

北海道日高変成帯主帯の塩基性変成岩の 地球化学的特徴：海嶺玄武岩との類似

御子柴（氏家）真澄*

Masumi UJIE MIKOSHIBA (1999) Chemical characteristics of basic metamorphic rocks from the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido: an affinity to mid-ocean ridge basalts. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50(10), p. 613-634, 9 figs., 3 tables.

Abstract: High-grade basic, pelitic and psammitic metamorphic rocks are exposed in the western part of the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt. Major and trace element concentrations of the basic metamorphic rocks were determined. The samples analyzed were classified into two rock types, i.e., amphibolite that is widely-exposed throughout the study area, and basic granulite which occurs exclusively along the margin of a gabbroic body in the northern part. Both show similarities in chemistry to normal mid-ocean ridge basalts (N-type MORB). Most of the amphibolites have variable and higher concentrations of Rb, Ba, K₂O and Cs than typical N-type MORB, probably due to enrichment in those elements through metamorphic or alteration processes. On the other hand, the basic granulites are poorer in Rb and Th, that may have been lost during high-grade metamorphism associated with deformation. The basic metamorphic rocks originated from basalts or gabbros, of which parental magmas were derived from a mantle source depleted in light rare earth elements. Possibly, the basic magmas may have solidified at sea floor where terrigenous sediments deposited.

要 旨

北海道日高変成帯主帯の西部には、塩基性岩および砂泥質岩起源の高度変成岩が分布し、それらのうち塩基性変成岩について主成分元素および希土類元素を含む微量元素の定量を行った。分析した試料は、広く分布する角閃岩と変成帯北部のはんれい岩類に接して分布する塩基性グラニュライトに大別され、多くの元素について N-type MORB (N-type の海嶺玄武岩) に類似した化学組成をもつ。前者は典型的な N-type MORB に比較し Rb, Ba, K₂O, Cs に富む場合が多く、変質あるいは変成作用による富みの可能性が大きい。一方、後者は Rb, Th に乏しく、変形を伴う高温の変成作用による逸脱の可能性が大きい。塩基性変成岩の原岩は、軽希土に枯渇したマントルに由来する玄武岩マグマの溶岩・岩脈またはマグマ組成に類似したはんれい岩と推定され、その化学組成および産状から、陸源物質の堆積する海底における塩基性火成活動により形成された可能性がある。

1. はじめに

北海道、日高変成帯は、かつて地殻深部を構成していたと考えられる高変成度の変成岩類および火成岩類が南北に細長く露出する、特殊な地質構造を有する (小松, 1985 など)。日高変成帯の変成作用および変成分帯につ

いては数多くの報告がなされている (小山内, 1985; Osanai *et al.*, 1986; 1991a; 1992; Shiba, 1988; Komatsu *et al.*, 1989; 1994 など)。変成帯のうち西端のオフィオライトをのぞいた地域 (主帯) において、変成岩は主に砂泥質岩起源のものと塩基性岩起源のものからなる。そのうち泥質変成岩については、全岩化学組成のデータが比較的多く報告されており (小山内, 1985; Ishihara and Terashima, 1985; 小山内ほか, 1989; Tagiri *et al.*, 1989; Osanai *et al.*, 1992 など)、変成岩と近接する日高帯の堆積岩類の化学的類似性が指摘され、また、花崗岩類との成因関係が議論されている。

一方、主帯の塩基性変成岩の化学組成は、主成分組成が Hashimoto (1975) や小山内 (1985) によって報告され、海洋性ソレライトに類似することが指摘された (小松ほか, 1986 など)。小山内ほか (1989) は微量成分組成のデータも加え、塩基性変成岩の主成分元素および Zr, Sr の濃度比が海嶺玄武岩に類似することを指摘した。さらに、Tagiri *et al.* (1995) 及び田切 (1997) は、変成帯南部の塩基性変成岩及びミグマタイトについて主成分と希土類元素の定量を行い、変成作用および部分融解による元素の挙動について議論した。しかし、変成帯全域の塩基性変成岩について、原岩とその生成過程について論じる上で重要な意味を持つ、希土類元素を含めた多成分の微量元素組成の報告は、今まで行われてい

Keywords: amphibolite, basic granulite, geochemistry, rare earth elements, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, N-type MORB

* 地殻化学部 (Geochemistry Department, GSJ)

なかった。また、変成帯に分布する塩基性深成岩との化学的特徴の相違点も明らかにされていない。

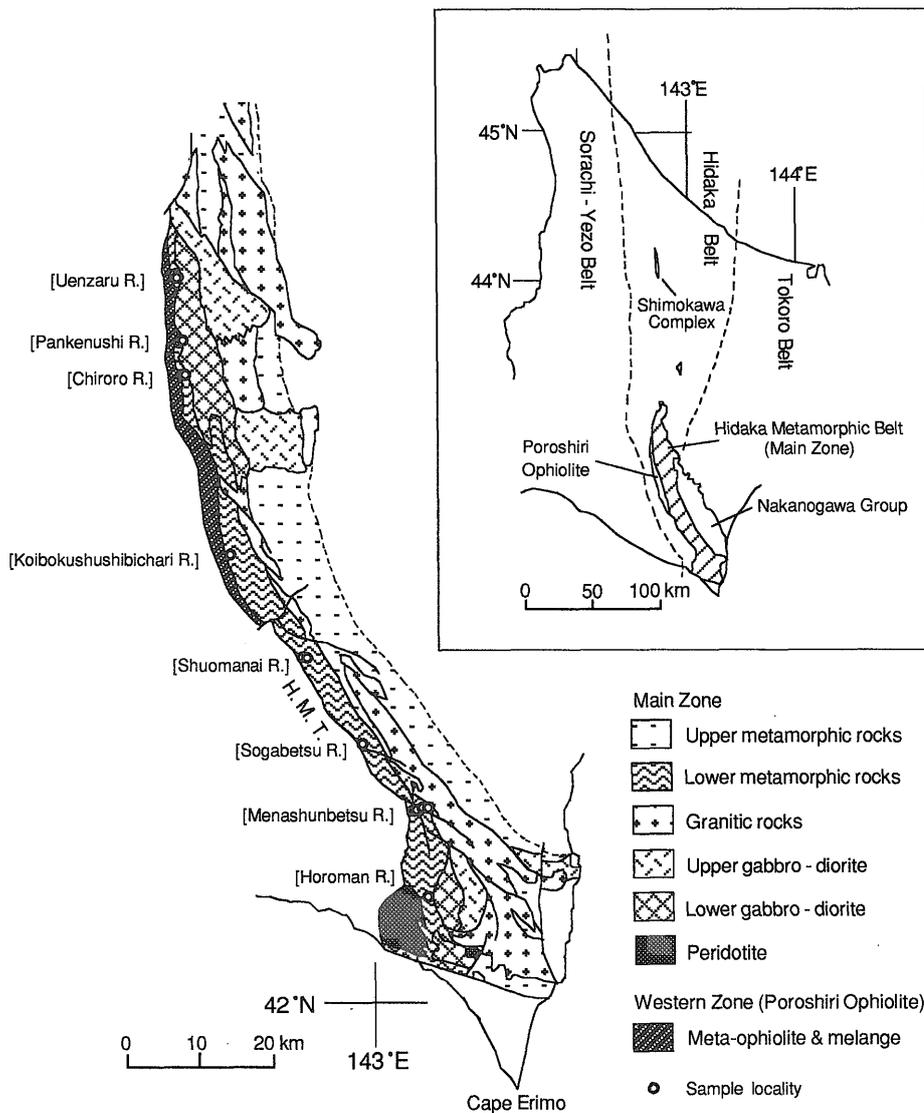
本論文では、日高変成帯主帯の塩基性変成岩の化学組成を系統的に把握することを目的として、高変成度の塩基性変成岩の代表的な岩石の主成分および微量成分組成を報告し、その特徴を述べる。さらに、変成作用による元素の挙動及び原岩の化学的性質について考察する。

2. 地質概説

日高変成帯は、北海道の日高山脈沿いに、長さ約140 km 幅 10-25 km 程度にわたって露出している(第

1図)。地帯構造区分上は、北海道中央部の日高帯(宮下ほか, 1997)の範囲内に位置する(第1図)。変成帯の北側には、緑色岩を伴う陸源堆積物からなる白亜系-古第三系が分布する。変成帯東部では変成度が低下し、白亜紀最末期-古第三紀の厚い陸源堆積物からなる中の川層群(紺谷, 1978; 七山, 1992)に移行する。一方、変成帯の西側は、幅 10-20 km 程度の砂泥質岩、玄武岩(緑色岩)、チャートなどから構成される白亜紀の付加体(イドンナップ帯; Kiyokawa, 1992 など)に接する。

日高変成帯は、主帯と西帯に区分される(小松ほか, 1982; 第1図)。南北に細長く分布する西帯の岩石は、変成したオフィオライト岩体(ポロシリオフィオライト)



第1図 日高変成帯の地質概略図 (Osanai *et al.*, 1992; Miyashita and Yoshida, 1988; 中川ほか, 1996; 宮下ほか, 1997より一部改変) および化学分析試料採取位置。R: 川, H.M.T.: 日高主衝上断層。

Fig. 1 Simplified geologic map of the Hidaka metamorphic belt (modified from Osanai *et al.*, 1992; Miyashita and Yoshida, 1988; Nakagawa *et al.*, 1996; Miyashita *et al.*, 1997). Localities of the samples for chemical analysis are also shown. R: river, H.M.T.: Hidaka main thrust.

とみなされ、東側ほど変成度が高い (宮下, 1983). 一方主帯は、マイロナイト帯を伴った断層 (主衝上断層) によってポロシリオフィオライトおよびドンナップ帯の東側に接する. 今回、主帯の岩石のみについて分析を行ったため、以下では特別ことわらない場合、日高変成帯 (または変成帯) という語で主帯をさすことにする.

日高変成帯 (主帯) は、西側ほど変成度が高く、西端でグラニュライト相に達する (小松ほか, 1982; 小山内, 1985; Osanai *et al.*, 1986). 現在露出しているグラニュライト相の岩石は、変成のピークにおいて 870°C , 7 kb に達したと推定される (Osanai *et al.*, 1992). 主帯西端部では後退変成作用が認められる (小松ほか, 1982; Osanai *et al.*, 1991a など). 変成帯の岩相は主に東西方向に変化し、南北方向は変化に乏しい. これらは原岩構成により下部層と上部層に区分される (小松ほか, 1982; 小山内, 1985; Osanai *et al.*, 1986; 小松ほか, 1986 など; 第1図). 東側の上部変成岩層は、主に泥質ないし砂質岩を原岩とするが、西側の下部変成岩層では、塩基性岩起源の岩石が卓越し砂泥質岩を伴う. 北部と南部をのぞいた変成帯中央部の下部変成岩層では、西側にグラニュライトおよび角閃岩が分布するが、東側には黒雲母片麻岩と黒雲母角閃岩が細かい互層状に産する (Osanai *et al.*, 1991a).

変成帯には、塩基性一酸性の深成岩類が大量に分布し、変成岩類に貫入しており (前田ほか, 1986), 特に変成帯の北部と南部に集中している (第1図). ソレアイトおよびカルクアルカリ系列の深成岩体が存在する (前田ほか, 1986). 一般的に、より塩基性の岩体ほど西側に分布し、特徴的な帯状配列を示す (第1図). 小松ほか (1986) は、はんれい岩一閃緑岩を、下部はんれい岩一閃緑岩、かんらん石はんれい岩一はんれい岩、上部はんれい岩一閃緑岩に区分した. 本論文ではかんらん石はんれい岩一はんれい岩を下部はんれい岩一閃緑岩に含めている (第1図). さらに、主衝上断層にそってかんらん岩体が点在する (Hashimoto, 1975; 小松ほか, 1982). Maeda and Kagami (1994) によれば、かんらん岩体は断層により他の岩石と接する. これら変成帯主帯の変成岩類及び深成岩類は、西側への衝突・衝上により、島弧 (一大陸) 地殻が地表に露出したものと見なす説が有力である (小松ほか, 1982; 小山内, 1985; Komatsu *et al.*, 1989; 1994 など).

日高変成帯の変成岩原岩の生成年代は不明であるが、東側に分布する中の川層群の下位とみなした場合、白亜紀末期かそれ以前と推定される. 変成帯における変成岩および火成岩の K-Ar 法による鉱物年代はほぼ 41-12 Ma の範囲にはいる (Ishihara and Terashima, 1985; 前田ほか, 1986; Arita *et al.*, 1993; 佐伯ほか, 1995 など). また、Rb-Sr 全岩アイソクロン法により、以下のような年代値が得られている: 1) 変成帯南部・中部の

泥質グラニュライトおよび S-type トーナル岩から 56.0 ± 6.1 Ma の値が得られ、変成岩のアナテクシスの年代と解釈された (Owada *et al.*, 1991). 2) 変成帯南部の I-type トーナル岩で 51.2 ± 3.6 Ma の値が得られ貫入年代とされ、1) の年代とともに変成作用のピークを示すと推定された (Owada *et al.*, 1997). 3) 変成帯北部の花崗岩体 (日勝岩体) で 17.3 Ma の年代が得られ、貫入の時期を示すとされた (Shibata and Ishihara, 1979). はんれい岩一閃緑岩体の生成年代は不明なものが多いが、Maeda and Kagami (1994) は、北部のはんれい岩体の貫入時期をアナテクシスの時期と一致すると推定している.

