中央海嶺玄武岩の化学組成の多様性とその成因

佐藤 暢* 熊谷 英憲**
根尾 夏紀*** 中村 謙太郎**

Variations of Chemical Compositions of Mid-ocean Ridge Basalts (MORB) and their Origin

Hiroshi SATO*, Hidenori KUMAGAI**,
Natsuki NEO*** and Kentaro NAKAMURA**

Abstract

Mid-ocean ridge basalt (hereafter, MORB) is a final product of melt generated from the partial melting of mantle peridotite, following reaction with mantle and/or lower crustal rocks, fractionation at a shallower crust and other processes en route to seafloor. Therefore, it is difficult to estimate melting processes at the upper mantle solely from any investigations of MORB. In contrast to the restricted occurrence of peridotite of mantle origin in particular tectonic settings (*e.g.*, ophiolites, fracture zones, or oceanic core complexes), the ubiquitous presence of MORB provides us with a key to understanding global geochemical variations of the Earth's interior in relation to plate tectonics.

In fact, MORB has been considered to show a homogeneous chemical composition. In terms of volcanic rocks from other tectonic settings (*e.g.*, island arc, continental crust, ocean island), this simple concept seems to be true. However, recent investigations reveal that even MORB has significant chemical variations that seem to correspond to location (Pacific, Atlantic, and Indian Oceans). These observations suggest that the mantle beneath each ocean has a distinct chemical composition and an internally heterogeneous composition.

In this paper, global geochemical variations of MORB in terms of major and trace element compositions and isotope ratios are examined using a recently compiled database. The compilation suggests that MORB has heterogeneous compositions, which seem to originate from a mixture of depleted mantle and some enriched materials. Coupled with trace element compositions and Pb-isotope ratios, there seems to be at least two geochemical and isotopic domain of the upper most mantle: equatorial Atlantic-Pacific Oceans and southern Atlantic-Indian Ocean. Material (melt and/or solid) derived from plume, subducted slab, subcontinental crust, or fluid added beneath an ancient subduction zone is a candidate to explain the enrichment end-member to produce heterogeneous MORB.

Because MORB is heterogeneous, using a tectonic discrimination diagram that implicitly subsumes homogeneous MORB or its mantle sources should be reconsidered. Further investigations, particularly of off-axis MORB, are needed to understand the relationship between hetero-

* 専修大学経営学部

** 独立行政法人海洋研究開発機構地球内部変動研究センター

*** 新潟大学大学院自然科学研究科

* School of Business Administration, Senshu University

** Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

*** Graduate School of Science and Technology, Niigata University

geneous compositions of MORB and geophysical parameters (e.g., degree of melting, temperature, spreading rate, crustal thickness, etc). In addition, the role of the MOHO transitional zone should be investigated to interpret the chemical characteristics of MORB.

Key words : Mid-ocean ridge basalt (MORB), major element, trace element, isotope ratio

キーワード : 中央海嶺玄武岩, 主成分元素, 微量元素, 同位体比

I. はじめに

固体地球は、地殻・マントル・核の三層構造からなることが広く知られており、一般的にそれらは物質境界に相当すると考えられている。その中でも、地殻とその下のマントルとの境界（モホロビッチ不連続面、モホ面）を挟んだ物質がどのようなものであるかは、古くから地質学的・岩石学的関心を集めてきた。現在、このモホ面の実体としては、超苦鉄質なマントルかんらん岩とその部分熔融によって形成される苦鉄質一次地殻の境界であるとの認識が一般的である。

地殻が本質的にはマントルからの物質抽出によって形成されるとするならば、モホ面を挟んだ物質のやりとりと、それを規定するプロセスを理解することは、地球史を通じた固体地球の物質分化の変遷を知る上で極めて重要であるといえる。このマントルから地殻への分化のプロセスを理解する上で、もっとも単純かつ直接的なアプローチは、原材料たるマントル物質とその融解過程を研究することであろう。とくに、熔融やメルトの分離といったマントルで起こるプロセスを理解するためには、深さと水平方向の積分を含む火山岩よりも、オフィオライトや海洋掘削などで得られたかんらん岩を直接研究するほうがふさわしいのは明らかであり、小澤（2005）によってレビューされているように、マントルかんらん岩からのアプローチはこれまで多数行われ、大きな成果を収めている。一方で、生成物たる中央海嶺玄武岩（Mid-ocean ridge basalts: 以下、MORB）からのアプローチというものの、原材料と生成物の間にあるモホ面を挟んだ一連の分化プロセスを理解する上で重要な情報源となることは論をまたない。

とくに、我々が注目しているのは、小澤（2005）が用いたのとは別の意味での MORB のもつ高い「空間分解能」である。例えば、近年その重要性が指摘されているマントルそのものがもつ物理的、化学的不均質性を研究する上では、その分布を規定するためのサンプルの空間的広がりが必要である。海洋底において、MORB は普遍的に存在しており、ドレッジや浅深度掘削といった比較的容易な方法によって、試料を入手することが可能である。現在の中央海嶺軸に噴出した、いわゆる 0-age MORB であれば、ほぼ任意の場所から採取できると考えて差し支えない。一方、それより下位の岩相は断裂帯や海洋コアコンプレックスといった特異な場所に露出が限られており、海洋超深部掘削以外には、任意の場所から試料を採取できる可能性が少ない。したがって、モホ面を挟んだ物質の物理的・化学的特徴やそれらをもたらしプロセス、さらにはその汎地球的な分布と時間変化を把握しようとするならば、MORB を研究対象とする必要がある。

MORB の化学組成は、研究の初期には、非常に均質であることが強調されたが、その後のデータの蓄積を経て、ある程度の化学組成上の変化が知られるようになった。このような MORB の化学組成のバリエーションは、中央海嶺の存在する海洋（太平洋・大西洋・インド洋）に対応しているようにもみえ、各海嶺下の起源マントルがそれぞれに異なること、さらにはその不均質性を形成したテクトニクスとの関係も議論されるようになっている。このような現状をふまえ、本論では現在の中央海嶺に産出する MORB (0-age MORB) のデータを用いて、主成分元素、微量元素、同位体のグローバルなバリエーションとその汎地球的な

分布を概観し、MORB およびその起源となる中央海嶺下のマントルに推定される地球化学的不均質性（もしくは均質性）について論ずることとする。

なお、これまでに多くの論文で触れられているように、MORB の元となったメルトは、深さと広さに幅をもったマントルに由来するメルトの集積したものである。さらに、近年それらのメルトが地殻-マントル境界付近でかんらん岩と反応したり、下部地殻で斑れい岩・ドレライトを形成した残液に由来するものであることが、オフィオライトや海洋底の一部に露出するマントルや斑れい岩・シート状岩脈群といった下位岩相の研究から判明している（例えば、荒井・阿部, 2003; 宮下・前田, 2003）。すなわち、MORB はこのような過程の最終生成物であり、さらには海底近くまで上昇した後に、結晶分化作用を被り、ある程度の幅をもった組成幅を示すように分化する。したがって、MORB を用いてモホを挟んだ物質分化過程や、起源マントルの特徴について議論するためには、これらのプロセスを逆にたどる必要がある。すなわち、Klein (2003) のレビューで述べられているように、MORB の化学組成は、まず結晶分化作用による変動を取り除かれ、その後で溶融過程の違いを検討され、最終的に起源マントルの化学組成の違いを検討されなければならない。

II. 本論に用いた中央海嶺玄武岩の化学組成データ

本論で用いている中央海嶺玄武岩の主成分元素、微量元素、および同位体組成については、基本的に PetDB データベース¹⁾ から抽出したデータを用いた。PetDB データベースからのデータの抽出は、試料採取地点の海域名、すなわち東太平洋海膨 (East Pacific Rise: EPR)、大西洋中央海嶺 (Mid Atlantic Ridge: MAR)、インド洋中央海嶺 (中央インド洋海嶺 (Central Indian Ridge: CIR)、南西インド洋海嶺 (Southwest Indian Ridge: SWIR)、南東インド洋海嶺 (Southeast Indian Ridge: SEIR))、および岩石種 (火山岩-玄武岩) を基準にしている。なお、深海掘

削計画 (DSDP, ODP) などにより中央海嶺のオフリッジから得られた MORB も登録されているが、それらに関してはオフリッジ火成活動などの影響を避けるために、可能な限り排除した。また、採取された海嶺以外の項目での選別を施していないので、ホットスポット近傍の明らかに起源の異なる成分の寄与がある試料も含まれている可能性は排除できていない。

中央海嶺玄武岩にはかんらん石斑晶や斜長石斑晶の多い試料がしばしば認められるが、PetDB データベースでは、全岩分析とガラス分析という区分がなく、無斑晶質・斑晶質といった岩相を区別することができない。そこで、極端に斑晶質な試料は主成分元素組成にかんらん石や斜長石の集積に伴う組成トレンドが現れることを利用し、組成トレンド上の試料については、主成分元素組成から判断して可能な限り排除した。論文によっては、その論文の対象とする分析結果のみを報告し、それ以外の分析値がなかったり、他の論文で報告されることがある。その場合、同じ試料の分析結果であっても、データベース上は別の分析値として扱われている。本論では、主成分元素組成・微量元素組成・同位体比の分析結果が揃っているものを優先したが、同位体比に関してはとくに大西洋でデータ数が著しく減少するため、同位体比のみの分析値も利用した。

図 1 に、本論で用いたコンパイルデータの基となった試料の採取地点を示した。

III. 中央海嶺玄武岩の特徴とそこにみられる組成の不均質

中央海嶺では、2つの離れていくプレートの隙間を充填するためにマントルが上昇することによって、断熱減圧によりマントル物質が部分溶融し、メルトが生じている。このメルトの集合体が、初生的な MORB マグマであり、それが冷却・固結したものが中央海嶺玄武岩 (MORB) である。

記載岩石学的には、MORB は無斑晶質から 30% 程度まで斑晶を含むものまでさまざまである。海野 (2003) による深海掘削で得られた

図 1 本論で扱う中央海嶺玄武岩 (MORB) の採取地点。PetDB で抽出されたデータの位置情報に基づいて、GMT (Wessel and Smith, 1998) によって作図。

Fig. 1 Sample localities of MORB used in this paper. Location data were obtained from PetDB database. The map was made with Generic Mapping Tool (GMT: Wessel and Smith, 1998).

