

幌満かんらん岩体の蛇紋岩化したカタクレーサイト転石の記載岩石学的特徴

Petrographical characteristics of a serpentinized cataclasite boulder in the Horoman peridotite complex

Abstract

森下知晃*

Tomoaki Morishita*

1999年4月22日受付.
1999年10月13日受理.

* 金沢大学理学部地球学教室
Department of Earth Sciences, Kanazawa
University, Kanazawa 920-1192, Japan

A serpentinized cataclasite characterized by many angular harzburgite clasts of various size in serpentine matrix was found as an alluvial boulder in the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan. A computer-aided image analysis of the serpentinized cataclasite indicates that clast shapes do not change with size variations, and that clast-size distributions obey a modified power-law distribution of Nagahama et al. (1994). The serpentine matrix of the serpentinized cataclasite shows no distinct structures such as foliation and lineation, and has few fine-grained peridotite clasts ($>10\mu\text{m}$) and their pseudomorphs, whereas cataclasite matrix at an outcrop of the Horoman complex is almost all occupied by pseudomorphs of fine-grained peridotite clasts. The size distribution of mesoscopic clasts (visible to the naked eye) in the serpentinized cataclasite is similar to that of microscopic peridotite clasts (visible under microscope) in the serpentine matrix, but is different from that of microscopic fine grains bounded by serpentine mesh in clasts of the serpentinized cataclasite. These lines of evidence suggest that the serpentine matrix of the serpentinized cataclasite (more than 50% of the rock) had been once occupied by very fine-grained peridotite clasts ($<10\mu\text{m}$) formed by fragmentation of the peridotite during faulting before the serpentinization. Deficiency of smaller clasts on clast-size distributions is, therefore, interpreted as resulting from selective serpentinization of very fine-grained peridotite clasts, but not from normal serpentinization of the peridotite under static conditions. Fluid must have been locally supplied in the fault zone for a short period during or after the brittle deformation to cause the serpentinization.

Key words : cataclasite, serpentinization, Horoman, image analysis, NIH image

はじめに

かんらん岩を構成している主要鉱物は、 500°C より低温で流体が存在すれば蛇紋石になる(例えば, Evans, 1977). そのためかんらん岩体は、地表に露出するまでに流体の影響によってさまざまな程度に蛇紋岩化を受ける。かんらん岩の蛇紋岩化は、通常鉱物の粒界や割れ目に流体が侵入することによって進行していく。そのために、さほど蛇紋岩化を受けていないかんらん岩(50%程度)でも、その岩石自体は肉眼的には暗黒色の見かけを呈するようになる。岩石の割れ目に沿って局所的に蛇紋岩化が起きていることも多い。北海道日高変成帯南端に位置する幌満かんらん岩体は、蛇紋岩化の程度が極めて小さい世界有数の新鮮なかんらん岩体である。本地域より蛇紋石マトリクス中にサイズがさまざまなかんらん岩片を多く含む転石を採取した(Fig. 1)。この岩石は蛇紋岩化の程度がかんらん岩片と蛇紋石マトリクスで大きく異なっ

ているため、かんらん岩片と蛇紋石マトリクスの境界が明瞭である。蛇紋石マトリクスには、かんらん岩の初生鉱物の仮像が残されておらず、無構造である。これは、通常の蛇紋岩化を経て形成された蛇紋岩とは異なる特徴である。そこで本論では、この蛇紋岩化したかんらん岩の記載岩石学的特徴をコンピューターによる画像処理で定量的に表すことを試みる。また、本岩石がカタクレーサイトなどの断層岩と類似していることから、これらの断層岩類との比較を行い、特異な点を明らかにし、本岩石の成因について若干の考察を行う。

地質学的背景

北海道日高帯南部の中軸帯は、変成オフィオライトであるポシリオオフィオライト帯(宮下, 1983; 新井・宮下, 1994)と、大陸もしくは島弧地殻の断面と考えられている日高変成帯(例えば, 小松ほか, 1986; 小山内ほか, 1986)によって構成されており、それらは日高主衝上断層で境されている。後

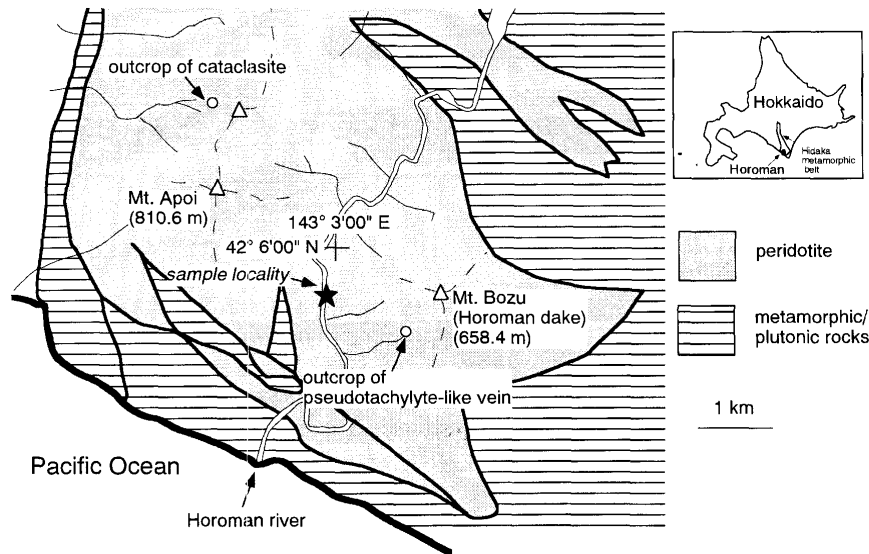


Fig. 1. Simplified lithologic map of the Horoman Peridotite Complex (after Niida, 1984) showing the sampling point of a serpentinized cataclasite boulder.

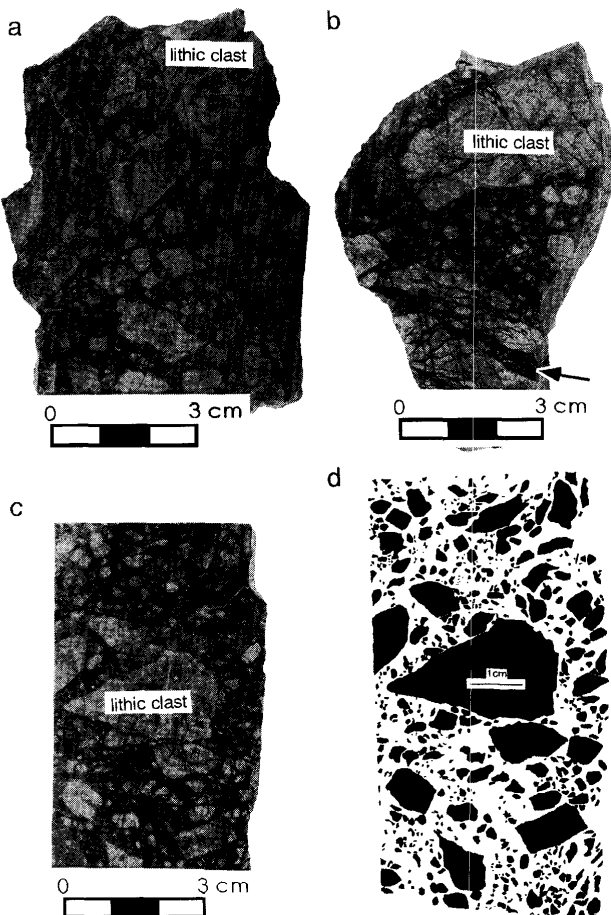


Fig. 2. Mesoscopic structure of the serpentinized cataclasite. (a) A sharp boundary between the upper-left half rich in clasts and the matrix-dominant, lower-right half. (b) A large angular lithic clast (upper) having a sharp boundary with surrounding matrix. Note a serpentine vein (arrow) including some fine grains. (c) A sample for image analysis. (d) A digital image of the sample (c).

