

滋賀県琵琶湖南方・田上花崗岩体中の細粒暗色包有岩

中野聡志^{1,*}・大橋義也²・石原舜三³・河野俊夫⁴

Satoshi Nakano, Yoshinari Ohashi, Shunso Ishihara and Toshio Kohno (2013) Microgranular dark-colored enclaves in the Tanakami Granite pluton, south to Lake Biwa, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 64 (1/2), p. 25-49, 14 figs, 5 tables.

Abstract: Microgranular dark-colored enclaves from medium-grained porphyritic biotite granites in the Tanakami Granite pluton were studied petrographically, geochemically and mineralogically. Many of them are ball-like in form with a diameter of ~1~20 cm. They consist mainly of fine-grained plagioclase, quartz, biotite and several accessory minerals together with porphyritic plagioclase (mainly) and quartz (subordinately). The maximum biotite content is ca. 27 % in mode analysis. The occurrence of alkali feldspar is limited to be as small patches seemingly replacing plagioclase interiors. Their occurrence, textures, bulk rock chemistry, REE patterns, mineral textures and its chemistry seem to be totally consistent with the idea that they are not a product of magma mixing but is a product of early-stage crystallization from the magma forming the medium-grained porphyritic biotite granites as the host rock. The MME often occurs with aplite-pegmatite facies (dykes), which suggests some common circumstances such as relatively rapid cooling conditions catalyzed by some volatile components.

Keywords: Tanakami Granite, MME, occurrence, geochemistry, mineralogy, volatile, rapid cooling, early crystallization

要 旨

琵琶湖周辺の優白質花崗岩体中には珍しい細粒暗色包有岩 (MME) の産出を, 琵琶湖南方の田上花崗岩体を構成する中-粗粒黒雲母花崗岩と中粒斑状黒雲母花崗岩中で確認した。それらの大きさは1 cm程度から最大20 cm強であり, 形はほぼ球状から楕円状であるがやや細長いものもある。有色鉱物として黒雲母のみ含む (最大約27%)。本地域のMMEは, アプライト・ペグマタイトとしばしば共存している。中粒斑状黒雲母花崗岩中のMMEについて, 全岩化学分析 (主成分元素, REEを含む微量元素) を行うとともに, 鉱物集合状態と鉱物組織の観察ならびに鉱物化学組成 (長石類, 黒雲母, イルメナイト) の解析を行った。これらの結果は, 産状や組織等のデータとともに, 本MMEがよく知られているマグマ混合による産物であるとの考えではなくて, 中粒斑状黒雲母花崗岩マグマからの早期晶出による産物であるとの考えに

より整合的であるように思われる。MMEとアプライト・ペグマタイトとの共存は, MMEの成因における揮発性成分の重要な役割を示唆する。

1. はじめに

田上花崗岩体は, 山陽-苗木帯に属し, 琵琶湖南部周辺に分布する白亜紀末環状岩体を構成する花崗岩体の中で最も南部に位置する (第1図)(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000; 中野ほか, 2003)。石原・村上 (2006) は, 田上花崗岩体中の新名神高速道路建設工事現場・金勝山トンネル西口付近の玉石から, 「苦鉄質包有岩」($\text{SiO}_2 = 57.62\%$, 石英閃緑岩) を見だし, その特徴を記載した。一方, 京都東南部図幅作成の過程で, 上記包有岩の母岩である中粒斑状黒雲母花崗岩中のみならず田上花崗岩体の主岩相である中-粗粒黒雲母花崗岩中にも, 細粒暗色包有岩が広い範囲で散在することが

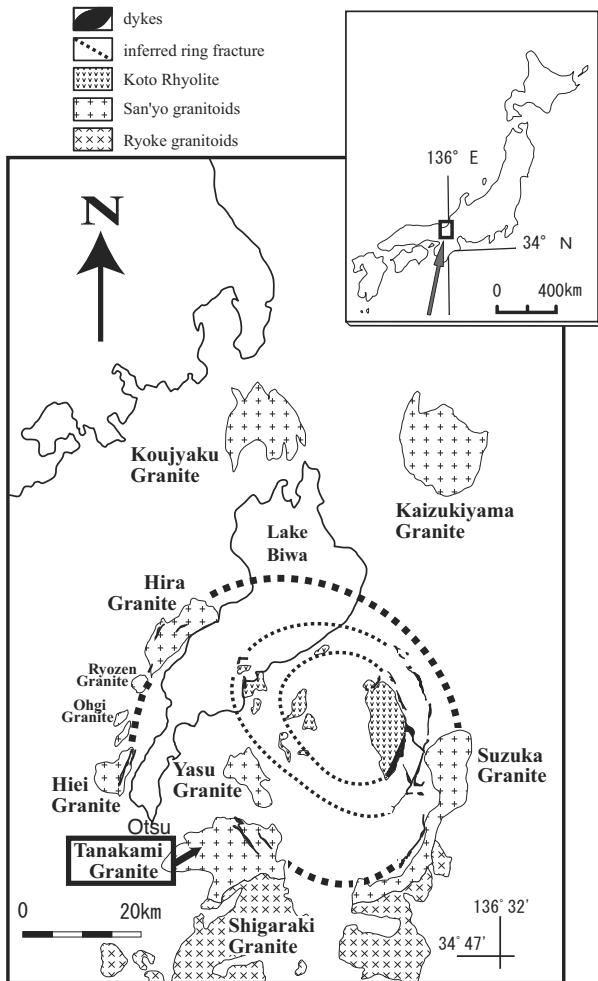
¹ 滋賀大学教育学部理科教育講座 (Department of Natural Science, Faculty of Education, Shiga University, Hiratsu 2-5-1, Otsu 520-0862, Japan)

² 岐阜県中津川市立坂本中学校 (Sakamoto Junior High School, Sendanbayashi, Nakatsugawa 509-9131, Japan)

³ 産業技術総合研究所特別顧問 (Special Adviser, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba 305-8567, Japan)

⁴ 滋賀大学教育学研究科共同研究員 (Joint Researcher, Graduate School of Education, Shiga University, Hiratsu 2-5-1, Otsu 520-0862, Japan)

* Corresponding author: S. NAKANO, E-mail : nakano@edu.shiga-u.ac.jp



第1図 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体分布図.
Fig. 1 Index map showing the locations of granite plutons around Lake Biwa, central Japan.

確認された(中野, 2013)ので, それらを本研究の対象とした. 今回の試料は, 上記の「苦鉄質包有岩」ほど苦鉄質ではなくトータル岩質であり($\text{SiO}_2 = 63.39\text{--}70.02\%$), 含まれる有色鉱物(黒雲母)の割合もそれほど高くない(最大約27%). 本細粒暗色包有岩は, 以下で紹介する最近一般的に使用されているMME(またはME)の範疇に入る. すなわち, MMEは, 苦鉄質火成包有岩(mafic magmatic enclaves (Barbarin, 2005)), 苦鉄質細粒包有岩(mafic microgranular enclaves (Barbarin and Didier, 1992)), あるいは細粒火成包有岩(microgranular magmatic enclaves (Slaby *et al.*, 2004, 2008))の略号であり, 最近では mafic enclaves (Wada *et al.*, 2004) や microgranular enclaves (Donaire *et al.*, 2005; Esna-Ashari *et al.*, 2011) とされる場合がある. MMEは, マグマ混合の産物とされる場合が多い (Vernon, 1990; Sergi, 1997; Wiebe *et al.*, 1997; Perugini *et al.*, 2003; Barbarin, 2005; Kocak *et al.*, 2011; ほか) が, マグマからの早期晶出物と考えられている例も多い(例えば, Fershtater and Borodina (1977), Best and

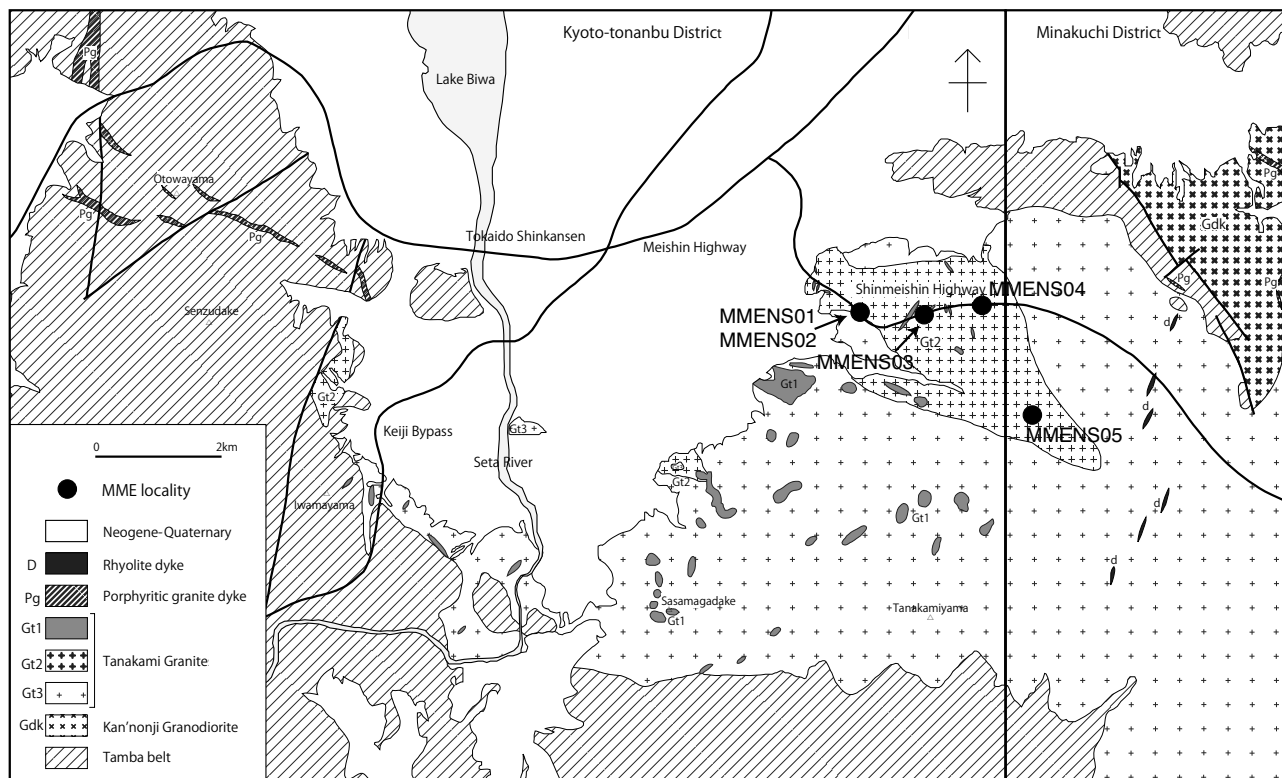
Christiansen (2001), Esna-Ashari *et al.*, 2011を参照). いずれにせよ, MMEは花崗岩体中に包有される細粒の火成岩(様)組織を有する苦鉄質鉱物に富む岩石である. したがって, 本研究での田上花崗岩体中の細粒暗色包有岩を, 以下MMEと記述する.

MMEの研究は, 花崗岩体を形成したマグマの熱史を知る上で重要な意味がある (Donaire *et al.*, 2005; Esna-Ashari *et al.*, 2011; 参照). 日本においても黒部川花崗岩体 (Wada *et al.*, 2004), 対馬花崗岩体 (Shin *et al.*, 2009), 山陰帯花崗岩体 (薬師寺ほか, 2012) 等での詳しい研究例が報告されている. しかし, これまで, 琵琶湖周辺の花崗岩体からは, 貝月山花崗岩体での暗色包有岩(多くは堆積岩起源, まれに閃緑岩質)(杉井・沢田, 1999)と野洲花崗岩体での細粒-中粒等粒状の暗色包有物(最大径10 cm)の簡単な記載がある(細野・牧野, 2002)のみである. 本稿では, 田上花崗岩体を構成する中-粗粒黒雲母花崗岩中のMMEについて, その産状や構造, 全岩化学組成, 構成鉱物の化学組成について記載し, その成因について言及する. ただし, 石原・村上(2006)に報告のある苦鉄質包有物岩は, 角閃石が含まれず黒雲母が多く含まれている点は共通であるが, これまでのところ径約1 mの玉石として単独で確認されているのみであり, 化学的性質において今回対象としたMMEとは異なる点があり, 現時点においては例外的なものとする.

2. 地質概説

滋賀県の琵琶湖周辺には, 江若岩体, 貝月山岩体, 野洲岩体, 鈴鹿岩体, 田上岩体, 比叡岩体, 比良岩体といった白亜紀末の優白質の花崗岩体と, 活動年代が未確定の花崗閃緑岩-トータル岩質の仰木岩体, 霊仙岩体が地表に分布している(第1図)とともに, 雄琴や瀬田川沿いの地下に伏在している(橋本ほか, 2000; 中野, 2013). これらの各花崗岩体は近年それぞれ詳しく研究が行われてきた(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982, 1997, 2000, 2005, 2008; 中野ほか, 2003; 中野, 2013).

琵琶湖南部周辺には, 上記岩体のうち田上, 比良, 比叡, 野洲, 鈴鹿の花崗岩体が分布している. これらはいずれも山陽帯の花崗岩類に属しており, 各花崗岩体は琵琶湖南部において長径約60 km, 短径や約40 kmの環状に配列し, 当時のコールドロン形成に関係した環状岩体であると考えられている(沢田ほか, 1994). このコールドロンは, 当初「湖東コールドロン」と命名された(西川ほか, 1979, 1983; 西堀ほか, 1991)が, 沢田ほか(1994)はそれをはるかに上回る大規模なコールドロンを推定した(第1図). その後の研究により, 沢田ほか(1994)の提唱したコールドロンは, 新たに「琵琶湖コールドロン」と命名された(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000;



第2図 MME試料採取地点を示す田上花崗岩体の地質図。地質図の凡例は、中野 (2013) にしたがっている (以下の図においても同様) : Gt3 (中-粗粒黒雲母花崗岩)・Gt2 (中-粗粒斑状黒雲母花崗岩)・Gt1 (細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩)。

Fig. 2 Geological map of the Tanakami Granite pluton showing the sampling points of MME. The abbreviations, Gt3 (medium- to coarse-grained biotite granite), Gt2 (medium- to coarse-grained porphyritic biotite granite) and Gt1 (fine-grained to fine-grained porphyritic biotite granite), are according to Nakano (2012)(these abbreviations are the same in the later corresponding figures).

琵琶湖基盤地質研究会, 2001). 一方, 比叡花崗岩体は, その活動時期や化学的性質の違いから, 「琵琶湖コールドロン」形成に参与した他の環状花崗岩体の活動とは異なる火成活動の産物であることが最近明らかにされるとともに, 琵琶湖周辺の白亜紀火成活動史の再検討の必要性が提起された(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008). この観点から, 現在, 比良岩体と比叡岩体の間に位置する仰木花崗閃緑岩体の研究が進められている(貴治ほか, 準備中).

