シュンベツ川上流地域における日高帯ポロシリオフィオライトの 剪断変形作用と変成作用*

Shear deformation and metamorphism of the Poroshiri Ophiolite in the Shunbetsu River region,
the Hidaka belt, Hokkaido, Japan*

新井孝志**・
宮下純夫***

*Takashi Arai***
*Sumio Miyashita****

1993年8月9日受付.
1993年11月9日受理.

** 新潟大学大学院自然科学研究科. Graduate
School of Science and Technology, Niigata
University, Ikarashi-2, Niigata 950-21, Japan
*** 新潟大学理学部地質鉱物学教室. Department
of Geology and Mineralogy, Faculty of
Science, Niigata University, Ikarashi-2,
Niigata 950-21, Japan

Abstract

Eight stages of deformation are distinguished in the Poroshiri Ophiolite as follows; stage 1: formation of schistosity and mineral lineation, 2: small-scale injection of quartz-plagioclase rock, 3: boudinage, 4: shear band, sheath fold, intrafolial fold and asymmetrical boudin (dextral shear), 5: crenulation fold, 6: drag fault (dextral shear), 7: kink band (sinistral shear), 8: minor fault, echelon vein and prehnite-quartz vein.

The relation between the deformation history and metamorphism was summarized as follows. At least until the stage 4, coarse-grained amphiboles and garnets grew in size during prograde metamorphism. Amphiboles in the asymmetrical pressure shadows have the same composition as those in the matrix and the rim of coarse-grained amphiboles, and were mainly formed under the dextral shearing during the culmination of metamorphism. The Poroshiri Ophiolite was cut by NW-SE trending thrusts. On the foot-wall side (the SW side) of the thrusts, the fold axes of the stage 4 were dragged along the thrust trend. Furthermore, the gneissic and mylonitic slices derived from the Hidaka metamorphic belt (HMB) are intermingled with the ophiolite along the thrusts and suffered retrograde metamorphism. They were mixed during stage 5 to 6, because the S_4 -foliation of the stage 4 was cut by the slices. Dextral asymmetric pressure shadows filled with chlorite were produced at garnet rims. Comparing the deformation and metamorphic history of the Poroshiri Ophiolite with those of the granulite zone of the HMB, the sequence of the formation from the asymmetrical boudin, kink band to prehnite-quartz vein corresponds well with each other. This fact indicates that since the late third stage (equivalent to Sm-phase of the HMB), both the ophiolite and the HMB uplifted and deformed in a similar manner.

The Poroshiri Ophiolite underwent the metamorphism ranging from the greenschist facies (zone A) in the westernmost part to the amphibolite-granulite facies (zone D) in the easternmost part. Zone D and the western margin mylonites of the HMB were folded together with the Hidaka Main Thrust (primary HMT). The primary HMT was formed between stage 1 and stage 2, and the fold corresponds to the stage 4. On the other hand, zone D rocks were connected with zone C rocks by the thrust (secondary HMT), which was formed at shallow level with right-lateral component. The Poroshiri Ophiolite was subjected to prograde metamorphism in the early stage and to retrograde metamorphism in the later stage, during the juxtaposition and uplifting of the Poroshiri Ophiolite and the HMB.

Key words: deformation history, dextral shear, Hidaka Main Thrust, metamorphic history, prograde metamorphism, retrograde metamorphism

* 日本地質学会第97・98年学術大会(富山, 1990年10月; 松山, 1991年4月)において一部講演.

Fig. 1. Simplified geologic map of the Hidaka belt. The location of the Poroshiri Ophiolite of mapped area (Fig. 2) is shown. Simplified from Miyashita and Watanabe (1988).

はじめに

ポロシリオフィオライト (Miyashita, 1981; Miyashita and Yoshida, 1988) は日高山脈の北～中部にかけて、南北約 70 km, 東西約 1～4 km の幅で分布する変成オフィオライトである (Fig. 1)。また、南部地域においても断続的にその分布が知られている。日高山脈は西から東へ、白亜紀の非～弱変成堆積岩類のイドンナップ帯 (木村, 1985; Kiyokawa, 1992), ポロシリオフィオライトおよび日高変成帯* が帯状配列している。それぞれの境界は、西縁衝上断層 (Western Boundary Thrust; WBT) と日高主衝上断層 (Hidaka Main Thrust; HMT) で画されている。日高主衝上断層は、オフィオライトと島弧性地殻との境界に位置し、めくれ上がった両地殻の最下部どうしの接合面である (小松, 1986; 小松ほか, 1979, 1986; Komatsu et al., 1983, 1989; 小山内ほか, 1986)。

ポロシリオフィオライトの原岩層序は、宮下 (1983) により検討され、厚さ 6 km に達する完全なオフィオライト層序が復元された。すなわち、下位より超塩基性岩 (テクトナイト), 塩基性～超塩基性集積岩, はんれい岩, ドレライトとはんれい岩の複合岩体, ドレライト, 塊状・枕状溶岩, ハイアロクラスタイト, 砂岩や泥岩などの堆積岩類から構成されて

いる。これらの原岩層序は、大局的には南北方向に連続しているが、ほぼ数 km ごとに雁行状に発達する、NW-SE 走向の衝上断層により切断されている (宮下, 1983)。ポロシリオフィオライトの岩石は、変成度が西から東へ向かって上昇し、緑色片岩相から上部角閃岩相 (一部グラニュライト相) の変成作用を受けている。この変成作用の熱源として、ポロシリオフィオライト中央部に上昇した、より高温のオフィオライト層序下部の岩石からの熱拡散と、ポロシリオフィオライトに衝上した日高変成帯の地殻下部グラニュライト相岩石からの熱拡散の両者が重複した結果によると考えられている (宮下, 1983; 小山内ほか, 1986; 在田ほか, 1986; Komatsu et al., 1989; 木崎・宮下, 1991)。

ポロシリオフィオライトは、右横ずれ変形作用を被っている (Miyashita, 1981; 宮下, 1983)。また、イドンナップ帯、ポロシリオフィオライト、日高変成帯のグラニュライト相岩石にわたる “Hidaka Shear Zone” が提唱され、広域的な右横ずれ剪断帯として位置付けられた (Jolivet and Miyashita, 1985)。そして、日高帯および日高変成帯は、右横ずれ運動に伴う “flower structure” を形成したと考えられている (Jolivet and Huchon, 1989)。しかし、これまでポロシリオフィオライトの大局的な運動像は復元されたが、詳細な変形・変成史は編まれていない。一方、日高変成帯マイロナイト帯については主として右横ずれ剪断運動で形成されたことが示され、詳細な造構史が復元された (Osanai et al., 1981; 豊島, 1983, 1984; Toyoshima, 1991)。

日高変成帯の形成史は、日高変成帯主変成作用期 (D_0)、地殻の水平滑りと duplex に伴うトーナル岩の進入期 (D_1)、後退変成作用に伴うトランスプレッション右横ずれ剪断運動期 (D_2) に区分された (Komatsu et al., 1989)。特に D_1 から D_2 にかけて、北から南への水平滑り移動を被った日高変成帯は、東に傾いて横すべり運動に転じ、ポロシリオフィオライトを巻き込みつつ上昇したという運動像が復元されている (Komatsu et al., 1989; 志村, 1989, 1992; Toyoshima, 1991)。 D_2 はポロシリオフィオライトの主要変形作用および広域熱変成作用の時期に相当すると考えられている (小山内ほか, 1986)。しかし、これまでポロシリオフィオライトと日高変成帯の変成・変形作用を直接対比させる研究がなされていない。

