原昌人・湯浅真人・中島信久・村上文敏・寺島進世・石橋嘉一(1975)大東海嶺群の海底地質と地史についての一論(1)。海洋科学, vol.1, p.52-59。  
水野篤行・奥田義久・玉木賢策(1976)大東海嶺群の地質とその起源に関する問題。木崎甲子郎編, 琉球列島の地質学研究, no.1, p.177-198。  
本郡町史編集委員会(1998)本郡町史通史編(上)。本郡町, p.551-558。  
中川 洋・松田博貴・佐藤時幸・平塚英友・尾田大良(2001)沖繩本島南部知念層の堆積相と堆積時代一予察一。堆積学研究, no.53, p.99-101。  
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)。東北大学地質古生物学研究邦文報告, no.63, p.1-39。  
Nakamori, T. (1986) Community structures of recent and Pleistocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser.* (Geol.), vol.56, p.71-133。  
中森 亨・井龍康文・小澤伸介・森 啓(1994)沖繩県北大東島の炭酸塩岩の堆積史。月刊地球, vol.16, p.401-406。  
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 changes. *Sediment. Geol.*, vol.99, p.215-231。  
名嘉山光子(1967)那覇付近の埋立てによる拡大。琉大地理, no.6, p.2-14。  
南部暁生・稲垣静枝・小澤伸介・鈴木由香・井龍康文(2003)沖繩県北大東島に分布する礫性堆積物の層序。地質雑, vol.109, p.617-634。  
Natori, H. (1976) Planktonic foraminiferal biostratigraphy and datum planes in the Late Cenozoic sedimentary sequence in Okinawa-Jima, Japan. *In: Takayanagi, Y. and Saito, T., eds., Progress in Micropaleontology*, Amer. Mus. Nat. Hist., New York, p.214-243。  
名取博夫・影山邦夫(1987)沖繩本島中-南部。日本石油・ガス田図(12)。地質調査所。  
野田浩司(1977)沖繩本島南部における新里層と知念層の層序関係とその意義について。木崎甲子郎編, 琉球列島の地質学研究, vol.2, p.55-60。  
Noda, H. (1991) Molluscan fossils from the Ryukyu Islands, southwestern Japan. Part 3. Gastropoda and Pelecypoda from the Yonabaru Formation in the southwestern part of Okinawa-Jima. *Sci. Rep., Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B, Geol. Sci.*, vol.12, p.1-63。  
Noda, M. (1995) Sedimentary facies of Plio-Pleistocene carbonate rocks of the elevated atoll-shaped island of Minami-Daito-Jima (South Borodino), Okinawa, southern Japan. *Trans. Earthsci. Soc. Hyogo*, no.41, p.33-59。  
Noda, M. (1998) Plio-Pleistocene reef deposits and volcanism of the so-called raised atoll of Kita-Daito-Jima (North Borodino), Okinawa, southern Japan. *Trans. Earthsci. Soc. Hyogo*, no.44, p.11-42。  
小田原 啓・井龍康文(1999)鹿児島県と与論島の第四系サンゴ礁堆積物(琉球層群)。地質雑, vol.105, p.273-288。  
小田原 啓・井龍康文・松田博貴・佐藤時幸・千代延 俊・佐久間大樹(2005a)沖繩本島南部米須・慶徳地域の知念層および赤色石灰岩の石灰質ナノ化石年代。地質雑, vol.111, p.224-233。  
小田原 啓・工藤茂雄・井龍康文・佐藤時幸(2005b)沖繩本島読谷村一帯の崖基層群および琉球層群の層序。地質雑, vol.111, p.313-331。  
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.*, vol.113, p.473-486。  
大石 徹(2004)沖繩県北大東島のシムラ礁について。資源・素材学会春季大会講演集(1)資源編, 2004, p.37-38。  
沖繩第四紀調査団(1976)沖繩および宮古島の第四系一とくに「琉球石灰岩」の層序について一。地球科学, vol.30, p.145-162。  
沖繩県(1983)土地分類基本調査(5万分の1表層地質図)。沖繩本島中南部地域「那覇・沖繩市南部・糸満・久高島」。45p。  
沖繩県(1988)土地分類基本調査(5万分の1表層地質図)。沖繩本島北部及びその周辺離島「伊平屋島・伊是名島・伊江島・仲宗根」。43p。  
沖繩県文化環境部(2009)環境白書(平成19年度報告)。232p。  
沖繩総合事務局(1983)沖繩県の水文地質図。沖繩総合事務局農林水産部土地改良課, 95p。  
大清水岳史・井龍康文(2002)沖繩本島勝連半島の島々に分布する知念層および琉球層群の層序。地質雑, vol.108, p.318-335。  
大城逸朗(1972)沖繩県半島北西部伊江島の地質。沖繩生物学学会誌, vol.10, p.25-33。  
大城逸朗・野原真人(1976)琉球列島の表層土層に含まれるマンガン。地質ニュース, no.260, p.16-23。  
太田 基(1998)北大東島試錫岩帯と大東石灰岩の化学分析による地質学的吟味。東北大学地質古生物学研究邦文報告, no.30, p.1-36。  
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.*, no.15/16, p.17-29。  
