オフィオライト：様々な海洋性地殻の断片

石 渡 明*

Ophiolites: Fragments of Various Parts of Oceanic Crust

Akira ISHIWATARI

I. 序 論

地球上の様々な地質時代の造山帯には多量の超苦鉄質岩、斑レイ岩、玄武岩などが密接に伴って産し、それらは STEINMANN (1905, 1927) 以来オフィオライトと呼ばれてきた。これら3種の岩石はこの順に下から上へ成層していることが多く(これを火成層序という)、STEINMANN は海底近くに貫入したマグマが結晶分化作用を行いながら固結した一種の層状分化岩体であると考えた。その後超苦鉄質岩のみに関心が集中し、超苦鉄質マグマから結晶したものである (HESS 1938) とか、マントルカンラン岩が固体のまま貫入してきたものである (De ROEVER 1957) とかいう議論がなされた。1970年頃プレートテクトニクスが登場すると、オフィオライトは造山帯に巻き込まれた海洋性地殻の断片として重要な意義を持たされた。即ちオフィオライトの玄武岩は海洋性地殻の第2層、斑レイ岩は第3層、そして超苦鉄質岩はその直下のマントルに対比され、それらは大洋中央海嶺で形成されたあとマントル対流に乗ってサブダクション帯まで運ばれ、上にたまった深海堆積物(第1層)と一緒に大陸縁に衝上したと考えられた (COLEMAN 1971)。この頃のオフィオライトに関する知見は岩崎 (1972) によって紹介されている。

この段階ではキプロス島のトルドス (Troodos) オフィオライト (MOORES & VINE 1971) が最も典型的とされ、この岩体と海洋性地殻との著しい構造的類似が注目されていたが、岩石学的検討は充分でなかった。OSBORN (1969) は岩石学的観点からオフィオライトのカンラン岩と島弧の安山岩マグマの一般的成因関係を強調したが、MIYASHIRO (1973, '75) はトルドスオフィオライトの火山岩の化学組成を検討し、それが海嶺の玄武岩とは異なり、島弧の火山岩に類似することからトルドスオフィオライトは島弧で形成されたと主張した。この主張は当初激しい非難を浴びたが、次第に支持者が増え、最近では多くのオフィオライトが島弧起源または島弧背後の縁海起源とされるに至った。中生代以後のオフィオライトのほとんどは現在島弧や大陸縁に位置するわけだが、オフィオライトの出身地はかつて考えられたような遠く離れた海嶺ではなく、現住所の近くだったことになる。ただし、島弧と言っても日本列島のような厚い大陸性(花こう岩質)地殻を持つ成熟した島弧でなく、マリアナ弧やトンガ弧のような薄い海洋性(玄武岩質)地殻を持つ島弧が考えられている。また、トランスフォーム断層帯で形成されたオフィオライトも報告された。この論文ではオフィオライトの地質学的・岩石学的性質の多様性と系統性、そしてその成因についての最近15年間の知見をまとめ、日本のオフィオライトについても検討する。

II. ナップ・オリストストローム・メランジュ

オフィオライトの産状には3種類ある。1つは超苦鉄質岩、斑レイ岩、玄武岩などよりなる巨大な成層複合岩体が大陸縁の堆積物の上にナップ(ドイツ語ではデッケ)として衝上しているもので、オフィオライト・ナップと呼ばれ、例えば中東のオマーン (Oman) オフィオライトは幅80km、延長500km、厚さ18kmに及ぶ。2つはオフィオライトの各メンバーが数 cm~1 km 程度の大きさのブロックとなり、堆積物の中に1つの礫岩層として狭まれる場合で、オフィオライト・オリストストロームと呼ばれ、イタリアのリグ

* 金沢大学理学部地学教室 Department of Earthscience, Faculty of Science, Kanazawa University

リア(Liguria) 地方に発達する。3つめは大規模な断裂帯あるいは破碎帯中に数 cm~1 km 程度の大きさのオフィオライト岩片が無秩序に産する場合で、オフィオライト・メランジュと呼ばれ、オマーンオフィオライトの1つ下のナップを構成する Hawasina メランジュが有名である。2つめを堆積性メランジュ、3つめを構造性メランジュと呼ぶ人もいる。しかし両者を露頭で区別するのは一般に容易でない。岩片の間を埋める基質はどちらの場合も蛇紋岩であることが多い。また、オフィオライトの構成員の一部が欠けている場合は欠員(dismembered)オフィオライトという。

オフィオライトは一般に造山帯のナップの重なりの中で最上位を占める場合が多い。つまり、大陸地殻の結晶質基盤岩が最下位にあり、それを不整合に覆う原地性堆積物があり、その上に何枚かのオフィオライトを含まない異地性堆積物よりなるナップが衝上し、最上位にオフィオライト・ナップが載るわけである。堆積相は上位のナップほど大陸から離れ遠洋性となる。ただし大陸と大陸が衝突してできたアルプス造山帯の場合はヨーロッパ側の大陸縁の堆積物とその基盤岩(カコウ岩質)よりなるヘルベチア・ナップ群(Helvetia はスイスの古名)の上にテーチス海の堆積物と基盤岩(その一部はオフィオライト)よりなるペンニン(Pennine) ナップ群が重なり、更にその上にアフリカ側の大陸縁の堆積物とその基盤岩(カコウ岩質)からなる東アルプス(Austroalpine) ナップ群が衝上している。つまり海洋地殻の上に更に大陸地殻が衝上している。

