

《論文》

マグマ固結過程における火成岩の化学的多様性の形成について

小 出 良 幸

要 旨

マグマの固結過程で起こる化学的多様性形成について検討した。マグマ滞留場では、マントルから由来した玄武岩質マグマの熱によって、地殻下部の溶融により流紋岩質マグマが形成される。2つのマグマが混合することで多様なマグマ組成ができる。このようなマグマ混合作用を起こす島弧の火成作用は、大陸形成につながると考えられる。マグマだまりの冷却過程で、マグマだまりでは結晶作用、マグマ混染、液相不混和などの作用が起こる。結晶作用には平衡結晶作用と分別結晶作用があり、両者の違いで化学的多様性は大きくなる。またマグマ組成や晶出する結晶の組み合わせでも多様性が増大する。結晶作用は実測値から相図やモデル形成により推定することも可能である。噴火時には組織や構造に多様性を生じるが化学的多様性は大きくはならない。

キーワード：マグマ滞留場、マグマだまり、結晶作用、マグマ混合、マグマ混染、液相不混和

I はじめに

地球は多様な岩石から構成されている。岩石の多様性がいかに形成されてきたかを知ることは、地球の形成や変遷を知る上で重要な知見となる。例えば火成岩をみていくと地域的な特徴があることがわかる。そのような特徴の多くは、似た地質条件ではよく見られるものである。似た地質条件では、似たマグマが形成されていることを意味する。小出（2016）は、時代固有の特異な火成活動もあるが、普遍的な化学的多様性は、時代を越えて存在しているものも多いことを示した。火成岩における特異性と普遍性は、堆積岩や変成岩など岩石全般へと敷衍できると考えられている（小出，2014）。

岩石の多様性形成の一環として、火成岩の化学的多様性を生み出すメカニズムを考えていくことにした。火成作用に関与する要素や素過程を抽出し、それらが生み出す多様性の範囲を把握していく作業を進めてきた。マグマの生成過程における要因として起源物質や溶融過程を検討し（小出，2015）、生成されたマグマの化学的多様性として本源マグマの総括をおこなった（小出，

2016)。本論では、マグマが冷却して固結するまでの過程で、どのような化学的多様性が形成されるのかを概観していく。火成岩の化学的多様性を生み出すメカニズムとして、マグマの形成から固化までの火成作用を見てきたが、冷却固結の過程が火成岩における化学的多様性形成の最後となる。

本論では、地球深部から由来するマグマの組成は本源マグマとして定まっている、という前提で議論する。このような束縛条件で、マグマは、マグマ滞留場とマグマだまり、そして貫入・噴出という地質学的な場の変化を経ながら、冷却していくことになる。冷却過程にはいくつかの重要な現象（マグマ混合、マグマ混染、液相不混和）が見出される。マグマ混合（magma mixing）という現象は、島弧の「サブダクション・ファクトリー」が、大陸形成のメカニズムとして、重要な役割を果たしていることがわかってきた。

地球という舞台上、日本列島は小さな島々に過ぎない。だが、そこでは多くの地質学者の長年の地質学的情報の蓄積がなされてきた。それらの努力や成果が、島弧という地域の特性の記載だけで終わることなく、大陸形成過程や地球の進化などを明らかにする素材になってきたのである。日本列島は、地質学的にもっとも今後の展開が楽しみな場となってきた。

## II 火成岩の化学的多様性を探る

著者はこれまで、火成岩の化学的多様性の過程として、マグマ形成場で起こる作用（小出, 2015）と、生成された本源マグマの多様性を把握してきた（小出, 2016）。マグマの固化過程を考える前に、それまでの過程をまとめておく。

### 1 因果関係の探査における誤差と不確かさ

マグマの多様性を化学的に探るために、いくつかの不確かさをもった測定値をもとに仮説構築、検証作業が進められることになる。そのために、試料とその測定値が持つ不確かさを把握しておく必要がある。

マグマの固化で火成岩ができる。これは、固化して形成された火成岩という「結果」から、マグマという「原因」を探ることになる。その「因果関係」を前提としていることとなる。因果関係の解明には、理想的な状態を想定して、理論を用いることになる。そこには理論と現実の間に存在する避けることのできない科学的問題が存在する。

その一つに測定値の不確かさが挙げられる。自然界に存在する火成岩という物質を、採取、分析し、分析値からマグマとの因果関係（成因）を探ることになる。そこに、さまざまな不確かさが含まれていることになる。

試料はその火成岩を代表していると考えられる部分を採取して、分析に供する。試料は自然界に存在するため、一般に風化、変質、変成などを受けている。それらを極力取り除いて分析に臨

むのだが、素材自体がもっている不均質さや汚染などによる「不確かさ (uncertainty)」が紛れ込んでくる。

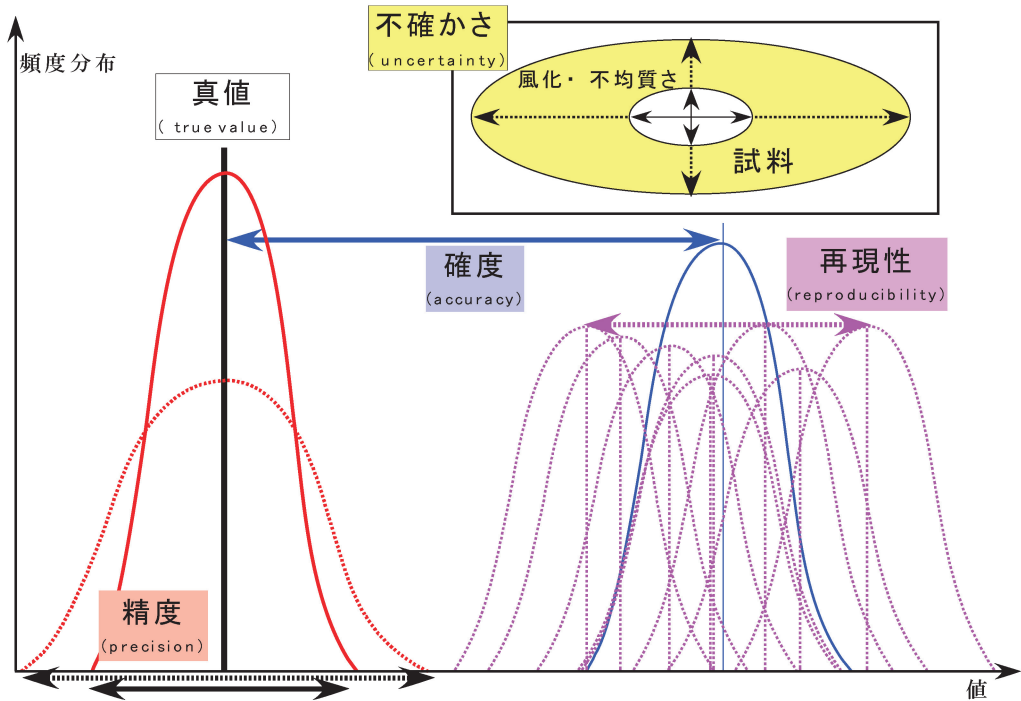


図1 試料の持つ不確かさと測定誤差

横軸:測定値の分散。縦軸:多数の測定値の頻度分布(確率密度,測定値の頻度)。分析値は一般に正規分布を持つ。実際の測定で必ず生じる3つの測定誤差を示した。精度:分析値の分布の広がり, 確度:真値からのズレ, 再現性:繰り返し測定で生じる系統的誤差。囲みの中の図:試料を分析した時,測定値が持っている誤差(実線の矢印で示した範囲)の他に,試料の風化や不均質さなどによって生じた総合的な不確かさ(破線の矢印)の模式的図。

分析においても、いくつかの誤差が生じる(図1)。本来試料がもっているはずの真値(true value)からのズレは、確度(accuracy)と呼ばれる。測定自体に含まれる偶然誤差(random error)は、精度(precision)として表される。繰り返し測定によっても研究室、研究者や装置などによる分析手段や装置から生じる系統誤差(systematic error)のバイアス(bias)は、再現性(reproducibility)として示される。分析した測定値は、上記に由来するバラつき(誤差)があるので、一義的に定まった真の値とはならないのである。

これらの分析過程における誤差については、真値が与えられている標準試料などを持ちいて、事前に測定の誤差を見定めておく作業がなされる(例えば, Koide *et al.*, 1991など)。分析誤差は、事前作業で定量化され、通常、測定値では5%(95%信頼区間)以下の誤差で議論されることが多い。2つの値を比べるとき、測定値の誤差以上の違いがあるときは差異があるとして、誤差

以下の場合には同等か識別不能となる。

自然界の試料に内在する不確かさは、定量化することが難しい。分析用の試料は、代表的なものが露頭から選別、採取され、慎重に前処理がなされ、管理された環境で高性能の装置で分析されていく。天然の試料には、風化、変質、異質物などの「汚染 (contamination)」が起こっているが、試料の汚染は本当に除去されているのか。さらに、マグマは均質だったのか、試料はマグマの結晶分化過程を代表しているのか、結晶過程で平衡が保たれていたのか、試料をとった露頭はマグマを代表しているのか、などの知り得ない不確かさが存在する。そこには分析の測定誤差以上の不確かさが混入しているかもしれない。

いろいろな誤差や不確かさを含んだ測定値を用いて、理論による因果関係を推定していくことになる。測定誤差の範囲を越える明瞭な相関や一致が見られるのであれば、その因果関係の推定が確からしいものになる。しかしそこには知り得ない不確かさもある。

測定値にまつわる不確かさは、自然界のものを定量化して議論する場合、常に付きまとうジレンマでもある。現実には誤差をもとに、検証精度が検討され、データからいえる一番もつともらしいものとして、その理論、因果関係から自然現象を理解していくしかない。不確かさが誤差より大きければ、因果関係の検証は不完全となる。測定値を用いた検証結果に過剰な信頼を持つことなく、常に他の可能性への配慮をし、謙虚に自然を見ていくことが必要だろう。

## 2 化学的多様性形成の過程

火成岩は、いくつかの要因や過程を経てマグマが固結したものである。火成岩は、既存岩石（起源物質）が溶融（マグマ形成）して、移動、集積し（マグマ滞留場、マグマだまり）、冷却、固化することで形成されるが、これらの全過程を火成作用と呼ぶ（図2）。

