

日高山脈のテクトニクスと上昇過程—熱放射年代学からの検討

在田一則¹⁾・雁澤好博²⁾・板谷徹丸³⁾

¹⁾ 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

²⁾ 北海道教育大学教育学部函館校

³⁾ 岡山理科大学自然科学研究所

Tectonics and Uplift Process of the Hidaka Mountains, Hokkaido, Japan inferred from Thermochronology

Kazunori Arita¹⁾, Yoshihiro Ganzawa²⁾ and Tetsumaru Itaya³⁾

¹⁾ Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

²⁾ Department of Education, Hokkaido University of Education, Hakodate Campus

³⁾ Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science

Abstract

The Hidaka Collision Zone in the southern part of Central Hokkaido including the Hidaka Mountains has undergone two types of collision since the Early Tertiary. The Hidaka Mountains consist of the Hidaka Metamorphic Belt in the eastern main part and the Poroshiri Ophiolite Belt in the western marginal part. The former is composed of a steeply eastward-tilted crustal succession of the paleo-Hidaka magmatic arc, and is separated from the latter by the Hidaka Main Thrust. Recent vibroseismic reflection profiling across the collision zone imaged delamination-wedge tectonics of the lower crust beneath the Hidaka Mountains.

We performed radiometric dating on biotite and hornblende using the K-Ar method, and on zircon using the Fission-Track method to clarify the process and the mechanism of uplift of the Hidaka Mountains. The minerals dated were obtained from metamorphic and tonalitic rocks of the southern Hidaka Metamorphic Belt, and also from metamorphic and tonalitic cobbles constituting the middle to late Miocene molasse occurring in the western foreland and eastern hinterland basins of the southern Hidaka Mountains. The cobbles in these formations were derived from the proto-Hidaka Mountains.

The conclusions are as follows:

1. K-Ar ages of biotites from cobbles in the molasse, the sedimentary ages of which are 12-7 Ma, differ according to origin in the hinterland or foreland basins. The ages from the hinterland basin vary successively from lower (45.9 Ma) to upper (33.1 Ma) stratigraphic levels. The ages from the foreland basin, however, vary between 19.3 Ma and 16.4 Ma, regardless of their stratigraphic positions. These differences indicate that denudation (uplift) was slow and steady in the hinterland basin, but rapid and complex in the foreland basin during the middle to late Miocene.
2. Such a difference in the biotite K-Ar ages between the two sides is caused by the rotational uplift of the mountain due to thrusting along the Hidaka Main Thrust in the west and normal faulting in the east. The rotational uplift resulted in the rather fast denudation rates (0.9-1.4 mm/yr) in the foreland basin during the middle to late Miocene.
3. Denudation of the mountains estimated from K-Ar ages for biotites and hornblendes, and FT ages for zircons from the Hidaka granitic and metamorphic rocks remained fast (5-6 mm/yr) during the

late Early Miocene, after which it slowed to 0.4–0.6 mm/yr on average.

4. The fast denudation (uplift) rates (up to 6 mm/yr) of the Hidaka Mountains during Early Miocene age was due to thrusting in the late stage of dextral transpression between Eurasia and Pacific plates. The rotational uplift of the mountains occurred in the Middle Miocene, and resulted in different styles of uplift between the sides of the mountains. From the late Miocene onward, the westward movement caused by the westward migration of the Kuril forearc shifted to the west, forming a foreland fold-and-thrust belt in the west.

Key words: Mountain uplift, Hidaka Mountains, Thermochronology, Thrusting, Molasse

1. はじめに

山脈の形成は厚い大陸地殻の形成と侵食の相克の結果である。厚い大陸地殻（島弧地殻を含む）ができる過程はコルディレラ型造山運動と衝突型造山運動に大別される。さらに衝突型には大陸、島弧および付加帯などいろいろな衝突様式がある。コルディレラ型造山運動では、海洋プレートの沈み込みに起因するマントルウェッジやスラブの部分溶融によって形成されたマグマが地殻下底に付加したり、地殻に貫入したりして厚い大陸地殻ができる。その結果、アイソスタシーの回復によって山脈ができる。いっぽう、ヒマラヤ、アルプスあるいは日高山脈のような衝突型山脈は衝上断層が山脈形成に大きくかかわっている。つまり、衝上断層群による地殻累重（crustal stacking）により地殻が厚化し、アイソスタティックに上昇するとともに、横圧力によっても強制的に衝上し、隆起する。これらの衝上断層群は地下深部のデコルマンから派生しているのが一般的である。したがって、山脈の上昇過程を解明することは地殻深部でのテクトニクスあるいは大陸地殻形成の過程やその要因を明らかにすることにつながる。

北海道中軸帯の南部には、ユーラシアプレートと北米プレートの斜め衝突過程における古第三紀始新世頃の古日高弧の成立、西側の海洋地殻と東側の古日高弧の衝突、中新世におけるアムール（ユーラシア）プレートのオホーツク（北米）プレートへの沈み込みおよび後期中新世以降の西進する千島外弧スリバーの東北日本への衝突などによるさまざまな衝突テクトニクス（KIMURA *et al.*, 1983; 保柳ほか, 1986 など）が見られる。古日高弧下部地殻の上昇・露出や日高山脈の成立もそれら一連の衝突過程の現れである。日高山脈はヒマラヤあるいはアルプスとは異なった地質学的・地球物理学的特徴および上昇過程をしめす島弧—島弧衝突型造山帯である。

小論では、日高山脈の上昇プロセスを山脈中軸部の花こう岩・トーナル岩や変成岩類および東西両側の山麓に分布する新第三紀モラッセ中の礫岩の放射年代測定に

よって明らかにし、さらに、最近の反射法地震探査などによって明らかにされつつある日高衝突帯の地下構造を考慮して、山脈上昇の過程とメカニズムを考察する。

2. 日高衝突帯のテクトニクスの特徴

中央北海道南部は西から東へ、空知—エゾ帯（ジュラ紀—白亜紀の付加体・メランジや前弧海盆堆積物および神居古潭帯の超苦鉄質岩や変成岩類）、イドンナップ帯（中生代—古第三紀の付加体・メランジ）、ポロシリオフィオライト帯（変成したかつての海洋地殻）、日高変成帯（古日高弧地殻の西方衝上体）および日高帯（白亜紀—古第三紀の付加体）からなる（Fig. 1）。これらの地域は古第三紀以来の2回の衝突をこうむり、さまざまな衝突テクトニクスが見られ、日高衝突帯と呼ばれる。

白亜紀から古第三紀初期にかけて、ユーラシアプレート東縁は海洋プレートの西方沈み込みによる付加帯形成

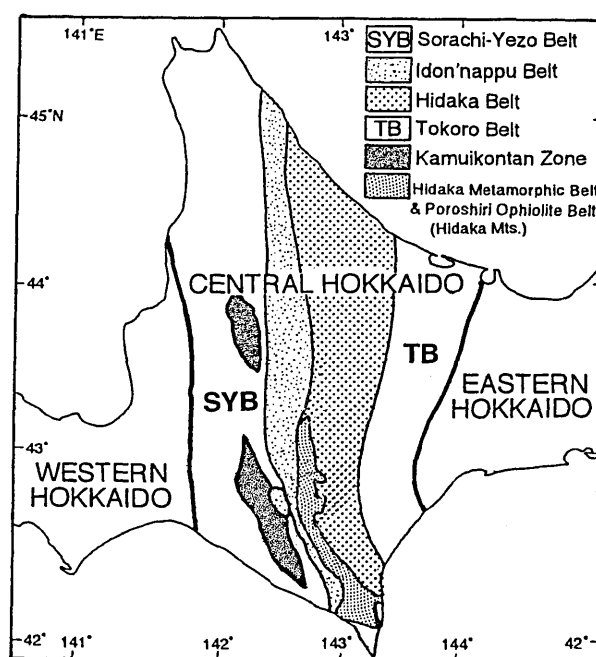


Fig. 1. Geological division of Central Hokkaido.

