

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*

志村俊昭**

Intrusion of granitic magma and uplift tectonics of
the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido*

Toshiaki Shimura**

Abstract The Main Zone of the Hidaka metamorphic belt consists of an island arc type crustal section from the lower to upper horizons. In the zone, granitic rocks are widely distributed, intruding into various metamorphic layers, and have characteristic mineral assemblages on each intrusive levels. The granitic rocks are mainly peraluminous (S-type) tonalites and ascribed to have been derived through crustal anatexis in the lower part of the crust.

Detailed geological mapping has revealed that a large continuous mass of peraluminous tonalite suite is distributed in the upper reaches of the Niikappu River, which intruded into various metamorphic layers (granulite to lower amphibolite facies metamorphic layers). The metamorphic reactions associated with the granitic magma emplacement indicate that the magma intruded in the various levels of the "Hidaka Crust", prior to the crustal uplifting. The intrusive body occupies two specific structural breaks in the crust; one is a basal decollement and the other is a ramp to roof thrust of a duplex structure. The intrusion of granitic magma was, therefore, controlled by the decollement and duplex forming tectonics which was caused by the subhorizontal displacement of the island arc crust. This displacement was subsequent to the main metamorphism that gave rise to the formation of metamorphic crust and the generation of granitic magmas.

The basal decollement was evolved to a thrust fault due to dextral reverse movement subsequent to the subhorizontal displacement. During uplifting, the basal part of the crustal layers came into contact with a layered ophiolitic unit (the Western Zone). Both were deformed sympathetically, during uplifting. It is inferred that the ductile-brittle transition of the lower sequence of the ophiolite (Zone D of the Western Zone) took place at the depth of about 14 km.

Key words : anatexis, crust, decollement, ductile-brittle transition, duplex structure, Hidaka metamorphic belt, S-type

はじめに

1991年2月20日受付, 1991年10月7日受理.

* 日本地質学会第96年学術大会(茨城大学), 第97年学術大会(富山大学)にて一部講演.

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室, Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo 060, Japan.

日高変成帯主帯(Fig. 1)が東方上位の島弧性地殻の衝上帯である, という視点が確立(小松ほか, 1979; Komatsu *et al.*, 1983)して以来, 1980年代に日高変成帯の変成作用, 火成作用, 構造運動の研究は急速に発展

し、島弧性地殻・高温型変成帯形成過程の全体像が明らかにされた。これらの研究によって明らかにされた日高帯の島弧性地殻の特徴はおおよそ以下の3点に集約される。すなわち、1)形成中ないし直後の付加帯がグラニュライト相に至る高温型変成作用を受け、厚さ30 kmに達する変成岩層を形成していること(Komatsu *et al.*, 1983; 小山内, 1985; Osanai *et al.*, 1986), 2)最下部地殻のアナテクシスによって、大量のS-type、少量のI-type花崗岩質マグマが形成されたこと(大和田・小山内, 1989; Osanai *et al.*, 1991), 3)地殻の水平滑りによってグラニュライト層上部に大規模デコルマンが形成されたこと(Komatsu *et al.*, 1989)である。

このような特徴の中で“日高地殻”の特異な点は、1)で述べたように、地殻の形成場が、形成中ないし直後の付加帯であったこと(君波, 1989)であろう。なぜこのような場に島弧火成活動・変成作用が起こったのか、その熱源は何であったのか、についてさまざまな議論がなされており(前田, 1989; 君波, 1989; 小松ほか, 1990など)、まだ決着を見ていない。この問題を解決するには、先に掲げた日高地殻の特徴の相互関係を詳細に解析することと、構造運動や火成作用などの個々のテクトニックイベントの時空分布(3次元的広がり+時間)の解明が必要である。すなわち、これまでの研究は日高変成帯を島弧性地殻の断面として捉え、その性質を明らかにすることに精力が注がれてきたが、今後は島弧性地殻の形成プロセスを理解するために、地殻を構成する岩石、特に火成岩の時空分布と構造運動との対応関係を解明していく必要がある。

主帯変成岩類はI帯(緑色片岩相)、II帯(漸移部)、III帯(角閃岩相)、IV帯(グラニュライト相)に変成分帯された(Osanai *et al.*, 1986)。主帯の花崗岩質岩類はこの地殻変成岩層序のさまざまなレベルに進入している。進入母岩の変成度を見かけ上の進入深度とみなし、主帯の花崗岩質岩類も変成分帯にはほぼ対応させて、上部(Upper)・中部(Middle)・下部(Lower)・最下部(Basal)の4帯に分帯された(小松, 1986)。

各進入位置(見かけ上の進入深度)の花崗岩質岩類には、S-typeとI-type(Chappell & White, 1974; White & Chappell, 1977)の性質を示す2系列の岩石があるが、これらのS-type、I-type花崗岩質岩は、それぞれ主帯の主変成作用期に、“日高地殻”最下部の砂泥質グラニュライト(ザクロ石-靑石-黒雲母グラニュライト)と塩基性グラニュライト(斜方輝石角閃岩)のアナテクシスによって生じたと考えられている(大和田・小山内, 1989; Osanai *et al.*, 1991)。このうち特にS-type花崗

岩質岩は変成岩層序への進入位置によって異なる鉱物組み合わせを示し(例えば、最下部トータル岩はザクロ石や斜方輝石を伴うが、中部トータル岩・上部花崗岩中の有色鉱物は多くは黒雲母のみである)、これはマグマの分化によるものであると考えられた(小松ほか, 1986)。

これらの花崗岩質岩類は、緑色片岩相上部から角閃岩層下部の変成岩層と、グラニュライト層中に特に集中して進入しており(小松, 1986)、中部トータル岩と最下部トータル岩に区分されるものが圧倒的に多い(Fig. 1)。花崗岩質岩の集中するゾーンは特別な構造的意義をもっていると考えられ、これを解明するためには花崗岩体とその周辺の詳細な構造解析が必要である。そこで筆者は、最下部トータル岩と中部トータル岩が卓越する日高変成帯中部域(新冠川上流~春別川上流地域)を選んで詳細な調査を行ってきた。

本論では、新冠川・春別川上流地域の変成岩類・火成岩類の地質と構造について記載し、これらの産状から得られた花崗岩質マグマの進入時の構造運動と日高変成帯の衝上過程についての新たな見解を述べる。トータル岩類の岩石学、トータル岩マグマの結晶作用(Shimura *et al.*, 1992)、壁岩との反応の詳細については別に稿を改めて述べることにする。

地質と構造

本地域には西から日高累層群(イドンナップ帯)、日高変成帯西帯(宮下, 1983)、日高変成帯主帯が分布し、日高累層群と西帯とは日高西縁衝上断層(WBT)で、主帯と西帯は日高主衝上断層(HMT)で境されている(Figs. 2, 3)。西帯は主に緑色片岩、緑色ホルンブレンド角閃岩で構成されるが、幌尻岳や春別川上流には塩基性~超塩基性沈積岩、新冠川流域のHMT付近には超塩基性岩(ダナイト、ハルツパージャイト)も見られる(宮下, 1983)。

本地域の主帯には、NW-SE走向でNE傾斜の剪断帯ないし衝上断層がいくつか存在する(Fig. 2)。このうちベツピリガイ沢-ナメワッカ岳分岐ピーク(NJP)北側-札内川九の沢中部を結ぶ線には最も大きな衝上断層(以後、NJP衝上断層(図中NJPT)と呼ぶ)が存在し、構造的に本地域の主帯を2つのユニットに分けている。

変成岩類はNJP衝上断層よりも北側のユニットでは、はんれい岩質片麻岩やシソ輝石角閃岩が分布する。このはんれい岩質片麻岩は、岩体西部(下位)では単斜輝石+斜方輝石+斜長石のグラニュライト相の組み合わせを示す。NJP衝上断層よりも南側のユニットでは、西から泥質および塩基性グラニュライト、褐色角閃石角閃岩、

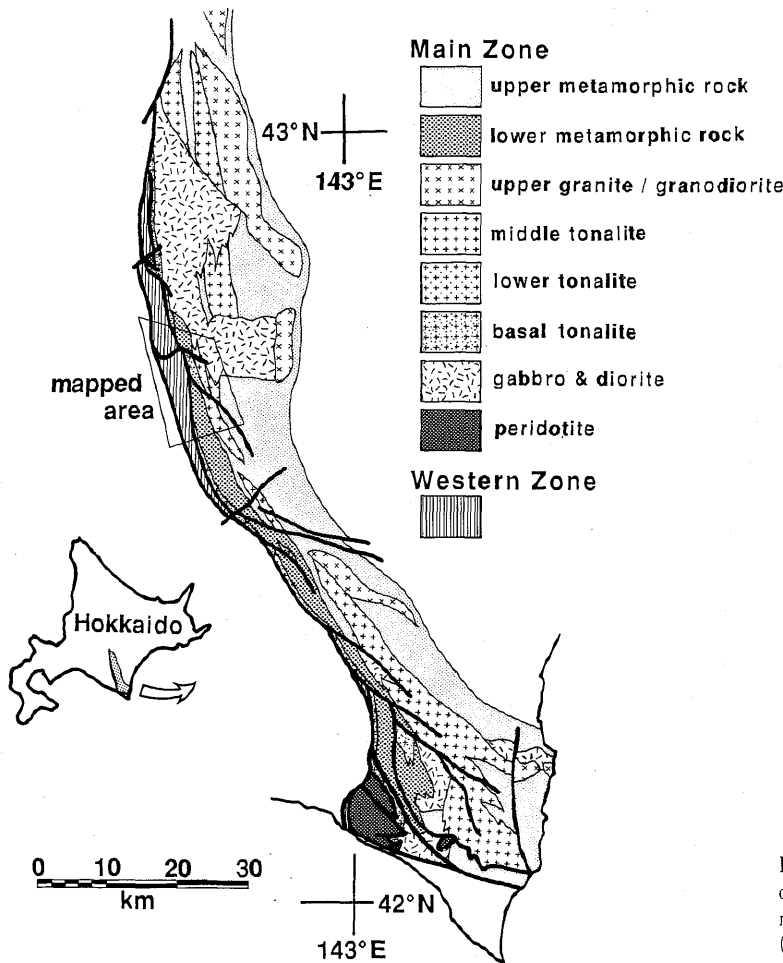


Fig. 1. Simplified geological map of the Hidaka metamorphic belt, modified after Komatsu *et al.* (1986).

