The Geological Society of Japan

地質学論集　第47号　173－183ページ，1997年1月
Mem. Geol. Soc. Japan, No. 47, p. 173-183, January 1997

落合 — 北房岩体と幌満岩体の比較成因論：マントル溶融過程の多様性

Ochiai-Hokubo peridotite and Horoman peridotite :
a genetical comparison for insight into diverse melting processes in the upper mantle

松影　香子*
荒井　章司*

Kyoko Matsukage *
Shoji Arai *

1995年10月23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

Abstract

The Ochiai-Hokubo peridotite complex, the Sangun zone, southwest Japan, and the Horoman peridotite complex, the Hidaka Zone, Hokkaido, are compared with one another, to understand the diversity of melting process in the upper mantle. The Ochiai-Hokubo complex consists of spinel lherzolite, spinel harzburgite, dunite, wehrlite and clinopyroxenite, and the Horoman peridotite complex, of plagioclase lherzolite, spinel lherzolite, spinel harzburgite, dunite, wehrlite, and a small amounts of gabbro and pyroxenite. The basic structure, an alternation of harzburgite-lherzolite and dunite-wehrlite, is common to the two complexes.

In harzburgite and lherzolite, $Cr^{\#}$ (=Cr/(Cr+Al) atomic ratio) of spinel widely varies, from 0.15 to 0.78 in the Ochiai-Hokubo complex, 0.08 to 0.68 in the Horoman complex. In the Horoman complex, the $Cr^{\#}$ of spinel rapidly increases with an increase of Fo content of coexisting olivine (88.8-92.8). On the other hand, Fo content of olivine in the Ochiai-Hokubo harzburgite-lherzolite (mostly 88-90) does not correlate with the $Cr^{\#}$ of spinel. The Horoman harzburgite and lherzolite is similar to ordinary mantle peridotite on textural, modal and chemical compositions. The Cpx/(Cpx+Opx) ratio rapidly decreases with an increase of $Cr^{\#}$ of spinel, and is around 0.1 when $Cr^{\#}=0.5$ and is zero when $Cr^{\#}>0.6$. On the other hand, the Ochiai-Hokubo harzburgite-lherzolite is different from ordinary mantle peridotite ; Cr-rich spinel ($Cr^{\#}>0.5$) coexists with relatively coarse diopside (up to 1mm across). In dunite and wehrlite from both complexes, Fe^{2+} content of olivine and Ti and Fe^{3+} contents of spinel are higher than those of lherzolite and harzburgite.

The lherzolite and harzburgite in the Horoman complex are simple residual peridotites which were formed by melting and melt extraction. The deviation of the Ochiai-Hokubo harzburgite-lherzolite from the ordinary mantle peridotite in the modal and chemical characteristics is due to its interaction between infiltrating anhydrous melts and wall rock lherzolite. The dunite and wehrlite are a cumulate from the infiltrating melts modified by the interaction. The difference in petrological characteristics between these complexes resulted from differences in the amount of infiltrating melt and the efficiency of melt extraction.

Key words : Ochiai-Hokubo ultramafic complex, Horoman peridotite complex, cpx-rich harzburgite, melt-mantle interaction, melting processes

はじめに

上部マントル起源の固体貫入岩はマントルから地表に露出するまでにサブソリダスで変成・変形作用を受けるため，マントルで受けた様々なプロセスの記録は多かれ少なかれ消される．しかしそこに記録された岩相，化学組成の変化の多くは上部マントルでの火成作用によって形成されたと考えられており，それらの“残された記録”から直接，上部マントルでのマグマの発生，輸送過程を読み取ることができる．

北海道日高帯の幌満かんらん岩体では多くの記載岩石学的，地球化学的研究が行われ，岩体の形成史が明らかになりつつあり，またマグマの発生，輸送過程の有益な情報が得られている（Niida, 1984 ; Obata and Nagahara, 1987 ; Frey et al. 1991 ; Takahashi and Arai, 1989 ; Takahashi, 1991a, b, 1992 ; Takazawa et al., 1992 ; Yoshikawa et al., 1993 ; Ozawa and Takahashi, 1995）．特に Takahashi（1991a,

© The Geological Society of Japan 1997

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

b, 1992）は，幌満岩体の大部分がクラックの形成および高温のメルトの貫入に伴う融解とクラックに沿ったメルトの除去によって形成された単純な溶け残り岩からなっているという結論を出した．しかし幌満岩体で明らかにされたプロセスで，必ずしもすべてのかんらん岩体に記録された構造および化学組成を説明出来るわけではない．例えば，幌満岩体で示された部分溶融体からの一方的なメルトの抽出（Takahashi, 1991a, b, 1992）だけでなく，メルトとその通り道のかんらん岩との相互作用を伴ったメルトの移動の重要性も指摘されている（例えば，Quick, 1981 ; Kelemen, 1990）．様々なかんらん岩体でみられるマントル溶融過程の多様性をもたらす要因についてはまだ不明な点が多い．岡山県三郡帯の落合－北房超マフィック岩体は幌満岩体と同様上部マントル起源であり，岩体を構成する岩相に類似点がある一方で，幌満岩体とは異なる岩石学的性質も有している（荒井ほか，1988）．本小論は幌満岩体と落合－北房岩体を比較し，その岩石学的性質の違いをもたらした原因について議論するのを目的とする．このような比較マントル物質学は上部マントルにおける火成プロセスの全貌を理解する第一歩として重要である．

ここでは今までに公表された結果をレビューし，筆者の新たな観察事実，データを加えて幌満岩体と落合－北房岩体の比較成因論を行う．

地質概説と研究史

1．幌満かんらん岩体

幌満かんらん岩体は北海道，日高変成帯主帯南端部に位置し，8×10kmの広がりを持って露出しており，厚さは約3,000mである．幌満岩体は岩相変化に富み，斜長石レールゾライト，スピネルレールゾライト，ハルツバージャイト，ダナイト，少量のガブロ，パイロクシナイトからなり，岩体全体が層状構造をなしているのが特徴である．またかんらん岩類は極めて新鮮で蛇紋岩化をほとんど受けていない．岩体は記載岩石学的特徴の違いからかんらん岩相が卓越し，漸移的な岩相境界をもった下部（Lower Zone）と斜長石レールゾライトが優勢で，はんれい岩のバンドに富む上部（Upper Zone）に分けられている（小松・野地，1966 ; Niida. 1974, 1984）．特に岩体下部は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－スピネルレールゾライト－ハルツバージャイトという岩相変化およびそれに伴った化学組成変化のくり返しが約数100mの周期で最低4回繰り返される（Niida, 1984）．なお，ここでは岩石名についてはTakahashi（1991a, b）に従う．