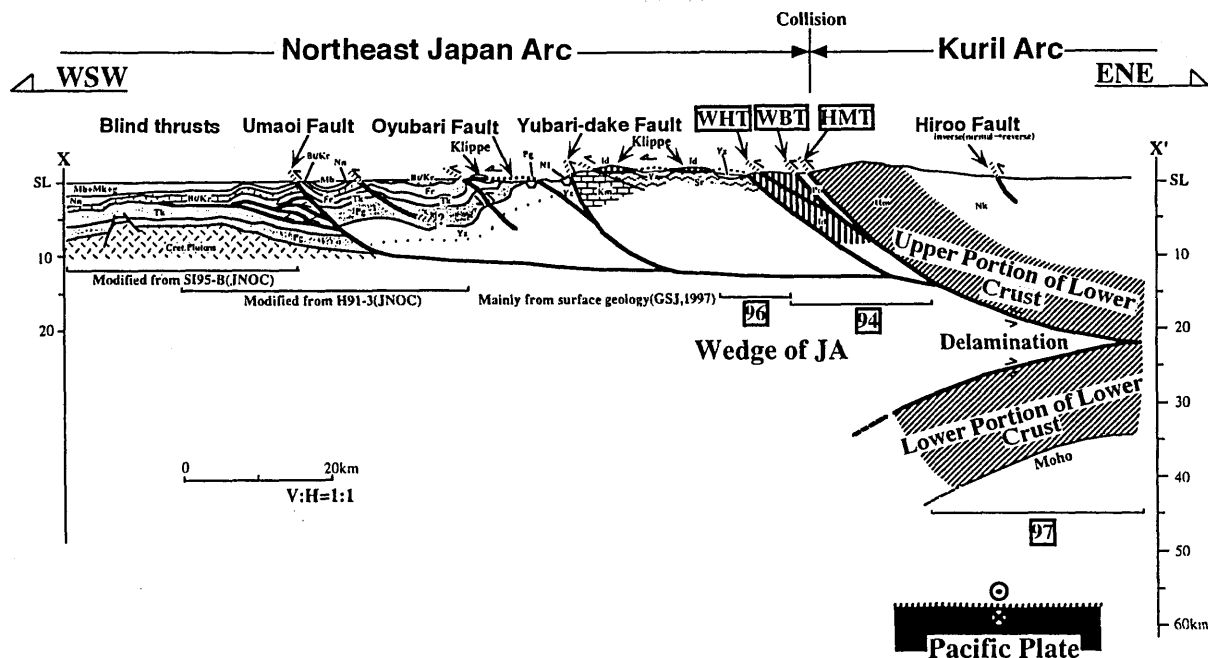


Fig. 2. Thrust tectonics of the Hidaka Collision Zone and its western foreland fold-and-thrust belt (after Ito *et al.*, 1999). WHT: Western Hidaka Thrust, WBT: Western Boundary Thrust, HMT: Hidaka Main Thrust.

場であった(君波ほか, 1986; 新井田・紀藤, 1986 など)。付加体深部においてマントル由来のマグマ活動とそれらを熱源とする変成作用により, 古日高弧地殻(日高変成帯)が形成したと考えられるが, その過程には議論がある(Komatsu *et al.*, 1994; Maeda and Kagami, 1996 など)。その時代は始新世初期(56 Ma)と考えられる(Owada *et al.*, 1991)。その後, ユーラシアプレートとオホーツクプレートの接近と斜め衝突に伴い, 古日高弧は西側のトラップされた古海洋地殻(ポロシリオフィオリイト帯)に衝突し, 衝上した。その境界が日高主衝上断層である。後期中新世以降には千島弧の西進による千島前弧スリバーの東北日本弧への衝突により, 古日高弧地殻深部は日高主衝上断層にそってポロシリオフィオリイト帯にさらに衝上した(Kimura, 1986)。この千島前弧スリバー西進の影響は時代とともに西方に移り, 石狩炭田地域のナップ構造やさらに西の馬追丘陵の褶曲や活断層あるいは石狩低地帯から日高沖にかけての沈降帯などにその影響がみられる(伊藤ほか, 1999; 伊藤, 2000)。

このような複雑な形成史をもつ日高衝突帯は以下のような地球物理学的特徴をもつ(Den and Hotta, 1973; 山本・森谷, 1989; Miyamachi *et al.*, 1994; Ogawa *et al.*, 1994; Ozel *et al.*, 1996; 森谷ほか, 1997; Iwasaki *et al.*, 1998 など)。

- ① 太平洋プレートの沈み込みに関連する深い地震活動(約 60 km 以深)と東北東—西南西方向の圧縮力による浅い地震活動(深度 40–10 km)の二重の震源

帯がある。しかし, 通常的地殻内地震の深度限界が一般に 20 km 程度であることを考えると, 後者の深度は異常に深いといえる。

- ② 全体的に大規模(地殻スケール)な西方への衝上構造をなし, 西側の日高海岸付近から東方の日高山脈の下へ地震波速度の遅い層(5.5 km/s)が沈み込んでいる。
- ③ 日高山脈の東西両側では地下の地震波速度構造が比較的明らかであるが, 山脈の下では不明瞭である。
- ④ 地震学的モホがみえない。
- ⑤ ブーゲー異常が山脈に沿って大きなプラスであり, 最大 130 mGal をこえる。
- ⑥ MT 法(地磁気地電流法)によると, 日高山脈の下では地殻剥離(crustal delamination)がみられる。

最近の反射法地震探査を主体とする探査により, 以下のような日高衝突帯の深部構造の特徴が明らかになりつつある(Fig. 2: 井川ほか, 1997; Arita *et al.*, 1998; Tsunmura *et al.*, 1999; 伊藤ほか, 1999; 伊藤, 2000)。

- ① 地表で観察される日高主衝上断層からの反射面はリストリックな形態で東に傾斜する。
- ② 日高変成帯東方では地下約 23 km で下部地殻が西に開いて上下に裂けた剥離—楔構造(delamination-wedge structureあるいはalligator structure)がみられる。
- ③ 剥離した下部地殻上半部は西へ衝上して, 日高主衝上断層東側のグラニュライト相岩石を含む変成帯下部岩層につづき, 下半分は西へ沈み込んでいる。
- ④ 両者の間に空知—エゾ帯あるいはイドンナップ帯(深部では東北日本弧)をつくる岩石が東方へ楔状に差し込んでいる(剥離—楔構造)。これらは上述の

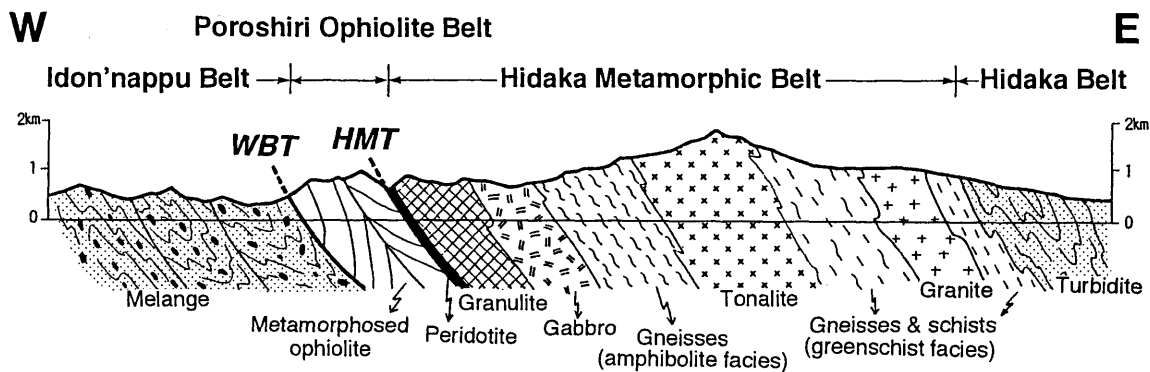


Fig. 3. Schematic geological cross-section across the central part of the Hidaka Mountains.
WBT: Western Boundary Thrust, HMT: Hidaka Main Thrust.