角閃石黒雲母片麻岩、縞状黒雲母片麻岩が帯状に分布する。変成岩類の面構造は、NJP 衝上断層などの NW-SE 走向の衝上断層付近では特に上盤側が著しく乱れる (Figs. 4, 12) が、一般には主帯の他地域と同様に NNW-SSE 走向で東に急傾斜を示す。また、鉱物線構造は北に 5°~30°程度プランジするのが一般的である。HMT 付近ではこれらの岩石は著しくマイロナイト化している。

本地域中央部には花崗岩質岩類が広く分布し、グラニュライト相~角閃岩相下部の変成岩層中に連続する岩体として進入している。すなわち小松(1986)の主帯の花崗岩質岩の変成岩層序への進入位置による分類のうち、最下部トーナル岩、下部トーナル岩、中部トーナル岩の3者が西から東へ連続して分布している。このトーナル岩類はその構成鉱物と化学組成から S-type と I-type に区分される(志村, 1989MS)が、ほとんどが S-type の

トーナル岩である。また、このトーナル岩体はおおのの進入位置の壁岩の岩石を大量に包有し非常に不均質な岩相を示し、トーナル岩マトリックスも進入位置ごとにそれぞれ特徴的な鉱物組み合わせを示す (Table 1)。最下部トーナル岩→下部トーナル岩は S-type トーナル岩中のザクロ石の減少、ザクロ石-斜方輝石の組み合わせの消滅、後に述べる泥質グラニュライト包有物周囲のザクロ石の巨晶を伴う不均質な岩相の消滅で区別される。下部トーナル岩→中部トーナル岩は I-type および S-type トーナル岩中の斜方輝石の消滅で区別される。これら最下部・下部・中部トーナル岩は断層境界や進入境界などの明瞭な境界を示さず、西から東へ漸移的に連続して分布する (Figs. 2, 3)。

1 日高主衝上断層 (HMT) 付近の岩石と構造

1) 主帯のマイロナイト

HMT の東側は主帯のマイロナイト帯となっている。

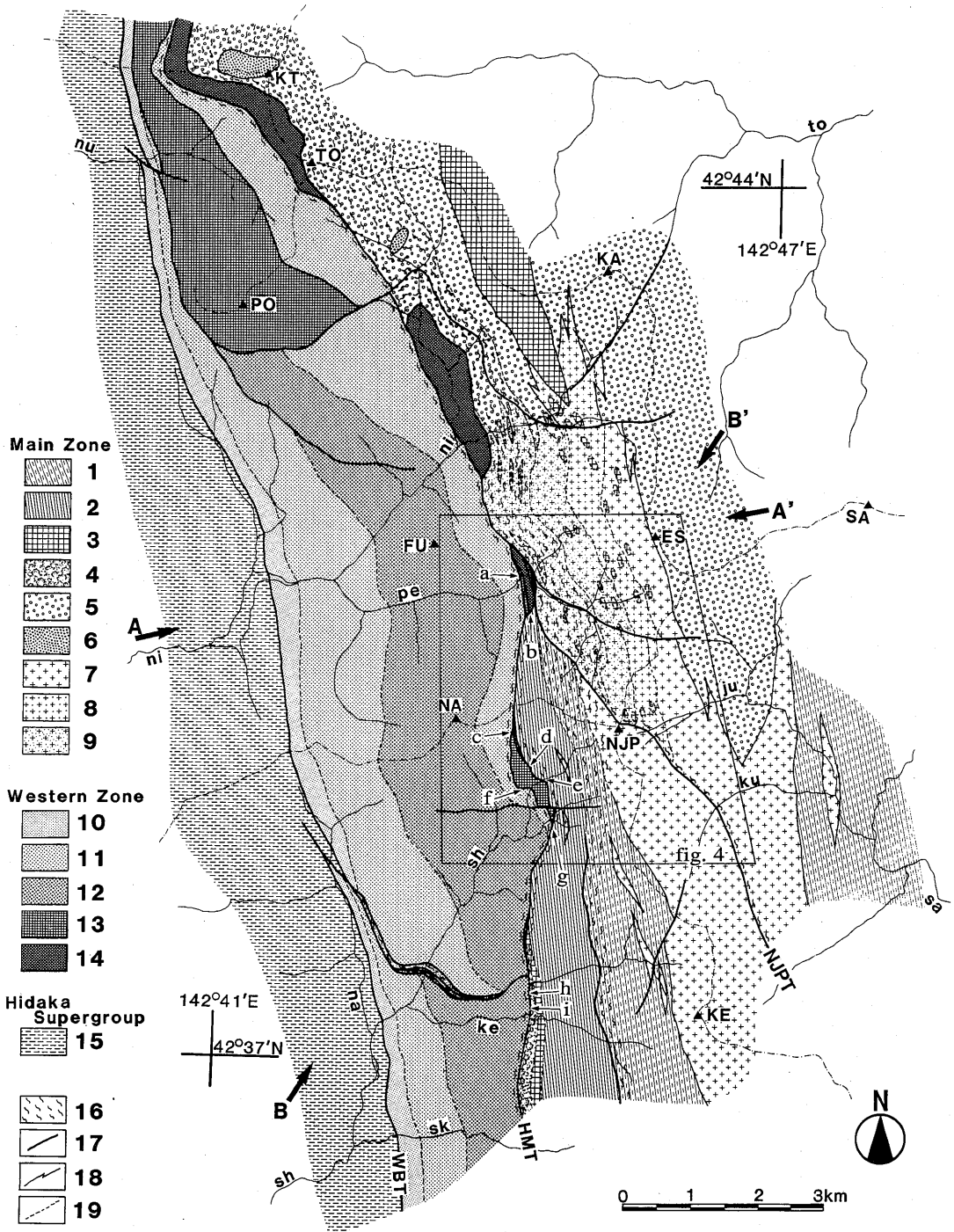


Table 1. Characteristic mineral assemblages of granitic rocks classified in terms of the S/I-type and intrusive level.

Depth type	Intrusive level	Characteristic mineral assemblage	
		I-type	S-type
Upper	very low grade metasediments	Bt+Hbl+Pl+Qtz	Bt+Pl+Qtz±Kfs
Middle	zone I to II	Bt±Hbl+Pl+Qtz	Bt±Ms±Crd+Pl+Qtz±Kfs
Lower	zone III	Bt+Hbl+Opx±Cpx+Pl+Qtz	Bt+Opx±Crd+Pl+Qtz±Kfs
			Bt+Grt±Crd+Pl+Qtz±Kfs
Basal	zone IV		Bt+Opx+Grt±Crd+Pl+Qtz±Kfs

I, II, III and IV are metamorphic zones of the Main Zone (after Osanai *et al.*, 1986; Komatsu *et al.*, 1989). Upper intrusive suite (adapted from Komatsu, 1986) are not distributed in this study area. Abbreviations after Kretz (1983).

マイロナイトは NJP 衝上断層よりも北側では幅 700~1000 m, 南側では幅 150~200 m で帯状に分布する。面構造・線構造ともによく発達する。必ずしも単調ではないが、東に向かってマイロナイト化の程度は弱くなり、東側の火成岩類や変成岩類に漸移する。

NJP 衝上断層より北側のユニットでは、一般に斜長石ポーフィロクラストを含み、黒雲母+斜長石+石英を主要構成鉱物とするフェルシクなマイロナイトが広く見られ、緑色角閃石やカミングトン閃石を含む優黒でマフィックなマイロナイトをレンズ状に挟在する。前者にはザクロ石のポーフィロクラストが存在することがある。北部に向かうにつれ後者のマフィックなマイロナイトが多くなる。ユニット北部ではマイロナイトは東側ではんれい岩質片麻岩に、ユニット南部では東側で最下部トータル岩に漸移する。マイロナイト化帯内には数か所にカンラン石はんれい岩が侵入しているが、これはマイロナイトの面構造に非調和な分布を示し、かつ、カンラン石はんれい岩の面構造は不明瞭であり、マイロナイト化を

ほとんど被っていない。

NJP 衝上断層よりも南側のユニットのマイロナイト帯は、北部では主に黒雲母+カミングトン閃石+緑泥石+斜長石や緑色角閃石+カミングトン閃石+黒雲母+斜長石で構成され、東側で角閃石-黒雲母片麻岩に漸移する。南部では不定形の細粒なザクロ石がまれに残存し、斜長石ポーフィロクラストを含む黒雲母±白雲母+緑泥石+斜長石+石英で構成されるフェルシクなマイロナイトを主とし、緑色~淡褐色角閃石を含むマフィックなマイロナイトをレンズ状に包有しており、東側でグラニュライトに漸移する。

これらのマイロナイトには、いずれも野外で intrafolial fold や非対称プーダゲンなどの変形小構造が見られ、水平な露頭を上から見た状態で右横ずれの変位を示している。Sibson (1977) の分類によれば、多くは mylonite, まれに ultramylonite に分類され、Takagi (1986) の分類によれば mylonite gneiss である。鏡下では S-C mylonite (Lister & Snoke, 1984) であるか、por-

◀ Fig. 2. Geological map of the Hidaka metamorphic belt in the upper stream district of the Niikappu River. Parts of the Mt. Poroshiri, referred to Miyashita (1983) and Kizaki (1990MS).

1: Banded biotite gneiss, 2: Hornblende-biotite gneiss, 3: Amphibolite, 4: Granulite, 5: Gabbroic gneiss, 6: Olivine gabbro, 7: Middle tonalite, 8: Lower tonalite, 9: Basal tonalite, 10: Green schist, 11: Epidote amphibole schist and schistose amphibolite, 12: Metagabbro, 13: Basic to ultrabasic metacumulate, 14: Ultrabasic rocks, 15: Basalt, chert, limestone, serpentinite blocks in shale/sandstone matrix (Hidaka Supergroup), 16: Mylonitized rocks, 17: Thrust and fault, 18: Intrusive boundary, 19: Lithologic boundary.

HMT: Hidaka Main Thrust, WBT: Western Boundary Thrust, NJPT: NJP Thrust. KT: Mt. Kita-tottabetsu, TO: Mt. Tottabetsu, PO: Mt. Poroshiri, KA: Mt. Kamui, ES: Mt. Esaomantottabetsu, SA: Mt. Satsunai, FU: Mt. Futamata, NJP: Namewakka Junction Peak, NA: Mt. Namewakka, KE: Mt. Kamui-ekuuchikaushi-yama, nu: Nukabira R., to: Tottabetsu R., ni: Niikappu R., pe: Peppirigai-zawa R., sh: Shunbetsu R., na: Namewakka-zawa R., ke: Kamuiekuuchikaushi-yama-chokutou-zawa R., sk: Shikashinai-zawa R., sa: Satsunai-gawa R., ha: Hachi-no-sawa R., ku: Ku-no-sawa R., ju: Juu-no-sawa R. a to i are the localities cited in the text.

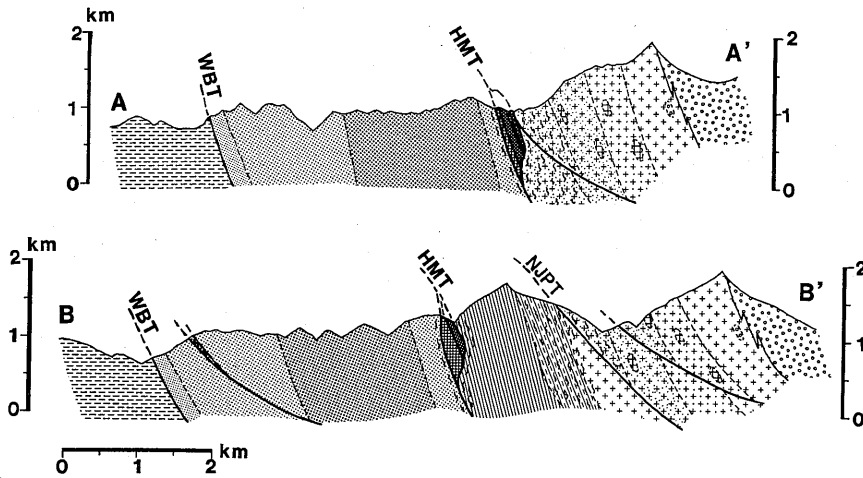


Fig. 3. Geological cross sections of the Hidaka Metamorphic Belt of the upper stream district of the Nii-kappu River. Locations of the sections are shown in Fig. 2. Abbreviations and symbols are the same as in Fig. 2.