幌満岩体では多くの研究がなされており，Niida（1974, 1975, 1984）によって基本的記載岩石学が確立して以後，Takahashi（1991a, b）により重要な修正が加えられた．また，幾つかの成因モデルが提唱されている（Nagasaki, 1966 ; Obata and Nagahara, 1987 ; Takahashi, 1991a, b, 1992）．Nagasaki（1966）は幌満かんらん岩体がピクライト玄武岩質マグマからの結晶集積によるラコリスであると考えた．Obata and Nagahara（1987）は，岩体下部の層状構造が，枯渇した溶け残りかんらん岩中を波状に浸透，上昇するメルトが固化して形成されたと考え，もとのメルトに枯渇した部分がハルツバージャイト，メルト成分に富むようになった部分がレールゾライトであると結論づけた．それに対して，Takahashi（1991a, b, 1992）は詳細な野外調査および岩石記載を行い，幌満岩体のかんらん岩を起源の異なる3つの岩石系列，Main Harzburgite-Lherzolite（MHL）系列，Spinel-rich Dunite-Wehrlite（SDW）系列，Banded Dunite-Harzburgite（BDH）系列に分け，その成因を述べた．Takahashi（1991a, b, 1992）はMHL, SDW系列の岩石が，クラックの形成に伴う，一連のメルトの形成，分離，固化プロセスで形成されたことを指摘した．岩体の大部分を占めるMHL系列は斜長石レールゾライト，スピネルレールゾライト，ハルツバージャイトからなり，パイロライト的なレールゾライト（現在の斜長石レールゾライト）がより深部起源のメルトの貫入によって熱せられ部分溶融し様々な程度にメルトが抽出した後の溶け残りかんらん岩として説明されている（Takahashi, 1991a, b）．つまり岩体下部の漸移的な境界をもった岩相のくり返しは岩石の枯渇度の違いによるもので，メルトの抽出が少なかった部分がレールゾライト，最もメルト成分に枯渇した部分がハルツバージャイトに対応する（Takahashi, 1991a, b）．SDW系列は主にダナイトからなりメルトからの結晶集積岩の性質を示す（Takahashi, 1991a, b, 1992）．SDW系列はMHL系列の層状構造と調和的な比較的連続性のよい層として産し．必ずMHL系列の一番メルト成分に枯渇したハルツバージャイト中に存在する（Takahashi, 1991a, b）．BDH系列は岩体上部にのみ見られる．BDH系列はかんらん石やスピネルの化学組成から，MgやCrに富んだマグマからの結晶集積岩であることが示唆され，ブロック状に産していることから，幌満岩体がマントル中を上昇する過程で取り込んだ異質岩塊であると考えられている（Takahashi, 1991a, b）．

2．落合－北房岩体

落合－北房超マフィック岩体（以下O-H岩体と略す）は岡山県中部の真庭郡落合町と上房郡北房町の境界に位置する標高64.5mの大野呂山を中心に露出している。岩体の周囲には三郡変成帯の緑色片岩相から藍閃石片岩相に属する塩基性片岩，泥質片岩が分布し，これらの片理面は走向WNW-ESEで南に傾斜する（Hashimoto, 1968 ：西村・柴田，1989）．O-H岩体は東西に4.5km，南北に1.5kmの広がりを持ち，周囲の変成岩の片理の方向と調和的なレンズ状を呈する（荒井ほか，1988）．O-H岩体は主として様々な程度に蛇紋岩化されたレールゾライト，ハルツバージャイト，ダナイト，ウェールライト，および少量のクリノパイロクシナイト，ウェブスタライトより構成され，幌満岩体同様，岩体全体が層状構造を成す．

荒井ほか（1988）は初生鉱物のモード組成，岩相の変化の連続性からO-H岩体の岩石をハルツバージャイト／レールゾライト，ダナイト／ウェールライト，クリノパイロクシナイト／ウェブスタライトの3つに分けた．彼らは岩体が上部マントル起源であり，その主要部は弱い層状を成すハルツバージャイト／レールゾライト層とダナイト／ウェールライト層

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

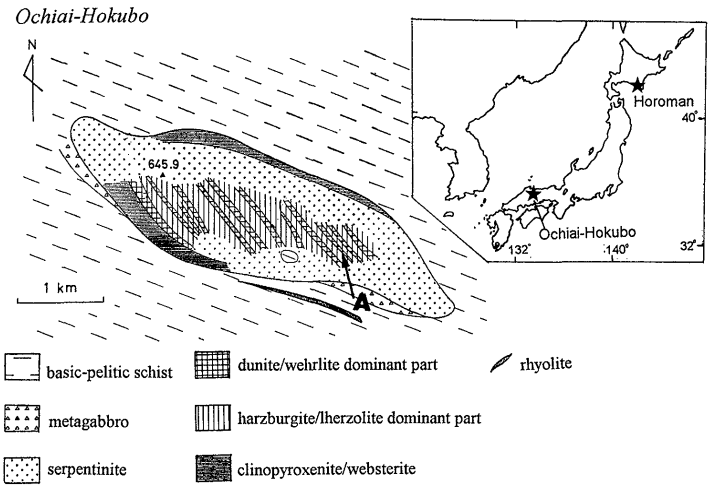

Fig. 1a. Location map of the Ochiai-Hokubo complex and Horoman complex, and lithological map of the Ochiai-Hokubo complex (modified after Arai et al. (1988)). See Niida (1984) and Takahashi (1991b) for details of the lithology map and structure of the Horoman complex.

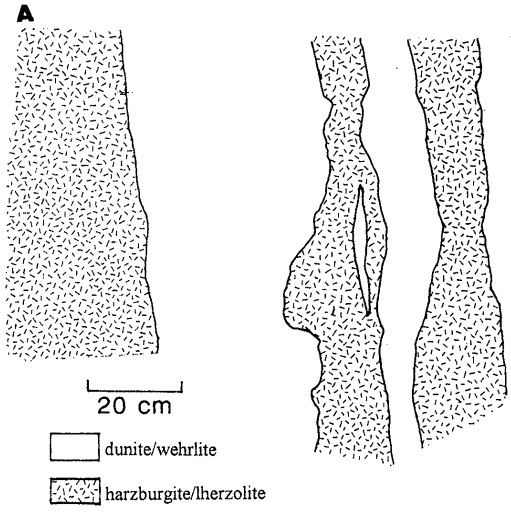

Fig. 1b. Sketch of an exposure of alternated "layers" of dunite and harzburgite-lherzolite which exposes at A of Fig. 1a. Note the irregular lithological boundaries. See text.

の互層からなっていることを明らかにした．さらにハルツバージャイト／レールゾライト層のハルツバージャイトは比較的高いクロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比に対して共存するかんらん石の Fo 値が一般のかんらん岩の組成より低くなり，特異な組成を示すことを示した．そして O-H 岩体を構成するかんらん岩類がすべてクリスタル・マッシュ（メルト＋溶け残り物質）からの結晶沈積によって形成された可能性を示唆し，溶け残り物質が沈積したものがハルツバージャイト／レールゾライト，上ずみのメルトから結晶が晶出，沈積したものがダナイト／ウェールライトであるという結論を導いた．

記載岩石学

本小論では特に，幌満岩体の３つの岩石系列（Takahashi, 1991a, b）のうち岩体下部の主要な層状構造を作っている MHL 系列および SDW 系列のかんらん岩と O-H 岩体のハルツバージャイト／レールゾライト，ダナイト／ウェールライトについて比較検討する．両岩体の記載は Niida (1984), Takahashi (1991a, b), 荒井ほか (1988) などで詳しく延べられているので，ここでは主にそれぞれの岩体の層状構造と岩相境界の特徴について要点をまとめ，さらにレールゾライト，ハルツバージャイトのモード組成について述べる。

O-H 岩体のモード組成は，変質して蛇紋石やその他の変質鉱物に一部あるいは大部分が変化している場合，残留した初生鉱物の光学的連続性，組織などから判断してその初生鉱物が知れるものは初生鉱物としてカウントした。

なおかんらん岩の名称のうち，ハルツバージャイトとレールゾライトは基本的には Arai (1984) の基準に従う．すなわち，単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比が0.1より高いとレールゾライト，0.1以下がハルツバージャイトである．ただし，O-H 岩体においては，蛇紋岩化のため，変質を免れた残留鉱物の化学組成は分析可能であっても，モード組成を測定することが出来ないものも多く，すべての岩石を上記の基準で明確にハルツバージャイトとレールゾライトに分けることが出来ない．従って，そのような場合には両者をまとめてハルツバージャイト／レールゾライトと記述することとする．

