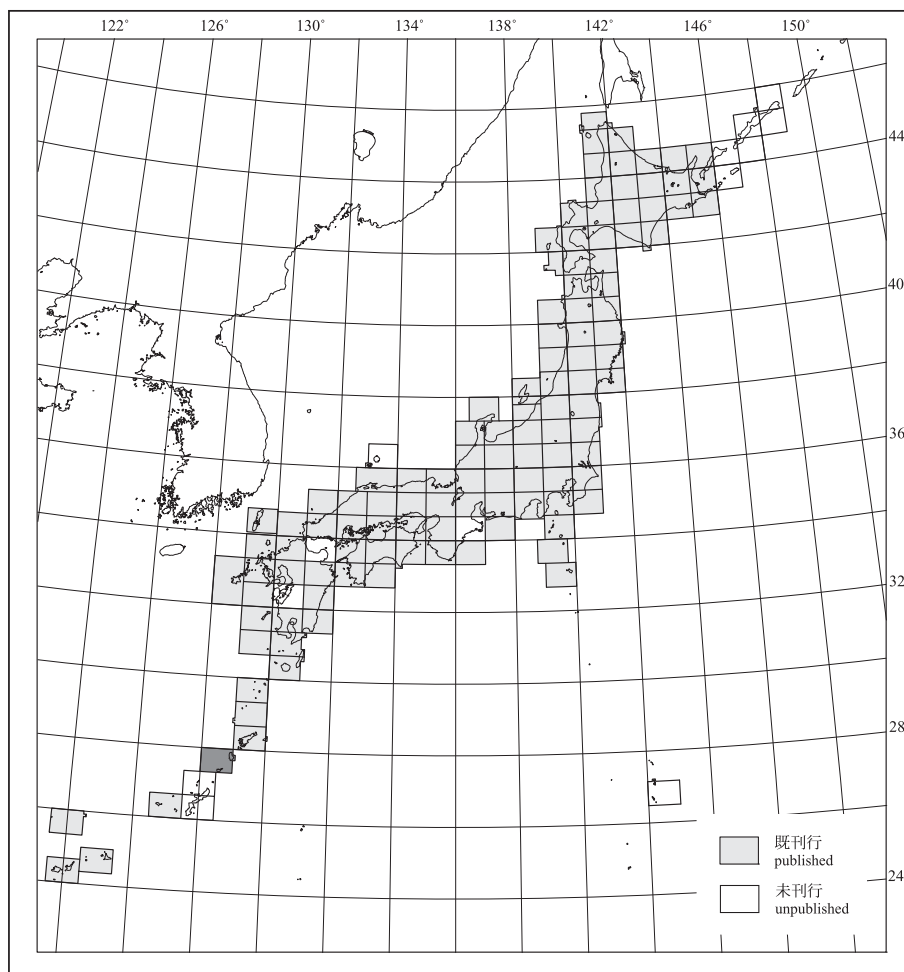


# 20万分の1地質図幅「徳之島」

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, TOKUNOSHIMA

齋藤 眞・尾崎正紀・中野 俊・小林哲夫・駒澤正夫

Makoto SAITO, Masanori OZAKI, Shun NAKANO, Tetsuo KOBAYASHI  
and Masao KOMAZAWA



平成21年  
2009

# 1. はじめに

20万分の1地質図幅「徳之島」は、地質調査総合センター及びその前身である地質調査所が該当地域の地質の編さん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。本地域は国土地理院発行の20万分の1地勢図「徳之島」の地域で、徳之島及びその北東方のトンバラ岩、沖永良部島、硫黄島が含まれ、大部分は海域である(第1図)。これらは奄美諸島に属し、行政区分としては、徳之島及びトンバラ岩は鹿児島県大島郡の徳之島町・伊仙町・天城町、沖永良部島は同郡の和泊町・知名町からなり、硫黄島は沖縄県の久米島町に含まれる。本図幅の編さんにあたっては、野外調査の結果を基に、公表されている各種地質図類、報告書、論文などを参考に作成した。徳之島及びトンバラ岩、沖永良部島を齋藤と尾崎が、硫黄島を中野と小林が、重力調査・編集を駒澤が担当した。

本図幅の野外調査の便宜及び未公表資料の提供に関して、農林水産省九州農政局徳之島用水農業水利事業所及び同沖永良部農業水利事業所、日技クラウン(株)(現NCTコンサルティング株式会社)の協力を得た。また、鹿児島県商工労働部商工政策課からは、鉱床資料の提供を受けた。これらの機関に深く感謝する。なお、本図幅に使用した薄片は、地質標本館標本管理・調製チームの製作である。

(齋藤 眞・尾崎正紀・中野 俊・小林哲夫・駒澤正夫)

# 2. 地 形

本図幅地域は奄美諸島に属し、地質学的には太平洋側に琉球海溝、東シナ海側に沖繩トラフを配する琉球弧に位置する(第2図)。徳之島と沖永良部島の周辺海域には、琉球弧の伸びの方向に平行及び直交する正断層群によって、沖永良部海盆や与論海盆などのハーフグラベン構造が発達しており(第2図)、両島はこれら正断層群によって相対的に上昇した地域にあたる(4章参照)。一方、硫黄島は、九州南部からトカラ列島へと連なる第四紀の火山フロントの南西端に位置し、海底から約800mの高さでそびえ立つ火山島である。

徳之島は、南北約26km、東西約14kmの島で、天城岳(533m)、三方通岳(496m:1/25,000地形図「山」では500m)、美名田山(438m)、井之川岳(645m)、利岳(382m)、犬田布岳(417m)など標高300-600m級の山が連なる。これらの山地は白亜紀付加コンプレックス及び古第三紀深成岩類からなり、島の骨格を形成している。これら山地周辺の標高約200m以下の地域には更新世の琉球層群が分布し、その石灰岩部分は島の南部の伊仙町を中心に石灰岩台地となっており広く農地として利用されている。石灰岩台地には銀竜洞(全長2,052m)などの鍾乳洞が多く認められる。また、徳之島南部では山地から海岸へ樹枝状に走る浅い谷(水がない乾いた谷)が無数に存在し、カルスト・ドライヴァレーと呼ばれる世界的にも珍しい地形が発達する(荒川・三浦, 1990)。更新世のサンゴ礁は、特に島の東部から南部、北西部に広く分布する。南西部の鹿浦から西部の平土野付近では完新世のサンゴ礁の発達が悪く、海食崖がよく発達する。河川は秋利神川や万田川など、急勾配の河川が徳之島の山地から四方へ放射状に発達し琉球層群の分布する台地を浸食し、琉球層群中に高さ100m以上の崖を作ることもある。徳之島北東端、金見崎北東方約4kmに徳之島花崗岩からなるトンバラ岩が比較的大きな岩礁として存在する。

沖永良部島は東北東-西南西方向に約20km細長く伸びた島である。島の最高標高は島西部の中央部に位置する天山(標高240m)で、大山や島軸部は徳之島と同様の付加コンプレックスや深成岩類からなる。島の西部では大山を中心に円状に半径4-5kmで標高約200m以下の平坦面が、島の東部では標高90-50m以下の台地(主に琉球層群の離水面)が発達する。琉球層群のうち石灰岩分布域ではカルスト地形であるドリーネがよく発達し、特に大山周辺には、昇竜洞、大山水鏡洞などの日本有数の規模を持つ鍾乳洞が分布する。また、大山を囲むように発達する石灰岩台地には、徳之島南部と同様、カルスト・ドライヴァレーと呼ばれる山地から海岸へ樹枝状に走る浅い谷が無数に存在する。河川の発達が悪く、長さ約3kmの余多川や同約1kmの奥川などが認められるにすぎない。沖永良部島の特に北岸から南東岸にかけては主に琉球層群と付加コンプレックスからなる海食崖がよく発達する。大山の南西、屋子母〜住吉の海岸をはじめ、各地の海岸には石灰岩砂からなる白色の砂浜が発達し、ビーチロックも認められる。完新世サンゴ礁の発達には主に島の南側で認められ、上記の海食崖の発達する地域、矢護仁屋岬や黒瀬などではほとんど認められない。

硫黄島は徳之島の西方約65km、沖永良部島の北西方約60kmに位置し、北北西-南南東方向に約2.7km伸び、幅約1kmの無人島である。地形学的には2つの火山が接合した地形を示すが、地質学的には3つの火山体が接合して北北西-南南東方向に伸長している。全体が急峻な高

さ60-150mの海食崖に囲まれ台地状をなす。北部には直径500×700mの火口を持つ硫黄岳溶岩ドーム、中央部には二重の火口地形(外側の火口は径約1.5km)を持つ扁平なグスク火山、そして南部には開析が進んだ前岳の高まりがある(第7図A)。島の最高標高点は硫黄岳火口北東側の山頂(方位:標高212m)である。島の周囲特に東部や南部では幅100-350mのサンゴ礁が発達する。南端の前ノ浜では、干潮時に約100m沖合の岩礁(標高21m)まで陸続きとなる(第6図南端, 第7図A右端)。島の東側及び西側の海岸海食崖とサンゴ礁の間には、わずかに砂礫浜が形成されていることがある。

