

# 斑れい岩類：その種類・成因と特徴

山崎 徹<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

岩石のうち、マグマから形成された、肉眼で判別できるほどの大きさの鉱物から構成された岩石のことを深成岩と呼びます。鉱物粒が大きいのは、地下深部でマグマがゆっくりと冷却してできるためです。深成岩は大きく花崗岩類<sup>注1</sup>・閃緑岩・斑れい岩類から構成され、かんらん岩もしばしばその仲間に含まれます。私たちに最も身近な深成岩は花崗岩類で、石材として御影石と呼ばれ、墓石としてよく使われています。深成岩は、墓石のような工芸品のほか、建材や庭石として、また、道具・調理用具としても広く使われています<sup>注2</sup>。深成岩の産地には、有名な景勝地になっている場所もあります。例えば、米国のヨセミテ国立公園の岩峰や、日本の北アルプスの<sup>つばくらだけ</sup>燕岳(2,763 m)稜線の奇岩は、花崗岩類で構成されています。一方、現在日本ジオパークに認定されている地域のうち、世界ジオパークであるアポイ岳(北海道)や隠岐(島根県)をはじめ、5地域のジオパークでは、かんらん岩やその関連岩からなる地質がジオサイトに指定されています。花崗岩類や閃緑岩はそれぞれ2地域程度ですので、かんらん岩類が多いのは、その希少性や地質体(岩体)としての特異性のためだと思われます。

斑れい岩類は、花崗岩類に似た粒状の岩石で、花崗岩類に比べると、より暗色で、より重い特徴をもっています。実は斑れい岩類も世界ジオパークである室戸(高知県)のほか、筑波山地域(茨城県)と萩(山口県)の合計3地域のジオパークでジオサイトに指定されていますが、花崗岩類に比べ、その実体が一般の方々に十分に認知・理解されていないように思われます。これは、花崗岩類に比べて分布(露出範囲)が狭いためにさほど身近ではないことや、花崗岩類に伴われて産するため、石材名として花崗岩類の一種のように扱われていたり、土地固有の岩石名称で呼ばれていること(例えば、石材名としての黒御影や、土地固有の岩石名称としての筑波石)などが原因かもしれません。

そこで、本論では、実はよく理解されていない(と思われる)、斑れい岩の特徴や、その成因について解説します。なお、本論は様々な教科書や論文の記述から、斑れい岩に関連する部分を再構成し簡潔にまとめたものです。特定の研

究成果について述べたものではないため、引用は最小限にとどめますが、末尾に参考文献を挙げますので、より詳しい内容について学びたい方はそれらを参照してください。

## 2. 岩石の種類と特徴 - 特に火成岩類について

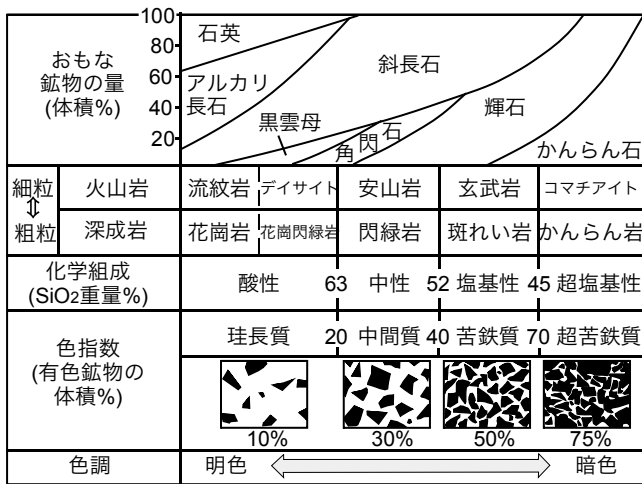
現在、私たちが住んでいる地表の堆積物や植生を取り除くと、その下は岩石で構成されており、地球規模でみると、表層部は硬い岩石が薄い層をなしています。この部分は地殻と呼ばれ、大陸部や日本列島のような島弧では平均35 km、海洋底では平均6 kmほどの厚さをもちます。ただし、この地殻部分は地球の全体積の1.6%であり、地殻のさらに深部は、地下2,900 kmまでのマントル(全体積の83%)と、さらに深部の核(全体積の16%)とに区分されています。