MORB のコンパイルによると、低速拡大海嶺では斑晶質のものが多く、高速拡大海嶺では斑晶量が少なくなる傾向が認められるが、低速拡大海嶺でも斑晶量の少ない溶岩もある (例えば 418A 孔: 海野, 2003)。斑晶組み合わせは、かんらん石 (+スピネル), 斜長石 + かんらん石 (+スピネル), 斜長石 + かんらん石 + 単斜輝石が一般的である (Basaltic Volcanism Study Project, 1981: 以下 BVSP) が、斜長石のみの場合もある。主成分元素の組成変化や熱力学的なモデリング (MELTS: Ghiorso and Sack, 1995 など) の結果に基づくと、中央海嶺直下での結晶分化作用はかんらん石やかんらん石 + 斜長石の晶出が主であり、観察される斑晶組み合わせとほぼ整合的である。

マンタルの融解は、多成分系の部分溶融であり、元になったマンタル物質から選択的にソリダスが低くなるような成分が抽出される化学組成の系統的变化が生じる。中央海嶺玄武岩 (MORB) の化学組成は、中央海嶺というテクトニックセッティングに産出する火山岩としてみた場合、島

弧・海洋島など他のテクトニックセッティングにみられる火山岩の組成幅よりも、その変化の幅は小さい (BVSP, 1981)。それゆえ、MORB と一括りに総称されるのである。一方で、地域ごと (中央海嶺ごと、大洋海盆ごと) に主成分元素・微量元素・同位体組成に関して、マグマ形成や分化過程で期待される以上の化学組成上の幅があるということが指摘されてきた (BVSP, 1981; Hofmann, 1997 など)。このような地域性は、中央海嶺ごとの拡大速度の違いや海嶺下の部分融解度の違い、起源マンタルの化学組成・マンタルポテンシャル温度の違いなどさまざまな要因と結び付けられて考察されてきた。近年、Klein (2003) や Hofmann (2003) によるレビューも行われているが、本論では公開されているデータベースから新たにデータのコンパイルを行い、とくにグローバルな組成の変化に着目して検討する。

1) 主成分元素組成

表 1 に中央海嶺ごとの主成分元素組成の平均値を示した。また、図 2 に MgO に対する FeO^* (総鉄含有量を FeO としたときの値) と Na_2O のグラフとして図示した。太平洋ではマグネシウムが低く、鉄が多い試料が認められる。ナトリウムに関しては、インド洋の試料が太平洋や大西洋に比べて、同じマグネシウム含有量で比較したときに高い値を示す傾向がある。その他の元素では TiO_2 が太平洋で高く、大西洋・インド洋で低いといった特徴が挙げられる。アイスランドのようなホットスポット近傍などでは、通常の中央海嶺玄武岩より K_2O や TiO_2 に富む玄武岩が産出し、それらは E (Enriched)-あるいは P (Plume)-MORB と呼ばれている。これに対して、 K_2O や TiO_2 に富んでいない、通常の玄武岩を N (Normal)-MORB と呼ぶ。BVSP (1981) では、中央海嶺の通常のセグメントに産出する玄武岩を type-I、海洋島などの近傍の地形的な高まりに沿って産出する玄武岩を type-II としている。主成分元素に基づく両者の判別は明瞭ではないが、次節でみるように、微量元素組成からは type-II が E-あるいは P-MORB に相当すると考えられる。ただし、N-MORB から E-MORB への組成の変化は連続

表 1 大洋ごとの MORB の主成分元素の統計値. 数字は分析方法ごと(全岩分析・ガラス分析)の平均値を示し, 斜体は標準偏差 (1σ) を示す. N は試料数.

Table 1 Average chemical compositions of Mid-Ocean Ridge Basalts (MORB) at each ocean. Italic number indicates standard deviation (1σ). N means sample number.

ridge	analysis	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Mg#
Pacific	whole rock	679	50.45	1.75	14.80	10.81	0.18	7.48	11.56	2.64	0.16	0.17	55.17
			<i>0.79</i>	<i>0.41</i>	<i>1.09</i>	<i>1.47</i>	<i>0.05</i>	<i>0.97</i>	<i>0.76</i>	<i>0.31</i>	<i>0.12</i>	<i>0.08</i>	<i>5.90</i>
	glass	3310	50.63	1.70	14.73	10.79	0.14	7.43	11.58	2.69	0.15	0.16	55.03
			<i>0.63</i>	<i>0.46</i>	<i>0.94</i>	<i>1.51</i>	<i>0.09</i>	<i>1.00</i>	<i>0.80</i>	<i>0.33</i>	<i>0.10</i>	<i>0.08</i>	<i>6.57</i>
Atlantic	whole rock	675	50.40	1.34	15.26	10.37	0.18	7.99	11.74	2.36	0.22	0.15	57.80
			<i>0.77</i>	<i>0.38</i>	<i>0.99</i>	<i>1.38</i>	<i>0.02</i>	<i>1.06</i>	<i>0.78</i>	<i>0.41</i>	<i>0.28</i>	<i>0.08</i>	<i>5.12</i>
	glass	1338	51.03	1.43	15.25	9.77	0.12	7.78	11.61	2.64	0.22	0.15	58.61
			<i>0.80</i>	<i>0.35</i>	<i>0.67</i>	<i>1.01</i>	<i>0.08</i>	<i>0.84</i>	<i>0.89</i>	<i>0.44</i>	<i>0.22</i>	<i>0.08</i>	<i>4.53</i>
Indian	whole rock	161	50.43	1.46	16.16	9.13	0.17	7.91	11.16	3.12	0.29	0.18	60.68
			<i>0.74</i>	<i>0.42</i>	<i>1.16</i>	<i>1.35</i>	<i>0.03</i>	<i>0.95</i>	<i>0.82</i>	<i>0.52</i>	<i>0.27</i>	<i>0.09</i>	<i>5.24</i>
	glass	324	50.95	1.56	15.76	9.32	0.13	7.68	11.13	3.11	0.20	0.16	59.51
			<i>0.72</i>	<i>0.41</i>	<i>0.88</i>	<i>1.21</i>	<i>0.08</i>	<i>0.76</i>	<i>0.76</i>	<i>0.44</i>	<i>0.22</i>	<i>0.09</i>	<i>4.90</i>

図 2 大洋ごとの MORB の MgO-FeO^t (総鉄含有量) および MgO-Na₂O 組成図. ●は全岩の分析値, ○はガラスの分析値. 大西洋 (Atlantic) とインド洋 (Indian) の灰色の領域は, 太平洋 (Pacific) の組成範囲. データは PetDB から大洋底ごと (東太平洋海膨 (EPR)・大西洋中央海嶺 (MAR)・インド洋中央海嶺 (Indian)) に区分し, 抽出したものを用いた.

Fig. 2 Composition of MORB (mid-ocean ridge basalts) on FeO^t (total Fe as FeO)- and Na₂O-MgO diagram. Solid circle: whole rock analysis, open circle: glass analysis. Compositions of MORB (Pacific, Atlantic, and Indian oceans) were obtained from PetDB database. Shaded regions (gray) on Atlantic and Indian diagrams indicate compositional range of the Pacific MORB.

