

地物屋のオフィオライトメモ

-Basics of Ophiolite by Geophysicist for Geophysicist of Geophysicist

沖野郷子・島伸和

August, 1999

このメモは、私達が InterRidge 主催の Troodos Ophiolite(Cyprus)の巡検に参加した時の写真と野帳をもとにつくりました。巡検参加の費用は、文部省科学研究費補助金（国際海嶺研究計画 中央海嶺とマントルダイナミクス、玉木賢策教授）より出していただきました。貴重な経験となり、深く感謝しております。巡検は 1999 年 7 月 12-17 日の 6 日間、文字どおり朝から晩までのハードなスケジュールで疲労困憊でしたが、毎日が本当にわくわくする面白さでした。私達はふたりともこれまで巡検の経験がまったくなく、最初はともかく露頭を前にしても何に注目したらよいのかがわからない、岩石の名前も鉱物の名前も聞き齟りという状況で、普通に説明を受けるだけでは理解できないことがたくさんありました。勉強不足だと言われればそれまでかもしれませんが、そういう基礎知識と経験に欠けた地物系のための簡単な参考書があればいいなあ、と巡検の期間を通してずっと感じていました。そこで、自分達の復習のためと、もしかしたら将来同じように初めて Ophiolite を見に行く地物屋さんのために（？） 帰国後にまとめたのがこのメモです。

巡検の間は、新潟大学の宮下純夫さんに大変お世話になりました。高校地学級の知識まで怪しい私達のしつこい質問せめに丁寧に（きっとあきれていたことでしょう）答えていただき、帰国後も追い討ちをかけるようなメモの監修の願いをきいていただきました。このメモは宮下さんの現地での解説なくしてはできませんでした。ここにあらためて感謝の意をあらわしたいと思います。

0. 基礎の基礎

石の名前

まず高校地学級（？）の石の名前を復習する必要がある...

Si (%)	40	50	60	70
	(黒っぽい)			(白っぽい)
	ultramafic	mafic		felsic
浅いところのできる volcanics	komatiite	<u>basalt</u> 玄武岩	andesite 安山岩	rhyolite 流紋岩
		<u>dolerite</u> (diabase)		
深いところのできる plutonics	<u>peridotite</u> かんらん岩	<u>gabbro</u> はんれい岩	diorite 閃緑岩	granite 花崗岩

表0-1 最低限覚える石の名前

表0-1の横軸はSiの量で、横軸が同じであれば、その石を溶かしてしまうと同じものになるといい。それで、同じ溶けたものが、どの深さで固まるかによって石の名前が変わる。深いところのできるものは、ゆっくり冷やされるために結晶が大きく成長し、岩石はほぼ同じ大きさの鉱物粒から構成される（等粒状）。逆に、浅いところでは、急激に冷やされるために、十分に結晶成長することができず、細粒な鉱物から校正されるようになる。ただし、既により深所で晶出していた鉱物が含まれていることが多く、その場合にはその場で急冷して形成された部分（石基）と、深部からもたらされた結晶（斑晶）とからなるようになる。これが、縦軸である。ここではSiの量と岩石の組織（結晶の大きさや組み合わせ方）の2つのパラメータで命名がなされているが、石の名前を決めるのにパラメータはこれだけではない。その時ごとに、何で（どういうパラメータが変わって）石の名前が変わるのかを理解する必要がある。

地物屋のぼやき

なんでこんなに石の名前が多いのか？周期表のようにシステマチックにならんのかね？

地学現象がある時、すべてのものが溶けて、すべてのものが同時に固まれば、ものごとは、単純に記述できるはずであった。しかし、現実には、一部のものだけが溶けること（部分溶融）がおこる。これは、溶けやすいものと溶けにくいものに分かれることを意味する（分化）。溶けたものは、動きやすいので、溶けていないものと別の行動をしがちである。途中で別のものを溶かしこんだりもする。さらに、溶けているものが固まる時に、固まりやすいものと固まりにくいものがある（またまた分化）。これらの分化により、それぞれ化学的な組成が違ったものとなり、さらに違った冷却条件で固化すれば、結晶の大きさの違ったものができていく。結局、石の名前は、それをもとにしてパラメータが、化学組成、結晶の大きさなどなど、ひとつではないため、地物屋を悩ますべく、石の名前が増えていくのである。

このメモに登場するのは、表 0-1 の中の下線を引いた石のみである。マントル物質である peridotite が上昇すると部分溶融が起こる。海洋地殻の形成では、溶けてできたメルトの成分が、basalt 質のマグマ（横軸が basalt と同じという意味）で、それがどの深さで固まるかで、basalt、dolerite(diabase)、gabbro と、石の名前が変わる。部分溶融した peridotite の溶けていない部分は、当然もとの組成とは違ったものとなるが、石の名前的には、同じ peridotite。これでは困るので、peridotite は、さらに細かく分類されている。peridotite の仲間は、鉱物でみると主に olivine と pyroxene からなり、鉱物組成によって図 0-1 のように分類されてそれぞれ名前がついているので、これも覚えておいたほうがよい。また、石の分類のために違ったパラメータ（ここでは鉱物の割合）がでてきたが、これもしかない。

