

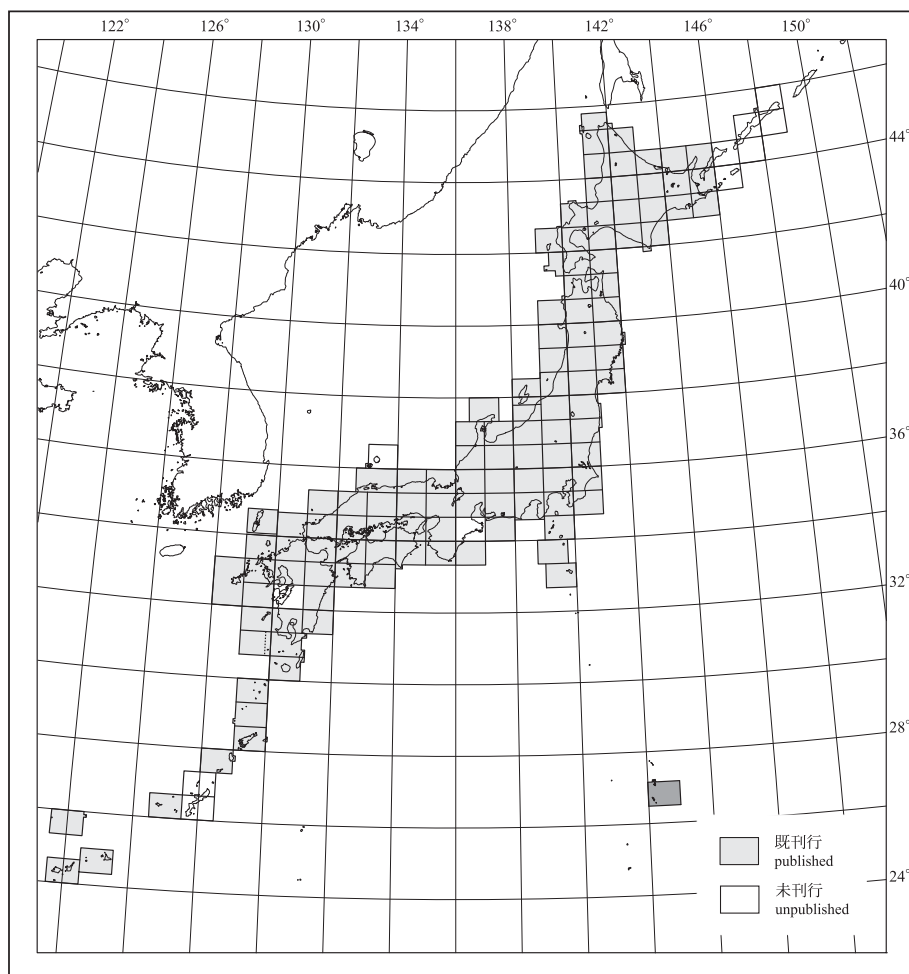
NF-53-12
NG-54-7,8,9,16,17,18,20
NG-56-18

20万分の1地質図幅「小笠原諸島」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, OGASAWARA SHOTŌ

海野 進・中野 俊・石塚 治・駒澤正夫

Susumu UMINO, Shun NAKANO, Osamu ISHIZUKA and Masao KOMAZAWA



平成21年
2009

1. はじめに

20万分の1地質図幅「小笠原諸島」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。本地域は国土地理院発行の20万分の1地勢図「小笠原諸島」に含まれる全島嶼を含み、行政区域としては東京都小笠原村全域に相当する。編纂に当たっては、これまでに公表されている報告書や論文などのデータを利用したほか、若干の野外調査を実施した。小笠原群島については海野・石塚が、火山列島及びその他の地域については中野が担当した。また、鉱床及び海洋地質は石塚が、重力は駒澤が担当し、全体の調整は中野が行った。

2. 地形

小笠原諸島は東経136度4分11秒から153度58分6秒、北緯27度44分41秒から20度25分31秒の範囲の太平洋上に点在する大小30余の島々からなる。このうち日本最東端の南鳥島は太平洋プレート上の海底火山を起源とし、日本最南端の沖ノ鳥島はフィリピン海プレート上の九州・パラオ海嶺、小笠原群島（聳島列島・父島列島・母島列島）は小笠原海嶺、西之島及び火山列島は七島・硫黄島海嶺上の海洋島である（第1図）。

南鳥島は1辺2km弱の二等辺三角形を呈した平坦な島である。島の中央部が浅い凹地となっており、それを取り巻く外周部は海拔5-9mである。

沖ノ鳥島は東西4.5km、南北1.7kmに広がる水深6mで浅の礁原内部の露岩で、海面上に顔を出している高さ3m以下の東小島及び北小島の2つから構成される。第2次世界大戦以前の調査では6つの露岩から構成されていたが、現存する2つをのぞき波浪により消滅している（田山, 1952; 長岡, 1987）。

聳島列島は北から一ノ岩〜五ノ岩の岩礁群、北之島、中ノ島及び笹魚島、聳島、針之岩、媒島、嫁島などからなる。一ノ岩から媒島は水深130mの海底から立ち上がる尾根状の高まりに載っており、この尾根は媒島の南東沖合9kmの海底まで続いている。これらは北西-南東方向に並ぶ数列の海底の高まりからなり、最北端の列は北之島の北東3kmに並ぶ一ノ岩、二ノ岩、三ノ岩の岩礁群で、最大の二ノ岩は25m×35m、海拔7mである。この列は、笹魚島東沖合を通り北西-南東方向に延びた200m×50mの長方形の平坦な岩礁、崎岩まで続く。二列目は五ノ岩、四ノ岩及び東西2つの小島からなる笹魚島を載せる高まりである。三列目は、北之島、中ノ島を載せる頂部が平らな高まりから聳島、針之岩、媒島及び嫁島南東の小海丘へ続く。北之島と中ノ島はともに北西-南東に延びた島列と岩礁群からなり、北之島は800m×300m、最高点は海拔52mである。聳島は列島中最大の面積を有し、10ヶ所ほどの幅200m以下の浜辺を除いて高度10-70mの海食崖で囲まれている。島の北西部と東部中央にそれぞれ海拔81mの象頭山及び88mの大山があり、海拔50m前後のなだらかな丘陵が連なる。針之岩は北西-南東に延びた長さ300m、海拔80m及び130m前後の2列の岩山とそれらをつなぐ南北走向の岩礁群からなり、断層に沿った差別浸食によって取り残されたものと考えられる。針之岩と媒島の間には50m×30mほどの岩礁、聳岩がある。媒島は列島中最も起伏に富み、島の北東部にある最高点の屏風山（海拔155m）と北西部にある剣山（海拔121m）、前二者の間にある中央北部の海拔104m峰の3点を頂点とし、南北に走る3列の尾根からなる。104m峰と屏風山の2つの尾根を分ける谷は島の南部中央に切り込んだ入り江に続いている。この地形は断層と変質帯に沿った差別浸食の結果生じたものと思われる。一方、嫁島はこれらの島々の列から離れて独立した方形の高まりの上にある。嫁島は中央西岸の入り江を除いて高さ20-100mの複雑に入り組んだ海食崖で囲まれる。その南にある前島は、南西に開いた入り江と海拔128mの最高点を有する切り立った断崖で取り囲まれている。

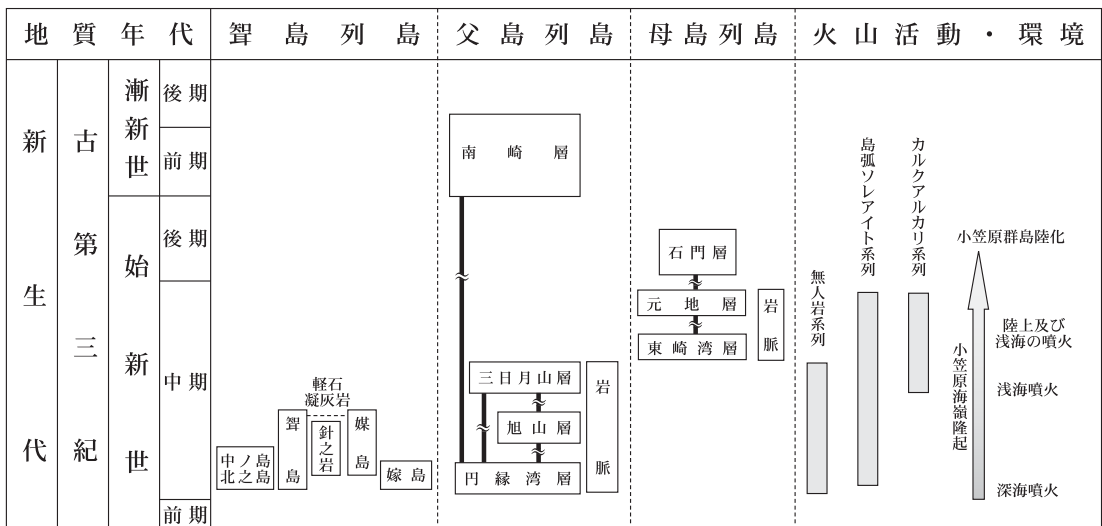
父島列島は北から弟島、兄島、父島の主要3島と周辺の属島からなる。主要3島はいずれも入り組んだ海岸線で囲まれ、東-南岸にかけて急斜面と高い海食崖が発達し、西岸に向かって緩傾斜の斜面を有する。列島中で最大の面積を有する父島は、北部に天然の良港である二見港を擁し、最高点は島のほぼ中央に位置する中央山（海拔326m）である。南北に伸張した弟島では小規模な礫浜が島の南岸から西岸にかけて見られる。主要3島のうち兄島のみ北西-南東方向に伸張するが、この方向は岩脈群や背斜軸の走向とほぼ調和的である。主要3島には断層に沿った差別浸食によって形成された構造性の谷や沢筋が発達する。父島では海拔250-300m付近、兄島では150-200m、弟島では50-100mと特徴的な小起伏面が認められる（今泉, 1983）。また、海拔20-100m付近に海成段丘起源と考えられる平坦面が散見されるが、堆積物などは確認されていない（今泉, 2000）。父島の三日月山西斜面や弟島沿岸には地すべり地形が散在する。これらはいずれも三日月山層中の凝灰角礫岩の露出域にあり、脆弱な岩盤に起因すると思われる。父島南西部では石灰岩からなる南崎と沖合の南島及び周辺に点在する小島が沈水カルスト地形をつくる（貝塚・堀, 1968）。南島の湾入部や窪地はドリ-ネやウパーレの地形を示し、稜線部にはカレンフェルトが発達する。また、点在する小島の稜線を結ぶ曲線から、水没したドリ-ネやウパーレの輪郭が推察できる。これらのカルスト地形は氷期の海面低下期に形成され、その後の海面上昇によって半ば沈水した（貝塚・堀, 1968）。