1．層状構造の特徴と岩相

(1) 幌満岩体

幌満岩体下部の層状構造の主な特徴は次の二つである。一つ目は，斜長石レールゾライトからハルツバージャイトへの岩相変化が漸移的な岩相境界をもった規則的なパターン（Niida, 1984）を示す点である．二つ目はダナイトがハルツバージャイト層の中心にその層状構造と調和的な層として産し，その境がシャープであるという点である（Takahashi, 1991b）．斜長石レールゾライト，スピネルレールゾライト，ハルツバージャイトの主要構成鉱物はかんらん石，斜方輝石，単斜輝石，スピネルであり，斜長石レールゾライトはこれに斜長石が加わる．これらの岩石はポーフィロクラスティック組織を示す．斜長石レールゾライトの斜長石は主にスピネル，かんらん石

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

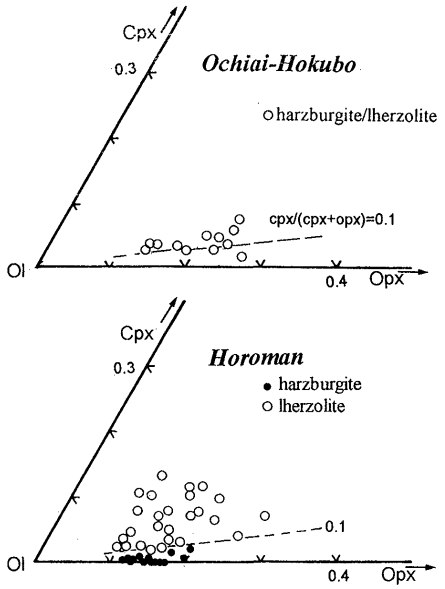

Fig. 2. Modal compositions of lherzolite and harzburgite. Data for the Ochiai-Hokubo peridotite and the Horoman peridotite are after Matsukage (1993MS) and Takahashi (1991a, b), respectively. Broken line indicates Cpx/(Cpx+Opx)=0.1. Abbreviations for minerals are as follows : Cpx=clinopyroxene, Opx=orthopyroxene, Ol=olivine.

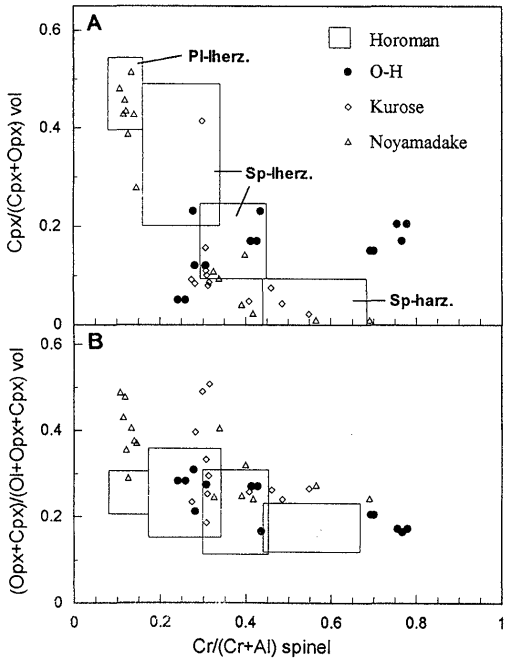

Fig. 3. Relationship between Cr/(Cr+Al) atomic ratio of spinel and modal compositions for lherzolite and harzburgite. Peridotite xenoliths from Kurose and Noyamadake, the Southwest Japan arc, are after Arai and Hirai (unpublished). Data for the Ochiai-Hokubo peridotites and the Horoman peridotites are after Matsukage (1993MS) and Takahashi (1991a, b), respectively. Abbreviations for minerals are same as Fig. 2.

A. Relationship between Cr/(Cr+Al) atomic ratio of spinel and Cpx/(Cpx+Opx) volume ratio. Note that the Cpx/(Cpx+Opx) ratio does not correlate with the Cr/(Cr+Al) ratio of spinel in the Ochiai-Hokubo harzburgite-lherzolite.

B. Relationship between Cr/(Cr+Al) atomic ratio of spinel and (Opx+Cpx)/(Ol+Opx+Cpx) volume ratio.

を伴って細粒の薄層を形成しており（Niida, 1984），スピネルレールゾライトの斜長石レールゾライトに近い部分では単斜輝石，斜方輝石，スピネルからなるシンプレクタイトを含む（Takahashi and Arai, 1989）．スピネルは他形で一般に緑色から暗赤褐色まで変化する．また斜長石レールゾライトでは粗粒なスピネルは稀である．SDW系列のダナイトはかんらん石，単斜輝石，スピネル，少量のパーガサイトからなっており，斜方輝石をほとんど含まず，レールゾライト，ハルツバージャイトとはモード組成で明瞭に区別できる（Takahashi, 1991a, b）．またスピネルが自形から半自形を呈する．

(2) 落合－北房岩体

O-H岩体も基本的には幌満岩体と同様，ハルツバージャイト／レールゾライト中に厚さ数cmから数十mのダナイトが層状，あるいはレンズ状に入っているのが特徴である（荒井ほか, 1988：Fig. 1a）．ハルツバージャイト／レールゾライトの初生的な構成鉱物はかんらん石，斜方輝石，単斜輝石，スピネルであり，組織は粗粒等粒状組織からポーフィロクラスティック組織を示す．スピネルは大部分が完全に変質しフェリットクロマイト化している（荒井, 1978）が，残留結晶の薄片での初生的な色は黄褐色から暗赤褐色でかなり変化に富み，形状は自形から半自形である．O-H岩体のかんらん岩は蛇紋岩化を受けており，また輝石，特に斜方輝石の大部分が細粒の二次的鉱物（かんらん石，ディオプサイド，蛇紋石，トレモライト）よりなる仮像となっていることから（荒井ほか, 1988），野外でレールゾライトとハルツバージャイトを見分けるのは困難であるが，少なくともハルツバージャイト／レールゾライト層内での輝石の仮像の粒径，分布は不均質である．ダナイト、ウェールライトの初生構成鉱物はかんらん石，単斜輝石，スピネルであり，まれに斜方輝石が含まれることもある．スピネルは自形から半自形であり，ハルツバージャイト／レールゾライト中と同様にフェリットクロマイト化している．またダナイト中にはしばしば数粒の単斜輝石の集合体が認められ，ウェールライト的な部分が存在する．ハルツバージャイト／レールゾライト層とダナイト層の境界は斜方輝石の仮像の有無で明瞭に区別でき，幌満岩体同様，その境界面はかなりシャープであり数cmから数10cmで変化するが，必ずしも平面的ではなくかなり入り組んでいる部分がある（Fig. 1b）．岩体縁辺部は強い蛇紋岩化等のため岩相が見分けられない（荒井ほか, 1988）．

2．レールゾライト，ハルツバージャイトのモード組成

両岩体のレールゾライト，ハルツバージャイトのかんらん石，斜方輝石，単斜輝石の量比の関係をFig. 2に示す．またFig. 3に単斜輝石／(単斜輝石＋斜方輝石)体積比と全輝石／(全輝石＋かんらん石）体積比を示す．幌満岩体のかんらん岩は，スピネルの色が緑色から暗赤褐色に変化するにつれて，輝石，特に単斜輝石が漸移的に減少しているのが特徴である

