

号外
地球

号外

72

2022. 3. 15. 発行・ISSN 0387-3498

カラー版

号外地球

CHIKYU MONTHLY/SPECIAL

—総特集—

海洋科学掘削による マントル到達への挑戦 —地球最大のフロンティアに挑む—



海洋出版株式会社

3月号 / 2022

海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦—地球最大のフロンティアに挑む—

通巻72号 ■ 3月号 / 2022

総特集

海洋科学掘削による
マントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

1. 稲垣史生・倉本真一・平朝彦 5
地球深部探査船「ちきゅう」の海洋科学掘削が切り拓く
新しい未来地球システムの価値創造
2. 海野進・デーモン・ティーグル・スティーブン・ドント・グレッグ・ムーア・
ブノア・イルドフォンス 22
ハワイ沖海洋地殻掘削調査：マントル掘削パイロット
ホールプロジェクト
3. 島仲和・藤江剛・山下幹也 30
現実的なマントル掘削のシナリオ
4. 海野進・草野有紀・宮下純夫・足立佳子 40
海洋地殻の構造と進化：高速拡大海嶺系
5. 針金由美子・森下知晃 48
低速拡大海嶺系の海洋下部地殻・上部マントル由来物質
解析による海洋下部地殻の変遷とその重要性
6. 森下知晃・西尾郁也 54
マントルと海洋プレート最上部マントル
7. 阿部なつ江 60
マントルと地殻の境界（モホ）を決めるもの

筆者：1. JAMSTEC, 2. 金沢大・サウザンプトン大・ロードアイランド
大・ハワイ大・モンペリエ大, 3. 神戸大・JAMSTEC・産総研, 4. 金沢
大・産総研・新潟大・電力中研, 5. 産総研・金沢大, 6. 金沢大, 7.
JAMSTEC

8. 秋澤紀克	67
海洋“深部”マントル物質獲得に向けた試み	
9. 高澤栄一・谷 雅史	73
オマーンオフィオライトのマントルかんらん岩から推測されるマントルウェッジの酸化還元状態	
10. 羽生 毅	78
マントルと海洋プレートの物質循環	
11. 鈴木庸平	88
海洋地殻微生物研究の到達点とマントル掘削での挑戦	
12. 渡辺寛子・William F. McDonough	97
掘削とニュートリノ：マントルを見る	
13. 田中宏幸	107
深海ミュオグラフィとマントル掘削：マントルからの海洋地殻密度構造の可視化	
14. 江口暢久・澤田郁郎	113
マントル掘削へ向けて －技術的検討：BLADEレポートから－	
15. 山田泰広・真田佳典・Moe Kyaw	124
マントル掘削時における坑内検層	
16. 肖 楠・未廣 潔	132
マントル到達の確実性を上げるプログラムデザイン	
17. 橘 省吾	141
深く掘ることと遠くに出かけること：未踏の地からのサンプルリターン	

筆者：8. 東大, 9. 新潟大, 10. JAMSTEC, 11. 東大, 12. 東北大・メリーランド大, 13. 東大, 14. JAMSTEC, 15. 九大・JAMSTEC, 16. JAMSTEC, 17. 東大



海洋科学掘削によるマンテル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

地球深部探査船「ちきゅう」 の海洋科学掘削が切り拓く 新しい未来地球システムの 価値創造

稲垣 史生^{1,2,3*}

倉本 真一¹

平 朝彦^{1,4}

Creating a new value for our future Earth
system through scientific ocean drilling by
the deep-sea drilling vessel “Chikyu”

Fumio Inagaki, Shin'ichi Kuramoto, and
Asahiko Taira

1. 国立研究開発法人海洋研究開発機構

2. 東北大学大学院理学研究科地学専攻

3. 早稲田大学ナノ・ライフ創新機構

4. 東海大学海洋研究所

* 責任著者 (E-mail: inagaki@jamstec.go.jp)

マントルとは、惑星地球の全容積の約83%を占める流動的な物質であり、惑星表層を覆う地殻の下に存在している。本特集号では、私たちにとってマントル掘削への挑戦や次の10年の海洋科学掘削とはどのような科学的意義を持ち、次代以降の人間社会の発展のために何をもたらすのかについて、幅広い分野・専門の方々からの意見を交えて考察し、その実現に向けた具体的な議論を深める機としたい。

1. はじめに

1958～1966年にかけて東太平洋メキシコ沖にて行われた「モホール計画」以降、海洋科学掘削による海洋地殻の完全貫通とその下の上部マントルへの到達は、地球惑星科学における最も本質的かつ挑戦的な計画とされてきた。それから約半世紀もの間、人間社会は化石燃料を主要なエネルギー源とした高度経済成長を成し遂げ、それと共に産業界における掘削技術も飛躍的な進展を遂げてきた。2005年、我が国は人類史上初のマントル

への到達を建造目的の一つに掲げた地球深部探査船「ちきゅう」を完成させ、2007年より、国際的な海洋科学掘削プログラム（IODP）における主要な掘削プラットフォームの一つとして運用を開始した（図1）。現在、「ちきゅう」の運航開始から約16年の年月が経ち、私たちは主に日本沿岸において複数の科学掘削プロジェクトを実施し、世界記録の樹立や、多くの学術的成果を挙げてきた。一方、マントル到達に向けた具体的な計画立案や実施計画については、未だその端緒に就いたばかりである。

2. 人新世と共に歩む海洋科学掘削の歴史

1950年代から米国を中心にはじまった海洋科学掘削は、まさしく人間の時代「人新世（Anthropocene）」の黎明期を象徴する高度経済成長やグローバリズムと共に進展してきた。平（2022）によれば、人新世は1945年の原爆実験から始まったと定義できる。戦後、世界経済を科学技術のイノベーションで牽引したのは米国で



図1 地球深部探査船「ちきゅう」。

あった。その象徴的な出来事は、米国が戦前の石油輸出国から、大量の石油を中東から輸入する国に変貌したことであり、それに伴っていわゆるセブンメジャーズと呼ばれる巨大石油会社が発展していったことであろう。これらの会社は、深い海底での石油開発が米国の経済成長を支える上で必須の技術であるとの認識のもと、掘削リグの開発・建造に取り掛かっていた。同時に、戦時中に発達したソナー技術を用いた海底地形探査や反射法地質構造探査も急速な進歩を遂げつつあった。この状況において、海洋底探査の大型プロジェクトに地球科学の未来像を描いた人物がいた。ハリー・ヘスとウォルター・ムンクである。彼らは海洋地殻の物質と構造、海洋底モホ面の実態、そしてマンツルの組成こそが地球科学の最大の謎であると考え、「モホール計画」を立ち上げた。

1961年から63年にかけて、5社の石油会社が共同で開発した掘削船「CUSS1号」(図2)を用いてメキシコ沖で実施されたモホール計画のフィジビリティ・スタディでは、水深約3,558メートルの海底から約183メートルまで掘削し、約170メートルの海洋堆積物とその下約13メートルの海洋地殻(玄武岩)のコアサンプルの採取に成功した。その歴史的成果に対して、当時のケネディ大統領から

祝電が送られたことは有名なエピソードである。実際に、当時の科学技術では、モホロビッチ不連続面まで掘削するという野心的な目標には遠く及ばなかったかもしれないが、1969年のアポロ11号計画でニール・アームストロング船長が月面に足跡を残す約8年前に、人類はマンツル到達への第一歩を踏み出していたのである。その後、米国の政府科学予算がアポロ計画に傾注する中で、モホール計画の予算・運営が行き詰まり、本計画は1966年に終結せざるを得ない状況となった。他方、モホール計画における多くの検討事項や技術開発は、海域における石油・ガス資源開発や船舶工学に大きな影響を与え、同時に、その後の数々の歴史的な発見と科学成果を創出する海洋科学掘削の礎を築くこととなった。

1968年には、米国の掘削船グローマー・チャレンジャー号によるDeep Sea Drilling Project (DSDP)と呼ばれる深海掘削計画がスタートした。また、米国の提案により、1975年に国際深海掘削計画(IPOD: International Phase of Ocean Drilling)が開始され、日本がプログラムの運用資金を一部分担することで、プロジェクトに参画するようになった。それらの黎明期を経て、米国を主体とする海洋科学掘削は、1985年にジョイデス・レゾリューション号(図3)による国際深海掘削計画(ODP:



図2 CUSS1号.



図3 ジョイデス・レゾリューション号.

Ocean Drilling Program)へと引き継がれた。これらの経緯については、平らによる「地球の内部で何が起きているのか? (光文社新書)」や本特集号の江口・澤田と肖・末廣による寄稿に紹介があるので、ご一読いただきたい。

1960年代から1970年前半は、米ソ冷戦の時代であると共に、第三次産業革命とも呼ばれる熾烈なフロンティア科学技術の競争の時代でもあった。当時、欧米を中心として、経済成長を支える石油エネルギーの調達や、国防に資する科学技術開発に対して、莫大な国家予算の投資がなされていた。同時に、モホール計画やアポロ計画をはじめ、深海や宇宙といった人類未到のフロンティア開拓事業が国家の威信をかけて推進され、原子力や通信利用等の技術開発に関与する民間企業にも、莫大な予算と人的投資がなされていた。そこには、米国の国防総省高等研究計画局(DARPA)が意図していたように、国家の経済発展と軍事・安全保障等の国力増強に寄与する圧倒的なイノベーションのニーズがあった。その結果として、現在の全地球測位システム(GPS)や無人・ステルス航空機、リニアモーターカーなどの基盤技術や、コンピューターの高度化によるシステム・オートメーション化などの基盤技術が確立した。つまり、冷戦の中での「脅威」に対する国家的・資本主義的な投資圧力、そして民間の強烈な競争意識の高まりが、半ば無意識のうちに先駆的な科学技術開発のスピードと価値を高め、海洋科学掘削をはじめとするフロンティア研究の加速度的な進展につながったと思われる。

当時、我が国においては、科学技術庁の特殊認可法人であった海洋科学技術センター(現:海洋研究開発機構)による無人探査機「かいこう」によるマリアナ海溝チャレンジャー海淵への到達や、有人潜水調査船「しんかい2000」および「しんかい6500」が建造されたように、戦後の科学技術の継承と進展により、未到の海洋フロンティアが開拓されてきた。それにより、人類はマリアナ海溝チャレンジャー海淵などの水深6,000メートル以深の超深海域を含め、ほぼ全ての地球表層環

境に直接的にアクセスすることができるようになった。海洋科学掘削においては、1979年から2019年にかけて、米国の掘削船ジョイデス・レゾリューション号(図3)がコスタリカ沖水深3,470メートルの504B孔において、複数回のプロジェクトからなるライザーレス掘削および孔内検層・掘進作業を行い、海洋地殻第3層(下部地殻)に迫る海底下2,111メートルまでの科学掘削を成功させた。その記録は、マントルを目指す基盤岩(海洋地殻)の海洋科学掘削としては世界最深到達記録であり、現在もその記録は更新されていない。

3. 地球深部探査船「ちきゅう」の誕生とマントル到達への期待

1990年代半ばから2000年代初頭にかけて、インターネットを介した通信産業や物流が急速な勢いで拡大した。それに伴い、世界の時流は大国を中心とするナショナリズムの台頭からグローバリズムへと移行していった。我が国においても、90年代のバブル経済の崩壊を境として、高度経済成長期から徐々に成熟型社会への移行がはじまり、欧米を中心とする国際社会の中でいかにリーダーシップを発揮するかが問われはじめていた。1990年前半から2000年頃にかけて、科学技術庁(当時)の海洋開発推進懇談会・深海掘削研究会を中心に、大深度の海底下フロンティア研究にとって技術的な限界があるライザーレス式の掘削船に以外に、比重や粘性を調整した掘削流体(泥水)を循環させるライザー式の掘削船の科学的必要性と技術的可能性が議論されていた。それは、我が国の科学技術により、世界で初めてマントル到達の実現を目指すものであった。1997年、ライザー掘削国際科学者会議(CONCORD会議)が東京で行われ、翌々年の1999年には、ライザーレス掘削国際科学者会議(COMPLEX会議)がカナダのバンクーバーで行われた。国内では、ポストODPの国際プログラムを想定し、1994年より海洋科学技術センターに深海地球ドリリング計画(OD21)が組織され、ライザー掘削システムを有する新しい掘削ブラッ

トフォームの検討・開発が進められた。2001年4月、日本政府は CONCORD 会議での科学提言を受け、総工費約 600 億円をかけた地球深部探査船「ちきゅう」の建造に着手した。2002年10月には、海洋研究開発機構に「ちきゅう」の運用を担う部署として、地球深部探査センター (CDEX) が発足した。翌2月には、日本地球掘削科学コンソーシアム (J-DESC) が組織化され、研究者におけるオールジャパン体制の活動が開始した。2003年10月、日米が共同運営する統合国際深海掘削計画 (IODP : Integrated Ocean Drilling Program) がスタートした。欧州は、ECORD と呼ばれる連合体 (コンソーシアム) により IODP に参加し、「ちきゅう」や「ジョイデス・レゾリューション号」による掘削が難しい海域でのオペレーションを目的とした特定任務掘削船 (MSP : Mission Specific Platform) を運用することとした。国際的なプログラム・マネジメントにおいては、米国ワシントン D.C. に事務所を構える IODP-Management International (IODP-MI) が組織された。当時海洋研究開発機構の研究担当理事を務めていた末廣潔氏が IODP-MI の第2代 President を務め、IODP 全体を統括・牽引した。そして2005年7月、ついに当時最新鋭のライザー掘削設備を有する世界オンリーワンの地球深部探査船「ちきゅう」が就航した (図1)。「ちきゅう」は、最大水深 2,500 メートルの海底にライザーパイプと噴出防止装置 (BOP : Blow-Out Preventor) を設置し、海底下約 7,000 メートルまでの掘削能力を有している。当時は、民間の石油業界を含めても、世界で5隻程度しかない最新鋭の掘削プラットフォーム (フローティング・リグ) であった。その後「ちきゅう」は、下北八戸沖での慣熟訓練航海を経て、2007年より IODP における主要掘削プラットフォームとしての国際運用が開始された。

「ちきゅう」の建造目的は、CDEX の前身である OD21 により、以下の5項目が掲げられていた (田中, 2000)。

-
1. 地球変動研究：急激な地球環境変動の復元と変動メカニズムの解明
 2. 地震発生メカニズム研究：地震発生帯への直接掘削と掘削孔内観測システムの構築
 3. 地球深部ダイナミクス研究：海洋地殻下部への掘削とそれに続くマントルへの挑戦
 4. 新しい資源の探究：メタンハイドレートや地殻内微生物、生命の起源の解明
 5. 人類の活動領域の拡大：大型施設の機能を活かした深海域活動の拡大
-

上記の建造目的は、CONCORD 会議で国際的に合意されたライザー掘削船の科学目標や科学技術庁等との協議を踏まえ、OD21 として独自に設定されたものである。今からおよそ20年以上も前の議論ではあるが、IODP とそれ以外のプロジェクトを含め、現在までの「ちきゅう」の運航がこれらの建造目的の達成に向かって着実に進められてきたことに、色褪せることのない科学の本質や、先人たちの卓越した先見の明を窺うことができる。とりわけ、「2. 地震発生メカニズム研究」と「3. 地球深部ダイナミクス研究 (海洋地殻・マントル掘削)」については、「ちきゅう」に搭載されたライザー掘削システムを用いて、誰も掘削したことのない未知の地質学的セッティングを開拓していかなければ、その達成が困難な挑戦的な目標である。前者については、2007年以降に実施された南海トラフ地震発生帯掘削計画 (NanTroSEIZE) や東北地方太平洋沖地震調査掘削 (JFAST) 等の IODP プロジェクトにより、スロースリップ現象の発見や、東日本大震災の断層滑り面の検出、巨大大津波発生メカニズムの解明など、世界トップクラスの科学成果が得られた。また、「4. 新しい資源の探究」においては、2012年に、「ちきゅう」のライザー掘削システムを用いて下北八戸沖石炭層生命圏掘削が実施され、海底下2キロメートルを超える世界最深部の海底下微生物生態系の存在や、地質学的な時間スケールで生物地球化学的な炭素循環とそれに付随する資源形成が起きている

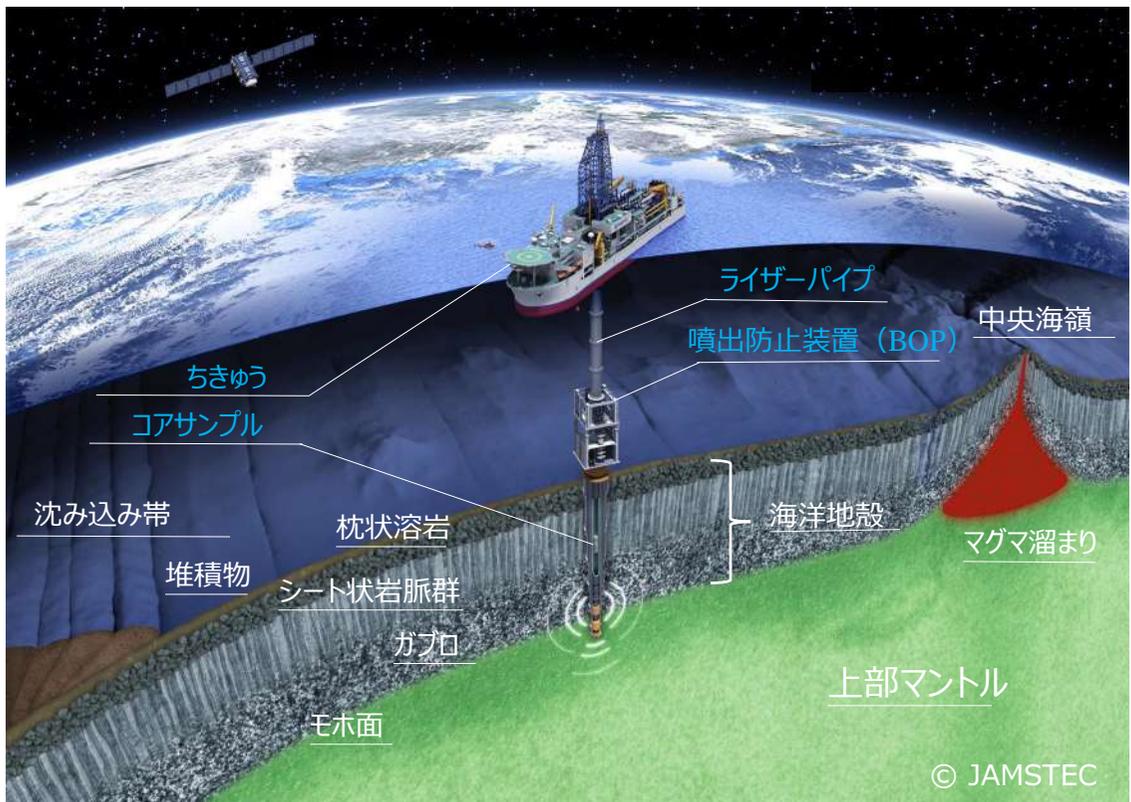


図4 「ちきゅう」によるマントル掘削の概念図。惑星地球を代表する太平洋プレート上の掘削候補地点において、人類史上初となる海洋地殻の完全貫通と上部マントルへの到達を目指す。

ことが示された(稲垣ら, 2018)。また、「1. 地球環境研究」については、「ちきゅう」のライザーレス掘削により採取された浅部堆積物コアサンプルの分析や、海洋研究開発機構と J-DESC による海底下 100 メートルまでの表層科学掘削プログラム (SCORE) の枠組みにより、精力的な研究が進められている。

これらの建造目的の中でも、とりわけ大水深・大深度フロンティアに係る挑戦は、世界中で「ちきゅう」でしか成し得ることができない独自性の高い課題である。そのプロジェクトの実施は、世界各地の著名な科学者や優秀な若手研究者を一同にプラットフォームに糾合することが重要である。それは、国際的な頭脳循環と分野融合を推進し、次世代の科学者・技術者やリーダーを育成す

る絶好の機会となる。同時に、それらのプロジェクトの実現に係る技術開発は、我が国における「5. 人類の活動領域(深海域活動)の拡大」といったフロンティア科学技術の真髄である国家基幹技術となる。これらの「ちきゅう」の挑戦は、現在もなお、国際コミュニティから大きな期待が寄せられている。2024 年以降のポスト IODP においても、海洋科学掘削による海洋地殻の完全貫通とモホ面より下のマントルへの到達は重要視されている。実際に、2050 年までに海洋科学掘削が達成すべき主要な科学目標を定めた 2050 Science Framework には、国際的に合意されたフラッグシップ・イニシアティブの一項目「Probing the Deep Earth」に、海洋地殻の完全貫通とマントルへの到達が明記されている (Koppers and Coggon, 2020; 図 4)。「ち

きゅう」とそれを有する我が国のリーダーシップへの期待は、以前にも増して高まっているのである。

4. マントル掘削が目指す新しい科学と Earth Society 3.0

海洋科学掘削は、海洋底の堆積物や岩石に刻まれた過去1億数千万年間に起こったさまざまな歴史・事象を掘り起こして研究することで、古海洋・古気候変動と古生物進化、生物の大量絶滅をもたらした劇的な環境事象の解明、海洋底拡大説の証明、プレートの沈み込み帯や付加体の形成などを含むプレートテクトニクスの実証、スロースリップを含む巨大地震発生メカニズムの解明、そして膨大な数の微生物細胞からなる海底下生命圏の発見など、教科書を書き換える多くの発見や学術的成果を創出してきた。これらの輝かしい海洋科学掘削の歴史や詳細については各論や別の論文・解説に委ねるが、全体を俯瞰して、「いったい、私たちの暮らす地球とは、どのような星なのだろうか?」といった、科学者の純粋かつ本質的な知的好奇心がプログラムのドライビング・フォース(駆動力)として機能してきたことは明白である。半世紀以上におよぶ海洋科学掘削プログラムでは、基本的に海洋底を掘削船により掘削し、堆積物や岩石のコアサンプルを採取・分析し、さらに孔内検層や長期孔内観測(モニタリング)を実施してきた。一つ一つの課題(疑問)に対する仮説を構築し、それらを掘削や観測という直接的なアプローチにより検証し、その結果を速やかに質の高い学術論文として公開することが、長年の経験により積み重ねてきた海洋科学掘削のミッション・プロファイルである。そして、それらの知と技術の集積により、海洋科学掘削は地球惑星科学という学問体系の中で極めて重要な役割を果たしてきた。また、近年の国際プログラムでは、従来米国主導で行われてきた海洋科学掘削プログラムが日米欧を主体とするグローバル体制で運用され、我が国の学生・若手研究者を含む多くの科学者・技術者が、国際プロジェクトの計画立案や評価に参加した。約2ヶ月間の船上での共同生活を通じて、

国際感覚と友情を育み、世界トップレベルの科学者と協働してきた。つまり、海洋科学掘削プログラムは、我が国の分野融合的な共同研究や国際的な頭脳循環の推進に大きく寄与してきたのである。

2010年以降、IoT(Internet of Things)やAI(Artificial Intelligence)といったビッグデータ情報システムや革新的なロボット技術が社会経済に導入され、時代は第四次産業革命に突入した。2016年に内閣府の政策として策定された第5期科学技術基本計画では、ICT(情報通信技術)を強化した経済成長戦略や健康長寿社会の形成など、人々に豊かさをもたらす新たな社会を生み出すためのビジョンとして、「超スマート社会」や「Society 5.0」が提案された。現在、その実現に向けた科学技術イノベーションの創出が推進・期待されている。他方、過去の人間社会の所業である産業革命は、惑星地球のサブシステムの変動と人間活動を結びつける科学的知見や根拠が乏しく、半ば無意識のうちに、海洋・地球環境に大きな負荷をかけていた。著者らは、人々に豊かさをもたらす将来の人間社会は、その居住可能性(ハビタビリティ)・持続可能性(サステナビリティ)を支配する地球環境変動の本質を理解し、それと向き合いながら地球システムの一部として発展していくべきであるとの認識のもと、「Earth Society 3.0」と呼ぶ人間圏の未来を提唱している。すなわち、人新世の始まりまでの地球と人間社会の関係は、地球資源(水、土壌、生物、化石燃料、鉱物など)に一方的に依存したEarth Society 1.0の時代、人新世は地球資源を大規模に利用し地球を改変したEarth Society 2.0の時代、そして今後目指すべきは、地球・人間・機械(コンピュータ、インターネット、AI、VRなどのデジタル技術も含む)の共生と持続性そして地球の維持管理を包含したEarth Society 3.0の時代を意味している。詳しくは、平による「人新世—科学技術史で読み解く人間の地質時代—(東海大学出版部)」に書かれているので、参照してほしい。

今後、私たちは、海洋科学掘削を通じて、人新世の未来に直結する地球システム変動の理解に関

わる根源的な科学的命題を解き明かし、人間社会を持続可能に導く地球規模課題の解決法を創出していく必要がある。ここで、OD21で議論された「ちぎゅう」の5つの建造目的は、大局的に変化することのない骨太の運用指針であることが再確認される。それらの多くは過去16年の「ちぎゅう」の運用により着実に進められてきたが、最も挑戦的で深淵な課題である「3. 地球深部ダイナミクス研究(マントル掘削)」については、2020年10月にハワイ沖での事前調査に係る掘削計画の提案がIODPに提出され(951-Fullプロポーザル)、まさに端緒に付いたばかりである(本特集号の海野らを参照)。モホール計画から半世紀以上もたった現在においても、私たちは地球の大部分を占める海洋地殻の下のマントルに未だ一度も到達したことがない事実を重く受け止めなくてはならない。

人類初のマントル到達の実現の先に何があるのかを考える上で、そのインパクトに匹敵する一つのエピソードを紹介したい。1950年代、生命の形質が遺伝する伝達物質とその世代継承メカニズム(メンデルの法則)については、その多くが謎に包まれていた。1952年、アフレッド・ハーシーとマーサ・チェイスは、デオキシリボ核酸(DNA)に含まれるリン酸基を放射性元素 ^{32}P で、タンパク質に含まれる硫黄を放射性元素 ^{35}S でそれぞれ標識し、大腸菌へのT2ファージウィルスによる感染実験を実施した。それにより、大腸菌に感染する遺伝物質はタンパク質ではなくDNAであるということが実証された。翌年の1953年、ジェームス・ワトソンとフランシス・クリックは、おそらく未来永劫、科学史に語り継がれる20世紀最大の発見を発表した。その世代継承を担う「遺伝物質」とは、細胞内に含まれるデオキシリボ核酸が4つの相補的な塩基(A: アデニン, G: グアニン, C: シトシン, T: チミン)の水素結合からなる「二重らせん構造」であることを示したのである(Watson and Crick, 1953)。その後、クリックにより生命現象の基本原則である「セントラルドグマ」の概念が提唱され、半保存的複製のメカニズム、3つの塩基配列からなる遺伝暗号(コドン)の発見、

mRNAやtRNAの発見、そして遺伝子発現とタンパク質合成の基本メカニズムの解明へとつながっていった。これら一連の発見は、その後の分子生物学や医学の発展にとって、どれだけの寄与をしたについては論を俟たない。例えば、近年のコロナウィルスによるパンデミックへの対応も、ある特定の遺伝子断片を増幅させるPCR(Polymerase Chain Reaction)法の確立や、本発見に端を持つmRNAワクチンの技術開発がなければ不可能であったろう。この二重らせん構造の発見は、当時米国の若き生物学者であったワトソンと英国の物理学者であったクリックとの国際的な分野融合研究、そしてX線によるDNA結晶構造解析を進めていた英国の物理化学者ロザリンド・フランクリンの分析技術とその研究環境があってこそ生まれたものであった。

これらの生命科学分野における歴史的な発見は、その分野融合のプロセスや卓越した科学技術を行使できる国際的な研究環境の整備など、マントル掘削をはじめとする海洋科学掘削のプロジェクト研究に共通する部分もあり、現在の科学技術に求められる破壊的なイノベーションの創出を促す科学政策の観点からも興味深い。さらに、「遺伝物質がDNAであり、それが半保存的複製機能を持つ二重らせん構造である」ことを示す一連の発見が、ポーア、ハイゼンベルグ、シュレディンガーといった物理学者による、「生命とは何か」といった先駆的にかつ本質的な議論とリンクしていたことも追記しておきたい。後に、クリックは「すばらしいのは分子であって、科学者ではなかったのだ」と述べている(クリック, 1989)。

ワトソンとクリックによるDNA二重らせん構造の発見は、人間自らを含むあらゆる地球上の生物が、自然界における生態系の一員(構成種)から、第三次産業革命における科学技術の対象物となったある種の特異点(シンギュラリティ)であったと捉えることができる。つまり、「遺伝物質の構造」がはじめて明らかにされたことで、人間が自らの遺伝的設計図を含めた地球システムの構成要素に大きな影響力を持つようになったのである。

奇しくも生命科学と地球科学はほぼ同時期に革新的な技術開発と社会的背景により躍進し、現在に至っている。1950年代の地質学者のインスピレーションにより立案された「モホール計画」は、地球システムの構造や変動を理解し、かつその変動と人間社会との相互作用を明らかにする上で不可欠な事業として、科学的重要性や実現性が高まっている。

人類が地球の大部分の固体表層を形成する海洋地殻の構造を明らかにし、モホを貫いてその下のマントルに到達することは、地球惑星科学におけるシンギュラリティを彷彿させる。すなわち、DNAが生命の情報伝達を司る物質として動的な構造特性と機能を担っているように、海洋地殻とマントルは地球システムを維持・駆動する物質として動的な構造特性と機能を担っているはずである。そして、これまでの地球惑星科学の研究成果は、地球と生命は約40億年以上もの時間軸の中で共に互いに影響を与えながら適応・進化してきた証拠が示されている。従って、マントル掘削を通じて地球システム変動の本質に迫ることは、今後、人類が地球システムと向き合いながら持続的に発展を続けていくために必要なマイルストーン・イベントであると考えられる。その科学的・社会的・地球的なインパクトは、ハーシーとチェイスの遺伝物質を特定する試みや、ワトソンとクリックによるDNAの二重らせん構造の発見に匹敵すると言っても過言ではない。おそらく、向こう100年の時間スケールにおいて、この宇宙における地球と人類の存続に関わる極めて重大なものになるだろう。

5. 「ちきゅう」による海洋地殻貫通とマントル到達へのシナリオ

海洋科学掘削のようなフロンティアの探究は、人類にとって何らかの知的好奇心や幸福をもたらすロジックとドライビング・フォースが不可欠である。同時に、誰も足を踏み入れたことがない未知の空間を、挑戦を恐れず、そしていかに安全かつ高い確度で突き進めるかといった、先進的な要

素技術開発と運用マネジメントが両輪で駆動しなければならない。本稿では、サイエンス（科学）とテクノロジー・マネジメント（技術と運用）におけるロジックモデルの一例を紹介したい。以下に述べる内容は、2019年4月に海洋研究開発機構研究プラットフォーム運用開発部門の中に組織されたマントル掘削プロモーション室を中心に、同機構の理事長達によるマントル掘削検討タスクフォース、そして2020年にJ-DESCのIODP部会の下に設けられたマントル掘削ワーキンググループでの議論等を経てまとめた素案であり、今後、これらをたたき台として、国際コミュニティにより修正や合意形成がなされていくことに留意して頂きたい。

5-1 マントル掘削におけるサイエンス（科学）のロジックモデル

マントル掘削におけるサイエンスのロジックモデル（図5）では、最終アウトカムを「地球内部一表層システムの統合的理解と惑星持続可能性に係るブレイクスルー」により、「地球惑星環境と人間社会のサステナビリティに貢献」と設定した。また、その実現に必要な二つの科学的命題「海洋地殻・マントルのダイナミクスとプレートテクトニクスの新しい描像」と「地球惑星システムの成り立ちと生命を育む惑星要因としてのマントルの役割」を、サイエンスに求められるアウトカムとした。次に、それら二つのアウトカムの達成に必要な課題目標を6つに大別して抽出し、各課題目標に対する仮説と、仮説を立証・検証するために必要な代表的な研究アプローチ（手法）を明記した。そして、それらの研究アプローチを用いることによって、どのような内容・エッセンスのアウトプット（研究成果）を提示するのかについて、各項目が目指すべき到達点を明示した。本ロジックモデルにおける科学的な課題目標は、例えば弾性波探査や地表に隆起した物質などから得た知見に基づくものであり、実際に海洋科学掘削による岩石コア採取や観測が実施されることにより、はじめて科学的に実証・検証されるものとなっている。また、それらの実測・実験データを

図5. 6は見開きの頁に配置されます。

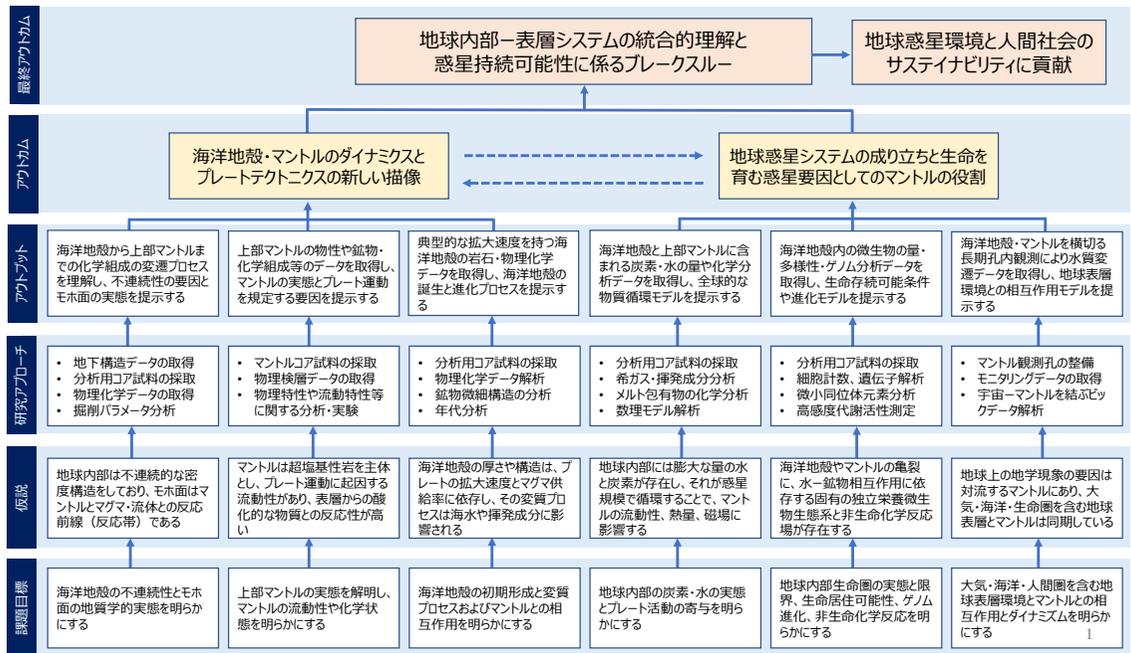


図5 マントル掘削におけるサイエンス (科学) のロジックモデル案。

用いた複数の数値シミュレーション・モデル試験を行うことで、動的な地球システムの全体像を正確に捉え、将来予測の確度を高めることができる。

本ロジックモデルでは、「モホール計画」から受け継がれる主題として、海洋地殻の構造と進化や、モホとは何か、マントルの岩石・鉱物学的特性や化学状態とは何か、などの疑問を列挙した(本特集号の海野ら、針金・森下、森下・西尾、阿部、秋澤、高澤・谷、羽生による寄稿を参照)。それ以外にも、人間圏を含む大気・水圏と地下圏との物質の移動や循環が、海洋地殻の変質や非生物学的な化学進化、マントルの流動性や磁場とどのように関わっているのかについて、生命の存続・居住性や生命に必須の要素である水 (H₂O) や揮発性分のマクロな動態と、それに付随する生命圏や岩石変質プロセスの理解も重要な課題目標となっている(本特集号の鈴木、羽生の寄稿を参照)。それらは、宇宙からのリモートセンシングや超高精度微小領域分析などにより解明しようと

する宇宙-地球生物学的な科学的課題であることも述べておきたい(本特集号の寄稿を参照)。

一方、現在のロジックモデルには、海洋地殻における生命の限界や非生物学的反応についての新しい視点が導入されているものの、「地球はいつまでハビタブルな惑星でいれるのか?」といった、長期的な視点での課題目標が設定されていない。主に、ウラン・トリウム・カリウムの放射性元素によって規定される地球内部の熱量・フラックスとその消長は、プレートテクトニクスの推移や磁気圏の消長といった「地球の健康寿命」に直接的な関わりがある。マントル掘削や孔内観測によって、それらの関連性を解き明かすことは、地球惑星における生命居住性(ハビタビリティ)の限界や地球外生命の存在可能性とその限界を明らかにすることにもつながる。本課題については、地球ニュートリノやミュオグラフィなど、我が国が世界トップレベルの実力を持つ素粒子物理学のコミュニティからの新たな視点・研究アプローチの

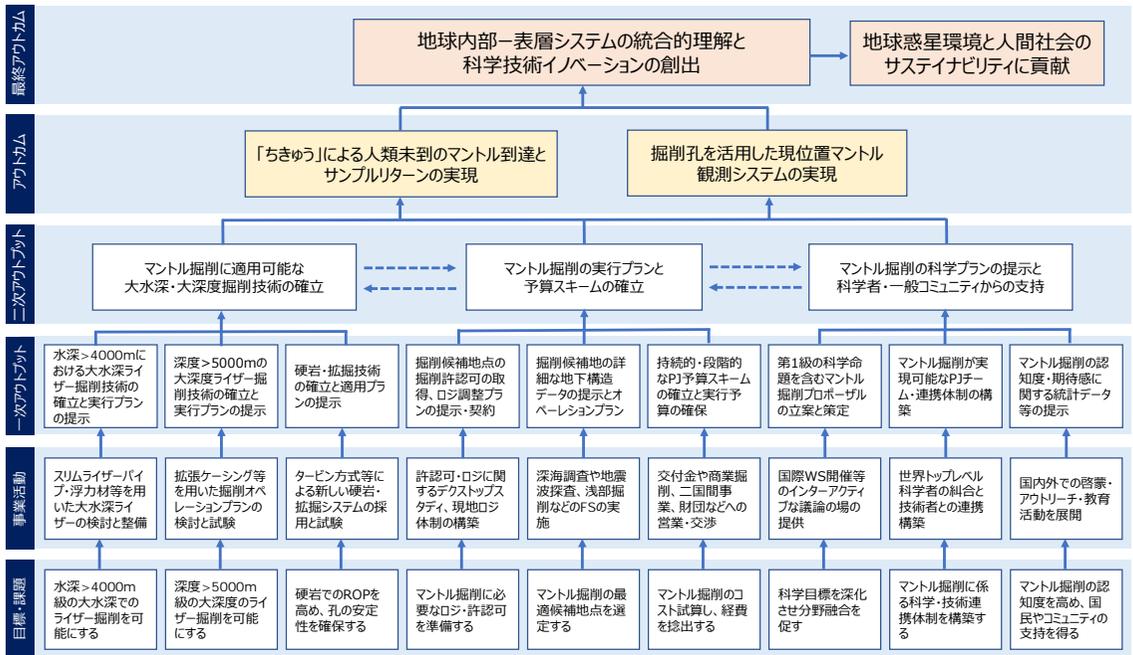


図6 マンテル掘削におけるテクノロジー・マネジメントのロジックモデル案。

導入・適用が期待される（本特集号の渡辺・McDonough, 田中の寄稿を参照）。

5-2 マンテル掘削におけるテクノロジー・マネジメントのロジックモデル

マンテル掘削におけるテクノロジー・マネジメントのロジックモデル（図6）では、最終アウトカムを「地球内部一表層システムの統合的理解と科学技術イノベーションの創出」により「地球惑星環境と人間社会のサステナビリティに貢献」と設定し、「「ちきゅう」による人類未到のマンテル到達とサンプルリターンの実現」および「掘削孔を活用した現位置マンテル観測システムの実現」により、科学技術に革新的な成果・イノベーションをもたらすことを一次アウトカムとした。それらのアウトカムを実現するためには、「マンテル掘削に適用可能な大水深・大深度掘削技術の確立」と「マンテル掘削の実行プランと予算スキームの確立」、さらに「マンテル掘削の科学プランの提示と科学者・一般コミュニティからの支持」と

いった技術開発課題とプログラム・マネジメントの双方への対応が必要である。換言すれば、それらはパッケージとして相互にリンクしないかぎり、アウトカムの達成には至らない（本特集号の肖・末廣の寄稿を参照）。本ロジックモデルでは、それら3つを二次アウトプットに設定し、バックキャストでそれらを達成するために必要な要素課題と事業活動（アクション・アイテム）および一次アウトプットを抽出した。

海洋科学掘削によるマンテルへの到達を実現することは、革新的な大水深・大深度掘削技術を実現することに他ならない。「ちきゅう」建造から16年が経過し、産業界におけるライザー掘削システムを搭載したフローティング・リグも数世代のグレードアップがなされた。産業界では、経済性を持つ探鉱の対象となる石油やガス田のリザーバーが比較的浅い水深に限られていることもあり、今もなお水深約3,000～3,500メートルまでのライザー掘削が実績としてあるのみである。一方、現

在のマンテル掘削の候補地は水深 3,500-4,300メートルの深海底であるため、商業掘削の世界記録を更新する挑戦的なオペレーションとなる。この課題目標を克服するためには、船体から吊り下げる BOP を可能な限り軽減化（簡素化）すると共に、ライザー管の総重量を軽減する必要がある。詳細なスタディが必要であるが、一つの案として、現在の 21 インチ径のライザー管を 14 インチ径にまで縮小したスリムライザー管を適用し、その組み合わせに浮力材をつけることで、船体への重量負荷を軽減できる可能性がある。さらに、BOP を設置した海底からマンテルまで、約 6,000メートル級の掘削を行うには、複数サイズのケーシングを設置し、掘進率(ROP: Rate of Penetration)を向上させる必要がある。それには、アンダーリーマーと呼ばれる拡張掘削の掘削編成とエキスパンダブル（拡張）・ケーシングとの組み合わせや、タービンドライブを搭載した硬岩用ドリルビットの適用等が想定される。すなわち、さまざまな改良や試験は必要であるものの、「ちきゅう」に既存の要素技術を導入することで、マンテル掘削に挑戦できる技術パッケージを確立しようとする状況にある（詳しくは、本特集号の江口・澤田の寄稿を参照）。

次期海洋科学掘削の枠組みにおいて、マンテル掘削を「科学」と「技術」の両面において成功に導くには、上記に関連する要素技術のデスク・スタディや海域における試験・経験が欠かせない。つまり、準備・検討もなしに、いきなり大掛かりな本坑掘削が開始できるわけではない。予算獲得やロジスティクス、国際コミュニティの合意形成、世界トップレベルの科学者チームの構築も、プロジェクトを実現に導くための重要なプロセス要素となる。これも、一足飛びに準備できるものではなく、いくつかの段階的なステージゲートをクリアしながら全体をマネジメントしていく必要がある。例えば、掘削候補地点における物資輸送や掘削許認可などのロジスティクスは、それに関係する国際的な法律や手続きに準拠したものでなければならない。その準備やプロセスには時間とエフォートが必要である。また、予算について

は、本坑掘削の前に行うパイロット孔や浅部掘削孔の試験掘削が極めて重要である（後述のステージ 1）。BOP 設置のための海底堆積物の力学強度の情報や、硬岩掘削システムを用いた際の掘進率やビットの摩耗率などの掘削パフォーマンスの経験値がなければ、各オペレーションに係るコストや時間を正確に見積もることが難しい。これは、トラブルが起きた際の対応策など、リスクマネジメントを含む経済性や安全性にも関わってくる問題でもある。

また、本ロジックモデルに記載のない事項として、掘削孔を活用した孔内検層（ロギング）技術の検討や、深海対応のミュオグラフィセンサー等の最新の観測機器を含む長期孔内観測システムのデザイン・開発など、海洋地殻を上部マンテルまで完全貫通した世界で唯一の掘削孔井をどのように観測孔として活用するかについて、それらの技術開発とビックデータの運用プランを検討していく必要がある（孔内検層については本特集号の山田ら、深海ミュオグラフィについては田中の寄稿を参照）。

5-3 マンテル到達までの段階的なアプローチ

前述のとおり、マンテル到達までの道筋は、事前調査や開発機器の海域試験を実施した後で、いくつかの段階的なステップを踏んだアプローチをとるべきである。「ちきゅう」による科学掘削以外のプロジェクトにおいても、最終的に「ちきゅう」の建造目的の一つであるマンテル掘削に有用な要素技術の適用・改良の機会と意識していくことも肝要である。本稿では、暫定的にマンテル掘削の長期的なオペレーションを大きく 4つのステージに区分し検討した（図 7）。それぞれのステージにおけるプロジェクトが、掘削オペレーションの不確定要素を補完し、適用可能な改良策やリスク対応策を講じることで、次のステージのプロジェクト・デザインの完成度と成功確度を高めていく。これは、PDCA（Plan → Do → Check → Action）サイクルを回していく大型研究プロジェクトの基本的なマネジメント・プロセスである。

まずステージ 1 では、海底堆積物とその下の

部玄武岩の特性について、ライザーレス掘削による基礎調査を行う。海野らにより提案されているハワイ沖マントル掘削パイロット孔の掘削候補地点においては、海底地滑りや火山活動の記録を含む約 160 メートルの遠洋性堆積物を水圧式ピストンコアリングシステム (HPCS) により基盤岩境界までコアリングし、その後、ロータリー・コアバレル (RCB) を用いて約 8000 万年前に形成された上部玄武岩を数百メートル掘削するオペレーションが想定される。このステージ 1 における比較的短期間・低コストの掘削調査を行うことにより、BOP ライザーや大口径ケーシングパイプ (36 インチ径と 20 インチ径) の設置に必要な力学強度などの技術的な情報を獲得することができる。また、HPCS のコアリング・シューに搭載した温度センサー (APCT-3) を用いて、その後のマントル掘削の科学技術オペレーションプランにとって重要な要素である地温勾配の推定値を得ることも可能である。

ステージ 2 では、ステージ 1 の掘削区間を延長し、RCB を用いたライザーレス掘削により海洋地殻内の第 2 層 (枕状溶岩~シート状ダイク) を海底下約 2,500 メートルまで掘り進め、第 3 層の下の上部ガブロ (斑れい岩) 層まで到達することを目指す。本孔の掘削調査計画は、2020 年 7 月に行われた国際オンラインワークショップにより「マントル掘削のパイロット孔」と位置付けることが国際合意されており、同年 10 月には、IODP に対して 951-Full プロポーザルが提出されている。その科学的な目標等については、本特集号の海野らによる解説や *Scientific Drilling* 誌に掲載されたワークショップレポートを参照して頂きたい (Umino *et al.*, 2021)。技術的には、本パイロット孔のライザーレス掘削におけるオペレーション上の大きな障壁は存在しない。むしろ、異なる岩層での掘進率や掘削ツールのパフォーマンスの経験が、次のステージのライザー掘削システムを用いた大深度マントル本孔に係るオペレーション・デザインやロジスティクス・経費のプランニングに対して、極めて重要な数値目標を与えることになる。また、

本パイロット孔は、ジョイデス・レゾリューション号による岩石圏 (海洋地殻) の世界最高深度記録である 2,111 メートル (コスタリカ沖, サイト 504B) を更新することになるだろう。さらに、その後のマントル掘削本孔とパイロット孔とをつなぐ革新的な観測設備や実験オペレーションへの展開も想定されるため、後に長期孔内観測設備等を設置できるデザインとしておくことが望まれる。

ステージ 3 は、いよいよ満を辞して、スリムライザー管と BOB を海底に設置し、海底下約 6,000 メートルのマントル掘削に挑む。それまでのステージ 1・2 の掘削パフォーマンスを十分に考慮し、最適の掘削ツールとケーシングオプションを準備して臨む。既に掘削調査が終了しているガブロ層までの深度区間をコアリングせずに掘進し、速やかにケーシングを施すことで、オペレーションのスピードと確実性・安全性を高めることができる。その後、海洋地殻第 3 層のみをモホ面に向けてスポットコアリングをしながら硬岩用ドリルビットで掘り進む。ホモ面付近における地殻-マントル境界 (遷移帯) は、本当に境界を抜けたのかをカッティングスやコアリング、ロギングツールなどを用いて確認しつつ、上部マントル層を少なくとも 100 メートル以上は掘り進めたいところである。現在の海洋科学掘削の世界最高到達深度は、2014 年 1 月に「ちきゅう」のライザー掘削による南海トラフの掘削サイト C0002 で樹立した 3,262.5 メートルであり、本マントル孔井はその 2 倍近くの掘削深度に相当する。沈み込み帯の複雑な応力変形がかかる南海トラフ付加体の堆積物層と、成層する太平洋プレート上の代表的な海洋地殻の岩石層を単純に比較することはできないが、約半世紀以上の過去の経験を活かしたりリスク管理や対策など最善を尽くし、掘削オペレーションの最適化と安全性を担保することで、人類史上初そして 21 世紀の科学技術において最大級の金字塔を残すことができるだろう。それが、地球システムにおける非連続的な科学技術イノベーションの創出につながることは疑う余地がない (Inagaki and Taira, 2019)。

マントル掘削プロジェクトは、モホ面を貫通して上部マントルに到達することで最大のミッションを達成することになるが、それで終了というわけではない。ステージ2のパイロット孔でも述べたように、惑星地球においてははじめてとなるマントル孔井は、「宇宙—大気—海洋（深海）—地殻—マントル」を結ぶ観測・実験プラットフォームとしての利活用が可能であり、本稿ではそれをステージ4と位置付けた（図7）。マントル掘削と観測を結びつけるには、マントル掘削の当初段階から、孔井に各種観測センサーを入れる前提でプロジェクト全体をデザインしていく必要がある。掘削後には完全廃孔とせず、少なくとも後のオペレーションでセンサー類を設置できるよう、孔井を保存しておく必要がある。また、それらの孔井デザインを考慮したセンサー機器や情報伝達ツールの技術開発が必要となるだろう。特に、地球の熱量の変動に関する地球ニュートリノや、地殻の密度構造を可視化するミュオンなどの素粒子観測との組み合わせには、センサーの耐圧化や小型化等を含め、新しい科学技術を海洋科学掘削にもたらす可能性がある（本特集号の渡辺・McDonough、田中の寄稿を参照）。

5-3 マントル掘削技術の醸成と展開

海洋底あるいは海洋島における玄武岩岩体やカンラン岩層の大深度掘削技術・観測技術ノウハウの蓄積により、未踏の地下領域を新たな人類活動域として広げることが可能となるだろう。また、4,000メートル以上の深海への物質の揚降技術もまた、フロンティアを拡大する。その活動には、海底資源開発、二酸化炭素地層貯留・固定化技術、廃棄物地層処分技術など、国益の増進と人類的課題の解決策も含まれるだろう。

6. 地球システム変動の統合理解と人類の選択

6-1 新しい知の体系の創成

現在、大気中の温室効果ガスの濃度上昇に伴う地球温暖化や海洋酸性化、高緯度域における氷床の融解、極渦の不安定化、それらに伴う生物多様

性の損失や生態系バランスの崩壊などが現在顕在化している。地球システムを構成する多くの要素・サブシステムの変動は、人間社会における経済社会学的な成長要素と連動しながら、一体的かつ加速度的に増加しつづけている。このカスケード反応は、人新世における大変動（Great Acceleration）と呼ばれ、現在進行形の人間社会の活動が、地球システム変動の自律的な制御機構に直接的な影響を及ぼしはじめたことを示唆している。それらの一体的なサブシステムの変動は、ある閾値を超えて制御・回復不能な状態になると、将来における地球環境の維持はもとより、遠くない未来における人間社会の持続可能性をも左右する脅威となる。

今後、我々人類は、加速度的に進む地球システムの大変動や、それに付随して起こりうる大規模自然災害等の危機イベントに対して、どのように備え、適応していけば良いのだろうか？仮に、人間社会の持続可能性にとって、人間自身が超複雑系の地球システム変動を中・長期的にガバナンス・制御していく必要性があるとすれば、私たちはこれまでの地球システムと人間社会との関わりを根本から見直す必要があるだろう。さらに、体系化された科学的データや知識を効果的に一般社会に伝え、科学と社会経済が連動するネットワーク体制を拡大・強化していく必要がある。すなわち、地球システムに係る総合的な知的体系からもたらされる情報や指針は、政策や民間企業における選択とアクションにその根拠や示唆を与える上で、重大な役割を担うことになる。

そもそも、なぜこの惑星の表層に大気・海洋や生命が維持され、プレートテクトニクスが存在しているのだろうか？なぜこの惑星に生命が誕生し、幾多の絶滅の危機を乗り越え、ホモサピエンス（ヒト）の誕生に至る脈絡とした生命進化が続いてきたのか？そして、近代化された人間活動が半ば無意識の内に負荷を与えてきた地球環境への影響はどれほどで、他の要素因子との連動性やフィードバック効果はどうなっているのか？このような第一義的な疑問を紐解く上で重要なこと

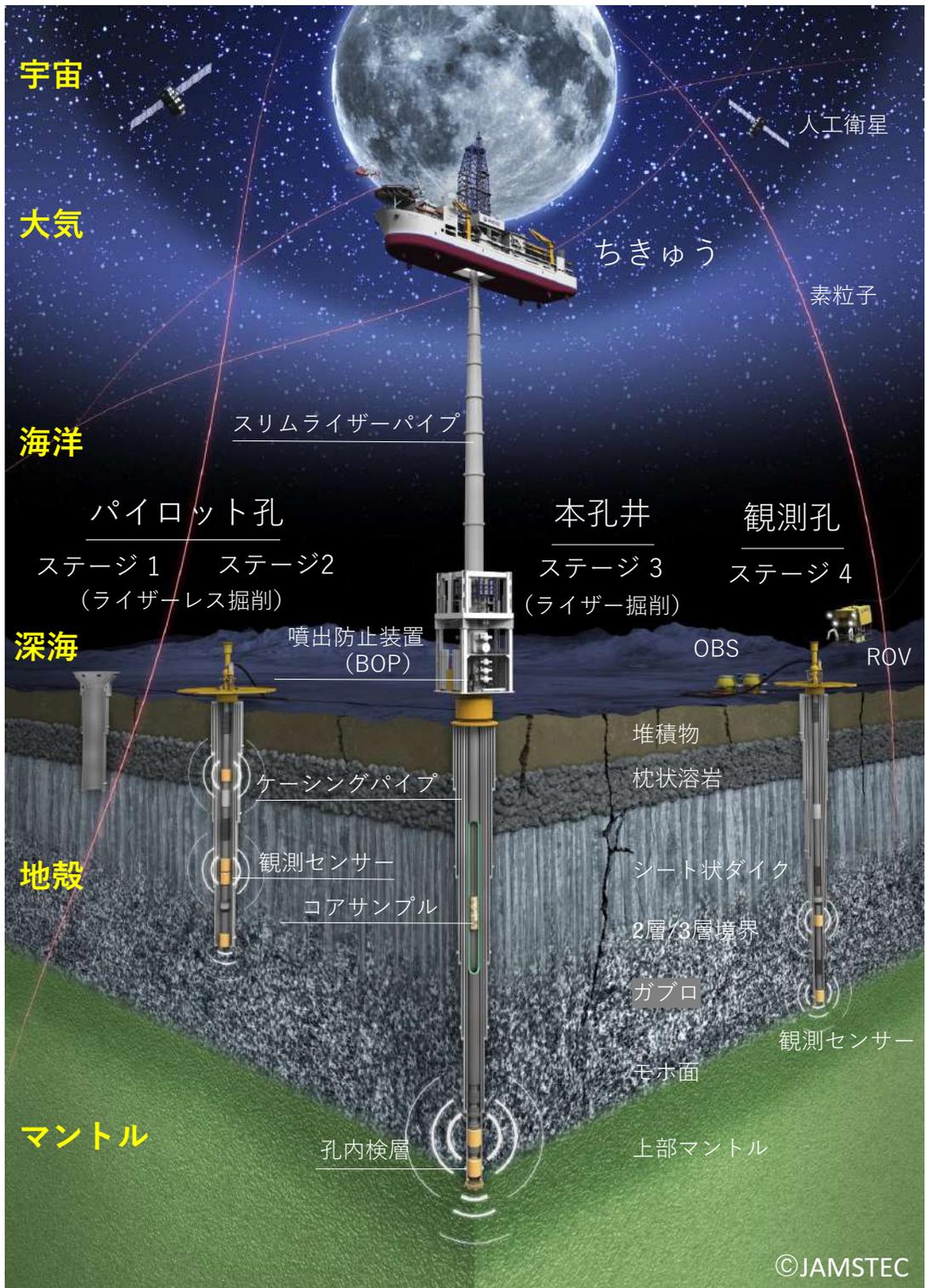


図7 段階的なアプローチによる海洋地殻の完全貫通とマントル到達のシナリオを示す概念図。

は、それらの現象が人間を主体とする一つの地球システムの中で完結している点にあり、火星など地球外に居住地を求める議論を除けば、そこに存在し発展し続けようとする人間自身の身体的・精神的な幸福度（ギリシャの哲学者アリストテレスは、これをユーダイモニアと呼んだ）に直結しているということである。すなわち、人間の心身の健全性を生み出すのは、地球と人間に関しての新たな知的体系そのものであり、それは、地球のサブシステムの変化に対する人間社会の適応性や順応性は、常に流動的かつ自己組織化的に調節されていくものであるという理解に基礎を置くと予想される。私たちは、宇宙で自らが生息する唯一の惑星である地球のシステムについて、平衡と非平衡の摂動や、秩序と無秩序との境界を、海洋科学掘削に ICT や AI を導入しつつ、四次元的に理解していく必要がある。地球は、私たちにとって唯一無二の故郷の星なのである。

6-2 次代を持続可能に導く海洋科学掘削の役割

私たちは、この惑星に人間が存在している理由と役割について自ら問いを投げ、過去から現在、そして未来へと続く地球システムの変動をより深く理解していく必要がある。同時に、自らの幸福と存続を基軸とした地球システムのあり方と科学の役割に対して、「Earth Society 3.0」といった新しい価値を創造していく必要がある。その人間主体のガバナンスに係る方向性は、これまでのフォアキャスト型の科学アプローチだけでなく、科学的ゴールと社会的価値の双方のビジョン達成を定めたバックキャスト型（課題解決型）の科学アプローチが重要になってくるだろう。

科学者が未来を語ると、「それは、サイエンスフィクション（SF）であって科学ではない」と厳しい指摘を受けることがある。しかし、いずれ将来、地球システムの大変動は収縮し、新しいベクトルの摂動へと移行しはじめると仮定して、未来を想像することは、全人類や惑星規模の中長期的なリスクマネジメントの観点から新しい価値創造につながる。おそらく、その転換点（Tipping point）は、現在から次代を含めた数十年～百年程

度の近未来である。そのタイミングが人間社会の稼働可能範囲内にあり、私たちの科学技術がその実装に「間に合う」のであれば、人間はこの惑星で持続可能な未来を構築できることになる。それは、これまでの化石燃料エネルギーに依存した高度成長社会とは大きく異なり、地球システム変動に順応した新しい地球共生型社会（= Earth Society 3.0）であるかもしれない。他方、地球システムの大変動が制御・回復不能な状態に至り、あらゆる人間の科学技術やアクションが「間に合わない」場合、転換点より先の世界（人新世の未来）は、地球システム変動の摂理の中で人間社会の不安定化や多様性の損失といった痛みを伴うことになろう。さらに、最悪のケースでは、さまざまな自然災害や環境ストレスにより人間の心身の幸福度や社会レジリエンスが徐々に損なわれ、不可避的な人新世の終焉（人類滅亡）が訪れる可能性も否めない。地球システムの変動を理解しない状況の中での指数関数的な技術革新と未来社会の構築は、惑星限界（プラネタリーバウンダリー）を超えて連鎖的な種の淘汰を誘引し、最終的には、神性的な人工知能と技術を持つポスト・ヒューマンが支配する壮絶な格差社会「ホモ・デウスの時代」に至るという考えもある（ハラリ、2018）。

6-3 惑星スチュワードシップに向けた知の流動化

現在、人類が直面する地球システムの大変動の中で、人間社会を持続可能に導くためには、科学的データ・根拠に立脚した「惑星スチュワードシップ」の創発が何より重要である。これは、地球惑星科学における知の体系化だけで集約されるものではなく、いわゆる「知の流動化（Knowledge Sharing & Mobilization）」と呼ばれる、企業や政策決定者を含めた人間社会全般と科学・アカデミアを相互につなぐフィードバック・ループ、そしてユーダイモニアを基礎とする人間本来の力を介してはじめて機能するものである。人間社会が自らの存続のためにどのように地球システムの大変動に適応していくのか、そのために、どのような経済・社会システムであるべきなのかは、知の流動化を通じた科学の役割と正義、そして全人的な選択・

行動に委ねられている。私たちは次代に責任を転嫁することなく、私たちの時代のうちに、複雑に絡み合う地球システムの変動を理解し、持続可能な人間社会の構築に向けた知の体系化と新しい価値創造に取り組まねばならない。換言すれば、私たち地球科学者には、「宇宙における地球という惑星とその価値とは何か」について、科学技術を通じて社会と共有し、次代を持続可能に導いていく責任があるのである。

本特集号で取り上げた人類史上初となるマントルへの到達に向けた挑戦は、科学者の知的好奇心を満たしつつも、人類と惑星地球の命運をも左右する国際的な科学技術プログラムであると言っても、決して過言ではないだろう。私たちは、惑星地球とそこに住む自らの未来を意識的に創造していく時代に突入したといえる。「ちきゅう」は、世界の叡智を集めて地球規模の重要な課題に取り組むことのできる、世界で唯一の地球深部探査船である。今後、人類史上初となるマントルへの到達と観測、それにより引き起こされる非連続的なイノベーションとパラダイムシフトは、地球深部探査船「ちきゅう」を有する我が国の科学技術の進展と科学者の熱意、そして国際協働におけるリーダーシップに委ねられている。そして、ひとたび科学技術イノベーションにより人類未到のマントル空間への扉が開かれれば、その科学技術はより洗練されたものへと進化し、新しい概念や科学目標を掲げた第二・第三のマントル掘削につながるだろう。近い将来、「ちきゅう」による統合的なマントル掘削を通じた画期的な国際分野融合研究がなされ、いつか必ず、「すばらしいのは地球であって、人間ではなかったのだ」と懐古する日が訪れることを目指していく。

【謝辞】本稿を執筆するにあたり、末廣潔氏、石井正一氏、東垣氏、江口暢久氏、斎藤実篤氏、猿橋具和氏、山田泰広氏、阿部なつ江氏、肖楠氏をはじめ、国内外の大学・研究機関、民間企業の方々にご助言を頂きました。特に、金沢大

学の海野進教授をはじめとする日本地球科学掘削コンソーシアム(J-DESC)IODP部会のマントル掘削ワーキンググループのメンバーの方々には、マントル掘削の科学ロジックモデル等に関してご助言とご賛同を頂きました。ここに深く謝意を表します。

参考文献

- [1] 平朝彦, 徐垣, 末廣潔, 木下肇, 地球の内部で何が起きているのか?, 光文社新書, 2011.
- [2] 田中武男, 深海地球ドリリング計画(OD21)と統合深海掘削計画(ODP), 地質ニュース, 546号, 35-44, 2000.
- [3] Koppers, A. A. P., and Coggon, R. (eds.) Exploring Earth by Scientific Ocean Drilling: 2050 Science Framework. pp. 124, <https://doi.org/10.6075/JOW66J9H>.
- [4] 稲垣史生, 諸野祐樹, 星野辰彦, 井尻暁, 肖楠, 鈴木志野, 石井俊一, 浦本豪一郎, 寺田武志, 井町寛之, 久保雄介, 海底下深部生命圏フロンティアの探究と将来展望, 地質学雑誌, 124巻, 1号, 77-92, 2018.
- [5] 平朝彦, 人新一科学技術史で読み解く人間の地質時代一, 東海大学出版部, 2022.
- [6] Watson, J. D., and Crick, F. H. C., Molecular structure of nucleic acids: A structure for deoxyribose nucleic acid. *Nature*, 171, 737-738, 1953.
- [7] フランシス・クリック, 熱き探究の日々—DNA二重らせん発見者の記録, 中村桂子(訳), TBS/ブリタニカ, 1989.
- [8] ジム・アル=カーリ, ジョンジョー・マクファデン, 量子力学で生命の謎を解く, 水谷淳(訳), SBクリエイティブ, 2015.
- [9] Umino, S., Moore, G. F., Boston, B., Coggon, R., Crispini, L., D'Hondt, S., Garcia, M. O., Hanyu, T., Klein, F., Seama, N., Teagle, D. A. H., Tominaga, M., Yamashita, M., Harris, M., Ildefonse, B., Katayama, I., Kusano, Y., Suzuki, Y., Trembath-Reichert, E., Yamada, Y., Abe, N., Xiao, N., and Inagaki, F., Workshop Report: Exploring deep oceanic crust off Hawai'i. *Scientific Drilling*, 29, 69-82, 2021.
- [10] Inagaki, F., and Taira, A., Future opportunities in scientific ocean drilling: Illuminating planetary habitability. *Oceanography*, 32, 212-216, 2019.
- [11] ユヴァル・ノア・ハラリ, ホモ・デウス—テクノロジーとサピエンスの未来—, 柴田裕之(訳), 河出書房新社, 2018.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
ー地球最大のフロンティアに挑むー

ハワイ沖海洋地殻掘削調査 : マントル掘削パイロット ホールプロジェクト

海野 進

デーモン・ティーグル

スティープン・ドント

グレッグ・ムーア

ブノア・イルドフォンス

**Off-Hawaii Ocean Crust Drilling Project :
Creating a Pilot Hole for Mantle Drilling**

**Umino Susumu, Damon A. H. Teagle, Steven
D'Hondt, Gregory F. Moore, Benoit
Ildefonse**

うみの すずみ : 金沢大学
デーモン・ティーグル : サウザンプトン大学
スティープン・ドント : ロードアイランド大学
グレッグ・ムーア : ハワイ大学
ブノア・イルドフォンス : モンペリエ大学

MoHole To Mantle (M2M) モホール計画は、通常の海洋底を掘削してモホ面を貫通し、人類史上初めてその場にあるマントル物質の回収を目指している。3カ所のモホール候補地の一つ、ハワイ沖ノースアーチでは上部地殻を貫通し、モホールの設計に不可欠な基盤岩情報を得るためのパイロットホールを日本の「ちきゅう」によって掘削する計画が実現に向けて動きはじめた。

1. はじめに

今日の深海科学掘削の起源はモホール計画にある。モホールは月に人類を送ったアポロ計画とともに NSF の二大科学プロジェクトとして行われ、1961年に人類史上初めて船上から深海底を掘削することに成功した(草野・海野, 2013)。月まではわずか10年で到達した一方、半世紀以上を経過した今日に至るまで、未だマントルには到達できていない。大きな技術的な障害と考えられるのが、数 km に及ぶ深い孔を掘削する上で必然的に起きる坑壁の崩壊である(海野, 2015)。坑壁崩壊を未然に防ぎながら、マントルに達する超深度掘削を実現するために、ライザーシステムを装備した地球深部探査船「ちきゅう」が作られた。「ちきゅう」を用いる 805-M2M マントル掘削計画は 2012年に日米欧6カ国67名の国際チームによって共同提案され、水深 2500 m までという「ちきゅう」の 21 インチ径のライザーシステムの技術的制約と将来期待される技術開発を見越した上で、ハワイ沖、バハカリフォルニア沖、コスタリカ沖の3カ所を候補地とした。近年の技術革新によって、軽量、小口径のスリムライザーを使用した、ハワイ沖ノースアーチにおける水深 4300 m での大水深掘削の可能性が議論されはじめている(稲垣ほか; 江口ほか, 本号外)。机上の計算ではあるが、ようやくモホールがまさに現実のプロジェクトとして手が届くところに来たのである。「ちきゅう」のオペレーションが始まって15年、25年~30年という船の耐用年数を考えると、早急にマントル掘削へ向けた次のステップへと動き出す必要がある。

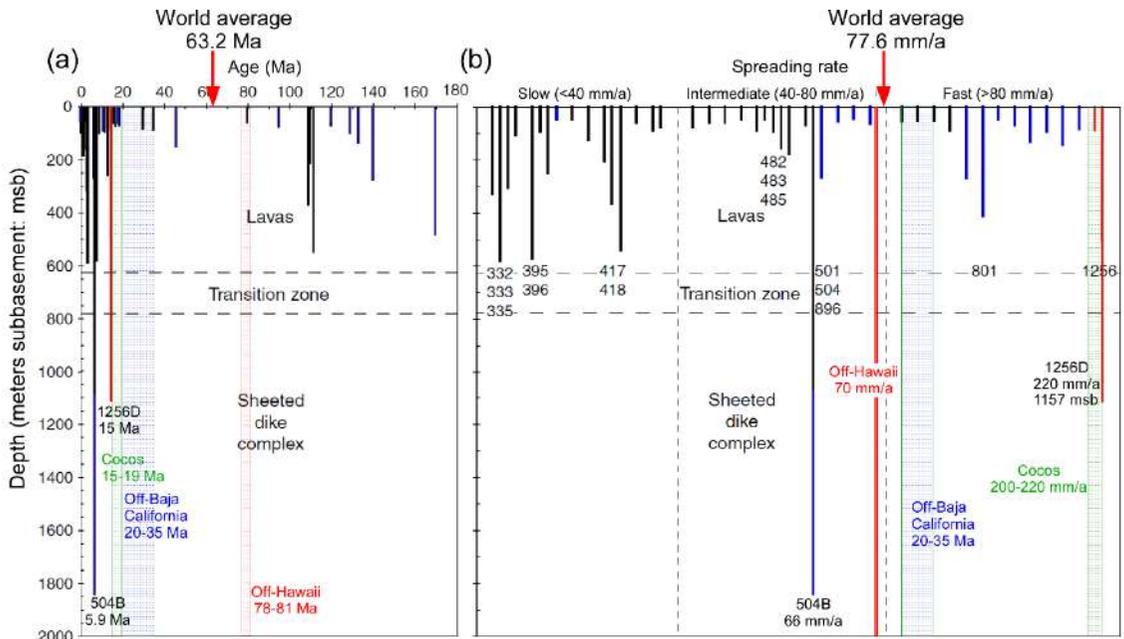


図1 基盤岩を50 m以上掘削した深海掘削孔の深さと基盤岩年代 (a), および低速, 中速, 高速に分類した掘削孔とその深さ (b) (Morishita et al., 2019 より).

