

## 海上保安庁が南西諸島海域で実施してきた網羅的な地殻構造調査<sup>†</sup>

岡田千明<sup>\*1</sup>, 金田謙太郎<sup>\*2</sup>, 及川光弘<sup>\*3</sup>, 堀内大嗣<sup>\*1</sup>, 藤岡ゆかり<sup>\*4</sup>, 齋藤京太<sup>\*5</sup>

Comprehensive seismic structure in the Nansei-Shoto Region conducted by the Japan Coast Guard<sup>†</sup>

Chiaki OKADA<sup>\*1</sup>, Kentaro KANEDA<sup>\*2</sup>, Mitsuhiro OIKAWA<sup>\*3</sup>, Daishi HORIUCHI<sup>\*1</sup>,  
Yukari FUJIOKA<sup>\*4</sup>, and Keita SAITO<sup>\*5</sup>

### Abstract

The Japan Coast Guard has conducted marine scientific surveys around the Nansei-Shoto Region (East China Sea) since 2008 after the completion of the Extended Continental Shelf Survey Project on the Pacific side. In this paper, we report on our seismic structure survey method and review the results of our surveys carried out in the Nansei-Shoto Region, especially in the Okinawa Trough. We carefully constructed crustal structures in the Nansei-Shoto Region based on newly obtained seismic records. The results revealed the continental/arc characteristics of the P-wave velocity models over the entire Okinawa Trough and the variation of crustal thickness from south to north in the trough. The crustal thickness variety suggests the different thinning stages of the continental crust in the Okinawa Trough.

### 1 はじめに

海上保安庁は海洋調査の推進及び海洋情報の管理・提供体制の整備の一環として、これまで詳細なデータが不足していた日本周辺の海域でさらなる基盤情報の収集を目指し、2008年以降「領海・EEZ調査」として南西諸島海域（東シナ海）での調査を進めてきた。領海・EEZ調査では、2008年までに実施されてきた大陸棚調査の手法を踏襲しつつ、海底地形、地磁気、海上重力、地殻構造等、多岐にわたる項目を調査している。領海・EEZ調査においては、海底地形（堀迫・他、

2008; Minami et al., 2014)・地磁気・重力（藤岡・熊川, 2014)などの報告もされているが、本稿では領海・EEZ調査のうち、南西諸島海域、とりわけ沖縄トラフにおける地殻構造調査の概要と成果について、海域内の堆積盆の分布と地殻の厚さ変化に焦点を当て、過去発表された成果（Nishizawa et al., 2017, 2019）等を踏まえ総括する。

### 2 南西諸島海域の地質学的特徴

東シナ海は、日本の九州西方及び南西諸島の北

<sup>†</sup> Received October 1, 2020; Accepted November 5, 2020

\* 1 情報管理課 Marine Data Management Division

\* 2 技術・国際課 Technology Planning and International Affairs Division

\* 3 沿岸調査課 Coastal Surveys Division

\* 4 水産庁 Fisheries Agency

\* 5 大洋調査課 Offshore Surveys Division

西方，朝鮮半島及び黄海の南方，中国大陸の東方，台湾島の北方に位置する (Fig. 1)。東シナ海における地質発達史は，古川 (1991) や井上 (2007) でまとめられている。井上 (2007) では，中国大陸東岸に広がる浅海域から太平洋に接する南西諸島弧 (琉球弧) までを東シナ海として定義し，東シナ海の特徴的な地形として，西から順に中国大陸より広がる浅海部である東シナ海大陸棚，沖縄トラフ，南西諸島弧と呼ばれる南西諸島の島嶼部の大きく3つに区分している。南西諸島弧の南東側では，フィリピン海プレートが北西方向に沈み込んでおり，プレート境界には南西諸島海溝が形成されている。本稿では，北西から南東に，東シナ海大陸棚から沖縄トラフを経て南西諸島弧までの範囲を対象とし，当該範囲を「南西諸島海域」と呼ぶことにする。

東シナ海大陸棚は，中国大陸沿岸から伸びる水深 200 m 以浅の浅い陸棚で，一般に起伏に乏しい。沖縄トラフは，東シナ海大陸棚と南西諸島の間に位置する，九州から台湾にかけて細長く伸張した海盆であり，南西諸島弧の背弧に位置する大陸リフトとされている。南西諸島弧は，九州から台湾にかけてのおよそ 1,200 km にわたる弧状列島であり，トカラ海峡と慶良間海裂と呼ばれる2つの構造的な地形の凹地によって地形的・地質的に区分され，便宜上北南西諸島弧・中南西諸島弧・南南西諸島弧に分類されている (Kizaki, 1986)。南西諸島弧と南西諸島海溝は島弧-海溝系をなし，沖縄トラフはその背弧海盆にあたる。沖縄トラフも南西諸島弧と同様に，トカラ海峡と慶良間海裂の地形的な延長線上で区切り，北部・中部・南部の3海域に分類されている (古川, 1991)。本稿でも，過去の成果との比較を容易にするため，同様に北部トラフ・中部トラフ・南部トラフの分類を用いることとする。沖縄トラフの水深は北東から南西に向かって水深が深くなり，トラフ底部の概略水深は，北部トラフで 600-1,000 m，中部トラフで 1,000-2,000 m，南部トラフで 2,000-2,300 m である。北部トラフは，概ね平坦な海底地形の中に島や海丘などの高まり

が点在している。中部トラフでは，活発な熱水活動が複数報告されており，伊是名海穴 Jade サイト・Hakurei サイト (Halbach et al., 1989; 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2016) やごんどうサイト (独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2015; Minami and Ohara, 2017) など，海底熱水活動域や海底熱水鉱床の存在も確認されている。南部トラフでは，トラフの中軸部に雁行配列した中央地溝帯が存在しており，地溝帯の中央には貫入する岩体が確認できる。南西諸島弧で観測されている火山活動は，プレート沈み込みに関連した火山フロントを伴う火山活動と，背弧リフトの活動に伴う火山活動の2種類に分けることができる。南西諸島海域における火山フロントの位置は，北部では島嶼部頂部とほぼ一致するが，中部から南部ではトラフ内の火山活動と収束し，中部では南西諸島弧西縁に，更に南部では沖縄トラフの東縁へと，位置が変化している (下司・石塚, 2007)。一方で，南部トラフにおける火山フロントの位置は，海底地形からは明確に判断できない。

東シナ海での海底地形・海底地質に関する調査は，Emery et al. (1969) で報告された 1968 年の黄海～東シナ海における予察的地質構造調査を皮切りに，50 年以上様々な調査が行われてきた。海上保安庁においては，1975 年から 1982 年にかけて奄美大島以南の南西諸島弧を対象とした調査 (浜本・他, 1979; 加藤・他, 1982) を実施し，その成果を 20 万分の 1 「大陸棚海の基本図」シリーズとして刊行した。また，初期の大陸棚調査においても南西諸島海域の調査を実施しており，桂・他 (1986) や大島・他 (1988) では 1984 年以降に沖縄トラフで実施した大陸棚調査の結果のまとめを行っている。地質調査所 (現産総研地質調査総合センター) は 1975 年に南西諸島弧全域にわたる調査を実施しており (Honza, 1976)，その成果は 100 万分の 1 広域海底地質図 (本座・他, 1977) として刊行された。産総研地質調査総合センターは，2008 年以降沖縄海域の主要な島の周辺で，海洋地質図の作成を目指した海洋地質

