

## 長野県飯田市, 卯月山苦鉄質複合岩体の岩石学的性質 —領家帯における苦鉄質火成作用の成因解明への予察的検討—

山崎 徹<sup>1,\*</sup>・青矢睦月<sup>1</sup>・木村希生<sup>2</sup>・宮崎一博<sup>1</sup>

Toru Yamasaki, Mutsuki Aoya, Nozomi Kimura and Kazuhiro Miyazaki (2012) Petrological feature of the Uzukiyama mafic plutonic complex, Iida city, Nagano Prefecture—Preliminary study for petrogenesis of mafic magmatism in the Ryoke Belt—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 63(1/2), p. 1-19, 8 figs, 3 tables.

**Abstract:** Petrological features of rocks from Uzukiyama mafic plutonic complex in Iida city, Nagano Prefecture were examined as a preliminary study for petrogenesis of mafic magmatism in the Ryoke Belt. Uzukiyama mafic plutonic complex is composed of various types of cumulates, such as spinel-olivine cumulate (plagioclase-bearing olivine-hornblende pyroxenite), spinel-olivine-clinopyroxene cumulate (olivine-plagioclase-bearing hornblende pyroxenite), clinopyroxene-orthopyroxene cumulate (plagioclase-bearing hornblende pyroxenite), gabbro-norites, and related (pyroxene-)hornblende gabbros and diorites. The most magnesian olivine in the cumulates has 85 % in molecular forsterite content, suggesting crystallization from relatively primitive parental magma. Based on observation of textures, mineral assemblages and mineral chemistry of constituent cumulus minerals, crystallization sequence of spinel + olivine, spinel + olivine + clinopyroxene, clinopyroxene + orthopyroxene, clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase, and clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase + hornblende were suggested. This crystallization sequence and highly calcic nature of plagioclase indicate crystallization under hydrous and moderate- to low-pressure condition. Chemistries of constituent minerals suggest that cumulates in Uzukiyama mafic plutonic complex were crystallized from a magma with calc-alkaline type differentiation trend, and the parental magma was originated from moderately depleted source mantle.

**Keywords:** Orogenic Processes, Mafic Plutonic Rocks, Ryoke Belt, Uzukiyama mafic plutonic complex

### 要 旨

領家帯における苦鉄質マグマ活動の成因解明への予察的検討として、長野県飯田市, 卯月山苦鉄質複合岩体の岩石学的性質を明らかにした。岩石の組織, 鉱物組合せ及び鉱物化学組成の検討の結果, この岩体を構成する苦鉄質深成岩類は, かんらん石とスピネル, 単斜輝石, 斜方輝石, 斜長石そして角閃石の順に含水苦鉄質・非アルカリ質の親マグマからの結晶作用により形成されたキウムレイトであることが明らかとなった。

### 1. はじめに

西南日本内帯に帯状に分布する領家帯は, 低圧高温型の変成岩類からなる領家変成コンプレックスと, 花こう岩類を主とする領家深成岩類とで構成される地質帯である。主に堆積岩類を原岩とする領家変成コンプレックス

は 102-98 Ma の変成年代を示し, 領家深成岩類は 95-76 Ma の固結年代を示す(例えば, Suzuki *et al.*, 1994a ; 鈴木ほか, 1994b ; Nakai and Suzuki, 1996 ; Suzuki and Adachi, 1998 ; Nakajima *et al.*, 2004)。このような低圧高温型の変成作用及び膨大な花こう岩類の形成のための熱源が何であり, どのようなメカニズムによって地殻に熱が供給されたのかは, 島弧地殻の発達過程を解明するうえで本質的に重要な問題である。

地球史において, マントルから地殻に熱を供給する媒体として重要な役割を果たしているのは, マントル由来苦鉄質マグマである(例えば, Maeda and Kagami, 1996 ; Maclennan *et al.*, 2004)。マントル由来苦鉄質マグマは, 地殻に貫入することにより, マントルから地殻へと熱や物質を移動・付加している。そのような未分化苦鉄質マグマは, 発生したマントルの化学的性質や発生時の物理化学条件をその化学組成に保持していることから, マグマ発生の造構場の考察に強い制約を与える。

<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

<sup>2</sup> 元地質情報研究部門, 元日本学術振興会特別研究員 (Former affiliation: AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation, and JSPS Research Fellow)

\* Corresponding author: T. YAMASAKI, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: t.yamasaki@aist.go.jp

領家帯において苦鉄質マグマ活動の産物とみなされるものとして、苦鉄質深成岩類の小岩体が点在することが古くから知られている(例えば、吉澤, 1949; 野戸, 1977; 沓掛, 1980; 田結庄ほか, 1989; Kagami *et al.*, 1995; Takagi *et al.*, 2010). しかしながら、それらの岩体は一般に分布規模が小さく露出も悪いことから、結晶作用を詳細に追った検討は少ない。加えて、これまでの検討では、そのような苦鉄質岩類がキュムレイトであるのか、あるいは全岩として液組成を保持しているのかといった検討が必ずしも十分に行われずにマグマ系列や分化作用が議論されている例もあり、結果的に岩石成因論的に説得力のある結論が得られていない。

1980年代以降、領家帯の花こう岩類とあわせて、苦鉄質岩類のRb-Sr系・Sm-Nd系の全岩及び鉱物アイソクロン年代測定が盛んに行われ、領家帯に産する苦鉄質小岩体の少なくとも一部からは、領家変成・深成作用よりも明らかに古い年代が報告された(例えば、Kagami *et al.*, 1995; Okano *et al.*, 2000). しかしながら、その一方で領家帯の珪長質深成岩類と明らかに同時期に活動したことを示すマグマ・ミキシング状の苦鉄質岩類の産状も数多く報告されている(たとえば、西岡, 2001; 西脇・奥平, 2005; Ishihara and Chappell, 2007). また、近年のジルコン年代からも苦鉄質及び珪長質マグマの同時性が裏付けられている(Nakajima *et al.*, 2004)ことから、領家深成岩類の活動時期にも何らかの苦鉄質マグマ活動があったものと考えられる。そのようなマグマ・ミキシング状の産状を示す苦鉄質岩類は、何らかの液組成を反映していることは確かであるが、一般に全岩化学組成は分化した組成を示し、周囲の珪長質マグマによるコンタミネーションの程度の評価も難しいため、結果的にソースマントルの性質や苦鉄質マグマの結晶作用の詳細なプロセスを直接的に知ることが難しい。

以上の様々な産状と試料の制約のもと、領家帯に産する苦鉄質マグマの性質・起源については、断片的かつ錯綜した情報しか得られていないのが現状である。これらの情報を整理して岩石成因論的な検討を行うには、マントルと共存可能な程度に未分化な液組成を示す火山岩類、もしくは、そのようなマグマから晶出したキュムレイトの岩石学的・地球化学的性質を検討する必要がある。領家帯に分布する苦鉄質深成岩類のうち、鉱物化学組成をもとに特に未分化なマグマに由来したと判断される岩相についてその組成をみると、最もMgに富むものでかんらん石のフォルステライト値(Fo:  $100 \cdot \text{Mg} / [\text{Mg} + \text{Fe}]$ , 原子比)が84程度である(手塚, 1979). そのような岩体は、地殻内での壁岩の同化作用やコンタミネーションの程度が小さく、マントルの性質を保持した初生マグマに由来する可能性が最も高いと考えられる。領家帯の苦鉄質深成岩体の中で、最もMgに富むものでかんらん石を含む岩体のひとつが、長野県飯田市に分布する卯月山苦鉄質

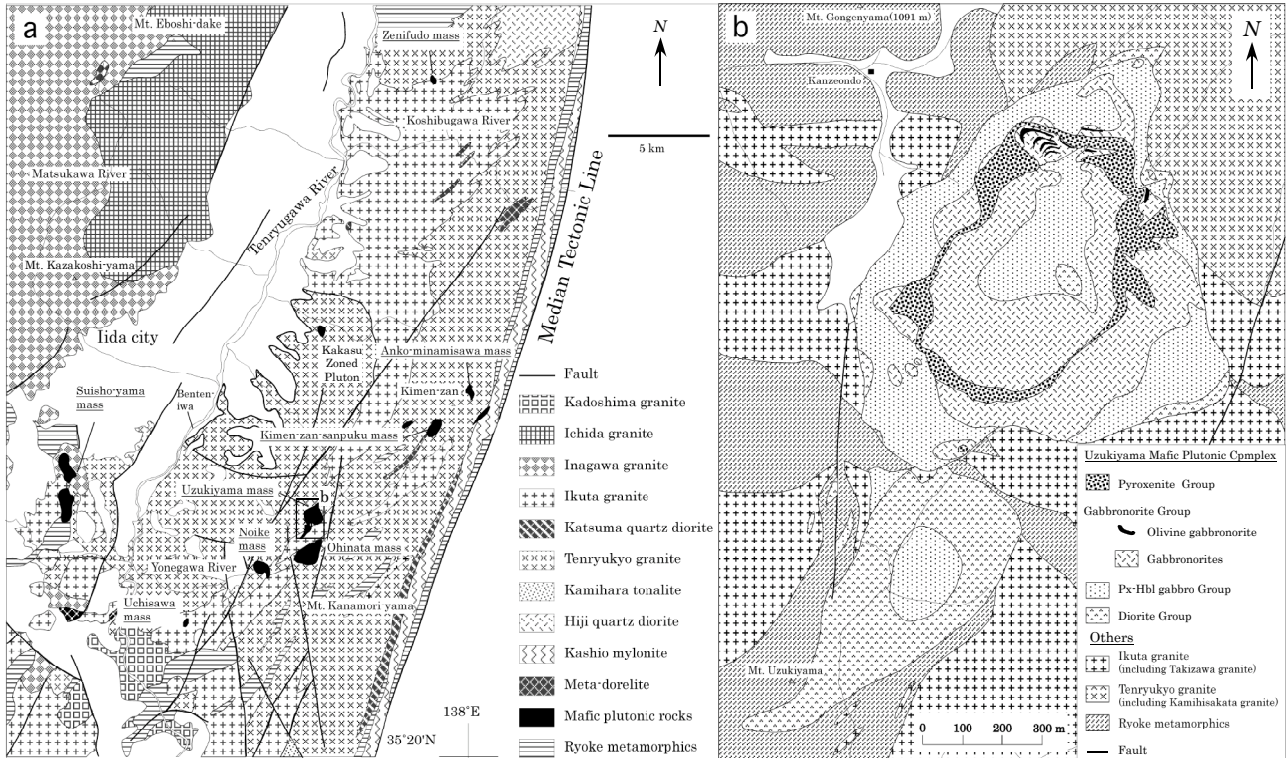
複合岩体である。

卯月山苦鉄質複合岩体は、かんらん石や輝石を含む超苦鉄質・苦鉄質深成岩類から構成され、手塚(1979)によって詳細な記載が報告されている。領家帯の苦鉄質深成岩類の記載には、かんらん石を含み角閃石の巨晶を多く含むものについては、コートランダイトという岩石名が、斜方輝石を多く含むものについてはノーライトという岩石名が伝統的に多く使われ、手塚(1979)においても、コートランダイトのほか、ユークライトといった岩石名が用いられている。こうした岩石名は、IUGS Subcommission (Le Maitre, 2002)が推奨し、現在一般的に用いられている岩石名と異なり、個々の報告における定義が必ずしも明確ではない場合もある。また、すでに述べたように、岩石全体として液組成を示さない沈積岩類であるキュムレイト自体や、キュムラス鉱物とインターキュムラス鉱物(粒間にトラップされた液から晶出した鉱物)とを識別・整理することは、深成岩類の岩石成因論的な検討を行う上で基本的かつ重要な作業である。そこで、本論では、上述の領家帯の苦鉄質深成岩類の解釈を整理するための予察的な検討として、卯月山苦鉄質複合岩体の岩相をキュムレイトという観点から再度記載し、その鉱物化学組成とあわせて、岩石成因論的な意味と今後の検討課題について整理する。

本研究に用いる鉱物化学組成の分析は、産業技術総合研究所地質調査総合センター設置のJEOL8800Rを用いて行った。分析条件は15 kV, 12 nAで、補正計算はBence and Albee (1968)による。本論中の鉱物名の略号はWhitney and Evans (2010)に従った。なお、本論で用いる岩石名の表記法については後に述べるが、既存文献中の岩石名及び岩石グループ名については、オリジナルの表記に従った。

## 2. 地質概説

長野県飯田市周辺には、中央構造線に沿うように北東-南西方向に伸びる深成岩体が点在する(第1図a)。飯田市周辺の領家帯は、北北東-南南西方向に延びる中央構造線に沿ってマイロナイト化した泥質変成岩類と石英閃緑岩(鹿塩マイロナイト)、黒雲母角閃石石英閃緑岩(非持石英閃緑岩)、片麻状角閃石黒雲母花崗岩(天竜峡花崗岩)、角閃石黒雲母花崗閃緑岩(生田花崗岩)及び白雲母黒雲母花崗岩(門島花崗岩)、そして角閃石黒雲母花崗閃緑岩(伊奈川花崗岩)及び黒雲母花崗閃緑岩(市田花崗岩)が、東から西に向かっておおむねこの順に産する。苦鉄質岩類は、生田花崗岩及び天竜峡花崗岩分布域に産し、天竜川より東側では北から順に、銭不動苦鉄質岩体、安康南沢苦鉄質岩体、鬼面山山腹岩体、卯月山苦鉄質複合岩体、大日向苦鉄質岩体、野池岩体、及び打沢岩体と呼ばれている(手塚, 1980a; 手塚・福



第1図 飯田市周辺地域及び卯月山苦鉄質複合岩体周辺地域の地質図。(a) 飯田市周辺の地質概略図。山田ほか(1974)をもとに手塚・福沢(1980)を参考に一部改変。(b) 卯月山苦鉄質複合岩体の地質図。手塚(1979)及び下伊那誌編纂委員会(2006)をもとに一部改変。滝沢花崗岩及び細粒黒雲母花崗岩は生田花崗岩に、上久堅花崗岩は天竜峡花崗岩に含めた。

Fig. 1 Geologic map of the Iida area and Uzukiyama mafic plutonic complex. (a) Simplified geologic map of the Iida area, modified from Yamada *et al.* (1974) with referring to Tezuka and Fukuzawa (1980). (b) Geologic map of the Uzukiyama mafic plutonic complex, modified from Tezuka (1979) and Shimoinashi-hensan-iinkai (2006). The Takizawa granite and fine-grained biotite granite are included in the Ikuta granite, and the Kamihisakata granite is included in the Tenryukyo granite.

