

飛驒外縁帯, 小滝地域の超苦鉄質岩: 大江山オフィオライトかんらん岩とその変成作用について

Ultramafic rocks in the Kotaki area, Hida Marginal Belt*, central Japan: peridotites of the Oeyama ophiolite and their metamorphism

町 澄秋** 石渡 明**†

Sumiaki Machi** and
Akira Ishiwatari**†

2010年1月6日受付.

2010年4月20日受理.

** 金沢大学大学院自然科学研究科

Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University, Kanazawa 920-1192, Japan

† 現所属; 東北大学東北アジア研究センター

Present address; Center for Northeast Asian Studies, Tohoku Univ. Kawauchi 41, Aoba-ku, Sendai 980-8576, Japan

Corresponding author; S. Machi,
sumiaki@earth.s.kanazawa-u.ac.jp

Abstract

Ultramafic bodies in the Kotaki area of the Hida Marginal Belt are composed of Paleozoic ophiolites and Paleozoic-Mesozoic sediments. The ultramafic rocks can be classified into two major types. Type 1 consists of primary ultramafic rocks that preserve primary textures and primary minerals of mantle peridotite. Type 2 consists of regionally metamorphosed peridotite that has a schistose or mylonitic texture. Both types were locally affected by later contact metamorphism.

The primary mantle peridotite (Type 1) is subdivided into a high-Al group [spinel Cr#, Cr/(Cr+Al), of 0.33-0.38] and a high-Cr group [Cr# of 0.48-0.55]. The high-Cr group is pervasive among ultramafic bodies of the Oeyama ophiolite. The high-Al group is identical to lherzolitic peridotite that has been found only in the Oeyama ultramafic body.

Regionally metamorphosed peridotite (Type 2) can be subdivided into two subtypes based on mineral assemblage and texture. Type 2A contains olivine (ol) + tremolite (tr) ± antigorite (atg) ± orthopyroxene (opx). Type 2B contains ol + atg + clinopyroxene (cpx). Types 2A and 2B are similar to the peridotite mylonite and serpentinite mylonite, respectively, reported from the Happo ultramafic body to the south. Type 2A metaperidotite contains Na-rich tremolite (up to 2.53 wt.% Na₂O) produced by metasomatism, possibly related to the slab-derived fluid that penetrated through the wedge mantle above an early Paleozoic subduction zone. Type 2B metaperidotite may represent the wedge mantle metamorphosed at a lower temperature, and Type 1 peridotite may represent the mantle portion that was unaffected by metamorphism and metasomatism.

Serpentinite hornfelses that formed by later contact metamorphism vary in their mineral assemblages, defined by atg, ol + cpx, ol + tr, ol + tr + talc, and ol + tr + opx zones that are arranged from west to east. The zones indicate that metamorphic temperatures generally increased toward the east. This finding suggests that the hornfelsic metamorphism of previously serpentinitized peridotites of Type 1 and Type 2 was caused by a concealed plutonic intrusion beneath the Ishizaka rhyolite, which is exposed to the east.

Keywords: Kotaki, Hida Marginal Belt, ultramafic rock, Oeyama ophiolite, contact metamorphism, regional metamorphism, Na metasomatism, Hida Mountains, serpentinite

はじめに

西南日本内帯中国山地の先ジュラ系の地質帯は, 北から大江山帯 (オフィオライトと 400 ~ 450 Ma の高圧角閃岩),

蓮華帯 (330 ~ 280 Ma の高圧結晶片岩), 秋吉帯 (ペルム紀付加体), 舞鶴帯 (ペルム紀オフィオライトとペルム〜トリアス紀堆積岩), 超丹波帯 (ペルム紀付加体) の北東-南西方向の帯状分布で特徴づけられ, これらは構造的に上から下へ重なるナップ群をなす (Fig. 1.a. 例えば, 磯崎・丸山, 1991; Ishiwatari and Tsujimori, 2003). 一方, 中部地方では, それらは, 飛驒帯と美濃帯の間の狭長な地域, 即ち広義の飛驒外縁帯 (例えば, Komatsu, 1990; 東田ほか, 2004) に

* 本稿では「飛驒外縁帯」の英語表記として「Hida Marginal Belt」を用いるが, 地質学雑誌 第110巻10号 (2004年), 特集号の「飛驒外縁帯研究の進展と展望」(世話人: 小嶋 智ほか) の前文で世話人らは, 「飛驒外縁帯」の英語表記として「Hida Gaien Belt」を提案している.

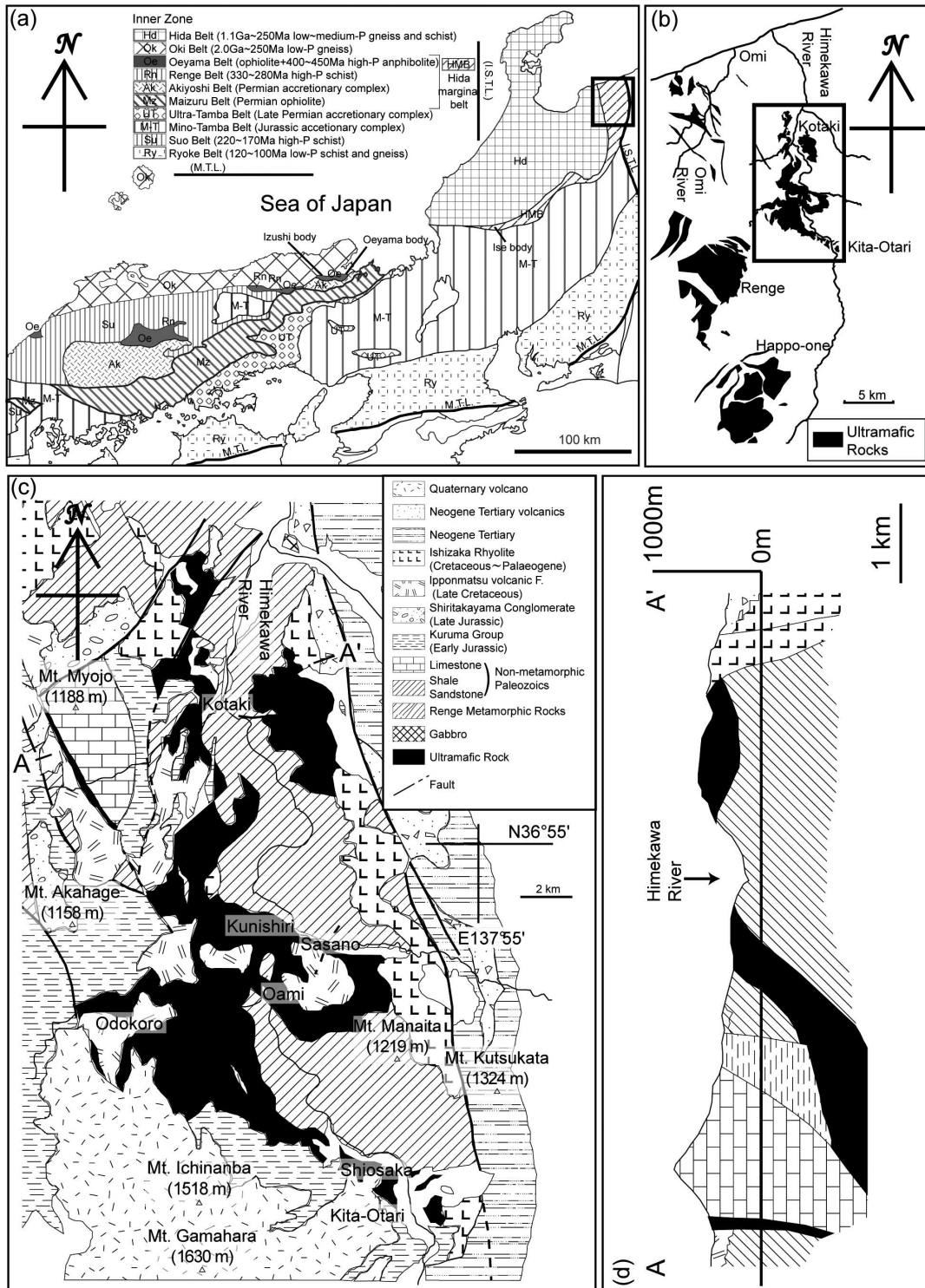


Fig. 1. (a) Geotectonic map of the Inner Zone of southwest Japan (modified after Tsujimori et al., 2000). (b) Distribution of ultramafic rocks in northeast Hida marginal belt (modified after Chihara et al., 1979). Location of the Kotaki area is also shown. (c) Geological map of Kotaki area (modified after Chihara et al., 1979). (d) Geological cross section of the Kotaki area (modified after Chihara et al., 1979).

分布している。この帯は、南西部～中部では数 km の幅であるが、北東部では比較的広く、幅 10 km 以上である。飛騨外縁帯の超苦鉄質岩は、南西部から北東へ福井県の伊勢地域、岐阜県の楯谷、福地地域、北東部では長野・富山・新潟の県

境周辺の八方尾根、小滝、蓮華、青海地域に分布しており、主に岩相や随伴する変成岩の年代などから大江山オフィオライトの東方延長であると考えられている (石渡, 1989)。

飛騨外縁帯各地の超苦鉄質岩について、Yokoyama (1985)

は鉍物組み合わせや鉍物学的データを示し、緑簾石角閃岩相や緑色片岩相の変成作用を被っているとした。青海地域では、Yamane et al. (1988) が日本初産となる“orbicular chromitite”を沢の転石から報告した。また、辻森 (2004) は、初生的なパーガス閃石を包有したクロムスピネルを含むクロミタイトを報告し、青海の蛇紋岩メランジュの起源について、沈み込み帯のマントルかんらん岩を起源とした低～中程度の温度の変成かんらん岩が、より低温でH₂OとCO₂に富む流体により蛇紋岩化したものと考えた。八方尾根地域では、松久 (1968) が、接触変成作用および変形を受けたかんらん岩や蛇紋岩、特に cleavable olivine (直交する3方向の劈開が発達したかんらん石) の存在を報告し、中水ほか (1989) は接触変成帯 (滑石帯) および広域変成帯 (ディオプサイド帯, トレモラ閃石帯), それぞれについて分帯を行った。Nozaka (2005) は、広域変成帯のディオプサイド帯とトレモラ閃石帯がそれぞれ蛇紋岩マイロナイトとかんらん岩マイロナイトであるとし、後者に含まれる変成鉍物であるトレモラ閃石の化学組成などから、この岩体の広域変成作用が後退変成作用であるとした。また、Khedr and Arai (2009) は八方尾根岩体のかんらん岩の鉍物・全岩微量元素組成を検討し、八方尾根岩体のかんらん岩の起源がマントルウェッジであると結論付けた。

しかし、わずかなクロムスピネルのデータ (Yokoyama, 1985) とクロミタイトの報告 (Yamane et al., 1988; 辻森, 2004) を除くと、初生的な超苦鉄質岩の鉍物の報告はない。飛驒外縁帯の超苦鉄質岩は、大江山オフィオライトに相当すると考えられているが、それらのマントル物質としての初生的な性質に基づく議論はほとんどなされていなかった。一方、飛驒外縁帯の八方尾根地域から報告されているような変成かんらん岩と大江山オフィオライトのかんらん岩との関係はこれまで言及されておらず、それらの関係は不明であった。これらの問題を解決する上で、八方尾根岩体の比較的近くに位置し、これまで詳細な研究がなかった小滝地域の超苦鉄質岩が重要であると考え、小論ではその岩石記載と鉍物化学組成分析を行って、原岩と変成作用について考察する。また、近年明らかになってきた海洋性島弧の前弧域に産する変成かんらん岩との比較、および本地域のもの同様に著しくNaに富むトレモラ閃石を含む他地域の超苦鉄質岩との比較を通じて、本地域の超苦鉄質岩の成因を議論する。なお、小論では、温度低下の過程で加水作用を受けて著しく蛇紋岩化した岩石でも、組織や残存鉍物により原岩の種類が識別できるかぎりには、その原岩を指して「(変成) かんらん岩 (または蛇紋岩ホルンフェルス)」と呼ぶことがある。