III. 海嶺・島弧・トランスフォーム断層帯

COLEMAN (1977) の教科書には典型的なオフィオライトの例としてベイオヴアイランズ、トルドス、オマーン、パプアの4つが詳しく取り上げられているが、そのうちトルドス(SCHMINCKE *et al.* 1983; ROBINSON *et al.* 1983), オマーン(ALABASTER *et al.* 1982), およびパプア(SHERVAIS 1982)は現在では島弧または縁海起源と考えられており、今なお典型的な大洋中央海嶺の断片とされているのはベイオヴアイランズのみである(SUEN *et al.* 1979)。また、トルドスに限らず東地中海地域のオフィオライトはほとんどが島弧起源らしい(例: BECCALUVA *et al.* 1984)。しかし島弧オフィオライトと海嶺オフィオライトを識別するオフィオライト内部の構造的特徴は今のところ皆無であって、火山岩の化学組成や随伴する堆積物の性質をもとに区別されているにすぎない。縁海の玄武岩には海嶺の玄武岩と化学的に全く区別できないもの、海嶺玄武岩と島弧玄武岩の中間的性質を持つものがあり(SATO & TOHARA 1986)、玄武岩の化学組成は海嶺玄武岩に似ているが多量の安山岩や流紋岩を伴うオフィオライトは縁海起源と判断される(例: EVARTS 1977)。起源の異なるオフィオライトが隣接して産することもあり、フィリピンのサンバレス(Zambales)オフィオライトは縁海オフィオライト(Coto ブロック)と島弧オフィオライト(Acoje ブロック)の複合体と解釈されている(HAWKINS & EVANS 1983)。1つのオフィオライトの形成環境が時代とともに変化した例もあり、オマーンオフィオライトの場合は縁海、海山、島弧、大陸の化学的特徴を持つ火成岩が順次重なっているという(ALABASTER *et al.* 1982)。層状岩脈群の有無やその他の内部構造の違いとオフィオライトの起源との関係はまだ未解決の問題である。

ところで、イタリアのオフィオライトは他と明らかに異なる地質学的特徴を持ち、トランスフォーム断層帯で形成された特殊なオフィオライトと考えられるようになった(ABBATE *et al.* 1980)。トランスフォーム断層帯で形成されたオフィオライトの同定はもちろん現在のトランスフォーム断層帯におけるドレッジ、穿孔、潜水観察の結果に基づいている。トランスフォーム断層帯では海底地形が急峻で、断層の走向に沿う地溝、地塁が繰り返し、急崖には玄武岩だけでなく斑レイ岩や超苦鉄質岩が広く露出していて、その下には多量の崖錐堆積物がある。またトランスフォーム断層帯ではアルカリ玄武岩を特徴とする新しい火山活動も起きている(THOMPSON & MELSON 1972; HEKINIAN & THOMPSON 1976)。イタリアのリグリア地方には多数の小規模なオフィオライト岩体があり、STEINMANN が最初にオフィオライトの概念を作りあげたのもここである。比較的規模の大きなオフィオライトはこの地域で最上位のナップを構

成し、大部分は逆転した状態で山の頂上に載っている。オフィオライト・ナップを構成している岩石はレールズライト質の溶け残りカンラン岩 (ERNST & PICCARDO 1979), 斜長石型 (第V節参照) の苦鉄質—超苦鉄質沈積岩 (SERRI 1980), そしてややアルカリ岩質の玄武岩 (Capedri & Venturelli 1979) であるが、これらが下から上へ成層している岩体は稀で、多くの場合は各メンバーが独立に存在する。しかし始新世にナップとして衝上する時にオフィオライト層序が破壊されたのでないことは、どのメンバーも同じジュラ紀後期の放散虫岩に覆われていることから明らかである。即ち超苦鉄質岩や斑レイ岩はジュラ紀の海底に露出していたのである。またこれらのオフィオライトには蛇紋岩、斑レイ岩、玄武岩よりなる多量の角礫岩が伴われ、角礫岩は放散虫岩に覆われるかそれと互層し、アルカリ玄武岩の枕状溶岩を挟むこともある。このような地質学的特徴は現在のトランスフォーム断層のそれとよく一致する。また同様の特徴をもつオフィオライトはアルプスのペンニンナップ群の最上位を占めるピーモントナップにも産する (ISHIWATARI 1985c)。大西洋の地磁気縞模様から推定されるヨーロッパ大陸とアフリカ大陸のジュラ紀前後の相対運動は横ずれ成分が大きく、両者の間のテーチス海域にトランスフォーム断層が発達していた可能性は高い。その他ニューファウンドランドのベイオヴアイランズ・オフィオライトの西に接する Coastal Complex は古生代前期のトランスフォーム断層帯の化石と考えられている (KARSON & DEWEY 1978; KARSON *et al.* 1983)。

IV. 溶け残りカンラン岩

オフィオライトの超苦鉄質岩は1970年代まではアルプス型 (造山型) カンラン岩として一括され、安定に大陸地域の層状分化岩体の一部をなす超苦鉄質岩と区別されていた。アルプス型カンラン岩の特徴は一般に均質でマグネシウムに富むこととされていたが、調査が進むにつれ造山帯にもよく成層した鉄に富むカンラン岩があることが分かってきた。均質でマグネシウムに富むカンラン岩体はハルツパージャイト (斜方輝石カンラン岩) を主体とし、鉄に富む成層したカンラン岩体はダナイト (純カンラン岩) — ウェルライト (単斜輝石カンラン岩) を主体とすることが多い。一般には前者は激しい塑性変形を被り、斜方輝石やスピネルの配列による片理や線状構造、カンラン石の結晶方位の定向配列が顕著であるのに対し、後者はそういう変形が皆無または微弱で、しばしばポイキリティック組織や級化層理などの沈積構造を呈する。そこで前者はテクトナイト (tectonite: 変形によって顕著な異方性を示す岩石) と呼ばれ、後者は沈積岩 (cumulate: マグマから早期に結晶した鉱物がマグマ溜まりの底に沈積してできた岩石: 集積岩と訳す人もいる) と呼ばれるようになった。また、前者には鉄、アルミニウム、カルシウム、チタン、アルカリ元素など普通の火山岩にたくさん含まれる成分が極端に少ないので、マントルのカンラン岩が部分熔融して玄武岩質マグマができ、それが取り去られたあとの溶け残りであろうという考えから、溶け残りカンラン岩 (residual peridotite) とも呼ばれる。いくつかのオフィオライトでは沈積岩も塑性変形をうけてテクトナイト化しているので、この論文では混乱を避けるためこれら2種の超苦鉄質岩を溶け残りカンラン岩および超苦鉄質沈積岩と呼ぶ。多くのオフィオライトでは両種の岩石は相接して1つの超苦鉄質岩体を形成する。

溶け残りカンラン岩を構成する鉱物の化学組成は数 km の範囲に渡って非常に物質であるが、カンラン石が多い層と斜方輝石が多い層からなる成層構造 (layering) はどの溶け残りカンラン岩体にもみられる。この成層構造はしゅう曲したり片理面に斜めに切られることがあるので、テクトナイト化以前にできた構造である。この成層構造の成因はまだ定説がなく、僅かな融液と差応力の存在下での圧力溶解 (pressure-solution) — 再結晶作用 (DICK & SINTON 1979), 部分熔融時にできる小規模なマグマ溜まり中での沈積作用 (ISHIWATARI 1985b) などが考えられている。