琉球政府経済局(1954)琉球群島の地形地質及鉱床。琉球政府経済局, 174p。  
サンゴ礁地帯研究グループ(1990編)熱帯自然-サンゴ礁の環境誌。日本のサンゴ礁, 1, 古今書院, 372p。  
佐藤時幸・中川 洋・小松原純子・松本 良・井龍康文・松田博貴・大村亜希子・小田原 啓・武内里香(2004)石灰質礫石層序からみた沖繩本島南部。知念層の地質年代。地質雑, vol.110, p.38-50。  
Shen, G., Ujiie, H. and Sashida, K. (1996) Off-scraped Permian-Jurassic bedded chert strand on Jurassic-Early Cretaceous accretionary prism: Radiolarian evidence from the island, central Ryukyu Island Arc. *Island Arc*, vol.5, p.156-165。  
柴田 賢・内海 茂・中川忠夫(1979)K-Ar年代測定結果(1)。地調月報, vol.30, p.675-686。  
須藤定久・小笠原正徳(2005)50万分の1鉱物資源図「南西諸島」。産総研地質調査総合センター。  
杉山敏郎(1934)北大東島試錫に就いて。東北大学地質古生物学研究邦文報告, no.11, p.1-44。  
杉山敏郎(1936)第2回北大東島試錫に就いて。東北大学地質古生物学研究邦文報告, no.25, p.1-34。  
鈴木寿志(1992)沖繩県伊江島から産出した中生代放射状化石群集。日本地質学会第99年学術大会講演要旨, p.124。  
鈴木盛久・沖村健二(1979)沖繩本島中部の読谷村に発見された複層石灰岩について。木崎甲子郎編, 琉球列島の地質学研究, vol.4, p.1-6。  
Suzuki, Y. and Ujiie, H. (1985) *Nannulites amakusaensis* from the Kayo Formation and its significance on the Ryukyu Island Arc development. *Earth Sci. (Ohsaki Kagaku)*, vol.39, p.385-388。  
高見美智夫・竹村理佐・西村祐二郎・木島央彦(1999)琉球群島。沖繩諸島のジュラ紀-白亜紀古生代加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元とユニット区分。地質雑, vol.105, p.866-880。  
高野良一(1994)琉球石灰岩とその利用。石灰石, no.268, p.7-18。  
Takayanagi, H., Iryu, Y., Yamada, T., Oda, M., Yamamoto, K., Sato, T., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, T. and Shikawa, S. (2007) Carbonate deposits on submerged seamounts in the northwestern Pacific Ocean. *Island Arc*, vol.16, p.394-419。  
高安克己(1976)沖繩本島における第四系層序の再検討。木崎甲子郎編, 琉球列島の地質学研究, vol.1, p.79-96。  
Takayasu, K. (1978) "Ryukyu Limestone" of Okinawa-Jima, south Japan "A stratigraphical and sedimentological study". *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol.45, p.133-175。  
Tanaka, Y. and Ujiie H. (1984) A standard late Cenozoic microbiostratigraphy in southern Okinawa-Jima, Japan. Part 1. Calcareous nanoplankton zones and their correlation to the planktonic foraminiferal zones. *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, Ser. C, vol.10, p.141-168。  
恒藤規隆(1914)ラサ島の鑛産に就て。地学雑誌, vol.26, p.173-180。  
通商産業省那覇鉱山保安監督事務所(1996)沖繩の鉱山保安二十年の歩み。鉱業労働災害防止協会沖繩支部。  
氏家 宏(1986)琉球群島の海底一底質と地質一。シリーズ沖繩の自然, 5, 新星図書出版(株), 120p。  
Ujiie, H. (1985) A standard late Cenozoic micro-biostratigraphy in southern Okinawa-Jima, Japan. Part 2. Details on occurrence of planktonic foraminifera with some taxonomic annotations. *Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C*, vol.11, p.103-136。  
氏家 宏(1988)沖繩本島中-南部の地質図(浮遊性有孔虫化石帯に基づく)。国建, 那覇市。  
氏家 宏(1989)陸地地質の実証的再検討による琉球列島の地史。月刊地球, vol.11, p.631-641。  
Ujiie, H. (1994) Early Pleistocene birth of the Okinawa Trough and Ryukyu Island Arc at the northwestern margin of the Pacific: Evidence from the Late Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol.108, p.457-474。  
氏家 宏(2000)伊平屋島及び伊是名島地域の地質。地質調査報告(5万分の1地質図編), 地質調査所, 25p。  
氏家 宏(2006)那覇及び沖繩市南部地域の地質。第4章 島尻層群。地質調査報告(5万分の1地質図編), 産総研地質調査総合センター, p.8-19。

