

海洋リソスフェアとオフィオライト；類似点と相違点

荒井章司*

Oceanic Lithosphere and Ophiolites ; Their similarities and differences

Shoji ARAI*

Abstract

Petrological constitution of the oceanic lithosphere is discussed in comparison with the origin and derivation of ophiolitic suites. Recent ODP results for Hess Deep, equatorial Pacific, indicate the petrological similarity of deep-seated oceanic rocks of a fast spreading ridge system with those of some ophiolites, such as Samail ophiolite, Oman. Mantle peridotite from Hess Deep is harzburgite with chromian spinel of Cr# from 0.5 to 0.6. Dunite is common around gabbro-troctolite intrusions. Chromian spinel is sometimes concentrated within dunite and troctolite. Interaction of high-pressure MORB with harzburgite may be more pervasive in the fast spreading ridge than in the slow spreading one.

Lithospheric slice as an ophiolite complex has a much more complicated history than the present-day oceanic lithosphere. Some petrological discrepancy, therefore, is expected between ophiolite and oceanic lithosphere. Arc-related rocks in the ophiolite may have been formed at a relatively later stage of arc-like setting which is inevitable for the oceanic lithosphere to be obducted onto continental margins. Highly refractory rocks with Cr-rich spinel (Cr# > 0.7), which are commonly found in ophiolites and have not been found in the present-day ocean floors, were formed at arc-related settings or could be rarely present in the oceanic setting. It is noteworthy that all of the constituent rocks of ophiolites, and even those from ocean floor, were *not* always formed at the same tectonic setting.

I. はじめに

1) 問題点の整理

海洋リソスフェアあるいは海洋地殻の構成、成因を知ることは、ここで改めて触れる必要もないほど重要なことであろう。では、われわれはそれらについてどれほど理解しているのだろうか。重力、地震波伝播速度などの物性に関する情報、いわば構成岩石に関していえば、間接的な情報は広い地域で得ることが可能であり、それらに基づ

く海洋リソスフェアモデル、例えば海洋底の Vp 構造も提唱されている(図1)。しかるに、科学技術の進歩の目ざましい現在でも、海洋底を構成している岩石に関する直接的な情報を得る(早い話が岩石を直接手にとって観察する)ことは困難であるといえる。それでも比較的浅部の岩石については、潜水艇による調査や海洋調査船によるドリッジ、掘削などにより試料やデータは比較的容易に入手できる。ところが下部地殻や上部マントルの岩石となるとアクセスは非常に困難になる。そ

* 金沢大学理学部地学教室

* Department of Earth Sciences, Kanazawa University

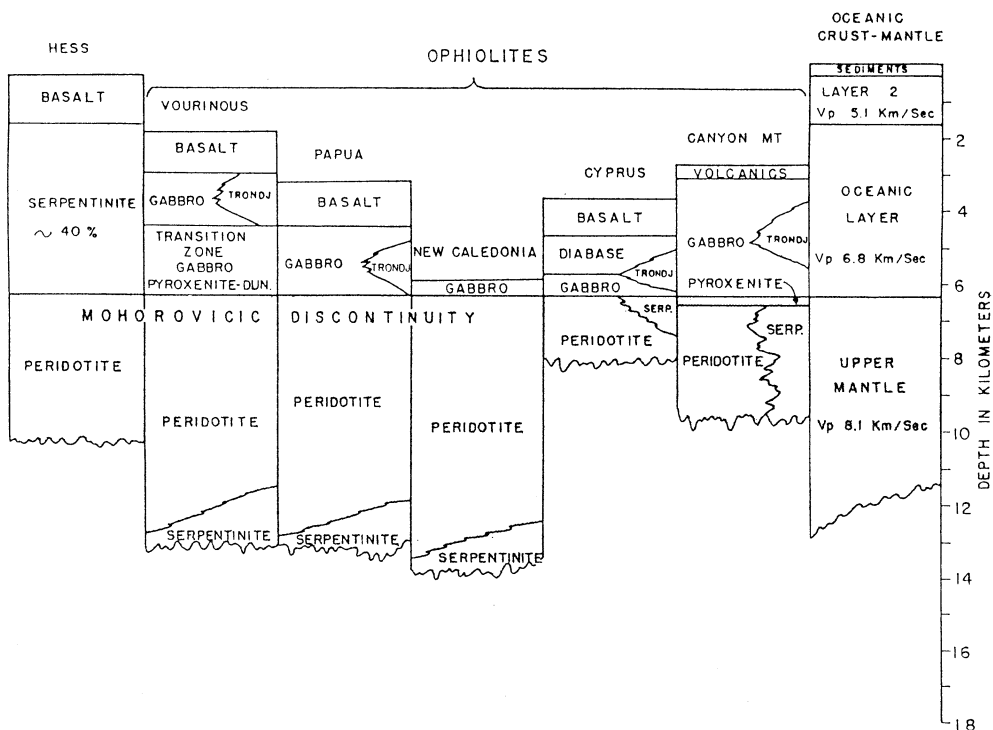


図1 海洋リソスフェアおよびオフィオライトの火成層序 (Coleman, 1977より)
 海洋底の Vp 構造を右端に, Hess (1962) のモデルを左端に示す. オフィオライトの地殻部分が海洋底のそれより全体的に薄いことに注意.

ここで比較的深部の岩石を含めた海洋リソスフェアの全体像を得るために, 以下の二つの便法が採られてきた。(1) 海洋地域の地殻変動が激しい場所, 海嶺中軸谷や海洋断裂帯などで浅所に露出している深部起源の岩石をよりどころにする。特に海洋断裂帯の壁面に露出している深部岩石をドレッジなどにより採取し, 推定されている Vp 構造などに各岩石種を当てはめ, 海洋リソスフェアを復元をする (例えば, Bonatti and Honnorez, 1976)。(2) オフィオライトを海洋地殻 (あるいはリソスフェア) の断片とみなし, 陸上調査により海洋リソスフェアの構成およびそこでの種々のプロセスを復元する (例えば, Greenbaum, 1972; Pallister and Hopson, 1981)。しかし, この二つの方法とも問題点がある。

(1) では, 海洋断裂帯に露出している岩石が果たして通常の海洋底の構成要素とみなされるかについて問題がある。すなわち, 断裂帯付近の岩石

は特殊な環境 (例えば通常海嶺に比べ地温勾配が低い?) で形成された可能性がある。また, 従来よく調査された断裂帯はほとんどすべて拡大速度の小さい海嶺系を有する大西洋, インド洋のものであり, 地球上の全海洋を代表しているとはいえない。すなわち, 海洋リソスフェアの岩石学的モデル構築には太平洋の情報ほとんど参加していなかった。太平洋ではギャレット断裂帯などの少数の例 (Hebert *et al.*, 1983) を除いて, その深部起源の岩石は得られていなかった。(2) では, オフィオライトの起源についての多様性, 不確実性がある。すなわち, 少なくともすべてのオフィオライトのすべての構成メンバーが中央海嶺で形成されたものとは限らない (例えば, Miyashiro, 1973; Pearce, 1975) からである。

2) 海洋底深層ボーリングの勧め

これらの問題を解決するには, 通常の海洋底をなるべく深く掘削すればよい。通常の海洋底をマ

ントルまで掘り抜くのは現実に不可能であるが、最近の ODP による海洋底の掘削では、深部岩石の採取をめざして行なわれたものがある。有名な Hole 504B は、IPOD, ODP の計7回の航海を通じて基盤岩を2,000m以上掘り進み、玄武岩層を掘り抜き、岩脈群と思われるドレライト層まで到達している(例えば、木下, 1992; Ishizuka, 1989)。また ODP の Leg 118, Leg 147, Leg 153のように、ガブロ、かんらん岩などの深部岩の露出する海底をねらって行なわれる掘削(いわゆるオフセット掘削と呼ばれる)も行なわれ成果を収めている。筆者は1992年12月から1993年1月にかけての ODP Leg 147ヘス・ディープの掘削に参加し、海洋地殻~上部マントルの掘削に直接かかわり、その生成プロセスを考察する機会を得た。ここでは、これらの最新の成果をなるべく取り入れて海洋地殻の構成を論じ、オフィオライトとの新たな比較論を試みる。オフィオライトは海洋リソスフェアの断片なのだろうか？

II. 海洋リソスフェアの構成

1) 海洋リソスフェアの構造

海洋リソスフェアの地震波伝播速度(V_p)構造に関しては比較的多くのデータが出され、数多くのモデルが提出されている(図1)。基本的には層状構造が認められ、モホの深さは海底下6~7 kmである。地震波で見える限り、拡大速度の違いによる海洋リソスフェアの構造の違いは検知できないらしい(末広, 本特集)。さて、これらのモデルにのっとなって各層に岩石種を当てはめていくのが最初のステップであろう。有名なヘス・モデルでは、下部地殻物質として蛇紋岩が考えられた(Hess, 1962)。すなわち、このモデルではモホはマントルかんらん岩の浅所からの蛇紋岩化(加水化)の前線となる。ヘス・モデルも地震学的データと整合的ではあるが、断裂帯などからドレッジなどで得られる深部起源と思われる岩石のデータやオフィオライトとの比較などから、人々から次第に支持されなくなった。