田上花崗岩体は東西約20 km, 南北約6-8 kmの分布域を持つ花崗岩体(第2図)で, 田上-信楽山系と呼ばれる標高500-600 mの山地を形成している. 田上花崗岩体で最も広い分布域を有するのは中-粗粒黒雲母花崗岩であり, 多くのペグマタイトや熱水変質長石鉱床を胚胎している(中野ほか, 2006). 田上岩体を構成するのは, そのほかに岩体東北部に分布する細-中粒斑状黒雲母花崗岩, 岩体北西部に分布する中-粗粒斑状黒雲母花崗岩, 岩体西部に点在する細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩とされた(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000; 中野ほか, 2003). しかし, その後の研究を経て, 中野(2013)は, 田上岩体の構成を中-粗粒黒雲母花崗岩(Gt3), 中-粗粒斑状黒雲

母花崗岩(Gt2)(粗粒相は一部), 細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩(Gt1: アプライト(IUGSの用語法(Le Maitre, 2002)にしたがい細粒非顕晶質花崗岩), ペグマタイト, 細粒-細粒斑状花崗岩脈等を含む)の3岩相とした(第2図). 本稿では, 田上花崗岩体の岩相区分を中野(2013)にしたがっており, 本文中のみならず図表中及びその説明文中において, Gt3・Gt2・Gt1の記号も多用した. MMEは, 岩体北西部の中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中と主岩相である中-粗粒黒雲母花崗岩中に分布する. 後者の存在は最近明らかになった(中野, 2013)が, 風化のため解析試料の採取ができていない. なお, 田上花崗岩体西縁部は日本の三大ペグマタイト産地の一つとして良く知られている(大林, 2002; 河野ほか, 2008; Rakovan *et al.*, 2009; 角谷ほか, 2012; 中野, 2013).

3. 岩石試料

第2図に示すように, 岩体北西部に分布する中-粗粒斑状黒雲母花崗岩(Gt1: 中野, 2013)分布域からMMEを採集した. それらの周囲の母岩はいずれもほぼ中粒質である. なお, MMENS05試料(大戸川河床)を除きいずれ

のMME試料も、露頭から直接採取したものではなく新名神高速道路建設中の工事ルート上に集積されていた玉石から採取したものである。ただし、付近の露頭でも同じ産状が確認されている。既に述べたように、MMEは笹間ヶ岳周辺をはじめとする中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3: 中野, 2013) 中の各所にも見出されるが、いずれも風化が進んでおり分析用の試料としての採取は今後の課題である。

多数採取したMME試料のうち、代表的な4地点中の玉石から採集したMMEからそれぞれ1試料を選び(試料番号MMENS01-MMENS04) それに大戸川河床露頭からの試料 (MMENS05) を加え以下の解析試料とした。母岩である中-粗粒斑状黒雲母花崗岩についても多数岩石試料を採集した。この中-粗粒斑状黒雲母花崗岩の岩石記載や以下で述べるMMEと共存するアプライト等の岩石記載は、中野 (2013) に与えられている。なお、中野 (2013) では、アプライトは細粒非顕晶質黒雲母花崗岩として、ペグマタイトや脈岩類とともに細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt1) 岩相のなかに一括されている。

4. 研究方法

MME4試料の全岩化学組成は、Activation Laboratories Ltd. (Canada) により重量法 (H_2O_{\pm})、IR法 (Total S)、FUS-ICP法 (SiO_2 ほか主成分、Scほか微量元素)、FUS-MS法 (REEほか微量元素) で求められた。鉱物組織観察、鉱物組成分析等には、電子マイクロプローブアナライザー (EMPA: 滋賀大学教育学部設置、日本電子JXA8800M) を使用した。そのうち定量分析は、加速電圧15kV・試料電流20 nAで行った。補正方法はBence and Albee法による。EMPAマッピングは、加速電圧15 kV・試料電流50 nAで行った。他の分析条件は、Nakano *et al.* (2001) や Nakano and Makino (2010) 等と同じである。

5. MME の記載岩石学的特徴

5.1 肉眼的特徴

田上花崗岩体産のMMEの野外での産状は、中野 (2013) によって概略的に与えられている。多い場合でも1 m²中に数個程度であるが、母岩中の各所に広範に散在している。

中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中に見られるMMEの形状は、一般的には断面では円形や楕円形である (第3図)。立体的には主に球状や卵型状と考えられる。しかし、まれに細長いレンズ状のもの (5 cm) や不規則形状のものがある (10 cm内外)。長径10 cm前後のサイズのものが目立つが、全体としては長径約1 cm-最大20 cm強のサイズ変化がある。1 cm程度あるいはそれより小さいものは、黒雲母クロット (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982, 2000;

中野ほか, 2003) と紛らわしくなる。母岩である中-粗粒斑状黒雲母花崗岩との境界は明瞭であるが、母岩側、MME側共にほとんどの場合特別なゾーンは見られない。ただし、まれにMMEの最外縁部が相対的により黒い場合がある。また、MMEの周りの母岩が部分的に粗粒 (ペグマティティック) になる場合があるとともに、黒雲母のレイアリング (layering) がMMEと近接する場合がある。観察露頭として代表的な地点である大戸川河床では、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中に、大きさが約1 cmから約15 cmのMMEが点在している (第3図)。この露頭において、幅約15 cmのアプライト脈から30 cmほどのところにMMEが存在している。これらの共存関係は他の場所でもしばしば観察され、まれに両者が接している場合もある。

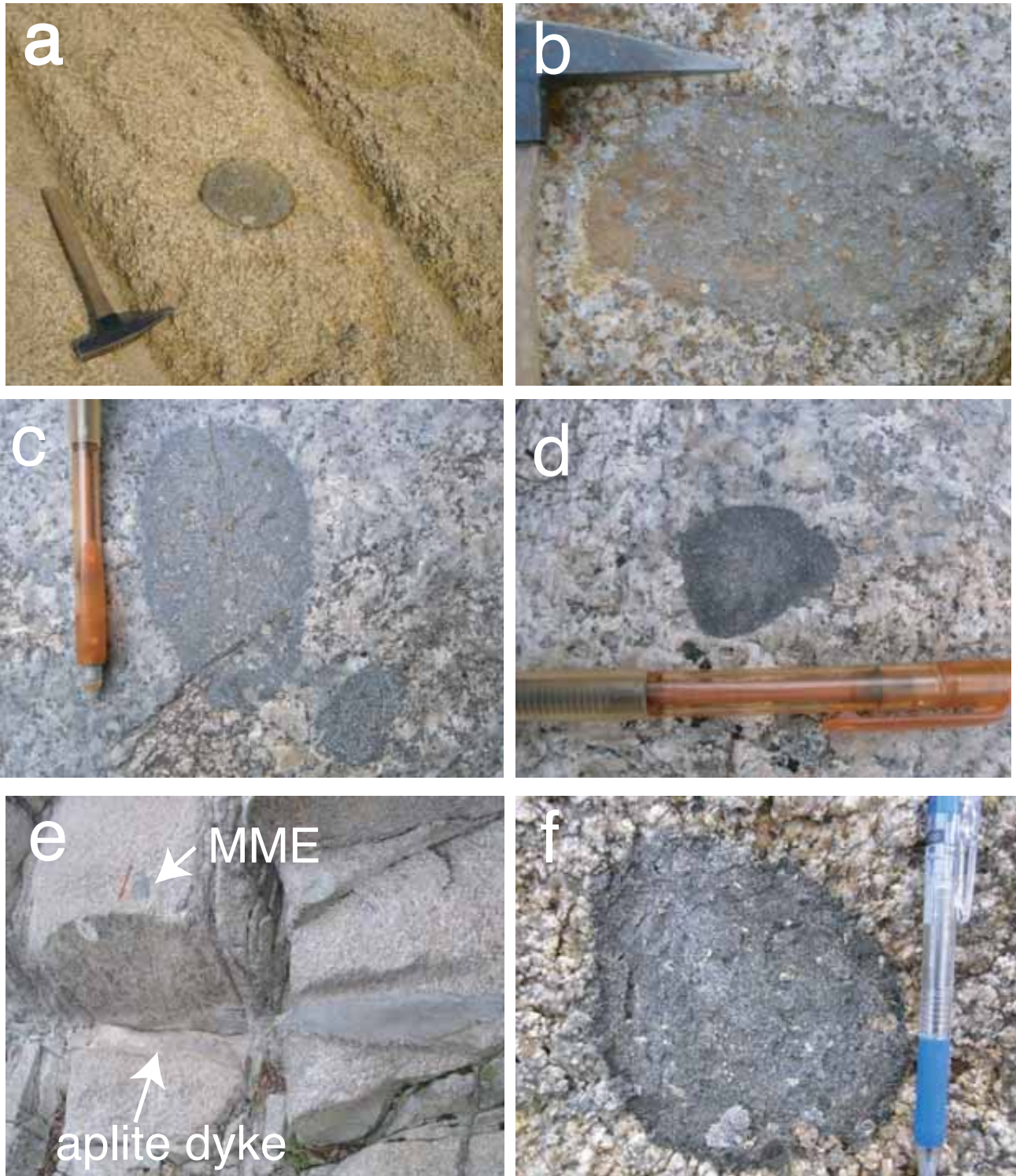
本MMEの肉眼的な岩相としては、細粒 (1 mm以下) 石基中に点在する斜長石斑晶が特徴的である。まれに、石英の融食斑晶が点在している場合がある。また、斑晶が見当たらない場合もある。実際のモード組成や顕微鏡観察では斜長石の割合が大きいかかわらず、細粒石基に黒雲母粒子が散在しているため全体として黒色に見える。斑晶斜長石の形状は自形-半自形に見える粒子もあるが、石基との境界は単純に平面状ではなく、角が丸みを帯びたり湾曲したりかなりの凹凸を有して石基と入り組んでいる場合が多い。

本稿の対象ではない中-粗粒黒雲母花崗岩中にも、笹間ヶ岳-堂山地域においてMMEが散在している (中野, 2013)。本地域は、上記中-粗粒斑状黒雲母花崗岩分布域とともに、ペグマタイト多産地域である。中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中の場合と同じくアプライト・ペグマタイトや黒雲母シュリーレンと共存しているほか、それに加えてこれらの近辺には球状花崗岩が伴われている (中野, 2013)。中-粗粒黒雲母花崗岩とMMEとの境界はいずれも明瞭である。大きさや形は、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中のMMEとほぼ共通である。母岩とともに風化が進んでおり、これまでのところ野外観察に留まっている。

5.2 鏡下での特徴

構成鉱物の粒径は0.1-0.5 mm程度である。MMEを構成する石基の主成分鉱物は石英、斜長石、黒雲母である。石英の大きさは0.1-0.5 mm程度であり、他形である。自形-半自形の石基斜長石の長径は0.2-1.0 mm程度であり、コア-リムの累帯構造が発達しており、そのうちコア部はソーシュライト化している。斜長石のソーシュライト化した部分にはアルカリ長石小片が散在している。黒雲母の長径は0.1-0.3 mm程度である。

MME中に含まれる石英斑晶 (長径2-7 mm程度) であり、融食され丸みをおびた形である。斜長石斑晶は一般に大きき2-10 mm程度である。MMENS03には多くの斑晶が

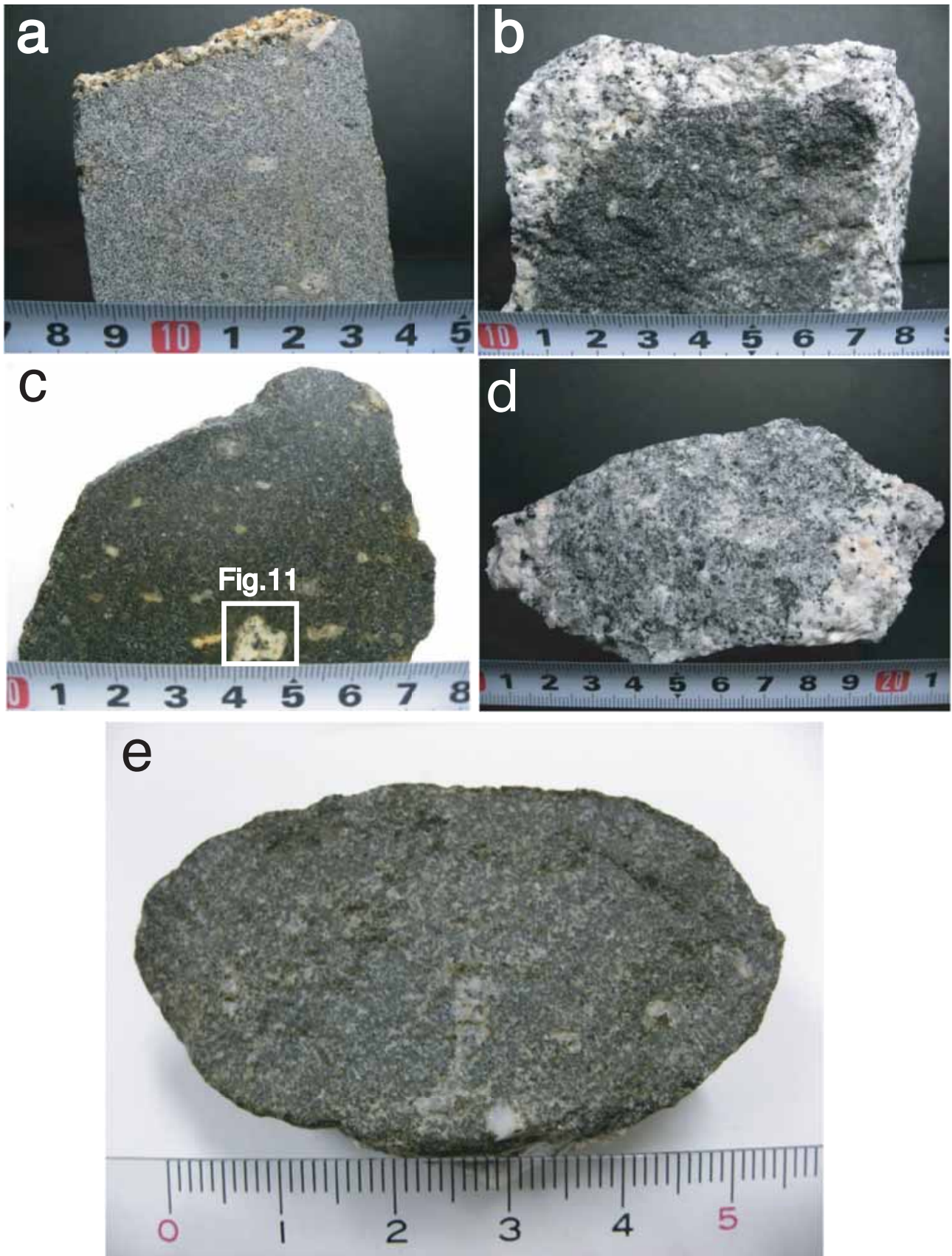


第3図 MMEの露頭写真. a, b : MMENS01 and MMENS 02, c : MMENS03, d : MMENS04, e : MMENS05 (以上, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) 中), f : 中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) 中のMME.

Fig. 3 Photographs of MME in outcrops, a, b: MMENS01 and MMENS 02, c: MMENS03, d: MMENS04, e: MMENS05 (a-e in medium- to coarse-grained porphyritic biotite granite (Gt2)), f: MME in medium- to coarse-grained biotite granite (Gt3).