者には緑色片岩相からグラニュライト相までのさまざまな変成岩類（例えば、小松ほか, 1986；小山内ほか, 1986；Shiba, 1988；Toyoshima et al., 1994）や塩基性火成岩類（前田ほか, 1986；大和田, 1989）が分布している。変成岩類、トータル岩類からはシュードタキライトが報告されている（Toyoshima, 1990）。日高変成帯最下部には新鮮なかんらん岩体が日高主衝上断層に沿って複数存在している（例えば、Komatsu et al., 1994）。幌満かんらん岩体は日高変成帯南端に位置する最も大きな岩体で、 8×10 kmの露出面積を持ち、厚さ約 3,000 mである（例えば、Niida, 1984）。かんらん岩と周囲の変成岩や火成岩類とは断層で接しており（猪木, 1953；小松・野地, 1966；Niida, 1974, 1975, 1984）、境界付近のかんらん岩はマイロナイト化、蛇紋岩化を受けている（例えば、Niida, 1975；Sawaguchi and Takagi, 1997）。幌満岩体はかんらん岩類と少量のガブロ、パイロキシナイト類によって層状構造が形成されている。かんらん岩類は残渣かんらん岩の性質を持ちハルツバーガイト、レールズライトからなる Main Harzburgite-Lherzolite Suite と集積岩の性質を持ちダナイト、ウエルライトからなる Spinel-rich Dunite-Wehrlite Suite、およびダナイト、ハルツバーガイトからなる Banded Dunite-Harzburgite Suite の3種類に分類されている（Takahashi, 1991）。

岩石記載

1. 巨視的構造 (Fig. 2)

今回採取された岩石は、黒色を呈するマトリクス中にさまざまなサイズのかんらん岩片を含んでいる (Fig. 2a, b, c)。肉眼観察において、薄黄色を呈するかんらん岩片と黒色マトリクスの境界は明瞭である (Fig. 2a, b, c)。かんらん岩片は比較的新鮮であるため、一見すると粗粒なかんらん石斑晶を多く含むピクライト質玄武岩、かんらん岩捕獲岩を多く含む火山岩に類似している。また、岩片の構成物は異なるものの、ブロックを多く含むシュードタキライトにも類似している

(例えば, Sibson, 1977 ; 石塚ほか, 1997). かんらん岩片は角礫状で, 破碎岩片の形状 (例えば, Sammis et al., 1987 ; 高木, 1991) に類似している. かんらん岩片の形状や配列による顕著な面構造は確認できない (Fig. 2 a, b, c). 黒色マトリクスに富み, 比較的小さなかんらん岩片 (最大径の大部分が 1 cm 以下) しか含まない領域と粗粒な岩片との境界は明瞭で, しばしば直線的である (Fig. 2 a).

2. 微細組織 (Fig. 3)

かんらん岩片は等粒状からポーフィロクラスティック組織を呈しており (Fig. 3 b), これらの組織は母岩である幌満かんらん岩体において一般的である (例えば, Niida, 1974, 1975, 1984 ; Sawaguchi and Takagi, 1997). かんらん岩片の主要初生鉱物は, かんらん石と少量の斜方輝石, スピネルで単斜輝石はまれである. 鉱物粒界や割れ目に沿って蛇紋石化しているものの, 新鮮なかんらん岩である (Fig. 3 a, c, d). 岩片の周縁部は蛇紋石による網目状構造が形成されている場合が多い (Fig. 3 c). 斜方輝石は割れ目に沿ってバスタイト化している. 黒色マトリクスはほぼ蛇紋石によって構成されており, 少量の不透明鉱物および極少量の角閃石 (トレモライト), 緑泥石を伴う. この岩石から粗粒なかんらん岩片をなるべく取り除いた試料を用いて, 粉末 X 線回折を行った. かんらん石を示すピークを除けば, リザダイト, クリソタイトのピークとよく一致し, アンチゴライトはあっても少量であることが示された. 蛇紋石マトリクス中には, さまざまなサイズの単一鉱物からなる細粒粒子 (10-500 μ m) が存在する. 細粒粒子として, かんらん石, 斜方輝石, スピネルが確認でき, これらはかんらん岩を構成していた初生鉱物の細粒化片であると考えられる. 以下, かんらん岩を構成する初生鉱物起源の細粒化した粒子を初生細粒化粒子と呼ぶこととする. 初生細粒化粒子の境界が一部蛇紋石化していることや, バスタイト化した斜方輝石はしばしば観察されるものの, 蛇紋石マトリクスの大部分からは, かんらん岩の初生組織や初生鉱物の仮像が認められない (Fig. 3 c, d, e). かんらん岩片の割れ目を埋めるように産する微小蛇紋石脈の中に, 初生細粒化粒子が含まれる場合がある (Figs. 2 b and 3 c). この初生細粒化粒子と蛇紋石脈に接するかんらん岩片中の粒子, さらにお互いに近接する初生細粒化粒子同士でも同時消光せず, それぞれが異なる結晶学的方位を有していることが示唆される. 通常の蛇紋岩では, 岩片に多くの網目状蛇紋石脈が形成され, 各初生細粒化粒子が分断されている. この場合で, あるまとまった領域において同時消光する場合, その領域はもとは一つの粗粒な初生粒子であったと認識される. つまり, 本岩石に見られるような初生細粒化粒子は, それぞれが, かんらん岩片の初生的な粗粒粒子がその場で, 静的に蛇紋岩化を受けた際のレリックではなく, 別の部分から移動してきた破砕片であるとみなされる. このマトリクス中には, バスタイト化した斜方輝石や, かんらん石および岩片の外形をそのまま置換した蛇紋石がしばしば観察される (Fig. 3 g, h, i). また, かんらん岩片, 蛇紋石マトリクスとも微細組織においても顕著な面構造や線構造はない.

Table 1. Summary of image analysis.

| | Measured area (mm ²) | Grain number | Clast area (mm ²) | pixels/1 mm |
|---------------|----------------------------------|--------------|-------------------------------|-------------|
| Meso plane 1 | 3500 | 379 | 1700 | |
| plane 2 | 1500 | 240 | 375 | |
| total | 5000 | 619 | 2375 | 15.5 |
| Micro clast 1 | 3.4 | 643 | 1.9 | |
| clast 2 | 2.7 | 715 | 1.1 | |
| total | 6.1 | 1385 | 3 | 760 |
| serp. m. 1 | 4.0 | 101 | 0.14 | |
| serp. m. 2 | 3.7 | 83 | 0.19 | |
| serp. m. 3 | 4.0 | 122 | 0.11 | |
| total | 11.7 | 306 | 0.44 | 760 |

岩石組織の定量化

本岩石は上述のようにさまざまなサイズの岩片を含むため薄片スケールよりも大きなスケールで組織の全体像を記載する必要がある (メソスケール). また, かんらん岩片中の網目状蛇紋石・割れ目に取り囲まれている細粒粒子や蛇紋石のマトリクス中の初生細粒化粒子 (ミクロスケール) に対しても, メソスケールで用いた方法と同じ手法で記載し, スケールの違いによる組織の違いを明らかにしたい. そのためにはコンピュータを用いた岩石組織の定量化が比較的短時間に客観的なデータを多く得られるため有用である. 測定条件を Table 1 に示す.

1. 測定方法

(1) メソスケール

本岩石には面構造, 線構造が認められないので各種の測定は任意に切断した 2 面で行った. まず, 切断面を研磨し, その面を直接スキャナー (Sharp JX-250) に載せてデジタル画像に変換する (スキャン時の解像度は 400 dpi). 研磨面とコンピュータ画面のデジタル画像とを見比べながら画像処理ソフト “Adobe Photoshop^{4.0TM}” を用い, ペンタブレット (WACOM Art Pad II) を使用して岩片および粒子の外形をトレースする (Fig. 2 d). この方法の一部は西本 (1996) を参考にした. 岩片をトレースする際, 多くの岩片に多少の蛇紋石による置換が確認されるので, 本論文では以下のような肉眼観察による基準で岩片のトレースを行った. (1) 蛇紋石脈が岩片を完全に分断していない, (2) 蛇紋石脈によって岩片が分断されている場合でも, 蛇紋石脈の両側で変位がなく, その外形をほぼ保っているときは, 蛇紋石部分も含むように一つの岩片もしくは粒子として取り扱った (Fig. 2 d). この方法で粒子と蛇紋石マトリクスを分離し, 2 値画像を得る. 得た 2 値画像から各粒子の面積, 粒子を楕円体に近似した際の長軸と短軸の長さ, この長軸と画像上の任意の軸との間の角度をマッキントッシュのコンピュータ (Power Mac 7600/132) 上でパブリックドメインソフト NIH image (ver. 1.54) を使用して求めた (U.S. National Institutes of Health の Wayne Rasband 作. Internet で ftp : // zippy.nimh.nih.gov/pub/nih-image/ からコピーできるほか, NTIS (5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161, part