2) 海洋断裂帯に露出する岩石

ロマンシュやヴィーマなどの赤道大西洋地域の

断裂帯やオーウェンなどのインド洋の断裂帯の壁には、かんらん岩(多少とも蛇紋岩化している)、ガブロなどの深部を構成している岩石が露出している。断裂帯の両側の壁は地形的にも構成岩石的にもしばしば非対称で、Bonatti (1976), Bonatti and Hamlyn (1978) らによると、片側は突出が余り顕著ではなくノーマルな海洋地殻の断面よりなり、他方は顕著な突出を示し、ほぼ蛇紋岩よりなる壁からなっているとされている(図2)。断裂帯はテクトニクスのにはトランスフォーム断層であり、そのリッジの間(すれ違いプレート境界の部分)で活発な深部物質の固体貫入が起こっている(例えば、Bonatti, 1976, 1978)。その場所を離れると崩壊などにより地形的突出は不明瞭になる。断裂帯からは、蛇紋岩の壁の崩落を示唆する蛇紋岩礫岩や蛇紋岩砂岩が報告されている(Bonatti *et al.*, 1973, 1974)。断裂帯においてなぜ深部物質の突出(protrusion)・固体貫入があるのかは実ははっきりしないが、プレートのすれ違い境界という要素と海水の浸入によるマントル物質の蛇紋岩化(軽く、体積が増え、力学的に弱くなること)が重要な役割を果たしているのは間違いないであろう(例えば、Bonatti, 1978)。また Bonatti (1976)は、ノーマルな海洋地殻断面が露出しているとした方の壁においても蛇紋岩の貫入を確認した。それによると、蛇紋岩のドレッジされる深さはリッジから離れると次第に浅くなる(図2)。すなわち、リッジからある距離以上離れたところでは蛇紋岩が海底に露出してしまふ。同様のことは以前 Aumento and Loubat (1971)も中緯度大西洋で確認している。また、ODP Leg 109において大西洋中央海嶺で蛇紋岩化したかんらん岩が露出しているのが確かめられた(Fujii, 1990)。蛇紋岩の貫入および海洋地殻浅所での存在形態、存在量は、海洋リソスフェアの成因、構成に深くかかわる重要な問題なのである。これについては後述する。

ともかく断裂帯から得られた岩石を V_p 構造に当てはめると、何となくもっともらしい海洋リソスフェアの岩石学的モデルができあがる(例えば、Bonatti and Honnorez, 1976)。そして、そ

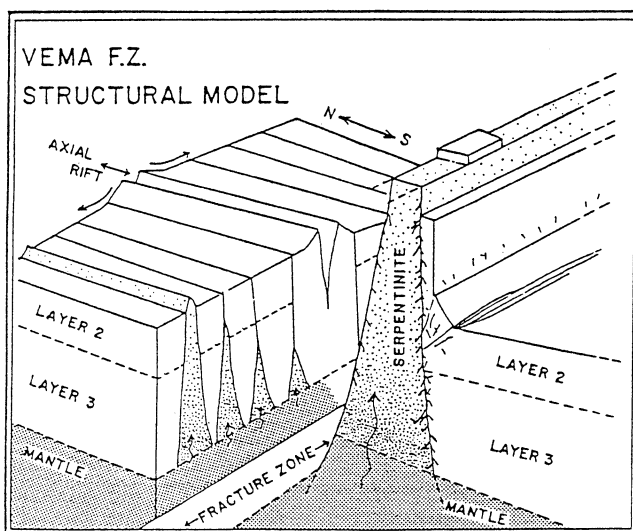


図 2 Vema 断裂帯の構造モデル (Bonatti and Honnorez, 1976より)
同断裂帯の北側の壁には通常の海洋リソスフェアの断面が露出しているとした。
通常の海洋地殻部分と思われるところにも蛇紋岩 (変質した上部マントル
かんらん岩) が固体貫入していることに注意。

これは後述のようなオフィオライトの岩石学的層序とよく似たものになる。

3) 海洋底を構成する岩石

海洋リソスフェアを構成する岩石類で最も特徴的であるのは、何といたっても MORB と総称されている玄武岩類であろう。MORB はプリュームが想定される個所に近づくとき多少インコンパティブル元素に富んでくる (E-MORB, P-MORB と呼ばれる) が、その他の場所では特徴的にインコンパティブル元素に枯渇している (N-MORB と呼ばれる) (例えば, Schilling, 1973; Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Floyd, 1991)。特に N-MORB は、地球化学的に島弧やホットスポットのマグマとは明瞭に区別される (例えば, Pearce *et al.*, 1984)。N-MORB の化学組成が拡大速度に依存した差異を示すことは注目される (図 3) (例えば, Flower, 1980; Sinton and Detrick, 1992)。例えば, Mg/Fe 比は MORB では島弧玄武岩などと比べて一般的に高いのであるが、拡大速度の小さい海嶺系に由来するものの方がより高い傾向にある (Sinton and Detrick, 1992)。

海洋底の上部マントルに由来するかんらん岩は、Dick や Bonatti らのグループにより精力的に記載された (例えば, Dick *et al.*, 1984; Dick, 1989; Michael and Bonatti, 1985; Bonatti *et al.*, 1992)。また、小沢 (1986) によるレビューがある。海洋底のかんらん岩は一般的にレールズライト的なものがより優勢である (図 4) (Dick, 1989; Bonatti *et al.*, 1992)。クロムスピネルの $Cr\#^{11}$ (=Cr/(Cr+Al) 原子比) はおおむね 0.5 以下であり、枯渇したハルツパーチャイトが優勢な前弧マントル起源のものとは好対照である (図 4) (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994b)。海洋底のかんらん岩は MORB の溶け残りとして解釈されているが、単斜輝石中の微量元素の検出などからは通常の MORB よりずっと Mg に富むマグマを生成するような分別溶融作用が要請されており (Johnson *et al.*, 1990), MORB と海洋底かんらん岩のそれぞれの生成過程の折り合いはまだ完全に着いていない。ただし、極めて Mg に富むメルトが MORB のかんらん石中の包有物として発見されている (Sobolev and Shimizu, 1993)。また、海洋底から得られるかんらん岩はしばしば

斜長石を含むのが特徴である。斜長石はしばしば不定形をなし、斜長石に伴うクロムスピネルは、やや Ti に富むなどの特徴を有す。これらから、斜長石はかんらん岩中に注入されたメルトから晶出したものと解されている (例えば, Dick, 1989)。

ダナイトやウェールライトは海洋底からは余り報告例がなく、少ないと考えられている。オフィオライトには量は少ないがしばしば見られるクロミタイト (クロム鉄鉱) も海洋底からは知られていない。ここで注目すべきは、海洋底にも明らかに異質な岩石が存在することである。赤道大西洋にある有名な St. Paul's Rocks は、かんらん岩や高度変成岩よりなる (Melson *et al.*, 1972; Roden *et al.*, 1984) が、かんらん岩の性質は明らかに大陸リソスフェアのものに一致する (Bonatti, 1990)。同様のかんらん岩類は紅海の Zabargad 島にも露出している (Bonatti *et al.*, 1986)。

4) 海嶺下のマグマ溜りモデルと海洋リソスフェアの岩石学的構成

中央海嶺の下にはマグマ溜りが存在するのであろうか? 存在するとしたらどのような規模でどのような形態をとるのであろうか? この古典的な間に、最近解答がようやく現われつつある (例えば, Sinton and Detrick, 1992)。以前は海嶺のマグマ溜りのモデルといえば、オフィオライトから類推されたものであった (例えば, Greenbaum, 1972; Pallister and Hopson, 1981; Nicolas, 1989)。海嶺下には壮大なマグマ溜りがあり、海洋地殻はその冷却により形成されるはずであると漠然と信じられていた (図 5-a)。中央海嶺下のマグマ活動のスタイルは当然のことながら海洋地殻の構造を決定的に左右する。Herron *et al.* (1978) の発見以来、最近の地震トモグラフィの進歩を経て、海嶺下マグマ溜りの実像が明らかになりつつある (Sinton and Detrick, 1992) (図 5-b, c)。それによると、小拡大速度の海嶺の下には定常的なマグマ溜りはないらしく、マグマは間欠的に供給され噴出する (図 5-c)。拡大速度の大きい海嶺の下に、ようやく定常的な

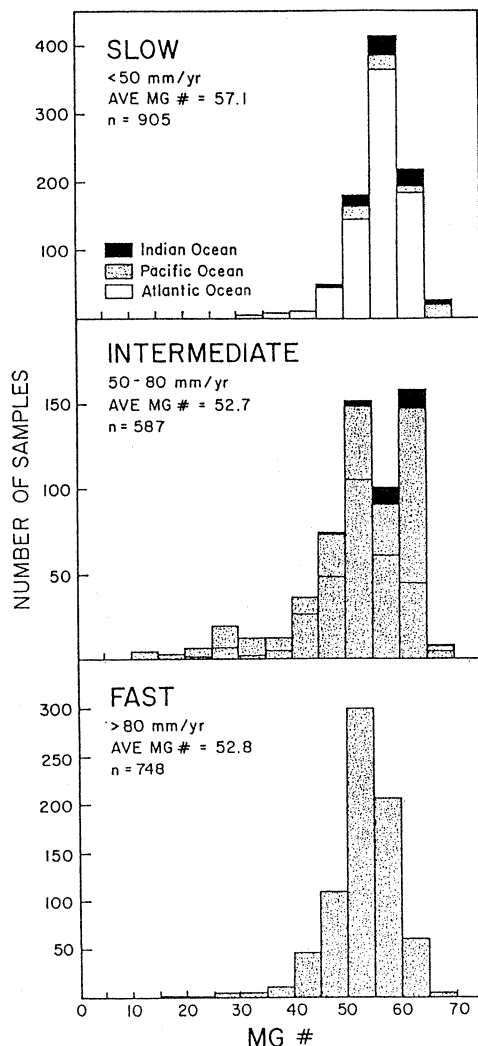


図 3 MORB の Mg# (=100 Mg/(Mg+Fe) 原子比) の拡大速度依存性 (Sinton and Detrick, 1992より)
小拡大速度の海嶺系由来のものの方がやや Mg# の高いことに注意。