3. 分析試料の産状および記載

分析試料は、変成帯の南北にわたって約 90 km の範囲で採取した岩石であり、多くの場合主衝上断層から東へ 4 km 以内に位置する (第1図, 第1表). これらは下部変成岩層に相当し、そのなかでも西側に分布する変成度の高い岩石を主とする. 試料は角閃岩相一グラニュライト相の変成をうけた塩基性岩であり、角閃岩が卓越する. なお、ここでは、塩基性変成岩のうち斜方輝石を含まないものを角閃岩と呼び、角閃石の他に少量でも斜方輝石を含む岩石は塩基性グラニュライトと呼ぶことにする. Osanai *et al.* (1991a) の変成分帯によれば、角閃岩試料の半数以上がⅣ帯、それ以外はⅢ帯に相当すると考えられる.

分析した角閃岩は、砂泥質変成岩と互層し、北一西北西走向・東一北北東傾斜の面構造を有する. 面構造の傾斜は 50-70 度程度だが、最南部の幌満川地域では緩くなる. 角閃岩層の厚さは、数 10 cm から約 800 m に及ぶ (第1表). 角閃岩層の南北方向の延長は不明である. Osanai *et al.* (1986) によれば、砂泥質岩に乏しい褐色角閃石角閃岩が、変成帯中央部のコイボクシュシビチャリ川上流から南へ約 40 km にわたり 0.6-2.0 km の幅で分布する. また Hashimoto (1975) も変成帯中央部で角閃岩層が 1500 m の厚さを持つとした. したがって変成帯中央部では角閃岩層がかなり連続して分布すると考えられる. 共存する砂泥質岩は黒雲母を含む片麻岩が多いが、一部はミグマタイト化を受けている. ウェンザル川上流および幌満川流域において、下部変成岩層は西側のかんらん岩体と東側のはんれい岩体の間に分布している (第1図).

以上の角閃岩の他に、変成帯北部の、主にかんらん石はんれい岩よりなるパンケヌシはんれい岩体 (宮下・前田, 1978; Maeda and Kagami, 1994) の西端に沿って、面構造の発達した特徴的な塩基性グラニュライトが見られ、4 試料について分析を行った (第1表). 千呂露川沿いでは、主衝上断層の東側に一部ではんれいノーライ

第1表 全岩化学分析試料の記載.

Table 1 Description of samples for whole-rock chemical analysis from the Hidaka metamorphic belt.

Sample No.	Area	Distance from H.M.T. (estimated) (km)	Thickness of layer (estimated) (m)	Rock Name	Color of amphibole	Notes
Amphibolite						
92100512	Uenzaru River	1.3	<400	Bi bg. amphibolite	Brown	Same outcrop with gneiss
90082201	Uenzaru River	1.4	<400	Amphibolite	Brown	Weakly-zoned hb
92100510	Uenzaru River	1.7	<400	Bi bg. amphibolite	Brown	Weakly weathered, with sulfides
91091610-1	Koibokushushibichari R.(B.)	>0.1	800	Amphibolite	Green	Abundant in felsic layer and vein, granoblastic
91091104	Shuomanai River	0.6	<80	Act amphibolite	Brown,colorless	Strongly altered, felsic layer
90082708	Shuomanai River	1.7	600	Amphibolite	Green	Granoblastic, weakly weathered, felsic layer
91091305	Sogabetsu River	>0.6	<1	Amphibolite	Green	Alternating with gneiss, weakly weathered
90082507	Menashunbetsu River	1.2	<80	Amphibolite	Brown	Same outcrop with gneiss, felsic layer
90082504	Menashunbetsu River	1.8	300	Amphibolite	Brown	Weakly-zoned hb, granoblastic
90082503	Menashunbetsu River	2	300	Amphibolite	Brown	Weakly-zoned hb, granoblastic
90082502	Menashunbetsu River	3.9	>150	Amphibolite	Brownish green	Weathered, felsic layer
93092608A	Horoman River	3.5-7	100-200	Bi amphibolite	Brown	Abundant in felsic layer and vein, zoned hb and pl
Basic granulite						
89083102C	Pankenushi River (B.)	<1.2	?	Opx-cpx-hb granulite	Brown	Granoblastic
92100504-2	Pankenushi River (B.)	<1.2	?	Cpx-opx-hb granulite	Brown	Granoblastic
92100307	Chiroro River (B.)	>0.3	>380	Cpx-opx-hb granulite	Brown	Felsic layer with large crystals of pxs
92100308A	Chiroro River (B.)	>0.4	>380	Cpx-opx-hb granulite	Brown	Granoblastic
Quartz diorite						
90082501	Menashunbetsu River	3		Hb-bi quartz diorite	Green	Fine-grained
Leucocratic layer and vein						
91091610-2	Koibokushushibichari R.(B.)	>0.1		Hb-cum quartz diorite	Green,colorless	Heterogeneous, medium-grained
93092608B	Horoman River	3.5-7		Bi-hb quartz diorite	Brown,colorless	Heterogeneous
Gabbroonite						
90082206	Pankenushi River	1.4		Bi bg. cpx-opx gabbroonite		Western margin of Pankenushi gabbroic body
92100306-3B	Chiroro River	0.2		Hb-bi-cpx-opx gabbroonite	Brown	Intruding into gneiss, weakly weathered

Abbreviations: H.M.T. = Hidaka Main Thrust, bi = biotite, hb = hornblende, bg. = bearing, R. = River, B. = boulder, act = actinolite, opx = orthopyroxene, cpx = clinopyroxene, cum = cummingtonite, px = pyroxene.

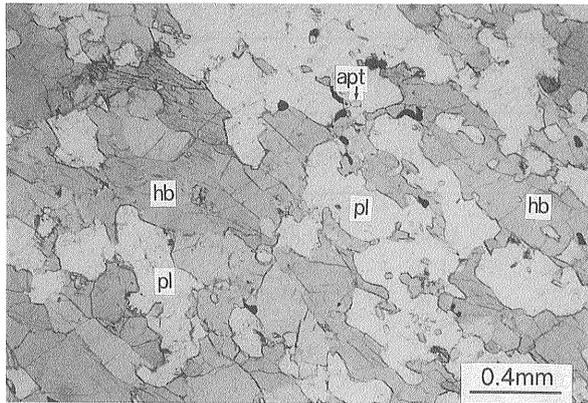
トの細脈やざくろ石を含む黒雲母片麻岩(見かけの厚さ200 m程度)が分布する。さらにその東側の、パンケヌシ岩体の西端より1 km以内の範囲で、380 m以上にわたって塩基性グラニュライトが分布し、南北走向で東に50度程度傾斜する面構造を持つ。分析試料のうち2個は塩基性グラニュライト分布域西端の転石である(第1表)。また、パンケヌシ川流域において、塩基性グラニュライトが転石でのみ見いだされた(第1表)。パンケヌシ川沿いでは、パンケヌシ岩体の西側1 km以内に、変質した角閃岩の薄層を伴う一部マイロナイト化した片麻岩が分布する。パンケヌシ岩体西縁部には細粒のはんれいノーライトが認められ、アクチノ閃石に富む片状の緑色岩に接する。これらの塩基性グラニュライトと角閃岩との直接の関係は不明であるが、両者の外見および面構造の方向は類似している。

分析試料は一部をのぞき新鮮なものを選んだ(第1表)。角閃岩は、主に普通角閃石及び斜長石からなり、少量の不透明鉱物を伴うことが多い(第2図A)。しばしば燐灰石が含まれる。ウェンザル川沿いおよび幌満川沿いでは黒雲母を少量含む角閃岩も見いだされる。角閃

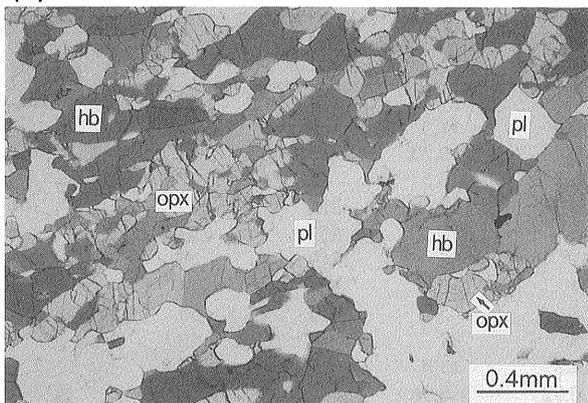
石は褐色普通角閃石が典型的であるが、一部の岩石は主成分鉱物として緑色普通角閃石を含む(第1表)。さらに特定の岩石においては、褐色普通角閃石のリムが淡色化する弱い組成累帯が認められる。一般にgranoblastic組織を示すが、一部の岩石は片状を呈する。構成鉱物の粒径は通常1 mm以下であるが、面構造と平行に縞状に粗粒化している部分が時々認められ、そこでは粒径が2 mm以上に達する。角閃岩では、しばしば斜長石などが濃集して面構造と平行な白い縞状(一部脈状)を呈する。このような優白質部は、通常、体積の5%以下である。後退変成および風化により、一部の試料では斜長石のソーシユライト化が見られ、スフェン、緑泥石、アクチノ閃石などが認められる場合がある。

塩基性グラニュライトは、暗灰色で概して新鮮である。主に斜長石、褐色普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石からなり、少量の不透明鉱物を伴う(第2図B)。パンケヌシ川の転石は変形を被っている。組織は角閃岩に類似するが、より明確なgranoblastic組織を呈する。構成鉱物は、角閃岩よりやや粗いことが多く、最大粒径は1 mm-1.5 mm程度である。面構造に沿った幅5 mm以

(A)



(B)



第2図 日高変成帯塩基性変成岩の顕微鏡写真。hb: 普通角閃石, pl: 斜長石, apt: 燐灰石, opx: 斜方輝石。(A)褐色角閃石角閃岩(試料番号90082507)。(B)単斜輝石斜方輝石角閃石グラニュライト(試料番号92100308)。

Fig. 2 Representative photomicrographs of the basic metamorphic rocks from the Hidaka metamorphic belt. Taken under plain polarized light. hb: hornblende, pl: plagioclase, apt: apatite, opx: orthopyroxene. (A) Brown-hb amphibolite (Sample No. 90082507). (B) Cpx-opx-hb granulite (Sample No. 92100308).

下の斜長石の濃集および粗粒化が認められる。千呂露川の粒度の比較的粗い岩石(92100307)は、面構造に沿った斜長石に富む部分に粗粒の斜方輝石・単斜輝石が見られ、長径2.7cmに達する扁平な輝石も認められた。後述するパンケヌシ岩体などのはんれい岩類が角閃石に乏しく主に粒状の輝石を含むのに対し、塩基性グラニュライトは角閃石に富み、角閃石結晶の集合体がネットワーク状に連続するなどより角閃岩に近い組織を示す(第2図)。

さらに、今回分析した角閃岩中の優白質部2試料についても別に分析を行った(第1表)。コイボクシュシビチャリ川の角閃岩は、転石であるが、幅数cmに達する網目状の優白質部を伴う(Osanai *et al.*, 1991b)。そ

の優白質部は、中粒不均質で、輝石から変化したと考えられる無色角閃石および緑色角閃石を含む石英閃緑岩である。また、幌満川沿いの角閃岩試料は、細かい脈状の優白質部に富み一部融解したような外観を呈し、その優白質部は、無色角閃石および石英にやや富む。

また、南部のメナシ川に産する、面構造が不明確な細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩1試料を分析した(第1表)。この岩石は、5万分の1楽古岳図幅(鈴木ほか, 1959)において、岩脈状に産する“輝緑岩質角閃岩”として記載された岩石と考えられる。細長い葉片状の斜長石・黒雲母・緑色普通角閃石などから構成され、かなりの量の石英を含む。

変成岩との比較のために、千呂露川の片麻岩に細脈として産するはんれいノーライト、およびパンケヌシ川沿いのパンケヌシはんれい岩体西縁部に分布するはんれいノーライト各1試料の分析も行った(第1表)。これらは、輝石に富み不透明鉱物を伴うはんれいノーライトである。パンケヌシ川沿いの試料では、輝石の粒径は2mm以下であり、無色鉱物は細粒で再結晶している。千呂露川の岩石も細粒で、0.6mm以下の鉱物が多い。

4. 岩石の化学組成

主成分元素は、地質調査所の蛍光X線分析装置PW1404を用い、Togashi(1989)に従って分析した。微量元素のうち、Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, YおよびZrは、蛍光X線分析法により、Ujii and Togashi(1992)およびUjii *et al.*(1993)に従って分析した。その他の微量元素は、地質調査所のICP質量分析計PMS-200を用い、Imai(1990)に従って分析を行った。そのうち低濃度のRb, Nb, Cs, Th, Uの分析には、測定時間を長くした。

第2表に岩石の化学組成の分析値を示す。第3図に分析試料のMgOに対する主成分組成変化を示す。岩石のSiO₂量は、角閃岩で48.5-50.2%、塩基性グラニュライトで46.8-47.7%の非常に狭い範囲にはいり、玄武岩類似の組成を示す。TiO₂は、角閃岩で0.89-2.04%、塩基性グラニュライトで1.10-1.38%の値が得られた。MgOは角閃岩で6.91-10.85%、塩基性グラニュライトで7.66-9.96%の範囲に入った。角閃岩のうちMgOに比較的乏しくTiO₂に富む岩石は、北部のウェンザル川沿いに見られた。一方、TiO₂に最も乏しくMgOに富む角閃岩は、シュオマナイ川上流の比較的厚い角閃岩の層で得られた。塩基性グラニュライトは、角閃岩に比較しK₂OとSiO₂に乏しくAl₂O₃にやや富むが、それ以外の元素濃度は角閃岩に類似する。角閃岩のうちシュオマナイ川沿いの1試料(91091104)は他の試料に比較しMgOに富みCaOに乏しいが、この試料はかなり変質している(第1表)。なお、塩基性変成岩について、すでに報告された分析値(小山内, 1985; 小山内ほか,

第2表 日高変成帯構成岩石の化学組成.