岩石とは、鉱物やガラスの集合体のことです。ガラスというのは、非晶質、つまり結晶化していない固体のことで、マグマが急冷されて結晶化できずに固化した火山ガラス(例えば黒曜石や軽石など)が最も一般的です。岩石には火成岩・堆積岩・変成岩の3つの種類があります。このうち、火成岩は、マグマが冷却・固結してできた岩石で、地殻全体の体積の80%を構成します。堆積岩は数万年・数億年という地質学的な時間の中で岩石が風化・削剥され、雨などで運ばれて海底・湖底・川底などに堆積し、固結した岩石です。堆積岩は地殻全体の体積の5%に過ぎませんが、陸地表面の75%を覆っています。一方、変成岩は、火成岩や堆積岩が、高い温度や圧力にさらされ、構成する鉱物の種類が変化したものです。変成岩は地殻全体の体積の15%に及ぶと考えられています。

火成岩は、その性質によって、深成岩と火山岩とに区分されます。かつては、深成岩・半深成岩・火山岩の3つに区分されていましたが、そもそもこの区分自体が明瞭な境界をもつものではないため、最近では半深成岩の名称はあまり使われません。深成岩と火山岩とは、化学組成や入っている鉱物の種類・大きさ・量でいくつかの種類に分類されます。国際地質科学連合(IUGS)の定義によると、深成岩は構成鉱物の大きさが概ね3 mm以上、すなわち肉眼で

1) 産総研 地質調査総合センター 地質情報研究部門

キーワード：深成岩、斑れい岩、かんらん岩、花崗岩、キウムレイト、層状貫入岩体、アラスカン・タイプ超苦鉄質複合岩体、オフィオライト



第1図 火成岩の概略的分類図。この図はアルカリ元素を多く含む岩石には適用できない。有色鉱物とは、かんらん石、輝石、角閃石、黒雲母を指す。山口地学会編(1991)をもとに作成。

識別可能な程度の粒度をもつ火成岩のことを指します。一方、火山岩とは構成鉱物の大きさが1mm未満のものとされており、深成岩との中間的なものは、深成岩の名称に“細粒”をつけることになっています。さらに、火山岩は、化学組成(SiO<sub>2</sub>含有量)によって玄武岩・安山岩・流紋岩、あるいは玄武岩・安山岩・デイサイト・流紋岩に区分されます。深成岩は、一般に斑れい岩・閃緑岩・花崗岩、あるいは斑れい岩・閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩に区分されず(ここでの花崗岩と斑れい岩は、厳密には“類”の意味です)。深成岩の親マグマ(深成岩を構成する鉱物を晶出したマグマ)の組成を対応させた、第1図のような分類を目にしたことがある方も多いと思います。なお、この図において酸性～超塩基性と書いてあるのは、SiO<sub>2</sub>含有量に基づいた岩石の化学組成の性質の記述であり、溶液の液性を表す物理量である水素イオン指数(pH; ピーエイチもしくはペーハー)の概念とは異なります。また、超塩基性の火山岩であるコマチアイトは、始生代～原生代初期(概ね20億年前以前)の地質体に産出が限定されるため、一般的な火山岩には含まれません。かんらん岩は、その多くがマグマからできたものではありませんが、一般に深成岩の一種として扱われます。

第1図は、直感的にマグマの種類(組成)やそこから晶出する主な鉱物の種類・量比を理解する上では有用で、必ずしも誤りというわけではないのですが、このような理解が、斑れい岩の実体に対する誤解を生む原因のひとつでもあります。というのも、定義上、深成岩類は化学組成ではなく、色指数と構成鉱物の量比によって区分を行うため、火山岩の化学組成の区分とは正確には一致しないからです。

第1図において、花崗岩・花崗閃緑岩・閃緑岩あたりまでは火山岩と深成岩の区分は概ね対応していますが、斑れい岩では多くの場合一致しません。このことの意味を含め、これらの岩石の区分や成因について、次節で詳しく説明します。

