

火成岩の見かけの多様性

— 花崗岩の分布と岩相の特徴について —

吉 富 健 一

(2016年10月6日受理)

Apparent Diversity of Igneous Rocks

— Distribution of the granitic rocks and characteristic of lithologies —

Kenichi Yoshidomi

Abstract: In junior high school, the students learn to observe igneous rocks, including plutonic and volcanic rocks. Igneous rocks exemplified in the textbook are only those of typical specimens. However, rocks, either igneous, sedimentary or metamorphic rocks, observed in the field are sometimes weathered and show various lithologies. In order to make it possible to correctly identify igneous rocks, it is necessary to correctly recognize both their textures and structures and their rock-forming minerals, rather than to learn the rock name and its photo solely on a one-to-one basis. Taking granites as an example, introduced are: (a) the distribution of the main granite bodies observed in Western Japan; (b) their lithologies and (c) their formation ages.

Key words: Granite, Igneous rock, Identify, Rock-forming minerals

キーワード：花崗岩，火成岩，教材開発，岩石，識別

1. はじめに

岩石や鉱物は、身近な自然を構成する重要な要素の一つであり、岩石を構成する鉱物および岩石中にみられる組織・構造を正しく認識・識別することは、岩石の成因を認識するうえで不可欠とされる。岩石を学習し、その違いを識別できるようになるということは、一般に「石ころ」のように「あえて認識する必要のない対象」の代表として扱われることの多い岩石について、知識・理解を深めることであり、

- ・岩石には、いろんな種類がある
- ・種類の違いは、組織が異なることに起因する
- ・組織の違いは、成因の違いに由来している

ということを段階的に学んでいく過程にほかならない。

岩石の成因を知ることは、地面という形で普遍的に存在する足下の大地が、過去にどのような運動により

形成されてきたのか、地球の営みに思いをめぐらせる創造的な活動に発展させることが可能となる。

大学生を対象とした岩石・鉱物の認識に関する研究は、加藤ほか（1986）の教育学部の非理科系学生に対して行われた実態調査にもとづく先駆的研究に始まる。ここでは火成岩・火山岩などの成因を表す包括的名称と、個々の岩石名とを混同している場合や、鉱物名と岩石名とを混同している場合など、多くの問題点があることが指摘されている。その傾向は、約20年後に行われた廣木（2003：2004）の研究においても変わらないことが指摘されている。同様に、中学生を対象とした益田（2004）の調査・研究からも、岩石あるいは鉱物を正しく認識することがやはり難しいことが明らかになっている。

これらの状況をふまえ、鈴木ほか（2005）は、授業中や長期休業中の課題対応など、現場において日常的に岩石の識別を求められる場面の多い小・中・高等学

校の理科の教員に対し、主要な岩石に対する識別力を向上させることを目的として、教員養成系の大学生を対象とした地学関連の実習の中で5年間にわたり様々な試行錯誤を行った。その結果として、岩石の構造、組織、色調、粒度、特徴的鉱物の有無、磁性の有無などにに基づき岩石の特徴を選択する独自の岩石識別マニュアルを開発・提案している。このマニュアルを活用し、岩石に対する学習者の観察の視点を明確にすることで、岩石識別マニュアル適用前には正答率が1割を切る成績だったものが、実習後には、正答率が7割以上に達する学生が8割を超えるなど、飛躍的に岩石識別力を養成することに成功している。

このマニュアルに採用されている「岩石の持つ様々な特徴に注目しつつ、野外地質調査において実際に岩石を識別する過程を整理したフローチャート方式（鈴木ほか、2006）」は、岩石の識別において大変有効と考えられる。しかし、マニュアルを有効に活用するためには、まず岩石をよく知る指導者が必要となる。この問題を解決し、岩石学習の自学自習を可能にするため吉富ほか（2010）は、岩石の写真にメタ情報を含めた“マルチメディア岩石識別マニュアル”の開発を行い、iPad等でも利用できるようホームページで公開を行っている。

岩石の学習において、教科書や資料集には、図1に示すような6種類の火成岩の写真がほぼ必ず掲載されているが、掲載されている写真は、最も典型的な見かけをもち、風化していない標本の写真であることがほとんどである。ところが、野外実習で実際に観察できる岩石は、風化していたり、教科書に掲載されているのとは異なった見かけを呈したりする。

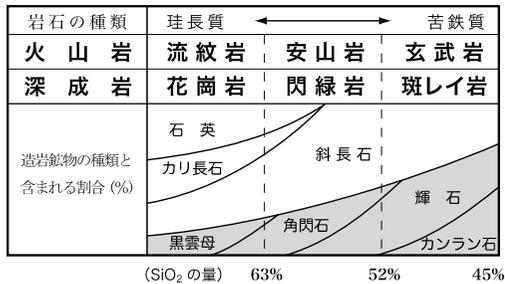


図1 火成岩ダイアグラム

大学生を対象として他年度にわたり岩石学習の実践を行った結果、岩石の学習において、本来覚えて欲しい岩石の特徴＝岩石名ではなく、標本と岩石名を1対1で覚えてしまうため、標本が変わると識別が難しくなることが原因と判明した。そのため、実習で岩石を覚えてつもりになっても、実際に野外での正しい岩石

の識別につながらない、という状況があった。

本研究では、その状況の解決を目指して、花崗岩を例にとり、花崗岩には様々な見かけを呈するものがある、ということの紹介を兼ねて、岩石名に対応する岩石のみかけは決して一通りではない、ということの実例を示すことを目的とした。