Table 2 Major and trace element concentrations of the rocks from the Hidaka metamorphic belt.

Amphibolite							
Sample No.	92100512	90082201	92100510	91091610-1	91091104	90082708	91091305
(wt.%)							
SiO ₂	49.09	49.86	49.44	49.47	49.85	49.85	48.57
TiO ₂	1.57	1.10	2.04	1.25	1.26	0.89	1.07
Al ₂ O ₃	15.73	15.39	14.48	15.77	14.89	15.71	16.72
FeO*	9.34	9.12	10.67	9.69	8.51	8.26	8.43
MnO	0.14	0.14	0.18	0.23	0.16	0.15	0.14
MgO	7.91	8.54	6.91	8.05	10.85	9.00	7.69
CaO	11.58	11.67	10.15	12.27	7.31	12.13	12.74
Na ₂ O	2.50	2.51	3.11	1.12	2.31	2.29	2.39
K ₂ O	0.38	0.05	0.44	0.06	0.34	0.03	0.14
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.20	0.09	0.05	0.06	0.17
(ppm)							
Li	4.2	2.4	10.9	0.8	11.5	1.6	3.1
Be	0.69	0.29	0.83	0.44	0.32	0.29	0.29
Sc	34.6	39.7	36.6	36.2	30.5	32.7	32.9
V	262	264	318	264	180	214	229
Cr	327	461	281	340	378	502	273
Co	44	49	43	47	38	49	46
Ni	106	103	80	104	152	167	78
Cu	23	11	56	262	5	28	59
Zn	70	45	96	178	87	78	55
Ga	17.4	15.0	17.3	17.8	13.8	15.1	15.8
Rb	3.16	0.87	3.90	0.92	8.96	1.68	4.54
Sr	179	149	174	133	129	123	173
Y	37.4	28.5	47.8	33.6	31.6	22.0	27.5
Zr	114	71.1	148	76.3	69.2	56.5	65.8
Nb	3.23	1.60	3.32	1.84	2.23	1.19	1.49
Sn	0.97	0.77	1.78	2.04	0.35	0.54	0.79
Cs	0.10	0.023	0.18	0.047	0.43	0.022	0.16
Ba	41.6	22.5	29.6	14.2	78.8	9.7	23.5
La	4.10	2.09	5.40	3.56	2.39	1.57	1.84
Ce	12.9	6.69	16.0	10.6	8.04	5.07	6.27
Pr	2.16	1.29	2.69	1.82	1.58	0.97	1.17
Nd	11.7	7.68	13.2	9.85	9.35	5.57	7.05
Sm	3.46	2.83	4.34	3.31	3.50	2.22	2.57
Eu	1.31	0.91	1.43	1.03	1.03	0.70	0.92
Dy	5.69	4.50	7.12	5.02	6.06	3.57	4.09
Ho	1.19	1.10	1.59	1.31	1.29	0.83	1.02
Er	3.25	2.78	4.18	4.09	3.83	2.61	2.85
Yb	2.91	3.18	3.95	4.11	4.08	2.37	2.75
Lu	0.44	0.40	0.56	0.68	0.54	0.34	0.42
Ta	0.35	0.21	0.35	0.25	0.29	0.23	0.22
Th	0.14	0.10	0.56	0.31	0.11	0.09	0.08
U	0.13	<0.07	0.49	0.09	<0.07	<0.07	<0.07
FeO*/MgO	1.18	1.07	1.54	1.20	0.78	0.92	1.10
K/Rb	997	478	938	544	315	148	256
Th/Nb	0.042	0.063	0.169	0.170	0.049	0.077	0.053
Th/U	1.1		1.2	3.4			
Zr/Nb	35	44	45	42	31	47	44

FeO*: Total iron represented as FeO.

日高変成帯主帯の塩基性変成岩の地球化学的特徴 (御子柴 (氏家))

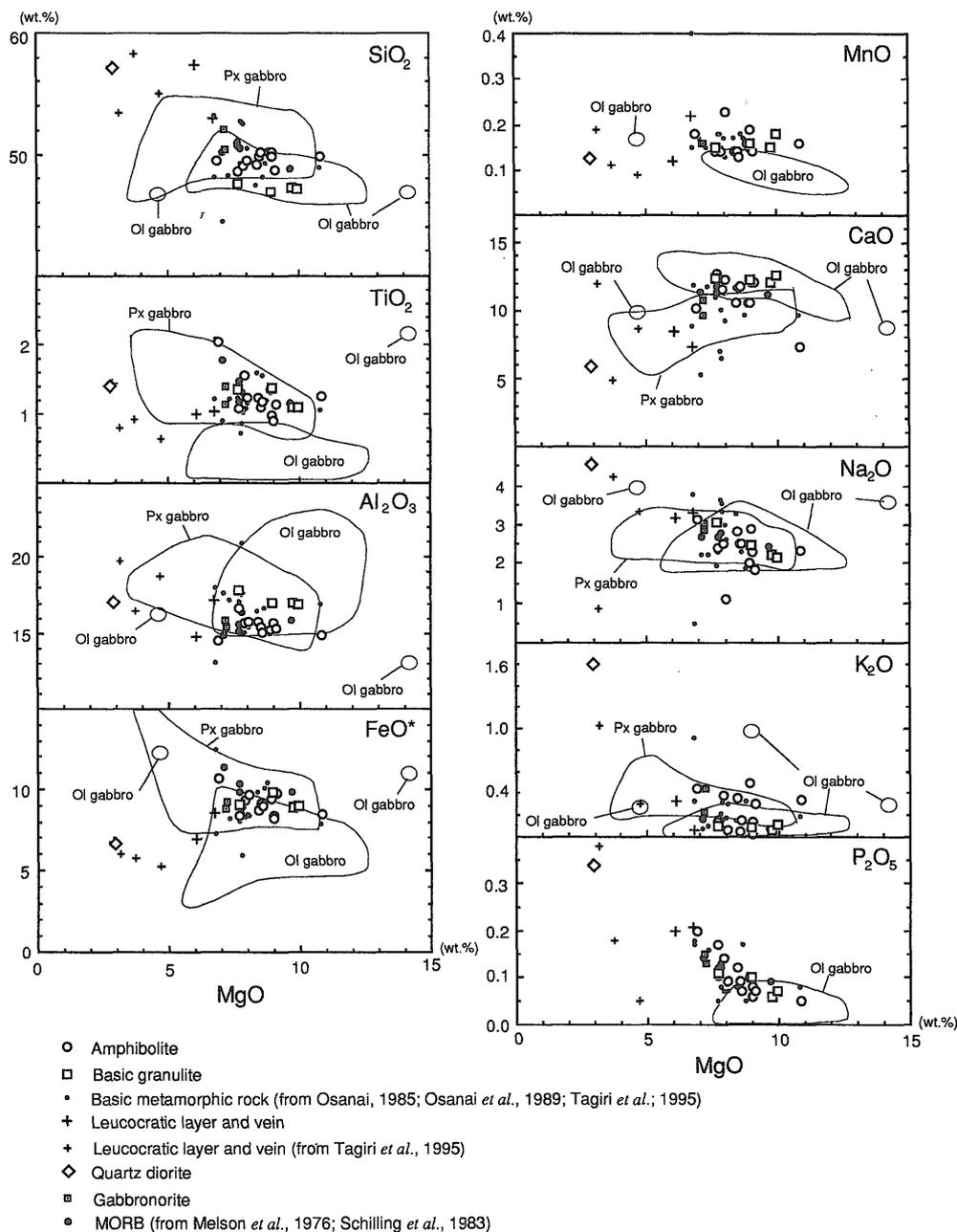
第2表 (続き)
Table 2 (continued)

Sample No.	Amphibolite				Basic granulite		
	90082507	90082504	90082503	90082502	93092608A	89083102C	92100504-2
(wt.%)							
SiO ₂	50.16	50.20	48.71	49.15	50.13	47.19	46.87
TiO ₂	0.98	1.19	1.14	1.25	1.37	1.10	1.38
Al ₂ O ₃	15.68	15.10	15.37	15.79	15.23	17.01	17.09
FeO*	8.35	9.02	9.78	8.69	9.42	8.88	9.86
MnO	0.19	0.13	0.14	0.14	0.16	0.15	0.16
MgO	8.99	8.58	9.11	8.44	8.90	9.75	8.97
CaO	10.63	11.78	12.16	10.54	10.59	12.10	12.28
Na ₂ O	2.87	2.50	1.84	2.80	2.03	2.23	2.45
K ₂ O	0.14	0.15	0.30	0.35	0.50	0.06	0.09
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.12	0.10	0.06	0.10
(ppm)							
Li	5.1	1.8	6.8	6.1	10.2	1.8	2.7
Be	0.51	0.45	0.27	0.36	0.59	0.26	0.40
Sc	33.5	38.2	39.5	34.0	37.2	31.6	37.7
V	210	250	234	254	287	223	256
Cr	447	275	424	399	344	408	394
Co	44	47	50	44	45	49	48
Ni	123	95	111	118	117	156	128
Cu	11	26	17	99	96	50	75
Zn	112	34	44	73	88	66	72
Ga	16.9	15.2	15.7	15.5	15.0	15.6	16.3
Rb	1.72	1.59	2.83	6.23	11.1	0.32	0.19
Sr	147	125	169	135	121	149	163
Y	27.2	31.1	30.2	31.5	38.3	24.9	29.8
Zr	63.6	62.7	68.7	82.7	64.2	50.4	58.3
Nb	1.75	1.45	2.13	2.17	2.56	2.45	2.18
Sn	0.75	0.83	0.60	1.56	1.32	0.76	0.33
Cs	0.10	0.088	0.13	0.26	0.78	<0.003	<0.003
Ba	39.7	24.2	37.4	42.8	91.8	4.7	11.1
La	2.50	2.53	1.89	2.60	5.48	2.27	1.94
Ce	7.72	8.09	6.61	8.42	15.3	7.59	7.68
Pr	1.38	1.39	1.25	1.46	2.29	1.39	1.39
Nd	7.07	7.80	7.54	8.36	11.8	8.37	8.66
Sm	2.50	2.53	2.62	2.82	3.57	2.50	2.58
Eu	0.90	0.97	0.92	1.02	1.01	0.95	1.10
Dy	4.15	5.04	4.79	4.81	5.74	4.10	4.50
Ho	0.98	1.04	0.99	1.04	1.04	0.97	0.94
Er	2.52	2.92	3.00	3.15	3.39	2.91	2.73
Yb	2.51	2.88	3.19	2.97	4.57	2.90	3.01
Lu	0.37	0.41	0.51	0.45	0.53	0.38	0.39
Ta	0.23	0.23	0.36	0.35	0.23	0.23	0.35
Th	0.14	0.78	<0.07	0.21	1.11	<0.07	<0.07
U	0.07	0.32	<0.07	0.19	0.46	<0.07	<0.07
FeO*/MgO							
	0.93	1.05	1.07	1.03	1.06	0.91	1.10
K/Rb							
	677	783	881	466	373	1571	3912
Th/Nb							
	0.082	0.541		0.098	0.435		
Th/U							
	2.1	2.4		1.1	2.4		
Zr/Nb							
	36	43	32	38	25	21	27

第2表 (続き)
Table 2 (continued)