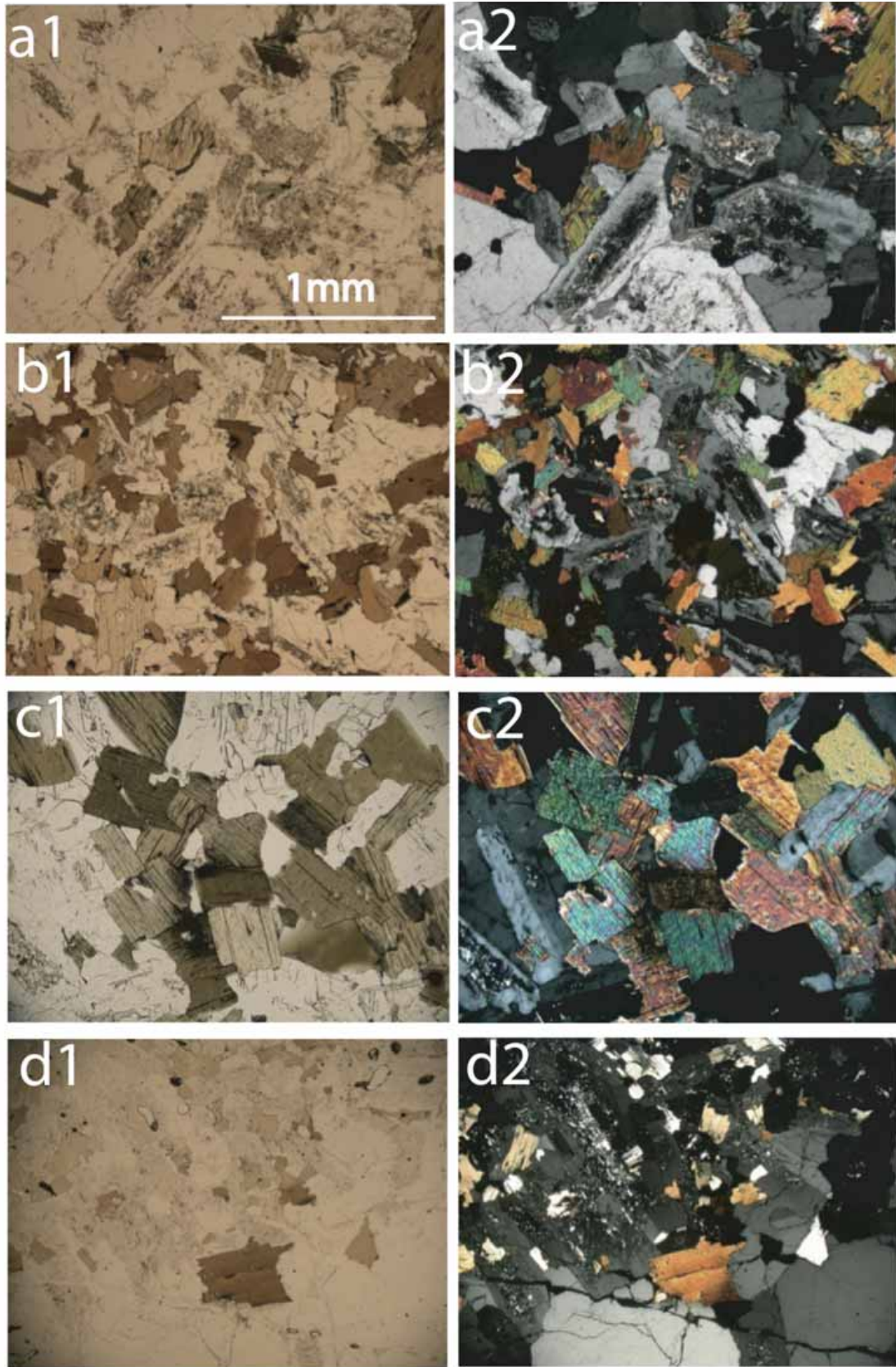
存在し、10 mm以上の大きな斑晶もある(第4図, 第11図)。斜長石斑晶は、コア-リムの関係に若干の振動パターンが加わった累帯構造を示すが、コア部は変質しており

(ソーシュライト化) そこに不定形の微粒アルカリ長石及び間隙充填の石英や細粒黒雲母等が存在している。以下に、今回解析したMME試料について個別に鏡下の特徴



第4図 田上MME試料の接写写真。 a : MMENS01, b : MMENS02, c : MMENS03, d : MMENS04, e : MMENS05.

Fig. 4 Close up photographs of the Tanakami MME samples investigated in this study. a: MMENS01, b: MMENS02, c: MMENS03, d: MMENS04, e: MMENS05.



第5図 田上MME試料の薄片顕微鏡写真。a：MMENS01, b：MMENS02, c：MMENS03, d：MMENS04。番号1の写真は単ニコル、番号2の写真は直交ニコル。

Fig. 5 Microphotographs of thin sections of the Tanakami MME samples. a: MMENS01, b: MMENS02, c: MMENS03, d: MMENS04. Photos numbered as 1 are under one nicol and those numbered as 2 are under crossed nicols.

を述べる。

MMENS01 (第4図a, 第5図a)

他のMMEと比較すると、斜長石、石英が多く、黒雲母は少ない。また、斜長石、石英の大きさが0.7 mm前後と大きい。そのため肉眼では白と黒の細かいまだら模様に見える。5 mm前後の斜長石の斑晶と1 mmほどの黒雲母の斑晶を含有する。母岩である中粒斑状黒雲母花崗岩との境界部は明瞭である。

鏡下では、斜長石の大きさは0.2–1 mm程度であり、自形で伸長方向に成長し、累帯構造が発達している。累帯構造のコア部はソーシュライト化している。石英は0.3–1 mmで、他形で間隙充填的に存在している。黒雲母は短冊状のものや不規則型があり、大きさは0.1–0.8 mmほどである。

MMENS02 (第4図b, 第5図b)

長径約10 cmで、断面の形状はひずんだ楕円状である。他のMMEと比較すると、全体的に細粒で、黒雲母に富む。肉眼では緻密な黒色状の塊に見える。大きき3 mm前後の斑晶状の石英をわずかに含む。

鏡下では自形斜長石の累帯構造が発達しており、大きさは0.3 mm前後である。石英は他形で間隙充填的であり、大きさは長径0.1 mm以下のものから0.7 mmほどである。黒雲母は0.1 mm以下のものから0.4 mm程度のものがある。

MMENS03 (第4図c, 第5図c)

長径20 cmほどの細粒緻密なMMEである。斜長石と石英の斑晶を多く含む。斜長石の斑晶は5 mm前後のものが多いが、長径が約1.4 mmの大きな斑晶もある(第10図)。斑晶内部に存在する黒雲母集合部分を肉眼で確認できる。斑晶状他形石英は大きき5 mm前後である。

鏡下では、径10 mmを超える斜長石斑晶(第10図)は、他の斑晶(他地点及び本地点)のこれまで触れてきた内部組織と異なり、多数の0.5 mm前後の短冊状斜長石が集まっているように見える。既に述べたように、斑晶内部に0.1 mm以下の黒雲母が濃集している部分があり、肉眼で黒色部に見える。斑晶コア部には、石英や微細な黒雲母、アルカリ長石、ジルコン、イルメナイト、螢石が存在しており、黒雲母は緑泥石化している。共存しているジルコンやイルメナイトは大きき10 μm程度、螢石は長径100 μmを超える。

MMENS04 (第4図d, 第5図d)

構成鉱物の粒度が粗いので、個々の鉱物粒子が肉眼でもわかる。MME中にさらに0.5 mm前後の黒雲母が濃集する部分(クロット)が見られる。

鏡下では、斜長石、石英共に大きさが0.4–1 mmほどで、他のMMEと比較すると、鉱物粒子のサイズが相対的に大きい。自形斜長石は、コア部がソーシュライト化しているものは少なく比較的新鮮である。石英は他形で間隙充填的に存在する。黒雲母の大きさは長径0.5 mm前後で

ある。

MMENS05 (第3図e, 第4図e)

本MMEは長径約5 cmで断面は楕円形をしている。2 mm前後の他形の石英斑晶を含んでいる。石基の斜長石は自形で、大きさは0.5–0.8 mmで、他の田上花崗岩中MMEと比較すると大きい。石英は他形で間隙充填的であり、大きさは0.1–0.5 mmほどである。黒雲母は短冊状のものが多く、大きさは0.1 mm以下のものから0.3 mm程度と比較的小さい。

5.3 顕微鏡モード組成

モード組成の測定値を第1表と第6図に示す。MMEに含まれる鉱物は石英と斜長石が約40%で、黒雲母は20%前後であり、トータル岩の組成を示す。MMEの中でもMMENS04は黒雲母の占める割合が15.3%と相対的に少ない。黒雲母の多いMMENS02はその割合が26.6%である。MMEのアルカリ長石は斜長石中に小さく点在しているためカウントできていない。

6. 全岩化学組成

6.1 全岩主成分組成

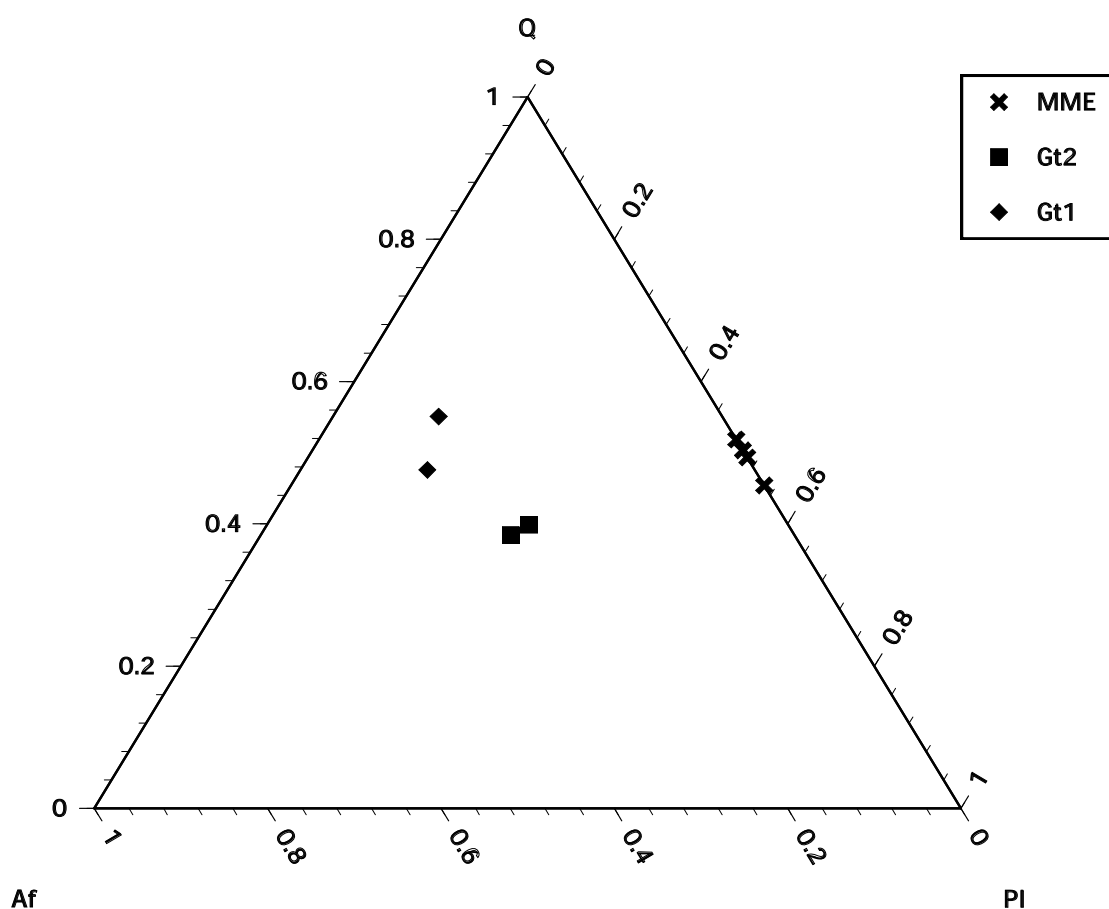
田上花崗岩体を構成する各岩相の全岩化学組成(中野, 2013)に、本稿の対象であるMMEの全岩化学組成を加えて第2表と第3表に示す。MMEのSiO₂の平均値は66.1 wt% (分析数: 4個)、MME、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2)、中-粗粒黒雲母花崗岩(Gt3)、細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩(Gt1)(アプライトを含む)の順にSiO₂の値が高くなっている。MMEと中-粗粒斑状黒雲母花崗岩のSiO₂平均値では7%の差があるが、MMENS01サンプルは70.04 wt%とSiO₂に富み母岩に近い値である。また、MMENS01サンプルはTiO₂、Fe₂O₃、MgOが他の田上花崗岩体中のMMEに比べて低く、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩に近い値を示す。一方、MMENS02サンプルはSiO₂が63.39 wt%と最も低い値である。一方、石原・村上(2006)のMMEのSiO₂含有量は、今回の試料より極めて低い。

主成分元素の変化図(ハーカー図)を第7図に示す。TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MnO、MgO、CaO、P₂O₅は、SiO₂の増加に伴って、すなわちMME・中-粗粒斑状黒雲母花崗岩・中-粗粒黒雲母花崗岩・細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩(アプライトを含む)の順で減少している。Al₂O₃、P₂O₅は直線的に変化するが、Fe₂O₃、MnO、MgO、CaO、K₂O、TiO₂は曲線的に変化している。一方、K₂Oは中-粗粒黒雲母花崗岩と細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩では若干のばらつきがあるがほぼ直線的に増加する。Na₂Oは、どの岩相もほぼ3.5–4.0%と一定でありSiO₂との間に相関がみられない。なお、石原・村上(2006)が記載したMME(MNK50)は、多くの酸化物でこれらの変化曲線(回帰曲線)の外挿線から大きく外れた位置にあり、本研究でのMMEとは

第1表 田上MMEの顕微鏡モード組成.

Table 1 Modal analyses of the Tanakami MME under a petrographic microscope.

(%)	MME				Medium-grained Porphyritic bt gr (Gt2)		Aplite (Gt1)	
	MMENSO1	MMENSO2	MMENSO3	MMENSO4	KTM01	KTM06	MMENS05	Hirano
Quartz	40.2	37.9	39.2	37.9	36.0	37.5	54.2	47.1
Alkali feldspar	0.0	0.0	0.0	0.0	30.7	28.1	32.2	37.4
Plagioclase	41.3	35.2	38.7	45.6	27.0	28.4	12.0	14.5
Biotite	18.5	26.6	22.0	15.3	6.3	6.0	1.6	1.0



第6図 Q(石英)-Af(アルカリ長石)-Pl(斜長石) 三成分モード組成図.

Fig. 6 Modal compositions on the Q (quartz)-Af (alkali feldspar)-Pl (Plagioclase) ternary diagram.