地質概説

飛驒外縁帯北東部には蛇紋岩メランジュをなす超苦鉄質岩が比較的広く分布しており、テクトニックブロックとして弱変成堆積岩や高圧変成岩類 (一部エクロジャイト相に達する藍閃石片岩や泥質片岩) などに伴う (辻森ほか, 2000; Tsujimori, 2002)。中国山地と飛驒山地の高圧変成岩類は岩相が類似し、放射年代 (約 280–330 Ma) も一致するので、蓮華

変成帯として一括される (Nishimura, 1998; Tsujimori and Itaya, 1999)。

飛驒外縁帯北東部 (Fig. 1.b) の超苦鉄質岩については、石井 (1937) による7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」や原山ほか (1996) による20万分の1地質図幅「富山」でマッピングがなされている。また、Chihara et al. (1979) は、より詳細なマッピングを行い、各地域の蛇紋岩メランジュの特徴について記載している。調査地域は、北緯 36° 51′ ~ 58′, 東経 137° 49′ ~ 54′ の新潟県糸魚川市小滝から長野県北安曇郡小谷村北小谷にかけての地域である (Fig. 1.c)。調査地域の中央を姫川が流れ、河床の標高は調査地域の南端で400 m、北端で100 mであり、その両側には標高1000 m程度の山々が連なる。

本地域の超苦鉄質岩は、姫川の両側の山地に南北16 km、東西6 kmにわたって露出している (Fig. 1.c)。白馬岳地域においては、超苦鉄質岩の構造的低位に白馬岳層 (ペルム紀) が衝上断層を介して位置するが (竹内ほか, 2004)、本地域の著苦鉄質岩体もペルム紀中期オリストストローム (河合・竹内 (2001) の姫川コンプレックス) に衝上するナップをなす。しかし、本地域の超苦鉄質岩帯は秋吉帯に対比される青海石灰岩・周辺堆積岩に衝上されており (中水ほか, 1989)、この関係は中国地方における大江山オフィオライトの構造的低位に秋吉帯が位置する関係 (前者が後者に衝上している: 石渡ほか, 1999) と逆である。ジュラ紀前期の来馬層群とは断層関係で接し、中央部において白亜紀後期の一本松安山岩類に、東部においては白亜紀～古第三紀の石坂流紋岩類に、北東部においては新第三紀の火山岩類に、南部においては第四紀の風吹岳安山岩類に主に、それぞれ不整合に覆われている (Chihara et al., 1979; 石井, 1976; 1979)。このナップはジュラ紀の来馬層群堆積後に形成されたと考えられている (茅原, 1989)。岩体の東方では糸魚川-静岡構造線が、西側の石坂流紋岩および非変成古生層と東側の新第三紀堆積岩類とを境している (Chihara et al., 1979; 石井, 1979)。

小滝地域の超苦鉄質岩は、変形した葉片状蛇紋岩をマトリクスとしたメランジュをなしており、テクトニック・ブロックとして塊状の蛇紋岩やトレモラ閃石岩、緑色岩 (玄武岩質)、ドレライト、斑れい岩、クロミタイト、ロディン岩、泥質弱変成岩などを含む。これらのテクトニック・ブロックのほかにはひすい輝石岩やアルピタイトも報告されている (茅原, 1980)。テクトニック・ブロックの大きさは直径30~40 cm程度のものから露頭規模では葉片状のマトリクス部分が認められないような大きなブロック (30 m以上) まで存在する。

岩石記載

本地域の超苦鉄質岩は著しく蛇紋岩化しているが、その原岩は、マントルかんらん岩起源の初生的な組織や鉍物を保持したかんらん岩 (Type 1) と、初生的な組織や鉍物を持たずしばしば片状組織を持ち、変成蛇紋岩と同様の鉍物組み合わせを示すかんらん岩 (Type 2) に大別される。また、接触変成作用を被って Type 1, Type 2 の鉍物や組織がほとんど消

失していると考えられるかんらん岩もある。

1. 初生的なかんらん岩 (Type 1)

多くの試料は蛇紋石化や炭酸塩化の影響が大きく、かんらん石や斜方輝石、単斜輝石のほとんどは蛇紋石や炭酸塩鉱物に置き換えられており、少量の緑泥石、磁鉄鉱、硫化物を含む。かんらん岩の組織を残している蛇紋岩ではクリソタイル/リザダイトからなるメッシュ構造が顕著に見られ、斜方輝石を含んでいた場合には、それらは蛇紋石からなるバスタイトとなっている。ほとんどの試料においてレリック鉱物としてクロムスピネルだけが残存しているが、その形状にはぜん虫状~他形を示すものと自形~半自形を示すものがある。大江山オフィオライトのかんらん岩においては、クロムスピネルの形状がダナイト中では自形であるのに対してハルツバージャイト中では半自形~他形(ぜん虫状)を示すことが多い (Arai, 1980; Kurokawa, 1985; Matsumoto and Arai, 2001)。したがって、変質によって原岩の組織も失われ、クロムスピネルまで残存していない場合は別として、バスタイトの存在の有無とクロムスピネルの形状などからそれらの原岩を推定することは可能である。ブレード状のアンチゴライトが産する試料もあるが、それらの分布に規則性は認められない。

(1) ダナイト ダナイトは、特に蛇紋石化や炭酸塩化の程度が著しく、初生的な珪酸塩鉱物は残存しない。自形~半自形の、単ニコル下で褐色を示すクロムスピネル (0.5~1.5 mm 径) を含むことが特徴だが (Fig. 3.a), 他形を示すクロムスピネルも同一薄片中に認められることがある。輝石の仮像はほとんど認められない。

(2) ハルツバージャイト/レールゾライト ハルツバージャイト/レールゾライトも、ほとんどの試料で初生的な珪酸塩鉱物は蛇紋石化しているが、大江山オフィオライトに特徴的なぜん虫状他形の褐色のクロムスピネルの存在によって特徴づけられる。比較的蛇紋石化していない単斜輝石ハルツバージャイトが2つ (試料 INB-2 (02) と GMH-1) 得られた。試料 INB-2 (02) は、岩体中央部の笹野地域の沢の転石から見出された。この試料は、レリック鉱物としてかんらん石、斜方輝石、単斜輝石、クロムスピネルを含む (Fig. 2.b, Table 1)。かんらん石 (~5 mm 程度) と斜方輝石 (5~10 mm) は比較的粗粒で、キンクバンドが認められるものもある。また、部分的に斜方輝石が濃集している部分が認められる。単斜輝石は比較的細粒 (~0.5 mm) で、斜方輝石やかんらん石の粒間に存在することもあるが、ぜん虫状を示すク

ロムスピネルに伴っていることが多い。単斜輝石の離溶ラメラが斜方輝石に認められることもある。岩体南部の塩坂地域で露頭から得られた試料 GMH-1 は、レリック鉱物としてかんらん石、斜方輝石を含んでおり、これらの産状は試料 INB-2 (02) と類似する。しかし、試料 INB-2 (02) と異なり単斜輝石は完全にトレモラ閃石に置き換えられており (Fig. 3.c), クロムスピネルは変質し、緑泥石に取り囲まれた磁鉄鉱~フェリットクロマイトとなっている。トレモラ閃石は、かんらん石や斜方輝石の粒間に認められ、斜方輝石は残存していることから単斜輝石を置き換えていると考えられる。この両試料には、アンチゴライトは認められない。

2. 変成かんらん岩 (Type 2)

変成かんらん岩は、岩体中部の大網地域の沢の転石および国尻地域の大露頭とその周囲の転石から得られた。これらの変成かんらん岩には次の2つの鉱物組み合わせがあるが、両者の関係を確認められる露頭はなく、関係は不明である。また、

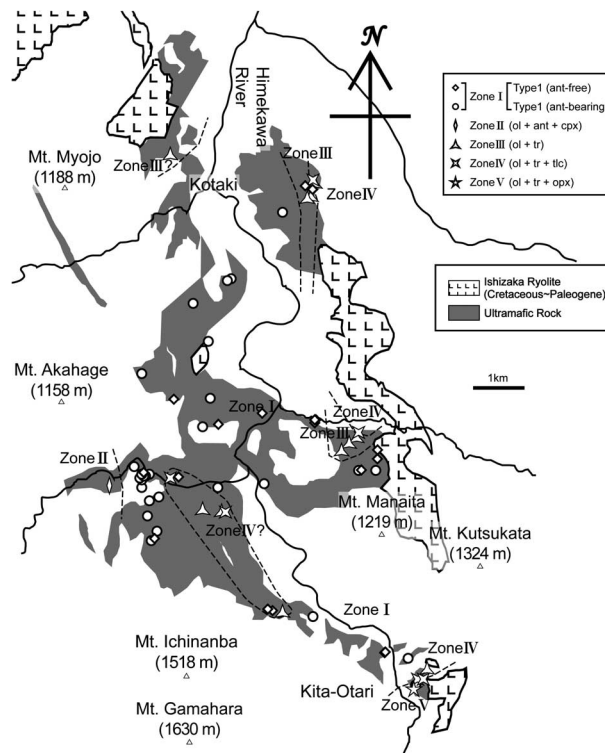


Fig. 2. Sample locality and metamorphic zoning based on on mineral assemblages of serpentinite hornfelses in the Kotaki area.

Table 1. Modal composition of Type 1 and Type 2 ultramafic rocks. The first column of each sample is the actual modal percentage, and the second is the estimated original percentage. Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene (* primary, † metamorphic origin), Spl: chromian spinel, Ctl: chrysotile, Liz: lizardite, Tr: tremolite, Atg: antigorite, Chl: chlorite, Opq: opaque minerals.

Sample	Type	Modal percentage								
		Ol	Opx	Cpx	Spl	Ctl/Liz	Tr	Atg	Chl	Opq
INB-2(02)	1 (Cpx-Harz)	20.5	13.1	1.5*	0.7	63.3	-	-	-	1.3
		67.9	28.7	2.9*	0.7	-	-	-	-	-
PLZ-5	2A	56.3	-	-	-	-	18.8	16.3	3.6	5.0
TSO-19B	2B	18.9	-	4.3†	-	0.9	-	53.4	10.8	11.7