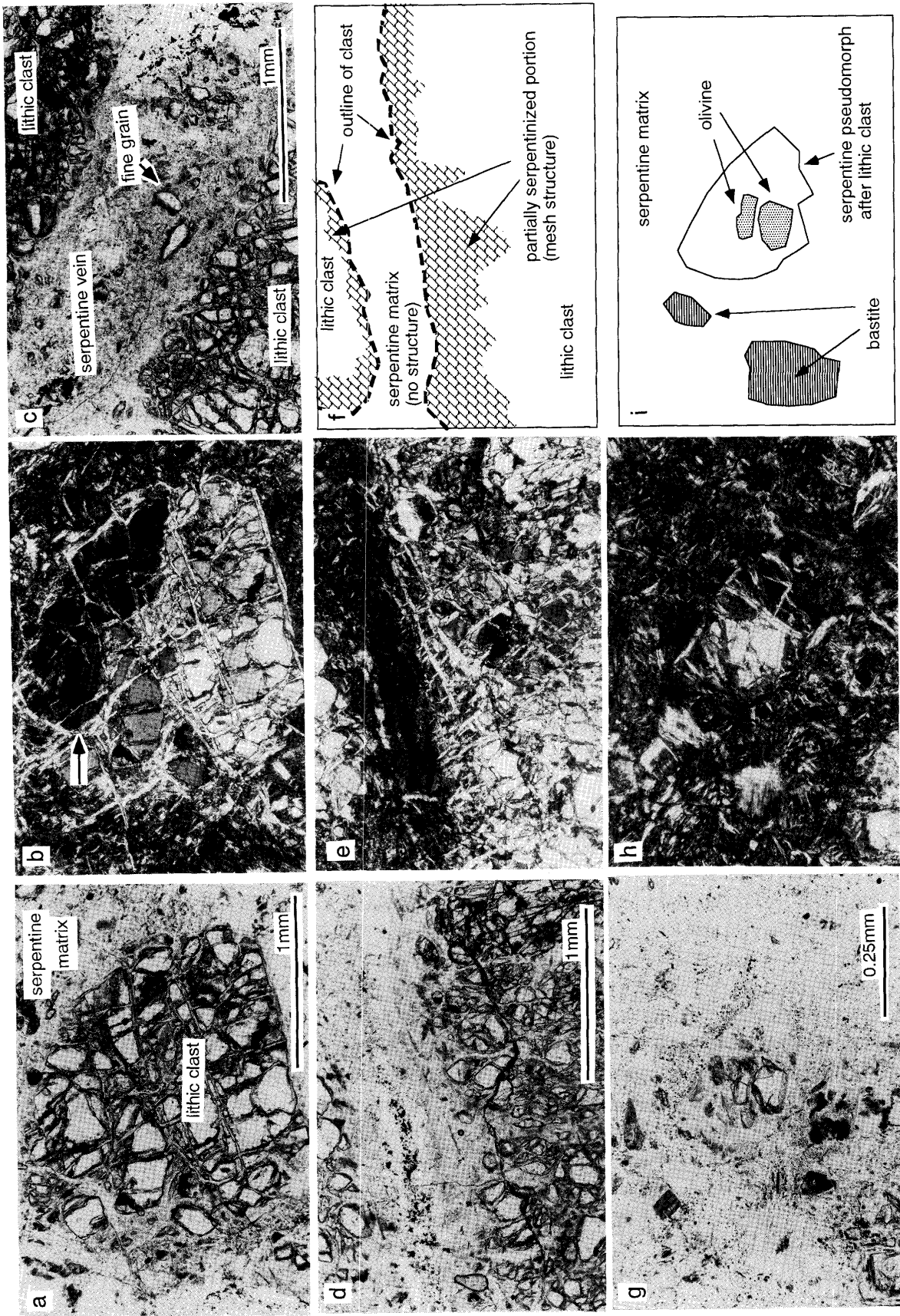


Fig. 3. Microstructures of the serpentized cataclaste. (a) and (b) A peridotite clast. Coarse-grained olivine with a kink band (arrow) is visible. (a) Plane polarized light. (b) Crossed polarized light. (c) A serpentine vein cutting a lithic clast. Note some fine grains. Plane polarized light. (d)-(f) A lithic clast partially serpentized along its boundary. Note no foliation and lineation in the serpentine matrix. The clast shows mesh structure. (d) Plane polarized light. (e) Crossed polarized light. (f) Sketch. (g)-(i) A serpentine pseudomorph after orthopyroxene. Note relict olivine grains in the core of the clast. Also note a clast of bastite pseudomorph after orthopyroxene. (g) Plane polarized light. (h) Crossed polarized. (i) Sketch.

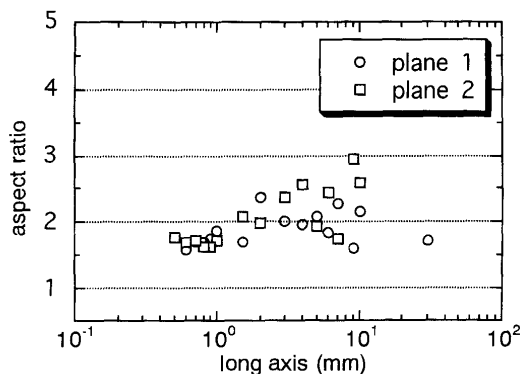


Fig. 4. Aspect ratio of lithic clast included in two sample surfaces (planes 1 and 2), plotted against its long axis.

number PB93-504868) からフロッピーディスクで入手できる).

(2) ミクロスケール

かんらん岩片・蛇紋石マトリクスを反射光で撮影した顕微鏡写真を、スキャナーを用いてデジタル画像に変換する。かんらん岩片中の蛇紋石脈・割れ目に取り囲まれた初生細粒化粒子(主にかんらん石からなる)、蛇紋石マトリクス中の初生細粒化粒子の粒径分布を、メソスケールと同じ手法で測定した。かんらん岩片は、メソスケールの測定において、1カウントとして取り扱われるものを任意に2個選び測定した。また蛇紋石マトリクスは初生細粒化粒子の数が極端に少ないので、かんらん岩片の測定面積の約2倍の面積で測定を行った (Table 1)。

2. 測定結果

測定結果を Table 1 に示した。また、粒径分布に関して、長濱ほか (1994) の提案した修正フラクタル分布式 ($N(r) = N_T (1+r/r_T)^{-D_m}$) に曲線回帰を行い (Abelbeck Software の KaleidaGraph を使用), その結果与えられた N_t, r_T, D_m の値を Table 2 に示した。修正フラクタル分布式に関しては後で詳しく述べる。

(1) メソスケール

上記の画像処理によって両面合わせて 979 粒子を認識した (総測定面積約 5,000 mm²)。しかしながら、画像取り込み時の試料の表面状態によって、面積が 0.3 mm² 未満の粒子は識別しにくくなるため、そのカウント数が実際の数量よりも減少してしまう。そのため、画像処理の限界によってカウント数の減少が生じる粒径よりもやや大きい粒径以上の粒子 (ここでは 0.3 mm² 以上とした)、619 粒子による測定結果のみを示す。粒子のアスペクト比はサイズ、測定面に依存せず 1.5-3 ではほぼ 2 前後である (Fig. 4)。粒子の長軸方向はいずれの測定面でも特定の卓越した方向を示さない (Fig. 5)。粒子の面積を横軸に、ある面積よりも大きい粒子の累積数を縦軸にとり、それぞれを両対数でプロットした粒径分布は、ある粒子の大きさまではほぼ単純なべき乗則 (フラクタル分布) に従うが、粒径が小さくなるとやや頭打ちになる (Fig. 6a, b)。肉眼でマトリクスとして取り扱った領域面積の実測値 (測定

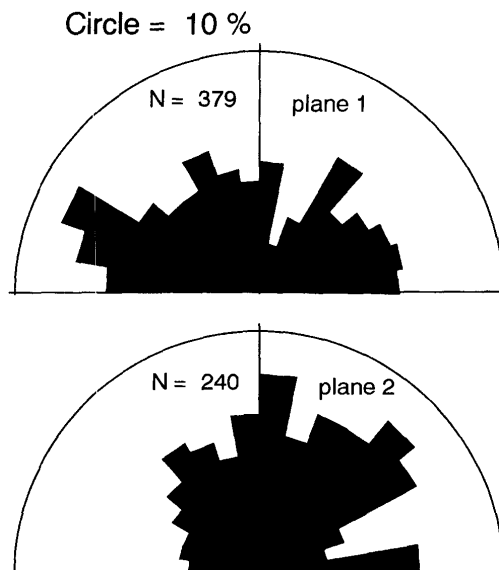


Fig. 5. Rose diagrams of clast long-axis orientations with respect to arbitrary reference directions in two sample surfaces which are the same as in Fig. 4. These figures are drawn using Stereonet program written by Richard W. Allmendinger at Cornell University.