沢, 1980; 手塚, 1981)。これらの岩体はいずれも、いわゆるコートランダイトを含む苦鉄質諸岩相から構成され、貫入関係のはっきりしているものについては、天竜峡花崗岩及び領家変成岩類に対して貫入しており、生田型花崗岩には貫入されている(手塚 1979; 下伊那誌編纂委員会, 2006)。また、天竜川沿いの加々須累帯火成岩体中には、花崗岩類と液相不混和状の産状を示す、いわゆる Mafic Magmatic Enclaves (MME; Didier and Barbarin, 1991) 様の細粒苦鉄質岩も報告されている(手塚, 2004)。さらに天竜川より西側にも水晶山・城山塩基性複合岩体が分布し、これらは領家変成作用を受け、領家花崗岩類に貫入されているとされる(小木曾, 1980, 1981, 1983, 1984a, b)。

卯月山苦鉄質複合岩体(以下、卯月山岩体)は、長野県飯田市南東部の権現山(1,091 m)南東に位置する。1×1 km 程度の北岩体と、1×0.4 km 程度の南岩体とから構成される小規模な岩体である(第1図 b)。卯月山岩体周辺には、主として泥質岩起源の領家変成岩類、粗粒・細粒黒雲母花崗岩(生田花崗岩)、中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩・トータル岩(天竜峡花崗岩)が分布する(第1図 b)。

手塚(1980b)によると、卯月山岩体は、周囲の領家変成岩類に対して接触変成作用を与えており、細粒黒雲母花崗岩(生田花崗岩)に貫入される。

卯月山岩体の露頭はほとんどの場合、土壌中に点在する数メートル規模の岩塊として産する。それぞれの岩塊の規模が小さく、かつ表面は様々な程度に風化しているため、野外での産状観察・分布の認定を十分に行うことは困難である。特に大きさ 1 m 程度の岩塊の場合は、その岩塊が露頭であるのか、転石であるのかの判別がしばしば困難である。手塚(1979)は、そのような尾根上・斜面上の岩塊を含む約 800 試料の採取・観察をもとに、卯月山岩体の内部構造を明らかにした。それらの試料の一部は、露頭であるのか転石であるのかの判別がつかないものもあるが、今回の予想的調査で確実に露頭であると判断されるものに基づいて分布を再検討した結果、おおむね手塚(1979)と同様の分布を確認し、そのような露頭のみでは手塚(1979)以上の精度で内部構造を明らかにすることはできなかった。

卯月山岩体分布域は、沢沿いを除いてゆるやかな地形を示しており、特に尾根部の小岩塊については、露頭と

第1表 キュムラスな岩相の鏡下観察による岩石組織のまとめ  
Table 1 Summary of textural observations for cumulus rocks

Group/Lithology	Spl	Ol	Cpx	Opx	Pl	Hbl	Others
<b>Pyroxenite Group</b>							
Pl-bearing Ol-Hbl pyroxenite	Cd/Cm	Cd/Cm	Ok/IC	Ok/IC	Ok/IC	Ok/Rp	
Ol, Pl-bearing Hbl pyroxenite	Cd/Cm	Cd/Cm	Cd/Cm	Ok/IC	Ok/IC	Ok/Rp	
Pl-bearing Hbl pyroxenite			Cd/Cm	Cd/Cm	Ok/IC	Ok/Rp	Fe-Ti oxide
<b>Gabbronorite Group</b>							
Ol gabbronorite		Cm/Ps	Cm	Cm	Cm	Rp	Fe-Ti oxide
Gabbronorite			Cm	Cm	Cm	Rp	Fe-Ti oxide
<b>Px-Hbl gabbro Group</b>							
Px-Hbl gabbro		Ps	Cm	Cm	Cm	Ok/Rp	Fe-Ti oxide
Hbl gabbro			Cm	Cm	Cm	Cm/Rp	Fe-Ti oxide, Qtz

Cd: chadacryst, Ok: oikocryst, Cm: cumulus, IC: inter-cumulus, Rp: replacing, Ps: pseudomorph.

■ Representative cumulus assemblage of the rock type.

みなして問題ないと思われる。そこで、本研究では、基本的に手塚(1979)の岩相分布図を踏襲する。なお、本論では北部岩体の諸岩相について述べ、南部岩体を含めた、より多くの分析結果に基づく卯月山岩体の造構論については稿を改める。

### 3. 卯月山岩体の地質と構成岩石

#### 3.1 卯月山岩体の岩相グループ構成と本論における記載法

手塚(1979)は、卯月山岩体構成岩類を、コートランダイト I, コートランダイト II, (カンラン石)角閃石パイロキシナイト, カンラン石角閃石ユークライト, 角閃石ユークライト I, 角閃石ユークライト II, 角閃石ハンレイ岩, 及び黒雲母角閃石ハンレイ岩の8つに区分した。本論では、記載岩石学的特徴に基づいて、パイロキシナイトグループ, ガブロンライトグループ, 輝石角閃石斑れい岩グループ及び閃緑岩グループの4つのグループに区分する(第1図b)。IUGS Subcommission (Le Maitre, 2002)の推奨する岩石名の区分に基づく、それぞれの岩相グループは、鉱物組合せ及び構成鉱物の量比により、いくつかの岩石種から構成される。

卯月山岩体を構成する苦鉄質深成岩類は後述するようにキュムレイトであり、岩石成因論的な検討のためには、個々の岩石において親マグマと共存していたキュムラス鉱物の組合せを抽出することがまず重要である。また同時に、岩体全体としては、複数岩相の間でこういったキュムラス鉱物の組合せがどのように変化するのが重要である。キュムラス鉱物は一般に半自形-自形で、相平衡岩石学的に共存可能な鉱物組み合わせを示すのに対し、インターキュムラス鉱物は他形・粒間充填状で、必ずしもキュムラス鉱物と共存可能な鉱物組み合わせを示さない。また、粒間充填状のインターキュムラス鉱物と接するキュムラス鉱物は、しばしば自形の結晶面を示す。キュムレイトには、キュムラス鉱物のみから構成されるアド

キュムレイト (Wager *et al.*, 1960) を除き、様々な量のインターキュムラス鉱物が伴われる。したがって、IUGSの区分に基づく、キュムラス鉱物が同じ組合せであっても、インターキュムラス鉱物の量比によって異なる岩石名が与えられる場合がある。この点を整理するために、本論では、岩相グループ構成岩類の記載にあたり、キュムラス鉱物とインターキュムラス鉱物とを区別し、キュムラス鉱物を中心に特徴を記述する。キュムレイトについて、それぞれの岩相グループを構成する代表的な岩相の鉱物の産状のまとめを第1表に示す。

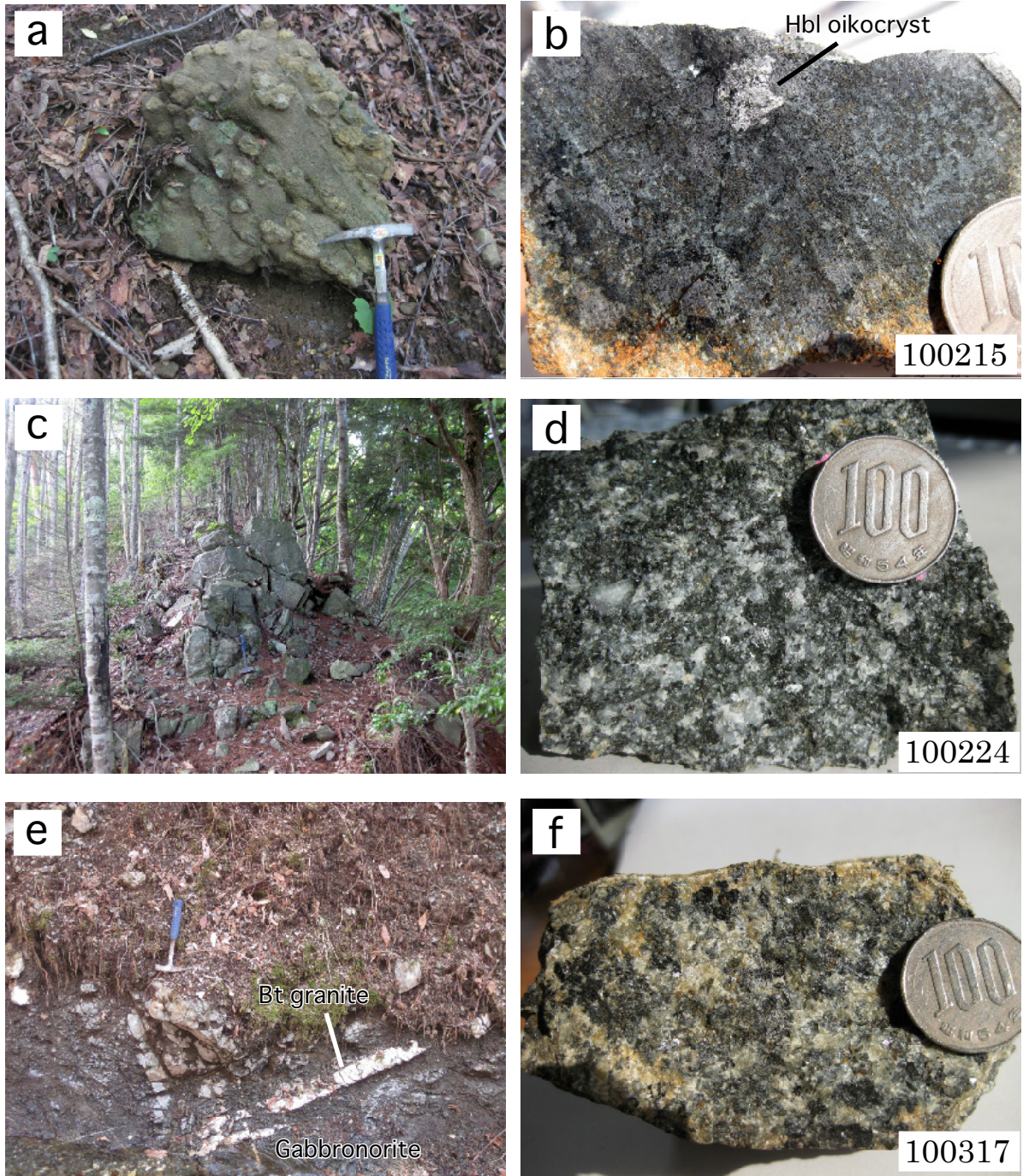
以下にそれぞれの岩相について詳しく述べ、手塚(1979)の岩相区分との対応についても触れる。

#### 3.2 パイロキシナイトグループ

パイロキシナイトグループは、斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロキシナイト, かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロキシナイトと、斜長石含有ホルンブレンドパイロキシナイトから構成される。それぞれの岩相は、輝石に対して角閃石の量比が多い場合、ホルンブレンダイトに分類される場合もある。パイロキシナイトグループは、卯月山岩体の内部にリング状に産し(第1図b)、主として北東部に斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロキシナイトが、南東部にかんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロキシナイトと斜長石含有ホルンブレンドパイロキシナイトとが産し、相互に漸移する。

