

Petrogenesis of ultramafic rocks in the kamuikotan belt, Hokkaido northern Japan

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2297/10667

北海道, 神居古潭帯のかんらん岩の成因

Petrogenesis of ultramafic rocks in the Kamuikotan belt, Hokkaido, northern Japan

Abstract

田村明弘 *
牧田宗明 **
荒井章司 *

Akihiro Tamura *
Muneaki Makita **
Shoji Arai *

1998年9月16日受付.
1999年6月28日受理.

* 金沢大学理学部地球学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Science,
Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa, 920-
1192, Japan

** 現在の所属: 静岡県庁

Shizuoka Prefectural Government

The ultramafic rocks in the Kamuikotan belt, Hokkaido, northern Japan, have variations in petrography, modal composition and mineral chemistry. This paper presents petrological data for three complexes, Takadomari, Iwanai-dake and Nukabira, and highlights the differences in genetical processes of peridotites, especially of dunites in them.

The Takadomari and Iwanai-dake complexes consist of harzburgite, dunite and small amounts of orthopyroxenite, and the Nukabira complex, of lherzolite and harzburgite with dunites and pyroxenites. Podiform chromitite deposits are sometimes accompanied with dunites in the latter two complexes. Primary hydrous minerals are sometimes included in chromian spinel of the former two complexes restrictedly.

Ranges of Cr# ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ atomic ratio) of spinel and Fo (forsterite) content of olivine in peridotite from the Takadomari complex are extremely high ($\text{Cr}\# = 0.64 - 0.92$, $\text{Fo} = 91.9 - 94.0$), and are higher in dunite than in harzburgite on average. The Cr# and the Fo are also high ($\text{Cr}\# = 0.43 - 0.87$, $\text{Fo} = 90.8 - 93.5$) in the Iwanai-dake complex and have wider ranges ($\text{Cr}\# = 0.18 - 0.82$, $\text{Fo} = 89.0 - 93.2$) in the Nukabira complex. The Cr# of spinel and the Fo of olivine in dunite from the Iwanai-dake and Nukabira complexes are, however, sometimes similar to or even lower than the values in harzburgite. These mineral chemistries highly depend on the size of dunite layer: thicker dunite layers tend to show higher Cr# of spinel and Fo of olivine.

The harzburgite and dunite in the Takadomari complex are interpreted to be a series of refractory residue after extraction of high-Mg andesite magma. Most of the harzburgite and lherzolite are simple residue in the Iwanai-dake and Nukabira complexes but dunites are the product of interaction between melts of deeper mantle origin and wall peridotite. The wall peridotites in the Iwanai-dake and Nukabira complexes may be harzburgite and lherzolite, respectively. The differences in the petrological characteristics of harzburgite between the Takadomari and Iwanai-dake complexes are due to differences in the partial melting condition, such as temperature, pressure and amount of water available.

Key words: Takadomari complex, Iwanai-dake complex, Nukabira complex, residual dunite, melt-mantle interaction

はじめに

北海道, 神居古潭帯のかんらん岩は産状, 岩石学的性質が多様である。これら神居古潭帯のかんらん岩は幌加内地域ではオフィオライトのマントルメンバーとして知られ(例えば, 石塚, 1980), 知駒岳や夕張岳では蛇紋岩メランジュ(加藤ほか, 1979; Nakagawa and Toda, 1987)をなしている。加藤(1978), 新井田・加藤(1978)は神居古潭帯南部の岩体を総合的に論じ, 加藤・中川(1986)では神居古潭帯のかんらん岩体全体を総括した。特に加藤・中川(1986)では神居

古潭帯をかんらん岩の鉱物モード組成, 随伴岩脈の量, クロム鉱床の有無などから4つの地域に区分した。このうち3つの地域のかんらん岩の鉱物化学組成の検討により, 南部から北部の岩体へかけて部分熔融の程度が進んでいるとし, その岩石学的特徴が現在の海溝の陸側斜面でみられるものに近いうことを明らかにした(加藤・中川, 1986)。神居古潭帯北部では枯渇度の高いダナイトとハルツバージャイトが卓越するが, 知駒岳岩体では高Mgかんらん石, 高Crスピネルを有するハルツバージャイトにまで単斜輝石が認められる(小池, 1994, 1995)。南部の岩体では枯渇度の低い岩石も存在し,

ダナイトとハルツバージャイトにレーゾライトを伴い、糠平岩体では輝石濃集部としてかんらん石ウエブステライト～斜方輝石含有かんらん石クリノパイロクシナイトの存在が報告されている(加藤・中川, 1993).

近年, これらの神居古潭帯のかんらん岩体中のダナイトの成因について検討がなされている. 枯渇度の高いかんらん岩体のものについては, 北部に位置する鷹泊岩体のは溶け残り岩(牧田・荒井, 1997), 南部に位置する岩内岳岩体のもものではメルト通路の痕跡およびメルトとマントルの相互反応による生成物である(山崎・新井田, 1993; 牧田, 1997MS)との報告がある. 一方, 南部の枯渇度の低い岩体中に存在するダナイトについてはこれまで詳細な議論がない. 本論文では3つの岩体(鷹泊, 岩内岳, 糠平岩体)の岩石の性質を記載し, その成因を論じる. 岩体の名称は加藤・中川(1986)に従う. また, 神居古潭帯のかんらん岩は後述のように様々な程度に蛇紋岩化しているが, ここでは初生的な性質を議論するのが主要な目的であるので, 岩石名として「蛇紋岩」は使用せず, 原岩である「かんらん岩」を用いる.

地質概説

神居古潭帯は, 北海道中軸部の空知-エゾ帯の中央部に南北方向に320kmにわたり大量のかんらん岩(蛇紋岩)の断続的分布で特徴づけられる(Fig. 1). また, 高圧低温型のいわゆる神居古潭変成岩と海洋底変成作用を被った幌加内オフィオライト(Asahina and Komatsu, 1979; 石塚, 1980)というように, 異なった圧力型の変成岩が混在することでも特徴づけられる(Ishizuka et al., 1983).

神居古潭帯に存在するかんらん岩は, 一部を除いて様々な程度に蛇紋岩化しているが, 原岩は主としてハルツバージャイトとダナイトである. 北部の諸岩体(敏音知, 犬牛別, 鷹泊)は主として単斜輝石に極めて乏しいハルツバージャイトとダナイトからなる. 南部西側に存在する諸岩体(夕張岳, 鶴川, 沙流川, 岩内岳)も主として単斜輝石をほとんど含まないハルツバージャイトとダナイトからなる. 一方, 南部東側の諸岩体(糠平, 新冠ダム, 岩清水, ペラリ山, 三石)では単斜輝石をしばしば含むハルツバージャイトとダナイト, およびレーゾライトである. また南部の岩体では特徴的にポディフォームクロミタイトを伴うのに対し, 北部の岩体ではほとんど伴わない(加藤・中川, 1986).

鷹泊岩体は神居古潭帯北部に位置し, 10×12 km程度のサイズを有する. 岩石は一般に強い蛇紋岩化作用を被っている(舟橋, 1953; Igarashi et al., 1985)が, 原岩は主としてハルツバージャイトとダナイトで, 微ハンレイ岩-微閃緑岩の岩脈を伴う. 鷹泊岩体のかんらん岩は著しく枯渇しており, 牧田・荒井(1997)の「高枯渇度かんらん岩」(海洋底かんらん岩より枯渇した, スピネルのCr# (=Cr/(Cr+Al)原子比)が0.6以上のかんらん岩)の典型的な例である.

岩内岳岩体は神居古潭帯南部に位置し, 沙流川岩体(沙流川岩体西側ユニット:加藤, 1978)の中央部に存在する, 約2×0.5 km程度の蛇紋岩化作用を被っていないきわめて新鮮なかんらん岩部分の通称である. かんらん岩は主としてハ

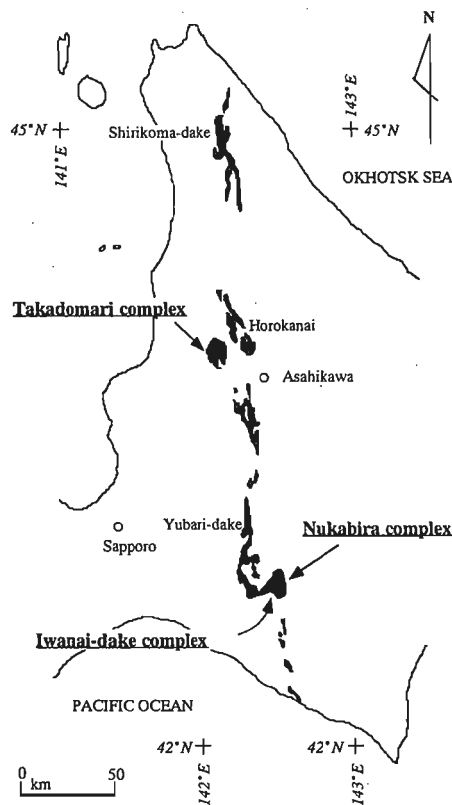


Fig. 1. Distribution of ultramafic rocks (black) in the Kamuikotan belt, Hokkaido, northern Japan.

ルツバージャイトとダナイトからなり, 少量のクロミタイトも存在する(例えば, 番場, 1963; 加藤, 1978; Arai, 1978). 岩内岳岩体とその周囲の沙流川岩体とはかんらん岩の構成鉱物や構造が同様なこと, 蛇紋岩化作用が漸移的なことから一連のものであると考えられている(加藤, 1978).

糠平岩体(沙流川岩体東側ユニット:加藤, 1978)は沙流川岩体の東側に隣接し, 12×5 km程度の露出面積を有する. 糠平岩体は神居古潭帯のかんらん岩体のうち最も東側に存在するもののひとつであり, 岩体中央部を未分離日高累層群(高橋・鈴木, 1978)に覆われる. かんらん岩はレーゾライト, ハルツバージャイト, ダナイトを原岩とし, キュムレートとしてかんらん石クリノパイロクシナイトの岩脈を伴う(加藤, 1978). また, 糠平岩体中にはポディフォームクロミタイトが点在する(例えば, 番場, 1963; 古江ほか, 1996). 西に隣接する沙流川岩体との間には岩体の構造にギャップがあること(加藤, 1978), 糠平岩体が沙流川岩体に衝上した地質構造になっていること(新井田, 1987)から両岩体は連続していないと考えられている.

