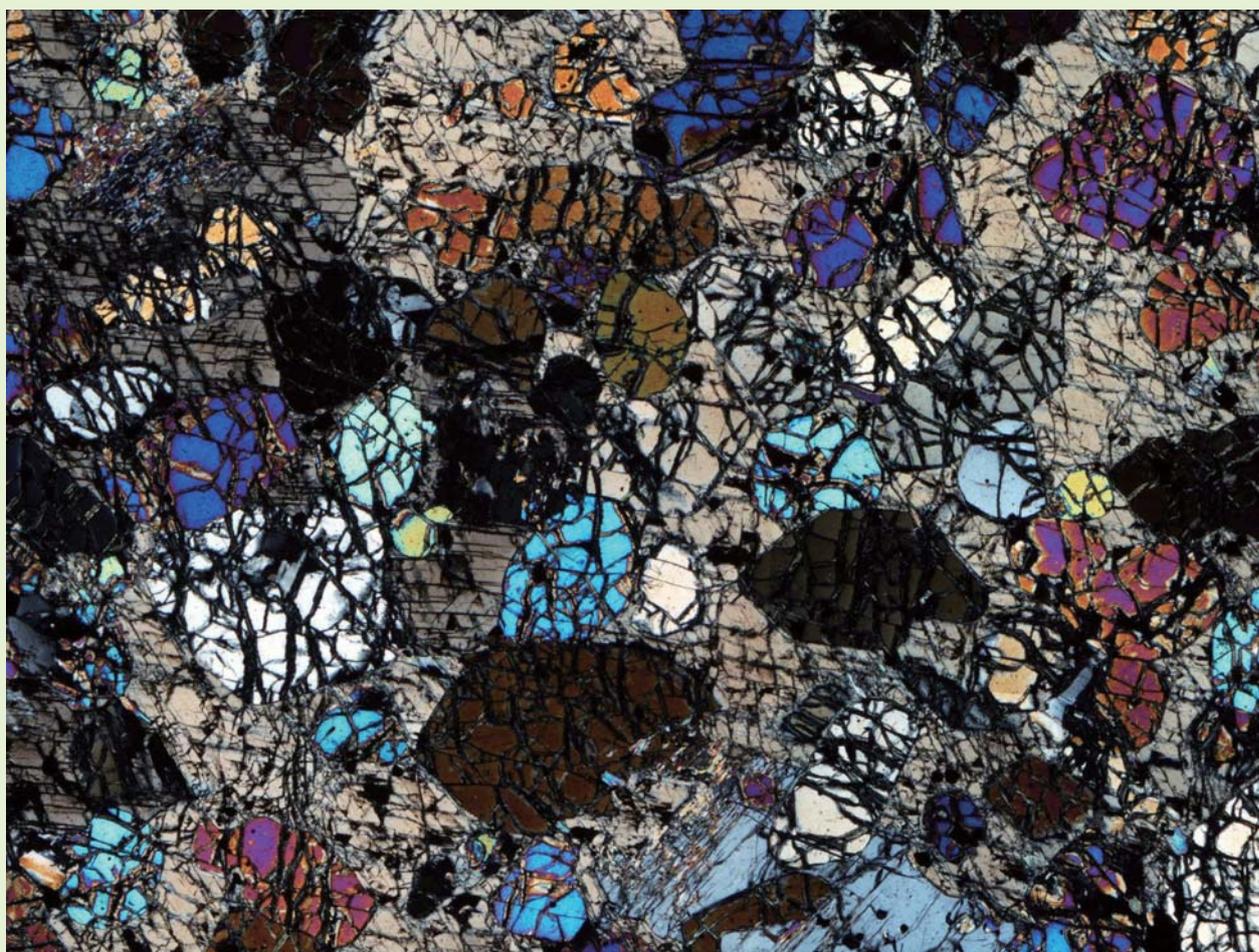


ISSN 2186-490X  
CODEN : CCKHA7

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 63 No. 1/2 2012



独立行政法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



平成24年

論文

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・青矢睦月・木村希生・宮崎一博 ..... 1

北海道当別町太美地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTF-1) の層序学的及び堆積学的解析

川上源太郎・嵯峨山 積・仁科健二・中島 礼・廣瀬 亘・大津 直・木村克己 ..... 21

---

表紙の写真

長野県飯田市, 卯月山苦鉄質複合岩体のスピネル - かんらん石キウムレイト

領家帯中には苦鉄質深成岩の小岩体が点在することが知られている。卯月山苦鉄質複合岩体は、領家帯中の苦鉄質深成岩体の中で、最も未分化なマグマに由来したと考えられる岩体のひとつである。写真は、スピネル + かんらん石の組合せがマグマから平衡にキウムラス鉱物として晶出した後、粒間の残液からポスト・キウムラスに単斜輝石及び斜方輝石が晶出したことを示す。このスピネル - かんらん石キウムレイトのかんらん石の Fo 値は最高 85 程度であり、未分化苦鉄質マグマの結晶作用のごく初期の産物であると考えられる。クロスニコル、写真の長辺約 6 mm。

(写真・文：山崎 徹)

Cover page

Spinel-olivine cumulate from the Uzukiyama Mafic Plutonic Complex in Iida city, Central Japan.

It is known that a number of small-scale mafic plutonic bodies are distributed in the Ryoke Belt. The Uzukiyama Mafic Plutonic Complex is one of the plutonic bodies crystallized from the most primitive magma in the Ryoke Belt. The photomicrograph shows co-crystallization of cumulus spinel and olivine equilibrium with magma, and post cumulus growth of pyroxenes from trapped melt. The most magnesian olivine in this spinel-olivine cumulate is Fo85 and thus the cumulate is interpreted as a primary product of crystallization from mantle-derived primitive melt. Crossed polars, field of view is ~6.0 mm.

(Photograph and Caption by Toru Yamasaki)

## 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

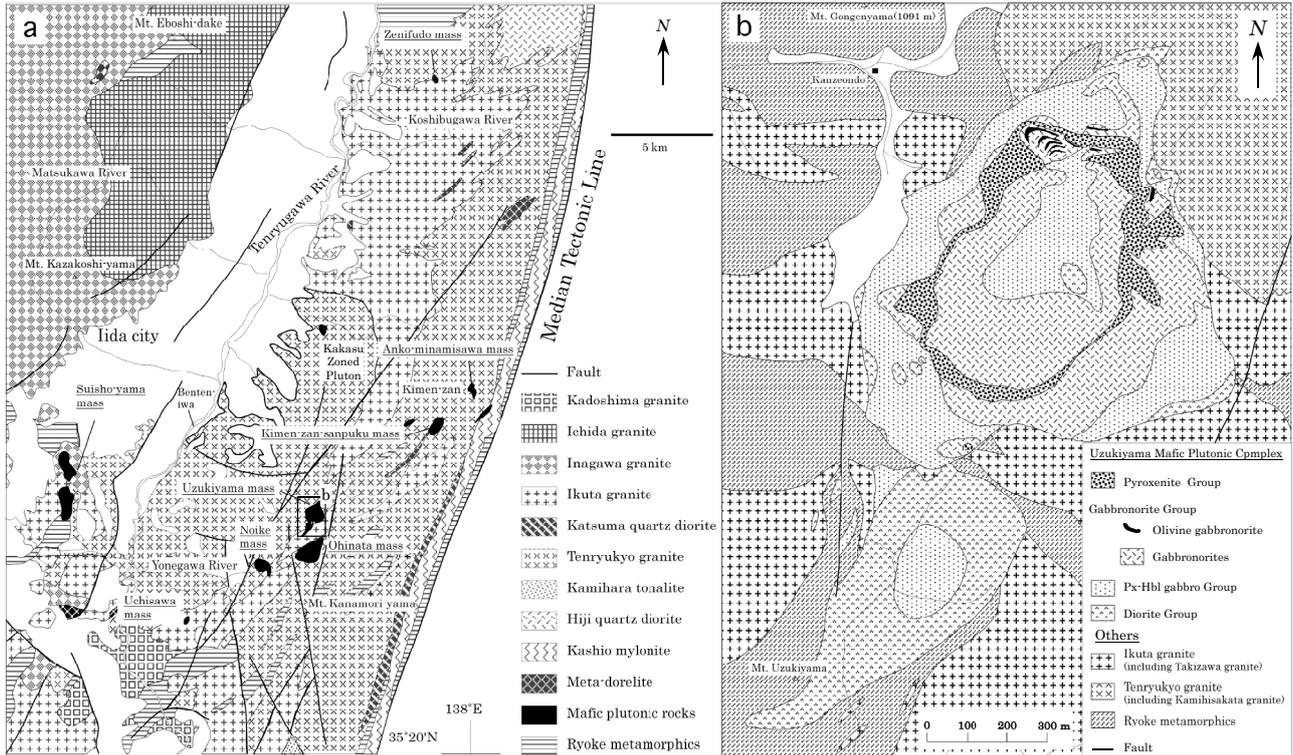
複合岩体である。

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タ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、今回の予察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。

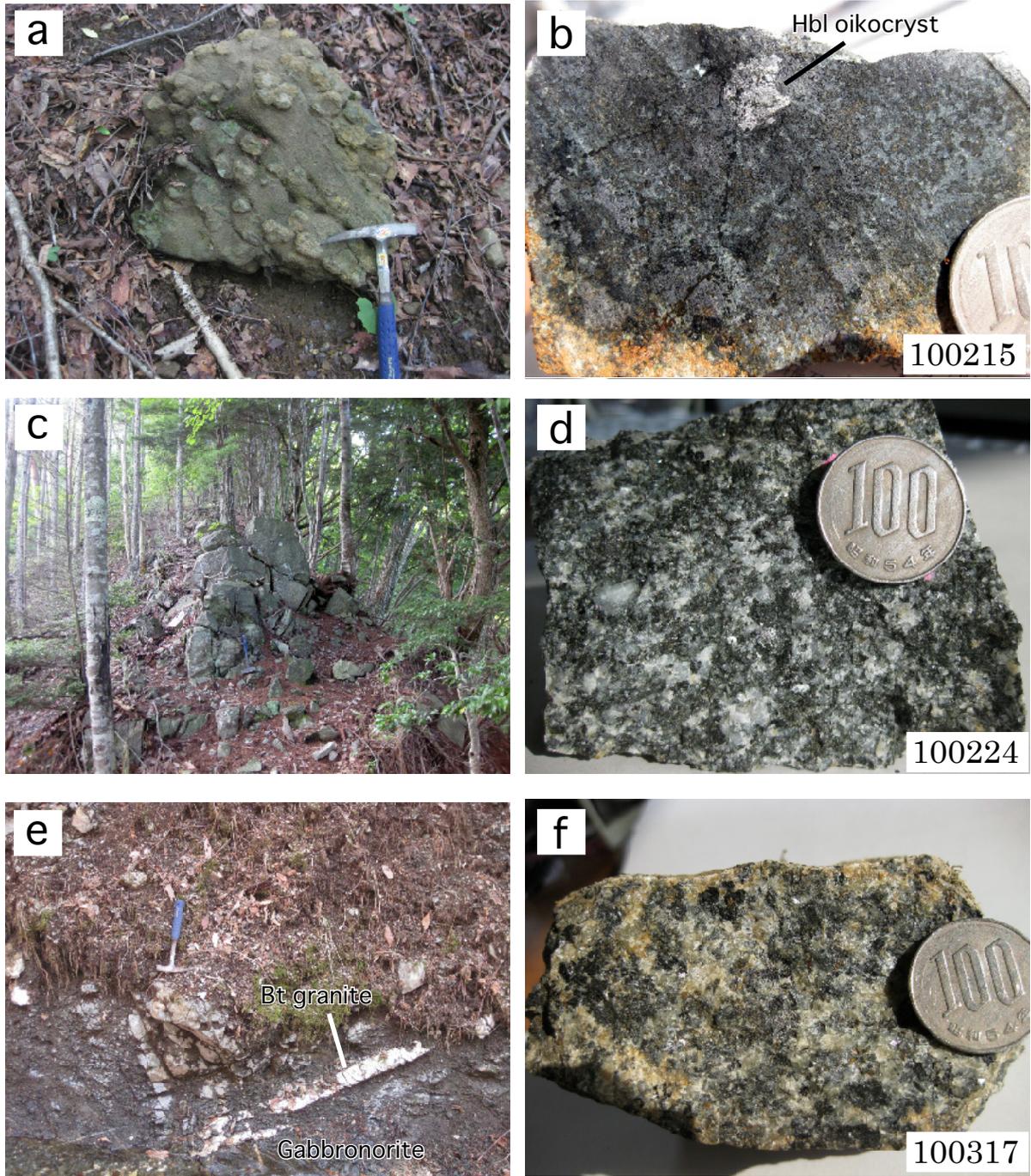
以下にそれぞれの岩相について詳しく述べ、手塚(1979)の岩相区分との対応についても触れる。

#### 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



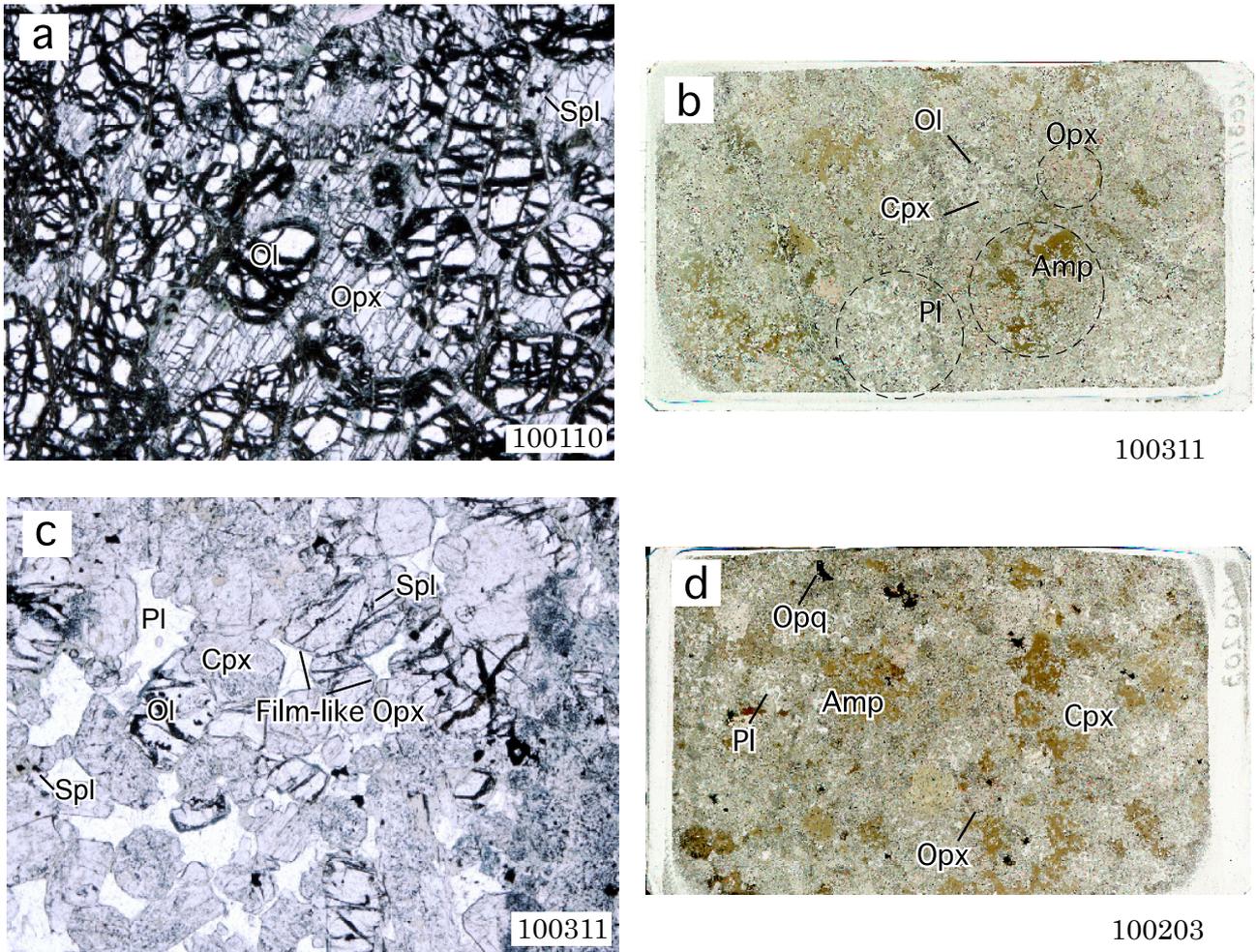
第2図 卯月山苦鉄質複合岩体構成岩相の野外での産状。(a) 斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイトの転石、(b) 斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイトの切断面、(c) ガブローライトの露頭、(d) ガブローライトの新鮮な面、(e) ガブローライトに貫入する黒雲母花崗岩、(f) 閃緑岩の新鮮な面。

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ライト, (g) ガブロンライト, (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.

