

岐阜県恵那市明智町東方及びその周辺地域に産する 花崗岩類の全岩主成分・微量成分組成とその帰属

山崎 徹^{1,*}

Toru Yamasaki (2019) Whole-rock major and trace element geochemistry and geotectonic attribution of granitic rocks around the Higashigata, Akechi Town, Ena City, Gifu Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 70 (5), p.335–355, 11 figs, 1 table.

Abstract: During the national mapping project for Quadrangle Series, 1:50,000, Akechi District, a granitic mass with 4×3.5 km in diameter at the Akechi Higashigata area, Ena City, Gifu Prefecture, central Japan was newly confirmed. The granitic mass is separated into Eastern and Western masses by overlying Akechi Conglomerate. Based on the results of whole-rock geochemical analyses, the Eastern Mass and Western Mass are correlate with the Busetsu Granite and Naegi-type biotite granite, respectively. The Busetsu Granite is characterized by relatively clear whole-rock geochemical trends and chondrite-normalized rare earth element patterns showing gentle slopes up to the left with negative Eu anomaly. On the other hand, the biotite granite shows rather scattered whole-rock geochemistry and relatively flat rare earth element patterns with clear negative Eu anomaly. Most of the samples from the Busetsu Granite show higher alumina saturation index (>1.1) and fractionation of garnet from sediment-origin parental melt is suggested. On the contrary, the biotite granite show wide range of alumina saturation index due to heterogeneous assimilation of host pelitic metamorphic rocks. Although the parental magma of the Naegi-type granite (including biotite granite in the study area) has probably been similar to that of the metaluminous granites in the Ryoke Belt in the Chubu district, partial melting at shallower crustal condition has possibly resulted in SiO_2 -rich nature of the Naegi-type granite.

Keywords: Ryoke belt, Busetsu Granite, Naegi Granite, Toki Granite, whole-rock trace element composition

要 旨

5万分の1地質図幅「明智」地域の岐阜県恵那市東方地域において、東西約4 km、南北約3.5 kmの花崗岩類の分布を明らかにした。この花崗岩類は、岩体を覆う新第三系明智礫岩層の東が武節花崗岩に、西が苗木型花崗岩に対比される全岩化学組成を示す。武節花崗岩は比較的明瞭な全岩化学組成トレンドと重希土類元素に枯渇した左上がりのコンドライト規格化希土類元素パターンで特徴づけられる。苗木型花崗岩は比較的分散した全岩主成分・微量成分組成と、全体としてフラットに近い希土類元素パターンを示す。武節花崗岩は多くがアルミナ飽和度1.1以上の組成を示し、泥質堆積岩起源マグマからのざくろ石の分別が示唆される。苗木型花崗岩は、母岩の変成泥岩の不均質な同化作用の影響で大きなアルミナ飽和度の幅をもつ。苗木型花崗岩の親マグマは周囲の中部地方領

家帯のメタアルミナス花崗岩類と類似した起源物質に由来するものの、地殻のより浅部で発生したために全体として SiO_2 に富む性質を獲得した可能性がある。

1. はじめに

領家帯は西南日本内帯に帯状に分布する地質帯で、高温低圧型の変成岩類からなる領家変成コンプレックスと、領家深成岩類とから構成される。領家深成岩類は主として花崗岩類から構成され、糸魚川-静岡構造線以西では、長野県塩尻付近から中部・近畿・瀬戸内地方にかけて延長約700 km、幅30–50 kmにわたり断続的に分布する。中部地方に分布する領家深成岩類は、個々の岩体の岩石学的特徴や貫入関係の検討、全域にわたる岩体対比及び区分とその相互関係についての検討が1970年代に精力的に行われた。その包括的な珪長質火成活動の理解

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

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

の結果は、領家研究グループ(1972)としてまとめられるとともに、地質図として20万分の1地質図幅「豊橋」(山田ほか, 1972)及び20万分の1「中部地方領家帯地質図」(山田ほか, 1974)として公表されている。これらの岩体区分や対比は、ほぼそのまままで現在まで踏襲されている(1980年代以降の研究史の詳細は例えば山崎, 2012aを参照)。1990年代からは、三河地方の領家深成岩類のモナザイトのCHIME法による年代測定が精力的に行われ、変成岩類を含め、主要な岩体の年代値が2000年代までに判明した。それによると、主に堆積岩類を原岩とする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の固結年代を示すとされている(例えば、鈴木ほか, 1994; Suzuki *et al.*, 1994; Nakai and Suzuki, 1996; Suzuki and Adachi, 1998)。その後、高感度高分解能イオンマイクロプローブ(SHRIMP)やレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)を用いたジルコンのU-Pb年代測定が主流となり、これらの方法での年代学的見直しが現在も進められている(例えば、Nakajima *et al.*, 2004; Tani *et al.*, 2015; Takatsuka *et al.*, 2017, 2018)。

領家深成岩類は、岩相、化学組成、貫入関係及び年代の対比に基づいて岩型名が与えられ、場合によっては岩型名に加えて分布域ごとの岩体名が与えられている。例えば、中部地方領家帯に最も広範に分布する伊奈川花崗岩は、木曾山地南部から東濃地方南部を経て三河地域にかけて、北東–南西方向に幅20–40km、延長約120 kmにわたって断続的に分布する岩相に与えられた岩型名である(柴田, 1954; Nakai, 1974)。CHIME年代の測定やジルコンU-Pb年代の測定は、近年では同一の岩体・岩型から広域的に複数の年代値や異なる年代測定手法による年代値を得る試みが行われつつあるものの、典型的には各岩型あるいは岩体から1ないし数試料を選定して実施されていることから、現時点では、領家深成岩類の活動史の検討には、その年代の代表する、比較的限定された地域の岩型あるいは岩体相互の地質学的関係や記載岩石学的・地球化学的対比が依然大きな意味をもつ。しかしながら、伊奈川花崗岩のような巨大な分布を示す岩型がほぼ同時期的に形成されたのかどうかは必ずしも明らかでなく、広域的な対比やそれに基づく火成活動史の理解のためには、年代測定以外の手段として、長大な分布を示す花崗岩類の類似岩相が、同一とみなし得る岩体あるいは火成活動の産物であるのかを、微量元素測定を含む今日的な地球化学的手法によって確認することが有益であると期待される。

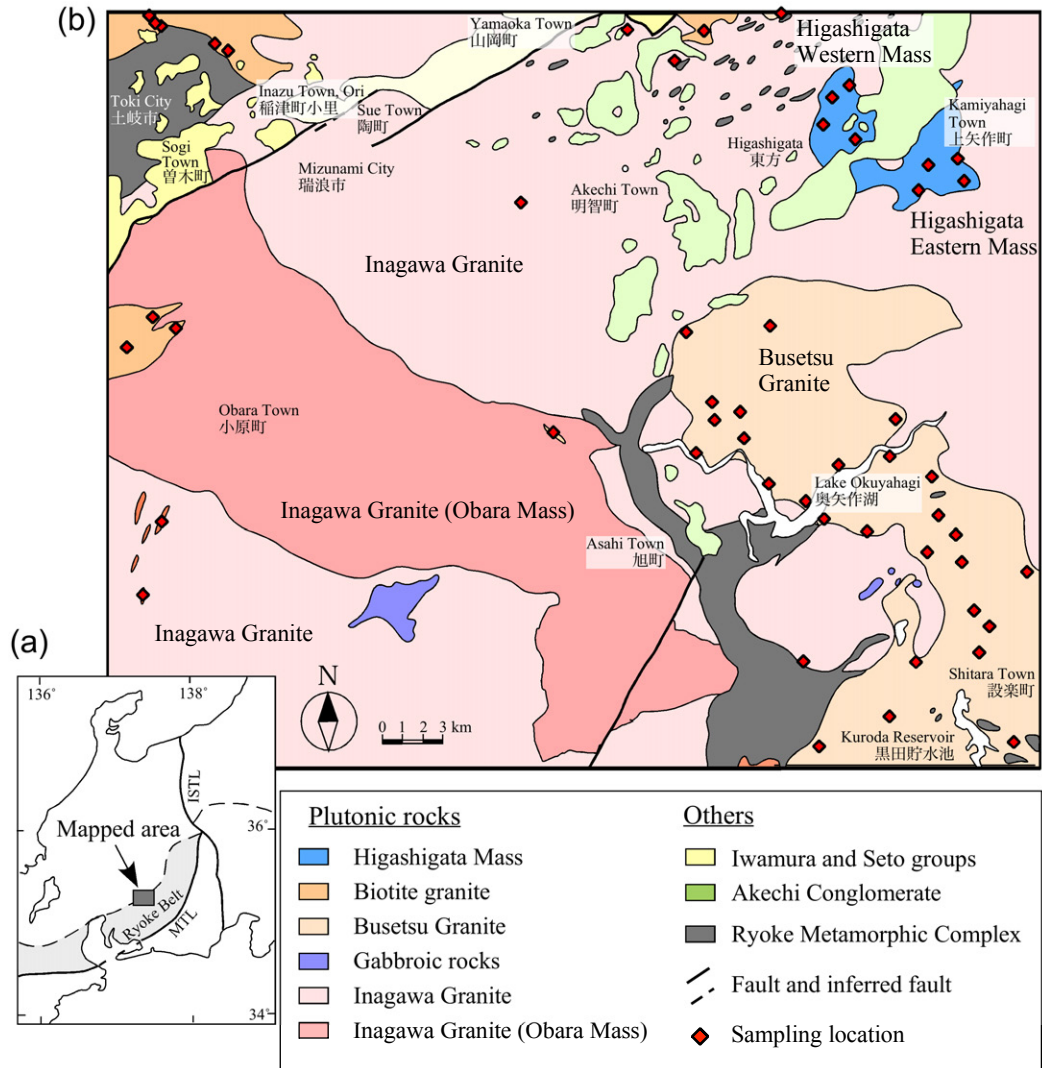
本論では、5万分の1地質図幅「明智」地域の調査研究の成果の一環として、これまで分布がはっきりと示されていなかった、岐阜県恵那市明智町^{ひがしがた}東方周辺に分布する花崗岩類の分布と岩相及び全岩化学組成を報告し、周辺に分布する深成岩類と比較してその岩型としての帰属

を明らかにする。また、中部地方領家帯の花崗岩類は長い研究史をもつものの、全岩微量成分組成の報告は依然少ないため、東方地域に分布する岩体とともに、関連する周囲の花崗岩類の全岩微量成分組成の特徴についても予察的に議論する。

2. 地質概説

5万分の1地質図幅「明智」地域は、愛知県と岐阜県の県境を含む西三河–東濃地域に位置し(第1図a)、南半分を愛知県豊田市、北半分を東から岐阜県恵那市、瑞浪市及び土岐市が占める。調査地域の大部分には伊奈川花崗岩(柴田, 1954; Nakai, 1974)が分布し、それに貫入する武節花崗岩(小出, 1949)が南東部に分布する(第1図b)。伊奈川花崗岩は、主として粗粒の角閃石黒雲母花崗岩から構成される。愛知県豊田市^{おぼら}小原町から旭町にかけて西北西–東南東方向に、さらに旭町から北北東–南南西方向に屈曲して幅4–5 kmにわたって有色鉱物に富む花崗閃緑岩が帯状に分布し(第1図b)、伊奈川花崗岩小原岩体と呼ばれている(例えば、牧本ほか, 2004)。小原岩体構成岩相は一般にフォリエーションが発達し、小原岩体の南西側に分布する伊奈川花崗岩はほぼ塊状である。それ以外の部分は、東部を中心にフォリエーションが一部で発達する。武節花崗岩は主として細粒–中粒の塊状白雲母黒雲母花崗閃緑岩ないし^{あすけ}花崗岩から構成される。本地域の武節花崗岩は南の足助地域や岡崎地域の典型的な岩相に比べて粗粒な場合がある。調査地域中西部及び北西部には、岩型として^{あすけ}苗木–上松花崗岩(山田・村山, 1958)の一部とされている(例えば、河田ほか, 1961)花崗岩体が貫入している(第1図b)。これらの岩体は中粒–粗粒の塊状黒雲母花崗岩から構成される。一般に黒雲母は少なく、野外においては淡褐色に変質・風化している。これらの岩体について、本論においては、単に黒雲母花崗岩と呼ぶ。苗木–上松花崗岩(岩型)のうち、岐阜県土岐市を中心とする岩体は土岐花崗岩(岩体)と呼ばれている(石原・鈴木, 1969)。したがって、既存研究の見解に従うと、岩型名としては苗木–上松–土岐花崗岩と表記し得るが、本論では以後、記述の煩雑さを避けるために、単に苗木型花崗岩と記述する。ただし、苗木–上松–土岐花崗岩(岩型)のうち、土岐花崗岩体について言及する際には、岩体名として土岐花崗岩という名称を用いる。なお、苗木型花崗岩は一般に山陽帯花崗岩に属するとされている(Ishihara, 1978)が、本研究地域では領家深成岩類及び領家変成コンプレックスに密接に伴って産するため便宜的に領家深成岩類と区別せずに取り扱い、地体構造区分上の帰属については議論しない。

本研究地域に分布する花崗岩類のそれぞれの貫入関係は、武節花崗岩及び黒雲母花崗岩が領家変成コンプレックス及び伊奈川花崗岩に貫入しているが、武節花崗岩と



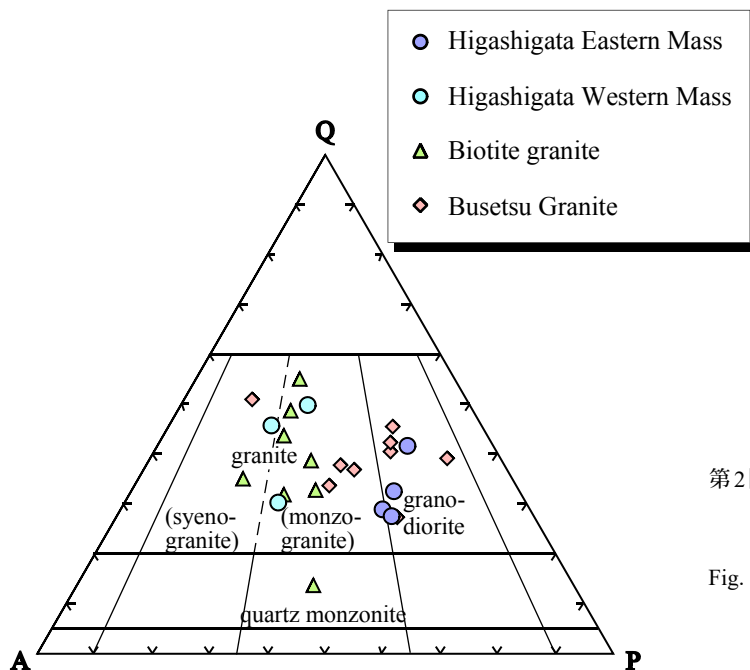
第1図 5万分の1地質図幅「明智」の位置及び試料採取位置を示した地質概略図。(a) 5万分の1地質図幅「明智」の位置。MTLとISTLはそれぞれ、中央構造線及び糸魚川-静岡構造線。(b) 5万分の1地質図幅「明智」地域の地質概略図及び試料採取位置。

Fig. 1 Location map and simplified geologic map of the 1:50,000 Akechi district with sampling locations. (a) Location of 1:50,000 Akechi district. MTL and ISTL denote Median Tectonic Line and Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, respectively. (b) Simplified geologic map of the 1:50,000 Akechi district with sampling locations.