そこでJAMSTECとハワイ大学は共同して2017年にM2Mモホール計画の候補地の一つであるハワイ沖ノースアーチ周辺の地震波構造探査を行い、これを受けて2018年11月には金沢大学とJpGUの協賛でHard Rock Drilling Focus Groupワークショップを開催、ハワイ沖上部地殻掘削のプレプロポーザルを2019年4月にIODPに提出した(Morishita et al., 2019)。その後、科学評価パネルのアドバイスをを受けて、2020年6月～7月に16カ国106名の参加者を得て、フルプロポーザル作成のための国際ワークショップを開催した(Umino et al., 2021)。ハワイ沖上部地殻掘削計画951-フルプロポーザルは、2020年10月にIODPに提出され、科学評価パネルからは深海掘削科学で掲げられたフラッグシップ課題であるマントル掘削計画に直結する重要課題と評価された。同時に本掘削のターゲットである海洋地殻第2/第3層境界の深度を精確に把握するために追加の構造探査を求められた。そこで将来のマントル掘削を見

据えて、より精密で詳細な構造探査を実施するための航海研究を計画している。一方、海外ではサウザンプトン大学のデーモン・テグル教授が中心となって、イギリス自然環境研究会議(NERC)とIODPにハワイ沖掘削サイトの構造探査のための調査研究申請の動きを進めている。

2. IODP-951 ハワイ沖の成熟した上部地殻貫通計画

ハワイ沖掘削の科学目的は大きく3つある: 1) 海洋地殻の構造と形成・改変プロセス, 2) 成熟した海洋地殻の変質プロセス, 3) 海洋地殻深部の微生物圏の広がりの実態の解明。

海洋地殻は中央海嶺でマグマの付加により形成されると同時にテクトニックに引き延ばされ、変形し、熱水変質を受ける。変質作用は地殻形成後も間欠的に起こり、大気・海水との化学反応を経て海溝からマントルに沈み込むことによって、地球内部と表層の大きなエネルギー・物質循環に主

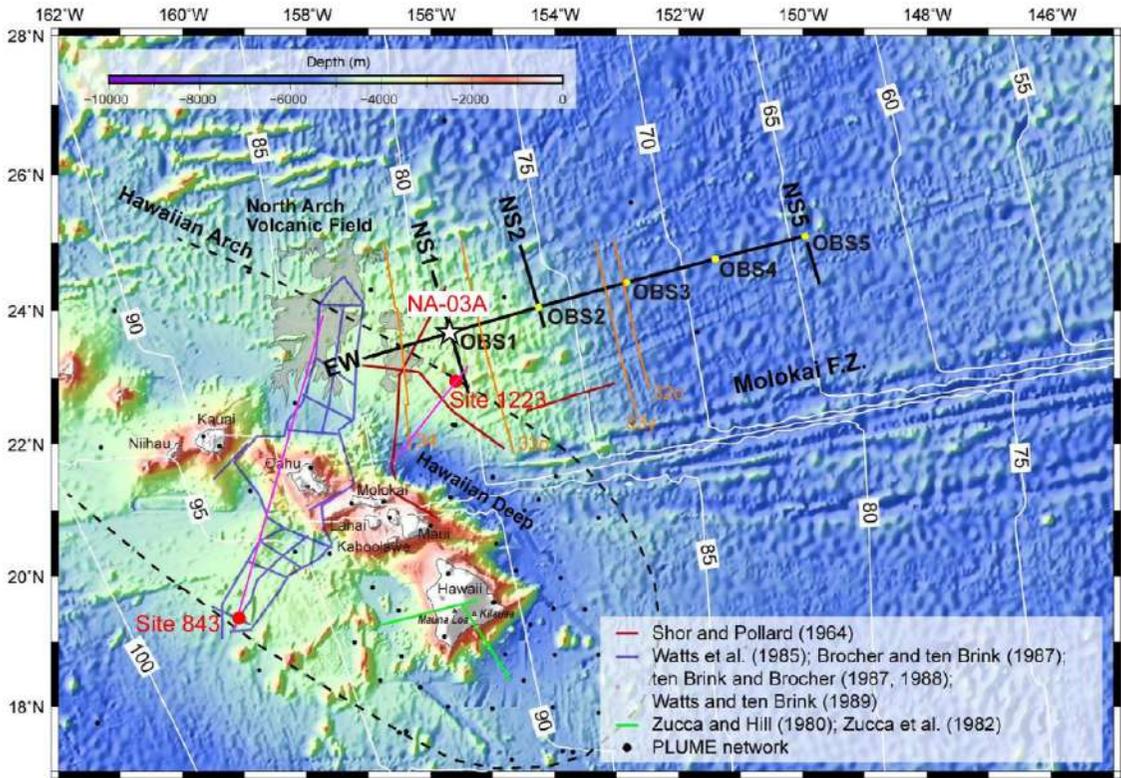


図2 ハワイ沖ノースアーチの地震波構造探査測線と掘削提案 (NA-03A) (Umino et al., 2021 より)。

要な役割を担っている。このプロセスについて、われわれはようやく理解し始めたところで、まだその全容については不明の点が多く残されている。

これまでに深海掘削計画で掘られた海洋地殻は2000万年前よりも若い海底に片寄っており、全海洋底の平均年齢6300万年前を含む2000万~1億1000万年前の海底はほとんど掘削されていない(図1)。また掘削孔の多くは低速拡大地殻であり、シート状岩脈群にまで到達した掘削孔は年間6.6cmで拡大した504B孔と年間22cmで超高速拡大した1256D孔の2本しかない。ハワイ沖のノースアーチの地殻年齢は8000万年前と、これまでの深海掘削の欠損を埋めるものであり、全海洋底の平均年齢とも近い。また、ハワイ沖の拡大速度は全海洋地殻の平均拡大速度7.8cm/年に近く、年齢、拡大速度の点で代表的な海洋地殻であると言える。

M2M モホール計画で挙げた3つの候補地のうち、ハワイ沖は水深が4000mを越え、最も深い。これは将来、マントルまで掘削する観点からは短所とされてきたが、現時点では先に述べたスリムライザーの導入で解決の見通しが立っている。一方、長所は8000万年前という古い海底であることで、地殻熱流量は55mW/m²と同年代の平均的な海底と変わらない。従って、海底下2kmで50°C以下、モホ面付近でも150°C前後と予想される。低温であれば掘削時の泥水による冷却に伴う熱応力も小さく、坑壁の破壊は最小限であることが期待される。また、モホールは掘削後に坑井を利用した様々な観測を行うことが想定されるが、多くのセンサー機器の耐熱温度は200°C以下であることから、低温は必須条件である。この点においてハワイ沖は唯一の候補地と言える。提案された

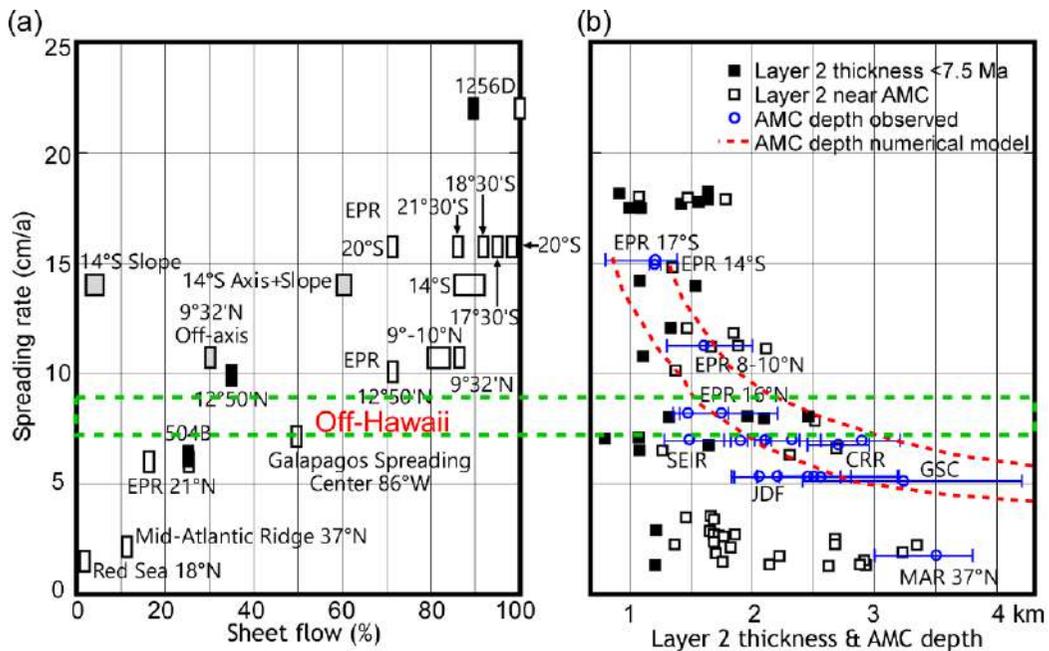


図3 海嶺の両側拡大速度とシート溶岩の面積比率 (a), 海洋地殻第2層厚及びマグマ溜まり深度 (海野・草野, 2021).

掘削サイトは2017年に実施された「かいいい」の探査測線の交点にある(図2)。堆積物の厚さは110 m、海洋地殻第2/第3層境界までの深さは1.7 km ~ 2.5 kmにあり、深さ5.5 kmには断続的なモホの反射面が見つかっている。水深が深くても、モホ深度が浅いことはハワイ沖サイトの利点である。

3. 海洋地殻の構造と形成・改変プロセス

これまでの深海掘削の歴史を通じて、深海堆積物、噴出岩~岩脈群からなる上部地殻を貫通して、下部地殻集積岩にまで到達した掘削孔は一つもない。そのため、地震波速度や重力によって描かれた広域的な地殻構造と実際の岩相や岩石物性との対比はわずかな例外を除いて皆無であり、地球物理学的探査と地質構造の関係を正確に理解することができていない。海洋地殻の構造は拡大速度とマグマ供給率に依存して変化すると考えられ、ノースアーチの拡大速度は、高速拡大から中速拡大への遷移領域にあり、東太平洋海膨とガラパゴス海嶺の中間的な地殻構造が期待される。

年間8 cmよりも高速拡大する海嶺軸では、拡大速度の低下と共にマグマ溜まりが深くなる傾向があり、この深さはマグマ供給によってもたらされる熱量と熱水循環によって冷やされる熱量のバランスで決まると考えられている(図3)。海嶺軸上はシート溶岩が卓越し、起伏の乏しい平坦面を覆っている。これはプレート拡大が断層形成を伴わずにもっぱらマグマ貫入によって起こるためである。高速拡大海嶺の上部地殻は高密度のシート溶岩と岩脈群からなり、マグマ溜まりは高い余剰圧を持つ。そのためマグマは常に噴火しやすい状態にあり、プレート拡大イベント毎に噴火、即ちマグマ溜まりから海底に達する岩脈を形成するのである(海野・草野, 2021; 海野ほか, 本号外)。一方、年間7 cmよりも遅い中速海嶺では、マグマ溜まり深度が大きくばらつくようになり、枕状溶岩が優勢となる。溶岩流形態は基盤の傾斜に依存して変化し、枕状溶岩は平均10°以上の斜面で卓越する(Umino et al., 2000)。海嶺軸上では、正断層の形成によって急傾斜の断層崖や中軸トラフと呼ばれ

る地溝が発達する。噴出した溶岩は中軸トラフを埋積する枕状溶岩となったり、急崖を流下する際に破碎して火砕岩となったりする。そのため中速拡大海嶺の上部地殻はマグマよりも低密度な噴出岩層と高密度な岩脈群で構成され、両者の間に見かけの浮力の中立点が形成される。これによりマグマ溜まりから上昇するマグマが捉えられ、シート状岩脈群を発達させる。このように拡大速度が年間8 cm から7 cm になるあたりで、プレート拡大の仕方がマグマ貫入が卓越する高速海嶺型から、断層を伴って拡大する中速海嶺型へと移り変わり、その結果として生じる地殻構造や構成する岩相、密度構造が異なると考えられる。ノースアーチはプレート拡大様式の変化が起きる拡大速度範囲にあり、地殻構造が漸移的に変化するか、ある閾値を境に急激に変わるのかを調べるのに適している。

ノースアーチは周囲の太平洋底よりも1000 m も浅い高まりとなっている。これはマントル上昇流の影響によって高温になったリソスフェアの浮力と巨大な火山体の荷重によって生じた撓みであると説明されている。ノースアーチ下の地殻上部は地震波速度がやや遅くなっており、撓みによって生じた亀裂や低温流体による変質作用の影響が考えられる。このリソスフェアの撓曲の規模は東北日本沖のアウトライズを凌駕するほどで、海溝に沈み込むプレートの撓曲に伴う地殻構造の改変を理解する上でも重要である。また、ノースアーチ付近にはハワイプルームとは成因的に異なるアルカリ玄武岩の火山活動が知られており、ノースアーチ火山活動に伴う貫入岩体による地殻構造の改変や熱水変質の影響も考えられる。これらの改変の影響を明らかにすることも掘削の目的の一つである。

ノースアーチ上にはハワイ火山の山体崩壊に伴うタービダイトが厚く堆積している。オアフ島北半部を占めるコーラウ火山の崩壊では最大波高200 m、北米、日本の太平洋岸にもそれぞれ波高70 m と10 m の津波が到達したと推定されている。従って、ハワイの山体崩壊についての理解は日本にお

いても防災上の観点から重要である。ODP サイト1223 掘削孔では厚さ100 m のうち上部41 m のコアが回収され、およそ10 万年に1回の頻度でコーラウ火山が崩壊したことがわかっており、ハワイ火山列全体ではさらに高頻度の崩壊が予想される(Garcia et al., 2006)。給源火山から離れたノースアーチで掘削することによって、積み重なったいくつもの山体崩壊由来のタービダイトをわずか一つの掘削孔で網羅的に捉えることが可能である。

4. 海洋地殻の変質プロセス

海洋地殻には熱水変質の程度、時間、空間的広がりについての情報が記録されており、地質時代を通じた海水の化学組成の変化を推定するのに役立つ。コアを分析することによって、海嶺軸から離れるにつれて、いつ、どれほど深く熱水変質が進行し、地殻と海水の間で物質交換が起きるかを理解することができる。さらには希ガス、水、CO₂、窒素、イオウ、B、Li など、生化学的な鍵となる化学物質の循環を定量的に評価することが可能となる。このような熱水変質プロセスは海嶺軸から離れていく過程で連続的に起きるわけではなく、間欠的なイベントであり、流体-岩石反応の度合いは、海洋地殻の年代だけでなく、流体の流れや反応を促進する外的要因にも依存する。その結果、地殻年代と流体の流れ、熱化学反応、生物活性の間には複雑な関係がある。

海嶺軸から6500 万年までの海底では実際の熱流量はモデル値よりも低くなっていることから、この年齢まで地殻中の熱水循環は継続すると考えられている(図4)。しかし、これまでの掘削コアの解析の結果、ほとんどの変質鉱物の形成は海嶺軸から2000 万年以内に終了したことがわかっている。果たして、2000 万年から6500 万年までの4500 万年間に起きる低温流体の流れは、変質鉱物や化学反応の痕跡を全く残さないのであろうか。これに対する解答の一つは、これまでの掘削が形成後2000 万年以内に厚い堆積物で覆われてしまった海底に片寄っている、という可能性である。形成後8000 万年を経過したノースアーチ周

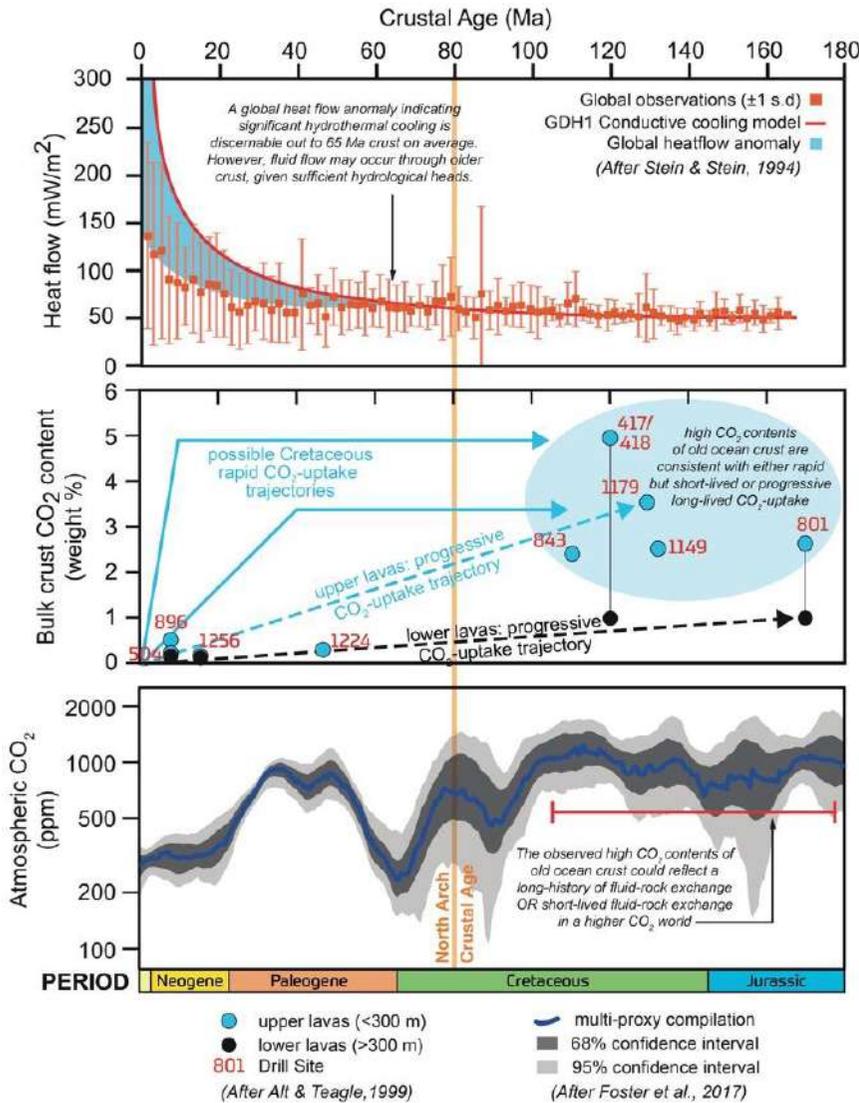


図4 海底年代と地殻熱流量(上)、地殻中の全岩CO₂含有量(中)および大気中のCO₂濃度の変化(下)(Umino et al., 2021より)。

辺の海底は堆積物の厚さが世界平均の3分の1しかなく、形成後2000万年よりも後で起きた変質作用を調べるのに理想的と言える。

例えば、変質による地殻中のCO₂の変化について考えてみよう。1億年以上を経過した地殻は新しい地殻よりもはるかにCO₂に富んでいる。これは地殻が時間の経過と共にCO₂を取り込んだのか、それとも白亜紀以前は海水のCO₂濃度が高

かったのであろうか。このことは中間の8000万年という年齢のノースアーチの地殻で確かめることができる。また、オフィオライトに見られる岩脈群やガブロは、高温の変成作用を経験した後で、岩石全体が一様に低温変質を受けている。ところが、これまでの深海掘削で得られたコアでは、岩脈群の最深部でも変質は熱水脈とその周辺のみに限られており、最も変質しやすいカンラン

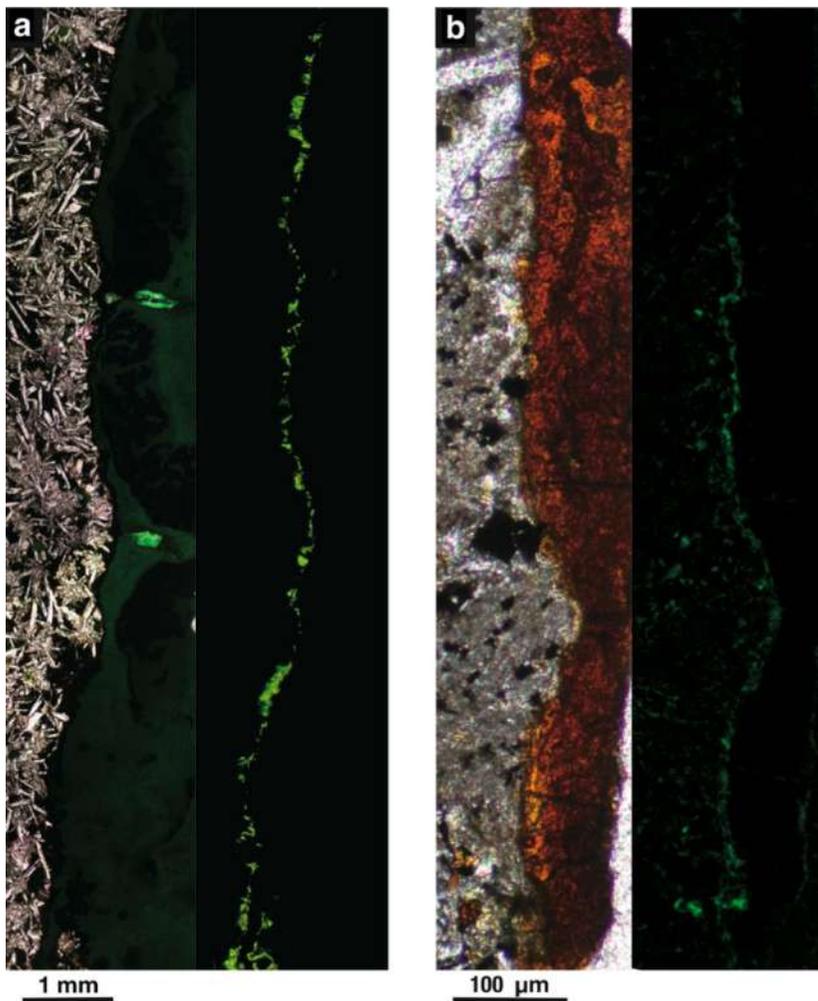


図5 SYBR Green Iで染色した微生物細胞の光学顕微鏡および蛍光顕微鏡画像。(a) スメクタイト脈から見出された微生物の痕跡、(b) 炭酸塩と鉄マンガン酸化物脈中の微生物の痕跡 (Suzuki et al., 2020 より)。

石ですら未変質のまま残存していることがある。

これは岩脈群まで達した掘削孔が若い地殻に限られているためなのか、あるいはオフィオライトがオブダクトする過程で被った変質作用を記録しているのか、ノースアーチの掘削によって確かめることができる。

5. 海洋地殻深部の微生物圏の広がりの実態

地殻深部への掘削によって、どこに、どれくらいの微生物コロニーが存在するのか、どのようにしてエネルギーを得て炭素を固定するのか、について理解を深めることができる。

堆積物や基盤岩浅部、断層崖に露出するガブロから様々な生物が棲息していることが知られている。しかし、地殻深部のその場にある生命の痕跡を調べた例はなく、果たして下部地殻に生物が棲息しているのか、あるいは断層などの流体の経路に沿って運ばれ、たまたまその場に至ったのかは、不明である。最近の研究によると、古くて冷たい太平洋の地殻浅部に棲息する微生物は特有の二次鉱物に多いことがわかっている(図5; Suzuki et al., 2020)。玄武岩中の鉄に富むスメクタイトやセラドナイト+鉄水酸化鉱物の脈には存在するが、炭酸塩鉱物脈には見つかっていない。これら

の二次鉱物は低温の流体から晶出するが、スメクタイトや鉄水酸化鉱物が炭酸塩鉱物や沸石に先立って生成することが多い(Alt, 1995)。海洋地殻が冷却するにつれて、微生物の棲息可能な温度環境はより深部へと広がっていく。従って、どのような形であれ、海水が浸透していけば生命を維持する環境が出現すると考えられる。これまで噴出岩深部やその下位の岩脈群、さらに下にあるガブロ中の微生物については全く調べられておらず、ハワイ沖掘削によって海洋地殻内における微生物の鉛直分布、組成、活性、生物地球化学的な役割を明らかにすることができる。

地殻浅部における微生物群集を維持するための代謝活動はよくわかっていない。代謝活動は地殻の変質、二次鉱物の形成と亀裂の充填などによって、地殻と海洋の化学組成や地殻構造に物理的な変化をもたらす。生物は様々な物質を酸化することでエネルギーを得る。酸化反応の担い手には、地殻中の還元元素、海水中の溶存有機物(DOM)、非生物起源の有機物や蛇紋岩化に伴う水素、断層運動によって放出される水素、水の放射分解による水素などがある。これらのプロセスの代謝的重要性は深くなるにつれて変わっていくことが期待される。地殻浅部では海水と共に運ばれた溶存有機炭素が、深部では岩石と水反応で生じた水素やメタンが多くなると予想される。これらはいずれも掘削によってのみ確かめることが可能である。

6. おわりに

人類史上初めて海洋地殻・モホ面を貫通し、その下のマントルへ到達することによって包括的に地球惑星システムを解明するマントル掘削は、日本が世界をリードする一大科学目標である。この歴史的な科学目標の達成には、「ちきゅう」の大水深・大深度掘削技術の適用が唯一実現可能な手段であり、それが成功すれば、19世紀に英国で生まれた進化論、20世紀に米国が人類を月に送ったアポロ計画と並ぶ、21世紀の金字塔を日本が打ち立てることとなるのは必定である。マントルに

至る道へと続く門は、今われわれの目前に開かれている。その道に勇気を持って踏み出そうではないか。

謝辞：本号外を企画・編集した海洋研究開発機構マントル掘削プロモーション室の皆様には執筆の機会を与えていただいた。また同室の稲垣史生博士にはコメントをいただいた。ここに謝意を表します。

参考文献

- [1] Garcia, M. O., Sherman, S. B., Moore, G. F., Acton, G., Goll, R., Popova-Goll, I., and Natland, J., 2006. Frequent landslides from Ko'olau Volcano: Results from ODP site 1223. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151, 251-268, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.07.035.
- [2] Alt, J. C., 1995. Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems. In: Humphris, S. E., Zierenberg, R. A., Mullineaux, L. S., and Thomson, R. E. (eds.), *Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological interactions*.
- [3] 草野有紀・海野進(訳) 海野進・ケンニールソン・バーナードウッド, 2013. 月より遠いマントルへの道. *パリティー*, 29, 4-11. 丸善出版, 東京.
- [4] Morishita, T., Umino, S., Kimura, J., Yamashita, M., Ono, S., Klein, F., and Garcia, M.O., 2019. Workshop report on hard-rock drilling into mid-Cretaceous Pacific oceanic crust on the Hawaiian North Arch. *Scientific Drilling*, 26, 47-58, doi.org/10.5194/sd-26-47-2019.
- [5] Suzuki, Y., Yamashita, S., Kouduka, M., Ao, Y., Mukai, H., Mitsunobu, S., Kagi, H., D'Hondt, S., Inagaki, F., Morono, Y., Hoshino, T., Tomioka, N., and Ito, M., 2020. Deep microbial proliferation at the basalt interface in 33.5-104 million-year-old oceanic crust. *Communications Biology*, 3, 136.
- [6] 海野進, 2015. M2Mモホール計画：地球深部探査船「ちきゅう」によるマントル超深度海底掘削への挑戦. *土木学会論文集A2*, 18, 2-10.
- [7] Umino, S., Lipman, P.W. and Obata, S., 2000. Subaqueous lava flow lobes, observed on ROV KAIKO dives off Hawaii. *Geology*, 28, 502-506, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<503:SLFLOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<503:SLFLOO>2.0.CO;2).
- [8] Umino, S., Moore, G.F., Boston, B., Coggon, R., Crispini, L., D' Hondt, S., Garcia, M.O., Hanyu, T., Klein, F., Seama, N., Teagle, D.A.H., Tominagana, M., Yamashita, M., Harris, M., Ildefonse, B., Katayama, I., Kusano, Y., Suzuki, Y., rembath-Reichert, E., Yamada, Y., Abe, N., Xiao, N., and Inagaki, F., 2021. Workshop Report: Exploring deep oceanic crust off Hawai'i. *Scientific Drilling*, 29, 69-82, doi.org/10.5194/sd-29-69-2021.
- [9] 海野進・草野有紀, 2021. ハワイ沖上部地殻掘削から海洋プレートの形成過程に迫る. *地学雑誌*, 130, 599-614, doi:10.5026/jgeography.130.599.

□



海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

現実的なマントル掘削のシナリオ

島 伸 和
藤 江 剛
山 下 幹 也

A scenario for realistic Mohole

Nobukazu Seama Gou Fujie Mikiya Yamashita

しまのぶかず : 神戸大学理学研究科惑星学専攻
/ 海洋底探査センター
ふじえごう : 海洋研究開発機構
やましたみきや : 産業技術総合研究所

日本が主導してかつ現実的なマントル掘削のシナリオは、マントルに至るまではコアリングをしないという選択をすることである。日本が持つ強みの1つである地震学的視点から、マントル掘削の意義を示す。マントル掘削を実現するには、最有力候補海域と考えるハワイ沖に絞って、残る課題を克服していくことである。

1. はじめに

地球深部探査船「ちきゅう」が、2005年7月に建造され、約2年間の操船及び掘削訓練中である2006年6月に神戸港に寄港し、一般公開された。同じ6月に「ちきゅう」建造目的の1つであるマントル掘削を実現するために、Mission Mohole コアメンバー会議が組織され、筆者の1人であり、神戸港で初めて「ちきゅう」を目にした島がメンバーとして関わることになる。マントル掘削は、Moholeという愛称で呼ばれ、その名称は多くの人が耳にするぐらいに、計画されてからの歴史が長く、その科学目的も多くのWSで議論されている。科学的意義については、すでに煮詰まったコアとなるものもあり、議論の毎に新たな知見が付加されていくという状態であった。この年の9月に行われたMission Moho WSでは、それ以前の内容が良くまとめられており、これまで欧米がリードしているプロジェクトであることもよく分かる(Ildefonse et al., 2007)。この状況であったプロジェクトを、2010年6月に金沢で実施された国際WS(Ildefonse et al., 2010)までの4年間で、掘削候補海域を含め日本が主導するマントル掘削実現のシナリオとしてまとめ上げた。その内容の紹介と、地震学的視点からのマントル掘削の意義、そしてこれまでの調査内容などを紹介する。

2. 日本が主導するマントル掘削

マントル掘削の基本方針を、2008年11月の時点で次のようにまとめた。

- 1) モホ貫通+ α の深さまで掘削
- 2) 掘削孔を海洋底での標準孔と位置づけ、その標準孔としての意義を高めるために、次の4つを実施する。

- ・十二分な事前調査（密な地震波構造探査）
- ・すべてのセクションでの物性物理の孔内計測
- ・すべてのセクションでの掘削屑を取得
- ・必要な部分のコアを取得

3) 海洋底での深部掘削技術の確立

その上で、現実的な掘削の計画として次の3つのPhaseで実施することを提案している。

Phase 1: 掘削しながら物性物理計測を行うロギングツールであるLWD(Logging-While-Drilling)による物性物理計測+掘削屑(カッタリングス)のみ収集する掘削を、モホロビッチ不連続面(モホ面)を貫通するまで行い、その後マントルでのコアリング

Phase 2: 主要箇所(の横掘もしくは枝掘)によるコアリング

Phase 3: 掘削孔を標準孔として保存し、この標準孔で新たな重要性が見いだされた部分に対する掘削提案に応じて、横掘もしくは枝掘によるコアリング

重要な点は、現実的なマントル掘削を行うためにはマントルに至るまではコアリングをしないという選択にある。コアリングの代わりに、掘削しながらの物性物理計測の実施と、掘削屑をとり続けるということがポイントである。この方法による掘削を、後で紹介するハワイ沖で実施する場合、2011年にBlade Energy Partnersが行ったFeasibility Studyのレポートによると、443日の日数が必要である。それに対して、すべてをコアリングする場合には934日と大きな開きがある。この日数がすべてコストに反映されることを考えると、実現のためには重要なポイントとなる。さらに、ビット取り替えにかかる船上と掘削点の往復時間が、総掘削時間の半分近くを占めていることから、取り替えの回数を減らすためのビット開発が総掘削時間を減らすためには大きな要素である。

コアリングは、マントルで実施する分を除いて、Phase 2と3に委ねている。Phase 2では、例えば地殻とマントル境界であるモホ面のように、Phase 1でもコアリングを望んでいるような主要箇所でのコアリングを実施する。一方で、Phase 3

は、残したこの標準孔のどの箇所(深さ)でのコアが必要という掘削提案を新たに求め、ある海域のこの地点での掘削が必要という通常の掘削提案と同様に扱って、コアリングを実施するという考えである。

コアリングをしないという選択が日本主導につなげる鍵となる。掘削科学の歴史から、コアリングすることが本流であり、それ以外はサブ的な役割として扱われることが多かった。これに対して、基本方針の中で実施することとして挙げたコアリングを除く3つに力点を置き、この点で日本が主導する役割を果たすべきだと考える。例えば、密な地震波構造探査は、単に事前調査と位置づけられるのが普通であるが、構造探査を主体にしている側からの視点では、掘削孔の位置づけそのものが変わる。これについては、次節で述べる。孔内計測による物性物理測定は、広域観測とコアとの間をつなぐ重要な情報であり、「ちきゅう」で実施できる孔内計測の能力を最大限に利用することにも注力すべきである。さらに、ライザー掘削ならではある掘削屑の利用である。これまでの科学掘削は、ライザーレスの掘削であったので、掘削屑の利用という発想すらない。惑星探査の1つの衛星ミッションでは、限られた物理探査データや極少量の試料しか取得できないが、それを最大限に活かすべく計画がなされる。これと比較すると、掘削でサブ的な扱いを受けている項目からも膨大なデータと試料を得ることになり、これらを主な扱いで臨む体制を構築すべきである。この実現に向けて実施すべきこととして次の5項目をあげている。

- 1) 事前調査と掘削結果の対比でできる科学目的の明確化
- 2) 掘削屑でできる科学目的の明確化
- 3) 物性物理計測でできる科学目的の明確化
- 4) 掘削コアが必要な部分の選定とその科学目的の明確化
- 5) 掘削場所の選定

1)~3)は、少なくとも技術面では日本がリードしているので、科学面でもリードできる体制を早

急につくることが必要である。また、4)は、すでに成熟している部分でもあるが、セクション毎に国際チームを編成し、科学内容を充実させて提案する形をとるのであろう。この時、日本として実施したい内容を明確にし、鍵となるセクションに関しては、日本チームを中心に提案できればと考える。5)については、4節で述べるようにすでに日本から提案をしている。

3. 地震学的なマントル掘削の意義

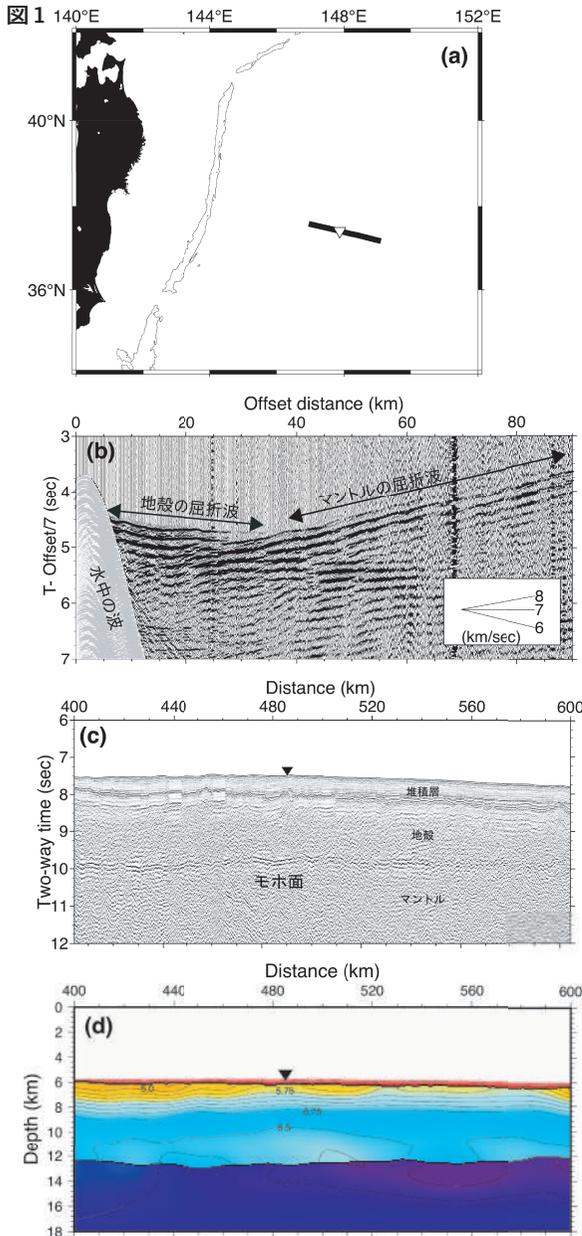
マントル掘削地点は、地球物理学的な面からは地震波速度構造の参照地点という側面を持つため、地震学的な視点が重要であり、詳細な地震波速度構造を吟味して決定すべきである。近年、海底地震計（OBS）をもちいて詳細な地震波速度構造を推定することが可能となり、標準的な海洋地殻を形成すると考えられてきた高速拡大系による海洋地殻においても、高い精度の速度構造では多様性が見いだされている。このため、標準的でありながら多様性のある地震波速度構造を解釈するためには、参照となるポイントが不可欠であり、海底の表面からモホを貫通してマントル岩まで連続した掘削孔が、重要な価値となる。このため、掘削地点付近での地球物理学的な事前調査を十二分に行いその対比が必須である。また、ひとたび、地震波速度構造に参照となるポイントが与えられれば、その構造変化の空間的広がりや地震波構造探査で把握することが可能となるため、1つの掘削孔の価値は計り知れない。地殻・最上部マントル構造の違いは、海洋地殻の生産状態の変化を表しており、異なる速度構造をその物性を含めて理解することが、拡大速度の違いやマントル不均質による議論や、さらにその変化に地殻年代との関連があれば地球史を議論することにもつながるからである。

海洋地殻から海洋マントル最上部にいたるまでは、地震波を用いた地下構造研究、特に人工振源を用いた屈折法・反射法地震探査によって、詳しい様相が明らかになりつつある。例えば、図1は、海洋研究開発機構がエアガン（人工振源）と OBS

を用いて日本海溝沖の太平洋プレート上で実施した屈折法地震探査および反射法地震探査のデータ例および解析結果である（Fujie et al. 2020）。図1(b)は、測線上の1台のOBSで観測された記録断面である。オフセット距離（振源とOBSの水平距離）40 km 付近を境に初動（最初に到達する信号）の傾きが6~7 km/s から8 km/s 以上に急激に変化している様子を明瞭に確認できる。オフセット距離40 km 以内は地殻からの屈折波で、40 km 以遠がマントルからの屈折波であり、このデータの場合、モホ面は海底面下6.5 km 付近に位置していた（図1(d)）。一方、図1(c)は、反射法地震探査の解析結果（時間マイグレーション断面）である。海洋における反射法地震探査とは、調査船の直下の地球内部で反射して戻ってくる地震波（音波）を使って、地震波反射面の位置や形状を詳細にイメージングする調査手法である。OBS データと合わせて走時トモグラフィー解析をした結果（図1(d)）、往復走時10秒付近の強い反射波がモホ面であることが確認できている。音響インピーダンス（地震波速度と密度の積）が大きく変化する境界面ほど強く反射するため、基本的にモホ面は音響インピーダンスが大きく変化する物性境界面、すなわち、地震波速度あるいは密度に関する物性境界面であることが分かる。以下では、このような地震波を使った構造研究で得られる海洋地殻、モホ面およびマントル最上部に関する最前線の知見と未解決の問題について紹介する。

海洋地殻とマントルは地震波速度の違いによって区分される。おおまかに言えば、P波速度が7 km/s より低い海洋地殻と、8 km/s を超えるマントルとなる。海洋地殻はさらに、厚さ2~3 km 程度で鉛直速度勾配の大きな海洋地殻第二層（P波速度5 km/s ~ 6.7 km/s 程度）と、厚さ3~4 km 程度で速度がほぼ一定な海洋地殻第三層（P波速度6.7~7 km/s 程度）の二つに区分される（図2）。ちなみに、地殻の上の堆積層を海洋第一層と呼ぶ。

第二層は玄武岩質で、深度とともに間隙率が低下するために大きな速度勾配が生じると考えられている。一方、第三層ははんれい岩質で速度変化



はほとんどないと考えられている。ただし、ココスプレートにおける掘削研究によれば、速度勾配の変化と岩質の変化には若干のずれがあったとの報告もあり（例えば、Detrick et al., 1994 ; Carlson, 2004）、地震波速度で定義される第二層と第三層は鉍物層の違いではなく間隙率の変化が決定付け

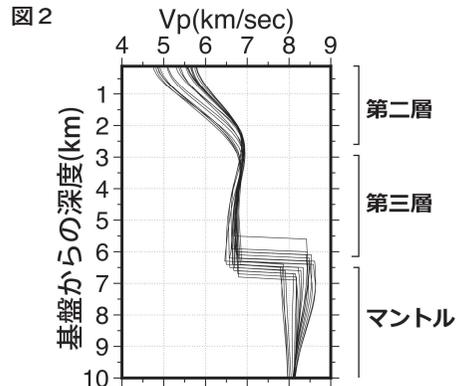


図1 (a) 地震波構造探査測線の位置 (黒太線). (b) (a) の▽に設置した海底地震計 (OBS) で観測した記録例. 右側が東. 近傍の 6~7 km/s のフェーズは主に地殻内を通ってきた屈折波, 遠方の 8 km/s を超えるフェーズは主にマントル最上部を通ってきた屈折波である. (c) 反射法地震探査の時間マイグレーション結果 (Fujie et al., 2020). 反射法調査では, 50 m 間隔で発振したエアガン信号を 5.5 km 長のケーブルに組込まれた 440 チャンネルのハイドロフォン (12.5 m 間隔) で観測した. ▼は (b) の OBS の位置を示す. 往復走時 (Two-way time) 10 秒付近にイメージングされているフェーズがモホ面である. (d) OBS データと反射法地震探査データを使って走時トモグラフィーによって求めた地震波速度構造 (Fujie et al., 2020).

図2 図1 (d) の地震波速度構造モデルから, 10 km 毎に 1 次元速度構造を抽出し, 基盤からの相対深度にしてプロットした結果. 世界中の海洋地殻でも基本的な特徴を持った速度プロファイルが得られている (例えば, Christeson et al., 2019). 一方で, 場所による微妙な違いも現れており, 多様性が見いだされている.

ている可能性がある。他方、オントンジャワやシャツキーライズといった LIPs の地震波速度構造 (Miura et al., 2004 ; Korenaga and Sager, 2012) は、通常の海洋地殻より遥かに厚い LIPs の地殻であっても、第二層と似た速度構造を示す地殻と第三層と似た速度構造を示す地殻の厚さ比率は通常

の海洋地殻と同じ程度であること、すなわち地殻が厚ければ第二層もそれに比して厚くなる傾向があることを示している。間隙率が圧密の影響を受けることを考慮すれば、第二層と第三層の境界を間隙率の変化だけで説明できるかどうかについては、今後の検証が必要であろう。第二層/第三層の実態把握が進めば、海嶺における海洋地殻形成過程の理解に大きな進展が期待できるとともに、沈み込み帯インプットとしての海洋地殻の役割についても理解が進むことが期待できる。

均質に近い第三層の地震波速度についても興味深い観測がある。図 1 (d)、図 2 では、第三層内よりも第二層と第三層の境界付近の方が高速度になっており、第三層内は相対的に深部の方が低速度になる速度逆転の傾向を示している場所が分布していることが確認できる。一般に、速度勾配がゼロまたは負になる層では、屈折波は層の上面を伝わるヘッドウェーブになるため層内の速度を決めることは難しくなる。図 1 (d)、図 2 の結果は層の底（モホ面）からの反射波も用いることで地震波速度の不確定性の幅を狭めた上での解析結果ではあるが、モホ面深度とのトレードオフも関与してくるため速度逆転の有無を結論付けることは難しい。しかし、図 1 (b) でも地殻内屈折波が遠方（オフセット距離 30 km 以上）で振幅が弱くなるなど、場所によっては速度逆転を強く示唆する振幅変化も見られているため (Fujie et al., 2018)、少なくとも東北日本弧沖合の北西太平洋海域の一部の海域では、第三層内で速度逆転が生じている可能性はある。これらの海域では、海洋地殻形成後に顕著な火成活動や断層活動が生じた痕跡はないため、速度逆転が生じているとしたらそれは海洋地殻生成時に起因しているのかもしれない。

モホ面は、地震波速度の不連続面として定義され、モホ面の情報は次のように取得できている。地震波速度の推定には自然地震あるいは人工振源からの屈折波が活用されているが、これら屈折波の周波数は 5 Hz 程度であり、モホ面付近の地震波速度を考慮すると、その波長は 1 km を優に超える。したがって、屈折波を用いて推定した地震波

速度構造モデルでは、地震波速度の不連続面であるモホ面が、km オーダーの地震波速度の遷移層であるのか、厚さのないシャープな速度境界であるのかを区別することは容易ではない。一方、反射法地震探査では、海洋モホ面でも 30 Hz 程度の信号を使ってイメージングできる。また、条件さえよければ波長の 1/4 程度の空間分解能が期待できることから、屈折法よりも一桁小さいスケールでモホ面付近の構造不均質を議論し得る。したがって、仮にモホ面が km オーダーの地震波速度の遷移層であれば、有意な反射波は生じないため、反射法ではモホ面はイメージングされることがおこりえる。

地震学的にイメージングできたモホ面には、多様性があることが分かってきた。図 1(c) に示す反射法地震探査によるイメージング結果では、モホ面反射は横軸 > 550 km では不明瞭になっている。一方、屈折波を用いた走時トモグラフィーでは、速度境界としてのモホ面は測線全体でモデル化できている (図 1 (d), Fujie et al., 2020)。すなわち、> 550 km の範囲のモホ面は、長波長の屈折波では地震波速度の不連続面として捉えられるが、短波長の反射波には感度が低いことが分かる。したがって、> 550 km の範囲ではモホ面はある程度の厚さを持った地震波速度の遷移層であるかもしれない。ただし、反射法でモホ面など深部の構造境界面がイメージングされない原因には、反射面の性質の他にも、浅部構造の複雑さに起因する地震波の散乱や減衰などがあり得るため、その原因を地震波構造探査のみで特定することは難しい。モホ面の多様性の要因として、モデル計算やオフィオライト研究成果によるモホ面の改変プロセスが議論されはじめていることから、モホ面の物質学的実体解明によって、モホ面多様性研究に大きな進展が期待できる。

マントルにおける地震波の異方性は、地球科学における大きなテーマの 1 つである。一般に海洋マントルはカンラン岩からなり、その地震波速度は 8 km/s 程度と考えられている。しかし、高速拡大海嶺で形成された海洋プレートでは、プレート

形成時のマンテルフローの速度勾配で生じる剪断応力によってカンラン石の結晶方位が整列するため、マンテル内に顕著な地震波伝播の異方性が生じると考えられている (Karato et al., 2008). 実際、例えば、北海道沖の太平洋プレートで実施した屈折法地震探査で明らかになった最上部マンテルの地震波速度は、海嶺の拡大方向で 8.6 km/s、それに直交する海嶺軸に平行な方向では 7.8 km/s であり、その方位異方性は 8 ~ 9% にも達している (Kodaira et al., 2014).

マンテルの異方性は地震波の振幅減衰でも観測されている。Kodaira et al. (2014) のデータでは、海嶺の拡大方向、すなわちマンテル速度が高速な方向では最上部マンテルからの屈折波は 100 km 程度で振幅が減衰し、観測できなくなった。一方、海嶺軸に平行な方向、すなわちマンテル速度が低速な方向では最上部マンテルからの屈折波はオフセット 200 km でも振幅が弱まらず明瞭に観測された。すなわち、マンテル最上部を通った屈折波の減衰も方位異方性を示していた。

以上のように人工振源を用いた地下構造研究によって、詳細な地震波速度構造が得られ、その詳しい様相が明らかになりつつある。その構造研究の結果とマンテル掘削を結びつけることにより、その地震波速度を呈する鉱物相や間隙率、含水量などを把握し、海洋地殻やモホ面の実態、さらに最上部マンテルにおける地震波の異方性の原因を明らかにできれば、海嶺における海洋プレート形成過程とその変遷の理解の深化に寄与する新たな拘束条件となるだろう。したがって、最終掘削地点を決めるには、詳細な構造研究が必須であり、得られた地震波速度構造のどのような特徴をもつ場所での掘削が最も意義があるかを検討することが重要となる。

4. 掘削技術による制約と3つの候補海域

現実的なマンテル掘削地点は、掘削技術の裏付けが必要であり、「ちきゅう」の技術開発目標である次の項目を満たす必要がある。その項目は、1) 掘削地点の水深が 4000+ m より浅い、2) 掘削孔

の温度が 250°C 以下 (LWD が使用できる温度は 150-175°C 以下であり、これを使用する場合はさらにハードルが上がる)、3) 掘削孔の全長が 7 km 以下、の3つである。平均的といわれる海洋地殻の基底部 (モホ面) 付近の温度が 250°C 以下となる海洋地殻年代は、単純なプレートの半無限冷却モデルによる温度構造 (以下、単純な温度構造モデル) によると、地殻年代としては、20 Ma より十分古い海洋地殻である必要がある。但し、あくまで単純な温度構造モデルでの見積もりなので不確定性が高い。一方で、水深が地殻年代のルートに比例する関係からすると、掘削水深が 4000 m までだと 20 Ma より若い海洋地殻となり、温度の点では厳しくなる。結局、水深が浅くて掘削孔の温度が低い地点という、矛盾した条件が必須となる。

技術的に掘削可能な候補海域を選定するために図3を作成し検討した結果、ハワイ沖が候補海域として浮かび上がり、2008年11月に行われた国内会合で初めて提案した。その後、ハワイ沖の arch 火山の存在を含むハワイホットスポットの影響を含めて詳細に検討し、2009年6月の国内打ち合わせで、候補海域として、1) ハワイ沖、2) コスタリカ沖、3) メキシコ沖の3箇所を示した。国際的には、その直後の7月に行われた Southampton での WS での総合討論で、ハワイ沖を掘削海域として初めて紹介し、WS report にも簡潔ながらハワイ沖についての記述がなされた (Teagle et al., 2009)。そして、2010年6月に金沢で行われた国際 WS では、現在持ち得るデータを詳しく分析して他の2つの海域と比較し、ハワイ沖海域の優位性を発表している。この時点で、この3つの海域がマンテル掘削候補海域として定着した。

掘削候補海域として3海域を示したが、技術面とロジスティック面の制約から現実的な候補海域は、ハワイ沖だけだと考えている。コスタリカ沖は、ヨーロッパのグループが支持している海域であり、掘削サイト 1256 があり実際の掘削から得られている情報もある。この海域の最大の問題は温度で、高温過ぎてマンテル掘削の実現性が低いと

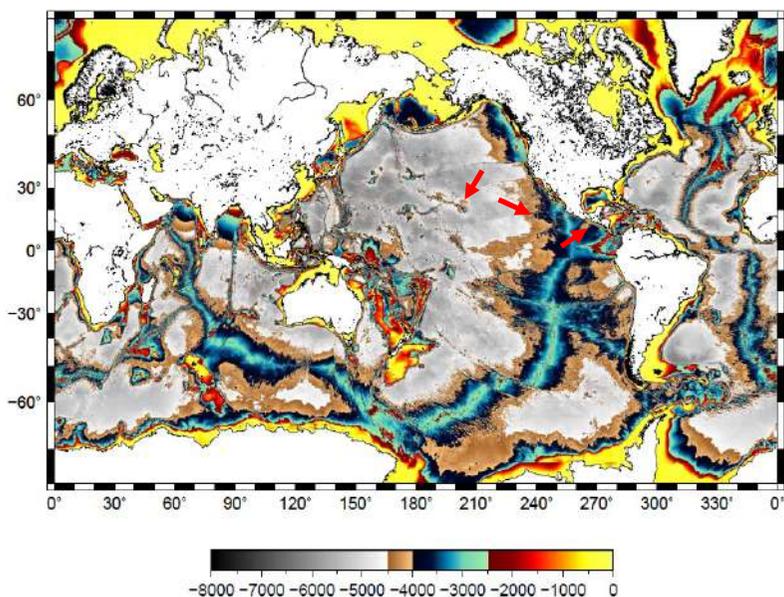


図3 掘削候補海域(赤矢印)を探するために作成した海底地形図。水深 2,500 m と、4,000 m、4,500 m までの区間が視覚的に分かるように色づけしている。理由は、水深 2,500 m までが現在のちきゅうでライザー掘削できる水深で、水深 4000+ m が次の開発目標であったためである。

考える。この海域の海洋地殻年代は 20 Ma 程度で、海底下 6 km 程度と考えられるモホ面での温度が単純な温度構造モデルでは 250°C 程度となるため、技術的にぎりぎり掘削可能とされている。ところが、地殻年代が 15 Ma である掘削サイト 1256D での坑内温度計測の結果をもちいた温度見積もりでは、海底下 1440 m の深さで $125 \pm 10^\circ\text{C}$ となる。この実測からの見積もりは、単純な温度構造モデルでの見積もりの 80°C 程度とは、1.5 倍程度の違いを生じている。この結果は、単純な温度構造モデルによる温度の見積もりの危険性を示している。また、高温での掘削技術開発も行われているようであるが、いずれも冷却水を循環させながら短期間での掘削での開発であり、マントル掘削のような長期間にわたる掘削で使える技術としてはハードルが高い。メキシコ沖は、掘削可能な水深に比較的古い海洋地殻が分布していることが候補海域になった理由である。例えば、掘削水深が 4300 m までだと 25 Ma より古い海洋地殻の選択が可能となる海域である。一方で、これ以上の検討はなされておらず、さらに古い海洋地殻であればあるほど陸からは遠くなることから、ロジスティック面でも不利な点となる。

ハワイ沖だけが、現実的な候補海域だと考えている。まず、地殻年代が若い北部でも 80 Ma と古く、海底下 6 km 程度のモホ面での温度が単純な温度構造モデルでは 110°C 程度であり、上で述べた 1.5 倍の違いを考慮しても 165°C 程度であるため、LWD のような技術を使うことが可能である。この温度の条件は、高温環境下の海洋地殻での微生物の存在や、さらに海洋地殻における深部での微生物圏の広がりやを調べる上でも適した温度構造であると考えられる。理由は、堆積層の 120°C 程度の高温環境下でも微生物の生存が報告されている (Heuer et al., 2020) ため、温度条件としては相応しい。また、ロジスティック面でも、陸地がさほど遠くなく、良港が近くにある点も重要な要素である。余り知られていないが、海洋掘削で海底下の最も深い掘削を行った 504B の掘削地点を選んだ時に、わざわざパナマ運河に近い位置を選択したとのことである。理由は、掘削船が大西洋と太平洋間を行き来する時には、多くの場合パナマ運河を通過することから、それだけ掘削の機会がより多く得られるためであった。このようなロジスティック面も、長期にわたる掘削を実現するためには重要である。

ハワイ沖での課題は、ハワイホットスポットの影響と水深が深いことである。ハワイホットスポットの影響では、この影響で生じた海洋リソフェア屈曲に伴う構造変化を十分に把握し、さらに特にアーチ火山の影響を避ける必要がある。アーチ火山の溶岩の存在は、海底表面ではサイドスキャンソナーイメージで良く把握できている。海底下については、現存の微小地震分布、熱流量分布、地磁気異常のデータを使って、アーチ火山の兆候は見られない場所を選択した。モホ面は、Watts et al. (1985) による二船式の反射法地震探査により確認されており、水深については、この時点でモホ面が確認されている部分で最も浅い水深は 4250 m であった。また、南側のハワイ沖では、明瞭なモホ面があるが地殻の厚さが少なくとも 6 km あり、北部では、モホ面が南側よりも不明瞭ではあるが、地殻の厚さはこれより薄い。地殻の厚さを優先して北側を主な候補海域として絞り、アーチ火山の影響がある場所を避けても、水深 4300 m までであればそれなりの範囲(最も浅い水深は 4050 m) が存在することから、この範囲を掘削候補エリアとした。この候補エリアでは、地震波構造探査は実施されていないため、その探査が必要であり、この点については次節で述べる。

5. ハワイ沖での事前調査

ハワイ沖の掘削候補エリアが、地震波速度構造の参照地点として十分な意義を持つ構造であることを地震波構造探査によって確認しなければならない。そして、ハワイホットスポットの影響がハワイ諸島周辺のどの領域まで及んでいるのかを評価し、掘削候補地点を選定する必要がある。このために候補エリアを主たる対象にした地震波構造探査の測線案を、2009年11月に作成した。そして、その海域の海底地形、地磁気、重力、サブボトム調査を、2010年2月20～25日の日程でハワイ大学のR/V Kilo MoanaによるKM1003航海で実施した。その結果は、候補エリアではアーチ火山の影響が認められないことを示めていた。

地震波構造探査は、2017年になってから、3船

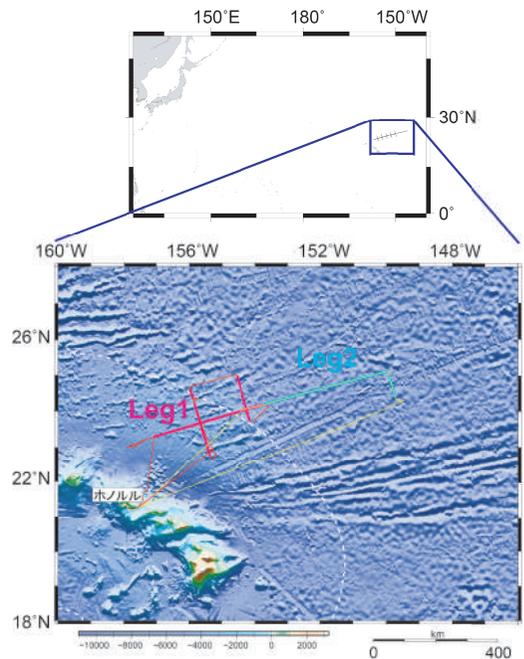


図4 ハワイ沖の事前調査測線図。

による一連の航海でようやく実現した。遅れた理由は、米国 EEZ 内でエアガン発振による調査の許可取得に時間がかかったことが大きい。一連の航海では、最初にコロンビア大学ラモント・ドハティ地球科学研究所の R/V Langseth による MGL17-05 航海で、5 台の OBS 設置を 2017 年 8 月 28 日～31 日の日程で行った。次に海洋研究開発機構の深海調査研究船「かいらい」KR17-14 航海で 2017 年 9 月 16 日～25 日 (Leg1)、9 月 26 日～10 月 2 日 (Leg2) の日程でマルチチャンネル反射法地震探査 (MCS) システムを用いた地震波構造探査を実施した (図 4)。探査では、7800 立方インチ (約 130L) のチューンドエアガンを深度 10 m で曳航して 50 m 間隔で発振するとともに、444 ch・5500 m のストリーマーを深度 12 m で曳航して収録を行った。Leg1 に関しては米国 EEZ 内の調査となることから Passive Acoustic Monitoring (PAM) による海洋哺乳類への監視を 24 時間行いながら実施した。海洋哺乳類は、その繁殖期を避けて航

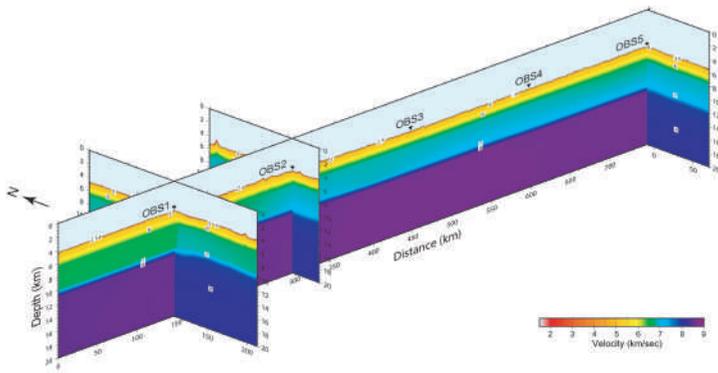


図5 OBSによって得られたP波速度構造 (Ohira et al., 2018).

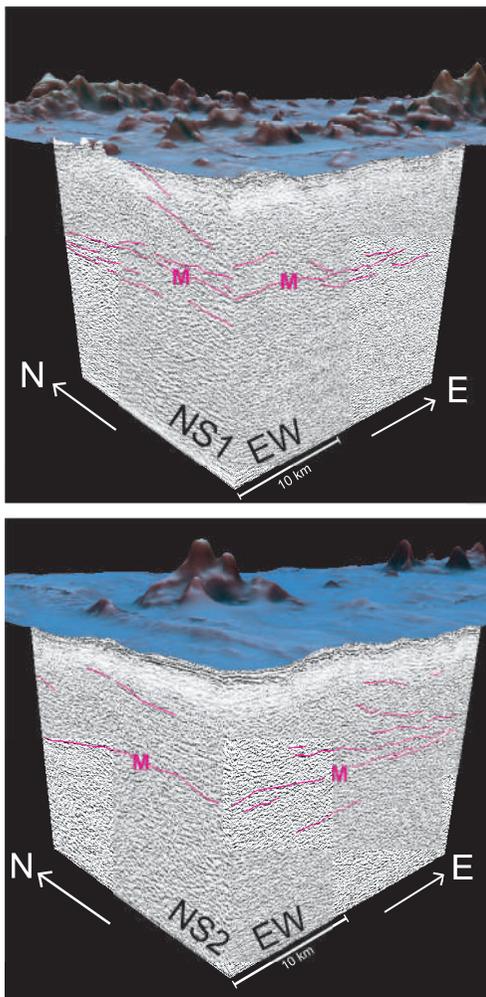


図6 掘削候補点直下の反射断面 (Morishita et al., 2019)
(上) OBS1 地点, (下) OBS2 地点.

海を実施したためエアガン発振中には観測されず、調査全体でイルカ類が一度音響的に認められたのみであった。最後に、R/V Kilo MoanaによるKM1714航海において2017年9月28日～10月3日の日程で5台のOBSを回収した。すべての航海において海況が良好であったため、予定していた調査内容を実施できた。

OBSから得られた成果は、Ohira et al. (2018)により詳細に報告されている。全記録から第2層、第3層、最上部マントルからの屈折波が確認された。OBSの設置間隔が約150 kmと離れていることから成層構造を仮定したフォワード走時解析によってモデリングを行っている。得られた速度構造(図5)は東北日本弧沖(図1, 2)に見られるような典型的な古い海洋地殻と同様の特徴を持っており、地殻の厚さはノースアーチの北東部においても変化していないことが確認されている。最上部マントルのP波速度は海洋底の拡大方向に速く10%近い強い異方性を示しており、中央海嶺付近で生成した最上部マントル構造を保持していると考えられている。

MCSによる反射法地震探査では、ハワイ諸島から十分離れた太平洋中央部の海洋地殻から掘削候補エリアまでの構造イメージングを行った。その測線は海洋底の拡大方向と平行である東西測線(EW)、および海洋底の拡大方向に直行する南北3測線(NS1, NS2, NS5)の計4測線であり(図4)、その総延長1150 kmにおいて良好な反射断面が取得された。EW測線では水深が4000 mから

5500 m まで変化している。船上記録では反射面の連続性が不明瞭であったことから、Ohira et al. (2018) の P 波速度構造を導入して重合前マイグレーション処理の適用を行った。その結果、モホ面からと思われる反射面が測線全体で確認できた (Morishita et al., 2019)。また EW 測線での堆積層の基盤は、西側では明瞭であるが、NS2 測線と交差する OBS2 地点から西側にかけて不明瞭になり、プレートの屈曲に伴う表層構造の改変の可能性が考えられる。また、候補エリア周辺での堆積層厚は約 150 m であることが明らかになった。掘削候補点となる西側の OBS1 地点と OBS2 地点の直下では空間的にモホ面と思われる反射面が拡がり、南側に傾斜する地殻内の反射面も存在している (図 6)。

6. マントル掘削に向けた現状と実現するために残された課題

マントル掘削に向けて、着々と進められてきたことがある反面、手をつけられずに残されている課題も多い。進めることができたことは次の通りである。2012 年 3 月に、IODP の MDP (Multi-phase Drilling Project) 提案に、『MoHole to Mantle (M2M)』(代表: 海野進) として提案でき、Lead proponents には多くの日本人研究者が含まれている。また、2013 年の 4 月に行われた Chikyū+10 International Workshop (Coffin et al., 2013) では、Flagship Project の 1 つとして、M2M を挙げている。そして、5 節で述べたハワイ沖での事前調査を受けて、M2M の手始めとして海洋地殻の第二層と第三層の境界を掘り抜く full の掘削提案を 2020 年 10 月に行っている。

残された課題として、事前調査の不完全さと必要な掘削技術開発の未達が上げられる。5 節で述べた事前調査では、OBS の設置台数が少ない調査しかなされていない。マントル掘削を進めるためにはより詳細な地震波構造研究が必須であり、これに対応した稠密 OBS 設置による屈折法・反射法地震探査を計画している。この探査により、海洋リソスフェア屈曲に伴う構造改変もより正確に把

握する。一方、必要な掘削技術は、ハードロックでの深掘りと水深 4000+ m でのライザー掘削技術であるが、これらの実施・開発は停滞している。ハードロックライザー掘削による深掘りは、その掘削サイトとして水深が 2500 m までである IBM-forearc を 1 つの候補として想定していた。IBM-forearc の「ちきゅう」での掘削は、その掘削提案としてはすでに十分な科学的評価を得ており、実際の掘削スケジュールに載せる段階である。しかしながら、「ちきゅう」での掘削計画が滞っており、現在の IODP の終わりである 2023 年までには実施されないことが決まり、新たな枠組みで再提案する必要が生じている。また、水深 4000+ m でのライザー掘削技術の方も、SDGs の CO₂ 排出削減の流れを受けて、このような水深での資源開発の必要性が遠のいたこともあり停滞している。このように解決すべき課題が残っており、掘削にかかる費用も多大であるが、ぶれることなくこれらの課題を解決し、かかる費用に見合う科学成果とその魅力を引き出せる体制づくりが、マントル掘削を実現するためには必須である。

参考文献

- [1] Carlson (2004) : Geophys. Res. Lett.
- [2] Christeson et al. (2019) : Rev. of Geophys.
- [3] Coffin et al. (2013) : CHIKYU+10 international workshop Chikyū report.
- [4] Detrick et al. (1994) : Nature.
- [5] Fujie et al. (2018) : Nature Communications.
- [6] Fujie et al. (2020) : Geology.
- [7] Heuer et al. (2020) : Science.
- [8] Ildefonse et al. (2007) : Sci. Dril.
- [9] Ildefonse et al. (2010) : The MoHole : A Crustal Journey and Mantle Quest workshop report.
- [10] Karato et al. (2008) : Ann. Rev. Earth Planet. Sci.
- [11] Kodaira et al. (2014) : Nature Geoscience.
- [12] Korenaga and Sager (2012) : J. Geophys. Res.
- [13] Miura et al. (2004) : Tectonophysics.
- [14] Morishita et al. (2019) : Sci. Dril.
- [15] Ohira et al. (2018) : Earth, Planets and Space.
- [16] Teagle et al. (2009) : Melting, Magma, Fluids and Life : Challenges for the next generation of scientific ocean drilling into the ocean lithosphere workshop report
- [17] Watts et al. (1985) : Nature.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

海洋地殻の構造と進化： 高速拡大海嶺系

海 野 進
草 野 有 紀
宮 下 純 夫
足 立 佳 子

Architecture and Evolution of the Oceanic
Crust: Fast-spreading ridge system

Umino Susumu, Kusano Yuki, Miyashita
Sumio, Adachi Yoshiko

うみの すすむ : 金沢大学
くさの ゆき : 産業技術総合研究所
みやした すみお : 新潟大学名誉教授,
北海道総合地質研究センター
あだち よしこ : 電力中央研究所

MoHole To Mantle マントル掘削計画の主要な目的の一つは、実質的にプレート拡大を担っている地殻がどのように形成され、拡大していくかを明らかにすることである。地殻の拡大量に対して付加したマグマ量の割合によって地殻の拡大の仕方は変化し、異なる地殻構造がつけられる。マグマ供給率の高いセグメント中心では主に噴出岩からなる薄い上部地殻と、ハイパーソリダスで変形した厚い下部地殻ガプロを生じる。セグメント端では岩脈群が厚く発達し、層状ガプロでできた薄い下部地殻を生じる。

1. はじめに

IODP 805- MoHole To Mantle (M2M) マントル掘削計画は、構造的に乱されていない海洋底を掘削し、地殻~モホ面を貫通し、人類史上初めてその場にある対流するマントル物質の回収を目指している(草野・海野, 2013)。同計画では太平洋のハワイ沖、バハカリフォルニア沖、コスタリカ沖の3カ所を候補地に挙げている。その理由は太平洋の海底が比較的均質で、地球の全海底の50%を占めることから、1本の掘削孔で得られる海洋地殻~最上部マントル断面を代表と見なせるからである。さらに太平洋下のプレートは対流するマントルの一部として海溝から地球深部に沈み込み、大気・海洋と地球内部とのエネルギー・物質の大循環を通じて、表層環境と地球内部の物質的進化を促進してきた。対流するマントルは、生命の源であり地球温暖化の要因ともなる炭素や水などの揮発成分の地球最大のリザーバーであり、その地球規模の大循環を解明する上で、対流するマントルの理解はきわめて重要である。

プレートの拡大速度にかかわらず、海洋地殻の平均厚さは6 kmである(Christeson *et al.*, 2019)。掘削候補地の水深3.5~4.3 kmを加えると9.5~10.3 kmとなり、「ちきゅう」で稼働可能なドリルパイプの総延長を12 kmとすると、掘削できるマントルはモホ面下1~2 kmとなる。すなわち、マントルへの道のりの大部分は地殻が占めている。地殻を構成する岩相や構造は、拡大速度や海嶺軸セ

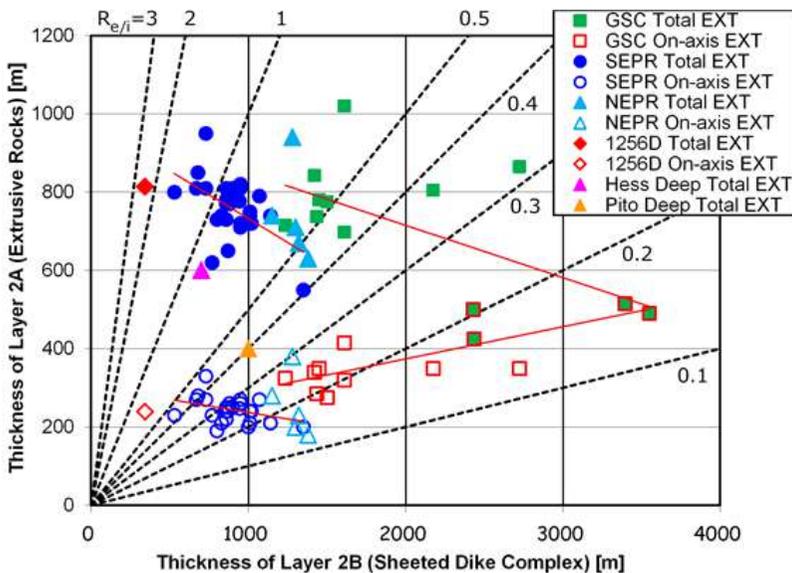


図1 中速拡大海嶺(ガラパゴス海嶺: GSC)と高速拡大海嶺(東太平洋海膨 14-20°S: SEPR, 9°N: NEPR; ODP1256D孔; ヘスディープ;ピトディープ)の海嶺軸上と全ての第2A層(噴出岩)と第2B層(シート状岩脈群)の厚さの関係。地震波反射法データはHooft *et al.* (1997)とBlacic *et al.* (2004)による。破線の数値は $R_{e/i} = 2A/2B$ (全噴出岩/岩脈群) 層厚比。

グメント内の位置に応じて変化する(海野・草野, 2021)。プレート拡大の担い手である地殻の膨大量に対して付加したマグマ量の割合、 M の値に依存して地殻の拡大の仕方が変わるために、異なる地殻構造がつくられ、それが地形的な特徴の違いとして現れる(Buck *et al.*, 2005)。しかし、海洋地殻深部の露出は限られており、直接観察できるケースはわずかである。そのため、地震波速度や重力観測に基づく物理的な地殻構造が、実際の岩相や岩石物性とどのように対応し、地質構造に対比されるのか、よくわかっていない。海嶺軸では地殻はマグマの固化による生成と同時にプレート拡大に伴う変形を受け、断層や開口亀裂に沿った流体との反応・変質を受ける。流体-岩石反応を通じた変質作用は海嶺軸から離れた場所でも断続的に起こり、地殻の地球化学的進化を促進する(Umino *et al.*, 2021; 海野ほか, 本号外)。この海洋地殻の構造を規制する要因と形成・進化のプロセスの解明も、マントル掘削の重要な目的の一つである。