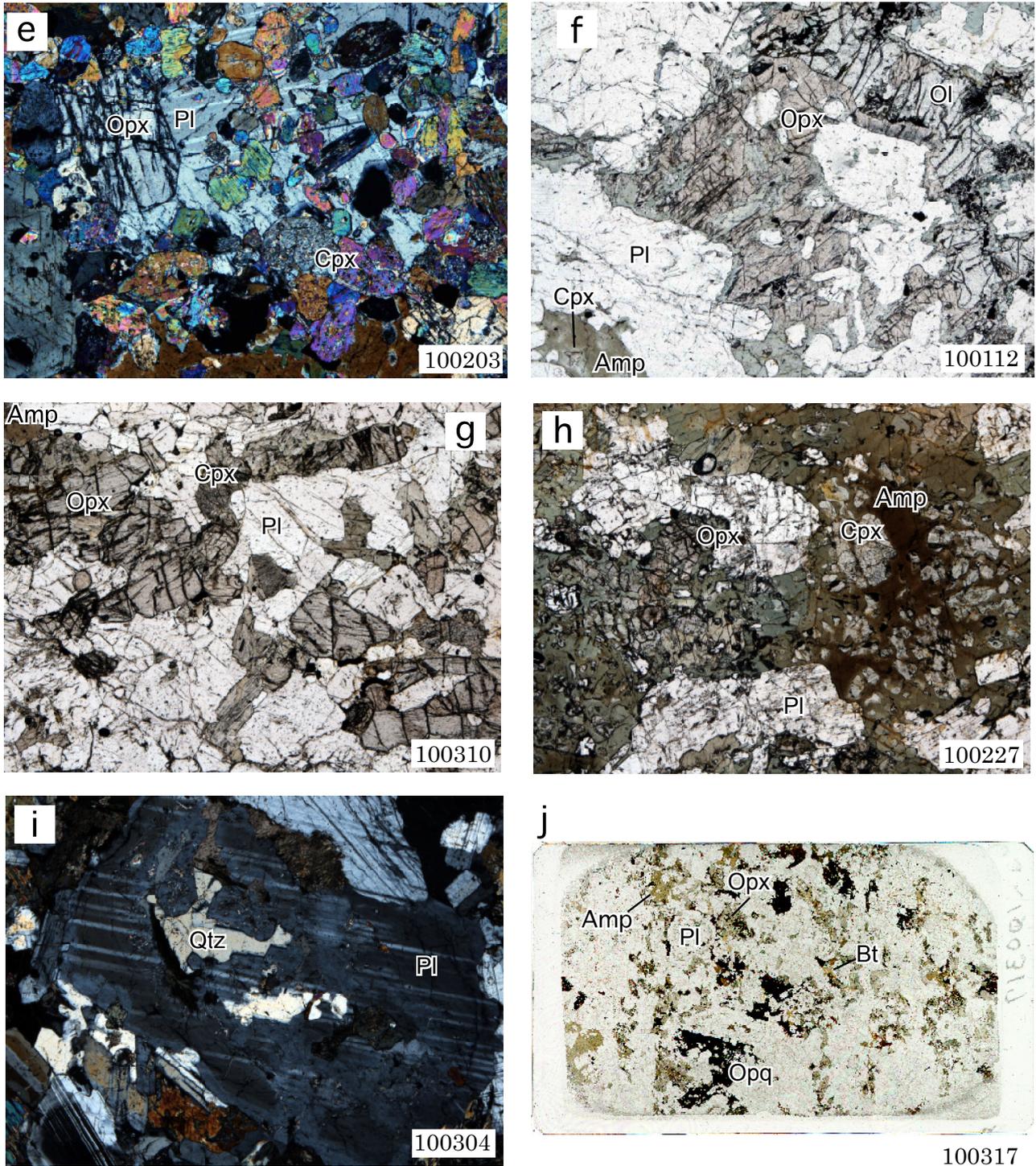
Fig. 3 Photomicrographs and Whole Thin Section Scans (WTS) of rocks from the Uzukiyama mafic plutonic complex. (a) Plagioclase-bearing olivine hornblende pyroxenite, (b) Olivine-plagioclase bearing hornblende pyroxenite (WTS), (c) Olivine-plagioclase bearing hornblende pyroxenite, (d) Plagioclase-bearing 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



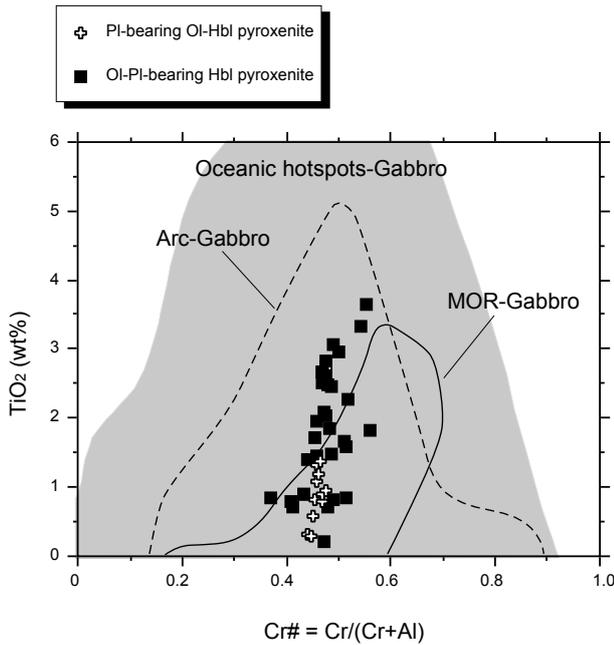
第3図 (続き).

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-単斜輝石キウムレイトである(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、インターキウ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)。インターキウムラスな斜方輝石・ホルンブレンド・斜長石はオイク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

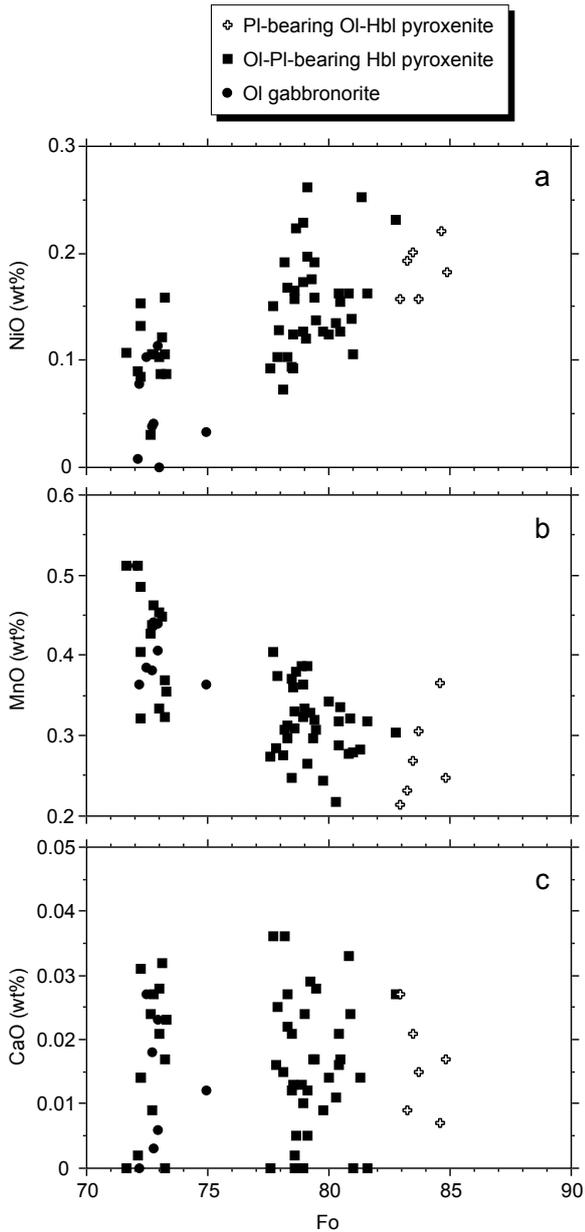
クシナイトと、野外において基本的に区別できない産状を示す。輝石に対してホルンブレンドの割合が大きい場合、斜長石含有輝石ホルンブレンドイトとして産する場合もある。

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-斜方輝石キウムレイトである(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。インターキウムラスなホルンブレンド及び斜長石はオイク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ウ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.

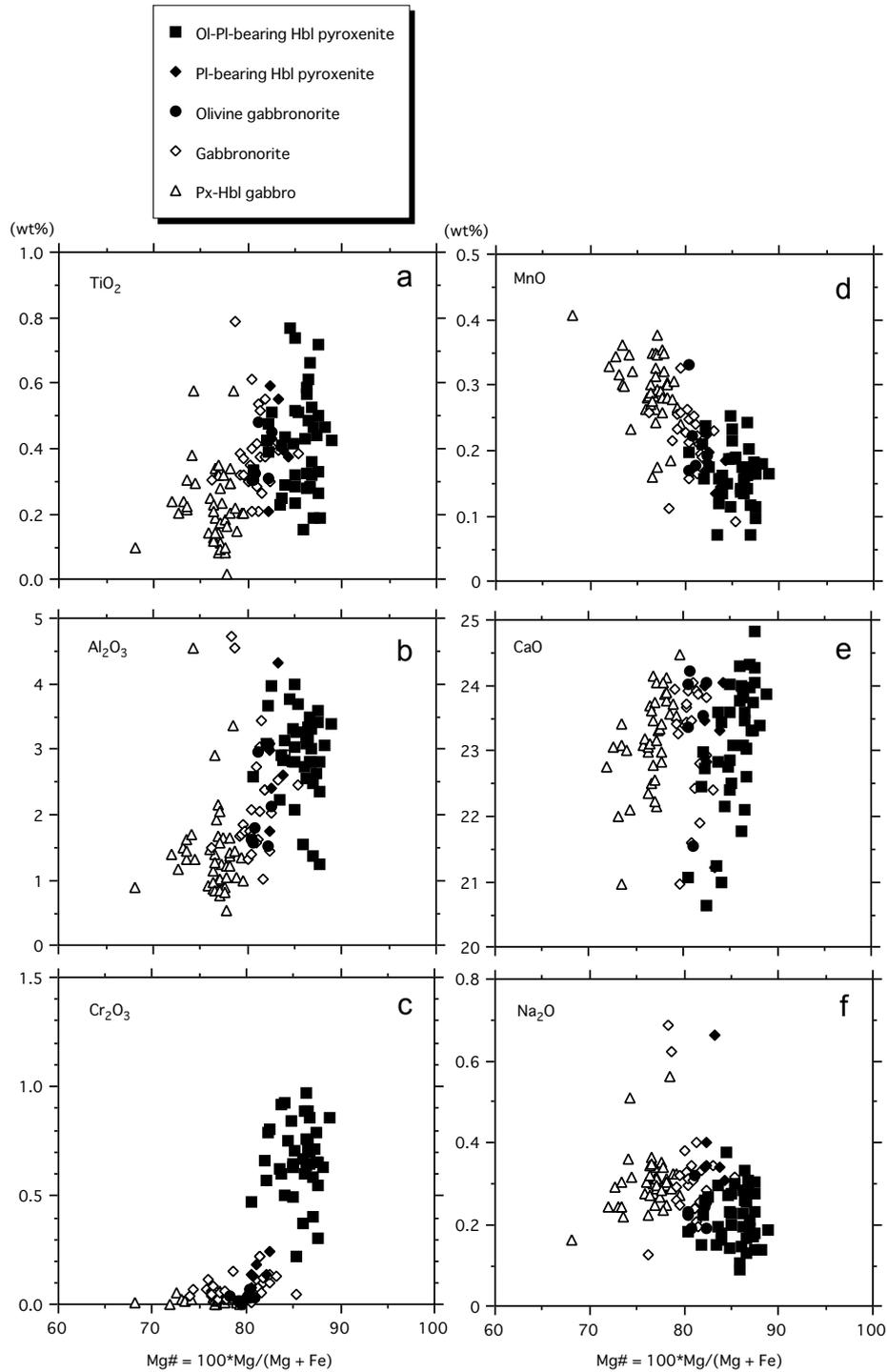
ガブロノライトグループは, 手塚(1979)によるカンラン石角閃石ユークライト, 角閃石ユークライトIと角

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、組織からはキムレ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 $85.2 \pm 2.1$ - $83.4 \pm 0.8$  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)。

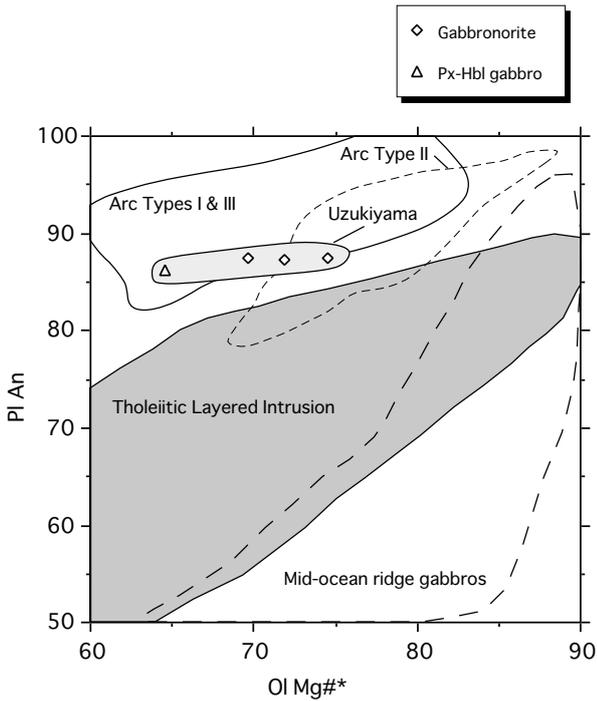
手塚(1979)では、卯月山岩体の貫入・固結後に領家変成作用及び花崗岩類の貫入による接触変成作用が生じ、卯月山岩体構成岩相の角閃石や黒雲母が形成されたと考

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、アドキュ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。

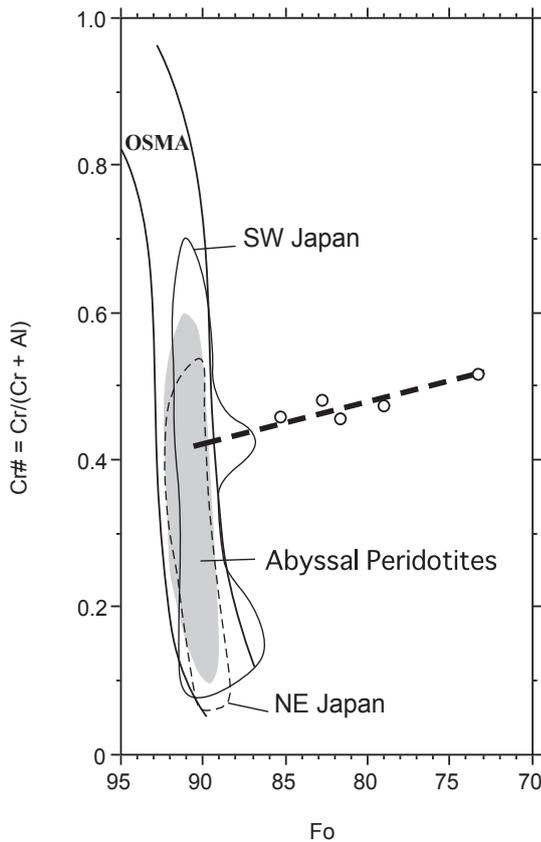
卯月山岩体構成岩類に含まれる斜方輝石から換算したかんらん石の Mg# と斜長石の An 組成の関係は、斜長石の An が著しく高い状態が維持されながらマフィック鉱物の Mg# が低下する傾向を示す(第7図)。スピネル+かんらん石の後に斜長石ではなく単斜輝石が晶出することから、相平衡岩石学的には：(1) 無水・高圧条件下での結晶作用、もしくは；(2) 含水(・低圧)条件下での結晶作用、という2つの可能性が考えられる。

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、ステ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, 飛鳥地域の領家帯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 —. 岩鉱, **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 —. 岩鉱, **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 — 東濃地域の領家帯変成岩と花崗岩の 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. 岩鉱, **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・杳掛俊夫・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)



## 北海道当別町太美地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTF-1) の層序学的及び堆積学的解析

川上源太郎<sup>1,\*</sup>・嵯峨山 積<sup>1</sup>・仁科健二<sup>1</sup>・中島 礼<sup>2</sup>・廣瀬 亘<sup>1</sup>・大津 直<sup>1</sup>・木村克己<sup>2</sup>

Gentaro Kawakami, Tsumoru Sagayama, Kenji Nishina, Rei Nakashima, Wataru Hirose, Sunao Ohtsu and Katsumi Kimura (2012) Stratigraphic and sedimentologic analyses of the latest Pleistocene to Holocene sediment core GS-HTF-1 recovered from the Ishikari coastal plain, Futomi, Tobetsu, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 63(1/2), p. 21-34, 7 figs, 1 table.

**Abstract:** The detailed stratigraphy and sedimentary facies of the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills were analyzed at Futomi, Tobetsu, in the Ishikari coastal plain, Hokkaido, northern Japan. A boring core, named GS-HTF-1, was obtained at a site (43°11' 57.78"N, 141°26' 53.53"E) located along the axis of the paleo-Ishikari River valley during the last glacial age.

The succession in the core can be divided into four stratigraphic units on the basis of sedimentary facies, diatom assemblages, molluscan fossils, and AMS radiocarbon ages: gravelly river deposits (Unit 2; 60.0-51.0 m below the ground surface), meandering river deposits (Unit 3; 51.0-22.4 m), inner-bay, bay-mouth to delta front deposits (Unit 4; 22.4-8.6 m), and salt marsh and fluvial (delta plain) deposits (Unit 5; 8.6-1.5 m), in ascending order.

