

地質学雑誌 第95巻 第4号 311-329 ページ, 1989年4月
 Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 95, No. 4, p. 311-329, April 1989

北海道、日高帯のかんらん岩体にみられるアルカリ交代作用

高橋奈津子*・荒井章司*・室田祐一*

Alkali metasomatism in peridotite complexes from the
 Hidaka belt, Hokkaido, northern Japan

Natsuko TAKAHASHI*, Shoji ARAI* and Yuichi MUROTA*

Abstract Various amounts of phlogopite and amphibole with secondary textures occur in peridotites from some peridotite complexes (Horoman, Uenzaru and Nikanbetsu) of the Hidaka belt, Hokkaido, northern Japan. In the Horoman complex, phlogopite is concentrated to form veinlets, parallel to the foliation of peridotites, in olivine-rich part of spinel lherzolite and harzburgite or in plagioclase-rich seams of plagioclase lherzolite. When it is sparse, phlogopite is usually associated with orthopyroxene grains. Such phlogopite is observed also in the Uenzaru and Nikanbetsu complexes, and it is usually associated with primary orthopyroxene or chromian spinel.

Phlogopite from the Horoman peridotite complex has a wide compositional range, within which phlogopite from other complexes is included. TiO_2 content of phlogopite, ranging from 0.1 to 6.8 wt.%, has negative correlations with $Mg/(Mg+Fe^*)$ atomic ratio. The TiO_2 content of phlogopite is only slightly variable within individual veins. $K/(K+Na)$ atomic ratio of phlogopite ranges from 0.75 to 0.95, which is highly variable even within individual veins. Total number of interlayer cations (based on O=22) is up to 30% less than 2.0, which is common to phlogopites from alpine-type peridotites. Ti-K-Na relationships of phlogopite and amphibole from peridotites of the Hidaka belt are similar to those from peridotite xenoliths in alkali basalts. The intra-vein compositional variation (Ti, K/Na etc.) of phlogopite is due to *in situ* fractional crystallization of the trapped metasomatic fluids. The inter-vein compositional variation of phlogopite is due to the chemical variation of the source fluids, which had been successively released from some evolving alkali basaltic magma(s).

The peridotites from Horoman, Uenzaru and Nikanbetsu complexes are very similar to each other in terms of the primary petrological characteristics, and are regarded as residual mantle materials after extraction of island arc magmas. It is possible that the alkali metasomatism had occurred in the island-arc peridotites during a transcurrent tectonic setting at the Miocene time.

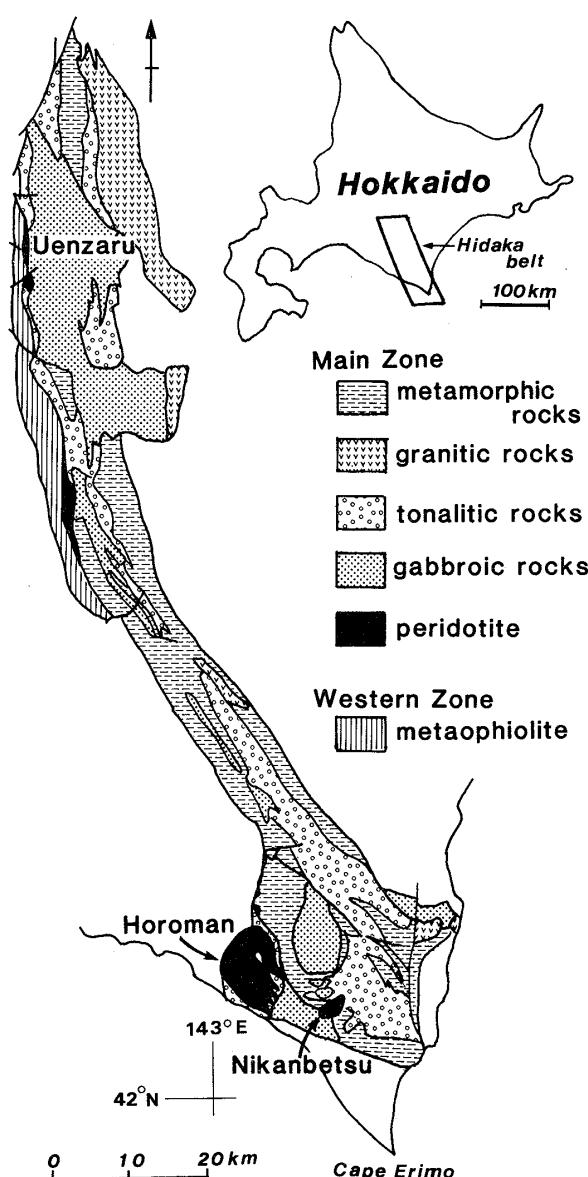
はじめに

上部マントルかんらん岩には、サブソリダスで流体が付加し、角閃石、フロゴバイトなどの揮発性成分に富む鉱

物がしばしば二次的に形成される。上部マントルにおいてインコンパティブル成分は主としてこれらの鉱物に含まれており、それらの組成、量比はマントルで生じる初生マグマの組成を決定するのに重要な役割を果たしていると言われている(例えば, FLOWER, 1971; WILKINSON & LE MAITRE, 1987)。従来、マントルにおける交代作用の研究はかんらん岩捕獲岩、特にキンバーライト中のざく

1988年12月28日受付、1989年2月22日受理。

* 筑波大学地球科学系, Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.



第1図. 日高帯岩相分布図(小松ほか, 1986 より引用).

る石かんらん岩捕獲岩を中心に進められてきた(例えば, DELANEY *et al.*, 1980). しかし, 交代作用の岩石学的過程を詳細に検討するためには, RODEN & MURTHY (1985)も言うように, やはりある程度の空間的広がりを有する, マントル起源の固体貫入かんらん岩体での研究が必要であろう。最近, 北海道日高帯のかんらん岩中に, 流体の付加による交代作用によりかなり普遍的に二次的なフロゴパイト, 角閃石(チタン・パーガス閃石~ケルスト閃石)が生じていること(主としてアルカリ類が付加し初生鉱物を交代するためここではこの過程をアルカリ交代作用と呼ぶ)が明らかになったので, ここに

それらの鉱物の産状と化学的性質の概要を報告する。

地質概説

今回, アルカリ交代作用が確認されたのは, 幌満, ウエンザル, ニカンベツの諸岩体である(第1図)。

幌満かんらん岩体は, 日高帯主帶の南端部に位置し, 南北約10km, 東西約8kmの広がりをもつ。岩体の周囲は断層で区切られ, 特に西側は変はんれい岩および塩基性片岩, 泥質片岩をはさんだ衝上断層で, 非変成の日高累層群と接している(NIIDA, 1984)。岩体の北および東側は, 断層でさまざまな日高変成岩類と接している。また, 岩体内部の古川付近では, 北西-南東性の著しい剪断帯が存在し, 片麻岩中に蛇紋岩やはんれい岩のブロックが認められる。

ウエンザル岩体は, 日高帯の主帶および西帶(KOMATSU *et al.*, 1983)のちょうど境界付近に位置すると考えられている。広がりは, 南北2.5km, 東西約0.8kmであり, その伸長方向は変成帶のそれと一致する。岩体西側は西帶の角閃岩(変はんれい岩)と, 東側は主帶の泥質変成岩といずれも断層によって境されている。

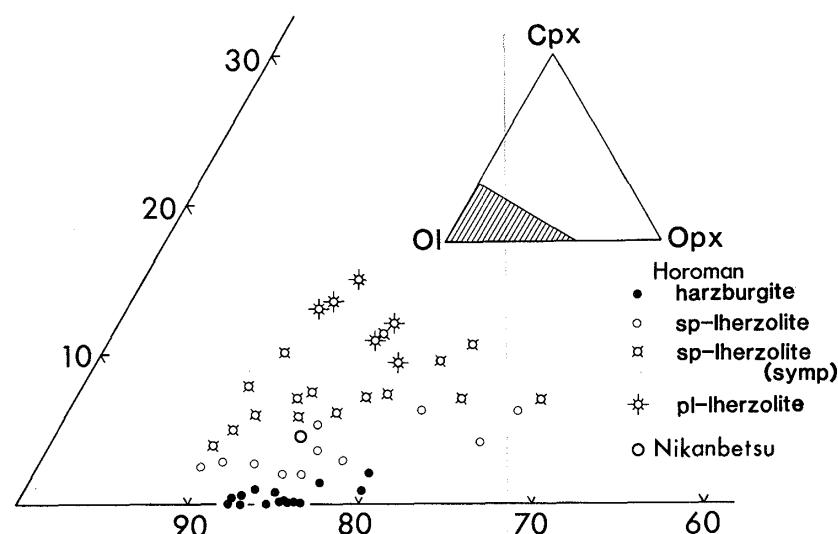
ニカンベツ岩体は, 日高帯主帶の最南端に位置し, 幌満岩体の東南東約10kmに位置している。東西約2km, 南北1kmの広がりをもつ。岩体の周囲は断層および剪断帯で区切られ, 片状ホルンフェルス, 黒雲母片岩, 片麻岩およびガブロ類と接している(新井田・加藤, 1978)。

岩体の記載岩石学

1. 幌満岩体

TAKAHASHI(1988MS)により, 幌満岩体は起源の異なる3種類のかんらん岩類より構成されることが明らかになった。すなわち, 主要かんらん岩系列(MPS), 古川かんらん岩系列(FPS)および沈積岩ダナイト系列(CDS)である。FPSはダナイトと斜方輝石に富むハルツバージャイトとの顕著な互層で特徴づけられる岩石系列であり, CDSはウェールライト的なダナイトである。MPSは岩体の大部分を占め, 岩相はハルツバージャイト, スピネル・レールゾライト, 斜長石レールゾライトと漸移する。3系列に属する岩石は, モード, 産状等で明瞭な違いがみられ, 野外での識別は容易である。後述のように, MPS中に多量のフロゴパイト, 角閃石が見られるので, ここでは MPSのみを記述する。

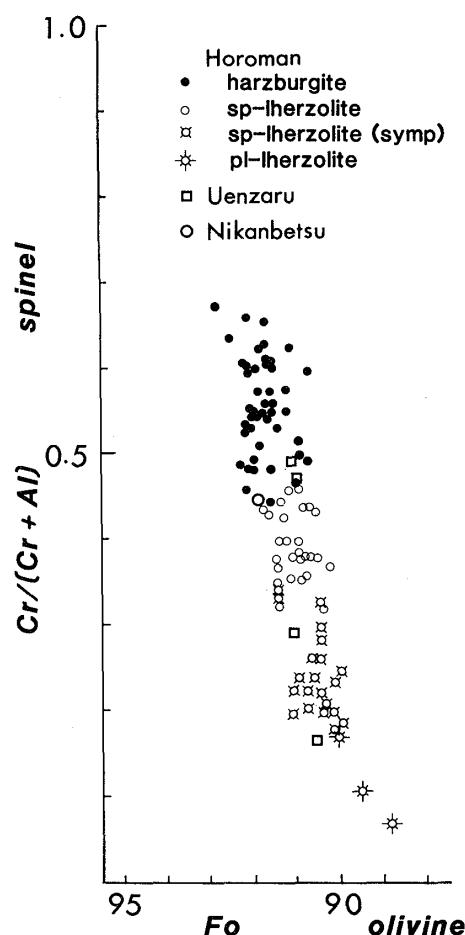
MPSは, NIIDA(1984)によると岩体下部では, ハルツバージャイト→スピネル・レールゾライト→斜長石レー



第2図. 日高かんらん岩類のモード組成。ただし、幌満かんらん岩体はMPSのみに限る。ウェンザルかんらん岩体は細粒部があるためにモードの測定不可能。OI: かんらん石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石。

ルゾライト→スピネル・レールゾライト→ハルツバージャイトといった規則的な岩相変化を4回繰り返す。各岩相の個別の層の厚さは多くの場合、数百m程度である。また、斜長石レールゾライト層に近いスピネル・レールゾライト層中に限って、輝石-スピネル・シンプレクタイトを含む細粒集合体が顕著にみられる(第2図)。岩体上部では、はんれい岩層が卓越し、各岩相の単位層の厚さが、多くは数十mと薄くなるほかは岩体下部と同様である。また、NIIDA(1984)では、岩体上部にはレールゾライト層は存在しないとしているが、高橋・荒井(1987)は岩体上部にシンプレクタイトを含むレールゾライト層の存在を報告している。幌満岩体の岩石は、さまざまな程度に変形し、葉理構造、線状構造が発達している(NIIDA, 1975)。葉理構造は、一般的には岩相の境界と調和的であるが、斜交する場合もある。ハルツバージャイト、レールゾライトにはポーフィロクラスティック組織が一般的にみられ、キンク・バンド等が顕著である。輝石-スピネル・シンプレクタイトは、多くの場合、シンプレクタイトの構成鉱物よりやや粗粒の同種の鉱物よりもなる細粒集合体に取り囲まれるように存在する。また、斜長石レールゾライトとの境界付近には、 $0.5 \times 2\text{ cm}$ 程度のシンプレクタイトの濃集した紫褐色のレンズが多数みられる。斜長石レールゾライトには、粗粒なかんらん石、輝石中に、細粒の、主に斜長石、スピネルよりもなる薄層が多数みられ、それらは岩石の葉理構造と調和的である。

かんらん石のFo値は、ハルツバージャイトで92.8—90.8、スピネル・レールゾライトで91.8—90.0、斜長石レールゾライトで90.0—88.8である(第3図)。粗粒なクロムスピネルのコアのCr/(Cr+Al)原子比(以



第3図. 日高帯かんらん岩類のかんらん石のFo値とスピネルのCr/(Cr+Al)原子比との関係。

下Cr*値)は、ハーツバージャイトでは0.68—0.45、スピネル・レールゾライトでは0.46—0.18、斜長石レールゾライトでは0.17—0.07である(第3図)。スピネル・

レールゾライトのうちシンプレクタイトを含むものは Fo 値, Cr^* 値ともシンプレクタイトを含まないものより低くそれぞれ 91.5—90.0, 0.34—0.18 である。また、斜長石レールゾライトの斜長石に伴う細粒のスピネルの Cr^* 値は 0.3 前後であり、同一サンプルの粗粒なものより Cr に富む傾向がある(TAKAHASHI, 1988MS).