異質な岩石といえる。

6.2 REE含有量

石原ほか (2005) は、田上花崗岩体水口図幅域の田上花崗岩体東半部構成岩相のREE含有量とその分布パターンについて次のように述べている：「その含有量は高く、179-290 ppmであり、特に重希土類に富んでお

り、イットリウムは40-114 ppmに達する」。この特徴は、第3表に示されている水口図幅西隣の京都東南部図幅域に相当する田上花崗岩体西半部からの各岩相試料についての分析値にもほぼ共通である。ただし、中野 (2013) の細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt1) のKTF01-04 (細粒斑状黒雲母花崗岩脈2本とアプライト岩脈2本) の軽希土類は41-84 ppmと石原ほか (2005) の相当岩 (3試料)

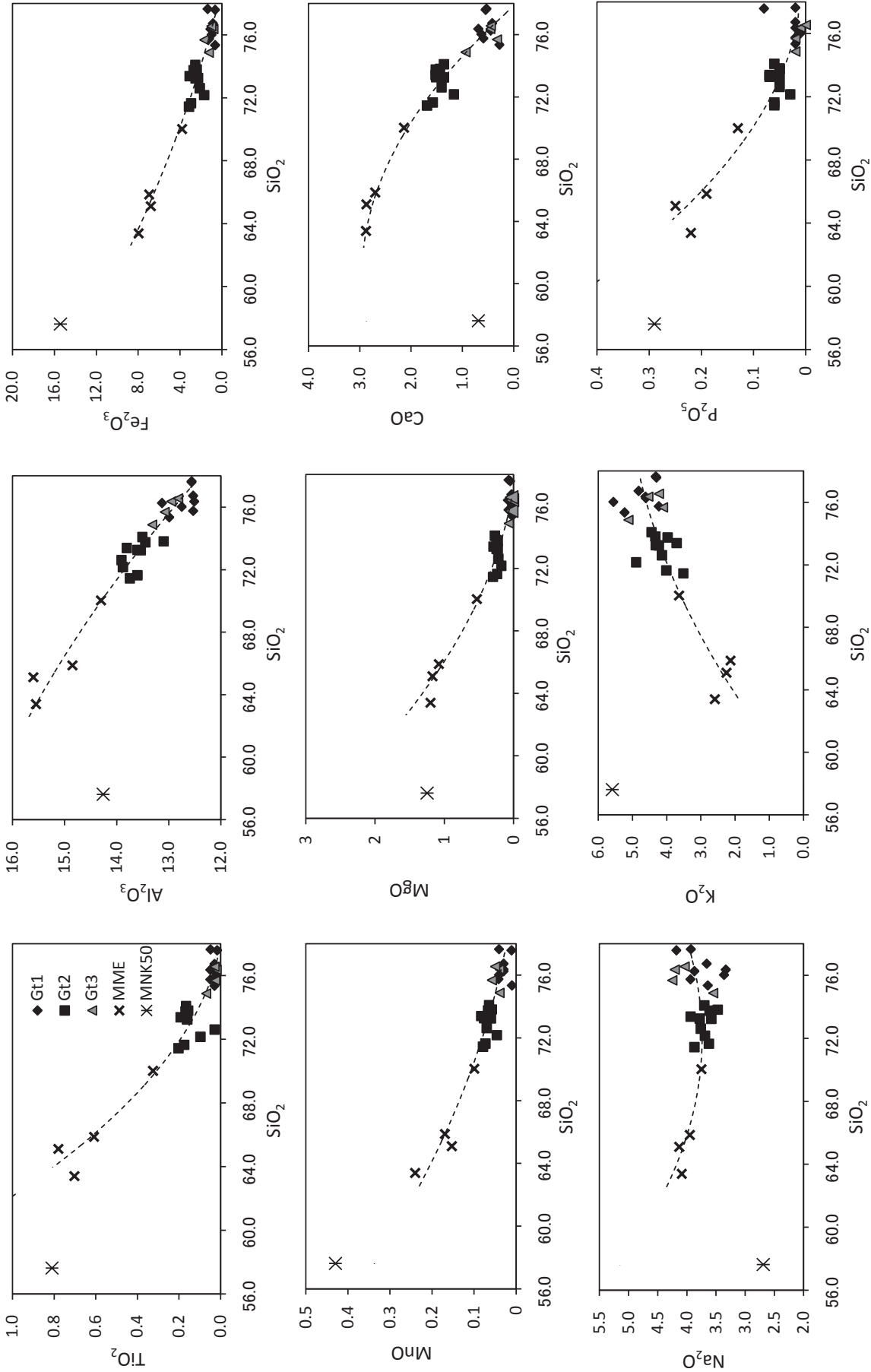
第2表 田上MMEと田上花崗岩体構成岩相の全岩化学組成 (主成分, Gt3 (中-粗粒黒雲母花崗岩)・Gt2 (中-粗粒斑状黒雲母花崗岩)・Gt1 (細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩)の記号は中野 (2013) にしたがっている (第3表も同様), 下段のQ・Or・Ab・Anの数はノルム組成を示す, 表中の-は未測定を示す.

Table 2 Bulk rock compositions (major elements) of MME and each constituent rock facies of The Tanakami Granite pluton. Chemical analyses were made by Act Lab. The abbreviations, Gt3 (medium- to coarse-grained biotite granite), Gt2 (medium- to coarse-grained porphyritic biotite granite) and Gt1 (fine-grained to fine-grained porphyritic biotite granite), are according to Nakano (2012) (these abbreviations are the same in Table 3). In the lower column, the values of Q, Or, Ab and An values are normative ones calculated. - : not determined.

Reference	This study																
	KT005 Gt3	KT001 Gt2	KT002 Gt2	KT003 Gt2	KT004 Gt2	KT005 Gt2	KT006 Gt2	KT008 Gt2	KT009 Gt2	KT010 Gt1	KT011 Gt1	KT012 Gt1	KT013 Gt1	KT014 Gt1	KT015 Gt1	KT016 Gt1	
SiO ₂	75.88	73.24	73.80	72.16	73.38	71.44	73.75	71.64	74.09	77.65	75.75	77.59	76.02	70.02	63.39	65.10	65.86
TiO ₂	0.03	0.16	0.16	0.10	0.19	0.20	0.17	0.18	0.17	0.05	0.05	0.02	0.02	0.33	0.70	0.78	0.61
Al ₂ O ₃	13.08	13.54	13.10	13.88	13.81	13.75	13.45	13.80	13.51	12.56	12.53	12.56	12.75	14.30	15.55	15.80	14.85
Fe ₂ O ₃ (T)	1.70	2.54	2.41	1.69	3.07	3.14	2.73	2.96	2.56	1.35	1.22	0.65	0.99	3.82	7.97	6.79	6.96
MnO	0.08	0.08	0.06	0.05	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04	0.01	0.04	0.10	0.24	0.15	0.17
MgO	0.03	0.23	0.25	0.18	0.29	0.30	0.23	0.24	0.27	0.07	0.07	0.05	0.02	0.53	1.20	1.17	1.08
CaO	0.33	1.51	1.44	1.17	1.53	1.69	1.52	1.58	1.36	0.53	0.59	0.55	0.63	2.14	2.88	2.87	2.70
Na ₂ O	4.25	3.58	3.47	3.69	3.94	3.87	3.61	3.62	3.70	3.93	3.94	4.18	3.36	3.75	4.09	4.13	3.95
K ₂ O	4.11	4.32	4.33	4.90	3.71	3.52	3.97	4.01	4.45	4.32	4.23	4.30	5.56	3.64	2.59	2.25	2.14
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.05	0.03	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.02	0.02	0.08	<0.01	0.13	0.22	0.25	0.19
Total S	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.02	<0.01	-	-	-	-
LOI	0.43	0.78	1.04	0.62	0.46	0.82	0.47	0.52	0.50	0.41	0.43	0.45	0.31	1.56	1.83	1.85	1.67
H ₂ O ^c	0.40	0.50	0.50	0.40	0.50	0.70	0.50	0.60	0.50	0.40	0.40	0.20	0.10	-	-	-	-
H ₂ O ^t	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	-	-	-	-
Total (wt%)	99.71	100.03	100.10	98.46	100.54	98.90	100.02	98.48	100.74	100.94	98.87	100.46	98.70	>101.00	100.70	101.00	>101.00
Norm	34.5	32.5	33.7	29.3	32.8	32.3	34.1	31.7	32.4	37.1	35.3	35.8	33.9	29.3	22.3	25.3	27.8
Q	24.3	25.5	25.6	29.0	21.9	19.6	23.5	23.7	26.3	25.5	25.0	25.4	32.9	21.5	15.3	13.3	12.7
Or	36.0	30.3	29.4	31.2	33.3	32.8	30.6	30.6	31.3	33.3	33.3	35.4	28.4	31.7	34.6	35.0	33.4
Ab	1.5	7.2	6.8	5.6	7.1	8.0	7.2	7.5	6.4	2.5	2.8	2.2	3.1	9.8	12.9	12.6	12.2
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

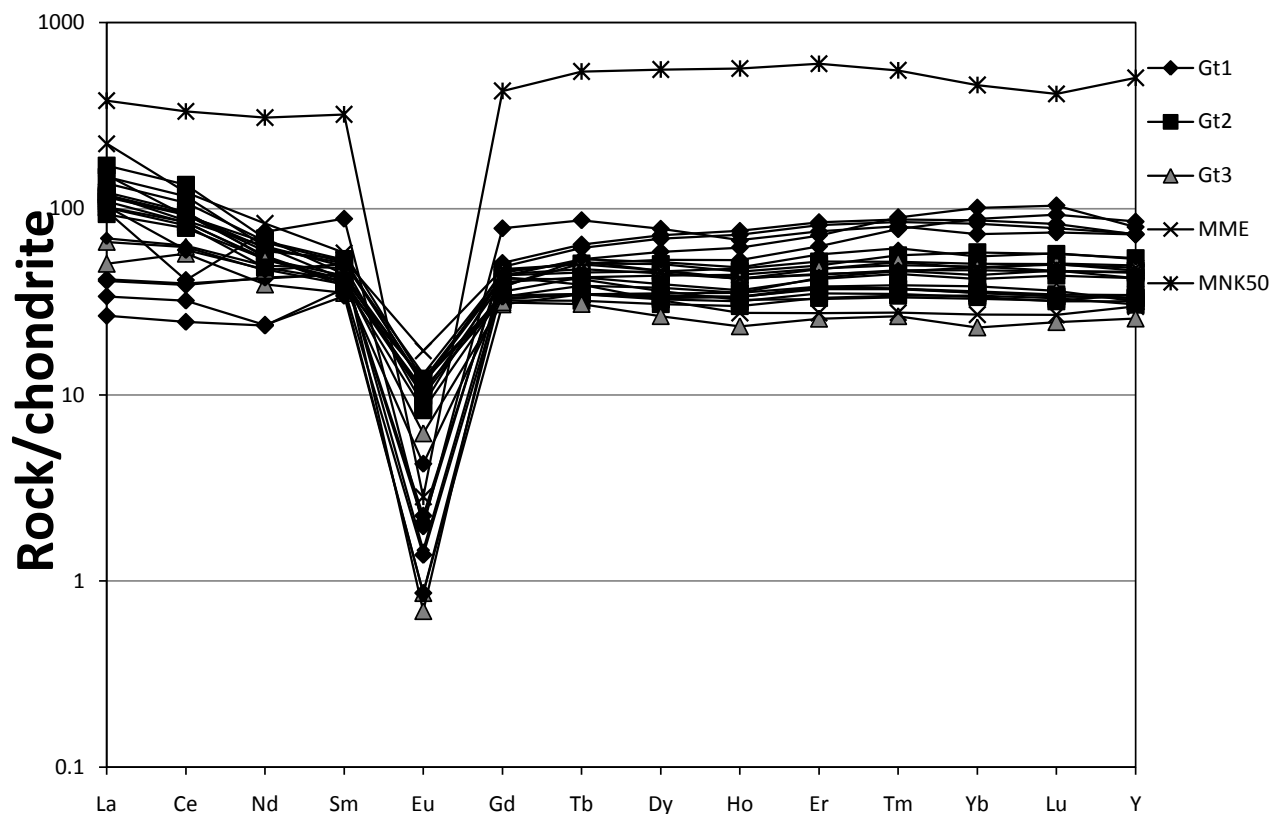
Reference	Ishihara et al. (2005)															
	TKM01 Gt3	TKM02 Gt1	TKM03 Gt3	TKM04 Gt2	TKM05 Gt1	TKM06 Gt1	TKM07 Gt1	TKM08 Gt1	TKM09 Gt1	TKM10 Gt1	TKM11 Gt1	TKM12 Gt1	TKM13 Gt1	TKM14 Gt1	TKM15 Gt1	TKM16 Gt1
SiO ₂	76.55	72.61	76.26	74.87	73.25	76.36	75.35	76.73	76.73	57.62	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.16	0.05	0.03	0.03	0.81	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	12.82	13.91	13.13	12.95	13.32	13.60	12.51	12.99	12.53	14.26	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0.19	0.45	0.88	0.82	1.26	2.28	1.08	0.64	0.85	15.42	-	-	-	-	-	-
FeO	0.75	1.50	nd.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (T)	1.02	2.12	0.88	0.82	1.26	2.28	1.08	0.64	0.85	15.42	-	-	-	-	-	-
MnO	0.05	0.07	0.03	0.04	0.04	0.06	0.03	0.01	0.03	0.43	-	-	-	-	-	-
MgO	0.03	0.22	0.03	0.02	0.07	0.25	0.08	0.02	0.03	1.25	-	-	-	-	-	-
CaO	0.45	1.41	0.45	0.46	0.94	1.36	0.69	0.28	0.42	0.69	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	4.04	3.76	3.87	4.21	3.55	3.78	3.33	3.64	3.66	2.69	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	4.23	4.14	4.54	5.12	4.23	4.62	5.23	4.82	5.59	0.29	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	0.05	0.01	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	-	-	-	-	-	-
LOI	0.59	1.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ^c	-	-	-	0.32	0.50	0.62	1.04	1.55	0.79	1.41	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ^t	-	-	-	0.06	0.02	0.13	0.22	0.23	0.10	0.15	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	0.08	0.12	0.12	0.09	0.10	0.10	0.06	-	-	-	-	-	-
Total (wt%)	99.73	99.47	99.30	99.91	99.92	100.14	100.11	100.13	100.64	100.64	-	-	-	-	-	-
Norm	34.4	31.7	35.1	33.5	32.6	32.0	37.8	33.6	36.1	18.1	-	-	-	-	-	-
Q	25.0	24.5	27.2	26.8	30.3	25.0	27.3	30.9	28.5	33.0	-	-	-	-	-	-
Or	34.2	31.8	32.8	35.6	30.0	32.0	28.2	30.8	31.0	22.8	-	-	-	-	-	-
Ab	4.4	6.7	2.2	2.2	4.5	6.3	3.3	1.3	2.0	1.5	-	-	-	-	-	-

* CRGLB-Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa



第7図 MMEと田上花崗岩体各岩相のハーカー図 (全岩化学組成変化図)。図中の破線は、石原・村上(2006)のMME (*印)を除く分析値に対してマイクロナフト・エクセルにより求めた近似(回帰)二次曲線を示す。

Fig. 7 Variation diagrams of bulk rock compositions of the Tanakami granites (Harker's diagrams). Each broken line shows each regression quadratic curve for each distribution pattern except for the MME (symbol=*) of Ishihara and Murakami (2006), which was obtained by the software "Microsoft Excel".



第8図 全岩化学組成図(REE). a : MMEと田上花崗岩体構成岩相のREEパターン図(コンドライト規格化).

Fig. 8 Spider diagram showing the contents of REE in bulk rock compositions. Plotted data are normalized using the chondrite values.