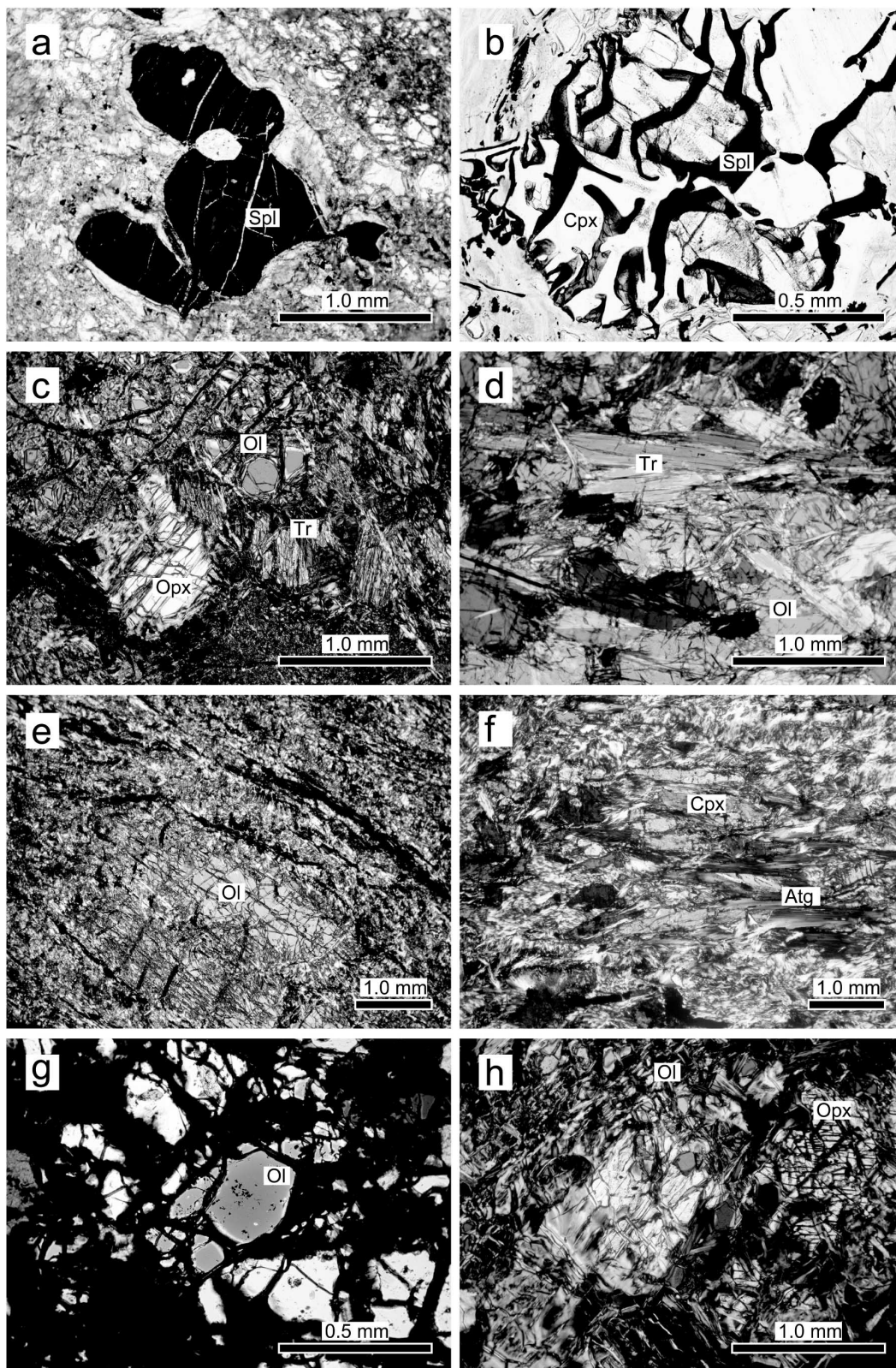


Fig. 3. Photomicrographs of ultramafic rocks. Abbreviations: Ol; olivine, Opx; orthopyroxene, Cpx; clinopyroxene, Spl; spinel, Tr; tremolite, Atg; antigorite. (a) Subhedral spinels in dunite (plane-polarized light). (b) Vermicular spinel intergrown with clinopyroxene in Cpx-harzburgite (plane-polarized light). (c) Tremolite replacing clinopyroxene, olivine and orthopyroxene in Cpx-harzburgite (crossed-polarized light). (d) Olivine and tremolite in Type 2A metaperidotite (crossed-polarized light). (e) Lenticular olivine in Type 2B metaperidotite (crossed-polarized light). (f) Secondary clinopyroxene and lepidoblastic antigorite in Type 2B metaperidotite (crossed-polarized light). (g) Olivine including opaque mineral in serpentinite hornfels (Zone 3, crossed-polarized light). (h) Olivine and secondary orthopyroxene in serpentinite hornfels (Zone 5, crossed-polarized light).

後述する接触変成作用を示唆する証拠は認められない。代表的な試料のモード組成を Table 1 に示す。

Type 2A: かんらん石 + トレモラ閃石 ± アンチゴライト ± 斜方輝石

Type 2B: かんらん石 + アンチゴライト + 単斜輝石

(1) トレモラ閃石を含む変成かんらん岩 (Type 2A)

Type 2A の変成かんらん岩は、主にかんらん石、トレモラ閃石からなり、緑泥石、フェリットクロマイト、磁鉄鉱、硫化物を含む。大網地域の沢の転石として産したものは、片理が認められるが、この片理はアンチゴライトやトレモラ閃石、緑泥石の定向配列によるものである (Fig. 3.d)。この試料中に含まれるかんらん石には、キंकバンドや重粒界が発達したのものが、変形を受けたことを示唆する。また、いわゆる“cleavable olivine” (Kuroda and Shimoda, 1967) が認められる試料もある。国尻地域で産したものは、あまり片理が発達しておらず、かんらん石にはキंकバンドや重粒界があまり認められない。大網地域で産したのものに見られた変形を示唆する証拠は認められず、塊状の組織を示す。斜方輝石を含む試料が 1 つ得られたが、この斜方輝石には離溶ラメラやキंकバンドは認められない。後述するようにトレモラ閃石は Na を多く含み、斜方輝石は Ca や Al, Cr に乏しい特徴がある。

(2) 変成単斜輝石を含む変成かんらん岩 (Type 2B)

Type 2B の変成かんらん岩はアンチゴライトと磁鉄鉱、緑泥石に富むマトリックス中に、かんらん石、単斜輝石が含まれる。多くのものは線構造・面構造の発達した組織を示し、これは比較的粗粒なかんらん石 (2 ~ 6 mm) のレンズ状の形態や比較的細粒なかんらん石の集合体がマトリックス中に平行に並んだ縞状の構造、アンチゴライトや単斜輝石、緑泥石の定向配列によって特徴づけられる (Fig. 3.e, 3.f)。粗粒なかんらん石にはキंकバンドが発達しており、“cleavable olivine” であることもある。また、結晶の周辺部で細粒化が認められるものもある。比較的細粒なかんらん石にはキंकバンドが認められない。粗粒なものはポーフィロクラストで細粒なものはネオプラストであると判断される。アンチゴライトはブレード状結晶が多く、レピドプラスティックに定向配列を示す。単斜輝石は、長さ 1 mm 程度の針状を呈す。緑泥石は、単独結晶としても産するが、磁鉄鉱に伴って長径 2 mm 程度の集合結晶をなすこともあり、いずれも片理に沿って定向配列している。磁鉄鉱は、緑泥石に伴うほか、片理に沿って長いひも状の集合結晶をなす。

3. 接触変成蛇紋岩

このタイプの超苦鉄質岩は本地域に最も広く分布し、鉱物組み合わせに基づいて変成温度の上昇する順に I 帯から V 帯まで分帯が可能である。緑泥石、磁鉄鉱は全ての鉱物組み合わせに含まれ、炭酸塩鉱物を含んでいるものが多い。比較的高温で安定な鉱物組み合わせを示すものは、主に岩体東縁に沿って南北に分布するほか、岩体の中西部にもわずかに分布する。

I 帯: アンチゴライト (再結晶かんらん石を含まない)

II 帯: かんらん石 + アンチゴライト + 単斜輝石

III 帯: かんらん石 + トレモラ閃石

IV 帯: かんらん石 + トレモラ閃石 + 滑石

V 帯: かんらん石 + トレモラ閃石 + 斜方輝石

(1) I 帯 (蛇紋石帯) 蛇紋石からの再結晶かんらん石が認められず、前述の初生的なかんらん岩や変成かんらん岩が蛇紋岩化したものに対応する。

(2) II 帯 (再結晶かんらん石帯) 蛇紋石からの再結晶かんらん石の出現で特徴づけられる。主要構成鉱物は、再結晶かんらん石、緑泥石、単斜輝石、磁鉄鉱である。アンチゴライトのマトリックス中に、“cleavable olivine” を含む大きなかんらん石結晶の集合を形成している。細粒針状 (0.5 mm 程度の長さ) の単斜輝石が生じている。

(3) III 帯 (トレモラ閃石帯) この帯の鉱物組み合わせは、トレモラ閃石が産することで特徴づけられるが、ほとんどの試料において、トレモラ閃石は蛇紋石化して残存していない。しかし、柱状の形態や劈開を保持したトレモラ閃石の仮像の存在から推定することが可能である。このトレモラ閃石には一部の変成かんらん岩に認められたような定向配列は認められない。大所地域から産した試料には、レリックのクロムスピネルが残存している。このクロムスピネルは自形を呈し、おそらくこの試料はダナイト起源である。この試料のかんらん石には磁鉄鉱の包有物が認められることがある (Fig. 3.g)。

(4) IV 帯 (滑石帯) かんらん石、トレモラ閃石のほかに滑石が産する。かんらん石には磁鉄鉱などの不透明鉱物の包有物は認められない。また、キंकバンドも存在しない。トレモラ閃石は 2 ~ 4 mm 程度の柱状を示す。トレモラ閃石は一部蛇紋石化し、蛇紋石脈に切られている。このトレモラ閃石には定向配列は認められない。滑石には、細粒の集合結晶をなすものと粗粒の単独結晶をなすものがある。

(5) V 帯 (斜方輝石帯) この帯の試料は 2 地点より得られており、一方は岩体南東部の季平地域の露頭から、他方は岩体西部の大所地域の沢の転石から見出された。この鉱物組み合わせは、変成斜方輝石が産することで特徴づけられる。かんらん石は磁鉄鉱を包有しており、キंकバンドは認められない。斜方輝石には、キंकバンドや単斜輝石の離溶ラメラは認められない。トレモラ閃石は、柱状を呈し、斜方輝石の包有物として産することもある (Fig. 3.h)。また、このトレモラ閃石には定向配列は認められない。

なお、角閃石や Mg カミングトン閃石を含む鉱物組み合わせは発見できなかった。

鉱物化学組成

1. 分析手法

鉱物の化学分析の大部分は、金沢大学のエネルギー分散型 (EDS) マイクロプローブ (明石 ALPHA-30A 走査型電子顕微鏡および Philips EDAX Falcon) を用いて分析した。測定条件は加速電圧 20 kV、試料傾斜 30°, 試料距離 30 mm とし、100 秒間測定した。一部は、金沢大学理学部の波長分散型 (WDS) マイクロプローブ (日本電子 JXA-8800R) を用いて分析した。測定条件は加速電圧 15 kV、電流 (ファラデー

Table 2. Representative microprobe analyses of minerals in ultramafic rocks from the Kotaki area. FeO is total iron. Fe³⁺ in chromian spinel is calculated from spinel stoichiometry. Mg#: Mg/(Mg + Fe²⁺), Cr#: Cr/(Cr + Al), Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Spl: chromian spinel, Tr: tremolite, Harz: harzburgite, Dun: dunite.

Mineral	Type 1 Cpx-Harz			Spl	Cpx-Harz GMH-1			Harz	Dun	Type 2A Tremolite Metaperidotite		
	Ol	Opx	Cpx		Ol	Opx	Tr	ODR-13 Spl	SGO-5 Spl	TSO-13 Ol	Opx	Tr
Specimen INB-2(02)												
SiO ₂	41.10	56.09	52.08	0.00	41.16	55.80	57.76	-	-	40.90	57.82	55.94
TiO ₂	0.01	0.00	0.08	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.07
Al ₂ O ₃	0.00	2.96	4.22	37.65	0.00	2.32	0.57	26.12	26.65	0.00	0.09	1.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.58	1.50	29.15	0.00	0.59	0.11	41.95	39.47	0.00	0.13	0.27
FeO	8.22	5.81	2.32	18.31	8.58	6.31	1.75	17.39	23.76	9.66	6.22	1.88
MnO	0.11	0.14	0.08	0.19	0.06	0.19	0.08	0.00	0.01	0.13	0.20	0.11
MgO	50.38	33.61	16.78	14.24	50.39	34.23	23.34	13.69	9.41	49.02	35.40	23.19
CaO	0.00	0.88	22.85	0.01	0.00	0.48	13.51	-	-	0.00	0.08	13.05
Na ₂ O	0.00	0.03	0.27	0.03	0.00	0.00	0.50	-	-	0.00	0.01	1.98
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	-	-	0.00	0.02	0.08
NiO	0.39	0.13	0.00	0.16	0.42	0.07	0.12	0.04	0.05	0.40	0.04	0.11
Total	100.22	100.23	100.20	99.74	100.62	100.00	97.80	99.74	99.78	100.11	100.03	98.54
atomic ratio												
O=	4	6	6	4	4	6	23	4	4	4	6	23
Si	0.999	1.932	1.892	0.000	0.998	1.931	7.906	0.008	0.008	1.001	1.991	7.667
Ti	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.007
Al	0.000	0.120	0.181	1.277	0.000	0.094	0.092	0.928	0.971	0.000	0.004	0.300
Cr	0.000	0.015	0.042	0.663	0.000	0.016	0.011	0.999	0.965	0.000	0.003	0.028
Fe ³⁺	-	-	-	0.057	-	-	-	0.060	0.053	-	-	-
Fe ²⁺	0.167	0.167	0.070	0.383	0.174	0.183	0.200	0.379	0.561	0.198	0.179	0.216
Mn	0.002	0.004	0.002	0.005	0.001	0.006	0.010	0.000	0.000	0.003	0.006	0.013
Mg	1.825	1.725	0.908	0.611	1.820	1.764	4.759	0.615	0.434	1.789	1.816	4.734
Ca	0.000	0.033	0.889	0.000	0.000	0.018	1.980	0.007	0.005	0.000	0.003	1.916
Na	0.000	0.002	0.019	0.002	0.000	0.000	0.133	0.000	0.000	0.000	0.000	0.525
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.001	0.014
Ni	0.008	0.004	0.000	0.004	0.008	0.002	0.013	0.001	0.001	0.008	0.001	0.012
Total	3.001	4.001	4.005	3.002	3.002	4.014	15.110	2.999	2.998	2.999	4.005	15.431
Mg#	0.916	0.912	0.928	0.615	0.913	0.906	0.960	0.619	0.436	0.900	0.910	0.956
Cr#				0.342				0.519	0.498			