The physical properties of the sediments correspond to their sedimentary facies and stratigraphic positions. The pH and EC (electric conductivity) values of the muddy sediments are in good agreement with the interpreted depositional environments, i.e. the sediments of Unit 4 provide relatively higher pH and EC values than other units, although the inner-bay mud (Unit 4-a) show low values same as the fluvial deposits.

The accumulation curve constructed based on the AMS <sup>14</sup>C ages of twelve samples provides information on the timing of periods of environmental change at the studied site during a Holocene transgression: (1) the onset of deposition in a meandering river system, succeeding a gravelly river system, occurred at about 12,000cal BP; (2) the inner-bay environment rapidly expanded to the study site at around 9,000cal BP; (3) the bay-mouth sands prograded landward on the inner-bay floor due to rapid sea-level rise at around 8,000cal BP, and the sands retrogradationally aggraded during a sea-level highstand of 8,000-7,000cal BP; and (4) the delta front deposits covered the bay-mouth sand body at around 7,000cal BP.

**Keywords:** stratigraphy, sedimentary facies, physical property, latest Pleistocene to Holocene, incised-valley fills, Ishikari coastal plain, Hokkaido

### 要 旨

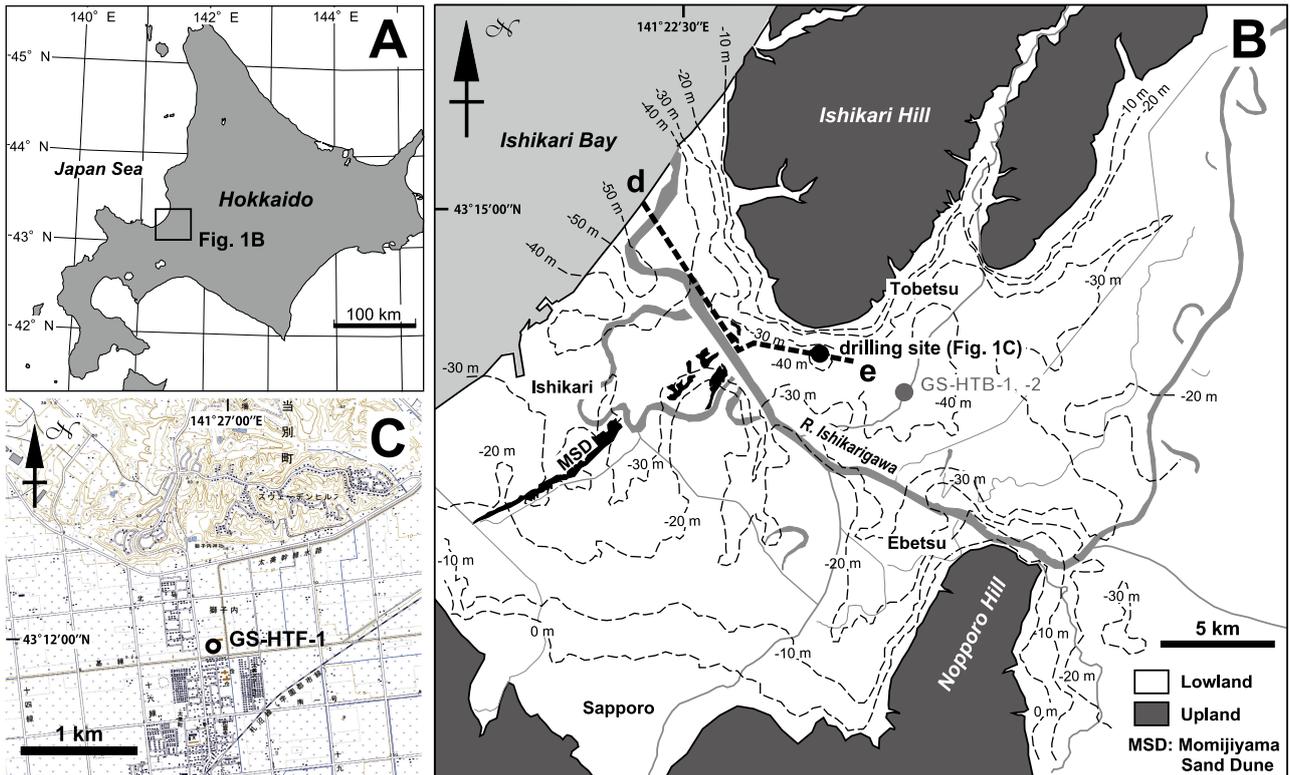
北海道当別町太美で掘削した沖積層ボーリングコア GS-HTF-1 は、堆積相、産出する珪藻並びに貝化石、<sup>14</sup>C 年代から、下位より礫質河川堆積物 (ユニット 2)、蛇行河川の堆積物 (ユニット 3)、内湾～湾口砂体～デルタフロントの堆積物 (ユニット 4)、塩水湿地及び河川堆積物 (デルタプレーン堆積物) (ユニット 5) に区分される。各ユニットにおける堆積物物性・粒度組成は層相と対応する。また堆積物懸濁液の pH・EC の値は解釈された堆

積環境と相関しており、ユニット 4 では他ユニットと比べて値がやや高く、堆積場における海水の寄与を反映する。ただし、内湾泥層 (ユニット 4-a) の pH、EC は河川層と同程度の低い値を示した。13 試料の <sup>14</sup>C 年代から作成した堆積曲線によると、礫質河川から蛇行河川環境への転換は 12,000cal BP 頃、河川から内湾環境への転換は 9,000cal BP 頃である。また縄文海進最盛期の 8,000cal BP 頃に湾口砂体が湾奥に急速に前進し、高頂期の 8,000～7,000cal BP 頃には海側へ後退的に累重した。7,000cal BP にはデルタフロントが到達し、湾口砂体を覆った。

<sup>1</sup> 北海道立総合研究機構 環境・地質研究本部 地質研究所 (Hokkaido Research Organization, Environmental and Geological Research Department, Geological Survey of Hokkaido, Nishi-12, Kita-19, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-0819, Japan)

<sup>2</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

\* Corresponding author: G. Kawakami, E-mail: Kawakami-gentaro@hro.or.jp



第1図 GS-HTF-1 コアの掘削地点位置図。第1図Cのコンター(細い破線)は石狩平野における基底礫層上面深度(標高)の等値線(廣瀬ほか, 2011), 太い波線は第6図の断面線を示す。第1図Bの地形図は国土地理院が公開する電子国土を用いた。

Fig. 1 Location of the GS-HTF-1 drillhole. Dashed contour lines in B show the base of alluvium beneath the Ishikari coastal plain (Hirose *et al.*, 2011). Thick dashed line shows the location of sectional profile in Fig. 6. The topographic map in C is after “Denshi Kokudo” by the Geospacial Information Authority of Japan.

## 1. はじめに

近年、関東平野や新潟平野を中心に沖積層の再検討が進められ、その層序や堆積システム、成因などについての理解は急速に深まっている(井内ほか, 2006編)。一方、北海道の石狩平野では、松下(1979)が先駆的に地盤ボーリング資料と<sup>14</sup>C年代値を用いて、おもに沿岸域における沖積層の層序とその基盤地形を検討したが、その後は目立った進展がない。このため、例えば石狩平野と関東平野や新潟平野における沖積層の堆積システムや層序を詳細に比較し、それぞれの特徴を明確化するという検討を行うのは難しい状況である。

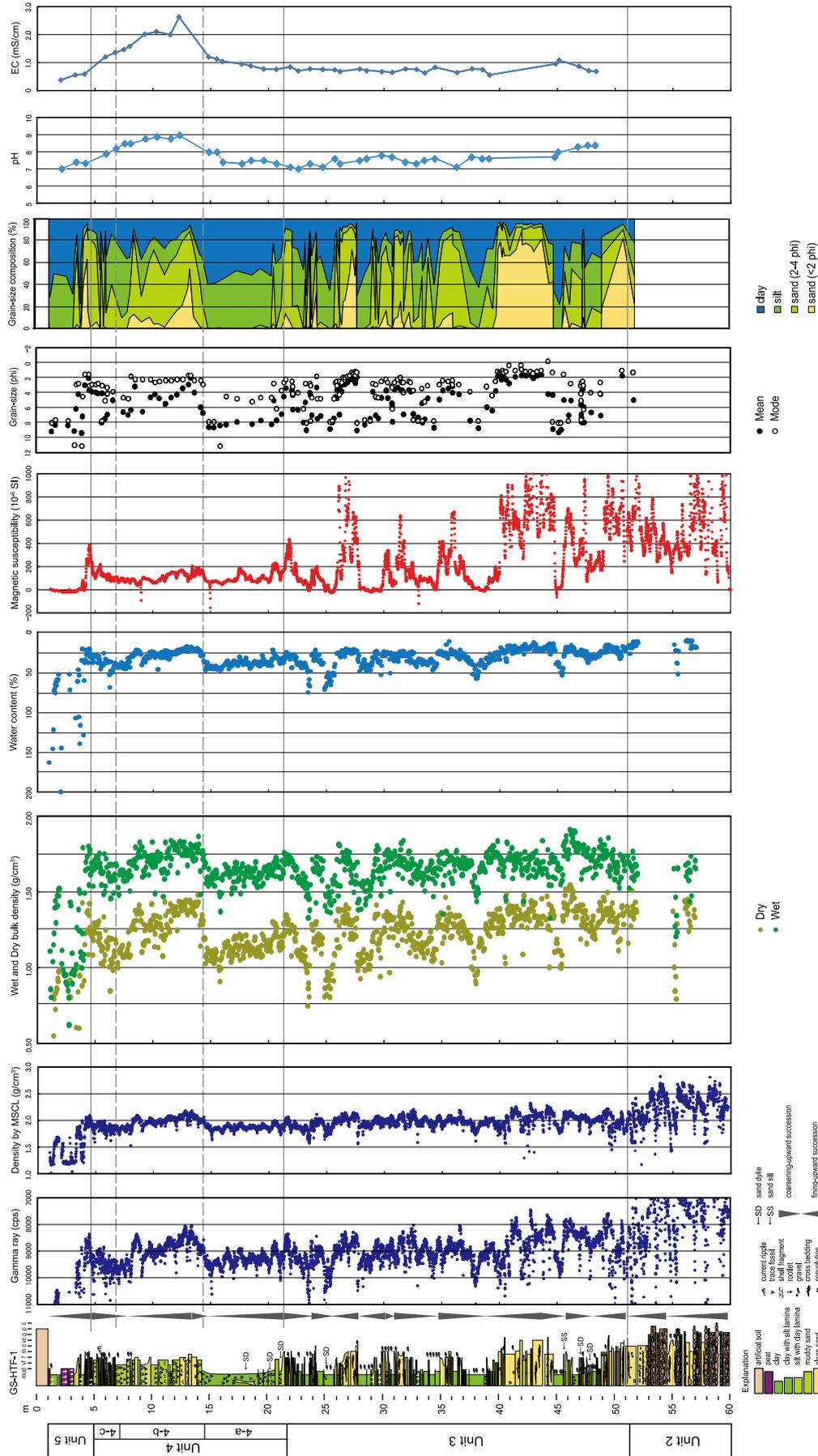
以上のような背景から、独立行政法人 産業技術総合研究所(以下、産総研)と地方独立行政法人 北海道立総合研究機構 地質研究所(以下、地質研)は、石狩平野沖積層の層序と堆積環境、ならびにその三次元的な分布を明らかにするため、平成20年度から平成22年度までの3年間、共同研究「石狩低地の浅層地下地質・構造の解明に関する研究」を行った。平成20年度は、石狩平野においてとくに既存資料に乏しい内陸寄りの地点を対象とし、縄文海進高頂期に形成されたと考えられている紅

葉山砂丘(上杉・遠藤, 1973)の分布域から7kmほど内陸の当別町川下地区でボーリング調査を行い、層序と堆積環境を明らかにした(GS-HTB-1コア及びGS-HTB-2コア:川上ほか, 印刷中)。平成21年度は、紅葉山砂丘により近い場所における沖積層層序の解明を第一の目的として、川下地区から4kmほど海側に位置する当別町太美地区で基準ボーリングコア(コア名:GS-HTF-1)の掘削・解析を行った(第1図)。本報告ではGS-HTF-1コアの詳細な解析結果を示すとともに、紅葉山砂丘砂層の直下~紅葉山砂丘の内陸側2~3kmに分布するとされる前田砂層(北川ほか, 1973; 松下, 1979)の堆積相や堆積システムについて、既存ボーリング資料との対比などもふまえて考察する。

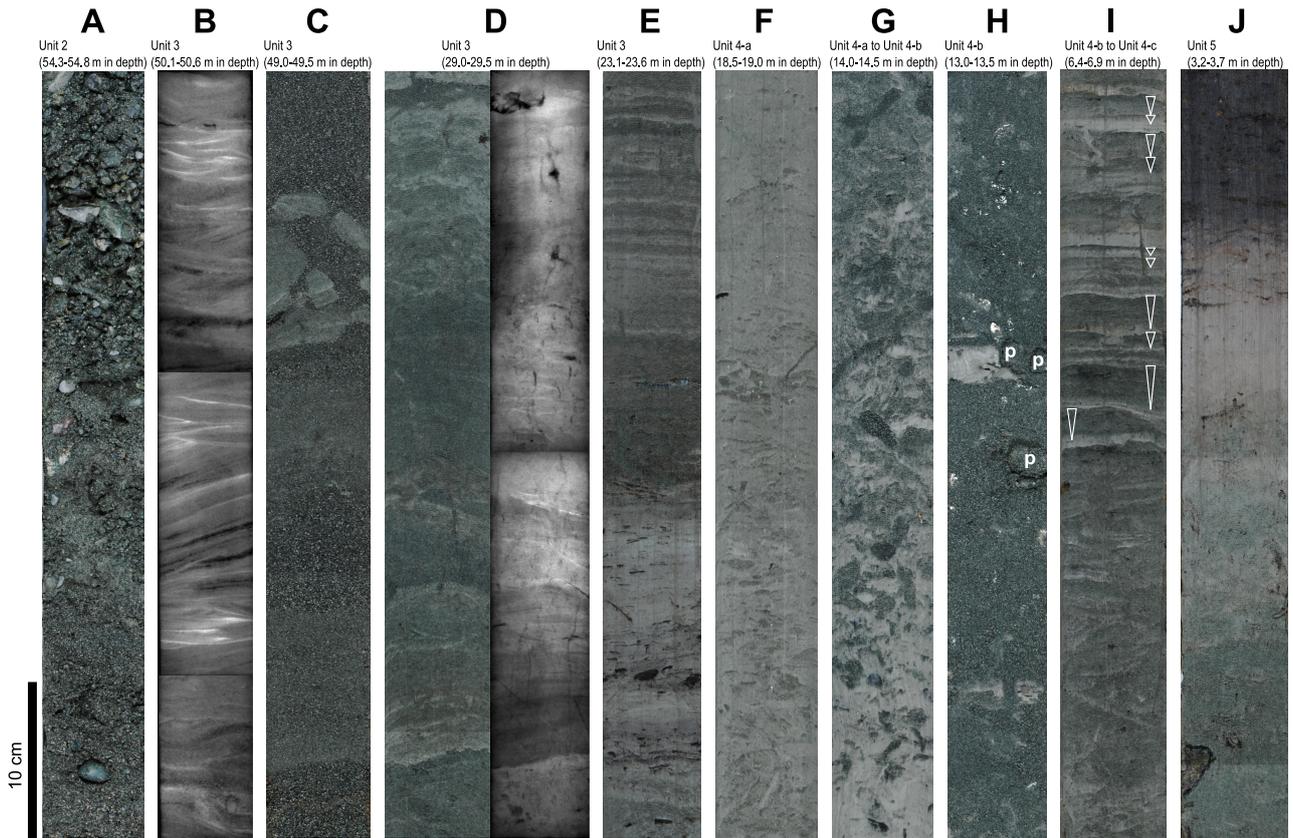
## 2. 調査地点の概要

調査地点は、当別町太美地区にある町立西当別中学校の敷地内である(第1図)。掘削は中央開発株式会社に依頼し平成21年7月下旬~8月上旬にかけて行った。掘削孔(GS-HTF-1)の緯度・経度及び孔口標高は、北緯43°11'57.78", 東経141°26'53.53", T.P. 6.11mで、紅葉山

北海道当別町太美地区で掘削された沖積層ボーリングコアの解析 (川上ほか)



第2図 GS-HTF-1 コアの柱状図および堆積物物性 (透過ガンマ線強度, ガンマ線換算密度, 湿潤および乾燥かさ密度, 含水比, 補正帯磁率, 粒度, 粒度組成, pH, 電気伝導度).  
 Fig. 2 Sedimentary column of the GS-HTF-1 core, showing physical properties of sediment (attenuated gamma ray intensity (raw data), density converted from attenuated gamma ray intensity, wet and dry bulk density, magnetic susceptibility, grain-size, grain-size composition, pH, and electric conductivity).