Ujiie, H. and Oba, T. (1991a) Geology and Permo-Jurassic radiolaria of the Iheya zone, innermost belt of the Okinawa Islands region, Middle Ryukyu Island Arc, Japan. part 1. Geology and Permian radiolaria. *Bull. Coll. Sci., Univ. Ryukyus*, no.51, p.35-55。  
Ujiie, H. and Oba, T. (1991b) Geology and Permo-Jurassic radiolaria of the Iheya zone, innermost belt of the Okinawa Islands region, Middle Ryukyu Island Arc, Japan. part 2. Mesozoic radiolaria and geological structures. *Bull. Coll. Sci., Univ. Ryukyus*, no.52, p.53-89。  
氏家 宏・橋本義之(1983)沖繩本島域"本部帯"内帯の地質と放射状化石。月刊地球, vol.5, p.706-712。  
氏家 宏・斎子尚知(2006)那覇及び沖繩市南部地域の地質。地質調査報告(5万分の1地質図編), 産総研地質調査総合センター, 48p。  
Ujiie, H. and Nishimura, Y. (1992) Transect of the central and southern Ryukyu Island Arcs. Metamorphic belts and related plutonism in the Japanese Islands. *29th IGC field trip guide book* vol.5, Geol. Surv. Japan, p.337-361。  
Yabe, H. and Hanzawa, S. (1925) A geological problem concerning the raised coral-reefs of the Riukyu Islands and Taiwan: A consideration based on the fossil foraminifera faunas contained in the raised coral-reef formation and the youngest deposits underlying it. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser.(Geol.)*, vol.7, p.29-56。  
Yabe, H. and Hanzawa, S. (1930) Tertiary foraminiferal rocks of Taiwan (Formosa). *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser.(Geol.)*, vol.14, p.1-46。  
矢部長吉・半澤正四郎(1930)台湾第三紀有孔虫層の層位学的研究。小川博士選解祝賀地学論叢, 弘文堂, 東京, p.83-126。  
山本和幸・井龍康文・中川 洋・佐藤時幸・松田博貴(2003)沖繩本島, 本部半島基部に分布する上部新生界層序の再検討: 貝我羅層・仲尾次砂層の層位学的考察について。第四紀研究, vol.42, p.279-294。  
山本和幸・井龍康文・佐藤時幸・阿部栄一(2005)沖繩本島中部半島北部に分布する琉球層群の層序。地質雑, vol.111, p.527-546。  
山成不二彦(1935)北大東島に於ける燐酸礫石鉱床-東北帝国大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no.15, p.1-65。  
Yoshiwara, S. (1901) Notes on the raised coral reefs in the islands of the Riukyu Curve. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol.16, part.1, p.1-14。

