# 海洋モホ面形成におけるダナイトの役割

小澤 一 仁\*

#### Role of Dunite in the Formation of the Oceanic Mohorovicic Discontinuity

Kazuhito OZAWA\*

# Abstract

The vicinity of the oceanic Mohorovicic discontinuity, transitional zone between the oceanic crust and mantle, is characterized by the common occurrence of dunite consisting mostly of olivine with small amounts of chromite. The most plausible formation mechanism of such dunite is believed to be an open-system reaction between pyroxene-bearing mantle peridotites, residues of partial melting, and basaltic silicate melts, partial melting products and the main ingredient of the oceanic crust. It is, therefore, important to specify the reaction stoichiometry and rates of influx and separation of basaltic melt involved in the reaction to better understand the formation mechanism of the transitional zone. Geological, petrological, and geochemical observations of ancient oceanic crust-mantle sections (ophiolites) and dredging and drilling of the current ocean floors provide key information for constraining the reaction processes. The status quo of studies on ophiolites and the ocean floor related to this subject is reviewed.

**Key words**: mantle, magma, mid ocean ridge, dunite, open reaction system **キーワード**:マントル,マグマ,中央海嶺,ダナイト,開放的反応系

# I. はじめに

20世紀初頭にモホロビチッチによって初めて 地震波速度の不連続面(モホロビチッチ不連続 面:以下ではモホ面と省略)として認識された地 殻とマントルの境界は,地球内部の物質分化が もたらした内部構造の一つである地殻の厚さを 決定し,地球表層における生命進化においても 重要な境界である。モホ面は大陸地殻下,海洋 地殻下を問わずに存在している(Tanimoto, 1995)。 海洋地殻下のモホ面は,現在の中央海嶺を切るト ランスフォーム断層の構造運動によって局所的 に海底に持ち上げられ露出したり(Dick *et al.*, 1984),陸上に層序を保ってのし上げた過去の海 洋地殻・マントル殻断面であるオフィオライト として世界各地に様々な規模で露出しているた め、直接かつ連続的に観察することができる (Coleman, 1977; Nicolas, 1989)。一方、大陸地 殻下のモホ面近傍については、高温変成帯の最 下 部(Komatsu *et al.*, 1983; Greene *et al.*, 2006)やアルカリ玄武岩やキンバーライト中の ゼノリスとして持ち上げられた数十センチメート ル以下の岩片を対象として直接観察を行うことが できる(荒井・阿部, 2005, 2008)。大陸地殻下の 地殻・マントル境界は、下部地殻へのマグマの底 付け(magmatic underplating)と下部地殻のは がれ落ち(lower crustal delamination/convective instability and foundering; Arndt and Goldstein, 1989; Jull and Kelemen, 2001)に よって、地球全体の物質循環や大陸地殻の進化に

<sup>\*</sup> 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻

<sup>\*</sup> Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, University of Tokyo

影響を与える点で,非常に重要ではあるが,本稿 では,より多くの情報が得られている海洋地殻・ マントル境界に注目し,その境界を特徴づけるか んらん石を単一構成鉱物とするダナイト(ダンか んらん岩)の役割を地質学・岩石学・地球化学的 な視点から考察し,その成因を論ずる。

この論文で対象とするのは、現在の海洋地殻と 上部マントル境界であるが、そこから得られる情 報は断片的なドレッジ試料と限られた数の海洋底 掘削であるために、モホ面近傍の状態とその形成 過程を知る上で、陸上に露出しているオフィオラ イトからの情報が不可欠である。荒井・阿部 (2003)は、陸上への上昇を必ず経験するオフィ オライトから海洋地殻の形成過程に関する情報を 得る際の危険性に注意を喚起しているが、大規模 なシート状岩脈群やマントルの流動の証拠等から 示唆されるようにオフィオライトの主体は拡大海 嶺で形成されたと考えて良く、岩石に記録された 初期構造と上昇に関連する2次的なものを区別 しさえすれば、海嶺拡大の過程について十分な制 約を課すことができると筆者は考える。たとえ、 現在のモホ面に達する掘削に成功したとしても, モホ近傍の3次元的な情報は得られず、オフィ オライト観察の重要性はさらに大きくなるであろ う。

本論に入る前に、現在でもしばしば使われる 「岩石学的モホ」(Petrological Moho)という用 語について言及しておきたい。海洋地殻マントル の境界近傍には、地震波速度がマントルと同じで あるダナイトが、輝石に富む岩石 (輝岩やウエブ ステライト)と共に存在している。Troodos オ フィオライトにおいて, Moores and Vine (1971) は, 層状はんれい岩類の下位にくるダナイトは, さらに下位にくるハルツバージャイトと同様にマ ントル物質の部分溶融によってできたと考え「モ ホ | をダナイトの上に置いたが、Greenbaum (1972) は、ダナイトはマントルで生成された玄武岩質マ グマからの結晶沈積によってもたらされたもので あると考えた。これに基づいて、Gass and Smewing (1973) は、マントル由来のメルトの 固化したものが地殻であるという観点からすれば

ダナイトまでを含めて「地殻」であると考えるの が自然であり、その境界はモホロビチッチによる 地震学的な地殻-マントル境界とは異なると考え、 地震波速度に基づく「地震学的モホ | あるいは「地 球物理学的モホ | に対して「岩石学的モホ | とい う概念を提案した。複雑な自然を観察しそこから 演繹的に地球の形成・進化を明らかにしようとす るアプローチにおいては、地球の物質や現象に対 してそれらの成因に関する解釈に基づく用語を用 いることが良くある。このような用語は、ある限 られた分野の専門家のコミュニケーションにとっ ては有効で便利であるが,一般性を欠き,ある観 察対象がその用語に当てはまっているかどうかが 研究の最終目標になってしまったり、そもそも用 語の定義そのものが依存している成因が科学の進 展に伴って変わっていくために曖昧であり、誤解 をまねくといった多くのデメリットをもつ。

この「岩石学的モホ」という用語も、ダナイト が集積岩であるという成因が前提となっているた め,客観性を欠いている上に,「岩石学的」が示 す内容は、ダナイトの起源が多様であるとする と、境界そのものが不明確となってしまう。 Greenbaum (1972) のように、ダナイトの起源 がマグマからのかんらん石の結晶化と沈積による と考えれば、「岩石学的モホ」はダナイト層の下 に位置し、Moores and Vine (1971) のようにダ ナイトがマントルかんらん岩の溶け残り物質であ ると考えるならば、「岩石学的モホ」はダナイト 層の上に位置するので,「地震学的モホ」と一致 することになる。ところが、本論で述べるよう に、マントルかんらん岩が深部から由来したメル トと反応してダナイトができたとするならば、そ の反応の化学量論係数に従って、「岩石学的モホ」 はダナイト層内のどこかに位置し、単にダナイト の分布だけから決定できない、非常に曖昧な境界 になってしまう。さらに、多くの観察によって明 らかなように、地殻とマントルの境界は様々なス ケールで鉛直・水平方向の構造的不均質性をもっ ており、「地震学的モホ | に対応する大きなスケー ルの境界として「岩石学的モホ」を特定すること は困難である。「岩石学的モホ」は、マントルに

おけるメルト生成量から推定される海洋地殻の厚 さと地震波速度で決まるモホ面の深さを結びつけ る際の問題点を浮き彫りにしているという観点か らは評価できるが,現象の観察事実を表す用語は 成因を含むべきでないという著者の考えに基づけ ば、「モホ」は本来の地震波速度不連続面に限定 して用いるべきである。多少異なる観点からでは あるが,荒井・阿部(2008;本特集号)も「岩石 学的モホ」という用語は使用すべきでないと主張 している。「岩石学的モホ」の同定は,個々のダ ナイトの生成に関与した開放的反応過程を定量的 に明らかにすることに帰着する。

# II. モホ面近傍に出現するダナイトの特徴と その起源

ダナイトは、9割以上をかんらん石が占め、輝 石やスピネル等の他の鉱物を少量含む岩石であ る。マントルを構成するかんらん岩は、ダナイト とは異なり、斜方輝石や単斜輝石を相当量含み、 単斜輝石の多いものはレルゾライト、単斜輝石の 少ないものはハルツバージャイトと呼ばれる。ダ ナイトは地殻内部にできたマグマ溜まり内での結 晶沈積やマグマ溜まりの壁や床に沿った結晶化に よる集積などの機構で形成される場合もあるが, この論文で取り扱うダナイトは、マントルかんら ん岩に伴いモホ面近傍に発達するものに限定す る。この章では、ダナイトが海洋地殻・マントル 境界を特徴づける岩石であることを述べた後、考 えられるダナイトの形成過程をまとめ、そこに見 えてくる、モホ面近傍の形成に関して解くべき問 題の本質を指摘する。

# 海洋地殻・マントル境界を特徴づける 岩石としてのダナイト

陸上に上昇・露出した海洋地殻・マントルの断 面であるオフィオライトにおいて,過去のモホ面 を厳密に特定することは一般には困難であるが, その近傍(遷移帯; Coleman, 1977)は,岩石中の 斜長石とかんらん石+輝石類の比が大きく変化す る領域として特定できる。モホ面がかんらん岩と 蛇紋岩の境界であるとする Hess (1962)の考え もあるが,多くのかんらん岩体で認められるよう に、蛇紋岩化は水の供給によって支配され、様々 なスケールで不均質に起きるために、全球的に均 ーな厚さとなる層状構造の原因とは考えられな い。もし、蛇紋岩がそのような境界をつくってい るならば、海洋地殻下部が高ポアソン比であるこ とが期待されるが (Christensen, 1996),そのよ うな報告を著者は知らない。従って、この論文で は、蛇紋岩化の前線がモホであるという考えは断 裂帯近傍など局所的にはあったとしても、全球的 に重要なものではないという立場を取る。蛇紋岩 化前線がモホに一致するという最近の議論の詳細 については、荒井・阿部 (2008;本特集号)を参 照されたい。