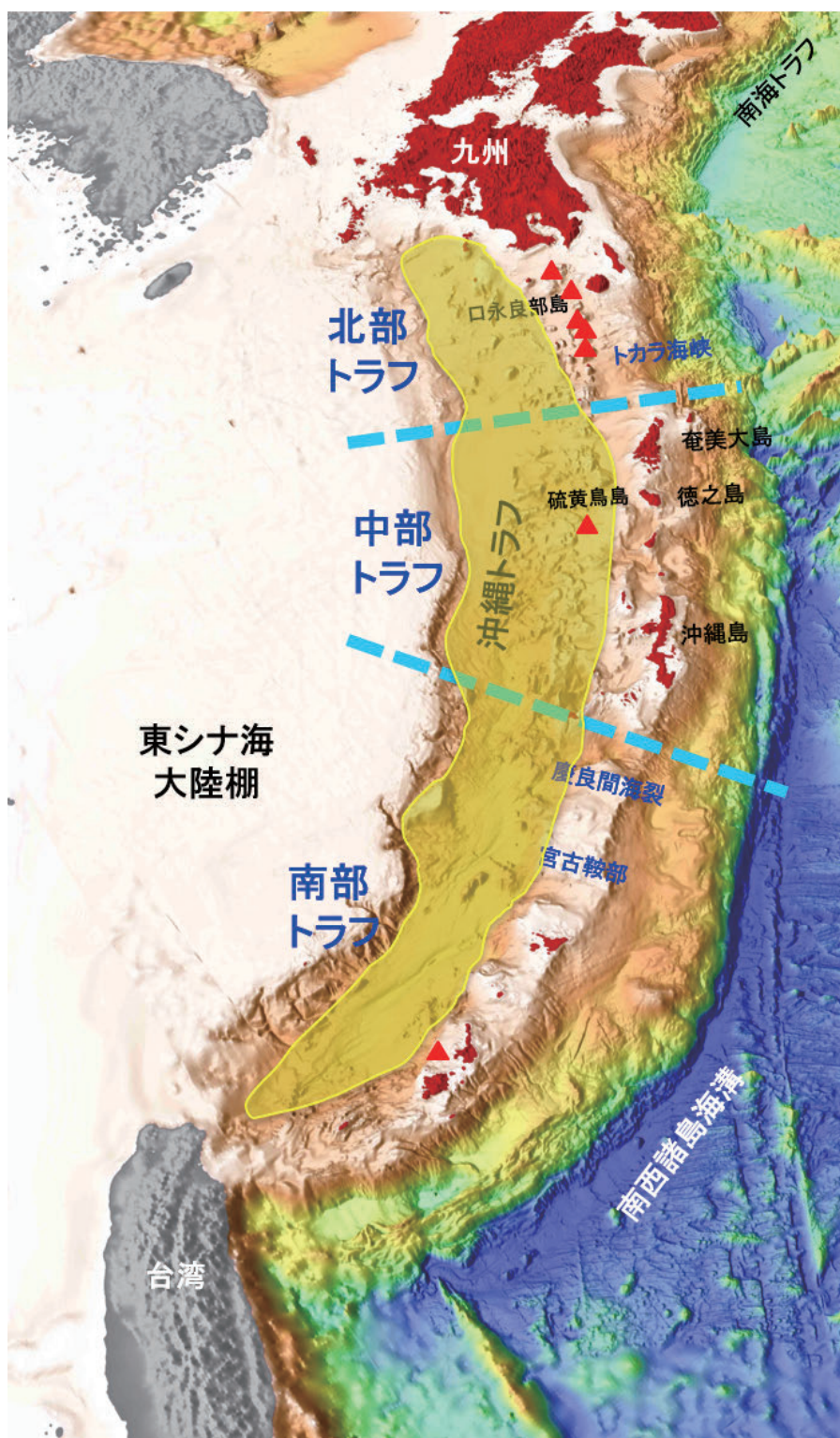


Fig. 1. Tectonic map around the Nansei-Shoto Region revised from Nishizawa et al. (2019). Red triangles indicate the locations of volcanic islands and submarine volcanoes in the Nansei-Shoto Region from the database of maritime and submarine volcanoes (<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>). Light blue lines are the extensions westward of the Tokara Valley and Kerama Gap. Yellow area indicates the general area of the Okinawa Trough.

図 1. 南西諸島海域の海底地形図 (Nishizawa et al., 2019 に加筆). 赤三角は、海域火山データベースにおける南西諸島の海域火山の位置を示す。水色の点線は、トカラ海峡と慶良間海裂とその西側延長を表す。黄色の範囲は、沖繩トラフの概略的な範囲を示す。

学・地球物理学的調査を実施している（荒井・池原, 2011）。1984年及び1988年には、沖縄トラフでの国際リソスフェア探査開発計画（DELP）の調査が実施され、Kimura et al. (1986), Nagumo et al. (1986), Furukawa et al. (1991) などにおいて、地殻構造調査記録を元に沖縄トラフ中部および南西部の構造発達史を論じている。

東シナ海の地質構造は、南西諸島海溝と平行な北東—南西方向に伸びる隆起帯と、それに隣接する堆積盆から構成された区分が指摘されており、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う大陸縁辺部の展張運動（リフティング）がこの海域では過去から継続的に起きていると考えられる（木村, 1990）。地殻が展張して薄くなった場所には地溝が形成され、周囲から地溝に堆積物が流れ込むことで堆積盆が発達していった。沖縄トラフの堆積物の起源は、黄河と長江から陸棚を超えて流入したもののだけでなく、台湾から流入したものもある（片山, 2007）。リフティングの中心地は、白亜紀後期には現在の台湾周辺（Shinjo, 1999）、古第三紀～中新世中期には東シナ海大陸棚周辺（木村, 1990）、中新世後期～鮮新世には東シナ海大陸棚縁辺部から沖縄トラフの西側斜面下（相場・関谷, 1979；木村, 1990）であったと推測されており、フィリピン海プレートの沈み込み休止や東シナ海全域の隆起・侵食・再沈降の時期を挟みながら、リフティングの活動場所を南東へと数回変え活動を続けている（井上, 2007）。音波探査記録と周辺陸上地質との対比より、沖縄トラフの形成時期は更新世初期（約200万年前）からと考えられ（氏家, 1986）、現在も活発なリフティング運動が継続している。Sibuet et al. (1995) は地殻構造調査と重力データから、南北トラフで地殻薄化の状況は異なることを明らかにしており、トラフ全体のリフティングの進行状況は一律同じ段階にはないという考え方がある。

東シナ海においては地殻構造調査も複数行われており（Iwasaki et al., 1990；Hirata et al., 1991；Nakahigashi et al., 2004 など）、本海域の地殻構造に関する知見は積み重ねられつつある。近年で

は、Arai et al. (2017) で報告されているように、観測技術の向上に伴い、より精度の高いデータも取得できるようになってきている。

### 3 調査手法

領海・EEZ 調査における地殻構造調査では、大陸棚調査時代から引き続き、反射法地震探査と屈折法地震探査から構成される調査・解析手法を用いており、その詳細については、寄高・他 (2012) で述べられている。本稿では、調査手法の概要と、領海・EEZ 調査以降の更新点についてまとめる。

反射法地震探査とは、音響インピーダンスが異なる地層の境界面で反射・屈折する弾性波の性質を利用して、地下構造を明らかにする探査である。船舶から曳航するエアガンなどの震源を用いて海面付近で弾性波を人工的に発生させ、海底下の地層境界で反射してきた波を測量船で曳航しているハイドロフォンストリーマーケーブルによって連続的に収録することで、広域の海底の地下構造を効果的に明らかにする（Fig. 2）。反射法地震探査で通常使用される弾性波の種類は、伝播速度が最も速いP波（縦波）である。

屈折法地震探査とは、エアガンが発生した弾性波が海底下で屈折してきたものを、海底に設置した海底地震計で収録し、地下を伝播してきた弾性波の到達時間（走時）から、地下を構成する物質の弾性波速度を推定する探査である（Fig. 3）。反射法地震探査と比較して、より深部の構造を明ら

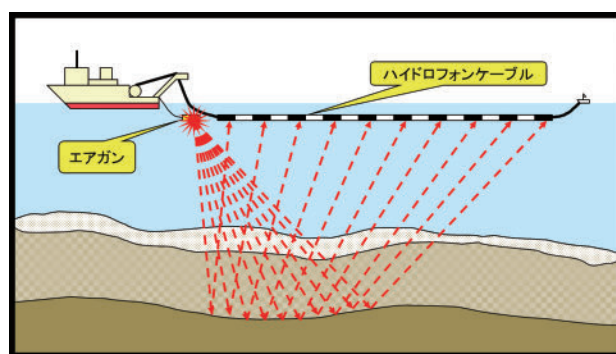


Fig. 2. Schematic diagram of seismic reflection surveys.

図2. 反射法地震探査の調査模式図。

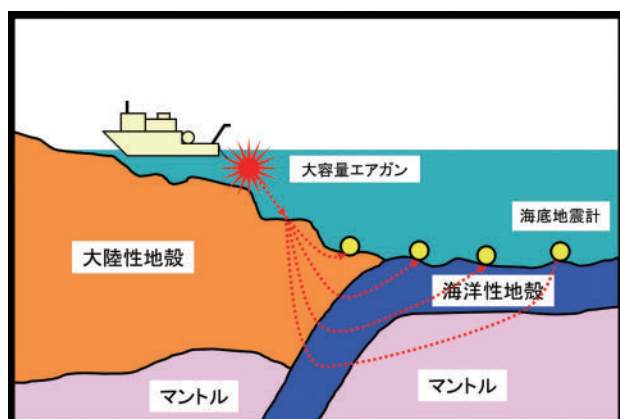


Fig. 3. Schematic diagram of seismic refraction surveys.

図 3. 屈折法地震探査の調査模式図。

かにすることができる一方、浅部構造の分解能は劣る傾向にある。海底地震計には、屈折波だけでなく、海底下で反射してきた反射波も収録される。屈折法地震探査においても、主に P 波初動が用いられているが、後続波による解析では S 波も用いられている。

海上保安庁では、海底下浅部の堆積層の構造を捉える反射法地震探査と、地殻のより深部の構造に焦点を合わせた屈折法地震探査を組み合わせ解析を行い、海底下から数十 km 下の構造まで、まんべんなく高精度の速度構造モデルを求められるような調査手法を採用した。人工震源として、2000 psi (約 13.8 MPa) の高圧空気を海中で放出する「エアガン」を使用している。収録装置として海底地震計を使用する屈折法地震探査は、大陸棚調査と同じ調査手法・仕様（寄高・他、2012；押田・他、2008 など）で継続されている。反射法地震探査に関して、2008 年までの大陸棚調査では、1,500 cubic inch の大容量エアガン 2 器（約 49.2 L）を震源として用いていた。しかしながら寄高・他（2012）の通り、領海・EEZ 調査における反射法地震探査では、海底面から数 km の厚さに存在する堆積層の構造把握を目的としたため、細かい構造変化を捉えやすくするためのデータ分解能の向上と音波の透過深度を踏まえて、エアガンをより高周波の 3-cruiser gun（トリガン）へと更新し、350 cubic inch のエアガン 3 器（約

17.2 L）を震源とした。収録にはマルチチャンネルハイドロフォンストリーマーケーブルを使用した。

領海・EEZ 調査以降の手法の更新点として、測量船「昭洋」のマルチチャンネルストリーマーケーブルの更新も、大きな特徴である。2 章で述べた通り、南西諸島海域は、堆積盆の発達とリフティングに関連する現在も活動的な地殻の変位が特徴的である。最上部の構造によって、その下に続く層を通る波線の経路や経過時間も大きく変わるため、堆積層の構造を精密かつ正確に求めることが、本解析において非常に重要であった。海上保安庁は、2006 年度に測量船「昭洋」に、ケーブル長 3000 m・チャンネル数 240 のマルチチャンネルストリーマーケーブルを導入し、そのケーブルを用いて反射法地震探査を実施してきた。堆積盆が発達する南西諸島海域の地質学的な特徴を正確に捉えるために、堆積層のより鮮明な反射面イメージの取得を目指して、2012 年度にストリーマーケーブルを更新した。これにより、ケーブル長は同じ 3,000 m でありながら、収録チャンネル数が 240 から 480 になったことで、取得できる反射波の情報（S/N 比）を大きく改善し、かつ、より緻密に取得することができるようになった。結果、層境界からの反射波の情報が従来と比較して明確になり、詳細な地質構造の再現が可能となった。

