

## 《論 文》

## 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

小 出 良 幸

## 要 旨

岩石の成因の中で火成岩は、時間的変遷をもつことから他の成因より多様性形成では重要性をもつ。固体からマグマの形成までの過程で化学的多様性を生む要因を考察した。マグマ形成の過程では、起源物質と溶融の素過程が重要である。起源物質では、化学的分化が、時間効果で大きな変化となり、端成分マントルとなった。端成分マントルは、対流に伴う機械的混合によって多様性を広げていった。溶融過程では、固体物質が、温度上昇、圧力低下や成分添加などによって、マグマが形成される条件が達成される。溶融は、平衡か分別か、共融系か固溶体系か、溶融程度などの要因が加わってマグマに化学的多様性が生じる。マグマ形成には、単純な規則性で多様性を生み出すメカニズムが組み込まれている。

キーワード：火成岩，素過程，端成分マントル，化学的分化，時間効果，成分混合，溶融，平衡，分別，共融，固溶体，溶融程度

## I はじめに

地質学の中に岩石学という研究分野がある。岩石学では、成因に基づき、堆積岩岩石学、変成岩岩石学、そして火成岩岩石学に細分される。それぞれの岩石学では、素材となる岩石の属性に応じた研究の手法がとられることになり、それを反映して研究者コミュニティや学界も異なってくる。岩石の化学的多様性を探る方法も細分化されていくことになる。岩石を扱う3つの分野で大きな相違があるのだが、共通するものもある。研究の手法として、野外で岩石の産状を記載し、実験室で岩石を詳細に観察、化学分析をし、それらを基礎データとして、岩石群の成因と形成条件を探り、一般化することである。このような手法と基礎データの共通性は、多様性形成の解読の結果に対して普遍性をもたらすために有効となるであろう。多様性の普遍性を整理するという観点で、地球固体物質の化学的多様性の形成を解明する研究を進めている（小出，2014）。

研究を進めるための素材は、すべての成因の岩石である。小出（2014）では、岩石の多様性形成の本質は、時間変化と化学的多様化にあるとした。地球創生期は、最初の岩石として火成岩が形成されたと推定した（小出，1995a）。その後45億年にわたって、火成岩に物理的・化学的改変が

加えられ続け、岩石に多様性が生まれてきた（小出, 1995b; 1999）。核心となる変化様式は、固体物質からマグマを経由して、異なった属性の固体物質へと変容することである。その様式は、火成岩が弁証法的発展をしているとみなせる（小出, 2014）。

火成岩岩石学では、マグマが重要となる。ただしマグマは、研究対象になる時は火成岩になっているので、火成岩に記録されている地質情報からマグマの特性を読み取ることになる。さらに火成岩の情報から、マグマをもたらした物質（起源物質）やマグマの形成メカニズム（溶融作用）、マグマの上昇、冷却、固結の過程を解明していくことになる。最終的にマグマ形成の一般化をおこなうことで、地球の仕組みや地球の歴史を理解を目指していく。火成岩岩石学では、これまで詳細な研究が進められ、マグマのかかわる火成作用の概要が理解されてきた。

本論文は、地球固体物質における化学的多様性形成の探求の一部を担うものである。これまでの本目的に関する研究経緯から分類と多様性の重要性を示し、多様性の本質をまとめる。次に岩石の成因を整理し、化学的多様性の形成を概観していく。その中で弁証法的に重要だと考えられる火成岩に焦点を絞り、火成岩形成のプロセス全体を検討した上で、多様性形成の素過程を抽出していく。素過程のうち、火成岩をもたらしたマグマ生成のプロセスまでを取り上げて、マグマ形成に至るまでの化学的多様性に関する要因を検討していく。

## II なぜ火成岩なのか：これまでの研究の経緯から

これまで著者は岩石を素材とした地質学的考察において2つの主たる目的をもって研究を進めてきた。地球構成物質の「分類の本質とは何か」（小出, 2011; 2013）と、地球構成物質の「多様性形成の本質とは何か」（小出, 2010; 2014）の追求である。それらを、野外観察や地質学的素材から地質学的に実証的に探求することであった。これまでの研究の経緯をまとめながら、火成岩における多様性形成の探求の意義を示す。

### 1 分類の本質

自然界を構成している物質、あるいはあらゆる事象を分類する方法として、人為分類と自然分類がある。人為分類とは人為的に境界設定や定義をして区分していく方法で、自然分類は事物が本質的に持っている属性による区分のことである。

人為分類は、必要性や目的によって自由に導入できる分類体系で、多くの分類体系が用いられている（小出, 2011）。実用的で便利な分類方法であるが、注意も必要である。対象が多様な属性をもっているとき、人為分類では多様な分類法が導入されることになる。分類体系が変わると、他の研究との整合性の検証、蓄積された知的資産の体系再構築に多大な労力を費やさなければならぬ。そのため、定義は、明確に、できれば不変であることが望ましい。ただし、定義の固定化は科学の進歩にブレーキをかけることになる。結果、必然的に科学が進歩すれば、分類体系も

変更され、変更をするたびに、混乱を招き労力を使うことになる。岩石のように属性境界が不明瞭な場合、人為分類の細分化が次々と起こることになりかねず、終わりのない区分になる危険性が潜んでいる。

自然分類は本質的属性に基づいてなされるものであるため、完成すれば恒久的な体系になる。ただし、小出（2013）では、自然分類は途上であり、一部自然分類が導入されている対象においても人為分類が混入しているのが現状であるとした。記載学、分類学において、その結論は正しいと考えられる。物質の多様性をすべて自然分類で網羅できるとは限らない。分類のみが目的であれば、自然分類が可能なものに対してだけおこなえば、それで目的は達成できる。科学的な探求は、分類自体が終着点ではない。物質の多様な情報を読み取り、そこから物質の性質、由来、経歴、未来などを探ることが、主たる目的となるはずである。その目的達成のため、必要に応じて分類をすることが、本質を探る手法となる。

「分類の目標」として自然分類はあるのだが、「科学的な目標」は別のところにある。目指すべき「科学的な目標」が十分達成されれば、そこに至るために用いられた分類体系は、人為分類であれ自然分類であれ、古い体系は廃棄すればよい。

地質学において、岩石の分類は一次的な区分として成因に基づくものは、自然分類となっている。それより下位の階層、つまり火成岩や堆積岩、変成岩における細分では、一部には自然分類が可能な部分もあるが、多くは人為分類となっている。本稿では、火成岩の多様性がどのような要因によるものかを検討する。多様化の要因に本質的属性に由来するものがあれば、それは「分類の本質」に関連している可能性があるため、無関係とはいえない。ただし、本稿では火成岩の体系だけを扱っていくので分類とは直結しない。

## 2 多様性形成の本質

もうひとつの目的として、「多様性形成の本質」がある。小出（2014）は、岩石を例にして地球物質の多様性はどのようにして生まれるのかを検討した。研究の手順として、野外調査からはじまり、記載、整理、分析、解析、そして考察までのプロセスを考え、岩石の多様性をどのように見分けてきたのかを検討した。そこから、時間変化と化学的变化に多様性の本質があるとした。

さらに、化学変化を考える時、火成岩と変成岩、堆積岩の3つ岩石の成因が重要であるとした。岩石の成因ごとに、多様性を形成するプロセスが異なり、それらが多様性を広げていることを指摘した。本稿では化学的变化を中心に論じるのだが、時間変化については、以下のことが判明している。

時間変化は、大局的には地球の冷却が本質とみなせ、その顕著な表出が地球の表層環境の変遷となる（小出、2008）。表層環境の変遷が、地層の多様性として記録されていると考えられる（小出、2010）。冷却過程であれば、地球表層環境や地層の多様性のメカニズムには、潜在的に不可逆な変化を伴っていることになり、「斉一説の破れ」があるかもしれないことを指摘した。「斉一

説の破れ」とは、長い時間スケールで見ると地球は冷却しているため、現在と同様に過去を齊一的にとらえると誤謬が紛れ込む危険性を示すものである。

その顕著な例として、地球初期の現象は齊一的な捉え方ができないことを示した(小出, 2014)。地球の素材はある種の隕石であり(小出, 1995a)、隕石には多様な種類があることが知られている。ところが、地球の岩石より隕石の多様性は狭く、化学的特徴も異なっている。つまり、地球の岩石は、時間経過により素材である隕石とは隔たった化学的特徴を持つに至ったことになる。

隕石の激しい衝突によって地球は形成され、衝突による重力エネルギーの解放により地球は高温になっていった。その結果、高温の「マグマの海」(マグマオーシャンと呼ばれる)が形成されたと考えられる(小出, 1995b; 1999)。隕石の衝突がおさまってくると、地球は表層から冷却し、マグマオーシャンも固まり、最初の地球固有の岩石が形成される。マグマが固まったものであるから、地球最初の岩石は火成岩(火山岩)となる。その後、時間経過にともなって、地球の岩石は、マグマという異質な相を経由することで、弁証法的な発展過程をしてきたことになる(小出, 2014)。

以上のことから、熱史から見ると地球の創生から現在まで、齊一的に捉えられないことは明らかである。本稿では、岩石の形成過程から、化学的多様性がどのように形成されるのかを検討していく。そこから、「多様性の本質」を探求していく。

### Ⅲ 岩石の成因と化学的多様性形成

岩石は成因に基づいて、変成岩、堆積岩、および火成岩の3つに大別できる(端山, 1996)。それぞれの成因における素材(起源物質や原岩)から形成されるもの(岩石)までの、一連の作用をまとめると、次のように記述できる(小出, 2014)。変成岩の形成過程は素材の固体が再結晶により別の固体になったもの、堆積岩は固体が水によって離脱、移動し再構成されたもの、火成岩は固体が溶融し液体になり固化したものと抽象化できる(図1)。それぞれの作用は変成作用、堆積作用、火成作用と呼ばれる。以下にその概要を示す。

#### 1 変成岩

変成岩の多様性形成には、原岩の多様性と変成作用による変化が関与している(図1)。

変成岩は、地表付近にある既存の岩石(原岩)が、その場での条件変化(マグマの接近などによる温度上昇)、もしくは高温高圧になる場(変成場)に移動することで形成される。変成作用において重要な点は、構成物質が溶けることなく、一部あるいは全ての結晶が別の結晶(再結晶)に変わっていくこと(鳥海, 1998)であり、このような変化を固相反応と呼んでいる(周藤・小山内, 2002a)。ただし、水などの流体の関与は不可避に起こるので、流体に関しては開放系という



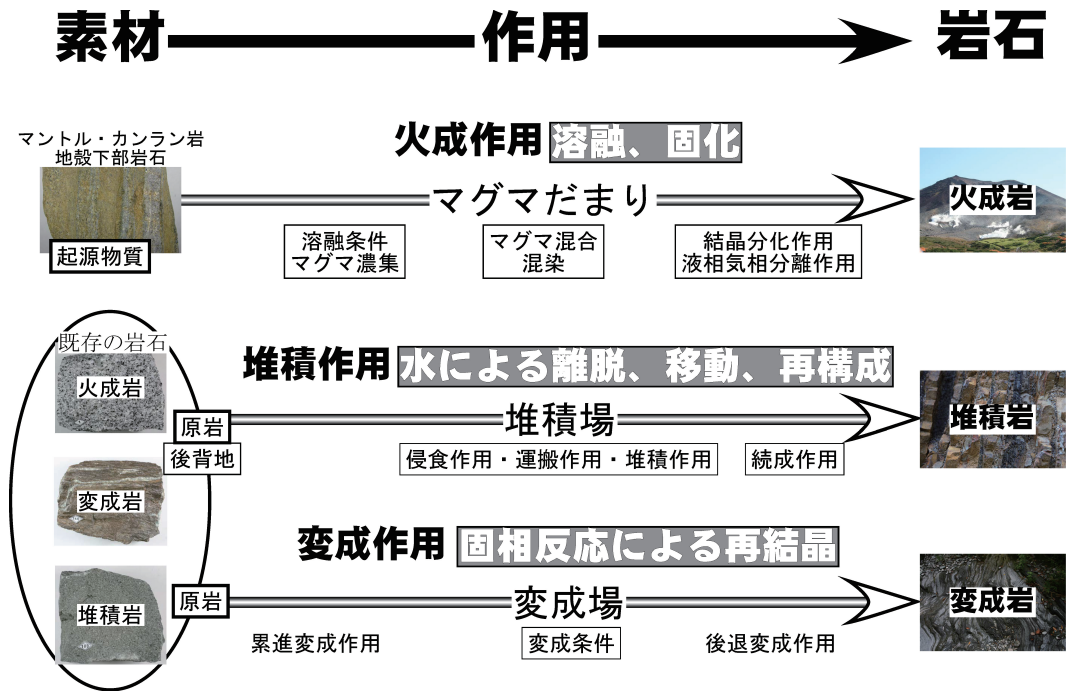


図1 岩石の成因と化学的多様性形成

岩石の成因ごとの素過程をまとめたもの。火成岩は固体が溶融し液体になり固化したものと抽象化でき、起源物質の溶融、固化を伴う火成作用が起こる。堆積岩は固体が水によって離脱、移動し再構成されたものと抽象化でき、原岩が水による離脱、移動、再構成が堆積作用として起こる。変成岩は素材の固体が再結晶により別の固体になったものと抽象化でき、原岩に固相反応による再結晶作用が変成作用として起こる。

