

海上保安庁の AUV 調査によって明らかになった 琉球弧及び沖縄トラフの火成活動及び構造運動[†]

南 宏樹*

Magmatism and tectonism in the Ryukyu Arc and Okinawa Trough
revealed by the Japan Coast Guard's AUV high-resolution mapping[†]

Hiroki MINAMI*

Abstract

The Ryukyu subduction zone in the Western Pacific, extending from Japan to Taiwan, forms a typical trench (Ryukyu Trench)-arc (Ryukyu Arc)-back-arc basin (Okinawa Trough) system. Numerous geophysical, geological and geochemical surveys have revealed the occurrence of active magmatism and tectonism and this has contributed to the understanding of the evolutionary processes. High-resolution mapping using autonomous underwater vehicles (AUVs) are not able to survey wide areas compared to surface vessels, but are necessary for identifying fine volcanic and tectonic features on the deep seafloor (>500 m depth) in the Ryukyu Arc and Okinawa Trough. Following the pioneering AUV works by the Japan Agency for Marine-Earth Science (JAMSTEC) and the University of Tokyo in the 2000s, Japan Coast Guard (JCG) started implementing high-resolution bathymetric mapping using the AUV *Gondou* in 2013. Here I review the magmatic and tectonic characteristics in the Okinawa Trough and Ryukyu Arc revealed by the JCG's AUV surveys between 2013 and 2019.

1 はじめに

海上保安庁（以下当庁）は海洋基本法及び海洋基本計画（第 2 期 2013 年 4 月 26 日閣議決定）に基づき、管轄海域における海洋資源の開発、海洋権益の保全及び海洋の総合的管理に必要となる基盤情報を整備するため、2013 年から自律型潜水調査機器（Autonomous Underwater Vehicle : AUV）を用いた海底地形・海洋地質調査を開始した。海底地形は陸上の地形同様、海洋国家日本の基盤であり、その詳細を把握することは我が国

政府の重要な責務である。

AUV の最大の利点は海底に近づいて調査できるため、水深が深い海域において従来の測量船が取得するより「分解能の高い」精密海底地形データを取得できることである。例えば、当庁の測量船で水深 1000 m の海底を調査すると、地形の水平分解能は 30 m 程度となるのに対して、AUV の分解能は 1 m 程度と 30 倍精密なデータを取得することが可能となる。この分解能の差は水深が深くなるほど大きくなる。他の利点としては、遠隔

[†] Received September 14, 2020; Accepted November 6, 2020

* 海上保安大学校 海事工学講座 Japan Coast Guard Academy, Department of Maritime Science and Technology

操作型無人探査機器 (Remotely Operated Vehicle: ROV) のようにケーブルで母船と結ばれておらず、AUVは母船の動きに縛られることなく自由に、速い速力 (~3ノット) で、長時間にわたり調査できるため、一挙に「面的」に分解能の高いデータを取得できる。また、ケーブルを通じて母船の動揺の影響を受けることが無いため「高品質」のデータを取得できる。さらに、海底に近づいて調査するため、海面からの調査では把握が難しい又は把握できても正確な位置の特定が難しい火山活動の兆候、例えば海底から噴き出るガスや熱水の位置をピンポイントに精度良く特定することができる。これらの利点により、AUV調査の後に実施されることが多いROVを用いた海底観察・サンプリングの作業効率が格段に上がる。

上記のようなAUVの利点が全て活かされた最大の成果は、2014年に沖縄県久米島沖で発見した国内最大のチムニー群である (海上保安庁, 2014)。チムニーとは海底から煙突状に突き出した特異な微地形のことで、海底で噴出する高温の熱水が周囲の海水と反応することで形成される。200 ~ 300°Cを超える高温の熱水には金・銀・銅・鉛・亜鉛等の金属が溶け込んでおり、チムニーにもそうした金属が数%含まれることから、海底鉱物資源として活用が期待されている。チムニーは幅数mから十m程度と細いため、分解能の低い測量船のソナーで深海域のチムニーを検出することは不可能である。AUVは久米島沖の水深約1400mにおいて、1500m×300mの広大な範囲にチムニーがびっしりと分布している様子を精密に捉えた。本成果を9月に広報した直後、資源エネルギー庁及び (独) 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (JOGMEC) からの要望により情報を共有、同年11月にJOGMECがROVを用いた海底観察・サンプリングを実施した結果、チムニー群が銅に富む有望な海底熱水鉱床であることが確認された (石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2015)。また、科学技術イノベーション実現のために創設された国家プロジェクトである戦略的イ

ノベーション創造プログラム (SIP) の11課題のうちの一つである「次世代海洋資源調査技術プログラム (海のジパング計画)」にも本成果は共有され、久米島沖のチムニー群において掘削を含めた統合海洋調査が実施された (木川, 2017)。同プログラムは内閣府や文部科学省が中心となって様々な府省庁や所管研究機関、大学や民間企業が多数参加した産学官のオールジャパンのプログラムであり、久米島沖のチムニー群の成果が同プログラムにおいて重要な役割を担ったことで、我が国の基盤情報として大きな貢献を果たした。

当庁のAUV調査は、管轄海域における基盤情報の整備という観点から、これまで調査がなされていない未探査域を集中的に選んできた。その結果、上記のような政策的に重要な成果に加えて、琉球弧及び沖縄トラフの成因を解明する上で示唆に富む成果が挙げられている。本稿は2013年から2019年までの当庁のAUV調査によって明らかになった琉球弧及び沖縄トラフにおける火成活動及び構造運動の概略をまとめた総説である。なお、成果の一部は論文として公表されており、詳細を知りたい方はそちらを参照されたい (Minami and Ohara, 2016, 2017, 2018, 2020; Minami et al., 2020等)。

2 AUVの概要

当庁のAUVはカナダのInternational Submarine Engineering社が開発したExplore型をカスタマイズして作られたものである。愛称を公募した結果、ごんどうくじら (Pilot Whale) に姿・大きさが似ていることにちなんで「ごんどう」と名付けられた。当初の全長は4.3m、重量610kgであったが、より深い水深に対応できるようにボディが改良され、現在の全長は4.8m、重量810kgである。

主な調査機器としてはマルチビーム音響測深機 (R2Sonic社製 Sonic2022 200-400 kHz)、サイドスキャンソナー (EdgeTech社製 2200-M 120/410 kHz)、サブボトムプロファイラー (EdgeTech社製 DW424 4-24 kHz) CTDセンサー (SeaBird

社製 SBE 49 FastCAT) が搭載されている。2018 年には海底写真撮影用のスチルカメラ (Cathx OceanM 社製 M12-A1000) が新たに搭載された。海底の近傍で連続的に取得した複数の画像を合成することで、海底面のモザイクの構築が可能となり、海底の局所的な底質や cm レベルの小さな物体の観測など、海底面の把握に新たな視点をもたらされた (長澤・他, 2019)。

AUV の運用方法の概要を以下に記す。AUV は母船である測量船「拓洋」の後部甲板に設置された投入回収装置 (LARS : Launch and Recovery System) を用いて海中に投入される。その後、予め設定されたプログラムに従い走行して調査を行い、調査後は海面に浮上、LARS で母船に回収される。筆者の経験上、この回収作業が AUV の運用の中で最も困難である。時々刻々変化する風・波・海流のわずかな影響により回収中の AUV が測量船「拓洋」に接近し過ぎることがあるが、拓洋は後部甲板の舷の高さが高く、甲板上から道具を使って AUV を遠ざけようとしても届かないため、AUV が船にぶつかりそうなことが多々あった。また現場では 1 時間程度で海象が急変することもあり、予測する術もない海上で回収作業が難航する等、回収作業は毎回胸が痛くなる。

調査中の AUV の速力は 3 ノット、高度は海底上 50–150 m を維持するように設定することが多い。起伏の大きい場所では 100 m 以上の高度でないと、AUV の動揺が大きくなり高品質なデータが取得できないことが多い。カメラを用いて海底の写真を撮るには、AUV を数 m 程度まで海底に近づける必要がある (長澤・他, 2019)。調査中は母船が USBL (ultra-short baseline) 方式の測位装置 (iXblue 社製 GAPS) や専用の音響通信装置で AUV をトラッキングしており、必要に応じて位置補正を行う。運用の詳細については栗田・他 (2014) を参照されたい。

AUV は運用方法の特殊性に加えてデータ処理の特殊性もある。地形データ処理の概要を以下に記す。AUV は海中に潜航して調査を行うため、

電波が大きく減衰する海中では測量船のように GNSS 等の電波航法を用いることができず、主に慣性航法装置 (INS : Inertial Navigation System) を用いて位置を推定するが、この INS を用いた位置推定は位置ずれが生じる。この位置ずれは AUV が測線を走るにつれて時間とともに増大する。そのため測量船のデータ処理と異なり、AUV データの処理には位置補正が必要不可欠となる。まず 1 本 1 本の測線間の位置ずれを、測線間に存在する凹凸地形等を用いて補正する。これは相対位置の補正である。全測線間で相対位置の補正が終わると、今度は絶対位置の補正を行う。絶対位置の補正には GNSS を用いて測量船で取得した地形データが正しいと仮定して、相対位置を補正した AUV のデータと測量船のデータ間で凹凸地形等が合致するように位置補正を行う。この方法では測量船の地形の分解能が位置補正の精度を決める。当庁以外の機関では絶対位置の補正には USBL 測位の位置データを使うことが多いが当庁では USBL は位置補正に使用していない。理由としては当庁では AUV 導入時に USBL に用いる測位装置の GAPS を測量船の船底に構造上の問題から艤装することができなかったことにある。その代わりに GAPS をブイに取り付けて、調査する毎にブイを海中に投入して運用してきた (栗田・他, 2014)。波浪によりブイが揺れると GAPS も揺れるため、高品質な AUV の位置データが取得できないという重大な問題がある。また、調査中に風・波・海流の影響で海面を漂う測量船が AUV から離れてしまうと、その都度 GAPS の付いたブイを回収して、船を AUV の近くに移動、GAPS の付いたブイを投入するという手順を踏まざるを得ず、その間 AUV の位置を連続的に取得できないためでもある。データ処理の詳細については瀬尾・南 (2015)、藤澤・瀬尾 (2016)、長澤・他 (2019) を参照されたい。

3 琉球弧及び沖縄トラフの地質環境

琉球沈み込み帯はフィリピン海プレートがユーラシアプレートに北西方向に 50–71 mm/yr

(Seno et al., 1993) の速度で沈み込む収束プレート境界である (Fig. 1). 九州から台湾に至る全長約 1200 km の弓なりの形をした典型的な海溝—島弧—背弧海盆系を形成しており, それぞれ琉球海溝—琉球弧—沖縄トラフと呼ばれている. 島弧を胴切りにする凹地のトカラ海峡及び慶良間ギャップによって北部・中部・南部に分かれる (Kizaki, 1986).

