

地質学論集 第47号 185-192ページ, 1997年1月
Mem. Geol. Soc. Japan, No. 47, p.185-192, January 1997

幌満カンラン岩体の層状構造の成因

Origin of layered structure of the Horoman ultramafic complex

寅丸 敦志*

Abstract

Atsushi Toramaru *

1995年11月15日受付.
 1996年5月10日受理.

* 金沢大学理学部地球学教室.
 Department of Earth Sciences, Kanazawa
 University Kakuma-machi, Kanazawa,
 920-11, Japan

The Horoman ultramafic complex exhibits a conspicuous layering structure. The structure has three characteristics: Symmetry, asymmetry and scale-invariant. Especially, a symmetric and asymmetric pattern is clearly recognized in the alignment of gabbro bands at the Northern ridge of Apoi-dake and at the Western ridge of Bozu-yama. It is shown that such a characteristic layering structure can be generated by stretching and bending during deformation (or stream line mixing), using a simple model. The model numerically shows that the slope of cumulative distribution function of layer width is strongly influenced by the spatial heterogeneity in strain rate. Applying the observational data for gabbro bands by Takazawa (1990) to the model result, it is found that the strain rate varies by 7 times from the most deformed region to the least deformed region in the plagioclase lherzolite with gabbro and by 24 times in the dunite-harzburgite with gabbro.

Key words : symmetry, asymmetry, scale-invariant, stream line mixing, deformation process, spatial heterogeneity of strain rate, Smale's horseshoe map

はじめに

幌満カンラン岩体では、顕著な層状構造が岩体全体にわたって発達していることが、これまでの詳細な調査によってわかっている (Niida, 1984 ; Takazawa, 1990). 現時点で、この層状構造の特徴を定量的もしくは半定量的に説明するモデルは存在しない。しかし、それ以前にむしろ、独特の層状構造を作る過程が本質的に何であるかということを定性的に理解することが重要である。Obata and Nagahara (1987) は、それが、マンタルの部分溶融過程において溶融・圧密・浸透流が組合わさった二相流系独特のパターン形成 (Scott and Stevenson, 1984) であるとした。しかし、このモデルは、Upper Zone まで含めた岩相変化の化学的特徴や、層の厚さ分布などが説明できるか疑問である。また、詳しい研究 (例えば Scott and Stevenson, 1986) によって、三次元空間において一次元的なパターンが不安定であることも明らかにされているから、幌満岩体の層状構造が2相流系のパターン形成の産物であるとは考えにくい。

幌満岩体の層状構造は、カンラン岩、それが溶融したときに生まれるメルト、メルトが分離した後に残される残留岩 (residue), さらにメルトから結晶化したと思われる集積岩 (cumulate) が互層することによって作られている。それ故、その層状構造の成因はマンタルの溶融とメルトの結晶化という火成活動の基本的過程と深く関係しており、幌満岩体から

これらの基本的過程についての情報を引き出そうとする研究の動機となっている。こうした研究の一つとして、Takahashi (1992) は、この集積岩と残留岩の空間的・化学的關係に着目し、ある層構造 (SDW (Spinel-rich Dunite Wehrlite suite) とそれを挟む MHL (Main Harzburgite-Lherzolite suite)) がメルトの貫入の結果できたものであると考えた。しかし、幌満岩体に存在する集積岩やメルトに対応する全ての層がメルトの貫入の結果できたとするには、無理がある。それは、メルトの貫入に伴う現象の物理的理解が現時点で不十分であると同時に、層の厚さや岩体中での層の分布など本論文で述べるような層状構造の様々な構造地質学的 (幾何学的) 特徴を説明できるとは思えないからである (著者は、マンタルでのメルトの貫入やマンタルとメルトとの相互作用の存在そのものを否定しているわけでは決してない)。

本論文で、著者は、独特な層状構造を作った過程が固体状態 (もしくは部分溶融状態) でのマンタルの変形流動であることを主張する。まず、層状構造の岩体全体のスケール (数キロメートル) から小さな露頭スケール (数メートル以下) での構造地質学的特徴を整理する。その中で、層の配列や岩相変化において、対称性・非対称性・スケール不変性という三つの特徴を例を挙げて示す。次にこの三つの特徴が、変形による折り畳みの繰り返しによって作られることを、簡単なモデルを用いて示す。最後に、その様な変形が起こった場について考察を加える。

