北海道，幌満かんらん岩体の融解過程に伴う シンプレクタイトの形態，組成変化

Partial melting process in the upper mantle deduced from morphological
and chemical variations of the chromian spinel two-pyroxene
symplectite due to progressive partial melting of
the Horoman peridotite, Hokkaido, Japan

森 下 知 晃 (Tomoaki MORISHITA)*

荒 井 章 司 (Shoji ARAI)*

高 橋 奈 津 子 (Natsuko TAKAHASHI)**

The symplectite is characteristic of the Horoman peridotite of Hidaka belt, Hokkaido, northern Japan. The symplectite is composed of vermicular chromian spinel, orthopyroxene and clinopyroxene, and is surrounded by a fine-grained aggregate, which is composed of coarser and equant grains of the same minerals as in the symplectite. Textural and chemical characteristics of the symplectite systematically change depending on the degree of refractoriness of the peridotite. With an increase of refractoriness of the peridotite, the symplectite minerals become coarser and more refractory. The Cr # ($=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ atomic ratio) of a discrete spinel is distinctly higher and increases more rapidly with an increase of the Fo content of olivine than the Cr #'s of spinels in the symplectite and fine-grained aggregate.

The symplectite was formed by a breakdown of garnet+olivine, combined with partial melting and melt extraction. The differences of spinel composition depending both on the texture and on the degree of refractoriness of rock may indicate a process of inhomogeneous melting and melt extraction. The coarse-grained olivine-rich part of peridotites, which has simple grain boundaries and is relatively easy to be wetted by melt, was more effectively melted, while the symplectite and surrounding fine-grained aggregate, which have complicated grain boundaries and are enriched with pyroxenes, were less easily wetted by melt, and were less effectively melted. The relationship between the symplectite and the surrounding fine-grained aggregate may be inherited from the garnet-kelyphite rim relationship. Preservation of a delicate texture of the symplectite may mean that the heating duration was short on melting.

Keywords: Horoman peridotite, Symplectite, Cr/(Cr+Al), Garnet breakdown, Kelyphite rim, Partial melting, Melt extraction

I. はじめに

上部マントルにおけるマグマ発生の過程，特に部分融解（メルトの発生）およびメルト輸送過程には不明

な点が多い（例えば Bédard, 1989）。北海道日高帯の幌満岩体は上部マントル起源の新鮮なかんらん岩体であり，多くの研究者によってその履歴が明らかにされつつある（Nagasaki, 1966; Niida, 1984; Obata and

（平成6年9月22日受付，平成7年1月26日受理）

* 金沢大学理学部地学教室，〒 920-11 金沢市角間町

** 千葉大学理学部地球科学教室，〒 263 千葉市稲毛区弥生町 1-33

* Department of Earth Sciences, Faculty of Science Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa 920-11, Japan

** Department of Earth Sciences, Faculty of Science Chiba University, Chiba, 263, Japan

Nagahara, 1987; Takahashi, 1991a, b; 1992)。特に Takahashi (1992) は、幌満かんらん岩体の構造は割れ目の形成に伴う融解と、その割れ目を通してメルトが除去されることにより形成されたとするモデルを提唱した。

また、幌満かんらん岩体中には極めて独特な形態を呈するシンプレクタイト (細粒蠕虫状のスピネル、単斜輝石、斜方輝石からなる鉱物集合体) が限られた岩相に存在することが知られている (Nagasaki, 1966; Kushiro and Yoder, 1966; Tazaki *et al.*, 1972; 森・小白井, 1984; Takahashi and Arai, 1989)。その組織、形態の変化は幌満岩体の形成史を知る上で重要であるとされている (例えば Takahashi and Arai, 1989; Takahashi, 1992)。このシンプレクタイトの、かんらん岩の岩相の変化 (つまり融解の程度の変化) に伴う形態、化学組成の変化を明らかにすることにより、幌満岩体の形成プロセス (メルトの発生及び輸送過程) に対して束縛条件を与えることができるであろう。ここでは、現在までの幌満岩体のシンプレクタイトの研究をレビューし、新たなデータをもとにその成因を考察する。

II. 幌満かんらん岩体について

幌満かんらん岩体は北海道日高帯南西部に位置し、8×10 km にわたって露出している厚さ約 3,000 m の岩体である (小松ら, 1986; Niida, 1984)。主に、ほと

んど蛇紋岩化を受けていない極めて新鮮なかんらん岩 (ダナイト、ハルツバージャイト、スピネルレールゾライト、斜長石レールゾライト) より構成されており、少量のはんれい岩、パイロキシナイトも存在する。

