

オマーンオフィオライトにおける マントル-地殻境界の実体と多様性

上 杉 次 郎¹⁾ 荒 井 章 司²⁾ 森 下 知 晃¹⁾ 松 影 香 子³⁾
角 島 和 之⁴⁾ 田 村 明 弘¹⁾ 阿 部 な つ 江⁵⁾

Significance and Variety of Mantle-crust Boundary in the Oman Ophiolite

Jiro UESUGI¹⁾, Shoji ARAI²⁾, Tomoaki MORISHITA¹⁾, Kyoko MATSUKAGE³⁾,
Kazuyuki KADOSHIMA⁴⁾, Akihiro TAMURA¹⁾ and Natsue ABE⁵⁾

Abstract

We examine the petrological nature of the mantle-crust transition zone (MCTZ) based on detailed field observations of the northern Oman ophiolite. Two kinds of MCTZ, early-gabbro-in-dunite and late-dunite-in-gabbro transition zones, can be recognized between the residual peridotite and the layered gabbro sequence. They are distinguished by an intrusive relationship between gabbro and dunite. In the early-gabbro-in-dunite transition zone, gabbro forms network-like sills and has intrusive contact with dunite. The frequency of the gabbro sills gradually increases from the top of residual peridotite to the base of layered gabbro, which itself has a sharp boundary with the underlying dunite. All constituents of the early-gabbro-in-dunite transition zone are deformed, and lithological boundaries are parallel to foliation of the rocks. On the other hand, in the late-dunite-in-gabbro transition zone, dunite has intrusive contact with gabbro sills and layered gabbro. Clinopyroxenite produced by reaction/partial melting occurs frequently along the intrusive contact. The late-dunite-in-gabbro transition zone is of secondary origin, being modified from the primary layered gabbro to the early-gabbro-in-dunite transition zone by later dunite intrusion.

Degree of serpentinization is irregularly distributed, and antigorite, a high-temperature serpentine species, is not found in the peridotite portion. This indicates the Hess model that the oceanic Moho is placed within peridotite as a serpentinization front is not deduced from observations of the Oman ophiolite.

¹⁾ 金沢大学大学院自然科学研究科

²⁾ 金沢大学理学部地球学教室

³⁾ 金沢大学大学院自然科学研究科。現、茨城大学理学部地球生命環境科学教室

⁴⁾ 金沢大学大学院自然科学研究科。現、三菱マテリアル資源開発(株)地熱部

⁵⁾ 海洋科学技術センター深海研究部

¹⁾ Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University

²⁾ Department of Earth Sciences, Kanazawa University

³⁾ Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University (Present address: Department of Environmental Sciences, Ibaraki University)

⁴⁾ Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University (Present address: Mitsubishi Materials Natural Resources Development Corporation)

⁵⁾ Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology Center (JAMSTEC)

We propose a model for the formation of two kinds of MCTZ. The gabbro sills in dunite were originally formed beneath a mid-oceanic ridge as a network of upward-moving melt within residual harzburgite. Dunite was produced by a reaction between melt and harzburgite. The network-like gabbro and dunite were deformed to become elongated by the horizontal mantle flow with leaving the spreading ridge. The boundary between the melt-rich part (center of paleo-melt flow) and melt-poorer part later became the layered gabbro/dunite boundary. The early-gabbro-in-dunite transition zone is the part between the layered gabbro/dunite boundary and the residual harzburgite. An off-ridge magmatism formed so-called late-intrusive plutonic bodies including dunite, cutting the primary rocks formed at the spreading ridge. The dunite formed intrusive contacts throughout the pre-existing crustal sequence, that is, the secondary late-dunite-in-gabbro transition zone. The intrusive bodies have island-arc geochemical signatures and are genetically linked to effusive rocks of island-arc type including picrite. The late-dunite-in-gabbro transition zone probably formed at an island-arc setting during detachment and obduction of a slice of oceanic lithosphere as an ophiolite suite. The early-gabbro-in-dunite transition zone may occur frequently beneath the ocean floor, especially that of the fast-spreading ridge system. We predict a common late-dunite-in-gabbro transition zone beneath some oceanic island arcs and back-arc basins.

Key words : Moho, mantle-crust transition zone, Oman ophiolite, early-gabbro-in-dunite transition zone, late-dunite-in-gabbro transition zone, oceanic ridge, island arc
キーワード : モホ, マントル-地殻遷移帯, オマーンオフィオライト, 早期ガプロ・イン・ダナイト遷移帯, 後期ダナイト・イン・ガプロ遷移帯, 海嶺, 島弧

I. はじめに

来るべき IODP のターゲットの一つに海洋底のマントルまでの超深度掘削がある。ここではこれをアメリカのかつてのモホール計画にちなんで、「海洋底モホール」と呼ぶことにする。海洋底をモホまで掘削するには技術的革新は不可欠であるが、モホの実体の認識も含め、科学的な準備も万端にわたって行う必要がある。掘削には膨大な時間・経費を必要とするため、掘削の目的を明確にし、掘削地点の選定を入念に行う必要がある。

モホの実体に関しては古くから議論がある。初期のガプロ/エクログイト境界説対ガプロ/かんらん岩境界説の論争を経て、現在では一般的にはモホは下部地殻のガプロ質の岩石と上部マントルのかんらん岩との境界であるとされている。また、岩石の物性的観点 (P 波速度の不連続性) のみか

ら見た不連続面を地震学的モホ (Seismic Moho), または地球物理学的モホ (Geophysical Moho) (Cann, 1970) というのに対して岩石成因から見た不連続面を岩石学的モホ (Petrologic Moho) と呼ぶことがある (Greenbaum, 1972; Clague and Straley, 1977; George, 1978; Smewing, 1980)。オフィオライトの場合、多くは“地震学的モホ”がガプロ/かんらん岩 (またはパイロクシナイトなどの超マフィック岩) 境界である (Moore and Vine, 1971) のに対して、“岩石学的モホ”は超マフィック集積岩 (多くはダナイト) / 超マフィック溶け残り岩 (ハルツバーグイト～レールグライト) 境界である (例えば, George, 1978)。従って、後者は前者の下位に存在することになる。注意すべきはモホの定義はもっぱら地震波 (P 波) 速度の不連続性のみにより、岩相 (物質) からの定義は存在しないことである。この意味でこれら多くの

種類を表す用語の登場は混乱を招くことになる。また、「岩石学的モホ」の主旨は理解できるが、1) ダナイトの成因は自明ではない、2) ダナイトとハルツバーガイトなどの境界面は複雑である、などの理由により、この概念の実際の適用は現実的ではない。そこで「岩石学的モホ」の用語の使用をやめることを提案したい。また、これ以後、本論文中でモホを使用する場合は地震学的モホを意味する。海洋底のモホに関してはかつて Hess (1962) が蛇紋岩/かんらん岩境界 (すなわちかんらん岩の蛇紋岩化前線) であるとした (有名な Hess モデル)。これはその後否定されたかに見えたが、Clague and Straley (1977) はオフィオライトでの観察から Hess モデルを支持した。最近では海洋底、特に低速拡大軸では Hess モデルに近い解釈がなされている (例えば, Cannat, 1993)。南西インド洋海嶺アトランティス・バンク付近では、モホはかんらん岩の蛇紋岩化前線であるという解釈がなされ (Muller *et al.*, 1997), Hess モデルが復活している。低速拡大系や地殻が薄い場合には蛇紋岩化前線がモホに一致する場合がありますと思われる。

一方、ある種の海洋底リソスフェアの断片であるオフィオライトではかつてのマントル-地殻境界部の直接観察が可能である。我々は世界最大のオフィオライトであるオマーンオフィオライト (図 1) の北部においてマントル-地殻境界部 (かんらん岩とガブロの関係) を観察した。オマーンオフィオライトでは溶け残りマントルかんらん岩と、層状ガブロの間に、ダナイト、トロクトライト、ウェールライト、ガブロが卓越し、少量のクロミタイト、パイロクシナイトを含む部分が存在する (Lippard *et al.*, 1986; Nicolas, 1989) (図 2)。この部分は、マントルから地殻への移り変わりの層という意味で、transition もしくは critical zone (Coleman, 1977), mantle-crust transition zone (Benn *et al.*, 1988) 等と呼ばれる。この語句の和訳として本論文では、“マントル-地殻遷移帯”を用いることにする。マントル-地殻遷移帯では、各々の岩石の関係は複雑であり、ワジ (渦れ沢) 沿いのルートごとに産状も少しずつ異なるが、

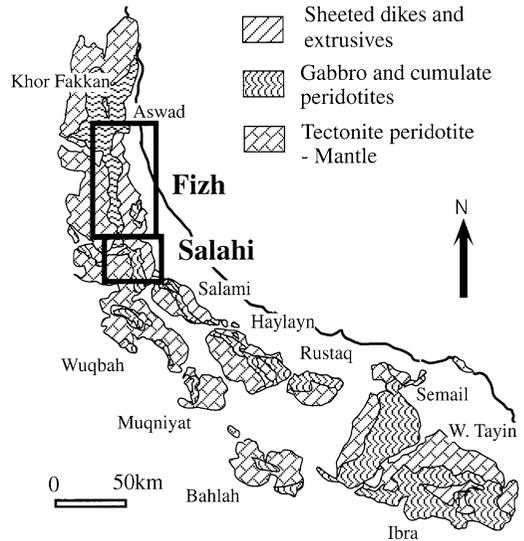


図 1 簡略化したオマーンオフィオライトの地質図。四角で囲んであるのが調査地域。Lippard *et al.* (1986) を改訂。

Fig. 1 Simplified geological map of the Oman ophiolite. Modified from Lippard *et al.* (1986). Rectangles indicate researched areas, Fizh and Salahi blocks, in the northern Oman ophiolite.