面積から各粒子の面積の合計を差し引いた値) は岩石の約 50% を占める。メソスケールの画像処理でカウントされた 0.3 mm² 以下の 359 粒子の合計面積は、測定面積の 1.1% 程度であった。ここでは肉眼で測定が不完全になるサイズの粒子を 0.3 mm² 以下と定義したので、実際にカウントされなかった粒子が、カウントされた粒子 (1.1%) の数倍あると仮定しても、その占める面積はせいぜい数% であろう。つまり、メソスケールの測定では、この岩石の 50% は蛇紋石マトリクスで占められていることになる。

(2) ミクロスケール

かんらん岩片 2 つから、1,358 粒子 (面積 100 μm² 以上の粒子) をカウントした (総測定面積約 6.1 mm²)。メソスケールと同じ方法でプロットした粒径分布は、ある粒子の大きさまではほぼ単純なべき乗則に従うが、粒径が小さくなると数が減少し頭打ちになる (Fig. 6c, d)。また、粗粒域での傾きが 2 つの岩片で異なっている。全測定面積から各粒子の面積の総合計を差し引いた値 (初生鉱物以外が占める面積) は岩片の約 51% を占める (Table 1)。

蛇紋石マトリクスが卓越する 3 領域から、306 粒子 (100 μm² 以上) をカウントした (総測定面積約 11.7 mm²)。測定数は少ないものの、粒径分布は、ある粒子の大きさまではほぼ単純なべき乗則に従うが、粒径が小さくなるとやや頭打ちになる (Fig. 6e, f)。全測定面積から各粒子の面積の総合計を差し引いた値は蛇紋石マトリクスの約 96% を占める (Table 1)。

化学組成による母岩の検討

本岩石は転石であるので源岩の推定が必要である。幌満かんらん岩はその化学組成が変化に富み、岩体内で数 m から数 100 m のスケールで規則的に変化している (例えば、

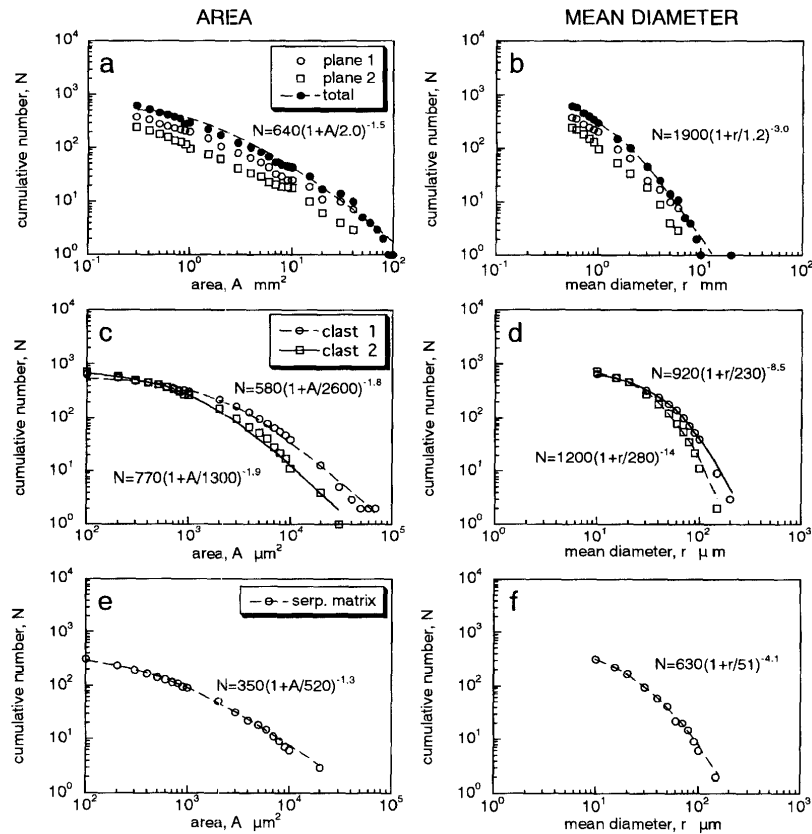


Fig. 6. Cumulative frequency diagram of clast size. Cumulative numbers of clasts and fine-grains greater than given area ((a), (c), (e)) and mean diameter ($=\text{area}^{1/2}$) ((b), (d), (f)) are plotted against area ($\text{mm}^2/\mu\text{m}^2$) and mean diameter ($\text{mm}/\mu\text{m}$), respectively. Logarithmic scales on both axes. (a) and (b), clasts in the serpentinized cataclasite (meso-scale); (c) and (d), fine-grains bounded by serpentine mesh structures in clasts of the serpentinized cataclasite (micro-scale); and (e) and (f), for fine-grained clasts in the serpentine matrix (micro-scale). Regression curves are fitted to the data so as to satisfy the modified power-law distribution of Nagahama et al. (1994).

Table 2. Result of the size distribution analysis. The modified power-law distribution (Nagahama et al., 1994) is written as: $N(r) = N_T(1+r/r_T)^{-D_m}$, mean diameter $= \text{area}^{1/2}$.

| | rock type | | | N_T | r_T | D_m | |
|--|-------------------------------|--|--|------------|----------------------|--------------------|-----|
| natural pseudotachylyte (Nagahama et al., 1994) | felsic granulite | Musgrave Range (Australia) | m. d. | 1618.71 | $33.3 \mu\text{m}$ | 2.4 | |
| | staurolite-sillimanite gneiss | Iberia zone (Italy) | m. d. | 4154.3 | $28.57 \mu\text{m}$ | 2.6 | |
| | Quartz-Monzonite | Grenvill zone (Canada) | m. d. | 2148.85 | $103.1 \mu\text{m}$ | 4.0 | |
| experimental pseudotachylyte (Tsutsumi, 1994) | Monzodiorite | σ 0.80 v 1.3 total disp. 170 temp. 1085°C | m. d. | 1383.6 | $5.3 \mu\text{m}$ | 3.8 | |
| | | σ 0.81 v 1.3 total disp. 379 temp. 1100°C | m. d. | 2592.2 | $5.0 \mu\text{m}$ | 3.2 | |
| | | $\sigma \geq 2.0$ v ~ 1.3 total disp. ---- temp. ---- | m. d. | 3441.0 | $15.1 \mu\text{m}$ | 4.5 | |
| | | (all) | (σ , normal stress; v, sliding rate) | m. d. | 2151.0 | $25.6 \mu\text{m}$ | 6.0 |
| | | (magnetite) | (disp., displacement; temp., temperature) | m. d. | 1027.0 | $3.3 \mu\text{m}$ | 2.4 |
| Horoman pseudotachylyte (Morishita, 1998) | lherzolite | light-colored portion | area | 2000 | $4.2 \mu\text{m}^2$ | 1.3 | |
| | | dark brown portion | m. d. | 3700 | $3.0 \mu\text{m}$ | 3.0 | |
| | lherzolite | | area | 1400 | $2.4 \mu\text{m}^2$ | 2.9 | |
| | | | m. d. | 4400 | $3.0 \mu\text{m}$ | 8.0 | |
| this study | harzburgite | Macro | area | 640 | 2.0mm^2 | 1.5 | |
| | | | m. d. | 1900 | 1.2mm | 3.0 | |
| | | Micro (clast 1) | area | 580 | $2600 \mu\text{m}^2$ | 1.8 | |
| | | | m. d. | 920 | $230 \mu\text{m}$ | 8.5 | |
| | | (clast 2) | area | 770 | $1300 \mu\text{m}^2$ | 1.9 | |
| | | | m. d. | 1200 | $280 \mu\text{m}$ | 14 | |
| | | Micro (serpentine matrix) | area | 350 | $520 \mu\text{m}^2$ | 1.3 | |
| | m. d. | 630 | $51 \mu\text{m}$ | 4.1 | | | |

Niida, 1984; Obata and Nagahara, 1987; Takahashi, 1991). したがって、この岩石に含まれているかんらん岩片や細粒粒子の化学組成に変化があれば、その岩片、鉱物片は広範囲（数 10 m から数 100 m 程度の範囲）の部分からもたら

されたものであり、逆に均質であれば、ほぼ in situ で形成されたことになる。ここでは岩相の変化に伴い敏感に化学組成が変化するクロムスピネル (Takahashi, 1991) に注目した。岩石中に含まれるクロムスピネルの化学組成だけでかん

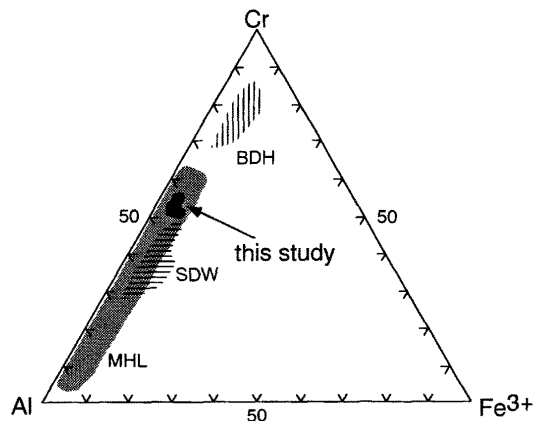


Fig. 7. Trivalent cation ratio of spinels. Fields of BDH (Banded Dunite-Harzburgite suite), SDW (Spinel-rich Dunite-Wehrlite suite) and MHL (Main Harzburgite-Lherzolite suite) are after Takahashi (1991).