小松・野地 (1966) は幌満かんらん岩体を、はんれい岩のバンドに富み、層状構造の発達した上部 (Upper Zone) と、かんらん岩が卓越し、岩層境界が漸移的な下部 (Lower Zone) に区分した。本論文では、この区分に従うこととする。Niida (1984) は詳細な岩相分布図を作成し、Lower Zone においては、鉱物の化学組成が連続的に変化し、繰り返していることを指摘している。

また、Takahashi (1991a, b; 1992) は、詳細な野外調査及び化学組成の検討から幌満かんらん岩体を構成しているかんらん岩を、MHL 系列 (Main Harzburgite-Lherzolite Suite), SDW 系列 (Spinel-rich Dunite-Wehrlite Suite), BDH 系列 (Banded Dunite-Harzburgite Suite) の三種類に区分した。

MHL 系列は幌満岩体の大部分を構成している。主に、ハルツバージャイト、スピネルレールゾライト、斜長石レールゾライトよりなる。この MHL 系列は溶け残りマントルかんらん岩の性質を持つとされている (Takahashi, 1991a, b)。また、かんらん岩の枯渇度が波状の変化を示す (Niida, 1984; Obata and Nagahara, 1987)。SDW 系列は、主にスピネルに富むダナイト、ウエールライトによって構成されており、マグマから

Fig. 1. (a) A peridotite block which shows a banding with sharp boundaries. The purplish brown lens is the symplectite-bearing fine-grained aggregate. Bright green is clinopyroxene and pale greenish brown is orthopyroxene. Note that the foliation indicated by the elongation of purplish brown lens is discordant with the banding. See Takahashi and Arai (1989). The scale is 5 cm. (b) Photomicrograph of a chromian spinel (brown) two-pyroxene symplectite which is cut parallel to the long axis, embedded in a lenticular fine-grained aggregate in spinel lherzolite. Note a morphological contrast for chromian spinel between two profiles, from the symplectite of (b) and (c). Plane-polarized light. Scale bar, 1 mm. (c) Photomicrograph of a chromian spinel two-pyroxene symplectite which is cut perpendicular to the long axis. Plane-polarized light. Scale bar, 1 mm. (d) Photomicrograph of a chromian spinel two-pyroxene symplectite in orthopyroxene porphyroclast in spinel lherzolite. Note that the lenticular aggregate is absent around the symplectite. Plane-polarized light. Scale bar, 0.5 mm. (e) Photomicrograph of a plagioclase-rich seam in plagioclase lherzolite. The seam is composed of chromian spinel (dark brown), olivine and plagioclase. Note that the color of spinel is darker in the seam than in the symplectite. Plane-polarized light. Scale bar, 1 mm. (f) Photomicrograph of a relic of symplectite in fine-grained plagioclase-rich seam in a transitional rock from spinel lherzolite to plagioclase lherzolite. Plane-polarized light. Scale bar, 1 mm. (g) Photomicrograph of an aggregate of orthopyroxene and chromian spinel (dark brown) in clinopyroxene-poor lherzolite. Plane-polarized light. Scale bar, 1 mm. (h) Sawed surface of symplectite-free spinel lherzolite. The black lens is spinel aggregate. Orthopyroxene is dark greenish brown and clinopyroxene is bright green. Note that the spinel aggregate is equivalent to the symplectite-bearing fine-grained aggregate in symplectite-bearing lherzolite (e.g. (a)). The scale is 5 cm.

Fig. 2. SEM micrograph of symplectite composed of spinel (the lightest and vermicular), orthopyroxene (the darkest) and clinopyroxene in spinel ilherzolite. The rock for the left panel (a) (Fo of olivine, 90.6) is slightly more fertile than the rock for the right one (b) (Fo of olivine, 91.1). Note the difference of grain size depending on the fertility of rock. Scale bar, 42 μ m.