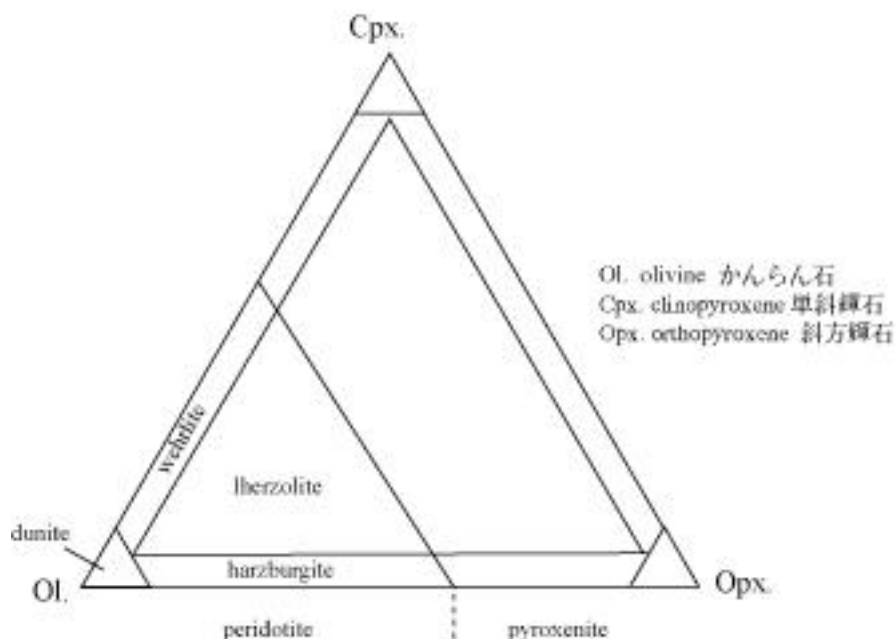


図 0-1 ultramafic rock の分類

上の系では、Cpx. >> Opx. > Ol. の順で優先的に溶けるし、また、逆の順序で優先的に結晶化する。一般的には、部分溶融は上部マントルのより深部（数 10km 前後）で、結晶作用はそれよりはるかに低圧の上部マントル最上部から地殻で生じるが、深度の違いや溶融度の違いにより、結晶作用の順序は変化することがある。

もとのマントル物質は lherzolite と考えられている。部分溶融でメルトが抜けていくと、溶け残りのはその程度に応じて、

lherzolite → harzburgite → dunite

と変化していく。逆に、メルトがゆっくり冷却されて結晶化する時には、が優先的に晶出していく。

peridotite は、低温下で水が加わると serpentinite（蛇紋岩）に変化する（変成作用）。陸上でみられる peridotite は、少なくとも表面は serpentinite 化していることが多い。

マグマの組成と地殻の形成

上部マントル内で発生した（マントル物質が融解した）マグマが、地表に向かって上昇する過程で地殻の底に付加したり、地殻の内部にマグマだまり magma chamber として滞留して冷却固化したり、地表に噴出したりして冷却固化することにより、地殻が形成される。

マントル物質が部分溶融してできるマグマの化学組成は、元のマントル物質の違いや溶けるときの環境条件（温度や圧力）などによって多様である。またマグマが元の物質から取り去られたあとに残る溶け残りの物質も元のマントル物質とは組成が異なる。一方、マグマが冷えてくると結晶が析出する。一般に析出する結晶の組成はマグマの組成とは異なるので、結晶がマグマ（液）から取り除かれるとマグマの組成も変化する。これがマグマの分化作用である。通常、海嶺玄武岩（MORB:Mid-Ocean Ridge Basalt）組成のマグマの場合、分化が進むほどマグマは Fe に富む。しかし、島弧玄武岩などでは分化が進むほどマグマは Si に富むようになる。結晶分化は主にマグマだまりで起こる。また、マグマが周辺の地殻物質を取りこんだり溶かしたりすることによっても、マグマの組成が変化する。

海洋性地殻の形成を考えると、非常におおざっぱにいうと元のマントル物質は lherzolite で、lherzolite の部分溶融によって basalt 質のマグマができると考えられている。このマグマができたあとの溶け残りが harzburgite になる。

すなわち $\text{lherzolite} \rightarrow \text{harzburgite} + \text{melt (basalt 質 magma)}$

このマグマがマグマだまりなど地下深部でそのまま固まれば gabbro になり、地殻内の開口割れ目を満たして岩脈をつくる場合は dolerite、海底に溶岩として吹き出すと basalt である（表 0-1 を見よ）。