2. ウェンザル岩体

岩相は、東西方向に変化が見られる。岩体の西半分は“ダナイト”/ハルツバージャイトよりなり、西帶のオフィオライト(宮下, 1983)の最下部を構成している。東半分は、レールゾライト、斜長石レールゾライトよりなり、主帶に属すると考えられる(MUROTA & ARAI, 1988)。レールゾライトと斜長石レールゾライトの境界は幅約 5 m の著しい破碎帯となっている。また、レールゾライト中の特に輝石に富む部分では、厚さ 10 cm 以下のパイロクシナイト層が 10 個以上観察される。アルカリ交代作用は岩体東半分の主帶に属すると思われる部分にのみ認められる。したがって、以下東半分の岩石のみ記述する。

本岩体の岩石は、著しく変形(マイロナイト化)しており、変形に伴って形成された葉理構造が非常によく発達している。特に破碎帯の岩石はマイロナイト化が著しい。各岩相の境界は比較的シャープで葉理構造にはほぼ平行する。ただし、斜長石レールゾライトでは変形の程度が弱く、また葉理構造と岩相の境界の斜交が観察される。岩石の蛇紋岩化の程度は非常に低いが、蛇紋石、トレモラ閃石、タルク、緑泥石などの含水変質鉱物は、量の多少はあれ岩体に普遍的に観察される。

斜長石レールゾライトとの境界付近のレールゾライトには、緑泥石+かんらん石+輝石+クロムスピネル+不透明鉱物よりなる厚さ 2 mm 程度の優白色のレンズがしばしば認められる。その中に、径 0.5—1 mm 程度の輝石-スピネル・シンプレクタイトが散在する。この優白色レンズは、幌満岩体のシンプレクタイトを含む細粒集合体よりなる薄層が変質したものであろう。

かんらん石の Fo 値は、ネオブラスト、ポーフィロクラストで差はなく、岩相により 92.5(レールゾライト)から 89.2(斜長石レールゾライト)まで変化する。クロムスピネルも岩相によって組成を変え Cr^* 値は 0.5(レールゾライト)から 0.2(斜長石レールゾライト)である。パイロクシナイト的な部分では、かんらん石の Fo 値は 89—90 で、クロムスピネルの Cr^* 値は 0.1 である。輝石類は初生的に高い Al_2O_3 含有量を有しており、マントルからの固体貫入の過程で分解したかんらん石、スピネル、斜長石などの二次的鉱物を形成している

(KOMATSU, 1975)。これらの鉱物は輝石中の離溶ラメラや輝石の周囲の微細な粒子として存在する。これらウェンザル岩体の東半分のかんらん岩類は、変形組織を除いた記載岩石学的性質および鉱物の化学組成の点で、幌満岩体の MPS とほぼ同様である(第 3 図)。

3. ニカンベツ岩体

岩相は斜長石レールゾライト、スピネル・レールゾライト、ハルツバージャイト、ダナイト、はんれい岩と変化に富む。各岩相は数 cm 一数 m の厚さを有する層をなし、一部を除いて、シャープな境界で接している。かんらん岩類は幌満岩体、ウェンザル岩体のものに比べると、一般的に葉理構造の発達が弱く、より等粒状の組織を有する。ここで記載する、フロゴパイトを含むスピネル・レールゾライトのかんらん石の Fo 値は 91.9 であり、クロムスピネルの Cr^* 値は、0.449 である。これらは、幌満岩体の MPS のハルツバージャイトに近いスピネル・レールゾライトにおける値と同等である(第 3 図)。

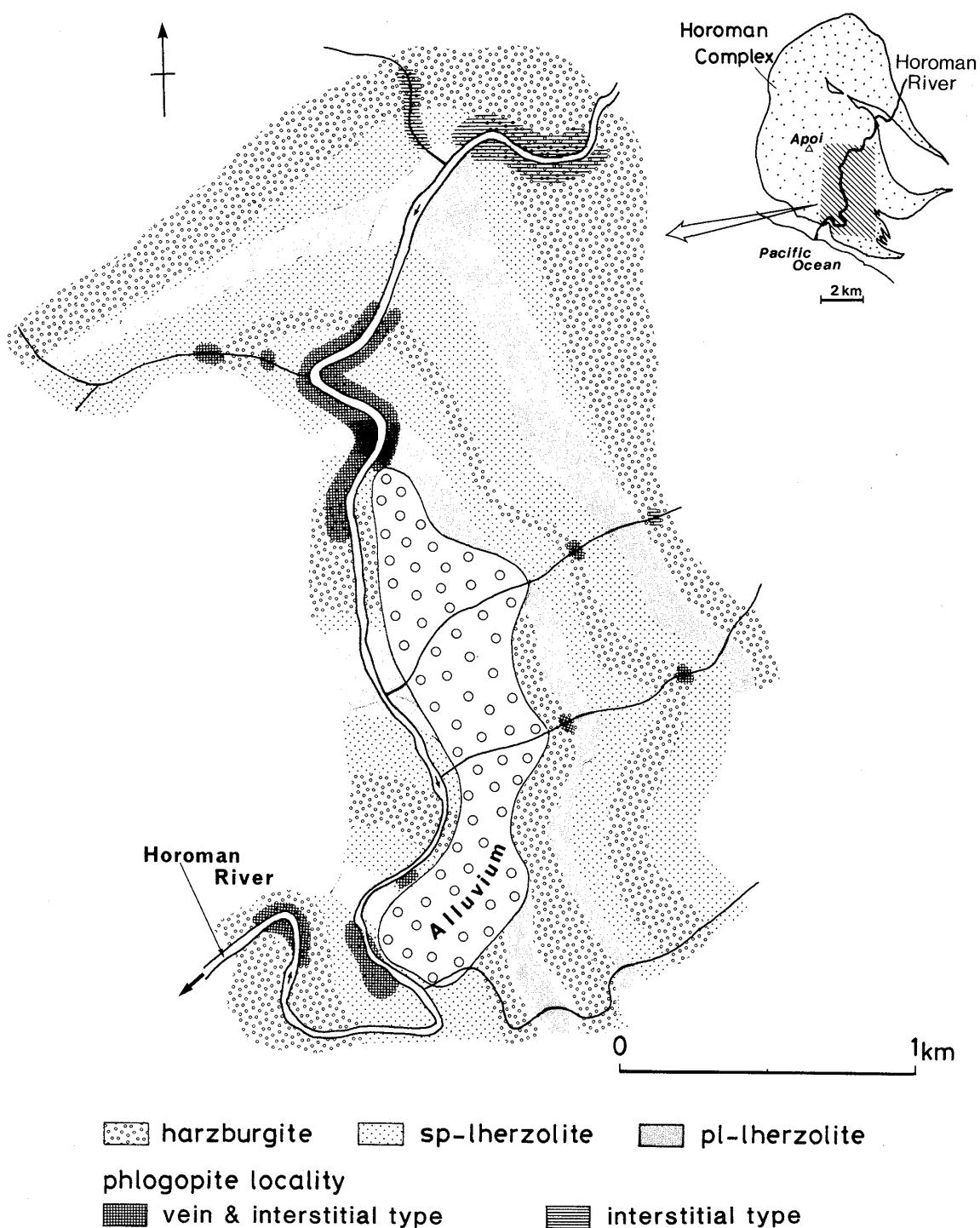
フロゴパイト、角閃石の産状

幌満岩体のフロゴパイトは、NIIDA(1975)によって最初に報告された。彼の記載したのは、スピネル・レールゾライト中の一つの小脈状をなすものであるが、その後高橋(1986)によってさまざまな産状のフロゴパイトが詳細に研究された。

幌満岩体を構成する 3 種類のかんらん岩類すべてにフロゴパイト、角閃石が認められる。これらの鉱物は、しばしば肉眼で認められるほどの濃集部を作る。MPS では母岩の葉理構造と平行なフロゴパイトおよび角閃石の濃集部が、FPS では葉理構造と斜交する角閃石脈が認められる。

また、CDS では細粒のスピネルとともに角閃石が小脈を形成している(TAKAHASHI, 1988MS)。MPS は岩体の大部分を占め、またフロゴパイト、角閃石は MPS に圧倒的に大量に産し、産状も多様である。したがって、本論文では、MPS 中のものにしぼって報告する。

フロゴパイト、角閃石は岩体の 3~4 ケ所に特に濃集して産する(第 4 図)。フロゴパイト、角閃石をその産状によって 2 つのタイプに分類する。1 つは濃集体として産するもので、主としてかんらん石を切る小脈として認められる(図版 I)。もう 1 つは、肉眼で認められない程度の小片として岩石中に散在するものである。これらを、ARAI & TAKAHASHI(1989)にしたがい、それぞれ、“脈型”(vein type)および“間隙型”(interstitial type)と呼ぶ。



第4図. 幌満岩体下部の岩相分布図とフロゴパイトの産出地域。

脈型のフロゴパイトは主としてスピネル・レールゾライトおよびハルツバージャイト中に認められるが、斜長石レールゾライト中にも少量産する。脈型のフロゴパイト、角閃石濃集団は岩石の葉理構造と平行な薄いレンズ状であり、厚さ 1 mm 以下であるが、その広がりは数 cm サイズから数 10 cm サイズである(今まで確認さ

れている最大のものは、片側は節理で切られており全長は不明であるが、40 cm 以上×15 cm 以上の広がりを有する)。このフロゴパイトの“レンズ”の末端では径 1 cm 前後の小さな“レンズ”が厚さ数十 μ の複雑な形状をした微細脈で連結される形態を示す(図版 I-b)。ただし、岩体最下部のものは、岩石の線状構造と平行な幅

0.5 cm 以下で長さ 6 cm 以上の線状の濃集体をなしている。これは 20–30 m の間で線状構造と平行に断続的に連なっているのが観察される。脈型のフロゴパイトを含む岩石は岩体の層状構造と平行に、少なくとも 3 km にわたって断続的に続くのが確認されている(第 4 図)。

鏡下の観察によると、このタイプに属するフロゴパイトの産状は母岩の組織(特に構成鉱物の粒径)および周囲の構成鉱物種によって若干の違いが認められる。スピネル・レールゾライト、ハルツバージャイトなど、一般に粗粒な鉱物からなる岩石中では、粗粒なフロゴパイトが連結し、“脈状”に産する(図版 II-a)のに対し、斜長石レールゾライト中では斜長石の多い細粒部に産することが多く、脈というよりむしろ細粒のフロゴパイトに富む薄層として観察される(図版 II-b)。また、斜長石レールゾライト中でも粗粒部分に産するものはやはり脈状の形態をとる。脈型のフロゴパイトは周囲の鉱物とともに変形し、しばしばキンク・バンドや波動消光を示す。Y および Z の軸色は脈ごとに極めて変化に富み、無色に近いものから褐色まであるが、淡褐色ーオレンジ色といった色調が多い。フロゴパイト小脈の先端部付近では角閃石がフロゴパイトと共に存する。また、脈の周辺部にも角閃石が散在する。脈型のフロゴパイト小脈は、しばしば“レリック流体包有物”(ARAI & HIRAI, 1985; HIRAI & ARAI, 1987a,b)の列に移行する。

間隙型のフロゴパイトは MPS のすべての岩石種に産する。斜方輝石どうしの粒間や、斜方輝石とかんらん石の粒界から輝石内部にかけて産することが多い。輝石との境界は不規則であり、しばしば鋸歯状に入りこんでいる(図版 II-c)。また、しばしばフロゴパイト粒子内部に斜方輝石の不規則形の小片を含んでいる。角閃石とも密接に伴う。粗粒なものは、斜方輝石とともに変形し、キンク・バンドや波動消光を示す。Y および Z の軸色はやはり変化に富むが、淡褐色ーオレンジ色といった薄い色合いのものが多い。他の産状としては、単斜輝石に伴うもの、輝石-スピネル・シンプレクタイトに伴うものなどがある。単斜輝石に伴うものは、Y および Z の軸色が若干濃く、オレンジ色を呈するものが多い。シンプレクタイトに伴うものは、シンプレクタイトを構成している両輝石、スピネルを置換している。また、しばしば内部に小形で丸みを帯びたスピネル粒子を包有している。一般に、この産状のものは、Y および Z の軸色は薄く、淡褐色を呈する。