ガブロ類とかんらん岩類の接触の形態に着目することにより本質的な分類と成因についての議論が可能となった。本論文ではオマーンオフィオライトにおけるマントル-地殻遷移帯の多様性を記載し、それぞれの成因について議論を行う。また、これらの観察をもとに、モホの実体について考察し、将来の海洋底モホール立案の参考にしたい。

II. 地質概説

オマーンオフィオライトは基本的にはテーチス海の消滅に伴いアラビア半島にのし上げた海洋リソスフェアの断片と考えられている。北部オマーンの海岸線に沿って北西-南東方向に長さ約 500 km, 幅最大 80 km にわたり分布しており、世界最大かつ最良の露出を誇る (図 1) (Lippard *et al.*, 1986; Nicolas, 1989; 海野, 1995)。オフィオライトをめぐる多くの問題 (いわゆる、オフィオライト問題) を解決する場としてこれ以上のものは地

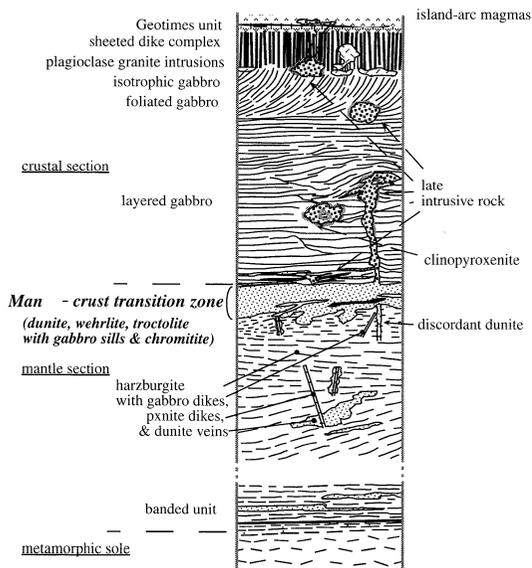


図 2 オマーンオフィオライトの模式地質柱状図。Nicolas (1989) を改訂。

Fig. 2 Schematic geological column of the Oman ophiolite.

Modified from Nicolas (1989) based on recent results. Mantle-crust transition zone (MCTZ) is defined as the zone between uppermost residual mantle and lowermost layered gabbro.

球上にないといえる。オマーンオフィオライトは厚さ十数キロにおよび、構造的上位から下位に向かって、堆積物、枕状溶岩、平行岩脈群、層状ガブロ、マントルかんらん岩が累重し (Lippard *et al.*, 1986; Nicolas, 1989; 海野, 1995), いわゆるオフィオライト層序 (Coleman, 1977) を形成している。我々は、主として北部オマーンオフィオライトを調査してきた(宮下, 1999; 荒井, 2001)。北部オマーンオフィオライトでは、オフィオライト層序が非常に良く保存されており、オフィオライトをほぼ東西方向に横断するワジに沿って下流から上流へ調査することにより、オフィオライトの各メンバーを上位(枕状溶岩)から下位(マントルかんらん岩)まで順次観察することができる(図1)。マントル-地殻遷移帯の露出も良好である。観察地点は Fizh ブロックの W (ワジ), Fizh, W. Thuqbah, Salahi ブロックの W. Hilti のマン

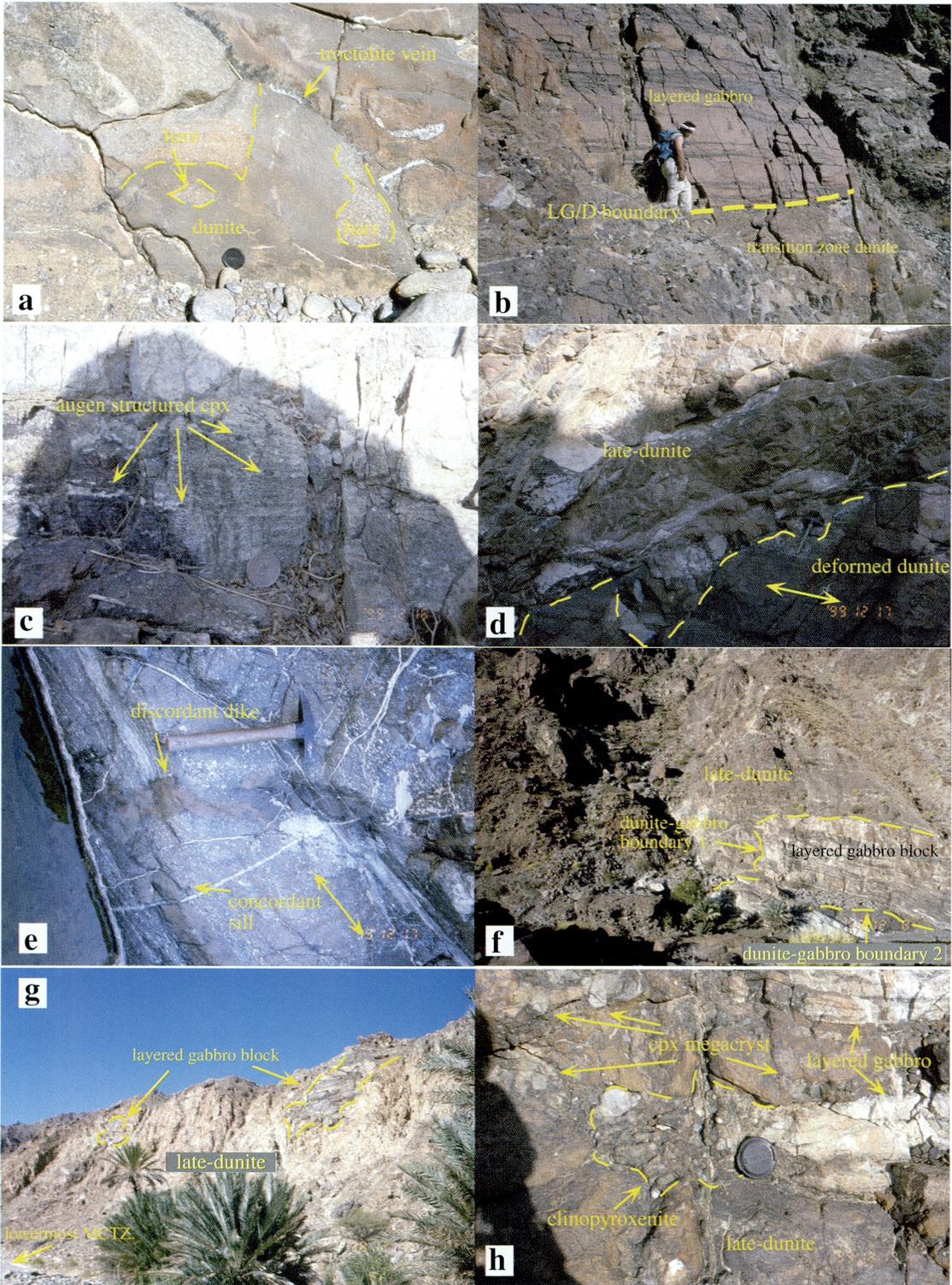
トル-地殻遷移帯およびその周辺である。

III. オマーンオフィオライトにおけるマントル-地殻遷移帯観察

1) マントル-地殻遷移帯

マントル-地殻遷移帯はオマーンオフィオライト全域に存在し、その厚さは観察地域によって変化があり、数 m から 1000 m 以上まで様々であるといわれている (Benn *et al.*, 1988; Quick and Denlinger, 1993)。連続性は北部地域において、最長約 5 km といわれている (Quick and Denlinger, 1993)。一部地域ではマントル-地殻遷移帯を欠いてマントルかんらん岩と層状ガブロが直接接しているらしいが (Smewing, 1981), それは断層による二次的な接触の可能性もある (例えば, Maqsad area: Kelemen *et al.*, 1997)。我々の観察では、W. Fizh のマントル-地殻遷移帯の厚さは約 20 m であり、W. Thuqbah, W. Hilti は後述するように、後期のダナイトの形成の影響を受けているために正確な見積もりはできなかった。マントル-地殻遷移帯の底部は溶け残りマントルかんらん岩 (オマーンではハルツバーガイト) との境界であるが、一般に岩相の変化が漸移的であり複雑であるため、境界面を定めるのは難しい。我々の W. Fizh でのマントル-地殻遷移帯の厚さの見積もりの際は、マントルハルツバーガイトが完全になくなる地点から層状ガブロ底部までを測定した。マントル-地殻遷移帯底部では、ハルツバーガイト中にダナイトを伴ったガブロ類が複雑に分布するというのが一般的な産状である (写真 1a)。マントル-地殻遷移帯下部付近ではハルツバーガイトはパッチ状にダナイトの中に存在するが、上位に向かうにつれハルツバーガイトの量比は小さくなり、やがてハルツバーガイトは見られなくなる。一方、最上部は塊状の層状ガブロとの境界であり、多くの場合非常に明瞭である (写真 1b)。