的であり、両者の線引きはあくまで人為的な区分となることに留意する必要がある。

Mg# は 50 ～ 60 程度であり (表 1), 多くの MORB が分化していることを示している。これは多くの場合, 地殻浅所における低圧下での結晶分化作用の影響のためであると考えられる。したがって, 主成分元素組成そのものの値で, MORB の特徴を比較することはできない。一方で, 結晶分化作用の影響を取り除くことができれば, 主成分元素組成の違いは, 起源マントル物質の違い, 初生マグマの形成条件, さらには中央海嶺の拡大速度などの地球物理学的なパラメータと関連する可能性がある。

そこで Klein ら (Klein and Langmuir, 1987, 1989; Langmuir *et al.*, 1992 など) は, MgO 含有量に対するその他の酸化物の組成変化 (例えば図 2) が結晶分化作用による残液変化曲線 (liquid line of descent) を示すと仮定し, MgO = 8 wt% における他の酸化物の含有量を用いて比較した。彼らが用いた指標の中で重要なものは Na8 (MgO = 8wt% における Na₂O 含有量) と Fe8 (MgO = 8 wt% における FeO^t 含有量) である。Na は主成分元素の中では液相濃集元素として振る舞うため, Na8 は部分融度が低いほど高い値となる。また, Fe は, 実験岩石学の結果に基づいて溶融圧力が下がると液相側の濃度が小さくなることから, Fe8 は平均融解圧力が大きくなるほど高くなるとされた (Klein and Langmuir, 1987)。Na8 と Fe8 を両軸としたグラフは, 右下がりのトレンドを形成し, 平均融解圧力が高い (すなわち溶融開始深度が深い) ほど部分融解度が高く, 平均融解圧力が低い (すなわち溶融開始深度が浅い) ほど部分融解度が低い, という関係が示され, global trend と称された (Klein and Langmuir, 1987)。図 3 に今回用いたガラスデータで計算した結果を図示した (計算式は Castillo *et al.*, 2000 に基づく)。太平洋のデータは, Fe8 = 8 ～ 11, Na8 = 2 ～ 3 に集中するものの, global trend はそれほど明瞭ではない。大西洋のデータは広い分散を示し, むしろほぼ水平 (Na8 よりも Fe8 の変化が大きい) な分布となる。一方, インド洋

図 3 中央海嶺玄武岩 (MORB) の大洋ごと (太平洋 (Pacific)・大西洋 (Atlantic)・インド洋中央海嶺 (Indian)) の Fe8 および Na8 の変化図。Fe8 および Na8 の値は, PetDB から大洋ごと (東太平洋海膨 (EPR)・大西洋中央海嶺 (MAR)・インド洋中央海嶺 (Indian)) に抽出したガラスの主成分元素分析値を用い, Castillo *et al.* (2000) に基づいて計算した。大西洋 (Atlantic) とインド洋 (Indian) の濃い灰色の領域は, 太平洋 (Pacific) の大部分の試料が含まれる範囲, 薄い灰色の領域は太平洋 (Pacific) の全試料の含まれる範囲。

Fig. 3 Variations of MORB on Fe8-Na8 diagram. Fe8 and Na8 values were calculated based on Castillo *et al.* (2000) for MORB glass compositions (Pacific, Atlantic, and Indian oceans) obtained from PetDB database. Shaded regions on Atlantic and Indian diagrams indicate compositional range of the Pacific MORB (dark gray: most Pacific samples, light gray: all Pacific samples compiled in this study).

では、試料数が少ないものの、他の海域に比べると明瞭なトレンドを形成している。

図4に、南西インド洋海嶺について、Neo and Miyashita (2007) などで提案されているセグメント群を基に、今回のデータを用いて作成したNa8-Fe8を示した。セグメント群ごとにクラスタを作り、global trendに沿う分布を形成している。セグメント群どうしで拡大速度に大きな差はないと仮定できるので、global trend上でセグメント群クラスタの位置が異なる原因を拡大速度の違いに求めることはできない。また、海嶺軸に沿って特定の方向（東もしくは西）への系統的な変化も認められない。Klein らは、global trendと斜交するようなトレンドの存在も指摘しており、それらをlocal trendと呼んだ (Klein and Langmuir, 1989)。図には Klein and Langmuir (1989) で示された local trend も示した。いくつかのセグメント群（例えばArea IIIやArea IV）では大西洋中央海嶺の北緯11度付近やレイキャネス海嶺で認められる local trend にほぼ平行な分布も認められるが、Klein and Langmuir (1989) が示したような global trend に明瞭な線状で斜交するトレンドは認められない。Niu and Batiza (1993) は、local trend が低速拡大海嶺で特徴的であるとしているが、超低速拡大海嶺である南西インド洋海嶺産 MORB のコンパイルされたデータからは明瞭な local trend が見出されないことから、単純に拡大速度との関係を議論することはできない。

2) 微量元素組成

MORB の微量元素組成は、主成分元素組成以上に幅広い変化を示している。今回コンパイルしたデータには、測定された元素が少ないものも多数含まれていたため、ここではマグマ源の特徴や融解度の指標となるいくつかの元素の比を用いて議論を行う。代表的な値として、図5に大洋ごと（太平洋・大西洋・インド洋）のLa/Sm, La/Yb（これらはSun and McDonough (1989) のCIコンドライトの値で規格化した値で比を求めた。図では(La/Sm)_n および (La/Yb)_n と示した）およびTh/Nbを示した。なお、これらのデータは

図4 南西インド洋中央海嶺 (SWIR) から採取された中央海嶺玄武岩 (MORB) のセグメント群ごとのFe8およびNa8の変化図。Fe8およびNa8の値は、PetDBから抽出したガラスの主成分元素分析値を用い、Castillo *et al.* (2000) に基づいて計算した。セグメント群の区分はNeo and Miyashita (2007) に基づく。太い実線は、Klein and Langmuir (1989) の global trend を、破線は local trend を示す。

Fig. 4 Variations of MORB glass compositions from Southwest Indian Ridge (SWIR) on Fe8-Na8 diagram. Definitions of segments (Area I to Area IV) are based on Neo and Miyashita (2007). Respective solid and broken lines indicate global and local trends proposed by Klein and Langmuir (1989).

主成分元素組成と同じデータベースからかんらん石や斜長石といった特定の鉱物の集積の影響が認められる試料を可能な限り除いて作成した。

(La/Sm)_n, (La/Yb)_n の値は1未満であれば、スパイダーグラムで軽希土類元素に乏しい左下がりのパターンとなり、1以上であれば軽希土類元素に富んだ左上がりのパターンとなる。(La/Sm)_n および (La/Yb)_n の上限は海域によってまちまちであるが、それらの下限はLa/Smで約0.3（インド洋では0.5）、La/Ybで0.5（インド洋で0.4）でおおよそ揃っている（アイスランド近傍を除いても、なお数箇所より低い値を示す部分があるが、分析方法による差か本質的な化学組成の差であるのかは、とくに試料数の少ないインド洋で

図 5 希土類元素・微量元素組成比の大洋ごとの分布。Sun and McDonough (1989) の CI コンドライトの値で規格化された La/Sm , La/Yb , および Th/Nb を示した。(A) 太平洋。(B) 大西洋。(C) インド洋。点線は主なホットスポットの場所を示している。●は全岩の分析値、○はガラスの分析値。データは PetDB から大洋ごと (東太平洋海膨 (EPR)・大西洋中央海嶺 (MAR)・インド洋中央海嶺 (Indian)) に区分し、抽出したものをを用いた。

Fig. 5 Global variations of rare earth and trace elements of MORB. Broken lines indicate the location of a major hotspot. La/Sm normalized by that of CI chondrite value (Sun and McDonough, 1989), La/Yb normalized by that of CI chondrite value (Sun and McDonough, 1989), and Th/Nb are shown for (A) Pacific ocean, (B) Atlantic ocean, and (C) Indian ocean. Solid circle : whole rock analysis, open circle : glass analysis. MORB compositions (Pacific, Atlantic, and Indian oceans) were obtained from PetDB database.

は判別しがたい)。この図からも明らかなように、MORB では、軽希土類に枯渇した組成から軽希土類により富んだ組成への組成変化は連続的である。すなわちこの組成変化は、「液相濃集元素に枯渇した MORB 起源マントル」に対して「より液相濃集元素に富むマントル（もしくは岩相）を起源とする物質（メルト）」が混合した結果として説明することができる。軽希土類元素に富んだ組成の MORB がいわゆる E-MORB に相当するが、軽希土類元素に富む程度はまちまちであることから、E-MORB の代表的な値を示すことは不可能である。さらに、時に T (Transitional)-MORB なるものが定義されることがあるが、E-MORB そのものが混合で形成された transitional なものであることをふまえれば、T-MORB なる語に何らかの定義を与えるということは本質的ではないと考えられる。

全海洋において大きな変動を示す上述の (La/Sm)_n および (La/Yb)_n に比べると、Th/Nb のバリエーションは小さく、ホットスポットに対応するスパイク的な変動も認められない。これは、Th と Nb の液相濃集度がほとんど同じであるために、これらの元素比が結晶分化や部分溶融程度はもちろん、液相濃集元素に富んだブルームコンポーネントの混入に対してもほとんど影響を受けないためである。一方で、沈み込み帯の火成岩および堆積物を含む大陸地殻物質は、スパイダーグラム上で負の Nb 異常を示し、特徴的に高い Th/Nb の値をもつことが良く知られている（例えば、Pearce, 1983; Rudnick and Gao, 2003）。したがって、もしこれらの物質がプレートの沈み込みや大陸地殻のデラミネーションによって上部マントルに混入するようなことがあれば、Th/Nb の変動としてとらえることができると考えられる。比較的高精度の微量元素データが数多く揃っている大西洋をみると（図 5B）、南緯 40 度から北の MORB の Th/Nb は 0.06 前後の値を示すのに対して、それより南の MORB はすべてそれより明らかに高い値を示している。また、インド洋 MORB の Th/Nb の値は全体的に北大西洋よりも高く、とくにロドリゲス三重点から南西インド洋

にかけては平均 0.1 前後の南大西洋と良く似た値を示している。このような、比較的高い Th/Nb の値を示す地域は、DUPAL 異常と呼ばれる広域の Pb 同位体異常が認められる地域と良く一致しており、上述のブルームコンポーネントの混入とは異なったタイプのマントル不均質の存在を暗示する。一方、太平洋に関しては、大西洋に比べてデータの量が少ないが、平均値は約 0.06 という北大西洋に近い値を示す。太平洋のデータは、大西洋・インド洋と比べ全体的にばらつきが大きい、これが本質的なマントル組成の不均質をあらわしているのか、公表されている分析データの精度の悪さを反映しているのかは現時点では定かではない。

3) 同位体比

同位体組成においても MORB は他のテクトニックセッティングに産する火山岩に比べて変化に乏しいとされてきた。同位体組成の比較には第 II 章で述べた方法で抽出されたデータのうち、fresh glass として登録された試料の値を用いた。ガラスに限定したのは、海水の混染に極端に敏感な Ar のような希ガスを除けば、急冷ガラス縁が概ね噴出したマグマの組成をもっとも忠実に反映するからである（Kumagai and Kaneoka, 1998）。前述のように、ホットスポット近傍の明らかに起源の異なる成分の寄与がある試料が除外されていない可能性はある。これについては、微量元素組成や近傍の既知のホットスポットでの同位体比と併せた検討が必要である。

図 6 に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ を示した。ストロンチウム (Sr) については、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ で、現世海水の値である 0.709 を超えることもある海洋島玄武岩 (Ocean Island Basalt, 以下 OIB) に対して、大部分の MORB の同位体比は 0.704 に達しない。ネオジム (Nd) についても同様であって、MORB の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ がおおむね 0.5129 を超えるのに対して、OIB では 0.5124 程度までばらつく。このように、MORB で一括した同位体組成変動の幅は OIB に比べて確かに狭い範囲に集中しているといえる。太平洋で左下にプロットされた点が目を引くが ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.5124$)、これは、北

図 6 中央海嶺玄武岩の Sr-Nd プロット. データは PetDB による.