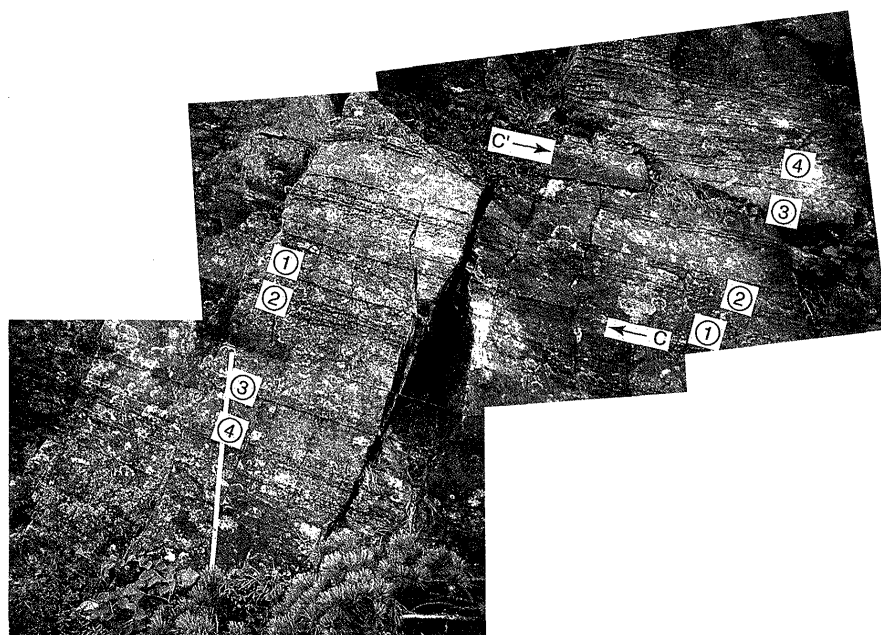


Plate 1. A banding structure at the Northern ridge of Apoi-dake (photos taken by K. Matsukage). A scale bar is 1m.



Plate 2. A banding structure at the Western ridge of Bozu-yama. A pen as a scale is 12cm

層状構造の構造地質学的特徴

1. 対称性

幌満カンラン岩体の層状構造は、部分熔融したカンラン岩から分離したメルトに対応するガプロ (M) と残留物質の枯渇したカンラン岩 (R), メルトから析出したダナイト (C), およびメルトを分離していないカンラン岩 (P) を基本構成

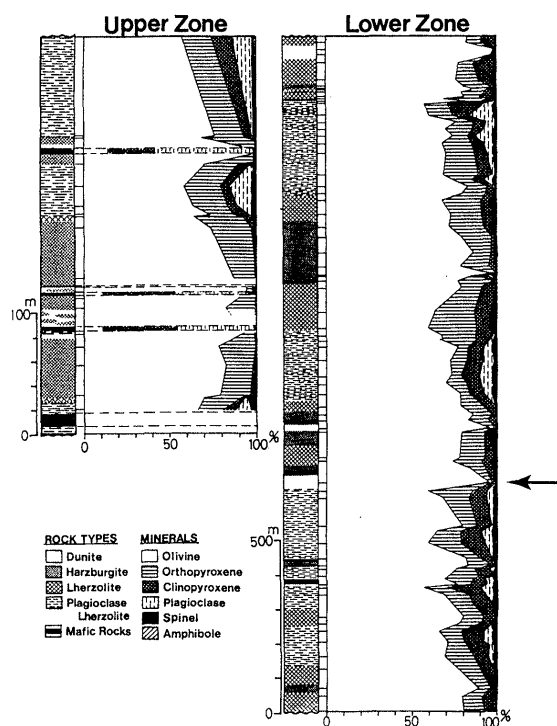


Fig. 1. Modal variation in the Horoman ultramafic complex (from Takazawa, 1990). An arrow indicates a symmetry center.

要素としている。Fig. 1は、Takazawa (1990) によるモード変化図である。彼は詳細な構造地質学的調査から、その層状構造は、岩相変化がダナイトあるいはガプロの層について対称的であることを指摘している。すなわち、P-R-C-R-PまたはP-R-M-R-Pという構造単位をとる。Takahashi (1992)は、この対称な構造がメルトのダイクとしての貫入の結果であるとした。それは、その化学的関係とメルトの貫入が周囲

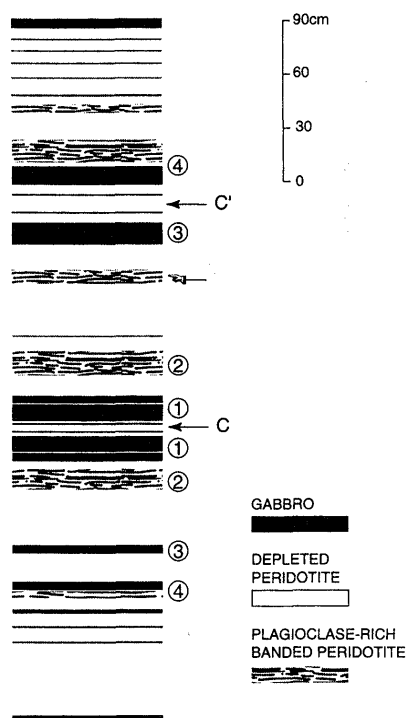


Fig. 2. Section corresponding to Plate 1 at the Northern ridge of the Apoi dake. Note the symmetric and asymmetric pattern in alignment of gabbro bands.