マントル-地殻遷移帯でのダナイトは、次節で詳細に述べるように、ガブロとの接触関係から次の 2 種類に大別でき、それらは形成の時間関係が異なる。早期のダナイトは、ガブロに密接して分布し、構造がガブロと調和的である。この場合、ガブロ



がダナイト中に貫入しているような産状を示すので、以下ではこのダナイトを早期ダナイト、ガブロと早期ダナイトの接触関係を早期ガブロ・イン・ダナイト関係と呼ぶ。後期のダナイトは、ガブロと早期のダナイトの構造を切るように産する。オマーンオフィオライトの地殻中には様々な後期の貫入岩体が存在することが知られている (Lippard *et al.*, 1986; Benn *et al.*, 1988; Ernewein *et al.*, 1988; Juteau *et al.*, 1988; Umino *et al.*, 1990; 宮下・足立, 1999; Uesugi and Arai, 2001)。そのなかでダナイト~かんらん石ガブロからなる貫入岩体は平行岩脈群まで貫入し、層状ガブロ、

ドレライト岩脈の構造を高角に切ったり、層構造に沿ってシル状に貫入している。また、しばしばガブロ岩塊を取り込み、ガブロとの境界では単斜輝石岩が狭在している。これらの後期貫入岩は岩相および産状において上述の後期のダナイトと非常に類似する。しかし、議論の章で詳しく検討するが、これまでの後期貫入岩の研究においては、マントル-地殻遷移帯に後期貫入岩の存在は報告されていないので、本論文ではマントル-地殻遷移帯で観察されるガブロを切るダナイトを後期ダナイト、ガブロと後期ダナイトの接触関係を後期ダナイト・イン・ガブロ関係と呼ぶこととする。

写真 1

- a: マントル-地殻遷移帯最下部で観察されるマントル・ハルツバーガイト、ダナイト、トロクトライトの関係。トロクトライト、ダナイトがハルツバーガイト中に網状に存在し、トロクトライトとハルツバーガイトの間にはダナイトが伴う。W. Hilti.
- b: 層状ガブロ (上位) とマントル-地殻遷移帯ダナイト (下位) の明瞭な境界。W. Fizh.
- c: 層状ガブロ最下部に見られる単斜輝石の眼球状構造 (矢印)。W. Fizh.
- d: 変形した早期ダナイト (右下) と、変形していない後期ダナイト (左上)。矢印は早期ダナイトのフォリエーションの方向。W. Thuqbah.
- e: トロクトライトの葉状組織を切っていると同時に、葉状構造に調和的にシルとしても存在している後期ダナイト。W. Thuqbah.
- f: 後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯付近で後期ダナイトに取り込まれる層状ガブロの巨大なブロック。boundary 1 ではダナイトは層状ガブロを高角に切っている。一方、boundary 2 は層状ガブロの構造に調和的である。W. Hilti.
- g: 後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯付近で後期ダナイトに取り込まれる層状ガブロの巨大なブロック。この崖の最下部はマントルハルツバーガイトと後期ダナイトの境界である。通常、層状ガブロとマントル-地殻遷移帯最下部の間に存在する早期ダナイト、ガブロシルからなる部分がほぼ完全に失われている。W. Hilti.
- h: 層状ガブロと後期ダナイトの境界に形成されているクリノパイロクシナイトおよび単斜輝石の巨晶。W. Thuqbah.

Photo 1

- a: Relationships between mantle harzburgite, dunite, and troctolite at the lowermost part of MCTZ in W. Hilti. Note the network-like troctolite and dunite in harzburgite. Dunite exists between troctolite and harzburgite.
- b: A sharp boundary between layered gabbro (upper) and MCTZ dunite (lower) in W. Fizh.
- c: Augen-structured clinopyroxenes (arrow) in the lowermost layered gabbro in W. Fizh.
- d: A boundary between deformed early-dunite (lower right) and undeformed late-dunite (upper left) in W. Thuqbah. Arrow indicates the foliation of the early-dunite.
- e: Late-dunite that clearly cuts foliated troctolite and intrudes into troctolite along foliation (arrow) as a sill in W. Thuqbah.
- f: Huge layered gabbro block included by late-dunite around a late-dunite-in-gabbro transition zone in W. Hilti. Note the two kinds of dunite-gabbro boundary. The dunite cuts the layered gabbro at a high angle along boundary 1, and intrudes into the layered gabbro in parallel with layering along boundary 2.
- g: Huge layered gabbro blocks included by late-dunite around a late-dunite-in-gabbro transition zone in W. Hilti. The lowermost part of this cliff is the border between late-dunite and mantle harzburgite. Note the complete missing of a middle to upper part of early-gabbro-in-dunite transition zone, composed of early-dunite and gabbro sills.
- h: Clinopyroxenite and clinopyroxene megacrysts formed at the boundary between a layered gabbro block and late-dunite in W. Thuqbah.

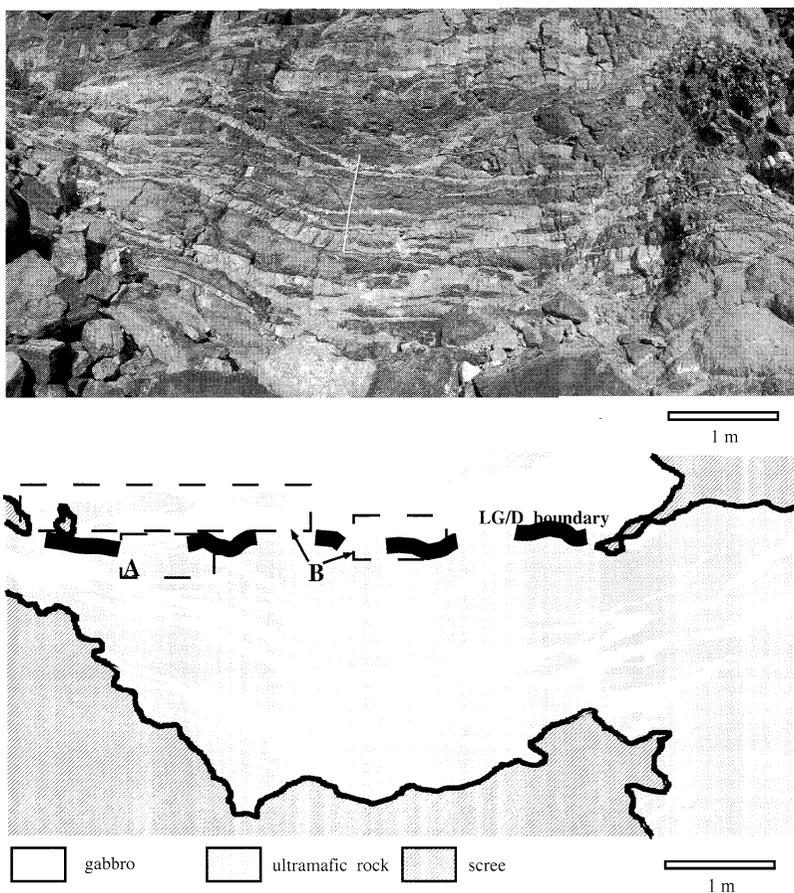


図 3 ガブロ・イン・ダナイト関係を示すマントル-地殻遷移帯と層状ガブロ最下部の境界部付近の写真およびスケッチ。波線は層状ガブロとマントル-地殻遷移帯ダナイトの境界 (LG/D 面)。マントル-地殻遷移帯のガブロシルはネットワーク状である。また、マントル-地殻遷移帯のガブロシル、ダナイトがそれぞれ層状ガブロのガブロ層 (A の部分)、ダナイト層 (B の部分) に連続している。W. Fizh.

Fig. 3 Photograph and sketch of the boundary between MCTZ (lower), which shows a gabbro-in-dunite relationship, and lowermost layered gabbro (upper) at W. Fizh.

The boundary between layered gabbro and dunite-dominant part is indicated by the broken line. Note that the gabbro sills in MCTZ are network-like and that the gabbro sills (see area A in sketch) and dunites (see area B in sketch) in MCTZ connect with the gabbro and ultramafic layers of the layered gabbro, respectively.

