

## Review

# Structural Geology of Peridotite and Rheology of the Uppermost Mantle

Katsuyoshi MICHIBAYASHI

*Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka 422-8529, Japan*

The earth consists of crust, mantle and core. The crust is the earth's surface component, upon which we live. Situated below the crust, the mantle is the dominant component consisting of the earth, making up 80 %. The rheology of the mantle is the key to understanding the working of our mother planet. Peridotite, which is derived from the uppermost mantle, preserves structures and textures that contain information on flow stress and strain (*e.g.*, foliation, lineation and grain size), while the crystal-preferred orientations of minerals (*i.e.*, fabric) reveal the nature of kinematic movement within the mantle. The mantle section of the Oman ophiolite is the largest section of oceanic lithosphere exposed at the earth surface. Extensive structural mapping of these rocks has been conducted throughout the Oman mountain range to unravel mantle processes associated with the generation of oceanic lithosphere. Research in this area demonstrated that the formation of oceanic mantle lithosphere at a fast-spreading ridge involves active mantle flow associated with a mantle diapir.

**Key Words:** Mantle flow / Structural geology / Olivine / Oman / Mantle wedge

## かんらん岩の構造解析と最上部マンタルのレオロジー

道林 克禎

(原稿受理: 2006年8月11日)

### 1. 緒 言

地球は中心から核, マントル, 地殻に分けられる層構造をもっている (Fig. 1a). 地球の平均半径は約6400 kmであり, 中心から約3500 kmまでを核が占め, その周りをマントルが約2900 kmの厚さで覆っている。さらにその外側を薄い(数km~数10 km) 地殻が取り囲んでいる。物質として核は鉄を主成分とする固体の内核と液体の外核から構成されており, マントルと地殻は固体の岩石である。

地球内部は誕生時に蓄積された熱によって高温状態にある。中心は約6000 °Cであるが, マントル最下部は通常3000 °C程度と考えられている。これに対して地表の平均気温は約15 °Cである。したがって, マントルは基本的に下部ほど熱く, 上部ほど冷たい熱構造をもつ。マントル物質はさまざまな鉱物結晶で構成された岩石であり, 密度, 熱伝導率, 比熱, 熱膨張率などは桁として水とあまり変わらないが, 粘性係数は水よりも20桁以上大きい $10^{21}$  Pa・s程度である。最下部で熱せられたマントル物質は相対的に密度が軽くなり上昇していく。一方, 最上部の冷たい物質は相対的に重たく下降していく。こうしてマントルは, 熱流体として数100万年から数億年という長い時間スケールで対流している。<sup>2)</sup>

地球表層はプレートと呼ばれる固い板状の岩石によって覆われている。このプレートは海洋プレートと大陸プレートに分けられる。海洋プレートは海洋底を形成し, 中央海嶺と呼ばれる海洋底の細長い裂け目から出てきたマグマが冷えて固まった海洋地殻と, その下位に冷えて流れなくなったマントル物質(マントルリソスフェアという)からできている (Fig. 1b)。海洋プレートの厚さは数kmから100 km程度である。海洋プレートは中央海嶺で生産され地表に沿って海底を水平に移動し, やがて沈み込み帯と呼ばれる領域において隣接するプレートの縁辺部から地球内部に吸い込まれ沈んでいく (Fig. 1b)。この沈み込むプレートと沈み込まれるプレートの間を, 特にマントルウェッジと呼ぶ。例えば, 日本列島はマントルウェッジに位置したプレートの縁辺部に存在する島弧である (Fig. 1b)。大陸プレートは, 厚さ30~50 kmの大陸地殻とその下位のマントルリソスフェアからできている。大陸地殻は密度が海洋地殻よりも小さく地球深部に沈み込んでいかないため, プレート上で分裂と衝突合体を繰り返している。このような地球表層のプレートの運動はプレートテクトニクスという考え方によって体系的に説明される。

- 1) 唐戸俊一郎, “レオロジーと地球科学”, (2000) p251, 東京大学出版会。
- 2) 熊澤峰夫・伊藤孝士・吉田茂生 (編), “全地球史解説”, (2002) p540, 東京大学出版会。

地球内部に関するほとんどの情報は、地震波解析など地球物理学的手法による間接的観測によって得られたものである。なぜなら人類は未だマントルに到達できておらず、マントル物質は火山のマグマに取り込まれて地球表層に運ばれてきたものと、主に海洋プレートの断片が大陸地殻の縁に著しく変形された状態で露出しているものに限られる。このような地表で見られるマントル物質は最深でも100 km程度からもたらされたものであり、最上部マントルの情報が含まれない。しかし、マントルは手に入らない深部においても岩石から構成されており、また間接的観測からマントルを理解するためにも、その物性をしておく必要がある。そのために物質科学的手法を用いてマントルの物性を研究する。

物質科学的アプローチには、マントルの温度圧力状態を再現して物質の結晶構造や物性を調べる実験的手法と、地表の地殻に点々と散在しているマントル由来の物質を調べる地質学的手法がある。この二つの手法は相補的である。実験で確かめられた現象が実際の地球上で起きているとは限らないし、また地球上の岩石の理解には実験学的研究成果が不可欠である。私は、主に後者の手法でマントルを研究している地質学者である。

地表で観察できるマントル物質は、かんらん岩（あるいは超苦鉄質岩）と呼ばれる岩石である。かんらん岩には多くの場合、流動時に形成された構造が残されており、その解析から岩石がどのように流動したのか推定できる。こうして動かないように見える堅固な物質から動いた証拠を見つけるのが、地質学的手法による地球のレオロジー研究である。<sup>3,4</sup> 本論では、はじめに地質学的手法によってマントル流動を明らかにする方法として、かんらん岩の構造解析について述べる。その後、地球表層の海洋プレート運動と密接に関連する最上部マントル流動について解説する。

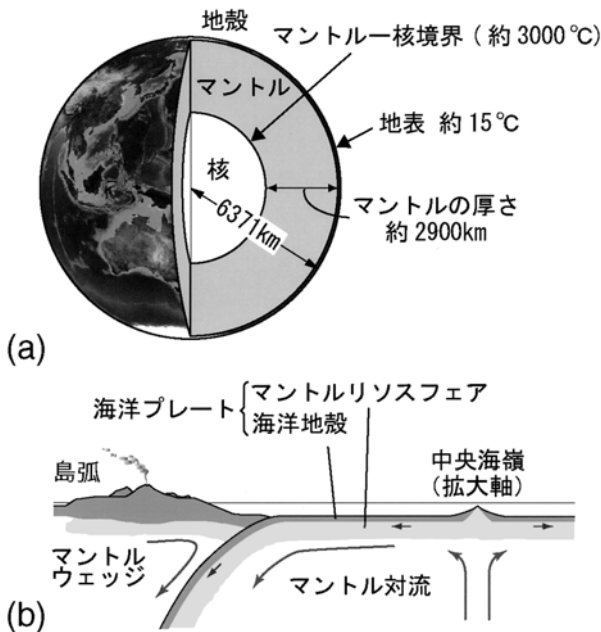


Fig. 1. (a)Simplified structure of the earth. (b) Plate tectonics and the uppermost mantle convection.  
(a) 地球の層構造. (b) 地球表層のマントル対流と海洋プレートの運動.