日高山脈の下に見られる地震波速度の遅い層 (5.5 km/s) と考えられる。⑤ 55 km ほどの深さにほぼ水平な反射面が認められ、これは千島海溝から西北西へ沈み込む太平洋プレートの上面と思われる。この深度は Miyamachi *et al.* (1994) によりインバージョン法により推定されたプレート境界深度と一致する。

3. 熱放射年代による日高山脈の上昇過程

山脈 (岩体) の上昇・剝離過程の研究において、現在山稜に露出する岩石を対象とした熱放射年代学的手法は有効である (Wagner *et al.*, 1977 など)。いっぽう、山脈の麓に堆積したモラッセ堆積物には山脈上昇過程のさまざまな情報が包含されており、層序学および堆積学的手法 (宮坂ほか, 1986; 宮坂, 1987; 川上ほか, 1999 など) あるいは熱放射年代学的手法 (Harrison *et al.*, 1993 など) による研究がなされている。しかし、日高山脈ではそれらを対象とした熱放射年代学の研究はない。

3.1 K-Ar 年代

日高山脈の上昇時期および剝離速度を推定するために、現在日高山脈に露出する岩石および東西の山麓に分布する中新世～鮮新世モラッセ中の礫岩に含まれる花こう岩礫・トータル岩礫・変成岩礫中の黒雲母 (一部角閃石) について K-Ar 年代を岡山理科大学において測定した。カリウムとアルゴンの測定および年代計算法は長尾ほか (1984) および Itaya *et al.* (1991) に従った。カリウムの定量は共存成分の干渉抑制材として 2,000 ppmCs を用いて蛍光法で行った。測定は 2 回行ない、その平均値を年代値の計算に使用した。アルゴンの定量は希ガス質量分析計により、 ^{38}Ar をスパイクとして同位体希釈法で行った。年代値計算に用いた壊変定数などは Steiger and Jaeger (1977) によった。

(1) 日高変成帯の岩石

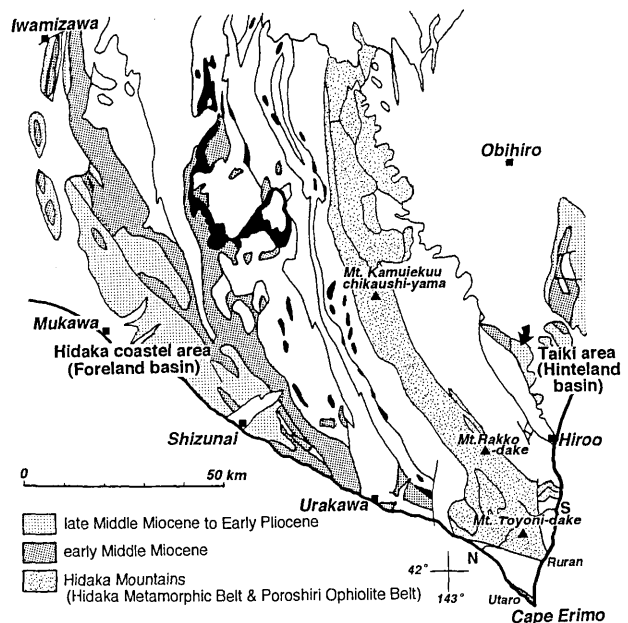


Fig. 4. Distribution of molasse sediments in the western foreland and eastern hinterland basins around the Hidaka Mountains (after Hirokawa *et al.*, 1978).

Arrow in the Taiki area shows locality of Fig. 6.

Black: Serpentinite, N: Nikanbetsu River, S: Saruru River.

日高変成帯は、西側に分布するグラニュライト相岩石から東方に向かって変成度は低下し、十勝側の古第三紀付加体堆積物である中の川層群に移化する。それは東へ急に傾いた島弧地殻の深部から浅部の断面を示す (小山内ほか, 1986; Osanai *et al.*, 1991) (Fig. 3)。変成岩類に貫入する火成岩類も西側のはんれい岩類やトータル岩類の深部相岩石から東側の花こう岩類の浅部相岩石に変化する (小松ほか, 1986)。深部相貫入岩の一部はグラニュライト相の変成作用をこうむっている。中間部に貫入したトータル岩は現在の山稜付近に広く分布する (Fig.

3). 日高変成帯の西側に分布するポロシリオフィオライト帯 (Fig. 3) は一部ではグラニュライト相に達する変成作用をこうむっているが, かつての海洋地殻岩石であり, そのオフィオライト層序が復元されている (宮下, 1982).

日高変成帯南部の豊似岳地域 (Fig. 4) のニカンベツ川上流 (西の日高側) と猿留川上流 (東の十勝側) のトータル岩の黒雲母についてその K-Ar 年代を測定した (Table 1). 黒雲母 K-Ar 年代とそれぞれの試料の標高との関係を, Arita *et al.* (1993) のデータも含め, Fig. 5 に示す. 標高の高いカムイエクウチカウシ山や楽古岳

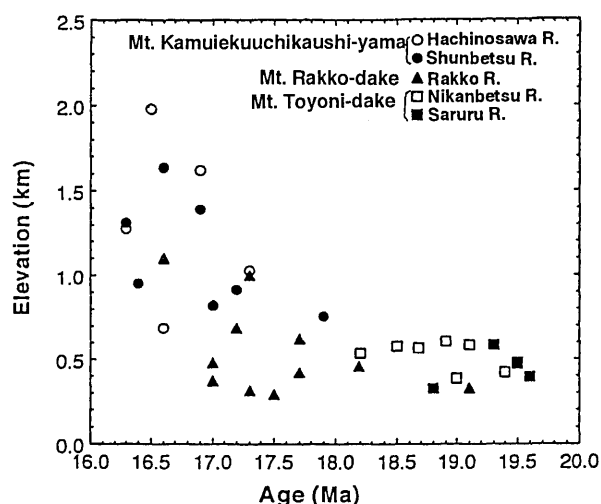


Fig. 5. Biotite K-Ar ages versus topographic elevations of sample localities in the central and southern parts of the Hidaka Mountains. Data from the Mt. Kamuiekuuchi-yama and Mt. Rakko-dake areas are taken from Arita *et al.* (1993). See Fig. 4 for sample locations.

では, 年代値は岩種や変成度に関係なく, 標高が高いほど年代が若いという関係が認められる (Arita *et al.*, 1993). このような標高と放射年代値の関係はアルプス (Wagner *et al.*, 1977) やヒマラヤ (Zeitler, 1985; 在田・鴈澤, 1997) などで見られる傾向とは逆である. しかし, この傾向は今回おもに測定した高度のより低い南部 (豊似岳付近) では認められない.

(2) 新第三紀モラッセ中の礫岩

日高山脈の東西両翼には, 山脈上昇に伴ってその両側に堆積したモラッセ (中部中新統~下部鮮新統の粗粒堆積物) が広く分布する (Fig. 4) (広川ほか, 1978; 宮坂・菊池, 1978; 宮坂ほか, 1986; 宮坂, 1987; 保柳ほか, 1986; 嵯峨山ほか, 1992; 川上ほか, 1999). それらの分布範囲の広さや礫岩の礫種などは山脈の東西で違いが見られる. 東側の後背堆積盆ではモラッセは十勝平野周辺を中心に断続的に分布し, 礫種は堆積岩類や深成岩類が多く, 変成岩類は少ない. いっぽう, 西側の前縁堆積盆では日高山脈と海岸のあいだに広く分布し, さらに北方の羽幌・天北地域に延びる. 礫種は堆積岩類や深成岩類のほか各種の変成岩類も見られる.