本小論では、主として高速拡大海嶺における海洋地殻の構造と形成プロセスを中心に紹介する。

2. 上部地殻の構造を決めるもの

高速拡大(11 - 14 cm/年)する東太平洋海膨と中速拡大(4.9 - 5.5 cm/年)するガラパゴス海嶺に沿った地震波構造探査によると、マグマ溜まりが深いほど、また海洋地殻第2B層が厚いほど、上部地殻が厚く、下部地殻が薄くなる(図1)(Hooft *et al.*, 1997; Blacic *et al.*, 2004; 海野・草野, 2021)。海洋地殻第2A層、2B層はおおよそ噴出岩と岩脈群に対応すると考えられる。高速拡大海嶺では、2A/2B層厚の比、すなわち噴出岩/岩脈群の層厚比 $R_{e/i}$ は概ね0.4よりも高い。これは高密度の上部地殻の荷重によってマグマ溜まりに常に高い余剰圧がかかっているため、拡大イベントの度に容易に噴火に至り、大量の溶岩が噴出して軸麓に厚く堆積するからである(図2)。このように地殻はマグマの貫入・付加によってのみ拡大し、 $M=1$ となる。これに対して中速拡大した上部地殻は、マグマよりも低密度の噴出岩層の下位に高密度の岩脈群がくる密度成層のために、見かけの浮力の中立点が存在する。マグマ溜まりから上昇するマグマは浮力の中立点にトラップされて、シート状岩脈群を発達させる。そのため、噴出岩層は断層に

(a) 高速拡大 $M=1$, 高 $R_{e/i}$
東太平洋海嶺

(b) 中速拡大 $M<1$, 低 $R_{e/i}$
ココス海嶺, ガラパゴス海嶺

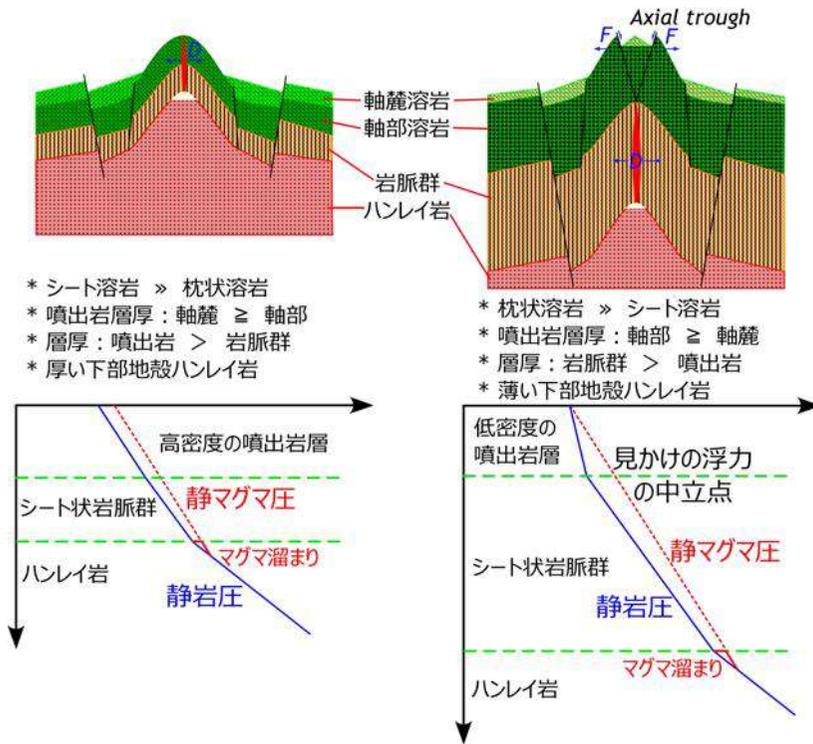


図2 地殻の拡大量に占めるマグマ供給量の比率 M と海洋地殻構造の関係。(a) 拡大速度に比してマグマ供給率が高い ($M=1$) 高速拡大海嶺や中速拡大海嶺のセグメント中心では、比較的高密度で薄い上部地殻と高い噴出岩/岩脈群層厚比 $R_{e/i} > 0.4$ を示す。(b) マグマ供給率が相対的に低いセグメント端では、 $M < 1$, $R_{e/i} < 0.6$ となり、上部地殻は厚くなり、岩脈群が発達する。

- * シート溶岩 ≫ 枕状溶岩
- * 噴出岩層厚: 軸麓 ≧ 軸部
- * 層厚: 噴出岩 > 岩脈群
- * 厚い下部地殻ハンレイ岩

- * 枕状溶岩 ≫ シート溶岩
- * 噴出岩層厚: 軸部 ≧ 軸麓
- * 層厚: 岩脈群 > 噴出岩
- * 薄い下部地殻ハンレイ岩

よって拡大し、それより下の地殻はマグマの貫入・付加によって拡大することになり、 $M < 1$, $R_{e/i}$ はおよそ 0.6 以下となる。

上部地殻の荷重バランスを考えると、噴出岩 / 岩脈群の層厚比 $R_{e/i}$ は、噴出岩、岩脈群、マグマの密度をそれぞれ ρ_e , ρ_i , ρ_m として、

$$R_{e/i} = (\rho_e - \rho_m) / (\rho_m - \rho_e)$$

で与えられる。発泡していないマグマおよび岩脈の密度には鉄の含有量の違いが最も効く。ODP 504B 孔および 1256D 孔のデータによると、観察されるマグマ組成の変動の範囲内では密度変化はせいぜい 1% で、 $R_{e/i}$ はほとんど変化しない(海野・草野, 2021)。一方、噴出岩層は拡大速度が遅い海嶺ほど高密度のシート溶岩に比して、枕状溶岩や火砕岩の出現頻度が高く、マグマ溜まりは深く、

岩脈群は厚く発達する(図2)。従って、マグマ溜まりが深くなるほど $R_{e/i}$ 比が低下するのは、噴出岩層の全岩密度が低くなるためと考えられる(図1)。

以上のように、中・高速拡大海嶺下のマグマ溜まりの深さは、上部地殻の構造と密接な関係にある。マグマ溜まりの深さは、マグマ供給によってもたらされる熱量と熱水循環によって冷やされる熱量のバランスで規制されると考えられる(Phipps-Morgan and Chen, 1993)。高速拡大海嶺ではマグマ溜まり深度は拡大速度と概ね相関するが、7 cm/年以下の拡大速度ではマグマ溜まり深度の変動幅が大きく、あまり相関しなくなる(海野ほか, 本号外)。これは、熱水循環の効率を決める地殻中の断層や亀裂の発達、単純に拡大速度に依存するわけではなく、地殻の拡大の仕方によって規制されているからである。

同じ拡大速度を有する一つの高嶺軸セグメント内でも、セグメント中心と端とではマグマ供給率が違うために M 値が異なり、それがマグマ溜まり深度や地殻構造の違いとして現れる。高速拡大する東太平洋海膨では同一セグメント内でのマグマ溜まり深度の差は小さいが、中速拡大のガラパゴス海嶺では大きく変化する。セグメント中心では高速拡大軸のように断層が発達せず、中軸トラフがないか、あっても浅い。セグメント端では中軸トラフの深さが 200 m 以上にもなり、軸部で流出した溶岩をトラップして厚い第 2A 層をつくる (Blacic *et al.*, 2004)。このように M 値に応じて地殻の拡大の仕方が決まり、異なる地殻構造を生じる。その構造に依存して流体経路の発達の程度と冷却効率が決まり、マグマ溜まり深度が制約される。

3. 下部地殻の構造と形成プロセス

高速拡大海嶺下の地震波トモグラフィによれば、上部地殻の直下には地震波反射面として検出されるメルトレンズがあり、その下には深さ、幅ともに数 km に渡って部分溶融体が広がっている。部分溶融体の下方に向けてメルト量は急減し、下半部で 10% 以下となるマグマ溜まり像が描かれている (Dunn *et al.*, 2000)。マグマ溜まり頂部のメルトレンズは海嶺軸に沿って膨縮し、セグメント中心で浅所に厚く拡がり、セグメント端では深所で薄くなったり、途切れたりする (Toomey *et al.*, 1990 ; Kent *et al.*, 1993 など)。部分溶融したマグマ溜まりは側方で固化して下部地殻に付加し、その荷重で地殻を下方に撓ませることで正断層を発生し、軸麓にかけて深海丘 abyssal hill を発達させる (Buck, 2001)。プレート拡大に伴って地殻とマントルアセノスフェアは海嶺軸から離れるように移動し、部分溶融したマグマ溜まりは必然的に変形・流動しつつ、固化していく。これは静的な状態で固化した大陸の層状深成岩体とは決定的に異なる環境であり、高速拡大海嶺下のマグマ溜まりに特有のダイナミックなプロセスである (図 3)。

このように海嶺軸下のマグマ溜まりの規模やおよその部分溶融度については物理観測によって制

約が与えられたが、詳細な内部構造や固化するまでのプロセスについては議論が続いている。特に高速拡大系の下部地殻深成岩体は露出が少なく、ごく一部しか直接調べることができていない。そこで、一種の高速拡大系で生じたと考えられるオマーンオフィオライトの下部地殻ガブロについて精力的な研究が行われてきた。そこでは定向配列した鉱物による cm ~ 数 10 m スケールの褶曲やスランプ状の構造が見られるにもかかわらず (図 3b, c, d)、結晶格子の歪みが小さいガブロが普遍的に存在し、メルトが介在した状態で大規模なハイパーソリダス変形を被ったと考えられている。Nicolas and Boudier (2015) は海嶺軸下の結晶マッシュが地殻・マントルの拡大によって沈降し、流動に伴う変形を被り、最終的に側方へ流れて下部地殻として固化すると考えた。このようなマグマ溜まり形成プロセスはガブロ氷河 Gabbro glacier モデルと呼ばれている。

一方、オマーンの下部地殻最下部~マントルとの境界にかけては、マフィック鉱物とフェルシック鉱物の量比の違いがつくるモード層状構造 modal layering が発達した層状ガブロが見られる。Kelemen and Aharonov (1998) はマントルから下部地殻へと浸透流として上昇するメルトが、部分溶融体の中に生じた浸透率障壁に遮られたために、シルとなって固化して層状ガブロになったと考えた (図 4)。これはシーティッドシル Sheeted sill モデルと呼ばれている。下方からシルへのメルト供給が継続すると、シル内のマグマ圧が上昇するために斜長石の安定領域がカンラン石、単斜輝石に対して相対的小さくなるとともに、リキダスが上昇する。その結果、マグマは過冷却状態となってカンラン石の晶出が起きる。シル内の結晶化に伴ってメルト組成が分化すると、やがて斜長石~単斜輝石が晶出するようになる。そうこうするうちにマグマの余剰圧がシル天井の引張強度を上回ると、天井が破壊し、ほぼ全ての残液は排出され、マッシュ中の亀裂や浸透流となって上昇していく。マグマ圧の低下によって亀裂が閉じると、下方からのメルト供給によって再びメルト

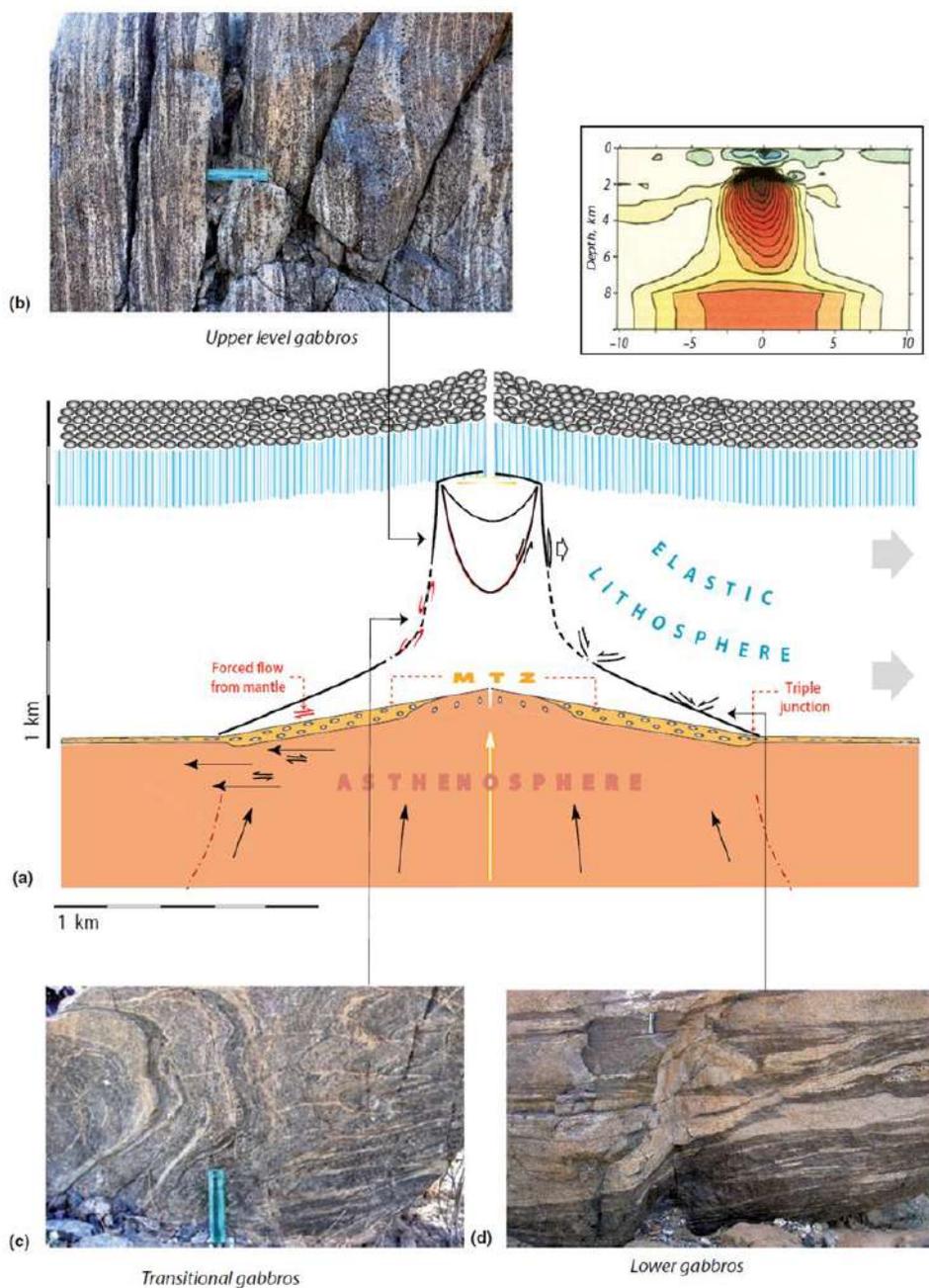


図3 オマーンオフィオライトのマグマ溜まりモデル (Nicolas and Boudier, 2015) . 海嶺軸直下のマグマ溜まりを占める結晶マッシュは、地殻・マントルの側方への移動・拡大によって沈降・流動し、ハイパーソリダス変形を被り、側方へ流れて固化し、下部地殻の一部となる。

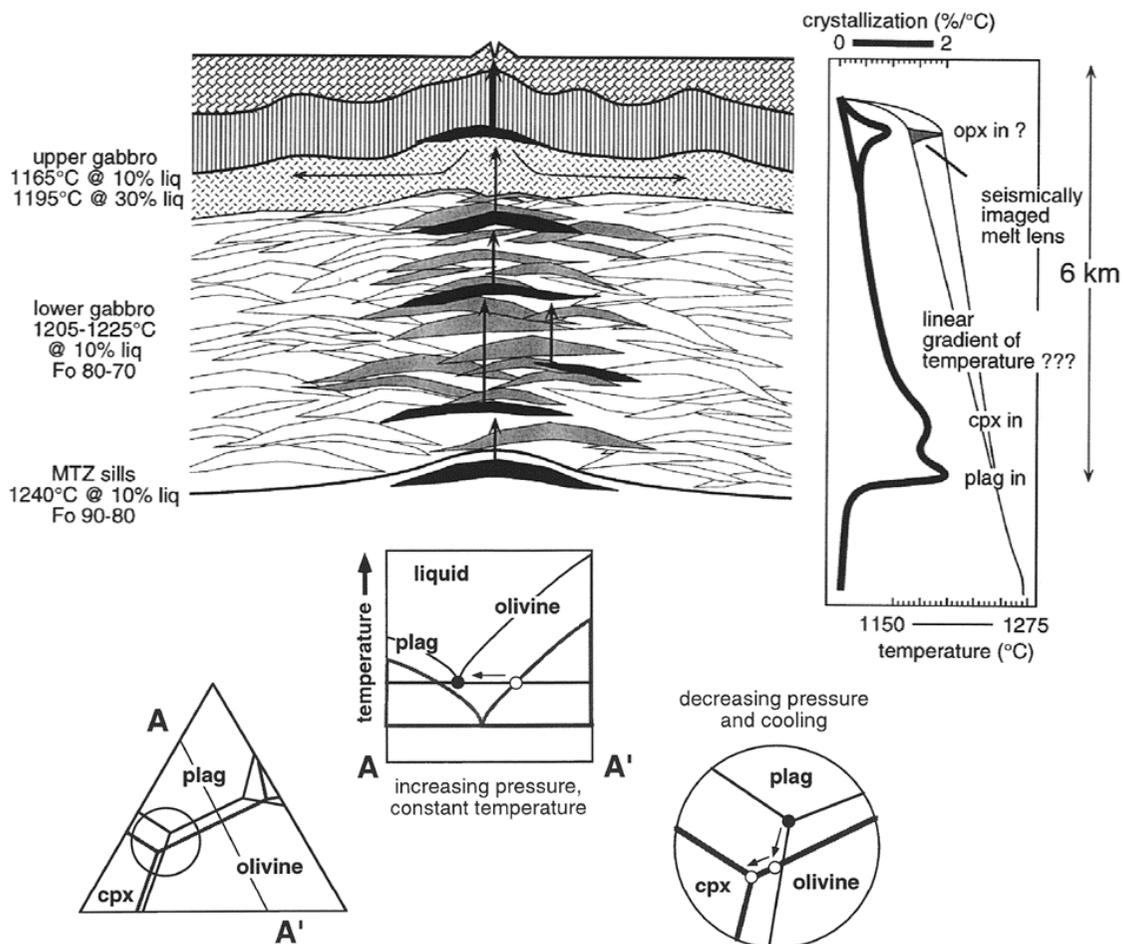


図4 オマーンオフィオライトのマグマ溜まりモデル (Kelemen and Aharonov, 1998) . 海嶺軸直下のマグマ溜まり中に浸透率障壁が形成されると、その下にメルトが滞留してシルとなる。シル内のマグマ圧の上昇によって相関係が変化し、結晶化が促進され、モード層状構造をつくる。シル中のマグマ余剰圧が天井の破壊強度を超えると、メルトが一気に排出され、やがて層状ガブロとして固化する。

シルが形成される。このプロセスの繰り返しによって、モード層状構造が形成される。Kelemenらは、高速拡大海嶺における地殻生産率にもとづく簡単なモデル計算から、複数のシル形成が同時に進行したと推定している。彼らによればマグマ溜まり頂部のメルトレンズも最大のシルの一つである。

ガブロ氷河とシーティッドシルはそれぞれマグマ溜まりモデルの端成分であっても、互いに排他的なわけではない。McLennan *et al.* (2005) は熱収支計算によって、純粋なシーティッドシルモデ

ルでは東太平洋海膨近傍の熱流量と海底の沈降量を同時に満足させることはできないことを示した。彼らはガブロ氷河、あるいはガブロ氷河とシーティッドシルを組み合わせたハイブリッドなマグマ溜まりが妥当であると結論した。オマーンオフィオライトでは下部地殻上部にはハイパーソリダス変形構造が卓越し、顕著なモード層状構造を欠くフォリエーティッド Foliated ガブロが分布し、下部はモード層状構造が発達した層状ガブロからなる。フォリエーティッドガブロ中では集積

鉍物の間隙メルト量が数%以上あり、オーソ集積岩やメゾ集積岩の組織を示すのに対し、層状ガブロでは間隙メルト量が少ないアド集積岩であることが多い(海野ほか, 2021)。従って、上部はガブロ氷河、下部はシーティッドシルからなるハイブリッドなマグマ溜まりであったと考えられる(Kelmen and Aharonov, 1998; Nicolas and Boudier, 2015)。マグマ溜まり頂部のメルトレンズの底で晶出した集積鉍物層はモード層状構造をつくるが、ガブロ氷河として沈降・流動する間に層状構造は変形・破壊されてフォリエーティッドガブロとなる。ただしフォリエーティッドガブロの層準にも局所的にモード層状構造が発達した部分が出現する。Nicolasらはマグマ溜まり側面の固化フロント(ガブロとの境界)付近で浸透率障壁が生まれ、メルトシルを形成したと説明した。問題は、ガブロ氷河とシーティッドシルのそれぞれがどのように分布し、それが何によって決まるのか、ということである。これまでのわれわれの野外調査によると、古海嶺軸セグメントの中心と考えられるワジスクバ Thuqbah やワジギデア Gideah ではフォリエーティッドガブロが厚く、層状ガブロが薄い、セグメント端のワジサダム Sadam では層状ガブロが厚く発達する。すなわち、セグメント中心ではマグマ供給率が高いために地温勾配が高く、間隙メルト量が多いマッシュが厚く発達する(Perk *et al.*, 2007)。一方、セグメント端ではマグマ供給率が低いために冷却が進み、下部地殻中に間隙率障壁を生じてシルを形成しやすかったと考えられる。

4. おわりに

上記のマグマ溜まりモデルはもっぱら(超)高速拡大したとされるオマーンオフィオライトでの観察にもとづいたものである。 $M < 1$ となる中速拡大海嶺では、セグメント端で見られるような地殻構造がセグメント中心に出現することが期待される。であるならば、果たして下部地殻はもっぱら層状ガブロからなるのであろうか。低速拡大海嶺に出現するメガマリオンの露頭観察や深海掘削

の結果では層状ガブロは存在せず、もっぱら分化した不均質な塊状ガブロが分布する(針金, 本号外)。これより低速海嶺下のマグマ溜まりは不均質なマッシュ状であると予想される。間欠的にマグマが供給された時期にのみマグマ溜まりは形成され、下部地殻は貫入時期の異なるいくつもの深成岩体からなる複合岩体となっている(Magde *et al.*, 2000)。このことから中速拡大海嶺ではマントルからのメルト供給が間欠的になるにつれて、部分熔融したマッシュ領域は小さくなり、メルトシルの形成も間欠的となり、従って層状ガブロは発達しにくいと思われる。高速から中速拡大への遷移領域で、どのような下部地殻構造が形成されているのか、将来のマントル掘削によって詳らかになることを期待したい。

謝辞: 本号外を企画・編集した海洋研究開発機構のマントル掘削プロモーション室の皆様には執筆の機会を与えていただいた。ここに謝意を表します。

参考文献

- [1] Blacic, T.M., Ito, G., Canales, J.P., Detrick, R.S. and Sinton, J., 2004. Constructing the crust along the Galapagos Spreading Center 91.3°-95.5°W: Correlation of seismic layer 2A with axial magma lens and topographic characteristics. *J. Geophys. Res.*, 109, B10310, doi:10.1029/2004JB003066p.
- [2] Buck, W.R., 2001. Accretional curvature of lithosphere at magmatic spreading centers and the flexural support of axial highs. *J. Geophys. Res.*, 106, 3953-3960.
- [3] Buck, W.R., Lavier, L.L. and Poliakov, A.N.B., 2005. Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434, 719723.
- [4] Christeson, G.L., Goff, J.A., and Reece, R.S., 2019. Synthesis of oceanic crustal structure from two-dimensional seismic profiles. *Reviews of Geophysics*, 57, <https://doi.org/10.1029/2019RG000641>.
- [5] Dunn, R.A., Toomey, D.R., and Solomon, S.C., 2000. Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the East Pacific Rise at 9°30'N. *J. Geophys. Res.*, 105, 23537-23555.
- [6] 針金由美子・森下知晃, 2021. 低速拡大海嶺系の海洋下部地殻・上部マントル由来物質解析による海洋下部地殻の変遷とその重要性. 号外地球, 71 (本特集), 48-53.
- [7] Hooft, E.E.E., Detrick, R.S. and Kent, G.M., 1997. Seismic structure and indicators of magma budget along the southern East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, 102, 2731927340.

- [8] Kelemen, P.B., and Aharonov, E. 1998. Periodic formation of magma fractures and generation of layered gabbros in the lower crust beneath oceanic spreading ridges. AGU Geological Monograph, 106, 267-289. AGU, USA.
- [9] Kent, G.M., Harding and M.C., Orcutt, 1993. Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton Transform and the 9°17'N Deval from forward modeling of common depth point data. *J. Geophys. Res.*, 98, 13945-13969.
- [10] 草野有紀・海野進 (訳) 海野進・ケンニールソン・バーナードウッド, 2013. 月より遠いマントルへの道. *パリティー*, 29, 4-11. 丸善出版, 東京.
- [11] Magde, L.S., Barclay, A.H., Toomey, D.R., Detrick, R.S. and Collins, J.A., 2000. Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35°N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 175, 55-67.
- [12] Nicolas, A., and Boudier, F., 2015. Review Structural contribution from the Oman ophiolite to processes of crustal accretion at the East Pacific Rise. *Terra Nova*, 27, 77-96, doi: 10.1111/ter.12137.
- [13] Perk, N.W., Coogan, L.A., Karson, J.A., Klein, E.M. and Hanna, H.D., 2007. Petrology and geochemistry of primitive lower oceanic crust from Pito Deep: implications for the accretion of the lower crust at the Southern East Pacific Rise. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 154, 575-590, DOI 10.1007/s004100-007-0210-z.
- [14] Phipps-Morgan, J., and Chen, Y.J., 1993. The genesis of oceanic crust: magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow. *J. Geophys. Res.*, 98, 6283-6297.
- [15] Toomey, D.R., Purdy, G.M., Solomon, S.C. and Wilcock, W.S.D., 1990. The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N. *Nature*, 347, 639-645.
- [16] 海野進・草野有紀, 2021. ハワイ沖上部地殻掘削から海洋プレートの形成過程に迫る. *地学雑誌*, 130, no. 4, 599-614, doi:10.5026/jgeography.130.599
- [17] Umino, S., Moore, G.F., Boston, B., Coggon, R., Crispini, L., D' Hondt, S., Garcia, M.O., Hanyu, T., Klein, F., Seama, N., Teagle, D.A.H., Tominagana, M., Yamashita, M., Harrism, M., Ildefonse, B., Katayama, I., Kusano, Y., Suzuki, Y., rembath-Reichert, E., Yamada, Y., Abe, N., Xiao, N., and Inagaki, F., 2021. Workshop report: Exploring deep oceanic crust off Hawai'i. *Scientific Drilling*, 29, 69-82, doi.org/10.5194/sd-29-69-2021.
- [18] 海野進・草野有紀・石塚治・普代貴大・田村明弘・森下知晃, 2021. ICDPオマーン掘削計画による高速海嶺系の下部地殻構造. *日本鉱物科学会 2021 年オンライン年会*, R6-06.
- [19] 海野進, デーモン・ティーンブル, スティーブン・ドント, グレグ・ムーア, ブノア・イルドフォンス, 2021. ハワイ沖海洋地殻掘削調査: マントル掘削パイロットホールプロジェクト. *号外地球*, 71 (本特集), 22-29.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

低速拡大海嶺系の海洋下部地殻・上部マントル由来物質解析による海洋下部地殻の変遷とその重要性

針 金 由美子
森 下 知 晃

Evolution and importance of the lower oceanic crust inferred from the lower crust and upper mantle-derived rocks in the slow-spreading ridge system

Harigane Yumiko, Tomoaki Morishita

はりがね ゆみこ : 産業技術総合研究所
地質情報研究部門
もりした ともあき : 金沢大学理工学域地球社会基盤学類
地球惑星科学コース
/ 海洋研究開発機構

低速拡大海嶺系ではマントル深度まで達する大規模なデタッチメント断層によって海洋プレート深部起源物質が海洋底に露出した海洋コアコンプレックスが多く存在する。この岩体を精査することで低速拡大系における海洋下部地殻の構造と変遷を読み取ることができる。これまでの研究成果から、低速拡大系の海洋下部地殻・最上部マントルはこれまでの大規模マグマだまりの結晶化という静的な形成ではなく、小規模マグマなどに伴う様々な条件での既存岩石-メルト/流体の移動・反応による変遷が普遍的に起きており、メルト・流体フィルターとして重要な役割を担っていることがわかってきた。

1. はじめに

海洋プレートを生成する場である中央海嶺は世界の海洋底に分布する。この中で、拡大速度が両側拡大速度で 20-40 mm/year 程度である現在の低速拡大系の中央海嶺総延長は全体の 50% 程度の距離を占めている (例えば Sinha and Evans, 2004)。大西洋・インド洋は低速拡大海嶺系で形成された海洋である。

大西洋中央海嶺やインド洋海嶺といった低速拡大系における海洋プレート構造の模式図については Dick et al. (2006) などが提案している。アメリカやヨーロッパの研究者によって多くの海洋プレート構造に関連するドレッジ・Remote Operated Vehicle などによる研究航海が行われてきた (例えば Dick, 1989 ; Cannat, 1993 ; Tucholke and Lin, 1994 など)。さらに国際的な掘削科学プロジェクトである DSDP (Deep Sea Drilling Project) ~ ODP (Ocean Drilling Program) ~ IODP (Integrated Ocean Drilling Program/International Ocean Discovery Program) を通じて、海洋プレート物質解明を目的とした研究掘削が行われてきた (c.f., Michibayashi et al., 2019)。

海洋コアコンプレックスは低速拡大系の海洋下部地殻・マントルを構成していた物質が海洋底に露出している。玄武岩質の海洋地殻で構成される高速拡大系に比べて、低速拡大系に発達する海洋コアコンプレックスは得られることができない

海洋下部地殻・マントル起源の岩石群を得られる貴重な機会を与えてくれる。海洋プレートの深部を構成する海洋下部地殻であるはんれい岩は、陸上のオフィオライト研究から、大規模なマグマだまりの結晶化と解釈されてきた (Pallister and Hopson, 1981)。しかし、近年では中央海嶺の浅部に小規模なマグマだまりを形成、結晶化し下降するモデル (Quick and Denlinger, 1993)、小規模なマグマが様々な深さに貫入するシルの積み重ねモデル (Kelemen et al., 1997) の論争が続いている。このモデルはより深部への海水浸透が必要であるため、海洋プレート含水量の見積りに重要な海水到達深度とその制約条件の解明につながっている。低速拡大系における地殻・マントルの物質学的実態の解明はこれらの岩石群の形成、海水との反応、変形構造・レオロジー変化など多くの未解明問題への基礎情報となる。

本論では低速拡大系における海洋下部地殻の構造と変遷についてについて議論するため、最初に海洋コアコンプレックスの概要について説明する。次にここ数年の低速拡大系の海底地質調査や掘削航海から得られた海洋下部地殻由来の岩石群の知見について簡単にレビューする。なお、ここで紹介する大西洋中央海嶺やインド洋海嶺などの海洋コアコンプレックス研究結果の詳細については森下 (2017) や小原 (2012) が総説を出しているため、こちらもぜひ参照されたい。

2. 海洋コアコンプレックス

海洋コアコンプレックスは、低速拡大系にて1990年代後半から報告されてきた海洋下部地殻・マントル物質が海洋底にドーム状に露出する岩体を示し、その特徴から形成過程まで、全体を示す名称である (Escartín and Canales, 2011)。当初は、中央海嶺拡大軸と断裂帯の交差する場所に、ドーム状の地形の高まりとその表面には拡大軸と垂直な方向にコルゲーションと呼ばれる畝構造が見つかり、この畝構造が建築様式のマリオン構造に似ていたため、巨大なマリオン構造という意味でメガマリオン地形と名付けられた。その後の試料採

取でメガマリオン地形から海洋下部地殻・マントル物質であるはんれい岩とかんらん岩で構成されるマイロナイトやウルトラマイロナイトなどの断層岩が多く見つかったことから、こうした地形は火成作用があまり活動的でない拡大軸において、拡大軸近辺に発達した大規模正断層であるデタッチメント断層によって海洋下部地殻・マントル物質が露出したと解釈されている (Tucholke et al., 1998)。

その後、海洋コアコンプレックスは、大西洋、インド洋、カリブ海や北極海などといった、低速・超低速拡大系と四国海盆やパレスベラ海盆といった背弧拡大系にて発見・報告されてきた (一箇所だけ高速拡大軸でも発見されている) (Whitney et al., 2013)。また、海洋コアコンプレックスの核であるデタッチメント断層の発達によって、様々な地形的特徴が生じることも報告されている (detachment morphologies, Smith et al., 2014 ; chaotic morphology, Okino et al., 2004)。

また、海洋コアコンプレックスによる海洋地殻の形成は通常の中央海嶺を対称中心として、玄武岩質の海洋地殻を形成する海底拡大様式とは異なる非対称的な拡大様式であることを意味する。この非対称拡大はこれまで報告されてきた対称的な拡大よりもマイナーな事象であると考えられてきた。しかし、Escartín et al. (2008) は約 2,500 km に及ぶ大西洋中央海嶺の海底調査から、対称的に拡大した地形よりも海洋コアコンプレックスを代表とする非対称的に拡大した地形の方が多いことを示し、非対称拡大が低速拡大系の中央海嶺では一般的な事象であることを明らかにした。加えて海洋コアコンプレックスは拡大軸周辺だけでなく、拡大軸から離れた断裂帯沿いや活動終了した拡大セグメント内でも発見されている (Cann et al., 2015)。このことは低速拡大系において海洋コアコンプレックスは、海洋下部地殻・マントル由来の岩石群が低速拡大系の海洋プレート上部に位置し、広く露出している可能性を示す。

3. 大西洋

大西洋中央海嶺において、海洋コアコンプレッ

クスと明確に示されていないものや地形的特徴から海洋コアコンプレックスと認定されたものを含めて、海洋下部地殻・マントル物質が露出する場所が数多く存在する (Escarín et al., 2008 ; Smith et al., 2014).

15°20' N 断裂帯周辺では大量のマントル物質が海底下に露出するような海洋プレートの構造解明を目的とした ODP Leg 209 (Kelemen et al., 2004) で行われ、Cannat (1993) で提案された海洋下部地殻を構成する代表的なはんれい岩が岩脈状もしくは small intrusive body としてマントル内に不均質に分布するような「magma starved」な海洋プレート構造のモデルが妥当であることを示した。Kelemen et al. (2004) では掘削孔から得られたかんらん岩やはんれい岩の量比と構造から、15°20' N 断裂帯周辺全体がマントル由来のかんらん岩で約 20-40% のはんれい岩類の貫入や周囲のかんらん岩-メルト反応によるはんれい岩化が生じていることを示している。

新鮮なかんらん岩の採取を目指して行われた IODP Expedition 304/305 は、30°N にある Atlantis 断裂帯と拡大軸の交差点に存在する海洋コアコンプレックスである Atlantis Massif で実施された。この Atlantis Massif の中心にある Central Dome の掘削において、かんらん岩ではなく 1.4 km もの連続的なはんれい岩層序を得ることに成功した (Blackmann et al., 2011)。Atlantis Massif で掘削されたはんれい岩層序は、はんれい岩から、Fe-Ti oxide gabbro、かんらん石はんれい岩、トロクトライト質はんれい岩、トロクトライト、かんらん石に富むトロクトライトまでの組成を持つ何百もの岩石ユニットで構成される。

Grimes et al. (2008) では、掘削孔 U1309D から得られたはんれい岩類(特に felsic なはんれい岩や Fe-Ti oxide gabbro) のジルコン U-Pb 年代解析から、最低でも 10-20 万年に及ぶはんれい岩類の付加がデタッチメント断層の下盤側に生じていたことを明らかにした。Grimes et al. (2008) はジルコン U-Pb 年代解析と岩石学的観察から少なくとも 2 つの大きな貫入活動の時期があったことと掘削孔

U1309D の上位と下位で年代が異なる (上位に若いはんれい岩、下位に古いはんれい岩) ことから、拡大軸下のランダムな深さでマグマが貫入しシルが形成される「multi sill」モデルを示唆した。

Godard et al. (2009) では、掘削孔 U1309 地点のはんれい岩類の全岩化学組成や鉱物化学組成の結果から、掘削孔 U1309 地点のはんれい岩類は一般的な中央海嶺玄武岩メルトからの集積岩と一致することを示した。ただし、掘削孔全体を通してこれらのはんれい岩類には系統だった層序構造がほとんど無いことから複数回のマグマ注入によって形成したことを示唆した。同時にかんらん石に富むトロクトライトは岩石-メルト反応により形成したという Drouin et al. (2010) による結果を支持している。Suhr et al. (2008) では掘削コアの下部に分布するかんらん石に富むトロクトライト・かんらん石はんれい岩・はんれい岩ノーライトの岩石学研究から、地殻-マントル遷移帯に相当する部分で厚さ数百 m のメルトが分化してはんれい岩層序を形成、その下部に新たにメルトが挿入・分化してはんれい岩を形成、ここで残存したメルトが周囲の岩石と反応してかんらん石に富むトロクトライトを形成するというモデルを提示した。Suhr et al. (2008) では初生的なはんれい岩から分化したはんれい岩までの組み合わせが掘削コアの浅部と深部に繰り返して産出すると解釈している。Ferrando et al. (2018) では Drouin et al. (2010) の研究成果を発展させ、かんらん石に富むトロクトライトはマントル物質であるハルツパーチャイトに初生的な MORB メルトが流入し、直方輝石を溶解し、かんらん石の同化と斜長石・単斜輝石の結晶化が生じるような、reactive porous flow process での岩石-メルト相互作用で形成したとした。このことは、かんらん岩 (マントル) がはんれい岩化 (地殻化) したといえ、地殻-マントル境界であるモホ面が火成活動にもなって変動するダイナミックな場であることを示唆する。

Kane 断裂帯周辺に発達している Kane Megamullion において、詳細な地質調査から、Dick et al. (2008) は Kane Megamullion を形成したデタッチメ

ント断層の下盤側に付加した海洋下部地殻の形成過程について議論し、オフィオライト研究で提案されてきた「通常の」玄武岩質の上部地殻とはんれい岩質の海洋地殻をもつ Penrose モデルではなく、「gabbro-pudding」モデルが低速拡大系の海洋地殻モデルに合っていることを示した。Kane Megamullionを構成する6つのドーム状地形の露頭観察や岩相比較から、マントルから供給されるメルトは海嶺セグメント内で局所化したマグマだまりに集中し、その場所で複合的なはんれい岩体を形成していることを示唆した。これらのはんれい岩体から外れると連続したはんれい岩層序は存在せず、マグマだまりから水平方向に供給された岩脈群の上に薄い枕状溶岩が覆っていると考えられる。また、Dick et al. (2008) は Kane Megamullionには少なくとも2つの独立したマグマだまりからなるはんれい岩体が存在し、これらは一つの2次拡大セグメントにおいて空間的・時間的にずれて存在していたことを明らかにした。これは火山活動の時間的な盛衰とも一致しており、マグマからはんれい岩体を形成するサイクルが一点に集中するというより、ある一定の時間スケールや空間スケールでもって各々発生することも示唆している。

4. インド洋

インド洋海嶺における海洋コアコンプレックスについては、南西インド洋海嶺にある Atlantis Bank が代表的である (Dick et al., 2019a, b; Ferrando et al., 2021)。また、中央インド洋海嶺からは中速拡大海嶺ではあるが 25°SOCC (Morishita et al., 2009) が報告されている。

Atlantis Bank は日本・欧米の調査船による地質調査に加え、これまで3度の掘削 (ODP Leg 118, 176 と IODP Expedition 360) が実施され、最長で約 1.5 km の連続したはんれい岩類 (Hole 735B) を採取した (詳しくは Dick et al., 2019a, b を参照)。この岩体は拡大軸からは 73 km ほど南に位置し、Atlantis II 断裂帯沿いに ~ 600 km² の規模のはんれい岩類を主とする。Atlantis Bank はその表面にデタッチメント断層運動に関連した断層岩、内部に

はんれい岩類が分布する。Atlantis Bank におけるはんれい岩はかんらん石はんれい岩や oxide-rich gabbro から構成され、多数の microgabbro, felsic vein やまれに diabase dike によって切られている。露頭観察や岩石学的研究の結果から、地殻の組成と厚さは垂直方向と海嶺方向に対して大きく変動しているが、はんれい岩層序の連続性が拡大方向に対して平行に存在していることが明らかになった (Dick et al., 2019a)。また、初生的なはんれい岩がほとんどなく、貫入してきた間隙メルトとはんれい岩が反応した痕跡 (Lissenberg and MacLeod, 2017) やメルトが介在した結晶塑性変形の痕跡が多いことから、こうした層序は大規模なマグマだまりでの結晶沈降作用では説明できないとし、周期的なメルトの貫入、間隙メルトの大規模な上昇移動や高温-超高温下での結晶塑性変形を伴う tectonic extension が連続的に生じる「dynamic accretion」の結果であることを示唆した (Dick et al., 2019a, b)。

Ferrando et al. (2021) では IODP Expedition 360 の掘削孔 U1473A から得られたかんらん石はんれい岩を使って、初期マグマ形成史における圧密・メルト移動・集積の関係について議論している。かんらん石はんれい岩を構成する斜長石やかんらん石の粒径と結晶方位の関係から、クリスタルマッシュの段階からメルトに乏しくなる段階まで弱い圧密が継続したこと、この過程がクリスタルマッシュからのメルト抽出と分離した melt-rich zone の形成・細粒粒子の結晶化に寄与したことを示唆した。圧密過程は全体のクリスタルマッシュのような大きなスケールでのメルト移動に大きく関与しないものの、海洋下部地殻の局所的な化学組成・粒径の不均質性を引き起こすことを示す。

5. 低速拡大系の海洋下部地殻物質が明らかにする海洋下部地殻の役割と重要性

海洋コアコンプレックスによる海洋下部地殻・マントル物質が海洋底に露出することで、海洋下部地殻の構造についての物質科学的な研究が進んできた。これらの研究結果から、低速拡大系における海洋下部地殻の構造は、高速拡大系にあるよ

うな大規模マグマだまりを介したはんれい岩の連続的な層序の形成はまれで、むしろ小規模マグマだまりからはんれい岩が形成し、このはんれい岩へ後期に形成されたメルトが浸透し、新たに反応することによって、既存のはんれい岩が改変し、多様なはんれい岩層序を形成することがわかってきた。

さらにマントル物質とメルトの反応によって形成したトロクトライトなどのようにマントル物質の地殻化も含め、海洋下部地殻はマグマだまりからの結晶集積のみにとどまらず、周期的に貫入するメルトによる物質的な変化やマグマの化学組成にも影響を与えることは明らかである。同時にこうした現象は中央海嶺から島弧へと環境変遷する際にも起きていることが予想される。

通常、海洋上部地殻である玄武岩の化学組成から、マントルの溶融度（プレート生産量）を推定する。もし、はんれい岩層で玄武岩質メルト組成が変化するならば、海洋プレートの生産率（マグマ源溶融度）・プレート構成岩石種と量に関する海洋プレートの根本的な“常識”を再検討する必要があるかもしれない。そして、はんれい層のメルト・流体反応素過程とその絶対量（メルト・流体フィルター性能）の評価結果（海水浸透深度、含水形態の検討）は、海洋プレート含水量推定にも新しい制約条件を与えるだろう。

謝辞：本稿を執筆する機会を与えていただいたマントル掘削ワーキンググループの皆さま、特に金沢大学の海野進博士、JAMSTECの稲垣史生博士、肖楠博士に深く感謝いたします。

参考文献

[1] Blackman et al., 1998. Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research* 103, 21315-21333.
[2] Blackman et al., 2011. Drilling constraints on lithospheric accretion and evolution at Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge 30 degrees N. *Journal of Geophysical Research*, 116, B07103.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007931>

[3] Cann et al., 2015. Tectonic evolution of 200 km of Mid-Atlantic Ridge over 10 million years: Interplay of volcanism and faulting, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16, 2303-2321, doi:10.1002/2015GC005797.
[4] Cannat, 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research* 98:4,163-4,172, <https://doi.org/10.1029/92JB02221>.
[5] Dick et al., 2006. Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle. *Oceanography* 19(4):72-80, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2006.06>.
[6] Dick et al., 2008. Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: The oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30'N, 45°20'W. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, doi: 10.1029/2008GC002063.
[7] Dick, 1989. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. Pp. 71-105 in *Magmatism in the Ocean Basins*. A.D. Saunders and M.J. Norry, eds, Geological Society Special Publication London, vol. 42, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.06>.
[8] Dick et al., 2019a. The Atlantis Bank Gabbro Massif, Southwest Indian Ridge. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(1), 1-70.
[9] Dick et al., 2019b. Dynamic accretion beneath a slow-spreading ridge segment: IODP Hole 1473A and the Atlantis Bank Oceanic Core Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(12), 12631-12659.
[10] Drouin et al., 2010. A microstructural imprint of melt impregnation in slow spreading lithosphere: Olivine-rich troctolites from the Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge, 30 N, IODP Hole U1309D. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(6), doi.org/10.1029/2009GC002995.
[11] Escartin and Canales, 2011. Detachments in oceanic lithosphere: Deformation, magmatism, fluid flow, and ecosystems (Conference report). EOS, Transactions American Geophysical Union, 92, doi.org/10.1029/2011EO040003
[12] Escartin et al., 2008. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature*, 455(7214), 790-794. <https://doi.org/10.1038/nature07333>
[13] Ferrando et al., 2018. Melt transport and mantle assimilation at Atlantis massif (IODP site U1309): Constraints from geochemical modeling. *Lithos*, 323, 24-43.
[14] Ferrando et al., 2021. Role of compaction in melt extraction and accumulation at a slow spreading center: Microstructures of olivine gabbros from the Atlantis Bank (IODP Hole U1473A, SWIR). *Tectonophysics*, 815, 229001.
[15] Godard et al., 2009. Geochemistry of a long in-situ section of intrusive slow-spread oceanic lithosphere: Results from IODP Site U1309 (Atlantis Massif, 30°N Mid-Atlantic-Ridge). *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1-2), 110-122.
[16] Kelemen et al., 2004. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports., 209: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.209.2004.
[17] Kelemen et al., 1997. Geochemistry of gabbro sills in

the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 475-488.

[18] Lissenberg and MacLeod, 2017. A reactive porous flow control on mid-ocean ridge magmatic evolution. *Journal of Petrology*, 57, 2195-2219.

[19] Michibayashi et al., 2019. What lies beneath: The formation and evolution of oceanic lithosphere. *Oceanography*, 32(1):138-149, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.136>.

[20] Morishita et al., 2009. Igneous, Alteration and Exhumation Processes Recorded in Abyssal Peridotites and Related Fault Rocks from an Oceanic Core Complex along the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, 50, 7, 1299-1325, <https://doi.org/10.1093/petrology/egp025>

[21] 森下 2017. 中央海嶺産海洋プレート深部起源岩石掘削の成果と展望. *地質学雑誌*, 123:185-205, <https://doi.org/10.5575/geosoc.2016.0063>.

[22] 小原 2012. 背弧海盆における海洋コアコンプレックスの発達: 最近のゴジラメガムリオン研究から分かってきたこと. *岩鉱*, 41, 193-202.

[23] Okino et al., 2004. Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian - Antarctic Discordance. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(12).

[24] Pallister and Hopson, 1981. Samail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation and layering and a model of a spreading ridge magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, 86, 2661-2672.

[25] Quick and Denlinger, 1993. Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites. *Journal of Geophysical Research*, 98, 14015-14027.

[26] Sinha and Evans, 2004. Geophysical constraints upon the thermal regime of the ocean crust. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 148, 19-62.

[27] Smith et al., 2014. Development and evolution of detachment faulting along 50 km of the Mid-Atlantic Ridge near 16.5 degrees N. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15, 4692-4711. <https://doi.org/10.1002/2014GC005563>

[28] Suhr et al., 2008. Stacked gabbro units and intervening mantle: A detailed look at a section of IODP Leg 305, Hole U1309D. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(10).

[29] Tucholke, B.E., and J. Lin. 1994. A geological model for the structure of ridge segments in slowspreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research* 99:11,937-11,958, <https://doi.org/10.1029/94JB00338>.

[30] Tucholke et al., 1998. Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research* 103, 9857-9866.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

マントルと海洋プレート 最上部マントル

森 下 知 晃
西 尾 郁 也

The mantle and the uppermost mantle of
oceanic plates

Tomoaki MORISHITA, Ikuya NISHIO

もりした ともあき : 金沢大学・海洋研究開発機構
にしお いくや : 金沢大学大学院

プレートテクトニクス開始以降の地球マントルは、中央海嶺下でマントル物質が溶融し、地殻が形成されることによって変化を続けている。この仮説に従い現在の海洋プレートの最上部マントル物質の特徴を予想し、海洋プレート由来のマントル物質と比較することでプレートテクトニクスが地球の進化に与えている影響に関する答え合わせができるはずである。

1. はじめに

地球でプレートテクトニクスが機能し始めて以降は、海洋プレートの形成場である中央海嶺下でマントル物質の部分溶融によって形成されたマグマが地表に運ばれることで地球の地殻・マントルの変化に加え海水や大気の組成に影響を与えてきた。地球内部由来の限られた試料からこのプレートテクトニクスに伴う地球進化を理解するためには海洋プレート下のマントル物質はどのような化学的特徴を有する岩石であるかを予想し、天然の試料と比較することが重要である。この作業は、海洋プレートの形成と消滅を伴うプレートテクトニクスが地球固有の特徴を生み出す要因であるとする仮説の検証に他ならない。

2. 中央海嶺下でのマントルの変遷 (図1)

中央海嶺下では主にカンラン岩からなるアセノスフェアが断熱上昇し、カンラン岩のソリダス条件よりも高い温度に達することで部分溶融が起きる (Klein and Langmuir, 1987 ; McKenzie and Bickle, 1988)。断熱上昇するアセノスフェアが部分溶融せずに地表に達したと仮定したときの温度をポテンシャル温度と呼ぶ。上昇するアセノスフェアの部分溶融の開始は、マントルの含水量も含めた化学組成、ポテンシャル温度によって変化する (Asimow and Langmuir, 2003)。部分溶融によって形成されたメルトは、結晶粒界に形成され、それらが連結し、移動することでメルトと固相の分離が起きる (例えば、Toramaru and Fujii, 1986)。溶け残ったカンラン岩は、残渣カンラン岩や、溶け残りカンラン岩と呼ばれる (以下、本文では残渣カンラン岩

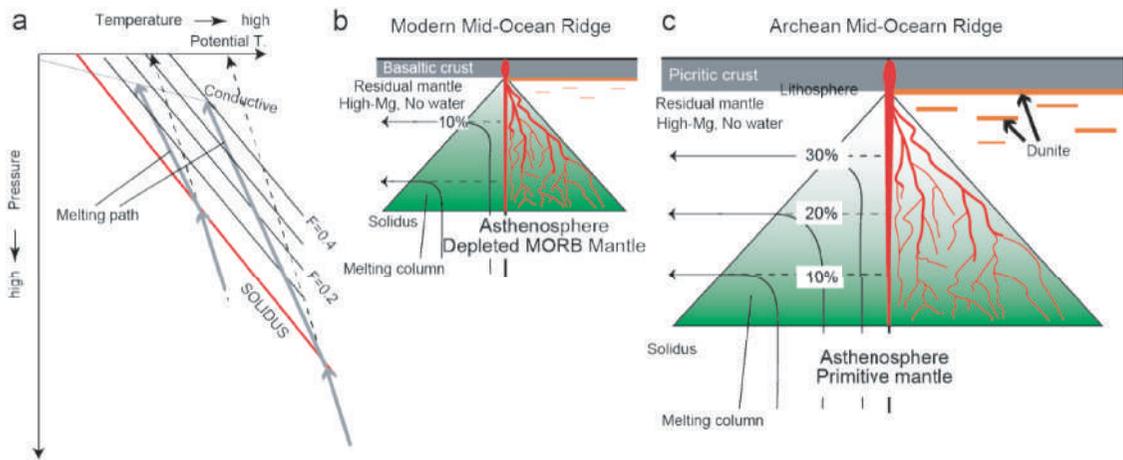


図1 中央海嶺下に上昇するアセノスフェアの温度圧力履歴 (a) とポテンシャル温度 (Potential T.) が異なる現在 (b) と太古代 (c) の溶融領域を模式的に示した図。赤がメルト-残渣カンラン岩が反応している領域で、反応後はダナイトが形成される。形成されたダナイトはその後のマンテル流でリソスフェアの一部となる (オレンジ)。中央海嶺下溶融領域の模式図は[2,15,17,18, 23]を参考にした。

と呼ぶ)。部分溶融をしながらマンテル物質は上昇するため、より浅い低圧条件では部分溶融程度が高くなる。また、上昇するマンテル物質には、より高圧条件下で形成された部分溶融メルトが浸透し、残渣カンラン岩とメルトとの反応によって90体積%以上がカンラン石で構成されるダナイトが形成される (Kelemen et al., 1995a)。このダナイトを本論では反応性ダナイトと呼ぶ。この反応性ダナイトが形成される領域にはメルトの流入が集中し、部分溶融体におけるメルトの移動経路になっていると考えられている (Kelemen et al., 1995b, Spiegelman et al., 2001)。海洋プレートが陸上に露出したと考えられているオフィオライトで、ダナイト層が下部地殻相当のハンレイ岩の下に普遍的に存在しているという観察事実 (Boudier and Nicolas, 1995) から、上昇する部分溶融領域中に形成された反応性ダナイトに富む層はマンテル流によって、海洋プレート下部地殻物質直下の主要岩石種となると考えられている (Braun and Kelemen, 2002)。中央海嶺で形成されるマグマの化学組成はこのようなカンラン岩の溶融とメルトの移動・反応を経験したさまざまなステージで形成されたメルトが集積したものと解釈する。

3. 地球史における中央海嶺下での火成活動とマンテル・地殻の進化

現在まで地球がコンドライト質隕石から形成されたとし、コンドライト組成からコアが形成された後に残ったケイ酸塩鉱物に富む層を Primitive mantle (PM), Bulk silicate Earth (BSE) などと呼ぶ (Hart and Zindler, 1986 ; Hofmann, 1988) (以下、本論ではこれらを PM と呼ぶ)。PM が形成されたのち、プレートテクトニクスの開始によって、海洋プレート形成場である中央海嶺では海嶺下マンテル物質が部分溶融を受けて中央海嶺火成岩が形成される。また、大陸の形成に伴い PM から大陸成分も抜けている。これらの PM から太古の海洋・大陸地殻成分に枯渇したマンテル物質が、現在の中央海嶺玄武岩を形成する出発物質 (Depleted MORB Mantle: DMM) であると考えられる (Salters and Stracke, 2004 ; Workman and Hart, 2005)。そこで、マンテルの組成として PM から DMM までを想定し、35億年前より中央海嶺で形成された可能性の高い火成岩組成 (Herzberg et al., 2010) を再現できるマンテルの化学組成、ポテンシャル温度、溶融条件を推定したのが Kimura et al. (2017)

である。Kimura et al. (2017) の結果からは、地球のポテンシャル温度の太古代から現在に向かう低下傾向や、それらに伴う中央海嶺下の溶融条件の違い、形成されるマグマの組成、同位体組成進化など、一部の例外火山岩組成を除き、総合的には地球マントルが PM から部分溶融メルトが抜けて DMM が現在の中央海嶺玄武岩のソースとなるまで整合的に説明できることを示した (図 1)。つまり、我々が現在想定しているプレートテクトニクスのプレート形成場である中央海嶺下での溶融プロセスを想定することで、地球形成初期から現在までの中央海嶺系で形成されてきたであろう地殻の化学的特徴、残渣カンラン岩の特徴も予想できることになる。

4. 現在の深海性カンラン岩とモデルの比較 1 : 整合的データ

予想される海洋マントル物質と実際に得られた海洋マントル起源物質とは整合的であろうか。海洋底から直接採取されたカンラン岩は深海性カンラン岩と呼ばれる (Dick, 1989)。現在の中央海嶺で形成された海洋プレートを構成していたと思われるカンラン岩は主に海洋プレートの拡大速度が遅いインド洋、大西洋のトランスフォーム断層・断層帯、海洋コアコンプレックスから採取されており、高速拡大海域である太平洋からは、限られた海域でしか採取されていない (Warren, 2016)。ハンレイ岩脈などの近傍や、斜長石カンラン岩は、メルトの抽出を受けた残渣カンラン岩にメルトが浸透し、そのメルトが完全に分離せず残った可能性があるが、これらを除けば深海性カンラン岩の多様性は溶融程度の異なる残渣カンラン岩の特徴と解釈されている (Dick et al., 1984)。深海性残渣カンラン岩中の単斜輝石の微量元素組成の特徴は分別溶融を経たメルト分離効率の良い溶融であったことを示す (Johnson et al., 1990)。

これまで採取された深海性残渣カンラン岩中の単斜輝石の微量元素濃度は、海嶺したで期待される溶融程度で説明できる (Harigane et al., 2016; Kimura et al., 2017) (図 2)。しかしながら、中央海

嶺下で形成される単斜輝石組成に調和的な深海性カンラン岩は、定常的な火山活動がない低速拡大海域で採取されたカンラン岩であることから、現在の中央海嶺で溶融する以前にマグマの抽出を受けた古融解カンラン岩である可能性もあるため、注意が必要である (森下, 2015)。

上昇するアセノスフェアの中で起きていることが予想されるメルト-残渣カンラン岩反応によって形成された反応性ダナイト (+クロミタイト) も深海性カンラン岩から報告されていること (Arai et al., 1998; Morishita et al., 2007; Payot et al., 2014)) は、メルト-岩石反応領域が中央海嶺下のメルトの輸送に重要な役割を担っている可能性を支持する。

5. 現在の深海性カンラン岩とモデルの比較 2 : 非整合的データ

上述したように残渣カンラン岩に期待される単斜輝石の微量元素の特徴の一致は、海洋プレートの拡大速度が遅い海域から採取された試料である。本来、中央海嶺下モデルが最も一致するのは定常的に中央海嶺玄武岩が形成されているプレートの拡大速度が速い海域であることが期待される。では、プレート拡大速度の速い太平洋から採取されたカンラン岩中の単斜輝石の微量元素の特徴と比較した場合どうであろうか。太平洋の Hess Deep から採取された深海性カンラン岩中の単斜輝石中の微量元素は絶対量が乏しく、液相濃集元素である Sr に正の異常が見られることが特徴的で、単純な残渣カンラン岩のものとは異なる (図 2)。この試料では微量元素の絶対量が乏しいため、Sr のような水流体と移動しやすい成分が正の異常を示すこと理由を検証する必要がある。低温の変質の影響なども考慮していく必要があるだろう。

中央海嶺下で形成される残渣カンラン岩中の液相濃集元素濃度は溶融程度が高くなると著しく低くなる。特に、海洋プレート最上部マントルの残渣カンラン岩は溶融程度が相対的に高くなるほど、メルトに分配されやすい H₂O などの濃度は

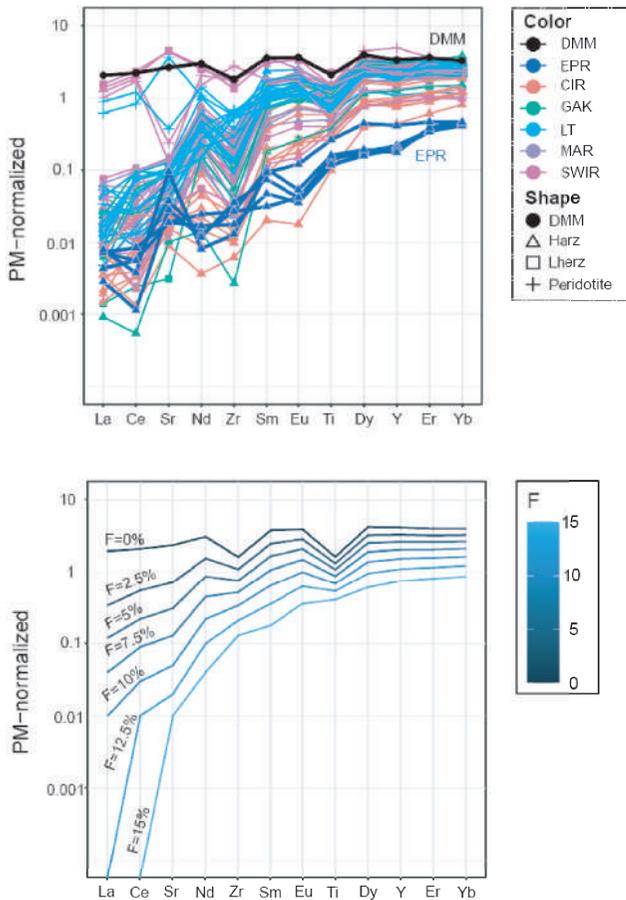


図2 Primitive mantle値^[22]で規格化した深海性残渣カンラン岩中の単斜輝石の微量元素パターンとDMMからスピネルカンラン岩安定領域でほぼ分別溶融した後の残渣カンラン岩中の単斜輝石の組成を示した図。モデルはOzawa (2001) の計算シートを用いて求めた。EPR = 東太平洋海膨, CIR = 中央インド洋, GAK = ガッケル海嶺, LT = レナトラフ, MAR = 大西洋, SWIR = 南西インド洋, Harz = ハルツパージャイト, Lherz = レールゾライト, F = 部分溶融程度。鉱物化学組成, DMMのデータは[8,34,37]を参照した。

著しく低いことが期待される (Schmädicke et al., 2018)。無水鉱物であっても、微量な H₂O 成分を結晶構造に含み得ることが指摘されてから (Bell and Rossman, 1992)、深海性カンラン岩中の無水鉱物中の含水量が測定され、試料採取地点ごとに差があり、残渣カンラン岩から予想される値よりも高いことが報告されている (Warren and Hauri, 2014; Hesse et al., 2015; Schmädicke et al., 2018; Li et al., 2020) (図 3)。この予想値よりも高い深海性カンラン岩中の無水鉱物中の含水量は、残渣カンラン岩として形成された後に水成分が付加した可能性や出発物質であるカンラン岩の水成分が想定されているよりも高いなどの可能性が考えられるが、その理由は不明なままである。また、Klein et al. (2019) では、深海性カンラン岩を含むさまざ

まな苦鉄質岩、超苦鉄質岩のカンラン石中にメタンや水素が検出される流体包有物痕が普遍的に観察されることを報告し、深海性カンラン岩中の流体包有物は海水が蛇紋石安定領域よりも高温で流入した可能性を指摘している。カンラン岩の蛇紋岩化プロセスには、水流体の流入に伴う蛇紋岩化反応による局所的な割れ目の形成と溶解-沈殿が伴うような過程も想定される (Plümpner et al., 2012)。無水鉱物であるため極微量の蛇紋石が混入することで見かけ上の含水量が高くなる可能性があり、現在の海洋底に露出したカンラン岩試料においては、マントル条件から地殻条件までの上昇過程における浅所での水の流入の影響をマイクロなスケールで検証する必要がある。

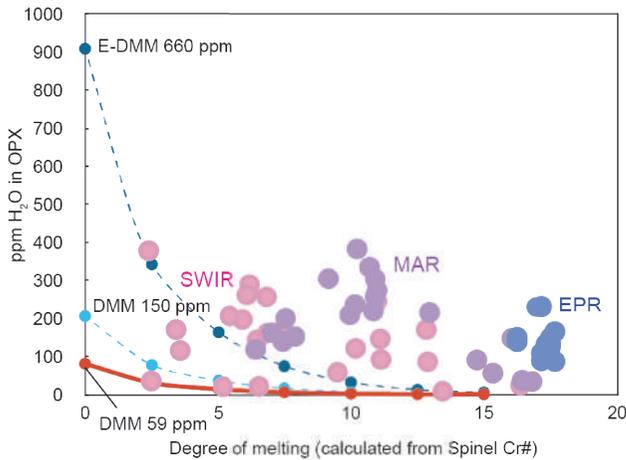


図3 深海性残渣カンラン岩中の直方輝石中の含水量とDMM (出発時の含水量が 600 ppm, 150 ppm, 59 ppm) がスピネルカンラン岩安定領域でほぼ分別溶解した後の残渣カンラン岩中の直方輝石の含水量見積もりと溶解程度との関係を示した図。モデルは Ozawa (2001) の計算シートを用いて求めた。残渣カンラン岩の溶解程度は直方輝石と共存するスピネルの化学組成から Warren (2016) の経験式を用いて求めた。EPR = 東太平洋海膨, MAR = 大西洋, SWIR = 南西インド洋。直方輝石の含水量データは [12,20, 21,30,31,36] の中から共存するスピネルの Cr# が得られる試料を抜粋した。

5. 終わりに：マントル掘削で得られるマントル直接掘削試料の重要性

本論で述べてきたように、地球の中央海嶺で形成されてきた火山岩の特徴は、PM からの中央海嶺でのマグマ過程を想定することで説明可能であるにもかかわらず、実際の我々が手にできている深海性カンラン岩は、高い含水量や、単純な中央海嶺下の部分溶解—メルトの分離では説明できない特徴を持つ試料が存在する。特に、海洋プレート中の水の挙動はプレートの物性、地球の水循環に影響を与えるため、その理解が求められる。そのためには、なんらかの理由で海洋底に露出するに至った深海性カンラン岩の履歴と微小領域の観察・分析の精査を継続して行っていく必要がある。特に、現在の地球においてプレート拡大速度が速い太平洋下のマントルはマントル掘削計画の最優先ターゲットであるにも関わらず (Umino et al., 2013)、試料がほとんど採取されていない。火山島やプチスポット火山の捕獲岩などからの情報も含めて検討していく必要があるが、やはりこれらの捕獲岩は中央海嶺下プロセス後の火成活動の影響を受けている可能性を否定できない。やはり、現在の海洋プレート最上部マントル物質を採取するマントル掘削で得られる試料は、地球が地球固有の惑星となった要因であるプレートテクトニクス仮説の検証に必須の試料である。

参考文献

- [1] Arai, S., Matsukage, K. (1998) Petrology of a chromite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromites. *Lithos* 43, 1-14.
- [2] Asimow, P.D., Langmuir, C.H. (2003) The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature* 421, 815-820.
- [3] Bell, D.R., Rossman, G.R. (1992) Water in Earth's mantle: the role of nominally anhydrous minerals. *Science* 255, 1391-1397.
- [4] Boudier, F., Nicolas, A. (1995) Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology* 36, 777-796.
- [5] Braun, M.G., Kelemen, P.B. (2002) Dunite distribution in the Oman ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, 8603, doi:10.1029/2001GC000289
- [6] Dick, H.J.B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. *Geological Society Special Publication* 42, 71-105.
- [7] Dick H.J.B., Fisher, R.L., Bryan, W.B. (1984) Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 69, 88-106.
- [8] Grambling, N.L., Dygert, N., Boring, B., Jean, M.M., Kelemen, P.B. (2022) Thermal history of lithosphere formed beneath fast spreading ridges: Constraints from the mantle transition zone of the East Pacific Rise at Hess Deep and Oman Drilling Project, Wadi Zeeh, Samail ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, in press.
- [9] Harigane, Y., Abe, N., Michibayashi, K., Kimura, J.-I., Chang, Q. (2016) Melt-rock interactions and fabric development of peridotites from North Pond in the Kane area, Mid-Atlantic Ridge: Implications of microstructural and petrological analyses of peridotites samples from IODP Hole

- U1382A. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 17, doi:10.1002/2016GC006429
- [10] Hart, S.R., Zindler, A. (1986) In search of a bulk-earth composition. *Chemical Geology* 57, 247-267
- [11] Herzberg, C., Condie, K., Korenaga, J. (2010) Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 79-88.
- [12] Hesse, K.T., Gose, J., Stalder, R., Schmädicke, E. (2015) Water in orthopyroxene from abyssal spinel peridotites of the East Pacific Rise (ODP Leg 147: Hess Deep). *Lithos* 232, 23-34.
- [13] Hofmann, A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- [14] Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an iron microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95, 2661-2678.
- [15] Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M. (1995a) Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747-753.
- [16] Kelemen, P.B., Whitehead, J.A., Aharonov, E., Jordahl, K.A. (1995b) Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research* 100, 475-496.
- [17] Kimura, J.-I., Gill, J.B., van Keken, P.E., Kawabata, H., Skora, S. (2017) Origin of geochemical mantle components: Role of spreading ridges and thermal evolution of mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 18, 697-734, doi:10.1002/2016GC006696
- [18] Klein, E.M., Langmuir, C.H. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research* 92, 8089-8115.
- [19] Klein, F., Grozeva, N.G., Seewald, J.S. (2019) Abiotic methane synthesis and serpentinization in olivine-hosted fluid inclusions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 116, 17666-17672.
- [20] Li, W., Soustelle, V., Jin, Z., Li, H., Chen, T., Tao, C. (2017) Origins of water content variations in the suboceanic upper mantle: Insight from Southwest Indian Ridge abyssal peridotites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 18, 1298-1329.
- [21] Li, P., Xia, Q.-K., Dallai, L., Bonatti, E., Brunelli, D., Cipriani, A., Ligi, M. (2020) High H₂O content in pyroxenes of residual mantle peridotites at a Mid Atlantic ridge segment. *Scientific Reports* 10, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57344-4>.
- [22] McDonough, W.F., Sun, S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- [23] McKenzie, D. and Bickle, M.J. (1988) The volume and composition of melt generated by extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology* 29, 625-679.
- [24] 森下知晃 (2015) 中央海嶺下のマントル多様性を形成した古融解イベントーその検出方法と固体地球ダイナミクスにおける意義ー. *地学雑誌* 124, 333-354.
- [25] Morishita, T., Maeda, J., Miyashita, S., Kumagai, H., Matsumoto, T., Dick, H.J.B. (2007) Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the slow-spreading Southwest Indian Ridge. *European Journal of Mineralogy* 19, 871-882.
- [26] Ozawa, K. (2001) Mass balance equations for open magmatic systems: Trace element behavior and its application to open system melting in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 106, 13407-13434.
- [27] Payot, B.D., Arai, S., Dick, H.J.B., Abe, N., Ichiyama Y. (2014) Podiform chromitite formation in a low-Cr/high-Al system: an example from the Southwest Indian Ridge (SWIR). *Mineralogy and Petrology* 108, 533-549.
- [28] Plümper, O., Røyne, A., Magrasó, A., Jamtveit, B. (2012) The interface-scale mechanism of reaction-induced fracturing during serpentinization. *Geology* 40, 1103-1106.
- [29] Salters, V.J.M., Stracke, A. (2004) Composition of the depleted mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, A05004, doi:10.1029/2003GC000597
- [30] Schmädicke, E., Gose, J., Will, T.M. (2011) Heterogeneous mantle underneath the North Atlantic: Evidence from water in orthopyroxene, mineral composition and equilibrium conditions of spinel peridotite from different locations at the Mid-Atlantic Ridge. *Lithos* 125, 308-320.
- [31] Schmädicke, E., Gose, J., Stalder, R. (2018) Water in abyssal peridotite: Why are melt-depleted rocks so water rich *Geochemistry Geophysics Geosystems* 19, 1824-1843.
- [32] Spiegelman, M., Kelemen, P.B., Aharonov, E. (2001) Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactible media. *Journal of Geophysical Research* 106, 2061-2077.
- [33] Toramaru, A., Fujii, N. (1986) Connectivity of melt phase in a partially molten peridotite. *Journal of Geophysical Research* 91, 9239-9252.
- [34] Umino, S., Nealson, K., Wood, B. (2013) Drilling to Earth's mantle. *Physics Today* 66, 36-41, doi:10.1063/PT.3.2082.
- [35] Warren, J.M. (2016) Global variations in abyssal peridotite compositions. *Lithos* 248-251, 193-219.
- [36] Warren, J.M., Hauri, E.H. (2014) Pyroxenes as tracers of mantle water variations. *Journal of Geophysical Research* 119, 1851-1881, doi:10.1002/2013JB010328.
- [37] Workman, R., Hart, S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53-72.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
ー地球最大のフロンティアに挑むー

マントルと地殻の境界 (モホ) を決めるもの

阿部 なつ江^{1,2}

What defines the boundary between the mantle and the crust (Moho)

Natsue Abe

1. 国立研究開発法人海洋研究開発機構研究プラットフォーム運用開発部門マントル掘削プロモーション室
2. 金沢大学大学院自然科学研究科

地殻とマントルの境「モホロビッチ不連続面(モホ面)」は、岩石種の違いや変質程度の差、または変形や破碎程度の違いなどで地震波速度が急激に変化する場所である。モホを形作る岩石とその物性について、これまでの科学掘削で得られた岩石試料や孔内計測データを元に考察する。