の岩石に対して対称に物理化学的影響を与えることに基づいている。しかし、この構造は、何もメルトの貫入だけによって作られるのではなく、本論文で示す様に簡単な変形過程によっても作られる。この変形過程は、後で示す様に、さらにその他の重要な構造上の特徴も説明することができる。

上で述べた最も簡単な P-R-M(or C)-R-P という対称性に加え、さらに著者は、複数の層（例えばガブロ）の繰り返しのパターンすなわち配列にもその対称性が見られることを指摘したい。Plate 1 は、アポイ岳の北尾根で観察されるガブロとカンラン岩の層状構造（通称ガブロバンド）である。Fig. 2 は、その写真と露頭での観察をもとに描いた柱状図が示してある。ここでは、1 cm からそれ以下の層から 30~40 cm の層まで色々の幅の層が複雑な層状構造を作っている。しかし、よくみると、矢印で示した“C”のマークをつけた層を中心に上下で対称な構造があるように見える。例えば、中心のすぐ上位には、薄いカンラン岩の層を含むガブロの層（No. 1）があり、その次に細かく banding した斜長石に富んだ部分（No. 2）を含む枯渇した（斜長石を含まない）カンラン岩の比較的厚い層へと続く。中心のすぐ下位にも、同様な構造があり、上位と下位で対応しそうなガブロの層に番号を振っている。

さらに驚くべきことに、このような層の配列の対称性が、アポイ岳から水平距離でおよそ 3 キロメートルも離れた通称坊主山の頂上付近（西尾根沿いに坊主山の頂上より 20 メートルほど下ったところ）でも観察される。Plate 2 はその露頭写真であるが、“C”のマークをつけた所を中心に両側にカンラン岩の薄層を挟む 20 から 30 センチのガブロの層（No. 1）が位置し、さらにその両側に、ガブロとカンラン岩の互層が続く（Fig.

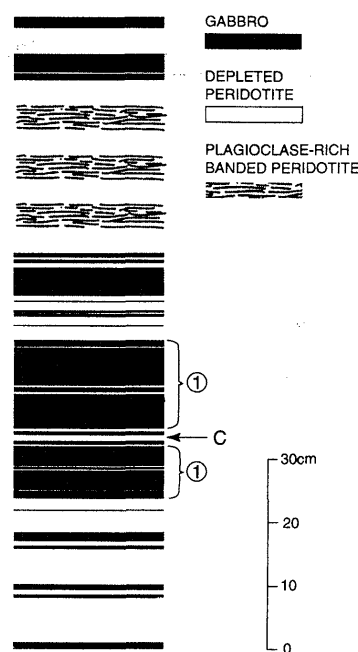


Fig. 3. Section corresponding to Plate 2 at the Bozu-yama. Note the symmetric and asymmetric pattern of alignment of gabbro bands, and the similarity to gabbro bands at the Northern ridge of the Apoi dake (Plate 1 and Fig. 2). Note also pairs of bands.

3）。これらの対称の中心に位置するものは、ガブロ（メルト）ではなく枯渇したカンラン岩であることに注意して欲しい（こうした対称性をメルトの貫入で作ることは難しい（カンラン岩がたとえ沈積岩であったとしても））。

ここで、もう一つ注目したいことは、両方の露頭で、ガブロの層が 2 層組になって頻繁に出現することである。これは、後で示すモデルの結果からわかるように、変形と折り畳みの結果である。

2. 非対称性

上で見た対称性も、よく見ると対称の中心から離れると、その対称性が崩れてくるように見える。まず、Takazawa によるモード変化の図（Fig. 1）を見てみよう。ダナイトの層から離れるにしたがい、モードの変化の様子は非対称になっている。例えば、矢印で示した層から上位に向かってはスピネルや斜方輝石が緩やかに多くなるが、下位に向かっては急激に多くなり極大に達しその後緩やかに減少する。このようなダナイトを中心とした上下非対称なモード変化に対応して、鉱物の化学組成変化も非対称になっている（Niida, 1984 Fig. 29）。

このような非対称性は、露頭スケールでの層の配列パターンにおいても、認められる。もう一度 plate 1 を見てみよう。まず、層の厚さの非対称性があり、上位の層は下位の層に比べて、1.3 倍から 2 倍の大きさになっている。さらに、対称中心の位置から離れた層（例えば、手のマークで示した層や、No. 3 と No. 4 の間）では、上下の層が必ずしも一致しない（下位に対応する層がない：層の欠損）。しかし、それは完全に一致

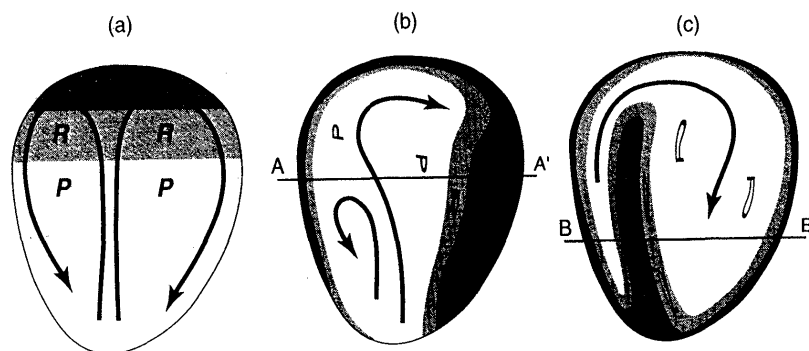


Fig. 4. Schematic figure showing a deformation process in an upwelling mantle diapir. (a) Partial melting and melt segregation produce the gravitationally stratified structure in the partially molten region (the upper half). "M or C", "R", and "P" indicate a segregated melt (or cumulate), residue, and peridotite without melt extraction, respectively. (b) Flow (indicated by arrows) in a diapir destroys the gravitational stratification. (c) A heterogeneous circulation bends the stratified structure and produces a symmetric structure. The banding structure can be generated by a continuous deformation (stream line mixing). Sections A-A' and B-B' corresponds to those in Fig. 5.