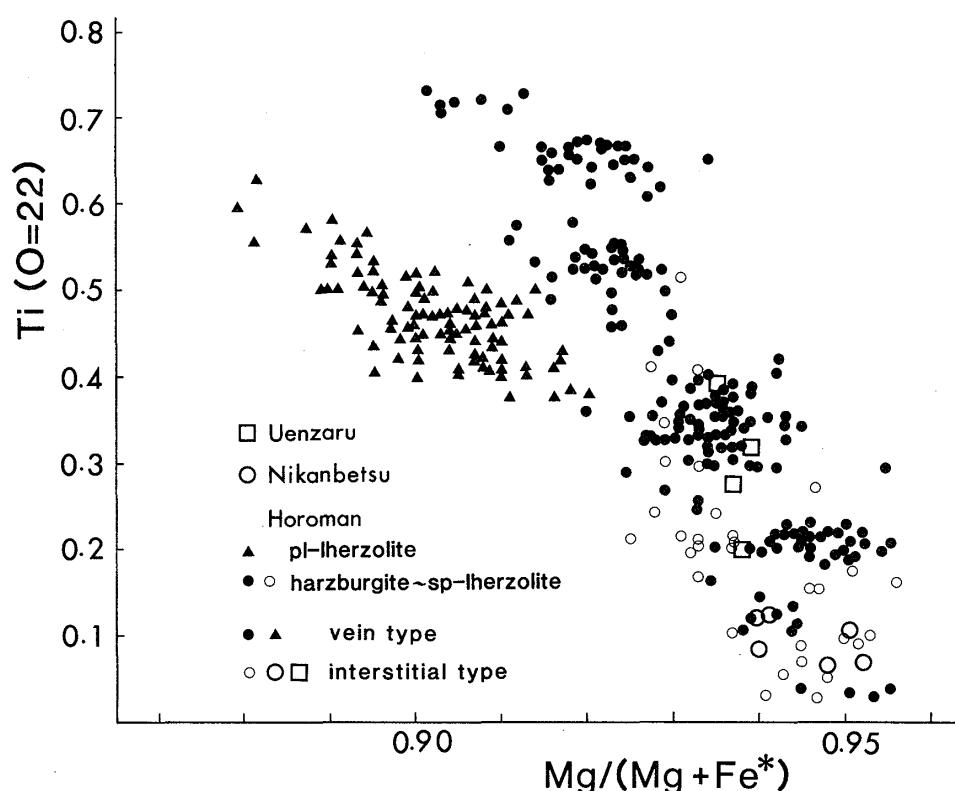
ウェンザル岩体のフロゴパイトは、レールゾライトと斜長石レールゾライトの境界部の破碎帶付近のレールゾライト中にのみ確認されている。いずれも肉眼では認め

られないほどの小片である。フロゴパイトが確認された 3 サンプルのうち、2 例はフロゴパイトが斜方輝石に伴うもの(図版 II-e)で、他の 1 例はクロムスピネルに伴う(図版 II-f)。これらは、幌満岩体の間隙型に相当する。斜方輝石に伴うものは、斜方輝石ポーフィロクラストの周囲もしくは縁辺部に存在する(図版 II-e)。Y および Z の軸色は淡褐色であり累帯構造は認められない。一方、クロムスピネルに伴うものは、スピネル・ポーフィロクラストの周縁部(図版 II-f)および周囲のかんらん石ネオクラスト(平均粒径、0.1 mm)を主とする細粒相中に微小粒子として産する。後者のフロゴパイトは粒径 0.05–0.1 mm で不規則形を呈する。Y および Z の軸色は淡褐色である。累帯構造および波動消光は認められないが双晶が認められる。このほかに、岩石の葉理構造と調和的なパーガス閃石の濃集したレンズが見いだされる。

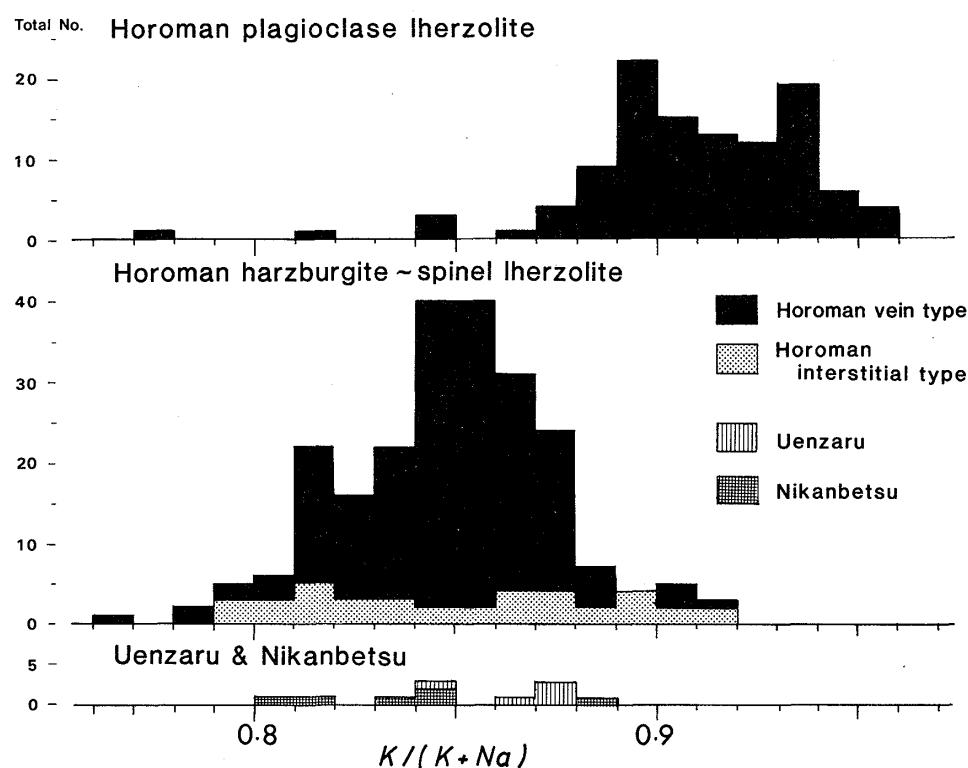
ニカンベツ岩体のかんらん岩中のフロゴパイトは高橋ほか(1985)によって初めて報告された。また、ARAI & TAKAHASHI(1987)に、産状と化学組成が述べられている。TAGIRI *et al.*(1988)は斜長石・スピネルレールゾライト中に捕獲された角閃岩および周囲のはんれい岩殻中のフロゴパイトの形成を報告している。ニカンベツ岩体のフロゴパイトはスピネル・レールゾライト中に見いだされる。間隙型のフロゴパイトで、斜方輝石に密接に伴って産する(図版 II-d)。幌満岩体のものと同様に、不規則な形状を呈し、斜方輝石の粒界に産するかまたは微細脈となって斜方輝石に侵入している。しばしば、角閃石を密接に伴う(図版 II-d)。Y および Z の軸色は薄く、無色から淡褐色を呈する。

フロゴパイト、角閃石の化学組成

幌満岩体のフロゴパイトの TiO_2 含有量は 0.1–6.8 重量%と変化に富み、ウェンザル、ニカンベツ岩体に産するフロゴパイトの TiO_2 量もこの範囲に含まれる(第 1 表～第 4 表)。また、この TiO_2 量は、 $Mg/(Mg+Fe^*)$ 原子比(Fe^* 、全鉄)と負の相関がある(第 5 図)。Ti 含有量は鏡下でのフロゴパイトの Y および Z の軸色と対応している。すなわち、軸色が濃いものほど Ti および Fe 含有量が高い。 $K/(K+Na)$ 原子比は、幌満のものはこの値が高い傾向がある。ニカンベツのものは、同比が 0.83–0.88、ウェンザルのもので 0.84–0.87 の値をとる(第 6 図)。ARAI(1986)によると、キンパーライト中のざくろ石かんらん岩にふくまれるフロゴパイトは、初生的なものも二次的なものも、Na に乏しく、この値は



第5図. フロゴパイトの
Mg/(Mg+Fe*) 原子比と
Ti 原子の数(O=22)と
の関係.



第6図. フロゴパイトの
K/(K+Na) 原子比のヒス
トグラム. 縦軸は分析粒
子数.

第1表. ウェンザル岩体の含フロゴパイトかんらん岩の構成鉱物の代表的なマイクロプローブ分析値。

No.	Uz86080107						Uz86073009						Uz86080112					
	1 Mineral	2 Ol	3 Opx	4 Sp	5 Phl	6 Phl	7 Ol	8 Opx	9 Sp	10 Phl	11 Ol	12 Opx	13 Phl					
SiO ₂	41.59	56.91	0	38.78	38.79	38.71	41.16	56.14	0.03	38.10	41.39	56.69	38.41					
TiO ₂	0.01	0.03	0.11	2.98	3.74	2.60	0	0.01	0.04	1.90	0	0	0.57					
Al ₂ O ₃	0	1.64	42.38	15.51	16.03	16.01	0	3.62	53.49	18.00	0	2.29	17.58					
Cr ₂ O ₃	0	0.27	25.89	1.30	1.13	1.26	0.03	0.39	15.84	1.24	0	0.46	1.32					
FeO*	8.68	5.62	13.00	2.71	2.88	2.84	9.47	6.15	12.60	2.75	7.57	5.07	2.36					
NiO	0.38	0.09	0.17	0.20	0.26	0.29	0.40	0.06	0.28	0.23	0.44	0.07	0.21					
MnO	0.07	0.10	0.03	0.07	0	0	0.05	0.13	0	0.01	0.02	0.03	0					
MgO	50.13	34.27	17.76	23.49	23.27	23.92	49.99	34.03	18.58	23.35	50.09	34.21	24.11					
CaO	0	0.57	0.03	0.01	0.03	0	0	0.45	0.01	0.02	0.02	0.66	0					
Na ₂ O	0	0.03	0.02	0.82	0.84	0.98	0	0.03	0	0.81	0.01	0.03	0.80					
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	8.49	7.93	8.22	0.01	0.01	0	8.76	0.01	0.02	8.63					
Total	100.89	99.54	99.41	94.36	94.90	94.83	101.11	101.02	100.87	95.17	99.55	99.53	93.99					
O	4	6	4	22	22	22	4	6	4	22	4	6	22					
Si	1.005	1.967	0	5.514	5.468	5.473	0.997	1.917	0.001	5.372	1.008	1.954	5.463					
Al	0	0.068	1.393	2.599	2.662	2.669	0	0.146	1.660	2.991	0	0.093	2.946					
Ti	0	0	0.002	0.319	0.396	0.277	0	0	0.001	0.201	0	0	0.061					
Cr	0	0.008	0.571	0.146	0.126	0.140	0.001	0.010	0.330	0.138	0	0.013	0.148					
Fe*	0.175	0.162	0.303	0.322	0.339	0.336	0.192	0.176	0.277	0.324	0.154	0.146	0.281					
Ni	0.007	0.003	0.004	0.023	0.030	0.033	0.008	0.002	0.006	0.026	0.009	0.002	0.024					
Mn	0.001	0.003	0.001	0.009	0	0	0.001	0.004	0	0.001	0	0.001	0					
Mg	1.806	1.766	0.738	4.979	4.889	5.042	1.805	1.732	0.729	4.909	1.820	1.758	5.112					
Ca	0	0.021	0.001	0.001	0.004	0	0	0.016	0	0.002	0	0.024	0					
Na	0.001	0.002	0.001	0.225	0.230	0.269	0	0.002	0	0.221	0	0.002	0.220					
K	0	0	0.001	1.540	1.427	1.483	0	0.001	0	1.575	0	0.001	1.567					
Total	2.995	4.000	3.015	15.677	15.571	15.721	3.004	4.006	3.004	15.760	2.991	3.994	15.822					
Mg*	0.911	0.916		0.939	0.935	0.938	0.904	0.908		0.938	0.921	0.923	0.948					
K*				0.873	0.861	0.846				0.877			0.877					
Cr*				0.291						0.166								

Ol : かんらん石, Opx : 斜方輝石, Sp : スピネル, Phl : フロゴパイト. FeO*, Fe* は、それぞれ全鉄としての FeO, Fe, Mg*, Mg/(Mg+Fe*) 原子比. K*, K/(K+Na) 原子比, Cr*, Cr/(Cr+Al) 原子比.

0.95 以上であることが多い. また一般的に、スピネル/斜長石かんらん岩中のものは、ざくろ石かんらん岩中のものに比べて K/(K+Na) 比は低い傾向にある (ARAI, 1986; ARAI & TAKAHASHI, 1987).