##### 3.2.1 斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロキシナイト

斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロキシナイトは、細粒のスピネル・かんらん石とそれらを埋める輝石・ホルンブレンド・斜長石のオイコクリストから構成されるスピネル-かんらん石キュムレイトである(第1表)。オイコクリストの大部分が褐色ホルンブレンドで構成される斜長石含有かんらん石輝石ホルンブレンダ



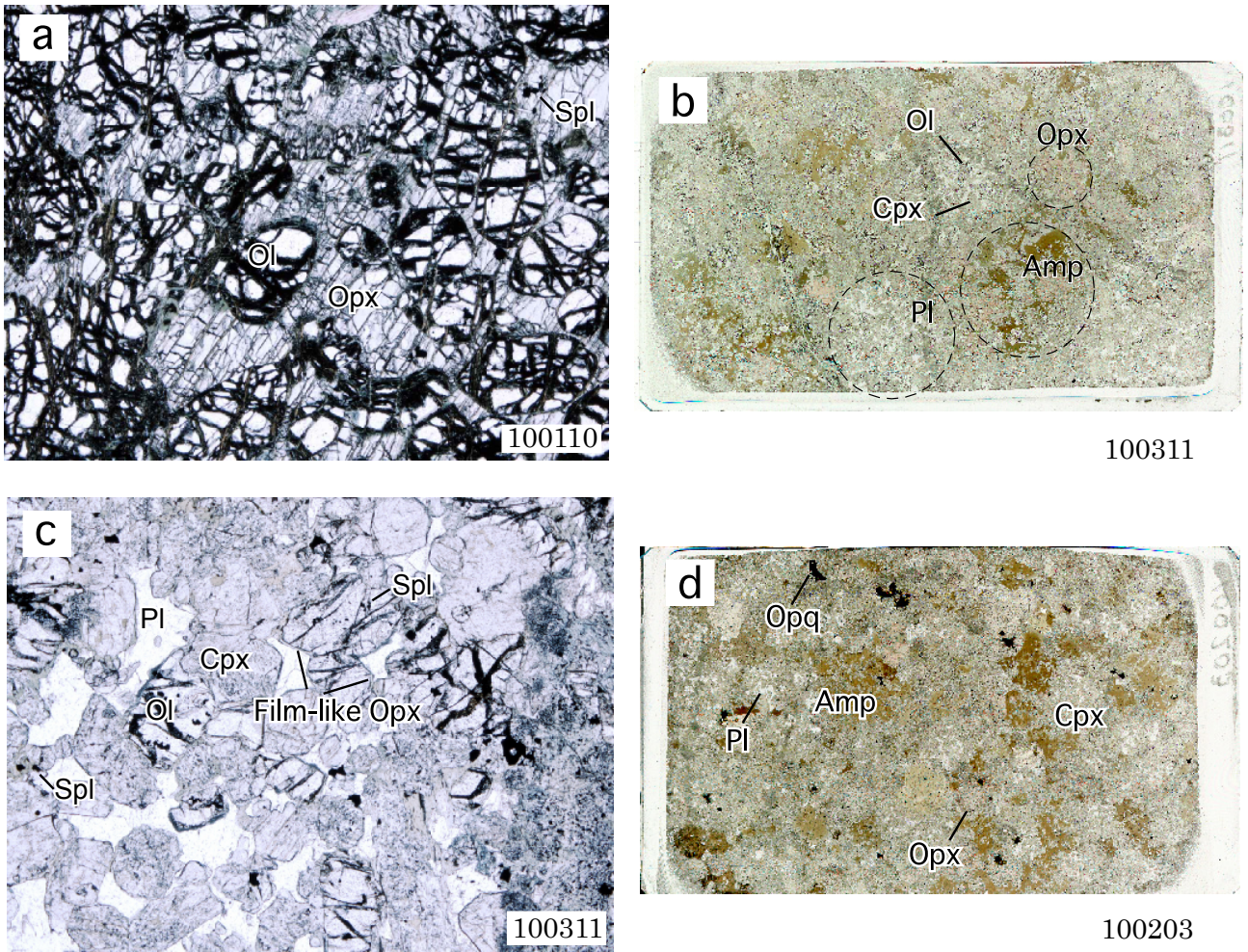
第2図 卯月山苦鉄質複合岩体構成岩相の野外での産状。(a) 斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトの転石、(b) 斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトの切断面、(c) ガブローライトの露頭、(d) ガブローライトの新鮮な面、(e) ガブローライトに貫入する黒雲母花崗岩、(f) 閃緑岩の新鮮な面。

Fig. 2 Field occurrence of the Uzukiyama mafic plutonic complex. (a) Boulder of plagioclase-bearing olivine hornblende pyroxenite, (b) Cutting surface of plagioclase-bearing hornblende pyroxenite, (c) Outcrop of gabbronorite, (d) Fresh surface of gabbronorite, (e) Biotite granite intruding to gabbronorite, (f) Fresh surface of diorite.

イトとして産する場合もあるが、キュムラス鉱物組合せは斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトと同じである。野外においては、黒色-暗灰色を呈し、表面は風化によって円磨されている。風化面において、輝石オイコクリストや、輝石の濃集する斜長石オイコク

リストが1-3 cmほど突出した特徴的な産状を示す(第2図a)。

鏡下においては、キュムラス・スピネル及びかんらん石を輝石、ホルンブレンド及び斜長石がインターキュムラスにオイコクリストとして充填する組織を示す(第3



第3図 卯月山苦鉄質複合岩体構成岩類の薄片写真. (a) 斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイト, (b) かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト (全薄片スキャン: WTS), (c) かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト, (d) 斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト (WTS), (e) 斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト, (f) かんらん石ガブロンーライト, (g) ガブロンーライト, (h) 輝石角閃石斑れい岩, (i) 輝石角閃石斑れい岩の中の斜長石, (j) 閃緑岩 (WTS). (a), (c), (f), (g) 及び (h), オープンニコル, (e) 及び (i) クロスニコル. 鏡下写真の長辺約 4.5 mm.

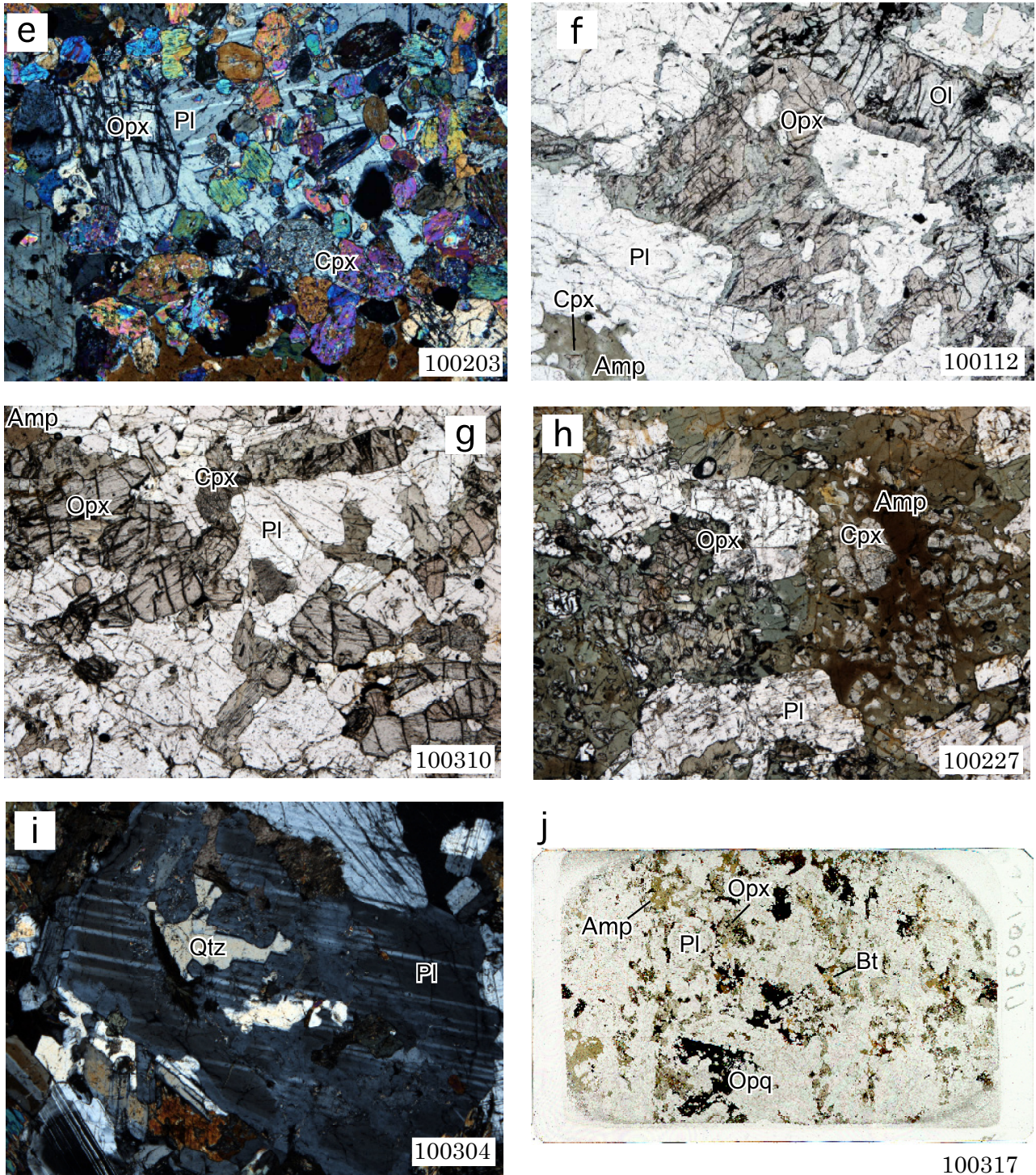
Fig. 3 Photomicrographs and Whole Thin Section Scans (WTS) of rocks from the Uzukiyama mafic plutonic complex. (a) Plagioclase-bearing olivine hornblende pyroxenite, (b) Olivine-plagioclase bearing hornblende pyroxenite (WTS), (c) Olivine-plagioclase bearing hornblende pyroxenite, (d) Plagioclase-bearing hornblende pyroxenite (WTS), (e) Plagioclase-bearing hornblende pyroxenite, (f) Olivine gabbronorite, (g) Gabbronorite, (h) Pyroxene-hornblende gabbro, (i) Plagioclase in pyroxene-hornblende gabbro, (j) Diorite (WTS). Panels of (a), (c), (f), (g), (h): plane-polarized light; (e) and (i): cross-polarized light. Long side of photomicrographs are 4.5 mm.

図 a). スピネルは自形 - 半自形, 短柱状 (0.1-0.2 mm) を示す.  $Cr\# [= Cr / (Cr + Al)$ , 原子比] は 0.44-0.47 で,  $TiO_2$  含有量は 0.3-1.4 wt% である (第4図; 第2表). かんらん石に包有されるスピネルはごくまれで, 一般にかんらん石の粒間に, しばしば密集して産する. かんらん石は半自形, 粒状 (0.1-2.0 mm) で, Fo 83.0-85.3 を示す (第5図; 第3表). 単斜輝石・斜方輝石・斜長石はインターキウムラス鉱物として, スピネル・かんらん石の粒間を充填するが, オイコクリスト状の巨晶 (~ 10.0 mm) は半自形を示す.

この斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトは, 手塚 (1979) のコートランダイト I に相当する.

### 3.2.2 かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト

かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトは, キュムラス・スピネル, かんらん石及び単斜輝石を, インターキウムラスな斜方輝石・ホルンブレンド及び斜長石が充填する岩相を示す (第1表). 輝石に対するホルンブレンドの割合が大きく, かんらん石斜長石含有輝石



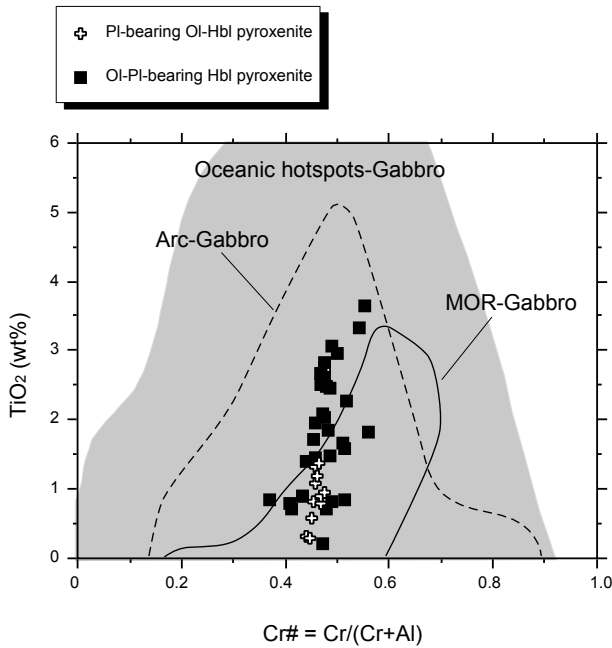
第3図 (続き).

