



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を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いく。

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/2Nd 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) EMantle 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こと、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

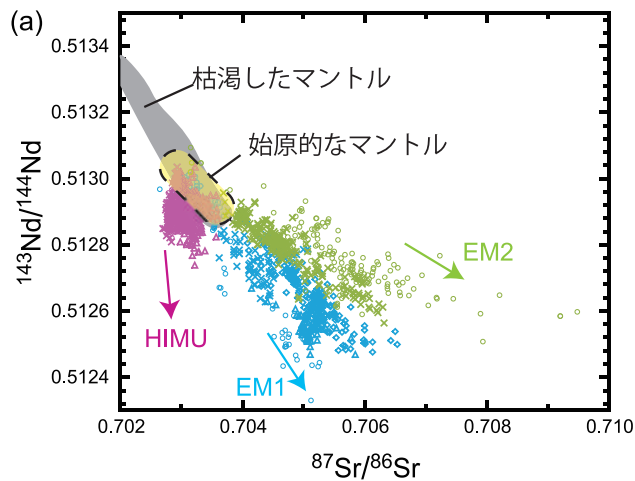
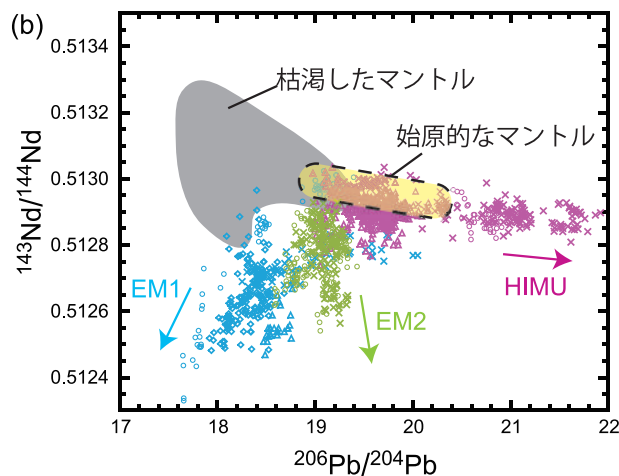


図1 海洋島玄武岩の示す同位体組成のバリエーション. これを説明するために, 始原的なマントル成分と枯渴したマントル成分の他に, 仮想的な端成分としてHIMU, EM1, EM2 と呼ばれる成分がマントルには存在すると考えられている. Hanyu and Chen (2021) を改編.

- 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リ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

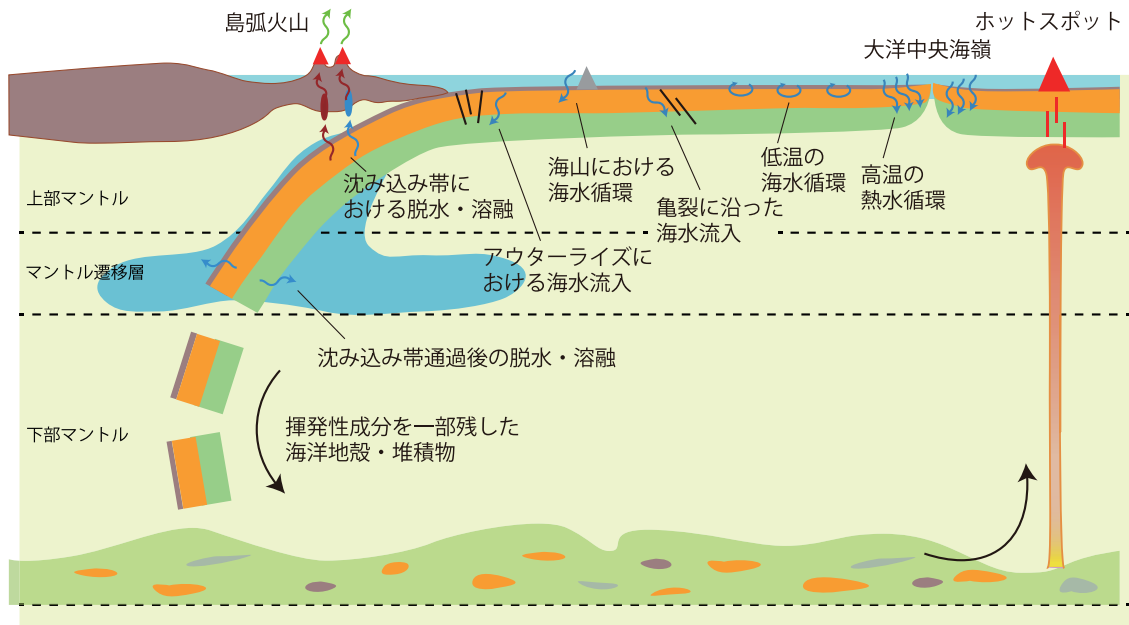


図2 地球表層からマントルへ運搬される揮発性成分の模式図。海洋地殻や堆積物は、海嶺近くの高温の熱水循環、海嶺から離れた場所における低温の海水循環に、地殻内に生じた割れ目に沿った海水流入、海山近傍での海水循環、アウターライズで生じる断層に沿った海水流入などの多様なプロセスを経て、水和と炭酸塩化が進行する。海洋地殻や堆積物に含まれる揮発性成分は、沈み込み帯における脱水と溶融反応により多くが失われ、さらにマントル遷移層においても失われると考えられるが、揮発性成分の一部は深部まで運ばれマントル最下層に貯蔵されている可能性が、海洋島玄武岩の研究から示唆されている。