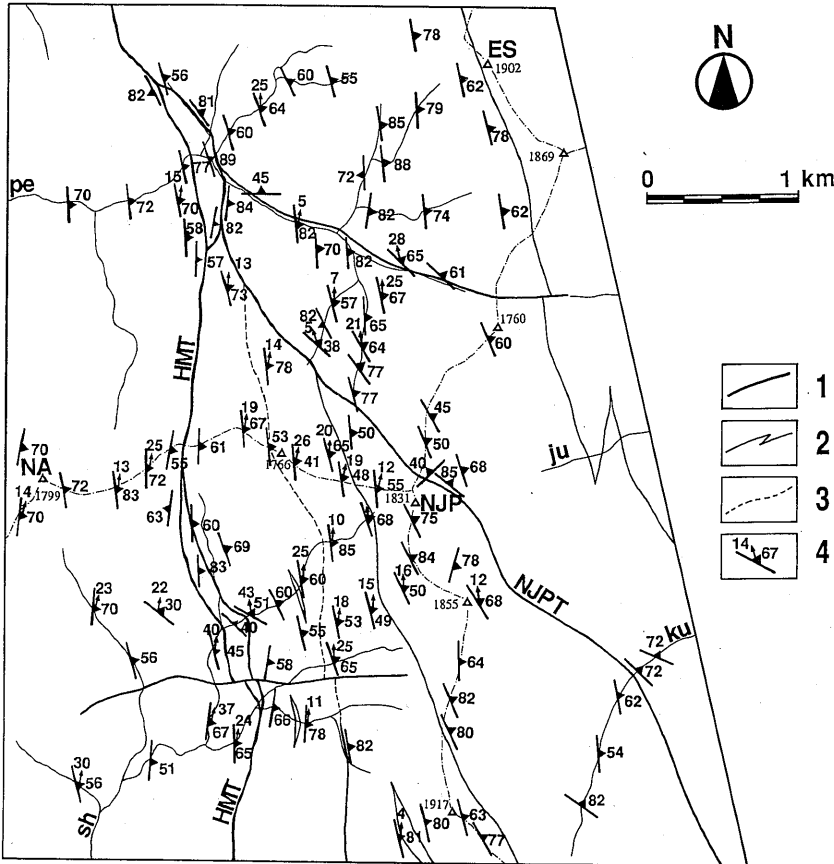


Fig. 4. Structural map around the NJP thrust fault. Location and abbreviations are shown in Fig. 2. Note harmonious schistosity of the Zone D and that of the Main Zone, and schistosity along en-echelon thrust fault.
 1 : Thrust and fault, 2 : Intrusive boundary, 3 : Lithologic boundary, 4 : Schistosity (dip) and mineral lineation (plunge).

pyroclast 周囲の tail が σ -type (Passchier & Simpson, 1986) を示すマイロナイトで、X-Z 面を上から見た状態で変形小構造はすべて右横ずれの変位を示す (Fig. 5-a,

b).

2) 西帯との接合様式

日高主衝上断層の西側には西帯の変成岩類が分布する

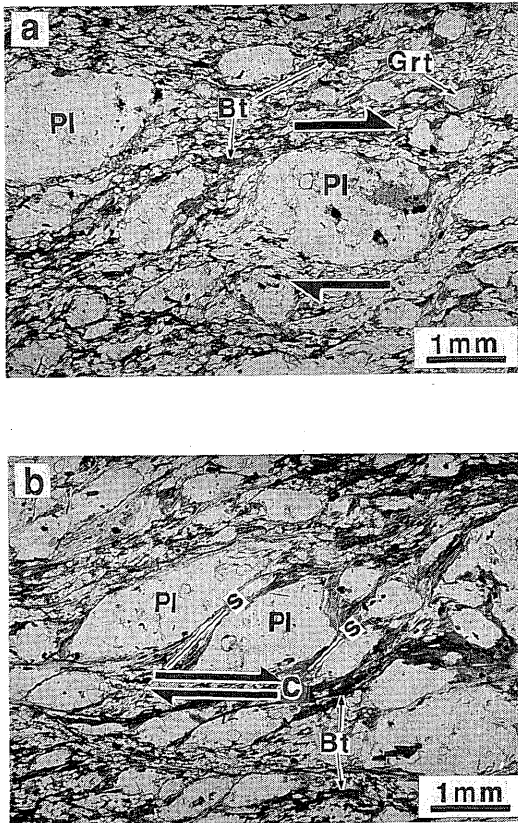


Fig. 5. XZ sections of mylonite, taken in plane-polarized light. a: σ -type feldspar porphyroclast systems. b: S-C mylonite. These asymmetric micro-structural evidences indicate dextral displacement.

が、この場合西帯の緑色ホルンブレンド角閃岩(変はんれい岩・片岩様角閃岩)と主帯のマイロナイトとが直接接する場合と、両者の間に西帯の超塩基性岩体や塩基性・超塩基性変沈積岩体を挟在する場合とがある。これら西帯の超塩基性岩体や塩基性・超塩基性変沈積岩体は、小山内ほか(1986)の西帯の最高変成度のD帯(角閃岩相~グラニュライト相)に相当するので、本論では以後簡略化して「西帯D帯の岩体」あるいは「D帯岩石」などと呼ぶ。

西帯の緑色ホルンブレンド角閃岩と主帯のマイロナイトとが直接接する場合は両者の境界は幅40cm~2mの小断層帯(Fig. 2のi地点)あるいは断層角礫帯(同g地点)である。これに対し、両者の間に西帯D帯の岩体を挟在する場合には、西帯の緑色ホルンブレンド角閃岩とD帯岩石との境界は幅1~3mの小断層帯(D帯は塩基

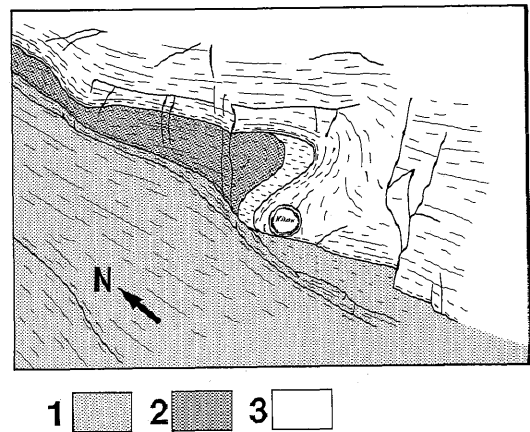


Fig. 6. Occurrence of the Hidaka Main Thrust in the Kamuiekuuchikaushi-yama-chokutou-zawa River. Mylonitized granulite of the Main Zone and metatroctolite of the Western Zone are harmonically folded to form sheath. 1: Green hornblende amphibolite (Western Zone), 2: Meta-troctolite (Western Zone), 3: Mylonitized granulite (Main Zone).

性・超塩基性変沈積岩, a, c, f 地点)であるのに対し, b, d, e, h 地点などでは, D帯岩石と主帯のマイロナイトとの境界はともに褶曲して接合しており, 特にh地点では西帯のメタトロクトライトと主帯のマイロナイトとが調和的に sheath fold (Cobbold & Quinquis, 1980)をなして接合し(Fig. 6), 同時にマイロナイト化している。主帯のマイロナイトと西帯のメタトロクトライトの面構造(π -pole)はシュミットネット上でガードルを形成するが下盤の緑色ホルンブレンド角閃岩の面構造の乱れは少ない(Fig. 7)。つまり, 西帯の緑色ホルンブレンド角閃岩と西帯D帯は, より平面的でブリッフルな境界で接し, 西帯D帯と主帯とはよりダクタイルな境界でともに褶曲して接している。物質的には後者が

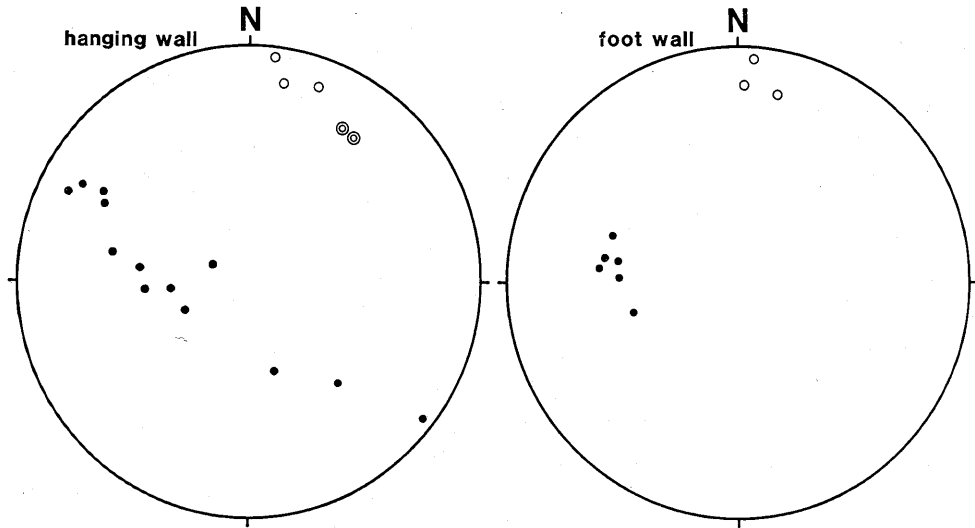


Fig. 7. Difference of the orientation (schistosity, mineral lineation, and fold axis) between foot wall and hanging wall of the "Tectonic" Hidaka Main Thrust of the Kamuiekuuchikaushi-yama-chokutou-zawa River (Schmidt net, lower hemisphere). Schistosity poles of the hanging wall (the Main Zone and Zone D of the Western Zone) form a girdle; those of the foot wall on the other hand are concentric.

Solid circle : schistosity (π -pole), open circle : mineral lineation, double circle : fold axis.

主帯と西帯の境界であるが構造的には前者が日高主衝上断層である。地質図スケールでも西帯 D 帯の岩体は主帯のマイロナイトに取り囲まれて分布しているのに対し、緑色ホルンブレンド角閃岩との境界はより直線的である。なお、西帯 D 帯の岩体は戸蔭別岳以北では山腹～尾根上にしか出現せず、新冠川本流～カムイエクウチカウシ山直登沢では沢底～山腹にしか出現しない。本地域内の D 帯の岩体は地質図には不連続に描かれるが、出現する高度・分布範囲・主帯との接合状態から、戸蔭別岳以北の岩体と新冠川本流以南の岩体の 2 つに区別され、それぞれ北に 0° ～ 8° のプランジをもち地中で連続する棒状の岩体をなしているものと判断される。

2 トーナル岩体周辺の岩石と構造

1) グラニュライト (NJP 衝上断層以南)

本地域最南部で、主帯西縁のマイロナイト帯の東側に帯状に分布する。春別川本流上流部では、HMT で切れ欠落しており分布しない。グラニュライトは南部ほどその分布幅を増し、本地域最南部のカムイエクウチカウシ山西面直登沢では 60 m 程度の幅で見られる。本地域のさらに南のサッシビチャリ川ではさらに厚く、1000 m に達する (小山内, 1985)。岩相は中粒～粗粒のザクロ石-シソ輝石グラニュライトとザクロ石-シソ輝石-堇青石グラニュライトであり、片麻状構造の著しい部分

と、粗粒で輝石角閃岩を包有し不均質なトーナル岩様に見える部分とがある。本地域のグラニュライトはマイロナイト化を強く受けており、後退変成作用によりカミングトン閃石や黒雲母を生じている。

2) 褐色ホルンブレンド角閃岩・輝石角閃岩

暗褐色中粒の岩石で、角閃石の配列により弱い片麻状構造を呈する。北部でははんれい岩質片麻岩やトーナル岩の包有物として広く見られる。最大の岩体は神威岳西方に分布するもので、これは戸蔭別川から本地域北部にかけて南北 5 km、最大幅 1 km のレンズ状岩体をなすことが知られている (青野, 1984MS)。比較的大きなブロック (長径 200～500 m) はこの岩体付近に多い。岩体東部 (上位) では苦鉄質鉱物は角閃石のみであるが、西部では斜方輝石や単斜輝石を伴い、グラニュライト相の組み合わせを示す。単斜輝石は比較的少ない。西側ほど、またトーナル岩に近づくほど角閃石の量比は減少しシソ輝石の量比が増加する傾向がある。

本地域南部ではグラニュライト帯の東側に幅 50～70 m 程度で帯状に分布する。春別川上流部にもわずかに見られるが、南部のユニットには連続せずごく小規模に見られる。

3) はんれい岩質片麻岩

本地域北部から北東部にかけて分布する。暗灰色中粒

の岩石で角閃岩にアグマタイト状に進入し、角閃岩を多量に包有している。岩体西部(下位)では単斜輝石+斜方輝石+斜長石のグラニュライト相の組み合わせを示すが東部では片理面に沿って黒雲母が見られる。鏡下では一般に粗粒で自形性のよい斜長石の周囲に細粒な再結晶斜長石が取り巻いている。西側ほど再結晶が進んでいる傾向がある。再結晶が進んでいないものは初生的なオフィティック組織を残している。この岩体の西部はグラニュライト相で再結晶していることが示されている(青野, 1983)。