琉球弧の火成活動として, 北部では沈み込むプ

レート上面の 90–100 km の等深度線上にトカラ列島を含む火山島が位置し, 火山フロントを形成している (中村・兼城, 2000). 中部では火山島は横当島と硫黄島島の 2 つのみとなり, 南部では火山島は見られず, 北部から南部に行くほど火山フロントは不明瞭となっている. 中部から南部琉球弧にかけての海底には多数の地形的高まりがあり, 火山性の地形の存在, ダイポール型の地磁気異常が観測されていることや現地性と思われる軽石がドレッジされていることから, 活発な海底火山活動が示唆され, 火山フロントは海面下で南部まで連続すると考えられている (植田, 1986; 古川, 1990; Oshida et al., 1992; 渡辺・他, 1995; Sato et al., 2014). 北部から中部琉球弧にかけては火成活動の年代に関する知見が蓄積されている. 陸上の火山島の多くは中期～後期更新世以降に活動した第四紀火山である (松本・他, 2006; 下司・石塚, 2007). 海底の火成活動については横瀬・他 (2010) がドレッジによる精力的な岩石採取及び分析を行い, それまで古いと考えられていた海面下の火山体の形成年代が中期更新世以降に若返る可能性を指摘している.

沖縄トラフの構造発達史としては, これまで複数の段階のリフティングを経てトラフが形成されたと考えられており, リフティングは現在も進行中である (Kimura, 1985; Sibuet et al., 1995; Park et al., 1998; Fournier et al., 2001). 古地磁気の研究からは第 1 段階として中新世 (10–6 Ma) の間に南部が大陸から 25 度回転するように移動し, 中部が大陸から平行移動する形でトラフが開いたと考えられている (Miki, 1995). その後, 第 2, 第 3 段階として前期更新世 (2 Ma 以降) と後期更新世から完新世 (0.1 Ma 以降) にかけてリフティングが起こったと考えられている (Sibuet et al., 1995, 1998). リフティングの進行度合いには地域差があることが知られている. 沖縄トラフの水深は北部で浅く (~200 m), 南部では深くなっていること (~2300 m), 地殻の厚さは北部で厚く (モホ面深度 25 km 以上), 南部では薄くなっていること (モホ面深度 13–18

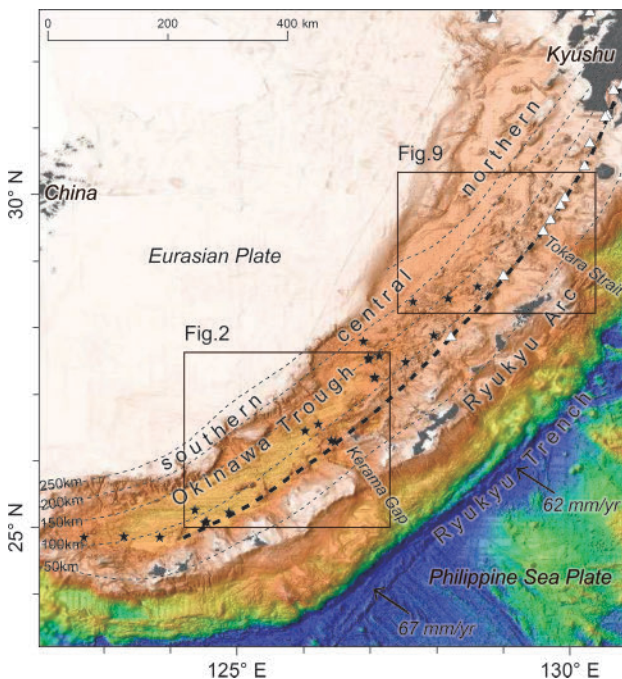


Fig. 1. Tectonic map of Ryukyu Subduction zone. Relative plate motions between the Philippine Sea Plate and Eurasian Plate are shown by arrows (Seno et al., 1993). The thin dashed lines indicate the slab depths (Nakamura and Kaneshiro, 2000). The triangles mark the active subaerial volcanoes (Japan Meteorological Agency, 2013). The thick dashed line shows the volcanic front. Stars show the locations of published hydrothermal activity.

図 1. 琉球沈み込み帯のテクトニックマップ. 矢印はフィリピン海プレートとユーラシアプレート間の相対運動速度を示す (Seno et al., 1993). 細点線はフィリピン海プレート上面等深線を示す (中村・兼城, 2000). 三角印は陸上の活動的な火山を示す (気象庁, 2013). 太点線は火山フロントを示す. 星印は公表されている熱水活動域を示す.

km) から、南部ほどリフティングが進行していると考えられている (Nishizawa et al., 2019). 沖縄トラフの現在の拡大速度は南部ほど大きくなっている (Nakamura, 2004; Nishimura et al., 2004). リフティングの伸張応力場によりトラフ内で正断層が形成されており、その走向は北部で北東—南西、南部では東—西となっている (Sibuet et al., 1995). トラフ内にはこれらの断層群により幅 10–20 km, 長さ 50–100 km の地溝帯 (リフト) が形成されており、雁行状に配列している (Kimura et al., 1991).

沖縄トラフの火成活動としては、地溝帯内では 1 Ma より若い年代を示す火山岩がドレッジ等により採取されており (Kimura et al., 1986; Ishikawa et al., 1991), 高い熱流量が観測され (Yasui et al., 1970; Yamano et al., 1989), 熱水活動 (Kimura et al., 1988; 田中・他, 1989; Halbach et al., 1989; 松本・他 2001; 石塚・他, 2014; Makabe et al., 2016; Makabe et al., 2017; Miyazaki et al., 2017) も多数確認されていることから、比較的若い火成活動の存在が示唆される。トラフ内で採取された火山岩の組成は玄武岩～安山岩～流紋岩と幅広く、島弧に特徴的な性質を示す (Kimura et al., 1986; Ishikawa et al., 1991; Shinjo and Kato, 2000). 沖縄トラフは大陸性島弧の背弧海盆であり、かつ海洋底拡大に至る前の数少ない活動的な背弧海盆の例として、その火成活動や構造運動及びその時間空間的発達史を理解することは、世界の背弧海盆の形成初期の発達過程を理解する上で重要となる (古川, 1990; 下司・石塚 2007).

4 琉球弧及び沖縄トラフにおける火成活動

4.1 南部

南部には第 4 与那国海丘、鳩間海丘、伊良部海丘、多良間海丘等があり、各海丘での熱水活動の発見を端緒に詳細な調査が行われてきた (Fig. 2) (Fukuba et al., 2015; Yamanaka et al., 2015; Okino et al., 2015; 渡辺, 2001; 松本・他, 2001). 一方、その他の海丘においては調査がほ

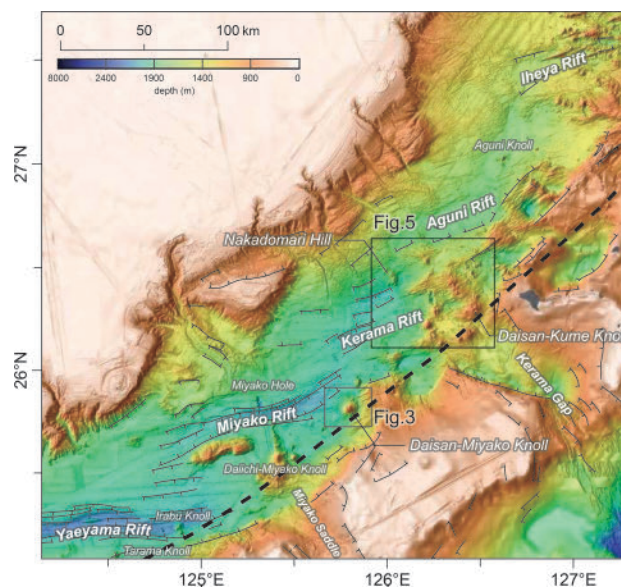


Fig. 2. Shaded-relief bathymetry of the central and southern Ryukyu Arc and Okinawa Trough. The faults are from the Research Group for Active Faults in Japan (1991).

図 2. 中南部琉球弧及び沖縄トラフの海底地形図。断層は活断層研究会 (1991) から。

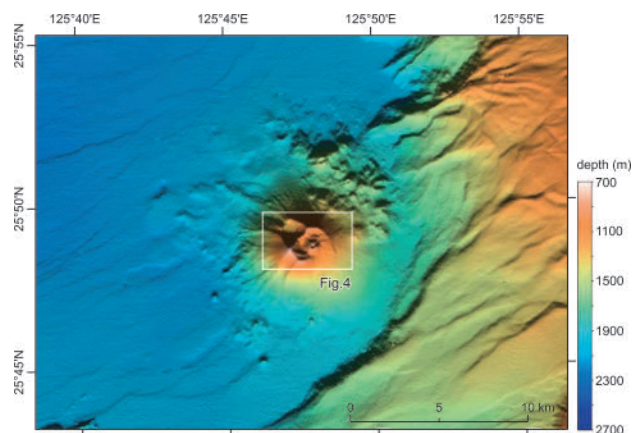


Fig. 3. Shaded-relief bathymetry of the Daisan-Miyako Knoll. The grid cell size is 30 m.