## 2. 方法：かんらん岩の構造解析

### 2.1 面構造と線構造

かんらん岩を構成する鉱物の大部分はかんらん石であり、 $(Mg,Fe)_2SiO_4$ と表記される化学組成をもつ珩酸塩鉱物である。そのほかに輝石や少量のスピネル、ざくろ石、斜長石などが含まれる。かんらん岩の多くは、これらの鉱物が面状に伸長または配列した面構造と、さらに面構造の特定方向にそれぞれの鉱物が伸長または配列した線構造をもつ (Fig. 2a)。<sup>3)</sup> 面構造と線構造は、かんらん岩がかつてマントルで流動したときの流れ場におけるひずみ楕円体の三つの主ひずみ軸方向として形成されたと考えられている。通常、線構造方向が最大ひずみ軸と平行でX軸となり、面構造上で線構造と直交する方向が中間ひずみ軸 (Y軸) と平行、そして面構造の法線方向が最小ひずみ軸と平行でZ軸として表す (Fig. 2a)。

実際の野外調査では数10 kmのかんらん岩体全体の大構造を一度に把握することは難しいので、岩体内の谷筋に沿って数m規模の露頭毎に岩石の面構造と線構造の観察を行っていく。しかし、かんらん岩の構造は、風化作用の影響などによって露頭の見かけだけでは判別できない場合が多い。そのため、通常は握りこぶし大の岩石試料を岩石用ハンマーによって採取する。試料は、採集時の方位を研究室でも復元できるようにマーキングした定方位試料である (Fig. 2a)。研究室において、岩石試料の風化面を岩石カッターで切り取って切断面を観察していくが、場合によってはさらに希塩酸等で

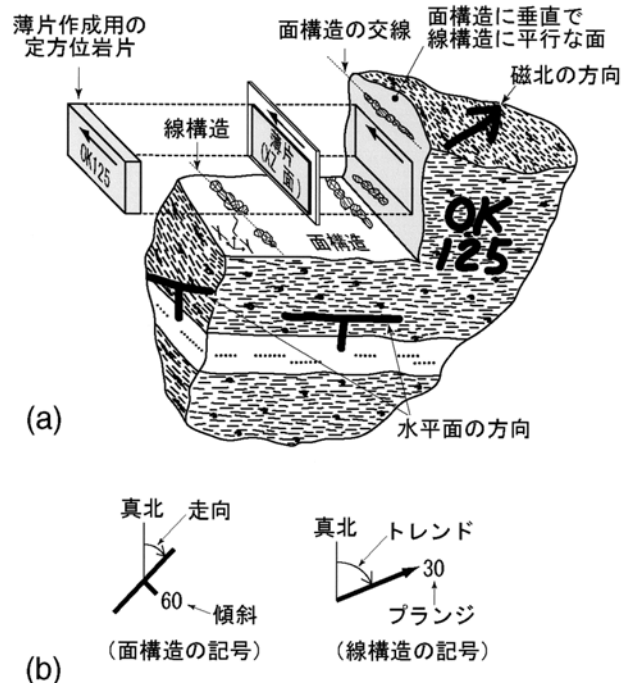


Fig. 2. (a)Peridotite structures and the method involved in preparing a thin section oriented normal to foliation and parallel to lineation from an oriented sample collected from an outcrop at the earth surface.  
(a) かんらん岩の構造と定方位試料の採取法。かんらん岩は面構造と線構造をもつ。微細観察用の薄片を作成するために面構造に垂直で線構造に平行な面を岩石カッターで切断し薄片用岩片を作成する。また露頭で採取するとき、試料表面に磁北と水平面との交線をマーキングする。(b) 面構造と線構造を地図上に記すための記号。

岩石表面を腐食させる。この作業を繰り返して面構造と線構造を確定する。

次に、かんらん岩の面構造と線構造を測定する。面構造については、水平面との交線を磁北から補正した真北に対する方位（走向という）を測定し、次に水平面からの傾きの角度（傾斜という）を測定する。線構造では、水平面に投影した線の方向を真北に対する方位（トレンドという）として測定し、次に線構造の水平線からの傾きの角度をプランジとして測定する。このような測定には、地質学用に特化されたタイプのコンパスが便利である。測定した方位と角度はFig. 2bに示した記号によって地図上に記す。

以上のように露頭ごとに得られた面構造と線構造の測定結果を元にして、かんらん岩体全体の大構造を把握する。さらに次節に述べる微細構造解析と合わせることで最上部マントルにおける流動が考察できるようになる。

このような研究手法はフランスのAdolphe Nicolas (Montpellier 大名誉教授) を中心として70年代に精力的に始まった。Nicolasは体系的な教科書<sup>4)</sup>や啓蒙書<sup>7)</sup>を次々に出版して今日の地球科学分野におけるレオロジー研究に強い影響を与えている。

## 2.2 かんらん岩の流動特性

最上部マントルで流動を支配しているのはかんらん石であるため、その物性が重要である。かんらん石の研究は30年以上の歴史があり多くの知見がある。<sup>14)</sup> そのほとんどは高温高压変形実験による成果であり、今日の動かない（ように見える）岩石から動いた証拠を探る地質学的手法の根拠となっている。

固体のゆっくりとした流動はクリープとよばれるが、最上部マントルにおけるかんらん石の流動は転位クリープである。Fig. 3aに定ひずみ速度試験によるクリープ曲線を示す。<sup>8)</sup> 曲線の立ち上がりは弾性変形に対応しているが、ひずみが増えるにしたがって一定の差応力（封圧と軸圧の差）をもつ定常クリープに近づいていく。これによって、あるひずみ速度（ $\dot{\epsilon}$ ）に対応する流動応力（ $\sigma$ ）が求まる。Fig. 3bにさまざまな定常クリープにおける流動応力とひずみ速度の関係を示す。一定温度（ $T$ ）において、データがほぼ一直線上にくることからひずみ速度が流動応力のべき乗に比例し、経験則として

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp(-E/kT)$$

が成り立つ。 $E$ は活性化エネルギー、 $k$ はBoltzmann定数である。 $A$ と $n$ は定数であり、 $n$ は3~5である。さらに、流動応力と粒径にはFig. 3cのような関係があり、流動応力が増加すると粒径は減少する。<sup>9)</sup>

## 2.3 かんらん岩の微細構造解析：

### 結晶方位定向性とせん断センス

かんらん岩を構成する鉱物結晶の大きさは、一般に粒径5~10 mm程度である。かんらん岩の微細構造は、通常面構造に垂直で線構造に平行な面（XZ面）を厚さ約30  $\mu\text{m}$ の薄片にした試料を作成し（Fig. 2a）、偏光顕微鏡を用いて結晶の大きさや形などを観察する。<sup>3)</sup> さらに、1 mm以下または1  $\mu\text{m}$ 以下の微細構造や結晶方位を解析する場合は分析用の電子顕微鏡を使用する。<sup>3)</sup>

かんらん石は斜方晶系に属する結晶であり、 $a$ 軸、 $b$ 軸、 $c$ 軸の3軸すべてが異なり、すべて垂直な関係である（Fig. 4a）。通常、結晶面や結晶方向の記述にはミラー指数が使われる。<sup>3)</sup> 例えば、(010)は $b$ 軸を法線方向とする面であり、[100]は $a$ 軸方向を表す。最上部マントルにおけるかんらん石の転位クリープでは、温度・圧力・ひずみ速度によってかんらん石結晶のすべる面とすべる方向が変化し、1250  $^{\circ}\text{C}$ 以上では $b$ 軸を法線とする面を $a$ 軸方向にすべる(010)[100]すべり系が活動的である（Fig. 4b）。<sup>8)</sup> また、この結晶すべり系で流動したかんらん岩から薄片を作成し、かんらん石結晶粒子の結晶方位を100粒以上測定すると、線構造方向(X)に $a$ 軸が集中し面構造の法線方向(Z)に $b$ 軸が集中するような結晶方位定向性を示す。この