2) 早期ガブロ・イン・ダナイト関係と早期ダナイトの成因

早期ガブロ・イン・ダナイト関係では、マントル-地殻遷移帯上部において、ガブロはシル状にダナイトに貫入するように見える。また、ガブロは

しばしばネットワーク状に枝別れする (図 3)。マントル-地殻遷移帯最上部のダナイトと層状ガブロとの境界面は比較的明瞭であり、容易に認識できる (図 3, 写真 1b)。この面を今後、層状ガブロ / ダナイト面 (LG/D 面) と呼ぶことにする。ガブ

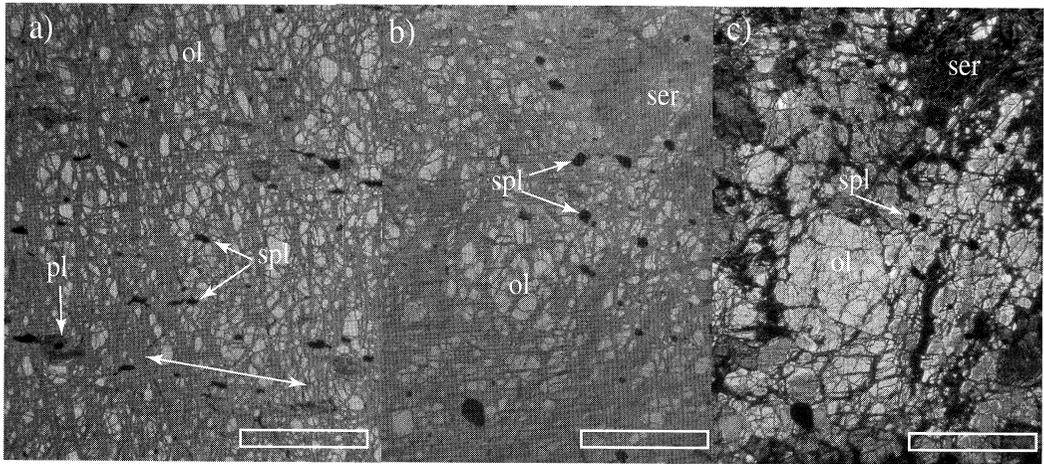


写真 2 マントル-地殻遷移帯から得られた早期ダナイト (a) と後期ダナイト (b, c) の薄片写真。(c) は (b) の直交ポーラー写真。スケールは 2 mm。早期ダナイトには引き伸ばされたスピネルおよび変質斜長石の並びによって示される変形組織が見られる。一方、後期ダナイトには変形が見られない。W. Thuqbah.

Photo 2 Photomicrographs of early-dunite (a) and late-dunite (b, c) from the mantle-crust transition zone in W. Thuqbah.

Scale bar is 2 mm. Note the deformation (foliation indicated by arrow) of early-dunite (a) recognized by the arrangement of flattened spinel and plagioclase (altered), and non-deformation of late-dunite (b, c). Ol, olivine; spl, chromian spinel; pl, plagioclase (altered); ser, serpentine. (a) and (b), plane polarized light, (c), crossed-polarized light of (b).

ロは単斜輝石ガブロ、かんらん石ガブロ、もしくはトロクトライトである。単斜輝石ガブロの場合は単斜輝石・斜長石アドキウムレートで、斜長石、単斜輝石の配列によるミクロな層状構造が確認される。単斜輝石は層状構造に沿ってやや伸びている。粒間にかんらん石を少量含む場合がある。ガブロシルとダナイトの接触部ではダナイト中に様々な量比で単斜輝石、斜長石が含まれ、ガブロの頻度が高い場合にはその周囲はウェールライト、斜長石ウェールライトであることが多い。遷移帯内では下位から上位に向かってガブロシルの貫入頻度が増し、逆にダナイトは減少する。ダナイト、ガブロは共に変形しており (写真 2a), その方向はガブロシルと調和的である。直上の層状ガブロには数 cm から数 10 cm の鉱物量比の変化によって認識される層構造が発達し、岩相はダナイトからガブロまで変化する。一部に眼球状の単斜輝石を含む変形構造が見られる (写真 1c)。LG/D 面上下のガブロは延長を丹念に追ってゆくとしばしば

連続していることがある (図 3A)。マントル-地殻遷移帯のガブロシルの延長方向、下位のハルツバーガイトの変形構造、層状ガブロの構造の方向は全て同じ傾向を示し、LG/D 面とはほぼ平行である (図 4)。マントル-地殻遷移帯のガブロシルと層状ガブロのガブロは同じ岩相で比べた場合、組織の違いは見られない。

マントル-地殻遷移帯の底部において、ダナイト、ガブロはネットワーク状であり、ハルツバーガイトをパッチ状に包有している (写真 1a)。このような岩石の形状、岩相の接触関係は単純にメルトから重力に従って結晶集積により形成された構造とは考えられない。ダナイトは常にガブロとハルツバーガイトの間に狭在することから、ダナイトはハルツバーガイト中に貫入したメルトとハルツバーガイトの反応帯であると考えられる。ダナイトは、マントル中を上昇する深部起源マグマとかんらん岩の相平衡関係 (Kushiro, 1969) から、ハルツバーガイトとメルトの反応物として説明でき

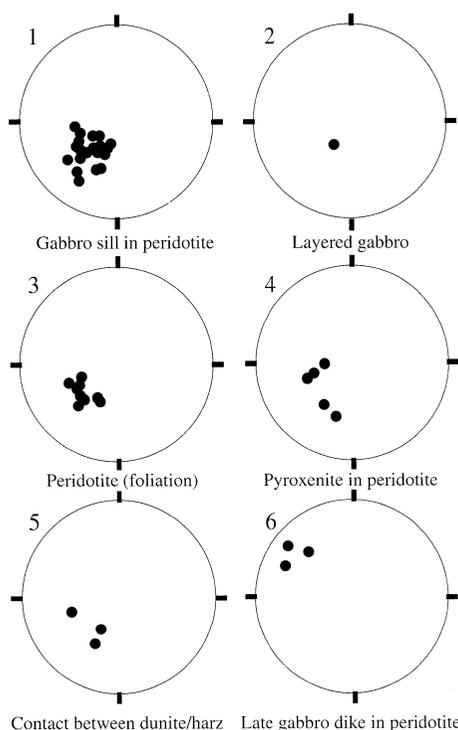


図 4 W. Fizz の層状ガブロ～マントルセクションに見られる各構造の等積ステレオ投影図。

Fig. 4 Equal-area stereographic projection of poles for structural elements in the W. Fizz area. These figures are drawn on a Macintosh computer using stereonet program (written by Richard W. Allmendinger at Cornell Univ.).

る (Quick, 1981; Kelemen, 1990; Arai *et al.*, 1994; Kelemen *et al.*, 1995; Arai and Matsukage, 1996; 松影・荒井, 1999)。深部でかんらん岩の部分溶融で形成されたメルトは低圧下においてはかんらん石に過飽和、輝石に不飽和であり (Kushiro, 1969), かんらん岩と接触するとかんらん石を晶出させ、壁岩の輝石を溶け込ませる。その結果両者の間にはダナイトが形成される。ガブロはメルトの固結物である。遷移帯上部ではガブロシルの頻度が多く、ハルツバーガイトは全てこうした反応により、ダナイトに変化したと考えられる。これが早期ダナイトの起源であろう。

早期ダナイトはこのように、ガブロの成因と密接に関わっており、後述するように、後期ダナイ

ト・イン・ガブロ関係の形成以前に存在していたのは明らかである。

3) 後期ダナイト・イン・ガブロ関係とそれに伴う後期ダナイトの成因

後期ダナイトは、上述の早期ガブロ・イン・ダナイト関係のマントル-地殻遷移帯と下部層状ガブロの構造を切るように様々な規模で分布している (写真 1d, e)。後期ダナイトは早期ガブロ・イン・ダナイト関係の構造に調和的にシル状に分布する場合もあるが (写真 1e)。その場合でも、早期ダナイトはガブロシルと平行な葉状構造を有するように変形しているのに対して (写真 2a), 後期ダナイトはこのような変形構造が見られず、粗粒である (写真 2b, c)。このように、早期ガブロ・イン・ダナイト関係のマントル-地殻遷移帯の構造を切るように後期ダナイトが産すること、早期ダナイトとは変形の有無などによって区別されることから、後期ダナイトは早期ダナイトよりも時間的に後に形成されていることは明らかである。

層状ガブロと後期ダナイトの境界は明瞭ではあるが、貫入面であるためにしばしば入り組んでいる。両者の境界面が LG/D 面に相当する。しばしば層状ガブロは後期ダナイトにブロック状に取り込まれる (写真 1f, g)。局所的に見ると、層状ガブロの層構造に非調和的な境界面 (写真 1f, boundary 1) と、調和的な境界面が観察される (写真 1f, boundary 2)。早期ガブロ・イン・ダナイト関係と後期ダナイト・イン・ガブロ関係のガブロ-ダナイト接触部に関しての最たる違いの一つは、後者では層状ガブロとの接触部にしばしば単斜輝石岩が伴われることである (写真 1h)。この特徴と、岩相、産状の類似性から、後期ダナイトは地殻部に存在する後期貫入岩と同起源である可能性が高い。

4) マントル-地殻遷移帯におけるダナイトとガブロの関係のまとめと北部オマーンオフィオライトにおける分布

上述のダナイトとガブロの二種類の関係を模式的に示したのが図 5 である。早期ガブロ・イン・ダナイト関係を示す岩石で形成されているマントル-地殻遷移帯を早期ガブロ・イン・ダナイト遷移

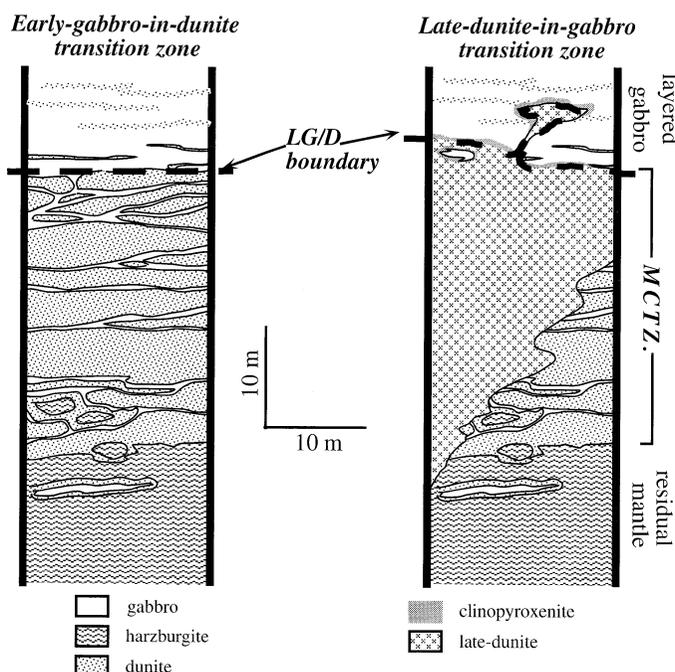


図 5 早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯 (左) と後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯 (右) の模式地質柱状図。

Fig. 5 Schematic geological columns from uppermost residual peridotite to lower layered gabbro to show early-gabbro-in-dunite transition zone (left) and late-dunite-in-gabbro transition zone (right).