多くのオフィオライトでモホ面近傍にダナイト が出現することが報告されてきた (Nicolas. 1989: Suhr et al., 1998; Suhr 1999; Kelemen et al. 2000; Braun and Kelemen, 2002; Suhr et al., 2003: 図1)。一方,海洋底のドレッジや掘削に よって得られた海洋地殻のサンプルからダナイト はあまり多く報告されてこなかった。しかし最 近,大西洋中央海嶺15°20′N断裂帯の掘削に よって、かんらん岩の大部分がダナイトであるこ とがわかり (Kelemen et al., 2007), また, 東太 平洋海膨の Hess Deep における掘削でもダナイ トが重要な構成要素として出現し (Dick and Natland, 1996), その普遍性が示された。また 掘削以外でも, Seyler et al. (2003) は, 低速拡 大海嶺である南西インド洋海嶺に沿って13箇所 のドレッジのうち7地点でダナイトを見いだし ている。ドレッジでダナイトがまれな理由の一つ は、ダナイトは輝石を含む岩石に比べて、低温で 容易に変質するかんらん石がそのほとんどを占め ているため選択的に分解しサンプリングされにく いことが考えられる。荒井・阿部(2003)は、か んらん岩のサンプリングが断裂帯に偏っているこ とを原因としてあげている。

ドレッジによって得られた岩石試料では、ダナ イトが他の岩石とどのような関係にあるのかは一 般に不明であるが、海洋底掘削は、この点につい て重要な情報をもたらす。Hess Deep では、は んれい岩-トロクトライト(かんらん石に富むは



図 1 Oman オフィオライトの Muscat-Mutrah 地域に露出するマン トルセクションの航空写真 (Braun and Kelemen, 2002 を改変). 砂漠地帯であるために,植生がなく,暗灰色のハルツバージャ イト中に不規則だが層状に分布する明灰色のダナイトが明瞭 にみてとれる.最も厚いものでは,100m以上ある.

Fig. 1 Aerial map of dunites (light gray) in harzburgite (dark gray) from the Muscat-Mutrah region of the mantle section in the Oman ophiolite (after Braun and Kelemen, 2002 with modification). Dunites appear showing an irregular but banded structure with a maximum thickness of more than 100 m.

んれい岩)-ダナイト-ハルツバージャイトという 岩相変化の中にダナイトは頻出し(Dick and Natland, 1996; Arai and Matsukage, 1996),か んらん岩と玄武岩質メルトの反応によってダナイ トが形成されたことを強く示唆している。大西洋 中央海嶺 15°20'N 断裂帯では、ダナイトがハル ツバージャイトと数~20 センチメートルのス ケールで互層したり、かんらん石に富んだトロク トライト類(ダナイトにメルトが浸入してできた 岩石と解釈されている)をはんれい岩の岩脈が切 る構造が見いだされている。大西洋中央海嶺 15° 20'N では、Hess Deep と比べダナイトが多いに もかかわらず、ダナイトの形成過程を明瞭に示す 構造は見いだされていないが(Kelemen *et al.*、 2007), Hess Deep での観察に基づく類推によっ てダナイトの生成に大量のメルトが関与していた とされている(Takazawa et al., 2007)。このよ うに,現在では,海洋モホ面近傍に産するダナイ トは,ハルツバージャイト等,輝石を含むかんら ん岩と玄武岩メルトとの反応によって,輝石が溶 解した結果であるという考えが広く支持されてい る。しかし,そのような反応の定量的な取り扱 い,すなわち,かんらん石がどの程度メルトから 結晶化したのかあるいは溶解したのか(化学反応 の化学量論関係)は明らかにされてはいない。

オフィオライトでは、ダナイトが地殻最下部を 構成するはんれい岩類の下に均一な層として広 がっている場合もあるが(例えば, Bay of Islands

オフィオライト; Nicolas, 1989; Suhr et al., 1998), ハルツバージャイト等を壁岩としてその構造を切 り、板状の岩体として出現することもある(Nicolas, 1989; Kelemen et al., 1995a; 図 2)。後者は、 壁岩の構造形成とダナイト形成の時間関係を示し ており、マントルにおけるメルト生成と移動がど のように進行したのかについての記録とみなすこ とができる (Suhr et al., 2003)。さらに、ダナイ トはしばしば壁岩と共に変形し、壁岩との接触面 や内部構造が周囲の面構造や線構造と調和的に なっていることが多い (tabular dunite: 板状ダ ナイト)。これは、岩石形成後の変形(中央海嶺 下でのコーナー流れなど)の影響とも考えられる が、マグマが関与する段階でダナイトと壁岩がそ の構造を含め同時に形成された可能性もある。こ のことは、後述するように中央海嶺下でのメルト 輸送におけるダナイトの役割の評価において重要 となる。

# 2) ダナイトの形成過程とその特徴

マグマが関係することで形成されるほぼ単一鉱 物からなる岩石(monomineralic rocks)は、ダ ナイトをはじめとして、斜長岩、単斜輝岩、斜方 輝岩、クロミタイトなどがある。マグマが多成分 系の珪酸塩溶融体であることを考えると、ほぼ一 つの鉱物だけの岩石が形成されるためには、その 鉱物の集積過程と集積後の粒界メルトの分離の二 つの過程が不可欠である。しかし、このような岩 石では、鉱物を晶出したメルトについての直接的 情報が欠落しているため、その形成機構の理解は 一般に困難である。

ダナイトの形成にとってまず必要なかんらん石 の集積メカニズムとしては、(1)かんらん石をリ キダス相とするマグマから結晶化したかんらん石 がなんらかの過程(重力沈降や境界層結晶化など) を経て集まってできた集積岩 (cumulus dunite), (2)マントルかんらん岩の部分融解が極度に進み 溶け残った残留岩 (residual dunite), (3)マン トルかんらん岩がメルト (あるいは水に富んだ流 体相)と反応し輝石が選択的に溶け出し,加えて かんらん石が選択的に結晶化することで形成され た反応生成物 (replacive dunite: 交代岩)が考え



- 図2 オフィオライトの観察に基づいてまと めた輝石を含むかんらん岩中に出現す るダナイトの様々な産状 (Kelemen et al., 1995a). Abのように壁岩中の密な斜め線 で示した輝岩層などの構造をずらすこと はなく, Aaのようになっていることから, 壁岩の構造を保ったままメルトとの反応 でダナイトができたと考えている. 中心 に黒で示したはんれい岩や輝岩が挟まる FとGの構造は亀裂の存在が示唆されるが, 輝岩の反応し残しがダナイトの中に追跡 できる B, 輝岩層に沿って枝を出している C, そして粗い斜め線で示した面構造の発 達したかんらん岩を複雑な形状で切るD や E の 構造は、 浸透流 が ダナイト 部分に 集中して反応が進んだモデルと調和的で ある.
- Fig. 2 Various contact relationships of dunites and surrounding pyroxene-bearing peridotites observed in the mantle section of ophiolites (Kelemen et al., 1995a). Except for Ab, which is expected if dunite filled an open fracture cutting the host peridotite-pyroxenite banding but has never been observed, all features from A-E are consistent with a replacive origin for dunites. F and G with pyroxenite or gabbroic center might require a fracture through which basaltic melt flowed, reacting with host peridotite forming replacive dunite at its margin.

られる。Nicolas (1989) は,(2) と(3) はもと もとマントルかんらん岩がマグマとの反応によっ て変わったものと考え,両者とも「残留岩」とし ている。また,一つの岩石中のかんらん石には, これら三つの起源のものが共存する可能性につい ても言及している。

モホ面近傍直下の最上部マントルは、マントル 中で最も圧力が低いため,減圧融解が促進され, 生成メルトは浮力などによって海嶺直下に集中 (melt focusing; Turcotte and Phipps Morgan, 1992) する。メルトは、モホ面近傍で密度的に釣 り合うために集積しマグマ溜まりを形成して長期 間滞留する。この間に、海底面からの冷却でマグ マの結晶化も進む。従って、モホ面近傍はマント ルの部分溶融と生成メルトの冷却固化が空間的に 共存する複雑な境界層の環境とみなすことがで き、融解-結晶化の一連の過程の中でかんらん石 の集積が期待される。上記の可能性(1)では、 何回も注入と噴出が繰り返される開放的マグマ溜 まり内でメルトから熱が奪われ結晶化したかんら ん石が沈降等によって集積するであろうし、可能 性(2)では、ダナイトのドライな条件での融点 は極端に高いと同時にかんらん岩の部分融解に よって生成されたメルトは容易に連結し分離しや すいので,融解を極度に促進させるためには,融 点を下げる流体 (マグマや水に富む流体)の流入 が必要である。さらに、可能性(3)では、外部 から輝石に不飽和な流体が流入・流出し、それに よって輝石の溶解とかんらん石の成長・溶解が進 む。すなわち、いずれの場合にも、ダナイト形成 場は開放的であり、相当量の流体が関与した開放 的反応の進行が不可欠である。

可能性の(2)と(3)の違いは,(2)は実質的 に固相がメルトになる融解の相転移であるのに対 し,(3)は,実質的融解と実質的結晶化の両者の 相転移の可能性がある点である。従って,(3)は (2)を包含するものであり,ダナイト形成の理解 とは,集積岩なのか残留岩なのか,それとも「交 代岩」なのかといったことを特定することではな く,マントル中で効率的にメルトの流入と分離が 進行する開放的反応系がどのようなものであるか を知ることである。つまり,ダナイトの成因を明 らかにするということは,マントル内での流体の 起源と輸送を含めた融解系の全体像を理解するこ とである。マントルでのメルト生成量の推定とい う観点から重要なのは,ダナイトの形成場で起き ている開放的反応のメルトの流入量と化学量論係 数を特定することである。これらを定量的に推定 できれば,反応に関与したメルトの量と生成また は溶融したかんらん石の量が推定できるので,モ ホ面の深さを与えれば,マントルにおけるメルト 生成量をより正しく見積もることができる。