黒雲母花崗岩との直接的な関係は不明である。固結年代を示すと解釈される高温の閉鎖温度をもつ同位体及び放射年代として、伊奈川花崗岩からは 83.5 ± 1.5 – 81.9 ± 1.4 MaのCHIMEモナザイト年代 (Suzuki and Adachi, 1998; 三宅ほか, 2016) と 76 ± 4 – 67 ± 4 Ma (Murakami *et al.*, 2006), 74.7 ± 0.7 Ma及び 69.2 ± 0.5 Ma (Takatsuka *et al.*, 2018) のジルコンU-Pb年代, 武節花崗岩からは, 78.5 ± 2.6 – 75.3 ± 4.9 MaのCHIMEモナザイト年代 (鈴木ほか, 1994; Nakai and Suzuki, 2003) と 70.9 ± 0.9 , 70.8 ± 1.4 及び 69.5 ± 0.4 MaのジルコンU-Pb年代 (Takatsuka *et al.*, 2018), 苗木型花崗岩の一部とされている土岐花崗岩

からは, 68.3 ± 1.8 – 67.2 ± 3.2 MaのCHIMEモナザイト年代 (鈴木ほか, 1994; Suzuki and Adachi, 1998) と 71.3 ± 1.6 MaのジルコンU-Pb年代 (中島ほか, 1993) 及び 74.7 ± 4.2 Ma– 70.4 ± 1.7 MaのジルコンU-Pb年代 (Yuguchi *et al.*, 2016) が報告されている。これらの年代は、いずれも本研究地域である「明智」図幅地域以外の場所から報告されたもので、伊奈川花崗岩、武節花崗岩、そして苗木型花崗岩の順に貫入したと解釈される本研究地域の貫入関係と矛盾はしないが、それぞれの年代はむしろ同時期的である。

領家変成コンプレックスは、調査地域中部に片岩が、



第2図 石英(Q)–カリ長石(A)–斜長石(P) 三角図における、検討試料のモード組成。分類はLe Maitre (2002)に基づく。

Fig. 2 Modal composition of studied samples plotted on quartz (Q)–K-feldspar (A)–plagioclase (P) diagram. Classification boundaries are after Le Maitre (2002).

北西部にホルンフェルスが分布し、いずれも変成泥岩を主体として変成砂岩や少量の変成珪質岩を伴う。「明智」地域北東部を中心に、領家帯構成岩類は新第三系の明智礫岩層(木宮, 1971)に覆われる。明智礫岩層は巨礫を主体とする淘汰の悪い礫支持礫岩層で、基質は花崗岩質の粗粒砂岩から構成される。調査地域北西部の岐阜県土岐市曾木町から瑞浪市陶町を経て恵那市山岡町にかけての地域には、新第三系岩村層群(Uemura, 1961; 氏原ほか, 1992)及び瀬戸層群(横山, 1950)が狭長に分布している。

岐阜県恵那市明智町東方から上矢作町にかけて、これまで分布が明らかにされていなかった、花崗岩質岩体が確認された。この岩体は全体としては東西約4 km、南北約3.5 km程度の楕円状の分布を示すが、中央部が北東–南西方向に明智礫岩層で覆われており、見かけ上西岩体と東岩体とに区分される。この岩体は、20万分の1「中部地方領家帯地質図」(山田ほか, 1974)では全く分布が示されておらず、20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)では西岩体のみが示されて武節花崗岩及び門島花崗岩の一部とされている。構成岩相は塊状の中粒–粗粒黒雲母花崗岩–花崗閃緑岩ないし白雲母黒雲母花崗岩–花崗閃緑岩で、一般に淡黄褐色に変質・風化している。肉眼で白雲母が確認される場合は武節花崗岩の粗粒な岩相に類似するが、有色鉱物の少ない苗木型花崗岩の一部の岩相に類似する場合もある。本論では以後、この岩体のことを全体として便宜的に東方岩体と呼び、明智礫岩層を境に東側と西側とを区別する場合には、それぞれ東方東岩体及び西方西岩体と呼ぶ。

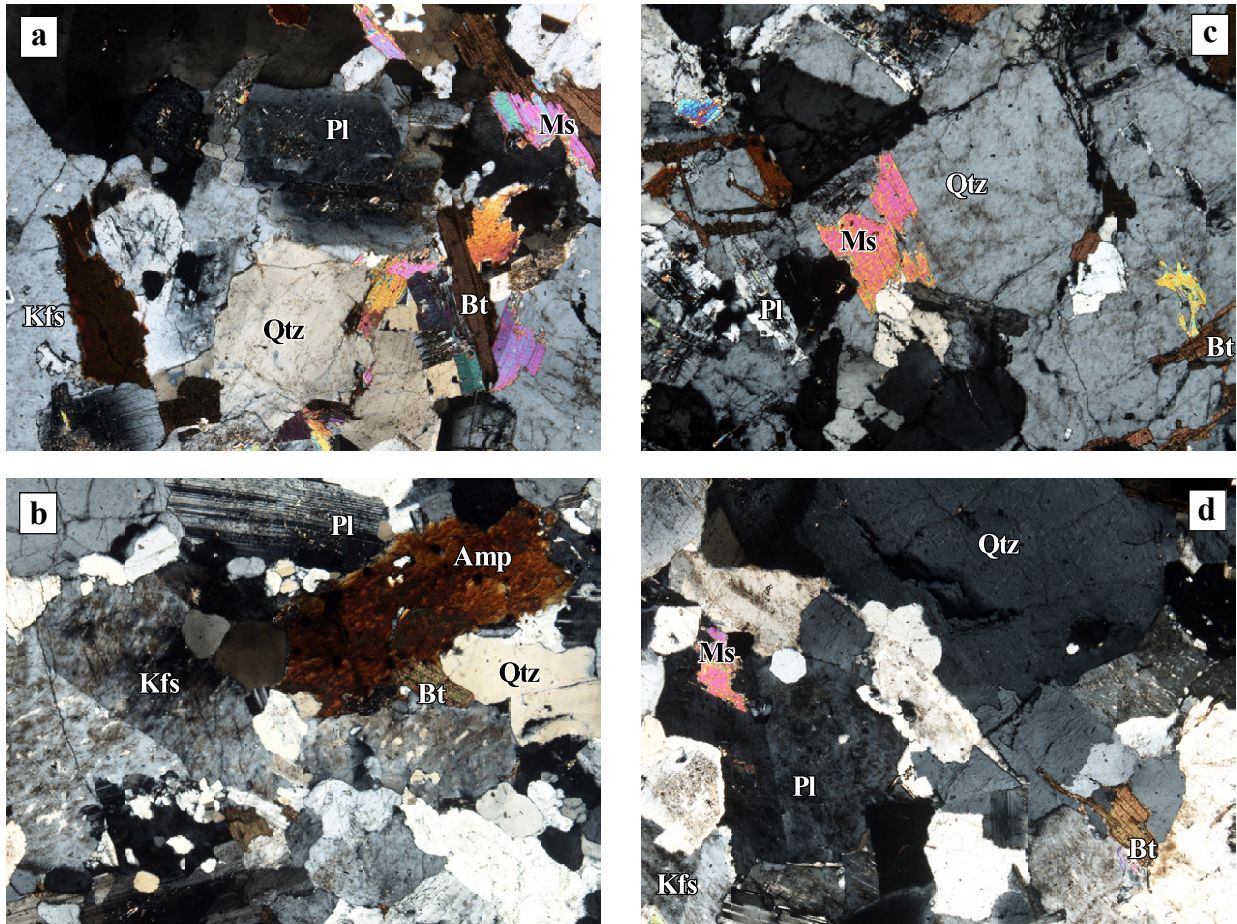
3. 検討試料及び分析手法

3.1 検討試料

東方岩体からは、東方東岩体及び西方西岩体からそれぞれ4試料、計8試料の全岩主成分・微量成分分析を行った。また、5万分の1地質図幅「明智」地域から、岩脈状の小岩体を含め、武節花崗岩33試料、黒雲母花崗岩11試料も比較のために分析を行った。これらの試料採取位置を第1図bに示す。以下に、武節花崗岩、黒雲母花崗岩及び東方岩体について、野外での産状及び代表的な試料の岩石記載を簡潔に示す。

武節花崗岩は主として細粒–中粒塊状白雲母黒雲母石英閃緑岩及び石英モンゾ閃緑岩–石英閃緑岩から構成される(第2図)。本地域の武節花崗岩は、南の足助地域(山崎, 2012a)に比べて石英やカリ長石が少ない傾向にある。本研究地域南東端の愛知県豊田市設楽町の黒田貯水池周辺では数m–10数mの変成岩包有物がしばしば認められ、この地域から北西の奥矢作湖周辺では相対的に粗粒な岩相がしばしば認められる。鏡下においては半自形等粒状組織を示し、主として斜長石、石英、カリ長石、黒雲母及び白雲母から構成され、少量のジルコン、アパタイト及び不透明鉱物を含む(第3図a)。カリ長石にはパーサイトが認められる。

黒雲母花崗岩は主として粗粒塊状黒雲母モンゾ花崗岩から構成され、花崗閃緑岩や石英モンゾ閃緑岩を伴う(第2図)。全体として優白質で、本研究地域北西部の岐阜県瑞浪市稲津町小里付近における伊奈川花崗岩への貫入境界では、著しく細粒化している(第4図a)。一方、その西の土岐市の変成岩との貫入境界では、接触部で数cm程度



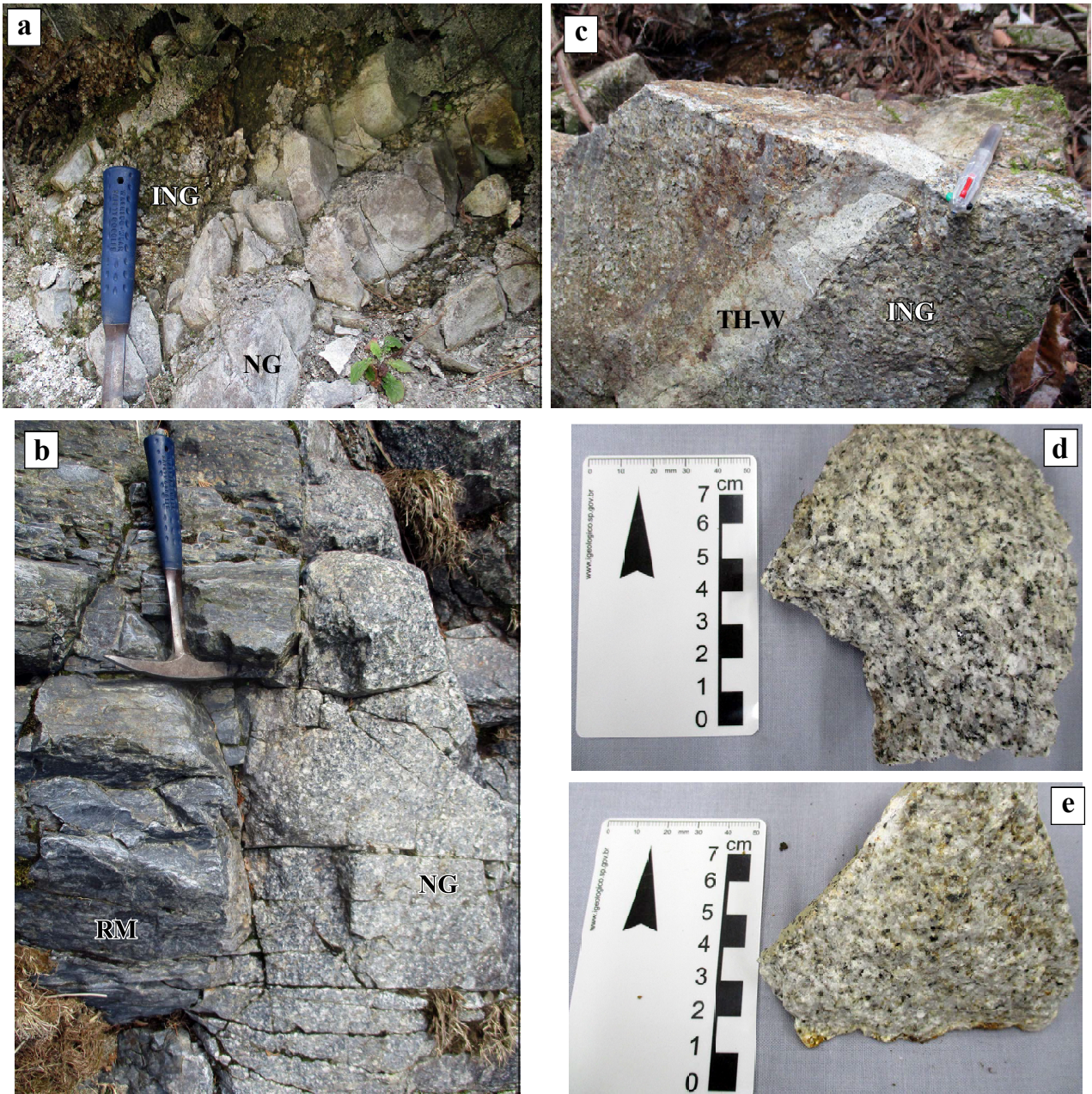
第3図 検討試料の顕微鏡写真。(a) 武節花崗岩 (AK514), (b) 黒雲母花崗岩 (AK723), (c) 東方東岩体 (AK525), (d) 東方西岩体 (AK608)。写真は全てクロスニコル、長辺は約4.5 mm。略号; Pl: 斜長石, Amp: 角閃石, Qtz: 石英, Kfs: カリ長石, Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母。

Fig. 3 Photomicrographs of studied samples. (a) Busetsu Granite (AK514), (b) Biotite granite (AK723), (c) Higashigata Eastern Mass (AK525), (d) Higashigata Western Mass (AK608). All panels are crossed-polarized light. Field of view for all panels are 4.5 mm. Abbreviations; Pl: plagioclase, Amp: amphiboles, Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Bt: biotite, Ms: muscovite.

の細粒周縁相が認められるものの、全体としては粗粒である(第4図b)。粗粒な岩相においては、暗色の粒状(径2 mm程度)石英を特徴的に含む場合がある。鏡下においては半自形等粒状、シリイット組織を示し、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母から構成され、稀に角閃石を含む(第3図b)。副成分鉱物としてジルコン、アパタイト及び不透明鉱物を含み、白雲母や褐廉石が認められることもある。カリ長石はパーサイトや微斜長石構造を示し、単純双晶やミルメカイトもしばしば観察される。

東方岩体は、中粒塊状黒雲母モンゾ花崗岩-花崗閃緑岩から構成される(第2図)。岩体の北西縁では、周囲に分布する伊奈川花崗岩に貫入する東方西岩体の細脈が観察される(第4図c)。東方西岩体は東方東岩体に比べてややカリ長石が多い傾向があり白雲母が稀に含まれる。一方、東方東岩体は多くの場合肉眼で確認可能な白雲母を

含む。東方東岩体と東方西岩体とは、岩体ごとの系統的な違いよりも露頭ごとの岩相の違いのほうが大きく、粒度や有色鉱物の量比の違いによる見掛けの岩相上の変化の結果、肉眼的には両岩体でよく似た岩相が認められる(例えば第4図d及びe)。東方東岩体構成岩は、鏡下において半自形粒状組織を示し、主として石英、斜長石、カリ長石、黒雲母及び白雲母から構成され、少量のジルコン、アパタイト及び不透明鉱物を伴う(第3図c)。野外においては白雲母の確認が困難な場合もあるが、鏡下においては普遍的に確認可能である。東方西岩体は、半自形粒状、シリイット組織を示し、主として石英、斜長石及びカリ長石及びそれらよりも少量の黒雲母から構成され、白雲母を含むことがある(第3図d)。また、少量のジルコン、アパタイト及び不透明鉱物を伴う。



第4図 検討試料(一部)の野外における産状及び試料の岩相. (a) 伊奈川花崗岩(ING)に貫入する黒雲母花崗岩(NG) (岐阜県瑞浪市稲津町小里), (b) 領家変成コンプレックスの変成泥岩(RM)に貫入する黒雲母花崗岩(NG) (岐阜県土岐市), (c) 伊奈川花崗岩に貫入する東方西岩体の細脈(岐阜県恵那市東方), (d) 東方東岩体構成岩相 (AK625), (e) 東方西岩体構成岩相 (AK609).