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

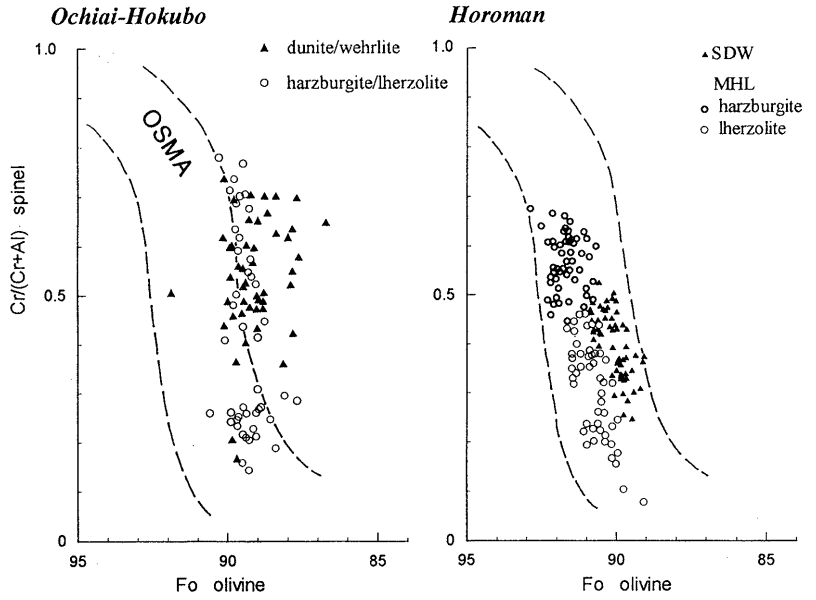

Fig. 4. Relationship between Fo content of olivine and Cr/(Cr+Al) atomic ratio of spinel in the Ochiai-Hokubo peridotites and the Horoman peridotites (SDW and MHL suites). SDW and MHL of the Horoman peridotites indicate the Spinel-rich Dunite-Wehrlite suite and the Main Harzburgite-Lherzolite suite, respectively (after Takahashi, 1991b). Data for the Ochiai-Hokubo peridotites are after Arai et al. (1988) and Matsukage (1993MS). OSMA=olivine-spinel mantle array (Arai, 1987, 1994a). Note that the Fo content of olivine does not correlate with the Cr/(Cr+Al) ratio of spinel for the Ochiai-Hokubo harzburgite-lherzolite.

（Takahashi, 1991a, b）. 幌満岩体の MHL 系列のかんらん岩は単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比が0から0.55まで変化する（Takahashi, 1991a, b）.

それに対して O-H 岩体ではレールゾライト／ハルツバージャイト層内で，スピネルの色が黄褐色から暗赤褐色に変化するにつれて，両輝石／（両輝石＋かんらん石）体積比は減少しているが，単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比はあまり減少せず，大部分のサンプルでは0.1以上になり，Arai (1984) の基準に従うとレールゾライトに属してしまう．つまり暗褐色のかなり Cr に富むスピネルを含んでいるサンプルにおいても粒径1㎜程度の他形の比較的粗粒の単斜輝石が認められる．あとで詳しく述べるが，ハルツバージャイト，レールゾライト系列の岩石においては，一般的に，モード組成とスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比（以下 $Cr^{\#}$ と記す）には明瞭な相関があり，Cr に富んだスピネル（$Cr^{\#}>0.5$）を含む場合には，岩相は単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比が0.1以下のハルツバージャイトであるのが普通である（Fig. 3, 荒井, 1992）. O-H 岩体でみられる様に，Cr に富んだスピネルを含むにもかかわらず，単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比が0.1以上になる岩相は特異であり，特に“高- Cr レールゾライト”と呼ぶことにする．従って上で定義した本論文中のハルツバージャイト／レールゾライトという記述は単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比が0.1より高いレールゾライト，単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比が0.1以下のハルツバージャイト，さらにここで述べた高- Cr レールゾライトをすべて含んでいる．

鉱物の化学組成

O-H 岩体の構成鉱物の主要元素組成は金沢大学理学部の SEM（明石 α-30A）-EDAX（エネルギー分散型X線分光装置）システムを用いて測定された．かんらん石の NiO 含有量は東京大学理学部地質学教室のマイクロプローブ（JEOL 8600型）で分析された．また O-H 岩体のデータの一部は荒井ほか (1988) のものを用いた．幌満岩体の鉱物の主要化学組成は Takahashi（1991a, b）によって詳細に検討されている．O-H 岩体における三郡変成作用や変質の鉱物化学組成への影響については荒井ほか（1988）などで詳しく述べられているので省略するが，鉱物のリムで低温の変成作用の影響を示すものの，構成鉱物は基本的には初生的な特徴を保持している．

1．レールゾライト，ハルツバージャイト

前述した幌満岩体と O-H 岩体のかんらん岩のモード組成の違いが鉱物の化学組成にも表れている．

幌満岩体の MHL 系列では，かんらん石の Fo 値は88.8～92.8まで変化する（Takahashi, 1991a, b）．それに対し，O-H 岩体のハルツバージャイト／レールゾライトのかんらん石の Fo 値は87.5～90.5までの値をとるが，ほとんどのものは88～90までの範囲に入り，比較的変化に乏しい（荒井ほか, 1988）（Fig. 4）. かんらん石の NiO wt %は O-H 岩体では0.26～0.38，幌満岩体では0.36～0.44であり（Takahashi, 1991 a, b），幌満岩体のほうが高くなる．またかんらん石の Fo 値と NiO wt %の関係をみると，幌満岩体では弱い正の相関があり Mantle olivine array（高橋, 1986）上にプロットされるの

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

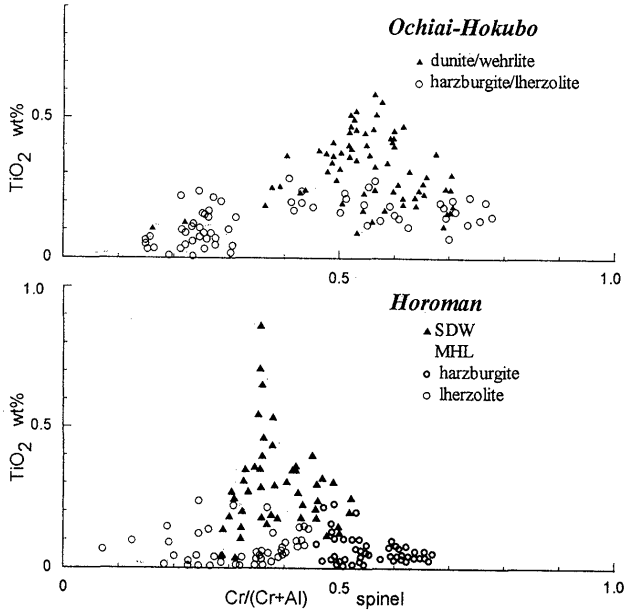

Fig. 5. Relationship between Cr/(Cr+Al) atomic ratio and TiO_2 wt% of spinel in the Ochiai-Hokubo peridotites (Arai et al., 1988 ; Matsukage, 1993MS) and the Horoman peridotites (SDW and MHL suites ; Takahashi, 1991b).

に対し，O-H 岩体では Fo 値の減少と共に急激に NiO wt % は低くなり，Mantle olivine array より低い領域にずれる（Fig. 6）.