### 3. 斑れい岩類の区分

地下深部の岩石は海底の地殻の割れ目や、地表・海底面からのボーリングによって観察・取得することができますが、地殻全体を貫くボーリングや、マントルに到達する割れ目は存在せず、人類はまだマントルの実体を目にしたことはありません。しかしながら、地震波等を使った地球物理学的な観察結果や玄武岩マグマの原岩を推定するための溶融実験の結果等から、マントルにはかんらん岩が分布していると考えられています。ここで注意が必要なのは、マントルはかんらん岩から構成されていると考えられているものの、かんらん岩の全てがマントル起源というわけではない、ということです。かんらん岩は、超苦鉄質岩の一種で、岩石の色指数に基づいて区分される岩石の一群です。具体的には、かんらん石や輝石等の苦鉄質鉱物の量比が90体積%以上の岩石のことを超苦鉄質岩類と呼びます。超苦鉄質岩類には、マントル起源と推定される岩石と、斑れい岩類と同様のメカニズムで形成されたと考えられる岩石が存在します。そこで、岩石の区分の前に、超苦鉄質岩類や斑れい岩類の成因について説明します。

仮に、玄武岩組成のマグマを何らかの容器に取り、密封して数千年～数万年かけてゆっくりと冷却すると、粗粒な斑れい岩が形成されます。この斑れい岩全体の化学組成は玄武岩と同じです。この場合、斑れい岩は液組成、つまり、マグマの化学組成を保持していると言います。一方、第1図には、おもな鉱物の量比が示されており、これは、その組成のマグマから晶出する鉱物の種類と量を意味しています。玄武岩組成のマグマからは、主としてかんらん石・輝石・斜長石が晶出します。このマグマがゆっくりと冷却する場合、地殻内には液状態の、しかも短時間では冷え固まらない程度のマグマの塊、すなわちマグマ溜まりの存在が必要とされます。そして、マグマ溜まり内では、マグマから晶出したこれらの鉱物が、底に沈殿したり、マグマの上部に浮いたりして溜まり、液状態のマグマから取り除かれるという現象が起きると考えられています。この現象により、元のマグマからは、晶出する鉱物の化学組成×晶出量に相当する成分が取り除かれることとなりますので、例えばかんらん石・輝石・斜長石が晶出する場合、

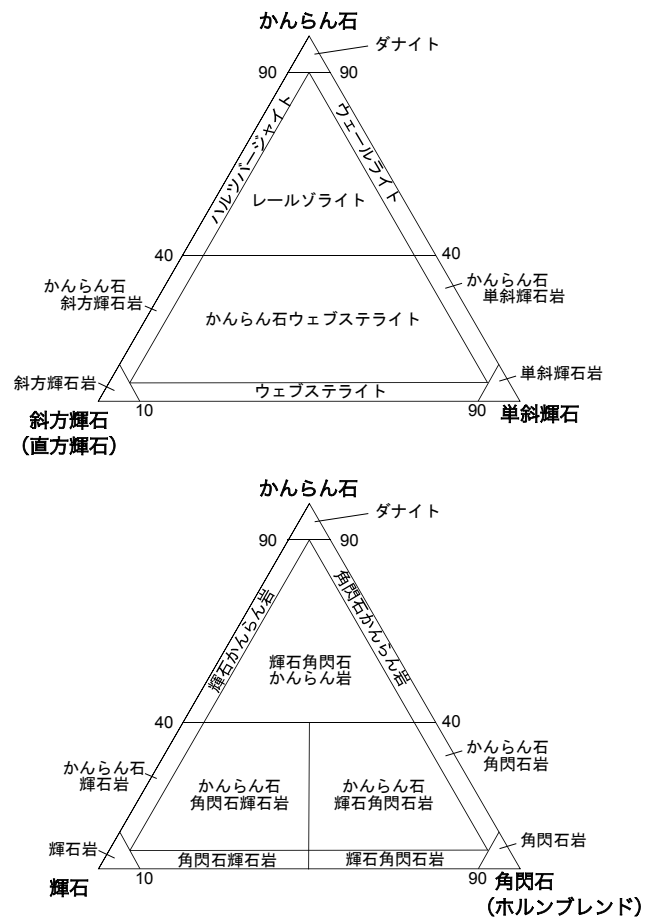
元のマグマの組成  $C_1$  = (かんらん石の化学組成 × 量 + 輝石の化学組成 × 量 + 斜長石の化学組成 × 量) = 残液の組成  $C_2$

となり、元のマグマの組成  $C_1$  と結晶を取り除いた後のマグマの組成  $C_2$  とは異なる組成となります。このようにして、結晶の晶出によってマグマの組成が変化していくことを結晶分化作用あるいは分別結晶作用と呼び、鉱物の晶出に伴うマグマの組成変化のことを分化と呼びます。そして、単純には、玄武岩質マグマから結晶が取り除かれると残液は安山岩質に、安山岩質マグマから結晶が取り除かれると残液はデイサイト質になります。