Fig. 4 Selected field occurrences of studied samples and photographs of hand specimens from the Higashigata mass. (a) Biotite granite (NG) intruding the Inagawa Granite (ING) (Ori, Inazu Town, Mizunami City, Gifu Prefecture), (b) Biotite granite (NG) intruding the meta pelitic rocks in the Ryoke Metamorphic Complex (RM) (Toki City, Gifu Prefecture), (c) Vein of the Higashigata Mass (TH-W) intruding the Inagawa Granite (ING) (Higashigata, Ena City, Gifu Prefecture), (d) Hand specimen from the Higashigata Eastern Mass, (e) Hand specimen from the Higashigata Western Mass.

3.2 分析手法

全岩化学組成分析のための岩石試料は、厚さ数mmのスラブもしくはチップ状に切断し、切断面に付着した岩石カッターの金属をダイヤモンドディスクで削り取った後、イオン交換水で30分以上超音波洗浄した。洗浄した試料は110°Cのオープンで一昼夜乾燥させた。乾燥した試料はタングステンカーバイド乳鉢で粗粉碎した後、四区分法にて縮分し、地質調査総合センター共同利用実験室(GSJ-Lab)設置の全自動粉砕装置(タングステンカーバイド・ミル)にて粉末岩石試料を作成した。

全岩主成分化学組成の分析は、産業技術総合研究所地質調査総合センター共同利用実験室(GSJ-Lab)設置の蛍光X線分析装置(XRF: PANalytical Axios)を用いて行い、分析条件はYamasaki (2014)に従った。全岩微量成分組成の分析は、GSJ-Lab設置のLA-ICP-MS, Agilent 7700xを用いて行い、分析手法はYamasaki and Yamashita (2016)に従った。XRF及びLA-ICP-MS分析の精度はそれぞれ、米国地質調査所(USGS)地球化学標準物質及び産業技術総合研究所地質調査総合センター地球化学標準物質を用いてモニターした。第1表にそれらの地球化学標準物質の分析結果を示す。

4. 結果

全岩主成分及び微量成分分析結果を第1表に、 SiO_2 に対するアルミナ飽和度(ASI: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = \text{A/CNK}$, モル比)を第5図に、 SiO_2 に対する各主成分元素の挙動を第6図にそれぞれ示す。第5図及び第6図においては、比較のために中部地方領家帯南部の岡崎地域の武節花崗岩と、土岐花崗岩を含む苗木型花崗岩の化学組成の既存文献値も示している。なお、苗木型花崗岩のうち、苗木・上松花崗岩と土岐花崗岩とは、全岩化学組成範囲及び平均組成に違いがあり、苗木・上松花崗岩がより分化した組成を示しているとの指摘(例えば、Ishihara and Wu, 2001; Ishihara and Murakami, 2006)がある。しかしながら、苗木・上松花崗岩の全岩化学組成データ数は土岐花崗岩のそれに比べて著しく少なく、これらのデータの組成範囲は、湯口ほか(2010)によって多量(483試料)の全岩化学組成データが報告されている土岐花崗岩体の組成範囲に含まれる。本論では苗木・上松花崗岩と土岐花崗岩との組成差やその原因を議論することが目的ではないことから、苗木型花崗岩として一括して扱う。武節花崗岩の SiO_2 量は67.5–77.2 wt%, 苗木型花崗岩は74.6–77.1 wt%, 東方東岩体は73.0–74.0 wt%, そして東方西岩体は74.3–76.1 wt%で、ASIはほぼ全てA/CNK>1.0のパーアルミナスな組成を示す(第5図)。苗木型花崗岩(A/CNK = 1.04–1.11)は、Chappell and White (1974)によるIタイプ花崗岩に概ね相当する組成を示し、他の岩体はIタイプ及びSタイプ両領域にプロットされる

組成を示すものの、武節花崗岩(A/CNK = 1.09–1.23)では多くがSタイプに、東方西岩体(A/CNK = 1.06–1.13)では4点中3点がIタイプに集中する。

いずれの花崗岩類も SiO_2 の増加に伴い、 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* (全鉄を Fe_2O_3 として示した値), MgO , CaO 及び P_2O_5 が減少し、 K_2O が増加する(第6図)。 Na_2O は武節花崗岩で SiO_2 の増加に対してほぼ一定ないしわずかに減少する傾向を示すが、他の岩体については明瞭な変化傾向を示さない。本地域の武節花崗岩の組成幅は岡崎地域の武節花崗岩の文献値にほぼ重なるが、 SiO_2 に対する TiO_2 と Al_2O_3 のトレンドの傾きがわずかに異なるように見え、また同じ SiO_2 量においては K_2O と P_2O_5 が本地域における武節花崗岩が若干高い傾向がある。苗木型花崗岩は文献値の集中する SiO_2 量75–78 wt%の組成とほぼ区別できない。東方東岩体は武節花崗岩の組成範囲内にプロットされ、武節花崗岩と一連の組成変化トレンドを示す(第6図)。一方、東方西岩体は武節花崗岩と苗木型花崗岩の両組成範囲にわたってプロットされるが、高 SiO_2 側の2試料の組成は低い Fe_2O_3^* , MgO , CaO 及び P_2O_5 量及び高い Na_2O と K_2O 量の組成傾向を示し、苗木型花崗岩と共通する特徴をもつ。

代表的な不適合元素(high-field strength element: HFSE)であるZrに対するいくつかの微量成分元素の挙動を第7図に示す。第7図において、全試料の分析値は、Zr含有量の減少に対してTi含有量が単調に減少する単一の組成トレンドを形成する。主成分元素組成では、 TiO_2 含有量は SiO_2 含有量の増加に対して減少するトレンドを示している(第6図)ことから、Zr含有量も SiO_2 含有量の増加に対して単調に減少する挙動を示していることになる。武節花崗岩はZrの減少に伴ってV, Sr, Y, Ba及びHfが減少、Rb, Nb及びUがわずかに増加するトレンドを示し、ThはZr = 80–120 ppmでやや分散し、Zr>120 ppmではほぼ一定のトレンドを示す。東方東岩体の組成は、完全にこれらのトレンドに重なる。一方、苗木型花崗岩はZrの増加に伴って全ての元素で大局的には増加するように見えるが、Zrの幅に対してそれぞれの微量元素の変化幅が大きく分散する傾向を示し、トレンドの認定は困難である。しかしながら、Zr量及びそれに対する各微量元素の組成範囲や挙動は、分散の大きいことを含め東方西岩体と調和的である。

CIコンドライトで規格化した希土類元素パターン及びSun and McDonough (1989)によるノーマルタイプ中央海嶺玄武岩(N-MORB)組成で規格化したマルチエレメント・パターンをそれぞれ第8図と第9図に示す。第8図には比較のためにIshihara and Chappell (2007)による武節花崗岩(岡崎地域)及び苗木型花崗岩の希土類元素組成も示している。武節花崗岩の希土類元素パターンは、コンドライトの10–20倍程度のLuから100–200倍程度のLaまで、 $\text{La/Yb}_{(N)} = 5.1–22.4$ の左上がりのパターンを示し、弱

第1表 5万分の1地質図幅「明智」地域に産する武節花崗岩、黒雲母花崗岩及び東方岩体の全岩主成分(wt%)及び微量元素(ppm)組成。

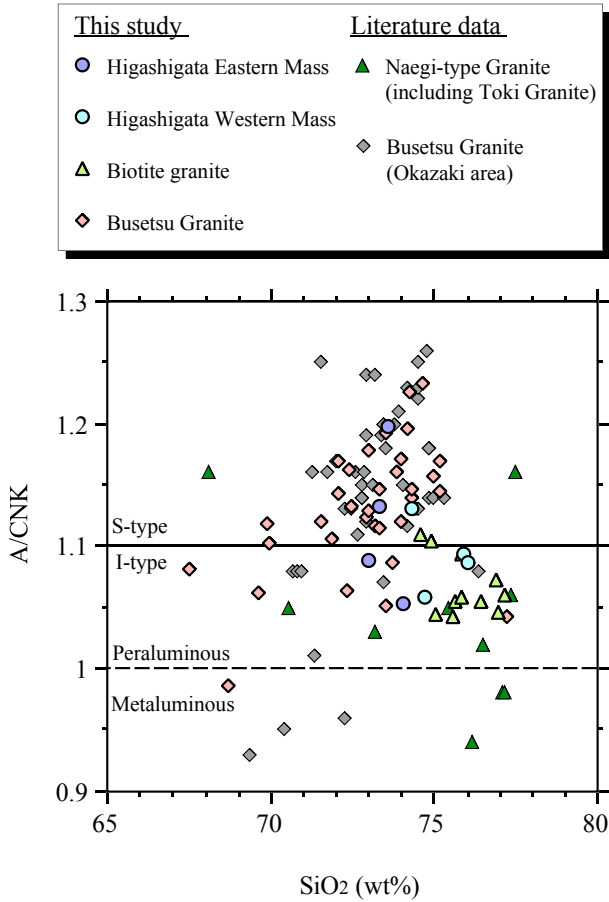
Table 1 rock major element (wt%) and trace element (ppm) compositions of the Busetu Granite, biotite granite and Higashigata Mass from the 1:50,000, Akechi Quadrangle area.

Group Sample# Latitude (35°N) Longitude (137°E)	Basetu Granite																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	AK304	AK307	AK308	AK310B	AK311	AK312	AK313	AK314	AK322	AK332	AK334	AK335	AK336	AK342	AK343	AK344	AK345	AK346	AK347	AK348	AK349	AK350	AK351	AK352	AK353	AK354	AK355	AK356	AK357	AK358	AK359	AK360	AK361	AK362	AK363	AK364	AK365	AK366	AK367	AK368	AK369	AK370	AK371	AK372	AK373	AK374	AK375	AK376	AK377	AK378	AK379	AK380	AK381	AK382	AK383	AK384	AK385	AK386	AK387	AK388	AK389	AK390	AK391	AK392	AK393	AK394	AK395	AK396	AK397	AK398	AK399	AK400	AK401	AK402	AK403	AK404	AK405	AK406	AK407	AK408	AK409	AK410	AK411	AK412	AK413	AK414	AK415	AK416	AK417	AK418	AK419	AK420	AK421	AK422	AK423	AK424	AK425	AK426	AK427	AK428	AK429	AK430	AK431	AK432	AK433	AK434	AK435	AK436	AK437	AK438	AK439	AK440	AK441	AK442	AK443	AK444	AK445	AK446	AK447	AK448	AK449	AK450	AK451	AK452	AK453	AK454	AK455	AK456	AK457	AK458	AK459	AK460	AK461	AK462	AK463	AK464	AK465	AK466	AK467	AK468	AK469	AK470	AK471	AK472	AK473	AK474	AK475	AK476	AK477	AK478	AK479	AK480	AK481	AK482	AK483	AK484	AK485	AK486	AK487	AK488	AK489	AK490	AK491	AK492	AK493	AK494	AK495	AK496	AK497	AK498	AK499	AK500	AK501	AK502	AK503	AK504	AK505	AK506	AK507	AK508	AK509	AK510	AK511	AK512	AK513	AK514	AK515	AK516	AK517	AK518	AK519	AK520	AK521	AK522	AK523	AK524	AK525	AK526	AK527	AK528	AK529	AK530	AK531	AK532	AK533	AK534	AK535	AK536	AK537	AK538	AK539	AK540	AK541	AK542	AK543	AK544	AK545	AK546	AK547	AK548	AK549	AK550	AK551	AK552	AK553	AK554	AK555	AK556	AK557	AK558	AK559	AK560	AK561	AK562	AK563	AK564	AK565	AK566	AK567	AK568	AK569	AK570	AK571	AK572	AK573	AK574	AK575	AK576	AK577	AK578	AK579	AK580	AK581	AK582	AK583	AK584	AK585	AK586	AK587	AK588	AK589	AK590	AK591	AK592	AK593	AK594	AK595	AK596	AK597	AK598	AK599	AK600	AK601	AK602	AK603	AK604	AK605	AK606	AK607	AK608	AK609	AK610	AK611	AK612	AK613	AK614	AK615	AK616	AK617	AK618	AK619	AK620	AK621	AK622	AK623	AK624	AK625	AK626	AK627	AK628	AK629	AK630	AK631	AK632	AK633	AK634	AK635	AK636	AK637	AK638	AK639	AK640	AK641	AK642	AK643	AK644	AK645	AK646	AK647	AK648	AK649	AK650	AK651	AK652	AK653	AK654	AK655	AK656	AK657	AK658	AK659	AK660	AK661	AK662	AK663	AK664	AK665	AK666	AK667	AK668	AK669	AK670	AK671	AK672	AK673	AK674	AK675	AK676	AK677	AK678	AK679	AK680	AK681	AK682	AK683	AK684	AK685	AK686	AK687	AK688	AK689	AK690	AK691	AK692	AK693	AK694	AK695	AK696	AK697	AK698	AK699	AK700	AK701	AK702	AK703	AK704	AK705	AK706	AK707	AK708	AK709	AK710	AK711	AK712	AK713	AK714	AK715	AK716	AK717	AK718	AK719	AK720	AK721	AK722	AK723	AK724	AK725	AK726	AK727	AK728	AK729	AK730	AK731	AK732	AK733	AK734	AK735	AK736	AK737	AK738	AK739	AK740	AK741	AK742	AK743	AK744	AK745	AK746	AK747	AK748	AK749	AK750	AK751	AK752	AK753	AK754	AK755	AK756	AK757	AK758	AK759	AK760	AK761	AK762	AK763	AK764	AK765	AK766	AK767	AK768	AK769	AK770	AK771	AK772	AK773	AK774	AK775	AK776	AK777	AK778	AK779	AK780	AK781	AK782	AK783	AK784	AK785	AK786	AK787	AK788	AK789	AK790	AK791	AK792	AK793	AK794	AK795	AK796	AK797	AK798	AK799	AK800	AK801	AK802	AK803	AK804	AK805	AK806	AK807	AK808	AK809	AK810	AK811	AK812	AK813	AK814	AK815	AK816	AK817	AK818	AK819	AK820	AK821	AK822	AK823	AK824	AK825	AK826	AK827	AK828	AK829	AK830	AK831	AK832	AK833	AK834	AK835	AK836	AK837	AK838	AK839	AK840	AK841	AK842	AK843	AK844	AK845	AK846	AK847	AK848	AK849	AK850	AK851	AK852	AK853	AK854	AK855	AK856	AK857	AK858	AK859	AK860	AK861	AK862	AK863	AK864	AK865	AK866	AK867	AK868	AK869	AK870	AK871	AK872	AK873	AK874	AK875	AK876	AK877	AK878	AK879	AK880	AK881	AK882	AK883	AK884	AK885	AK886	AK887	AK888	AK889	AK890	AK891	AK892	AK893	AK894	AK895	AK896	AK897	AK898	AK899	AK900	AK901	AK902	AK903	AK904	AK905	AK906	AK907	AK908	AK909	AK910	AK911	AK912	AK913	AK914	AK915	AK916	AK917	AK918	AK919	AK920	AK921	AK922	AK923	AK924	AK925	AK926	AK927	AK928	AK929	AK930	AK931	AK932	AK933	AK934	AK935	AK936	AK937	AK938	AK939	AK940	AK941	AK942	AK943	AK944	AK945	AK946	AK947	AK948	AK949	AK950	AK951	AK952	AK953	AK954	AK955	AK956	AK957	AK958	AK959	AK960	AK961	AK962	AK963	AK964	AK965	AK966	AK967	AK968	AK969	AK970	AK971	AK972	AK973	AK974	AK975	AK976	AK977	AK978	AK979	AK980	AK981	AK982	AK983	AK984	AK985	AK986	AK987	AK988	AK989	AK990	AK991	AK992	AK993	AK994	AK995	AK996	AK997	AK998	AK999	AK1000	AK1001	AK1002	AK1003	AK1004	AK1005	AK1006	AK1007	AK1008	AK1009	AK1010	AK1011	AK1012	AK1013	AK1014	AK1015	AK1016	AK1017	AK1018	AK1019	AK1020	AK1021	AK1022	AK1023	AK1024	AK1025	AK1026	AK1027	AK1028	AK1029	AK1030	AK1031	AK1032	AK1033	AK1034	AK1035	AK1036	AK1037	AK1038	AK1039	AK1040	AK1041	AK1042	AK1043	AK1044	AK1045	AK1046	AK1047	AK1048	AK1049	AK1050	AK1051	AK1052	AK1053	AK1054	AK1055	AK1056	AK1057	AK1058	AK1059	AK1060	AK1061	AK1062	AK1063	AK1064	AK1065	AK1066	AK1067	AK1068	AK1069	AK1070	AK1071	AK1072	AK1073	AK1074	AK1075	AK1076	AK1077	AK1078	AK1079	AK1080	AK1081	AK1082	AK1083	AK1084	AK1085	AK1086	AK1087	AK1088	AK1089	AK1090	AK1091	AK1092	AK1093	AK1094	AK1095	AK1096	AK1097	AK1098	AK1099	AK1100	AK1101	AK1102	AK1103	AK1104	AK1105	AK1106	AK1107	AK1108	AK1109	AK1110	AK1111	AK1112	AK1113	AK1114	AK1115	AK1116	AK1117	AK1118	AK1119	AK1120	AK1121	AK1122	AK1123	AK1124	AK1125	AK1126	AK1127	AK1128	AK1129	AK1130	AK1131	AK1132	AK1133	AK1134	AK1135	AK1136	AK1137	AK1138	AK1139	AK1140	AK1141	AK1142	AK1143	AK1144	AK1145	AK1146	AK1147	AK1148	AK1149	AK1150	AK1151	AK1152	AK1153	AK1154	AK1155	AK1156	AK1157	AK1158	AK1159	AK1160	AK1161	AK1162	AK1163	AK1164	AK1165	AK1166	AK1167	AK1168	AK1169	AK1170	AK1171	AK1172	AK1173	AK1174	AK1175	AK1176	AK1177	AK1178	AK1179	AK1180	AK1181	AK1182	AK1183	AK1184	AK1185	AK1186	AK1187	AK1188	AK1189	AK1190	AK1191	AK1192	AK1193	AK1194	AK1195	AK1196	AK1197	AK1198	AK1199	AK1200	AK1201	AK1202	AK1203	AK1204	AK1205	AK1206	AK1207	AK1208	AK1209	AK1210	AK1211	AK1212	AK1213	AK1214	AK1215	AK1216	AK1217	AK1218	AK1219	AK1220	AK1221	AK1222	AK1223	AK1224	AK1225	AK1226	AK1227	AK1228	AK1229	AK1230	AK1231	AK1232	AK1233	AK1234	AK1235	AK1236	AK1237	AK1238	AK1239	AK1240	AK1241	AK1242	AK1243	AK1244	AK1245	AK1246	AK1247	AK1248	AK1249	AK1250	AK1251	AK1252	AK1253	AK1254	AK1255	AK1256	AK1257	AK1258	AK1259	AK1260	AK1261	AK1262	AK1263	AK1264	AK1265	AK1266	AK1267	AK1268	AK1269	AK1270	AK1271	AK1272	AK1273	AK1274	AK1275	AK1276	AK1277	AK1278	AK1279	AK1280	AK1281	AK1282	AK1283	AK1284	AK1285	AK1286	AK1287	AK1288	AK1289	AK1290	AK1291	AK1292	AK1293	AK1294	AK1295	AK1296	AK1297	AK1298	AK1299	AK1300	AK1301	AK1302	AK1303	AK1304	AK1305	AK1306	AK1307	AK1308	AK1309	AK1310	AK1311	AK1312	AK1313	AK1314	AK1315	AK1316	AK1317	AK1318	AK1319	AK1320	AK1321	AK1322	AK1323	AK1324	AK1325	AK1326	AK1327	AK1328	AK1329	AK1330	AK1331	AK1332	AK1333	AK1334	AK1335	AK1336	AK1337	AK1338	AK1339	AK1340	AK1341	AK1342	AK1343	AK1344	AK1345	AK1346	AK1347	AK1348	AK1349	AK1350	AK1351	AK1352	AK1353	AK1354	AK1355	AK1356	AK1357	AK1358	AK1359	AK1360	AK1361	AK1362	AK1363	AK1364	AK1365	AK1366	AK1367	AK1368	AK1369	AK1370	AK1371	AK1372	AK1373	AK1374	AK1375	AK1376	AK1377	AK1378	AK1379	AK1380	AK1381	AK1382	AK1383	AK1384	AK1385	AK1386	AK1387	AK1388	AK1389	AK1390	AK1391	AK1392	AK1393	AK1394	AK1395	AK1396	AK1397	AK1398	AK1399	AK1400	AK1401	AK1402	AK1403	AK1404	AK1405	AK1406	AK1407	AK1408	AK1409	AK1410	AK1411	AK1412	AK1413	AK1414	AK1415	AK1416	AK1417	AK1418	AK1419	AK1420	AK1421	AK1422	AK1423	AK1424	AK1425	AK1426	AK1427	AK1428	AK1429	AK1430	AK1431	AK1432	AK1433	AK1434	AK1435	AK1436	AK1437	AK1438	AK1439	AK1440	AK1441	AK1442	AK1443	AK1444	AK1445	AK1446	AK1447	AK1448	AK1449	AK1450	AK1451	AK1452	AK1453	AK1454	AK1455	AK1456	AK1457	AK1458	AK1459	AK1460	AK1461	AK1462	AK1463	AK1464	AK1465	AK1466	AK1467	AK1468	AK1469	AK1470	AK1471	AK1472	AK1473	AK1474	AK1475	AK1476	AK1477	AK1478	AK1479	AK1480	AK1481	AK1482	AK1483	AK1484	AK1485	AK1486	AK1487	AK1488	AK1489	AK1490	AK1491	AK1492	AK1493	AK1494	AK1495	AK1496	AK1497	AK1498	AK1499	AK1500	AK1501	AK1502	AK1503	AK1504	AK1505	AK1506	AK1507	AK1508	AK1509	AK1510	AK1511	AK1512	AK1513	AK1514	AK1515	AK1516	AK1517	AK1518	AK1519	AK1520	AK1521	AK1522	AK1523	AK1524	AK1525	AK1526	AK1527	AK1528	AK1529	AK1530	AK1531	AK1532	AK1533	AK1534	AK1535	AK1536	AK1537	AK1538	AK1539	AK1540	AK1541	AK1542	AK1543	AK1544	AK1545	AK1546	AK1547	AK1548	AK1549	AK1550	AK1551	AK1552	AK1553	AK1554	AK1555	AK1556	AK1557	AK1558	AK1559	AK1560	AK1561	AK1562	AK1563	AK1564	AK1565	AK1566	AK1567	AK1568	AK1569	AK1570	AK1571	AK1572	AK1573	AK1574	AK1575	AK1576	AK1577	AK1578	AK1579	AK1580	AK1581	AK1582	AK1583	AK1584	AK1585	AK1586	AK1587	AK1588	AK1589	AK1590	AK1591	AK1592	AK1593	AK1594	AK1595	AK1596	AK1597	AK1598	AK1599	AK1600