Fig. 6 Sr-Nd isotope ratio of MORB from Pacific, Atlantic, and Indian oceans. Data were obtained from PetDB database.

緯 9 度付近のものである。この海域は重複拡大軸となっており、デイサイトまでの非常に分化した噴出岩が得られている特異な箇所である (Klein *et al.*, 2007)。

ここで、radiogenic (放射起源的) と deplete (枯渇した) という、紛らわしい 2 つの用語について整理しておく。まず、radiogenic とはほぼ記載的な用語であって、同位体組成として放射壊変による娘核種に富んでいる、というほどの意味である。Sr 同位体では、 ^{87}Sr が ^{87}Rb のベータ壊変 (半減期 488 億年) から生成する娘核種である。したがって、MORB の Sr 同位体比が低いことを、放射起源 ^{87}Sr に乏しく、less radiogenic である、という。一方で、Nd 同位体では、 ^{143}Nd が ^{147}Sm からのアルファ壊変 (半減期 1060 億年) で生成する。ゆえに、MORB の Nd 同位体比が低いことを、放射壊変による ^{143}Nd の付加の効果が大きい、すなわち放射起源 ^{143}Nd に富んでおり、(highly) radiogenic である、という。

一方、deplete (枯渇した) とは同位体組成に関して用いる場合は、いささか成因的解釈を含んだ用語である。すなわち、よりインコンパチビリ

ティの高い、いわゆる液相濃集元素に起源マントルが地質学的な長きにわたって乏しかったという解釈を含んでいる。というのは、本論で議論するような元素においては同位体どうしの質量差が小さいため、融解や結晶晶出のような過程での動的な同位体分別効果も事実上無視しうるからである。もちろん、同じ元素であるから、イオン半径や電荷による分配係数の違いも生じない。したがって、MORB という最終生成物で観測される組成のバリエーションはほぼ起源マントルの値 (もしくはその加重平均) を示すと見なして良いからである。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ については、アルカリ土類元素の Sr に比べ、親となるアルカリ元素のルビジウム (Rb) のインコンパチビリティが高く、そちらが相対的に乏しかったため、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が小さくなるように同位体比が進化してきた (less radiogenic) と考える。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ では、サマリウム (Sm) と Nd は同じ希土類元素であるため、ランタノイド収縮の効果により原子番号の小さい Nd が Sm よりイオン半径が大きく、結果、インコンパチビリティが高い。したがって、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ がより radiogenic であるのは、娘核種である Nd が親の Sm に比べて MORB 起源マントルにおいては少なかったため、と考えるのである。対義語は enrich (肥沃な、という意味だが日本語になじまない) である、しばしばエンリッチとカタカナで書かれる) である。

さて、グローバルな Sr と Nd の同位体組成としては、MORB は OIB に比べて明らかに変動幅が狭い。では、比較の空間スケールを一段階狭めて、特定の OIB と近接する海嶺の MORB とで比較してみるとどうだろうか。参考のため、いくつかのホットスポットにおける同位体比の範囲を網掛けで示してある。Sr (図 7A)、Nd (図 7B) をみると、スパイク状の異常 (anomaly) がホットスポット OIB に対応している箇所もあるが、それ以外でも中程度の組成幅を示す OIB に匹敵する変動幅を示す箇所はある (例えば太平洋北緯 9 度)。OIB はケルゲレン (Kerguelen)、アゾレス (Azores)、アイスランド (Iceland) などでは、MORB よりも幅広い変動を示すものの、セント

(A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

(B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

(C) $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

图 7
Fig. 7

図 7 同位体比の汎地球的分布。データは PetDB から大洋ごと（東太平洋海膨(EPR)・大西洋中央海嶺(MAR)・インド洋中央海嶺(Indian))に区分し、抽出したものを用いた。網掛けの範囲はホットスポットの同位体組成範囲を示す(GeoROC データベース <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>[Cited 2007/12/21] から抽出。白矢印は図の範囲外に及ぶことを示す)。(A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 。(B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 。(C) $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。なお、 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の定義は、Hart (1984) に従った。(D) $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。同様に $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の定義は、Hart (1984) に従った。(E) $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra)。

Fig. 7 Global variations of isotopic ratios. MORB data are from PetDB database. Referenced range (hatched) of isotopic ratios for hotspots are from GeoROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>[Cited 2007/12/21]). White arrows indicate the isotopic ratio for hotspot is beyond the diagram. (A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. (C) $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Definition for $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ referred from Hart (1984). (D) $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Definition for $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ is from Hart (1984). (E) $^3\text{He}/^4\text{He}$.

ヘレナ (St. Helena) の極めて集中した同位体組成は MORB で集中度の高い箇所に匹敵する。

鉛には質量数 204, 206, 207, 208 の 4 つの安定同位体があるが、Hart (1984) に従って、あ

る $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ における $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の偏差 ($\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) を考える。これは、radiogenic な同位体である ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb のそれぞれをもたらし 3 つの壊変系

列の影響の違いをみようとするものであり、 ^{208}Pb の親核種が ^{232}Th 、他の2つはウランである。SrやNdの場合と同様に、MORBにおける同位体比の集中度の高い海域での変動と、変動幅の小さいOIBでのそれとがほぼ同程度である(図7C, 図7D)。これは、同位体比の違いをもたらす不均質の空間スケールに共通性があることを示唆する。少々問題なのは、1つのホットスポットでも同位体組成の変動幅が一定の傾向を示さないことである。例えば、セントヘレナホットスポットではNd-Sr同位体の組成変動は非常に小さいが、鉛同位体の組成変動は非常に大きい。一方で、MORBではある特定の同位体で変動が大きければ、他の同位体でも変動は大きい傾向がある。また、集中度の高い箇所での組成変動の幅は各大洋でそれほどの差はない。これは、ここで議論している同位体成分について、MORBでは同位体系すべてに共通するエンリッチした成分が推定されるのに対し、OIBではその組成がまちまちであることを示唆する。

次いで、各大洋の同位体比の違いについて述べる。インド洋は、全体的に同位体比がエンリッチする傾向にある。すなわち、ホットスポットから離れた箇所での値として、 $^{87}\text{Sr}/^{66}\text{Sr}$ は値が大きくなる側に、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ は値が小さくなる側に系統的にずれている。 $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ も高い($\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ についてはそれほど明瞭ではない)。また、太平洋では北緯9度付近、およびチリ海嶺の異常を除くと、緯度による変化はいずれの同位体でもほとんどみられないが(南緯20度から南緯35度付近では $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ が逆相関を示してはいる)、大西洋では北半球から南半球へむかって明瞭な変化トレンドがみられる。大西洋では、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は南緯25度付近に極大をもつ上に凸のトレンドを示し、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は南緯50度まで単調に増加するトレンドを形成する(Graham *et al.*, 1992; したがって、 $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は南緯50度まで単調に増加する)。大西洋トレンドが極大値をとる位置はホットスポットトラックとされるShona Ridgeに相当する海域と重なるため、その値を読み取ることは難しいが、いず

れの同位体でもおおむね、インド洋での典型的な値と一致するようにもみえる。

インド洋にはDUPAL異常と呼ばれる同位体地球化学的組成異常が知られている(Hart, 1984)。この異常は、そもそも海洋島玄武岩の分析値で、当時知られていた北半球の鉛同位体の相関線(Northern Hemisphere Reference Line: NHRL)から同じ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ に対して $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ や $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ が高めに出る異常が南半球、とくにインド洋でみられることに端を発したものである。データの蓄積に伴い、そのような違いがMORBについても知られるようになってきた。定義としては、 $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 40$ 、 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 7$ とされているので(Hart, 1984)、インド洋の主要部はたしかに、DUPAL異常を示すこととなる(南東インド洋海嶺東部の東経80度以東は $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 7$ ではある)。これに反して、太平洋では全域にわたってその範囲を示すデータはほぼ皆無である。大西洋では、南緯25度付近に極大をもつトレンドのため、南緯30度以南のほぼ全域がDUPAL異常の定義を満たす。このように、現在のデータからはインド洋に特有の限定された「異常」とはいえず、むしろ同位体組成の異なる2つのドメインとしてとらえるべきであろう。また、Bouvet・Marion両ホットスポットの影響を否定できないが、インド洋の東経30度付近と10度以西(あるいは南緯50度以南)はDUPAL異常を示さないようにもみえる。