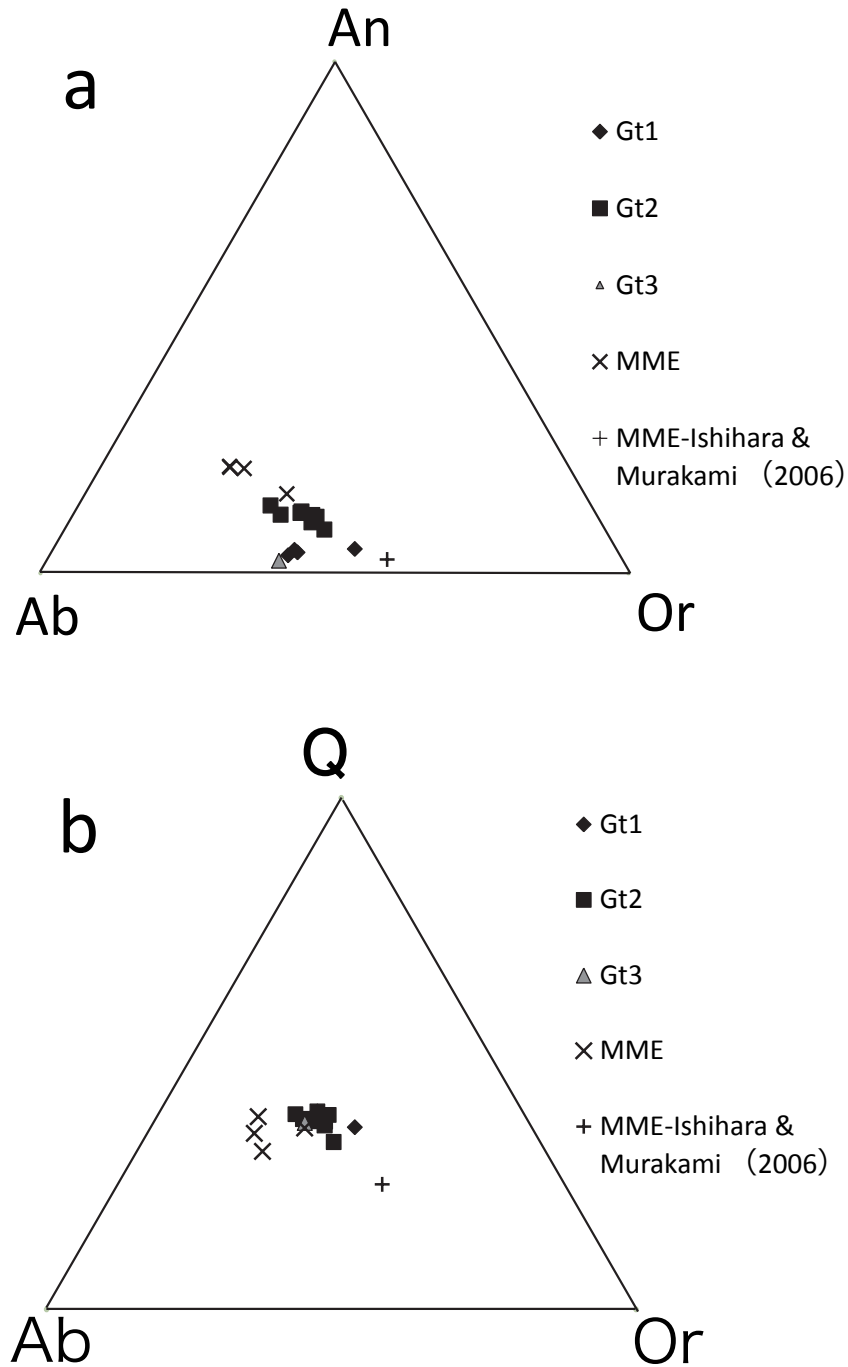
の91-104 ppmと比べるとかなり低い。

MMEを含めての第3表に示されている分析値について、それらのコンドライト規格化した希土類元素の存在パターン(REEパターン)を第8図に示す。コンドライト規格化には、Sun and McDonough (1989)のコンドライト組成値を用いた。今回のMMEのREEは、相対的に軽希土類に富み重希土類に乏しいので、そのコンドライト規格化パターンはやや右下がりになっている。母岩の中-粗粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2)のREEパターンもほぼ同じパターンを示しており、両者のパターンはほぼ同じ範囲で重複している。ただし、MMEの方が、共通に見られるEuの負異常の落ち込みがやや小さい。これらのREEパターンは、比叡花崗岩のパターンに比較的近いものとなっている。主岩相の中-粗粒黒雲母花崗岩(Gt3)のREEは、田上花崗岩体の中では、軽希土類においても重希土類においても相対的に含有量が少なくなっているが、パターンとしては同じようにやや右下がりである。細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩(Gt1)のREEは、軽希土類においてはかなり含有量が少ない場合も含めて平均的に少なくなっている一方、重希土類においては最も多い含有量であるので、全体のパターンとしては以上のパターンと逆にやや右上がりとなっている。なお、今回対象としたMMEのREEパターンと異なり、石原・村上(2006)の

MNK50は、「希土類元素総量は非常に高く(1,804 ppm)、特にY(792 ppm)に富み、Dyは142 ppm」であり、例外的な含有量でやや右上がりのREEパターンを示している。

6.3 ノルム組成

全岩化学組成より求めたノルムAb-An-Or比とノルムQ-Ab-Or比は既に示した第2表に付記してあるが、第9図として示す。MMEは、ノルムAb-An-Or三角図では田上花崗岩体を構成する岩相中最もAnに富む組成を示し、ノルムQ-Ab-Or三角図では最もAbに富む。MMEは、ノルムAb-An-Or三角図、ノルムQ-Ab-Or三角図ではOr成分が産出される。ただし、関連岩相中では最も低いOr成分を示している。MMEの母岩である中-粗粒斑状黒雲母花崗岩は、ノルムAb-An-Or三角図において、主岩相の中-粗粒黒雲母花崗岩に比べるとよりAn成分に富む領域にプロットされる。細粒斑状黒雲母花崗岩とアプライトは粗粒黒雲母花崗岩よりもOr成分に富む領域にプロットされる。ノルムQ-Ab-Or三角図では、田上花崗岩体の各岩相ともにほぼ同じような領域にプロットされる一方、MMEのみがそれらとやや離れた領域にプロットされる。すなわち、Q成分はほとんど変わらないがAb:Or比が多少異なっている。



第9図 ノルム組成図. a : An-Ab-Or図, b : Q-Ab-Or図.

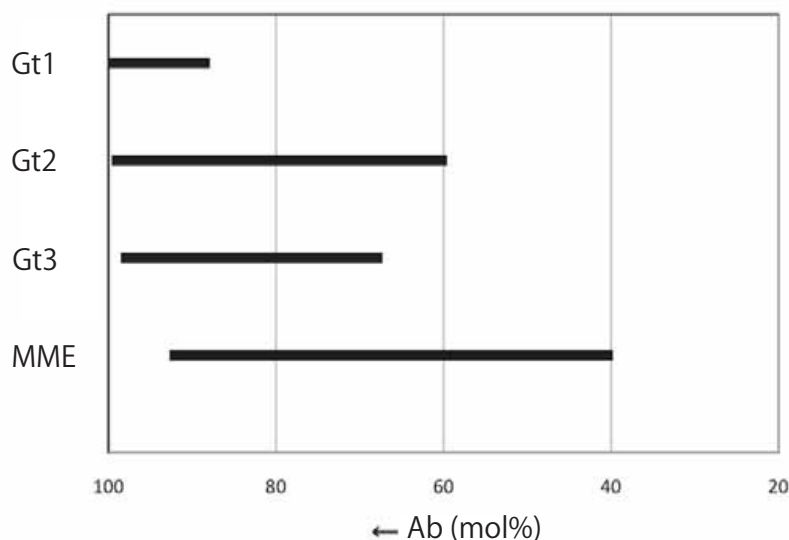
Fig. 9 Normative compositions of the rock samples. a: An-Ab-Or ternary compositions and b: Q-Ab-Or ternary compositions.

7. 造岩鉱物の組織と化学組成変化

7.1 斜長石

第10図に各岩相中斜長石のAb成分の組成範囲を示す。MME母岩の中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中の斜長石の化学組成は $Ab_{60}An_{39}Or_{0.8}-Ab_{99}An_{0.4}Or_{0.5}$ 、中-粗粒黒雲母花崗岩では、 $Ab_{68}An_{30}Or_{1.8}-Ab_{98}An_{1.2}Or_{0.9}$ という結果が得られた。中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中斜長石と中-粗粒黒雲

母花崗岩中斜長石は類似した化学組成を示すが、後者の方がややAb成分に富む。個別に得られたMME中の斜長石の化学組成は、 $Ab_{52}An_{47}Or_{0.7}-Ab_{88}An_{10}Or_{1.5}$ (MMENS01), $Ab_{52}An_{47}Or_{0.5}-Ab_{91}An_{6}Or_{2.4}$ (MMENS01), $Ab_{44}An_{56}Or_{0.7}-Ab_{83}An_{15}Or_{2.1}$ (新名神工事位置指標st.362 : KTM03 (中野, 2013) 地点西), $Ab_{45}An_{55}Or_{1.0}-Ab_{96}An_{4}Or_{0.4}$ (MMENS03), $Ab_{55}An_{44}Or_{1.1}-Ab_{86}An_{13}Or_{1.5}$ (新名神工事位置指標st.368 : KTM02 (中野, 2013) 地点西), $Ab_{55}An_{44}Or_{0.9}-Ab_{80}An_{18}Or_{2.0}$



第10図 MME及び田上花崗岩体構成岩相中斜長石の組成比較図。

Fig. 10 Plagioclase compositions of MME and each constituent rock facies of the Tanakami Granite pluton.

(MMENS04), $Ab_{45}An_{54}Or_{1.2}-Ab_{92}An_7Or_{0.7}$ (MMENS04t), $Ab_{40}An_{59}Or_{0.8}-Ab_{84}An_{15}Or_{1.9}$ (MMENS04tl), $Ab_{47}An_{53}Or_{0.7}-Ab_{92}An_7Or_{0.7}$ (MMENS05) である。MME中の斜長石は短冊状をしており、コア-リムの累帯構造を示す(第11図)。累帯構造のコアはAn成分に富み、リムほどAb成分に富む。コアの組成は曹長石を示し、リムの組成値はサンプルによって幅があり、灰曹長石の組成を示すもの(MMENS01・st.362・st.368・MMENS04・MMENS04tl)と、曹長石の組成を示すもの(MMENS02・MMENS03・MMENS04t・MMENS05)とがある。MMEを構成する斜長石は、母岩である中-粗粒斑状黒雲母花崗岩や中-粗粒黒雲母花崗岩と比較すると、An成分に富みAb成分に乏しい(第10図)。

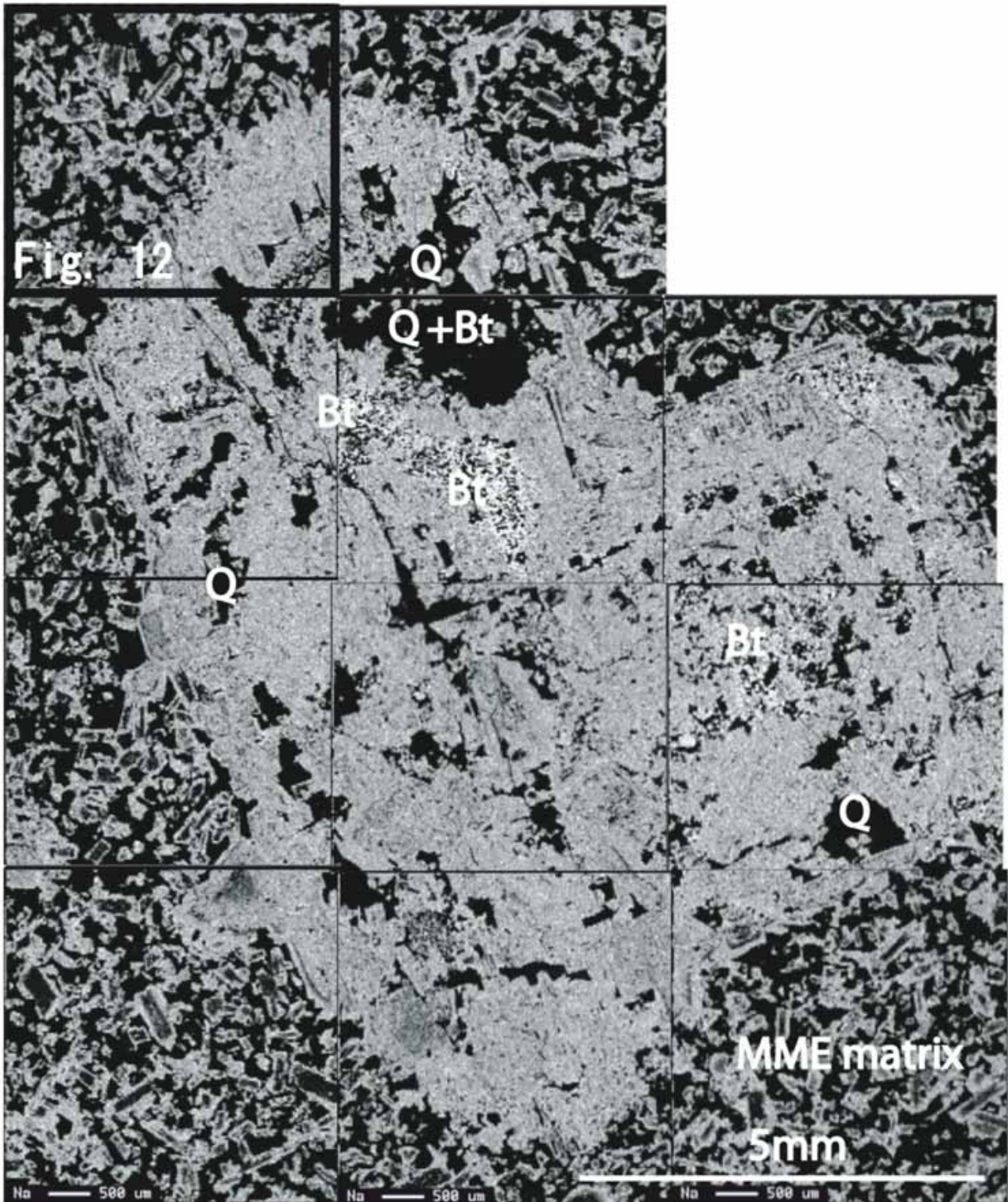
MME中の斜長石斑晶についても(MMENS03サンプル中の長径14 mmほどの斜長石斑晶とst.368中の斜長石斑晶)、その化学組成を調べた。第10図の斑晶のコア部の化学組成は $Ab_{72}An_{27}Or_{0.8}-Ab_{96}An_3Or_{0.2}$ であり、他のMME中の斜長石斑晶よりも、よりAb成分に富み曹長石化している。この大きい斑晶は短冊状の(0.5 mm前後)斜長石結晶が集合した組織を示しているのが注目されるが、特に石基部との境界部でそのような集合状態が明瞭である(第11図)。斑晶リム部のこれらの斜長石短冊片にも個々累帯構造が観察される。その組成範囲は $Ab_{53}An_{46}Or_{1.0}-Ab_{77}An_{21}Or_{2.0}$ とAn成分に富み、既に述べたMME石基を構成する斜長石と類似の特徴を示している。

7.2 アルカリ長石

まず、田上花崗岩体を構成する各岩相中のアルカリ長石について言及する。それらのアルカリ長石のバルク組成(平均組成)は、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩では