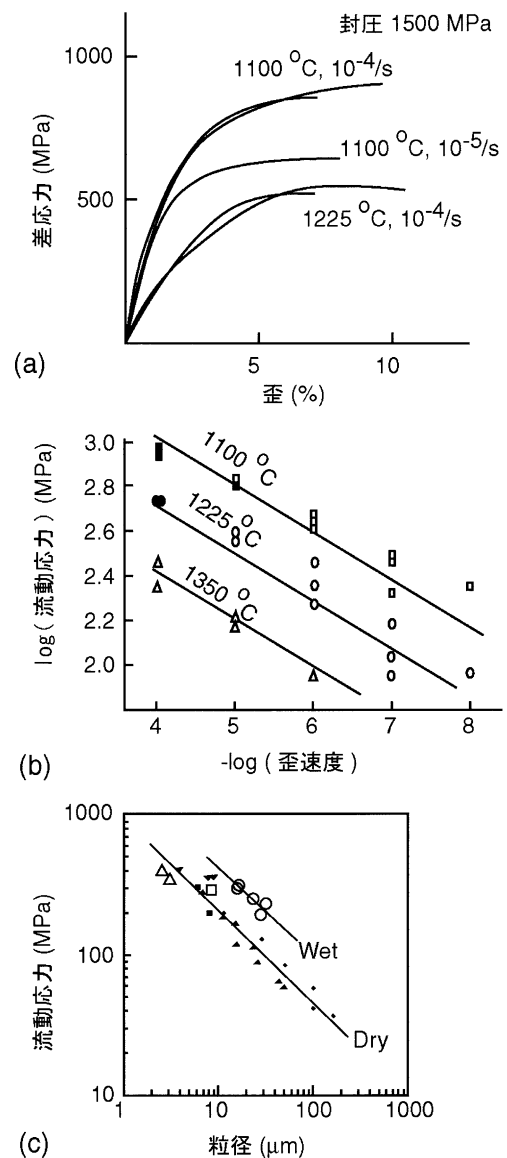


Fig. 3. (a) Creep curve of dunite with respect to temperature and strain rate.<sup>8)</sup> (b) Relationship between flow stress and strain rate for dunite.<sup>8)</sup> (c) Relationship between flow stress and the grain size of recrystallized olivine.<sup>12)</sup>

(a) かんらん岩（ダナイト）の定ひずみ速度試験における差応力とひずみに対するクリープ曲線。<sup>8)</sup> (b) 定常クリープにおけるかんらん岩（ダナイト）に対する流動応力とひずみ速度の関係。<sup>8)</sup> (c) 定常クリープにおけるかんらん岩に対する流動応力と粒径の関係。<sup>12)</sup>

結晶方位定向性の詳細は省略するが、一般に結晶方位定向性は、面構造・線構造を固定したステレオネットにかんらん石の結晶方位を結晶軸ごとにそれぞれ投影して示される (Fig. 4b の囲み)。<sup>3)</sup> また、Fig. 4c に図示したように流動が右ずれの単純せん断である場合、ステレオネット上で面構造・線構造と a 軸や b 軸の集中との間に斜交性が生じるため、かんらん岩が単純せん断したときの流動方向 (せん断センスという) を推定できる。<sup>6)</sup>

最上部マントルのレオロジーを支配するかんらん石は結晶として a 軸、b 軸、c 軸それぞれに固有の性質をもち、転位クリープにおいて流動応力・温度や水・メルト (岩石が溶融

した状態) などの効果によってすべり系がさまざまに変化する。かんらん石のすべり系は60年代後半から実験的に研究されてきたが、水やメルトの効果について定量的に議論されるようになったのは最近10年間である。水の効果については、アメリカ在住の唐戸俊一郎 (Yale 大教授) が精力的に研究を進めており2001年にScienceに発表した実験結果<sup>10)</sup>を契機として、特にマントルウェッジのマントル流動を考察する上で注目されている。このように最上部マントルのレオロジーは、水やメルトなどの影響も加わって単純ではなく、現在もなお活発な実験研究が進められている。<sup>11-13)</sup>

### 3. 結果：オマーンオフィオライトのかんらん岩体の構造解析

本論では、最も代表的な最上部マントル流動として中央海嶺と呼ばれる海洋プレートの拡大軸 (Fig. 1b) におけるマントル対流について、かんらん岩の構造解析から考察した例を紹介する。

海洋プレートは海洋地殻と最上部マントルの岩石から構成されている (Fig. 1b)。海洋地殻は厚さ約10 km であり大陸地殻に比べて薄い。そのため海洋プレートが構造運動によって陸上に定置されたオフィオライトとよばれる岩体には、海洋地殻を構成する玄武岩、はんれい岩などの他に最上部マントル起源のかんらん岩を伴うことが多い。

本論では、アラビア半島東端に露出した総延長500 km に達する世界最大の海洋プレート断片であるオマーンオフィオライト (Fig. 5) のかんらん岩体の構造解析結果とそれを元に

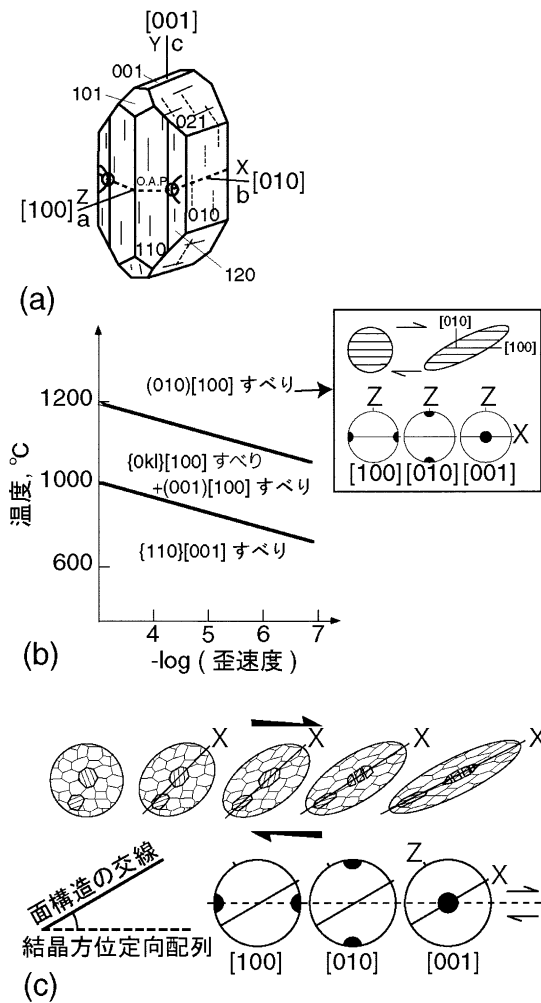


Fig. 4. (a) Crystallographic habit and optical direction of forsterite (olivine). (b) Slip systems that operate within olivine at different temperatures. The enclosed box shows a stereonet of the pattern of crystal-preferred orientation resulting from (010)[100] slip. (c) Relationship between the trace of the foliation (X) and the plane of crystal symmetry during simple shear.