Fig. 3 Continued.

ホルンブレンダイトとして産する場合もあるが、キュムラス鉱物組合せはかんらん石斜長石含有ホルンブレンダイトと同じである。かんらん石は細粒で輝石や角閃石に充填されるため、かんらん石を欠く後述の斜長石含有ホルンブレンダイトとの野外における判別は困難である。野外での産状は基本的に斜長石含有かんらん石ホルンブレンダイトと類

似している(第2図b)。暗灰色を示し、斜長石含有かんらん石ホルンブレンダイトに比べ、一般に風化面の輝石濃集部の突出部の頻度・程度が小さい傾向にある。

かんらん石斜長石含有ホルンブレンダイトは、鏡下において自形-半自形のスピネル、半自形-他形のかんらん石及び自形-半自形の単斜輝石を、斜方



第4図 スピネルの化学組成。島弧斑れい岩 (Arc-Gabbro)、中央海嶺斑れい岩 (MOR-Gabbro) 及び海洋ホットスポット斑れい岩 (Oceanic hotspots-Gabbro) の領域は Arai *et al.* (2011) より作成。

Fig. 4 Composition of cumulus spinel. Fields of Arc-Gabbro, Mid-ocean ridge (MOR)-Gabbro and Oceanic hotspots-Gabbro are drawn from data of Arai *et al.* (2011) .

輝石・ホルンブレンド及び斜長石が充填する組織を示す、スピネル-かんらん石-単斜輝石キュムレイトである(第3図b)。スピネルは短柱状(<0.1-0.4 mm)で、かんらん石及び粒間充填鉱物に包有される。Cr# = 0.37-0.56 wt%, TiO<sub>2</sub> = 0.21-3.64 wt%を示す(第4図; 第2表)。しばしば、数粒の結晶が集合した産状を示す。かんらん石は粒状-不定形(0.1-2.5 mm)で、インターキュムラスな斜長石に包有される場合、フィルム状の斜方輝石に取り囲まれる(第3図c)。Fo 71.7-82.8を示す(第5図; 第3表)。単斜輝石は短柱状-粒状(0.1-3.0 mm)で、単純双晶を示す場合がある。また、単斜輝石の一部にはスポンジ状あるいは虫食い状にホルンブレンドが生じているものもある。Mg# = 100\*[Mg/(Mg + Fe), 原子比]は80.5-88.9, TiO<sub>2</sub> = 0.16-0.77 wt%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.23-0.97 wt%である(第6図; 第3表)。インターキュムラスな斜方輝石・ホルンブレンド・斜長石はオイコクリスト状ではあるが、外形は他形-半自形である。

かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトは、手塚(1979)のコートランダイトIIと(かんらん石)角閃石パイロクシナイトに相当する。

### 3.2.3 斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト

斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトは、暗灰色を呈し、かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロ

第2表 卯月山岩体を構成するキュムラス・スピネルの代表的分析値。FeO\*は全鉄をFeOとして表した値。

Table 2 Representative EPMA analyses of spinels from Uzukiyama mafic complex. FeO\* denotes total Fe as FeO.

Lithology	PI-bearing Ol-Hbl pyroxenite	Ol-PI-bearing Hbl pyroxenite			
	Sample#	100225	100311	100221	100214
Sample#	100110				
Analyt.No.	8	132	86	43	55
SiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.06	0.02	0.03
TiO <sub>2</sub>	1.08	2.61	1.65	0.79	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.03	20.59	18.70	28.53	22.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.61	27.66	29.10	29.43	27.99
NiO	0.07	0.19	0.15	0.06	0.03
FeO*	30.06	39.78	45.02	32.98	39.03
MnO	0.42	0.35	0.37	0.32	0.32
MgO	8.97	6.62	4.11	7.38	7.23
CaO	0.01	0.00	0.07	0.07	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.24	97.83	99.22	99.62	98.91
Cr/(Cr + Al)	0.46	0.47	0.51	0.41	0.46
Mg/(Mg + Fe <sup>2+</sup> )	0.43	0.35	0.22	0.35	0.37

クシナイトと、野外において基本的に区別できない産状を示す。輝石に対してホルンブレンドの割合が大きい場合、斜長石含有輝石ホルンブレンドナイトとして産する場合もある。

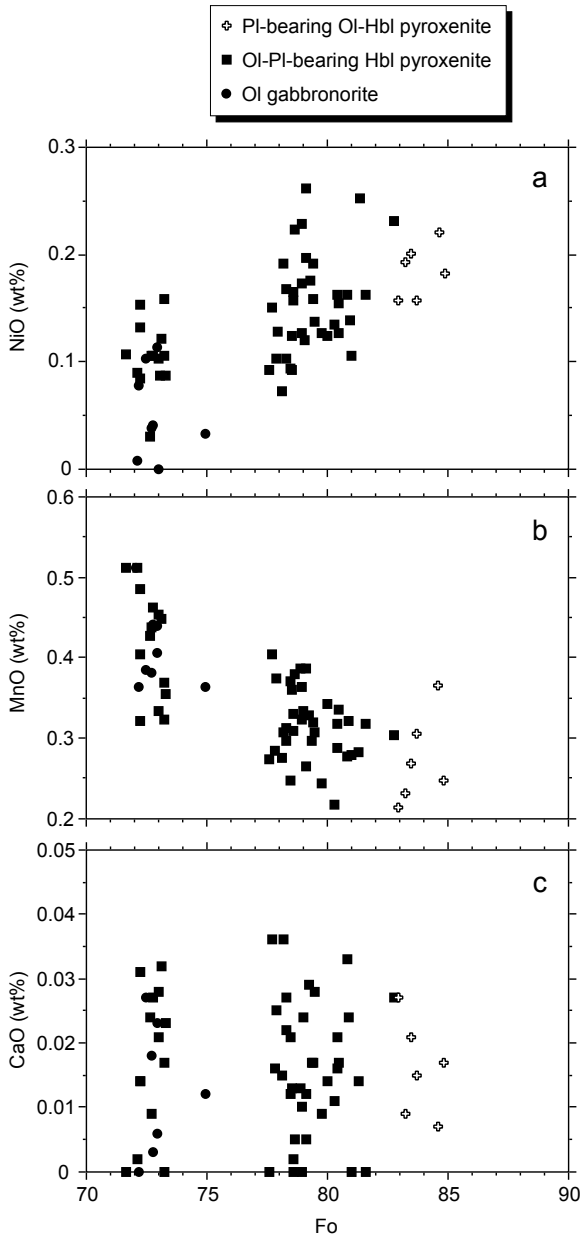
斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトは、鏡下において自形-半自形の単斜輝石及び半自形-他形の斜方輝石を、ホルンブレンド、斜長石及び不透明鉱物(鉄チタン酸化物)が埋める組織を示す、単斜輝石-斜方輝石キュムレイトである(第3図d, e; 第1表)。単斜輝石は短柱状-長柱状(0.1-2.0 mm; 第3図e)で、しばしば虫食い状にホルンブレンドが生じている。Mg# = 82.3-84.3, TiO<sub>2</sub> = 0.21-0.59 wt%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.03-0.41 wt%である(第6図; 第3表)。斜方輝石は、長柱状-短柱状(0.5-1.5 mm; 第3図d, e)で、淡桃灰色から淡褐色の多色性を示す。Mg# = 77.5-81.6(第3表)で、鉄チタン酸化物及び単斜輝石を包有する。インターキュムラスなホルンブレンド及び斜長石はオイコクリスト状であるが、外形は他形である。鉄チタン酸化物は磁鉄鉱で粒状-不定形を呈する。

斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトは、手塚(1979)の角閃石パイロクシナイトに相当する。

### 3.3 ガブロノーライトグループ

ガブロノーライトグループは、かんらん石ガブロノーライト及びガブロノーライトから構成され、様々な程度に角閃石を含む。パイロクシナイトグループに比べてインターキュムラスな鉱物量が非常に少ない。パイロクシナイトグループは一般に表面が丸みを帯びた風化を被っているのに対し、ガブロノーライトグループは角張った





第5図 かんらん石の化学組成. (a) NiO, (b) MnO, (c) CaO.  
Fig. 5 Compositions of olivine. (a) NiO, (b) MnO, (c) CaO.

岩塊として産する(第2図c). 野外においては, 暗灰色を呈し粗粒で, 主として輝石及び角閃石から構成される有色部分と, 主に斜長石から構成される無色部分とが容易に判別できる(第2図d). かんらん石ガブロノライトとガブロノライトの相互関係は, 野外においては観察できなかったが, 手塚(1979)によると, 本研究のかんらん石ガブロノライト相当岩相であるカンラン石角閃石ユークライトは, ガブロノライト中に連続性の悪い層状に産する. ガブロノライト類の一部に, 構成鉱物の明瞭な定向配列が観察されることから, かんらん石ガブロノライトとガブロノライトは層状に産するものと判断される. また, ガブロノライト類の一部は, 黒雲母花崗岩の岩脈に貫入されている(第2図e).

### 3.3.1 かんらん石ガブロノライト

かんらん石ガブロノライトは, キュムラスな斜長石・単斜輝石・斜方輝石及びかんらん石から構成され, 少量のインターキュムラス角閃石を含む(第3図f; 第1表). 斜長石はごく弱い定向配列を示す. 斜長石は自形・半自形, 長柱状(長径0.1-5.0 mm)で,  $An[=100 \cdot Ca / (Ca + Na), \text{原子比}] 84.5-91.1$ と, Caに著しく富む組成を示す. 単斜輝石は半自形・他形, 長柱状(長径0.5-1.0 mm)で, 虫食い状に角閃石が生じているほか, 周囲を角閃石に取り囲まれており, その角閃石は自形の斜長石の粒間を埋めている(第3図f). 他形のもは角閃石中に融食形を呈して産する.  $Mg\# = 80.5-82.5$ ,  $TiO_2 = 0.30-0.48 \text{ wt\%}$ ,  $Cr_2O_3 = 0.08-0.25 \text{ wt\%}$ である(第6図; 第3表). 斜方輝石は半自形・他形で単独に産するものと, 他形でかんらん石に密接に伴うものがある. 単独に産するものは, 半自形・他形(融食形)(0.5-1.0 mm)の結晶を角閃石が取り囲み, 角閃石が斜長石との粒間を埋める. 淡桃褐色・淡褐色の多色性を示す. かんらん石に密接に伴うものは, かんらん石の周囲をフィルム状に取り囲んだり, 融食形のかんらん石を包有する産状を示す. いずれの場合も, それらの斜方輝石はさらに角閃石に取り囲まれている. 単独に産するものとかんらん石に伴うものとは, いずれも組成に系統的な違いはないが,  $Mg\# = 72.0-77.0$ (第3表)と, 単斜輝石に比べて $Mg\#$ の組成幅が広い. かんらん石は他形・不定形で, 斜方輝石に囲まれて産する. 割れ目や周縁部に沿ってイデイングサイトや不定形の磁鉄鉱が生じている. 角閃石は輝石類の周縁部から斜長石の粒間を埋め, 褐色・緑色を示す. 斜長石の粒間を比較的広範囲に角閃石が埋める場合, その中心部には必ず融食形の単斜輝石が存在する. その他, 粒間充填状の角閃石中には0.1 mm程度の粒状の磁鉄鉱が少量産する.

かんらん石ガブロノライトは, 手塚(1979)のカンラン石角閃石ユークライトに対応する.

### 3.3.2 ガブロノライト

ガブロノライトは, キュムラスな斜長石・単斜輝石・斜方輝石から構成され, 斜長石の粒間に様々な程度に角閃石を含む(第3図g; 第1表). 斜長石及び斜方輝石が明瞭な定向配列を示す場合もある. 斜長石は自形・半自形, 長柱状(長径0.1-5.0 mm)で,  $An 70.6-87.5$ を示す. 単斜輝石は, 角閃石の少ない岩相では半自形・自形, 短柱状(0.1-1.0 mm)を示し,  $Mg\# = 76.2-85.3$ ,  $TiO_2 = 0.21-1.03 \text{ wt\%}$ ,  $Cr_2O_3 \leq 0.22 \text{ wt\%}$ である(第6図; 第3表). 斜方輝石は自形・半自形, 長柱状(長径0.1-2.1 mm)で,  $Mg\# = 69.1-74.5$ を示す(第3表). しばしば(100)面に平行なラメラが発達する. これらのキュムラス鉱物のほか, 粒間を埋めて少量の褐色・緑色角閃石, 粒状の磁鉄鉱が産する.