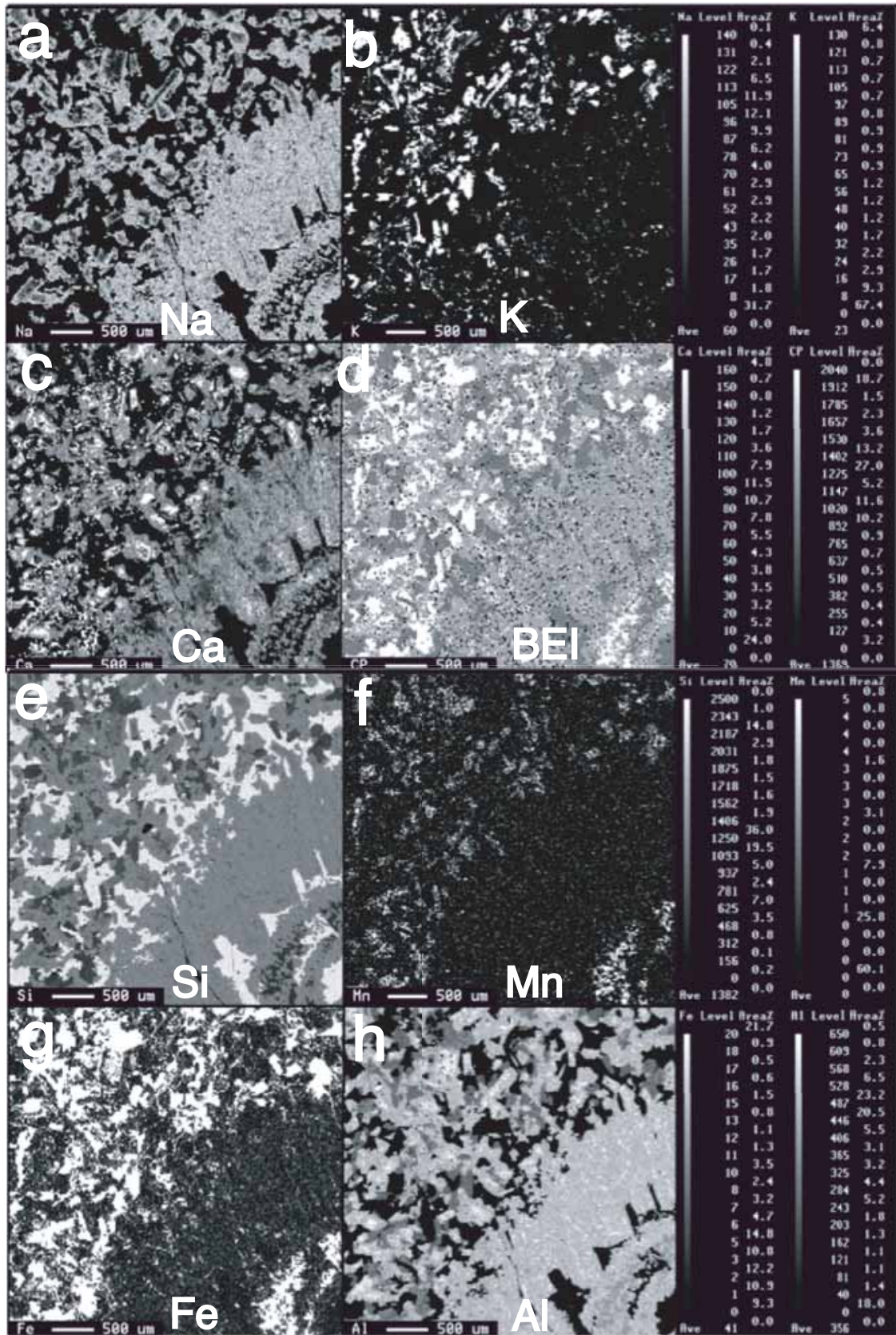
$Or_{81}Ab_{18}An_{0.9}$ 、中-粗粒黒雲母花崗岩では $Or_{84}Ab_{16}An_{0.5}$ である。中-粗粒斑状黒雲母花崗岩、中-粗粒黒雲母花崗岩のどちらのアルカリ長石もパーサイト組織が発達しており、パッチパーサイトやひも状パーサイト、ラメラ状パーサイトを有している。パーサイト組織の化学組成は、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩では、 Or_{85-99} (宿主)- Ab_{82-99} (ゲスト)、中-粗粒黒雲母花崗岩では Or_{94-97} (宿主)- Ab_{92-98} (ゲスト)という結果が得られた。また、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩、中-粗粒黒雲母花崗岩の両岩相中アルカリ長石にはBaゾーニングを示すものがある(Aoki, 1995)。なお、アプライト中アルカリ長石の化学組成は $Or_{87}Ab_{14}An_{0.0}-Or_{98}Ab_3An_{0.0}$ (MMENS05地点=KTF04(中野, 2013)), $Or_{80}Ab_{20}An_{0.1}-Or_{98}Ab_2An_{0.0}$ (KTF03(中野, 2013))である。

次に、MME中のアルカリ長石について述べる。アルカリ長石は、MMEの石基部結晶・斑晶とともに、斜長石のコア部を他鉱物とともに置換する産状で、顕微鏡モード測定ではほとんどカウントできない状態で散在している(第12図)。各サンプルのMME中アルカリ長石の化学組成は、 $Or_{88}Ab_{11}An_{0.8}-Or_{97}Ab_3An_{0.0}$ (MMENS01), $Or_{89}Ab_{11}An_{0.0}-Or_{96}Ab_4An_{0.2}$ (MMENS02), $Or_{88}Ab_{12}An_{0.5}-Or_{98}Ab_2An_{0.0}$ (st.362), $Or_{95}Ab_5An_{0.2}-Or_{98}Ab_2An_{0.0}$ (MMENS03), $Or_{86}Ab_{14}An_{0.4}-Or_{92}Ab_8An_{0.1}$ (st.368), $Or_{85}Ab_{13}An_{0.2}-Or_{91}Ab_7An_{0.0}$ (MMENS04), $Or_{89}Ab_{11}An_{0.0}-Or_{97}Ab_4An_{0.0}$ (MMENS04t), $Or_{73}Ab_{24}An_{3.1}-Or_{94}Ab_5An_{1.1}$ (MMENS04tl), $Or_{89}Ab_{10}An_{1.3}-Or_{97}Ab_3An_{0.1}$ (MMENS05)である。MME中のアルカリ長石(岩石記載においてカリ長石が使用されているが、それらのほとんどの場合アルカリ長石とすべきである: カリ長石と呼べるのは狭義では Or_{95} mol %以上広義でも Or_{90} %以上であろう)にはパーサ



第11図 MMENS03試料中の大きな斜長石斑晶についてのEMPA・Na分布マップ。短冊状の小結晶がほぼ定方位で集合しているように見える。内部には虫食い状に石基(matrix)部分が入り込んでいる。したがって、その部分は黒雲母(Bt)・石英(Q)・アルカリ長石小片等の集合になっている。本図中の黒色部分はほとんどが石英であり、斜長石斑晶内部に他鉱物に比べて相対的に大きい石英部分が間隙充填状に点在していることがわかる。

Fig. 11 EMPA collage map of a large plagioclase phenocryst showing Na-distribution. The phenocryst appears to consist of lath-like small subgrains that are elongated along the nearly the same orientation. Matrix part outside the phenocrysts penetrate into the interior showing a worm-eaten texture, which consists of small grains of biotite (Bt), quartz (Q), alkali feldspar and so on. In this figure, black grains are almost quartz so that larger quartz grains or aggregates are scattered in the interior of the plagioclase phenocryst.



第12図 第11図に示されているMME中斜長石斑晶の左上端部分(石基部分との境界部)についてのEMPA元素マップ。
 Fig. 12 Element distribution maps in the part of a large plagioclase phenocryst shown in Fig. 11.

第4表 MME中黒雲母の化学組成.

Table 4 Chemical compositions of biotite in the Tanakami MME.

Rock facies Samples	MME											
	MMENS01			MMENS02			MMENS03			MMENS04		
SiO ₂ (wt. %)	35.60	35.60	35.60	36.20	35.90	36.10	35.70	35.40	35.20	36.20	36.00	36.00
TiO ₂	2.85	3.31	3.75	2.22	2.62	2.22	3.45	3.31	3.42	3.63	3.64	3.74
Al ₂ O ₃	14.10	14.30	13.90	15.10	15.20	14.70	13.50	13.40	13.40	13.30	13.50	13.20
FeO	29.80	29.30	28.80	29.50	29.90	29.30	28.90	28.90	29.20	28.20	27.90	27.80
MgO	3.79	4.06	4.09	4.14	3.98	4.38	5.30	5.33	5.23	5.99	6.00	5.97
MnO	0.85	1.01	0.91	1.06	1.06	1.01	0.87	0.82	0.83	0.60	0.70	0.58
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.
Na ₂ O	n.d.	0.04	0.01	0.12	0.10	0.11	0.07	0.10	0.12	0.05	0.05	0.06
K ₂ O	n.d.	9.65	9.67	10.02	9.60	9.70	9.48	9.74	9.81	9.84	9.63	10.03
Total	n.d.	97.30	96.70	98.40	98.30	97.50	97.30	97.00	97.30	97.80	97.40	97.40
Atomic proportion (O=8)												
Si	5.677	5.630	5.652	5.663	5.621	5.681	5.635	5.620	5.583	5.659	5.642	5.650
Ti	0.341	0.394	0.448	0.260	0.308	0.264	0.409	0.395	0.408	0.427	0.429	0.443
Al	2.649	2.670	2.604	2.785	2.796	2.728	2.512	2.507	2.515	2.455	2.492	2.445
Fe	3.974	3.876	3.820	3.853	3.908	3.866	3.814	3.837	3.882	3.983	3.651	3.655
Mg	0.902	0.957	0.968	0.964	0.927	1.029	1.247	1.261	1.239	1.395	1.402	1.399
Mn	0.115	0.135	0.123	0.141	0.140	0.134	0.117	0.110	0.112	0.079	0.093	0.078
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
Na	0.016	0.013	0.004	0.038	0.031	0.033	0.021	0.031	0.037	0.014	0.014	0.019
K	1.979	1.947	1.961	1.998	1.915	1.949	1.908	1.972	1.987	1.962	1.924	2.012
Total	15.655	15.621	15.580	15.702	15.646	15.683	15.654	15.733	15.763	15.974	15.652	15.700
Mg/Fe	0.23	0.25	0.25	0.25	0.24	0.27	0.33	0.33	0.32	0.35	0.38	0.38
Mg/Mg+Fe+Mn	0.18	0.19	0.20	0.19	0.19	0.21	0.24	0.24	0.24	0.26	0.27	0.27
log((Mn/Mg)*100)	1.11	1.15	1.10	1.16	1.18	1.12	0.97	0.94	0.96	0.75	0.82	0.74

イト組織は存在せず、いずれの試料においてもOr₉₀前後のOr成分にやや乏しいアルカリ長石とOr₉₅前後のOr端成分に近いアルカリ長石の二つの部分に分かれている。このようなアルカリ長石ホストの組織と化学組成変化は、基本的に母岩である中-粗粒斑状黒雲母花崗岩のアルカリ長石ホストのそれらと同じであり、琵琶湖周辺の優白質花崗岩体アルカリ長石のパーサイト組織ホストカリ長石部分に見られる組成変化パターンとも同じである (橋本ほか, 2005a, b).

7.3 黒雲母

MME中の黒雲母の化学組成を第4表に示す。これに、中野 (2013) のデータと本研究でのさらなるデータを加えて、田上花崗岩体中の黒雲母全体の組成変化を示したのが第13図である。今回分析した田上花崗岩体の中-粗粒黒雲母花崗岩中の黒雲母は、これまで報告されていた田上花崗岩の黒雲母組成 (Hiraoka, 1997, 1998) よりもMg値に富む。この違いは、中野 (2013) が指摘しているように、試料の風化度の違いに起因する可能性が大きい。MME中の黒雲母は、最もMgOに富み (3.08-6.00 wt%), FeOに乏しい (27.3-31.2 wt%)。MME黒雲母では、MMENS03が最もMg (wt%) に富む組成を示し、MMENS01サンプルのMgO値が低い。一方、アプライト中の黒雲母が、最もMgOに乏しく (0.52-1.17 wt%), FeO (wt%) に富む (30.5-33.7 wt%)。第13図全体の組成変化と

して、MME, 中-粗粒黒雲母花崗岩, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩, アプライトの順に、MgOが減少しFeOが増加していく。中-粗粒黒雲母花崗岩中黒雲母は、MME黒雲母と組成範囲が重なる部分も含めて、概略中-粗粒斑状黒雲母花崗岩及びMME黒雲母との中間の組成を示している。

7.4 イルメナイト

今回分析した試料 (MME・中-粗粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2)・中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3)) は、副成分鉱物としてイルメナイトを含む。イルメナイトの化学組成を第5表に示す。田上花崗岩体中のMMEを含む各岩相において、いずれもイルメナイトはMnOに富む (8.3-13.2 wt%) (田上花崗岩体を含む近畿~中国地方の花崗岩体中のイルメナイトの化学組成については、Tsusue, 1973; Tsusue and Ishihara, 1974; Czamanske *et al.*, 1981; Takagi, 1992; 中野ほか, 2003; 等を参照)。

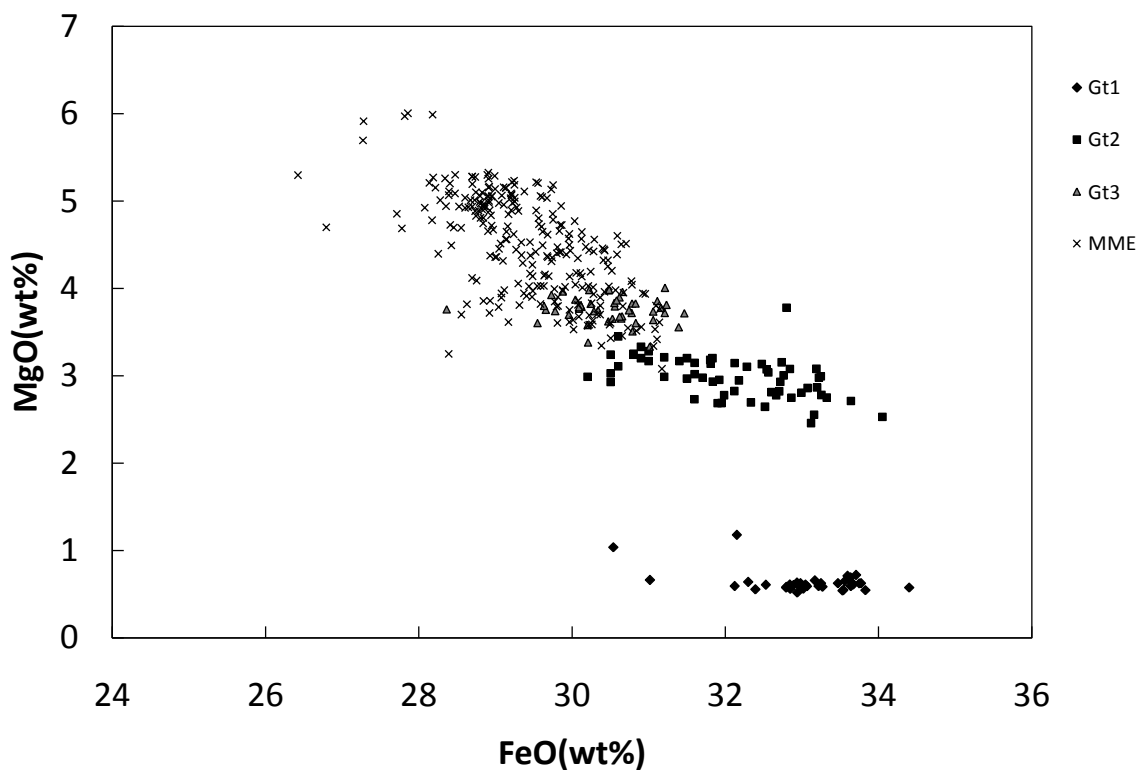
8. 議論

MMEの形成過程 (成因) については、これまで大きく四つの成因が考えられてきている: (1) レスタイト説, (2) 捕獲岩説, (3) マグマ混合説, (4) 早期晶出相説 (Fershtater and Borodina, 1977; Best and Christiansen, 2001; Esna-Ashari *et al.*, 2011)。レスタイト説は、花崗岩マグマを生

第5表 イルメナイトの化学組成.