NICOLAS & JACKSON (1972) は地中海地域の溶け残りカンラン岩に2つのはっきり異なるタイプがあることに気がついた。1つは東地中海地域に広く分布するハルツパージャイト (例えばトルドスやヴリノ

第1図 主なオフィオライトの溶け残りカンラン岩の全岩化学組成 (ISHIWATARI 1985b; 第7図)。初生的なマントル物質 (パイロライト, Tinaquillo レールゾライト, Lesotho レールゾライト) をいろいろな程度に部分溶融させたときの溶け残り物質の組成変化を実線で示してある。各実線の右上端が出発物質の組成で、溶融程度の増加につれて組成は左下へ移動する。概略の溶融程度は図の上に示してある。溶融時の封圧は10~20kb。文献は原典を参照されたい。なお、オフィオライトの略号は次の通り。AH: 海洋底のハルツバージャイト, AL: 海洋底のレールゾライト, Ba: Bay of Islands, Bu: Burro Mtn., C: Canyon Mtn., D: Del Puerto (Red Mtn.), H: Horokanai, J: Josephine, Lg: Liguria, Lz: Lizard, Mi: Miyamori, Ncs: New Caledonia South, Nz: New Zealand, Om: Oman, Or: Oregon Coast, Ot: Othris, P: Papua, R: Ronda, S: Sangun, T: Trodos, V: Vourinos, W: White Hills, Y: Yakuno。

ス)であり、もう1つは西地中海地域に散在するレールゾライト (例えばリグリア) である。レールゾライトは他のオフィオライト・メンバーを伴わず、マントルから高温で固体貫入した大規模な超苦鉄質岩体として産することもある (例: Ronda 岩体; OBATA 1980)。レールゾライトはハルツバージャイトより単斜輝石が多いから、当然 CaO に富む。また Al_2O_3 , FeO , Na_2O などもレールゾライトのほうが多く、その化学組成は予想される上部マントルの平均化学組成 (例えばパイロライト; RINGWOOD 1975, p. 188) に近い。第1図にいくつかの溶け残りカンラン岩体の平均化学組成を示した。レールゾライトは Al_2O_3 , CaO とともに2%以上であり、ハルツバージャイトはそれ以下である。特にパプアのハルツバージャイトは Al_2O_3 , CaO とともに0%に近く、他の多くのハルツバージャイト (CaO, Al_2O_3 とともに1%程度) とは異なる。そこで、これ以後は溶け残りカンラン岩をレールゾライト、普通のハルツバージャイト (1~5%の単斜輝石を含む)、そしてパプアのような純粋なハルツバージャイト (単斜輝石をほとんど含まない) の3つに分類する。

カンラン岩をいろいろな程度に部分溶融させて、融液と溶け残り物質の化学組成を測定する実験は今までにいくつか行われており (MYSEN & KUSHIRO 1977; JAUQUES & GREEN 1980; TAKAHASHI & KUSHIRO 1983), その結果も第1図に示してある。パイロライトを溶かすと、溶け始めの頃の融液の

第2図 主なオフィオライトの溶け残りカンラン岩中に共存するカンラン石、クロムスピネル、斜方輝石の化学組成 (ISHIWATARI 1985b; 第8図)。マントルカンラン岩をいろいろな程度に部分溶融したときの溶け残り鉱物の化学組成を実線と記号で示してある。封圧はパイロライトのうちの斜線のあるほうが15kb, 他は10kb。数字は融液の体積%。小円は海洋底の溶け残りカンラン岩中の鉱物。他の記号は第1図と同じ。

組成は玄武岩に近く、全体の15—30%が溶けた時点で融液を全部取り除くと溶け残り物質の組成は普通のハルツバージャイトと同じになる。純粋なハルツバージャイトを作るには30%以上溶かして融液を全部取り除くか、溶け残りハルツバージャイトをもう一度部分溶融させねばならない。このように溶け残りカンラン岩の化学組成の変化はパイロライト質上部マントルの部分溶融の程度の差によってうまく説明できる。

溶け残りカンラン岩中の鉱物の化学組成もまた系統的に変化する(第2図)。カンラン石のFo成分はレールズライト中で89—90, 普通のハルツバージャイト中で91前後, そして純粋なハルツバージャイト中では92—93である。斜方輝石の Al_2O_3 はレールズライト中で4—6%, 普通のハルツバージャイト中で1—3%, そして純粋なハルツバージャイト中で1%以下である。またスピネルの $\text{Cr}/(\text{Al}+\text{Cr})$ はレールズライト中で0.1—0.3, 普通のハルツバージャイト中で0.3—0.7, そして純粋なハルツバージャイト中で0.7—0.9である。このような鉱物の化学組成の変化もまたレールズライトの部分溶融実験の結果と調和的で、溶融程度の差によって説明できる。

V. 苦鉄質—超苦鉄質沈積岩

オフィオライトの火成沈積岩は下位の超苦鉄質岩と上位の苦鉄質岩よりなり、それらの境界部では両者の互層がみられる。沈積岩と溶け残りカンラン岩との境界は一般にシャープで、明らかに溶け残りカンラン岩が床や壁を作っているマグマ溜り中で沈積岩が形成されたように見える場合もある。この場合、沈積岩中に溶け残りカンラン岩の捕獲岩が取り込まれていることがある (PALLISTER & HOPSON 1981; OZAWA 1983)。しかし、両者の境界が漸移的に見えるオフィオライトもある (ISHIWATARI, 1985a, b)。岩石学的にはこのマグマ溜りの床が地殻とマントルの境界 (つまりモホ面) ということになるが、

この境界の上下とも超苦鉄質岩で、物理的性質はほとんどおなじなので、地震波で捕えられるモホ面は沈積岩中位の超苦鉄質岩—苦鉄質岩境界だろうと考えられている。なお、NICOLAS & PRINZHOFFER (1983) はオフィオライトの超苦鉄質「沈積岩」は溶け残りカンラン岩がその中を通過して上昇する玄武岩マグマと反応して Fe, Al, Ca 等に富むようになったものだと主張し、この過程を肥沃化 (impregnation) と呼んでいる。