扱いになる。

変成岩の素材は原岩と呼ばれ、どのような岩石であっても変成作用を受けると変成岩になる。変成岩も変成作用を受けると変成岩になる（複変成作用と呼ばれる）。原理上、変成作用で化学的に大きな変化を受けることがないため、原岩の化学的多様性が、そのまま変成岩の多様性へと強く反映されることになる。

変成作用は、原岩の化学組成（あるいは鉱物組み合わせ）をもとに、温度と圧力を主とした変成条件によって、平衡を達成すべく結晶組み合わせに変化していく。ただし、固相反応なので大きな化学的移動は起こることなく、局所的な固相間の反応による平衡関係が達成される。固相反応のおこりやすさは、岩石の組織や形状（密度、空隙率）、流体の移動条件により変わってくる。同じ条件に長時間置かれ平衡に達したものは、系の自由度（F）を規定するギブズの相律（Gibbs' phase rule）が、熱力学的に成立していることが知られている。この相律を手がかりに、変成条件を推定することが可能となる。相律については、溶融のところで詳細を述べる。

岩石が変成条件（温度や圧力）に達するとき、上昇しながら条件に達する過程（累進変成作用）と降下しながらの過程（後退変成作用）がありうる。一般に、累進変成作用は脱水反応に、後退

変成作用は給水反応になる。原岩がもともと持っていた水が反応につかわれるので、累進変成作用は進行しやすく、流体の供給が困難な場合は、反応が進みにくいことが多く後退変成作用は起こりにくくなる。

熱力学的な相律を考える上では閉鎖系が前提なので、変成作用における化学的多様性の形成はほとんど起こらず、変成岩の多様性は、原岩の化学的多様性にのみ依拠することになる。変成岩の「多様性形成の本質」は原岩で、変成作用による化学的多様性の課題は少ないといえる。

## 2 堆積岩

堆積岩の多様性形成にかかわる素過程は、後背地（原岩）と広義の堆積作用になる（図1）。地表にある後背地の既存の岩石が原岩となる。堆積作用には、浸食作用、運搬作用、狭義の堆積作用、続成作用に細分される（岡田, 1998）。

原岩は、既存の岩石であればどのような岩石でもよい。また原岩がもたらされる範囲は、一連の堆積作用（広義）が働く場、河川でいえば流域全体が後背地となる。非常に広い範囲で多様な岩石が分布する可能性がある。それであっても、実際の堆積岩には、後背地の影響をある程度反映したものが形成される。特徴的な後背地（例えば、火山地帯や花崗岩地帯など）が広がっていれば、それを反映した堆積岩が形成され、後背地に際立った岩石や鉱物があれば、堆積物や堆積岩にもその痕跡が残されることも知られている。河川堆積物の砂白金や砂金などの存在から後背地でその鉱床が発見されることもある（中川, 1993; Nakagawa et al., 1991）。また、高度の変成作用でしか形成されない鉱物を含む堆積物が見つかることから、後背地にそのような変成岩が分布していた証拠になり、後背地で発見されることもある（例えば、宇留野ほか, 1967など）。堆積岩の多様性は、程度は様々だが原岩や後背地が影響を与えている。

原岩は削剥、粉碎、溶解していくが、水の関与が浸食作用の進行を大きく左右する。砕かれたり溶かされたりした原岩は、岩石片、結晶片、溶解物として河川で運搬されていく。やがて河口や海底などの堆積場で堆積する。その後続成作用によって時間経過とともに固化していく。それら全体が、広義の堆積作用となる。

堆積岩への水の関与の程度もさまざま、上で述べたような一般的な堆積作用の他に、溶液から沈殿したり（塩湖の堆積物など）や生物学的に固化されたもの（サンゴ礁や海洋底の珪質堆積物など）などもある。また、水が関与しない、気体から昇華したもの（火山噴気孔の昇華物など）や風による堆積物（砂丘堆積物）などもある。水の関与する、しないなど、堆積岩の形成過程は多岐にわたるため、その化学的多様性は大きくなる。

以上のことから、類似の堆積場では、類似の化学組成をもった堆積岩が形成される。これは多様性を生む要因は働いているが、複雑な作用が起こっても平均化され化学的多様性がある程度収斂すると考えられる。

### 3 火成岩

岩石の成因において、火成岩の多様性の形成は、重要な位置を占めることを示してきた（小出, 2014）。それは、時間変化に伴って火成岩は弁証法的発展をしており、岩石の多様性形成の基本となるからである。地球史における時間変化は、化学的变化と比べると時間スケールが何桁か緩慢に起こるもので、多様性形成のメカニズムの中でも、特異なものである。そのような特異性は、火成岩の多様性形成における時間依存を探求することになり、地球史解明において重要な意味もっている。時間変化に関する課題は、別の機会に論じる予定である。

火成岩における化学的多様性形成の素過程として、素材としての起源物質と火成作用がある（図1）。起源物質が熔融し、マグマを形成し、固化して火成岩ができる（久城, 1988a）。液相を経ること、あるいは固相→液相→固相という物理的相変化を起こすことが、火成作用の特徴といえる。

液相であるマグマは、既存の岩石（原岩、起源物質）が、何らかの要因で熔融したもので、珪酸塩を主成分とする液体である（久城, 1998b）。堆積岩や変成岩では、大部分が原岩が固相のまま別の岩石に変わっていくのに対し、火成岩は液相を経ていることが大きな違いとなる。

火成岩では、相変化、特に液相（マグマ）を経ることによって、化学的にどのような多様性形成が起こるかを探求することが重要となる。いいかえると、起源物質からどのようなマグマの化学的多様性が形成され、さらにマグマが固まるときにどのような化学的多様性が生まれるのかを調べることになる。

本稿では、火成岩の化学的多様性形成のうち、マグマ形成までの過程を検討していく。

## IV 化学的多様性の形成の素過程

火成岩から情報を読み取るこの意味とマグマの特徴をまとめ、そこから火成作用における化学的多様性形成の素過程を詳細に検討していく。

### 1 火成岩から情報を読み取るということ

起源物質は、既存の岩石で地殻やマントルを構成するものである。マグマができ、上昇し、固まるまでのすべての過程が火成作用である。火成作用によって形成されるのが火成岩である。火成岩はその冷却場や冷却速度の違いによって多様性ができ、深いところでゆっくりと固まったものを深成岩、地表や水中で急冷したものを火山岩に区分する（都城・久城, 1977）。ただし、中間的な冷却速度をもつものもあり、貫入岩と呼ばれる。

注意が必要なのは、化学的に見ると「火成岩＝マグマ」ではない。この束縛条件によって、火成岩を用いて火成作用を完全に解明できるとはいえなくなる。なぜなら、マグマから火成岩に至る間に、欠落していった物質、変容した情報などがある。それらの一部に、復元できないものが

あれば、完全なる復元は不可能となるはずである。

マグマを直接調べることが一番有効な方法となる。ところが、溶けたままのマグマを研究対象にすることは、困難である。火山には爆発的な噴火をするもの、地下深部で固結するマグマなどは、マグマを直接回収することは不可能である。ただ、整然と地表を川のように流れているマグマもあるので、高温対策をすれば回収することは可能である。実際に高温のマグマを回収して調べられた研究もある。ただし、マグマを回収したとしても、高温のまま調べられる情報は限られており、マグマはすぐに固化していくため、最終的には固化したもの（火山岩）が研究素材になる。通常の火成岩の研究は、固化した火成岩に頼らざるえない。

地質時代や深海底の火山岩、地下深部で固結した貫入岩や深成岩は、研究者が試料を手にするまでに長い時間を経過している。過去の火成岩を調べる場合、時間経過や各種の変容過程を考慮しなければならない（小出, 2006）。探る手立ては、岩石の分布している状態（産状）や岩石試料の分析、解析によることになる。

ここで述べてきた研究手法は、現在固体である火成岩から、どのようなマグマからできたのか、そのマグマはどのような起源物質（固体）からできたのか、を探ることであった。火成岩から、形成過程を遡っていくことになる。固体（火成岩）から液体（マグマ）を探り、液体の特徴からその固体（起源物質）を探ることである。形成過程とは逆のプロセスをたどることになるので、失われている情報には注意を払っておく必要がる。

結果は、あくまでも現段階での推定、仮定であることを忘れていけない。実証できない部分も多数存在するはずである。形成時、形成場を直接観察ができないためであり、時間経過を追ったプロセスを見ることができないためでもある。これは過去の事象を扱うすべての学問の宿命でもある。

もうひとつ、情報は火成岩の中にあるのだが、科学がまだその情報をすべて読み取る能力がない点にも注意が必要である。今後も科学は進歩し、弛みない科学者の努力で読み取れるようになる情報も増えていくはずである。だから、同じ試料であっても新たな情報を読み取り新しい発見をしていくことが可能であろう。

## 2 マグマの特徴：三相混在

火成岩は、マグマを経由することが大きな特徴である。マグマは液体、液相である。マグマという液相は、起源物質という固相から形成されたものである。その液相から、火成岩という固相が形成される。火成岩は、マグマの液相を経由することが化学的多様性形成における本質的な要因である（小出, 2014）。その要因を知ることが、火成岩の化学的多様性の把握には重要となる。

液相のマグマにも、詳しくみると相が混在している（図2）。マグマが冷えてくると、マグマの中には結晶（固相）が形成されはじめる。液相中の固相の混在状態は、岩石の高温高压実験による検証や、火山岩の中の大型結晶の存在からも支持される（中田, 2003）。マグマ内の結晶（固

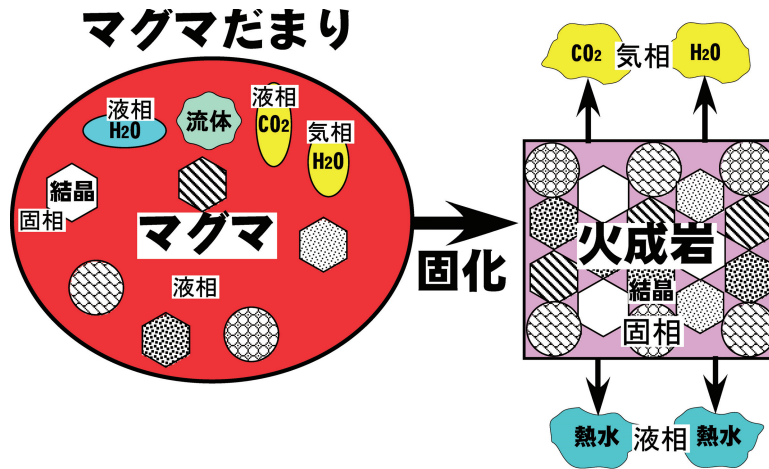


図2 マグマの三相混在

マグマだまりでは、液相のマグマが中心になるが、温度低下にともなって固相の結晶ができ、液相や気相としてH<sub>2</sub>OやCO<sub>2</sub>などができる。マグマが固化すると火成岩になるが、固相の結晶が大部分であるが、液相の熱水や気相のH<sub>2</sub>OやCO<sub>2</sub>も形成され一部は結晶に取り込まれるが、粒間にあるものは固相から抜けていくものも多い。

相)が増加し、そのまま固化すれば深成岩になり、地表に噴出すると火山岩として大きな結晶を伴う斑状組織をとなる。火山岩に斑晶があるということは、マグマだまりでマグマ（液相）と結晶（固相）が混在した証拠となる（周藤・小山内, 2002b）。

マグマ中には、気相も存在することも知られている（藤井, 2003）。マグマだまりの膨張現象は火山観測でよく見られる現象であるが、これは温度圧力低下に伴ってマグマから気相の分離が起こるためであると考えられている（井田, 2003）。また、火山岩においても、マグマ中にあった気体（気相）が混じった状態のまま固まったものが、岩石の中に空隙、気泡として残されている。火山岩によっては球状の穴が多数残されているものもある。軽石などはその最たるものである。マグマが急激に固結しガラス（非晶質の物質のこと）として固まった火山岩には、ガラス中に気体が残されていることもある（中田, 2003）。そのような試料は、マグマ中での気相の共存の証拠となる。