Table 5 Chemical compositions of ilmenite of MME and each constituent rock facies of the Tanakami Granite pluton.

Sample	Gt2		Gt3		In matrix of MMENS03		In plagioclase phenocryst of MMENS03			
SiO ₂ (wt%)	n.d.	0.06	n.d.	0.07	0.02	0.02	0.28	0.24	0.08	0.04
TiO ₂	53.70	53.90	54.00	54.60	52.30	50.20	53.10	54.50	53.40	54.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.02	0.01
FeO	36.20	35.20	35.80	35.70	41.60	42.40	36.90	38.40	40.20	38.30
MgO	n.d.	0.02	0.01	n.d.	0.03	0.04	n.d.	0.02	n.d.	0.01
MnO	12.50	12.80	13.20	13.20	8.30	8.70	11.30	10.40	9.00	10.60
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.20	0.20	0.01	n.d.
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01
Total	102.40	101.90	103.00	103.50	102.10	101.30	101.30	103.30	102.60	102.90
Atomic proportion (O=8)										
Si	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	0.96	0.99	1.00	0.98	0.96
Al	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00
Fe	0.75	0.73	0.73	0.73	0.87	0.90	0.79	0.82	0.85	0.83
Mg	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00
Mn	0.26	0.27	0.27	0.27	0.17	0.19	0.24	0.22	0.20	0.22
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.
Na	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00
K	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.02	2.04	2.02	2.04	2.02	2.01



第13図 田上花崗岩体 (Gt1, Gt2, Gt3は中野 (2013) による岩相区分) 及びMME中黒雲母化学組成についての FeO-MgO変化図.

Fig. 13 FeO-MgO variation diagram for biotites in the Tanakami Granites (Gt1, Gt2 and Gt3 show their facies variation according Nakano (2013)) and the MME.

み出した源物質の溶け残りがMMEであるとする (White and Chappell, 1977; Chappell, 1978, 1996; Chappell *et al.*, 1987). しかし, Barbarin and Didier (1992)やVernon (1990)は, レスタイトはMMEとは異なるものであることを指摘している. レスタイトは, 一般にSタイプ花崗岩において認められてきており, Iタイプ花崗岩ではそもそもその認定が難しいとされる (Esna-Ashari *et al.*, 2011) うえ, Iタイプ花崗岩中の本MMEの示す鉱物組織はマグマ中で形成された火成組織として考えるのが合理的でありレスタイト説になじまない.

捕獲岩説は, 昔からよく知られているように, 花崗岩マグマに取り込まれた外来岩片 (例えば堆積岩: 天井岩や壁岩の母岩を含む) の再結晶したものがMMEであるとする. この説については更なる実証的検討が必要と考えられるが, 本MMEについては, 現在まで得られたデータの範囲内でその産状・形状や組織等が直接捕獲岩説を示しているようには思われず, 現時点ではこれ以上の議論ができない.

したがって, 本稿では, 本MMEの成因について, 現在までに得られているデータがマグマ混合説と早期晶出相説の二つのうちのどちらになじむのかという観点から, 以下の議論を行いたい. マグマ混合 (混交) は, 現在最も広く適用されている説 (モデル) である. この説は, MMEの成因を産状や母岩との組成的対比から珪長質マグマとそのマグマ溜まりに貫入する苦鉄質マグマとの混合・混交現象の産物であるとする (Vernon, 1984, 1990; Wiebe *et al.*, 1997; Perugini *et al.*, 2003; Barbarin, 2005; ほか). 同一マグマからの早期晶出相がMMEであるとの説は, cognateモデルとして知られているものである. この説は, Esna-Ashari *et al.* (2011)によると, さらに集積クロット説 (cumulate clot (Dodge and Kistler, 1990; Dahlquist, 2002)), 急冷周辺相分離説 (disrupted chilled margin (Donaire *et al.*, 2005)), 集積相分離説 (disrupted cumulate assemblage (Platevoet and Bonin, 1991)) に細分される.

近年のマグマ混合説は, 珪長質マグマに遅れて塩基性マグマが注入されていく過程を想定しており, その逆は想定されていない. 完全に二つのマグマの混合が起これば (マグマ混合=magma mixing) その後は融合した一つのマグマの挙動の問題になる. 完全な混合が行われなかった場合, 異なる両マグマからの結晶作用の記録が岩体中そして構成鉱物中に保存される. その一つの例がMMEであると考えられている (マグマ混交=magma mingling). したがって, 一般的にはマグマ混合という用語は適切ではなく, 実際にはマグマ混交の用語が該当する. 今回の場合も, 正確にはマグマ混交とすべきであるが, マグマ混交を含む広義の用語として一般的なマグマ混合を使用する.

8.1 産状から推定される田上MMEの成因

MMEの成因を考える場合, 基本的な議論の立地点はやはりその産状であろう. 野外での産状に即した成因論が重要と考えられる. マグマ混合を考える場合, 珪長質マグマ溜まりに下部から貫入してきた塩基性マグマの認定が重要な問題である (Wada *et al.*, 2004; 薬師寺ほか, 2012). 田上花崗岩体では, 塩基性マグマの貫入や存在を示す野外での証拠が今のところ得られていない. 深部までの露出がない岩体全体における表層部分での観察データと考えればその存在を否定はできないが, 逆にそれを前提にするには根拠がない.

田上花崗岩体においては, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中と中-粗粒黒雲母花崗岩中のMMEは, とともにほぼ共通の肉眼的特徴を有している. そのうち後者のMMEは, 岩体天井部の田上花崗岩体西縁部のペグマタイト地帯に産している. この主岩相でのMMEの産出は, 岩体天井部での相対的急冷条件に対応していると考えられる. 一方, 前者のMMEについては次のような整理が可能である. すなわち, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩相と中-粗粒黒雲母花崗岩相に年代値的な相違は検出されていない (沢田・板谷, 1993; 松本ほか, 2012) が, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩が主岩相の中-粗粒黒雲母花崗岩にたいして一部では貫入しているように見える場合がある (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000; 中野, 2013). また, 両岩相の境界部分で中-粗粒斑状黒雲母花崗岩の斑状組織が顕著になり一見斑岩的な岩相になる (中野, 2013). 岩相分布の形状も, 岩体下部の中心相と考えられる中-粗粒斑状黒雲母花崗岩相 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000) が主岩相である上部の中-粗粒黒雲母花崗岩へ岩脈状 (斑岩的) に貫入しているようにみえる. このような産状は, 上記の主岩相における天井部の相対的急冷条件を示す産状と共通的に, 固結時に相対的な急冷状態が起こったことを示唆しているように思える. そのような場合, 最近では天井部での急冷条件として揮発成分の挙動による過冷却現象がその要因として考えられている (細野・牧野, 2002; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008; 河野ほか, 2008) ように, 同じく揮発成分の挙動がMMEの形成に何らかのトリガーの役割を果たした可能性が浮上してくる.

田上岩体中-粗粒斑状黒雲母花崗岩相中でのMMEは, 既に述べたように同じ露頭でアプライト及びペグマタイトあるいは黒雲母レイアリング (シュリーレン) と共存している場合が多い. 一方, 中-粗粒黒雲母花崗岩中MMEは, アプライト及びペグマタイト, あるいは黒雲母レイアリング (シュリーレン), また球状花崗岩 (稲垣, 1966; 竹本ほか, 1977; 中野, 2013) が産出している岩体天井部に産することは既述の通りである. これらの共存は, 上記で言及した相対的急冷条件と整合的である. すなわち, アプライト・ペグマタイトの成因に関し

ては最近では揮発性成分が触媒として働いてもたらされた急冷条件下での急速成長を考えるのが支配的である (London, 2005; 細野・牧野, 2002; 河野ほか, 2008). ただし, アプライト・ペグマタイトはマグマ固結時の最末期での形成がこれまでの一般的な常識なので, 両者の形成時期の関係が今後の問題となる. この観点からは, 黒雲母シュリーレンについてもこれまでの成因 (例えば, Kubo, 1976; 久保, 2000; Pupier *et al.*, 2008) だけでなく, MMEの形成やアプライト・ペグマタイトの形成の問題と関連させて検討する必要がある.

マグマからの早期晶出によるMMEの形成が考えられているイランのAligoodarz岩体の場合, 浅所マグマ溜まりの境界部の急冷とその後のマグマ中でのそれらの破碎と分散がその具体的なモデルとして考えられている (Esna-Ashari *et al.*, 2011). 一方, 最近では, それほど組成の違いのない珪長質マグマ同士のマグマ混合過程が“self-mixing”説として提起されている. すなわち, Alves *et al.* (2009)は, 進化したマグマ (珪長質包有岩の母岩) とその下にある初生的なマグマとのマグマ混合を考えて珪長質包有岩の成因を与えた. また, Self-mixing現象の一例として, 天井層 (壁層) マグマの剥がれ落ちによる中心相マグマとの相互作用が可能性として考えられている (Dodge and Kistler, 1990; Donaire *et al.*, 2005). 田上花崗岩体でも天井相の細粒-細粒斑状花崗岩と主岩相の中-粗粒花崗岩の野外での複雑な関係が確認されている (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000; 河野ほか, 2008; 中野, 2013) ので, 本MMEの形成過程において上記で議論したような急冷条件を想定する場合, このようなマグマダイナミクスの観点からもMMEの生成を検討する必要がある.

8.2 全岩化学組成からのMMEの成因の検討

ハーカー図 (第7図) において, 本研究でのMMEを含む田上花崗岩体中の岩相変化を通しての一連の組成変化が認められる一方, 石原・村上 (2006) の苦鉄質包有岩 (MME) がこれらの変化パターンに合わない異質な存在であることがわかる. マグマ混交では, 珪長質マグマと (もとの) 苦鉄質マグマの組成変化は基本的には直線状の経路になるはずであるが, 今回の場合直線状の変化経路ではない変化トレンドがいくつかの元素で認められる. これらの変化パターンを, 田上岩体全体の岩相変化 (MME⇒中-粗粒斑状黒雲母花崗岩⇒中-粗粒黒雲母花崗岩⇒細粒-細粒斑状花崗岩 (アプライト等を含む)) を通しての花崗岩マグマの分化に対応した結果として考えることが可能であろう. これらの変化パターンは, 既に言及した本田上MMEが母岩である中粒斑状黒雲母花崗岩マグマからより早期に形成されたものとの考えとより整合的に思われる.

田上花崗岩体各岩相のコンドライト規格化REEパターン (第8図) は, やや右上がりのパターンである細粒-細

粒斑状黒雲母花崗岩も含めて, 各岩相のREEパターンが全体としてはフラットなパターンに近い特徴を有する点で類似していることを示している. 田上花崗岩体中のMMEを含む各岩相のREEパターンが類似していることは, MMEを含めた各岩相の形成を同一マグマからの分化による結晶作用の産物と考えることと矛盾しない. ただし, 石原・村上 (2006) のMMEは現時点では例外的な存在である.

8.3 鉱物学的観点からのMMEの形成過程検討

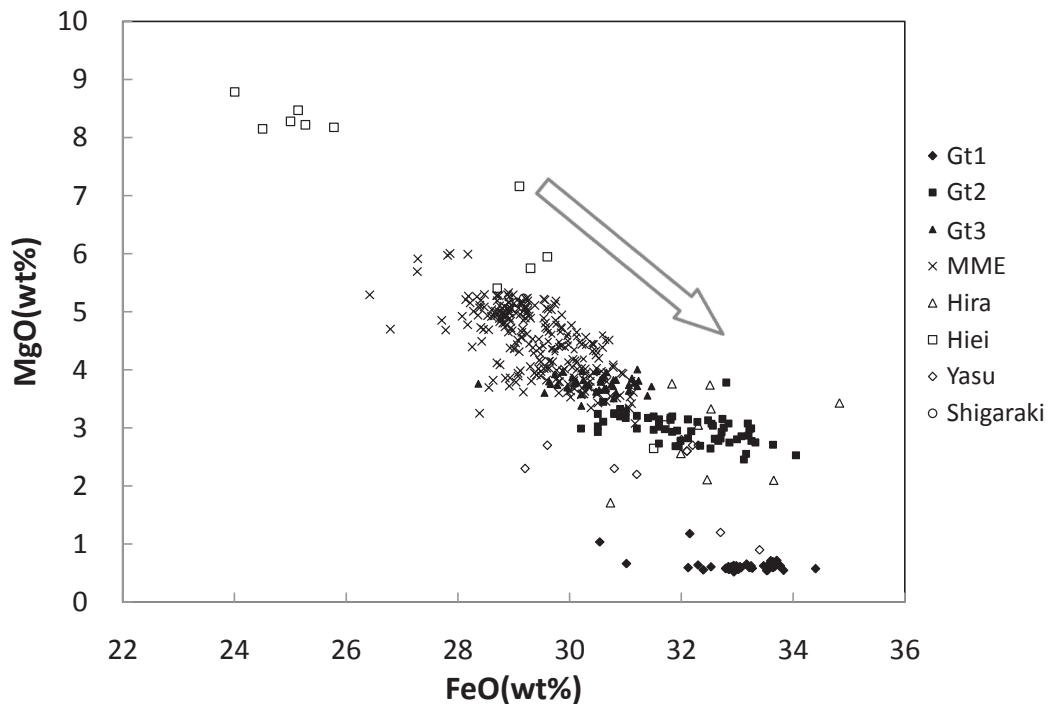
斜長石斑晶の成因

マグマ混合が起こった場合, 珪長質マグマと苦鉄質マグマの遭遇以降は通常の花崗岩マグマと比べると相対的に著しい非平衡条件下での結晶作用が進行する. その結果, 珪長質マグマの固結産物と苦鉄質マグマの固結産物の双方で, 非平衡結晶作用の記録が長石組織等に記録される (例えば, Baxter and Feely, 2002). そのような解析の場合, 斜長石斑晶が詳しく解析される場合 (例えば, Alves *et al.*, 2009) とアルカリ長石斑晶が詳しく解析される場合 (例えば, Slaby and Gotze, 2004; Slaby *et al.*, 2008) がある.

田上花崗岩体中の各岩相の斜長石コアのAn含有量は, MMEが最大値を示し, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩→中-粗粒黒雲母花崗岩→細粒-細粒斑状花崗岩 (アプライト等を含む) の順で低くなる (第10図). この変化はマグマの分化に伴って起こったと考えることが可能であり, この考えは既に述べた全岩化学組成やREEパターンにおける議論と整合的である. 一方, 各MMEに散在する斑晶斜長石の化学組成は, 斑晶でない普通のMME構成粒子としての斜長石の組成より, An成分に乏しくAb成分に富んでいる. 斑晶斜長石の成因が上記斜長石と同じく早期晶出の結果であるとする, この化学組成の特徴は一見それとは矛盾する. しかし, 斑晶斜長石の組織は, 既に述べたように一部ではあるが非常に特徴的なものが認められる. すなわち, 大きな斑晶斜長石はブロック状-短冊状斜長石の集合体のように見え, その特徴は特に斑晶周辺部で明瞭である (第11図). また, 内部組織も細かいまだら状 (パッチ状) である. したがって, 斑晶斜長石は, 次に述べるアルカリ長石の存在とも整合的であるが, 短冊状斜長石がマグマ晶出後期段階 (熱水段階) での変質作用 (置換) を受けるのに伴って集合してできた一種の斑状変晶と考えられる.