沈積岩の一般的な層序としては下位に厚い塊状ダナイトがあり、その上に成層構造のよく発達したカンラン岩や輝石岩が重なり、その上に成層した斑レイ岩類が載るが、各部分の岩質はオフィオライト毎に異なる。鉱物の晶出順序に着目して最初に沈積岩の分類を試みたのは CHURCH & RICCIO (1977) である。彼等はオフィオライトの沈積岩を (A) カンラン石—斜方輝石, (B) カンラン石—単斜輝石—斜長石, (C) カンラン石—単斜輝石—斜方輝石, そして (D) カンラン石—斜長石の晶出順序を示す4つのタイプに分類した。超苦鉄質沈積岩の層序は, (A) ではダナイト—ハルツバージャイト—斜方輝石岩, (B, C) ではダナイト—ウェルライト—単斜輝石岩, (D) ではダナイト—トロクトライト (ないしアリバライト) となる。主な例としては (A) バプア, (B) グリノス, (C) トルドス, (D) ベイオヴァイランズが挙げられている。ISHIWATARI (1985b) はこれらの沈積岩をカンラン石の次に晶出する鉱物によって斜長石型 (D), 単斜輝石型 (B, C), 斜方輝石型 (A) と名付けた。沈積岩全体中の斜方輝石の量はこの順に増加し、例えば斜長石型の斑レイ岩類はほとんど斜方輝石を含まないが、斜方輝石型の斑レイ岩類はノーライト質である。また、単斜輝石の TiO_2 (および Al_2O_3 , Na_2O) 量はこの順に減少し、斜長石型では 0.6—0.8%, 単斜輝石型では 0.4% 前後、斜方輝石型では 0.1% 程度である。一般に斜長石タイプの沈積岩はレールゾライト質の溶け残りカンラン岩と、単斜輝石タイプは普通のハルツバージャイトと、そして斜方輝石タイプは純粋なハルツバージャイトと随伴する (第1表)。

このような随伴関係は実験岩石学の結果からみても合理的である。まず 10—20 kb (地下 30—60 km) の圧力下でレールゾライトが部分溶融し、玄武岩質 (溶融程度が大きい場合はピクライト質ないしコマチアイト質) 融液ができ、それが溶け残り物質から分かれて上昇し地表近く (1 気圧) で結晶作用を行うというモデルを立てて考えよう。この場合溶融程度にかかわらず最初にカンラン石が晶出するが、その次に何が晶出するかは溶融程度によって異なってくる。第3図には実験や火山岩の斑晶鉱物から描かれた 1 気圧下での液相面境界 (E 点から出る 3 本の曲線) と、溶融程度によって変化する融液の組成 (溶融程度を % で付した折れ線) がノルム鉱物の重量比によって示されており、ノルムカンラン石の頂点から投影したものである。もしカンラン岩が 1 気圧で融解すれば溶け始めの融液の組成は E 点になるが、10—20 kb の圧力ではもっと斜長石成分 (pl) の多い液になる (各折れ線の左端)。融液の組成は溶融程度の上昇につれて斜長石頂点から離れ、図の真中を通して斜方輝石頂点の方へ移動する。折れ線の右端 (融液 44%) では溶け残り鉱物はカンラン石のみとなり、この点がカンラン岩の全岩組成を表す。これらの折れ線を 1 気圧の液相境界と比べると、溶融程度が低い場合 (<15%), その融液はカンラン石の次に斜長石を晶出して斜長石型の沈積岩を形成し得るが、中程度の場合はカンラン石の次に単斜輝石を晶出して単斜輝石型の沈積岩を作り、溶融程度が高い場合 (>30%) は斜方輝石型の沈積岩をつくることになる。このことは斜長石型の沈積岩がレールゾライトと、単斜輝石型の沈積岩が普通のハルツバージャイトと、そして斜方輝石型の沈積岩が純粋なハルツバージャイトと随伴することと調和している。

なお、沈積岩の上部あるいは火山岩中には若干の酸性貫入岩 (および噴出岩) が見られることが多く、沈積岩を形成したマグマの最終的な分化物であると信じられている。それらは一般に K_2O に乏しく、カリ長石や黒雲母をほとんど含まない。分類上はトータル岩ないしトロニウム岩 (言い換えれば石英閃緑岩) に属するが、COLEMAN & PETERMAN (1975) はオフィオライトに伴われる K_2O に乏しい酸性貫入岩を一括して斜長石カコウ岩 (plagiogranite) と呼ぶことを提案し、この語はその後広く用いられている。

火山岩の岩石学的特徴 (ISHIWATARI 1985b; 第3表)。レールゾライト ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$ と、普通のハルツバージャイト ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} > 1\%$) は単斜輝石 (cpx) 型沈積岩および $+\text{CaO} < 1\%$) は斜方輝石 (opx) 型沈積岩および低アルミナソレイアイト ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$ $+\text{Fe}^{3+}$)。

Basaltic volcanics						
Norm	bulk			minerals		
	FeO* MgO	Al_2O_3	Na_2O + K_2O	cpx		sp Y_{Cr}
				TiO_2	Na_2O	
ne	1.2	16.6	4.9	1.5	0.6	—
ne+hy	1.3	15.9	4.6	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
hy	1.4	16.2	3.9	—	—	—
hy	1.5	15.8	4.2	0.7	0.3	47
hy	1.4	15.7	3.3	0.6	0.3	—
—	—	—	—	—	—	—
Q	1.7	15.8	2.7	0.4	0.3	—
Q	1.8	15.8	4.2	0.2	0.1	70
Q	1.8	15.8	4.4	0.2	0.1	—
Q	1.3	14.3	3.8	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
Q	1.9	13.6	2.5	—	—	—
hy	1.3	14.5	3.5	0.6	0.3	49

と呼ぶのは適切でない。岩脈の密度の高い部分がある厚さの層をなすのだから層状岩脈群と呼ばばよい。しかし、岩脈の密度が余り高くならないオフィオライトも多く、そのようなオフィオライトでは斑レイ岩の上を枕状溶岩が不整合に覆うか、枕状溶岩が斑レイ岩によって貫かれたか、何れかの関係が見られるはずであるが、両者の関係は非常に複雑であったり (PEDERSEN 1986) 変形作用によって判断不能になっていることが多い。ここでは岩脈群とその上の溶岩を玄武岩質火山岩として一括する。