## Geology of the 1:200,000 Yoron Jima and Naha Quadrangle

The 1:200,000 Yoron Jima and Naha quadrangle is mainly located in the central part of Ryukyu Arc, southwestern end of Japanese Islands and includes parts of Daito and Okidaito Ridges in the Pacific. This quadrangle is geomorphologically characterized by many islands of Okinawa Shotō (Islands) and surrounding Pacific Ocean and East China Sea. These islands in the Yoron Jima and Naha district geologically comprise various rock types of Jurassic to Holocene in age; they are Middle Jurassic-Eocene, Oligocene-Middle Miocene, Upper Miocene-Pleistocene and Holocene, in ascending order.

The Middle Jurassic to Eocene rocks have formed as accretionary complexes and are litho-stratigraphically divided into five units. The Middle Jurassic unit distributed in Iheya Jima (Island) and Izena Jima (Island) consists of chert (Maedake and Izena formations) and clastic rocks including pelitic mixed rock (Dana and Shomi formations). The earliest Cretaceous unit called Gusukeyama Formation in Ie Shima (Island) is composed of predominant chert and minor amounts of mudstone and sandstone. The Early Cretaceous units are Ritcho Formation in Yoron Jima and Yonamine Formation in northwestern side of northern Okinawa Jima. These formations are composed mainly of phyllitic mixed rock including blocks of mafic volcanoclastic rock, basalt, limestone, chert and sandstone. Late Cretaceous units, Wakugawa and Nago formations are distributed in central part of northern Okinawa Jima. The Wakugawa Formation is composed of pelitic phyllite and slate which are accompanied by sandstone. The Nago Formation is also dominated by pelitic phyllite and slate, and includes pelitic schist in its uppermost part. On the other hand, Kayo Formation is the Eocene unit in southeastern side of Okinawa Jima. This formation is composed predominantly of sandstone and minor amounts of mudstone.

The Oligocene to Middle Miocene rocks are exposed as igneous dikes trending NE-SW and intruding into the Yonamine and Nago formations in northern Okinawa Jima. They are lithologically divided into three types; tonalite, hornblende andesite and quartz diolite-porphyritytic granite.

The Upper Miocene to Pleistocene sequence in middle and southern Okinawa Jima is divided into four units; Shimajiri Group, Guga Formation, Ryukyu Group and Uchihana Formation. The Upper Miocene to Lower Pleistocene sequence is called the Shimajiri Group, and is mainly composed of clastic rocks such as siltstone and sandstone, accompanied by intercalated tuff layers. The Guga Formation is an Upper Pliocene to Lower Pleistocene sequence. It is distributed north of the city center of Nago in northern Okinawa Jima, and is composed of conglomerate, sandstone, siltstone and tuff. The Ryukyu Group of uppermost Pliocene to Upper Pleistocene is the most remarkable deposits in the Yoron Jima and Naha district based on its characteristic lithology. This group is composed predominantly of coral reef-derived limestones and subordinate gravels, and is widely distributed on every islands in this district. The Pleistocene Uchihana Formation only exposed in Izena Jima consists of conglomerate, sandstone and siltstone. On the other hand, Pliocene to Pleistocene calcareous sequence is exposed on Daito Shoto. It consists of Daitō and Kaigunbo formations and undifferentiated limestone.

The Holocene deposits are distributed along coastlines and rivers of the islands as beach and alluvial deposits. They are composed of gravel sand, mud and/or silt.

Gravimetric residual highs including Yoron, Iheya and Izena Jima and northern Okinawa Jima, correspond to be the outcropping area of Middle Jurassic-Eocene accretionary complexes. Otherwise, gravimetric residual lows including middle and southern Okinawa Jima and the city center of Nago in northern Okinawa Jima, correspond to the depression of basement rocks.

Key word : geological map, 1:200,000, Yoron Jima, Okinawa Jima, Ryukyu Islands, Ryukyu Arc, Jurassic, Cretaceous, Eocene, Oligocene, Miocene, Pleistocene, Pliocene, Holocene, mineral resource, Bouguer anomaly

平成22年2月24日 印刷

平成22年2月26日 発行

発行著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

独立行政法人

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1

TEL (029) 861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST © 2010