Sample No.	Basic granulite		Leucocratic layer and vein		Quartz diorite	Gabbronorite	
	92100307	92100308A	91091610-2	93092608B	90082501	90082206	92100306-3B
(wt.%)							
SiO ₂	47.15	47.62	53.05	57.39	57.28	52.07	50.38
TiO ₂	1.10	1.36	1.04	1.00	1.45	1.14	1.41
Al ₂ O ₃	17.00	17.82	17.19	14.80	17.22	15.89	15.42
FeO*	8.97	9.03	8.54	6.96	6.78	8.79	9.22
MnO	0.18	0.15	0.22	0.12	0.13	0.16	0.16
MgO	9.96	7.66	6.76	6.07	2.90	7.18	7.21
CaO	12.67	12.47	7.37	8.46	6.01	9.68	10.78
Na ₂ O	2.16	3.05	3.31	3.15	4.63	3.03	2.84
K ₂ O	0.11	0.10	0.06	0.33	1.60	0.23	0.44
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.21	0.20	0.34	0.15	0.13
(ppm)							
Li	3.1	2.4	2.6	6.4	20.0		5.8
Be	0.38	0.49	0.58	0.83	1.87		0.55
Sc	29.0	33.2	25.5	25.0	12.5		32.7
V	196	240	206	198	142	202 ^a	248
Cr	451	384	246	247	11	298	335
Co	53	44	31	31	19		42
Ni	205	86	79	86	5	44	90
Cu	29	32	558	58	20	26	70
Zn	126	66	141	68	81	88	77
Ga	14.8	16.9	17.6	15.9	22.1		15.7
Rb	0.14	0.12	1.47	6.42	27.9	<2 ^a	6.95
Sr	182	199	157	136	338	268	168
Y	24.1	29.6	20.7	30.1	26.2	26.4	35.2
Zr	54.9	66.0	50.9	78.8	198	29.5	96.7
Nb	2.05	2.94	2.39	3.63	17.4	3.6 ^a	3.15
Sn	0.34	0.44	0.66	1.69	1.85		1.48
Cs	<0.003	<0.003	0.070	0.64	1.67		0.35
Ba	4.7	3.4	37.6	104	196	153 ^a	205
La	1.95	2.52	6.87	10.5	22.4		5.00
Ce	7.02	8.61	15.8	26.5	45.3		14.4
Pr	1.27	1.58	2.02	3.35	5.13		2.14
Nd	7.11	8.51	8.82	14.9	21.2		11.1
Sm	2.35	2.59	2.22	3.84	4.45		3.29
Eu	1.00	1.21	0.81	0.88	1.38		1.23
Dy	3.85	4.70	3.54	5.08	4.46		5.80
Ho	0.75	1.00	0.75	0.97	0.89		1.13
Er	1.82	2.50	2.72	3.13	2.42		2.94
Yb	2.33	2.69	2.31	3.31	2.12		3.54
Lu	0.33	0.44	0.38	0.42	0.34		0.48
Ta	0.30	0.36	0.20	0.32	1.44		0.45
Th	<0.07	<0.07	0.76	2.23	5.29		1.03
U	<0.07	<0.07	0.27	1.21	1.57		0.50
FeO*/MgO							
	0.90	1.18	1.26	1.15	2.34	1.22	1.28
K/Rb							
	6342	7219	338	427	477		525
Th/Nb							
			0.320	0.613	0.305		0.326
Th/U							
			2.8	1.8	3.4		2.0
Zr/Nb							
	27	22	21	22	11	8	31

^aXRF analysis.



第3図 日高変成帯の岩石の主成分組成変化図。変成帯北部の下部はんれい岩の組成範囲 (Hashimoto, 1975; Miyashita and Maeda, 1978; および未発表データ) も示した。

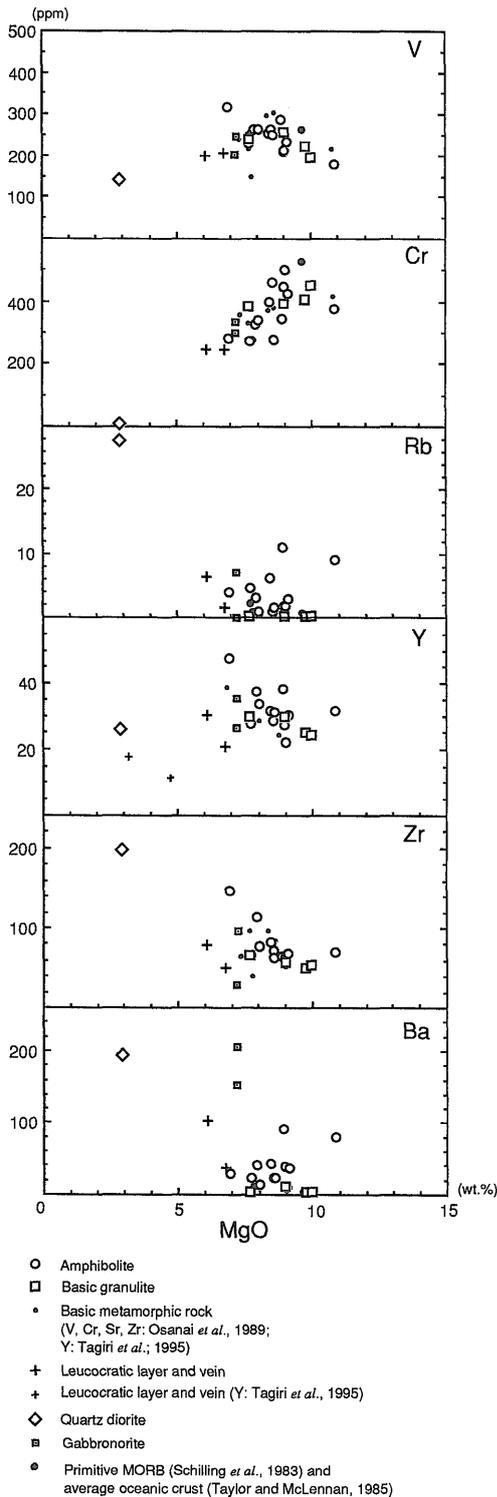
Fig. 3 Major element variation diagrams for the whole-rock samples from the Hidaka metamorphic belt. The fields of the lower gabbro-diorite in the northern area of the metamorphic belt (Hashimoto, 1975; Miyashita and Maeda, 1978; and unpublished data) are also shown by the areas of olivine gabbro and pyroxene gabbro.

1989; Tagiri *et al.*, 1995) と今回の分析値を比較すると、主成分元素については両者の範囲はほぼ一致する (第3図)。

第4図には代表的な微量元素の組成変化を示す。塩基性変成岩において、横軸のMgOに対し、遷移元素のVは負の相関を示し、一方Cr (およびNi) は正の相関を示す。玄武岩マグマにおける液相濃集元素であるZrおよびYは、MgOと負の相関を示す。一方、特にイオ

ン半径の大きい液相濃集元素であるRbおよびBaは変化幅が大きく、MgOと相関を示さず、角閃岩に比較し塩基性グラニュライトで特徴的に乏しい。

第5図には希土類元素のコンドライト規格化図を示す。角閃岩の希土類元素組成は各元素につき3-4倍以下の濃度変化を示すが、その規格化パターンは、互いに平行に近く、大多数の試料で軽希土 (特にLa, Ce) に枯渇している (第5図A)。Euの弱い負異常を示す試



第4図 日高変成帯構成岩石の微量元素組成変化図。
Fig. 4 Selected trace element variation diagrams for the whole-rock samples from the Hidaka metamorphic belt.

料もみられる。ウェンザル川の2試料および幌満川の1試料は比較的希土類に富み、幌満川の1試料のパターンは水平に近い。今回の角閃岩の分析値は、Tagiri et

al. (1995)により報告された南部の塩基性変成岩(host)の希土類元素組成に類似する(第5図A)。一方、塩基性グラニュライトの希土類元素濃度は変化幅が狭く、そのパターンは軽希土特にLa, Ceの枯渇を示し、角閃岩のうち比較的濃度の低いものに類似する(第5図B)。

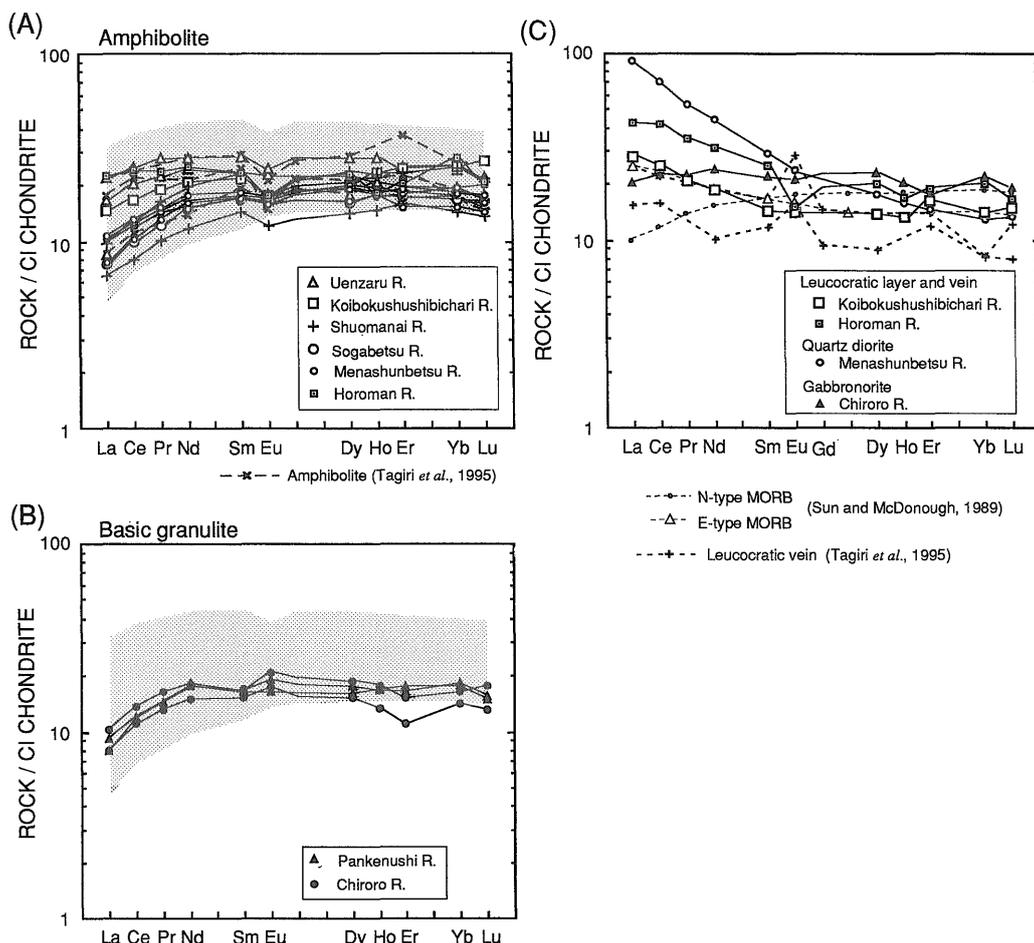
第6図に塩基性変成岩の親石元素の始源マンテル規格化図を示す。図ではWood et al. (1979)に従い、左側から液相濃集度の高い順に元素を配列している。角閃岩は、Rb, Ba, Kで最大10倍程度の濃度変化を示すが、他の元素の変化はそれよりも小さい。全体として最も左側のRb, Ba, Kに富む傾向があり、それ以外の元素はおおむね左下がりのパターンを示す(第6図A)。一方塩基性グラニュライトは組成幅が狭く、RbおよびBaに乏しい左下がりのパターンを示す(第6図B)が、Nbとその右側の元素については角閃岩との大きな違いは認められない。塩基性変成岩において、希土類元素、Nb, P, Zr, TiおよびYの濃度は互いに正の相関を持つ。また、RbとBaは正の相関を示す。さらに、塩基性グラニュライトはSrにやや富むパターンを示す。

その他図には示していない微量元素の特徴を以下に述べる(第2表)。塩基性変成岩のLi濃度は K_2O と正の相関を示す。また、角閃岩のCs濃度はRbと明瞭な正の相関を示す。Uが測定可能な角閃岩試料では、Th/U比は0.29-0.88であり、ThとUは正の相関を示す(第2表)。塩基性グラニュライトはTh, U, Csに乏しく、これらの分析値はいずれも検出限界以下であった(第2表)。

今回分析した角閃岩に含まれる優白質部(脈およびレイヤー)2試料は、共存する角閃岩に比較して、 SiO_2 , P_2O_5 , Nb, Ba, Th, Uに富みCaO, MgO, TiO_2 , V, Cr, Ni, Yに乏しく、 K_2O , Zr, Rb, Csには明確な違いは認められない(第2表, 第3図, 第4図)。軽希土に濃集したパターンを示し、うち1試料はEuの負異常を示す(第5図C)。共存する角閃岩に比較して軽希土に富み、重希土に乏しい。なおTagiri et al. (1995)により報告された角閃岩中の優白質脈の希土類元素組成とは異なるパターンを示す(第5図C)が、優白質脈の斜長石と石英の量比は斜長石の集積に従って大きく変化する(Tagiri et al., 1995)とされることから、希土類元素組成の違いは、斜長石の量比の違いに由来すると解釈できる。

メナシユンベツ川の細粒の石英閃緑岩は、液相濃集元素に比較的富み(第2表, 第3図および第4図)、軽希土(La-Sm)に著しく濃集したパターンを示す(第5図C)。さらに、始源マンテル規格化図(第6図C)においてNbに富み、典型的な島弧安山岩とは異なっている。

変成岩に近接した北部のはんれいノーライト2試料の主成分組成は、角閃岩のうちMgOに乏しいものに類



第5図 日高変成帯構成岩石の希土類元素組成。CIコンドライトの値はEvensen *et al.* (1978)による。第5図Aおよび第5図Bの陰影部はN-type MORB (Kay *et al.*, 1970; Sun *et al.*, 1979)の領域を示す。R.: 川。
 Fig. 5 REE abundances normalized to CI chondrite (Evensen *et al.*, 1978) for the rocks from the Hidaka metamorphic belt. The field of N-type MORB after Kay *et al.* (1970) and Sun *et al.* (1979) is also shown by shadows. R.: river.