4) 角閃石黒雲母片麻岩

NJP 衝上断層よりも南側で、褐色ホルンブレンド角閃岩と縞状黒雲母片麻岩との間に帯状に分布する。分布幅は 1100 m 程度であるが北部では HMT に切れ西側が欠落している。一般に片麻状構造の弱い暗灰色中粒の褐色~淡褐色ホルンブレンド角閃岩で、非常に均質な岩相を示すが、小規模に淡褐色中粒の黒雲母片麻岩(カムイエクウチカウシ山直登沢右股)や暗灰色のザクロ石角閃岩(カムイエクウチカウシ山直登沢左股)を挟むことがある。また、褐色ホルンブレンド角閃岩を包有することがある。まれにシソ輝石-黒雲母トータル岩(下部トータル岩)が 30 cm~2 m 程度の小規模な岩体として進入している。また、春別川本流最上流部(ナメワッカ岳分岐ピークへ上がる沢)の 1400 m 地点の大滝を中心として、東西 70 m にわたって大量の超塩基性岩を包有する不均質な部分が見られる。超塩基性岩はダナイト、レルゾライト、ハルツパーチャイトで、ダナイト、レルゾライトが多い。変質して蛇紋石や滑石を生じているものも少なくない。超塩基性岩包有物は直径 5 mm~40 cm で球形を呈しており、周囲に直閃石・金雲母・滑石からなる 5 mm~1 cm のゾーンが形成されている。

この角閃石黒雲母片麻岩は火成岩組織を残している部分があることや、前述の超塩基性岩の包有状態はマグマ中のゼノリスであることを示していると考えられるので、小松ほか(1986)で指摘されているように、この岩石の源岩は、はんれい岩~閃緑岩である。

3 トータル岩体とその周辺の岩石

1) トータル岩体周辺の縞状黒雲母片麻岩

中部トータル岩体の両側に広く分布する。また、中部トータル岩中の包有物としても多量に見られる。主として黒雲母、白雲母、斜長石、石英、カリ長石で構成される。

中部トータル岩体よりも東側(上位)では、黒雲母に富む優黒部と珪長質の優白部とが片理に平行に 1 mm~3 cm オーダーで互層するが、トータル岩体に近づくにつれ、次第に珪

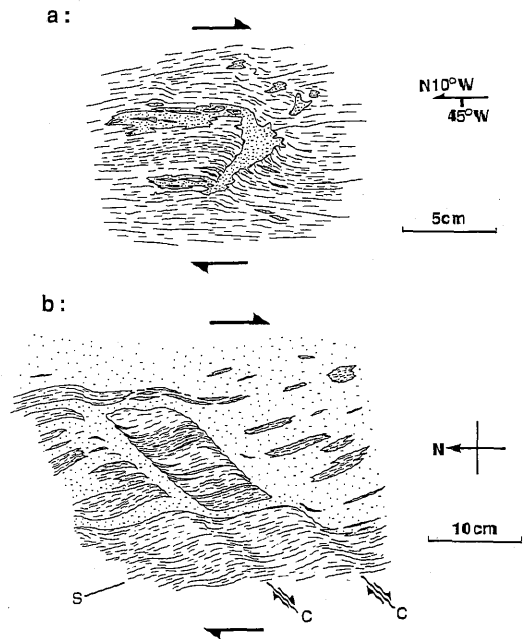


Fig. 8. Sketched profile showing the occurrence of the banded biotite gneiss (striped) and tonalite (dotted). a: Tonalite intrudes along asymmetric fold axis. b: Tonalite intrudes along shear bands (C). These occurrences indicate that tonalitic magma emplaced under dextral shear stress. Orientation of the rock slab surface is indicated.

長質の優白部が増加し、drag fault 群に進入した珪長質の脈と片麻岩の面構造に平行な脈とで網目状に切られるようになり、さらに非対称褶曲の褶曲軸や非対称 pinch-and-swell ないし非対称ブーダンのブーダンネックに珪長質部が見られるようになり(Fig. 8-a, b), 次いでトータル岩にアグマタイト状に包有されるようになり、最終的には縞状黒雲母片麻岩を不均質に包有する黒雲母トータル岩(中部トータル岩)へ移行する。Hanmer (1986), Malavieille (1987)は非対称 pinch-and-swell および非対称ブーダンの形態が剪断センスの決定に有効であることを示し、多くの具体例を提示している。彼らの変形構造の形態からの剪断センスの決定方法に従うと、本地域の縞状黒雲母片麻岩中に観察される変形小構造は片麻岩の面構造にほぼ平行な右横ずれの単純剪断応力を受け形成されたことを示している(Fig. 8-a, b)。

中部トータル岩体よりも西側(下位)では、黒雲母に富む優黒部と珪長質の優白部とが片理に平行に 1 mm~3 cm オーダーで互層する。著しく褶曲していることがあ。主稜線の中部トータル岩体に近づくにつれ片理にや

や斜交(片理面の走向はほぼ南北に近いがトータル岩脈はやや北西-南東方向を示す)するトータル岩の岩脈が幅・出現頻度ともに急激に増加し、縞状黒雲母片麻岩を不均質に包有する黒雲母トータル岩(中部トータル岩)へ移行する。中部トータル岩体との境界は中部トータル岩体上側(東側)の境界に比べ急激に移化し、かつ明瞭である(カムイエクウチカウシ山直登沢左股上流部など)。下位の角閃石黒雲母片麻岩との境界付近は著しくマイロナイト化している。

2) トータル岩

本地域中央部に広く分布し、グラニュライト相～角閃岩相下部の変成岩層中へ進入し、おのこの進入位置の変成岩類を大量に包有しており、非常に不均質な岩相を示す。構成鉱物や化学組成から S-type と I-type に区分される 2 系列のタイプが存在するが、ほとんどが S-type である。両タイプの境界は多くは漸移的、まれに I-type が S-type 中に岩株状に貫入する。両タイプのトータル岩類は変成岩層序への進入位置でそれぞれ特徴的な鉱物組み合わせを示す。また不透明鉱物として S-type はグラファイト・イルメナイトを、I-type は多くの場合イルメナイトのみを含む。

最も西側(見かけ下位)には、S-type としては黒雲母+斜方輝石+ザクロ石+堇青石+斜長石+石英±カリ長石、I-type としては黒雲母+角閃石+斜方輝石±単斜輝石+斜長石+石英の鉱物組み合わせで特徴づけられる最下部トータル岩が分布する。変成岩包有物として砂泥質グラニュライト(ザクロ石-斜方輝石-黒雲母グラニュライト)、塩基性グラニュライト(両輝石角閃岩, 斜方輝石角閃岩, はんれい岩質片麻岩), ハルツバージャイトを包有する。

これら変成岩包有物の周囲ではマグマとの反応によって鉱物組み合わせが変化しており(小松, 1986; 小松・志村, 1988; 志村, 1988a, b), 特に砂泥質グラニュライトの周囲では、トータル岩マトリックスとの境界が不明瞭で、ザクロ石の巨晶(径 3 mm～3 cm)や斜方輝石の濃集部を伴う優白で不均質なゾーンが幅数 cm～数 m にわたり形成されている(Fig. 9-a)。包有物の砂泥質グラニュライト中には黒雲母($X_{Mg} (=Mg/(Fe+Mg))=0.53\sim0.71$)が非常に少なく、ザクロ石・斜方輝石が多量に見られる(Fig. 10-a)。これに対し周囲の優白なゾーン中には融食形を示す斜長石, および融食形あるいは自形の石英・黒雲母を含むプール状のカリ長石が多く見られる(Fig. 10-b)。この斜長石は $An (=100 \times Ca/(Ca+Na+K))=35\sim39$ で, core～mantle で An が増加する逆累帯構造, rim で正累帯構造を示す。また, このゾーン

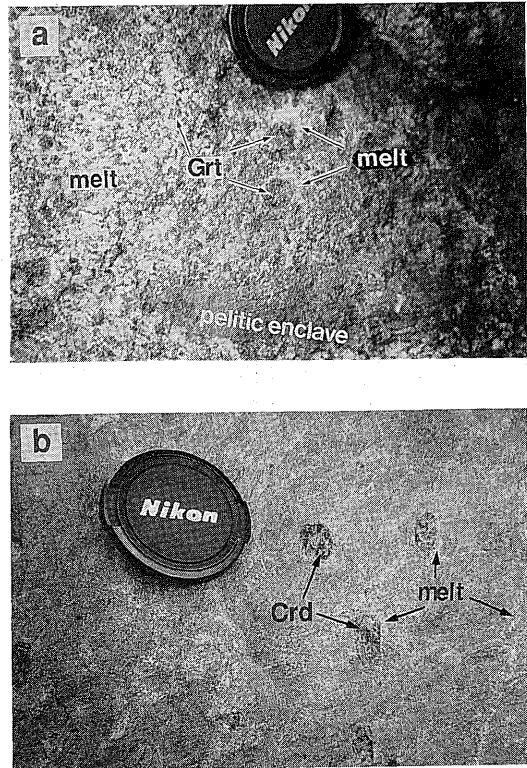


Fig. 9. a: Occurrence of the pelitic granulite enclaves (Grt-Opx-Bt granulite) of the basal tonalite. Note the megacrysts of garnet in leucosome.

b: Occurrence of the pelitic metamorphic enclave (Grt-Bt gneiss) of the former tonalite, including cordierite porphyroblast formed due to interaction with tonalite magma.

内のザクロ石は $Prp (=100 \times Mg/(Fe+Mn+Mg+Ca))=9.8\sim27.4$ で core～mantle で正累帯構造, rim で逆累帯構造を示す(志村, 1988a)。

変成岩包有物の非常に少ない部分では I-type, S-type ともに均質な岩相を示し, 構成鉱物はすべて rim で温度が下がる傾向の組成累帯構造を示す。例えば, S-type 中のザクロ石は $Prp=12.8\sim26.3$ で, rim に向かい Prp が単調に下がる逆累帯構造, 斜長石は $An=31\sim34$ で core で oscillatory zoning, rim で正累帯構造を示す。最下部トータル岩の分布幅は約 500 m で, マイロナイト化帯を含めると約 1200 m である。

この東側には S-type が黒雲母+斜方輝石±堇青石+斜長石+石英±カリ長石, あるいは黒雲母+ザクロ石±堇青石+斜長石+石英±カリ長石, I-type が黒雲母+角閃石+斜方輝石±単斜輝石+斜長石+石英で特徴づけ

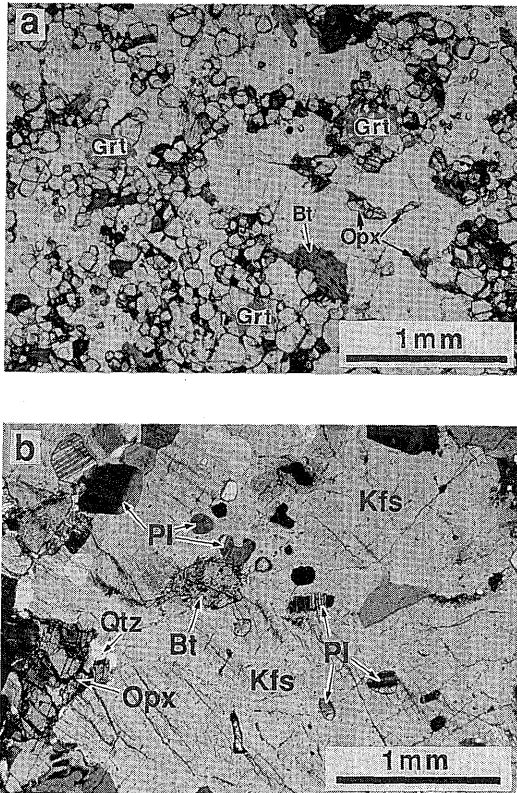


Fig. 10. a: Thin section of the pelitic granulite (Grt-Opx-Bt granulite) enclave of the basal tonalite. Plane-polarized light. b: Occurrence of a pool of Kfs in the leucosome around the pelitic enclave of the basal tonalite. Crossed polars.

