

5 万分の 1 地質図幅「大河原」地域に産する領家深成岩類及び変成岩類の全岩化学組成

山崎 徹^{1,*}

YAMASAKI Toru (2025) Whole-rock geochemical compositions of the Ryoke plutonic rocks and metamorphic rocks from the 1:50,000, OGAWARA Quadrangle. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 76 (1/2), p. 101–132, 12 figs and 1 table.

Abstract: In order to provide a geochemical basis for the lithological classifications of the plutonic rocks identified during the preparation of the 1:50,000 scale geological map of the Ogawara Quadrangle, an analysis of the major and trace elements of the rocks from the Ryoke Plutono–Metamorphic Complex within this map area was conducted. Previous studies have suggested that the plutonic rocks in the Ogawara area are similar in lithology and that in some cases it is difficult to distinguish between rock types or the existence of intermediate lithologies. The results of this study show that lithological classification based on field occurrences and petrography can also be distinguished by a combination of different indices of whole-rock chemical composition. While the whole-rock chemical compositions of these lithological types correspond to the modal compositions of the constituent minerals, they cannot be explained by a simple parent-child relationship, suggesting the existence of individual parent magmas. Furthermore, based on preliminary examinations, the compositions of these rocks are similar to those of plutonic rocks in the Akechi area of the Mikawa–Tono district, about 60 km away. This suggests that an inter-regional comparison of the lithological types can be made by combining whole-rock chemical compositions with field occurrences and petrography.

Keywords: 1:50,000, OGAWARA Quadrangle, Ryoke Plutono-Metamorphic Complex, granite, gabbro, whole-rock major element composition, whole-rock trace element composition

要 旨

5 万分の 1 地質図幅「大河原」の作成にあたって識別した領家深成変成コンプレックスの岩体区分の地球化学的根拠を得るため、それらの全岩主成分・微量成分分析を実施した。先行研究によると、深成岩類の岩相的類似性から岩型ごとの識別が困難な場合や中間的な岩相の存在が指摘されていたが、本研究における産状や岩石記載に基づく岩型区分は、全岩化学組成の各種指標の組み合わせに基づく特徴によっても識別できることが明らかとなった。これらの全岩化学組成の特徴は、主として構成鉱物の量比に対応したものであるが、それらの違いは相互の単純な親子関係では説明できず、岩型ごとの個別の親マグマの存在を示唆する。さらに、予察的検討により約 60 km 離れた三河–東濃地方の明智地域に産する深成岩類とも類似した組成を示すことが確認され、野外での産状や岩石記載に全岩化学組成を組み合わせることによって、岩型の広域的な対比が可能であることが示唆される。

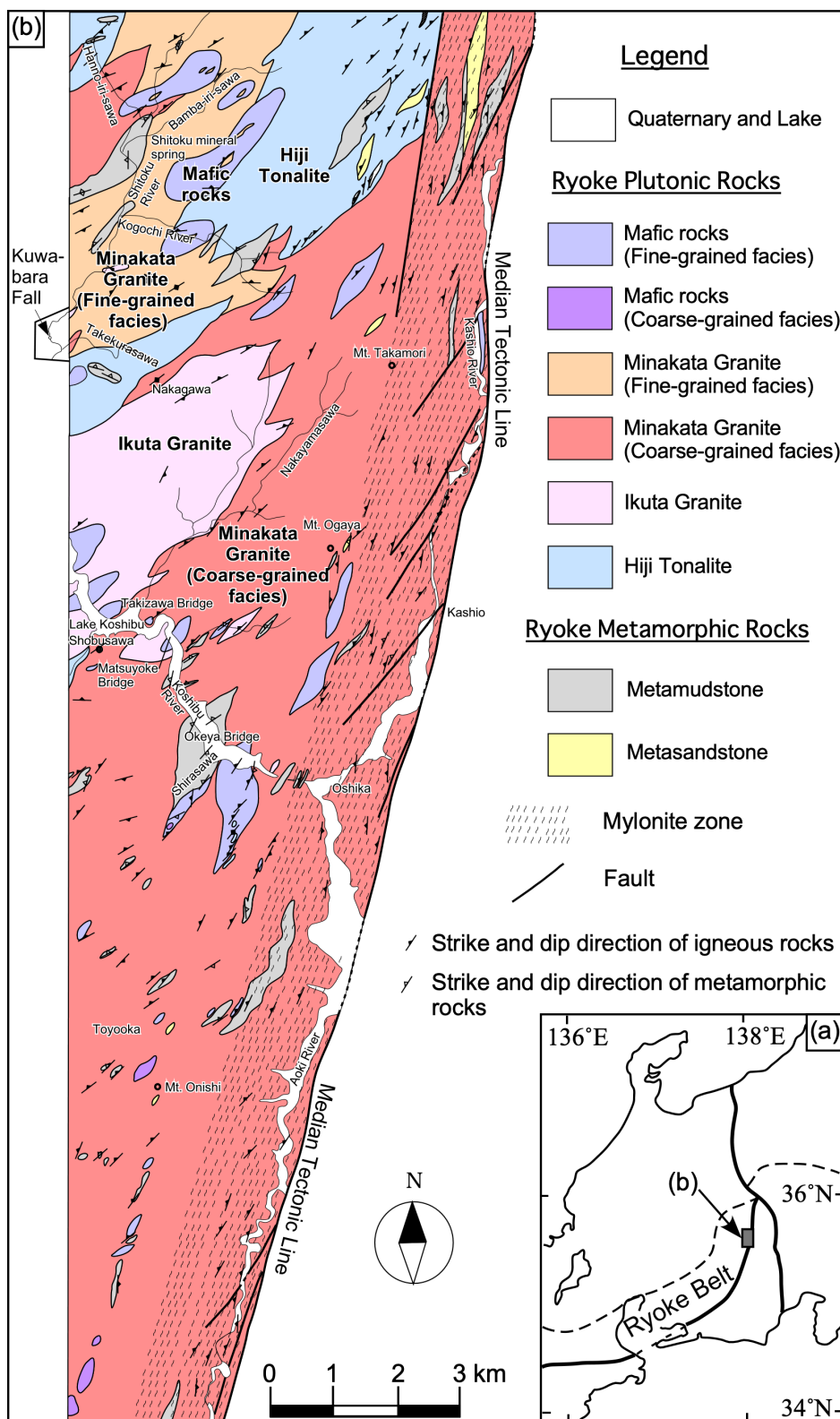
1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、陸域地質図の体系的整備を進めており、縮尺 5 万分の 1 と 20 万分の 1 の地質図幅がシリーズとして出版されている。このうち、20 万分の 1 地質図幅は主として既存資料からの編纂によって作られるのに対し、5 万分の 1 地質図幅は自らの調査に基づいて作成する最も高精度の地質図で、基本地質図あるいは全ての地質図の基礎となる地質図と位置づけられている(山田ほか, 2012; 宮崎^{おがわら}, 2016)。

本論では、5 万分の 1 地質図幅「大河原」(中村ほか, 2025)において示した岩体区分の地球化学的根拠として、同図幅内の領家深成変成コンプレックス構成岩の全岩主成分・微量成分分析結果を示す。5 万分の 1 地質図幅「大河原」地域(以降、単に大河原地域と記述する)は、長野県下伊那郡大鹿村、豊丘村、松川町、中川村、駒ヶ根市、及び伊那市の一部を含む地域で、このうち西側約 1/3 の領域が西南日本内帯に属する(第 1 図)。本論では、西南日本内帯に分布する後期白亜紀の高温低圧型変成作用を

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



第1図 大河原地域の位置 (a)と領家深成変成コンプレックスの地質図 (b)。中央構造線の位置及びマイロナイト帯の分布とその中の構造ならびに第四系の分布は、中村ほか (2025) に基づく。地質単元・地名の日本語表記は付録に示した。

Fig. 1 Location of the mapped area (a) and geological map of the Ryoke Plutono-Metamorphic Complex at 1:50,000, OGAWARA Quadrangle. Locations of the Median Tectonic Line, distribution of the mylonite zone, and Quaternary strata are from Nakamura *et al.* (2025).

被った変成岩類とこれに貫入する火成岩類を、領家深成変成コンプレックスとして一括し、これを構成する変成岩類のことを領家変成岩類、深成岩類のことを領家深成岩類と呼ぶ。また、領家深成変成コンプレックスの分布域を領家帯と呼ぶ。これらに基づく、大河原地域の西南日本内帯には、第四系を除くと領家深成変成コンプレックスが分布する(第1図)。

後に詳しく述べるように、大河原地域を構成する領家深成岩類は一般に様々な程度に変形しており、面構造が発達する上に、岩相上も類似し帰属の判定が困難な場合がある。モード組成の上でもトータル岩や花崗閃緑岩が複数の岩型（一般に「○○花崗岩」等と呼ばれる地質単元名。必ずしも“岩体名”ではないため、以降も岩型名と表記する）に共通して産するほか、変形の程度が大きい場合、仮に鏡下でモード組成を測定しても、細粒な無色鉱物の同定は困難を伴う。こうした事情を反映し、既存の研究においては岩型の判別が困難な岩相や、異なる岩型間の中間的な岩相の存在が報告されている(領家団研グループ, 1955; Yamada, 1957; Hayama, 1959)。その結果、帰属認定の客観的な基準が不明確となっており、先行研究間で各岩型の分布範囲も異なる。このことは、大河原地域に産する深成岩類の中部地方領家帯における広域的な対比や、年代値の解釈に不確実さをもたらしている。

その一方で、先行研究において大河原地域を構成する領家深成岩類の代表的な岩相や産状については、概ね共通の認識が示されているのも事実である(例えば、Yamada, 1957, 1967; Hayama, 1959; 山田ほか, 1974; Hayama and Yamada, 1977; 下伊那誌編集会, 2006)。このことはつまり、各岩型の代表的あるいは典型的な部分については、先行研究間で共通の認識が示されているものの、各岩型の分布域の境界付近では帰属認定に相違があったり、中間的岩相の存在が報告されているということの意味する。先行研究で報告されている異なる岩型間の中間的な岩相が実際に存在するとしても、仮に、一般的な地質学的プロセスとして想定し得る、マグマ混合や、後に貫入した岩型(岩体)による既存岩体の部分的同化によって形成されたものであるならば、それらの産物は、比較的限られた範囲の反応帯として識別されるものと期待される。そして、そのような場合、反応帯以外の部分の岩相は、代表的な岩相と共通の特徴もつ一連の岩相として識別され、岩型を定義する基準が存在するはずである。そうした岩型の定義をなす岩相上の特徴は、一般にはモード組成のほか、粒度や色、組織・鉱物粒子の形態などの見た目上の違いである。このうち、標本サイズの試料における特徴として識別される色は、モード組成、すなわち鉱物の量比のほか、構成鉱物自体の色の違いに反映される。そうした鉱物の色の違いは、化学組成の違いに対応する場合が多いため、鉱物量比の違いとあわせて、見た目の色の違いは全岩化学組成の違いとして定量

的に把握できることが期待される。

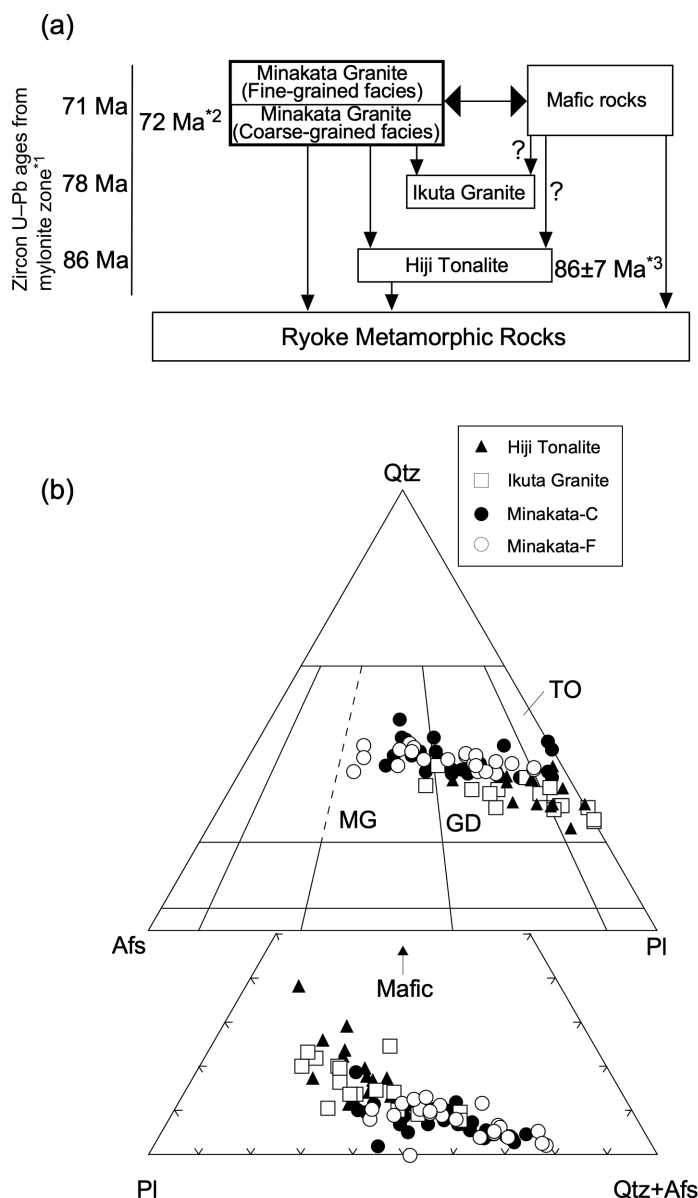
山崎(2019)でも述べたように、中部地方の領家深成岩類は長い研究史をもつものの、全岩微量成分組成の報告は依然少なく、従来力が注がれてきた岩相上の特徴と貫入関係に基づく岩型区分に加えて、微量元素を含む全岩化学組成の情報を追加することは、岩型間の広域的対比や成因の検討に重要な貢献をなすものと期待される。そこで、本論では5万分の1地質図幅「大河原」の作成にあたって採取した領家深成岩類の試料のうち、分析に堪え得るもの全てと、それらとの比較のためのいくつかの領家変成岩類の試料について、全岩主成分・微量成分組成を報告し、地質単元(岩型)ごとの岩相上の特徴と、全岩化学組成上の特徴を整理する。なお、本論における研究史を含む地質・岩石等の記載は、5万分の1地質図幅「大河原」の記述(山崎, 2025)と内容的に重複するが、以下では、本論の完結性を保つためにあらためて必要最低限の記載を行う。

本論で引用している年代値のうち、ジルコンU-Pb年代値、CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron) 年代値、そしてU-Pb SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) 年代値の誤差は全て2 σ で示されている。なお、本論においては、5万分の1地質図幅「大河原」西端よりわずかに西の図郭外(5万分の1地質図幅「飯田」地域)に位置する、上伊那郡中川村の四徳川の“桑原の滝”露頭についても取り扱う。この桑原の滝は、複数の先行研究によって度々言及されており、位置を特定し得て先行研究で認定された岩相を追認できる重要な露頭である。

2. 大河原地域に分布する 領家深成変成コンプレックスの地質概説

2.1 各岩型(地質単元)の相互関係と特徴

大河原地域に分布する領家深成変成コンプレックスを対象とした地質学的・岩石学的研究は少なく、1950年代までは広域的な地質図の一部として、大部分が単一岩相の片麻岩とされたり(鈴木, 1888)、片状普通花崗岩・斑状花崗岩・雲母片岩(杉山, 1939)や、シャルスタイン(塩基性火成岩源変成岩)・混成岩(石井ほか, 1955)といった2種類〜3種類程度の岩相に区分され、岩体名や岩型名は与えられていなかった。領家団研グループ(1955)が示した中部地方領家帯地質図以降、中部地方全域で岩相及び貫入関係をもとに岩型の対比がはじまり、例えば“天竜峡^{てんりゅうきょう}花崗岩”といった、現在まで使用されている岩型名が使用されるようになった。ただし、領家団研グループ(1955)によって現在の全ての岩型名が整理されたわけではなく、また、様々な先行研究においては、同一の岩型に対しても文献によって様々な名称が与えられている。例えば非持型^{ひぢがた}に対しては、非持花崗閃緑岩、非持石英閃緑岩、あるいは非持トータル岩等といった岩型名が使用されている。このため、先行研究の記述にあたっては、



第2図 大河原地域に産する領家深成岩類の貫入関係及び年代とモード組成。(a) 大河原地域に産する領家深成岩類の貫入関係及び年代。年代値は、*1: Nakamura *et al.* (2022), *2: Yokoyama *et al.* (2016), *3: 坂島ほか(2000)に基づく。詳しい説明は本文参照。(b) 大河原地域に産する領家深成岩類のモード組成図。Qtz: 石英, Afs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Mafic: 苦鉄質鉱物, TO: トーナル岩, GD: 花崗閃緑岩, MG: モンゾ花崗岩。Qtz-Afs-Pl図の境界はLe Maitre (2002) に基づく。

Fig. 2 Solidification ages, mutual relationship, and modal composition of Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara area. (a) Solidification ages and mutual relationship of Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara area. *1: Nakamura *et al.* (2022), *2: Yokoyama *et al.* (2016), *3: Sakashima *et al.* (2000). (b) Modal composition of Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara area. Qtz: quartz, Afs: alkali feldspar, Pl: plagioclase, Mafic: mafic minerals, TO: tonalite, GD: granodiorite, MG: monzogranite, Minakata-C: Minakata Granite coarse-grained facies, Minakata-F: Minakata Granite fine-grained facies. Qtz-Afs-Pl discrimination diagram after Le Maitre (2002).

報告の順に記載すると同一の岩型に対して様々な名称が混在し煩雑になるとともに、本研究における区分との対応関係が分かりにくくなるため、以下では、本研究における岩型及び分布に基づいて記述し、必要に応じて領家団研グループ(1955)以降の先行研究の解釈をそれと比較する。

大河原地域の位置及び地質図をそれぞれ、第1図a, bに示す。これらの岩相グループの認定は野外での岩相認定および鏡下での岩石記載を基本としている。本研究では、大河原地域の領家深成岩類を、活動時期の順に、非持トーナル岩、生田花崗岩、南向花崗岩及び苦鉄質岩類の4つの岩型に区分し、南向花崗岩及び苦鉄質岩類については、それぞれ粗粒相と細粒相とに細分した。これらの貫入関係及び活動時期を第2図aに示す。なお、南向花崗岩は、大河原地域図郭外の南西方向に広く分布し、天竜峡花崗

岩の模式地まで岩相的に連続していると解釈されており、天竜峡・南向花崗岩と表現されたり(山田ほか, 1974)、天竜峡花崗岩に含められたり(Yamada and Hayama, 1977)している。しかしながら、Yamada and Hayama (1977)では、その著作(巡検案内書)の目的のための便宜的扱いであるとされているし、詳しくは述べないが既存の年代値の報告に基づく、天竜峡花崗岩とされる岩型には異なる活動時期の岩相が混在している可能性もあるため、本研究では大河原地域周辺の研究によって命名された南向型(Hayama, 1959)を用い、模式地付近の天竜峡花崗岩と区別して表記する。

領家変成岩類は、変成泥岩・変成砂岩・変成珪質岩から構成される(第1図b)。これらの変成岩のうち、北西端付近の四徳鉱泉周辺に分布するものは、西部～北西部にかけて大河原地域の図郭外に連続して広く分布する岩体

の一部と思われる。これ以外は全て、大きさは様々であるが領家深成岩類中に包有される捕獲岩体である。ただし、これらの捕獲岩体中の変成岩類の構造は、ほとんどの場合、周囲の領家深成岩類の片麻状構造と概ね調和的である。変成泥岩の鉱物組み合わせには、明確ではないものの系統性があり、伊那山脈の稜線北部及び稜線より西の小渋川桶谷橋付近の苦鉄質岩体周辺を除く部分では、ざくろ石を含む^{おけや}鉱物組合せが、小渋湖から高森山を結ぶ地域より南東の伊那山脈の稜線付近及び小渋川桶谷橋付近の苦鉄質岩体周辺ではカリ長石+堇青石±珪線石の組合せが卓越する。いずれも領家深成岩類に包有されているか貫入境界のごく近傍であるため、広域変成作用と領家深成岩類による接触変成作用とを重複して被っており、全体としては、最終的にカリ長石+堇青石の組合せを記録しているものと考えられる。

本図幅地域の領家深成岩類は、南向花崗岩が最も広く分布し、伊那山脈主稜線北部の高森山付近から、大河原地域南端部まで分布する(第1図b)。大局的には分布域北西部には南向花崗岩細粒相が、南東部には広く粗粒相が分布する。北西部の南向花崗岩細粒相の周囲には、非持トータル岩が分布する。小渋湖畔から北東に向けて延びる尾根及びその両翼には、生田花崗岩のまとまった分布が認められる。さらに、これらの全ての岩相中には、大小の苦鉄質岩類の貫入岩体や捕獲岩体が存在する。大河原地域に分布する領家深成岩類のモード組成を第2図bに示す。領家深成変成コンプレックスの苦鉄質深成岩類の記載には、かんらん石を含み角閃石の巨晶を多く含むものにはコートランダイトという岩石名が伝統的に使われており、これらは、IUGS Subcommission (Le Maite, 2002)の名称では、かんらん石単斜輝石斜方輝石含有角閃石岩、かんらん石単斜輝石斜方輝石斜長石含有角閃石岩、斜長石含有かんらん石角閃石岩、そして、かんらん石斜長石含有角閃石岩といった様々な岩石名となる。このように、IUGSの定義に準拠した場合、構成鉱物の量比の違いにより、意味合いとしては同一グループの岩相であっても異なった名称となり、冗長で分かりにくい上、先行研究で言及されている岩相との対応関係が不明確となるため、以下の記述では、かんらん石もしくはその仮像を含み角閃石の巨晶(オイコクリスト)を多く含む粗粒苦鉄質深成岩について、特定のグループの岩相を指す名称としてコートランダイトを用いる。