日高帯のかんらん岩中のフロゴパイトは、O=22 としたときの層間陽イオンの総数は 2 よりもかなり低い. これはスピネル/斜長石かんらん岩、特にアルバイン・タイプのかんらん岩中のフロゴパイトに一般的な特徴である (高橋・荒井, 1986) (第 7 図). なお、Ba は検出されなかった. Al 含有量が高く、O=22 とした時の Si 原子の数は 5.5 前後である (第 8 図). ARAI (1984) によると、高い Al 量、低い Si 量はスピネル/斜長石かんらん岩中のフロゴパイトの特徴である.

個々のフロゴパイト脈におけるフロゴパイト (脈型) の K/(K+Na) 比の変化はかなり大きく、3~4 cm の間で、一般的に脈の中心部 (最も厚い部分) から先端部に向かっ

て減少する (第 9 図). しかし、Ti 含有量はそれに伴い緩やかに変化するのみである (第 9 図). 一方、前述のように、フロゴパイト脈ごとの Ti のレベルの変化は大きい. Ti レベルの高いフロゴパイト脈では、フロゴパイトの K/(K+Na) 比の減少に伴い Ti 含有量も若干減少する傾向にあるが、Ti レベルの低い脈では、K/(K+Na) 比が減少しても、Ti 含有量はほぼ一定である (高橋, 1986) (第 9 図).

第 10 図にフロゴパイト、角閃石の TiO₂-K₂O-Na₂O の関係を示す. フロゴパイトより、共存する角閃石の方が、TiO₂/(K₂O + Na₂O) 比が高い傾向がある (第 10 図). ここでも、ニカンベツ、ウェンザルのものは幌満のものの組成範囲に含まれる. 特に、Ti に富む (TiO₂/(K₂O + Na₂O + TiO₂) 重量比 ≥ 0.2) フロゴパイトは、マントル起源の固体貫入岩体のかんらん岩中の中では、ほかには St. Paul's Rocks (RODEN et al., 1984), Zabargad

第2表. ニカンベツ岩体の含フロゴパイトかんらん岩のフロゴパイトと角閃石の代表的なマイクロプローブ分析値。

<u>Ni85071902e</u>							
No.	1	2	—	3	4	—	5
Mineral	Phl	Phl		Amp	Phl	Amp	Phl
SiO ₂	39.22	39.29	—	44.31	39.55	43.82	39.49
TiO ₂	1.17	0.81	—	0.75	1.20	0.79	0.58
Al ₂ O ₃	17.73	17.32	—	13.48	16.51	13.92	16.88
Cr ₂ O ₃	1.24	1.40	—	1.89	1.74	1.93	0.83
FeO*	2.68	2.69	—	2.97	2.71	2.92	2.37
NiO	0.23	0.23	—	0.19	0.26	0.09	0.18
MnO	0	0.05	—	0	0	0.11	0.06
MgO	23.36	23.64	—	17.95	24.08	17.77	24.46
CaO	0.03	0	—	11.76	0.03	11.56	0.03
Na ₂ O	1.12	1.04	—	3.42	1.05	3.45	0.83
K ₂ O	8.69	9.08	—	0.92	9.14	1.00	9.23
Total	95.47	95.55	—	97.64	96.27	97.36	94.94
O	22	22	—	23	22	23	23
Si	5.498	5.520	—	6.302	5.528	6.253	5.568
Al	2.930	2.868	—	2.259	2.719	2.341	2.804
Ti	0.123	0.085	—	0.080	0.127	0.085	0.061
Cr	0.138	0.155	—	0.212	0.192	0.217	0.093
Fe*	0.315	0.316	—	0.354	0.316	0.348	0.280
Ni	0.025	0.026	—	0.021	0.029	0.010	0.020
Mn	0	0.005	—	0	0	0.014	0.007
Mg	4.882	4.952	—	3.806	5.018	3.780	5.140
Ca	0.004	0	—	1.792	0.004	1.763	0.005
Na	0.304	0.284	—	0.943	0.284	0.953	0.226
K	1.554	1.628	—	0.166	1.630	0.182	1.660
Total	15.773	15.839	—	15.935	15.847	15.951	15.864
Mg*	0.939	0.940	—	0.915	0.941	0.916	0.948
K*	0.836	0.851	—	0.150	0.852	0.160	0.880
							0.178

2と3, 4と5, 6と7は、鏡下で接しているペア。Phl: フロゴパイト。Amp: 角閃石。略号は、第1表と同様。初生鉱物の組成は、ARAI & TAKAHASHI(1987)を参照のこと。

(BONATTI *et al.*, 1986) や Balmuccia (GARUTI & SINIGOLI, 1978) などごく限られた岩体でのみ報告されている。また、アルカリ玄武岩中のかんらん岩捕獲岩中のフロゴパイトでは、ほとんどのもの(例えば、FREY & GREEN (1974), NICKEL & GREEN (1984) の Victoria のもの, GIROD *et al.* (1981) の South Algeria のもの)が Ti に富むものである(高橋, 1986)。

幌満岩体のフロゴパイトを含まないかんらん岩中のスピネルの $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ 原子比は Cr^* が高くなるにしたがって Fe^{3+} が緩やかに増加する(Cr^* 値が 0.2 付近の時, 0.017 以下であり, 0.6 付近の時, 0.013 ~ 0.045) 通常のマントルかんらん岩中のトレンドを示す。一方、後述のようにフロゴパイトに完全に包有されたスピネルは、フロゴパイトを含まないかんらん岩中の

スピネルに比べて、Ti 含有量が高い傾向にある。したがって、この高い Ti 含有量を示すスピネルは、フロゴパイトの形成時に汚染されたものと推定される。この汚染を受けたスピネルの中で最も高い Ti 含有量を示すスピネル(Cr^* 値は 0.435)においても $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ 原子比は 0.009 であり、汚染を被っていない通常のものとほとんど変わりがない。したがって、汚染を与えた流体およびそれから形成されたフロゴパイトは、 Fe^{3+} 量が低かったと推定される。したがって、Fe をすべて Fe^{2+} として扱っても大きな問題はないと思われる。フロゴパイトと周囲のかんらん石との Mg-Fe 分配のみかけの分配係数 K_D ($K_D = (X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})_{\text{Phl}} \cdot (X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})_{\text{Ol}}$) は、間隙型および小規模な脈型(厚さ 0.2—0.3 mm, 長さ 2 cm 以下)のフロゴパイトでは約 1.7 でほぼ一定で

第3表. 幌満岩体の脈型のフロゴパイトと角閃石の代表的なマイクロプローブ分析値。

No.	harzburgite				spinel lherzolite				pl-lherzolite			
	85070903c		85072008b		86063001a		850720011f		86070311a			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Mineral	Phl	Amp	Phl	Amp	Phl	Amp	Phl	Amp	Phl	Amp	Phl	Amp
SiO ₂	38.17	43.50	38.58	43.41	39.12	44.54	38.10	42.52	39.14	41.62		
TiO ₂	2.12	1.39	3.19	2.08	5.17	3.29	6.35	4.46	5.37	3.46		
Al ₂ O ₃	16.85	13.13	15.99	12.63	15.41	12.60	15.60	12.37	15.66	13.24		
Cr ₂ O ₃	1.67	2.51	1.58	1.96	1.76	2.05	1.94	2.23	1.41	1.24		
FeO*	2.08	2.69	2.80	3.45	3.22	3.26	3.09	3.23	4.50	4.46		
NiO	0.27	0.23	0.25	0.09	0.26	0.07	0.17	0.17	0.17	0.21		
MnO	0.06	0.08	0.02	0.03	0	0.14	0.07	0.17	0.01	0.04		
MgO	23.28	17.66	21.76	17.65	21.59	17.23	20.50	16.57	19.82	15.32		
CaO	0.01	12.61	0	11.80	0	11.31	0	12.25	0.02	12.30		
Na ₂ O	1.08	2.65	0.88	2.67	0.95	2.75	1.14	3.12	0.71	2.67		
K ₂ O	8.47	0.88	8.82	1.01	8.08	0.89	8.11	0.78	8.92	1.33		
Total	94.06	97.33	93.87	96.78	95.56	98.13	95.07	97.87	95.73	96.53		
O	22	23	22	23	22	23	22	23	22	23		
Si	5.436	6.225	5.526	6.249	5.499	6.297	5.399	6.085	5.535	6.099		
Al	2.829	2.214	2.699	2.143	2.553	2.100	2.605	2.087	2.611	2.287		
Ti	0.227	0.149	0.344	0.225	0.546	0.350	0.677	0.480	0.571	0.381		
Cr	0.188	0.284	0.179	0.224	0.196	0.229	0.217	0.264	0.158	0.165		
Fe*	0.248	0.322	0.336	0.415	0.379	0.385	0.366	0.387	0.532	0.546		
Ni	0.030	0.027	0.029	0.011	0.030	0.009	0.019	0.019	0.019	0.025		
Mn	0.007	0.009	0.003	0.003	0	0.017	0.008	0.020	0.002	0.006		
Mg	4.943	3.767	4.646	3.788	4.525	3.631	4.331	3.535	4.719	3.348		
Ca	0.001	1.933	0	1.820	0	1.713	0	1.878	0.003	1.932		
Na	0.299	0.735	0.246	0.745	0.258	0.755	0.314	0.865	0.195	0.759		
K	1.538	0.161	1.611	0.185	1.450	0.161	1.467	0.143	1.609	0.249		
Total	15.746	15.826	15.619	15.808	15.436	15.647	15.403	15.763	15.414	15.797		
Mg*	0.952	0.921	0.933	0.901	0.923	0.904	0.922	0.901	0.892	0.860		
K*	0.838	0.179	0.868	0.199	0.849	0.176	0.824	0.142	0.887	0.247		
Fo	91.5		91.1		90.6		91.3		88.7			
Cr*(sp)	0.488		0.451		0.385		0.437		0.068			

Fo: 共存するかんらん石の Mg/(Mg+Fe*) 原子比. Cr*(sp): 共存する粗粒なスピネルのコアの Cr/(Cr+Al) 原子比. 他の略号は第1表, 第2表と同様.

ある(第11図). 一方, 初生的組織を有するフロゴパイトとかんらん石のペアにおけるこの K_D の値は, アメリカ, Thumb のミネットのざくろ石かんらん岩捕獲岩(EHRENBERG, 1982)では平均 1.1, 南アフリカのキンバーライトのざくろ石かんらん岩捕獲岩(DELANEY *et al.*, 1980)では平均 1.4 の値をとる. Thumb や南アフリカのフロゴパイトは, 周囲の鉱物と Mg-Fe 分配に関して十分に平衡に達している(例えば, DELANEY *et al.*, 1980). また, イタリア-イスラエルの有名な Finero 岩体(CAWTHORN, 1975; ERNST, 1978; EXLEY *et al.*, 1982)の

フロゴパイトかんらん岩のフロゴパイトは, われわれの鏡下観察によると置換組織は認められるものの, 幌満のものとは異なる組織的特徴を有している. フロゴパイトとかんらん石の Mg-Fe 分配の K_D は, 予察的なマイクロプローブ分析および ERNST(1978)のデータによるとほぼ一定で, 1.7 前後となる(第11図). WELLS(1977)の輝石温度計による平衡温度は, Thumb は 980—1,080°C(平均 1050°C), 南アフリカ・キンバーライトで 800—1,000°C(平均 900°C), Finero で 800—860°C(平均 840°C)である. したがって, フロゴパイトとかんらん石間の

第4表. 幌満岩体の間隙型のフロゴパイトと角閃石の代表的なマイクロプローブ分析値。

No.	sp-lher.		harz.		sp-lher.		sp-lher.	
	71903	72011n	72011f		72008b		4	5
Mineral	Phl	Phl	Phl	Phl	Amp			
SiO ₂	39.47	39.36	39.01	38.86	44.35			
TiO ₂	0.15	0.26	0.51	1.36	1.11			
Al ₂ O ₃	18.83	17.35	17.58	16.89	13.69			
Cr ₂ O ₃	0.77	2.08	0.82	1.43	1.62			
FeO*	2.43	2.49	2.58	2.60	3.21			
NiO	0.27	0.23	0.26	0.20	0.06			
MnO	0.01	0.02	0.07	0.04	0.12			
MgO	24.07	24.37	23.94	22.98	17.95			
CaO	0	0	0	0	12.19			
Na ₂ O	1.13	0.96	1.37	0.83	2.90			
K ₂ O	8.71	8.56	7.12	8.42	0.94			
Total	95.84	95.68	93.26	93.61	98.14			
O	22	22	22	22	23			
Si	5.490	5.506	5.547	5.546	6.275			
Al	3.087	2.861	2.941	2.841	2.282			
Ti	0.016	0.027	0.055	0.148	0.119			
Cr	0.085	0.230	0.092	0.161	0.181			
Fe*	0.282	0.292	0.307	0.311	0.380			
Ni	0.030	0.026	0.030	0.023	0.007			
Mn	0.001	0.002	0.008	0.005	0.015			
Mg	4.993	5.082	5.068	4.889	3.785			
Ca	0	0	0	0	1.848			
Na ₂ O	0.305	0.260	0.376	0.230	0.795			
K ₂ O	1.545	1.528	1.290	1.534	0.170			
Total	15.834	15.814	15.714	15.688	15.857			
Mg*	0.946	0.946	0.943	0.940	0.909			
K*	0.835	0.855	0.773	0.870	0.176			
Fo	91.0	91.4	91.3	91.1				
Cr*(sp)	0.240	0.495	0.437	0.451				