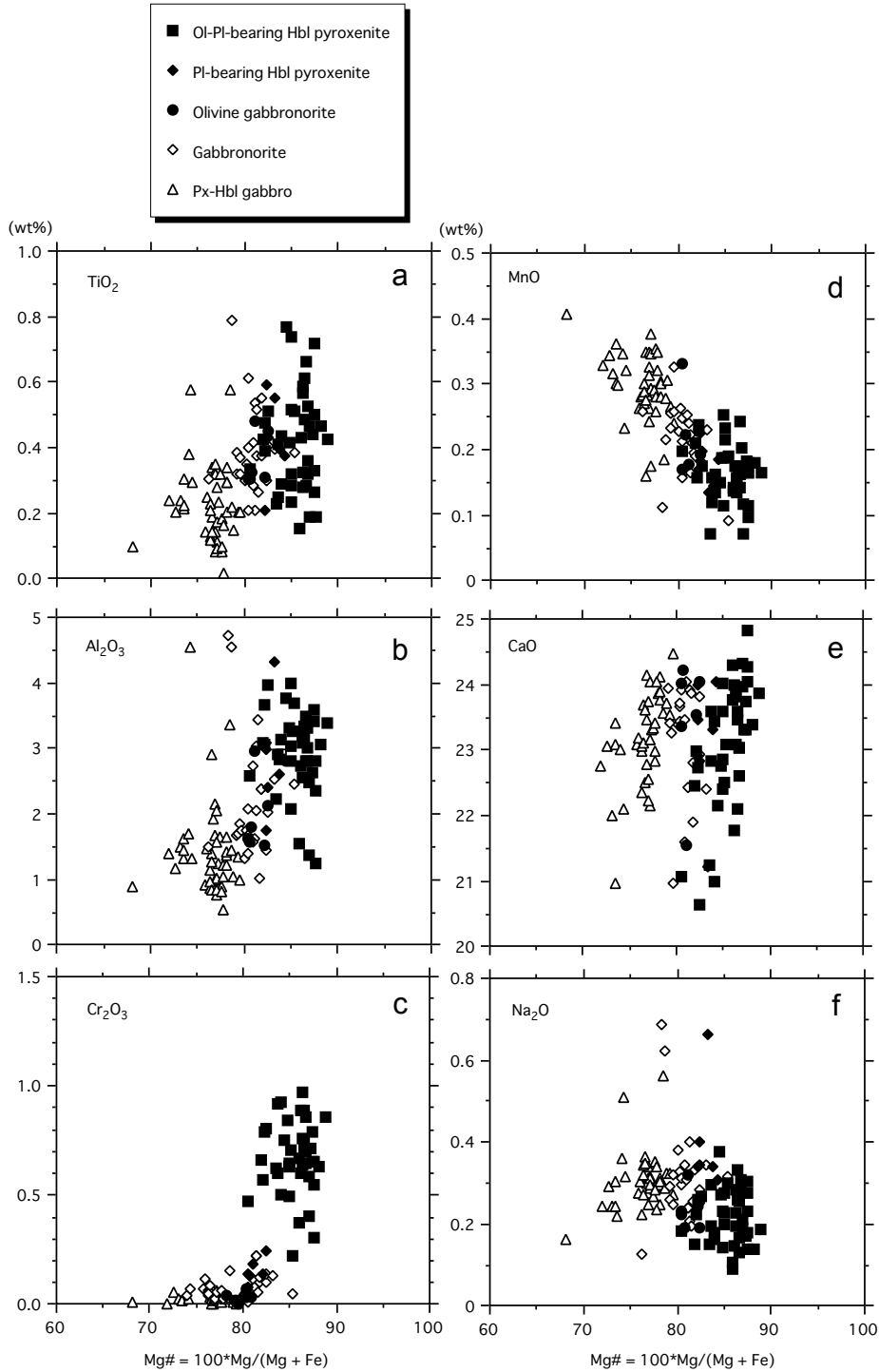
ガブロノライトグループは, 手塚(1979)によるカンラン石角閃石ユークライト, 角閃石ユークライトIと角

第3表 卯月山岩体を構成するキュムラス珪酸塩鉱物の代表的分析値. Mg# および An はそれぞれ, 100\*Mg/(Mg+Fe) と 100\*Ca/(Ca+Na) を示す. FeO\* は全鉄を FeO として表した値.

Table 3 Representative EPMA analyses of silicate minerals from Uzukiyama mafic complex. Mg# and An denote 100\*Mg/ (Mg+Fe) and 100\*Ca/(Ca+Na), respectively. FeO\* denotes total Fe as FeO.

Lithology	PI-bearing OI-Hbl pyroxenite									PI-bearing Hbl pyroxenite		OI gabbronorite			
	Sample#	100110	100225	100311	100221	100214	100225	100311	100221	100214	100203	100203	100112	100112	100112
Analytical#	1	131	81	51	80	108	70	35	51	60	45	66	64	88	82
Mineral	OI	OI	OI	OI	OI	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Cpx	OI	Opx	Cpx	PI
SiO <sub>2</sub>	38.64	38.45	37.47	38.73	38.34	51.91	52.03	51.58	52.26	53.75	51.61	37.53	53.98	51.69	45.85
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.00	0.01	0.06	0.06	0.44	0.41	0.32	0.28	0.27	0.40	0.01	0.19	0.33	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	2.62	2.91	3.31	2.81	2.40	2.61	0.00	1.46	1.79	33.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.02	0.02	0.01	0.71	0.60	0.86	0.89	0.25	0.34	0.00	0.02	0.13	0.00
NiO	0.12	0.15	0.16	0.14	0.12	0.03	0.05	0.05	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00	0.02	0.13
FeO*	14.51	18.47	24.22	18.22	19.75	4.35	5.51	4.19	4.72	11.53	5.36	24.93	15.21	6.28	0.27
MnO	0.21	0.34	0.37	0.32	0.33	0.18	0.16	0.17	0.24	0.33	0.15	0.44	0.39	0.22	0.00
MgO	47.05	42.68	37.20	43.35	41.77	16.72	15.80	15.35	17.04	28.66	15.54	37.32	28.56	14.80	0.00
CaO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	23.32	22.83	23.03	22.11	3.25	23.31	0.00	0.93	24.21	17.81
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.17	0.30	0.28	0.13	0.01	0.34	0.00	0.03	0.19	1.51
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	100.65	100.12	99.46	100.87	100.41	100.45	100.59	99.13	100.48	100.53	99.69	100.28	100.77	99.66	99.08
O#	4	4	4	4	4	6	6	6	6	6	6	4	6	6	8
Si	0.97	0.98	0.99	0.98	0.98	1.90	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	0.99	1.93	1.93	2.13
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.13	0.14	0.12	0.10	0.11	0.00	0.06	0.08	1.84
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.30	0.40	0.54	0.39	0.42	0.13	0.17	0.13	0.14	0.34	0.17	0.55	0.46	0.20	0.01
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	1.75	1.63	1.47	1.64	1.60	0.91	0.86	0.85	0.93	1.52	0.86	1.46	1.52	0.82	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91	0.90	0.91	0.86	0.12	0.93	0.00	0.04	0.97	0.89
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.14
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	3.03	3.02	3.01	3.02	3.02	4.03	4.02	4.01	4.02	4.03	4.03	3.01	4.03	4.03	5.01
Mg#	85.25	80.46	73.25	80.92	79.03	87.27	83.64	86.74	86.54	81.59	83.80	72.75	76.99	80.77	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	86.70

Group	Gabbronorite									Px-Hbl gabbro							
	Sample#	100111	100313	100310	100111	100313	100310	100111	100313	100310	100304	100227	100304	100202	100227	100304	100202
Analytical#	38	30	64	26	38	86	6	26	57	25	98	34	94	116	50	106	114
Mineral	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Pl	Pl	Pl	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Pl	Pl	Pl
SiO <sub>2</sub>	53.25	53.91	53.66	52.36	53.51	51.68	46.58	46.09	46.09	52.33	51.40	53.03	52.71	52.13	45.81	46.02	47.19
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.22	0.17	0.37	0.30	0.61	0.07	0.03	0.00	0.27	0.20	0.21	0.21	0.24	0.02	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.83	1.62	1.84	1.76	1.46	2.07	32.72	32.68	32.61	1.51	1.37	1.28	1.35	1.50	32.88	32.80	32.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.08	0.05	0.02	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06
FeO*	17.17	16.20	15.00	7.39	6.08	6.24	0.21	0.25	0.19	21.89	24.07	7.92	6.97	9.19	0.17	0.21	0.16
MnO	0.37	0.41	0.48	0.26	0.23	0.25	0.00	0.03	0.04	0.55	0.74	0.29	0.27	0.32	0.02	0.00	0.02
MgO	26.64	27.72	26.62	16.19	15.98	14.40	0.02	0.00	0.03	23.06	21.60	14.41	14.95	14.01	0.00	0.02	0.01
CaO	0.76	0.76	1.82	20.98	22.93	23.92	17.62	18.36	18.04	1.11	0.60	23.11	23.54	22.00	18.16	18.11	17.20
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.25	0.28	0.18	1.71	1.47	1.67	0.00	0.00	0.35	0.32	0.24	1.60	1.74	2.25
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.06	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.06	0.01	0.08
Total	100.28	100.94	99.63	99.57	100.87	99.36	99.01	99.08	98.69	100.76	100.02	100.72	100.33	99.66	98.71	98.93	98.97
O#	6	6	6	6	6	6	8	8	8	6	6	6	6	6	8	8	8
Si	1.93	1.94	1.95	1.94	1.96	1.93	2.17	2.15	2.16	1.94	1.94	1.96	1.95	1.96	2.14	2.15	2.20
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	0.08	0.07	0.08	0.08	0.06	0.09	1.79	1.80	1.80	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	1.81	1.80	1.76
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.52	0.49	0.45	0.23	0.19	0.19	0.01	0.01	0.01	0.68	0.76	0.24	0.22	0.29	0.01	0.01	0.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.44	1.48	1.44	0.90	0.87	0.80	0.00	0.00	0.00	1.27	1.21	0.79	0.83	0.78	0.00	0.00	0.00
Ca	0.03	0.03	0.07	0.83	0.90	0.96	0.88	0.92	0.90	0.04	0.02	0.92	0.93	0.88	0.91	0.91	0.86
Na	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.15	0.13	0.15	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.15	0.16	0.20
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	4.02	4.02	4.01	4.02	4.01	4.01	5.01	5.02	5.02	4.02	4.03	4.02	4.02	4.01	5.02	5.03	5.03
Mg#	73.45	75.31	75.99	79.62	82.41	80.44	-	-	-	65.24	61.54	76.43	79.28	73.10	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	85.09	87.36	85.69	-	-	-	-	-	86.24	85.20	80.87



第6図 単斜輝石の化学組成. (a) TiO<sub>2</sub>, (b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (c) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (d) MnO, (e) CaO, (f) Na<sub>2</sub>O.

Fig. 6 Compositions of clinopyroxene. (a) TiO<sub>2</sub>, (b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (c) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (d) MnO, (e) CaO, (f) Na<sub>2</sub>O.