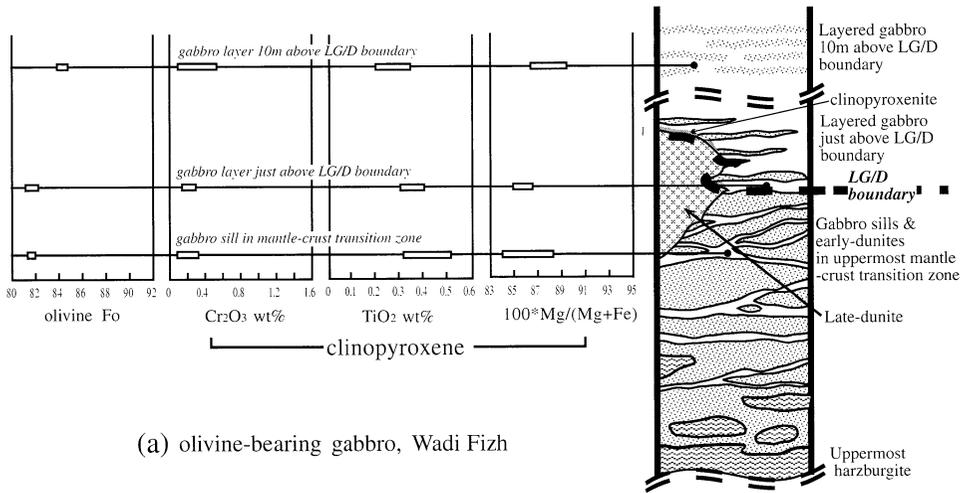
帯と呼び、後期ダナイト・イン・ガブロ関係を示す岩石より形成されているマントル-地殻遷移帯を後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯と呼ぶことにする。後者は層状ガブロ～早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯に後期ダナイトが形成されたことにより二次的に形成されたものと考えられることができる。W. Fizh では、後期ダナイトはごく小規模であり、早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯を連続的に観察できる。W. Thuqbah では、早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯と後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯の両方を観察できる。W. Hilti では、ハルツバーガイトが多産するマントル-地殻遷移帯最下部より上位には後期ダナイトが大規模に産し、ほぼ後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯のみが見られる。W. Fizh では早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯の、W. Hilti では後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯の端成分に近い例が見られ、W.

Thuqbah では両者が混在していると解釈することができる。

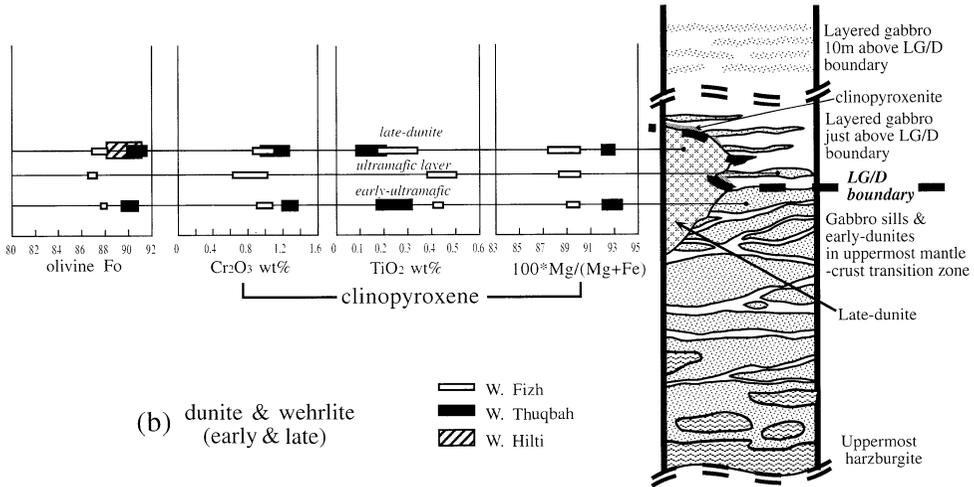
IV. LG/D 面上下の岩石の鉱物化学組成

LG/D 面 (層状ガブロ/ダナイト境界面) 上下のガブロ (含かんらん石単斜輝石ガブロ) と、LG/D 面直上の層状ガブロのダナイト層、LG/D 面直下の早期ダナイト、後期ダナイトの鉱物化学組成を予察的に検討した。分析には金沢大学共同利用センター設置の日本電子社製 EPMA (JXA-8800R) を用いた。測定条件は加速電圧 20kV、照射電流 20 nA、プローブ径 3 μm で、補正計算には ZAF 法を用いた。

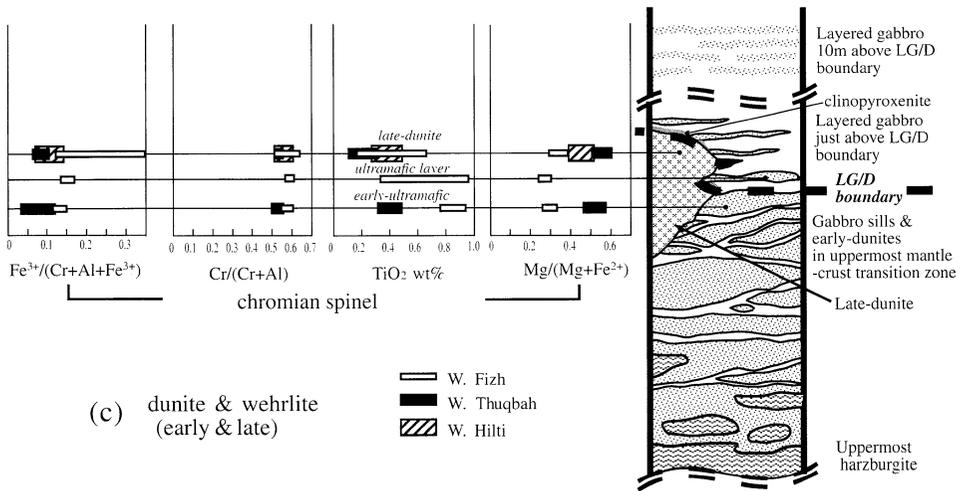
分析結果を試料採取地点の位置関係とともに図 6a～c に示す。まず、W. Fizh における、LG/D 面を挟んで上下の同種の岩石について組成を比較してみる。ガブロについて比較すると、LG/D 面



(a) olivine-bearing gabbro, Wadi Fizh



(b) dunite & wehrlite (early & late)



(c) dunite & wehrlite (early & late)

を挟んで直上、直下のガブロでは、かんらん石、単斜輝石とも、組成範囲がほぼ重なる (図 6a)。LG/D 面から約 10 m 上位の地点のガブロは、かんらん石、単斜輝石で見ると、LG/D 面直上、直下のガブロより未分化な組成を示す。10 m 上位のガブロは LG/D 面付近のガブロに比べてややかんらん石に富んでおり、LG/D 面付近のガブロに対して未分化な鉱物化学組成は記載岩石学的な差異と調和的である。次に、ダナイトについて比較する (図 6b, c)。LG/D 面直上の層状ガブロのダナイト層、LG/D 面直下の早期ダナイトは、クロムスピネルの組成ではあまり差はなく、Cr/(Cr+Al) 比 (=Cr#) は 0.55-0.60 である (図 6c)。かんらん石の Fo 値 (=100 × Mg/(Mg+Fe))、単斜輝石の Cr₂O₃ 含有量は早期ダナイトで高いものが見られ、TiO₂ 含有量は早期ダナイトの方が低いものが多い (図 6b)。全体的に見ると、LG/D 面直下の早期ダナイトの方が直上の層状ガブロのダナイト層よりも未分化である。層状ガブロのダナイト層は早期ダナイトに比べ斜長石がやや多く、両者の組成差は記載岩石学的な差異と調和的である。