アルカリ長石の産状と化学組成

MME中のアルカリ長石はいずれもOr成分に富む端成分に近い組成を示しており, これまで報告のある琵琶湖周辺の花崗岩体中のアルカリ長石の化学組成 (青木, 1998; Nakano *et al.*, 2001; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2005; 橋本ほか, 2005a, b; 河野ほか, 2008; Nakano and Makino, 2010) と比較検討して考えると, (マ



第14図 琵琶湖南半部周辺に分布する花崗岩体中及び田上MME中黒雲母についてのFeO-MgO変化図。第13図中の黒雲母データに近隣花崗岩岩体中黒雲母のデータが加えられている。矢印はマグマ分化に伴って起こると考えられる変化経路を示す。

Fig. 14 FeO-MgO variation diagram for biotites in the granites around the southern half of Lake Biwa. The plotted data consist of the data shown in Fig. 13 and the data of the other nearby granite plutons of Hira, Hiei, Yasu and Shigaraki. An arrow shows a variation trend that is considered to be plausible due to magma differentiation.

グマ後期-) 熱水段階の低温条件での産物とすることができる。MMEアルカリ長石は、斑晶斜長石を他の石基鉱物とともに特にコア部を置換する産状で出現している。MME中のアルカリ長石は、斜長石コアを置き換えて(マグマ後期-) 熱水段階で生成したものであり、MME形成とは無関係であろう。なお、隣接している斜長石とアルカリ長石の組成ペアを使用し、三成分系2長石温度計(Fuhrman and Lindsley, 1988; Wen and Nekvasil, 1994)に基づいて2長石の共存温度を見積もると(中-粗粒斑状黒雲母花崗岩と中-粗粒黒雲母花崗岩のアルカリ長石の化学組成はバルク組成を使用)、MME、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩、中-粗粒黒雲母花崗岩の2長石共存温度線(isotherm)はいずれも約600°Cである。

苦鉄質鉱物(黒雲母)の組成変化

今回のMME中の主要苦鉄質鉱物として、角閃石が含まれず基本的には黒雲母のみである点が重要であろう。もし、MME母岩が今回得られたSiO₂量(65%程度かそれ以下)であれば、琵琶湖周辺のトータル岩-花崗閃緑岩に見られるごとく、角閃石が早期晶出苦鉄質鉱物となるはずと考えられる。角閃石が皆無である事実は、本MMEが苦鉄質なマグマからの結晶作用の産物ではなく、珪長質なマグマからの早期晶出物との考えと整合的にみえる。

なお、花崗岩体中の黒雲母の化学組成の特徴として、よりフェルシクな火成岩ほど黒雲母中のMg/Fe比は減少する(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008)。今回の黒雲母組成データ(第13図)に琵琶湖周辺の花崗岩体中の黒雲母の化学組成を加えた変化トレンドを第14図の矢印のように示すことができる。黒雲母組成から推定されるこの一連の変化トレンドは、全岩化学組成やREEパターン、斜長石化学組成からの推定される変化トレンドと整合的であり、本MMEの成因としての早期晶出説と矛盾しないと考えられる。

9. 要約

田上花崗岩体を構成する中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中のMMEの現在までの産状や岩石学的・鉱物学的データは、主岩相の中-粗粒黒雲母花崗岩の天井部での同様な産状を考慮した場合、その成因として、中-粗粒斑状黒雲母花崗岩マグマからの早期晶出相であるとの解釈と現時点でもっとも整合的にみえる。

謝辞: 本研究は、筆頭筆者(中野)が5万分の1京都東南部図幅作成作業において白亜紀火成岩類の章を分担した

中で進められたものである。第二著者(大橋)は、滋賀大学教育学部卒業研究と教育学研究科修士論文として、主としてEMPAによる解析作業を行った。産業技術総合研究所の竹内圭史氏には、カナダAct Lab社での全岩分析依頼作業をはじめ、図幅関連作業として種々のご助力ご協力をいただいた。主たる薄片製作作業は、産業技術総合研究所・地質標本館・地質試料調製グループの大和田朗・佐藤卓見・福田和幸の各氏におこなっていただいた。この間、周琵琶湖花崗岩団体研究グループの方々及びペグマタイト研究会の方々には、田上花崗岩体とMMEについて種々ご討論をいただき本稿に資する貴重なご教示をいただいた。財津千穂氏(滋賀大学教育学部学生)には、原図の作成及び図表改訂作業に協力をしていただいた。なお、産業技術総合研究所の西岡芳晴氏による大変丁寧な査読の結果多くの貴重なご指摘をいただき原稿が大きく改善された。その際、ノルム計算値の算出に当たり同氏作成のプログラムを使用させていただいた。また、同じく産業技術総合研究所の中野俊氏と百目鬼洋平氏には、原稿の不備のご指摘をはじめ編集作業全体に渡り大変丁寧なお世話をいただいた。以上の方々に厚く感謝いたします。

文 献

- Alves, A., Janasi, V.A., Simonetti, A. and Heaman, L. (2009) Microgranular enclaves as products of self-mixing events : a study of open-system processes in the Maua Granite, Sao Paulo, Brasil, based on in situ isotopic and trace elements in plagioclase. *Jour. Petrol.*, **50**, 2221-2247.
- 青木映里香 (1998) Cooling histories of feldspars in the Tanakami and Shigaraki granites from the southeast to Lake Biwa, southwest Japan. 滋賀大学大学院教育学研究科論文集, **1**, 62-63.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California : nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, **80**, 155-177.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**, 145-153.
- 琵琶湖基盤地質研究会編 (2001) 琵琶湖のカルデラ形成史の研究. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.15, 120 p.
- Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineral. Petrol.*, **76**, 63-74.
- Best, M.G. and Christiansen, E.H. (2001) *Igneous petrology*. Blackwell Sci., 458 p.
- Chappell, B.W. (1978) Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, eastern Australia. *Jour. Geol. Soc. Australia*, **25**, 267-283.
- Chappell, B.W. (1996) Magma mixing and the production of compositional variations within granite suites : Evidence from the granite of southeastern Australia. *Jour. Petrol.*, **37**, 449-470.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D. (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Jour. Petrol.*, **28**, 1111-1138.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A. (1981) Chemistry of Rock-Forming Minerals of the Cretaceous-Paleocene Batholith in Southwestern Japan and Implications for Magma Genesis. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- Dahlquist, J.A. (2002) Mafic microgranular enclaves : early crystallization from metaaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **15**, 643-655.
- Dodge, F.C.W and Kistler, R.W. (1990) Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Jour. Geophys. Res.*, **17**, 841-848.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, j.-L. (2005) Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks : the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**, 247-265.
- Esna-Ashari, A., Hassanzadhe, J. and Valizadeh, M.-V. (2011) Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran : implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineral. Petrol.*, **101**, 195-216.
- Fershtater, G.B. and Borodina, N.S. (1977) Petrology of autoliths in granitic rocks. *Inter. Geol. Review*, **19**, 458-468.
- Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H. (1988) Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**, 201-215.
- 橋本 勘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 雄琴ボーリングコア花崗岩の記載岩石学. 日本地質学会第107年学術大会講演要旨集, 163 p.
- 橋本 勘・赤井純治・中野聰志 (2005a) 田上花こう岩中のアルカリ長石の微細組織とその形成史. 岩石鉱物科学, **34**, 1-14.
- 橋本 勘・赤井純治・中野聰志 (2005b) 観音寺花崗閃緑岩中のアルカリ長石の微細組織. 地球科学, **59**, 117-124.
- Hiraoka, Y. (1997) Presumption method for the provenance of weathered products from granites around southern

- Lake Biwa, central Japan, based on chemical analysis of biotite. *地質雑*, **103**, 1-8.
- Hiraoka, Y. (1998) Estimation of the sedimentary source of biotite in the Plio-Pleistocene Osaka Group, Southern Kyoto Prefecture, Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **41**, 1-17.
- 細野高啓・牧野州明 (2002) 琵琶湖南部, 後期白亜紀野洲花崗岩体の岩相変化. *地質雑*, **108**, 1-15.
- 稲垣紘武 (1966) 田ノ上山産花崗岩質球顆岩に就いて. *地学研究*, 益富記念号, 212 p.
- 石原舜三・村上浩康 (2006) 西南日本花崗岩類のレアアース特性: 足摺岬の新第三紀深成岩類と山陽帯の後期白亜紀花崗岩類. *地質調査研究報告*, **57**, 89-103.
- 石原舜三・中野聰志・寺島滋 (2005) 近畿地方田上花崗岩の化学的特性-特に放射性元素と希土類元素の役割-. *地質調査研究報告*, **56**, 93-98.
- 角谷安華・河野俊夫・中野聰志・西村彰子・星野美保子 (2012) 滋賀県田上花崗岩体ペグマタイト中のジルコン: 産状・形態・組成・化学組成. *地質調査研究報告*, **63**, 203-226.
- Kocak, K., Zedef, V. and Kansun, G. (2011) Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, Central southern Turkey: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineral. Petrol.*, **103**, 149-167.
- 河野俊夫・中野聰志・下村典正 (2008) 滋賀県・田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石の形成過程. *地質雑*, **114**, 435-446.
- Kubo, K. (1976) Layered structure in the basic intrusive mass in the aji islet, Miyagi prefecture, northeast Japan. *Journal of the geological society of Japan*, **82**, 423-440.
- 久保和也 (2000) 累帯深成岩体の貫入固結過程. *月刊地球*/号外, no.30, 153-160.
- Le Maitre, R. W. (ed.) (2002) *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*, 2nd edition. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, 236 p.
- London, D. (2005) Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, **80**, 281-303.
- 松本哲一・中村仁美・廣田明成・星住英夫・高橋 浩・中野 俊・中野聰志 (2012) 日本列島における年代未詳岩石のK-Ar年代測定-地質図幅作成地域の火山岩・深成岩(平成23年度版)-. *地質調査研究報告*, **63**, 291-300.
- 中野聰志 (2013) 京都東南部地域の地質, 第4章 白亜紀火成岩類, 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.
- Nakano, S. and Makino, K. (2010) Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami Granitic pegmatites, southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **105**, 45-56.
- Nakano, S., Makino, K. and Eriguchi, T. (2001) Microtexture and water content of alkali feldspar by Fourier-transform infrared microspectrometry. *Mineral. Mag.*, **65**, 675-683.
- 中野聰志・吉見典浩・富田克敏 (2006) 田上花崗岩体中の熱水変質. *滋賀大教育紀要(自然)*, **56**, 35-49.
- 中野聰志・川辺孝幸・原山智・水野清秀・高木哲一・小村良二・木村克己 (2003) 水口地域の地質. *地質調査総合センター*, 83 p.
- 西堀 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達夫・岨中貴洋 (1991) 湖東流紋岩類. *滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団*, 387-422.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達夫・辻 一信・佐藤義成 (1979) 湖東流紋岩類. *滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団*, 387-422.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達夫・上嶋正人・三村弘二・片山正人 (1983) 湖東流紋岩およびその活動について. *岩鉱*, **77**, 51-64.
- 大林達生 (2002) 田上地方のペグマタイト鉱物-日本のペグマタイト産地 その1-. *中津川市鉱物博物館*, 20 p.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. and Eleftheriadis, G. (2003) Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineral. Petrol.*, **78**, 173-200.
- Platevoet, B. and Bonin, B. (1991) Enclaves and mafic-felsic associations in the Permian alkaline province of Corsica, France: physical and chemical interactions between coeval magmas. In Didier, J., Barbarin, B. (eds.) *Enclaves and granite petrology, developments in petrology 13*. Elsevier, Amsterdam, 191-204.
- Pupier, E., Barney, P., Toplis, M.J. and Bussy, F. (2008) Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *Jour. Petrol.*, **49**, 1043-1068.
- Rakovan, J., Ono, M. and Francis, C.A. (2009) Tanakamiyama. *Rocks & minerals*, **84**, 520-527.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代-巨大コールドロンにおける冷却史-. *地質雑*, **99**, 975-990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. *地質雑*, **100**, 217-233.
- Sergi, A. (1997) Mafic microgranular enclaves from the Xanthi plton(Northern Greece): an example of mafic-felsic magma interaction. *Mineral. Petrol.*, **61**, 97-117.

- Shin, Ki-C., Kurosawa, M., Anma, R. and Nakano, T. (2009) genesis and mixing/mingling of mafic and felsic magmas of back-Arc granite : Miocene Tsushima Pluton, southwest Japan. *Resour. Geol.*, **59**, 25–50.
- Slaby, E. and Gotze, J. (2004) Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathode luminescence and geochemical modeling—a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland). *Mineral. Mag.*, **68**, 561–577.
- Slaby, E., Gotze, J., Gerhard Worner, Klaus Simon, Roman Wrzalik, Michal Smigielski (2008) K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves : A cathode luminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. *Lithos*, **105**, 85–97.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類-. 地質雑, **88**, 289–298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997) 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体-その4. 比良山地の花こう岩類. 地球科学, **51**, 188–198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体-その5. 田上地域の花こう岩類. 地球科学, **59**, 380–392.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2005) 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体-その6. 野洲花こう岩. 地球科学, **59**, 89–102.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2008) 比叡花崗岩体の形成史と白亜紀化活動史における位置づけ. 地質雑, **114**, 53–69.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D. and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins* (Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond., no.42), 313–345.
- 杉井完治・沢田順弘 (1999) 琵琶湖北東部, 後期白亜紀貝月山花崗岩体. 島根大学地球資源環境学研報, **18**, 69–84.
- Takagi, T. (1992) Mineral equilibria and crystallization conditions of Ukan Granodiorite (ilmenite-series) and Kayo Granite (magnetite-series), San'yo Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 101–124.
- 竹本健一・吉田源市・中野聰志 (1977) 滋賀県大津市田上山における球顆花崗岩の新露頭の発見. 地球科学, **31**, 130–131.
- Tsusue, A. (1973) The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 305–314.
- Tsusue, A. and Ishihara, S. (1974) The iron-titanium oxides in the granitic rocks of Southwest Japan. *Mining Geol.*, **24**, 13–30. (in Japanese with English abstract)
- Vernon, R.H. (1984) Microgranitoid enclaves : Globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, **304**, 438–439.
- Vernon, R.H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas : microstructural evidence. *Jour. Geophys. Res.*, **95**, 849–859.
- Wada, H., Harayama, S. and Yamaguchi, Y. (2004) Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zoned felsic magma chamber : The Kurobegawa granitic pluton, Hida Mountain Range, central Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **116**, 788–801.
- Wen, S. and Nekvasil, H. (1994) Solvcalc : an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Computer & Geosciences*, **20**, 1025–1040.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophys.*, **43**, 7–22.
- Wiebe, R.A., Smith, D., Strum, M., King, E.M. and Seckler, M.S. (1997) Enclaves in the Cadillac Mountain Granite (Coastal Maine) : samples of hybrid magma from the Base of the Chamber. *Jour. Petrol.*, **38**, 393–423.
- 薬師寺亜衣・亀井淳志・柴田知之 (2012) 山陰帯島根県尾原に分布する混成岩および優白質花崗岩の火成活動. 地質雑, **118**, 20–38.

(受 付 : 2012年7月11日 ; 受 理 : 2013年3月22日)