られる下部トーナル岩が分布する。S-type の鉱物組み合わせは前者がほとんどである。変成岩包有物として砂泥質変成岩(ザクロ石-斜方輝石-黒雲母グラニュライト, ザクロ石-堇青石-黒雲母グラニュライト, 黒雲母片麻岩), 塩基性変成岩(両輝石角閃岩, 斜方輝石角閃岩, 褐色ホルンブレンド角閃岩, はんれい岩質片麻岩), ハルツバージャイトを包有する。砂泥質変成岩包有物の周囲(幅数 mm~数 cm)にはマグマとの反応によって長径 0.5~1.5 mm の堇青石の濃集部が形成されていることがある。また, 包有物内部に堇青石斑状変晶(Fig. 9-b)が見られることもある。堇青石は $X_{Mg}=0.70\sim0.81$ で, 共存する黒雲母は $X_{Mg}=0.66\sim0.71$ である。堇青石斑状変晶の周囲などには, プール状のカリ長石・石英のパッチが見られ, カリ長石中には融食形を示す黒雲母が見られる。下部トーナル岩の分布幅は北側で広く約 1000 m, 南側では約 400 m である。

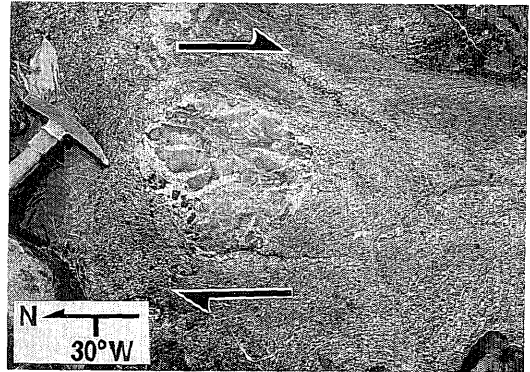


Fig. 11. Occurrence of the flow structure of the tonalite. Asymmetric tail of flow structure is observed around the mafic metamorphic enclave (Opx amphibolite, center), indicating dextral displacement.

さらにトーナル岩のゾーンとしては最も東側に, 札内川上流地域から主稜線にかけて, S-type が黒雲母±白雲母±堇青石+斜長石+石英±カリ長石, および I-type が黒雲母+角閃石+斜長石+石英で代表される中部トーナル岩が分布する。変成岩包有物として塩基性変成岩(褐色角閃石角閃岩, 変はんれい岩), 砂泥質変成岩(縞状黒雲母片麻岩)を包有する。

これらの進入位置の異なるトーナル岩類にはマグマの流動による弱い面構造が見られる。変成岩包有物の周囲ではこの面構造には非対称な「tail のたわみ」が見られ (Fig. 11), 右横ずれの変位を示している。

最下部~中部トーナル岩の連続部の南限は NJP 衝上断層によって境されている。NJP 東壁(札内川十の沢カール壁)では NJP 衝上断層が観察できるが, ここでは最下部トーナル岩と中部トーナル岩が接しており, 両者の間には幅 1 m の破砕帯(小断層帯)となっている。この断層の上盤の最下部トーナル岩は sheath fold を伴うダクタイルな変形を被っているのに対し, 下盤には著しい褶曲は認められず面構造の乱れは少ない (Fig. 12)。

花崗岩質マグマの進入期と地殻の運動

1 花崗岩質マグマと地殻物質の反応

主帯の花崗岩質岩類は地殻変成岩層のさまざまな位置に進入している。これらの進入位置の異なるトーナル岩体は, 先に述べたように各進入位置の壁岩の変成岩類を大量に包有し不均質な岩相を示すが, これらの変成岩包有物とトーナル岩マグマとはおのの進入位置で異なる反応(部分熔融反応・元素の移動を伴う固相-液相反応・

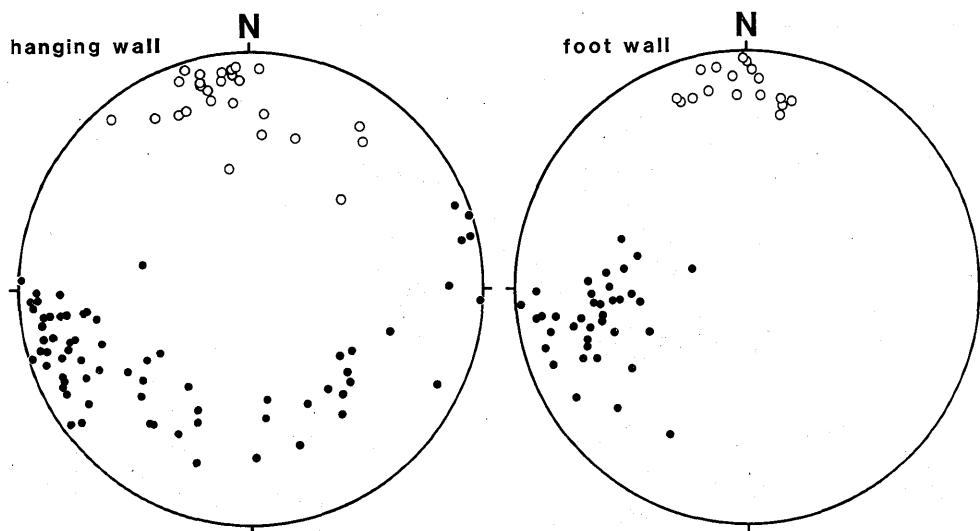
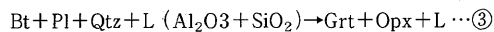
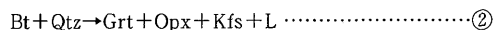
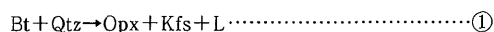


Fig. 12. Difference of the orientation between foot wall and hanging wall of the NJP thrust fault on the east face of the Namewakka-junction peak (Schmidt net, lower hemisphere). Schistosity poles of the hanging wall form a girdle; those of the foot wall on the other hand are concentrical.

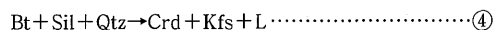
変成反応)を行っている。これらの反応過程には物質の移動を伴う *metasomatism* が少なからず関与していると思われ(志村, 1988a), 非常に複雑であるので, 詳細な記載・考察は他の論文で行うこととし, ここでは *P-T* 条件推定のために簡単に述べる。

最下部トータル岩(Figs. 9-a, 10)では, マグマに包有された砂泥質グラニュライトは温度の上昇とともに黒雲母の分解反応を伴う部分溶融を起こし, 正累帯構造のザクロ石の巨晶, 斜方輝石の濃集部, 逆累帯構造の斜長石, およびメルト(融食形を示す斜長石を包有するプール状のカリ長石)を生じている。これは次の反応,

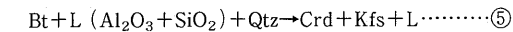


で示される(LはLiquid)。包有物内部ではマグマからの熱の供給により反応①・②が起こるが, 包有物外縁ではマグマからの物質の供給を伴う固相-液相反応③も伴われる。

これに対し下部トータル岩では, 砂泥質変成岩包有物(ザクロ石黒雲母片麻岩, 縞状黒雲母片麻岩)周囲や内部に堇青石とプール状のカリ長石・石英を生じている(Fig. 9-b)。本地域では珪線石は見いだされていないが, これらの反応生成物から次の反応が考えられる。

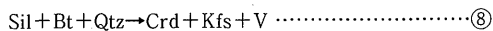
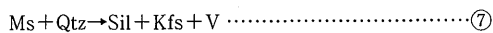
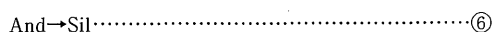


あるいは固相-液相反応,



である。

中部トータル岩では, 接触変成作用によって堇青石を生じていることはあっても新たなメルトは観察されない。本地域内ではアルミノ珪酸塩鉱物が見いだされていないので, 接触変成作用の過程の詳細な解明はできていないが, 大和田(1989)は主帯南部地域において中部トータル岩の接触変成作用を,



であるとした。

Vielzeuf & Holloway (1988)は天然の泥質変成岩で溶融実験を行うとともに, A-K-(F, M)-(S-H)系, KFMA-SH系, FMAS系の泥質岩組成の変成岩の部分溶融反応を *P-T* 面上に総括した。また, 白雲母の分解反応および $\text{Bt} + (\text{Ms}, \text{Als}, \text{Crd}) + \text{Kfs} + \text{Qtz} + \text{V} \rightarrow \text{L}$ が起こる条件以下では fluid-present ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{Total}}$), これらの反応が完了すると H_2O が消費され fluid-absent の条件になるとした。しかし, これらの反応が起こる条件以下でも, グラファイトが含まれる泥質変成岩(主帯の泥質変成岩・S-type トータル岩中にはグラファイトが普遍的に含まれる)の場合, $2\text{H}_2\text{O} + 2\text{C} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$ の反応によって CH_4 と CO_2 を生ずるため, 中-高変成度の変成岩では $X_{\text{H}_2\text{O}} < 0.9$ であり(Ohmoto & Kerrick, 1977), $P_{\text{H}_2\text{O}}$

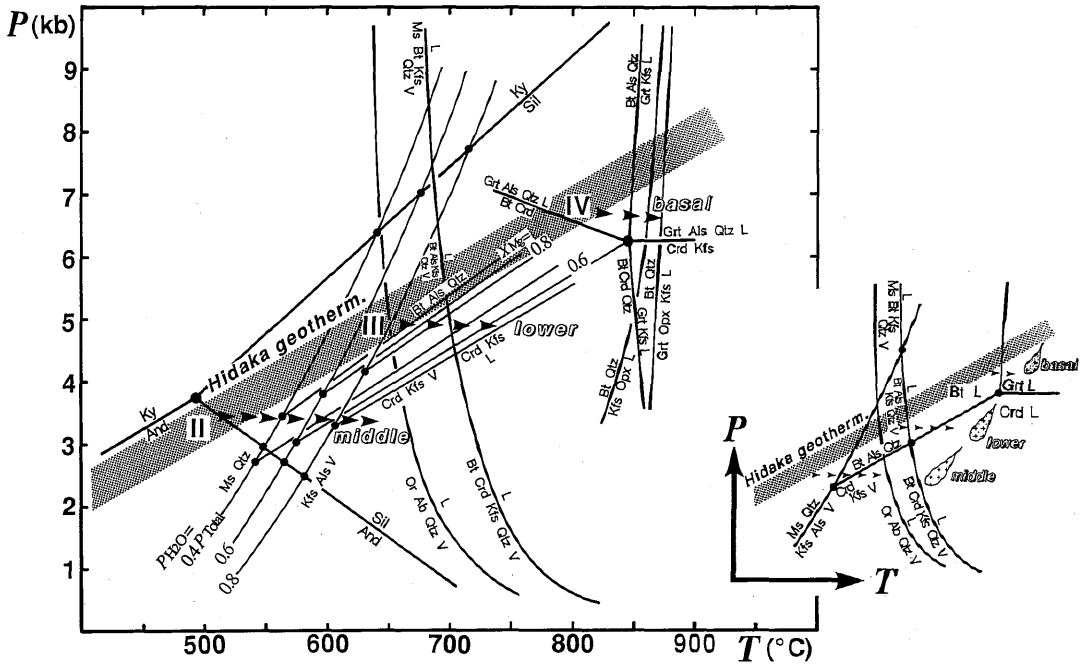
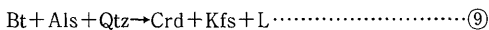


Fig. 13. *P-T* conditions of interaction between pelitic metamorphic rocks and S-type tonalite magmas at the various depth. II, III, IV and a shadow belt are metamorphic grade and geothermal gradient of the Main Zone of the Hidaka Metamorphic Belt, in the peak metamorphism (after Osanai *et al.*, 1991).