ダナイトの形成にもう一つ不可欠な過程は、ダ ナイトの集積に関与したメルトがほぼ完全に分離 することである。分離が不完全の場合には、メル ト成分を様々な程度に含んだ、はんれい岩、トロ クトライト、斜長石含有ダナイト、あるいはポイ キリティックウェールライトといった類の岩石が 形成されると考えられる。こうした視点とはまっ たく異なり、これらのメルト分離が不完全な岩石 は、しばしばダナイト(あるいはハルツバージャ イト等)を出発物質と想定して impregnation (メ ルトの注入) または fertilization (肥沃化) の起 きた岩石 (例えば, impregnated dunite) などと 呼ばれる (Nicolas, 1989)。これらの用語は非常 に頻繁に用いられるが、ダナイトが開放的なマグ マ過程の最終産物であり、「メルトの注入や肥沃 化」はその形成過程で起きたのであって、固結段 階の直前で起きたものではない。従って、ダナイ トの存在を仮定した成因に基づくこのような用語 は、使用すべきでない。ダナイトは、メルト成分 を割合多く含むものから、ほとんど含まないもの まであり、トロクトライトなどに漸移する場合も ある。その大きな変化は、単にダナイトに外来メ ルトが異なる程度加わったとみるべきではなく. 反応進行過程でそれぞれ特有のメルト分率をもつ に至ったか、あるいは反応中に存在していた粒間 メルトの分離程度が異なることによって生じたと 考えるべきである。いずれにせよ、反応段階での メルト分率を推定することができれば、この問題 は解決する。

## III. モホ面近傍に発達するダナイト生成モデル

上で述べたように、オフィオライトや中央海嶺 における掘削に基づく研究によって、地殻・マン トル境界におけるダナイトの生成メカニズムの本 質は、かんらん岩とマントル中を上昇するメルト の開放的な反応であることが明らかとなった。こ こでは、どのようなメカニズムが考えられるのか を具体的にみてみよう。

# 1) 反応性浸透流不安定に起因する

#### ダナイト形成

化学平衡状態にある固液共存系に固相の溶解を 引き起こす非平衡な流体が浸透流として通過する とその反応フロントは平面として前進せずに不安 定となり、ある特定の波長で波打ち、さらにその 振幅が大きくなり、しまいには特定の反応フロン トが選択的に前進し、指状の構造をつくることが 知られている (Ortoleva *et al.*, 1987)。このよう な現象は、反応性浸透流不安定 (reactive infiltration instability あるいは channeling instability)と呼ばれ、様々な固液反応系において溶解 が起きる場合に観察される。マントル中を上昇 する珪酸塩メルトは、深部で生成された時には 輝石とかんらん石に飽和しているが、断熱的に 上昇した浅所ではかんらん石に過飽和となる一 方で輝石には不飽和になる。このようなメルト とかんらん岩の反応も反応性浸透流不安定を引 き起こし、その結果、選択的に輝石の溶解が進 んだ部分がダナイトになる可能性がある(Kelemen *et al.*, 1995a).

この現象の本質は、ある部分で溶解が進むとその部分の溶解がさらに進行することにある。これは、溶解が進んだ部分は間隙率が大きくなるためより流体/固体比が大きくなり液中の固相の溶解度が下がることと、間隙率が大きいと浸透率が大きくなり余計に不飽和な流体が浸入しやすくなりさらに溶解が進行するという正のフィードバック機構が働くためである。この現象についての理論と数値計算に基づくアプローチは、Aharonov et al. (1995, 1997)と Spiegelman et al. (2001)によってなされた。Spiegelman et al. (2001)では、

鉛直方向に溶解度の勾配を与え圧密も取り入れ, 中央海嶺の下に期待されるように水平方向に均一 な減圧融解を開始する場合にも反応性浸透流不安 定が発生し、メルトがチャンネルに集中すること を示した(図3)。彼らの推定によれば、約10万 年で1から200mの間隔でメルトチャンネルが 形成される。

以下で紹介する, 亀裂が関係してダナイトが亀 裂の周辺の限られた領域に形成され, それがいく つも重なって厚いダナイトが形成される可能性が ある。Braun and Kelemen (2002) は, 小さな 亀裂がランダムに多数形成された結果どのような ダナイト層のサイズ分布が観察されるかを検討 し, それが実際に観察される指数 1.1 のべき乗則 に従わないことを理由に,反応性浸透流不安定が ダナイトの成因として最も適切であると主張して いる。

#### 2) 亀裂が関係するモデル

マントルは様々なスケールの不均質性を含んで いると考えられるので,そのような構造がダナイ ト形成場を決める可能性もある。例えば,図 2C に示すように,輝岩層が選択的にダナイトになっ ていることから,輝岩や玄武岩質岩石の不均質な 分布がダナイトの形成場所を支配している可能性 が考えられる。これと類似した機構としては,マ ントル中に薄い亀裂が形成され,それを通過する メルトと壁岩の反応が引き金となって厚いダナイ ト層が形成されるというものである (Quick, 1981; Nicolas, 1989; Suhr, 1999)。図2のFやGのよ うにはんれい岩や輝岩を中心に挟んでいる構造や 地殻中の岩脈に良くみられる亀裂間の相互作用を 示すGのような構造は亀裂の関与を示唆してい る。

反応性浸透流不安定モデルの欠点は、もし浸透 率に異方性がなければ、不安定はフィンガー状に 発達し、反応の結果であるダナイトは良くみられ る板状の岩体にはならない点である。Jung and Waff (1998) によって示されているように、浸透 率異方性は、かんらん石の結晶方位定向配列とか んらん石の界面エネルギーの異方性によって形成 され、その結果ダナイトが板状となる可能性があ



図 3 マントル中での反応を伴う浸透流輸送によるメルト分率構造の発達過程のモデリ ング(Spiegelman et al., 2001). ダムケラー数(化学反応とメルト輸送のタイムスケー ルの比を表す無次元数) = 40,ペクレ数(メルト輸送と化学成分の拡散のタイムスケー ルの比を表す無次元数) = 40の場合の間隙率の時間発展が示されている. 無次元時 間 t = 1 はメルトが背景の間隙率で下から上まで通過するのにかかる時間で, t = 116 で最大の間隙率は 3.9%に達し, 圧密のために最小値は 0.1%となる. (a) では, 間隙率の絶対値が示してあり, (b) では, チャンネルの形態がはっきりするように それぞれ基準の値で規格化してある.

Fig. 3 Results of modeling porosity (melt fraction) structures formed in the partially molten mantle by a permeable flow associated with chemical reactions (Spiegelman *et al.*, 2001). Development of porosity for a run with Da (Dahmköhler number, which is the ratio of time scales of reaction and melt advection) = 40 and Pe (Péclet number, which is the ratio of time scales of advection and diffusion of a component in the melt) = 40 is shown. A dimensionless time of 1 in these runs is the time it takes to traverse the box once at background porosity. At t = 116, the maximum porosity is 3.9%, while the minimum porosity is only 0.1% due to compaction. (a) shows absolute porosity, and (b) shows normalized porosity to show up channel morphology.

るが,多くのダナイトは周囲のマグマの関与を示 すプロトグラニュラー組織のかんらん岩の面構造 や線構造を切って発達するため浸透流異方性では 板状のダナイトの形成を説明できないと考えられ る。フィンガー状のダナイトが後の変形によって 引き延ばされて板状になったとする考えもある が,直交する輝石脈や壁岩の面構造がそのままの 状態であることなどを考えると,少なくとも一部 のダナイトは浸透流不安定モデルと調和的でない (Suhr, 1999)。

上で述べたように亀裂が引き金になってダナイトが形成されるという考えは、ダナイトの平面性

を良く説明している。この考えを取り入れたダナ イト形成モデルを図4に示した(Suhr, 1999)。 このモデルは、実際に観察され得るダナイトの多 様性を説明するために、色々なメカニズムを取り 込んだものであり、かなり複雑になっている。例 えば、亀裂が次第に広がって厚いメルト層ができ 通過するメルトからかんらん石が結晶化し集積す るというモデルもあるが(Takahashi, 1992),図 4では、モデルの初期段階でなんらかの理由で亀 裂の拡大が進行しメルトが大量に通過したケース がこれにあたる。

ダナイトが亀裂を満たしたメルトからのかんら



- 図 4 Bay of Islands オフィオライトの観察に基づくダナイト形成モデル (Suhr, 1999). まず亀 裂ができそこに沿ってメルトが流入しその周りではかんらん岩との反応によって薄い ダナイトが形成される.この間メルトの輸送が行われる (a).メルトが停留するような ところではかんらん岩との反応が促進しダナイト層は厚くなる (b).メルトチャンネル が閉じるとダナイト中を浸透流によってメルトが輸送される (c).メルトの供給がやむ と壁岩とダナイトの粒間メルトが分離上昇する (d). (a) で, 亀裂が不規則な場合には, 壁岩がダナイト中に取り残されるようなものもできる (e).
- Fig. 4 Various models of tabular dunite formation in the mantle section of the Blow Me Down Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite (Suhr, 1999). (a) A fracture formation and melt migration produces a thin replacive dunite zone; (b) local melt stagnation enhances the reaction between melt and host peridotite thickening the dunite layer; (c) closure of open channel for some reasons changes the melt migration mechanism from flow through fracture to focused porous flow through dunite layers, which might last for hundreds to thousands of years; (d) during compaction of the host partially molten peridotite, local melt was extracted through the dunite zone via a porous flow, which is overprinted with chemical signatures of dunite obtained from processes (a)-(c). Shown in (e) is a case with irregular fractures in stage (a), by which the final dunite layer becomes thicker with a harzburgite enclosure.