(a) かんらん石 (フォルステライト) の結晶形。それぞれの結晶面と結晶軸はミラー指数で表されている。(b) かんらん石のクリープ実験から明らかにされた温度とひずみ速度に対するかんらん石の結晶すべり系。<sup>12)</sup> 囲みは、結晶すべりが (010)[100] すべりである場合にステレオネットに見られる結晶方位定向性のパターンを示す。X は線構造方向、Z は面構造の法線方向。(c) かんらん岩が右ずれの単純せん断で流動する場合、線構造 (X) と面構造 (XY 面) は最大ひずみ軸である楕円の長軸方向と平行になりせん断面とは斜交する。そのためステレオネットの結晶方位定向性のパターンも斜交する。

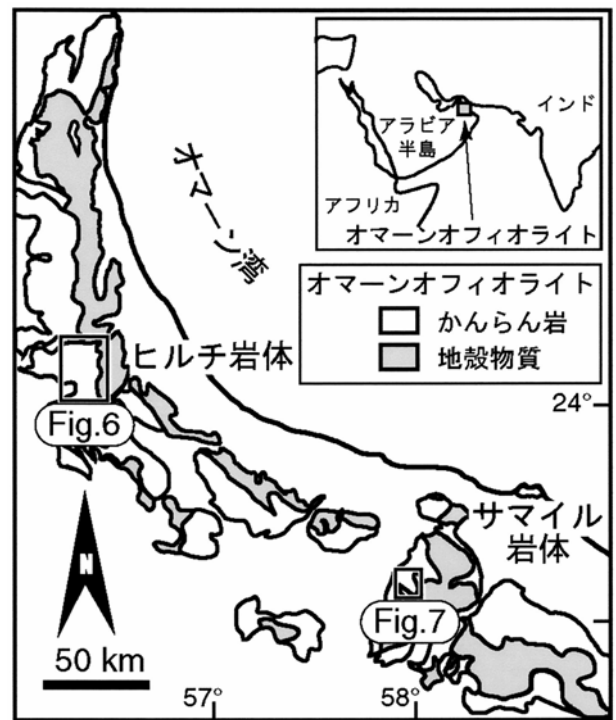


Fig. 5. Location and simplified geological map of the Oman ophiolite. The areas shown in Figs. 6 and 7 are indicated on the map. オマーンオフィオライトの地質概略図。北部ヒルチかんらん岩体と南部サマイルかんらん岩体の位置が示されている。囲みにオマーンオフィオライトの地図上の位置を示した。

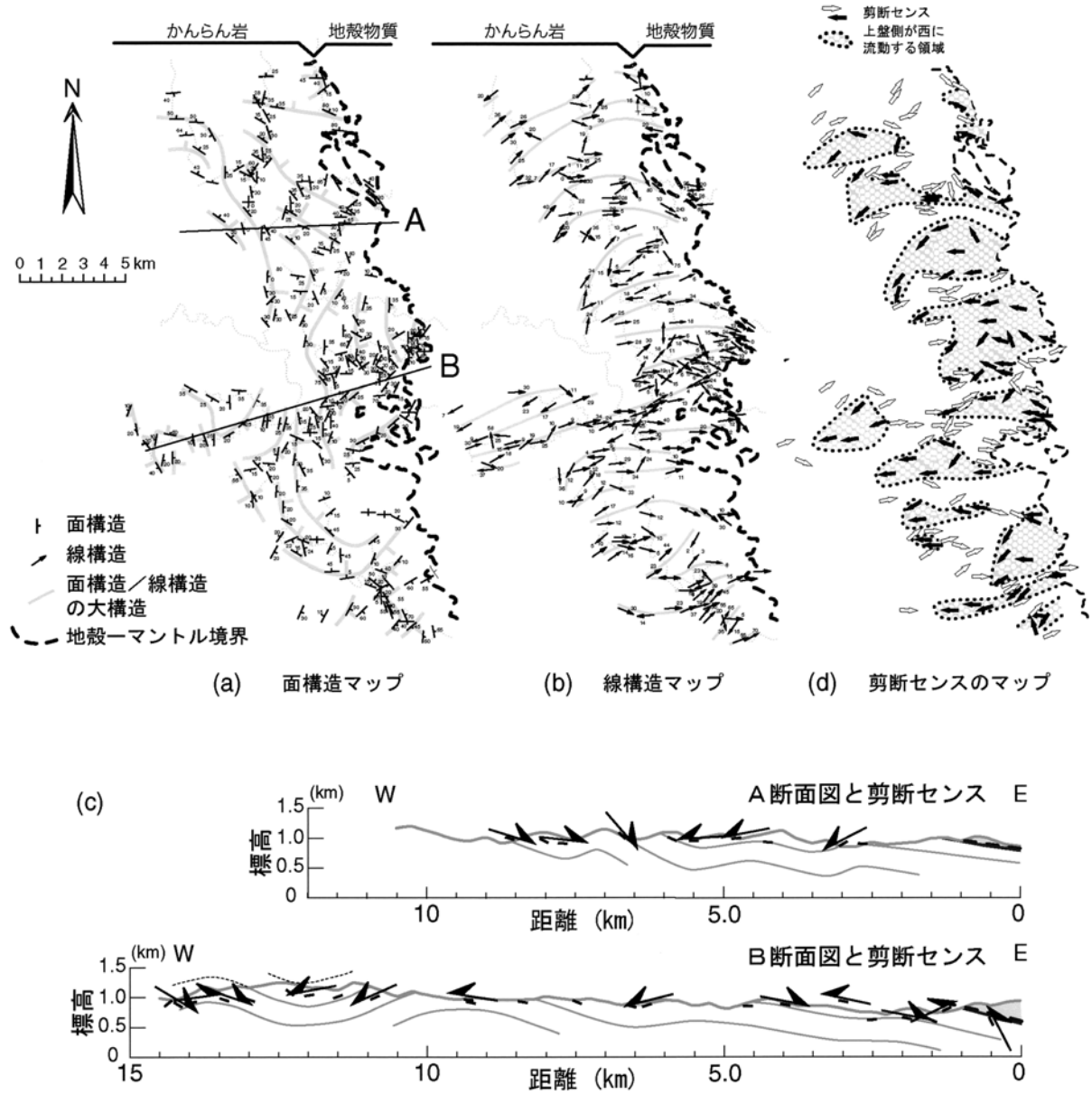


Fig. 6. Map of foliation measurements (a), lination measurements (b) within the Hilti peridotite mass in the northern part of the Oman ophiolite.<sup>13)</sup> Structural trajectories are also shown in (a) and (b). (c) Cross-sections across the lines A and B in (a) showing vertical structural trajectories and sense of shear. (d) Sense of shear indicators. Black arrows indicate a top-to-the-west sense of shear, whereas white arrows indicate a top-to-the-east sense of shear.

北部ヒルチかんらん岩体の構造解析結果と推定された大構造. (a) 面構造マップとそれを元にした大構造. (b) 線構造マップとそれを元にした大構造. (c) 面構造マップ (a) に示した線 A と線 B に沿って作成された地形断面図. この線沿いの面構造データから大構造を推定している. 微細構造解析 (Fig. 4c) から推定されたせん断センスは上位の低位に対する単純せん断流動方向が示されている. (d) せん断センスのマップ.

した最上部マンツルの流動モデルについて紹介する. この岩体の内部には, マンツルで形成された流動構造が観察できるので, マンツル流動を地質学的に研究できる岩体として貴重である. また, 千一夜物語 (アラビアン・ナイト) でシンドバッドが冒険した山々でもある.<sup>14)</sup> ここでは北部ヒルチかんらん岩体 (Fig. 6) と南部サマイルかんらん岩体 (Fig. 7) について行われた構造解析の結果を示す.

### 3.1 北部ヒルチかんらん岩体

北部ヒルチかんらん岩体において谷沿い約1 kmごとの露頭を構造解析した結果と, これを元に推定した大構造を Fig. 6 に示す.<sup>15)</sup> 面構造は全体として南北性の走向で東に緩く傾斜する (Fig. 6a). 線構造は調査地域全体でほぼ東西性である (Fig. 6b). この岩体の線構造に沿って作成した断面図を Fig. 6c に示す. 面構造が褶曲しながら緩やかに東に傾斜しており, その東縁で面構造とほぼ平行に地殻物質が重なっている. 断面図において微細構造解析から求めたせん断センスは, 地殻-マンツル境界付近では上位側が西に流動するせん断センスが卓越

14) マルドリュス博士, “千一夜物語” (5), 岩波書店, (1988).