4と5は鏡下で接しているペア。なおサンプル番号はすべて850に続くものである。略号は第1表、第2表、第3表と同様。

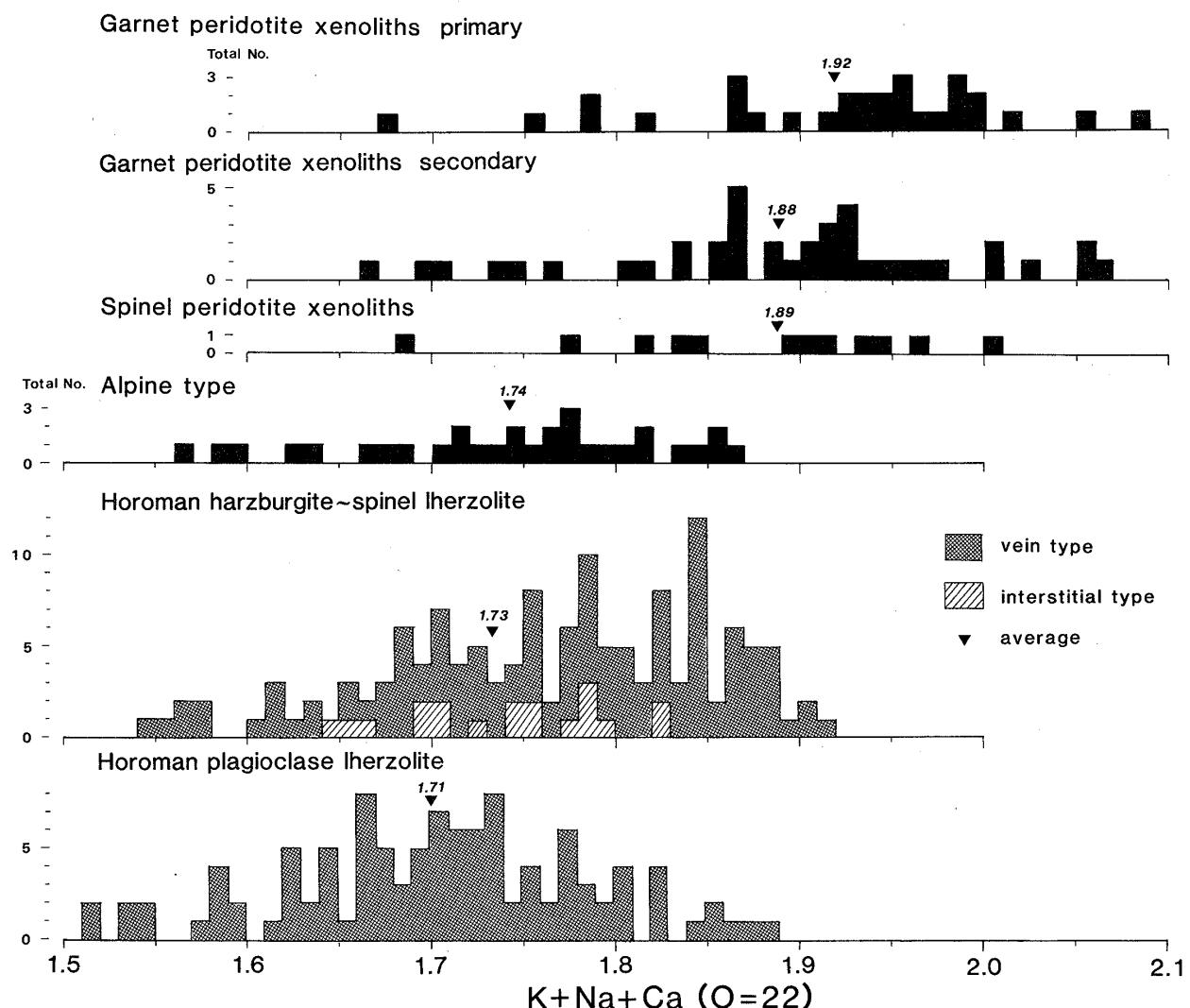
Mg-Fe分配の K_D は平衡温度に依存していると考えられる。一方、幌満では WELLS (1977) の平衡温度は 740—920°C(平均 850°C) である。第11図において幌満の間隙型および小規模な脈型がつくるトレンドは Finero のものを含み Thumb や南アフリカのものとほぼ平行である。したがって、第11図において Thumb, 南アフリカ、および $K_D=1.7$ を示す幌満(および Finero)のフロゴパイトが示すトレンドは、それぞれ WELLS (1977) の温度計による 1,050°C, 900°C, 850°C の等温線を表し

ていると考えられる(第11図)。一方、幌満の大規模な脈型(厚さ 0.4 mm 以上、長さ 2 cm 以上)のフロゴパイトと隣接するかんらん石のペアの K_D は 1.7 より小さい。また、大規模な脈型のあるものでは、先細った先端部にいくほど、すなわち、脈が小規模になるにつれてフロゴパイトが Mg に富み $K_D=1.7$ に近づく傾向にある。すでに第5図で示したとおり、日高帯のフロゴパイト全体では、Ti 含有量と $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比に負の相関があるが、同一脈内では、はつきりした相関関係が認められない。このことより、同一脈でのかんらん石との Mg-Fe 分配は、フロゴパイトの組成(すなわち Ti 含有量)の差よりも脈の厚さに支配されていると推定される。したがって、脈の厚い部分のフロゴパイトは、かんらん石と非平衡である可能性がある。フロゴパイトの形成は周囲のかんらん岩が 850°C 前後で平衡にあった時になされ、小規模なもののみ周囲の初生鉱物と Mg-Fe 分配に関して平衡になりえたと考えられる。このことは、幌満かんらん岩の初生鉱物は、(径 1 cm に近いものも)一つのサンプル内ではほぼ均質でサブソリダス(平均平衡温度 850°C)で平衡に達しており、フロゴパイトにみられる数 cm サイズの一つの脈内の脈の厚さに支配された組成(Mg/Fe 比)変化のような局所的な組成の不均質性を示さない。また、フロゴパイト粒子の周囲には、極めて微細な置換組織(例えば図版II-c)が保存されており、その形成がサブソリダス下で新しい印象を与える。

議論

フロゴパイト、角閃石の形成をもたらした流体の付加に伴う、周囲の初生鉱物の化学組成の変化は、軽微なものである。すなわち、フロゴパイト、角閃石の有無、多少にかかわらず、同一岩石種の初生鉱物の化学組成は、クロムスピネルを除きほぼ同様である。幌満岩体の脈型のフロゴパイトを有する岩石のクロムスピネルの Ti 含有量は、フロゴパイトの形成されていない岩石中のものより若干高い傾向にある(第12図)。また、前者においては、フロゴパイト脈に包有されているスピネルは、フロゴパイト、角閃石を伴わないものより、さらに Ti に富む傾向にある(第12図)。

幌満における一つの脈を構成する脈型フロゴパイトの $K/(K+Na)$ 比と Ti 量の系統的变化は、流体からのフロゴパイト、角閃石の分別結晶作用の結果生じたものであろう(高橋, 1986)。すなわち、かんらん岩にトラップされた流体より初期に $K/(K+Na)$ 比が高く Ti に富むフロゴパイトが形成され、分化し $K/(K+Na)$ 比が低く Ti

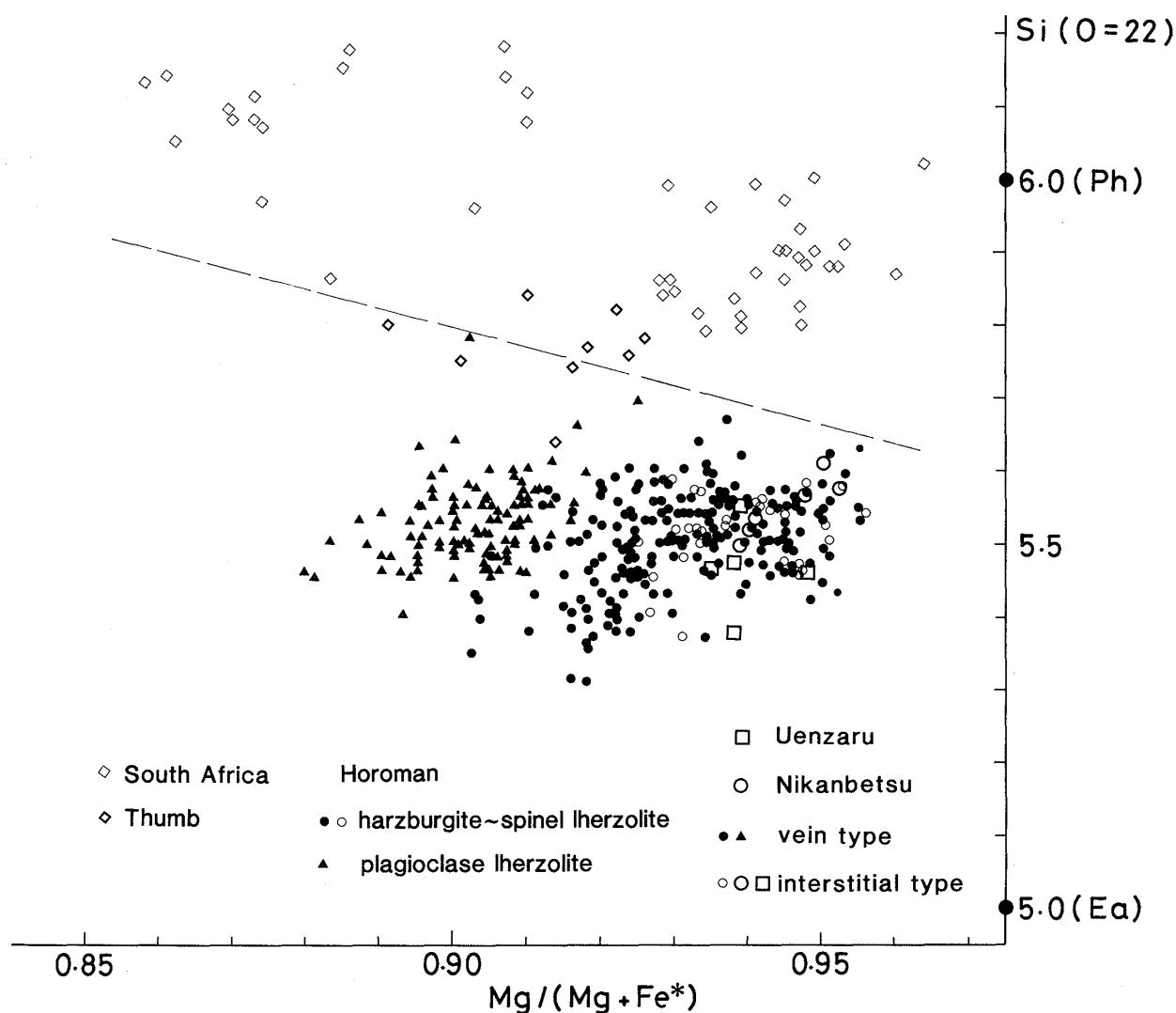


第7図. フロゴパイトの層間陽イオンの総数($K+Na+Ca$)($O=22$)のヒストグラム。データは、ざくろ石かんらん岩中のものは、AOKI(1974, 1975), DELANEY *et al.*(1980), EHRENBERG(1982), FERGUSON *et al.*(1977), MITCHELL(1984), REID *et al.*(1975), スピネルかんらん岩捕獲岩中のものは、FRANCIS(1976), FREY & GREEN(1974), FREY & PRINZ(1978), GIROD *et al.*(1981), GRIFFIN *et al.*(1984), NICKEL & GREEN(1984), アルパイン・タイプのスピネルかんらん岩中のものは、ARAI & TAKAHASHI(1987), ERNST(1978), EXLEY *et al.*(1982), GARUTI & SINIGOI(1978)によるものである。

に乏しくなった流体から順次 $K/(K+Na)$ 比がより低く Ti により乏しいフロゴパイトが形成されたのである。ただし、流体の Ti が十分に低い場合、分化に伴い Ti 量はほとんど変化しない。そして、分化が進み、 $K/(K+Na)$ 比が十分低くなると角閃石も形成されるようになる。このことは、フロゴパイト脈の先端や周囲に角閃石が多いという事実とも調和的である。しかし、脈によって Ti のレベルが異なるのはこの過程のみでは説明できない。種々の Ti 量を持った流体が供給されたことによる考え方である。