岩石の産状と岩石記載

1. 鷹泊岩体

鷹泊岩体は主としてハルツバージャイトとダナイトよりなり, 前者が卓越する. また少量のオルソパイロクシナイトも存在する. 鷹泊岩体のかんらん岩は著しく蛇紋岩化作用を被っているが, 仮像から初生鉱物を推定できる. 以下の記載で

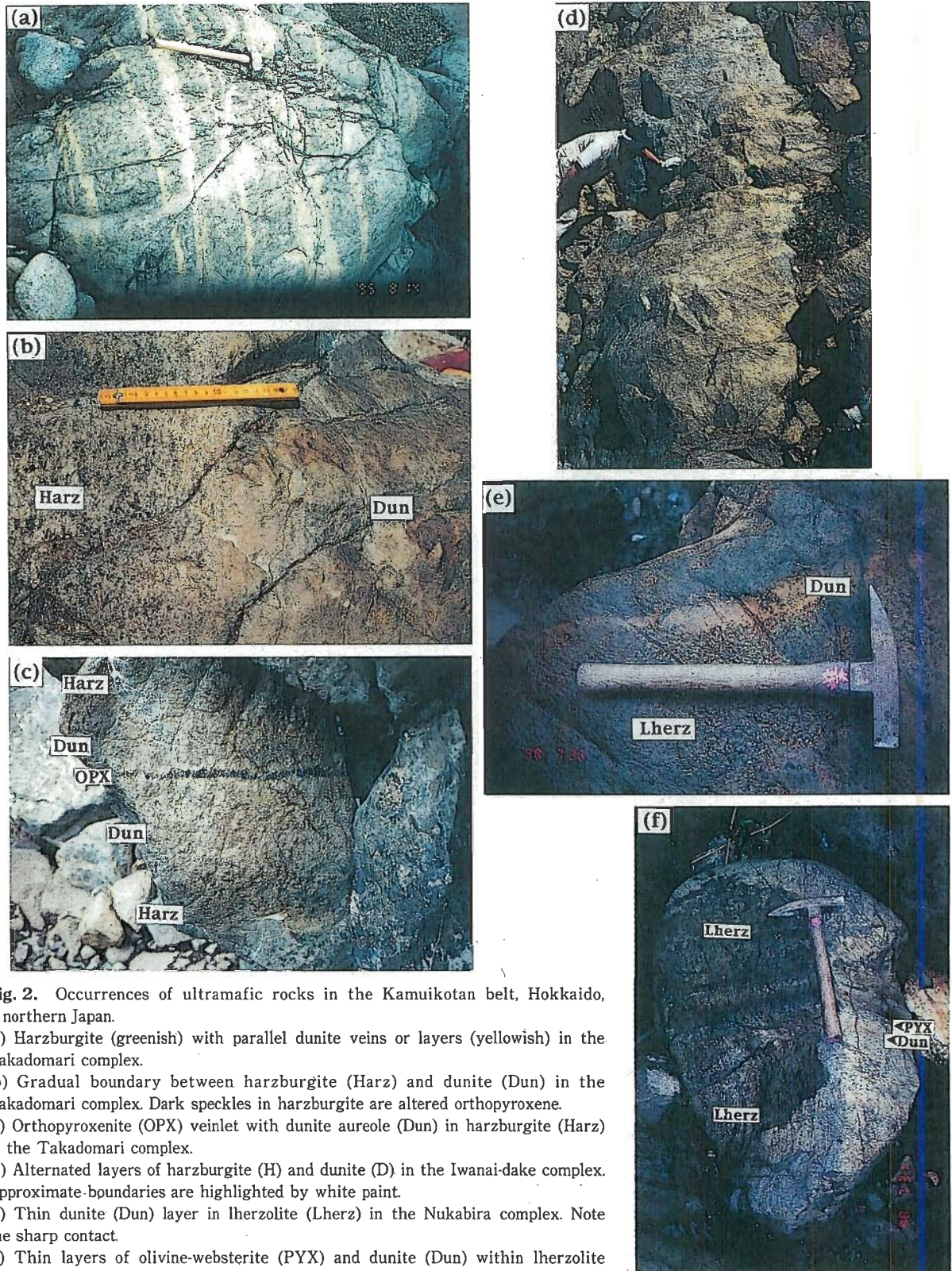


Fig. 2. Occurrences of ultramafic rocks in the Kamuikotan belt, Hokkaido, northern Japan.

(a) Harzburgite (greenish) with parallel dunite veins or layers (yellowish) in the Takadomari complex.

(b) Gradual boundary between harzburgite (Harz) and dunite (Dun) in the Takadomari complex. Dark speckles in harzburgite are altered orthopyroxene.

(c) Orthopyroxenite (OPX) veinlet with dunite aureole (Dun) in harzburgite (Harz) of the Takadomari complex.

(d) Alternated layers of harzburgite (H) and dunite (D) in the Iwanai-dake complex. Approximate boundaries are highlighted by white paint.

(e) Thin dunite (Dun) layer in lherzolite (Lherz) in the Nukabira complex. Note the sharp contact.

(f) Thin layers of olivine-websterite (PYX) and dunite (Dun) within lherzolite (Lherz) in the Nukabira complex.

は仮像ももとの鉱物としてある。ハルツバージャイト中の輝石の粒径および量は不均質で、輝石はまれに層状に濃集し、オルソパイロクシナイト～かんらん石オルソパイロクシナイトを形成する。また、斜方輝石の配列による面状構造が普遍的にみられる。ダナイトはハルツバージャイト内に通常

50 cm 以下で層状、脈状に存在している (Fig. 2-a)。ダナイトとハルツバージャイトの岩相境界は比較的シャープであるが、漸移的なこともある (Fig. 2-b)。また、ダナイトとハルツバージャイトの岩相境界面は多くの場合、ハルツバージャイト中の輝石に富む層や面状構造に平行である。しかし、ダ

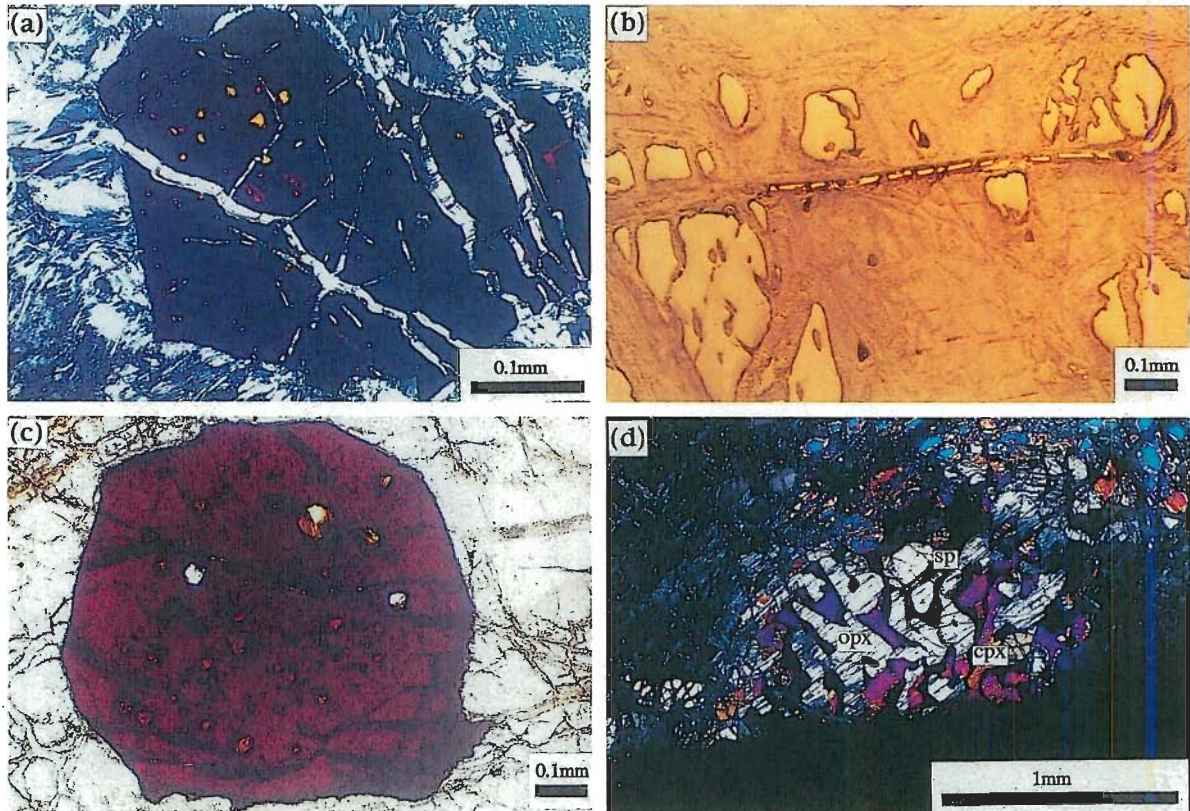


Fig. 3. Photomicrographs of the Kamuikotan ultramafic rocks.

- (a) Chromian spinel with numerous inclusions of hydrous minerals (amphibole and phlogopite: light-colored spots) in dunite from the Takadomari complex. Crossed-polarized light.
 (b) Chromian spinel lamella in olivine (partly serpentinized) in dunite from the Takadomari complex. Reflected light.
 (c) Euhedral chromian spinel with numerous inclusions of hydrous minerals (amphibole and phlogopite: light spots) in dunite from the Iwanai-dake complex. Plane-polarized light.
 (d) Symplectic aggregate of chromian spinel (sp), orthopyroxene (opx) and clinopyroxene (cpx) in lherzolite from the Nukabira complex. Crossed-polarized light.

ナイトが多く存在する所ではダナイトがこれらに非調和的な場合もある。ダナイト内には厚さ数 cm 程度の層状のオルソパイロクシナイトがみられ、しばしばオルソパイロクシナイト、ダナイト、ハルツバージャイトからなる層状構造を形成する (Fig. 2-c)。

ハルツバージャイトはかんらん石、斜方輝石、スピネル、微量の単斜輝石からなり、一般にプロトグラニュラー組織からポーフィロクラスティック組織を示す。斜方輝石は他形で、粒径は最大 7 mm に達する。スピネルは自形～他形であり、鏡下で赤褐色から濃赤褐色を呈する。粒径は最大 2 mm で 0.5～1.5 mm のものが多く、しばしば複雑な形態を示すものがみられる。きわめてまれに初生的包有物として含水鉱物 (角閃石、金雲母) がスピネル中に存在する (Fig. 3-a)。ダナイトはかんらん石、少量のスピネルよりなる。微量の斜方輝石が見出されることもある。スピネルは自形～他形で、鏡下で赤褐色から濃赤褐色を呈する。スピネルの粒径は最大 3 mm で、0.1～1.0 mm のものが多い。斜方輝石はスピネルに伴うことが多い。ハルツバージャイトとダナイトのかんらん石にはキンクバンドと波動消光がみられ、流体包有物の痕跡 (Arai and Hirai, 1985 ; Hirai and Arai, 1987) と長方形および

針状のスピネルラメラ (Arai, 1978) が認められる (Fig. 3-b)。スピネルラメラは褐色を呈し、長さ 0.5 mm 以下のものが一般的で、ダナイト中に顕著である。

2. 岩内岳岩体

岩内岳岩体はハルツバージャイトとダナイトが卓越し、クロミタイト、パイロクシナイト類 (オルソパイロクシナイト～かんらん石オルソパイロクシナイト) を伴う。岩内岳岩体を構成している岩石は蛇紋岩化などの二次的変質を被っており極めて新鮮であり、採石場などに大規模に露出しているため岩相関係が明瞭に観察できる。ハルツバージャイトの輝石の粒径および量は不均質であり、ダナイトとの境界付近で斜方輝石が配列した弱い方向性を示すことがある。一般に岩内岳岩体を構成する岩石には鉱物の配列による面状構造はあまり発達していない。ダナイトはハルツバージャイト内に数 cm から 10 m の厚さで層状、脈状に存在し (Fig. 2-d)、その岩相境界は一般にシャープである。境界面は平面的なものばかりではなく波状～不定形を示す場合もある。ダナイト内には厚さ数 cm のオルソパイロクシナイトの薄層や斜方輝石の濃集部が認められ、しばしばオルソパイロクシナイト、ダナ

イト, ハルツバージャイトからなる層状構造を形成する。また, 薄いダナイトの先では周縁部にダナイトや枯濁帯(輝石に乏しいハルツバージャイト)を伴わないオルソパイロクシナイトがハルツバージャイト内に認められる。さらにダナイト内にはスピネルの弱い濃集層が認められる場合もある。このスピネルの濃集層はダナイト層の中心部付近あるいは境界から離れたところに連続的または断続的に存在し, 境界面に平行である。