この結晶分化作用で取り除かれた鉱物、つまり、玄武岩質マグマから晶出・沈殿した結晶は、それらのみで固結して岩石となることがあります。このような岩石のことを沈積岩(キウムレイト)と呼びます。玄武岩質マグマはマントルかんらん岩が溶融することによって発生し、そのマグマ中におけるかんらん石・輝石・斜長石の晶出開始の順序や量比は、結晶作用の生じる圧力やマグマの含水量によって異なります。例えば、日本列島のような島弧の深部で水に富むマグマが結晶化する場合、かんらん石→輝石→斜長石の順に晶出が開始されます。このとき、かんらん石、あるいはかんらん石+輝石が沈殿し固結すると、第2図に示したかんらん岩に区分される鉱物の組み合わせとなります。したがって構成鉱物の種類や量比ではマントルかんらん岩と玄武岩質マグマから形成されたかんらん岩とは区別できない場合があります。また、ここで重要なことは、このようにしてできた沈積岩は、マグマの組成を保持していないということです。したがって超苦鉄質岩類や斑れい岩類のうち、沈積岩は第1図において火山岩組成と対応していないということになります。

さて、2節において、定義上、深成岩類は化学組成ではなく、色指数と構成鉱物の量比によって区分を行うことを説明しました。このことについて具体的に見ていきます。すでに述べたように、苦鉄質鉱物の量比が90体積%以上の岩石は、超苦鉄質岩類と呼ばれます。このとき、苦鉄質鉱物はかんらん石、斜方輝石(直方輝石)、単斜輝石、角閃石から構成され、時に黒雲母やざくろ石・スピネルといった様々な鉱物を少量含むことがあります。構成鉱物の種類によって、第2図のいずれかの図を用いて岩石の命名・区分を行います。

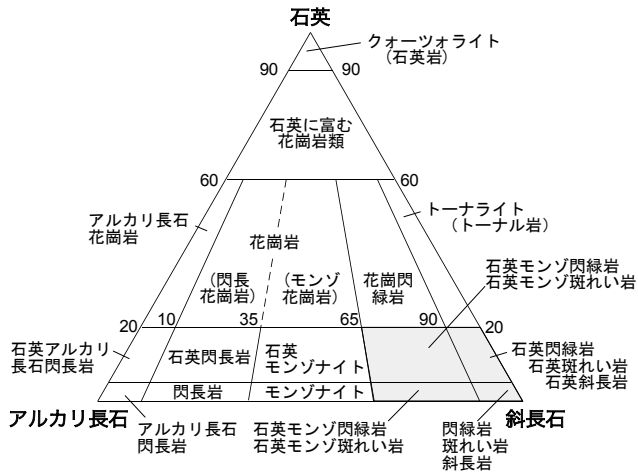
深成岩の鉱物の量比は、岩石から顕微鏡観察用のプレパラート(薄片)を作成し、顕微鏡下で数を数えて算出します。粗粒な花崗岩類の場合、岩石を板状に切り出して表面を薬品で処理して特定の鉱物を染色し、板状の岩石そのものの



第2図 IUGSによるかんらん岩類の分類図。この図は、色指数90%以上の岩石に対して、含まれる鉱物の種類によっていずれかを適用する。輝石岩及び角閃石岩は、それぞれ pyroxenite 及び hornblendite を意味し、輝岩及び角閃岩と訳されることもある。Le Maitre (2002) をもとに作成。

構成鉱物の量比を数える場合もあります。また、薄片や板状の岩石の表面の元素分析を行って鉱物種を同定し、その量比を計算する方法や、色などの光学的性質の違いを利用して画像処理で量比を計算する方法、岩石全体とその中の鉱物の化学組成のセットから、岩石全体の化学組成と一致する鉱物の量比を計算で求める方法などもあります。深成岩の研究者は、経験上、肉眼とルーペを用いた岩石片の観察によってだいたいの鉱物量比を推定することができますので、野外においてはそのような観察によって命名します。ただし、この命名法はかなり経験と主観に左右されることがあります。