母島列島は母島本島とその西へ南東沖4-5kmに広がる向島、平島、姉島、妹島、姪島などからなる。母島は13km×4kmで北北西に伸張し、海拔463mの乳房山を頂点に100-350mの断崖で囲まれた険しい地形を有する。沖港以南では海食崖で切り立った島の東岸から西岸へ向けて緩傾斜の斜面となり、海拔60-100mの段丘状平坦面が発達する（今泉, 2000）。海岸線は西岸では概して直線的であるのに対し、東岸は北から東港、大崩湾、東崎湾と並ぶ特徴的な湾入が見られるが、いずれも断層などの構造的な弱線との関係は認められない。石門一帯にはカルスト地形や鍾乳洞が発達する。石門の南崖下には斜面崩壊による崩落物が厚く堆積している。最近では1997年7月の台風25号による大雨時に大きな斜面崩壊があり、基盤の凝灰角礫岩直上の石門層の礫岩と石灰岩が崩落した（吉田, 1999）。同様の斜面崩壊による堆積物は堺ヶ岳直下の東斜面に発達する。向島、平島、姉島、姪島はいずれも高さ10-50mほどの海食崖で囲まれるが、島の中央部は比較的なだらかで、最も起伏の大きい向島でも海拔140m足らずである。これに対して妹島は海拔216mの最高点を擁する海拔150m以上の尾根が島の中央南よりに東西1km余りにわたって延び、傾斜27°-45°の斜面が海岸付近まで降下し、最後は高さ20-150mの切り立った断崖となっている。

西之島は760m×600m、最高海拔25mの平坦な島で、海面下に直径約1.3kmの火口が存在し、その火口縁に当たる古い火山体と、1973-74年噴火によって形成された新しい火山体（中央火口丘）からなり、その間は砂礫の堆積により1974年に陸繋した。浸食・堆積による地形変化が著しく、北側に形成されていた湾は1981年頃に閉塞し、その一部は島の中央部に池として取り残されている。

北硫黄島は2.1×3.3km、最高海拔792mを有し、南北に延びた外形をなし、湾の出入りがなく、島の周囲に海食崖が発達する島である。一部を除いてほぼ急峻な地形となっており、海岸沿いに礫浜がわずかに発達するのみである。石野村や長根鼻付近にやや顕著な崩積地形が発達する。明瞭な火口地形はない。

硫黄島は8km×4.5km、最高海拔160m余りの島で、元山及び摺鉢山の2つの山体が砂礫の堆積した千ヶヶ原で連結している。火山体直下のマグマ活動によるものと考えられている地形変形が著しく、最近数百年では元山付近を中心に年間10cm以上の隆起が継続し、それに伴う小規模な活断層も多数形成されている。監獄岩や釜岩、東岩は海面上に現れている直径約10kmの



第2図 小笠原群島、古第三系の地質総括図

カルデラ縁（外輪山）の一部である。元山と摺鉢山はそれぞれ後カルデラ期の中央火口丘及び側火山である。カルデラ縁の釜岩は1969年頃に本島と陸繋した。

南硫黄島は直径約2 kmのほぼ円錐形をなし、最高海拔は伊豆諸島及び小笠原諸島で最も高い海拔916mを有する島である。島の平均傾斜は40°を超え、湾の出入りは全くなく、全周囲に海食崖が発達し、その基部には奥行き最大でも50m以内の礫浜がわずかに形成されているのみである。松江岬の西方にやや規模の大きい崩落崖が形成されているほか、南崎などにも小規模な崩落地形が見られる。山頂部には火口地形及び火山体の堆積面がわずかに残されている。

3. 地質

3.1 概要

小笠原海嶺では中期始新世の4,800万年前から4,500万年前（Ishizuka *et al.*, 2006; Ishizuka *et al.*, 2008）にかけて主として無人岩及びその分化物の海底火山活動が広範囲で起こり、父島列島及び聳島列島の骨格が形成された（第2図）。無人岩の活動の中期には島弧ソレアイト質安山岩～デイサイト溶岩が挟在するようになり、4,500万年前頃には父島北部～弟島でカルクアルカリ岩類と高カルシウム無人岩が同時に活動した。初期の噴火は主として穏やかな溶岩流出であったが、後期には降下軽石やベースサージを伴う爆発的な噴火を挟むようになった。父島は遅くとも漸新世までに陸化した、浸食された火山岩層と岩脈を漸新世の礫性石灰岩が覆っている（松丸, 1976; Matsumaru, 1984, 1996; Umino, 1985）。母島列島は中期始新世の4,400万年前頃（Ishizuka *et al.*, 2006）に浅海または陸上で噴出した未分化な島弧ソレアイトやカルクアルカリ岩系列の溶岩や火砕岩からなる（海野・石渡, 2006; 矢嶋ほか, 2001）。主にハイアロクラストイトと降下スコリア凝灰岩からなるが、母島では3度の火砕流と降下軽石噴火があった。浮遊性有孔虫化石群集から、溶岩の間に挟在する石灰質砂岩と石灰岩は4,590-3,850万年前（Zone P11-14; 藤田ほか, 1995; Matsumaru, 1996）、下位の溶岩を不整合で覆う最上位の石灰岩は3,850-3,380万年前（Zone P15-17; Matsumaru, 1996）と考えられる。

西之島及び火山列島を構成する北硫黄島・硫黄島・南硫黄島は、いずれも深海からそびえる海底火山の頂部が海面上に現れた火山島で、中期更新世以降の陸上噴出の火山噴出物が大部分を占めるが、崩積堆積物及び海浜砂礫層も分布する。このうち西之島と硫黄島はそれぞれ2つの火山体からなるが、その間には海浜砂礫層が広く発達している。この両者とも有史時代に噴火が発生している活火山である。

沖ノ島島は海山の頂部に形成された環礁の一部で、礁石灰岩及び含有孔虫石灰岩から構成される。

南島島は海山の頂部にある卓礁が離水して形成され、主に未固結の砂礫層から構成される。島の土台を形成する隆起サンゴ礁やそれに覆われる火山体そのものは地表に露出していない。

3.2 聳島列島

聳島列島を構成する北西－南東方向に並ぶ数列の海嶺・小海丘群のうち、二ノ岩は最北端の列を構成する最大の岩礁であり、無斑晶状安山岩の塊状溶岩からなる。この南東延長に位置する蛸岩は無人岩凝灰角礫岩からなる。

四ノ岩及び笹魚島は主として無人岩の成層凝灰角礫岩からなる。笹魚島は南南西に30°傾斜した同斜構造をなす。一部に無人岩枕状溶岩を挟在し、同岩質の岩脈によって貫入されている。凝灰角礫岩の塊状部は扁平なレンズ状火山弾を含み、発泡度の低いスコリアと石質岩片からなる。よく成層した部分は数cm～10cm大の礫が濃集したレンズを含むラピリスートンからなる。

北之島及び中ノ島はともに無斑晶状安山岩からなり、北之島では厚さ700m以上のアグルチネート（Ka）を厚さ130mほどの枕状溶岩（Kp）が覆っている。一方、中ノ島は厚さ47m以上の枕状溶岩からなる。アグルチネートは、強溶結した塊状部と径数cm～10cmの発泡度の低い角張った岩片の輪郭が認められる中溶結部からなる。枕状溶岩の表面は変質によって茶褐色を呈し、伸長した枕状溶岩ロープの表面から多数の小突起状ロープが派生している。中ノ島北東の岩礁では東西に伸びる最大直径6mに達する同心円状構造を示す溶岩チューブが見られる。枕状溶岩ロープの分岐する様子から、中ノ島北東では東向き、中ノ島南部では北西向きに流れたことがわかる。北之島及び周辺のアグルチネートと枕状溶岩は一樣に南東に傾斜し、北之島西部～西方岩礁群を噴火中心とした火山体があったと考えられる。一方、中ノ島周辺の枕状溶岩は、同島を通して北東にプランジした北東－南西走向の背斜構造をなし、北之島南東端から南東方の岩礁は背斜の西翼にあたることから、中ノ島から南西に伸びる尾根状の火山体を形成したと考えられる。