ハルツバージャイトはかんらん石, 斜方輝石, スピネル, 少量の単斜輝石からなり, 一般にプロトグラニューラー組織からポーフィロクラスティック組織を示す。スピネルは一般に自形~他形であるが, まれにゼン虫状を呈するものも存在する。粒径は0.5~1.5mmで, 鏡下で褐色から赤褐色を呈する。また, スピネルにはまれに角閃石や金雲母などの含水鉱物が包有される。角閃石は輝石類の周囲にまたは輝石を一部置換して存在することもある。斜方輝石は他形で, 0.5~5mm程度のものが多い。ダナイトは主としてかんらん石, スピネルからなり, 少量の斜方輝石, 単斜輝石を含むこともある。ポーフィロクラスティック組織から等粒状組織を示す。スピネルは自形~半自形で, 鏡下で赤褐色から濃赤褐色を呈する。スピネルの粒径は0.1~1.0mmのものが多いが, 濃集部では全体的に粗粒で最大4mmにおよぶ。ハルツバージャイト同様, スピネルにはまれに角閃石や金雲母など含水鉱物の包有物が存在する (Fig. 3-c)。これらは厚さの薄いダナイト中や, オルソパイロクシナイトの周辺に存在するスピネルに顕著である。単斜輝石はスピネルや斜方輝石に伴うことが多い。岩内岳岩体のハルツバージャイト, ダナイトのかんらん石にはキンクバンドや波状消光がみられ, 流体包有物の痕跡 (Arai and Hirai, 1985; Hirai and Arai, 1987), スピネルラメラ (Arai, 1978), 微粒のチリ状包有物が大量に存在する。かんらん石中のスピネルラメラは鏡下で褐色を呈し, 0.2mm以下のものが一般的で, ハルツバージャイトよりもダナイト中でより顕著である。包有物に富むかんらん石は肉眼で黒色を呈し, 極めて粗粒である (しばしば粒径5cmにおよぶ)。

3. 糠平岩体

糠平岩体は岩石の露出が不良で強い蛇紋岩化作用を被っているため, 岩石相互の関係が不明瞭な場合が多いが, 原岩としてはレーゾライトとハルツバージャイトが卓越し, ダナイトが少量存在する。またクロミタイトやパイロクシナイト類(かんらん石ウエプステライトやかんらん石クリノパイロクシナイト)も存在する。以下の記載で, 単斜輝石の量以外は岩石記載上の差が少なく, ハルツバージャイトはレーゾライトと同様の性質を示す。レーゾライトは輝石の粒径および量はかなり不均質で, 輝石の濃集部は層状のかんらん石オルソパイロクシナイト~かんらん石ウエプステライトとなる。部分的に輝石の配列による弱い面状構造が局所的に見られる。ダナイトはレーゾライト内に厚さ数cm~数十cm程度の層として存在するのが一般的だが, まれに数m程度の大規模なものも存在する。層状のダナイトの境界面は平面的なものばかりではなく波状~不定形を呈することもある。

まれに2つのダナイトの薄層が交差している場合もある。ダナイトとレーゾライトの岩相境界は一般にシャープなことが多い (Fig. 2-e)。薄いダナイトとレーゾライトの岩相境界では, 境界面に厚さ数cm程度の輝石に富む層(かんらん石ウエプステライト, 単斜輝石または斜方輝石に富むレーゾライト)がしばしば認められる。輝石に富む層は片側の境界にのみ認められることが多く, 他方の岩相境界は輝石量が急激に減少するシャープな場合と輝石量が漸移的に変化する場合がある。また, しばしばダナイト層と輝石に富む層の薄層(それぞれ数cm程度)の互層も認められる (Fig. 2-f)。

レーゾライトはかんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, スピネルからなり初生的な含水鉱物はほとんど認められない。一般にプロトグラニューラー組織からポーフィロクラスティック組織を示す。スピネルの形状は他形からゼン虫状で, 鏡下で淡褐色~赤褐色を呈する。スピネルは輝石類と密接に伴って出現することが多く, 粒径は1mm程度である。レーゾライトにはスピネル-斜方輝石-単斜輝石の連晶 (Fig. 3-d), もしくはスピネル-斜方輝石の連晶がしばしば特徴的に認められる。斜方輝石は他形で, 粒径は最大で5mm, 単斜輝石の離溶ラメラが顕著に認められる。単斜輝石は他形で斜方輝石に比べ細粒であり, 斜方輝石やスピネルに伴われるか, かんらん石粒間に存在する。ダナイトは主にかんらん石, スピネル, 微量の単斜輝石からなる。一般にポーフィロクラスティック組織から等粒状組織を示す。スピネルは自形~他形であり, 鏡下で褐色~濃赤褐色を呈する。ダナイト中のスピネルはレーゾライト中のものに比べて粗粒で自形性が高い。単斜輝石はかんらん石の間隙を充填し, 他形で, 多くの場合スピネルを伴う。その粒径は0.5mm以下と細粒である。まれにスピネル-単斜輝石の連晶が認められる。レーゾライト, ダナイト中のかんらん石にはキンクバンドと波状消光が見られるが, スピネルラメラは認められず, 流体包有物の痕跡も乏しい。

モード組成

ハルツバージャイトとレーゾライトの区分については, 岩石の成因を議論する上で, 単斜輝石のモードによる分類よりも便利な Arai (1984) の方法に従う。すなわち, 単斜輝石/(単斜輝石+斜方輝石)体積比が0.1より高いものをレーゾライト, 0.1以下のものをハルツバージャイトとする。

鷹泊岩体, 岩内岳岩体, 糠平岩体の岩石のモード組成を Fig. 4 に示す。鷹泊, 岩内岳両岩体のハルツバージャイトはほぼ同様のモード組成の傾向をもち, 単斜輝石量はモードで1%に満たない。特に鷹泊岩体のもは単斜輝石のモードは最大でも0.2%と極めて低い。ただし, 鷹泊岩体において斜方輝石量がハルツバージャイト(モードで6~24%)からダナイトにかけて連続的に減少するのに対し, 岩内岳岩体ではハルツバージャイトの斜方輝石量がモードで15~33%であり, ダナイトとの間に明瞭なギャップがある (Fig. 6 参照)。糠平岩体のレーゾライト, ハルツバージャイトでは単斜輝石量はモードで0~15%であり, 鷹泊, 岩内岳岩体のものに比べて幅があり, 異なった傾向を示す。また, 単斜

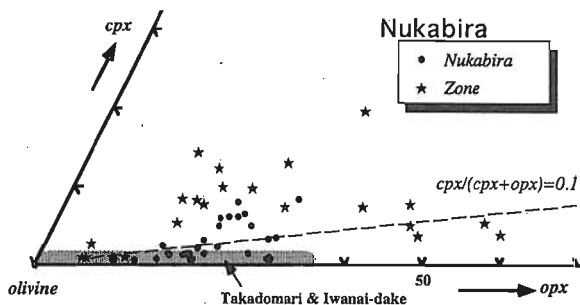


Fig. 4. Modal amounts of olivine, orthopyroxene (opx) and clinopyroxene (cpx) of ultramafic rocks from the Takadomari, Iwanai-dake and Nukabira complexes. The range is shown for the former two because their modal amounts of cpx are very low. "Nukabira" denotes ordinary peridotites, and "Zone" denotes particular lithologies around the margin of dunite layers in lherzolite or harzburgite in the Nukabira complex. Broken line is the boundary between harzburgite and lherzolite after Arai (1984).

輝石/(単斜輝石+斜方輝石)体積比も一般に高い。糠平岩体のレーブルライトおよびハルツバージャイトがダナイトと接する境界部では、まれに単斜輝石/(単斜輝石+斜方輝石)体積比が周囲のものより高い部分や斜方輝石に富む部分が存在する (Fig. 4)。

鉱物化学組成

鉱物は金沢大学理学部の SEM (AKASHI : ALPHA-30A) -EDAX (エネルギー分散型 X 線分光装置) で分析した。スピネルの場合、 Ti^{4+} はウルボスピネル (Fe_2TiO_4) をなすものとして、ストイキオメトリーを仮定して Fe^{2+} , Fe^{3+} 比を算出した。また、珪酸塩鉱物では Fe はすべて Fe^{2+} とした。鷹泊岩体、岩内岳岩体、糠平岩体のかんらん石、輝石、スピネルの代表的な分析値を Table 1 に示す。

1. かんらん石

かんらん石の Fo 値 ($=100Mg/(Mg+Fe)$ 原子比) は鷹泊岩体のハルツバージャイトでは 91.9 ~ 93.2, ダナイトでは一般にハルツバージャイトよりも高く, 93 ~ 94 に集中する。岩内岳岩体のハルツバージャイト中のものでは Fo 値は 90.9 ~ 92.3 であり, ダナイト中では 90.7 ~ 93.5 まで変化するが, 92 ~ 93 のものが卓越する。糠平岩体のかんらん石の Fo 値はレーブルライトとハルツバージャイト中では 89.9 ~ 92.3 まで変化するが, 90 ~ 91 に集中する。ダナイト中のものは 89.0 ~ 93.2 の広い範囲にわたる。

2. スピネル

岩石中のスピネルの Cr # を岩体ごとに平均すると糠平岩体, 岩内岳岩体, 鷹泊岩体の順に高くなり, それぞれの岩体で取り得る Cr # の組成範囲は狭くなる傾向がある。また, 鷹泊岩体, 岩内岳岩体ではハルツバージャイトよりダナイトに含まれるスピネルの Cr # が系統的に高い傾向がある。鷹泊岩体のハルツバージャイト中のスピネルの Cr # は 0.64 ~

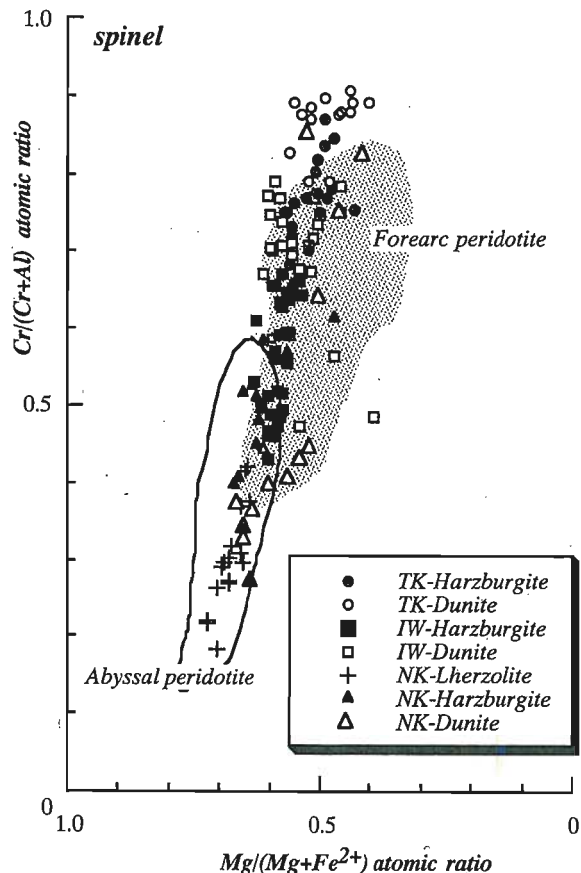


Fig. 5. Relationships between $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ and $Cr/(Cr+Al)$ atomic ratios of chromian spinel in the peridotites from the Takadomari, Iwanai-dake and Nukabira complexes. Abbreviations for the complexes are as follows: TK = Takadomari, IW = Iwanai-dake, NK = Nukabira. Abyssal peridotite field from Dick and Bullen (1984). Forearc field from Bloomer and Hawkins (1983), Bloomer and Fisher (1987), Ishii et al. (1992) and Parkinson and Pearce (1998).