調査の実施において特筆すべきこととして、南西諸島海域は黒潮の流域と重複し好漁場であることから海域内で操業する漁船が多く、漁業者との事前の情報共有が非常に重要であった。そこで、調査準備段階に地元漁協等関係部署と調査海域や時期を調整したり、調査中にストリーマーケーブルの警戒船を 1 隻従事させ、測量船の周囲にいる漁船や浮漁礁の注意・監視を担ったりすることで、円滑に調査が実施できるよう対応した。

#### 4 解析結果

海上保安庁は、領海・EEZ 調査において数多くの測線で地殻構造調査を実施してきた。南西諸

島海域で実施した地殻構造調査の成果を本稿内で全て示すのは困難であるため、ここでは沖縄トラフを横断する10測線に絞り、堆積盆分布と地殻の厚さに重点を置いて、特徴的な解析結果の一部を紹介する (Fig. 4). 調査は南西諸島海域を対象としたものであるが、本稿では主として沖縄トラフ

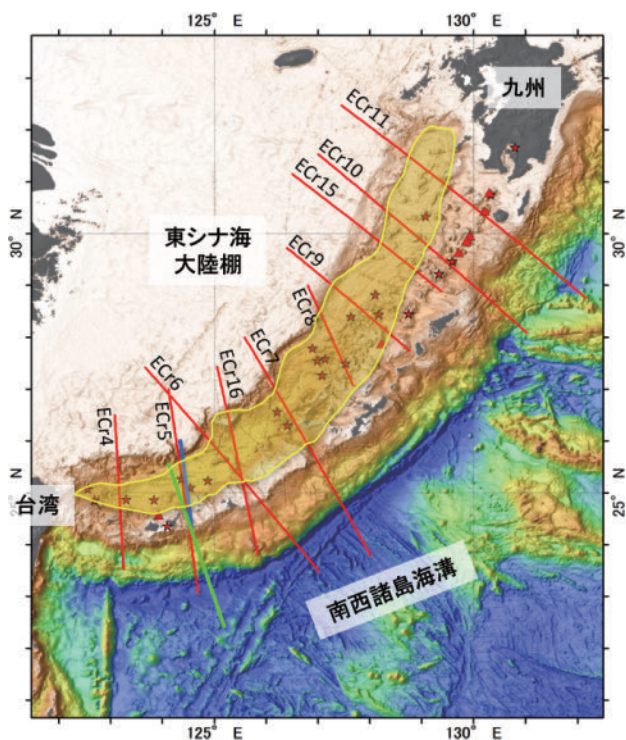


Fig. 4. Seismic line locations conducted by the Japan Coast Guard. Red triangles indicate the locations of the volcanic islands and submarine volcanoes in the Nansei-Shoto Region from the database of maritime and submarine volcanoes (<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>). Red stars represent the locations of hydrothermal vent (Beaulieu and Szafranski, 2020). Blue and green lines are the position of Hirata et al. (1991) and Arai et al. (2017), respectively. Yellow area indicates the general area of the Okinawa Trough.

図 4. 本稿で紹介する海上保安庁で実施した地殻構造調査の調査測線図。赤三角は、海域火山データベースにおける南西諸島の海域火山の位置を示す。赤星印は、海底熱水噴出孔の位置 (Beaulieu and Szafranski, 2020) を示す。青線は Hirata et al. (1991) の測線位置、緑線は Arai et al. (2017) の測線位置を示す。黄色の範囲は、沖縄トラフの概略的な範囲を示す。

フ内の構造を報告する。2章で述べた通り、南西諸島弧と沖縄トラフは北部・中部・南部の3海域に分類できるため、3つの海域ごとの特徴を次項以降で述べる。沖縄トラフを横断する測線の一部は、南西諸島海溝を横断しており、南西諸島海域の島弧—海溝—背弧系を含んだ範囲でデータを取得している。Nishizawa et al. (2017, 2019) では、南西諸島海域で記録した数多くの測線の速度構造モデルや OBS の観測記録等を紹介しているため、詳細についてはそちらも参照されたい。なお本稿において、もともとの大陸性・島弧性地殻の厚さとその薄化についての議論を可能とするため、地殻の厚さは、海水と最上部の堆積層を除いた深さ (P波速度は概ね 4.0 km/s 以下) から、地殻とマントルの境界部であるモホ面 (モホロビッチ不連続面) までの深さとした。最上部の堆積層の厚さは、反射法探査記録断面の深度変換図から、堆積層の底部にあたる強反射面 (音響基盤) を読み取り求めた。音響基盤に対応する P波速度層を各測線の速度構造モデルで確認し、P波速度が 4.0 km/s よりも速い層を、本稿では地殻と認定した。得られた10測線の結果については、反射法探査記録断面を Fig. 5, P波速度構造モデルを Fig. 6 で示す。また、北部・中部・南部トラフの特徴的な測線における反射法探査記録断面を Fig. 7, P波速度構造モデルを Fig. 8 で示す。特徴的な測線として、北部トラフから ECr11, 中部トラフから ECr9, 南部トラフから ECr16・ECr5 を抽出示した。

#### 4.1 北部トラフ

北部トラフでは、北から順番に ECr11, ECr10 及び ECr15 の3測線で調査を実施している。ECr11 と ECr10 の2測線は、陸棚からトラフ・火山フロントを通過して、南西諸島海溝まで調査対象としているが、ECr15 は南西諸島弧までの範囲で実施した。なお、海上保安庁の海域火山データベースによると、口永良部島など北部トラフの火山フロントにおける火山活動は近年でも報告されているが、トラフ内での火山活動の報告例はほと

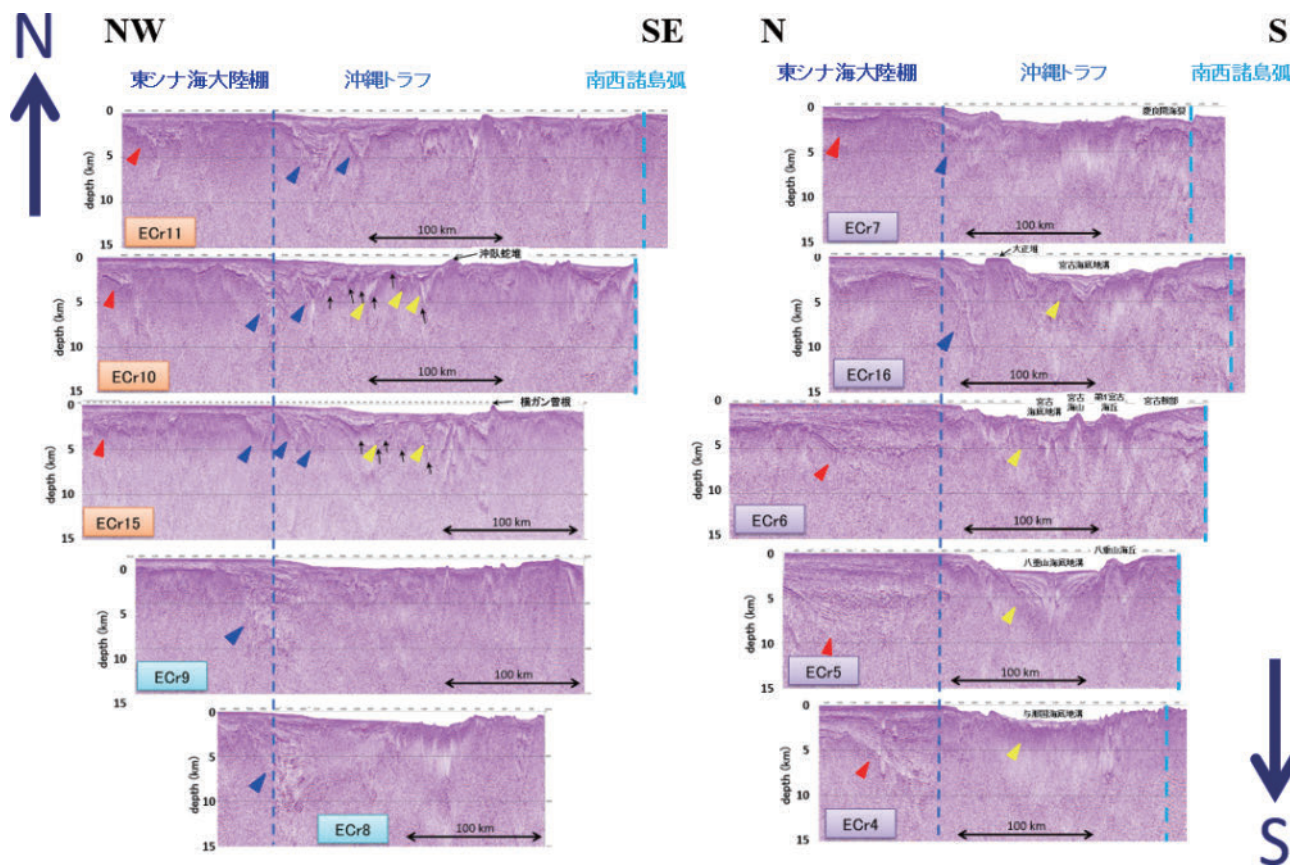


Fig.5. Multi-channel seismic profiles (MCS; depth-converted section) in the Nansei-Shoto Region for the 10 across-trough survey lines. Blue and light blue dashed line are the position of the eastern edge of the East China Sea Shelf and the Nansei-Shoto Island Arc, respectively. Red, blue and yellow triangles show the positions of sedimentary basin. Black arrows indicate the positions of normal faults reached to the seafloor.