ん石の結晶化と集積によってできるというモデル に対しては、二つの重要な批判がある。第一は、 亀裂内でのかんらん石の結晶化は必ずメルトの分 別を引き起こし、形成されるダナイトはかなり不 均質になるはずであるという議論で, 第二は, 大 量のかんらん石からなるダナイトを結晶集積でつ くるためには、かんらん石成分に富んだピクライ ト質のマグマが必要であるという議論である (Nicolas (1989)の第10章を参照)。これら二つ の問題は、開放的な反応系を考えれば解決する。 すなわち, 亀裂中を大量のメルトが通過しながら かんらん石を亀裂の壁に成長させることによって 均一なダナイトが形成される。これは、よく引用 されるクロミタイトの形成モデル (Lago et al., 1982) と同様である。厚いメルトで埋められた亀 裂を形成せずに亀裂幅を薄く保ちつつ初期の壁面 が両側にゆっくり離れながら通過するメルトから

かんらん石が結晶化・集積する機構は,結晶分別 によるメルトの組成変化を抑えることができる。

Braun and Kelemen (2002)は、鉛直にできた亀裂を流れるメルトから側方向に進む反応が拡散(メルト流れに伴う分散を含めた)律速であると考え、亀裂に起因するダナイトの形成メカニズムでは、断熱的に上昇している時間を考えるとせいぜい 3-20 mの反応ゾーンしかつくれず、実際に観察される 100 mを超えるダナイトの成因としては不十分であると主張している。しかし、亀裂が重力方向と少しでも斜交して形成されると反応帯はメルト輸送速度の鉛直成分がある程度加わるために厳密に鉛直の亀裂に比べてより厚くなる。また、破壊過程に起因する亀裂には枝分かれ構造が発達することが多く(図4)、亀裂があるゾーンに集中して形成される場合もあるので、亀裂によって数十メートルを超えるダナイト層は形

成され得ると考える。ただし、重力方向と斜交す る亀裂が形成される場合には、ダナイトは何らか の非対称性をもつことが期待される(Takahashi, 1992)。ダナイトを厚くするもう一つの要因は、 水平方向に進行する反応フロントの不安定であ る。この不安定によって生じた反応フロント形状 の揺らぎが鉛直の輸送とカップリングすることで ダナイトはより厚くなることができる。

# **IV.** ダナイトの化学組成からの制約

上で述べたように、ダナイトを形成するために は開放的マグマ活動場の存在と固結段階で系から メルト成分が効率的に分離することが必要であ る。ダナイトがメルトとどのように関与したのか を定量的に明らかにするためには、ダナイトに記 録されている化学的情報が有効である。本章で は、まずダナイトから得られる有用な化学情報に はどのようなものがあるかを述べ、その情報に基 づいてダナイトを二つのタイプに分類する。最後 に、そのような情報からダナイトの生成過程に制 約を課すため、マントル中に開放的マグマ系を想 定し、その系へのメルトの流入と流出に伴って系 の中で起きている反応を記述する物質保存モデル (小澤, 1997; Ozawa, 2001)をたて、どのような 反応系でなくてはならないかを考察する。

### 1) ダナイトから得られる化学情報

ダナイトから読み取れる、ダナイト形成に関す る化学情報としてはどのようなものがあるだろう か? 化学情報のうち、全岩化学組成は、一般に 岩石形成時の情報をよく残しているが、多くのダ ナイトは低温での変質・変成作用を被っているた めに、全岩化学組成の情報は形成時のものを残し ていない可能性が大きい。このため、変質・変成 を免れた残留鉱物 (relict minerals)の化学組成 を用いるのが有効である。ダナイトは形成した後 に冷却を経験して我々の観察にかかるようになる ことになるので、その間の条件変化(特に温度) の効果を考慮する必要がある。かんらん石以外の 鉱物をまったく含まないならば、化学成分を交換 する相手がいないので、どのような熱や変形履歴 をたどろうとも、系が閉じている限りかんらん石 のもつ組成はマグマが関与した過程の情報とみな すことができる。しかし、一般には、少量のクロ ムスピネル、輝石類、斜長石、角閃石などを含む ために、温度低下による鉱物間の元素分配係数の 変化が少ない元素を用いる必要がある。また、固 結後に水や CO<sub>2</sub> などに富んだ流体が入ってきて 化学組成を変える可能性があるが、主要成分組成 までもが変わるようなことが起きたとすれば、か なりの低温であるために、必ずその証拠が化学組 成不均質として残るので検証は容易である。流体 に濃集する微量元素については、以下でも述べる ように、細心の注意が必要である。

主要構成鉱物であるかんらん石の情報として it, Forsterite % = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) × 100 ( $\downarrow$ ) 後 Fo と略) が重要である。Fo 値は、かんらん石 がおよそ90%以上含まれている限り、他にどの ような鉱物が存在してもその化学組成を大きく変 えることがないため、マグマ過程の情報であると 考えて良い。一方、微量元素としては、かんらん 石に濃集する Ni や Co (Takahashi, 1978) のほ かに液相の主要成分であるが、かんらん石には微 少量含まれる Ca (Jurewicz and Watson, 1988) や Mn (Takahashi, 1978),液相の濃集元素であ るがかんらん石に極微少量含まれる Li (Seitz and Woodland, 2000; Jeffcoate, et al., 2007) & どがあげられる。このうち分析が容易に行えるの は、Fo, Ni, Ca, Mn である。これら4元素の うちで、Caは輝石類と共存すると、たとえ輝石 が少量でも、温度依存性が大きい Ca の分配のた め、マグマが関与した形成後の冷却に際し、かん らん石中の Ca 量が減少してしまうため有効性が 失われる。しかし、輝石や角閃石をまったく含ま ない場合には,非常に有効なマグマ情報として使 うことができる (Suhr *et al.*, 2003)。Mn と Ni はクロムスピネルに多く含まれるために、クロム スピネルが少ないという条件の下に、マグマの指 標として用いることができる。

ダナイトに次に多く含まれるクロムスピネル固 溶体の主成分組成の指標としては、Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) × 100 (Mg# と略)と Cr/(Cr + Al) × 100 (Cr# と略) があげられる。これらの元素比は Dick and Bullen (1984) がスピネルの化学組成を コンパイルした際に用いたものでよく使われる が, Mg# は基本的にかんらん石の Fo 値と冷却速 度に依存するので使用すべきでない (Ozawa, 1984)。一方, Cr# はかんらん石の影響をほとん ど受けず, 多少の輝石が存在していても, 大きく 変動しないことが示されているので (Ozawa, 1986), 有効なマグマ過程の指標になる。クロム スピネルに含まれる微量元素として有効なもの は, Ti, Mn, V, Ni 等があげられる。このうち, Mn と Ni はかんらん石組成と冷却速度に支配さ れるので, Ti と V が有用である (Kelemen *et al.*, 1995a)。特に, 濃度が高い Ti は, メルトとの関 与を示す指標として非常に良く用いられる (Ozawa, 1994)。

開放的な反応系の生成物であるダナイトの反応 過程を知るために,かんらん石やスピネルの主成 分組成は,非常に優れた特徴をもっている。系の メルト分率が極端に大きくない限り,系が閉じて いく最終固結段階においてこれらに大きな化学組 成変化をもたらすことはできないので,これらの 組成情報は主要なステージにおける反応の記録で あるとみなしても良い。

最も典型的なダナイトには、かんらん石とクロ ムスピネル以外の鉱物は含まれないので、この二 つの鉱物の化学情報が最も重要であるが、時に単 斜輝石を含むことがある。単斜輝石は、液相濃集 元素に富むことから、SIMS や LA-ICP-MS によ る高空間分解能での微量元素分析によって、関与 したメルト組成を推定する手がかりが得られると いう点で重要である (Suhr et al., 2003)。しか し、単斜輝石の組成の解釈は、系が開放的である と考えたとたんに困難になる。また、上述したよ うに、固結後に流入してくる可能性のある水に富 んだ流体の影響を受けやすいと同時に、系からメ ルトが分離しダナイトになる過程を無視できない 欠点がある。この点については以下でまた議論す る。

### 2) モホ面近傍に発達するダナイトの化学的分類

モホ面近傍において, ハルツバージャイトや レルゾライト等, 輝石を含むかんらん岩中に発 達するダナイトは、多様な化学組成を示してい るので、その成因を検討する前にその多様性を 整理しておこう。ダナイトになる最終段階の諸 過程や固結後の冷却や流体の流入の影響のない 主成分情報として、かんらん石とスピネルの組 成に注目する。これまでのオフィオライト研究 や海洋掘削の結果 (Arai and Matsukage, 1996; Suzuki, 1997MS; 田村ほか, 1999; Kubo, 2002; Suhr et al., 2003; Takazawa et al., 2007 等) に よれば、ダナイトは、かんらん石の Mg# に基づ いて, Fo 値が約 91 以上の高 Fo と約 91 以下の 低 Fo ダナイトに分けられる。高 Fo ダナイトは 壁岩のかんらん岩より Fo 値が高いにもかかわら ず、その値が増加するに従いかんらん石中の NiO 含有量はほぼ一定から減少する傾向があり、 Fo = 93.5 以上になると増加に転じる。スピネル の組成にも特徴があり、その Cr# は一般に 80 以 上で、周囲のかんらん岩の値に比べて高く、ス ピネルの TiO2 含有量は壁岩の値より低い。これ に対して、低 Fo ダナイトの Fo 値と NiO 含有量 は周囲のかんらん岩の値より低い傾向がある。 スピネルの Cr# は普通 70 以下であるが、その 値は壁岩の値より高く、スピネルの TiO2 含有量 も壁岩の値より高い。

図 5a, cには、早池峰-宮守オフィオライトの かんらん石とスピネルのデータを示した。このオ フィオライトのダナイトは低 Fo タイプに属し, ハルツバージャイトに比べてダナイトは、高い Cr# のスピネルと低い Fo 値, 同じかわずかに低 いNiO含有量のかんらん石を含んでいる。この タイプは、Oman オフィオライト (Kelemen et al., 1995a) や Bay of Islands オフィオライト (Suhr et al., 2003) など報告例が多い。図 6a, c には、北海道神居古潭帯に分布するメルト成分に 極端に枯渇したマントルセクションをもつオフィ オライトのかんらん岩から得られた高 Fo タイプ のダナイト (田村ほか, 1999; Kubo, 2002) のデー タを示す。ハルツバージャイトに比べてダナイト は、高い Cr# のスピネルと高い Fo 値、わずかに 低い NiO 含有量のかんらん石を含んでいる。図 6の糠平産のダナイトには、低 Fo タイプのダナ



図 5 低 Fo タイプである早池峰-宮守オフィオライトのダナイトとそれに伴うハルツバージャイト等のかん らん石とスピネルの化学組成 (a, c) と開放的反応系のモデリングの結果 (b, d). かんらん石の Fo とス ピネルの Cr#の関係を (a) と (b) に示し, かんらん石の Fo と NiO 含有量の関係を (c) と (d) に示す. モデルでは,メルト流入率 (融解または結晶化する間に系に入ってくる流体の質量を最初のかんらん 岩の質量で規格化した値) β = 6,スピネルは反応に関与せず初期の量を維持し,メルトの流入に伴っ て起きる反応のストイキオメトリーを,メルトを1とした場合についてかんらん石と斜方輝石につい て変えてある.反応は,太い灰色の線で示した2%のメルトを系に含んだ融解による融解度が23,25, 27,29%のかんらん岩と,大きなダイヤで示したかんらん石とスピネルと平衡にある玄武岩質の流入 メルトの間で起きるとしてある.(a) と (b) には,Arai (1987) によるかんらん石-スピネルマントルア レイを示し,(c) と (d) には, Takahashi (1986) によるかんらん石マントルアレイを示した.