0.87 と高い。ダナイト中では 0.68 ~ 0.92 で, 特に 0.75 ~ 0.92 に集中する。岩内岳岩体のハルツバージャイト中のスピネルでは Cr # は 0.43 ~ 0.69 まで変化する。ダナイト中のものは 0.45 ~ 0.60 に集中するものと 0.65 ~ 0.80 に集中するものとの 2 つに分かれる。糠平岩体のレーブルライトとハルツバージャイト中のスピネルの Cr # は 0.18 ~ 0.61 まで変化した, 連続的な広い組成範囲をもつ。ダナイト中のものは岩内岳岩体同様, Cr # が 0.3 ~ 0.4 程度のものと, 0.6 以上のものとの 2 つに分かれる。

スピネルの Mg # ($=Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 原子比) は Cr # と負の相関を示し, 糠平岩体, 岩内岳岩体, 鷹泊岩体の順に低くなる (Fig. 5)。スピネルの Mg # と Cr # との間の負の相関は, ダナイトよりもハルツバージャイトとレーブルライトの方が顕著である。鷹泊岩体のダナイトのスピネルは全体のハルツバージャイト~レーブルライトのスピネルがなす Mg # - Cr # のトレンドの低 Mg #, 高 Cr # の延長上にプロットされる。いずれの岩体でも, ダナイト中のスピネルの $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 原子比はハルツバージャイト中のものより

Table 1. Representative analyses of minerals in peridotites, from the Takadomari, Iwanai-dake and Nukabira complexes. * total iron as FeO. Fe³⁺ in spinel was calculated from spinel stoichiometry. Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr + Al), Fe# = Fe³⁺/(Cr + Al + Fe³⁺).

	Takadomari Harzburgite (OU09-2)				Dunite (OU17-2)		Iwanai-dake Harzburgite (IW731)				Dunite (IW731-9)		
	ol	opx	cpx	sp	ol	sp	ol	opx	cpx	sp	ol	cpx	sp
SiO ₂	42.36	58.14	54.24	0.16	41.71	0.52	41.67	57.23	54.89	0.29	41.81	54.43	0.40
TiO ₂	0.05	0.07	0.01	0.06	0.02	0.18	0.05	0.00	0.04	0.08	0.09	0.06	0.23
Al ₂ O ₃	0.30	1.24	0.98	17.13	0.36	6.17	0.16	1.58	1.80	19.93	0.00	0.92	16.53
Cr ₂ O ₃	0.04	0.27	0.55	55.23	0.00	65.23	0.09	0.74	1.15	50.06	0.10	0.66	51.50
FeO*	6.96	4.96	1.57	17.41	5.98	18.02	8.19	4.86	1.83	16.23	7.17	1.34	17.98
MnO	0.18	0.08	0.05	0.00	0.18	0.00	0.10	0.06	0.04	1.16	0.10	0.06	0.99
MgO	50.06	34.70	16.89	12.15	51.75	10.76	49.89	33.76	17.21	12.24	50.66	17.71	11.11
CaO	0.07	0.38	25.14	0.25	0.05	0.26	0.03	1.86	23.80	0.19	0.10	24.42	0.17
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.08	0.00	0.11	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05
NiO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.44	0.00	0.29	0.06	0.00	0.05	0.43	0.00	0.05
Total	100.34	100.00	99.69	102.50	100.47	101.15	100.51	100.17	100.79	100.26	100.44	99.60	99.01
O=	4	6	6	4	4	4	4	6	6	4	4	6	4
Si	1.020	1.989	1.980	0.005	1.000	0.017	1.007	1.961	1.971	0.009	1.008	1.978	0.013
Ti	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.004	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.006
Al	0.009	0.050	0.042	0.624	0.010	0.240	0.005	0.064	0.076	0.732	0.000	0.039	0.626
Cr	0.001	0.007	0.016	1.350	0.000	1.700	0.002	0.020	0.033	1.233	0.000	0.019	1.309
Fe ³⁺				0.012		0.029				0.003			0.023
Fe ²⁺	0.140	0.142	0.048	0.437	0.120	0.465	0.165	0.139	0.055	0.419	0.145	0.041	0.458
Mn	0.004	0.002	0.002	0.000	0.004	0.000	0.002	0.002	0.001	0.031	0.002	0.002	0.027
Mg	1.798	1.770	0.919	0.560	1.850	0.529	1.797	1.723	0.921	0.568	1.820	0.958	0.532
Ca	0.002	0.014	0.983	0.008	0.001	0.009	0.001	0.022	0.916	0.006	0.003	0.950	0.006
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.002	0.000	0.000	0.008	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000	0.001
Total	2.974	3.982	3.991	2.998	2.994	2.994	2.987	3.935	3.974	3.005	2.988	3.989	3.001
Mg#	0.928	0.926	0.951	0.562	0.939	0.532	0.916	0.925	0.944	0.575	0.926	0.959	0.537
Cr#		0.127	0.272	0.684		0.876		0.238	0.299	0.628		0.328	0.676
Fe#				0.006		0.015				0.002			0.012

	Nukabira Herzolitite (NB2811)				Harzburgite (NB2815)				Dunite (NB2643)			Dunite (NB2612)		
	ol	opx	cpx	sp	ol	opx	cpx	sp	ol	opx	sp	ol	cpx	sp
SiO ₂	41.79	58.03	53.08	0.08	42.37	57.67	53.68	0.15	41.98	58.17	0.61	41.18	54.48	0.16
TiO ₂	0.02	0.04	0.15	0.00	0.00	0.01	0.17	0.18	0.00	0.14	0.13	0.09	0.18	0.24
Al ₂ O ₃	0.35	3.83	3.84	40.33	0.19	1.93	2.60	27.70	0.35	0.97	11.11	0.14	1.92	33.96
Cr ₂ O ₃	0.12	0.92	1.06	28.88	0.10	0.53	1.17	41.74	0.02	0.66	57.52	0.03	0.67	31.19
FeO*	9.11	5.52	2.21	14.43	7.63	5.39	1.76	15.45	6.88	4.43	21.32	8.78	2.00	19.79
MnO	0.17	0.13	0.14	0.17	0.11	0.17	0.10	0.09	0.14	0.18	0.23	0.12	0.00	0.29
MgO	48.54	31.34	16.45	15.96	50.73	34.47	16.65	14.47	50.83	35.06	9.38	49.12	17.70	13.65
CaO	0.08	2.64	23.85	0.16	0.11	0.42	23.81	0.19	0.04	0.57	0.15	0.07	24.86	0.16
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.05	0.12	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.06	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.05
NiO	0.29	0.06	0.02	0.08	0.43	0.00	0.04	0.00	0.40	0.15	0.00	0.29	0.00	0.04
Total	100.54	100.51	100.80	100.34	101.70	100.62	100.13	100.02	100.64	100.57	100.50	99.81	101.82	99.52
O=	4	6	6	4	4	6	6	4	4	6	4	4	6	4
Si	1.014	1.929	1.913	0.002	1.010	1.967	1.945	0.004	1.008	1.982	0.020	1.006	1.944	0.005
Ti	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.000	0.004	0.003	0.002	0.005	0.005
Al	0.010	0.155	0.163	1.336	0.005	0.078	0.111	0.973	0.010	0.039	0.429	0.004	0.081	1.176
Cr	0.002	0.025	0.030	0.642	0.002	0.014	0.033	0.984	0.000	0.018	1.491	0.001	0.019	0.725
Fe ³⁺				0.011				0.025			0.046			0.076
Fe ²⁺	0.185	0.159	0.067	0.326	0.152	0.154	0.053	0.357	0.138	0.126	0.533	0.179	0.060	0.402
Mn	0.003	0.004	0.004	0.004	0.002	0.005	0.003	0.002	0.003	0.005	0.006	0.002	0.000	0.007
Mg	1.766	1.608	0.883	0.669	1.803	1.752	0.899	0.643	1.819	1.780	0.458	1.789	0.942	0.598
Ca	0.002	0.097	0.921	0.005	0.003	0.015	0.924	0.006	0.001	0.021	0.005	0.002	0.951	0.005
Na	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.003	0.008	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.001	0.000
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.006	0.002	0.000	0.002	0.008	0.000	0.001	0.000	0.008	0.004	0.000	0.006	0.000	0.001
Total	2.980	3.980	3.990	3.008	2.987	3.988	3.983	2.999	2.987	3.993	2.993	2.990	4.002	3.001
Mg#	0.905	0.910	0.929	0.672	0.922	0.919	0.944	0.643	0.929	0.934	0.462	0.909	0.940	0.597
Cr#		0.139	0.155	0.324		0.152	0.229	0.503		0.316	0.776		0.190	0.381
Fe#				0.006				0.013			0.024			0.038

も若干高いが、全般に0.1以下と非常に低い。また、スピネルのTiO₂含有量は全て0.5wt%以下である。

モード組成とスピネルのCr#の関係をFigs.6-a, bに示す。モード組成とスピネルのCr#の間には弱い相関が認められ、輝石/(かんらん石+輝石)体積比、および単斜輝石/(斜方輝石+単斜輝石)体積比の減少に伴い、スピネルのCr#が増加する傾向がある。鷹泊岩体、岩内岳岩体のハルツパー

ジャイト、ダナイトでは単斜輝石に極めて乏しく、輝石/(かんらん石+輝石)体積比は斜方輝石のモードにほぼ等しい。鷹泊岩体では輝石量は連続的に変化し、スピネルのCr#は、ハルツパージャイトよりもダナイトで高い傾向にある。岩内岳岩体のハルツパージャイトでは輝石量の減少に伴い、スピネルのCr#が上昇するが、前述のとおりダナイトとの間には斜方輝石のモードと同様、ギャップがあり不連続である

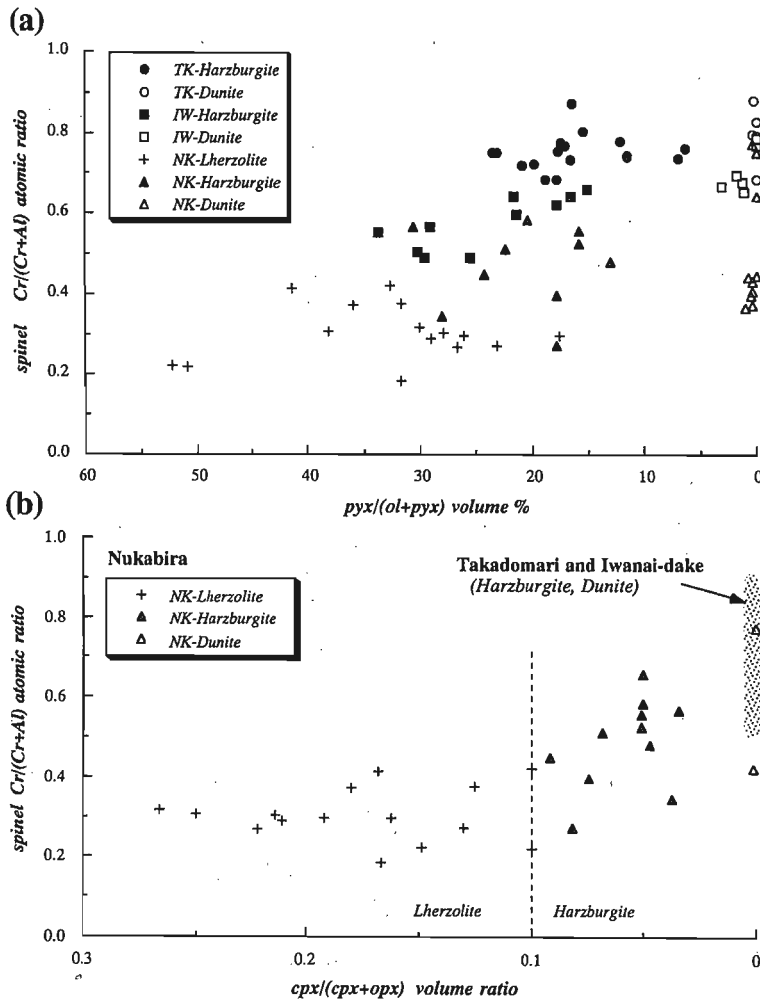


Fig. 6. Relationships between modal compositions and Cr/(Cr+Al) atomic ratio of chromian spinel. No orthopyroxene in dunite from the Nukabira complex except for two samples. Abbreviations for the complex are the same as Fig. 5. The classification of peridotite in Fig. 6-b is after Arai (1984).