気体のほとんどは、時間とともに岩石の外に抜け出しているため、岩石から気体成分を探ることは難しい。火山噴気から、成分は水蒸気（H<sub>2</sub>O）、二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）を主として、少量の二酸化硫黄（SO<sub>2</sub>）が含まれ、他に水素ガス（H<sub>2</sub>）、一酸化炭素（CO）、硫化水素（H<sub>2</sub>S）、塩化水素（HCl）などが含まれることがわかる。ただし、マグマから気相として分離した状態で把握されているので、マグマの固結過程での挙動を捉えることは困難である。

マグマには、マグマ以外の液体（液相）も存在している。この液相は、マグマとは物理的性質（密度、粘性など）、化学的（化学組成）性質が全く異なっているため、混じり合わないものである。ただし、液相はマグマが高温であるため、超臨界流体（流体と呼ばれる）となっていた可能性もある。高温高压で流体になると、水蒸気や二酸化炭素は、気体の拡散性と、液体の溶解性を



持ち、多様な成分を溶かしこんだ流動性の高い相として振る舞うことになる。深成岩にみられる脈や空洞（ガマと呼ばれる）に特異な鉱物濃集は、流体が深部では超臨界流体や熱水として移動し結晶化しているものである。地表付近では温度圧力低下により、熱水や水蒸気として、多様な成分を伴いながら移動していくことになる。それが、噴気や温泉、鉱泉などとなる。

マグマ中に存在した液相や気相は、火山の動的変化（マグマの上昇、膨張、亀裂形成、地震など）や噴火活動においては重要な役割を果たしている。また、後述のようにマグマ形成においても重要な役割を果たすことも知られている。ところが、液相や気相は固相内にはほとんど保存されていないため、その挙動、影響や効果を定量的に把握することは難しい。

本稿の目的は、火成岩における化学的多様性の要因を、マグマ形成に至る過程から探ることである。したがって、本論文では、定性的に液相・固相の関与は検討するが、主には最終的に岩石に固定されている化学成分をもちいて議論することとする。

### 3 火成作用の素過程の抽出

火成作用とは、起源物質が溶融し、集積、移動しマグマだまりが形成され、冷却し、時に火山噴出し、そして固化するまでの全過程をいう。多様性を形成する要因を概観するために、マントルでマグマが形成され集積し、マグマだまりに移動し、やがて火山噴火するというモデルを考えていくことにする（中田, 2003）。このモデルを参考にして、どのような過程があるかを考えていく（図3）。マグマ形成から固化までの火成作用における主要な素過程は、起源物質と溶融、冷却・固化の過程である。

最初の素過程は、起源物質の多様性に依存するものである（図1）。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となる。マントルの岩石は、地殻下部と比べて均質である。地殻は、履歴の違いによって、多様性を持つことが予想される。

次に、起源物質が溶融しマグマが形成される過程である。溶融が起こればマグマが形成され、火成作用のプロセスが進行することになる。マントル内で形成されたマグマは、上昇し、その途中で周辺の岩石から成分を付け加えられる過程がある。この成分は、起源物質の溶融過程と違ったマグマである。

やがてマグマは、マグマだまりを形成して、そこで冷却・固結過程にはいる。新たな条件下で冷却がはじまり、マグマの状態変化により爆発的な噴火を起こしたり、割れ目に貫入したり、その場で固化することもある。そして、固化とともに固化し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するまでが火成作用の過程となる。

以下では、素過程のうち、起源物質と溶融過程をとりあげて、化学的多様性の形成にかかわる要因を探っていく。

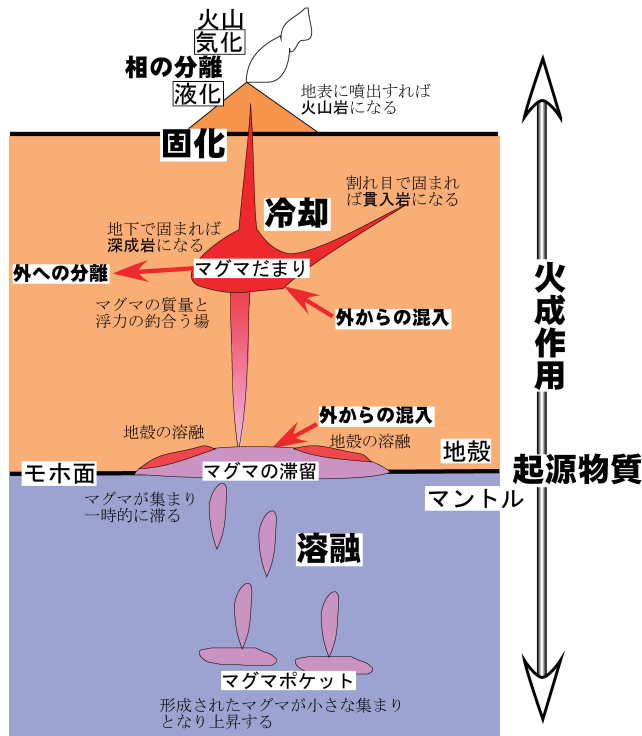


図3 火成作用の模式図

マントルから地表までに起こる鳥弧の火成作用を模式的に示したもの。起源物質はマントルと地殻下部の岩石。溶融は起源物質で一定の条件を満たした時に起こる。溶融したマグマは、小さなマグマポケットから上昇しモホ面(マントルと地殻の境界)で一時的にマグマが滞留し、そこで再度地殻下部の溶融作用が起こる。マグマが一定量集まると上昇し圧力の釣り合ったところにマグマだまりができる。マグマだまりでは冷却が起こり、外からの物質の混入、マグマの一部が外へ分離されることもある。温度低下に伴って固化が起こる。温度低下で気相の分離が起こりマグマだまり圧力が増して亀裂(火道と呼ばれる)ができたとき、地表に噴火して火山となる。地表では急激な冷却が起こり、流体相の液化、気化が起こる。

## V 起源物質による多様性形成

以下では、マグマの起源物質となるマントル物質と地殻下部物質における多様性形成の要因と、その多様性を消し去る効果について概観していく。

### 1 端成分マントルの認定

マントルの岩石はカンラン岩で構成されていることは、地震波探査、オフィオライト(過去の海洋プレートの断片)、造山帯や構造帯に産するアルパイン型カンラン岩、火山岩の捕獲岩などの研究からわかっている(加々美・小出, 1987)。マントルのカンラン岩は、主にレルゾライト(lherzolite)に区分される岩石である。地球のかなり大きな部分を占めるマントルが、レルゾライトと呼ばれる1種類の岩石で形成されていることになる。それは地球だけの特異な現象なのか、

それとも普遍的な現象なのかは、今後の課題である。

マントルは均質ではあるが、多少の多様性は認識されている。海洋底探査 (DSDPやODPなど) によって、海洋域のデータが増加し、マントルの詳細が全球的に把握できるようになったためである。大陸域の火成岩は、マントルで形成されたマグマが上昇する過程や冷却・固結する過程で、地殻物質の影響を受けることが知られている。一方、海洋域で活動するマグマは、マントルから由来したもので、マントルの性質をそのまま反映している。

まず、海洋底を構成する岩石と海山・海洋島の岩石との違いが注目を引いた。海洋底の玄武岩 (mid-oceanic ridge basalt, 以下MORBと略す) は、中央海嶺で形成され、海洋底に広がり、やがて全海域を覆っていく。これが海洋プレートの形成原理である。一方、海山・海洋島の玄武岩 (oceanic island basalt, 以下OIBと略す) は、局所的に、継続的、もしくは単発の火山活動によるものである。

MORBは、地球の表面の7割を占める岩石であるにもかかわらず、その化学組成が非常に一様であることが際立った特徴である。別々の海嶺で形成されたMORB、時代の異なるMORBも、化学組成は大きな差が認められない。これは、恒常的に似た起源マントルから、定常的なMORBマグマの供給がなされるメカニズムが存在することを示唆する。

OIBは、MORBとは明らかに火山岩の化学的性質が異なる。OIBとMORBの化学的差異は、主要な化学成分から微量成分にまでおよぶものである。MORBは、液相に入りやすい元素の少ない枯渇 (depletedと表現される) したマントルに由来している。OIBには、イオン半径が大きい元素 (Large Ion Lithophile element, LILと略される) や、液相に入りやすい元素 (incompatible element) に富んでいる (富化, enriched, あるいは肥沃, fertileとも) ことがわかった。さらに、OIBは、微量元素などの比較検討から、岩石種が多様であり、一つの起源マントルからは形成されないことが明かになってきた。

MORBと各地のOIBの同位体組成を丹念に記載することによって、起源物質 (マントル物質) に履歴や性質の違いがあることが区別されるようになってきた (例えば、加々美・小出, 1987; 小出, 1992など)。同位体的性質の違うマントル物質は、端成分 (end-memberとかcomponent等とも呼ばれる) マントルとして区別されている。

地球上でもっとも枯渇しているのは、MORBをもたらした端成分マントルである (O'Nions et al., 1977; Cohen et al., 1980; White and Hofmann, 1982)。一方、現在の海洋で最も富化した火成岩は、Kerguelen, Tristan da Cunha, Gough島のOIBより報告されている (O'Nions, et al., 1977; White et al., 1982)。

Anderson (1985) は、地球上の大部分の火成岩の多様性をMORBとOIBの2つの端成分マントルで説明できるとした。これに対し、2つの端成分マントルでは説明できない岩石も報告されてきた。インド洋のRodriguez 3重点では、MORB, OIB以外の第3番目の端成分マントルが必要とされた。Michard et al. (1986) は、第3番目のマントルがMORBに比べやや高いSr同位体

組成, Pb同位体組成を持つことを示した。Zindler et al. (1982) は, PbおよびSr, Ndの同位体系の3次元空間をもちいて端成分マントルを記載した。この3次元座標系では, 海洋の岩石は3グループに分かれ, 現在のマントルは3つの端成分よりなることを示した。White (1985) は, Zindlerらと同様のPb, Sr及びNd同位体組成を用い, 5タイプに分け, 各々が独立した端成分マントルであることを主張した。現在, 5つの端成分マントルが識別されている。

## 2 端成分マントルの特徴

端成分マントルは, 分解能のよい同位体組成として, 主としてSr, Nd, Pbを用いて, その特徴が識別されている。同位体組成を用いて5つの端成分マントルをまとめたものを, 表1と図5に示した。

なお, Nd同位体組成は, chondritic uniform reservoir (CHURと略す, DePaolo and Wasserburg, 1976) の $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.15264$ を用い (Wasserburg et al., 1981), 1万分偏差 ( $\epsilon$  値) を用いて示した (DePaolo and Wasserburg, 1976)。その計算式は次のとおりである。

$$\epsilon_{Nd} = \left( \frac{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_i}{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{\text{CHUR}}} \right) \cdot 10^4$$

### DMM (depleted MORB-mantle)

DMMは, MORB (特にN-type MORBと呼ばれるもの) を供給する地球上でもっとも枯渇し

表1 端成分マントルの特徴

| Type     | Content |       |      | Isotopic Composition            |                                   |               |                                   |                                   | comments |  |
|----------|---------|-------|------|---------------------------------|-----------------------------------|---------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------|--|
|          | Sr      | Nd    | Pb   | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon$ Nd | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |          | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$                              |
| DMM A    | 6       | 0.33  | 0.02 | 0.70215                         | 0.513345                          | 13.79         | 17.1                              | 15.39                             | 37       | depleted mantle component                                      |
| DMM B    | 12      | 0.65  | 0.04 | 0.70195                         | 0.513495                          | 15.25         | 15.9                              | 15.17                             | -        | N-type MORB  |
| HIMU     | 120     | 6.5   | 0.4  | 0.7031                          | 0.5129                            | 5.11          | 21.5                              | 15.86                             | 40.5     | high- $\mu$ mantle component<br>LoNd array end-member          |
| EM I     | 1179    | 10.79 | 2.42 | 0.7057                          | 0.51223                           | -7.96         | 17.25                             | 15.44                             | 39       | enriched mantle component<br>LoNd array end-member             |
| EM II    | 181.7   | 34.32 | 23.1 | 0.71865                         | 0.511975                          | -12.93        | 19.05                             | 15.67                             | 39.3     | enriched mantle component.<br>sediment and altered MORB relate |
| BSE      | 18.4    | 1     | 0.14 | 0.7051                          | 0.51262                           | -0.35         | 17.8                              | 15.63                             | 37.5     | bulk earth, primitive mantle components,                       |
| PUM      | 19.6    | 1.17  | 0.16 | 0.7051                          | 0.51262                           | -0.35         | 17.8                              | 15.63                             | -        | similar to Chondritic composition,                             |
| PREMA    | -       | -     | -    | 0.7033                          | 0.513                             | 7.06          | 18.2                              | 15.48                             | 38       | mean composition of mantle                                     |
| CHUR, UR | -       | -     | -    | 0.7045                          | 0.512638                          | -             | -                                 | -                                 | -        |  |