マグマ溜りといえるようなものがあるらしい。それも、完全に溶融していると思われる部分はごく小さく、しかも海嶺沿いとぎれとぎれである (図 5-b)。狭義のマグマ溜りの周囲にはクリスタル・マッシュが広く存在している (図 5-b)。これらの事実は、海洋地殻は広大なマグマ溜りの冷却により形成されるのではないことを示唆している。したがって、海洋地殻は局所的なマグマの

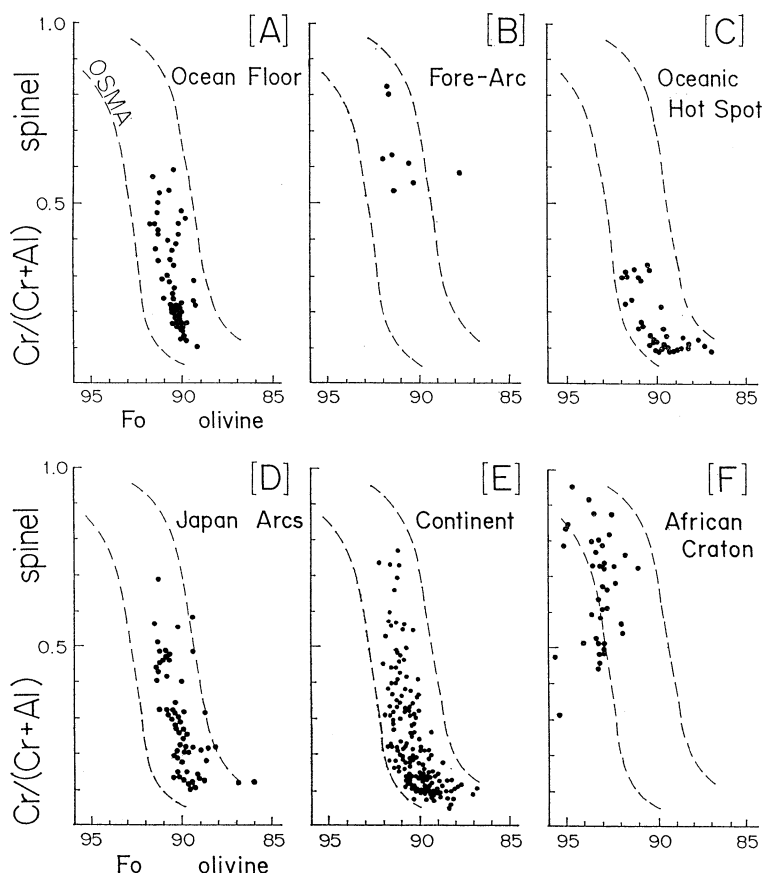


図 4 上部マントル起源のスピネルかんらん岩（ハルツバージャイト～レールズライト）中のかんらん石の Fo 値（ $=100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 原子比）とクロムスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比（ $=\text{Cr}\#$ ）の関係（Arai, 1994b より）

点線内はかんらん石-スピネルマントル列（OSMA）で、部分融解の程度が上昇するに従いかんらん岩（溶け残り）は右下（低Fo-Cr#）から左上（高Fo-Cr#）へ変化する。OSMA 内でスピネルの Cr# が 0.5~0.6 以上がハルツバージャイト、それ以下がレールズライトである。海洋底かんらん岩ではレールズライトが卓越することに注意。一方、前弧地域ではハルツバージャイトが卓越する。

分化・固結が頻繁に起こっている、水平方向にも垂直方向にも不均質な火成複合岩体よりなることが期待される（Sinton and Detrick, 1992）。なお、1980年代までの海嶺下のマグマ溜りに関しては玉木（1989）、宮下（1989）のレビューがある。

この観察事実および推定を支持するような海洋地殻の岩石学的モデルが最近提唱された（Cannat, 1993）。Cannat(1993) は拡大速度の小さい海嶺系の場合について、物性的データおよび海洋地殻から得られる岩石の観察から、海洋地殻の下部

は蛇紋岩化したかんらん岩に小規模なガブロ質岩体が貫入したものより構成されているとした（図6）。蛇紋岩化したかんらん岩は海嶺中央谷、特に拡大速度の小さい海嶺系のそれにしばしば露出しており（例えば、Arai and Fujii, 1978 ; Fujii, 1990）、Fujii (1990) も同様な海洋地殻の構成を提唱している。また、そのようなかんらん岩にはしばしば小規模なガブロ脈が認められる。これは、多少修正されたとはいえヘス・モデル（図1）の復活といえる。

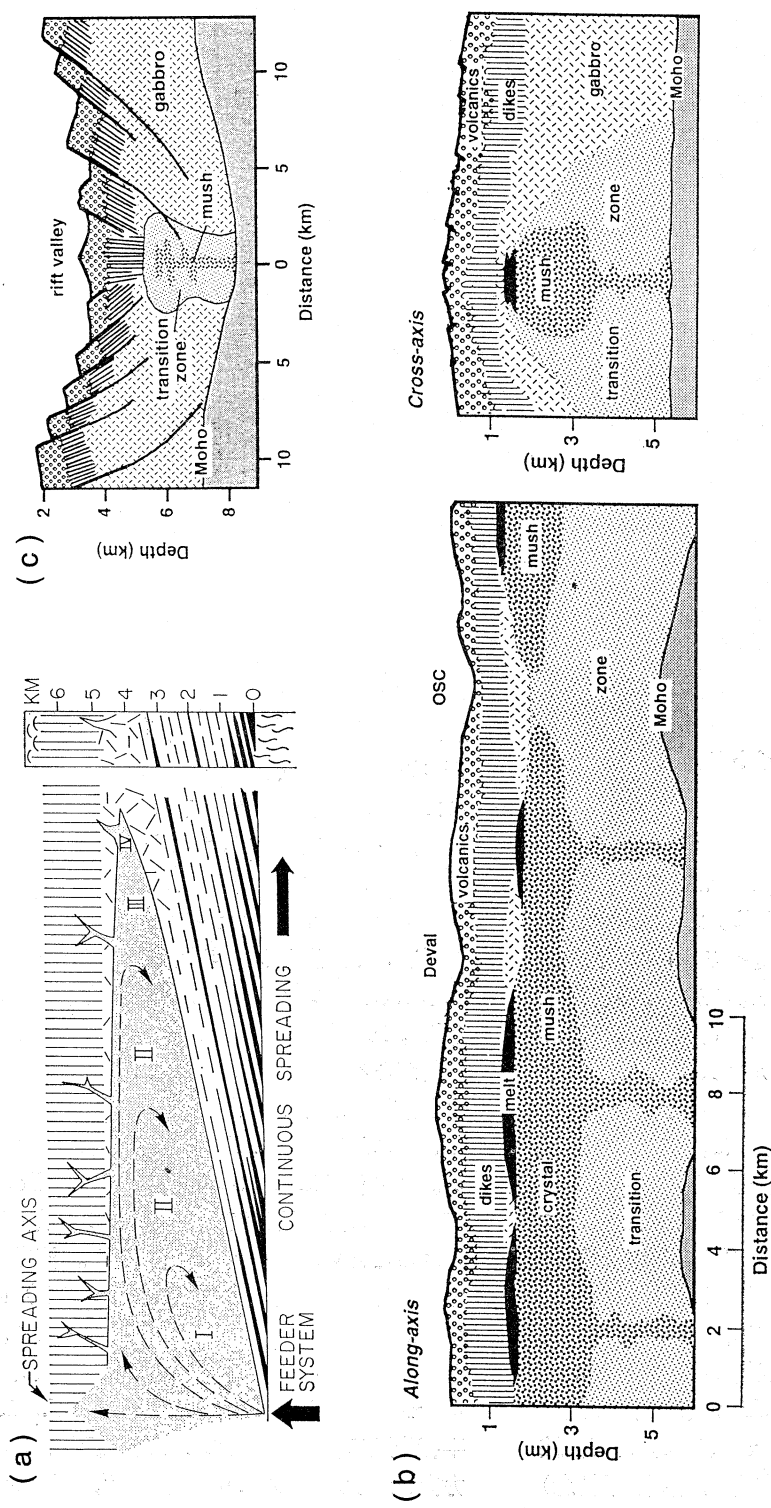


図5 (a) オマーン・オフオイルイトより得られた海嶺下のマグマ溜りモデル (Pallister and Hopson, 1981より)
 オマーン・オフオイルイトは比較的拡大速度の大きい海嶺で形成されたものと考えられた。海嶺下には比較的大規模なマグマ溜まりが想定され結晶集積により下部地殻が形成されたとした。
 (b) 太平洋で地震波トモグラフィーより得られた拡大速度が大きい海嶺下のマグマ溜り像 (Sinton and Detrick, 1992より)
 クリスタル・マッシュが卓越し、メルト (黒色部) はマッシュの最上部に塗切れ塗切れに存在しているに過ぎない。OSC, Deval はそれぞれ重複拡大中心 (overlapping spreading center) および拡大軸のずれ (deviation in axial linearity) を表わす。
 (c) 地震波トモグラフィーで得られた拡大速度が小さい海嶺下のマグマ溜り像 (Sinton and Detrick, 1992より)
 もはや定常的なメルトの存在は確認されない。

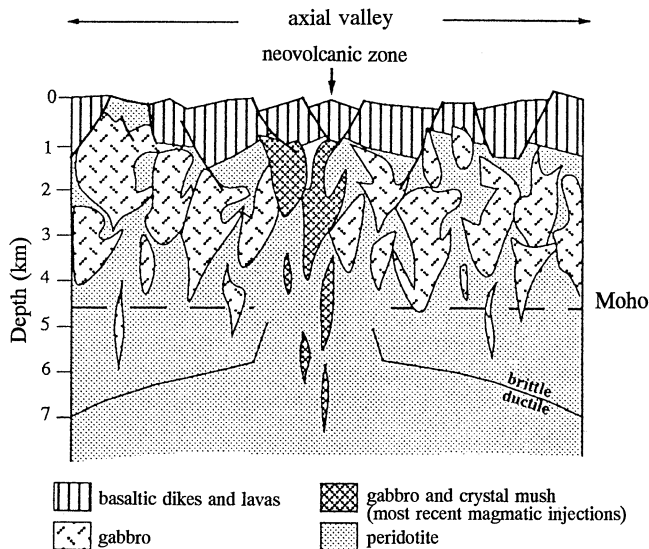


図 6 海洋底より得られた岩石の観察に基づく拡大速度の小さい海嶺下の海洋リソスフェアモデル (Cannat, 1993より)
このモデルによると、大西洋などの海洋地殻は一部蛇紋岩化したかんらん岩とガブロの小貫入岩体よりなる。