聳島の大半は成層凝灰角礫岩（St）からなり、東部では厚さ18mの凝灰岩質礫岩一砂岩と無人岩の枕状溶岩（Sp）が凝灰角礫岩の間に挟在する。南浜から西では凝灰角礫岩の間に5枚の無人岩枕状溶岩が挟在する。全層厚は聳島全体で750mに達する。聳島西部に南北走向の背斜軸、東部の大山の東に南北走向の同斜軸があり、その間は南東～東傾斜の同斜構造をなす。最下位は象頭山北の海岸～沖合の岩礁に露出する無人岩枕状溶岩、最上位は大山東から北東沿岸に分布する凝灰角礫岩である。凝灰角礫岩の多くは粗粒火山砂～火山礫サイズで発泡度の低いスコリアからなる基質に枕状溶岩片の礫を含み、よく成層している。水冷火山弾を含む降下火砕岩も随所に見られる。礫の多くは無人岩である。南東の海食崖上では成層した白色凝灰質細礫岩～粗粒砂岩が露出し、間にシート溶岩（平板上の水底溶岩流）が挟在する。シー

ト溶岩の上盤は厚さ8mの凝灰質礫岩・砂岩、下盤は厚さ2.5m以上の凝灰質砂岩シルト岩互層からなり、溶岩との接触部のシルト岩は酸化して赤紫色を呈する。シート溶岩は凝灰質岩の層理を斜めに横切っていることから、未固結層中に貫入したものと考えられる。シート溶岩の上盤の凝灰質細礫岩～粗粒砂岩は、主として粒径1cm以下の綿状軽石と灰色軽石からなり、10%以下の白色軽石と少量の無人岩スコリアや結晶片を含む。軽石は斑晶として石英、斜長石、普通輝石、斜方輝石を含む。結晶組成と流紋岩質のガラス組成から媒島の流紋岩軽石凝灰岩に対比される可能性が高い。

針之岩は北西傾斜の同斜構造で、ほとんどが古銅輝石安山岩の枕状溶岩（Np）とハイアロクラストイト及び成層凝灰角礫岩の互層（Na）からなり、層厚340mに達する。枕状溶岩は枕の中心部まで自破砕し、角礫岩の様相を呈する。また、ハイアロクラストイト中にほぼ平行にレンズ状溶岩片が散在していることがある。成層凝灰角礫岩は、礫が級化構造を示し、枕の破片や火山弾の礫を含む。基質は発泡度の低い石質岩片と角張ったガラス片からなる。これらに貫く岩脈はうねっており、枕状溶岩を派生したり、ハイアロクラストイトや枕状溶岩中で上下端が開いている短い岩脈もある。

畳岩は無斑晶状安山岩のやや成層した火山礫凝灰岩からなり、南東に38°傾斜する。厚さ32cmのやや変質した無斑晶状安山岩岩脈と厚さ45cmの角礫岩脈がある。

媒島は島の中央と剣山の東麓を南北に走る断層によって3つのブロックに分けられる。東ブロックの層厚は260m以上あり、東岸に露出する成層した古銅輝石安山岩凝灰角礫岩（Na）が全島を通じて最下位となる。その上に順次南西傾斜で流紋岩枕状溶岩及びハイアロクラストイト（Nr）、古銅輝石安山岩ハイアロクラストイト、流紋岩軽石凝灰岩、流紋岩ハイアロクラストイトが覆う。屏風山の西～南斜面では古銅輝石安山岩ハイアロクラストイトに古銅輝石安山岩枕状溶岩や塊状溶岩が挟在する。中央ブロックは南傾斜で層厚280mに達する。下部は主に古銅輝石安山岩枕状溶岩（Np）、上部は古銅輝石安山岩ハイアロクラストイトからなり、一部に古銅輝石安山岩のシート溶岩と流紋岩ハイアロクラストイトが挟在する。媒島中央北方沖の岩礁は単斜エンスタタイト含有斑状無人岩枕状溶岩からなる（地質図では省略）。西ブロックは層厚230mに達し、古銅輝石安山岩枕状溶岩とそれを覆う流紋岩ハイアロクラストイトからなる。西ブロックには北西走向の数列の変質帯があり、母岩は白色粘土化している。

嫁島は層厚480m以上の枕状溶岩を挟在する成層凝灰角礫岩（Yt）からなり、嫁島南部のピークから後島南部にかけて東西走向の背斜軸がある。最下位は背斜軸部にあたる嫁島南部海岸～後島に分布する無人岩－古銅輝石安山岩の複合枕状溶岩（Yp）で、その上位に嫁島主要部を構成する成層凝灰角礫岩が載る。最上位は嫁島北西端と嫁島北部尾根上に分布するかんらん石普通輝石古銅輝石安山岩の成層火山角礫岩である。前島は火口を埋積したと考えられる崩落堆積物とアグルチネートからなり、多数の岩脈及びストックによって貫入されている。嫁島最南端の枕状溶岩と成層凝灰角礫岩が東ないし北東傾斜であるのに対し、前島南の小島では変質した無斑晶状無人岩枕状溶岩が南傾斜であることから、前島を中心とした火山体が考えられる。凝灰角礫岩の多くは主として無人岩の礫からなり、前島と嫁島南部では火山弾混じりで発泡度の低いスコリア凝灰岩やアグルチネートが分布する。また、嫁島南部西海岸では無人岩火山礫－粗粒火山灰互層からなる、斜交層理が発達したスコリア凝灰岩が、枕状溶岩に挟在する。成層凝灰角礫岩は溶結し、黄褐色～赤褐色に変質している。前島と嫁島西岸の入り江を結ぶ北東方向の地帯に南北～北東走向の岩脈が集中する。一方、前島火口内と嫁島北西部では東西走向の岩脈が南北～北東走向の岩脈によって切られることがある。岩脈の多くは無人岩と古銅輝石安山岩である。嫁島西岸の入り江北西端から海岸に沿って西へ300mほどの間に、凝灰角礫岩の崖から崩落した岩塊からなる崩落堆積物が分布する（地質図では省略）。

3.3 父島列島

父島列島の火山岩は構造的斜交性、火山活動の休止期を示唆する成層した砂岩礫岩層の存在及び岩質の違いにより下位から円縁湾層、旭山、三日月山の各層に分けられる（Umino, 1985; 海野・中野, 2007）。さらに、円縁湾層は不整合で漸新世の含有孔虫石灰岩からなる南崎層によって覆われる。

本地域中の最下位の円縁湾層は父島及び兄島の広い範囲に分布する。下位より上位へ向かって岩相・岩質が系統的に変化する。下部は主として無人岩枕状溶岩（Mb）からなる。中部は無人岩の凝灰角礫岩（Mt）からなり、上部は主としてデイサイト枕状溶岩及びハイアロクラストイト（Md）からなる。円縁湾層下部から上部にかけて、古銅輝石安山岩の枕状溶岩及び凝灰角礫岩が無人岩やデイサイトの枕状溶岩中に挟在する。円縁湾層と同質の無人岩及び無人岩系列の安山岩、デイサイト、石英含有デイサイト及び流紋岩からなる多数の岩脈及び岩床が円縁湾層を貫く。これらは平行岩脈群となつて父島東部の海岸一帯と東島との間を北北西－南南東に延び、父島北部から兄島西部にかけて西北西－東南東へと走向を変え、兄島西部、人丸島、瓢箪島などでは低角の岩床群をなす。また、父島の南西部沿岸では、島弧ソレアイト安山岩～デイサイトからなる平行岩脈群が同岩質のシート溶岩中に貫入する（Mj）。

旭山層（A）は、父島の北部及び南部に、また、兄島北端に分布し、石英含有デイサイト～流紋岩板状溶岩、同岩質のハイアロクラストイトを含む凝灰角礫岩からなり、一部に礫岩砂岩互層が挟在する。下位に成層した凝灰角礫岩あるいは砂岩礫岩互層を伴い、円縁湾層を傾斜不整合で覆う。まれにハイアロクラストイトに伴ってガラス質の枕状溶岩が見られる。

三日山層は父島北部の三日山一帯、及び、兄島北端から弟島全島にわたって広く分布し、カルクアルカリ岩系安山岩ないしデイサイトの成層した凝灰角礫岩・火山角礫岩、礫岩及び泥岩砂岩互層（以上、Zt）、古銅輝石安山岩（一部は無入岩）の枕状溶岩（Zp）からなる。円縁湾層や旭山層にアバットする。基底部に砂岩泥岩互層があり、上位に向けて礫岩層が卓越する。

南崎層は父島南西端の南崎から南島及び周辺の岩礁に分布する漸新世の含有孔虫石灰岩（Mn）からなる（Matsumaru, 1996）。父島列島中の最上位を占め、下位の円縁湾層を傾斜不整合で覆う。上部はグリーンストーンや珊瑚等からなる現地性礫性石灰岩、下部は淘汰の悪い生物遺骸片を含むバックストーンやワッケストーンからなる。上部からは *Spirocyclus margaritatus* や *Miogyopsinella bonienseis*、下部からは *Heterostegina borneensis* や *Lepidocyclina (Eulepidina)* などの大型有孔虫化石や *Globigerina sp.* などの浮遊性有孔虫化石が得られている（Matsumaru, 1984, 1996）。

3.4 母島列島

母島の地層は、顕著な浸食面の存在に基づいて下位から東崎湾層、元地層及び石門層に分けられている（海野・石渡, 2006）。氏家・松丸（1977）は元地層の火山岩類中に挟在する含化石シルト岩、砂岩、礫岩の下部をユースン累層、上部を沖村累層と区分した。これらの堆積岩類からは、貨幣石 *Nummlites* をはじめ *Discocyclina*、*Globigerina* などの底生及び浮遊性有孔虫化石を多く産出する。

東崎湾層は、主として低アルカリソレイト系列の安山岩ハイアロクラスタイトと成層した火山砂岩・角礫岩互層よりなる（海野ほか, 2007）。分布が母島南部東海岸の一部に限られるため、本地質図では元地層と一括した。