データは Zindler and Hart (1986) より。値が示されていないものは図から読みとった。-は値が定義されていないもの。Sr, NdとPbの濃度はppmで示した。

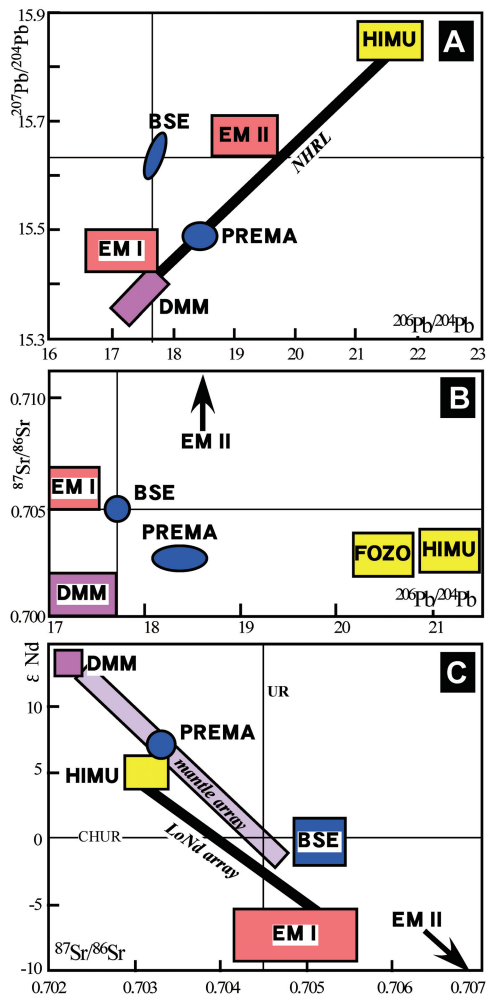


図4 端成分マントル

同位体組成 (Sr, Nd, Pb) による端成分マントル, DMM, HIMU, EM (I, II), BSE, PREMA, 他にも CHUR, UR, PUM, FOZOなどが区分されている。それらに見られる相関関係として, Mantle array, LoNd array, NHRLなどは端成分マントルの機械的混合によって説明されている。

た端成分マントルである。DMMは、高い  $\epsilon\text{Nd}$  値, 低い  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比, 低い  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  をもつことで特徴づけられる。DMM Aは、現在認められる MORB のもっとも枯渇した値を持つもので、DMM Bは観察されるものよりさらに枯渇した成分を想定した値である。

#### HIMU (High $\mu$ )

HIMUと呼ばれる端成分マントルは、高い  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  比) をもつ成分で LoNd array の端成分にあたる (Zindler and Hart, 1986)。HIMUは、非常に高い  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比, 低い  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比, 中間的な  $\epsilon\text{Nd}$  値を持つことで特徴づけられる。Rb/Sr 比の増加がなくても、Pbに比べUとThに



富んでいることも特徴である。

#### EM (Enriched Mantle) : EM I, EM II

EMは、いくつかの組成に富んだ端成分マントルで、多様な $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、(与えられた $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比に対して)高い $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比と $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比で特徴づけられる。さらにEMは、EM IとEM IIの二つに分けられている。EM Iと呼ばれるものは、LoNd arrayの端成分としてHIMUに相対するもので、低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比で特徴づけられる。EM IIは、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比で特徴づけられる。それぞれに対応する岩石が見つかっている。

以上が4つの端成分マントルである。最後の端成分マントルは、同位体組成の上では定義に違いがあるが、その起源が類似したもので、マントルの大半を占めると考えられているものである。

#### CHUR (Chondritic Uniform Reservoir), UR (Uniform Reservoir)

コンドライトのNd同位体組成が一定なので、地球の起源物質の持っていた値だと考えられている (DePaolo and Wasserburg, 1976)。CHURにならってSr同位体をURと呼ぶことがある。実際にはコンドライトのSr同位体組成はばらつくため、真の起源物質の値ではなく架空の値となる。

#### BSE (Bulk Silicate Earth)

BSEは、CHURに相当するもので、地球の材料物質であるコンドライトから想定した成分である (Hart and Zindler, 1986)。Rb, Sr, Sm, Nd, U, Th, Pbなどは、地球の核にはほとんど分配されず、珪酸塩の始源マントルに残ったという仮定に基づいている。そのため同位体的には、コンドライトからほとんど分化していない端成分マントルとなる。

#### PREMA (Prevalent Mantle)

PREMAは、DMMとEM I, EM II, HIMUをすべて合わせたような平均的な値をもつマントル成分で、一番普遍的に存在する端成分マントルであると考えられている (Zindler and Hart, 1986)。考え方は、CHURやBSE, PUMなどと同じだが定義されている同位体組成はやや違う。

#### PUM (Primitive Upper Mantle)

Jagoutz et al. (1979) やHart and Zindler (1986) が提唱したBSEと同じような端成分マントルである。主要元素とREEから推定した始源的な上部マントルの値である。

他にも端成分マントルとしてFOZO (FOcal ZOne) なども提唱された (Hart et al., 1992) が、

他の端成分マントルの混合で説明できるとされている。

### 3 端成分マントルの形成

次に、端成分マントルを形成するには、どのような過程があるかを考える。主として化学的分別 (chemical separation), 時間効果 (time effect), そして成分混合 (component mixing) があるとされている (小出, 1992)。

同位体組成における化学的分別とは、もともとの物質が持っていた放射性元素の親核種と娘核種の比を変化させる過程を意味する。この比は、親元素 (例えば $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ) と放射崩壊でできた娘元素 ( $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ) との比を意味し、起源マントルの履歴を反映し、時間の効果を左右する値である。

地球は、核、マントル、そして地殻の層構造をもっている。このような層構造は、材料物質である隕石 (コンドライト) から考えると、地球は大きな化学的分別を起こしたことになる。地球の初期における核の形成は、鉄を主成分とした化学的分別がおこったことを意味し、起源物質であるマントルに大きな化学的変化を与える要因になっている。

また、マントル物質は、マントル対流により表層での物質循環をしている。対流で上昇したマントルは、海嶺下で火成作用を起こし、MORBができる。火成作用の効果は、溶融と固結の作用が大きいかかわることになる。同位体組成は、放射壊変する親核種 (Rb, Sm, U, Th) の化学的特性により、マグマ形成や結晶化で分配に違いが生じる。さらに、地表・海底での変質や変成・風化作用による元素の再分配、海水や熱水からの鉱物の晶出や沈澱によるもの、生物が関与した作用などが働き、火成作用とは違った化学的変化も伴うことになる。このように海洋プレートは、地質学的条件によりさまざまな違った経路をたどりマントルにもどっていく。

質量数の大きい元素は同位体分別は起こさない (Urey, 1947) ため、様々な化学的過程を経ても同位体組成は変化しないと考えられる。したがって同位体組成が変化するには、元の物質と違った娘/親核種比になり、その上で充分長い時間が経過する必要がある。

海洋プレートは、数千万から1億年程度を地表 (海洋底) で過ごす。その後、マントルに戻り、長い時間が経過する。その間、放射性同位体の崩壊が進み、時間効果が働くことになる。親核種の分配の小さな違いが、同位体組成の違いとして反映されてくる。親核種に生じた化学組成の小さな違いが、時間効果によって同位体組成を変化させ、端成分マントルが形成されていくと考えられている (小出, 1992)。

### 4 端成分マントルの混合

端成分マントルの混合とは、固相のまま、機械的に混合することを意味する。このような混合の認識は、同位体組成間にみられる相関の発見によるものであった (小出, 1992)。

まず、SrとNdの同位体組成に直線的な相関をもつことが明らかにされた (White and

Hofmann, 1982)。この相関は、マンテル列 (mantle array) と呼ばれ、直線的な組成帯で示される (図 4)。その後、Pb, Sr と Nd の同位体組成を用いて 3 次元空間として、マンテルの同位体組成を検討しマンテル平面 (mantle plane) が定義された (Sun, 1980; Zindler et al., 1982)。大部分のマンテル由来の岩石はマンテル平面の上にある。しかし、このマンテル平面から系統的にはずれるものも発見された。

Dupre and Allegre (1983) が、インド洋から大西洋、東太平洋にわたって、Pb と Sr 同位体組成のデータに地域的かたよりのあることを報告した。その後データが増え、南半球の赤道から南緯 60° にかけて、Pb と Sr 同位体組成の異常の地域が連続することが明らかにされ (Hart, 1984), Dupal anomaly と呼ばれるようになった。

また、Walivis, San Felix, Comores, N.E. Seamounts, St. Helena, Tubuaii などに産する火山岩の値は、Nd 同位体組成がマンテル列に比べて著しく低いことで特徴づけられるので、LoNd array と呼ばれた (Hart et al., 1986)。似た化学的挙動をとる Pb 同位体組成間でも直線的な相関として、Northern Hemisphere Reference Line (NHRL と略す) が認められた (Hart, 1984)。

このような相関関係は、端成分マンテルの混合によって、説明できると考えられている。マンテル対流によって端成分マンテルの物質が、機械的に混合されるもので、熔融過程は含まない。機械的混合の単純なものは、2 つの端成分マンテルの混合である。端成分マンテルの同位体的多様性は、混合線 (mixing line) 上の成分として説明できると考えられている (図 5)。両端成分の元素濃度が等しいときは混合線は直線なり、端成分の濃度差が大きいほど曲線は開いたものに

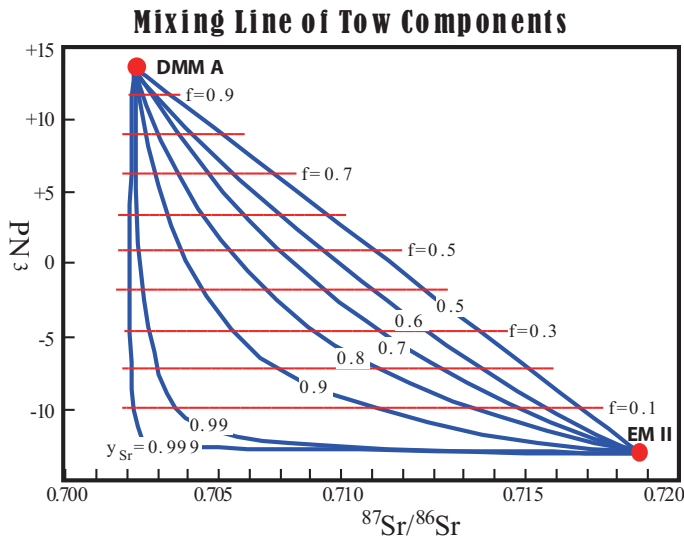


図 5 端成分マンテルの混合

Sr 同位体組成と Nd 同位体組成 ( $\epsilon_{Nd}$  で示した) における端成分マンテルの機械的混合モデル。DMM A と EM II を端成分マンテルとして混合線を引いた。2 成分の混合の式は付録 I-A に示した。  $y_{Nd} = 0.5$  としたとき、  $y_{Sr}$  の値を 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 0.99, 0.999 で変化させた場合の混合線を、青の実線で示した。赤の破線は混合比 ( $f$ ) の値。

なる。このような混合線は定式化されている (付録 1-A)。推定されている端成分マントルの Sr や Nd, Pb の濃度は大きく異なり、混合線は一般には直線にならない。現在マントルの同位体組成の直線性をうまく説明できないので、2つの単純な端成分マントルの混合ではなく、より複雑なメカニズムを考える必要がある。ただし、これは機械的混合とはしているが、計算上は化学的混合も意味し、化学的均質化した組成を求めたものである。

マントル内では大規模な対流がおこり、物質循環として攪拌がおこっていることは確かである (兼岡, 2002)。Allegre and Turcotte (1986) は、marble-cake model を提唱した。沈み込んだ海洋地殻は、上部マントルでは対流によって受ける変形で、cm オーダーにまで延されて、マーブル・ケーキのような状態になっていると考えた。このようなモデルであれば、機械的にマントル物質を混合することができると考えられる。マントルと核の境界から上昇してくる巨大なマントル上昇流 (mantle plume) によっても、混合は可能であると考えられている (Griffith, 1986; Campbell et al., 1989; Griffith and Campbell, 1990)。

以上のことから、マントル内では、マーブル・ケーキ様の混合状態で化学的には不均質なまま存在している可能性がある。不均質なマントルが近接した状態で溶融することで、そのとき端成分マントルの混合が起こるとすれば、混合線を形成しようと考えられる。