2. 花崗岩とは

花崗岩をはじめとする火成岩は、中学校理科の学習指導要領では「火山活動と火成岩」の単元において取り扱われる。そこでは「火山岩と深成岩の観察を行い、それらの組織の違いを成因と関連付けてとらえること」とされ、元のマグマの性質とマグマの冷える場所の違いによって、様々な火成岩が生み出されることを学習する。その目的は、身近な岩石の観察を通して、地表に見られる様々な事象・現象を、大地の変化と関連付けて理解させ、大地の変化についての認識を深めることにある。

図1に示したように、花崗岩は火成岩の中でももっとも珪長質（SiやAlに富み、FeやMg成分に乏しい）で、等粒状組織（完晶質）な組織をもつ深成岩である。花崗岩の主要構成鉱物は、おもに石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母、普通角閃石で、FeやMgを多量に含む有色鉱物（黒雲母・角閃石等）の含有率が約10%以下と少ないため、一般に優白色を呈する。

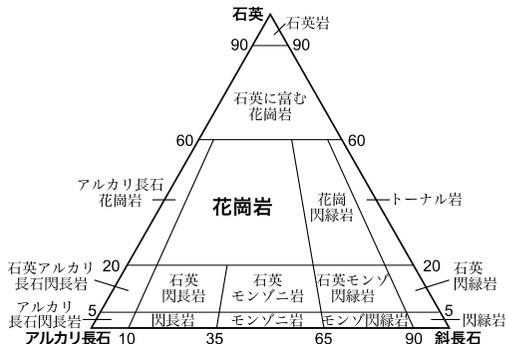


図2 国際地質科学連合 (IUGS) の推奨する花崗岩質岩石の分類

同様の花崗岩質岩石でも、有色鉱物の含有量が多い（約30%）ものは、閃緑岩として区分される。さらに花崗岩と閃緑岩との中間的な性質を持つ岩石は、花崗閃緑岩と呼ばれる。また、図2に示すように、石英や斜長石が少なく、アルカリ長石の占める量が多くなると閃緑岩と呼ばれる。

花崗岩は、帯磁率やFe²⁺O³/FeOの比、含まれる金

属鉱物の違い等によって区分される。帯磁率と Fe^{3+}/Fe^{2+} 比が高く、磁鉄鉱を含む花崗岩は“磁鉄鉱系列”，帯磁率と Fe^{3+}/Fe^{2+} 比が低く、チタン鉄鉱を含む花崗岩は“チタン鉄鉱系列”に分類される。系列の違いは、花崗岩を形成するマグマが冷えて固まるときに酸化環境にあったのか、還元的环境にあったのかが大きく影響しているとされる（高橋，1988）。岩石中に含まれる磁鉄鉱の量は、岩石の磁性の有無として反映されるため、それぞれの系列の違いはマグネットを近づけることで識別可能である。

花崗岩は、大陸や地殻を主に構成する岩石で、英語名の granite は、ラテン語で種子や穀粒を意味する granum を語源とするように、数 mm 径の結晶が寄り集まった等粒状組織で構成される。一般に構成する結晶の粒子サイズが大きく、さらに構成鉱物の熱膨張率がそれぞれ異なるため、温度差の激しい環境では、粒子間の結合が弱まり物理的に風化しやすい性質を持つ。また、花崗岩を構成する斜長石や黒雲母は、地下水の影響により風化を受けやすく、物理的に風化され表面積の増加した花崗岩は、割れ目にしみ込んだ地下水により化学的風化が促進される。

花崗岩の主な構成鉱物である斜長石が化学的に分解してできるカオリナイトの良質なものは、陶土として使用される。また冷却の過程で、花崗岩の結晶が巨大化することがあり、このような組織は「ペグマタイト」と呼ばれる。ペグマタイト中には数 mm ～数 cm の石英や長石の自形の結晶が見られることがある。

花崗岩の風化が進むと非常にもろく崩れやすくなり、“まさ”と呼ばれる状態になる。風化した花崗岩が分布する地域では、このまさ崩落して堆積した“まさ土”が厚く堆積しており、強い降雨により土砂災害を引き起こす原因となっている。ただ、構成鉱物のひとつである石英は、物理的・化学的に非常に安定な鉱物で風化しにくい。そのため、河川の浸食・運搬作用によって海まで運ばれ、石英粒子を主体とする白い砂浜を形成する。

日本列島に分布する花崗岩類は、国土のおよそ12%を占める（須藤，2006）とされ、深成岩類の中では最も広く分布する。花崗岩類を形成年代で分けると次の4つの時代に大別される。

- ・古生代およびそれ以前（430～250 Ma）
- ・三疊紀～ジュラ紀（240～180 Ma）
- ・白亜紀～古第三紀（130～40 Ma）
- ・新第三紀以降（30 Ma ～）

「古生代およびそれ以前」の時代の花崗岩類は、舞鶴帯、長門構造帯、黒瀬川構造帯等に沿ってわずかに産出するのみで、その分布は極めて小さい。

「三疊紀～ジュラ紀」に形成された花崗岩類は、飛騨帯にのみ広く分布し、船津花崗岩類と呼ばれる。

「白亜紀～古第三紀」の花崗岩類は、日本の花崗岩類の分布面積の約7割を占め、北海道南西部から本州、九州にわたり広く分布する。

「新第三紀以降」の新しい時代に形成された花崗岩類は、北アルプス、フォッサマグナ地域、四万十帯、北九州西部に分布が限られる。

花崗岩の産状は、その規模と周辺の母岩との関係から、4つのタイプに分類される。露出面積が100 km²を超える岩体はバソリス（底盤）と呼ばれ、露出面積が100 km²以下の小さな岩体はストック（岩株）と呼ばれる。母岩の成層構造に直交または斜交する板状の貫入岩体はダイク（岩脈）と呼ばれ、母岩の成層構造に調和的な貫入岩体は、シート（岩床）あるいはシル（岩餅）と呼ばれる。