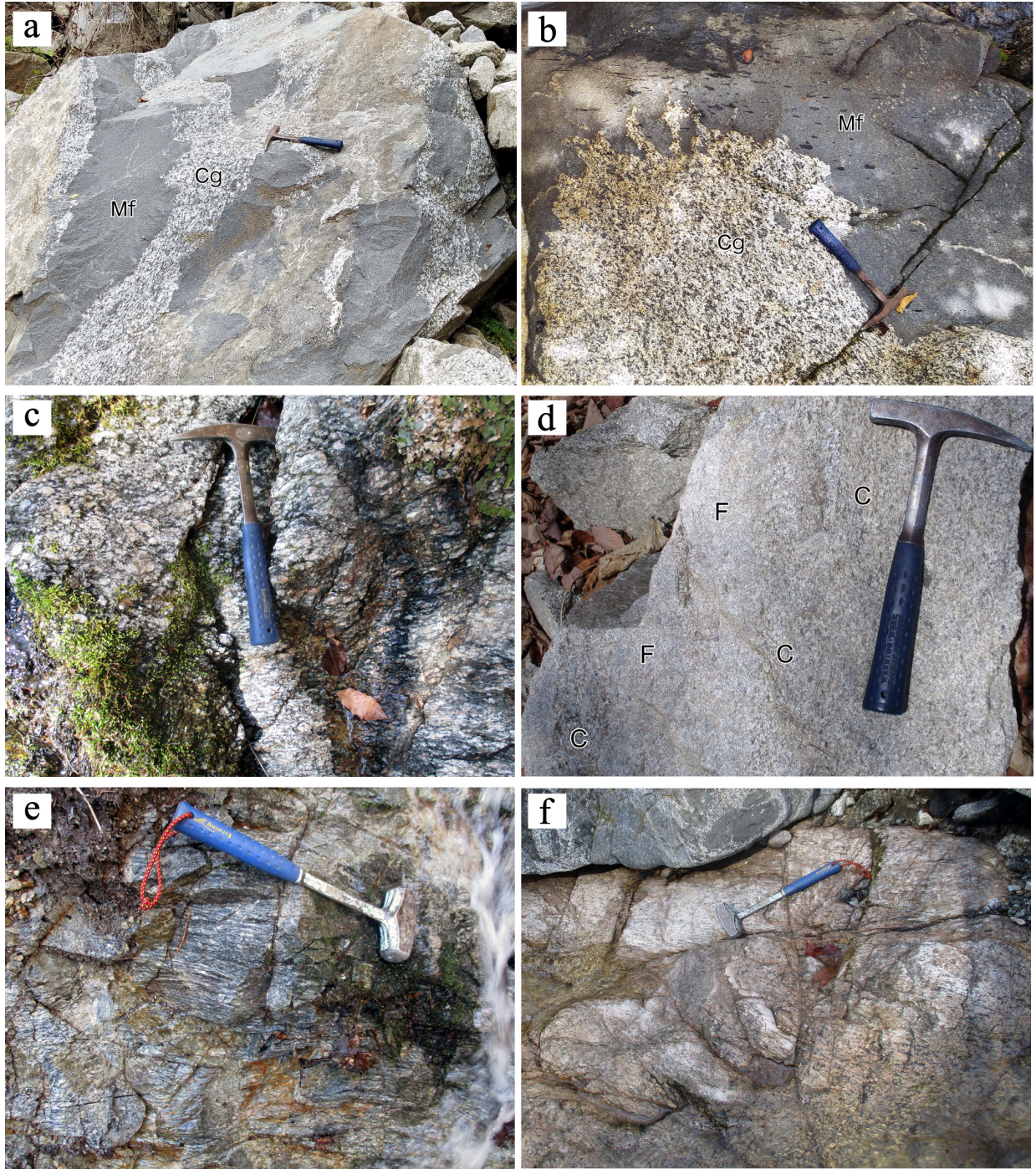
それぞれの岩型の特徴と相互関係についての概略は以下の通りである。先行研究の地質図及び解釈と本研究の岩型区分や分布表現の違いとを分かりやすく説明するために、貫入順序や分布上の配列とは異なる順に説明する。

苦鉄質岩類は、非持トータル岩、生田花崗岩、南向花崗岩いずれの分布域にも存在し、小渋湖の桶谷橋周辺より北西では細粒斑れい岩ないし石英閃緑岩から構成されるが、桶谷橋周辺の岩体以南には、極粗粒の角閃石斑れ

い岩や、いわゆるコートランダイトが単体または細粒苦鉄質岩内に産する。南向花崗岩細粒相中の苦鉄質岩類は、数10 cm—数 cmの細粒斑れい岩～閃緑岩の暗色包有岩として産することが多いが、地質図ではそれらが集中して産し、露頭において苦鉄質岩類が優勢な岩相を示す部分を苦鉄質岩類の分布域として表現している。

南向花崗岩中の暗色包有岩は、露頭～地質図スケールでは周囲の南向花崗岩に包有される産状を示し、ほとんどの場合、細粒苦鉄質岩から構成される。暗色包有物(苦鉄質岩類細粒相)とホストの南向花崗岩との露頭内の岩相境界部ではマグマ混合(mixing)様にシャープな境界で接して様々な程度に混交(mingling)する(第3図a, b)か、ミクロにはディフューズな境界を示し数mmないし数cmで漸移的に変化する産状を示し、しばしば境界部～周縁部が閃緑岩質の岩相を呈する。従来、こうした細粒苦鉄質岩類は、非持トータル岩の構成岩相とみなされ、本研究で南向花崗岩細粒相中の苦鉄質岩類と表現した部分及びその周辺の南向花崗岩細粒相は、既存の地質図では非持トータル岩分布域として地質図に表現されてきた(領家団研研究グループ, 1955; Yamada, 1957, 1967; Hayama, 1959; 下伊那誌編纂会, 2006)。こうした理解を前提として、先行研究においては、非持トータル岩は、一般に顕著な片麻状構造を示すものの、四徳川付近では片麻状構造のない花崗閃緑岩に地質図スケールにおいて漸移(領家団研グループ, 1955)、あるいは、より片状構造が弱く珪長質な岩相に漸移し、南向花崗岩との区別が困難である(Yamada, 1957)などと記載されてきた。しかしながら、本研究の観察結果に基づくと、大河原地域の苦鉄質岩類は、少なくともそのほとんどが非持トータル岩の構成岩相ではなく、南向花崗岩細粒相と同時期の活動として識別される。そして、先行研究によって非持トータル岩が漸移したほぼ塊状の花崗閃緑岩とされた四徳川流域に分布する岩相は、南向花崗岩と解釈される。苦鉄質岩類は、南向花崗岩細粒相のみならず、粗粒相とも一部で相互貫入の関係を示す(第3図a, b)。南向花崗岩細粒相は、粗粒相に比べて明らかに細粒である点と、小規模な苦鉄質包有岩をしばしば含む点で区別される。本研究において同時期の活動であると認定した南向花崗岩中の苦鉄質岩類を、Yamada (1957)では、明瞭な境界(界線)を持たずに角閃石黒雲母片麻岩が混在する表現で描いている。従って、岩型名や岩相名(片麻岩)の認定は異なるものの、産状の観察結果自体は本研究と概ね整合的であると考えられる。

南向花崗岩粗粒相は、一般に片麻状構造を有する黒雲母花崗岩を主体とする。代表的な岩相は、黒雲母がリボン状に連なって強い片麻状構造を有するとともに斑状の長石結晶をしばしば含み、先行研究で指摘されているように、模式地付近の天竜峽型に類似する(第3図c)。片麻状構造はところによって程度が異なり、概して中央構造



第3図 大河原地域に産する領家深成岩類の野外での産状。(a) 生田花崗岩粗粒相 (Cg)中の不規則な形態の苦鉄質岩類細粒相 (Mf)の包有物。Mfの文字のある包有物の境界は、写真(b)のような入道雲様を示す。(b) 生田花崗岩粗粒相 (Cg)と苦鉄質岩類細粒相 (Mf)の境界。境界部では、両岩相が相互に貫入し、入道雲様を示す。(c) 片麻状構造の発達する南向花崗岩粗粒相。(d) 南向花崗岩細粒相の産状。数cmの範囲で急激に粒度が変化し、粗粒部 (C)と細粒部 (F)とが不規則に分布する。(e) 縞状構造の発達する非持トータル岩。(f) 片麻状構造を示す生田花崗岩。

Fig. 3 Field occurrences of Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara area. (a) Irregularly shaped enclaves (Mf) of fine-grained facies of mafic rocks in the coarse-grained facies of Ikuta Granite (Cg). The contact between the enclaves and the host granite shows crenulate or caspate structure as in the panel (b). (b) Contact between fine-grained facies of mafic rocks (Mf) and coarse-grained facies of Ikuta Granite (Cg). (c) Coarse-grained facies of Ikuta Granite showing gneissose structure. (d) Mode of occurrence of fine-grained facies of Ikuta Granite. Grain size changes rapidly within a few centimeters and the relatively coarse-grained portion (C) and fine-grained portion (F) were irregularly distributed. (e) Hiji Tonalite with banded structure. (f) Ikuta Granite showing gneissose structure.

線に近づくにつれてその程度が強くなる傾向があり、眼球片麻岩状の岩相を呈する場合もある。野外で識別できる岩相上の特徴は、本研究地域の領家深成岩類の中で最も有色鉱物に乏しい点である。苦鉄質岩類の暗色包有岩は、南向花崗岩粗粒相では普遍的に含まれるわけではなく、ところにより集中して存在する。そのような場合、暗色包有岩を包有するホストである南向花崗岩粗粒相は有色鉱物に富む傾向があり、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成される。ただし、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩が必ず暗色包有岩を多く含むわけではない。このため、有色鉱物に富み片麻状構造が顕著な場合、野外において非持トータル岩や生田花崗岩との識別が困難である。

南向花崗岩細粒相の代表的な岩相は、塊状黒雲母花崗岩で、見かけ上、粗粒相よりもさらに優白質である場合が多い(第3図d)。粗粒相と同じく、苦鉄質包有岩を多く含む露頭では有色鉱物が多く角閃石を含むことがあり、しばしば花崗閃緑岩質である。また、粒度も単一の露頭内で変化し、相対的に粗粒なものは粗粒相分布域に産する相対的に細粒な岩相とほぼ区別できない。細粒相は塊状に近い場合が多いが、片麻状構造を示す場合もある。細粒相は稀にざくろ石や白雲母を含む場合がある。南向花崗岩は、領家団研グループ(1955)では“片麻岩源ミグマタイト”あるいは片麻状花崗岩と呼ばれ、非持トータル岩(“塩基性岩源ミグマタイト”)に極めて密接に伴われ、しばしば両者が狭い範囲で漸移すると記述されている。

非持トータル岩は、大河原地域北東部の、駒ヶ根市の伊那山脈稜線部から南西に向け分布する岩体と、その延長部の岩体、そして本図幅地域北西端に分布する。一般に粗粒～中粒で顕著な片麻状構造を示すトータル岩質岩から構成される。しばしば、角閃石や黒雲母の濃集した優黒質部と斜長石や石英に富む優白質部とが数mm間隔で縞状に産する(第3図e)。それ以外に、厚さ数10 cm～数 cmの層状の苦鉄質部を含む場合もある。南向花崗岩粗粒相とは、南向花崗岩粗粒相のほうが粗粒である点と、全体として有色鉱物に乏しい点、そして、南向花崗岩粗粒相では有色鉱物がリボン状に連続するものの、非持トータル岩のように優黒質部と優白質部が縞状構造を示さない点で区別される。南向花崗岩粗粒相と非持トータル岩との境界は、伊那山脈の高森山林道沿いのカッティングや四徳川支流の小河内川流域において、ほぼ連続した露頭が観察されるが、肉眼的な特徴が類似している上に、両岩相の片麻状構造が調和的であるため、風化によって両岩相の正確な境界を識別することが困難である。ただし、このことは、両者が漸移することを意味するものではない。

生田花崗岩は、先行研究においては、塊状に近い花崗岩質岩であると識別されてきた(Yamada, 1957, 1967)。しかしながら、本図幅で区分した生田花崗岩は全体的に片麻状構造を有し、非持トータル岩や南向花崗岩粗粒相

の片麻状部と酷似する(第3図f)。先行研究の記載において生田花崗岩の典型的な岩相とされてきた塊状の花崗岩は、小渋湖南西の「飯田」図幅地域に卓越する(河田・山田, 1957)。その他の先行研究では、本研究地域の南向花崗岩細粒相の分布域の一部が生田花崗岩に含めて表現されている(例えば、Hayama and Yamada, 1977)。さらに、Yamada (1957, 1967)の記載では、生田花崗岩の特徴として多量の苦鉄質岩や変成岩の捕獲岩を含むとしている。また、Yamada (1957)では、一部において生田花崗岩は片状ないし斑状の場合もあり、生田花崗岩が片麻状花崗岩に漸移する産状も認められると述べている。すなわち、先行研究間で生田花崗岩の特徴の認定や分布に相違があり、それらの記述を参考に本研究の区分に照らすと、塊状で多量の苦鉄質岩の包有物を含むと記述されている部分は、本研究の南向花崗岩細粒相に相当し、片状ないし斑状の岩相と、生田花崗岩が漸移するとされている片麻状花崗岩は、主として南向花崗岩粗粒相に相当し、一部、非持トータル岩を含むと解釈される。なお、Yamada (1957, 1967)では、本研究の生田花崗岩南東域の滝沢左岸に滝沢花崗閃緑岩(Yamada, 1957では滝沢花崗岩)の独立した岩体を描いており、この岩体は生田花崗岩から漸移する局所的な岩相とされている。本研究では、この滝沢花崗岩は生田花崗岩周囲の南向花崗岩に含めた。

生田花崗岩は、多くの場合、非持トータル岩や南向花崗岩とよく似た片麻状構造を示すが、南向花崗岩と比べると、角閃石に富み有色鉱物全体としても富む特徴をもつ。また、南向花崗岩には、露頭においてしばしば苦鉄質岩類の包有岩が含まれるのに対し、生田花崗岩にはこれが認められない。一方、非持トータル岩とは有色鉱物の量比も岩相も酷似するが、非持トータル岩にしばしば見られる縞状構造を持たず、多くの場合、生田花崗岩には特徴的に自形の角閃石が含まれる点で区別される。さらに、生田花崗岩には副成分鉱物として褐れん石が普遍的かつ比較的多量に含まれるのに対し、非持トータル岩や南向花崗岩はこれを欠くか、ごくわずかしが含まれない。褐れん石の有無を野外で識別するのは一般には困難であるが、生田花崗岩ではしばしばルーペで識別可能な粒度の褐れん石が含まれる。

大河原地域を構成する領家深成岩類について、既存の研究で名称の異なる岩石名部分を除いて中部地方領家帯全体で使用されている岩型名で表現すると、非持型、天竜峡型(南向花崗岩に相当)、生田型(もしくは三都橋・生田型)及び苦鉄質岩類となる。先行研究に基づいて各岩型の特徴をあらためて整理すると、以下の通りとなる。(1)いずれの岩型も多様な岩相から構成される。例えば非持型は花崗閃緑岩、トータル岩、石英閃緑岩から構成されるとともに苦鉄質岩類(変輝緑岩や角閃岩と記載)を伴い、天竜峡型は花崗岩、花崗閃緑岩、トータル岩及び少量の斑れい岩(苦鉄質岩)から構成される。生田型は花崗

閃緑岩、トーナル岩及び花崗岩から構成され、多量の苦鉄質岩や変成岩の捕獲岩を含む。これらの捕獲岩は、変輝緑岩と記述されている場合もある。(2) 非持型及び天竜峡型は、一般に片麻状構造で特徴づけられるが、片麻状構造が弱く塊状に近い部分もある。一方、生田型は一般に塊状に近いが、片麻状構造を示す部分もある。(3) いずれの岩型も、相互の接触部付近で漸移する産状が観察され、場合によっては岩型の判定が不可能な中間的岩相を示す。

以上の整理に基づく、大河原地域の領家深成岩類は、片麻状構造の有無や苦鉄質捕獲岩の有無といった野外での産状や、モード組成(岩石名の違い)による記載的特徴からは、ほとんど区別できないことになる。そして、実際に、(3)のように帰属の判定が不可能な中間的岩相の存在が報告されている。こうした問題のいくつかは、上述の通り、本研究の観察結果をもとに岩型ごとに分布域を再整理することによって解消されるが、いずれにせよ、野外における産状及び鏡下での記載による識別の困難さが、岩型(地質単元)の定義に不確かさをもたらしている。

2.2 大河原地域の領家深成岩類の固結年代

大河原地域から報告されている年代値は必ずしも多くないため、以下の記述では、同じ岩型の周辺地域から得られた年代も含めて整理する。ここで問題となるのは、これまで述べてきたように各岩型の定義が先行研究ごとに不明確であるため、年代測定試料が、真にその岩型に属するものであるのか、逆に、周辺地域で報告された年代が、真に大河原地域の岩型と対比されうるものであるのかについて、必ずしも確証がない点である。加えて、各岩型間の漸移する産状や中間的な産状の存在は、それぞれの岩型間でのマグマ混合や同化作用の可能性を排除できず、そうであるとする、同位体年代の場合、系の同位体平衡が成立していたか否かの問題も孕んでいる(詳細な議論は山崎, 2025を参照されたい)。そこで、本論では、それぞれの岩体の固結年代として、CHIME年代とジルコンU-Pb年代とを現時点では最も信頼性が高いものとする。ただし、モナザイトCHIME年代は、同一の岩体・岩型から得られたジルコンU-Pb年代よりも系統的に古い傾向をもつ可能性が指摘されており、それらの一部は母岩の領家変成岩類からのモナザイトの混入に起因する可能性も示唆されている(例えば, Takatsuka *et al.*, 2018)。本論ではこうした議論については立ち入らず、ジルコンU-Pb年代とCHIME年代の両方が報告されており、かつ、ジルコンU-Pb年代のほうが若い場合はジルコンU-Pb年代を固結年代として採用する。

Nakamura *et al.* (2022) は、本図幅地域のマイロナイト帯北部地域の試料からジルコンU-Pb年代を求め、 85.6 ± 1.5 Ma, 77.7 ± 0.4 Ma, 及び 70.9 ± 0.3 Maの3つの年代パルスを報告した。Yokoyama *et al.* (2016) は、日本全国から

約400試料のウラニナイト及びトーライトCHIME年代を報告した。このうち3試料が本図幅地域の南向花崗岩からのもので、 72.6 ± 0.9 Ma, 72.2 ± 1.2 Ma, 及び 71.6 ± 1.0 MaのウラニナイトCHIME年代を示す。なお、3試料のうち1試料が採取された位置(桑原の滝)の南向花崗岩は、Yamada (1957)によって、典型的な天竜峡花崗岩と岩相的に同一であると述べられている。よって、Nakamura *et al.* (2022) による 70.9 ± 0.3 Maの年代パルスは、南向花崗岩及びそれと同時期に活動した苦鉄質岩類の固結年代に相当すると判断される(第2図a)。坂島ほか(2000)は、本図幅地域内と判断される高森山林道沿いの“塊状”の非持トーナル岩から 86 ± 7 MaのジルコンU-Pb SHRIMP年代を報告した。ここで“塊状”と表現されるものは、非持トーナル岩を特徴づける縞状構造を欠く岩相という意味で、片状構造を欠くわけではない。Nakamura *et al.* (2022) による 85.6 ± 1.5 Maの年代パルスは、この坂島ほか(2000)による年代と一致し、非持トーナル岩の固結年代に相当すると解釈される(第2図a)。坂島ほか(2000)は、より北部の溝口地域の非持トーナル岩の縞状部から 71 ± 3 MaのジルコンU-Pb SHRIMP年代も報告しているが、この年代値は、上述の南向花崗岩及びそれと同時期に活動した苦鉄質岩類の固結年代と一致するため、恐らく縞状の苦鉄質部分の年代であり、少なくとも年代測定を行った試料においては、非持トーナル岩の苦鉄質部は後の貫入体であることを意味していると推察される。生田花崗岩からは、ジルコンU-Pb年代やCHIME年代の報告はなく、 84.1 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(Kagami, 1973)及び 142 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(Hayama and Yamada, 1977)が報告されているのみである。先行研究においては、生田花崗岩は、大河原地域のその他全ての岩型に貫入する最も若い岩型であると解釈されており、もしもこれが正しいとすると、Rb-Sr全岩アイソクロン年代は、上に述べた最近のジルコンU-Pb年代に基づく他岩型の固結年代とも大きく矛盾する。先に述べたように、生田花崗岩には先行研究による非持トーナル岩や南向花崗岩(及び同時期の苦鉄質岩類)との識別上の混乱が見られた。従って、全岩アイソクロン年代測定に用いた試料に他岩型の試料が混入している可能性も排除できず、大きく異なるRb-Sr全岩アイソクロン年代のどちらかを採用する根拠を得ることは困難である。ただし、 84.1 Maの年代(Kagami, 1973)に意味がある場合は、生田花崗岩が非持トーナル岩の一部であるか、あるいは本研究の非持トーナル岩の部分を生田花崗岩として分析した可能性が示唆される。一方、本研究においては、地質分布や他岩型との関係から、生田花崗岩の貫入時期を非持トーナル岩と南向花崗岩(及び苦鉄質岩)との間と想定していることから、消去法的に、Nakamura *et al.* (2022) の 77.7 ± 0.4 Maのパルスが生田花崗岩の固結年代に相当するものと推定し、これを採用する(第2図a)。

3. 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のオーブンで一昼夜乾燥させ、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.）設置の全自動粉碎装置（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。なお、全自動粉碎装置による粉碎にあたっては、WとNi以外には装置による深刻なコンタミネーションはないことが確認されている（Yamasaki, 2018）。