## 5 地殻下部：島弧の地殻下部

地殻下部の岩石も、溶融条件さえ満たせばマグマの供給源となる。地殻の岩石はマントルと比べて多様で、マントルで形成されるよりマグマの組成変化は大きくなると推定される。

地殻下部の岩石について、以前は地殻上部が花崗岩類で、下部が海洋プレートと類似の玄武岩質で構成されていると考えられていた。しかし、精密な地震波探査や形成機構の解明により、地殻下部は、多様性が大きくさまざまな岩石から構成されていると推定されている。

また、マントルで形成されたマグマがモホ面でいったん滞留し、その後上昇し通り抜けマグマだまりをつくる場でもあるので、熱源として周辺の岩石を溶かしたり、そのマグマと混合、地殻の岩石が混入することも起こる。このような複雑な履歴が地殻の岩石構成を多様化していると考えられる。

地殻下部では玄武岩質岩から花崗岩質岩、堆積岩など (およびそれらの変成岩) も起源物質となりえる。起源物質の多様性は、後述の溶融の素過程が関与することでさらに多様性を増す可能性もある。起源物質の多様性は、如何ほどのもので、液相にどの程度反映されるのかが重要であるが、今後の課題となる。

## 6 多様性の形成となくす効果：拡散

端成分マントルの化学的多様性も、エントロピー増大の原則により、均質化に向かっていく。ただし、固相 (カンラン岩) と液相 (マグマ) では、均質化の程度は大きく違っている。元素の

物質内の拡散によって均質化が起こるが、その速度は拡散係数 (diffusion coefficient, 単位  $\text{m}^2/\text{s}$ ) によって決まる。

元素の拡散速度は、組成・結晶度・格子欠陥の頻度等の結晶内の性質に依存するものと、温度・圧力・水蒸気圧・酸素分圧等の外部条件に依存するものが考えられる (Freer, 1981) が、現在のところ温度に関する研究が一番多く行われている。拡散の速度は、断面積 (長さの2乗) に反比例し、時間、温度と濃度勾配に比例する (付録 1-B) ことが知られている。また、拡散係数と温度の間には、指数関数的相関があり、一般に Arrhenius の式で示される (付録 1-B)。

固相間の陽イオンの拡散係数は、 $1000\sim 1200^\circ\text{C}$  で  $10^{-13} \text{ cm}^2/\text{s}$  より大きく、上部マントルの上の方では、マントルが固体として存在する限り  $10^8$  年から  $10^9$  年の間で  $\text{cm}$  スケールしか拡散は起こらない (Hofmann and Hart, 1978)。マントルの機械的混合でマーブル・ケーキ状になっており、不均質が  $\text{cm}$  オーダーであれば、均質化作用が働く可能性はある。

ただし、ここで示した拡散係数は、上部マントルのかなり浅い部分を想定したものである。従って、上部マントルと下部マントルの境界部付近 ( $3000^\circ\text{C}$ ,  $250\text{kb}$ )、下部マントルと核の境界部付近 ( $4000^\circ\text{C}$ ,  $1400\text{kb}$ ) の温度、圧力条件ではかなり違ったものになるはずである。拡散係数は、温度上昇によって大きくなり、拡散は起こりやすくなる。一方、圧力上昇で拡散係数は減少するという (Misener, 1974) 指摘もあるので、温度とは相反する効果になる。拡散係数の各条件における値を定量的に検討しないとマントル深部での変化を推定することはできない。また、マントル深部では、鉱物組合せ、結晶構造にも変化がみられ、現在のデータを単純には参考にできない。マントル深部についてはデータ不足で判断できないが、マントルの比較的浅所に  $\text{m}$  オーダー以上の同位体的不均質が存在すれば、古い時代の不均質さも保存されていると考えられる。

いずれにしても、固相の拡散係数は  $10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$  以下だが、液相中の同じ元素の拡散係数は  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  のオーダーとなり、液相の方が固相より3桁から4桁ほど大きくなる。マントルの岩石内にある不均質が均されるのに1万年かかるが、マグマの中では1年程度ですむことになる。さらに、液相では、拡散だけでなく、対流などの流れが発生すると、より速く均質化が進むことになる。

地球と比べると、点にすぎない火山を形成したマグマを經由してマントルの情報が集積されてきた。時間効果の影響を受けにくい新しい時代の火山岩の同位体組成、古い火成岩では同位体組成の初生値を用いることで、マントルの同位体的多様性を把握できるようになってきた。その結果、時間効果によって履歴の違う端成分マントルが形成され、それらが混在していることがわかってきた。端成分マントルが機械的に混合することによって、マントルの同位体的多様性が形成されて、現在まで残っていることになる。地球の固体物質では、エントロピーの増加は、なかなか見えにくいものとなっている。



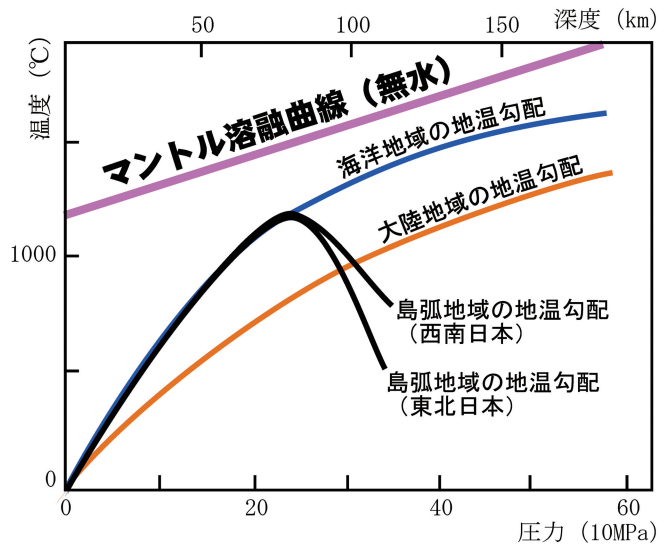


図6 地温勾配と溶融曲線

水を含まない状態のマントル物質が溶ける条件（溶融曲線）と、地域ごとの地温勾配を比べたもの。海洋地域と大陸地域はPeacock and Wang（1999）を、西南日本と東北日本の島弧地域はKawamoto, et al.（2012）を参照した。

## VI 溶融過程での多様性形成

溶融過程とは、起源物質からマグマが形成される過程である。そこに関与する要因は、かなり解明されているが、どのような要因がどの程度働いているかを決めるのは困難である。それは、要因が単独で作用するのではなく、いくつかの要因が同時に、さまざまな程度で作用しているからである。以下では、溶融条件のいくつかの要因が、どのように出現するのか、複雑な要因を単純化（2成分、3成分、固溶体系、共融系）して概観し、その指標となる分配係数を考えていく。

### 1 溶融条件の出現

上述してきたように、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）。その状態は、地下深度の温度の条件と、岩石の溶融する条件（溶融曲線と呼ばれる）を比べると理解しやすい(図6)。地下の各深度での温度(地温)を見積もったものを地温勾配と呼ぶ。地球の深度(横軸上)は、地球内部の圧力(横軸下)に対応すると考えられており、換算されている。深度を圧力に換算することで、合成実験の結果が地球深部へと適用できるようになる。

海洋地域と大陸地域、島弧の火山前線(volcanic front)では、温度圧力構造(地温勾配)が違うことが知られている。海洋地域の方が地温勾配が大陸地域のものに比べて大きい(Peacock and Wang, 1999)。これは、浅所の地温の実測からも明らかにされている。島弧でも、地域ごとに違いがあると推定されている(Kawamoto, et al., 2012)。島弧の地温勾配が途中から温度が下がっていくのは、島弧の下部には、海洋プレートが沈み込んでおり、低温になっているためである。

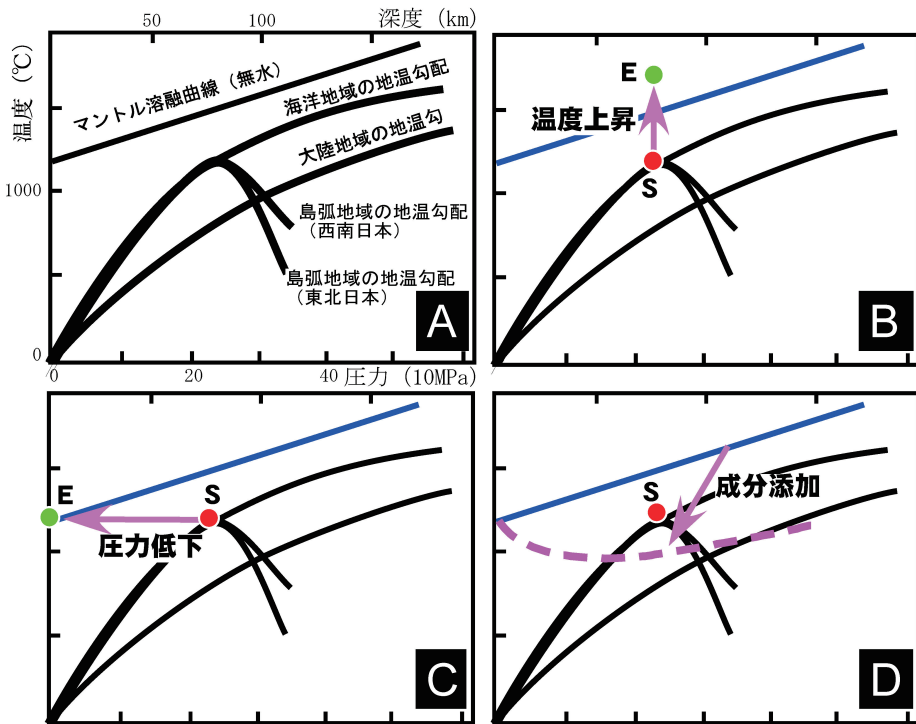


図7 溶融条件

溶融条件が達成される要因。Aは図6で示したもの。B：SからE方向に温度上昇が起こったときマンタルの溶融曲線を越える。C：SからEに向かって圧力低下が起こるとマンタルの溶融曲線を越える。D：起源物質はSのままだが、成分添加によってマンタル共融曲線が低温側に変化し溶融条件を満たす。

いずれの地域の地温勾配も、マンタルの溶融曲線と交差することはなく、なおかつマンタルの溶融曲線は高い温度側に位置している。これは、現在のマンタルの岩石が、溶融条件を満たしていないこと、固体であることを示している。

溶融条件と地温勾配が現状のままであれば、マグマが形成されないことになるが、実際にはマグマが形成されている。これは、起源物質が常態の固体から逸脱する何らかの条件変化が、一時的だが頻繁に出現していることを意味している。地温勾配は、地球がもっている物理条件なので動かすことができない。したがって、地球内部の物質移動（マンタル対流など）によって条件が変わったり、なんらかの変化によって溶融曲線が変わったりし、溶融が起こることになる。

そのような条件変化を起こす要因として、温度上昇、圧力低下、成分添加の3つが考えられている（藤井, 2003）。温度上昇と圧力低下では、溶融曲線は変化せず、起源物質がマンタル内を移動して、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。

温度上昇、圧力低下、成分添加は、必ずしも単独の要因として起こるものではなく、複合して起こると考えられるが、以下では、それぞれの要因を個別にみていく。

### i 温度上昇 (図7B)

温度上昇とは、物質の温度が上がり、溶融曲線を横切る条件に達する場合である。あるいはエントロピーの変化ととらえることもできる(川邊, 2003)。液相とは、ギブズの自由エネルギー(別の見方をすると熱力学的ポテンシャル)を最小化するために出現したと見なせる。起源物質は、もともとの地質学的環境(図7Bでは海洋か島弧地域を想定)における温度圧力の条件(図では点Sとして示した)に平衡に存在する。地球内部では、位置を変えると圧力が変化するが、圧力を変化させることなく、その起源物質の温度だけが上がる場合を想定している。その物質の温度だけが上がる(Eの位置に移動)と、溶融曲線を横切り、溶融がはじまることになる。

起源物質に熱源が近づく場合、このような条件が満たされる。例えば、マントルからマグマが上がってきた場合、地殻下部の物質に起こる現象がある。マグマを熱源として地殻下部の物質の温度が上がり、溶融曲線を横切る条件に達する場合などがある。特異な条件に思われるが、島弧の火成作用の場ではごく普通に起こっている現象であることが知られている(例えば、柵山・小屋口, 1982など)。

### ii 圧力低下 (図7C)

圧力低下とは、温度が変化せずに圧力だけが低下して、岩石の溶融曲線を切る場合である。圧力低下は、体積膨張、あるいは断熱膨張にともなう溶融作用とみなすこともできる(川邊, 2003)。岩石の熱容量が大きいので、断熱過程(adiabatic process)を起こしやすいが、圧力はその物質が置かれている深度に応じて即座に変化する。熱いマントル物質(岩石)が上昇していくと、温度低下がないまま圧力が低下し、溶融曲線を横切ることになる。