1. はじめに

モホロビッチ地震波不連続面は、地球内部にある層構造の境界の内、最も浅部にある明瞭な物性境界で、陸海問わず地球上のほぼ全ての地域で確認できる。1909年10月9日に起こった地震記録を解析して発見され、発見者のモホロビッチの名を取って“Mohorovicic discontinuity(モホロビッチ不連続面)”略して“Moho(モホ面)”と呼ばれている。日本語では反射面を意識してか「モホ面」と「面」を付けることが多いが、数百メートルの幅を持つ「帯」だと考えられる。モホ反射面は、確認される場合とされない場合があるし、複数重複して確認できる場合もある(Fujie et al., 2013; Ohira et al., 2017, 2018など)。マントル掘削では、地殻からモホ面を掘り抜いたことが確認されて初めて、マントルに到達したことになる。マントル物質を手に入れる為には「モホ(面)とは何か?」という問いに対して、掘削以前にできうる限りの研究を行い、仮説を建てておくのが重要であろう。

一般的な海洋モホに関する海域観測データについては、笠原ほか(2008)などに纏められているが、その後、日本海溝や中米における沈み込み手前の海洋プレート上での速度低下の状況(Fujie et al., 2013; 2018; 2020など)や、太平洋プレート上での多様なモホ面の観測(Ohira et al., 2017; 2018など)が進み、より詳細で多様なモホ面が確認されている。モホを構成する物質要素としては、1) 岩相境界、2) 同じ岩石種でも変質程度が異なる(蛇紋岩/かんらん岩境界-; Hess, 1962)、3) 同じ岩石種で変成度が異なる(斑れい岩/エクロジャイト境界)、4) 岩石種に寄らず破碎度や空隙率が異なるなどの要因が考えられる。後述するように、3の斑れい岩/エクロジャイト境界説以外

は、明確に否定する根拠が無く、これらの要因の組み合わせがモホ面を形成していると考えられる。モホを形づくる物質は何かという問いについては、これまでも阿部・荒井（2007）や荒井・阿部（2008）などでも繰り返し議論しているが、その後の成果を踏まえて考察する。

2. モホを構成するもの？

現在最も支持されているのが「岩相境界」、つまり玄武岩質深成岩である斑れい岩（マフィック岩）と、かんらん岩質（超マフィック岩）の境界であるという説である。モホ面よりも下の部分のP波速度（以下 V_p ）は、大陸か海かによらずおおよそ 8.0 km/s 以上である（Prodehl et al., 2013 など）。Hess（1964）は、1961 年に実施したモホール計画の掘削候補地点における海域調査で、最上部マントルに 10% を超える強い速度異方性があることを発見し、かんらん石の結晶異方性と一致することを指摘した。 V_p が 8 km/s 以上で上部マントルに存在しそうな物質には、かんらん石を主体とする岩石（かんらん岩）と、玄武岩質深成岩でざくろ石と輝石で構成される岩石（エクロジャイト；超マフィック岩の一種）の 2 種類がある。Hess（1964）以前は、この 2 種類のどちらが最上部マントルを構成しているのか議論に決着がついていなかった。エクロジャイトはこの強い異方性を示さないことから、最上部マントルは、かんらん石を主体とするかんらん岩であることがほぼ明らかになった。さらに Ringwood and Green（1966）が実施した高圧実験では、玄武岩質深成岩である斑れい岩（斜長石と輝石）がエクロジャイトに相転移する圧力が、おおよそ 12 kbar（地下約 36 km）である事が分かった。つまり、海洋のモホ相当の圧力（約 2 kbar）で、下部地殻の岩石は斑れい岩であり、その下の $V_p = 8.0$ km/s の物質はエクロジャイトではなくかんらん岩であることが、物質科学的にも明らかになった。

3. 海洋下部地殻の多様性

前章の結論から、モホ直下はかんらん岩で構成

表 1 海洋下部地殻~最上部マントルに想定される岩石種とその物性値。

広義の岩石種	狭義の岩石種	V_p (km/s)	密度 (g/cm ³)
斑れい岩	斑れい岩、ノーライト	6.8	2.9
	かんらん石斑れい岩	7.5	2.95
	トロクトライト	7.8	3
かんらん岩	ダナイト	8.3	3.2
	ノルツパージャイト	8.2	3.2
	100%蛇紋岩化	5.5	2.6
	30%蛇紋岩化	7.0	3

されていることは疑いようがないだろう。ではモホ面の多様性（不鮮明、多重、極めて鮮明）はどのような要因で作られるのだろうか？異なる媒質が接しているとき、それぞれの媒質の密度とその媒質を伝える弾性波速度の積（音響インピーダンス）の差が大きければ大きいほど、反射率は高くなり、反射面が明瞭になる。逆にその差が小さければ、反射率は低く、反射面は不鮮明になる。つまり地殻とマントルそれぞれの音響インピーダンスの差が大きければ大きいほど、モホ反射面は明瞭になる。Hess（1964）が指摘した最上部マントルの異方性の効果を差し引いても、モホ反射面には多様性があることから、反射面の多様性を作るのは、基本的に下部地殻の物性の違いによるものと考えられる。

これまでの海洋科学掘削の結果やオフィオライトの調査から、海洋の下部地殻から最上部マントルは、主に表 1 に示すような多種の斑れい岩とかんらん岩で構成されていると考えられている。斑れい岩の中で最もかんらん石に富むトロクトライトの V_p は、最大 7.8 km/s であり、ダナイトの 8.3 km/s とあまり差が無い。そのためトロクトライトが地殻最下部にあると、モホ面は不鮮明になる。一方かんらん石に乏しい斑れい岩の速度は 6.5 km/s 程度で、ダナイトの速度との差が大きいため、モホ面は鮮明になる。実際に海域調査で観測されている下部地殻の V_p も、6.0 km/s から 7.5 km/s で幅があり、この差がモホの多様性を作っていると考えられる。トロクトライトでもかんらん

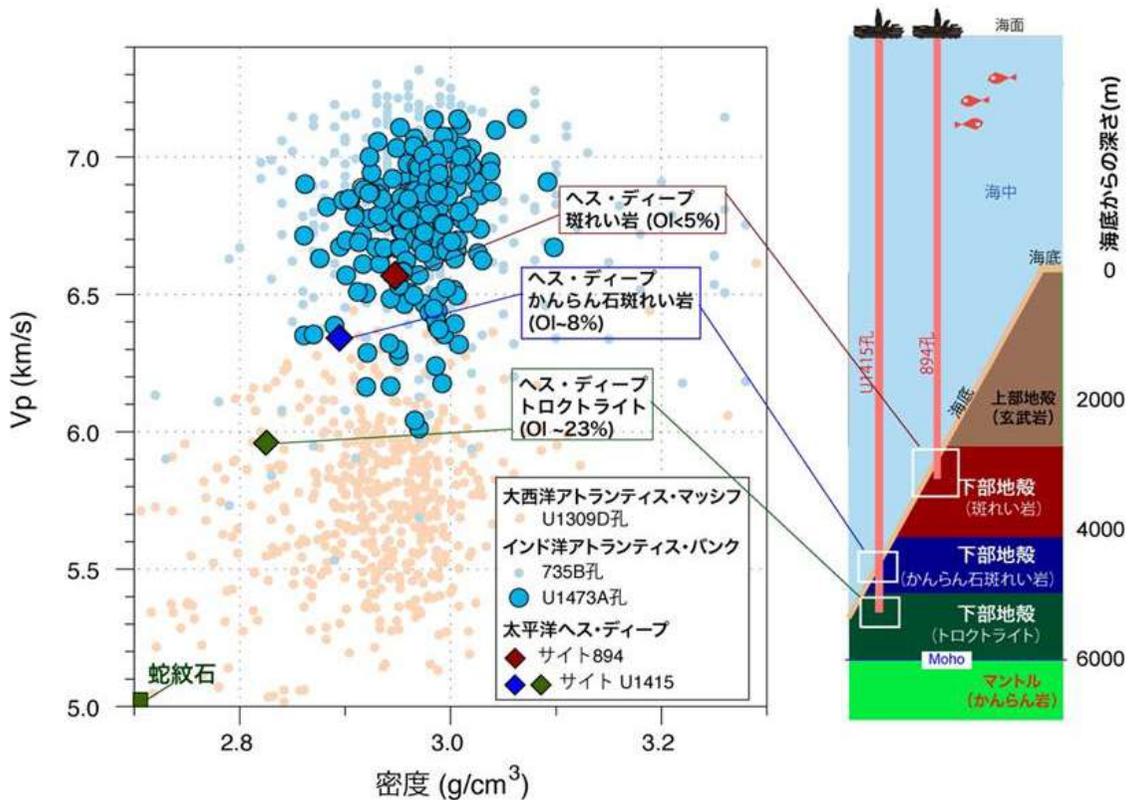


図1 ODP第118次航海, 176次航海およびIODP第360次航海によるインド洋アトランティス・バンク (735B孔とU1473A孔; 青色系) と, IODP第304および305次航海による大西洋アトランティス・マッシフ (U1309D孔; オレンジ), ODP第147次航海およびIODP第345次航海による太平洋ヘスディープからの掘削試料のVpと密度の関係と, それらが海底下で位置するおおよその場所を示した柱状図。データは, ODP Initial ReportおよびIODP Proceedings^[5,7,13,21]より引用。

石が蛇紋岩化した場合, Vpは5.5 km/s程度に低下し, モホ反射面は明瞭になることが予想される。東北日本弧に沈み込む古い太平洋プレートにおいて, モホが鮮明なのは, このような変質した下部地殻が原因である可能性がある。

4. 海洋科学掘削における成果

深海科学掘削において, 1400 mを超える深掘りは4本ある(道林, 2021)。中央海嶺の拡大速度が遅い(低速拡大系)インド洋と大西洋に1本ずつ, 拡大速度の速い(高速拡大系)太平洋で2本掘削されている。低速拡大系ではマグマ供給量に時間的な斑があり, 定常的にマグマが供給される高速

拡大系に比べて, 地殻構造が複雑であることが分かっている(Dick et al., 2015など)。低速拡大系では, マグマ供給量の少ない時期に海嶺が拡大して形成された海洋コアコンプレックスと呼ばれる岩体が形成され (Tucholke et al., 1998; Escartin and Canales, 2011), 斑れい岩や蛇紋岩化したかんらん岩などの深成岩が海底に露出していることから, 海洋地殻深部物質へのアクセスが容易である。インド洋と大西洋における深掘りの掘削孔から得られた試料は, どちらもほぼ全て斑れい岩で構成されている。一方, 太平洋の2孔は高速拡大軸で形成され, いわゆるオフィオライトと同じ“ペンローズタイプの層序(Anonymous, 1972)”を持つ。

表2 Uu1309D孔(大西洋)と735B孔(インド洋)から掘削した斑れい岩の岩石学的特徴。

	U1309D (大西洋)	735B (インド洋)
Vp (km/s)	5.8	6.7
密度 (g/cm ³)	2.95	2.98
かんらん石量 (vol %)	19.7	8
変質率(%)	27	13

そのため玄武岩層から岩脈群と掘り進めており、504B孔は岩脈群の途中まで、1256D孔ではわずかながら斑れい岩層まで掘削しているが玄武岩層と岩脈群が掘削岩相の主体であった。海洋コアコンプレックスとペンローズタイプの掘削は、どちらも未だモホ面までは到達しておらず、モホの実体解明には至っていない。しかし Blackman et al. (2019) などに示すように物性研究において、面白い結果が得られているので紹介しよう。

図1は、インド洋アトランティス・バンク(735B孔とU1473A孔)と、大西洋アトランティス・マッシュ(U1309D孔)で採取された斑れい岩の船上物性計測結果である。この2ヶ所は共に1400m以上掘削され、高いコア回収率(約80%)で、物性計測が十分実施出来た希なケースである。図1を見ると分かるように、インド洋(主に735B孔)と大西洋(U1309D孔)の試料は、密度が3.0 g/cm³程度で差が無いのに、Vpは1.0 km/s近い差があることが分かる。これは、海域の違いと言うよりは、同じ「斑れい岩類」という下部地殻を構成する岩石であっても、構成鉱物の量比に違いがあり、U1309D孔の試料方が、735B孔のものに比べてかんらん石含有量が倍近く多いこと、さらにそのかんらん石の変質程度(蛇紋石化度)にも大きな違いがあることが原因であると考えられる(表2)。一般的に、かんらん石は蛇紋石化するとき、蛇紋石と磁鉄鉱を形成する。蛇紋石の密度は低く(2.5 g/cm³) Vpが遅い(4.5 km/s)が、磁鉄鉱は密度が高い(> 4.5 g/cm³) 割に Vpが遅い(6.5

km/s) ことから、密度の変化無しに Vp のみが低下していると考えられる。

高速拡大プレートにおける斑れい岩掘削が行われたヘス・ディープ(ODP Leg 147とIODP Exp. 345)の成果も図1に示している。ヘス・ディープは、中央海嶺が拡大しかけて停止したために、上位にあるはずの玄武岩と岩脈群の層が欠損した状態で、下部地殻相当の斑れい岩と上部マントル相当のかんらん岩(蛇紋岩)が海底に露出している場所である。ここで得られた掘削試料は、下部地殻のなかでも深度の異なる3種類の斑れい岩が得られている。そして深度が深いほどかんらん石に富む上、海水と反応して蛇紋石化が起きているため、Vpが遅くなっているのがハッキリと分かる(図1)。

5. オマーン・オフィオライト陸上掘削の成果

国際陸上科学掘削としてオフィオライトをターゲットに2016年12月に始まったオマーン掘削計画(ICDP Oman Drilling Project; Kelemen et al., 2021; 高澤, 2021)では、オフィオライトの上部地殻、下部地殻、モホ遷移帯、上部マントルの各セクションとオフィオライト基底部分において300~400mの断片的な掘削を実施し、100%の回収率でコアを採取している。この高いコア回収率のお陰で、断層帯や変質帯などのこれまでの海洋科学掘削では得られなかった著しく変質した試料や、破碎された試料の観察や物性計測が可能で、新しい知見が多く得られている。静岡県清水港に停泊中の地球深部探査船「ちきゅう」船上ラボにおいて2017年と2018年の合計4ヶ月間かけて行ったコア試料の記載、化学分析、物性計測の結果は高澤(2021)にまとめられているので、ここでは、その物性計測に関して述べたい。地殻-マントル境界(CM1)サイトでは、かつてのモホ面に相当する部分を挟む400m長の掘削を行い、モホ遷移帯を含むコア試料を採取した。図2はそのCM1サイトの岩石層序と、船上で計測した岩石物性データを示している。青色系統で示した斑れい

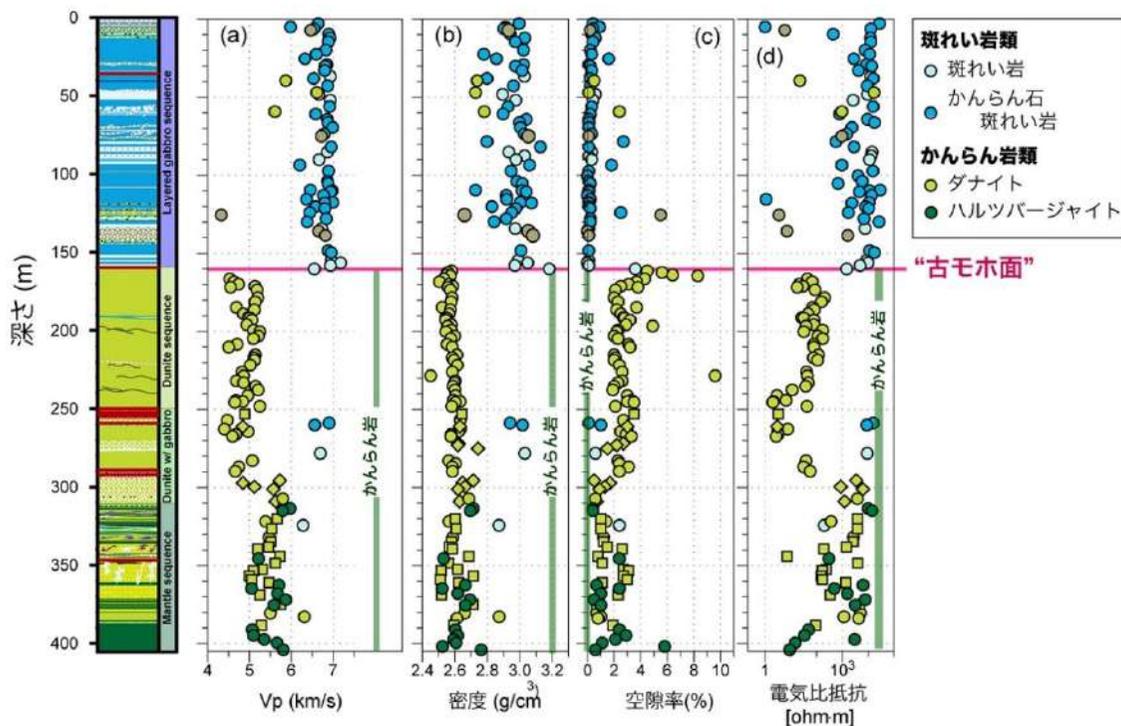


図2 ICDPオマーン掘削計画による地殻-マントル境界 (CM1) サイトからの掘削試料の岩石物性結果。薄緑色で示した線は、かんらん岩に予想されるそれぞれの物性値。オマーン掘削で得られたマントルセクションの試料の物性値は、かんらん岩の予想値と大きく異なることがわかる。

岩類を主体とする上位 160 m と、その下の緑色系統で示したかんらん岩を主体とするモホ遷移帯およびマントル・セクションで、予想された値と大きなずれがあることが明瞭に示されている。これは、水との反応によって元々あった海洋地殻-上部マントルの岩石が変質し、物性が大きく変化してしまっていることを示している。特に顕著なのは、古モホ面の下で V_p が大きく下がり、5.5 km/s よりも遅い値を示すことである。これほどの V_p の低下は、今のところ海域観測では見つかっていない。これは主にかんらん石 ($V_p \sim 8.0$ km/s) が蛇紋石 ($V_p \sim 4.5$ km/s) 化したことによる速度の低下であると説明できる。また、Katayama et al. (2020) では、船上で、乾燥状態と薄い塩水で飽和させた状態の電気比抵抗を同一試料で測り、その値の差から透水率を計算によって求めている。そ

の結果は、モホ直下の遷移帯 (ダナイト) の透水率が最も高くなることが示された。

図2に示したデータは、「ちきゅう」船上ラボにおける常温・常圧での測定値であるため、海底下 6 km 程度の深さの圧力では、もっと速い V_p が期待される。しかし Hatakeyama et al. (2021) による 200 MPa の加圧条件下の計測値でも、6.0 km/s を超えるような V_p は得られず、古モホ面を挟んだ上下の速度構造は、予想に反して逆転している結果となっている。日本海溝などの沈み込み帯手前で激しく破碎され、下部地殻～上部マントルにかけて速度が低下している海洋プレートにおいても、このような速度逆転は起こっていない (Fujie et al., 2013 など)。これらの研究結果から、オマーン・オフィオライトに見られるような最上部マントルの著しい蛇紋岩化作用は、現在の海域 (海

洋プレート)で起こっている可能性が低いことが示唆される。

6. 斑れい岩の破碎の可能性

Akamatsu et al. (2021)では、岩石の脆性変形に伴うクラック形成が、物性を容易に変化しうることに着目し、変質していない天然の斑れい岩やかんらん岩試料を用いた常温・加圧(600 MPaまで)での三軸変形実験(拘束圧20 MPa)を行い、弾性波速度を計測した。そしてかんらん岩に比べて斑れい岩の方が細かい亀裂が多く形成され、斑れい岩とかんらん岩で変形による速度の低下率が異なる事が分かった。この結果から、差応力が生じる条件において、つまり沈み込みやプレート衝突、またはプレートの移動などによって生じるプレート内での水平方向の応力差によって、下部地殻に速度低下が起こり、上部マントルとの速度および密度差が大きくなる。そしてこの差が、モホ反射面を鮮明にする可能性があることを示している。

このように、斑れい岩は、それが含むかんらん石の量や、変質(蛇紋石化)程度、変形(破碎)程度に地域差があり、弾性波速度や密度に多様性がある。この多様性が、モホ反射面の強弱を決めていると考えられる。斑れい岩のみならず、最上部マントルまで含めて、海水との反応によって蛇紋岩化するという事は、海洋プレートが水の運び役となっているに他ならない。Hatakeyama et al. (2017)の研究結果は、蛇紋岩化した海洋プレートが、日本列島などの島弧下に沈み込むときに、マントルへと水を運び込む作用が続けば、最速で6億年程度で地球上の海水が干上がることを示唆している。どの程度の水が海洋プレートに含むのか、さらに詳しい研究が求められる。

7. まとめ

モホは、かんらん岩質の最上部マントルと、その上にあるマフィック岩(斑れい岩)との境界であるというのが、現状での理解である。海洋地殻であるマフィック岩は、かんらん岩の部分溶融によってできるマグマから形成されることから、地

球内部から地球表層物質を作る第一次分別作用であると言える。故に岩石学者や地球化学者は、海洋モホ面の深度(つまり海洋地殻の厚さ)を元に、マントルが部分溶融によって放出するマグマ生成量を見積もっている。しかし厳密には、海域のモホ面下のダナイトの成因として、マグマ-かんらん岩(マントル)との反応生成物も存在している(小澤, 2008など)ため、モホ深度から見積もる海洋地殻の厚さをそのままマグマ生成量としてとらえることは出来ない。掘削によるモホ面付近の連続サンプリングによって、このマグマ-かんらん岩反応の詳細が明らかになれば、今よりも更に詳しく、中央海嶺における固体地球のこの一次分化作用について知ることが出来ると期待される。モホを貫通し、マントルまでの連続孔を掘削することで、地球の分化過程や水の循環についてより詳しく理解し、地球の将来像の正確な予測が期待できる。

謝辞: 本稿を執筆するにあたり、IODP 第345次および360次航海乗船者一同、ICDP オマーン掘削計画参加者一同に深く敬意を表します。本稿の一部に使用されている同航海および計画の試料分析データは、JSPS 科研費18H01321の助成を受けて実施されています。

参考文献

- [1]阿部なつ江・荒井章司(2007) Mission Moho : Mission Proposalへの取り組み。月刊地球, 29, 711-715.
- [2]Akamatsu, Y. et al. (2021) Changes in elastic wave velocity during brittle deformation of gabbro and peridotite: Implications for oceanic Moho reflectivity. Earth Planet. Sci. Lett., 568, 117036. doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117036
- [3]Anonymous (1972) Penrose field conference on ophiolites. Geotimes, 17, 24-25.
- [4]荒井章司・阿部なつ江(2008)モホの岩石学的実態を探る - 21世紀モホールを目指して -。地学雑誌, 117, 110-123. doi.org/10.5026/jgeography.117.110
- [5]Blackman DK, et al. (2006) In: Proceedings of the IODP 304/305: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi.org/10.2204/iodp.proc.304305.2006
- [6]Blackman, DK, Abe, N. et al. (2019) Seismic proper-

- ties of gabbroic sections in oceanic core complexes: constraints from seafloor drilling. *Mar Geophys Res* 40, 557-569. doi.org/10.1007/s11001-019-09385-7
- [7] Dick HJB, et al. (1991) Tectonic evolution of the Atlantis II Fracture, Zone. In: Von Herzen RP, Robinson PT et al (eds) Proceedings of the ODP scientific results vol 118, pp 359-398, Ocean Drilling Program, College Station
- [8] Dick, HJB. et al. (2015) Southwest Indian Ridge lower crust and Moho: the nature of the lower crust and Moho at slower spreading ridges SloMo-Leg 1. *International Ocean Discovery Program Scientific Prospectus*, 360.
- [9] Escartin, J. and Canales, J. P. (2011) Chapman Conference on Detachments in Oceanic lithosphere: Deformation, Magmatism, Fluid Flow and Ecosystems (Conference report) . *EOS*, 92, doi: 10.1029/2011EO040003.
- [10] Fujie, G. et al. (2013) Systematic changes in the incoming plate structure at the Kuril trench. *Geophysical Research Letters*, 40, 8893.
- [11] Fujie, G. et al. (2018) Controlling factor of incoming plate hydration at the northwestern Pacific margin. *Nature Communications*, 9, doi:10.1038/s4146701806320z.
- [12] Fujie, G. et al. (2020) Spatial variations of incoming sediments at the northeastern Japan arc and their implications for megathrust earthquakes. *Geology*. doi:10.1130/G46757.1.
- [13] Gillis, K.M., Snow, J.E., Klaus, A., and the Expedition 345 Scientists, 2014. *Proc. IODP*, 345: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program). doi:10.2204/iodp.proc.345.2014
- [14] Hatakeyama, K. et al. (2017) Mantle hydration along outer-rise faults inferred from serpentinite permeability. *Sci Rep* 7, 13870. doi.org/10.1038/s41598-017-14309-9
- [15] Hatakeyama, K. et al. (2021) Effects of alteration and cracks on the seismic velocity structure of oceanic lithosphere inferred from ultrasonic measurements of mafic and ultramafic samples collected by the Oman Drilling Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB021923. doi.org/10.1029/2021JB021923
- [16] Hess, H. (1962) History of ocean basins. In *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A.E. Buddington* ed. By Engel, A.E.J., James, H.L., and Leonard, B.F., Geological Society of America, Boulder, 599-620.
- [17] Hess, H. (1964) Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 4945, 629-631. doi.org/10.1038/203629a0
- [18] 笠原順三ほか (2008) 西太平洋のマルチチャンネル地震波反射記録断面に見られるモホ反射面の特徴とモホ遷移層の性質. *地学雑誌*. 117, 5-44.
- [19] Katayama, I., Abe, N. et al. (2020) Permeability profiles across the crust-mantle sections in the Oman Drilling Project inferred from dry and wet resistivity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125, e2019JB018698. doi.org/10.1029/2019JB018698
- [20] Kelemen, PB et al. (2020) Scientific drilling in the Samail ophiolite, Sultanate of Oman proceedings of the Oman drilling project. *International Ocean Discovery Program Publications*. doi.org/10.14379/OmanDP.proc.2020
- [21] Mevel, C., Gillis, K., and Shipboard Scientific Party, 1993. Introduction and principal results. In Gillis, K., Mével, C, Allan, J., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 147: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5-14. doi:10.2973/odp.proc.ir.147.101.1993
- [22] 道林克禎 (2021) 深海掘削計画における基盤岩掘削科学の貴重流離. *地学雑誌*, 130, 461-482. doi:10.5026/jgeography.130.461
- [23] Ohira, A. et al. (2017) Structural variation of the oceanic Moho in the Pacific plate revealed by active-source seismic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 476, 111-121. doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.004
- [24] Ohira, A. et al. (2018) Active-source seismic survey on the northeastern Hawaiian Arch: insights into crustal structure and mantle reflectors. *Earth Planets Space* 70, 121, doi.org/10.1186/s40623-018-0891-8
- [25] 小澤一仁 (2008) 海洋モホ面形成におけるグナイトの役割. *地学雑誌*, 117, 146-167. doi.org/10.5026/jgeography.117.146
- [26] Prodehl, C. et al. (2013) 100years of seismic research on the Moho, Tectonophysics, In "Moho: 100 years after Andrija Mohorovicic" special issue, 609, 9-44. doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.036.
- [27] Ringwood, A.E. and Green, D.H. (1966) An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 3, 383-427.
- [28] 高澤栄一 (2021) ICDP Oman Drilling Projectの成果と今後の展望. *地学雑誌*, 130, 507-525. doi:10.5026/jgeography.130.507
- [29] Tucholke, BE. et al. (1998) Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 103, 98579866, doi:10.1029/98JB00167.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

海洋“深部”マントル物質獲得に向けた試み

秋澤紀克

An attempt to procure “deep” mantle materials beneath the ocean

Akizawa Norikatsu

あきざわのりかつ：東京大学大気海洋研究所

海洋マントル物質は、日々対流するマントルの物理化学情報を与えてくれる。その情報を空間的に広く収集することができれば、現在対流するマントルの描像を描くことができ、プレートテクトニクスの現象理解にもつながる。ここでは、特に海洋“深部”マントル物質に焦点を当てて紹介し、海洋掘削で得られる“浅部”マントル物質の重要性を論じる。

1. はじめに

人類が手にすることのできる地球深部物質の一つにカンラン岩がある。カンラン岩はマントル物質を代表すると考えられているが、その確証は得られていない。マントルは、地震波速度が増加するモホロピッチ不連続面＝モホ面以深に存在し、直接採取が達成されていないためである。しかし、これまで地質温度圧力計をカンラン岩に適応することでモホ面を優位に超えた深部由来であるとする報告は数多く存在し（例えば、Ishikawa et al., 2004; Yamamoto et al., 2014; Sato and Ozawa, 2019）、カンラン岩はマントル物質であると考えて良いであろう。

数多くのカンラン岩に地質温度圧力計を適応するとバリエーションのある温度圧力が得られ、地温勾配を求めることができる (Pearson et al., 2003; O'Reilly and Griffin, 2006)。時には地球深部での地温勾配変化が確認される場合もあり (図 1)、一時的な加熱イベント、または定常状態での加熱イベントが関係している可能性が示唆される (Griffin et al., 1999)。そのようなイベントが検出できればマントルのダイナミクスを明らかにすることができ、さらには空間的に広く検証できれば普遍性を論ずることもできる。しかし、地球表面から数 100 km に達する“深部”由来のカンラン岩採取は一般的に困難である。その入手手段はいくつかあるが、マグマによる地表への運搬を本稿では対象とする。噴出岩中にはしばしば、カンラン岩捕獲岩が含まれる。運搬中のカンラン岩とマグマの反応は免れないが、地表にもたらされる時間が短時間でサンプリング履歴は明確であるため、化学組成変化に制

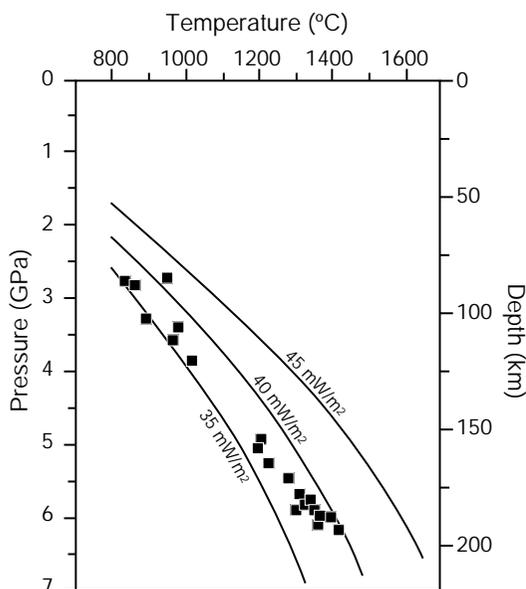


図1 ザクロ石カンラン岩の推定温度圧力プロット。サンプルは、Slave CratonのLac de Grasで採取されたもの。熱流量等温線を実線で示す。Griffin et al. (1999) を改変。4~5 GPaを境に地温勾配の変化が確認できる。

約を課すことができる点で優れる(小澤ほか, 2018)。

カンラン岩は、温度圧力変化により構成鉱物種が変わる(図2)。特に、地球深部> 60 kmではザクロ石を含み、そのような場合正確な圧力推定が可能になる(苗村ほか, 2012)。つまり、ザクロ石を含むカンラン岩捕獲岩採取が極めて重要であり、“深部”での地温勾配推定にもザクロ石カンラン岩が用いられてきた(図1)。特に、大陸では実に多くのザクロ石カンラン岩の報告が存在する。そのザクロ石の起源として、もともと存在していたものではなく、最近付加されたとする報告もあるため(例えば, Pearson and Wittig, 2008)注意は必要であるが、ザクロ石が重要であることに変わりはない。

ではここで、海洋に焦点を当てる。海洋では、ハワイやタヒチに代表される海洋島が存在する。その中でもカンラン岩捕獲岩は存在し、海底下マンツルの物理化学情報を引き出す研究が数多く存在

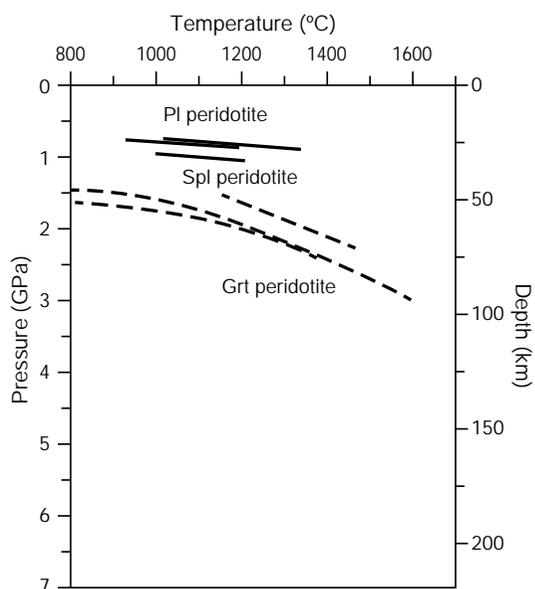


図2 カンラン岩の鉱物相変化曲線。ザクロ石カンラン岩とスピネルカンラン岩の変化曲線(点線)はKushiro and Yoder (1966), O'Hara et al. (1971), Klemme and O'Neill (2000) を参照した。スピネルカンラン岩と斜長石カンラン岩の変化曲線(実線)はKushiro and Yoder (1966), Green and Ringwood (1967), Borghini et al. (2010) を参照した。

する(例えば, Tracy, 1980; Goto and Yokoyama, 1988; Tommasi et al., 2020)。ここ10年ほどにおいては、海洋プレートが沈み込む手前で屈曲して、マグマが噴出する新種のタイプの海底火山であるプチスポット(Hirano et al., 2006; 平野, 2021)からも、カンラン岩捕獲岩が報告されている(Yamamoto et al., 2009; Harigane et al., 2011)。海洋プレートの生成場である海嶺においては掘削やドレッジによってカンラン岩を採取することができるが、若い~古い海洋プレート上では海洋島からカンラン岩捕獲岩を、そしてより古い海洋プレート上ではプチスポットからカンラン岩捕獲岩を入手することができるため、太平洋プレートに限ってみれば広範囲でカンラン岩を採取することが可能である。では、深度方向にはどうかというと、残念ながら大陸ようにはいかない。ザクロ石の存否で言えば、限られたサンプルしか海洋では採取できていない(図3a)。本稿では、太平洋で確認されて

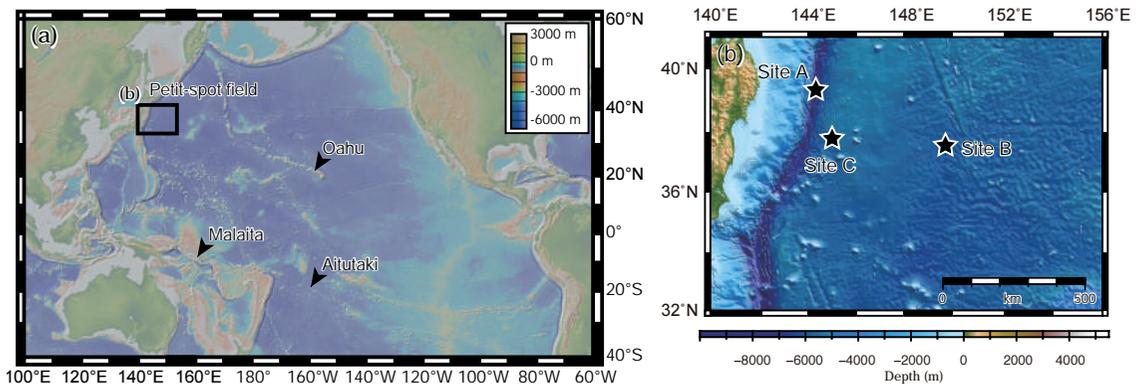


図3 ザクロ石カンラン岩捕獲岩が採取される地域を示した地図。(b)にはこれまでに報告されている東北沖のブチスポットサイトを示している。(a)はGeoMapAppで作成した(www.geomapapp.org)。(b)はAkizawa et al. (2022)を改変した。

いるザクロ石カンラン岩捕獲岩を紹介し、海洋での“深部”マントルの物理化学情報の引き出しが困難であることを明確にした上で、筆者らがそれでも諦めずに“深部”カンラン岩を見つけ出した報告を行う。そして、太平洋掘削で得られると期待される、圧力-年代が既知のモホ面直下“浅部”カンラン岩の重要性を示す。

2. 太平洋のザクロ石カンラン岩捕獲岩

太平洋において最も有名なカンラン岩捕獲岩採取地域は、ハワイ諸島であろう(図3a)。特にオアフ島が有名であり、ザクロ石カンラン岩よりも低圧由来のスピネルカンラン岩(図1)がよく採取されている。ザクロ石を含む捕獲岩も多く産するが、ザクロ石輝岩(輝石が多く、相対的にカンラン石が少ない)に分類される(Sen et al. (2005)の図2参照)。Goto and Yokoyama (1988)は、唯一オアフ島産のザクロ石カンラン岩を報告しているが、同時にカンラン岩と輝岩の複合捕獲岩も報告しているため、真にザクロ石カンラン岩であるのか疑問が残る。そのサンプルを対象に、詳細に再解析する必要があるであろう。いずれにせよ、ハワイ諸島全体を見回してもザクロ石カンラン岩の報告は他になく、その産出は極めて稀である。University of HawaiiのM. Garcia博士は、ザクロ石カンラン岩を2つ所有しているが、正式な報告は

なされていない(私信)。

次に、ソロモン諸島を挙げる(図3a)。マライタ島ではザクロ石カンラン岩が確かに存在し、特徴的にクロムスピネルを中心に含むようなザクロ石が報告されている(Neal and Nixon, 1985)。この特徴的な鉱物組織は、海嶺から離れる温度低下に伴いスピネルと輝石が反応して、ザクロ石とカンラン石が形成されたと解釈されている(Neal and Nixon, 1985)。Ishikawa et al. (2004)は、マライタ島を対象として多様な捕獲岩の記載を実施し、そのサンプルを用いてマントル中での“深部”物理化学情報を引き出す一連のユニークな研究群につなげた(Ishikawa et al., 2011; Tommasi and Ishikawa, 2014; Demouchy et al., 2015)。マライタ島のカンラン岩捕獲岩の中には、溶融年代(Re-depletion age)が~17億年に遡るほど古いものが存在する(Ishikawa et al., 2011)。それらが普通の海洋プレートの構成物質であるのか(Jackson et al., 2016)、プリュームに由来する異質なマントル物質の付け足しに由来するのか(Ishikawa et al., 2011)議論は分かれるが、“深部”カンラン岩捕獲岩は新たな知見を我々にもたらしてくれる。

最後に、ブチスポットのザクロ石カンラン岩捕獲岩を紹介する。東北沖においてブチスポットが2000年代初めに発見されたが、そこは1億3千年を超える古い海洋プレート上であり、より過去の

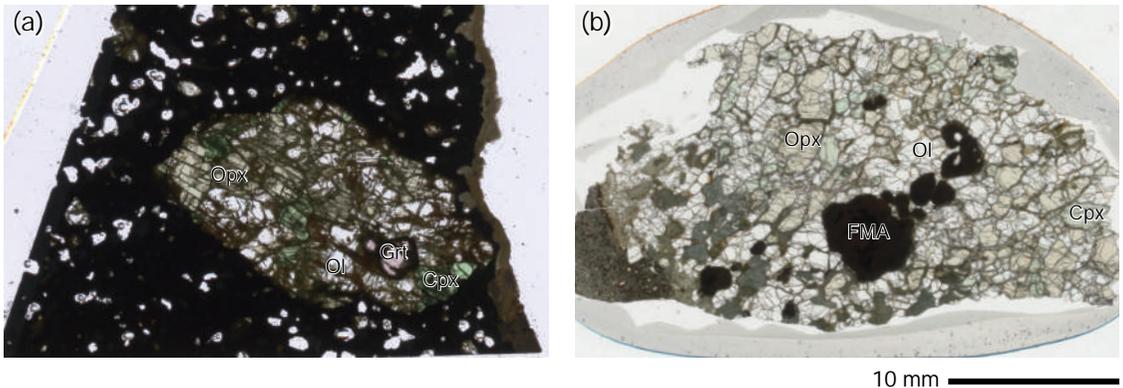


図4 薄片のスキヤン写真。(a) プチスポット Site Bで採取されたザクロ石カンラン岩捕獲岩 (YK21-07S-6K1585-R2c)。赤く色付いた鉱物がザクロ石。(b) アイツタキ島で採取されたカンラン岩捕獲岩 (AI70)。くすんだ色の部分は、~数 μm 程度の大きさの細粒鉱物集合体。細粒鉱物集合体は、主にカンラン石-斜長石-自然鉄で構成される。Ol=カンラン石。Opx=直方輝石。Cpx=単斜輝石。Grt=ザクロ石。FMA=細粒鉱物集合体。

マンツルの情報を引き出せる点で優れる。ザクロ石カンラン岩は、プチスポット Site A (図 3b) で採取されており、母岩のアルカリ玄武岩噴出年代推定値は約 176 ~ 853 万年と直下の海洋プレート年代と比べて明らかに若い (Hirano et al., 2001, 2006, 2008; Machida et al., 2015)。このザクロ石カンラン岩中のザクロ石は赤く色づいているが、くすんでおり、現在はスピネルと直方輝石に分解してしまっていると報告されている (Harigane et al., 2011)。つまり、ザクロ石カンラン岩 'だった' サンプルが採取されているということである。ザクロ石は完全に分解してしまっているものの、その他の構成鉱物は残存しており、今後より詳しい化学分析が望まれる。

以上のように、太平洋におけるザクロ石カンラン岩捕獲岩は取り扱いに注意が必要なものが存在するものの、先述の通りマグマに取り込まれてからの組成非平衡性を取り除くことは可能であり、マグマに取り込まれる直前の物理化学情報を引き出すことができる。

3. 他にも存在する太平洋でのザクロ石カンラン岩捕獲岩

海洋でのザクロ石カンラン岩捕獲岩獲得は、大陸に比べて困難であることは先述の通りである。そ

の理由の一つとして、海洋プレートが大陸プレートに比べて薄く、マグマによるカンラン岩の捕獲深度がザクロ石安定領域にまで達しないことが挙げられる。海洋ではプレートが海嶺から側方移動していくにつれて冷却していくため対流を誘発し (Small-scale sublithospheric convection: Richter and Parsons, 1975)、プレートの底が加熱を受けて想定されるよりも高い熱流量や浅い海底深度が観測されると考えられている (例えば、Stein and Stein, 1992)。そのようなプレートテクトニクスが引き起こす、特殊な海洋プレート冷却の阻害も関与して、ザクロ石安定領域まで達するカンラン岩の獲得には困難が生じているのであろう。しかし、より古く冷たくなった海洋プレートでは、ザクロ石安定領域からのカンラン岩捕獲岩採取が見込め、その点でもプチスポットは極めて重要な研究調査の対象になる。筆者らは、2020年と2021年に2度の調査航海をデザインし (航海番号 YK20-14S と YK21-07S)、Site A と Site B でカンラン岩捕獲岩を採取することに成功した。Site B では初めてプチスポット由来のザクロ石カンラン岩を採取することに成功し (図 4a)、新たなザクロ石カンラン岩の産地としてプチスポット Site B を追加することに成功した。

もう少し若い海洋プレートでも、ザクロ石カンラン岩 'らしき' 捕獲岩を見つけることに成功してい

る。南太平洋海洋プレート上に位置するクック諸島(図3a)のうち、ラロトンガ島(Thompson et al., 1998)とアイツタキ島(Fodor et al., 1982)では、捕獲岩が報告されている。その中でも、アイツタキ島のカンラン岩捕獲岩中には、「reddish brown reaction product」と名付けられている鉱物が報告されているが、Fodor et al. (1982)やSnortum et al. (2019)は直方輝石が分解した鉱物であると解釈した。一方で、筆者らもアイツタキ島のカンラン岩捕獲岩を手に入れ、詳細な解析を実施したところ、元々はザクロ石であったが、現在は数 μm サイズの細粒鉱物(カンラン石-斜長石-スピネル-自然鉄-ネフェリン)の集合体になっていることを突き止めた(大嶋, 2020MS)。

以上のように、太平洋においてもザクロ石カンラン岩捕獲岩は存在し、既に研究されているサンプルでも、詳しく再解析することで新たな産地を発見できる可能性がある。広い範囲(図3a)、かつ深度方向にもバリエーションのあるカンラン岩捕獲岩のセットが揃えば、現在対流する海洋でのマンツルの描像を描くことができる。例えば、上記したプレートテクトニクスを特徴づける現象である Small-scale sublithospheric convection の存否は、熱流量や海底深度異常といった地球物理学的観測や数値モデルから議論されてきてきたが(Stein and Stein, 1992; Ballmer et al., 2007)、その検証を岩石学的視点から行えるかもしれない。

4. 海洋掘削の重要性

最後に、海洋掘削で得られるモホ面直下“浅部”カンラン岩の重要性について論じたい。スピネルカンラン岩や斜長石カンラン岩が安定に存在する60 km以浅では(図2)、圧力依存性の高い反応が少ないことから正確な圧力決定は困難である(小澤, 2018)。そのため、深さが特定された海洋“浅部”カンラン岩は、海洋プレートの温度や化学組成、組織の空間構造を構築する際のリファレンス物質になり得る点で特に重要である。その“浅部”カンラン岩を既知の深度で採取できるメリットを最大限活かすためにも、掘削地点近辺でカンラン岩捕

獲岩も採取できれば、ある海洋プレート年代の空間構造のリファレンスを構築することにつながる。地球全体で見れば、我々が直接手にすることができる地球内部物質の深度はとても限られてしまうが、モホ面直下の“浅部”と~数100 kmに達する“深部”カンラン岩を戦略的に採取・解析を行うことで、正確な海洋プレートの空間構造やプレートテクトニクスの実態に迫ることができるであろう。

謝辞; 本稿執筆の機会を与えていただいた、海洋研究開発機構マントル掘削プロモーション室の稲垣史生室長には、深く感謝いたします。また、東京大学の小澤一仁教授には日々の研究議論でお世話になりました。本研究は、科研費20H02003の一環として行われました。

参考文献

- [1] Akizawa, N., Hirano, N., Matsuzaki, K.M., Machida, S., Tamura, C., Kaneko, J., Iwano, H., Danhara, T., Hirata, T. (2022) A direct evidence for disturbance of whole sediment layer in the subducting Pacific plate by petit-spot magma-water/sediment interaction. *Marine Geology*, 444, 106712.
- [2] Ballmer, M.D., van Hunen, J., Ito, G., Tackley, P.J., Bianco, T.A. (2007) Non-hotspot volcano chains originating from small-scale sublithospheric convection. *Geophysical Research Letters*, 34, L23310.
- [3] Borghini, G., Fumagalli, P., Rampone, E. (2010) The stability of plagioclase in the upper mantle: Subsolidus experiments on fertile and depleted lherzolite. *Journal of Petrology*, 51, 229-254.
- [4] Demouchy, S., Ishikawa, A., Tommasi, A., Alard, O., Keshav, S. (2015) Characterization of hydration in the mantle lithosphere: Peridotite xenoliths from the Ontong Java Plateau as an example. *Lithos*, 212-215, 189-201.
- [5] Fodor, R.V., Bauer, G.R., Keil, K. (1982) Ultramafic inclusions and megacrysts in olivine nephelinite, Aitutaki Island, Cook Islands. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 25, 67-76.
- [6] Goto, A., Yokoyama, K. (1988) Lherzolite inclusions in olivine nephelinite tuff from Salt Lake Crater, Hawaii. *Lithos*, 21, 67-80.
- [7] Green, D.H., Ringwood, A.E. (1967) The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 151-160.
- [8] Griffin, W.L., Fisher, N.I., Friedman, J., Ryan, G.G., O'Reilly, S.Y. (1999) Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle 1. Compositional systematics and relations to tectonic setting. *Journal of Petrology*, 40, 679-704.
- [9] Harigane, Y., Mizukami, T., Morishita, T., Michibayashi, K., Abe, N., Hirano, N. (2011) Direct evidence for

upper mantle structure in the NW Pacific Plate: Microstructural analysis of a petit-spot peridotite xenolith. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 194-202.

[10] Hirano, N., Kawamura, K., Hattori, M., Saito, K., Ogawa, Y. (2001) A new type of intra-plate volcanism ; young alkali-basalts discovered from the subducting Pacific Plate, northern Japan Trench. *Geophysical Research Letters*, 28, 2719-2722.

[11] Hirano, N., Takahashi, E., Yamamoto, J., Abe, N., Ingle, S.P., Kaneoka, I., Hirata, T., Kimura, J.-I., Ishii, T., Ogawa, Y., Machida, S., Suyehiro, K. (2006) Volcanism in response to plate flexure. *Science*, 313, 1426-1428.

[12] Hirano, N., Koppers, A.A., Takahashi, A., Fujiwara, T., Nakanishi, M. (2008) Seamounts, knolls and petit-spot monogenetic volcanoes on the subducting Pacific Plate. *Basin Research*, 20, 543-553.

[13] 平野 (2021) 太平洋プレートの組成進化~海山・ブチスポット・緑色岩. *新地球*, 1, 33-41.

[14] Ishikawa, A., Maruyama, S., Komiya, T. (2004) Layered lithospheric mantle beneath the Ontong Java Plateau: Implications from xenoliths in alnöite, Malaita, Solomon Islands. *Journal of Petrology*, 45, 2011-2044.

[15] Ishikawa, A., Pearson, D. G., Dale, C. W. (2011) Ancient Os isotope signatures from the Ontong Java Plateau lithosphere: Tracing lithospheric accretion history. *Earth and Planetary Science Letters*, 301, 159-170.

[16] Jackson, M.G., Shirey, S.B., Hauri, E.H., Kurz, M.D., Rizo, H. (2016). Peridotite xenoliths from the Polynesian Austral and Samoa hotspots: Implications for the destruction of ancient ^{187}Os and ^{142}Nd isotopic domains and the preservation of Hadean ^{129}Xe in the modern convecting mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185, 21-43.

[17] Klemme, S. and O'Neill, H.S. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138, 237-248.

[18] Kushiro, I., Yoder, H. S. (1966) Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *Journal of Petrology*, 7, 337-362.

[19] Machida, S., Hirano, N., Sumino, H., Hirata, T., Yoneda, S., Kato, Y., 2015. Petit-spot geology reveals melts in upper-most asthenosphere dragged by lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 267-279.

[20] 苗村康輔, 中村大輔, 平島崇男 (2012) 超高压変成帯中のザクロ石観覧岩およびエクロジャイトの温度圧力履歴解析法: 地質温度圧力計の概要と適用. *岩石鉱物科学*, 41, 225-246.

[21] Neal, C.R., Nixon, P.H. (1985) Spinel-garnet relationships in mantle xenoliths from the Malaita Alnöites, Solomon Islands, South-Western Pacific. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 347-354.

[22] O'Hara, M. J., Richardson, S. W., Wilson, G. (1971) Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32, 48-68.

[23] 大嶋ちひろ (2020) 海洋リソスフェア深部への熱供給プロセスの制約: クック諸島産かんらん岩捕獲岩の温

度-圧力推定からのアプローチ. 東京大学大学院理学系研究科修士論文.

[24] O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. (2006) Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications. *Tectonophysics*, 416, 289-309.

[25] 小澤一仁, 佐藤侑人, 成田冨理 (2018) スピネルカンラン岩捕獲岩の圧力推定の現状. 問題点. 解決策: リソスフェア-アセノスフェア境界域のダイナミクスの理解に向けて. *地質学雑誌*, 124, 575-592.

[26] Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B. (2003) Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: Holland, H.D., Turekin, K.K. (eds) *The mantle and core. Treatise of geochemistry 2*. Elsevier Ltd, Oxford, UK, pp 171-275.

[27] Pearson, D.G., Wittig, N. (2008) Formation of Archaean continental lithosphere and its diamonds: The root of the problem. *Journal of the Geological Society, London*, 165, 895-914.

[28] Richter, F. M., Parsons, B. (1975) On the interaction of two scales of convection in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 80, 2529-2541.

[29] Sato, Y., Ozawa, K. (2019) Reconstruction of the lithosphere-asthenosphere boundary zone beneath Ichinomegata maar, Northeast Japan, by geobarometry of spinel peridotite xenoliths. *American Mineralogist*, 104, 1285-1306.

[30] Snortum, E., Day, J. M., Jackson, M. G. (2019) Pacific lithosphere evolution inferred from Aitutaki mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 60, 1753-1772.

[31] Stein, C. A., Stein, S. (1992) A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123-129.

[32] Thompson, G.M., Malpas, J., Smith, I.E.M. (1998) Volcanic geology of Rarotonga, southern Pacific Ocean. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41, 95-104.

[33] Tommashi, A., Ishikawa, A. (2014) Microstructures, composition, and seismic properties of the Ontong Java Plateau mantle root. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, e2014GC005452.

[34] Tommasi, A., Mameri, L., Godard, M. (2020) Textural and compositional changes in the lithospheric mantle atop the Hawaiian Plume: Consequences for seismic properties. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, e2020GC009138.

[35] Tracy, R.J. (1980) Petrology and genetic significance of an ultramafic xenolith suite from Tahiti. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 80-96.

[36] Yamamoto, J., Nishimura, K., Sugimoto, T., Takemura, K., Takahata, N., Sano, Y. (2009) Diffusive fractionation of noble gases in mantle with magma channels: Origin of low He/Ar in mantle-derived rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 167-174.

[37] Yamamoto, J., Korenaga, J., Hirano, N., Kagi, H. (2014) Melt-rich lithosphere-asthenosphere boundary inferred from petit-spot volcanoes. *Geology*, 42, 967-970.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

オマーンオフィオライトの マントルかんらん岩から推測 されるマントルウェッジの 酸化還元状態

高 澤 栄 一
谷 雅 史

**Redox state of mantle wedge estimated from
mantle peridotites of the Oman ophiolite**

Eiichi Takazawa, Masafumi Tani

たかさわ えいいち：新潟大学理学部
たに まさふみ：新潟大学理学部

オマーンオフィオライトのマントルセクションにおける酸素フガシティーの分布は、上部で酸化学的であるのに対し、基底部はより還元的である。この違いは、海嶺付近での含水溶融や熱水循環による酸化と、沈み込み帯形成時にスラブ上面の堆積物に由来する還元的なメルトによる基底部からの還元の結果を反映している可能性が考えられる。

1. はじめに

マントルの酸化還元状態は地球内部の炭素循環や沈み込み帯での物質移動を理解する上で重要である。上部マントルの酸化還元状態は、FMQ から IW バッファリー付近まで幅広い範囲をもつことが推定されている（例えば、Foley, 2011）。大陸の楯状地のかんらん岩がもっとも還元的で、大陸縁辺および深海底かんらん岩で FMQ バッファリーの近傍にあり、島弧リソスフェアでは FMQ からやや酸化的な状態にあると考えられている。沈み込むスラブから放出された流体は島弧で噴出するマグマから推定して、酸化的な H_2O や CO_2 を主体とする。このことは、島弧の玄武岩に包有されるかんらん岩捕獲岩や前弧で採取されたかんらん岩の組成からも支持されている。そのため、島弧の玄武岩や島弧マントル由来の捕獲岩は中央海嶺玄武岩（MORB）や深海底かんらん岩よりも酸素フガシティーが高く、島弧のマントルは海嶺下のマントルよりも酸化的であると考えられている。たとえば、世界各地の島弧のマントル捕獲岩や前弧域のかんらん岩の酸素フガシティーは、 $\Delta \log fO_2$ で FMQ バッファリーよりも高く、海洋性マントルよりも酸化的であるとされる（Brandon and Draper, 1996 ; Parkinson and Pearce, 1998 ; Parkinson and Arculus, 1999）。しかし、マントル捕獲岩から得られるデータはリソスフェリックマントルの比較的浅所に関する情報であり、マントルウェッジ深部の島弧マグマ形成領域におけるアセノスフェアの酸化還元状態や流体の性質は不明な点が多い。そこで筆者らは、オマーンオフィオライト北部フィズ岩体のマントルセクション（図 1）をマントルウェッジのアナログとして用い、かんらん岩に記録

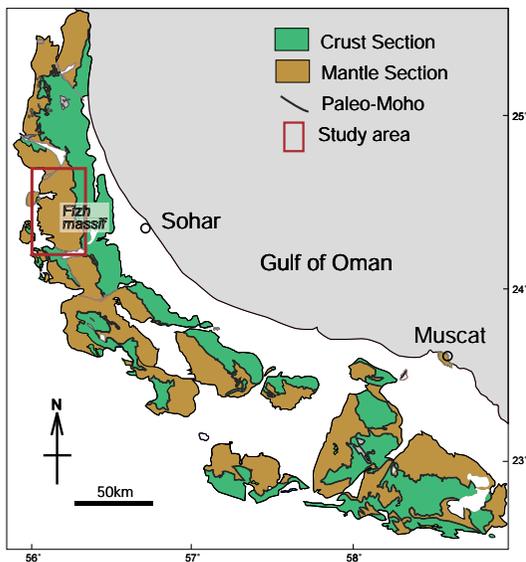


図1 オマーンオフィオライトの分布図。研究地域であるフィズ岩体のマントルセクションを赤枠で表示。

された酸素 fugacity を解釈することを試みた。

2. オマーンオフィオライトの概要

オマーンオフィオライトは、約 9,500 万年前に新期テチス海が拡大から縮小に転換する際に、海嶺の近傍で生じた海洋プレート同士の衝上運動によって高温の沈み込み帯が形成されたことが指摘されている (Umino et al., 1990; 海野, 2019)。その際に、衝上する海洋プレートが沈み込む海洋プレートの上面に接触変成作用を与え、角閃岩と緑色片岩からなるメタモフィックソールを形成した (Hacker and Mosenfelder, 1996)。すなわち、オマーンオフィオライトでは形成まもないマントルウェッジ (オフィオライト) と沈み込むスラブの上面 (メタモフィックソール) が基底部の衝上断層を隔てて直接接している稀有な例である。

オマーンオフィオライトのマントルセクションは、海洋プレート同士の衝上運動の際に、下位のメタモフィックソールから H_2O を主体とする流体がマントルセクションに流入し、フラックス溶融を起こしたと考えられている (Ishikawa et al., 2002, 2005)。このことは、オマーンオフィオライ

トに島弧ソレライトからなる噴出岩の層序があることや、マントルセクション内にスピネルの $Cr\#$ ($= Cr / [Cr + Al]$ 原子比) の高い高枯渇なかんらん岩が多数存在することから支持される (Arai et al., 2006; Tamura et al., 2006; 高澤, 2012; 野本・高澤, 2013; Kanke and Takazawa, 2014; Kusano et al., 2012, 2014, 2017)。かんらん岩のスピネルの $Cr\#$ は海嶺で形成されるとけ残り岩の場合は 0.6 以下であるが、前弧マントルのかんらん岩では 0.6–0.8 と高く、高枯渇な溶け残りであることを示す (Arai, 1994)。また、海嶺下で一度溶融したとけ残りマントルかんらん岩を再度溶融して形成したマグマに由来するボニナイト質岩脈群もオマーンオフィオライトの地殻セクションから報告されている (Ishikawa et al., 2002; Umino et al., 2019)。

3. フィズ岩体マントルセクションの酸化還元状態

筆者らは、オマーンオフィオライト北部のフィズ岩体マントルセクションのかんらん岩を用いて、Ballhouse et al. (1991) の方法で酸素 fugacity ($\Delta \log fO_2 (FMQ)$) を計算し、フィズ岩体マントルセクションにおける酸化還元状態の空間変化を検討した。 $\Delta \log fO_2 (FMQ)$ を地形図上にプロットしたところ、東部のモホ面側で $\Delta \log fO_2 (FMQ)$ が高く、より酸化的に、西部の基底スラスト面側で $\Delta \log fO_2 (FMQ)$ が低く、より還元的であることが分かった (図 2)。とくに、基底スラスト付近では、 $\Delta \log fO_2$ が FMQ-2 に達するところもある。この結果は、沈み込むスラブと接するマントルウェッジ基底部は従来の通説とは逆に、より還元的である可能性を示唆している。なお、Ballhouse et al. (1991) の計算方法を用いて、かんらん石とスピネルの組成から求めた平衡温度は、ほとんどが 650 ~ 850°C の範囲であり、かんらん岩の蛇紋岩化作用の温度 (500°C 以下) をはるかに上回っていることから、蛇紋岩化作用で生じる還元的な水素の影響とは考えられない。

次に、かんらん岩の V/Sc 比や Zn/Fe 比を酸素 fugacity のプロキシとして捉え、 $\Delta \log fO_2 (FMQ)$

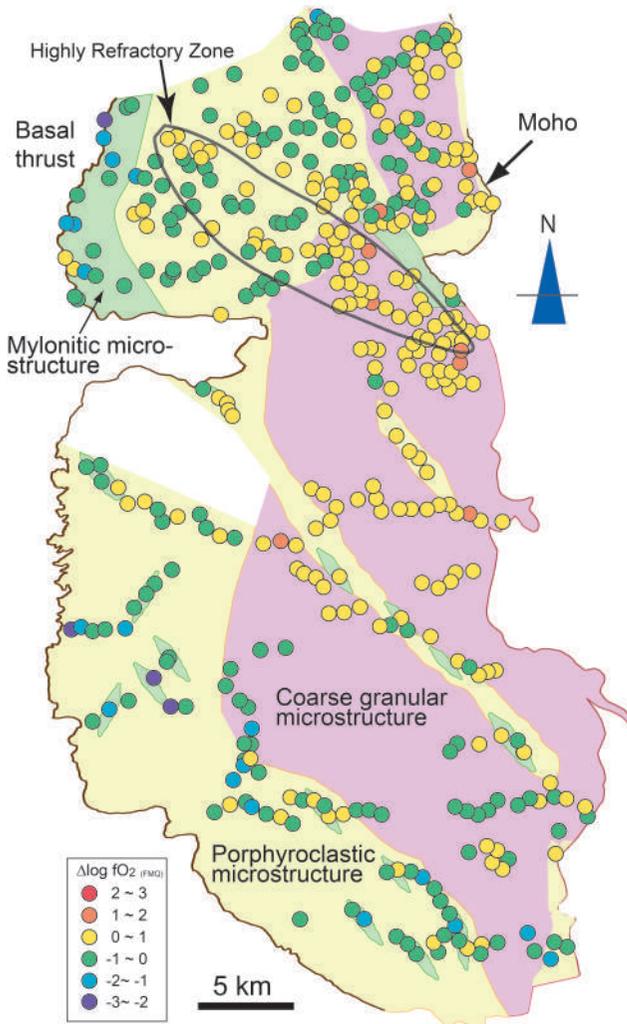


図2 オマーンオフィオライトのフィズマントルセクションにおけるハルツバージャイトの $\Delta \log fO_{2(FMQ)}$ の空間分布. 各地点の $\Delta \log fO_{2(FMQ)}$ を色の違いで区分. Highly refractory ZoneはKanke and Takazawa (2014) を参照.

との関係を検討した. V と Sc はマンツルの部分溶融では似た挙動をするが, V はかんらん岩とメルト間の分配係数が酸素フガシティーの影響を強く受け, 酸化になるほど分配係数が低くなる. すなわち, より酸化的环境下における部分溶融では V はメルトに移動しやすくなり, 溶け残りかんらん岩の V 含有量は低くなると予測される (Canil, 2002 ; Canil and Fedortchouk, 2000 ; Lee et al., 2005). 一方, Sc の分配係数は酸素フガシティーに依存しないため, より酸化的环境下で生じた溶け残りかんらん岩の V/Sc 比は低くなると考えられる (Lee et al., 2005). Zn/Fe 比も酸化還元状態に

敏感とされる (Lee et al., 2010). V と Sc の関係と同様に, Fe^{2+} と Zn は同じ挙動をするが, Fe^{3+} は Fe^{2+} よりも不適合な挙動をするので, より酸化的环境下では Fe^{3+} は Fe^{2+} よりメルトに移動しやすくなり, 結果として溶け残りかんらん岩の Zn/Fe 比は高くなる (Lee et al., 2010).