全岩主成分化学組成は、GSJ-Lab. 設置の蛍光X線分析装置（XRF：PANalytical Axios）を用いて分析し、分析用ガラスビードの作成法を含む分析手法はYamasaki（2014）に従った。全岩微量元素組成は、XRF分析に用いたガラスビードを用いて、GSJ-Lab. 設置のレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置（LA-ICP-MS）を用いて分析した。分析装置及び分析手法の詳細はそれぞれYamasaki *et al.*（2015）及びYamasaki and Yamashita（2016）に示されている。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BCR-2（Wilson, 2000）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JA-1（Imai *et al.*, 1995）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. 検討試料と分析結果

検討試料の代表的な分析結果を第1表に示す。分析試料は162試料と多数であるため、全ての分析値は付録として産総研リポジトリに公開している（URLは第1表脚注に示した）。

4.1 検討試料の岩石記載

これまで述べてきたように、大河原地域を構成する領家深成岩類の各岩型は、岩相変化が大きく、紙面の都合上、検討試料全ての特徴を記載することは困難である。そこで、各岩型を代表する典型的な岩相について以下に記述する。

非持トータル岩

顕著な片麻状構造を示す角閃石黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩から構成される。構成鉱物は斜長石、石英、黒雲母、ホルンブレンドを主体とし、少量のアルカリ長石を含む場合がある。構成鉱物の量比はところによって異なり、稀に融食形を示す単斜輝石を含むこともある。完晶質で、長柱状のホルンブレンドと板状の黒雲母とが

配列し、それらが連結した部分や連結して濃集した優黒質部と、石英長石質の優白質部とが数mm程度の間隔で繰り返して現れることにより、片麻状構造を示す（第4図a）。主成分鉱物の粒度は1.5mmから0.2mm程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形で弱い累帯構造が発達する場合がある。アルカリ長石は他形で粒状に産し、単純双晶を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。黒雲母は自形-半自形で、黒褐色-淡褐色の多色性を示す。ホルンブレンドは半自形-他形で、しばしば虫食い状の組織を示す。暗帯緑褐色もしくは暗褐色-淡褐色の多色性を示し、単純双晶を示す場合がある。単斜輝石が含まれる場合、他形・粒状もしくは短柱状融食形結晶として産し、周囲をホルンブレンドに取り囲まれるとともに、結晶内にもブレップ状にホルンブレンドが生じている（第4図b）。

生田花崗岩

主として粗粒-中粒角閃石含有黒雲母トータル岩、角閃石含有花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩から構成され、ところにより黒雲母モンゾ花崗岩を伴う。ほぼ普遍的に弱い片麻状構造を示し、塊状に近い岩相は稀である。ただし、非持トータル岩に認められるような縞状の片麻状構造は示さず、また、概して南向花崗岩よりも片麻状構造が弱い傾向にある。生田花崗岩の岩石記載上の特徴は自形性の強いホルンブレンドを含むこと（第4図c）と、自形で粒径の大きな褐れん石（最大長径3.0mm程度）を多量に含むこと（第4図d）である。典型的な岩相の鏡下での産状は、完晶質で、板状の黒雲母が弱く配列する。ただし、長柱状のホルンブレンドの長軸は必ずしも定向配列を示さず、また、黒雲母も部分的に濃集して弱い定向配列を示すものの、連続性は良くない。主成分鉱物の粒度は5.0mmから0.2mm程度まで連続的に変化する。斜長石は自形-半自形で累帯構造を示すことがある。また、石英との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は他形で他の鉱物の粒間に不定形に産する。ホルンブレンドは自形-半自形で、暗緑褐色もしくは暗褐色-淡褐色の多色性を示し、単純双晶を示す場合がある。黒雲母は自形-半自形で、暗赤褐色-淡褐色の多色性を示し、クロット状に濃集する場合もある。長径2.1mmに達する自形の褐れん石を特徴的に多量に含む。褐れん石は単純双晶や累帯構造を示すことがある。

南向花崗岩粗粒相

一般に片麻状構造を有する黒雲母花崗岩を主体とする。片麻状構造の程度や鉱物の量比はところによって変化し、岩相的には角閃石含有黒雲母花崗岩も認められる。暗色包有岩を包有する場合、周辺の南向花崗岩粗粒相は有色鉱物に富む傾向があり、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩か

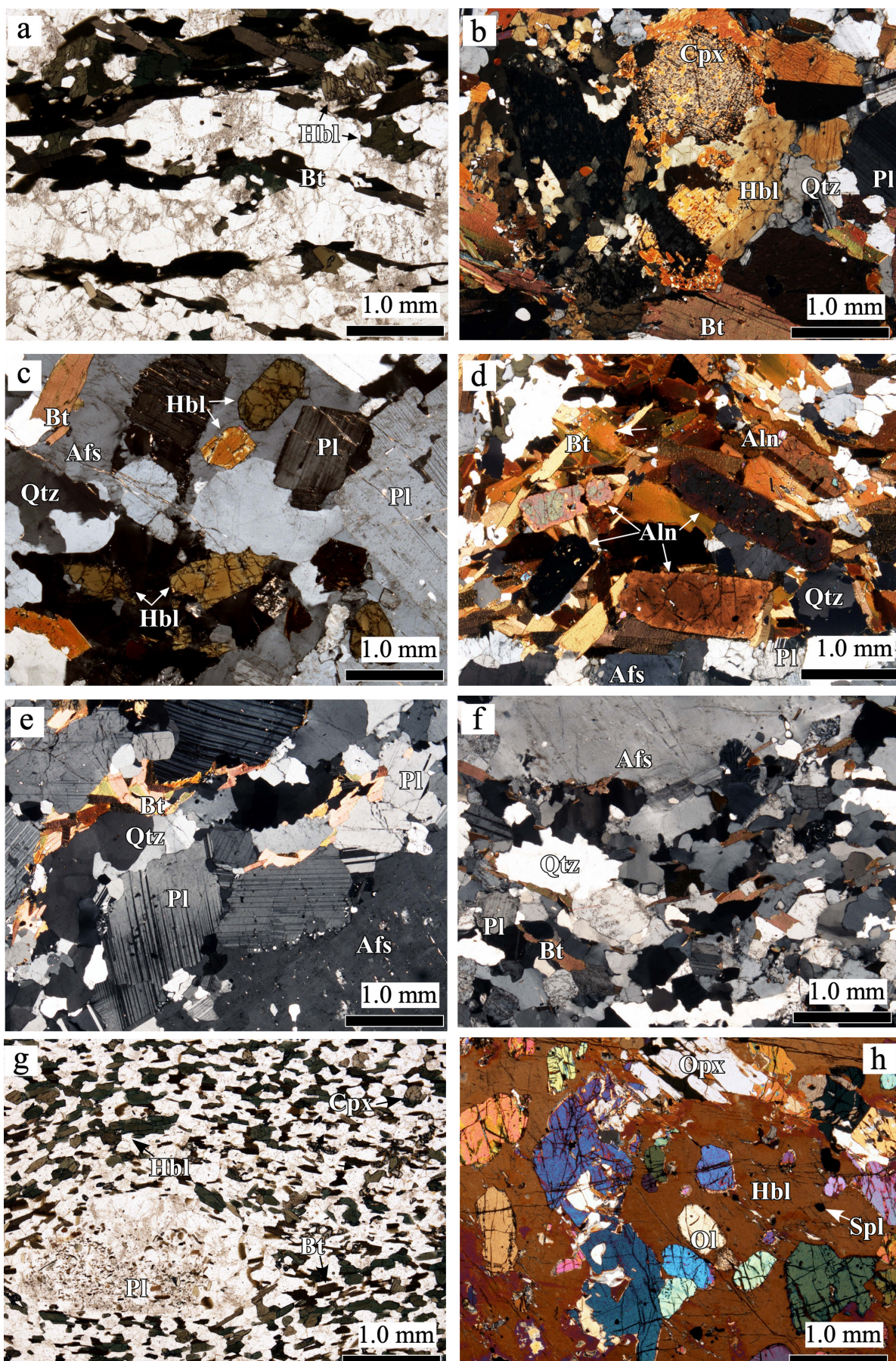
第 1 表 大河原地域に産する領家深成変成コンプレックス構成岩類及び地球化学標準試料の全岩主成分 (wt.%)・微量元素 (μg g⁻¹) 組成分析値。

Table 1 Whole-rock major element (wt.%) and trace element (μg g⁻¹) geochemistry of rocks for Ryoke Plutono-Metamorphic Complex in the Ogawara area and reference materials.

	Hiji Tonalite										Ikuta Granite										Minakata Granite																													
	OG010					OG026B					OG004					OG031					OG033					OG034					OG020					OG029					fine-grained facies					coarse-grained facies				
	OG117	OG303	OG010	OG026B	OG004	OG031	OG033	OG034	OG020	OG029	OG031	OG033	OG034	OG020	OG029	OG316	OG052	OG212	OG402C	OG110	OG114	OG035	OG016	OG019A	OG013	OG114	OG035	OG016	OG019A	OG013																				
	OG117	OG303	OG010	OG026B	OG004	OG031	OG033	OG034	OG020	OG029	OG316	OG052	OG212	OG402C	OG110	OG316	OG052	OG212	OG402C	OG110	OG114	OG035	OG016	OG019A	OG013	OG114	OG035	OG016	OG019A	OG013																				
SiO ₂	65.41	66.56	61.31	67.55	63.02	64.22	61.90	66.17	71.88	69.12	73.19	70.94	69.91	70.62	71.84	73.19	70.94	69.91	70.62	71.84	71.13	69.71	72.33	72.99	71.13	69.71	72.33	72.99	71.13	75.98																				
TiO ₂	0.58	0.54	0.83	0.46	0.69	0.55	0.66	0.43	0.30	0.30	0.24	0.33	0.31	0.28	0.33	0.24	0.33	0.31	0.28	0.33	0.30	0.37	0.25	0.25	0.30	0.37	0.25	0.25	0.13	0.13																				
Al ₂ O ₃	16.59	15.66	17.80	15.99	16.79	17.34	17.26	16.71	14.59	15.93	13.91	15.23	15.03	15.85	15.11	13.91	15.23	15.03	15.85	15.11	15.38	15.17	14.46	13.78	15.38	15.17	14.46	13.78	12.88	12.88																				
Fe ₂ O ₃ *	5.08	4.59	6.66	4.09	5.97	5.42	6.90	4.60	2.63	3.13	1.79	2.86	2.95	2.68	2.61	1.79	2.86	2.95	2.68	2.61	2.42	3.64	2.43	2.47	2.42	3.64	2.43	2.47	1.56	1.56																				
MnO	0.08	0.09	0.11	0.07	0.11	0.08	0.12	0.08	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.07	0.04	0.06	0.04	0.07	0.04	0.06	0.03	0.03																				
MgO	1.10	1.92	1.81	1.19	1.70	0.65	0.84	0.53	0.32	0.30	0.43	0.61	0.88	0.59	0.62	0.43	0.61	0.88	0.59	0.62	0.41	0.69	0.34	0.44	0.41	0.69	0.34	0.44	0.19	0.19																				
CaO	4.18	4.11	6.08	4.13	5.06	4.24	4.75	3.96	2.02	3.13	1.27	3.13	3.56	3.82	2.99	1.27	3.13	3.56	3.82	2.99	2.69	3.08	1.67	1.59	2.69	3.08	1.67	1.59	1.05	1.05																				
Na ₂ O	4.34	3.73	3.79	3.83	3.81	4.28	4.51	4.14	3.44	3.69	2.02	4.00	3.36	4.01	3.60	2.02	4.00	3.36	4.01	3.60	3.56	3.44	3.87	3.70	3.56	3.44	3.87	3.70	3.42	3.42																				
K ₂ O	2.02	2.63	1.69	2.16	2.00	2.68	2.17	2.57	4.34	3.96	6.58	2.30	3.21	1.77	2.57	6.58	2.30	3.21	1.77	2.57	3.54	3.50	4.41	4.15	3.54	3.50	4.41	4.15	4.57	4.57																				
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.17	0.13	0.16	0.14	0.17	0.10	0.05	0.07	0.03	0.11	0.05	0.08	0.09	0.03	0.11	0.05	0.08	0.09	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.03	0.03																				
Total	99.50	99.92	100.26	99.59	99.30	99.59	99.27	99.30	99.61	99.66	99.46	99.56	99.31	99.73	99.81	99.46	99.56	99.31	99.73	99.81	99.51	99.76	99.85	99.49	99.51	99.76	99.85	99.49	99.83	99.83																				
LOI	0.71	0.77	0.69	0.59	0.90	1.84	0.47	0.60	0.57	0.36	0.86	0.48	0.51	0.50	0.73	0.86	0.48	0.51	0.50	0.73	0.62	0.69	0.85	0.45	0.62	0.69	0.85	0.45	0.49	0.49																				
Sc	11.4	13.0	20.5	9.1	16.6	15.2	17.8	12.5	8.9	7.7	4.0	7.5	13.8	5.6	7.5	4.0	7.5	13.8	5.6	7.5	6.6	11.6	3.8	7.8	6.6	11.6	3.8	7.8	4.9	4.9																				
Ti	3493	3223	5258	2630	4213	3489	3964	2402	1707	1735	1313	2156	1856	1751	1984	1313	2156	1856	1751	1984	1842	2191	1402	1435	1842	2191	1402	1435	780	780																				
V	52.3	80.3	99.3	47.8	79.8	43.1	52.1	32.6	18.8	18.2	19.2	17.3	37.0	17.9	21.0	19.2	17.3	37.0	17.9	21.0	25.2	38.7	16.9	16.2	25.2	38.7	16.9	16.2	10.7	10.7																				
Cr	8.7	24.5	14.3	12.3	34.6	10.5	14.8	2.1	12.2	3.1	8.5	24.4	22.4	35.7	11.9	8.5	24.4	22.4	35.7	11.9	15.2	20.8	4.7	12.9	15.2	20.8	4.7	12.9	12.9	12.9																				
Mn	639	727	955	542	892	716	923	616	348	501	227	458	434	410	473	227	458	434	410	473	341	606	335	486	341	606	335	486	251	251																				
Ni	3.4	8.4	6.9	2.6	16.2	4.7	13.6	0.9	4.7	1.5	0.6	8.9	6.5	12.0	3.9	0.6	8.9	6.5	12.0	3.9	6.1	19.3	2.4	6.9	6.1	19.3	2.4	6.9	6.1	6.1																				
Zn	87.6	70.9	107.0	68.1	109.4	84.5	114.1	91.6	68.0	76.4	36.6	106.2	50.9	59.0	95.2	36.6	106.2	50.9	59.0	95.2	53.6	100.7	85.0	65.9	53.6	100.7	85.0	65.9	54.2	54.2																				
Rb	102.3	110.8	60.3	79.0	81.7	50.8	60.9	39.0	96.7	88.2	157.6	68.0	76.3	37.0	87.7	157.6	68.0	76.3	37.0	87.7	89.8	106.0	115.1	114.1	89.8	106.0	115.1	114.1	108.3	108.3																				
Sr	301	270	423	283	378	485	429	367	253	324	173	457	264	384	369	173	457	264	384	369	220	287	150	154	220	287	150	154	98	98																				
Y	43.1	24.5	27.3	25.4	36.8	21.0	23.9	16.4	20.0	20.8	9.8	14.4	14.7	9.3	11.2	9.8	14.4	14.7	9.3	11.2	17.1	24.7	17.1	21.3	17.1	24.7	17.1	21.3	21.3	21.3																				
Zr	251.9	137.2	229.2	176.8	241.7	587.7	736.9	474.7	312.4	381.2	210.8	189.1	137.2	147.3	186.6	210.8	189.1	137.2	147.3	186.6	189.1	204.9	135.9	137.9	189.1	204.9	135.9	137.9	105.7	105.7																				
Nb	10.75	7.01	14.31	13.67	9.74	15.44	13.81	10.04	8.42	7.92	6.87	7.39	6.16	10.08	9.85	6.87	7.39	6.16	10.08	9.85	10.67	9.73	8.55	10.56	10.67	9.73	8.55	10.56	7.03	7.03																				
Cs	4.69	5.05	1.70	2.32	2.28	1.92	2.44	2.24	1.14	1.62	2.09	1.80	3.26	0.98	5.61	2.09	1.80	3.26	0.98	5.61	4.01	2.46	2.27	1.00	4.01	2.46	2.27	1.00	1.64	1.64																				
Ba	482	477	639	366	632	2508	1738	2698	2614	2723	838	954	870	524	974	838	954	870	524	974	636	680	800	684	636	680	800	684	371	371																				
La	33.65	15.52	25.83	16.87	25.91	80.49	99.27	57.71	85.40	68.27	31.47	19.68	18.94	21.17	28.92	31.47	19.68	18.94	21.17	28.92	26.63	24.85	31.11	18.79	26.63	24.85	31.11	18.79	14.78	14.78																				
Ce	94.78	43.20	69.42	53.44	75.56	192.57	237.78	157.24	207.74	180.47	93.84	52.43	46.05	50.93	82.48	93.84	52.43	46.05	50.93	82.48	71.58	65.85	82.28	56.89	71.58	65.85	82.28	56.89	45.92	45.92																				
Pr	10.94	5.53	7.72	6.78	9.33	20.52	21.95	15.51	19.46	18.67	8.99	5.42	5.49	5.69	7.07	8.99	5.42	5.49	5.69	7.07	7.96	7.50	8.49	5.59	7.96	7.50	8.49	5.59	5.14	5.14																				
Nd	37.73	19.34	28.92	24.27	38.28	63.57	73.63	48.92	65.87	56.78	33.36	19.58	18.71	19.42	28.00	33.36	19.58	18.71	19.42	28.00	28.03	30.57	30.13	22.71	28.03	30.57	30.13	22.71	19.22	19.22																				
Sm	9.64	4.35	5.75	4.05	8.91	11.21	11.66	8.56	8.18	9.68	5.45	3.88	3.55	3.90	4.99	5.45	3.88	3.55	3.90	4.99	6.40	4.96	7.17	5.03	6.40	4.96	7.17	5.03	4.32	4.32																				
Sr	1.35	1.24	1.25	0.93	1.42	2.54	2.90	2.59	1.84	2.46	0.80	1.45	0.97	1.02	1.16	0.80	1.45	0.97	1.02	1.16	1.17	1.12	0.79	0.60	1.17	1.12	0.79	0.60	0.61	0.61																				
Eu	8.39	4.58	7.21	5.02	7.07	4.86	8.34	5.23	5.47	5.90	3.62	3.23	3.07	2.51	3.60	3.62	3.23	3.07	2.51	3.60	3.42	4.85	4.56	3.93	3.42	4.85	4.56	3.93	3.69	3.69																				
Gd	1.33	0.66	0.90	0.74	1.18	0.69	0.97	0.61	0.80	0.83	0.45	0.58	0.57	0.32	0.48	0.45	0.58	0.57	0.32	0.48	0.71	0.74	0.53	0.59	0.71	0.74	0.53	0.59	0.65	0.65																				
Tb	8.01	4.41	4.49	4.49	6.41	4.04	5.34	3.75	3.71	4.16	2.27	2.88	3.15	1.72	2.81	2.27	2.88	3.15	1.72	2.81	3.86	5.39	3.10	4.25	3.86	5.39	3.10	4.25	4.13	4.13																				
Dy	1.52	0.85	0.74	0.78	1.24	0.87	1.12	0.70	0.74	0.82	0.46	0.58	0.48	0.34	0.55	0.46	0.58	0.48	0.34	0.55	0.89	0.98	0.53	0.84	0.89	0.98	0.53	0.84	0.74	0.74																				
Ho	4.78	2.91	2.48	2.38	3.57	2.65	3.06	1.88	1.86	2.40	1.19	1.68	1.74	0.92	1.06	1.19	1.68	1.74	0.92	1.06	2.45																													

Table 1 続き.
Table 1 Continued.