III. オフィオライトの構成

1) はじめに

オフィオライトについてはすでに多くの解説がなされている (例えば, 石渡, 1986; 荒井, 1988) ので, ここでは要点および海洋リソスフェアとの比較の上で重要な点のみを述べる。「オフィオライト」は古くからある概念であるが, その研究史は極めて示唆に富むものである (荒井, 1988による解説参照)。ヨーロッパアルプスで芽生えたオフィオライトの概念は, キプロスやギリシャなどを調査した地質学者によりさらに内部発展を遂げ, 「オフィオライト=海洋地殻~上部マントルの断片」という結論は揺るぎのないものになったかに思えた。Coleman(1977)の“Ophiolites”は“Ancient Oceanic Lithosphere?”という副題が付けられており, その線に沿って書かれた代表的な教科書であり, それ以前の成果の優れたレビューとなっている。Miyashiro (1973)の投げた一石の波紋は大きく, Pearce (1975)など後続のデータに支持され, この古典的結論(既成概念)の打破に決定的な役割を果たした。今では, 火山

岩から見る限り多くのオフィオライトが沈み込み帯の要素を持つ (すなわち沈み込み帯上で形成された) ことは確実であり (例えば, Pearce *et al.*, 1984), それに疑いをささむものはないであろう。

2) オフィオライトの火成層序

いろいろなオフィオライトを見ると, ある一定の岩石の積み重なりを有することがわかる。これはしばしばオフィオライトの火成層序と呼ばれる (荒井, 1988参照) (図7)。最上位にはもちろん堆積物がある。その下位にはしばしば枕状構造を有する溶岩類がくる。これらは島弧的な性質を示すこともあれば MORB 的な性質を示すこともある。この付近にはアンバーと呼ばれる Fe, Ni, Mn などの重金属に富む熱水起源の堆積物が介在されることもある (Bonatti, 1975)。溶岩流は下方で平行岩脈群 (構成岩石はドレライト) に漸移する。平行岩脈はリストラク断層により, かなりゆるい傾きを有するのが普通である (例えば, Moores *et al.*, 1990; Baragar *et al.*, 1990)。平行岩脈は普通一方向のみ急冷縁を有し, 拡大方向を示すとされている (例えば, Moores and Vine, 1971)。ただし, 環太平洋地域に貫入して

いるオフィオライトでは平行岩脈群を欠くことがある (例えば Papuan ophiolite, 幌加内オフィオライト) (Davies, 1971; Ishizuka, 1985, 1987)。さらに下位にはガブロ層がある。比較的上位のものでは塊状で層状構造は顕著ではないが、下位の部分では層状構造が顕著となる。その部分は結晶集積岩の特徴を示し、級化層理やサイクル層理が顕著である (例えば, Jackson *et al.*, 1975)。ガブロ層の最下位はダナイト~ウェールライトの超マフィック集積岩に移行する。オフィオライト層序の最下位はハルツバージャイト~ダナイトである。ダナイトは比較的上部に多く、しばしば不規則にハルツバージャイトを貫いて (置換して) いる (Quick, 1981; Nicolas and Prinzhofer, 1983)。ハルツバージャイトは溶け残り岩と考えられている (例えば, Dick and Fisher, 1984; Arai, 1984)。ハルツバージャイトは (場合によっては上位の超マフィック集積岩の一部まで) しばしば変形・再結晶を被っており、超マフィックテクトナイトと呼ばれる (例えば, George, 1978)。また、少量ではあるがクロミタイトが塊状、岩脈状にハルツバージャイト中に存在している (例えば, Thayer, 1964; Cassard *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 1982)。クロミタイトは周囲を必ずダナイトに包まれている。

この岩石の積み重なりは、後述するように地震学的に予想される海洋リソスフェアの構造と定性的に一致するのである (Moore and Jackson, 1974)。岩石物性的な不連続面は超マフィック集積岩とその上位のガブロ (マフィック集積岩) の境界付近に存在しており、「地震学的モホ」に相当するであろう。一方、岩石成因的な (岩石学的な) 不連続面はハルツバージャイト (超マフィック溶け残り岩) と超マフィック集積岩層の境界であろうと考えられ、「岩石学的モホ」と呼ばれている (Clague and Straley, 1977)。また、ダナイトに富む部分は位置的に地殻-マントル遷移帯 (transition zone) と呼ばれる (Nicolas, 1989 参照) (図7)。

3) オフィオライト構成岩石の特徴

さて、オフィオライトが中央海嶺で形成された

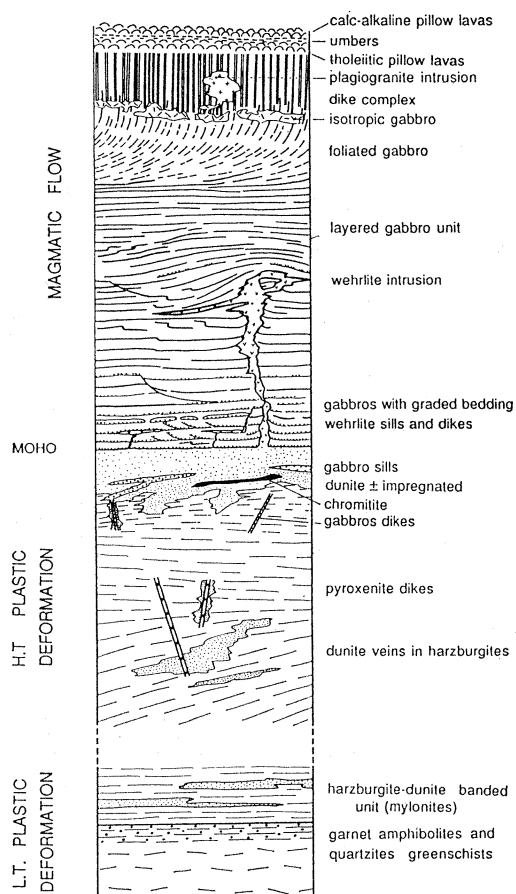


図7 オマーン・オフィオライトの火成層序 (Nicolas, 1989 より)

モホ直下の上部マントル (遷移帯と呼ばれる) は置換性のダナイトが卓越し、クロミタイトが存在する。Nicolas らのモンペリエ・グループによると、そのダナイトは固結以前にマッシュ状態 で上方に貫入することがある。

とする説に都合のよいものには、以下のものがある。

(1) 平行岩脈群の存在。これぞまさに拡大中心で形成されたことを示すものとされている。Miyashiro (1973) への反論の根拠の一つがこれであった (Smith, 1975 参照)。確かに、Miyashiro (1973) が島弧的環境でできたと主張した Troodos ophiolite などの Tethys に関連していると思われるオフィオライトにはみごとな平行岩脈が発達している。

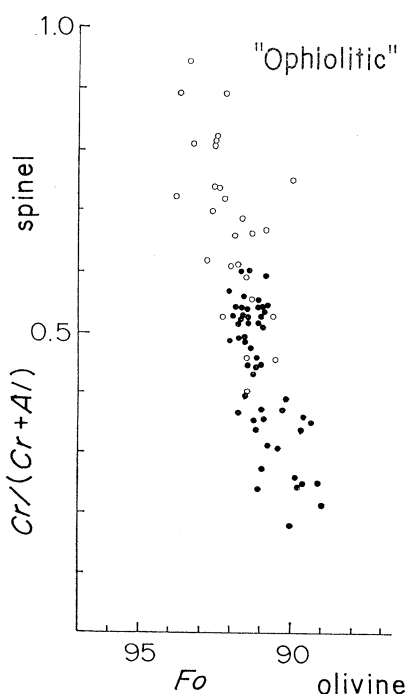


図 8 オフィオライト的な複合岩体のかんらん岩類のかんらん石の F_o 値とクロムスピネルの $Cr/(Cr+Al)$ 原子比 (=Cr#) の関係 (荒井, 1989より)

白丸がハルツパージャイト, 黒丸がレールゾライト, 図 4 と比較すると, 現時点でのオフィオライトの起源が推定できる. オフィオライトのかんらん岩で最も平均的 (普遍的) なもの (スピネルの Cr# が 0.5~0.6 のもの) は, 海洋底のもの最も枯渇したものに類似する.

(2) オフィオライトの (火成) 層序が海洋リソスフェアの Vp 構造と少なくとも定性的にはよく合う. オフィオライトの方が薄いことが多いのは貫入時 (後) の変形による (Moores and Jackson, 1974).

(3) オフィオライトにおいて, マントル・ダイアピル, トランスフォーム断層などの海嶺付近の環境が復元できる (例えば, Nicolas *et al.*, 1988; Varga and Moores, 1985). また, Oman などの最大級のオフィオライトのサイズが中央海嶺の主要な断裂帯間のセグメント程度である (Nicolas, 1989).

また, Miyashiro (1973) の主張したように,

オフィオライトが島弧の環境 (沈み込み帯上) で形成されたとするの都合がよいのは以下の点であろう.