(尾崎正紀・齋藤 眞・中野 俊・小林哲夫)

# 3. 地 質

## 3.1 概 要

本図幅地域は、地質学的にはフィリピン海プレートがユーラシアプレート下に沈み込む琉球弧に属し、太平洋側には琉球海溝、東シナ海には沖繩トラフ(背弧海盆)がある(第1図)。琉球弧は2重弧で、徳之島と沖永良部島は琉球弧の外弧(前弧域)に、活火山である硫黄島は琉球弧の内弧(火山弧:現在の火山フロント)に位置する。

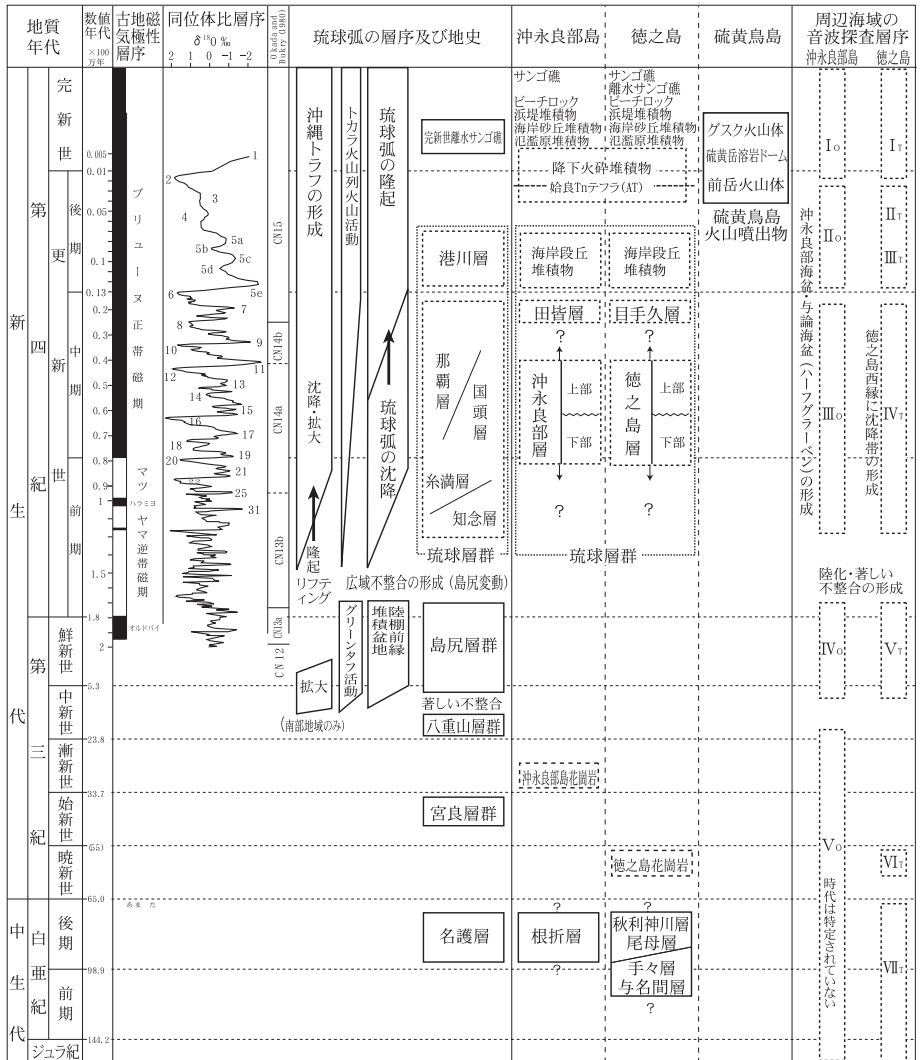
本図幅地域の地質統括を第3図に示す。徳之島、沖永良部島の先第四系の基盤は、四万十帯白亜紀付加コンプレックスとそれらに貫入する古第三紀花崗岩類からなる。徳之島には、白亜紀付加コンプレックスの中に超苦鉄質岩が存在する。両島ではこれらを第四系が広く覆う。第四系の主体は更新世の琉球層群で、これらを後期更新世〜完新世の降下火砕堆積物、後期更新世末〜完新世の堆積物が不整合で覆う。

硫黄島は、後期更新世の前岳火山、後期更新世ないし完新世の硫黄岳火山及びグスク火山から構成される輝石安山岩質の硫黄島火山からなる。

(齋藤 眞・尾崎正紀・中野 俊)

## 3.2 四万十帯の白亜紀付加コンプレックス

本地域の四万十帯の白亜紀付加コンプレックスは、Yoshiwara(1901b)が最初



に記載し、蛇紋岩があることを報告し、古生層と考えた。石川(1910)はかんらん岩があることを述べ、鹿児島県地質調査研究会(1958, 1959)が概略的な地質図を示した。中川(1967)は徳之島、沖永良部島両島の地質を詳細に明らかにしたことによって、両島の地質の知見は大きく進展した。その後、露木(1985b)、野間・後藤(1998)が徳之島の地質図を示し、中川(1969, 1972)、九州農政局計画部(1976)、露木(1987b)が沖永良部島の地質図を公表している。

本図幅の白亜紀付加コンプレックスの地質図は、徳之島北中部及び中南部の剥岳周辺については地質調査の成果と早坂(1983a, b)を用いて作成した。また剥岳周辺を除く南部は中川(1967)を基に、露木(1985b)の花崗岩類の分布を参考に、地質調査を行って作成した。また、沖永良部島の白亜紀付加コンプレックスの地質図は中川(1967)、九州農政局計画部(1976)、露木(1987b)を参考に、地質調査を行って作成した。

**付加コンプレックスの岩相区分** 本図幅では付加コンプレックスをメランジと整然相の2つのタイプの岩相に区分した。同じ付加コンプレックスのうち、メランジ中の岩体をなす地層は、その岩体内では整然とした地層であり、整然相を構成する同じ岩種の地層がブロック化したものと考えられることから、凡例では整然相とメランジの区分が一部重複させてある。

〔徳之島〕 本図幅では、徳之島北部の三方通岳の南東側付近で、北部の片状ないし葉状構造の乏しい整然とした地層からなる地質体と、中南部の片状ないし葉状構造が発達し、破断した砂岩泥岩互層や混在岩、玄武岩溶岩・火砕岩が卓越する地質体と大きく区分した。

中川(1967)は、徳之島の花崗岩類に貫かれる基盤岩類を北から無層理の礫質砂岩・砂岩を主とする与名間層、灰色中粒砂岩を主とし粘板岩を含む手々層、砂岩粘板岩互層からなり凝灰岩の薄層を伴う秋利神川層、粘板岩と凝灰岩の互層を主とし輝緑岩(注：本図幅の玄武岩溶岩・火砕岩のこと)を伴う尾母層に区分した。岩松(1990)もこれを踏襲した。本図幅の徳之島の付加コンプレックスの北部部分と中南部部分の境界は、おおむね中川(1967)の手々層と秋利神川層の境界に相当する。

徳之島北部の付加コンプレックスは、主に砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなり、天城岳より与名間崎にかけては砂岩と泥岩がはっきり分かれて分布するのに対し、三方通岳周辺では砂岩泥岩互層、泥岩層中に砂岩層が挟まれるなど厚い砂岩、泥岩は少ない。与名間崎の南には、チャート(再結晶していて層状の珪質凝灰岩との区別はつかない：第4図A)があり、与名間崎付近ではしばしば変成した珪質凝灰岩が認められる。大城山、馬鞍岳の西側は、砂岩及び泥岩からなるが、露頭が乏しく、詳細な岩相区分はできていない。程度の差はあるものの、全体が徳之島花崗岩の接触変成作用を被っている。

徳之島中南部の付加コンプレックスのうち秋利神川下流部と花徳から北方には、比較的整然とした砂岩泥岩互層、泥岩、砂岩、破断した砂岩泥岩が分布する。接触変成作用の弱い部分では、スレート劈開が認められる。砂岩には、泥岩片が引き延ばされた葉状構造が認められることがある。おおむね、この部分が中川(1967)の秋利神川層に相当する。母間より南側は、ほぼ中川(1967)の尾母層に相当し、玄武岩溶岩・火砕岩と混在岩が卓越する。玄武岩溶岩・火砕岩には、暗緑色と淡緑色のものが存在する。井之川周辺の海岸沿い、亀徳南方など、露頭条件の良いところではしばしば枕状溶岩が認識できる(第4図C)。剥岳周辺には、超苦鉄質岩が分布する。タナイト及び蛇紋岩からなり、滑石を生じている。一部蛇紋岩が接触変成を受けてかんらん石ができていたものも存在する。この超苦鉄質岩と周囲の関係は不明だが、北北東方向に連続している。

亀徳周辺を除いて全域が接触変成作用を被っており、所々に花崗岩類が露出し、地下浅所に花崗岩類が分布することがわかる。董青石ホルンフェルスになっている泥岩も多く、畦付近は花崗岩類からの水平距離が2km以上あるが董青石ホルンフェルスである。変成鉱物として普通角閃石が多量にできていた玄武岩もある。