図5. 沖縄トラフに直交する10測線における、南西諸島海域の反射法探査記録断面（深度断面）。青色と水色の点線は、東シナ海大陸棚の東端及び南西諸島弧の位置を示す。赤・青・黄三角は堆積盆、黒矢印は海底面まで達する正断層の位置を示す。

んどない。

ECr11は、トラフを横断する測線の中では、最も北に位置する。反射法探査記録断面（Fig. 5, Fig. 7）では、水平方向に連続した反射面が厚く積み重なっている場所が所々で見られている。特に陸棚から沖縄トラフにつながる斜面下及びトラフの北西側（測線北端から90–130 kmの範囲, Fig. 5・Fig. 7の青三角）において、海底面で急激な起伏はあまり見られないが、海底下に7–8 kmの厚さを持つ堆積盆地が確認できている。この堆積盆は、過去にリフティングの中心となっていた場所と考えられ、現在の沖縄トラフの1つ前の時期で活動的だったとみられる。堆積盆内の堆積層は多くの正断層によって変形を受けている

が、この範囲では海底面にまで達する正断層は少なく、堆積盆形成時には断層活動が活発であったが、その後、活動が収まっていることが示唆される。測線の北西端の五島・尖閣隆起帯の北西側に位置する陸棚の下にも堆積盆が確認でき（測線北端から5–25 kmの範囲, Fig. 5・Fig. 7の赤三角）、堆積盆の底部を示す音響基盤は深さ約3 kmの位置にある。トラフの東側や島弧の付近（測線北端から320–380 kmの範囲）は火山フロントと交差するため、音響基盤が起伏に富み明瞭な反射面が海底に露出している部分もある。島弧周辺（測線北端から320–380 kmの範囲）では堆積層はほとんど確認できない。P波速度構造モデル（Fig. 6, Fig. 8）では、測線全体にわたり、上部

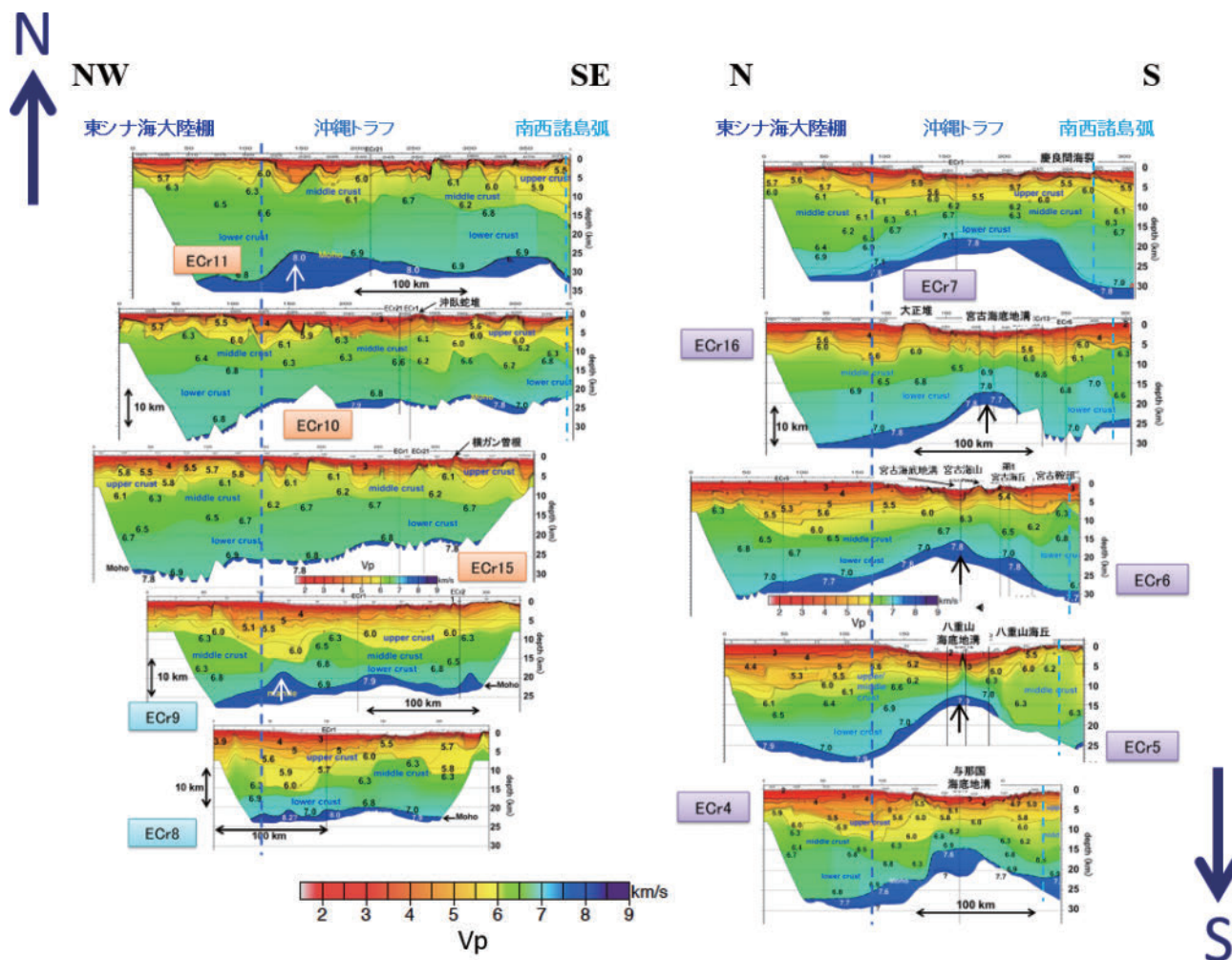


Fig. 6. P-wave velocity models in the Nansei-Shoto Region for the 10 across-trough survey lines. Blue and light blue dashed lines are the positions of the eastern edge of the East China Sea Shelf and the Nansei-Shoto Island Arc, respectively. White and black arrows indicate the shallowest positions of the Moho in each survey line.

図 6. トラフに直交する 10 測線における、陸棚からトラフにかけての P 波速度構造モデル。青色と水色の点線は、東シナ海大陸棚の東端及び南西諸島弧の位置を示す。白・黒矢印は各測線内でモホ面が浅くなる位置を示す。

／中部／下部地殻の 3 層構造に分けることができた。上部地殻と中部地殻は、測線の場所により厚さの変化が激しく、島弧下では上部地殻と中部地殻を合わせて 15 km 近い厚さを持つにも拘らず、トラフ下では上部地殻と中部地殻を合わせて、5 km に満たない部分もある。その他、火山フロントに対応した P 波速度が速い層 (6.0 km/s) が浅部で認められる。地殻の厚さは、陸棚の下で 33 km、トラフ下で 24–26 km、島弧下で 32–33 km である。また、測線上でモホ面が最も浅くなる位置は、現在の水深が最も深くなるトラフ軸周辺ではなく、陸棚からトラフへの遷移域である斜

面直下であった (Fig. 6・Fig. 8 の白矢印)。

ECr11 から 100 km 南側で、トカラ海峡に沿う測線 ECr10 でも、測線全体を通して ECr11 と同様の特徴が確認できる。反射法記録 (Fig. 5) では、陸棚からトラフにつながる斜面下 (測線北端から 100–180 km の範囲, Fig. 5 の青三角) に、海底下 8–9 km の厚さを持つ堆積盆地が確認できる。斜面下の堆積層の厚さは、ECr11 と比較して ECr10 の方が 1 km 程度薄い。この範囲の堆積層は褶曲や断層運動による不連続が確認できるが、堆積盆を形成する断層以外に海底面にまで変位を及ぼす正断層は確認できないことや、海底面