筆者のひとり (T.A.) は、ポロシリオフィオライト中部のシュンベツ川地域において、ポロシリオフィオライトと日高変成帯の境界面である日高主衝上断層面が、両側の岩石とともに同一の褶曲構造を形成していることを見いだした。このことは、ポロシリオフィオライトと日高変成帯の岩石が、ある時期に同一の変成・変形作用を被ったことを示す直接的証拠である。また、後述するように、日高変成帯の岩石が、NW-SE 走向の衝上断層に沿ってポロシリオフィオライト内部に分布しており、特異な産状を示す。したがって、本地域は、右横ずれ剪断運動期における日高変成帯とポロシリオフィオライトの接合関係および上昇過程を論ずる上で、重要な場所である。

本論文では、シュンベツ川地域におけるポロシリオフィオ

* 本論で用いるポロシリオフィオライトは、日高変成帯西帯のことであり、日高変成帯主帯はたんに日高変成帯とする。

Fig. 2. Geologic map of the Poroshiri Ophiolite. HMT: Hidaka Main Thrust, WBT: Western Boundary Thrust, PO: Mt. Poroshiri, NA: Mt. Namewakka, ni: Niikappu River, pe: Peppirigai-zawa River, sh: Shunbetsu River, na: Namewakka-zawa River, km: Kamui-zawa River, sk: Shikashinai-zawa River. a to e: the localities cited in the text.

ライトの変形作用と変成作用との関連について報告し、日高変成帯の上昇プロセスとの関連について考察する。

地質概説

調査地域の日高山脈中部西麓シュンベツ川中～上流地域に分布するポロシリオフィオライトは、宮下 (1983) によるオフィオライト層序の上部～下部層 (超塩基性岩を除く) までの岩相が分布している (Fig. 2)。ポロシリオフィオライトの変成岩類は、西から東へ向かって A～D 帯の 4 帯に変成帯分されており、A 帯は緑色片岩相、B 帯は緑簾石角閃岩相、C 帯は角閃岩相、D 帯は角閃岩相高温部ないしグラニュライト相に相当する (Miyashita, 1981; 宮下, 1983; 小山内ほか, 1986)。

ポロシリオフィオライトの西側には、イドンナップ帯コイボク層 (Kiyokawa, 1992) が分布する。コイボク層の上にはポロシリオフィオライトが衝上しているとされている (宮下, 1983)。本調査地域には、境界部に著しい破碎帯 (WBT) が存在するが、一般にポロシリオフィオライトとコイボク層の間は 50～100 m にわたって露頭が欠如している。

ナメワッカ沢およびシュンベツ川上流地域では、ポロシリオフィオライトの岩相*は、西から緑色片岩→片状角閃岩→変はんれい岩と変成ドレライト岩脈の複合岩体→変輝石・かんらん石はんれい岩→変はんれい岩と変成ドレライト岩脈の

複合岩体→片状角閃岩の順に配列し、岩相の繰り返しが見られる。また、シュンベツ川では WBT 側に約 80 m にわたって泥質-珪質片岩が分布し、約 35 m の互層部をへて緑色片岩のみとなる。シュンベツ川およびカムイ沢流域では、ポロシリオフィオライトの最も東側に、断層に境されて変成集積岩が分布する。カムイ沢およびシカシナイ沢では、西から緑色片岩、片状角閃岩、変はんれい岩と変成ドレライト岩脈の複合岩体、変輝石・かんらん石はんれい岩が分布する。

変成集積岩は、シュンベツ川最上流およびカムイ沢最上流に、日高主衝上断層とポロシリオフィオライトの変輝石・かんらん石はんれい岩に挟まれて、見かけ上レンズ状岩体として露出する。再結晶の程度は不均一で、原岩の構造をほぼ完全に残す部分や、片理面が顕著に発達する部分が観察される。シュンベツ川最上流の岩体 (Fig. 2 の a 地点) では、斜長岩およびトロクトライト質の岩石が卓越し、ダナイト質層もみられる。岩体全体がマイロナイト化を被っており、トロクトライト質層は 1～10 m 程度の巨大なポッドを形成し、ダナイト質層は、ブーゲンや膨縮 (pinch-and-swell) 構造を形成する。

*ポロシリオフィオライトを構成する岩相名および区分は、ほぼ宮下 (1983) に従っている。緑色片岩は、西縁部に露出する玄武岩質な碎屑岩を原岩とするような不均質な部分として、また片状角閃岩は、塊状溶岩や枕状溶岩、ドレライト岩脈を原岩とする均質な部分として区分した。よって、宮下 (1983) の緑簾石角閃岩は片状角閃岩に含めた。

Fig. 3. Schistosity (open circle) and mineral lineation (solid circle) plotted on an equal area net (lower hemisphere).

ポロシリオフィオライトの東側には、日高変成帯が分布する。日高主衝上断層付近には、砂～泥質グラニュライト、塩基性グラニュライト、褐色角閃石角閃岩等の高変成度岩がみられる。ポロシリオフィオライトとの境界部では、日高変成帯の岩石が数10～数100 mの幅で強くマイロナイト化しており、ポロシリオフィオライトに衝上する関係が観察される。志村(1992)で述べられているように、日高変成帯のマイロナイトとポロシリオフィオライトの緑色角閃石角閃岩は、多くの場合小断層帯や断層角礫帯を介して直接接する。しかし、両者の間にポロシリオフィオライトの変成集積岩を挟在する場合には、ポロシリオフィオライトの緑色角閃石角閃岩と変成集積岩との境界は幅1～3 mの断層破碎帯であるのに対し、ポロシリオフィオライトの変成集積岩と日高変成帯のマイロナイトとは密着し、断層破碎物質を介さない(Fig. 2のa, b, c地点)。この関係は、本調査地域のさらに南部のイワナノ沢(コイボクシュシビチャリ川支流)でも認められる。

また、NW-SE走向の衝上断層に沿って、日高変成帯西縁のマイロナイト(小山内, 1985; Toyoshima, 1991)に類似した岩石が、ポロシリオフィオライト内部にレンズ状に露出している(Fig. 2のd, e地点)。この岩体は、宮下(1983)によりシュンベツ川で記載されている石英黒雲母角閃岩と両雲母片麻岩に相当する。同様の岩石がナメワッカ沢(Fig. 2のe

地点)からも発見された。ここではマイロナイト化を被った角閃石黒雲母片麻岩と褐色角閃石角閃岩が5 cm～20 cmの互層状をなしている。シュンベツ川(Fig. 2のd地点)では、黒雲母を含むトーナル岩質のマイロナイトを主とし、マイロナイト化した10 cm～1 m程度のレンズ状～ブロック状の角閃岩を大量に包有し、場所によりその包有量が異なる。

シュンベツ川のトーナル岩質マイロナイトは、変形の弱い部分では鏡下で花崗岩組織を示し、まれにザクロ石を伴う。このザクロ石はコア($Prp_{21.3-24.1} Alm_{64-65.8} Sps_{7.6-8.2} Grs_{3.1-4.2}$)からリム($Prp_{9.5-11.7} Alm_{67-69.1} Sps_{13-15.1} Grs_{6.6-11.1}$)の逆累帯構造を示し、本地域北東側に分布する日高変成帯の最下部・下部Sタイプトーナル岩中のザクロ石の組成(志村, 1992; Shimura et al., 1992)に類似する。