らん岩の種類がある程度推定できる。化学組成測定は金沢大学理学部の明石 α -30 A 走査型電子顕微鏡-フィリップス EDAX SW 9100 システムを用い、加速電圧 20 kV、試料電流 1 nA (MgO 上) で行った。補正計算には Bence and Albee (1968) の方法に基づく石渡 明博士 (金沢大学) 作成のプログラムを用いた。クロムスピネルの Fe^{3+} はスピネルのストイキオメトリーから求めた。クロムスピネルの分析は変質の影響を免れているコア部分のみ測定を行った。

スピネルはかんらん岩片、蛇紋石マトリクス中の単独粒子ともにはほぼ均質な化学組成を示し、Cr# ($Cr / (Cr + Al)$: 原子比) は 0.54-0.57 で $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al + Cr)$ (= 原子比) は 0.1 以下である (Fig. 7)。また、かんらん石の Fo 値 ($Mg / (Mg + Fe)$; 原子比) も産状に関係なくほぼ 92 前後であった。したがって、この岩石のかんらん岩片、細粒粒子は幌満岩体の中では比較的マグマ成分に枯渇した残渣かんらん岩のハルツバーサイト由来するといえる (Fig. 7)。岩片の構成鉱物に単斜輝石が少ない事実はこれと調和的である。

考 察

1. 通常の蛇紋岩化との比較

一般にかんらん岩の蛇紋岩化は、鉱物の粒界や割れ目によって流体が侵入して進行していく。静的な場で蛇紋岩化が進行した場合、蛇紋岩化した部分に、かんらん岩の構成鉱物の初生的な組織 (外形やキンクバンド) が残される場合がある (Wicks, 1984 a; O'Hanley, 1996)。一方、動的な場で蛇紋岩化がある程度進行し、その後も変形が継続する場合、蛇紋石による面構造や線構造が形成される (Wicks, 1984 b, c; Hoogerduijn Strating and Vissers, 1994; O'Hanley, 1996)。蛇紋岩化には流体が必要であり、流体の供給口として、岩石に生じる割れ目が重要である。蛇紋岩化の起きるスケールはさまざま、岩体のスケールで蛇紋岩化が漸移的に進行している場合 (例えば、加藤, 1978) や、剪断帯に沿って局所的に蛇紋岩化が進行している場合 (例えば、O'Hanley, 1991) などがある。幌満岩体は蛇紋岩化を受けていない新鮮なかん

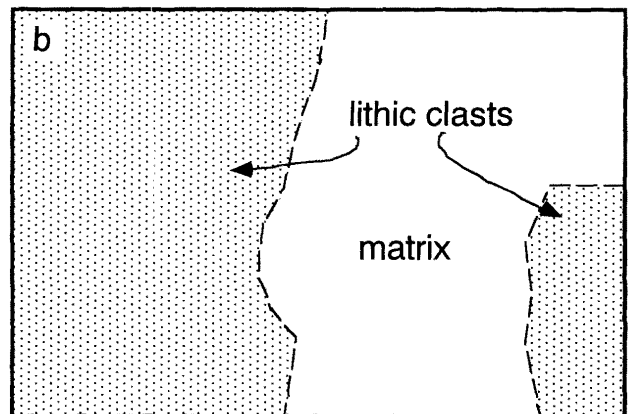
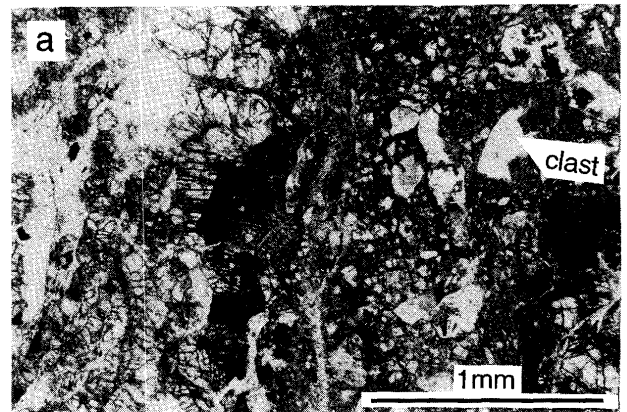


Fig. 8. Photomicrograph (a) and its sketch (b) of a serpentinized cataclasite sampled from the outcrop shown in Fig. 1. Note that matrix is largely occupied by serpentinized fragments. Compare Fig. 8a with Fig. 3c, d. (a) Plane polarized light.

らん岩が大部分を占めているが、その岩体縁において変成岩類と断層で接しているために蛇紋岩化を受けている (例えば、Niida, 1984)。

本論で記載した蛇紋岩化したかんらん岩は、全体の 50% が黒色蛇紋石マトリクスで構成されているにも関わらず、かんらん岩片の外形周辺・割れ目に沿って蛇紋石が形成されているものの、蛇紋岩化の程度はマトリクス (96%) とかんらん岩片 (51%) では大きく異なる。蛇紋石マトリクスは、一部に初生かんらん石や斜方輝石の外形を示す蛇紋石やバスタイトが見られるものの、その多くは初生的なかんらん岩の組織を残していない。また、蛇紋石マトリクスに面構造や線構造がないことは、この岩石が、静的に蛇紋岩化したかんらん岩が蛇紋岩化後に変形を受けたものではないことを意味する。

2. カタクレーサイトとの比較

本論の蛇紋岩化したかんらん岩は、含まれているかんらん岩片および初生細粒化粒子の外形が角張っており、破碎岩片の形態と類似しており、岩石全体はカタクレーサイトの組織に類似している。破碎物や断層ガウジ・シュードタキライトなどの断層岩類の構成粒子の粒径分布はフラクタル的になることが知られている (例えば、Turcotte, 1986; Sammis et al., 1987; 岡本・北村, 1990)。本論の蛇紋岩化したかんらん岩に含まれているかんらん岩片および初生細粒化粒子の粒径

分布がフラクタル的であることは、これらが粉砕物起源である可能性を示唆する。本岩石の場合、蛇紋岩化のためにマトリクス自身が塑性変形をしているかどうかは分からないので、高木・小林 (1996) や嶋本ほか (1996) が提案しているカタクレサイトの定義には正確には当てはめることができないが、以下では本岩石を蛇紋岩化したカタクレサイトと呼ぶ。

幌満かんらん岩体には幅が数 m で数 10 m 程度連続的に露出しているカタクレサイトの露頭が存在する (Fig. 1)。このカタクレサイトは以下に示すように、本論で記載した蛇紋岩化したカタクレサイトと異なる特徴を持つ。ここでは本論で記載した岩石と区別し、混乱を避けるため、露頭カタクレサイトと呼ぶ。なお、露頭カタクレサイト中のかんらん岩片や細粒粒子の外形を示す境界は不鮮明で (Fig. 8)、蛇紋岩化したカタクレサイトに用いた画像処理と同じ方法で粒径分布を測定することは困難である。露頭カタクレサイトは、粗粒なかんらん岩片および粗粒なかんらん岩片を除いたマトリクスの大部分が蛇紋岩化しているため、蛇紋岩化したカタクレサイトよりも蛇紋岩化が進行しているといえる。露頭カタクレサイトのマトリクス部分は初生細粒化粒子 (各粒子の面積は $10^{2-5} \mu\text{m}^2$ 程度) の仮像で占められている (Fig. 8)。このことは、蛇紋岩化したカタクレサイトの蛇紋石マトリクス中には、初生鉱物 (およびその仮像) の細粒粒子 ($10^{2-5} \mu\text{m}^2$) がほとんど存在しないということと大きく異なる。