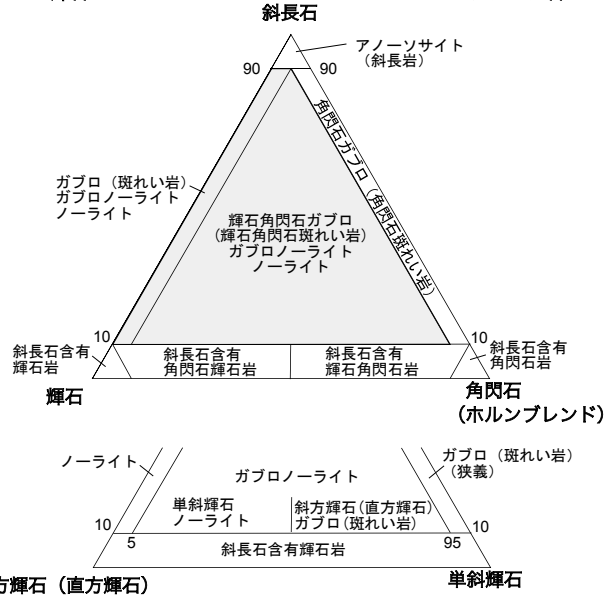
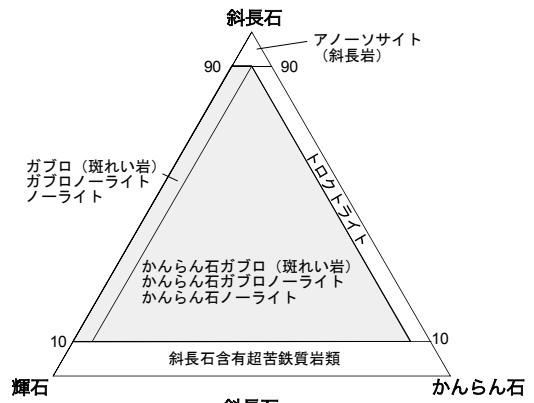
深成岩のうち、第2図にあてはまらない岩石群、すなわち、苦鉄質鉱物の量比が90体積%未満の岩石は、第3図の石英-アルカリ長石-斜長石図によって岩石名を決定します。斑れい岩類は、斜長石頂点の近くの、“斑れい岩・閃緑岩・斜長岩”領域に入る一群で、この領域に入るものは、さらに第4図の区分図を用いて岩石名を決定します。



第3図 IUGSによるかんらん岩類を除く深成岩の分類図。この図は、色指数90%未満の岩石に対して適用する。灰色で塗色された部分は、斜長石の化学組成によって扱いが異なる。斜長石のアノサイト値 [= 100 × Ca/(Ca + Na), 原子比] が0-50の場合は閃緑岩となり、それ以外の場合は、第4図を適用する。Le Maitre (2002) をもとに作成。

なお、閃緑岩と斑れい岩類とは、厳密には含まれる斜長石の化学組成によって区分されます。

花崗岩類は第3図ひとつで区分でき、その多くがトーナライト・花崗閃緑岩・花崗岩の領域の鉱物量比を示します。それに対して、斑れい岩類の命名には第4図の3つの区分図が必要で、かんらん岩類も2つの区分図を必要とします。このことは、主要構成鉱物の量比のみならず、種類の点で、これらの岩石が多様であることを意味しています。狭義の斑れい岩(ここでは広義の斑れい岩類と区別するため、ガブロと呼びます)は、単斜輝石と斜長石から構成される岩石のことを指します(第4図)。ガブロには、かんらん石や斜方輝石を含むものが一連となって産することが多いため、かんらん石ガブロやガブロノーライトが伴われます。また、単斜輝石の含有量が少なく、ほとんどがかんらん石と斜長石から構成されるトロクトライトもしばしば産します。上の説明において、玄武岩からは、主としてかんらん石・輝石・斜長石が晶出すると述べました。マグマの分化に伴う晶出順序を典型的な例(ここでは水に富むマグマではない例を示します)でみると、かんらん石→斜長石→単斜輝石→斜方輝石となります。したがって、マグマからかんらん石+斜長石が晶出しているときに、これらの結晶が沈積して取り除かれるとトロクトライトが、かんらん石+斜長石+単斜輝石の場合だとかんらん石ガブロが、斜長石+単斜輝石の場合だとガブロが、そして斜長石+単斜輝石+斜方輝石の場合だとガブロノーライトが形成される、ということになります。これらの岩石種(岩相と呼びま