オフィオライトの玄武岩質火山岩の化学的な多様性については MIYASHIRO (1973, '75) 以来多くの研究があり、ソレイアイト系列のものばかりでなく、カルクアルカリ系列やアルカリ系列に属するものもかなりあることがわかっている。火山岩の組成からオフィオライトの形成環境を議論するために様々な努力なされてきた。CHAYES (1964) 以来大洋地域の火山島の玄武岩は Ti が多く、大洋を取り巻く地域 (つまり島弧) の玄武岩や安山岩は Ti が少ないことが注目されていた。海洋底玄武岩の Ti 量は両者の中間である。Ti は変成作用を受けても比較的動きにくい元素と考えられ、変成されたオフィオライトの火山岩が島弧起源が海嶺起源か判断するのに最も有用な元素である。区別をはっきりさせるために Ti と他の「動きにくい」元素を 1~2 個組み合わせた判別図がよくつかわれ、最近のものとしては BECCALUVA *et al.* (1979) による Ti-Cr-Ni 図, SHERVAIS (1982) による Ti-V 図がある。しかし PEARCE & CANN (1971) は Ti-Zr-Y 図を用いながら、トルドスオフィオライトの火山岩を海嶺起源と判断してしまったのだから、この種の図を過信してはならない。また、FeO*, MgO, Al_2O_3 等岩石中に多量に含まれる成分で判別しようという試みもあるが (PEARCE *et al.* 1977), 判別率は 7 割前後で天気予報より悪い。むしろ、安山岩、デイサイト、流紋岩等が多量に産すること、ボンイン岩や高マグネシア安山岩が存在することが島弧オフィオライトの決定的特徴である。

全岩化学組成を用いる方法では変成作用による組成変化の不安がつきまとうので、残留火成鉱物の化学組成で判別しようという試みもある。残留鉱物としては単斜輝石とスピネルが変成作用に抗して残りやすく、特に単斜輝石はよく研究されている。アルカリ岩と非アルカリ岩の単斜輝石は KUSHIRO (1960) 以来の方法で区別でき、海洋底玄武岩と島弧の非アルカリ火山岩も 8 割程度は判別できる (LETERRIER *et al.* 1982)。海洋底玄武岩のスピネルは島弧の玄武岩のものより Cr と Fe^{3+} が少なく (白木 1977)、これも判別に使える可能性がある。

玄武岩質火山岩と随伴する溶け残りカンラン岩や沈積岩との岩石学的対応については次のような一般化が可能である (第 1 表)。アルカリ玄武岩 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 4.5\%$) はレールゾライトと斜長石型沈積岩を伴う。高アルミナソレイアイト ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$) は普通のハルツバージャイトと単斜輝石型沈積岩を伴う。低アルミナソレイアイト ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$) は純粋なハルツバージャイトと斜方輝石型沈積岩を伴う。このような随伴関係は実験岩石学の結果からみても合理的であり、オフィオライトの各メンバーの成因関係の存在を支持する。即ちマントルのレールゾライトの部分溶融によってできる融液は溶融程度の上昇につれてノルム斜長石成分 (つまりアルカリとアルミ) が少なくなり、同時に Ti などの液相濃集元素の濃度も低くなって、アルカリ玄武岩から高アルミナソレイアイトを経て低アルミナソレイアイトへ変化していくからである。ニューファウンドランドの Betts Cove オフィオライトは斜方輝石型沈積岩にコマチアイト質火山岩を伴うが (CHURCH & RICCIO 1977; UPADHYAY 1978)、これは溶融程度が最も高かったオフィオライトの例であろう。しかしこのような対応関係には詳しくみると問題がある。例えば、幌加内オフィオライトの火山岩は全岩組成も残留鉱物の組成も海洋底玄武岩に類似するが (ただし Al_2O_3 は低い; ISHIZUKA 1981)、純粋なハルツバージャイトと斜方輝石型沈積岩を伴う。斜方輝石斑晶を全く含まない海洋底玄武岩マグマから斜方輝石型沈積岩が晶出することはあり得ないので、このオフィオライトの場合は玄武岩とそれ以外のメンバーとの間に成因関係がないものと思われる。

VII. 変成作用

オフィオライトの岩石は現在それを取り巻いている堆積物とは異なる変成作用を被っており、大陸縁に衝上する以前にオフィオライトが形成された場所またはその近くで変成されたものと考えられる。海洋底から採集された岩石にも沸石相、緑色片岩相、角閃岩相の変塩基性岩が含まれ、オフィオライトの変成岩と類似するので、この変成作用は海洋底変成作用と呼ばれている。オフィオライトの海洋底変成作用は一般に火山岩類の上位から下位にむかって沸石相—緑色片岩相—角閃岩相の順に変成度が急激に上昇するが、その下位の沈積岩は一般に非変成の火成岩である (GASS & SMEWING 1973)。しかしいくつかのオフィオライトでは変成作用が沈積岩まで及び、その一部または全部が角閃岩相ないし角閃石グラニュライト相の変成岩になっている (HUTCHISON 1978; GIRADEAU & MEVEL 1979; 宮下 1983; ISHIZUKA 1985)。夜久野オフィオライトでは火山岩がブドウ石パンペリー石相から漸移相を経て緑レン石角閃岩相、そして角閃岩相に至る変成相系列を示し、更に沈積岩全体が角閃岩相高温部—グラニュライト相の変成作用を受けている。苦鉄質沈積岩の下部はスピネルを含む輝石グラニュライトになっていてカンラン石と斜長石の間には反応関係がみられる。このことはこのグラニュライトがかなり高い圧力下 (5-10Kb) で再結晶したことを示し、夜久野オフィオライトの地殻がかなり厚かった (15-30km) ことを示唆する (ISHIWATARI 1985a)。オフィオライトの海洋底変成作用の多様性は、オフィオライトにはもともといろいろな厚さと地温勾配を持った地殻の断片があり、オフィオライトの起源が多様であることを示している。

COLEMAN (1971) は多くの造山帯でオフィオライトの下に高圧型の藍閃変成帯が伴われることに注目し、冷たいオフィオライトの衝上 (obduction) によってその下の堆積物に高い圧力がかかり、低温高圧型の変成帯ができたことを説明した。しかしオフィオライトの厚さは高圧型変成帯を作り得るほどには厚くないので、この考えかたには問題がある。しかもアルプスなどでは藍閃石片岩の原岩は他ならぬオフィオライ