(a) 後背堆積盆 (十勝側)

広尾断層東側の大樹町パンケ川流域には級化層理が発達し, 礫岩を主とする扇状地—三角州堆積相である豊似川層が厚層 1,000 m 以上で分布する (Fig. 6). 堆積時代は中期中新世後期~後期中新世中期 (12 Ma~8 Ma: 宮坂, 1987) である. 礫種は砂岩・泥岩・ホルンフェルスのほか, 花こう岩・はんれい岩の深成岩類である. 近くには中新統やより古い地層をおおってトータル岩礫からなる光地園礫層 (中部更新統) が分布する. 豊似川層の層準の異なる礫岩層からの花こう岩質岩礫 (径約 8 cm)

Table 1 K-Ar ages of biotites from tonalite of the Hidaka Metamorphic Belt in the Mt. Toyonida-dake area, southern Hidaka Mountains. Nikanbetsu and Saruru Rivers are situated at the western and eastern sides of Mt. Toyoni-dake, respectively.

Sample No.	K ₂ O (wt %)	Rad. argon 40 (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	Non Rad. Ar (%)	Age (Ma)	Rock type
Nikanbetsu River area					
NK9102	6.19 ± 0.12	440 ± 5	10.3	18.2 ± 0.4	Tonalite
NK9104	7.06 ± 0.14	535 ± 6	9.5	19.4 ± 0.4	Tonalite
NK9105	6.59 ± 0.13	488 ± 5	8.4	19.0 ± 0.4	Tonalite
NK9201	5.97 ± 0.12	436 ± 5	7.8	18.7 ± 0.4	Tonalite
NK9202	6.80 ± 0.14	500 ± 6	12.2	18.9 ± 0.4	Tonalite
NK9203	6.89 ± 0.14	512 ± 6	13.2	19.1 ± 0.4	Tonalite
NK9204	7.51 ± 0.15	543 ± 6	13.4	18.5 ± 0.4	Tonalite
Saruru River area					
SR201	5.69 ± 0.11	418 ± 5	13.4	18.8 ± 0.4	Tonalite
SR208	7.31 ± 0.15	559 ± 6	8.9	19.6 ± 0.4	Tonalite
SR211	7.25 ± 0.15	550 ± 6	14.8	19.5 ± 0.5	Tonalite
SR213A	6.76 ± 0.14	510 ± 6	13.3	19.3 ± 0.4	Tonalite

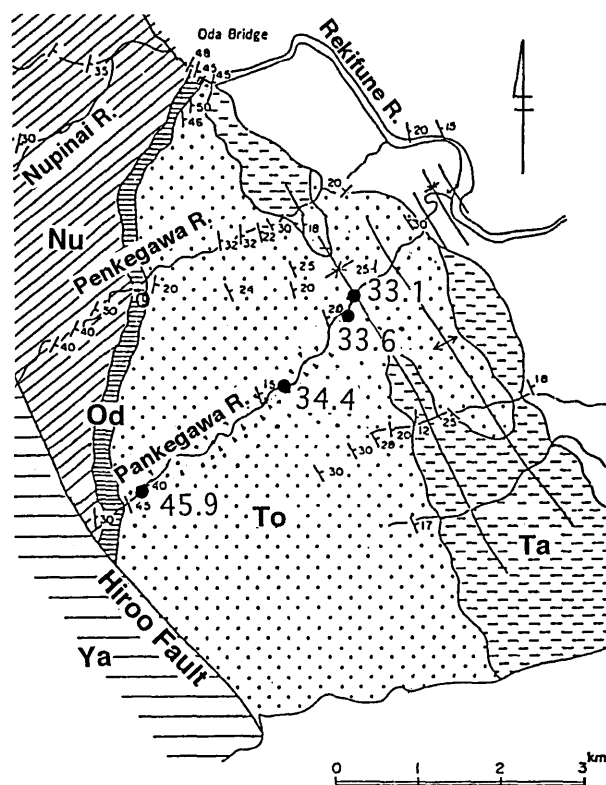


Fig. 6. Geological map of Pankegawa River area and biotite K-Ar ages (Ma) of granitic rocks (modified from Miyasaka, 1987).

Locality is shown in Fig. 4.

Ta: Taiki Formation, To: Toyonigawa Formation, Od: Odamura Formation, Nu: Nupinai Formation, Ya: Yaoromappu Formation.

4ヶおよび光地園礫層 (Fig. 6 のペンケ川南西端から約 1 km 上流) からのトーナル岩礫 (径約 12 cm) 2ヶからそれぞれ黒雲母を分離し、K-Ar 年代を測定した (Table 2). ペンケ川流域の豊似川層は向斜構造をしており、向斜軸付近の礫は 33.1 Ma をしめす。年代値は上流の向斜構造南西翼 (下位) の方へ古くなり、下位の尾田村層付近では 45.9 Ma の年代をしめす (Fig. 6). つまり、下位層準のものほど、古い年代を示す。45.9 Ma という年代は前記の変成作用ピーク期を示すと考えられ 56 Ma (Rb-Sr 全岩アイソクロン年代: Owada *et al.*, 1991) を除き、日高変成帯でもっとも古い放射年代値である。光地園礫層のトーナル岩礫の黒雲母はそれらよりかなり若く、16.5 Ma および 16.0 Ma である。

(b) 前縁堆積盆 (日高側)

静内町から鶴川町の日高海岸近くには、山脈にほぼ平行に、新第三系が先第三系と不整合あるいは断層関係で広く分布する (Fig. 4). そのなかに礫岩層が数層準に挟在する (Fig. 7). 下位から、おもに受乞層 (アベツ層、

あざみ沢層)、元神部層 (二風谷層、静内層) および厚賀層 (荷葉層、舜別層) の下部層と上部層に挟まる。これらの各層の堆積年代は珪藻生層序によると、およそ 14 Ma から 6 Ma にいたる (嵯峨山ほか, 1992). 元神部層と厚賀層の下部層および上部層の礫岩中の花こう岩やトーナル岩および変成岩類の黒雲母 (一部角閃石) について K-Ar 年代を測定した (Table 2). 元神部層からは 18.1 Ma と 17.9 Ma の黒雲母年代をえた。厚賀層下部層からは 19.3 Ma, 19.0 Ma, 17.2 Ma および 16.8 Ma の黒雲母年代と 27.0 Ma および 24.6 Ma の角閃石年代を、また厚賀層上部層からは 16.4 Ma の黒雲母年代をえた。最上部の厚賀層上部層からのものはもっとも若い年代 (16.4 Ma) を示したが、他のものは十勝側に見られような層準による系統的な変化は見られない。静内川の河口から約 2.3 km 上流右岸の同じ露頭 (厚賀層) からのトーナル岩礫、片麻状トーナル岩礫および黒雲母片岩礫はそれぞれ 19.0 Ma, 16.8 Ma および 19.3 Ma と異なる年代を示す。

27.0 Ma と 24.6 Ma の角閃石年代を示す礫はポロシリオフィオライト帯の緑色角閃岩である。現在日高山脈西翼に露出するポロシリオフィオライトは前期中新世後期の年代を示し (柴田ほか, 1984), このように古い年代値は知られていない。ポロシリオフィオライトの変成作用の熱源は地下深部でそれらに衝上し、接合した日高変成帯下部の高温変成岩と考えられている (小山内ほか, 1986). したがって、これらの年代はその変成作用 (ポロシリオフィオライトと日高変成岩の深部での接合) が後期漸新世以前であったことを示している。

襟裳岬から日高海岸にかけて分布する襟裳層 (Fig. 4) はいちじるしく変形した花こう岩礫 (歌露礫岩) を含むことで知られている。その堆積年代は貝化石群集に基づいて中期中新世 (猪木・垣見, 1956) とされてきたが、最近、渦鞭毛藻化石の検討から後期漸新世とされた (栗田・楠, 1997). 襟裳層下部礫岩層の花こう岩礫の黒雲母 K-Ar 年代は 32.8 Ma, 32.2 Ma および 29.8 Ma である (Table 2: 楠, 1998).

c) 東西両側の違い

十勝側後背堆積盆の豊似川層の堆積時代 (12 Ma~8 Ma) は日高側前縁堆積盆の元神部層中部から厚賀層中部に相当すると考えられる (Fig. 7). 花こう岩質礫岩の黒雲母 K-Ar 年代は日高側の前期中新世 (19 Ma~17 Ma) に対して、中期始新世~前期漸新世 (46 Ma~33 Ma) とまったく異なる。岩石が地表に露出した年代とそれが侵食されて山麓に堆積した年代とがあまり差がないと仮定すると、岩石が黒雲母 K-Ar 系の閉鎖温度深度 (地下増温率を 35°C/km とすると深度約 8.6 km) から地

Table 2 K-Ar ages of biotites from granitic to tonalitic and metamorphic-rock cobbles and hornblendes from amphibolitic cobbles constituting the molasse sediments in the eastern hinterland and western foreland basins of southern Hidaka Mountains.