図 3. 第 3 宮古海丘の海底地形図。30 m グリッド。

とんど行われておらず、火成活動の理解が進んでいない。当庁は 2015 年及び 2016 年に南部琉球弧の第 3 宮古海丘 (Fig. 3) を AUV で調査した結果、山頂部にカルデラ状の地形、中央火口丘、溶岩流といった火山地形を捉えた (Fig. 4) (Minami and Ohara, 2018). 溶岩流は中央火口丘から流れ出るように 1.5 km² の範囲に広がっており、厚さは平均 20 m, 最大 46 m に達する。沖縄トラフに

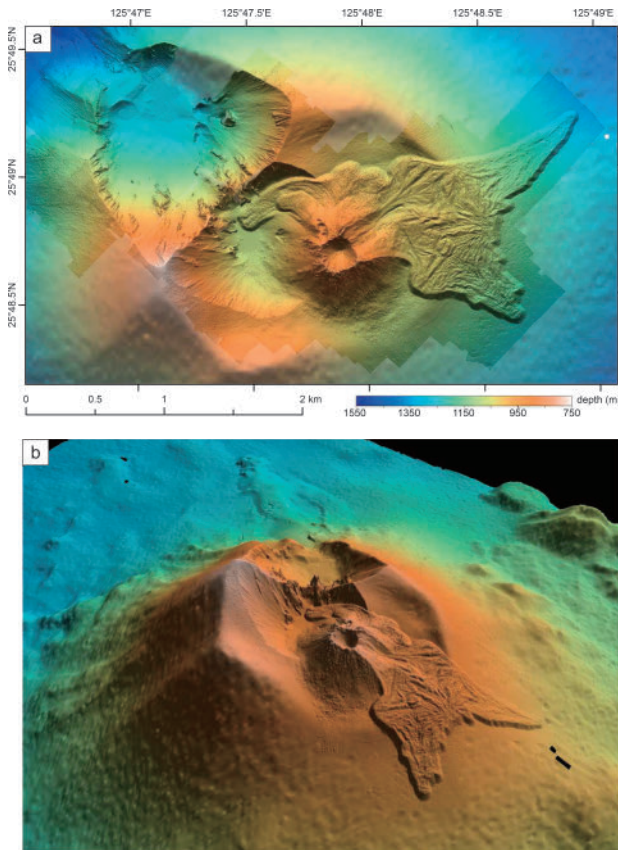


Fig. 4. (a) AUV shaded-relief bathymetry of the Daisan-Miyako Knoll. AUV bathymetry (1-m grid) overlies the ship-based bathymetry (30-m grid). (b) Perspective view of the map (a) with a vertical exaggeration of 2x.

図4. (a) 第3宮古海丘頂部のAUV海底地形図。1 m グリッドのAUV地形図を30 mグリッドの測量船取得地形図に重畳表示。(b) (a)の鳥瞰図。鉛直方向を2倍に誇張。

において、海底の溶岩流の詳細な姿を面的に捉えた初めての例となった。また、深海における火山噴火形態について、円錐形の火口丘の存在や火口丘の近傍には大きさ数m–10 mの噴石のようなブロックが多数分布していることから、溶岩流を噴出するような流出的 (effusive) な噴火のみならず、爆発的 (explosive) な噴火が水深800–900 mの深海において起こっていたことが明らかになった。第3宮古海丘が海底火山であることは、南部琉球弧の火山フロントの位置に制約を与える。北部から中部琉球弧では多くの陸上火山島の存在により、火山フロントの位置が明瞭であるのに対して、南部琉球弧には陸上火山島がない。海

底下で火山フロントは連続すると考えられているものの (植田, 1986; 古川, 1990; 渡辺・他, 1995), これまで見つかっている海底火山は非常に少なく, その活動史も不明であり, フロントの位置についても不明瞭であった。第3宮古海丘は溶岩流や火口丘の地形の明瞭さから, 堆積物が無い又は非常に少ないと推定され, 比較的若い年代 (少なくとも第四紀) に噴火した海底火山である。その前弧側には火山地形が見られないことから, 海底下の火山フロントは第3宮古海丘付近を通ると考えられる。

第3宮古海丘のAUV調査結果は, 南部琉球弧の火成活動の化学的性質についても示唆を与える。同海丘で溶岩や火山噴出物の採取はまだ行われていないものの, 溶岩流の地形が縄状になっていることから, 粘性の高い珪長質のマグマが噴出したことが推定される (Bullock et al., 2018; Fink and Anderson, 2017)。過去に第3宮古海丘では山体の麓及び山頂付近でドレッジが2回だけ行われており, デイサイト質溶岩と軽石 (詳細な化学組成は不明) が採取されたことと調和的である (大島・他, 1988; Shinjo et al., 1998)。第3宮古海丘の周囲には第3久米海丘, 多良間海丘, 西表海丘が火山フロント沿いに存在するが, これらの火山体においては流紋岩が採取されている (渡辺, 2000; 針金・他, 2015; Yamanaka et al., 2015)。また, 1924年に西表島北北東で噴火した海底火山 (噴火位置はまだ特定されていない) は流紋岩質 ($\text{SiO}_2 \sim 73\%$) の軽石を大量に噴出したことで知られている (加藤, 1991)。伊良部海丘のように玄武岩から成る火山体も一部存在するものの (Fukuba et al., 2015), 南部琉球弧では火山フロントに沿って珪長質の火成活動が多く存在する。珪長質マグマの生成メカニズムとしては中部沖縄トラフの研究から玄武岩マグマの結晶分化作用によって生成されたという説がある (Shinjo and Kato, 2000)。また, 伊豆・小笠原弧の研究からは玄武岩の貫入により中部地殻が部分溶融することで生じると考えられている (Tamura and Tatsumi, 2002; Tamura et al., 2009)。伊豆・小笠

原弧は海洋性島弧であり，琉球弧は大陸性島弧であるという違いはあるものの，今後，第3宮古海丘や周辺海域における岩石学的調査により，島弧の珪長質マグマの生成メカニズムについて普遍的な理解がもたらされることを期待する。

4.2 中部

2014年には中部琉球弧の火山フロント沿いに位置する第3久米海丘 (Fig. 2) においてAUV調査を実施した。この第3久米海丘は，産業技術総合研究所が2011-2012年に実施した海洋地質調査により，カルデラを持つ海底火山であることやカルデラ内に熱水活動の兆候があることが発見され，海底鉱物資源が存在する可能性が示唆されていた (産業技術総合研究所，2012；針金・他，2015)。当庁は未探査であった第3久米海丘の西側斜面凹地の水深約1400 m地点 (Fig. 5) においてAUV調査を実施した結果，1500 m×300 mの広大な範囲にわたるチムニー (尖塔状地形) 群を

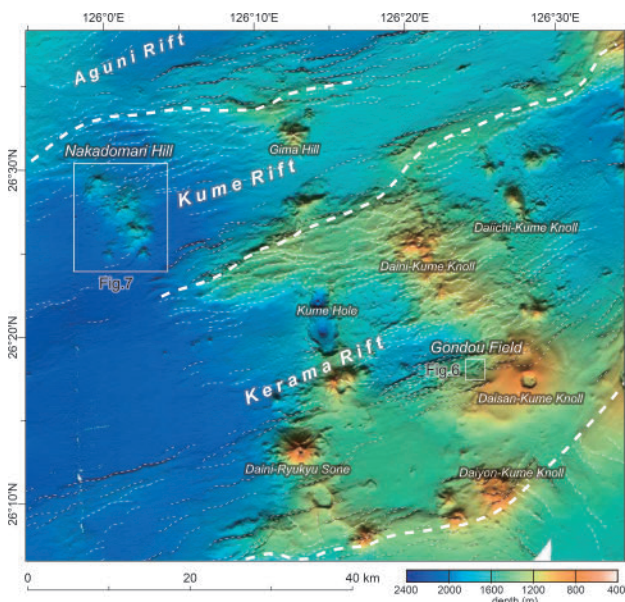


Fig. 5. Shaded-relief bathymetry west off Kume Island. The grid cell size is 60 m. The thin white dashed lines are lineaments inferred from the bathymetry. The thick white dashed lines are inferred boundaries of rift grabens.