(Fig. 6-a). 一方、隗平岩体のレールズライトとハルツバージャイトでは輝石量の減少、および単斜輝石/（斜方輝石+単斜輝石）体積比の減少に伴い、スピネルのCr#は上昇する（Figs. 6-a, b）。3つの岩体のハルツバージャイトについて同じ輝石量と比較したとき、岩石中のスピネルのCr#は鷹泊岩体、岩内岳岩体、隗平岩体の順に低くなる（Fig. 6-a）。

各岩体において共存するかんらん石とスピネルのFo値、Cr#のペアの関係をFig. 7に示す。このペアに関して3つの例外を除き岩体、岩相を問わず、すべてOSMA (Olivine-Spinel Mantle Array; Arai, 1987, 1994a)の領域に収まる。OSMAは上部マントルにおけるスピネルかんらん岩安定領域での溶け残り岩のトレンドを示し、高Fo値、高Cr#の組成のものほど枯渇度（部分溶融度）が高いことを示す。鷹泊岩体のダナイトはOSMAの領域内においてハルツバージャイトよりも枯渇した、より高Fo値、高Cr#組成領域に収まる。岩内岳岩体や隗平岩体のダナイトはOSMAの領域内においてハルツバージャイトよりも枯渇した組成のものだけではなく、ハルツバージャイトと同程度もしくは低Fo値、低Cr#組成のものも存在する。

3. 斜方輝石

岩体、岩相を問わず斜方輝石はエンスタタイトで、Mg#

は0.91～0.94と高い。ハルツバージャイト～レールズライト中の斜方輝石のAl₂O₃含有量は隗平岩体、岩内岳岩体、鷹泊岩体の順に減少する。それぞれのAl₂O₃含有量の範囲は鷹泊岩体のハルツバージャイト中では1.6～0.7 wt%，岩内岳岩体のハルツバージャイト中では2.5～1.3 wt%，隗平岩体のレールズライトとハルツバージャイト中では5.0～wt%である。ダナイト中の斜方輝石のAl₂O₃含有量は、定点は少ないがハルツバージャイトと同様かそれよりも高い。また、いずれの岩体においてもレールズライトとハルツバージャイトの斜方輝石のAl₂O₃含有量とスピネルのCrのペアには負の相関がみられ、そのトレンドは3つの岩体通してほぼ直線的なものになる（Fig. 8）。

4. 単斜輝石

単斜輝石のMg#は、鷹泊岩体のハルツバージャイトで0.95～0.96に集中する。岩内岳岩体では、Mg#はハルツバージャイトで0.93～0.95、ダナイトで0.94～0.96に特に中する。隗平岩体ではレールズライトとハルツバージャイトで0.92～0.94に集中し、ダナイトでは0.93～0.95に集中する。ハルツバージャイト（隗平岩体のレールズライトも含む）中の単斜輝石のAl₂O₃およびCr₂O₃の含有量は、鷹泊岩体はそれぞれ0.6～1.3 wt%，0.3～0.7 wt%，岩内岳岩体で

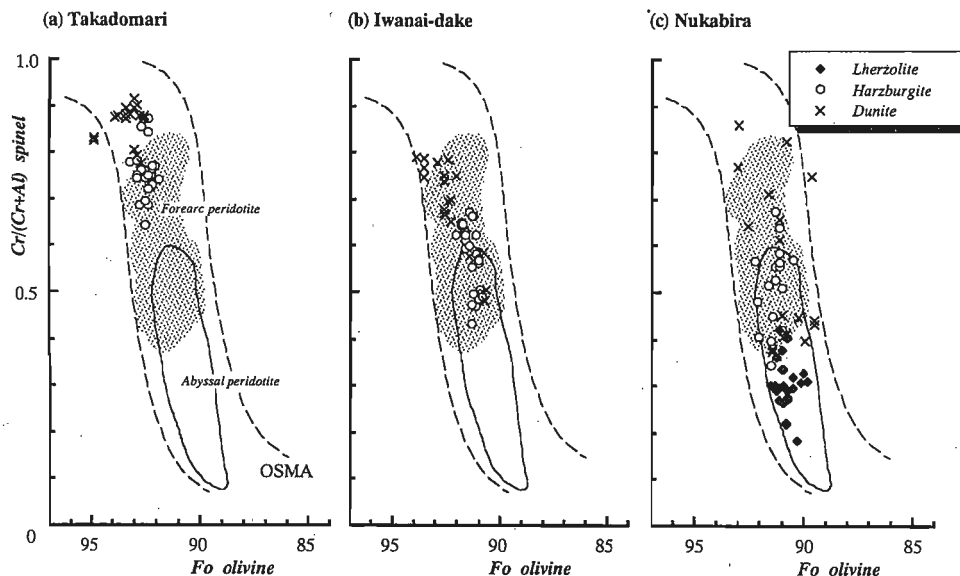


Fig. 7. Relationships between Fo content of olivine and Cr/(Cr+Al) atomic ratio of chromian spinel in the Takadomari (a), Iwanai-dake (b), and Nukabira complexes (c). OSMA, olivine-spinel mantle array, a spinel peridotite mantle restite trend of Arai (1987, 1994a). Abyssal peridotite field from Arai (1994a). Forearc field from Bloomer and Hawkins (1983), Bloomer and Fisher (1987), Ishii et al., (1992) and Parkinson and Pearce (1998).

1.0 ~ 2.7 wt %, 0.7 ~ 1.3 wt %, 輝平岩体では 1.6 ~ 4.8 wt %, 0.8 ~ 1.9 wt % である。ダナイト中の単斜輝石の Al₂O₃ 含有量および Cr₂O₃ 含有量は, 鷹泊岩体のもものではそれぞれ 0.6 ~ 1.3 wt %, 0.3 ~ 0.7 wt %, 岩内岳岩体のもものでは 0.3 ~ 1.9 wt %, 0.4 ~ 1.2 wt %, 輝平岩体のもものでは 1.9 ~ 4.1 wt %, 0.7 ~ 1.9 wt % である。また, TiO₂ 含有量は岩体, 岩相を問わず 0.3 wt % 以下と低く, 特に鷹泊岩体のハルツバージャイトは 0.1 wt % 以下ときわめて低い。

5. 含水鉱物

鷹泊岩体, 岩内岳岩体では蛇紋石など以外のより初生的な含水鉱物として, 角閃石と金雲母が見出される。角閃石の組成は産状のちがいに大きく変化する。輝石類に伴う独立した角閃石および輝石類の一部を置換して存在する角閃石は鷹泊岩体, 岩内岳岩体ともにトレモライトからトレモライト的なホルンブレンドである。スピネルに包有されている角閃石は, 鷹泊岩体のもではホルンブレンドからパーガサイト, 岩内岳岩体ではホルンブレンドである。スピネルに包有される角閃石は一般に鷹泊岩体のもの方が岩内岳岩体のもよりも Si に乏しく, Na+K に富む。金雲母は鷹泊岩体, 岩内岳岩体のスピネルの包有物として産する。金雲母の Mg#, K/(K+Na) 原子比はそれぞれ鷹泊岩体では 0.96 ~ 0.98, 0.03 ~ 0.93, 岩内岳岩体では 0.87 ~ 0.98, 0.10 ~ 1.00 である。またその TiO₂ 含有量は両岩体ともに低く, 鷹泊岩体では 0.4wt % 以下, 岩内岳岩体では 0.7wt % 以下である。

ダナイトと周囲のかんらん岩との関係

岩内岳岩体の一つの露頭 (IW830) において, ハルツバージャイト内のダナイト層に直交する方向に構成鉱物の化学組成および輝石 (斜方輝石) のモードの変化を測定した (Fig.

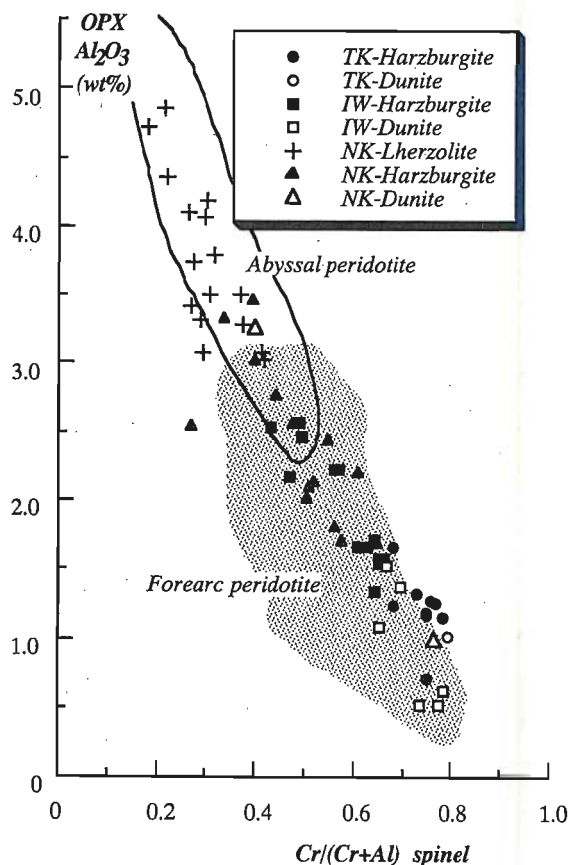


Fig. 8. Relationships between Cr/(Cr+Al) atomic ratio of chromian spinel and Al₂O₃ content of orthopyroxene in the Takadomari, Iwanai-dake and Nukabira complexes. Abbreviations for the complexes are the same as Fig. 5. Abyssal peridotite field from Bonatti and Michael (1989). Forearc field from Bloomer and Hawkins (1983), Bloomer and Fisher (1987), Ishii et al., (1992) and Parkinson and Pearce (1998).

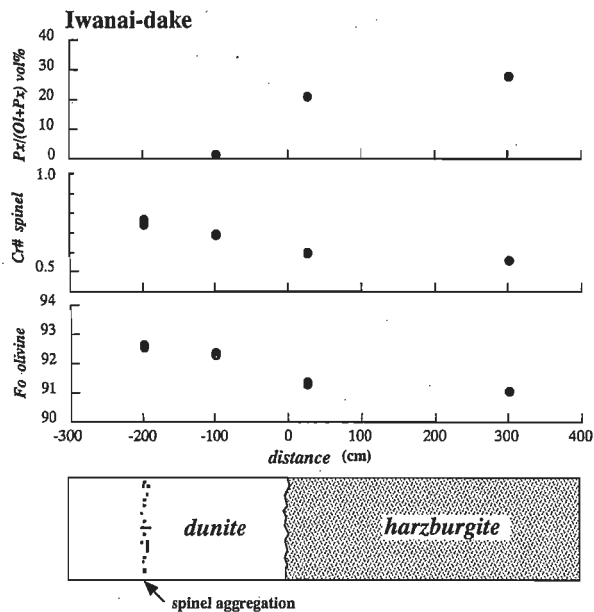


Fig. 9. Variations of pyroxene/(olivine + pyroxenes) volume ratio, Fo content of olivine and Cr# (=Cr/(Cr+Al) atomic ratio) of chromian spinel across the dunite/harzburgite contact in the Iwanai-dake complex (outcrop at IW830).