包有される角閃岩中の角閃石は褐色角閃石であり、NW-SE走向の衝上断層の上盤(北東側)・下盤(南西側)を構成するポロシリオフィオライトの緑色角閃石角閃岩とは変成度が明らかに異なる。この岩石は、日高変成帯の褐色角閃石角閃岩(小山内, 1985; Osanai et al., 1991; Komatsu et al., 1989)に対応すると考えられる。角閃岩の斜長石はソーシュライト化が著しく、角閃石は褐色の核部と緑色～淡緑色の外縁部をもつ。トーナル岩質のマイロナイトと褐色角閃石角閃岩の接触境界部には、0.1～1.5 mmの褐色角閃石や0.1～0.3 mmの褐色黒雲母の細粒結晶が形成されている。

これらのことは、この岩体が日高変成帯の最下部または下部Sタイプトーナル岩を起源とするマイロナイトであることを示唆している。そこで、以後本論ではこの岩石を便宜的に「日高変成帯起源の岩石」と呼ぶ。

ポロシリオフィオライトの剪断構造

1. 大構造

ポロシリオフィオライトの片理面は、一般に変成帯の延長方向とほぼ調和的なNSないしNNW-SSE走向で、東へ急傾斜した同斜構造を示すが、緩傾斜の部分もみられる。鉱物線構造は、水平から緩い北プランジを示す(Fig. 3(a), (e), (f))。しかし、衝上断層沿いでは片理面は西傾斜を示したりNW-SE走向を示し、鉱物線構造は北プランジが急になるものが観察される(Fig. 3(b), (c), (d), (h))。

西縁衝上断層から片状角閃岩の西半部(Fig. 2)において、ナメワッカ沢のNW-SE走向の衝上断層の上盤側では、片理面は西傾斜から東傾斜へ漸移的に変化する(Fig. 3(a))。また、ナメワッカ沢の下盤側では、鉱物線構造は30°～40°北プランジを示す(Fig. 3(b))。シュンベツ川では、西縁衝上断層に近づくにつれて鉱物線構造は40°～80°と北プランジが急になる(Fig. 3(d))。

シュンベツ川中流およびナメワッカ沢枝沢では、NW-SE走向の衝上断層に近づくにつれ、下盤側の片理面はNW-SE走向からE-W走向へと変化し、鉱物線構造は急激にその走向方向へ屈曲する(Fig. 3(b), (c))。しかし、この衝上断層の上盤側では片理面および鉱物線構造ともに一般的な走向へ不連続的に変わる(Fig. 3(a)→(g))。

日高主衝上断層に沿って点在する変成集積岩の片理面は、

Fig. 4. Routemap along the uppermost stream of the Shunbetsu River showing the primary Hidaka Main Thrust (primary HMT) and the secondary Hidaka Main Thrust (secondary HMT). Equal area net shows schistosity, mineral lineation and fold axis.

シュミットネット上において一つの大円をなすことから (Fig. 3 (h), Fig. 4), 背斜・向斜の繰返しを示すと考えられる。

2. 変形小構造および微小構造

ポロシリオフィオライトの変成岩類に発達する多様な変形小構造・微小構造の形成順序は、野外および鏡下における切断関係から8回の変形ステージに区分できる (Fig. 5)。以下に、それぞれの変形小構造・微小構造について述べる。変形小構造・微小構造のセンスは、すべて片理に垂直で鉱物線構造に平行な面 (XZ 面) を真上から見て決定した。

(1) ステージ 1

このステージは変成岩類の片理 (S_1)・鉱物線構造 (L_1) の形成を特徴とする。 S_1 は、後の変形作用によって初生的な特徴が失われているため、その詳細は不明である。 L_1 は、後の変形作用で伸長する以前の粗粒結晶の形成時期とした。

変はんれい岩中の変成ドライト岩脈の貫入面 (初生的な面構造) は、 S_1 片理とほぼ平行である。片状角閃岩中の粗粒ザクロ石は、イルメナイトが形成する S_1 片理を包有している。

後のステージ 3 および 4 の片理面・伸長線構造との区別が

できないため、このステージの運動像は不明である。

(2) ステージ 2

このステージは片理面に平行ないしほぼ平行な破断により形成された石英-斜長石質岩脈の貫入により特徴づけられる。岩脈の幅は最大で約 12 cm 程で大部分が 2 cm 以下である。片状角閃岩や片理のよく発達した細粒な変はんれい岩中にみられる。岩脈は片理面にほぼ平行なものが多く、岩脈から派生した細脈は片理面にほぼ垂直なものが多い。石英-斜長石質岩脈や細脈は後の変形で褶曲している。

(3) ステージ 3

このステージはブーダンおよびステージ 2 の石英-斜長石質岩脈のプティグマティック褶曲の形成を伴う、片理 S_3 によって特徴づけられる。ブーダンは S_1 に沿って平行に伸長しており、 S_1 に垂直な短縮によって形成されたと考えられる。ブーダンは変はんれい岩、角閃岩中のやや粗粒な部分にみられるが数は少ない。ステージ 2 に形成された石英-斜長石質岩脈は膨縮 (pinch-and-swell) 構造やブーダン (Fig. 6) を形成しており、ステージ 4 の変形で褶曲している。またプティグマティック褶曲は、ステージ 4 の変形で片理に平行に引き伸ばされている。

STAGE	DEFORMED STRUCTURES	TYPES OF STRAIN	MICROSTRUCTURES	GARNET
1	schistosity			nucleation of garnet growth of garnet
2	small-scale intrusion of quartz-plagioclase rock			
3	boudinage pinch-and-swell structure	↓ ↑	formation of pressure shadow	
4	sheath fold intrafolial fold asymmetrical boudin	→ ←		dextral shear rotation of garnet
5	crenulation fold crenulation cleavage	→ ←		formation of chlorite pressure shadow
6	drag fault	→ ←		
7	kink band	→ ←		
8	echelon vein minor fault prehnite-quartz vein	→ ←		

Fig. 5. Deformation history of the Poroshiri Ophiolite. The relation between deformation stages, deformed structures and garnet textures are illustrated.

Fig. 6. Boudinages (coarse-grained hornblende layer and quartz-plagioclase layer) of stage 3 in schistose amphibolites.