図5. 久米島西方の海底地形図。60 mグリッド。白点線はリニアメント，白太点線は推測されるリフト境界を示す。

発見した (Fig. 6) (Minami and Ohara, 2017)。ごんどうサイトと名付けられたチムニー群には無数のチムニーが林立しており，高さが10 mを超える巨大チムニーも多数見つかった。チムニーの根元にはチムニーより傾斜が緩やかで幅が広いマウンド地形の存在も多数確認された。ごんどうサイトの中央に位置し，最大のマウンドであるG1マウンドは直径280 m，高さ80 mに達する。このG1マウンドの麓から山頂にかけてはチムニーが尾根を形成するように連続的に並んでおり，煙

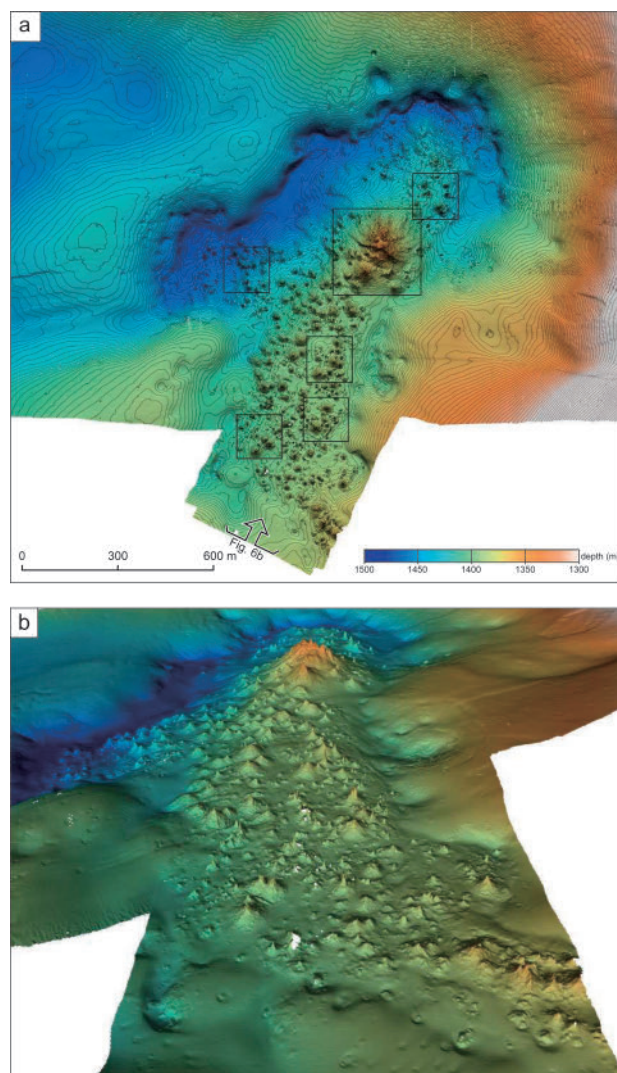


Fig. 6. (a) AUV shaded-relief bathymetry of the Gondou hydrothermal field. The grid cell size is 1 m. (b) Perspective view of the map (a) with no vertical exaggeration.

図6. (a) ごんどうサイトのAUV海底地形図。1 mグリッド。(b) (a)の鳥瞰図。鉛直方向の誇張なし。

状のブルームや最大 1.12°C の急激な水温異常が観測された。これらの結果は、G1 マウンドには非常に活発な熱水活動が存在しており、ごんどうサイトの熱水活動の中心であることや、チムニーの成長・崩壊・堆積のサイクルを通じて巨大マウンドが形成されたことを示唆する。世界で発見された熱水マウンドの中で最大のものは、おそらく大西洋中央海嶺の TAG マウンドであり、直径 200 - 250 m、高さ 50 m であることから (Humphris and Kleinrock, 1996)、ごんどうサイトの G1 マウンドは世界的に見ても最大級の熱水マウンドと言える。

2016 年には久米島西方沖の中部沖縄トラフに位置する仲泊海陵において AUV 調査を実施した (Figs. 2, 5)。仲泊海陵の周囲では、2016 年に比嘉サイトと呼ばれる海底熱水鉱床 (Ishikawa et al., 2016) や、儀間海陵北東においては APA サイトと呼ばれる熱水活動域が発見されており (川口・他, 2016)、久米島西方沖では背弧にも若い火成活動が存在することが示唆されていた。仲泊海陵はそれまで未探査であったため事前に測量船「拓洋」のマルチビーム音響測深機で概査したと

ころ、海底の反射強度が高い場所が広範囲に確認され、堆積物に覆われていない露岩や溶岩の存在が示唆された (Fig. 7)。その高反射強度域を中心に AUV 調査を実施した結果、縄状の溶岩流地形を約 13 km² にわたり確認した (Fig. 8) (Minami et al., 2020)。前述の第 3 宮古海丘の山頂部の溶岩流の面積が 1.5 km² であることや、2020 年現在も活発な噴火を続け、溶岩を流し続ける西之島の海面上の面積 2.9 km² と比較しても (国土地理院・海上保安庁, 2019)、仲泊海陵では多量の溶岩が流れ出たことがわかる。仲泊海陵では当庁は溶岩や火山噴出物の採取はまだ行っていないものの、第 3 宮古海丘同様に溶岩流地形が縄状の形態をしていることから、粘性の高い珪長質のマグマが噴出した可能性が考えられる (Bullock et al., 2018; Fink and Anderson, 2017)。また、溶岩ドーム状の高まりの近くでは煙状のブルームや急激な水温上昇が検出されたことにより、高温の熱水活動の存在が示唆され、その後の JOGMEC の ROV 調査により 300°C を超える熱水活動が確認されている。溶岩流や熱水活動の存在により、仲泊海陵は活動的な海底火山であることが AUV 調査に

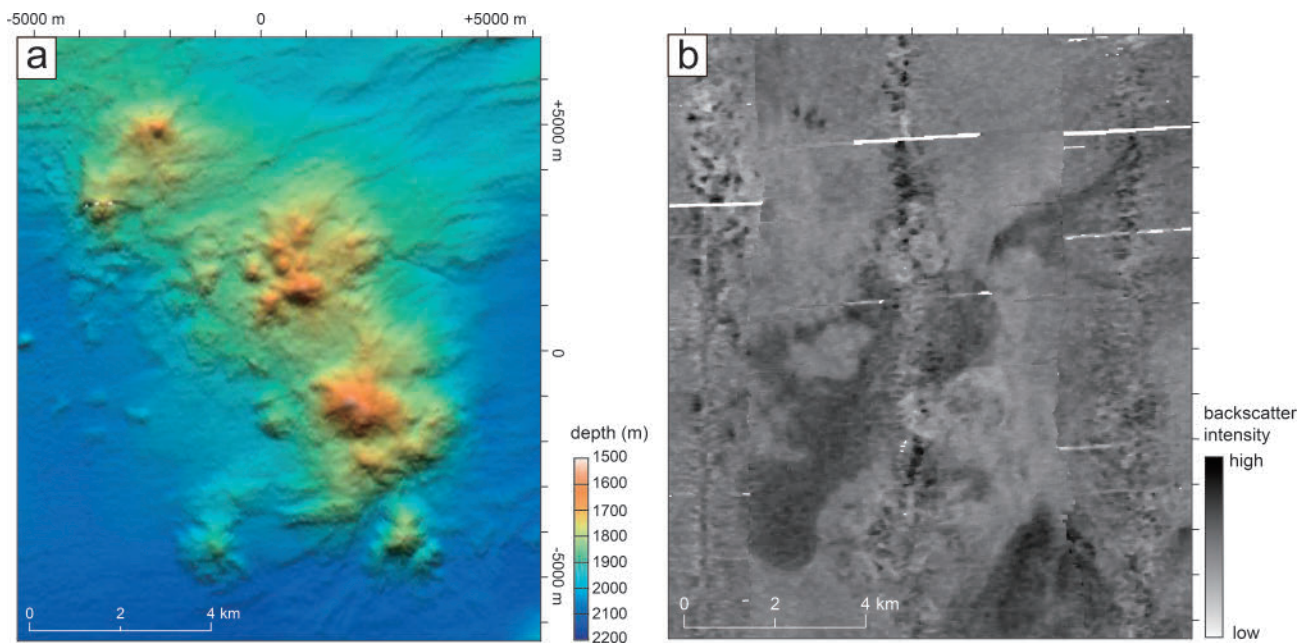


Fig. 7. (a) Shaded-relief bathymetry of the Nakadomari Hill. The grid cell size is 50 m. (b) Backscatter intensity of the map (a).

図 7. (a) 仲泊海陵の海底地形図. 50 m グリッド. (b) (a) の反射強度図.

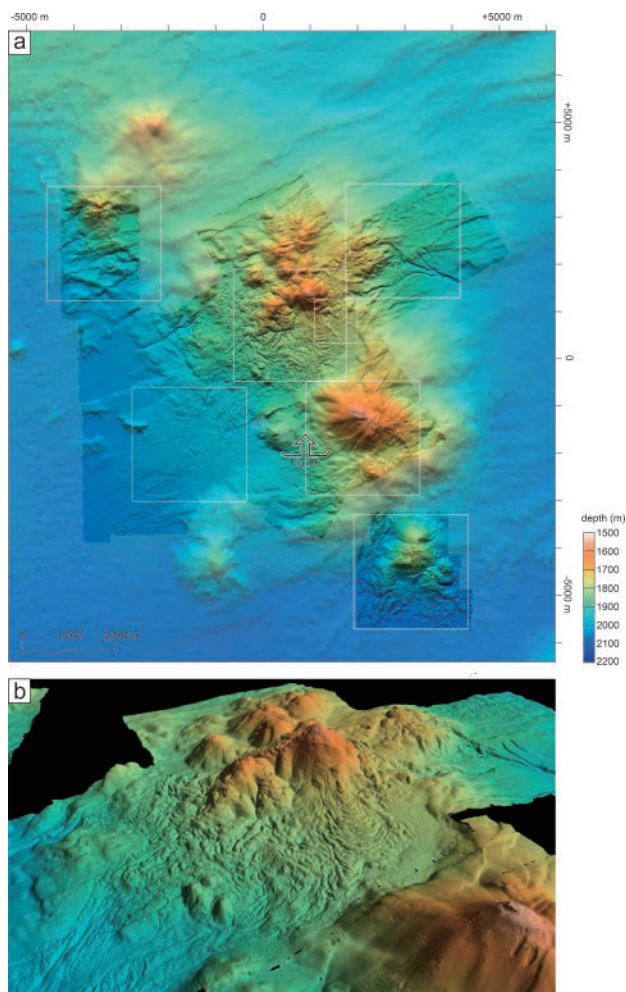


Fig. 8. (a) AUV shaded-relief bathymetry of the Nakadomari Hill. AUV bathymetry (2-m grid) overlies the ship-based bathymetry (50-m grid). (b) Perspective view of the map (a) with a vertical exaggeration of 2x.

図 8. 仲泊海陵の AUV 海底地形図. 2 m グリッドの AUV 地形図を 50 m グリッドの測量船取得地形図に重畳表示. (b) (a) の鳥瞰図. 鉛直方向を 2 倍に誇張.