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り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

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、高温高圧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グ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に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が、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 端成分の寄与の割合を示す 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 端成分の寄与の割合を示す 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。

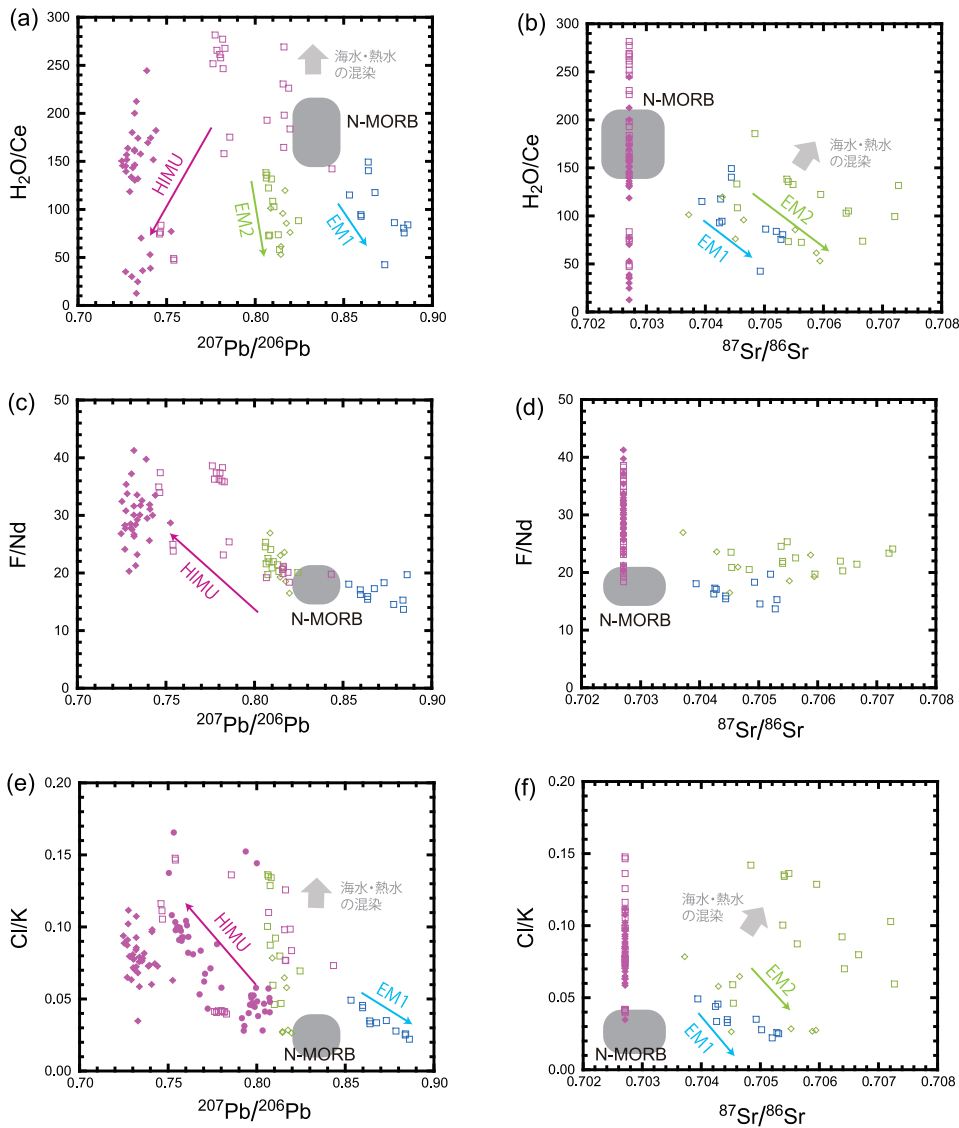


図3 端成分に近い同位体組成を持つ海洋島玄武岩の揮発性元素と固体元素組成. 縦軸には分配係数が近い揮発性元素と固体元素の比を、横軸には端成分の寄与の割合を示す同位体比を示す. メルト包有物に対する鉛同位体比局所分析では ^{204}Pb の測定が難しいため、鉛同位体比は分母を ^{204}Pb ではなく ^{206}Pb としていることに注意. 海洋島玄武岩はマグマが上昇する際に海水、熱水、熱水変質した海洋地殻の混染を受ける可能性があり、一部の試料ではその影響が見えている. Hanyu and Chen (2021) を改編.

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、さらに高压下ではクライノフェーマイトに取り込まれて208GPa まで安定に存在することが高压実験から示された (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、高圧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須である。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, F edited by F. H. Marquardt, M. Ballmer, S. Cottar & 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., Garnero, 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>