1. オフィオライト概論

オフィオライトの定義

アルプスでは古くから serpentinite、basalt、lava（溶岩）*や dolerite が深海性の堆積物とともに出現する複合岩体が知られており、このような岩体がオフィオライト ophiolite と名付けられた。現在の定義では、下位から順に、peridotite（変成して serpentinite に変わっていることもある）、gabbro、dolerite、basalt、深海堆積物が層状に積み重なったものをオフィオライト層序といい、この層序をもつ岩体をオフィオライトと呼ぶ。

*石の名前には、組成でなくその形状やでき方で分類して名前がついているものもある（また、別のパラメータ！）。このメモで出てくるものは、lava（溶岩）、cumulate（集積岩）、dyke（岩脈）、sill（シル）がある。内容については、後述する。

オフィオライトとは何か？

当初は単なる記載用語としてオフィオライトという名前は使われていたが、やがて地震波による構造探査から得られた海洋性地殻の速度構造モデルとオフィオライト層序の各岩相の地震波速度が図 1-1 のように定性的によく合うことが明らかになった。そこでオフィオライトはかつての海洋底である地殻-上部マントルの一部が地表に露出しているものであると考えられるようになり、オフィオライトが海洋底の断片で中央海嶺起源であるとの説明がなされるようになった。その後、岩石の化学組成の研究から多数のオフィオライトが沈み込み帯上で形成されたこと、言い換えれば島弧的な性格を持つという結果が出され、オフィオライトにはいくつかの異なった生成場があることが明らかになってきた。しかし、個々のオフィオライトが中央海嶺起源なのか島弧起源なのかという議論は現在も続いている。したがって広義の解釈としては、オフィオライトは由来を問わずに海洋地殻-マントルの断片ということになる。

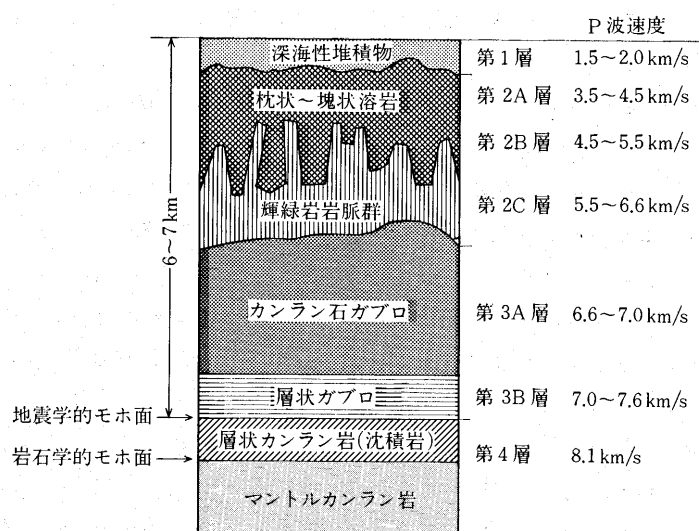


図 1-1 海洋性地殻の模式的な断面図（岩波講座地球惑星科学 8 巻）

層序の構成

basalt 質のマグマは上部マントルにおいて、マントルを構成する peridotite が部分融解してできる。溶けた液相部分が集まってマグマとなるが、マグマの性質や組成は、もとの peridotite の組成や融解時の圧力などの環境条件、部分熔融率、メルトが抜ける速さなどによって異なる。メルトをつくった残りの物質も組成は異なる peridotite の一種である。もとの上部マントルを構成している peridotite は、Iherzolite であり、マグマをつくった溶け残りが harzburgite になると考えればよい。このような溶け残りが残留岩と呼ばれ、分化後の上部マントル部分を構成している。

できた basalt 質のマグマがマグマチャンバーに停滞すると冷えて固化する。ここで析出する鉱物は液体のマグマとの密度差によってチャンバーの中で沈むもしくは浮いて集積する。このようなできかたの岩石を cumulate (集積岩) と呼び、層状をした gabbro 等ができる。これが下部地殻にあたる。

マグマだまりからマグマが地表付近にまで上昇して急冷してできるものを噴出岩と呼ぶ。形態としては、地表に噴出して lava (溶岩) となるものや地表近くで dyke (岩脈) となる場合があり、basalt や dolerite ができる。これが上部地殻を構成する。

2. 地物屋の観察したオフィオライト

それではキプロスのトルードスオフィオライトを舞台として下位からオフィオライト層序を見ていくことにする。

トルードスガイド

地中海の東端、トルコの沿岸にうかがふキプロス島（キプロス共和国）のトルードス山地はオフィオライトの模式地として非常に有名。前述のオフィオライトの起原に関する議論（中央海嶺か島弧か）の舞台となったのもここ。もうひとつの有名な模式地であるオマーンオフィオライトと比べると、層序の上のほう、すなわち上部地殻を見るのに非常に適している。gabbro, peridotite 関係はあまり露出がよくない。また熱水による変質の観察の場としても優れている。山地の中心のオリンポス山（1951m）を中心に山の頂部に最下位のマントル物質が、山の裾野に最上位の溶岩や深海性堆積物が露出している（水平面から約10度程度曲がった背斜構造を考える。水平距離1kmが150mの鉛直距離に相当する）。Cretaceous（91Ma）の岩体で、地表にオブダクトしたのはmiddle Mioceneと考えられている。