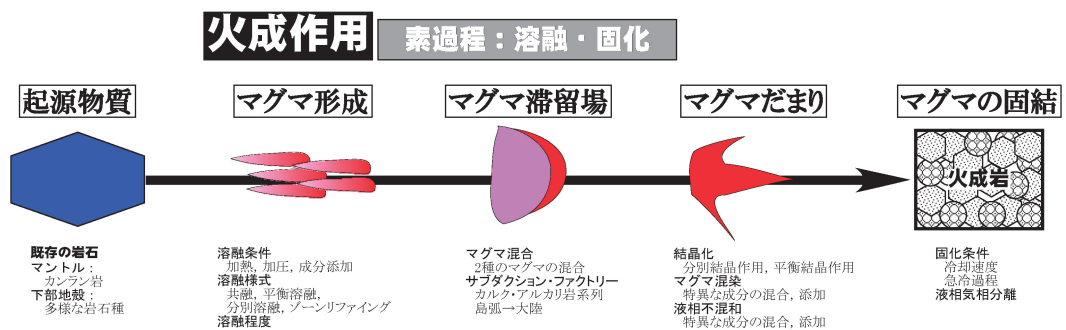


図2 火成作用の過程

火成作用の素過程を、起源物質、マグマ形成、マグマ滞留場、マグマだまり、マグマの固結に区分し、それぞれの素過程で関与している要因・条件をまとめた概念図。

火成作用で化学的多様性を形成する要因は、マントルなどの起源物質が溶融しマグマが形成される過程 (小出, 2014), 形成場からマグマが移動してマグマ滞留場に蓄積される過程 (中田, 2003), マグマが移動してマグマだまりを形成する過程, 冷却して固化する過程に分けられる。冷却は, マグマだまりでゆっくりと固化したり, 地表・水中での噴出で急速に固化することもある。

火成作用における最初の過程は, 起源物質とその溶融である (小出, 2015)。起源物質は, マグマを生じる固体物質で, マントルや地殻下部に存在する既存の岩石となる。マントル物質は比較的均質だが, 地殻物質は履歴の違いによって多様となる。小出 (2016) では形成された本源マグマの多様性と, 地質学的位置によって本源マグマの違いを総括した。マントル内で形成されたマグマは, マグマ滞留場まで上昇し, マグマだまりへと移動し, 冷却・固結過程にはいる (図3)。マグマだまりでマグマの冷却がはじまり, マグマの状態変化により爆発的な噴火を起したり, 割れ目に貫入したり, その場で固化することもある。固化できない気体や液体の成分が分離していく。最終的にマグマが完全に固結して, 火成作用が終了する。

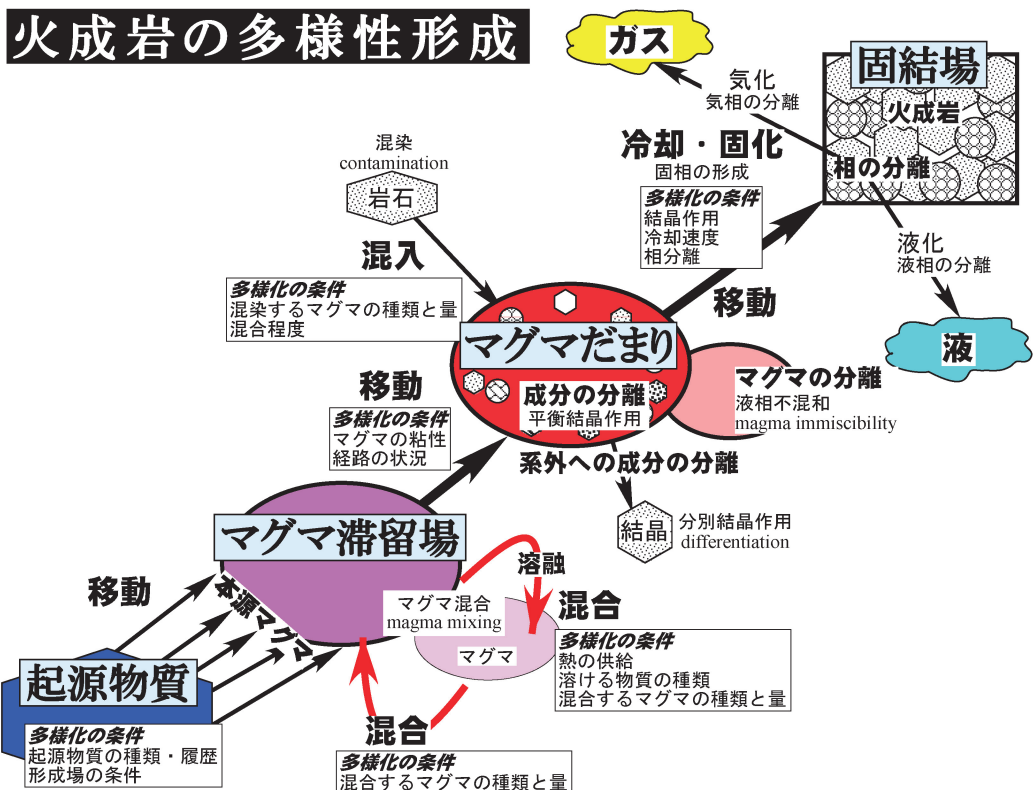


図3 火成岩の多様性形成の現象や作用

火成作用の過程のうち, 地質学的位置として, 起源物質, マグマ滞留場, マグマだまり, マグマ固結場で起こっている重要な作用や現象を示した模式図。

以下では、起源物質内でのマグマ形成過程から、マグマ滞留場に至るまでに生じる多様性の概要をまとめていく。

### 3 起源物質からマグマ形成まで

起源物質は、マグマが由来する固体物質で、マントルや地殻下部に存在する既存の岩石である。海洋域では、マントルでマグマが形成され海洋地殻を形成する。大陸域や島弧域では、マグマが形成されるのはマントルから地殻下部になる。

マントルは、カンラン岩 (peridotite) からできている。マントルのカンラン岩は、主にレルゾライト (lherzolite) に分類される。マントルは均質ではあるが、化学的分解能を上げていくことで、多様性があることが認識されてきた。同位体組成でみると、マントル物質には履歴の違うものがあり、端成分マントルと呼ばれる5つの端成分が識別される。

端成分マントルは、化学的分別 (chemical separation)、時間効果 (time effect) によって形成され (小出, 1992)、端成分マントル同士の成分混合 (component mixing) によってマントルの多様性が広がると考えられている。

化学的分別とは、もともとの物質が持っていた同位体比 (同位体組成) を変化させる過程を意味する。同位体比は時間の効果によってその変化は大きくなっていく。地球の素材 (隕石) から同位体比が変化するためには、地球での物質循環や溶融などの化学的分別作用により、元の物質と違った親/娘核種比を持ち、時間経過により同位体組成が変わっていく必要がある。化学的多様性をもった5つの端成分マントルが、マントル対流によって機械的に混合することでマントル内の多様性が形成される。

地殻下部の岩石が多様なのは、常に地質学的擾乱を受けている場で、履歴の違った岩石が混在しているためである。地殻下部が起源物質になると、多様な組成のマグマが形成されることになる。

マグマが形成される場であるマントルや地殻下部は、固体である (川勝, 2002)。そのような場でも、温度上昇、圧力低下、成分添加が起これば溶融することが知られている (藤井, 2003)。温度上昇と圧力低下では、溶融曲線は変化せず、起源物質がマントル内を移動して、条件が変わることにより岩石が溶け出す場合である。成分添加は、岩石の溶融曲線が移動して地温勾配を横切る場合である。起源物質でこれの3つの条件のいずれか、あるいはいくつかを組み合わさって、溶融条件が達成されると、マグマが形成されることになる。

### 4 本源マグマ

どのような起源物質が、どのような溶け方 (溶融作用) で、どの程度溶けたか (溶融程度) によって、マグマの化学組成は変化する。溶融作用は、固相 (起源物質) と液相 (マグマ) が平衡関係を保ちながら (平衡溶融) か、液相が固相から取り除かれる (分別溶融) かによって、液相の組

成は大きく変化する。溶融過程は、高温高压実験や熱力学的解析、火成岩の研究などから、概要が解明されてきた (小出, 2015)。

化学的な特徴を共有する火成岩群は、火成岩アソシエーション (igneous association) と呼ばれ、一つのマグマから結晶作用でできた火成岩は、岩石系列 (rock series) と呼ばれている (Turner and Verhoogen, 1951)。現在では、多様な火成岩アソシエーションや岩石系列が認識され、マグマ形成の地質場の多様性も識別できるようになってきた。最初に形成されるマグマとなるのが、本源マグマである。

マントルで形成される本源マグマは、一般には玄武岩組成となる。本源マグマの基本的な区分として、ソレイト質とアルカリ質岩石系列とがある。本源マグマの少しの化学組成の違いによって、結晶分化作用に大きな違いを生じ、岩石系列が識別される。

起源物質から多様な本源マグマができるはずだが、ある一定の組成範囲をもった限定された多様性となっている。形成場によって本源マグマには、類似性があることがわかってきた。マグマは現世だけでなく、古い時代にも似た形成場が存在していたことや、古い時代にのみに活動した本源マグマも存在したことも認識されてきた (小出, 2016)。

海洋、島弧、大陸のマグマ形成場の違いが化学的特徴として見分けられる。

海洋域では、ソレイト質岩石系列に属する中央海嶺玄武岩 (MORB) マグマを大量に形成している。MORBは地球表層の70%を占める海洋地殻の主構成物なので、地球を代表する本源マグマとなる。MORBには、溶融程度によってカンラン石ソレイトと石英ソレイトができる可能性はあるが、実際に形成されているマグマの多くは、カンラン石ソレイトである。

ハワイのような海洋島や海山には、ソレイト系列もあるが、アルカリ系列を特徴的に伴う。アルカリ岩は、マントルのカンラン岩が小さい部分溶融の程度で形成されたものである。海洋域のアルカリ岩 (Oceanic Island Basalts: OIB) は、同位体組成から、古い時代に沈み込んだプレートがリサイクルしたもの、堆積物や大陸地殻物質のリサイクルしたもの、下部マントルに由来するものなど、履歴の異なる起源物質の関与が知られている (木村, 2013)。これらの情報から端成分マントルが知られるようになってきた。

海洋域の巨大な地形的高まりである海台には、海台玄武岩 (oceanic plateau basalt) と呼ばれる大規模なマグマ噴出がある。ソレイト質マグマを主としているが、時にはアルカリ岩やピクライトを伴うこともある。大陸域に見られる洪水玄武岩 (continental flood basalt) と同じ成因だと考えられている。

島弧では、海洋側から大陸側に向かって、低アルカリソレイト、高アルカリソレイト (高アルミナ玄武岩)、アルカリ玄武岩という岩石系列が帯状に配列をしている。これらのマグマの特徴は、マントルの溶融条件 (深度もしくは圧力、温度) の違い、溶融程度の差として説明できる。高温高压になるにつれて (マントル深部に向かって)、石英ソレイト、カンラン石ソレイト、ピクライトへと変化する (例えば, Jaques and Green, 1980 など)。また、カンラン石ソレイト

トの形成される温度圧力条件でも、溶融程度の小さいもの(20%以下)がアルカリ成分に富みアルカリ玄武岩になることがわかってきた(例えば、高橋, 1996など)。島弧には多様な岩石系列があるが、いずれも岩石学的違い(化学組成や鉱物組み合わせ、産状など)が明瞭で、本源マグマだと考えられる(Kushiro, 1968)。島弧のマグマだまりがそのまま固まったものが、地下には存在していて、古い時代の島弧のマグマだまりは花崗岩類のバソリスとして露出している。