日本列島ではバソリスとして、飛騨帯の船津花崗岩、領家帯の伊奈川・柳生花崗岩、および白亜紀後期の花崗岩バソリスが、長野県から琵琶湖、広島を経て佐賀県まで広く分布している。

3. 西南日本に分布する花崗岩

日本列島は、図3に示すように地質学的に“フォッサマグナ”と呼ばれる地溝帯を本州の中程に挟み、従来その西側を西南日本、東側を東北日本として区分してきた。だが埼玉県の長瀬に三波川変成岩が分布するように、中央構造線をはじめとする美濃帯・領家帯・三波川帯・四万十帯で構成される西南日本特有の帯状構造は、フォッサマグナをこえて関東まで連続することから、中生代以前の付加体堆積物における西南日本と東北日本の境界は“棚倉構造線”とされる。

日本海が拡大を始めた新第三紀中新世の頃、日本列島は大陸から分裂を開始した。このとき中部地方から



図3 日本列島の構造図

関東地方にかけての地域が溝状に陥没した。ほぼ同じ時代に、北西に向かって移動するフィリピン海プレートの東縁に成長した伊豆・小笠原弧が、中央構造線や関東山地を北に押し曲げながら本州に衝突し、現在のフォッサマグナが形成されたと考えられている。

フォッサマグナは、しばしば“糸魚川静岡構造線”と混同される。フォッサマグナが地図上で面積をもった範囲として示されるのに対し、糸魚川静岡構造線はその西側の境界線であり、新潟県糸魚川市の親不知から長野県の諏訪湖を通り、静岡県静岡市駿河区の阿倍川付近に至る大断層である。この糸魚川静岡構造線により“東北日本弧”と“西南日本弧”に区分され、それぞれ太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みを受けている。西南日本弧は、中央構造線によりさらに内帯と外帯に区分され、“西南日本内帯”、“西南日本外帯”と呼ばれる。

西南日本弧は、図4に示すように東西方向の帯状構造を示すのが特徴とされる。もっとも北側に大陸の破片と考えられる古い時代の岩石から構成される飛騨帯とその延長（隠岐）とされる地帯が分布する。西南日本内帯の最も南側は“領家帯”と呼ばれ、高温低圧型の領家変成岩が中央構造線の北側に沿って分布する。領家変成岩に伴って産出する花崗岩・閃緑岩・トータル岩などを総称して“領家花崗岩”と呼ぶ。全体的に優白色を呈するが、有色鉱物の量比が岩体ごとに大きく異なるのが特徴である。領家花崗岩類は、かつては濃飛流紋岩の活動時期を基準に「古期」と「新期」に分けられていたが、濃飛流紋岩類の噴出は長い期間にまたがっていることが判明したため、現在では、片麻状構造をもち、周囲の領家変成岩の構造と調和的に貫入している花崗岩を「古期領家花崗岩」、周囲の変成岩の構造を切って貫入し、接触変成をあたえている花崗岩を「新期領家花崗岩」として分類する。

古期領家花崗岩は、変成度の高い地域に分布する傾向があり、形成年代はおよそ95~90Maとされる。新期領家花崗岩は、古期花崗岩類よりも広く分布し、主に変成度の低い地域に分布する。古期花崗岩類に見られるような片麻状の構造は認められない。形成年代は少し新しく、白亜紀後期の85~75 Maとされる。広島県南部の倉橋島南方で観察される新期領家花崗岩は、黒雲母や角閃石のような有色鉱物をあまり含まず白雲母を多く含むため、全体としてほぼ白色を呈する。

北の飛騨帯と南の領家帯の間は、一般に美濃帯・丹波帯・秋吉帯と呼ばれる、古生代から中生代にかけての付加体堆積物が分布する地域に区分される。Ishihara (1977) および津末・石原 (1974) は、中国地方の秋吉帯に相当する地域を、花崗岩類の性質の違

いから、おもにチタン鉄鉱系列の花崗岩が分布する“山陽帯”と、磁鉄鉱とチタン鉄鉱を含む磁鉄鉱系列の花崗岩が分布する“山陰帯”とに区分している。

フォッサマグナ地域は、南部の関東山地をのぞき、比較的新しい時代の地層によってほぼ覆われており、古い時代の付加体堆積物や火成岩類は見られない。そのため本論では図4に示すように、糸魚川静岡構造線以西に分布する花崗岩類の分布と、その岩石学的特長に焦点をあて、それぞれの地域別に記載を行う。



図4 日本列島の帯状構造と花崗岩の分布

3.1 中部地方

中部地方に分布する花崗岩は、分布のまとまりから富山県南部から岐阜県北部にかけて分布する船津花崗岩類と、いわゆる美濃帯と呼ばれる地域に小規模に分布する古第三紀初期の花崗岩体、および長野県南部から岐阜県の東濃地域を経て愛知県東部に分布する領家花崗岩類に大きく分けられる。

この地域には、世界で最も新しい花崗岩が分布する。岐阜県上宝村に露出する花崗岩が、約120万年の年代を示すことで、世界で最も新しい“滝谷花崗閃緑岩”と名付けられた (Harayama, 1992)。しかし2013年には、富山県の黒部川沿いに露出する“黒部川花崗岩”の年代が、およそ80万年 (伊藤ほか, 2013) であることが判明し、花崗岩の年代記録をさらに塗り替えている。