一方で、均質化しやすいことが期待されるヘリウム同位体($^3\text{He}/^4\text{He}$)についての同様のコンパイルを行った結果を図7Eに示す。ただし、マグマの脱ガスが顕著な場合には、噴出後の短い時間であっても放射壊変起源 ^4He の蓄積により低い同位体比がみられる場合があるので、 ^4He 濃度による選別を加えている： $[^4\text{He}] > 4 \times 10^{-7} \text{ccSTP/g}$ (ここでccSTP/g単位は、1gあたりに含まれるガスの標準状態: Standard Temperature and Pressureにおける体積として濃度を示す)。Heの移動性の高さを反映し、アイスランドホットスポットの影響とみられる幅広の異常が目につく。Amsterdam-St. Paulでの異常も顕著である。この

ような既知のホットスポット系近傍を除けば、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ でほぼ $8 \pm 1 \text{ Ra}$ の範囲に収まり、基本的に均質であり (Graham, 2002), Sr, Nd, Pb でみられたような同位体 2 大ドメインの兆候はみられない (ここで Ra 単位は、測定された $^3\text{He}/^4\text{He}$ が大気 He のその何倍にあたるかを表す)。

Graham (2002) では論じられていないが、既知のホットスポットを考慮しても、なお $^3\text{He}/^4\text{He}$ が系統的に異常で、 $8 \pm 1 \text{ Ra}$ を系統的に外れる海域が 4 箇所ある (図 7E 中の黒矢印)。1 つは、南西インド洋海嶺の東経 10 度から 19 度の範囲であり、あと 2 つは東太平洋海膨の北緯 20 度と南緯 17 度近傍、そしてチリ海嶺である。南西インド洋海嶺の東経 10 度から 19 度の海域での $^3\text{He}/^4\text{He}$ は明白に小さな値をとり、 6.1 Ra にとどまる (Georgen *et al.*, 2003)。これは、いわゆる HIMU として知られる海洋島での同位体比に近い (セントヘレナ島で 5.8 Ra)。これが、マン托ルの不均質であると考えた根拠として、同じ海域でドレッジされたマン托ルかんらん岩も同じ同位体比を示すことが挙げられる (Kumagai *et al.*, 2006)。他方、東太平洋海膨の南緯 17 度付近は、巨大溶岩フィールドや水深異常があり、ホットスポットトラックは見いだせないものの、過剰なマグマ供給が予想される箇所であり、やや高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ を示す (例えば, Kurz *et al.*, 2005)。北緯 20 度付近でも同様にやや高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ を示す。最後のチリ海嶺については、東太平洋海膨で生成されたリソスフェアが再度引き裂かれているために、radiogenic な ^4He の蓄積がみられると考えれば理解できる (Niedermann and Bach, 1998)。このことは、同位体異常をもたらすマグマ源の不均質について、その空間スケールを考える際に一定の制約をもたらすが、これについては後述する。

IV. 不均質性の原因

すでに述べたとおり、主成分元素と微量元素でみる限り、MORB の化学組成には最頻値が存在するが、その組成はマグマ成分に枯渇した成分 (岩相) とマグマ成分に比較的富む成分 (岩相) と

の混合で形成されたものであると考えられる。したがって、最頻値の化学組成をもって「代表的な MORB」という表現は可能であるが、そのことが「MORB が均質である」ということを意味するわけではなく、Hofmann (2003) が述べるように、「均質な MORB 組成」という考え方は「神話」である。したがって、均質な MORB、すなわち均質な起源マン托ルを仮定して、いかにそれが不均質であるか、という議論は成り立たない。均質ではないということを前提にしつつ、その成因を議論する必要がある。

地震波構造探査から求められた海洋地殻の厚さは、そこに産する MORB の主成分元素組成と相関があり、Na8 は負の相関を、Fe8 は正の相関をもつとされている (Klein and Langmuir, 1987; Langmuir *et al.*, 1992)。このことから、Na8-Fe8 グラフ上で、左上ほど薄い地殻の海嶺であり、右下ほど厚い地殻の海嶺となる。このような地殻の厚さ (とそれと相関する Na8 や Fe8 の変化) を説明するために、Klein and Langmuir (1987) は、約 250°C の温度 (ポテンシャル温度) 差を想定した。ただし、彼らはアイスランドのような厚い地殻まで含めてポテンシャル温度差を想定している。実験岩石学データを利用した熱力学的モデル計算プログラム MELTS を用いた Asimow *et al.* (2001) の計算結果から判断すると、通常の海洋地殻の厚さ ($7 \pm 1 \text{ km}$) を説明するためには、ポテンシャル温度で 100°C 程度の差が必要となる。

一方、Niu らは一連の論文 (Niu and Batiza, 1993; Niu and Hékinian, 1997) で異なる見解を示している。Niu and Batiza (1993) は、主成分元素に関し均質なマン托ルを仮定し、マン托ル温度は拡大速度に依存しないこと (すなわちポテンシャル温度はどの海嶺でもほぼ同じ)、Klein and Langmuir (1989) が示した global trend や local trend が拡大速度に依存することを示した。彼らの一連の議論の立脚点は、ポテンシャル温度には大きな違いがなく、表面からの冷却の程度の違いが MORB 組成の多様性、すなわち global trend を形成しているという考え方である。表面からの

冷却が MORB 組成をコントロールしているということは、融解領域の上面が海嶺ごとに異なることを意味している。Asimow *et al.* (2001) はこのような条件を MELTS を用いて検討し、ポテンシャル温度を 1,410°C または 1,500°C と仮定した場合、それぞれ約 1 GPa および約 2 GPa で融解が終了すれば、通常の海洋地殻の厚さ (7 ± 1 km) を説明可能であるとした。

Local trend の成因について Langmuir *et al.* (1992) は、溶融過程の違いがこのトレンドを形成しており、起源マントル組成の小さなスケールでの不均質が反映されていると結論付けている。一方、Niu and Batiza (1993) は、local trend がとくに低速拡大海嶺に特徴的であり、海嶺下を上昇するマントルダイアピア内での結晶化したメルトなどにその成因を求めた。Asimow *et al.* (2001) は、MELTS を用いて local trend の成因を検討したが、起源マントルの不均質性、融解領域からのメルトの抽出、部分的なメルトの混合のいずれも十分に local trend を説明できない、と結論付けている。前章でみたように、超低速拡大海嶺である南西インド洋海嶺で local trend に相当する傾向が見て取れないことから、少なくとも拡大速度と関連付けた Niu and Batiza (1993) の結論は再考されるべきであろう。

Niu and Hékinian (1997) は、Al₈ と Ca₈/Al₈ の値が、それぞれ拡大速度と負の相関、正の相関をもつことを示した。このことは、Al がやや液相濃集な振る舞いを示す元素であり、部分溶融度が高いほど低 Al₈、高 Ca₈/Al₈ となることをふまえると、拡大速度が遅いほど部分溶融度が低いことを意味している。一方、Asimow *et al.* (2001) は、CaO/Al₂O₃ は起源マントル組成と融解度の両方を反映し、部分融解度の直接の指標として用いることに問題があるとしている。Niu and Hékinian (1997) はホットスポットの影響のある海嶺を除いた相関を示し、拡大速度 20 mm/年よりも遅い、超低速拡大海嶺では部分溶融度が著しく低くなることを示した。仮に拡大速度と部分溶融度に相関があるとすれば、超低速拡大海嶺では地殻の厚さが限りなく薄くなること

が予想される。実際、超低速拡大海嶺で地殻の厚さが急激に減少することは Dick *et al.* (2003) などで示されている。さらに、低速拡大海嶺では、海洋コアコンプレックス (oceanic core complex) と呼ばれる大規模なドーム状の地質体が存在し、そこからしばしばマントルかんらん岩などが採取されている。したがって、Niu and Hékinian (1997) の示唆が当てはまる海域もある。しかしながら、海洋コアコンプレックスは、低速拡大海嶺のみならず、中速拡大海嶺でも見つかっており (Ohara *et al.*, 2001; 若林, 2003 MS; Okino *et al.*, 2004; Ohara, 2006 など)、さらに海洋コアコンプレックスのすべての部分がマントルかんらん岩で構成されているわけではないことが最近の観察結果で明らかとなっている (例えば ODP-735B 孔: Natland and Dick, 2002; IODP-U1309 孔: Blackman *et al.*, 2006)。これは、蛇紋岩化したマントルかんらん岩の中に斑れい岩が浮いている (Cannat, 1993 など) ようなモデルを基にした構造が妥当であることを示している。したがって、拡大速度と部分融解度、地殻の厚さの相関に関する議論には、これらの海洋コアコンプレックスの構成岩相を正確に把握する必要がある、とくにマントルかんらん岩の融解生成物でありながら、海底に噴出し MORB とはならず、海底下で斑れい岩として固化した分のメルト組成やそれらの量を考慮して議論する必要がある。

微量元素組成の汎地球的な組成変化をみた場合に、液相濃集元素に乏しい組成は、どの大洋でもほぼ同じレベルであった。このことは、MORB の微量元素組成が起源マントルの組成を反映していることを考えると、「液相濃集元素成分に枯渇したマントル」の組成は汎地球的にはほぼ同じ組成であることを意味している。しかし、同位体組成では必ずしもそうでないので、地球史における存在時間すなわち、いつ生じたのが大洋ごとに異なっている可能性はある。それらの値を下限として、よりマグマ成分に富む側まで組成範囲が広がっており、液相濃集元素に枯渇した起源マントルと液相濃集元素に相対的に富んだ物質の混合によってうまく説明できることを示している。高い