大陸地殻直下の最上部マントルと海洋地殻直下のものは、化学的性質が異なると考えられている(Harris, *et al.*, 1986; Song and Helmlinger, 2007)ので、大陸域で形成された本源マグマは、大陸固有の化学的特徴を持つことになる。大陸地殻が分裂する時、リフト帯(あるいは大地溝帯, Great Rift Valley)ができ、大規模なアルカリ玄武岩や強アルカリ岩(フォノライト: phonolite)の割れ目噴火が起こり、溶岩台地を形成したり、中心噴火の強アルカリ溶岩(ネフェリナイト:nepherinite, カーボナタイト:carbonatite)や火山碎屑物を噴出する(諏訪・矢入, 1979)。アルカリ岩の成因は、液相濃集元素が多い起源物質での小さい溶融程度によるものである。

大陸には、古い時代から活動している炭酸成分に富むカーボナタイトという火山岩がある。現在も活動を続けている火山もあり、炭酸塩に富んだマントルで非常に小さい溶融程度によるマグマであることが実験的に検証されてきた(Wallace and Green, 1988)。

太古代に噴出したコマチアイト(komatiite)と呼ばれる本源マグマがある。火山岩ではあるが、カンラン岩に近い組成で、マントルが高温(1600℃)であった時代に、大きな溶融程度で形成されたと考えられている(Arndt, 2003)。また、カンラン岩組成のキンバーライト(kimberlite)という火山岩も、先カンブリア紀の楯状地など古い大陸地域で、原生代初期から古第三紀初期に限定された活動である(Kjarsgaard, 1996)。ダイヤモンドを含み揮発成分に富んでいることから、CO<sub>2</sub>やH<sub>2</sub>Oの存在下で小さい溶融程度で形成された本源マグマである(Priestly *et al.*, 2006)。ダイヤモンドを含み準安定のまま地表で噴出してきたことから、150km以深から高速(時速30~60km)で上昇してきたとされる(Woolley *et al.*, 1996; Sparks, 2013)。

太古代から原生代にかけて活動した斜長石を主成分とするアノーソサイト(anorthosite, 斜長岩)と呼ばれる深成岩がある。地球創成期のマグマオーシャンができ、アノーソサイトの原初大陸があったと考えるモデルもある(丸山, 2016)。マグマオーシャンでの結晶の浮遊でできたとすると、本源マグマになる可能性もある。

時代固有の特徴をもったマグマが形成されてきたこともある、一方、地質学的位置によって時代を通じて同じマグマが形成されてきたこともある。特定の時代のマグマの活動は、地球史の中でそのマグマが必然的に導かれてきたことが示されなければならないし、地質場の特徴によって一定の性質のマグマが、プレートテクトニクスの枠組みで解明されていかななくてはならない。これらの研究は進んできた。



### Ⅲ マグマ滞留場でのマグマ混合

マグマ滞留場は、高温のマグマが次々と供給されているところで、マグマ混合の作用が起こっている場であることがわかってきた。ここでは、マグマ混合のメカニズムとその地質学的意義を考えていく。

#### 1 2種類のマグマの形成と混合

マグマは、周辺の岩石と比べて密度が小さいため、浮力が生じて上昇していく。起源物質がマントル物質の場合は上昇していったマグマは、マントルと地殻の境界のモホ面 (Moho discontinuity) に、地殻物質の場合は下部と上部の境界のコンラッド面 (Conrad discontinuity) などの密度差大きいところに滞留すると考えられている (中田, 2003; 吉田ほか, 2017)。マグマがモホ面で滞留する場合、高温のマグマが地殻下部の物質と長い時間接することになる。その結果、「加熱」溶融が起こり、マグマが形成されることになる。加熱場に水が多く存在したり、あるいはマグマから水が供給されると、「成分添加」が起こり、さらに溶融しやすくなる。

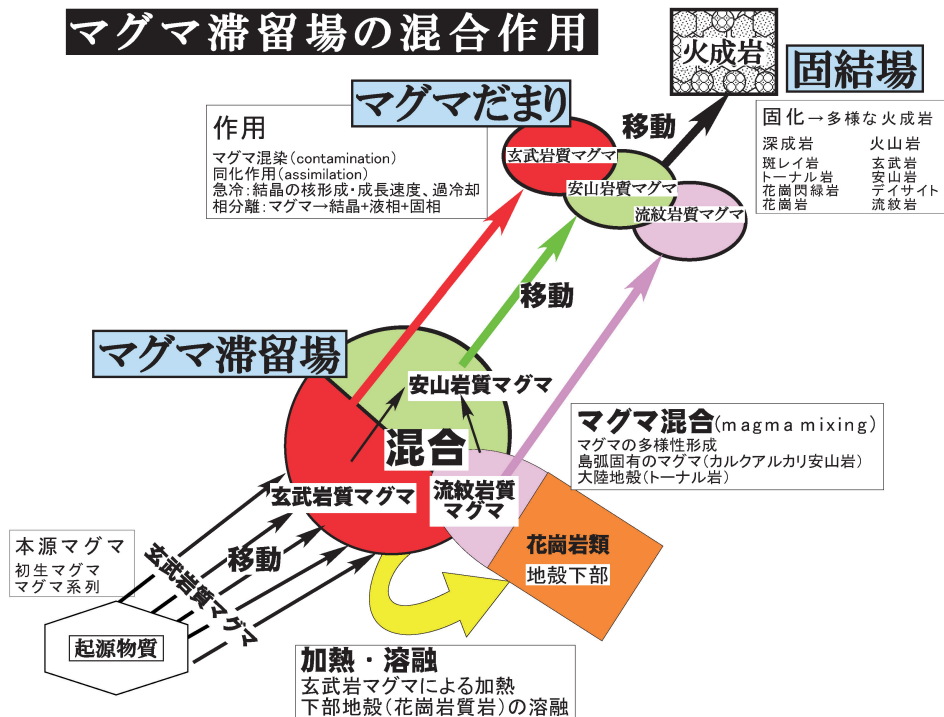


図4 マグマ滞留場でのマグマ混合作用

マグマ滞留場でのマグマ混合作用とそこから派生する多様なマグマ形成についての模式図。

地殻下部を構成している苦鉄質から珪長質の岩石が溶融すれば、流紋岩質マグマ（デイサイト質マグマ、花崗岩質マグマとも呼ばれる）が形成される（図4）。特に石英や長石が多い岩石に含水鉱物が含まれていたり、水が加わったりすると、低温でも大量の流紋岩質マグマが形成されることが、高温高圧実験でわかっている（例えば、周藤・小山内, 2002のまとめなど）。

沈み込むプレートにより水が供給されやすい島弧や陸弧（沈み込み帯のある大陸縁）は、上部マントルから玄武岩質マグマが頻繁に上昇してくる場となる。島弧のマグマ滞留場では、地殻下部の溶融で流紋岩質マグマが必然的に形成されることになる。2種類のマグマがすぐ近くに存在するため、マグマの混合作用も起こりやすい場となる（Sakuyama and Koyaguchi, 1984; 柵山・小屋口, 1982）。

マグマ滞留場では、高温状態が維持されているため、玄武岩質マグマと流紋岩質マグマとの混合も効率的に起こる。成因と組成の違う2種類のマグマ混合は、化学的多様性の形成において、重要な作用となる。もしマグマの供給が途絶えたり、少なければ、流紋岩質マグマが形成されても、混じることなく別々のマグマとして活動するであろう。マグマ滞留場の条件によって、多様な混合条件が生じることになる。

## 2 マグマ混合のモデル

マグマ混合をモデル化し、解析する方法をみていく。マグマ混合は、2種類以上のマグマが混合して、新たな化学組成のマグマができることである。3つ以上のマグマが混合することは、マグマの形成環境を考えると稀なものであろう。まず、2つのマグマ混合を考えていく。

固化した火成岩から、どのようなマグマ混合を経てきたかを、計算によって推定することができる。一つの成分に着目すると、2つのマグマの混合は、

$$X_m = X_a \cdot f + X_b \cdot (1-f)$$

という関係が成り立つ。ここで、濃度（含有量）をXで、a, b, mはマグマA, B, そして混合したマグマMでの濃度を添字で、fは混合比率a/(a+b)（重量比）を表している。

この式は、変数が4つあるので、3つ以上の数値がわからなければ解けない。珪酸（SiO<sub>2</sub>）の含有量で考えると、玄武岩質マグマが50 wt%，流紋岩質マグマが70 wt%で、混合後60 wt%の安山岩質マグマができたことがわかっていたとすると、両マグマの混合比率は1:1であったことになる。このような2種のマグマの混合をある成分（例えば珪酸量）でみると、混合比率（f）の変化に対応して、端成分となるマグマ（50 wt%と70 wt%）の組成範囲（50 wt%～70 wt%）のマグマができることになる。その混合過程は、情報さえそろっていれば、できた火成岩から推定することができる。

次に、2つの成分の場合を考える。1成分の時と同様にXに関しては、

$$X_m = X_a \cdot f + X_b \cdot (1-f)$$

が成り立ち、Yについても、

$$Y_m = Y_a \cdot f + Y_b \cdot (1-f)$$

が成り立つ。式2つに対して変数が5つなので、3つ以上の数値がわからなければならない。

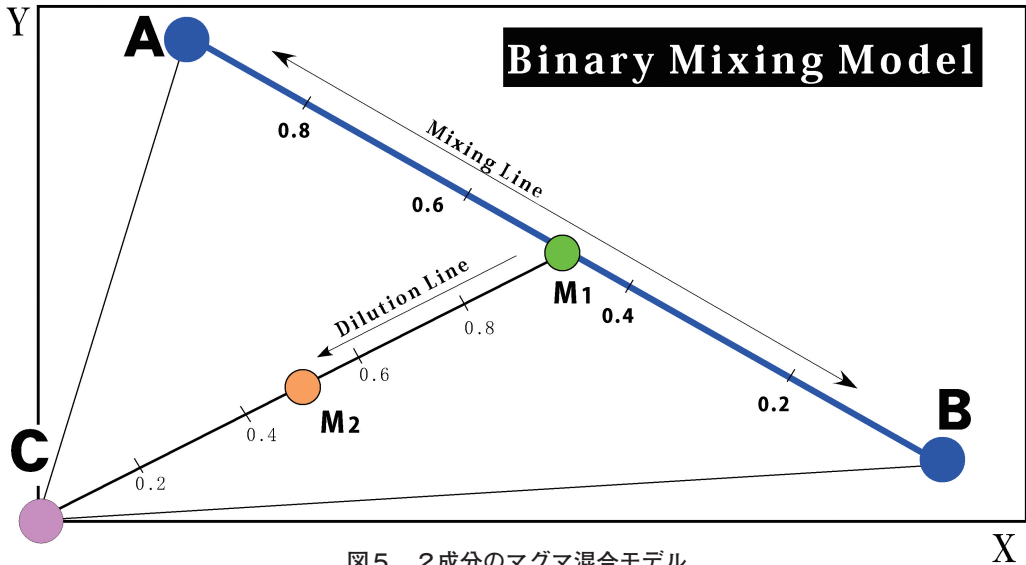


図5 2成分のマグマ混合モデル

XとYの2成分でみたとき、AとBのマグマの混合範囲 (mixing line) での組成の位置は、AとBの混合比で決まる。XとYの成分を持たないマグマが混合するとき、もとのマグマのXとYが薄まって方向 (dilution line) になり、その比率も混合比で決まる。