オマーンオフィオライトのフィズ岩体の $\Delta \log fO_{2(FMQ)}$ とかんらん岩全岩の V/Sc 比の関係を検討した結果, $\Delta \log fO_{2(FMQ)}$ と V/Sc 比の間に負の相関が, $\Delta \log fO_{2(FMQ)}$ と Zn/Fe 比の間に正の相関が確かめられた (図 3). 上記の結果は, Ballhaus et al. (1991) の計算式を用いて算出された $\Delta \log fO_{2(FMQ)}$

のバリエーションが、V/Sc 比および Zn/Fe 比としてかんらん岩に記録された酸化還元傾向と一致することを示している。また、オマーンオフィオライトのマントルセクションにおけるかんらん岩の全岩 V/Sc 比および Zn/Fe 比は、マントルセクションの部分溶融によってもたらされた可能性が高い。酸素フガシティーの異なる環境で部分溶融を経験した可能性を示している。すなわちフラックス溶融が起こっていた時のマントルセクションの最下部（沈み込みスラブ直上のマントルウェッジに相当）はその時点で還元的であり、同セクションの上部ほど酸化的であった可能性を示唆している。

4. 還元的なマントルセクション最下部の形成要因

マントルセクションの上部が酸化的となった要因として、オマーンオフィオライトにおける沈み込み帯形成時の初期の起こったマントルセクションの含水フラックス溶融が影響しているのかもしれない。あるいは、海嶺付近での熱水循環によるマントル最上部の酸化による可能性も考えられる。

一方、フィズ岩体マントルセクションの最下部が還元的となる要因として、沈み込んだ還元的な堆積物の溶融で生じた還元的なメルトとマントルかんらん岩の反応が考えられる。基底スラスト面付近にあたる $\Delta \log fO_2$ (FMQ) 値の低いかんらん岩試料は、全岩および単斜輝石とともに比較的高い Th/Ce 比を持つ傾向が認められる (図 4)。高い Th/Ce 比は海洋性堆積物の寄与を示す特徴の一つであり、還元的なメルトとの反応の可能性を支持する。すなわち、オマーンオフィオライトはその衝上の過程で還元的な海洋性堆積物由来のメルトがマントルウェッジの下底から浸透し反応することで、かんらん岩に還元的な特徴を記録した可能性が考えられる。海洋性堆積物由来のメルトとかんらん岩が反応した場合、斜方輝石岩が形成されるであろう。確かに $\Delta \log fO_2$ (FMQ) 値の低いかんらん岩が分布する地域には斜方輝石岩の岩脈が比較的多いことから、堆積物由来のメルトとかんらん岩の反応の可能性について今後さらなる検証が必要である。

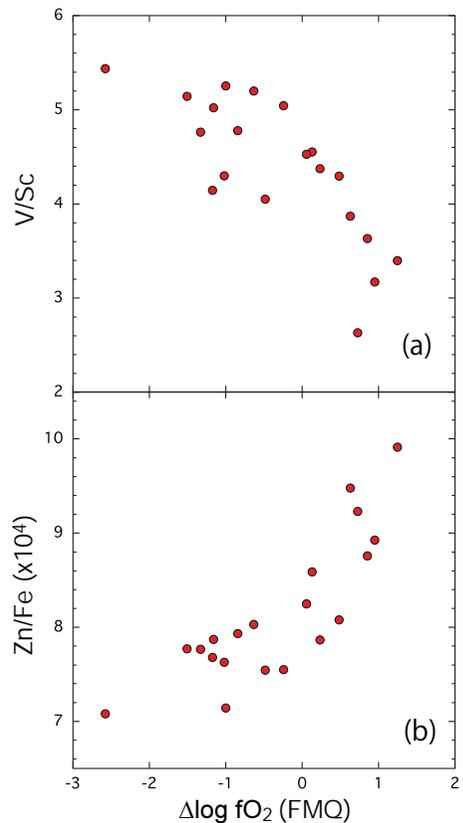


図 3 オマーンオフィオライトのフィズマントルセクションにおけるハルツバーチャイトの全岩組成比と酸素フガシティーの関係図。(a) V/Sc重量比対 $\Delta \log fO_2$ (FMQ)、(b) Zn/Fe重量比対 $\Delta \log fO_2$ (FMQ)。

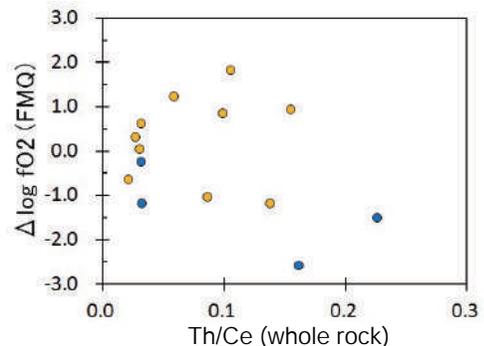


図 4 オマーンオフィオライトのフィズマントルセクションにおけるハルツバーチャイトの $\Delta \log fO_2$ (FMQ) と Th/Ce 濃度比との関係図。黄丸：マントルセクション上部、青丸：基底部付近。

参考文献

- [1] Arai, S. (1994) : Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, 113, 191-204.
- [2] Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T. (2006) : Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *J. Geol. Soc. London*, 163, 869-879.
- [3] Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green, D. H. (1991) : High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 27-40.
- [4] Brandon, A. D. and Draper, S. D. (1996) : Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: An example from Simcoe, Washington, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1739-1749.
- [5] Canil, D. (2002) : Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195, 75-90.
- [6] Canil, D. and Fedortchouk, Y. (2000) : Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 105, 26003-26016.
- [7] Foley, S. F. (2010) : A Reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time. *J. Petrol.*, 52, 1363-1391.
- [8] Hacker, B. R. and Mosenfelder, J.L. (1996) : Metamorphism and deformation along the emplacement thrust of the Semail ophiolite, Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 435-451.
- [9] Ishikawa, T., Nagaishi, K. and Umino, S. (2002) : Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, 30, 899-902.
- [10] Ishikawa, T., Fujisawa, S., Nagaishi, K. and Masuda, T. (2005) : Trace element characteristics of the fluid liberated from amphibolite-facies slab: Inference from the metamorphic sole beneath the Oman ophiolite and implication for boninite genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240, 355- 377.
- [11] Kanke, N. and Takazawa, E. (2014) : Kilometre-scale highly refractory harzburgite zone in the mantle section of the northern Oman Ophiolite (Fizh Block): Implications for flux melting of oceanic lithospheric mantle. In : Rollinson, H. R., Searle, M. P., Abbasi, I. A., Al-Lazki, A. and Al Kindi, M. H. (eds.) *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*, Geol. Soc., London, Spec. Pub., 392, 229246.
- [12] Kusano, Y., Adachi, Y., Miyashita, S. and Umino, S. (2012) : Lava accretion system around mid-ocean ridges: Volcanic stratigraphy in the Wadi Fizh area, northern Oman ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 13, Q05012, doi:10.1029/2011GC004006.
- [13] Kusano, Y., Hayashi, M., Adachi, Y., Umino, S. and Miyashita, S. (2014) : Evolution of volcanism and magmatism during initial arc stage: Constraints on the tectonic setting of the Oman Ophiolite. In : Rollinson, H. R., Searle, M. P., Abbasi, I. A., Al-Lazki, A. and Al Kindi, M. H. (eds.) *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*, Geol. Soc., London, Spec. Pub., 392, 177193.
- [14] Kusano, Y., Umino, S., Shijo, R., Ikei, A., Adachi, Y., Miyashita, S. and Arai, S. (2017) : Contribution of slab-derived fluid and sedimentary melt in the incipient arc magmas with development of the paleoarc in the Oman Ophiolite. *Chem. Geol.*, 449, 206225.
- [15] Lee, C.-T. A., Leeman, W. P., Canil, D. and Li, Z.-X. A. (2005) : Similar V/Sc Systematics in MORB and Arc Basalts: Implications for the Oxygen Fugacities of their Mantle Source Regions. *J. Petrol.*, 46, 2313-2336.
- [16] Lee, C.-T. A., Luffi, P., Le Roux, V., Dasgupta, R., Albarède, F. and Leeman, W. P. (2010) : The redox state of arc mantle using Zn/Fe systematics. *Nature*, 468, 681-685.
- [17] 野本有希・高澤栄一 (2013) : オマーンオフィオライト・サラヒ岩体南西部に分布する超苦鉄質複合岩体の成因. *岩石鉱物科学*, 42, 123-135.
- [18] Parkinson, I. J. and Arculus, R. J. (1999) : The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. *Chem. Geol.*, 160, 409-423.
- [19] Parkinson, I. J. and Pearce, J. A. (1998) : Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *J. Petrol.*, 39, 1577-1618.
- [20] 高澤栄一 (2012) : オマーンオフィオライトマントルセクションの組成マッピング. *岩石鉱物科学*, 41, 257-266.
- [21] Tamura, A. and Arai, S. (2006) : Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90, 43-56.
- [22] 海野進 (2019) : 無人岩のテクトニクス: 沈み込み帯発生とマントル進化. *岩石鉱物科学*, 48, 63-75.
- [23] Umino, S., Kusano, Y., Yamaji, A., Fudai, T., Tamura, A. and Arai, S. (2019) : The conversion tectonics from spreading to subduction: Paleostress analysis of dike swarms during the subduction initiation in the Oman Ophiolite. *Geological Society of America Bulletin*, 132, 1333-1343.
- [24] Umino, S., Yanai, S., Jaman, A.R., Nakamura, Y. and Iiyama, J.T. (1990) : The transition from spreading to subduction: evidence from the Semail ophiolite, northern Oman mountains. In : Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. (eds.) *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*, Proceedings of the Symposium "Troodos 1987", 733, Geol. Survey Dept., Min. Agri. Natural. Res., Nicosia, 375-384.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

マントルと海洋プレートの物質循環

羽 生 毅

Mantle geochemical cycle induced by oceanic plate subduction

Takeshi Hanyu

はにゅう たけし : 海洋研究開発機構海域地震火山部門
火山・地球内部研究センター

マントルの化学的進化において、海洋地殻の沈み込みは大きな影響を及ぼしてきた。最近の研究から、地球表層にある水、二酸化炭素、ハロゲンなどの揮発性成分も海洋地殻によってマントルへ運搬されていることが明らかになりつつある。海洋地殻掘削により、地球表層とマントルを循環する揮発性成分に関する理解は今後さらに進むであろう。

1. はじめに

地球のマントルは、中心核の形成直後には化学的に均質だったと考えられる。その後、マグマオーシャンの固化、大陸地殻や海洋地殻の形成により、マントルは化学的に分化していった。地殻の生成には複雑なプロセスが伴うが、マントルの側から見ればメルト成分が抜き取られる事象と言える。従って、地殻は K, Rb, U, Th, 軽希土類元素といった液相濃集元素に富むのに対し、マントルはそれらの元素に枯渇する。ひとたびマントルから分離した海洋地殻や、大陸地殻由来の陸源堆積物は、海洋プレートの沈み込みによって再びマントルへ運搬される。その一部はマントルの中で攪拌されるかもしれないが、密度の高い海洋プレート物質はマントル最下層まで沈み込み、化学的に不均質なマントルが形成された。

マントルの化学的進化についてはもちろん諸説あるが、上記のシナリオはマントル地球化学の分野では一定のコンセンサスが得られたモデルであると言えよう。このようなモデルは、上部マントルに由来する大洋中央海嶺玄武岩や下部マントルに由来する海洋島玄武岩の化学組成に基づいて議論されてきた。従来、このような議論において火山岩の主成分組成、微量成分組成、Sr, Nd, Pb, 希ガス同位体のデータが用いられてきたが、最近では Hf や Os などの放射性同位体や W, Li, Mg, Fe などの安定同位体からの制約も加えられ、マントルの化学的進化についての理解が進展している。

加えて、水、二酸化炭素、硫黄、ハロゲンなどの揮発性成分の濃度や同位体を用いた研究も盛んになってきている。地球が生命を育む特別な星と

なった要素として、地球表層に揮発性成分が豊富に存在していることは言うまでもない。地球表層の揮発性成分も起源はマントルにあり、マグマオーシャン形成時の大規模脱ガスとその後の火成活動を通じた継続的な脱ガスによって、大気や海洋が形成されてきた。一方、地球表層の揮発性成分は熱水変質作用によって海洋地殻に取り込まれ、プレートの沈み込みによってマントルへ還流する。以前は、海洋地殻に取り込まれた揮発性成分は、沈み込み帯における脱水作用によってほぼすべて表層へ戻されるという説が支配的であった。しかし、最近の海洋島玄武岩の研究から、マントル深部に地球表層由来の揮発性成分の存在を示す証拠が提示され、揮発性成分が地球表層とマントルの間で循環している可能性が出てきた。

本論では、揮発性成分を含むマントルの化学的進化について、これまで行われてきた研究を概観し、マントルの化学的進化の理解のために海洋地殻掘削が持つ意義について述べてたい。

2. マントルの化学的進化と物質循環

大洋中央海嶺玄武岩は上部マントルをマグマ源としているのに対し、海洋島玄武岩の多くは下部マントル、おそらくはマントル最下層から上昇したマントルブルームを起源としていると考えられている。従って、この両者の玄武岩はマントルの様々な深さに存在する物質の情報を保持している。その化学組成や同位体組成には大きなバリエーションがあり、いくつかの「端成分」と呼ばれる物質の混合で大局的には説明できる (Zindler and Hart, 1986; Hofmann, 1997)。この端成分はあくまでも仮想的な成分であるものの、各端成分の化学的特徴からその起源を解明することがマントルの化学進化の理解につながる。

主に Sr, Nd, Pb, He 同位体組成を基に、マントルには少なくとも5つの端成分が存在すると考えられている。図1の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ プロットで左上に位置するのは、大洋中央海嶺玄武岩に代表される Depleted (枯渇した) Mantle である。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が低く $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ が高いのは、放

射壊変が進行する数億年～数十億年という長期間にわたって親娘元素比である Rb/Sr が低く、Sm/Nd が高かったことを意味する。これは、大洋中央海嶺玄武岩が液相濃集元素に乏しいことと整合的であり、そのマグマ源である上部マントルはメルト成分 (すなわち大陸地殻や海洋地殻) が抜き取られた後の残りの物質でできていると考えられている。

一方、Primitive (始原的) Mantle もしくは FOZO と呼ばれる端成分は、Sr, Nd, Pb 同位体組成に関しては分布の中央付近に位置するが、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ が高いことで特徴づけられ、ハワイやアイスランドといった比較的大規模なホットスポット火山に産する傾向がある (Zindler and Hart, 1986; Hart et al., 1992)。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ が高いマグマ源を始原的と呼ぶ所以は、 ^4He は U や Th の放射壊変により時間とともに増加していく一方、 ^3He は地球形成時から存在していたものがマントル脱ガスにより失われていくため、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ が高いことは脱ガスを受けた程度が低かったことを意味するからである。すなわち、地球形成初期からあまり分化を受けていないマントル端成分と考えられる。

ホットスポットには、Depleted Mantle と Primitive Mantle とは明らかに同位体組成や微量元素組成の特徴が異なる。一見するとマントル由来とは思えないような海洋島火山岩が産出する。同位体組成の分布を説明するために設定された三つの端成分は、大陸地殻や海洋地殻などの地球表層物質が関係していると考えられている。Enriched Mantle は、Depleted Mantle とは対照的に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ と低い $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ で特徴づけられるが、二つのトレンドを示すように見えるため EM1 と EM2 と呼ばれ区別されてきた (Zindler and Hart, 1986)。EM2 端成分は大陸地殻、もしくは陸源堆積物の同位体組成と重なるため、陸源堆積物が沈み込むプレートに乗ってマントルに運搬されてきたマントル端成分とする説が主流である (Weaver, 1991; Willbold and Stracke, 2006)。同様に EM1 端成分は遠洋性堆積物の化学組成に近いいため、EM2 端成分とは異なる堆積物が沈み込んだと考える説もある

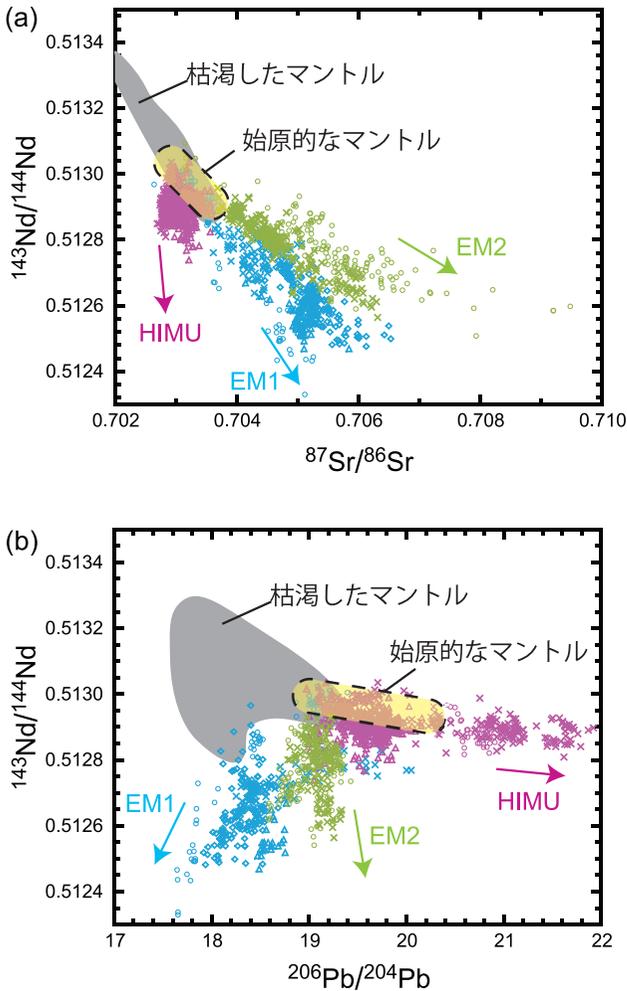


図1 海洋島玄武岩の示す同位体組成のパリエーション. これを説明するために, 始原的なマントル成分と枯渇したマントル成分の他に, 仮想的な端成分としてHIMU, EM1, EM2 と呼ばれる成分がマントルには存在すると考えられている. Hanyu and Chen (2021) を改編.

- HIMU
- × Cook-Austral HIMU
 - St. Helena
 - △ Canary
- EM1
- Pitcairn
 - × Cook-Austral EM
 - △ Tristan - Gough
 - ◇ Kerguelen - Heard
 - Gaussberg
- EM2
- Samoa
 - × Society

が, 大陸下マントルのデラミネーションによりできたとする説も盛んに議論されてきた (McKenzie and O'Nions, 1983 ; Weaver, 1991 ; Willbold and Stracke, 2006).

HIMU Mantle と呼ばれる端成分は, Sr, Nd 同位体については Depleted Mantle に近く, 上部マントル物質との関連を匂わせる. しかし, 鉛同位体比に U や Th からの放射壊変成分が多いこと (例えば高い $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) が他の端成分と大きく異なる点である. ちなみに, HIMU とは「high- μ 」のことで, μ とは $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 比のことである. HIMU の特徴を持つ海洋島玄武岩は, Pb を含めて流体に

分配されやすい元素に乏しい特徴がある. HIMU 端成分の起源としては, 上部マントルの部分融解でできた海洋地殻が再びマントルへ沈み込む時に脱水反応を受け, 流体に溶けやすい元素を失ってできたとする説が支配的である (Weaver, 1991 ; Chauvel et al., 1992 ; Willbold and Stracke, 2006). しかし, HIMU 端成分の成因には他にも様々な説が提案されており, 例えば交代作用を受けたりソスフェアが沈み込んだものとする説も盛んに議論されてきた (Pilet et al., 2005).

複数唱えられている説を制約するためには, 新たな地球化学的証拠が必要である. EM1 端成分

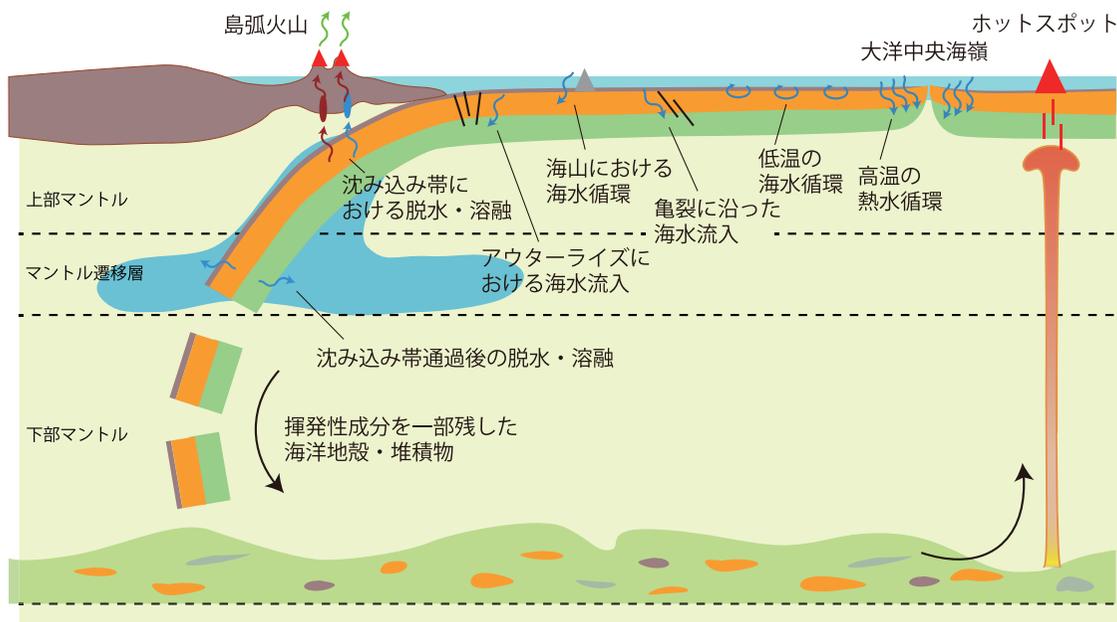


図2 地球表層からマントルへ運搬される揮発性成分の模式図。海洋地殻や堆積物は、海嶺近くの高温の熱水循環、海嶺から離れた場所における低温の海水循環に、地殻内に生じた割れ目に沿った海水流入、海山近傍での海水循環、アウターライズで生じる断層に沿った海水流入などの多様なプロセスを経て、水和と炭酸塩化が進行する。海洋地殻や堆積物に含まれる揮発性成分は、沈み込み帯における脱水や溶融反応により多くが失われ、さらにマントル遷移層においても失われると考えられるが、揮発性成分の一部は深部まで運ばれマントル最下層に貯蔵されている可能性が、海洋島玄武岩の研究から示唆されている。

が沈み込んだ遠洋性堆積物を起源とするか、あるいは大陸下マントルのデラミネーションによるものかは、例えばOs同位体によって制約される。EM1の特徴を持つ海洋島玄武岩は、Depleted Mantleよりも高い $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ を示す(Eisele et al., 2002; Reisberg et al., 1993)。Os同位体の親娘元素比であるRe/Os比は、遠洋性堆積物では一般的に高い値を持つため、時間が経過すると高い $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ を獲得する。一方、大陸下マントルは低いRe/Osを持つので、EM1に特徴的な高い $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ とは整合的ではない(Pearson et al., 2004)。

さらに、EM1端成分が堆積物に由来することを決定づけたのは硫黄同位体である。硫黄には ^{32}S 、 ^{33}S 、 ^{34}S 、 ^{36}S の4つの安定同位体が存在する。安定同位体は様々なプロセスにより通常は質量差に比例した分別を起こすが、 ^{33}S と ^{34}S のあいだには

質量に依存しない分別が起こることがある。硫黄の質量非依存同位体分別は、無酸素の条件で SO_2 に紫外線が照射された時に起こるため、大気がほぼ無酸素であった太古代の堆積物中の硫黄に特徴的にみられる(Farquhar et al., 2000)。硫黄の質量非依存同位体分別の形跡が、EM1の特徴を持つピトケアン島の海洋島玄武岩に発見された(Delavault et al., 2016)。これは、EM1端成分の起源として大陸下マントルのデラミネーションを考えるよりも、太古代の堆積物がマントルに持ち込まれたとするほうが考えやすい。

HIMU端成分の成因については、上述した二つの説に関する議論は継続している。しかし、HIMUの特徴を持つ海洋島玄武岩が低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ や $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、高い $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ や $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ を持つことは、一度熱水変質を受けた海洋地殻が沈み込みに伴う

脱水作用を受けたものと考え無理なく説明できる(Eiler et al., 1997; Hanyu and Kaneoka, 1997; Nishio et al., 2005; Reisberg et al., 1993). また, 硫黄の質量非依存同位体分別が海洋島玄武岩に最初に報告されたのは, マンガイア島の HIMU 玄武岩においてである (Cabral et al., 2013). HIMU 端成分の起源として交代作用を受けたリソスフェアの沈み込みを考えるよりも, 太古代の海洋地殻が熱水変質作用により大気中の硫黄を取り込んでその後マントルへ沈み込んだとするほうが考えやすいであろう.

もちろん EM1, EM2, HIMU 端成分の起源についてまだ議論はあるが, 過去に地球表層に存在した海洋地殻や堆積物がプレートの沈み込みによってマントルへ運搬され, 化学的に不均質なマントルを形成した可能性が高い. 沈み込んだかつてのプレート物質がマントルのどこに存在するか, 地球化学的な証拠から制約することは難しいが, 地震波トモグラフィーやマントル対流のシミュレーションから, 沈み込んだ物質はマントル最下層に滞留している可能性が指摘されている (McNamara et al., 2010; Nakagawa and Tackley, 2005). もしそうであるならば, マントル最下層はプレートの掃き溜めとして, 地球表層から持ち込まれた物質が多量に貯蔵されていることになる (図 2).

3. 揮発性成分のマントル循環

地球表層には大気や海洋が存在し, 水, 二酸化炭素, 硫黄, ハロゲンといった揮発性成分が豊富に蓄えられている. これらの揮発性成分は, もとはと言えばマントルから脱ガスしてきたものである. 一方, 地球表層の揮発性成分は, 海洋地殻や堆積物に取り込まれ海洋プレートの沈み込みとともにマントルへ運搬されていく. そのうちの多くは, 沈み込み帯下における脱水反応によりプレートから絞り出され, マントルウェッジに供給された揮発性成分は島弧火山活動の原動力となっている. しかし, 一部の揮発性成分は上部マントルやマントル遷移層にも供給されているらしい (Bercovici and Karato, 2003). さらに, プレートがマント

ル最下層まで沈み込むのにあわせて, 地球表層由来の揮発性成分もマントル深部まで運搬されているかもしれない (図 2).

沈み込むプレートの中での揮発性成分の挙動については, 高温高压実験などに基づく多くの議論に譲るとして, 地球表層由来の揮発性成分がマントル深部まで運ばれているとする地球化学的「痕跡」について以下に述べる.

海洋島玄武岩の化学組成は多岐にわたるが, その中でも SiO_2 に乏しいアルカリ玄武岩が多くのホットスポット火山で見られる (Jackson and Dasgupta, 2008). このようなアルカリ玄武岩は, マントルの大部分を構成するふつうのかんらん岩を熔融させたのではできない. SiO_2 に乏しいアルカリ玄武岩のマグマ源として, 沈み込んだ海洋地殻の高圧層であるエクロサイトもしくはそれが分化してきたパイロクシナイトとする説と, 炭酸塩化したかんらん岩であるとする二つの説がある (Dasgupta and Hirschmann, 2006; Kogiso et al., 2003). Weiss et al. (2016) は HIMU や EM1 の特徴を持つ海洋島玄武岩のかんらん石斑晶に含まれる微量成分の分析を行い, 他の海洋島玄武岩のかんらん石と比較して高い Ca, 低い Al 濃度を持つことを示した. このことから後者の説, つまり熱水変質により炭酸塩化した海洋地殻が沈み込み, そのような海洋地殻により交代作用を受けたペリドタイトが, SiO_2 に乏しいアルカリ玄武岩のマグマ源となっているとする説を提示した. さらにこの説は, 一部のホットスポットにカーボナタイトマグマが見られることや, SiO_2 に乏しい HIMU の特徴を持つアルカリ玄武岩はキンバーライトマグマと化学組成の特徴が似ていることも調和的である (Hoernle et al., 2002; Weiss et al., 2016).

海洋島玄武岩の成因を調べるのに, 近年技術的進歩が著しい安定同位体が地球化学的トレーサーとして良く使われるようになってきた. 安定同位体は低温における化学平衡過程に敏感なため, 地球表層で起こるプロセスを明らかにするのに有用だからである. 例えば, Mg 同位体は堆積物の成因の研究に盛んに用いられているが, Wang et al.

(2018) はこれを海洋島玄武岩の研究に応用した。ピトケアン島の EM1 の特徴を持つ海洋島玄武岩に対して Mg 同位体比を測定したところ、ふつうのマントルかんらん岩や大洋中央海嶺玄武岩に比べて低い $\delta^{26}\text{Mg}$ 値を示した。低い $\delta^{26}\text{Mg}$ 値は堆積物の炭酸塩成分に特徴的にみられることから、炭酸塩を含む堆積物の沈み込みが EM1 端成分の形成に寄与したことを論じた。以上のように、炭酸塩の構成元素である炭素が地球表層からマントルへ持ち込まれ、海洋島玄武岩のマグマ源としてマントル深部に貯蔵されていることが示唆される。

上記のような研究は、地球表層からマントルに至る炭素の循環を、炭酸塩成分とともに挙動する元素を使って間接的に示したものである。それでは、海洋島玄武岩が持つ揮発性成分を分析して、マントルに貯蔵された地球表層由来の揮発性成分を直接的に検出することはできないであろうか。

揮発性元素は、その揮発性ゆえに脱ガスによりマグマから失われやすい。そこで、揮発性成分を保持している試料として、海底で噴出した直後に急冷固化した火山ガラスや、マグマだまりの中で斑晶鉱物に取り込まれたメルト包有物を使った研究が行われている。マグマ中の揮発性元素の濃度は、マグマが生成される時の部分融解度やその後の結晶分化の程度により変化しうる。そこで、マグマ源（マントル物質）が揮発性元素に富んでいたかどうかを示す指標として、各揮発性元素の持つ分配係数と近い分配係数を有する固体元素との比を用いる。例えば、 CO_2/Nb 、 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 、 F/Nd 、 Cl/K （または Cl/Nb ）といった具合である。

海洋島玄武岩と比較される大洋中央海嶺玄武岩（すなわち上部マントルを代表するものとして）に関しては数多くの研究例があり、炭素に関しては CO_2/Nb 比が 200 から 300 前後の値を持つことが示されている（Shimizu et al., 2016 ; Saal et al., 2002）。一方、HIMU、EM1、EM2 といった特徴を持つ海洋島玄武岩が有する CO_2/Nb の推定は未だうまくいっていない。例えば、EM1 や EM2 の特徴を持つピトケアンやタヒチの急冷火山ガラスは、 CO_2 の濃度と関係して炭素同位体比の変化が見られ、

明らかに脱ガスの影響を受けている（Aubaud et al., 2005 ; 2006）。それは、 CO_2 のメルトへの溶解度が極めて低いため、マグマが深い所を上昇する段階で CO_2 に飽和してしまい、容易に脱ガスを起こしてしまうためである。HIMU の特徴を持つツバルの海洋島玄武岩の急冷火山ガラスでは CO_2/Nb 比が最大で 50。また同じく HIMU に分類されるオーストラル諸島の玄武岩のメルト包有物でも最大で 200 と大洋中央海嶺玄武岩の推定値より低い。脱ガスの影響は否定できない（Jackson et al., 2015 ; Hanyu et al., 2020）。

一方、水、フッ素、塩素といった揮発性元素はメルトへの溶解度が比較的高いため、急冷火山ガラスやメルト包有物に保持されている可能性が高い。 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 比は多くの海洋島玄武岩で測定されてきているが、HIMU、EM1、EM2 端成分に近いものは大洋中央海嶺玄武岩に比べて低い値を示す（図 3）。すなわち、HIMU 端成分の寄与の度合いを示す Pb 同位体比と $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ をプロットすると、HIMU 端成分の寄与が増すほど $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ が低くなる傾向が見られる。同様に、EM1 や EM2 端成分の寄与の度合いを示す Sr 同位体比が増加するほど $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ は低くなる。このことは、三つの端成分ともに Ce に比べて H_2O に乏しく、マントル端成分形成の際に、沈み込む海洋地殻や堆積物は脱水作用を受けて水に枯渇したことを示唆する。一方、Kendrick et al. (2017) は、海洋島玄武岩と大洋中央海嶺玄武岩の揮発性成分のコンパイルから、EM1 や EM2 の特徴を持つ玄武岩は $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ が低い傾向にあるが、HIMU の特徴を持つ玄武岩は必ずしも H_2O に乏しくはないと主張している。すなわち、HIMU の特徴を持つ玄武岩のうち海洋島玄武岩ではたしかに低い $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ を示すのに対し、大洋中央海嶺玄武岩の中で HIMU 的な Pb 同位体組成を持つものはむしろ $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ が高くなる傾向があるとした。沈み込んだ海洋地殻のうち下部マントルにまで達したものは完全に脱水してしまっただが、上部マントルやマントル遷移層にとどまったものは一部の水を保持しマントルに加水する働きをしていたのかもしれない。

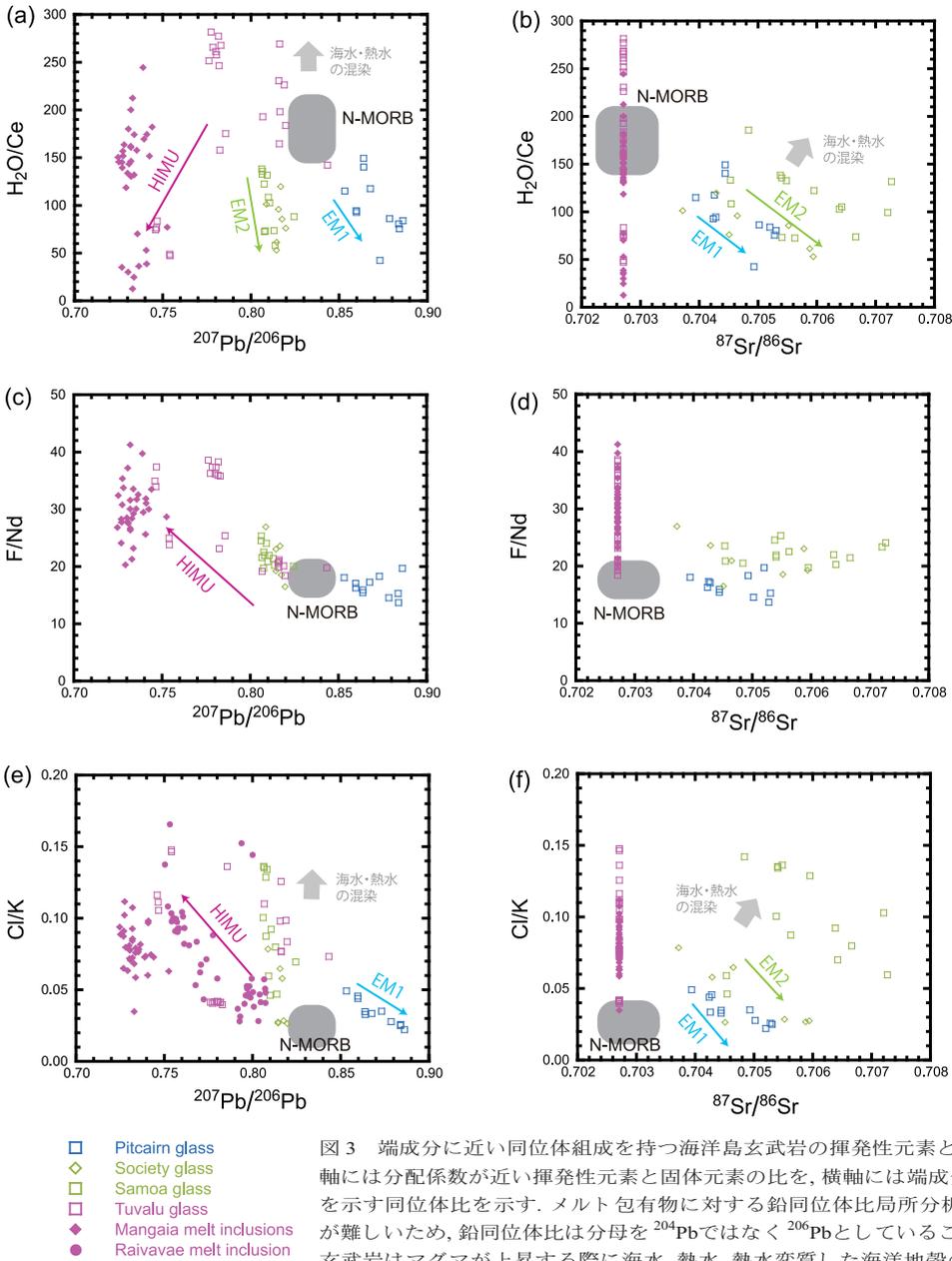


図3 端成分に近い同位体組成を持つ海洋島玄武岩の揮発性元素と固体元素組成。縦軸には分配係数が近い揮発性元素と固体元素の比を、横軸には端成分の寄与の度合いを示す同位体比を示す。メルト包有物に対する鉛同位体比局所分析では²⁰⁴Pbの測定が難しいため、鉛同位体比は分母を²⁰⁴Pbではなく²⁰⁶Pbとしていることに注意。海洋島玄武岩はマグマが上昇する際に海水、熱水、熱水変質した海洋地殻の混染を受ける可能性があり、一部の試料ではその影響が見えている。Hanyu and Chen (2021) を改編。

一方、ハロゲンに富んでいるかどうかは HIMU, EM1, EM2 端成分で分かれるようである。EM1 と EM2 の特徴を持つピトケアンやサモアの海洋島玄武岩は、大洋中央海嶺玄武岩と同程度の F/Nd

を持つのにに対し、HIMU の特徴を持つオーストラル諸島の海洋島玄武岩は高い F/Nd を示す傾向がある (図3)。このことは、沈み込む海洋地殻の中でフッ素を安定的に保持し運搬するプロセスがあ

ることを示唆する。フッ素は 6 GPa までは角閃石、蛇紋石、雲母に保持されることが知られていたが、さらに高圧下ではクライノフェーマイトに取り込まれて 20 GPa まで安定に存在することが高圧実験から示された (Grützner et al., 2017)。このような鉱物の存在により、フッ素はマントル深部へと運搬されているのであろう。

塩素については海洋島玄武岩が高い Cl/K や Cl/Nb 比を持つことはこれまでも議論されてきたが、海水もしくは熱水変質した海洋地殻からの混染の可能性が否定しきれなかった。実際に、海洋島玄武岩に限らず大洋中央海嶺玄武岩でも高い Cl/K や Cl/Nb 比を持つ試料は数多く存在し、海水や変質した海洋地殻の混染作用がマントル由来の塩素の検出を難しくしている。この問題を解決するために、オーストラル諸島の HIMU の特徴を持つ海洋島玄武岩を対象として、オリビン斑晶に含まれるメルト包有物の Pb 同位体比と塩素の分析が行われた (Hanyu et al., 2019)。その結果、HIMU 端成分の寄与の度合いを示す Pb 同位体比と Cl/Nb は明瞭な相関を示した。この相関は、海水や熱水変質した海洋地殻からの混染では説明できないものである。HIMU 端成分の寄与が大きいメルト包有物ほど高い Cl/Nb を示すことは、HIMU 端成分がニオブに比べて塩素により富んでいることを意味する。HIMU 端成分に含まれる過剰の塩素は、海水から塩素を取り込んだ変質した海洋地殻が沈み込むことによって、マントル深部へ運搬されたと考えられる。一方、EM1 や EM2 の特徴を持つ海洋島玄武岩はむしろ低い Cl/K や Cl/Nb を示す。EM1 や EM2 端成分の起源が沈み込んだ堆積物であるとすれば、なぜ HIMU 端成分のみ塩素に富んでいるのか、また沈み込む海洋地殻の中での塩素のキャリアーは何なのか、といった問題は未解決のまま残されている。

4. マントル物質循環から見た海洋地殻掘削の意義

以上に述べたように、沈み込む海洋地殻は揮発性成分を地球表層からマントルへと移動させる運

び手となっているとする証拠が近年報告されてきている。沈み込み帯における脱水反応や部分熔融は海洋地殻を揮発性成分に枯渇させる作用があるので、沈み込む前の海洋地殻は相当量の揮発性成分を取り込んでいたはずである。そこで、海面下にある海洋地殻がどれだけの量の揮発性成分をどのような形で保持できるのかを明らかにすることが、マントルの物質循環、とりわけ揮発性成分の循環を定量的に議論する上での課題となる (図 2)。

海洋地殻は、それを形成した場となる海嶺の近傍で、大きな温度勾配に駆動された高温の熱水循環により、水和と炭酸塩化が起こる。その後もおよそ 6500 万年の期間にわたって、地殻の比較的浅いところをまわると低温の流体により変質が進むらしい (Stein and Stein, 1994)。このような作用により、とりわけ海洋地殻の上部では流体の流路に沿って熱水反応と変質鉱物の生成が進むことが、これまで行われてきた海洋地殻掘削の成果として分かってきた (Alt and Teagle, 1999)。これに基づき、マントルの物質循環を議論する際の沈み込む海洋地殻のモデルとして、変質の進んだ上部地殻とほとんど変質を受けていない下部地殻を仮定し、その化学組成を推定することが多かった。しかし最近の研究によれば、熱水変質はさらに深いところまで及んでいる可能性がある。例えば、1256D 掘削孔では、上部地殻の下部までホウ素や塩素の濃度上昇が見られ、これまで考えられてきた以上の深度まで変質が進行している可能性がある (Sano et al., 2008)。さらに下部地殻にまで変質作用が及んでいるか、そうだとすればどの程度の量の揮発性成分が熱水から供給されているかは、揮発性成分や他の固体元素も含めて海洋地殻が保持しうる量の見積もりを変える可能性があり、マントルの物質循環を議論する上で非常に重要なファクターとなる。

また、地殻内に生じる割れ目や海山の存在が海水の流入を促し、海洋地殻のみならずその下のリソスフェアにまで水和や炭酸塩化を引き起こしているとするモデルが提唱されている。このような現象は冷却途中の海洋地殻内で、また沈み込む前

に海洋地殻が屈曲するアウターライズ近傍で起こっている可能性がある (Korenaga, 2007). 前者については, ハワイ海域の太平洋プレート下での地震波速度の低下が, 引張場に生じた割れ目に沿った流体の存在によるものであると解釈された (Ohira et al., 2018). 後者についても, やはり地震波速度構造からアウターライズ下のマントルが大規模に蛇紋岩化されている可能性が指摘されている (Ranero and Sallares, 2004). これを受けて Kendrick et al. (2011) は, 海洋地殻そのものよりも水和・炭酸塩化により蛇紋岩化したリソスフェアが揮発性成分の運搬を担っているとする説を, 高压変成岩に含まれる揮発性成分組成に基づき提示した. 揮発性成分を含む物質のマントル循環を理解する上でも, 海洋地殻からその下のマントルまでの物質的構造の情報が必要である. 海洋地殻掘削により海洋地殻からその下のマントルまでの試料を手に入れることで, その全容解明が待たれる.

参考文献

- [1] Alt, J. C., & Teagle, D. A. H. (1999) : The uptake of carbon during alteration of ocean crust, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(10), 1527-1535. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00123-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00123-4)
- [2] Aubaud, C., Pineau, F., Hékinian, R., & Javoy, M. (2005) : Degassing of CO₂ and H₂O in submarine lavas from the Society hotspot, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235(3-4), 511-527. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.047>
- [3] Aubaud, C., Pineau, F., Hékinian, R., & Javoy, M. (2006) : Carbon and hydrogen isotope constraints on degassing of CO₂ and H₂O in submarine lavas from the Pitcairn hotspot (South Pacific), *Geophysical Research Letters*, 33(2), L02308. <https://doi.org/10.1029/2005gl024907>
- [4] Bercovici, D., & Karato, S. (2003) : Whole mantle convection and the transition-zone water filter, *Nature*, 425. <https://doi.org/10.1038/nature01918>
- [5] Cabral, R., Jackson, M. G., Rose-Koga, E. F., Koga, K. T., Whitehouse, M. J., Antonelli, M. A., et al. (2013) : Anomalous sulphur isotopes in plume lavas reveal deep mantle storage of Archean crust, *Nature*, 496, 490-493. <https://doi.org/10.1038/nature12020>
- [6] Chauvel, C., Hofmann, A. W., & Vidal, P. (1992) : HIMU-EM: The French Polynesian connection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110(1-4), 99-119. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90042-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90042-T)
- [7] Dasgupta, R., & Hirschmann, M. M. (2006) : Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide, *Nature*, 440(7084), 659-662. <https://doi.org/10.1038/nature04612>
- [8] Delavault, H., Chauvel, C., Thomassot, E., Devey, C. W., & Dazas, B. (2016) : Sulfur and lead isotopic evidence of relic Archean sediments in the Pitcairn mantle plume, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(46), 12952-12956. <https://doi.org/10.1073/pnas.1523805113>
- [9] Eiler, J. M., Farley, K. A., Valley, J. W., Hauri, E., Craig, H., Hart, S. R., & Stolper, E. M. (1997) : Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(11), 2281-2293. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00075-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00075-6)
- [10] Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J. G., Blichert-Toft, J., Devey, C. W., & Hofmann, A. W. (2002) : The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196(3-4), 197-212. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00601-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00601-X)
- [11] Farquhar, J., Bao, H., & Thiemens, M. (2000) : Atmospheric Influence of Earth's Earliest Sulfur Cycle, *Science*, 289(5480), 756-758. <https://doi.org/10.1126/science.289.5480.756>
- [12] Grützner, T., Klemme, S., Rohrbach, A., Gervasoni, F., & Berndt, J. (2017) : The role of F-clinohumite in volatile recycling processes in subduction zones, *Geology*, 45(5), 443-446. <https://doi.org/10.1130/g38788.1>
- [13] Hanyu, T., & Chen, L.-H. (2021) : Geochemical Diversity in the Mantle, in *Mantle Convection and Surface Expressions*, Geophysical Monograph Series, edited by H. Marquardt, M. Ballmer, S. Cottaar & J. Konter, pp. 121-150, American Geophysical Union, <https://doi.org/10.1002/9781119528609.ch5>
- [14] Hanyu, T., & Kaneoka, I. (1997) : The uniform and low 3He/4He ratios of HIMU basalts as evidence for their origin as recycled materials, *Nature*, 390(6657), 273-276. <https://doi.org/10.1038/36835>
- [15] Hanyu, T., Shimizu, K., Ushikubo, T., Kimura, J.-I., Chang, Q., Hamada, M., et al. (2019) : Tiny droplets of ocean island basalts unveil Earth's deep chlorine cycle, *Nat. Commun.*, 10(1), 60. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07955-8>
- [16] Hanyu, T., Yamamoto, J., Kimoto, K., Shimizu, K., & Ushikubo, T. (2020) : Determination of total CO₂ in melt inclusions with shrinkage bubbles, *Chem. Geol.*, 557, 119855. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119855>
- [17] Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., & Whitehead, J. A. (1992) : Mantle plumes and entrainment - Isotopic evidence, *Science*, 256(5056), 517-520. <https://doi.org/10.1126/science.256.5056.517>
- [18] Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M. J., Duggen, S., & Garbe-Schonberg, D. (2002) : Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 142(5), 520-542. <https://doi.org/10.1007/s004100100308>
- [19] Hofmann, A. W. (1997) : Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 385(6613), 219-229. <https://doi.org/10.1038/385219a0>
- [20] Jackson, M. G., & Dasgupta, R. (2008) : Compositions

of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276(1-2), 175-186.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.023>

[21] Jackson, M. G., Koga, K. T., Price, A., Konter, J. G., Koppers, A. A. P., Finlayson, V. A., et al. (2015) : Deeply dredged submarine HIMU glasses from the Tuvalu Islands, Polynesia: Implications for volatile budgets of recycled oceanic crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16(9), 3210-3234. <https://doi.org/10.1002/2015gc005966>

[22] Kendrick, M. A., Hemond, C., Kamenetsky, V. S., Danyushevsky, L., Devey, C. W., Rodemann, T., et al. (2017) : Seawater cycled throughout Earth's mantle in partially serpentinized lithosphere, *Nat. Geosci.*, 10(3), 222-228. <https://doi.org/10.1038/ngeo2902>

[23] Kendrick, M. A., Scambelluri, M., Honda, M., & Phillips, D. (2011) : High abundances of noble gas and chlorine delivered to the mantle by serpentinite subduction, *Nat. Geosci.*, 4(11), 807-812. <https://doi.org/10.1038/ngeo1270>

[24] Kogiso, T., Hirschmann, M. M., & Frost, D. J. (2003) : High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216(4), 603-617.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00538-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00538-7)

[25] Korenaga, J. (2007) : Thermal cracking and the deep hydration of oceanic lithosphere: A key to the generation of plate tectonics?, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5) : <https://doi.org/10.1029/2006JB004502>

[26] McKenzie, D., & O'Nions, R. K. (1983) : Mantle reservoirs and ocean island basalts, *Nature*, 301, 229-231.
<https://doi.org/10.1038/301229a0>

[27] McNamara, A. K., Garner, E. J., & Rost, S. (2010) : Tracking deep mantle reservoirs with ultra-low velocity zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299(1-2), 1-9.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.042>

[28] Nakagawa, T., & Tackley, P. J. (2005) : The interaction between the post-perovskite phase change and a thermochemical boundary layer near the core-mantle boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238(1-2), 204-216.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.048>

[29] Nishio, Y., Nakai, S., Kogiso, T., & Barszczus, H. G. (2005) : Lithium, strontium, and neodymium isotopic compositions of oceanic island basalts in the Polynesian region: constraints on a Polynesian HIMU origin *Geochem. J.*, 39, 91-103. <https://doi.org/10.2343/geochemj.39.91>

[30] Ohira, A., Kodaira, S., Moore, G. F., Yamashita, M., Fujiwara, T., Kaiho, Y., et al. (2018) : Active-source seismic survey on the northeastern Hawaiian Arch: insights into crustal structure and mantle reflectors, *Earth, Planets and Space*, 70(1), 121. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0891-8>

[31] Pearson, D. G., Irvine, G. J., Ionov, D. A., Boyd, F. R., & Dreibus, G. E. (2004) : Re-Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites, *Chem. Geol.*, 208(1), 29-59.

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.005>

[32] Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P., & Poujol, M. (2005) : The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236(1-2), 148-166. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.004>

[33] Ranero, C. R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K., & Reichert, C. (2003) : Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench, *Nature*, 425(6956), 367-373. <https://doi.org/10.1038/nature01961>

[34] Reisberg, L., Zindler, A., Marcantonio, F., White, W., Wyman, D., & Weaver, B. (1993) : Os isotope systematics in ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120(3-4), 149-167. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90236-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90236-3)

[35] Saal, A. E., Hauri, E. H., Langmuir, C. H., & Perfit, M. R. (2002) : Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle, *Nature*, 419(6906), 451-455.
<https://doi.org/10.1038/nature01073>

[36] Sano, T., Miyoshi, M., Ingle, S., Banerjee, N. R., Ishimoto, M., & Fukuoka, T. (2008) : Boron and chlorine contents of upper oceanic crust: Basement samples from IODP Hole 1256D, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(12), Q12O15. <https://doi.org/10.1029/2008GC002182>

[37] Shimizu, K., Saal, A. E., Myers, C. E., Nagle, A. N., Hauri, E. H., Forsyth, D. W., et al. (2016) : Two-component mantle melting-mixing model for the generation of mid-ocean ridge basalts: Implications for the volatile content of the Pacific upper mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 176, 44-80. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.10.033>

[38] Stein, C. A., & Stein, S. (1994) : Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B2), 3081-3095. <https://doi.org/10.1029/93JB02222>

[39] Wang, X.-J., Chen, L.-H., Hofmann, A. W., Hanyu, T., Kawabata, H., Zhong, Y., et al. (2018) : Recycled ancient ghost carbonate in the Pitcairn mantle plume, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(35), 8682-8687.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1719570115>

[40] Weaver, B. (1991) : The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104(2-4), 381-397.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6)

[41] Weiss, Y., Class, C., Goldstein, S. L., & Hanyu, T. (2016) : Key new pieces of the HIMU puzzle from olivines and diamond inclusions, *Nature*, 537(7622), 666-670.
<https://doi.org/10.1038/nature19113>

[42] Willbold, M., & Stracke, A. (2006) : Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(4), Q04004.
<https://doi.org/10.1029/2005GC001005>

[43] Zindler, A., & Hart, S. (1986) : Chemical geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

海洋地殻微生物研究の 到達点とマントル掘削 での挑戦

鈴木庸平

Exploring the oceanic crust biosphere:
milestones and future frontiers

Suzuki Yohey

すずき ようへい：東京大学大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻

地下深部の掘削，微生物ゲノム解析，ナノスケールでの固体分析等の科学技術の近年の発展により，これまで不毛と考えられていた地下深部の岩石が，微生物の生息に適していると判明した。本稿は，海洋地殻を中心に，これまでの研究成果をまとめ，今後の研究について展望する。

1. はじめに

深海熱水噴出孔の発見は，我々の生命観を大きく変えた (Corliss et al., 1979)。ブラックスモーカーの周辺にチューブワームや巨大な二枚貝などの特異な生物が密生しているが，光合成由来ではなく，ブラックスモーカーから供給される化学物質に栄養を依存している (Felbeck, 1981)。光合成との対比で使われる化学合成は，熱水から放出される H_2 ， CH_4 ， HS^- ， $Fe(II)$ などの様々な還元物質をエネルギー源にして炭素を固定する代謝である (Amen and Teske, 2005)。還元物質は岩石と水の相互作用やマグマの脱ガスによって生成されるが，還元物質からエネルギーを取り出す上で必要な酸化剤は，深海底の場合は光合成に基づく生物地球化学的プロセスから供給される。深海生物は海水に含まれる O_2 や NO_3^- で還元物質を酸化して，エネルギーを獲得しているが，光合成とは無関係に生成される酸化剤に依存する生命活動は，光合成生物が出現する前の原始地球の微生物活動に類似している。したがって，深海熱水噴出孔から下の岩石圏には，光合成産物が無視できる程少ない，熱水孔下生物圏が存在し，ブラックスモーカーはその窓と考えられてきた (Deming and Baross, 1993)。海洋地殻内生命探査は，高速拡大軸付近の深海熱水噴出孔から，熱対流や地形効果により駆動される流体循環を伴う海嶺翼へと拡張されており (Edwards et al., 2011)，海洋地殻が 1000 万年の時間をかけて冷却された後は，微生物生態系は海底下 6 km でも存在すると予想される (Heberling et al., 2010 ; Heuer et al., 2020)。

深海底熱水孔や海底下の環境と同様に，陸上の温泉や地下深部の微生物生態に関して研究が活発に行われている。光栄養生物に依存しない地下微

生物生態系(subsurface lithoautotrophic microbial ecosystem ; SLiME)は、白亜系の洪水玄武岩の深部帯水層で初めて発見された(Stevens and McKinley, 1995)。この微生物生態系では、地下水とカンラン石や輝石族鉱物との反応によってH₂が生成され、その水素がエネルギー源となる。地下深部の中性から弱アルカリ性のpH条件下では、カンラン石や輝石族鉱物の溶解速度は低温で遅いため、生態系が成立するには不十分なエネルギー源であるとの批判がある。一方、陸上温泉水に、水素酸化でエネルギー獲得するメタン生成古細菌が優占するため、温度上昇で鉱物と水の反応速度が加速される熱水活動域の方が、SLiMEの成立には好ましいとする考えもある(Chapelle et al., 2002)。SLiMEsは、光栄養生物が出現する以前の原始的な微生物生態系を理解する上で重要なだけでなく、光栄養生物が不在と考えられている火星の生命体を探査する上でも重要である(Onstott et al., 2019)。光合成産物なしで岩石内部に生息するためには、マグマの脱ガス、岩石-水相互作用、放射線分解に由来するエネルギー源の供給が不可欠である。

2. 岩石内生命の解析技術

自然界に存在する微生物の約98%は培養不可能であることが知られており(Wardら, 1990 ; Wade, 2002)。自然界の微生物の性状を調べるには、培養に依存しない技術が必要である。小サブユニットrRNA遺伝子の配列決定により、古細菌と呼ばれるドメインレベルの新規の原核生物が認識され(Woese, 1987)、陸上温泉からは門レベルで新規の多様な古細菌や細菌が認識された(Barns et al., 1994 ; Hugenholtz et al., 1998)。rRNA配列に基づく普遍系統樹では好熱性から超好熱性の分類群が、共通祖先に近い根本で分岐しており、原始地球はマグマオーシャンが冷却した後しばらくは高温環境であったと考えられるため、好熱性から超好熱性の原核生物が、共通祖先に見られた原始的特徴が保存されていると考えられてきた(Pace, 1991 ; Russel, 2021)。分子生物学的な手法による微生物生態系の調査は、温泉水から地下深部へと

拡大していく過程で、掘削による微生物汚染を識別することの重要性が認識された。そのため、汚染源として重要な掘削流体にトレーサーを添加する方法が開発された(Griffin et al., 2018年)。特に、微生物大の蛍光ビーズを用いる手法や溶存物質であるが温度を上げると気化するPerfluorocarbonを用いる手法が適用されている(Smith et al., 2000)。深部まで埋没した海洋堆積物(Heuer et al., 2020 ; Inagaki et al., 2015 ; Orsi, 2018)や陸上の堆積岩(Bagnoud et al., 2016 ; Daly et al., 2016 ; Hemsdorf et al., 2017 ; Magnabosco et al., 2018 ; Probst et al., 2018)を対象とした微生物調査が行われているが、火成岩からなる基盤はまだ十分に調査されていない。これは主に岩盤を掘削する技術的な難しさと共に(Michibayashi et al., 2019)、岩石の割れ目や空隙がコア外部から直接つながっており、掘削流体による汚染を避ける困難さに起因する。一方、未固結堆積物や堆積岩は、汚染されたコア外部を除去することで容易に汚染を回避することができる。特に陸上では、鉱山の地下施設から掘削されたボーリング孔から、自噴する地下水を用いて微生物が研究されている。南アフリカ共和国の金鉱山で行われた研究では、放射線分解反応によって生成された化学物質を用いて、深さ3 kmの地下水中に化学無機独立栄養細菌の*Candidatus Desulfurudis audaxviator*を単一種とする生態系が発見された(Lin et al., 2010)。この細菌種は、水素酸化・硫酸還元や窒素・炭素固定を行うことができ、その代謝能は、地下水サンプルのメタゲノム解析により、全ゲノムが再構築されたことで裏付けられた(Chivian et al., 2008)

単一種生態系で実証されたように、回収できるバイオマスが高く、多様性の低い自然界の微生物群集は、メタゲノムからのゲノムの再構築が容易である。培養なしで、自然界の微生物からほぼ完全なゲノムが初めて再構築された、酸性鉱山廃液の微生物群集を皮切りに(Tyson et al., 2004)、DNAシーケンシングとバイオインフォマティクスの進歩により、多様な微生物集団のメタゲノム解析が可能になった(Rinke et al., 2013)。短い配

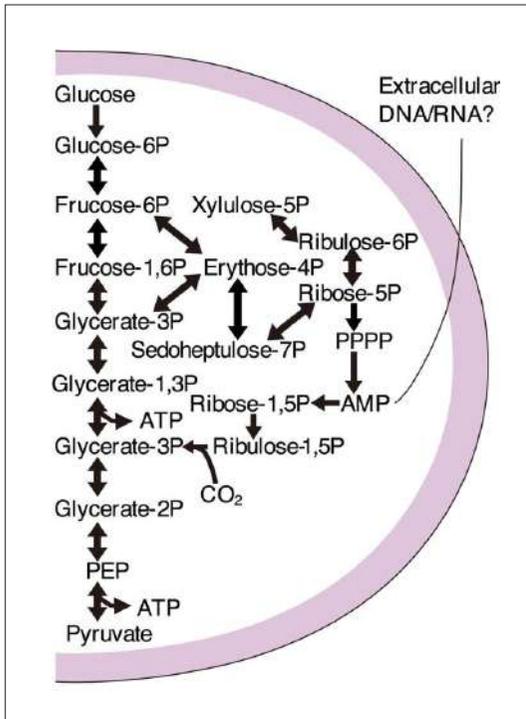


図1 CPRとDPANNに共通に見られる炭素代謝経路. 細胞外の核酸を取り込む解糖系, スクレオチド救済経路, 非酸化性ペントースリン酸経路を示す. Takamiya et al. (2021) から抜粋.

列のアセンブルにより, 培養できない微生物から高品質のゲノム配列が得られるようになった (Wrighton et al., 2012). そのような微生物の中には, 小サブユニットの rRNA 遺伝子の配列からのみ, その存在が知られていた微生物が多く含まれていた (Hugenholtz et al., 1998). Candidate Phyla Radiation (CPR) と呼ばれる細菌の専門が認識され (Hug et al., 2016), ゲノム解析の結果, ゲノムと細胞のサイズが小さいことが明らかになった. 多くのゲノム中には, 脂質, アミノ酸, スクレオチドを合成する遺伝子が欠損することも判明した (Brown et al., 2015). CPR と同様に, 古細菌にも新たな専門として DPANN (Diapherotrites, Parvarchaeota, Aenigmarchaeota, Nanohaloarchaeota, Nanoarchaeota) が認識された. 小さな細胞とゲノムを持ち, スクレオチド, アミノ酸, 脂質を合成する

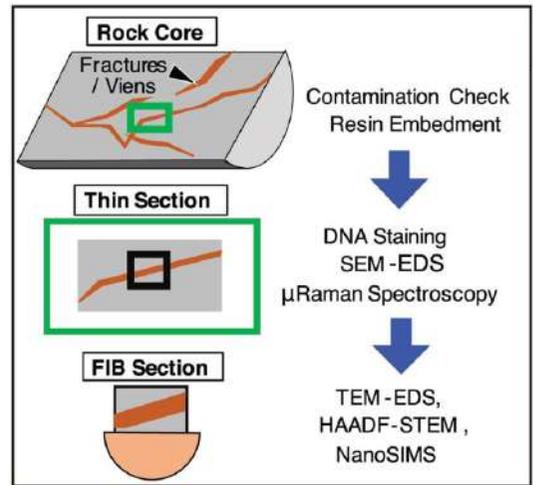


図2 岩石コア解析のフローチャート. SEM, 走査型電子顕微鏡; EDS, エネルギー分散型X線分光法; FIB, 集束イオンビーム; TEM, 透過電子顕微鏡; NanoSIMS, ナノスケール二次イオン質量分析法; HAADF-STEM, 高角度環状暗視野走査型透過電子顕微鏡. Takamiya et al. (2021) から抜粋.

遺伝子を欠損する点で, CPR と共通する (Castelle and Banfield, 2018; Castelle et al, 2018; Castelle et al, 2015). CPR と DPANN は, 初期の地球で普遍的であった嫌気性条件に生息し, 早期に他の細菌や古細菌から分岐した可能性や (Castelle and Banfield, 2018; Méheust et al, 2019; Schönheit et al, 2016), 解糖, スクレオチドサルベージ経路, 非酸化性ペントースリン酸経路が古くから保存されている可能性が考えられる (Jaffe et al., 2020) (図1).

ゲノム解析の進展と並行して, 堆積物中の微生物細胞の可視化技術は, 堆積物マトリックスから分離した細胞を, SYBR-Green I で DNA 染色し, フローサイトメトリーで検出する (Morono et al., 2013). さらに, 基盤岩である火成岩中の微生物の新しい可視化手法が開発された (Sueoka et al., 2019) (図2). 新手法では, 亀裂のある岩石コアを樹脂に埋め込んだ後, 薄くスライスして岩石内部を可視化する. LR White という樹脂は, 固化した樹脂の中に SYBR-Green I が浸透するため, 岩石内

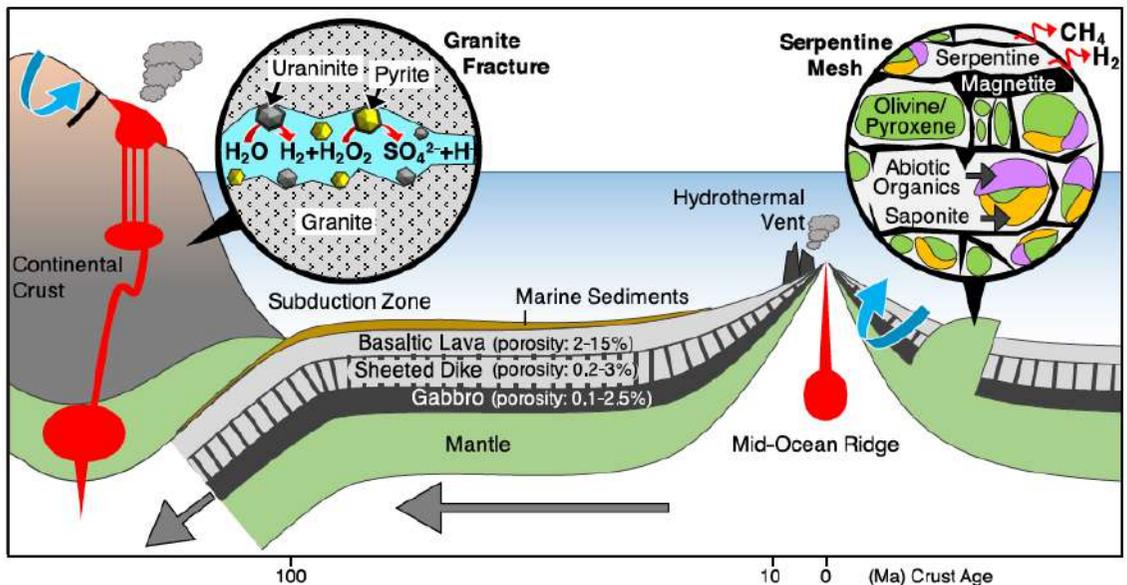


図3 岩石生命圏の地質学的・テクトニックな特徴。円形の枠内には、岩石内で生命が息息する場所の鉱物学的・地球化学的な特徴を示す。青矢印は熱水循環を示す。Takamiya et al. (2021) から抜粋。

部の微生物細胞を蛍光顕微鏡で可視化することができる。サブミロンスケールの元素マッピングとナノスケールの鉱物同定を組み合わせると、岩石割れ目に微生物細胞が、粘土鉱物に包まれているのが観察された (Suzuki et al., 2020 ; Yamashita et al., 2019)。

3. 岩石内生命圏の典型例

Onstott ら (2019) は、岩石生命圏は岩石内の物理化学的プロセスに依存する生態系の存在領域と定義している。光合成による豊富なエネルギー源を伴う地表生態系と比較すると、岩石内部の環境はエネルギー的に、水とカンラン石や輝石などの鉱物との相互作用や、放射線による水分解反応に依存する (図3)。後者は、南アフリカの金鉱山の地下水において実証されたプロセスである。金やウランに富む堆積岩中では、水の放射線分解により H_2 と H_2O_2 などの活性酸素が生成される (Lin et al., 2005) (図2)。 H_2O_2 と黄鉄鉱 (FeS_2) などの硫化鉱物が反応することで硫酸が生成し、電子受容体として利用される (Lefticariu et al., 2006)。

苦鉄質や超苦鉄質の岩石中に多く含まれるカンラン石や輝石族鉱物が水と反応して、 H_2 だけでなく炭化水素も生成する (Charlou et al., 2002 ; Proskurowski et al., 2008) (図3)。これは蛇紋岩化反応として知られ、蛇紋石鉱物の形成を伴う。大西洋中央海嶺の低速拡大軸近傍で、アルカリ性の熱水噴出を伴う Lost City フィールドが知られる (Kelley et al., 2001)。蛇紋岩化反応で生じた熱水は、海底面で炭酸塩鉱物を主成分とする白いチムニー構造を形成する。チムニー内部は Methanosarcinales 目に属する単系統のメタン生成古細菌が優占しており (Schrenk et al., 2004)、チムニー外部では嫌氣的メタン酸化古細菌が発見されている (Brazelton et al., 2006)。Methanosarcinales 目のメタン生成古細菌は、酢酸やメチルアミン、メチル硫酸などのメチル化合物を使用し、これらの基質は蛇紋岩化反応の産物と考えられる。

4. 海洋地殻の岩石内生命圏

海洋地殻は、玄武岩質のマグマが冷却されて中央海嶺で形成される (図3)。海洋地殻上部は玄武

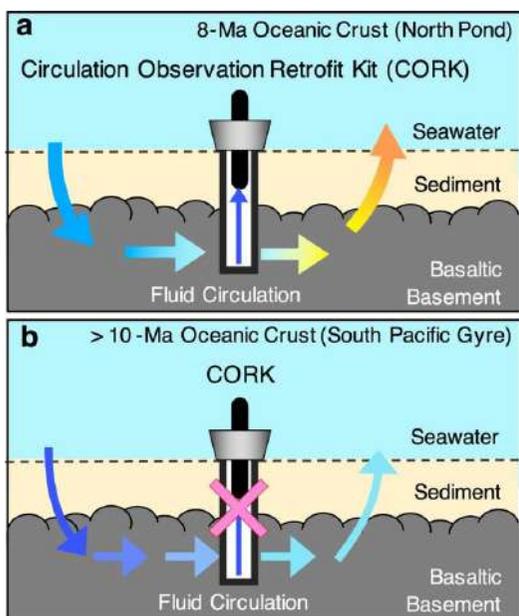


図4 海洋地殻の玄武岩基盤の地殻流体循環と流体サンプリングの模式図. North Pondサイトにおける地殻流体サンプリング (a). 南太平洋環流域におけるサンプリング可能な地殻流体の欠如 (b). Takamiya et al. (2021) から抜粋.

岩質溶岩で構成され、急冷により空隙率が高い (2% ~ 15%)。その下部は、平行岩脈群で 0.2 ~ 3%、斑レイ岩で 0.1 ~ 2.5% と上部海洋地殻に比べはるかに空隙率が小さい (Heberling et al., 2010)。生命最高生育温度の 120°C 等温線未満の海洋地殻の空隙率 (~ 109 km³) を考慮して、Heberling et al. (2010) は海洋地殻のバイオマスは海洋全体の原核生物バイオマス (~ 10²⁹ 細胞, Bar-On et al., 2018) と同等と推定している。

中央海嶺では、高温の玄武岩-海水反応により、生命活動のためのエネルギーが過剰に供給される (Bach and Edwards, 2003)。海嶺翼で地殻流体の循環は、熱対流または水文学的すなわち地形の効果により駆動される (Sclater et al., 1980) (図 3, 4)。堆積物に覆われた玄武岩質溶岩の部分は玄武岩基盤と呼ばれる。350 万年前と 800 万年前の海嶺翼での先行研究では、基盤内の帯水層にはそれぞれ

嫌気性好熱菌と好気性好中温菌が生息し、炭素と硫黄の循環に寄与していることが示された (Cowen et al., 2003 ; Leveret et al., 2013 ; Orcutt et al., 2013 ; Zhang et al., 2016)。

海洋地殻の地殻流体を用いて、メタゲノム解析 (Jungbluth et al., 2016 ; Tully et al., 2018)、メタトランスクリプトームとメタゲノムを組み合わせた解析 (Seyler et al., 2021) が行われている。大西洋中央海嶺の North Pond と呼ばれる 800 万年前の海嶺翼では、メタゲノムの時系列解析とメタトランスクリプトーム解析、バルクおよび単細胞代謝率測定データを統合して、岩石内の代謝の詳細について議論している (Trembath-Reichert et al., 2021)。その議論によると、有機・無機両方の炭素が同化しており、これはエネルギー欠乏に適應のためと考えている。

形成年代が 1000 万年より古くなると、岩石亀裂が二次鉱物で満たされ、流体循環と玄武岩-海水反応は著しく減衰する (Jarrard, 2003) (図 4)。微生物研究は地殻流体を用いて行われてきたが、地殻流体が採取困難な古い海洋地殻は研究が進んでいなかった。海洋地殻の 90% 以上は形成年代が 1000 万年前以上であるため (Müller et al., 2008)、空間的に広大な地殻環境における微生物生態系の存在は、ほとんど不明である (Santelli et al., 2010)。南太平洋環流域 (SPG) の海底下生命圏を対象とした統合海洋掘削計画 (IODP) 第 329 次航海において、1300 万年前、3300 万年前、1 億 400 万年前の玄武岩質溶岩が掘削されている (図 3)。SPG は、表層の光合成活動が極めて低い海域で (D'Hondt et al., 2015)、この超貧栄養の特徴は、玄武岩基盤に、光合成由来の有機物から独立して生きる微生物生態系が存在することが期待された。玄武岩の割れ目は、サポナイトやノントロナイトに組成と結晶構造が類似した Fe、Mg スメクタイト粘土の形成が明らかになり (Sueoka et al., 2019 ; Yamasita et al., 2019)、両スメクタイト粘土の形成は、低温での玄武岩-海水相互作用によると考えられる。スメクタイト粘土の分布と微生物細胞の密集が直接観察され、細胞密度が 1 cm³ 当たり

10¹⁰ 細胞を超えていることも明らかになった (Suzuki et al., 2020). 小サブユニット rRNA 遺伝子解析と脂質分析から, これらの岩石コアに生息するのは従属栄養細菌であることも判明した (Suzuki et al., 2020).

また, 地球の下部地殻が海底に露出しているインド洋の Atlantis Bank の海底下 750 m から掘削した岩石コアに対して, メタトランスクリプトーム解析が行われた (Li et al., 2020). コアリングされた海底下の斑れい岩でも従属栄養微生物が優占していることが明らかにされており (Li et al., 2020), Atlantis Massif でコアリングされた斑れい岩の結果と一致している (Mason et al., 2010). これらの結果は, 3300 万年前と 1 億 400 万年前の玄武岩基盤で従属栄養細菌が優占する SPG の結果と一致する (Suzuki et al., 2020).

5. 海洋地殻微生物研究の今後の展望

Atlantis Massif の 173 m から掘削した斑れい岩コアのサポナイトに, アミノ酸の 1 種であるトリプトファンが異常濃集していることが報告された (Ménez et al., 2018). 蛇紋岩化反応により非生物学的に生成したと主張されているが, 岩石内の微生物活動により形成された可能性も指摘される. その根拠として, 1 億 400 万年前の SPG の玄武岩コアのサポナイトに密集して生息する微生物細胞が報告されており (Sueoka et al., 2019), サポナイトは表面積が大きく, 溶存有機物を吸着する能力も高いことから (Cuadros, 2017), サポナイトをはじめとする岩石内部の鉱物が微生物生態系の形成に果たす役割を検討する必要がある. 海洋地殻の平均形成年代は 1 億年であり, 沈み込み帯からマントルへとリサイクルする. 玄武岩基盤は岩石の形成史を通じて生命を育むことが明らかになりつつあるが, 中央海嶺での形成後にテクトニックの影響を受けていない形成年代の古い海洋地殻下部も広大な空間であるため, 生命の生息が可能かどうかを今後, 海洋掘削を通じて明らかにする必要がある (Umino et al., 2021).

参考文献

- [1] Amend, J.P., Teske A. (2005). Expanding frontiers in deep subsurface microbiology. *Geobiology: Objectives, Concepts, Perspectives*: 131-155.
- [2] Bach, W., Edwards, K. J. (2003). Iron and sulfide oxidation within the basaltic ocean crust: implications for chemolithoautotrophic microbial biomass production. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(20): 3871-3887.
- [3] Bagnoud, A., Chourey, K., Hettich, R. L., De Bruijn, I., Andersson, A., Leupin, O. X., Schwyn, B., Bernier-Latmani, R. (2016). Reconstructing a hydrogen-driven microbial metabolic network in Opalinus Clay rock. *Nature communications* 7(1): 1-10.
- [4] Barns, S. M., Fundyga, R. E., Jeffries, M. W., Pace, N. R. (1994). Remarkable archaeal diversity detected in a Yellowstone National Park hot spring environment. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 91(5): 1609-1613.
- [5] Bar-On, Y. M., Phillips, R., and Milo, R. (2018). The biomass distribution on earth. *Proc. Natl. Acad. Sci.* E0115, 6506-6511. doi: 10.1073/pnas.1711842115
- [6] Brazelton, W. J., Schrenk, M. O., Kelley, D. S., Baross, J. A. (2006). Methane-and sulfur-metabolizing microbial communities dominate the Lost City hydrothermal field ecosystem. *Applied and environmental microbiology* 72(9): 6257-6270.
- [7] Brown, C. T., Hug, L. A., Thomas, B. C., Sharon, I., Castelle, C. J., Singh, A., Wilkins, M. J., Wrighton, K. C., Williams, K. H., Banfield, J. F. (2015). Unusual biology across a group comprising more than 15% of domain Bacteria. *Nature* 523(7559): 208-211.
- [8] Castelle, C. J., Banfield, J. F. (2018). Major new microbial groups expand diversity and alter our understanding of the tree of life. *Cell* 172(6): 1181-1197.
- [9] Castelle, C. J., Brown, C. T., Anantharaman, K., Probst, A. J., Huang, R. H., Banfield, J. F. (2018). Biosynthetic capacity, metabolic variety and unusual biology in the CPR and DPANN radiations. *Nature Reviews Microbiology* 16(10): 629.
- [10] Castelle, C. J., Wrighton, K. C., Thomas, B. C., Hug, L. A., Brown, C. T., Wilkins, M. J., Frischkorn, K. R., Tringe, S. G., Singh, A., Markillie, L. M. (2015). Genomic expansion of domain archaea highlights roles for organisms from new phyla in anaerobic carbon cycling. *Current biology* 25(6): 690-701.
- [11] Chapelle, F. H., O'Neill, K., Bradley, P. M., Methé, B. A., Ciufò, S. A., Knobel, L. L., Lovley, D. R. (2002) A hydrogen-based subsurface microbial community dominated by methanogens. *Nature* 415(6869): 312-315.
- [12] Charlou, J., Donval, J., Fouquet, Y., Jean-Baptiste, P., Holm, N. (2002). Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent

fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR). *Chemical geology* 191(4): 345-359.

[13] Chivian, D., Brodie, E. L., Alm, E. J., Culley, D. E., Dehal, P. S., DeSantis, T. Z., Gihring, T. M., Lapidus, A., Lin, L.-H., Lowry, S. R. (2008). Environmental genomics reveals a single-species ecosystem deep within Earth. *Science* 322(5899): 275-278.

[14] Corliss JB, Dymond J, Gordon LI, Edmond JM, von Herzen RP, Ballard RD, Green K, Williams D, Bainbridge A, Crane K (1979) Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. *Science* 203(4385): 1073-1083.

[15] Cowen, J. P., Giovannoni, S. J., Kenig, F., Johnson, H. P., Butterfield, D., Rappé, M. S., Hutnak, M., Lam, P. (2003). Fluids from aging ocean crust that support microbial life. *Science* 299(5603): 120-123.

[16] Cuadros, J. (2017). Clay minerals interaction with microorganisms: a review. *Clay Minerals* 52(2): 235-261.

[17] Deming, J. W., Baross, J. A. (1993). Deep-sea smokers: windows to a subsurface biosphere *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(14): 3219-3230.

[18] Daly, R. A., Borton, M. A., Wilkins, M. J., Hoyt, D. W., Kountz, D. J., Wolfe, R. A., Welch, S. A., Marcus, D. N., Trexler, R. V., MacRae, J. D. (2016). Microbial metabolisms in a 2.5-km-deep ecosystem created by hydraulic fracturing in shales. *Nature microbiology* 1(10): 1-9.