$Qtz = Kfs + Als + V$, $Bt + Als + Qtz = Crd + Kfs + V$, from Holdaway & Lee (1977) and Lee & Holdaway (1977). Al_2SiO_5 phase diagram, Holdaway (1971). Other reaction curves are from Vielzeuf & Holloway (1988).

< P_{Total} と考えられている。

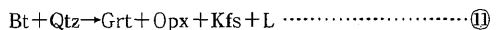
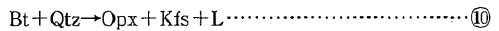
黒雲母・アルミノ珪酸塩鉱物・石英・カリ長石と共存する堇青石の安定領域は、*P-T* 条件の他に P_{H_2O} や堇青石の X_{Mg} によっても変化する (Schreyer & Seifert, 1969; Lee & Holdaway, 1977; Holdaway & Lee, 1977)。下部トナル岩の進入位置では、④あるいは⑤の反応によって形成されている堇青石は $X_{Mg} = 0.70 \sim 0.81$ 、共存する黒雲母は $X_{Mg} = 0.66 \sim 0.71$ である。よってこれらの反応は $X_{Mg} = 0.6 \sim 0.8$ での $Bt + Als + Qtz = Crd + Kfs + V$ の反応曲線 (Lee & Holdaway, 1977; Holdaway & Lee, 1977) の fluid-absent への延長 (Vielzeuf & Holloway, 1988)。



に相当するであろう。 P_{H_2O} は現在見積もっていないので⑨に相当する反応曲線のうち $P_{H_2O} = 0.8, 0.6, 0.4$ (Lee & Holdaway, 1977; Holdaway & Lee, 1977) およびその fluid-absent への延長を Fig. 13 に示した。中部トナル岩の進入位置における反応⑥・⑦・⑧については、大和田 (1989) に従い⑥は Holdaway (1971)、⑦・⑧は Lee & Holdaway (1977), Holdaway & Lee (1977)

の $P_{H_2O} = 0.8, 0.6, X_{Mg} = 0.6$ で検討する。

最下部トナル岩における反応①・②は、KFMASH 系における fluid-absent melting (Vielzeuf & Holloway, 1988) の、黒雲母の分解反応、



に相当する。これらの黒雲母の分解反応は急傾斜の dP/dT 勾配をもち (例えば, Vielzeuf & Holloway, 1988; Le Breton & Thompson, 1988), 下部地殻の圧力条件 (5~10 kb) で天然の砂泥質岩組成 (グレイワック・ペライト) では特に 850~880°C 程度で急激に進行する (Green, 1976; Clemens & Wall, 1981; Vielzeuf & Holloway, 1988; Le Breton & Thompson, 1988)。よって fluid-absent の条件で天然の砂泥質変成岩では、①, ②, ⑩, ⑪の反応曲線の位置に大ききずれはないとみなせる。また S-type マグマの結晶作用においても、黒雲母の晶出開始温度は P_{Total} , X_{H_2O} による変化は少なくとも 820~870°C である (Clemens & Wall, 1981, 1984, 1988) から、マグマの関与する反応③についてもこれらの反応と大きな温度差はないとみなし、黒雲母の分解反応を

Vielzeuf & Holloway (1988)の反応⑩, ⑪で近似した。このようにして Vielzeuf & Holloway (1988)の示した泥質岩組成の $P-T$ 面上の反応曲線のうち、堇青石の関与する反応および白雲母の分解反応について部分修正した相平衡図を Fig. 13 に示した。

Osanai *et al.* (1986, 1991)は主帯変成岩類の変成分帯と、その $P-T$ 条件を明らかにし、主帯地殻層の最高変成度時の地温勾配を明らかにした (Fig. 13 網目部)。この地温勾配と、本章でこれまでに検討してきたトーナル岩マグマの各進入位置での壁岩との反応を比較すると、各進入位置での反応過程はそれぞれの地殻変成岩層序の深度での温度上昇反応を示している (Fig. 13 矢印)。このことは地殻内に進入した花崗岩質マグマがおのおのの進入深度で熱を供給し、あるいは地殻物質と反応したことを示している (Fig. 13 右下図)。

したがって、花崗岩質マグマ進入期には“日高地殻”は水平な状態、すなわち東上位・西下位の状態をほぼ保っていたものとみなすことができ、花崗岩質岩の変成岩層序への進入位置は地殻内の深度をほぼ反映しているといえる。すなわち、本地域の進入深度の異なるトーナル岩体は、下部地殻～中部地殻に至る花崗岩進入体の断面を示している。

2 花崗岩質マグマ進入期の地殻の運動 (D0～D1 event)

主帯の花崗岩質マグマは、主変成作用期に最下部地殻がアナテクシスを起こして生じ (大和田・小山内, 1989; 小山内ほか, 1990)、その後地殻の運動とともに地殻内部に進入したとされている (在田ほか, 1986; 志村, 1989a; Komatsu *et al.*, 1989; 豊島・原, 1990)。

前述したように、花崗岩質マグマの進入場は右横ずれ (地殻層を変成帯衝上以前の水平な状態に戻すと上盤側が北から南へ)の変位を伴う剪断帯である。また、花崗岩質岩類の分布は緑色片岩相～角閃岩相下部の変成岩層 (中部トーナル岩)とグラニュライト層 (最下部トーナル岩)の2層準に集中する (小松, 1986)。最下部トーナル岩は、一般にグラニュライト相変成岩の西側 (下位)に、主帯西縁をなすマイロナイトの源岩として広く分布しており (小山内, 1985; Osanai *et al.*, 1986; 番場, 1985MS)、大規模にアナテクシスを起こしたと考えられている最下部地殻層は、このマイロナイト化した最下部トーナル岩で切断され地表には露出していない (小松ほか, 1986; Osanai *et al.*, 1991)。このことも最下部トーナル岩の進入面が地殻内の構造的な不連続面であることを示している。

最下部トーナル岩以外の主帯の花崗岩質岩体は、変成岩層序にやや斜交し岩体南東部が変成岩層浅部に進入す

る傾向があり (Fig. 1)、本地域では中部トーナル岩体の北西側で下部～最下部トーナル岩体に連続している。

地殻内の剪断帯でもある花崗岩質マグマの進入場のこの“局部集中的な”分布傾向は、“日高地殻”が花崗岩質マグマ進入期に、最下部トーナル岩の位置に floor thrust、中部トーナル岩の位置に roof thrust をもつ duplex-structure ないし imbricate-fan-thrust-structure を構成し、ramp に沿ってマグマが上昇・進入したものとみなされる。

Komatsu *et al.* (1989)は主帯に見られる剪断帯の $P-T$ 条件を検討し、主帯の変成-変形履歴を D0～D2 event の3ステージに区分した。すなわち、

D0: 主変成作用期

D1: 地殻の水平滑り期

D2: 右横ずれ衝上運動期

である。

主帯の花崗岩質岩類は、D0 event で形成された変成岩の片理を切断する (Fig. 8)が、D1～D2 event のマイロナイト化を被っている (Toyoshima, 1991)。よって、D1 event 初期に地殻層に進入し、D1 event 時に固結していることになる。

以上のことから、花崗岩質マグマの発生～進入時のテクトニクスを Komatsu *et al.* (1989)のステージ区分に対応させて示すと次のようになる。

D0 event: (Fig. 14-a)

変成作用が最高 $P-T$ 条件に達し、最下部地殻がアナテクシスを起こし、トーナル岩質マグマが発生する。メルトと残留固相との分離が進行する。脱水された岩石はよりブリITTLEになるから (Turcotte & Schubert, 1982)、高度にアナテクシスを起こした最下部地殻はよりブリITTLEになり、地殻内で最もダクタイルな層準は、モホ面からメルトの濃集したグラニュライト層のより上部に移る。

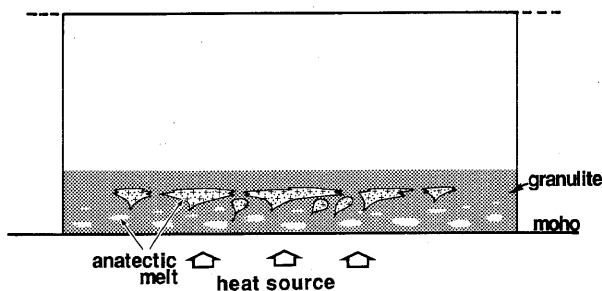
D0→D1 event: (Fig. 14-b)

地殻内の歪がメルトの濃集した層準 (最下部トーナル岩)に集中し、地殻が duplex 形成を伴う南向きの水平滑り～衝上運動を始める。Ramp に沿ってマグマが上昇し roof thrust に達する (中部トーナル岩)。活動的な剪断帯にマグマが存在することにより歪が解放され易くなり、地殻の衝上運動が促進される。特に最下部トーナル岩の層準は日高主衝上断層の先駆的な剪断帯となる。

主帯と西帯の接合期と地殻の運動 (D2 event)

ここでは、前章で述べた D1 event (地殻の水平滑り期)に引き続いて起こった D2 event (右横ずれ衝上運動

a : D0 event
primary metamorphic event



b : D1 event
subhorizontal displacement and intrusion of tonalites

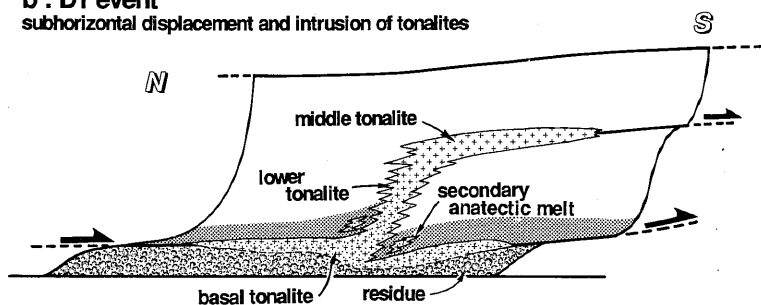


Fig. 14. Schematic cross sections of "the Hidaka crust" to illustrate a model of the primary metamorphic event (D0) (a), and the subsequent event (D1) of subhorizontal displacement and intrusion of tonalite (b).

期の地殻の運動を、先に述べた衝上断層の産状に基づき解析する。

多くの岩石は、より高圧ではよりダクタイルな変形をすることは古くから知られていた(例えば, Robertson, 1955; Paterson, 1958; Mogi, 1966; Byerlee, 1968). 同様に、より高温でもよりダクタイルな変形をするから (Caristan, 1982), 基本的に地殻深部の岩石ほど、よりダクタイルな変形をすることになる。この考えに基づいて剪断帯内の褶曲などの変形構造が見直されるようになり (Fyson, 1971), 地殻内の剪断帯の creep-fracture ないし ductile-brittle transition の深度の重要性が論じられるようになった (Kligfield *et al.*, 1984; Gibson & Gray, 1985; Ramsay & Huber, 1987; Toriumi, 1990).