(4) ステージ 4

このステージは、シアバンド・シース褶曲・イントラフォリアル褶曲・非対称なブーダンの形成により特徴づけられる。また、粗粒な角閃石、斜長石に発達する非対称プレッシャーシャドウまたは、石英・斜長石集合体の伸長構造、伸長した角閃石、斜長石からなる鉱物線構造 (L_4) の形成により特徴づけられる。

シアバンド

ポロシリオフィオライトの片状構造の発達した変はんれい岩、片状角閃岩、緑色角閃石角閃岩、変成集積岩の一部には、 S_3 片理と斜交するシアバンドが、野外および鏡下 (Fig. 7a)

で観察される。野外での片理面 (S_4) は鏡下での C 面に対応している。また、C 面に斜交して定向配列する粗粒角閃石や粗粒斜長石およびシアバンドが C' 面 (Ponce de Leon and Choukroune, 1980) を形成し、C 面に収斂する。XZ 面の薄片で、シアバンドは C 面と時計回りに $15^\circ \sim 30^\circ$ の角度をもって斜交し、右横ずれのセンスを示す。

シース褶曲

カムイ沢流域 (Fig. 2) の片状角閃岩中に形成されている (Fig. 7b)。片理面に垂直で鉱物線構造に垂直な面でみて楕円形ないし不定形をなす。楕円の長径は $10 \sim 15$ cm で、上下の片理面の間に挟まれたイントラフォリアルな形態を示す。X 軸 (Henderson, 1981) の方向は鉱物線構造よりやや西よりで、 $N12^\circ W \sim N8^\circ W$, $4^\circ S \sim 5^\circ N$ のプランジ角を持つ。

イントラフォリアル褶曲

シュンベツ川、カムイ沢、シカシナイ沢、ナメワッカ沢などほぼ全域に観察される。褶曲軸面 (S_4) は S_3 にほぼ平行である。Ramsay (1967) の波形の分類に従えば、class 2~3 程度の tight~closed 褶曲であり、半波長・振幅とも数 cm のものが多いが、半波長 1 m 程度のものも発達する。また、この褶曲にともないほぼ片理面に平行な軸面劈開が発達している。ヒンジ部で鋭く屈曲する褶曲と丸みを帯びている褶曲が観察される。これらの褶曲は、Z 状の形態を示すことから、 S_3 に平行な右横ずれ剪断を示唆している (Fig. 7c)。

褶曲軸 (B_4) のほとんどは鉱物線構造よりやや西を向くが、 L_4 と高角に斜交ないしほぼ直交する褶曲軸 (B_4') を持つものが NW-SE 走向の衝上断層の下盤付近に発達している。 B_4'

Fig. 7. Deformed structures showing the sense of dextral shear. a: XZ section of meta cumulate, taken in plane-polarized light. C-C' structure is observed. b: Sheath fold of the stage 4 in schistose amphibolites. c: Intrafolial fold of the stage 4 in schistose amphibolites. d: Asymmetrical boudins (coarse-grained hornblende layer and quartz-plagioclase layer) of stage 4 showing anticlockwise rotation in schistose amphibolites.

は $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ の北プランジを示しやや閉じた褶曲である。両者はちりめんじわ褶曲に切断される。

非対称なブーダン

角閃岩や変はんれい岩中の粗粒角閃石からなる層と、石英-斜長石質脈が非対称なブーダンを形成している (Fig. 7d)。ブーダンの長軸は反時計方向に回転し、片理面に対して $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 斜交する。右横ずれのセンスを示す。

伸長線構造

伸長線構造は、伸長した角閃石や斜長石と、粗粒な角閃石や斜長石に発達するプレッシャーシャドウからなる。プレッシャーシャドウは、A 帯 (Miyashita, 1981; 宮下, 1983; 小山内ほか, 1986) では主に針状のアクチノ閃石、緑泥石、C 帯では普通角閃石、斜長石によって埋められている。B 帯や C 帯の粗粒斜長石には波動消光や双晶面のたわみがみられる。粗粒斜長石の周囲には繊維状の角閃石や緑泥石、細粒な斜長石が再結晶している。また、粗粒角閃石には、たわみを示すものや、破断により細かく分割されるものが観察される。破断した粗粒角閃石の粒間には、直径 $0.02 \text{ mm} \sim 0.05 \text{ mm}$ 程度の微小な石英や、斜長石のモザイク状の再結晶粒が形成されている。また、繊維状の微小な角閃石を含むことがある。

変はんれい岩や片状角閃岩には、角閃石の伸長線構造が卓越した L-テクトナイトがみられる。鏡下では、長軸・短軸比が最大 $30:1$ の非常に長い粗粒角閃石が観察される。

(5) ステージ 5

S_3 ないし S_4 片理のちりめんじわ褶曲の形成により特徴づけられる。褶曲軸面 (S_5) は S_3 に $20 \sim 70^{\circ}$ で斜交する。 L_4 よりやや西よりで B_4 褶曲軸に斜交する褶曲軸 (B_5) を持つ。NW-SE 方向の断層の下盤側では、 B_4' 褶曲の翼部に発達するものがみられ、 L_4 と高角に斜交ないしほぼ直交する褶曲軸 (B_5') を持つ。 B_5' 褶曲は $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の南プランジでやや閉じた褶曲である。

これらの小褶曲は、形態からいえば class 1C ~ 2 程度の closed 褶曲で、半波長 $0.5 \sim 1 \text{ cm}$ である。Gray (1977a, b) の形態的分類に従えば、ポロシリオフィオライトの変成岩に観察されるものは、zonal type が主であり discrete type はあまり見られない。キンクバンドにより切断されている。

(6) ステージ 6

このステージは引きずり褶曲を伴う断層の形成により特徴づけられる。縞状変はんれい岩や変成集積岩の縞状構造の引きずりを伴う断層である。断層面の走向はほぼ E-W で傾斜は $30^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{ S}$ である。断層に沿う運動のセンスは右横ずれを示す。断層の長さは $5 \sim 15 \text{ cm}$ 程度で片理面に収斂する。キンクバンドに切断される。

(7) ステージ 7

このステージはキンクバンドの形成により特徴づけられる。日高主衝上断層、西縁衝上断層付近によく観察される。河床などの水平な面をみて、右ずれキンクバンド (dextral, or right-handed kink band; Anderson, 1968; Weiss, 1968) を示す単斜逆キンクバンドがよく発達するが、まれに共役なキンクバンドが緑色片岩に観察される。植村・龍

(1987) によるキンクバンドの屈曲部の形態の分類に従えば、西縁衝上断層付近では角型および円型であり、日高主衝上断層付近では角型と不連続型が観察される。雁行脈に切断される。

(8) ステージ 8

このステージは、ポロシリオフィオライトおよび日高変成帯に広範囲に発達する断層、節理、雁行脈の形成で特徴づけられる。断層面および節理面の走向は ENE-WSW から E-W で、傾斜がほぼ垂直に近い左横ずれのものが多く認められる。雁行配列した緑泥石、緑簾石、プレーナイト、石英の細脈が小断層に沿って発達する。節理を充填する脈相互の切断関係は、緑泥石+緑簾石+細粒なアクチノ閃石→緑泥石+緑簾石、または緑簾石+プレーナイト→プレーナイトである。これは最も普通にみられる順序であるが、逆の順序を示すものがみられる。

3. 衝上断層付近の変形構造

(1) NW-SE 走向の衝上断層

シュンベツ川の Fig. 2 の d 地点付近では、NW-SE 走向の衝上断層の下盤側 (南側) に、 400 m 前後の厚さを持つ強褶曲帯が観察される。この強褶曲帯では、 B_4' 褶曲とそれを切断する B_5' 褶曲が発達する。片理面や鉱物線構造もこの断層の走向方向に屈曲する。片理面や鉱物線構造は、断層面を境に上盤側 (北東側) では一般的な走向方向に不連続に変化する。断層付近では、ステージ 8 の緑泥石+緑簾石の細脈が網目状に形成されている。