閃石ユークライト II に相当する。このうち岩体の大部分を占めるのが、角閃石ユークライト I と角閃石ユークライト II で、角閃石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石から構成される。手塚 (1979) によると、I と II の違いは、斜方輝石中のイルメナイトラメラの有無で、I にのみ入っているとされている。

### 3.4 輝石角閃石斑れい岩グループ

輝石角閃石斑れい岩グループは、輝石角閃石斑れい岩及び角閃石斑れい岩から構成される。両者の違いは輝石類と角閃石との量比の違いである。これらの岩相はキュムラスな斜長石・単斜輝石・斜方輝石から構成され、基本的にガブロンライトと同じキュムラス鉱物組合せをもつ (第 1 表) が、斜長石及び斜方輝石の定向配列がほ

とんどないか非常に弱く、粒間充填状に褐色の角閃石が比較的少量に含まれる点において、ガブロンライトとは異なる組織を示す(第3図h)。斜長石は半自形、長柱状(長径0.1-7.0 mm)である。内部に石英を含む場合がある(第3図i)。鉍物化学組成は個々の結晶間の組成範囲が広く、An 47.7-86.4を示す。単斜輝石は半自形-他形で、短柱状-不定形(0.1-1.0 mm)を示す。スポンジ状に角閃石が生じている場合もしばしば認められる。Mg# = 68.1-79.6,  $TiO_2 \leq 0.1-0.6$  wt%,  $Cr_2O_3 \leq 0.06$  wt%である(第6図; 第3表)。斜方輝石は半自形-他形で、長柱状(長径0.1-2.5 mm)を示し、(100)面に平行なラメラが認められる。こうした産状を示す斜方輝石とは別に、オイコクリスト状のホルンブレンド中に、かんらん石の仮像状の粒状の斜方輝石が認められる場合もある。産状の違いによる明瞭な組成の違いは認められず、Mg# = 57.8-68.9を示す。輝石角閃石斑れい岩はインターキウムラスな角閃石を多量に含む点の特徴で、粒間に石英を含む場合、半自形の外形を示す場合があるが、ほとんどの場合、斜長石・輝石の粒間をネットワーク状に埋める他形である。それらの結晶の消光位は、多くの場合一定範囲で揃っていることから、単結晶としてオイコクリスト状に粒間を埋めているものと判断される。角閃石斑れい岩には、輝石を全く含まないものもある。角閃石は斜長石の粒間を充填する他形であり、キウムラス相かポスト・キウムラス相かの判別は難しいが、中心部に輝石の痕跡を全く示さないものについては、キウムラスに晶出している可能性がある。

輝石角閃石斑れい岩グループは、手塚(1979)の角閃石ハンレイ岩に相当する。

### 3.5 閃緑岩グループ

閃緑岩グループは、多量の鉄チタン酸化物と、石英を含む閃緑岩から構成される。閃緑岩は、粗粒で鉄チタン酸化物に富む岩石で、岩体周縁部近くに局所的に産する。ガブロンライト類に比べて粗粒・塊状で、黒雲母を含む点で産状が異なる。また、半自形粒状組織を示し、組織からはキウムライトであるか否かは判断できない。北岩体では周囲にガブロンライト類が分布するが、両者の関係は露出の欠如により不明である。

閃緑岩類は、斜長石、角閃石、斜方輝石、黒雲母、石英及び鉄チタン酸化物(イルメナイト)から構成される(第3図j)。斜長石は半自形、長柱状(長径0.1-10.0 mm)で顕著な累帯構造を示す場合がある。コアのAnは35.0-45.4に集中し、最高でAn 59.9である。角閃石は他形、粒間充填状で、褐色もしくは帯緑褐色-淡褐色の多色性を示す。粒状のイルメナイトの集合を含む場合がある。単独で粒間に産するほか、輝石の周囲にも発達する。斜方輝石は半自形-他形、長柱状-粒状で(0.1-2.0 mm)、角閃石に周囲を取り囲まれ、融食形を示す。Mg# = 28.1-34.0を示す。黒雲母は他形、粒間充填状で、赤褐色-淡

褐色の多色性を示す。粒状のイルメナイトの集合を含む場合がある。石英及びイルメナイトは他形、粒間充填状で不定形を示す。

閃緑岩類は、手塚(1979)による、黒雲母角閃石ハンレイ岩に相当する。

## 4. 鉍物化学組成

これまでに述べた岩相・鉍物化学組成のうち、閃緑岩類及び角閃石斑れい岩を除く岩相のスピネル、かんらん石及び単斜輝石の化学組成変化について以下に述べる。閃緑岩類については、他の岩相に比べてマフィック鉍物のMg#が著しく低く組成が連続しない。そのため、今回の検討では、比較的Mg#の高いマフィック鉍物を含む岩相のみ取り扱い、閃緑岩類の主岩相については以下の記述・議論には含めない。また、角閃石斑れい岩の一部は輝石を欠くため、以下の議論には含めていない。

### 4.1 スピネル

スピネルのCr#と $TiO_2$ 含有量との関係を第4図に示す。斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトでCr#の平均は0.46 ( $n = 11$ ,  $1\sigma = 0.01$ )、 $TiO_2$ の平均は0.87 wt% ( $1\sigma = 0.37$ )、かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトで、Cr#の平均が0.48 ( $n = 33$ ,  $1\sigma = 0.04$ )、 $TiO_2$ の平均が1.88 wt% ( $1\sigma = 0.89$ )を示し、両岩相グループが同一のトレンドを構成する。やや分散はあるものの、 $TiO_2$ 含有量の高いものほどCr#も高い傾向が認められる。これら卯月山岩体の超苦鉄質岩類に含まれるスピネルの化学組成は、Arai *et al.* (2011)による、様々な造構場の斑れい岩類中のスピネル組成と比較すると、島弧の斑れい岩類及び海洋ホットスポットにおける斑れい岩類中のスピネルの組成範囲内にプロットされ、また中央海嶺域の斑れい岩類中のスピネルの組成とも大きくは変わらない(第4図)。

### 4.2 かんらん石

かんらん石のFo値に対するNiO、MnO及びCaO含有量の変化を第5図a、b及びcにそれぞれ示す。Foは斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトで平均84.2 ( $n = 10$ ,  $1\sigma = 0.8$ )、かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトで平均77.5 ( $n = 50$ ,  $1\sigma = 3.2$ )、かんらん石ガブロンライトで平均79.1 ( $n = 22$ ,  $1\sigma = 1.2$ )を示す。かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトの一部はかんらん石ガブロンライトの領域と重なるが、Fo値はおおむね斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイト、かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト、かんらん石ガブロンライトの順に低くなり、それに伴ってNiO含有量が減少(第5図a)、MnO含有量が増加(第5図b)する

トレンドを示す。CaO含有量は分散が激しくトレンドがはっきりしないが、おおむね一定かもしくはFo値が下がるにつれてわずかに増加する傾向を示す(第5図c)。

#### 4.3 単斜輝石

単斜輝石のMg#に対するTiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MnO、CaO及びNa<sub>2</sub>O含有量の変化を第6図a-fに示す。Mg#はかんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトで平均85.9(n=27, 1σ=1.4)、斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトで平均83.0(n=7, 1σ=0.8)、かんらん石ガブロノライトで平均81.3(n=6, 1σ=0.9)、ガブロノライトで平均80.7(n=25, 1σ=1.8)、輝石角閃石斑れい岩で平均76.33(n=44, 1σ=2.2)である。これらのグループは、おおむねこの順に重なりをもちながら、Mg#が下がるにつれてTiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>及びCr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が減少し(第6図a-c)、MnO及びNa<sub>2</sub>Oが増加する傾向(第6図d, f)を示し、一連のトレンドを形成する。CaO含有量は分散が激しく、岩相グループごとにMg#の低下とともにCaO含有量が低下する傾向を示す(第6図e)。

### 5. 考察

#### 5.1 卯月山岩体の貫入時期と組成改変

手塚(1979)は、卯月山岩体が貫入した後に領家変成作用が生じ、その後に岩体周囲の花崗岩類が貫入したと考えた。一方、手塚(1980b)では、卯月山岩体の熱的影響のため領家変成岩に接触変成帯が生じていると述べている。我々の観察によると、卯月山岩体は領家変成岩類を小規模なブロックとして包有している。また、岩体北西部の観世音堂付近の泥質変成岩はホルンフェルス化しており、卯月山岩体の貫入によるものと考えられる。すでに述べたように、卯月山岩体は生田型花崗岩相当の花崗岩(滝沢花崗岩)に貫入されている(手塚, 1978; 下伊那誌編纂委員会, 2006)。したがって、卯月山岩体が貫入した時期は、領家変成作用以後、生田型花崗岩貫入以前である。ただし、手塚(2004)に報告された弁天岩のように、生田型花崗岩(相当)の活動時期には、同時期的に苦鉄質マグマが活動しているため、こうした苦鉄質マグマと卯月山岩体の親マグマが同源であり、生田型花崗岩類とほぼ同時期に活動した可能性もある。生田型花崗岩は、三河地方の新城トータル岩及び三都橋花崗閃緑岩と対比されており(原山ほか, 1985), Nakai and Suzuki(2003)によると、そのCHIMEモナズ石年代は85.2 ± 2.1-83.4 ± 0.8 Maである。なお、三都橋花崗閃緑岩にも、珪長質マグマと同時共存する産状を示す苦鉄質深成岩類が報告されている(山崎, 印刷中)。

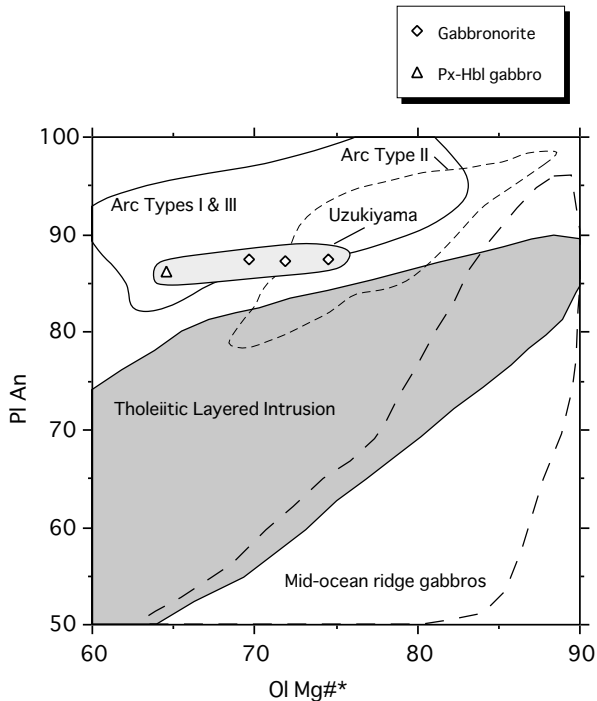
手塚(1979)では、卯月山岩体の貫入・固結後に領家変成作用及び花崗岩類の貫入による接触変成作用が生じ、卯月山岩体構成岩相の角閃石や黒雲母が形成されたと考

えた。しかしながら、上述の通り卯月山岩体の貫入時期は領家変成作用の後である。また、下伊那誌編纂委員会(2006)では、卯月山岩体が滝沢花崗岩によって貫入され、その影響によって卯月山岩体構成岩相の斜長石の組成が改変されていると述べているが、本研究に用いた試料は花崗岩との接触部から十分に離れた場所から得られたものであり、鉱物化学組成のトレンドからも花崗岩による組成改変は見いだされない。したがって、そのような改変が仮にあったとしても、ごく局所的なものであると考えられる。

#### 5.2 卯月山岩体の結晶作用

卯月山岩体の超苦鉄質-苦鉄質キュムレイトのマフィック鉱物の化学組成は、一連のマグマティックトレンドを示し(第5図, 第6図)、共通の親マグマからもたらされたものと考えられる。卯月山岩体構成岩類の鉱物化学組成に基づくと、斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイト、かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト、斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト及びかんらん石ガブロノライト、ガブロノライト、そして輝石角閃石斑れい岩の順にマフィック鉱物のMg#が低下する。このことから、マグマの分化にともなって、スピネル+かんらん石→スピネル+かんらん石+単斜輝石→単斜輝石+斜方輝石→単斜輝石+斜方輝石+斜長石→単斜輝石+斜方輝石+斜長石+角閃石の順に、結晶作用が生じたことが示唆される。すなわち、キュムレイトとしては、スピネル-かんらん石キュムレイト、スピネル-かんらん石-単斜輝石キュムレイト、単斜輝石-斜方輝石キュムレイト、単斜輝石-斜方輝石-斜長石キュムレイト、そして単斜輝石-斜方輝石-角閃石-斜長石キュムレイトが、この順に親マグマの分化とともに晶出した。

パイロクシナイトグループは、前述したように、組織から判断すると、キュムラス鉱物の粒間に多量にメルトをトラップしたキュムレイトである。そのようなトラップされた液(trapped liquid)から、スピネル-かんらん石キュムレイトでは、単斜輝石・斜方輝石・角閃石・斜長石が、スピネル-かんらん石-単斜輝石キュムレイトでは斜方輝石・角閃石・斜長石が、ポスト・キュムラスに生じた結果、斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトやかんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトとなり、単斜輝石-斜方輝石キュムレイトでは角閃石・斜長石がポスト・キュムラスに生じた結果、斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトとなったものと考えられる。斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトでは、かんらん石の周囲にフィルム状の斜方輝石が形成されている(第3図c)ことから、マグマ(あるいはtrapped liquid)とかんらん石が反応して



第7図 卯月山苦鉄質複合岩体の斑れい岩類の斜長石 An とかんらん石 Mg# (Ol Mg#\*) の変化図. 様々な地域の斑れい岩類の An-Fo 関係と直接比較するため、斜方輝石の Mg# は Beattie *et al.* (1991) の Fe/Mg 分配係数を用いてかんらん石の Fo に変換している. 様々な斑れい岩の領域は Barnes (1986) による.