マントル内には巨大なホットブルーム(上昇流)があり、これがマントル対流となっているとされている(Maruyama, 1994)。ホットブルームの最上部は、このような条件を満たす場となる。海洋底の中央海嶺はこのようなメカニズムで形成されていると考えられている。マントル物質が対流によって上昇している場なので、定常的に大量のマグマが形成され続けることになる。長期間継続するプレート内火山(例えば、ハワイの火山列など)、大規模な火山噴火(デカン台地、コロンビア川台地玄武岩など)も、このような巨大ホットブルームの圧力低下による溶融現象だと考えられる。

### iii 成分添加 (図7D)

成分添加とは、岩石になんらかの成分が加わることで、溶融曲線が低温側にずれたり、形が変わるような効果である。融点を降下させるような物質として、水(H<sub>2</sub>O)が大きな役割を果たしている。また、二酸化炭素などの成分も融点降下の作用を起こすが、地球深部ではそれほど多くない成分なので、水が一番大きな効果を及ぼすと考えられる(川邊, 2003)。

沈み込み帯では、水分を含んだ海洋プレートが島弧下のマントルに向かって沈み込んでいく。

海洋プレートの沈み込みにしたがって圧力が上昇し、岩石の隙間、結晶粒間にあった水が搾り出される。間隙水は、浅い場所で抜けるため、溶融曲線を下げようとする作用は起こさない。深部では、鉱物に含まれた水（結晶水と呼ばれる）が圧力の上昇にともなって、再結晶作用が起こり、水を含まない結晶、あるいは含水量の少ない結晶に変化する。そのとき結晶水が海洋プレートから放出される。この水の成分が、島弧下のマントルに添加されると、マントルの岩石が含水条件での溶融曲線に変化する。含水溶融曲線は、低温側に移動し、下に凸に変形していく。この効果によって地温勾配と溶融曲線が交わり、岩石が溶融する。

沈み込むプレート内の鉱物は、再結晶作用の温度圧力条件が決まっているので、定まった深度で結晶水の放出が起こる。平面的に見ると、海溝に並行して水の放出が起こり、マグマの形成場が列をなすことになる。これが、島弧に見られる火山前線の成因となる。

## 2 溶融過程の様式：単純化と理想化

マントルまたは地殻下部などの起源物質に、上述の溶融条件が達成されると、マグマが形成される。物質が固体から液体など変化する状態を図示されたものを、相図 (phase diagram) と呼ぶ。相図上で、固相が溶けはじめる境界を液相線 (liquidus, 二次元では液相線だが三次元では液相面となる)、固相がなくなりすべて液相になる境界を固相線 (solidus, 三次元では固相面) と呼ぶ。固相の溶融は、液相線からはじまり、固相線で終わることになる。物質の「溶融」には、溶けはじめから、固体物質が完全に溶けてしまうまで、大きな幅がある。どの程度溶けるかによって、マグマの組成が変化することがわかっている。

液相の化学的多様性は、固相がどのような溶け方 (溶融作用, melting processes) をするのか、どの程度溶けたか (溶融程度, degree of melting) によって液相の化学組成は変化する。その過程をすべて明らかにすれば、溶融過程が明らかにされたことになる。

溶融作用には、固相 (起源物質) と液相 (マグマ) が平衡関係を保ちながら溶融する場合は、平衡溶融 (equilibrium melting, あるいはバッチ溶融, batch melting) と呼ばれる。また、液相が形成されるとすぐに固相から取り除かれるような溶融をする場合は、分別溶融 (fractional melting, あるいはレイリー溶融, Rayleigh melting) と呼ばれる。いずれの溶融かによって、液相の組成は大きく変化することになる。

また、融点で固相と同じ組成の液相が形成される場合は、一致溶融 (合致溶融, 調和溶融, congruent melting) と呼ばれ、固相と違った液相が形成される場合は、分解溶融 (不一致溶融, 非調和溶融, incongruent melting) と呼ばれる。一致溶融は単成分 (あるいは端成分) の場合に起こるもので、地球の起源物質、通常の岩石ではほとんど起こらず、たいていは分解溶融となる。分解溶融でも、成分の出入りがなく、固相が全て溶けてしまうと、液相の化学組成は、固相と同じものとなるが、そのようなマグマは知られていない。

溶融は結晶の境界部で起こる。結晶の境界部に形成された液相は、溶融の程度が大きくなると、

液相同士が連結したネットワークができる。岩石や結晶と比べると液相は密度が小さいため、浮力によって上昇していくことになる。このような溶融のメカニズムを考えると、現実の溶融では、起源物質の数%から30%程度であると考えられている。

溶融過程を理解するために、理想化した条件の系 (system) で、単純化された化学組成の成分 (component, モル数で表記される) と、均質な物理条件や化学組成を持つ領域を相 (phase) を考えていく。2つ以上の相が理想状態、つまり相平衡を保っていれば、ギブズの相律 (Gibbs' phase rule),

$$F=C+2-P$$

で表される熱力学的関係が成り立つことが知られている。ここで、Fは示強性変数の自由度 (degree of freedom), Cは成分, Pは相である。自由度とは、理想系で自由に変えられる変数 (温度と圧力) のことである。地球物質の変化を考える場合、温度と圧力が示強性の変数なので、2が右辺に定数として加えられている。

成分が2、結晶が2の状態は、自由度が2となり、2つの状態量 (温度と圧力) を自由に変えられる。相がひとつ増えると (例えば液相の形成)、自由度が1となり、1つの状態量 (温度もしくは圧力) のみが変化可能となる。圧力を一定にすれば、温度は決まることになる。さらに、中間生成物があり相がひとつ増えると、自由度は0となり、三重点 (triple point) や不動点 (invariant point) と呼ばれ、温度圧力も一義的に定まる。

成分を単純化し、実験条件を理想的とみすと熱力学的な扱いができるため、合成実験が有効になる。溶融過程は、ある成分である温度と圧力で溶融実験して相を決定する。成分、温度、圧力を変化させながら多数の溶融実験をすることで、相図が作成される。いくつも相図により、溶融過程における化学的多様性を把握することが可能になってきた。

以下では、理想状態、単純化した相図を用いて、溶融過程の要因を検討していく。

### 3 2成分系固溶体

溶融過程を単純な2成分の系で考えていく。岩石を構成している鉱物 (造岩鉱物, rock-forming minerals) の多くは、固溶体 (solid solution) を形成している (例えば、榎並, 2013; 周藤・小山内, 2002bなど)。固溶体とは、異なる成分が互いに溶け合い、均一な固相 (結晶) となっているものである。固溶体は、連続的に化学組成が変化する (図 8 A1)。さらに、平衡溶融が分別溶融か、また溶融程度によって、形成されるマグマの組成、残される固相の組成は変化していく。その変化の詳細は、付録2に示した。

溶融は、温度が上がり固相線に達した時にはじまる。最初に形成される液相は、固相とは違ったものが形成される。図 8 A1の温度T4では、L4の液組成になる。その後、平衡溶融では、固相の固溶体と液相が反応しながら、お互いに平衡をたもちながら組成を変化させていく。その量比は、テコの原理 (lever rule) で求められる。その値は、図 8 A1の温度T3では、



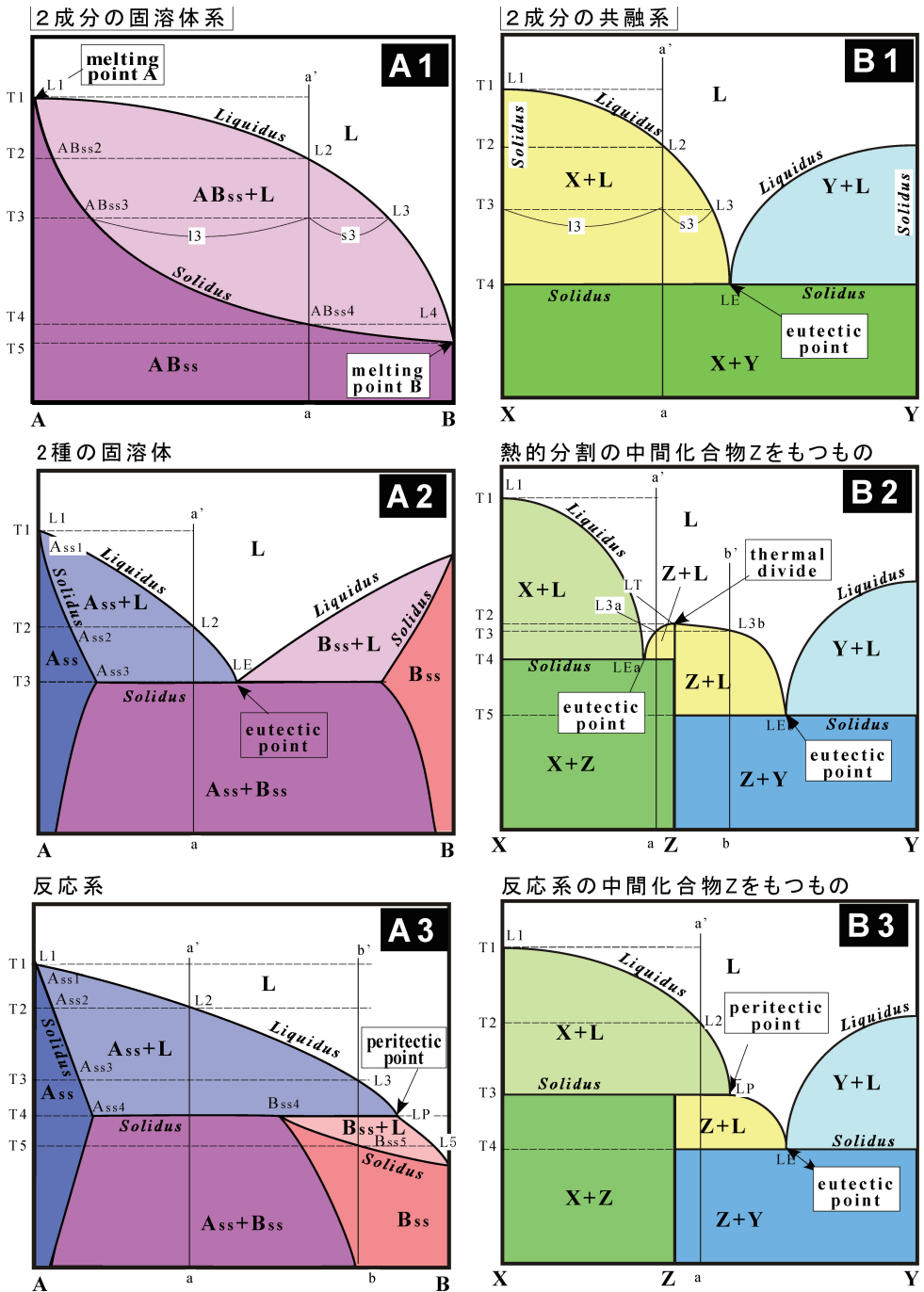


図8 2成分系の溶融過程

左列 固溶体系。A1:一般的な2成分の固溶体の模式的相図。A2:2種類の固溶体が形成される場合の模式的相図。A3:反応系(包晶系)が存在する場合の模式的相図。右列 共融系。B1:一般的な2成分の共融系の模式的相図。B2:熱的分割の中間化合物Zをもつ場合の模式的相図。B3:反応系(包晶系)の中間化合物Zをもつ場合の模式的相図。付録2を参照。

固相：液相 =  $s_3 : l_3$

となる。平衡溶融では、固相と液相の量比が決まり、溶融程度も相図から読み取れる。

一方、分別溶融では、形成された液相がそのつど取り除かれていくので、固相と液相のたどる経路は、平衡溶融とは大きく異なる。液相と固相の平衡関係が生じることがないので、もともとの固相の組成とは関係なく、端成分になるまで液相を出し続けることになる。液組成はそれぞれ違ったものが取り除かれることになる。

固溶体には、1種類が組成範囲全体に広がるものだけでなく、2種類のものが形成される場合もある(図 8 A2)。2種類の固溶体の間に、後述の共融点が生じる。2種類の固溶体の場合は、固相の組成が、共融点のどちらに位置するかによって、最初の液相は同じだが、溶融程度が大きくなるにつれて、液相の組成は大きく変わってくることになる。