(1) 噴出岩が島弧起源を示唆する. 主要なオフィオライト (特に Tethys に関連したもの) には沈み込み帯起源のマグマの固結物が存在する. ただし, 噴出物すべてがそうではないことに注意する必要がある. 例えば, Oman ophiolite では上部の溶岩のみが島弧的であり, 下部は MORB 的である (例えば, Pearce *et al.*, 1984).

(2) 上部マントルメンバーのかんらん岩がハルツパージャイト的であり, レールゾライト的なものが卓越すると思われる海洋底上部マントルとは合わない. ちなみに, オフィオライトの最も平均的なハルツパージャイトはクロムスピネルの Cr# が 0.5 前後で, 少量の単斜輝石を含む (Arai, 1994b).

(3) 上部マントルメンバーの一員であるクロミタイト (クロム鉄鉱) のクロムスピネルが, しばしば初生的な含水鉱物 (フログパイト, パーガス閃石) を包有する (例えば, Talkington *et al.*, 1984). これは, 上部マントルにおける含水マグマの活動を示唆しており, ほぼ無水と考えられている MORB では都合悪い.

これらを折衷する案としてオフィオライトの縁海起源説が提出されている (例えば, Moores *et al.*, 1984; Roberts, 1988). オフィオライトにおいてはしばしば形成年代と貫入年代が極めて接近しており (Spray, 1984), 形成の場と貫入の場 (プレート消費境界) が接近していると都合がよいとされている. 縁海の上層マントルは, スピネルの Cr# が 0.5 程度のハルツパージャイトよりなると考えられている (Arai, 1991, 1994a; ニノ宮・荒井, 1992). また, 一部のオフィオライトでは, かんらん岩が極めて枯渇していたり (例えば, クロムスピネルの Cr# が 0.7 以上で, ほとんど単斜輝石を含まない) (図 8), 噴出岩にボニナイト的なものが存在し前弧域の海洋で得られる岩石群と類似していることから, その形成環境として前弧的な場が考えられる場合もある (Bloomer, 1983; Ishii, 1985; 前川ほか, 1989; 丸山ほか,

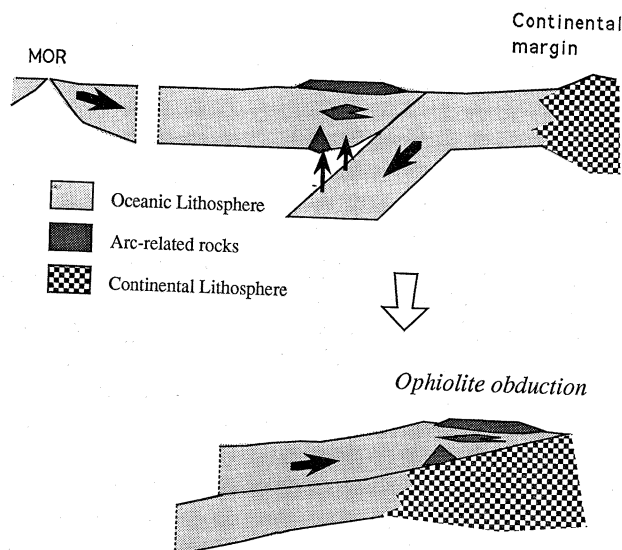


図9 大規模なオフィオライトの起源の概念図
 オブダクションにより貫入するような海洋リソスフェアは貫入直前に島弧的環境に置かれ、島弧的要素を含む岩石が付加することが期待される。

1989)。

4) オフィオライトの形成・貫入史

さて、ここでオフィオライトの形成・貫入史を考察してみよう。この問題に関しては数多くのレビューがある(例えば、Moore, 1982; 丸山ほか, 1989)。オフィオライト、少なくともその大規模なものは Coleman (1971) が obduction (のしあげ) と呼んだプロセスで地表に露出したらしい。オブダクションとは一方のプレートが他方に大規模にのしあげることであり、この時のしあげる方、すなわちオフィオライト、は貫入直前に必然的に下方に沈み込み帯を伴うことになる(図9)。この時マグマ活動が起これば、島弧的な要素が二次的に付加されることになるであろう(例えば、Umino *et al.*, 1990)。このような、いわばリソスフェアの修正はしばしば起こり得ることではないだろうか。すなわち、オフィオライト層序を構成するすべての岩石が同一の環境で形成されたものとは限らないのである。例えば有名な幌加内オフィオライトでは、玄武岩は MORB 的であるのに対して、最下位メンバーのかんらん岩は極めて枯渇している(クロムスピネルの Cr# が 0.8 前後)(Ishizuka, 1981, 1985)。両者はとても共

存できず、起源(生成した環境)が異なると断ぜざるをえない。かんらん岩から見ると幌加内オフィオライトは島弧(前弧)的である(図4)。したがって、幌加内オフィオライトは島弧(前弧)から海洋(または逆)へと環境が変遷した場所の、地殻~上部マントルのスライスではなからうか(荒井, 1988)。同じオフィオライトでも、ある人は噴出物を見て島弧起源だといい、別の人はマントルメンバーを見て海洋起源であるという場合もありうるのである。

Ishiwatari (1991) は、オフィオライトの貫入時代が地質時代を通じて一様ではなくパルス的であることを見だし、石渡 (1993) はそれをスーパー・プリュームの活動と結び付けた。そうになると、プリュームの性格にも依るが、オフィオライトそのものも通常の海洋底の断片とは異なりプリュームの要素が加味されたものとなろう。今後の検討課題の一つであろう。

IV. ヘス・ディーブの岩石

1) ヘス・ディーブ掘削の意義

1992年12月から1993年1月にかけて、深海掘削船 Joides Resolution 号は赤道東太平洋ヘス・デ

ープを掘削した。Leg 147とされたこの研究航海はヘス・ディープに露出しているガブロ、かんらん岩などの海洋底深部を構成している岩石の組織的サンプリングをめざしていた。日本からは木川栄一と筆者が参加した。このあたりの経緯および船上の掘削の様子は ODP ニュース・レター 12号 (1993) を参照いただきたい。この航海は二重の意義を持っていたように思う。すなわち、拡大速度の大きな海嶺系の断裂帯と無関係の場所からの試料採集である。前述のように、海洋底の深部物質のサンプリングは今まで拡大速度の小さな海嶺系 (大西洋, インド洋) の断裂帯に大きくよっていたからである。

2) ヘス・ディープの岩石の特徴

ヘス・ディープは東太平洋海膨のすぐ東, ココス, ナスカ両プレートの境界との三重点付近に位置する。この付近は前述の両プレート境界が拡大をしかけて 1~1.5 Ma に止めてしまったところで, 顕著な深部物質の固体貫入が認められる。これらの岩石は東太平洋海膨で形成されたもので, ココス-ナスカプレート拡大による影響は受けていないとされている。この地域では, ドイツの調査船のドレッジやフランスの *Nautile* の潜水調査で, 玄武岩, ドレライト, ガブロ, 蛇紋岩化したかんらん岩などの露出が確認されていた (Francheteau *et al.*, 1990, 1992)。ドレライトは岩脈群をなしており, 一部ではオフィオライト層序を示唆するような岩石種の積み重なりも確認されている。Leg 147では894, 895の二つのサイトで掘削が行なわれた (Gillis *et al.*, 1993)。894ではもっぱらガブロが採取された。ガブロはノーライト的なもの (すなわち斜方輝石をかなり含むもの) がほとんどであった。かんらん石に富むガブロや超マフィック集積岩は皆無であった。筆者にはひどく変化に乏しい岩相に見えたが, ガブロを見なれている人にとっては充分変化に富んだ岩石だったようである。いずれにしても顕著な層状構造は見られず, 全体的に塊状であった。岩石が脆弱で崩落しやすかったため サイト894でガブロ層をそれ以上掘削する (かんらん岩まで掘り抜く) のをあきらめた *Joides Resolution* 号は, サイ

ト895へと向かった。ここでは, 蛇紋岩化したかんらん岩が海底に露出している。ここでの掘削はいくつかの重要な発見をもたらした。以下それらを列挙する (Arai and Matsukage, in press)。

(1) ハルツバージャイトの枯渇度がかなり高く, クロムスピネルの Cr#は0.5~0.6で単斜輝石に極めて乏しい。すなわち, 従来の海洋底かんらん岩の組成範囲で最も枯渇度の高いものに相当する。

(2) 上部マントル (あるいは遷移帯) 相は不均質であり, ダナイト, トロクトライトにかなり富む。

(3) ダナイトはガブロ, トロクトライトとかなり密接に伴う。

(4) ガブロ, トロクトライト, ダナイト, ハルツバージャイトは岩相的に連続する。岩相の連続性はハルツバージャイト中へのメルトの注入・反応を示唆していると思われる。すなわち, トロクトライトはハルツバージャイトとメルトが低圧 (最上部マントル) で反応し, 斜方輝石が消失したものである可能性が高い。ダナイトはその反応物からメルトが除去されたもの, ガブロはメルト成分の多いものが固結したものであろう。ガブロやトロクトライトのかんらん石の少なくとも一部はハルツバージャイトのかんらん石が残留したものであろう。

(5) ダナイト, トロクトライトはしばしばクロムスピネルに富む。ダナイト中にはミニ・クロミタイトポッドが発見された。

(6) ダナイト, トロクトライトのクロムスピネルには, 初生包有物として含水鉱物 (フログパイト, パーガス閃石) が存在する。

なお, ドレッジなどで得られた岩石試料についての研究成果はすでに公表され, 一部同様な結果が得られている (Girardeau and Francheteau, 1993; Hekinian *et al.*, 1993)。上記の諸性質は, どちらかというとも今まで海洋底の上部マントルの特徴というよりは, むしろオフィオライト, 例えば Oman ophiolite, の上部マントルメンバーの特徴とされてきたものである。実際, Nicolas (1989) は, かんらん岩 (上部マントル) の構造などから Oman ophiolite は太平洋のような拡大