トの岩石である。

これとは別に、オフィオライトの超苦鉄質岩の下側にいわゆる接触変成帯が500m 以内の幅で存在することがある。この変成帯を造る岩石は塩基性岩ないし泥質岩で、一般に変形が著しく、変成度は超苦鉄質岩との接触部から下方に向かって低くなる。最高変成度は多くは角閃岩相高温部（しばしばザクロ石を含む）であるが、時にグラニュライト相に達することがある。しかしこのような高変成度部は接触部近くの10—20m に限られ、すぐに緑色片岩相に移化する。また同様の高度変成岩がオフィオライトの下側のメランジ中に礫として含まれることもある。このようなオフィオライト基底の熱—動力変成帯は固体ながら高温のカンラン岩体の衝上に関連して形成されたと考えられる（WILLIAMS & SMITH 1973）。

VIII. 日本のオフィオライト

日本列島の古生代から第三紀までのいろいろな地質時代の造山帯には多量の超苦鉄質岩、斑レイ岩、玄武岩が分布する。しかしそれらが比較的完全なオフィオライトを形成している例は少数なく、今のところ夜久野オフィオライト（石渡 1978）、幌加内オフィオライト（ASAHINA & KOMATSU 1979）、日高帯西帯オフィオライト（宮下 1983）が報告されたのみである。いずれも溶け残りカンラン岩、沈積岩、玄武岩は揃っているが、火成層序は寸断され層状岩脈群は欠如していて、変成作用が著しい。また溶け残りカンラン岩が欠けた欠員オフィオライトはミカブ帯に広く分布し（岩崎 1978）、火山岩が欠けた欠員オフィオライトは三郡帯（ARAI 1980）、北上山地（OZAWA 1983, 1984）から報告された。またオフィオライト・オリストストロームはミカブ帯（IWASAKI 1984）、瀬戸川帯（荒井他 1978）、嶺岡帯（荒井他 1983）、北上山地南西部（前川 1981）に存在し、蛇紋岩メランジもカムイコタン帯（加藤他 1979）、黒瀬川帯（MARUYAMA 1981）から報告された。

日本のオフィオライトの岩石学的性質は変化に富み、特に超苦鉄質岩の多様性は著しい（Research Group of Peridotite Intrusion 1967）。福井県大島半島から京都府夜久野にかけて分布する夜久野オフィオライトは普通のハルツバージャイト、単斜輝石型沈積岩、高アルミナソレイアイトの組み合わせよりなり、玄武岩の全岩化学組成はやや K_2O が多い他は海洋底玄武岩によく類似する（ISHIWATARI 1985b; KOIDE 1986）。そしてホモ面付近の岩石の平衡圧力からみて15~30km の厚さの異常に厚い海洋性地殻の断片と考えられる（ISHIWATARI 1985a）。しかしこの結論は従来夜久野岩類として一括されていた全ての岩石に当てはまるわけではない。兵庫県上郡および岡山県大原には夜久野オフィオライトの玄武岩メンバー下部と沈積岩によく似た岩石が露出しているが、同じ $Mg/(Fe+Mg)$ の輝石と共存する斜長石の An 成分が夜久野オフィオライトより系統的に高く、むしろ島弧火山岩の斑晶や島弧深成岩に類似するので、島弧地殻の下部と考えられる（石渡 1986）。また、夜久野オフィオライトは西南日本内帯のナップの重なりの中で上位を占めることも分かってきた。即ち丹波帯は少なくとも2つのナップの重なりよりなり（石賀 1983）、その上に「超丹波帯」と名付けられたナップが断片的に存在し（Ishiga 1986）、夜久野オフィオライトとそれを覆う堆積物（舞鶴層群）はその上に衝上している。

幌加内オフィオライトは純粋なハルツバージャイト、斜方輝石型沈積岩、低アルミナソレイアイトの組み合わせよりなる（石塚 1980, ISHIZUKA 1981）。玄武岩の化学組成は海洋底玄武岩によく類似するが、アルミナが少ない。幌加内オフィオライトの溶け残りカンラン岩の部分溶融の程度は地球上で最も高く（パプアと同じかそれ以上）、これが通常の海洋地殻下のマントルであるとは考えられない。このオフィオライトは角閃石グラニュライト相までの変成作用を受けている（ISHIZUKA 1985）。また、このオフィオライトの基底付近にはいわゆるオフィオライトの接触変成岩に似たザクロ石角閃岩が存在する（ISHIZUKA & IMAIZUMI 1980）。

日高帯西帯オフィオライト（宮下 1983）も緑色片岩相から角閃石グラニュライト相までの変成作用を受けている。玄武岩源変成岩が TiO_2 に富むこと、沈積岩にトロクトライトが多いことからみて、アルカ

リ玄武岩—斜長石型沈積岩タイプのオフィオライトらしい。ただし溶け残りカンラン岩はハルツバージャイトである。このオフィオライトは全体が逆転しており、その上に東から日高帯主体の大陸性地殻—マントル（いわゆる日高変成岩と幌満などのレールズライト）が衝上して（小松他 1982）、状況がアルプス造山帯と似ている。

ミカブオフィオライトの際だった特徴は延長1000km に達する分布地域のどこにも溶け残りカンラン岩が露出していないことである。玄武岩はカンラン石ソレイアイトとビクライトが報告されているが（HASHIMOTO *et al.* 1970; NAKAMURA 1971）、隣接する秩父帯の玄武岩はアルカリ岩質であり、ミカブ帯中にも Ti-普通輝石を含むアルカリ玄武岩がある。沈積岩は鳥羽の菅島岩体でよく研究され、単斜輝石型の晶出順序を示す unit 1 とカンラン石—角閃石—斜長石という晶出順序を示す unit 2 がある（NAKAMURA 1971）。一般にミカブオフィオライトの沈積岩は斜方輝石をほとんど含まず角閃石や金雲母を晶出していることから、シリカに乏しい水の多いマグマから結晶化したと考えられ、アルカリ玄武岩マグマとする見解もある（INOMATA & TAZAKI 1974）。ミカブ帯は全域にわたって斑レイ岩質砂岩や玄武岩質角礫岩などのオフィオライト・オリストストロームが発達するので、トランスフォーム断層帯だった可能性はあるが、海溝や狭い縁海などの環境も否定できない（IWASAKI 1984）。