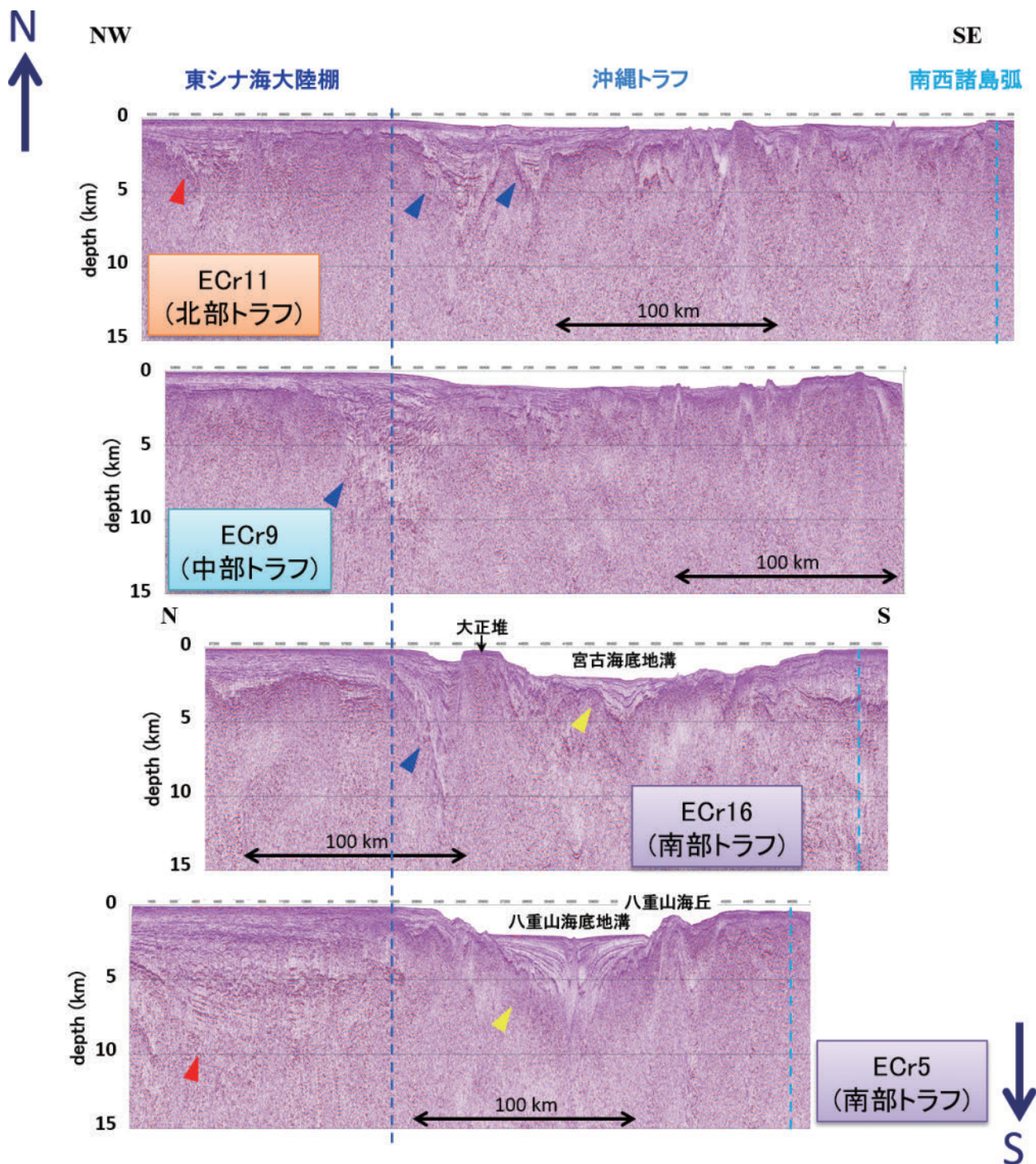


Fig. 7. Extract of MCS profiles (depth-converted section) in the Nansei-Shoto Region for the across-trough survey lines (ECr11 for the northern Okinawa Trough, ECr9 for the middle trough, ECr16 and ECr5 for the southern trough). Blue and light blue dashed lines are the positions of the eastern edge of the East China Sea Shelf and the Nansei-Shoto Island Arc, respectively. Red, blue and yellow triangles show the positions of sedimentary basin.

図7. 沖縄トラフに直交する測線における、南西諸島海域の反射法探査記録断面の抜粋（深度断面）。北部トラフの例としてECr11、中部トラフの例としてECr9、南部トラフの例としてECr16・ECr5を示す。青色と水色の点線は、東シナ海大陸棚の東端及び南西諸島弧の位置を示す。赤・青・黄三角は堆積盆の位置を示す。

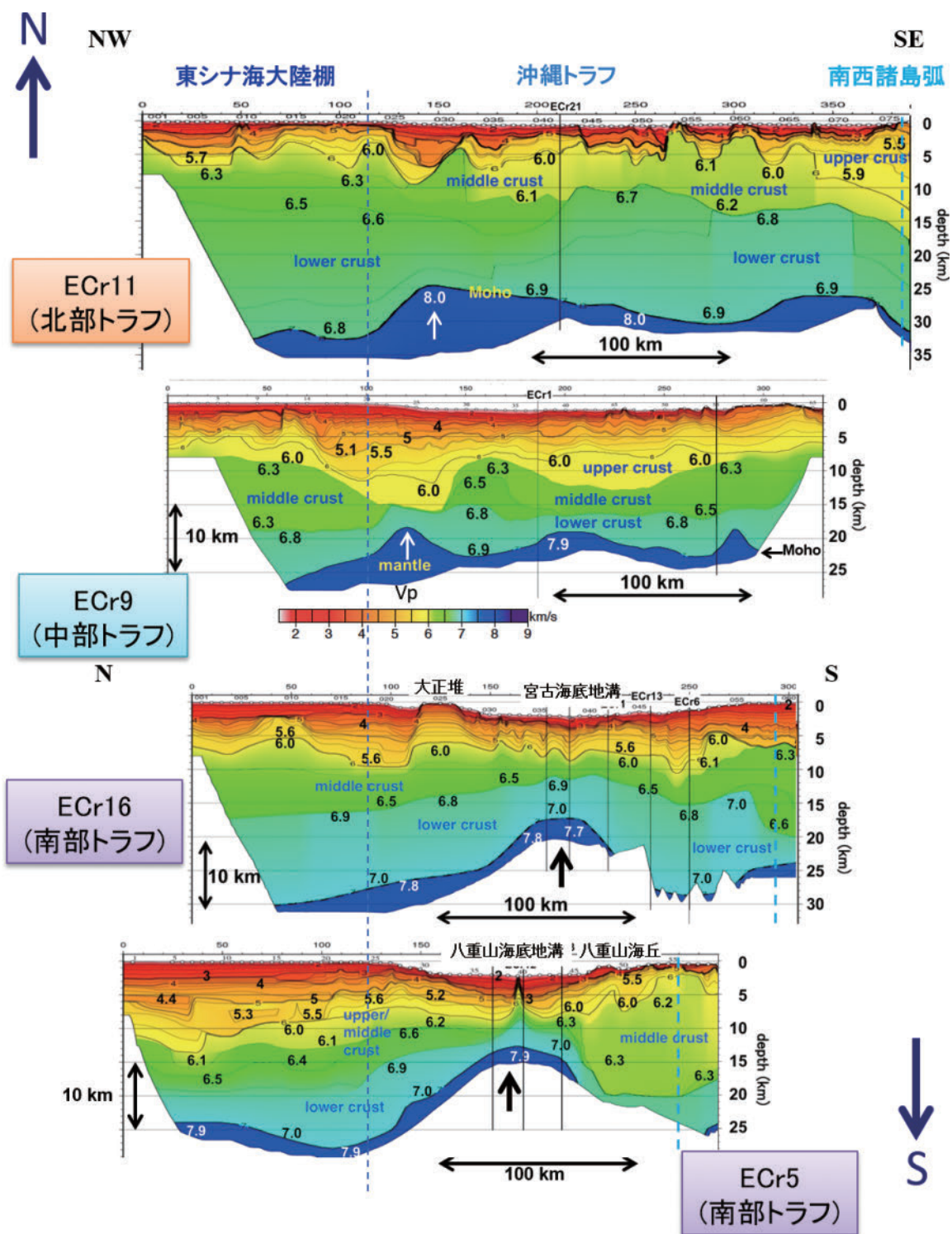


Fig. 8. Extract of P-wave velocity models in the Nansei-Shoto Region for the across-trough survey lines (ECr11 for the northern Okinawa Trough, ECr9 for the middle trough, ECr16 and ECr5 for the southern trough). Blue and light blue dashed lines are the positions of the eastern edge of the East China Sea Shelf and the Nansei-Shoto Island Arc, respectively. White and black arrows indicate the shallowest positions of the Moho in each survey line.

図 8. トラフに直交する測線における、陸棚からトラフにかけての P 波速度構造モデルの抜粋. 北部トラフの例として ECr11, 中部トラフの例として ECr9, 南部トラフの例として ECr16・ECr5 を示す. 青色と水色の点線は、東シナ海大陸棚の東端及び南西諸島弧の位置を示す. 白・黒矢印は各測線内でモホ面が浅くなる位置を示す.

付近の浅い堆積層が乱されていないことから、この周辺での現在の活動度は低いものと考えられる。トラフ底部（測線北端から180–250 kmの範囲、Fig. 5の黄三角）にも、厚さ3–4 kmの堆積盆が複数形成されている。海底地形上ではこの周囲で凹地は確認できないが、黒矢印で示すように海底面直下にある堆積層にまで断層運動による変位が見られることから、現在活動的な場所と考えられる。測線の中央（測線北端から約270 kmの位置）で地形の高まり（沖臥蛇堆）では火山フロントで見られるような浅部におけるP波速度の速い層（約6.0–6.2 km/s）（Fig. 6）の上昇は見られていないことから、沖臥蛇堆は南西諸島弧の一部が構造運動により取り残された地塊であると考えられる。P波速度構造モデル（Fig. 6）は、ECr11と比較すると、上部地殻の厚さの変化が大きいが、中部地殻・下部地殻の厚さの変化はゆるやかで、中部地殻は5–10 km、下部地殻は10 km以上の厚さを有している。地殻全体の厚さは、陸棚下で30 kmより厚いが、トラフ下では21–23 kmに浅くなっている。島弧下では、モホ面からの反射波の信号が弱く、モホ面の深さを精密に決定することはできなかった。

ECr10からさらに60 km南西の測線ECr15も、ECr11・ECr10と類似した特徴を示す。斜面下（測線北端から100–130 kmの範囲、Fig. 5の青三角）の堆積盆については、北部トラフ内で南西方向に向かって、徐々に堆積盆の深度が浅くなり、かつ、堆積盆の数が増加する傾向が認められる。陸棚からトラフにつながる斜面下の堆積層の厚さは、ECr15で最大5 kmであり、堆積盆の数は3つである。ECr10同様、トラフの底部（測線北端から180–210 kmの範囲、Fig. 5の黄三角）でも厚さ3 km程度の北西傾斜の堆積層が明瞭に識別される。トラフ底部では、ECr10に類似して、黒矢印で示すように海底面に届く断層が堆積層内で複数確認できるため、現在リフティングが活発な領域と推測される。測線の北東側（測線北端から約310 kmの位置）で、水深の浅い横ガン曾根の上を横切っているが、速度構造モデル