[19] D'Hondt, S., Inagaki, F., Zarikian, C. A., Abrams, L. J., Dubois, N., Engelhardt, T., Evans, H., Ferdelman, T., Gribsholt, B., Harris, R. N. (2015). Presence of oxygen and aerobic communities from sea floor to basement in deep-sea sediments. *Nature Geoscience* 8(4): 299-304.

[20] Edwards, K. J., Wheat, C. G., and Sylvan, J. B. (2011). Under the sea: microbial life in volcanic oceanic crust. *Nat. Rev. Microbiol.* 9, 703-712. doi: 10.1038/nrmicro2647

[21] Felbeck, H. (1981). Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm, *Riftia pachyptila* Jones (Vestimentifera). *Science* 213(4505): 336-338.

[22] Griffin, W., Phelps, T., Colwell, F., Fredrickson, J. (2018). Methods for obtaining deep subsurface microbiological samples by drilling *The microbiology of the terrestrial deep subsurface*. CRC Press, pp 23-44

[23] Heberling, C., Lowell, R. P., Liu, L., Fisk, M. R. (2010). Extent of the microbial biosphere in the oceanic crust. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems* 11(8).

[24] Hensdorf, A. W., Amano, Y., Miyakawa, K., Ise, K., Suzuki, Y., Anantharaman, K., Probst, A., Burstein, D., Thomas, B. C., Banfield, J. F. (2017). Potential for microbial H₂ and metal transformations associated with novel bacteria and archaea in deep terrestrial subsurface sediments. *The ISME journal* 11(8): 1915-1929.

[25] Heuer, V. B., Inagaki, F., Morono, Y., Kubo, Y., Spivack, A. J., Viehweger, B., Treude, T., Beulig, F., Schubotz, F., Tonai, S. (2020). Temperature limits to deep seafloor life in the Nankai Trough subduction zone. *Science* 370(6521): 1230-1234.

[26] Hug, L. A., Baker, B. J., Anantharaman, K., Brown, C. T., Probst, A. J., Castelle, C. J., Butterfield, C. N., Hensdorf, A. W., Amano, Y., Ise, K. (2016). A new view of the tree of life. *Nature microbiology* 1(5): 1-6.

[27] Hugenholtz, P., Goebel, B. M., Pace, N. R. (1998). Impact of culture-independent studies on the emerging phylogenetic view of bacterial diversity. *Journal of Bacteriology* 180(18): 4765-4774.

[28] Inagaki, F., Hinrichs, K.-U., Kubo, Y., Bowles, M. W., Heuer, V. B., Hong, W.-L., Hoshino, T., Ijiri, A., Imachi, H., Ito, M. (2015). Exploring deep microbial life in coal-bearing sediment down to ~ 2.5 km below the ocean floor. *Science* 349(6246): 420-424.

[29] Jaffé, A. L., Castelle, C. J., Carnevali, P. B. M., Gribaldo, S., Banfield, J. F. (2020). The rise of diversity in metabolic platforms across the Candidate Phyla Radiation. *BMC biology* 18(1): 1-15.

[30] Jarrard, R. D. (2003). Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4(5).

[31] Jungbluth, S. P., Bowers, R. M., Lin, H.-T., Cowen, J. P., Rappé, M. S. (2016). Novel microbial assemblages inhabiting crustal fluids within mid-ocean ridge flank subsurface basalt. *The ISME journal* 10(8): 2033-2047.

[32] Kelley, D. S., Karson, J. A., Blackman, D. K., Fruh-Green, G. L., Butterfield, D. A., Lilley, M. D., Olson, E. J., Schrenk, M. O., Roe, K. K., Lebon, G. T. (2001). An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30°N. *Nature* 412(6843): 145-149.

[33] Lefticariu, L., Pratt, L. M., and Ripley, E. M. (2006). Mineralogic and sulfur isotopic effects accompanying oxidation of pyrite in millimolar solutions of hydrogen peroxide at temperatures from 4 to 150 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4889-4905. doi: 10.1016/j.gca.2006.07.026

[34] Lever, M. A., Rouxel, O., Alt, J. C., Shimizu, N., Ono, S., Coggon, R. M., Shanks, W. C., Lapham, L., Elvert, M., Prieto-Mollar, X. (2013). Evidence for microbial carbon and sulfur cycling in deeply buried ridge flank basalt. *Science* 339(6125): 1305-1308.

[35] Li, J., Mara, P., Schubotz, F., Sylvan, J. B., Burgaud, G., Klein, F., Beaudoin, D., Wee, S. Y., Dick, H. J., Lott, S. (2020). Recycling and metabolic flexibility dictate life in the lower oceanic crust. *Nature* 579(7798): 250-255

[36] Lin, L.-H., Slater, G. F., Lollar, B. S., Lacrampe-Couloume, G., and Onstott, T. C. (2005). The yield and

isotopic composition of radiolytic H₂, a potential energy source for the deep subsurface biosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 893-903. doi: 10.1016/j.gca.2004.07.032

[37] Magnabosco, C., Lin, L-H., Dong, H., Bomberg, M., Ghiorse, W., Stan-Lotter, H., Pedersen, K., Kieft, T., Van Heerden, E., Onstott, T. C. (2018). The biomass and biodiversity of the continental subsurface. *Nature Geoscience* 11(10): 707-717.

[38] Mason, O. U., Nakagawa, T., Rosner, M., Van Nostrand, J. D., Zhou, J., Maruyama, A., et al. (2010). First investigation of the microbiology of the deepest layer of ocean crust. *PLoS One* 5: e15399. doi: 10.1371/journal.pone.0015399

[39] Méheust, R., Burstein, D., Castelle, C. J., Banfield, J. F. (2019). The distinction of CPR bacteria from other bacteria based on protein family content. *Nature communications* 10(1): 1-12.

[40] Ménez, B., Pisapia, C., Andreani, M., Jamme, F., Vanbellingen, Q. P., Brunelle, A., Richard, L., Dumas, P., Réfrégiers, M. (2018). Abiotic synthesis of amino acids in the recesses of the oceanic lithosphere. *Nature* 564(7734): 59-63.

[41] Michibayashi, K., Tominaga, M., Ildefonse, B., and Teagle, D. A. (2019). What lies Beneath: the formation and evolution of oceanic lithosphere. *Oceanography* 62, 138-149. doi: 10.5670/oceanog.2019.136

[42] Morono, Y., Terada, T., Kallmeyer, J., Inagaki, F. (2013). An improved cell separation technique for marine subsurface sediments: applications for high-throughput analysis using flow cytometry and cell sorting. *Environmental microbiology* 15(10): 2841-2849.

[43] Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C. (2008). Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science* 319(5868): 1357-1362.

[44] Onstott, T., Ehlmann, B., Sapers, H., Coleman, M., Ivarsson, M., Marlow, J., Neubeck, A., Niles, P. (2019). Paleo-rock-hosted life on Earth and the search on Mars: a review and strategy for exploration. *Astrobiology* 19(10): 1230-1262.

[45] Orcutt, B. N., Wheat, C. G., Rouxel, O., Hulme, S., Edwards, K. J., Bach, W. (2013). Oxygen consumption rates in seafloor basaltic crust derived from a reaction transport model. *Nature Communications* 4(1): 1-8.

[46] Orsi, W. D. (2018). Ecology and evolution of seafloor and seafloor microbial communities. *Nature Reviews Microbiology* 16(11): 671-683.

[47] Pace, N. R. (1991). Origin of life-facing up to the physical setting. *Cell* 65(4): 531-533.

[48] Russell, M. J. (2021). The "water problem", the illusory pond and life's submarine emergence—A review. *Life*

11: 429. doi: 10.3390/life11050429

[49] Proskurowski, G., Lilley, M. D., Seewald, J. S., Früh-Green, G. L., Olson, E. J., Lupton, J. E., Sylva, S. P., Kelley, D. S. (2008). Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field. *Science* 319(5863): 604-607.

[50] Probst, A. J., Ladd, B., Jarett, J. K., Geller-McGrath, D. E., Sieber, C. M., Emerson, J. B., Anantharaman, K., Thomas, B. C., Malmstrom, R. R., Stieglmeier, M. (2018). Differential depth distribution of microbial function and putative symbionts through sediment-hosted aquifers in the deep terrestrial subsurface. *Nature microbiology* 3(3): 328-336.

[51] Rinke, C., Schwientek, P., Sczyrba, A., Ivanova, N. N., Anderson, I. J., Cheng, J-F., Darling, A., Malfatti, S., Swan, B. K., Gies, E. A. (2013). Insights into the phylogeny and coding potential of microbial dark matter. *Nature* 499(7459): 431-437.

[52] Sclater, J., Jaupart, C., Galson, D. (1980). The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Reviews of Geophysics* 18(1): 269-311.

[53] Schönheit, P., Buckel, W., Martin, W. F. (2016). On the origin of heterotrophy. *Trends in microbiology* 24(1): 12-25.

[54] Schrenk, M. O., Kelley, D. S., Bolton, S. A., and Baross, J. A. (2004). Low archaeal diversity linked to seafloor geochemical processes at the Lost City Hydrothermal Field, Mid - Atlantic Ridge. *Environ. Microbiol.* 6, 1086-1095. doi: 10.1111/j.1462-2920.2004.00650.x

[55] Seyler, L. M., Trembath-Reichert, E., Tully, B. J., Huber, J. A. (2021). Time-series transcriptomics from cold, oxic seafloor crustal fluids reveals a motile, mixotrophic microbial community. *The ISME Journal* 15(4): 1192-1206.

[56] Smith, D. C., Spivack, A. J., Fisk, M. R., Haveman, S. A., Staudigel, H. (2000). Tracer-based estimates of drilling-induced microbial contamination of deep sea crust. *Geomicrobiology Journal* 17(3): 207-219.

[57] Santelli, C. M., Banerjee, N., Bach, W., Edwards, K. J. (2010). Tapping the subsurface ocean crust biosphere: low biomass and drilling-related contamination calls for improved quality controls. *Geomicrobiology Journal* 27(2): 158-169.

[58] Stevens, T. O., McKinley, J. P. (1995). Lithoautotrophic microbial ecosystems in deep basalt aquifers. *Science* 270(5235): 450-455.

[59] Tyson, G. W., Chapman, J., Hugenholtz, P., Allen, E. E., Ram, R. J., Richardson, P. M., Solovyev, V. V., Rubin, E. M., Rokhsar, D. S., Banfield, J. F. (2004). Community structure and metabolism through reconstruction of microbial genomes from the environment. *Nature* 428(6978): 37-43

[60] Sueoka, Y., Yamashita, S., Kouduka, M., Suzuki, Y. (2019). Deep microbial colonization in saponite-bearing

fractures in aged basaltic crust: Implications for subsurface life on Mars. *Frontiers in microbiology* 10: 2793.

[61] Suzuki, Y., Yamashita, S., Kouduka, M., Ao, Y., Mukai, H., Mitsunobu, S., Kagi, H., D'Hondt, S., Inagaki, F., Morono, Y. (2020). Deep microbial proliferation at the basalt interface in 33.5-104-million-year-old oceanic crust. *Communications biology* 3(1): 1-9.

[62] Takamiya, H., Kouduka, M., Suzuki, Y. (2021) The Deep Rocky Biosphere: New Geomicrobiological Insights and Prospects. *Frontiers in Microbiology*. DOI: 10.3389/fmicb.2021.785743.

[63] Trembath-Reichert, E., Walter, S. R. S., Ortiz, M. A. F., Carter, P. D., Girguis, P. R., Huber, J. A. (2021). Multiple carbon incorporation strategies support microbial survival in cold seafloor crustal fluids. *Science Advances* 7(18): eabg0153.

[64] Tully, B. J., Wheat, C. G., Glazer, B. T., Huber, J. A. (2018). A dynamic microbial community with high functional redundancy inhabits the cold, oxic seafloor aquifer. *The ISME Journal* 12(1): 1-16.

[65] Umino, S., Moore, G. F., Boston, B., Coggon, R., Crispini, L., D'Hondt, S., Garcia, M. O., Hanyu, T., Klein, F., Seama, N., Teagle, D. A. H., Tominaga, M., Yamashita, M., Harris, M., Ildefonse, B., Katayama, I., Kusano, Y., Suzuki, Y., Trembath-Reichert, E., Yamada, Y., Abe, N., Xiao, N., Inagaki, F. (2021) Workshop report: Exploring deep oceanic crust off Hawai'i, *Scientific Drilling*, 29, 69-82, <https://doi.org/10.5194/sd-29-69-2021>.

[66] Wade, W. (2002). Unculturable bacteria—the uncharacterized organisms that cause oral infections. *J. R. Soc. Med.* 95, 81-83. doi: 10.1258/jrsm.95.2.81

[67] Ward, D. M., Weller, R., Bateson, M. M. (1990). 16S rRNA sequences reveal numerous uncultured microorganisms in a natural community. *Nature* 345(6270): 63-65.

[68] Woese, C. R. (1987). Bacterial evolution. *Microbiological reviews* 51(2): 221.

[69] WRIGHTON, K. C., THOMAS, B. C., SHARON, I., MILLER, C. S., CASTELLE, C. J., VERBERKMOES, N. C., WILKINS, M. J., HETTICH, R. L., LIPTON, M. S., WILLIAMS, K. H. (2012). Fermentation, hydrogen, and sulfur metabolism in multiple uncultivated bacterial phyla. *Science* 337(6102): 1661-1665.

[70] Yamashita, S., Mukai, H., Tomioka, N., Kagi, H., Suzuki, Y. (2019). iron-rich Smectite formation in Subseafloor Basaltic Lava in Aged oceanic crust. *Scientific Reports* 9(1): 1-8.

[71] Zhang, X., Feng, X., and Wang, F. (2016). Diversity and metabolic potentials of subsurface crustal microorganisms from the western flank of the Mid- Atlantic Ridge. *Front. Microbiol.* 7: 363. doi: 10.3389/fmicb.2016.00363.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

掘削とニュートリノ： マントルを見る

渡辺 寛子

William F. McDonough

Drilling and Neutrinos : view the mantle

Hiroko Watanabe • William F. McDonough

わたなべ ひろこ : 東北大学ニュートリノ科学研究
センター

William F. McDonough : University of Maryland
/ 東北大学理学研究科地球科学専攻
/ 東北大学ニュートリノ科学研究
センター

地球内放射性物質起源の反ニュートリノである地球ニュートリノの観測は、地球内放射化熱量を直接測定できる唯一の方法である。これまでの観測で地球科学的知見が得られることが示され、大陸を離れて海洋底でマントルの寄与を直接観測する計画が進んでいる。マントル掘削と相まって地球深部の理解の新展開が期待できる。

1. はじめに

150年以上も前からケルビン卿をはじめとする科学者たちは「太陽や地球を動かしているものは何か？地球はいつ誕生し、寿命はどれくらいなのか？エネルギー源は何か？」という根源的な問いに挑んできた。現在では地球は46億年前に誕生し、太陽はコアでの核融合をエネルギー源としていることがわかっている。地球内の熱量は、マントル対流による大陸移動や地震活動の源となり、地磁気を形成して太陽からの放射線を防ぎ、海洋や大気を生み出すという様々な地球活動の源となり、生命活動にも関わりが深い。しかし、地球内の熱量について、その燃料はどれくらい残っており寿命はいつ尽きるのかという根本的な問いに我々は未だに解を持たない。地球はハイブリッドカーのように「原始の熱」と「放射化熱」という2つの燃料を持つ。原始の熱は46億年前の地球の集積と核の形成時に放出された重力エネルギー、放射化熱は熱生成元素である地球内放射性物質(U・Th・K)の崩壊を起源とする。地表からの熱流量は多地点でのボーリング調査や温度勾配の観測から 47 ± 2 TW (Davies, 2010)もの熱量を放出していると予測されているが、原始の熱と放射化熱のそれぞれの占める割合はわからない。地球ニュートリノ観測は、地球の巨大な熱量を担う燃料のバランスに観測ゲージを与える唯一のツールとして多分野から期待を集めている(図1)。

2. 地球ニュートリノとその観測

物質を形作る最小単位である素粒子の一種のニュートリノは、電荷を持たず極端に軽い質量を持つことから何者でもすり抜ける高い透過性を持

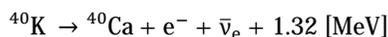
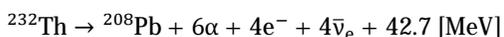
地球の熱量 = 「原始の熱」と「放射化熱」
のハイブリッド

図1 地球の熱源と燃料
バランス。



つ、この宇宙には電子やクォークといった他の粒子は 1cm^3 当たり約 1 億分の 1 個しか存在しないのに対し、ニュートリノは約 300 個も存在しており、この宇宙はニュートリノで満ちていると言える。地球では太陽からくるニュートリノが 1cm^2 当たり 1 秒間に 660 億個も突き抜けており、他にも宇宙背景放射といわれるビッグバン起源、宇宙線起源、地球内部起源、原子炉や加速器でも作られ、我々の体ですら体内のカリウムが 1 日に 3 億個ものニュートリノを放出している。

ニュートリノの性質故に検出は困難であるが、巨大な高感度検出器の実現により、素粒子としての性質の理解を進めた小柴 (2002 年) と梶田 (2015 年) にノーベル物理学賞をもたらしたことは記憶に新しい。地球内部に存在する放射性元素のベータ崩壊によって生成される反ニュートリノは「地球ニュートリノ」と呼ばれ、地球内部の化学組成や熱量に関する直積的でユニークな知見をもたらすものとして 1900 年代から観測が期待されていた。地球ニュートリノの殆どは ^{238}U 系列、 ^{232}Th 系列及び ^{40}K による。



ここから明らかなように、地球ニュートリノの発生量は放射性物質に焼き直すことができ、更にはその崩壊による発熱量と直接的な関係がある。素粒子ニュートリノの性質の理解が進み、ニュートリノを不可視の天体内部を観測する道具として用いることが現実のものとなっている。

電磁力の働かないニュートリノの観測は非常に困難で、我々の周囲に満ちているニュートリノもその大部分は何の痕跡も残さず透過する。必然的に大量の反応物質と極めて静かな環境が不可欠である。ニュートリノの観測は、荷電粒子が液体中で損失するエネルギーによりシンチレーション光という蛍光を発する「液体シンチレーター」と呼ばれる有機液体を用いる。同じ荷電粒子の通過により水の約 100 倍の明るさの光を発する事から水に比べて低エネルギーの粒子に感度があり、蒸留による放射性不純物の除去が容易で大量に用意できる利点がある。液体シンチレーターを構成する水素原子核 (陽子) がターゲットとなり、逆ベータ崩壊反応 ($\bar{\nu}_e + p \rightarrow e^+ + n$) という高い信号識別能力をもつ反応を利用してニュートリノを検出する。ニュートリノが陽子と反応して陽電子と中性子を放出し、その陽電子の運動エネルギーと陽電子-電子の対消滅でできる 511 keV の 2 本の γ 線を先発信号、中性子が液体シンチレーター中

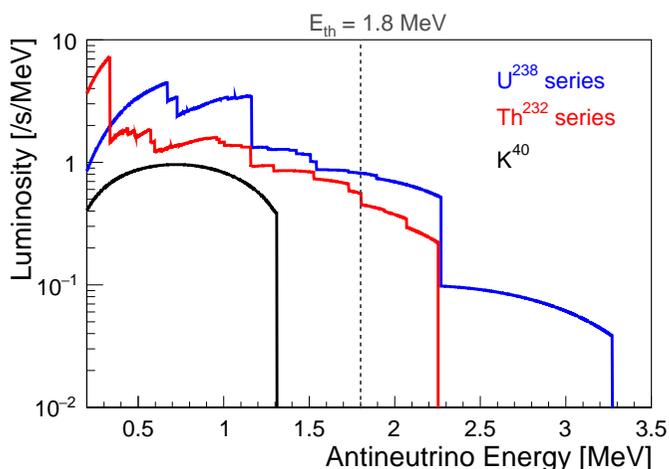


図2 地球ニュートリノのエネルギー分布.

を平均 210 μ 秒散乱して陽子に捕獲されて放出する 2.2 MeV の γ 線を後発信号とし、特徴的な時間的・空間的に相関のある 2 つの信号を遅延同時計測することで反電子型ニュートリノを選択的に検出できる。この反応はニュートリノが 1.8 MeV 以上のエネルギーを持つ時に起こることから、図 2 に示すように ^{238}U 系列の地球ニュートリノ (最大エネルギー = 3.3 MeV)、 ^{232}Th 系列の地球ニュートリノ (最大エネルギー 2.3 MeV) の一部を観測できる。 ^{40}K (最大エネルギー = 1.3 MeV) のニュートリノは逆ベータ崩壊反応の閾値以下に分布するため、電子散乱といった他の観測技術を用いなければ観測できず、その地球科学的な重要性から活発に技術開発が行われている。

3. ニュートリノ地球科学

地球ニュートリノ観測によって地球内部を理解する新研究分野は「ニュートリノ地球科学」と呼ばれ、素粒子物理学・地球科学の分野横断的研究分野として発展してきた。素粒子物理学は実験により地球ニュートリノ事象数を観測し、地球科学がその観測結果に地球科学的意味を与える。

KamLAND (Kamioka Liquid Scintillator Anti-Neutrino Detector) は、2002 年から稼動している大容量超純液体シンチレーターを用いて低エネルギーのニュートリノ観測を目的とした実験であ

る。岐阜県神岡鉱山内の地下 1000 m に設置され、岩盤によって地上に大量に降り注ぐ宇宙線ミュオンを 10 万分の 1 に遮蔽している。世界最大量である 1000 トンの液体シンチレーターを直径 12 m のナイロン製バルーンに内包し、それを取り囲むように設置された 1879 本の光電子増倍管でシンチレーション光を観測する。2005 年に地球ニュートリノの世界初観測 (Araki et al., 2005) を成し遂げて以降、現在でも世界最高精度で観測を続けている。KamLAND での地球ニュートリノフラックスは $4.1 \times 10^6 / \text{cm}^2 / \text{s}$ と大量に到達しているが、このような巨大な検出器を持ってしても観測している地球ニュートリノ事象は 1 ヶ月に 1 事象程度と極少数統計観測であるため、バックグラウンド事象の正確な理解とその低減が重要課題である。原子炉由来の反ニュートリノ (観測時間 4397 日の 2019 年の予備結果 (Watanabe, 2019) : 629 事象)、検出器内 ^{210}Po を起源とする (α, n) 反応 (212 事象)、検出器内放射性不純物起源の偶発事象 (122 事象)、宇宙線ミュオンによる核破砕反応 (4.4 事象)、高速中性子 (< 4.1 事象) といった事象がバックグラウンドとなる。最も深刻なバックグラウンドは、地球ニュートリノのエネルギー領域を完全にカバーし約 8.5 MeV までの分布を持つ原子炉ニュートリノであり、同じニュートリノであるため地球ニュートリノ信号との分離は不可能であ

る。KamLAND では 2011 年の東日本大震災以降に日本の原子炉が停止したことにより、最大時の 5% まで原子炉ニュートリノフラックスが減少し（韓国の原子炉からの寄与）、観測精度の向上や詳細なエネルギースペクトル測定が可能になった。

KamLAND での地球ニュートリノ観測は地球内のどこから飛来するものを観測しているのだろうか。発生源である ^{238}U と ^{232}Th が地球のどこにどれだけ存在し、検出器からどれだけ離れているのかということに依存する。(Enomoto et al., 2007) (Enomoto, 2007) で見積もられた各寄与の内訳について紹介する。地殻は地球の 2% の体積であるが ^{238}U と ^{232}Th の存在量が多く検出器にも近いので、KamLAND で観測している地球ニュートリノフラックスの 3/4 を占めるマントルは地球の 82% を占め ^{238}U と ^{232}Th 全体量の 60% が存在するが、観測している地球ニュートリノフラックスに占める割合は 1/4 程である。また、半径 50 km の範囲がフラックスの 1/4 を占め、本州が収まる半径 500 km に広げると半分になる。このことは、地球全体やマントルといった地球深部について地球ニュートリノを用いて調べるには、検出器周辺の地質、特に寄与の大きい地殻を正確に理解することが重要であることを示している。地震波観測や地球化学的分析手法といった地球科学的知見を統合してどこにどれだけ ^{238}U や ^{232}Th が存在するかというモデルを構築し、観測地点での地球ニュートリノフラックス計算モデルを構築することは地球ニュートリノ観測結果を理解する上で不可欠であり、国内外で研究が行われている。

4. 地球ニュートリノ観測実験結果の現状と課題

地球ニュートリノ観測は地球内の ^{238}U と ^{232}Th の存在量に制限を与えることができる。その知見を用いることで、(1) 地球内の難揮発性元素の絶対量に制限を与え、そこから BSE (bulk silicate Earth, 地殻 + マントル) の化学組成を決定し、(2) 主要な地球活動（マントル対流、プレートテクトニクス、火山活動、地磁気生成と維持など）の駆動源

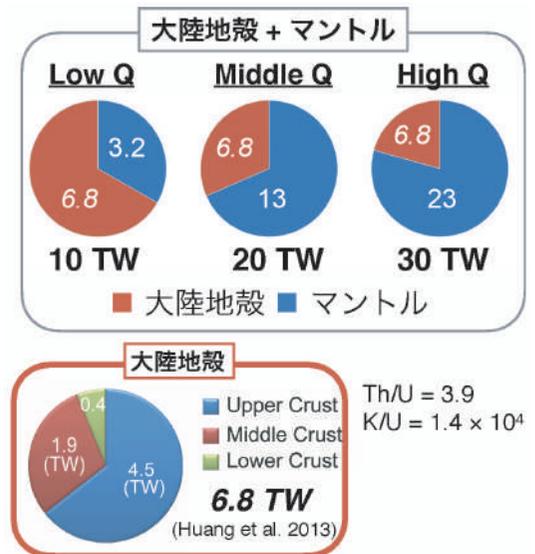


図3 地球内放射化熱量モデル。

である地球内放射化熱量を直接測定することができるという特徴がある。この地球ニュートリノによる新たな観測は、地球科学分野で構築された地球の化学組成や熱進化史の複数存在するモデルに対して制限を与えることができる。図3に示すように、地球内放射化熱量についての現在の理解では BSE（地殻とマントルの合計量）については 10 ~ 30 TW、マントルのみについては 3.2 ~ 23 TW と大きな開きがある。(Šrámek et al, 2013) と (Šrámek et al, 2016) で Low-Q (10–15 TW) (Javoy et al., 2010), Middle-Q (17–22 TW) (McDonough and Sun, 1995), High-Q (> 25 TW) (Turcotte and Schubert, 2002) と分類されている。

これまでに日本の KamLAND 実験とイタリアの Borexino 実験のみで観測実績があり、その観測精度は地球科学的知見を得られるレベルに到達している。両実験とも 2019 年に最新結果を発表しており ((Watanabe, 2019) (Agostini, 2020)), ここではそれらの結果を紹介する。KamLAND での観測は約 12 年間の全観測時間のうち 2011 年以降の低原子炉運転期間のデータが約 40% を占め、地球

ニュートリノ事象を $168.8^{+26.3}_{-26.5}$ 事象観測し観測精度が 15.6% にまで到達しており、地球ニュートリノフラックスモデルの 20% の不定性を下回る結果である。また、エネルギースペクトルの形状を精度よく測定できたため、 ^{238}U と ^{232}Th の寄与の独立観測に成功している。これは、放射化熱を発生する元素の現在の地球へのそれぞれの寄与を観測することで、地球のこれまでの放射化熱史にも知見を与えることができることを示している。Borexino 実験は 2007 年から 2021 年まで観測を行っていた約 300t の液体シンチレータ検出器を用いた実験で、地球ニュートリノ観測のほか、その極低放射性物質環境を生かした太陽ニュートリノの観測にいくつもの大きな成果を挙げた。原子炉からの距離も遠いため、全観測期間を通して原子炉ニュートリノが地球ニュートリノに比べて 30% 程度のフラックスの環境で観測していた。約 9 年間の観測時間のデータを用い地球ニュートリノ事象を $56.2^{+9.4}_{-8.6}(\text{syst.})^{+2.7}_{-2.1}(\text{stat.})$ 観測し、観測精度は約 18.6% である。統計テストによりマントル地球ニュートリノが無いことを 99.0% の信頼度で排除したと主張している。両実験の地球内放射化熱量についての結果は、 ^{238}U と ^{232}Th の観測結果に 19% の ^{40}K の寄与を加えると、KamLAND は $15.3 \pm 4.9 \text{ TW}$ 、Borexino は $38.2^{+13.6}_{-12.7} \text{ TW}$ となり異なるモデルを好んでいる。地球ニュートリノ観測値を放射化熱量に変換する際には、地球ニュートリノフラックス計算モデルを使用する必要があり変換結果への影響が大きい。また、観測値は地殻とマントルの合計量であるため、マントルの寄与について議論する際はモデルで見積もった地殻分の寄与を観測値から差し引いて求める。現在の放射化熱量の見積もりには、地球科学的知見を用いて地殻の三次元モデルを構築し、高信頼度・高精度の地球ニュートリノフラックスを見積もることが地球科学分野に求められている課題である。一方で、現在も観測中の KamLAND に加え、SNO+ (カナダ, 1 kt) もほぼ建設が終了し、中国では JUNO (20 kt) が建設中、Jinping (1kt)

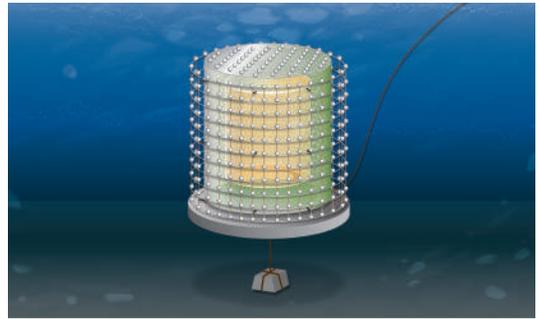


図 4 1.5kt OBD検出器の概要図。

が計画中である。観測値 = 地殻 + マントル ($y = x + b$) という関係を使い、地殻の寄与 (x) を各地点で正確に求めることができれば、マントルは一樣という仮定のもとに複数実験の統合解析によるマントルの寄与の見積もりが可能である。

5. 海洋底ニュートリノ観測計画「Ocean Bottom Detector」

地球ニュートリノ観測により地球科学的知見を得られるものの、大陸上の検出器では地殻とマントルという 2 つのパラメータが存在するため、特に検出器近傍の地殻の寄与に決定的に依存する。そこで、大陸の発生源から遠く離れ、大陸地殻より薄く ($\sim 6.5 \text{ km}$) 単純で、少ない $^{238}\text{U} \cdot ^{232}\text{Th}$ 量 (1/20) の地殻である海洋で観測を行うことが発案された (Raghavan et al., 1998)。その後ハワイ大学と Makai Ocean Engineering の共同研究により「Hanohano」プロジェクトとして検出器の設計や技術開発が行われた (Learned et al., 2007)。(Šrámek et al., 2013) によるとハワイ沖ではマントルの寄与が全ニュートリノフラックスの 70% を占め、太平洋を南北に縦断して複数点で観測することでマントルの構造やマントル深部の化学組成の不均一性の特定が可能であることを示した。このように、海洋で観測を行うことで (1) マントルの寄与の直接測定により放射化熱量を決定し、(2) 移動式であるためマントル深部のより詳細な理解が可能、という大陸上の検出器では不可能な特徴

	信号			バックグラウンド					
	^{238}U	^{232}Th	合計	原子 炉 $\bar{\nu}_e$	アク シデ ンタル	(α, n)	核破 砕反 応	高速 中性 子	合計
全領域 ($<8.5\text{MeV}$)	6.59	1.64	8.23	4.13	1.92	3.88	0	<2.42	9.93
地球 $\bar{\nu}_e$ 領 域 ($<2.6\text{MeV}$)				1.53	1.90	2.96		<0.58	6.39

表1 ハワイ沖4kmの深海に設置した1.5kt OBDの有効体積内の1年間の予測イベント数。地球ニュートリノ数はMiddle-Qを仮定した。地球ニュートリノ8.23事象のうち、マントル起源は6.17事象、地殻起源は2.06事象になる。

があり、ニュートリノ地球科学のブレークスルーとなる。

2007年の検出器開発以降具体的な進展はなかったが、2019年にニュートリノ実験を主導する東北大学と海洋実験・海洋工学の拠点である海洋研究開発機構の共同研究が開始され、「OBDプロジェクト」として研究が開始された(Sakai, 2021; Watanabe et al., 2020)。低温・高圧の海底環境は既存のニュートリノ検出器の実験環境とは全くこととなるが、両組織の積み上げられた知見や既存の装置を用いることで低コストでタイムリーな検出器開発を行っている。2022年には液体シンチレーター30kg程度を有する小型検出器を長期間深さ1km程度の海底に設置する予定であり、世界初の海底での液体シンチレータを用いた観測を行う。深海での検出器の設置・稼働・回収の技術開発や、宇宙線ミュオンの海底でのフラックス測定を行い大型化する際の検出器デザインのインプットパラメータとする。現実的な観測期間でマントル地球ニュートリノが観測可能な1.5ktサイズを次計画とし、その後10–50ktといった更に大きな検出器で成熟したサイエンスへとつなげていく。

図4に検出器シミュレーションによってデザインされた1.5ktサイズのOBD検出器の概要図を示す。最内層は直径12m、高さ14mのアクリルタンクに入った1.5ktの液体シンチレーターで、厚さ3mのバッファー層を介してステンレスタンク(直径18m、高さ20m)の内側に取り付けられた耐水圧シールド付きの光電子増倍管(3232本)でシンチレーション光を観測する(内部検出器)。この周りの海水中に光電子増倍管を数珠状に配して

宇宙線ミュオンによる海中でのチェレンコフ光を観測し、バックグラウンド源である宇宙線ミュオンを識別して除去する(外部検出器)。以下に各検出器構成物の現時点でのデザインについて説明する。

- 液体シンチレーター

リニアアルキルベンゼンという高透過率で引火点の高い(約150°C)有機溶剤にPPO(2,5-Diphenyloxazole)という発光物質を3.0g/L程度溶かし込んだものの使用を想定している。密度は約0.8g/cm³と海水よりも軽いため、検出器を海底に沈めるには荷重して重量バランスをとることが必要になる。海底の高圧で収縮し3%程度体積が減少するので、減少分を補償する液体シンチレーターをフレキシブルなバッグに入れて液体シンチレーター層に接続しておく必要がある。

- バッファー層

発光せず液体シンチレーターと同密度な有機溶剤で満たし、光電子増倍管とその耐圧シールドに含まれる放射性物質の崩壊によるバックグラウンドの液体シンチレーター層への到達を防ぐ。

- 外部検出器

大陸上の実験は岩盤中に掘った穴に検出器を設置しているため外部検出器は限られた厚さになり、宇宙線ミュオンの検出効率が低下する原因となるが、海水を使う場合はその限りではない。通常純水が使われ透過度の維持のために常に循環しフィルターなどで不純物を除去し続ける必要があるため、OBD検出器では内部検出器と一体型にするのは現実的とは言えない。海中

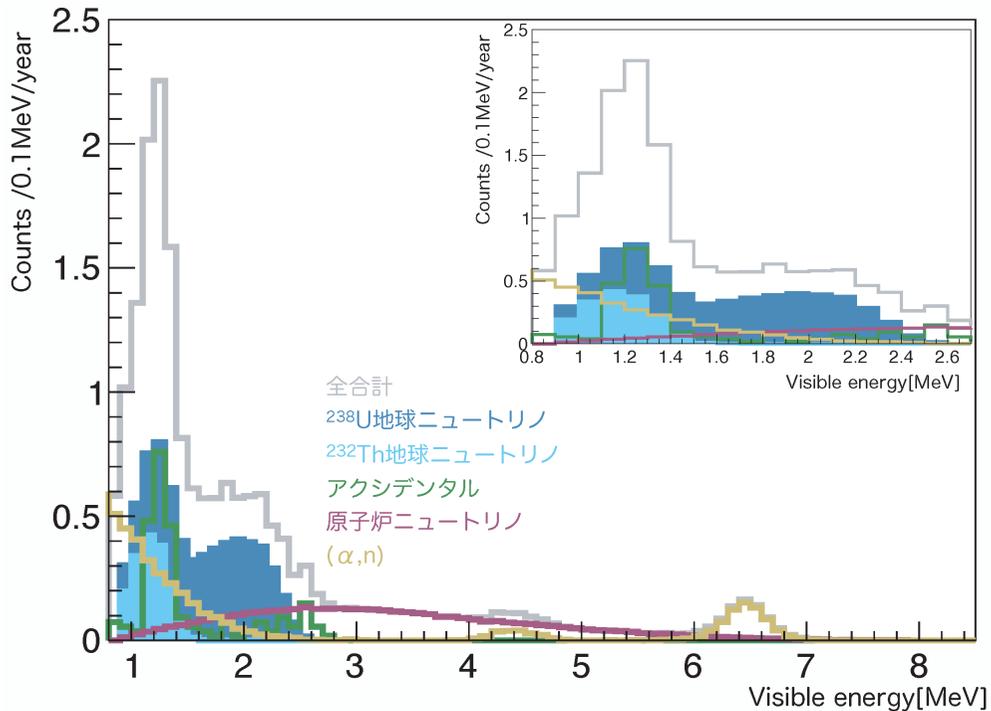


図5 1.5 kt OBD検出器の予想エネルギースペクトル. 右上のパネルは地球ニュートリノのエネルギー領域 (2.6MeV以下) のみを拡大したもの.

に光電子増倍管を設置して超高エネルギーのニュートリノ事象の観測を目的とした実験はすでに建設が始まっているものもあり (KM3NeT (Aiello et al., 2020)), OBD 実験への応用は容易である.

この他、海洋底という地上と隔絶された環境下での検出器への電源供給、データ取得システム、通信方法といった OBD 特有の技術については海洋実験のノウハウを生かしてデザインと開発を進めていく.

表1に検出器シミュレーションで求めたハワイ沖の4 kmの深海に設置した1.5 ktのOBD検出器の予測イベント数を示す. 内部検出器のアクリルタンク内の放射性不純物によりアクリルタンクに近い領域のアクシデンタルバックグラウンドが極端に多いため、アクリルタンク表面から70cmカットした領域を観測の有効体積としている. 全液体

シンチレーター領域の70%になる. 地球ニュートリノ数は Middle-Q モデルを仮定している. バックグラウンドについて特徴的なのは、宇宙線ミュオン起源の核破碎反応のバックグラウンドを0事象にできていることである. 宇宙線ミュオンのシールド能力は通過する物質に比例し、4 kmの海水により KamLAND の場合の4.3%程度のレートになり、無視できる. 検出器内の放射性不純物量を更に減らすことによりアクシデンタルバックグラウンドと (α, n) バックグラウンドは更に低減できる可能性がある. 地球ニュートリノ信号は一年間に8.23事象予想され、そのうち75%にあたる6.17事象がマントル由来、残り2.06事象が地殻由来となる. 図5に予測エネルギースペクトルを示す. 地球ニュートリノが存在する2.6 MeV以下では地球ニュートリノがバックグラウンドの1.29倍となり、大陸上の検出器に比べ地殻

表2 マントル地球ニュートリノ観測感度.

地球熱量モデル	マントル地球 $\bar{\nu}_e$ 観測信頼度	観測期間
Low-Q (10TW)	99.37% (2.5σ)	10年
Middle-Q (20TW)	99.98% (3.5σ)	3年
High-Q (30TW)	99.99% (3.7σ)	1年

表3 3年観測時の地球熱量モデルの排除確率.

地球熱量モデル	モデル排除確率		
	Low-Q	Middle-Q	High-Q
Low-Q (10TW)	-	92.0%	99.9%
Middle-Q (20TW)	92.0%	-	97.3%
High-Q (30TW)	99.9%	97.3%	-

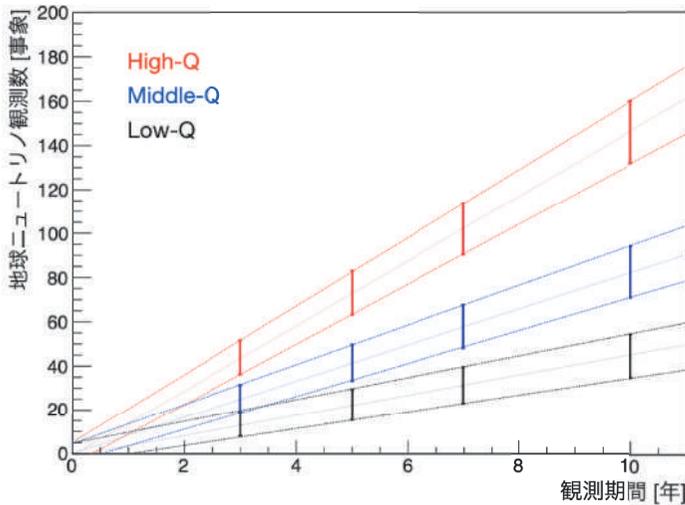


図6 1.5kt OBD検出器での各地球熱量モデルの予測地球ニュートリノ観測数.

の寄与が少なく地球ニュートリノの絶対量が35%程度であるにも関わらず、地球ニュートリノを優位に観測できる実験環境であることが分かる。高エネルギーもほぼバックグラウンドフリーの環境であり、地球ニュートリノのみならず宇宙起源ニュートリノ、超新星爆発起源ニュートリノといった素粒子物理の観測対象にも有効な実験装置である。

1.5 kt OBD 検出器の観測結果の地球科学的知見に関する観測感度を議論する。ハワイ沖での各地球熱量モデルによる予測地球ニュートリノ事象はそれぞれ、Low-Q : $6.5^{+1.5}_{-1.3}$ TNU, Middle-Q : $12.1^{+2.1}_{-2.6}$ TNU, High-Q 21.4 ± 2.3 TNU となる (Šrámek et al, 2016)。TNU は Terrestrial Neutrino Unit で、約 1 kt の検出器で 1 年間に予想される観測事象数である。各地球熱量モデルを仮定しエネルギースペクトルを用いて統計検定を行い、観測

感度を見積もった。

・マントル地球ニュートリノ観測感度

表2に各地球熱量モデルを仮定した場合のマントル地球ニュートリノの観測信頼度とかかる観測期間を示す。一般に 3σ (99.73%) を超える信頼度で観測すると「evidence」となり、その観測対象の存在の証拠と捉えられる。例えば現在 KamLAND の観測結果で好まれている Middle-Q モデルが真であった場合、3年間の観測でマントル地球ニュートリノの存在の証拠を示すことができる。

・地球熱量モデル観測感度

表3に示すように、例えば Middle-Q が真だった場合、3年間の観測で Low-Q を 92.0%、High-Q を 97.3% の確率で排除できる。1.5 kt といった既存の掘削船でも海底への設置を検討できるような大きさの検出器でも、地球熱量モデルを決

定できる可能性は十分にある。図6に地球ニュートリノ観測数の各地球熱量モデルによる予測の観測期間による変化を示す。観測年数が長くなればなるほど、3つのバンドの乖離度が上がっていく、つまり、地球熱量モデルの決定精度が上昇するが、バンドの幅は地球熱量モデルの不定性によって制限されている。モデルの判別精度は、各地球熱量モデルの不定性を低減することによっても改善することができ、地球科学分野の課題である。

6. マントル掘削による新展開への期待

これまで地球ニュートリノ観測は地球科学・素粒子物理学の分野横断研究として発展し実績を挙げてきた。地球内放射化熱量という極めて重要な量の測定には、不定性の大きいマントルの寄与の直接測定が有効であり、大陸地殻の多大な影響を避けられる海洋底地球ニュートリノ観測計画が進められている。地球深部の解明という科学的興味の共有のみならず、技術や装置の共発展も望めるマントル掘削と地球ニュートリノ観測は大きな相乗効果を期待できる。

現存する大陸上の地球ニュートリノ観測の発展は、高信頼度・高精度の地殻の寄与の見積もりという課題を抱えている。例えば KamLAND の場合、地球ニュートリノ観測精度は 15.6% に達しているものの、近傍地殻の不定性は ^{238}U で 17%、 ^{232}Th で 10%、グローバルな地殻の見積もりには 10–30% の不定性がある。海洋地殻は大陸地殻に比べてより単純だが、それでもハワイ沖で 3.05 ± 0.37 TNU (Šrámek et al, 2016) と見積もられており、12% の不定性が存在する。OBD で 3 年間の測定で予想されている地球ニュートリノ事象の観測精度は Middle-Q の場合を例にとると 30% 程度であり、観測値から地殻の寄与を引いてマントルの寄与を求める精度に海洋地殻の不定性が影響を及ぼす。マントル掘削の際に得られるであろう、検出器の設置場所近傍の海洋地殻のより高信頼度・高精度の理解は地球内放射化熱量決定に必要である。また、海洋での観測でマントルの寄与を決定

できると、今度は大陸上の検出器での観測値からマントルの寄与を差し引き、「地殻を測る」ことができる。地殻の化学組成の理解に新たな観測量を与え、地球科学分野への波及効果も大きい。

海底下生命圏の理解はマントル掘削の重要な目的の一つである。(Sauvage et al., 2021) によると、海底体積物内の微生物は自然に発生する放射線による水の放射性分解によってエネルギーになる水素を得ている可能性を指摘している。放射線は放射性物質の崩壊や宇宙線ミュオン起源のものなど、身の回りにありふれている。宇宙線ミュオンは OBD 検出器の設置予定の深さである深海 4 km にも到達し、そのフラックスは通過する物質量に関係するため予測値があるが、実測値はあまり存在しないのが現状である。また、ある深さからは宇宙線ミュオンそのものよりも大気ニュートリノの反応によって生成されるミュオンが支配的になり、深海中でのミュオンレイトは科学的に興味のある測定対象である。OBD 検出器では、液体シンチレータの内部検出器と海水を用いた外部検出器の両方で測定することで、深海中のミュオンや放射線量についての理解が進み、ひいては海底下生命圏の理解にあらたな観測量を与える可能性がある。

素粒子物理学とマントル掘削の地球ニュートリノ観測以外のつながりも期待できる。暗黒物質は、現在の宇宙の平均エネルギー密度の約 1/4 を占めるがその正体については複数のアイディアが存在し、理論的・実験的研究が世界中で盛んに行われている。実験的研究は暗黒物質と原子核の相互作用を探索する直接検出の実験が主要であり、大型化によって更なる感度向上を競っている。一方で、「Paleo-detector」という、古代の鉱物に残る暗黒物質の散乱の痕跡を探索する実験のアイディアがある (Baum et al., 2020)。マントル掘削で得られる鉱物の分析による暗黒物質の探索ができるというアイディアが提案されている。加えて、OBD 検出器の海底環境は岩盤に囲まれた大陸上の検出器よりも暗黒物質観測にとって最も深刻なバックグラウンド源である中性子が少ないという

利点があり、既存の実験環境では実現できない特徴がある。地球ニュートリノ観測というニュートリノを地球理解の道具として用いる一方で、海底実験・マントル掘削は素粒子物理の大問題にも複数の方法で挑むことができる。

7. まとめと今後の展望

ニュートリノ観測は2つのノーベル賞をもたらした世界を牽引する研究分野であり、ニュートリノの性質の歴史的発見によって理解が大きく前進した。その成果を礎に発展した新分野「ニュートリノ地球科学」は、2005年にKamLANDが世界初観測を発表してから現在も世界最高精度で観測を続けている日本発の研究分野である。これまでの観測成果により、地球内放射化熱量モデルに制限を与え地球科学的知見を得られるレベルに達しているものの地殻成分の不定性が大きいという課題があり、地球科学分野の研究や複数の検出器による観測結果の統合解析といった研究が進んでいる。大陸上の現存する検出器の不可能を克服するアイデアで「海洋底ニュートリノ観測計画(OBD)」は、マントルを知るという共通の科学的興味のもと、素粒子物理・地球科学・海洋工学、更にはマントル掘削や海底下生命圏の理解といった新たなつながりによりこれまで積み上げられた知見や技術を結びつけ、未知の変革をもたらす知見を見出す新たな研究分野の創出が期待できる。本稿では、マントル地球ニュートリノの直接観測が可能な1.5 kt OBD 検出器の観測感度について詳述した。地球内放射化熱量が20TWと予測するMiddle-Qを仮定した場合、3年観測でマントル地球ニュートリノの証拠を示し、10TW・30TWのLow-Q・High-Qモデルを高い信頼度で排除することがわかった。海洋地殻のより高精度の理解により、観測結果の改善が期待できる。異分野間の連携関係をより強固にし、地球深部理解のブレークスルーとなるOBD検出器実現に向け、実績を挙げていくことが重要である。

参考文献

- [1] Watanabe, H. (2019). Neutrino Geoscience 2019.
- [2] Davies, J. H. and Davies, D. R. (2010). Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1, 5.
- [3] Araki, T. et al. (KamLAND Collaboration) (2005). Experimental investigation of geologically produced antineutrinos with KamLAND. *Nature*, 436, 499-503.
- [4] Agostini, M. et al. (Borexino Collaboration) (2020). Comprehensive geoneutrino analysis with Borexino. *Phys. Rev. D*, 101, 012009.
- [5] Šrámek, O., McDonough, W. F., Kite, E. S., Lekić, V., Dye, S. T., Zhong, S. (2013). Geophysical and geochemical constraints on geoneutrino fluxes from Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 358-366.
- [6] Šrámek, O., Roskovec, B., Wipperfurth, S. A., Xi, Y., McDonough, W. F. (2016). Revealing the Earth's mantle from the tallest mountains using the Jinping Neutrino Experiment. *Scientific Reports*, 6 (1), 33034.
- [7] Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2002). *Geodynamics, Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, second ed. Cambridge University Press.
- [8] McDonough, W. F. and Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, 223-253.
- [9] Javoy, M., et al. (2010) The chemical composition of the earth: Enstatite chondrite models. 293(3-4), 259-268.
- [10] Enomoto, S., Ohtani, E., Inoue, K., Suzuki, A. (2007). Neutrino geophysics with KamLAND and future prospects. *Earth and Planetary Science Letters*, 258 (1-2), 147-159.
- [11] Learned, J. G., Dye, S. T., Pakvasa, S. (2007). Hanohano: A deep ocean anti-neutrino detector for unique neutrino physics and geophysics studies. arXiv:0810.4975.
- [12] Raghavan, R. S., Schoenert, S., Enomoto, S., Shirai, J., Suekane, F., Suzuki, A. (1998). Measuring the Global Radioactivity in the Earth by Multidetector Antineutrino Spectroscopy. *Phys. Rev. Lett.*, 80 (3), 635.
- [13] Sakai, T. (2021). Study of Ocean Bottom Detector (OBD) for observation of geo-neutrinos from the mantle. In XIX International Workshop on Neutrino Telescopes Proceedings, 10.5281/zenodo.5046560.
- [14] Watanabe, H., Inoue, K., Sakai, T., McDonough, W. F., Abe, N., Araki, E., Kasaya, T., Kyo, M., Sakurai, N., Ueki, K., Yoshida, H. (2020). Snowmass2021-Letter of Interest Ocean Bottom Detector.
- [15] Aiello, S. et al. (2020). Deep-sea deployment of the KM3NeT neutrino telescope detection units by self-unrolling. *Journal of Instrumentation*, 15, P11027.
- [16] Sauvage, J. F. et al. (2021). The contribution of water radiolysis to marine sedimentary life. *Nat Commun*, 12, 1297.
- [17] Baum, S. et al. (2020). Searching for dark matter with paleo-detectors. *Phys. Lett. B*, 803, 135325.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
ー地球最大のフロンティアに挑むー

深海ミュオグラフィと マントル掘削：マントル からの海洋地殻密度構造 の可視化

田 中 宏 幸

Deep-ocean muography and the mantle
drilling: the internal structure of the oceanic
crust visualized from the mantle

Tanaka Hiroyuki

たなか ひろゆき：東京大学国際ミュオグラフィ
連携研究機構

巨大物体の透視技術ミュオグラフィは火山、ピ
ラミッドなど陸域における透視に成果を上げてき
た。2021年、同技術を海域へと展開することで陸
域ミュオグラフィでは極めて困難であった1%を
切る密度の時間変化をオーダーで改善できること
が確認され、ミュオグラフィは新たな局面を迎え
た。本稿ではミュオグラフィを深海へと展開する
ことで、海洋科学掘削計画にどう貢献できるかに
ついて論ずる。

1. ミュオグラフィ

固体地球浅部の密度の空間分布を知る方法とし
て、ミュオグラフィと呼ばれる技術が実証され、
ここ10年の間に世界的に観測が展開され始めて
いる。ミュオグラフィはX線が透過しない、巨大
物体内部の密度分布を投影する手法である。その
原理はX線レントゲン写真とほぼ同じだが、X線
の代わりにミュオンと呼ばれる素粒子を用いる。
この素粒子はエネルギーが高く、強い透過能力を
持つため、キロメートルにも及ぶ岩盤を透過でき
る。X線レントゲンは照射されたX線の一部が物
体内部に止まる性質を利用して、内部の影をフィ
ルムに映し出す手法である。ミュオグラフィも同
様に、巨大物体を透過するミュオンの一部が取り
抜けることで、内部構造の影を映し出す。2007
年、火山を対象として、ミュオグラフィが実証さ
れてから (Tanaka et al. 2007)、ミュオグラフィの
応用が急速に展開されつつあり、洞窟 (Olah et al.
2012)、遺跡 (Morishima et al. 2017)、氷河 (Nishi-
yama et al. 2019)、鉱山資源 (Schouten, 2019) な
ど多方面に広がっている。

本格的な高エネルギー素粒子の実験観測は
1930年ごろから始まり、1937年にアメリカの物理
学者アンダーソンとネッダーマイヤーがミュオン
を宇宙から降り注ぐ粒子「宇宙線」の中に発見し
た (Neddermeyer & Anderson, 1937)。宇宙線には高
い透過力を持つ成分があったため測定実験は地下
空間で展開された。ミュオンは中でも貫通力が高
かった。ミュオンは宇宙線が地球の大気と反応し
て生成され、上半球から $100 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ のレートで降

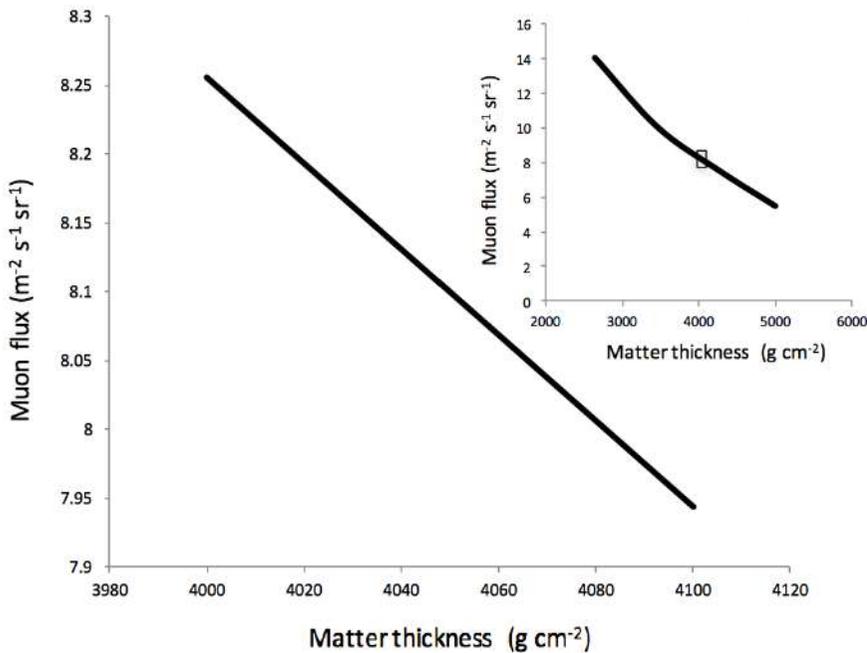


図1 鉛直ミュオンの透過距離4,000~4,100 g cm⁻²に対応するミュオンフラックスの変化量。Insetは、透過距離3,000~5,000 g cm⁻²に対応するミュオンフラックスの変化量を示す。Inset中のboxは透過距離4,000~4,100 g cm⁻²に対応する。

り注いでいる。宇宙線が、窒素や酸素などの大気原子核と反応することで、パイオンやケイオンなどのメソンが生成され、 10^{-8} 秒程度でミュオンとニュートリノに崩壊する。ミュオンはレプトンの仲間であるが強い相互作用はしないが、電磁相互作用をする。ミュオンは電子と似た性質を持つが、ミュオンは電子の207倍重く透過力が強い。一方、ミュオンの崩壊係数は 2.2×10^{-6} sである。これに単に真空中の光速をかけると660mであるが、相対論的エネルギーがミュオンの静止質量を超える場合は、エネルギーに応じてこれが伸びる。超新星などの銀河の高エネルギー事象によって加速され、銀河に捕捉された宇宙線は、地球に対して等方的に少しずつしみ出している。そのため、ミュオンの方位角分布は、ほぼ一様である。一方、水平方向から飛来するミュオン（水平ミュオン）は鉛直方向から飛来するミュオン（鉛直ミュオン）に比べてフラックスが低いかわりに平均エネルギーが高い。これは大気の密度勾配の天頂角依存性により、メソンの平均自由行程に依存する、メソンの多重度が異なることに起因する。

ミュオグラフィは、passive sourceであるミュオンを測定する装置を可視化したい対象物体の下に設置することで、地球上あらゆる場所で実施可能である。一方、ミュオグラフィの欠点としては、調査深度に限界があること、密度が同じ物質について、ミュオグラフィでは区別がつかないことが挙げられる。

ミュオンが巨大物体を透過する際、(ミュオンがたどった経路の長さ) × (経路に沿った原子密度) に比例するエネルギーを損失する。経路長が同じであれば、対象物体の密度が高いほど、トータルのエネルギー損失は大きい。トータルのエネルギー損失量が分かれば、ミュオンのエネルギースペクトルから、透過フラックスを計算できる。火山やピラミッドなどの一般的な対象物の場合、ミュオンの到来方向によって経路長が異なるので、このエネルギー損失量を各々の方向に対して計算することで、ミュオグラフィ画像を推定可能である。逆に実測から得たミュオグラフィ画像からミュオン経路に沿った平均密度を導出可能である。1980年代以降、ミュオンエネルギースペクト

ルの天頂角依存性が精密測定されるようになり、更にコンピューターの処理速度も向上した。加えて、素粒子伝搬をモデリングするためのコンピュータシミュレーション技術が確立したことで (Groom et al. 2001)、様々な物質に対して、ミュオンの入射エネルギーと物質を通り抜けられる距離に関する計算を正確に行うことができるようになった。図1には、一例として、鉛直ミュオンの透過距離 $4,000\text{--}4,100\text{ g cm}^{-2}$ に対応するミュオンフラックスの変化量を示す。全体の透過距離に対して、透過距離 (あるいは密度) の変化量が小さい場合は、ミュオンフラックスはそれに応じて、線形に変化することがわかる。

2. 観測技術

ミュオグラフィ観測は、ミュオン飛跡の正確な記録と同値である。検出器と対象物体の間におけるミュオンの直進性が担保されるため、飛跡角度から対象物体のどこを通過してきたかがわかるからである。ミュオン飛跡の記録装置の一つとしてシンチレーション検出器が挙げられる。光電子増倍管とプラスチックシンチレーターを組み合わせたシンチレーション検出器では、イベントの数え落としがほとんどなく、高い時間分解能が得られる。プラスチックシンチレーターは比較的軽い、不燃性、衝撃に強い、非毒性などの特長があり、さらに形状、大きさが自由に換えられるため、ミュオグラフィ各種の測定をよい条件で行える。シンチレーターと光電子増倍管をライトガイドでつなぐことにより、ミュオンがシンチレーターを通った瞬間とほぼ同時にシンチレーション光が電子に変換され、電流パルスとして取り出せる。シンチレーションカウンターを用いたミュオン飛跡の記録法では、空間内において少なくとも異なる2点を決定する。そのために、光学的に独立した複数のシンチレーターストリップの同時信号を用いる。

シンチレーション検出器以外では、ミュオグラフィ観測に適した検出器として、ガス検出器が挙げられる。ガス検出器では、検出器内部を特殊な

ガスで満たして使用する。その中をミュオンなどの荷電粒子が通過するとガス分子をイオン化する。ワイヤーに高電圧を流す事で、ワイヤー周辺に高い電場勾配を形成する。ガスのイオン化で、できた電子がワイヤーに寄って来ると、電場からエネルギーをもらって加速される。加速された電子は他のガス分子を電離する事で更に多くの電子を発生させる。発生した電子はすぐさま電場からエネルギーをもらって加速されガス分子を電離する。ガス検出器は、このような過程を繰り返して電子を増幅させ、最終的に電流パルスとして取り出す粒子検出器である。シンチレーション検出器の場合ではシンチレーターで一旦ミュオンを光に変換してからその光を更に電子に変換して増幅するという過程が必要だったが、ガス方式ではミュオンが電離した電子を直接増幅して取り出す点が大きく異なっている。そのため、容器そのものを検出器として使え、将来的には海底観測に適した検出器となる可能性がある。

信号処理のための電子回路は光電子増倍管などから出力されるアナログパルスをデジタルパルスに変換するコンバータとデジタルパルスの論理AND、論理OR、パルスをカウントする回路からなる。特に後者についてはこれまで、低消費電力化、小型化が図られてきた。そのための有効な手段は、データ収集部を一つの集積回路 (チップ) 上に実装することである。そうすれば、同一チップ内の信号伝達距離が短くなるため、信号伝達に使用する電力を抑えられる。この問題の practical な解決方法として FPGA (Field Programmable Gate Array) の技術が用いられる (Uchida, Tanaka & Tanaka 2010)。FPGA は何度でも書き込み内容を変更することができるため、開発効率が飛躍的に向上する。

3. HKMSDD

陸のミュオグラフィは Alvarez et al. (1970) により発明され、その後火山などへと展開されたが、海のミュオグラフィは Tanaka et al. (2021) により発明され、海底におけるミュオグラフィデー



図2 東京湾海底ミュオグラフィセンサーアレイを構成するミュオグラフィセンサーモジュール (A). 素粒子ミュオンを検知する度にダイオードが点灯する. HKMSDDはミュオグラフィセンサーモジュールを一定の間隔に配列した同モジュールの一次元集合体である (B).

タの取得に成功した。海底におけるミュオグラフィが陸上のそれと大きく異なる点はIBEの有無である。陸上におけるミュオグラフィでは、ミュオンフラックスが周囲の気圧変動によって時間的に変動する。一方、海底におけるミュオグラフィでは、測定装置の上に位置する海水の「吸い上げ効果 (IBE)」によってミュオンフラックスの時間変化の大部分を補償する (Tanaka et al. 2021)。IBEとは海面が気圧の変化に応じて上下する現象である。台風や低気圧の中心では気圧が周辺より低いため、中心付近の空気が海水を吸い上げるように作用する結果、海面が上昇する。逆に気圧の高い空気は海水を押し下げる。そのために、海底においては、気圧変動に起因するミュオンフラックスの時間変動がキャンセルアウトされる。一方、大気と海水を構成する原子核における、 Z/A (Z は原子番号、 A は原子量)の違いから同じ表面密度でも海水の方が若干ミュオンを通しにくい(例えば、 4 GeV ミュオンの空気中でのCSDA (continuous slowing down approximation) rangeは $1.845 \times 10^4\text{ gcm}^{-2}$ であるのに対して、水中ではこれが $1.810 \times 10^4\text{ gcm}^{-2}$ となる。)。そのため、気圧変動によるミュオンフラックスの変化が海水準変動による

ミュオンフラックスの変化によって完全にキャンセルアウトされるわけではない。とはいえ、陸域での測定において1%を切る密度の時間変化を捉えることは極めて困難であったことを考えると、IBEはミュオグラフィの時間精度をオーダーで向上させることが期待された。

2021年3月、世界初となる海底ミュオグラフィセンサーアレイ (HKMSDD : Hyper KiloMetric Submarine Deep Detector) の一部が東京湾アクアライン海底トンネル内部の100 mにわたって設置され (図2)、東京湾における天文潮位のリアルタイム測定に成功した。このHKMSDDは東京湾海底に設置されたことからTokyo-Bay Seafloor HKMSDD (TS-HKMSDD)と呼ばれる。ミュオンは透過力が強く、東京湾の海水を通り抜けた後、更に海底の岩盤を貫通し、アクアライン内部に設置してあるセンサーに到達する。このミュオンの到達数を時間毎に計数することで、海水の厚み、即ち海水準の変動を測定することが可能である。逆に、海水準の変動を活用して、海底ミュオグラフィの観測精度を検証することも可能である。TS-HKMSDDを用いて、79日間に渡って2時間毎に取得されたミュオグラフィデータを天文潮位データと比較し

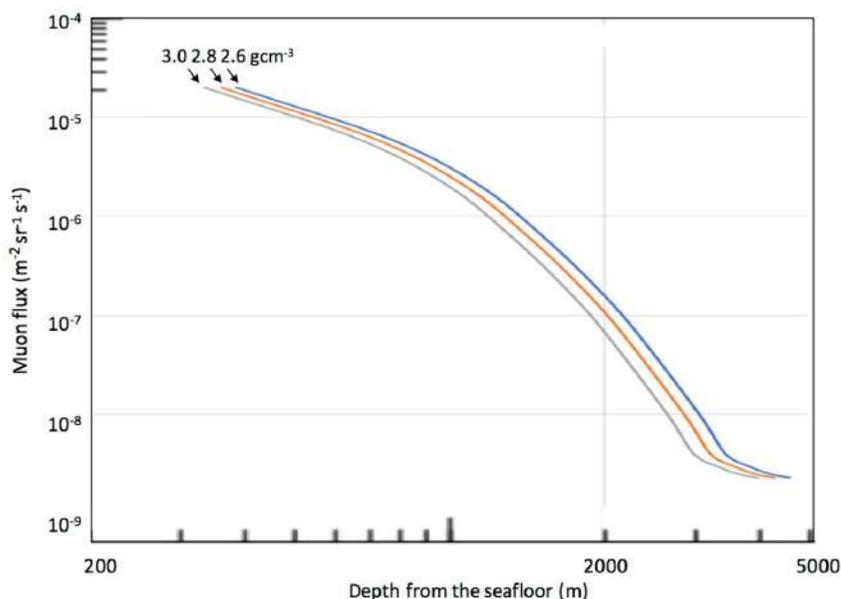


図3 深さ4 kmの海底からの深さを関数とした鉛直ミュオンフラックス. 图中数字は海洋地殻の平均岩盤密度を表す.

た結果、天文潮位を正解とした値からのずれの標準偏差は 12.85 cm であった (Tanaka et al. 2021). 水等量で 40 m (40 m.w.e.) の surface density (密度×経路長) を考慮すると、密度の時間変化にして 3% の観測精度を達成したと言える。また、Lunar day (月の1日) 単位では海水準が変動しないと仮定した時のミュオンカウントレートのゆらぎの標準偏差は、1 lunar day あたり、2.8% であった (Tanaka et al. 2021)。これと、図1に示すミュオンフラックスと surface density の関係図に適用すると、約1日の時間分解能では、密度の時間変化(密度ゆらぎ)にして 1.5% を切るゆらぎを達成したと言える。

4. 深海への適用

TS-HKMSDDは40 m.w.e.の深さで実施されたが、同様の議論は深海へ適用することが可能である。およそ20 km.w.e.の深さまでは、深海ミュオグラフィが浅海ミュオグラフィと異なる点はミュオンカウントレートの違いのみである。この深度以深では、ニュートリノ起因のミュオンフラックスが大気ミュオンフラックスを上回るようになり、ミュオンフラックスは透過距離に依存しなくな

る。事実上、これがミュオグラフィの実施可能深度を決めている。現在のマントル掘削計画では、海底面の水深が4 km、それから5.5 km地殻を掘削してさらにその下のマントルを最低0.5 km掘り進めるというのが基本的な方針となっている。この掘削孔の最深深度は、20 km.w.e.の深さであり、ニュートリノ起因のミュオンフラックスが大気ミュオンフラックスに拮抗してくる深度である。また、フラックスそのものの値も $3 \times 10^{-9} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ と極めて小さく、例えば 100 m^2 の有感面積を持つ検出器を用いて、年間10イベント程度が測定される程度である。

一方、モホール本坑の前に同じハワイ沖で上部地殻貫通する2 kmの掘削を行う計画の立案が現在進行している。この掘削孔の最深深度は、10 km.w.e.の深さであり、ミュオンフラックスが透過距離に対して最も急激に変化する深さ領域である。フラックスそのものの値も $1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ と増え、 100 m^2 の有感面積を持つ検出器を用いれば、年間300イベント程度を測定できる。この深さではミュオンの透過量は貫通する物質の密度に非常に敏感になり、平均密度が25%減るとミュオンカウントレートが3倍に増える。図3には、平

均岩盤密度 2.6, 2.8, 3.0 gcm⁻³を仮定した海洋地殻において、深さ 4 km の海底からの深さを関数とした鉛直ミュオンフラックスの値を示す。

5. 将来展望

通常の孔内計測で測定できるような局所的な密度分布ではなく、深海ミュオグラフィに期待される広域的なバルク密度成層構造のイメージングは、「プレートがどのように拡大し、形成されるか」という、マントル掘削計画の主要な目的の一つを達成する上で鍵となる。プレートの拡大レートを決める要因として、プレート拡大に伴う歪み量に対して供給されたマグマ量の比— M (マグマ量 / 歪み量) が重要であることがモデル計算で示されている (Buck, 2005)。高速拡大海嶺では、地殻の拡大は全てマグマの貫入・付加 ($M=1$) でまかなわれるが、マグマ供給率が低い低速拡大海嶺では、断層変位 ($M=0$) のみによりプレートが拡大する。一方、Buck のモデルでは M 値は初めから与えられており、何が M 値を規制するのか明らかではない。海野・草野 (2021) は、プレート (海洋地殻) の密度構造が M 値を規制することを提唱している。彼らの考え方ではプレートの拡大レートは、マグマが噴火するか、地下に停滞するかで決定され、それをコントロールするのが海洋地殻の密度構造であるとしている。高速で拡大するプレートでは、上部地殻はマグマよりも高密度のため、ひとたびマグマ溜まりからマグマ上昇が始まると、マグマは容易に地表に到達して噴火する。一方、マグマ溜まりから上昇するマグマが浮力の中立点にトラップされて岩脈群となり、マグマよりも低密度の噴出岩層は断層変位によって拡大することになる。すなわち、プレート拡大速度の違いによって広域的なバルク密度成層構造が逆転するというのが、海野・草野 (2021) 及び海野ほか (2022 本特集号) の仮説である。

現時点でミュオグラフィは広域的なバルク密度成層構造を可視化できる唯一の手法である。ミュオグラフィの深海への適用はチャレンジングではあるが、技術的に大きな障壁があるわけではな

く、新しいイメージング技術としての応用展開が期待される。

謝辞：本稿、特に 5 節の「将来展望」は海野教授との議論の結果である。この場を借りて御礼申し上げます。

参考文献

- [1] Buck, W.R., Lavier, L.L. and Poliakov, A.N.B. (2005) : Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434, 719-723.
- [2] Groom, D. E. et al. Muon stopping-power and range tables (2001) : 10 MeV-100 TeV. *At. Data Nucl. Data Tables* 78, 183-356.
- [3] Morishima, K. et al. (2017) : Discovery of a big void in Khufu's Pyramid by observation of cosmic-ray muons. *Nature* 552, 386-390.
- [4] Neddermeyer S. H. & Anderson, C. D. (1937) : Note on the Nature of Cosmic-Ray Particles *Phys. Rev.*, 51, 884 1-7.
- [5] Nishiyama, R., Ariga, A., Ariga, T. et al. (2019) : Bedrock sculpting under an active alpine glacier revealed from cosmic-ray muon radiography. *Sci Rep* 9, 6970. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43527-6>.
- [6] Oláh, L. et al. (2012) : CCC-based muon telescope for examination of natural caves. *Geosci. Instrum. Method Data Syst.* 1, 229-234.
- [7] Schouten, D. (2019) : Muon geotomography: selected case studies, *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 377, 2137. <https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0061>
- [8] Tanaka, H. K. M. et al. (2007) : High resolution imaging in the inhomogeneous crust with cosmic-ray muon radiography: The density structure below the volcanic crater floor of Mt. Asama, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 263, 104113.
- [9] Tanaka, H.K.M., Aichi, M., Bozza, C. et al. (2021) : First results of undersea muography with the Tokyo-Bay Seafloor Hyper-Kilometric Submarine Deep Detector. *Sci Rep* 11, 19485. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-98559-8>.
- [10] Uchida, T., Tanaka, H.K.M. & Tanaka, M. (2010) : Development of a muon radiographic imaging electronic board system for a stable solar power operation. *Earth Planet Sp* 62, 167-172. <https://doi.org/10.5047/eps.2009.03.002>
- [11] 海野進・草野有紀・宮下純夫・足立佳子 (2022) : 「海洋地殻・マントルの構造と進化：高速海嶺系」(本特集号). 号外地球, 71.
- [12] 海野進・草野有紀 (2021) : 「ハワイ沖上部地殻掘削から海洋プレートの形成過程に迫る」*地学雑誌*, 130(4), 599-614. [doi:10.5026/jgeography.130.599](https://doi.org/10.5026/jgeography.130.599)

□



海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

マントル掘削へ向けて

—技術的検討：BLADE レポートから—

江口 暢久
澤田 郁郎

Technical challenges to the Mantle, Summary of the BLADE Report.