第4図 IUGSによる斑れい岩類の分類図。この図は、斜長石のアノサイト値が50-100の岩石に対して適用し、図中の色指数90%以上(斜長石が10体積%未満)の岩石に対しては、図2を適用する。灰色で塗色された部分の岩石に対しては、一番下の斜長石-斜方輝石(直方輝石)-単斜輝石図を適用する。アノサイトと超苦鉄質岩類(斜長石の含有量が10体積%未満)を除く岩石のことを広義の斑れい岩類(gabbroid)と呼び、主として単斜輝石と斜長石のみからなる岩石のことを狭義の斑れい岩(gabbro)と呼ぶ(一般にはアノサイトも斑れい岩類に加えられることが多い)。Le Maitre (2002) をもとに作成。

す)は、いずれもメルト組成を保持していないキウムレイトです。このように、斑れい岩類はキウムレイトである場合が多く、鉱物の種類や量によって、大きく“斑れい岩類”といっても非常に多様です。このことが、斑れい岩といっても色々な岩相があって、“よく分からない石”と捉えられてしまう根本的な原因と考えられます。

#### 4. 斑れい岩類の起源に応じたタイプと代表的産地

斑れい岩類には、これまで述べてきた岩相の組合わせによって、いくつかのタイプが存在します。このことは、裏

を返せば、いくつかの異なる成因によって、岩相の組合せのタイプがあることを意味しています。大学の岩石学の教科書に必ず出てくる斑れい岩の代表的な岩体としては、グリーンランドのスケアガード(スカエルガードとも表記されます)貫入岩体、ニューヨーク市西側のハドソン川河岸のパリセード・シル<sup>注3</sup>、モンタナ州のスティルウォーター複合岩体、南アフリカのブッシュフェルト複合岩体等が挙げられます。上記の岩体のうち最大のものはブッシュフェルト岩体で、この岩体を形成したマグマの量は500,000 km<sup>3</sup>に及ぶと推定されています。これらの岩体はいずれも、比較的水に乏しい玄武岩質マグマを親マグマとして、結晶の沈積によって形成されたキュムレイトが、あたかも堆積岩のように層状構造をなす斑れい岩類から構成されることから、層状貫入岩体(あるいは層状分化岩体)と呼ばれています。詳しい研究の結果、巨大なマグマ溜まりでマグマの冷却に伴い鉱物の晶出と集積が生じるとともに、新たな玄武岩質のマグマが注入され、また冷却に伴って鉱物の晶出と集積が生じるといった過程を何度か繰り返して形成されたと考えられています。その晶出順序は、かんらん石→斜長石→単斜輝石の順で、第4図の岩石名としては、ダナイト→トロクトライト→ガプロに相当します。ただし、厳密には、沈積した鉱物の間に残っている液やマグマ本体との反応により、早期に晶出したかんらん石は斜方輝石に変化しており、岩石名としてはハルツバージャイト(第2図)に区分されるものも存在します。

一方、世界には層状貫入岩体とは異なるタイプの斑れい岩類の岩体も存在しており、その代表例がアラスカン・タイプの超苦鉄質複合岩体です。この岩体は、典型的には1-数kmの深成貫入岩体で、ダナイトのコアを取り囲むようにウェールライト・単斜輝石岩・角閃石岩・ガプロが同心円状に分布します(このような同心円状の構造を累帯構造と呼びます)。名前の由来であるアラスカや、ウラル山脈に沿う地域の岩体が古典的研究例として有名ですが、その他にもブリティッシュ・コロンビア、シエラネバダ、ニュージーランド、タスマニア、中国、そしてカムチャツカ等各地に存在することが報告されています。アラスカン・タイプの岩体の岩石構成は、かんらん石→単斜輝石→斜長石の順でマグマから結晶が晶出したことを示唆しています。この晶出順序は上に示した層状貫入岩体とは明らかに異なっており、そのために沈積岩の岩石構成も異なります。岩石や、岩石を単純化した組成の薬品混合物を高温・高圧下に置いて実際に結晶作用を再現する実験岩石学による研究の結果、アラスカン・タイプの岩体に見られる晶出順序は、高圧条件下又は含水条件下(水を含むマグマからの結晶)に

よって生じることが分かっています。個々の岩体がどちらの条件で形成されたのかは、ケース・バイ・ケースですが、沈み込み帯上に分布するものの多くは、水に富むマグマから形成されたと考えられています。