3.1.1 飛騨帯

岐阜県飛騨市神岡町 (旧名: 船津) に分布するやや苦鉄質な花崗閃緑岩と、ピンク色のカリ長石に富む珪長質の花崗岩をあわせて“船津花崗閃緑岩”と呼んだ (儀見・野沢, 1957)。それ以降、飛騨帯各地に分布する花崗岩の構成岩相や産状が、これらの花崗閃緑岩とよく似ていたことから、全体を総称して“船津花崗岩類”と呼ばれるようになった。かつてはジュラ紀の形

成年代を示すと考えられていたが、現在ではジルコンの Th-Pb 化学年代 (200~240 Ma) や, SHRIMP (200~220 Ma) により三疊紀の形成と考えられている (桐座・金子, 2001)。

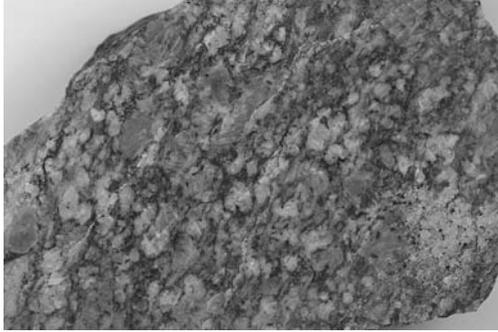


図5 眼球状碎花崗岩 (岐阜県飛騨市神岡町)

3.1.2 美濃帯

飛騨帯の南部には、中・古生界の泥岩・チャートからなる美濃帯が分布する。美濃帯に分布する花崗岩体としては、北アルプス三ッ岳南方から槍ヶ岳北方にかけて分布する“有明花崗岩”と、黒部川流域一体に分布する“奥黒部花崗岩”が分布域の大半を占める。特に有明花崗岩は、北アルプスの燕岳から大天井岳を経て槍ヶ岳に向かう表銀座コースに広く分布する、粗粒で淡いピンク色をした花崗岩である。有明花崗岩については黒雲母 K-Ar 年代にもとづく 62Ma (加藤・佐藤, 1983), 奥黒部花崗岩については、64~59Ma の年代 (原山ほか, 1991) が得られており、形成年代としては古第三紀初期とされる。

3.1.3 領家帯

領家花崗岩類のうち、木曾山脈中部から南・東濃～三河地方にかけて領家帯だけでなく、美濃帯の南部も含めた広い範囲に分布する巨大な花崗岩パソリスは、“伊奈川花崗岩”と呼ばれる。領家帯の新期花崗岩類

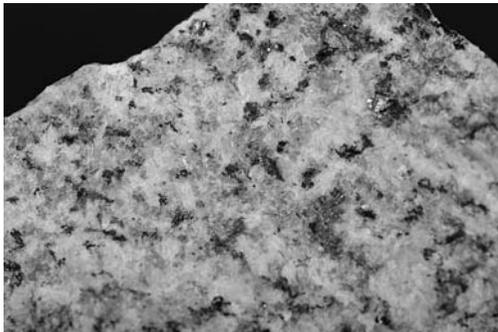


図6 新期領家花崗岩 (愛知県岡崎市)

に区分されるが岩相変化が著しく、岩体の東側では片麻状構造の著しい花崗閃緑岩であるが、西方にいくにつれて均質な花崗閃緑岩へと変化する。

長野県木曾郡上松町の景勝地「寝覚の床」は、花崗岩が木曾川の水流によって浸食されて形成された地形である。花崗岩中に発達する方状節理の典型例として教科書や資料集に掲載されている。花崗岩は新期領家花崗岩に区分される優白色の黒雲母花崗岩である。



図7 花崗岩中の方状節理 (寝覚の床)

3.1.4 花崗岩の形成年代と地殻の隆起量

穂高連峰の奥穂高岳から西穂高岳にかけては、穂高安山岩と呼ばれる安山岩類が分布し、急峻な山岳を形成している。“滝谷花崗閃緑岩”は、そのふもとの長野県上高地から岐阜県上宝村にかけて分布し、高い所では標高2,600m付近まで露出している。滝谷花崗閃緑岩体は、北アルプスが火山として活動していた200万年前に、地下数キロの深さに形成されたマグマだまりがゆっくりと冷えて固まり、およそ120万年前に完全に固結して形成されたと考えられている (Harayama, 1992)。

深成岩が等粒状組織となるためには、地下深い所でゆっくりと冷えて固まる必要がある。このときのマグマだまりの深さを地下3,000m程度と仮定した場合、

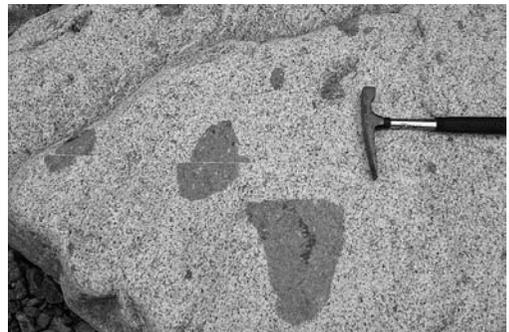


図8 捕獲岩を多く含む滝谷花崗岩

120万年で現在の標高まで露出するためには、年間約5 mm の速度で地殻が隆起したことになる。



図9 滝谷花崗岩の模式地（滝谷）

2013年に滝谷花崗閃緑岩の記録を塗り替えた“黒部川花崗岩”は、黒部川ダムの北方の仙人谷ダムから、樺平の祖母谷付近にかけて露出する。ジルコン U-Pb 年代から、花崗岩体の中央部の形成年代はおおよそ80万年前であることが判明している（伊藤ほか、2013）。露出している場所の標高はおおよそ2,000mであり、滝谷花崗閃緑岩と同様に地下3,000m から上昇してきたと仮定した場合、80万年で5,000m、年間 6.25mm の上昇速度であったことがわかる。