Nobuhisa Eguchi • Ikuo Sawada

えぐちのぶひさ：国立研究開発法人海洋研究開発機構
研究プラットフォーム運用開発部門運用部
さわだいくお：国立研究開発法人海洋研究開発機構
研究プラットフォーム運用開発部門運用部

人類が初めて海洋底を科学的に掘削し、コアサンプルを回収してから60年が過ぎた。その後、海洋科学掘削は、多くの謎を解き明かし、教科書を書き換える発見を見せてくれる。しかし、パイオニア達が目指した、海洋地殻を掘り抜いてマントルへ、というプロジェクトは実行されていない。本稿では、2013年に出されたマントル掘削についての技術検討レポートの抄訳を紹介する。

1. はるか昔のこと

1957年4月のある晴れた土曜日の朝、カリフォルニアはラ・ホヤのWalter Munk博士の家ではAmerican Miscellaneous Society (AMSOC)の非公式会合が開かれていた。そこで話し合われたのが、マントルまで掘削をしてサンプルを採取する、というアイデアだった。日のさすパティオでの朝食会では、このアイデアはシンプルでかつ理論的に思われた^[1]。それから4年後、1961年3月後半アメリカの文豪John Steinbeckは、サンディエゴの南方220マイル、グアダループ島の44マイル東の海域にいた。LIFE紙の特派員として、カメラマンのFritz Goroと一緒に彼はモホール計画の最初の航海に乗船していた。彼が乗船していたのは、CUSS1と呼ばれる海軍のバージを改造した掘削船だった^[2]。それまでの海洋での石油掘削は、大陸棚上の浅い海域で行われており、ジャッキアップやアンカーによる船体固定を行っていた。しかし、モホール計画では水深約3,600mの海底を掘削することになる。これを実行するために、ダイナミックポジショニングシステムがCUSS1には搭載されていた^[1]。この試験航海ののち、AMSOCは深部掘削のツールや、ライザー管、そして掘削船の設計をも検討している^[1]。これらの議論がその後のDSDPから始まる海洋科学掘削の礎になったことは明らかである。

そして、3月28日に人類史上初めての海洋科学掘削のコアがCUSS1の船上に上がってきた時にSteinbeckは、“All new. A lot of textbooks will have to be rewritten.”と船上の興奮を伝えた^[2]。

	ココスプレート	パハ・カリフォルニア	ハワイ沖
水深	3,650m	4,300m	4,050m
掘削深度	6,250m	6,100m	6,700m
総パイプ長	9,900m	10,400m	10,750m
地殻の年代	15 – 19 Ma	20 – 30 Ma	78 – 81 Ma
Moho面の推定温度	250°C 以上	200 – 250°C	150°C 程度
堆積物の厚さ	250 – 300m	80 – 130m	200m
緯度	67°–87°N	25°–33°N	22°–23°N
経度	90°–92°W	120°–127°W	155°–156°W
参照できる孔井	1256D	—	—
港までの距離	644km程度	800 – 1,000km程度	400km程度
有利な点	最も浅い水深 地質構造がわかっている これまでに掘削されている	Moho面の温度が中程度	Moho面の温度が最も低い 港までの距離が最も近い
不利な点	Moho面の温度が最も高い	事前調査データが最も少ない オフリッジ火山活動の影響最も深い水深	総パイプ長が最も長い ホットスポット火山活動の影響

表1 現在提案されているマントル掘削の候補地点の諸条件の比較. (本レポートのFig. 2を改変)

2. BLADE レポート

CUSS1の初めての航海から、50年以上が経った2013年、米国テキサスにあるBLADE Energy Partners (BLADE)はIODP-MI^{#1}とJAMSTECに対して、Implementation Plan for the BEAM – “Borehole into the Earth's Mantle” Program Final Reportというタイトルの報告書を提出した^[3] (以降「本レポート」と表記する)。これは、2011年から2012年にBLADEによって行われた、地球深部探査船「ち

きゅう」を用いたマントル掘削計画のフィジビリティスタディ^[4]を再評価し、また、2013年に同じくBLADEによって行われた、High Impact Systems レポート^[5]と統合して、より詳細なBEAM (Borehole into the Earth's Mantle Program)の実行計画を示すものであった。

本レポートの要旨として示されたのは、「ちきゅう」によるマントルに至る科学掘削は、現在大水深で掘削を行なっている石油業界などの最新技術を用いることで、ほぼ実現可能である、ということであった。

本レポートでは、プロジェクトのバックグラウンドとしてフィジビリティスタディ^[4]を振り返り、各サイトにおける多様性のある掘削計画のオプションを提案している。さらに、ライザーのデザインについてライザー解析の結果を示し、フィジビリティスタディ^[4]よりも詳細なプロジェクトの

IODP-MI^{#1}: Integrated Ocean Drilling Program – Management International, Inc. 2003年から2013年におこなわれた統合国際深海掘削計画の中央管理組織。米国で設立された法人組織で、ワシントンD.C.と札幌に事務所を持ち、参加各国からの供出金から、各プラットフォームオペレータへScience Operation Costと呼ばれる科学運用費を分配したり、プログラムを統合する役割を担っていた。

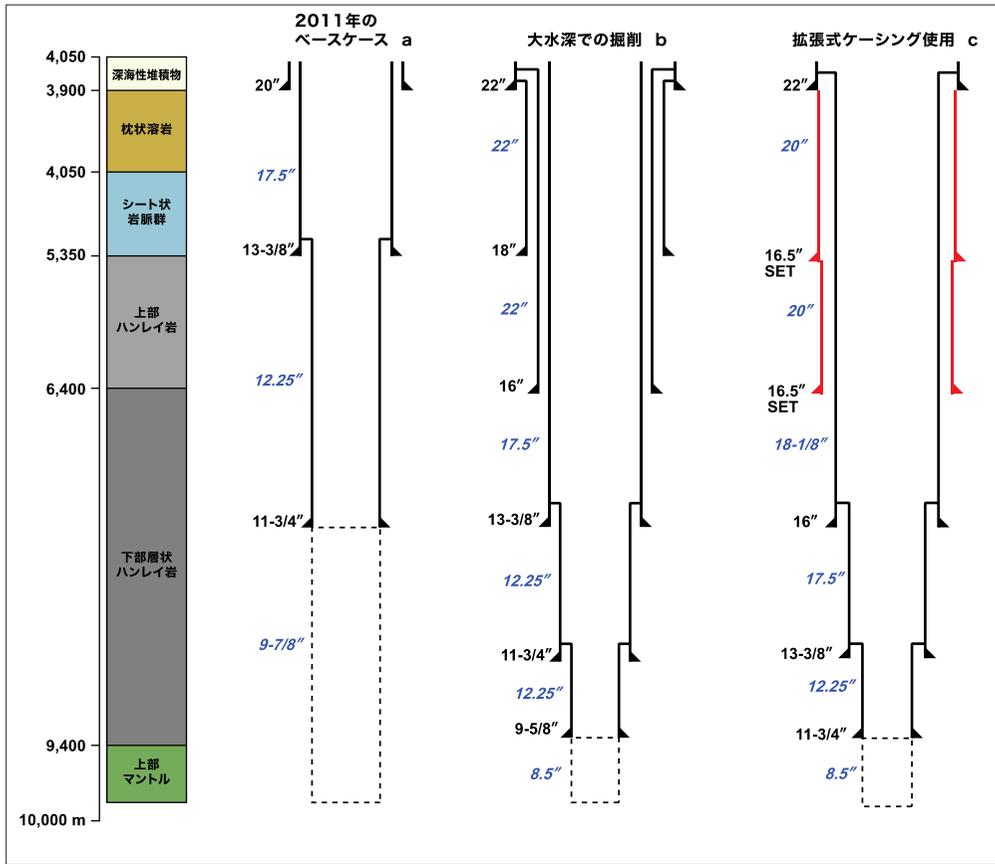


図1 本レポートで考察された3種類のケーシングプラン。a. 2011年のフィジビリティスタディ^[4]で扱われたベースケース、b. 石油・ガス業界の大水深での掘削で使われる一般的なケース、c. 拡張式ケーシングを用いたケース。(本レポート Fig. 25 を改変)

時間と予算について述べている。また、最後にはプロジェクトを実行するためのタイムラインについても言及している。以下で本レポートの各章についてまとめる。

2.1 掘削地点

本レポートで比較されたのは、現在科学コミュニティから提案されている、3カ所掘削候補地点であり、表1にその比較を示す。

2.2 孔井のデザイン

2011年のフィジビリティスタディ^[4]では、ベースケースとして非常にシンプルな孔井のデザイン

が提示されていた。このベースケースは、BOP（噴出防止装置）を支えるための36インチコンダクターパイプ及び20インチのケーシングを海底堆積物中にセットする。そこから、13-3/8及び11-3/4インチのケーシングを1,000m程度下部層状ハンレイ岩内にセットし、それ以深は裸孔でモホ面を貫き、マントルへ到達するというものであった。しかし、IODP Exp. 335で掘削した1256D孔井で起きた孔壁崩壊などのトラブルを受けて、本レポートではより多くのケーシングを使うプランも検討された。実際に何枚のケーシングを使う必要があるのかを現時点で決めるのは難しいものの、同程

度の深度の掘削を行う石油・ガス掘削の例から孔内の不安定さに対応するためのプランを検討した。図1に示すのが、ベースケース(a)も入れた、本レポートで考慮された3種類のケーシングプランである。ケーシングをセットしながら掘削を行う場合、通常はセットされるケーシングの径は、その前のケーシングの径より小さくなる。真ん中の一般的な大水深掘削の例(b)では、6枚のケーシングを使って、最終的には9-5/8インチのケーシングをセットするようになっている。これに対して、右側の拡張式ケーシングを使った例(c)では、同じ6枚のケーシングを使って、最終的に11-3/4インチのケーシングをセットする案となっている。これは一度セットしてから径を拡張することができる拡張式ケーシング(図中の赤いケーシング)を使うことで、ケーシングより深い部分の掘削孔のサイズを大きいまま掘削することが可能となり、掘削計画の冗長性が増すことになる。(この拡張式ケーシングは、「ちきゅう」による南海トラフ地震発生帯掘削でも使用された実績がある。)

次に、これらのケーシングプランの有利な点と不利な点についてみてみよう。

a. ベースケース

有利な点

- * シンプルな3枚ケーシングのプランであり、ほぼスタンダードなケーシングサイズ及び掘削孔のサイズである。
- * 最も安価で実施できるプランである。
- * 孔井の安定性が担保されるのなら、最も理想的なプランである。

不利な点

- * 掘削中のトラブルに対して、最も柔軟性がないプランである。
- * トラブルに対する緊急対策として2種類のケーシングしか対応の仕方がない。
- * ターゲットへの到達できない可能性が高い。

b. 一般的な大水深掘削のケース

有利な点

- * ベースケースの3枚に対して6枚のケーシングを使うので、掘削孔の大部分をケースすることができる。
- * 掘削中のトラブルに対して柔軟に対応できる。
- * 緊急対策として、もう一枚のケーシング(7インチ)を使うことが可能である(ただし、この場合は通常のワイヤーラインコアリングができなくなり、コアリングの時間が増加する)。
- * ターゲットに到達できる可能性が増す。

不利な点

- * スタンダードではないサイズのケーシング及び孔井のサイズになるので、掘削ビットや、掘削用のツールの選択が難しくなる。
- * 必要とする予算が増加する。

c. 拡張式ケーシングを使うケース

有利な点

- * 上記の一般的な大水深掘削のケースと同様である。
- * 掘削中のトラブルに対して、最も柔軟に対応できる。

不利な点

- * 上記の一般的な大水深掘削のケースと同様である。
- * 必要とする予算は3つのケースの中で最も高くなる。
- * ケーシングを広げるというプロセスの抱えるリスクを内包する。

リスクについて

ここでみてきた3つのケーシングプランは、端成分を例示したものである。実際の掘削プランを作る際は、これらのどれかを選ぶというよりは、最もシンプルでしかしリスクが大きい「ベースケース」と、複雑であり予算はかかるがリスクが小さい「一般的な大水深掘削」(もしくは「拡張式ケーシングを使うケース」)の間のどこかに設定されることになると考えられる。さまざまなリスクが本掘削には考えられるが、本レポートでは、二つの大きなリスクに関して議論されている。

リスク1：掘削孔の状態についての不確かさ

ガスや石油の商業的な掘削の場合、必要に応じてパイロット孔が掘られ、掘削を行う地質の確認がさまざまな観点から行われる。また、これまでに掘られた同様の孔井からの情報も、掘削計画を立てるために使うことができる。しかし、マントル掘削は人類がこれまで行ったことがない掘削であり（だからやる価値があるのであるが）、参照する孔井の情報が存在せず、極端な言い方をすれば、掘るまで何が起きるかわからないということになる。掘削計画を立てる上で考えなければいけないのは、たとえば、

- オーバープレッシャーの地層存在の可能性
- 地層の崩壊のリスク
- 掘削流体の逸脱の可能性
- 地温と圧力による孔井の変形
- 断層による孔井の変形

などが考えられる。しかし、これらのリスクがあるから掘削ができないということではなく、これらのリスクに対応するために、研究者とオペレータが協力して、可能な限り掘削する地層の状態を検討することで、最も適した掘削プランをつくることできると本レポートは報告している。

リスク2：時間と予算についての不確かさ

フィジビリティスタディでは、掘削にかかる日数が400から900日程度、予算が\$400Mから\$900Mと見積もられ、これは現実的な数字ではないと考えられた。その後のスタディによって、現在の石油・ガス掘削に使われている、硬岩用のビットを使うことなどで、この数字はより小さくすることができることが明らかになった^[5]。掘削に必要な日数にかかる予算（Day rate）が掘削費用の大部分を占めるため、この日数を減らすことが直接必要な予算を減らすことにつながる。掘削に必要な日数はまた、掘削（コアリング）用のビットの性能と掘削速度の不確かさに依存している。この不確かさを減少させるためには、掘削計画をつくる段階から、石油・ガス掘削業界のサービスカンパニーの協力を仰ぐことが大事だと本レポー

トは結論づけている。

2.3 超大水深ライザーについて

現在考えられている掘削候補地点の水深は、3,650 mから4,300 mにわたっている。現在の商業ライザーで対応できる最大水深は3,657 m（12,000 ft）であり、マントル掘削を目指すためには、超大水深ライザーシステムが不可欠である。本レポートではライザーシステムの対応水深を伸ばすための方策が異なる素材の提案や、それらの素材についてライザー解析を行うことで検討されている。

検討された素材は、1. 高硬度スチール、2. チタン、3. アルミニウム、4. 複合素材である。それぞれについての検討結果は下記ようになった。

1. 高硬度スチール：現在一般的に使われているスチールと比べ、ライザー管の肉厚を薄くすることができ、軽量化に貢献できる。これによって大水深化が可能かもしれない。
2. チタン：スチールよりも40%軽量かつ高強度なチタンを使うことで、大幅な軽量化が可能である。また、疲労に強いことによって、高潮流の海域や、長期にわたる掘削にもメリットがある。ただし、問題はスチールと比べて価格が高いことであり、ハイブリッドライザー管（メインはスチールとして、補助管をチタンにするなど）を考える方が良いかもしれない。
3. アルミニウム：スチールよりも60%軽い素材であり、ライザー管の大幅な軽量化が可能である。しかし、一般的には強度が小さいので、実際にはライザーメイン管として使うよりは、補助管として使用する方が、海中での腐食の問題などがあるのでふさわしいと考える。
4. 複合素材：複数の石油・ガス会社が炭素繊維などの複合素材のライザー管あるいは、高硬度スチールに炭素繊維などを塗布したハイブリッドライザー管を研究し始めている。スチールに比べて相当軽量化ができることが見込まれており、大水深化という観点から、高硬度スチールやチタンのように使えるのではないかと考えられている。しかし、実際にテ

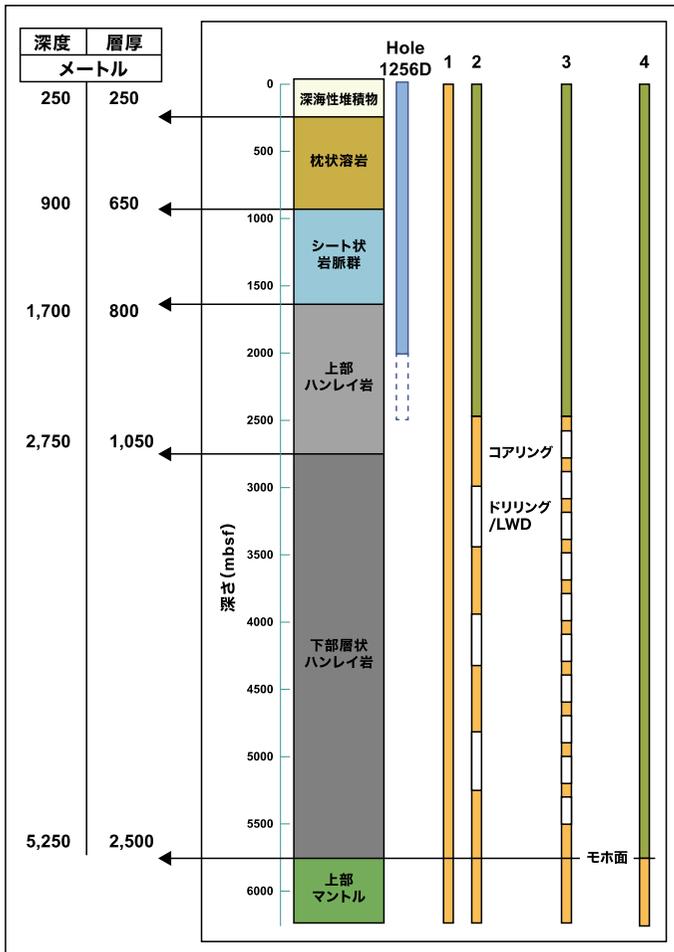


図2：海洋地殻の模式図と、異なる掘削/コアリング区間の比較. 1は海洋表層からマントルまで全てでコアサンプルを回収する. 4はモホ面までは掘り飛ばしてマントルのみコアサンプルを回収する. 本レポートでは2と4のケースについて比較を行っている. (本レポート Fig 6 を改変)

ストしたケースはまだなく、その信頼性もまだ明らかではない。また、コネクタ部分の溶接という問題が残っている。

5. 浮力体：ライザー管を超大水深で使うためには、ライザー管に浮力を与えるために、大規模な浮力体が必要になる。しかし、近年浮力体の素材の性能が向上し、ライザー管と比較してこれまでよりも軽量で、なおかつ大きな径にならずとも超大水深に対応できる素材が存在している。

「ちきゅう」が使用している Cameron LoadKing 4.0 ライザーを 4,267 m (14,000 ft) に延長し、アルミニウム、チタン、複合素材の補助管をつけた

場合の重量を見てみると、現在の状態（スチールの補助管）では、50%が補助管の重さになっているが、これがアルミニウムなら26%、チタンでは37%、複合素材で19%という値となり、補助管の入れ替えて、大水深対応ライザーの軽量化には大きく貢献できることがわかった。（ただし、単に重量を軽くすればよいわけでもなく、補助管と本管のバランスの検討は必要である。）

次に本レポートでは、ライザー解析を行なっている。この解析では、海況などの外部環境の影響、ライザー管の接続や切り離しの状況、様々な泥水比重でのライザー管にかかる張力の影響などを見積もっている。さらに、「ちきゅう」が洋上で

表2 海洋底からマントルへの掘削で予想される掘削速度. WLコアリング, コアリングなしの掘削, 商業的コアリング, および孔井を拡張する場合について, それぞれ, 最も速い場合, 最も遅い場合, 中間値を示している. 下部は予想されるビットの寿命. (本レポート Fig.66 を改変)

掘削速度 (m/時)	WLコアリング			掘削			商業的コアリング			拡張		
	Low	ML	High	Low	ML	High	Low	ML	High	Low	ML	High
堆積物	2.4	4.0	15.2	9.1	21.3	30.5	3.0	12.2	15.2	9.1	12.2	24.4
枕状溶岩	1.2	2.1	6.1	3.0	9.1	21.3	1.5	4.6	6.1	3.0	7.6	9.1
シート状岩脈群	1.2	2.1	6.1	3.0	9.1	21.3	1.5	4.6	6.1	3.0	7.6	9.1
塊状ハンレイ岩	1.2	2.1	6.1	3.0	9.1	21.3	1.5	4.6	6.1	3.0	7.6	9.1
面状ハンレイ岩	0.9	1.5	2.4	1.5	3.0	9.1	1.5	2.4	4.6	1.5	2.4	6.1
層状ハンレイ岩	0.9	1.5	2.4	1.5	3.0	9.1	1.5	2.4	4.6	1.5	2.4	6.1
マントル・カンラン岩	0.9	1.2	2.1	1.5	1.8	6.1	0.9	1.5	3.0	0.9	1.5	4.6

ビット寿命 (時間)	Low	ML	High
<=6,706m	30	110	150
>6,706m	20	70	110

動いた（オフセット）場合のライザー管にかかるストレスなどの動的な状態での分析も行われた。

このライザー解析の結果からは、水深 3,657 m までならば、(泥水比重や海況に制限はあるものの) 現在のスチール製のライザー管での掘削は可能である。しかし、この水深よりも深い水深になると、ライザー管にかかるストレスや、一部のライザー管のパーツが、API 16Q の基準を超えることになることが明らかになった。この限界をスチール製のライザー管で高めるためには、独自の基準を作る必要がある。たとえば API 16Q が定めるライザー管降伏強度の 67% を許容応力としている作業限界規定を、67% より高い値に設定することでオペレーション許容限界を高めることができる。しかし、その場合は、ライザー管の疲労については注意深くモニターする必要があるが、「ちきゅう」にはすでにライザーモニタリングシステムが搭載されており、これを用いてのモニタリングができるとしている。

また、現在の API 16Q に準拠した状態で超深深度での掘削を行うためには、補助管をスチール以外にしたハイブリッドのライザー管あるいはチタンあるいは複合材でできたライザー管を考える必要がある。ただし、チタンの値段の問題や、複合素材の実績のないことを考えると、まだ超える

べき技術的限界があるように思える。

2.4 プロジェクトの時間読み

次に本レポートは実際の掘削にかかる時間について検討を行っている。2011 年のフィジビリティスタディ^[4]で、ハワイのサイトについて示されたように、現存している技術を上手に使うことによって、オペレーションにかかる時間を削減できる。本レポートでは、3つのサイトにおいて図1で示した3種類の孔井のケーシングデザイン(a, b, c) および図2で示すドリリング/コアリングインターバルのうちケース2と4についての合計18パターンの掘削にかかる時間が検討された。

本レポートでは掘削時間を求めるための各層序での掘削速度 (ROP) と掘削ビットの寿命は表2のように定義している。

この検討にはいくつかの仮定が設定された。

- * 掘削過程は比較を行うため、フィジビリティスタディ^[4]と同様とした。このため、最適化されていない部分がある。
- * サイトまでの動復員の日数は加えていない。
- * 計算を簡単にするために、ビット交換は地層が変化する深度で行うとした。
- * 掘削中の地層に起因する NPT (Non-productive time) を 5% としたが、気象海象およびメカニカルな NPT は考慮していない。

表3 3地点におけるケーシングプランとコアリング区間の組合せによる日数の予想. ケースの2および4は図2を参照, a, b, cは図1を参照. プロジェクトの日数はオンサイトの日数に日本と各地点間の動復員日数を加えてある. (本レポートFig. 68 改変)

ロケーション	水深(m)	総パイプ長(m)	ケース	本レポート		2011 レポート	
				オンサイト	プロジェクト	オンサイト	プロジェクト
ココス	3,650	9,900	2a	228	276	564	617
			2b	272	320		
			2c	289	337		
			4a	202	250	374	418
			4b	220	269		
ハワイ	4,050	10,750	2a	271	298	688	737
			2b	319	346		
			2c	341	368		
			4a	221	248	422	443
			4b	242	239		
パハ	4,300	10,400	2a	251	287	807	866
			2b	308	345		
			2c	327	363		
			4a	208	244	386	425
			4b	229	265		
			4c	231	267		

上の表3にフィジビリティスタディ^[4]で求められた予想時間との比較を示す.

ここでみるように、フィジビリティスタディ^[4]と比較して、大幅な日数の削減が可能であった。本レポートには、18パターンの掘削作業について、詳細の日数計算が掲載されている。

2.5 プロジェクトの予算

フィジビリティスタディ^[4]では、1日あたり\$1Mという大水深での石油・ガス開発のデイレートを当てはめてコスト計算を行っていたが、本レポートでは掘削時間と同様に18パターンの掘削作業について、コストが検討された。石油ガス業界では、このようなコスト計算を行うときに、大きく二つのカテゴリーで考える。一つはインタンジブル(intangible)コストで、これには船の運航費や燃料、人件費、各種のサービスなど一般的にデイレートで計算されるものが含まれる。これに

表4 3地点それぞれで6種類のケースにおける掘削費の比較. (本レポートFig. 148を改変)

ロケーション	水深(m)	総パイプ長(m)	プロジェクトの日数	ケース	想定されるトータルコスト(M\$)	2011 試算(M\$)
ココス	3,650	9,900	276	2a	\$226	\$617
				2b	\$253	
				2c	\$264	
				4a	\$212	\$418
				4b	\$226	
				4c	\$230	
ハワイ	4,050	10,750	298	2a	\$238	\$737
				2b	\$267	
				2c	\$282	
				4a	\$212	\$443
				4b	\$227	
				4c	\$231	
パハ	4,300	10,400	287	2a	\$232	\$866
				2b	\$266	
				2c	\$278	
				4a	\$209	\$425
				4b	\$224	
				4c	\$230	

対してもう一つは、タンジブル(tangible)コストで、これにはケーシングやウェルヘッドなど、一般的に孔井に残してくるものが含まれる。

この検討にもいくつかの仮定が設定された。

- * 海象の調査や事前調査の費用を\$3Mとした(これは以前の調査の結果から^[5])
- * サイトと日本の間の動復員費は、サイトまでの距離と燃料消費量および「ちきゅう」のデイレートから算出している。
- * 「ちきゅう」のデイレートは、1日あたり\$300Kで見積もっている(2012年当時の業界の掘削船のデイレートが\$438Kであり、このオペレーションが商業ベースではないことからの見積り)
- * 大水深に対応するためのライザー管の購入および改造の費用を一括で\$61Mと見積もっている(これは、以前の調査^[5]でNOVが見積もったもの)。
- * インタンジブルコストには15%、タンジブルコストには10%の予備費を計上した。

上の表4にフィジビリティスタディ^[4]で求められた予算予想との比較を示す。

ここでみるように、フィジビリティスタディ^[4]と比較して、大幅なコストの削減が可能であった。

もっとも大きく全体予算に影響を及ぼすのは「ちぎゅう」のデイレートである。全体予算の50%以上を占めており、このことから掘削にかかる日数がプロジェクト全体の予算に大きな影響を与えることが明らかである。

ここで、掘削とコアリングが予算に及ぼす影響を見てみると、各地層境界前後でコア試料を採取するケース（ケース2）と、掘削のみでマントルまで掘り進み、マントル試料を採取するケース（ケース4）の違いは、ケーシングプランに関わらず平均値を見てみると、ココスのサイトで\$25M、ハワイで\$39M、バハで\$37Mの違いが出るのが明らかになった。

本レポートでは、それぞれのサイトでコア試料採取の違い（ケース2と4）およびケーシングデザインの違い（3ケース）の6パターンについて、詳細の予算を計算している。ココスサイトの予算が他と比べて小さいのは、このサイトはすでに1256D孔のこれまでの掘削によって、海底表層の堆積物からシート状岩脈群までのコア試料はすでに採取されており、今回の掘削ではコア試料を採取しないという想定による。

2.6 プロジェクトの実施に向けて

本レポートの最後の章で、プロジェクト実施に向けたタイムラインが示された。ここでは、2018年1月に掘削を開始するという前提でタイムラインが書かれており、それ自体は今となっては意味がないが、プロジェクト実施のための5つのフェーズが示されているので紹介する。

1. Front End Engineering-Well Objectives Definition

このプロセスでは、プロジェクトの利害関係者が、本孔井を掘る目的をきちんと理解して共有し、Statement of Requirements にきちんと書き込むことが重要である。プロジェクトが初期段階に目的が明らかにされないまま開始されると、不必要な混乱や労力の重複、不必要なコスト増につながることになる。このプロセスはBasis of Design（BOD）あるいは

Design Premise Document（DPD）に直結し、この先の全ての指針となる。

2. Front End Engineering-Initial Well Planning

このプロセスでは、参照できる孔井があればそのレビューを通して問題点を特定することから始まる。その情報をもとに、初期的な孔井計画を策定するが、可能ならばこの段階では目的を達成するための複数の選択肢があることが望ましい。それぞれの選択肢のコスト計算を行うとともに、リスクの比較も行う必要がある。これらの選択肢から、この先進むべきオプションを選ぶことになる。

3. Detailed Well Planning

選択したオプションが承認されたのち、より詳細な孔井計画・ロジスティック計画を作ることになる。この段階になると技術的課題に関する詳細検討（ライザー解析、孔内安定性検討、泥水やセメンチングシステムデザイン等）を開始する。外部からの意見を聞き、HAZID会議の開催や、孔井計画のピアレビューもこの段階で行われる。また、このプロセスで重要な点は、入札戦略の構築、必要な様々なサービスの作業内容の設定、そしてそれらのサービスの入札を行うことである。

4. Detailed Well planning-Finalize Well Plan

サービスカンパニーが入札によって決まると、彼らからのインプットを踏まえて、最終的な孔井計画と最終的なコストの見積りが作成される。リグの乗組員とサービスカンパニーの代表者とともに、”Drill well on paper”（DWOP）と呼ばれる演習を行い、そこから得られたフィードバックをもとに、最終的な掘削計画が作られる。

5. Operations Execution and Close Out

掘削が行われている間は、常に準備した掘削計画との差異を確認し、必要に応じていつでも掘削計画の変更ができるようにしておく必要がある。プロジェクトの終わりには、コストを含めて計画と実際の違いを明らかにし、最終的なレポートを作成することになる。

ここで示された5つのフェーズは、一般的に石油・ガス業界で行われているものであるが、科学掘削でここまでの段階を踏んで実施されるプロジェクトはほとんどない（南海トラフ地震発生帯掘削のIODP Exp. 358ではある程度このプロセスを行った）。マントル掘削プロジェクトは、最初のフェーズを部分的に行っており、また本レポートは、2番目のフェーズで重要な様々なオプションを示してくれた。ただし、次のフェーズからは、資金（予算）の裏打ちが必要となり、このハードルをどのように越えるのが重要である。

2.7 まとめ

本レポートのまとめとアドバイスとして重要と思われるのは以下である。

- * フィジビリティスタディ^[4]で用いたベースケースのケーシングデザインは、1256D孔の掘削で見られた孔井の不安定さを考えると、楽観的すぎるかもしれない。本レポートでは、このベースケースを端成分として、エクスパンドブルケーシングを使うオプションを反対側の端成分とした。
- * マントルに到達するという目的に対しての最大のリスクは、孔井の安定性である。このリスクを回避するためには、研究者、掘削業界の専門家などが協力して、最も確からしい孔井の状態を想定し、どの部分が最も不確実性が高いのかを明らかにする。そして、その結果を掘削計画に反映させる必要がある。
- * 掘削とコアリングの性能の不確実性と、それが掘削時間および予算に与える影響は、本プロジェクトを妥当な時間とコストで行う上で、最大のリスクとなりうる。この不確実性は、掘削ツールを提供するサービスカンパニーの豊富な経験とサービスを、ビットの選択や掘削そのものを最適化するために計画段階から活かすことによって、最小化されると考える。
- * プロジェクト全体の予算の半分以上は掘削にかかる日数であった。
- * マントルまで掘削してマントルの試料のみを

回収する場合と、海洋地殻内でもコア試料を採取する場合を比較すると、サイトにもよるが\$14Mから\$51Mの違いが明らかになった。

- * 追加のライザー管の購入には3年のリードタイムが必要であり、それ以前にプロジェクト推進の決定がなされている必要がある。

（ライザー管に関しては、本レポートでははっきりとした言及がなされなかった。現在のスチールライザー管を延長した場合は、限られた条件下で3,657 m水深までの掘削は可能とされたが、それよりも深い水深に関しては、基準の変更もしくは別素材での対応を示唆したのみであった。予算のところでみているライザー管の購入費\$61Mは現在のスチールライザー管の延長分の購入費である。）

3. おわりに

本稿の最初に紹介した、ジョン・スタインベックのLIFE紙の記事は、“And I hope I may be invited back when the new ship sails toward new wonders in about two years.”と結ばれている^[2]。米国はその後Deep Sea Drilling Project (DSDP)を1968年から開始するが、スタインベックがもう1度掘削船に乗れたのかは定かではない。みなさんご存知のように、DSDPから今までの海洋科学掘削の歴史は、さまざまなどころに書かれており、また50年を超えて積み重ねられてきた科学成果は素晴らしいものである。しかし、1961年にAMSOCがCUSS Iで始めようとした海洋地殻を掘り抜いて上部マントルまでというプロジェクトはまだ実施されていない。技術的には手が届くところまで来ていると本稿で紹介したBEAMレポートは言っている。本誌を読めば科学的な意義も熟していることも明らかである。プロジェクトの実施に向けて、あと足りないのはなんであろうか？そのハードルを越えられれば、人類が初めて海洋地殻を掘り抜いてマントルの岩石を手に入れられる日が来ることになるのだろうか。

最初のモホール計画が議論されていた時期に、一つの孔をマントルまで掘って何がわかるのか？

という反対派の意見に対して、Harry Hess は
” Perhaps it is true that we won't find out as much
about the earth's interior from one hole as we hope.
To those who raise that objection I say, if there is not
a first hole, there cannot be a second or a tenth or a
hundredth hole. We must make a beginning.” と答え
た [1].

同じ会議で、莫大な予算がかかることを指摘さ
れた際に Roger Revelle は、” I imagine that an argu-
ment like that was used against Columbus when he
asked Queen Isabella for funds for his adventurous
project. One of the Queen's advisors probably stepped
forward and said, “Your Majesty, it won't be impor-
tant even if this crazy Italian does reach India by sail-
ing west. Why not put the same amount of money into
new sails and better rigging on all the other ships?
Then the whole fleet will be able to sail half a knot
faster!” と答えている [1].

50 年以上前に行われたこれらの質疑応答は、現
代のマントル掘削にも共通しているのではないだ
ろうか。

参考文献

- [1] Hole in the bottom of the sea, The story of the Mohole Project. Willard Bascom, Doubleday & Company, Inc. 1961.
- [2] High Drama of Bold Thrust through Ocean Floor. John Steinbeck, LIFE Magazine, 14 Apr. 1961, p. 110 - 122.
- [3] Implementation Plan for the BEAM - “Borehole into the Earth's Mantle” Program Final Report. BLADE Energy Partners. 14 July 2013.
- [4] Project Mohole Initial Feasibility Study for 2017 Drilling. BLADE Energy Partners. 30 June 2011.
- [5] High Impact System (Rock Bits, Coring & More) Technical Review & Risk Reduction Study for the BEAM - Borehole into Earth's Mantle Quest Drilling Project. BLADE Energy Partners. 7 February 2013.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

マントル掘削時における 孔内検層

山田 泰 広

真田 佳 典

Moe Kyaw

Downhole logging during mantle drilling

Yasuhiro Yamada • Yoshinori Sanada • Moe Kyaw

やまだ やすひろ：国立大学法人九州大学 /
国立研究開発法人海洋研究開発機構
さなだ よしのり：国立研究開発法人海洋研究開発機構
モーキョー：国立研究開発法人海洋研究開発機構

孔内計測の一種である検層は、マントル掘削で科学成果を生み出すために大きな役割を果たすだろう。本稿では、マントル物質を含むオフィオリイトを対象としたオマーン陸上掘削で得られた知見を基に、どのような情報が得られるか検討する。

1. はじめに

DSDP (Deep Sea Drilling Project) が始まった1968年から2018年までの50年間に科学掘削によって海洋地殻で掘削された孔井について調べると、海底下100mより深いものは38孔、200mより深いものは20孔しかない(Michibayashi et al., 2019)。これは、深部掘削に共通する作業上の問題、すなわち掘削の困難さ、掘削孔の安定性の維持、コア回収の低さが原因である(江口, 本特集)。泥水循環システムを備えたライザー掘削はそれらの問題を軽減することができる(Yamada et al., 2019)が、コア回収率を劇的に改善できる目途が立たない中では、比較的安定した取得が見込める検層データを活用する必要性が高まっている。深部掘削で出現する複雑かつ変化の激しい岩石/層位境界や変質した岩石領域において、岩石の音波速度や電気比抵抗値データの変化が報告されている(Blackman, 2014)ことから、海洋での超深部掘削であるマントル掘削では、より深部で連続的に検層データを取得することが求められる(図1)。

2. 孔内検層とは

孔内検層には、ワイヤーライン検層と掘削同時検層(LWD)(物理探査ハンドブック増補改訂版, 2016, 平朝彦ほか, 2020)の2種類がある。ワイヤーライン検層は、掘削後の孔内にセンサーを搭載した検層機器をワイヤーライン(鋼線)で降下し、機器を引き上げながら連続的に地層のデータを取得する方法である(図2右)。これは基本的な孔内計測法であるが、最高の解像度を低コストで実現する。問題点は、掘削装置を孔内から引き上げた後に検層機の降下とデータ計測を行う必要があるため、現場時間を消費することである。一方、LWDは掘削装置の中(ドリルビットとドリル

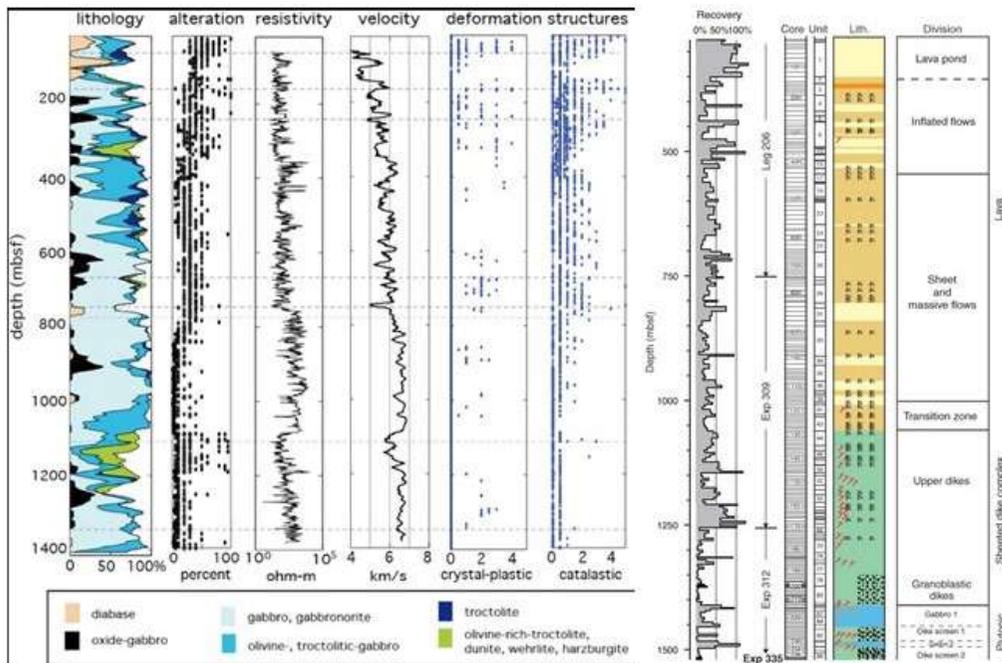
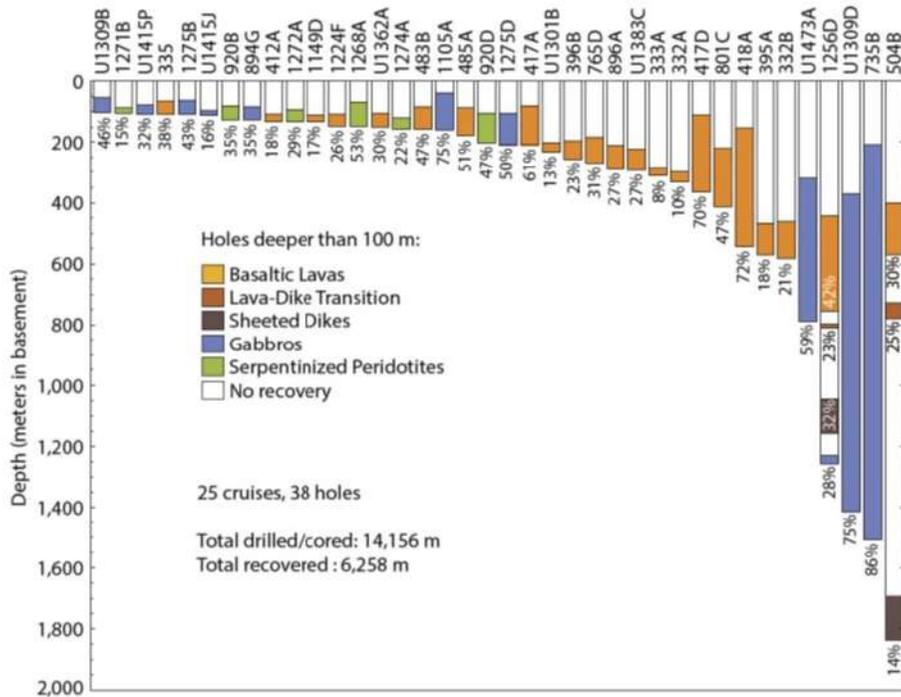


図1 海洋科学掘削におけるライザーレス深部掘削の成果. 50年間(1968-2018年)にわたる努力の結果, 掘削の難しさ, 孔井の安定性, コアの回収が重要な課題であることが分かった. 上: 海洋地殻や下部地殻・上部マントルの基盤に100m以上到達した科学海洋掘削孔(Michibayashi, 2019). 孔番号と基盤の岩相ごとのコア回収率(%)を示す. 左下: U1309D孔における, 岩石と回収岩種の割合, 変質度合い, 検層の比抵抗と音波速度, コアからの変形と構造の深度変化(Blackman, 2014). 右下: 1256D孔における, 上部海洋地殻の岩石区分と層序 (Teagle, 2012).

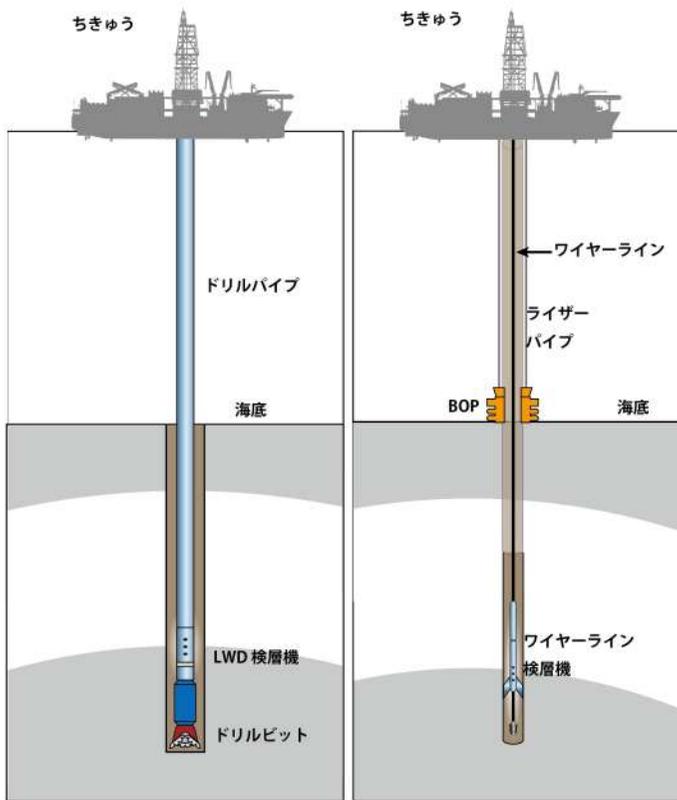


図2 孔内検層のデータ取得方法。右：ライザー掘削でのワイヤーライン検層。ドリルパイプを回収後、ワイヤーライン検層機を降下し、巻き上げながら連続的にデータを取得する。左：LWD (Logging While Drilling：掘削同時検層)。ドリルビットとドリルパイプの間にLWD検層機を組み込み、掘削しながら検層データを取得する。



図3 サイドウォールコアリング検層機 (Schlumberger, 2012)。目標深度で検層器を停止させ、コアビットを下方から水平方向へ向きを変えた上で、モーターで高速回転させることで、孔壁からコアを採取する。直径 3.8cm、長さ 6.3cmのコアを最大 50 個取得できる。

パイプの間)に検層機器を組み込むことで、掘削しながら検層データを取得する方法である(図2左)。掘削装置の引き上げや検層機器を降下・引き上げる時間を節約できることから効率的であることに加え、最近ではワイヤーライン検層とほぼ同品質のデータの取得が可能である。LWDは、特に不安定な孔条件となりやすい断層帯や深部区間において効率的に検層データを取得するために推奨される。しかし、LWDはコアビットと組み合わせることができないため、LWD検層を選択した場合にはその検層区間でのコアの取得ができない。

LWD検層の欠点を補うことができる手法の一つがサイドウォールコアリング(図3)である。サイドウォールコアリングはワイヤーライン検層の一種で、掘削孔の側壁に小型のコアビットを高速で回転し挿入することでコアを取得する。最近では1回の検層機の降下で直径3.8cm、長さ6.3cmの複数のコアの取得が可能である。従って、掘削

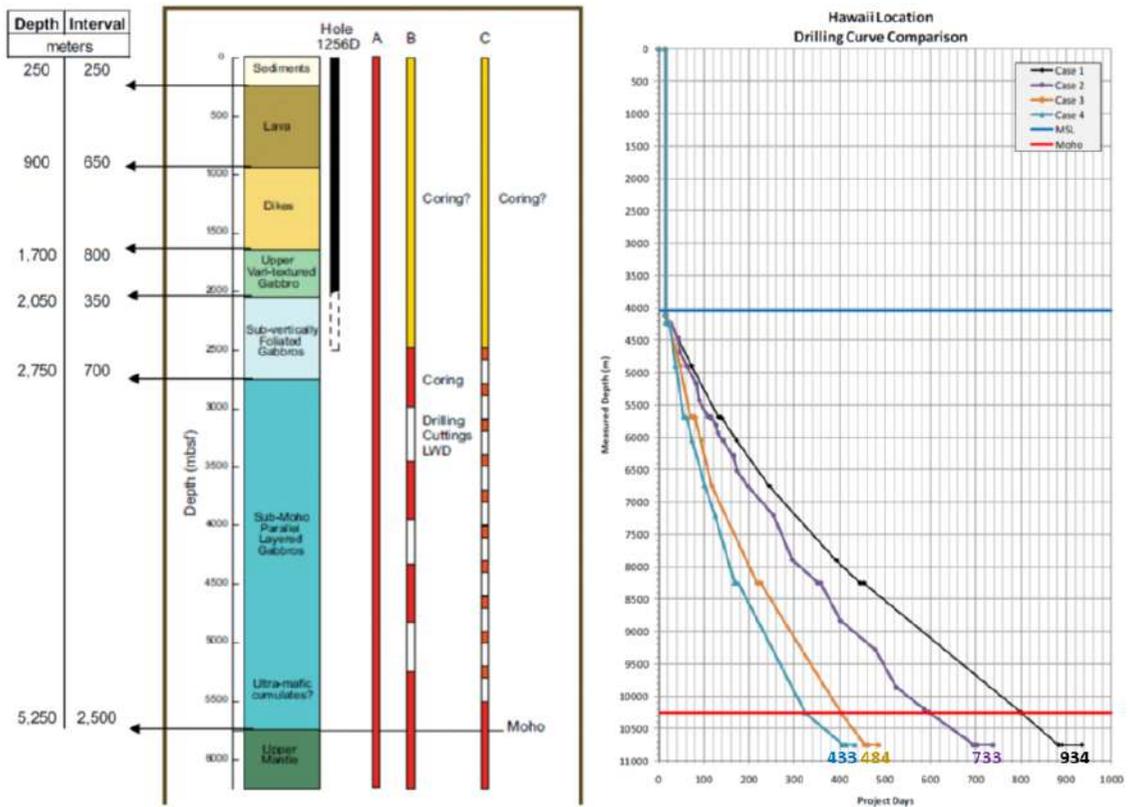


図4 Blade Energy Partners (2011) による、マントル掘削作業の想定シナリオ。左：縦軸は海底下深度 (m)、IODP第309/312次研究航海 1256D孔と地震探査による地質柱状図、ケースA,B,Cのコア取得区間、LWDとカッティング取得区間の模式図。右：Case1 はケースAに、Case2 はケースBに、Case3 はケースCに対応し、深度と必要な日数を示す。

時に LWD 検層を行い地層に関する基本的な情報を得ておくことで、希望の深度・岩種のコアの採取ができる。なお、サイドウォールコアリングでは、コア試料を検層機器内に格納した上で、機器全体を地上に巻き上げた後に内部のコア試料を回収する。品質のよいコア試料を取得するためには、掘進速度を調整し、数 m 程度のコア試料を取得する度に回収する必要がある。従って、大深度で試料を採取する場合や、多くの試料を取得する場合には作業時間が長くなる。

孔内検層の基本的な測定項目は、自然ガンマ線、密度と空隙率、音波速度、比抵抗、そして非常に解像度の高い孔壁の比抵抗イメージングなど

で、硬質岩層には地球化学検層が最も重要である。

3. LWD の役割

マントル掘削で必要となる技術開発、すなわち水深 4000 m に対応するライザーシステムの改良、掘削ビット寿命の改善、ケーシングや掘削パイプの購入など、技術開発やエンジニアリングの追加コストを考慮すると、マントル掘削の総コストは地球科学プロジェクトとしては歴史上最も高価なものになるだろう。それに加えて、科学成果を生み出すためにはコア試料やデータ取得が必要であるが、コア取得には多額の費用が必要である。プロジェクトを実現させるためには費用の圧縮が必

須であるが、同時に科学成果を最大化させるためには何らかのデータ取得も欠かせない。LWD 検層の役割はここにある。

Blade Energy Partners (2011) が実施した初期段階での実現可能性調査 (feasibility study) では、以下の 4 ケースそれぞれについてマントル掘削の作業時間・コストを比較している (図 4)。

- A) 全深度でコア取得
- B) 主要な岩相・地球物理学的遷移区間で長区間のコア取得
- C) 掘削ビット揚収前の 10m 区間でスポットコア取得
- D) 地殻内でのコア取得なし

ハワイ沖でマントル掘削を実施する場合、上記ケース A の場合に比較して、ケース B で 21% (201 百万米ドル)、ケース C で 48% (405 百万米ドル) のコスト削減が可能と見積られる。ただし、ケース C ではコア取得区間が短いため、検層による地球化学測定の影響が重要となる。上記した Litho Scanner 検層器 (Schlumberger, 2017) は高性能であるが、ワイヤーライン検層であるため、孔内状態によっては必ずしもデータが取得できない。このため、予算と作業時間が許すならば、掘削時に LWD を使用することで、科学データを欠損区間なく連続的に取得したい。

4. 最新鋭の検層機器の使用

挑戦的な超深度掘削において、検層は科学的な計測手段としてだけでなく、掘削時の孔井の状態を監視する目的やトラブルを解決するための重要な役割を担っている。2010 年に開催されたモホール・ワークショップで、将来のマントル掘削に向けた準備のために焦点を当てるべき重要な分野が示された。試料・データ取得戦略、技術開発、産業界との連携、教育、一般へのアウトリーチなどである (Ildefonse et al., 2010)。これを受けて、科学掘削に関する研究者と JAMSTEC の技術者は、商業掘削産業界と協力し、最新の試料・データ取得技術、特に高温掘削-検層-試料取得や深海

ライザー掘削などに関する産業技術を模索し始めた。

ガスハイドレートや地震発生帯掘削調査など、通常の地下探査の範疇を大きく超える挑戦的なプロジェクトが多くなった最近 30 年間の科学掘削では、産業目的で新しく開発された検層機がすぐに導入されるなど、検層の役割が非常に大きくなっている。これは、検層データが精細なコア分析と広域な地震探査データの中間的な分解能を持つ特徴があることから、コア回収率の高い孔井の対比だけでなく、コア回収率が低い場合の代替情報として検層データが有用であることが理由である。

海洋科学掘削では、費用、作業時間の制限、コア-検層データの統合に関する技術が未成熟だったため、約 20 年間にわたって最新の検層機を使用する機会がない時期があった。しかし、将来のマントル掘削に備えるために産業界と新しい掘削・検層技術について定期的かつ継続的に情報交換を行ってきた。

その機会はオマーン掘削プロジェクトで訪れた。プロジェクトリーダーからの親切な申し出および ICDP とシュルンベルジェ経営陣の全面的な協力により、2017-18 年にオマーン陸上の地殻-マントル遷移領域を掘削した孔で待望の新しい機器を使用することになった。掘削孔で出現した岩相と物性変化に特に注目し、掘削パラメータとワイヤーライン検層データを取得すると共に、新たに開発したボアホール磁力計の孔内テストや、カッティングスとコアの処理、スクラッチ試験などを行うことに成功した (Moe et al., 2020)。

オマーン掘削孔での検層データのうち、海洋深部掘削でコア回収率が低い硬質岩石に関する今後の知見とするため、コア検層 (core logging) の化学測定結果に基づく鉱物組成とマントル・地殻境界部の岩石物性を検討した。その結果、実際の海洋掘削で得られた検層データの物性情報や海洋プレートでの地震探査解釈と良く一致することが分かった。また、Litho Scanner という検層器で測定した乾式重量元素 (dry weigh elements) をコア試

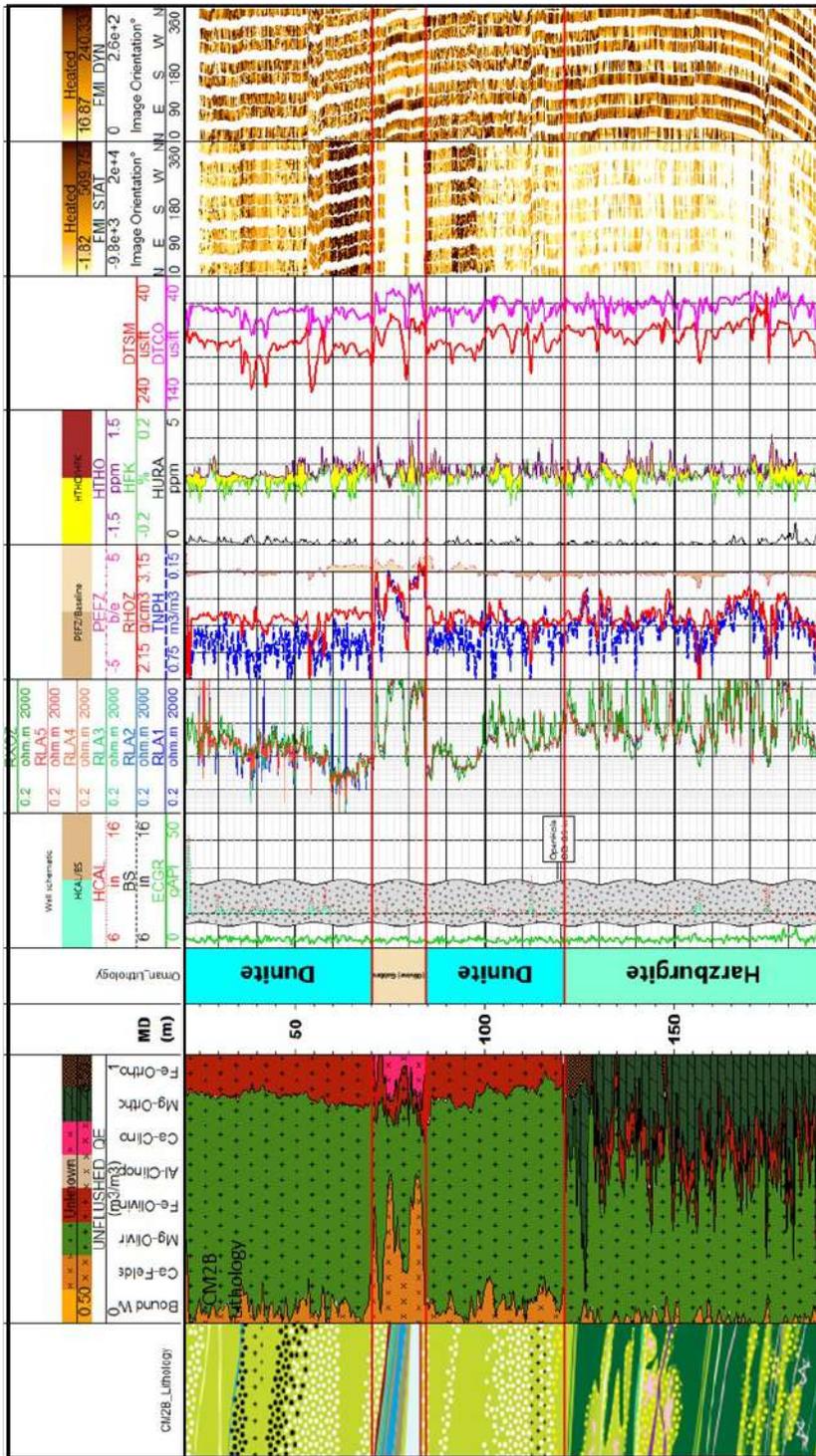


図5 オマーン陸上掘削プロジェクトで計測した検層データ。LithoScanner検層データによる乾燥重量元素を用いた鉱物組成の簡易分析結果を示す。左から、トラック1 (岩石学的柱状図)、トラック2 (LithoScannerデータを分析した鉱物組成)、トラック3 (深度(m))、トラック4 (コア試料による岩石区分)、トラック5 (孔内状況図(BS: 掘削ビットの直径(8.25 インチ)、HCAL: 計測口径(インチ)、ECGR: 自然ガンマ線(gAPI)、トラック6 (比抵抗値)、トラック7 (PEFZ: PEF, PHOZ: 密度, TNPH: 空隙率)、トラック8 (スペクトルガンマ(HTHO: トリウム, HFK: カリウム, HURA: ウラニウム)、トラック9 (DTST: S波音波速度(マイクロ秒/フィート)、DTCT: P波音波速度)、トラック10 (比抵抗STATIC比抵抗孔壁イメージ)、トラック11 (比抵抗DYNAMIC比抵抗孔壁イメージ)。

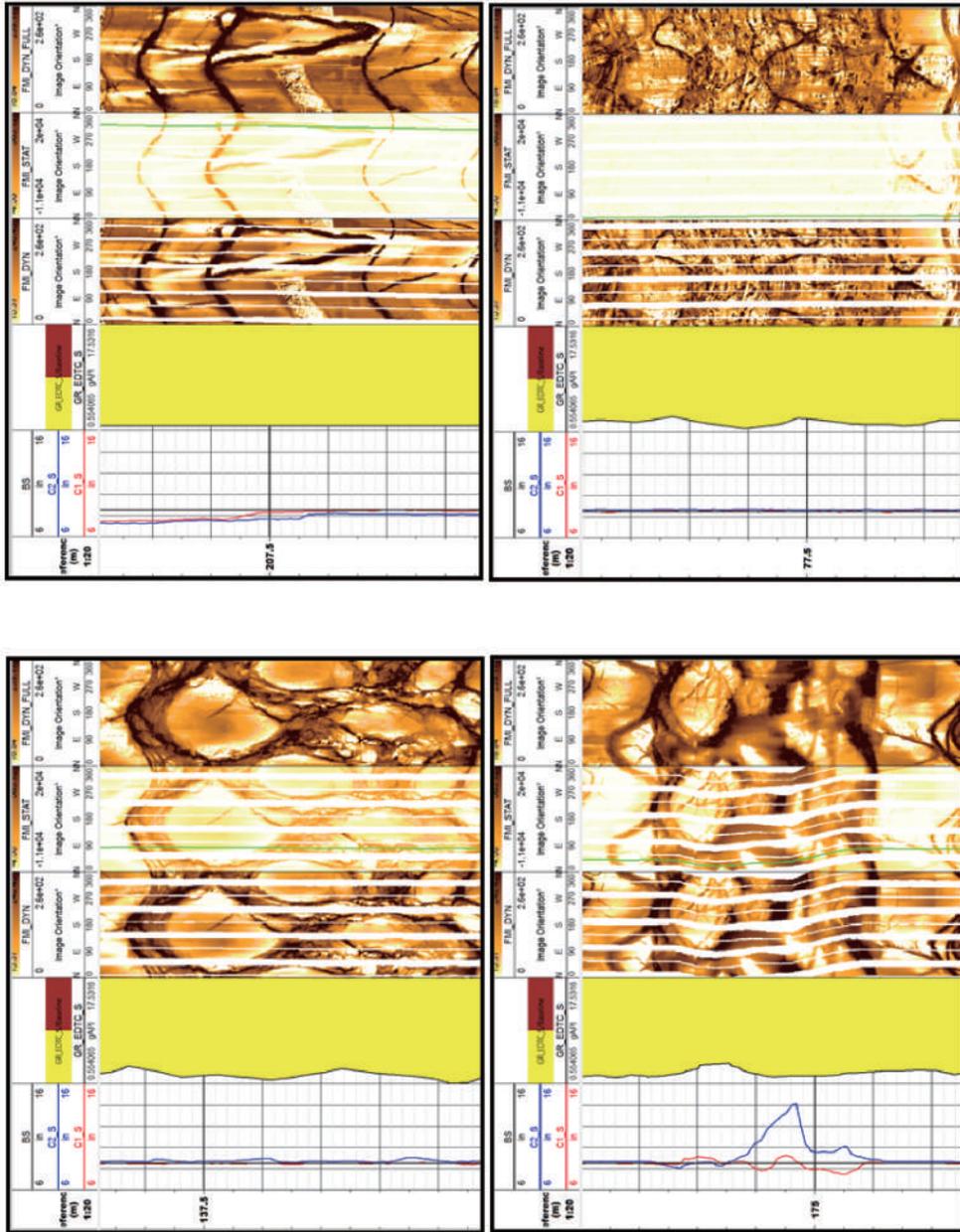


図6 オマーン陸上掘削プロジェクトにおいて、ワイヤーラインFMI-HD検層 (Schlumberge, 2013) で取得した孔壁の比抵抗イメージの例。各図とも、左からトラック1 (深度(m))、トラック2 (BS : 掘削ビットの直径(8.25 インチ)、C1_SとC2_S : 直交する計測孔径 (インチ))、トラック3 (自然ガンマ線 (gAPI)), トラック4 (FMI-HDによるDYNAMIC孔壁イメージ、NESWは北東南西の方位)、トラック4 (FMI-HDによるSTATIC孔壁イメージ)、トラック5 (DYNAMIC孔壁イメージデータをデータ処理 (Zhang, 2009) し、電極の軌跡の隙間のイメージを補完している)。

料の蛍光 X 線分析値と比較し、岩石物理逆解析法を用いて鉱物の体積分率と地層の間隙率を計算するという特別な解析を行った結果、コア試料の X 線回折分析や間隙率と良好な一致を見た (図 5)。また、オマーン掘削で取得されたワイヤーライン FMI-HD 検層 (Schlumberger, 2013) で取得したデータの例を図 6 に示す。

5. 将来へ向けて

現在、ハワイ沖ノースアーチでのマントル掘削パイロット孔の掘削と将来のメインホール掘削の計画を進めている。他のマントル掘削候補地と比較してこの場所の主な利点は、岩石の年代が古いことと熱流が低いこと (55 mWm^2) により、深部でも比較的低温である (2 km で 50°C 以下、モホ深度で 150°C 以下) こと、またモホの深度が比較的浅い (海底から 5.5 ~ 6 km) ことである (Umino, 2021)。

エネルギー業界で高温高压と区分される境界は摂氏 150–260 度、10,000–35,000 psi で、現時点での掘削作業の上限温度は摂氏 190–260 度まで実施可能となっている。近年の技術革新によって、ワイヤーライン検層の測定最高温度は 260 度 (Lee, 2019)、LWD 検層 (自然ガンマ線) は 200°C に達している。将来マントル掘削がより深い区間に達したときには、高温 LWD 検層機器を使用する際に現在必要となる費用よりも低コスト化する可能性がある。

マントル掘削を成功するためには、産業界と連携しながら優れた検層技術を取り入れることが必須であり、最小の費用と最短の掘削時間かつ最大の科学成果を得るためには、掘削同時検層 (LWD) とスポットコア、サイドウォールコアリングなどが鍵となると考えられる。

私たちは、マントル掘削時に連続的に取得される検層データによって、マントル物質がどのような姿でそこにあるのか、その意味は何か、そして惑星地球はこれからどのような進化を遂げてゆくのか、人類史上初めて明らかにできると期待している。

参考文献

- [1] Blackman, D. K., A. Slagle, G. Guerin, and A. Harding : Geophysical signatures of past and present hydration within a young oceanic core complex, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1179-1186 (2014).
- [2] Blade Energy Partners : Project Mohole Initial Feasibility Study for 2017 Drilling (2011).
- [3] 物理探査ハンドブック増補改訂版, 第 13 章物理検層 p723, 公益社団法人物理探査学会 (2016).
- [4] Ildefonse, B. et al. : The Mohole: A Crustal Journey and Mantle Quest, Workshop in Kanazawa, Japan, 3-5 June 2010, *Sci. Drill.*, 10, 56-63 (2010).
- [5] Lee, T. J. : High Pressure- High Temperature well logging and measurements as an emerging technology for geothermal development, *日本地熱学会誌*, 41 (2), 45-51 (2019).
- [6] Michibayashi, K., M. Tominaga, B. Ildefonse and D. A. H. Teagle : What lies beneath: The formation and evolution of oceanic lithosphere, *Oceanography* 32 (1), 139-149 (2019).
- [7] Moe, K., Y. Yamada, J. Matter, Y. Maehara and F. Kourim : Core-log integrated geochemical analysis across crust-mantle transition in Oman, *International Conference on Ophiolites and the Oceanic Lithosphere results of the Oman Drilling Project and related research, Oman* (2020).
- [8] Umino, S. et al. : Workshop report: Exploring deep oceanic crust off Hawai'i, *Sci. Drill.*, 29, 69-82 (2021).
- [9] 平朝彦ほか, Column21 LWD (掘削同時検層) について, p.p.188, 地球科学入門, 講談社 (2020).
- [10] Schlumberger, FMI-HD Brochure, <https://www.slb.com>, Schlumberger (2013).
- [11] Schlumberger, Litho Scannar Brochure, <https://www.slb.com>, Schlumberger (2017).
- [12] Schlumberger, XL-Rock Brochure, <https://www.slb.com>, Schlumberger (2012).
- [13] Teagle, D., B. Ildefonse, P. Blum, and the IODP Expedition 335 Scientists : IODP Expedition 335: Deep Sampling in ODP Hole 1256D, *Sci. Drill.*, 13, 28-34 (2012).
- [14] Yamada, Y., B. Dugan, T. Hirose, and S. Saito : Riser drilling: Access to deep seafloor science. *Oceanography*, 32 (1) : 95-97 (2019).
- [15] Zhang, T. et al. : Numerical modeling of heterogeneous carbonates and multi-scale dynamics, *SPWLA 50th Annual Logging Symposium* (2009).