北上山地の宮守超苦鉄質岩体は溶け残りカンラン岩（普通のハルツバージャイト）と沈積岩（単斜輝石型）の2つの明瞭なユニットよりなる欠員オフィオライトであることが明らかにされた（OZAWA 1983）。しかしこのオフィオライトの溶け残りカンラン岩は角閃石や金雲母を含み、おそらく島弧下の水の多いマントルを代表していると考えられる（OZAWA 1984）。

IX. 結 論

以上述べたように現在ではオフィオライトは島弧、縁海、トランスフォーム断層帯などの様々な海洋性（≠非大陸性）地殻の断片と考えられており、海嶺で形成された典型的な海洋地殻の断片はむしろ稀であることがわかってきた。また、オフィオライトの岩石学的性質は多様であるが、ある程度系統性があり、第一近似的にはマントルにおける部分熔融の程度の違いを表していると考えられる。日本にはオマーンやバブアのような大規模なオフィオライト・ナップこそないものの、いままで外国で知られていなかったような異常に厚い海洋地殻の断片や島弧下の含水マントルの断片が発見され、また非常に熔融程度の大きい溶け残りカンラン岩を持つオフィオライトやトランスフォーム断層帯で形成されたかもしれないオフィオライトがある。今のところトルドス、ヴリノス、サンパレスのような島弧火山岩を伴うオフィオライトは報告されていないが、島弧下の地殻下部やマントルを代表すると思われる欠員オフィオライトは存在するので、今後の調査によって島弧火山岩をとまなうオフィオライトが発見される可能性もある。岩崎（1972）が最初にオフィオライトを紹介した頃は、日本から層序の完全なオフィオライトは1つも報告されていなかったのだから、15年の間に日本のオフィオライト研究は確実に進歩した。オフィオライトは縁海、島弧、トランスフォーム断層帯などの海底の地質を陸上で歩いて見られ、それらの様々な海洋性地殻の断面を地表からマントル上部まで歩いて地底旅行ができ、海底火山とその下のマグマ溜まりを天井から底まで調べられる素晴らしい研究対象であり、その研究は今後も発展するであろう。

謝 辞

金沢大学の山崎正男教授、徳島大学の岩崎正夫教授および東京大学の小沢一仁博士には粗稿を読んで御批判、御教示いただいた。深く感謝する。

文 献

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. & PRINCIPI, G. (1980): Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. *Ophioliti*, spec. issue "Tethyan Ophiolites" 1, 59-96.

- ALABASTER, T., PEARCE, J. A. & MALPAS, J. (1983): The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contr. Min. Petr.*, **81**, 168-183.
- ARAI, S. (1980): Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *J. Petrol.* **21**, 141-165.
- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章 (1978): 瀬戸川帯の超塩基性—塩基性岩類の貫入形態に関して. 地質雑 84, 691-693.
- ・伊藤谷生・小沢一仁 (1983): 嶺岡帯に産する 超塩基性・塩基性碎屑岩類について. 地質雑. **89**, 287-297.
- ASAHINA, T. & KOMATSU, M. (1979): The Horokanai ophiolitic complex in the Kamui-kotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 317-330.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites: application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.* **16**, 1874-1882.
- , ——, —— & PAUPY, A. (1984): Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contrib. Min. Petr.*, **85**, 253-271.
- CAPEDEI, S. & VENTURELLI, G. (1979): Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area. *Earth Planet. Sci. Lett.* **43**, 61-73.
- CHAYES, F. (1964): A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans. *J. Geophys. Res.* **69**, 1573-1588.
- CHURCH, W. R. & RICCIO, L. (1977): Fractionation trend of the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. *Can. J. Earth Sci.* **14**, 1156-1165.
- COLEMAN, R. G. (1971): Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* **76**, 1212-1222.
- (1977): *Ophiolites* (Minerals & Rocks 12). Springer, Berlin.
- & PETERMAN, Z. E. (1975): Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.* **80**, 1099-1108.
- De ROEVER, W. P. (1957): Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? *Geol. Rdsch.* **46**, 137-146.
- DICK, H. J. B. & SINTON, J. M. (1979): Compositional layering in alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle. *J. Geol.* **87**, 403-416.
- ERNST, W. G. & PICCARDO, G. B. (1979): Petrogenesis of some Ligurian peridotites-1. Mineral and bulk-rock chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 219-238.
- EVARTS, R. C. (1977): The geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, Central California Coast Ranges. In: Coleman, R. G. & Irwin, W. P. (ed.) “*North American Ophiolites*”, *Oregon Dept. Geol. Min. Indust. Bull.* **95**, 121-139.
- GASS, I. G. & SMEWING, J. D. (1973): Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos massif. *Nature*, **242**, 26-29.
- GIRARDEAU, J. & MEVEL, C. (1982): Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust, Bay of Islands, New-foundland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **61**, 151-165.
- HASHIMOTO, M., KASHIMA, N. & SAITO, Y. (1970): Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **76**, 463-476.
- HAWKINS, J. W. & EVANS, C. A. (1983): Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Islands: ophiolite derived from island arc-back arc basin pair. In: HAYES, D. E. (ed.) “*The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Part 2*” (Geophys. Monogr. 27) pp. 95-123, Am. Geophys. Union, Washington, D. C.
- HEKINIAN, R. & THOMPSON, G. (1976): Comparative geochemistry of volcanics from rift valleys, transform faults and aseismic ridges. *Contrib. Min. Petr.* **57**, 145-162.
- HESS, H. H. (1938): A primary peridotite magma. *Am. J. Sci.* **35**, 321-344.
- HUTCHISON, C. S. (1978): Ophiolite metamorphism in northeast Borneo. *Lithos*, **11**, 195-208.
- INOMATA, M. & TAZAKI, K. (1974): Phlogopite and Ti-pargasite-bearing ultramafic rocks from the Mikabu zone, central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* **69**, 205-214.