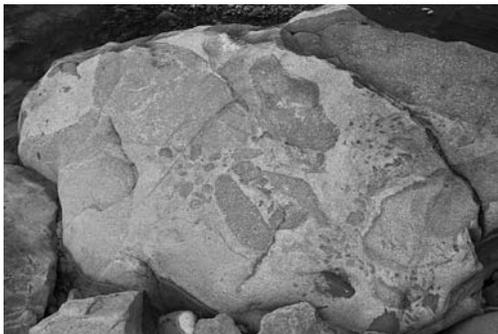


図10 暗色包有岩を多く含む黒部川花崗岩

3.2 近畿地方

近畿地方に分布する花崗岩は、分布のまとまりから京都府丹後地域に分布する宮津花崗岩、琵琶湖の南岸に点在する花崗岩の小岩体、奈良県北部から三重県にかけて広く分布する領家花崗岩類に大別される。

3.2.1 山陰帯

丹後地域には、磁鉄鉱系列に属する宮津花崗岩が東西、南北ともに30km に及ぶ広大なバソリスを形成している。粗粒～中粒で塊状の黒雲母花崗岩を主体とし、岩相変化は少ない。宮津花崗岩の形成年代は、柴田は

か（1979）により56～68Maを示すことから古第三紀とされ、兵庫県の和田山花崗岩、鳥取県の用ヶ瀬花崗岩などと同時期の火成活動により形成されたとされている（田結庄ほか、1985）。

3.2.2 山陽帯

山陽帯の小規模な花崗岩体としては、比良・田上・鈴鹿・野洲花崗岩などが、琵琶湖周辺に環状に分布することから“琵琶湖コールドロン”の形成に関係した環状岩体モデルが提起されている（琵琶湖基盤地質研究会、2001）。これらの花崗岩は一般に、暗灰色の中粒黒雲母花崗岩である。

石材の代名詞として用いられる“御影石”という名称は、兵庫県の御影村（現在の神戸市東灘区御影石町）から産出する花崗岩に対する名称である。この御影石を産出した六甲山地は、山陽帯に属する“六甲花崗岩”と、領家帯に属する“布引花崗閃緑岩”に大きく区分される（藤田ほか、1959）。六甲花崗岩は、中～粗粒でカリ長石が薄桃色を呈する黒雲母花崗岩で、チタン鉄鉱系に分類される。六甲花崗岩中には、大型の捕獲岩体として産する土橋石英閃緑岩が分布している（笠間、1968）。これは六甲山トンネル周辺の狭い範囲に限って分布するもので、六甲花崗岩より黒っぽく、角閃石の針状結晶が目立つ。

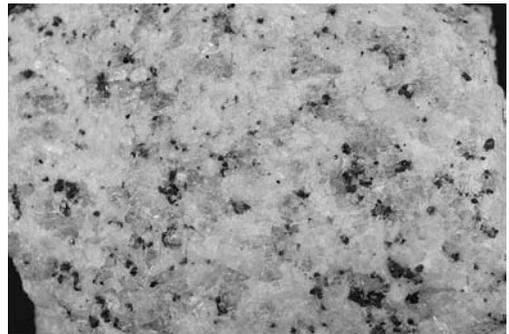


図11 六甲花崗岩（兵庫県神戸市）

3.2.3 領家帯

六甲山地南麓に分布する布引花崗閃緑岩は、中粒で弱く片麻状を呈する角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、古期領家花崗岩に分類される。六甲花崗岩に比べるとカリ長石が少なく角閃石が多く含まれるため、全体的に黒っぽく、数 cm から数十 cm の暗色包有物が含まれる。

新时期領家花崗岩類としては、京都府相楽郡の笠置町～南山城村から、奈良県奈良市柳生町にかけて広く分布する“柳生花崗岩”が分布する。この柳生花崗岩は広い分布域を示すバソリス状岩体で、中～粗粒黒雲

母花崗岩，ないし花崗閃緑岩およびトータル岩から構成される。柳生花崗岩の西側には生駒山（標高642m）を主峰とし，奈良県生駒市と大阪府東大阪市との県境にある生駒山地があり，こちらも新期領家花崗岩類が分布している。

3.2.4 四万十帯

紀伊半島中部の大峰山には“大峰花崗岩”が分布する。大峰花崗岩は，紀伊山地の脊梁をなす大峰山脈の主稜線沿いに南北約45kmにわたって点在する。優白色の花崗岩および花崗閃緑岩などの深成岩体である。

西南日本外帯に点在する花崗岩質岩は，K-Ar年代がいずれも14Ma前後を示し（柴田，1978），磁鉄鉱を含まないチタン鉄鉱系列に属するとされる。

3.3 中国・四国地方

中国・四国地方には，白亜紀～古第三紀の花崗岩類が広く分布する。帯磁率，含有鉱物，伴われる鉱床の違いから，図4に示したように南から領家帯・山陽帯・山陰帯の3つに区分される（金谷・石原，1973）。これらの花崗岩は，分布ごとに岩石学的な性質だけでなく，火成活動の時期も異なり，領家帯と山陽帯は主に白亜紀の中期～後期であるのに対し，山陰帯の花崗岩の形成年代はおおよそ古第三紀の中期～後期とされる。