(La/Yb)_nを示すような、いわゆる E-MORB がホットスポット近傍に特徴的に産するという地質学的な知見から、この「より液相濃集元素に富む物質」の候補としてブルームコンポーネントが挙げられる。すなわち、従来の研究によって指摘されているように、(La/Yb)_nに代表される MORB の微量元素バリエーションは、普遍的に存在すると考えられる枯渇した MORB 起源マントルに、ホットスポットから供給されるブルームコンポーネントがさまざまな割合で混入することで形成されたと考える。一方、南大西洋および南西インド洋でみられる Th/Nb 比の系統的な変化は、ブルームコンポーネントの混入以外にも MORB 起源マントルの不均質を作り出す原因があることを示唆している。インド洋ロドリゲス三重点近傍の MORB の検討を行った Nakamura *et al.* (2006) は、このような微量元素組成の特徴が、一般的な N-MORB 起源マントルに大陸地殻起源物質が添加されることで生成しうることを示している。また、南大西洋の Nb に乏しい MORB について検討を行った le Roux *et al.* (2002) は、当該地域がゴンドワナ大陸の一部で沈み込みを受けていた際に部分融解と流体の影響を受けたマントル(ウェッジマントル)が、現在も MORB 起源マントル中に混入していると主張している。いずれにせよ、このような微量元素組成の特徴は堆積物を含めた大陸地殻起源物質がプレート沈み込みや大陸地殻のデラミネーションによって上部マントル中へ混入(リサイクル)していることを示す可能性が高い。そのような混合を示すマントル構造が、marble cake もしくは plum pudding などと呼ばれる、マグマ成分に枯渇したマントル中に、液相濃集元素に富み、ソリダスの低い輝岩やエクログイトが存在しているような構造であろう。最近、Sobolev *et al.* (2007) は、MORB のかんらん石斑晶の分析結果から、輝岩由来成分が MORB に 10 ~ 30% 程度寄与したと見積もっている。このような成分は、同位体にみられる DUPAL 異常とも何らかの関係がある可能性が高い。したがって、今後このマントル不均質の原因を解明していくためには、主成分元素組成や斑晶

鉱物の化学組成なども用いて、混合した物質の成分やその寄与の程度を明らかにするとともに、高精度微量元素データを蓄積し、同位体異常との比較研究を行う必要がある。そのような研究の例として、潜水船を用いてある程度溶岩のユニットと対応づけたサンプリングを行った上で同位体まで一括した分析を行い、deplete と enrich という両極端な親マグマを想定し、その混合で溶岩フィールドでの組成変化を明らかにした Geschi *et al.* (2007) などが挙げられる。

よく知られた同位体異常としての、DUPAL 異常の成因について考える際に、定義そのものが内包する問題について気をつける必要がある。基準となった NHRL 決定において、当時のデータ状況を鑑みると、現在もなおデータの集中する大西洋の北緯 30 ~ 40 度海域の寄与がより一層大きいことはやむを得ない。しかも、大西洋での鉛同位体組成には南北のトレンドが認められ北緯 30 ~ 40 度付近はストロンチウム・鉛同位体偏差の極小値を示す海域にあたっていたことから、必然的にインド洋ともども南大西洋が「異常」な海域として抽出される素地が形成されたといえる。データの希少性という意味では、当初「異常」にみえたことはやむを得ないが、これは、相対的に南半球にはデータが得にくい海域があったことに起因するのであり、むしろ、中央大西洋と太平洋、南大西洋とインド洋(南緯 50 度以北)という 2 つの大きな同位体ドメインがあると見なすのが妥当であるように思われる。もちろん、データの空白域がいまだに残されていることに留意してグローバルな比較を行う必要があろう。

このような「同位体 2 大ドメイン」の境界がオーストラリア・南極不連続(Australian-Antarctic Discordance: AAD)の東経 127 度付近にあるとされている(例えば、Pyle *et al.*, 1992)。ここでは、0-age MORB だけではなく、28 Ma のオフリッジに至る試料が ODP によって採取されており、同位体境界の時間変遷が調査された。その結果、水深異常と対応した同位体組成境界がオフリッジまで連続して追跡できた(Kempton *et al.*, 2002)。すなわち、この「同位体 2 大ドメイン」

は、少なくとも数千万年程度は互いに混じり合わない物質境界としての実体をもって存在してきたことになる。Kempton らの議論では、インド洋タイプと太平洋タイプの識別は、鉛同位体系では、

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1.398 \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} + 12.459$
で与えられる境界によってなされており、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.2$ において NHRL に一致し、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.0$ において、DUPAL 異常の定義である $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 40$ を超える。通常の MORB 同位体組成変化の範囲内でおおよそ DUPAL 異常的なものとそうでないものとを区別しているとも考えて良い。

DUPAL 異常の原因についてはメルト形成と抽出における単なる親核種どうしの元素分別とは考えにくい。 ^{207}Pb と ^{206}Pb とは壊変系列がそれぞれ ^{235}U と ^{238}U という同じ元素から始まる。したがって、壊変系列の途中での分別を考えねばならない。そして、 ^{208}Pb と ^{207}Pb が連動している、すなわち、互いの挙動に極端な差異がないということは、壊変系列中の共通の元素において分別が生じていることを示唆する。可能性としては、 ^{238}U の壊変系列に ^{230}Th (半減期約 7 万年) が含まれているから、マグマ生成過程ないし熱水変質の過程で壊変非平衡による分別が起きる可能性はあるが、具体的なメカニズムを考えることは難しい。

均質化しやすい He では、上記のような同位体 2 大ドメインの存在は明瞭ではないが、異なる空間スケールで MORB に同位体異常がみられることから、ある程度、不均質領域のサイズを見積もることができる。He はその移動性 (拡散係数) の高さから、マントル内での同位体進化を検討する際には対象とする時間スケールに応じて open system での壊変平衡を検討する必要がある (Hanyu *et al.*, 1999)。例えば、HIMU 海洋島玄武岩とほぼ等しい $^3\text{He}/^4\text{He}$ を示す南西インド洋海域での不均質領域について HIMU 同位体の議論にならって、かつて沈み込んだ海洋地殻を考えよう。海洋地殻の主要部は放射壊変により ^4He を生成するような U や Th に周囲のマントルよ

り富んでいるだろう。しかし、生成した ^4He が U や Th の濃集部位から拡散によりしみ出していく (Open system)。その結果、拡散による流出と壊変による生成とが釣り合って (壊変平衡)、同位体比が一定の値に収まる。このようなモデルに従うと、HIMU 海洋島玄武岩と同様、そのもっとも小さい次元 (厚さ) は 10 km 以下と予想できる (Hanyu and Kaneoka, 1998)。これは、おおよそ海洋地殻の厚さに対応するので、海洋地殻起源と矛盾しない。

V. MORB 研究の今後の課題

MORB はある組成幅をもち、融解・結晶分化過程の複合の結果として存在する。ここまで述べたように、たとえ平均値や最頻値といった統計的な代表値であったとしても、それはマグマ成分に枯渇した成分とマグマ成分に富む成分の混合で形成されたものであるから、N-MORB の値によって規格化して行うような議論は極力避けるべきである。むしろ、もっとも枯渇したマントル起源の MORB を基準に、どれほどマグマ成分に富んでいるか、をみるために、「枯渇した MORB」なり「枯渇した MORB の起源マントル (例えば, Workman and Hart (2005) の DMM (depleted MORB mantle) など)」を基準として用いるほうが有用な場合もあるであろう。

また、過去にはこのような MORB 組成の多様性を無視し (気がつかず)、比較的均質なものと考えて、現在よりもより限定された試料データベースに基づいて、陸上に露出した、例えばオフィオライトなどに含まれる玄武岩類の過去のテクトニックセッティングを推定するための組成区分図を作成しているため、それらの適用には注意が必要である。とくに、後述のように Nb を用いているもの (例えば, Meschede, 1986) は注意が必要である。いくつかの組成区分図ではインド洋の玄武岩組成は背弧海盆玄武岩や島弧玄武岩の領域にプロットされることが明らかになっている (根尾・宮下, 2006)。これは従来の組成区分図にはインド洋 MORB が使用されていないためである。最近では、このような点の見直しも進められ、

テーチス海オフィオライトに関する議論を行う上でのインド洋 MORB も含めた組成区分図の提案とそれを用いた議論が行われている(宮下ほか, 2006)。また, MORB の中には, Nb に乏しい組成のものも見つかっている(チリ海嶺: Klein and Karsten, 1995; Sturm *et al.*, 2000, インド洋ロドリゲス三重点: Nakamura *et al.*, 2006)。他の元素と組み合わせることでそのような誤解は減らせるが, いくつかの不適合元素のみで N-MORB で規格化したスパイダーグラムを描くと, それらのパターンはあたかも島弧的なスパイダーグラムになってしまう。中央海嶺のみならず, 背弧海盆からもそのような玄武岩が採取されている。宮下ほか(2002)で指摘されているように, このような MORB の存在は, オフィオライトの成因に関しても, 地球化学の結果を機械的に適用するのではなく, より詳細な野外での観察や記載岩石学・岩石学的研究を要請する。