また、この断層に沿って日高変成帯起源の岩石 (トータル岩質のマイロナイトおよび褐色角閃石角閃岩) が分布する (Fig. 2 の d, e 地点)。トータル岩質のマイロナイトの片理面は、周囲のポロシリオフィオライトの片状角閃岩の S_4 片理と斜交している。すなわち、ポロシリオフィオライトの片状角閃岩の走向に対して西へ $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 斜交し、シュンベツ川 (Fig. 2 の d 地点) では傾斜は NE ないし SW の $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ であり、ナメワッカ沢 (Fig. 2 の e 地点) では NE ないし SE の $28^{\circ} \sim 46^{\circ}$ である。ポロシリオフィオライトの片状角閃岩と日高変成帯起源の岩石との接合部では、断層角礫からなる幅 $30 \text{ cm} \sim 80 \text{ cm}$ の破碎帯が観察される。また、日高変成帯起源の岩石はポロシリオフィオライトの緑色角閃石角閃岩を包有していない。以上のことから、宮下 (1983) が想定したような貫入関係は観察されず、NW-SE 走向の衝上断層によって、日高変成帯起源の岩石が構造的に巻き込まれたものと考えられる。

シュンベツ川では、トータル岩質のマイロナイトに isoclinal ~ tight 褶曲が発達し、ポロシリオフィオライトの B_4 褶曲よりも閉じた褶曲が観察される。半波長は $10 \sim 15 \text{ cm}$ 、振幅は $20 \sim 30 \text{ cm}$ のものが多いが、まれに振幅が 5 m 程度のもも発達する。褶曲軸のプランジはポロシリオフィオライトの片状角閃岩より低角である。包有される角閃岩は、河床などの水平面をみて、トータル岩質マイロナイトの鉱物線構造のプランジが南を示すところでは、右ずれの非対称なブーダンの形態を示す。また、トータル岩質マイロナイトの鉱物線構造が北プランジを示すところでは、左ずれを示す。このこと

Fig. 8. Mode of occurrence of the primary and secondary HMT in the Iwana-no-sawa.

とトータル岩質マイロナイトの片理面がほぼ垂直に近いことから、岩体内部に isoclinal 褶曲が想定される。トータル岩質マイロナイトに発達する片理面や褶曲は、ポロシリオフィオライトにもみ込まれる以前の変形構造である可能性がある。

以上のことからこの衝上断層の形成時期は、ステージ5～ステージ8に相当すると考えられる。

(2) 日高主衝上断層面の褶曲

シュンベツ川最上流 (Fig. 2 の a 地点) およびカムイ沢 (Fig. 2 の b, c 地点) では、日高変成帯のマイロナイトとポロシリオフィオライトの変成集積岩が密着しており、両者の境界である日高主衝上断層面とともに、その両側の岩石が同一の褶曲構造を形成している (Fig. 4, Fig. 8)。延性的な境界としての日高主衝上断層面 (primary HMT) の褶曲軸は、 8° ～ 15° の北プランジを示している (Fig. 4)。この褶曲は、 S_3 を屈曲させ B_3 褶曲により再び曲げられていることから、褶曲の形成時期はステージ3～4に相当する。したがって、ポロシリオフィオライトと日高変成帯の接合 (日高主衝上断層の形成) はそれ以前であったと考えられる。一方、D 帯 (主として変成集積岩) が欠如しているシカシナイ沢では、日高主衝上断層は、著しく破碎された数 m 程度の剪断帯を伴う脆性的な境界となっている (secondary HMT)。その形成時期はステージ5以降に相当すると考えられる。また、延性的な境界としての日高主衝上断層の西側、つまりポロシリオフィオライトの縞状角閃岩と変成集積岩との境界は、脆性的な日高主衝上断層と同様の剪断帯が形成されている。このことは、より深部で形成された日高主衝上断層が、その後期には脆性的になるとともに、ポロシリオフィオライト内部に移動したことを示している。なお、primary HMT は志村 (1992) の lithologic HMT に、secondary HMT は tectonic HMT に相当する。

Fig. 9. a : The sketch of an analyzed hornblende porphyroblast in metagabbro, b : chemical composition of the hornblende (classification of amphibole after Leake, 1978), c : chemical variation of the calcium-rich amphiboles expressed as the numbers of (Na+K) and Al^{IV} atoms per formula unit (O=23).

Fig. 10. Photomicrograph of garnet amphibolite in the Poroshiri Ophiolite, taken in plane-polarized light. Pressure shadows around a garnet are filled with chlorite. Z-shaped ilmenite inclusions within the garnet show dextral sense of shear. Abbreviations of minerals followed by Kretz (1983).

変成鉱物の組成と変形作用の関係

すでに詳しく述べたように、ポロシリオフィオライトにはさまざまな変形小構造・微小構造が発達している。これらの中で、最も顕著な変形微小構造がどのような変成条件・プロセスの中で形成されたのかを検討するために、変成鉱物の EPMA 分析を行った。分析は、ポロシリオフィオライトの緑色片岩相～角閃岩相の変塩基性岩の線構造を形成している角閃石、粗粒ザクロ石と粗粒角閃石およびプレッシャーシャドウの角閃石について行った。ここでは代表的な例を以下に示す。

1. 角閃石

Fig. 9 は変はんれい岩中の粗粒角閃石およびその周囲の基質部の角閃石の組成変化を示している。粗粒角閃石はコアからリムに向かって、アクチノ閃石質から普通角閃石の領域に変化し (Fig. 9b), Na+K および Al^{IV} が増加する (Fig. 9c)。また、他の岩相の粗粒角閃石においても同様の組成変化がみられる。角閃石の組成変化と変成度との関係については、実験や天然の岩石を用いた解析により数多く研究されており、K, Na, Al, Ti は温度上昇に伴って増加することが知られている (Leake, 1965 ; Hietanen, 1974 ; Raase, 1974 ; Misch and Rice, 1975 ; Graham, 1974 ; Laid and Albee, 1981 ; Spear, 1981)。したがって、コアからリムへの組成変化 (Fig. 9b, c) は、角閃石の再結晶作用が温度上昇の過程の中で進行したことを示していると考えられる。

次に、非対称プレッシャーシャドウおよび基質を形成している角閃石の組成と、粗粒角閃石のリムの組成を比較してみる。それらの角閃石の組成はほとんど同一であり (Fig. 9c), 非対称プレッシャーシャドウを形成している角閃石は、基質の角閃石や粗粒角閃石のリムと同じ温度条件のなかで形成されたと考えられる。このことは、角閃石のプレッシャーシャ

ドウはポロシリオフィオライトの最高変成度時に形成されたことを示している。

2. ザクロ石

カムイ沢流域のポロシリオフィオライトの片状角閃岩から、今回初めてザクロ石を見いだした。ザクロ石を含む岩石は、変はんれい岩中のレンズ状岩体であり、走向方向への連続性は極めて悪く、分布が限られている。この岩石の鉱物組み合わせは、普通角閃石、斜長石、ザクロ石、カミングトン閃石からなり、角閃岩相低温帯の C 帯 (Miyashita, 1981 ; 宮下, 1983 ; 小山内ほか, 1986) 低温帯にあたる。ポロシリオフィオライトの片状角閃岩中のザクロ石は、0.2~0.8 mm のものが多く、最大で 2 mm 程度で部分的に緑泥石に置換されている。鏡下では非常に薄い桃色で、石英やイルメナイトの包有物を多く含み、イルメナイトによるヘリサイト構造を持つものがある。また、緑泥石の非対称プレッシャーシャドウが形成されている (Fig. 10)。ザクロ石の組成は、Mn に乏しいアルマンディンであり、コアからリムに向かって Mn が減少し Mg がやや増加する正累帯構造を示す部分と、10~20 μm の最外縁で Mn が増加し Mg が減少する逆累帯構造を示す部分にわかれる。Fe は増減を繰り返すがほぼ一定の値を取る (Fig. 11)。コアからリムに向かって Mn 量の減少を示す正累帯構造は、温度上昇に伴うザクロ石の成長 (Kretz, 1973 ; 坂野・地井, 1976 など) を示すと考えられる。