第3図 GS-HTF-1 コアの層序ユニットの代表的写真. A: ユニット2の砂礫層, B: ユニット3の中粒砂に認められる斜交層理(軟X線写真). C: ユニット3の成層する細粒~中粒砂層と, それに含まれるマッドクラスト. D: 根痕により乱されたユニット3の細粒砂層とシルト層の細互層(右は軟X線写真). E: ユニット3の葉理互層をなすシルト層(暗色)と粘土層(明色), 及び植物片に富む褐色粘土層. F: 生物擾乱を受けたユニット4-aの泥層. G: ユニット4-aの泥層を覆う, ユニット4-bの強く生物擾乱を受けた泥質砂層. H: ユニット4-bの粗粒砂層. 礫(p)や白色の貝殻片が点在する. I: ユニット4-cに認められる, 規則的に累重する逆級化泥層—砂層(中抜け矢印). ユニット4-bの生物擾乱を受けた泥質砂層を覆う. J: ユニット5に見られる, 細粒砂を覆う茶褐色の粘土層及び泥炭層.

Fig. 3 Representative photographs and radiographs of stratigraphic units in the GS-HTF-1 core. A: Sand and gravel beds in Unit 2. B: Cross-bedded fine- to medium-grained sands in Unit 3 (radiograph). C: Mud-clast bearing stratified fine- to medium-grained sand beds in Unit 3. D: Thinly stratified sand and silt beds in Unit 3, bioturbated by rootlets. E: Laminated silt (darker color) and clay (lighter color), and thick bedded brownish mud with abundant plant fragments in Unit 3. F: Bioturbated mud in Unit 4-a. G: Intensely burrowed muddy sand of Unit 4-b, overlying mud of Unit 4-a. H: Coarse-grained sand interval of Unit 4-b, bearing scattered pebbles (p) and white colored shell fragments. I: Rhythmically accumulated inversely-graded mud-sand couplets (open arrowheads) of Unit 4-c, overlying bioturbated muddy sand of Unit 4-b. J: Peat, brownish clay and underlying fine-grained sand bed of Unit 5.

砂丘からは3kmほど陸側に位置する.

地盤ボーリングデータベース(廣瀬ほか, 2011)によれば, この付近では沖積層の基底礫層上面深度が標高-45mに位置し, 沖積層の厚さは60mに達すると想定された. また掘削地点から南方に向かって沖積層の厚さは急激に薄くなると推定され, 北方の石狩丘陵南端からも800mしか離れていないことから, 調査地付近は谷幅が狭まった地形的狭窄部であったと判断される(第1図B).

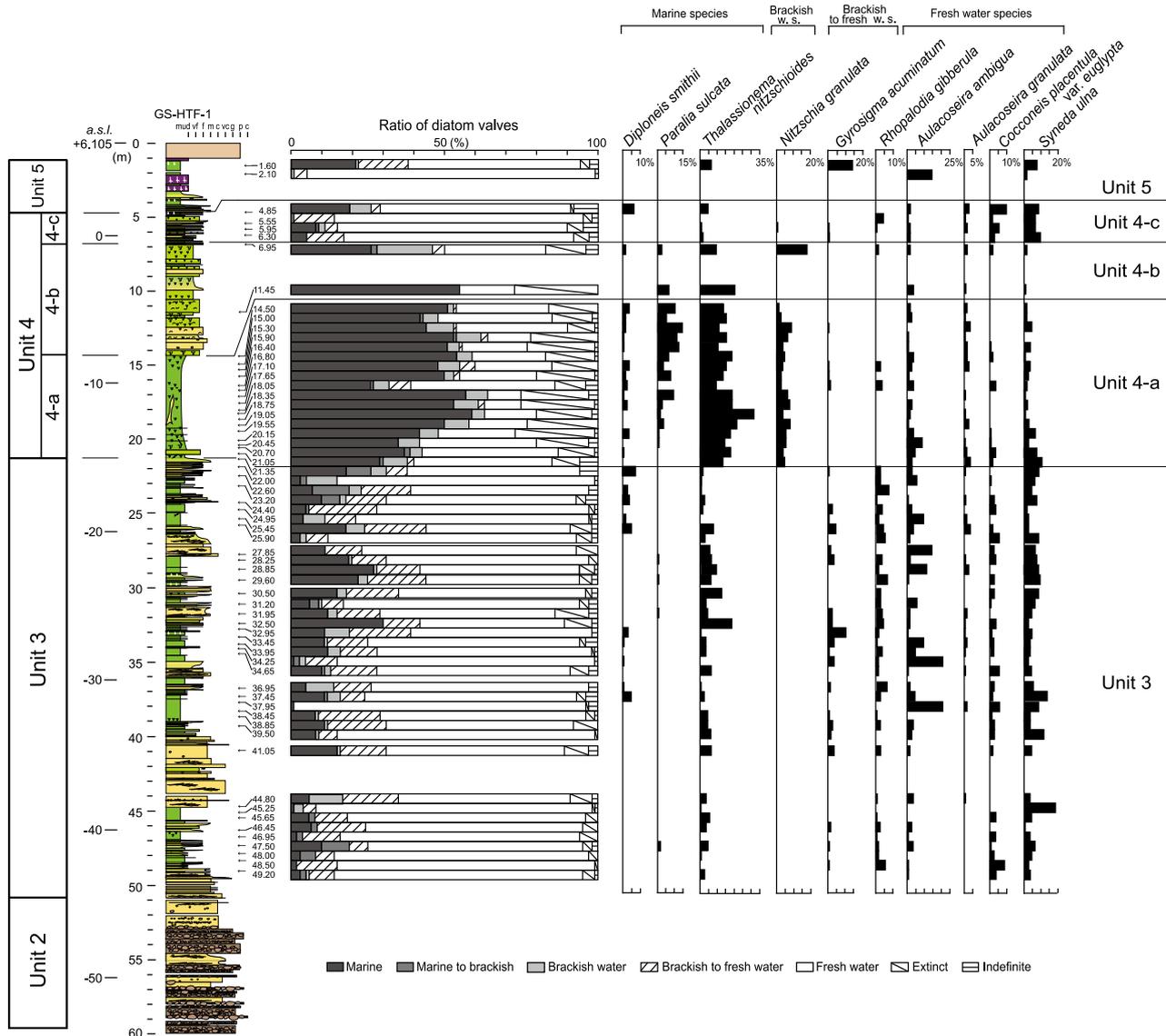
紅葉山砂丘砂層の直下~紅葉山砂丘の内陸側2~3kmに分布する前田砂層は, 石狩丘陵南縁に沿って張りだすような分布が推定されており(松下, 1979),

掘削地点はその張り出しの先端に近い場所に位置する.

### 3. 研究手法

#### 3.1 掘削方法

GS-HTF-1 コアは全長60mで, 二重管打ちこみサンプラー(外径86mm, 内径70mm)により長さ1m単位のオールコアで採取した. また深度60m以深で5mの余掘りを行っており, 余掘り区間は擾乱試料として堆積物を採取した. 使用泥水は, 採取コアの化学特性への影響(内山ほか, 2011)を避けるため, 礫層からなる深度59m以



第4図 GS-HTF-1 コアから産出した珪藻化石群集. 柱状図の凡例は第2図を参照.

Fig. 4 Diatom assemblages of the GS-HTF-1 core. See Fig. 2 for the explanation of the columnar section.

深を除きイーゼードリルを使用した。深度50mまではコア採取率がほぼ100%であったが、それ以深では砂礫層のためコアの一部が落下し、再打ちこみにより試料を採取している。なお表層から深度1mまでが盛土/人工改変土である。

### 3.2 コアの解析手法

コアの解析手法と手順は、川上ほか(印刷中)と同様である。まず得られたコアに対し、コアパック及び塩ビ管に封じた状態のまま、産総研所有のGeotek社製Multi-Sensor Core Logger(MSCL)を用いて透過ガンマ線強度及び帯磁率を測定した。ガンマ線源は $^{137}\text{Cs}$ (370 Bq)、計測条件は測定間隔1cm、測定時間10秒である。MSCLによる解析データは山口ほか(2009)を参考に補正及び密度換算し、ガンマ線換算密度と補正帯磁率を求めた。

MSCLによる測定後にコアを半裁し、半分を各種サンプリングに、残りの半分を記載に供した。

コアの記載は半裁直後の一次記載(縮尺1/5での柱状図作成)を基本とし、半裁直後のコア写真、軟X線写真、剥ぎとり標本を併用して二次記載を行った(第2, 3図)。色調は、日本色研事業(株)発行の標準土色帖を用い湿潤状態の色調を記録した。軟X線写真は、内寸が厚さ1cm、幅6cm、長さ25cmまたは20cmの透明アクリルケースに採取したスラブ試料を、試料が乾かないうちに撮影した。X線の強度条件は管電圧40kVp、電流3mA、照射時間は20~30秒の範囲で変えた。剥ぎとり標本は、湿潤状態の半裁コアに裏打ちとなる不織布を当て、その上から5~6倍の水で溶いた親水性ポリウレタン樹脂(東邦化学工業(株)製のハイセルOH-1AX)を塗布し、樹脂の固化後に引き剥がすという手順で採取した。

第1表 AMS <sup>14</sup>C年代の測定結果. 誤差2シグマをとって較正した結果, C-2, C-3, C-7, C-10の暦年は2つに別れた年代範囲を示す. 較正カーブは植物片に IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004), 貝殻片に Marine04 (Hughen *et al.*, 2004)を用いた.

Table 1 Results of AMS <sup>14</sup>C dating. Two sigma calibrated <sup>14</sup>C ages of C-2, C-3, C-7 and C-10 show split age ranges. Calibration database: IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) for plant fragments, Marine04 (Hughen *et al.*, 2004) for shell fragments.

Sample No.	Depth (m)	Elevation (m)	Material	Measured <sup>14</sup> C age (yr BP)	δ <sup>13</sup> C (‰)	Conventional <sup>14</sup> C age (yr BP)	2σ calibrated age range(s) (cal BP)	Lab. No.
C-1	4.13	1.98	plant fragments	5630±50	-27.1	5600±50	6480-6290	Beta-271491
C-2	7.07	-0.97	plant fragments	6110±50	-27.4	6070±50	7150-7120 7020-6790	Beta-271492
C-3	10.40	-4.30	plant fragments	6730±50	-24.1	6740±50	7670-7560 7540-7510	Beta-271493
C-14	10.70	-4.60	shell fragments	7050±50	-1.5	7440±50	7990-7810	Beta-271504
C-15	13.18	-7.08	shell fragments	7370±50	-1.3	7760±50	8340-8140	Beta-271505
C-4	16.70	-10.60	plant fragments	35680±330	-25.0	35680±330		Beta-271494
C-5	21.56	-15.46	plant fragments	8140±50	-27.8	8090±50	9120-8980	Beta-271495
C-6	25.32	-19.22	plant fragments	8340±50	-28.4	8280±50	9440-9120	Beta-271496
C-7	27.72	-21.62	plant fragments	8780±50	-26.1	8760±50	10110-10100 9920-9560	Beta-271497
C-8	30.57	-24.47	plant fragments	8990±50	-28.3	8940±50	10220-9910	Beta-271498
C-9	34.49	-28.39	plant fragments	9110±60	-27.3	9070±60	10290-10180	Beta-271499
C-10	38.68	-32.58	plant fragments	9530±60	-27.4	9490±60	11080-10930 10880-10580	Beta-271500
C-11	44.92	-38.82	plant fragments	9670±60	-27.3	9630±60	11200-10740	Beta-271501
C-12	48.23	-42.13	plant fragments	10000±50	-27.8	9950±50	11610-11240	Beta-271502
C-13	55.18	-49.08	plant fragments	11110±60	-27.2	11070±60	13100-12890	Beta-271503

**珪藻:** 珪藻化石の分析には, 乾燥重量測定を終えたキューブ試料(後述)を用いた. 鑑定用プレパラートの作成手順は嵯峨山ほか(2010)に従った. プレパラートは214枚作成し, その中から層厚0.5~1m間隔となるように, かつ珪藻殻を多く含む62試料を選別し, 珪藻種の同定を行った. 同定は Hustedt (1930a; 1930b; 1959; 1961-1966) 及び Kramer and Lange-Bertalot (1986; 1988; 1991a; 1991b) に従い, 1250倍の生物用光学顕微鏡で1試料につき100個体を目処としてカウントした. 第4図に, 同定した種のうち代表的なものを選んで深度ごとの産出頻度を示した. また同図の中央の帯グラフには, 同定した珪藻種を小菅(1972), 濁川・西片(1975), 野尻湖珪藻グループ(1980), 小杉(1988), 長谷川・濁川(1993), 工藤(1997), 濁川・長谷川(1999; 2002; 2005)などを参考に, 海生種, 海生~汽水生種, 汽水生種, 汽水生~淡水生種, 淡水生種, 絶滅種及び不明種に7区分して整理し, その構成を個数百分率で示した.

**<sup>14</sup>C年代測定:** 年代測定に用いた試料は, 深度10.70m及び13.18mの2試料が貝殻片, 残りの13試料は全て植物片である(第1表). 測定試料は堆積物中から拾い出した植物片・貝殻片をイオン交換水で洗浄後に乾燥させ, そのうち植物片は葉片の集合状のものを優先して選び測定に供した. AMSによる<sup>14</sup>C年代測定及び暦年較正は, (株)地球科学研究所に依頼した. 植物片の暦年較正には IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004)を, 貝殻片の較正には Marine04 (Hughen *et al.* 2004)を用い, また貝試料の較正では ΔR=0, 海洋効果100%としている.

**密度及び含水比:** MSCLによるコアの透過ガンマ線強度を, 測定日ごとの1cm, 2cm, 3cm厚のアルミ板(密度2.71g/cm<sup>3</sup>)の測定値をもとに換算し, ガンマ線換算密度(山口ほか, 2009)として求めた. それとは別に, 半裁直後のコアから深度5cmおきに7ccのポリカーボネート製キューブ容器に詰めて連続採取した堆積物試料(以下キューブ試料)を用い, 採取直後の湿潤重量及び60℃で48時間乾燥させた後の乾燥重量を計測して, 湿潤かさ密度, 乾燥かさ密度を求めた. なお透過ガンマ線強度に認められる1mごとの規則的な値の増加は, コアの継ぎ目によるものである. 含水比はキューブ試料の湿潤重量と乾燥重量から求めた.

**帯磁率:** MSCLを用い1cm間隔で連続計測した. ループセンサーは径125mmである. 測定した値をコア径及びループセンサーの内径に応じて補正し, 補正帯磁率を求めた.

**粒度分析:** 礫層部分を除く162層準を選び, 軟X線撮影のために採取したスラブ試料から層厚5~10mm分の堆積物を試料として分取した. およそ0.2g(泥質試料)~6.0g(砂質試料)の試料に対し, 酢酸(20vol%)により炭酸塩を, 更に過酸化水素水(6%)により有機物を除去した後, 超音波分散させた. 更に-1φ(2.0mm)のふるいを用い, これを通過したものに対して, 地質研所有のレーザー回折式粒度分析装置(coulter社製LS230)により分析した. したがって, 得られた結果は礫サイズの粒子を除いた粒度組成であり, 粘土(8φ以上), シルト(8~4φ), 極細粒砂~細粒砂(3~2φ), 中粒砂以上(2φ以

下)に区分して割合を示した。なおサブミクロンオーダーの測定は偏光の散乱理論(ミュー散乱理論)により算出している。光学条件は、屈折率実数部を1.45、虚数部を0.01とした。また得られた粒度組成からモーメント法によって平均粒径及び最頻径値を求めた。なお、最頻径値はモード径を含む粒径階の平均値とした。

**水素イオン濃度指数(pH)・電気伝導度(EC)**: 層厚1m毎に泥質な層準を選んで、層厚10cm分の堆積物試料を採取し、分析に供した。測定手順は、地盤工学会による土懸濁液の作成法を改良した内山ほか(2011)の方法に従っている。すなわち試料にその乾燥重量の5倍の蒸留水を加え十分に攪拌し、30分以上～3時間以内で静置させたあと遠心分離・ろ過した溶液のpH、ECを、HORIBA製コンパクト電気伝導率計Twin cond B-173及びコンパクトpHメーターTwin pH B-212を用いて計測した。なお電気伝導度の値は、含水比の値から希釈率を求めて測定値を補正したものである。

#### 4. 層序区分と層相, 珪藻化石, 年代値

掘削されたコアのうち、深度51m～60mまでは砂礫層からなり、更に余掘りした深度65mまでの区間も砂礫であった。後述する<sup>14</sup>C年代から、この砂礫層が沖積層基底礫層と考えられるが、砂礫層内で掘り終わっているため沖積層の基底深度は決定できない。層相記載からコアは4つの層序ユニットに区分されるが、沖積層基底礫層の下位層をユニット1とした川下地区の層序区分(川上ほか, 印刷中)との対比を考慮し、下位よりユニット2～5とした。またユニット4については3つのサブユニットに細分した(第2図)。

##### ユニット2 [深度60.0(63.0)m～51.2m]

**記載**: 本ユニットはおもに砂礫層からなる(第3図A)。礫層は掘削時の乱れによって本来の層相を保持していない可能性がある。とくに深度60m以深は余掘りで採取した擾乱試料であり、砂礫からなること以外、本来の層相は不明である。深度60m以浅では、深度54.5m付近を境としてやや不明瞭な2回の上方細粒化サクセッションを示す。