〔沖永良部島〕 本島の付加コンプレックスを、中川(1967)は根折層と呼んだ。島の中央部では沖永良部島花崗岩の貫入によって、接触変成作用を被っている。島の北東部と南西部の大山周辺に玄武岩類が広く分布する。一般に淡緑色のもの

が多い。島の中央部では、泥岩優勢で、砂岩、砂岩泥岩互層を含む。砂岩及び接触変成作用を受けた砂岩が島の中央部に緩いリッジを形成している。砂岩、泥岩には、片状構造は発達しない。一方、島の北西部、新城付近の海岸沿いでは、玄武岩類に片状構造が発達する。玄武岩類の近傍では、泥岩にも片状構造が発達するものがある。玄武岩類が多く含まれることから、本図幅では、徳之島の南半部の付加コンプレックスの延長とした。

〔対比〕 鹿児島県地質図(鹿児島県地質図編集委員会, 1990)では、徳之島、沖永良部島に分布する付加コンプレックスを、地質図では四十帯の付加コンプレックスとしたが、その説明書において岩松(1990)は、化石が産出していないので確定的なことは言えないとしながらも、徳之島東岸に角閃岩が分布すること、かんらん岩が分布することから、付加コンプレックスの一部を“黒瀬川帯”とし、沖永良部島も含めて全体を三宝山帯に属するとした。しかし、角閃岩とされているものは、接触変成作用を被った玄武岩類の可能性が高い。また超苦鉄質岩も鉄父帯のジュラ紀付加コンプレックスを構造的に覆ういわゆる“黒瀬川帯”の蛇紋岩メランジとは構成要素が大きく異なり、変成岩やシルルデボン系などを含まず、蛇紋岩メランジではない。一方、四十帯の白亜紀付加コンプレックスでは、これまで鹿児島県南九州市辺野町の八瀬尾地区(石川・柴野, 1974; 前野, 1977)と愛媛県宇和島市津島町山財(永井ほか1976a, b; 吉田・鹿島, 1976)の2ヶ所で長さ500m未満の小さなシート状の蛇紋岩が報告されている。徳之島の蛇紋岩はこれら2つの蛇紋岩より規模は大きいものの、いわゆる“黒瀬川帯”の蛇紋岩ではなく、これら白亜紀付加コンプレックスに伴う蛇紋岩体に対比されると考えられる。

隣接する奄美大島地域では、竹内(1993)は四十帯白亜紀付加コンプレックスを奄美コンプレックスと呼び、構造的上位から、新小勝、役勝、名瀬の3ユニットに区分した。それによると新小勝ユニットは、破断された砂岩泥岩互層、泥岩、珪質泥岩からなり玄武岩、チャートのスラブを含み、局所的にメランジを含む。役勝ユニットは、破断された砂岩泥岩互層、泥岩からなり、破断された酸性凝灰岩泥岩互層、赤色泥岩、玄武岩、珪質泥岩、チャートのスラブを含み、局所的にメランジを含む。名瀬ユニットは塊状砂岩、厚理理砂岩、砂岩泥岩互層とその破断層、泥岩を主とし玄武岩を伴い、まれに破断された酸性凝灰岩泥岩互層、赤色泥岩を伴う。徳之島では北部に砂岩が多く中南部には玄武岩類が多い。徳之島北西部に分布する与名間層(中川, 1967)に相当する部分はチャートを含むことから奄美大島の新小勝ユニットに、手々層(中川, 1967)は役勝ユニットに、玄武岩類を多く含む北部に比べて変形の強い徳之島中南部と沖永良部島の付加コンプレックスは名瀬ユニットにそれぞれ対比できると考えられる。なお奄美大島では、構造的上位の新小勝、役勝の両ユニットからは、チュロニアン期以前の年代を示す放射虫化石が産出するが(Fujita, 1989; 遅沢ほか, 1983; Osozawa, 1984; 川端・君波, 1999)、名瀬ユニットには転石でセノマニアン〜チュロニアン期のアンモナイト(石川・山口, 1965; Matsumoto et al., 1966)が知られているものの、付加年代を示す明確な化石の証拠はない。

九州では、四十帯の白亜紀付加コンプレックスは諸塚層群と呼ばれ、構造的上位の佐伯亜層群はコニアシアン期以前の年代を持ち、構造的下位の蒲江亜層群はチュロニアン〜カンパニアン期の年代を持つことが知られている(例えば、奥村・寺岡, 1988; 寺岡・奥村, 1992)。また蒲江亜層群の方が変成・変形が著しいことが知られている(例えば、今井ほか, 1971; 寺岡ほか, 1981)。さらに蒲江亜層群の構造的下部(峰嶺層など)は玄武岩類に富むことが知られている(例えば、今井ほか, 1982)。

これらから本図幅では、徳之島北部に分布する付加コンプレックスを佐伯亜層群相当とし、沖永良部島、徳之島中南部に分布する付加コンプレックスを蒲江亜層群相当とした。

(齋藤 眞)

### 3.3 古第三紀貫入岩類

徳之島、沖永良部島には古第三紀深成岩類が分布し、四十帯の白亜紀付加コンプレックスに接触変成作用を与えている。これまで両島の深成岩類については、Yoshiwara(1901b)、石川(1910)、Hanzawa(1935)、鹿児島県地質調査研究会(1958, 1959)が地質全般の記載の中で深成岩類の分布を報告した。その後、中川(1967)が、両島の深成岩類の岩相と分布を明らかにした。九州農政局計画部(1976)は沖永良部島の深成岩類の分布を詳細に示した。川野・加藤(1989)は徳之島の深成岩類に対して、「徳之島深成岩類」と命名し、詳しい岩石学的研



第4図 白亜紀付加コンプレックスの岩相

A: 変成した層状チャート。徳之島北西部与名間の海岸沿い、リッジを作る。

B: 混在岩。砂岩の岩塊を含む。徳之島北部手々の海岸沿い。

C: 枕状溶岩。亀津市街南端より南に700mの海岸沿い。徳之島ではこの付近だけが接触変成作用を免れている。

ハンマーの長さは33.5cm.



第5図 徳之島花崗岩の露頭  
A: 崎原崎の徳之島花崗岩。通称ムシロ瀬。模式地。  
B: 金見崎北東方のトンバラ岩。徳之島花崗岩の岩脈。

究を行った。このほか、本地域の古第三紀深成岩類についての岩石学的研究としては、鈴木(1937)の徳之島、沖永良部島の花崗岩類の化学分析、Suzuki (1953)の徳之島のアダメロ岩のモード分析、山本・三田(1979)の徳之島北部の8試料の化学分析がある。徳之島花崗岩は61MaのK-Ar年代(黒雲母)(河野・植田, 1966), 59.1±3.0MaのK-Ar年代(黒雲母)(川野・加藤, 1989), 沖永良部島花崗岩は32.9±2.7Maのフィッショントラック年代(大四ほか, 1986)を示す。

本図幅では、徳之島の深成岩類については中川(1967)、露木(1985a)、野間・後藤(1998)を基に地質調査を行って作成した。沖永良部島の深成岩類については、九州農政局計画部(1976)を基に、地質調査を加えて作成した。

[徳之島] 川野・加藤(1989)は、「徳之島深成岩類」に、島の主に北半分に広く分布する3つのタイプ(与名間型、金見型、轟木型)の花崗岩類と、花崗岩からはんれい岩までの岩相変化のある15の小岩体を認めている。さらに、徳之島深成岩類の記載岩石学的特徴、全岩及び鉱物化学組成を検討し、轟木型と与名間型・金見型はそれぞれ異ったマグマから形成されたことを示し、15の小岩体はこれら2つの系列に区分されることを示した。本図幅では、中粒黒雲母花崗岩～黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩からなる岩体を一括して「徳之島花崗岩」と呼び、その他の岩相を岩脈として別途示す。模式地は徳之島北端崎原崎(ムシロ瀬)とする(第5図A)。徳之島北東方のトンバラ岩(第5図B)も徳之島花崗岩でできた岩礁である。海岸沿い以外では一般に風化が進み真砂になっている。徳之島では、南東部の亀徳付近以外の大部分の付加コンプレックスに接触変成作用を与えており、徳之島花崗岩の分布域から1km以上離れたところまで葦青石ホルンフェルスとなっていることや、ルーフペンダントも存在することから、地下に広範囲に徳之島花崗岩が存在することが推定できる。

斑状花崗岩及び斑状花崗閃緑岩の岩脈は、徳之島ダム、山の海岸沿い等に認められる。接触変成作用を被って微細な白雲母、黒雲母が生じており、徳之島花崗岩に先行して貫入したと考えられる。斜方輝石単斜輝石閃緑岩岩脈は、剃岳東方で認められ、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母、斜長石からなる。融食形を持つ斜長石や花崗岩類のゼノリスを含み徳之島花崗岩より後で貫入したものである。