しているが、深くなると東に流動するせん断センスになる。このせん断センスは、平面図において南北に1~3 km東西に3~5 km程度の地域ごとにまとまり、上盤側が東に動く地域 (Fig. 6dの白矢印) と西に動く地域 (Fig. 6dの黒矢印) がある。

### 3.2 南部サマイルかんらん岩体

南部サマイルかんらん岩体の大構造をFig. 7に示す!<sup>16)</sup> このかんらん岩体では、面構造は全体として北西-南東性の走向をもつが、Fig. 7aに示した太い破線の北東側では北または東傾斜であり、南西側では南西傾斜である。線構造は全体として西北西-東南東のトレンドをもつが、局所的に高角にプランジした領域をもつ (Fig. 7b)。特に南部地域では面構造の傾斜も大きく、さらに線構造のプランジが60°よりも高角である領域が広く存在する。この線構造のプランジが高角な地域を横切るように作成した模式断面図をFig. 7cに示す。線構造が高角にプランジした領域では、深部から上位の地殻との境界面へ流動するせん断センスをもつ。この高角な領域から離

れると面構造も線構造も緩やかになる。せん断センスは高角な領域から離れるような流動を示す (Fig. 7c)。<sup>16)</sup> これらの構造の上位となる地殻-マントル境界付近のかんらん岩は境界面にほぼ平行な構造をもっているが、岩石学的にかつて部分溶融したメルトを多く含んだかんらん岩から構成されている (Fig. 7c)。<sup>16)</sup>

### 4. 考察：オマーンオフィオライトの大構造と最上部マントル流動

ここでは、かんらん岩体の露頭や定方位試料から観察した面構造・線構造によって明らかにされた岩体の大構造から最上部マントルにおける流動へどのように考察していくのか述べる。オマーンオフィオライトの構造解析からは、海洋プレートの形成に関連して中央海嶺下の最上部マントルの流動がその構造的上位の地殻と密接な関わりをもつことを示す。

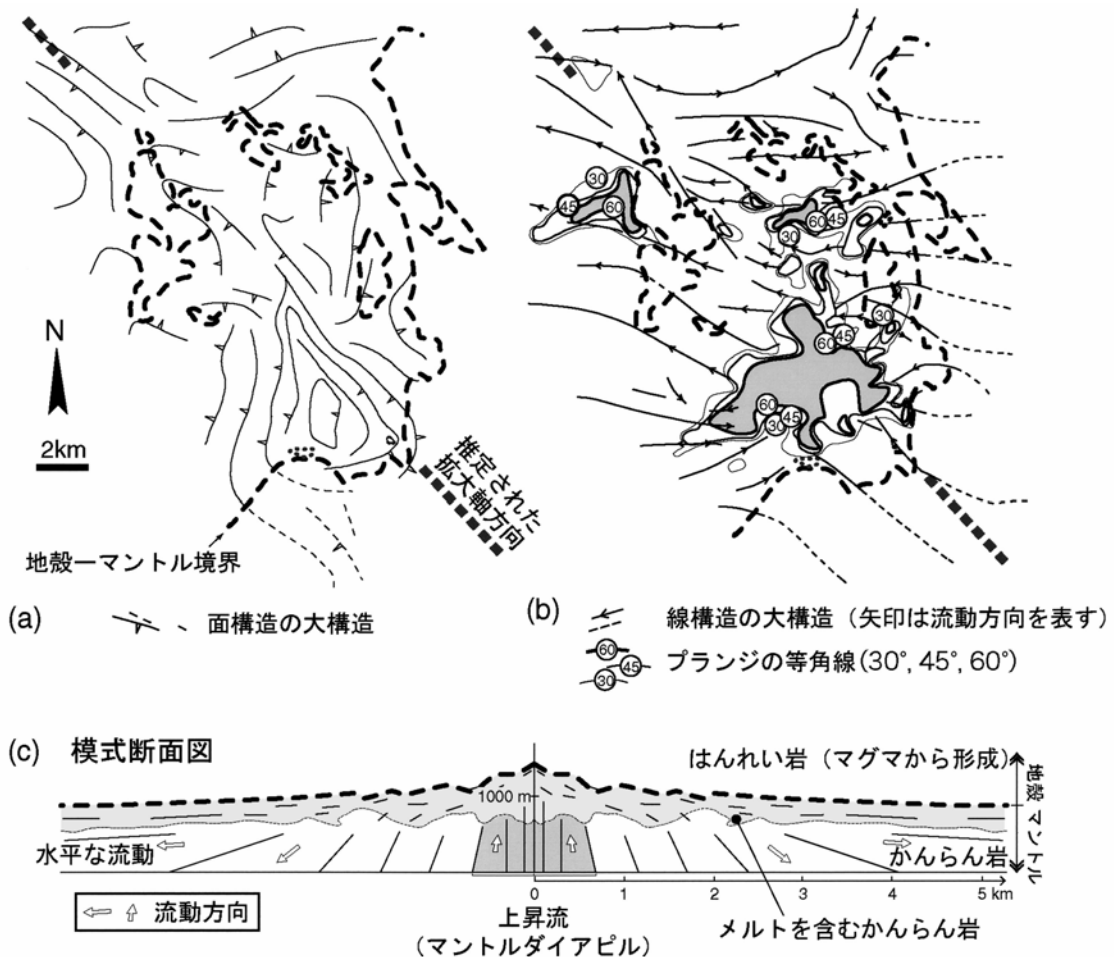


Fig. 7. Map of foliation (a) and lineation (b) measurements in the vicinity of the Maqsad area in the southern part of the Oman ophiolite.<sup>14)</sup> (c) Synoptic cross-section constructed from the structural data shown in (a). The peridotite body is considered to preserve structures that are indicative of a mantle diapir from beneath a mid-oceanic ridge.

南部サマイル岩体の構造解析から推定された大構造。(a) 面構造の大構造マップ。北西-南東の太い破線は、構造解析から推定されたかつての拡大軸とその方向を示す。(b) 線構造の大構造マップ。推定された拡大軸上に線構造が高角にプランジした領域があり、これはかつてのマントル上昇流 (マントルダイアピル) が凍結された構造だと解釈された。(c) 線構造が高角な領域を横切るようにして作成された模式断面図。流動方向は構造解析によって推定されたせん断センスに基づいて示されている。地殻-マントル境界付近のかんらん岩 (灰色部) は全体として境界に平行な構造をしているが、このかんらん岩はかつて岩石が部分溶融したメルトを多く含んだものである。その下位のかんらん岩はほぼ垂直な構造から次第に水平な構造に変化する。

#### 4.1 中央海嶺下のマンツル上昇流

南部サマイルかんらん岩体の大構造からは、深部から上位の地殻に向かうほぼ垂直な流動から徐々に地殻と平行に変わるマンツル流動が推定された (Fig. 7c). このようなかんらん岩体の構造解析の他に上位の地殻における構造解析や岩石学的検討を行った結果、南部サマイルかんらん岩体の南側に見られる線構造の高角なプランジをもつ構造 (Fig. 7b) は、現在の海洋底に見られるような中央海嶺 (Fig. 1b) の真下のマンツル上昇流 (マンツルダイアピル) が凍結されたものであり、その周囲の緩やかな傾斜からほぼ地殻境界と平行な構造は、上昇流がマンツル最上部で流れを水平に変えたものと解釈された (Fig. 7c).<sup>16,17)</sup> これを模式的に表したのが Fig. 8 である. Fig. 7a と 7b に記した北西-南東方向の太い破線は、かんらん岩の大構造から推定された当時の拡大軸の方向である. さらに北部ヒルチかんらん岩体における地殻境界と平行な大構造 (Fig. 6) は、マンツル上昇流から数 km 程度離れた位置における水平なマンツル流動だとすれば、南部サマイルかんらん岩体の構造と整合的な説明が成り立つ (Fig. 8).