	Mafic rocks										Ryoke Metamorphic Rocks										Reference material	
	fine-grained facies					amphibolite					coarse-grained facies					Ryoke Metamorphic Rocks					M.V.	R.V.
	OG410B	OG64	OG205	OG102	OG019B	OG042B	OG126A	OG116	OG126B	OG410D	OG003C	OG112	OG057	OGX05	OG311							
SiO ₂	48.45	46.60	50.35	51.62	53.30	54.03	44.21	48.10	46.65	45.47	74.63	66.31	62.37	68.02	66.75	66.75	66.75					
TiO ₂	1.92	1.20	1.63	1.30	0.90	1.22	0.29	0.47	0.09	3.21	0.53	0.61	0.79	0.70	0.76	0.76	0.76					
Al ₂ O ₃	17.11	18.44	20.19	18.00	18.19	18.23	17.62	8.19	21.26	16.22	11.75	16.10	16.86	16.97	16.68	16.68	16.68					
Fe ₂ O ₃ *	13.30	13.59	10.28	9.85	8.77	8.56	11.65	11.27	8.37	14.33	4.29	5.14	6.83	5.30	5.82	5.82	5.82					
MnO	0.21	0.17	0.19	0.18	0.23	0.14	0.18	0.17	0.11	0.17	0.14	0.17	0.17	0.08	0.07	0.07	0.07					
MgO	4.85	5.76	5.03	4.65	4.39	4.22	15.60	20.42	10.67	7.18	1.66	1.92	3.11	1.86	2.04	2.04	2.04					
CaO	9.83	10.36	8.78	8.82	7.57	7.47	8.84	9.97	10.81	10.65	1.76	2.42	3.33	1.04	1.54	1.54	1.54					
Na ₂ O	2.47	2.56	2.28	3.46	5.09	3.93	0.90	0.98	1.48	2.13	2.29	3.83	3.11	1.75	2.10	2.10	2.10					
K ₂ O	1.18	1.06	1.19	1.45	1.64	1.72	0.20	0.16	0.41	0.61	2.78	3.25	3.14	4.04	3.76	3.76	3.76					
P ₂ O ₅	0.65	0.09	0.24	0.23	0.18	0.37	0.04	0.03	0.06	0.05	0.12	0.11	0.19	0.12	0.16	0.16	0.16					
Total	99.96	99.81	100.16	99.55	100.28	99.89	99.53	99.77	99.90	100.01	99.94	99.86	99.90	99.86	99.67	99.67	99.67					
LOI	1.75	3.00	2.43	0.61	0.78	1.24	3.54	1.30	2.95	1.11	1.05	0.88	0.89	2.10	2.17	2.17	2.17					
Sc	43.8	35.2	30.2	26.0	24.2	24.1	11.1	40.5	1.9	46.7	9.6	12.4	17.6	11.9	12.9	28.6	28.5					
Ti	10863	6865	9746	7309	5315	7611	1897	2779	557	18653	2993	3379	4595	3701	3815	5133	5132					
V	323.4	360.5	198.3	181.5	172.9	179.4	60.9	215.9	15.1	904.4	73.8	90.8	121.6	82.8	90.2	105.8	105.0					
Cr	11.2	16.4	39.7	50.3	41.2	63.2	19.7	2092.9	13.0	19.9	62.0	38.4	143.0	59.1	44.4	9.3	7.8					
Mn	1566	1285	1442	1375	1865	1258	1465	1397	896	1267	1143	1280	1294	537	480	1236	1224					
Ni	3.9	5.8	9.6	19.0	12.0	16.4	138.9	367.8	41.2	11.1	39.4	29.5	49.7	16.0	8.5	3.9	3.5					
Zn	102.9	95.7	97.4	101.8	182.0	85.7	91.6	84.0	55.1	89.0	155.7	86.3	383.9	98.0	100.1	94.3	90.9					
Rb	56.1	29.2	57.2	77.2	106.4	150.4	6.6	6.0	20.2	23.2	134.3	119.7	165.0	147.9	147.4	11.9	12.3					
Sr	426	557	426	437	397	427	282	127	616	357	158	197	212	136	159	264	263					
Y	28.7	23.0	32.8	25.5	20.0	35.3	5.8	9.4	3.6	11.2	19.7	23.2	26.6	22.0	21.8	27.9	30.6					
Zr	132.9	69.7	104.8	120.8	93.8	195.7	30.8	26.3	36.3	44.3	132.2	169.4	152.9	170.9	175.5	85.3	88.3					
Nb	89.3	47.6	91.5	92.4	51.9	15.44	1.52	1.41	1.66	3.23	11.15	8.97	10.62	11.67	10.42	1.59	1.85					
Cs	2.00	1.89	2.10	2.29	2.94	6.80	0.94	0.40	1.16	4.21	4.52	12.22	10.51	12.12	8.57	0.64	0.62					
Ba	207	263	267	210	268	458	59	73	88	182	591	412	323	512	469	311	311					
La	11.98	8.10	10.33	12.47	12.85	17.78	3.28	2.10	3.03	3.13	20.68	19.25	19.90	26.34	18.80	5.48	5.24					
Ce	37.31	28.77	30.98	36.85	27.73	58.25	9.28	5.69	7.79	9.89	58.89	60.77	54.31	70.31	56.18	13.34	13.30					
Pr	5.22	4.05	4.89	4.16	4.36	7.31	1.26	0.70	1.06	1.41	6.68	6.69	5.96	7.64	6.20	1.89	1.71					
Nd	21.70	18.03	21.17	18.64	17.74	31.49	5.84	3.87	3.94	6.16	27.10	23.54	24.98	29.24	26.72	10.80	10.90					
Sm	6.82	6.67	5.01	4.06	5.31	7.45	1.42	1.10	1.01	1.91	4.21	5.30	5.76	5.67	4.81	3.49	3.52					
Eu	1.63	1.89	1.68	1.34	1.05	1.96	0.54	0.45	0.59	0.66	1.12	1.06	0.99	1.08	0.83	1.22	1.20					
Gd	6.76	5.04	4.71	4.26	4.28	7.25	1.49	1.31	0.78	2.06	4.15	4.35	4.99	5.23	4.01	4.44	4.36					
Tb	0.80	0.60	0.86	0.84	0.71	1.07	0.20	0.22	0.16	0.25	0.56	0.70	0.81	0.72	0.66	0.74	0.75					
Dy	5.07	4.15	5.25	5.14	3.95	6.16	1.26	1.50	0.76	2.46	3.69	4.80	4.69	4.09	4.45	4.66	4.55					
Ho	0.91	0.80	1.28	1.02	0.81	1.40	0.24	0.34	0.16	0.49	0.70	0.91	1.05	0.74	0.91	1.02	0.95					
Er	2.71	2.76	3.13	2.91	2.29	3.70	0.82	0.93	0.43	1.44	2.35	2.68	3.02	2.63	2.45	3.04	3.04					
Tm	0.38	0.37	0.38	0.36	0.34	0.54	0.13	0.12	0.06	0.17	0.30	0.37	0.42	0.40	0.31	0.47	0.47					
Yb	2.53	2.09	2.55	3.06	1.96	3.07	0.83	0.82	0.41	1.35	1.78	3.02	2.34	2.05	2.50	3.06	3.03					
Lu	0.30	0.34	0.36	0.47	0.24	0.46	0.11	0.13	0.06	0.23	0.24	0.45	0.29	0.39	0.36	0.46	0.47					
Hf	3.37	2.21	4.03	2.93	1.98	3.78	0.88	1.01	0.99	1.62	4.57	4.62	3.96	4.70	4.82	2.42	2.42					
Ta	0.45	0.48	0.47	0.54	0.60	0.95	0.04	0.08	0.22	0.17	1.24	0.96	0.88	0.90	0.90	0.13	0.13					
Pb	7.87	5.62	10.59	10.45	14.77	7.30	2.26	2.48	4.66	5.20	52.90	21.22	135.93	23.66	84.69	6.42	6.55					
Th	1.83	2.94	3.25	3.09	1.00	3.52	0.64	0.39	1.06	1.15	11.72	11.26	10.54	14.65	12.25	0.82	0.82					
U	0.39	0.61	0.53	2.03	0.38	2.59	0.29	0.04	0.32	0.28	1.65	2.64	2.82	2.97	3.62	0.36	0.34					



ら構成される。代表的な岩相の鏡下での産状は、完晶質で、板状の黒雲母が長石の縁に集合して配列し、弱い片麻状構造を示す(第4図e)。ただし、黒雲母の連続性は良くない。主成分鉱物の粒度は10 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形-自形で累帯構造を示す。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は、ほとんどの場合他形で他の鉱物の粒間に不定形に産する。斜長石との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。粒間の結晶が全体として長柱状ないし短柱状の半自形を示す場合もあり、半自形の結晶は稀に単純双晶を示す。アルカリ長石は、しばしば0.1 mm以下の斜長石、石英、融食形黒雲母を多量に包有し汚濁した産状を示す。ホルンブレンドは他形で、融食形を示す。暗緑色-淡緑褐色の多色性を示す。黒雲母は自形-半自形で、暗褐色-淡褐色の多色性を示し、しばしば斜長石の縁に濃集する。

南向花崗岩細粒相

南向花崗岩細粒相の代表的な岩相は、塊状優白質黒雲母花崗岩で、粗粒相と同じく、苦鉄質包有岩を多く含む露頭では有色鉱物に富み、花崗閃緑岩質である。粒度は単一の露頭内で変化する場合があります(第3図d)、相対的に粗粒なものは粗粒相の相対的細粒部とほぼ区別できない。細粒相は塊状に近い場合が多いが、片麻状構造を示す場合もある。代表的な岩相の鏡下での産状は、完晶質

で、平板状の黒雲母が定向配列する片麻状組織を示す(第4図f)。主要鉱物は1.5 mmから0.2 mm程度まで連続的の粒径が変化する。斜長石は半自形、短柱状で弱い累帯構造を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は、一般に粒間にも他形結晶として産し、最大粒径3.5 mm程度の短柱状の斑晶状結晶として産し、径0.1 mm未満の融食形の斜長石や黒雲母を含み汚濁している場合がある(第4図f)。黒雲母は自形-半自形で、暗褐色-淡褐色の多色性を示す。定向配列した黒雲母は比較的良好に連結するが、薄片全体に連続するほどではない。

苦鉄質岩類

主として小渋川沿い及び小渋川以北の伊那山脈稜線沿いに産する小岩体及び南向花崗岩中の暗色包有岩として細粒相が産し、これらの地域以南の桶谷橋付近の岩体及び伊那山脈稜線沿いに粗粒相が産する。細粒相は黒雲母含有角閃石斑れい岩ないし石英閃緑岩から構成され、単斜輝石を含むことがある。粗粒相は角閃石斑れい岩、コートランダイトから構成される。桶谷橋付近の岩体においては、数10 cmの範囲内で鉱物組合せの同じ塊状の粗粒相と細粒相とが不規則に分布し、両者は数cmの間に漸移的かつ急激に変化する場合や、数10 cmの範囲内で鉱物組合せの同じ塊状の粗粒相中に葉片状構造をもつ細粒相が発達する場合、葉片状構造を示しつつ、有色鉱物の量

(← p. 112)

第4図 大河原地域に産する領家深成岩類の鏡下写真。(a) 非持トータル岩。角閃石及び黒雲母と無色鉱物とが縞状構造を呈する。(b) 非持トータル岩中の単斜輝石と角閃石の産状。単斜輝石は虫食い状あるいはブレップ状に角閃石を含む。右上の角閃石結晶は単純双晶を示す。(c) 生田花崗岩。自形性の強いホルンブレンドを含む。(d) 生田花崗岩。粗粒の褐れん石の濃集部。写真のスケールは(c)と同じであり、角閃石と同程度の粒度であることが分かる。(e) 南向花崗岩粗粒相。長石や石英の粒間に黒雲母がリボン状に産するが、(a)の非持トータル岩に比べ、連続性はよくない。アルカリ長石の巨晶を含む。(f) 南向花崗岩細粒相。写真のスケールは(e)の粗粒相と同じで、相対的に細粒であることが分かる。アルカリ長石の巨晶を含む。(g) 苦鉄質岩類細粒相。包有物に富み汚濁した斑晶状の斜長石を含む。(h) コートランダイト(スピネルかんらん石斜方輝石単斜輝石含有角閃石岩)。ホルンブレンドのオイククリスト中にスピネル・かんらん石・斜方輝石を含む。Hbl: ホルンブレンド, Bt: 黒雲母, Cpx: 単斜輝石, Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Afs: アルカリ長石, Aln: 褐れん石, Opx: 斜方輝石, Ol: かんらん石。(a)及び(g):オープン・ニコル, (b)-(f):クロス・ニコル。

Fig. 4 Photomicrographs of Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara area. (a) Hiji Tonalite. Aligned hornblende and biotite and transparent minerals show banded structure. (b) Mode of occurrence of clinopyroxene and hornblende in the Hiji Tonalite. Clinopyroxene crystals include bleb-like hornblende. Hornblende crystal at the upper right of the field show simple twin. (c) Ikuta Granite. Euhedral hornblende is a distinctive feature of Ikuta Granite. (d) Ikuta Granite. Concentrated portion of the coarse-grained euhedral allanite. The scale of the photograph is the same as (c), showing that the grain size is comparable to that of hornblende. (e) Minakata Granite, coarse-grained facies. While biotite occurs in ribbon-like shapes between the grains of feldspar and quartz, the continuity is not well-developed compared to the Hiji Tonalite in (a). Large alkali feldspar crystals are characteristic. (f) Minakata Granite, fine-grained facies. The scale of the photo is the same as the coarse-grained phase in (e), indicating the relatively fine-grained characteristics. Large alkali feldspar crystals are characteristic. (g) Mafic rocks, fine-grained facies. Phenocrystic dusty plagioclase due to numerous fine-grained inclusions is characteristic. (h) Cortlandite (spinel-olivine-orthopyroxene-clinopyroxene-bearing hornblende). Spinel, olivine, and orthopyroxene are included as chadacrysts in the hornblende oikocryst. Hbl: hornblende, Bt: biotite, Cpx: clinopyroxene, Qtz: quartz, Pl: plagioclase, Afs: alkali feldspar, Aln: allanite, Opx: orthopyroxene, Ol: olivine. (a) and (g): open nicol, and (b)-(f): crossed nicols.

比の違いにより、モータル・レイヤリング状の構造を示す場合など、複雑で多様な産状を示す。

細粒相の代表的岩相の鏡下での産状は、完晶質で、板状の黒雲母及び長柱状のホルンブレンド・斜長石が定向配列し、顕著な葉片状構造を示す(第4図g)。長径最大2 mm程度の斑晶状の斜長石を含み、それ以外の主成分鉱物の粒度は長径0.4 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する。斑晶状の斜長石は半自形で、融食形の微細な黒雲母・角閃石・斜長石を多量に含み汚濁した産状を示すとともに、顕著な累帯構造を示す。基質の斜長石は半自形-自形で、しばしば顕著な累帯構造を示す。ホルンブレンドは自形-半自形で、暗緑褐色-淡褐色の多色性を示す。黒雲母は自形-半自形で、暗褐色-淡褐色の多色性を示す。

細粒粗は、南向花崗岩中の暗色包有物以外の産状として、非持トータル岩、生田花崗岩、南向花崗岩粗粒相の片麻状構造に調和的に板状に産する場合がある。こうした産状を構成する岩相は、葉理状の細粒黒雲母含有角閃石斑れい岩-閃緑岩である。多くの場合、斜長石の累帯構造の存在等をもとに面構造の発達した火成岩であることが確認できるが、場合によっては、変成岩としての角閃岩と区別できないこともある。

粗粒相の代表的岩相である角閃石斑れい岩の鏡下での産状は、オルソキウムレイト組織を示し、主としてホルンブレンド・斜長石から構成される。鉱物の粒度は、長径8 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する。ホルンブレンドは半自形-自形で、帯緑褐色-淡褐色の多色性を示す。しばしば、中心部がより褐色を帯びる累帯構造が認められる。また、単純双晶を示す場合がある。斜長石は半自形で、顕著な累帯構造を示すほか、単結晶中の消光位がパッチ状に異なる、まだらな消光を示すことが多い。また、融食形を示す細粒のホルンブレンドをしばしば包有する。不透明鉱物は他形・不定形で、斜長石とホルンブレンドの粒間にプール状に産するほか、粒状の結晶として両鉱物に包有される。少量の黒雲母(自形-半自形、暗褐色-淡褐色の多色性)が含まれる場合や、カミントン閃石(自形-半自形、しばしば集片双晶を示し、淡緑褐色-無色の弱い多色性を示す)を含みアドキウムレイト組織を示す場合もある。粗粒相のうち、コートランダイトは、完晶質で、最大粒径15 mm程度のホルンブレンドオイククリスト中に、かんらん石、斜方輝石、スピネルがチャダクリストとして包有されるオルソキウムレイト組織を示す(第4図h)。ホルンブレンドのオイククリストは、半自形-他形、粒径15-8 mmで、褐色-淡褐色の多色性を示す。かんらん石は、粒状-不定形他形-半自形で、粒径1.5-0.1mmを示す。斜方輝石は他形でチャダクリストとして産するほか、ホルンブレンドオイククリストの粒間にも産する。単斜輝石はチャダクリスト中の残晶として産し、虫食い状ないしスポンジ状の他形結

晶として産する。この単斜輝石結晶の周囲は、ホルンブレンドが淡色である。スピネルは半自形-他形、粒径<0.1 mmで、全ての鉱物中に産する。

4.2 全岩主成分化学組成

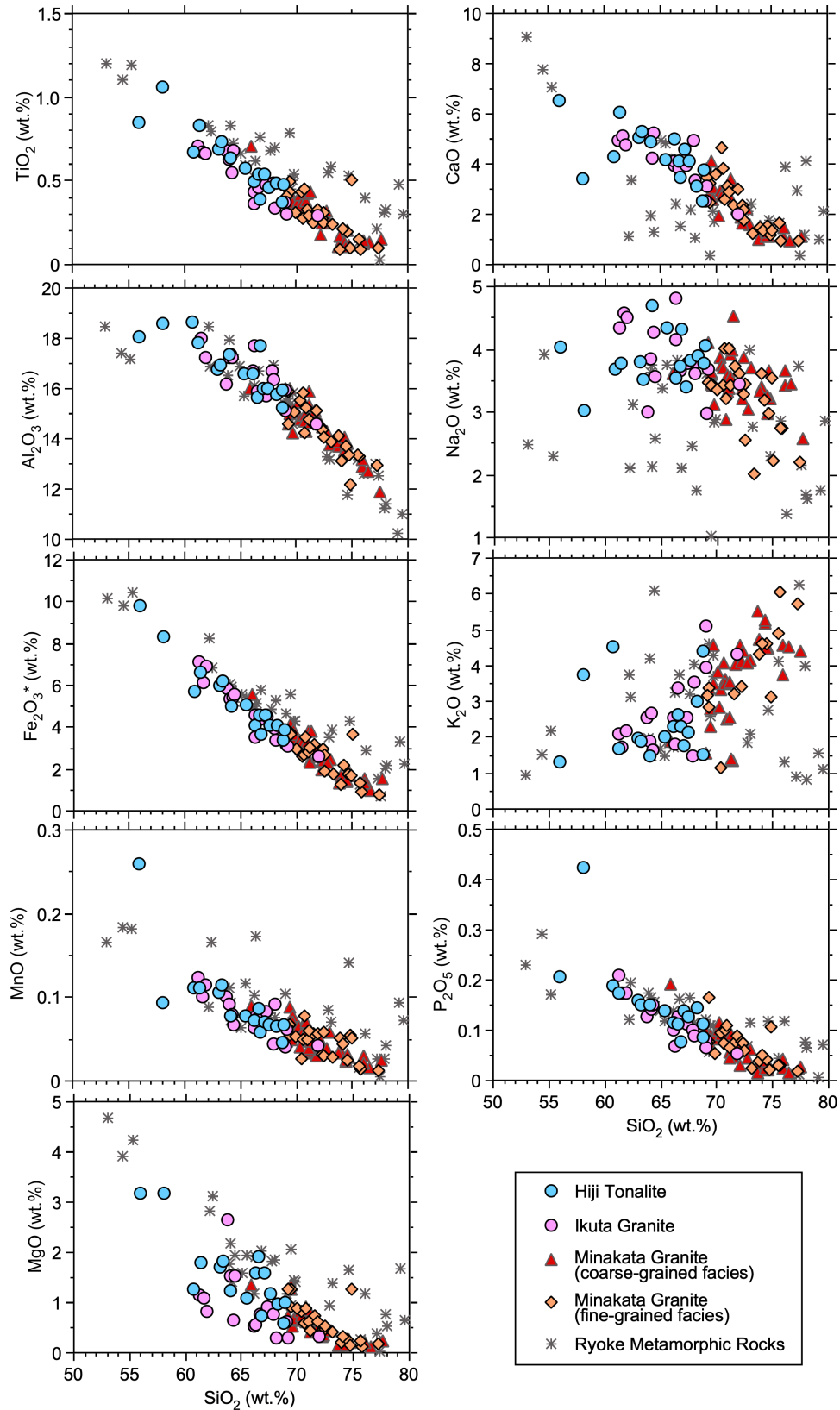
4.2.1 花崗岩類及び変成岩類

第5図に花崗岩類及び変成岩類のハーカー図を示す。苦鉄質岩類については、花崗岩類とSiO₂含有量が大きく異なることから、花崗岩類とともにプロットするとそれぞれの岩型のトレンドの識別が難しくなるため、ここでは花崗岩類及び変成岩類の主成分化学組成についてまず記述し、その後、苦鉄質岩類を含めて記述する。大河原地域を構成する花崗岩類は、数試料の例外はあるものの、ほぼSiO₂含有量69 wt.%を境に大きく2分される。非持トータル岩及び生田花崗岩は、生田花崗岩の1試料を除いてSiO₂<69 wt.%の組成範囲内にプロットされ、南向花崗岩は粗粒相及び細粒相のそれぞれ1試料を除き、SiO₂>69 wt.%の組成範囲内にプロットされる(第5図)。ただし、SiO₂=69 wt.%付近に組成の不連続(空白域)は認められない。SiO₂含有量に対するTiO₂、Al₂O₃、及びMnO含有量は、全ての岩型が一体となって見かけ上単一のトレンドを示す。CaO及びP₂O₅については、やはり大局的に単一のトレンドを示すように見えるが、詳細に見ると非持トータル岩及び生田花崗岩のトレンドと、南向花崗岩のトレンドの傾きが僅かに異なる。MgO、Na₂O及びK₂Oについては、非持トータル岩と生田花崗岩の組成の分散が大きい。MgOにおいて両者はやや異なるトレンドを示すようにも見えるが、不明瞭である。Na₂O及びK₂Oにおいては、分散はするものの、組成範囲としては非持トータル岩、生田花崗岩ともに概ね同じ領域にプロットされる。南向花崗岩はMgOとK₂Oにおいて非持トータル岩や生田花崗岩よりも組成の分散が小さく、組成変化トレンドを識別することができる。また、Na₂Oについても、細粒相の一部において組成の分散が大きい。大局的には粗粒相と細粒相の組成とが集中する領域が認められる。このNa₂Oにおける組成集中域及び他の全ての元素について、南向花崗岩粗粒相と細粒相とは、ほぼ組成の違いは識別できず、ともに共通の組成変化トレンドを示す。

変成岩類は、全ての主成分元素で花崗岩類の組成幅を超える幅広い組成範囲を示す。CaO、Na₂O及びK₂Oにおいて大きな分散を示すほかは、SiO₂含有量と概ね協調的な組成変化を示す。