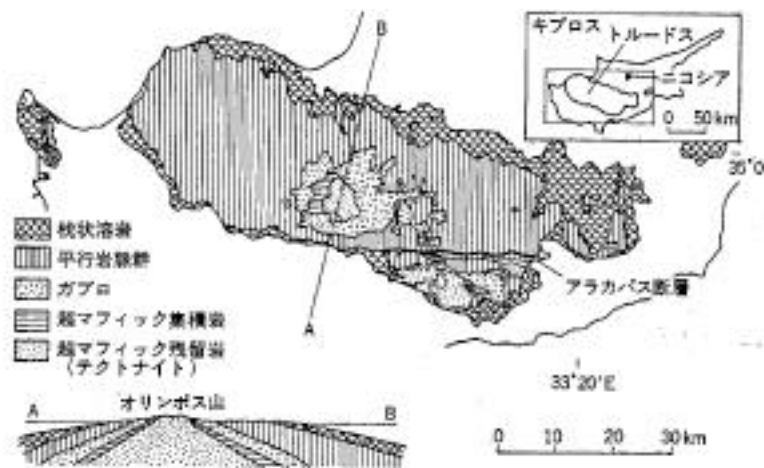


図 2-1 キプロス、トルードスオフィオライトの地質図と断面図（荒井、1988）

上部マントル

上部マントルを構成しているのは、harzburgite (Ol. と Opx. が多い peridotite) と dunite (Ol. が多い peridotite、図 0-1 参照) である。図 2-2 で、ペンの上が harzburgite、下が dunite である。写真ではわかりにくいですが harzburgite には Opx. のきらきらしたテーブル状の粒が見えること、dunite の方が全体にきめが細かい感じがすることが特徴か。

harzburgite は元のマントル物質 lherzolite が部分溶融してマグマを生成した溶け残り物質と考えられている。また、harzburgite はマントルの固体流動により変形を受けており、Opx. のテーブル状の粒が、ある一定方向に並んでいることから、その流動方向を推定することができる（図 2-3）。海嶺でできたプレートが海嶺軸から遠ざかるにつれて、上部マントルも上昇流から

水平の動きに変わるはずであるが、この写真で見られる固体流動の痕跡は、このような動きに関連しているものと考えている。

dunite をつくるシナリオのひとつは、harzburgite からさらに px. を抜いてやることで、海嶺下での成因は次のように考えられる。上部マントルでは、深さ 100 km 程度からいろんなレベルでメルトが生じており、深さによって固体マントルの組成が違っていると考えられる。この結果、深いレベルで溶け出たメルトは、先に速く上昇するにつれて、マントルの浅い固体部分と非平衡な状態になり、これと再び反応する。この反応で、固体部分である harzburgite から、px がメルト側に溶け出し、反応した残りの固体部分が dunite となる。図 2-4 は、このシナリオ支持する証拠の 1 つである。harzburgite の中のごく細いメルトの通路で、メルトの部分は pyroxenite になり、境界部が dunite になっている。これはメルトと通路の壁であった harzburgite が反応した結果として dunite ができたことを示している。まとめると、上部マントルの浅いところで、メルトのとおり道に dunite ができると考えられる。

peridotite は低温下で水が加わると蛇紋岩 serpentinite に変化する。serpentinite は密度が小さいため、ダイアピルとして上昇し、その結果上部マントルの岩石が持ち上げられた形になる。図 2-5 は serpentinite diapir の中に立っているところである。serpentinite は緑のややつりとした感じの岩石である（図 2-6 はクローズアップ）。トルードスでは、middle Miocene のオブダクションに際して、オフィオライト層序の下にもぐりこんだ大陸地殻から水が供給され、harzburgite が serpentinite diapir として上昇したと考えられている。

下部地殻

下部地殻の形成については複雑でよくわかっていないことが多い。マグマだまりでマグマが冷却するにつれ gabbro や peridotite ができると考えられる。dunite と pyroxenite の層や層状の gabbro などを観察することができる。また層状の構造にさらに貫入があったりしてますます複雑である。

下部地殻の底では dunite や pyroxenite が層をなしている（図 2-7）。マグマが冷えて鉱物が析出すると、鉱物はその密度によって液体の中を沈むか浮くかする。その結果、マグマだまりの底や天井に鉱物が集積し、そこで固化してできた岩石を集積岩 cumulate とぶ。図 2-7 では茶の部分が pyroxenite、黒っぽいところが dunite である。マグマだまりの底に鉱物が集積する過程で縞模様ができるが、この図の場合はあまりに層の境界がシャープで、流れによる分別があった可能性がある。