このような中央海嶺直下のマンツル上昇流モデルは古くから議論されてきたが、実際に地質学的な証拠として提示されたのはオマーンオフィオライトにおけるかんらん岩の構造解析からであった.<sup>18)</sup> 海洋プレートは板状に拡大しているので、中央海嶺下のマンツル上昇流は海嶺軸に沿って面的なものと考えられることが多い. しかし、南部サマイルかんらん岩体の大構造に示されているように上昇流は Fig. 9 に示すようなダイアピルであり、これが海嶺軸に沿って点々と存在して海洋プレートを生産しながら押し広げていると考えられている.<sup>17)</sup>

中央海嶺は海洋プレートの形成場である (Fig. 8). その深部から上昇した 1250 °C 以上の高温のマンツル物質は、主に減圧効果によって一部溶融して内部にメルトを生じる. 海洋地殻を形成するマグマは、このメルトがマンツル上昇流から上位の地殻に移動して集積したものである (Fig. 8). マンツル内に

メルトが存在すると、マンツル物質の粘性を下げる効果を与える. 南部サマイルかんらん岩体の上昇流構造の上位には、メルトを含んだかんらん岩の水平に流動した構造が見られる (Fig. 7c). これは、深部からの上昇流が中央海嶺直下のメルトを大量に含む領域で水平な流れに急激に変化したことを示唆している (Fig. 8). 理論的には、かんらん岩中にメルトが存在して粘性が 4 桁程度下がると、南部サマイルかんらん岩体で明らかにされたマンツル流動の垂直から水平への急激な変化を説明できることが数値実験によって示されている.<sup>19)</sup> このようにメルトを生じたマンツル上昇流は、メルトを中央海嶺に残して流動方向を水平に変えて遠ざかっていく (Fig. 8).

#### 4.2 最上部マンツルの水平流動とマンツルリソスフェアの形成

かんらん岩において流動を支配しているのは主構成鉱物であるかんらん石のレオロジー的性質である. かんらん石の実験研究から、かんらん岩がマンツル流動できる温度の下限は約 1000 °C と見積もられている.<sup>17)</sup> 中央海嶺付近の断面において、最上部マンツルの温度は深部からマンツル物質がダイアピルとして上昇してくる拡大軸直下が最も高い. また拡大軸ではマグマが存在するために 1000 °C の等温線はマンツルより上位の地殻に位置している (Fig. 8). そこから拡大方向に離れると熱源から遠ざかるために海底面から深部に向かって次第に冷やされ、1000 °C の等温線はマンツル内に下がる (Fig. 8). そのため、最上部マンツルは水平流動によって中央海嶺から遠ざかると冷やされて流動が止まり、マンツルリソスフェアとして海洋地殻の下位で海洋プレートの底部を形成する (Fig. 8).<sup>17)</sup> したがって、海洋プレートは拡大軸である中央海嶺直下では高い温度構造のために地殻のみから構成され、遠ざかると温度構造の低下によってマンツルリソスフェアが地殻の底部に構成され等温線の下降とともに次第に厚くなる (Fig. 8).

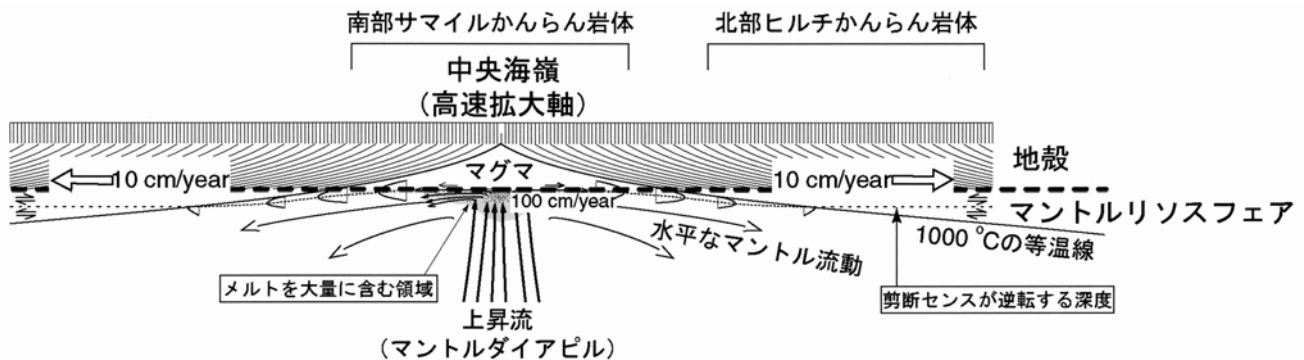


Fig. 8. 2-D model of mantle flow and the formation of the oceanic crust beneath a fast-spreading ridge. The model is based on structural analysis of the Oman ophiolite.

オマーンオフィオライトの構造解析から復元された中央海嶺下のマンツル流動モデル. 海洋プレートは年間 10 cm で拡大し、その下位のマンツル流動は年間 100 cm の速度をもつと考えられている. マグマ (大部分が液体になっている状態) のある中央海嶺の深部では、マンツル上昇流によって運ばれてくるマンツル中にメルト (かんらん岩がわずかに溶融して液体になった状態) が存在する. このメルトは中央海嶺直下において最も多くなるため、そこではマンツルの粘性は大きく低下する. この粘性低下によって、マンツル流動は急激に上昇流から水平へと変化する. その後水平なマンツル流動は次第に熱を失い、約 1000 °C で流動できなくなり地殻の底部でマンツルリソスフェアして海洋プレートの一部となって水平に移動していく. さらに深部のマンツル物質はゆっくりとしたマンツル対流となる (Fig. 1b). このような活動的なマンツル流動の場合、マンツルリソスフェア内にはせん断センスの逆転する構造が凍結される.

### 4.3 海洋プレートの拡大速度と最上部マンツルの流動速度

海洋プレートの拡大速度は高速拡大軸では年間10 cm程度である (Fig. 8). この拡大速度は物理探査によって観測可能であるが, その下の水平なマンツル流動の速度は観測不可能である. けれども, オマーンオフィオライトのかんらん岩体の構造解析から海洋プレートに対するマンツル流動の相対速度を推定できる.

上昇流によって深部から上昇してきたマンツル物質は, 中央海嶺直下において依然として温度が高くメルトがマンツル内部に占める割合が最も高い. そのため, マンツル流動が垂直上昇から水平へと変化する地殻-マンツル境界では, 粘性低下を伴って最も速く流動する. しかし, 海洋プレートの拡大速度に対する相対速度に応じて, Fig. 10で示したように地殻-マンツル境界付近に異なる速度勾配が現れる.

もしマンツル流動が海洋プレートの拡大速度よりも遅い場合, マンツルの流動はより速い拡大速度をもつ地殻に引きずられるため, 最上位で最も速い速度勾配をもつ (受動的なマンツル流動; Fig. 10a). 逆に, もしマンツル流動が海洋プレートの拡大速度よりも速い場合には, マンツルの最上位は遅い地殻に流れの反対方向に引きずられるために速度が遅くなり, 地殻-マンツル境界よりもやや下位で最も流動が速くなる速度勾配をもつと予想される (活動的なマンツル流動; Fig. 10b). どちらの場合でも, マンツル流動の内部は速度勾配によって単純せん断になるが, せん断センスは異なる変化

を示す. マンツル流動が受動的な場合には, 常に上位が下位より速く流動するせん断センスをもつ (Fig. 10a). 一方, 活動的なマンツル流動である場合には, 地殻境界から最速の深度までは下位が上位よりも速く流動するせん断センスをもつが, マンツル流動が最速の深度から下位に向かってはこのせん断センスが逆転する (Fig. 10b).

活動的なマンツル流動におけるせん断センスの逆転は, 中央海嶺から水平方向に遠ざかると温度構造の低下によって最上部マンツルの流動そのものが遅くなるため, 温度構造の高い中央海嶺付近でのみ起こる (Fig. 8). さらに温度が低下してマンツル流動が最速の深度を越えてマンツルリソフエアが下方に厚くなれば, その内部にせん断センスの逆転した構造が凍結される (Fig. 8). そこで, かんらん岩体を構造解析して地殻境界から深部に向かってせん断センスを決定し, その逆転の有無を確かめればマンツル流動が受動的であったのか活動的であったのか推定される.