クロムスピネルの $Cr^{\#}$ は，幌満岩体では0.08～0.68（Takahashi, 1991a, b），O-H 岩体では0.15～0.78であり（荒井ほか，1988），両岩体とも広い組成範囲を有する（Figs. 4 and 5）．スピネルの Ti 含有量は，幌満岩体では $Cr^{\#}$ に関係なく低いが（TiO_2 wt%＜0.2）Takahashi, 1991a, b），O-H 岩体では $Cr^{\#}$ が0.4以上になるとやや高くなる（Fig. 5）（荒井ほか，1988）.

かんらん石の Fo 値とスピネルの $Cr^{\#}$ の関係を見ると（Fig. 4），幌満岩体ではスピネルの $Cr^{\#}$ が増加するに従ってかんらん石の Fo 値が増加し，OSMA（olivine-spinel mantle array ; Arai, 1987, 1994a）内にプロットされるのに対し，O-H 岩体ではスピネルの $Cr^{\#}$ が増加してもかんらん石の Fo 値はほぼ一定であり，スピネルの $Cr^{\#}$ が高いものは OSMA より Fo 値が低い方へずれる（荒井ほか，1988）.

またスピネルの $Cr^{\#}$ とモード組成の間には相関がある（Fig. 3）．幌満岩体では，スピネルの $Cr^{\#}$ が増加するに従って単斜輝石は急激に減少し，$Cr^{\#}$ が0.4から0.5で単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比は0.1以下になり，$Cr^{\#}$ が0.6以上で単斜輝石はほぼ消滅する．それに対して O-H 岩体では，スピネルの $Cr^{\#}$ が0.5以上でも単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比は0.1以上であり，明らかに幌満岩体とは異なった傾向を示している．しかし両岩体のかんらん岩とも全輝石／（全輝石＋かんらん石）体積比はスピネルの $Cr^{\#}$ が増加するにつれて同じ傾向で減少している．比較のため西南日本弧の黒瀬と野山岳のかんらん岩捕獲岩の値もプロットした．黒瀬，野山岳のかんらん岩の Fo 値と $Cr^{\#}$ のペアは OSMA 上にのり，溶け残りかんらん岩であると考えられている（Arai and Hirai, 1983 ：荒井・村岡，1992）．幌満岩体のものは，低 $Cr^{\#}$ で全輝石体積比がやや低いのを除いて，ほぼ黒瀬，野山岳のものと一致する.

2．ダナイト，ウェールライト

両岩体とも，ダナイト，ウェールライトのかんらん石の Fo 値はそれぞれのレールゾライト，ハルツバージャイトよりも低くなる（Fig. 4）．また幌満岩体のダナイト，ウェールライトのスピネルの $Cr^{\#}$ は組成範囲が比較的狭い（0.2～0.5）のに対し，O-H 岩体ではそれより広くなる（0.2～0.7）．スピネルの TiO_2 wt %は両岩体ともレールゾライト，ハルツバージャイトより高い領域にまで広がっている（Fig. 5）.

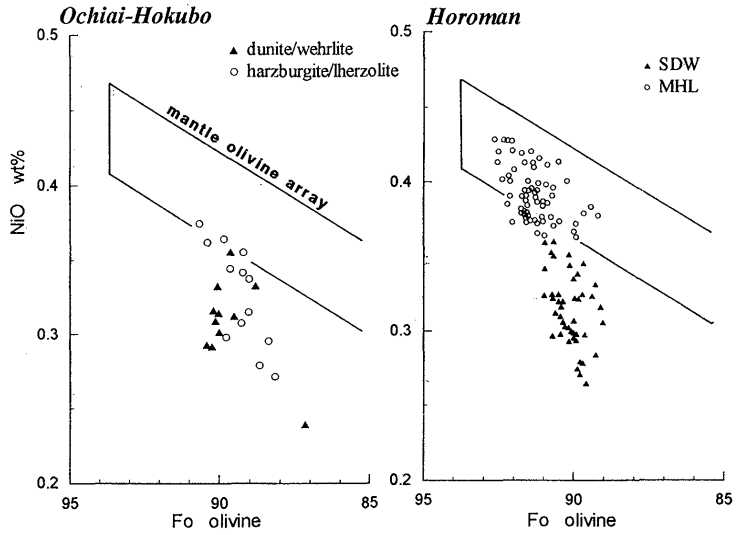

Fig. 6. Rerationship between Fo content and NiO wt% of olivine in the Ochiai-Hokubo peridotites (Matsukage, 1993MS) and the Horoman peridotites (SDW and MHL suites ; Takahashi, 1991b). Mantle olivine array is after Takahashi (1986).

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

議　　論

以上の記載岩石学的特徴および鉱物の化学組成をまとめると次のようになる．幌満岩体とO-H岩体は両方ともレールゾライトおよびハルツバージャイト，またはハルツバージャイト／レールゾライトからなる層とダナイト，ウェールライトからなる層の“互層”による層状構造が発達しており，全輝石体積比の減少に伴って，スピネルのCr#が大きく増加しているという共通点を持っている．幌満岩体のレールゾライト，ハルツバージャイトはOSMAおよびMantle olivine arrayにのるが，O-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトはスピネルのCr#が0.15≃0.3の比較的fertileなレールゾライトのみがOSMAおよびMantle olivine arrayにのり，幌満岩体と記載岩石学的特徴，モード組成および鉱物の化学組成が一致する。それよりもスピネルのCr#が高いものはOSMAおよびMantle olivine arrayにのらず，よりかんらん石がFeに富み，Niに乏しい方にずれる。

1．溶け残り岩＋集積岩としての幌満岩体

OSMAは上部マントルかんらん岩起源の始原的なスピネルかんらん岩と，様々な程度の部分溶融を受けてメルトが抽出した後の溶け残りのスピネルかんらん岩の入る領域を示している（Arai, 1987, 1994a）．ある初生的なスピネルかんらん岩が部分溶融するとかんらん石に対して初めに単斜輝石に乏しくなり．次に斜方輝石が減っていく（Fig. 7, A→B→C1）．そして部分溶融の程度が大きくなるに従い鉱物中のインコンパティブル元素は乏しくなってゆく（例えば，Jaques and Green, 1980；Dick et al., 1984）．つまり部分溶融の程度が大きくなると溶け残りかんらん岩中のかんらん石のFo値とスピネルのCr#はOSMAに沿って高くなってゆき，岩相（モード組成）はレールゾライトからハルツバージャイトへと変化してゆく（Arai, 1987：荒井, 1992）．一般のスピネルかんらん岩相での溶け残りかんらん岩では，Cr#＞0.5になると単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比は0.1以下になる．このようなレールゾライト，ハルツバージャイトは産状，テクトニックセッティングによらずほとんどすべてOSMAに入る．ダナイトが溶け残り起源であれば，ダナイトはOSMA内でハルツバージャイトよりもさらにかんらん石がMgに富み，スピネルがCrに富む位置にプロットされるはずである．しかし実際，天然のダナイトはOSMAの範囲内だけでなく，それよりも低Fo値側にもばらつく．このことからダナイトは単純な溶け残り起源でなく，メルトとメルトの通り道にあるマントルかんらん岩の相互作用の産物（Quick, 1981），あるいはメルトからの初期集積岩であると考えられている（Arai, 1994a, b）．Takahashi（1991a, b, 1992）が指摘しているように，明らかに幌満岩体のMHL系列のレールゾライト，ハルツバージャイトは溶け残りかんらん岩に期待される特徴を示し，SDW系列のダナイトおよびウェールライトは集積岩の特徴を示す．