Data from Utaro conglomerate are after Kusunoki (1998).

Bt: biotite, Hbl: hornblende.

Sample No.	K ₂ O (wt %)	Rad. argon 40 (10 ⁻⁹ ccSTP/g)	Non Rad. Ar (%)	Age (Ma)	Rock type (Mineral)	Formation
<i>Hinterland basin (eastern side)</i>						
OD9101A	2.59 ± 0.05	335 ± 4	24.1	33.1±0.8	Granite (Bt)	Toyonigawa F.
OD9102A	4.87 ± 0.10	641 ± 7	12.7	33.6±0.8	Tonalite (Bt)	Toyonigawa F.
OD9104-2B	7.15 ± 0.14	962 ± 14	4.0	34.4±0.8	Tonalite (Bt)	Toyonigawa F.
OD9106	5.96 ± 0.12	1076 ± 12	11.0	45.9±1.0	Granite (Bt)	Toyonigawa F.
OD9107A	6.64 ± 0.13	427 ± 5	10.2	16.5±0.4	Tonalite (Bt)	Kochien gravel
OD9107C	7.77 ± 0.16	483 ± 7	8.0	16.0±0.4	Tonalite (Bt)	Kochien gravel
<i>Foreland basin (western side)</i>						
94113002C	6.71 ± 0.13	428 ± 8	24.0	16.4±0.4	Granite (Bt)	Upper Atsuga F.
SZ03B	4.63 ± 0.09	343 ± 4	17.6	19.0±0.4	Tonalite (Bt)	Lower Atsuga F.
SZ03C	7.63 ± 0.15	500 ± 7	9.9	16.8±0.4	Tonalite (Bt)	Lower Atsuga F.
SZ03D	6.40 ± 0.13	481 ± 5	13.0	19.3±0.4	Bt Schist (Bt)	Lower Atsuga F.
SZ05B	7.60 ± 0.15	508 ± 6	10.6	17.2±0.4	Tonalite (Bt)	Lower Atsuga F.
MN03B	0.40 ± 0.02	42.1 ± 0.7	31.6	27.0±1.4	Amphibolite (Hbl)	Lower Atsuga F.
94113001A	0.43 ± 0.02	41.5 ± 0.6	24.5	24.6±1.3	Amphibolite (Hbl)	Lower Atsuga F.
94120202A	6.04 ± 0.12	421 ± 5	14.6	17.9±0.4	Tonalite (Bt)	Motokanbe F.
94120203	7.17 ± 0.14	505 ± 6	17.2	18.1±0.4	Granite (Bt)	Motokanbe F.
<i>Foreland basin (Utaru conglomerates)</i>						
Utaru 0	2.65 ± 0.05	341 ± 9	42.2	32.8±1.1	Granite (Bt)	Erimo F.
Utaru 1	2.11 ± 0.04	247 ± 6	37.0	29.8±0.9	Granite (Bt)	Erimo F.
Utaru 2	2.27 ± 0.05	285 ± 6	27.7	32.2±0.9	Granite (Bt)	Erimo F.

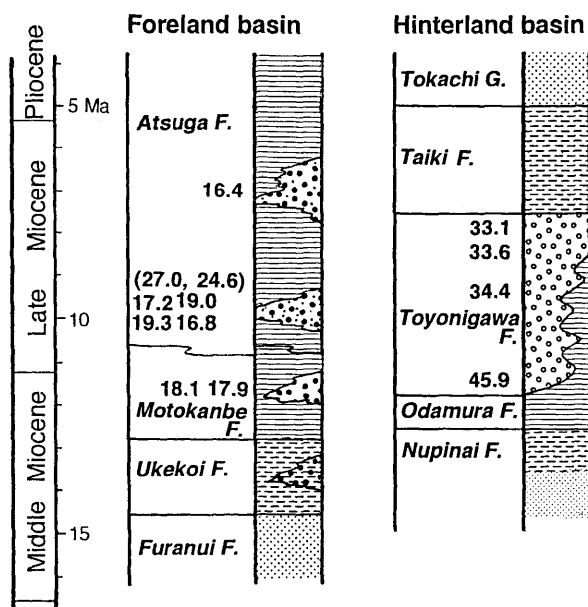


Fig. 7. Stratigraphic columns of the western foreland and eastern hinterland basins with K-Ar ages for minerals in cobbles of conglomerates (compiled from Miyasaka, 1987 and Sagayama *et al.*, 1992). Ages in parenthesis are for hornblendes whereas the other ages are for biotites.

表まで上昇（削剥）する時間は十勝側ではほぼ 35 my~25 my, 日高側ではほぼ 10 my~6 my と大きく異なる。このことは、十勝側では始新世末頃から後期中新世にかけての平均削剥速度が 0.2 mm/yr~0.3 mm/yr, 日高側では前期中新世から後期中新世にかけての平均削剥速度が 0.9 mm/yr~1.4 mm/yr であったことを示し、両者はかなり異なる。

Arita *et al.*, (1993) や佐伯ほか (1995) によると、日高山脈南部地域では、変成岩類やトーナル岩の黒雲母 K-Ar 年代値は日高山脈主稜西側（日高側）の前期中新世（19 Ma~15 Ma）と東側（十勝側）の前期中新世（36 Ma~28 Ma）に明確に分かれる。この放射年代値の大きな差異は日高変成帯南部のニカンベツ川最上流部および猿留川上流部で断層を境に見られ、その年代ギャップの境界は北東方の楽古川上流部へ続きそうである（在田・板谷、未公表）。現在地表に露出している岩石に見られるこのような東西の年代の違いが中期中新世から後期中新世にかけて地表に露出していた岩石にもすでに存在していたということはその境界断層がその頃すでに存在していたことを示唆している。さらに、上記の十勝側モラッセの 46 Ma~33 Ma という花こう岩質岩の黒雲母 K-Ar 年代は現在地表に露出している岩石の年代（36 Ma~28 Ma）に比べてより古い、日高側モラッセの 19 Ma~16

Table 3 Fission-track ages of zircon from tonalitic and metamorphic rocks in the Kamuiekuuchikaushi-yama area of the central Hidaka Mountains.

Number crys.: Number of crystals used for fission-track counting, rs and Ns: spontaneous fission-track density and counts, ri and Ni: induced fission-track density and counts, $P(\chi^2)$: the probability obtained from the χ^2 -value for v degrees of freedom (where $v=n-1$), rd and Nd: induced fission-track density and total number counted by a mica detector attached to the standard glass of SRM 962a, r^2 : the correlation coefficient between Ns and Ni, U: uranium content, Age: Fission-track age and error of 1σ .