よって初めて明らかになった. 中部から南部沖縄トラフにかけての背弧では栗国海丘 (加藤・他, 1989) や伊良部海丘 (Fukuba et al., 2015) において枕状溶岩が確認されているのみであり, 両海丘間の約 300 km に渡り, 活動的な海底火山の存在は知られていなかった. 仲泊海陵の結果は中部から南部沖縄トラフにかけての背弧でも島弧同様に活発な火成活動が連続的に存在することを示す結果となった. 今後, 仲泊海陵や周辺の火山体の岩石学的調査により, 中部~南部沖縄トラフの背

弧火成活動に新たな知見がもたらされることを期待する.

4.3 北部~中部

北部琉球弧及び沖縄トラフでは火山フロントの背弧側約 30 km に小臥蛇島, 平島といった火山島が分布している. この背弧火山列は小臥蛇島で途絶え, 海面下の海底火山である硫黄島島堆 (石塚・他, 2014) まで空白域となっている (Fig. 9). 当庁は 2013 年にこの空白域に位置する第 1 奄美海丘において AUV 調査を実施した (Fig. 10). 第 1 奄美海丘は 1982 年に当庁の調査により, 地形的高まりとして確認された以降, 詳細な調査は行われていなかった. 2013 年に測量船「拓洋」を用いてマルチビーム調査を実施した結果, 山頂にカルデラ状の地形や火口丘等の地形を確認した. これらの地形をカバーするように実施した AUV 調査により, 火口丘のすぐ傍に形成された凹地において多数の音響プルームを検出した (Fig. 11) (Minami and Ohara, 2016). AUV に搭載した CTD からは水温の急激な上昇が観測されなかったため, プルームの多くは火山性のガスであると考えられるものの, 凹地のプルーム域に測

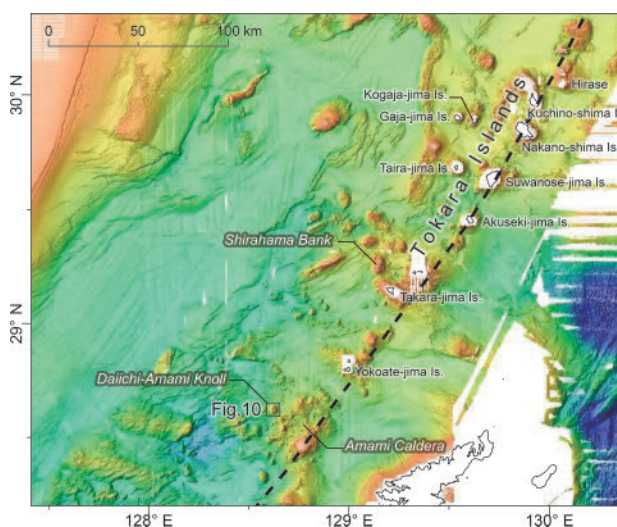


Fig. 9. Shaded-relief bathymetric map of the northern Ryukyu Arc and Okinawa Trough. The thick dashed line shows the volcanic front.

図 9. 中北部琉球弧及び沖縄トラフの海底地形図. 太点線は火山フロントを示す.

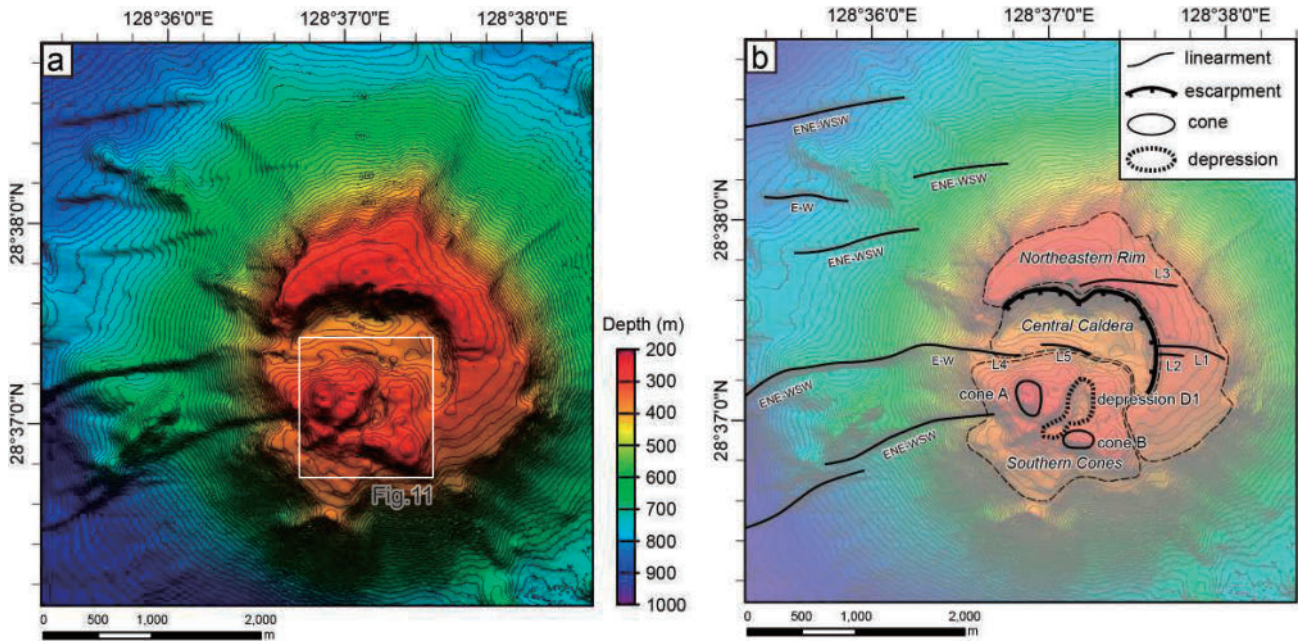


Fig. 10. (a) Shaded-relief bathymetry and its interpretation of the Daiichi-Amami Knoll. The grid cell size is 15 m. (b) Morphological interpretation of the map (a).

図 10. (a) 第 1 奄美海丘の海底地形図. 15 m グリッド. (b) (a) の解釈図.

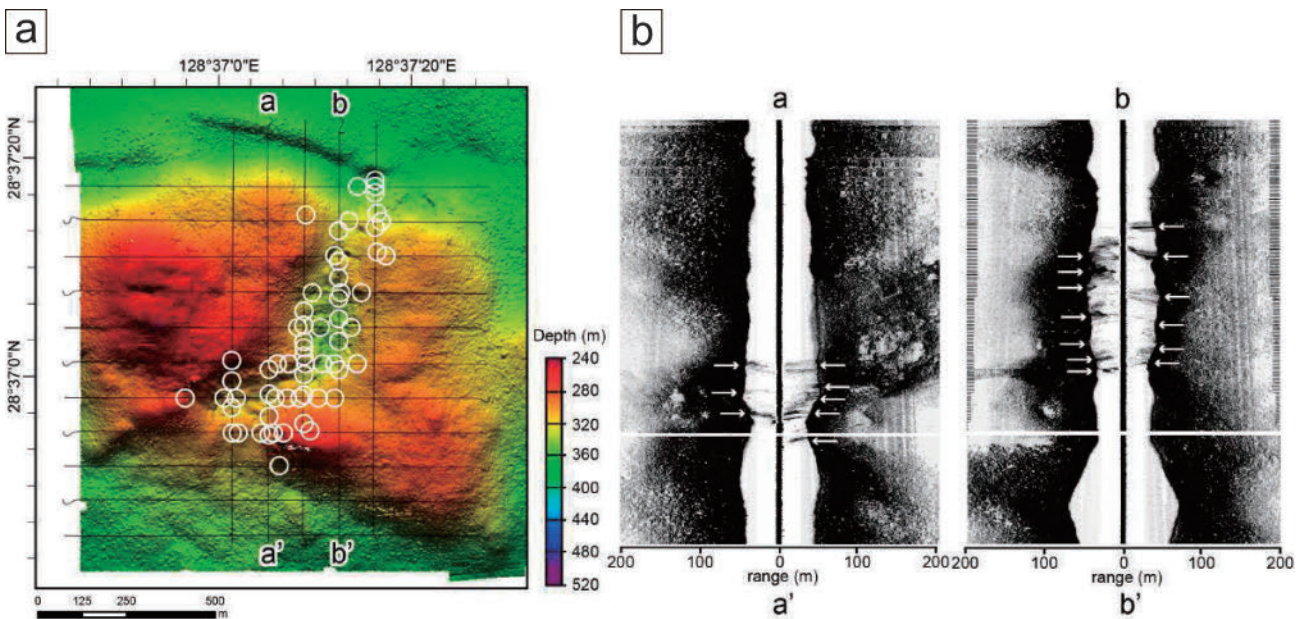


Fig. 11. (a) AUV shaded-relief bathymetry of the summit of the Daiichi-Amami Knoll. The grid cell size is 2 m. White circles show the location of anomalies. Black lines show track lines. (b) Examples of water column anomalies recorded on raw SSS imagery acquired by AUV *Gondou*. Black color corresponds to high reflectivity and white color low reflectivity.

図 11. (a) 第 1 奄美海丘頂部の AUV 海底地形図. 2 m グリッド. 白丸は AUV が検出したブルームの位置を示す. 黒線は AUV の測線. (b) AUV サイドスキャンソナーで検出されたブルームの例. 黒色は反射強度が高く, 白色は低いことを示す.