上方細粒化サクセッションの下部は径2cm以下の中礫～細礫からなる礫層と、径5cm前後の中礫を主体とする礫層が20～50cmの厚さで成層する。一部にコア径(70mm)を超える大礫も認められる。基質は軽石片をわずかに混じえる中粒砂～粗粒砂で、礫は主に垂円礫からなる。礫種は泥岩、珪質泥岩、砂岩などが多く、ほかに珪長質細粒凝灰岩やチャート、緑色岩、珪長質～安山岩質の火山岩が認められる。サクセッションの上部は、不明瞭ながら斜交層理を示す淘汰の悪い中粒～極粗粒砂層からなる。

深度55.2mの砂層中に含まれていた植物片の<sup>14</sup>C年代

は13,100-12,890cal BPであった。

**解釈**: 本ユニットには貝化石や生痕化石は認められない。砂層には斜交層理が発達し、細かな木片などを主体とした植物片を伴っており、掃流によって礫質な河川環境に堆積したと考えられる。また礫層の基質に含まれる軽石片は繊維状軽石が大部分で粒径も大きく、沖積谷周辺の台地に分布し約4万年前に噴出したとされる支笏火山噴出物(許ほか, 2001)が侵食され再堆積したものと推定される。

##### ユニット3 [深度51.2～21.3m]

**記載**: 本ユニットは0.5～1.5mの厚さの粘土層、粘土～シルト層と砂層からなる葉理互層(数mm～1cm程度の厚さで葉理状に成層するもの)～細互層(1cm～5cm程度の厚さで互層するもの)、及び厚さが数10cm～最大1m程度のトラフ状や平板状の斜交層理砂層から構成される(第3図B～E)。これらは、粘土層にはじまって上位に砂やシルトが優勢な葉理互層～細互層が累重する上方粗粒化サクセッションをなすものと、下位層を侵食的に覆う斜交層理砂層にはじまり、細互層～葉理互層、泥層の順に累重する上方細粒化サクセッションをなすものに区別される。前者は厚さ1～2mの規模、後者は厚さ2～5mほどの規模である。

斜交層理砂層はセット高が1cm～数cmで細粒砂～中粒砂を主体とし、径1～5cmのマッドクラストを伴う場合がある(第3図B, C)。全体に軽石片が含まれており、層理に沿ってやや濃集することがある。細互層をなす砂層はしばしば逆級化構造を示し、特に上方粗粒化サクセッション内で認められる。葉理互層や厚い泥層には植物片が含まれることが多く、軟X線写真では根痕の発達が認められる(第3図D, E)。また藍鉄鉱と思われる径数ミリメートルの青色～青白色の鉱物粒が点在する。泥層の色調はオリブ灰(5GY5/1)～灰(7.5Y5/1～5Y5/1)で、植物片に富むものは黄灰(2.5Y4/1)を帯びる。

なお、本ユニットの深度40～43mの砂層には脱水による変形構造やコンボリューションが認められる。また深度48～45m区間及び深度25m付近には、砂脈が認められる。

珪藻化石は、淡水生種の *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Simonsen, *Cymbella tumida* (Bréb.) Van Heurek, *Cymbella turgidata* (Greg.) Cleve, *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr., *Reimeria sinuata* (Greg.) Koc. et Stoerm, *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. などが多産する。淡水生～汽水生種の *Gyrosigma acuminatum* (Kütz.) Rabh. や *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Müll. も、ユニット全体から産出する。なお深度33～27mでは、外洋指標種群及び内湾指標種群の主要構成種(小杉, 1988)である *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschkowsky の産出が増える。

植物片を用いて、本ユニットの7層準の<sup>14</sup>C年代値を得た。年代値は、下底付近(深度48.2m)の11,610-

11,240cal BPからユニット最上部(深度21.6m)の9,120-8,980cal BPまで上位に若くなり、逆転や極端に古い年代値などは認められない。

**解釈:** 本ユニットには汽水生及び海生の貝化石は全く確認されず、産出する珪藻化石は淡水生種が優勢である。斜交層理砂層にはじまる上方細粒化サクセッションは、河川の流路充填堆積物の特徴である(Collinson, 1996)。また細粒化サクセッション上部の細粒層には根痕が発達することから、河川の氾濫原での堆積が示唆される。一方、上方粗粒化サクセッションは、主河道の移動やスプレイのプログラデーションにより氾濫原で形成されたもの(Smith and Pérez-Arlucea., 1994; Collinson, 1996; Nichol *et al.*, 1997; Bridge 2006)と推定される。流路充填堆積物と氾濫原堆積物の繰り返しは主河道の移動に伴い形成されたもので、本ユニットは蛇行河川の堆積物と考えられる。

#### ユニット4 [深度21.3～4.6m]

**記載:** 本ユニットは下部の泥層、中部の泥質砂層、上部の砂泥葉理互層～細互層を主体とする部分に3分されるが、ユニット全体に生物擾乱が認められるのが特徴である。珪藻化石は海生種及び汽水生種が多産し、その割合はユニット基部から深度17m付近にかけて増大して、深度19m付近で最大(60%)となる。以下に3つのサブユニットに区分して記述する。

**ユニット4-a (深度21.3～14.3m)** 下底付近の深度21.0～20.6mには生物擾乱の弱い砂層とシルト層の細互層が認められるが、その上位は巣穴状生痕を伴い強く生物擾乱を受けた粘土層を主体とし(第3図F)、全体として上方粗粒化を示す。ユニット最上部(深度15.5m以浅)には、中粒～粗粒砂で充填された短径1～2cm、長径5cm以下の楕円～長楕円状を呈する、やや大型の巣穴状生痕が認められる。粘土層には極細粒砂層～シルト層の薄いレンズ～パッチが頻繁に認められるが、深度16～15m及び深度19～18m付近は塊状の粘土からなり、暗オリーブ灰(5GY4/1)を呈する。

なお深度21.2～21.0m, 20.4～20.2m, 及び19～17m区間に砂脈が貫入している。砂脈はくさび状の断面を示し、分岐しながらもおおむね垂直に貫入しており、幅は最大3cm程度である。壁面は明瞭で直線状～小さな凹凸をなし、周囲の泥層に対し侵食的に接している。

珪藻化石は、ユニット基底付近において下位ユニットに続き淡水生種が優勢だが、深度19m付近にかけて海生種の割合が増加し、最大60%近くに達する。海生種では*Paralia sulcata* (Ehr.) Cleve, *Stephanopyxis* spp., *Thalassionema nitzschioides*などを多産する。また汽水生種の*Nitzschia granulata* Grun.が本ユニットに特徴的に産出する。

年代は、深度16.7mに微量に含まれていた植物片から35,680±330yr BPという古い<sup>14</sup>C年代値を得た。

**ユニット4-b (深度14.3～6.8m)** 強く生物擾乱を受けた砂質泥と、やや泥質な細粒砂～中粒砂を主体とし(第3図G)、深度13.5～13.0mには礫がわずかに散在する泥質基質に乏しい粗粒砂層(第3図H)が認められる。ユニット基底からこの粗粒砂層までは上方粗粒化を、粗粒砂層から上位は上方細粒化を示す。深度10m付近より上位には、植物片がわずかながら散在する。ユニット全体が生物擾乱を受けており初生堆積構造は判然としないが、深度8.5m付近の中粒砂の軟X線写真にはリップル斜交葉理が確認される。巣穴状生痕は垂直・水平の両タイプが認められ、太さは1cm以下、長さ5cm程度の大きさで、内部は中粒～粗粒砂で充填されているものが多い。また壁面が泥で裏打ちされるものが多く認められる。

ユニット下半部(深度13.2～10.7m)には離弁または合弁の貝殻片が散在し、同定の結果全て汽水域の潮間帯～潮下帯に生息するヌマコダキガイ(*Potamocorbula* sp.)類(中島ほか, 2004)であった。

珪藻化石を産出したのは、深度11.5m及び深度7mの2層準のみである。深度11.5mでは海生種の割合が50%を超え、*Paralia sulcata*や*Thalassionema nitzschioides*などが多産する。深度7mでは海生種に加え汽水生種の*Nitzschia granulata*が産出し、海生種と汽水生種で45%を占めた。

本ユニット下部(深度13.2m)の貝殻片の<sup>14</sup>C年代値は8,340-8,140cal BPであった。また中部の貝殻片は7,990-7,810cal BP(深度10.7m)、ほぼ同深度の植物片は7,670-7,510cal BP(深度10.4m)を示し、最上部(深度7.1m)の植物片は7,150-6,790cal BPの<sup>14</sup>C年代値を示した。

**ユニット4-c (深度6.8～4.6m)** 本ユニットは全体として上方粗粒化サクセッションを示す。ユニットの大部分は細粒砂層と泥層の有律細互層からなり、フレイザー層理～波状層理を示す(第3図I)。軟X線写真では、砂層に平行葉理やリップル斜交葉理が確認される。また砂層はしばしば下位の粘土層から漸移し、シルトを経て上面付近で細粒砂となる逆級化構造を示す。その上面は極めて明瞭で、上位は泥層に覆われる。生物擾乱は、深度6.5m以深の細互層、及び深度5.4～4.9mのやや厚い細粒～中粒砂層に認められる。本ユニットからは貝化石は産出せず、ユニット下部には層理面に沿う植物片が認められる。

珪藻化石は、下部では淡水生種が優勢で、*Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cleve, *Fragilaria vaucheriae* Kütz., *Reimeria sinuata*, *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr.などを産出した。最上部(深度4.8m)では海生種の割合がやや高く、20%程度を示す。

**解釈:** ユニット4-aの厚い粘土層は蛇行河川堆積物に累重して上方粗粒化をなし、内湾指標種群の代表種である*Paralia sulcata*や泥質干潟指標種群を構成する*Nitzschia*

*granulata* などの珪藻化石を多産することから、堆積場が河川から内湾環境に移行したことを示す。ユニット 4-b はヌマコダキガイを多産することから、汽水性の潮間帯～潮下帯の水深が推定される。全体に砂質で大型の巣穴状生痕が発達すること、内湾泥層の上位に累重することから、内湾の沿岸や湾口部に堆積したものと考えられる。これについては、周辺のボーリング柱状図を用いた地質断面をもとに、後段で若干議論する。ユニット 4-c の有律細互層はフレイザー層理～波状層理 (Reineck and Singh, 1980) を示し、潮汐の影響下で堆積した可能性がある。特に逆級化を示す砂層は川下地区の沖積層の同層準に認められ、湾頭デルタの分流チャンネル前面において潮汐の作用下で堆積した可能性が示唆されている (川上ほか, 印刷中)。

#### ユニット 5 [ 深度 4.6 ~ 1.0 m ]

**記載:** ユニット最下部に厚さ 20 cm の斜交層理砂層が認められ、その上位には泥質な砂層と有機質粘土が互層状に深度 3.5 m まで累重する。更に上位は、灰色粘土と泥炭の互層からなる (第 3 図 J)。軟 X 線写真では、最下部の斜交層理砂層を除き、ユニット全体に根痕が認められる。珪藻化石は淡水生の *Aulacoseira ambigua* や *Synedra ulna*、淡水生～汽水生の *Gyrosigma acuminatum* などを産し、深度 2 m では淡水生種が 90% を超えるが、深度 1.6 m では淡水生種が 50%、海生種が 20% の割合を示した。

深度 4.1 m の粘土層中の植物片は 6,480-6,290 cal BP の  $^{14}\text{C}$  年代値を示した。

**解釈:** 基底の斜交層理砂層は掃流により堆積したものであり、上位には粘土層や泥炭層が累重して上方細粒化サクセッションをなす。粘土層には比較的多くの海生珪藻種が含まれることから、本ユニットは塩水湿地を流れる河川とその周辺の堆積物と考えられる。

### 5. 堆積物物性と粒度組成, pH, 及び EC

#### 密度及び含水比

ガンマ線換算密度と、キューブ試料から求めた湿潤及び乾燥かさ密度の深度プロファイルはよく対応するものの、ガンマ線換算密度の値の方が湿潤かさ密度より高い傾向がある。深度との関係を泥層のガンマ線換算密度と比較すると、全体的な傾向としてユニット 3 から 4-a にかけて圧密によると思われる密度の漸移的な低下が認められる。すなわち、ユニット 3 下部では  $2.0\text{g}/\text{cm}^3$  を上回り、同上部で  $2.0\text{g}/\text{cm}^3$  を下回ってユニット 4-a では  $1.8\text{g}/\text{cm}^3$  前後を示す。ただし後述する粒度分析結果から、ユニット 4-a 内における上方への密度低下は細粒化の影響もあると考えられる。

含水比の深度プロファイルは密度の深度プロファイルと良く対応し、ユニット 3 下部の 25% 程度からユニット 4-a 上部の 45% 程度まで、上位へ値が増加していく

傾向が認められる。しかしユニット 4-b 下部で再び 20% 近くまで値が下がったあと上位へ漸増するが、ユニット 4-c で再び漸減する。

#### 帯磁率

帯磁率の値は粒度とよく対応し、とくに砂サイズの堆積物で高い値を示すことが読み取れる。このため帯磁率の深度プロファイルからも、各ユニットに発達する上方粗粒化や上方細粒化のサクセッションが確認できる。なおユニット 4-a の深度 17 ~ 18 m 付近に認められる小さなピークは砂脈に対応するものと思われる。

#### 粒度分析

含泥率、平均粒径及び最頻径の値は、いずれも肉眼記載と調和的である。上方細粒化・上方粗粒化のサクセッションは、粒度分析からも支持される。平均粒径値は、ユニット 3 の斜交層理砂層 (深度 42.1 m) において最大値  $0.93\phi$  ( $0.52\text{mm}$ ) を、ユニット 5 の粘土層 (深度 4.0 m) において最小値  $9.47\phi$  ( $1.4\mu\text{m}$ ) を示した。なおユニット 4-b では、ユニット上面に近い深度 15.4 m において最小値  $8.74\phi$  ( $2.4\mu\text{m}$ ) を示す。

#### 水素イオン濃度指数 (pH) ・電気伝導度 (EC)

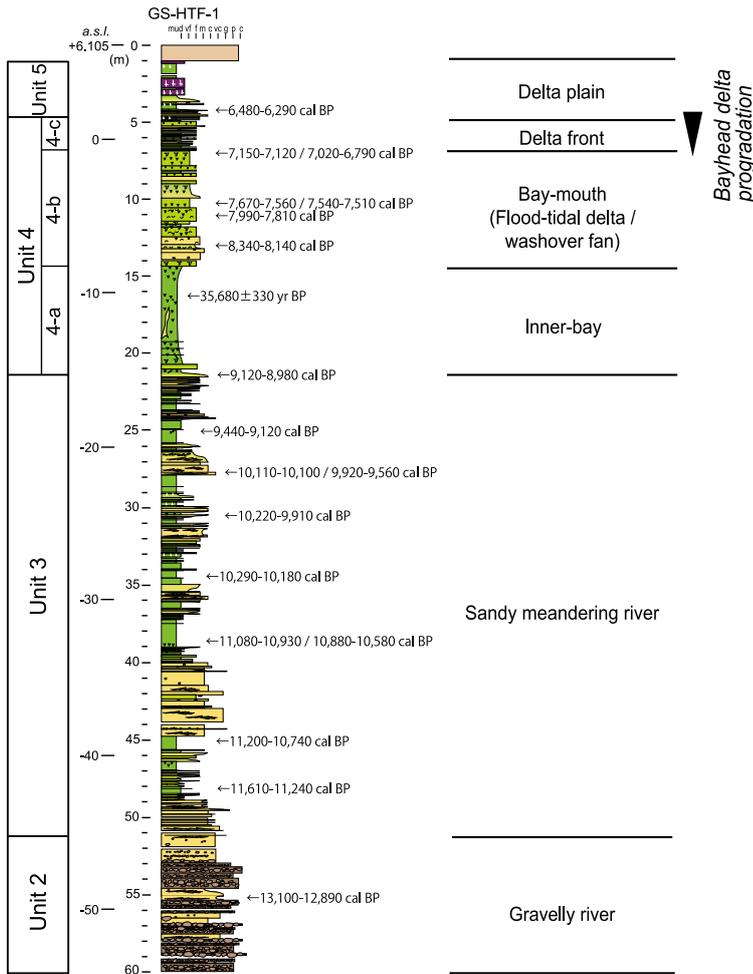
堆積物懸濁液の pH 及び EC の値はユニット 3 からユニット 4-a まであまり変化せず、それぞれ 7 ~ 8、 $0.8\text{mS}/\text{cm}$  程度である。ただし pH の値はユニット 3 下部 (深度 45 m 以深) では 8 を超える。またユニット 4-a 最上部から 4-b にかけて pH、EC ともに値が大きくなり、深度 12 m 付近でともに最大値 (pH が 9、EC が  $2.6\text{mS}/\text{cm}$ ) を示す。そこから上位のユニット 4-c、ユニット 5 にかけて値が漸減し、深度 2 m で pH は 7、EC は  $0.4\text{mS}/\text{cm}$  となる。

## 6. 考 察

### 6-1 層序と堆積環境

ユニット 2 の中部層準 (深度 55.2 m) から得られた  $^{14}\text{C}$  年代値 13,100 ~ 12,890 cal BP から、太美地区の GS-HTF-1 コアはほぼ全区間が沖積層からなると判断される。ただし、余掘りを行った深度 65 m までの砂礫層全てが沖積層の基底礫層に相当するかは明確ではなく、基底礫層がより古い砂礫層の上に連続して累重している可能性も残る。現段階では、ユニット 2 を沖積層基底礫層として議論を進めることとする。

太美地区の沖積層は、下位より礫質河川堆積物 (ユニット 2)、蛇行河川の堆積物 (ユニット 3)、内湾～湾口の堆積物 (ユニット 4)、そして最上部の塩水湿地及び河川の堆積物 (ユニット 5) の順に累重すると解釈された。細粒砂層と泥層の有律細互層で特徴づけられるユニット 4-c から、河川及び塩水湿地堆積物からなるユニット 5 にかけての上方浅海化は、川下地区において認められるサクセッション (川上ほか, 印刷中) とよく類似しており、湾



第5図 GS-HTF-1 コアの層序ユニットと AMS <sup>14</sup>C 年代, 及び解釈された堆積環境. 柱状図の凡例は第2図を参照.