大速度の大きい海嶺系で形成された海洋リソスフェアの断片であろうと予想していたのである。ヘス・ディーブのダナイト-トロクトライト-ガブロは、基本的にはハルツバージャイトと MORB の比較的低压での相互反応の産物であると解釈される (Arai and Matsukage, in press)。

(1) のハルツバージャイトは、オフィオライトを形成する最も平均的なハルツバージャイトの性質に近い (図 8)。オマーンやトルードスのオフィオライトのものはこれに近い性質を有する。日本でも三郡帯のかんらん岩体を構成するハルツバージャイト (Arai, 1980) は同様な性質を有している。(2) ダナイトはオフィオライトの遷移帯に多く存在する (図 7)。(3) のような産状のガブロやパイロクシナイトは、“indigenous dike” (周囲に枯渇帯を伴う岩脈) としてオフィオライトには普通に産する (例えば、トリニティーやオマーン) (Boudier *et al.*, 1989; Nicolas, 1989)。(4) のトロクトライトや、かんらん石ガブロは、本質的にオフィオライトの “impregnated dunite” (メルトの注入を受けたダナイト) や、Nicolas らのモンパリエ・グループの提唱するオマーン・オフィオライトの “wehrlite magna” の固結物に相当する (Benn *et al.*, 1988; Boudier, 1991)。(5) のクロムスピネルの濃集の仕方は、まさにオフィオライト中のポディフォーム・クロミタイトの産状と整合的である。同クロミタイトの周辺のダナイトは置換性 (すなわちハルツバージャイトとメルトが低压で反応したもの) であると解釈されており (Arai and Yurimoto, 1994), ヘス・ディーブのダナイトやトロクトライト (=ダナイト+メルト) でのクロムスピネルの濃集と同じセンスを示す。(6) の特徴はクロミタイト (ポディフォーム, 層状ともに) のクロムスピネルに共通した特徴とされてきた (例えば, Talkington *et al.*, 1984)。したがって, (5) の特徴と整合的である。また, 中央海嶺近傍の岩石中に初生含水鉱物の包有物が発見されたことは, オフィオライト中の岩石中のその形成にも島弧マグマの関与を必要としないことになる。

3) MORB の成因に対する意義

今まで唱えられた MORB の成因は三つに大別できる。一つは, O'Hara (1965) や Stolper (1980) らによるもので, 高压起源のピクライト質マグマが浅所で分化するというものである。一方, Kushiro and Thompson (1972), Fujii and Bougault (1983), Fujii and Scarfe (1985) は, 10 kbar 前後の低压でかんらん岩の部分溶融により初生的 MORB が生成しようとした。また, 最近では MORB は多段階の (種々の圧力での) 部分溶融体の集合物であるという説が強まっている (例えば, Johnson *et al.*, 1990; Kinzler and Grove, 1992a, b)。ヘス・ディーブの岩石からの情報は第四の可能性を示唆しているように思える。ヘス・ディーブにおけるハルツバージャイトとメルトの低压での反応物 (ダナイト, トロクトライト, かんらん石ガブロ) 中のかんらん石 (Fo 値) とクロムスピネル (Cr#) の組成の関係は, MORB のそれにほぼ等しいことがわかる。したがって, 通常の MORB は, より高压で発生した初生マグマ低压 (最上部マントル) でハルツバージャイトと接し, 相互反応して生成されたものである可能性がある。すなわち, 高压 MORB+ハルツバージャイト=低压 MORB+ダナイトという模式的な反応が考えられる (図10)。また, トロクトライトは低压で形成された二次的 MORB が結晶と分離しきれなかったもので, もし噴出すればピクライト質玄武岩のような, かんらん石結晶に富むマグマとなるであろう (Boudier, 1991)。

この結論に関して, これから考慮すべき問題点もある。前述のトロクトライトやダナイトのクロムスピネルの TiO_2 含有量が高すぎるのである。これは, マントル-マグマ相互反応時の部分ゾーン溶融作用的な効果によるものと考えられる (Arai and Matsukage, 1995)。また, クロムスピネルの初生包有物である含水鉱物のインコンパティブル成分 (特に, K および H_2O) の起源も同様に解釈できる (Arai and Matsukage, 1995)。

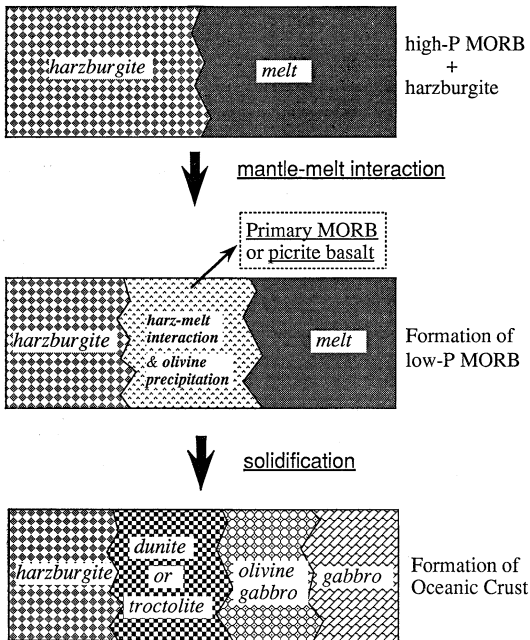


図 10 最上部マントルでのハルツバージャイト-メルト相互反応による初生的 MORB の形成モデル
 高压 MORB+ハルツバージャイト=低圧 MORB+ダナイトの模式的反応が考えられる。

V. 議 論

1) オフィオライト-海洋リソスフェア比較論

海洋リソスフェアを構成する岩石についての知識は徐々に蓄積されているとはいえるものの、まだまだ不十分である。例えば、拡大速度の違いによる深部岩石の違いといった基本的なことがまだわかっていない。最近の ODP の leg 147や Leg 153の結果を見ても、太平洋と大西洋の深部岩石は異なっている可能性がある。例えば、前述の上部マントルにおけるメルトとかんらん岩の相互反応は、拡大速度が大きく地温勾配が高い海嶺下でより活発に起こるのではないだろうか。

また、従来オフィオライトの起源に関する議論は、よくかみあっていないことが多い。例えば Oman ophiolite でも、下部地殻や上部マントルの岩石の流動・変形を見て、Nicolas やそのグループは中央海嶺起源であるといい、Pearce らは火山岩を見て島弧起源であるといった。先に述べた

ように、地殻-上部マントル系のような複合岩石系は過去の地質現象の積分効果で構成が決定する。すべての岩石が同一環境で同一時期に形成されたとは限らないのである (荒井, 1988)。

前述のように、オフィオライトの起源を通常の海洋リソスフェアに求める時の問題点は以下の二つである。(1) 噴出岩に沈み込み帯の要素を持ったものがある。(2) オフィオライトにしばしば産する高い Cr# (>0.7) を有する岩石が海洋底では極めて稀である (ほとんど未発見である) (Arai, 1994a) (図 4, 9)。

「大規模なオフィオライトの貫入 (obduction)」は「沈み込み」のカウンターパートであり、オフィオライトとして貫入するはずの地質体は直前に島弧的環境に必然的に置かれることになるだろう。したがって、多くの大規模なオフィオライト (特に噴出岩メンバー) から島弧的要素が読みとられるのはむしろ当然といえよう。また、オプダクションに関係なく、一般的にリソスフェアのテクトニックな環境の変遷は当然考えられる (荒井, 1988)。大陸縁辺部や島弧にリフティングが起こり縁海などが形成されれば、そのリソスフェアには二次的に海洋的な岩石が付け加わるであろう。現に大洋のど真中に露出している St. Paul's Rocks の岩礁 (Melson *et al.*, 1972; Roden *et al.*, 1984) や、Zabargad 島のかんらん岩 (Bonatti *et al.*, 1986) は大陸的環境を示唆しており、大陸のリフティングによる大洋形成の初期に取り残された大陸リソスフェアの断片であると解釈されている (Bonatti, 1990)。また、前述の幌加内オフィオライトの噴出岩とマントルかんらん岩の性質の不一致は、同オフィオライトが前弧的環境 (マントルかんらん岩が示す) から海洋的環境 (噴出岩が示す) への変遷 (あるいは逆) を経験したリソスフェアの断片であることを示すものと思われる。「オフィオライトの起源」の間に対して単純な回答は用意できないのがむしろ普通ではないだろうか。

Oman ophiolite を例にとって考えてみよう。まずマントルであるが、おおむねハルツバージャイト (クロムスピネルの Cr# が 0.5~0.6) であり、モード、鉱物の組成などがヘス・ディープの

ものに極めて近い。すなわち、海洋底のかんらん岩の最も枯渇した部類のもの（例えば、Shibata and Thompson, 1986）と一致する。これは、キプロスの Troodos ophiolite のものに関してもほぼ同様である。キプロスでは、上部マントルかんらん岩はやはり海洋底かんらん岩の最も枯渇したものと類似した性質を持つ。一方、噴出岩は Miyashiro (1973) が指摘したように、沈み込み帯起源の要素を持つ。

さて、Oman にしても Troodos にしても、そのマントル・セクションは海洋性といつてよいのであろうか。確かに Oman ophiolite のマントル・セクションはヘス・ディーブの岩石に似ている。最大の問題点は、ダナイトおよびクロミタイトのクロムスピネルの組成である。ハルツバージャイトが海洋底のものに類似している場合（すなわちクロムスピネルの Cr# < 0.6）でも、ダナイトやクロミタイト中のクロムスピネルの Cr# はしばしば 0.7 を超える（例えば、Arai and Yurimoto, 1994）。このようなダナイトやクロミタイトはオフィオライトの遷移帯では普通に存在する。一方、そのようなクロムに富むスピネルは、MORB や他の海洋底の岩石では未発見である。Oman などのオフィオライトが Nicolas などが主張するように海洋リソスフェアの断片だとすると、この高 Cr# スピネル問題はどのように考えたらよいのであろう。可能性は次の二つであらう。(1) もっと徹底的に捜せば海洋底に高 Cr# スピネルを含む岩石は存在する。(2) オフィオライトの高 Cr# スピネルを含むダナイト、クロミタイトは海洋的環境ではなく島弧的環境で形成された。Nicolas らは (1) の立場を採っている (A. Nicolas, 1992 私信)。Fisk (1986) の実験結果などを考えれば、確かにその可能性はある。一方、ダナイト、クロミタイトはしばしばハルツバージャイトを置換したり貫いたりしており、より新しい産物である (Lago *et al.*, 1982)。したがって、前述のような理由から (2) の可能性も排除できない。