[沖永良部島] 沖永良部島花崗岩は、沖永良部島中央部の越山の南側、内城、大城付近に分布する。東西幅は岩体北部で広く約1.7km、南北は2kmの岩体で、南部の多くは琉球層群沖永良部層に覆われている。和泊町内城東方付近を模式地とする。一般に中粒で石英、正長石、斜長石、黒雲母、普通角閃石からなる花崗閃緑岩である(中川, 1967)。風化が進んでいて、ほとんどの場所で真砂になっている。本岩体の外側約2km弱の範囲が接触変成作用を被って、葦青石ホルンフェルスないし黒雲母ホルンフェルスとなっている。沖永良部島では、従来の地質図で数ヶ所の斑状花崗岩の岩脈が知られており、出花付近では露出が確認できる。

[対比] 徳之島花崗岩の年代は、奄美大島に分布する花崗岩類の年代(49±6 Ma, 54±3Ma, 55±4Ma, 56±3Ma; Shibata and Nozawa, 1966)に近く、奄美大島の花崗岩類に対比できる。また、沖永良部島花崗岩の年代に相当する花崗岩

類は南西諸島では沖縄本島読谷村のトータル岩、石垣島の於茂登花崗岩が知られている(大四ほか, 1986)。

(斎藤 眞)

### 3.4 第四紀堆積岩類

本図幅地域の陸域に分布する第四系は、更新世の琉球層群、後期更新世～完新世の降下火砕堆積物、後期更新世末～完新世堆積物に区分される(第3図)。琉球層群は、下位より前期更新世後半～中期更新世の徳之島層及び沖永良部層、中期更新世後半の目手久層及び田皆層、後期更新世前半の海岸段丘堆積物に区分される。また、後期更新世末～完新世堆積物は、氾濫原堆積物、海岸砂丘堆積物、浜堤(海浜)堆積物、隆起サンゴ礁、ビーチロックに区分される。以上のほかに、琉球列島で発見されたもので最大の規模を持つといわれる淡水域の炭酸塩堆積物であるトゥファが、徳之島西部の小原海岸付近に認められる(未岡ほか, 2002)。

#### 3.4.1 琉球層群

徳之島と沖永良部島に広く分布する琉球層群(矢部・半沢, 1930)は、砂礫層と石灰岩及びその碎屑物からなる更新世の堆積物である。両島に分布する琉球層群は、Yoshiwara (1901a)によって初めてその概要が記述され、Hanzawa (1935)で初めて両島の概略的な地質図が示された。その後、徳之島では中川(1967, 1969, 1985)、露木(1985b)、Nakamori *et al.* (1995)、野間・後藤(1998)、山田ほか(2003)などの、沖永良部島では中川(1967, 1969, 1972)、太田ほか(1973)、藤井ほか(1974)、九州農政局計画部(1976)、野田(1984a, b)、古川(1985)、露木(1987b)、井龍・山田(1991)などで琉球層群の研究が報告され、詳細が知られるようになった。

本地域の琉球層群の主な層序区分としては、地質に地形分類学的手法を加味した中川(1967)、野田(1984a)と、サンゴ礁複合体堆積物とその同時異相である碎屑物を1つの堆積体として層序を組み立てた井龍・山田(1991)、山田ほか(2003)がある。前者はサンゴ礁複合体が作る複数の地形面(離水面)と、その後形成された段丘面との関係が十分に考慮されていないまま層序区分が行われており、層序を正確に示していない。これに対し後者は、現在のサンゴ礁複合体の生物相・堆積相と比較し、低海水準期から海進期を経て高海水準期(一部は海退期)に至る一連の海水準変動に呼応したある特定の時代に形成された1つのサンゴ礁複合体堆積物とその同時異相の碎屑物を1つの堆積体(ユニット)として層序区分を行っており、現状では正確な層序を反映した層序区分と判断される。このため、本報告では、井龍・山田(1991)、山田ほか(2003)の層序区分に従った。具体的には、徳之島に関しては山田ほか(2003)に中川(1967)の成果の一部を加えて、また沖永良部島に関しては井龍・山田(1991)の層序区分方法に基づき、中川(1967)、野田(1984a)、九州農政局計画部(1976)を再解釈して地質図を編さんし、両島の琉球層群を下位より1)徳之島層及び沖永良部層、2)目手久層及び田皆層、3)海岸段丘堆積物に区分した(第3図)。

#### 1) 徳之島層及び沖永良部層

徳之島に分布する徳之島層(山田ほか, 2003)と沖永良部島に分布する沖永良部層(井龍・山田, 1991)は、層厚100-200mで両島の琉球層群の主体をなし、両島の標高200-210m以下の地域に広く分布する。両層は、サンゴ礁複合体堆積物とそれと同時に異相関係にある陸成の砂礫層からなる一連の堆積体が各々2つ累重しており、徳之島層ではユニット1及びユニット2(山田ほか, 2003)に、沖永良部層では下部及び上部(井龍・山田, 1991)に区分されている。両島に分布する2つの堆積体はそれぞれの間で不整合関係も認められることから、本来はそれぞれ独立した「層」として区分すべきであるが、本図幅では暫定的にそれぞれ下部と上部で示した。なお、サンゴ礁複合体堆積物は、島の中央部側に分布するサンゴ石灰岩、その沖側に分布する石灰藻球石灰岩、*Cycolocypus-Operculina*石灰岩、碎屑性石灰岩から構成される(井龍・山田, 1991; 山田ほか, 2003)が、本地質図の凡例では一括し、下部と上部は、それぞれ上記の砂礫層と4つの岩相からなるサンゴ石灰岩とに2分して地質図に示した。両層とも新しいサンゴ礁複合体堆積物が古いサンゴ礁複合体堆積物を覆う層序関係にあることから、両島は両層堆積時には構造的に沈降域であったが、堆積後は隆起に転じたと推定されている(河名, 2002など)。なお、本地域の琉球層群の碎屑物(R1a, R2a, R3b, R4)を砂岩・礫岩と表記している文献(中川1967; 野田, 1984; 山田ほか, 2003など)が多いが、固結度が小さいため本図幅では、礫及び砂とした。

徳之島層からは<sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U年代と<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U年代0.7-0.3Ma (Omura, 1982)、石灰質ナンノ化石年代1.65-0.41Ma(山田ほか, 2003)、ESR年代約0.48Ma(井龍・山田, 1991)が、沖永良部層からはESR年代0.625-0.16Ma(木庭・中田, 1981)と0.97-0.84Ma(Ikeda *et al.*, 1991)、石灰質ナンノ化石年代CN14a: 0.89-0.39Ma(井龍・山田, 1991)が得られている。しかし、徳之島層の年代データは層序の混乱やデータ自体の精度も含め、精度よく年代を決定できていない(山田ほか, 2003)。沖永良部層も同様で、現状の両層の堆積年代は前期更新世後半～中期更新世ということになる。

なお、徳之島層からは、哺乳類化石(*Cervus astylodon* (MATSUMOTO)(リュウキュウジカ)、*Pentalagus furnessi* (LYON)(アマミノクロウサギ)などの産出が報告されている(大塚, 1990; Tomida and Otsuka, 1993)。

#### 2) 目手久層及び田皆層

目手久層は、徳之島南部の標高20-60mに点在して分布する規模の小さなサンゴ礁堆積物で、最大層厚約5mで、主にサンゴ石灰岩からなり、徳之島層を不整合で覆う(山田ほか, 2003)。目手久層の一部からはESR年代0.29-0.146Maが得られている(木庭・中田, 1981)。

田皆層は中川(1967)の田皆礫部層を層として扱ったもので、沖永良部島の北西部に分布し、厚さ10m以下の砂礫層からなる。田皆層の堆積年代を示すデー

タはないが、層位的には目手久層と同様な時代の堆積物に対比される可能性が高く、本図幅では中期更新世の後半の堆積物に位置付けた。

### 3) 海岸段丘堆積物

本図幅の海岸段丘堆積物は、後期更新世の前半に形成されたと推定される厚さ10m以下の砂礫層で、礫は石灰岩も含む。徳之島と沖永良部島の段丘地形区分に関しては、中川(1967, 1969)、町田(1969)、木庭(1980)、太田・堀(1980)などの報告があり、町田(2001b)と町田ほか(2001)で、これらの研究成果をまとめて、本海岸段丘堆積物などが作る段丘面を酸素同位体ステージ5eの海成段丘面に相当するとしているが、段丘面形成に関する年代データは欠如している。

#### 3.4.2 降下火砕堆積物

後期更新世～完新世の降下火砕堆積物は徳之島と沖永良部島に分布するが、地質図では狭小なため示していない。その中で徳之島北部に分布する降下火砕堆積物は比較的厚く、与名間・手々・金見付近では硫黄島起源と推定される層厚約2mの火山灰層が分布する(中川, 1967)。また、徳之島伊仙町の小島(成尾・桑水, 2002)や沖永良部島の根折(成尾, 1988)では桜島北の始良カルデラが給源の始良Tnテフラ(AT)(26-29 ka; 町田・荒井, 2003)の分布が認められており、さらに伊仙町小島ではこのテフラの上位に硫黄島起源と推定される2枚の火山灰層が載る(成尾・桑水, 2002)。