Sample No.	Number crys.	rs (Ns) ($\times 10^9/\text{cm}^2$)	ri (Ni) ($\times 10^9/\text{cm}^2$)	$P(\chi^2)$ %	rd (Nd) ($\times 10^9/\text{cm}^2$)	r^2	U (ppm)	Age (Ma) ($\pm 1\sigma$)
KE10	21	1.52(2619)	1.43(2391)	32	5.60(2489)	0.80	163	15.1 \pm 0.4
KE18	19	1.89(2645)	2.03(2746)	31	5.60(2489)	0.92	282	13.3 \pm 0.4
KE48	16	0.91(1058)	1.01(1138)	8	5.60(2489)	0.79	146	13.0 \pm 0.6
S2502	10	2.91(2636)	4.45(3922)	9	6.15(3550)	0.91	331	15.2 \pm 0.4
S2504	12	1.82(927)	4.01(1987)	33	6.15(3550)	0.80	335	10.9 \pm 0.4
S2506	11	1.80(1375)	3.21(2377)	7	6.14(3550)	0.70	254	13.7 \pm 0.5
S2510	15	2.11(2850)	3.40(4465)	28	6.13(3550)	0.92	277	14.5 \pm 0.4
S2512	9	3.36(1146)	6.48(2146)	8	6.13(3550)	0.87	630	12.4 \pm 0.4

Ma という年代は日高山脈稜線部に露出している岩石の年代 (19 Ma \sim 15 Ma) とほとんど同じであることも注目される。

襟裳層の歌露礫岩の変形は Uda (1976) により山脈方向に直交する圧縮力によると考えられたが, Kusunoki and Kimura (1998) は圧縮運動に先立つ右横ずれ運動に起因するとした。彼らによると, 横ずれ運動の開始は前期中新世以前である。上述のように, 日高側の花こう岩質礫岩の黒雲母 K-Ar 年代は中新世 (19 Ma \sim 16 Ma) である。しかし, 歌露花こう岩礫は日高側であるにもかかわらず, 漸新世中期の黒雲母 K-Ar 年代 (33 Ma \sim 32 Ma) を示す。

3.2 フィッション・トラック (FT) 年代

FT 年代は K-Ar 年代にくらべ, 閉鎖温度が低く (ジルコンで約 260°C: Tagami *et al.*, 1995), 岩体が地下のより浅部を通過したときの年代を表わす。すでに K-Ar 年代データ (Arita *et al.*, 1993) がある中部日高山脈のカムイエクウチカウシ山周辺 (Fig. 4) の変成岩類およびトータル岩からジルコンを分離し, それらの FT 年代を測定した (Table 3)。FT 年代測定は Gleadow (1981) による外部ディテクター法によって行った。中性子照射は立教大学原子力研究所 TRIGA II 型原子炉の R.S.R.1 で 10 分間行った。SRM962a を用いた中性子フルエンスのための較正值として, これまでの実験結果に基づいて $B=6.42 \times 10^9$ を採用した。この較正值から熱中性子フルエンスは $3.60 \times 10^{14} \sim 3.95 \times 10^{14}$ となった。一方, 年代計算には Fish Canyon Tuff のジルコンによると較正としてこれまでの測定の平均値 $\bar{\epsilon}=399.2 \pm 3.5$ を採用した。混入ジルコンの有無を明らかにする目的で各試料の測定結果から Galbraith (1981) による χ^2 検定を行った。

検定値が上側確率 $P(\chi^2)$ が 5% を越えた場合, 粒子測定値に非ボアソン変動がないことになるが, KE48 を除いていずれの試料でも 5% 以下となった。このことは他の測定試料で混入ジルコンがあることを示唆している。そこで, 混入粒子と推定された粒子を計算から除外し, $P(\chi^2)$ が 5% を越えるようにした結果を Table 3 に示した。

Table 3 において, 他に比べて一段と若い年代 (10.9 Ma) を示すサンプル (S2504) はカムイエクウチカウシ山東斜面の NJP 衝上断層 (志村, 1992) ぞいのマイロナイトのものである。したがって, NJP 衝上断層は 11 Ma あるいはその少し前にジルコンの閉鎖温度 (260°C) 程度の温度上昇を伴って活動したと考えられる。しかし, 黒雲母 K-Ar 年代は他のものとはほぼ同じであるので (Table 4), その温度は黒雲母の閉鎖温度 (300°C) を越えなかったと考えられる。黒雲母 K-Ar 年代とともにジルコン FT 年代と試料標高の関係を Fig. 8 に示す。ジルコン FT 年代はサンプル S2504 を除くと, 山脈の両側とも高いところのものほど年代が若いという逆相関が認められる。

4. 日高山脈の上昇過程

宮坂 (1987) はモラッセの層準と礫種の間係を検討し, 下部層の中部中新統は日高島弧の上部地殻の堆積岩, 低変成度岩石および花こう岩からなる礫を, 上部中新統は中部地殻の変成岩礫を含み, モラッセ上部の鮮新統にいたって日高変成帯西側の地殻下部グラニュライト相岩石やはんれい岩の礫が見られることを示した。このようなことから, 宮坂 (1987) は日高山脈の上昇は中期中新世末から後期中新世中期にかけてがもっとも速く, その削

剥速度は 2.8 mm/yr と推定した。いっぽう, Arita *et al.* (1993) は, 日高変成帯中部を東西に横断するルートで黒雲母 K-Ar 年代値が岩相や変成度に関係なくほぼ同じ年

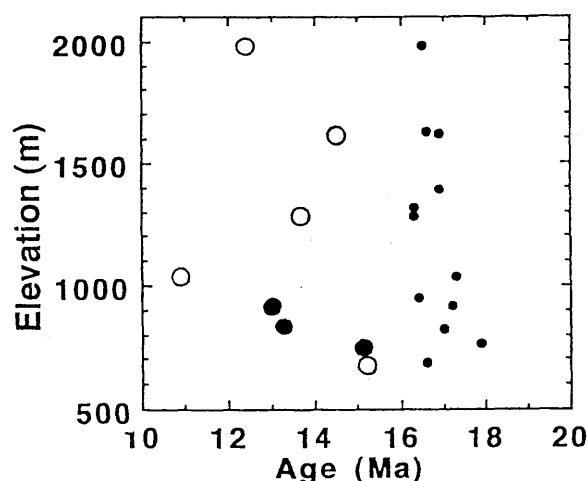


Fig. 8 Isotopic ages versus topographic elevations of sample locations in the Mt. Kamuiekuuchikaushi-yama of the central Hidaka Mountains.

Large solid circle: Zircon fission-track age on the western side of the ridgeline, large open circle: Zircon fission-track age on the eastern side of the ridgeline, small solid circle: Biotite K-Ar age on the both sides of the ridgeline.

代値であることから, 東に急立し, 変成度が西側のグラニュライト相から東に向かって低下するという現在の岩石の帯状配列が中期中新世には成立していたとした。また, 角閃石と黒雲母の K-Ar 年代値から, 前期中新世から中期中新世にかけて急速な削剥があったと考えた。川上ほか (1999) は日高山脈西部の武鳥川上流地域 (Fig. 4) に分布する中期中新世川端層 (約 14 Ma-11.5 Ma) の堆積相解析や碎屑性ザクロ石の検討などから, その頃には日高変成帯の一部は上昇・陸化していたと結論した。また, 芳賀ほか (1999) は日高山脈南西部の浦河町に分布する上杵臼層中の珪藻化石の検討から, 少なくとも前期中新世末期以前から日高山脈の上昇運動が起こっていたとした。

K-Ar 系における角閃石と黒雲母の閉鎖温度をそれぞれ 510°C と 300°C (Dodson and McClelland-Brown, 1985), ジルコン FT の閉鎖温度を 260°C, また古地温勾配を 35°C/km と仮定して削剥速度を計算した。角閃石 K-Ar 閉鎖温度深度から黒雲母 K-Ar 閉鎖温度深度, 黒雲母 K-Ar 閉鎖温度深度からジルコン FT 閉鎖温度深度, 黒雲母 K-Ar 閉鎖温度深度から地表, およびジルコン FT 閉鎖温度深度から地表までのそれぞれの削剥速度を Table 4 に示す。中部日高山脈の削剥速度は前期中新世末で大きく (約 5~6 mm/yr), それ以後は一桁小さく

Table 4 K-Ar and fission-track ages, and denudation rates for both sides of the Mt. Kamuiekuuchikaushi-yama in the central Hidaka Mountains.