Fig. 5 Olivine and spinel compositions in dunite and associated rocks from the Hayachine-Miyamori ophiolite as an example of the low Fo type (a, c) and modeling results (b, d) shown in diagrams of Fo vs. Cr# of spinel (a, b) and Fo vs. NiO wt% in olivine (c, d). In the modeling, melt influx rate, which is the melt mass influxed during melting or crystallization normalized by the initial solid mass, is set at 6. Reaction stoichiometry is as follows; spinel is assumed not to be involved in the reaction and olivine and orthopyroxene coefficients vary with melt coefficient = 1. Reaction takes place between peridotites on the melting trend at 23, 25, 27, and 29% degree of partial melting and a basaltic melt in equilibrium with olivine and forsterite having the composition shown by the large diamond. In (a) and (b) olivine-spinel mantle array after Arai (1987) and in (c) and (d) olivine mantle array after Takahashi (1986) are shown.

イトも多く認められる。これと同様に,高Foタ イプのダナイトは,低Foタイプの産するBay of Islands オフィオライトからも報告されている (Suhr *et al.*, 2003)。

東太平洋海膨の Hess Deep やカリブ海の Mid-Cayman Trough から得られたダナイトは,低 Fo タイプに属している (Arai and Matsukage, 1996; Arai, 2005)。一方,大西洋中央海嶺 15° 20'のダナイトは,その関係は不明であるが, Bay of Islands オフィオライトや糠平岩体と同様 に低 Fo と高 Fo タイプの二つが共存している (Takazawa *et al.*, 2007)。従って,二つのタイプ の共存は普遍的であり,島弧・中央海嶺のような テクトニックな環境の違いを反映しているのでは



図 6 高Foタイプに属する神居古潭帯のオフィオライトのダナイトとそれに伴うレルゾライトやハルツバージャ イトのかんらん石とスピネルの化学組成 (a, c) とモデリングの結果 (b, d). (a) と (b) に白丸で示した 糠平産のサンプルには,多くの低 Fo タイプのダナイトが含まれている.かんらん石の Fo とスピネル の Cr#の関係を (a) と (b) に示し、かんらん石の Foと NiO 含有量の関係を (c) と (d) に示した. この モデルでは、反応のストイキオメトリーは、ハルツバージャイト-メルト反応の場合には断熱的なケー スを考え4 Opx-3 Ol = Liq とし、ダナイト-メルト反応の場合にはかんらん石の単純融解とした.流 入メルトは、メルト流入率(融解または結晶化する間に系に入ってくる流体の質量を最初のかんらん 岩の質量で規格化した値)βをハルツバージャイトとメルトの反応時には、0.1から60まで変化させ、 ダナイトになってからは1.0の一定値にした.スピネルは反応に関与せず初期の量を維持すると仮定した. 反応は、2%のメルトを系に含んだ融解による融解度が23,25,27,29%のかんらん岩と、Fo = 91, NiO = 0.25 のかんらん石と Cr# = 0.5 のスピネルと平衡にある玄武岩質メルトの間で起きるとしてあ る. (d) では, β = 40-60 がモデルトレンドの下半分, β = 1-20 が上半分に対応している.神居古潭 帯のオフィオライトからのデータは、K02: Kubo (2002)、S97: Suzuki (1997MS)、T99:田村ほか (1999) から取った. (a)と (b)には, Arai (1987)によるかんらん石-スピネルマントルアレイを示し, (c)と (d) には、Takahashi (1986) によるかんらん石マントルアレイを示した. シンボルはすべて共通で、(a) と(c)に説明がある.

Fig. 6 Olivine and spinel compositions in dunite and associated rocks from the Kamuikotan ophiolites as an example of the high Fo type (a, c) and modeling results (b, d) shown in diagrams of Fo vs. Cr# of spinel (a, b) and Fo vs. NiO wt% in olivine (c, d). Many low Fo type dunites are plotted in (a) and (b) for the Nukabira complex. In the modeling, melt influx rate, which is the melt mass influxed during melting or crystallization normalized by the initial solid mass, was varied from 0.1 to 60 to find an appropriate value. Reaction stoichiometry is set at 4 Opx - 3 Ol = Liq by assuming an adiabatic reaction. Reaction takes place between peridotites on the melting trend at 23, 25, 27, and 29% degree of partial melting and a basaltic melt in equilibrium with olivine having Fo = 91 and NiO = 0.25 wt% and spinel having Cr# = 0.5. Data from the Kamuikotan ophiolite are taken from the literatures: K02, Kubo (2002); S97: Suzuki (1997MS), T99, Tamura *et al.* (1999). In (a) and (b) olivine-spinel mantle array after Arai (1987) and in (c) and (d) olivine mantle array after Takahashi (1986) are shown. All the symbols are common in four panels and explained in (a) and (c).

ない。Fo 値の違いに反映されているように、低 Fo タイプのダナイトは肥沃な低融解度を経験し たかんらん岩 (レルゾライト)を伴い,高 Fo タ イプは高融解度のかんらん岩(ハルツバージャイ ト)を伴う傾向がある。普通の融解・メルト分離 や結晶分別・集積による鉱物組成の変化は、Fo 値と NiO 含有量, また Fo 値と Cr# はともに正 の相関関係で特徴づけられる。従って、高 Fo ダ ナイトにみられるかんらん石の NiO 含有量と Fo 値の間にある負の相関関係や、低 Fo ダナイトに みられるスピネルの Cr# とかんらん石の Fo 値の 間にある負の相関関係は、閉鎖系での結晶化や融 解、あるいは分離についてだけ開いている分別融 解や分別結晶化では説明できない。つまり、これ らのダナイト形成のためには、系外からの物質の 流入のある完全に開放的な反応系を考える必要が ある。以下では、ダナイトの主要な構成鉱物であ るかんらん石とスピネルの化学組成を用いて開放 的反応過程に制約を課す例を低 Fo タイプと高 Fo タイプそれぞれについて示す。

# かんらん石とスピネルの化学組成の モデリングからの制約

以下のモデリングは、小澤(1997)を発展させ たものである。系をかんらん岩に固定するが、そ れは空間に固定されている必要は必ずしもなく, マントル中を移動していても良い。系に入ってく る物質は、流体(珪酸塩メルトや水に富む流体) であり、 系から出ていく物質は、 珪酸塩メルトで ある。これに関係するモデルパラメータは流入し てくる物質の化学組成と流入量、および流出量で ある。系に流入してくる量を、系内で起きる融解 反応の進行度を基準として計るパラメータとし て, βを導入する。例えば,融解反応が100%進 んだ時に、系の初期量に等しい流体が流れ込んで きた場合には、 $\beta = 1$ となる。系の状態は、 ~ 100%メルトの状態から~ 100%固体までが考 えられ、関係するモデルパラメータはメルト分率 である。系の中で起きる反応は、結晶化、純粋な 交換反応, 融解と幅広く考えることができ、これ に関係するパラメータは、反応の進行度と反応の 化学量論係数である。

低 Fo タイプのダナイトは、その壁岩として周 囲に存在し化学組成も類似しているハルツバー ジャイトに比べてかんらん石の組成が Fo に乏し くなるように変化し、かつスピネルの Cr# が増 加するので、鉄に富み Cr# の高いスピネルと平 衡にあるようなメルトとハルツバージャイトを反 応させれば良いと考えがちであるが、そのような メルトはそれほど多くはない (Arai and Matsukage, 1996 等)。Hess Deep では、ダナイトのか んらん石とスピネルの組成はトロクトライトのも のに連続して変化しているので、Cr#の増加を斜 長石の存在で説明できるとも考えられるが、斜長 石を含まないダナイトの組成は説明できない。図 5に示したモデリングでは, 流入メルトは Fo = 85. NiO = 0.2 wt%のかんらん石と Cr# が 50 以下のスピネルと平衡であると仮定している。こ のような組成は融解程度が20%前後の部分溶融 メルトを結晶分化で導くことができ、実際に中央 海嶺玄武岩に含まれるスピネルの組成の範囲に一 致する (Arai and Matsukage, 1996)。

図5の(b)と(d)に示したものは、小澤(1997) の方法に基づいて行ったモデリングの一例であ り、流入メルトの組成がダイヤ印の化学組成のか んらん石およびスピネルと平衡にあり、メルトの 流入率を $\beta = 6$ ,スピネルの化学量論係数を0と 仮定し、反応の出発物質であるハルツバージャイ トの融解程度と反応の化学量論係数を変化させて 可能な条件を探したものである。与えられた条件 の下で、融解程度が23-29%で、反応式が、 4 Opx = 3 Ol + Liq であるのが最も妥当である ことがわかる。多くの未知パラメータがあるため にすべてをユニークに特定することは困難である が、もし仮定された条件が正しいとすると、この 反応式は、断熱系(定圧では等エンタルピー条件 下) での斜方輝石と玄武岩質メルト間での反応に 非常に近く (Kelemen, 1990), 断熱的であると 考えても良いアセノスフェア内でダナイトが形成 されたと判断される。この時、溶解した斜方輝石 の質量と結晶化したかんらん石の質量の比(Ma/ Mc = Mass assimilated/Mass crystallized) 12, 1.4 程度となり、実質的に融解が進行しているこ