の結晶集積岩であると考えられる (Takahashi, 1991a, b)。この SDW 系列の岩石は MHL 系列の最も枯渇度の高い岩相 (ハルツバージャイト) 中に限って存在し、連続性もよい (Takahashi, 1991a, b)。BDH 系列は、主に Mg, Cr に富むダナイト、ハルツバージャイトによって構成されており、やはりマグマからの結晶集積岩であると考えられる (Takahashi, 1991a, b)。この BDH 系列の岩石は連続性が悪く MHL 系列中にブロック状に存在していると考えられている。Takahashi (1991a, b) は BDH 系列の岩石は MHL 系列の岩石が上昇してくる過程において最上部マントルで取り込まれた異質岩塊である可能性を指摘している。

シンプレクタイトは主として Lower Zone の MHL 系列中のスピネルレーゾライト中に見られ、Upper Zone ではほとんど見られない (Niida, 1984; Takahashi and Arai, 1989)。

III. シンプレクタイトについて

1. シンプレクタイトの定義とその産状

幌満かんらん岩体におけるシンプレクタイトは細粒蠕虫状の鉱物集合体であり、三次元的には球状から回転楕円体状の形態を示す (Fig. 1-b, c)。シンプレクタイトの構成鉱物は多くの場合スピネル、斜方輝石、単斜輝石であるが、斜長石レーゾライトとスピネルレーゾライトとの境界付近に限って、斜長石、かんらん石、スピネルと少量の斜方輝石からなるシンプレクタイトが観察される。本論文では前者の鉱物組み合わせを有するシンプレクタイトを取り扱う。シンプレクタイトの大きさは様々で、最大で 3 mm に達するも

のがある。主要構成鉱物であるスピネルの幅は、およそ 0.5–20 μ m である。輝石類は必ずスピネルと接しており、スピネルより粗粒である (Fig. 2-a, b)。

幌満かんらん岩体におけるシンプレクタイトの産状は以下の二種類が報告されている (Takahashi and Arai, 1989)。

(1) 細粒のスピネル、単斜輝石、斜方輝石からなる細粒レンズ状集合体に包有されているもの (Fig. 1-b, c)。この細粒レンズ状集合体は岩相によって、サイズ、量が様々に変化する。また包有されるシンプレクタイトの数は集合体のサイズによる。すなわち細く小さい細粒レンズ状集合体にはシンプレクタイトは通常一つしか包有されないのに対して、太く、大きな細粒レンズ状集合体には、数個のシンプレクタイトが包有されていることが多い。

(2) ポーフィロクラストの斜方輝石に単独で包有されるもの (Fig. 1-d)。この場合、(1) の産状のように細粒レンズ状集合体を伴わないことが特徴である。(1) の産状のシンプレクタイトに比べると、(2) の産状のシンプレクタイトはまれである。シンプレクタイト中の斜方輝石と、このシンプレクタイトを包有しているポーフィロクラスト斜方輝石は光学的に連続している。また非常にまれであるが単斜輝石ポーフィロクラストにも同様の包有物がみられる。

幌満岩体でのシンプレクタイトの分布は非常に限られている。スピネルレーゾライトでも比較的メルト成分の枯渇度の低いものに含まれる。Takahashi and Arai (1989), Takahashi (1991a, b) によると、粗粒で分離した粒子をなすクロムスピネルのコアの Cr #

($= \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 原子比) が 0.15 から 0.34 のレールゾライトに限って上記 (1), (2) のシンプレクタイトが含まれる。一方, 斜長石レールゾライトには (2) の産状のものしか存在しない。

2. シンプレクタイトについての研究史

Kushiro and Yoder (1966) は単純化したかんらん岩系の実験結果の適用例として幌満岩体のシンプレクタイトを取り上げ, ざくろ石+かんらん石=スピネル+斜方輝石+単斜輝石で表されるざくろ石のサブソリダスでの減圧反応の生成物である可能性を示唆した。Tazaki *et al.* (1972) は幌満岩体のシンプレクタイトおよび細粒集合体を取り出して加圧し実際にざくろ石が形成されるのを確認した。森・小白井 (1984) は斜長石レールゾライトの細粒鉱物集合体の化学組成からクロムを含むざくろ石が変化したものであるとした。またレールゾライト中では, シンプレクタイトの形成には斜方輝石からスピネルが離溶する反応が関与したと考えた。