逆累帯を示すのは、緑泥石の非対称プレッシャーシャドウが形成されていない方向、つまり剪断方向に垂直な方向の最外縁およびイルメナイトと接している部分である。このような Mn に富むリムの形成に関して 2 つの可能性が考えられる。すなわち Mn についてみれば逆累帯構造であり、坂野・地井 (1976) で述べられたように、ザクロ石の成長が温度下降期まで引きつづいた結果かもしれない。あるいは、ザクロ石とイルメナイトとの反応で、両者の接点でザクロ石側に後退的に Mn 量が増大したと考えられる。

3. 非対称プレッシャーシャドウの形成時期

以上のことから、角閃石の非対称プレッシャーシャドウは、後退変成作用の時期に再結晶したものではなく、最高変成度時に形成されたと考えられる。一方、ザクロ石では温度下降期に緑泥石の非対称プレッシャーシャドウが形成されたとみなされる。このように、剪断に伴うポロシリオフィオライトのプレッシャーシャドウは、最高変成度時に形成されたもの (角閃石プレッシャーシャドウ) と、後退変成作用時に形成されたもの (緑泥石プレッシャーシャドウ) の 2 つに区別される。

4. 粗粒ザクロ石の成長・変形

ザクロ石の包有物であるイルメナイトの配列により示される片理 (Si) は、非対称に湾曲している (Fig. 10)。Si 片理は、Se 片理 (S_3 片理, S_4 片理) に連続するよう見える。このことから、Si 片理は Se 片理と同一の片理であり、ザクロ石が回転を伴いながら成長した時期に包有されたと考えられる。

また、Passchier and Simpson (1986) は、ポーフィロクラストのテールの巻き込み方の形態によって σ -type と

Fig. 11. Zoning profiles of garnet from amphibolite in the Poroshiri Ophiolite. Numbers represent mole percentages of four endmember components; $\text{Element}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}) \times 100$.

δ -type を区別している。薄片写真 (Fig. 12a) およびスケッチ (Fig. 11 の左側) のザクロ石両翼の緑泥石プレッシャーシャドウは、 δ -type の形態を示す。

粗粒ザクロ石と緑泥石のプレッシャーシャドウとが接している境界は非常に明瞭である。また、ザクロ石のスペッカル成分の同心円的な累帯構造が切断されたように見える (Fig. 12b)。さらに、包有物であるイルメナイトが緑泥石まで続いていること (Fig. 10 の左上および右下の部分) から、プレッシャーシャドウ形成の初期段階において、この部分でザクロ石の分解による緑泥石化が生じたことを示している。

プレッシャーシャドウの緑泥石の MnO 含有量は 0.15%~0.3 wt.% でほぼ均一であり、緑泥石内における拡散が完全であることを示す。しかし、ザクロ石側では緑泥石に向かって Mn 濃度の上昇が認められない。また、緑泥石形成以前のザクロ石の組成累帯構造が乱されていない。これらのことは、緑泥石プレッシャーシャドウ形成期に、ザクロ石内で十分な拡散が起こらなかったことを示している。

以上のことから、ザクロ石の成長過程における累帯構造および緑泥石の形成史を 4 段階に分けることができる。

[1] 変成度の上昇に伴いザクロ石の核形成が起こる。周囲の角閃石やイルメナイトは定向配列するようになる。

[2] ザクロ石はより成長しイルメナイトを包有する。

[3] 引き続きザクロ石は成長し、変成作用はピークに達し正の累帯構造を形成した。ザクロ石は回転を伴いながら成長し、イルメナイトのつくる Si 片理が変形する。

[4] 引き続き右横ずれ剪断作用と後退変成作用により、ザ

クロ石を分解して緑泥石のプレッシャーシャドウが形成される。また、イルメナイトの分解により Mn に富むリムが形成された。

考 察

本章では、ポロシリオフィオライトの岩石の変形組織と変成度との関係、ポロシリオフィオライトと日高変成帯の接合過程、ポロシリオフィオライトと日高変成帯グラニュライト帯の変形変成史を比較し考察する。

1. 変形組織と変成条件の関係

ポロシリオフィオライトの変形史を基に、各変形ステージの変成鉱物が形成する変形構造と、変成鉱物の組成変化成長史との対応関係を以下に考察する。変形ステージにおいて一部明瞭となった変成温度条件との対応は、次のようにまとめられる (Fig. 5)。

ステージ 3 のブーダンを構成する角閃石には、基質よりやや粗粒のものが観察されるが、組成的に両者に違いは認められない。このことは、 L_1 を形成した主要変成作用と、 S_3 変形作用の変成度に顕著な相違がないことを示す。ザクロ石の形成史 [1]~[2] は、 B_4 褶曲以前であるので、ステージ 1~3 に相当すると考えられる。

ステージ 4 の S_4 を構成している角閃石は、緑色片岩ではアクチノ閃石、淡緑色角閃石、片状角閃岩では淡緑色~緑色角閃石、カミングトン閃石であり、後退変成作用を示すものは認められない。また、日高主衝上断層付近の変成集積岩では、角閃石はカミングトン閃石とパーガス閃石であり、アク

Fig. 12. (a) Photomicrograph of garnet of amphibolite in the Poroshiri Ophiolite, taken in plane-polarized light. This photomicrograph is same as the left sketch of Fig. 11.

(b) Compositional contour map of the garnet exhibiting variation of $\text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn}) \times 100$.

チノ閃石は出現しない。また、変はんれい岩や角閃岩の粗粒角閃石の非対称プレッシャーシャドウは、粗粒角閃石のコアよりも Al^{IV} や Ti 量が増大しており、 S_4 片理を構成する変成鉱物とほぼ同じ組成を持つことから、最高変成作用時に形成されたと考えられる。粗粒ザクロ石は回転しながら成長し、イルメナイトの Si 片理が変形する。また、ザクロ石の組成累帯構造は、コアからリムに向かって温度上昇を示している。

ステージ5のちりめんじわ褶曲形成期の変成度については、軸面に平行に成長した鉱物がほとんど見られないため不明である。イントラフォリアル褶曲を切断していることから、おそらく主要変成作用の後期と考えられる。

ザクロ石の緑泥石プレッシャーシャドウは、右横ずれ剪断作用期に形成されているので、ステージ5~6に相当すると考えられる。

ステージ7のキンクバンドには、野外でキンク面(植村・龍, 1987)にまれに緑泥石が形成されているものが観察されるので、後退変成作用時に形成されたと考えられる。

これらのことから、ポロシリオフィオライトの温度上昇時から最高変成度時にかけて、ステージ1~4の一連の変形構造が形成されたと考えられる。このことは、ポロシリオフィオライトの最高変成作用時に主要な剪断作用が起こったことを示している。その後、 P - T 条件の下降のもとでより延性度の低い変形作用を被り、ザクロ石では Mn に富むリムの形