図 2-8 は下部地殻の上部と考えられている部分だが、gabbro（白っぽい）と wehrlite（黒っぽい）の層構造（全体として右上から左下）がよくわかる。

layered gabbro は、マグマだまりのなかでマグマが冷えて固まる時にできる（図 2-9）。黒っぽいのが mela gabbro で、olivine に富む。一方、白いのは、leuco gabbro で、olivine よりも plagioclase (Pl.) に富む。結晶化は、Ol. → Cpx. → Pl. の順に起こり、Ol. は、Pl. に比べて、0.2-0.3g/cm³ ほど密度が高いため、結晶化すると下に沈みやすい。したがって、マグマだまりの下の方で mela gabbro が成長し、その上では、leuco gabbro ができる。

ストークスの法則

マグマ中に結晶ができ始めると、大きい結晶の方が下にたまる。これは、単位質量あたりの表面積が小さいほど粘性抵抗が小さくなるので、大きな結晶ほど、粘性抵抗が小さくなり、下の方に速く落ちるからである。

風化

実際のフィールドでみる岩石の多くは風化を受けている。たとえば、鉱物である olivine は、もともとオリーブ色をしているから、オリビンと呼ばれたのであるが、実際に layered gabbro の中に含まれている olivine は、風化して茶色をしていた。実際知りたいものが後で受けた風化のパターンも覚えていないと、もとの状態がわからないことも、フィールドをみるのを難しくしている。

下部地殻の形成には、大きく2つのモデルが考えられている。1つ目は、gabbro glacial model で、下部地殻のすべてがマグマだまりで形成され、layered gabbro を作り、古いものは、斜め下に押しやられていく。このモデルでは、gabbro の動きが上下から左右に変わるので、gabbro が変形することを要請する。もう1つは、inbedded sill model で、マグマだまりの下で、sill (シル) の貫入が起こっている。

地震学的モホと岩石学的モホ

地殻とマントルの境界がモホロビッチ不連続面である。もともと地震波の速度が急変する面として定義されているので、構成している鉱物の組成変化によって岩石の物性が大きくかわるところ、図 1-2 でいえば gabbro と peridotite の境界にあたると考えられる。しかし、岩石の成因論から言えば、集積岩（一度溶けたもの）とその下の残留岩（溶け残り）との境界が地殻とマントルの境界として重要なことから、ここを岩石学的モホと呼ぶ。上の記述で下部地殻と言っているのは、岩石学的モホより上で、peridotite の集積岩を含む。

上部地殻-下部地殻の境界

上部地殻の下部を構成するのは sheeted dyke complex である。これは拡大軸などで張力割れ目にマグマが貫入して岩脈となった sheeted dyke の集合体である。Sheeted dyke complex の最下部では gabbro が貫入しているような境界（図 2-10）もあるが、図 2-11 のように dyke（この図ではきわめて平行に近い）の部分と gabbro が断層で接しているケースもある。

上部地殻

上部地殻は噴出岩で構成されている。下部が sheeted dyke、上部が溶岩である。

Sheeted dyke complex

マグマだまりからマグマが地表にむかって上昇する過程で、垂直方向に発達した開口割れ目をマグマが満たして固化したものが dyke（岩脈）である。海嶺軸付近では、海底拡大に伴う張力割れ目沿着てマグマが貫入するイメージを考えると、dyke（3次元的に考えると板状である）の走向は拡大軸に平行になる。トルーダスオフィオライトが中央海嶺起源であると考えられた根拠のひとつがこの平行岩脈群 sheeted dyke complex の発達である。

上部地殻の下部は dyke のみから構成されていて、貫入される前の元の姿はもうわからない（図

2-12)。図の露頭では、ほぼ垂直な dyke が次々貫入している。dyke の貫入の順序は、システムティックではなくランダムであり、それぞれの dyke の規模もさまざまである。これらの dyke どうしの新旧を判断するには、chilled margin の有無でおこなう。図 2-13 に示すように、新しく貫入した側が元の岩石に接触して急冷することにより、中心から縁にむかって粒度が細くなる。縁が黒っぽくとりとした感じになっていたりガラスになっていたりする場合はわかりやすい。冷却による割れ目は dyke そのものの走行に直交する向きに入るので注意が必要である。

dyke は常に垂直に貫入するとは限らない。周囲の層構造に調和的に平行に貫入した場合は sill と呼ばれており、不調和な場合が dyke であり、垂直な場合も斜の場合もある（後述のシートフローに貫入している細い dyke を見よ）。しかし、図 2-14 の場合、中央付近の dyke 群は垂直から 30 度近く傾いていて、両側の dyke 群は垂直で、グループとして系統的に傾いている。このような場合は、岩脈形成後の回転で解釈できる。ここでは古い岩脈群が回転したあと（例えば拡大軸付近でリストリック断層に沿ってブロックとして回転する）マグマだまりから垂直なダイクが貫入したと考えることができる。トルードスオフィオライトでは、こうしたリストリック断層によるブロック回転後の dyke の貫入がよく観察されることから、当時の拡大軸は深いリフト・バレーを持つ低速拡大軸であったと考えられている。