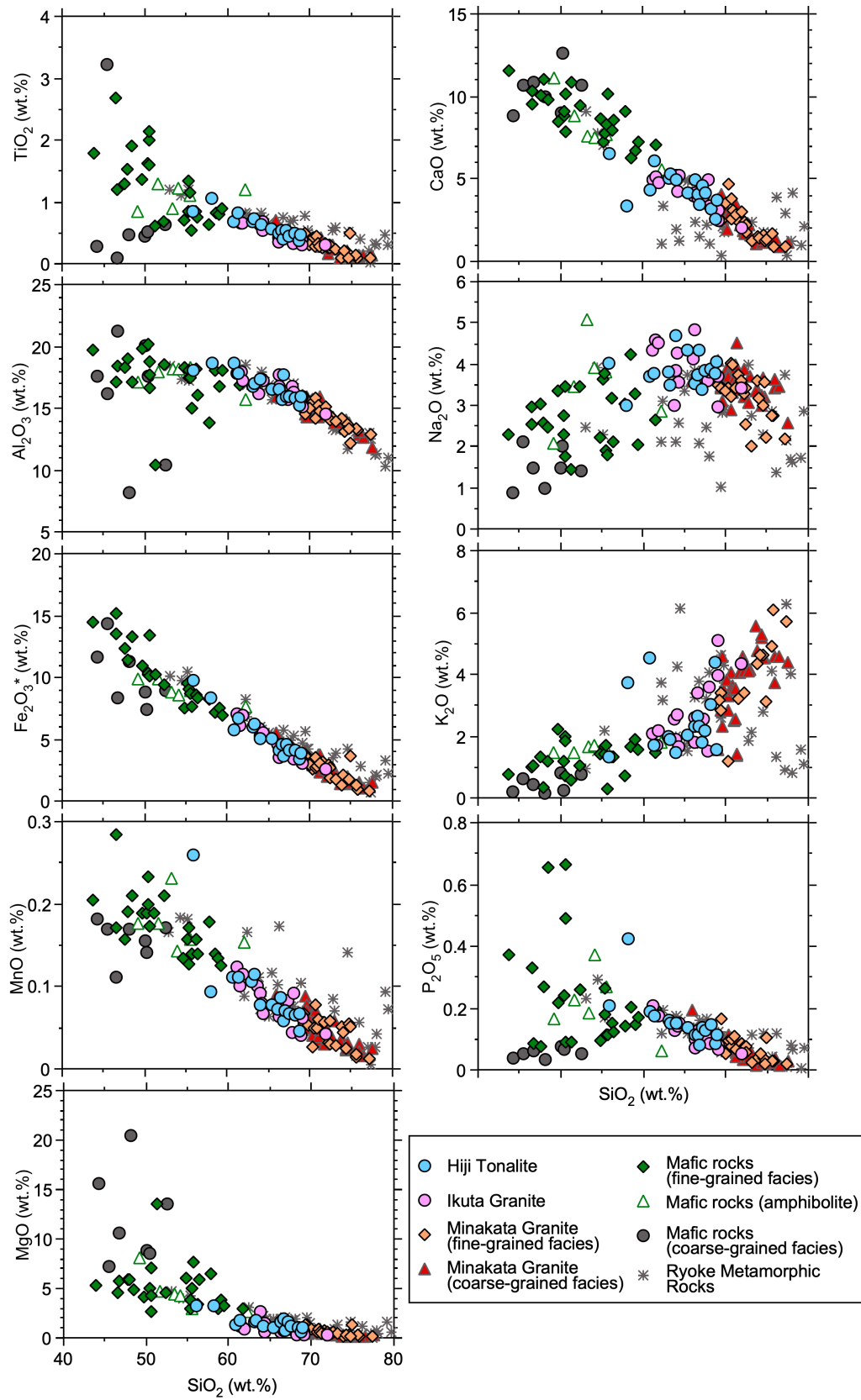
4.2.2 苦鉄質岩類及び花崗岩類との関係

ハーカー図に苦鉄質岩類を追加してプロットしたものを第6図に示す。細粒相のうち、記載的に角閃岩と区別できないものについては、便宜上、角閃岩の名称を用い区別して示した。SiO₂含有量と各主成分元素との関係は、



第5図 大河原地域に産する花崗岩類と変成岩類の全岩主成分化学組成のハーカー図。 Fe_2O_3^* は全鉄を Fe_2O_3 として示したもの。

Fig. 5 Whole-rock major oxide Harker diagrams of granitic and metamorphic rocks in the Ogawara area. Fe_2O_3^* denotes total Fe as Fe_2O_3 .



第6図 大河原地域に産する深成岩類及び変成岩類の全岩主成分化学組成のハーカー図。 Fe_2O_3^* は全鉄を Fe_2O_3 として示したもの。
 Fig. 6 Whole-rock major oxide Harker diagrams of plutonic and metamorphic rocks in the Ogawara area. Fe_2O_3^* denotes total Fe as Fe_2O_3 .

組成が集中してトレンドを形成する花崗岩類のうち、非持トータル岩及び生田花崗岩の最も SiO_2 に乏しい試料群と苦鉄質岩類細粒相とは、見かけ上ほぼ連続する。具体的には、 Fe_2O_3^* （全鉄を Fe_2O_3 として示したもの）、 MnO 、 CaO 、 Na_2O 及び K_2O において、花崗岩類から概ね連続する単一のトレンドとして識別される。 TiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 及び P_2O_5 については、花崗岩類の組成トレンドが苦鉄質岩類に連続するとともに、苦鉄質岩類内で2つのトレンドに枝分かれするように見える。そして、枝分かれした2本のトレンドのうちのひとつは、苦鉄質岩類細粒相のみから構成されるが、もうひとつは苦鉄質岩類粗粒相と細粒相とで構成される。苦鉄質岩類のうち、角閃岩様の組織を示すものは、それ以外の苦鉄質岩類の示すトレンドからやや外れた組成を示す傾向にあるものの、大きく異なる組成を示すわけではない。

苦鉄質岩類については、 FeO^*/MgO に対する各主成分元素の挙動についても第7図に示す（ FeO^* は、全鉄を FeO として示したもの）。この図には花崗岩類についても参考のためプロットしている。苦鉄質岩類について、 FeO^*/MgO に対する各主成分元素は、やや分散があるものの、概ね単一の単調増加ないしは単調減少のトレンドを示す。これらのトレンドは、 FeO^*/MgO の範囲が花崗岩類と重複するが、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3^* 、 MnO 、 CaO 及び P_2O_5 において花崗岩類のトレンドと斜交する。苦鉄質岩類粗粒相及び細粒相のうち角閃岩様の組織を示すものは、概ね苦鉄質岩類全体のトレンドもしくは組成範囲と区別できない。

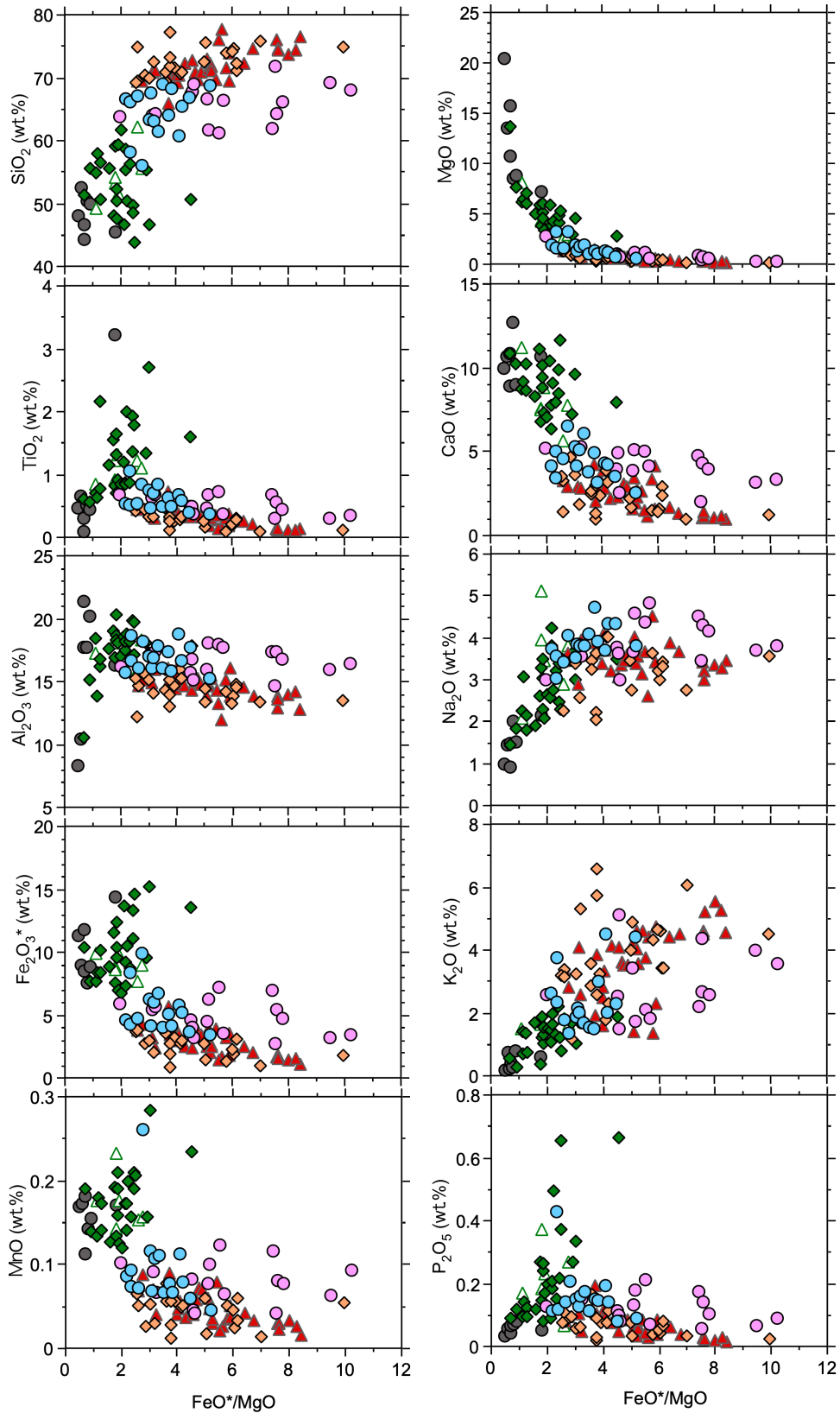
アルミナ飽和度 $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ 、モル比]（第8図）は、非持トータル岩、生田花崗岩、南向花崗岩の順に、 SiO_2 の増加につれてメタアルミナスからパーアルミナスに見かけ上連続するトレンドを示す。非持トータル岩と南向花崗岩には、一部このトレンドから外れる試料がある。苦鉄質岩類は粗粒相の1試料を除き全てメタアルミナスな組成を示し、組成が集中する部分は花崗岩類のトレンドから連続するようにも見えるが、分散が大きく不明瞭である。変成岩類は、花崗岩類及び苦鉄質岩類のトレンドないし組成範囲に重なるものも多いが、著しくアルミナ飽和度の高いものも存在する。また、苦鉄質岩類と区別できないメタアルミナスなものも存在する。

苦鉄質岩類細粒相は十分に細粒で花崗岩類（南向花崗岩）と液状態で混交した産状を示すため、苦鉄質岩類について火山岩類の判別図にプロットした（第9図）。トータルアルカリ（ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ）-シリカ図では、細粒苦鉄質岩の多くが玄武岩-安山岩領域にプロットされる（第9図a）。苦鉄質岩類粗粒相は、少なくとも一部は明らかにキュムレイトであるため判別図は意味をなさないが、組成的にはピクロ質玄武岩-玄武岩質安山岩にプロットされる。苦鉄質岩類細粒相のうち、角閃岩様の組織を示すものは

玄武岩質安山岩-安山岩組成を示し、一部が玄武岩質粗面安山岩領域にプロットされる。 FeO^*/MgO - SiO_2 図においては、苦鉄質岩類細粒相は図中 T_1 - T_3 の3つのトレンドを示すように見える（第9図b）。このうち T_1 はMiyashiro（1974）によるカルクアルカリ系列とソレイト系列の境界線よりもカルクアルカリ領域にプロットされるが、トレンドの大局的な傾きは境界線よりも低角でソレイト質である。 T_2 と T_3 は相対的に FeO^*/MgO の大きな試料の組成に強く影響を受けているものの、 FeO^*/MgO の増加に伴い SiO_2 の減少する明瞭なソレイト質のトレンドを示す。 FeO^*/MgO - FeO^* 図においては3つのトレンドは明確には識別できないが、仮に全体が単一のトレンドであるとしても、カルクアルカリ領域の試料の下限を結んだ線は、Miyashiro（1974）によるカルクアルカリ系列とソレイト系列の境界線よりも低角の曲線、つまりソレイト質のトレンドとなる（第9図c）。

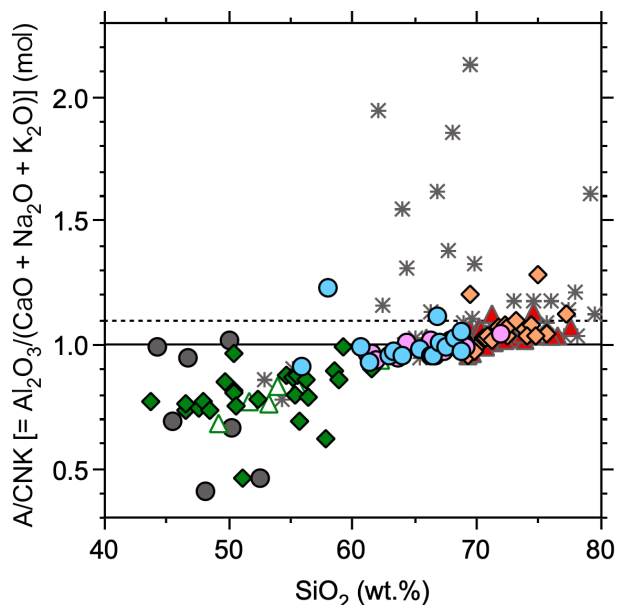
4.3 全岩微量成分組成

大河原地域構成岩類のC1コンドライト規格化全岩希土類元素（rare-earth elements；REEs）パターンを第10図に示す。花崗岩類は、いずれもGd-Luにかけての中-重希土類元素の含有量がコンドライトの10倍程度で、全体としてゆるやかな左上がりのパターンを示す。詳しく見ると、非持トータル岩は、コンドライトの5倍-40倍程度のLu含有量から、コンドライトの50倍-200倍程度のLa及びCe含有量にかけて、比較的緩やかな左上がりのパターンを示す（ $\text{La}/\text{Yb}_N = 1.8-9.0$ ）。Euの負の異常が存在する試料と存在しない試料とがあり、 Eu/Eu^* [$\text{Eu}^* = (\text{Sm} + \text{Gd})/2$ 、いずれも規格値]の平均値は0.8である。これに対し生田花崗岩は、Lu含有量がコンドライトの8倍から15倍程度で、La含有量が100-400倍程度と、全体として非持トータル岩よりも急角度の左上がりのパターンを示す（ $\text{La}/\text{Yb}_N = 6.5-35.9$ ）。また、La-Smにかけての軽希土類元素は非持トータル岩の組成範囲を超える含有量をもつ（一般に軽希土類元素はLaからEuまでとされるが、Euは異常の有無や程度の違いにより他の軽希土類元素と挙動が異なる場合があることから、以下の記述では単に軽希土類元素とした場合はLa-Smのことを指す）。Euの負異常は存在する試料と存在しない試料とがあり、 Eu/Eu^* の平均値は0.9で非持トータル岩とほぼ同じである。南向花崗岩粗粒相は軽希土類元素の含有量やパターンの角度は概ね非持トータル岩と同程度であるが、中-重希土類元素含有量は平均的に非持トータル岩よりもやや少なく、パターンの角度は急である（ $\text{La}/\text{Yb}_N = 3.4-32.4$ ）。また、Euの負異常が弱い試料もあるが、全体としては非持トータル岩よりも顕著であり、 Eu/Eu^* の平均値は0.6で、明らかに非持トータル岩や生田花崗岩よりも小さい。南向花崗岩細粒相はその組成範囲が南向花崗岩粗粒相と完全に一致する。



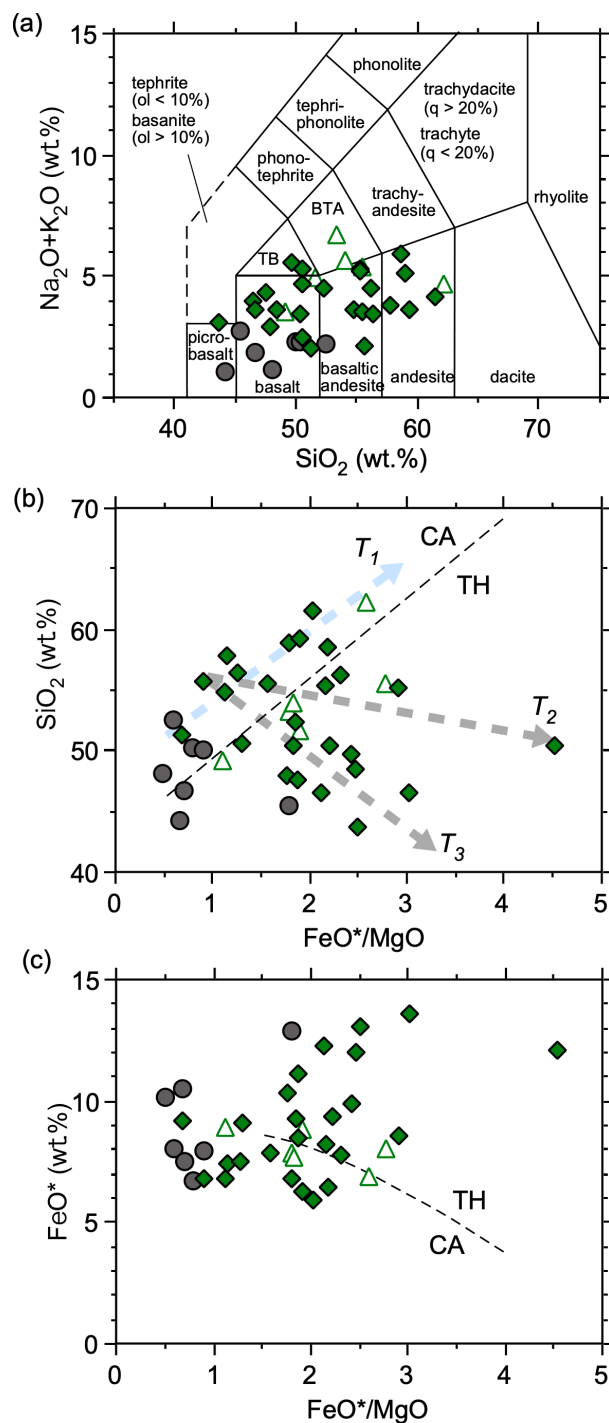
第7図 大河原地域に産する深成岩類のFeO*/MgOに対する全岩主成分組成図。Fe₂O₃*は全鉄をFe₂O₃として、FeO*はFeOとして示したもの。凡例は第5図と同じ。

Fig. 7 Whole-rock major oxide-FeO*/MgO diagrams for Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara area. Fe₂O₃* denotes total Fe as Fe₂O₃ and FeO* denotes total Fe as FeO, respectively. Symbols are the same as for Fig. 5.



第8図 大河原地域に産する深成岩類及び変成岩類の全岩主成分化学組成のアルミナ飽和度 (A/CNK). $A/CNK = 1.0$ の実線は、パーアルミナス ($A/CNK > 1.0$) とメタルミナス ($A/CNK < 1.0$) の境界. 点線は、Chappell and White (1974) による、Sタイプ花崗岩 ($A/CNK > 1.1$) とIタイプ花崗岩 ($A/CNK < 1.1$) の境界. 凡例は第5図と同じ.

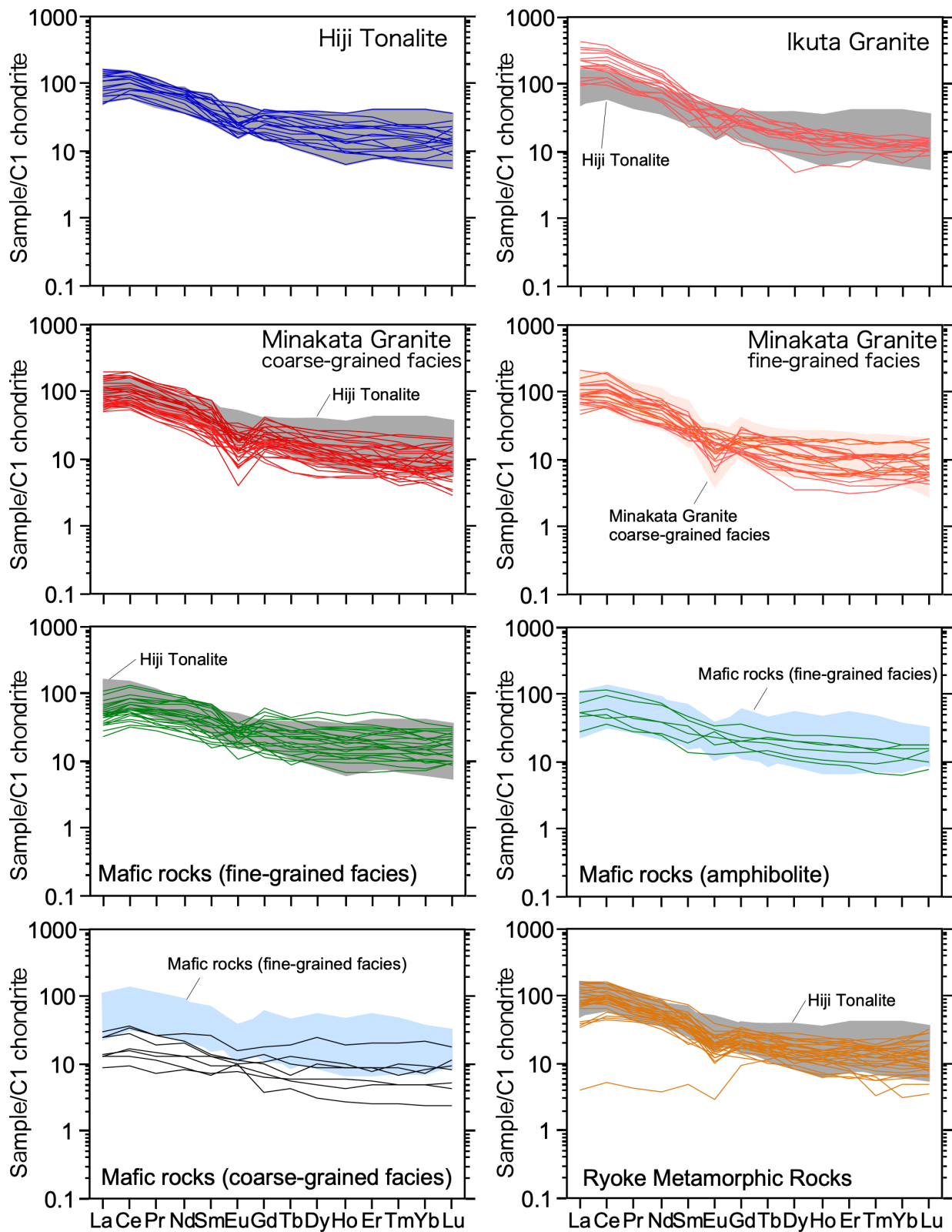
Fig. 8 Alumina saturation index (A/CNK) of Ryoke Plutonic Rocks and Ryoke Metamorphic Rocks in the Ogawara area. Solid line in $A/CNK = 1.0$ indicates the boundary between per-aluminous ($A/CNK > 1.0$) and meta-aluminous ($A/CNK < 1.0$). Dashed line is the boundary between S-type granite ($A/CNK > 1.1$) and I-type granite ($A/CNK < 1.1$) according to Chappell and White (1974). Symbols are the same as in Fig. 5.