母島全域に広く分布する元地層は、東崎湾層を傾斜不整合で被う白色軽石及びオレンジ色スコリア凝灰岩に始まり、塊状～板状溶岩を含む安山岩ハイアロクラスタイト、水中土石流起源の凝灰角礫岩、陸上ないし浅海で噴火・堆積したアア溶岩及び火砕流起源の無層理凝灰角礫岩などからなる主部（Ht）、玄武岩ハイアロクラスタイト（Hb）、有孔虫化石等を含む砂岩・礫岩・シルト岩層（Hs）、火砕流堆積物（Hp）及び石灰岩（Sk）からなる。岩質では、元地層下部はソレイト系列が多く、上部はカルクアルカリ岩系列の安山岩～デイサイトからなる（海野・石渡, 2006；矢島ほか, 2001）。元地層最下部の白色軽石凝灰岩は最下部に白色軽石と石質岩片が二重化構造を示す水中火砕流堆積物を伴い、母島南東沿岸の真黒根付近に露出する。猪熊湾から長浜にかけては、溶岩に貫入する多数の岩脈が見られる。また、長浜から乾崎にかけての海岸に沿って弱い熱水変質を受けたアグルチネートと塊状溶岩が4.5kmに渡って露出することから、この付近一帯に北西～南東走向の割れ目火口群があると推定される。また、北港から東山～東港にかけて火道角礫岩がアグルチネートが分布する。

元地層の中部から上部にかけて挟在する3枚の火砕流堆積物のうち、最下位の火砕流堆積物は東港奥に小規模に露出する。2枚目の火砕流堆積物は東港の南岸から庚申岳を取りまくように西岸の長浜の上まで追跡できる。これらの火砕流堆積物は酸化した火山灰基質と角がとれた軽石片からなるイグンブライトで、紫蘇輝石普通輝石安山岩の類質岩片を含む。最上位の火砕流堆積物は最も規模が大きく、最大層厚は100mを超え、酸化した粗粒火山灰ないし細粒火山礫凝灰岩の基質中に角がとれた紫蘇輝石普通輝石安山岩岩片が点在する石質火砕流堆積物である。沖港東岸ではこの火砕流が海底に流れ込んで発生したと思われる水中土石流起源の凝灰角礫岩（Ht）が露出し、赤色酸化した凝灰岩基質中に多数の水冷火山弾を含む。

最上位の石門層は、浸食された元地層の成層凝灰角礫岩の凹地を埋める緑色の砂岩（Hs）とその直上をほぼ水平に覆う石灰岩（Sk）からなる。石灰岩からは始新世末の底生有孔虫化石や浮遊性有孔虫（Zone P15-17）が産出する（Matsumaru, 1984, 1996）。

母島南崎から平島までの間に点在する鯉島島や丸島、二子島などはいずれも安山岩ハイアロクラスタイトからなる。平島は北東傾斜のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩ハイアロクラスタイトとそれを覆うかんらん石普通輝石玄武岩降下スコリア凝灰岩からなる。平島東端（豆腐石鼻）は、ハイアロクラスタイトと同岩質の塊状溶岩からなる。

向島は東部に南北走向で南にブランチした向斜軸があり、下位よりかんらん石普通輝石玄武岩ハイアロクラスタイト（Hb）、成層砂岩・礫岩（Ht）、かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩ハイアロクラスタイト（Ht）からなり、層厚350mに達する。砂岩・礫岩の上部にはかんらん石普通輝石玄武岩礫に混じって中粒～粗粒火山礫大の軽石片を含む成層した火山礫凝灰岩を挟在する。安山岩ハイアロクラスタイトの最下部と上部には最大0.2m×1.5mの水冷火山弾を含み、発泡度の低いスコリアからなる降下スコリア凝灰岩（Ha）が挟在する。南西部の海岸では走向30°-60°でスコリア凝灰岩に貫入した厚さ90cmから3mの玄武岩岩脈が露出する。

姉島は主としてかんらん石普通輝石（紫蘇輝石）玄武岩ハイアロクラスタイト（Hb）からなるが、西岸の海食崖下部に枕状溶岩、また南東部では降下火砕岩（Ha）が見られる。枕状溶岩は密に積み重なった構造のままその場で破碎し、割れ目を充填した沸石のために一角礫岩状を呈することが多く、側方あるいは上方でハイアロクラスタイトに漸移する。また、ハイアロクラスタイト中に挟在する厚さ1-5m、長さ5-20mのレンズ状あるいは板状溶岩が側方で枕状溶岩に移化することがある。母島列島で枕

状溶岩が確認されたのは姉島のみである。層厚は400mに達する。

妹島は層厚270m以上で主に紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩ハイアロクラスタイトからなる。最下位の同岩質の黄褐色成層火山礫凝灰岩は島島対岸の妹島南岸に露出し、南東にゆるく傾斜し、200mほどの間に多数の岩脈が貫入している。火山礫凝灰岩は粗粒火山灰～細粒火山礫からなる基質中に長径1-30cmのレンズ状ないし扁平な火山弾や岩塊が点在する。

姪島は南岸から西岸にかけて北西～南東に走る断層を境に2つのブロックに分けられる。断層の北側は姪島の大部分を占める主ブロックで、下位より（紫蘇輝石）普通輝石かんらん石安山岩降下スコリア凝灰岩（Ha）、成層凝灰角礫岩及び同岩質のハイアロクラスタイト（Ht）からなる。断層の南側のブロックは、紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩のハイアロクラスタイト（Hb）とそれを覆う降下スコリア凝灰岩（Ha）からなる。主ブロックのハイアロクラスタイトは構造上の違いから上下2層に分けられる。姪島西岸では厚さ7-9mの岩脈を挟んで、対称的に外側に向かって約30°で傾斜するハイアロクラスタイトが積み重なった火山体の断面を見ることができる。上位のハイアロクラスタイトは、ここに露出する北東走向の給源岩脈から噴出したと考えられる。このハイアロクラスタイトは主ブロック東部に分布する下位の成層ハイアロクラスタイトにアバットする。給源岩脈を中心に両側に向かって傾斜するハイアロクラスタイトの構造は、南ブロック南端に貫入した岩脈周辺でも見られる。主ブロックの降下スコリア凝灰岩（Ha）の上部には、厚さ7.5mの灰色スコリア凝灰岩が挟在する。発泡度が低い直径1-3cmのスコリアと直径3-5cmの石質岩片からなり、淘汰が悪い。

3.5 西之島及び火山列島

西之島：比高3,000m、底面が20-30km程度の巨大な海底火山の頂部に相当し、西之島火山噴出物及び海浜堆積物から構成される（海野・中野, 2007）。1973-74年にマグマ水蒸気噴火・マグマ噴火がおこり新島が形成されたが、現在、それ以前から存在した西側（旧島）の間を未固結の海浜（礫浜）堆積物が連結している。旧島は海底火山頂部の火口縁上に位置し、新島はその火口内に形成された火口丘の一部である。

西之島火山噴出物はいずれも陸上噴出の西之島溶岩及び1973-74年噴出物に区分されている。西之島溶岩は後期更新世あるいは完新世に噴出した安山岩溶岩及び少量の火砕岩（アグルチネート及び火砕サージ堆積物）で、北側に分布する岩礁群とともに直径約1.3kmの火口縁の一部である。1973-74年噴出物は1973年から翌74年にかけて噴出した火砕丘及び溶岩流であるが、噴火開始以降の波浪浸食でその大部分が消失しており、固結した溶岩部分を主体に残存している。これらの岩石はいずれも斜方輝石単斜輝石安山岩である。

1973-74年の噴火は海底噴火から始まり、噴火中心を移動しながら火砕丘の形成・消滅、溶岩流出を繰り返し、1年以上続いた（小坂, 1991）。噴火継続中及びその後の波浪浸食、砂礫の堆積により旧島部と新島が連結、拡大したが、1990年頃以降は波食により面積を減じつつある。

1973-74年噴火以前には西之島旧島東岸を火口縁の一部とする直径約1.3km、中心部が水深107mの火口地形が存在していたが、1992年の測量では火口地形の最深部は水深49mとなっており、噴火前に存在した火口地形のかなりの部分が1973-74年噴出物及びその二次移動した堆積物によって埋積されている。

北硫黄島：巨大な海底火山の頂部に位置し、中期更新世後半ないし後期更新世の北硫黄島火山噴出物から構成される（中野・古川, 2009；中野ほか, 2009）。南海岸には新期の崩積堆積物が、東海岸にはやや古い崩積堆積物が認められるほか、海岸沿いにわずかに礫浜堆積物が分布する。

北硫黄島火山は玄武岩質の薄いアア溶岩流及び火砕物（凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩）を主体とする陸上噴出の成層火山である（菊池・今泉, 1984）。海食崖ではそれらを厚さ2m以内の160本を超える多数の放射状岩脈が貫いている（中野・古川, 2009）。火砕物は火砕サージ堆積物、転動堆積物、土石流堆積物及び降下火砕物などである。島の南部で認められる不整合の存在から、北部を中心とした古期火山と南部を中心とした新期火山に区分されているが（菊池・今泉, 1984；中野・古川, 2009）、両者間の時間間隔は不明であり、一部を除いて不整合を挟んで岩相に大きな変化はない。また、古期火山では北東部の変質帯を中心とした谷地形が（石野村付近）、新期火山では山頂付近の凹地形が火口として推定されているが、明確ではない。岩石はソレイト系列の玄武岩である（中野・古川, 2009）。