Takahashi and Arai (1989) は, シンプレクタイトの形態, 及び化学組成を詳細に検討し, シンプレクタイトは基本的にはざくろ石がかんらん石と低圧でサブソリダスで反応してスピネル, 単斜輝石, 斜方輝石になったものであるということを指摘している。さらに, シンプレクタイトのバルクの化学組成が, かんらん岩の枯渇度に応じて変化していることを明らかにした。すなわち, メルト成分に枯渇していない斜長石レールゾライト中のシンプレクタイトはざくろ石-かんらん石の連結線上にのるが, 岩石の枯渇度の上昇とともにざくろ石-かんらん石の連結線から離れるようになる (Fig. 3)。Takahashi and Arai (1989) は, これをメルト成分の抽出によるものと考えた。ここで, シンプレクタイトのバルクの組成はマイクロプローブのビーム径を広げて数点から十数点分析した値の平均値である。このように求めたバルク化学組成は, 個々の鉱物の化学組成および量比から計算されたものとはほぼ一致する (Takahashi and Arai, 1989)。つまりシンプレクタイトは, ざくろ石がかんらん石と低圧で反応して分解し, 同時にメルトの抽出の影響を受けたものであるとした。また, シンプレクタイトとその周辺の細粒鉱物集合体の関係については, ざくろ石とざくろ石の低圧分解物であるとされているケリファイト・リムの関係 (例えば, Reid and Dawson, 1972) と似ていることを指摘している。

Fig. 3. Relationships between SiO_2 wt% and Al_2O_3 , CaO wt% for bulk composition of the chromian spinel two-pyroxene symplectite. Small solid circle, symplectite in the fine-grained aggregate in spinel lherzolite. Large solid circle, symplectite included in orthopyroxene in spinel lherzolite. Open solid circle, symplectite included in orthopyroxene in plagioclase lherzolite. Solid diamond, olivine. Data from Takahashi and Arai (1989). Range for pyrope-rich garnet are after a compilation by Takahashi and Arai (1989).

IV. 岩石記載

幌満かんらん岩の記載は Niida (1984), Takahashi (1991a, b) などにより詳細に行われているのでここでは要点のみを述べる。

MHL 系列を構成している岩相は主にハルツバージャイト, スピネルレールゾライト, 斜長石レールゾライトからなる。主要構成鉱物は, かんらん石, 単斜輝石, 斜方輝石, スピネルであり, 斜長石レールゾライトではこれに斜長石が加わる。

1. シンプレクタイトおよび細粒レンズ状集合体について

シンプレクタイトは一般にレンズ状の細粒鉱物集合体に包有されて産する (Fig. 1-b, c)。この細粒レンズ状集合体は, 肉眼では紫褐色を呈する (Fig. 1-a)。このレンズ状集合体の伸長方向は岩石の葉理構造と線状構造に平行であり, また, この伸長方向は岩相の境界面にほぼ平行である場合が多い。しかし, レンズ状集合体が岩相の境界面と斜行している場合もある (Fig. 1-a)。MHL 系列のかんらん岩類は一般にポーフィロクラスティック組織を示す。かんらん石中には多くの流体包有物のレリックが見られる (Arai and Hirai,

Fig. 4. Frequency histograms of the width of spinel rods in the symplectite. Rock samples become refractory upward from (c) to (a). Note that the spinel becomes coarser as the rock becomes more refractory.

1985; Hirai and Arai, 1987). 斜長石レーンゾライトでは斜長石、かんらん石、スピネルなどからなる薄層状集合体がみられる (Fig. 1-e)。斜長石にはアルバイト式双晶がみられ、かんらん石、スピネルと密接に伴い、単独で存在することはない。クロムスピネルは他形で、その鏡下での色は岩石の枯渇度とともに変化する。枯渇度の比較的低い岩石では黄褐色を呈し、高くなるにつれて色が濃くなり、ハルツパージャイトでは

赤褐色を呈する。斜長石レーンゾライト中では斜長石を伴わない大型のスピネル (淡黄緑色) は極めてまれで、一般に細粒で褐色を呈する (Fig. 1-e)。

シンプレクタイトの主要構成鉱物の一つであるスピネルのサイズは、低枯渇度 (メルト成分に富む) の岩相では小さく ($0.5 \mu\text{m}$ 程度)、高枯渇度 (メルト成分に乏しくなる) になるにつれて大きくなる ($20 \mu\text{m}$ 程度) 傾向がある (Fig. 2-a, b; Fig. 4)。また、Takahashi and Arai (1989) は斜長石レーンゾライト中のものの方が、スピネルレーンゾライト中のものよりも全体のサイズが大きいのことを指摘している。

細粒レンズ状集合体は、輝石に富む (メルト成分に富む) 岩相では、その全体のサイズは小さく、その量 (個数及びモード) は多い。岩相が輝石に乏しくなる (メルト成分に乏しくなる) につれて、そのサイズは大きくなり、その量 (個数及びモード) は少なくなる。輝石がかなり少ない岩相で、この細粒レンズ状集合体が、かなり連続性のよい (しばしば 10 m 以上連続している) 薄層状 (1 cm 以下) に集合する。