Denudation rates are estimated using closure temperatures of 510°C and 300°C for hornblende and biotite, respectively, in K-Ar system (Dodson and McClelland-Brown, 1985), and 260°C for fission-track system (Tagami *et al.*, 1995). Paleo-geothermal gradient is assumed to be 35°C/km. K-Ar ages are taken from Arita *et al.* (1993). Figures in italics of sample s2504 are not used for calculating the average value.

Western flank

Sample No.		KE10	KE18	KE48	OKE03	OKE14	OKE15	Average
Elevation	(m)	760	825	915	950	1390	1630	
FT(Zircon)	(Ma)	15.1	13.3	13.0				13.8
K-Ar (biotite)	(Ma)	17.9	17.0	17.2	16.4	16.9	16.6	17.0
K-Ar (hornblende)	(Ma)			18.2	17.6			17.9
FT(Zir)-Surface	(mm/yr)	0.49	0.56	0.57				0.54
K-Ar(Bt)-Surface	(mm/yr)	0.48	0.51	0.50	0.52	0.51	0.52	0.51
K-Ar(Bt)-FT(Zir)	(mm/yr)	0.43	0.32	0.29				0.35
K-Ar(Hbl)-K/Ar(Bt)	(mm/yr)			6.0	5.0			5.5

Eastern flank

Sample No.		S2512	S2510	S2506	S2504	S2502	Average
Elevation	(m)	1979	1620	1275	1030	690	
FT(Zircon)	(Ma)	12.4	14.5	13.7	10.9	15.2	14.0
K-Ar(biotite)	(Ma)	16.5	16.9	16.3	17.3	16.6	16.7
FT(Zir)-Surface	(mm/yr)	0.60	0.51	0.54	0.68	0.49	0.56
K-Ar(Bt)-Surface	(mm/yr)	0.52	0.51	0.53	0.50	0.52	0.52
K-Ar(Bt)-FT(Zir)	(mm/yr)	0.29	0.50	0.46	0.19	0.86	0.53

なる (約 0.3~0.6 mm/yr)。

南部日高山脈に露出する岩石と東西両側に分布する後期中新世後期~後期中新世モラッセ礫の黒雲母 K-Ar 年代測定によると、以下の日高山脈上昇過程が考えられる。

① 後期漸新世: 右横ずれ運動によるプリアパート堆積盆に堆積した上部漸新統の歌露花こう岩礫 (栗田・楠, 1997; Kusunoki and Kimura, 1998) の K-Ar 年代が示すように、黒雲母 K-Ar 系の閉鎖温度深度を 33 Ma~32 Ma に通過した花こう岩はこの頃地表に露出していた。これらの値からは約 2 mm/yr の削剥速度が計算される。この値は東側で推定された約 0.2~0.3 mm/yr の削剥速度よりも 1 桁大きい。その後、これらの花こう岩礫は右横ずれ運動により強く変形された。栗田・楠 (1997) によると、トランステンション場にあった南部日高山脈は後期漸新世から中期中新世の間にトランスプレッション場になった。この頃、厚賀層下部礫岩層中のポロシリオフィオライトの緑色角閃岩は深度約 15 km (角閃岩 K-Ar 系の閉鎖温度深度) にあった。日高変成岩との接合はそれ以前であったであろう。この角閃岩の後期漸新世から地表に露出した中期中新世までの平均削剥速度は約 1 mm/yr である。

② 前期中新世後期: 山脈中央部での K-Ar 年代から推定される削剥速度 (数 mm/yr) はこの時期がもっとも大きいことから、応力場の変換はこの時期以前と考えられる。深部では日高変成帯は日高主衝上断層ぞいに現在のような東に急傾斜した姿勢となった。山脈東西での K-Ar 年代値の相違が中期中新世以降に地表に露出した岩石に見られることから、この頃から中期中新世の期間に、右横ずれトランスプレッションの東西圧縮成分によって山脈主稜東側に西傾斜の断層面をもつ正断層が形成され、南部日高山脈では放射年代の東西での差異が形成されたと考えられる。この断層は西フェツゲンツの衝上断層の可能性もあるが、③ に示すその後の東西両側での削剥速度の相違を考慮すると、東の日高主衝上断層の西への衝上運動に対応した、上盤が西にずり落ちる正断層と考えられる。この時期は日本海拡大の最盛期にあたり (Otofuchi *et al.*, 1994), 急激な上昇削剥はその影響も考えられる。

③ 中期中新世~後期中新世前期: この時期に東側の後背堆積盆に堆積した粗粒堆積物中の礫岩の層準と黒雲母 K-Ar 年代値 (46 Ma~33 Ma) は規則的な関係を示す。年代値は上位の層準のものほど若く、それらの供給源である古日高山脈東面では全体的な上昇・削剥があった。いっぽう、西側の前縁堆積盆の年代 (19 Ma~17

Ma) と層準の関係は不規則である。削剥速度も後者 (0.9~1.4 mm/y) は前者 (0.4~0.6 mm/yr) よりもかなり速い。このような前縁盆地側の上昇の不規則性と速い上昇速度は、古日高山脈の全体的な上昇に加えて、前縁盆地側ではリストリックな形態をもつ日高主衝上断層と東の正断層による回転運動による上昇運動が作用していたことによると考えられる。

④ 鮮新世: この時期の削剥速度を示す放射年代データはない。日高山脈東麓では豊似川層は泥岩からなる上部中新統大樹層におおわれ、鮮新統を欠く (宮坂, 1987)。西側では厚賀層上部およびその相当層が広く分布する。宮坂 (1987) によると、この時期の削剥速度は 0.7 mm/yr である。

千島前弧スリバーの西進は中期中新世末あるいは後期中新世に始まり、スリバーの東北日本弧へ衝突により日高山脈が上昇したとされている (木村, 1981; Kimura, 1986)。また、宮坂 (1987) によると、中期中新世後期から後期中新世にかけてもっとも削剥速度が早い (2.8 mm/yr)。しかし、本研究によると、削剥速度は前期中新世後期ころがもっとも早い。このことは、芳賀ほか (1999) や川上ほか (1999) による、前期中新世末期あるいは中期中新世には日高島弧の一部は上昇・陸化していたとする考えと調和的である。千島前弧スリバーの西進が後期中新世に始まり、その先端に位置する日高衝突帯に強い東西方向の圧縮力が働いたにも関わらず、日高山脈の削剥速度は加速されておらず、むしろ遅くなっているようである。千島前弧スリバーの西進、日高山脈の上昇および日高衝突帯深部の剥離一楔構造の形成の相互関係をさらに検討する必要がある。

謝 辞

本稿は平成 11 年度東京大学地震研究所共同利用研究集会「大陸形成と地球のダイナミクスー島弧地殻の形成・変形過程一」で発表したものを纏めたものである。発表および纏めにあたっては同研究集会代表者の木村学教授 (東京大学) と平田 直教授 (東京大学) および蔵下英司博士 (東京大学) にお世話になった。K-Ar 年代測定は岡山理科大学自然科学研究所で行い、岡田利典博士および竹下浩征博士にご援助いただいた。FT 年代測定の熱中性子照射は立教大学原子力研究所において行った。その際、1992・1993 年度立教大学原子炉利用共同研究 (課題番号 3954・4946) を利用した。実験にあたっては高見保清教授 (立教大学原子力研究所)、野崎徹也助教授 (武蔵工業大学原子力研究所) にご指導をいただいた。嵯峨山積博士 (北海道立地質研究所) および宮坂省吾博

士(株式会社アイピー)には新第三系モラッセについて多くの御教示をいただいた。北海道大学の桑島俊昭技官、野村秀彦技官および田島貴裕技官には試料作成などでご協力いただいた。伊藤谷生教授(千葉大学)および佐藤比呂志助教授(東京大学)には査読いただいた。Pitambar GAUTAM 博士(トリブバン大学)には英文の校閲をしていただいた。以上の方々に心からお礼を申し上げる。なお、本研究費一部に文部科学省科学研究費補助金基盤研究C(課題番号: 08640564, 代表者: 在田一則)の一部を使用した。