硫黄島：比高約2,000m、直径40km以上の海底火山の頂部である。北東部の元山を取り巻くように直径約10kmのカルデラが想定されている（貝塚ほか, 1983, 1985）。カルデラ縁は西側の監獄岩や釜岩、東側の東岩が海面上に露出するが、その大部分は海面下である。

硫黄島火山は先カルデラ火山と後カルデラ期の元山火山、摺鉢山火山から構成され、元山は中央火口丘、摺鉢山は側火山と推定される。両者の間（千鳥ヶ原）には砂丘が発達し、陸繋している。その下位には礫層が存在する。また、島を取り巻く日出浜、井戸ヶ浜、千鳥ヶ浜、翁浜などには砂浜が発達する。

先カルデラ火山噴出物は溶岩及び火砕岩からなる。後カルデラの元山

火山噴出物は水中噴火の溶岩及び火砕岩から構成される。摺鉢山火山は下部が水中噴火の溶岩及び火砕岩で、上部が陸上噴火の火砕丘となっており、新旧2つの火砕丘が複合している（一色, 1976）。これまでに報告された放射年代（Kaneoka *et al.*, 1970；大八木・熊谷, 1977；貝塚ほか, 1983）から、先カルデラ火山の活動は後期更新世、元山及び摺鉢山の活動は後期更新世～完新世と推定される。なお、元山火山と摺鉢山火山の形成時期はほぼ同時期と考えられている（大八木・井口, 1985）。硫黄島を構成する岩石はアルカリ岩系列の粗面安山岩、一部は粗面岩質である（一色, 1976；小坂ほか, 1985）。

硫黄島火山は最近100年間に島内約10ヶ所で約20回の小規模な水蒸気爆発を繰り返している。また、最近数百年では年間10cm以上の隆起が継続し、それに伴う小規模な活断層が多数形成されている（高橋・熊谷, 1976；熊谷, 1985；鶴川ほか, 2002；Ukawa *et al.*, 2006）。また、島内10ヶ所以上で90℃以上の噴気活動や温泉湧出が確認されている（小坂ほか, 1985）。

南硫黄島：後期更新世（中野ほか, 2009）と推定される南硫黄島火山の噴出物から構成され、山頂火口を中心とした成層火山である。火砕物層を鍵層に、古期1、古期2、新期の3区分（福山, 1983）、あるいは、南部中期、北部中期を加えた5区分（中野, 2008）がなされている。古期と新期で岩相の違いは特になく、いずれも陸上噴出の薄い溶岩流とそれに挟在する薄い火砕物から構成される。アア溶岩が卓越するが、バホイホイ溶岩も見られる。海食崖では、それらを厚さ3m以内の250本を超える多数の放射状岩脈が貫いている（中野, 2008）。岩石はアルカリ岩系列（福山, 1983）、あるいは、アルカリ岩系列とソレライト系列の中間的な性質（湯浅・玉木, 1982）の玄武岩質である。

3.6 沖ノ鳥島

九州・パラオ海嶺上に突出した比高約5,000mの海山の頂部にある環礁の一部である。海面付近は現生のサンゴ礁であり、礁原は東西4.5km、南北1.7kmに広がり、その内部は水深5.5mで浅の浅礁湖となっている。礁原上で海面から顔を出している沖ノ鳥島は礁石灰岩及び有孔虫石灰岩からなる（田山, 1952）。

3.7 南鳥島

南鳥島は環礁から転じた卓礁が離水して形成された。内陸にはサンゴ片や有孔虫からなる砂礫が堆積し、海岸沿いには砂浜やビーチロックが発達する。島の土台を形成する隆起サンゴ礁は露出していない（小西, 1988, 2006；八木ほか, 1992）。

（海野 進・中野 俊・石塚 治）

4. 海洋地質（海底地形、海底地質構造）

小笠原諸島を構成する島嶼はいずれも火山を起源とするが、形成されたテクトニクスや活動時期から大きく3つに分けられる。太平洋プレート上の白亜紀の海底火山を起源とする日本最東端の南鳥島、フィリピン海プレート東縁の第三紀島弧火山である小笠原海嶺上の小笠原群島及び九州・パラオ海嶺上の日本最南端の沖ノ鳥島、伊豆・小笠原弧（七島・硫黄島海嶺）の第四紀火山である西之島と火山列島である（第1図）。

4.1 小笠原海嶺

小笠原海嶺は南北500kmにわたって伸びる水深3,000-2,500m以浅の高まりで、聳島列島、父島列島、母島列島を中心とした幅10-40kmの島棚が雁行状に連なり、全体として南北に延びた一つの大きな海嶺である。海嶺の西縁は深度4,000mを超える小笠原トラフへと急傾斜の正断層で落ち込み、東側は緩い傾斜で伊豆・小笠原海溝へ下がっている。小笠原海嶺の北端部は、北緯29度30分付近で伊豆・小笠原海溝へ開く谷に切られ、南側へは海徳海山東方の北緯26度付近でいったん途切れるが、その南方にも比高の低い高まりが前弧の位置に存在している。この海嶺は、活動的火山の列である七島・硫黄島海嶺（伊豆・小笠原弧の火山フロント）とは小笠原トラフにより隔てられ、伊豆・小笠原弧の前弧地域に相当する。小笠原海嶺の南東方では比高3,000mを超える小笠原海台が沈み込んでおり、小笠原海嶺との間に挟まれた矩形の断層ブロックが比高2,300mの母島海山となっている。

小笠原諸島周辺の海底地質については、「小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図」（湯浅ほか, 1982）により地質調査所による調査結果が、また海上保安庁水路部による調査結果が沿岸の海の基本図（聳島、嫁島、父島、母島）として公表されている。それによると小笠原諸島を含む小笠原海嶺の高まりの上部は、陸上部に露出する古第三紀の地層と同時期あるいはそれより若い前期中新世の堆積層に覆われる。一方小笠原諸島西側、小笠原トラフに面する急斜面下部では、トラフ内に堆積するより新しい地層がアバトする形で分布する。この層からは淡褐色シルト岩が採取され、含まれる浮遊性有孔虫の種類から時代はN17-19（後期中新世～前期鮮新世）である（湯浅ほか, 1982）。

2004年には潜水調査船しんかい6500により、父島より北側の小笠原海嶺西側急斜面で調査が行われた（Ishizuka *et al.*, 2006）。潜航中観察された露頭は一般に堆積物の被覆は薄いものの、マンガン酸化物の被覆が顕著であった。採取試料は主に火山角礫岩、あるいはそれらから抜け落ちたと考えられる火山岩ブロックであった。角礫岩の多くは、二次的に移動堆積した火山岩ブロックにより構成される岩石である。火山岩は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石を

含むソレライト質の安山岩類が大半で、父島にもっとも近い潜航地点では、斜長石斑晶に乏しく、輝石斑晶に富む高マグネシウム安山岩も採取された。これら火山岩類について、⁴⁰Ar/³⁹Ar年代測定が実施され、4,400-4,200万年前の年代値が得られた。この結果は、岩相、化学的特徴の類似性とも合わせ、小笠原海嶺西側斜面には、父島列島や聳島列島に露出する地層よりやや若い、母島列島とほぼ同時期の地層が分布していることを示す。父島にもっとも近い潜航地点の浅い部分では、貨幣石（*Nummulites sp.*）を含む石灰岩が採取され、母島の中期始新世の砂岩層と同時期の可能性がある（Ishizuka *et al.*, 2006）。

小笠原トラフの形成時期については、始新世とする説（Ishizuka *et al.*, 2006）と漸新世とする説（Taylor, 1992）があり、いまだはっきりしていない。構造上の特徴としては、南北あるいは北北西-南南東方向の雁行する背斜軸が認められ（湯浅ほか, 1982）、緩やかな褶曲構造が存在していると考えられる。

4.2 火山列島

火山列島は、伊豆大島から南硫黄島にいたる活動的な火山を含む第四紀火山島列からなる七島・硫黄島海嶺（伊豆・小笠原弧）の南部に相当する。

Yuasa (1985)は、北緯29度48分付近の婦孺岩の南から南西方向に延びる断層線（婦孺岩構造線）を境に、七島・硫黄島海嶺の地形、火山岩の特徴などが大きく変化することを指摘した。さらに近年、伊豆・小笠原地域で進められた地殻構造探査により、この構造線の北と南で地殻の厚さが著しく異なることも明らかにされた（Kodaira *et al.*, 2007）。

北緯30度以南の七島・硫黄島海嶺南部は北部と異なり、多くの火山が島を形成せず、海底火山として存在する。海嶺上の最深点は婦孺岩～西之島間にあり、この間約290kmにわたって島がない。この間には、七曜海山列と呼ばれる海底火山列があり、一部を除き第四紀火山と考えられる。その中で水曜海山及び木曜海山では、熱水活動が知られている（例えば、春日・加藤, 1992；長岡ほか, 1992）。玄武岩質の火山が主体であるが、水曜海山はデイサイトの溶岩ドームを形成している。

西之島以南では、北硫黄島、硫黄島、南硫黄島の計3島が海面上に露出している。西之島と北硫黄島の間も約210kmという距離があるが、ここには海形海山と海徳海山という二つの大きな海山が存在する。このうち海徳海山は、底径40km、比高約2,500mの火山で、3つのピークを有する。最近では1984年に噴火活動が観測された（土出ほか, 1985）。主山体は玄武岩質と考えられるが、1984年の噴出物はデイサイトである。一方、海形海山は底径45-52km、比高約2,350mの火山である。山頂部には、底径約3kmのカルデラが存在する。潜水調査により上部カルデラ内に浮遊する温泉沈殿物状物質の存在（湯浅ほか, 1988）や中央火口丘上での温度異常及び熱水活動（村上ほか, 1987；土田ほか, 2001）、またドレッジ試料から硫化物の存在が確認されており（Urabe *et al.*, 1987）、2003年に行われた気象庁による活火山見直しの際に活火山に組み入れられた。