Mineral	Type 2B Cpx Metaperidotite		Serpentine hornfels								
	Ol	Cpx	Zone 2 INB-1		Zone 3 INB-4(02)		Zone 4 NOR-6		Zone 5 FMK-1		
Specimen TSO-15(03)											
SiO ₂	40.44	54.13	40.54	54.77	40.95	58.10	40.86	57.80	41.21	58.64	57.18
TiO ₂	0.00	0.09	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.76	0.00	0.47	0.00	0.26	0.02	0.15	0.00	0.05	0.17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
FeO	10.30	0.76	10.06	1.33	9.76	1.91	7.96	1.68	7.50	5.05	1.52
MnO	0.13	0.02	0.15	0.03	0.28	0.02	0.10	0.06	0.13	0.16	0.09
MgO	48.34	17.80	49.01	18.01	49.22	23.26	50.59	24.63	51.17	36.30	23.67
CaO	0.02	25.30	0.00	24.28	0.00	13.21	0.00	12.11	0.00	0.06	12.56
Na ₂ O	0.05	0.00	0.01	0.45	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
NiO	0.40	0.00	0.35	0.05	0.14	0.07	0.40	0.10	0.37	0.05	0.10
Total	99.71	99.09	100.12	99.45	100.40	96.95	99.92	96.58	100.41	100.32	96.51
atomic ratio											
O=	4	6	4	6	4	23	4	23	4	6	23
Si	0.998	1.977	0.995	1.998	1.000	7.990	0.995	7.953	0.997	2.000	7.974
Ti	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.033	0.000	0.020	0.000	0.042	0.001	0.024	0.000	0.002	0.029
Cr	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.213	0.023	0.207	0.040	0.199	0.219	0.162	0.193	0.152	0.144	0.177
Mn	0.003	0.001	0.003	0.001	0.006	0.002	0.002	0.008	0.003	0.005	0.011
Mg	1.778	0.969	1.793	0.979	1.791	4.751	1.837	5.053	1.845	1.845	4.921
Ca	0.001	0.990	0.000	0.932	0.000	1.940	0.000	1.785	0.000	0.002	1.877
Na	0.003	0.000	0.000	0.032	0.002	0.011	0.000	0.006	0.000	0.000	0.004
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Ni	0.008	0.000	0.007	0.001	0.003	0.007	0.008	0.011	0.007	0.001	0.011
Total	3.004	4.002	3.005	4.007	3.001	14.994	3.005	15.025	3.003	3.999	15.000
Mg#	0.893	0.977	0.897	0.960	0.900	0.956	0.919	0.963	0.924	0.928	0.965
Cr#											

ーキャップ上) 20 nA, ビーム径は3 μmとした。Total Fe は、スピネルを除いてFe²⁺に等しいと仮定した。クロムスピネルのFe²⁺とFe³⁺は、ストイキオメトリーを仮定して見積もった。角閃石は、Leake et al. (1997) の分類に従うと、

全てがトレモラ閃石に属する。以下にスピネル、かんらん石、斜方輝石、単斜輝石およびトレモラ閃石の特徴について述べる。単斜輝石と角閃石はすべてWDSのデータをもとに議論している。それぞれの分析結果をTable 2に示す。なお、

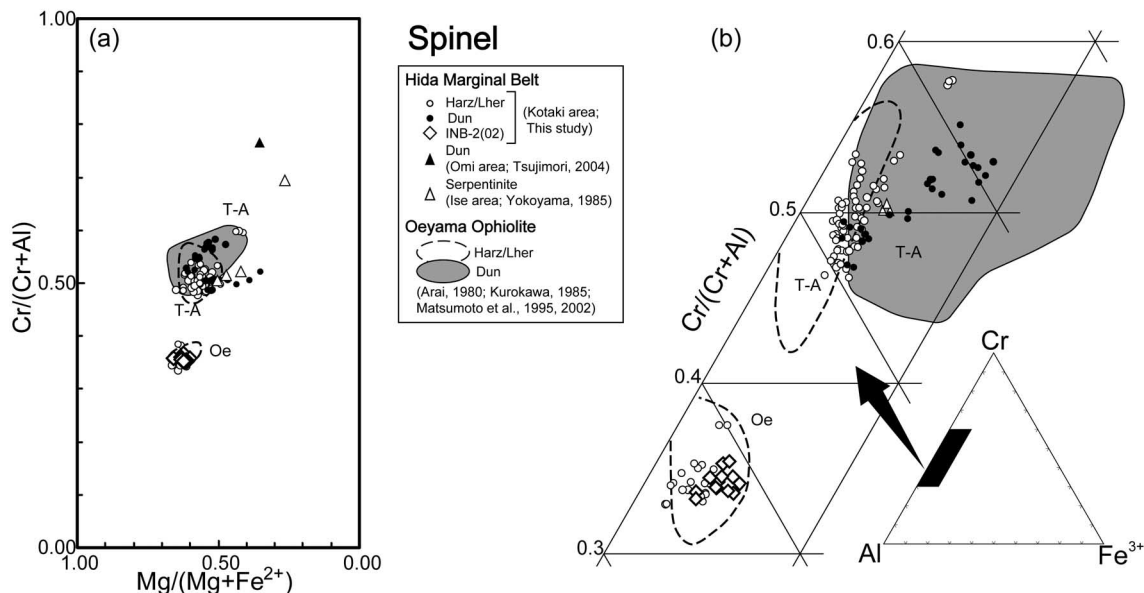


Fig. 4. (a) Compositional relationships between $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ and $Cr/(Cr + Al)$ (atomic ratios) in chromian spinel of Type 1 peridotite. (b) Trivalent cation relationship of chromian spinel in Type 1 peridotite. Oe: Oeyama body, T-A: Tari-Misaka, Ashidachi, Sekinomiya and the other ultramafic bodies in the Chugoku mountains. One symbol represents one mineral grain. Number of rock sample is 13 for harzburgite/lherzolite, 4 for dunite, and 1 for Clinopyroxene harzburgite.

Table 2 のデータはすべて WDS で測定したもののみを載せた。

2. 分析結果

(1) **スピネル** ハルツバージャイト/レールゾライト中の他形～ぜん虫状のクロムスピネルには、比較的 Al_2O_3 に富む高 Al グループと、比較的 Cr_2O_3 に富む高 Cr グループとがある。前者では比較的低い $Cr\# (= Cr/(Cr + Al)$ 原子比) = 0.33 ~ 0.38, 高い $Mg\# (= Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 原子比) = 0.61 ~ 0.79 を示し、後者は比較的高い $Cr\# = 0.48 \sim 0.55$, 低い $Mg\# = 0.39 \sim 0.65$ で特徴付けられる (Fig. 4)。 TiO_2 含有量は、いずれのグループも 0.21 wt.% 以下と低く、 Fe^{3+} も少なく $Fe^{3+}\# (= Fe^{3+}/(Al + Cr + Fe^{3+}))$ は 0.037 以下である。比較的新鮮な Type 1 かんらん岩 INB-2 (02) 中のクロムスピネルは高 Al グループに相当する。高 Al グループに相当する試料は 3 つ得られているが、すべて笹野地域の 1 つの沢の転石である。

ダナイト中の自形～半自形のクロムスピネルは、 $Cr\#$ と $Mg\#$ がそれぞれ 0.49 ~ 0.58, 0.39 ~ 0.53 で、ハルツバージャイト/レールゾライトの高 Cr グループのクロムスピネルに類似する。また TiO_2 は、ハルツバージャイト/レールゾライトに類似したものから TiO_2 に富むものまでである (0.03 ~ 0.43 wt.%)。 $Cr\#$ の高いものほど TiO_2 に富む傾向がある。また、 TiO_2 に富むものは Fe^{3+} にも富む傾向がある ($Fe^{3+}\# = 0.04 \sim 0.08$)。

早池峰オフィオライトの接触変成作用を受けた超苦鉄質岩中のスピネル鉱物に見られるような変成度と対応した組成トレンド (Fujimaki and Yomogida, 1986) は、確かめられなかった。

(2) **かんらん石** 初生的な Type 1 の単斜輝石ハルツバージャイト (試料 GMH-1, INB-2 (02)) のかんらん石は、 Fo 値 ($= 100 \times Mg/(Mg + Fe)$ 原子比) が 90.6 ~ 91.6, MnO 含有量は、0.03 ~ 0.22 wt.% である (Fig. 5)。

変成かんらん岩のうち、Type 2A, 2B のかんらん石は、試料ごとの組成はほぼ一定であるが、試料間に組成差が見られる。Type 2A, 2B のかんらん石の Fo 値と MnO 含有量は、それぞれ、87.1 ~ 90.9, 0.10 ~ 0.32 wt.% と 87.9 ~ 90.7, 0.12 ~ 0.40 wt.% である。

接触変成蛇紋岩のうち、II 帯のかんらん石は、 Fo 値が 87.0 ~ 91.2 程度で、 MnO 含有量は、0.11 ~ 0.30 wt.% 程度である。III 帯のかんらん石は、 Fo 値が 85.2 ~ 96.6 と幅広い組成を示し、 MnO 含有量も比較的高く (0.29 ~ 0.54 wt.%)、マントルかんらん岩中の初生的なかんらん石とは明らかに異なる (Fig. 5)。IV 帯と V 帯のかんらん石の組成範囲は広いが ($Fo = 90.6 \sim 93.4$)、これは試料間に組成差があるため、試料ごとではほぼ一定の Fo 値を示し、 MnO 含有量においても、試料によっては初生的なかんらん岩中のかんらん石の組成と大きな違いは認められない。

(3) **斜方輝石** 初生的なかんらん岩中 (試料 GMH-1, INB-2 (02)) の斜方輝石は、いずれの試料においても $Mg\#$ が 90 ~ 91 程度で、 Al_2O_3 , Cr_2O_3 含有量はそれぞれ、1.22 ~ 4.13 wt.%, 0.53 ~ 1.12 wt.% である (Fig. 6)。結晶のリムでは、 Al_2O_3 や Cr_2O_3 にやや乏しい傾向がある。

Type 2A の変成かんらん岩と接触変成蛇紋岩の V 帯に見られる斜方輝石は、初生的なかんらん岩中の斜方輝石に比べ Al_2O_3 (≤ 0.64 wt.%), Cr_2O_3 (≤ 0.26 wt.%) に乏しい。 $Mg\#$ は、それぞれ 0.91, 0.92 程度である。変成かんらん岩