#### 3.4.3 完新世堆積物

##### (1) 氾濫原堆積物

本図幅では、谷底平野堆積物、及び浜堤堆積物の背後に分布する後背湿地堆積物を一括して氾濫原堆積物とした。

谷底平野堆積物は主に後背湿地堆積物からなり、河床堆積物を含む。谷底平野堆積物は、徳之島では真瀬名川、秋利神川、万田川などの中流域に、沖永良部島では島中央の知名町後蘭に小規模に認められる。

後背湿地堆積物は、徳之島では天城町の松原～岡前、徳之島町の山、花徳の海岸から河川沿いに分布する。本堆積物は側方変化し、浜堤間堆積物として海岸砂丘堆積物や浜堤堆積物を、下位には河成の砂礫層及び海成粘土層を伴っていることがある。

##### (2) 海岸砂丘堆積物

海岸砂丘堆積物は、主にサンゴ破片や有孔虫遺骸などの生碎物からなる砂層で、徳之島では主に東側から南側の海岸、沖永良部島では主に南側の海岸沿いに分布する。標高10数m前後の石灰岩からなる段丘面上に厚さ数m、幅数10-200mとやや広く分布するものと、入江付近の浜堤堆積物の背後に小規模に分布するものがある。徳之島では、古土壌に覆われる海岸砂丘堆積物も存在するが、凡例では完新世の海岸砂丘堆積物として一括した。

(3) 浜堤(海浜)堆積物は、サンゴ片、有孔虫遺骸、非石灰質砂礫からなる砂礫層で、ビーチロックを伴うことが多い。本堆積物は、徳之島と沖永良部島の入江によく発達するが、徳之島の西側海岸では分布に限られる。

##### (4) 隆起サンゴ礁

隆起サンゴ礁は完新世に形成されたサンゴ礁が離水したもので、徳之島では南西部の垂権海岸と北西部の湾屋川河口付近、北部の手々に分布する。垂権海岸の隆起サンゴ礁からは5-6.5千年前の<sup>14</sup>C年代(未校正値)が得られている(中田ほか, 1978; 木庭ほか, 1980; 河名・中田, 2000)。

一方、沖永良部島では、完新世の隆起サンゴ礁は確認されていない。なお、沖永良部島の知名港や大津勘の完新世サンゴ礁は縄文海進に伴い約7,000年前から発達し、4,500-4,000年前頃にはほぼ現在の厚さ(約10m)、現在の海水準付近に達するまでに成長していたことが明らかとなっている(Kan *et al.*, 1995; 市川ほか, 1994)。

##### (5) ビーチロック

ビーチロックは炭酸カルシウムの沈殿によって海岸の砂礫が固結した完新世の堆積物で、徳之島(中田ほか, 1978; 木庭ほか, 1980)と沖永良部島(木庭, 1974; 田中, 1983, 1990)の入江に多く分布する。両島のビーチロックからは主に2,000-3,000年前以降の<sup>14</sup>C年代が得られている(木庭ほか, 1980; 小元, 1999, 2000)。

(尾崎正紀)

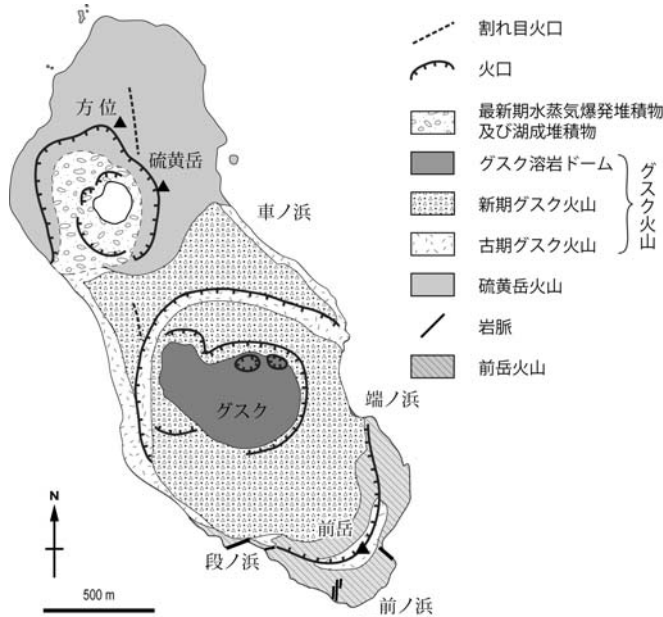
## 3.5 硫黄島火山

硫黄島火山は後期更新世の前岳火山、後期更新世ないし完新世の硫黄岳火山及びグスク火山から構成される(第6図, 第7図)。いずれも輝石安山岩質である。徳之島北西部で約2.9万年前の始良Tnテフラ(AT)の上位に数枚のテフラが存在し、そのうちの上部が硫黄島火山起源と考えられることから、硫黄島火山の活動期は1-2万年以降と考えられる(小林・中野, 2008)。

硫黄島では1664年以来10回程度の水蒸気爆発が記録されているが、これらの活動はほとんどが硫黄岳火山口内と推定される。かつては硫黄の採掘が行われ、島には集落も存在したが、噴火の度に避難を繰り返し、1967年以降、無人島となっている。現在、グスク火山に形成された2つの爆裂火口(フォーギジュン、カスカイド: いずれも長径100m程度)及び硫黄岳火山口内で噴気活動が続いている。

南部に位置する前岳火山は開析の進んだ成層火山体で、安山岩質の火砕物と薄い溶岩の互層からなり、10本程度の放射状岩脈が貫入する。この山体と上位を覆うグスク火山噴出物との境界には、白色の流紋岩質の軽石流堆積物が挟入する。

北部に位置する硫黄岳火山は溶岩ドームである。火口周辺は変質が著しく内部構造が不明で、松本(1978)により火砕物が主体と見なされていたが、北東海岸は厚い溶岩の崖となっている。従来の研究では噴気活動が活発な硫黄岳が最も新しい火山体と考えられたが、その山体表面を厚く覆うテフラ層は南側のグスク火山に由来するものであり、グスク火山が地質学的に上位である(小林・



第6図 硫黄島火山の地質図  
小林・中野(2008)を一部修正。



第7図 硫黄島火山

A: 南西海上より見る硫黄島島の全景。右手前は開析が進む前岳火山、中央は平坦なグスク火山、左奥に硫黄岳火山がのぞく。

B: 南西島の海上より見る前岳火山、左手は直立した岩脈。岩脈の左側及び右奥は、グスク火山の火砕流及び火砕サージ堆積物。露出した岩脈にグスク火山の堆積物がアバットしており、グスク火山の活動期にはすでに前岳火山は浸食が進んでいたことを示す。

中野, 2008)。

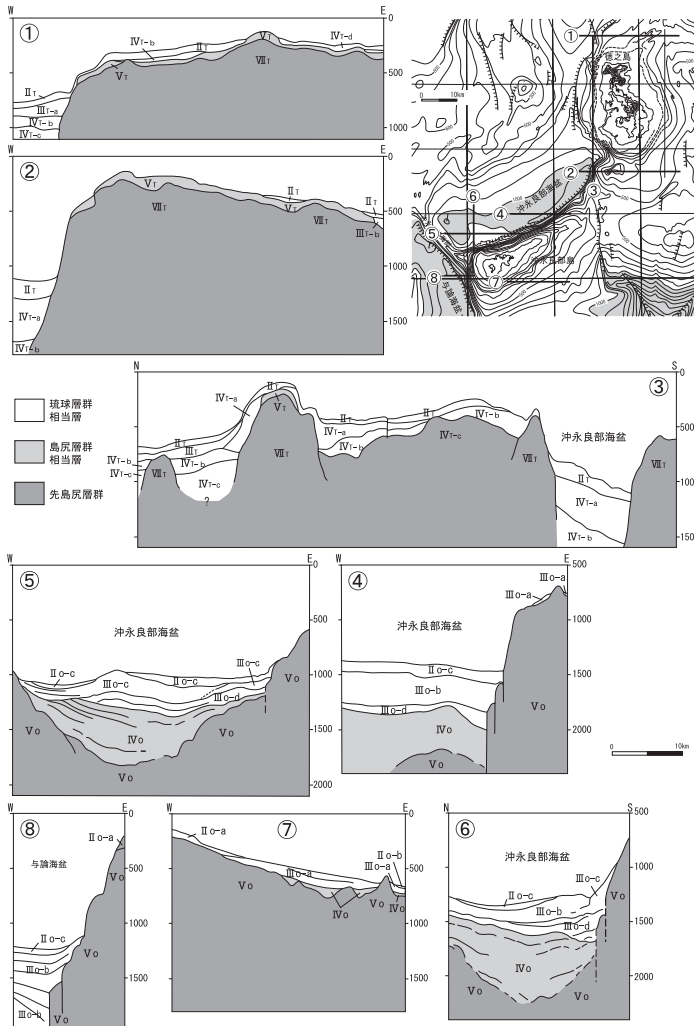
中央部のグスク火山は扁平なタフリング状の地形をなしており、海崖では成層構造が顕著であるがその大半は薄い火砕流堆積物と考えられ、一部は溶結している。二重の火口をもち、外側の古期グスク火山の火口径は1.5km、内側の新期グスク火山の火口径は500mで、その中央には扁平なグスク溶岩ドームが存在する。溶岩ドームの北側には少なくとも2つの爆裂火口が連なっている。大洋中にありながらタフリングの地形を鮮明に保っていることから、火山体の形成は比較的新しい時代と推定されるが、詳細な年代は不明である。