とがわかる。メルトの流入率βは5-10 程度であ ればこの結論は変わらない。このようにβの値が ある程度特定できれば、壁岩のかんらん岩とダナ イトの組成を比較することで、反応の進行度(こ の場合には融解度)を推定できるので、流入した メルトの量を推定することができる。

図6の(b)と(d)に、小澤(1997)の方法に 基づいて行った高 Fo タイプのダナイトのモデリ ングの例を示した。Suhr et al. (2003) は、開放 的な反応モデルを用いて、高 Fo タイプのかんら ん石の組成を説明するためには、Fo 値がダナイ トの値以上と極端に高い融解度で生成されたメル トの流入が必要であると主張している。しかし. モデリングの結果、かんらん石組成を説明するた めに、 壁岩のハルツバージャイトに含まれる Fo = 92 程度のかんらん石と平衡にあるメルトの 流入でも説明可能である。かんらん石の NiO 含 有量が Fo 値の増加と共にわずかではあるが減少 し、Fo = 93 程度以上になると増加するこのタイ プのダナイトの特徴は、斜方輝石が完全に溶解し ダナイトになった後に、かんらん石が溶解するこ とで説明できる。ただし、その段階でのメルト流 入率は斜方輝石の溶解ステージに比べて低くない といけないが、等温状態でかんらん石の融解をさ らに促進するためにメルト流入は不可欠である。 また、図6ではスピネルのCr#は再現できてい ないが、高Cr#の特徴を説明するためには、流 入メルトと平衡なスピネルの Cr# が 50 より高い か,スピネルの溶解が必要である。高い Fo 値の ダナイトの形成のために必要なかんらん石の溶解 は、冷却効果が大きいリソスフェア内では進行し ない可能性が大きいので,海嶺直下のアセノス フェア内で、より高温のメルト流入によって促進 されたと考えられる。このためには、亀裂を使っ た高速のメルト輸送が必要である。

# 4) ダナイトに少量含まれる輝石の 微量元素からの制約と限界

かんらん石とクロムスピネルの化学情報によっ て、モホ面近傍におけるマグマ系の反応に制約を 課すことができ、メルトのフラックスなどを推定 することが可能となる。しかし、これらの鉱物は 液相濃集元素に乏しいため、関与したメルトの化 学組成についてより詳しい情報を得ることはでき ない。これを与えてくれる可能性をもっているの が、ときにダナイトに少量含まれる単斜輝石であ る。単斜輝石と珪酸塩メルトの間の微量元素の分 配係数は、かんらん石やスピネルに比べて圧倒的 に1に近いために、メルトの性質を良く反映す る (Kelemen et al., 1995a; Suhr et al., 2003 等)。 しかし、ダナイトの形成が開放的である以上、そ の開放性がどのようにして終結し岩石として閉じ た系となったのか、いつ単斜輝石が形成したのか がわからない限り、その組成の意味するものを正 確に理解することはできない。かんらん石の粒間 を埋めてごく少量出現する単斜輝石の微量元素組 成に対しては、系が閉じていく過程が少なからぬ 影響をもたらす可能性がある。この問題は、固相 に富んだダナイトを代表とするかんらん岩にとっ ては重大であるのに対し、部分溶融メルトが集 まった玄武岩にとっては、大きな問題にはならな い。もちろん、メルトの集積が完全であるという ことを仮定した場合の話である。

Ozawa and Shimizu (1995) は、開放的融解 が終わり、系が完全に閉じた後で系内のメルトが 結晶化する際に、単斜輝石の化学組成が変化する ことを明らかにした。図7に示したように、融 解度が15%、メルト分率がわずか1%であるよ うな開放的融解の後、単斜輝石が0.19、角閃石 が 0.8、 燐灰石が 0.01 の比率で結晶化する(単斜 輝石の組成を大きく変えない)条件ですら,Nd, Ce, La など液相濃集度の大きい元素は、単斜輝 石中で一桁近く含有量が変化する。また、系が閉 じる際に融解しながらメルト分離が進行するケー ス, すなわち, メルトを含む岩石が最終的に微少 量の輝石を含むダナイトになる過程で、単斜輝石 の微量元素濃度がどのようにメルト分離の影響を 受けるかを図8に示す。10%程度残っている単 斜輝石が融解過程で獲得した微量元素パターン (図8で黒丸で示したもの)が最終的分離過程で 大きく変化していることがわかる。特に、融解が 進行しつつゆっくり分離した場合には(図8では ダイヤ印),最後の1%程度の融解だけでも,軽



- 図 7 融解終了時に存在していたメルトが系が 閉じたまま固結した場合に単斜輝石の微 量元素濃度に与える影響(Ozawa and Shimizu, 1995). 融解度は 5, 10, 15% について 示し, 完全にかつ瞬間的にメルトが分離 した場合と系が閉じてメルトが完全に結 晶化した場合を比較している. 前者は、融 解終了時の単斜輝石の記録した組成であり、 一般にはこれを用いて観察された輝石と 比較するのであるが、図に示されている ように、融解程度が高い場合には、たとえ メルト分率が1%でも、単斜輝石の微量元 素パターン、特に液相濃集元素に対して大 きな影響を与える.一方重希土類元素の ように分配係数が1に近い元素に対して はこの影響は小さい.このモデルでは、で きるだけ単斜輝石の組成に影響を与えな いような結晶化のストイキオメトリーを 仮定しているが、もし角閃石や燐灰石が 晶出しないと効果はもっと大きい.
- Fig. 7 Effects of trapped melt crystallization after melting is terminated on REE patterns of residual clinopyroxene (Ozawa and Shimizu, 1995). Solid symbols are for the perfect separation of trapped melt when melting ends and open symbols are for complete crystallization of the trapped melt without trapped melt separation. The crystallization mode is chosen arbitrarily to give a higher partition coefficient, suppressing the effects on trace element concentrations in clinopyroxene.

希土類元素にかなり乏しくなる。Kelemen et al. (1995a)は、ダナイトの輝石があるメルトと平 衡にあったときの微量元素濃度を記録していると して、ダナイト生成に関与したメルトの組成を推 定し、ハルツバージャイトの単斜輝石の微量元素 濃度から同様にして求めたメルト組成と比較し て、ダナイトのほうがより中央海嶺玄武岩と平衡



- 図 8 メルト分率が1%でメルト流入率が1.0で あるような開放的融解が8%まで進行した 後で、メルト分離が急速に進み系から完 全にメルトがなくなった時の単斜輝石の 微量元素濃度を示した図. 最終段階でメ ルトの分離が効率良く起きている場合には, 分離は早く終了しその微量元素パターン は、瞬間的にメルトが分離した場合に近い. 分離が遅くなればなるほど液相濃集元素 の濃度が減少し、伏せたスプーン型のパ ターンになる、このパターンは、かんらん 岩やかんらん岩中の輝石に時々認められ るものであり (McDonough and Frey, 1989), 最終段階での融解を伴ったメルトの効率 的な分離を示唆している.
- Fig. 8 Effects of enhanced melt separation in the final stage (8 % > degree of melting = F) of open-system melting under conditions of melt influx rate  $\beta$  = 1.0, melt fraction = 1%. Instantaneous melt separation leave the clinopyroxene composition acquired at F = 8%. With decreasing melt separation rate, the final F when melt is completely separated increases and depletion of highly incompatible elements becomes more notable. The frozen patterns are often observed in mantle peridotites or clinopyroxene (McDonough and Frey, 1989), suggesting final, very effective melt separation associated with melting.

に近いと主張した。これは、中央海嶺におけるメ ルト分離のメカニズムとして、ダナイトチャンネ ルを用いた集中浸透流モデルがよりどころとして いるものであるが、単斜輝石がトラップされたメ ルトから成長したとすれば、ダナイト中の単斜輝 石微量元素パターンは、ハルツバージャイトのも のに類似するようになり、集中浸透流モデルの根 拠は薄弱となる。一方で,ダナイトの粒間にある 単斜輝石の量がトラップされたメルトの量に対応 していると考えることもあるが,それはあくまで 一つの可能性であるにすぎない。この問題に対す る一つの解決策は,考えられるメルト分離効率の 変化に対応する輝石の微量元素パターンの変化幅 がダナイト中の輝石から得られる情報であるとし て,ダナイトの成因を理解することである。もう 一つは、ダナイトに含まれる輝石の量の変化と輝 石の微量元素パターンを詳細に検討して,メルト の分離効率に制約をかけることである。

以上の考察は, 質量保存則に基づく微量元素の 振る舞いから反応過程を明らかにしようとしたも のであるが、実際のダナイト形成に際しては、空 間的に反応がどのように進むかを検討しなくては ならない。この点については、これまでにもいく つかの検討がなされている (Suhr, 1999; Spiegelman and Kelemen. 2003 等)。減圧融解している マントル中に、局所的にメルトの流れが集中した メルトチャンネルが形成される場合 (Spiegelman et al., 2001)には、水平方向のメルトの流れに大 きな変化が生じ、チャンネルの外では深いところ で生成された低融解度のメルトの影響をほとんど 受けずに融解するために,液相濃集元素に非常に 枯渇した組成になる。一方、ダナイトとして観察 されるチャンネルの中心部では、深部メルトと 様々な深さでのメルトの混合が起きることが期待 される。Spiegelman and Kelemen (2003) は、 ここで述べたようなダナイト形成最終ステージで の液相濃集度の大きい元素の固結過程依存性の問 題にはあまり注意を払ってはいないが、このよう な化学組成の空間変化が、マントル中におけるメ ルト輸送メカニズムの理解につながる可能性を指 摘した点で重要である。