岐阜県恵那市明智地域に産する花崗岩類の全岩化学組成と帰属 (山崎)

第1表 続き.
Table 1 Continued.

Group Sample#	Busestu Granite												Biotite granite												Higashigata Eastern Mass												Higashigata Western Mass												Reference materials	
	AK531	AK603	AK617	AK641	AK721	AK103	AK105B	AK614	AK622	AK719	AK720	AK722	AK723	AK735	AK736	AK738	AK524	AK525	AK601A	AK625	AK608	AK609	AK610	AK621	R.V.	M.V.																								
Latitude (35°N)	14.644	20.188	19.943	17.661	20.084	13.397	12.466	19.536	19.917	19.777	19.656	20.015	19.962	16.154	16.001	15.738	17.786	17.907	19.465	18.14	19.076	19.191	18.14	18.495	-	-																								
Longitude (137°E)	22.007	25.705	24.47	21.477	15.517	15.655	15.395	23.995	23.235	16.548	16.764	15.578	15.7	15.514	15.896	15.152	17.899	28.627	26.742	28.048	26.387	26.814	26.386	26.917	-	-																								
SiO ₂	73.73	72.31	77.21	73.50	68.72	75.64	75.85	76.96	74.57	77.15	75.60	75.05	76.91	74.84	75.81	76.45	73.30	73.60	74.04	73.02	76.06	75.91	74.28	74.69	70.03	69.76																								
TiO ₂	0.13	0.29	0.08	0.22	0.42	0.03	0.01	0.04	0.20	0.07	0.13	0.07	0.03	0.18	0.10	0.06	0.29	0.23	0.27	0.27	0.08	0.09	0.21	0.14	0.49	0.48																								
Al ₂ O ₃	14.01	14.38	12.09	13.89	15.54	13.40	13.60	12.85	13.26	12.44	13.80	13.03	13.22	13.28	13.04	14.15	14.15	14.66	13.58	14.37	13.20	13.55	14.10	14.07	15.36	15.53																								
Fe ₂ O ₃ *	1.36	2.84	0.90	2.23	3.53	0.70	0.73	0.90	2.21	1.08	1.45	1.06	0.93	1.79	1.05	0.66	2.52	2.01	2.51	2.33	0.91	1.05	1.81	1.27	2.65	2.68																								
MnO	0.04	0.07	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04	0.08	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.04	0.03																								
MgO	0.23	0.54	0.08	0.24	0.77	0.05	0.01	0.01	0.26	0.01	0.08	0.07	0.01	0.34	0.04	0.08	0.44	0.35	0.33	0.40	0.12	0.12	0.22	0.22	0.72	0.76																								
CaO	0.71	2.52	0.73	1.49	3.13	0.75	0.27	0.64	1.10	0.49	0.92	0.92	1.30	1.04	1.04	1.04	1.64	1.54	2.23	1.91	0.71	0.83	1.31	1.94	1.98																									
Na ₂ O	3.17	3.46	2.52	3.28	3.81	2.77	3.97	3.46	2.93	3.49	3.17	3.32	4.25	2.71	3.05	2.34	3.06	3.35	3.11	3.45	3.44	3.64	3.74	4.18	4.12																									
K ₂ O	5.92	3.00	5.67	4.74	3.52	6.26	4.99	5.02	4.73	4.71	5.20	5.62	4.17	4.75	5.21	6.12	4.13	3.63	3.44	3.75	4.80	4.53	3.94	4.39	4.52	4.52																								
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.01	0.05	0.11	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.10	0.08	0.06	0.10	0.04	0.04	0.03	0.06	0.14	0.14																								
Total	99.38	99.52	99.30	99.68	99.61	99.63	99.48	99.92	99.34	99.47	99.61	99.94	99.72	99.33	99.73	99.52	99.71	99.50	99.61	99.66	99.41	99.32	99.67	99.93	100.00	100.51																								
LOI (wt%)	0.71	0.85	0.58	0.59	0.72	0.72	0.93	0.47	0.92	0.55	0.69	0.56	0.60	0.75	0.71	0.59	0.83	1.31	0.58	0.67	0.67	0.65	1.03	0.60	-	-																								
ACNK	1.09	1.06	1.04	1.05	0.92	1.05	1.09	1.05	1.11	1.06	1.04	1.04	1.07	1.10	1.06	1.13	1.13	1.20	1.05	1.09	1.09	1.09	1.13	1.06	-	-																								
Se	4.7	9.7	3.5	8.0	11.6	5.3	4.9	6.7	9.6	5.8	8.5	5.2	9.5	4.7	4.1	3.1	7.6	8.0	10.6	8.7	4.9	6.4	8.6	9.2	28.5	29.4																								
Ti	990	1876	448	1321	2389	150	40	213	1235	356	740	427	171	931	650	387	1683	1316	1596	1532	673	506	1229	738	5132	5005																								
V	5	16	4	11	39	3	2	13	3	5	5	2	11	6	3	1	11	13	22	12	4	6	12	12	105	107																								
Cr	6.6	4.4	4.2	3.3	5.3	4.1	2.8	5.0	3.4	14.4	4.1	5.9	42.7	5.2	6.1	4.7	7.9	3.4	4.7	8.7	6.5	2.8	3.4	5.7	7.8	12.2																								
Mn	181	571	78	294	420	138	287	188	319	119	107	181	212	433	260	122	492	356	333	538	253	493	506	407	1224	1257																								
Ni	2.90	4.48	2.71	5.46	9.03	n.d.	7.38	2.35	7.64	9.53	2.87	4.75	2.76	6.86	2.40	2.73	2.34	35.76	16.56	3.83	1.75	10.82	11.74	23.53	3.49	10.15																								
Cu	6	4	5	9	7	4	4	4	20	6	9	10	9	3	11	28	9	6	10	4	22	32	13	26	43	47																								
Zn	96.3	51.5	23.4	41.4	40.0	19.3	19.8	10.3	43.3	1.9	15.1	36.2	42.7	33.8	34.5	29.2	71.7	44.1	44.3	62.9	96.1	29.2	34.1	31.2	90.9	92.5																								
Ga	18.9	25.4	16.5	24.7	27.8	13.4	14.9	21.3	21.5	16.7	21.1	20.1	25.5	14.7	17.1	13.7	27.7	23.8	25.3	24.8	18.4	17.1	20.8	19.1	16.7	19.3																								
Ge	0.87	n.d.	0.61	n.d.	n.d.	n.d.	0.74	1.88	0.67	1.09	0.87	1.96	n.d.	2.03	1.67	1.51	1.51	1.23	n.d.	1.50	1.14	1.88	2.27	n.d.	1.33	1.89																								
Rb	179.30	64.86	160.73	105.25	91.49	77.22	182.42	246.52	221.16	198.61	180.88	182.53	329.38	146.08	233.27	218.12	129.11	137.69	98.79	111.16	121.53	121.80	137.89	98.51	12.30	13.01																								
Sr	113	317	66	137	329	79	3	18	93	10	66	96	4	63	52	69	241	198	188	238	85	71	167	120	263	266																								
Y	19.4	19.8	10.9	22.6	23.4	17.7	67.8	42.4	49.9	28.5	29.8	21.0	54.7	53.6	32.1	13.4	17.9	15.0	16.1	16.2	24.1	29.9	38.2	25.5	30.6	24.9																								
Zr	80.0	190.8	99.4	174.7	234.6	33.5	36.2	60.9	119.7	63.7	90.7	89.3	79.3	72.5	79.7	61.4	173.7	133.0	177.0	154.5	58.5	51.4	99.9	64.5	88.3	79.3																								
Nb	12.20	11.35	5.44	8.79	9.15	5.24	17.38	14.88	13.53	10.89	11.59	7.39	23.26	7.44	9.37	3.14	12.95	11.71	6.70	10.77	8.18	8.84	10.05	7.35	1.85	1.16																								
Mo	0.67	0.62	0.13	0.47	0.32	0.24	0.11	0.20	0.31	0.23	0.39	0.12	0.02	0.38	0.19	0.12	0.21	0.12	0.26	0.36	2.04	2.04	0.18	0.13	1.85	2.23																								
Sn	3.00	2.27	0.82	1.08	0.60	0.59	1.55	2.12	1.20	1.23	1.22	1.27	1.96	2.47	1.86	1.59	0.75	0.61	1.39	1.13	1.17	0.57	0.48	1.09	1.85	0.99																								
Co	3.52	2.09	2.88	1.63	1.84	1.21	2.66	4.54	6.89	3.30	4.86	3.61	8.24	2.22	5.88	4.47	1.13	0.91	2.09	1.11	1.60	2.03	2.70	1.42	0.62	1.06																								
Ba	337	541	304	709	655	67	9	55	166	38	218	471	15	125	86	70	793	546	762	454	222	105	170	252	311	291																								
La	30.78	32.27	27.32	30.88	56.31	3.72	7.84	8.93	23.19	15.12	29.21	27.14	9.61	10.21	8.29	9.81	33.21	31.97	38.16	26.39	12.38	10.60	20.10	11.43	5.24	5.24																								
Ce	74.64	70.52	66.38	68.03	94.72	8.74	19.78	24.44	54.56	44.23	73.07	60.63	18.44	18.13	16.27	15.37	75.85	66.25	76.85	63.85	29.46	25.79	41.77	26.99	13.30	13.25																								
Pr	8.36	7.76	7.59	6.89	10.90	1.01	3.45	3.07	6.30	5.41	8.60	6.54	3.42	2.82	3.21	3.02	7.15	7.28	8.22	6.43	3.60	3.09	6.12	3.08	1.71	1.99																								
Nd	28.58	31.03	26.93	27.24	38.67	8.80	17.86	11.37	33.33	21.31	32.44	24.05	15.38	14.44	12.71	11.45	28.26	29.45	33.65	24.92	13.20	13.56	22.37	14.33	10.90	11.17																								
Sm	6.54	7.26	4.92	5.98	5.60	1.67	8.45	4.25	6.13	6.63	7.62	4.70	5.72	5.10	3.48	2.43	4.63	6.31	5.71	4.72	3.92	3.87	6.63	4.09	3.52	3.74																								
Eu	0.55	1.21	0.30	0.70	1.50	0.46	0.05	0.11	0.56	0.11	0.23	0.51	0.09	0.41	0.32	0.40	0.95	0.93	1.06	0.86	0.42	0.31	0.98	0.35	1.20	1.18																								
Gd	5.92	5.04	3.41	4.12	5.45	2.36	12.57	5.69	7.49	6.99	7.87	4.29	7.15	5.47	3.85	2.19	4.46	4.81	4.59	4.31	4.52	4.65	6.49	3.78	4.36	4.32																								
Tb	0.95	0.81	0.48	0.71	0.73	0.37	2.12	1.11	1.58	1.14	1.23	0.69	1.61	1.05	0.82	0.36	0.76	0.59	0.55	0.59	0.80	0.90	1.28	0.68	0.75	0.73																								
Dy	4.75	3.67	2.27	3.95	4.54	2.91	12.67	7.82	9.30	6.98	6.74	4.11	11.79	6.90	6.56	2.57	3.65	3.35	3.25	3.45	4.66	5.36	7.41	4.52	4.55	4.67																								
Ho	0.84	0.85	0.42	0.90	0.89	0.56	2.01	1.63	2.39	1.30	1.40	0.80	2.37	1.90	1.32	0.48	0.65	0.69	0.57	0.59	0.86	1.22	1.66	1.05	0.95	0.97																								
Er	1.93	2.43	1.29	2.89	2.56	1.38	5.17	5.03	6.63	3.99	3.60	2.33	7.08	6.02	4.53	1.68	2.12	1.65	1.51	1.79	2.81	3.43	5.37	2.54	3.04	3.10																								
Tm	0.29	0.38	0.18	0.47	0.33	0.31	0.65	0.68	0.65	0.61	0.55	0.34	1.03	0.97	0.76	0.28	0.24	0.21	0.20	0.21	0.41	0.38	0.43	0.45	0.47	0.45																								
Yb	1.47	2.36	1.21	2.90	2.60	1.48	5.50	4.35	5.32	3.37	3.43	2.40	6.51	6.59	5.40	2.17	1.70	1.53	1.50	1.74	2.76	2.70	4.47	3.03	3.04	2.78																								
Lu	0.28	0.34	0.20	0.49	0.36	0.34	0.77	0.58	1.01	0.47	0.45	0.34	1.05	1.06	0.60	0.28	0.2																																	