- 石賀裕明 (1983): “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例— 地質雑誌, **89**, 443-454.
- ISHIGA, H. (1986): Ultra-Tamba zone of Southwest Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.* **29**, 45-88.
- 石渡 明 (1978): 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, **32**, 301-310.
- (1986): 岡山県大原および兵庫県上郡の夜久野オフィオライトは島弧火山フロントの地殻下部か? 地質学会講演要旨 (93年) p. 431.
- ISHIWATARI, A. (1985a): Granulite-facies metacumulates of the Yakuno ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. *J. Petrology*, **26**, 1-30.
- (1985b): Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Min. Peter.* **89**, 155-167.
- (1985c): Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* **76**, 93-108.
- 石塚英男 (1980): 北海道, 神居古潭帯に分布する幌加内オフィオライトの地質. 地質雑誌, **86**, 119-134.
- ISHIZUKA, H. (1981): Geochemistry of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan* **87**, 17-34.
- (1985): Prograde metamorphism of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan. *J. Petrol.* **26**, 391-417.
- & IMAIZUMI, M. (1980): Epidote-garnet amphibolite from the Horokanai Pass area in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido. *J. Geol. Soc. Japan*, **86**, 15-24.
- 岩崎正夫 (1972): 海洋地殻の“化石”—オフィオライト. 科学, **42**, 302-311. または上田・杉村編「世界の変動帯」68-77, 岩波書店, 1973.
- (1978): みかぶ帯および隣接する秩父帯における火成作用の順序. 地球科学 **32**, 345-351.
- IWASAKI, M. (1984): Sequence of igneous events and ocean-floor metamorphism in greenstone (ophiolitic detritus deposit) from eastern Shikoku, Japan. *Ophioliti*, **9**, 443-462.
- JAQUES, A. L. & GREEN, D. H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Min. Petr.* **73**, 287-310.
- KARSON, J. & DEWEY, J. F. (1978): Coastal Complex, western Newfoundland: an Early Ordovician fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 1037-1049.
- , ELTHON, D. L. & DELONG, S. E. (1983): Ultramafic intrusions in the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland: implications for igneous processes at oceanic fracture zones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 15-29.
- 加藤孝幸・新井田清信・渡辺 夫 (1979): 神居古潭帯, 知駒岳周辺の蛇紋岩メランジ帯. 地質雑誌, **85**, 279-285.
- KOIDE, Y. (1986): Origin of Ibara metabasalts from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **92**, 329-348.
- 小松正幸・宮下純夫・前田仁一郎・小山内康人・豊島剛志・本吉洋一・在田一則, (1982): 日高変成帯における大陸性地殻—上部マントル衝上帯の岩石学的構成. 岩鉱特別号3号, 229-238.
- KUSHIRO, I. (1960): Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.* **258**, 548-554.
- LETERRIER, J., MAURY, R. C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 139-154.
- 前川寛和 (1981): 北上山地南西部母体層群の地質. 地質雑誌, **87**, 543-554.
- MARUYAMA, S. (1981): The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi city, central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, **87**, 569-583.
- MIYASHIRO, A. (1973): The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**, 218-224.
- (1975): Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *J. Geol.* **83**, 249-281.
- 宮下純夫 (1983): 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元. 地質雑誌, **89**, 69-86.
- MOORES, E. M. & VINE, F. J. (1971): The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as

- oceanic crust: evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, **268**, 443-466.
- MYSEN, B. O. & KUSHIRO, I. (1977): Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Am. Min.* **62**, 843-865.
- NAKAMURA, Y. (1981): Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie prefecture, central Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **18**, 1-51.
- NICOLAS, A. & JACKSON, E. D. (1972): Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, **52**, 479-495.
- & PRINZHOFFER, A. (1983): Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *J. Petrol.* **24**, 188-206.
- OBATA, M. (1980): The Ronda peridotite: granet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.* **21**, 533-572.
- OSBORN, E. F. (1969): The complementarity of orogenic andesite and alpine peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 307-324.
- OZAWA, K. (1983): Relationships between tectonite and cumulate in ophiolites: the Miyamori ultramafic complex, Kitakami mountains, northeast Japan. *Lithos*, **16**, 1-16.
- (1984): Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami mountains, northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **90**, 697-716.
- PALLISTER, J. S. & HOPSON, C. A. (1981): Semail 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. & CANN, J. R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12**, 339-349.
- , GORMAN, B. E. & BIRKETT, T. C. (1977): The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 121-132.
- PEDERSEN, R. B. (1986): The nature and significance of magma chamber margins in ophiolites: examples from the Norwegian Caledonides. *Earth Planet. Sci. Lett.* **77**, 100-112.
- Research Group of Peridotite Intrusion (1967): Ultrabasic rocks in Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **73**, 543-553.
- RINGWOOD, A. E. (1975): *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. MacGraw Hill, New York.
- ROBINSON, P. T., MELSON, W. G., O'HEARN, T. & SCHMINCKE, H. -U. (1973): Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology*, **11**, 400-404.
- SATO, H. & TOHARA, T. (1986): Geochemical characteristics of back-arc basin basalt. In: Nasu, N. et al. (eds.) "Formation of Active Ocean Margin" Terra Sci. Publ., Tokyo (in press).
- SCHMINCKE, H. -U., RAUTENSCHLEIN, M., ROBINSON, P. T. & MEHEGAN, J. M. (1983): Troodos extrusive series of Cyprus: a comparison with oceanic crust. *Geology*, **11**, 405-409.
- SERRI, G. (1980): Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites. *Proc. Intern. Ophiolite symp. Nicosia, Cyprus*. pp. 296-313.
- SHERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 101-118.
- 白木敬一・湯浅泰久・黒田 直・石岡孝吉 (1977): マリアナ 島弧 グアム 島玄武岩のクロム・スピネル. 地質雑誌, **83**, 49-57.
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. *Ber. Naturfor. Gesellsch. Freiburg i. B.*, **16**, 18-67.
- (1927): Die ophiolitischen Zonen in der mediterranen Kettengebirgen. *14th Intern. Geol. Congr. Madrid, C. R.* **2**, 638-667.
- SUEN, J., FREY, F. A. & MALPAS, J. (1979): Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare-earth element geochemistry.

- Earth Planet. Sci. Lett.* **45** : 337-348.
- TAKAHASHI, E. & KUSHIRO, I. (1983) : Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am. Min.* **68**, 859-879.
- THOMPSON, G. & MELSON, W. G. (1972) : The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic ocean : evidence of a new kind of sea floor spreading. *J. Geol.* **80**, 526-538.
- UPADHYAY, H. D. (1978) : Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiites from Newfoundland. *Science*, **202**, 1192-1195.
- WILLIAMS, H. & SMYTH, W. R. (1973) : Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites : tectonic implications with west Newfoundland examples. *Am. J. Sci.* **273**, 594-621.