9). このダナイトの厚さは約4 mであり、ダナイトの中央部には斜方輝石を伴うスピネルの薄い濃集層が存在する。かんらん石のFo値およびスピネルのCr#はハルツバージャイトからダナイト中心部に向かって連続的に上昇するのに対し、ハルツバージャイト中の斜方輝石のモードはダナイトとの境界に近づくにつれて減少し、ダナイト中で急激に減少する。同様に、岩内岳岩体および糠平岩体におけるダナイト層とその周囲のかんらん岩の鉱物化学組成の変化を調べた (Fig. 10)。岩内岳岩体ではダナイト層はハルツバージャイト中に存在するが、ダナイト層が厚い場合、接するハルツバージャイトからダナイトに向かって、かんらん石のFo値およびスピネルのCr#が急激に上昇し、ダナイト層中央部で最も高くなる (Fo値93, Cr# 0.8程度)。ダナイト層が薄い場合 (厚さが数cm~数十cm) もハルツバージャイトと接するが、ダナイト中のかんらん石のFo値およびスピネルのCr#は周囲のハルツバージャイト中のものと同様かそれよりも低い傾向にある (Fo値91~92程度, Cr# 0.6~0.7程度)。

糠平岩体の厚いダナイト層はハルツバージャイトと接し、岩内岳岩体と同様に周囲の岩石からかんらん石のFo値およびスピネルのCr#がダナイト層にむかって上昇する傾向が認められるが、周囲の岩石はダナイトからの距離が大きくなるとハルツバージャイトからレールズライトへと変化する (Fig. 10-b)。薄いダナイト層 (Fig. 10-c) は岩内岳岩体の場合とは異なり、かんらん石のFo値、スピネルのCr#が比較的低いレールズライト (Fo値91, Cr# 0.4程度) と接する。その際、ダナイトとレールズライトとの境界面には輝石類に富む層 (かんらん石ウエプステライト, 斜方輝石または単斜輝石に富むレールズライト; Fig. 4) が認められることがあるが、これらのダナイトおよび輝石類に富む層のかんらん石、

スピネルの鉱物化学組成は周囲のレールズライトのものとは同様である。

ダナイト層の厚さとそのダナイト中の鉱物の化学組成の関係は Fig. 11 に示す。一般にダナイト層の厚さとそのダナイト中のかんらん石のFo値およびスピネルのCr#には正の相関がみられ、薄いダナイト層では、そのかんらん石のFo値およびスピネルのCr#は低く、厚い場合には高い傾向にある。また、層厚の薄いものでは、岩内岳岩体のダナイト中のスピネルのCr#は糠平岩体のもの比べて高い傾向にある。糠平岩体では同様の厚さのダナイト層において、Cr#が明らかに異なった傾向を示すものが存在する (Fig. 11-b) がCr#が高いダナイト層はハルツバージャイトと接し、低いものはレールズライトと接している。

議論：神居古潭帯のかんらん岩の成因

以上の3岩体でも示されるように、神居古潭帯に存在するかんらん岩は記載岩石学および鉱物の化学組成において多様である。しかしながら、神居古潭帯のかんらん岩の熔融プロセスなどの成因的研究はあまり多く成されていない。小池 (1994, 1995) は神居古潭帯北部に位置する知駒岳岩体のメルト成分に著しく枯渇したかんらん岩の成因的研究を行いこれらは水の存在下での部分熔融により形成したと結論づけた。また、彼は神居古潭帯のかんらん岩体の地域的な不均質性はかんらん岩の部分熔融時における水の量に起因することを指摘した。ここでは、性質の異なる3つのかんらん岩体における、ダナイトの成因と部分熔融時の条件のちがいから神居古潭帯のかんらん岩の多様性の成因について議論する。

1. 鷹泊岩体

鷹泊岩体ではハルツバージャイトからダナイトへ斜方輝石が連続的に減少すること、かんらん石のFo値とスピネルのCr#の関係においてダナイトがハルツバージャイトよりもOSMA領域内の高Fo値、高Cr#側にプロットされることから、ハルツバージャイトおよびダナイトは部分熔融程度を異にする一連の溶け残りかんらん岩である可能性が高い。

鷹泊岩体のスピネルには初生的な含水鉱物の包有物が存在する。これらはスピネル晶出時に含水メルトが関与したことを示唆している。したがって、鷹泊岩体の部分熔融には水が関与していたことが考えられる。

鷹泊岩体のオルソパイロクシナイト、ダナイト、ハルツバージャイトからなる層状構造の成因は、Fo-Di-SiO₂-H₂O系平衡図 (Fig. 12) を用いて説明が可能である。含水条件下での初生的なかんらん岩P (レールズライト) の平衡融解作用を考えてみる。簡単のために固溶体効果は一切なしとする。今、固相の組成がPからH (ハルツバージャイト)、またはD (ダナイト) の組成まで融解したとすると、H、Dと平衡にあるメルトはそれぞれX', X''である。このX'またはX''の組成のメルトが分離集積し冷却されるとメルトの組成は斜方エンスタタイトの初相領域に入るの、いずれもエンスタタイト (斜方輝石) よりなるオルソパイロクシナイトが形成される。鷹泊岩体のダナイト、ハルツバージャイト (いずれも

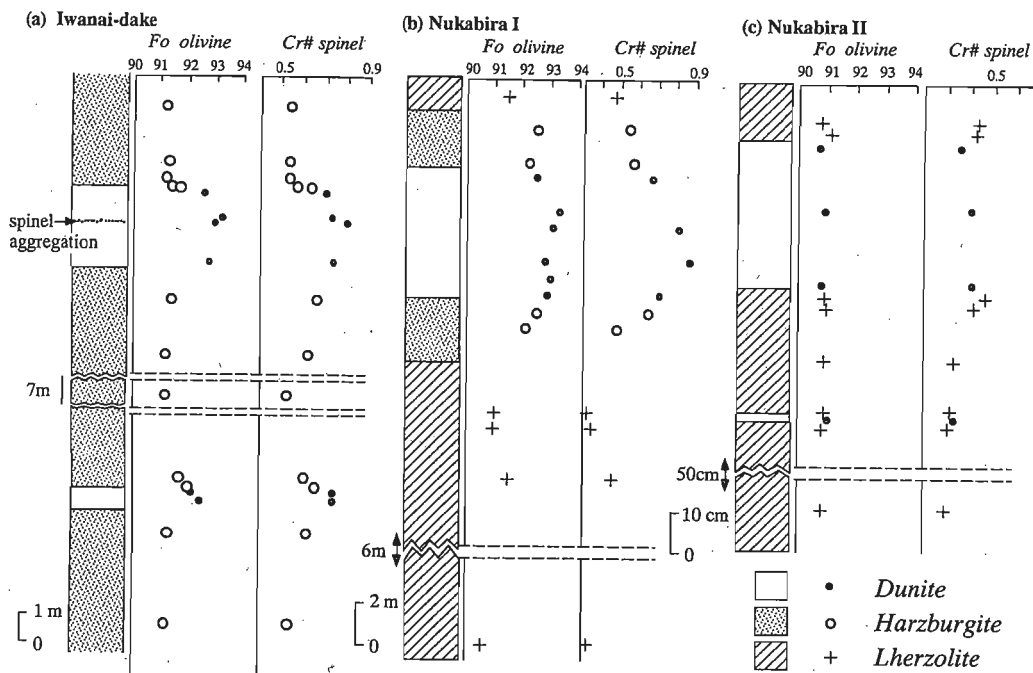


Fig. 10. Variations of Fo content of olivine and Cr# (=Cr/(Cr+Al) atomic ratio) of chromian spinel across dunite layers within harzburgite or lherzolite in the Iwanai-dake (a) and Nukabira complexes (b, c).

も溶け残り岩)に伴うオルソパイロクシナイト(結晶集積岩)はこのようにして生成された。

X'~X''のようなメルトはMgOとSiO₂に富み, CaOに乏しく, ボニナイトなどの高Mg安山岩組成のマグマであろう(例えば, Tatsumi, 1981, 1982; Umino and Kushiro, 1989). 広義の高Mg安山岩マグマのかんらん石のFo値およびスピネルのCr#の関係からも, 鷹泊岩体のかんらん岩がボニナイト等の高Mg安山岩マグマと平衡たりうることを示唆する(例えば Arai, 1994b).

以上述べた観察事項およびその解釈を総括すると Fig. 13 のようなモデルが考えられる。ソリダスに近いような高温の単斜輝石に乏しいレールゾライトの下方から水が割れ目を作りつつ流入する。高温のレールゾライトは割れ目の形成による減圧, および水の付加によるソリダスの低下のために部分溶融する。形成されたマグマは割れ目のほうへ吸い出される(Takahashi, 1992)。割れ目付近は部分溶融度が局所的に高くなり, ダナイトが形成される。吸い出されたマグマは上方へ取り去られるが, その一部は冷却に伴い結晶化し, 割れ目に沿ってオルソパイロクシナイトが形成される。オルソパイロクシナイトの周囲にはオルソパイロクシナイトに向かって枯渇度が増すような溶け残り岩, すなわちハルツバージャイト, ダナイトが残される。また, 形成されたマグマはボニナイト等の高Mg安山岩質であった。

2. 岩内岳岩体および糠平岩体

岩内岳岩体, 糠平岩体のダナイトは, 単純な溶け残りかんらん岩とは考えにくい。仮に, ダナイトがハルツバージャイトよりもさらに部分溶融の進行した溶け残りかんらん岩であ

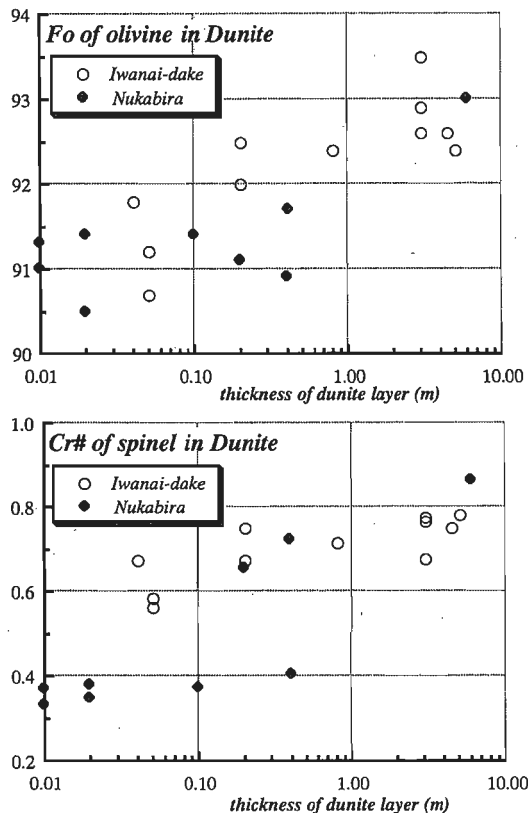


Fig. 11. Relationships between thickness of dunite layer and Fo content of olivine (a), and Cr/(Cr+Al) atomic ratio of chromian spinel (b) in the Iwanai-dake and Nukabira complexes.