量船から投下した投下式水温計 (XBT) は海底付近において 2°C を超える水温上昇を確認したことから、熱水活動が一部存在することが示唆された。なお、その後の同海丘での ROV 調査により 110°C の低温熱水が確認されている (石塚・他, 2014)。第 1 奄美海丘が熱水活動を伴う海底火山であると分かったことにより、小臥蛇島～第 1 奄美海丘～硫黄島堆といった陸上及び海面下の火山体から構成される背弧火山列が、火山フロントと平行に存在することが示唆された。2015 年にはこの背弧火山列上に位置する白浜曾根 (小臥蛇島と第 1 奄美海丘の間) において AUV 調査を実施したところ、白浜曾根においても熱水活動の兆候や最終氷期以降に形成されたと考えられる火山地形が確認された (海上保安庁, 2015)。今後、これら背弧火山列の岩石学的調査により、北部琉球弧の火成活動に新たな知見がもたらされることを期待する。

5 琉球弧及び沖縄トラフの火成活動と構造運動の関係

こうした各火山体での調査が進むにつれ、琉球弧及び沖縄トラフの火成活動と構造運動に関していくつかの共通点があることが分かってきた。本稿では二点紹介する。

一つ目の共通点は、火山体がリフティングの構造運動を挟む古い火成活動と若い火成活動の 2 段階により形成されていることである。従来の測量船を用いた地形調査では、ソナーの分解能の限界から、溶岩流や火口状の凹地のような微地形は捉えることができず、火山体そのものの概形しか分からないため、火成活動の新旧を判別することが困難であった。AUV を用いた精密調査により微地形を面的に捉えることができるようになり、相対的ではあるものの、火成活動の新旧を面的に把握することができるようになった。例えば、第 3 久米海丘のごんどうサイトが位置する凹地の両側には、リフティングによって形成された東北東—西南西の走向のリニアメントが発達しているが、凹地やごんどうサイトの海底面上にはそのような

構造的リニアメントは見られない。一つの可能性として、主要なリフティングの後に火成活動が起こって凹地が形成されたとともに、その火成活動が熱源となり、ごんどうサイトで断層を通じた熱水循環が開始したと推定することができる。仲泊海陵においては測量船の分解能の低い地形データからは、仲泊海陵を構成する各山体は一見同じように見えるが、AUV の高分解能データでみると、東北東—西南西の走向の構造的リニアメントによって切られている山体と、溶岩流に覆われていてリニアメントによって切られていない山体がある。前者は古い火成活動により、後者は若い火成活動により形成されたことは明らかであり、その 2 つの火成活動の間にリフティングが起こったことを示す。中部の第 1 奄美海丘でも同様の特徴が見られ、琉球弧及び沖縄トラフの比較的広い範囲にわたって、この新旧の 2 つの火成活動があったことが分かる。陸上ではトカラ列島における年代測定から鮮新世と中期～後期更新世以降の 2 つの火成活動の存在が知られている (大四・他, 1987; 松本・他, 2006; 下司・他, 2007)。一方、海面下ではまだまだ調査が不十分であるものの、中部・南部沖縄トラフの地溝帯内では火成活動が中期更新世 ($\sim 0.5 \text{ Ma}$) 以降に起こったと考えられている (古川, 1990)。またトカラ列島周辺の海底からドレッジされた軽石のサンプルから $0.60 \pm 0.20 \text{ Ma}$ 及び 0.2 Ma より若い年代値が得られ、中期更新世以降の火山活動の存在が指摘されている (横瀬・他, 2010)。AUV 調査で明らかになった新旧どちらかの火成活動が上記 $0.5\text{--}0.6 \text{ Ma}$ 以降の海面下の火成活動と関連するのかわからないのか、また陸上の火山活動との関連性等、今後、ドレッジや ROV 等で岩石を採取し、形成年代や化学的特徴を知ることで、沖縄トラフの火成活動がどのように発達してきたか理解を深める必要がある。

二つ目の共通点は、琉球弧 (島弧) から沖縄トラフ (背弧) にかけて、島弧の伸びに直交する方向に火成活動や構造運動が発達していることである。南部琉球弧の第 3 宮古海丘の地形を観察する

と、山頂部の岩脈のような構造やカルデラ状の地形、山麓の小火山体が特定の方向（この場合、北西—南東方向）に並んでいる。第3宮古海丘の周囲の山体（第1宮古海丘・宮古海穴）も概ね同じ走向（北北西—南南東）に発達している。この火山体の配列や伸張方向から推察される北東—南西の伸張応力場は、沖縄トラフでよく知られたリフティングによる北西—南東の伸張応力場と明らかに異なる。これまでの調査・研究により、南部琉球弧では島弧の伸びに直交する北西—南東走向の正断層やリニアメントが陸上や海底に多数確認されており、過去の北東—南西の伸張応力場（島弧に平行する伸張応力場、arc-parallel extension or along-arc extension）の存在が以前から知られている（Kuramoto and Konishi, 1989；活断層研究会, 1991；Fabbri and Fournier, 1999；Fournier et al., 2001；浜本・他, 1979；Arai et al., 2014）。島弧の伸びに直交する断層群により、宮古島・多良間島・石垣島の各島間では凹地が形成されており、それぞれ宮古鞍部、多良間鞍部、石垣鞍部と呼ばれている（浜本・他, 1979）。石垣鞍部（多良間島—石垣島間）の断層は島棚上の最上位の堆積物を切っており、最近の断層活動を示唆している（古川, 1990）。現在における北東—南西の伸張応力場は地震の発震機構（Kubo and Fukuyama, 2003）や測地観測（Nakamura, 2004）からも観測されている。

この島弧に平行する伸張応力場は南部琉球弧だけでなく、中部琉球弧においても火成活動に影響を与えていると考えられる。第3久米海丘には山頂部にカルデラ状の凹地が2つあり、南側のカルデラ縁の地形は明瞭でリニアメントに切られていないのに対して、北側のカルデラ縁は不明瞭で、かつ東北東—西南西のリニアメントに切られている。つまり形成年代の異なる2つのカルデラが北北西—南南東に配列している。第3久米海丘の南側斜面に見られる山体崩壊の地形も、この北北西—南南東の線上に位置する。第3久米海丘はリフティングの構造運動の影響を確実に受けつつも、その火成活動は島弧に平行する伸張応力場に影響

を受けていることが推察される。より広域で見ると、第3久米海丘の背弧側に位置する第1久米海丘、第2久米海丘、久米海穴も北—南又は北北西—南南東に伸びた形状に見える。背弧側に目をやると、仲泊海陵を構成する複数の小さな火山体は北北西—南南東に配列している。これらの火山体の走向は慶良間ギャップの北西—南東の走向にも概ね一致している。つまり久米島沖ではリフティングとは異なる応力場にも火成活動が支配されているように思える。それが島弧に平行する伸張応力場である。

上記に関連して、沖縄トラフ全域において、なぜ海底熱水活動・熱水鉱床が特定の海域（例えば久米島沖、伊平屋島沖）に集中しているのか？偶然か？という議論がJOGMEC在職中によくされていた。あくまで推論であるが、次のように考えることができる。島弧に平行する伸張応力場により、島弧に直交する方向に地殻内で弱線となる場所が形成される。その弱線に沿ってマグマが上昇し、火成活動が集中して火山体が形成される。そして、この火成活動（熱源）が集中する場所にリフティングによる断層が発達していると、その断層を通路として熱水循環が駆動されて海底に熱水活動が生じると考えられる。つまり、琉球弧や沖縄トラフの海底熱水活動の形成には、広域的な熱源を生み出す「島弧に平行する伸張応力場」と、局所的な熱水の通路を生み出す「リフティングによる伸張応力場」の2つの構造運動が揃うことが望ましいのかもしれない。これまで当庁がAUV調査を実施した火山体の中で、多くの火山体で熱水活動の兆候が発見されたのに対して（北から白浜曾根、第1奄美海丘、奄美カルデラ（南・小原, 2016）、仲泊海陵、第3久米海丘、石垣リフト（Minami and Ohara, 2020））、第3宮古海丘では熱水活動の兆候が確認されなかったが、その理由の1つとして、第3宮古海丘は山体が比較的最近形成されたためか、山体そのものがリフティングによる断層に切られておらず、熱水の通路が十分に発達していないためかもしれない（宮古リフトは第3宮古海丘を避けるように山体の北西～北

側を通っている) (Figs. 2, 3).

島弧に平行する伸張応力場は琉球弧だけでなくマリアナ弧 (Kato et al., 2003; Heeszel et al., 2008) や他の島弧 (McCaffrey, 1996; Feuillet et al., 2002) でも確認されている。マリアナ弧や琉球弧においてはメカニズムの一つとして、背弧海盆が開くにつれ海溝側に移動していく島弧の曲率が増加することによって、島弧のストレッチが起こり生じると考えられている (Stern and Smoot, 1998; Fabbri and Fournier, 1999; Fournier et al., 2001; Kubo and Fukuyama, 2003; Arai et al., 2018)。今後、琉球弧及び沖縄トラフにおいてこのような構造運動と火成活動の詳細や両者の関連を調べることにより、世界の島弧や背弧海盆の発達プロセスについて普遍性のある理解が生まれるものと考えられる。

謝 辞

AUVの導入にあたり東京大学生産技術研究所及びJAMSTECの皆様には助言を頂いた。ISE社及び深田サルベージ建設(株)の皆様にはAUVのメンテナンスにおいて当初から多大な助言を頂いた。川崎地質(株)、(株)地球科学総合研究所、(株)アーク・ジオ・サポートの皆様にはデータ処理において助言を頂いた。この場を借りて皆様に感謝の意を示す。本総説で述べた考えの一部は、著者がJOGMEC在職中に金属資源技術部海洋資源調査課の皆様との議論を通じて得たものであり、同課の皆様にはこの場を借りて御礼申し上げます。AUV「ごんどう」の母船である測量船「拓洋」の歴代の船長・航海長・観測長を始めとする乗組員の皆様には、海上保安庁でAUVの運用がトラブル続きの中で温かい支援を頂いた。本庁海洋情報部大洋調査課(旧大陸棚調査室)の中川主任官、真角官、齋藤官には図の作成等で支援を頂いた。同課の瀬田(当時)・田中主任官をはじめとするAUV担当者の皆様には、予算から運用まで多種多様かつ困難なAUVの業務を数少ない職員(その職員も筆者を含め通常2年で人事異動により交代するため知識・経験の蓄積が困