# V. 海嶺下モホ面の形成における ダナイトの役割

様々な観点からみてきたダナイトが、モホ面の 形成にどのように関わっているのかをここではみ てみよう。海洋地殻のモホ面近傍に産するダナイ トのほとんどが Greenbaum (1972) や Pallister and Hopson (1981) が想定したような、大きな マグマ溜まり内でかんらん石が結晶化し底に沈積 するものではなく,開放的かんらん岩反応系に よって形成されたという考えは、地質学、岩石 学、地球化学的な性質から現時点では最も妥当な モデルである。この開放的反応系は全体としては 固体として振る舞い、なんらかのメカニズムに よってメルトの流入と流出を伴っている(亀裂内 に局在化したメルトの存在は否定していないこと に注意せよ)。反応は状況によって、実質的な結 晶化,融解,あるいは固体の量が変化しない場合 もあり得る。どの反応のタイプになるかは、系に 課せられた熱力学的制約に大きく依存している。 例えば、反応系がエントロピーを失うケースで は、かんらん岩が冷却しリソスフェアになってか ら輝石に不飽和なメルトが流入し、溶解する輝石 以上にかんらん石の結晶化が促進されるために Ma/Mc < 1となり、最終産物のダナイトは集積 岩的な要素を含んだマントルとなる。一方、断熱 的に上昇する部分溶融ゾーンでダナイト形成の反 応が進むと、輝石の溶解以上にかんらん石は形成 されず、メルト量が実質的に増加し(Ma/Mc > 1; Kelemen, 1990), 従って形成されるダナイトは 残留岩的な要素を含んだマントルとなる。両者の 中間にくるようなケースでは、輝石の溶解量に一 致するかんらん石が結晶化しメルトと固相の量比 は維持され (Ma/Mc = 1), 形成されるダナイト は、マントルとメルトの間で SiO<sub>2</sub>  $\rightleftharpoons$  (MgO, FeO) といった交換反応を経験したマントルとなる。中 央海嶺下の温度構造を考えれば、海嶺直下のモホ 面近傍, あるいは海嶺から遠く離れたリソスフェ ア内で Ma/Mc < 1 が実現されやすく,海嶺直下 の部分溶融領域内で Ma/Mc >1 が期待される。

メルト輸送の観点からみると, Ma/Mc > 1 の 場合にはメルトの量が増えるため,上で述べた正 のフィードバックが働き,さらに反応が促進され るので(Kelemen *et al.*, 1995b),非常に有効な 反応メカニズムとなる。このようにメルトの流れ がチャンネルに集中する場合に生成されるマグマ の量を均一に減圧融解した場合と比べてみると, メルトが集中した部分での溶解は明らかに促進さ れる (Asimow, 1999)。しかし、集中したメルト は、周辺の部分融解領域から供給されるので、そ の部分のメルト生成量は必ず減少する。輝石がす べて反応し尽くしダナイトのチャンネルになって もメルトが集中的に流入し続けると、上で述べた 高 Fo タイプで示されているように、ある程度の 融解が進むであろうが、そのメルト生成量は限ら れるので、融解系全域の平均としては分別融解に 近い結果になる。このメカニズムの重要性は、海 嶺下マントルでの分別融解過程に不可欠な,効率 的メルト分離を可能としている点である。メルト 分離の効率がダナイトの生成によって支配されて いるとするならば、ダナイトチャンネルが多いマ ントルは、平均的によりメルト成分に枯渇しモホ 面も深くなるはずである。一方、ダナイトチャン ネルの発達が弱い場合には、平均的マントルはメ ルト成分をある程度保持し、モホ面は浅くなると 考えられる。以下で述べる Braun and Kelemen (2002)のモデルのように、浸透流不安定によっ てより深部からダナイトができその水平位置が固 定される場合には、 均一で減圧融解する場合に比 べてメルトの生成量は減少すると考えられる (Asimow et al., 1997).

一方, Ma/Mc < 1の場合には, 浸透流による メルト輸送は結晶化が進むので系が膨張できるよ うな条件でない限り,メルトの分率が低下し(負 のフィードバックがかかり)反応は止まってしま う。海嶺浅所は引張場にあるので,引張亀裂が生 じ得る場合には,それを使ってメルト輸送が起 き,それに伴って Ma/Mc < 1の反応が進行する ことが可能となるであろう。このメカニズムが有 効に作用すると,マントルで生成されたメルトか ら多くのかんらん石が結晶化しダナイトをつくる ことで生成されたメルトのかなりの部分をマント ル内で損失することになり,地殻をつくるメルト 量が減少し,モホ面は浅くなるであろう。

Kelemen *et al.* (2000) と Braun and Kelemen (2002) は, Oman オフィオライトのダナイトの サイズ分布を検討し,反応性浸透流不安定のモデ ルとあわせて,海嶺下のマントル中で形成された メルトがダナイトのチャンネルに集中し,浅所で かんらん岩と反応することなく効率的に地殻に輸 送できるかどうかを検討した。海嶺玄武岩は輝石 を含むマントルかんらん岩とは化学平衡になく、 むしろダナイトと平衡に近いと考えられており (Kelemen et al., 1995a; この論拠の問題点につい ては、上記の議論を参照)、マグマはダナイトを 通過しかんらん石のみに飽和した状態で地殻にも たらされたと考えられている。Braun and Kelemen (2002) は、Oman オフィオライトで観察さ れたダナイトのサイズを様々なスケールで測定 し、それらをあわせて1cmから100mの4桁に わたってサイズ分布を決定し、べき乗則に従って いることを明らかにした。これを外挿すること で、中央海嶺下での融解メルトの輸送は、ダナイ トチャンネルのネットワークを介しているとし. 図9のようなモデルを提案している。このモデ ルでは、ダナイトチャンネルは浅くなると連結 し、数密度が減少しより大きなサイズになり、植 物が根を地下に張ったような構造をしている (fractal tree model; Hart, 1993)。太くなるとダ ナイトチャンネル中のメルト分率も増大し、メル トが海嶺直下に集中すると考えている。チャンネ ルの数密度のサイズの変化傾向は、反応性浸透流 不安定でも認められる (Spiegelman et al., 2001)。 このモデルでは、モホ面直下に広がるダナイトは fractal tree 構造の根本の部分が変形で引き延ばさ れたものであると解釈されている。

Braun and Kelemen (2002)の海嶺下のメル ト輸送モデルには、いくつかの問題がある。海嶺 下の上部マントルは定常的に湧き上がり、海嶺の 両側に広がっていくと考えると、図9に示した 状態は維持され続けることになる。Oman等の オフィオライトは、図の四角で示した部分が観察 されたものであると考えられているので、マント ルの浅い部分しかみていない。従って、浅所の観 察事実を融解領域全体に拡張することができるの かどうかがまず問題となる。また、fractal tree 構造をしている溶融領域とリソスフェアの間がど のようにつながっているのかが描かれておらず、 ダイナミックな状態が凍結する過程が十分考慮さ れていない。



- 図 9 Oman オフィオライトのマントルセクショ ンの観察に基づいて描いた海嶺下マント ルにおける浅所にむかって連結して太く なるダナイトネットワークによるメルト 分離輸送過程 (Braun and Kelemen, 2002). 海嶺下に想定された部分融解領域内(三角 形部分)で枝分かれ構造を示すダナイト は,最大上昇ポイントでマントルの流れ が水平に移行すると強く変形しリソスフェ アに取り込まれる.四角で示した部分が Oman オフィオライトで観察にかかって いると考えている.海嶺下では定常的に マントルが上昇し続けると考えるならば, このスナップショットは基本的に維持され 続ける.
- Fig. 9 Schematic illustration of a coalescing dunite network beneath an oceanic spreading center based on observations in the Oman Ophiolite (Braun and Kelemen, 2002). Dunites form a network mimicking an inverted tree in the triangular melting region beneath the ridge, and are transposed due to corner flow to be incorporated into the lithosphere, a part of which shown by a box is observed in the Oman Ophiolite. If steady upwelling is assumed beneath mid-ocean ridges, the illustrated snap shot is unchanged.

図9では上昇しつつあるマントルにダナイト が全面的に分布しているが、これまでの報告をみ るとオフィオライトで観察されるダナイトは最上 部マントルに多い。Braun and Kelemen (2002) は、ダナイトが連結し fractal tree 構造をつくる 際に、小さなものが消滅することで、これを説明 している。もしそれが本当ならば、一旦できたダ ナイトが壁岩の輝石を含むかんらん岩に変わって いくメカニズムがないといけない。ダナイトにメ ルトが注入することで,斜長石や輝石をかなり含 むダナイトやトロクトライトができると考えられ ているが,単にメルトを加えても,ハルツバー ジャイトやレルゾライトはできない。Spiegelman *et al.* (2001)のモデリングを見ると,チャ ンネルは一定の場所に固定されておらず運動して いる。ダナイトチャンネルが揺らぐのは,モデル 上ではダナイトが輝石を含むかんらん岩に変わっ たことを示しているが,その具体的なメカニズム は不明である。

Braun and Kelemen (2002) のモデルは、ダ ナイトの分布に基づいたものであるが. ダナイト の化学的情報に基づく制約はほとんど用いていな い。上で述べたように、早池峰-宮守オフィオラ イトのダナイト中のかんらん石とスピネルの化学 組成を説明するために必要なメルト流入率はβ= ~10である。定常的なマントルの減圧融解を考 え、チャンネル以外のマントルを通過するメルト のフラックスは無視できるとし、メルトの流量は チャンネルのサイズとは無関係であるとすれば、 この流入率を維持するためには、水平断面積の約 1割がメルトチャンネルで占められていなくては ならない。チャンネル以外のフラックスが増える とこの割合は減少する。このように、化学情報を 用いることで、ダナイトの果たした役割をより明 確にできるのではないかと筆者は考える。

# VI. おわりに

本論文では,過去の海洋地殻・マントル断面で あるオフィオライトの観察と現在の海洋底のド レッジや掘削によってその存在が明らかとなっ た,海洋地殻とマントル境界を構成する重要な岩 石であるダナイトの形成メカニズムとそれがモホ 面形成において果たした役割を考察した。地質学 的,岩石学的,地球化学的情報から,輝石を含む かんらん岩に珪酸塩メルトが流入・流出する開放 的反応によってダナイトが形成されたと考えられ るようになってきたが,その反応の特性(反応係 数やメルトの流入率)を把握することが重要であ る。このようなダナイトがチャンネルとなってメ ルトを輸送しているという考えは、海嶺ばかりで はなく沈み込み帯へも適用可能であり(Kelemen et al., 1995a),有力なモデルではある。しかし、 このモデルには、本論でも指摘したように問題も 多く含んでいる。これらの問題点を解決すること で、モホ面の形成に果たしたダナイトの役割がさ らに明確になることが期待される。