Fig. 7 Plagioclase An vs. olivine Mg#\* covariation plots of constituent minerals of gabbroic rocks from the Uzukiyama mafic plutonic complex. Ol Mg#\* and An denotes  $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$  and  $100 \cdot \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na})$ , respectively. Opx Mg#s from the Uzukiyama mafic plutonic complex were conventionally converted to Ol Mg#s using Fe/Mg exchange coefficient (Beattie *et al.*, 1991). Fields of various gabbros are from Barnes (1986).

斜方輝石が生じたことが示唆される。したがって、斜方輝石の晶出開始はかんらん石の晶出停止・消滅と同時期であり、この時期に粒間の液がほぼ完全に排出されることによって、アドキユムラスな組織をもつ、かんらん石ガブロンライトが形成されたと解釈される。

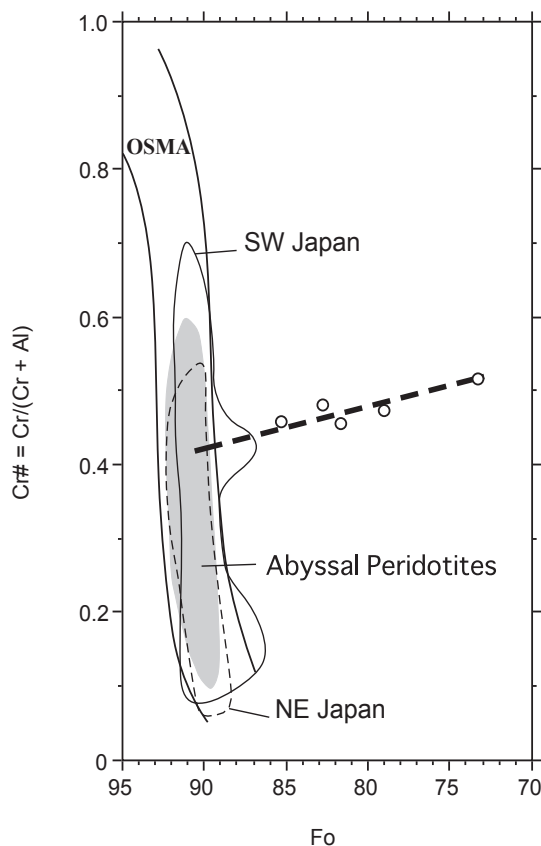
卯月山岩体構成岩類に含まれる斜方輝石から換算したかんらん石の Mg# と斜長石の An 組成の関係は、斜長石の An が著しく高い状態が維持されながらマフィック鉱物の Mg# が低下する傾向を示す(第7図)。スピネル+かんらん石の後に斜長石ではなく単斜輝石が晶出することから、相平衡岩石学的には：(1) 無水・高圧条件下での結晶作用、もしくは；(2) 含水(・低圧)条件下での結晶作用、という2つの可能性が考えられる。

無水条件下の玄武岩系において、かんらん石と斜長石の共融関係は約 7 kbar で消滅する (Kushiro and Yoder,

1966; Presnall *et al.*, 1978)。また、無水のかんらん石ソレライト組成の溶融実験によれば、5 kbar 以上でかんらん石の後に斜長石ではなく単斜輝石が晶出する (Green and Ringwood, 1967)。今回検討した試料のうち、斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトである単斜輝石-斜方輝石キュムレイト中の輝石の平衡温度を Lindsley and Anderson (1983) の複輝石温度計で見積もり、その温度を用いて単斜輝石圧力計 (Nimis and Ulmer, 1998a, b; Nimis, 1999) で晶出圧力の見積もりを行うと、約 950 °C の無水条件下で 5.9 kbar ( $\pm 1.7$  kbar)、含水条件下では 4.4 kbar ( $\pm 1.7$  kbar) が見積もられた。この結果は、仮に無水条件下であれば、かんらん石と斜長石の共融関係が消失する可能性のある圧力範囲であるといえる。しかしながら、無水条件に近いマグマからの結晶作用では多量の角閃石の晶出は期待できないことから、記載岩石学的な情報と不調和が生じる。また、無水・高圧条件下での結晶作用では、斜長石の非分別によってカルシクになったマグマから晶出を始める“最初の”斜長石が高 An であることは説明可能であるものの、その後マフィック鉱物の Mg# の減少に伴って斜長石組成がアルバイト成分に富む方向に変化することが期待される (例えば、Lindsley, 1967; Longhi *et al.*, 1993)。つまり、Mg# の減少に伴い、An が高いまま維持される傾向(第7図)を説明することができない。

一方、含水条件下では、斜長石のリキダス温度がマフィック鉱物のリキダス温度に対して著しく低下するため、高圧条件下と同じく分化の初期に斜長石の非分別が生じる (Yoder and Tilley, 1962; Yoder, 1965; Danyushevsky, 2001)。含水条件下では、斜長石のリキダス温度の低下とともにメルト-斜長石間の Ca-Na の分配係数も変化するため、無水条件下に比べてカルシクな斜長石が晶出し、温度が低下してもカルシクな組成の斜長石を晶出し続ける (Yoder *et al.*, 1957; Johannes, 1978)。つまり、第7図に示した Mg# と An の関係をも説明可能である。

含水マグマからのかんらん石や輝石・斜長石といった無水鉱物の晶出は、卯月山岩体における多量の角閃石の晶出とその産状をもよく説明する。含水マグマでは無水鉱物の分別が進むにつれてマグマ中の含水量は相対的に上昇するものと期待される。この含水量の上昇がマグマ残液のみならず、パイロクシナイトグループのキュムラス鉱物の粒間にトラップされたメルト中においても起こっていたため、オイコクリスティックな角閃石が多量に晶出するのと共に、粒間では高含水圧のメルトがすでに晶出した単斜輝石と反応した結果、かんらん石やスピネルを角閃石オイコクリストが包有する組織が形成されたものと考えられる。



第 8 図 卯月山苦鉄質複合岩体構成岩類のかんらん石 Fo 値 - スピネル Cr 比の関係。西南日本、東北日本及び深海底のかんらん岩類の領域は Arai and Ishimaru (2008) より作成。かんらん石 - スピネルマントル列 (OSMA) は Arai (1987) による。波線は卯月山苦鉄質複合岩体構成岩類から得られるマグマ分化曲線。

Fig. 8 Spinel Cr#-Olivine Fo relationships in cumulates from the Uzukiyama mafic complex. Fields of peridotites from SW Japan, NE Japan and abyssal peridotites are drawn from the data of Arai and Ishimaru (2008), Olivine-Spinel Mantle Array (OSMA) are from Arai (1987). Dashed line is differentiation trend of the Uzukiyama complex.

### 5.3 卯月山岩体の親マグマの性質

手塚 (1979) は, Kushiro (1960) の方法を用いて卯月山岩体の苦鉄質岩類を構成する単斜輝石の Ti-Al 及び Si-Al 関係をもとに, 本源マグマがソレイト質であると推定した。本研究の記載岩石学的情報からも, 卯月山岩体構成岩類がアルカリ系列のマグマに由来したとみなす根拠はない。また, 卯月山岩体の結晶作用の検討からは, 少なくとも Mg# が 90 程度の単斜輝石と共存する未分化なマグマはすでに含水状態であったことが示唆され, 単斜輝石の Ti-Al 及び Si-Al 関係とあわせて考えると, 非アルカリ質のマグマであったものと考えられる。

パイロクシナイトグループ構成含類中の共存するス

ピネルとかんらん石の組成関係から, 卯月山岩体の初生マグマが共存したマントルかんらん岩の組成は, Cr# = ~0.4 程度であると推定される (第 8 図)。そのようなソースマントルは日本列島下のマントル物質としては十分にあり得る枯渇度であり, また中央海嶺下のマントルとも区別できない (例えば, Arai *et al.*, 2000; Arai and Ishimaru, 2008)。いずれにしても, Cr# = 0.4 程度のマントルかんらん岩は, ハルツバーガイトとレルゾライトの境界付近程度に枯渇していることが想定されるため (例えば, Arai, 1987), そのようなマントルから発生した初生マグマ組成は非アルカリ質であったことが支持される。

単斜輝石の Ti-Al 及び Si-Al 関係は, しかしながら, 卯月山岩体の一連のキュムレイトを形成した親マグマがソレイト質の分化を行ったことを意味するものではないことに注意する必要がある。含水条件下でかんらん石・輝石が早期に晶出し, また晶出開始後の斜長石の組成が An 成分に富むことは, 相対的に残液がシリカに富む方向に組成変化したことを示しており, 残液はカルクアルカリ質の分化を行ったことが示唆される。

### 5.4 領家帯の苦鉄質深成岩類研究への示唆

卯月山岩体の超苦鉄質・苦鉄質深成岩類について, キュムラス鉱物の組合せをもとに岩相を整理し, 結晶作用及び親マグマ組成の推定を行った。その結果, 卯月山岩体に産する諸岩相は, 含水・非アルカリ質苦鉄質マグマからの一連の結晶作用によって説明可能であり, その結果残液がカルクアルカリ質の分化を行ったと考えられる。

領家帯に点在する苦鉄質深成岩類は, 貫入固結年代が同時期であるかどうかについては議論の余地があるものの, これまでに Kutsukake (1974, 1977, 1978, 2000), 手塚 (1979), 小木曾 (1984a, b), 堀内 (1985), 杵掛 (1985, 1993), 生駒山地領家帯研究グループ (1986), 田結庄 (1987), 田結庄ほか (1989), Takagi *et al.* (2010) などによってその成因や地球化学的特徴の解釈が行われてきた。これらの研究の一部には, 岩石成因論的な検討のために必要な各種地球化学的分析が必ずしも容易ではないという時代的制約のもとで行われたものもあり, また, ここでの目的は個別の解釈の誤りを指摘することではない。そこで, 上述の議論において混乱していると思われる部分について, 本研究の結果にもとづいて以下に総括的に整理する。

**全岩化学組成** 第 1 点として, 領家帯中の超苦鉄質 - 苦鉄質深成岩類 (細粒で MME 状の産状のものを除く) について, 液組成を保持しているかどうかについての吟味が十分に行われずに, 全岩化学組成をもとにソレイト / カルクアルカリといった議論が行われていることが指摘される。既存の報告の記載をみる限り, そのほとんどはキュムレイトである。したがって, AFM 図や SiO<sub>2</sub> vs. FeO\*/MgO 図などをもとにマグマ系列を議論することに

は意味がなく、また混乱を生んでいると考えられる。本論で示したように、キュムレイトのマグマ組成を知るには、キュムラス鉱物と共存した親マグマ組成を推定する必要がある。

**鉱物化学組成** 第2点として、超苦鉄質-苦鉄質深成岩類がキュムレイトであることを認定している場合、初生マグマの組成的性質と分化系列とが明確に区別されずに、鉱物化学組成、特に単斜輝石をもとにソレアイト/カルクアルカリといった議論が行われていることが指摘される。これはすでに指摘したが、Kushiro (1960)も述べているように、ソレアイトとはソレイアイト質玄武岩やドレライト、安山岩を含む非アルカリ岩質「未分化」マグマの総称である。したがって、単斜輝石組成が“ソレアイト”領域にプロットされるのは、深成岩類の親マグマがソレアイト質の分化を行ったことを意味するものではない。議論においては、初生マグマがかんらん石ソレアイトや石英ソレアイトの玄武岩組成をもっていたことと、マグマがソレアイト質あるいはカルクアルカリ質の分化を行ったこととを明確に区別する必要がある。

**岩石組織** 第3点として、第1点の全岩化学組成の取り扱いとも関連するが、キュムレイトに関しては、キュムラス鉱物の組合せ・晶出順序が十分に吟味されずに、岩体ごとの比較が行われていることが指摘される。比較的岩相のバリエーションがある岩体においては、スケアガードをはじめとする層状貫入岩体との比較が行われている場合があるが、卯月山岩体の鉱物の晶出順序及び共存する斜長石とマフィック鉱物の組成関係(第7図)は、それらとは全く異なる島弧タイプのトレンドを示す。また、このような共存する斜長石とマフィック鉱物の組成関係の検討は、1)ともにキュムラス鉱物であり、晶出時にマグマと各鉱物間で平衡が成立していたこと、2)粒間メルトとの反応や変成作用により、特にマフィック鉱物のMg#が改変されていないこと、の2点に留意する必要がある。1)に関しては、これまで、岩体ごとのFoやAnの最高値が比較されたり、キュムラス鉱物とインターキュムラス鉱物との吟味を十分にせずにFo-An関係が議論されてきた。本研究の結果に基づくと、卯月山岩体のキュムラスかんらん石のFoの最高値は斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイト中のFo 85.3であるのに対し、キュムラス斜長石のAnの最高値は、かんらん石ガブロノーライト中のOpxのMg#が~77のときにAn 91.1である。特に岩体ごとの比較を行う際に、初生マグマ自体の性質や分化過程が異なっているのか、キュムレイトの鉱物化学組成に示されるマグマの分化段階が異なっているのかを判断する上で、これらのキュムラス鉱物同士の組成関係の情報が重要である。次に2)に関して、キュムラス鉱物の粒間にトラップされたメルトとキュムラス鉱物の反応によって、キュムラス鉱物の組成が改変されるという指摘がある(trapped liquid shift ;