していないわけではなく、むしろ全体的な対称性が微妙に崩れた非対称性なのである。また、No.3とNo.4の間にもう一つ対称中心があるようにも見える。このもう一つの対称中心“C'”は“C”と同じ層の配列に挟まれているように見える。この様な微妙な対称性の崩れが、実は非常に重要になる。それは、後で見るように変形の折り畳みの結果と考えられるからである。

3. スケール不変性

スケール不変性とは、上で見たような対称性と非対称性がいろいろなスケールで見られることを言う。対称な構造は、100メートル以上のスケールの大きいものから、1メートル以下の小さいものまで、非対称な構造は、100メートル以上のスケールでのモードの変化の様子から、1から数メートルスケールでの層の配列パターンである。

また、plate 1と2で示した層の配列における対称性・非対称性は幌満岩体の上部すなわち Upper Zoneの特徴であり、Fig. 1におけるスケールの大きな特徴は、Lower Zoneの特徴である。このような Upper Zoneと Lower Zoneの構造上の違いは、温度圧力履歴のような物理条件における相違点 (Ozawa and Takahashi, 1995) と併せて、幌満岩体の成因を理解する際に重要になるであろう。

簡単なモデル

1. 定性的モデル

以上のような特徴を持つ層状構造が、変形によって、単純な成層構造から作られることを定性的に示そう (Fig. 4)。まず、初期状態 (Fig. 4(a)) として、マントルダイアピルにおいて溶融していない (またはメルトを分離していない) カンラン岩 (P) - メルトを分離して枯渇したカンラン岩 (R) - メルト (M) が、上方に向かって単純に密度成層した状態 (P-R-M) を考えよう。この場合、Mの代わりに集積岩 C でもよい (P-R-C)。メルトは一部または全部結晶化してよい。この様な初期状態に、ダイアピルの上昇に伴いダイアピル内での流れによ

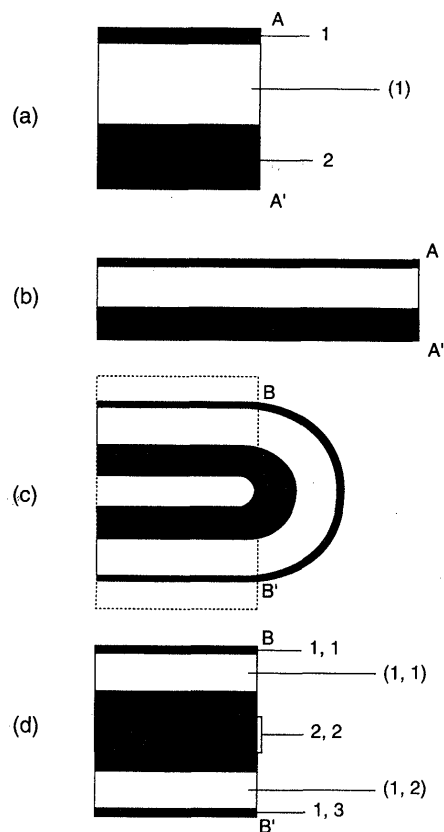


Fig. 5. A simple model represents the stream line mixing process in the upper mantle. A-A' and B-B' correspond to those in Fig. 4. See text for detail.

て変形が加わると単純成層 P-R-M は、折り畳まれて、まず M-R-P-R-M という対称な構造単位が生成される (Fig. 4(b) の A-A')。さらに変形が加わると M-R-P-R-M-R-P-R-M という繰り返し構造が作られる (Fig. 4(c) の B-B')。この様に、変形が不均質に起こり続けると、次から次へと P-R-M-R-P (または M-R-P-R-M) という構造単位が生み出されて行く。実際のダイアピルの流れ場は密度の不均一を反映してもっと複雑

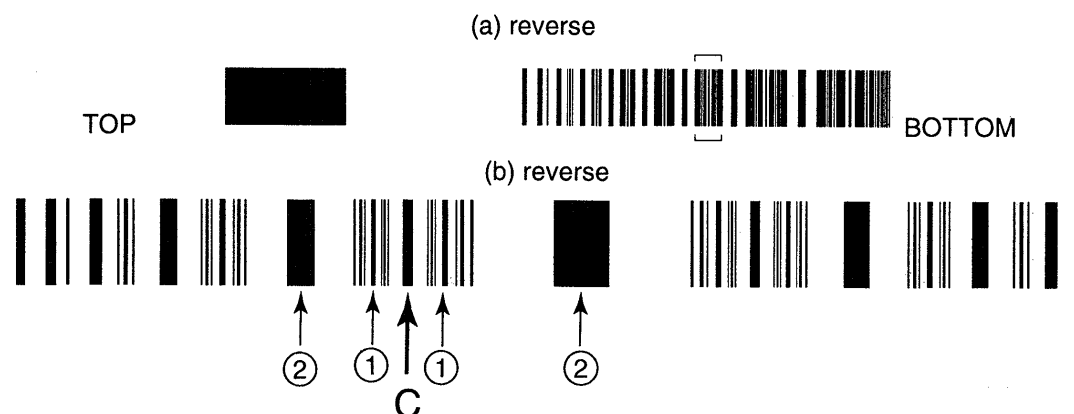


Fig. 6. Layering structure produced by the simple model. Black and white are reversed to Fig. 5 for clearness. (a) The whole layering structure after 9 transformations. (b) The magnified layering structure of the marked part in Fig. 6(a).