Fig. 5 Summary of stratigraphy, AMS <sup>14</sup>C ages, and depositional environments of sediments in the GS-HTF-1 core. See Fig. 2 for the explanation of the columnar section.

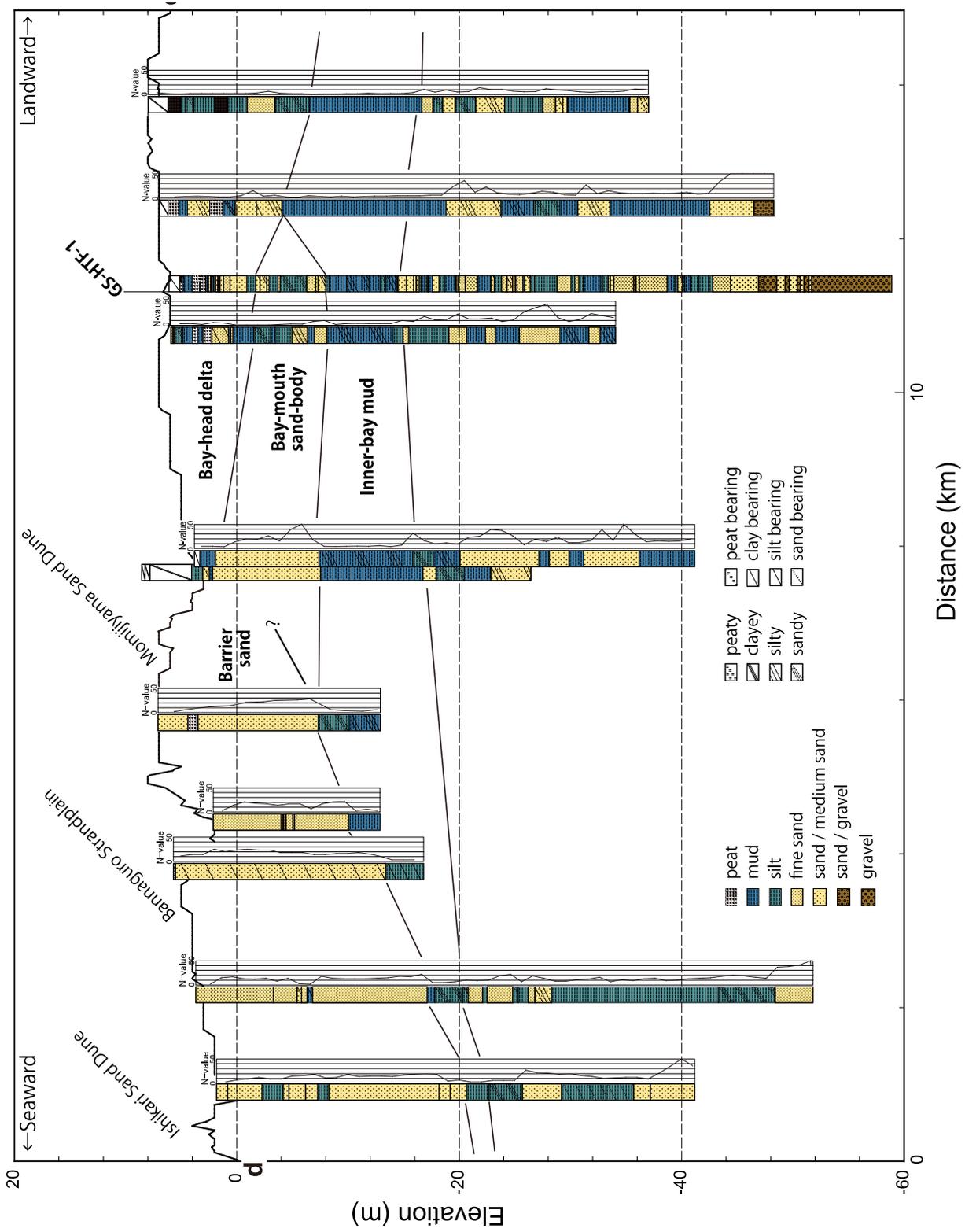
頭デルタのプログラデーションによるものと考えられる。すなわちユニット 4-c はデルタフロント, ユニット 5 はデルタプレーンの堆積物と解釈される。ただし川下地区ではデルタフロントの堆積物はプロデルタ堆積物に累重するのに対し, 太美地区では湾口の砂質堆積物に累重している (第5図)。堆積物懸濁液の pH・EC の値は湾口の堆積物 (ユニット 4-b) で高いが, 内湾の泥層 (ユニット 4-a) では pH が 7.3 ~ 7.5, EC が 0.7 ~ 1.1 mS/cm と低く, 下位の河川堆積物 (ユニット 3) と同程度である。川下地区の GS-HTB-1, -2 コアでは, 内湾泥層の pH が 8 ~ 9, EC が 1.4 ~ 2.6 mS/cm で, 推定される堆積環境に応じた高い値を示しており (川上ほか, 印刷中), GS-HTF-1 コアの同層準で pH, EC の値が低い理由については, 現時点では不明である。

いずれにしても, 上述した GS-HTF-1 コアに見られる堆積環境の変遷は, より内陸に位置する川下地区の GS-HTB-1, -2 コアに見られたものと基本的には同じであり, 最終氷期最盛期の後の海進に伴って沖積谷を埋積した谷埋めシステムを示している。年代的に見ると, 蛇行河川環境の開始はユニット 3 基底 (深度 48.2 m) の年代である 11,610-11,240 cal BP 頃, 内湾泥層 (ユニット 4-a) の堆積

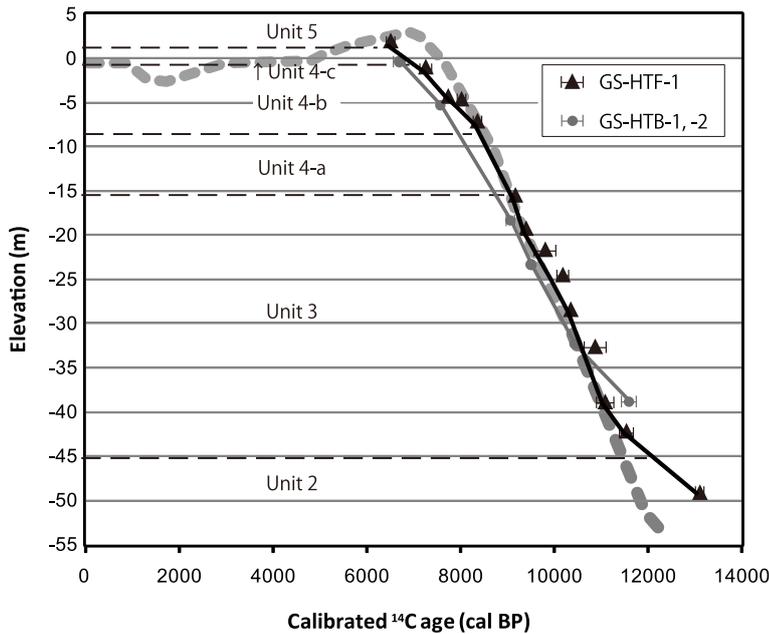
開始は深度 21.6 m の植物片が示す 9,120-8,980 cal BP 頃, またデルタプレーン (ユニット 5) が到達するのはユニット 5 下部の年代から 6,480-6,290 cal BP 頃であり, 川下地区とほとんど変わらない。

一方, GS-HTF-1 コアに見られる層序の特徴として, 基底礫層が厚く, また蛇行河川堆積物はより陸側の川下地区と比較して砂層に富んでおり, クレバス・スプレイ堆積物だけでなく流路充填堆積物が発達することがあげられる。このことは, 掘削地点が地形的な狭窄部に位置していたため, 河道の側方への移動が制限されていたことを反映する可能性がある。

また太美地区における沖積層の大きな特徴は, 内湾泥層 (ユニット 4-a) とデルタフロント堆積物 (ユニット 4-c) に挟まれて, 生物擾乱を強く受けた砂質泥~泥質砂 (湾口堆積物: ユニット 4-b) が発達することである。川下地区の同層準は泥質なプロデルタ堆積物からなり, 砂質物に乏しい。地盤ボーリングデータベース (廣瀬ほか, 2011) によれば, この砂質なユニットは紅葉山砂丘の陸側の標高 0 ~ -8 m に同砂丘から連続するように幅数 km ~ 5 km で分布し, 陸側にせん滅する (第6図)。これは既存の層序区分による前田砂層 (北川, 1990) に相当す



第6図 石狩湾岸から太美にかけての測線における地盤ボーリング柱状図の対比 (測線位置は第1図参照).  
 Fig. 6 Stratigraphic correlation of geologic columns from the Ishikari coastline to Futomi. See Fig. 1 for location.



第7図 GS-HTF-1 コアの堆積曲線。破線は木村ほか(2006)がコンパイルした奥東京湾における海水準変動曲線。年代値の誤差範囲は2σ。

Fig. 7 Sediment accumulation curve from the GS-HTF-1 core. Dashed line shows the revised sea-level curve for Paleo-Okutokyo Bay (Kimura *et al.*, 2006). Horizontal errors are given as 2σ.

るものと考えられる。紅葉山砂丘は縄文海進高頂期に最も陸側に形成されたバリアー上の風成の砂層であり(上杉・遠藤, 1973), このバリアーの陸側に発達し, 内陸に向かって薄くなる断面形態を示すことから, ユニット4-bはウォッシュオーバーファンや上げ潮三角州などの複合からなる湾口の砂体(井内・斎藤, 1993; Saito, 1995)と推定される。

ユニット4-bの基底は, 下位の内湾泥層からの急激な上方粗粒化を示すが, その上部では上方細粒化の傾向を示す。ヌマコダキガイ類はユニットの下半部にのみ含まれ, 上半部には植物片が認められる。年代的には深度13.2mの貝殻片が8,340-8,140 cal BP, 深度10.7mの貝殻片が7,990-7,810 cal BP, 深度10.4mの植物片が7,670-7,510 cal BP, そして深度7.1mの植物片が7,150-6,790 cal BPを示した。これらのことから, 湾口の砂体は8千年前頃の縄文海進最盛期にバリアーの陸側への移動に伴い湾奥に向かって急速に前進し, その後7千年前頃の縄文海進高頂期にかけて海水準上昇速度が緩やかになると, バリアーの海側への移動とともに後退的に累重したと推定される。この海退により, 河川からの碎屑物供給の寄与が大きくなるとともに, デルタフロントの堆積物に直接覆われたと考えられる。

### 6-2 堆積曲線

今回測定した<sup>14</sup>C年代値(暦年較正值)と深度から堆積曲線を描くと, 第7図のようになる。石狩湾岸域及び周辺域における完新世の詳細な海水準変動曲線は明らかではないため, 川上ほか(印刷中)と同様に, ここでは多くの調査研究並びにAMS<sup>14</sup>C年代値に基づいて復元されている奥東京湾の海水準変動曲線(例えば木村ほか, 2006)と堆積曲線とを暫定的に比較する。

GS-HTF-1 コアが示す堆積速度は, ユニット3~ユニット4-aまでが10m/千年, ユニット4-b~ユニット5にかけてはやや遅くなり, 5m/千年である。前者は完新世の海進最盛期における海水準上昇に応じたものであり, 後者は海進期から高海水準期にかけての海水準上昇速度の減少とその後の海水準低下に応じたものと考えられる。

河川堆積物と解釈されたユニット3の区間において, 堆積曲線は海水準変動曲線にほぼ沿う。すなわち海水準に近接する低平地で, 海水の影響を受けやすい河川環境であったことが示唆される。ユニット3の中~上部層準で海生珪藻種の産出割合が少なくないことも, そのような環境を示唆する。河川環境から内湾環境への移行を示すユニット3とユニット4-aの境界付近で堆積曲線は海水準変動曲線と交差し, 層相から見た堆積環境の変化を支持する。

次に, より陸側のGS-HTB-1, -2 コアから求めた堆積曲線(川上ほか, 印刷中)と比較すると, GS-HTF-1のユニット3中部層準より上位の区間で相対的に標高の高い位置を通っており, 河床勾配を考えると異常である。例えば内湾泥層と下位の河川堆積物の境界は年代的にはほとんど変わらないが, その標高はGS-HTB-2 コアでは-17mであるのに対し, GS-HTF-1 コアでは-15mである。海水準変動曲線との関係も合わせて考慮すると, 川下地区が沈降している可能性が指摘されるが, この点についてはより詳細な検討を加えて議論する必要がある。

### 7. まとめ

1. 北海道当別町太美地区で掘削した沖積層ボーリングコアGS-HTF-1の層序と堆積環境を検討し, 合わせて堆積物物性, 粒度組成, 堆積物懸濁液のpH, ECを計測した。

堆積相及び産出する珪藻化石から、沖積層は下位より礫質河川堆積物(ユニット2)、蛇行河川の堆積物(ユニット3)、内湾～湾口砂体～デルタフロントの堆積物(ユニット4)、そして最上部の湾頭デルタのデルタプレーンを構成する堆積物(ユニット5)の順に累重すると解釈された。

2. 堆積物物性・粒度組成は層相とよく対応した。また pH・EC の値は解釈された堆積場と対応しており、堆積環境下における海水の寄与の程度を示すと考えられる。

3.  $^{14}\text{C}$  年代から、ユニット2とユニット3の境界(礫質河川環境から蛇行河川環境への転換)は12,000cal BP頃、ユニット3とユニット4の境界(蛇行河川環境から内湾環境への転換)は9,000cal BP頃と推定される。更に縄文海進最盛期の8,000cal BP頃に湾口砂体が湾奥に急速に前進し、高頂期の8,000～7,000cal BP頃にはバリアーの海側への移動とともに後退的に累重したと推定される。また7,000cal BPにはデルタフロントが太美地区に到達し、湾口砂体を覆った。

謝辞：研究にあたり、札幌市、当別町をはじめ北海道や北海道開発局などから多くの地盤ボーリングデータの提供を受けた。掘削にあたって、当別町教育委員会、当別町立西当別中学校の皆様にも多大なるご協力を頂いた。掘削調査は中央開発(株)に委託した。MSCLの使用に際しては、産総研地質情報研究部門の池原 研博士に、コア試料からのサンプリングや各種の分析にあたっては同部門の國本節子氏に、堆積物の軟X線撮影に際しては同部門の宮地良典氏、小松原純子博士にご助力を頂いた。査読者並びに担当編集委員の澤井祐紀博士のご指摘により、原稿は大きく改善した。以上の方々、関係各機関に対しここに記して感謝申し上げる。本研究の研究費として、科学技術振興調整費「統合化地下構造データベースの構築」を使用した。

## 文 献

- Bridge, J. (2006) Fluvial facies models: recent developments. In Posamentier, H. W. and Walker, R. G. eds., *Facies models revisited* (SEPM Special publication no. 84), 85-170.
- Collinson, J. D. (1996) Alluvial sediments. In Reading, H. G., ed. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- 長谷川康雄・濁川明男 (1993) 新潟県佐渡島の加茂湖からえられた珪藻群集. *Diatom* (珪藻学会誌), **8**, 79-99.
- 廣瀬 亘・川上源太郎・大津 直・木村克己 (2011) 地盤ボーリングデータベースを用いた石狩低地沖積層開析谷地形の解析. 日本地球惑星科学連合大会予稿集, HQR022-P01.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004) Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1059-1086.
- Hustedt, F. (1930a) Bacillariophyta (Diatomeae). In Pascher A. ed., *Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas*, Heft 10, Gustav Fischer, Jena, 466p.
- Hustedt, F. (1930b) Die Kieselalgen, Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In Rabenhorst, L. ed., *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreichs und der Schweiz*, Teil 1, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 920p.
- Hustedt, F. (1959) Die Kieselalgen, Deutschland, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In Rabenhorst, L. ed., *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreichs und der Schweiz*, Teil 2, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 845p.
- Hustedt, F. (1961-1966) Die Kieselalgen, Deutschland, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In Rabenhorst, L. ed., *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreichs und der Schweiz*, Teil 3, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 816p.
- 許 成基・山崎 誠・左高裕之・中川昌己・秋山泰祐・平野令緒 (2001) 支笏火山噴出層年代の再検討. *地球科学*, **55**, 145-156.
- 井内美郎・稲崎富士・卜部厚志・岡 孝雄・木村克己・斎藤文紀・高安克己・立石雅昭・中山俊雄・長谷義隆・三田村宗樹 (2006 編) 地質学論集 59 号「沖積層研究の新展開」. 日本地質学会, 東京, 212 p.
- 井内美郎・斎藤文紀 (1993) 霞ヶ浦. *アーバンクボタ*, **32**, 56-63.
- 川上源太郎・小松原純子・嵯峨山 積・仁科健二・木村克己・廣瀬 亘・大津 直 (印刷中) 北海道当別町川下地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-HTB-1, GS-HTB-2) の層序および堆積学的解析. *地質学雑誌*.
- 木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島 礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一 (2006) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討. *地質学論集*, no. 59, 1-18.
- 北川芳男 (1990) 第四系 — 北海道中央部 — 石狩低地帯 — 石狩海岸平野. *日本の地質 北海道地方編集委員*