図5は成分XとYを軸として、AとBの組成を示した。AとBのマグマが混合すると、AとBを結ぶ線上 (混合線, mixing line) のどこかになる。その位置は、fの値に応じたところになる。例えばfが0.5であればM<sub>1</sub>の組成のマグマができる。

また、2つのマグマの他に、その成分と関与しない第3のマグマが混合した場合 (図5ではCの位置) は、混合により成分が薄まっていくことになる。図5では、AとBの混合でできたマグマM<sub>1</sub>が、Cに向かっていくことになるが、このときは成分XとYが薄まる方向に線 (希釈線, dilution line) ができる。M<sub>1</sub>に対してCが0.5の比率で混合すると、0.5のM<sub>2</sub>位置の来ることになる。

マグマ混合を2つの同位体比 (あるいは成分比) で計算するときは、次のような式になる。

$$R_m = \frac{R_a \cdot X_a \cdot f + R_b \cdot X_b \cdot (1-f)}{X_a \cdot f + R_b \cdot X_b \cdot (1-f)}$$

ここで、Rは同位体組成 (成分比) を表している (DePaolo and Wasserburg, 1979)。それらを図示したものが図6である。

同位体比の場合、変数が増えるので、その計算は煩雑になる。また、混合曲線は混合比率が極端に大きかったり小さかったりすると、大きく変形していく。変数は増えるが、一定のデータが

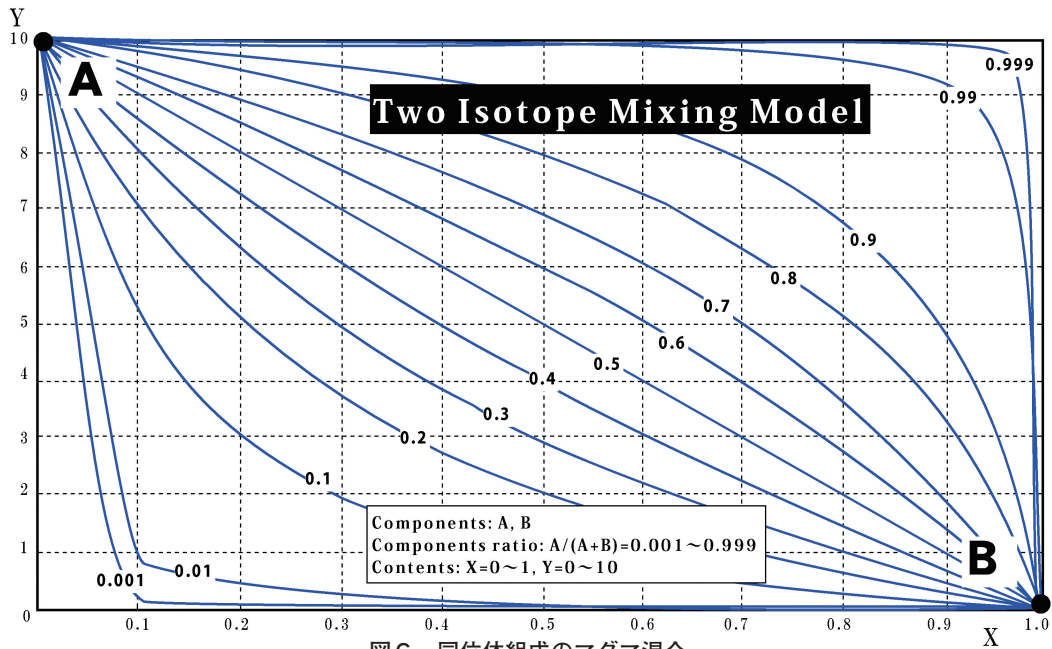


図6 同位体組成のマグマ混合

AのとBのマグマの同位体組成（同位体比）あるいは組成比のX（濃度0～1）とY（濃度0～10）とした時、混合線（mixing line）は、その混合比（曲線上の数字）の値によって大きく形が変わっていく。

あれば、未知数が計算でわかり、混合状況も把握できる。

マグマ混合の原理から、式の数と既知の値の数が、数学的条件を満たしていれば解が得られることがわかる。成分を増やすことは、過程の推定における精度を上げていくことになるが、計算は煩雑になっていく。しかし、最小二乗法や線形計画法などの数学的手法がコンピュータ・プログラムとして導入され、計算できるようになっている。もし測定値が理論に近いものであったら、その仮説の確からしさは増すことになる。

ただし、化学組成には前述したように、自然の試料が持っている不確かさ、あるいは分析に由来する誤差もあるため、一定以上に精度が上がることは期待できない。他の過程を経てきた可能性が常にあることにも注意して、慎重に検討していくべである。

### 3 マグマ混合の地質学的意義

島弧のマグマ滞留場では、玄武岩質マグマの供給と地殻下部の溶融による流紋岩質マグマの2つのマグマが存在することになり、定常的に混合が起こるような条件がある。現実の島弧の火山活動では、このよう混合作用が、どのように反映されているのかを見ていくことにする。

島弧の火山岩は、玄武岩から流紋岩まで広い組成範囲をもっているが、安山岩が一番多い（例えば、周籐・小山内、2002のまとめなど）。島弧で安山岩が多いのは、玄武岩質マグマと流紋岩質マグマが、ほぼ等量でよく混合しているため、安山岩質マグマを形成していることになる。さ

らに、島弧に安山岩質マグマが多いのは、マグマ混合の効率よいためといえる。安山岩は、島弧に特徴的なカルカルアルカリ岩系に属し、マグマ混合によって説明できる考えられている (Sakuyama, 1981;1984)。

また、島弧の火山には、安山岩が少なく主として玄武岩と流紋岩が噴出する火山 (バイモーダル火山, bimodal volcano と呼ばれる) も多い。バイモーダル火山では、2つのマグマが形成されたが、混合することなく、別々に噴火していることになる。島弧の火山噴出物の中には、白色 (流紋岩) と黒色 (玄武岩) の縞状構造をもった軽石 (縞状軽石, banded pumice) などがよく産し、マグマだまりで2種が混在していたが、十分混合できずに噴出したことがわかる。バイモーダル火山の平均的な化学組成は両者の量比に依存するが、安山岩に近い組成となる。安山岩質マグマがゆっくりと冷えると、大陸の火成岩類の平均的な組成であるトータル岩質の深成岩となる。

島弧は海洋プレートが沈み込むところに形成されている。沈み込む海洋プレートは、含まれていた水分が圧力増加により絞り出されて、島弧側のマントルに供給される。高温で固体のマントルに「成分添加」で溶融が起こり、玄武岩質マグマが形成される。玄武岩質マグマが上昇し、マグマ滞留場に集まると、下部地殻が溶融して流紋岩質マグマができる。その時、マグマ混合が起こる。このような過程には必然性があり、特別な成分や仕組み、時代の特異性も必要ない。島弧でのマグマ混合は、必然的に起こる作用だと考えられる。このメカニズムは、「サブダクション・ファクトリー」 (Tatsumi, 1989) と呼ばれている (図7)。サブダクション・ファクトリーが普遍性のある火成作用だとすれば、似た地質環境では、いつの時代でも島弧固有のマグマが形成されることになる。

サブダクション・ファクトリーの地質学的重要性は、大陸地殻形成も説明可能な点である。

大陸地殻を構成する岩石は、深成岩だけでなく、火山岩も堆積岩、変成岩も存在し多様である。島弧では、海の近くに急峻な山脈が形成され、激しい侵食にさらされる。その結果、碎屑性堆積物が大量に大陸棚に形成される。島弧の火成岩は玄武岩から流紋岩があり火山岩の多様性は満たしている。火山岩を供給したマグマだまりが固まれば、深成岩として斑れい岩から花崗岩までが深部に存在することになり、深成岩の多様性も満たす。

島弧は、沈み込みに伴う応力が強くなり変形作用が起こる。また、造山運動が活発な場で、さまざまな条件での変成作用が起こる。造山帯の深部では高温型の変成作用、沈み込み帯では低温高压型の変成作用が起こるため、島弧は変成岩の多様性も大きくなる。

このような現在の島弧の岩石種の多様性は、古い時代の大陸の岩石の多様性に対応するものといえる。島弧のそれぞれの岩石量は少ないが、時間効果により長時間、多数の島弧が活動すれば、大陸地殻へと成長できるはずである。

島弧の火成活動ではマグマ混合が地質学的に重要な働きをもち、時代に依存することなく、沈み込み帯ではどこでも似た混合作用が起こる普遍則となる。サブダクション・ファクトリー仮説は、島弧の形成メカニズムを総合的に理解するとともに、現在進行中の大陸形成を説明すること

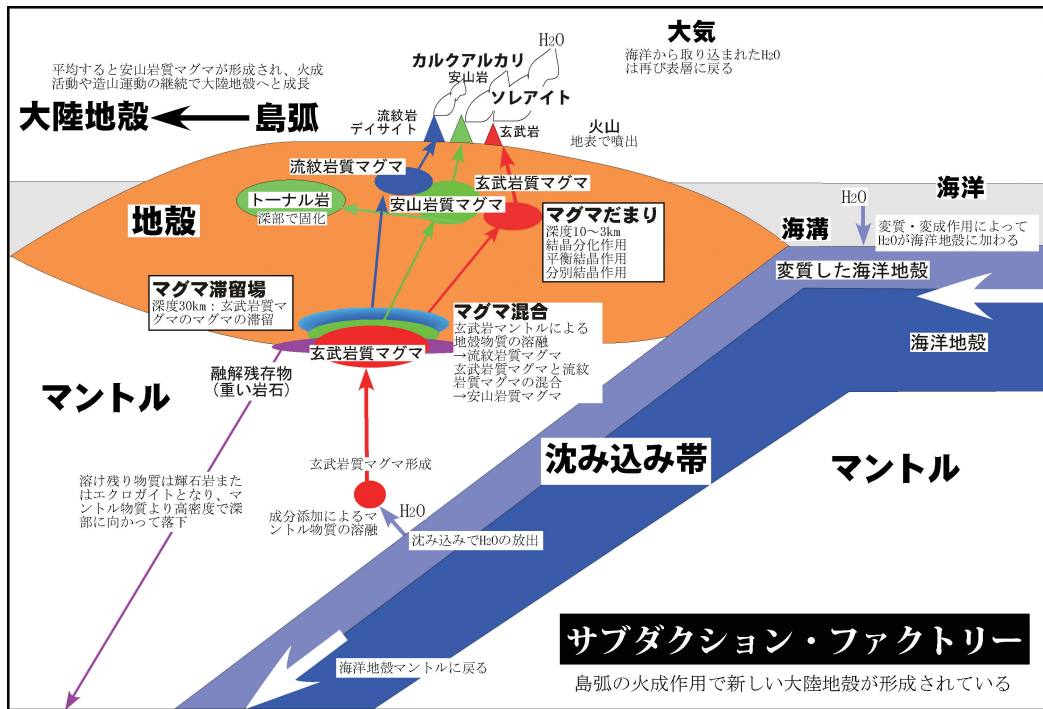


図7 サブダクション・ファクトリー

海洋プレートの沈み込みで生じる火成作用に関係した各種の要因を模式的に示したもの。海洋プレートの沈み込みによって絞り出された水 (H<sub>2</sub>O) がマントルに加わり、成分添加による溶融が起こり玄武岩質マグマが形成される。玄武岩質マグマがマagma滞留場に上昇し地殻下部物質を溶融し、流紋岩質マグマが形成される。2種のマグマが混合したり、混合せずに上昇したりすることで多様な島弧のマグマが形成される。マagmaだまりでは、冷却に伴って結晶作用が起こったり、噴出を起こしたりする。