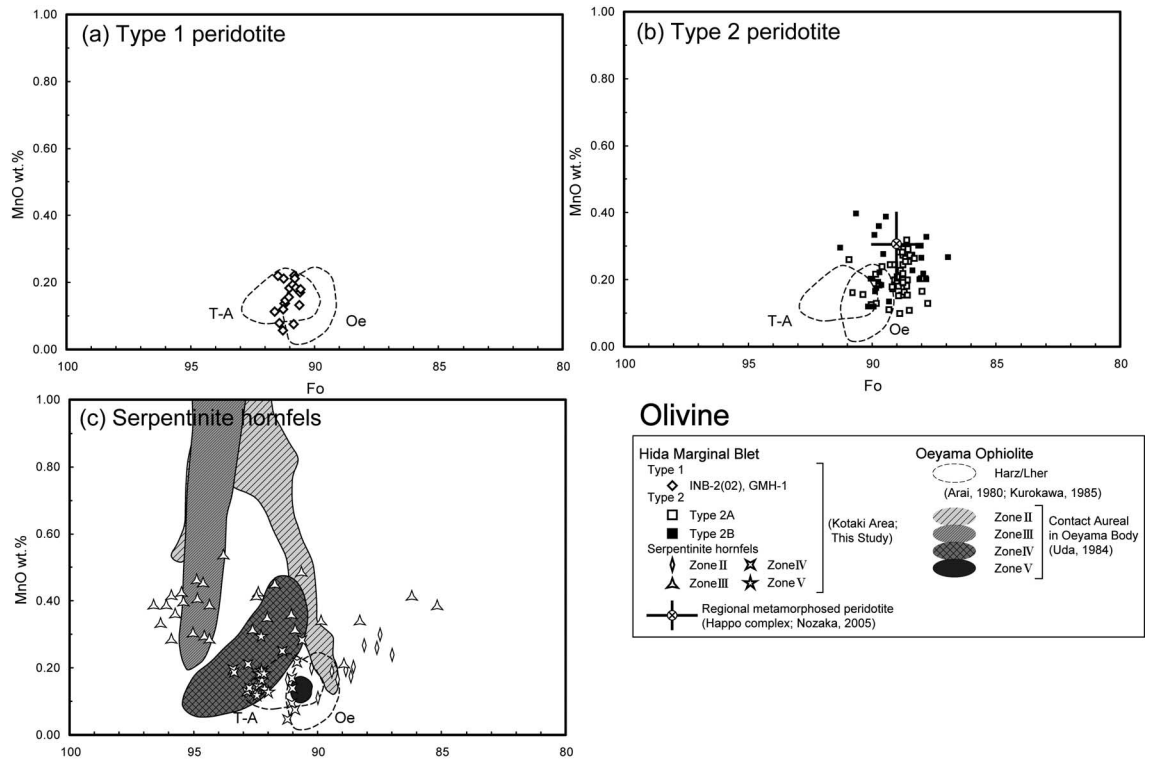


Fig. 5. Compositional relationships between Fo content and MnO wt. % of olivine in Type 1 peridotite (a), Type 2 metaperidotite (b) and serpentinite hornfels (c). Oe: Oeyama body, T-A: Tari-Misaka, Ashidachi and Sekinomiya body in the Chugoku mountains. One symbol represents one mineral grain. Number of rock sample is 2 for Type 1, 3 for Type 2A, 3 for Type 2B and 9 for serpentinite hornfels.

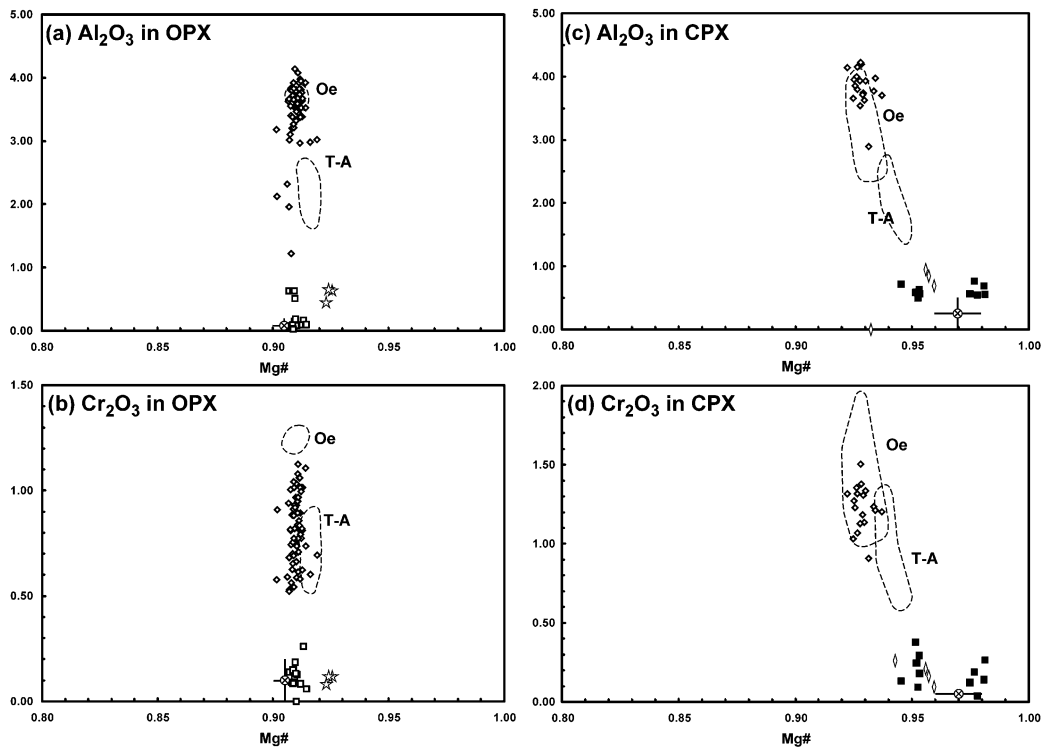


Fig. 6. Compositional variations of orthopyroxenes; (a) Mg# vs Al₂O₃ wt.% in orthopyroxene and (b) Mg# vs Cr₂O₃ wt.% in orthopyroxene. One symbol represents one mineral grain. Number of rock sample is 2 for Type 1, 1 for Type 2A, and 1 for serpentinite hornfels. Composition of clinopyroxenes; (c) Mg# vs Al₂O₃ in clinopyroxene and (d) Mg# vs Cr₂O₃ wt.% in clinopyroxene. Symbols are the same as those in Fig. 4. One symbol represents one mineral grain. Number of rock sample is 1 for Type 1, 1 for Type 2B and 3 for serpentinite hornfels.

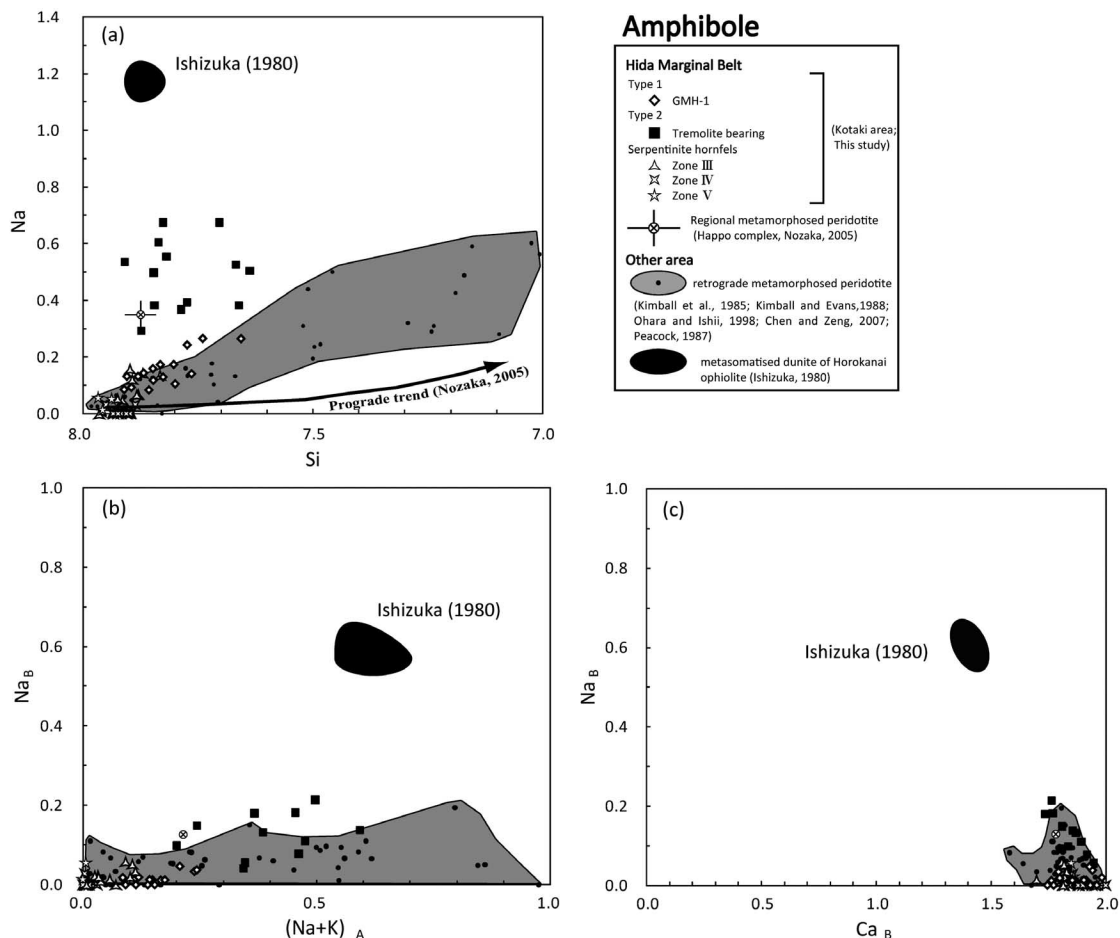


Fig. 7. Compositional variation of amphiboles. (a) Si vs Na, (b) (Na + K) A vs NaB, (c) CaB vs NaB. One symbol represents one mineral grain. Number of rock sample is 1 for Type 1, 3 for Type 2A, and 5 for serpentinite hornfels.

と接触変成蛇紋岩中の斜方輝石の化学組成には大きな違いは認められない。

(4) **単斜輝石** 初生的なマントルかんらん岩 (試料 INB-2 (02)) の単斜輝石は, Mg# が 0.91 ~ 0.93 程度で, Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Na_2O 含有量はそれぞれ 2.89 ~ 4.19 wt.%, 0.91 ~ 1.50 wt.%, 0.19 ~ 0.26 wt.% である (Fig. 6)。これに対し変成かんらん岩と接触変成蛇紋岩中の針状を示す単斜輝石は, Mg# が高く (0.93 ~ 0.98), Al_2O_3 (≤ 1.00 wt.%), Cr_2O_3 (≤ 0.38 wt.%) に乏しく, CaO に富み, 明らかに初生的な単斜輝石とは化学組成が異なる。 Na_2O 含有量は変成かんらん岩と接触変成蛇紋岩のどちらでも 0.00 ~ 0.30 wt.% とばらつく。

(5) **トレモラ閃石** 単斜輝石ハルツバージャイト (試料 GMH-1) の初生的な単斜輝石を置き換えているトレモラ閃石の Mg# は 0.94 ~ 0.96 で, Cr_2O_3 含有量は, 0.08 ~ 1.32 wt.% と他のトレモラ閃石と比べやや富む。 Na_2O 含有量は, 0.32 ~ 1.00 wt.% である。酸素イオン数を 23 としたときの Si は 7.652 ~ 7.910 pfu. と Si に富む。

Type 2A の変成かんらん岩のトレモラ閃石は, Mg# = 0.9 ~ 0.97 で, Na_2O に富み (0.95 ~ 2.53 wt.%), K_2O にもや

や富む (~ 0.3 wt.%) のものがある。 Si の陽イオン数は 7.635 ~ 7.907 pfu. (O = 23) とやや幅がある。

接触変成蛇紋岩の III 帯 ~ V 帯のトレモラ閃石は, Mg# = 0.93 ~ 0.97 で Na_2O に乏しい (~ 0.59 wt.%)。 Si の陽イオン数は 7.829 ~ 7.966 pfu. (O = 23) と高い値を示す。

これら 3 種類のトレモラ閃石は Na 量と Si 量により識別される。 変成かんらん岩のトレモラ閃石は, Si 量と Na に富む領域にプロットされる (Fig. 7.a)。 このようなトレモラ閃石は, Nozaka (2005) が飛騨外縁帯の八方尾根地域から報告した広域変成作用を被ったかんらん岩中のものに類似する。 接触変成蛇紋岩のトレモラ閃石は, Na と Al に乏しいことで特徴づけられる (Fig. 7.a)。 Type 1 かんらん岩中のトレモラ閃石は, Si 量が減少するに従って徐々に Na に富むようになるトレンドを示す (Fig. 7.a)。