似し、近接した塩基性グラニュライトに比較してSiO₂に富み、Al₂O₃, CaO, MgOにやや乏しい(第3図)。微量成分では、塩基性変成岩に比べ特徴的にBaに富む(第4図)。そのうち1試料(千呂露川)の希土類元素規格化パターンは水平に近く(第5図C)、塩基性変成岩のうち希土類元素に富む試料に類似し、始源マントル規格化図(第6図C)においてBaに正のピークを持つ。

5. 考察

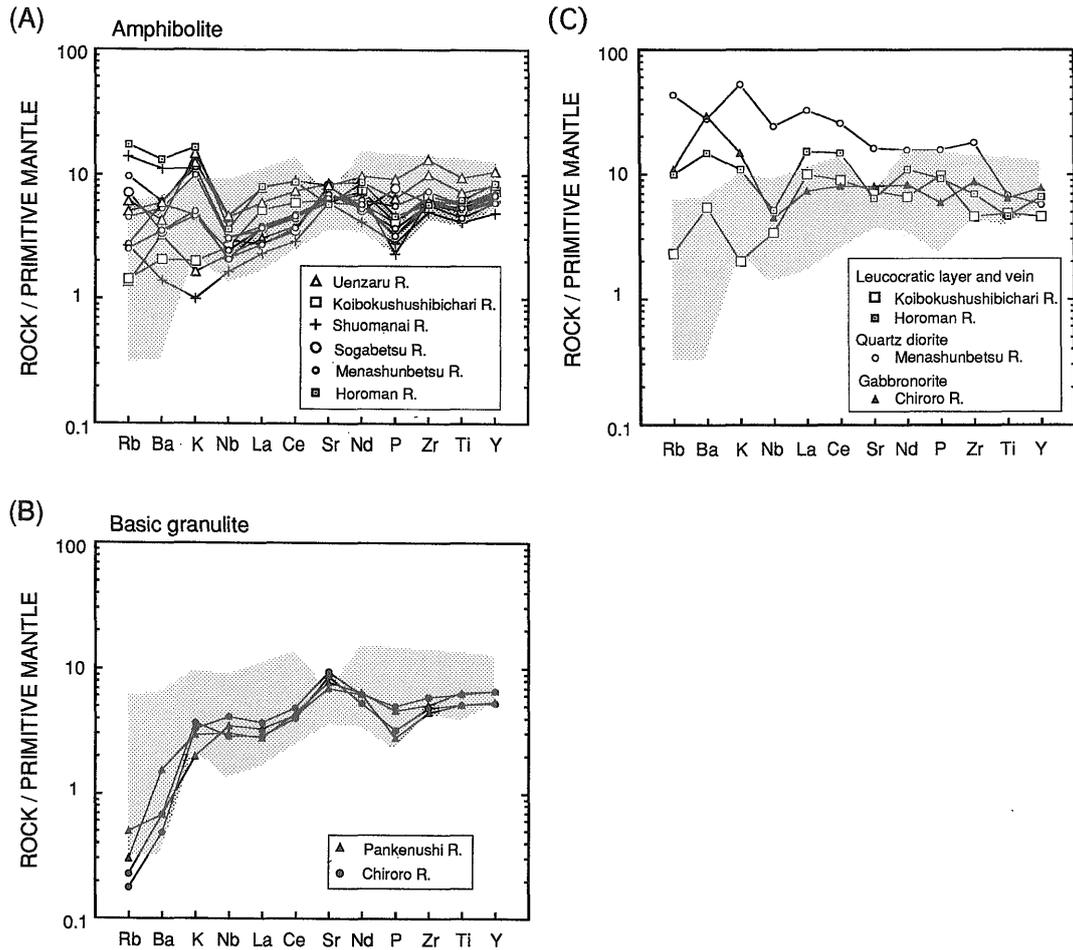
5.1 塩基性変成岩の原岩の推定

今回分析した角閃岩は、全岩のFeO*/MgOの増加(FeO*は鉄をすべて2価と仮定して計算されたFeO)またはMgOの量減少に応じて、系統的にTi, P, Zr, Yなどが増加しCrやNiが減少するにもかかわらず、SiO₂量が一定に近く玄武岩組成を示すことから、その原岩はカルクアルカリ岩ではなくソレライトと考えられ

る。塩基性グラニュライトも、角閃岩の組成と類似し、ソレライトと考えてよいであろう。

分析した塩基性変成岩は、主成分組成が比較的均質で、玄武岩マグマから特定の結晶が集積した場合に濃集する元素(Mg, Ni, Cr, Al, Caなど)に顕著に富む試料がなく、また玄武岩マグマにおける液相濃集元素であるZr, Yなどに乏しくない。したがって、その原岩は、結晶集積岩ではなく、ソレライト玄武岩組成のマグマが化学組成を大きく変化させないまま固結した岩石と推定される。具体的には、玄武岩溶岩、ドレライト岩脈や岩床、または貫入時のマグマ組成に類似するはんれい岩岩脈の可能性が大きい。塩基性変成岩の原岩について、Hashimoto (1975)はシルまたはシートなどの形態をもつ貫入岩と考え、小松ほか(1982)は噴出岩ないし凝灰岩と推定しており、今回の結果は、それらと矛盾しない。ただし、化学組成が玄武岩に近い場合、凝灰岩よりは溶岩または貫入岩の可能性の方が大きい。

以下に、変質・変成により比較的動きにくいとされる



第6図 日高変成帯構成岩石の親石元素の始源マントル規格化図。始源マントルの値は Sun and McDonough (1989) による。図中の陰影部は N-type MORB (Kay *et al.*, 1970; Sun *et al.*, 1979) の領域を示す。R.: 川。

Fig. 6 Concentrations of lithophile elements normalized to the primitive-mantle (Sun and McDonough, 1989) for the rocks from the Hidaka metamorphic belt. The field of N-type MORB after Kay *et al.* (1970) and Sun *et al.* (1979) are shown by shadows. R.: river.

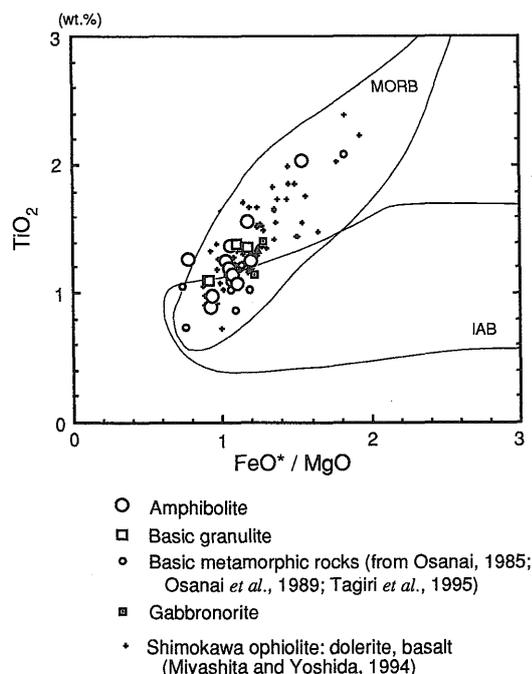
元素について検討し、原岩の化学的特徴を推定する。

一般に、海嶺、海洋島、および島弧の玄武岩を比較した場合、 K_2O を除く大半の主成分元素には系統的に明確な違いは見られないが、 TiO_2 については島弧玄武岩が特徴的に低い値を示すことが指摘され (Basaltic Volcanism Study Project=B.V.S.P., 1981; Wilson, 1989など)、このことは TiO_2 -(FeO^*/MgO) 図 (第7図) に反映されている。第7図において、塩基性変成岩は FeO^*/MgO 増加とともに TiO_2 が増加するトレンドを示し、そのトレンドは島弧玄武岩よりも海嶺玄武岩 (MORB) に類似する。

また第3図には、主成分組成の比較のため、海嶺玄武岩の平均組成として、Melson *et al.* (1976) による各大洋の海嶺の平均のガラス組成3個および Schilling *et al.* (1983) による大西洋の始源的な N(normal)-type MORB の平均2個も表示した。塩基性変成岩の主成分組成は、 K_2O を除き比較的均質で、それらは MORB の

組成に類似する。

微量元素に関しては、島弧玄武岩は、海嶺玄武岩に比較し Cr および Ni に乏しいものが多く (B.V.S.P., 1981)、価数の大きい液相濃集元素 (P, Nb, Zr, Y など) および重希土に乏しいものが多い (Perfit *et al.*, 1980)。Cr-Y 図 (第8図) における玄武岩の領域は上記の特徴を反映している。第8図において、塩基性変成岩は、火山弧玄武岩 (VAB) の領域よりも Y に富む側にプロットされ、MORB の範囲 (Pearce, 1982) に含まれる。また、第8図において、Y および Cr は、玄武岩マグマにおける液相濃集元素と固相濃集元素の代表とみなすことができる。角閃岩および塩基性グラニュライトは、Cr に富むが、オフィオライトなどに見いだされるはんれい岩質の結晶集積岩 (例: オマーン, Smewing, 1981; Vetter and Stakes, 1990. 下川, Miyashita and Yoshida, 1994) よりも明らかに Y に富み、これらの集積岩とは異なる (第8図)。さらに、Shervais (1982)



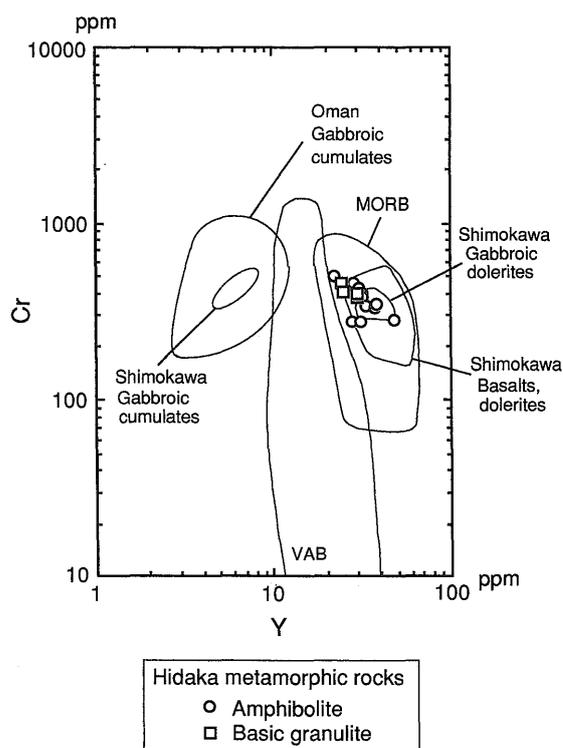
第7図 日高変成帯塩基性変成岩、はんれい岩および下川岩体の塩基性岩のTiO₂-FeO*/MgO図。MORB: 海嶺玄武岩 (Kay *et al.*, 1970; Sun *et al.*, 1979; Melson, 1976; Schilling, 1983; Perfit *et al.*, 1980), IAB: 島弧玄武岩 (カルクアルカリ玄武岩およびアルカリ玄武岩を除く, B.V.S.P., 1981; 久城ほか, 1989; Perfit *et al.*, 1980).
Fig. 7 The TiO₂ versus FeO*/MgO diagram for the basic rocks from the Hidaka metamorphic belt and the Shimokawa complex. MORB: mid-ocean ridge basalt, IAB: island-arc basalt (except for calc-alkaline basalt and alkali basalt). Data for MORB are from Kay *et al.* (1970), Sun *et al.* (1979), Melson (1976), Schilling (1983), and Perfit *et al.* (1980). Data for IAB are from B.V.S.P. (1981), Kushiro *et al.* (1989) and Perfit *et al.* (1980).