引用文献

- Arita, K., H. Shingu and T. Itaya, 1993, K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan, *J. Min. Pet. Econ. Geol.*, **88**, 101-113.
- 在田一則・鷹澤好博, 1997, ネパールヒマラヤのスラストテクトニクス—フィッション・トラック年代と山脈上昇過程, *地学雑誌*, **106**, 156-167.
- Arita, K., T. Ikawa, T. Ito, A. Yamamoto, M. Saito, Y. Nishida, H. Satoh, G. Kimura, T. Watanabe, T. Ikawa and T. Kuroda, 1998, Crustal structure and tectonics of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection and gravity surveys, *Tectonophysics*, **290**, 197-210.
- Den, N. and H. Hotta, 1973, Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **24**, 31-51.
- Dodson, M.H. and E. McClelland-Brown, 1985, Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion, *Geol. Soc. Mem.*, **10**, 315-325.
- Galbraith, R.F., 1981, On statistical models for fission track counts, *Math. Geol.*, **13**, 471-478.
- Gleadow, A.J.W., 1981, Fission Track Dating methods: what are the real alternative? *Nucl. Tracks*, **5**, 3-14.
- 芳賀正和・黒田智子・浅野裕史・金川久一・伊藤谷生, 1999, 北海道中央部, 中新統上杵臼層の珪藻化石年代(前期中新世末期)とその意義, *地質雑*, **105**, 589-592.
- Harrison, T.M., P. Copeland, S.A. Hall, J. Quade, S. Burner, T. P. Ojha and W.S.F. Kidd, 1993, Isotope preservation of Himalaya/Tibetan uplift, denudation, and climatic histories of two molasse deposits, *J. Geol.*, **101**, 157-175.
- 広川 治ほか編, 1978, 100 万分の 1 日本地質図, 第 2 版, 地質調査所
- 保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈, 1986, “衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス—中新世・中央北海道の例—, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, **31**, 265-284.
- 猪木幸男・垣見俊弘, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「襟裳岬」および同説明書, 地質調査所, 22 p.
- 井川 崇・在田一則・伊藤谷生・木村 学・渡辺暉夫・井川 猛・黒田 徹, 1997, 日高衝突帯のバイプロサイス反射断面, 構造地質, **42**, 3-13.
- Itaya, T., K. Nagao, K. Inoue, Y. Honjou, Y. Okada and A. Ogatao, 1991, Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating, *Mineral. J.*, **15**, 203-221.
- 伊藤谷生, 2000, 日高衝突帯—前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌, **65** (1), 103-109.
- 伊藤谷生・森谷武男・井川秀雄・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕, 木村 学・奥池司郎・清水信之・井川 猛, 1999, 日高衝突帯におけるデラミネーション—ウェッジ構造, 月刊地球, **21**, 130-136.
- Iwasaki, T., O. Ozel, T. Moriya, S. Sakai, S. Suzuki, G. Aoki, T. Maeda and T. Iidaka, T., 1998, Lateral structural variation across a collision zone in central Hokkaido, Japan, as revealed from seismic refraction profilings, *Geophys. J. Int.*, **132**, 435-457.
- 川上源太郎・吉田孝紀・臼杵 直, 1999, 北海道中央部穂別地域の中中新統川端層—堆積システムと供給源に関する予察的検討, 地質雑, **105**, 673-686.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道中生界の構造区分と層序, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, **31**, 1-15.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場, 地質雑, **87**, 757-768.
- Kimura, G., 1986, Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc, *Geology*, **14**, 404-407.
- Kimura, G., S. Miyashita and S. Miyasaka, 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Scientific Pub. Co., Tokyo, 123-134.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986, 日高変成帯の構成, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, **31**, 189-203.
- Komatsu, M., T. Toyoshima, Y. Osanai and M. Arai, 1994, Prograde and anatectic reactions in the deep arc crust exposed in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan, *Lithos*, **33**, 31-49.
- 栗田祐司・楠 香織, 1997, 北海道中央部, 襟裳層の渦鞭毛藻化石年代(後期漸新世)とその意義, 地質雑, **103**, 1179-1182.
- 楠 香織, 1998, 島弧会合部における衝突過程—北海道中軸帯南部を例として, 北海道大学大学院理学研究科 1997 年度修士論文, 69 pp.
- Kusunoki, K. and G. Kimura, 1998, Collision and extrusion at the Kuril-Japan arc junction, *Tectonics*, **17**, 843-858.
- Maeda, J. and H. Kagami, 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.
- Miyamachi, H., M. Kasahara, S. Suzuki, K. Tanaka and A. Hasagawa, 1994, Seismic velocity structure in the crust and upper mantle beneath northern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 269-301.
- 宮坂省吾, 1987, 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史, 松井 愈教授記念論文集, 195-202.
- Miyasaka, S., 1987, Uplift history of the Hidaka Mountains in late Cenozoic time, Hokkaido, Japan, Thesis for a doctoral degree, Hokkaido University, 147 pp.
- 宮坂省吾・菊池昂哉, 1978, 新第三紀における日高変成帯の上昇運動, 地団研専報, **21**, 139-153.
- 宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈, 1986, 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史, 地団研専報, **31**, 285-294.
- 宮下純夫, 1982, 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.
- 森谷武男・宮町宏樹・オウズ オゼル・ヌルジャン オゼル・

- 岩崎貴哉・笠原 稔, 1997, 日高山脈の地下構造と地震テクトニクス, 構造地質, **42**, 15-30.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方唯一, 1984, K-Ar 法による年代測定, 岡山理大森山研報, **9**, 19-38.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道における白亜紀島弧一海溝系—その地質構成と造構史—, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, **31**, 379-402.
- Ogawa, Y., Y. Nishida and M. Makino, 1994, A collision boundary imaged by magnetotellurics, Hidaka Mountains, central Hokkaido, Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22373-22388.
- 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, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, **31**, 205-222.
- Osanai, Y., M. Komatsu and M. Owada, 1991, Metamorphism and granite genesis in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan, *J. metamorphic Geol.*, **9**, 111-124.
- Otofuiji, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and S. Nohd, 1994, Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation, *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 503-518.
- Owada, M., Y. Osanai and H. Kagami, 1991, Timing of anatexis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan, *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 751-754.
- Ozel, O., T. Moriya, T. Iwasaki, S. Sasaki, G. Aoki and S. Suzuki, 1996, Crustal structure in the central Hokkaido, Japan, from a seismic refraction experiment, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **10**, 31-52.
- 嵯峨山積・保柳康一・宮坂省吾, 1992, 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻生層序と粗粒堆積物の形成期, 地質雑, **98**, 309-321.
- 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.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫, 1984, K-Ar 年代測定報告-2 一地質調査所測定未公表資料一, 地質調査所月報, **35** (7), 331-340.
- 志村俊昭, 1992, 花崗岩質マグマのへい入と日高変成帯の衝上テクトニクス, 地質雑, **98**, 1-20.
- Steiger, R.H. and E. Jaeger, 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Tagami, T., N. Hasebe and C. Shimada, 1995, Episodic exhumation of accretionary complexes: fission-track thermochronologic evidence from the Shimanto Belt and its vicinities, southwest Japan, *Island Arc*, **4**, 209-230.
- Tsumura, N., H. Ikawa, H., T. Ikawa, M. Shinohara, T. Ito, K. Arita, T. Moriya, G. Kimura and T. Ikawa, 1999, Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan inferred from seismic reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1057-1060.
- Uda, T., 1976, Polyphase deformation of the Cape Erimo area caused by change of tectonic stress-field, *J. Geol. Soc. Japan*, **82**, 1-18.
- Wagner, G.A., G.M. Reimer and E. Jaeger, 1977, Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps, *Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**, 1-27.
- 山本明彦・森谷武男, 1989, 北海道の重力異常と地下構造, 月刊地球, **11**, 377-385.
- Zeitler, P.K., 1985, Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan, *Tectonics*, **4**, 127-151.

(Received October 26, 2000)

(Accepted March 12, 2001)