3.3.1 山陰帯

山陰帯には片麻状構造をもたず，磁鉄鉱系列に属する花崗岩～花崗閃緑岩が広く分布する。火成岩類の形成時期は，白亜紀の後期から新生代の漸新世にわたり，古いものから広島・因美・高山・田万川の各期に区分される。広島期のもんとしては，鳥取県の用ヶ瀬花崗岩が知られる。因美期の火成活動としては，鳥根県の江の川中流域から鳥取県にかけて花崗閃緑岩～花崗岩が，広くバソリス状に分布する。高山期～田万川期の深成岩類はグリーンタフ地域の周辺に分布し，ほとんどは岩株・岩脈状の小規模な岩体である。

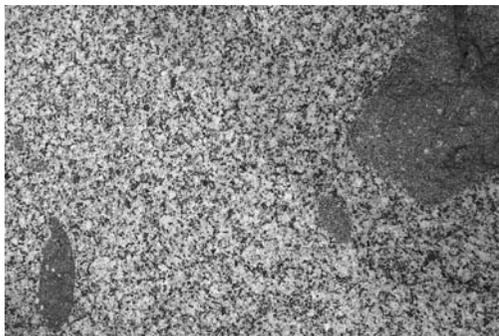


図12 山陰型花崗岩（鳥根県飯石郡三刀屋町）

3.3.2 山陽帯

山陽帯に分布する花崗岩は，片麻状構造をもたないチタン鉄鉱系列の花崗岩～花崗閃緑岩からなる。山陽帯に属する花崗岩の分布は，山口県では一部，脊梁山地を越えて日本海側に至るが，一般には脊梁山地以南に限られる。

中国地方の脊梁山地およびその周辺では，細粒な花崗閃緑岩が多く分布し，放射年代値として110～70Maを示す。これに対し，瀬戸内海の沿岸部を中心として分布し，特に広島市周辺に広く分布する花崗岩は，“広島花崗岩”と呼ばれる。中～粗粒でカリ長石が薄桃色を呈する均質で塊状の黒雲母花崗岩が，山口県東部から広島県を経て，岡山県にかけて東西方向に細長い分布を示す。広島花崗岩類の放射年代は95～80Maを示す（河野・植田，1966）。

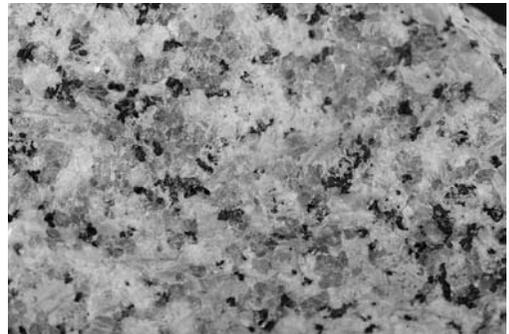


図13 万成花崗岩（岡山県岡山市北区万成）

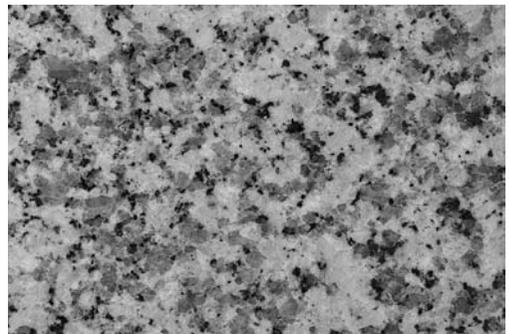


図14 広島花崗岩（広島県呉市倉橋島）

3.3.3 領家帯

四国地方の中央構造線より北側，香川県の讃岐平野と備讃諸島，および西部の高縄半島とその周辺の島々および岡山・広島県の島々，山口県の柳井半島～周防大島にかけて領家帯が分布する。中国・四国地方の領家帯にはおもに花崗岩が分布し，岩国地方を除けば変成岩類の分布は少ない。

香川県東かがわ市(旧白鳥町)の鹿浦越には、新期領家花崗岩の節理に沿って煌斑岩(こうはんがん)が貫入して形成されたとされる、白黒のストライプ模様美しい岸壁がある(図15)。



図15 ランプロファイア岩脈

柳井～周防大島地域には片麻状構造をもつ古期領家花崗岩(図16)が分布する。これらの岩体の分布は、領家変成岩が分布する領域に限られ、片麻岩の構造にはほぼ平行に岩床様に分布し、岩体の周辺部では、片麻岩と花崗岩類が交互に露出している。

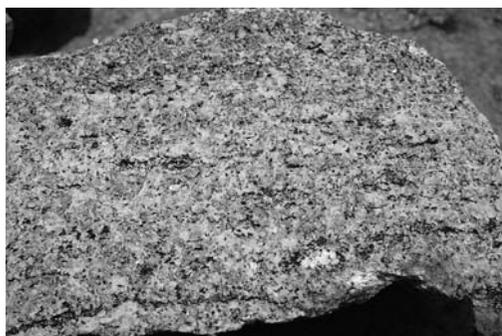


図16 古期領家花崗岩(山口県大島郡周防大島町)

3.3.4 四万十帯

四国の中央部を東西に走る仏像構造線の南側は、四万十帯と呼ばれる。そのほとんどは泥岩、砂泥互層、砂岩からなるが、一部に14Ma前後に形成された花崗岩類が分布する(柴田, 1978)。