次に、各ワジでの早期ダナイトと後期ダナイトの鉱物組成を比較する (図 6b, c)。まず W. Fizh では、かんらん石の Fo、単斜輝石の Cr₂O₃ 含有量に関して、双方のダナイトに差は見られない。しかし、単斜輝石、クロムスピネルの TiO₂ 含有量では後期ダナイトの方が低い値を示す。また、クロムスピネルの Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) 比 (=Fe³⁺#) は後期ダナイトの方が高い。クロムスピネルの Cr# は後期ダナイトでやや高いものが見られ、0.63 に達する (図 6c)。W. Thuqbah では、後期ダナイトの単斜輝石、クロムスピネルの TiO₂ 含有

量が早期ダナイトに比べ低い。また、かんらん石の Fo 値は後期ダナイトの方が高い (図 6b)。クロムスピネルの Cr# は両ダナイトであり差はなく、共に最高 0.56 の値を示す (図 6c)。W. Hilti では早期ダナイトが失われているため、その鉱物組成は分からない。W. Hilti の後期ダナイトの各鉱物の化学組成は他のワジの後期ダナイトの中間の組成を示す (図 6b, c)。

鉱物化学組成の結果をまとめると次のようである。(1) LG/D 面直上、直下のガブロの組成はほぼ同じである。(2) LG/D 面より上位 10 m に LG/D 面直上よりも未分化なガブロが確認された。(3) LG/D 面直上の層状ガブロのダナイト層に比べ、LG/D 面直下の早期ダナイトは未分化な組成を示す。(4) 後期ダナイトは概して、早期ダナイトに比べ、TiO₂ に乏しく、しばしばより高いスピネルの Fe³⁺#、かんらん石の Fo 値を示す。(2)、(3) に関しては、比較した岩石の鉱物量比がやや異なることから、ガブロと早期ダナイトの量比、つまりメルトとかんらん岩の量比が異なっていたために、おたがいが受ける化学的影響の程度が違ったことに起因していると考えられる。よって、今後、より多くの試料を処理し、同程度の鉱物量比の試料を用いた比較を行うことによって、より詳細な検討が必要である。

V. 議論：マントル-地殻遷移帯の成因とその多様性

1) オマーンオフィオライトにおける Hess モデルの当否について

モホすなわち岩石物性的な不連続面がマントルかんらん岩中の蛇紋岩化した部分と新鮮な部分に

図 6 マントル-地殻遷移帯周辺のガブロ、ダナイトの鉱物化学組成。サンプルの模式的な位置を地質柱状図に示す。
a) マントル-地殻遷移帯のガブロシル、層状ガブロ (かんらん石ガブロ) 下部のかんらん石、単斜輝石の化学組成。W. Fizh。
b) 超マフィック岩のかんらん石および単斜輝石の化学組成。
c) 超マフィック岩のクロムスピネルの化学組成。

Fig. 6 Mineral chemical variations of gabbro and dunite around MCTZ. Relative positions of the samples are shown on the geologic columns.

- Olivine and clinopyroxene in gabbro sills and lower layered gabbro. W. Fizh.
- Olivine and clinopyroxene in ultramafic rocks.
- Chromian spinel in ultramafic rocks. The cation ratios of spinel were calculated assuming spinel stoichiometry after subtracting all Ti as ulv spinel molecule.

あるとする Hess (1962) のモデルがあり、その後やや修正されながら支持されている (Moores and Jackson, 1974; Clague and Straley, 1977)。Clague and Straley (1977) は海洋底のモホは部分的に (約 35%) 蛇紋岩化したかんらん岩と新鮮なかんらん岩の境界であるとした。オマーンオフィオライトではこの蛇紋岩化前線に相当するものがかんらん岩中に認められない。かんらん岩中に蛇紋岩化前線が存在するとしたら、前線付近の蛇紋石は最も高温で安定なタイプのアンティゴライトであることが期待される (例えば, Evans, 1977)。しかるに、アンティゴライト蛇紋岩は通常のかんらん岩中には見出せない。また、かんらん岩部の蛇紋岩化の程度は不規則で、深さ (地殻最下部からの距離) に依存していない。もっとも、海洋底時代の蛇紋岩化の様子はオブダクション以降の過程で不明瞭となっている可能性が高い。

この蛇紋岩化前線の存在しないことと、オマーンオフィオライトが高速拡大系起源である (Nicolas, 1989) こととは整合的である。マンツルの蛇紋岩化前線が海洋底において推定されているモホの深度付近 (すなわち 6 ~ 7 km) に存在するためには、マンツル物質が浅部に上昇していることが必要である。このような状況は、マグマ生成が散発的かつ少量で地殻生成率が低い低速拡大軸においてのみ予想されるものだからである (Cannat, 1993)。オマーンオフィオライトではガブロ層以浅の厚さが約 6 ~ 7 km あり (Lippard *et al.*, 1986)、海洋底の地殻の推定される厚さ (第 3 層までの厚さ) とほぼ同等である (Woollard, 1975)。これはモホがガブロ層の下底付近にあることを示唆するものである。

2) 早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯の形成

先述したように、産状から後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯は、早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯中に後期ダナイトが形成 (おそらく貫入) されたことによって二次的に形成されたと考えられる。そこで、まず早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯について考察し、海嶺下での初生的なマンツル地殻遷移帯の成因を議論する。

オマーンオフィオライトにおける早期ガブロ・

イン・ダナイト遷移帯の実体は何であろうか。オマーンオフィオライトに限らず世界各地のオフィオライトにはマンツル地殻遷移帯の存在が知られている (例えば, Nicolas and Prinzhofer, 1983)。各地での研究から、マンツル地殻遷移帯の岩石の成因については、次の二つのモデルが提案された: (1) マグマから結晶が集積した集積岩 (例えば, Greenbaum, 1972; Pallister and Hopson, 1981; Lippard *et al.*, 1986)、および (2) 溶け残りマンツルと深部起源マグマとの反応でできたマンツル-メルト反応物 (例えば, Nicolas and Prinzhofer, 1983; Benn *et al.*, 1988)。前者の場合、マンツル地殻遷移帯は成因的に地殻と同等と解釈され、後者の場合、マンツル地殻遷移帯は岩石成因的に溶け残りかんらん岩とも集積岩とも異なる性質をもつことになる。マンツル地殻遷移帯の岩石の産状からは、後者のモデルが支持される。

北部オマーンオフィオライトでの早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯~下部層状ガブロの特徴をまとめると、次のようになる。(1) ガブロシルはネットワーク状でダナイトに対し貫入形態を示す。(2) ガブロシル、早期ダナイト、LG/D 面直上のガブロは変形している。(3) 岩石の変形、ガブロシルの伸長、マンツルの変形構造、層状ガブロの層構造、LG/D 面、これら全ての方向は調和的である。(4) ガブロシルと LG/D 面直上層状ガブロは連続している。(5) LG/D 面直上、直下のガブロは鉱物化学組成が類似している。

上述の観察と同様な結果はオマーンオフィオライトにおける他の研究により、いくつか報告されている。LG/D 面直上のガブロがある領域に限って塑性変形を受けていることは、Benn *et al.* (1988) や Boudier and Nicolas (1995) によって報告されている。また、組織、組成の類似性から、マンツル地殻遷移帯のガブロと層状ガブロ下部のガブロが同起源であるという議論も行われている (Boudier and Nicolas, 1995; Kelemen *et al.*, 1997; Korenaga and Kelemen, 1997)。Benn *et al.* (1988) は厚さの異なる 5 つのマンツル地殻遷移帯を記載した。そのなかで、中程度~高度に発達した厚いマンツル地殻遷移帯において、かん

らん岩, LG/D 面の構造と調和的なガブロシルが観察されるとし, それは LG/D 面直下の結晶-メルト混合体が側方に注入されたものであるとした。オマーンオフィオライト南部の Maqсад 地域におけるマントル-地殻遷移帯のガブロシルについては多くの記載がある (例えば, Boudier and Nicolas, 1995; Kelemen *et al.*, 1997; Korenaga and Kelemen, 1997; Koga *et al.*, 2001)。彼らの記載によれば, マントル-地殻遷移帯のガブロシルは厚さが 1 m 以下から 50 m 以上, 延長は 10 m 以上から 200 m 以上。ガブロシルはネットワーク状で, シル内部の層構造, 周囲のダナイトの面構造と調和的な方向性を示す。これらは基本的に北部地域での我々の観察と整合的である。

これらの観察事実と議論より, 次のようなマントル-地殻遷移帯形成モデルを提案する (図 7)。海嶺下において, かんらん岩中をメルトが上昇する。この際, メルトの上昇中心部と周辺部ではメルトの量が異なり, かんらん岩/メルトの量比は周辺部ほど高く, 中心はほぼメルトのみからなることも考えられる。周囲のかんらん岩壁岩とメルトの間で反応が起こりメルトの通路の周りにダナイトが形成される。反応の度合いはメルトの量によっており, メルト上昇中心から離れるにつれ, メルト本体→ダナイト+反応メルト→マントルかんらん岩本体という構成要素の勾配ができる。マグマが固結するとこれらはガブロ→ダナイト+ガブロネットワーク→マントルかんらん岩の配列となる。この岩石の配列がマントルの流動と共に変形し, 横倒しに引き延ばされると, ガブロの多い部分 (かつてのメルト流中心) と, 少ない部分 (かつてのダナイト+ガブロネットワーク) ができる。この後者の部分がマントル-地殻遷移帯として認識される。