(中野 俊・小林哲夫)

## 4. 周辺海域の地質

徳之島図幅周辺海域の地質に関しては、100万分の1海底地質図(本座ほか, 1977)、20万分の1海底地質構造図(海上保安庁水路部, 1978, 1979b, 1984b)、5万分の1沿岸の海の基本図「徳之島」(海上保安庁水路部, 2001)及び「沖永良部島」(海上保安庁海洋情報部, 2002)、Tamaki *et al.* (1976)、相場・関谷(1979)、加藤ほか(1982)などの研究報告がある。

本図幅地域はフィリピン海プレートの大東海嶺が沈み込む島弧側地域に位置する(第1図)。本周辺海域は複雑な地質構造を示し、沖永良部島の北側には北落ちの断層群により沖永良部海盆が、西側には西落ちの正断層群により与論海盆が形成されている(海上保安庁海洋情報部, 2002)(第2図, 第8図)。沖永良部海盆は水深900-1,100mで、琉球弧に平行な東北東-西南西から北東-南西方向



第8図 徳之島及び沖永良部島周辺海域の音波探査記録の解釈断面図

海上保安庁水路部(2001)と海上保安庁海洋情報部(2002)による音波探査記録の解釈断面図を簡略化及び再構成し、水平垂直比の統一を行い、海盆名の加筆、先中新統及び島尻層群への網点の加筆を行った。位置図は第2図の一部を使用。

の長さ40kmを超える断層群を南限とする。これらの断層は沖永良部島の北方から徳之島の南西付近に達し、さらに徳之島の西側に発達する南北方向の断層へと続く。与論海盆は水深1,100-1,300mで琉球弧の伸びる方向に直交する北西-南東~北北西-南南東方向の断層群を東限とし、さらに方向を変えて与論島の北方に発達する北東-南西方向の断層へと続く。両海盆はハーフグラベン構造を示し、島尻層群以降の地層が最大約1,000m分布し、断層沿いに堆積物が厚くなり断層崖沿いに地層がアバットする。

徳之島周辺海域の音波探査層序は下位よりVII<sub>T</sub>, VI<sub>T</sub>, V<sub>T</sub>, IV<sub>T</sub>, III<sub>T</sub>, II<sub>T</sub>, I<sub>T</sub>層に区分され、VII<sub>T</sub>層は四万十帯白亜紀付加コンプレックスに、VI<sub>T</sub>層は古第三紀花崗岩類に、V<sub>T</sub>層は島尻層群、IV<sub>T</sub>層は中期更新世後半の琉球層群に、III<sub>T</sub>層とII<sub>T</sub>層は後期更新世の琉球層群に、I<sub>T</sub>層は沖積層に対比されている(海上保安庁水路部, 2001) (第3図)。また、沖永良部島周辺海域の音波探査層序は下位よりVo, IVo, IIIo, IIo, Io層に区分され、Vo層は先島層群、IVo層とIIIo層は島尻層群、IIo層は琉球層群、Io層は沖積層に対比されている(海上保安庁海洋情報部, 2002) (第3図)。

なお、海上保安庁海洋情報部(2002)は、沖永良部島周辺地域のIVo~Io層間で最も顕著な不整合関係にあるIVo層とIIIo層間は島尻層群中の不整合としており、海上保安庁海洋情報部(2002)でもその可能性が指摘されているように、この不整合は前期更新世に琉球弧に広く認められる島尻層群と琉球層群の間の広域不整合に対比される可能性が高い。このため、本図幅ではIIIo層を琉球層群下部(下部更新統上部~中部更新統)、IIo層を琉球層群上部(上部更新統)層に対比した(第3図、第8図)。

上記の音波探査層序の細分に基づいた両島周辺海域の音波探査記録の解釈断面を見ると、両島の陸域部では分布が確認できない島尻層群相当層が海域では広範囲に分布する。このうち沖永良部島や徳之島とその近接する浅い海域(地塁地域: 第8図の①②③⑦)では島尻層群相当層の層厚は数10-150mと薄く、また欠如していることもある。これに対し、沖永良部海盆内(第8図の④⑤⑥)では、層厚は数100m-600mに達する(上述のよう)海上保安庁海洋情報部(2002)のIVo層を琉球層群に対比した場合)。一方、両島東方の太平洋側大斜面下部には、最大層厚4,500-5,000mに達する島尻層群相当層が分布すると推定されている(木村ほか, 1980, 1999)。また、琉球層群(上部更新統を含む)相当

層は、両島周辺の浅海部では層厚100-150m以下であるが、上記の海盆内では数100mから最大700-800m(下限不明)に達する。

なお、以上のほかに、徳之島の西方かつ沖永良部海盆の北方には最浅部が水深90m、全体として水深400-200mほどの高まりが海底下に存在する。本座ほか(1977)は、そこに先中新統が分布するとしたが、詳細については不明である。(尾崎正紀)

## 5. 活構造及び地質災害

### 5.1 活構造

本図幅内の陸域では、徳之島で長さ1-3kmの4つの断層、沖永良部島で長さ3.5-5kmの3つの断層に関して活断層の可能性が指摘されている(太田・堀, 1980; 活断層研究会編, 1991)。しかし、段丘面自体の形成年代が不明なため、徳之島では山田ほか(2003)で指摘されているように、確かなのは更新世の琉球層群を切っている断層ということだけで、沖永良部島でも上部更新統~完新統に変位を与え、かつ今後も活動を継続する活断層であるとするデータはない。このため本図幅では、徳之島で山田ほか(2003)が変位を示した伊仙崎断層、犬田布断層、平土野断層を、沖永良部島では太田・堀(1980)が示した手々知名断層と王城断層を、琉球層群に変位を与えている断層として地質図に示した。

一方、徳之島の西方海域では東西~北西~南東方向の断層群が、沖永良部島の北方沖では北東-南東方向、同島西方沖では北西-南東方向の断層群が更新統(琉球層群相当層)に変位を与えている(海上保安庁水路部, 2001; 海上保安庁海洋情報部, 2002)。周辺海域では地殻内の浅い地塁も発生しており、これら断層の一部は活断層として活動している可能性が高い。

### 5.2 地震及び津波

琉球弧(南西諸島)はフィリピン海プレートが沈み込む活動的な地域である。また、南西諸島では1644年以降大小9回の津波が観測されており(中田, 1990)、本地域は地震による海底地形の変形や海底地すべり発生による津波の被害が想定される地域である。

徳之島図幅地域付近での大きな地震被害としては、1911年(明治44年)の喜界島近海で起こったマグニチュード8.0の地震によるものが知られている。喜界島を中心に、奄美大島、徳之島、沖永良部島、沖繩本島に大きな被害を出し、徳之島では5人が死亡している(宇佐美, 2003)。

津波被害に関しては大きな被害の報告・資料はないが、沖永良部島北東部の北西側海岸のサンゴ礁岩塊を、沖永良部島北西方の海域で発生した古津波による移動岩塊とする報告もある(河名, 1996)。

(尾崎正紀)

## 6. 応用地質

### 6.1 稼行鉱山

徳之島、沖永良部島では、琉球石灰岩が広く分布し、数多くの鉱区の設定が行われている(鹿児島県地下資源開発促進協会, 2004)。このうち、天城町西阿木名で琉球石灰岩が路盤材及び肥料原料用として採掘されている。

### 6.2 休止鉱山

【銅】石川(1910)が初めて徳之島の銅鉱床を報告した。その後Flint(1954)、鹿児島県地質調査研究会(1959)、宮久(1974)、鹿児島県(1960)、木下ほか(1961)が記載を行った。このうち前3者の記載が詳しい。徳之島の銅鉱床は白亜紀付加コンプレックスの玄武岩類を含むメランジ中に胚胎される含銅硫化鉄鉱床である。宮久(1974)は、鉱石のタイプに大部分黄鉄鉱からなるもの、磁硫鉄鉱・黄銅鉱が綺状をなすもの、片理(メランジの面構造)に平行に黄銅鉱が存在するもの、石英脈の中に微細な糸状の黄銅鉱が存在するものがあることを報告した。

【銅】松原鉱山 徳之島北西部に位置する。宮久(1974)によれば1927年までに10,000t以上の出鉱があり、休止期を挟んで再度1938-1939年頃稼行された。鉱体は、平均30cm最大10mの厚さを持つレンズ状で、磁硫鉄鉱と黄鉄鉱からなることとされる。母岩は砂岩優勢の付加コンプレックス中の衝上断層に沿って分布するシート状の玄武岩ブロックないし玄武岩ブロックを含む混在岩である。