シュードタキライト中の粒径分布はより細粒な領域を検討すると、ある大きさの粒子から頭打ちになり (例えば、Shimamoto and Nagahama, 1992)、長濱ほか (1994) の提案した修正フラクタル分布式 ($N(r) = N_T (1+r/r_T)^{-D_m}$) に従う。このことに関して、長濱ほか (1994) は粉体工学で知られている粉砕限界説 (田中, 1954) をもとに考察している (詳細は長濱ほか (1994) を参照)。また、Shimamoto and Nagahama (1992) は微細粒子がメルト中に融解した影響を指摘している。蛇紋岩化したカタクレサイトの場合、細粒化粒子の個数が減少したのは、マトリクスは細粒化粒子の割合が高いために、大きな粒子や岩片よりもマトリクス自身が効果的に蛇紋岩化を受けたためであると解釈できる。また、蛇紋岩化したカタクレサイトは蛇紋岩化の程度が露頭カタクレサイトより低いにも関わらず、蛇紋石マトリクス中に初生細粒化粒子 (およびその仮像) が観察されないことは、マトリクスが仮像として認識できないような極微細粒子 ($< 10 \mu\text{m}$) で占められていたことを示唆する。結局、本岩石は、もともと方向性を示さない粗粒な破碎岩片と全体の 50% 程度を占める極微細マトリクスで構成されていたカタクレサイトが、蛇紋岩化した岩石であると思われる。

修正フラクタル分布式に従うような粒径分布は粉砕起源シュードタキライトおよびそれに伴うガウジ (Lin, 1996) や、蛇紋岩ガウジからも報告されている (Hoogerduijn Strating and Vissers, 1994)。Hoogerduijn Strating and Vissers (1994) は、蛇紋岩ガウジ中のかんらん石の粒径分布と、ガウジの母岩である蛇紋岩化したかんらん岩に発達して

いる網目状蛇紋石脈に取り囲まれたかんらん石の粒径分布 (本論のミクロスケールの粒径分布) が同じであることを示し、ガウジを形成した破碎はこの蛇紋石脈に沿って進行したと考えた。本論の蛇紋岩化したカタクレサイト岩の場合、メソスケールと蛇紋石マトリクス中の初生細粒化粒子の粒径分布は比較的類似しているが、かんらん岩片中の粒径分布はややフラクタル次元が大きい (Fig. 6)。かんらん岩片中の粒径分布 (ミクロスケール) は、かんらん岩の初生的な粒子境界、割れ目に依存している。メソスケールの粒径分布がかんらん岩片中のそれと異なることは、前者の粒径分布が岩石の初生的な粒子境界や、割れ目によって蛇紋岩化が進行したものであることを示している。また、蛇紋石マトリクス中の初生細粒化粒子の粒径分布がメソスケールと類似していることは (Fig. 6)、蛇紋石マトリクス中の初生細粒化粒子は、かんらん岩片の蛇紋岩化に伴うものではなく、むしろメソスケールの粒径分布を形成したメカニズムに対応している可能性を示している。

蛇紋岩化したカタクレサイトの記載岩石学的特徴は、豊島ほか (1997)、人見・豊島 (1997) の報告した特異な断層ガウジの組織と類似している。彼らは、この断層ガウジの組織的特徴の一つとして、隠微晶質なマトリクスが多い (60% 以上) 割に、比較的粗粒な石英片、長石片を含むことを挙げ、普通の断層ガウジのそれと異なることを指摘し、この特異なガウジが、地震時の高速断層運動による粉砕起源で、地震時に摩擦熱により生じた高間隙水圧の下で流動化した断層岩である可能性を指摘している。

蛇紋岩化したカタクレサイトを構成している鉱物片、岩片中の鉱物の化学組成が産状によらず均一であることは、それがほぼその場で形成されたことを示す。しかしながら、かんらん岩片の割れ目を埋める蛇紋石マトリクス中に、かんらん石を主とする単独粒子が存在することは (Figs. 2b, 3c)、かんらん岩片に形成された割れ目を極微細粒子 (現在は蛇紋石) と細粒粒子の集合体が充填した可能性がある。林ほか (1994)、Lin (1996) が報告した粉砕起源シュードタキライトには、このようなスケールの注入脈がある。この粉砕起源シュードタキライトは、ほぼ母岩と同じ構成鉱物からなり、マトリクスは角張った微細粒子で構成されている (林ほか, 1994; Lin, 1996)。粉砕起源シュードタキライトは複雑な脈状およびネットワーク状に産し、周囲のカタクレサイトとの境界は明瞭で、脈の両側の岩石に大きな変位が認められないという特徴を持つ (林ほか, 1994; Lin, 1996)。Lin (1996) は粉砕起源シュードタキライトが地震時の断層運動で微細粒子が流動化する事によって形成された可能性を示している。蛇紋岩化したカタクレサイトも同じような岩石の可能性があるが、断層岩の産状と分布および産状と関連した微細組織など、より詳細な検討が必要である。

3. カタクレサイト化と蛇紋岩化

本論の蛇紋岩化したカタクレサイトの形成過程を理解するためには、カタクレサイト化と蛇紋岩化の関係を明らかにしなくてはならない。カタクレサイト化と蛇紋岩化の関係には、(1) カタクレサイト化した後に流体の付加を受け蛇

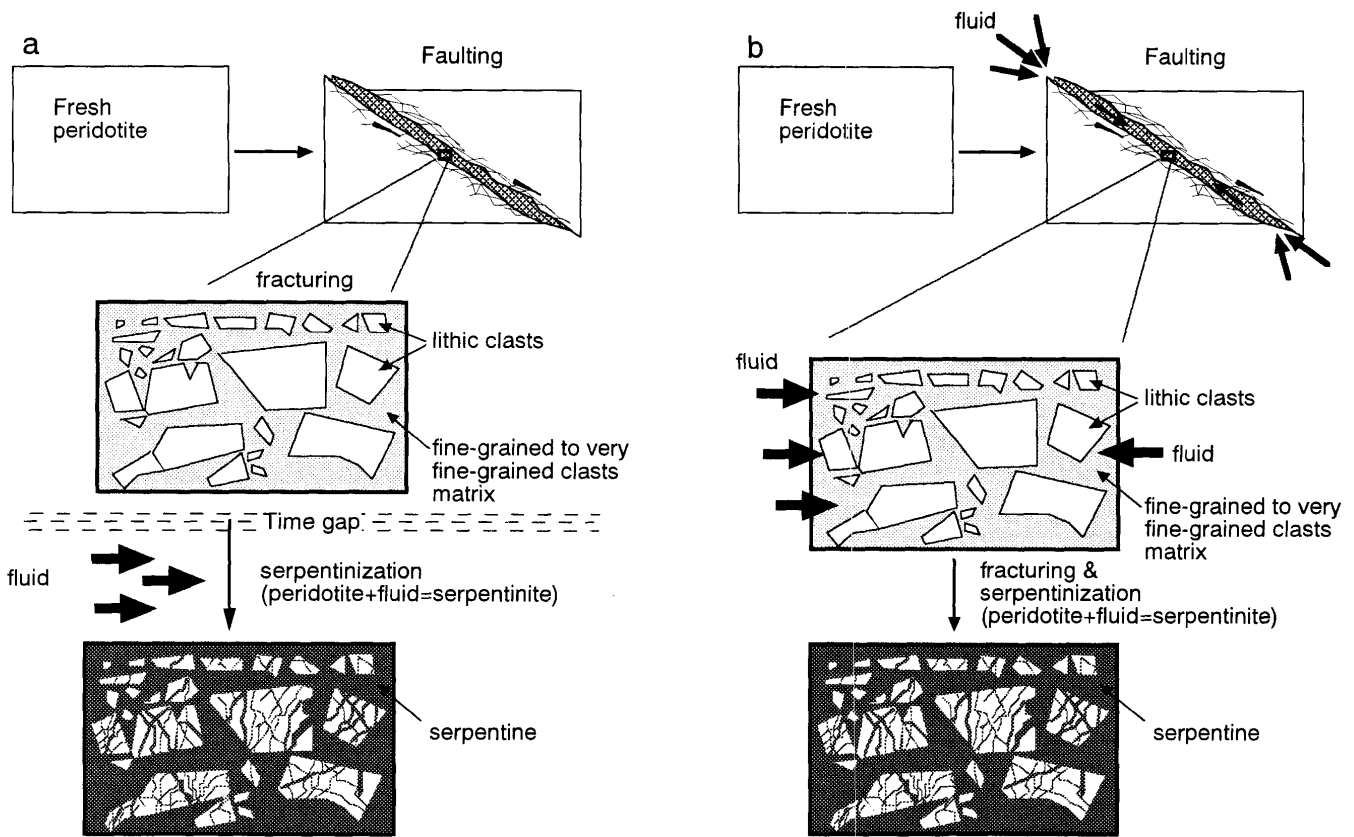


Fig. 9. Schematic diagram showing possible origins of the serpentinized cataclasite in this study. Fluid must have been locally supplied in the fault zone after (a) or during (b) the brittle deformation to cause the serpentinization.