議 論

1. 小滝地域の超苦鉄質岩のマントルかんらん岩としての初生的な性質

著しい蛇紋岩化のために初生鉱物の量比が不明であることが多いが, 初生鉱物の仮像やクロムスピネルの形状などから,

原岩はダナイトおよびハルツバージャイト/レーンゾライトと推定される。溶け残りマントルかんらん岩中のクロムスピネルの Cr# はかんらん岩の部分熔融度の重要な指標であり、その値が大きいほどメルト成分に枯渇した溶け残りかんらん岩であることを示す (例えば, Dick and Bullen, 1984; Ishiwatari, 1985)。小滝地域のハルツバージャイト/レーンゾライト中のクロムスピネルは Cr# において、2つのグループ (高 Al グループ (Cr# = 0.33 ~ 0.38) と高 Cr グループ (Cr# = 0.48 ~ 0.55)) に分類され (Fig. 4)、前者の方が、後者よりも、メルト成分に肥沃であるといえる。飛驒外縁帯の伊勢地域からはこの2つのグループの中間程度の Cr# (0.40 ~ 0.68) を示すクロムスピネルを含んだハルツバージャイトが産する (伊藤秀樹, 1997 金沢大学卒業論文)。このように飛驒外縁帯にはメルト成分の枯渇度の異なる溶け残りかんらん岩が存在している。飛驒外縁帯の超苦鉄質岩の西方延長に相当すると考えられている大江山オフィオライトの溶け残りかんらん岩中のクロムスピネルは、中国地方のほとんどの岩体において Cr# が 0.45 ~ 0.55 程度と均質であるが (Arai, 1980; Matsumoto and Arai, 2001; 松本ほか, 1995, 2002)、大江山岩体だけは 0.35 程度と他の岩体と比較してややメルト成分が肥沃である (Kurokawa, 1985)。また、大江山岩体の 20 km 西方に位置する出石岩体からは大江山オフィオライトの中で最もメルト成分に枯渇したかんらん岩 (クロムスピネルの Mg# と Cr# はそれぞれ 0.34 ~ 0.38, 0.62 ~ 0.68, 斜方輝石の Mg# と Al₂O₃ 量はそれぞれ 0.90 ~ 0.91, 0.5 ~ 2.9 wt.%) が露出している (仁科克一, 1991 金沢大学修士論文)。本地域の高 Al グループのクロムスピネルは大江山岩体のものに類似し、高 Cr グループのクロムスピネルは大江山岩体と出石岩体を除いたその他の岩体のものに類似する。なお、比較的新鮮な試料 INB-2 (02) のクロムスピネルは、高 Al グループに属し、共存する斜方輝石や単斜輝石の組成も大江山岩体のハルツバージャイト/レーンゾライト中のそれらによく類似する (Fig. 6)。飛驒外縁帯の伊勢地域から高 Cr グループおよび両者の中間的なクロムスピネルが報告されているが (Yokoyama, 1985; 伊藤, 1997 前出)、高 Al グループはこれまで飛驒外縁帯からは報告されていなかった。これまでは大江山オフィオライトの中で大江山岩体からのみ例外的にややメルト成分に肥沃なかんらん岩が得られていたが、本研究において大江山岩体以外から初めて大江山岩体に類似したややメルト成分が肥沃なかんらん岩が得られた。このように、高 Al グループと高 Cr グループのかんらん岩類が存在することに関しては、後ほど議論する。

本調査地域を含む飛驒外縁帯中のかんらん岩類は、先行研究によって沈み込み帯に関連したマントルウェッジ起源のかんらん岩であることが指摘されている (辻森, 2004; Khedr and Arai, 2009)。また、後述するように、広域変成作用を受けたかんらん岩の記載岩石学的特徴は、前弧域起源のかんらん岩に類似している (Ohara and Ishii, 1998; Murata et al., 2009)。

2. 変成かんらん岩の広域変成作用と Na 交代作用

前述のように本地域の変成かんらん岩には、トレモラ閃石

を含むもの (Type 2A) と単斜輝石を含むもの (Type 2B) との2つ鉱物組み合わせがある。前者は、含まれるトレモラ閃石が Na に富むことで特徴づけられる。後者には線構造・面構造が発達しているものがあり、卓越するレピドブラスチックなアンチゴライトの存在は, Norrell et al. (1989) が北米西岸のクラマス山地西部の Josephine オフィオライトから報告した蛇紋岩マイロナイトに類似する。これらの特徴をもった超苦鉄質岩は、飛驒外縁帯では Nozaka (2005) が本地域の南方に位置する八方尾根岩体から報告しており (トレモラ閃石を含むものを “massive peridotite”, 変成単斜輝石を含むものを “serpentinite mylonite” としている)、この2つの鉱物組み合わせの変成かんらん岩が伴って産するという点でも類似する。

Nozaka (2005) は、他地域の累進変成作用と後退変成作用で形成されたトレモラ閃石~ホルンブレンドの組成を比較して、Si-Na 図上でそれぞれ異なるトレンド (累進変成トレンド: Si が減少してもあまり Na に富まない, 後退変成トレンド: Si が減少するに従って Na に富むようになる) を示すことを明らかにし、その他の情報も考慮した上で八方尾根岩体のトレモラ閃石は、マントルの温度圧力条件からの温度低下による後退変成作用によって形成されたとした。また、八方尾根地域のトレモラ閃石は、他地域の後退変成作用で形成されたトレモラ閃石の示すトレンドから Na に富む方にずれていることを指摘し、この Na の起源について; ①変成かんらん岩の原岩が非常にメルト成分に肥沃でトレモラ閃石の起源となった初生的な単斜輝石が Na に富んでいた、②交代作用による Na の付加の2つの可能性を挙げている。

先にも述べたように本地域のトレモラ閃石は Si に富むにもかかわらず、Na に富んでいる。この Na の増加は純粋なトレモラ閃石では空席となっている A 席の Na の増加と、B 席の Na_B の増加 (Ca_B の減少) を伴っている (Fig. 7.b, 7.c)。Fig. 7 にプロットした他地域のトレモラ閃石の示すトレンドはエデン閃石成分の増加で説明できるが、本地域のトレモラ閃石はそれだけでは説明ができない。Na_B の増加に伴って Ca_B の減少が認められることからリヒター閃石成分の増加を伴っていると考えられる。超苦鉄質岩中の Na に富むトレモラ閃石/リヒター閃石については、ニューメキシコ州 Green Knobs のキンバーライト中のかんらん岩捕獲岩 (Smith, 1979) やノルウェーの Leka オフィオライトの斜方輝岩 (Iyer et al., 2008)、幌加内オフィオライトのダナイト (Ishizuka, 1980)、落合-北房かんらん岩体 (大山・荒井, 1982; 白坂ほか, 2004)、大佐山蛇紋岩メランジュのハルツバージャイト (辻森, 1998)、モンタナ州の Rainy Creek アルカリ超苦鉄質岩コンプレックス (Meeker et al., 2003) などの報告がある。Rainy Creek アルカリ超苦鉄質岩では、パーミキュライト鉱床中に Ca-角閃石や Ca-Na-角閃石、Na-角閃石が初生的な輝石を置き換えて、母岩を切る脈として産し、比較的低温の熱水変質で形成されたと考えられている (Meeker et al., 2003)。これらの角閃石は、K₂O に富んでおり (0.62 ~ 1.56 wt.%)、本地域のトレモラ閃石 (K₂O < 0.3 wt.%) とは異なる。この違いはアルカリ超苦鉄質岩とマ

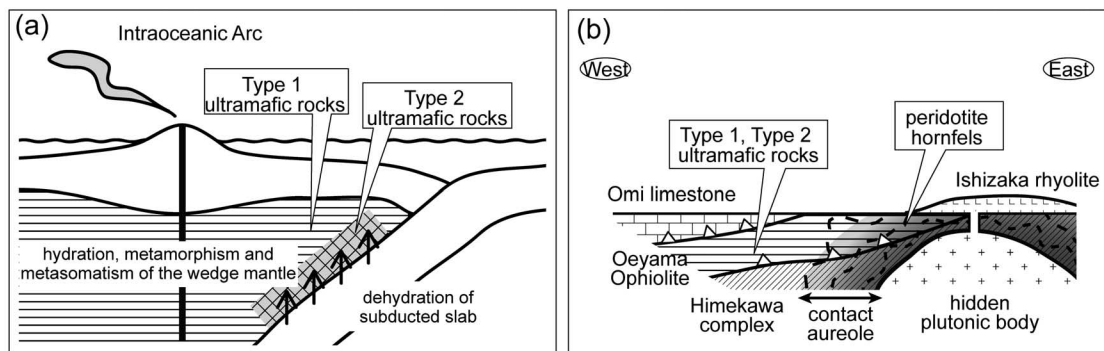


Fig. 8. (a) Schematic diagram showing origins of Type 1 and Type 2 peridotite in the wedge mantle over an early Paleozoic subduction zone (not to scale). (b) Schematic geological cross section showing contact metamorphism of serpentinite by a concealed plutonic mass beneath the Cretaceous-Paleogene Ishizaka rhyolite.

ントルかんらん岩という母岩の性質の違いを反映しているのであろう。Ishizuka (1980) は、幌加内オフィオライトのダナイト中にクロムスピネルに伴って産する Na に富むトレモラ閃石（トレモラ閃石とリヒター閃石の中間組成の角閃石）を報告し、Na/Al 比を増すような交代作用によって形成されたとした。本地域の変成かんらん岩中のトレモラ閃石は Fig. 7a において純粋なトレモラ閃石と Ishizuka (1980) が報告した Na に富むトレモラ閃石の間にプロットされる。幌加内オフィオライトのマントル部分は非常にメルト成分に（つまり Na_2O に）枯渇したかんらん岩からなることが知られている（Ishizuka, 1980, 1987; 田村ほか, 1999; Ishiwatari et al., 2003）。したがって、原岩がメルト成分に肥沃であった可能性も完全に否定はできないが、交代作用によって Na が付加した可能性が高い。また、本地域の Type 2 の変成かんらん岩中のトレモラ閃石には Na だけではなく、K を含むものが認められるが（Table 2）、飛騨外縁帯の青海地域では、蛇紋岩メランジュ中で K を含む鉱物の形成で特徴づけられる交代作用が知られている（辻森ほか, 2001）。このことから、Type 2 の変成かんらん岩は、後退変成作用の間、もしくはそれに先立って交代作用を被ったのであろう。

かんらん岩には Na 交代作用だけではなく、K 交代作用を被ったものもあるが（Ozawa, 1988; 1990; Arai and Takahashi, 1989; Morishita et al., 2003）、それらのかんらん岩にはフロゴパイトや普通角閃石が形成されていることが普通で、K や Na に富むトレモラ閃石は報告されていない。Na に富むトレモラ閃石の形成には、少なくともトレモラ閃石と緑泥石が安定で、変成単斜輝石が形成されない温度範囲（500～800℃）の条件が必要となるであろう（Bucher and Frey, 2002）。

小滝地域では、八方尾根岩体とは異なり、Type 2 の変成かんらん岩が、初生的なマントルかんらん岩の特徴を保持した岩石（Type 1）とともに蛇紋岩メランジュ中のテクトニック・ブロックとして産する。初生的なハルツバージャイト／レールズライト中の初生的なかんらん石の Fo 値（約 91）に比べ、変成かんらん岩中のかんらん石の Fo 値（87～91）は低い傾向があり、Type 2 の変成かんらん岩の原岩が Type

1 のかんらん岩よりもややメルト成分に肥沃であった可能性がある。ただし、単斜輝石ハルツバージャイト（試料 GMH-1）に含まれる初生的な単斜輝石を置き換えていると考えられるトレモラ閃石は、Si-Na 図において単斜輝石を後退的に置き換えているトレモラ閃石の示すトレンドに比べやや Na に富む方へプロットされる（Fig. 7）。このことは、初生的なかんらん岩（Type 1）も弱い交代作用を受けている可能性を示唆する。したがって、Type 1 と Type 2 のかんらん岩は、程度にやや差はあるものの、どちらも交代作用を被っているという共通点があり、Type 1 のかんらん岩は原岩の組織や鉱物が残存するが、Type 2 のかんらん岩は変形・再結晶が進んで完全に変成鉱物だけの組み合わせになったと考えられる（Fig. 8.a）。

国尻地域から得られた Type 2A の変成かんらん岩には 1 試料だけではあるが斜方輝石を含むものがある。この斜方輝石は Al_2O_3 や Cr_2O_3 、CaO に乏しい。この露頭から得られた試料には接触変成作用の影響が見られないため、接触変成で形成された斜方輝石ではない。この斜方輝石の起源については今後検討の余地がある。