によるTi-V図(第9図)において、塩基性変成岩の組成は島弧玄武岩(ARC: New Hebrides, Dupuy *et al.*, 1982)とは明らかに異なり、MORBの領域に近い。

第3表には、角閃岩と塩基性グラニュライトそれぞれの平均組成を示す。これらの平均組成は、多くの主・微量元素において、N-type MORBの平均値(Sun and McDonough, 1989; Saunders and Tarney, 1984)や海洋地殻の平均(Taylor and McLennan, 1985)に類似する。詳しく見ると、N-type MORBの平均値と比較し、Ni, Co, Vが同程度であり、Crにやや富む。海洋地殻平均に比較した場合も、Niは類似しCrにやや富む。

以上のように、塩基性変成岩の化学組成は、島弧玄武岩よりも海嶺玄武岩に類似しており、その原岩は島弧ソレライトマグマから固結したものではないと推定される。

塩基性変成岩の希土類元素濃度はN-type MORBの

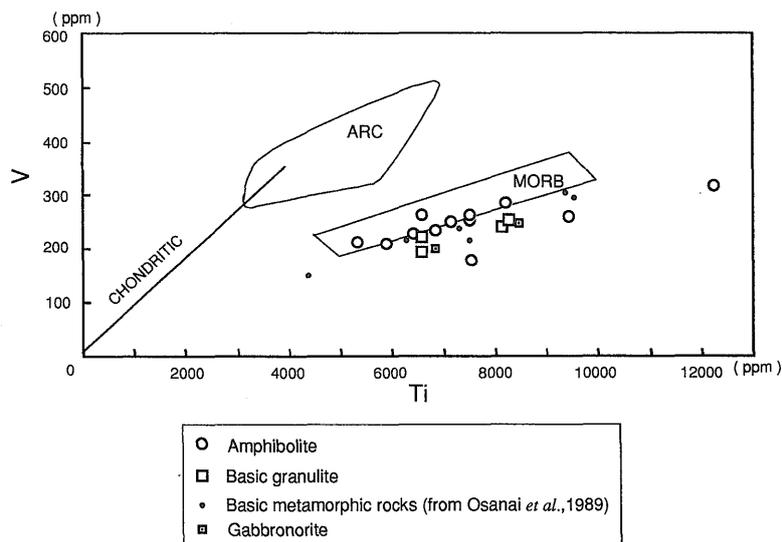


第8図 日高変成帯塩基性変成岩のCr-Y図。MORB(海嶺玄武岩)およびVAB(火山弧玄武岩)の領域はPearce(1982)による。下川岩体はMiyashita and Yoshida(1994)、オマーンオフィオライトはSmewing(1981), Vetter and Stakes(1990)による。
Fig. 8 The Cr-Y diagram of the basic metamorphic rocks from the Hidaka metamorphic belt. Fields of the rocks of Shimokawa complex are after Miyashita and Yoshida (1994). Field of the Oman ophiolite is after Smewing (1981) and Vetter and Stakes (1990). The fields of MORB and VAB (volcanic arc basalt) are from Pearce (1982).

範囲(第5図A・Bの陰影部: Kay *et al.*, 1970; Sun *et al.*, 1979)内に入り、しかも、軽希土に乏しい特徴を持つN-type MORBのパターンに類似する。第5図A・Bに示されたような軽希土に乏しい希土類元素の規格化パターンは、島弧ソレライトの一部および縁海(特に前弧側)に産する玄武岩の一部にも見いだされる(Kay and Hubbard, 1978)が、N-type MORBに最も典型的である。

一般に、縁海の玄武岩は、島弧ソレライトとMORBの中間的な化学組成を持つものが多いとされるが(Wood *et al.*, 1981; Saunders and Tarney, 1984; Ikeda and Yuasa, 1989など)、上記の元素のほとんどについてN-type MORBに類似する岩石の報告例(Hawkins and Melchior, 1985など)はわずかである。

第6図において、N-type MORBの組成範囲(陰影部: Kay *et al.*, 1970; Sun *et al.*, 1979)に比較して、角閃岩の一部の試料ではRb, Ba, Kに富むが、その他の



第9図 日高変成帯塩基性変成岩およびはんれい岩のV-Ti図. 玄武岩の領域 (MORB: 海嶺玄武岩, ARC: New Hebridesの島弧玄武岩) およびコンドライト比 (CHONDRITIC) は Dupuy *et al.* (1982) および Ikeda and Yuasa (1989) による.

Fig. 9 The V-Ti diagram of the basic rocks from the Hidaka metamorphic belt. The fields of MORB and ARC (island arc basalt from New Hebrides) and the chondritic ratio are after Dupuy *et al.* (1982) and Ikeda and Yuasa (1989).

元素は N-type MORB の組成範囲にはいり、パターンも類似する。また、塩基性グラニュライトのパターンは N-type MORB に類似する。

塩基性変成岩の希土類元素, Nb, P, Zr, Ti および Y 濃度が互いに相関を持ち, MgO や FeO*/MgO と負および正の相関を示すことから, これらの元素の濃度変化は, 原岩を形成したマグマの分化の程度, または部分融解度などを反映していると考えられる。

化学組成の特徴により, 原岩の親マグマは, 軽希土により乏しい, N-type MORB の起源物質に類似するマントル物質より生じ, その部分融解および分化過程も N-type MORB に類似する点が多かったと考えられる。

5.2 変成・変質による元素の移動の可能性

前述の様に, 塩基性変成岩の化学組成は, 大局的には多くの元素について N-type MORB の組成に類似する。一方, 詳細に見てみると, 角閃岩の K, Rb, Ba, Cs 濃度は N-type MORB よりも高い場合が多く, 未成熟な島弧または縁海の玄武岩の濃度範囲に匹敵する (第6図, 第2表, 第3表)。また, 塩基性グラニュライトは, 平均的な N-type MORB に比較し Rb および Th に乏しい (第6図, 第3表)。一般に, 変成岩では, 岩石の固結後に変成および変質により元素が移動する可能性がある。したがって親マグマの化学的性質を推定するために, 以下にイオン半径の大きい親石元素 (LIL 元素) およびアルカリ元素の移動の可能性について考察を行う。

Tagiri *et al.* (1995) は変成帯南部の塩基性変成岩にお

ける部分融解について報告しているが, 塩基性変成岩の中で優白質の脈やレイヤーが多く発達している部分は変成帯全体のうちの一部に限られ, 部分融解により生じた融液の大規模な移動の形跡は一般的にみとめられない。したがって, 今回分析した試料については, 一부분融解を経たとしても, それにより化学組成が大きく変化してはいないと考えられる。

最初に, 角閃岩について検討する。角閃岩では, K₂O, Rb, Ba と MgO との間に明確な相関は見られない (第3図, 第4図)。さらに第6図では, 各試料は左側の Rb, Ba, K において不規則なパターンを示し, その濃度の変化幅も右側の元素より大きい。これらは, Rb, Ba, K が固結後に変化した可能性を示唆する。また, 第6図には表示しなかったが, イオン半径の大きい Th, U, およびアルカリ元素である Cs, Li の始源マントル規格値も変動が大きい。角閃岩では, Rb, K, Li, Cs および Ba が互いに正の相関を示す。Cs/Rb 比は一般に N-type MORB よりも高い。一方, Na₂O および Li 濃度の平均値は N-type MORB と差がない (第3図, 第3表)。

塩基性の岩石において, 変成・変質により LIL 元素などが移動する例は数多く見いだされ, 角閃岩相の変成による Rb, Ba, K などの移動 (Sheraton, 1984/85; Weaver and Tarney, 1981; Sills and Tarney, 1984), 沸石相-緑色片岩相の変成による K, Sr などの移動 (Morrison, 1978), 変成に伴う水に富む流体の侵入による LIL 元素の付加 (Floyd and Winchester, 1983) などが報告されている。さらに, 玄武岩が海底で海水と接した

日高変成帯主帯の塩基性変成岩の地球化学的特徴 (御子柴 (氏家))

第3表 日高変成帯塩基性変成岩の化学組成の平均値と N-type MORB, 海洋地殻の化学組成の平均値, 日高帯の塩基性岩の化学組成平均値との比較.

Table 3 Average chemical compositions of the basic metamorphic rocks from the Hidaka metamorphic belt, in comparison with those of N-type MORB, oceanic crust, and basic rocks from the Hidaka belt.

	Amphibolite	Basic granulite	N-type MORB	N-type MORB	Oceanic crust	Shimokawa complex Gabbroic dolerite	Poroshiri ophiolite Blastopor. amphibolite	Poroshiri ophiolite MD1 (metadolerite)
	This study (N=12)	This study (N=4)	Sun and McDonough (1989)	Saunders and Tarney (1984)	Taylor and McLennan (1985)	Miyashita and Yoshida (1994)	Miyashita (1983)	Miyashita (1983)
(wt.%)								
SiO ₂	49.54	47.21			49.5	49.15	49.8	47.5
TiO ₂	1.26	1.24	1.27	1.40	1.5	1.39	1.33	1.31
Al ₂ O ₃	15.49	17.23			16.0	16.52	15.5	16.4
FeO*	9.11	9.19			10.5	8.86	9.02	9.06
MnO	0.16	0.16				0.15	0.16	0.14
MgO	8.58	9.09			7.7	7.46	7.38	9.56
CaO	11.13	12.38			11.3	11.04	11.3	11.3
Na ₂ O	2.36	2.47			2.8	2.14	3.03	2.96
K ₂ O	0.24	0.09	0.07	0.10	0.15	0.08	0.1	0.16
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.12	0.13		0.13	0.23	0.11
(ppm)								
Li	5.4	2.5	4.3		10			
Be	0.44	0.38			0.5			
Sc	35.5	32.9						
V	247	229			250			
Cr	371	409		290	270	349		
Co	45	48			47			
Ni	113	144		138	135	126		
Cu	58	46			86	53		
Zn	80	82			85	77		
Ga	15.9	15.9			17			
Rb	3.96	0.19	0.56	1	2.2	4.4		
Sr	147	173	90	136	130	151		
Y	32.2	27.1	28	35	32	36.8		
Zr	78.5	57.4	74	88	80	106		
Nb	2.08	2.41	2.33	2.5	2.2	1.6		
Sn	1.03	0.47	1.1		1.40			
Cs	0.19	<0.003	0.01		0.003			
Ba	38.0	5.99	6.30	12	25	22.3		
La	2.99	2.17	2.50	3	3.7			
Ce	9.30	7.72	7.50	10	11.5			
Pr	1.62	1.41	1.32		1.8			
Nd	8.91	8.16	7.30	8	10.0			
Sm	3.02	2.50	2.63		3.3			
Eu	1.01	1.06	1.02	1.2	1.3			
Dy	5.05	4.29	4.55		5.7			
Ho	1.12	0.92	1.01		1.3			
Er	3.21	2.49	2.97		3.7			
Yb	3.29	2.73	3.05	3.5	5.10			
Lu	0.47	0.39	0.455		0.56			
Ta	0.27	0.31	0.132	0.17	0.30			
Th	0.31	<0.07	0.120	0.2	0.22			
U	0.16	<0.07	0.047		0.10			
FeO*/MgO	1.06	1.01			1.36	1.19	1.22	0.95
K/Rb	503	3897	1038	830	566	151		
Th/Nb	0.148		0.052	0.080	0.100			
Th/U	2.0		2.6		2.2			
Zr/Nb	38	24	32	35	36	66		

場合に, Cs, Rb, K の増加および Ba の移動が認められる (Hart, 1969; Philpotts *et al.*, 1969).

日高変成帯主帯においては, 角閃岩が砂泥質変成岩と隣接して産することが多く, 砂泥質変成岩から上記の元素が移動した可能性もある. たとえば, シュオマナイ川の1試料 91091104 は, Cs, Rb, Ba, K に富む一方 Th, U に乏しいが (第2表), 前述のようにアクチノ閃石が多量に生じており, 後退変成により Cs, Rb, Ba, K に富化した可能性が大きい. 角閃岩では, Th に富み Th/Nb 比が N-type MORB よりもかなり大きいものが4試料挙げられるが, 他の試料の Th/Nb 比は N-type MORB と同程度であり特に Th に富んでいない (第2表). 4 価の価数をとる Th は他の LIL 元素よりも角閃岩相の変成および変質による影響が小さいとする文献 (Weaver and Tarney, 1981 など) が多く, 角閃岩のうち Th 濃度が N-type MORB よりも有意に高い試料が全体の3分の1程度と少ないことと調和的である. 一方, 変質・変成によって動きにくい元素のほとんどが N-type MORB に類似する組成を示す. 以上のことから, 角閃岩においては, 変成, または海底における変質により, Cs, Rb, Ba, K が移動し, 多くは付加した可能性が大きい.

次に, 塩基性グラニュライトについて同様に検討する. 塩基性グラニュライトの化学組成も, 多くの元素について, N-type MORB によく類似する. しかし, Rb は N-type MORB の平均値に比べ明らかに乏しく, また Ba も小さい値をとるものが多い (第2表, 第6図). さらに, Cs, Th, U も検出限界以下である (第2表). 塩基性グラニュライトがこれらの LIL 元素に乏しい点は, 角閃岩と異なる重要な特徴である. 一方, 塩基性グラニュライトの平均 K_2O 濃度は, N-type MORB の平均値と大きな違いがない (第3表). 塩基性岩において, グラニュライト相の変成により Rb が K よりも著しく逸脱する現象はしばしば報告されており (Stephenson, 1980; Smalley *et al.*, 1983 など), その結果, K/Rb 比は原岩よりも高くなるとされる. 平均的な N-type MORB の K/Rb 比は 1000 程度であるが, 分析した塩基性グラニュライトの K/Rb 比はすべて 1000 より大きく, Rb が逸脱した可能性を示す (第2表, 第3表). Sheraton (1984/85) は, 東南極の変成ドレイイト起源の塩基性グラニュライトについて, Rb (および Th, Ba) に乏しくなっている試料を報告し, 特に変形の強い岩石で Rb の逸脱がおこりやすいと推定した. 今回分析した塩基性グラニュライトは, 面構造が明確であり変形を被っていると考えられ, グラニュライト相の変成・変形により LIL 元素の一部 (Rb, Th など) が減少した可能性が大きい. 高変成を受ける前の LIL 元素濃度は不明であるが, 塩基性グラニュライトが角閃石に富み, 組織や化学組成が類似することから, 角閃岩と類似の起

源を持つ可能性が大きい.