- 会編「日本の地質1 北海道地方」, 共立出版株式会社, 東京, 135-136.
- 北川芳男・赤松守雄・平川善祥・熊野純男・五十嵐八枝子(1973)石狩低地の後氷期の変遷. 第四紀研究, **12**, 25.
- Kramer, K. and Lange-Bertalot, H. (1986) Bacillario-phyceae, 1. Teil: Naviculaceae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D., eds., *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 876p.
- Kramer, K. and Lange-Bertalot, H. (1988) Bacillario-phyceae, 2. Teil: Epithemiaceae, Surirellaceae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D., eds., *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 610p.
- Kramer, K. and Lange-Bertalot, H. (1991a) Bacillario-phyceae, 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunoticeae. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D., eds., *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 576p.
- Kramer, K. and Lange-Bertalot, H. (1991b) Bacillario-phyceae, 4. Teil: Athnathaceae Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. In Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D., eds., *Süsswasser-Flora von Mitteleuropas*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 437p.
- 小菅明男(1972)福島県相馬市松川浦の水質と底質の珪藻遺骸について. 地球科学, **26**, 243-255.
- 小杉正人(1988)珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究, **27**, 1-20.
- 工藤浩三(1997)秋田県八郎潟干拓地におけるボーリング・コア試料中の珪藻遺骸群集と古環境. Diatom (珪藻学会誌), **13**, 201-214.
- 松下勝秀(1979)石狩海岸平野における埋没地形と上部更新~完新統について. 第四紀研究, **18**, 69-78.
- 中島 礼・木村克己・宮地良典・石原与四郎・田辺晋(2004)東京都江戸川区小松川と埼玉県草加市柿木において掘削した沖積層ボーリングコアから産出した貝化石群集. 地調研報, **55**, 237-269.
- Nichol, S. L., Zaitlin, B. A. and Thom, B. G. (1997) The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta. *Sedimentology*, **44**, 263-286.
- 濁川明男・長谷川康雄(1999)福島県松川浦の底質表層軟泥中の珪藻遺骸群集と環境の変化. Diatom (珪藻学会誌), **15**, 85-101.
- 濁川明男・長谷川康雄(2002)青森県鷹架沼の珪藻遺骸群集と水環境. Diatom (珪藻学会誌), **18**, 57-71.
- 濁川明男・長谷川康雄(2005)青森県尾駮沼の珪藻群集. Diatom (珪藻学会誌), **21**, 107-118.
- 濁川明男・西片 武(1975)北陸沿岸湖沼群の珪藻類. 地球科学, **29**, 18-35.
- 野尻湖珪藻グループ(1980)野尻湖層の珪藻遺骸群集. 地質学論集, no.19, 75-100.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004) IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B. (1980) *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, 551p.
- 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則(2010)北海道石狩平野の上部更新統~完新統の層序と古環境. 地質雑, **116**, 13-26.
- Saito, Y. (1995) High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*. no. 45, 76-100.
- Smith N. D. and Pérez-Arlucea, M. (1994) Fine-grained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, **B64**, 159-168.
- 内山美恵子・原 未来也・竹内美緒・木村克己(2011)東京低地と中川低地の沖積層堆積物で作成した懸濁液の水素イオン濃度指数および電気伝導度. 地調研報, **62**, 85-104.
- 上杉 陽・遠藤邦彦(1973)石狩海岸平野の地形と土壌について. 第四紀研究, **12**, 115-124.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美紗緒・中里裕臣・中澤 努(2009)関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された350m ボーリングコア(GS-SB-1)の層相と堆積物物性. 地調研報, **60**, 147-197.

(受付: 2011年10月13日; 受理2012年2月14日)

## 地質調査研究報告の編集について

13 地調連覚書第 4 号

平成 13 年 4 月 1 日

平成 16 年 8 月 10 日一部改正

平成 21 年 5 月 1 日一部改正

平成 23 年 11 月 2 日一部改正

平成 23 年 11 月 2 日一部改正

平成 24 年 4 月 1 日一部改正

地質調査研究報告(以下、報告という)は、産業技術総合研究所が行う「地質の調査」および関連するすべての調査研究によって得られた知見・情報を報告し、社会の利用に供するための定期出版物である。

### 1. 原稿の提出と受付

- (1) 投稿者は産業技術総合研究所において「地質の調査」および関連する研究を行う職員及びこれに準ずる者(元職員、フェロー等の滞在者、あるいは職員と共同で研究を行った者)とする。ただし、地質調査研究報告編集委員会(以下、編集委員会という)が依頼した場合はこの限りではない。
- (2) 原稿の書き方並びに投稿の手続きは、別に定める投稿・執筆手引による。
- (3) 原稿はすべて編集委員会(事務局:地質調査情報センター 地質・衛星情報サービス室)に提出する。
- (4) 編集委員会は受けとった投稿原稿の受付年月日を記録し、当該研究の担当グループリーダー及び担当ユニット長による決裁の後に原稿を保管する。ただし、投稿原稿が本覚書、又は投稿・執筆手引に明らかに反している場合には、受付け前に理由を付して原稿を著者に返却することができる。
- (5) 編集委員会は、投稿を依頼すること、又は特集の企画を依頼することができる。

### 2. 原稿の審査と採否

- (1) 編集委員会は受け付けた原稿を審査し、掲載の可否、及び本覚書の 6. に基づいてカテゴリーを決める。
- (2) 編集委員会は、担当グループリーダー及び担当ユニット長による決裁の後に、1名以上に原稿の査読を依頼し、査読結果に基づいて原稿を審査する。掲載の可否の決定は編集委員長の責任において行う。
- (3) 編集委員会は投稿原稿について、査読結果と投稿・執筆手引に基づいて、著者に修正を求めることがある。修正を求めた原稿が編集委員会に返却されるまでに3カ月以上を経過した場合は、原則として新規投稿として取り扱う。
- (4) 編集委員会は掲載不相当と認めた原稿について、その理由を明らかにした文書を著者に送りその了解を得たうえで原稿を返却する。その理由を著者が了解しないときは、編集委員会と著者の担当ユニット長が協議して、編集委員長が取り扱いを決定する。
- (5) 編集委員会は、審査終了した時点で受理年月日を記録し、地質調査情報センター長が決裁した時点で著者に通知する。

### 3. 論文等の掲載

論文等の掲載は、原則としてカテゴリー別に受理された順とする。ただし、特別な号又は特別な論文などについては、その趣旨に応じて掲載の順序を決める。

### 4. 校正

- (1) 論文、総説、短報、概報、資料・解説、研究紹介、講演要旨及び口絵の初校正は、原則として著者が行う。再校正以後は編集委員会の責任で行う。
- (2) 校正にあたっては、ミスプリント等の修正を行うが、原稿の記述内容を書き換えることはできない。

### 5. 別刷

別刷り希望者は有償で別刷りを作成することができる。

## 6. 報告記事のカテゴリーとその内容

- (1) 口絵 (Frontispiece) : 写真や図及びその解説文で構成される独立の報告.
- (2) 論文 (Articles) : 通常の学会誌で原著論文として取扱われる類の記事. 頁数の制限を特に設けないので比較的豊富なデータや多量の図表を含むものも掲載できる.
- (3) 概報 (Reports) : 論文に準じて, 記載や暫定的あるいは予察的解釈を中心とする記事.
- (4) 総説 (Reviews) : 特定のテーマに関して既存論文を体系的に紹介するもの. ただし, 既存の考え方に対する批評や将来の研究方向等についての著者の見解を含まないものは, 原稿の規模に関わらず, “資料・解説”とする.
- (5) 短報 (Short Articles) : 速報性のある短い論文.
- (6) 資料・解説 (Notes and Comments) : 各種データの紹介, 時宜を得た用語(専門的な学術用語, 国際的な共同研究課題, 国際的な機関, 及びそれらの略称など)の解説など.
- (7) 講演要旨 (Abstracts) : 研究発表会, 研究講演会等の講演要旨. ただし, プログラム(ちらし)に掲載されたものではなく, 報告掲載用に作成したもの.
- (8) 研究紹介 (Research News) : 研究課題の開始年度, 中間年度及び終了年度における進捗状況等(開始年度については計画の紹介).
- (9) 上記のカテゴリーに類さない記事を掲載する必要がある場合には, 随時処理する.

## 7. その他の事項

- ・この覚書については, 平成 13 年 4 月 1 日から施行する.
- ・この覚書については, 平成 16 年 8 月 10 日から施行する.
- ・この覚書については, 平成 21 年 5 月 1 日から施行する.
- ・この覚書については, 平成 23 年 11 月 2 日から施行する.
- ・この覚書については, 平成 24 年 4 月 1 日から施行する.
- ・この覚書を改廃しようとする場合は, 「地質調査総合センター連絡会議」において協議をするものとする.

別表-1 地質調査研究報告原稿の構成と形式

○:必要 △:必要に応じ -:不要

カテゴリー (*1)	その内容 (「地質調査研究報告の編集について」(13 地 調連覚書第 4 号)で規定)	タイトルページ			要旨 (英文及び 和文) (*6)	本 文	引用文献	図 (本文 中の写真 を含む)・ 表・図版	図・表・図 版の説明 (*7)
		表題・著者 名・所属(以 上はすべて 和英併記)	キーワード (英)	柱 (上部欄 外の見出し)					
(1) 口絵 Frontispiece	写真や図及びその解説文で構成される独立の報告.	○	-	-	-	△	△	○	○
(2) 論文 Articles	通常の学会誌で原著論文として取扱われる類の記事. 頁数の制限を特に設けないので比較的豊富なデータや多量の図表を含むものも掲載できる.	○	○	○	○	○	○	○	○
(3) 概報 Reports	論文に準じて, 記載や暫定的あるいは予察的解釈を中心とする記事.	○	○	○	△	○	○	○	○
(4) 総説 Reviews	特定のテーマに関して既存論文を体系的に紹介するもの. (*2)	○	○	○	○	○	○	○	○
(5) 短報 (*3) Short Articles	速報性のある短い論文.	○	○	○	-	○	○	○	○
(6) 資料・解説 Notes and Comments	各種データの紹介, 時宜を得た用語(専門的な学術用語, 国際的な共同研究課題, 国際的な機関, 及びそれらの略称など)の解説など.	○	○	○	△	○	○	○	○
(7) 講演要旨 (*4) Abstracts	研究発表会, 研究講演会等の講演要旨. ただし, プログラム(ちらし)に掲載されたものではなく, 報告掲載用に作成したもの.	○	○ (3-5 個)	-	○	-	-	-	-
(8) 研究紹介 (*5) Research News	研究課題の開始年度, 中間年度及び終了年度における進捗状況等(開始年度については計画の紹介).	○	○	○	△	○	○	○	○

\*1 本表のカテゴリーに類さない記事を掲載する必要がある場合には, 随時処理する.

\*2 ただし, 既存の考え方に対する批評や将来の研究方向等についての著者の見解を含まないものは, 原稿の規模に関わらず, “資料・解説”とする.

\*3 完成原稿で原則 4 頁以内. 1 頁は本文で 2,250 字に相当.

\*4 和文 800 字以内, または英文 350 語以内.

\*5 完成原稿で 2-4 頁.

\*6 本文が和文の時は英文要旨, 本文が英文の時は英文及び和文の要旨とする.

\*7 本文が和文の時は和英併記.

14地調連覚書第1号  
平成14年12月25日  
平成16年8月10日一部改正  
平成19年8月7日一部改正  
平成21年5月1日一部改正  
平成23年4月1日一部改正  
平成24年1月11日一部改正  
平成24年4月1日一部改正

## 1. 投稿の手続

投稿者は、所定の様式の伝票（別紙様式1）を添えて事務局が指定する形式の電子ファイルとプリントした原稿2部を事務局（地質調査情報センター地質・衛星情報サービス室）に提出する。なお、オリジナルの原稿と電子ファイルは著者が保管する。

## 2. 最終原稿の提出手続き

査読結果に基づいて修正された原稿を印刷し、電子ファイルと共に事務局へ提出する。

## 3. 原稿の構成と形式

原稿は和文または英文とし、そのカテゴリーに応じて別表-1の構成とする。

## 4. 原稿の体裁

- (1) プリント原稿の書式はA4判縦用紙に横書きとし、次の基準に従うものとする。
  - a. 和文の場合は、文字サイズ10ポイント・30行／頁程度とし、上下左の余白は3cm・右余白を5cm程度確保する。
  - b. 英文の場合は、文字サイズ12ポイント・25行／頁程度とし、上下左の余白は3cm・右余白を5cm程度確保する。  
ワードラップを行い、改行は単語の区切りでのみ行う。
- (2) 装飾文字は原則としてそのままプリントするが、正しくプリントできない場合はプリント原稿に赤で必要な指定を記入する。
- (3) 受理後の最終原稿では、特殊文字・外字・上付き及び下付き文字、ならびに字体などの指定を、本文プリントアウト原稿に赤で指定する。

生物・化石のラテン語学名や数式中の変数名などのイタリック字体.....	1本の下線
ゴシック（日本語）・ボールド（外国語）などの太字体.....	波形の下線
上付き文字・下付き文字.....	∨・∧の指定

複雑な数式などの場合は、これに代わる分かり易い方法で指定してもよい。  
また、図表挿入位置は、受理後に提出する本文プリントアウト原稿の右余白に指定する。

## 5. 構成要素ごとの執筆要領

- (1) タイトルページ
  - a. 表題：簡潔でかつ論文の内容を十分に表現するものとする。
  - b. 柱：和文30字相当以内で表題を簡略化したものとする。
  - c. 著者名：日本語表記は姓名の順、英語表記は名姓の順とし、名は略さず表記する。英語表記では名と姓の頭文字のみを大文字とする。連名の場合、日本語では間を「・」（中黒）で、英語では「,」（カンマ）とandで繋ぐ。（英語連名表記の例）Shunso Ishihara, Carl R. Anhaeusser and Laurence J. Robb
  - d. 所属：著者名の右肩にアラビア数字を付け、脚注として記入する。所外の著者の場合には勤務先及び所在地を、元所員が在職中の研究成果を投稿する場合は、その研究時の所属部門等と現勤務先及び所在地を併記する。所員の所属の英文表記については、AIST, Geological Survey of Japan, ユニット名等の順とする。和文原稿の著者の所属等については以下の例を参考にして作成する。

<sup>1</sup>地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

<sup>2</sup>波崎第一中学校 (Hazaki First Junior High School, Hazaki, Kamisu, Ibaraki, 314-0408 Japan)

<sup>3</sup>日本学術振興会特別研究員, 地球科学情報研究部門 (JSPS Research Fellow, AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

e. キーワード : 英語の単語又は一般化した短い語句から3-10個を選定してタイトルページに記載する。キーワードの名詞は原則として単数形を用い, 名詞を伴わない形容詞(形)や前置詞の使用はさける。

(例) 1)対象物 : rare metal, acid rain, Hishikari Mine, Nohi Rhyolite

2)作用・機能・現象・概念 : greenhouse effect, gold mineralization, secondary enrichment zone

3)学問分野・手法 : geochronology, paleontology, economic geology, K-Ar dating, EPMA, computer simulation

4)地域 : Akita Prefecture, East China Sea, Northeast Pacific, California

5)地質時代 : Holocene, Neogene, Proterozoic, Precambrian

f. コレスポンディングオーサー : 該当者の右肩にアスタリスクをつけ, 脚注として記入する。記入例は以下のとおり。

(例) 所内

\* Corresponding author: A. BBBBB, Central7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: aaaaa@aist.go.jp

所外 (勤務先所在地については, 所属で表記しているため省略)

\* Corresponding author: A. BBBBB, Email: aaaaa@ooooo.jp

## (2) 要旨

各々の記事内容のエッセンスを要領よくまとめて記載する。「○○について研究した。」などの記述は行わない。和文要旨は400字以内, 英文要旨は300語以内が望ましい。ただし, 論文等の本体が大規模なものである場合は, この限りではない。

## (3) 本文 (本文以外に関する一般則を含む)

a. 和文原稿は, 句読点, 引用符, その他の記号も含め, 全角文字を使用する。漢字まじり平仮名書き現代仮名使いによる。漢字は常用漢字表に従う。ただし, 固有名詞や広く用いられている学術用語はこの限りでない。送り仮名は, 同一原稿内では統一する。句点には「.」, 読点には「,」を用い, 同格名詞の並記には「・」(中黒)を用いる。アルファベットは半角を用いる。

b. 英文原稿は, カンマ「,」, ピリオド「.」, 疑問符「?」, 引用符「'」「“”, その他の記号も含め, 半角文字を使用する。文頭の頭文字は大文字とし, それ以外はすべて小文字とする。

c. 数字は, 数量を表す際には原則としてアラビア数字とし, 半角文字を使用する。

d. 単位は原則としてSI (国際単位系)を使用する。

e. 緯度・経度の表記は, 世界測地系に基づいた数値で行う。但し, 必要があって東京測地系 (平成14年4月施行の測量法改正の前の日本測地系) での数値を示す場合は, その旨を明記する。なお, 分単位未満の桁を表示しない概数値を示す場合は, この限りではない。

f. 外国語 (ローマ字) 表記の人名は, 頭文字のみを大文字とし, 第二字以後は小文字を使用する。

g. 見出しは, ポイントシステムによる。見出しの数字は原則として3字までとする。

(例) 1. はじめに

2. 地形

2.1 丘陵・台地

2.1.1 多摩川左岸

2.1.2 多摩川右岸

...