フロゴパイト、角閃石の $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比は冷却過

程で周囲のかんらん石、輝石との元素交換反応で変化する可能性がある(第11図)。日高帯のかんらん岩中のフロゴパイトは Ti 含有量と $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比に負の相関があり、特に、幌満岩体の斜長石レールゾライト中のものは、その傾向が強い(第5図)。斜長石レールゾライト中の脈型のものは、斜長石に富む薄層中に産するので、多くの場合、斜長石と接している。したがって、交換反応による $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比の変化は、より起こりにくいと考えられ、その $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比はより形成時の組成に近いものと推定される。斜長石レールゾライト以外のフロゴパイトは全体的に、より弱い負の相関を

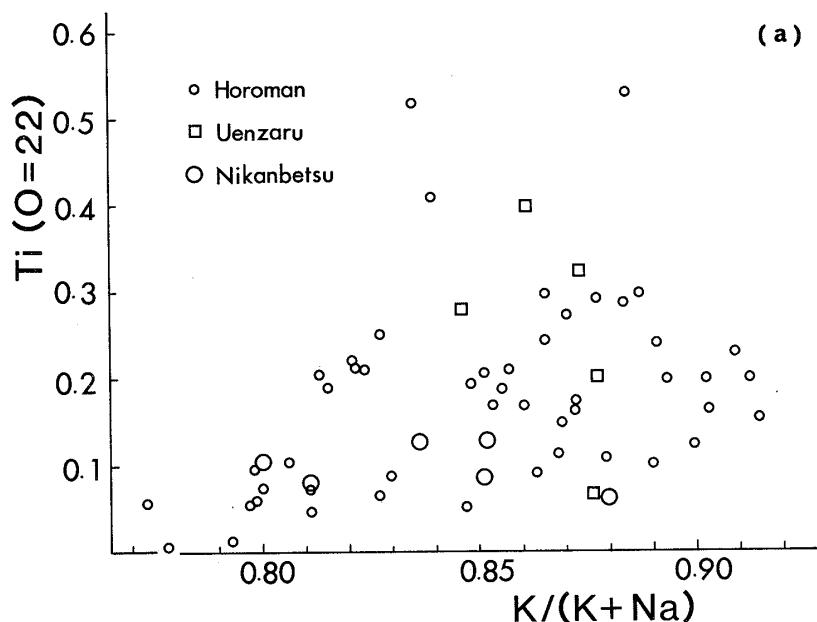


第8図. フロゴパイトの $Mg/(Mg+Fe^*)$ 原子比と Si 原子の数($O=22$)との関係. ARAI(1984)の図に日高帯のかんらん岩中のものをプロットした(白抜きダイヤモンドはざくろ石かんらん岩中のもの).

示しているが、これは、形成時には斜長石レールゾライト中のものと同様なトレンドにのっていたものが、冷却過程で現在のトレンドに移動した可能性もある。いずれにしても、第5図のようなフロゴパイトの Ti と $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比の相関がすべてサブソリダスで達成されたとは考えにくく、形成時に相関関係が存在したと考えるべきであろう。フロゴパイト、角閃石は主としてかんらん石、斜方輝石と接しており、K, Na, Ti は周囲の鉱物との交換反応等で変化しないことが期待される。したがって、フロゴパイト、角閃石中の形成後の変化は比較的小さいと考えられる。

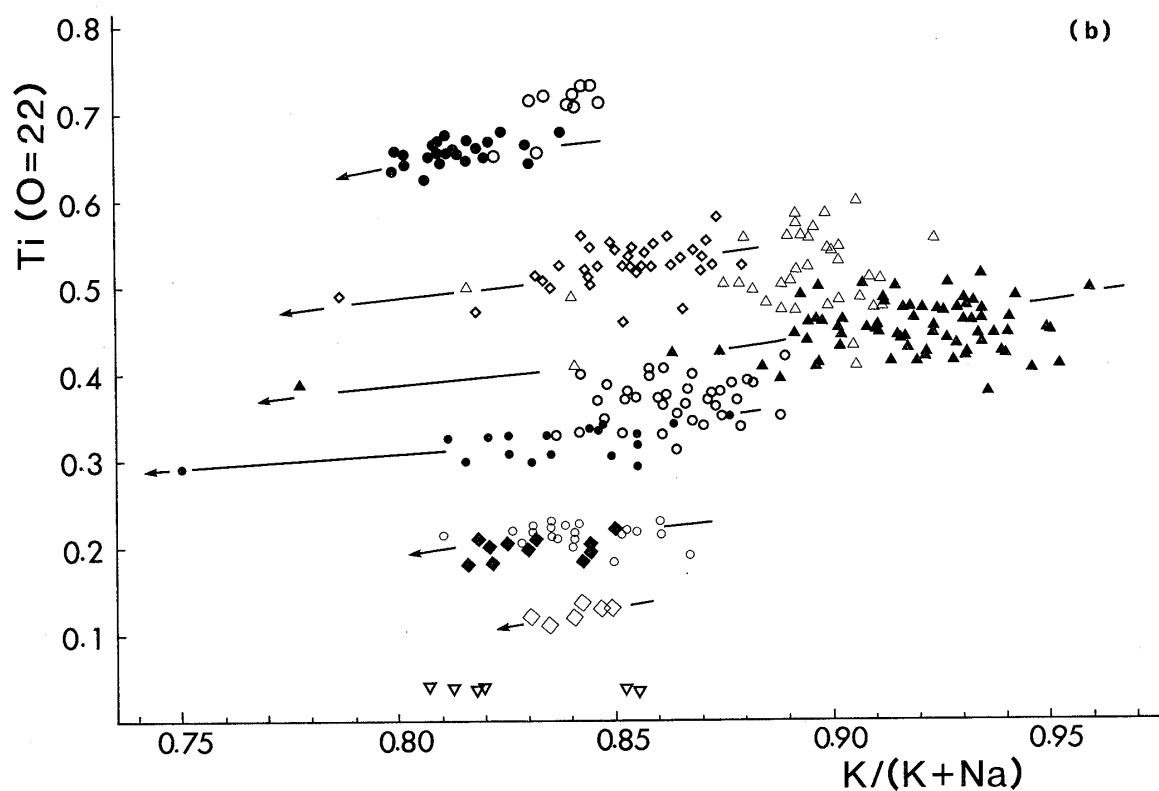
一般に、Ti に富むフロゴパイトの形成は、岩石化学的見地から、広義のアルカリ玄武岩質マグマの活動と関連のあるものと考えられている(例えば、RODEN *et al.*,

1984)。日高帯のかんらん岩中のアルカリ交代作用(フロゴパイト、角閃石の形成)もアルカリ玄武岩マグマと関連あるものと思われる。交代作用をもたらした流体は、アルカリ玄武岩質メルトそのものが直接付加したものか、 H_2O (あるいは CO_2)を主とした流体のどちらかであると考える。もし、後者であるとしたらその溶媒として、かんらん石中の流体包有物のレリックの解析(HIRAI & ARAI, 1987a)により、 H_2O-CO_2 混合物であったと推測される。この流体は、SCHNEIDER & EGGLER(1986)が考えたようなマントルかんらん岩中を移動し、諸成分を溶脱した H_2O-CO_2 流体であろう。一般に、 H_2O に富む流体により Ti などの HFS 元素は移動しにくいとされている(例えば、TATSUMI *et al.*, 1986)が CO_2 に富む流体によっては移動する可能性もある。



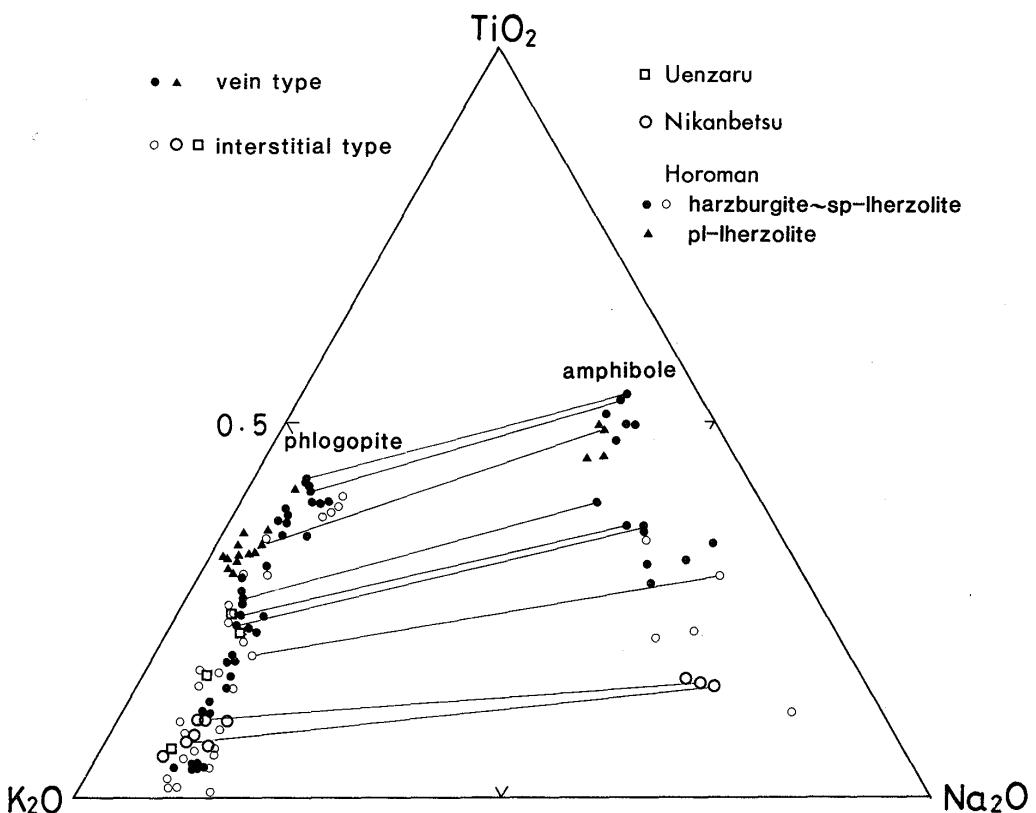
(a)

第9図. (a)間隙型のフロゴパイトの $K/(K+Na)$ 原子比と Ti 原子の数($O=22$)との関係. (b)脈型のフロゴパイトの $K/(K+Na)$ 原子比と Ti 原子の数($O=22$)との関係. 同一シンボルは同一脈のもの. 矢印は脈の中心部から先端部への変化を示す.



フロゴパイト、角閃石の産状、組成(特に Ti 含有量や Mg/Fe 比)の変化は分化しつつあるアルカリ玄武岩質マグマから、順次放出された流体(シリケイト・メルトを含む)を示唆している。アルカリ玄武岩質マグマは、分化の初期では、分化に伴い Ti が Si とともに増加する(例えば、MACDONALD & KATSURA, 1964;

BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981). したがって、Mg に富み Ti に乏しいフロゴパイトは分化の初期のマグマに由来する流体から、Fe, Ti に富むものは分化のより後期のマグマに由来する流体から形成されたものであろう。また、初期の流体は、Si にも乏しく、主として斜方輝石を置換して間隙型のフロゴパイトを形成



第 10 図. フロゴパイトと角閃石の $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ 重量 % の比. タイラインは、鏡下で接しているフロゴパイトと角閃石のペア.

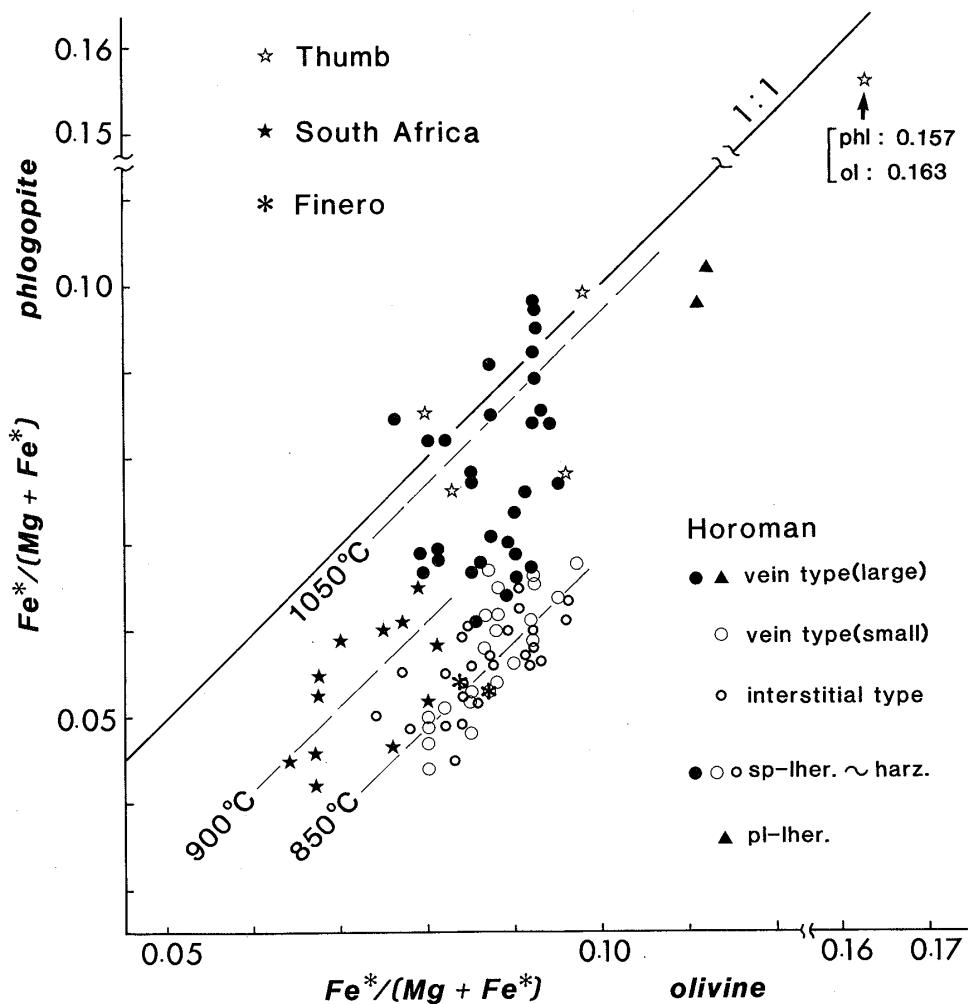
し、後期の流体は Si に富み、主としてかんらん石を置換し脈型のフロゴパイトを形成したと考えられる(ARAI & TAKAHASHI, 1989).