また、ductile-brittle transition の深度は岩石の種類により異なり (Chen & Molnar, 1983), さらに歪速度 (strain rate) によっても変化し、より急激な変形ではよりブリットルになる。Pfiffner & Ramsay (1982) は造山帯では $10^{-14} \sim 10^{-15}$ (sec^{-1}) の歪速度が特徴的であるとした。Doser & Smith (1982) は引張応力場の地殻において歪速度 $10^{-14} \sim 10^{-16}$ (sec^{-1}) を求め、Toriumi (1990) は付加プリズム内の岩石の変形を歪速度 10^{-14} (sec^{-1}) で説明している。これらの歪速度の範囲内では、個々の岩石種についての ductile-brittle transition

の深度の変化は小さく、岩石の種類による違いの方がはるかに大きい (Smith & Bruhn, 1984). したがって、多くの変成帯ないし地殻の運動において歪速度が大きく異なるならいすとすると、単純な地温勾配をもつある地殻において、深部から衝上してくるある岩石は、基本的にある深度までダクタイルな変形を被り、それ以後ではブリットルな変形を被ることになる。

宮下 (1983) は、西帯オフィオライトの源岩層序は中央部で背斜をなし、東縁では逆に最深部がめくれ上がっていることを述べ、小山内ほか (1986), 木崎・宮下 (1991) は、この構造は西帯が変成作用を被ったときにすでに形成されていたことを示した。また、小山内ほか (1986) は西帯の岩石は衝上してきた主帯下部と接することにより変成作用を被ったとし、主帯と西帯 C 帯 (角閃岩相) との接合は 650°C , 4 kb (深さにして約 13 km) 程度で起こったことを示した。さらに彼らは西帯 D 帯の岩石との接合はこれよりやや高温下で起こったことを予測している。

前述したように、本地域内の NJP 衝上断層や日高主衝上断層などの衝上断層には、Fig. 15 に模式的に示したように上盤と下盤との間に変形様式の違いが見られる。例えば、札内川十の沢カール壁の NJP 衝上断層の露頭では、上盤には sheath fold が見られ、面構造は

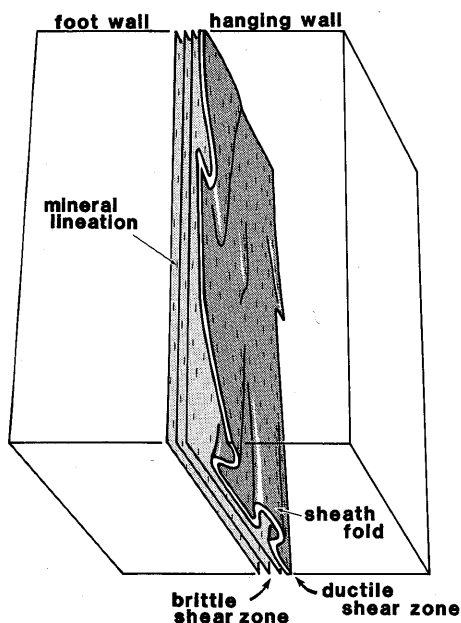


Fig. 15. Simplified schematic picture showing the contact relation of the thrust faults (NJP thrust fault and Hidaka Main Thrust), scaled a few centimeters to hundred meters. Note the difference of deformation styles between the hanging wall and the foot wall, and sheath folds in the hanging wall.

ガードルを形成するのに対し下盤の岩石の面構造の乱れは少ない(Fig. 12). あるいは主帯のマイロナイトと西帯D帯の岩石とは sheath fold を伴ってともに褶曲して接合している(Figs. 6, 7)のに対し, D帯の岩石と西帯の緑色ホルンブレンド角閃岩とはブリッتلな剪断帯で境されている。Sheath fold は非常にダクタイルな剪断帯に特徴的な変形構造である(Ramsay & Huber, 1987)から, これらの産状は, 地殻のより深部においてダクタイルな変形を被った後, 衝上運動とともに ductile-brittle transition を経過し浅部でブリッتلな変形を受けたものであると判断される。

Smith & Bruhn (1984)は天然のさまざまな岩石や鉱物の ductile-brittle transition の深度を示したが, 西帯D帯の岩石(グナイト, ハルツバージャイト, 塩基性変沈積岩)は彼らの示した岩石・鉱物(limestone, granite, quartz, wet quartzite, dry quartzite, diabase, olivine)の中では diabase や olivine に相当する。火成活動の活発な地殻の地温勾配のもとで, Pfiffner & Ramsay (1982)の示した歪速度($10^{-14} \sim 10^{-15}$ (sec $^{-1}$))で日高変成帯が衝上してきたものと仮定し, Smith & Bruhn (1984)

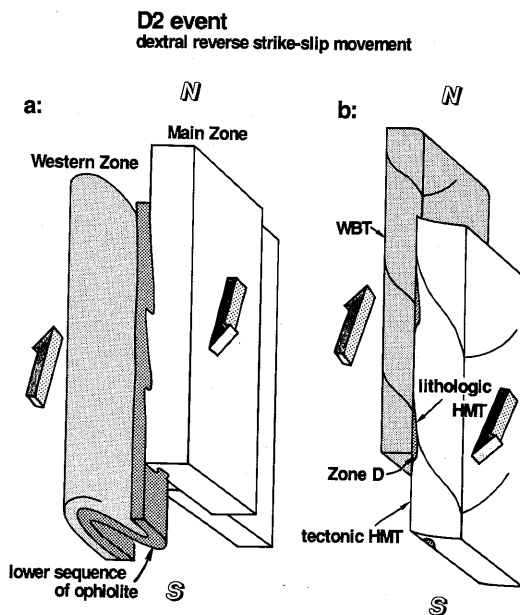


Fig. 16. Schematic uplift model of the Hidaka Metamorphic Belt at the dextral reverse movement (D2 event).

に基づいてD帯の岩石の ductile-brittle transition の深度を見積もると, 14 km 程度が見積もられた。よってD帯岩石と主帯との接合は14 km 以深であればダクタイルな変形をなし得, 小山内ほか(1986)による変成作用からの主帯-西帯の接合深度の見積もりと矛盾しない。

西帯の変成作用(宮下, 1983; 小山内ほか, 1986; 木崎・宮下, 1991)は右横ずれの変形作用と同時に起っているとされている(Jolivet & Miyasita, 1985; 新井・宮下, 1989; Jolivet & Huchon, 1989; 新井, 1991)。また, これは主帯の右横ずれ衝上運動(豊島, 1983; 在田ほか, 1986; 志村, 1989a; 豊島・原, 1990; Toyoshima, 1990, 1991)に伴うものである。この時期の日高変成帯の変成・変形ステージは Komatsu *et al.*(1989)のD2 event (右横ずれ衝上運動期)に対応する。よって, 主帯-西帯接合期の地殻の運動は次のように描くことができる。

D2 event : (Fig. 16)

主帯のトータル岩質マグマの活動の後, 主帯の衝上運動に伴い, 主帯下部と西帯オフィオライトとが接合する。これは右横ずれ衝上運動である。この運動に伴い, 西帯オフィオライトには源岩の背斜構造が形成され, 接合部深部(14 km 以深)では西帯東縁がめくれ上がり,

オフィオライト層序下部の岩石が sheath fold をなして主帯下部とともに褶曲する (Fig. 16-a)。主帯が西帯に変成作用を与える。右横ずれ衝上運動に伴い、主帯内には NJP 衝上断層のように HMT から分岐する衝上断層が生じ、主帯に見られる duplex-structure ないし imbricate-fan-thrust-structure (Figs. 1, 2) が形成された。西帯内に見られる北西-南東走向・北東傾斜の雁行状の衝上断層 (宮下, 1983; 小山内ほか, 1986) もこの時期に形成されたものであろう。また、変成帯の衝上運動とともに D 帯の岩石は ductile-brittle transition を経過し、ブリッتلな変形を被り、新たな剪断面を形成した。これにより西帯 D 帯の岩石は主帯に巻き込まれたまま衝上するようになった。テクトニックな意味での新たな日高主衝上断層 (ブリッتلな剪断面, Tectonic HMT) は岩相境界 (オフィオライトと島弧性地殻との境界, Lithologic HMT) と必ずしも一致しなくなった (Fig. 16-b)。

高温型変成帯の衝上過程について

これまでに日高変成帯主帯北部において、水平滑り期 (D1 event) と右横ずれ衝上運動期 (D2 event) の構造運動によって 2 回にわたり duplex-structure が形成されたことを述べてきた。トータル岩マグマは水平滑り期のデコルマンと、duplex-structure ないし imbricate-fan-thrust-structure の ramp~flat roof に沿って進入し、それぞれ最下部、下部~中部トータル岩体を形成している。このことは主帯の他地域にもあてはまる。トータル岩体の進入面は変成岩層の構造的不連続面であり、トータル岩体を境に下盤と上盤の岩相・構造には違いが見られる。本地域の場合 (Fig. 2) は、上盤には砂泥質グラニュライトはほとんど見られず、はんれい岩質グラニュライト、角閃岩、はんれい岩質片麻岩で構成され、下盤の岩相とは著しく異なっている。トータル岩体の規模や層準のずれ (Figs. 1, 2) から見てもこの duplex-structure は主帯において極めて大きな構造であるということが出来る。主帯全体ではこれ以外にも少なくとも 2 つの大きな不連続面が存在し、地殻変成岩層はこの面を境として duplex-structure をなして積み重なっている。したがって、現在地表で見られる断面がそのまま最高変成度時の地殻断面を表しているわけではない。

日高変成帯主帯を島弧性地殻の断面として 2 次元的に解析する作業は現在ほぼ一段落した。他の高温型変成帯についてもそれらが島弧・大陸性地殻の衝上断片であることが明らかにされてきている (Fountain & Salisbury, 1981; 小松, 1989)。これらの高温型変成帯はま

た、大量の花崗岩質岩類の分布で特徴づけられる。そして花崗岩質マグマは主変成作用期を過ぎてから進入し、その後地殻の衝上運動が急激に進行している場合が多い。例えば、領家帯では花崗岩質マグマは剪断帯を形成しつつ進入し (櫻井・原, 1990a, b; 猪熊ほか, 1990)、貫入初期段階から固結後まで変形を被り (金折ほか, 1991)、変成岩層は東から西への水平滑り→左横ずれ衝上運動によりナップを構成し領家帯前縁の付加帯と三波川帯に衝上している (榑原ほか, 1990; 大友, 1990; Hara *et al.*, 1990)。領家帯の花崗岩質岩の進入面は地殻上部層であり日高帯と深度は異なるが、花崗岩質岩が剪断変形を受けナップを形成し衝上してくる過程は、本論で述べた duplex 形成過程に共通する。

地殻の特定の層準に大量のマグマが存在する場合、地殻内の歪はその深度で集中的に解放されるであろう。日高帯における D1 event の地殻の運動は日高帯だけではなく、他の島弧性地殻にも共通する構造運動であるのかもしれない。今後は、花崗岩質マグマと地殻の運動の相互関係や、D2 event に見られるような duplex-structure ないし imbricate-fan-thrust-structure 形成を伴うような地殻の衝上過程など、島弧性地殻の進化過程の「一般性」の解明が重要であると考えられる。

ま と め

1. 日高変成帯主帯新冠川上流地域において、グラニュライト相~角閃岩相下部の変成岩層中に連続して進入している大規模 S-type トータル岩体を発見した。

2. トータル岩体のおおのの進入位置でのマグマと壁岩との反応には、変成岩層序への進入位置により違いが見られる。これらの異なる反応過程は、現在地表で見られる進入位置が地殻内での進入深度にほぼ対応していることを示している。このことは、このトータル岩体が“日高地殻”衝上以前のほぼ水平な状態の時期に進入したものであり、下部地殻~中部地殻に至る花崗岩進入体の断面であることを示している。

3. トータル岩体進入体は、地殻の運動 (上盤側が相対的に北から南への変位をもつ水平滑り, D1 event) により形成された下部地殻のデコルマンと、下部地殻~中部地殻に至る imbricate-fan-thrust-structure ないし duplex-structure の ramp~roof thrust に沿って進入している。この時期の“日高地殻”の運動は他の多くの高温型変成帯に共通する可能性がある。

4. 主帯は右横ずれ衝上運動 (D2 event) によって、D1 event 時に形成された下部地殻のデコルマンからめくれ上がり、西帯オフィオライトと接合した。衝上運動に伴

って主帯・西帯は duplex-structure ないし imbricate-fan-thrust-structure を形成しつつ、構成岩石は ductile-brittle transition を経過した。また、主帯と西帯の岩石の接合様式から、西帯 D 帯の岩石は C 帯よりも深部(14 km 以深)で主帯と接合したことが明らかになった。