（Fig. 6）の結果では周囲と大きな速度の差は検出できない。また、P波速度構造モデル（Fig. 6）では、上部地殻の厚さと形状の変化は大きく、1–5 kmの厚さの違いがある。中部地殻も厚さの増減は見られるが、厚さ5 km以上を示す。下部地殻の厚さの変化はゆるやかで、下部地殻は厚さ10–15 kmを示している。地殻の厚さは、陸棚下では29–31 kmを示すが、トラフ下では20–22 kmに陸棚下と比べて浅くなっている。

## 4.2 中部トラフ

中部トラフでは、北からECr9及びECr8の2測線で調査を実施している。2測線とも海溝軸までは調査しておらず、陸棚から南西諸島弧の西側までの範囲でデータを取得した。海域火山データベースによると、中部トラフにある海域火山は硫黄島のみで北部トラフほど現在の火山活動に関する報告はなされていないが、トラフ内における熱水活動や海底熱水鉱床の発見は多数報告されている。

ECr9は、沖縄トラフ全体で見ると、南北方向ではほぼ中央に位置する測線であり、陸棚から徳之島の西側まで調査している。ECr9の反射法記録（Fig. 5, Fig. 7）では、陸棚下からトラフの北西側にかけて（測線北端から70–130 kmの範囲、Fig. 5・Fig. 7の青三角）、厚い堆積盆地が存在している。海底面は平坦であるが、深さ約10 kmまで堆積層が存在し、海底下1 km以深では断層運動によって大きく変動を受け堆積層の水平方向の連続性に乏しい。堆積盆地内に海底面まで変位を及ぼす断層は海底地形にも認められず、現時点での活動度は高くないと推測される。北部トラフのECr11やECr10では、堆積層が厚く幅が狭い堆積盆地が識別されるが、ECr9では幅40 km程度の規模の大きい堆積盆地が認められる。陸棚下（測線北端から0–35 kmの範囲）では、海底面から厚さ1.5 kmの成層した堆積層が確認できるが、堆積盆は認められない。トラフ下（測線北端から130–180 kmの範囲）の堆積盆も、北部トラフの測線と比較すると堆積盆の底面は不明瞭で

ある。速度構造モデル (Fig. 6) からは、陸棚とトラフを接続する斜面下を除き、上部/中部/下部の3層構造となることが示された。ECr9 測線内では、モホ面が一番浅くなっている場所は斜面下となり (Fig. 6 の白矢印)、海底地形が深くなる部分とは一致せず、ECr15, ECr10, ECr11 の堆積盆の南方延長上に位置する。地殻の厚さは、陸棚下で 20 km, トラフ下で 18 km となっている。

ECr8 は、ECr9 の南西側 30–120 km に位置し、トラフを斜めに横切る測線である。ECr8 も ECr9 と同様の地殻構造の特徴を示し、ECr8 の反射法記録 (Fig. 5) でも、トラフの北西側 (測線北端から 15–40 km の範囲, Fig. 5 の青三角) で海底下深さ 10 km 程度の堆積盆地が確認できる。ECr8 の南東端付近 (測線北端から 200 km 周辺) では海底地形の起伏が大きく、この周辺では海底熱水活動が確認されている。熱水活動に関連して火山岩の貫入が認められ、速度構造モデル (Fig. 6) でも周囲より速い P 波速度 5.5–5.8 km/s の層が海底面近くまでせり上がっている。また、堆積層がほとんど分布しないため海底面以深の弾性波の通りが悪く、反射法記録では海底面よりも下の構造がほとんど捉えられていない。速度構造モデル (Fig. 6) では、斜面下で中部地殻が非常に薄くなっており、測線北端から 70–90 km の範囲では厚さ約 1 km である。しかし、測線全体で見ると一貫して上部/中部/下部地殻の3層構造を示す。ECr8 では、モホ面の起伏はほとんどなく、モホ面が浅くなる場所も陸棚と沖縄トラフの遷移域や海底地形が最も深くなる場所とは必ずしも一致しない。トラフを横断する他の測線と比較して測線長が短いため、斜面下から島弧の西端までしか地殻の厚さが推定できなかったが、地殻の厚さは測線を通して概ね変化せず、20–23 km である。

中部トラフの地殻構造の特徴は、上部地殻が他の海域と比較して非常に厚く、また速度勾配が小さいことである。北部トラフの上部地殻の厚さは主として 5 km 程度だが、厚さの不均質性が大き

く、場所によっては 1 km 未満のところも確認できる。一方、中部トラフは、地殻の厚さの不均質性はあるものの、北部トラフよりも緩やかな厚さの変化を示し、薄いところで 5 km, ECr9 の北西端から 120 km 周辺では約 13 km である。上部地殻内の P 波速度は、北部トラフでも中部トラフでも概ね 5.5–6.0 km/s であるが、中部トラフでは上部地殻が厚いため、速度勾配は緩やかである。地殻の厚さは、北部トラフより概ね薄くなっており、北部よりは地殻の薄化が進んでいると考えられる。

### 4.3 南部トラフ

南部トラフでは、東から ECr7, ECr16, ECr6, ECr5, 及び ECr4 の 5 測線で調査を実施した。ECr16 と ECr4 は陸棚から前弧域までの測線で、海溝軸までは調査していない。その他の 3 測線は南西諸島海溝を超えてデータを取得している。南部トラフは最大水深が 2,200 m を超える、沖縄トラフの中で一番水深が深い海域である。

ECr7 は、中部トラフと南部トラフの境界部に位置し、慶良間海裂を通り、南西諸島海溝を横切る測線である。この測線で取得した地殻構造は、北部・中部トラフと比較的類似した特徴を示し、陸棚からトラフへの斜面下 (測線北端から 90–120 km の位置, Fig. 5 の青三角) に厚さ 3 km 程度の堆積盆が形成されている。また、陸棚下 (測線北端から 0–20 km の位置, Fig. 5 の赤三角) でも厚さ約 2 km の堆積層が確認できる。速度構造モデル (Fig. 6) からは、ECr7 の測線全体で、上部/中部/下部地殻の3層構造が確認される。地殻の厚さはトラフ下が一番薄く 16 km, 陸棚下では 25 km 以上である。

ECr7 の西側で実施した ECr16 は、陸棚からトラフへの斜面 (測線北端から 120–130 km の位置) にある地形の高まり (大正堆) の直上を横切っている。反射法記録 (Fig. 5, Fig. 7) では、陸棚から大正堆までの間 (測線北端から約 100 km の位置, Fig. 5・Fig. 7 の青三角) に、厚さ約 10 km に達する堆積盆が形成されていることが確

認できる。大正堆の速度構造は、周囲の構造と大きく変化しているわけではないため、火山性の貫入岩ではなく、陸棚を形成している地塊が分断され取り残されたものと推測される。トラフの中央では、最大水深 2,250 m の宮古海底地溝（宮古リフト）を横断しており、反射法記録では、測線北端から 140–210 km の範囲で厚さ約 3 km の宮古海底地溝の中央から南北に対称な堆積構造が確認できる（Fig. 5・Fig. 7 の黄三角）。地殻の厚さは、陸棚下で 30 km あるが、モホ面が急激に浅くなるトラフ下で 15 km である。ECr16 の中でモホ面の最も浅くなる場所は、宮古海底地溝のリフト軸と一致する（Fig. 6・Fig. 8 の黒矢印）。

ECr6 は、陸棚から島弧、さらに海溝を横断する測線である。宮古海底地溝を横断しており（測線北端から 240 km の位置）、海底地溝の周辺には堆積盆が認められる（Fig. 5 の黄三角）。この堆積盆は、リフティングに伴う地殻の伸張に関連していると考えられる。堆積盆の内部には海底面に達する正断層も確認できる。また、トラフ内で宮古海山（測線北端から約 250 km の位置）と第 1 宮古海丘（測線北端から約 280 km の位置）を横断しているが、これらの地形的な高まりは、反射法記録（Fig. 5）では海底面付近で振幅の強い明瞭な反射面が識別され、速度構造モデル（Fig. 6）では周囲より P 波速度が速いことから、火山性の高まりと推定される。ECr6 の特徴的な堆積構造は、陸棚下（測線北端から 60–160 km の範囲、Fig. 5 の赤三角）に幅 100 km、厚さ 3–5 km の大規模な堆積盆が発達していることである。反射法記録（Fig. 5）では、陸棚の東端に沿って隆起した基盤岩が識別されており、中国大陆から流れ込む堆積物がその基盤岩にせき止められ、堆積層が形成されたと考えられる。北部トラフの ECr11・ECr10・ECr15 の陸棚下で確認される堆積盆（Fig. 5 ECr11・ECr10・ECr15 の赤三角）も同様の形成過程を経ていると考えられる。ECr6 から南の測線でも、陸棚下で同様の堆積構造が確認できた（Fig. 5, ECr6・5・4 の赤三角）。速度構造モデル（Fig. 6）では地殻は 3 層構造を

示しており、各層の境界面は ECr7 同様比較的平坦である。地殻の層厚は陸棚下で 30 km 以上、島弧下で 29 km であり、最も薄いのは宮古海底地溝の下（測線北端から 220–250 km の範囲）で厚さ 11 km となった。