早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯では, その基底部にあたるマントルハルツバーガイト最上部から, 層序的上位になるにつれて調和的ガブロシルの量が増加する。これは, かつてのメルト上昇中心からの距離によるメルト量の違いによって達成されたと考えられる。Benn *et al.* (1988) の指摘したマントル-地殻遷移帯の厚さとガブロシル

の存在頻度の関係 (発達したマントル-地殻遷移帯にガブロシルが多い) は, 上昇マグマと壁岩の反応の程度の違いで説明することができる。

3) 後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯の形成

後期ダナイトは, 産状から, 明らかに早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯の形成後に形成されている。しかも, この後期ダナイトは変形を被っていないこと (写真 2b, c) から, 海嶺軸からある程度離れた地点での比較的新しい活動により形成されたと考えられる。大規模な後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯が存在する W. Hilti では, 地殻中に後期貫入岩が多い (Ernewein *et al.*, 1988; Juteau *et al.*, 1988)。Benn *et al.* (1988) はこれらの地殻部の貫入岩体はマントル-地殻遷移帯に連続し, それより下位には見られないと記載し, それらの貫入岩体の起源をマントル-地殻遷移帯のメルト-かんらん石マッシュに求めた。ダナイトは非常に単純な鉱物組み合わせからなるため, 早期と後期のダナイトをマントル-地殻遷移帯で見分けるのは難しい。しかし, 我々の報告のように, 丹念な調査によってマントル-地殻遷移帯においてもこれら 2 種類のダナイトの検出は十分可能である。

鉱物化学組成では後期ダナイトはしばしば早期ダナイトより未分化な性質を示す (図 6b, c)。クロムスピネルの Cr# は後期ダナイト, 早期ダナイトにさほど違いはなく共に 0.5 - 0.6 の値を示す (図 6c)。クロムスピネルは岩石の形成場の指示者として有効である (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992, 1994a, b) が, Cr#=0.5-0.6 の値は海洋底かんらん岩や MORB に含まれるクロムスピネルの示す値の上限にあたり, 島弧起源のかんらん岩, 火山岩の示す組成範囲 (Cr#=0.1-0.8, ボニナイトは < 1.0 まで) にも入る (Arai, 1992, 1994a, b)。そのため, Cr# からは後期ダナイトの形成場が海嶺なのか島弧であるのかは判別できない。一方, 後期ダナイトのスピネルの低い TiO₂ 量, 高い Fe³⁺ # (図 6 c) は, 島弧環境を示唆している (Arai, 1992)。地殻部に産する後期貫入岩体は上部噴出岩中の島弧的特徴を示すピクライトとの関連が指摘されている (Ernewein *et al.*, 1988; Juteau *et*

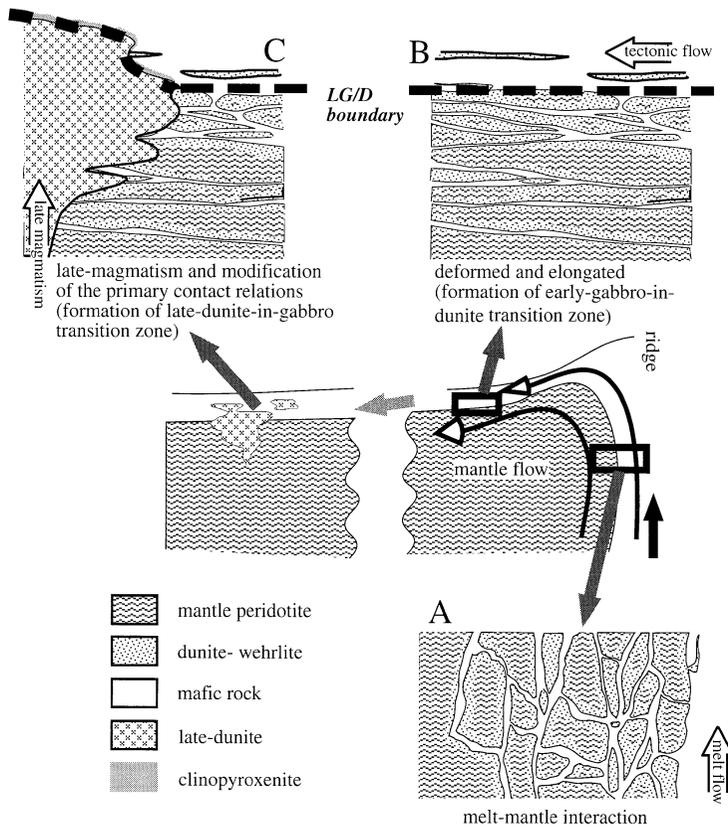


図 7 中央海嶺における早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯, およびオフリッジにおける後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯の形成モデル。

Fig. 7 A model for forming of two kinds of MCTZ, early-gabbro-in-dunite transition zone at the mid-ocean ridge and late-dunite-in-gabbro transition zone at off-ridge.

- A) Melt flowing up at the mid ocean ridge reacts with the surrounding peridotite wall. Complicated melt network with dunite is formed in harzburgite by mantle-melt reaction.
- B) Subsequent mantle flow deforms and elongates the dunite-gabbro network to be almost horizontal. The boundary between the melt-rich part (center of paleo-melt flow) and melt-poorer part becomes the layered gabbro/dunite boundary (Figs. 3 and 5). The gabbro network becomes a sill-like form having a concordant structure with the foliation of harzburgite.
- C) Late off-ridge magmatism injects magmas or crystal mushes passing through the mantle to the crust. Various-scale dunitic bodies are emplaced from the upper most mantle to the crust, leading to the formation of a new gabbro-dunite relation (late-dunite-in-gabbro transition zone).

al., 1988; Uesugi and Arai, 2001)。我々は、地殻部の後期貫入岩体は後期ダナイトとしてマントル-地殻遷移帯を経てさらに下位のマントル中の非調和性ダナイト (図2) に連続すると考えている。非調和性ダナイトからは島弧かんらん岩的な

特徴 (スピネルの高いCr#) が検出されており、地殻部に存在する種々の島弧起源岩石をもたらしたマグマの通り道であったと考えられている (Arai, et al., 1999; Kadoshima et al., 2001)。

地殻部の後期貫入岩体の集積鉱物はかんらん石

とクロムスピネルのみであり、粒間鉱物 (= 粒間メルト) 量が多くても岩体内ではほぼ均質なポイキリティック組織を示す。この産状からは後期貫入岩体の起源マグマは Benn *et al.* (1988) が提唱したものと同じく、かんらん石クリスタルマッシュであったことが考えられる。後期ダナイトはマントル-地殻遷移帯に貫入、定置したクリスタルマッシュからのかんらん石集積によって形成された可能性が考えられる。

後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯は海洋リソスフェアが島弧的火成活動の影響を受ける場所、すなわち海洋性島弧下や、背弧海盆下などに存在していることが予想される。それに対して早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯は海洋底、特に高速拡大系に存在していると考えられる。

4) 2種類のLG/D面

早期ガブロ・イン・ダナイト遷移帯の早期ダナイトと層状ガブロのLG/D面(図5)を、海嶺下で形成された初生的なものと考えれば、後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯の後期ダナイトと層状ガブロのLG/D面(図5)は二次的なLG/D面と言うことができる。

W. Hilti では大規模な後期ダナイト・イン・ガブロ遷移帯が観察でき、遷移帯最上部において後期ダナイトは巨大な層状ガブロのブロックを包有している(写真1f, g)。層状ガブロがブロック状に取り込まれていたり、写真1fのboundary 1のように層状ガブロの構造を高角に切っている場合であれば、LG/D面が二次的なものであることは一目瞭然である。しかし、写真1fのboundary 2を局部的に観察した場合、それが初生的なLG/D面か、または二次的なLG/D面かの判別は難しい。有効な方法は、ダナイトの変形の有無を見ること、ダナイト-ガブロ境界に単斜輝石岩を狭在しているかを確認することである。

5) オマーンオフィオライトにおけるマントル-地殻遷移帯の地震学的な認識の可否

LG/D面より上位では超マフィック岩が、下位ではガブロシルがそれぞれ極端に少ない。従ってLG/D面は岩石物性的には十分シャープな不連続面である。この不連続面は、地震学的手法によっ

て検出することができる。では、マントル-地殻遷移帯はどうであろうか。オマーンオフィオライトではマントル-地殻遷移帯は数mから1km以上まで様々な厚さをもっている(Benn *et al.*, 1988; Quick and Denlinger, 1993)。マントル-地殻遷移帯はダナイトとガブロシルの混合体であることから、平均地震波速度(V_p)を7~8 km/sと仮定すると、周波数7~8Hzの地震波による解析によって、原理的には1km以上の厚さをもつマントル-地殻遷移帯を検出することが可能である。この地震波周波数は実際の物理探査で使われる周波数の範囲内である。一方、当然のことながら、後期ダナイトと早期ダナイトは岩相が同じであるため地震学的手法では区別できない。二次的なLG/D面は後期ダナイトの到達位置により上下方向の変動が激しい。全体として見れば、おそらく1km程度の振幅をもった波状の面をなしていると思われる。初生的なLG/D面には我々の観察では上下方向の大きな振幅は認められなかった。仮にこのような初生的LG/D面、二次的LG/D面の上下変動の差が一般的なものであれば、地震学的に両者を識別することが可能である。