になるはずである。日本列島で島弧の火成作用、変成作用、堆積作用を理解することは、大陸の形成史を理解するために重要な研究となる。

#### IV マagmaだまりでの多様性形成

マagmaだまりでは、マagmaの冷却、固化過程にはいる。結晶分化作用が起こるが、その仕組みは相図やモデル計算などを用いることで推定できる。他にも、程度や仕組みが明らかではないが、マagma混染 (magma contamination) や液相不混和現象 (magma immiscibility) も起こっていると考えられる。以下では、マagmaだまりでの化学的多様性形成を概観していく。

##### 1 マagmaだまりでの過程

マagmaはモホ面付近に滞留したのち、上昇してマagmaだまり (地下10kmから3km程度のと

ころ)を形成する。マグマだまりは、火山の地下の地震波探査や測地観測、電磁気探査、あるいは噴火時の震源分布、低周波地震、地殻変動などにより、その存在は明らかになっている。マグマだまりは、浮力の釣り合った地点(浮力中立点)にできやすい。マグマの密度は化学組成に対応し、玄武岩質マグマの密度は大きく、流紋岩質マグマは小さい。マグマの組成変化があると、浮力中立点も変化する。ある浮力中立点でマグマが溜まったとしても、温度の低い母岩に接するので結晶作用が進みマグマの組成変化で重力的に不安定になり、マグマの移動が起こる。マグマだまりはいくつかの深度で形成されるのではないかと予想されている(東宮, 1997; 吉田ほか, 2017)。

形成されたマグマだまりは、いろいろな役割を担っている。滞留場から新たなマグマの注入がなされるのでマグマの受け入れ場、マグマを溜める貯蓄場、火山が噴出するときのマグマの供給の場、さらに周辺の岩石との相互作用の場としての役割もある。下からのマグマの供給が止まれば、冷却固結の場となる。

マグマの粘性は大きいですが、流動性は持っている。マグマだまりでは、下から供給されたマグマや結晶分化したマグマは、密度や温度などが違っているので、マグマだまり内を上部や下部に移動し対流を起こす。粘性は温度が高ければ小さくなり、珪酸( $\text{SiO}_2$ )の量が多ければ大きくなる。珪酸量の多いマグマは温度も低いので、マグマの粘性は化学組成に敏感である。温度が高く、結晶の量が少なく、流動しやすく、密度も大きい玄武岩質マグマ(苦鉄質、塩基性とよばれ、 $\text{MgO}$ や $\text{FeO}$ が多い)が、常に下から供給される。一方、流紋岩質マグマ(酸性、珪長質とよばれ、 $\text{SiO}_2$ が多い)は、温度が低く、結晶化が進んでいて、流動性が乏しく、密度が小さい。両者が混合すると玄武岩質マグマは下降し、流紋岩質マグマで上昇し、マグマだまり内で対流が起こる。

組成の違うマグマが存在して対流が起こると、マグマ混合が起こる。ただし、マグマ滞留場と違って、マグマだまりは冷却過程に入っているため、温度も低く粘性が大きいので、マグマが均質には混ざりにくい。火山噴出物の中の色の違うバンド構造や縞構造をもった軽石は不完全なマグマ混合でできたものである。

マグマだまりでは、温度低下や圧力低下により結晶作用(crystallization)が起こる。結晶はマグマとは比重が違うので、浮遊(floating)したり、沈降(settling)したりして、マグマだまりから重力分離(gravitational separation)される。結晶の性質の違いにより、マグマだまり内で結晶集積による化学的多様性が形成される。マグマが50%程度固化すると粥状になり、さらに固化するとマグマが残っていても固体として振る舞うようになる。

マグマだまりを経由して、マグマが貫入したり、地表への噴出したり、その場で固結したりする。固結場は、地下深部であったり、表層付近であったり、表層でも地上か海底かで、冷却過程に違いが生じ、同じマグマでも多様な組織や構造が形成される。マグマが地下深部でゆっくりと冷えると深成岩になる。深成岩は、侵食削剥を受けることで地表に露出し、過去のマグマだまりの実態を知ることができる。急速に冷えると火山岩になる。火山岩は、マグマだまりから供給さ

れたマグマがそのまま固まっていくので、マグマだまりの物理化学的条件や結晶作用の過程などを推定するのに利用できる。

マグマの性質によっては、ひとつのマグマが2つの成分に分離していく過程（マグマ不混和）が起こることもある。マグマだまりでは、外部からの添加や混入も起こる。主なものとして、周囲にある母岩がマグマに取り込まれ成分を混入する過程（マグマ混染）が起こる。マグマの冷却に伴って、気体や液体の成分の分離がマグマや岩石から起こる。マグマの粘性が大きければ、結晶や気体の分離が十分ではなく、三相が混在した状態になる。温度低下によりマグマ内で気体が増加し、発泡が進むとマグマの密度はさらに小さくなり、爆発的噴火が起こる。

## 2 相図による結晶作用の推定

結晶とマグマの化学組成は異なっているため、結晶分化作用（crystallization differentiation, 結晶作用ともいう）が起こると、マグマの化学組成が変化していく。結晶作用で、液相から固相の分離が起こっているか、いなかによって、マグマの化学組成の変化は違ったものとなる。結晶とマグマが分離されることなく平衡状態を保って結晶作用が起こることを平衡結晶作用（equilibrium crystallization）、結晶が形成直後にマグマから隔離されることを分別結晶作用（fractional crystallization）と呼ぶ。高温高压実験により、多くの化学組成で相図（phase diagram）が作成されている。相図があれば、晶出する結晶の組み合わせや、マグマの組成変化を推定することができる。

図8AはXとYの2成分共融系の模式化した相図である。この図で、冷却にともなう平衡結晶作用を考えていく。その組成変化の経路は表1にまとめた。XとYの間のaという組成のマグマ

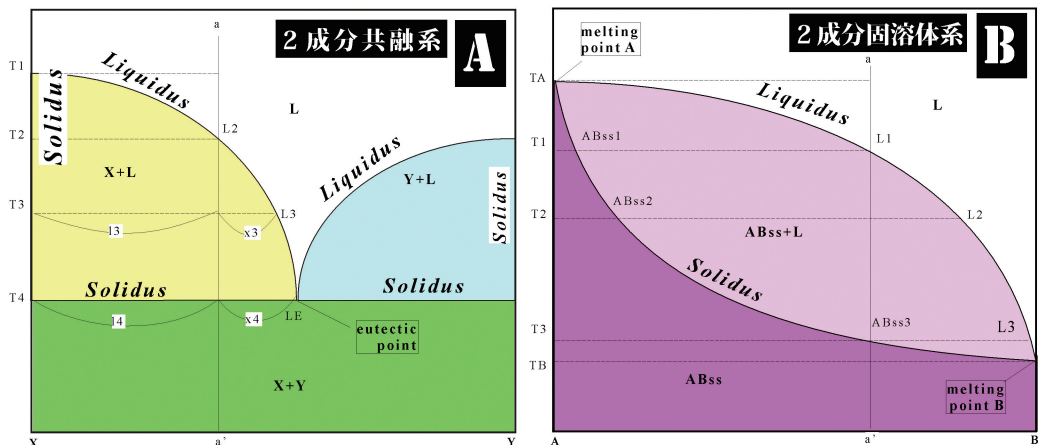


図8 相図による結晶分化作用

A: 2成分の共融系での結晶作用モデル。B: 2成分の固溶体系での結晶作用モデル。平衡結晶作用と分別結晶作用ではマグマの組成変化、晶出する結晶の組成、量比などが変わってくる。詳細は本文と表1を参照。



表1 相図での結晶作用

2成分共融系					2成分固溶体系					
平衡結晶作用 (Equilibrium crystallization)					平衡結晶作用 (Equilibrium crystallization)					
aの組成の液相が温度低下					aの組成の液相が温度低下					
温度	T1	T2	T3	T4	温度	TA	T1	T2	T3	TB
液相	L2=a	L2	L3	LE	液相	L1=a	L1	L2	L3	0
固相	0	X	X	X+Y	固相	0	ABss1	ABss2	ABss3	ABss3
分別結晶作用 (Fractional crystallization)					分別結晶作用 (Fractional crystallization)					
aの組成の液相が温度低下					aの組成の液相が温度低下					
温度	T1	T2	T3	T4	温度	TA	T1	T2	T3	TB
液相	L2=a	L2	L3	LE	液相	L1=a	L1	L2	L3	0
固相	0	X	X	X+Y	固相	0	ABss1	ABss2	ABss3	B

図8の相図での各温度での液相、固相の組成変化。

が冷却すると、a-a'の線にそって温度が低下する。T2の温度でリキダス (liquidus, 液相線) に達すると、結晶X (組成は左の軸の位置) の晶出がはじまる。マグマ (L) と結晶 (X) の比率は、相律に基づき、温度によって一義的に決まっていく。温度T3では、結晶とマグマの比率は、x3:l3となる。このような規則性はレバー・ルールと呼ばれている。温度が最終的にT<sub>4</sub>まで低下すると、共融系では残っている液であるLEと結晶Xが反応して、結晶Yができる。最終的にa'の比率のXとYの結晶からなる岩石になる。平衡結晶作用では、すべての結晶と液の平均組成は常にa-a'になる。

分別結晶作用では、晶出した結晶Xが常にマグマから取り除かれていくので、マグマの組成はL2からリキダス上を変化していく。最終の液はLEの組成だが、最終の結晶としてXとYが、LEの位置でレバー・ルールに基づく比率で晶出して終わる。

多成分系でも、平衡結晶作用では、いくつかの結晶が一定の組成を保ちながら晶出を続け、ある温度になると、ある結晶の晶出が終わり別の結晶が晶出しはじめ、最終的にはそれらのすべての結晶の集合が、もとのマグマの組成と同じとなっている。分別結晶作用では、温度ごとに晶出する結晶の組み合わせで取り除かれ、最終的にもとのマグマとはかなり違った組成のマグマからの結晶作用が起り、その結晶の組み合わせも平衡結晶作用とは異なったものになる。

火成岩には、固溶体をなす鉱物が多数含まれている。固溶体とは、同一の結晶でありながら、連続的に組成変化をするものをいい、カンラン石、輝石、長石、角閃石、雲母など、主要な造岩鉱物の多くが固溶体となっている。

図8Bは固溶体の模式的相図である。a組成のマグマで冷却が起り、平衡結晶作用が起ると、温度T1で固溶体ABss1が晶出する。温度低下で、マグマと結晶が反応しながら、マグマは液相線にそって、固溶体はソリダス (solidus, 固相線) にそって、組成変化が起る。マグマと結晶はレバー・ルールに従う。最終的に温度T3になるとマグマはL3でなくなり、結晶は