3. 本かんらん岩体のテクトニックセッティング

Na に富むトレモラ閃石を産する幌加内オフィオライトのマントル部分は高枯渇度かんらん岩であり（Ishizuka, 1980; 1987）、それらは高 Mg 安山岩マグマの溶け残りとして前弧域で形成された可能性が高い（田村ほか, 1999）。一方、本地域の Type 1 のかんらん岩のうち、特に高 Al タイプのクロムスピネルの組成範囲は、前弧域のかんらん岩のスピネルの組成範囲でも Cr# の低い領域に相当する（Parkinson and Pearce, 1998; Ishii et al., 1992; 石井ほか, 2000）。また、前弧域には“cleavable olivine”を含む変成かんらん岩も報告されており（Ohara and Ishii, 1998; Murata et al., 2009）、本地域の Type 1, Type 2 かんらん岩もマントルウェッジの前弧域の比較的浅い部分で変成・交代作用を受けたと考えられる。このことは、辻森（2004）が青海地域のクロミタイトに関する研究結果から、大江山オフィオライトを海洋性島弧の前弧域起源とする考えを支持する。

Tatsumi (1989) は、沈み込むスラブ起源の流体による交

交代作用によって、沈み込むスラブ直上のマントルウェッジ中に含水鉱物を含んだかんらん岩が形成され、それらがより深部にもたらされることによって脱水し、島弧の火成活動に関与していると指摘した。このようなスラブの沈み込みに伴うスラブ内の脱水反応によってマントルウェッジ全体で大規模な加水作用に関連した元素移動が起こっている可能性について Peacock (1993) が地球物理的なデータも含めて総括的に論じている。実際にかんらん岩の特異な鉱物組み合わせ、鉱物化学組成をマントルウェッジにおける交代作用で説明している論文は多い (例えば, Ozawa, 1988; Ohara and Ishii, 1998; Zanetti et al., 1999; Chen and Zeng, 2007; Spandler et al., 2008)。Khedr and Arai (2009) は、八方尾根岩体のトレモラ閃石 (本地域のトレモラ閃石同様, Na に富む特徴を有する) を含むかんらん岩の全岩とトレモラ閃石の微量元素組成を報告し、それらの希土類元素パターンが軽希土類元素にエンリッチした U 字型を示すこと、流体移動性元素にエンリッチしていることから、マントルウェッジで交代作用を被ったかんらん岩であると結論付けた。小滝地域で見出された Na に富むトレモラ閃石もそういった沈み込むスラブ起源の流体によって交代作用を被ったマントルウェッジのかんらん岩中に形成されたと考えられる。

実際にマリアナ海溝斜面から得られた変成かんらん岩には、Mg 普通角閃石～エデン閃石、Mg カミングトン閃石を含んでいるものが報告されており (Ohara and Ishii, 1998; Chen and Zeng, 2007; 柳田ほか, 2007)、これらはトレモラ閃石が形成されるよりも高温で交代作用を受けたのであろう。ただし、Na に富むトレモラ閃石/リヒター閃石はこれまで伊豆-小笠原-マリアナ (IBM) 地域からは報告されていない。

幌加内オフィオライトと大江山オフィオライトの共通点として、どちらも構造的下位に高压変成岩が存在することが挙げられる。IBM 地域においても、蛇紋岩海山から高压変成岩が得られており、マントルかんらん岩の下に高压変成岩があった可能性が高い (例えば, Maekawa et al., 1993)。高压変成岩を伴う蛇紋岩中からはしばしば輝石岩が報告されているが、その成因としても沈み込み帯で発生した Na に富む流体の関与が指摘されている (Harlow and Sorensen, 2005; Morishita et al., 2007)。また、イタリアのアベニン山脈の高压変成蛇紋岩からは NaCl を 50 % も含む流体包有物が報告されており (Scambelluri et al., 1997)、この流体は、海洋底の沈み込み帯で、蛇紋岩化した超苦鉄質岩が沈み込むことによってアンチゴライトが分解し、再結晶する際に放出されたものであると解釈されている。

したがって Na 交代作用は高压変成作用が起きている沈み込み帯の上のマントルウェッジで普通に行われている可能性が高い。このように考えると、本地域や八方尾根岩体のものによく似た蛇紋岩マイロナイトを産する Josephine オフィオライトもフランシスカン変成帯の構造的上位にある。これはオフィオライトと高压変成岩がナップとして重なって現在の状態になる以前に、2つの海洋プレートの間の沈み込み帯で高压変成作用が起きていた時に、その上のマントルウェッジ

で普遍的に Na 交代作用が行われていたことを示唆する。

4. 接触変成作用について

本地域では、比較的高温で安定な鉱物組み合わせが岩体の東縁沿いと中西部で認められた。接触変成帯においてかんらん石は、その変成度に応じて組織が変化する (例えば, Arai, 1975; 宇田, 1984)。つまり、比較的低温で再結晶したかんらん石には不透明鉱物の包有物が多く含まれ、いわゆる cleavable olivine であることが多く、また化学組成においても Fo 値や MnO 含有量において不均質であることが多い。これらの特徴は高温になると失われていく。本研究でⅢ帯とⅤ帯とした鉱物組み合わせのかんらん石中には磁鉄鉱などの不透明鉱物の包有物が認められるものがあり、特にⅢ帯のものは MnO 含有量において大きなばらつきを示すことから再結晶したかんらん石であると考えられる。本地域では、他地域の超苦鉄質岩の接触変成帯から報告されている直閃石帯が見いだされなかったが、これは接触変成作用が起こった深度が浅く、かんらん石+直閃石の安定領域よりも圧力が低かった (< 50 MPa) ためかもしれない (Evans, 1977)。

西南日本内帯の大江山オフィオライト (Arai, 1975; 宇田, 1984; Nozaka, 2003) および南部北上帯の早池峰・宮守オフィオライト (関, 1951; Fujimaki and Yomogida, 1986) の周囲には熱源となった花崗岩が広く露出しているが、小滝地域には、接触変成作用を及ぼすような花崗岩は露出していない。しかし、岩体の東縁に見られる高温の接触変成作用を示す鉱物組み合わせの分布は、東部において本地域の超苦鉄質岩を不整合に覆う石坂流紋岩の分布と調和する。本地域には花崗岩などの深成岩体の露出が見られないが、この石坂流紋岩の直下に深成岩体の存在が予想され、本地域の超苦鉄質岩に接触変成作用を及ぼした可能性があると考えられる (Fig. 8.b)。岩体中西部にも比較的高温で安定な鉱物組み合わせを持つものが認められるが、このことは存在の予想される深成岩体の一部がこの地点で比較的地下の浅部まで上昇してきていることを示しているのかもしれない。また、このような地質学的産状は、本地域の蛇紋岩が他地域のものよりも低圧の接触変成作用を受けたことと調和的である。

結 論

本地域には初生マントルかんらん岩 (Type 1)、変成かんらん岩 (Type 2)、そして接触変成蛇紋岩という3種類の異なる成因をもつ超苦鉄質岩が産する。初生かんらん岩の組織や鉱物化学組成は古生代前期の大江山オフィオライトのマントルかんらん岩に類似し、含まれるクロムスピネルの化学組成が異なる高 Cr タイプと高 Al タイプがある。本地域の変成かんらん岩は組織や鉱物組み合わせにおいて南方に位置する八方尾根岩体から報告されていたもの (Nozaka, 2005) に類似する。“cleavable olivine” を含むような変成かんらん岩はマリアナ前弧域からも報告されている (Ohara and Ishii, 1998; Murata et al., 2009)。トレモラ閃石は Na に富み、沈み込み帯上のマントルウェッジにおける交代作用を示唆する。本地域のかんらん岩に関するこれらの研究結果は、青海地域のクロミタイトに関する研究結果からも示唆されたよう

な、大江山オフィオライトを海洋性島弧の前弧域起源とする考え(辻森, 2004)を支持する。

本地域のかんらん岩の多くは、蛇紋石化した後、現位置で接触変成作用を被った。本地域における接触変成蛇紋岩の鉱物組み合わせの変化は、大局的には東部に向かって温度が上昇したことを示唆する。この変成作用の熱源としては、本地域の東側に分布する白亜紀～古第三紀の石坂流紋岩に関連した深成岩体が考えられる。

謝 辞

本研究には第2著者に給付された科学研究費補助金基盤研究(C)(2)17540453を使用した。本研究を進めるにあたり、金沢大学理工学域自然システム学類の荒井章司教授、金沢大学フロンティアサイエンス機構の森下知晃特任准教授には、ゼミナール等の機会に貴重な御批判・御助言をいただいた。以上の方々と岩石学グループの諸先輩・後輩・友人達に心から感謝する。

引用文献

- Arai, S., 1975, Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in the Chugoku district, western Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **52**, 1-16.
- Arai, S., 1980, Dunite-harzburgite-chromitite complex as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, **21**, 141-165.
- Arai, S. and Takahashi, N., 1989, Formation and compositional variation of phlogopites in the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan: implications for origin and fractionation of metasomatic fluids in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 165-175.
- Bucher, K and Frey, M., 2002, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 7th edn. Springer-Verlag, Berlin.
- Chen, J. and Zeng, Z., 2007, Metasomatism of the peridotites from southern Mariana fore-arc: Trace element characteristics of clinopyroxene and amphibole. *Science in China series D: Earth Sci.*, **50**, 1005-1012.
- 茅原一也 (Chihara, K.), 1980, 青海—蓮華帯のテクトニクス。総合研究飛騨外縁帯 [Science report of Hida Marginal Belt]*, no.1, 38-49.
- 茅原一也 (Chihara, K.), 1989, 飛騨外縁帯ならびに三郡変成帯のヒスイ輝石岩の構造的意義。地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.33, 37-51.
- Chihara, K., Komatsu, M., Uemura, T., Hasegawa, Y., Shiraiishi, S., Yoshimura, T. and Nakamizu, M., 1979, Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joetsu tectonic belts (5): Geology and tectonics of the Omi-Renge tectonic belt. *Sci. Rep. Niigata Univ., Series E*, **5**, 1-61.
- 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.
- Evans, B. W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Sci.*, **5**, 397-447.
- Fujimaki, H. and Yomogida, K., 1986, Petrology of Hayachine ultramafic complex in contact aureole, NE Japan (I) primary and metamorphic minerals. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **81**, 1-11.
- 原山 智・滝沢文教・加藤禎一 (Harayama, S., Takizawa, F. and Kato, T.), 1996, 20万分の1地質図幅「富山」(*Geol. Sheet map of Toyama, scale 1: 200,000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan).
- Harlow, G. E. and Sorensen, S. S., 2005, Jade (nephrite and jadeitites) and serpentinite: metasomatic connections. *Intern. Geol. Rev.*, **47**, 113-146.
- 石井久夫 (Ishii, H.), 1976, 長野県, 姫川中流流域の石坂流紋岩層と糸魚川—静岡構造線。大阪市立自然史博物館業績 (*Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*), **30**, 49-60.
- 石井久夫 (Ishii, H.), 1979, 糸魚川市南部, 姫川流域の地質。自然史研究 (*Occasional Pap. from the Osaka Mus. Nat. Hist.*), **1**, 135-139.
- 石井清彦 (Ishii, K.), 1937, 7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」(*Geol. Sheet map of Shirouma-dake, scale 1: 75,000*). 地質調査所 (*Geol. Surv. Japan*).
- 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, leg 125, *In* Fryer et al., eds., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res.*, **103**, 445-485.
- 石井輝秋・佐藤 暢・原口 悟・Frayer, P.・藤岡換太郎・Bloomer, S.・横瀬久芳 (Ishii, T., Sato, H., Haraguchi, S., Frayer, P., Fujioka, K., Bloomer, S. and Yokose, H.), 2000, 伊豆—小笠原—マリアナ前弧域の蛇紋岩海山産カンラン岩の岩石学的特徴。地学雑 (*Jour. Geogr.*), **109**, 517-530.
- Ishiwatari, A., 1985, Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 155-167.
- 石渡 明 (Ishiwatari, A.), 1989, 日本のオフィオライト。地学雑 (*Jour. Geogr.*), **98**, 104-117.
- Ishiwatari, A., Sokolov, S. D. and Vysotskiy, S. V., 2003, Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite. *In* Dilek, Y. and Robinson, P. T., eds., *Ophiolites in Earth History, Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **218**, 597-617.
- 石渡 明・辻森 樹・早坂康隆・杉本 孝・石賀裕明 (Ishiwatari, A., Tsujimori, T., Hayasaka, Y., Sugimoto, T. and Ishiga, H.), 1999, 西南日本内帯古～中生代付加型造山帯のナップ境界の衝上断層。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, III-IV.
- Ishiwatari, A. and Tsujimori, T., 2003, Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *Island Arc*, **12**, 190-206.
- Ishizuka, H., 1980, Soda-tremolite-bearing dunite from the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **75**, 372-377.
- Ishizuka, H. 1987, Igneous and metamorphic petrology of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan: a synthetic thesis. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ. Ser. E*, **8**, 1-70.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (Isozaki, Y. and Maruyama, S.), 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分。地学雑 (*Jour. Geogr.*), **100**, 697-761.
- Iyer, K., Austrheim, H., John, T. and Jamtveit, B., 2008, Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: Constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway. *Chem. Geol.*, **249**, 66-90.
- 河合政岐・竹内 誠 (Kawai, M. and Takeuchi, M.), 2001, 飛騨外縁帯青海地域から産するペルム紀放射状化石。大阪化石研究会誌特別号 (*Proc. 7th Radiolarian Symp.*), **12**, 23-32.
- Khedr, M. Z., Arai, S., 2009, Geochemistry of metasomatized peridotite above subducting slab: a case study of hydrous metaperidotites from Happo-O'ne complex, central Japan. *Jour. Min. Petr. Sci.*, **104**, 313-318.
- Kimball, K. L. and Evans, C. A., 1988, Hydrothermal alteration of peridotite from the Galicia margin, Iberian Peninsula. *In* Boillot et al., eds., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res.*, **103**, 241-251.
- Kimball, K. L., Spear, F. S. and Dick, H. J. B., 1985, High temperature alteration of Abyssal ultramafics from the Islas Orcadas Fracture Zone, South Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 307-320.
- Komatsu, M., 1990, Hida Gaaien belt and Joetsu belt. *In* Ichikawa et al., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, 25-40.
- Kuroda, Y., Shimoda, S., 1967, Olivine with well-developed cleavages-its geological and mineralogical meanings. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **73**, 377-388.
- Kurokawa, K., 1985, Petrology of the Oeyama ophiolitic complex in the inner zone of Southwest Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Series E (Geol. & Mineral.)*, **6**, 37-113.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997, Nomen-