上述のほかには、海洋底を構成する海洋地殻の大部分を構成する斑れい岩が挙げられます。海洋地殻は、日本列島のような沈み込み帯でマントルへと沈み込んで消滅していきますが、地殻変動や造山作用の一種によって、陸上に断片が存在する場合があります。このような地質体のことを、オフィオライトと呼びます。海洋地殻やオフィオライトには、トロクトライト・かんらん石ガプロ・ガプロ・ガプロノライト等からなるリズムミクな層状構造(第5図)が観察され(層状斑れい岩と呼ばれています)、層状貫入岩体と同様に、かんらん石・斜長石→単斜輝石→斜方輝石の順にマグマから晶出したことを示しています。オフィオライトの層状斑れい岩に見られる層状構造が層状貫入岩体の斑れい岩類とよく似ていることから、当初、オフィオライトの層状斑れい岩も海嶺下の巨大なマグマ溜まりで形成されたと考えられていました。ところが、音波探査等の地球物理学的な手法を用いた調査によって、少なくとも現在海洋底に存在している海嶺の直下では、そのような巨大なマグマ溜まりは存在しないことが明らかとなりました。その結果、現在では、小規模なレンズ状の貫入体が繰り返し側方に貫入することによって、層状斑れい岩の構造が形成されたとする考え方が主流です。

ところで、オフィオライトはかつて、現在の海洋底を構成する海洋地殻そのものであると考えられていましたが、オフィオライトを構成する玄武岩に沈み込み帯上の玄武岩



第5図 オフィオライトの層状斑れい岩。数cm-数10cm程度のリズムミクな層状構造がみられる。オマーン・オフィオライト、ワジ・スクバ(ワジとは、枯れ川のこと)。

によく似た組成のものが産することや、斑れい岩類には必ずしも上述のようなトロクトライトやかんらん石ガブロではなく、アラスカン・タイプの超苦鉄質岩体と同様のウェールライトや単斜輝石岩がしばしば伴われることから、オフィオライトは大洋の中央海嶺ではなく、沈み込み帯上で形成された海洋地殻であるという考えが支配的となってきました。したがって、オフィオライトでは、実際には第2図や第4図に示される岩石種の大半が存在しています。ほぼ完全な海洋地殻断面を有することで世界的に有名なオフィオライトとしては、キプロスのトルードス・オフィオライトやオマーン・オフィオライトがあります。その他、カナダのベイオブアイランズ・オフィオライト、米国のジョセフィン・オフィオライトやトリニティ・オフィオライトも有名です。

日本における代表的な斑れい岩体には、以下のようなものがあります。北海道のパンケヌシ斑れい岩体は、マントルからもたらされた玄武岩質マグマから結晶作用の早い段階で形成されたトロクトライトを含み、かんらん石ガブロ等が層状構造を示す、我が国では規模の大きな岩体です。親マグマは海嶺玄武岩質であるとされています。高知県の室戸岬にはかんらん石ガブロ・ガブロを主体とする斑れい岩体があります。マグマの分化の初期に形成された岩相は欠如していますが、鉱物化学組成から判断して、かんらん石・斜長石→単斜輝石の順に晶出したもののようです。山口県の高山<sup>こやま</sup>斑れい岩は、主としてガブロノーライトから構成され、全体的に強い磁性を持つことで知られています。局所的に層状の構造を示すことはありますが、岩体規模での層状構造や累帯構造は不明瞭で、このような斑れい岩はマグマと晶出鉱物の分離が不十分であるか、全体として液組成に近い組成を示している可能性があります。茨城県の筑波山、大阪府と兵庫県の県境部の生駒山、長野県～愛知県にかけては小規模な斑れい岩の岩体が点在します。これらは、領家帯という中生代白亜紀～新生代古第三紀の地質体に属しており、明瞭な累帯構造を示す例は少ないものの、多くはアラスカン・タイプの超苦鉄質岩体に類似する岩石構成を示しています。オフィオライトの代表的なものとしては、福井県の夜久野<sup>やくの</sup>オフィオライト、北海道の幌加内<sup>ほろか</sup>オフィオライトとポロシリ・オフィオライトの3つが挙げられ、その他断片的・小規模なものも多数あります。