5. まとめ

h. 文中での文献の引用は, 著者名と年号の併記で示す。日本語の場合, 著者が2名の際には姓を「・」で繋ぎ, 3名以上の際には筆頭著者の姓の後に「ほか」を付ける。外国語 (ローマ字) の場合, 著者が2名の際には姓を「and」で繋ぎ, 3名以上の際には筆頭著者の姓の後に「*et al.*」(イタリック指定)を付ける。姓と年号から引用文献の識別ができない場合は, 年号の後に小文字のアルファベットを付けて区別する。単行本などの引用の場合には, できるだけ引用箇所のページも明記する。また著者名が紛らわしい場合は, 姓名を完記する。

(例) 関 (2001) によれば, 会津盆地南西方の山地には先第三系の堆積岩が.....

倉本・中尾 (2002) はこのような報告をしている。  
これらの研究 (角井ほか, 1998; 藤岡, 1985a, b) によると……  
Baumgartner (1995, ed., p.347-421) に示されたとおり……  
Shibata and Nozawa (1967) の年代値は……  
……と考えられるようになった (Pessagno *et al.*, 1977) .  
高橋雅紀 (1997) の考えに対して高橋正樹 (1998) は反論した。

i. 脚注は、著者の所属以外には原則として使用しない。

#### (4) 引用文献

- a. 引用文献は、本文の最後に「文献」(英文の場合は「References」)として著者名のアルファベット順に記す。  
筆頭著者が同じ場合は、b.に定めた規則により並べる。
- b. 筆頭著者が同じ論文は、単著論文、2名共著論文、3名以上の共著論文の順に並べる。単著論文は発表年順、2名共著論文は第2著者のアルファベット順を優先した上で発表年順に並べ、3名以上の共著論文は筆頭以外の著者名に関らず筆頭著者ごとの発表年順とする。[3名以上の文献を本文中で引用する場合、「(Pessagno *et al.*, 1977)」、「高橋ほか(1997)」などの形で表現し、第2著者以降の名前が隠れてしまうため。]
- c. 外国語(ローマ字)表記では、雑誌名及び単行本のタイトルはイタリック、巻はボールド表記とし、それ以外はローマン表記とする。
- d. 公的機関のウェブサイトを引用する場合は、「地質調査所(2011)ウェブサイトタイトル, <http://www.gsj.go.jp> (参照日日付け)」などの形で表現する。

(例)

- 秋山雅彦(1994)炭素の地球化学的サイクルと大気・海洋の起源. 地球科学, **48**, 279-283.  
秋山雅彦(1995)よみがえる分子化石—有機地質学への招待. 共立出版, 東京, 120p.  
秋山雅彦・下山 晃(1988)アミノ酸のラセミ化による年代測定. 地質学論集, no. 29, 129-142.  
秋山雅彦・氏家良博(1976)イソロイシンのラセミ化と地質学への応用(その2)—関東地方の更新世化石を例として—. 地球科学, **30**, 186-190.  
Akiyama, M., Shimoyama, A. and Ponnampetuma, C. (1982) Amino acids from the late Precambrian Thule Group, Greenland. *Origins of Life*, **12**, 215-227.  
小松正幸・小山内康人・豊島剛志(1989a)日高変成帯の温度—圧力—変形史. 月刊地球, **11**, 239-244.  
Komatsu, M., Osanai, Y., Toyoshima, T. and Miyashita, S. (1989b) Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A., and Yardley, B. W. D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts* (Geol. Soc. Spec. Publ., no. 43), 487-493.  
松島信幸(1973)赤石山地の中央構造線. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 東京, 9-27.  
Mitchum, R. M. Jr. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In Payton, C. E., ed., *Seismic Stratigraphy — application to hydrocarbon exploration* (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., no. 26), 205-212.  
水収支研究グループ(1993編)地下水資源・環境論—その理論と実践—. 共立出版, 東京, 350p.  
中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和(1995)5万分の1地質図幅「乗鞍岳」, 地質調査所.  
Nakano, S., Otsuka, T., Adachi, M., Harayama, S. and Yoshioka, T. (1995) *Geological Sheet Map 1:50,000 “Norikuradake”*, Geol. Surv. Japan.  
中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和(1995)乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 139p.  
Nakano, S., Otsuka, T., Adachi, M., Harayama, S. and Yoshioka, T. (1995) *Geology of the Norikuradake district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan. 139p. (in Japanese with English abstract 4p.).  
中江 訓・小松原琢(2002)西津地域の地質, I.地形. 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, 1-6.  
Nakae, S. and Komatsubara, T. (2002) *Geology of the Nishizu district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000*, Geol. Surv. Japan, AIST, 1-6 (in Japanese).  
小川琢治(1944)日本群島. 弘文堂, 東京, 372p.  
Reading, H. G. (1986, ed.) *Sedimentary Environments and Facies. 2nd ed.*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 615p.

曾屋龍典 (1971) 秋田駒ガ岳1970年の噴火と岩石. 地調月報, **22**, 647-653.

渡辺真人 (1990) 富山県氷見・灘浦地域の第三系層序とくに姿累層とその上位層との間の時間間隙について一. 地質雑, **96**, 915-936.

内野隆之 (2010) 新潟県加茂地域 (蒲原山地西部) に分布する足尾帯前期ジュラ紀付加コンプレックスの地質図と岩相. 地質調査研究報告, **61**, 365-381.

Ohta, E. (1980) Mineralization of Izumo and Sorachi veins of the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **31**, 585-597. (In Japanese with English abstract).

地質調査所 (2011) ウェブサイトタイトル, <http://www.gsj.go.jp> (参照日日付け)

地質調査所 (2011) 論文タイトル. 出版物タイトル, **100**, 5-25. doi : 10.7890/A12345.6.

#### (5) 図・表及び図版

- a. 口絵以外の原稿の図・写真・表の類を次の3種類に分け, それぞれ番号をつける. なお, 図表中の文字はローマ字・英文表記が望ましい. また, 原則として折り込みの図表等は採用しない.
  - 1) 図 (Fig.) : 本文中に入れる図と写真.
  - 2) 表 (Table) : 本文中に入れる記号・文字・罫のみからなるもの.
  - 3) 図版 (Plate) : 独立のページとして高解像度で印刷する写真.
- b. 完成原稿編集時に縮小してもよいように, 文字・記号・線などの大きさと調和に留意すること.
- c. 図・表の原稿は1図ごと, 1表ごとに別の用紙または別ファイルを使用すること.
- d. 図・表・図版のプリントした原稿には, 1枚ごとに鉛筆で著者名, 図・表・図版の番号を略記する. 同じく鉛筆で横書き指定や縮率の希望を記入することができる.
- e. 図の内容の大きさを示すには, 何分の1としないで, スケールを図中に書く.
- f. 位置図・地質図などには原則として緯度・経度を入れる. 緯度・経度を入れることができない場合には, 方位を記入する.
- g. 地名及び図名のローマ字表記は, 修正ヘボン式を用いる. ただし, 長音表記を省略すること, 及びmb, mm, mpをそれぞれ統一的にnb, nm, npと綴ることは差し支えない.
- h. 著作物あるいは著作物中の図を転載 (一部改変も含む) する場合は, あらかじめ許諾を得て出典を明記する (許諾が必要でない場合を除く).

#### (6) 図・表・図版説明文

図・表・図版の説明文 (Caption) は, それぞれ別グループとし, 番号順に並べる. 番号表記は第1図 (Fig. 1), 第1表 (Table 1), 図版1 (Plate 1) とする. 和文論文では和英併記とする.

#### (7) 難読・重要地名等

原稿の末尾に, 難読・重要な地名等のローマ字漢字対応表をつけることができる.

(例) Azae砦部 Mikado神門 Nagamiyama魚神山 Susai周匝 Toyoma登米 Yunotsu温泉津

## 6. 構成要素ごとの執筆要領

原稿のデジタルデータは地質・衛星情報サービス室のサーバーに出版後1年間保存し, それ以降削除する.

### 付記

この投稿・執筆手引は, 平成15年1月1日から施行する.

この投稿・執筆手引は, 平成16年8月10日から施行する.

この投稿・執筆手引は, 平成21年5月1日から施行する.

この投稿・執筆手引は, 平成23年4月1日から施行する.

この投稿・執筆手引は, 平成24年1月11日から施行する.

この投稿・執筆手引は, 平成24年4月1日から施行する.

この投稿・執筆手引を改廃しようとする場合は, 編集委員会で決定し, 「地質調査総合センター連絡会議」に報告するものとする.

地質調査総合センター研究資料集

- |     |   |   |
|-----|---|---|
| 539 | 沖積層の三次元グリッドモデルとその作成手法（概要）－東京低地北部から中川低地南部の例－                   | 木村克己・石原与四郎・花島裕樹・根本達也                    |
| 540 | 日本及び周辺地域の泥火山データベース  | 高橋正明・切田 司・大丸 純・風早康平                     |
| 541 | 世界石紀行   | 加藤碩一・青木正博・須田郡司・芝原暁彦                     |
| 542 | 桜島昭和火口の噴煙の時間的変化の観察  | 西来 邦章・宮城 磯治                             |
| 543 | 日本の大規模マスマーブメントデータベース  | 塚本 斉                                    |
| 546 | 石川県珠洲市（能登半島）の中新統飯塚層から産出した鱈脚類及び鯨類化石の珪藻年代                       | 柳沢幸夫・小西健二・甲能直樹                          |
| 547 | 房総半島南部下部～中部中新統産の珪質鞭毛藻化石                                       | 沢村孝之助・柳沢幸夫                              |
| 548 | 地質情報展 2011 みと 未来に活かそう 大地の鳴動                                   | 川畑 晶・中島和敏・大熊洋子・百目鬼洋平                    |
| 549 | 新潟県津川地域音無川沿いに露出する野村層（中部～上部中新統）のテフラ層                           | 平中宏典・柳沢幸夫・黒川勝己                          |
| 551 | 地質調査総合センター第 18 回シンポジウム地質学で読み解く巨大地震と将来の予測 ーどこまでわかったかー          | 地質調査総合センター編                             |
| 552 | 地質調査総合センター第 19 回シンポジウム社会ニーズに応える地質地盤情報 ー都市平野部の地質地盤情報をめぐる最新の動向ー | 地質調査総合センター編                             |
| 553 | 釧路炭田地域石炭資源探査坑井（北陽・留真・釧路沖）のコア試料の観察結果                           | 佐脇貴幸・中嶋 健・小笠原正継・鈴木祐一郎                   |
| 554 | イーハトーブの地質ジオ   | 加藤碩一・青木正博・長森英明                          |
| 555 | 産総研におけるベントナイトのメチレンブルー吸着量測定方法                                  | 堀内悠・高木哲一                                |
| 556 | 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 ー立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性ー              | 深部地質環境研究コア編                             |
| 557 | 第 1 回アジア太平洋大規模地震・火山噴火リスク対策ワークショップ講演要旨集                        | 佃 栄吉・高橋 浩・宝田晋治・高田 亮・桑原保人・吾妻 崇・小泉尚嗣・石川有三 |
| 558 | 2011 年の霧島山噴火映像  | 宮城磯治                                    |
| 559 | 砂漠を歩いてマントルへ ー中東オマーンの地質探訪ー                                     | 小笠原正継・青木正博・芝原暁彦・澤田結基                    |
| 560 | 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 ー立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性ー              | 深部地質環境研究コア編                             |
| 561 | 一般向けウェブページ用地質用語の解説  | 吉川敏之・井川敏恵・西岡芳晴                          |
| 562 | 茨城県瓜連丘陵に分布する引田層のフィッシュン・トラック年代                                 | 山元孝広                                    |
| 563 | 仙山線沿線の地質ガイド   | 高橋裕平                                    |
| 564 | 日本列島における地下水賦存量の試算に用いた堆積物の地層境界面と層厚の三次元モデル（第一版）                 | 越谷 賢・丸井敦尚                               |
| 566 | 2011 年 9 月紀伊半島台風 12 号による災害緊急調査報告                              | 川畑大作・斎藤 真                               |

地質調査総合センターの最新出版物

---

200万分の1地質編集図	No. 4	日本地質図第5版
20万分の1地質図幅		伊勢・静岡及び御前崎(第2版)・与論島及び那覇・八代及び野母崎の一部・新潟(第2版)
5万分の1地質図幅		佐賀・宇都宮・小滝・西郷・延岡・野田・加茂・戸賀及び船川(第2版)・熱海・榛名山
海外地球科学図		アジア地質図(1:500万)
		中央アジア鉱物資源図(1:300万)
海洋地質図	No. 73	釧路沖海底地質図(1:20万)
	No. 74	落石岬沖海底地質図(1:20万)
	No. 75	天売島周辺海底地質図(1:20万)
	No. 76	積丹半島付近表層堆積図(1:20万)
構造図	No. 14	全国主要活断層活動確率地図
火山地質図	No.15	樽前火山地質図(1:3万)
	No.16	十勝岳火山地質図(1:3万)
鉱物資源図	No. 7	南西諸島(1:50万)
特殊地質図	No. 39	千葉県清和県民の森周辺の地質図(1:1.5万)
水文環境図	No. 6	山形盆地(1:20万) CD-ROM
重力図	No. 27	岡山地域重力図(ブーゲー異常)(1:20万)
	No. 28	高知地域重力図(ブーゲー異常)(1:20万)
	S3	甲府地域重力構造図(ブーゲー異常)(1:10万)
空中磁気図	No. 44	岩手火山地域高分解能空中磁気異常図(1:2.5万)
	No. 45	福井平野地域高分解能空中磁気異常図(1:5万)
数値地質図	G-16	20万分の1日本シームレス地質図 DVD版
	G-17	九州地質ガイド
	FR-2	燃料資源地質図「東部南海トラフ」
	GT-4	全国地熱ポテンシャルマップ
	S-1	海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」 DVD版
	S-2	海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」 DVD版
	V-3	口永良部島火山地質データベース
	P-7	有珠火山地域地球物理総合図
	G20-1	20万分の1数値地質図幅集「北海道北部」第2版
	G20-2	20万分の1数値地質図幅集「北海道南部」第2版
	E-5	表層土壌評価基本図 ～富山県地域～
その他		日本の熱水系アトラス
		海と陸の地球化学図

---

地質調査研究報告編集委員会

委員長 森下祐一  
副委員長 佐脇貴幸  
委員 大谷竜  
吉川敏之  
長森英明  
鈴木淳  
片山肇  
澤井祐紀  
月村勝宏  
川邊禎久  
神宮司元治  
内野隆之  
森尻理恵  
中野俊

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査情報センター  
地質・衛星情報サービス室  
Tel : 029-861-3601  
<http://www.gsj.jp/inquiries.html>

地質調査研究報告 第63巻 第1/2号  
平成24年8月27日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター  
〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1  
つくば中央第7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Yuichi Morishita  
Deputy Chief Editor: Takayuki Sawaki  
Editors: Ryu Ohtani  
Toshiyuki Yoshikawa  
Hideaki Nagamori  
Atsushi Suzuki  
Hajime Katayama  
Yuki Sawai  
Katsuhiko Tsukimura  
Yoshihisa Kawanabe  
Jinguuji Motoharu  
Takayuki Uchino  
Rie Morijiri  
Shun Nakano

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial  
Science and Technology  
Geological Survey of Japan  
Geo-information Center Geoinformation Service Office  
Tel: +81-29-861-3601  
<http://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan  
Vol.63 No.1/2 Issue August 27, 2012

National Institute of Advanced Industrial  
Science and Technology  
**Geological Survey of Japan**  
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome,  
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

All rights reserved.

# BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 63 No. 1/2 2012

## CONTENTS

- Petrological feature of the Uzukiyama mafic plutonic complex, Iida city, Nagano Prefecture  
—Preliminary study for petrogenesis of mafic magmatism in the Ryoke Belt—  
Toru Yamasaki, Mutsuki Aoya, Nozomi Kimura and Kazuhiro Miyazaki.....1
- Stratigraphic and sedimentologic analyses of the latest Pleistocene to Holocene sediment core GS-HTF-1  
recovered from the Ishikari coastal plain, Futomi, Tobetsu, Hokkaido, Japan  
Gentaro Kawakami, Tsumoru Sagayama, Kenji Nishina, Rei Nakashima, Wataru Hirose,  
Sunao Ohtsu and Katsumi Kimura.....21

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan

地 調 研 報  
Bull. Geol. Surv. Japan  
Vol. 63, No. 1/2, 2012