さらに、固溶体には、反応系(包晶系)と呼ばれるものがある(図 8 A3)。低温での溶融では一定の液相が形成されるが、温度が上がると液相が反応をして、別の固溶体が形成される場合がある。このような点を、反応点(reaction point, あるいは包晶点, peritectic point)と呼ぶ。反応点では圧力が定められていると、相律から固相が2、液相が1で、自由度が0となり、この反応が終わるまで、温度は変化することがない不動点となる。反応点では、すでにできている液相と残された固相が、反応できる環境が継続しないと、反応は進まない。実際の岩石の溶融では、すでにある固相の周りで反応縁を形成してしまい、反応は進まなくなることが多い(周藤・小山内, 2002b)。

以上のことから、固溶体では、平衡溶融では連続的に液相(マグマ)の組成は変化していくが、全溶融が起これば、固相(起源物質)と同じ組成のマグマになる。自然界ではそのような溶融はなく、部分溶融になるので、マグマの組成は変化していくことになる。分別溶融では、液相の組成は、共融点から反応点、端成分まで、非常に広範になり、マグマとして多様な成分を取りうることになる。

#### 4 2成分共融系

固溶体を形成しない溶融もある。化学的に混合物をつくることなく、端成分の結晶として存在し、2種の結晶が別の成分として混在しているような場合である(図 8 B)。単結晶が溶ける場合より、多成分のほうが融点低くなることが多く、このような溶融を共融(共晶, eutectic)と呼ぶ。相図での溶融の位置を共融点(eutectic point)と呼ぶ。通常の岩石には、共融系を形成するものが多く見られる。

共融点は自由度1なので、圧力を一定にすれば、温度は一定のままの不動点となる。固相の成分比がどのような混合割合であっても、成分が一定の比率で溶けていくことになる(図 8 B1)。そして、いずれかの成分がなくなるまで、温度は変化することなく溶融を続けていく。

その後は、液相の組成は変化していく。固相の組成が、共融点のどちらに位置するかによって、

溶融程度が大きくなると、液相の組成は大きく違ってくる。平衡溶融では、固相と液相の量比は、テコの原理に従う。

共融系でも中間生成物をつくることがある。その中間生成物が、熱的分割 (thermal divide, 図 8 B2) と反応系になる場合 (図 8 B3) がある。中間生成物が1つの成分として加わるため、もうひとつの成分と共融系をつくるので、共融点が2つできることになる。中間生成物が大きな境界となり、固相の化学組成が中間生成物のどちら側にあるかによって、最初の液相の組成が大きく変わる。中間生成物が、熱的分割となっている。

反応系では、共融点より高温側に反応点をもつ場合がある。中間生成物と共融点の間に固相の組成があると、共融点での溶融の後、反応点で反応することになる。ここも自由度1なので、反応が終了するまで、温度一定のままである。

また、同じ岩石であっても、圧力の違いによって、熱的分割と反応系に変化することがあることが知られている (周藤・小山内, 2002b)。

分別溶融では、共融点でいずれかの成分がなくなった時点で、残された固相は端成分となる。すると、温度上昇があっても、液相の出現はなく、端成分の溶融温度に達してはじめて端成分の液相が出はじめる。

以上のことから、平衡溶融と分別溶融では、形成される液相 (マグマ) は大きく異なり、分別溶融作用では、液相の組成や温度のジャンプ (不連続) が起こることになる。共融系での溶融過程では、溶融程度が低い時は組成が一定の液相が形成される。溶融程度が大きくなると、平衡溶融では液相の組成変化が連続的に起こり、分別溶融では端成分の溶融となり、溶融温度と液相の組成にジャンプが起こる。どのような溶融系なのか、液相が平衡か分別か、どの程度溶融するのか、などによってマグマの多様性は大きく変化することになる。その組み合わせは複雑になる。

## 5 多成分系

多成分系は、原理としては2成分と同じであるが、その過程はより複雑になっていく。その例として、3成分の共融系を考えていく (図 9 A1)。共融点が4つでき、3つの成分が一定の比率で溶ける共融点が一番温度が低くなる。この共融点で、どれかの成分がなくなるまで同じ組成の液相が形成されることになる。どれかの成分がなくなると、2成分系として、平衡溶融では液相と固相が平衡を保ちながら温度上昇に伴って等温線を上昇していく (図 9 A2)。分別溶融では、2成分の共融点の温度まで固相だけで溶融は起こらない。あとは2成分系の共融系の溶融として組成変化が起きる。

多成分の溶融系は、いずれかの成分がなくなるまで同質の液相 (マグマ) が形成されることになる。これは、溶融程度が多少高くなっても、同じ組成のマグマが、まとまった量で形成されることになる。堆積岩などの地殻物質ではこのような溶融が起こり、大量の花崗岩マグマが形成されることがある。これにしたがえば、複雑な構成の下部地殻の溶融が起こっても、どの地域、ど

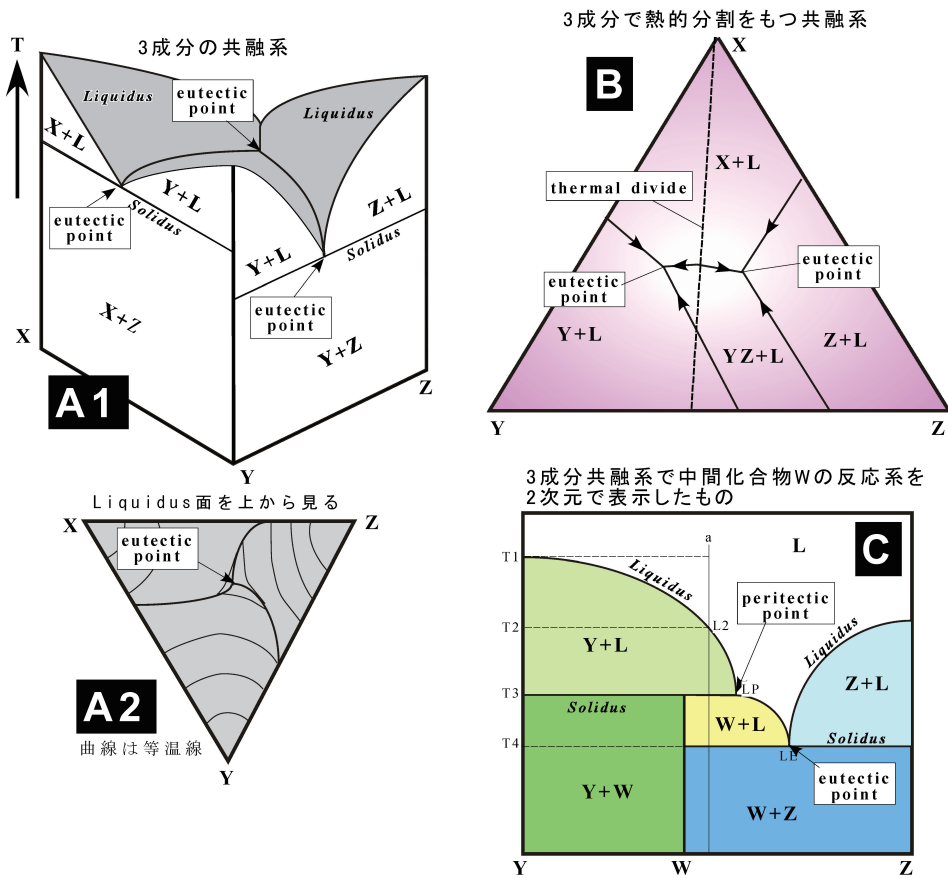


図9 3成分系の溶融過程

3成分系の溶融。A1：3成分の共融系の模式的相図。A2：A1を液相面からみたもの。図に描かれた細い実線は等温線で共融点が一番低温になっている。B：3成分系で熱的分割（破線）をもつ共融系の模式的相図。共融点があるが、固相の組成により行き来できない。C：3成分で中間化合物Wをもつ反応系でYとZの2成分の軸に投影して示した相図。

の時代でも似た花崗岩マグマが形成されるという現象を説明できる。

共融系で熱的分割をもつ場合（図9 B）や中間生成物と反応系をもつ場合（図9 C）などは、複雑にはなるが、相図があれば、マグマがどのような組成変化を起こすかは推定可能となる。

## 6 ゾーンリファイニング：分配係数

溶融の特別な場合として、ゾーンリファイニング（zone refining, あるいはゾーンメルティング, zone melting）と呼ばれるものがある。熱源が岩石の中を移動して溶融を起こす場合で、溶融程度の低いまま、液相が形成されていくことになる。ゾーンリファイニングには、2つのメカニズムが考えられる。熱源が移動していき新しい固相（起源物質）ではじめての溶融ばかりが続く場合と、熱源が何度も訪れて同じ固相（起源物質）の溶融が繰り返される場合である。

最初のメカニズムは、常に新しい固相が少量の溶融を起こしながら熱源の移動とともにマグマも形成されていくものである。常に新しい起源物質に対して、分別溶融作用が断続的に起こることになる。主要な成分で見ていくと固溶体系でも共融系でも、起源物質が同じだとすると、溶融程度の少ない分別溶融が連続することになるので、同じ組成の液相がつぎつぎと形成されることになる。ただし、微量成分でみると、溶融程度が小さいと液相濃集元素に富む液相になっている。そしてこの液相が集まれば、液相濃集元素に特別に富んだ特異なマグマが形成されることになる。

ふたつ目のメカニズムは、ひとつの熱源が同じ起源物質に対して何度も溶融を起こす場合である。同じ固相に対して、繰り返し分別溶融が起こることになる。共融系では液相の主要成分では大きな変化はなく、固溶体系でも溶融程度が小さければ組成の変化が小さい。ところが液相濃集成分の富化は、溶融が進むとその効果は減少していき、固相から液相濃集元素が極端に取り除かれていくことになる。この点が最初の場合とは違っている。このメカニズムは、金属などの不純物を分離する方法として実用されている。名称自体も冶金あるいは工業系の術語に由来している。

ゾーンリファイニングは、溶融程度の違いにおける微量成分の濃集を顕著に起こす。微量ではあるが、固相や液相に入りやすい元素は、極端な挙動をすることになり、火成作用を探る上での重要な情報を提供してくれる（岩森, 2003）。その指標となるのが、分配係数である。分配係数は、いくつかの相における成分（元素）の濃度比となるので、無次元の値となる。相の組み合わせにより、火成岩の場合は鉱物相ごとへの濃度比や、岩石（固相）と液相（マグマ）の濃度比が用いられる。特定の固相（鉱物）に分配されやすい元素（鉱物への分配係数が大きい）は固相濃集元素となり、液相（マグマ）へ分配されやすい（鉱物への分配係数が小さい）ものが液相濃集元素となる。また、分配係数は、平衡関係が成り立つ場合は、熱力学的な挙動をするとみなせるので、状態方程式から温度や圧力などを推定することか可能となる。

実際の溶融程度は数%から30%程度だと推定されるので、液相濃集元素がいい指標となる。溶融過程の違いによって、液相と固相間の濃度比（図では $C_L/C_S$ ）が、分配係数（ $D$ ）の違い、溶融程度の差（Fraction）により、どう変化するかを把握することは可能である（図10）。液相濃集元素は、いずれの溶融過程でも、溶融程度が小さいほど、分配係数が小さいほど、液相への濃集度は大きくなる。また、ゾーンリファイニングの回数（Frequency）が多いほど、濃集度は大きくなる。

## 7 現実の溶融過程

本稿では、単純化された系として成分を2成分や3成分に限定し、圧力一定での相図を用いて論じた。平衡溶融も分別溶融も理想化されたモデルである。分配係数も理想的な条件での値となる。つまり、ここでの議論は要素還元的に溶融過程をみたものである（小出, 2008）。

マグマ形成は現実には、理想的ではなく不均質で非平衡に反応が起こっているであろう。溶融過程、溶融程度、成分などにかかわる要因も、さまざまな程度で、混在しながら起こっているは



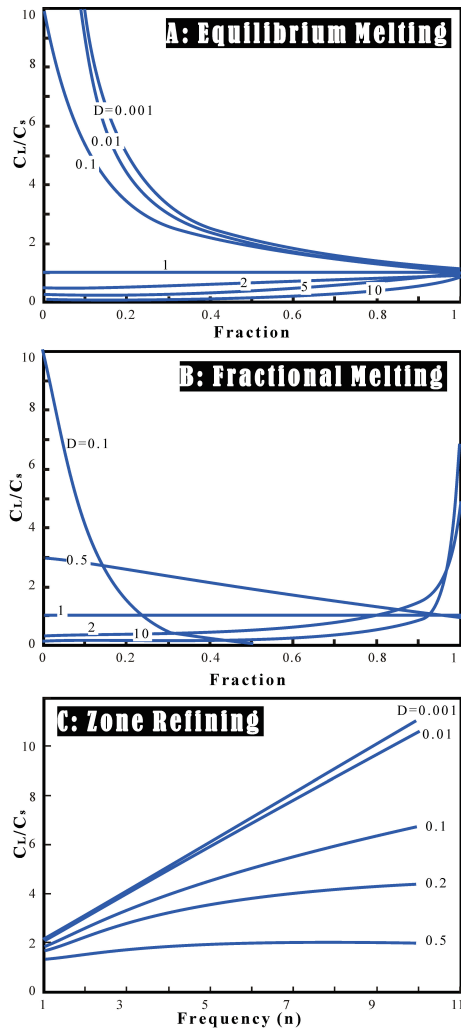


図10 マグマの成分変化

平衡溶融 (Equilibrium Melting), 分別溶融 (Fractional Melting), ゾーンリファイニング (Zone Refining) における分配係数  $D$  の場合の液相への成分の変化を, 溶融程度之差 (Fraction) と溶融頻度 (Frequency) で示したもの。