北硫黄島以南の火山は、岩石の化学的特徴がそれより北の火山と異なることで特徴づけられる（Yuasa and Nohara, 1992；Ishizuka *et al.*, 2007a）。すなわちアルカリ元素が高いという特徴である。北硫黄島付近では、やや高い程度であるが、硫黄島、南硫黄島地域では海底の火山体も含めて極めてアルカリ元素の濃度が高くなる。特に硫黄島周辺ではショショナイトと呼ばれる極めてアルカリ元素の濃度が高い安山岩組成の火山岩が特徴的に産する。なお火山岩類のアルカリ含有量は、さらに南下してマリアナ弧側では南に行くほど再び低下していく。

北硫黄島から南硫黄島までの地域には、島を形成している火山以外にも噴火浅根、北福德堆（海勢場）、福德岡ノ場といった繰り返し海水変色や噴火記録のある海底火山が存在する。このうち北硫黄島北西沖の噴火浅根では、1930-1945年に年2-3回の噴火が記録されている。また、南硫黄島北沖の福德岡ノ場では1904年、1914年及び1986年に、噴火による新島の誕生・消滅を繰り返すなどの活発な活動が occurring している。

南硫黄島の西側は、マリアナ弧における背弧リフティング及び拡大により形成されているマリアナトラフの北端部に相当し、南から延びる正断層系に画された盆地の先端部が到達している。七島・硫黄島海嶺は、南硫黄島の南にも南日吉海山、日光海山、福神海山、春日海山などの火山活動記録のある海底火山（大谷ほか, 2004）を連ね、マリアナ弧の火山フロントであるマリアナ海嶺に連続していく。

4.3 沖ノ鳥島周辺

沖ノ鳥島を含む九州・パラオ海嶺は、九州南東海域からパラオ諸島まで3,000km以上にわたって延びる海嶺である。かつては現在の伊豆・小笠原弧と一体であり、約4,800万年前から2,500万年前まで島弧火山活動の場であったと考えられている（Shibata *et al.*, 1977；Ishizuka *et al.*, 2007b）。2,500万年前以降、四国及びパレスベラの2つの背弧盆地（海盆）の形成により、伊豆・小笠原弧から切り離され、海嶺上での火山活動も終息した。沖ノ鳥島付近では、海嶺は周囲のフィリピン海の深海底、水深約5,500mより立ち上っており、周囲には沖ノ鳥島以外にも比高3,000mを超える海嶺上のピークが複数存在している。沖ノ鳥島の海底部は、底径が約35×30km程度の西北西-東南東方向に延びる山体を形成し、複数の火山体から構成されている可能性がある。南東斜面は、パレスベラ海盆形成時のリフティングに伴う北北東-南南西方向に延びる正断層群によって切られ、西側斜面に比べて急斜面を形成している。

沖ノ鳥島海底部での海底掘削では、かんらん石に富む玄武岩溶岩とその角

礫が採取されている (Ishizuka *et al.*, 2007b). その化学組成は九州・バラオ海嶺の他の地域で採取されている火山岩と同様、いわゆる島弧玄武岩の化学的特徴を示す。この玄武岩からは2,750-2,710万年前を示す ⁴⁰Ar/³⁹Ar年代が得られており、沖ノ鳥島を載せる山体でこの時期まで玄武岩質マグマの活動がおきていたことを示す。

4.4 南鳥島周辺

南鳥島を頂部に持つマース・ウェーク海山列に属する火山体は、底径が約40kmを超え、周辺の太平洋の深海底から約5,800mの高さがある。海面下の山体には3ないし4方向の顕著な根根が発達しており、長いものは約25kmに達する。これらはハワイ等の火山に見られるリフトシステムに相当するのではないかと考えられる。また山体斜面上には多数の小火山体 (側火山) が分布している。

南鳥島を構成する火山体の火山噴出物は陸上に露出していないが、海底での掘削により北側斜面から岩石試料が採取されている。試料は、主に無斑晶状玄武岩溶岩 (一部微量のかんらん石あるいは単斜輝石斑晶を含む) である。アルカリに富み、化学組成上、粗面玄武岩に分類される。化学的特徴はいわゆる海洋島玄武岩の特徴を示し、この火山体がホットスポット型の火山であることを示唆している (石塚・湯浅, 2008)。南鳥島海底部から採取された火山岩の年代測定は未だ行われていないが、同じ海山列に属する近傍の海山の年代から前期白亜紀に活動した可能性が高いと考えられる (Koppers *et al.*, 2003)。

(石塚 治・海野 進)

5. 鉱床

小笠原諸島陸上部のいくつかの島において熱水変質作用の存在が認められるが、鉱床として大規模に稼行された例はない。

父島では、南岸 (金石浜) に粘土化及び珪化変質帯が認められる。母岩は円縁湾層のデイサイト-安山岩枕状溶岩 (ジョンビーチ火山岩類: 海野・中野, 2007) である。変質帯の中央部では、粘土化変質とともに大量の硫化物が生成し、また石英脈のネットワークも認められる。粘土化帯の幅は約60m、奥行きは40m前後である (飯笹・上田, 1994)。硫化物は主に黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱であり、エレクトラム、方鉛鉱、四面銅鉱、銅藍、重晶石、石英を伴う (飯笹・上田, 1994)。また珪化部には、マンガン酸化物を伴う。伊豆小笠原海域の海底産硫化物に比べて鉛の含有量が低いという特徴を示す。なお、現在は埋め立てられて確認できないが、三日月山南方 (海上自衛隊基地内) に熱水変質帯があったらしいが詳細は不明である。

賀島列島では、媒島と前島の2ヶ所において顕著な熱水変質作用が認められる (Ishizuka, 2008)。媒島の南に位置する前島では、程度の差こそあれほぼ全島にわたって熱水変質を被っていると見られる。母岩は無人岩質の火山角礫岩、枕状溶岩及び岩脈を主体とする。多数の岩脈が密に入る産状から、火山の噴出中心の一つが露出しているものと解釈できる。接岸して上陸可能な地点に露出する変質岩は著しい珪化作用を受けており、原岩の組織を保持していない。これまでのところ硫化物として黄鉄鉱のみが確認されており、他の金属の濃集は確認されていない。

媒島西岸には白色変質帯が分布する。北西部では幅50m程度以下で剣山付近から北西-南東方向に延びる、無人岩系列のデイサイト~流紋岩質溶岩を母岩とした変質帯が確認できる。変質により原岩の組織は失われ、斑晶は溶脱されているが、鉱化作用は認められない。またこれとは別に南西部にも変質帯が存在し、硫化物も生成されているようであるが、今回の調査では赤色酸化した変質岩を確認したにとどまらず、媒島南西岸の鳥島に面した湾の奥に、第二次世界大戦前に試掘したという跡が残されている。

小笠原諸島で認められるいずれの熱水変質作用も、始新世より後の火成活動の記録がないことから、始新世の火成活動に伴われて形成された可能性が高い。

(石塚 治)

6. 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主とし、陸域は既存データのみを編集した。編集区域として小笠原群島、硫黄島を含む火山列島、西之島、沖ノ鳥島及び南鳥島である。そのうち陸域については、父島 (田中ほか, 1974)、母島及び西之島 (大川・横山, 1977)、硫黄島 (江原, 1985) の各データを編集した。海域については、地質調査所による白嶺丸の航海データ (Ishihara and Yamazaki, 1991) によるフリーエア異常図が示されている。今回、上記データに海上保安庁海洋情報部の測量船拓洋の航海データ (調査航海名: HT851124, HT860111, HT881004, HT881203, HT890107, HT93T312, HT98T411, HT98T412) も加えて編集し、陸域と同様の地形補正等の処理を施しブーゲー異常図を作成した。

本地域で岩石の露出している領域は狭く、海域を含めた広域的な表層密度は判らないが、小笠原群島には古第三系基盤が見られ、火山列島域では第四紀の新しい火山の玄武岩・安山岩を主体としており、仮定密度として平均的な密度である2.3g/cm³を採用した。

概略の重力異常は、小笠原群島と西之島を含む火山列島ともに南北方向のコンターパターンが優勢で伊豆・小笠原弧に整合するような2次元的な構造

を呈している。父島列島と母島列島についてはおのおの330mgal, 220mgalを超す高重力異常となっており、概ね地形と相関しており、基盤岩の盛り上がりもしくは高密度岩体の貫入が島嶼の直下にあることを示していると考えられる。賀島列島については高密度岩体の盛り上がりやや東方にずれたところにあることを示している。火山列島については、例外なく島嶼域が高重力異常域を作っており、火山直下での基盤の盛り上がり、固結した高密度の溶岩の存在などを示している。沖ノ鳥島と南鳥島も概略的には基盤が盛り上がったところにあることを示している。地表の地質との対応がよく判るように上方接続残差重力図を示す (第3図)。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、深度数km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。父島については、中央山東方、二見港周辺及び南鳥島高残差重力域があり高密度岩体で構成されているのに対し、夜明山は低残差重力域で低密度岩体で構成されていることが判る。母島も高残差重力域になっている。硫黄島については、南西方向に半島状に延びた千鳥ヶ原周辺が負の残差重力域となっており、礫、砂及び泥といった低密度の構成物が卓越していることを示している。

(駒澤正夫)