VI. おわりに

オフィオライトはこれまで、ある種の海洋リソスフェアの断片と考えられ、そこでの観察結果を実際の海洋リソスフェアと対比すべく、多くの調査が行われてきた。しかし海洋底の情報が集まると同時に非海洋的な岩石の存在も次々と報告され、我々を悩ませ続けてきた(いわゆる、オフィオライト問題)。オマーンオフィオライトはオフィオライト問題を解決する場として期待され、近年の丹念な調査によって、海洋的なプロセスと非海洋的なプロセスの分離、解析が進み、海嶺プロセス以降の島弧的火成活動の付加が明らかとなった(例えば、Ishikawa *et al.* 2002; Ahmed and Arai, 2002)。オフィオライトは地表へのの上りまでの過程で、必然的に種々の島弧的環境での改変を被っており(荒井, 1995)、そのような状況下では島弧マグマの貫入によって今回報告したようにマントル-地殻遷移帯も改変を被っているはずであ

る。何も改変を被っていない場合には、本論文でいう早期ガブロ・イン・ダナイト関係の下部地殻～最上部マントルが存在しているであろう。しかしながら、後期ダナイト・イン・ガブロ関係の場合であっても、ある一部を見れば、マントルと地殻の構造に調和的な LG/D 面は存在しうる (写真 1f, boundary 2)。このことは、深海掘削などの局所的な観察しか行えない場合において、岩相境界の解釈に注意が必要であることを示している。深海掘削において、“最も普通の”海洋リソスフェア実体を明らかにする際には、海嶺下での火成活動以降に、いかなる火成活動の影響も受けていない場所を選定することが、当然のこととはいえ、本質的に最も重要であろう。

謝 辞

本研究は 1997 年から 2002 年までの現地調査をもとにしている。1998 年の調査は文部省科学研究費国際学術研究「海洋地殻形成のダイナミクス-オマーンオフィオライトを例として」(研究代表者: 宮下純夫)の研究経費を使用した。1999 年から 2001 年までの調査は文部省科学研究費基盤研究 A2「海洋地殻-マントル系の生成と改編: オマーン・オフィオライトを例として」(研究代表者: 荒井章司)の研究経費を使用した。2002 年の調査には財団法人、深田地質研究所の平成 13 年度深田研究助成金を使用した。在オマーン日本大使神長善次氏、萩 次郎氏、オマーン商工省駐在 JICA 専門員信本亮一氏、日下 浩氏、三菱マテリアル資源開発(株)柴田芳彰氏を初めとする皆様には現地調査を進めるにあたり様々な便宜を図っていただいた。新潟大学の宮下純夫教授、高澤栄一博士、足立佳子氏、静岡大学の海野 進、道林克禎両博士を初めとするオマーン・オフィオライトグループの方々には、現地調査等において大変お世話になった。金沢大学の古本宗充教授、白坂瑞樹博士には有益な意見をいただいた。査読者の方には原稿改訂の際に有益なご指摘をいただいた。

ここに記して皆様に厚く御礼申し上げる。

文 献

- Ahmed, A.H. and Arai, S. (2002): Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 263-278.
- Arai, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Miner. Mag.*, **56**, 173-184.
- Arai, S. (1994a): Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
- Arai, S. (1994b): Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **59**, 279-293.
- 荒井章司 (1995): 海洋リソスフェアとオフィオライト; 類似点と相違点. 地学雑誌, **104**, 361-380.
- 荒井章司 (2001): 海洋地殻-マントル系の生成と改編: オマーン・オフィオライトを例として. 平成 11 ~ 12 年度科学研究費補助金 (基盤研究 A2) 研究成果報告書.
- Arai, S. and Matsukage, K. (1996): Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: Implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. *Proc. ODP, Sci. Results*, **147**, 135-155.
- Arai, S., Abe, N. and Ninomiya, A. (1994): Reaction of peridotite xenoliths with host magmas as an analogue of mantle-melt interaction: Microscopic characteristics. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **39**, 65-99.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T. (1999): How and to what extent non-oceanic is the Oman ophiolite mantle? 宮下純夫編: 海洋地殻生成のダイナミクス-オマーンオフィオライトを例として. 平成 9 ~ 10 年度科学研究費補助金 (国際学術研究) 研究成果報告書, 39-45.
- Benn, K., Nicolas, A. and Reuber, I. (1988): Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, **151**, 75-85.
- Boudier, F. and Nicolas, A. (1995): Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.*, **36**, 777-796.
- Cann, J.R. (1970): New model for the structure of the ocean crust. *Nature*, **226**, 928-930.
- Cannat, M. (1993): Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4163-4172.
- Clague, D.A. and Straley, P.F. (1977): Petrologic nature of the oceanic Moho. *Geology*, **5**, 133-136.
- Coleman, R.G. (1977): *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 54-76.
- Ernewein, M., Pflumio, C. and Whitechurch, H. (1988): The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, **151**, 247-274.

- Evans, B.W. (1977): Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 397-447.
- George, R.P.J.R. (1978): Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 845-865.
- Greenbaum, D. (1972): Magmatic processes at ocean ridges: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature Physical Sci.*, **238**, 18-21.
- Hess, H.H. (1962): History of ocean basins. In Engel, A.E.J., James, H.L. and Leonards, B.F. eds.: *Petrologic Studies (Buddington volume)*. Geol. Soc. Amer., 599-620.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K. and Umino, S. (2002): Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, **30**, 899-902.
- Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H. and Dahl, R. (1988): Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman. *Tectonophysics*, **151**, 107-135.
- Kadoshima, K., Arai, S. and Yurimoto, H. (2001): Petrological and geochemical characteristics of the lherzolite-harzburgite suite in the northern Oman ophiolite: Implications for evolutionary processes of the upper mantle. 荒井章司編：海洋地殻-マントル系の生成と改編：オマーン・オフィオライトを例として，平成11～12年度科学研究費補助金（基盤研究A2）研究成果報告書，33-44.
- Kelemen, P.B. (1990): Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma, I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.*, **31**, 51-98.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Salters, V.J.M. (1995): 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., Koga, K. and Shimizu, N. (1997): Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 475-488.
- Koga, K.T., Kelemen, P.B. and Shimizu, N. (2001): Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 2000GC000132.
- Korenaga, J. and Kelemen, P.B. (1997): Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite: Implications for magma transport in the oceanic lower crust. *J. Geophys. Res.*, **102**, 27729-27749.
- Kushiro, I. (1969): The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Amer. J. Sci.*, **267A**, 269-294.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G. (1986): *The Ophiolite of Northern Oman*. Geological Society Memoir, **11**, Blackwell Scientific Pub.
- 松影香子・荒井章司 (1999): オマーンオフィオライトのマントル～モホ遷移帯の火成岩岩石学. 月刊地球, **21**, 339-344.
- 宮下純夫 (1999): 海洋地殻生成のダイナミクス—オマーンオフィオライトを例として—. 平成9～10年度科学研究費補助金（国際学術研究）研究成果報告書.
- 宮下純夫・足立佳子 (1999): オマーンオフィオライト北部フィズ地域の後期貫入岩体 (Khabyat 岩体). 宮下純夫編：海洋地殻生成のダイナミクス—オマーンオフィオライトを例として—. 平成9～10年度科学研究費補助金（国際学術研究）研究成果報告書, 117-124.
- Moore, E.M. and Jackson, E.D. (1974): Ophiolites and oceanic crust. *Nature*, **250**, 136-139.
- Moore, E.M. and Vine, F.J. (1971): Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A268**, 443-466.
- Muller, M.R., Robinson, C.J., Minshull, T.A., White, R.S. and Bickle, M.J. (1997): Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwest Indian ridge? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 93-107.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Pub.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A. (1983): Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence. *J. Petrol.*, **24**, 188-206.
- Pallister, J.S. and Hopson, C.A. (1981): Samail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2593-2644.
- Quick, J.E. (1981): The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 413-422.
- Quick, J.E. and Denlinger, R.P. (1993): Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites. *J. Geophys. Res.*, **98**, 14015-14027.
- Smewing, J.D. (1980): Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in north Oman. *Ophiolite Special Issue on Tethyan Ophiolites*, **2**, 335-378.
- Smewing, J.D. (1981): Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: Evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of north Oman. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2645-2659.
- Uesugi, J. and Arai, S. (2001): Petrology of the late intrusive wehrlites and related rocks in the northern Oman ophiolite. *International Confer-*

ence 'Geology of Oman' Jan. 2001, 85 (abstr).
海野 進 (1995): 北部オマーン山脈サマイル・オフィオ
ライトの地質. 地学雑誌, **104**, 321-349.
Umino, S., Yanai, S., Jaman, A.R., Nakamura, Y.
and Iiyama, J.T. (1990): The transition from
spreading to subduction: evidence from the
Semail ophiolite, northern Oman mountains. In
Malpas, J. et al. eds.: *Ophiolites, Oceanic Crustal
Analogues*. Proceedings of the Symposium "Tro-

dos 1987": Nicosia, Cyprus, Ministry of Agricul-
ture and Natural Resources, Geological Survey
Department, 375-384.
Woollard, G.P. (1975): The interrelationships of
crustal and upper mantle parameter values in
the Pacific. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 87-137.

(2003年5月8日受付, 2003年8月14日受理)