になると考えられるから、この例で仮定した簡単な流れ場は現実的ではないかもしれない。しかし、この簡単な例からわかるように、変形過程は、単純な成層構造から一つの繰り返しからなる単一の対称な構造 (P-R-M-R-P) を生み出し、かつ複雑な層状構造を作る素過程なのである。さらに、このような変形過程は、層の配列における対称性や非対称性、スケール不変性といった特徴を余すことなく説明できる。このことを簡単なモデルを用いて示そう。

2. 抽象的な定量的モデル

変形と折り畳みによって作られる、層状構造の特徴をもう少し詳しく見るために、簡単なモデルを作ろう。はじめ、Fig. 5(a) の様な正方形が二つの領域に分けられているとしよう (黒く塗りつぶした部分と白い部分)。これは、ダイアピルのメルト (または集積岩) の部分と残留岩 (と未熔融の部分) に対応すると考える (Fig. 5 の A-A', B-B' は Fig. 4 のそれに対応する)。ダイアピルの中での変形によって、引き延ばし (Fig. 5(b) と折り畳み (Fig. 5(c)) が起こり構造が折り畳まれて、横に倒した U の字のように変形する。引き延ばされたとき、もとの正方形の厚さは $1/a$ に、長さは 2 倍になる。この U の字を、中心の黒い部分で張り合わせて正方形にする (これは便宜的な作業で、ダイアピルの中の変形とは対応しない) と、3 枚の黒い層と 2 枚の白い層ができる。これで一回の操作が完了する。この操作を繰り返していけば、次から次へと層構造の繰り返しが生成される。これは一種のパイコね変換と呼ばれる操作 (正確にはスメールの馬蹄型写像 (例えば、Tuffillaro et al., 1992) で、複雑さを生み出す幾何学的操作として知られている)。

ダイアピル内の変形のように、普通天然で起こる変形では層の引き延ばしと圧縮の割合は、空間内の位置によって違っているはずである。そこで、ダイアピルの中での層の位置を示すために、各パイコねの操作の後に上から順番に番号を振ることにする (Fig. 5)。これを表現するために、各操作の度に層の位置を示す数字を前回の数字の右に書き加えていくことにする (Fig. 5(d))。こうすることによって、 n 回操作した後には、横に操作の回数に対応した $n + 1$ 個の数字列、縦

に生成された層の総数に対応した $2^n + 1$ 個 (白い層は 2^n 個) の数字列からなる数字の配列が作られることになる。例えば 9 回繰り返した後に、上から 167 番目の数字列は、

$$1, 3, 3, 7, 7, 27, 39, 91, 167, 167$$

となる。

ダイアピルの周辺部では、内部の渦の中心よりも変形が激しく、層の引き延ばしと圧縮の程度は強くなると考えられる。このような層の圧縮の割合の系統的な変化を考慮するために、正方形の中での上からの順位を圧縮の程度に対応させることにする。ここでは単純に、正方形の一番上の層を $1 - 1/a$ としたとき一番下位の層の厚さは $1/a$ の縮み方をするとする。これは面積 (質量) の保存を満たすような決め方であり、 a は歪み速度 (または歪量) に対応する。中間の層に対しては線形に内挿した値を用いる。パイコねの操作を何回も繰り返して間に、層の数が増加していくと同時に、個々の層はその時々空間的な位置に対応して様々な圧縮の程度を経験して薄くなっていく。その履歴は、先に示した数字の列を見ればわかることになる。最終的な層の厚さは、各操作での圧縮率の積み重ね (掛け算) によって決まる。例えば、先の 9 回操作後の上から 167 番目の層については、

$$\frac{9}{10} \times \frac{1}{10} \times \frac{1}{2} \times \frac{3}{10} \times \frac{3}{5} \times \frac{1}{4} \times \frac{17}{40} \times \frac{27}{80} \times \frac{61}{160} \times \frac{41}{64}$$

となる。層の厚さに対する、このようなルールを仮定すると n 回の操作後の層状構造を描くことができる。Fig. 6 に $a=10$, $n=9$ の例を示す。

3. モデルにおける対称性、非対称性、スケール不変性：天然との比較

Fig. 6 を見ながら、変形と折り畳みによってつくられた層構造の特徴を説明しよう。これは初期条件として黒、白、黒の層の厚さを 0.3, 0.4, 0.3 にした場合である。また歪みの不均一を表すパラメータ $1/a$ は 0.1 にとってある。Fig. 6(a) は全体の構造であり、Fig. 6(b) はその中から上下をカギカッコで挟まれた部分を拡大して示している。ただし、この図では、