成、および緑泥石のプレッシャーシャドウの形成が起こったと考えられる。

2. ポロシリオフィオライトと日高変成帯の接合関係

本地域では、ポロシリオフィオライトと日高変成帯の接合関係について、二つの異なる様式が観察された。一つは、ポロシリオフィオライト内部の NW-SE 走向の衝上断層に沿って、日高変成帯起源の岩石が構造的に巻き込まれている関係である。もう一つは、primary HMT が、ポロシリオフィオライト D 帯の変成集積岩と日高変成帯西縁のマイロナイトとともに、同一のシース褶曲を形成しているという関係である。後者は、接合時の高温条件を保存したまま上昇した。

日高変成帯は duplex 形成を伴う南向きの水平滑りが衝上運動に転化することにより、floor thrust に沿ってトーナル岩が進入(最下部トーナル岩)し、引き続き duplex の ramp に沿って花崗岩質マグマが上昇して roof thrust に達した(中部トーナル岩)とされている(Komatsu et al., 1989; 志村, 1992)。この duplex の形成は D_2 event にも引き続くと考えられ(志村, 1992)、日高変成帯内部で観察される雁行状に配列する剪断帯が、ポロシリオフィオライトにまで達する NW-SE 走向の衝上断層を形成したのであろう。NW-SE 走向の衝上断層は、ポロシリオフィオライトの変成分帯(Miyashita, 1981; 宮下, 1983; 小山内ほか, 1986)を南北で不連続にしていることから、ポロシリオフィオライトの主要変成作用期以後も運動していたと考えられる。この断層は、延性的な岩相境界としての primary HMT に対して、ポロシリオフィオライト内部のより浅部での脆性的な構造境界および岩相境界として活動していたと考えられる。

ポロシリオフィオライトと日高変成帯の接合時期(primary HMT の形成時期)は、接合初期の両者の境界面(primary HMT)が褶曲する以前であるので、ポロシリオフィオライトではステージ1から2に相当する。日高変成帯では、最下部トーナル岩の固結後であり、Sm 時相(Toyoshima, 1991)以前の褶曲作用の時期に相当する(Fig. 13)。

3. ポロシリオフィオライトと日高変成帯グラニュライト帯の変形変成史の比較

Fig. 13 に Toyoshima (1991) による日高変成帯グラニュライト帯の変形変成史と、ポロシリオフィオライトの変形変成史の対応を示す。これによると、非対称ブーゲン、キンク褶曲、プレーナイト-石英脈の形成順序が両帯ではほぼ一致していることから、ステージ3の後期(日高変成帯では Sm 時相に相当)以降、両帯とも同様の変形作用を被りながら上昇したと考えられる。両帯の接合直後に変形が日高変成帯西縁部に集中し、マイロナイト帯が形成された(在田ほか, 1986; Toyoshima, 1991)。日高変成帯起源の岩石(Fig. 2 の d, e 地点)がポロシリオフィオライトに巻き込まれた時期は、前者がポロシリオフィオライトの S_4 片理を切断していることから、ステージ5からステージ6の間であると考えられる。日高変成帯とポロシリオフィオライトの接合(Primary HMT の形成)後、ポロシリオフィオライト下部の変成集積岩を、日高変成帯下部層が引き剥した(secondary HMT の形成)。

Fig. 13. Correlation of deformation and metamorphic history between the Poroshiri Ophiolite (this study) and the granulite zone of the Hidaka metamorphic belt (Toyoshima, 1991).

接合した両者は、その後、secondary HMT と WBT において歪を解放しつつ上昇したであろう。すなわち、両者の接合（primary HMT の形成）に引き続き接合面の褶曲（シース褶曲）の形成後、ポロシリオフィオライト内部では、剪断変形作用は secondary HMT に集中した。このような上昇過程において、構造的に累重する岩体の上盤側である日高変成帯は後退変成作用を被り、下盤側のポロシリオフィオライトは、初期の温度上昇から後期の温度低下の変成作用を被ったと考えられる。おそらく初期には、日高変成帯の地殻下部グラニュライト相岩石を熱源として、オフィオライト内部に東から西への温度勾配が形成されたと考えられる。その後、少なくともステージ4までは後退変成作用を示さず、ポロシリオフィオライトは、温度上昇から最高変成作用のなかで主要な変形作用を被った。

NW-SE 走向の衝上断層の下盤側の強褶曲帯では、片理面およびイントラフォリアル褶曲の褶曲軸がこの断層の走向方向に引きずられて屈曲しており、ちりめんじわ褶曲に切断されている。つまり、NW-SE 走向の衝上断層は、ステージ5以降に右横ずれ剪断運動のもとで局所的に形成された。このような中で、日高変成帯起源の岩石は、NW-SE 走向の衝上断層から派生した断層に沿って、ポロシリオフィオライトの中央部や西縁部に構造的にもみこまれた。

ま と め

1. ポロシリオフィオライトの野外における変形小構造の切断関係から、8回の変形ステージが区分された。ステージ2は片理面に平行～ほぼ平行な破断、ステージ3は片理に垂直

な短縮、ステージ4は片理に平行な右横ずれセンスを示す剪断、ステージ5は片理に平行な圧縮、ステージ6は片理に平行な右横ずれセンスを示す剪断、ステージ7は片理に平行な左横ずれセンスを示す剪断、ステージ8は片理にほぼ垂直な左ずれセンスの剪断を示す。

2. ポロシリオフィオライトの岩石には、最高変成作用時と後退変成作用時の異なる時期の非対称プレッシャーシャドウの形成が観察される。変成鉱物が形成する変形構造と変成鉱物の組成の関係から、それぞれのステージでの変成温度条件との対応が一部明瞭となった。

3. 本地域では、2種類の日高主衝上断層が存在する。つまり、日高変成帯のマイロナイトとポロシリオフィオライトの変成集積岩が密着し、同一の褶曲構造を形成している日高主衝上断層（primary HMT）と、ポロシリオフィオライト D 帯（主として変成集積岩）の西側の構造境界としての日高主衝上断層（secondary HMT）である。Primary HMT の形成時期はステージ1～2、primary HMT の褶曲はステージ3～4に相当し、secondary HMT はステージ5以降に相当すると考えられる。

4. 本地域では、ポロシリオフィオライト内部の NW-SE 走向の衝上断層に沿って、日高変成帯起源の岩石が構造的に巻き込まれている。これは、右横ずれ剪断作用期におけるより浅部での運動の結果であり、ステージ5以降に相当する。

5. ポロシリオフィオライトと日高変成帯の接合後の変形史は類似しているが、両帯の接合・上昇過程における変成作用には相違がみられる。日高変成帯では接合・上昇に伴う後退変成作用の過程に対し、ポロシリオフィオライトでは、ザ

クロ石や角閃石の累帯構造が示すように、温度が上昇した後には低下するような変成作用を被っている。本地域でみられるこうした上盤と下盤の P - T path の相違は、多くの変成帯の接合・上昇過程で一般的に起こっていると考えられる。