#### 謝 辞

原稿を読んでコメントをくださった,永原裕子氏, 荒井章司氏,佐野 栄氏,および地学雑誌編集委員長 笠原順三氏に感謝する。また,本稿を書く機会を与え てくださった本特集号の編集委員各位にお礼を申し上 げる。

#### 文 献

- Aharonov, E., Whitehead, J.A. and Kelemen, P.B. (1995): Channeling instability of upwelling melt in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20433-20450.
- Aharonov, E., Spiegelman, M. and Kelemen, P.B. (1997): Three-dimensional flow and reaction in porous media: Implications for the Earth's mantle and sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 14821-14833.
- Arai, S. (1987): An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 8, 347–354.
- Arai, S. (2005): Role of dunite in genesis of primitive MORB. Proceedings of the Japan Academy, 81B, 14-19.
- 荒井章司・阿部なつ江 (2003): 海洋マントルの岩石学 的構造と海洋掘削. 地学雑誌, 112, 692-704.
- 荒井章司・阿部なつ江 (2005): 特集号「マントル捕獲 岩の地球科学:地球深部への窓」緒言. 岩石鉱物科学, 34, 131-132.
- 荒井章司・阿部なつ江 (2008): モホの岩石学的実体を 探る-21世紀モホールを目指して-. 地学雑誌, 117, 110-123.
- Arai, S. and Matsukage, K. (1996): Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: Implications for mantlemelt interaction within the oceanic lithosphere. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 147, 135–155.
- Arndt, N. and Goldstein, S.L. (1989): An open boundary between lower continental crust and mantle: Its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, **161**, 201–212.
- Asimow, P.D. (1999): Steady-state mantle-melt interactions in one dimension: I. Equilibrium transport

and melt focusing. *Journal of Petrology.*, **40**, 475–494.

- Asimow, P.D., Hirschmann, M.M. and Stolper, E.M. (1997): An analysis of variations in isoentropic melt productivity. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, **355**, 255–281.
- Braun, M.G. and Kelemen, P.B. (2002): Dunite distribution in the Oman ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, doi:10.1029/2001GC000289.
- Christensen, N.I. (1996): Poisson's ratio and crustal seismology. Journal of Geophysical Research, 101, 3139–3156.
- Coleman, R.G. (1977): Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, New York, 229p.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinetype peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- Dick, H.J.B. and Natland, J.H. (1996): Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 147, 103-134.
- Dick, H.J.B., Fisher, R.L. and Bryan, W.B. (1984): Mineralogic variability of the upper manthle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters.*, **69**, 88-106.
- Gass, I.G. and Smewing, J.D. (1973): Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, 242, 26–29.
- Greenbaum, D. (1972): Magmatic processes at ocean ridges and evidence from the Troodos massif, Cyprus. Nature, Physical Science., 238, 18–21.
- Greene, A.R., DeBari, S.M., Kelemen, P.B., Blusztajn, J. and Clift, P.D. (2006): A detailed geochemical study of island arc crust; The Talkeetna Arc section, South-Central Alaska. *Journal of Petrology*, 47, 1051–1093.
- Hart, S.R. (1993): Equilibration during mantle melting: A fractal tree model. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 90, 11914-11918.
- Hess, H.H. (1962): History of ocean basins. in *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A.E. Buddington* edited by Engel, A.E.J., James, H.L. and Leonard, B.F., Geological Society of America, 599–620.
- Jeffcoate, A.B., Elliott, T., Kasemann, S.A., Ionov, D., Cooper, K. and Brooker, R. (2007): Li isotope fractionation in peridotites and mafic melts. *Geochimi*ca et Cosmochimica Acta, **71**, 202–218.
- Jull, M. and Kelemen, P.B. (2001): On the conditions for lower crustal convective instability. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 6423–6446.

Jung, H. and Waff, H.S. (1998): Olivine crystallo-

graphic control and anisotropic melt distribution in ultramafic partial melts. *Geophysical Research Letters*, **25**, 2901–2904.

- Jurewicz, A.J.G. and Watson, E.B. (1988): Cations in olivine; Part 2, Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 186– 201.
- Kelemen, P.B. (1990): Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, **31**, 51–98.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and 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.
- Kelemen, P.B., Whitehead, J.A., Aharanov, E. and 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.
- Kelemen, P.B., Braun, M. and Hirth, G. (2000): Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: Observations from the Ingalls and Oman ophiolites. *Geochemistry*, *Geophysics, Geosystems*, 1, doi:10.1029/1999GC 000012.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J. and Shipboard Scientific Party (2007): Leg 209 Summary: Processes in a 20-km-thick conductive boundary layer beneath the Mid-Atlantic Ridge, 14°-16°N. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 209, doi:10.2973/odp.proc.sr.209.001.2007.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T. (1983): Disclosing of a deepest section of continental-type crust upthrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan. in Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions edited by Hashimoto, M. and Uyeda, S., TERRA-PUB, 149-165.
- Kubo, K. (2002): Dunite formation processes in highly depleted peridotite: Case study of the Iwanaidake peridotite, Hokkaido, Japan. *Journal of Petrolo*gy, **43**, 423–448.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A. (1982): Podiform chromite ore bodies: A genetic model. *Journal of Petrology*, 23, 103-125.
- McDonough, W.F. and Frey, F.A. (1989): Rare earth elements in upper mantle rocks. in *Geochemistry* and Mineralogy of Rare Earth Elements edited by Lipin, B.R. and McKay G.A., Reviews in Mineralogy, 21, Mineralogical Society of America, 99-145.
- Moores E.M. and Vine, F.J. (1971): The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*,

**268**, 443–466.

- Nicolas, A. (1989): Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kulwer Academic Publishers, 367p.
- Ortoleva, P., Chadam, J., Merino, E. and Sen, A. (1987): Geochemical self-organization II: The reactive-infiltration instability. *American Journal of Science*, 287, 1008-1040.
- Ozawa, K. (1984): Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion-controlled Mg-Fe<sup>2+</sup> exchange. Geochimica et Cosmochimica Acta, **48**, 2597-2611.
- Ozawa, K. (1986): Partitioning of elements between constituents minerals in peridotites from the Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, Northeast Japan: Estimation of P-T condition and igneous composition of minerals. Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Section II, 21, 115–137.
- Ozawa, K., (1994): Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: Evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori ophiolite complex, northeastern Japan. *Journal of Petrology*, **35**, 647–678.
- 小澤一仁 (1997): かんらん岩からマグマ生成メカニズ ムをさぐる:固相を主体とする開放的マグマ系.火 山, 42, S61-S85.
- 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.
- Ozawa, K. and Shimizu, N. (1995): Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan. Journal of Geophysical Research, **100**, 22315-22335.
- Pallister, J.S. and Hopson, C.A. (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, 2593-2644.
- Quick, J.E. (1981): The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity Peridotite, northern California. *Contributions to Mineral*ogy and Petrology, **78**, 413-422.
- Seitz, H.-M. and Woodland, A.B. (2000): The distribution of lithium in peridotitic and pyroxenitic mantle lithologies—An indicator of magmatic and metasomatic processes. *Chemical Geology*, **166**, 47-64.
- Seyler, M., Cannat, M. and Mével, C. (2003): Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68°E). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, doi: 10.1029/2002GC00305.
- Spiegelman, M. and Kelemen, P.B. (2003): Extreme chemical variability as a consequence of channel-

ized melt transport. *Geochemistry*, *Geophysics*, *Geosystems*, **4**, doi: 10.1029/2002GC000336.

- Spiegelman, M., Kelemen, P.B. and Aharonov, E. (2001): Cause and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2061–2077.
- Suhr, G. (1999): Melt migration under oceanic ridges: Inference from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology*, 40, 575–599.
- Suhr, G., Seck, H.A., Shimizu, N., Günther, D. and Jenner, G. (1998): Infiltration of refractory melts into the lowermost oceanic crust: Evidence from dunite- and gabbro-hosted clinopyroxenes in the Bay of Islands Ophiolite. *Contributions to Mineral*ogy and Petrology, **131**, 136-154.
- Suhr, G., Hellebrand, E., Snow, J.E., Seck, H.A. and Hofmann, A.W. (2003): Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geo*systems, 4, 8605, doi:10.1029/2001GC000277.
- Suzuki, A. (1997MS): Petrology of the Mantle Section of the Horokanai Ophiolite. Master Thesis, Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo.
- Takahashi, E. (1978): Partitioning of Ni<sup>2+</sup>, Co<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, and Mg<sup>2+</sup> between olivine and silicate melts: Compositional dependence of partition coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1829–1844.

- Takahashi, E. (1986): Origin of basaltic magmasimplication from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model. Bulletin of the Volcanological Society of Japan, Second Series, 30, 17-40.
- Takahashi, N. (1992): Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature*, **359**, 52-55.
- Takazawa, E., Abe, N., Seyler, M. and Meurer, W.P. (2007): Hybridization of dunite and gabbroic materials in Hole 1271B from Mid-Atlantic Ridge 15°N: Implications for melt flow and reaction in the upper mantle. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 209, doi:10.2973/odp.proc. sr.209.005.2007.
- 田村明弘・牧田宗明・荒井章司 (1999): 北海道,神居 古潭帯のかんらん岩の成因. 地質学論集, **52**, 53-68.
- Tanimoto, T. (1995): Crustal structure of the Earth. in Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants edited by Ahrens, T.J., AGU Reference Shelf, 1, 214-224.
- Turcotte, D.L. and Phipps Morgan, J. (1992): The physics of magma migration and mantle flow beneath a mid-ocean ridge. in *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges* edited by Phipps Morgan, J., Blackman, D.K. and Sinton, J.M., *Geophysical Monograph*, **71**, AGU, 155–182.

(2007年12月3日受付, 2008年1月18日受理)