蛇紋岩化した場合 (Fig. 9a) と (2) カタクレサイト化と同時に流体の付加を受け蛇紋岩化した場合 (Fig. 9b) とが考えられる。現段階では、どちらの可能性も否定できない。いずれの場合でも、幌満かんらん岩体は大部分が新鮮なかんらん岩体であるので、蛇紋岩化を起こした流体はカタクレサイトを形成した破碎帯に局部的に供給され、蛇紋岩化は極細粒粒子領域に選択的に進行したと考えられる。また、カタクレサイト全体に蛇紋岩化が進行していないことから、流体の供給は比較的短時間であったことが予想される。蛇紋石マトリクスに面構造・線構造がないことは、蛇紋岩化後に岩石組織を改変させるような構造運動を受けていないことを示唆する。

本岩石が蛇紋岩化によって、どの程度微細組織の改変を受けたのかを知ることは重要であるが、筆者の知る限りでは新鮮なかんらん岩起源のカタクレサイトについての詳細な報告はなく、比較できない。また、上述したように、露頭カタクレサイトの微細組織の特徴とは異なる点があり、それぞれのカタクレサイトの形成過程の違いや、他の断層岩との関係は今後の課題である。

4. 幌満岩体中に産するシュードタキライトの可能性のある岩石との比較：粒径分布からの検討

かんらん岩起源の断層岩として、幌満かんらん岩体のルールズライトからシュードタキライトの可能性のある岩石 (以下、シュードタキライト様岩) が報告されている

(Morishita, 1998)。このシュードタキライト様岩は、顕微鏡観察による組織の違いによって、岩石の中央部の白色部と周辺の茶褐色部に分けられている。Morishita (1998) はそれぞれの領域の粒径分布を測定し、それぞれの傾きが異なることを示した。シュードタキライト様岩と本岩石のメソスケールの粒径分布を比較すると、シュードタキライト様岩の明白色部のものと類似している (Fig. 10)。比較のためにそれぞれの粒径分布 (面積, 面積の平方根) に対して長濱ほか (1994) の式に曲線回帰を行った (Fig. 10)。結果を天然および実験で形成されたシュードタキライトのデータ (長濱ほか, 1994; 堤, 1994) と合わせて Table 2 に示す。ただし、このシュードタキライト様岩は母岩がスピネルルールズライトであり、蛇紋岩化カタクレサイトの起源となった岩石 (ハルツバーガイト) とは鉱物のモード組成が異なっている。また、本論で検討した蛇紋岩化したかんらん岩は幌満岩体中央部を流れる幌満川の下流域で採取された転石である (Fig. 1)。そのため、上記のシュードタキライト様石と本岩石との層序関係はわからない。

断層岩内の粒子の粒径分布を求めることは、断層岩の性質を定量的に表す一つの方法である。断層岩の粒径分布の傾きはさまざまであり (Table 2)、その断層を形成した時の物質の物性、破壊強度、変形様式に依存していることが期待される (例えば、Zhao et al., 1990; 長濱, 1991; Nagahama, 1991; 長濱ほか, 1994; 堤, 1994)。衝突実験で形成された破

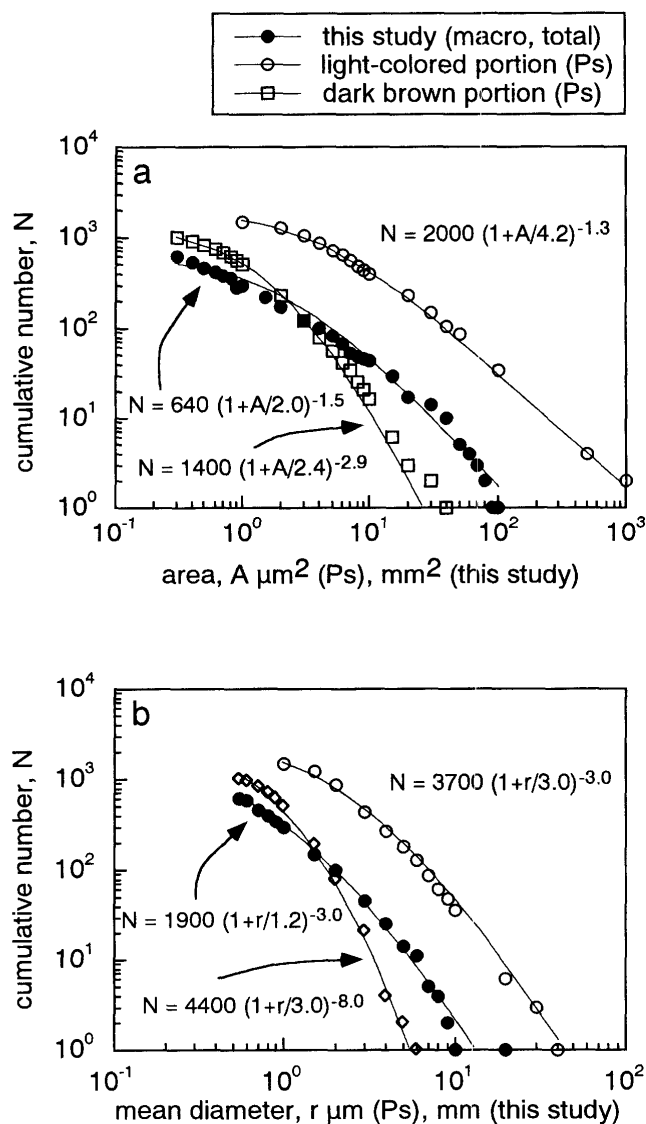


Fig. 10. Cumulative frequency diagram of clast size in the serpentinized cataclasite and pseudotachylyte-like vein. (a) area, (b) mean diameter (=area^{1/2}). Data of pseudotachylyte-like vein are after Morishita (1998). Ps; pseudotachylyte-like vein.

砕物の粒度分布の傾きは衝突の激しさに比例することが示されている (水谷, 1989; Mizutani et al., 1990; Kato et al., 1995). Lin (1996) は破碎帯中の粉碎起源シュードタキライトおよびガウジを産状により, 断層に沿って産するものと, カタクレサイト中に脈状に産するものとに分類し, カタクレサイトも含めたそれぞれの粒度分布の測定を行った。その結果, シュードタキライト, ガウジは産状に関わらず同様の粒度分布を示し, カタクレサイトとは異なる分布を示していることを明らかにした。

断層岩の粒度分布の傾きの持つ意味は十分に明らかに示されていないが, 蛇紋岩化したカタクレサイトとシュードタキライト様岩の粒度分布が類似していることは興味深く, その意義は今後の研究課題の一つである。

謝 辞

本研究を進めるにあたり金沢大学の荒井章司教授には原稿

を読んでいただき, 終始有益な議論をしていただいた。金沢大学の奥野正幸助教授には X 線粉末解析および鉱物の同定をご教示していただいた。総研 (A) 「地球惑星物質の組織学」研究集会での講演や議論は非常に有益であった (この研究集会の成果の一部は池田ほか (1997) によってまとめられている)。特に大阪大学土山 明助教授, 九州大学西山忠男助教授 (現在: 熊本大学教授) には平成 8 年度志賀島研究集会への参加を快く認めていただいた。名古屋科学博物館の西本昌司学芸員には励ましのお言葉をいただいた。金沢大学 (現在: 富山ボーリング) の増山孝行氏には画像処理についてアドバイスをいただいた。様似郡様似町の教育委員会には宿泊の便宜をはかっていただいた。京都大学の嶋本利彦教授, 新潟大学の豊島剛志助教授の丁寧な査読, 適切な助言によって本論は著しく改善された。編集委員の千葉大学の金川久一助教授には本論を構成する上で適切な提言をしていただいた。原稿の作成に文部省科学研究費補助金 (特別研究員奨励費) を使用した。