第5図 検討試料及び文献値のアルミナ飽和度(A/CNK = $Al_2O_3 / [CaO + Na_2O + K_2O]$ モル比)–SiO₂ wt% 図. Sタイプ及びIタイプ花崗岩類の境界線はChappell and White (1974)に基づく. 土岐花崗岩を含む苗木型花崗岩の文献値はIshihara and Terashima (1977), 石原 (2002) 及び山崎・梅田 (2012) に, 武節花崗岩の文献値はNakai and Suzuki (2003) 及びIshihara and Chappell (2007) による.

Fig. 5 Alumina saturation index A/CNK = $Al_2O_3 / [CaO + Na_2O + K_2O]$ in molar ratio)–SiO₂ wt% diagram of studied samples, and literature data. Boundary between S-type and I-type granites are from Chappell and White (1974). Data sources: Naegi-type Granite (including Toki Granite); Ishihara and Terashima (1977), Ishihara (2002), and Yamasaki and Umeda (2012); Busetsu Granite: Nakai and Suzuki (2003), and Ishihara and Chappell (2007).

いEuの負異常を伴う(第8図a). このパターンはIshihara and Chappell (2007) による岡崎地域の武節花崗岩のそれとよく一致する. 苗木型花崗岩の希土類元素パターンはコンドライトの10–40倍のLuから, 20–100倍程度のLaまで, $La/Yb_{(N)} = 1.0–9.3$ 程度のフラットに近いパターンを示すとともに, 顕著なEu負異常を伴う. このパターンもIshihara and Chappell (2007) による苗木型花崗岩のそれとよく一致する. 一方, 東方東岩体の希土類元素パターン

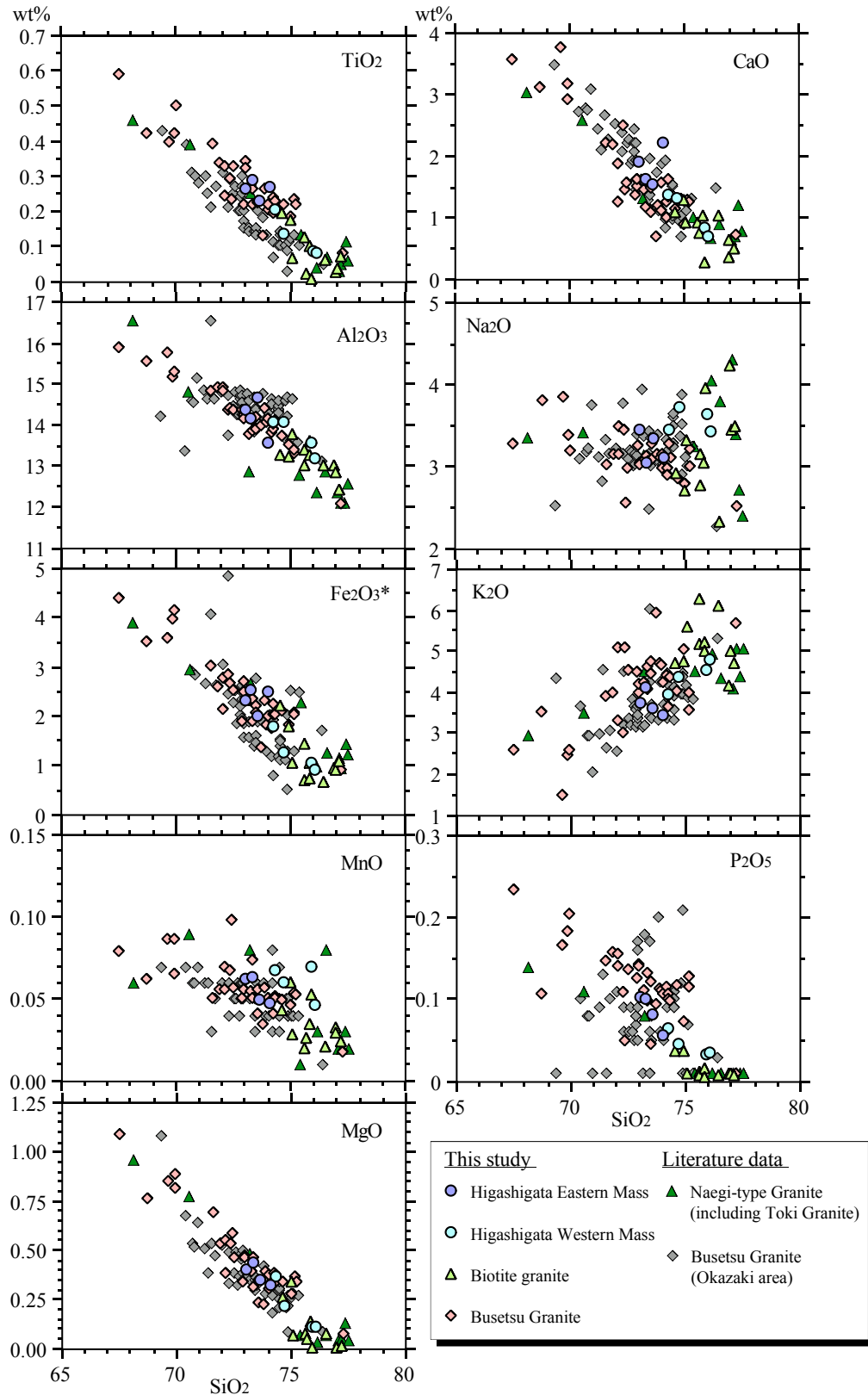
は, $La/Yb_{(N)} = 10.9–18.3$ 程度を示し, 武節岩体の希土類元素組成とパターン・含有量いずれも一致する. さらに, 東方西岩体の希土類元素パターンは, $La/Yb_{(N)} = 0.77–1.26$ 程度を示し, Euの負異常がやや弱いものの, 苗木型花崗岩の微量元素組成と含有量・パターンともほぼ一致する. これらの傾向は希土類元素以外の微量元素を加えた, N-MORB規格化マルチエレメント・パターンでも認められ, 東方東岩体が武節花崗岩に(第9図a及びc), 東方西岩体が苗木型花崗岩に(第9図b及びd), ほぼ完全に一致する.

5. 議論

5. 1 各岩体の帰属

本研究地域に分布し, これまで武節花崗岩の一部とされてきた岩相及び苗木型花崗岩と対比されてきた黒雲母花崗岩は, 化学組成上も他地域の武節花崗岩及び苗木型花崗岩と共通する特徴をもち, 従来の解釈及び対比が妥当であることが確認された. 新たに分布が確認された東方岩体については, 結果で示した全岩主成分及び微量成分の挙動や微量元素パターンから明らかなように, 東方東岩体が武節花崗岩に, 東方西岩体が苗木型花崗岩の一部である黒雲母花崗岩に対比される. 東方岩体が単一の岩体である場合, 岩体全体として, 武節花崗岩に類似する地球化学的特徴から苗木型花崗岩に類似する地球化学的特徴へと変化する特徴をもつことになる. しかしながら, 両岩体は主成分元素においてはわずかに組成範囲が重なる(第6図)にも関わらず, それぞれで明瞭に異なる微量元素組成(第7–9図)をもっており, 連続的な変化や中間的な組成を持つ岩相の存在は考えにくい. したがって, 東方岩体は全体として楕円形の岩株状の分布を示すように見えるものの, 実際には2つの岩型の花崗岩類が貫入あるいは断層関係で接し, その境界部が明智礫岩層に覆われているものと判断される.

第4図d及びeに示したように, 東方東岩体と東方西岩体とはよく似た岩相を示している. 図に示した2試料だけを比べると厳密には有色鉱物の量比が若干異なるものの, 東方岩体全体としては明瞭な違いは識別されず, 無色鉱物の構成量比も概ね類似している(第2図). 全岩主成分化学組成においても, 端成分の組成はそれぞれのグループで比較的明瞭に異なるものの, 一部では組成がほぼ重なっている(第6図). したがって, 東方東岩体と東方西岩体それぞれの岩体内での岩相変化を考慮すると, これらの岩体と分布が連続しない露頭において, 武節花崗岩であるか苗木型花崗岩であるかを野外で判定するのは困難であり, 白雲母を含む場合は鏡下においても難しい. 一般に岩体(岩型)ごとの貫入関係の決定においては, 岩体本体から伸びていると推測される岩脈の存在が根拠の一つとなるが, こうした岩脈は岩体本体の構成岩相よ



第6図 検討試料及び文献値のハーカー図. Fe₂O₃*は全鉄をFe₂O₃として示したものの、文献値のデータソースは第5図と同じ。

Fig. 6 Harker diagrams of studied samples and literature data. Data sources are same as those in the Fig. 5.

りも細粒で優白質である場合が多く(例えば, 第4図a及びc), 岩脈と岩体本体との関係は観察者の解釈に基づくことが普通である。もちろん, 地球化学分析がいかに簡便かつ容易になろうとも, 地質調査における野外での岩相観察やそれに基づいた岩相区分の重要性は決して減ずるものではない。しかし, 本研究の結果は, 野外や鏡下における観察において帰属を決定することが難しい試料について, 全岩微量元素組成がその識別に有益な根拠を与え得ること示している。

5. 2 武節花崗岩及び苗木型花崗岩の地球化学的特徴とその成因

中部地方領家帯は, 中部-東海地方の大都市から比較的近いこともあり, 我が国で最も長い研究史をもつ地域の一つである(山崎, 2012b)。それゆえに全岩主成分化学組成, 各種同位体比そして年代の検討は, それぞれの手法の普及にともなって早い段階で精力的に行われてきた。しかしながら, 恐らくそのために, 希土類元素を含む全岩微量成分組成を用いた検討はこれまでに必ずしも十分には実施されていない。そこで, 今回得られた結果をもとに, 武節花崗岩及び苗木花崗岩の特に微量成分組成に関する地球化学的特徴とその成因について, 以下に予察的に議論する。