Na8 や Fe8 といった値を, 部分融解度や平均融解圧力の指標として, 中央海嶺ごと岩石生成条件や起源マントルの特徴を推定するという試みそのものが再考される必要もあるかもしれない。例えば, 平均融解圧力が高いほど形成されたマグマの Fe 濃度が高く, 圧力が低いほど濃度が低いということが Fe8 で比較できる根拠になっている(例えば, Klein and Langmuir, 1989)。しかしながら, 実験岩石学の結果は融解圧力が高いほど, 同じ MgO 濃度で比較した際の FeO 濃度が大きいという結果を示しているが, 同時に出発物質(起源マントル)の Mg# の違いも形成されるマグマの組成に効いてくることを示している(例えば, Kushiro, 2001)。Kushiro (2001)による実験岩石学のまとめに基づけば, Mg# が 88 より小さい, より鉄に富むかんらん岩は 1.5 GPa 未満の圧力でも未分化な MORB メルトを形成可能であるが, Mg# が 89 より大きい, よりマグネシウムに富むかんらん岩は 1.5 GPa 未満ではそのようなメルトを形成することができない。そのようなマントル起源のメルトは, 1.5 GPa 以上の圧力で形成された後, かんらん石を大量に分別し, 未分化な MORB の組成に変化すると推定される。これを

逆にとらえると, 起源マントルの組成が異なった場合でも, 融解時の圧力が異なれば FeO や MgO に関して, ほぼ同じ組成のメルトが形成されることを意味している。同じ FeO 濃度であっても, マグネシウムに富むかんらん岩由来のメルトであればより高压で形成されたものであるし, より鉄に富むかんらん岩由来のメルトであればより低压で形成されたものと推定されるので, 起源マントルの組成が不明である場合, 単純に Fe 含有量の違いを融解圧力の違いに求めるのは危険である。

起源マントルの組成の違いを考慮するための 1 つの試みは, MORB への「かんらん石最大分別法」(高橋, 1986 など)の適用であろう。得られた玄武岩組成のメルトがかんらん石のみを分別したと仮定することから, 比較的未分化な玄武岩にしか適応できないといった制限があるが, 玄武岩質メルトと最終平衡にあったマントルかんらん岩の組成を推定することが可能である。このような推定と実験岩石学の結果を合わせることによって, より現実的な融解条件の推定が可能になることが期待される。

地球物理学のパラメータと MORB 組成の相関が議論されるが, 「地殻の厚さ」というパラメータについては問題がある。最近, 超低速~低速拡大海嶺で考えられているような海洋地殻モデルでは, 蛇紋岩化したかんらん岩の中に斑れい岩などが点在するような模式的な断面が想定されている(Cannat, 1993)。このような場合, 地球物理学的に観測される「地殻」がどの範囲か, すなわち「モホ面」はどこに相当するのかという議論はなされていない。例えば, 地球物理学的には, P 波速度が増加し, 約 8 km/秒になった部分をマントルと想定している(例えば, White *et al.*, 1992)。太平洋や大西洋の大部分では, 海洋地殻第 2 層・第 3 層・マントルと地震波速度が次第に速くなっていく様子が観察されているが(White *et al.*, 1992), 大西洋中央海嶺のケーン断裂帯(MARK)における地震波構造の解析結果(Canales *et al.*, 2000)では, 地殻-マントル境界からの反射が認められる箇所もあるが, 明瞭な地震波速度のジャンプが認められない。したがって, 海洋地殻第 2

層・第3層・マントルが成層していないような海洋地殻において、地震波構造解析から想定される地殻-マントル境界（モホ面）が物質的にどのような境界であるのかを検討する必要がある。

海洋コアコンプレックスの形成に関しては、Buck *et al.* (2005) が、拡大速度（拡大によって形成される空間）とマグマ供給の関係で説明できることを示した。この議論では、海洋コアコンプレックスの形成時にもマグマは供給されていることを意味しており、マントルのポテンシャル温度や部分融解度の変化によって「非マグマ的」になるのではなく、マグマ噴出率が少なく MORB となる量が少ない「非火山的」であることを意味している。実際、コアコンプレックスではかんらん岩のほか、斑れい岩などが多数産出しており、これらの元になるだけのマグマが形成されていたことを示している。このような産状の斑れい岩については本論の範囲を超えるが、これらを海洋コアコンプレックス形成時のマントル由来のマグマに起源をもつものとしてとらえ、検討していくことは中央海嶺下のマグマ形成過程と地球物理学のパラメータとの関連を考える際には必要なことであろう。

Buck *et al.* (2005) は、海洋コアコンプレックスが形成されときの拡大速度とマグマ供給率の比が 0.5 で、通常の海洋地殻が形成される場合は 1.0 であることを示した。1.0 の比率を 0.5 にするためには、拡大速度が 2 倍になるか、マグマの供給率が半分になる必要がある。前者は非現実的であり（多くの場合、海嶺のすべての部分において海洋コアコンプレックスが形成されるわけではない）、ある部分でのマグマの供給率が半分になると考えるのが妥当である。したがって、なぜマグマの供給率が半分になったのか、を考える必要がある。温度が低下すれば部分融解度は低下し、形成されるマグマの量も低下する。しかしながら、温度の変化で、すべての変化を説明しようとする、温度が低下した後で、再び温度を上昇させる必要性が出てくる（コアコンプレックス形成後に、再び通常の海洋地殻形成に戻るような場合）。中央海嶺下のような場所で、温度が上下す

るようなプロセスを考えるよりも、例えば不均質なマントル（ソリダスの高い、マグマ成分に枯渇したマントルの混在）や、その他のプロセスを考えるほうが賢明であろう。海洋コアコンプレックスの形成に伴うマグマ形成過程の変化（起源マントルの組成や部分融解度、温度といった条件を含む）を検討するためには、海洋コアコンプレックス形成前の MORB や海洋コアコンプレックスのカウンターパートの海洋地殻を構成する MORB をターゲットとした off-axis までの系統的な試料採取を行い、MORB 組成の時間変化を詳細に追いかける必要がある。ドレッジや潜水調査艇による試料採取に加えて、厚い泥に覆われている off-axis での試料採取には、簡易な海底掘削装置などの開発も必要になるであろう。

ここまでは、MORB を通してマントルの不均質性を議論してきたが、MORB 組成から推定される「モホ面」の実態にも言及しておく。MORB は分化しており、たともっとも未分化な組成を示す MORB であってもマントルかんらん岩とは平衡たりえない（例えば、荒井・阿部, 2003）。このことは、初生的な MORB マグマというものが、マントルから分離してきたメルトそのものではないことを暗示している。では、MORB マグマとはいったい何なのであろうか？ 近年、その成因として、マントル最上部における、起源マントルから分離したメルトとハルツバージャイトとの反応が注目されている。このメルト-マントル反応によってマントル最上部にはダナイトやトロクトライトが形成されており（例えば、荒井・阿部, 2003; Arai, 2005）、MORB は起源マントルかんらん岩ではなく、その上位のダナイトやトロクトライトと平衡である可能性が指摘されている。このような反応帯はモホ面直下のマントル最上部に特徴的に現れ、オフィオライトで観察されるモホ遷移帯がこれに相当するものであると考えられている（上杉ほか, 2003）。今後、モホ遷移帯の実態が明らかとなれば、マントルから地殻への物質分化プロセスの理解が、より深まるものと期待される。

謝 辞

本論は著者らを含むグループが最近進めているインド洋の中央海嶺を対象とした研究の過程で、「MORB」について改めて考えなおしたところに端を発している。笠原順三編集委員長には総説としてまとめる機会を与えていただいた。2名の匿名差読者からは有益なコメントをいただいた。また、研究を進めるにあたり、海洋研究開発機構の高井 研博士、東京大学海洋研究所の沖野郷子准教授、新潟大学理学部の宮下純夫教授には常日頃ご協力・ご助言をいただいている。本論の内容を含む著者らの研究は、3つの科学研究費補助金基盤研究（代表者：沖野郷子（16340127）、玉木賢策（14253003）、熊谷英憲（14540457））、海洋研究開発機構横断研究促進アワード（代表者：高井 研）、専修大学研究助成（平成16年、平成17年）、専修大学自然科学研究所研究助成、新潟大学プロジェクト推進経費助成を用いて行われている。以上の皆様に深く感謝いたします。

注

- 1) PetDB (Petrological Database of the Ocean Floor).
<http://www.petdb.org/> [Cited 2007/10/06].