文 献

- 新井孝志・宮下純夫, 1994, シュンベツ川上流地域における日高帯ポリシリオフィオリイトの剪断変形と変成作用. 地質雑, **100**, 162-176.
- Bence, A. E. and Albee, A. L., 1968, Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, **76**, 382-403.
- Evans, B. W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 397-447.
- 人見香奈子・豊島剛志, 1997, 東北日本南西部の花崗岩類に発達する破碎構造に関する地質学的研究—蒲萄山塊花崗岩について—, 日本地質学会 104 年学術大会演旨, 389.
- Hoogerdujin Strating, E. H. and Vissers, R. L. M., 1994, Structures in natural serpentinite gouges. *Jour. Struct. Geol.*, **16**, 1205-1215.
- 猪木幸男, 1953, 幌満地方の輝石橄欖岩体. 地質雑, **59**, 111-120.
- 池田 進・中嶋 悟・土山 明, 1997, 岩石組織の画像解析—その自動化における現状と問題点—. 鉱物雑, **26**, 185-196.
- 石塚英男・石川正弘・鈴木里子・外田智千, 1997, 東南極ナビア岩体—地球最古のクラトンと超高温変成作用—. 地質雑, **103**, 口絵 XXIX-XXX.
- Kato, M., Iijima, Y., Arakawa, M., Okimura, Y., Fujimura, A., Maeno, N. and Mizutani, H., 1995, Ice-on-ice impact experiments. *JCARUS*, **113**, 423-441.
- 加藤孝幸, 1978, 神居古潭帯の沙流川超塩基性岩体について. 地球科学, **32**, 273-279.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986, 日高変成帯の構成. 地団研専報, no. 31, 189-2.
- 小松正幸・野地正保, 1966, 日高変成帯の超塩基性岩—幌満超塩基性岩とその産状について. 地球科学, **20**, 21-29.
- Komatsu, M., Toyoshima, T., Osanai, Y. and Arai, M., 1994, Prograde and anatectic reactions in the deep arc crust exposed in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Lithos*, **33**, 31-49.
- Lin, A., 1996, Injection veins of crushing-originated pseudotachylyte and fault gouge formed during seismic faulting. *Engineering Geol.*, **43**, 213-224.
- 林 愛明・松田時彦・嶋本利彦, 1994, 長野県飯田—松川断層沿いに産出するシュードタキライト: 粉碎起源のシュードタキライト? 構造地質, no. 39, 51-64.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成, 1986, 北海道中軸帯の第三紀深成岩類—分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス—. 地団研専報, no. 31, 223-246.
- 宮下純夫, 1983, 日高変成帯西帯におけるオフィオリイト層序の復

- 元. 地質雑, **89**, 69-86.
- 水谷 仁, 1989, 岩石の破壊による粒子のサイズ分布. 地学雑, **98**, 2-8.
- Mizutani, H., Takagi, Y. and Kawakami, S., 1990, New scaling laws on impact fragmentation. *ICARUS*, **878**, 307-326.
- Morishita, T., 1998, Possible pseudotachylyte from the Horoman peridotite complex of the Hidaka belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 18-23.
- 長濱裕幸, 1991, 断層内物質とフラクタル (粒度分布特性と表面積). 構造地質, no. 37, 31-39.
- Nagahama, H., 1991, Fracturing in the solid earth. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geology)*, **61**, 103-126.
- 長濱裕幸・嶋本利彦・大友幸子・Lochhead, A., 1994, シュードタキライト中に含まれる破砕物の粒度分布の再検討: シュードタキライトの起源についての意味. 構造地質, no. 39, 43-49.
- Niida, K., 1974, Structure of the Horoman ultramafic massif of the Hidaka metamorphic belt in Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **80**, 31-44.
- Niida, K., 1975, Textures and olivine fabrics of the Horoman ultramafic rocks, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **70**, 265-285.
- Niida, K., 1984, Petrology of the Horoman ultramafic rocks. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 61-81.
- 西本昌司, 1996, 画像処理ソフト "Adobe photoshop™" を用いた花崗岩質岩石のモード測定. 岩鉱, **91**, 235-241.
- 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.
- O'Hanley, D.S., 1991, Fault-related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallization during serpentinization. *Can. Mineral.*, **29**, 21-35.
- O'Hanley, D.S., 1996, *Serpentinities: records of tectonic and petrological history*. Oxford monographs on geology and geophysics, no. 34, 277 p.
- 岡本康宏・北村雅夫, 1990, スコットランド産シュードタキライトの鉱物学的研究. 日本鉱物学会 1990 年々会講演予稿集, 47.
- 大和田正明, 1989, 日高変成帯主体南端部に分布する花崗岩類の地質および化学組成—特に含金青石花崗岩類について—. 地質雑, **95**, 227-240.
- 小山内康人・宮下純夫・在田一則・番場光隆, 1986, 大陸地殻・海洋地殻接合衝上体における変成作用と温度・圧力構造—日高変成帯主帯・西帯の例—. 地団研専報, no. 31, 205-222.
- Sammis, C., King, G. and Biegel, R., 1987, The kinematics of gouge deformation. *Pure Appl. Geophys.*, **125**, 776-812.
- Sawaguchi, T. and Takagi, H., 1997, Inverted ductile shear movement of the Horoman peridotite complex in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 47, 107-122.
- Shiba, M., 1988, Metamorphic evolution of the southern part of the Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **6**, 273-296.
- Shimamoto, T. and Nagahama, H., 1992, An argument against the crush origin of pseudotachylytes based on the analysis of clast-size distribution. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 999-1006.
- 嶋本利彦・堤 昭人・川本英子・高橋美紀・青柳良輔・大友幸子, 1996, 断層岩と断層のレオロジー: 研究の歩みと展望. テクトニクスと変成作用 (原都夫先生退官記念論文集), 創文, 314-332.
- Sibson, R. H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- 高木秀雄, 1991, 地震の化石シュードタキライト. 地質ニュース, **437**, 15-25.
- 高木秀雄・小林健太, 1996, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学. 地質雑, **102**, 170-179.
- Takahashi, N., 1991, Origin of three peridotite suites from Horoman peridotite complex, Hokkaido, Japan; Melting, melt segregation and solidification processes in the upper mantle. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **86**, 199-215.
- 田中達夫, 1954, 限界値を考慮した粉碎機構の新しい考え方—摩擦力・衝撃力による粉碎の実験的研究—. 化学工学, **18**, 160-171.
- Toyoshima, T., 1990, Pseudotachylyte from the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **8**, 507-523.
- Toyoshima, T., Komatsu, M. and Shimura, T., 1994, Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *The Island Arc*, **3**, 182-198.
- 豊島剛志・正田直也・人見香奈子・高橋美穂・小林健太・大河内誠, 1997, 新潟県北東部五頭山塊花崗岩体西縁部に発達する断層岩—高速断層運動の痕跡? の解析と東北日本西縁断層帯の提唱—. 日本地質学会 104 年学術大会演旨, 389.
- 堤 昭人, 1994, 高速摩擦実験によって形成したシュードタキライト中の破砕岩片の粒径分布. 構造地質, no. 39, 125-133.
- Turcotte, D.L., 1986, Fractals and fragmentation. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 1921-1926.
- Wicks, F.J., 1984 a, Deformation histories as recorded by serpentinites. I. Deformation prior to serpentinization. *Can. Mineral.*, **22**, 185-195.
- Wicks, F.J., 1984 b, Deformation histories as recorded by serpentinites. II. Deformation during and after serpentinization. *Can. Mineral.*, **22**, 197-203.
- Wicks, F.J., 1984 c, Deformation histories as recorded by serpentinites. III. Fracture patterns developed prior to serpentinization. *Can. Mineral.*, **22**, 205-209.
- Zhao, Z. Y., Wang, Y. and Liu, X. H., 1990, Fractal analysis applied to cataclastic rocks. *Tectonophysics*, **178**, 373-377.

(要旨)

森下知晃, 2000, 幌満かんらん岩体の蛇紋岩化したカタクレーサイト転石の記載岩石学的特徴. 地質雑, **106**, 223-233. (Morishita, T., 2000, Petrographical characteristics of a serpentinized cataclasite boulder in the Horoman peridotite complex. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 223-233.)

北海道の幌満かんらん岩体から, 蛇紋石マトリクス中にさまざまなサイズのかんらん岩角礫片を含むカタクレーサイトの転石を採取した. 画像解析から, 岩片の形がサイズによらず不変であること, 岩片の粒径分布が修正フラクタル分布式 (長濱ほか, 1994) に従うことが示された. 露頭から採取したカタクレーサイトとの比較や, メソおよびミクروسケールでの粒径分布などからみて, 本岩石の形成は, かんらん岩の静的な蛇紋岩化だけでは説明されず, 断層運動によって多量のかんらん岩極細粒子 (マトリクス) が形成され, それらが選択的に蛇紋岩化を受けた結果であると推定される. 蛇紋岩化を起こした流体はカタクレーサイト形成とほぼ同時もしくはその後に破砕帯に短時間供給された.