幌満岩体の MPS は最も refractory なハルツバージャイト中のスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比は約 0.7 であり、また、 Cr^* 値が 0.5 以上のスピネルを含むハルツバージャイトは、普遍的に産する(第 3 図). この特徴は MORB のぬけ去ったような海洋のかんらん岩のものとは異なり、むしろ、島弧マグマとの関連を示唆する(ARAI, 1988). また、FPS は Cr^* 値が約 0.85~0.93 のスピネルを含むかんらん岩よりなり、ボーニナイト的なマグマとの成因的関連が示唆される(ARAI & TAKAHASHI, 1986; TAKAHASHI, 1988MS). したがって、幌満岩体は全体として島弧の環境下で形成されたものとしてよい. ニカンベツ、ウェンザル岩体も初生鉱物の組成等、幌満の MPS に類似しており同様の起源を有するだろう(MUROTA & ARAI, 1988). したがって、日高帯のかんらん岩類におけるアルカリ交代作用がアルカリ玄武岩質マグマから放出された流体によってなされたとする島弧付近でのアルカリ玄武岩質マグマの活動を考える

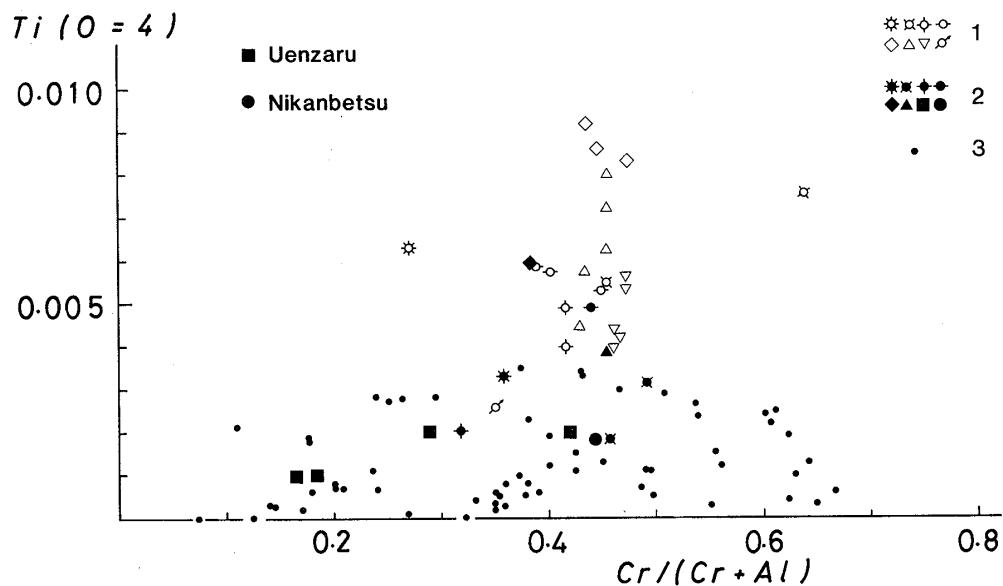
必要がある. アルカリ玄武岩質マグマは、プレート境界では、海洋断続帶のようなすれ違い境界における活動が知られている(例えば、SINTON, 1979). JOLIVET & MIYASHITA(1985)は北海道中軸帯において、中新世にすれ違いプレート境界が実現し“Hidaka Shear Zone”が存在したことを主張している. したがって、フロゴパイト、角閃石の形成をもたらしたアルカリ玄武岩の活動は、このすれ違い境界のセッティングによるものと考えられる. アルカリ玄武岩の活動に伴う流体の供給はこの Hidaka Shear Zone の上部マントル全域にあったが、その量はかなり不均一であった.

まとめ

1. 日高帯のかんらん岩中には普遍的に二次的なフロゴパイト、角閃石が形成されている. 特にフロゴパイトはその産状より脈として濃集してしばしばかんらん石を置換する脈型(vein type)と肉眼で認められない程度の小片として岩石中に散在し、主として斜方輝石に伴う間隙型(interstitial type)の 2 つに分類される. 角閃石はフロゴパイト脈の先端部(または脈の薄い部分)でフロゴパイト



第11図. かんらん石の $\text{Fe}^*/(\text{Mg} + \text{Fe}^*)$ 原子比とフロゴパイトの $\text{Fe}^*/(\text{Mg} + \text{Fe}^*)$ 原子比の関係. 破線はWELLS(1977)によって共存している輝石ペアから求めた $1,050^\circ\text{C}$, 900°C , 850°C の等温線を示す.



第12図. スピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 原子比と Ti 原子の数($O=4$)との関係. 1: フロゴパイト中に包有されたスピネル. 2: 含フロゴパイトかんらん岩中でフロゴパイトに包有されていないスピネル. 3: 幌満岩体のフロゴパイトを含まないかんらん岩中のスピネル. 1と2のうち同一シンボルは同一サンプル中のものを示す. ウエンザル, ニカンベツ以外はすべて幌満岩体.

と伴う。また、フロゴパイト脈の周囲にしばしば間隙型のフロゴパイトと伴って散在する。

2. Ti のレベルの高いフロゴパイト脈では、その中心部(最も厚いところ)から先端に向かってフロゴパイトの $K/(K+Na)$ 比は急激に、Ti 量は緩やかに減少する。Ti のレベルの低い脈では、Ti 量はほぼ不変である。これらの変化は流体からのフロゴパイト、角閃石の分別結晶作用の結果生じたものである。

3. フロゴパイト脈は脈ごとにフロゴパイトの Ti 量のレベルが異なる。また、Ti 量と $Mg/(Mg+Fe^*)$ 比は負の相関をなす。この特徴は流体からのその場でのフロゴパイト、角閃石の分別結晶作用で説明できず、供給された流体の組成の違いに由来する。

4. フロゴパイト、角閃石を形成した媒体はこれらの鉱物の化学組成の変化・産状よりアルカリ玄武岩質マグマのさまざまな分化のステージからもたらされたメルトまたは H_2O-CO_2 を主体とする流体と考えられる。

5. 日高帯のかんらん岩類は島弧由来を示すものであり、フロゴパイト、角閃石の形成は島弧付近でのアルカリ玄武岩質マグマの活動と関連がある。アルカリ玄武岩質マグマの活動は中新世に北海道中軸帯に実現したとされるすれ違い境界のセッティングのもとで起きたと思われる。

謝辞 本研究に用いた試料の一部は、大山隆弘氏(電力中央研究所)のものを使用させていただいた。後藤潔氏(新日鉄八幡)には、野外調査に協力していただいた。平井寿敏氏(工業技術院九州工業技術試験所)には、議論をしていただき、また野外調査に協力していただいた。筑波大学分析センターの西田憲正氏にはマイクロプローブ使用の際に大変お世話になった。また、浦河林務署および日高営林署の方々には、野外調査のさいに大変お世話になった。以上の方々に心から感謝いたします。

文 献

- AOKI, K., 1974 : Phlogopites and potassic richterites from mica nodules in South African kimberlites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 1-7.
- , 1975 : Origin of phlogopite and potassic richterite bearing peridotite xenoliths from South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **53**, 145-156.
- ARAI, S., 1984 : Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 260-264.
- , 1986 : K/Na variation in phlogopite and amphibole of upper mantle peridotites due to fractionation of the metasomatizing fluids. *Jour. Geol.*, **94**, 436-444.
- , 1988 : What kind of magmas could be equilibrated with ophiolitic peridotites?. *Proc. Intern. Ophiolite Conf., TROODOS* 87(in press).
- and HIRAI, H., 1985 : Relics of H_2O fluid inclusions in mantle-derived olivine. *Nature*, **318**, 276-277.
- and TAKAHASHI, N., 1986 : Petrographical notes on deep-seated and related rocks (4). Highly refractory peridotites from Horoman ultramafic complex, Hokkaido, Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **12**, 76-78.
- and ———, 1987 : Phlogopites in the solid intrusive peridotites: their modes of occurrence and chemical characteristics. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba Sec. B*, **8**, 75-92.
- and ———, 1989 : Formation and compositional variation of phlogopites in the Horoman peridotite complex, Hokkaido, Northern Japan: Implications for origin and fractionation of metasomatic fluids in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 165-175.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981 : *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. 1286p., Pergamon, New York.
- BONATTI, E., OTTONELLO, G. and HAMLYN, P. R., 1986 : Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red Sea : Petrology and geochemistry. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 599-631.
- CAWTHORN, R. G., 1975 : The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. *Jour. Geol.*, **83**, 437-454.
- DELANEY, J. S., SMITH, J. V., CARSWELL, D. A. and DAWSON, J. B., 1980 : Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths - II. Primary- and secondary-textured micas from peridotite xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 857-872.
- EHRENBERG, S. N., 1982 : Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field. *Jour. Petrol.*, **23**, 507-547.
- ERNST, W. G., 1978 : Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps. *Jour. Petrol.*, **19**, 341-392.
- EXLEY, R. A., SILLS, J. D. and SMITH, J. V., 1982 : Geochemistry of micas from the Finero spinel-lherzolite, Italian Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**, 59-63.
- FERGUSON, J., ELLIS, D. J. and ENGLAND, R. N., 1977 : Unique spinel-garnet lherzolite inclusions in kimberlite from Australia. *Geology*, **5**, 278-280.
- FLOWER, M. F. J., 1971 : Evidence for the role of phlogopite in genesis of alkali basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **32**, 126-137.
- FRANCIS, D. M., 1976 : The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *Jour. Petrol.*, **17**, 357-378.
- FREY, F. A. and GREEN, D. H., 1974 : The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1023-1059.
- and PRINZ, M., 1978 : Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona : Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet.*