(ノ右上)

第9図 大河原地域に産する苦鉄質岩類の全岩主成分化学組成. (a) トータルアルカリ ($Na_2O + K_2O$)– SiO_2 図. 境界はLe Maitre (2002) に基づく. BTA: basaltic trachyandesite, TB: trachybasalt. (b) FeO^*/MgO – SiO_2 図. TH: ソレライト, CA: カルク・アルカリ. TH とCAの境界はMiyashiro (1974) に基づく. FeO^* は全鉄をFeOとして算出したもの. 以上, (c) も同じ. T_1 , T_2 及び T_3 は見かけ上のマグマティック・トレンド. 詳細は本文参照. (c) FeO^*/MgO – FeO^* 図. 凡例は第5図と同じ.

Fig. 9 Selected whole-rock major element geochemistry of mafic rocks in the Ogawara area. (a) total alkali– SiO_2 diagram, after Le Maitre (2002). BTA: basaltic trachyandesite, TB: trachybasalt. (b) FeO^*/MgO – SiO_2 diagram. TH: tholeiite and CA: calc-alkali. CA–TH boundary is from Miyashiro (1974). FeO^* denotes total Fe as FeO. The same also applies to (c). T_1 , T_2 and T_3 are apparent magmatic trend. (c) FeO^*/MgO – FeO^* diagram. Symbols are the same as in Fig. 5.



第10図 大河原地域に産する深成岩類及び変成岩類の全岩希土類元素組成のコンドライト規格化パターン。規格化に用いたC1コンドライトの値はSun and McDonough (1989)による。

Fig. 10 Whole-rock rare-earth element patterns of Ryoke Plutonic Rocks and Ryoke Metamorphic Rocks in the Ogawara area. Chondrite values are from Sun and McDonough (1989).

苦鉄質岩類細粒相のうち、明らかな火成組織を示す細粒斑れい岩-閃緑岩（図中においては単に苦鉄質岩類細粒相と表記）は、非持トータル岩と含有量及びパターンがほぼ重なるが、軽希土類元素において、非持トータル岩の領域よりもやや低い含有量を示すものがある ($La/Yb_N = 1.5-5.8$)。このことは、全体として苦鉄質岩類細粒相のパターン ($La/Yb_N = 1.5-5.8$) が非持トータル岩よりもフラットに近いことを意味し、 Eu/Eu^* の平均値も0.9と、わずかな負異常を意味する。苦鉄質岩類細粒相のうち、明瞭な火成組織が確認できず、見かけ上、角閃岩様を呈する試料は、少なくとも希土類元素のパターンや含有量の観点からは、火成組織を示す細粒斑れい岩-閃緑岩と全く区別できない ($La/Yb_N = 2.9-5.6$)。一方、苦鉄質岩類粗粒相は、試料数は少ないものの、細粒相に比べて全体として含有量が少なく、パターンもフラットである ($La/Yb_N = 1.4-5.3$)。また、1試料明瞭なEuの正異常が認められるほかは、明らかなEu異常は認められない (Eu/Eu^* の平均値 = 1.1)。

変成岩類は含有量・パターンともに非持トータル岩の範囲内で、一般にEuの負異常が顕著である。

Sun and McDonough (1989) による中央海嶺玄武岩 (N-MORB) の値で規格化した、大河原地域構成岩類の微量元素マルチエレメントパターンを第11図に示す。希土類元素と同じく、花崗岩類は全ての岩型において大局的に類似したパターンを示し、Nb及びTiの負異常とPbの正異常を共通して示す、左上がりのパターンが認められる。これらの共通した特徴のほか、Ba, Th, La-Ce, Sr, Nd及びZr-Hfにおいて、岩型ごとに固有の特徴的傾向が認められる。これらの傾向はそれぞれの岩型間における相対的なものであるため、以下に非持トータル岩を基準に比較して述べる。生田花崗岩は、非持トータル岩に比べて、ばらつきはあるものの、大局的にRbやBaに富む傾向をもつ。また、すでに見たように軽希土類元素に富むため、La-Ceが高く、これら隣接元素が左上がりのパターンを示すことで特徴づけられる。さらに、非持トータル岩では隣接元素に対してNdの正異常は認められないが、生田花崗岩では比較的明瞭な正異常を示す。Zr-Hfに富む傾向は、非持トータル岩にも認められるが、生田花崗岩ではより顕著である。南向花崗岩粗粒相は、非持トータル岩に比してBaが乏しくThに富む傾向があり、その結果、Thの正異常が認められる。La-Ceの含有量は非持トータル岩と同程度であるが、これにより、それらに富む生田花崗岩とパターン形状として区別される。また、Srの含有量が非持トータル岩や生田花崗岩よりも少なく、Nd含有量は生田花崗岩と概ね同程度であるため、Sr負異常として認識される。Zr-Hfの含有量は概ね非持トータル岩と同程度で、やはりそれらに富む生田花崗岩とパターン形状として区別される。Tiの負異常は非持トータル岩や生田花崗岩よりも顕著である。南向花崗岩細粒相は、Th

に著しく富む試料が少ないものの、組成範囲や大局的なパターンとしては南向花崗岩粗粒相と基本的に区別できない。

苦鉄質岩類細粒相のうち、火成組織を示す細粒斑れい岩-閃緑岩（図中においては単に苦鉄質岩類細粒相と表記）は、非持トータル岩に比べてRb-U, La-Ce, Pb及びZr-Hfに乏しく、Tiに富む傾向を示す。その結果、Pbの正異常及びTiの負異常の程度が小さく、SrからLuにかけて異常が目立たない緩やかな右下がりのパターンを示す。苦鉄質岩類細粒相のうち、角閃岩様の組織を示す試料は、マルチエレメントで見ても火成組織を示す苦鉄質岩類細粒相と区別できない。苦鉄質岩類粗粒相は、大局的には細粒相と似たパターンを示し、含有量は全体に低い。パターン上の細粒相との目立った違いは、Srの正異常が認められる点と、一部の試料でTiの正異常が認められる点である。

変成岩類はThとPbの正異常が顕著な以外は、概ね含有量・パターンともに非持トータル岩と似る。

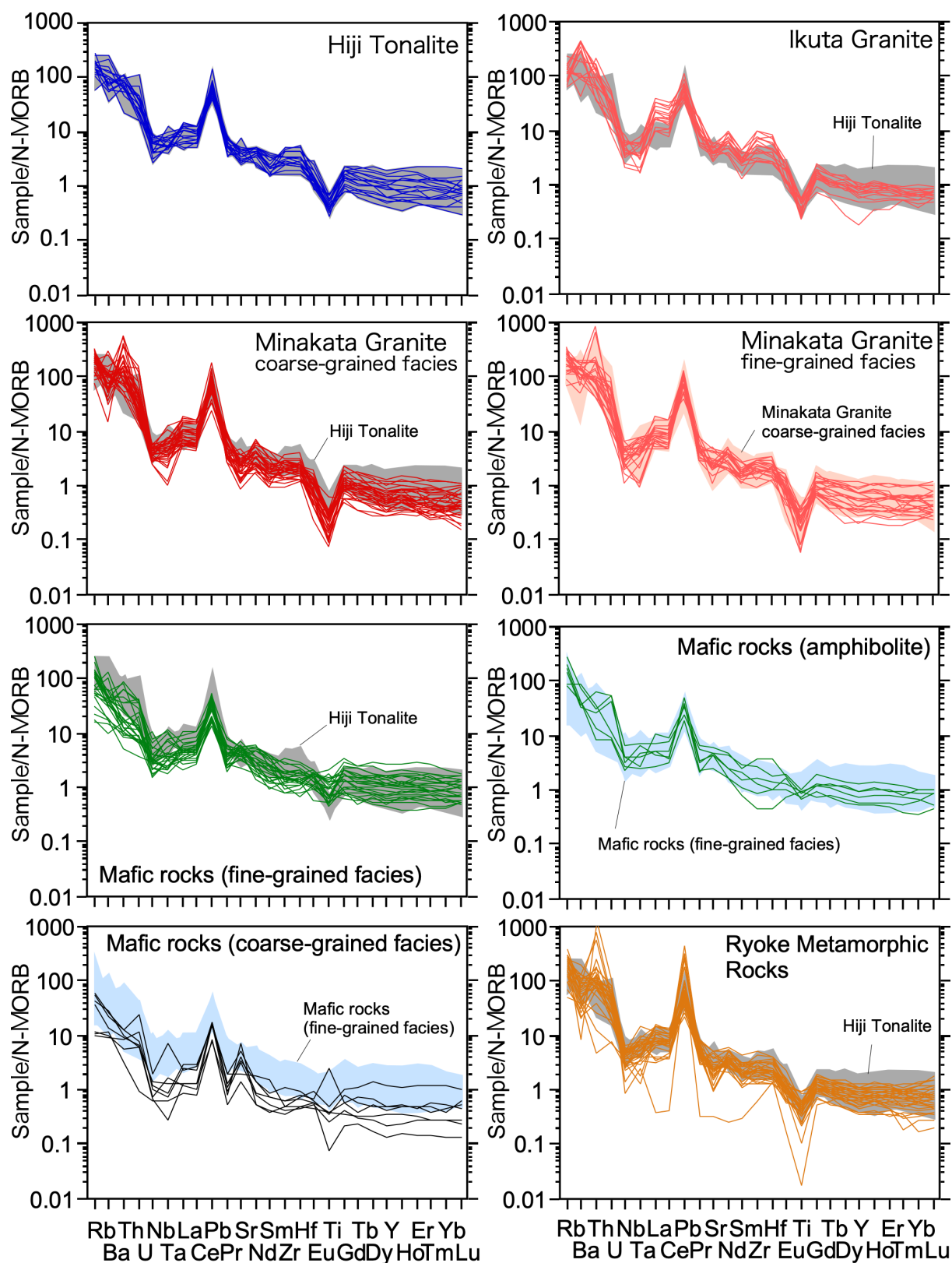
5. 議論

5.1 岩型ごとの地球化学的特徴の意味

これまで述べた通り、大河原地域構成岩類には、野外ならびに標本サイズで識別可能な岩型区分と全岩化学組成との間に、ある程度系統的な対応が認められる。しかしながら、そもそもこうした岩型ごとの全岩化学組成の違いは、本来は一連の分化に伴って形成された岩相を、晶出相（鉱物組合せ）の違いに基づいて任意に区分しただけの可能性もある。また、微量元素組成においては、全体として、あるいは大局的には岩型ごとの共通の特徴が識別できるものの、いずれの岩型においても組成のばらつきがあり、異なる岩型において相互にほぼ区別できないパターンの試料も存在する。従って、岩型を区別する基準として本質的に重要なのは、見かけ上の組成範囲やパターンの類似性ではなく、それらの地球化学的特徴の違いをもたらしマグマプロセスの必然性、すなわち岩石学的な意味である。そこで、以下ではまず、野外ならびに標本サイズで識別可能な岩型区分との対応関係において、岩型ごとの地球化学的特徴の意味について検討を行った上で、肉眼観察と全岩化学組成の情報に基づく岩型区分の妥当性について議論する。

花崗岩類

花崗岩類のうち、非持トータル岩及び生田花崗岩の SiO_2 含有量の上限と、南向花崗岩の SiO_2 含有量の下限は、約69 wt.%で一致している。この $SiO_2 = 69$ wt.%は、比較的アルカリに富む火山岩類 ($Na_2O + K_2O > 8$ wt.%) の場合、IUGSによる粗面岩・粗面デイサイトと流紋岩との境界に一致する (LeMaitre, 2002)。火山岩類において岩石名の区分の定義として採用されているということは、そこ



第 11 図 大河原地域に産する深成岩類及び変成岩類の全岩微量元素組成の中央海嶺玄武岩 (N-MORB) 規格化パターン。規格化に用いた N-MORB の値は Sun and McDonough (1989) による。

Fig. 11 Whole-rock multi-trace element patterns of Ryoke Plutonic Rocks and Ryoke Metamorphic Rocks in the Ogawara area. N-MORB values are from Sun and McDonough (1989).

には岩石学的あるいは地球化学的に何らかの意味のある境界が存在し、花崗岩類の岩型がこれを境に区分されることにも何らかのマグマティックな意味がある可能性がある。そこで、以下では、この点について検討する。

粗面岩類とは、語源的には、記載的に斜方輝石や角閃石もしくは黒雲母を含む岩石に対して用いられていた名称であり、流紋岩は斑晶として石英とアルカリ長石を含み、しばしば斜長石や黒雲母を含む珪長質岩に対して用いられる (LeMaitre, 2002)。大河原地域の花崗岩類の場合、角閃石の有無で完全に区分することは不可能であるが、記載でも述べたように南向花崗岩は角閃石に乏しく、有色鉱物全体の量比も小さく相対的に優白質であることから、こうしたモード組成の違いが $\text{SiO}_2 = 69 \text{ wt.}\%$ を境に明瞭に現れていると解釈するのが合理的である。第2図bの苦鉄質鉱物（角閃石+黒雲母）-斜長石-石英+アルカリ長石図においても非持トータル岩と生田花崗岩とは南向花崗岩と概ね異なった領域にプロットされ、その境界は苦鉄質鉱物10–11 vol.%に相当する。従って、この $\text{SiO}_2 = 69 \text{ wt.}\%$ は、野外ならびに標本サイズで識別可能な岩型区分のモード組成に対応したものといえる。なお、全岩化学組成において、組成の密集するトレンドから大きく外れる試料がいくつか存在し、例えば生田花崗岩の1試料は $\text{SiO}_2 = 72 \text{ wt.}\%$ 程度を示し、 $\text{SiO}_2 = 69 \text{ wt.}\%$ の境界よりも明らかに SiO_2 に富む組成をもつ。こうしたトレンドから大きく外れる試料については、例えば変成岩類の同化、マグマティックな苦鉄質鉱物の濃集等のそれぞれ試料固有の原因が想定されるが、各種組成図において例外的な組成であることは明らかであるため、本論ではそれぞれの詳しい原因については追求せず、組成の密集する大局的なトレンドについて議論する。

非持トータル岩と生田花崗岩とは、モード組成（第2図）では明確には区別できず、全岩主成分組成においても、ハーカー図（第5図）及びアルミナ飽和度（第8図）では区別できない。しかしながら、 FeO^*/MgO と各種成分元素の挙動（第7図）においては、ほぼ同程度の主成分元素酸化物含有量であるにも関わらず、生田花崗岩の FeO^*/MgO が、約4.5を境に非持トータル岩のそれよりも明らかに大きい特徴を示す。一般に全岩の FeO^*/MgO は、岩石を構成する有色鉱物の FeO^*/MgO と、鉄チタン酸化物（磁鉄鉱やチタン鉄鉱）の有無や量比を反映している。非持トータル岩と生田花崗岩はともに少量の鉄チタン酸化物を含むことはあるが、ハーカー図（第5図）において Fe_2O_3^* 含有量に違いが認められないことから明らかに、鉄チタン酸化物の量自体に両岩型で系統的かつ顕著な違いは認められない。従って、 FeO^*/MgO の違いは、岩石を構成する有色鉱物の FeO^*/MgO の違いを主に反映しているものと判断される。そのような観点から MgO - SiO_2 図（第5図）を見ると、ばらつきはあるものの、非持トータル岩に対し生田花崗岩は平均的に MgO 含有量が低

い傾向にある。

その他に、非持トータル岩と生田花崗岩とは、すでに述べたように微量元素組成において異なる特徴を示し、生田花崗岩は、非持トータル岩に比べて軽希土類元素に富む傾向がある（第10図、第11図）。ここで、褐れん石は極めて急な左上がりの希土類元素パターンを示すことが知られており、具体的な程度としては、同一結晶においてLuが10 ppm、Ybが87 ppmのとき、Laは4.92 wt.%, Ceは10.45 wt.%に達する（例えば、Brooks *et al.*, 1981）。生田花崗岩は肉眼で識別可能なほどの粒径の褐れん石を多量に含むことで特徴づけられるため、同岩型を特徴づける軽希土類元素に富む全岩化学組成は、褐れん石の量比の違いを反映しているものと考えられる。一方、やはり生田花崗岩において系統的に非持トータル岩よりも富むZr及びHfは、ジルコンに強く分配される元素であり、この量比の違いはジルコンのモード量に対応しているものと解釈される。褐れん石やジルコンは、マグマの分化段階の相対的に後期のある時点で晶出を開始することから、全岩 FeO^*/MgO 比と、褐れん石及びジルコンの飽和の観点からは、非持トータル岩に対し生田花崗岩のほうがより分化していると考えられることができる。

一方、生田花崗岩は非持トータル岩に比べてTa含有量も系統的に低い（第11図）。Taは褐れん石、ジルコン及び黒雲母にも一定程度分配されるが、これらの鉱物は非持トータル岩に比べて生田花崗岩の方が富むため、これらの鉱物の量比が影響しているのであれば、むしろ生田花崗岩がTaに富むはずである。また、それらの鉱物にはNbも同様に一定程度分配されるため、それらの鉱物の量比に起因しているのであればNbも協調的な変化を示すはずであり、Taのみの挙動の違いは説明できない。珪長質マグマにおいて、Taの分配係数が著しく大きく、Nbのそれが小さい鉱物は、鉄チタン酸化物もしくはチタナイト（スフェーン）である（例えば、Rollinson and Pease, 2021 及びその中の文献）。すでに述べたように、全岩主成分化学組成の鉄やチタン含有量には大きな違いはないが、生田花崗岩では非持トータル岩よりも全岩 FeO^*/MgO 比が大きいにも関わらず、例えば同程度の南向花崗岩の組成トレンドに比べて TiO_2 に富む傾向がある（第7図）。さらに、それらの TiO_2 に富む試料は、共通して Fe_2O_3^* や MnO にも富んでいる（第7図）。鉄チタン酸化物ではTaの分配係数が100を超える報告もあるため（Rollinson and Pease, 2021 及びその中の文献）、全岩主成分化学組成では明確には識別できないものの、一部の非持トータル岩の試料において相対的に鉄チタン酸化物にわずかに富むことが微量元素組成に敏感に現れている可能性が考えられる。その他に、生田花崗岩では非持トータル岩に比べてBaに富む傾向が認められる。Baは花崗岩類構成鉱物の中では黒雲母やアルカリ長石に比較的分配される（例えば、Rollinson and Pease, 2021 及びその中の文献）。より

アルカリ長石に富む南向花崗岩では、Baの含有量はさほど多くないため、アルカリ長石よりも黒雲母のモード比に対応しているものと考えられる。

南向花崗岩はSiO₂含有量において非持トータル岩及び生田花崗岩と明瞭に区別される。ハーカー図(第5図)においては、非持トータル岩及び生田花崗岩と南向花崗岩とはほとんどの元素においてトレンドが連続するように見えるが、FeO*/MgOを横軸にとった図(第7図)では、非持トータル岩及び生田花崗岩と南向花崗岩とはFeO*/MgOが重複しつつ、特にSiO₂、Al₂O₃、CaOにおいて顕著なトレンドの傾きの差異もしくは組成領域の違いを示す。これらは、基本的に非持トータル岩及び生田花崗岩に対し、南向花崗岩の有色鉱物がより少なく、石英及びアルカリ長石がより多いモード組成の特徴を反映したものであると解釈される。微量元素組成のうち、希土類元素パターンは、軽希土類元素の濃度が非持トータル岩と同程度であるのに対し、中希土類元素から重希土類元素においては、非持トータル岩よりも乏しい傾向を示す(第10図)。一方、南向花崗岩と生田花崗岩とは、希土類元素パターンの中希土類元素から重希土類元素においては区別できないものの、軽希土類元素に関しては生田花崗岩が大局的に富む傾向がある(第10図)。また、すでに述べたようにEuの負異常は非持トータル岩や生田花崗岩に対して顕著である(第10図)。マルチエレメントパターンにおいては、非持トータル岩や生田花崗岩に対して南向花崗岩の多くはThに富み、Pbの正異常とTiの負異常が顕著である(第11図)。Thは一般に褐れん石やジルコンに強く分配され、その他にチタン鉄鉱や黒雲母にある程度分配され得る(例えば、Rollinson and Pease, 2021及びその中の文献)。しかし、南向花崗岩がThに富む傾向を、褐れん石やジルコンの存在量に求めた場合、肉眼・顕微鏡下におけるモード組成の特徴やその他の元素から示唆される全岩化学組成の特徴と一致しない。従って、南向花崗岩がThに富む原因は、現時点では明確ではないものの、他の岩型に比べて突出して富む傾向から考えると、褐れん石やジルコンが、他の岩型と比べてThに著しく富んでいる可能性が示唆される。いずれにしても、これら大局的な南向花崗岩の微量成分元素の特徴は、南向花崗岩が非持トータル岩や生田花崗岩に対してSiO₂に富み、K₂Oを除く主成分元素に大局的に乏しい傾向や、有色鉱物に乏しくアルカリ長石に富むモード組成と併せて考えると、南向花崗岩が非持トータル岩や生田花崗岩よりも分化した組成であることを示していると解釈できる。