dyke は、3 次元的に考えると板状であって、鉛直上向きにものが流れて貫入している印象があるが、必ずしもそうではない。dyke の中身がどの方向から流れて来たものかは、dyke の中にできる細長い空隙から推測することができる（図 2-15）。この空隙を観察すると、鉛直上向きにものが流れている場合もあるし、ほぼ水平方向に流れている場合もある。解釈としては、板状の dyke の中心付近に鉛直上昇する部分があって、そこから横方向に流れて広がっているとか、扇状の流れで板状を作るといったことが考えられる。ただ、実際にこの空隙を観察した dyke は、dyke のセクションとその上にある lava のセクションの境界付近であったので（もっと深い部分にある dyke をこの視点で観察をしなかった）dyke の最上部のみ、横方向の流れが起こっているのかもしれない。なお、この空隙は深部からマグマが上昇してくると、含まれていた揮発性分（水や CO₂）が減圧のために著しく過飽和となり、発泡した跡である（ビールの栓をぬくと泡が出るのと同じ原理）。

Lava section

dyke のセクションとその上の lava のセクションとの変化は急激で、鉛直方向で 100-200m の距離で、10%の lava を含む dyke のセクションから、10%の dyke を含む lava のセクションと変化する（図 2-16）。また、lava のセクションでは dyke が貫入している割合は低く、このことは、海面に達するようなマグマが上昇する道は、拡大軸のごく近傍の狭いゾーンで安定して形成されていることを表しているのかもしれない。lava は、以下の 4 つの形態がある。

Pillow lava（枕状溶岩）

海底に噴出した溶岩流が海水に接して冷え、枕状に固結した状態。図 2-17 のように数 10cm から 1-2m の枕が累積する。個々の断面の形状をよくみるとゆるいカーブを描く部分とややとがった形をした部分がある。これは、海面側が海水で急冷するのに対して、海底側は、重力の働きが手伝って、海底面との隙間を埋めるように流れようとするためであり、とがった方が本来の下なので、元の垂直方向がわかる（図 2-18）。

Sheet flow

溶岩がどっと多量に噴出する（量も速度も速い）場合、海底一面に溶岩が流れて固結し、枕状ではなく板状の溶岩 sheet flow ができる。図 2-19 は典型的な sheet flow の様子である。Sheet に直交する方向の垂直な columnar joint（柱状節理）が発達している。sill と sheet flow の区別の仕方は、sill は、貫入しているため、上下対称に冷却したあとが見られるが、sheet flow は、上面が海水、下面が海底であるために非対称になる。

sheet flow をよく見ると、faulting と volcanism が同時期に起こっていることがわかる。図 2-20 では、columnar joint の発達した sheet flow がみられる。その厚さが途中でステップ状に変わっているのは、sheet flow が流れる前には、海底面がステップ上の形状をしていた、すなわち断層が存在していたことを示す。さらに、sheet flow が流れたあとにも断層運動があったために、その部分がずれている。これは faulting と volcanism が同時期に起こっていることを示している。なお、図 2-19、2-20 の sheet flow を、それぞれの写真の左下から右上に走る細い dyke が切っている（つまり後から貫入した）ことがわかる。

columnar joint (柱状節理)

岩石中の破断面で、面に沿って変位が目では認められないものを節理と呼ぶ。柱状節理はマグマが地表または地表付近で急激に冷却されることによって生じる岩体の収縮を解消するためにできる構造で、熱が逃げる方向に平行な長軸を持つ六角柱状の節理となる。従って sheet flow の場合は地表面と直交する方向に割れ目が形成される。

hyaloclastite (水中破碎岩)

揮発性物質を多く含む溶岩の場合、海底で冷却する時に内部の圧力が周囲より大きくなり自分で破裂する。その結果、全体が急冷するために、ガラス質の角礫からなる岩石となる。図 2-21 は hyaloclastite の上に pillow lava が乗ったところへ、ほぼ垂直に dyke が貫入している様子を示している。

Pillow breccia

pillow lava が斜面崩壊などによって碎けて積もったもの。中には元の pillow lava の形状の名残りが見られる場合もある。図 2-22 は、奥は pillow lava pile だが手前は breccia の集まりである。上の hyaloclastite と区別が難しいが、碎けた破片の間に堆積物や変質鉱物を観察することで判断できる。

pelagic sediment 深海性堆積物

lava section の上に、堆積層がのる。図 2-23 の場合、一番下の人々が立っているところは lava であるが、そのすぐ上の黒い層はアンバーumber (ブラックスモーカー起源の堆積物、熱水変質のところで後述する) さらにその上がチャート chert、崖の最上部のやや層が見えるところがチョーク chalk*である。chert は放射虫の殻などシリカでできている。chalk は CaCO_3 で CCD より上の浅い海で堆積したことを示す。