難)で今日に至るまで継続されてきたことに敬意を表す。

文 献

- Arai, K., H. Machiyama, S. Chiyonobu, H. Matsuda, K. Sasaki, M. Humblet, and Y. Iryu (2014) Subsidence of the Miyako-Sone submarine carbonate platform, east of Miyakojima Island, northwestern Pacific Ocean, *Island Arc*, 23, 1-15.
- Arai, K., T. Inoue, and T. Sato (2018) High-density surveys conducted to reveal active deformations of the upper forearc slope along the Ryukyu Trench, western Pacific, Japan, *Prog. Earth Planet Sci.*, 5:45.
- Bullock, L. A., R. Gertisser, and B. O'Driscoll (2018) Emplacement of the Rocche Rosse rhyolite lava flow (Lipari, Aeolian Islands), *Bull. Volcanol.*, 80:48.
- 大四雅弘・林 正雄・加藤祐三(1987) 琉球列島産新生代火山岩類の放射年代, 岩石鉱物鉱床学会誌, 82, 370-381.
- Fabbri, O. and M. Fournier (1999) Extension in the southern Ryukyu arc (Japan): Link with oblique subduction and back arc rifting, *Tectonics*, 18, 486-497.
- Feuillet, N., I. Manighetti, P. Tapponnier, and E. Jacques (2002) Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, 107 (B12), 2331.
- Fink, J. H. and S. W. Anderson (2017) Emplacement of Holocene Silicic Lava Flows and Domes at Newberry, South Sister, and Medicine Lake volcanoes, California and Oregon, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2017-5022-I.
- Fournier, M., O. Fabbri, J. Angelier, and J.-P. Cadet (2001) Regional seismicity and on-land deformation in the Ryukyu arc: Implications

- for the kinematics of opening of the Okinawa Trough, *J. Geophys. Res.*, 106 (B7).
- 藤沢美幸・瀬尾徳常 (2016) AUV「ごんどう」で取得した海底地形データの位置補正プログラムの作成, 平成 27 年度海上保安庁海洋情報部研究成果発表会要旨集.
- Fukuba, T., T. Noguchi, and T. Fujii (2015) The Irabu Knoll: hydrothermal site at the eastern edge of the Yaeyama Graben, in *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*, edited by J. Ishibashi, K. Okino, and M. Sunamura, pp. 493-504, Springer, Tokyo.
- 古川雅英 (1990) 沖縄トラフにおける rifting の発達史と火山活動の年代—K-Ar 年代・地磁気異常及び海底地質構造からの考察—, 神戸大学大学院博士論文.
- 下司信夫・石塚 治 (2007) 琉球弧の火山活動, *地質ニュース*, 634, 6-9.
- 下司信夫・中野 俊・檀原 徹 (2007) 鹿児島県トカラ列島トカラ平瀬に分布する火山岩類とその FT 年代, *地質調査研究報告*, 58, 45-47.
- Halbach, P., K. Nakamura, M. Wahsner, J. Lange, H. Sakai, L. Kaselits, R.-D. Hansen, M. Yamano, J. Post, B. Prause, R. Seifert, W. Michaelis, F. Teichmann, M. Kinoshita, A. Marten, J. Ishibashi, S. Czerwinski, and M. Blum (1989) Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin, *Nature*, 338, 496-499.
- Hampfrs, S. E. and M. C. Kleinrock (1996) Detailed morphology of the TAG active hydrothermal mound: Insights into its formation and growth, *Geophys. Res. Lett.*, 23, [23], 3443-3446.
- 浜本文隆・桜井 操・永野真男 (1979) 宮古・八重山諸島周辺の海底地質, *水路部研究報告*, 14, 1-38.
- 針金由美子・石塚 治・下田 玄・佐藤太一 (2015) 久米島西方沖海域で発見された海底火山群の岩石学的特徴, *日本火山学会 2015 年秋季大会講演予稿集*, 90.
- Heeszel, D. S., D. A. Wiens, P. J. Shore, H. Shiobara, and H. Sugioka (2008) Earthquake evidence for along-arc extension in the Mariana Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q12X03. doi:10.1029/2008GC002186.
- Ishikawa, M., H. Sato, M. Furukawa, M. Kimura, Y. Kato, R. Tsugara, and K. Shimamura (1991) Report on DELP 1988 Cruises in the Okinawa Trough, Part 6: Petrology of volcanic rocks, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 151-177.
- Ishikawa, N., Morozumi, H., and S. Shiokawa (2016) Discovery of several new seafloor hydrothermal deposits by the regional survey, such as Gondou Site, in central part of the Okinawa Trough, Japan, Abstract 1277, Goldshmidt Conference 2016, Yokohama, Japan.
- 石塚 治・下田 玄・針金由美子・井上卓彦・荒井晃作・佐藤太一・佐藤智之・片山 肇・南宏樹・小原泰彦 (2014) 琉球弧硫黄島島西方で確認された活動的の海底火山群, *日本火山学会 2014 年秋季大会講演予稿集*, 31.
- Japan Meteorological Agency (Ed.) (2013) National Catalogue of the Active Volcanoes in Japan, fourth ed. Japan Meteorological Agency.
- 海上保安庁 (2014) 久米島沖に国内最大のチムニー群を発見, <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/h26/k20140919/k140919-2.pdf>, 参照 2020 年 8 月 20 日.
- 海上保安庁 (2015) トカラ群島宝島沖に火山地形を発見, <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/post-147.html>, 参照 2020 年 8 月 23 日.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437pp.

- 加藤 茂・中村光一・岩渕 洋・河合晃司・瀬田英憲 (1989) 沖縄トラフ中部の地形, 地質構造と粟国海丘付近の潜航調査—1986年—, 海洋科学技術センター試験研究報告, 145-162.
- Kato, T., J. Beavan, T. Matsushima, Y. Kotake, J. T. Camacho, and S. Nakao (2002) Geodetic evidence of back-arc spreading in the Mariana Trough, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1625.
- 川口慎介・熊谷英憲・中村謙太郎・北田数也 (2016) 沖縄トラフ中部および南部の熱水活動兆候域での「かいこう Mk-IV」潜航調査, ブルーアース 2016 要旨集.
- 木川栄一 (編) (2017) SIP『次世代海洋資源調査技術』(海のジパング計画) 海底熱水鉱床調査技術プロトコル, https://www.jamstec.go.jp/sip/pdf/resultList2017_p_j.pdf, 参照 2020年8月20日.
- Kimura, M. (1985) Back-arc rifting in the Okinawa Trough, *Marine and Petroleum Geology*, 2, 222-240.
- Kimura, M., I. Kaneko, Y. Kato, S. Yamamoto, I. Kushiro, H. Tokuyama, H. Kinoshita, N. Isezaki, H. Masaki, A. Oshida, S. Uyeda, and T. W. C. Hilde (1986) Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough, Part V, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 61, 269-310.
- Kimura, M., S. Uyeda, Y. Kato, T. Tanaka, M. Yamano, T. Garno, H. Sakai, S. Kato, E. Izawa, and T. Oomori (1988) Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough back-arc basin Japan, *Tectonophysics*, 145, [3-4], 319-324.
- Kimura, M., M. Furukawa, E. Izawa, M. Ishikawa, S. Kuramoto, H. Sakai, S. Uyeda, and J. Makris (1991) Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, Part 7. Geologic investigation of the central rift in the middle to southern Okinawa Trough, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 179-209.
- Kizaki, K. (1986) Geology and tectonics of the Ryukyu Islands, *Tectonophysics*, 125.
- 国土地理院・海上保安庁 (2019) 西之島の地形図と海図を改版～我が国の管轄海域がさらに約50 km² 拡大～, <https://www1.kaiho.mlit.go.jp/KIKAKU/press/2019/20190522.pdf>, 参照 2020年8月23日.
- Kubo, A. and E. Fukuyama (2003) Stress field along the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough inferred from moment tensors of shallow earthquakes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 305-316.
- Kuramoto, S. and S. Konishi (1989) The southwest Ryukyu Arc is a migrating microplate (forearc sliver), *Tectonophysics*, 163, 75-91.
- 栗田洋和・瀬田英憲・梅田安則・南 宏樹・井城秀一・大泊理八・橋詰未来 (2014) 自律型潜水調査機器「ごんどう」の運用, 海洋情報部研究報告, 51, 98-105.
- Makabe, A., S. Tatsumi, C. Chen, J. Torimoto, Y. Matsui, T. Shibuya, J. Miyazaki, K. Kitada, and S. Kawagucci (2016) Discovery of new hydrothermal vent fields in the mid- and southern-Okinawa Trough, *Goldshmidt Conference 2016*, Yokohama, Japan.
- Makabe, A., E. Tasumi, Y. Matsui, S. Horai, S. Sato, C. Chen, T. Shibuya, K. Kitada, A. Takahashi, J. Miyazaki, K. Nakamura, S. Kawagucci, and H. Kumagai (2017) Geochemical and biological features of hydrothermal vent fields newly discovered in the Okinawa Trough, *Goldshmidt Conference 2017*, Goldshmidt Conference 2017, Paris, France.
- 松本 剛・木下正高・中村 衛・Jean-Claude Sibuet・李 昭興・許 坤樹・大森 保・新城竜一・橋本 結・細谷慎一・今村牧子・伊藤 誠・佃 薫・八木秀憲・館川恵子・加賀谷一茶・外窪周子・岡田卓也・木村政昭 (2001) 沖縄トラフ西端部における火山・熱