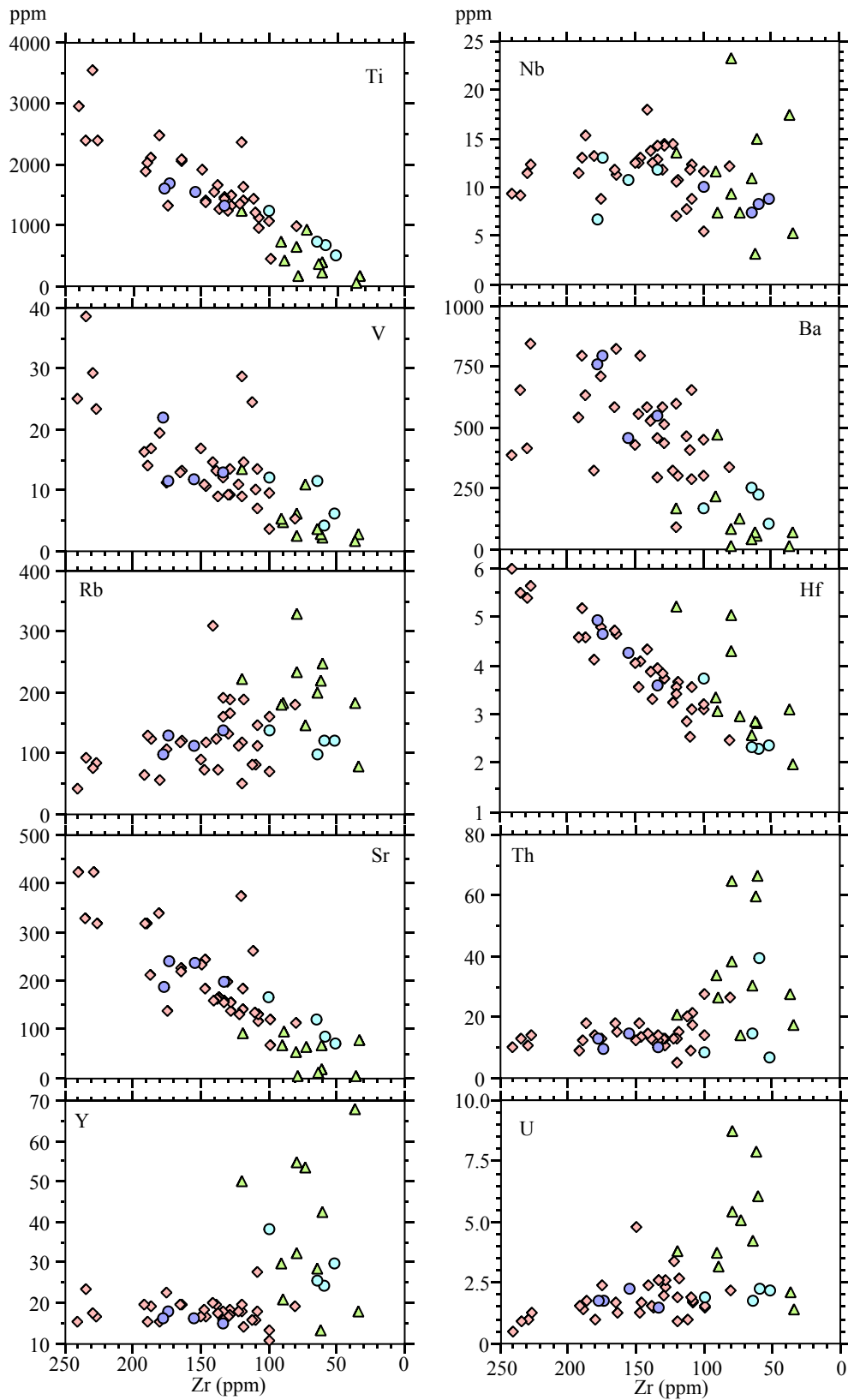
5. 2. 1 武節花崗岩

武節花崗岩は一般に1.1を超えるASIを示し, アルミナス鉱物として白雲母を含むと同時に少量のざくろ石を含むことがあるため, Chappell and White (1974) によるSタイプ花崗岩に区別されると解釈されている(Ishihara and Chappell, 2007)。その一方で, Ishihara and Chappell (2007) は, アルカリ比についてはむしろIタイプ的な性質を示す特異な化学組成をもつことを指摘している。Nakai and Suzuki (2003) は, 全岩 $\delta^{18}\text{O}$ が10.5–12.5%を示す(Ishihara and Matsushita, 2002)ことやモリブデナイトの $\delta^{34}\text{S}$ が-5.7及び-6.0%を示す(Ishihara and Sasaki, 2002)ことから, 岡崎地域の武節花崗岩が泥質堆積岩を起源とする親マグマに由来したと考えた。しかしながら, Nakai and Suzuki (2003) が同時に指摘しているように, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体初生値は 0.7096 ± 0.0002 – 0.7097 ± 0.0001 (Shibata and Ishihara, 1979; 仲井, 1982)を示し, 中部地方領家帯の他のメタアルミナス花崗岩類の値である0.7078–0.7095 (誤差表示無し; Kagami, 1973)と大きくは変わらず, 年代補正した泥質変成岩のSr同位体比(例えば, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{80\text{Ma}} = 0.7154 \pm 0.00001$ – 0.7200 ± 0.00001 ; 柚原・加々美, 1995)よりも著しく低い。このことから, Nakajima (1996) は, パーアルミナス花崗岩類の成因として, メタアルミナス花崗岩マグマへの泥質変成岩由来の部分溶融メルトの関与の地域的な違いをみている可能性を指摘している。ジルコンのU-Pb年代の検討からは, 武節花崗岩

中に周辺の花崗岩類や変成岩に由来したと解釈される年代や組織をもつジルコンが存在することが指摘されている(Takatsuka *et al.*, 2018)。Nakai and Suzuki (2003) は, 岡崎地域の武節花崗岩が細粒黒雲母花崗閃緑岩, 中粒黒雲母花崗閃緑岩, 中粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩, そして細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩の4つの岩相に区別されるとともに, 黒雲母花崗閃緑岩類と白雲母黒雲母モンゾ花崗岩との間にわずかな組成変化傾向の違いがあることを指摘し, これらの異なる岩相がRb/Sr比及びREE/Zr比の異なる2つもしくはそれ以上の異なる起源マグマに由来したか, 微量元素濃度の異なる単一の不均質なマグマに由来したと考えた。一方, Ishihara and Chappell (2007) は, 岡崎地域の武節花崗岩の岩相不均質性を強調し, Rb/Sr比や微量元素組成の違いは主として貫入・定置早期のクリスタル・マッシュのディファレンシャル・フロー・ムーブメントによって生じたと考えた。

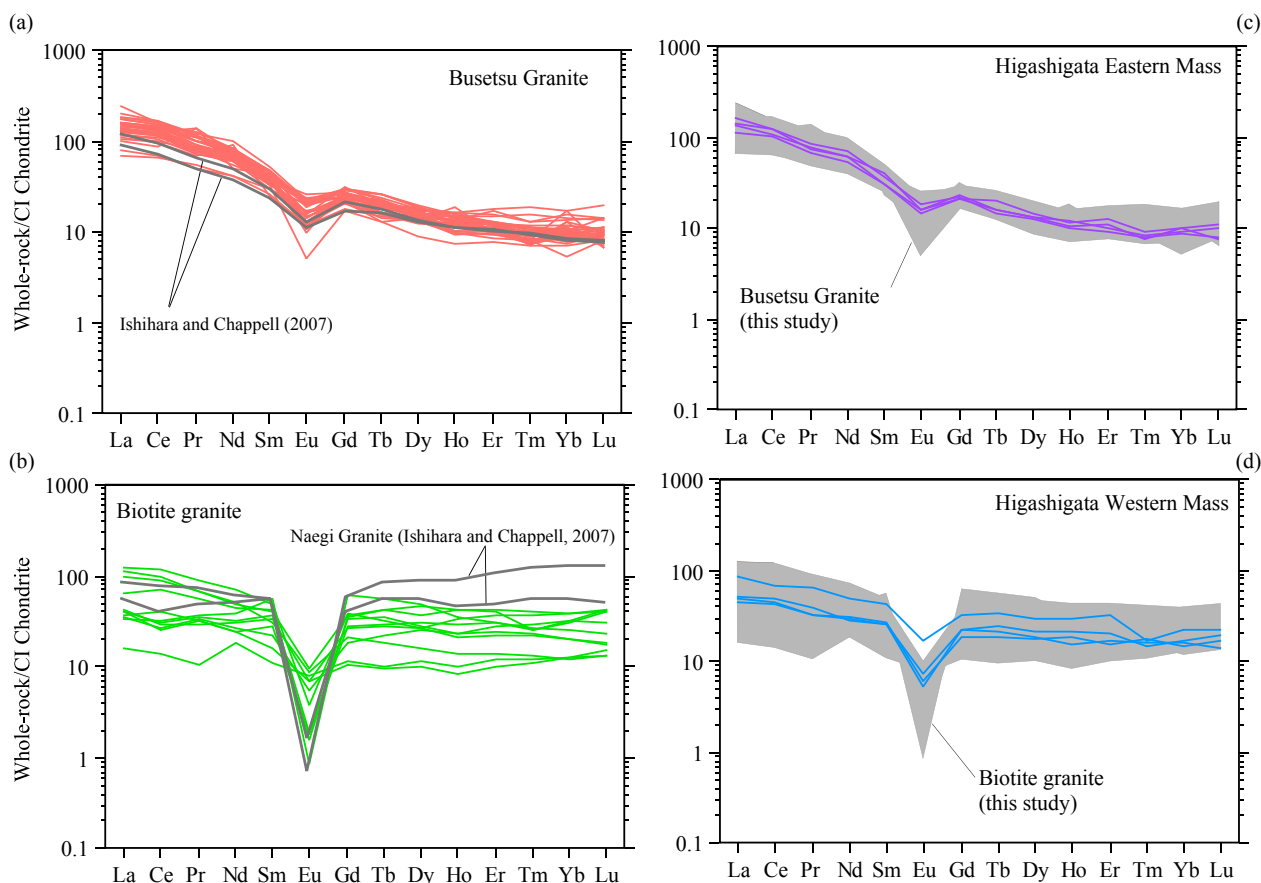
本研究地域の武節花崗岩の全岩化学組成は, すでに述べたように岡崎地域の武節花崗岩の組成範囲内であり, 1点を除き全てパーアルミナスな組成を示すとともに, 多くがChappell and White (1974) によるSタイプ花崗岩の組成を示す(第5図及び第6図)。武節花崗岩の微量成分組成は, 左上がりの希土類元素パターンによって特徴づけられ, 特に中希土類元素と重希土類元素の比であるSm/Yb_(N)は1.5–7.0である(第1表)。重希土類元素は, 珪長質メルト中の晶出相においてはざくろ石やジルコンに強く分配されることが知られている(例えば, Arth, 1976; Irving and Frey, 1978; Mahood and Hildreth, 1983)。武節花崗岩はざくろ石を含むことがあり, 特に構造的な下位の岡崎地域の中粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩においては多量に含まれることが報告されている(Nakai and Suzuki, 2003)。SiO₂に対するSm/Yb_(N)比(第10図a)は, 分散は大きいものの, 大局的にはSiO₂が増すにつれて大きくなる傾向, すなわち, 分化が進むにつれて中希土類に対して重希土類により枯渇する傾向を示していると解釈可能である。一方, Zrに対するSm/Yb_(N)比は, Zrの減少に対してわずかに増加する(第10図b)。前述したようにZrはTiと協調的に減少し, かつ, 主成分元素のTiO₂はSiO₂の増加に伴って減少する(第6–7図)。これらのことから, SiO₂に対するSm/Yb_(N)比(第10図a)におけるトレンドの大きな傾きは見かけ上のものである可能性があるものの, 少なくとも, ジルコンの分別が中希土類元素に対する重希土類元素の枯渇の主要な原因ではないことは明らかである。したがって, この傾向はざくろ石の分別に起因するものと思われる。

本研究地域の武節花崗岩は, 組成幅は広いものの, 全岩主成分化学組成や微量成分組成のほとんどは比較的明瞭なトレンドを示している(第6図及び第7図)。トレンドの識別が難しく, 大きな分散が認められるのは, 流体によって動きやすいとされるイオン半径の大きな不適合



第7図 検討試料の微量成分元素 (ppm)-Zr (ppm) 図。記号は第6図と同じ。

Fig. 7 Trace element (ppm)-Zr (ppm) diagrams of studied samples. Symbols are same as those in the Fig. 6.



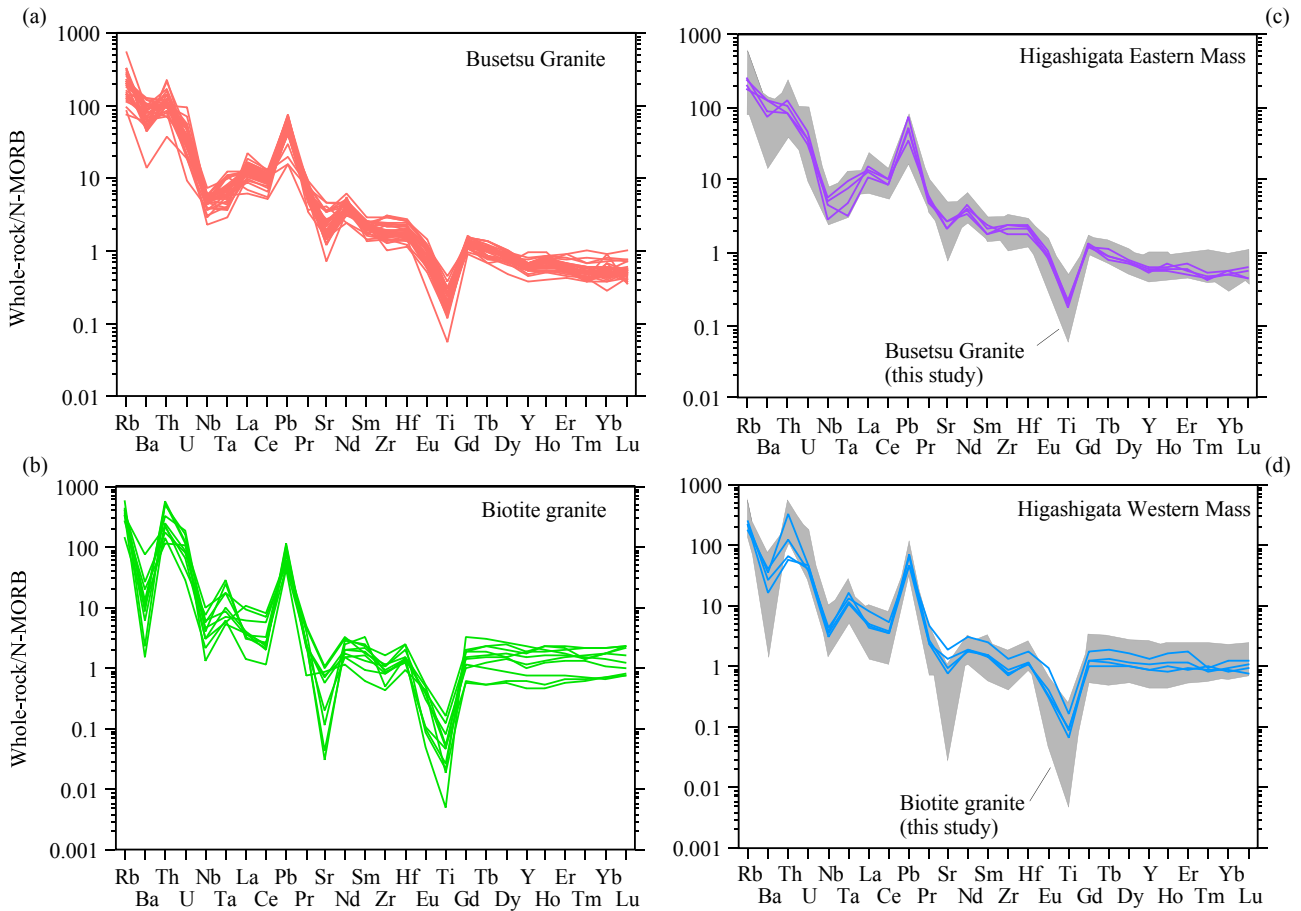
第8図 検討試料及び文献値のCIコンドライト規格化希土類元素パターン。(a) 武節花崗岩及び文献値, (b) 黒雲母花崗岩及び苗木型花崗岩の文献値, (c) 東方東岩体, (d) 東方西岩体。(c) 及び (d) のグレーで塗色した組成範囲は、それぞれ (a) 及び (b) の本研究地域の分析値の組成範囲を示す。CIコンドライトの規格化値はSun and McDonough (1989) に基づく。

Fig. 8 CI chondrite-normalized rare earth element patterns of studied samples and literature values. (a) Busetsu granite and literature values, (b) Biotite granite and literature values for Naegi-type Granite, (c) Higashigata Eastern Mass, (d) Higashigata Western Mass. Gray field in panels (c) and (d) corresponds compositional range of studied samples in panels (a) and (b), respectively. Normalization values for CI chondrite are from Sun and McDonough (1989).