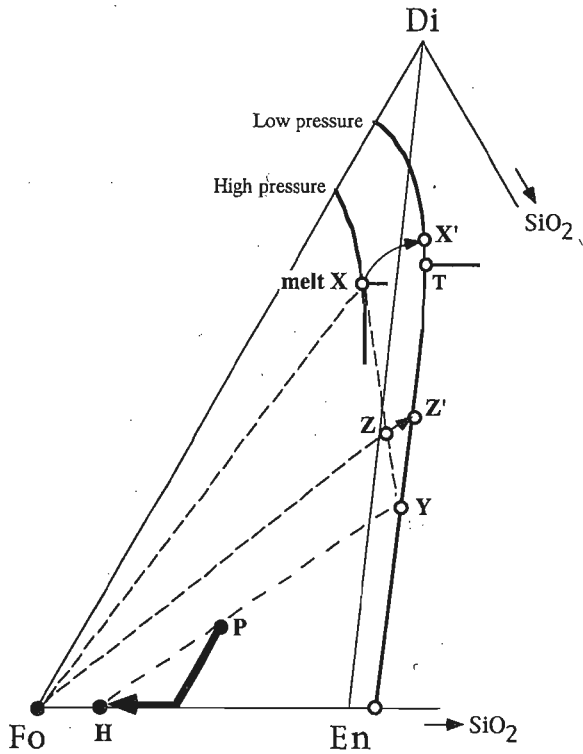


Fig. 14. Schematic illustration of the reaction process between peridotite and melt in the system Forsterite (Mg_2SiO_4)-Diopside ($CaMgSi_2O_6$)-Silica (SiO_2). The liquidus phase boundaries at high and low pressure are after Kushiro (1969). X: melt formed at high pressure. P: wall peridotite at low pressure. Compositional path of wall peridotite in the reaction process shown by bold line with arrow. The solid lines with arrow indicate the melt path in precipitation of olivine. See text.

(つまり、マントル中を上昇すると)、かんらん石に飽和し、輝石に不飽和になるからである (Kushiro, 1969)。メルトが低圧下のかんらん岩に接すると、メルトはかんらん石を晶出させ、周囲のかんらん岩(壁岩)を加熱し部分熔融させる(例えば、Quick, 1981; Fisk, 1986; Kelemen, 1990; Arai et al., 1994)。それゆえ、メルトの通路にはこのようなメルトとかんらん岩の反応の産物である置換性のダナイト(例えば、Kelemen, 1990)が形成される。

糠平岩体の厚いダナイト層周辺において、ルールズライトからダナイトへかけてモード組成、鉱物化学組成的に部分熔融の程度が高くなる傾向が認められ (Fig. 10-b)、ダナイトと接するハルツバージャイトはルールズライトの部分熔融により形成されたことが考えられる。一方、薄いダナイト層はルールズライトと接し、それらの鉱物化学組成の変化は少ない (Fig. 10-c)。ダナイト中の鉱物化学組成では、厚いダナイト層では薄いものに比べ、かんらん石の Fo 値、スピネルの Cr # が高い傾向にある (Fig. 11)。また、ダナイト層の厚さが同様であっても、接するかんらん岩の部分熔融の程度の違いにより異なった性質を示す (Fig. 11-b)。これらのダナイト層の厚さは、おそらくメルトとかんらん岩の反応における供給されたメルトの量と相関があると考えられる。すな

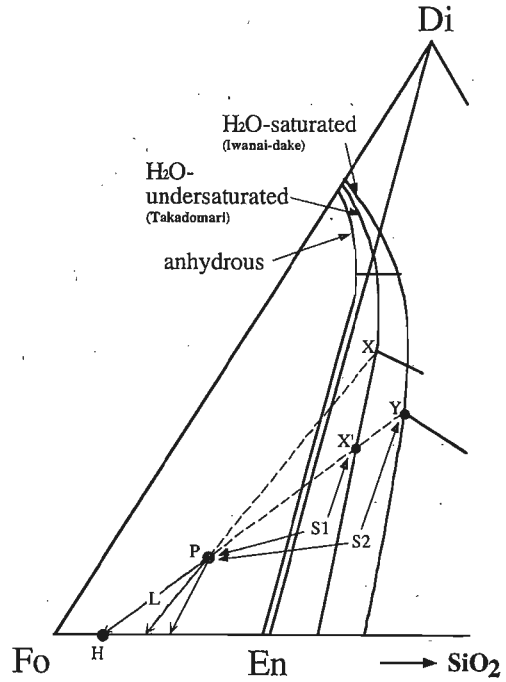


Fig. 15. Liquidus phase diagram of the system Forsterite (Mg_2SiO_4)-Diopside ($CaMgSi_2O_6$)-Silica (SiO_2) showing three sets of liquidus boundary lines at different conditions (anhydrous, H_2O -undersaturated and H_2O -saturated). Simplified from Kushiro (1969, 1972). The Takadomari and Iwanai-dake peridotites were possibly formed as restites at H_2O -undersaturated and H_2O -saturated condition (Makita, 1997MS), respectively. See text.

わち、厚いダナイト層はメルトが大量に供給されたところであり、メルトは壁岩を効果的に熱し、部分熔融を引き起こしたのであろう。逆に、薄いダナイト層はメルトの供給量が少ない場合で、主としてメルトの通路におけるかんらん石の晶出によりダナイトが形成され、壁岩の部分熔融はほとんど起こらなかったと考えられる。これらのちがいがダナイト中の鉱物化学組成にも反映されているのであろう。メルトとかんらん岩の相互反応の効果はかんらん岩やメルトの組成、温度、およびメルト/かんらん岩比により決定される(荒井, 1992)。薄いダナイト層が周囲のかんらん岩と同様の鉱物化学組成を有するのはメルト/かんらん岩比が低く、メルトの組成が壁岩による一種のバッファー効果によりかんらん岩のものに近づいたためであると考えられる。したがって、糠平岩体ではルールズライト (Fo 値 91, Cr # 0.3 ~ 0.4 程度) が壁岩であったと予想される。

以上の反応について Fo-Di- SiO_2 系相平衡図を用いて定性的に示す (Fig. 14)。簡単のため固溶体効果は一切なしとする。高圧下で形成されたメルト X が低圧下に存在するかんらん岩壁岩 P (ルールズライト) と接する場合を考える。X の供給量が少ない場合はかんらん石 (Fo) を晶出させメルトの組成は、わずかに P の部分熔融メルト T の影響を受けつつ X' へ変化し、容易に平衡に達する。薄いダナイト層の縁辺部にしばしば認められる輝石類に富む層 (Figs. 2-f, 4) は、平衡に達したメルト X' が壁岩へ付加され、単斜輝石および斜

方輝石が晶出することで説明できる。メルト X の供給量が多い場合は壁岩 P の部分溶融が進行する。P の溶融が H (ハルツパージャイト) まで進行すると、メルト X は H と平衡にあるメルト Y の影響により (または混合により) メルト Z となり、さらにかんらん石が晶出する。Z のようなメルトは天然では部分溶融の進んだかんらん岩と平衡に近いものであることから高 Fo 値のかんらん石、高 Cr# のスピネルを晶出するであろう。このとき平衡に達するメルト Z は高 Fo 値のかんらん石、高 Cr# のスピネルと平衡にあり、メルト X に比べ SiO₂ に富むものと考えられ、高 Mg 安山岩質マグマが生成された可能性がある。

岩内岳岩体のダナイト形成に関しても、同様のプロセスで説明が可能である。しかし、岩内岳岩体では厚いダナイト層から十分に離れたところでもレールゾライトは認められず (Fig. 10-a)、薄いダナイト層もハルツパージャイトと接し、ダナイト中のスピネルの Cr# が糠平岩体の場合に比べ高い (Fig. 11) ことから、壁岩はハルツパージャイト (かんらん石 Fo 値 91, スピネル Cr# 0.5 ~ 0.6 程度) であったと考えられる。また、薄いダナイト層の先では枯渇帯を伴わない斜方輝石の濃集層 (オルソパイロクシナイト) がハルツパージャイト中に認められるのは、メルトがかんらん石の次に斜方輝石を晶出させたためであろう。薄いダナイトや斜方輝石の濃集層 (オルソパイロクシナイト) の周辺に存在するスピネルには角閃石や金雲母等の含水鉱物が多く含まれており、メルト/壁岩比が低い部分では H₂O, K, Na などのインコンパティブル元素が効果的に濃集したことが考えられる (Arai and Matsukage, 1996 ; Arai et al., 1997)。しかし糠平岩体、岩内岳岩体のほとんどのかんらん岩中にはインコンパティブル元素に富む鉱物 (例えば、Kelemen, 1986 ; Arai and Matsukage, 1996 ; Arai et al., 1997) はみられない。おそらく、かんらん岩およびメルトがインコンパティブル元素に元々乏しく、相互反応の効果をもってしてもインコンパティブル元素が十分に濃集しなかったと考えられる。

以上述べた解釈を総括すると Fig. 13 のような形成モデルが考えられる。深部マントルで生成されたメルトが岩内岳岩体ではハルツパージャイトと、糠平岩体ではレールゾライトと反応し、ダナイトが生成される。メルトの量が少ないところでは、周囲のかんらん岩と同様の組成をもつダナイト (比較的 low Fo 値かんらん石, low Cr# スピネル) が形成され、メルトが大量に供給されたところではその周囲で部分溶融がおこり、改変されたメルトからダナイト (高 Fo 値, 高 Cr#) と高 Mg 安山岩質のメルトが生成されたと考えられる。

3. 鷹泊岩体と岩内岳岩体の部分溶融条件のちがい

前述のように鷹泊岩体では部分溶融によりハルツパージャイト、ダナイトが形成されたと考えられる。一方、岩内岳岩体ではダナイト形成に関与したメルトとの相互反応以前からハルツパージャイトであったと考えられるが、その鉱物化学組成は鷹泊岩体のものとは異なっている (Figs. 5, 7, 8)。これらのハルツパージャイトの異なった性質は生成時の部分溶融条件のちがいを反映していると考えられる。

鷹泊岩体と岩内岳岩体では部分溶融に明らかに水が関与している。鷹泊岩体と岩内岳岩体について、Fig. 6-a のような斜方輝石量と鉱物の化学組成との関係は両岩体の部分溶融時における条件のちがい、おそらく部分溶融メルトの水の飽和度のちがいを示しているものと思われる。これは、Kushiro (1969, 1972) の Fo-Di-SiO₂ 三成分系相平衡図を用いると定性的に理解できる。この相平衡図において、かんらん石初相領域と輝石初相領域の境界線は水が加わると SiO₂ 側にシフトし、マントルかんらん岩の部分溶融によって形成される液は SiO₂ に富むようになる (Fig. 15)。また、圧力の減少によっても、同様に液は SiO₂ に富むようになる。今、極端な例としてある低圧での無水、水に不飽和、水に過飽和な条件下で初生のかんらん岩 P の平衡溶融を比較する。また、固溶体効果は一切なしとする。P がこの 2 つのプロセスで H すなわちハルツパージャイトの組成まで融解したとする。その時、H と平衡にあるメルトは水に不飽和な時は X', 水に過飽和な条件下では Y である。この時、液と固相の比は水に不飽和な条件下では L : S1, 水に過飽和な時は L : S2 であり、固相に対する液の割合は水に不飽和な場合の方が水に過飽和な場合よりも高い。すなわち、H での部分溶融程度が高いのは水に不飽和な場合で、部分溶融程度が低いのは水に過飽和な場合である。部分溶融程度は、定性的にスピネルの Cr# で示すことができる。同じ斜方輝石の量を有するハルツパージャイトでは岩内岳岩体よりも鷹泊岩体の方がスピネルの Cr# が高い (Fig. 6-a) ので、上述の議論を考慮すると鷹泊岩体は水に不飽和で、岩内岳岩体は水に過飽和な条件下で部分溶融が起こった場合に匹敵する。

出発物質が同じ組成で溶融時の温度、圧力条件が同じであったら、多量に水が存在する方が、部分溶融が進行するものと考えられる。しかしながら、実際には、水の量が少なかったと考えられる鷹泊岩体の方が、岩内岳岩体よりもメルト成分に乏しい。鷹泊岩体の方が部分溶融時には岩内岳岩体よりも高温もしくは低圧であった可能性がある。しがたって、神居古潭帯のかんらん岩の多様性は、小池 (1994, 1995) が指摘したような部分溶融時における水の量のちがいばかりではなく、温度、圧力条件のちがいにも起因していたのであろう。