オフィオライトの起源の解決には、結局海洋底の岩石をより徹底的に探るほか道はないといえる。

2) 「オフィオライト」の概念と用語法について

最後に、「オフィオライト」という概念ないしその用語法について一つ提言をしたい。「オフィオライト」の概念は人により大きく異なり、混乱しているといわざるをえない。「オフィオライト」という言葉の本質は岩石の組み合わせ（積み重なり）にある。しかも、形成された場所を離れて貫入したものに限るべきであり、*in situ* に地殻-マントルを形成しているものに対しては用いるべきではない。さもないと「海洋底はオフィオライトよりなる」のような表現が許されることになる。したがって、かんらん岩（蛇紋岩）体や緑色岩体に対して「オフィオライト」を使用するのは厳密には正しくない。例えば、房総半島嶺岡帯などに露出している粉碎された蛇紋岩、玄武岩を主とする複合岩体を「オフィオライト」とは呼べない。ただし、確実にオフィオライト的複合岩体をなしていたものが後にバラバラになったものに対しては「バラバラになったオフィオライト (dismembered ophiolite)」という用語がある。また、前弧に露出しているマフィック-超マフィック岩に対して、「前弧オフィオライト (fore-arc ophiolite)」という言葉がしばしば使用されるが（例えば、Ishii, 1985; 前川ほか, 1989）、この用語法も慎重になされるべきである。前弧域には火山岩-ガブロー-かんらん岩からなる複合岩体が *in situ* に地殻-マントルを形成していることは確実である。その *in situ* な岩石群に対して「オフィオライト」の用語を用いるのはおかしい。また、その一部（構成物）が“蛇紋岩海山”などを形成して露出しているものに対しても「オフィオライト」の語を用いる必要はない。ヘス・ディーブ (Gillis *et al.*, 1993) や中央海嶺 (Fujii, 1990) に露出しているオフィオライト類似の岩石群に対して、「海嶺オフィオライト (ocean-ridge ophiolite)」とでも呼ぶ人がそのうち出てくるのであろうか。

VI. まとめ

海洋底（およびそれを構成する岩石）とオフィオライト（およびそれを構成する岩石）では類似

点と相違点がある。相違点の主なものは以下のものである。(1) オフィオライトの噴出岩には、しばしば沈み込み帯の存在、すなわち島弧的な形成環境を示唆するものがある。(2) オフィオライトの上部マントル構成物であるかんらん岩やクロミタイトのスピネルはしばしば Cr に富む (Cr# > 0.7) が、そのようなものは海洋底からは未発見である。少なくとも大規模なオフィオライトは貫入直前に必然的に島弧的環境を獲得するので、(1) はそれにより説明可能である。かつての両者の相違点であった(3) オフィオライトの上部マントルではダナイト、クロミタイトがしばしば存在するが、海洋底ではまれである、(4) オフィオライトの上部マントル構成物、特にクロミタイト中の初生的含水鉱物が存在するが、海洋底のものには存在しない、の2点は最近 ODP ヘス・ディーブの掘削結果により解消された。したがって、上記の(2) も将来の海洋底掘削で解消される可能性もあるが、それよりも単一のオフィオライトでもその構成物に“多起源性”が存在しうることを注意しなければならない。オフィオライトと海洋底リソスフェアの相違点の少なくとも一部は、前者が後者よりも複雑な履歴を有するリソスフェア起源であることに由来する。

謝 辞

本論文は、1994年2月15日に通産省工業技術院(つくば市)で開催されたシンポジウム「オフィオライトそして海洋地殻」で講演した内容をもとにまとめたものである。世話人の川幡徳高、木川栄一両氏には同シンポジウムに参加する機会を与えていただいた。同シンポジウムでは多くの参加者の皆様に討論していただいた。また、平朝彦氏を初めとする東京大学海洋研究所の皆様には筆者の目を海洋地殻に向けるきっかけともなった ODP の研究航海 (Leg 147) に参加する機会を与えていただいた。木川栄一氏には日頃から海洋地殻に関して議論していただいている。金沢大学の松影香子、阿部なつ江両氏にはヘス・ディーブの岩石の分析に協力していただいた。藤岡換太郎、石塚英男、石井輝秋の各氏からは原稿を改訂する上で有益なコメントをいただいた。以上の皆様に厚く感謝いたします。

注

- 1) Cr# は $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比をさす。クロムスピネルの Cr# はそれを含む岩石の生成条件を示唆するものとして重要である (例えば、Irvine, 1965; Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992)。かんらん岩などの超マフィック岩において、クロムスピネルの Cr# はサブソリダスではあまり変化しないことが予想されている (Ozawa, 1986; Arai, 1994b)。ただし、斜長石、ざくろ石などの Al に富む鉱物が二次的に形成されたり強い交代作用を受けた場合には大きく変化する (Arai, 1994b)。また、強く変形した岩石ではクロムスピネル粒子が Cr# に関して不均質になる (Ozawa, 1989) ので注意が必要である。

文 献

- Arai, S. (1980): Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *J. Petrol.*, **21**, 141-165.
- Arai, S. (1984): Igneous mineral equilibria in some alpine-type peridotites in Japan. In Sunagawa, I. ed.: *Material science of the Earth's interior*. Terra Sci. Pub., Tokyo, 445-460.
- 荒井章司 (1988): 地表にのしあげたマントル—地殻スライス—オフィオライト—. *科学*, **58**, 685-695.
- 荒井章司 (1989): オフィオライトかんらん岩の成因. *地学雑誌*, **98**, 45-54.
- Arai, S. (1991): The Circum-Izu Massif peridotite, central Japan, as back-arc mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. In Peters, T.J. et al. eds.: *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 807-822.
- Arai, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**, 173-184.
- Arai, S. (1994a): 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.
- Arai, S. (1994b): Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
- Arai, S. and Fujii, T. (1978): Petrology of ultramafic rocks from Site 395. In Melson, W. G., Rabinowitz, P. D. et al.: *Init. Repts. DSDP*, **45**, 587-594.
- Arai, S. and Matsukage, K. (in press): Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: Implications for mantle-

- melt interaction within the oceanic lithosphere. *Proc. ODP, Sci. Res.*, **147**.
- Arai, S. and Yurimoto, H. (1994): Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Econ. Geol.*, **89**, 1279-1288.
- Aumento, F. and Loubat, H. (1971): The Mid-Atlantic Ridge near 45°N: Serpentinized ultramafic intrusions. *Canad. J. Earth Sci.*, **8**, 631-663.
- Baragar, W. R. A., Lambert, M. B., Baglow, N. and Gibson, I. L. (1990): The sheeted dyke zone in the Troodos ophiolite. In Malpas, J. *et al.* eds.: *Ophiolites, oceanic crustal analogues*. Geol. Surv. Dept., Min. Agr. Nat. Res., Nicosia, 37-51.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981): *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. Pergamon Press, New York, 1286p.
- 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.
- Bloomer, S. H. (1983): Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana Trench: Implications for its structure and evolution. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7411-7428.
- Bonatti, E. (1975): Metallogensis at oceanic spreading centers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **3**, 401-431.
- Bonatti, E. (1976): Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107-113.
- Bonatti, E. (1978): Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 369-379.
- Bonatti, E. (1990): Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St. Peter-Paul islets. *Nature*, **345**, 800-802.
- Bonatti, E. and Hamlyn, P. R. (1978): Mantle uplifted block in the western Indian Ocean. *Science*, **201**, 249-251.
- Bonatti, E. and Honnorez, J. (1976): Sections of the earth's crust in the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **81**, 4101-4116.
- Bonatti, E., Honnorez, J. and Gartner, S. Jr. (1973): Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. *J. Sediment. Petrol.*, **43**, 728-735.
- Bonatti, E., Emiliani, C., Ferrarra, G., Honnorez, J. and Rydell, H. (1974): Ultramafic-carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Geol.*, **16**, 83-102.
- Bonatti, E., Ottonello, G. and Hamlyn, P. R. (1986): Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: Petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, **91**, 599-631.
- Bonatti, E., Peyve, A., Kepezhinskas, P., Kurentsova, N., Seyler, M., Skolotnev, S. and Udintsev, G. (1992): Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0°-15°N. *J. Geophys. Res.*, **97**, 4461-4476.
- Boudier, F. (1991): Olivine xenocrysts in picritic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **109**, 114-123.
- Boudier, F., Le Sueur, E. and Nicolas, A. (1989): Structure of an atypical ophiolite: The Trinity Complex, eastern Klamath Mountains, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 820-833.
- Cannat, M. (1993): Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4163-4172.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinowicz, M., Moutte, M., Leblanc, M. and Prinzhofer, A. (1981): Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Econ. Geol.*, **76**, 805-831.
- Clague, D. A. and Straley, P. F. (1977): Petrologic nature of the oceanic Moho. *Geology*, **5**, 133-136.
- Coleman, R. G. (1971): Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1212-1222.
- Coleman, R. G. (1977): *Ophiolites, ancient oceanic lithosphere ?* Springer-Verlag, Berlin, 229p.
- Davies, H. L. (1971): Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust. *Bull. Bureau Min. Res. Geol. Geophys.*, **118**, p. 48.
- Dick, H. J. B. (1989): Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **42**, 71-105.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T. B. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 54-76.
- Dick, H. J. B. and Fisher, R. L. (1984): Mineralogic studies of the residues of mantle melting: Abyssal and alpine-type peridotites. In Kornprobst, J. ed.: *Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships*. Elsevier, Amsterdam, 295-308.
- Dick, H. J. B., Fisher, R. L. and Bryan, W. B. (1984): Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 88-106.
- Fisk, M. R. (1986): Basalt magma interaction with harzburgite and the formation of high-magnesium andesites. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 467-470.
- Flower, M. F. J. (1980): Accumulation of calcic plagioclase in ocean-ridge tholeiite: An indication of spreading rate? *Nature*, **287**, 530-532.
- Floyd, P. A. (1991): *Oceanic basalts*. Blackie, Glasgow, 456p.
- Francheteau, J., Armijo, R., Cheminee, J. L., He-