ABss3で固化が終わる。分別結晶作用では、T1で結晶ABss1が出始め、ソリダスにそって分別される結晶の組成は変化し、マグマの液相線にそってBの位置まで変化し続けていく。

相図は単純化された組成だが、結晶分化作用の種類（平衡か分別か）や、結晶種類（固溶体では組成変化）、マグマの組成変化や範囲、結晶のマグマの量比（レバー・ルールの適用）などの推定に用いることができる。実際のマグマと似た化学組成や結晶組み合わせの相図があれば、結晶作用にも利用可能である。

### 3 モデルにもとづく数値計算からの推定

マグマから結晶が晶出すると、できた結晶の分だけマグマの組成が変化していく。この時のマグマの組成変化の経路(liquid line of descent)は、図上でみていくと理解しやすい。相図とは違って、成分が限定されるが、岩石（マグマ）や鉱物（各種の結晶）の分析値とともに図示することで、マグマ変化経路と晶出結晶の関係を視覚化できる。ただし実際の分析値での図示なので、誤差や不確かさは伴っている点に注意が必要である。

一種類の結晶が晶出するのであれば、マグマ組成（火山岩の分析値）は、その結晶と反対方向に向かってマグマの組成が変化していく。結晶が複数の場合は、結晶の平均組成が晶出するとみ

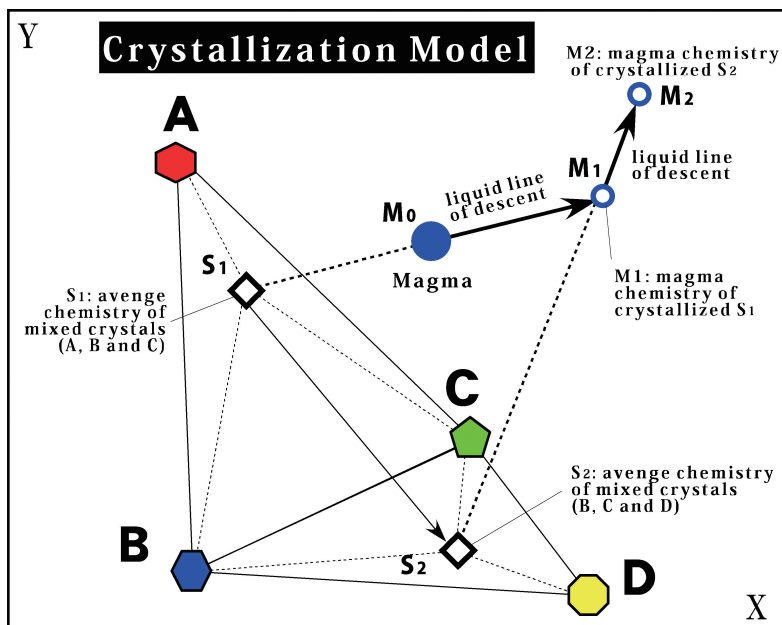


図9 結晶作用のモデル

成分XとYの2成分で図化したモデル。マグマ（組成 $M_0$ ）から結晶（A, B, C, D）が晶出したときのマグマの組成変化の経路（liquids lie od descent）。晶出する結晶組み合わせがA+B+C（平均組成を $S_1$ とする）のときは $M_1$ に向かってマグマ組成は変化する。次に結晶組み合わせがB, C, D（平均組成を $S_2$ とする）に変わった時、マグマ組成は $M_2$ に向かって変化していく。

なされ、その反対の方向にマグマ組成が変化していく。図9では、3つの結晶 (A, B, C) が、マグマから分別結晶作用される場合を想定したものである。結晶の平均組成 ( $S_1$ ) が分別されると、マグマの組成は反対方向に変化し  $M_1$  まで達する。結晶の量と残ったマグマ、そして元のマグマには、レバー・ルールが適用できる。晶出する結晶の組み合わせが変われば (B, C, D), 次の結晶の平均組成 ( $S_2$ ) と反対の  $M_2$  に向って変化する。分析値を図示すると系統性をもって並ぶ現象は、火山岩ではよく見られる現象で、図9で示したような結晶作用が起きていると考えられている。

結晶によっては、成分の分配量 (分配係数) も考慮しなければならない。起源物質の溶融によるマグマ形成のときと同様に (小出, 2016), 分配係数を用いてモデル計算で推定することできる。

ある成分Cに注目すると、その成分が結晶に分配される比率は、結晶C中の濃度  $C_S$  とマグマL中の濃度  $C_L$  から、分配係数は、

$$D_C = \frac{C_S}{C_L}$$

となる。マグマと結晶全体との関係にすると、

$$D = \sum_{i=1}^n w_i \cdot K_{Di}$$

となる。

平衡結晶作用では、結晶全体の分配係数Dを用いると、つぎのような関係が成り立つ。

$$\frac{C_L}{C_S} = \frac{1}{(F+D-F \cdot D)}$$

ここで  $C_L$  は液相 (マグマ) の成分,  $C_S$  が固相の成分, F は液相の量である。

分別結晶作用では,  $C_L$  はある時点の液相 (マグマ) の成分,  $C_0$  が最初の液相の成分の関係は、

$$\frac{C_L}{C_0} = F^{D-1}$$

と表される。

図9では2成分で考えたが、マグマと結晶の多数の成分を用いて考えれば、モデル計算の精度を上げることができるが、図化は困難である。このような結晶作用の手法は提案されており、分配係数がわかれば方程式で解を求めればよい。ただし現実の結晶作用において複数の相 (マグマと各種の鉱物) に対して、多数の成分を用いて最適値を求めなければならない。計算は複雑になるが、MELTS (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow, 1998) や、同じ計算をMS Excelで行えるMELTS for Excel (Ghiorso and Sack, 1995) などのプログラムがあるので、マグマの組成 (火山岩の全岩化学組成で代用)、鉱物の量 (モード組成) と化学組成などの測定値があれば、計算可能となる。しかし、実際の測定値には誤差があったり、火山岩=マグマではないので、慎重な判断が必要となる。

#### 4 マグマ混染

マグマだまりでは、周囲の冷たい母岩 (country rock, wall rock) に接することになる。母岩がマグマに取り込まれたり、マグマの熱による溶融が起こる。新たに溶融物がマグマに加わると、新たな特徴が加わることになり、化学的多様性が生じる。

上述したようにマグマ滞留場では、マグマの量も多く温度も高く、また母岩の温度圧力も高いので溶融作用が起こりやすく、外からの溶融物が多く混合してくる。一方、マグマだまりでは、マグマの量も少なく温度も低いので、母岩の溶融がおこったとしても、その量は少ないはずである。新たにできたマグマが、もとのマグマに混じる場合、一般にマグマの量がいずれも多い場合をマグマ混合、母岩から由来したマグマが極端に少ない場合をマグマ混染 (magma contamination) と呼ぶ。両者の違いは、マグマの量比によるものだが、厳密な区分はない。

母岩が溶融してもとのマグマに混合することを、同化作用 (assimilation) とも呼ぶ。同化作用には、母岩からの溶融物だけがマグマに混じっていく場合と、母岩が固体として取り込まれた (捕獲岩, Xenolith) 後、マグマの中で溶融していく場合とがある。いずれの場合も、火成岩でよく見られる産状である。

同化作用も捕獲岩も、マグマ側からみれば、他の岩石からの溶融物が少量混じるので混染作用になる。母岩側からみると、溶融に至るまでは、熱による変成作用 (接触変成作用, contact metamorphism) を受けていることになる。マグマ滞留場では接触変成作用から溶融への過程がおこっているが、マグマだまりではその溶融の程度は小さいと考えられる。溶融が起こればマグマ混染が起こる。大規模な溶融現象は造山帯の広域変成作用によく見られる。溶融に至る変成作用では、源岩と部分溶融 (アナテクシス, anatexis) した部分が混在したミグマタイト (混成岩, migmatite) から、溶融せずに元の組織が縞状に乱れた片麻岩 (gneiss), 組織の大きな改変は起こっていないが再結晶作用が進んでいるホルンフェルス (hornfels) など、さまざまな変成度の状態が存在する。

ミグマタイトには母岩の種類によって、同じマグマ系列の岩石が溶融した同源混成岩 (cognate hybrid) と、堆積岩物質による混成岩 (xeno-hybrid), 貫入したマグマと母岩が混在した不均質な混成岩 (migmatic-hybrid), 変成組織を残しながら溶融した混成片麻岩 (hybrid gneiss) などがある。広域変成作用では、堆積岩由来のミグマタイトとして、暗色と明色の2種のマグマがはっきりと見分けられる状態で混在し、暗色部 (優黒部, melanosome) は苦鉄質で母岩の溶け残りの部分、明色部 (優白部, leucosome) は珪長質で母岩の溶融した部分になっている。堆積岩の溶融で流紋岩質マグマ (花崗岩質マグマ) が形成されることは、このような産状からもわかる。

また、マグマの混染作用では溶融程度が小さいので母岩に含まれていた液相に分配されやすい成分 (液相への分配係数が大きいもの) が特徴的に濃集することがある (小出, 2016) ので、汚染を受けたマグマには化学的な特徴が付加されることがある。マグマ混合のメカニズムについ

ては上述したが、マグマ混染では、マグマ混合の成分やマグマの量が少ない場合として、同じ方程式が利用できる。母岩の種類、溶ける程度、混合状態などにより、マグマに多様な組成が生じることになる。

## 5 液相不混和

液相不混和は、成分の違う2つ以上の液相に分離することである。マグマだまりでは、低温の岩石との接触により、冷却され温度勾配が大きくなり、化学成分に濃度勾配が形成されてソレー効果 (Soret effect) が起こるとされてきた (McBirney, 1993)。ソレー効果は拡散によるため、平衡状態でマグマが流動しない状態が維持されなければならない。マグマだまりでは、対流は必然的に発生するので、現実のマグマではソレー効果は起こらないとされてきた。

ところが、液相不混和の現象がマグマでも起こると考えられるようになってきた。Fenner (1948) は液体不混和が熱力学的に可能であることを示し、炭酸塩-珪酸塩系の実験で不混和現象が起こることを示し (Roedder, 1979)、さらに自然界でも起こる事例がみつかった (Ramboz *et al.*, 1982)。

マグマの結晶分化作用の過程で、液体不混和が起こることも指摘されようになってきた。富士山のカルクアルカリ岩質マグマ (川本, 1991) やアルカリ玄武岩質マグマ (榊原ほか, 2004)、炭酸塩マグマとケイ酸塩マグマの液体不混和 (川本・神崎, 2007; 小澤ほか, 2015)、秩父帯 (石炭紀からジュラ紀) の玄武岩 (佐野ほか, 2005) など、新しい時代から古い時代までの多様なマグマで液相不混和現象が起こっていることが示されてきた。

液相不混和は2種のマグマが混じり合っていない状態で、マグマ混合やマグマ混染は、2種類のマグマが均質に混じった状態である。マグマ混合やマグマ混染でも均質になる前には、不均質に混合した状態を経ることになる。均質になる前の2種類のマグマが分かれたまま存在する状態では、液相不混和との区別が難しくなる。両者を区別するには、液相不混和が一つのマグマから起こる現象 (同源, comagmatic, cognate) であるので、化学組成に類似性が見いだされるはずであり、一方マグマ混合やマグマ混染では、成因関係のない岩石が混じることになるので、混合線上の組成分布になったり、同位体組成などでの相違が見いだされたりするはずである。