斜長石レーンゾライト中ではスピネル、斜方輝石、単斜輝石からなる細粒レンズ状集合体はなく、代わりに斜長石、かんらん石、スピネルなどからなる薄層状集合体が存在する (Fig. 1-e)。シンプレクタイト及び細粒レンズ状集合体から斜長石を含む集合体への漸移が鏡下で観察できる (Takahashi and Arai, 1989)。例えばスピネルレーンゾライトから斜長石レーンゾライトの漸移相では、シンプレクタイト中のスピネルの周りを斜長石がフィルム状に取り囲んでいるのが観察される。また斜長石に富む薄相中にシンプレクタイトの痕跡がしばしば認められる (Fig. 1-f)。

含シンプレクタイトレーンゾライトより枯渇度の高い岩石、すなわちシンプレクタイトを包有しないスピネルレーンゾライトおよびハルツパージャイト中には、複雑な形を呈し斜方輝石を密接に伴った比較的大型 (5 mm 程度) のスピネル (Fig. 1-g)、もしくは、比較的大型 (3 mm 程度) のスピネルのレンズ状 (長さ $1\text{--}2 \text{ cm}$ 程度) 集合体 (Fig. 1-h) が存在する (Takahashi and Arai, 1989)。

VI. 鉱物化学組成

構成鉱物の化学組成の決定は金沢大学理学部設置のSEM (明石 $\alpha\text{-30}$)—EDAX (エネルギー分散型 X 線分光装置)—SORD システムを用いて行った。測定は粗粒な鉱物においては原則としてコア部分について行い、一枚の薄片から三点以上の測定値の平均値を採用

Table 1. Selected SEM analyses of minerals in the symplectite-bearing peridotites

sample No. (wt%)	BO-250d			spinel	aggregate			spinel	symplectite		
	olivine	opx	cpx		opx	cpx	spinel		opx	cpx	spinel
SiO ₂	41.47	56.59	53.22	0.06	56.38	52.93	0.14	56.80	53.14	0.23	
TiO ₂	0.05	0.10	0.20	0.17	0.11	0.19	0.09	0.22	0.28	0.15	
Al ₂ O ₃	0.29	2.91	4.20	30.86	3.63	5.26	45.79	3.50	4.32	49.93	
Cr ₂ O ₃	0.06	0.75	1.59	37.72	0.68	1.26	22.90	0.53	1.19	18.60	
FeO*	8.48	5.34	2.42	16.36	5.52	2.41	13.65	5.60	2.13	11.77	
MnO	0.17	0.14	0.10	0.01	0.20	0.17	0.00	0.20	0.12	0.02	
MgO	48.67	33.06	15.58	14.29	32.50	15.70	17.35	32.51	15.19	18.61	
CaO	0.02	0.96	21.00	0.16	0.80	21.54	0.15	0.57	22.35	0.13	
Na ₂ O	0.28	0.17	0.84	0.03	0.00	0.55	0.00	0.00	0.84	0.01	
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.03	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	
P ₂ O ₅	0.00	0.10	0.22	0.10	0.00	0.09	0.05	0.13	0.30	0.12	
NiO	0.47	0.05	0.08	0.22	0.15	0.06	0.24	0.21	0.05	0.29	
Total	99.96	100.17	99.44	100.01	100.03	100.26	100.36	100.29	99.91	99.90	
Mg#	91.1	91.7	92.0	63.3	91.3	92.1	71.0	91.2	92.7	75.0	
Cr#		0.147	0.202	0.451	0.112	0.138	0.251	0.093	0.156	0.200	