- kinian, R., Lonsdale, P. and Blum, N. (1990): 1 Ma East Pacific Rise oceanic crust and uppermost mantle exposed by rifting in Hess Deep (equatorial Pacific Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**, 281-295.
- Francheteau, J., Armijo, R., Cheminee, J. L., Hekinian, R., Lonsdale, P. and Blum, N. (1992): Dyke complex of the East Pacific Rise exposed in the walls of Hess Deep and the structure of the upper oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**, 109-121.
- Fujii, T. (1990): Petrology of peridotites from Hole 670A, Leg 109. *Proc. ODP, Sci. Res.*, **106/109**, 19-25.
- Fujii, T. and Bougault, H. (1983): Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 283-295.
- Fujii, T. and Scarfe, C. M. (1985): Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **90**, 18-28.
- George, R. P. (1978): Structural petrology of the Olympus Ultramafic Complex in the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 845-865.
- Gillis, K., Mevel, K., Allan, J. *et al.* (1993): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **147**. College Station TX (Ocean Drilling Program), 352p.
- Girardeau, J. and Francheteau, J. (1993): Plagioclase-wehrlite and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP Site 334): Evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **115**, 137-149.
- Greenbaum, D. (1972): Magmatic processes at ocean ridges: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, **238**, 18-21.
- Hebert, R., Bideau, D. and Hekinian, R. (1983): Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30'S on the East Pacific Rise: Igneous petrology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 107-125.
- Hekinian, R., Bideau, D., Francheteau, J., Cheminee, J. L., Armijo, R., Lonsdale, P. and Blum, N. (1993): Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess Deep (Eastern equatorial Pacific). *J. Geophys. Res.*, **98**, 8069-8094.
- Herron, T. J., Ludwig, W. J., Stoffa, P. L., Kan, T. K. and Buhl, P. (1978): Structure of the East Pacific Rise crest from multichannel seismic data. *J. Geophys. Res.*, **83**, 798-804.
- Hess, H. H. (1962): History of ocean basins. In *Petrologic studies (Buddington Volume)*. Geol. Soc. Amer., Boulder, 599-620.
- Irvine, T. N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part I. Theory. *Canad. J. Earth Sci.*, **2**, 648-671.
- Ishii, T. (1985): Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara Paleoland"- "Fore-arc ophiolite". In Nasu, N. *et al.* eds.: *Formation of active ocean margins*. Terra Sci. Publ., Tokyo, 307-342.
- 石渡 明 (1986): オフィオライト: 様々な海洋性地殻の断片. *地学雑誌*, **95**, 544-558.
- Ishiwatari, A. (1991): Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites. In Peters, Tj. *et al.* eds.: *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 723-743.
- 石渡 明 (1993): 東アジアのオフィオライト. 北陸地質研究所報告, **3**, 1-31.
- Ishizuka, H. (1981): Geochemistry of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **87**, 17-34.
- Ishizuka, H. (1985): Prograde metamorphism of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan Zone, Hokkaido, Japan. *J. Petrol.*, **26**, 391-417.
- Ishizuka, H. (1987): Igneous and metamorphic petrology of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan: A synthetic thesis. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ., Ser. E*, **8**, 1-70.
- Ishizuka, H. (1989): Mineral paragenesis of altered basalts from Hole 504B, ODP Leg 111. *Proc. ODP, Sci. Res.*, **111**, 61-76.
- Jackson, E. D., Green, H. W. and Moores, E. M. (1975): The Vourinos ophiolite, Greece: Cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 390-398.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. and Shimizu, N. (1990): Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, **95**, 2661-2678.
- 木下 肇 (1992): ODP の地殻科学用実験サイト Hole 504B. *月刊地球*, 月号 No. 6, 25-31.
- Kinzler, R. J. and Grove, T. L. (1992a): Primary magmas of mid-ocean ridge basalts 1. Experimentals and methods. *J. Geophys. Res.*, **97**, 6885-6906.
- Kinzler, R. J. and Grove, T. L. (1992b): Primary magmas of mid-ocean ridge basalts 2. Applications. *J. Geophys. Res.*, **97**, 6907-6926.
- Kushiro, I. and Thompson, R. N. (1972): Origin of some abyssal tholeiites from the Mid-Atlantic Ridge. *Carnegie Inst. Washington, Yearbook*, **71**, 403-406.
- Lago, B. L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A. (1982): Podiform chromite ore bodies: A genetic model. *J. Petrol.*, **23**, 103-125.

- 前川寛和・勝瑞雅也・石井輝秋 (1989): 前弧オフィオライト. 地学雑誌, **98**, 241-251.
- 丸山茂徳・寺林 優・藤岡換太郎 (1989): 総説——オフィオライトの起源とエンプレキシメント——. 地学雑誌, **98**, 319-349.
- Melson, W. G., Hart, S. R. and Thompson, G. (1972): St. Paul's rocks, equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages and implications on sea floor spreading. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **132**, 241-272.
- Michael, P. and Bonatti, E. (1985): Peridotite composition from the North Atlantic: Regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 91-104.
- Miyashiro, A. (1973): The Troodos Complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**, 217-222.
- 宮下純夫 (1989): 海嶺下のマグマチェインバーモデル——拡大速度と結晶作用の様式との関連——. 地学雑誌, **98**, 212-230.
- Moore, E. M. (1982): Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 735-760.
- Moore, E. M. and Jackson, E. D. (1974): Ophiolites and oceanic crust. *Nature*, **250**, 136-139.
- Moore, E. M. and Vine, F. J. (1971): The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: Evolution and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **268**, 443-466.
- Moore, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J. and Xenophontos, C. (1984): Model for the origin of the Troodos massif, Cyprus and other mid-east ophiolites. *Geology*, **12**, 500-503.
- Moore, E. M., Varga, R. J., Verosub, K. L. and Ramsden, T. (1990): Regional structure of the Troodos dyke complex. In Malpas, J. et al. eds.: *Ophiolites, oceanic crustal analogues*. Geol. Surv. Dept., Min. Agr. Nat. Res., Nicosia, 27-35.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 367p.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A. (1983): Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence. *J. Petrol.*, **24**, 188-260.
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F. and Misseri, M. (1988): A structural mapping in the Oman ophiolites: Mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics*, **151**, 27-56.
- 二ノ宮 淳・荒井章司 (1992): 渡島大島火山の安山岩中に見いだされた複合捕獲岩中のハルツバージャイト岩片. 火山, 第2集, **38**, 269-273.
- O'Hara, M. J. (1965): Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. J. Geol.*, **1**, 19-40.
- Ozawa, K. (1986): Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, northeast Japan: Estimation of P-T condition and igneous composition of minerals. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**, 115-137.
- 小沢一仁 (1986): 超苦鉄質岩から見た海嶺下の上部マントル. 月刊地球, **8**, 476-479.
- Ozawa, K. (1989): Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, **338**, 141-144.
- 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.
- Pearce, J. A. (1975): Basalt chemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-67.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **16**, 77-94.
- 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.
- Roberts, S. (1988): Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon? *Econ. Geol.*, **83**, 1034-1036.
- Roden, M. K., Hart, S. R., Frey, F. A. and Melson, W. G. (1984): Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's Rocks: The metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 376-390.
- Schilling, J. -G. (1973): Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature*, **242**, 565-571.
- Shibata, T. and Thompson, G. (1986): Peridotites from the Mid-Atlantic Ridge at 43°N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 144-159.
- Sinton, J. M. and Detrick, R. S. (1992): Mid-ocean ridge magma chambers. *J. Geophys. Res.*, **97**, 197-216.
- Smith, P. J. (1975): Disagreement over Troodos. *Nature*, **255**, 192-194.
- Sobolev, A. V. and Shimizu, N. (1993): Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **363**, 151-154.
- Spray, J. G. (1984): Possible causes and consequences of upper mantle decoupling and ophiolite displacement. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **13**, 255-268.
- Stolper, E. (1980): A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications

- for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**, 13-27.
- Talkington, R. W., Watkinson, D. H., Whittaker, P. J. and Jones, P. C. (1984): Platinum group minerals and other solid inclusions in chromites of ophiolitic complexes: Occurrence and petrological significance. *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **32**, 285-300.
- 玉木賢策 (1989): 海底拡大研究の現状. 地学雑誌, **98**, 193-202.
- Thayer, T. P. (1964): Principle features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, **59**, 1497-1524.
- Umino, S., Yanai, S., Jaman, A. R., Nakamura, Y. and Iiyama, J. T. (1990): The transition from spreading to subduction: Evidence from the Semmail ophiolite, northern Oman mountains. In Malpas, J. *et al.* eds.: *Ophiolites, oceanic crustal analogues*. Geol. Surv. Dept., Min. Agr. Nat. Res., Nicosia, 375-384.
- Varga, R. J. and Moores, E. M. (1985): Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology*, **13**, 846-850.
- (1994年12月12日受付, 1995年3月20日受理)