両成因のいずれも起こっていると考えられているので、それぞれの火成作用の場で、検証がなされて、知の集積の後、不混和と混合作用の起こる地質学的場の違いを一般化する必要があるだろう。

## 6 火成岩に見られる結晶作用の組織

マグマの固化する時の温度低下と圧力低下の速度が、多様性形成には重要である。特に温度低下の速度の違いは、岩石の産状や組織に大きな変化をもたらす。マグマだまりでの冷却はゆっくりとしたものなので、結晶が十分成長して粗粒の組織を持った深成岩となる。貫入岩では、貫入面付近では急激に温度低下をするが、岩石の熱伝導は小さいので、外縁から内部へ急激な温度勾

配を持つことになる。冷却期間は、貫入岩のサイズに大きな影響を受ける。火山岩では急激な冷却が起こる。

火成岩の組織にはマグマが固化するときの冷却過程が、鉱物の化学組成には冷却の物理化学的条件が反映されているはずである。化学組成は定量化された情報なので、上述の相図や結晶作用のモデル計算に利用することができる。相図やモデル計算では、分別結晶作用や平衡結晶作用、結晶組み合わせ、鉱物の組成変化、相律（相と成分で系の自由度が定まる熱力学的規則）で温度に応じた変化などが推定できる。だがいずれも完全な分別や平衡状態などの理想的条件であって、現実の岩石は必ずしもその通りではなかったはずであろう。現実のマグマでは、分別結晶作用も平衡結晶作用も混在して起こるので、平衡関係を保ちながらの結晶化は困難である。もしマグマとの反応域が小さければ、平衡から非平衡、あるいは分別結晶作用へと遷移することになる。

例えば、共融系での反応（図8A）では、共融点では結晶とマグマが反応するため反応縁（reaction rim, corona）が形成される。反応縁ができると、内部の結晶との反応が進まなくなり、平衡状態から隔離される状態が出現する。火成岩には、石英の周りに微細な輝石や角閃石の眼状縁（mantled quartz ocelli）の反応縁、角閃石などの斑晶の周りに磁鉄鉱、チタン鉄鉱や輝石粒などの暗黒色微粒子からなるオパサイト縁（opacite rim）などが見られる。本来は平衡に存在できない結晶が、反応縁で隔離されていれば一つの試料の中に存在することが可能となる。二酸化珪酸に不飽和なマグマに外来の石英が取り込まれると融食（corrosion）し、マグマが二酸化珪酸に飽和すると、石英の融食作用が止まり、石英が融食した形態のまま岩石中に残存することになる。

固溶体の結晶で分別結晶作用が起こると、組成が連続的に変化する累帯構造（zonal structure）ができることになる。累帯構造は、マグマの中で晶出条件が変化した記録である。通常は中心部が高温で晶出した組成で、周辺部に向かって低温の組成へと変化する。このような組成変化を正累帯構造（normal zoning）と呼び、逆の場合を逆累帯構造（reverse zoning）と呼ぶ。また、組成変化が周期的に起こっている波動累帯構造（oscillatory zoning）などもある。マグマ混合が起こると、マグマ組成に変化が生じるため逆累帯構造や波動累帯構造ができることがある（Koide, 1993）。

マグマの分別結晶作用によってできる岩石の構造に、結晶の沈積（cumulate）と浮遊（flotation）によるものがある。マグマと比べて重い結晶は沈積し、軽い結晶は浮遊する。一般に玄武岩質マグマから最初に晶出する鉱物は、苦鉄質（マグネシウムと鉄に富む）鉱物が多く、密度も大きいので沈降して沈積岩（cumulate rock）を形成する。マグマだまりの底にはこのような沈積岩が形成されることが知られている。また、長石もマグマの組成によってが初期に晶出することがあるが、密度が小さいため浮遊して長石岩が形成されることがある。

巨大な貫入岩体では、マグマがゆっくりと冷却して、層状岩体を作ることが知られている。例えば、東グリーンランドのスケアガード岩体（Skaergaard intrusion）、南アフリカ共和国のト

ランスバール州のブッシュベルト岩体 (Bushveld) とカルー粗粒玄武岩体 (Karoo dolerite), アメリカ合衆国ニューヨーク市のハドソン河沿いのパリセード岩体 (Palisade), モンタナ州のスティルウォーター岩体 (Stillwater) などがあり, その結晶分化作用が詳しく調べられており, 沈積岩が観察されている。また, 過去の海洋地学の断片だと考えられるオフィオライト (例えば, Nicolas, 1989 など) にも, 層構造をもったカンラン岩の沈積岩が観察される。

冷却過程は組織に反映されるが, 組織から冷却過程の情報を読み取ることは困難である。読み取られた情報も, 定性的なものが主で, 定量化されているものは少ない。組織とは, 3次元の結晶の織りなす構造である。現状では2次元 (岩石薄片) で観察 (顕微鏡) している。もし, 火成岩組織を平面画像や立体像とし, ディープラーニングなどの手法を画像解析に適用すれば, 冷却過程の定量化ができるかもしれない。組織から冷却過程を定量化することは, 今後の課題となる。

## V 噴火時の多様性形成

最後にマグマの噴出による固化過程を検討していく。火山噴火がこれに当たるが, 急冷による火山岩の組織は非常に大きな多様性をもっている。火山岩でも, 岩石に固定されにくい液相や気相の多様性を把握することは困難で, 液相や気相が固相から出ていく時, どのような過程を経るかを概観していく。

### 1 急冷による多様性

一般に火山岩では, マグマだまりでゆっくりと成長した結晶 (斑晶, phenocryst) と噴出により急冷された部分 (石基, groundmass, matrix) が区分できるような組織を持っている。斑晶は, マグマだまりの中で平衡に晶出していた結晶で, マグマだまりの情報が保存されているはずである。火山岩の斑晶には, 累帯構造をもつ結晶もあり, マグマだまりの情報解読に利用されている。

石基は, マグマの冷却状態により, 大きな結晶 (もともとの鉱物固有の結晶面をもたない他形結晶) からなる粗粒のオフィチック (ophitic) から, すべて細粒の結晶になる完晶質 (holocrystalline), 非常に小さい結晶の集合になっている隠微晶質 (cryptocrystalline), 完全に結晶化できず非晶質のガラス質 (glassy) まで, 多様な組織がある。石基の組織は, 冷却速度とマグマの化学組成を反映している。

マグマ中で結晶作用が起こるのは, 結晶の核形成と結晶の成長が順調に進む場合である。結晶の核形成と結晶の成長は, 温度依存のタイプが異なるため, 両条件を満たした場合にのみ, 結晶ができはじめ, 成長していくので, なんらかの規則性が見いだされるはずである。

結晶の核形成は, マグマに何らかの刺激があると促進される。刺激として, 温度や圧力の変化や発泡による急激な組成変化, 過冷却などが考えられている (吉田ほか, 2017)。過冷却とは,

物質の相変化が起こる温度以下でも変化しない状態のことで、マグマでは結晶の凝固点（転移点）より低い温度になっても固化しない状態となる。核形成の速度は、結晶ごとに凝固点以下のある温度に極大値をもつ。

結晶の成長は、凝固点以下で起こる現象だが、温度が高いほうが成長速度は速くなり、温度低下にもなると速度はにぶる（Swanson, 1977; Kirkpatrick et al., 1979; Abe *et al.*, 1991）。固相線直下で極大となる。

これらの両者の条件が組み合わさることで、結晶の形成や成長に多様性が生まれる。これらの条件を満たさないと結晶の形成は不十分で、成長も不十分となる。

過冷却は結晶の核形成にも結晶成長にも影響するので重要な条件である。過冷却で結晶の成長は促進される。冷却速度が大きすぎると、核形成ができずに結晶のないガラスとなる。結晶の形態は、過冷却の速度に依存すると考えられている（Lofgren, 1971, 1974, 1980）。斜長石の例では、1時間で数℃の低下では卓状（tabular）、数10℃になる中空の燕尾状（swallowtail）から骸晶状（skeletal）になり、さらに速くなると樹枝状（dendritic）から羽毛状（feathery）、数百℃になると球顆（spherulite）ができたりガラスになる。これらの組織は、過冷却によって生じるために急冷結晶（quenched crystal）と呼ばれる。

マグマの化学組成が急冷組織へと反映されることはある。例えば、マグマの組成により、核形成へと反映され急冷結晶の組み合わせが違ふことはよく見られる。また、結晶形により成長にも影響を与えることになるであろう。急冷組織にも、マグマの化学組成の反映もあるが、定量化はされていない。

噴火時は急激な冷却となるため、化学成分の移動は起こらず、化学的多様性を生じることなく固化する。火山岩は、噴出時のマグマの化学組成を保存しているため、マグマ研究には不可欠の素材となる。火成作用の研究に火山岩が用いられるのは、最終段階のマグマの化学組成がそのまま保存されているためである。

古い時代にできた岩石は、変質や変成作用を受けることが多い。岩石がもともとの化学組成を形成後も保持しているかどうかは検討が必要となる。火山岩の組織や結晶の違いによって、化学成分の移動のしやすさに差があるが、その定量化は困難である。一方、深成岩はマグマだまりを構成していた岩石なので、地表に出るのために時間がかかることになり、古い時代の情報しか入手できない。火山岩も深成岩も研究素材としては一長一短があるので、お互いの長所を活かしながら研究していく必要があるだろう。

## 2 液相と気相の分離

冷却過程で、マグマの液相と結晶の固相の2相が混在した状態になる。さらに冷却が進みマグマで固相が増えていくと、それまで溶け込んでいた揮発成分が、液相や気相（圧力や温度が高いときは流体）として、マグマから分離していく。揮発成分の中でも最も多い成分はH<sub>2</sub>Oである。



マグマに含まれているH<sub>2</sub>Oの量は、最大値は飽和含水量となり、圧力依存性がある。噴火直前に減圧されると、H<sub>2</sub>Oは一気に気相(気泡)となり、マグマを発泡させていくことになる。その結果、マグマの浮力が一気に大きくなり、急激に上昇し噴火を起こす。

地下では圧力も高いため、揮発成分は、マグマと比べて流動性の大きな流体として、固化した部分や周辺の岩石などに侵入していくことがある。流体が、岩石の中に脈(vein)を形成する。流体あるいは液相(H<sub>2</sub>Oが主成分)、気相(CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>など)に含まれている成分の中での晶出作用が起こっていると考えられる。固化した脈は岩石中に残っているが、流体の成分の大部分は外に抜けていく。このような脈の中には、黒鉱やスカルン鉱床、深海底のチムニーなどの熱水性鉱床として、特異な元素の濃集が起こることもある。

液相と気相の一部は、結晶粒間やガラス、結晶内に閉じ込められて残存することがある。結晶が保存されていれば、結晶内に閉じ込められた液相と気相は残存し、分析することは可能である。ただし、もとのマグマがもっていたすべての成分を残しているとは限らないので、データの慎重な扱いが必要になる。