愛媛県宇和島市の高月山とその南部の御内地区に東西6km、南北6kmで不規則な外形を示す花崗岩類の分布が知られている。寺岡ほか(1986)は、高月山の標高の高い所に細～中粒の斑状花崗岩が分布し、低い所に中～粗粒花崗岩が分布しており、浅所に貫入した岩体の頂部が露出している可能性を指摘している。

高知県西端部の沖の島周辺および相島(諏訪,

1967;池田,1985),土佐清水市の足摺岬周辺(村上ほか,1988)にも花崗岩類の分布が知られている。特に足摺岬花崗岩類の一部には、斜長石がカリ長石の周りを取り囲む“ラパキビ構造”(図17)と呼ばれる特殊な構造を示すものがある(村上・今岡,1985)。

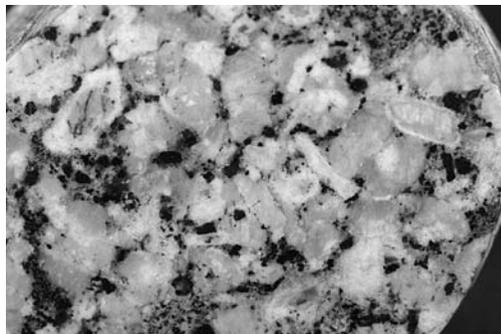


図17 ラパキビ花崗岩(高知県土佐清水市足摺岬)

3.4 九州地方

九州地方では、西南日本弧特有の帯状構造が乱れ、各帯の連続や配列が不明瞭になり、相互関係が複雑になっている。そのため、これまでのような構造区分ではなく、花崗岩の分布する地域ごとに述べる。

3.4.1 九州北部

九州の北部、福岡県と佐賀県の県境にまたがる脊振山地には、花崗岩類が広く分布し、従来それらは中国地方の西方延長と考えられていた。ほぼ小倉-田川構造線(木下ほか,1954)を境にして、その西側の“北部九州主部花崗岩類”と、東側の“北部九州東部花崗岩類”では、化学組成の上で、異なることが明らかにされている(唐木田ほか,1984;Izawa et al.,1989など)。

北部九州主部花崗岩類は、磁鉄鈹系列に属するのに対し、北部九州東部花崗岩類はチタン鉄鈹系列に属し、西南日本内帯の領家帯・山陽帯の花崗岩類の西方延長部にあたる(唐木田ほか,1984;Izawa et al.,1989;井沢ほか,1990)。この花崗岩類は南に延長し、中部九州の三郡帯・肥後帯及び領家帯にも分布している(唐木田ほか,1992)。

3.4.2 宮崎県中部

九州山地には、中・古生界に貫入した新第三紀の花崗岩が各地に分布する。もっとも広い分布を示すのは、宮崎県北端部の大崩山付近に分布する“大崩山(おおくえやま)花崗岩類”である。粗～中粒の花崗岩～花崗閃緑岩で、愛媛県の高月山と同様、高度差による顕著な岩相変化を示し、標高の低い部分は花崗閃緑岩質、標高の高い部分は花崗岩質で、最上部はアブライトお

よびペグマタイトに富む (Aramaki et al, 1977)。大崩山火山深成岩複合岩体は、14Ma 頃に活動した火山群とそれに貫入する花崗岩体から構成される (柴田, 1978)。

宮崎・熊本県境にも“市房山花崗岩類”と呼ばれる細～中粒の黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩が小規模に分布し、花崗岩中に含まれる黒雲母の K-Ar 年代は14Ma を示す (Shibata&Nozawa, 1968)。

3.4.3 鹿児島県南部

大隅半島南端部の肝属山地および屋久島に花崗岩の分布がみられる。肝属山地の大部分は“大隅花崗閃緑岩”と呼ばれる東西15km、南北約48kmにおよぶ花崗岩～花崗閃緑岩の岩体である。九州南部においては屋久島、大崩山と並ぶ大規模な花崗岩バソリスである。大隅花崗閃緑岩の形成年代は14Ma (柴田, 1978) とされる。

“屋久島花崗岩”は、世界自然遺産として有名な屋久島の中央部に分布し、九州最高峰となる宮之浦岳(標高1,936m)などの山々をなす。熊毛層群と呼ばれる四万十帯の堆積物中に、およそ16～15Ma 前後 (Shibata and Nozawa, 1968; 通商産業省, 1992) に花崗岩が貫入して形成された。島の隆起に伴って堆積岩が浸食されることによって、島の中心部に花崗岩が分布し、島の周囲の海岸線に沿って堆積岩が分布する現在の姿になった。屋久島花崗岩中には図18に示すように、大きいもので10 cm の正長石の自形結晶が認められる。屋久島の東方に位置し、主に四万十帯から構成される種子島の最高標高が382mなのに比べ、屋久島が地形的に険しく標高が高い理由としては花崗岩類が分布していることが挙げられる。



図18 屋久島花崗岩中に含まれる正長石

【謝辞】

本研究は JSPS 科研費 JP22300272 の助成を受けたものです。本稿の執筆にあたっては、広島大学名譽

教授の林 武広先生に多くのご意見・ご助言を頂いた。また試料の採取と標本の作製にあたっては、広島大学大学院教育学研究科自然システム教育学地学研究室の学生さんたちに大変お世話になった。お世話になった皆様方に心より御礼を申し上げる。