【銅】宝迫鉱山 徳之島中部東岸、母間南西に位置する。宮久(1974)によれば、標高133-173mの間に主要坑口があり、1912-1944年の間採掘され、総出鉱量30,351t、銅平均品位3.75%、含有銅量1,138tであった。鉱石は黄銅鉱と黄鉄鉱の共生する塊状ないし、斑状の黄銅鉱を含む磁硫鉄鉱である。母岩は本図幅に示す接触変形作用を受けた混在岩である。鉱体は平均の厚さ80cm、最大厚3mの1枚のシート状である。

【銅】下久志鉱山 徳之島中部東岸、下久志南方に位置する。宮久(1974)によれば、下久志南方の標高70mにある。Flint(1954)、宮久(1974)によると1904-1929年の間採掘され、1937年のみ再開したが商業的に成り立たず閉山した。1915-1918年の間が最も出鉱量が多く、600t/月の出鉱量があったとされる(Flint, 1954)。鉱床の地表付近は玄武岩類であるが、鉱体は本図幅に示す混在岩の泥質岩中であり、30cm-3mの厚さで延長300mに達するとされ(宮久, 1974)、黄鉄鉱と磁硫鉄鉱が密集し少量の黄銅鉱を伴っている(鹿児島県地質調査研究会, 1959)。

【銅】三京鉱山 徳之島中央部、三京岳(丹発山北西方)の脚部にあり、鉱体は磁硫鉄鉱からなり、銅の含有量は低かつ(宮久, 1974)。

このほか、亀津南方の奥名川鉱床(木下ほか, 1961; 宮久, 1974)、亀津北方の徳和瀬鉱床(石川, 1910)が知られるが、これまで開発されていない。

【マンガ】徳之島では、鹿児島県地質調査研究会(1959)、鹿児島県(1960)によって、南東部の尾母集落の周辺にマンガン鉱床が報告された。その後、波多江ほか(1963)が詳細に報告した。それによると、尾母集落の北東部を中心に、

尾母小学校から半径700mの中に鉱床は点在し、そのうち5ヶ所で採掘され、4ヶ所で露頭が報告されている。母岩は白亜紀付加コンプレックスの玄武岩類で、これらの風化土壌中にマンガングルが胎生する。なお吉村(1967, 1969)は、鉱石から礫石を報告している。

[アンチモン] 鹿児島県地質調査研究会(1959)によれば、沖永良部島の和泊西方に、白亜紀付加コンプレックスの砂岩泥岩互層に貫入した石英脈に伴って輝安鉱を産し、1940-1944年に採掘された。徳之島三京にも含アンチモン石英脈が知られており、坑道が存在した(宮久, 1974)

[硫黄] 硫黄島では硫黄岳火口内において、硫黄の採掘が遅くとも14世紀には始まっていた(山崎, 1903; 木下, 1935)。硫黄の採掘は1938-1944年には工業的に行われ、硫黄で固まった火山灰から火口内で硫黄を抽出・精製して運び出していた(Flint, 1954)。

[リン鉱床] 沖永良部島知名町屋子母の北方、標高100-110m付近にリン鉱床が知られており、鹿児島県地質調査研究会(1959)、鹿児島県(1960)で報告されている。これらによると、島の糞由来のリン酸が琉球石灰岩の割れ目を充填したグアノで、黒褐色～淡黄色を呈し、高品位(リン酸分50%程度)のものは多孔質で魚卵状とされる。平均品位30%程度。1953年以降一時採掘された。

### 6.3 砕石・石材

徳之島では、北西端の金見崎の西方で接触変成作用を受けた付加コンプレックスの砂岩、砂岩優勢砂岩泥岩互層を、また西岸の秋利神川河口では接触変成作用を受けた付加コンプレックスの泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩互層を、それぞれ砕石として採掘している。亀津南方では、琉球層群の砂礫層を採掘している。沖永良部島では矢護仁屋岬(田皆崎)でトラバーチンが採掘されて、装飾用建材として用いられた(鹿児島地質調査研究会, 1959)。1936-1940年に採掘され、その後1953年に再開された(鹿児島県, 1960)が、現在は採掘されていない。

(斎藤 眞)

### 6.4 温泉

硫黄島島の東海岸、端ノ浜突堤北側の汀線に沿って無色無臭の温泉湧出が認められる。最高温度は68℃(松本, 1978)あるいは42.5℃(上原, 2002)と測定されているが、泉質及び湧出量等の詳細は不明である。また、西海岸でも海水の変色が認められ、温泉湧出が推定されている(松本, 1978)。なお、噴気活動が活発な硫黄岳には火口湖が存在し、白濁した高温の湯だまりとなっている。

(中野 俊)

### 6.5 水資源

徳之島と沖永良部島は慢性的な水不足のため、地下水・水質調査やダム・水路建設などの利水事業が長年にわたって行われ、徳之島では鹿児島地質調査研究会(1964b)、後藤・野間(1989)、今井ほか(2002)、九州農政局農村計画部資源課(2007)、沖永良部島では鹿児島県企画室(1955)、鹿児島地質調査研究会(1964a)、太田ほか(1973)、九州農政局計画部(1976)、吉村・樽谷(1982)など、石灰岩地

域の水資源に関連した報告も多い。

両島に限ると、徳之島は秋利神川など河川による地表水、沖永良部島では地下洞流水や湧水が比較的多い特徴があり、現在その特徴を活かして徳之島では地表にダム(秋利神川の徳之島ダム)が、沖永良部島多くは琉球層群の石灰岩層の空隙を利用した沖永良部地下ダムが建設中である。

(尾崎正紀)

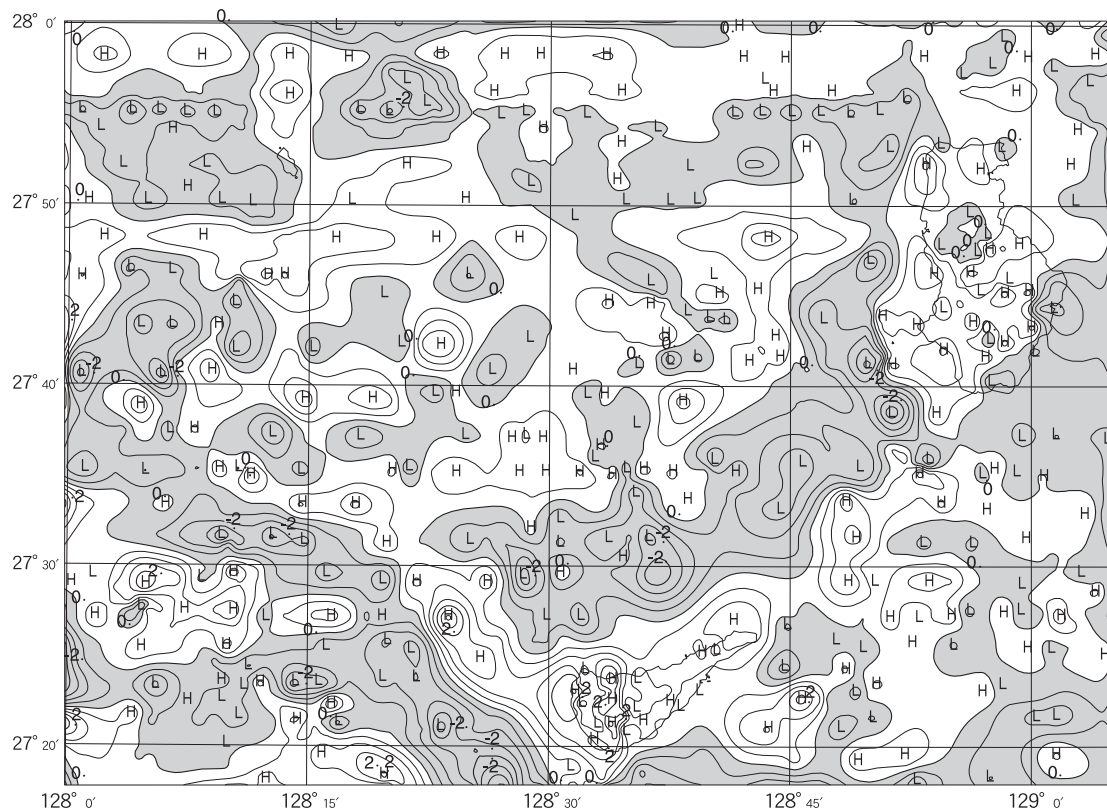
## 7. 重力異常

本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)が、平成19年度に徳之島と沖永良部島で新たに測定を行い陸域の重力異常値の精度を確保した。編集面積は8,440km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は1,263点である。そのうち陸域の178点が平成20年2月に2島で実施した陸上重力測定による。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: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, HS8203, HT861016, HT861102)を編集し、ブーゲー異常とした。