ハーカー図においては、非持トータル岩と生田花崗岩に対して南向花崗岩がSiO₂含有量に富み、各種元素において一連のトレンドを形成しているように見える(第5図)。しかし、全てがほぼ同一の組成のマグマから晶出したか、あるいは非持トータル岩と生田花崗岩のいずれかのマグマの分化によって南向花崗岩が導かれたと仮定

した場合、南向花崗岩の希土類元素組成は非持トータル岩や生田花崗岩に対し、より軽希土類元素に富み、中希土類元素から重希土類元素に枯渇した特徴を示すはずであり、得られた微量元素パターンとは矛盾する。また、上述のように南向花崗岩を特徴づけるThに富む傾向は、連続的な組成・モード変化では説明が難しい。従って、南向花崗岩は非持トータル岩や生田花崗岩と単純な親子関係にあるわけではないものと考えられる。

以上のことから、非持トータル岩、生田花崗岩、そして南向花崗岩は、標本サイズの試料の肉眼的特徴に基づいて区分した岩型ごとに固有の地球化学的特徴を有しており、それらは、共通の親マグマからの一連の分化によって形成された岩相の任意の部分を区分したものではないと判断される。

苦鉄質岩類

苦鉄質岩類のうち、粗粒相である粗粒斑れい岩の少なくとも一部は、明瞭なオルソキウムレイト組織を示すことから、全岩化学組成は液組成を示していないものと考えられる。FeO*/MgOがほとんど変化せずにAl₂O₃含有量が15 wt.%程度の変化幅をもつ(第7図)のは、スピネルや斜長石と他の鉱物とのモード比の違いに起因しており、特にAl₂O₃含有量が少ない試料については、斜長石以外の苦鉄質鉱物が集積した結果を示している。キウムラス鉱物の粒間にトラップされたメルトがほとんど存在しないアドキウムレイトの場合は、特定の相、具体的にはマグマの分化の相対的後期に晶出する鉄チタン酸化物やアパタイトに強く分配されるTiO₂やP₂O₅が極めて低い濃度を示すことが知られている(例えば、TiO₂ < 1 wt.%, P₂O₅ < 0.1 wt.% ; Godard *et al.*, 2009)が、本地域の粗粒相にはこうした傾向は認められない。このことは、オルソキウムレイト組織に示されるように、粗粒斑れい岩がキウムラス鉱物の粒間に様々な程度にメルトをトラップしていることを意味する。一方、粗粒斑れい岩の一部は、全体としてメルト組成を保持している可能性が高い細粒相の細粒斑れい岩-閃緑岩と、各種組成図において区別できない(第6図、第7図)。しかしながら、粗粒相は細粒相に対し、全体として微量元素含有量が低いにも関わらず、顕著なSr正異常を示し(第10図、第11図)、斜長石の集積の効果を明瞭に示していることから、全岩化学組成としては、いずれの試料も厳密な意味では液組成を保持していないものと判断される。

苦鉄質岩類細粒相の、少なくとも南向花崗岩と液状態で混交した産状(第3図a, b)を示すものについては、何らかの液組成を保持していると判断される。その一方で、苦鉄質岩類細粒相には、TiO₂、MnO及びP₂O₅に著しく富み、Al₂O₃に乏しい試料も認められ、一部においては、やはり特定の相が集積していることを示唆する。苦鉄質岩類細粒相のうち、最もFeO*/MgOの大きな試料は、

SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃*, MnO, MgOそしてP₂O₅において他の多くの試料の組成が集中する領域ないしはトレンドから大きく離れた組成を示している(第7図)。従って、この試料については液組成を保持していないか、単純な閉鎖系でのマグマの分化によって形成された組成を示していないものと判断される。この試料は、第9図bにおいて、見かけ上のトレンドT₂の根拠となるものであることから、T₂トレンド自体がマグマの分化トレンドとしての意味を持たないものと解釈され、第9図bにおいて、マグマティックなトレンドである可能性のあるものは、T₁及びT₃に限られる。

第9図bは第7図のSiO₂-FeO*/MgO図と同一であり、また、第9図cも縦軸が全鉄を意味するという意味で第7図のFe₂O₃*-FeO*/MgO図と本質的に同じである。そこで、第7図において南向花崗岩との関係を含めて検討すると、第9図bのT₁に相当する、カルク・アルカリ質のトレンドは、第7図において花崗岩類のトレンドに向かって延びている。また、第6図では、Na₂OやK₂Oの含有量は苦鉄質岩類細粒相と南向花崗岩とでほぼ同程度であるが、苦鉄質岩類細粒相は南向花崗岩に比べて明らかに苦鉄質であり、また、微量元素組成はアルカリ岩的ではないため不自然である。露頭において観察される細粒苦鉄質岩のマグマ混交様の産状は、ホストの花崗岩質岩と完全には混合していないことを意味するものの、全岩化学組成上はホストとの間で何らかの相互作用が生じているのが一般的である(例えば、Yamasaki, 2022)。このとき、苦鉄質マグマと珪長質マグマとは、温度や物性が大きく異なるため、直ちに均質化せず、拡散によって両者の界面を越えて元素が移動し、その程度は元素によって異なることが知られている(例えば、Sparks and Marshall, 1986; Debon, 1991; Grasset and Albarède, 1994; Bateman, 1995; Perugini *et al.*, 2008; Morgavi *et al.*, 2013)。主成分元素の中で最も移動性の高い元素がNaであり、Kがそれに続く(例えば、Morgavi *et al.*, 2013)。これらのことから、FeO*/MgOの増加に伴い、花崗岩類に向かってSiO₂, Na₂O及びK₂Oが増加するトレンド、すなわち第9図bのT₁は、苦鉄質マグマの分化トレンドではなく、珪長質マグマ(花崗岩質マグマ)との化学的相互作用を示すコントロールライン(混合線、ただし元素によって挙動が異なる)であるものと解釈される。従って、苦鉄質マグマは、第9図bのT₃に示される、FeO*/MgOの増加に伴ってSiO₂が減少しFeO*が増加するソレイト質の分化トレンドを示しているものと考えられる。さらに、第9図bにおいてT₁を構成するSiO₂>55 wt.%の試料が様々な程度に珪長質マグマとの化学的相互作用を行っているとする、第9図aに示される玄武岩質安山岩の高シリカ側から安山岩にかけての試料は、マグマの分化によって形成されたものではない可能性が高く、領家深成岩類あるいは類似した産状をもつ花崗岩中の苦鉄質岩類の全岩化学組成の解釈にお

いては注意が必要である。

以上の検討をもとにすると、ハーカー図(第6図)においては、広範なSiO₂の範囲で苦鉄質岩類細粒相と花崗岩類とが見かけ上単一の組成トレンドを示すものの、マグマの分化という観点からは苦鉄質岩類と花崗岩類とは成因的に無関係であると言える。一方、苦鉄質岩類細粒相のうち角閃岩様の組織を示すものについては、明らかな火成組織を示すものと同様の定常的な造構場によって、極めて類似した組成の苦鉄質マグマが継続的に長期間にわたって(600万年間; 第2図a)発生した結果、変成作用を受けたものと受けていないものが存在する可能性も否定はできないが、全岩主成分・微量成分組成において区別できないことや、大河原地域の領家変成岩類中に明らかに角閃岩の層と認められるほどの分布がないことから、明らかな火成組織を示す苦鉄質岩類細粒相と同一のマグマの一部が、貫入時の流理や貫入後の変形作用により板状または長柱状の鉱物が配列したものである可能性が高い。

5.2 領家深成岩類の広域的対比・理解への示唆 苦鉄質岩類

大河原地域と同様に、小規模な苦鉄質岩体において細粒苦鉄質岩が周囲の花崗岩類と混交する産状は、中部地方の領家深成岩類のうち、武節花崗岩(Ishihara and Chappell, 2007)、三都橋花崗閃緑岩(山崎, 2012)、そして伊奈川花崗岩(山崎, 2020; Yamasaki, 2022)において報告されているほか、苦鉄質岩体中にも認められる(Nakajima *et al.*, 2004)。中部地方の領家帯において、こうした細粒苦鉄質岩は、伝統的に変輝緑岩(あるいは変塩基性岩)と呼ばれてきた(例えば、Hayama, 1959; Yamada, 1959; 山田ほか, 1974; Kutsukake, 1975, 1997, 2000; 沓掛, 1980)。このような、細粒苦鉄質岩類がある種の変成作用を被った岩相であるという考え方は、1980年代以降のRb-Sr系・Sm-Nd系全岩アイソクロン年代の検討により、中部地方以外も含む領家帯中の苦鉄質小岩体の少なくとも一部から、領家深成岩類の花崗岩類よりも明らかに古い年代が報告された(例えば、Kagami *et al.*, 1995; Okano *et al.*, 2000; 柚原・加々美, 2007)ことなどを踏まえ、苦鉄質岩類が花崗岩類に先行する火成活動の産物とみなされた研究史的な背景を反映している(例えば、山崎, 2012; 山崎ほか, 2012; 中島ほか, 2021)。しかしながら、産状に示されるような領家深成岩類の花崗岩類と同時期の苦鉄質岩類が、領家帯全域にわたって分布するとすれば、山崎ほか(2012)でも述べているように、マントル由来苦鉄質マグマ活動の証拠としてその造構場の考察に強い制約を与える。そこで、以下では、中部地方の領家深成変成コンプレックスにおけるマントル由来苦鉄質マグマ活動を考えるための情報整理の一環として、三河-東濃地域に位置する明智地域の伊奈川花崗岩中の

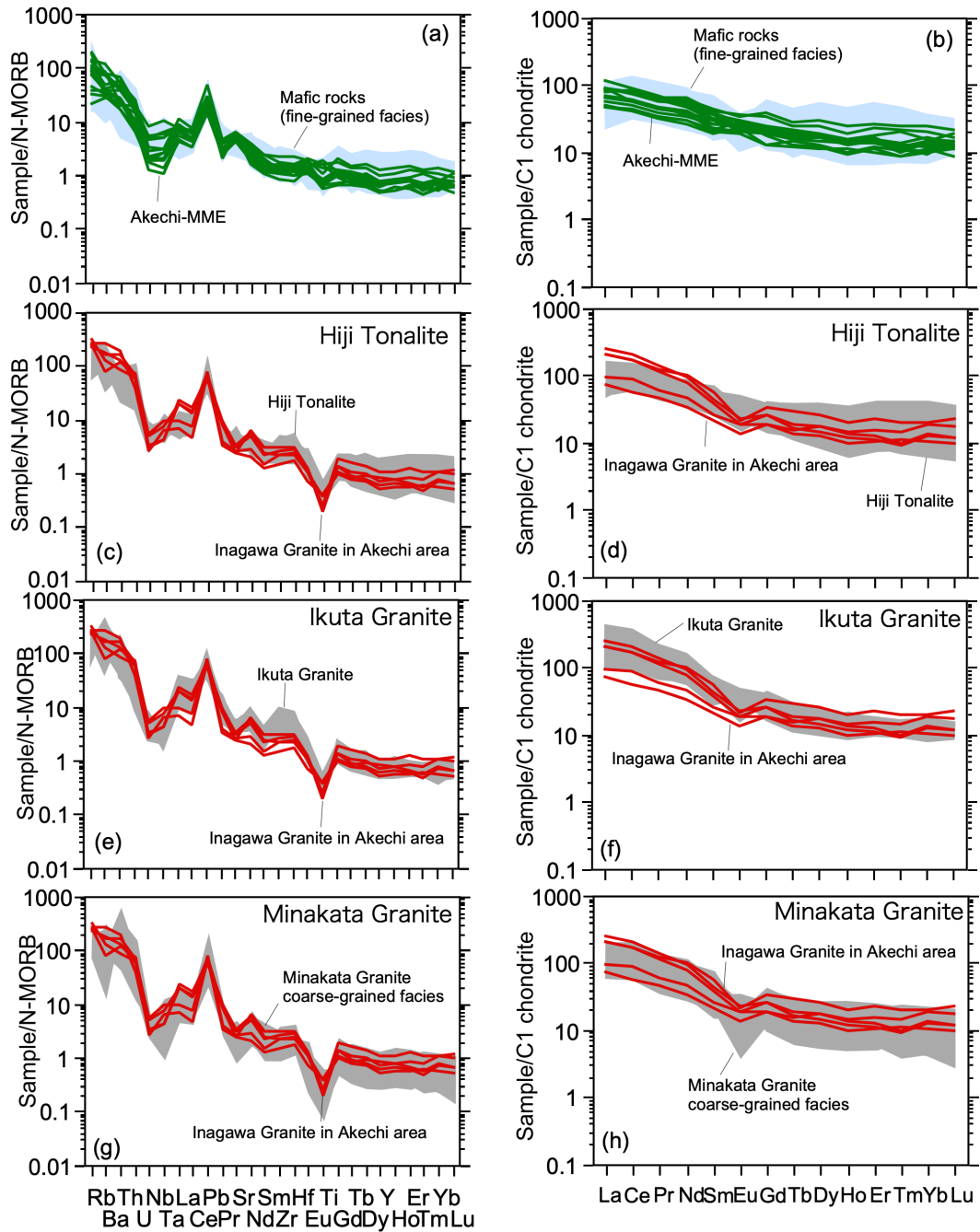
細粒苦鉄質岩 (Yamasaki, 2022) との全岩化学組成の比較を行う。

大河原地域と明智地域の細粒苦鉄質岩のN-MORB規格化及びコンドライト規格化全岩微量元素パターンをそれぞれ第12図aとbに示す。一見して明らかなように、明智地域の細粒苦鉄質岩の一部において、ややTaの負異常が顕著であることを除けば、含有量・パターンの上で大河原地域と明智地域の細粒苦鉄質岩の組成は、ほぼ一致する。Yamasaki (2022) では、明智地域の細粒苦鉄質岩が、周囲の伊奈川花崗岩と同時期的に活動することによって様々な程度に化学的混合を行っていることが示されているため、これらの微量元素組成は、マントル由来苦鉄質マグマそのものの特徴を示しているとは限らない。それにも関わらず、結果として両地域の細粒苦鉄質岩の組成が一致することは、初生マグマの組成や、地殻内での組成改変プロセスが、両地域でほぼ同じであることを反映していると解釈される。

Nakajima *et al.* (2004) は、細粒苦鉄質岩が初生メルトの組成的特徴を保持しているとみなし、高Mg安山岩組成であったと考えた。しかしながら、Yamasaki (2022) や先の議論でも述べている通り、一般に花崗岩中でマグマ混交様の産状を示す細粒苦鉄質岩包有物は、ホストの花崗岩質マグマと様々な程度に化学的相互作用を行っていることが普通で、実際に明智地域においてもそのような現象が確認されている。従って、マントル由来メルトの地球化学的性質については、マントルと共存可能な程度にMgに富む有色鉱物を含み、地殻内での化学的相互作用の影響を無視できると期待されるキュムレイト中の構成鉱物の組成の検討が鍵となると考えられる。そうしたキュムレイトは、いわゆるコートランダイトや斑れい岩の小岩体として領家帯の各所から報告されている (例えば、手塚, 1979; 山崎ほか, 2012)。それらのコートランダイトや斑れい岩の小岩体は、しばしば“変輝緑岩”と密接に伴って産するものの、直接的な関係は不明であった。これに対し、大河原地域では、相対的に北方域の細粒相から南方域の粗粒相へ岩相が系統的に変化するとともに、桶谷橋付近の岩体では両岩相が密接に伴って産し、成因的に同源であることが強く示唆される。コートランダイトはかんらん石を含む密度の大きなキュムレイトであることから、こうした岩体の花崗岩と密接に産するメカニズムも十分に解明されていない。大河原地域の産状からは、キュムレイトが細粒苦鉄質岩類 (苦鉄質岩細粒相) と関連した早期晶出相であり、中部-下部地殻で小規模なマグマ溜まりとして晶出したか、細粒苦鉄質岩類の貫入に伴って相対的に地殻深部で捕獲されて現在の位置にもたらされたことが示唆される。ところで、大河原地域以南には、コートランダイトを含む粗粒な斑れい岩の小岩体が主として伊奈山脈の稜線付近に点々と存在することが知られている (例えば、手塚, 1979, 1980;

手塚・福沢, 1980, 山崎ほか, 2012)。こうした事実は、大河原地域の桶谷橋付近の岩体を境とし、それ以南に粗粒苦鉄質岩類 (キュムレイト) の小岩体が卓越するという系統的な傾向を示している可能性が高く、そうであるとする、こうした産状・岩相の違いには、削剥レベルの違い等の何らかの地質学的意味があるものと推察される。

一方、中島ほか (2021) は、Nakajima *et al.* (2004) で報告した花崗岩中の同時性岩脈 (syn-plutonic dike) の優白質部 (花崗閃緑岩) が、94 Maと70 MaのジルコンU-Pb年代の2つの年代クラスターを示すとともに、約90 Maのコアと約70 Maのリムをもつジルコンを含むことから、94-90 Maに貫入・定置した花崗岩に苦鉄質マグマが貫入することによって、周囲の花崗岩が部分的に融解して再度マッシュ状となり、その部分が苦鉄質マグマと物理的に混合して同時性岩脈様の産状が生じたと考えた。この年代測定結果及び解釈は、大変興味深いものであるが、地質学的・岩石学的な情報や検討が未だ十分ではなく、現状では評価が難しい。山田ほか (1974) やKutsukake (1975) による既存の地質学的関係に基づくと、この苦鉄質岩類の周囲に分布する岩型は、三都橋花崗閃緑岩 (ジルコンU-Pb年代81-75 Ma; Takatsuka *et al.*, 2018, 以下同じ) もしくは伊奈川花崗岩 (75-69 Ma) と天竜峡花崗岩 (81-75 Ma)、武節花崗岩 (75-69 Ma) そして神原トータル岩 (99-95 Ma) であり、同時性岩脈の優白質部が、これらのうちのどの岩型に由来するのかが正確には不明である。中島ほか (2021) によれば、優白質部は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩から細粒の優白質花崗岩まで様々であり、このうちジルコンU-Pb年代測定を行ったのは、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩であるとされる。その古い年代値のクラスターに基づけば、この花崗閃緑岩は神原トータル岩 (99-95 Ma) に相当するものと推定される。中島ほか (2021) の解釈のように、花崗閃緑岩中のジルコンは苦鉄質マグマの貫入によって一部オーバーグロースしたもののと思われるが、岩体周囲には70 Ma頃の固結年代を示す伊奈川花崗岩や武節花崗岩が存在することから、同時性岩脈周辺部の“細粒の優白質花崗岩”が、花崗閃緑岩 (神原トータル岩) と同一であるかは必ずしも明らかではない。すなわち、“細粒苦鉄質岩と細粒優白質花崗岩の同時性岩脈”、例えば、苦鉄質岩と同時共存した伊奈川花崗岩由来の優白質マグマとが同時性岩脈として、花崗閃緑岩 (神原トータル岩) に貫入している可能性も排除できない (この場合、90 Ma頃のコアをもつジルコンは外来結晶となる)。また、仮に94 Maに固結した花崗閃緑岩 (神原トータル岩) が苦鉄質マグマの貫入によって部分的に再熔融したのであれば、この現象は花崗閃緑岩を源岩とした部分熔融を伴う高温変成作用と捉えられ、中島ほか (2021) が報告しているジルコンのコアに認められる融食構造と同様の現象、あるいはこうした現象に伴って期



第12図 大河原地域に産する深成岩類と、三河-東濃地方明智地域に産する深成岩類との全岩微量元素組成の比較。(a) 大河原地域に産する苦鉄質岩類細粒相と明智地域に産する細粒苦鉄質岩 (Akechi-MME) の全岩微量元素組成の中央海嶺玄武岩 (N-MORB) 規格化パターンによる比較。(b) 大河原地域に産する苦鉄質岩類細粒相と明智地域に産する細粒苦鉄質岩 (Akechi-MME) の全岩希土類元素組成のコンドライト規格化パターンによる比較。(c), (e), (g) 大河原地域に産する花崗岩類と明智地域に産する伊奈川花崗岩の全岩微量元素組成の中央海嶺玄武岩 (N-MORB) 規格化パターンによる比較。(d), (f), (h) 大河原地域に産する花崗岩類と明智地域に産する伊奈川花崗岩の全岩希土類元素組成のコンドライト規格化パターンによる比較。規格化に用いたN-MORB及びコンドライトの値はSun and McDonough (1989) による。

Fig. 12 Comparison of whole-rock trace element patterns of Ryoke Plutonic Rocks from the Ogawara area and the Akechi area in the Mikawa-Tono region. (a) Comparison of N-MORB-normalized trace element patterns between mafic rocks in the Ogawara area and fine-grained mafic rocks (Akechi-MME) in the Akechi area. (b) Comparison of chondrite-normalized trace element patterns between mafic rocks in the Ogawara area and fine-grained mafic rocks (Akechi-MME) in the Akechi area. (c), (e), (g) Comparison of N-MORB-normalized trace element patterns of granitic rocks from the Ogawara area and the Akechi area. (d), (f), (h) Comparison of chondrite-normalized trace element patterns of granitic rocks from the Ogawara area and the Akechi area. N-MORB and chondrite values are from Sun and McDonough (1989).