## 5. 斑れい岩の特徴

これまで見てきたように、“斑れい岩類”といっても実に

多様な岩相があり、簡潔に共通の特徴を挙げることは困難です。そこで、ここでは、同じ深成岩の花崗岩類と比較して、その特徴をみていくことにします。

斑れい岩類は、花崗岩類に比べて密度が大きいこと、同じ大きさ(体積)で比べると重いという特徴をもちます。一般的な花崗岩の密度は2.6–2.7 kg/m<sup>3</sup>であるのに対し、斑れい岩は2.8–3.1 kg/m<sup>3</sup>程度あります。かんらん岩の場合は更に大きく、3.3–3.5 kg/m<sup>3</sup>程もあります。このような特徴は、含まれている鉱物であるかんらん石や輝石が、花崗岩を構成する鉱物に比べて高密度であることに由来します。深成岩類の命名が色指数、つまり有色鉱物の量比に基づくため、花崗岩に比べて黒っぽいという特徴があります。無色鉱物である斜長石は極めて新鮮な場合、ほぼ透明に見えますので、そのような斜長石を含む斑れい岩類では、黒色に見えることもあります。斑れい岩類の多くはキュムレイトで、10数cm–数10cm間隔のリズミックな層状構造が認められることがあります。

斑れい岩類は分布が少ない割に多様で理解が難しい存在ではありますが、マントルからマグマが発生する場の情報や、付随する多量の花崗岩類の成因に密接に関係した岩石学的情報をもつ、貴重な存在でもあるのです。

## 注

- 注1 花崗岩には、第3節で説明するように、第3図で示される、トーナル岩・花崗閃緑岩・花崗岩等の珪長質深成岩を一括した“花崗岩類”(英語でgranitoid rocks,あるいはgranitic rocksと表現されると、狭義の“花崗岩(granite)”とがあり、斑れい岩も同様に斑れい岩類(gabbroidあるいはgabbroic rocks)と、狭義の“斑れい岩(gabbro)”があります。本論では、総称には“類”をつけて表記します。
- 注2 例えば、韓国料理の石焼きビビンバ(ビビンバ)の容器や、カーリング競技で使用されるストーンには、花崗岩類が使われています。このうち、カーリングのストーンは、カーリング発祥の地である英国スコットランド沖の島であるAlisa Craigと、英国ウェールズのTrefor採石場の2箇所からの花崗岩に限定されており、世界カーリング連盟の競技会では前者の産地からのもののみが使用されています。(https://metro.co.uk/2018/02/22/curling-stones-made-weight-much-cost-7334343/ 閲覧日:2021年8月18日)
- 注3 シル(sill)とは、地層面等に平行に貫入した板状岩体のことで、パリセード・シルは、厚さ300 m、延長600 kmに達します。

## 引用文献

- Le Maitre, R. W., ed. (2002) *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms, 2nd edition*. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- 山口地学会編(1991) 山口県の岩石図鑑. 第一学習社, 東京, 224p.

### 参考文献

- 鎌田浩毅(2008) マグマの地球科学 – 火山の下で何が起きているか. 中公新書 1978, 中央公論新社, 東京, 262p. (解説: 一般向けの新書ですが, 玄武岩質マグマの成因や分化に関連した, かなり専門的な内容が説明されています).
- 岡村 聡ほか(1995) 岩石と地下資源. 新版地学教育講座 4, 東海大学出版会, 東京, 201p. (解説: 大学専門教育課程の学部生向け相当の岩石学・鉱床学に関する専門書です. 他の専門書に比べると比較的平易に書かれていますが, 一般向けよりも高度な内容です. また, 火成岩岩石学の部分は全体の 1/3 程度です).
- 酒井治孝(2016) 地球学入門(第2版). 東海大学出版部, 東京, 319p. (解説: 大学の教養地学相当の内容が分かりやすく説明されています. 本論で取り扱ったマグマの分化についても簡潔に紹介されています).
- 鹿園直建(2006) 地球学入門. 慶応義塾大学出版会, 東京, 246p. (解説: 慶応義塾大学通信教育課程総合教育科目(教養科目)の教科書であり, 自習によるテキスト学習を前提に執筆されています).
- 高橋正樹(1999) 花崗岩が語る地球の進化. 自然史の窓 7, 岩波書店, 東京, 151p. (解説: 岩石学に関連した書籍としては珍しく, 花崗岩のみを扱った一般向けの書籍です. 斑れい岩類の多くとは成因が異なりますが, 同じ深成岩の仲間として勉強になると思います).
- 
- YAMASAKI Toru (2021) Gabbroic rocks: their types, origin, and features.
- 
- (受付: 2021年6月17日)