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

マントル到達の確実性を 上げるプログラムデザイン

肖 楠
末 廣 潔

Critical points of program design to reach the mantle

Xiao Nan, Suyehiro Kiyoshi

しょうなん：

国立研究開発法人海洋研究開発機構研究プラットフォーム運用開発部門マントル掘削プロモーション室
すえひろ きよし：

国立研究開発法人海洋研究開発機構研究プラットフォーム運用開発部門マントル掘削プロモーション室

本稿はプログラム&プロジェクトマネジメント (P2M) の手法を用いて、「モホール計画」の成果と影響を分析し、継がれたIODPを俯瞰し、今後のマントル到達プログラム構築の課題分析及び枠組みを示す。多方面のステークホルダーを巻き込みつつ、リスクを想定したプログラムの目標と期間を設定していくことが重要である。

1. はじめに

「マントル到達」は、地球の表面を覆う海洋地殻下のモホロビッチ不連続面を海洋掘削の手法で掘り抜き、マントルのサンプルリターンを目指すことである。この単純明快なコンセプトのもと、1960年代にアメリカが「モホール」計画と称するプロジェクトを始動したが、マントルに到達することなく計画は終了した。約60年前から、人類は当時の地球への理解を踏まえて、マントル到達に対して関心を持ち始めた。そのコンセプトは現在に至っても変わっていない。60年前より地球に対して物理、化学、生物の各視点からの理解が格段に進化した。そして、海洋掘削技術も半世紀以上の経験を重ねた現在、マントルという未知な領域へ再び挑戦するために、どのようなプロセスが必要だろうか？本稿は「プロジェクト&プログラムマネジメント」(略称:P2M) という手法を用いて、プログラムマネジメントの観点からマントル掘削の道筋について、過去と現在を比較しながら検討した結果を述べる。

2. モホール計画をプロジェクト&プログラムマネジメント (P2M) の観点で振り返る

マントル掘削が誕生したのは1950年代のアメリカであった。当時のアメリカは多様な分野において科学的な好奇心が高まっていて、多くの科学アイデアが生まれていた。マントルまでの掘削を含めた海洋掘削のアイデアについて、研究者達が頻繁に議論をしていた。同じ時期に、科学のために掘削を行う「科学掘削」のコンセプトが研究者に受け入れられるようになった。中には、1897年から1951年にかけて、生命の進化論を提唱したこ

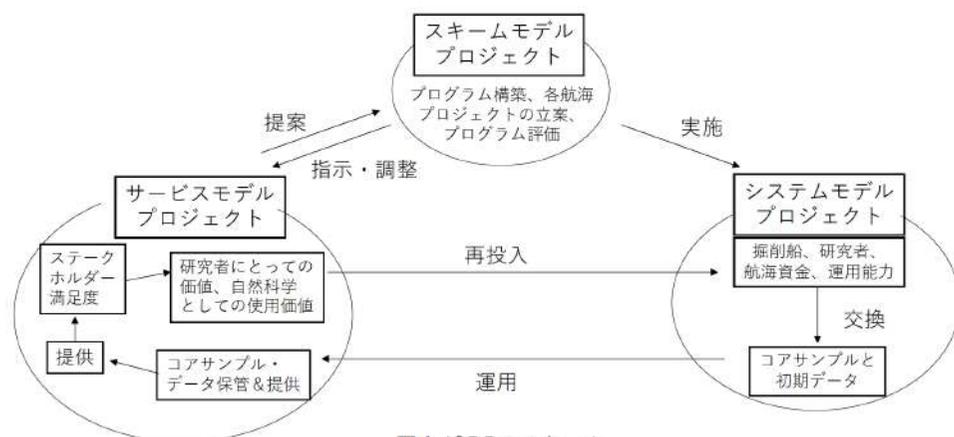


図1 IODPのスキーム

図1 P2Mの視点でみた国際深海掘削計画 (IODP): 全体プログラムのビジョンミッション (国際合意の科学計画書) をもとに、スキームモデル (構想と戦略)、システムモデル (プロジェクト実現)、サービスモデル (知的財産創出) の考え方によってプロジェクト管理されている。

とで知られる Charles Darwin の提案によって実行された掘削プロジェクトが特に良く知られていた。太平洋のエリス諸島とマーシャル諸島での掘削で得られた堆積物試料が、環状サンゴ礁が火山の上に層を為して生息するという Darwin の仮説を証明する根拠を提供した。1953年に、トンガ諸島にてサンゴ礁が生息する基底の火山活動を観察したことが、掘削という手段が科学仮説を検証できることを示した。1952年に、アメリカ政府の海軍研究局 (ONR: Office of Naval Research) が提出してきた数多くの科学アイデアを整理するために、AMSOC (The American Miscellaneous Society) という研究者組織を設立した。AMSOCは定期的に科学者を集め、お互いが持っているアイデアについて議論していた。その中で、サンゴ礁の掘削に関わっていた Walter Munk さんを中心に、海の上から孔を掘れば、地球のマントルまで辿り着くのではないかとという仮説に基づき、マントル掘削のコンセプトを提案した。その後、AMSOCのメンバーであった提案者に限らず、アメリカにおける複数の大学及び地質研究機関 (Scripps 海洋研究所、地質調査所、カリフォルニア大学) において、海洋科学掘削を議論する活動が非常に活発になった。1957年に、モホール計画は、International Un-

ion of Geodesy and Geophysics の賛同を得ることもでき、National Science Foundation (NSF) からの調査資金としての投資を得ることができた (道林氏の「深海掘削計画における基盤岩掘削科学の貴種流離譚」でこのあたりの詳細を記述しているため、ご一読を薦める)。AMSOCの創立者である Gordon LilがONRの地球物理支部の指導者であることから、当時のコミュニティが成立しただけでなく、資金提供側と強固に繋がっていたことが分かる (Bascom, 1961)。マントル掘削のアイデアが承認された後、熱意を持った研究者達がア當時はプロジェクトとして成り立ったモホール計画が実行できた要因を以下のように考えられる。科学の発展の面では、海洋掘削により、海底火山の成り立ちが明らかになったことがセンセーショナルであり、地質分野で研究者にとってはインパクトが大きかった (Darwin, 1842)。1950年代後半の International Geophysical Year の国際研究プロジェクトとして、南極探検や海底下の構造探査、地球の大気環境や磁場の測定に成功し、地質学が大きく発展したことにより、アメリカのメディアが地質学への興味と支持がピークに達していたことが、モホール計画を後押しした (Sweeney, 1993)。現代のように、希少元素の分析で得られる化学物質循

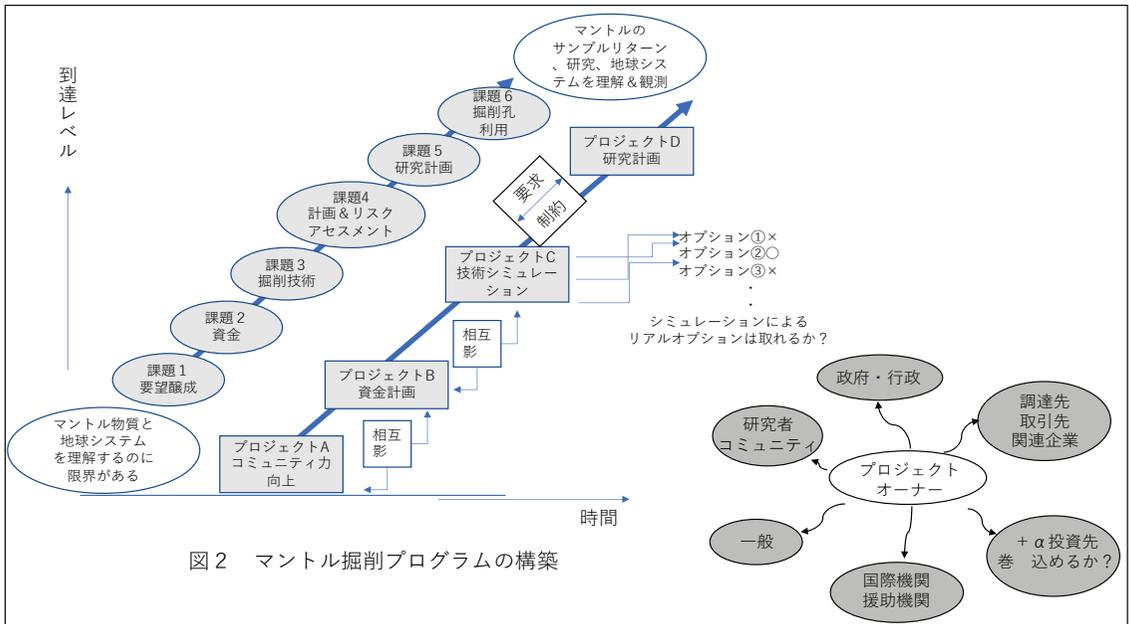


図2 マントル掘削プログラムの構築

図2 マントルに到達するビジョン達成に向けてのプログラムデザインにおける主要な課題と克服するためのプロジェクトの流れ。オープンイノベーションを取り入れるなど(本文), 最適解を探しつつマネジメントしていくことが重要である。右の図は, マントル到達へのビジョンを共有すべきステークホルダー。

環に対する知見や、海洋底下の生命圏に対する知見が全くなかったからこそ、掘削によって海底下の物質を入手することが極めて意義があることであった。社会情勢の面では、当時のアメリカは旧ソ連との対立の背景の中で、旧ソ連が陸上からの掘削に興味を示したことで、アメリカの科学者コミュニティのライバル意識を焼き付けたことが当時の資料から読み取れる (Bascom, 1961)。資金の面では、アメリカ政府が研究開発に潤沢な予算を投資したタイミングであった。1955年から1965年の間、NSFの科学予算は1千万ドルから1億7千万ドルに増加した (菰田, 1980)。更に、当時の石油掘削の技術が発達したことが科学者達に技術的な可能性を示したことに加え、当時のアメリカのメディアはモホール計画に対して、数年間に渡って報道を続け、国民の注目と支持を集めることに成功した。こうした背景の中で、マントル掘削のミッションを背負って、掘削船CUSS1号がチャレンジに出航した。約6年間の計画と掘削を試みた

が、最終的にアメリカ政府が宇宙開発に予算を投資することを決めたことで、モホール計画は資金不足により終了した。

現代のプロジェクトマネジメントの観点から、モホール計画を振り返って考察すると、以下のようにまとめることができる。モホール計画は科学者コミュニティによって提案されたアイデアをベースに形成された提案であるが、アメリカ国内外の情勢により後押しされた。プロジェクトの実行者である研究者達が、十分にプロジェクトオーナーである ONR と NSF に説明し、承認を得た。プロジェクトは石油掘削業界の掘削船と技術を活用した。メディアが納税者に情報提供し、支援と反対の声はあるものの、世間の注目を集める構図ができていた。プロジェクトの全体観がステークホルダーに浸透していたため、プロジェクトを推進するのに非常に良い構図であると考えられる。計画の進み方はフォワードキャストであり、最終的に求める成果はマントルの岩石サンプルの入手であっ

た。プロジェクトチームは石油業界の最先端な掘削船 CUSS I号を使用することができただけでなく、3000メートル以上の水深でも安定掘削できるように、レイダーと水中ソナーを用いた dynamic positioning system の開発に成功し、後の海洋掘削に大きく貢献した。しかし、CUSS I号の能力は堆積物の掘削が可能であっても、海底から更に5000 m以深のモホ面までの掘削深度、硬い岩石圏の掘削、掘削孔の温度上昇など、難関は山積みであった。課題に対して一つずつ解決するために、それまでとは桁違いの投資が必要であると分かったが、その時点で投資が停止された。1950年代のアメリカは、史上初の宇宙飛行船の打ち上げ、ワクチン技術による病気の治療、飛行機が空を飛び回ることなど、技術進歩がまさに日進月歩の時代であった。地球上の最も深い孔を掘ることは、アメリカの科学と技術の無限の可能性を証明するためには、もはや“実現可能 (feasible)”であり、そのための投資は必然であったと言われていた (Sweeney, 1993)。現在の掘削技術と海洋地殻構造の知見を持っていけば、モホール計画当時の技術の成熟度が低いことや、地殻とマントルの構造を過度に簡略化したことなど、明らかに課題認識の不十分であることが分かる。宇宙開発と比較され、予算投資が継続されなかったことは納得できると、その後の様々な論説で記述されていた (Sweeney, 1993, Beattie, 不明)。モホール計画は、人類の地球への認識を深めることを目的に、そのコンセプトの what & why は認められた、How については技術、プログラム成熟度の観点では不十分であったと言える。

3. P2Mの視点からみたIODPの枠組み

今回の特集号をご覧になる読者達は、IODPの運用システムについて熟知していると思われるため、その仕組みについて改めて説明することを省略する。しかし、ユーザーとしてプログラムを利用することはあっても、プログラムマネジメントの視点でプログラムのスキームを考えることは少ないと推測するため、本稿ではプログラムマネジ

メントの視点でIODPを解説してみる。

モホール計画のプロジェクトマネージャの Willard Bascom の著書の「A Hole in the Bottom of the Sea」の最後では、“earth scientist is wise to heed the words Nicholas Desmarest used 150 years ago to answer the geological theoreticians: ‘Go and see’ . The Mohole project will follow a classical pattern. We shall go and see for ourselves that the hidden rocks are like. Our trail will be marked by a series of holes in the bottom of the sea”. と記述している。その記述の通り、モホール計画の後、科学のために海洋を掘削するプログラムがアメリカで正式に立ち上げられた。1966年に Deep Sea Drilling Project (DSDP) が開始され、1968年にグローマー・チャレンジャー号の運用が始まった。DSDPはモホール計画から大きく期間が空いていないにも関わらず、Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling (JOIDES) を立ち上げ、アメリカ全国から250名以上の研究者、政府関係者及びプライベート企業からの参加者を募った。まさに、今で言うオープン・イノベーションの形のプログラムを推進していた。グローマー・チャレンジャー号は堆積物の採取を通じて地球科学の基礎研究を目的に、10の掘削サイトにて、17孔の掘削を行った。1975年から、一国だけでは掘削航海の運航が難しくなったことから、ドイツ、日本、英国、ソ連、フランスが参入し、プログラムが“The International Phase of Ocean Drilling (IPOD)”と称し、国際的なフレームワークになった。これも時代を考えると非常に画期的なことであった。後に、掘削技術が向上された JOIDES Resolution が建造され、フレームワークに参入する国が更に多くなり、本格的な国際プログラムである Ocean Drilling Program (ODP: 1985-2003)、Integrated Ocean Drilling Program (IODP: 2003-2013) と International Ocean Discovery Program (IODP: 2013-2023) へと発展した。

現在IODPは図1のようなスキームで考察できる。スキームモデル・プロジェクトは、大規模なプログラムの中で、そのプログラム自身のプロファイリングや基本設計のプロセスである。

IODP を立ち上げた際、プログラムにおける全体枠組みの構想や基本計画の立案、各国のオーナー（政府機関）への資金要請がこのプロセスに当たると考えることができる。2019 年から 2020 年にかけて、世界の研究者達が 2023 年以降の IODP の研究ビジョン、2050 Science Framework を策定したこともスキームモデル・プロジェクトであると考えることができる。システムモデル・プロジェクトは、システム作りを具体的に実行するプロジェクトである。IODP の場合は各掘削航海の計画と実行、掘削コア試料と（ロギングデータも含む）を取得するプロセスである。サービスモデル・プロジェクトは、システムモデル・プロジェクトの完成を受けて、そこで構築された仕組みの利用・運用という定常的な活動により、ユーザーに価値を提供することである。IODP では、掘削航海で得られたコア試料の保管と研究者への提供、研究者による研究活動、そして新たな掘削研究航海のアイデアと提案が生まれるという循環が成り立っている。更に、掘削地点の地質環境の把握と、掘削技術と掘削船の運用ノウハウと安全性についても、新しいスキームモデルにフィードフォワードすることが可能である。この好循環がグローバル規模で統一の基準で行われていることは、IODP のかけがえのない強みである。IODP は各々のプロジェクトの価値の総和を上回る価値をコミュニティに提供し、地球科学研究史上の貴重な財産であることは言うまでもない。科学掘削に関わる研究者及び掘削作業を指揮するエンジニアと技術者のコミュニティをグローバル規模で育成したことも大きな成果である。

4. 現代におけるマントル到達プログラムのデザイン

* What and Why: 明確な目標と意義

モホール計画から 60 年以上が経ち、更に ODP、IODP が 50 年間進行している中、科学のために海洋掘削を行い、そして掘削航海で採取したデータ及びコア試料を用いて科学成果が創出することが、世界の科学界に認知された。IODP のスキ-

ム及びプログラムマネジメントを通じて多くの研究成果が生み出され、その安定性が保たれていることが科学掘削分野の大きなアドバンテージである。ただし、社会情勢が激変する中、科学プログラムも事業の継続と発展のために、時代に適応した価値創造と変革を成し遂げる必要がある、そのための仕組みを構築しなければならない。そして、プログラムは、事業の持続可能性を支えるために、事業戦略に従って能動的に生み出す周期性（一過性）の活動を行い、複雑に変化する環境の中で多くのステークホルダーからの期待・要求を調整しながら、プログラムの価値を生み出すことが求められる。現在、日本において、マントル掘削プログラムという枠組みは立ち上げられていないが、マントル掘削プログラム自身のプロファイリング及び基本設計が進められており、図 1 で言うところのスキームモデルの検討が進んでいる。その過程で今まで以上に議論されるべきことは、マントル掘削プログラムの“**What**”はモホール計画の時代より大きく変わらないが、“**Why**”はより社会的な価値、地球環境の持続に貢献する価値であろう。プログラムを立ち上げる際には、このように多方面の視点で価値を精査することが求められる。

* How: 実現のステップ

プロジェクト&プログラムを推進するための手法論は、マネジメント領域毎に構築されているため、それぞれの領域を意識しながら実務で取り組む必要がある。本稿ではとりわけ、プログラムミッション、ステークホルダーそしてリスクについて述べる。

マントル掘削が目指すビジョン（あるべき姿、To-be とも言う）を、仮にマントルのサンプルリターンそしてマントル掘削孔を利用した観測による地球システムへの総合理解とレファレンス構築であると定義するとする。現在のありのままの姿（As-is）は、地球の体積の約 8 割を占めるマントルについて、その構成物質の性質が不明、そしてプレートテクトニクスをはじめとした地球のダイナミズムを理解することに限界があると認識できる。

マントルのサンプルリターンとマントルまでの

柱状サンプルが表す海洋地殻の全貌を研究することで、現状の多くの地球科学の仮説の根拠となるプレートテクトニクスの根本理解と仮説の検証により、科学のパラダイムシフトが起きるだろうと考えられている (Umino, 2013)。その期待は高いが、プログラムデザインの観点からは、パラダイムシフトとなるかもしれない要件(得られる知見)について How とリンクした明確な着地点として認識されることが望まれる。同様に、地球科学への根本理解が進むことによって、人間社会が向き合っている地球環境の問題の解決策に繋がることは間違いないが、マントル掘削に関わるステークホルダーを人類全般に設定するとしたらかえって分かりにくくなる。プログラムの枠組みをある程度設定し、仮説を立て、そしてそれを修正しながら未来予想をすることで、バックキャストにプログラムの初期デザインすることが必要である。

プログラムのミッションをプロファイリングするためには、To-be と As-is の差を理解すると、課題を整理できるようになる。図 2 で示したように、To-be をモホ面までの掘削と設定した場合、ステークホルダー・エンゲージメントのためのマントル掘削に関わる研究者からの要望を醸成、資金計画、掘削技術、実行及びリスクアセスメント、研究計画、掘削孔を用いた観測の、少なくとも 6 つの課題があると考えられる。それぞれの課題を解決するために、互いの時間軸上の関係性を意識しながら、プロジェクトを作り上げる作業が必要になる。

マントル掘削のプログラム自身を成立させるために、まず研究者コミュニティの達成意志を集約することが必要である。モホール計画から現在に至って、科学者はマントル掘削への意欲を持ち続けている。例えば、高速拡大系の海洋地殻の基盤岩採取を目的とした掘削航海と低速拡大軸の大西洋底の基盤岩掘削航海が、DSDP, ODP, IODP のフレームワークで複数回実施された。これらの成果により、地球深部に関する岩石学や生命に関する基礎知見が格段に深化したと同時に、将来のマントル掘削の候補地の検討も進化した。2012 年に、海野らによって「M2M(Mohole to Mantle)」と

いう今後のマントル掘削を提案したプロポーザルが現行の IODP に提案された。そして、世界の地球科学者コミュニティが、議論を深化—モホの温度、水深による技術制限；進化—海洋プレートの拡大速度と年代モデルの形成；新化—岩石生命圏の構成要素、の三次元的な過程を経て、将来のマントル掘削の地点をハワイ沖に決定した。2020 年に、ハワイ沖にて、地震波速度構造第 2 層と第 3 層の境界を掘り抜くことを目指す、951-Full2 プロポーザルが IODP に提出された (Umino, 2021)。現在、本プロポーザルを執行スケジュールに乗せるために必要な事前調査が進められている。

ハワイ沖の約 4300 メートルの水深で掘削できる科学掘削船は「ちきゅう」のみである。ただし、海洋上で掘削地点のポジションを保つ dynamic positioning system や、ライザー掘削の仕組み、最新の硬岩用ドリルビットや掘削孔崩壊防止のケーシングプラン、タービンモーターなど、マントル掘削で活用する掘削技術については他稿で述べられる。(深さの精査の余地はあるが) 6 キロメートルのモホ面を掘り抜くことはもちろん、ハワイ沖で岩石圏を掘削すること、地震波速度構造第 2 層と第 3 層境界を貫通すること、「ちきゅう」を用いた岩石圏を掘削すること、水深 4300 m でのライザーレス掘削を行うこと全てが初めての試みである。参考事例がなく、一つずつが挑戦であるため、現存の技術でどのように立ち向かうかが、マントル掘削計画の焦点である。これを乗り越えて、マントルの現場サンプルリターンが実現できたら、実験室での現存の研究手法でも十分に研究を進めることが可能であり、科学知見を生み出すことのハードルは技術の挑戦より低い。新しいサンプルを得て研究フィールドが変貌を遂げ、成果は他分野に敷衍することになる。

P2M では、プロジェクトをプランニングする際、まず制約条件を考えずに、理想的な計画を立てる手法を用いる。例えば、マントル掘削の計画を立てる際は、まず資金と時間を検討せず、技術要素のみでそれぞれの挑戦の成功率を検討することが薦められる。そして、マントル掘削までの技

術要素の選択の仕方は、それぞれの技術要素の成功率をシミュレーションし、投資額との対比で算出するリアルオプションを用いることが可能であると考える。

その際、DSDP時代に行なっていた「オープン・イノベーション」を思い出して頂きたい。海洋掘削の工業界の知恵を借りることは不可欠である。既存の取引先との協働と、新規の技術協力先を見つけ、協力関係を結ぶことが極めて重要になると考えられる。

オープン・イノベーションは、資金調達とステークホルダー・エンゲージメントも共通して使える考え方である。オープン・イノベーションはイン・ソーシング（外部のアイデアと技術を積極的に活用し、革新の源泉を多様化することで内部の革新を加速する「内部に開かれた技術革新」）とアウト・イノベーション（「外部に開かれた技術革新」で、内部で開発された技術を意図的に外部に送り出し、新たな市場を創出し、技術の価値を向上させる取り組み）に分かれる。マントル掘削については、掘削技術（例えば、ドリルパイプの軽量化、ドリルビットの摩耗率向上、モーターの性能向上、拡径装置の技術要素）の開発をそれぞれの技術企業の製品を取り入れるために、共同開発と「ちきゅう」での試験運用が必要になる。

2013年に、BLADE Energy Partners社がマントル掘削のための技術開発要素を要約した BEAM (Borehole into Earth's Mantle Mantle Quest Drilling Project) レポートでも、同様な結論と提案を示した上、マントル掘削に意欲を示した企業をリストアップしていた。これらの企業はマントル掘削プログラムのステークホルダーでもあるため、積極的に巻き込み、技術や資金面での協力関係を築くことが不可欠である。

昨今の経済環境と地球環境の変化により、多くの企業が CSV (Creating Shared Value) * の概念を

取り入れ、経済価値の追求のみならず、社会的な価値、長期的な地球環境に対する価値を求めるようになった。マントルに到達することによる地球環境への理解の総合知は、産業界の環境価値をもたらすと考えられる。SDGs と同様に、一般のステークホルダーに対しても、地球環境への根本理解を通して、教育と科学リテラシーの向上といった社会的な価値をもたらせると考えられる。図2の右側でマントル掘削に関わるステークホルダーを挙げている。各ステークホルダーとの Win-Win の関係を築き、プログラムを共創していくことは、どんなプログラムでも求められている。そのためには、プログラムが目指すミッションという全体最適の姿とその背景を理解し、遂行組織の構成や関係に関するプログラム共通観を、ステークホルダー間で共有されなくてはならない。具体的なプロジェクトを立ち上げた後のステークホルダーマネジメントに関しては、ステークホルダーの特定から、実行プロセスにおけるステークホルダーの期待・要求の維持と改善がある。

2020年から、日本地球掘削科学コンソーシアム (J-DESC) の下で、日本の研究者がマントル掘削ワーキンググループを設立し、研究者コミュニティの情報交換とマントル掘削が目指す科学について議論を続けている。コミュニティの裾の広がりを進めるべく、異なる分野の研究者達との討論会イベントなども行っている。今まで関わりが少なかった生命や宇宙分野、ジオニュートリノなどの観測分野との融合を実現しつつある。今後はこのような活動を学術界に限らず、産業界や一般を含めたステークホルダーの参入と支援を促す活動に注力し、地球環境、そして社会的な価値を創造するプログラムを構築することが求められる。

最後にリスクのマネジメントについて述べる。プログラムは新規性と不確実性を持つため、本質的に投機的リスク*を持つと言われている。プロ

*CSV : Creating Shared Value. 共通価値の創出。企業が社会のニーズや社会問題に取り組むことで社会価値を創造し、その結果、経済価値が創造されるアプローチ。

*投機的リスク (speculative risk): 損失だけでなく利益の発生する可能性のある不確実性を言う。なお、損失発生の可能性だけのリスクは純粋リスクという。

グラム戦略レベルのリスクの要因は、個別の技術的リスクより外部環境の変化やマネジメント能力の不備・不足に関係したものが多く、したがって、プログラムの設計によりリスクを解消することが多い。例えば、プログラムの不明確、または過大な/遠すぎる目標というリスクを想定した場合に、プログラムのガバナンス体制の確立とミッションの再定義といった対策を取ることが可能である（P2M 標準ガイドブック、清水、2007）。マントル掘削の場合、長期に渡る掘削作業の性質上、掘削孔の安定性というリスクを抱えている。掘削時間と費用が正比例な関係であるため、リスクの事象とインパクトはプログラムの時間と費用とトレードオフになる。このような想定内のリスクに対して、プログラムをデザインする際に、十分なシミュレーションと回避策の策定が求められる。リスクを回避または軽減するために、プログラム期間の設定は必ずしも資金計画と正統性を取れるわけではないため、短期決戦で掘削プロジェクトを組むことと、長期目標を見据えたプロジェクトの両方のアプローチを想定しておくことが求められる。

プログラムを実行するフェーズにおいて、個別なプロジェクトのリスクは、リスクレベルの最小化または許容範囲内への維持が最大の目的である。マネジメントプロセスはリスクの特定、分析評価、対応策の策定、対応策実施と監視・評価、リスク教訓の整理であり、それぞれのプロセスに有効とされる方法が存在する。リスクへの対応策であるコントロールプランを、プログラム設計の段階で策定しておく必要があり、対応策はリスクの回避、軽減、分散、転化がある。マントル掘削の場合、昨今の大規模プロジェクトが行なっている共同企業体の形式が参考になるだろう。具体的には、IODP の枠組みに捉われずに、「ちきゅう」によるマントル掘削のための分担施工型（コンソーシアム）と共同施工型（ジョイントベンチャー）の形があるが、両者の折衷型のようなものもある。このポイントもやはり、学術業界と産業界のオープンな融合が重要である。現代の宇宙開発

業界、特に小型ロケットの開発や小型衛星の分野において、アメリカや日本のジョイントベンチャーの活躍が注目されている（石田、2018）。科学掘削分野も同様な視点を取り入れて、業界を超えた協働がリスクを分散する観点でも必要である。

* Why not yet ?

本稿はマントル掘削について、What, Why, How を分けて述べてきたが、ここまで分かっているならなぜ実行していない（Why not yet ?）について更に深掘りすると、問題の本質が見えることが多い。一つ考えられるのは、実行組織及びその役割が明確に捉えられているのかである。もう一つはマントル掘削のような段階的なアプローチが必要な大型プログラムは、中期計画（5年程度）に囚われるより、短期計画（例えば6ヶ月?1年）及び長期計画（例えば10年）に着目した方が効率的に実行できる可能性がある。短期と長期の組み合わせにより、既存の知の活用だけでなく、新規の知の探検が可能になるからである。新規の知の探検はなぜ必要なのかは言うまでもない。

* Box マントル到達プログラムの構築へ向けて

イノベーションを生み出す際は、「Think outside of the Box」が必要とよく言われるが、元々の“Box”を理解しないと、“outside of the Box”は生まれない。本稿は、プロジェクトマネジメントに関する体系化した理論—P2Mに基づいて、マントル到達プログラムを構築する際のBoxを提供するつもりで述べてきた。今日のプログラムマネジメントは、常に変化する環境の中で、大きな方向性すなわち戦略を見据えて、プログラムを構成する具体的な計画（プロジェクト）を立案・実行する能力と、その実行過程で環境の変化に適応する実践力が必要である。そして、プログラムから導かれた具体的な目標の実行のためのマネジメントの知識も重要である。社会ニーズが変化するため、Boxも変化し進化していくが、Boxを意識しつつ、その外側を見にいくのがマントル到達計画による価値を生み出す過程において必要であると考えられる。

参考文献

- [1] 石田真康, 「2018年の宇宙ビジネスはこう動く!」, ITmediaビジネス, 2018.
- [2] 菰田文男, 「戦後アメリカの技術政策」, 東亞経済研究 47(3/4), 1980.
- [3] 清水基夫, 「戦略プログラムにおけるリスクマネジメント」, プログラムマネジメント学会誌, vol13, No4, P20, 2007.
- [4] 中山茂, 「科学技術の国際競争力」朝日選書 793, 2006.
- [5] 日本プロジェクトマネジメント協会編著, 「プログラム&プロジェクトマネジメント標準ガイドブック」, 2014.
- [6] 道林克禎, 「深海掘削計画における基盤岩掘削科学の貴種流離譚」, 地学雑誌, 130 卷 4 号, 461-482, 2021.
- [7] Bascom, W., *A Hole in the Bottom of the Sea: The Story of the Mohole Project*. DoubleDay and Company, Garden City, NY, 352p, 1961).
- [8] Beattie, D., *Drilling the Mohole-More Difficult than Landing Men on the Moon?*
<https://www.iodp.org/246-0-keynote-drilling-the-mohole-more-difficult-than-landing-men-on-the-moon-donald-a-beattie/file>
- [9] Darwin, C.R. (1842) : *The Structure and Distribution of Coral Reefs. Being the First Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, under the Command of Capt. Fitzroy, R.N. during the Years 1832 to 1836*. Smith Elder and Co., London, 214p (1842).
- [10] Daniel Sweeney (1993) : *Why Mohole was no Hole?*, *Invention & Technology Magazine*, 9-1.
- [11] Ed. James Trefil. Farmington Hills: Macmillan., *Workshop Report Writing Group (Suyehiro, K. et al.) Executive Summary: "Mantle Frontier" Workshop, Scientific Drilling*, 11, doi:10.2204/iodp.sd.11.07.2011
- [12] Suyehiro, K., *Ocean Drilling Expeditions, in Discoveries in Modern Science: Exploration, Invention, Technology*, 2015.
- [13] Suyehiro, K., *Ocean Drilling*, in *Encyclopedia of Marine Geosciences* Eds. J Harff, M Meschede, S Petersen, J Thiede, Springer Reference, pp. 961 (542-552), 2016.
- [14] Umino, S., Moore, G. F., Boston, B., Coggon, R., Crispini, L., D'Hondt, S., Garcia, M.O., Hanyu, T., Klein, F., Seama, N., Teagle, D.A.H., Tominaga, M., Yamashita, M., Harris, M., Ildefonse, B., Katayama, I., Kusano, Y., Suzuki, Y., Trembath-Reichert, E., Yamada, Y., Abe, N., Xiao, N., Inagaki, F., *Workshop report: Exploring deep oceanic crust off Hawai'i*, *Sci. Drill.*, 29, 69-82, 2021.
- [15] Umino, S., Neilson, K., Wood, B., *Drilling to Earth's mantle*, *Phy. Today*, 66, 36-41, 2013.





海洋科学掘削によるマントル到達への挑戦
—地球最大のフロンティアに挑む—

深く掘ることと遠くに出かけること：未踏の地からのサンプルリターン

橋 省 吾

Digging into the mantle and flying over the Solar System: Let us get samples back from unexplored worlds!

Shogo Tachibana

たちばな しょうご :

東京大学大学院理学系研究科宇宙惑星科学機構
/JAXA 宇宙科学研究所 太陽系科学研究系

未踏の地から持ち帰られる試料は、地球や太陽系に関する私たちの見方や理解をときに一新し、ときに実証する。本稿では地球外物質のサンプルリターン、特に、探査機「はやぶさ2」による小惑星リュウグウサンプルリターン探査について紹介し、地球上部マントルからのサンプルリターンへの期待を述べる。

1. 地球外物質サンプルリターン

サンプルリターンという言葉は、地球以外の天体から試料（サンプル）が持ち帰られることを意味する。太陽系天体の科学では、研究対象が遠く地球外であるため、「フィールドワークに出かけ、サンプリングしてきます」と簡単に言うことができない。そのため、地上からの観測や探査機が近傍で撮影した画像を使っての研究が主とならざるを得ない。しかし、探査機が持ち帰る試料の観察や分析で得られる情報は、観測データの解釈に深みを与え、また新たな事実を提供する (e.g., Longobardo, 2021)。

これまで、サンプルリターン探査で採取され、地球に持ち帰られたのは、月の岩石・レゴリス (Apollo 計画, Luna 計画, 嫦娥 5 号)、太陽風 (Genesis)、彗星塵 (Stardust)、S 型小惑星レゴリス (はやぶさ)、C 型小惑星岩石・レゴリス (はやぶさ2) がある (表 1) (Longobardo, 2021 and references therein)。2023 年には NASA の OSIRIS-REx 探査機 (Origins, Spectral Interpretation, Resource Identification, Security, Regolith Explorer) が B 型小惑星の岩石・レゴリスサンプルを持ち帰る予定である (Lauretta *et al.*, 2019)。また、JAXA は 2020 年代半ばから後半にかけて、火星衛星フォボスからのサンプルリターンをめざしている (MMX 計画 ; Martian Moons eXploration) (Usui *et al.*, 2020; Fujiya *et al.*, 2021; Kuramoto *et al.*, 2022)。サンプルリターンの期待が高い火星についても、NASA Perseverance ロバーが将来のサンプルリターンに向けて、後続機による地球への輸送のためのサンプル採取を現在進めている。本稿ではこれらのサンプルリターン計画のなかでも、日本が最近

天体	探査計画	主な実施機関・国	期間 (SR 実施)	試料
月	Apollo 計画	NASA	1969-1972	岩石・レゴリス (382 kg)
月	Luna 計画	ソビエト連邦	1970-1976	レゴリス (300 g)
月	嫦娥 5 号	CNSA	2020	岩石・レゴリス (1.7 kg)
太陽	Genesis	NASA	2001-2004	太陽風 (原子)
ビルト第二彗星	Stardust	NASA	1999-2006	ダスト
S 型小惑星 イトカワ	はやぶさ	JAXA	2003-2010	レゴリス
C 型小惑星 リュウグウ	はやぶさ 2	JAXA	2014-2020	岩石・レゴリス (5 g)
B 型小惑星 ベヌー	OSIRIS-REX	NASA	2016-2023 (予定)	岩石・レゴリス
火星衛星 フォボス	MMX	JAXA	2024- (予定)	岩石・レゴリス
火星	Mars Sample Return	NASA, ESA	2030 年代 帰還で計画中	岩石

表1 太陽系天体からのサンプルリターン計画.

成功させた「はやぶさ 2」計画を紹介するとともに、マントルからのサンプルリターンへの期待につなげていきたい。

2. リターンサンプルから見てきた太陽系

1960 年代後半から 1970 年代にかけて、月から岩石試料やレゴリス（天体表面の細粒物質）が持ち帰られた。冷戦構造が背景にあり、月をめざす理由は科学や工学だけではなくた状況ではあるが、月試料の研究からは、月が形成直後にマグマの海に覆われていたという高温起源説が実証され (Wood et al., 1970; Smith et al., 1970)、また岩石の年代とクレーター個数密度の相関から「クレーター年代学」がつけられた (e.g., Hartmann, 1970; Wilhelms, 1987)。クレーター年代学は他の天体の表層年代推定にも使われている（ただし、その適用には注意が必要である）。持ち帰られた月試料は保管・管理されており、サンプルが持ち帰られた当時より格段に進歩した分析技術により、今も新たな科学成果が得られている (e.g., Greenwood et al., 2011; Hui et al., 2013)。2020 年末に嫦娥 5 号によって、およそ半世紀ぶりに持ち帰られた月試料の玄武岩は形成年代が 1963 ± 57 Ma であった (Che et al., 2021)。約 20 億年前にも月で火成活動があったことがわかり、月の熱史の再検討の必要性が示唆された。また、20 億年前の年代をもつサ

ンプルが初めて採取されたことで、クレーター年代学の精度向上にも貢献があった (Yue et al., 2022)。

2004 年に Genesis 探査機によって持ち帰られた太陽風（太陽から流出するイオン）サンプル (Burnett et al., 2011) は、地球帰還カプセルのパラシュートが展開せず、カプセルが地面に激突するトラブルに見舞われ、慎重に分析が進められた。大きな成果のひとつは太陽風（すなわち太陽）の酸素同位体が初めて推定されたことで (McKeegan et al., 2011)、その組成は太陽系最古の物質である難揮発性包有物に類似することがわかった。難揮発性包有物に比べ、他の隕石構成物質や地球、月、火星など太陽系の酸素同位体は ^{17}O 、 ^{18}O に富んでいることが古くから知られており、難揮発性包有物だけがなんらかの原因で ^{16}O に富んでいると考えられてきたが、太陽系の質量の大半を占める太陽の酸素同位体組成が、難揮発性包有物に類似と推定されたことで、実は地球や他の天体の酸素同位体が太陽系の平均からずれているということが初めて明らかになった。すなわち、地球などの材料となった初期太陽系の塵はなんらかの酸素同位体変動プロセスを経験したことになる (e.g., Yamamoto et al., 2018, 2019)。

Stardust 探査機は、ビルト第二彗星から放出された塵をエアロゲルでつくられた捕集器で採取し、2006 年に地球にサンプルを届けた (Brownlee et al.,

2006). 汚れた雪だるまとも言われる彗星は、太陽系初期に低温環境で形成され、そのままの状態を保っている太陽系の化石と考えられている。そのため、彗星のサンプルには太陽系の材料となった銀河の塵（同位体組成が太陽系の平均値と大きく異なる微粒子として、地球外物質に発見される。プレソーラー粒子とよばれる）が豊富に含まれることが予想されていた。しかし、リターンサンプルの同位体組成は太陽系の平均値に近く、また、太陽系初期の高温で溶融過程などを経て、つくられたと考えられるコンドリュールや難揮発性包有物が含まれていた (McKeegan et al., 2006; Nakamura et al., 2008)。氷などの低温物質だけではなく、彗星に高温物質まで含まれているというのは予想外であり、太陽系初期に低温物質から高温物質までが混合されていたことが示唆された。

日本の探査機「はやぶさ」が持ち帰った近地球 S 型小惑星イトカワ表面粒子の分析によって、地球上の隕石コレクションの大半を占める普通コンドライトは S 型小惑星を起源とすることが初めて明らかとなった (Yurimoto et al., 2011; Ebihara et al., 2011)。また、小惑星の熱史や現在の地質活動が明らかとなり、イトカワはかつて 20 km を超える天体で 800°C 程度の熱変成を経験したこと、太陽風や微小隕石の衝突で、表面では地形更新や粒子放出などが起きていることが明らかとなった (Nakamura et al., 2011; Tsuchiyama et al., 2011; Noguchi et al., 2011; Nagao et al., 2011)。

「はやぶさ」の後継機である探査機「はやぶさ 2」は近地球 C 型小惑星リュウグウからのサンプルリターンに成功した。C 型小惑星とはなにか、C 型小惑星には含水鉱物や有機物が含まれ、地球の海や生命の材料となりえたか、太陽系の起源と進化についてどのような情報を記憶しているのかをリターンサンプルの分析から解明することをめざす (Tachibana et al., 2014; Tachibana, 2021)。探査機は 2020 年 12 月に地球に再突入カプセルを着地させ、リターンサンプルの分析が進んでいる。後述するように、これまでにリュウグウ表面を代表する粒子が回収できたこと、含水鉱物、有機物、炭

酸塩に特徴的な赤外線吸収があることが判明している (Yada et al., 2021; Pilorget et al., 2021; Tachibana et al., 2022)。

2023 年 9 月には NASA OSIRIS-REx 探査機が、近地球 B 型小惑星ベヌーからのサンプルを持ち帰る。B 型小惑星は C 型小惑星と類似の天体と考えられてきた。探査機による分光観測から、小惑星ベヌーには含水鉱物、炭酸塩、有機物、磁鉄鉱の存在が推定されており (Hamilton et al., 2019; Simon et al., 2020)、リュウグウとの類似性も確認されている。ベヌーからのリターンサンプルとリュウグウサンプルとの比較が待たれる。

3. 「はやぶさ 2」がめざす科学

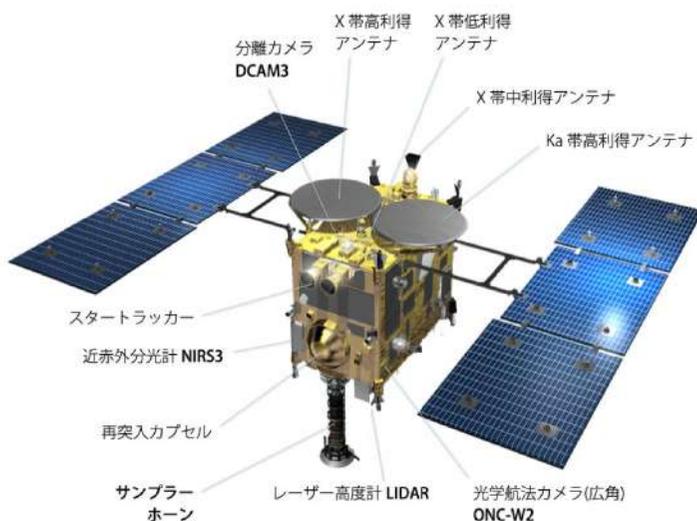
ここからは小惑星リュウグウからのサンプルリターンをおこなった「はやぶさ 2」探査について、詳しく紹介したい。近地球 S 型小惑星イトカワを探査し、地球にサンプルを持ち帰った「はやぶさ」探査機は工学実証のための探査機であり、サンプルリターンに必要な工学技術の習得と実証をめざしたものであった。「はやぶさ」はさまざまなトラブルがあったにも関わらず、2010 年 6 月 13 日に地球に帰還し、世界で初めての小惑星サンプルリターンに成功した。

2006 年頃から検討が始まった「はやぶさ 2」は、初号機の「はやぶさ」が地球に帰還した後、2011 年春にプロジェクトとして立ち上がった。「はやぶさ 2」は工学実証探査機ではなく、C 型小惑星を科学探査し、サンプルリターンをおこなうことを目的とした探査機である (図 1)。

「はやぶさ 2」はなぜ C 型小惑星をめざしたのか。小惑星は望遠鏡での反射スペクトル観測によって分類される。C 型小惑星は炭素質コンドライトとよばれる原始隕石との関連が指摘されてきた。炭素質コンドライトは地上の隕石コレクションの中では 5% 程度しか存在しないが、そのほとんどは普通コンドライトとよばれる大半の隕石に比べて、熱による変成を受けていない。そのため、太陽系初期、惑星形成以前に起きた物質進化のプロセスを記憶している。また、一部の炭素質



図1 「はやぶさ2」探査機。



コンドライトには含水鉱物や有機物が含まれ、全岩の重水素 / 水素比 (D/H) が地球の海の D/H 比に近いために、炭素質コンドライト様物質が地球の海の水の材料となる水、さらには生命の材料となる有機物を原始地球にもたらしたのではないかという仮説が提唱されている (Genda, 2016 and references therein). これらから、「水や有機物を含む炭素質コンドライト = C 型小惑星」という前提で、C 型小惑星が地球に水や有機物を供給するかどうかという議論がなされてきた (Genda, 2016 and references therein).

しかし、これらの仮説や議論の前提条件「水や有機物を含む炭素質コンドライト = C 型小惑星」ははたして正しいのだろうか。また、炭素質コンドライトはその他の隕石よりも早く、地球大気圏で燃え尽き、地上まで到達する割合が低い可能性もある。地上に到達しているものは強度が高く、代表的なものではないかもしれない。さらには、隕石は完全なる転石であり、地質情報を伴っていないという根本的な問題もある。

「はやぶさ2」は小惑星近傍での観測とリターンサンプルの分析を通じて、C 型小惑星とはなにか、地上の隕石コレクションと関連はあるのか、太陽

系初期の記憶を残すのか、地球に水や有機物をもたらした可能性はあるのかを解明することをめざして立ち上がったミッションである (Tachibana et al., 2014). ロボット地質学者による宇宙でのフィールドワークともいえる。打ち上げ時期や探査機の性能などを考慮し、選ばれた対象天体は近地球軌道をもつ C 型小惑星 1999JU₃ であった。探査機打ち上げ後、仮符号だけが付けられていた 1999JU₃ は、海の起源を探るための天体として、リュウグウと名付けられた。

なお、「はやぶさ2」には工学目標もあり、小天体サンプルリターン探査の技術を確認とし、また新たな探査技術を獲得することもめざしていた。致命的なトラブルはひとつもなく、ミッションを完遂し、新たな技術の実証や取得にも成功したと言える (e.g., Hirabayashi and Tsuda, 2022).

4. ロボット地質学者のフィールドワーク

2014 年 12 月 3 日に打ち上げられた「はやぶさ2」は、2019 年 6 月に小惑星リュウグウ (図 2) に到達した。リュウグウから距離 20 km の地点をホームポジションとし、小惑星と並走しながら、17 ヶ月にわたり、リュウグウ近傍で観測をおこ

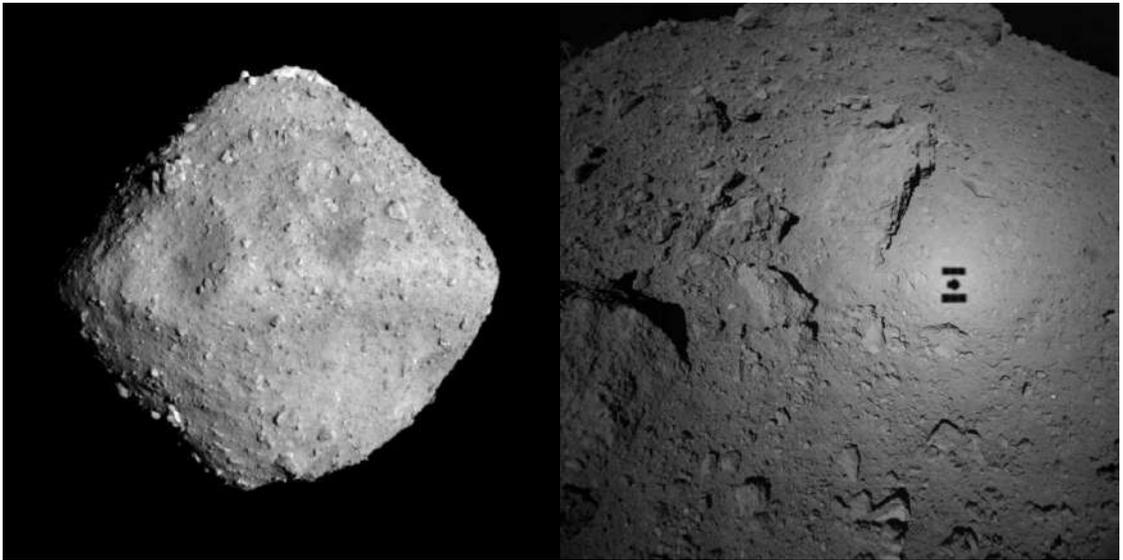


図2 「はやぶさ2」が撮影した小惑星リュウグウ。(左) 高度22kmから撮影された小惑星全体像。(右) 高度70mから撮影された表面。探査機の影が映る。(c) JAXA, 東京大, 高知大, 立教大, 名古屋大, 千葉工大, 明治大, 会津大, 産総研。

なった。その結果、直径約1 kmのリュウグウはそろばん玉のような形状をしていること、天体の密度が $1.19 \pm 0.02 \text{ g cm}^{-3}$ であること、表面は岩塊が覆っていること、典型的な炭素質コンドライトに比べ、とても暗く平均反射率が2%程度であること、表面全域で $2.72 \mu\text{m}$ の赤外吸収が存在することがまず明らかとなった (Watanabe et al., 2019; Sugita et al., 2019; Kitazato et al., 2019)。

そろばん玉状の形状は、リュウグウがかつて現在の自転周期(7.633時間)より短い自転周期をもち(～3.5時間)、遠心力で赤道付近へと物質流動がおこったためと考えられている (Watanabe et al., 2019)。表面に多数存在する10 mを超える岩塊はリュウグウ表面に現在観測されるクレーターからの放出物と考えるには大きく、また、天体のバルク密度が炭素質コンドライトなどの隕石の密度より小さいということもあり、リュウグウは前世代の天体が破壊された破片の再集積でつくられたラブルパイル(瓦礫)天体であると結論づけられた (Watanabe et al., 2019; Sugita et al., 2019)。

その後の観測で、暗い表面にわずかに色味の違いがあり、赤道域、極域がやや青く、中緯度領域

がやや赤いことがわかった (Morota et al., 2020)。現在のリュウグウの自転周期では遠心力の効果は小さく、重力ポテンシャルは中緯度域の方が低いため、赤道から中緯度領域への物質の流れがある。このため、赤道域や極域では地下の青みがかった物質が表面にあらわれ、中緯度域では宇宙風化(大気のない天体で、太陽風や銀河宇宙線の照射、微小隕石の衝突などによって、物質の表面状態が変わること)を受け、赤みがかった物質がたまっているのではないかと考えられている (Morota et al., 2020)。また、岩塊の熱物性測定が探査機本体や着陸機 MASCOT によっておこなわれ、得られた熱物性から、岩塊の空隙率が高い可能性も指摘されている (Grott et al., 2019; Okada et al., 2020)。人工クレーター形成実験もおこなわれた。秒速2 kmで2 kgの銅の衝突体がリュウグウの赤道付近に打ち込まれ、直径18 m程度のクレーターが形成されたことが確認された。表面物質の凝集力が弱く、このサイズのクレーターが形成されたと考えられる (Arakawa et al., 2020)。分離カメラによるクレーター形成の瞬間の画像撮影にも成功した (Arakawa et al., 2020)。

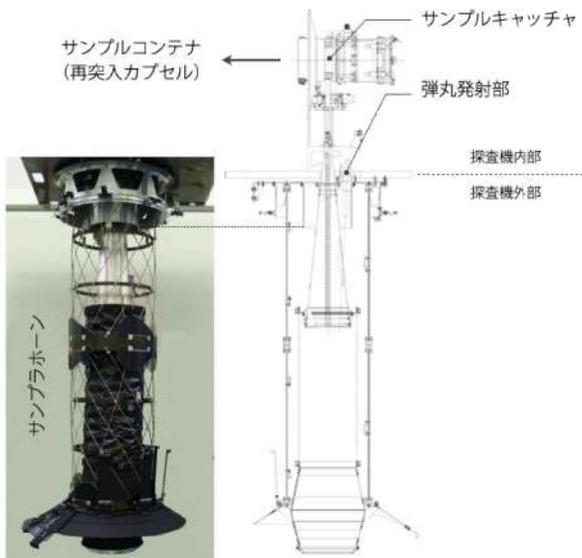


図3 「はやぶさ2」 サンプラー。

5. 3億 km 先でのサンプリング

ロボット地質学者の「はやぶさ2」は露頭でハンマーを振るって、サンプルを採取したわけではない。サンプル採取の方法は初号機「はやぶさ」を踏襲し、サンブラホーンとよぶ約1 mの長さの筒状構造が小惑星表面に着地した瞬間に弾丸（タンタル製5 g）を発射し、ホーン内を舞い上がった表面物質をホーン上部に設置された格納室（サンプルキャッチャ）に採取する形式が採用された（Sawada et al., 2017）（図3）。小惑星イトカワを探索した「はやぶさ」はイトカワに着地し、地球にサンプルを持ち帰ったが、トラブルによって、弾丸は発射されなかったため、「はやぶさ2」は弾丸発射型サンプル採取装置（サンプラー）を宇宙で動作させるという最初の役目も担っていた。

「はやぶさ2」サンプラーの開発には、地球外物質科学の研究者が当初から関わり、理学ミッションとして、サンプル必要量・採取条件・コンテナ封入条件の決定、汚染の軽減および管理、新規開発要素の基礎実験などをおこなった。理学メンバーと工学メンバーが開発当初から密に議論を繰り返し、一緒に作業し、よい連携の取れたサンプ



図4 小型カメラCAM-Hが撮影した第一回着地2秒後のリュウグウ表面とサンブラホーン。ホーン下から多数の粒子（探査機の影の中では白っぽく見えている）が飛び出している様子が見える。

ラー開発チームの目標は「リュウグウ表面の複数地点でサンプルを最低0.1 g採取し、地上での汚染を最小限にし、速やかに地上分析をおこなえるサンプラー」であった。10年にもわたるミッションでこのような開発に理学メンバーが関わるにあたって、目に見える成果を継続的に出版しておくことは重要と考え、サンプラーの開発、基礎実験、汚染管理、分析装置設計・開発などに関し、中心メンバーがそれぞれ論文を出せるように進める配慮もしてきた（Tachibana et al., 2014; Sawada et al., 2017; Okazaki et al., 2017; Thuillet et al., 2019; Takano et al., 2020; Tachibana, 2021; Tachibana et al., 2022; Sakamoto et al., 2022; Miura et al., 2022）。

「はやぶさ2」のリュウグウ表面でのサンプル採取は2019年2月と7月の二回実施された。リュウグウ到達前には2018年10月に第一回のサンプル採取の実施が検討されていたが、リュウグウの全容がわかり、岩塊に覆われた表面には探査機の安全を確保して着地できる場所がほとんどなかった。そのため、理学チームは着地が可能な地点を探ること、工学チームは当初計画していた着地精度（目標地点から50 m以内）を上げる運用方法を検討することに注力し、リハーサルを経た後に、2019年2月に一回目の着地に挑んだ。着地に許された地域は赤道近辺の直径6 mの地域で、太陽電池パドルを展開した探査機（図1）の幅にほ

ば等しい。その領域内の目標地点に1 mのずれで着地に成功した。探査機が着地の瞬間を検知したタイミングで弾丸が発射され、サンブラホーンの下から弾丸発射に伴う飛散物（イジェクタ）の様子が小型カメラCAM-H（一般の方々からの寄付で開発された）で撮影された（Tachibana et al., 2022）（図4）。弾丸発射部の温度上昇を示すデータが探査機から送られ、弾丸が無事に発射されたことも確認され、初号機「はやぶさ」から持ち越された課題でもあった弾丸発射式のサンプル採取機構が宇宙で動作することを示すことができた。

2019年7月におこなわれた二回目の着地は、人工クレーターから20 m離れた地点で、クレーターからのイジェクタ（すなわち地下物質）を含むサンプルの採取を試みた。二回目の着地は目標地点から0.5 mと一回目を上回る精度で成功し、サンブラホーンの下でのイジェクタ放出や弾丸の発射も確認された。サンプルを格納するサンプルキャッチャは、最大三地点でのサンプル採取に対応する三部屋構造をしており（Sawada et al., 2017）、一回目の着地とは違う場所に二回目の試料の格納がおこなわれた。

2019年8月、「はやぶさ2」はサンプルキャッチャを地球帰還カプセル内のサンプルコンテナ（Okazaki et al., 2017）まで輸送・密封した。予定されたすべての運用を終え、「はやぶさ2」は2019年11月、地球への帰還の途についた。

6. リュウグウから持ち帰られたもの

打ち上げから6年経ち、2020年12月6日、「はやぶさ2」は豪州ウーメラ砂漠に、地球帰還カプセルを無事に送り届けた。予期せぬ新型コロナウイルス感染症パンデミックによって、制限の多い活動であったが、豪州政府や豪州宇宙庁の多大なサポートのもと、カプセル回収チームは帰還したカプセルの回収に成功した（図5）。回収直後にカプセルからサンプルを格納したコンテナが取り出され、コンテナ内部のガス成分を採取・その場分析をおこなった後（Tachibana et al., 2022; Miura et al., 2022）、地球帰還翌日にはコンテナは日本へと輸

送された。宇宙科学研究所のキュレーション施設に到着したのは、カプセルの着地から約57時間後であった。キュレーション施設内で、コンテナを真空中で開封するための準備作業がおこなわれ、コンテナは12月11日に「はやぶさ2」リターンサンプル用に製作されたクリーンチャンバーシステム（Abe, 2021）の真空チャンバー部に取り付けられた（図5）。チャンバーの真空引きの後、12月14日にコンテナは開封され、サンプルキャッチャが取り出された。翌日、第一回の着地での採取試料が入った格納室Aの蓋が取り外され、黒色の粒子が確認された（図6）。その後、格納室Cも開けられ、第二回の着地での採取試料も確認された（図6）。回収試料は格納室Aに約3 g、格納室Cに約2 g収納されており、ミッション目標の0.1 gを大きく超える総量約5 gのサンプル量が持ち帰られた（Yada et al., 2021; Tachibana et al., 2022）。総量5 gはこれまで月以外の天体から持ち帰られたサンプル量としては最大のものである。

真空チャンパー中で採取および保管された格納室Aの粒子二粒以外のすべてのリターンサンプルは、クリーンチャンバーシステムの窒素雰囲気チャンパー内で速やかに初期記載がおこなわれた。およそ1 mmを超えるサイズの粒子は一粒ごとに、また、より細粒の粒子は集合体として、光学顕微鏡観察、重量測定、可視多バンド分光撮像、赤外分光分析、赤外分光イメージングなどがおこなわれた（Yada et al., 2021; Pilorget et al., 2021）。初期記載によって、持ち帰られた粒子は可視光波長域での反射率がリュウグウ表面と同じく低いこと、含水鉱物、炭酸塩、有機物に由来すると考えられる赤外吸収ピークが見られることが明らかとなった（Yada et al., 2021; Pilorget et al., 2021）。これらの物質はリュウグウが「水や有機物を含む物質」から構成されていることを示し、炭素質コンドライトに近い物質であることがわかる（Yada et al., 2021; Pilorget et al., 2021）。また、持ち帰られた粒子の形状が、リュウグウでの二回の着地時にCAM-Hで撮影された表面粒子の形状とも似ており、リターンサンプルが小惑星リュウグウ表面を



図5 (左上) 地上に着地した再突入カプセル. (右上) カプセル回収作業. (左下) JAXA宇宙科学研究所キュレーション施設に設置された「はやぶさ2」粒子専用クリーンチャンバーシステム. (右下) クリーンチャンバーシステムへのサンプルコンテナの取り付け作業.



図6 「はやぶさ2」回収サンプル. (左) 格納室A内の第一回着地時採取サンプル. (右) 格納室Cから取り出された第二回着地時採取サンプル.

代表する粒子であることが示された (Tachibana et al., 2022). これらのことから, ミッションで掲げた目標「リュウグウ表面の複数地点でサンプルを最低 0.1 g 採取し, 地上での汚染を最小限にし, 速やかに地上分析をおこなえるサンプラー」は達成できたと考えている.

7. 分析進行中

宇宙科学研究所キュレーション施設のクリーンチャンバースystem内で, 大気非曝露条件下で初期記載されたサンプルの一部(総量の 6% にあたる 0.3 g) が, 地球帰還から 6 ヶ月後, 「はやぶさ 2」プロジェクトチームに渡された. プロジェクトチームによる一年間の詳細分析(初期分析)が現在進行中である. 化学分析, 1 mm を超える粒子の岩石学・鉱物学(石の物質分析), 0.1 mm 程度の細粒粒子の岩石学・鉱物学(砂の物質分析), 揮発性物質分析, 固体有機物分析, 可溶性有機物分析の 6 つの国際チームが分析にあっている. ミッション目標を超える量が持ち帰られ, 分析に使えるサンプル量が増えたため, 分析の精度が向上し, また当初予定していなかった分析もできるようになっている.

リュウグウサンプルの詳細分析によって, また, 分析結果を探査機で得た地質情報とともに解釈することで, C 型小惑星とはなにか, 「水や有機物を含む炭素質コンドライト = C 型小惑星」という仮説は正しいのか, 私達がこれまで調べてきた隕石とは一体どういうものなのか, リュウグウサンプルは太陽系の起源と進化, 地球の海や生命材料の起源を記憶するののかについて, 新たな議論を展開していきたい(Tachibana et al., 2014; Tachibana, 2021).

キュレーション活動も並行して進み, 2022 年 1 月にはサンプルカタログが公開された (<https://darts.isas.jaxa.jp/curation/hayabusa2>). 公募分析の提案も募集が始まり (<https://jaxa-ryugu-sample-ao.net>), 2022 年 6 月から公募分析が開始する. 世界中で様々な発想, 様々な手法でリュウグウサンプルが分析されることになる. サンプルの一部は将来にわたり, 保管され, 未来の最先端分析を待つ. こ

れは地上にサンプルが持ち帰られるからこそ可能になり, アポロ計画の月岩石が 50 年後の今でも分析されるように (Greenwood et al., 2011; Hui et al., 2013), 21 世紀後半のリュウグウ試料分析から, 今の私達には知り得ないなにかが得られるかもしれない. なお, このような将来の分析を可能とするためには, 長期にわたるサンプルの維持・管理をするためのキュレーション施設や体制の維持も必要であることも付記しておく (Abe, 2021; Longobardo and Hutzler, 2021; Smith et al., 2021).

8. マントルをめざすことと宇宙をめざすこと

地球という惑星の地表は, 太陽系の様々な天体のなかでも殊に賑やかである (e.g., 日本地球惑星科学連合編「地球・惑星・生命」). 大気海洋系に生命や人類まで関わった物質循環があり, さらにその表面の賑やかな循環とは異なる時定数で動く固体地球が火山活動やプレート沈み込みによって, 表層物質循環を下支えしている. また, 地下にも生命圏が広がっている可能性もある. さらに固体地球はときに地震や大規模噴火を起こし, 一瞬にして, 表層の物質循環に擾乱を与える. 45 億年の地球史, 環境史, 生命史を考えるにあたり, 固体地球の構造, ダイナミクス, 進化を理解することは極めて重要である.

しかし, 3 億 km 離れた 1 km 程度の大きさの天体に, 1 m 以下の精度で着地が可能な現代でも, 海洋地殻の数 km 下にあるマントルには私達は到達できていない. 地球はその表面より下をなかなか私達に見せてくれないようだ. もちろん地震波で構造推定はされているし, マントル起源の物質も手にしている. 下部マントルの地球化学的証拠もあるし, かつての海洋地殻から上部マントルまでの構造が地表に露出もしていたりする. しかし, 地震波だけでは物質科学的情報には乏しく, 現在手にしているマントル物質や地球化学的証拠は地上に到達するまでの過程で経験する物理化学条件の影響を受けていると考えられる. 隕石の断片的情報では不十分という理由で, リュウグウに向かった「はやぶさ 2」と同様にマントル物質を直接手

に入れることに勝るものはない。また、マントル物質を手に入れる行程の中での物理計測、化学計測、生物圏探査はダイナミックな地球の営みを直接見るという行為であり、その意義は非常に大きい。

上部マントルの限られた一部を採取するだけでよいのかという疑問を持たれることがあるかもしれない。それは小惑星探査の際に、リュウグウだけでよいのか、イトカワだけでよいのかと疑問を持たれることと同じかと思う。しかし、ひとつであってもC型小惑星やS型小惑星の物質が何でできているのかという事実を手にすることで、望遠鏡や探査機による観測データ（多くの場合、物質科学的情報は縮退している）の見方は変わる。また、時空間情報が断片的にしか得られないことが多い地球惑星科学では、「仮定」がベースとなった「仮説」の議論がおこなわれる場合がよくあるが、未踏の地からの「事実」が得られることによって、「仮定」や「仮説」が実証され、ときに棄却されることになる。地球や太陽系、宇宙の物語をああだったら、こうだったらと壮大に語るのは楽しいことではあるが、そのためにも事実をひとつひとつ積み上げて、頑強な地盤をつくることは重要である。この2つの視点のバランスを取ることも大切であろう。

「はやぶさ2」がめざす科学も、究極には太陽系における地球の理解が目的である。地球の材料はなんだったのか、海や生命の材料はどこから来たのだろうか。45億年間、賑やかな地球ではあるが、地球全体を代表するマントルには材料の記憶は残っているはずである。はるか上を見上げ、飛び立つことと、踏みしめる大地の下を探検することの根っこは同じである。人類未踏のマントルからのサンプルリターンでたくさんの事実が得られることを期待したい。それまでに地球外からのサンプルリターンや関連した太陽系探査で得られる事実もさらに積み上がることも期待している (e.g., Dandouras et al., 2020; Tasker and Lunine, 2021)。

参考文献

[1] Abe M., The JAXA Planetary Material Sample Curation Facility. in Sample Return Missions: The Last Frontier

of Solar System Exploration. A. Longobardo (Ed.), Elsevier, 241-247 (2021).

[2] Arakawa M. et al., An artificial impact on the asteroid 162173 Ryugu formed a crater in the gravity-dominated regime. *Science* 368, 67-71 (2020).

[3] Brownlee D. et al., Comet 81P/Wild 2 under a microscope. *Science* 314, 1711-1716 (2006).

[4] Burnett D. S. and Genesis Science Team, Solar composition from the Genesis discovery mission. *Proc. Nat. Acad. Sci* 108, 19147-19151 (2011).

[5] Che X. et al., Age and composition of young basalts on the Moon, measured from samples returned by Chang'e-5. *Science* 374, 887-890 (2021).

[6] Dandouras I. et al., Future missions related to the determination of the elemental and isotopic composition of Earth, Moon and the terrestrial planets. *Space Sci. Rev.* 216, 121 (2020). doi.org/10.1007/s11214-020-00736-0

[7] Ebihara M. et al., Neutron activation analysis of a particle returned from asteroid Itokawa. *Science* 333, 1119-1121 (2011).

[8] Fujiya W. et al., Analytical protocols for Phobos regolith samples returned by the Martian Moons eXploration (MMX) mission. *Earth Planets Space* 73, Article number: 120 (2021). doi.org/10.1186/s40623-021-01438-9

[9] Genda H., Origin of Earth's oceans: An assessment of the total amount, history and supply of water. *Geochem. J.* 50, 27-42 (2016).

[10] Greenwood J. P. et al., Hydrogen isotope ratios in lunar rocks indicate delivery of cometary water to the Moon. *Nature Geoscience* 4, 79-82 (2011).

[11] Grott M. et al., Low thermal conductivity boulder with high porosity identified on C-type asteroid (162173) Ryugu. *Nature Astronomy* 3, 971-976 (2019).

[12] Hamilton V. E. et al., Evidence for widespread hydrated minerals on asteroid (101955) Bennu. *Nature Astronomy* 3, 332-340 (2019).

[13] Hartmann, W. K., Lunar cratering chronology. *Icarus* 13, 299-301 (1970).

[14] Hirabayashi M. and Tsuda Y. (eds.). Hayabusa2 Asteroid Sample Return Mission: Technological Innovation and Advances. Elsevier (2022).

[15] Hui H. et al., Water in lunar anorthosites and evidence for a wet early Moon. *Nature Geoscience* 6, 177-180 (2013).

[16] Kitazato K. et al., The surface composition of asteroid 162173 Ryugu from Hayabusa2 near-infrared spectroscopy. *Science* 364, 272-275 (2019).

[17] Kuramoto K. et al., Martian moons exploration MMX: sample return mission to Phobos elucidating formation processes of habitable planets. *Earth Planets Space* 74, Article number: 12 (2022). doi.org/10.1186/s40623-021-01545-7

[18] Lauretta D. S. et al., The unexpected surface of asteroid (101955) Bennu. *Nature* 568, 55-60 (2019).

[19] Longobardo A. and Hutzler A., The NASA's Johnson Space Center Astromaterials facilities. in Sample Return Missions: The Last Frontier of Solar System Exploration. A. Longobardo (Ed.). Elsevier, 225-239 (2021).

- [20] Longobardo, A. (ed.). *Sample Return Missions: The Last Frontier of Solar System Exploration*. Elsevier (2021).
- [21] McKeegan K. D. et al., Isotopic compositions of cometary matter returned by Stardust. *Science* 314, 1724-1728 (2006).
- [22] McKeegan K. D. et al., The oxygen isotopic composition of the Sun inferred from captured solar wind. *Science* 332, 1528-1532 (2011).
- [23] Miura Y. N. et al., The GAs Extraction and Analyses system (GAEA) for immediate extraction and measurements of volatiles in the Hayabusa2 sample container. *Earth Planets Space*, under review.
- [24] Morota T. et al., Sample collection from asteroid (162173) Ryugu by Hayabusa2: Implications for surface evolution. *Science* 368, 654-659 (2020).
- [25] Nagao K. et al., Irradiation history of Itokawa regolith material deduced from noble gases in the Hayabusa samples. *Science* 333, 1128-1131 (2011).
- [26] Nakamura T. et al., Chondrule like objects in short-period comet 81P/Wild 2. *Science* 321, 1664-1667 (2008).
- [27] Nakamura T. et al., Itokawa dust particles: a direct link between S-type asteroids and ordinary chondrites. *Science* 333, 1113-1116 (2011).
- [28] 日本地球惑星科学連合編, 地球・惑星・生命. 東京大学出版会 (2020).
- [29] Noguchi T. et al., Incipient space weathering observed on the surface of Itokawa dust particles. *Science* 333, 1121-1125 (2011).
- [30] Okada T. et al., Highly porous nature of a primitive asteroid revealed by thermal imaging. *Nature* 579, 518-525 (2020).
- [31] Okazaki R. et al., Hayabusa2 sample catcher and container: Metal-seal system for vacuum encapsulation of returned samples with volatiles and organic compounds recovered from C-type asteroid Ryugu. *Space Sci. Rev.* 208, 107-124 (2017).
- [32] Pilorget C. et al., First analyses by MicrOmega of the samples returned to Earth by the Hayabusa2 mission. *Nat. Astron.* (2021). doi.org/10.1038/s41550-021-01549-z
- [33] Sakamoto K. et al., Environmental assessment in the pre-launch phase of Hayabusa2 for safety declaration of returned samples from the asteroid (162173) Ryugu: Background monitoring and risk management during development of the sampler system. *Earth Planets Space*, in revision.
- [34] Sawada H. et al., Hayabusa2 sampler: Collection of asteroidal surface material. *Space Sc. Rev.* 208, 81-106 (2017).
- [35] Simon A. A. et al., Widespread carbon-bearing materials on near-Earth asteroid (101955) Bennu. *Science* 10.1126/science.abc3522 (2020).
- [36] Smith C. L. et al., A roadmap for a European extraterrestrial sample curation facility—the EURO-CARES project. in *Sample Return Missions: The Last Frontier of Solar System Exploration*. A. Longobardo (Ed.). Elsevier, 249-268 (2021).
- [37] Smith, J. V. et al., Petrologic history of the moon inferred from petrography, mineralogy, and petrogenesis of apollo 11 rocks, *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 897-925 (1970).
- [38] Sugita S. et al., The geomorphology, color, and thermal properties of Ryugu: Implications for parent-body processes. *Science* 364, eaaw0422 1-11 (2019).
- [39] Tachibana S. et al., Hayabusa2: Scientific importance of samples returned from C-type near-Earth asteroid (162173) 1999 JU3. *Geochem. J.* 48, 571-587 (2014).
- [40] Tachibana S. et al., Pebbles and sand on asteroid (162173) Ryugu: in situ observation and particles returned to Earth. *Science*, in press (2022). doi.org/10.1126/science.abj8624
- [41] Tachibana S., The Hayabusa2 mission: what will we expect from samples from C-type near-Earth asteroid (162173) Ryugu? in *Sample Return Missions: The Last Frontier of Solar System Exploration*. A. Longobardo (Ed.). Elsevier, 142-162 (2021).
- [42] Takano Y. et al., Chemical assessment of the explosive chamber in the projector system of Hayabusa2 for asteroid sampling. *Earth Planets Space* 72, Article number: 97 (2020). doi:10.1186/s40623-020-01217-y
- [43] Tasker E. J. and Lunine J. I., Future missions. in *Sample Return Missions: The Last Frontier of Solar System Exploration*. A. Longobardo (Ed.). Elsevier, 207-222 (2021).
- [44] Thuillet, F. et al., Numerical modeling of medium-speed impacts on a granular surface in a low-gravity environment Application to Hayabusa2 sampling mechanism. *Month. Not. R. Astron. Soc.* 491, 153-177 (2019).
- [45] Tsuchiyama A. et al., Three-dimensional structure of Hayabusa samples: Origin and evolution of Itokawa regolith. *Science* 333, 1125-1128 (2011).
- [46] Usui T. et al., The importance of Phobos sample return for understanding the Mars-moon system. *Space Sci. Rev.* 216, 49 (18 pp) (2020). doi.org/10.1007/s11214-020-00668-9
- [47] Watanabe S. et al., Hayabusa2 arrives at the carbonaceous asteroid 162173 Ryugu—A spinning top-shaped rubble pile. *Science* 364, 268-272 (2019).
- [48] Wilhelms, D. E., The geologic history of the Moon, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1348 (1987).
- [49] Wood J. A. et al., Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 965-988 (1970).
- [50] Yada T. et al., Preliminary analysis of the Hayabusa2 samples returned from C-type asteroid Ryugu. *Nat. Astron.* (2021). doi.org/10.1038/s41550-021-01550-6
- [51] Yamamoto D. et al., Oxygen isotopic exchange between amorphous silicate and water vapor and its implications to oxygen isotopic evolution in the early Solar System. *Astrophys. J.* 865, 98 (14pp) (2018).
- [52] Yamamoto D. et al., Survivability of presolar oxygen isotopic signature of amorphous silicates dust in the protosolar disk. *Meteorit. Planet. Sci.* 55, 1281-1292 (2019).
- [53] Yue Z. et al., Updated lunar cratering chronology model with the radiometric age of Chang'e-5 samples. *Nat. Astron.* (2022). doi.org/10.1038/s41550-022-01604-3
- [54] Yurimoto H. et al., Oxygen isotopic compositions of asteroidal materials returned from Itokawa by the Hayabusa mission. *Science* 333, 1116-1119 (2011).