待される組織が花崗閃緑岩中に認められる可能性が高い。例えば黒雲母の分解反応や、斜長石の異常な累帯構造が顕著に認められることが期待され、そのような特筆すべき組織に言及されていないことから、全体として中島ほか(2021)が提案するような現象が生じていたのかには疑問が残る。ところで、中島ほか(2021)は、94 Ma頃に定置・固結していた花崗岩マグマ溜まりが、70 Ma前後の苦鉄質マグマの活動によって部分的に再生したという表現も使用している。この点に関しては、Cooper and Kent (2014) や Cooper *et al.* (2017) の米国オレゴン州やニュージーランドにおける検討から、確かに、“マグマ溜まり”への高温のマグマの注入あるいは再流入により、レオロジカルに固化 (rheological lock-up) した珪長質マグマが急速に再流動する現象が生じ得ることが提案されている。しかしながら、当時の領家深成変成コンプレックスの地殻内でこのような現象が起こり得る温度や物質の状態が維持されていたのかや、そうした現象が生じた際の深成岩類における具体的な岩石学的メカニズムについてはより多角的な検討が必要で、ジルコンの形態とU-Pb年代値のみから判断することは難しい。以上のことは、中島ほか(2021)の解釈が誤りである旨を主張するものではないが、同時性岩脈に伴われる年代的な矛盾・不一致については、より詳細な地質学的・岩石学的検討が今後の課題であるといえる。

花崗岩類

大河原地域を構成する花崗岩類は、微量元素組成のパターンにおいて、大局的には相互に非常に類似した地球化学的特徴を示す。このことは、それぞれの岩型あるいは少なくともその一部が、広い意味で親子関係にあるか、共通の起源物質に由来する可能性を示唆する。すでに述べたように、大河原地域を含め、各岩型には固結年代に数千万年の年代差が存在することから、ほぼ同時期の岩型以外は親子関係を想定することはできず、前節の検討からも単純な親子関係は考えにくい。それにも関わらず、大局的に微量元素組成がそれぞれの岩型で非常に類似することは、ほぼ同質の起源物質から、起源物質-メルト-晶出相間の元素の分配関係が変わらない程度に、すなわち、圧力や晶出相が大きく異ならない、類似した環境でマグマが発生・固化したことを示唆する。

1970年代頃までに一旦ほぼ確立された中部地方の領家深成岩類の広域対比 (例えば、山田ほか, 1974) によると、中部地方領家深成変成コンプレックスにおいて最も広範に分布する伊奈川花崗岩は北東-南西方向に約95 km、次いで広範な分布を示す天竜峡花崗岩は約75 kmにわたって分布する。これらの膨大な量の花崗岩類が、同時期に単一の火成活動で形成されたか否かは自明のことではなく、仮に同時期的な火成作用の産物であるとしても、最大100 km程度にわたって均質な起源物質が存在したかど

うかも不明である。その一方で、1970年代頃までに岩相 (記載的特徴) をもとに対比された各岩型は、前節までに確認されたように、見た目の類似性が全岩化学組成の類似性に対応しており、化学組成的にも広域的に対比 (グループ化) できる可能性も十分に考えられる。全岩化学組成の、特に微量元素パターンの単なる総合わせは、それらの成因が同一であることを必ずしも意味するものではないが、先行研究によって識別された岩型の広域的な対比を、全岩化学組成の観点から追認できれば、野外における岩相上 (見た目) の類似性をもとに区分された岩型に地球化学的根拠を加えることが可能となる。そこで、細粒苦鉄質岩と同じく、中部地方の領家深成岩類の全体像把握のための情報整備の一環として、同じ元素セットの得られている明智地域の花崗岩類と微量元素組成を比較する。明智地域からは、伊奈川花崗岩 (Yamasaki, 2022)、武節花崗岩及び苗木花崗岩 (山崎, 2019) の全岩微量元素組成が報告されているが、武節花崗岩及び苗木花崗岩については、大河原地域の花崗岩類と明らかに異なる組成を示すため、以下の検討からはあらかじめ除外し、伊奈川花崗岩 (Yamasaki, 2022) との比較を行った。なお、武節花崗岩は、全岩主成分化学組成のアルミナ飽和度が1.1を超えるパーアルミナスな組成で特徴づけられる (例えば、山崎, 2019)。大河原地域の南向花崗岩は、ざくろ石や白雲母を含むことがあるが、アルミナ飽和度はほぼ1.1未満で、これを超えるものは例外的である (第8図)。従って、武節花崗岩に匹敵するほどパーアルミナスな組成を示す花崗岩類は、岩体規模では大河原地域には存在せず、アルミナ飽和度が1.1を超える南向花崗岩構成岩は、あくまでも局所的に砂泥質変成岩の同化作用等により形成されたものと推察される。

Yamasaki (2022) による明智地域の伊奈川花崗岩の全岩微量元素組成と、大河原地域の花崗岩類のN-MORB規格化全岩微量元素パターンを第12図b, d, f, そしてコンドライト規格化全岩微量元素パターンを第12図c, e, g に示す。大河原地域の非持トータル岩、生田花崗岩及び南向花崗岩の微量元素組成が相互に類似するため、明智地域の伊奈川花崗岩も大局的にはそれら全てとよく似たパターンを示す。しかし、詳細に見ると、明智地域の伊奈川花崗岩はEuの負異常が顕著ではなく、南向花崗岩の特徴とは区別される。非持トータル岩及び生田花崗岩と明智地域の伊奈川花崗岩とは、N-MORB規格化とコンドライト規格化全岩微量元素パターンいずれにおいてもほぼ組成範囲が重なるが、生田花崗岩を特徴づける、REEパターンのLa-Ceに富む傾向、そしてN-MORB規格化パターンにおけるNdの正異常が、明智地域の伊奈川花崗岩に共通して認められる。一方、生田花崗岩を特徴づける、N-MORB規格化パターンのZr-Hfに富む傾向は、明智地域の伊奈川花崗岩では認められない。生田花崗岩は記載的にも三河-東濃地域の伊奈川花崗岩と類似して

おり、特に粗粒な褐れん石を含む共通した特徴をもつため、結果的に化学組成の上でも大河原地域の各岩型の中では生田花崗岩と最もよく似た特徴を示している。三河地域の伊奈川花崗岩のジルコンU-Pb年代は75–69 Ma (Takatsuka *et al.*, 2018)であることから、この年代は大河原地域においては南向花崗岩と重なるが、本論において生田花崗岩の固結年代と想定しているNakamura *et al.* (2022)の 77.7 ± 0.4 Maと伊奈川花崗岩の最も古い 75 ± 1 Ma (Takatsuka *et al.*, 2018)とは、誤差を考慮すると1.3 Ma程度の差であり、生田花崗岩の固結年代がそもそも約78 Maではない可能性も考慮すると、矛盾しているとも言えない。大河原地域の西隣の5万分の1地質図幅「飯田」地域では、天竜川を挟んで西側に伊奈川花崗岩が広く分布するため(河田・山田, 1957)、生田花崗岩はこれの延長である可能性があり、先に述べたように、本地域周辺は年代値が得られている三河地域からは90 km以上離れているため、この付近の伊奈川花崗岩の固結年代が78 Ma頃である可能性も現時点では否定できない。

以上の生田花崗岩と明智地域の伊奈川花崗岩との微量元素組成上の類似性は、記載的特徴に対応した全岩化学組成上の特徴と年代値によって、中部地方の領家深成岩類が広域的に再定義できる可能性を示唆している。本報告では、地理的に60 km以上離れた地点間の、必ずしも成因的関係の明らかではない広域的な総合わせを試みたが、近接する範囲での検討を順次拡大することによって、より信頼性の高い広域的な岩型毎の再評価が可能であると考えられる。さらに、領家帯全体に関わる課題としては、中部地方や中国地方の柳井～瀬戸内海島嶼地域に分布する領家変成岩類と、四国地域に分布する領家変成岩類とは源岩構成が異なることが指摘されている(宮崎ほか, 2016; 宮崎・長田, 2021)ことから、変成岩類の直接的な全岩化学組成の比較と合わせ、領家深成岩類についても、地殻構成物質の組成的差異から、岩石区(都城・久城, 1975)が識別される可能性がある。

6. まとめ

5万分の1地質図幅「大河原」地域に産する領家深成岩類及び領家変成岩類の全岩主成分・微量成分組成が、岩型ごとの記載的特徴と一致し、野外及び鏡下での観察結果の裏付けとなり得ることを示した。大河原地域を構成する領家深成岩類である、非持トータル岩、生田花崗岩及び南向花崗岩は、異なる分化指標である SiO_2 と FeO^*/MgO に対する主成分元素の変化傾向と、微量元素組成のコンドライト規格化希土類元素パターンとN-MORB規格化マルチエレメントパターンの組み合わせによって、相互に異なる地球化学的特徴の識別が可能である。大河原地域の非持トータル岩、生田花崗岩及び南向花崗岩は、微量元素組成において大局的に互いに類似し、特定の元素に濃集する構成鉱物の有無や量比に起因する、わずか

ではあるが系統的な差異が認められるほかは、顕著な違いは認められない。このことは、これらの深成岩類のマグマが、ほぼ同質の起源物質から、部分溶融及び結晶化の際の分配係数が変わらない程度に類似した環境で発生・固化したことを示唆する。

苦鉄質岩類は、粗粒相と細粒相とで明らかな地球化学的特徴の差異を示し、前者がキユムレイトであり、後者が液組成を保持していることに対応している。細粒苦鉄質岩(細粒相)は、全岩主成分化学組成において見かけ上花崗岩類と連続するトレンドを示すが、この主たる原因は、野外において混交状の産状を示す生田花崗岩との組成的混合であり、マグマの分化における成因関係(親子関係)ではないと解釈される。混合による組成改変の効果を差し引くと、苦鉄質岩類はソレアイト質の分化トレンドを示す。

中部地方の領家深成岩類のうち、同じ元素セットのデータが利用可能な三河-東濃地域の明智地域に産する細粒苦鉄質岩との比較では、大河原地域の細粒苦鉄質岩とほぼ同一の組成を示すことが明らかとなった。このことは、初生マグマの組成や地殻内での組成改変プロセスを総合したマグマ・プロセスが、結果的に両地域でほぼ同じであることを反映していると解釈される。一方、明智地域に産する伊奈川花崗岩は、大局的に大河原地域の花崗岩類とよく似た全岩微量元素組成を示し、大河原地域の各岩型を特徴づける組成傾向と比較すると、生田花崗岩と概ね共通の特徴をもつ。明智地域と大河原地域とは、60 km以上離れているため、本報告における組成的類似性が成因的関係の直接的根拠とはなり得ないが、記載的特徴に対応した全岩化学組成上の特徴と年代値をもとにした近接する範囲での検討を拡大し、領家深成岩類の広域的対比・岩型定義の追認もしくは再定義が可能であることが示唆される。

謝辞：本研究は、陸域地質図プロジェクト5万分の1地質図幅「大河原」地域の調査研究の一環として実施されたものである。国有林地域の地質調査に際しては、中部森林管理局南信森林管理署に便宜を図って頂いた。苦鉄質岩類について、下伊那郡高森町の手塚恒人氏に情報提供を頂いた。査読においては活断層・火山研究部門の石塚治氏に、原稿のハンドリングにおいては担当編集委員の藤井孝志氏にお世話になった。岩石試料の処理及び化学分析に際しては、地質調査総合センター共同利用実験室を使用した。以上の関係諸機関ならびに関係者に記してお礼申し上げる。

文 献

- Bateman, R. (1995) The interplay between crystallization, replenishment and hybridisation in large felsic magma chambers. *Earth-Science Reviews*, **39**, 91–106.

- Brooks, C. K., Henderson, P. and Ronsbo, J. G. (1981) Rare earth element partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Mineralogical Magazine*, **44**, 157–160.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, 173–174.
- Cooper, K. M. and Kent, A. J. R. (2014). Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature*, **506**, 480–483.
- Cooper, G. F., Morgan, D. J. and Wilson, C. J. N. (2017). Rapid assembly and rejuvenation of a large silicic magmatic system: Insights from mineral diffusive profiles in the Kidnappers and Rocky Hill deposits, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, **473**, 1–13.
- Debon, F. (1991) Comparative major element chemistry in various “microgranular enclave–plutonic host” pairs. In Didier, J. and Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology*, Developments in Petrology, **13**, Elsevier, Amsterdam, 293–312.
- Godard, M., Awaji, S., Hansen, H., Hellebrand, E., Brunelli, D., Johnson, K., Yamasaki, T., Maeda, J., Abratis, M., Christie, D., Kato, Y., Mariet, C. and Rosner, M. (2009) Geochemistry of a long in-situ section of intrusive slow-spread oceanic lithosphere: Results from IODP Site U1309 (Atlantis Massif, 30°N Mid-Atlantic-Ridge). *Earth and Planetary Science Letters*, **279**, 110–122.
- Grasset, O. and Albarède, F. (1994) Hybridization of mingling magmas with different densities. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 327–332.
- Hayama, Y. (1959) The Ryoke granitic rocks in Kimagane District, Nagano Pref., Japan. *Journal of agricultural science, Tokyo Nogyo Daigaku*, **5**, 1–35.
- Hayama, Y. and Yamada, T. (1977) Ryoke Metamorphic Belt in the Komagane–Kashio district. In Yamada, N., Npzawa, T., Hayama, Y. and Yamada, T., eds., *Mesozoic Felsic Igneous Activity and Related Metamorphism in Central Japan –From Nagoya to Toyama–*. Guide Book for Field Excursion 4, Geological Survey of Japan, 7–32.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995) 1994 compilation values for GSJ reference samples, "Igneous rock series". *Geochemical Journal*, **29**, 91–95.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan – Revised. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **58**, 323–350.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫 (1955) 長野県伊那地方の領家花崗岩および領家変成岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, **39**, 1–10.
- Kagami, H. (1973) A Rb–Sr geochronological study of the Ryoke granites in Chubu District, central Japan. *Journal of the geological Society of Japan*, **79**, 1–10.
- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y. (1995) Sm–Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: Remains of Jurassic igneous activity in a late Cretaceous granitic terrane. *Geochemical Journal*, **29**, 123–135.
- 河田清雄・山田直利 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「飯田」及び報告書. 地質調査所, 62p.
- Kutsukake, T. (1975) Metabasites in the Ryoke zone of the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **70**, 177–193.
- 沓掛俊夫 (1980) 三河地方領家帯の塩基性岩類. 愛知大学総合郷土研究所紀要, **25**, 50–56.
- Kutsukake, T. (1997) Petrology and geochemistry of a calcic and ferrous granitoid pluton: the Mitsuhashi Granite in the Ryoke Belt, southwest Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **92**, 231–244.
- Kutsukake, T. (2000) Petrographic features of the gabbroic rocks in the Ryoke Belt of the Mikawa district, southwest Japan. *Science Report of the Toyohashi Museum of Natural History*, **10**, 1–12.
- Le Maitre, W. D., ed. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236p.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**, 321–355.
- 都城秋穂・久城育夫 (1975) 岩石学II-岩石の性質と分類. 共立出版, 東京, 171p.
- 宮崎一博 (2016) 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版)とその編纂に至るまでの話. GSJ 地質ニュース, **5**, 209–217.
- 宮崎一博・長田充弘 (2021) 第 3 章 領家コンプレックス. 池田地域の地質, 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, 13–41.
- 宮崎一博・脇田浩二・宮下由香里・水野清秀・高橋雅紀・野田 篤・利光誠一・角井朝昭・大野哲二・名和一成・宮川歩夢 (2016) 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版), 産総研地質調査総合センター.
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C. P., Ertl-Ingrisch, W., Lavallée, Y., Morgan, L. and Dingwell, D. B. (2013) Interactions between rhyolitic and basaltic melts unraveled by chaotic mixing experiments. *Chemical Geology*, **346**, 199–212.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K. (2004) Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic

- magma genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **95**, 249–263.
- 中島 隆・神山裕幸・Williams, I. S. (2021) 領家花崗岩類に伴う同時性岩脈の形成過程：マグマだまりプロセスに関する問題への年代学からのアプローチ. *地質学雑誌*, **127**, 69–78.
- Nakamura, Y., Miyazaki, K., Takahashi, Y., Iwano, H., Danbara, T. and Hirata, T. (2022) Amalgamation of the Ryoke and Sanbagawa metamorphic belts at the subduction interface: New insights from the Kashio mylonite along the Median Tectonic Line, Nagano, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **40**, 389–422.
- 中村佳博・山崎 徹・宮崎一博・高橋 浩 (2025) 大河原地域の地質. 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, 186p.
- Okano, O., Sato, T. and Kagami, H. (2000) Rb–Sr and Sm–Nd isotopic studies of mafic igneous rocks from the Ryoke plutono-metamorphic belt in the Setouchi area, Southwest Japan: implications for the genesis and thermal history. *Island Arc*, **9**, 21–36.
- Perugini, D., De Campos, C. P., Dingwell, D. B., Petrelli, M. and Poli, G. (2008) Trace element mobility during magma mixing: Preliminary experimental results. *Chemical Geology*, **256**, 146–157.
- Rollinson, H. and Pease, V. (2021) *Using Geochemical Data. 2nd Edition*, Cambridge University Press, Cambridge, 346p.
- 領家団研グループ (1955) 領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図. 地球科学, **25**, 1–3.
- 下伊那誌編纂会 (2006) 下伊那誌 地質編, 下伊那誌編纂会, 263p.
- 坂島俊彦・高木秀雄・寺田健太郎・竹下 徹・早坂康隆・佐野有司 (2000) 領家帯非持トール岩および浅川沢花崗岩の SHRIMP 年代. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 155p.
- 杉山隆二 (1939) 所謂中央線に沿へる地帯に分布せる諸岩類の研究 (第 1 報) (I) 所謂鹿塩片麻岩を主題とする野外調査に依って得たる諸考察, 並に之と連携して所謂中央線に就いての再検討. *地質学雑誌*, **46**, 169–187.
- Sparks, R. S. J. and Marshall, L. A. (1986) Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **29**, 99–124.
- 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*, Geological Society Special Publication, no. 42, 313–345.
- 鈴木 敏 (1888) 20 万分の地質図幅「甲府図幅」及び説明書. 農商務省地質局, 128p.
- 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.
- 手塚恒人 (1979) 長野県飯田市卯月山苦鉄質複合岩体について. 下伊那教育会自然研究紀要, **2**, 85–129.
- 手塚恒人 (1980) 中川村南向, 銭不動苦鉄質岩体について. 下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 137–145.
- 手塚恒人・福沢 宏 (1980) 安康南沢苦鉄質岩体について. 下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 81–111.
- Wilson, S. A. (2000) Data compilation for USGS reference material BCR-2, Columbia River Basalt, *U.S.G.S. Open file report* (in progress).
- Yamada, T. (1957) On the gneissose granites of Minakata—Kashio District Nagano Prefecture, central Japan. *Journal of Faculty of Liberal Arts and Science, Shinshu University*, **7**, 43–73.
- Yamada, T. (1967) Petrochemical studies of the Ryoke granitic rocks from the River Koshibu District, central Japan. *Journal of the Faculty of Science, Shinshu University*, **2**, 149–193.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・杏掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図. 地質調査所.
- 山田直利・宮崎一博・栗本史雄・加藤碩一 (2012) 20 万分の1 地質図幅全国完備までの道. *地学雑誌*, **121**, N29–N41.
- 山崎 徹 (2012) 第 4 章 領家深成岩類. 足助地域の地質, 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.
- Yamasaki, T. (2014) XRF major element analyses of silicate rocks using 1:10 dilution ratio glass bead and a synthetically extended calibration curve method. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **65**, 97–103.
- Yamasaki, T. (2018) Contamination from mortars and mills during laboratory crushing and pulverizing. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **69**, 201–210.
- 山崎 徹 (2019) 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. 地質調査研究報告, **70**, 335–355.
- 山崎 徹 (2020) 第 4 章 領家深成岩類. 明智地域の地質, 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, 28–54.
- Yamasaki, T. (2022) Magma hybridization and crystallization in coexisting gabbroic and granitic bodies in the mid-

- crust, Akechi district, central Japan. *Mineralogy and Petrology*, **116**, 189–228
- 山崎 徹 (2025) 第 7 章 領家深成変成コンプレックス. 大河原地域の地質, 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, 91–128.
- Yamasaki, T. and Yamashita, K. (2016) Whole rock multiple trace element analyses using fused glass bead by laser ablation-ICP-MS. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **67**, 27–40.
- 山崎 徹・青矢睦月・木村希生・宮崎一博 (2012) 長野県飯田市, 卯月山苦鉄質複合岩体の岩石学的性質–領家帯における苦鉄質火成作用の成因解明への予察的検討–. 地質調査研究報告, **63**, 1–19.
- Yamasaki, T., Yamashita, K., Ogasawara, M. and Saito, G. (2015) Multiple trace element analyses for silicate minerals and glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **66**, 179–197.
- Yokoyama, K., Shigeoka, M., Otomo, Y., Tokuno, K. and Tsutsumi, Y. (2016) Uraninite and Thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Island. *Memoirs of the National Science Museum (Tokyo)*, **51**, 1–24.
- 柚原雅樹・加々美寛雄 (2007) 伊那領家変成帯に分布する苦鉄質岩の同位体年代. 福岡大学理学集報, **37**, 57–78.

(受 付 : 2024 年 2 月 22 日 ; 受 理 : 2024 年 12 月 9 日)
(早期公開 : 2025 年 4 月 4 日)

付表

第 1 表の全データを産総研リポジトリ (doi:10.50886/0002003294) に収録している.

付録

英語表記の地質単元・地名一覧

Minakata Granite : 南向花崗岩
Ikuta Granite : 生田花崗岩
Hiji Tonalite : 非持トータル岩
Nakagawa : 中川村
Oshika : 大鹿村
Toyooka : 豊丘村
Kashio : 鹿塩
Mt. Onishi : 大西山
Mt. Ogayasan : 大萱山
Mt. Takamori : 高森山
Lake Koshibu : 小渋湖
Koshibu River : 小渋川
Kashio River : 鹿塩川
Aoki River : 青木川
Shitoku River : 四徳川
Kogochi River : 小河内川
Shirasawa : 白沢
Shobusawa : 菖蒲沢
Nakayamasawa : 中山沢
Bamba-iri-sawa : 番場入沢
Hanno-iri-sawa : ハンノ入沢
Takekurasawa : 竹倉沢
Kuwabara Fall : 桑原の滝
Okeya Bridge : 桶谷橋
Takizawa Bridge : 滝沢橋
Matsuyoke Bridge : 松除橋
Shitoku mineral spring : 四徳鉱泉