- 水活動と中軸の「セグメント化」—「よこすか」「しんかい6500」による”Lequios”航海成果速報—, JASMTEC 深海研究, 19, 95-107.
- 松本哲一・太田 靖・中野 俊・下司信夫・小林哲夫 (2006) トカラ列島火山噴出物の K-Ar および ^{14}C 年代, 日本火山学会 2006 年秋季大会講演予稿集, 217.
- McCaffrey, R. (1996) Estimates of modern arc parallel strain rates in fore-arcs, *Geology*, 24, [1], 27-30.
- Miki, M. (1995) Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc, *J. Geophys. Res.* 100 (B5), 8169-8184.
- Minami, H. and Y. Ohara (2016) Detailed morphology and bubble plumes of Daiichi Amami Knoll in the central Ryukyu Arc, *Marine Geology*, 373, 55-63.
- Minami, H. and Y. Ohara (2017) The Gondou hydrothermal field in the Ryukyu Arc: A huge hydrothermal system on the flank of a caldera volcano, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 18, 3489-3516.
- Minami, H. and Y. Ohara (2018) Detailed volcanic morphology of Daisan-Miyako Knoll in the southern Ryukyu Arc, *Marine Geology*, 404, 97-110.
- Minami, H. and Y. Ohara (2020) Tectonic, volcanic and hydrothermal features of a nascent rift graben in the southern Okinawa Trough, *Marine Geology*, 430, 106348.
- Minami, H., R. Nagasawa, and Y. Ohara (2020) Detailed volcanic and tectonic morphology of Nakadomari Hill in the southern Okinawa Trough, *Marine Geology*, 421, 106094.
- 南 宏樹・小原康彦 (2016) AUV を用いた奄美カルデラ群における海底地形調査と熱水活動の兆候, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会, 千葉, 2016 年 5 月 26 日.
- Miyazaki, J., S. Kawagucci, A. Makabe, A. Takahashi, K. Kitada, J. Torimoto, Y. Matsui, E. Tasumi, T. Shibuya, K. Nakamura, S. Horai, S. Sato, J. Ishibashi, H. Kanzaki, S. Nakagawa, M. Hirai, Y. Takaki, K. Okino, H. K. Watanabe, H. Kumagai, and C. Chen (2017) Deepest and hottest hydrothermal activity in the Okinawa Trough: the Yokosuka site at Yaeyama Knoll, *R. Soc. Open Sci.* 4, 171570.
- 長澤亮佑・田中喜年・齊藤康仁・池内柚か愛・川内野 聡 (2019) AUV「ごんどう」による海底光学マッピング—初期運用試験報告—, 海洋情報部研究報告, 57, 10-119.
- Nakamura, M. (2004) Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 389-398.
- 中村 衛・兼城昇司 (2000) 地震分布から求めた南西諸島における沈み込んだフィリピン海プレート形状, 琉球大学理学部紀要, 70, 73-82.
- Nishimura, S., M. Hashimoto, and M. Ando (2004) A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 142, 185-203.
- Nishizawa, A., K. Kaneda, M. Oikawa, D. Horiuchi, Y. Fujioka, and C. Okada (2019) Seismic structure of rifting in the Okinawa Trough, an active backarc basin of the Ryukyu (Nansei-Shoto) island arc-trench system, *Earth Planets Space*, 71, 21.
- Okino, K., M. Asada, T. Noguchi, K. Komaki, M. Fujii, K. Tara, T. Manaka, S. Koide, and D. Tomita (2015) Preliminary report of AUV URASHIMA dives at Tarama and Irabu hydrothermal fields, JpGU2015, Chiba, Japan.
- Oshida, A., K. Tamaki, and M. Kimura (1992) Origin of the magnetic anomalies in the southern Okinawa Trough, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 44, 345-359.

- 大島章一・高梨政雄・加藤 茂・内田摩利夫・岡崎勇・春日 茂・川尻智敏・金子康江・小川正奏・河合晃司・瀬田英憲・加藤幸弘 (1988) 沖縄トラフ及び南西諸島周辺海域の地質・地球物理学的調査結果, 水路部研究報告, 24, 19-43.
- Park, J.-O., T. H. Tokuyama, M. Shinohara, K. Suyehiro, and A. Taira (1998) Seismic record of tectonic evolution and backarc rifting in the southern Ryukyu island arc system, *Tectonophysics*, 294, 21-42.
- 産業技術総合研究所 (2012) 沖縄県久米島西方海域に新たな海底熱水活動域を発見—カルデラをもつ海底火山における熱水活動—, https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2012/pr20121212_3/pr20121212_3.html, 参照 2020 年 8 月 20 日.
- Sato, T., H. Oda, O. Ishizuka, and K. Arai (2014) Detailed bathymetry and magnetic anomaly in the Central Ryukyu Arc, Japan: implications for a westward shift of the volcanic front after approximately 2.1 Ma., *Earth Planets Space*, 66:68.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2015) 沖縄県久米島沖に有望な海底熱水鉱床の存在を確認, <http://www.jogmec.go.jp/news/release/content/300203628.pdf>, 参照 2020 年 8 月 20 日.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp (1993) A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, 98 (B10), 17941-17948.
- 瀬尾徳常・南 宏樹 (2015) AUV「ごんどう」を用いた高分解能海底地形調査～データ処理方法の概要及びその実例～, *海洋情報部研究報告*, 52, 40-48.
- Shinjo, R., I. Motoyama, M. Nakamura, Y. Takaki, H. Nishida, Y. Morii, and H. Tanaka (1998) Report on RN97 cruise by T/S Nagasaki Maru in the southern Okinawa Trough, *Bull. Coll. Sci. Univ. Ryukyu*, 65, 39-51.
- Shinjo, R. and Y. Kato (2000) Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin, *Lithos*, 54, 117-137.
- Sibuet, J. C., S. K. Hsu, C. T. Shyu, and C. S. Liu (1995) Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin, in *Backarc Basins*, edited by B. Taylor, pp. 343-379, Springer US, New York.
- Sibuet, J. C., B. Deffontaines, S. K. Hsu, N. Thureau, J. P. Le Formal, and C. S. Liu (1998) Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution, *J. Geophys. Res.* 103 (B12), 30245-30267.
- Stern, R. J. and N. C. Smoot (1998) A bathymetric overview of the Mariana forearc, *Island Arc*, 7, [3], 525-540.
- 田中武男・満澤巨彦・堀田 宏 (1989) 沖縄トラフ伊平屋小海嶺東部の 1988 年潜航調査について, *海洋科学技術センター試験研究報告*, 267-281.
- Tamura, Y. and Y. Tatsumi (2002) Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin Arc, *J. Petrol.*, 43, 1029-1047.
- Tamura, Y., J. B. Gill, D. Tollstrup, H. Kawabata, H. Shukono, Q. Chang, T. Miyazaki, T. Takahashi, Y. Hirahara, S. Kodaira, O. Ishizuka, T. Suzuki, Y. Kido, R. S. Fiske, and Y. Tatsumi (2009) Silicic magmas in the Izu Bonin Oceanic Arc and implications for crustal evolution, *J. Petrol.*, 50, [4], 685-723.
- 植田義夫 (1986) 南西諸島周辺海域の地磁気異常と構造論, *火山第 2 集*, 31, 177-192.
- 渡辺一樹・芝田 厚・古川博康・梶村 徹 (1995) 琉球列島, 西表島北北東沖の海底火山地形, *火山*, 40, 91-97.
- 渡辺一樹 (2000) 西表島北北東沖海丘群の潜航調

- 査一西表海丘, 第1, 第2小浜海丘一, JAMSTEC 深海研究, 16, 19-28.
- 渡辺一樹 (2001) 沖縄トラフ, 鳩間海丘の海底熱水活動域のマッピング, JAMSTEC 深海研究, 19, 87-94.
- Yamanaka, T., H. Nagashio, R. Nishio, K. Kondo, T. Noguchi, K. Okamura, T. Nunoura, H. Makita, K. Nakamura, H. Watanabe, K. Inoue, T. Toki, K. Iguchi, U. Tsunogai, R. Nakada, S. Ohshima, S. Toyoda, J. Kawai, N. Yoshida, A. Ijiri, and M. Sunamura (2015) The Tarama Knoll: Geochemical and biological profiles of hydrothermal activity, in *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*, edited by J. Ishibashi, K. Okino, and M. Sunamura, pp. 497-504, Springer, Tokyo.
- Yamano, M., S. Uyeda, J. P. Foucher, and J. C. Sibuet (1989) Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough, in *Thermal Aspects of Tectonics, Magmatism and Metamorphism*, edited by Uyeda, S., D. Chapman, and H. J. Zwart, *Tectonophysics*, 159, 307-318.
- Yasui, M., D. Epp, K. Nakagawa, and T. Kishii (1970) Terrestrial heat flow in the seas round the Nansei Shoto (Ryukyu Islands), *Tectonophysics*, 10, [1-3], 225-234.
- 横瀬久芳・佐藤 創・藤本悠太・Maria Hannah T. MIRABUENO・小林哲夫・秋元和實・吉村 浩・森井康宏・山脇信博・石井輝秋・本座栄一 (2010) トカラ列島における中期更新世の酸性海底火山活動, *地学雑誌*, 119, 46-68.
- の理解に貢献してきた。自律型潜水調査機器を用いた精密調査は、測量船に比べて幅広い面積を調査することはできないが、琉球弧及び沖縄トラフの深海 (500 m 以深) の細かな火山的・構造的な特徴を知る上で必要不可欠である。海上保安庁では、2000 年代の海洋研究開発機構や東京大学による先駆的な AUV 調査・研究に続き、2013 年に AUV「ごんどう」を用いた精密海底地形調査を開始した。本総説では、海上保安庁の AUV 調査により明らかになった琉球弧及び沖縄トラフの火成活動及び構造運動の特徴についてレビューする。

要 旨

琉球沈み込み帯は日本から台湾に至る典型的な海溝 (琉球海溝) 一島弧 (琉球弧) 一背弧海盆 (沖縄トラフ) 系を形成している。これまで数々の地球物理学的, 地質学的, 地球化学的な調査が行われ, 活動的な火成活動及び構造運動の存在が明らかになるとともに, 同沈み込み帯の発達過程