謝 辞

本研究は、新潟大学の卒業研究および新潟大学大学院修士過程において行われたものの一部である。同大学の植村 武教授、卯田 強博士には、変形構造の取扱について御指導、御助言いただいた。また、野外調査および討論において、同大学のおよび豊島剛志博士、志村俊昭博士にたいへんお世話になった。ジオサイエンス(株)の木崎健治氏および新潟大学および北海道大学の院生・学生の方々にはたいへんお世話になり、日頃から助言、議論していただいた。また、北海道営林局静内営林署および奥静内担当区の方々、新冠町判官館森林公園管理人の深谷夫妻には、野外調査の際多大なる御援助、御協力を賜り便宜をはかっていただいた。以上の方々に感謝する次第である。

文 献

- Anderson, T. B., 1968, The geometry of natural ortho-rhombic systems of kink bands. *Geol. Surv. Canada Paper*, **68-52**, 200-225.
- 在田一則・豊島剛志・大和田正明・宮下純夫・Jolivet, L., 1986, 日高変成帯の構造運動。地団研専報, no. 31, 247-263.
- 坂野昇平・地井三郎, 1976, Garnet の累帯構造の成因。岩鉱, 特別号, 1, 283-299.
- Graham, C.M., 1974, Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian. *Contrib. Min. Petrol.*, **47**, 165-185.
- Gray, D.R., 1977 a, Morphologic classification of crenulation cleavage. *Jour. Geol.*, **85**, 229-235.
- , 1977 b, Differentiation associated with discrete crenulation cleavages. *Lithos*, **10**, 89-101.
- Henderson, J.R., 1981, Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, northeast Canada. *Jour. Struct. Geol.*, **3**, 203-210.
- Hietanen, A., 1974, Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, Northern Sierra Nevada, California. *Amer. Mineral.*, **59**, 22-40.
- Jolivet, L. and Huchon, P., 1989, Crustal-scale strikeslip deformation in Hokkaido, northern Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 509-522.
- and Miyashita, S., 1985, The Hidaka shear zone (Hokkaido, Japan): genesis during a right-lateral strike-slip movement. *Tectonics*, **4**, 289-302.
- 木村 学, 1985, 白亜期北海道の沈み込み様式。科学, **5**, 24-31.
- Kiyokawa, S., 1992, Geology of the Idonnappu Belt, central Hokkaido, Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**, 1180-1206.
- 木崎健治・宮下純夫, 1991, 日高変成帯西帯における 2 タイプの温度構造。日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 287.
- 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.
- ・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.
- ・在田一則・宮下純夫・前田仁一郎・本吉洋一, 1979, 日高変成帯・西帯と主帯の境界。日本地質学会第 86 年学術大会演旨, 289.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan. In Hashimoto, M., Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, Tokyo, 149-165.
- , Osanai, Y., Toyoshima, T. and Miyashita, S., 1989, Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. In Daly, J. S., Cliff, R.A. and Yardley, B.W.D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, no. **43**, 487-493.
- Kretz, R., 1973, Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Can. Mineral.*, **12**, 1-20.
- , 1983, Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
- Laired, J. and Albee, A.L., 1981, Pressure, temperature and time indicators in the mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. Jour. Sci.*, **281**, 127-175.
- Leake, B.E., 1965, The relationships between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Amer. Mineral.*, **50**, 843-851.
- , 1978, Nomenclature of amphiboles. *Canad. Miner.*, **16**, 501-520.
- Misch, P. and Rice, J.M., 1975, Miscibility of tremolite and hornblende in progressive Skagit Metamorphic Suite, North Cascades, Washington. *Jour. Petrol.*, **16**, 1-21.
- Miyashita, S., 1981, Ophiolite succession and metamorphism of the Western Zone of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido. In Hara, I., ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, Tanishi Print, Hiroshima, 25-30.
- 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.
- 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*, **12**, 93-104.
- and Yoshida, A., 1988, Pre-Cretaceous and Cretaceous ophiolites in Hokkaido, Japan. *Bull. Soc. Geol. France*, **2**, 251-260.
- 小山内康人, 1985, 静内川上流地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., Komatsu, M., Owada, M., 1991, Metamorphism and granite genesis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Metam. Geol.*, **9**, 111-124.
- 小山内康人・宮下純夫・在田一則・番場光隆, 1986, 大陸地殻-海洋地殻接合帯上体における変成作用と温度・圧力構造-日高変成帯主帯・西帯の例-。地団研専報, no. 31, 205-222.
- Osanai, Y., Toyoshima, T. and Komatsu, M., 1981, Constitution of the Hidaka Metamorphic Belt, its metamorphism and structure. In Hara, I., ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, Tanishi Print, Hiroshima, 11-18.
- Passchier, C. W. and Simpson, C., 1986, Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- Ponce de Leon, M. I. and Choukroune, P., 1980, Shear zones in the Iberian Arc. *Jour. Struct. Geol.*, **2**, 63-68.
- Raase, P., 1974, Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Min. Petrol.*, **45**, 231-236.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 568 p.
- 志村俊昭, 1989, 日高変成帯の duplex 構造。月刊地球, **11**, 258-264.
- , 1992, 花崗岩質マグマの進入と日高変成帯の衝上テクトニクス。地質雑, **98**, 1-20.
- Shimura, T., Komatsu, M. and Iiyama, J. T., 1992, Genesis of the lower crustal Grt-Opx tonalite (S-type) in the Hidaka Metamorphic Belt, northern Japan. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, **83**, 259-268.
- Spear, F.S., 1981, An experimental study of hornblende stability

- and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, **281**, 697-734.
- 豊島剛志, 1983, 日高変成帯主帯下部層の変形史. 日本地質学会第90年学術大会演旨, 405.
- , 1984, 元浦川上流地域における日高変成帯グラニュライト帯の変形史. 日本地質学会第91年学術大会演旨, 422.
- 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 (Geology & Mineralogy)*, **8**, 1-107.
- 植村 武・龍 学明, 1987, 岩石のキンクバンド. 地質雑, **93**, 681-699.
- Weiss, L. E., 1968, Flexural slip folding of foliated model materials. *Geol. Surv. Canada Paper*, **68-52**, 294-357.

(要 旨)

新井孝志・宮下純夫, 1994, シュンベツ川上流地域における日高帯ポロシリオフィオライトの剪断変形作用と変成作用. 地質雑, **100**, 162-176. (Arai, T. and Miyashita, S., 1994, Shear deformation and metamorphism of the Poroshiri Ophiolite in the Shunbetsu River region, the Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 162-176.)

シュンベツ川流域のポロシリオフィオライトの変形プロセスは, 8回のステージに区分される. ポロシリオフィオライトの変成集積岩は, 日高変成帯との接合直後に, 地下深部で日高変成帯の西縁マイロナイトとともに褶曲した (primary HMT の褶曲). ポロシリオフィオライトと, 日高変成帯グラニュライト帯の変形変成史を比較すると, 非対称ブーゲン, キンク褶曲, プレーナイト-石英脈の形成順序が一致しており, ステージ3の後期 (日高変成帯ではSm時相)以降, 両帯とも同様の変形作用を被りながら上昇した. 両帯の上昇の結果, ポロシリオフィオライトおよび日高変成帯西縁マイロナイトからなる剪断帯を形成した. このような上昇過程において, 構造的に並列する岩体の上盤側である日高変成帯は後退変成作用を被り, 下盤側のポロシリオフィオライトは, 初期に温度上昇の変成作用を被り, 後期には温度低下の変成作用を被った.