- Sci. Lett.*, **38**, 129-176.
- GARUTI, G. and SINIGOLI, S., 1978 : Occurrence of phlogopite in the peridotite of Balmuccia (Ivrea-Verbano basic formation, Italian Western Alps) : a preliminary note. *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **12**, 549-553.
- GIROD, M., DAUTRIA, J. M. and de GIOVANNI, R., 1981 : A first insight into the constitution of the upper mantle under the Hoggar area (Southern Algeria) : The lherzolite xenoliths in the alkali-basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 66-73.
- GRIFFIN, W. L., WASS, S. Y. and HOLLIS, J. D., 1984 : Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia : Petrology and subcontinental crust-mantle transition. *Jour. Petrol.*, **25**, 53-87.
- HIRAI, H. and ARAI, S., 1987a : Electron petrography of relic fluid inclusions in olivines from solid intrusive peridotites. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, Sec. B, **8**, 93-103.
- and ——, 1987b : H_2O-CO_2 fluid supplied to alpine-type mantle peridotites ; electron petrology of relic fluid inclusions in olivines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**, 311-318.
- JOLIVET, L. and MIYASHITA, S., 1985 : The Hidaka Shear Zone (Hokkaido, Japan) : genesis during a right-lateral strike-slip movement. *Tectonics*, **4**, 289-302.
- KOMATSU, M., 1975 : Recrystallization of the high alumina pyroxene peridotite of the Uenzaru area in Hidaka province, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **81**, 11-28.
- , MIYASHITA, S., MAEDA, J., OSANAI, Y. and TOYOSHIMA, T., 1983 : Disclosing section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S., eds. : *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, 149-165, TERRAPUB., Tokyo.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986 : 日高変成帯の構成. 地団研専報, no. 31, 189-203.
- MACDONALD, G. A. and KATSURA, T., 1964 : Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrol.*, **5**, 82-133.
- MITCHELL, R. H., 1984 : Garnet lherzolite from the Hanaus-I and Laurensia kimberlites of Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 178-188.
- 宮下純夫, 1983 : 日高変成帯西帶におけるオフィオライトの層序の復元. 地質雑誌, **89**, 69-86.
- MUROTA, Y. and ARAI, S., 1988 : Petrographic notes on deep-seated rocks (6). Petrological characteristics of primary peridotites from the Uenzaru complex, the Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba* (in press)
- NICKEL, K. G. and GREEN, D. H., 1984 : The nature of the uppermost mantle beneath Victoria as deduced from ultramafic xenoliths. In KORNPROBST, J., ed. : *Kimberlites II : The mantle and crust-mantle relationships*, 161-178, Amsterdam, Elsevier.
- NIIDA, K., 1975 : Phlogopite from the Horoman ultramafic rocks. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [IV], **16**, 511-518.
- , 1984 : Petrology of the Horoman ultramafic rocks in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [IV], **21**, 197-250.
- 新井田清信・加藤孝幸, 1978 : 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類. 地団研専報, no. 21, 61-81.
- REID, A. M., DONALDSON, C. H., BROWN, R. W., RIDLEY, W. I. and DAWSON, J. B., 1975 : Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine Volcano, Tanzania. *Phys. Chem. Earth*, **9**, 525-543.
- RODEN, M. K., HART, S. R., FREY, F. A. and MELSON, W. G., 1984 : Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's rocks : the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 376-390.
- RODEN, M. F. and MURTHY, V. M., 1985 : Mantle metasomatism. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**, 269-296.
- SCHNEIDER, M. E. and EGGLER, D. H., 1986 : Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 711-724.
- SINTON, J. M., 1979 : Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid, equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 49-57.
- TAGIRI, M., SUZUKI, H., SUZUKI, K., INAZAWA, T., TOSAKI, K. and SHIBA, M., 1988 : Melting of amphibolite xenolith included peridotite of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **83**, 388-399.
- 高橋奈津子, 1986 MS : 島満カンラン岩体にみられるマントル・メタゾマティズムについて. 筑波大自然学類卒論, 81p.
- TAKAHASHI, N., 1988MS: *The Horoman Peridotite Mass, the Hidaka belt, Hokkaido, Northern Japan; A Complex of Three Kinds of Peridotite Suites*. Unpublished M. Sc. thesis, Univ. Tsukuba, 135pp.
- 高橋奈津子・荒井章司, 1986 : 島満カンラン岩体のフロゴパイトの鉱物化学. 三鉱学会講演要旨集(水戸), 117.
- , 1987 : 島満カンラン岩体のスピネル-輝石シンプレクタイトについて. 三鉱学会講演要旨集(札幌), 99.
- , 1987 · 大山隆弘, 1985 : 島満カンラン岩体のフロゴパイトの産状. 三鉱学会講演要旨集(熊本), 50.
- TATSUMI, Y., HAMILTON, D. L. and NESBITT, R. W., 1986 : Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magma : evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcanol. Geothermal Research*, **29**, 293-309.
- WELLS, P. R. A., 1977 : Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.
- WILKINSON, J. F. G. and LE MAITRE, R. W., 1987 : Upper mantle amphiboles and micas and TiO_2 , K_2O , and P_2O_5 abundances and $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ratios of common basalts and andesites: Implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. *Jour. Petrol.*, **28**, 37-73.

(要旨)

高橋奈津子・荒井章司・室田祐一, 1989: 北海道、日高帯のかんらん岩体にみられるアルカリ交代作用.

地質雑誌, 95, 311-329. (TAKAHASHI, N., ARAI, S. and MUROTA, Y., 1989 : Alkali metasomatism in peridotite complexes from the Hidaka belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 95, 311-329.)

北海道、日高帯のかんらん岩体(幌満、ウェンザル、ニカンベツ)には、二次的フロゴパイトと角閃石が出現する。幌満岩体では、フロゴパイトは、岩石の葉理面に平行な脈状の濃集部を形成する。一方、フロゴパイトが少量の時は、初生斜方輝石に伴って産する。日高帯のフロゴパイトは、幅広い組成範囲をもつ。 TiO_2 含有量は0.1~6.8重量%であり、 $Mg/(Mg+Fe^*)$ 原子比と負の相関を示す。フロゴパイトの TiO_2 含有量は、個々の脈内ではわずかに変化するのみである。 $K/(K+Na)$ 原子比は、0.75~0.95であり個々の脈内での変化が大きい。単一脈内でのフロゴパイトの組成変化は、トラップされた流体の、その場の分別結晶作用によるものであろう。また、脈ごとのフロゴパイトの組成変化はもとの流体(分化しつつあるアルカリ玄武岩質マグマから順次放出された)の組成変化によるものである。アルカリ交代作用は中新世の横ずれのテクトニック・セッティングのもとで起こった可能性がある。

図版説明

第Ⅰ図版

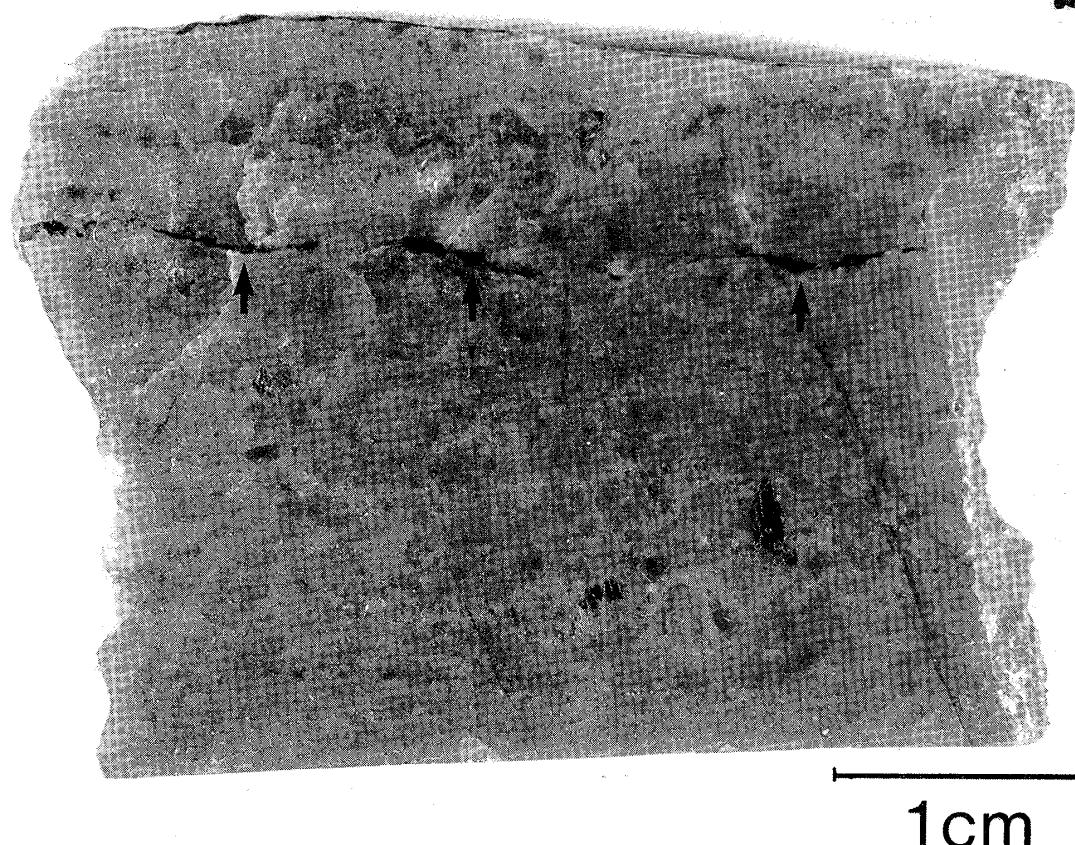
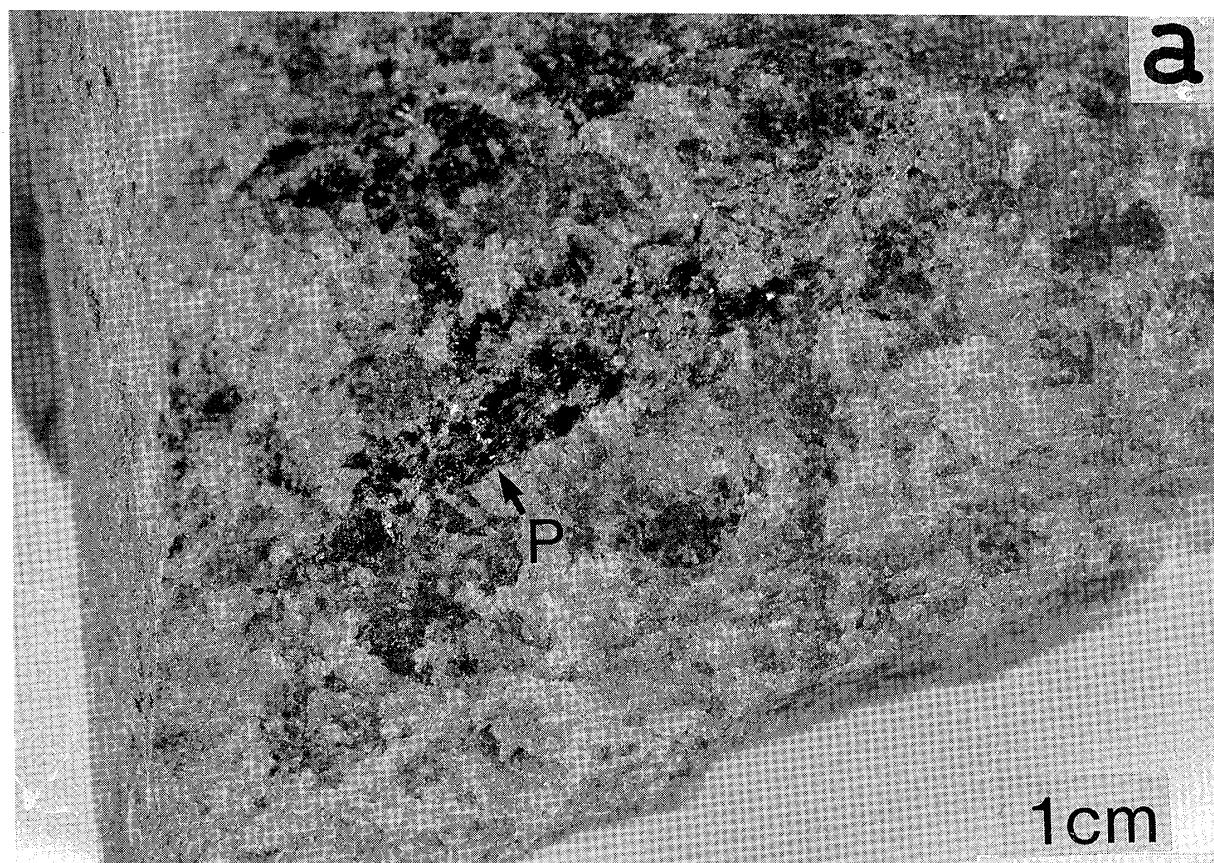
幌満岩体の脈型のフロゴパイトを含むスピネル・レールゾライトの写真。(a)スピネル・レールゾライトの表面に見られるフロゴパイト脈(P)の一部。サンプル No. 86070101 a. (b)岩石の葉理面に垂直で、線状構造に平行な断面でのフロゴパイト(矢印)の産状。サンプル No. 85072008 b.

第Ⅱ図版

フロゴパイトの顕微鏡写真(すべて下方ポーラーのみ)。(a)幌満岩体のスピネル・レールゾライト中の脈型のフロゴパイト(灰色)。サンプル No. H 86063001 b. (b)幌満岩体の斜長石レールゾライト中の脈型のフロゴパイト(灰色)。O:かんらん石。F:斜長石。斜長石に富む細脈中のものは細粒で、周辺のかんらん石に伴うものはやや粗粒である。サンプル No. H 86070311 a. (c)幌満岩体のスピネル・レールゾライト中の斜方輝石(Op)を置換する間隙型のフロゴパイト(P)。フロゴパイトの不規則な形状に注意。サンプル No. H 86063001 b. (d)ニカンベツ岩体のスピネル・レールゾライト中の間隙型のフロゴパイト(P)とそれに伴う角閃石(A)。周囲は斜方輝石(Op)。サンプル No. Ni 85071902 e. (e)ウェンザル岩体のスピネル・レールゾライト中の間隙型のフロゴパイト(P)。O:かんらん石。Op:斜方輝石。サンプル No. Uz 86080112. (f)ウェンザル岩体のスピネル・レールゾライト中のスピネル(暗褐色)に伴う間隙型のフロゴパイト(P)。サンプル No. Uz 86080107.

高橋奈津子・荒井章司・室田祐一：第 I 図版

地質学雑誌 第 95 卷 第 4 号, 1989 年 4 月



高橋奈津子・荒井章司・室田祐一：第II図版

地質学雑誌 第95巻 第4号, 1989年4月