- clature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Can. Mineral.*, **35**, 219-246.
- Maekawa, H., Shozui, M., Ishii, T., Frey, P. and Pearce, J. A., 1993, Blueschist metamorphism in the active subduction. *Nature*, **364**, 520-523.
- Meeker, G. P., Bern, A. M., Brownfield, I. K., Lowers, H. A., Sutley, S. J., Hoefen, T. M. and Vance, J. S., 2003, The composition and morphology of amphiboles from the Rainy Creek Complex, Near Libby, Montana. *Amer. Mineral.*, **88**, 1955-1969.
- 松久幸敬 (Matsuhisa, Y.), 1968, 長野県八方尾根地域の超塩基性岩体. 岩石鉱物鉱床学会誌 (*Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **59**, 195-205.
- 松本一郎・荒井章司・原田 武 (Matsumoto, I., Arai, S. and Takeda, T.), 1995, 三郡帯の峰かんらん岩帯のクロミタイト中の含水鉱物について. 岩鉱 (*Ganko*), **90**, 333-338.
- 松本一郎・荒井章司・山根俊夫 (Matsumoto, I., Arai, S. and Yamane, T.), 2002, クロミタイトの規模からみたマグマ/かんらん岩反応の重要性—若松クロム鉱山の例—. 資源地質 (*Resorce Geology (Shigen Chishitsu)*), **52**, 135-146.
- Matsumoto, I. and Arai, S., 2001, Petrology of dunite/harzburgite with decimeter-scale stratification in a drill core from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **96**, 19-28.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸 (Nakamizu, M., Okada, M., Yamazaki, M. and Komatsu, M.), 1989, 飛驒外縁帯, 青海—蓮華メランジの変成岩類. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **33**, 21-35.
- Morishita, T., Arai, S. and Ishida, Y., 2007, Trace element compositions of jadeite (+ omphacite) in jadeitites from the Itoigawa-Ohmi district, Japan: Implications for fluid processes in subduction zones. *Island Arc*, **16**, 40-56.
- Morishita, T., Arai, S. and Tamura, A., 2003, Petrology of an apatite-rich layer in the Finero phlogopite-peridotite, Italian Western Alps; implications for evolution of a metasomatising agent. *Lithos*, **69**, 37-49.
- Murata, K., Maekawa, H., Yokose, H., Yamamoto, K., Fujioka, K., Ishii, T., Chiba, H. and Wada, Y., 2009, Significance of serpentinization of wedge mantle peridotites beneath Mariana forearc, western Pacific. *Geosphere*, **5**, 90-104.
- Nishimura, Y., 1998, Geotectonic subdivisions and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **16**, 129-140.
- Norrell, G. T., Teixell, A. and Harper, G. D., 1989, Microstructure of serpentinite mylonites from the Josephine ophiolite and serpentinization in retrogressive shear zone, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **101**, 673-682.
- Nozaka, T., 2003, Composition heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan. *Amer. Mineral.*, **88**, 1377-1284.
- Nozaka, T., 2005, Metamorphic history of serpentinite mylonites from the Happo ultramafic complex, central Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **23**, 711-723.
- 大山隆弘・荒井章司 (Oyama, T. and Arai, S.), 1982, 三郡帯, 落合—北房超塩基性複合岩体の変成鉱物. (ソーダトレモラ閃石, ディオプサイド, 鉄に富むカンラン石について). 日本地質学会第89年年会 (新潟) 学術大会講演演旨 (89th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Niigata, Abstr.), 448.
- Ohara, Y. and Ishii, T., 1998, Peridotites from the southern Mariana forearc: Heterogeneous fluid supply in mantle wedge. *Island Arc*, **7**, 541-558.
- Ozawa, K., 1988, Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan: hydrous upper mantle in an island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 159-175.
- Ozawa, K., 1990, Origin of the Miyamori ophiolite complex, northeast Japan; TiO₂/K₂O of amphibole and TiO₂/Na₂O of clinopyroxene as discriminants for the tectonic setting of ophiolite. In J. Malpas et al., eds., *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues (Proc. Troodos '87 Symp., Nicosia)*, 485-496.
- 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.
- Peacock, S. M., 1993, Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chem. Geol.*, **108**, 49-59.
- 関 陽太郎 (Seki, Y.), 1951, 岩手県宮守地方における花崗閃緑岩貫入に伴う超塩基性岩類の変成現象について—蛇紋岩起源のものについて—. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **57**, 35-43.
- 白坂瑞樹・荒井章司・井上英彦・石田義人 (Shirasaka, M., Arai, S., Inoue, H. and Ishida, Y.), 2004, スラブに汚染されたマントル物質のアナログとしての落合—北房かんらん岩体の地球科学. 地球惑星科学関連学会合同学会演旨 (*Abstr. Japan Geosci. Meet.*), CD-ROM, C003-004.
- Scambelluri, M., Piccardo, G. B., Philippot, P., Robbiano, A. and Negretti, L., 1997, High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 485-499.
- Smith, D., 1979, Hydrous minerals and carbonates in peridotite inclusions from the Green knobs and Buell Park kimberlitic diatremes on the Colorado Plateau. In Boyd and Meyer eds., *The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*. Proc. Sec. Int. Kimb. Conf., **2**, 345-356.
- Spandler, C., Hermann, J., Faure, K., Mavrogenes, J. A. and Arculus, R. J., 2008, The importance of talc and chrolite “hybrid” rocks for volatile recycling through subduction zones; evidence from the high-pressure subduction mélange of New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **155**, 181-198.
- 竹内 誠・河合政岐・野田 篤・杉本憲彦・横田秀晴・小嶋 智・大野研也・丹羽正和・大場徳高 (Takuchi, M., Kwai, M., Noda, A., Sugimoto, N., Yokota, H., Kojima, S., Ono, K., Niwa, M. and Oba, H.), 2004, 飛驒外縁帯白馬岳地域のベルム系白馬岳層の層序及び蛇紋岩との関係. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **110**, 715-730.
- 田村明弘・牧田宗明・荒井章司 (Tamura, A., Makita, M. and Arai, S.), 1999, 北海道, 神居古潭帯のかんらん岩の成因. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.52, 53-68.
- Tatsumi, Y., 1989, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Jour. Gephys. Res.*, **94**, 4697-4707.
- 辻森 樹 (Tsujimori, T.), 1998, 中国山地中央部, 大佐山蛇紋岩メランジの地質: 大江山オフィオライトの下に発達した 320Ma の青色片岩を含む蛇紋岩メランジ. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **104**, 213-231.
- Tsujimori, T., 2002, Prograde and retrograde P-T paths of the late Paleozoic glaucophane eclogite from the Renge metamorphic belt, Hida mountains, southwestern Japan. *Intern. Geol. Rev.*, **44**, 797-818.
- 辻森 樹 (Tsujimori, T.), 2004, 組成累帯クロムスピネルからみた青海蛇紋岩メランジを構成する蛇紋岩の起源. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **110**, 591-597.
- 辻森 樹・石渡 明・坂野昇平 (Tsujimori, T., Ishiwatari, A. and Banno, S.), 2000, 西南日本内帯蓮華変成帯, 青海町湯ノ谷のエクログャイト質藍閃石片岩について. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **106**, 353-362.
- Tsujimori, T. and Itaya, T., 1999, Blueschist-facies metamorphism during Paleozoic orogeny in southwestern Japan: Phengite K-Ar ages of blueschist-facies tectonic blocks in a serpentinite mélange beneath early Paleozoic Oeyama ophiolite. *Island Arc*, **8**, 190-205.
- 辻森 樹・宮島 宏・竹之内 耕 (Tsujimori, T., Miyajima, H. and Takenouchi, K.), 2001, 糸魚川—青海地域の古生代高圧変成岩. 日本地質学会第 108 年年会 (金沢) 学術大会見学旅行案内書 (108th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Kanazawa, Excursion Guidebook), 157-177.
- 東田和弘・竹内 誠・小嶋 智 (Tsukada, K., Takeuchi, M. and Kojima, S.), 2004, 飛驒外縁帯の再定義. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **110**, 640-658.
- 宇田 聡 (Uda, S.), 1984, 大江山超塩基性岩体のカコウ岩による接触変成作用および “cleavable olivine” の成因について. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **90**, 393-410.
- 柳田祐樹・石渡 明・石井輝秋 (Yanagida, Y., Ishiwatari, A. and Ishii, T.), 2007, マリアナ海溝南部の陸側斜面に露出する前弧—背弧のマントル—白鳳丸 KH03-3 航海の成果—. 月刊地球 (*Chikyū Monthly*), **29**, 613-627.

Yamane, M., Banba, M. and Banba, T., 1988, The first finding of orbicular chromite ore in Japan. *Mining Geol.*, **38**, 501-508.
Yokoyama, K., 1985, Ultramafic rocks in the Hida marginal zone. *Mem. Nat. Sci. Mus., Tokyo*, **18**, 5-18

Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., 1999, The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**, 107-122.

(要 旨)

町 澄秋・石渡 明, 2010, 飛騨外縁帯, 小滝地域の超苦鉄質岩: 大江山オフィオライトかんらん岩とその変成作用について. *地質雑*, **116**, 293-308. (Machi, S. and Ishiwatari, A., 2010, Ultramafic rocks in the Kotaki area, Hida Marginal Belt, central Japan: peridotites of the Oeyama ophiolite and their metamorphism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **116**, 293-308.)

飛騨外縁帯の小滝地域に分布する超苦鉄質岩は2タイプに大別され, それらは (Type 1) 初生的なかんらん岩, (Type 2) 変成かんらん岩である. これらの一部は接触変成作用を被っている. 同地域の超苦鉄質岩中の初生的な残存鉱物は, 大江山オフィオライトのものに類似し, 大江山岩体以外では初の Al に富むぜん虫状スピネル (Cr# = 33 ~ 38) を含むものもある. 変成かんらん岩は, Na に富むトレモラ閃石を含むことで特徴づけられるが, このことはこのタイプの超苦鉄質岩が沈み込むスラブ由来の流体による加水作用に関連した元素の移動によって交代作用を被った可能性を示唆する. 接触変成作用を被ったと考えられる超苦鉄質岩は, 一般に本地域の東部に向かってより高温で安定な鉱物組み合わせを示し, 岩体東部を不整合に覆う石坂流紋岩直下の深成岩体による接触変成作用を示唆する.