ECr5 は、沖縄トラフの最深部である八重山海底地溝と直交する測線である。反射法記録（Fig. 5, Fig. 7）からは八重山海底地溝のリフト軸（測線北端から約 200 km の位置）を中心に幅 100 km、厚さ最大約 5 km の南北方向に対称な堆積層が確認された。Arai et al. (2017) も、八重山海底地溝を通る精密海底地殻構造調査を実施しており、反射法探査記録断面ではリフト軸をはさんでほぼ対称な堆積構造を報告している。八重山海底地溝の中央には、海底地形で比高 200 m の高まり（測線北端から約 240 km の位置、八重山海丘）が存在しており、八重山海丘の下には周囲の堆積層と比較して速い P 波速度が確認されている。ECr5 は、陸棚の東端から島弧までの範囲（測線北端から 120–300 km の範囲）において、Hirata et al. (1991) で報告された DELP1988 年航海の屈折法地震探査の測線とほぼ同じ位置に設定した測線である（Fig. 4）。Hirata et al. (1991) は、堆積層の下に P 波速度 6.2–6.4 km/s の上部地殻と、P 波速度 7.0–7.2 km/s の厚さがほぼ一定である下部地殻が存在していると推定した。地殻の厚さは 16 km 以上と推定したが、使用したエアガンの容量が 9 L と 16 L と小さかったため、上部マントルまで透過する弾性波は測線の中央部周辺のみしか存在せず、測線の端ではモホ面まで求める事はできていなかった。ECr5 の速度構造モデル（Fig. 6）も Hirata et al. (1991) で推定した速度構造モデルと概ね同じ特徴を示しているが、Hirata et al. (1991) に比べて測線が長くなったことと、OBS の設置間隔が 11 km から 5 km に短縮されたこと等により、測線内における数 km 単位の水平方向の構造変化や深さ 20 km 以深の速度構造の推定が可能となり、ECr5 測線の速度構造モデルで 3 層構造を求めることが出来た。地殻の厚さは、陸棚下で 24–28 km、八重山海底

地溝の下で厚さ 7.5 km となり、本調査においては沖縄トラフ内で最も地殻が薄い場所であった (Fig. 6 の黒矢印)。なお、ECr5 は速度構造モデルの再検討により、マントルウェッジの形状が変化していることが明らかとなった。

ECr4 は、トラフを横断する測線の中では最も南に位置する測線で、与那国海底地溝を横断している。反射法記録 (Fig. 5) では、ECr5 同様にトラフ底部 (測線北端から 130–180 km の範囲, Fig. 5 の黄三角) の与那国海底地溝を中心として形成された堆積構造が認められる。また、深さ 2 km に非常に明瞭な反射面が識別され、その反射面から上に向かって細く貫入しているような構造も複数確認できる。堆積層内の貫入構造のために、与那国海底地溝周辺の海底地形は ECr5 より起伏に富んでいる。測線の北側の陸棚下 (測線北端から 0–80 km の範囲, Fig. 5 の赤三角) では、幅 80 km 程度の大規模な堆積盆が形成されている。測線の南側、陸棚の端に向かうにつれて堆積盆の深度は増し、最大 8 km の厚さとなる。速度構造モデル (Fig. 6) では、ECr4 でも上部/中部/下部地殻の 3 層構造になっている。地殻の厚さは、陸棚下で約 27 km、八重山海底地溝の下で厚さ 12 km となった。

## 5 考察

### 5.1 南西諸島海域における堆積盆の分布と形成時期の検討

反射法探査記録断面から確認できる南西諸島海域の堆積盆の分布について着目すると、南西諸島海域全域の特徴として、陸棚下 (Fig. 5 の赤三角)、陸棚から沖縄トラフへの遷移域である斜面下 (Fig. 5 の青三角)、沖縄トラフ底部 (Fig. 5 の黄三角) の 3 か所で、堆積盆が形成されている。沖縄トラフ底部での堆積盆形成が確認されているのは、北部の ECr10・ECr15、南部の ECr16・ECr6・ECr5・ECr4 である (Fig. 5 の黄三角)。南部の 4 測線は、沖縄トラフ底部の中央に位置する与那国海底地溝、八重山海底地溝、宮古海底地溝の地形的に深い部分にあたり、南部トラフにお

いては地形的にも現在リフティングが活動的な場所と考えられる。北部トラフでも、沖縄トラフ底部の堆積盆が形成されている場所の周辺で、地形的には明確な凹地は見られないが、海底面にまで変位を及ぼす断層の存在は認められ、現在もリフティングが進行中であると推定できる。

相場・関谷 (1979) は、本稿の北部トラフ及び中部トラフを含む、南西諸島とその周辺海域で実施した物理探査記録等から本海域の堆積盆地の分布を示し、反射法記録及び試錐の結果に基づいた南西諸島海域の地質断面の解釈をしている。それによると、東シナ海の堆積盆は北西側から南東側に向かって形成年代が新しくなっていると解釈されており、五島・尖閣隆起帯の北西側に中期中新世以前の堆積層による東海堆積盆地、五島・尖閣隆起帯の南東側に隣接するのが、中新世後期以降の堆積盆で大部分が鮮新統・更新統からなる沖縄舟状盆地と分類されている。

北部トラフの ECr11・ECr10・ECr15、及び南部トラフの ECr7・ECr6・ECr5・ECr4 の堆積盆 (Fig. 5 の赤三角) は、相場・関谷 (1979) の分類及びその位置と対比させると、中期中新世以前の堆積層による東海堆積盆地に相当するものである。また、北部トラフ・中部トラフの陸棚からトラフへの遷移域である陸棚斜面下の非常に厚い堆積層 (Fig. 5 の青三角) については、中新世後期以降の堆積盆で大部分が鮮新統・更新統からなる沖縄舟状盆地に対比される。このように、北部トラフ及び中部トラフの堆積盆の形成時期が時代によって変化していること、加えて南部トラフのトラフ底部においてリフティングが現在進行中であることを踏まえると、沖縄トラフのリフト軸が時代によって変化していることが予測される。

### 5.2 南西諸島海域における地殻の厚さ変化

沖縄トラフ全域で地殻の厚さを比較すると、北部トラフの ECr11 ではトラフ下で地殻の厚さが 25 km 以上を示し、中部トラフでも ECr 8・ECr 9 でトラフ下の地殻の厚さが 20–23 km を示すなど、北部トラフ・中部トラフでは厚い地殻が検出

された。南部トラフの ECr5 では、中央付近の最も水深が深い部分（八重山海底地溝）で 7 km 程度で最も薄く、その周辺でも厚さ約 10 km である。南部トラフの水深変化も加味すると、南部トラフは北部・中部トラフに比べて地殻の伸張が進行している事が推測される。

OBS の観測記録から、反射波を詳細に解析したところ、南西諸島海域で作成された P 波速度構造は、P 波速度と層境界における速度ギャップを元に、地殻内の構造を上部地殻、中部地殻、下部地殻の 3 層に概ね分けることができた。測線ごとに若干の変化はあるものの、各層の平均的な P 波速度は、上部地殻が 6.0 km/s 以下、中部地殻は 6.0–6.5 km/s、下部地殻は 6.5 km/s 以上である。White et al. (1992) は、1990 年代までに実施した大西洋や東太平洋の海底地殻における 50 測線以上の地震波速度構造の結果をまとめている。ホットスポット・海溝・断裂帯など地殻構造への影響があると考えられる部分の速度構造結果を除いて、海水と最上部の堆積層を除いた海洋地殻の厚さの平均値は、 $7.08 \pm 0.78$  km と述べている。White et al. (1992) でまとめられた“平均的な速度構造”は、堆積層とマンツルの間が 2 層構造になっており、堆積層の直下にある第 2 層は P 波速度が 2.5–6.6 km/s、第 2 層とマンツルの間に存在する第 3 層は 6.6–7.6 km/s と推定されている。このように、典型的な海洋性地殻の特徴としては、玄武岩を主とした層と斑レイ岩を主とした層の 2 層構造を持つものと考えられている。一方、大陸地殻と類似した地殻構造を示す島弧地殻の例としては、Suyehiro et al. (1996) のように、伊豆・小笠原弧北部の青ヶ島海盆で 6.0 km/s 台の中部地殻の層が存在することが指摘されている。同様の結果は、マリアナ島弧—海溝系 (Takahashi et al., 2007) や、伊豆・小笠原弧の中部・南部 (高橋・他, 2015) においても共通して得られている。上記 2 つの結論を踏襲すれば、大陸性地殻で特徴的に確認される中部地殻層 (6.0–6.5 km/s) が、地殻の薄化が顕著な南部トラフの八重山海底地溝・宮古海底地溝でも識別される

事は、沖繩トラフは大陸地殻の伸張段階にあり、海洋性地殻は未だに形成されていない事を示している。

今回の結果から得られた速度構造モデルの特徴と、典型的な海洋性地殻及び大陸性地殻との対比により、沖繩トラフの地殻の薄化の進行度は、地域によって違いがあることが示された。また、沖繩トラフ全域において 6.0–6.5 km/s の中部地殻を含む 3 層の構造が確認できたことから、沖繩トラフの地殻の特徴は陸棚や島弧と連続し、陸棚や島弧が引き延ばされて薄くなった大陸性地殻の特徴を持つと確認された。

## 6 まとめ

本稿では、領海・EEZ 調査において、南西諸島海域で実施してきた地殻構造調査について紹介し、南西諸島海域での特徴的な速度構造モデルを示した。南西諸島海域全体をカバーするように多くの測線を配置し、調査を実施することにより、海溝—島弧—背弧系を含めた海域全体の地殻構造を把握することができた。また、背弧海盆である沖繩トラフ内における地殻の厚さに差があるものの、トラフ全域で上部／中部／下部の 3 層構造になっており、沖繩トラフの地殻は陸棚や島弧から連続して薄くなった特徴を示している。海上保安庁で実施してきたこれらの地殻構造調査により、大陸棚調査同様、東シナ海において非常に密な地殻構造のデータセットを揃えることができたと言える。

## 謝 辞

地殻構造調査を実施し数多くの上質なデータを取得された測量船「昭洋」の船長及び乗組員の皆さま、OBS の運搬・設置・回収や地殻構造調査実施中の警戒を担当された測量船「拓洋」・「明洋」の船長及び乗組員の皆さま、測線の計画・管理及び現場作業に携わっていただいた旧海洋調査課大陸棚調査室の皆さま、解析作業に従事して下さいました川崎地質株式会社及び株式会社地球科学総合研究所の皆さまに、心より感謝いたします。