2．落合－北房岩体の特異性

もしO-H岩体を構成しているすべてのかんらん岩類が部分溶融の程度の違いによる単純な溶け残り起源であれば，OSMA内にプロットされ，岩相，鉱物の化学組成はレールゾライトからハルツバージャイト，ダナイトへと規則的に変化していくはずである．そしてスピネルのCr#が高くなるに従い単斜輝石／（単斜輝石＋斜方輝石）体積比は急激に低くなるはずである．しかしO-H岩体のかんらん岩のなかでOSMA，Mantle olivine arrayにのるもの，言い換えると一般の上部マントル起源の溶け残りのスピネルかんらん岩の性質を有するのは，スピネルがAlに富むレールゾライトだけであり（荒井ほか, 1988），そのような規則性も認められない．またハルツバージャイト／レールゾライト層とダナイト／ウェールライト層の境界はシャープに変化し，両者が成因的に異なっていることを示唆している．さらにダナイト，ウェールライトのかんらん石のFo値はハルツバージャイト／レールゾライトより低くなる．O-H岩体のかんらん岩の内，ダナイト，ウェールライトは溶け残り岩ではなく，分別結晶作用によるメルトからの集積岩であろう．鉱物組み合わせや鉱物の化学組成は，ダナイ

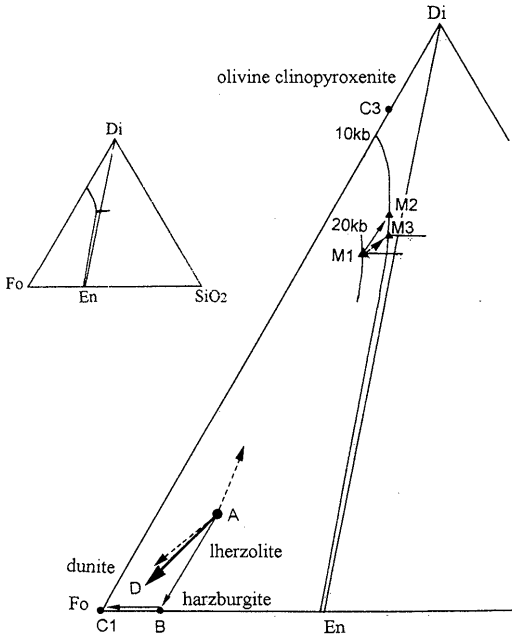

Fig. 7. Schematic illustration of the effect of partial melting of lherzolite and interaction between melt and primitive lherzolite in the system forsterite (Mg_2SiO_4)-diopside ($CaMgSi_2O_6$)-silica (SiO_2). The liquidus phase boundaries at 10kb and 20kb are after Kushiro (1969). A ; primitive lherzolite : M1 ; melt from deeper mantle (20kb). The thin solid lines with arrow (A→B→C1) indicate a trend of residue due to partial melting of lherzolite (A). Assuming that the melt formed at 20kb (M1) is cooled at lower pressures (e.g., 10kb), M1 precipitates C1, with a compositional change of melt from M1 to M2, until the melt attains to M2 and precipitates C3. If lherzolite (A) undergoes the interaction with the melt (M1) at 10kb, i.e. subtraction of melt (A→B) and addition of cumulus phase (s) (broken lines with arrow), instead of the simple partial melting, the modal composition of clinopyroxene does not rapidly decrease (A→D) and “high-Cr lherzolite” is possibly produced. The melt (M1) is modified through a combined process of fractional crystallization (M1→M2) and assimilation by partial melt of lherzolite (M1→M3).

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

ト／ウェールライトが比較的未分化なメルトからの初期集積相であることを示している（荒井ほか，1988）．さらにハルツバージャイト／レールゾライトが単純な溶け残り起源ではないことも明らかである．このようなO-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトの特異な性質の原因としては次の三つが考えられる．

1）分別結晶作用によるメルトからの集積岩であり，初めからOSMAにはのっていなかった．

2）初めは部分溶融によってメルトが抽出された後の単純な溶け残り起源でありOSMAにのっていたが，二次的なメルト（またはフルイド）による汚染を受けてかんらん石がFeに富む方にずれた．

3）幌満岩体に代表される単純な溶け残り岩とは異なった条件下での溶融プロセスによって形成された．

例えば，15～20kbの高圧で，～20%の部分溶融によって生じたメルトがマントル中を上昇し，圧力が低下するとまずかんらん石のみに飽和し，次に単斜輝石，そして斜方輝石に飽和する（Fig. 7, M1→M2→M3）（Quick, 1981）．このようなメルトからの鉱物の晶出の順序を考えると，O-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトが分別結晶作用による単純な集積岩であると考えるのは困難である．レールゾライトやハルツバージャイト，高-Crレールゾライトは斜方輝石を13%～27%まで含んでおり，集積岩であるとすると，斜方輝石を晶出するためにはかなりメルトが分化しなければならない．言い換えると，ダナイトよりかんらん石のFo値，Ni含有量は低くなるはずである．しかし実際はダナイトおよびウェールライトの方が低Fo値側へもばらついている（Fig. 4）．またメルトからの集積岩起源であるとすると，化学組成は一般にスピネルの$Cr^{\#}$よりもかんらん石のFo値の方が分化によって変化しやすく，OSMAと比較的高角度で交わるようなトレンドが見られるはずである（Arai, 1987）．しかしO-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトはどちらかというとOSMAと平行に近いトレンドを示している．さらにハルツバージャイト／レールゾライト，およびダナイトがすべて集積岩であった場合に期待される組成変化，例えばFo値のcryptic layeringなどの変化も見られない．従ってハルツバージャイト／レールゾライト，特に高-CrレールゾライトがOSMAから外れる原因を集積岩の形成のプロセスに帰することはできない．また荒井ほか（1988）によるクリスタルマッシュ（溶け残り結晶＋メルト）からの結晶沈積プロセスに期待される変化，例えば岩体全体で沈積時の下から上に向かっての鉱物の化学組成の変化なども見られない。よってこのプロセスもO-H岩体のかんらん岩の組成変化を説明しない。

もしOSMA上に乗っていたハルツバージャイト，レールゾライトに二次的なメルトあるいはフルイドが流入して汚染し，ハルツバージャイトの化学組成のみがOSMAより低Fo側にずれ，高-Crレールゾライトが形成されたのであれば，スピネルがCrに富むものほど汚染されていることになる．しかし，二次的なメルトが流入した証拠，例えば汚染源への規則的な組成の変化など，は認められない．従ってO-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトの特異性を二次的なメルト（フルイド）による汚染に帰することは出来ない．

O-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトは以上に述べた様にかなり特異な化学組成，モード組成を有するが，それらの作るFo-$Cr^{\#}$トレンドがOSMAと平行に近いこと，斜方輝石の存在，組織などは“溶け残り岩”起源を示唆している．ただし上で強調してきた様に一般に議論されている単純な溶け残り岩ではない．

3．O-H岩体と幌満岩体の溶融条件の違い

O-H岩体のハルツバージャイトは，言わば，溶け残り岩と集積岩の両方の性質を有している．O-H岩体では$Cr^{\#}$=0.15～0.3のスピネルをもつレールゾライトのみが典型的なマントルかんらん岩であり，幌満岩体と同様，この組成のレールゾライトが部分溶融の出発物質であろう．$Cr^{\#}$が0.6以上のハルツバージャイトで，幌満岩体では単斜輝石が消滅してO-H岩体では残存している要因としては，H_2Oの効果，あるいはO-H岩体の方が低圧（浅部）で溶融したことも考えられる．しかしO-H岩体には，含水メルトが関係した証拠，例えば角閃石や金雲母などの鉱物は見出されない．またより低圧の条件下では溶け残りのトレンドはやや低Fo値側にずれるが（Jaques and Green, 1980；Arai, 1994a），それでもOSMAから外れることはない．