オマーンオフィオライトについて, このような研究はかんらん岩体全体が地殻境界に平行な大構造をもつ北部ヒルチかんらん岩体について行われた.<sup>15)</sup> Fig. 6cの断面図に示したせん断センスは深度方向で逆転し, 地殻-マンツル境界付近のかんらん岩では上位が西に動くせん断センスであるのに対して, 境界から離れた深部のかんらん岩は上位が東に動くせん断センスである. このせん断センスの逆転からマンツル流動が海洋プレートの拡大速度よりも速かったことが示唆さ

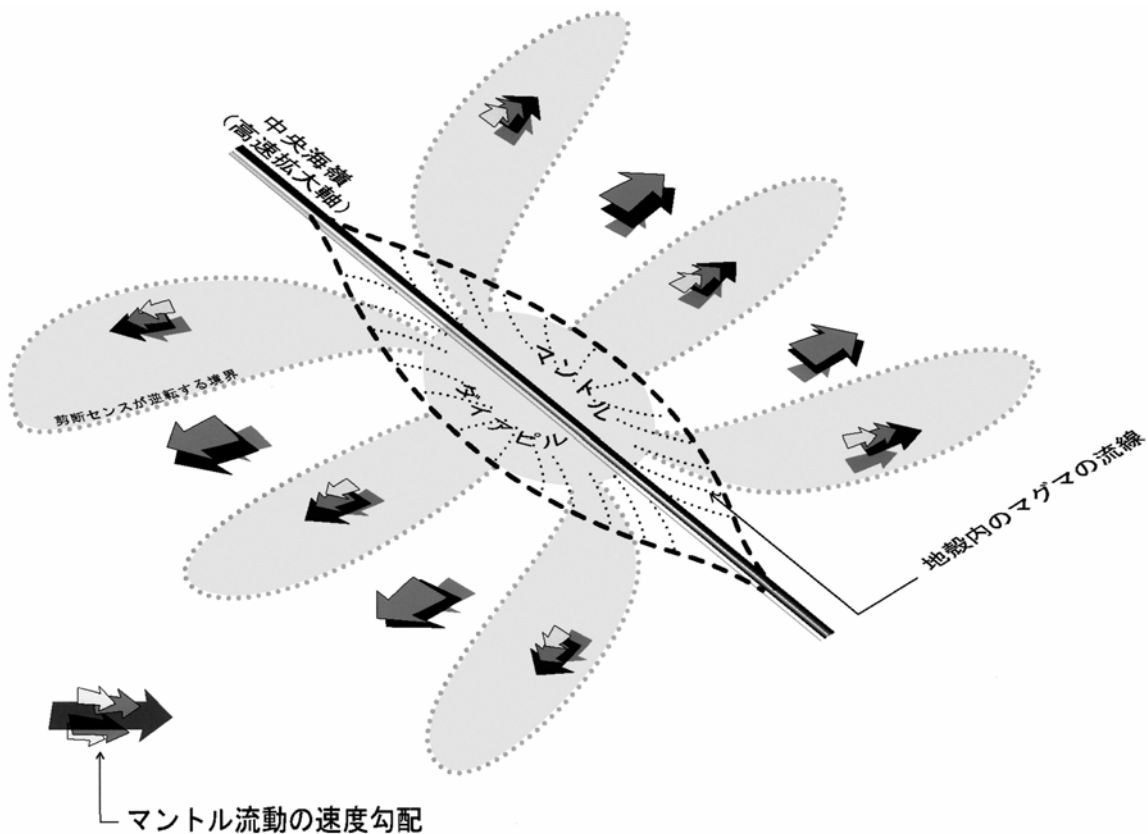


Fig. 9. 3-D model of mantle flow and the formation of the oceanic crust beneath a fast-spreading ridge.

オマーンオフィオライトの構造解析から推定された中央海嶺下のマンツルの3次元流動モデル. 速度勾配は深度方向だけでなく水平方向にも存在するため, せん断センスも平面的にも変化する.



れた.<sup>15)</sup> オマーンオフィオライトから推定された海洋プレートの拡大速度は年間約10 cmであるが、その下位のマンテル流動は年間100 cm程度と見積もられている (Fig. 8).<sup>17,19)</sup> また、このせん断センスはFig. 6dの平面図において数kmの地域ごとに逆転していることから、上昇流から変化した水平なマンテル流動は平面的に広がったのではなく、Fig. 9に示したように深度方向だけでなく水平方向においても速度勾配をもつ流動をしていたと推定された.<sup>15)</sup>

## 5. 結 語

本論では、現在地表に存在するかんらん岩体の構造解析から最上部マンテルのレオロジーを研究する方法とその例を紹介した。オマーンオフィオライト研究のように海洋プレートの拡大軸周辺の最上部マンテルの流動は1980年代からAdolphe Nicolasを中心として地質学的に最も研究されている場所であり、今なお新たな研究が進められている。<sup>20-22)</sup>

本論では省略したが、かんらん石は結晶内に弾性波速度の異方的性質をもつことが古くから知られている。<sup>23)</sup> したがって、マンテル流動によってかんらん岩に異方的構造や結晶方位定向性が発達すれば、当然弾性波速度の異方性も存在するはずである。事実、弾性波速度の異方性は地震波速度の異方性として地球物理学的に観測できる。<sup>24)</sup> 言い換えると、地震波速度の異方性から岩石試料の手に入らない領域のマンテル流動が推定可能である。

最上部マンテル流動はマンテル対流において最上位に位置し、高温から低温への急な温度勾配をもつ。このような境界層付近における流動では深部よりも高い流動応力が働く。<sup>1)</sup> 流動メカニズムも比較的高い流動応力で働く転位クリーブとなり、結果としてかんらん石は結晶方位定向性をもつ。<sup>1)</sup> これに対して境界層から離れた深部では、低い流動応力下でゆっくりと流動するため、本論で示したような異方的構造をもたない可能性が高いと指摘されている。<sup>1)</sup> このことは、地質学的に研究できるマンテル流動がより深部と同じとは限らないことを示唆する。しかし、深さ約200 kmまで地震波異方

性が認められることから、かんらん岩試料から推定される構造発達や流動メカニズムは、この程度の深さまでは説明可能と考えられている。<sup>24)</sup>

最近では日本列島のように海洋プレートが沈み込むマンテルウェッジ (Fig. 1b) におけるマンテル流動が注目されている。<sup>25)</sup> 日本列島は地震列島であり、世界有数の地震観測網をもっている。そのため日本列島深部のマンテルウェッジについて詳細な検討が地震波解析から進められている。<sup>26)</sup> マンテルウェッジは海洋プレートの沈み込みによって水が供給されていることが予想されるため、特にマンテル流動における水やメルトの影響が活発に議論されている。<sup>10,13,25,27)</sup> このようなマンテルウェッジから地表にもたらされたかんらん岩は、かつて火山噴火によってマグマに取り込まれた岩片に限られている。このかんらん岩の岩片は最大で数10 cm、多くは数cm以下の小片である。そのため、本論で紹介した地質学的手法をマンテルウェッジの研究に用いることははなはだ困難であるのが現状である。しかし、これらの岩片の面構造と線構造を確認できれば、微細構造解析から弾性波速度の異方性を見積もることは可能であり、地震波解析を行う地震学者にいくばくか「知恵」を与えることはできる。<sup>28)</sup> 地球科学におけるレオロジー研究の重要性に日本でいち早く気づき、時代に応じて地球内部の研究を先導してきた熊澤峰夫 (名古屋大学名誉教授) は、“Marriage of Rocks and Waves”<sup>29)</sup> を実践している。