sample No. (wt%)	BO-261.5			spinel	aggregate			spinel	symplectite		
	olivine	opx	cpx		opx	cpx	spinel		opx	cpx	spinel
SiO ₂	41.66	57.56	53.24	0.33	56.32	52.91	0.21	56.54	53.37	0.32	
TiO ₂	0.00	0.15	0.14	0.13	0.14	0.27	0.07	0.06	0.30	0.09	
Al ₂ O ₃	0.25	3.24	3.63	41.36	3.75	3.85	48.08	3.41	3.35	48.31	
Cr ₂ O ₃	0.02	0.66	1.21	27.03	0.57	0.88	20.81	0.58	1.11	20.71	
FeO*	8.86	5.86	2.35	15.51	5.78	2.27	12.95	5.84	2.02	12.12	
MnO	0.12	0.19	0.04	0.06	0.22	0.09	0.08	0.24	0.17	0.00	
MgO	48.55	33.08	16.47	15.37	32.50	16.22	17.50	33.07	16.13	17.77	
CaO	0.03	0.77	22.10	0.09	0.73	22.42	0.15	0.52	23.13	0.26	
Na ₂ O	0.01	0.00	0.33	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.04	
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.07	0.19	0.06	0.12	0.03	0.12	0.00	0.03	
NiO	0.36	0.19	0.23	0.19	0.11	0.05	0.21	0.15	0.00	0.33	
Total	99.93	101.76	99.81	100.28	100.18	99.36	100.11	100.52	99.57	99.98	
Mg#	90.7	91.0	92.6	64.9	90.9	92.7	71.1	91.0	93.4	72.3	
Cr#		0.120	0.183	0.305	0.092	0.132	0.224	0.102	0.181	0.223	

sample No. (wt%)	BO-280			spinel	aggregate			spinel	symplectite		
	olivine	opx	cpx		opx	cpx	spinel		opx	cpx	spinel
SiO ₂	41.15	55.79	53.72	0.08	57.14	53.54	0.17	56.64	52.76	0.19	
TiO ₂	0.03	0.11	0.09	0.06	0.00	0.04	0.08	0.09	0.13	0.05	
Al ₂ O ₃	0.29	3.82	3.91	51.98	2.78	4.37	53.71	3.05	5.11	52.93	
Cr ₂ O ₃	0.06	0.55	1.18	16.93	0.46	0.94	14.79	0.45	0.92	15.55	
FeO*	8.97	5.90	3.05	12.37	5.93	2.16	11.77	5.96	2.66	11.62	
MnO	0.18	0.17	0.13	0.03	0.18	0.05	0.05	0.11	0.12	0.04	
MgO	48.57	32.72	18.62	18.35	33.51	16.17	18.67	33.82	15.90	18.71	
CaO	0.04	0.73	18.74	0.05	0.57	22.35	0.09	0.39	21.76	0.10	
Na ₂ O	0.20	0.11	0.56	0.03	0.00	0.52	0.00	0.20	0.43	0.01	
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.11	0.05	0.00	0.08	0.04	0.02	0.03	0.01	
NiO	0.40	0.12	0.09	0.32	0.18	0.31	0.35	0.09	0.15	0.35	
Total	99.92	100.05	100.21	100.28	100.76	100.56	99.73	100.81	99.96	99.60	
Mg#	90.6	90.8	91.6	73.1	91.0	93.0	74.1	91.0	91.4	74.5	
Cr#		0.088	0.169	0.179	0.099	0.126	0.156	0.090	0.108	0.165	

opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene; aggregate, fine-grained aggregate.

FeO*, total iron as FeO; Mg #, Mg/(Mg+Fe*) atomic ratio (Fe*, total Fe) except for spinel, and Mg/(Mg+Fe²⁺) for spinel in which Fe²⁺ was calculated assuming spinel stoichiometry; Cr #, Cr/(Cr+Al) atomic ratio.

した。特にかんらん石は、かんらん石に富む部分のものを測定し、その岩石の代表値とした (Table 1)。鉍物の化学組成は Takahashi (1991a, b; 1992) により詳細に検討されている。ここではシンプレクタイトに関する点のみ述べる。

シンプレクタイト及び細粒集合体中のクロムスピネル、輝石の組成、特に Cr # は岩石の枯渇度の変化とともに規則的に変化する (Fig. 5)。クロムスピネルはシンプレクタイト、細粒集合体とも Cr # は 0.139-0.251 まで変化する (Fig. 5) が、後者のもののほうがやや高い傾向がある。粗粒で分離した粒子をなすクロムスピネル、斜方輝石の Cr # はシンプレクタイト、細粒集合体中のものより常に高い。ここで注目すべきは、岩石の枯渇度の上昇に伴うシンプレクタイトと周囲の細粒鉍物集合体の Cr # の上昇率が、粗粒で分離した粒子をなすものよりも低いという点である。このスピネルや輝石の化学組成のばらつきから、幌満かんらん岩体のかんらん岩は鉍物の化学組成の上で極めて非平衡な岩石であるといえる。