O-H岩体のかんらん岩類の組成はメルトとメルトの通り道の壁岩であるレールゾライトの相互作用を伴った溶融プロセスを考えることによって説明できる．Fig. 7に10 kbでの仮想的なMg_2SiO_4-$CaMgSi_2O_6$-SiO_2系の相平衡図を示す．ここでより深部で形成されたメルトがマントル中を上昇し浅部(10 kb）で通り道の壁岩のレールゾライトを溶融させるプロセスを考える．Aは初生的なレールゾライトを示しており，部分溶融プロセスの出発物質であると仮定する．またM1はより深部（例えば20kb）で形成されたメルトの組成を示す．メルトM1の貫入が壁岩のレールゾライト（A）を加熱するだけの効果しか及ぼさない場合，Aは部分溶融しM3のメルトを形成してBに向かって変化し（レールゾライト→ハルツバージャイト），さらにC1に向かい最後には輝石を欠くようになる（ハルツバージャイト→ダナイト）．この部分溶融によってできた溶け残り岩はOSMAにのるような単純な溶け残りかんらん岩になるであろう（例えばArai, 1994a）．このような部分溶融，メルトの抽出プロセスは幌満岩体のMHL系列のモード組成，鉱物の主要化学組成をよく説明する（Takahashi, 1991a, b, 1992）．ここで，もしメルト（M1）が壁岩のかんらん岩（A）を加熱するだけでなくお互いに成分の交換ができる状態にある場合を考える．レールゾライト（A）はメルト（M3）を形成してAからBに変化する．またメルト（M1）はAを加熱，部分溶融することによって熱を奪われ，かんらん石に飽和しC1を晶出し，また単斜輝石にも飽和すればC3を晶出する．そこで溶け残り相はM3の除去（A→B）だけでなく，C1の付加（A→C1）およびC3の付加（A→C3）の効果の受け，結果的にこれらの効果が合成されA→Dと変化するであろう．このトレンド（A→D）では全輝石のモードは減少するが，明らかに単純な溶け残り岩のトレ

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

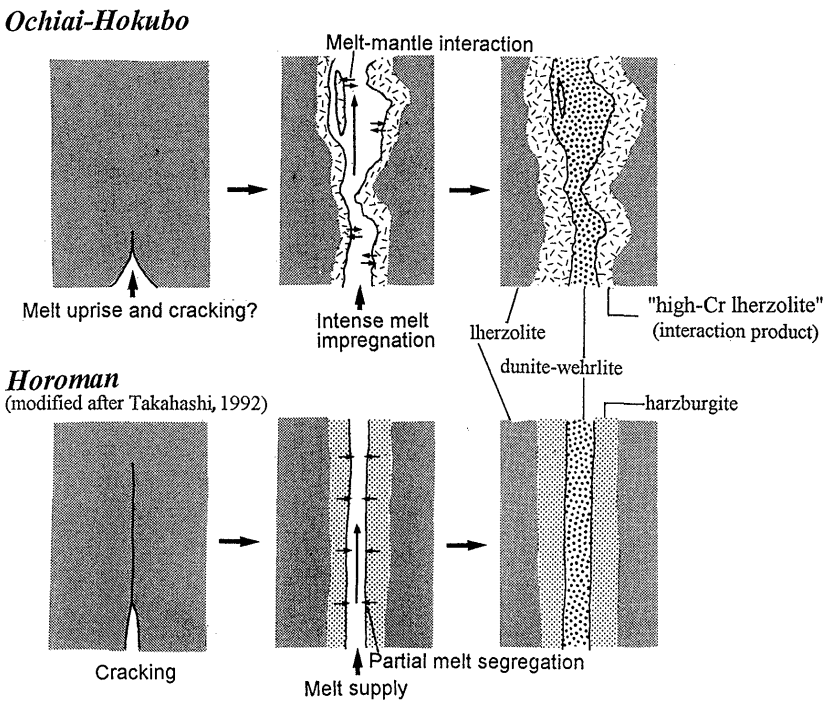

Fig. 8. Schematic models for the formation of compositional "layerings" of the Ochiai-Hokubo complex and the Horoman complex. The high-Cr lherzolite of the Ochiai-Hokubo complex can be formed if a large amount of melt of deeper origin impregnates into and interacts with fertile spinel lherzolite (wall rock of the melt channel). At the Horoman complex, the melt of deeper origin sligtly interacts with wall rock. A model for the Horoman peridotite is modified after Takahashi (1992).

ンドほどは効果的に単斜輝石が減少しない．これはO-H岩体のレールゾライト→高-Crレールゾライトの変化と定性的に一致する．またメルトの変化を見ると，相互作用を行うか否かにかかわらず，深部からやってきたメルト（M1）はM1→M2（C1の除去）とM1→M3（M3の付加）の中間的な方向に変化する．同様に，かんらん石のFo値とスピネルの$Cr^{\#}$の関係を定性的に考察すると，O-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトは単純な溶け残り岩のトレンド（OSMAに沿ってスピネルの$Cr^{\#}$とかんらん石のFo値が増加する）と集積岩のトレンド（OSMAと高角で交わり，主にかんらん石のFo値が減少してゆく，Arai, 1994b）を合成したトレンドを示していると言ってよい．

スピネル安定領域で深部からのメルトと壁岩のかんらん岩がこのような相互作用を行うか否かは，深部からのメルトの量，部分溶融によってできたメルトの抜け易さ（メルトの移動メカニズム）などに依っていると考えられる．より深部からやってきたメルトの移動形態が浸透流ではなくダイクなどのチャネルを通った移動であれば，メルトは速やかに移動し，チャネルの周りを加熱するだけで，あまり効果的に壁岩のかんらん岩と相互反応をしない．もし深部からのメルトの量が多ければ，たとえチャネルによる移動であっても，そこからより細部にまでメルトが行き渡り，かんらん岩とメルトが接する機会が多くなる．またかんらん岩の部分溶融によってできたメルト（または部分溶融によってできたメルト＋深部起源のメルト）が，できた場所から速やかに抜ける機構，例えば変形場におけるメルトの抽出機構（Jin et al., 1994）などが働けば相互反応は起こりにくくなる．幌満岩体ではクラックなどのチャネルを通って深部からのメルトが貫入し（Takahashi, 1991a, b, 1992），また部分溶融によってできたメルト（＋深部からのメルト）が効果的に抽出されたことによってあまりメルトとかんらん岩の相互作用が起こらなかったのであろう．これに対しO-H岩体は深部からメルトが大量に流入し細部に行き渡り，メルトと壁岩のかんらん岩が相互作用を行ったことによって特異な“高-Crレールゾライト”が形成されたと考えられる（Fig. 8）．このようなメルトの量，移動形態，移動のメカニズムはマグマの組成変化や地下に残された溶け残り岩の成因の問題を考える上で重要であり，今後さらに検討する必要性を感じる．