ブーゲー異常を算出するための仮定密度は、2.5g/cm<sup>3</sup>を採用した。本地域の徳之島、沖永良部島では先新第三系の付加コンプレックスや花崗岩類が露出しており、仮定密度はそれら基盤岩類として妥当な密度である。

概略の重力異常は東部で北北東～南南西方向のカウンターパターンが優勢で北西方向に重力異常が増加しており琉球弧に整合するような2次元な構造を呈している。硫黄島島を北西の縁とする100mgalを越す高重力異常は南に伸び沖永良部島に達しており基盤の盛り上がり域を示している。徳之島の南西方には40-50mgalの低重力異常が見られ基盤が深くなっていることを示している。地表の地質との対応が良く判るように残差重力図を示す(第9図)。深部構造による重力異常として500mの上方接続値を除去したため、この図は地表から深度1km程度までの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。沖永良部島と徳之島のほぼ全域が正の残差重力域になっており基盤岩類が浅いことがわかる。徳之島について詳細を見ると、北部の崎原崎周辺、金見崎周辺、大和城山～美名田山の山間部は負の残差重力域を示す。ここは古第三紀花崗岩の分布域に相当し、周辺の四万十帯白亜紀付加コンプレックスの分布域に比べ密度が小さいことを示している。天城山周辺や井之川岳周辺には正の高残差重力域となり、ここは白亜紀付加コンプレックスの分布域であることから、周囲に比べて密度が大きいたことが顕著である。沖永良部島については、島の西部と東部で残差重力が大きく、越山周辺の中中部で小さくなっており、これは四万十帯白亜紀付加コンプレックスと古第三紀花崗岩の分布に対応している。特に、西部の大山周辺には南北に伸びる2mgalを越す高残差重力が顕著で、この周辺に分布する付加コンプレックスの構成岩類が玄武岩類で密度

(駒澤正夫)



第9図 500mの上方接続残差重力  
負値には、影を付けて表示。コンター間隔は0.5mgal(ミリガル)。

## Geology of the 1:200,000 Tokunoshima Quadrangle

The 1:200,000 Tokunoshima quadrangle is located between Amami-Oshima and Okinawa Islands of the Ryukyu Arc. It includes Tokunoshima, Okinoerabu Jima, Iotori Shima Islands and Tonbara Iwa Rocks of the shore reef. Tokunoshima and Okinoerabu Jima Islands are composed of Cretaceous accretionary complexes intruded by Paleogene granitic rocks, which are covered by the Pleistocene Ryukyu Group, latest Pleistocene to Holocene pyroclastic flow deposits, and Holocene sediments. Iotori Shima is an active volcanic island sitting on the present volcanic front of the Ryukyu arc.

The accretionary complexes of the Shimanto Terrane are exposed on the Tokunoshima and Okinoerabu Jima Islands. The accretionary complexes of Tokunoshima Island are divided into two parts. The northern part is composed mainly of sandstone, mudstone, alternation of sandstone and mudstone, and broken beds of sandstone and mudstone with a small amount of chert, basalt, basalt volcanic rocks, felsic tuff and melange. The southern part is composed mainly of basalt, basalt volcanic rocks and melange containing basalt with sandstone, mudstone, alternation of sandstone and mudstone, and ultramafic rocks. The ultramafic rocks extend NNE and are composed of serpentinite and dunite. The accretionary complexes of Okinoerabu Jima Island are rich in basalt and basalt volcanoclastic rocks, and compared to those of the southern part of Tokunoshima Island without ultramafic rocks.

Although no fossil is obtained from these accretionary complexes, lithologic characteristics indicate that these accretionary complexes are Cretaceous accretionary complexes of the Shimanto Terrane. These complexes are dominant in clastic rocks, basalt and basalt volcanic rocks with a small amount of chert and without limestone. It was also intruded by Paleocene granitic rocks.

The accretionary complexes of Tokunoshima Island have almost undergone contact metamorphism by Paleocene Tokunoshima Granite while those of central Okinoerabu Jima Island have been subjected to contact metamorphism by Oligocene Okinoerabujima Granite.

In the Tokunoshima Island, the Paleocene Tokunoshima Granite occupies several parts of the island. The granite is a medium-grained biotite granite (adamellite) and hornblende-biotite granodiorite. This granite is broadly distributed below the accretionary complexes. The age of the granite intrusion is regarded as 61 Ma (K-Ar age of biotite, Kawano and Ueda, 1966) and 59 Ma (K-Ar age of biotite, Kawano and Kato, 1989). Porphyritic granite and granodiorite dikes intruded into the accretionary complexes before intrusion of Tokunoshima Granite, and followed by an orthopyroxene-clinopyroxene diorite dike intrusion. In the Okinoerabu Jima Island, the Oligocene Okinoerabujima Granite occupies a central part of the island. This granite is a medium-grained biotite-hornblende granodiorite and strongly weathered. The age of the intrusion of the granodiorite is believed to be 32.9 Ma (fission track age, Onishi *et al.*, 1986). Several granite porphyritic dikes intruded the accretionary complexes.

The Ryukyu Group covering Tokunoshima and Okinoerabu Jima Islands, consists of reef complex deposits and terrigenous gravel and sand deposits. The Ryukyu Group unconformably overlies the Shimajiri Group distributed in the sea around the islands and is divided into the Tokunoshima and Okinoerabu Formations, Metegu and Tamina Formations, and marine terrace deposits, in ascending order. The Tokunoshima and Okinoerabu Formations, each are a hundred and several tens of meters thick, comprise a major part of the Ryukyu Group. Both formations are made up of two units consisting of proximal coral limestone and distal rhodolith, *Cycloclypeus-Operulina*, and detrital limestone. The Metegu and Tamina Formations are unconformably on the Tokunoshima and Okinoerabu Formations. The Metegu Formation is composed mainly of coral limestone less than 5 m in thickness. The Tamina Formation, less than 10 m in thickness, is made up of gravel and sand with coral limestone gravel. Early Late Pleistocene marine terrace deposits are composed of gravel and sand including limestone gravel.

Latest Pleistocene to Holocene pyroclastic fall deposits, erupted from the Aira Caldera and Iotorishima Volcano, mainly cover the northern part of Tokunoshima Island. Holocene deposits, which cover the narrow plains along coasts and rivers, are composed of flood plain, coastal sand dune, beach ridge, beach rock, and raised coral reef deposits.

The Iotorishima Volcano of Late Pleistocene to Holocene consists of Maedake, Iodake and Gusuku Volcanic edifices in ascending order. Maedake Volcano is a stratovolcano composed of andesite pyroclastics and lava flows with several radial dikes. Iodake Volcano is an andesite lava dome with a summit crater which is 500-700 m in a diameter. Inside the crater, several to ten phreatic eruptions have been recorded in historic time and fumaroles are active. Gusuku Volcano is a double tuff ring composed of andesite pyroclastic flow and surge deposits, and the latest flat lava dome erupted in the central crater.

The NE-SW and NW-SE trending faults and half-graben basins, relate to the subduction of the Philippine Sea Plate and opening of the Okinawa Trough, have been developed in the district and its surrounding area since the Early Pleistocene. Some of these faults have the potential to be active faults. However, the faults that cut the Ryukyu Group in Tokunoshima and Okinoerabu Jima Islands are considered to have been inactive since the Late Pleistocene.

The copper deposits of Tokunoshima Island occur in the Cretaceous accretionary complex of melanges including basalt and basalt volcanoclastic rocks. Several mines operated until World War II, but no mines are active. There were stibnite and guano phosphorite mines on Okinoerabu Jima Island. Small domes and incrustations of sulfur have been formed around the small vents in the crater floor of Iodake Volcano on Iotori Shima Island.

The limestone of the Ryukyu Group is mined on the west coast of Tokunoshima Island and its gravel is quarried on the southeast coast. Contact metamorphosed sediments of the Cretaceous accretionary complex are quarried on the north and west coasts of Tokunoshima Island. Travertine was quarried for building materials on the northwest margin of Okinoerabu Jima Island.

High temperature hot springs from the volcanic activity of Iotorishima Volcano are on the east coast of Iotori Shima Island.

Gravimetric residual highs including Amagi Dake (Mt. Amagi) and Inokawa Dake (Mt. Inokawa) of Tokunoshima Island and Oyama (Mt. Oyama) on the western part of Okinoerabu Jima Island correspond to the outcropping area of Cretaceous accretionary complexes. However, gravimetric residual lows including Yamatogusuku Yama (Mt. Yamatogusuku) to Minata Yama (Mt. Minata) of Tokunoshima Island and Koshi Yama (Mt. Koshi) of the central part of Okinoerabu Jima Island correspond to the outcropping area of Paleogene granitic rocks.

Key word: areal geology, geological map, 1:200,000, Tokunoshima, Okinoerabu Jima, Iotori Shima, Cretaceous, Paleogene, Pleistocene, Holocene, Ryukyu Group, tephra, active fault, half-graben basin, active volcano, accretionary complex, granite, Kagoshima, Okinawa

平成21年7月10日印刷

平成21年7月17日発行

著作権所有・発行者

許可なく複製を禁ずる

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©2009