謝 辞

本研究は新潟大学での卒業研究に引き続き、愛媛大学大学院修士課程において小松正幸教授の指導のもとに行われたものの一部である。終始ご指導いただいた小松教授ならびに有益な討論をいただいた北海道大学の渡辺暉夫助教授、在田一則博士、前田仁一郎博士、新潟大学の宮下純夫助教授、卯田 強博士、豊島剛志博士、福岡教育大学の小山内康人博士、山口大学の大和田正明博士、地質調査所の高橋 浩氏、熊本大学の小屋口剛博博士、愛媛大学の榊原正幸博士に心から感謝する。

野外調査では新潟大学、愛媛大学、北海道大学の院生・学生の方々、特に新潟大学の木崎健治氏(現在ジオサイエンス株式会社)と新井孝志氏にお世話になり、日頃議論していただいた。また、北海道電力静内電力所、新冠営林署、同奥新冠担当区、静内営林署、帯広営林署の方々、新冠町判官館森林公園の深谷平男氏には野外調査の際に便宜を図っていただいた。以上の方々に心から感謝する。

文 献

- 青野道夫, 1983, 日高帯戸蔭別川斑れい岩のグラニュライト相における再平衡作用. 日本地質学会第 90 年学術大会演旨, 326.
- , 1984MS, 日高変成帯北部における変成帯主帯下部層の岩石学的研究. 新潟大修士論文, 117p.
- 新井孝志, 1991, 日高変成帯西帯の衝上過程—ザクロの累帯構造からの検討. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 297.
- ・宮下純夫, 1989, 日高変成帯ポロシリオフィオライト, シュンベツ川流域の変形小構造. 日本地質学会第 96 年学術大会演旨, 479.
- 在田一則・豊島剛志・大和田正明・宮下純夫・Jolivet, R., 1986, 日高変成帯の構造運動. 地団研専報, no. 31, 247-263.
- 番場光隆, 1985MS, 日高変成帯日高幌別川上流地域の地質と岩石. 新潟大修士論文, 284p.
- Byerlee, J. D., 1968, Brittle-ductile transition in rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **73**, 4741-4750.
- Caristan, Y., 1982, The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 6781-6790.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two conserasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, 173-174.
- Chen, W. and Molnar, P., 1983, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and its implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, 4183-4214.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J., 1981, Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canad. Miner.*, **19**, 111-131.
- and ———, 1984, Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: The Violet Town Volcanics. *Contrib. Min. Petrol.*, **88**, 354-371.
- and ———, 1988, Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, **21**, 53-66.
- Cobbold, P. R. and Quinquis, H., 1980, Development of sheath folds in shear regimes. *Jour. Struct. Geol.*, **2**, 119-126.
- Doser, D. I. and Smith, R. B., 1982, Seismic moment rates in the Utah region. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **72**, 525-551.
- Fountain, D. M. and Salisbury, M. H., 1981, Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology, and evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **56**, 263-277.
- Fyson, W. K., 1971, Fold attitudes in metamorphic rocks. *Amer. Jour. Sci.*, **270**, 373-382.
- Gibson, R. G. and Gray, D. R., 1985, Ductile-to-brittle transition in shear during thrust sheet emplacement, Southern Appalachian thrust belt. *Jour. Struct. Geol.*, **7**, 513-525.
- Green, T. H., 1976, Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, **4**, 85-88.
- Hanmer, S., 1986, Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 111-122.
- Hara, I., Shiota, T., Takeda, K., Okamoto, K. and Hide, K., 1990, Sambagawa Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publication of IGCP Project, no. 224, Osaka, 137-164.
- Holdaway, M. J., 1971, Stability of andalusite and aluminium silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 97-131.
- and Lee, S. M., 1977, Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Min. Petrol.*, **63**, 175-198.
- 猪熊真次・原 郁夫・櫻井康博・豊島剛志・大友幸子, 1990, 領家花崗岩類の変形様式とテクトニクス(4) シュードタキライト様岩. 月刊地球, **12**, 469-472.
- Jolivet, L. and Huchon, P., 1989, Crustal-scale strike-slip 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.
- 金折祐司・川上紳一・大西小百合, 1991, 愛知県東加茂郡足助町周辺に分布する伊奈川花崗岩に認められる変形構造とその意味. 地質雑, **97**, 311-314.
- 君波和雄, 1989, 北海道周辺の特クトニクスに関するいくつかの新提案. 月刊地球, **11**, 309-315.
- 木崎健治, 1990MS, 日高変成帯西帯の変成作用—新冠川, 額平川流域の温度構造と角閃石を用いた地質温度計の検討—. 新潟大修士論文, 146p.
- ・宮下純夫, 1991, 日高変成帯西帯における 2 タ

- イブの温度構造. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 287.
- Kligfield, R., Crespi, J., Naruk, S. and Davis, G. H., 1984, Displacement and strain patterns of extensional orogens. *Tectonics*, **3**, 577-605.
- 小松正幸, 1986, 不均質花こう岩と変成岩包有物の反応. 総研連絡誌「北海道の構造帯」, no. 1, 15-20.
- , 1989, 島弧下部地殻の組成と構造. 月刊海洋, **21**, 97-104.
- ・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.
- ・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., 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 arcs in Hokkaido, North Japan. In Hashimoto, M. and Ueda, 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.
- 小松正幸・榊原正幸・福沢仁之・豊島剛志, 1990, 千島海盆の拡大と日高変成帯の構造運動. 月刊地球, **12**, 501-506.
- ・志村俊昭, 1988, Mg・コーディエライト-フロゴパイト-斜方輝石-石英岩: 最下部トーナール岩中の超塩基性包有物の反応(日高変成帯). 岩鉱学会演旨, 岩鉱, **83**, 107.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **68**, 277-279.
- Le Breton, N. and Thompson, A. B., 1988, Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Min. Petrol.*, **99**, 226-237.
- Lee, S. M. and Holdaway, M. J., 1977, Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure, and water pressure in cordierite granulites. In Heacock, J. G., ed., *The Earth's Crust, Its Nature and Physical Properties*, Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr., no. 20, 79-94.
- Lister, G. S. and Snoke, A. W., 1984, S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- 前田仁一郎, 1989, 日高火成活動帯の形成—海嶺の沈み込みによる上盤プレート内の古海嶺の復活?—. 月刊地球, **11**, 265-270.
- Malavieille, J., 1987, Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northern Basin and Range. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 541-554.
- 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.
- Mogi, K., 1966, Pressure dependence of rock strength and transition from brittle ductile flow. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **44**, 215-232.
- Ohmoto, H. and Kerrick, D., 1977, Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Amer. Jour. Sci.*, **277**, 1013-1044.
- 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., Arita, K. and Banba, M., 1986, P-T conditions of granulite-facies rocks from the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, **91**, 259-278.
- , Komatsu, M. and Owada, M., 1991, Metamorphism and granite genesis of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Metamorphic 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—海洋地殻接合衝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.
- ・大和田正明・川寄智佑, 1990, 日高変成帯主帯, 泥質グラニュライトの溶融実験による S-type 花こう岩質メルトの形成条件. 月刊地球, **12**, 487-492.
- 大友幸子, 1990, 領家花崗岩類の変形様式とテクトニクス(5)中央構造線のカククラサイト. 月刊地球, **12**, 473-477.
- 大和田正明, 1989, 日高変成帯主帯南部地域に分布する花崗岩類の地質および化学組成—特に堇青石花崗岩類について—. 地質雑, **95**, 227-240.
- ・小山内康人, 1989, 日高変成帯における花崗岩類の成因. 月刊地球, **11**, 252-257.
- Passchier, C. W. and Simpson, C., 1986, Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- Paterson, M. S., 1958, Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **69**, 465-476.
- Pfiffner, O. A. and Ramsay, J. G., 1982, Constraint on geological strain rates, arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 311-321.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1987, *The techniques of modern structural geology*. Vol. 2, Academic Press, 700p.
- Robertson, E. C., 1955, Experimental study of the strength of rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **66**, 1275-1314.
- 榊原信夫・原 郁夫・大友幸子, 1990, 領家花崗岩類の変形様式とテクトニクス(3)石英の変形様式. 月刊地球, **12**, 466-469.
- 櫻井康博・原 郁夫, 1990a, 領家花崗岩類の変形様式とテクトニクス(1)斜長石の変形様式. 月刊地球, **12**, 457-461.
- , 1990b, 領家花崗岩類の変形様式とテクトニクス(2)カリ長石の変形様式. 月刊地球, **12**, 461-465.
- Schreyer, W. and Seifert, F., 1969, Compatibility relations of the aluminium silicates in the systems MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures. *Amer. Jour. Sci.*, **267**, 371-388.
- 志村俊昭, 1988a, 日高変成帯最下部ザクロ石-シソ輝石トーナール岩の泥質変成岩包有物の同化・結晶作用. 総研連絡誌「北海道の構造帯」, no. 3, 28-37.
- , 1988b, 日高変成帯最下部ザクロ石-シソ輝石トーナール岩のザクロ石の化学組成. 岩鉱学会演旨, 岩鉱, **83**, 107.
- , 1989MS, 日高変成帯の二系列の花崗岩—結晶作用と相互関係及び変成帯形成過程における位置—. 愛媛大修士論文, 220p.
- , 1989a, 日高変成帯の duplex 構造. 月刊地球,

- 11, 258-264.
- , 1989b, 日高変成帯の二系列のトーナル岩マグマ. 日本地質学会第 96 年学術大会演旨, 436.
- , 1990, 日高変成帯主帯下部地殻における花崗岩質マグマの結晶作用. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 432.
- 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*, in press.
- Sibson, R. H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- Smith, R. B. and Bruhn, R. L., 1984, Intraplate extensional tectonics of the Eastern Basin-Range, Inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 5733-5762.
- Takagi, H., 1986, Implications of mylonitic micro-structures for the geometric evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 3-14.
- Toriumi, M., 1990, The transition from brittle to ductile deformation in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **8**, 457-466.
- 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, 328.
- Toyoshima, T., 1990, Psudotachylite from the Main Zone of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **8**, 507-523.
- , 1991, Tectonic evolution of the Hidaka Metamorphic Belt and its implication in late Cretaceous-middle Tertiary tectonics of the Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E (Geology & Mineralogy)*, **8**, 1-107.
- 豊島剛志・原 郁夫, 1990, 巨大深部破砕帯としての日高変成帯, 特に花崗岩類の貫入にかかわるテクトニクス. 月刊地球, **12**, 483-486.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics*, John Wiley, New York, 450p.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R., 1988, Experimental determination of fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Min. Petrol.*, **98**, 257-276.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**, 7-22.

(要旨)

志村俊昭, 1991, 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., 1991, Intrusion of granitic magma and uplift tectonics of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 1-20.)

島弧地殻の断面とされる日高変成帯主帯には花崗岩質岩類が広く分布している。これらは主帯変成岩層序のさまざまなレベルに進入しており、変成岩層序への進入位置ごとに特有の鉱物組み合わせをもっている。新冠川上流地域の主帯の詳細な地質調査の結果、グラニュライト相～角閃岩相下部の変成岩層中に連続して進入している一連のトーナル岩体を発見した。壁岩への接触変成作用(ないし壁岩のマグマへの同化作用)には進入レベルによる違いが見られ、“日高地殻”がまだ東上位のほぼ水平な時期に花崗岩質マグマが進入したことが明らかになった。岩体内部・周辺部の構造解析から、この岩体は下部地殻～中部地殻に生じた duplex の ramp に沿って花崗岩質マグマが進入したものであると考えられる。本地域内で発見された日高主衝上断層の露頭の産状から、西帯 D 帯は C 帯よりも深部で主帯と接合したものであると判断され、日高変成帯主帯と西帯の接合・衝上テクトニクスがより鮮明なものとなった。