文 献

- Arai, S. (2005): Role of dunite in genesis of primitive MORB. *Proceedings of Japan Academy, Series B*, **81**, 14-19.
- 荒井章司・阿部なつ江 (2003): 海洋マンツルの岩石学的構造と海洋掘削. 地学雑誌, **112**, 692-704.
- Asimow, P.D., Hirschmann, M.M. and Stolper, E.M. (2001): Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, IV. Adiabatic decompression and the composition and mean properties of mid-ocean ridge basalts. *Journal of Petrology*, **42**, 963-998.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981): *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, Inc., New York, 1286 p.
- Blackman, D.K., Ildefonse, B., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. and the Expedition 304/305 Scientists (2006): *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*. **304/305**, College Station TX, doi: 10.2204/iodp.proc.304305.2006.
- Buck, W.R., Lavier, L.L. and Poliakov, A.N.B. (2005): Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, **434**, 719-723.
- Canales, J.P., Collins, J.A., Escartín, J. and Detrick, R. S. (2000): Seismic structure across the rift valley of the Mid-Atlantic Ridge at 23°20' (MARK area): Implications for crustal accretion processes at slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 28411-28425.
- Cannat, M. (1993): Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 4163-4172.
- Castillo, P.R., Klein, E., Bender, J., Langmuir, C., Shirey, S., Batiza, R. and White, W. (2000): Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glassed from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific Rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **1**, doi:10.1029/1999GC000024.
- Dick, H.J.B., Lin, J. and Schouten, H. (2003): An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, **426**, 405-412.
- Georgen, J.E., Kurz, M.D., Dick, H.J.B. and Lin, J. (2003): Low ³He/⁴He ratios in basalt glasses from the western Southwest Indian Ridge (10°-24°E). *Earth and Planetary Science Letters*, **206**, 509-528.
- Geshi, N., Umino, S., Kumagai, H., Sinton, J.M., White, S., Kisimoto, K. and Hilde, T.W. (2007): Multiple plumbing system of a 24 km³ off-axis lava field on the flank of East Pacific Rise 14°S. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, 61-72, doi: 10.1016/j.epsl.2007.03.019.
- Ghiorsso, M.S. and Sack, R.O. (1995): Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic system at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 197-212.
- Graham, D.W. (2002): Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs. in *Noble Gases - in Geochemistry and Cosmochemistry* edited by Porcelli, D., Ballentine, C.J. and Wieler, R., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47**, Mineralogical Society of America, 247-318.
- Graham, D.W., Jenkins, W.J., Schilling, J.-G., Thompson, G., Kurz, M.D. and Humphris, S.E. (1992): Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **110**, 133-147.
- Hanyu, T. and Kaneoka, I. (1998): Open system behavior of helium in case of the HIMU source area. *Geophysical Research Letters*, **25**, 687-690.
- Hanyu, T., Kaneoka, I. and Nagao, K. (1999): Noble gas study of HIMU and EM ocean island basalts in the Polynesian region. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 1181-1201.
- Hart, S.R. (1984): A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, **309**, 753-757.
- Hofmann, A.W. (1997): Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219-229.
- Hofmann, A.W. (2003): Sampling mantle heterogene-

- ity through oceanic basalts: Isotopes and Trace elements. in *Treatise on Geochemistry* edited by Holland, H.D. and Turekian, K.K., **2**, Elsevier, 61–101.
- Kempton, P.D., Pearce, J.A., Barry, T.L., Fitton, J.G., Langmuir, C. and Christie, D.M. (2002): Sr-Nd-Pb-Hf Isotope Results from ODP Leg 187: Evidence for Mantle Dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and Origin of the Indian MORB Source. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **3**, doi:10.1029/2002GC000320.
- Klein, E.M. (2003): Geochemistry of the igneous oceanic crust. in *Treatise on Geochemistry* edited by Holland, H.D. and Turekian, K.K., **3**, Elsevier, 433–463.
- Klein, E.M. and Karsten, J.L. (1995): Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chill Ridge. *Nature*, **374**, 52–57.
- Klein, E.M. and Langmuir, C.H. (1987): Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 8089–8115.
- Klein, E.M. and Langmuir, C.H. (1989): Local versus global variations in ocean ridge basalt composition: A Reply. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4241–4252.
- Klein, E.M., White, S., Perfit, M., Von Damm, K., Fornari, D., Soule, A., Ridley, I., Carmichael, S., Sims, K., Wanless, D., Zaino, A., Fundis, A., Mason, J., O'Brien, J., Waters, C., Mansfield, F., Neely, K., Laliberte, J., Goehring, E. and Preston, L. (2007): Detailed investigation of the overlapping spreading center and 9 degrees north on the East Pacific Rise: Overview of the Medusa 2007 cruise activities. *Eos, Transactions, AGU*, **88**(52), Fall Meeting Supplement, Abstract T32B-03.
- Kumagai, H. and Kaneoka, I. (1998): Variations of noble gas abundances and isotope ratios in a single MORB pillow. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3891–3894.
- Kumagai, H., Dick, H.J.B., Tamura, H. and Sato, K. (2006): Lower $^3\text{He}/^4\text{He}$ isotope signatures of ultramafic rocks from Oblique Supersegment of SWIR, Indian Ocean. *Eos, Transactions, AGU*, **87**(52), Fall Meeting Supplement, Abstract V23E-0692.
- Kurz, M.D., Moreira, M., Curtice, J., Lott III, D.E., Mahoney, J.J. and Sinton, J.M. (2005): Correlated helium, neon, and melt production on the superfast spreading East Pacific Rise near 17°S. *Earth and Planetary Science Letters*, **232**, 125–142.
- Kushiro, I. (2001): Partial melting experiments on peridotites and origin of mid-ocean ridge basalt. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **29**, 71–107.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M. and Plank, T. (1992): Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. in *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges* edited by Morgan, J.P., Blackman, D.K. and Sinton, J.M., *Geophysical Monograph Series*, AGU, **71**, 183–280.
- le Roux, P.J., le Roux, A.P., Schilling, J.-G., Shimizu, N., Perkins, W.W. and Pearce, N.J.G. (2002): Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: Trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 479–498.
- Meschede, M. (1986): A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**, 207–218.
- 宮下純夫・前田仁一郎 (2003): 海洋地殻の構成と火成活動. *地学雑誌*, **112**, 668–683.
- 宮下純夫・海野 進・足立桂子 (2002): 総説: オフィオライト研究の新しい局面—オマーンオフィオライトを例として—. *地質学雑誌*, **108**, 520–535.
- 宮下純夫・根尾夏紀・足立佳子 (2006): オフィオライト論争再考. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, 123.
- Nakamura, K., Sato, H., Sato, Y. and Ishii, T. (2006): Petrological and geochemical study of the Indian Ocean MORB from the Rodriguez Triple Junction, Indian Ocean. *Eos, Transactions, AGU*, **87**(52), Fall Meeting Supplement, Abstract B31B-1104.
- Natland, J.H. and Dick, H.J.B. (2002): Stratigraphy and composition of gabbros drilled in Ocean Drilling Program Hole 735B, Southwest Indian Ridge: A synthesis of geochemical data. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* edited by Natland, J.H., Dick, H.J.B., Miller, D.J. and Von Herzen, R.P., **176**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–69.
- 根尾夏紀・宮下純夫 (2006): 南西インド洋海嶺における玄武岩組成の不均質性. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, 123.
- Neo, N. and Miyashita, S. (2007): Heterogeneity of MORB composition along the eastern part of the Southwest Indian Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, A674.
- Niedermann, S. and Bach, W. (1998): Anomalously nucleogenic neon in North Chile Ridge basalt glasses suggesting a previously degassed mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 447–462.
- Niu, Y. and Batiza, R. (1993): Chemical variation trends at fast and slow spreading mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 7887–7902.
- Niu, Y. and Hékinian, R. (1997): Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, **385**, 326–329.
- Ohara, Y. (2006): Mantle process beneath Philippine Sea back-arc spreading ridges: A synthesis of peridotite petrology and tectonics. *Island Arc*, **15**, 119–129.
- Ohara, Y., Yoshida, T., Kato, Y. and Kasuga, S. (2001):

- Giant megamullion in the Parece Vela backarc basin. *Marine Geophysical Researches*, **22**, 47–61.
- Okino, K., Matsuda, K., Christie, D.M., Nogi, Y. and Koizumi, K. (2004): Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, Q12012, doi:10.1029/2004GC000793.
- 小澤一仁 (2005): 上部マントルにおけるマグマの形成過程: マントル物質科学における近年の展開. 地学雑誌, **114**, 385–409.
- Pearce, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. in *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* edited by Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., 230–249.
- Pyle, D.G., Christie, D.M. and Mahoney, J.J. (1992): Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic discordance. *Earth and Planetary Science Letters*, **112**, 161–178.
- Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003): Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* edited by Holland, H.D. and Turekian, K.K., **3**, Elsevier, 1–64.
- Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutsкая, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M. and Teklay, M. (2007): The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, **316**, 412–417.
- Sturm, M.E., Klein, E.M., Karsten, J.L. and Karson, J.A. (2000): Evidence for subduction-related contamination of the mantle beneath the southern Chile Ridge: Implications for ambiguous ophiolite compositions. in *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program* edited by Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D. and Nicolas, A., *Geological Society of America Special Paper*, **349**, 13–20.
- Sun, S.-S. and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. in *Magmatism in the Ocean Basin* edited by Saunders, A.D. and Norry, M.J., *Geological Society Special Publication*, **42**, 313–345.
- 高橋栄一 (1986): 玄武岩質マグマの起源—高温高圧実験の結果を踏まえて—. 火山, 第2集, 第30巻特別号, S17–S40.
- 上杉次郎・荒井章司・森下知晃・松影香子・角島和之・田村明弘・阿部なつ江 (2003): オマーンオフィオリイトにおけるマントル-地殻境界の実態と多様性. 地学雑誌, **112**, 750–768.
- 海野 進 (2003): 海洋地殻深度掘削の成果と課題. 地学雑誌, **112**, 650–667.
- 若林直樹 (2003 MS): 中央インド洋海嶺南端部およびロドリゲス三重会合点における地球物理学的研究. 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998): New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions, AGU*, **79**, 579.
- White, R.S., McKenzie, D. and O'Nions, R.K. (1992): Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19683–19715.
- Workman, R.K. and Hart, S.R. (2005): Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, **231**, 53–72.

(2007年6月18日受付, 2008年1月15日受理)