元素 (large ion lithophile elements : LILEs) である Rb と Ba である (第7図)。したがって、 SiO_2 や Zr 含有量を分化の指標とするならば、分化程度の大きく異なる岩相が混在しているという意味で不均質ではあるものの、分化トレンドを乱すような作用は識別されない。Nakai and Suzuki (2003) による岡崎地域の武節花崗岩の化学組成は、黒雲母花崗閃緑岩類と白雲母黒雲母モンゾ花崗岩との間にわずかな組成変化傾向の違いが認められるが、本研究地域の武節花崗岩もそれらの組成範囲と重なり、かつ、微量元素パターンも分析試料間でほぼ平行である (第8図及び第9図) ことから、微量元素比が大きく異なる初生メルトの不均質な混合や、微量元素組成の大きく異なる物質 (壁岩) の同化、そしてそれらの程度の地域的な違いは、LILE を除けばさほど深刻ではないものと解釈される。

武節花崗岩の左上がりの微量元素パターンがざくろ石

の分別に支配されているとすると、少なくとも貫入・定置の時点において、武節花崗岩を形成した珪長質マグマはざくろ石が晶出可能な程度にパーアルミナスな組成であったはずである。Ishihara and Chappell (2007) は、下部地殻に貫入した苦鉄質マグマが領家変成岩類の熱源となり、下部地殻での部分溶融によりメタルミナス (Iタイプ) 花崗岩類が、そして中部地殻での部分溶融により武節花崗岩が形成されたと考えた。この考えは、ざくろ石の早期の分別と調和的であり、著しく高い ASI や酸素・硫黄同位体比の検討結果 (Ishihara and Matsushita, 2002 ; Ishihara and Sasaki, 2002) をあわせて考えると、武節花崗岩マグマは泥質変成岩の部分溶融により形成されたと考えるのが妥当である。しかし、ここで問題となるのが、泥質変成岩の Sr 同位体比が武節花崗岩やその他の領家帯のメタルミナス (Iタイプ) 花崗岩類とは大きく異なる



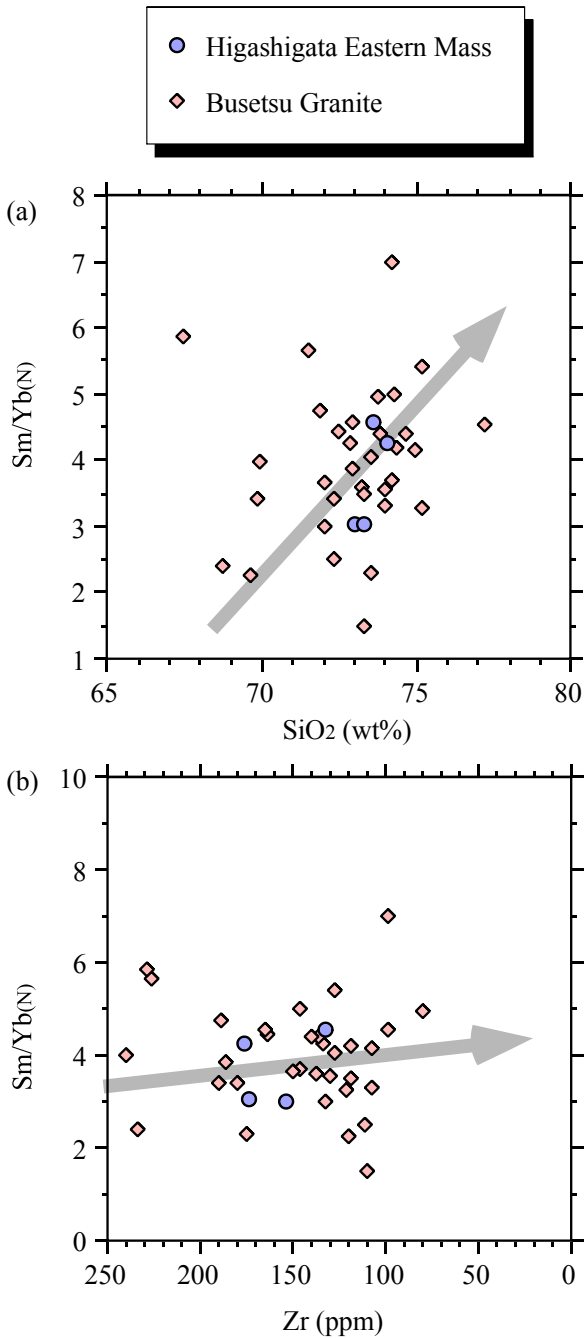
第9図 検討試料のN-MORB規格化微量元素パターン。(a) 武節花崗岩, (b) 黒雲母花崗岩, (c) 東方東岩体, (d) 東方西岩体。(c) 及び (d) のグレーで塗色した組成範囲は、それぞれ (a) 及び (b) の本研究地域の分析値の組成範囲を示す。N-MORBの規格化値及び元素順はSun and McDonough (1989) に基づく。

Fig. 9 N-MORB-normalized trace element patterns of studied samples. (a) Busetsu granite and literature values, (b) Biotite granite and literature values for Naegi-type Granite, (c) Higashigata Eastern Mass, (d) Higashigata Western Mass. Gray field in panels (c) and (d) corresponds compositional range of studied samples in panels (a) and (b), respectively. Normalization values for N-MORB, and element orders are from Sun and McDonough (1989).

点である。このことについて、以下に単純な計算をもとに検討する。

武節花崗岩が泥質変成岩起源で、メルトのSr含有量が本研究地域の武節花崗岩の最大値と同等であり、その同位体初生値が領家帯片麻岩の値程度と仮定し、ほぼ同時期に活動し、空間的にも近接している伊奈川花崗岩(メタアルミナス花崗岩)のSr同位体初生値及びSr含有量をもとに単純な混合によるSr含有量とSr同位体初生値の変化を見積もった(第11図a)。その結果、Shibata and Ishihara (1979) による武節花崗岩のSr同位体初生値である0.70931–0.71074 (Takatsuka *et al.*, 2018を参考に70 Maで各試料の値を年代補正)程度に部分溶融メルトの同位体比が改変されるためには、70–90 wt%の伊奈川花崗岩メルトを混合させなければならない。この結果は、もはや泥質変成岩起源の部分溶融メルトの改変とはみな

しがたく、むしろ、伊奈川花崗岩メルト(メタアルミナス花崗岩)への泥質変成岩起源の部分溶融メルトの関与(Nakajima, 1996)を示唆する。部分溶融メルト(初生メルト)の全岩主成分化学組成を特定するのは難しいため、ここでは、上述の仮定に使用した伊奈川花崗岩メルト(メタアルミナス花崗岩メルト: ASI = 1.01)に、泥質変成岩(ASI = 1.60)が同化されたケースを検討すると、ASIがパーアルミナス・Sタイプ花崗岩である1.1を超えるためには、泥質変成岩を21 wt%以上同化する必要がある(第11図b)。このケースについて、Sr含有量としてNakajima *et al.* (2004)による片麻岩組成の平均値を採用し、上記と同様の単純な混合計算でSr同位体比を見積もると、Sr同位体初生値は0.71461となり、武節花崗岩のSr同位体初生値である0.70931–0.71074 (Shibata and Ishihara, 1979)の各試料の値を70 Maで年代補正)とは大きく異なる。一般



第10図 武節花崗岩及び東方東岩体のSm/Yb_(N)-SiO₂ (wt%)及びSm/Yb_(N)-Zr (ppm)プロット. 矢印は想定される組成変化トレンド.

Fig. 10 Sm/Yb_(N)-SiO₂ and Sm/Yb_(N)-Zr (ppm) plots for Busetsu Granite and Higashigata Eastern Mass. Arrow represents possible variation trend.

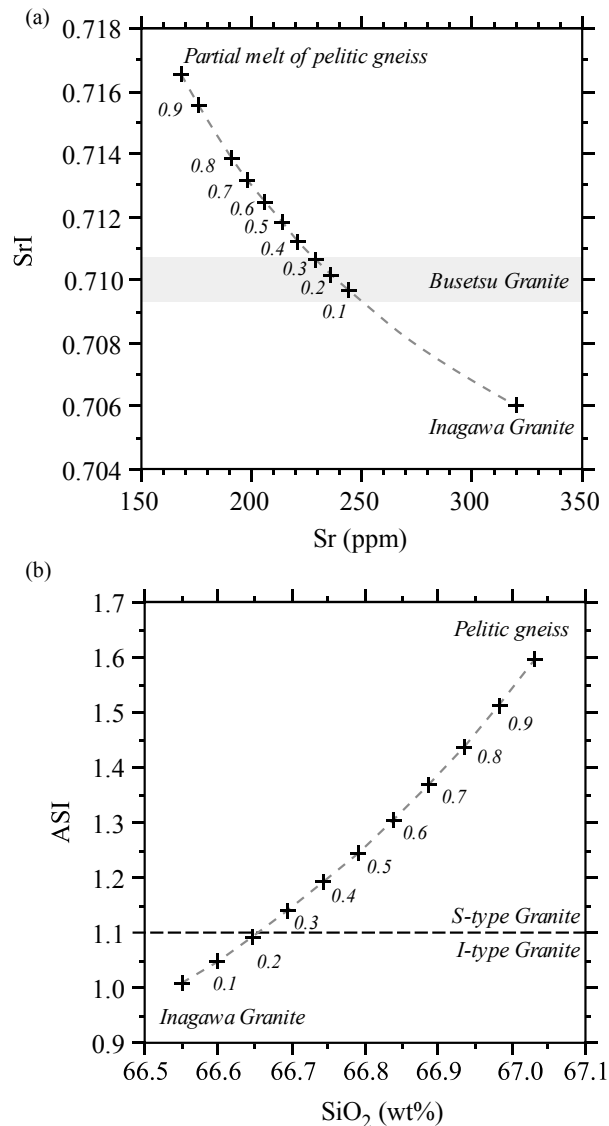
に泥質変成岩の部分溶融に際しては、極めてアルミナスな融け残り物質が生成されるため(例えば、小山内ほか, 1997), 部分溶融メルトのASIは全岩よりも低くなる. したがって、実際には、検討例よりも更に多量のメルトの混合が必要とされるはずで、そのようなメルトの関与に

よって武節花崗岩のASI (第5図)を説明するのは、やはり困難である.

上述の検討結果は、すなわち、泥質変成岩起源の花崗岩メルトへのメタアルミナス花崗岩メルトの関与、あるいは、メタアルミナス花崗岩メルトへの泥質変成岩の部分溶融メルトの関与のいずれのケースにおいても、単純な混合計算においてはSr同位体比とマグマ組成(ASI)との間に矛盾が生じ、説明が困難であることを示している. この矛盾を解消するには、メタアルミナス花崗岩類とほぼ同じSr同位体比をもつ泥質変成岩が存在し武節花崗岩マグマの形成に関与したか、あるいは本来は泥質変成岩の影響を示していた武節花崗岩(マグマ)のSr同位体比が、単純な混合以外のメカニズムでメタアルミナス花崗岩類と同程度に改変されたかのいずれかを想定するしかない. 領家変成コンプレックスの泥質変成岩のSr同位体比は、網羅的に検討が行われているわけではないが、これまでにメタアルミナス花崗岩類とほぼ同じSr同位体比をもつものは報告されておらず、前者の仮定には無理がある. ただし、近年、中部地方領家帯の伊奈川花崗岩や神原トーナライトにおいて、アパタイトを用いたSr同位体比の分析により単一の岩体内で数多くの同位体初生値の報告がなされ(Tsuboi and Asahara, 2009; Tsuboi, 2005), 伊奈川花崗岩からは⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_I = 0.7093-0.7096の幅広いSr同位体初生値が報告されている(Tsuboi, 2005). したがって、武節花崗岩のSr同位体比も広い幅をもっており、より泥質変成岩に近い値も存在する可能性もある.

一方で、Sr同位体比は、高温条件下では同位体交換により容易に改変され得ることが水-岩石反応実験等から明らかになっている(例えば、Spooner *et al.*, 1977; Berndt *et al.*, 1988; Slejko *et al.*, 2004). したがって、流体が存在する高温条件下では、Sr同位体比は容易に同位体平衡に達し、かつ、その改変には、Srそのものの移動を必ずしも必要としないことから、流体を介した同位体交換によって、単純な混合計算よりも遥かに大きな程度のSr同位体比改変が生じた可能性がある.

このような流体の関与の可能性は、武節花崗岩の主成分元素の観点からも示唆される. すでに述べたように、Ishihara and Chappell (2007)は、武節花崗岩はASIの観点からは概ねChappell and White (1974)によるSタイプ花崗岩の性格をもつにも関わらず、Na₂OやK₂Oの含有量が典型的なSタイプ花崗岩よりも高く、Iタイプ花崗岩の特徴をもつと述べている. 一般に、主成分元素において、Naイオンが珪酸塩メルト中で最も高い移動性を示し、次いでKイオン、さらにCa及びAlイオンがこの順に続く(例えば、Morgavi *et al.*, 2013). 珪酸塩メルトと流体とは0.1 GPa下で完全な混和性を有している(Thomas *et al.*, 2000)ことから、これらのイオンは容易に流体中へ移動可能であり、SiO₄四面体が重合した構造をもつメルトに比べて、流体中(あるいは流体成分に富むメルト中)ではさらに高



第11図 伊奈川花崗岩と領家変成コンプレックスの泥質片麻岩起源部分溶融メルトとの混合計算結果及び伊奈川花崗岩による泥質片麻岩の同化作用による組成変化。(a) 泥質片麻岩起源の部分溶融メルトと伊奈川花崗岩を形成したメルトとの混合による、Sr濃度とSr同位体初生値の関係。泥質片麻岩起源の部分溶融メルトのSr同位体比は、Nakajima *et al.* (2004) による泥質片麻岩の値の平均値の0.71652を用い、Sr含有量は本研究地域の武節花崗岩のSr含有量の最大値(425 ppm)と仮定した。伊奈川花崗岩のSr同位体比及びSr含有量は、Tsuboi (2005)によるType I岩相の平均値として、それぞれ0.70965及び244 ppmを用いた。グレーで示した武節花崗岩のSr同位体比の範囲は、Shibata and Ishihara (1979)による各試料の値を、Takatsuka *et al.* (2018)を参考に70 Maで年代補正し求めた。(b) 伊奈川花崗岩を形成したメルトによる泥質片麻岩の同化作用によるSiO₂含有量(wt%)とアルミナ飽和度(ASI: $A/CNK = Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$, モル比)の関係。伊奈川花崗岩の組成はTsuboi (2005)によるType I岩相の平均値を、泥質片麻岩の組成はNakajima *et al.* (2004)による泥質片麻岩の値の平均値を用いた。点線はChappell and White (1974)によるSタイプ花崗岩とIタイプ花崗岩との境界。

Fig. 11 Result of mixing calculation between Inagawa Granitic melt and partial melt of pelitic gneiss in the Ryoke Metamorphic Complex, and compositional variation with assimilation of pelitic gneiss by Inagawa Granite melt. (a) Relationship between Sr content (ppm) and Sr initial isotopic ratio for simple mixing between partial melt of pelitic gneiss and Inagawa Granitic melt. Sr isotopic ratio of pelitic gneiss (0.71652) was after Nakajima *et al.* (2004: averaged value). Sr content of the partial melt was assumed as the highest value of Busetsu Granite (425 ppm) in the study area. Sr content (244 ppm) and Sr isotopic ratio (0.70965) of Inagawa Granite were averaged value of the Type I litho-facies by Tsuboi (2005). Gray-colored area denotes range of Sr initial isotopic ratio (corrected to 70 Ma; Takatsuka *et al.*, 2018) reported by Shibata and Ishihara (1979). (b) Relationship between SiO₂ content (wt%) and alumina saturation index (ASI: $A/CNK = Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$, in molar ratio) in assimilation of pelitic gneiss by Inagawa Granitic melt. Composition of the Inagawa Granitic melt was averaged value of the Type I litho-facies by Tsuboi (2005), and composition of pelitic gneiss was averaged value of that in Nakajima *et al.* (2004). Black broken line denotes boundary between S-type Granite and I-type Granite proposed by Chappell and White (1974).