5.3 日高変成帯主帯の下部はんれい岩と塩基性変成岩の比較

日高変成帯主帯の北部および南部においては, 早期に貫入したはんれい岩—閃緑岩が, 下部変成岩と隣接して分布する (第1図). 特に変成帯北部では, 塩基性変成岩および近接するはんれい岩類の産状は, 以下に述べるように複雑で互いに成因的関連を有する可能性があり, 両者の化学組成の相違点を明らかにすることは基本的に重要である. 前田・斎藤 (1997) も, 苦鉄質深成岩類の深部に相当する部分が極めて複雑な産状を呈し, 変形を受けているものはグラニュライト相変成岩類との区別が困難であることが多いと述べている.

変成帯主帯において, 西側に分布するはんれい岩体の一部は, グラニュライト相条件下でマイロナイト化作用を受けている (小松, 1986; Toyoshima *et al.*, 1994 など). 一方, 今回対象とした塩基性グラニュライトは, 変成帯北部のパンケヌシはんれい岩体の西端に沿って分布する (第1図). 橋本ほか (1961) は, 5 万分の1幌尻岳図幅において, 千呂露川に露出する塩基性グラニュライトを“片状はんれい岩”として記載し, “片麻状はんれい岩” (その東に広く分布するパンケヌシはんれい岩体) の“周縁的先駆相”とした. また, Toyoshima (1991) は千呂露川沿いの同じ岩石を mylonitized Fr₂-gabbroic to dioritic rocks と記述している. 一方, 宮下・前田 (1978) は, パンケヌシ岩体西縁のはんれい岩が圧砕され褐色角閃石角閃岩に移行していると考えた.

第3図の主成分組成変化図には, パンケヌシ岩体を含む北部の下部はんれい岩の組成範囲 [Hashimoto (1975) による Axial Zone の gneissose gabbro, 宮下・前田 (1978) によるパンケヌシはんれい岩体および今回の分析値] を, かんらん石はんれい岩と輝石はんれい岩に分けて示した. かんらん石はんれい岩は, その組織および化学組成が集積岩の特徴を示すとされ (宮下・前田, 1978; Maeda and Kagami, 1994), 第3図においても広い組成範囲を示す. かんらん石はんれい岩の大部分は TiO_2 量が 1% 未満であり, 塩基性変成岩に比較して TiO_2 に乏しい. さらに FeO^* , MnO , P_2O_5 に乏しく Al_2O_3 に富むものも多く, 塩基性変成岩の主成分組成とは明瞭に異なる. 他方, 輝石はんれい岩は, 今回分析した塩基性グラニュライトと比較して, SiO_2 , K_2O に富み CaO に乏しい. 輝石はんれい岩のうち SiO_2 に比較的乏しい岩石の主成分組成は角閃岩の組成と類似するが, 角閃岩よりも SiO_2 に富み MgO に乏しい岩石も多い. 以上に述べたように, 塩基性グラニュライトおよび角閃岩の主成分組成は限られており, 近接する多様な組成を示す下部はんれい岩の圧砕により生じた可能性は小さい. 塩基性変成岩の組成が限られていることは, 原岩が結晶

の集積していない噴出岩あるいは浅所貫入岩であった可能性を示す。

5.4 日高帯の緑色岩と塩基性変成岩の比較

小山内ほか (1989) は、日高変成帯主帯の塩基性変成岩の化学組成が日高帯中一北部に分布する緑色岩類および日高変成帯西帯の塩基性岩の一部に類似することを指摘した。宮下ほか (1997) によれば、日高帯に分布する緑色岩は N-type MORB の化学的特徴を持つ。今回分析した塩基性変成岩は N-type MORB に類似するマグマに由来すると考えられるので、日高帯緑色岩と共通の地球化学的特徴を有するといえる。

日高帯緑色岩体のうち、最も大規模な下川岩体 (第 1 図) の構成岩石について、Miyashita and Yoshida (1994) により主・微量成分組成が多数報告されているので、以下に、今回分析した塩基性変成岩の組成と詳細な比較を行う。

下川岩体 (第 1 図) は、堆積岩を密接に伴い、輝緑岩粘板岩複合体 (酒匂・小山内, 1955) として記載された。番場 (1977) は、下川岩体が砂岩粘板岩互層中に半深成的条件—浅成的条件で貫入したソレライトの岩脈の集合体とみなした。Miyashita and Watanabe (1988) および Miyashita and Yoshida (1994) によれば、その下部は厚いドレライト岩床と堆積岩の互層、中部はドレライト・溶岩・砂泥質岩の複合体、上部は砂泥質岩をはさむ厚い枕状溶岩の層から構成される。岩体は、N-type MORB 類似の化学組成の岩石を主とする (Miyashita and Yoshida, 1994)。上記の様に、砂泥質岩が塩基性岩に伴う点において、日高変成帯下部層の岩石の産状と類似する。

下川岩体のドレライト及び玄武岩 (Miyashita and Yoshida, 1994) は、塩基性変成岩に比較し MgO に乏しく、高 TiO₂、高 FeO*/MgO を示す試料が多いが、高 MgO 側の岩石の領域は塩基性変成岩とオーバーラップし、分化の差によるものと解釈できる (第 7 図)。下川岩体により分化した岩石が多い傾向がある。Miyashita and Yoshida (1994) による下川岩体の岩石区分のうち、lower unit の gabbroic dolerites の主・微量成分組成の平均値が、日高変成帯主帯の角閃岩の平均組成に良く類似する (第 3 表)。詳しくみると、K₂O に乏しく、Ba, Nb にやや乏しく、Zr, Y にやや富む特徴をもつ (第 3 表, 第 8 図)。

さらに、主衝上断層のすぐ西側に分布する、変成帯西帯のポロシリオフィオライトは、結晶集積岩を含む海洋地殻層序を示すという点で主帯塩基性変成岩と異なるが、マグマのタイプは海嶺玄武岩である (Miyashita and Yoshida, 1988)。以下にポロシリオフィオライトの各構成岩の平均主成分組成 (宮下, 1983) との比較を行った。ポロシリオフィオライトのうち斜長石残斑晶角

閃岩 (blastoporphyratic amphibolite) の平均組成が今回分析した角閃岩の平均組成に最も類似する (第 3 表)。詳しくみると、より K₂O に乏しく Na₂O および P₂O₅ に富む (第 3 表)。また、ポロシリオフィオライトのドレライト MD1 の平均組成が、塩基性グラニュエライトの平均組成に類似する (第 3 表)。

北海道には日高帯以外にも多くの緑色岩が分布する。日高帯の西側の空知—エゾ帯 (第 1 図) に属する空知層群には多量の緑色岩が認められるが、そのうち層位的に下部のものは海洋性ソレライト、上部のものはアルカリ玄武岩からなる (紀藤ほか, 1986)。また、日高帯の東側の常呂帯 (第 1 図) に位置する仁頃層群の緑色岩は、主にアルカリ玄武岩マグマに由来する (榊原ほか, 1986)。それに対し、日高帯の緑色岩および変成帯の塩基性変成岩はいずれも N-type MORB に類似し、地帯区分にはほぼ一致した範囲内で、共通した岩石化学的特徴を有する。

5.5 日高変成帯主帯塩基性変成岩の原岩の成因

以上のように、日高変成帯主帯の塩基性変成岩の原岩は、N-type MORB に類似する化学組成を有していた海洋性ソレライトであったと推定される。しかし塩基性変成岩 (特に角閃岩) は陸源と考えられる砂泥質変成岩と互層をなし、両者の関係が重要である。塩基性変成岩の原岩の成因として、特に砂泥質岩との関連において次のようなものが考えられる。

- 1) 陸源物質の堆積の場において、噴出岩または浅所貫入岩として定置した (小松ほか, 1982; 1986)。
- 2) 主帯における変成作用の開始後、かんらん石はんれい岩の貫入前に、岩床群として砂泥質岩に貫入した (Hashimoto, 1975)。
- 3) 海洋性地殻として生成したのち、堆積物と混合して付加体を形成した (小松, 1985 など)。

上のどの考え方をとるかによって、塩基性変成岩の原岩の形成時期は大きく制約を受ける。

3) の説に関して、一般に、付加体とされている地質体に異地性岩体として産する塩基性岩は、様々な起源を持つ岩石のブロックとして産することが多く、多様な形成場に由来する岩石が含まれる。実際、海洋性ソレライトに加え、海山—海洋島起源のアルカリ玄武岩が伴われることがよくある。その例として、四国四万十帯北部の白亜系の一部では、下位にソレライト質、上位にアルカリ玄武岩質の緑色岩が見られ、付加体のテクトニック・メランジを構成する (Suzuki and Hada, 1979)。それに対し、今回分析した塩基性変成岩の原岩を形成したマグマは海嶺玄武岩に類似しほぼ単一の形成場で発生したとみなすことが可能である。また、塩基性岩が砂泥質岩と小さなスケールで互層することから、さいせつ物の堆

積時にとりこまれた海洋地殻の大きな連続断面とも異なる。したがって3)よりも、1)または2)の状況が考えやすい。

さらに、塩基性変成岩が玄武岩マグマに近い化学組成を持つこと、また主帯西部に分布するはんれい岩が一般に角閃石に乏しいのに対し塩基性変成岩の主要な苦鉄質鉱物が角閃石であることは、はんれい岩類よりも浅所での定置およびより水に富む状態での変成の可能性を示唆する。

したがって、現在のところ、塩基性変成岩の原岩は1)の過程により形成した可能性が最も大きい。作業仮説として、島弧または大陸縁近傍の海底において、枯渇したマントルの上でリフト帯が生じ、陸源物質が堆積すると同時に N-type MORB に類似する化学組成を持つ玄武岩質マグマが活動した場が想定されるであろう。

日高変成帯に分布するはんれい岩体および超塩基性岩体の一部からは、枯渇した起源物質に由来すると考えられる岩石が報告されている (Maeda and Kagami, 1994; 1996 など)。したがって、もし塩基性変成岩の原岩が形成後に大きく移動していないとすれば、原岩の形成時からははんれい岩の貫入時にわたって、日高地域の下に液相濃集元素に枯渇したマントルが存在していた可能性がある。

さらに、日高帯の緑色岩と、産状・化学組成が類似し、位置もほぼ延長上にあることから、緑色岩と共通の起源を持つと考えるのが最も自然であろう。小山内ほか (1989) は、日高変成帯主帯下部層の原岩として、岩石構成および化学組成の比較から、中一北部日高帯の塩基性岩 (緑色岩) と堆積岩の互層帯が想定できるかもしれないとしたが、今回の結果はその考えを支持する。日高帯緑色岩のうち、下川岩体の成因は以前から議論されており、海嶺で生成したのち付加体として取り込まれたとする説 (Miyake, 1988) もあるが、Mariko (1984) は陸源物質の堆積の場で海洋底地殻が新しく生成する時に形成されたとし、また、Miyashita and Yoshida (1988) および Miyashita and Watanabe (1988) も堆積と塩基性火成活動がほぼ同時に起こったと考えた。これらの考えは、塩基性変成岩の上記の成因説 1) と共通している。

6. ま と め

(1) 日高変成帯主帯の高変成度の塩基性変成岩は、ソレイト質の玄武岩マグマに類似した化学組成を有する。変成帯北部のはんれい岩類に接して分布する塩基性グラニュライトは、他地域に広く分布する角閃岩に比較し、Rb, Ba, Cs, Th に著しく乏しく、K₂O, SiO₂, U に乏しく、やや Al₂O₃ に富む。

(2) 塩基性変成岩の、K₂O をのぞく主成分元素、希土類元素、Zr, Y および遷移金属元素濃度は N-type

MORB に類似する。角閃岩は平均的な N-type MORB に比較し Rb, Ba, K₂O, Cs に富む場合が多い。塩基性グラニュライトは、平均的な N-type MORB に比較し Rb, Th に乏しい。

(3) 塩基性変成岩の原岩は、軽希土に枯渇したマントルに由来する、海嶺または縁海玄武岩の溶岩か岩脈、あるいは貫入時のマグマの組成に類似したはんれい岩と推定される。

(4) 塩基性変成岩の主成分組成は限られており、近接する多様な組成を示す下部はんれい岩の圧砕により生じた可能性は小さい。

(5) 塩基性変成岩の化学組成について以下のような解釈が最も妥当と考えられる。すなわち原岩の固結時は N-type MORB に近い組成をもっていた岩石が、角閃岩の場合多くは変質あるいは変成作用により Rb, Ba, K₂O, Cs に富化し、一方塩基性グラニュライトの場合は、変形を伴う高温の変成作用により岩石中の Rb, Th の一部が逸脱した。原岩は、陸源物質の堆積する海底における塩基性火成活動により形成された可能性がある。