Barnes, 1986 ; Cawthorn *et al.*, 1992 ; Lundgaard *et al.*, 2006 など)。しかし、この場合でも、構成鉱物のほとんどがキュムラス鉱物で構成されるアドキュムレイトの場合はそのような改変が起きえないか、あってもごくわずかである(Barnes, 1986 ; Lundgaard *et al.*, 2006)。卯月山岩体の場合は、アドキュムラスな組織をもつガブロノーライトは、前述のように粒間メルトを比較的多量に含んでいたと考えられるパイロクシナイトグループ構成含類と一連のマグマティックトレンドを示しており、それらに含まれる各種鉱物組成は、おおむねマグマティックな組成を保持していると考えられる。このように、組織の上から粒間メルトを比較的多量に含むと判断される超苦鉄質岩類については、初生的な鉱物化学組成を保持していない可能性もあるため、マグマティックトレンドを踏まえた吟味を行うことが必要である。

### 5.5 今後の課題

卯月山岩体に関しては、各種キュムレイトと共存した親マグマの組成を特定することが最も重要な課題である。冒頭に述べたように、卯月山岩体周辺地域には花崗岩類とマグマ状態で共存した苦鉄質マグマの捕獲岩(enclaves)が存在する。そのような苦鉄質マグマとの成因的關係についても検討する価値があるものと考えられる。仮にキュムレイトと液との成因的対応関係が明らかになれば、どちらか一方しか産しない地域の苦鉄質岩類の岩石成因論的解釈が飛躍的に進む可能性がある。また、キュムレイト類のほとんどに含まれる単斜輝石や角閃石の微量元素組成の検討によって、親マグマの地球化学的性質を知ることにも必要である。卯月山岩体は、比較的Mg#の高いマフィック鉱物を含むキュムレイトを産することから、ソースマントルの同位体比を知る上でも重要な情報を得ることができるものと思われる。地殻内に貫入した苦鉄質マグマ内では、分化同化作用(assimilation and fractional crystallization ; AFC)が生じ、初生マグマの同位体組成が改変される例が多数報告されている(例えば、DePaolo, 1981 ; Maeda and Kagami, 1996 ; Lassen *et al.*, 2004)。したがって、ごく単純に考えれば、初生マグマに近い組成の未分化マグマから形成されたキュムレイトほど、最もAFCの影響が小さくソースマントルに近い同位体組成を保持していることが期待される。以上の課題に加えて、卯月山岩体の領家帯内での位置づけを知るには、貫入・固結年代を確定することが重要な課題であると考えられる。

**謝辞**：産業技術総合研究所地質分野企画室の高橋浩氏及び地圏資源環境研究部門の佐脇貴幸氏には、本稿を改善する上で有益な多数のコメントを頂いた。記して感謝申し上げます。



文 献

- Arai, S. (1987) An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jb. Mineral. Mh.*, **1987**, 347-354.
- Arai, S. and Ishimaru, S. (2008) Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenolith: a review. *Jour. Petrol.*, **49**, 665-695.
- Arai, S., Hirai, H. and Uto, K. (2000) Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc: a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **95**, 9-23.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K. and Ishimaru, S. (2011) Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, **20**, 125-137.
- Barnes, S.-J. (1986) The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 524-531.
- Beattie, P., Ford, C. and Russel, D. (1991) Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **109**, 212-224.
- Bence, A. E. and Albee, A. L. (1968) Empirical correction factors for the electron probe microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, **76**, 382-403.
- Cawthorn, R. G., Sander, B. K. and Jones, I. M. (1992) Evidence for the trapped liquid shift effect in the Mount Ayliff Intrusion, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**, 194-202.
- Danyushevsky, L. V. (2001) The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **110**, 265-280.
- DePaolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) The different types of enclaves in granites-Nomenclature. In Didier, J. and Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E. (1967) The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 103-190.
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫 (1985) 中部地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. *地球科学*, **39**, 345-357.
- 堀内達郎 (1985) 愛媛県領家帯に産する梶島斑れい岩体の岩石学的研究. *岩鉱*, **80**, 104-112.
- 生駒山地領家帯研究グループ (1986) 生駒山はんれい岩体について. *地球科学*, **40**, 102-114.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan – Revised. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 323-350.
- Johannes, W. (1978) Melting of plagioclase in system Ab-An-H<sub>2</sub>O and Qz-Ab-An-H<sub>2</sub>O at PH<sub>2</sub>O = 5 kbars, an equilibrium problem. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 295-303.
- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y. (1995) Sm-Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: Remains of Jurassic igneous activity in a late Cretaceous granitic terrane. *Geochem. Jour.*, **29**, 123-135.
- Kushiro, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, **258**, 548-554.
- Kushiro, I. and Yoder, H. S. Jr. (1966) Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *Jour. Petrol.*, **7**, 337-362.
- Kutsukake, T. (1974) Petrology of the gabbroic rocks in the Ryoke zone of the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **69**, 52-74.
- Kutsukake, T. (1977) Petrological studies on the Ryoke Metamorphic Rocks in the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. B*, **43**, 49-110.
- Kutsukake, T. (1978) Cortlandite from Tomiyama-mura, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. B*, **45**, 55-69.
- 沓掛俊夫 (1980) 三河地方領家帯の塩基性岩類. *愛知大学総合郷土研究所紀要*, **25**, 50-56.
- 沓掛俊夫 (1985) 三河地方領家帯の乙川はんれい岩体 (その2: 岩石化学). *愛知大学総合郷土研究所紀要*, **30**, 91-94.
- 沓掛俊夫 (1993) 三河地方領家帯の乙川はんれい岩体 - その3: 主要造岩鉱物の化学組成 -. *愛知大学総合郷土研究所紀要*, **38**, 49-58.
- Kutsukake, T. (2000) Petrographic features of the gabbroic rocks in the Ryoke Belt of the Mikawa district, southwest Japan. *Sci. Rep. Toyohashi Mus. Nat. Hist.*, **10**, 1-12.
- Lassen, B., Bridgewater, D., Bernstein, S. and Rosing, M. (2004) Assimilation and high-pressure fractional crystallization (AFC) recorded by Paleo-Proterozoic mafic dykes, Southeast Greenland. *Lithos*, **72**, 1-18.
- Le Maitre, W. D. (ed.) (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p.

- Lindsley, D. H. (1967) Melting relations of plagioclase at high pressures. *Carnegie Institution Yearbook Washington*, **65**, 204-205.
- Lindsley, D. H. and Anderson, D. J. (1983) A two-pyroxene thermometer. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, A887-A906.
- Longhi, J., Fram, M. S., Auwera, J. V. and Montie, J. N. (1993) Pressure effects, kinetics, and rheology of anorthositic and related magmas. *Am. Mineral.*, **78**, 1016-1030.
- Lundgaard, K., Tegner, C., Cawthorn, R., Kruger, F. and Wilson, J. (2006) Trapped intercumulus liquid in the Main Zone of the eastern Bushveld Complex, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 352-369.
- MacLennan, J., Hulme, T. and Singh, S. C. (2004) Thermal models of oceanic crustal accretion: Linking geophysical, geological and petrological observations. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, doi:10.1029/2003GC000605.
- Maeda, J. and Kagami, H. (1996) Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: Implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan. *Geology*, **24**, 31-34.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (1996) CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 431-439.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (2003) Post-tectonic two-mica granite in the Okazaki area, central Japan: a field guide for the 2003 Hutton Symposium. *Geol. Surv. Japan, Interim-Report*, **28**, 115-124.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K. (2004) Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **95**, 249-263.
- Nimis, P. (1999) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 62-74.
- Nimis, P. and Ulmer, P. (1998a) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**, 122-135.
- Nimis, P. and Ulmer, P. (1998b) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems: Erratum. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**, 314.
- 西岡芳晴 (2001) 桜井地域の地質, III 変成岩類及び深成岩類. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 9-25.
- 西脇 仁・奥平敬元 (2005) 近畿中央部, 飛鳥地域の領家変成帯に産する細粒苦鉄質岩の形成過程. 地質雑, **111**, 141-155.
- 野戸繁利 (1977) 愛媛県松山市のいわゆる領家帯に見出された超塩基性岩類. 地質雑, **83**, 543-544.
- Okano, O., Sato, T. and Kagami, H. (2000) Rb-Sr and Sm-Nd isotopic studies of mafic igneous rocks from the Ryoke plutono-metamorphic belt in the Setouchi area, Southwest Japan: implications for the genesis and thermal history. *Island Arc*, **9**, 21-36.
- 小木曾勝弥 (1980) 長野県飯田市南部の領家帯の水晶山・城山塩基性複合岩類. 伊那教育会自然研究紀要, **3**, 59-80.
- 小木曾勝弥 (1981) 長野県飯田市城山に産出するコートランドライト. 伊那教育会自然研究紀要, **4**, 35-44.
- 小木曾勝弥 (1983) 水晶山・城山塩基性複合岩類の化学的性質. 伊那教育会自然研究紀要, **6**, 101-117.
- 小木曾勝弥 (1984a) 長野県飯田市三穂地域の塩基性岩類 (I) — 野外の産状と岩石学的性質 —. 岩鋳, **79**, 187-199.
- 小木曾勝弥 (1984b) 長野県飯田市三穂地域の塩基性岩類 (II) — 岩石化学的性質 —. 岩鋳, **79**, 239-248.
- Presnall, D. C., Dixon, S. A., Dixon, J. R., O'Donnell, T. H., Brenner, N. L., Schrock, R. L. and Dycus, D. W. (1978) Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 203-220.
- 下伊那誌編纂委員会 (2006) 下伊那誌 地質編. 下伊那誌編纂会, 264 p.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Jour. metamorphic Geol.*, **16**, 23-37.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994a) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 391-405.
- 鈴木和博・森下泰成・梶塚泉 (1994b) 三河 — 東濃地域の領家変成岩と花崗岩の CHIME モナザイト年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, **10**, 17-38.
- 田結庄良昭 (1987) 近畿地方領家帯の神野山はんれい岩体. 岩鋳, **82**, 401-410.
- 田結庄良昭・飯泉 滋・加々美寛雄・端山好和 (1989) 近畿 - 瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因. 地球科学, **43**, 16-27.
- Takagi, T., Naito, K. and Kamei, A. (2010) Petrographic

- contrast between ilmenite- and magnetite-series gabbroids in the Ryoke and San-in belts, southwestern Japan Arc. *Jour. Min. Petrol. Sci.*, **105**, 194-214.
- 手塚恒人 (1978) 飯田市東方の領家帯. 伊那教育会自然研究紀要, **1**, 45-76.
- 手塚恒人 (1979) 長野県飯田市卯月山苦鉄質複合岩体について. 下伊那教育会自然研究紀要, **2**, 85-129.
- 手塚恒人 (1980a) 中川村南向, 錢不動苦鉄質岩体について. 下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 137-145.
- 手塚恒人 (1980b) 卯月山苦鉄質複合岩体周辺の領家変成岩について. 下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 147-156.
- 手塚恒人 (1981) 大日向苦鉄質岩体と斑状コランダムシリマナイト片麻岩. 下伊那教育会自然研究紀要, **4**, 45-61.
- 手塚恒人 (2004) 中部地方領家帯, 加々須累帯火成岩体中心部付近から見いだされた単斜輝石を含む細粒苦鉄質岩について. 伊那谷自然史論集, **5**, 19-20.
- 手塚恒人・福沢宏 (1980) 安康南沢岩体について. 伊那教育会自然研究紀要, **3**, 81-111.
- Wager, L. R., Brown, G. M. and Wadsworth, W. J. (1960) Types of igneous cumulates. *Jour. Petrol.*, **1**, 73-85.
- Whitney, D. J. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **95**, 185-187.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・杓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図, 特殊地質図 no. 18, 地質調査所.
- 山崎 徹 (印刷中) 足助地域の地質, 第4章 領家深成岩類. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター.
- Yoder, H. S. Jr. (1965) Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. *Carnegie Institution Yearbook Washington*, **64**, 82-89.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, **3**, 342-532.
- Yoder, H. S. Jr., Stewart, D. B. and Smith, J. R. (1957) Ternary feldspars. *Carnegie Institution Yearbook Washington*, **56**, 206-214.
- 吉澤 甫 (1949) 西南日本領家帯に带状配列するノーライト群. 地球科学, **1**, 11-16.

(受付: 2012年1月16日; 受理: 2012年2月14日)