文 献

- 江原幸雄 (1985) 硫黄島島内の重力. 地学雑, vol. 94, p.488-497.
- 藤田和彦・西 弘嗣・斉藤常正 (1995) ロース石の起源についての地質学的考察. 小笠原研究年報, no. 19, p.53-59.
- 福山博之 (1983) 火山列島, 南硫黄島の地質. 地学雑, vol. 92, p.55-67.
- 飯笹幸吉・上田 晃 (1994) 小笠原諸島父島金石浜の熱水性塊状硫化物の地球科学. 資源地質学会第44回年会学術講演要旨集, p.275.
- 今泉俊文 (1983) 父島列島・母島列島の陸上地形. 小笠原研究年報, no. 7, p.3-11.
- 今泉俊文 (2000) 小笠原群島の島々. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (編) 日本の地形4. 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, p. 286-291.
- Ishihara, T. and Yamazaki, T. (1991) Gravity anomalies over the Izu-Ogasawara (Bonin) and northern Mariana Area. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 42, p.687-701.
- Ishizuka, O. (2008) Volcanic and tectonic framework of the hydrothermal activity of the Izu-Bonin arc. *Resource Geology*, vol. 58, p.206-219.
- 石塚 治・湯浅真人 (2008) 大水深基礎調査 (地質構造調査) に係る共同研究. 平成19年度海洋石油開発技術等調査 (大水深域における石油資源等の探査技術等基礎調査) 調査報告書3, 石油天然ガス金属鉱物資源機構, p.124-153.
- Ishizuka, O., Kimura, J.-I., Li, Y.-B., Stern, R. J., Reagan, M. K., Taylor, R. N., Ohara, Y., Bloomer, S. H., Ishii, T., Hargrove III, U. S., Haraguchi, S. (2006) Early stages in the volcanism: new age, chemical and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 250, p.385-401.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M., Milton J. A., Nesbitt, R. W., Uto, K. and Sakamoto, I. (2007a) Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol.8, Q06008, doi : 10.1029/2006GC001475.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Stern, R. J., Reagan, M. K., Ohara, Y. (2007b) Variability of intra-oceanic island arc magma in its initial stage: new constraints from the Eocene-Oligocene Izu-Bonin arc. *SOTA2007, extended abstracts*, p.102-105.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Sakamoto, I., Kanayama, K., Taylor, R.N., Umino, S., Tani, K., Ohara, Y. (2008) Earliest Izu-Bonin arc volcanism found on the submarine Bonin Ridge. *Eos Trans. AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl. V31A-2106.
- 一色直記 (1976) 火山列島硫黄島の地質と岩石. 国立防災科学技術センター研究速報, no. 23, p.5-16.
- 貝塚爽平・堀 信行 (1968) 地形と地質. 東京都立大学小笠原調査報告, p.15-38.
- 貝塚爽平・宮内崇裕・長岡信治 (1983) 硫黄島の海成段丘・活断層と変動史. 小笠原研究, no. 8-9, p.13-45.
- 貝塚爽平・加藤 茂・長岡信治・宮内崇裕 (1985) 硫黄島の周辺海底の地形. 地学雑, vol. 94, p.424-436.
- Kaneoka, I., Isshiki, N. and Zashu, S. (1970) K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. Jour.*, vol. 4, p.53-60.
- 春日 茂・加藤幸弘 (1992) 水曜海山の火口底で発見された海底熱水性鉱床. 月刊地球, vol. 14, p.484-488.
- 菊池隆男・今泉俊文 (1984) 北硫黄島の地形と地質. 小笠原研究, no. 10-11, p.1-24.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Tamura, Y., Tatsumi, Y., Kaneda, Y. (2007) New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc. *Geology*, vol. 35, p.1031-1034, doi : 10.1130/G23901A.
- 小西健二 (1988) 南鳥島 (マース島). 月刊地球, vol. 10, p.237-246.
- 小西健二 (2006) 南鳥島 世界最古の海洋底に載るサンゴ礁. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌4. 中部地方, 朝倉書店, p. 300-301.

- Koppers, A. A. P., Staudigel, H., Pringle, M. S., Wijbrans, J. R. (2003) Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol.4, doi : 10.1029/2003GC000533.
- 熊谷貞治 (1985) 硫黄島の火山活動と地震活動. 地学雑, vol. 94, p.455-463.
- 松丸国照 (1976) 小笠原諸島, 父島と母島における第三紀大型有孔虫生層序に関する予察的報告. 埼玉大学教育学部紀要 (数学・自然科学), vol. 24, p.11-14.
- Matsumaru, K. (1984) Larger foraminiferal associations useful for the correlation of the Eocene and Oligocene sediments in the Ogasawara Islands, Japan, and an examination of *Nummlites bonienseis* HANZAWA. *Benthos '83 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera* (Pau, April 1983), p.415-422.
- Matsumaru, K. (1996) Tertiary Larger Foraminifera (Foraminiferida) from the Ogasawara Islands, Japan. *Paleontological Soc. Japan Spec. Papers*, no. 36, 239 p.
- 村上文敏・上嶋正人・木下泰正・湯浅真人・白井 朗・西村 昭 (1987) 深海曳船装置による海形カルデラの熱水活動調査 (演旨). 第8回海底調査シンポジウム講演予稿集, p.6.
- 長岡信治 (1987) 南鳥島および沖ノ鳥島の地形と地質. 小笠原研究年報, no. 11, p.88-95.
- 長岡信治・春日 茂・加藤幸弘 (1992) 小笠原一七曜火山列の木曜海山, 土曜海山および水曜海山の火山地質. しんかいシンポジウム報告書, no. 8, p.237-248.
- 中野 俊 (2008) 火山列島, 南硫黄島の地質. 小笠原研究, no. 33, p.31-48.
- 中野 俊・古川竜太 (2009) 火山列島, 北硫黄島の地質. 地調研報, vol. 60, p.395-495.
- 中野 俊・松本哲一・太田 靖・中村仁美・古川竜太 (2009) 火山列島, 北硫黄島及び南硫黄島火山岩の年代測定の試み. 日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集, V 160-P012.
- 大川史郎・横山 泉 (1977) 西之島火山における重力異常. 北海道大学地球物理学研究報告, vol. 33, p.83-95.
- 大谷康夫・土出昌一・芝田 厚・加藤 茂・岩淵義郎 (2004) 日本周辺海域火山通覧 (第3版). 海洋情報部研究報告, no. 40, p.1-61.
- 小坂丈予 (1991) 日本近海における海底火山の噴火. 東海大学出版会, 279 p.
- 小坂丈予・小沢竹二郎・松尾禎士・平林順一・大隅多加志 (1985) 硫黄島における地球化学的研究. 地学雑, vol. 94, p.551-563.
- 大八木規夫・井口 隆 (1985) 硫黄島の地質. 地学雑, vol. 94, p.436-445.
- 大八木規夫・熊谷貞治 (1977) 火山列島硫黄島の¹⁴C年代. 国立防災科学技術センター研究速報, no. 25, p.5-17.
- Shibata, K., Mizuno, A., Yuasa, M., Uchiumi, S., Nakagawa, T. (1977) Further K-Ar dating of tonalite dredged from the Komahashi-daini Seamount. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 28, p.503-506.
- 高橋 博・熊谷貞治 (1976) 火山列島硫黄島の断層分布. 国立防災科学技術センター研究速報, no. 23, p.19-24.
- 田中 穰・細野武庸・久保木忠夫・大和田真一・立川 徹 (1974) 小笠原諸島 (父島) の磁気・重力測量. 測地学会誌, vol. 20, p.193-208.
- 田山利三郎 (1952) 南洋群島の珊瑚礁. 水路部報告, vol. 11, 292 p.
- Taylor, B. (1992) Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana Arc. In B. Taylor, K. Fujioka et al. eds., *Proc. ODP, Scientific Results*. College Station, TX, vol. 126, p.627-651.
- 土田真二・熊谷英憲・石橋純一郎・渡部裕美・上妻史宜 (2001) 海形海山の熱水活動と火山地質. JAMSTEC深海研究, no. 18, p.209-215.
- 土出昌一・加藤 茂・打田明雄・佐藤寛和・小西直樹・小坂丈予・平林順一 (1985) 海徳海山の海底火山活動. 水路部研究報告, no. 20, p.47-82.
- 氏家 宏・松丸国照 (1977) 小笠原・母島の地質—とくにその層位学的研究. 国立科学博物館専報, no. 10, p.5-18.
- 鶴川元雄・藤田英輔・小林哲夫 (2002) 硫黄島の最近の火山活動と2001年噴火. 月刊地球/号外, no. 39, p.157-164.
- Ukawa, M., Fujita, E., Ueda, H., Kumagai, T., Nakajima, H. and Morita, H. (2006) Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 150, p.98-118.
- Umino, S. (1985) Volcanic geology of Chichijima, the Bonin Islands (Ogasawara Islands). *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p.505-523.
- 海野 進・石渡 明 (2006) 小笠原諸島の地質—無人岩の成因と海洋底テクトニクス. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌4. 中部地方, 朝倉書店, p.292-299.
- 海野 進・中野 俊 (2007) 父島列島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 71 p.
- 海野 進・金山恭子・新妻信明・中野 俊・石塚 治 (2007) 小笠原群島の地質と岩石. 日本地質学会第114年学術大会講演要旨, 231 p.
- Urabe, T., Yuasa, M., Nakao, S. and on-board scientists (1987) Hydrothermal sulfides from a submarine caldera in the Shichito-Iwojima Ridge, northwestern Pacific. *Mar. Geol.*, vol. 74, p.295-299.
- 八木浩司・牧田 肇・木庭元晴 (1992) 日本の最東端 南鳥島で働く人々. 地理, vol. 37, no. 7, p.28-36.
- 矢嶋一仁・藤巻宏和・黒田 直 (2001) 小笠原諸島母島に産する初生のソレアイトおよびカルク・アルカリ系列岩. 岩石鉱物科学, vol. 30, p.164-179.
- 吉田圭一郎 (1999) 1997年25号台風による小笠原諸島母島石門地域の斜面崩壊について. 小笠原研究年報, no. 22, p.1-6.
- Yuasa, M. (1985) Sofugan Tectonic Line, a new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) arc, northwest Pacific. In N. Nasu, K. Kobayashi, S. Uyeda, I. Kushiro and H. Kagami eds., *Formation of Active Ocean Margin*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, p.483-496.
- 湯浅真人・西村 昭 (1986) 伊豆・小笠原南部海域 (GH85-1及びGH85-3) の岩石試料. 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究 (昭和60年度研究報告書), p.69-77. 地質調査所.
- Yuasa, M. and Nohara, M. (1992) Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43, p.421-456.
- 湯浅真人・玉木賢策 (1982) 火山列島, 南硫黄島の玄武岩. 地調月報, vol. 33, p.531-540.
- 湯浅真人・本座栄一・玉木賢策・棚橋 学・西村 昭・村上文敏・石原文実・西村清和・宮崎光旗 (1982) 小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図, 1:1,000,000. 海洋地質図no. 18, 地質調査所.
- 湯浅真人・浦辺徹郎・村上文敏 (1988) 海形海山熱水変質帯の潜航調査--第253回潜航結果--. しんかい2000研究シンポジウム報告書, no. 4, p.129-139.