見やすさのために、Fig. 5 とは白と黒を反転させている。いくつかの対称の中心があるように見える。どこを中心と見てもよいのだが、例えば、矢印で“C”と示した黒い層を中心として見てみよう。“C”の両側にある比較的幅の広い白い層とその外側に非常に幅の狭い白い層からなる2枚の白い層を一組（この2枚の白い層の間には非常に薄い黒い層が挟まれている）と見てみよう。その両側には非常に薄い白い層、さらに比較的薄い白い層、とういように、“C”を中心に対称になっている。そうすると、番号1と2で示した黒い層が“C”に対して対称性を構成している。かつ、番号を付けた黒い層それぞれが対称中心になっているようにも見える。しかし、それぞれの層の厚さに注目すると、No.2の黒い層の厚さは、“C”を中心に”左右で明らかに異なっており、この点で正確な対称性は崩れている。この対称性の崩れ方には、変形の不均一さの特徴を反映した一定の規則があるようにも見え、変形の描像を推定するのに役立つかもしれない。以上のモデルにおける対称性と非対称性の再現は、幌満で見られる、層の配列（Fig. 2と3）における対称性とそれが微妙に崩れた非対称性の特徴を説明する。また、幌満で見られるような、層の欠損による非対称性は不完全な折り畳みによって作られるであろう。さらに初期の白と黒の層の厚さの割合や、変形の不均一さの条件を変えていろいろ実験してみると、様々な特徴的なパターンが形成される。例えば、幌満でよく見られるガブロ層の組（2枚のガブロの層が間に薄いカンラン岩の層を挟んでいる）に相当するような構造は、他の条件の時にできるパターンに酷似している。こうしたことは、このモデルを用いて、逆に層構造から流れの性質を推定する際に、貴重な制約条件となるであろう。

次に、スケール不変性についてモデルと天然を比較してみよう。スケールの目安として、層の厚さを取ろう。Fig. 7 (a) に Takazawa (1990) による天然のマフィック（ガブロ）層の出現頻度を積算頻度分布として示してある。両対数で取ったグラフで、層の厚さが小さいところでは、ほぼ直線的分布をしている。その傾きは、斜長石カンラン岩に挟まれたガブロと、ダナイト・ハルツバージャイトに挟まれたガブロで異なっており、前者は、ほぼ-1.2であり、後者は、-0.7である。モデルの結果（Fig. 7(b)）も、層の厚さが0.001より小さいところでは、ほぼ直線になっており、スケール不変になっていることがわかる。さらに、これらの二つの積算頻度分布図に見られる共通点として、ある層の厚さ（白抜き矢印で示してある）を境にして、分布が直線から急激にずれているように見える。これはおそらく、天然においては流れが全体まで及ばない領域が存在することを意味しており、パイコねのモデルにおいては最上部の部分、Ottino らの実験（Frani-jone et al, 1989 ; Ottino, 1990）においては“島”と呼ばれる部分に対応しているであろう。このことが、天然でもモデルでも見られることは興味深い。

Fig. 8 は、 $1/a$ の値をいろいろ変えて行ったモデルの結果得られた傾きと $1/a$ の関係を示している。モデルの数値実験の結果、傾きは白い層（白丸、Fig. 6 では黒い層）と黒い層（白三角、Fig. 6 では白い層）でそれほど変化しないが、変

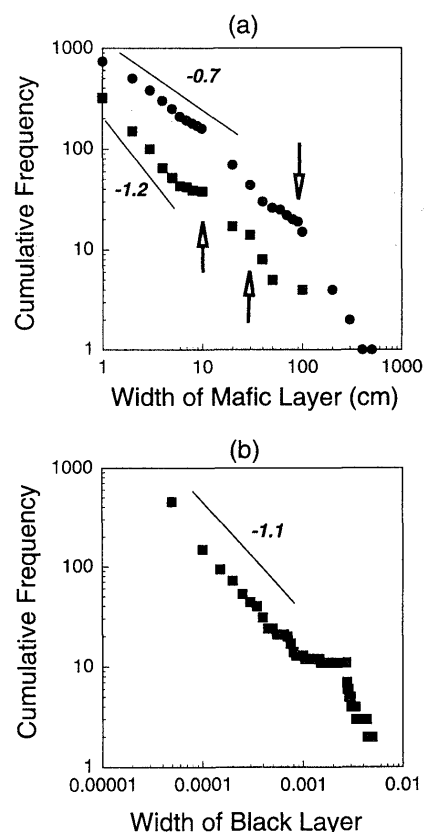


Fig. 7. (a) Cumulative frequency distribution of mafic layers in Horoman ultramafic complex (Takazawa, 1990). Solid circle corresponds to the mafic layer in dunite, harzburgite and lherzolite, solid square to the mafic layer in plagioclase lherzolite. Open arrows indicate discontinuity in distribution. (b) Cumulative frequency distribution of black layers in the simple model with $1/a=0.1$.