【引用文献】

- Aramaki, S., Takahashi, M. and Nozawa, T., (1977) Kumano Acidic Rocks and Okueyama complex: Two examples of granitic rocks in the outer zone of southwest Japan. *In Yamada, N. ed., Plutonism in relation to volcanism and metamorphism (Proc. 7th CPPP Meet., IGCP)*, Toyama, 127-147.
- 琵琶湖基盤地質研究会 (2001) 琵琶湖のカルデラ形成史の研究, 琵琶湖博物館研究調査報告, 地質調査所, 15, 120p.
- 藤田和夫・笠間太郎・市原 実・粉川昭平 (1959) 西宮地方の地質と構造 - その自然史, 西宮市, 1, 174-316.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤 啓生・滝沢 文教 (1991) 槍ヶ岳地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 191p.
- Harayama, S., (1992) Youngest exposed granitoid pluton on Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. *Geology*, 20, 657-660.
- 廣木義久 (2003) 大学生はどのくらい岩石の名前を知っているか?. *地学教育*, 56, 123-126.
- 廣木義久 (2004) 日常用語としての石と科学用語としての岩石との混同. *地学教育*, 57, 47-53.
- 池田泰宏 (1985) 高知県西南部沖の島 - 柏島地域の花崗岩類. 吉田博直先生退官記念論文集, 305-321.
- Ishihara, S., (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks., *Mining. Geol.*, 27, 293-305.
- 磯見 博・野沢 保 (1957) 5 万分の 1 地質図福「船津」および説明書. 地質調査書, 43p.
- 伊藤久敏・山田隆二・田村明弘・荒井章司・堀江憲路・外田智千 (2013) 黒部川花崗岩の U-Pb 年代とネオテクトニクス. *フィッション・トラック ニュースレター*, 26, 29-31.
- Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takahashi, M. (1989) High-strontium granites in northern Kyushu, Japan. *Structural Development of the Japanese Islands*. DELP Pub., 28, 62-67.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允亮・高橋正好 (1990) 高ストロンチウム花崗岩類は厚い地殻の指標となる

- か一北九州花崗岩類を例として一. 月刊地球, 12, 435-439.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩石鉱物鉱床学会誌, 68, 211-224.
- 笠間太郎 (1968) 六甲山地の花崗岩類. 地質学雑誌, 74, 147-158.
- 唐木田芳文・井沢英二・島田允亮・高橋正好 (1984) 北九州花崗岩類の化学組成 - 特に高ストロンチウム花崗岩について - . 三鉱学会昭和59年秋期連合講演会講演要旨集, p. 154.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆代表編集 (1992) 九州地方. 日本の地質9, 共立出版, 371p.
- 加藤圭司・羽場康成・遠西昭寿 (1986) 「岩石」に関する概念構造 - 教育学部非理科学系学生における Concept Maps. 地学教育, 39, 177-184.
- 加藤碩一・佐藤岱生 (1983) 信濃池田地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 93p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (V) - 西南日本の花崗岩類 - . 岩鉱, 56, 191-211.
- 木下亀城・岡本要八郎・松本征夫・宮久三千年 (1954) 北九州平尾台と三ノ岳をめぐる鉱物産地. 地質巡検案内書, 小倉市役所, 49p.
- 益田裕充 (2004) 学習内容の厳選と指導法の相違が中学生の火成岩概念の形成に与える影響. 地学教育, 57, 59-67.
- 櫛座圭太郎・金子一夫 (2001) 飛騨帯東部の変成岩類と花崗岩類. 日本地質学会第108年学術大会, 見学旅行案内書, 137-156.
- 村上允英・今岡照喜 (1985) 高知県足摺岬のラバキビ花崗岩. 地質学雑誌, 91, 179-194.
- 村上允英・今岡照喜・魚住誠司 (1988) 高知県足摺岬の環状複合岩体とその形成機構, 陥没 - その構造・機構・応用 -. 地団研専報, 36, 115-142.
- Shibata, K., and Nozawa T., (1968) K-Ar ages of acid rocks of Noma-misaki and Hioki mountains, Kyushu, Japan, *Bull. Geol. Surv. Jpn.*, 19, 233-236.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, 29, 551-554.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫 (1979) K-Ar 年代測定結果 1. 地調月報, 30, 675-686.
- 鈴木盛久・林 武広 (2005) 大学生の岩石識別力向上への試み～教員養成系大学における実習を例に～. 地学教育, 日本地学教育学会第59回全国大会講演予稿集, 114-115.
- 鈴木盛久・林 武広・山崎博史 (2006) 教員養成系大学学生の岩石識別力向上への試み. 地学教育, 59, 5, 157-165.
- 須藤定久 (2006) 日本における各種岩石・地層の分布と分布比率. 骨材資源調査報告書2006年度, 56-65.
- 諏訪兼位 (1967) 四国西南端沖ノ島の花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 86-93.
- 田結庄良昭・弘原海清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1985) 近畿地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, 39, 358-371.
- 高橋正樹 (1988) 花崗岩系列の提唱と発展. 地質学論集, 25, 225-244.
- 寺岡易司・池田幸雄・鹿島愛彦 (1986) 宇和島地域の地質. 地域地質研究報告5万分の1地質図幅, 地質調査書, 91p.
- 通商産業省 (1992) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書 - 屋久島地域 - (平成3年度), 171p.
- 津末昭生・石原舜三 (1974) 西南日本における花崗岩質岩石中の Fe-Ti 酸化鉱物. 鉱山地質, 24, 13-30.
- 吉富健一・林 武広・山崎博史・鈴木盛久 (2010) iPad を用いた岩石鑑定マニュアルのマルチメディア化, 日本地学教育学会鹿児島大会講演予稿集, 160-161.