(6) 塩基性変成岩の化学的特徴は、日高帯の緑色岩類 (下川岩体など) と共通点が多く、これらは類似するプロセスを経て生成した可能性がある。

謝辞 北海道支所の中川充博士には、現地においてご協力・ご討論頂き、さらに原稿を読んで頂いた。北海道大学の前田仁一郎博士、在田一則博士には調査地域について、地殻化学部の今井登博士、富樫茂子博士には化学分析について、それぞれご教示頂いた。調査の際に、日高・静内・浦河の各営林署および浦河林務署、地質調査所北海道支所の方々にお世話になった。元東北大学の本間寿博士には調査の際にご協力・ご討論頂いた。元試料調整課の阿部正治氏、佐藤芳治氏、木村朗氏、試料調整課の野神貴嗣氏には薄片を作製して頂いた。地質部の高橋浩博士には原稿について貴重なご意見を頂いた。富樫茂子博士には査読にあたって数多くの有益なご指摘を頂いた。そのほか多くの方々にご協力・ご討論頂いた。深く感謝申し上げます。なお、本研究の一部は、工業技術院特別研究「島弧地殻における希元素の挙動に関する地球化学的研究」の一環として行われた。

文 献

- Arita, K., Shingu, H. and Itaya, T. (1993) K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **88**, 101-113.
- 番場猛夫 (1977) 下川輝緑岩複合体—とくに後次貫入非顕晶質輝緑岩をめぐって。岩鉱, **72**,

- 221-226.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981) *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, New York, 1286p.
- Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G., Bougault, H., Joron, J. L. and Treuil, M. (1982) Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 207-225.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J. and O'Nions, R. K. (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1983) Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope amphibolite suite, Scotland. *Chem. Geol.*, **39**, 1-15.
- Hart, S. R. (1969) K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 295-303.
- Hashimoto, S. (1975) The basic plutonic rocks of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. Part I. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **16**, 367-420.
- 橋本誠二・鈴木 守・小山内熙 (1961) 5万分の1地質図幅「幌尻岳」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 46p.
- Hawkins, J. W. and Melchior, J. T. (1985) Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts. *J. Geophys. Res.*, **90**, 431-468.
- Ikeda, Y. and Yuasa, M. (1989) Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawara arc, northwest Pacific: evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 377-393.
- Imai, N. (1990) Multielement analysis of rocks with the use of geological certified reference material by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Sci.*, **6**, 389-395.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1985) Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan—An example of plutonism along collision belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 653-680.
- Kay, R. W. and Hubbard, N. J. (1978) Trace elements in ocean ridge basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **38**, 95-116.
- Kay, R., Hubbard, N. J. and Gast, P. W. (1970) Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **75**, 1585-1613.
- 紀藤典夫・君波和雄・新井田清信・蟹江康光・渡辺暉夫・川口通世 (1986) 空知層群と蝦夷層群—北海道中軸帯の後期中生代オフィオライトと前弧海盆堆積物. *地団研専報*, no. 31, 81-96.
- Kiyokawa, S. (1992) Geology of the Idonnappu belt, central Hokkaido, Japan: Evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**, 1180-1206.
- 小松正幸 (1985) 北海道中軸部の構造帯—その構成, 性格および構造運動—. *地質学論集*, no. 25, 137-155.
- 小松正幸 (1986) 日高変成帯形成のテクトニクス. *地団研専報*, no. 31, 441-450.
- 小松正幸・宮下純夫・前田仁一郎・小山内康人・豊島剛志・本吉洋一・在田一則 (1982) 日高変成帯における大陸性地殻—上部マントル衝上体の岩石学的構成. *岩鉱特別号*, **3**, 229-238.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則 (1986) 日高変成帯の構成. *地団研専報*, no. 31, 189-203.
- Komatsu, M., Osanai, T., Toyoshima, T. and Miyashita, S. (1989) Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. *In* Daly, J. S., Cliff, R. A. Yardley, B. W. D. eds., *Evolution of Metamorphic Belts*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **43**, 487-493.
- Komatsu, M., Toyoshima, T., Osanai, Y. and Arai, M. (1994) Prograde and anatectic reactions in the deep arc crust exposed in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Lithos*, **33**, 31-49.
- 紺谷吉弘 (1978) 日高帯南東部の日高累層群について—その1, 層序と構造. *地質雑*, **84**, 1-14.
- 久城育夫・荒牧重雄・青木謙一郎編 (1989) 日本の火成岩. 岩波書店, 東京, 206p.
- Maeda, J. and Kagami, H. (1994) Mafic igneous rocks derived from N-MORB source mantle, Hidaka magmatic zone, Central Hokkaido: Sr and Nd isotopic evidence. *J. Geol. Soc. Japan*, **100**, 185-188.
- Maeda, J. and Kagami, H. (1996) Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: Implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan. *Geology*, **24**, 31-34.
- 前田仁一郎・斎藤清克 (1997) 大陸地殻形成にお

- けるマントル由来未分化マグマの役割: 日高火成活動帯の例. 地質学論集, no. 47, 75-85.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成(1986) 北海道中軸帯の第三紀深成岩類一分布・活動年代・主要化学組成・テクトニクス一. 地団研専報, no. 31, 223-246.
- Mariko, T. (1984) Sub-sea hydrothermal alteration of basalt, diabase and sedimentary rocks in the Shimokawa copper mining area, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, **34**, 307-321.
- Melson, W. G., Vallier, T. L., Wright, T. L., Byerly, G. and Nelen, J. (1976) Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers. In Sutton, G. H., Manghni, M. H. and Moberly, R. eds., *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, Geophysical Monograph 19, 351-367. Washington, D. C., Am. Geophys. Union.
- Miyake, T. (1988) Geology and mineralization of the Shimokawa mine: an allochthonous ridge-type massive sulfide ore deposit. *Mining Geol.*, **38**, 215-231.
- 宮下純夫(1983) 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元. 地質雑, **89**, 69-86.
- 宮下純夫・前田仁一郎(1978) 日高変成帯北部の塩基性深成変成岩類. 地団研専報, no. 21, 43-60.
- Miyashita, S. and Watanabe, Y. (1988) Genetic environments of the greenstones in the Hidaka zone, Hokkaido, with special reference to the metallogeny of massive sulfide, and bedded iron and manganese ores. *Mining Geol. Spec. Issue*, No. 12, 93-104.
- Miyashita, S. and Yoshida, A. (1988) Pre-Cretaceous and Cretaceous ophiolites in Hokkaido, Japan. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), IV, 251-260.
- Miyashita, S. and Yoshida, A. (1994) Geology and petrology of the Shimokawa ophiolite (Hokkaido, Japan): ophiolite possibly generated near R-T-T triple junction. In Ishiwatari et al. eds., *Proc. 29th Int'l. Geol. Congr., Part D*, 163-182.
- 宮下純夫・新井孝志・長橋 徹(1997) 日高帯の緑色岩の意義: 海嶺の多重衝突. 地質学論集, No. 47, 307-323.
- Morrison, M. A. (1978) The use of "immobile" trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts: Applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, northwest Scotland. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **39**, 407-416.
- 中川 充・渡辺 寧・紀藤紀夫・酒井 彰・駒澤正夫・広島俊男(1996) 20万分の1地質図幅「夕張岳」. 地質調査所.
- 七山 太(1992) 北海道中軸部南部「中の川層群」の層序と岩相. 地質雑, **98**, 1041-1059.
- 小山内康人(1985) 静内川上流域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯. 地質雑, **91**, 259-278.
- Osanai, Y., Arita, K. and Bamba, M. (1986) P-T conditions of granulite-facies rocks from the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **92**, 793-808.
- 小山内康人・大和田正明・高須岩夫(1989) 日高変成帯主帯変成岩類の原岩構成. 福岡教育大学紀要, **38**, 第3分冊, 71-91.
- Osanai, Y., Komatsu, M. and Owada, M. (1991a) Metamorphism and granite genesis in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 111-124.
- Osanai, Y., Owada, M., Toyoshima, T., Ishizuka, H. and Motoyoshi, Y. (1991b) *The Hidaka and Kamuikotan Belts, Hokkaido, Japan*. 6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Excursion C Guidebook, IGCP Project 304, 76p.
- Osanai, Y., Owada, M. and Kawasaki, T. (1992) Tertiary deep crustal ultrametamorphism in the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **10**, 401-414.
- Owada, M., Osanai, Y. and Kagami, H. (1991) Timing of anatexis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 751-754.
- Owada, M., Osanai, Y. and Kagami, H. (1997) Rb-Sr isochron ages for hornblende tonalite from the southeastern part of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan: Implication for timing of peak metamorphism. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 47, 21-27.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R. S. ed., *Andesites*, John Wiley & Sons, New York, 525-548.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E., Arculus, R.

- J. and Taylor, S. R. (1980) Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, **30**, 227-256.
- Philpotts, J. A., Schnetzler, C. C. and Hart, S. R. (1969) Submarine basalts: Some K, Rb, Sr, Ba, Rare-earth, H₂O, and CO₂ data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **7**, 293-299.
- 佐伯圭右・柴 正敏・板谷徹丸・大貫 仁 (1995) 北海道, 日高帯南部における変成岩および深成岩の K-Ar 年代とその意味. *岩鉱*, **90**, 297-309.
- 榊原正幸・新井田清信・戸田英明・紀藤典夫・木村学・田近 淳・加藤孝幸・吉田昭彦・常呂帯研究グループ (1986) 常呂帯の性格と形成史. *地団研専報*, no. 31, 173-187.
- 酒匂純俊・小山内熙 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「下川」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 54p.
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984) Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In Kokelaar, B. P. and Howells, M. F. eds., *Marginal Basin Geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 16.
- Schilling, J-G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D. and Kingsley, R. (1983) Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N. *Am. J. Sci.*, **283**, 510-586.
- Sheraton, J. W. (1984/85) Chemical changes associated with high-grade metamorphism of mafic rocks in the East Atlantic Shield. *Chem. Geol.*, **47**, 135-157.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- Shiba, M. (1988) Metamorphic evolution of the southern part of the Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **6**, 273-296.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, **13**, 113-119.
- Sills, J. D. and Tarney, J. (1984) Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites inter-layered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy. *Tectonophysics*, **107**, 187-206.
- Smalley, P. C., Field, D., Lamb, R. C. and Clough, P. W. L. (1983) Rare earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variations in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **63**, 446-458.
- Smewing, J. D. (1981) Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of north Oman. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2645-2659.
- Stephenson, N. C. N. (1980) Precambrian amphibolites and basic granulites of the south coast of Western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, **27**, 91-104.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J. eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Pub., **42**, 313-345.
- Sun, S.-S., Nesbitt, R. W. and Sharaskin, A. Y. (1979) Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.
- 鈴木 守・橋本誠二・浅井 宏・松下勝秀 (1959) 5 万分の 1 地質図幅「楽古岳」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 63p.
- Suzuki, T. and Hada, H. (1979) Cretaceous tectonic mélange of the Shimanto belt in Shikoku, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 467-479.
- 田切美智雄 (1997) 地殻の部分融解度の見積もり一日高変成帯において. *地質学論集*, no. 47, 13-20.
- Tagiri, M., Shiba, M. and Onuki, H. (1989) Anatexis and chemical evolution of pelitic rocks during metamorphism and migmatization in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Geochem. J.*, **23**, 321-337.
- Tagiri, M., Tanaka, H. and Shiba, M. (1995) Melting of amphibolites and the form of melt-trap in amphibolite-migmatites of the southern Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **90**, 50-63.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 312p.
- Togashi, S. (1989) XRF analytical report 1/89,

- Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. Open-file Rep., Geol. Surv. Japan, **132**, 35p.
- Toyoshima, T. (1991) Tectonic evolution of the Hidaka metamorphic belt and its implication in late Cretaceous—middle Tertiary tectonics of Hokkaido, Japan. Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E, Geol. Mineral., **8**, 1–107.
- Toyoshima, T., Komatsu, M. and Shimura, T. (1994) Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Island Arc*, **3**, 182–198.
- Ujiiie, M. and Togashi, S. (1992) XRF analytical report 2/92, Determination of Rb, Sr, Y, Zr and Ba in igneous rocks using Sc/Mo tube. Open-file Rep., Geol. Surv. Japan, **183**, 25p.
- Ujiiie, M., Wakatsuki, S. and Togashi, S. (1993) XRF analytical report 1/93, Determination of Zn, Cu, Ni, Cr, V and Ti in igneous rocks using Sc/Mo tube by the Compton scattering calibration. Open-file Rep., Geol. Surv. Japan, **198**, 26p.
- Vetter, S. K. and Stakes, D. S. (1990) Repeated magma injection and the geochemical evolution of the Northern Semail plutonic suite. In Malpas, J., Moores, E. M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. eds., *Ophiolites. Oceanic Crustal Analogues*. Geol. Surv. Dep., Nicosia, Cyprus, 397–413.
- Weaver, B. L. and Tarney, J. (1981) Chemical changes during dyke metamorphism in high-grade basement terrains. *Nature*, **289**, 47–49.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Wood, D. A., Joron, J.-L. and Treuil, M. (1979) A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 326–336.
- Wood, D. A., Marsh, N. G., Tarney, J., Joron, J.-L., Fryer, P. and Treuil, M. (1981) Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, arc, fore-arc, and Trench, Sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **60**, 611–645.

(受付：1999年3月8日；受理：1999年9月3日)