固化直前の岩石組織として、気相の痕跡が残ることがある。気相がつくる組織として、火山岩ではガスが気孔(vesicle)や孔隙(pore)を形成し、深成岩では空洞(cavity)や晶洞(druse)となる。固結後、大部分が岩石から抜けていく。空いた孔に、後に別の鉱物が形成されていることも多い。マグマから脱ガスがおこると、火山ガスとして地表にでることになる。これらが火山地帯の噴気ガスとなる。また、軽石は、噴火時に激しい脱ガスによって気泡が繊維状に伸びてできた火山岩の組織である。

揮発成分は、マグマだまりや噴火など、地表付近の挙動に大きな影響を与えるので重要である。だが、マグマの揮発成分は、岩石中にほとんど残っていないので、その化学的多様性の形成を探るのは難しいものとなる。マグマにもともと含まれていた液相や気相の多様性の把握と、その地質学的意義は今後の課題となるであろう。

## VI さいごに：要素還元主義的にみること

著者は、これまで岩石の化学的多様性の形成について、多角的な検討をおこなってきた。本研究もその一貫となっている。本研究の背景として、現在の地球環境の形成における歴史的変遷の解析的視点として要素還元主義的方法が有効であることを示し、その大枠で地球の構成とその歴史、そして要素を整理してきた(小出, 2008; 2010)。また、地層や岩石の多様性形成が弁証法的発展として捉えられる可能性を指摘した(小出, 2014)。その仮説を検証するために、火成作用を例にみていくことにした。火成作用における化学的多様性の形成を、いくつかの要素や素過程として抽出し、それらから生じる多様性の範囲を把握していく作業を進めてきた。マグマ生成における要因(起源物質や溶融過程)をまとめ(小出, 2015)、形成されたマグマにおける化学

的多様性（本源マグマの多様性）を把握してきた（小出，2016）。

このような研究背景から，マグマが火成岩になる最後の段階であるマグマの冷却，固結の過程で関与する要因を抽出し，どのような化学的多様性が形成されるのかを検討した。その結果，マグマ滞留場ではマグマ混合が，マグマだまりでは結晶分化作用が，化学的多様性形成において重要な役割を果たしていることを示した。それらの作用により化学的多様性が広がるが，その範囲は把握できることも明らかになってきた。他にもいくつかの作用もあり，組織や構造には大きな多様性を生み出しているが，化学的多様性形成として大きなものではない。

本論文で火成岩やマグマにみられる化学的多様性形成の要素還元主義的作業はほぼ終わったことになる。火成岩の化学組成に関する研究は，多岐にわたっており当初は困難な作業に見えていた。しかし，要素還元主義的に捉えることで，終わりが見えてきた。その過程で，火成岩の多様性形成の要素には，時間軸に関わるものがあることも明らかになり，弁証法的発展として検討していく必要も明らかになってきた。今後，弁証法的発展の視点を火成岩以外の岩石にも導入していくことで，仮説検証における最終段階となるはずである。10年に及ぶ岩石の多様性形成の探求も，ゴールが見えてきた。最後まで気を引き締めて進めていきたい。

## 文 献

- Abe, T., Tsukamoto, K. and Sunagawa, I., 1991. Nucleation, growth and stability of  $\text{CaAl}_2\text{SiP}_8$  polymorphs. *Phys. Chem. Min.*, 17, 473-484.
- Arndt, N., 2003. Komatiites, kimberlites, and boninites. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 108, B6, 2293, ECV 5-1-11.
- Asimow, P. D., Ghiorso, M. S., 1998. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *American Mineral.*, 83, 1127-1131.
- DePaolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627.
- Fenner, F., 1948. The clinical features and pathogenesis of mouse-pox (infectious ectromelia of mice). *Jour. Petrol.*, 60, 4, 529-552.
- 藤井敏嗣, 2003. 「マグマ」『マグマダイナミクスと火山噴火』朝倉書店, 42-68.
- Fujii, T. and Bougault, H., 1983. Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 62, 2, 283-295.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Coward, M., P. and Ries, A. C., eds., *Collision tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 19, 67-81.
- Jaques, A. L. and Green, D. H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contr. Miner. Petrol.*, 73, 287-310.
- 川勝均, 2002. 「プレートテクトニクスの地球観」『地球科学の新展開1 地球ダイナミクスとトモグラフィ』朝倉書店, 1-37.
- 川本竜彦, 1991. 「富士火山1707年噴火のマグマ溜りの形成メカニズム: カルクアルカリ岩質マグマ系での液体不混和」『日本火山学会講演予稿集』169.
- 川本竜彦・神崎正美, 2007. 「炭酸塩マグマとケイ酸塩マグマの不混和現象の直接観察」『日本鉱物科学会年會講演要旨集』9-9.

- 木村純一, 2013. 「メルト-かんらん岩反応:海嶺・海洋島・島弧マグマの成因に果たす役割」『岩石鉱物科学』42, 2, 83-100.
- Kirkpatrick, R. J., Klein, L., Uhlmann, D. R. and Hays, J. F., 1979. Rates and processes of crystal growth in the system anorthite-albite. *Jour. Geophys. Res.*, 84, 3671-3676.
- Kjarsgaard, B. A., 1996. Kimberlite-hosted diamond. In: Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. and Thorpe, R. J., eds., *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Geol. Survey Canada, 8, 560-568.
- 小出良幸, 1986. 「オフィオライトからみた海洋地殻の同位体的進化」『MAGMA』77, 36-37.
- 小出良幸, 1992. 「マントルの同位体的多様性—マントル進化へのアプローチ—」『地学雑誌』101, 159-192.
- Koide, Y., 1993. Magma mixing in the ophiolite: in the case of Ibara ophiolite, Southwest Japan. *Bull. Kanagawa Prefectural Museum (Nat. Sci.)*, 22, 1-23.
- 小出良幸, 2008. 「地球環境解明への地球史からのアプローチ—要素還元主義的方法論の提案—」『札幌学院大学人文学会紀要』83, 101-121.
- 小出良幸, 2010. 「地層の多様性と地球環境」『札幌学院大学人文学会紀要』88, 1-22.
- 小出良幸, 2014. 「岩石の多様性形成の要因とその弁証法的意義について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 96, 31-55.
- 小出良幸, 2015. 「火成岩のマグマ生成における化学的多様性の形成について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 98, 1-39.
- 小出良幸, 2016. 「溶融状態における火成岩の化学的多様性の形成: 多様な本源マグマ」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 100, 13-46.
- Koide, Y., Nakamura, E., Akimoto, S., 1991. Lead Isotope analyses using Multi-collector mass spectrometers. *Technical Report of ISEI, Ser. B. 8*, 1-21.
- Kushiro, I., 1968. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 619-634.
- Lofgren, G. E., 1971. Spherulitic texture in glassy and crystalline rock. *Jour. Geophys. Res.*, 76, 5635-5648.
- Lofgren, G. E., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *Amer. Jour. Sci.*, 274, 243-273.
- Lofgren, G. E., 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: Hargraves, P. B., ed., *Physics of Magmatic Processes*. Princeton Univ. Press, 484-551.
- 丸山茂徳, 2016. 『地球史を読み解く: 自然環境科学プログラム』放送大学教育振興会, 256p.
- McBirney, A. R., 1993. *Igneous Petrology*. 2nd ed., Jones and Barlett Pub., 508p.
- 中田節也, 2003. 「火山の地下構造」鍵山恒臣編『マグマダイナミクスと火山噴火』朝倉書店, 11-24.
- Nicolas, A., 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic, Publ., 967p.
- 小澤亜耶・小木曾哲・河上哲生, 2015. 「CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>Oを含むカンラン岩の部分融解による炭酸塩メルト生成とリン濃集の可能性」『日本地球化学会年会要旨集6』114.
- Priestly, K., McKenzie, D. and Debayle, F., 2006. The state of the upper mantle beneath southern Africa. *Tectonophysics*, 416, 101-112.
- Ramboz, C., Pichavant, M., and Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.*, 37, 1, 29-48.
- Roedder, E., 1979. Silicate liquid immiscibility in magmas. *The Evolution of The Igneous Rocks Fiftieth Anniversary Perspectives*, 15-59.
- 楠原正幸・佐野栄・辻智大・東村美香, 2004. 「アルカリ玄武岩質マグマにおける液体不混和の進行プロセス」『日本地質学会学術大会講演要旨』111, 263.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Jour. Petrol.*, 22, 4, 553-583.
- Sakuyama, M., 1984. Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bull. Volcanol.*, 47, 4, 685-703.

- 柵山雅則・小屋口剛博, 1982. 「一ノ目湯火山噴出物におけるマグマの混合」『日本火山学会 1982年春季大会講演要旨』 27, 2.
- Sakuyama, M. and Koyaguchi, T., 1984. Magma mixing in mantle xenolith-bearing calc-alkalic ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan. *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, 22, 3, 199-224.
- 佐野栄・榊原正幸・辻智大, 2005. 「秩父緑色岩から確認された液相不混和現象」『日本地質学会学術大会講演要旨』 112, 290.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002. 『岩石学概論・下 解析岩石学—成因的岩石へのガイド』 共立出版, 260p.
- Song, T. R. A. and Helmberger, D. V., 2007. A depleted, destabilized continental lithosphere near the Rio Grande rift. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 262, 1, 175-184.
- Sparks, R. S. J., 2013. Kimberlite volcanism. *Anna. Rev. Earth Planet. Sci.*, 41, 497-528.
- 諏訪兼位・矢入憲二, 1979. 「第二章 アフリカ」『岩波講座地球科学16 世界の地質』 岩波書店, 61-96.
- Swanson, S. E., 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Amer. Mineral.*, 62, 966-978.
- 高橋栄一, 1996. 「地球惑星科学入門」『岩波講座地球惑星科学』 岩波書店, 111-157.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 94, B4, 4697-4707.
- Wallace, M. E. and Green, D. H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335, 6188, 343-346.
- Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. and Scott, S. B. H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Canada. Mineral.*, 34, 2, 175-186.
- 吉田武義・西村太志・中村美千彦, 2017. 「火山学」『現代地球科学入門シリーズ7』 共立出版, 392p.

Formation of Chemical Variations in Igneous Rocks  
during Consolidation Process of Magma

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

In this paper, the author discusses the chemical variation formed during the solidified process of the magma. Rhyolitic magma is generated by the lower crust molten by the heat of mantle-derived basaltic magma at magma residence field. The mixing of basaltic and rhyolitic magmas leads to various magma composition. The island arc magmatism including magma mixing relates the growth of continental crust. The processes of crystallization, magma contamination and magma immiscibility occur in the magma reservoir during cooling process. The ranges of magma chemistry and mineral assemblage expand widely by equilibrium and fractional crystallizations. Crystallization processes are estimated by phase diagrams and model calculation from the actual measured values. Whereas various textures and structures are formed at volcanic eruption, the chemical variation is small. The behavior of vapor-and liquid phases separated from a rock can't be comprehended enough.

Keywords : magma reservoir, magma residence field, crystallization, magma mixing, magma contamination, magma immiscibility

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)