* chalk はオフィオライト層序に含めない。

この章では、下部地殻までの記述には gabbro など表 0-1 で覚えた岩石名を使っているが、上部地殻では dyke, lava などの形態で命名した名前を使って化学組成を示す岩石名 (例えば basalt とか) を使っていない。これは一種のごまかし? である。0 章で説明したように、一般論としては、海洋性地殻 MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) を作ろうとすると Iherzolite $\rightarrow$ harzburgite + basaltic magma で上部地殻に basalt ができていい。ただ、トルードスの場合、詳しく岩石を調べると、lava は basaltic andesite か boninite (Mg が多い) であって、これら上位の岩石をつくったマグマは andesite よりになっている。このため、生成場が島弧であると考えられるようになった。

3. 熱水変質

海底拡大に伴う熱水現象の痕跡はオフィオライトの中にさまざまな形で残っている。変質は大きく分けて、拡大軸近傍での高温熱水による変質と、off-axis での海水による低温変質のふたつがある。

高温変質 high-temperature hydrothermal alternation

高温熱水活動は、図 3-1 のように、冷たい海水が外側からしみこみ、マグマだまりの上で熱せられ、熱水となって上昇する過程により起こる。高温熱水活動にともなう注目点は、吹き出たもの（sulfide deposit、umber）、直下の stockwork と呼ばれる熱水の通り道、マグマだまりの上の dyke complex でおこる reaction zone の3つがある。

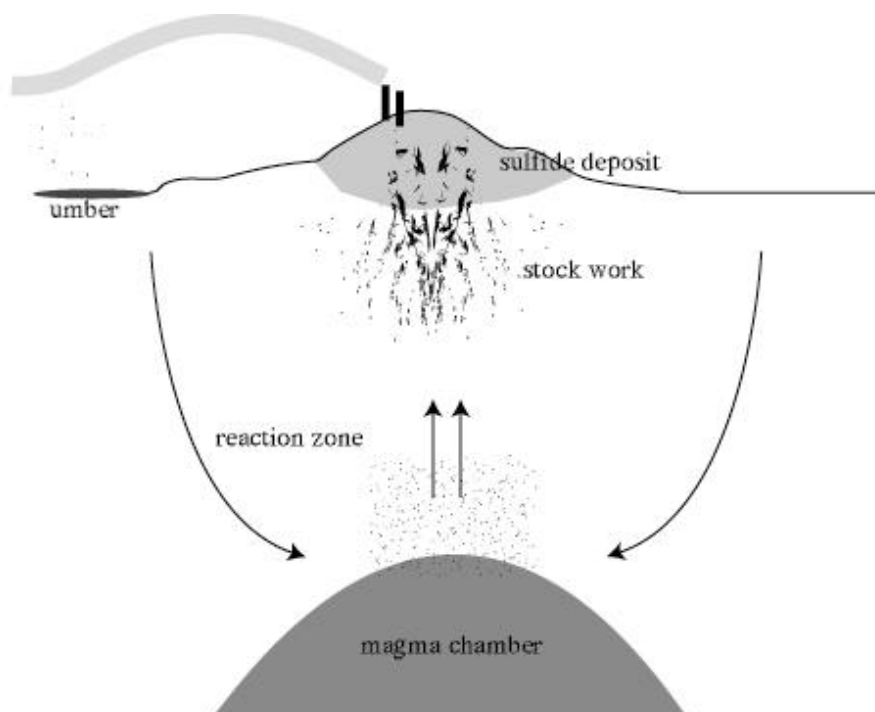


図 3-1 熱水による変質の模式図

sulfide deposit, umber

高温熱水の噴出しであるブラックスモーカーにより、その周辺にはsulfide deposit からなるマウンドを形成する。図3-2 がsulfide deposit で、ここからはpyrite (Cu, Fe, S が成分) などが産出する。Sulfide deposit が海底で風化（酸化）してできる鉄酸化物がochre でベージュのごくもろい物質である（図 3-3）。一方、ブラックスモーカーから噴出して海中を漂った FeS がやがて海底面に沈降し、Mn と結合して鉄マンガン酸化物となったものがアンバー umber である（図 2-23）。黒くきわめて薄い層状をなす。細かい空隙がたくさんあるために、舌にはりつく。

stock work

sulfide deposit の直下にあり、ブラックスモーカーに熱水を供給する通路となった部分の構造を stockwork と呼ぶ（ドイツ語のネットワークにあたる言葉からきている）。図 3-4 はかつての鉱山の横壁だが、熱水変質のない pillow lava の部分（緑色っぽい）の中に変質した stockwork（オレンジ色）の部分を確認することができる。この鉱山では deposit の部分はすでに採鉱されて残っておらず、その下の stockwork だけが pit の壁に認識できるのである。図 3-5 のように、もとの pillow lava が変質し、熱水の流路の部分が網目状に変質し、quartz, pyrite, chlorite になっている。また、図 3-6 では basalt の間に入っている deposit が高温熱水により変質した結果、赤っぽい jasper（ジャスパー）と呼ばれるものになっている。