地球内部レオロジーの研究では、時間スケールと空間スケールを大切にすることが必要である。46億年の地球史の中で我々個々の存在は皆無に等しく、最初に述べたようにマンテル流動は数100万年から数億年単位である。そのため、流動する岩石も我々の時間スケールでは動く気配もない。また、堅固な岩石の微細構造を物質科学的に研究していく場合、数mmもしくは数 $\mu\text{m}$ 以下で起きた現象を、半径約6400 kmの空間スケールをもつ惑星地球の進化にどのように結びつけていけばいいのかも簡単なことではない。しかし、マンテルについては、複雑な構成を持つ地殻物質と異なりほとんど均質な物質から構成されているため、物質科学的な理解をより大規模なマンテル流動に適用していく試みが積極的に行われている

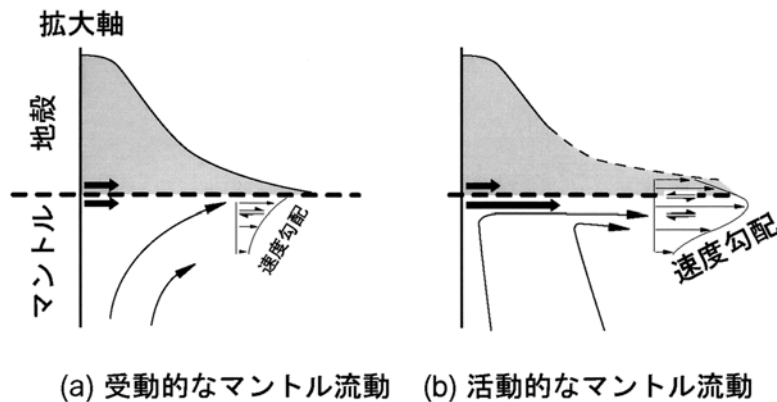


Fig. 10. Active mantle vs. passive mantle. A velocity gradient occurs in the uppermost mantle.

(a) マンテル流動が海洋プレートの拡大速度よりも遅い受動的なマンテル流動の場合、地殻の拡大速度と同じ速度になる最上位のマンテル流動が最も速くなり、下位に向かって次第に遅くなる速度勾配をもつ。内部で生じる単純せん断は常に上位が速く流れるせん断センスになる。(b) マンテル流動が海洋プレートの拡大速度よりも速い活動的なマンテル流動の場合、地殻と接する最上位のマンテル流動は流れの反対方向に引きずられて遅くなるため、最も速いマンテル流動は地殻境界よりも下位になる。このような速度勾配をもつと内部で生じる単純せん断のせん断センスは最大速度をもつ深さで逆転する。

る。そして、岩石の微細構造から数100万年の動きを読み取り、かつてシンドバッドが冒険したかんらん岩の山々から大構造を明らかにして、直接見ることのできない地球内部でマントルが動くさまを感じる時、地球内部レオロジーの研究はたまたま魅力的に思えてくる。映画「日本沈没」で活躍した超深海掘削船「ちきゅう」によって海洋底からマントルまで掘削するモホール計画も実際に進んでおり、<sup>30)</sup>最上部マントル研究は当分の間興味が尽きることはないであろう。

## 謝 辞

本論は、著者が1997年に日本学術振興会海外特別研究員としてフランス南部モンペリエ大学に留学したときから開始したマントル研究の一部をまとめたものである。本論を執筆するにあたり、日本レオロジー学会の南齋征夫編集委員長には終始変わらぬご支援をいただいた。また、京都大学化学研究所の渡辺宏教授には第52回レオロジー討論会において地球内部レオロジーについて講演する機会をいただいた。静岡大学理学部の狩野謙一教授、東北大学大学院環境科学研究科の岡本敦博士には、粗稿を読んでご意見・ご批判をいただいた。著者の研究室の村本政史君と田阪美樹君には読者の立場からご意見・ご批判をしていただいた。以上の方々に感謝します。本研究は、日本学術振興会研究補助金による補助を受けた。

## REFERENCES

- 1) Karato S, "Reoraji to chikyukagaku", (2000) p251, Tokyo daigaku syuppankai.
- 2) Kumazawa M, Ito T, Yoshida S, (eds), "Zenchikyushikaidoku", (2002) p540, Tokyo daigaku syuppankai.
- 3) Passchier CW, Trouw RAJ, "Microtectonics", p366, Springer; 2nd Edition.
- 4) Nicolas A, Poirier JP, "Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks", (1976) p437, John Wiley & Sons, Ltd.
- 5) Nicolas A, "Principles of Rock Deformation", (1987) p208, Riedel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- 6) Nicolas A, "Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere", (1989) p367, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- 7) Nicolas A, "The Mid-Oceanic Ridges: Mountains Below Sea Level", (1995) p217, Springer.
- 8) Carter NL, Ave'Lallemant HG, *Geol Soc Amer Bull*, **81**, 2181 (1970).
- 9) Jung H, Karato S, *J Struct Geol*, **23**, 1337 (2001).
- 10) Jung H, Karato S, *Science*, **293**, 1460 (2001).
- 11) Holtzman B, Kohlstedt DL, Zimmerman ME, Heidelbach F, Hiraga T, Hustoft J, *Science*, **301**, 1227 (2003).
- 12) Couvy H, Frost DJ, Heidelbach F, Nyilas K, Ungar T, Mackwell S, Cordier P, *Eur J Minel*, **16**, 877 (2004).
- 13) Katayama I, Karato S, *Phys Earth Planet Inter*, in press (2006).
- 14) Marudoryusu, "Senichiyamonogatari" (5), Iwanamisyoten, (1988).
- 15) Michibayashi K, Gerbert-Gaillard L, Nicolas A, *Marine Geophys Res*, **21**, 259 (2000).
- 16) Jouselin D, Nicolas A, Boudier F, *J Geophys Res*, **103**, 18153 (1998).
- 17) Nicolas A, Boudier F, Ildefonse B, Ball E, *Marine Geophys Res*, **21**, 147 (2000).
- 18) Nicolas A, Violetter JF, *Tectonophysics*, **81**, 319 (1982).
- 19) Rabinowicz M, Ceuleneer G, Nicolas A, *J Geophys Geol*, **92**, 3475 (1987).
- 20) Takazawa E, Takayasu T, Satoh K, *Geochem Geophys Geosys*, **4**, 1021 (2003).
- 21) Michibayashi K, Mainprice D, *J Petrol*, **45**, 405 (2004).
- 22) Michibayashi K, Ina T, Kanagawa K, *Earth Planet Sci Lett*, **244**, 695 (2006).
- 23) Kumazawa M, Anderson O, *J Geophys Res*, **74**, 5961 (1969).
- 24) Nicolas A, Christensen NI, "Composition Structure and Dynamics of the Lithosphere - Asthenosphere System", Fuchs K, Froidevaux C, Eds. AGU GM Ser, 111 (1987).
- 25) Karato S, "Inside the Subduction Factory", Eiler J ed., AGU monograph, **138**, (2003).
- 26) Nakajima J, Shimizu J, Hori S, Hasegawa A, *Geophys Res Lett*, **33**, L05305 (2006).
- 27) Hirth G, Kohlstedt D, "Inside the Subduction Factory", Eiler J ed., AGU monograph, **138**, (2003).
- 28) Michibayashi K, Abe N, Okamoto A, Satsukawa T, Michikura K, *Geophys Res Lett*, **33**, (2006).
- 29) Kerr RA, *Science*, **286**, 1655 (1999).
- 30) Taira T, Soh W, Suehiro K, Kinoshita H, "Chikyu no nakade naniga okotteirunoka?", (2005) p277, Kobunsysa bunko.
- 30) 平朝彦・徐垣・末廣潔・木下肇, "地球の内部で何が起きているのか?", (2005) p277, 光文社文庫.