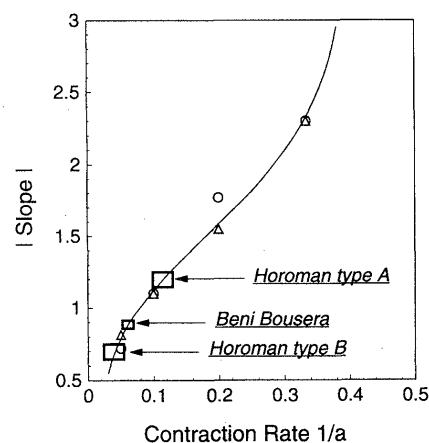


Fig. 8. Slope of cumulative frequency distribution in log-log plot as a function of contraction ratio, $1/a$, used in the simple model. Open triangle corresponds to width of black layers (Fig. 5), open circle to width of white layers (Fig. 5). A curve approximates the dependence of absolute value of slope on $1/a$. Data of slopes for ultramafic complex are shown by boxes for Horoman (slope determined from Fig. 7(a) (Takazawa (1990))) and Beni Bousera (data from Allègre and Turcotte (1986)).

形の程度の不均質さ $1/a$ には強く依存する。 $1/a$ が大きくなると傾きの絶対値も大きくなっている。これは、 $1/a$ が大きいということは層の厚さにそれほど差が生じないことであり、層の厚さの分布が狭い範囲にはいることを意味している。 $1/a=0.5$ はその極端な場合で、同じ厚さの層が数多く生じることに対応している。一方、 $1/a$ が小さくなると、生成される層の厚さに大きな差が生じ厚さの分布も幅を持つようになる。その極端な場合が、 $1/a$ が限りなく 0 に近い場合で、そのときは一回の操作で一つの非常に薄い層と厚さが元とほとんど変わらない二つの層に分かれる。その結果、分布関数はほとんど平坦になる（傾き 0）。

Takazawa によって調べられた傾きの値をこの図にあてはめてみると、おもしろいことに気がつく。斜長石カンラン岩に挟まれたガプロの層の場合（type A）には、傾きの絶対値が 1.2 で、 $1/a=0.13$ となる。ダナイト・ハルツバージャイトの組に挟まれた場合（type B）は、傾きの絶対値が 0.7 で、 $1/a=0.04$ ということになる。このことから、幌満の層状構造を作ったマントルの変形過程について、次のようなことがいえる。ガプロと斜長石カンラン岩が共存していたところでは、最も層が引き延ばされたところとそうでないところでは、層の圧縮率におおよそ 7（ $= (1 - 1/a) / (1/a)$ ）倍の違いがある。これは、歪み速度（歪量）が 7 倍違うことを意味している。そして、ガプロとダナイト・ハルツバージャイトが共存していたところではより変形の差が激しく、おおよそ 24 倍の違いがある。変形はより柔らかいところに集中すると考えられるから、ガプロとダナイト・ハルツバージャイトが共存していたところの方がより変形しやすかったと考えられる。これが、構成鉱物の違いによる物性の差によるのか、温度など物理条件の違いによるのか、はたまた流れのパターン（境界条件）によるのか、今後の問題であろう。ちなみに、カンラン岩は斜長石や単斜輝石に比べて圧倒的に変形しやすい（例えば、Kirby and Kronenberg, 1987）。さらに、Allègre and Turcotte (1986) によって与えられている Beni Bousera の例をプロットすると、 $1/a=0.06$ となり、変形の程度の差は 15 から 16 倍程度であることがわかる。この様な地域差（または共通性）が何を意味するのか、今後検討していく必要がある。

変形の場

幌満カンラン岩体の層状構造を作った変形過程が起こった場所はいったいどこであろうか？例えば、プレートの下で働くような単純ずり（Simple Shear）では、一つの構造単位は引き延ばされるだけで（Quick and Denlinger, 1993）、折り畳まれて複雑な構造を作ることはいない。折り畳みが連続的に起こって行くためには、流れが循環する必要がある。Allègre and Turcotte (1986) はマントル対流を変形と折り畳みの場と考えた。以下では、この様な可能性のある場所の一つとして、先に述べた上昇するダイアピルについて考えてみたい。

1. 上昇するダイアピルにおける溶融と変形

ダイアピル（プリューム）が上昇し、ソリダスを切ると部

分溶融が起こり始める。この様な状況において、上昇するダイアピルにおけるメルトの分離過程は、溶融、圧密、浸透流、変形、冷却固結が組合わさった複雑な過程で、その物理的理解は未だ全く不十分である。しかし、上昇が十分遅い場合には、浸透流・圧密過程とダイアピル内部の変形流動過程（サーキュレーション）を分けて考えてよい。すなわち、まず、部分溶融層の厚さが Compaction Length に達したところで、メルトの分離はいっきに進む。その結果、分離したメルトが上部に、下部に固相という単純に密度成層した二層構造が、ほぼ瞬間的に（ダイアピルの上昇の時定数に比べて）形成する。その後、ダイアピル内の変形流動過程によって、成層構造が折り畳まれていく。このような二層構造ダイアピルでは、メルト層（あるいはそれが固化した層）だけ独立に上昇しない限り、2 層は渾然一体となって上昇する。

密度が異なる 2 流体が一体となって上昇する場合には、2 流体の分布によって重心が変化するため、流線のパターンは、常に揺らいでいると考えられる。この様な揺らぎが存在すると、Ottino 等 (Franijone et al, 1989; Ottino, 1990) の実験で示されているように、折り畳みは極めて有効に作用し、ダイアピルのサイズの 2～3 倍の距離を上昇しただけで、現在幌満で見られるような複雑な構造を持った層状構造が形成されるであろう。幌満岩体では、ザクロ石カンラン岩の領域で溶けたという証拠がみつかったので（森下・荒井、本特集号）、地表に到達するまでに変形流動によって複雑な構造を形成するには、十分な上昇距離があったと考えられる。