い移動性を示すことが期待される。武節花崗岩帯の周囲に分布する領家深成岩類は、黒雲母花崗岩類及ないし黒雲母角閃石花崗岩類から構成され、全てIタイプ花崗岩に分類される(例えば、Ishihara and Chappell, 2007)。したがって、武節花崗岩におけるNa₂OやK₂O含有量の特異性は、同時期的に活動した周囲のIタイプ花崗岩類からもたらされたNaイオンやKイオンに富んだ流体が武節花崗岩マグマに付加することによって生じたと考えられる。そして、この現象は、同位体交換によるSr同位体比の改変も同時に説明可能である。いずれにしても、上述の仮説の検証のためには、岩体内でのより多くの試料のSr同位体比の検討が必要であると考えられる。

5. 2. 2 苗木型花崗岩

湯口ほか(2010)は、土岐花崗岩体から483試料の全岩主成分化学組成分析を行い、岩石記載とあわせて岩体の岩相区分とその分布形態を明らかにした。それによると、土岐花崗岩体は、岩体の縁部に分布する白雲母黒雲母花崗岩、中心部に分布する黒雲母花崗岩、そしてそれらの中間に分布する普通角閃石黒雲母花崗岩から構成される累帯深成岩体とされる(湯口ほか, 2010)。この岩相変化に対応して、全岩化学組成も岩体中心部のメタアルミナスから周縁部のパーアルミナスに変化する。湯口ほか(2010)は、岩体中心部から周縁部にかけての全岩化学組成変化は、壁岩である美濃帯ジュラ紀付加体の泥質ホルンフェルスの部分溶融メルトとの混成作用によって生じた可能性を強く示唆しつつも、3岩相のSiO₂量の組成領域が重なることは、それぞれの岩相が別々の親マグマに由来し、同時期的に貫入した可能性も否定できないと述べている。さらに、Yuguchi *et al.* (2013)では、それらの岩相についてのSr同位体比の検討を行い、岩体全体として母岩の美濃帯堆積岩類との同化分別結晶作用(AFC)によってその変化傾向が説明され、岩体周縁部の高いASIをもつ岩相に関しては、貫入の際の母岩の同化作用の影響を強く受けていると述べた。

本研究地域の苗木型花崗岩及び東方西岩体の地球化学的特徴は、(1) ASIがパーアルミナスで、大部分がChappell and White (1974)によるIタイプ花崗岩に区分されるとともに、一部Sタイプ花崗岩の組成をもつこと、(2) 全岩主成分・微量成分組成がそれぞれSiO₂とZrに対して分散し明瞭なトレンドを示さないこと、そして(3) 顕著なEu負異常を除けばフラットに近い希土類元素パターンを示すこと、である(第5図-第8図)。第5図及び第6図には煩雑さを避けるために示していないが、湯口ほか(2010)による、土岐花崗岩体の483試料の分析値も全体として上記(1)及び(2)と共通の特徴を示す。ここで、HfはZrとともにジルコンに強く分配される元素である(例えば、Bau, 1996)が、第7図において、ZrとHfは武節花崗岩では良い相関を示すのに対し、苗木型花崗岩では

分散が大きい。このことは、Hf含有量が苗木型花崗岩マグマからのジルコンの分別や、試料ごとのジルコンの存在量以外の要因によって、Zr量に対して非系統的にコントロールされていることを示している。さらに、苗木型花崗岩はSiO₂の組成範囲が武節花崗岩よりも遥かに小さいにも関わらず、微量元素濃度及びパターンのばらつきが武節花崗岩よりも大きい(第7図-第9図)。苗木型花崗岩では、ASIが1.1以上のSタイプ花崗岩組成をもつものがあるにも関わらず、希土類元素パターンにおける重希土類元素の枯渇は顕著ではないことから、武節花崗岩マグマのようにざくろ石を晶出・分別する環境にはなかったと考えられる。これらのことは、メタアルミナスからパーアルミナスまでの多様な組成をもつ独立した組成の小規模なマグマバッチがいくつか存在したというよりも、外来的な成分によって苗木型花崗岩マグマの組成が改変され、その程度が地域や露頭、あるいは試料によって異なることを示しているものと解釈される。一部の試料が高いASIを示すことから推察すると、領家変成コンプレックスの変成泥岩やその部分溶融メルトを同化したことによって苗木型花崗岩の組成的ばらつきが生じたと考えられるのが合理的である。苗木型花崗岩は本研究地域においては断続的な小岩体として産し、全体としては苗木型花崗岩分布域の南縁に位置する。したがって、それぞれの岩体で湯口ほか(2010)やYuguchi *et al.* (2013)で示された、土岐花崗岩体周縁部の高いASIをもつ岩相と同様のプロセスが不均質に生じているものと考えられる。

湯口ほか(2010)によると、土岐花崗岩体の中心部に産する黒雲母花崗岩はメタアルミナスな組成をもつ。Ishihara and Chappell (2007)は、苗木型花崗岩を含む中部地方領家帯Iタイプ花崗岩類の組成が、中央構造線から北にむけて地帯別に珪長質となり、この原因は結晶分化作用というよりも起源物質の相違を反映したものであると主張した。Yuguchi *et al.* (2013)によると、土岐花崗岩において最も母岩の影響の小さい試料のSr同位体初生値は⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70894 ± 0.00001であり、この値は中部地方領家帯のメタアルミナス花崗岩類の0.7078-0.7095(誤差表示無し; Kagami, 1973)の範囲内である。このことから、起源物質自体が両者で大きく異なっていたとは考えにくい。珪長質メルトの結晶作用においては、圧力の減少に伴いハプロ花崗岩系の石英-サニディン共有点が石英頂点方向にシフトし、結果的に低圧ほどシリカに富むメルトが安定となる(Gualda and Ghiorso, 2013)。さらに、このことは、最小メルト組成でも同様であるため、低圧でのマグマの発生も同様の結果をもたらす。したがって、仮に起源物質の化学組成が若干異なっていたとしても、部分溶融で生じる液組成は例えばSiO₂量に関しては部分溶融の圧力条件や部分溶融度に規制され、大きくは異ならないと推定される。データ数が膨大であるため、本論の図には示していないが、湯口ほか(2010)に

よる、土岐花崗岩体の483試料の全岩主成分化学組成分析結果は、土岐花崗岩におけるSiO₂含有量は71–80 wt%を示し、この組成範囲は、Sタイプ花崗岩類である武節花崗岩の組成範囲とほぼ重なる(Ishihara and Chappell, 2007)。したがって、起源物質の違いよりも、これらのマグマの結晶作用や発生の圧力が大局的な組成範囲の差をもたらしたものと考えられる。

6. まとめ

5万分の1地質図幅「明智」地域の岐阜県恵那市東方地域において、これまで分布がはっきりと示されていなかった東西約4 km、南北約3.5 kmの花崗岩類の分布を明らかにした。この花崗岩類は、岩体を覆う新第三系明智礫岩層の東と西とで全岩微量成分組成が明瞭に異なり、東は武節花崗岩に、西は苗木型花崗岩に対比される。すなわち、武節花崗岩は、SiO₂及びZrに対して比較的明瞭な分化トレンドを示す全岩主成分・微量成分組成を示し、重希土類元素に枯渇した左上がりのコンドライト規格化希土類元素パターンで特徴づけられる。一方、苗木型花崗岩は相対的に狭いSiO₂及びZrに対して比較的分散した全岩主成分・微量成分組成を示し、Euの顕著な負異常を除くと全体としてフラットに近い希土類元素パターンを示す。武節花崗岩類は多くがアルミナ飽和度1.1以上のパーアルミナスな組成を示し、泥質堆積岩起源のマグマからざくろ石を分別したことが示唆される。苗木型花崗岩は、アルミナ飽和度がメタアルミナスから1.1以上まで分散するとともに、微量成分元素の組成幅も大きいことから、母岩の変成泥岩の同化作用が不均質に影響していることが示唆される。苗木型花崗岩の親マグマは初生的にはメタアルミナスで、周囲の中部地方領家帯のメタアルミナス花崗岩類と類似した起源物質に由来しているが、その発生が地殻のより浅部であったために全体としてSiO₂に富む性質を獲得した可能性がある。

謝辞：本論の結果は、陸域地質図プロジェクト5万分の1地質図幅「明智」地域の調査研究に関連した、2017年11月までの成果に基づいている。調査にあたっては、中部森林管理局東濃森林管理署及び愛知森林管理事務所に便宜を図って頂いた。LA-ICP-MS分析に際しては一部、産総研リサーチアシスタント(当時)の山下康平氏(北海道大学大学院理学学院自然史科学専攻)の助力を頂いた。地質概略図作成にあたっては、地質情報研究部門の野田篤氏に作成中の地質図データを提供頂き、参考にさせて頂いた。地質情報研究部門の御子柴真澄氏による丁寧な査読及び担当編集委員の石塚 治氏(活断層・火山研究部門)のご指摘により本稿は大幅に改善された。以上の方々及び関係諸機関に記して感謝申し上げます。

文献

- Arth, J. G. (1976) Behaviour of trace elements during magmatic processes — a summary of theoretical models and their applications. *Jour. Res. U.S. Geol. Surv.*, **4**, 41–47.
- Bau, M. (1996) Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems; evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323–333.
- Berndt, M. E., Seyfried, W. E. J. and Beck, J. W. (1988) Hydrothermal alteration processes at midocean ridges: Experimental and theoretical constraints from Ca and Sr exchange reactions and Sr isotopic ratios. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 4573–4583.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173–174.
- Gladney, E. S., Jones, E. A., Nickell, E. J. and Roelandts, I. (1992) 1988 compilation of elemental concentration data for USGS AGV-1, GSP-1 and G-2. *Geostand. Newsl.*, **16**, 111–300.
- Gualda, G. A. R. and Ghiorso, M. S. (2013) Low-pressure origin of high-silica rhyolites and granites. *Jour. Geol.*, **121**, 537–545.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995) 1994 compilation values for GSJ reference samples, "Igneous rock series". *Geochem. Jour.*, **29**, 91–95.
- Irving, A. J. and Frey, F. A. (1978) Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 771–787.
- Ishihara, S. (1978) Metallogenesis in the Japanese island arc system. *Jour. Geol. Soc. London*, **135**, 389–406.
- 石原舜三(2002) 鉍化花崗岩特性(I)：西南日本内帯のモリブデンとタングステン鉍床生成区。地調研報, **53**, 657–672.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the late Crataceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan – Revised. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 323–350.
- Ishihara, S. and Matsuhisa, Y. (2002) Oxygen isotopic constraints on the geneses of the Cretaceous-Paleogene granitoids in the Inner Zone of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 421–438.
- Ishihara, S. and Murakami, H. (2006) Fractionated ilmenite-series granites in southwest Japan: Source magma for REE-Sn-W mineralizations. *Resource Geol.*, **56**, 245–256.
- Ishihara, S. and Sasaki, A. (2002) Paired Sulfur Isotopic Belts:

- Late Cretaceous-Paleogene Ore Deposits of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 461–477.
- 石原舜三・鈴木淑夫(1969) 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類. 地質調査所報告, **232**, 113–127.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977) Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan – Shirakawa–Toki–Okazaki Transition–. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **83**, 1–18.
- Ishihara, S. and Wu, C. (2001) Genesis of Late Cretaceous–Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu District, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **52**, p. 471–491.
- Kagami, H. (1973) A Rb–Sr geochronological study of the Ryoike granites in Chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **79**, 1–10.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961) 中央アルプスとその西域の地質：その2—濃飛流紋岩類—. 地球科学, **54**, 20–31.
- 木宮一邦(1971) 三河高原に分布する明智礫岩層. 地質雑, **77**, 365–374.
- 小出 博(1949) 段戸山花崗閃緑岩及び段戸変成岩類. 地団研専報, 第3号, 39 p.
- Le Maitre, W. D. ed. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p.
- Mahood, G. and Hildreth, W. (1983) Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 11–30.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久(2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 横山次郎(1950) 日本地方地質誌 中部地方. 朝倉書店, 233 p.
- 三宅 明・蛭川孝信・佐藤真希・田口知樹・鈴木和博・仲井 豊(2016) 愛知県足助南東部地域における伊奈川花崗閃緑岩の広大な接触変成帯. 地質雑, **122**, 173–191.
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C. P., Ertel-Ingrisch, W. and Dingwell, D. B. (2013) Time evolution of chemical exchanges during mixing of rhyolitic and basaltic melts. *Contrib. Min. Petrol.*, **166**, 615–638.
- Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T. (2006) Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U–Pb methods. *Tectonophysics*, **424**, 99–107.
- Nakai, Y. (1974) Compositional variations of the Inagawa granitic rocks in the Asuke area, Aichi prefecture, central Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 215–224.
- 仲井 豊(1982) 中部地方領家帯の深成岩. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 404.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (1996) CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoike 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. (1996) Cretaceous granitoids in SW Japan and their bearing on the crust-forming process in the eastern Eurasian margin. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **87**, 183–191.
- 中島 隆・Williams, I.・渡辺暉夫(1993) 領家花崗岩及び山陽帯花崗岩類のSHRIMP年代. 日本地質学会100年学術大会講演要旨, 584.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I. S. and Tani, K. (2004) Mafic rocks from the Ryoike Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoike/San-yo granitic magma genesis. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **95**, 249–263.
- 小山内康人・大和田正明・志村俊昭・川寄智佑・Hensen, B. J. (1997) 日高変成帯における地殻溶融と酸性マグマの形成. 地質学論集, no. 47, 29–42.
- 領家研究グループ(1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 205–216.
- 柴田秀賢(1954) 木曾谷の地質 第2報. 長野営林局報, **19**, 20–27.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb–Sr whole-rock ages and K–Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, **13**, 113–119.
- Slejško, F. F., Petrini, R., Orsi, G., Piochi, M. and Forte, C. (2004) Water speciation and Sr isotopic exchange during water-melt interaction: a combined NMR–TIMS study on the Cretaceous Tephra (Ischia Island, south Italy). *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **133**, 311–320.
- Spooner, E. T. C., Chapman, H. J. and Smewing, J. D. (1977) Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 873–890.
- 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* (Geol. Soc. Spec. Publ., no. 42), 313–345.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoike metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and

- granitoids. *Jour. Metamor. Geol.*, **16**, 23–37.
- 鈴木和博・森下康成・梶塚 泉・仲井 豊・足立 守・柴田 賢(1994) 三河-東濃地域の領家変成岩と花崗岩のCHIMEモナサイト年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 10, 17–38.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 391–405.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T. (2017) Age gap between the intrusion of gneissose granitoids and regional high-temperature metamorphism in the Ryoke belt (Mikawa area), central Japan. *Island Arc*, 2017;e12224.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T. (2018) Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan). *Lithos*, **308–309**, 428–445.
- Tani, K., Ishihara, S., Horie, K. and Dunkley, D. J. (2015) Pulsed granitic crust formation revealed by comprehensive SHRIMP zircon dating of the SW Japan Granitoids: Enhanced subduction of the Pacific Plate triggered the voluminous granitic magma formation? The 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks Book of Abstract, 109.
- Thomas, R., Webster, J. D. and Heinrich, W. (2000) Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib. Min. Petrol.*, **139**, 394–401.
- Tsuboi, M. (2005) The use of apatite as a record of initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios and indicator of magma processes in the Inagawa pluton, Ryoke belt, Japan. *Chem. Geol.*, **221**, 157–169.
- Tsuboi, M. and Asahara, Y. (2009) Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio heterogeneity in Kamihara Tonalite, Ryoke belt, southwest Japan: Evidence from strontium isotopic analysis of apatite. *Jour. Min. Petrol. Science*, **104**, 226–233.
- Uemura, T. (1961) Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **9**, no. 2, 394–417.
- 氏原 温・細山光也・斎藤 毅・柴田浩治・伊奈治行・山岡雅俊・若松尚則・柴田待子・柴田 博 (1992) 岐阜県岩村盆地の中新統の層序および古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, **19**, 33–55.
- 山田直利・片田正人・坂本亨・松田武雄・須田芳朗(1972) 20万分の1地質図「豊橋」(第2版). 地質調査所.
- 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.
- 山田直利・村山正郎(1958) 5万分の1地質図幅「妻籠」及び説明書. 地質調査所, 51p.
- 山崎誠子・梅田浩司(2012) 山陽帯東部, 土岐花崗岩体の冷却史. 岩石鉱物科学, **41**, 39–46 (2013, 42, 46 に訂正記事).
- 山崎 徹(2012a) 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, 27–50.
- 山崎 徹(2012b) 足助地域の地質, 第3章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩による接触変成域. 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, 11–26.
- Yamasaki, T. (2014) XRF major element analyses of silicate rocks using 1:10 dilution ratio glass bead and a synthetically extended calibration curve method. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **65**, 97–103.
- Yamasaki, T. and Yamashita, K. (2016) Whole rock multiple trace element analyses using fused glass bead by laser ablation-ICP-MS. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **67**, 27–40.
- 湯口貴史・鶴田忠彦・西山忠男(2010) 中部日本土岐花崗岩体の岩相と化学組成の累帯変化. 岩石鉱物科学, **39**, 50–70.
- Yuguchi, T., Tsurutas, T., Hama, K. and Nishiyama, T. (2013) The spatial variation of initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in the Toki granite, Central Japan: Implications for the intrusion and cooling processes of a granitic pluton. *Jour. Min. Petrol. Sci.*, **108**, 1–12.
- Yuguchi, T., Iwano, H., Kato, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., Sueoka, S., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. and Nishiyama, T. (2016) Zircon growth in a granitic pluton with specific mechanisms, crystallization temperatures and U-Pb ages: Implication to the ‘spatiotemporal’ formation process of the Toki granite, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **111**, 9–34.
- 柚原雅樹・加々美寛雄(1995) 勝間石英閃緑岩体の冷却史. 地質雑, **101**, 434–442.

(受 付 : 2018年11月28日 ; 受 理 : 2019年9月27日)