4. 神居古潭帯のかんらん岩の形成場

鷹泊岩体、岩内岳岩体のかんらん岩の鉱物化学組成は伊豆・小笠原やマリアナ海溝、トンガ海溝といった前弧域から得られるかんらん岩 (例えば、Bloomer and Hawkins, 1983 ; Bloomer and Fisher, 1987 ; Ishii et al., 1992) と同様の特徴を示し、一般的な海洋底かんらん岩 (例えば、Dick and Bullen, 1984 ; Bonatti and Michael, 1989 ; Arai, 1994a) のものよりも枯渇した組成を有するものが卓越している (Figs. 5, 7, 8)。一方、糠平岩体では海洋底かんらん岩と同様の鉱物化学組成を有するものが存在する (Figs. 5, 7, 8) が、メルトとかんらん岩の相互反応による生成物であるとした枯渇した組成のダナイト、ハルツパージャイトのようなかんらん岩は海洋底からはほとんど得られていない。また、3 つの岩体ともにボ

ニナイトなどの高 Mg 安山岩質マグマの生成に密接に関係していると考えられ, 実際に前述の前弧域からもポニナイトなどの高 Mg 安山岩が得られていることから, これらのかんらん岩は島弧下 (沈み込み帯) の上部マントルに由来するものであると予想される。糠平岩体のレーブルライトは海洋底のレーブルライト (例えば, Dick and Bullen, 1984 ; Arai, 1994a ; Niu and Hekinian, 1997) に類似しており, 糠平岩体で認められるプロセスは海洋底のマントルが「島弧マントル化」していく過程に相当する可能性がある。比較的未成熟な島弧では海洋マントル~地殻が島弧的に変化する過程が想定されている (例えば, Kay and Kay, 1985)。高 Mg 安山岩質マグマの活動が想定されるのを考えあわせると, 神居古潭帯のかんらん岩は西太平洋に現在認められる背弧海盆を有するような海洋性島弧の上部マントルに由来するのであろう。

ま と め

鷹泊, 岩内岳, 糠平の3岩体のかんらん岩の成因をまとめると以下ようになる。鷹泊岩体のハルツバージャイト, ダナイトはポニナイトなどの高 Mg 安山岩質マグマを抽出した後の溶け残り岩として説明できる。これに対して, 岩内岳岩体と糠平岩体のダナイトは深部マントル起源のメルトとその通路の壁岩となるかんらん岩との相互反応による反応生成物として説明される。反応するかんらん岩壁岩は岩内岳岩体ではハルツバージャイト, 糠平岩体ではレーブルライトであったと考えられる。また, 多様なダナイトの成因はメルトの供給量およびかんらん岩壁岩の性質のちがいによるものである。すなわち, メルトの供給量が多い場合では枯渇した鉱物化学組成 (例えば, スピネル Cr # > 0.7) をもつダナイトが形成され, これに伴い高 Mg 安山岩質のメルトが生成される。メルトの供給量が少ない場合では壁岩と同様の鉱物化学組成を有するダナイトが形成される。また, 鷹泊岩体のハルツバージャイトと岩内岳岩体の壁岩であるハルツバージャイトは含水条件下の部分溶融により生成されたが, 鷹泊岩体の方がより高温または低圧条件下であった可能性が考えられる。

これら3岩体のかんらん岩の性質が現在の前弧域のかんらん岩のものと類似していることおよびその生成プロセスにおいて, ポニナイトなどの高 Mg 安山岩質マグマの生成に深く関与していることから, 神居古潭帯のかんらん岩は海洋性島弧の上部マントルに由来することが考えられる。

謝 辞

本小論をまとめるにあたり, 金沢大学の石渡 明博士, 寅丸敦志博士, 田村芳彦博士には有益な助言をいただいた。阿部なつ江, 松影香子, 森下知晃, 宿野浩司, 二ノ宮 淳, 角島和之氏をはじめとする荒井研究室の学生諸氏には議論ならびに野外調査に協力していただいた。富山大学の木川栄一助教授 (当時) にはコアドリルサンプラーを貸していただいた。野外調査時は深川, 日高, 振内営林署, 深川市および日高町教育委員会, 北海道立青年の家, 国立日高少年自然の家, そのほか調査地地元の方々々に種々の点において大変お世話になった。査読していただいた中川 充博士からは大変有益なご

指摘をいただいた, 以上の方々へ厚く感謝する。

文 献

- Arai, S., 1978, Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-dake peridotite mass, Hokkaido, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 267-273.
- 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 Scientific Publishing Co., Tokyo, 445-460.
- Arai, S., 1987, An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 8, 347-354.
- 荒井章司, 1992, 上部マントルかんらん岩の岩石学 いかにも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., Abe, N. and Ninomiya, A., 1994, Reaction of peridotite xenoliths with host magmas as an analogue of mantle-melt interaction: microscopic characteristics. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, 39, 65-99.
- Arai, S. and Hirai, H., 1985, Relics of H₂O fluid inclusions in mantle-derived olivine. *Nature*, 318, 276-277.
- Arai, S. and Matsukage, K., 1996, Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: Implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. In Mevel, C., Gliss, K. M., Allan, J. F. and Mayer, P. S. eds., *Proc. ODP, Sci. Res.*, 147, 135-155.
- Arai, S., Matsukage, K., Isobe, E. and Vysotskiy, S., 1997, Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 671-675.
- Asahina, T. and Komatsu, M., 1979, The Horokanai ophiolitic complex in the Kamuikotan Tectonic Belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 85:317-330.
- 番場猛夫, 1963, 本邦クロム鉱床の成因的研究. 地質調査所報告, 200, 68p.
- Bloomer, S. H. and Fisher, R. L., 1987, Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench - A non-accreting plate boundary. *Jour. Geol.*, 95, 469-495.
- Bloomer, S. H. and Hawkins, J. W., 1983, Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: An island arc ophiolite. In Hayes, D. E. eds., *The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part II. Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, 27, 294-317.
- Bonatti, E. and Michael, P. J., 1989, Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 297-311.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Fisk, M. A., 1986, Basalt magma interaction with harzburgite and the formation of high magnesium andesites. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 467-470.
- 古江良治・新井田清信・加藤孝幸, 1996, 神居古潭帯のオフィオライト質クロミタイトの成因. 総合研究 (A): 付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, no.1, 23-34.
- 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.*, 85, 311-318.
- 舟橋三男, 1953, 5万分の1地質図幅「上江丹別」および説明書. 北海道開発庁, 32p.
- Igarashi, T., Katoh, T. and Niida, K., 1985, The Takadomari serpentinites in the Kamuikotan ophiolite belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, 21, 305-319.

- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992, Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, LEG125. *In* Fryer, P. et al. eds., *Proc. ODP, Sci. Res.*, 125, 445-485.
- 石塚英男, 1980, 北海道, 神居古潭構造体に分布する幌加内オフィオライトの地質. *地質雑*, 86, 119-134.
- Ishizuka, H., Imaizumi, M., Gouchi, N. and Banno, S., 1983, The Kamuikotan zone in Hokkaido, Japan: Tectonic mixing of high-pressure and low-pressure metamorphic rocks. *Jour. Metam. Geol.*, 1, 263-275.
- 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.
- 加藤孝幸・中川 充, 1986, 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来. *地団研専報*, no. 31 北海道の地質と構造運動, 119-135.
- 加藤孝幸・中川 充, 1993, 神居古潭帯・日高西縁蛇紋岩帯の中で最も酒濁していない超苦鉄質岩. 石井次郎教授追悼論文集, 119-131.
- 加藤孝幸・新井田清信・渡辺暉夫, 1979, 神居古潭構造帯, 知駒岳周辺の蛇紋岩メランジ帯. *地質雑*, 85, 279-285.
- Kay, S. M. and Kay, R. W., 1985, Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc. *Geology*, 13, 461-464.
- Kelemen, P. B., 1986, Assimilation of ultramafic rocks in subduction-related magmatic arcs. *Jour. Geol.*, 94, 829-843.
- 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.
- 小池 涉, 1994, 神居古潭帯知駒岳超塩基性岩体の岩石学的特徴. 日本地質学会第 101 学術大会講演要旨集, 札幌, 346.
- 小池 涉, 1995, 著しくメルト成分にデブリートした超塩基性岩体の形成と H₂O の関与. 平成 7 年度三鉱学会講演要旨集, 東京, A-17.
- Kushiro, I., 1969, The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. Jour. Sci.*, 267-A, 269-294.
- Kushiro, I., 1972, Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Jour. Petrol.*, 13, 311-334.
- 牧田宗明, 1997MS, 高枯渇度かんらん岩の成因. 金沢大学修士論文, 75p.
- 牧田宗明・荒井章司, 1997, 高枯渇度かんらん岩の多様性: 神居古潭かんらん岩とバプアかんらん岩. 基盤研究 (A): 付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, no. 2, 97-106.
- Nakagawa, M. and Toda, H., 1987, Geology and petrology of Yubari-dake serpentinite melange in Kamuikotan Tectonic Belt, central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 93, 733-748.
- 新井田清信, 1987, 神居古潭構造帯の構成. 松井愈教授記念論文集, 203-214.
- 新井田清信・加藤孝幸, 1978, 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類. *地団研専報*, no. 21, 61-81.
- Niu, Y. and Hekinian, R., 1997, Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385, 326-329.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998, Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Jour. Petrol.*, 39, 1577-1618.
- Presnall, D. C., 1969, The geometrical analysis of partial fusion. *Am. Jour. Sci.*, 267, 1178-1194.
- Quick, J. E., 1981, The original and significance of large, tabular dunite bodies in Trinity peridotite, northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 413-422.
- 高橋功二・鈴木 守, 1978, 5 万分の 1 地質図幅および同説明書「岩知志」. 北海道立地下資源調査所, 46p.
- Takahashi, N., 1992, Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature*, 359, 52-55.
- Tatsumi, Y., 1981, Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 357-365.
- Tatsumi, Y., 1982, Origin of high-magnesian andesite in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, 305-317.
- Umino, S. and Kushiro, I., 1989, Experimental studies on boninite petrogenesis. *In* Crawford, A. J. ed., *Boninites and related rocks*. 89-111.
- 山崎大輔・新井田清信, 1993, 神居古潭帯岩内岳カンラン岩体—高 Mg カンラン岩中のマグマチャネル. 日本地質学会第 100 年大会講演要旨集, 東京, 575.

(要 旨)

田村明弘・牧田宗明・荒井章司, 1999, 北海道, 神居古潭帯のかんらん岩の成因, 地質学論集, 第 52 号, 53-68. (Tamura, A., Makita, M. and Arai, S., 1999, Petrogenesis of ultramafic rocks in the Kamuikotan belt, Hokkaido, northern Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 52, 53-68.)

北海道, 神居古潭帯は様々な程度に蛇紋岩化した大量のかんらん岩を産し, 産状, モード組成, および鉱物化学組成が多様である. この点について, 鷹泊, 岩内岳, 糠平の 3 岩体を選び, とくにそのダナイトの成因をもとに検討した. 鷹泊岩体は著しく枯渇したダナイト, ハルツバージャイトからなり, 岩内岳岩体もやや枯渇したハルツバージャイト, ダナイトが卓越する. 糠平岩体は一般に枯渇度が低く, レールズライトも存在する. 鷹泊岩体のハルツバージャイト, ダナイトは高 Mg 安山岩質マグマを抽出した後の溶け残り岩として説明される. 一方, 岩内岳岩体, 糠平岩体のダナイトは単純な溶け残り岩ではなく, より深部マントル起源のメルトとその通路のかんらん岩壁岩との相互反応による生成物として説明できる. また, この反応においても高 Mg 安山岩質マグマが生成されたことが考えられる.