メルトが比較的多く存在する周縁部では、流れが集中し折り畳みが加速すると同時に、周囲の冷たいマントルによる冷却で結晶化が進み、ガプロを含む Upper Zone を作ったであろう。一方、比較的流れが集中しない流れの中心付近では、メルトの層の厚さは比較的に厚いまま、結晶化も比較的ゆっくりと進行し、ある部分では集積岩のダナイトを形成したと考えられる。これが、Lowe Zone と考えるのは自然である。

2. 初期条件と変形（流れ）場：問題点と課題

初期条件として、単純に密度成層したダイアピルを仮定したが、他の初期条件も考えられる。変形流動による層状構造の形成の本質は、単純な構造から、対称性・非対称性・スケール不変性という特徴を備えた複雑な構造が形成する点であり、初期条件については何も制約が与えられていないからである。例えば、極端な例として、初期条件として巨大なメルトのチャネルと、それに伴って形成した化学的生成物を仮定してもよい。

また、別の可能性として、初期条件としての単純な層構造を作る過程（溶融、メルトの分離）と複雑な層構造を作る変形流動過程が全く別々に起こったとしてもよい。例えば、初期条件としての単純な構造形成は海嶺下で起こり、変形流動過程はプレートの沈み込みに伴って現在の島弧にエンブレイスされるときに起こったかもしれない。むしろ、本論文で行った層構造の解析を発展させると同時に、レオロジーや岩石化学的データを吟味することによって、初期条件と変形流動の場を天然のデータから推定することができるのではないだろうか。

謝 辞

松影香子氏（金沢大学）には、写真を使わせていただいた。また、森下知晃（同）、角島和之（同）の両氏には野外調査において協力していただいた。荒井章司教授（同）には、本論文を書く機会を与えていただいた。高澤栄一氏（無機材質研究所）には、図の使用を快諾していただいた。ここに記して感謝したい。

文 献

- Allègre, C.J. and Turcotte, D.L., 1986, Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, **323**, 123-127.
- Franijone, J.G., Leong, C-W. and Ottino, J.M., 1989, Symmetries within chaos: A route to effective mixing. *Phys. Fluids*, **A1**, 1772-1783.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1987, Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, **25**, 1219-1244.
- 森下知晃・荒井章司, 1997, 北海道日高帯、幌満かんらん岩体中のシンプレクタイトの産状の多様性—幌満かんらん岩体形成史における意義と問題点—。地質学論集 no. 47（本論集）。
- Niida, K., 1984, Petrology of the Horoman ultramafic rocks in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 197-250.
- Obata, M. and Nagahara, N., 1987, Layering of Alpine-Type Peridotite and the segregation of partial melt in the upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 3467-3474.
- Ottino, J.M., 1990, Mixing, chaotic advection, and turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **22**, 207-253.
- Ozawa, K. and Takahashi, N., 1995, P-T history of a mantle diapir: the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **120**, 223-248.
- Quick, J.E. and Denlinger, R.P., 1993, Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolite. *Jour. Geophys. Res.*, **98**, 14015-14027.
- Scott, D. and Stevenson, D., 1984, Magma solitons. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1161-1164.
- Scott, D. and Stevenson, D., 1986, Magma ascent by porous flow. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 9283-9296.
- Takahashi, N., 1992, Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature*, **359**, 52-55.
- Takazawa, E., 1990MS, *Field guide of the Horoman ultramafic complex*. 211p.
- Tufillaro, N.B., Abbott, T. and Reilly, J., 1992, An experimental approach to nonlinear dynamics and chaos. (対訳：非線形動力学とカオス, 1994, 上江達也, 重本和泰, 久保博嗣共訳, アジソン・ウェスレイ・パブリッシャーズ・ジャパン, 335p).

(要 旨)

寅丸敦志, 1997, 幌満カンラン岩体の層状構造の成因. 地質学論集, no. 47, 185-192. (Toramaru A., 1997, Origin of layered structure of the Horoman ultramafic complex. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 47, 185-192.)

幌満カンラン岩体では顕著な層状構造が発達している。その層状構造には、対称性、非対称性、スケール不変性という特徴がある。特に、アポイ岳の北尾根と坊主山の西尾根にあるガブロ層の配列パターンに、対称性と非対称性が明瞭に認められる。こうした特徴を持つ層状構造は、変形による引き延ばしと折り畳みの結果作られたものであることが、簡単なモデルを用いて示される。そのモデルから、層の厚さの積算分布関数の傾きは、変形の程度（歪み速度）の空間的不均一さの強さの程度を表していることがわかった。Takazawa (1990) によって得られている幌満カンラン岩体のガブロの層厚分布にモデルの結果を応用すると、斜長石カンラン岩とガブロの互層領域では変形の最も大きかったところと少なかったところで7倍、ダナイト・ハルツバージャイトとガブロの互層領域では24倍の歪み速度の不均一があったことがわかった。