す。また、海上保安庁海洋情報部で長年地殻構造調査に関わっていただきました、現防災科学技術研究所の西澤あずさ博士には、原稿を読んでいただき数々の有益なアドバイスをいただきました。匿名の査読者には、多くの有益なご指摘と改訂のご提案をいただき、本稿は大きく改善されました。ここに記して感謝いたします。

## 文 献

- 相場惇一・関谷英一 (1979) 南西諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格, 石油技術協会誌, 44, [5], 97-108.
- 荒井晃作・池原 研 (2011) 沖縄島周辺の海洋地質調査 琉球列島および東シナ海の地質情報整備を目指して, 産総研 TODAY, 11, [6], 27.
- Arai, R., S. Kodaira, Y. Kaiho, T. Takahashi, S. Miura, and Y. Kaneda (2017) Crustal structure of the southern Okinawa Trough: Symmetrical rifting, submarine volcano, and potential mantle accretion in the continental back-arc basin, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 622-641, doi:10.1002/2016JB013448.
- Beaulieu, S. E. and K. Szafranski (2020) InterRidge Global Database of Active Submarine Hydrothermal Vent Fields, Version 3.4. World Wide Web electronic publication available from <http://vents-data.interridge.org> Accessed 2020-10-21.
- 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2015) 沖縄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/news\\_10\\_000184.html](http://www.jogmec.go.jp/news/release/news_10_000184.html).
- 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2016) 沖縄伊是名海穴の海底熱水鉱床の資源量を740万トンと確認, [http://www.jogmec.go.jp/news/release/news\\_06\\_000130.html](http://www.jogmec.go.jp/news/release/news_06_000130.html).
- Emery, K. O., Y. Hayashi, T. W. C. Hilde, K. Kobayashi, J. H. Koo, C. Y. Meng, H. Niino, J. H. Osterhagen, L. M. Reynolds, J. M. Wageman, C. S. Wang, and S. J. Yang (1969) Geological Structure and Some Water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea, *CCOP Technical Bulletin*, 2, 3-43.
- 藤岡ゆかり・熊川浩一 (2014) 新たに導入した海上磁力計及び海上重力計の紹介, 海洋情報部研究報告, 51, 113-115.
- 古川雅英 (1991) 琉球弧と沖縄トラフの発達史—とくに沖縄トラフの形成年代について—, 地学雑誌, 100, [4], 552-564.
- Furukawa, M., H. Tokuyama, S. Abe, A. Nishizawa, and H. Kinoshita (1991) Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough Part2. Seismic Reflection Studies in the Southwestern Part of the Okinawa Trough, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 17-36.
- 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.
- Halbach, P., K. Nakamura, M. Wahsner, J. Lange, H. Sakai, L. Kaselitz, R. D. Hansen, M. Yamano, J. Post, B. Prause, R. Seifert, W. Michaelis, F. Teichmann, M. Kinoshita, A. Marten, J. Ishibashi, S. Czerwinski, and N. Blum (1989) Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin, *Nature*, 338, 496-499.
- 浜本文隆・桜井 操・永野真男 (1979) 宮古・八重山諸島周辺の海洋地質, 水路部研究報告, 14, 1-38.
- Hirata, N., H. Kinoshita, H. Katao, H. Baba, Y. Kaiho, S. Koresawa, Y. Ono, and K. Hayashi (1991) Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough Part3. Crustal structure of the southern Okinawa Trough, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 37-70.
- Honza, E. (1976) Ryukyu Island (Nansei-Shoto) Arc GH 75-1 and GH 75-5 Cruises, January-February and July-August 1975, cruise report,



6, Geological Survey of Japan.

- 本座栄一・宮崎光旗・玉木賢策・村上文敏・石原丈実・小野寺公兎・有田正史・奥田義久・湯浅正人・井内美郎 (1977) 琉球島弧周辺広域海底地質図, 地質調査所, つくば.
- 堀迫順一・道順 茂・田中喜年・音成陽二郎・橋本崇史 (2010) 沖縄島北西海域における海底地形調査速報, 海洋情報部研究報告, 46, 87-91.
- 井上卓彦 (2007) 東シナ海における地質構造発達史—研究レビュー—, 地質ニュース, 633, 37-44.
- Iwasaki, T., N. Hirata, T. Kanazawa, J. Melles, K. Suyehiro, T. Urabe, L. Moller, J. Makris, and H. Shimamura (1990) Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding, *Geophys. J. Int.*, 102, 631-651.
- 海上保安庁海洋情報部, 海域火山データベース, <https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>.
- 片山 肇 (2007) 東シナ海における陸源堆積物の収支と輸送過程, 地質ニュース, 634, 15-20.
- 加藤 茂・桂 忠彦・平野賢治 (1982) 沖縄本島周辺の海洋地質, 水路部研究報告, 17, 31-70.
- 桂 忠彦・大島章一・荻野卓司・池田 清・永野真男・内田摩利夫・林田政和・小山 薫・春日 茂 (1986) 沖縄トラフ南西部海域の地質・地球物理学的諸性質, 水路部研究報告, 21, 21-47.
- Kimura, M., I. Kaneoka, 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: Topography and Geology of the Central Grabens and Their Vicinity, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 61, 269-310.
- 木村政昭 (1990) 沖縄トラフの発生と形成, 地質学論集, 34, 77-88.
- Kizaki, K. (1986) Geology and tectonics of Ryukyu Islands. *Tectonophysics*, 125, 193-207.
- Minami, H., M. Oikawa, and K. Ito (2014) Newly discovered submarine volcano near the Tokara Islands, Report of hydrographic and oceanographic researches, 51, 145-151.
- 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, doi:10.1002/2017GC006868.
- Nagumo, S., H. Kinoshita, J. Kasahara, T. Ouchi, H. Tokuyama, T. Asanuma, S. Koresawa, and H. Akiyoshi (1986) Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough Part II: Seismic Structural Studies., *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 61, 167-202.
- Nakahigashi, K., M. Shinohara, S. Suzuki, R. Hino, H. Shiobara, H. Takenaka, M. Nishino, T. Sato, S. Yoneshima, and T. Kanazawa (2004) Seismic structure of the crust and uppermost mantle in the incipient stage of back arc rifting – northernmost Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02614, doi:10.1029/2003gl018928.
- Nishizawa, A., K. Kaneda, M. Oikawa, D. Horiuchi, Y. Fujioka, and C. Okada (2017) Variations in seismic velocity distribution along the Ryukyu (Nansei-Shoto) Trench subduction zone at the northwestern end of the Philippine Sea plate, *Earth, Planets Space*, 69: 86, doi:10.1186/s40623-017-0674-7.
- 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 and Space*, 71: 21, <https://doi.org/10.1029/2018GL080000>.

org/10.1186/s40623-019-0998-6

押田 淳・久保田隆二・西山英一郎・安藤 潤・笠原順三・西澤あずさ・金田謙太郎 (2008) エアガン発震と精密水深データを使った地殻構造解析のための新しい海底地震計位置決定方法, 物理探査, 61, [1], 15-25.

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・小川正泰・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.

Shinjo, R. (1999) Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system, *Chemical Geology*, 157, 69-88.

Sibuet, J. C., S. K. Hsu, C. T. Shyu, and C. S. Liu (1995) Structural and Kinematic Evolutions of the Okinawa Trough Backarc Basin, Backarc Basins: Tectonics and Magmatism, edited by Brian Taylor, Plenum Press, New York, 343-379.

Suyehiro, K., N. Takahashi, Y. Ariie, Y. Yokoi, R. Hino, M. Shinohara, T. Kanazawa, N. Hirata, H. Tokuyama, and A. Taira (1996) Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, *Science*, 272, 390-392.

Takahashi, N., S. Kodaira, S. L. Klemperer, Y. Tatsumi, Y. Kaneda, and K. Suyehiro (2007) Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc, *Geology*, 35, [3], 203-206, doi:10.1130/G23212A.

高橋成実・小平秀一・佐藤 壮・山下幹也・海宝由佳・三浦誠一・野 徹雄・瀧澤 薫・野口直人・下村典夫・金田義行 (2015) 伊豆・小笠原島弧の速度構造, 地学雑誌, 124, [5], 813-827, doi:10.5026/jgeography.124.813.

氏家 宏 (1986) シリーズ沖縄の自然. 琉球弧の海底一底質と地質一, 5, 120pp., 新星図書

出版, 那覇.

White, R. S., D. McKenzie, and R. K. O'Nions (1992) Oceanic Crustal Thickness from Seismic Measurements and Rare Earth Element Inversions, *J. Geophys. Res.*, 97, B13, 19683-19715.

寄高博行・岩本暢之・金田謙太郎・笹原 昇・清水潤子・三宅武治・小森達雄 (2012) 水路技術の進展と電子海図への取組—この10年の歩み—, 海洋情報部研究報告, 48, 1-25.

## 要 旨

海上保安庁では、大陸棚調査終了後の2008年以降、これまで詳細なデータが不足していた日本周辺の海域における基盤情報の収集を目的として、南西諸島海域（東シナ海）での調査を進めてきた。本稿では、海上保安庁が実施してきた南西諸島海域における地殻構造調査の手法と結果の概要について報告し、沖縄トラフを横断する10測線に関して特徴的な速度構造モデルの一部を示す。速度構造モデルでは、沖縄トラフ全域で上部／中部／下部地殻の3層構造になっていることが概ね確認され、大陸／島弧地殻の特徴を示すことが明らかになった。また、沖縄トラフ内で地殻の厚さの差異は明確にみられ、地殻の厚さの観点からは南部トラフの方が地殻薄化の進行度が高いことが示唆された。