VII. 議 論

シンプレクタイトのバルク、構成鉍物の規則的变化 (Takahashi and Arai, 1989; Fig. 3) などから、これらが単なるサブソリダスの反応形成物ではないことは明瞭である。シンプレクタイトの組成変化は、サブソリダスの反応に伴うものである可能性は低いと考えられる。シンプレクタイトの形成に流体が関与した形跡は無いし、周囲にシンプレクタイトのバルクの組成の変化と関連していると思われる現象 (例えば新たな鉍物の生成) は認められない。Takahashi and Arai (1989) の議論にもあるようにザクロ石+かんらん石の減圧反応と、部分融解によるメルトの除去の双方が関与したものとするのが最も妥当であろう。岩石の枯渇度の上昇に伴うシンプレクタイトのサイズの減少 (Takahashi and Arai, 1989)、シンプレクタイトの構成鉍物の粗粒化 (Fig. 4) はこの考えと調和的である。ここで注意が必要なのは、Fig. 3 などから読み取れるシンプレクタイトから除去される“メルト成分”は、かんらん岩体から除去されるもの (おそらく玄武岩質; Takahashi, 1992) とは異なっていることである。シンプレクタイトのバルク組成の変化をもたらしたものは、いわば、かんらん岩の部分溶融体でシンプレクタイト部分から寄与する成分といえるものである。

同一岩石中の鉍物、特にスピネルの Cr # の多様性、および岩石の枯渇度の変化に伴うその規則的变化か

ら、部分融解の際のメルトの形成 (抽出) において、同じ鉍物でありながら組織の違いに応じて異なった貢献をした可能性がある。

通常の融解プロセスでは、Ca や Al に富むざくろ石 (シンプレクタイト) 周辺部ではソリダスが比較的低いため局所的に融解度が上昇するであろう。しかし、幌満岩体が受けた融解作用はこのようなものではなかったと考えられる。つまり鉍物境界が比較的単純で、かんらん石に富む粗粒な部分は、融解の際によりメルト成分の抽出、輸送を受けやすかったために急激にメルト成分に枯渇する (Cr に富む) ようになる。この部分ではかんらん石に富み粒界が単純なためメルトの連結度がよく (Toramaru and Fujii, 1986) 他から流入するメルトにより融解は促進されたのであろう。それに比べて、シンプレクタイトのように鉍物境界が複雑で、しかも輝石に富む部分はメルトに濡れにくく、外から流入するメルトに影響されにくかったためメルト成分の抽出、輸送が起こりにくく、Cr # の上昇はあまり急激ではなかったと考えられる。また、残存ざくろ石が加熱によってかんらん石と反応し輝石とスピネルになる際の反応熱 (吸熱) が大きいとざくろ石 (シンプレクタイト) 周辺が局所的に融解度が低下する可能性もある。ただしこれは現段階で量的に見積もられていない。

また、シンプレクタイトと周りの細粒鉍物集合体の関係は前述したようにざくろ石とその周りのケリファイト・リム関係の痕跡であると考えられる。この鉍物集合体はシンプレクタイトの構成鉍物と同様に岩石の部分融解の進行に伴って化学組成の変化および粒径の変化を受けたものと思われる。すなわち、ケリファイトリムが粗粒化し、化学組成的に変化を受けたものであると考えられる。シンプレクタイト中の斜長石は、このような一連の融解の影響をほとんど受けなかった Al, Ca に富むシンプレクタイトが減圧した際に、スピネルと輝石がサブソリダスで反応してできたものであると考えられる (Takahashi and Arai 1989)。

更に、シンプレクタイトの様に非常に微細な組織が岩石の部分融解後にもなお残っているということは部分融解に要した時間は比較的短かった可能性がある。つまり、幌満の層状構造を形成した割れ目形成に伴う融解は、非常に短時間の加熱によるものと予想される。これは、Takahashi (1992) のモデル (高温のメルトの貫入に伴う割れ目の形成および融解) と調和的であるといえる。

ひとつの可能なシナリオは以下の様である (Fig.

Fig. 5. Relationships between the Cr/(Cr+Al) atomic ratio of three kinds of spinels (discrete, aggregate and symplectite) and the Fo content of coexisting olivine. Solid line connects spinels in a single thin section. Note that the Cr content of the discrete spinel increases more rapidly than that of the others as the Fo content of olivine increases.