このような変質が熱水の通るゾーンに起こるため、熱水変質がさらに進むとシリカ以外のすべての成分が抜き去られてしまい、真っ白い leaching stuff と呼ばれる密度が異常に小さいすかすかのものとなる（図 3-7）。

reaction zone

マグマだまりの上の dyke complex では、冷たい海水が熱せられて、dyke complex に反応して変質させ、海水に金属類（Cu, Zn, Mn など）を溶かし込む。この領域を reaction zone と呼ぶ。図 3-8 で dyke が緑色に変色しているのは、熱水的作用により epidote 化が起こっているからである。epidote は高温安定な変質鉱物で Ca, Al, Fe, Si からなる。黄緑色に近いほうは、水が多い場合の変質（epidote と quartz）であり、青緑の濃い色のほうは、水が少ない場合の変質（chlorite に富む）である。dyke ごとに変質の様子が違い、また 1 本の dyke でも図 3-9 のように内側が黄色っぽく外側が青緑で、dyke の中心の粗粒な部分を熱水が多く通ったことを示している。なお、dyke complex では、透水率が比較的低いために stockwork の形態はとらない。

低温変質 Off-axis hydrothermal alteration

海底に噴出した lava は、拡大軸から離れたところでは低温の海水にさらされ風化する。このような場合、lava は鉄酸化物のためにオレンジ色になる（図 3-10）。深部の lava は、入ってくる海水が地表の lava の酸化に貢献した後なので、酸化の程度が少なくなる。見た目は黒っぽい（図 3-11）。

写真集



図 2-2 上部マントル ペンの上が harzburgite、下が dunite



図 2-3 固体流動の痕跡。Opx.の粒が一定方向に並ぶ。



図 2-4 harzburgite 中の細いメルトの通路。



☒ 2-5 serpentine diapir



☒ 2-6 serpentine のクローズアップ



図 2-7 下部地殻の底での層状構造。茶が pyroxenite、筋は dunite。



図 2-8 下部地殻の上部の層状構造。白っぽいところが gabbro、黒っぽいところが wehrlite。



図 2-9 layered gabbro。



図 2-10 sheeted dyke complex



図 2-11 dyke はかなり平行に近く、下位の gabbro に断層で接している。



図 2-12 sheeted dyke



図 2-13 chilled margin の例。Dyke の中心から縁に向かって粒度が小さくなる。



図 2-14 中央の dyke は垂直からおよそ 30° 傾いている。



図 2-15 dyke 中の細い空隙の形から流れの方向を推定する。



図 2-16 dyke から lava section への遷移。



図 2-17 pillow lava



図 2-18 pillow lava のクローズアップ。尖ったほうが下。



図 2-19 columnar joint の発達した sheet flow



図 2-20 columnar joint の発達した sheet flow に斜めに細い dyke が貫入。



図 2-21 hyaroclastite の上に pillow lava がのっている。



図 2-22 奥は pillow lava pile、手前は pillow breccia。



図 2-23 人々の立っているところは lava、その上の黒い層が umber、さらにその上が chert、崖の最上部の層が見えるところは chalk。



図 3-2 sulfide deposit



図 3-3 ochre



図 3-4 鉱山跡。熱水変質した stock work の部分がオレンジ色になっている。



図 3-5 stock work のクローズアップ。熱水の流路が網目状になる。



図 3-6 高温熱水変質の結果 basalt の間に赤っぽい jasper ができる。



図 3-7 変質がさらに進んだ leaching stuff



図 3-8 dyke の epidote 化



図 3-9 epidote 化した dyke のクローズアップ

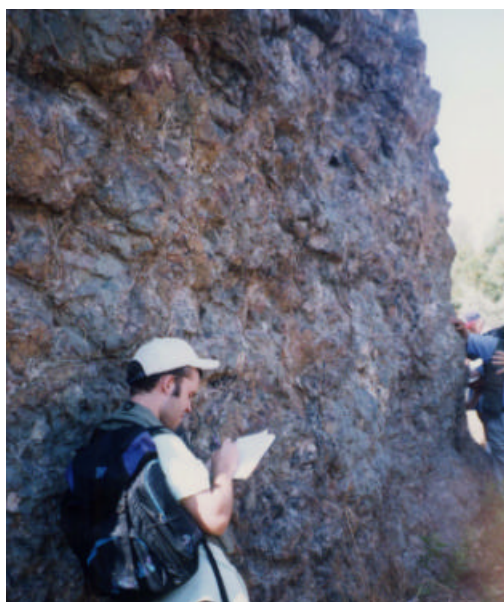


図 3-10 低温変質した lava が鉄酸化物で赤っぽい。



図 3-11 深部の lava の変質は酸化の程度が少なく黒っぽい。