ま と め

幌満岩体とO-H岩体は両方ともレールゾライト，ハルツバージャイトからなる層とダナイト，ウェールライトからなる層の“互層”からなり，基本的構造が類似している．しかし，両岩体のレールゾライト，ハルツバージャイトにおいて，一致した記載岩石学的特徴，モード組成，鉱物の化学組成を有するのは比較的メルト成分に富むレールゾライト（$Cr^{\#}<0.3$）のみである．すなわち，O-H岩体ではスピネルの$Cr^{\#}$が高いにもかかわらず，単斜輝石に富み，かんらん石がMg, Niに乏しい特異な“高-Crレールゾライト”が産する．

両岩体のレールゾライト，ハルツバージャイトの岩石学的特徴の差異は溶融条件の違いで説明できる．幌満岩体のレー

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

ルゾライトおよびハルツバージャイトはパイロライト的なレールゾライトが加熱され部分溶融し，メルトが取り去られることによってできた“単純な溶け残り岩”として説明される（Takahashi, 1991a, b, 1992）．それに対し，O-H岩体のハルツバージャイト／レールゾライトは単純な溶け残り岩ではなく，より深部起源のメルトとメルトの通り道の壁岩のかんらん岩が相互に成分の交換を行いつつ溶融した“メルト，マントル相互作用による溶け残り岩”として説明される．

幌満岩体では，深部からのメルトの量が比較的少なく，メルトが速やかに移動することによって，あまり効果的にメルトと壁岩のかんらん岩が相互反応をしなかった．それに対し，O-H岩体では，深部からのメルトの量が多く，より細部にまでメルトが行き渡ることによって相互反応が起こり，“高-Crレールゾライト”が形成されたと考えられる．

謝　辞

本小論をまとめるにあたり，金沢大学の石渡明助教授，寅丸敦志助教授には有益な助言をいただいた．千葉大学の高橋奈津子博士には落合－北房岩体のかんらん石の微量元素の測定の際に指導していただいた．同和工営株式会社の松本一郎博士，金沢大学理学研究科の森下知晃氏には野外調査に協力していただいた．北海道大学の新井田清信助教授，前田仁一郎博士のご意見は原稿を改訂する上で有益であった。浦河営林署の皆様には野外調査の便宜を図っていただいた．岡山県落合町，北房町，北海道様似郡様似町の多くの方々，特に落合町の長尾美佐夫御夫妻には種々の点でお世話になった．以上の方々に厚く感謝する．

文　献

荒井章司, 1978, カンラン岩中のchromian spinelのchloriteコロナの成因と意義．静岡大学地球科学研究報告，3，9-15.

Arai, S., 1984, Igneous mineral equilibria in some alpine-type peridotites in Japan. *In* : Sunagawa, I., ed., *Materials science of the earth's interior.* Terra Sci. Publishing. Co., Tokyo, 445-460.

Arai, S., 1987, An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *N. Jb. Mineral. Mh.*, **8**, 347-354.

荒井章司，1992，上部かんらん岩の岩石学－いかにマントルプロセスを読み取るか－．岩鉱，**87**，351-363.

Arai, S., 1994a, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships : Review and interpretation. *Chem. Geol.*, 113, 191-204.

Arai, S., 1994b, Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **59**, 279-293.

Arai, S. and Hirai, H., 1983, Petrographical notes on deep-seated and related rocks (1) Mantle peridotite from Kurose and Noyamadake alkali basalts, southwestern Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba,* **9**, 65-67.

荒井章司・井上知子・大山隆弘，1988，三郡帯，落合－北房超マフィック岩体の火成岩岩石学：予察的考察．地質雑，**94**，91-102.

荒井章司・村岡弘康，1992，中国山地，男山アルカリ玄武岩中のかんらん岩捕獲岩－低枯渇度の上部マントル物質－．岩鉱，**87**，240-251

Dick, H.J.B., Fisher, R.L. and Bryan W.B., 1984, Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 88-106.

Frey, F.A., Shimizu, N., Leinbach, A., Obata, M. and Takazawa, E., 1991, Compositional variations within the lower layered zone of the Horoman peridotite, Hokkaido, Japan : Constraints on models for melt-solid segregation. *Jour. Petrol., Special Lherzolites Issue,* 211-227.

Hashimoto, M., 1968, Glaucophanitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo,* **17**, 77-162.

Jaques, A.L. and Green, D.H., 1980, Anhydrous melting of peridotite at 0-15kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 287-310.

Jin, Z-M., Green H.W. and Zhou, Y., 1994, Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation. *Nature,* **372**, 164-167.

Kelemen, P.B., 1990, Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Jour. Petrol.*, **31**, 51-98.

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.

Kushiro, I., 1969, The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Amer. Jour. Sci.,* **267-A**, 269-294.

松影香子，1993MS，落合－北房超マフィック岩体の火成岩岩石学．金沢大学理学部卒業論文.

Nagasaki, H., 1966, A layered ultrabasic complex at Horoman, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo,* **16**, 313-346.

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. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **70**, 265-285.

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.

西村祐二郎・柴田賢，1989，“三郡変成帯”の変斑れい岩質岩石の産状とK-Ar年代．地質学論集，no. 33，343-357.

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.

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., 1981, The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 413-422.

高橋栄一，1986，玄武岩マグマの起源－高温高圧実験の結果を踏まえて－．火山特別号，2，**30**，17-40.

Takahashi, N., 1991a, The evolutional history of the uppermost mantle of an arc system : petrology of the Horoman massif, Japan. *In* Peters, Tj. et al., eds., *Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere,* Kuluwer 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. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **86**, 199-215.

Takahashi, N., 1992, Melt segregation by crack formation observed in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature,* **359**, 52-55.

Takahashi, N. and Arai, S., 1989, Textural and chemical

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

features of chromian spinel-pyroxene symplectite in the Horoman peridotites, Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sci. Sec. B,* **10**, 45-55.

Takazawa, E., Frey, F.A., Shimizu, N., Obata, M. and Bodinier, J.L., 1992, Geochemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle. *Nature,* **359**, 55-58.

Yoshikawa, M., Nakamura, E. and Takahashi N., 1993, Rb-Sr isotope systematics in a phlogopite-bearing spinel lherzolite and its implications for age and origin of metasomatism in the Horoman peridotite complex, Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.,* **88**, 121-130.

（要　旨）

松影香子・荒井章司，1997，落合－北房岩体と幌満岩体の比較成因論：マントル溶融過程の多様性．地質学論集，no. 47，173-183.（Matsukage, K. and Arai, S., 1997, Ochiai-Hokubo peridotite and Horoman peridotite : a genetical comparison for insight into diverse melting processes in the upper mantle. *Mem. Geol. Soc. Japan,* no. 47, 173-183.）

上部マントルでの溶融条件の多様性を理解するために，落合－北房超苦鉄質岩体（以下 O-H 岩体）と幌満かんらん岩体の比較を行った．両岩体は基本的構造が類似しており、レールゾライト，ハルツバージャイトからなる層とダナイト，ウェールライトからなる層の互層をなす．幌満岩体のレールゾライト，ハルツバージャイトの組織，モード組成，鉱物の化学組成は一般的なマントルかんらん岩の性質を有しているが，O-H 岩体のハルツバージャイト／レールゾライトは $Cr^{\#}$ が0.5以上のスピネルを有する岩相においても，Cpx/(Cpx+Opx) 体積比が0.1以上になるものが存在し，特異な性質を示している．両者の違いは溶融条件の違いによっている．幌満岩体のハルツバージャイトは部分溶融による単純な溶け残り岩として説明されるが，O-H 岩体のものはより深部起源のメルトとメルトの通り道の壁岩のかんらん岩が相互に成分の交換を行いつつ溶融した“メルト，マントル相互作用による溶け残り岩”として説明される．

NII-Electronic Library Service