6). ざくろ石かんらん岩が深部からもたらされてスピネルかんらん岩安定領域に定置した。ざくろ石は一部ケリファイト化しているのみでスピネルかんらん岩には転移はしていない。これに下方から高温のメルトが割れ目形成を伴って貫入し、周囲を加熱する。ざくろ石はスピネル、輝石シンプレクタイトに分解するとともに部分融解する。ケリファイト部分は粗粒化し、シンプレクタイトを包有する形となる。融解の程度の高い部分ではシンプレクタイトは消えクロムスピネルに富む集合体となる。ほとんど融解を受けていない部分ではさらに低圧下でサブソリダスの反応が進行し、斜長石を含むシンプレクタイトになる。

VIII. ま と め

1. シンプレクタイトは、ざくろ石+かんらん石が減圧および加熱により単斜輝石+斜方輝石+クロムスピネル+メルトに分解されることにより形成された。
2. シンプレクタイトの周囲の細粒集合体は部分融解以前のざくろ石の周囲のケリファイト・リムがメルトの抽出を受け粗粒化したものである。
3. 幌満かんらん岩体 (MHL 系列) を構成している比較的低温低圧度の岩石は、同一岩石中のスピネルの広い化学組成の幅に代表されるように非平衡な岩石である。融解の程度がより上昇すると鉱物は粗粒化し、平衡となる。

Fig. 6. Cartoon showing a possible origin of the symplectite in the Horoman peridotite. symp, symplectite; f. g. a., fine-grained aggregate.

4. これらの岩石の化学組成上の非平衡は、部分融解の際に、岩石の組織および鉱物組み合わせの違いに大きく支配された不均質なメルトの抽出が起こったためであると考えられる。

5. この幌満かんらん岩体の層状構造を形成した部分融解は、微細なシンプレクタイトの組織がメルトの抽出を受けても残っているほど、短時間であったと考えられる。

謝 辞 この研究を進めるにあたり、金沢大学理学部地学教室の石渡明助教授、寅丸敦志博士には、有益な議論、助言をしていただいた。金沢大学理学研究科の二ノ宮淳、阿部なつ江、宿野浩司、松影香子の皆様には野外調査の際に協力していただいた。特に松影香子さんには幌満岩体全体にわたって議論していただいた。日高支庁の国定公園管理事務所および浦河営林署の皆様には野外調査の際の便宜を図っていただいた。様似郡様似町の駅前民宿の皆様には宿泊中親切にいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- Arai, S. and Hirai, H. (1985), Relics of H₂O fluid inclusions in mantle-derived olivine. *Nature*, **318**, 276-277.
- Bédard, J.H. (1989), Disequilibrium mantle melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 359-366.
- Hirai, H. and Arai, S. (1987), H₂O-CO₂ fluids supplied in alpine-type mantle peridotites: electron petrology of relic fluid inclusions in olivines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **17**, 416-425.
- 小松正幸, 野地正保 (1966), 日高変成帯の超塩基性岩 I—幌満超塩基性岩とその産状について. 地球科学, **20**, 21-29.
- 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, **30**, 189-203.
- Kushiro, I. and Yoder, H.S., Jr. (1966), Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, **7**, 337-362.
- 森 健, 小白井亮一 (1984), 幌満超塩基性岩の初生鉱物. 日本地質学会第 91 年講演要旨, 394.
- Nagasaki, H. (1966), A layered ultrabasic complex at Horoman, Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **16**, 313-346.
- Niida, K. (1984), Petrology of the Horoman ultramafic rocks. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 61-81.
- Obata, M. and Nagahara, N. (1987), Layering of alpine-type peridotite and the segregation of partial melt in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3467-3474.
- Reid, A.M. and Dawson, J.B. (1972), Olivine-garnet reaction in peridotites from Tanzania, *Lithos*, **5**, 115-124.
- Takahashi, N. (1991a), The evolutionary history of the uppermost mantle of an arc system: petrology of the Horoman massif, Japan. In *Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere: Proceedings of Oman ophiolite Symposium, 1990*. (Peters, Ti. Ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 197-208.
- Takahashi, N. (1991b), Origin of three peridotite suites from Horoman peridotite complex, Hokkaido, Japan; Melting, melt segregation and solidification processes in the upper mantle. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **86**, 199-215.
- Takahashi, N. (1992), Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex, *Nature*, **359**, 52-55.
- Takahashi, N. and Arai, S. (1989), Textural and chemical features of chromian spinel-pyroxene symplectite in the Horoman peridotites, Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sec. B*, **10**, 45-55.
- Tazaki, K., Ito, E. and Komatsu, M. (1972), Experimental study on pyroxene-spinel symplectite of high pressures and temperatures. *J. Geol. Soc. Japan*, **78**, 347-354.
- Toramaru, A. and Fujii, N. (1986), Connectivity of melt phase in partially molten peridotite. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9239-9252.