Geology of the 1:200,000 Ogasawara Shotō Quadrangle

Volcanic basement of the Chichijima Rettō and Mukojima Rettō was formed by submarine volcanism of mainly boninite-series magmas during 48 to 45 Ma. Arc tholeiitic andesite and dacite lavas are interbedded in the middle of boninitic sequences and both calc-alkalic and high-Ca boninitic magmas erupted in the north of Chichi Jima and Otōto Jima at 45 Ma. Early volcanic eruptions were quiet extrusions of lava, followed by intermittent pyroclastic falls and base surges in later periods. Chichi Jima uplifted above sea level by Oligocene in age and the Oligocene reef limestone rests on the eroded lavas and dikes. Haha Jima consists of middle Eocene (about 44 Ma) arc tholeiitic and calc-alkalic volcanic rocks deposited under shallow water and partially on land. The volcanic eruptions produced mainly hyaloclastite and fall-out scoria beds, associated with one pumice fall and three pyroclastic flow deposits. Planktonic foraminiferal zonation of P 11-14 are obtained from Nummlites-bearing calcareous sandstone, conglomerate and limestone intercalated with the volcanic rocks. The uppermost fossiliferous limestone, resting on an eroded surface of the underlying volcanic rocks at Sekimon, corresponds to Planktonic foraminiferal zonation of P 15-17.

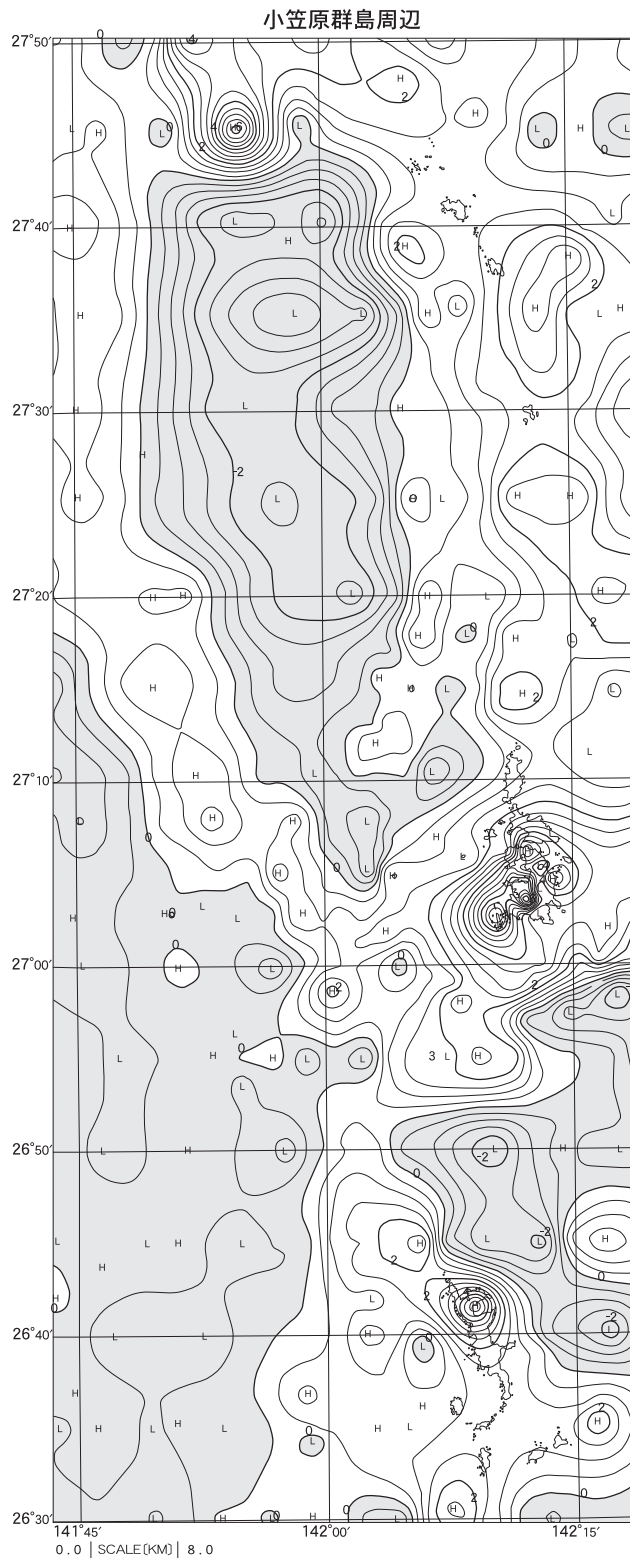
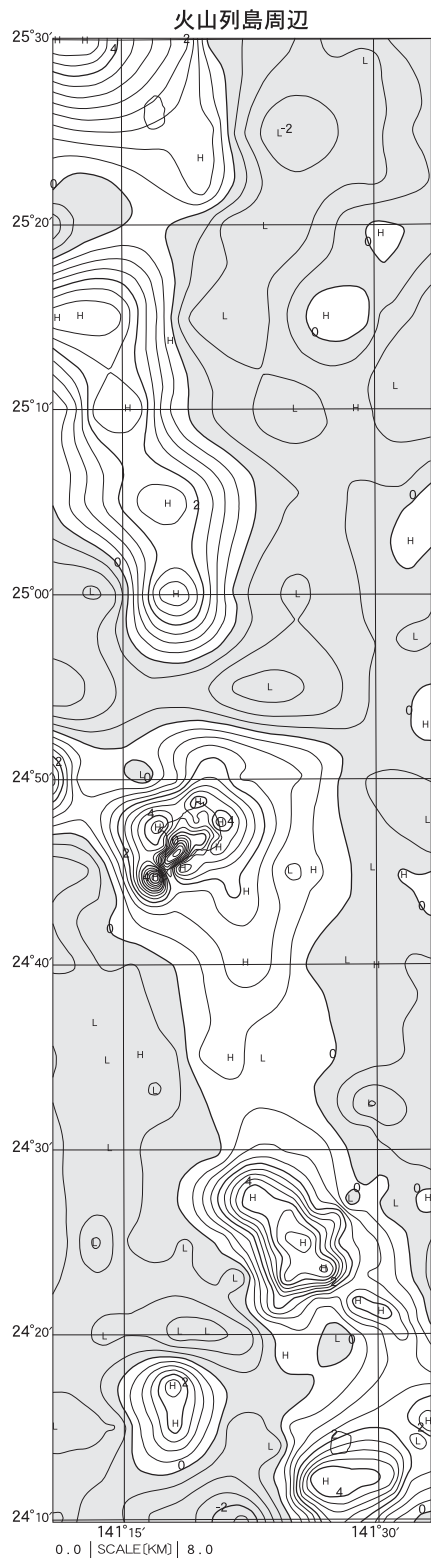
Nishinoshima and the Kazan Rettō (Kitaiō Tō, Iō Tō and Minamiō Tō) lie on the summits of large submarine volcanoes and are underlain by subaerial volcanic products younger than middle Pleistocene and the Holocene talus deposits, sand and gravel beds. Both Nishinoshima and Iō Tō comprise two volcanic edifices and sand and gravel beds filling the gaps between these two. Both volcanoes are active with some historical records.

Okinotori Shima is an atoll capping the summit of a seamount, which is composed of reef and foraminifer limestone.

Minamitori Shima is an uplifted atoll on the summit of a seamount, which is composed of unconsolidated sand and gravel beds. The basement, consisting of corral reef situated on a volcanic edifice, is not exposed on land.

Gravimetric residual highs including the islands of Chichi Jima, Haha Jima, Kitaiō Tō, Iō Tō and Minamiō Tō respectively are estimated to be the uplift structure of the basement rock, and it has consistency with topographical feature in general.

Keywords: geological map, 1:200,000, Ogasawara, Muko Jima, Yome Jima, Chichi Jima, Haha Jima, Bonin Islands, Kazan Rettō, Volcano Islands, Nishinoshima, Kitaiō Tō, Iō Tō, Minamiō Tō, Okinotori Shima, Minamitori Shima, Izu-Ogasawara Arc, Izu-Bonin Arc, boninite



第3図 1km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)。

平成21年9月2日印刷

平成21年10月2日発行

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 © 2009