ずである。起源物質の溶融は, 3成分ではなく多成分として, 微量元素の成分添加現象も起こる。多成分であれば, 共融系と固溶体系が混在した状態で溶融が起こることも考えられる。現実の溶融過程は, より複雑な系, 現象として取り扱わなければならない。要素還元的には予想できないほど大きな多様性形成が起こるかもしれない。

しかし, 原理が把握できれば, 現実の現象は理想状態からの外挿として理解できるであろう。例えば, 溶融過程のスタートは鉱物の境界部で起こるので, 数少ない成分の原理が適用できるだろう。溶融程度が小さく, 液相の移動が速ければ, 理想に近い分別溶融になるであろう。全体の溶融程度がたとえ数%程度のものであっても, 粒子が小さく領域が狭ければ平衡状態での溶融(理

想的な平衡溶融）が起こったり、液相と固相の組成の効果的な乖離（理想的な分別溶融）などの現象も起こるのであろう。

実際の火成岩は、一定の組成範囲、似た地質環境では似た組成のマグマ形成されている。さらに時代を越えても、このようなマグマの普遍性は知られている。自然現象における時空を超えた普遍性は、複雑な現象にも原理がある程度使えることを示している。今後はその原理の適用範囲を確定していくこと、さらに原理が破れた後の新たな原理や、より大きなメタ的原理を求めるところへと進展していくであろう。

## Ⅶ さいごに：マグマ形成における火成岩の化学的多様性形成

地球固体物質の化学的多様性がいかにして形成されてきたのかを解明することは、地質学において重要な課題である。限られた要因によって多様性が形成されることを示せば、それが一般則となり得る。このような手法は要素還元的で帰納的である。一般則は即座に演繹され、その検証がなされていく。これは科学の正常な進歩でもある。

要素還元的な手法において、一番難しい場面は、長い時間での一般化である。短時間であれば物理化学に基づく法則は乱れが少ない。地球史のような長い時間経過での自然現象の場合、一般則を変容させなければならないことがある。端成分マンツルの形成は、時間効果が現れている典型例といえる。地球の創生期に火成岩が最初に形成され、その後弁証法的発展をしてきていることも時間効果といえる。その点で火成岩は、他の堆積岩や変成岩などの成因と比べても多様性形成における役割は大きいと考えられる。

以上の理由から、マグマ形成に至るまでの多様な要因を要素還元的にとらえ、起源物質と溶融過程という素過程に着目してきた。

マグマの形成までの「起源物質」と「溶融」の素過程において、それぞれに関与するいくつかの要因が抽出できる。基本的には火山から試料を採取し、情報を読み取ることになる。岩石から、マグマの情報、さらに深部にあるマンツルの情報が解読され、それらが知識として集積されてきた。

起源物質としてのマンツルは、一見均質ではあるが、マグマ形成過程の影響を受けにくい同位体組成から、端成分という多様性が見えてきた。多様性は化学的分別、時間効果によって、5つの端成分マンツルが形成されてきた。地球には限られた端成分マンツルしかないが、対流によって機械的に混ぜ合わせる成分混合という要因によって多様性が生まれてきた。限られた成分と限られたメカニズムだが、起源物質において広い化学的多様性を生み出す仕組みが見出された。

溶融の素過程では、固体物質が、溶けるはずのない条件に存在しているにもかかわらず、マグマが形成されるという現象が起こっている。これは、マンツル対流という単純な仕組みに由来する、温度上昇、圧力低下、成分添加に還元できる要因によるものである。温度圧力の変化や少量

だが恒常的に起こっている水の添加によってマグマが形成される条件を満たす。条件が満たされ溶融が起こる時、平衡か分別か、共融系か固溶体系か、溶融はどの程度かなどの要因が組み合わさることで、マグマに化学的多様性が生じることになる。溶融過程においても、単純な規則性で多様性を生み出すメカニズムが組み込まれている。また、多様性形成だけでなく、マグマの均一性、類似性を生み出すメカニズムも、そこには組み込まれていることになる。不思議なことではあるが、これが地球固体物質の溶融過程を探ることから見出される地球の営みでもある。

地球の固体物質の化学的多様性を考える上で、固体物質からマグマ形成までの過程を要素還元的に概観してきた。本稿であつかった以外にも、マグマから冷却・固結までの過程や他の成因の岩石の多様性、地球初期の火成岩の役割など、残された課題もある。今後、地球の固体物質の化学的多様性を解明する一連の研究で、そのような課題を整理していく必要がある。

## 文 献

- Anderson, D. L., 1985. Hotspot magmas can form by fractionation and contamination of mid-ocean ridge basalts. *Nature*, 318, 145–149.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. and Hill, R. I., 1989. Melting in an Archaean mantle plume: Heads its basalts, tails its komatiites. *Nature*, 339, 697–699.
- Cohen, R. S., Evensen, N. M., Hamilton, P. J. and O'Nions, R. K., 1980. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glass. *Nature*, 283, 149–153.
- DePaolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615–627.
- Dupre, B. and Allegre, C. J., 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303, 142–146.
- DePaolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3, 5, 249–252.
- 榎並正樹, 2013. 『現代地球化学入門シリーズ 16 岩石学』共立出版 254.
- 藤井敏嗣, 2003. 「マグマ」東京大学地震研究所編『マグマダイナミクスと火山噴火』朝倉書店 42–68.
- Freer, R., 1981. Diffusion in silicate minerals and glass: a data digest and guide to the literature. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 440–454.
- Griffiths, R. W., 1986. Dynamics of mantle thermals with constant buoyancy or anomalous internal heating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 435–446.
- Griffiths, R. W. and Campbell, I. H., 1990. Stirring and structure in mantle starting plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 66–78.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. and Whitehead, J. A., 1992. Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence. *Science*, 256, 5056, 517–520.
- Hart, S. R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309, 753–757.
- Hart, S. R., Gerlach, D. C. and White, W. M., 1986. A Possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1551–1557.
- Hart, S. R. and Zindler, A., 1986. In search of a bulk Earth composition. *Chem. Geol.*, 53, 247–267.
- 端山好和, 1996. 「岩石」地学団体研究会編『地学事典』281.
- Hofmann, A. W. and Hart, S. R., 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 44–62.

- 井田喜明, 2003. 「マグマの上昇と火山噴火の物理」 東京大学地震研究所編『マグマダイナミクスと火山噴火』 朝倉書店 67-78.
- 岩森光, 2003. 「マントル・地殻における物質循環」 野津憲治・清水洋編『地球化学講座 3 マントル・地殻の地球化学』 培風館 171-247.
- Jagoutz, E., Palme, H., Badenhansen, H., Blum, K., Cendales, M., Drebus, G., Spettle, G., Lerenz, V. and Wanke, H., 1979. The abundances of major and minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf., 2031-2050.
- 加々美寛雄・小出良幸, 1987. 「マントルの進化—Nd同位体比による検討—」 『地球科学』 41, 1-22.
- 兼岡一郎, 2002. 「地殻・マントルのリサイクル」 東京大学地震研究所編『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 190-216.
- 川邊岩夫, 2003. 「元素の分配」 野津憲治・清水洋編『地球化学講座 3 マントル・地殻の地球化学』 培風館 171-247.
- 川勝均, 2002. 「プレートテクトニクスの地球観」 東京大学地震研究所編『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.
- Kawamoto, T., Kanzakib, M., Mibec, K., Matsukaged, K. N. and Onoe, S., 2012. Separation of supercritical slab-fluids to form aqueous fluid and melt components in subduction zone magmatism. PNAS, 109, 46. 18695-18700.
- 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.
- 小出良幸, 1995a. 「総説: 隕石—地球の材料物質としての隕石—」 『神奈川県立博物館研究報告(自然科学)』 24, 9-38.
- 小出良幸, 1995b. 「地球前史—地球形成場の素描—」 『月刊地球』 17, 203-209.
- 小出良幸, 1999. 「冥王代の地質学的素描」 『神奈川県立博物館研究報告(自然科学)』 28, 1-28.
- 小出良幸, 2006. 「物質, 時間, 空間の視点からみた地質学的境界」 『札幌学院大学人文学会紀要』 80, 21-41.
- 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, 2011. 「自然分類と人為分類について—生物種と鉱物種を例にして—」 『札幌学院大学人文学会紀要』 90, 23-45.
- 小出良幸, 2013. 「岩石の自然分類の可能性について」 『札幌学院大学人文学会紀要』 94, 1-27.
- 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.
- 久城育夫, 1998a. 「火成岩」 『世界大百科事典CD-ROM版』 平凡社.
- 久城育夫, 1998b. 「マグマ」 『世界大百科事典CD-ROM版』 平凡社.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics Jour. Geol. Soc. Japan, 100, 24-49.
- Michard, A., Montigny, R. and Schlich, R., 1986. Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez Triple Junction and the South-East Indian Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 78, 104-114.
- Misener, D. J., 1974. Cationic diffusion in olivine to 1,400 °C and 35 kbar. In: Hofmann, A. W., Giletti, B. J., Yoder, H. S. Jr., Y. und, R. A. (eds) Geochemical transport and kinetics. Carnegie Inst., Washington, Publ., 634, 117-129.
- 都城秋穂・久城育夫, 1977. 『岩石学III岩石の成因』 共立全書214. 共立出版245 p.
- 中川充, 1993. 「北海道のオフィオライト産砂白金」 『石井次郎教授追悼論文集』 133-141p.
- Nakagawa, M., Ohta, E. and Kurosawa, K., 1991. Platinum-Group Minerals from the Mukawa Serpentinite, Southern Kamuikotan Belt. Mining Geology, 41, 229, 329-335.
- 中田節也, 2003. 「火山の地下構造」 東京大学地震研究所編『マグマダイナミクスと火山噴火』 朝倉書店 11-24.
- 岡田博有, 1998. 「堆積作用」 『世界大百科事典CD-ROM版』 平凡社.
- O'Nions, R. K., Hamilton, P. J. and Evenson, N. M., 197. Variations in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in ocean basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 34, 13-22.

- Peacock, S. M. and Wang, K., 1999. Seismic Consequences of Warm Versus Cool Subduction Metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan. *Science* 286, 937–939.
- 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.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002a. 『岩石学概論・上 記載岩石学—岩石学のための情報収集マニュアル』共立出版 272.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002b. 『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 260.
- Sun, S.-S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridge, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A297, 409–445.
- 鳥海光弘, 1998. 「変成岩」『世界大百科事典CD-ROM版』平凡社.
- 宇留野勝敏・宮城一女高地学クラブ重鋳物班, 1967. 「川砂から推定した阿武隈山地の含十字石・らん晶石岩の分布」『地質学雑誌』73, 2, 107.
- Urey, H. G., 1947. Thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc.*, I, 562–581.
- Wasserburg, G. J., Jacobsen, S. B., DePaolo, D. J., McCulloch, M. T. and Wen, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311–2323.
- White, W. M., 198. Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13, 115–118.
- White, W. M. and Hofmann, A. W., 1982. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296, 821–825.
- Zindler, A. and Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493–571.
- Zindler, A., Jagoutz, E. and Goldstein, S., 198. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature*, 298, 519–523.



## 付録 1

### 1-A 2成分の混合

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

R<sub>m</sub>: 混合物の同位体比, R<sub>a</sub>, R<sub>b</sub>: 成分 a, b の同位体比, f: 混合比 (0~1), y: 成分の濃度, 他の成分は一定

### 1-B 拡散係数

$$D = D_0 \cdot e^{-\frac{Q}{RT}}$$

D: 拡散係数 (m<sup>2</sup>/s), T: 温度 (K), D<sub>0</sub>: 1/T = 0 の時の拡散係数 (m<sup>2</sup>/s), Q: 活性化エネルギー (J/mol), R: 気体定数 (8.314 J/K·mol)

### 拡散距離と拡散係数との関係

$$x^2 \approx D \cdot t$$

x: 拡散距離 (m), D: 拡散係数, t: 時間 (sec)

### 1-C 平衡溶融

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

C<sub>s</sub>: 固相の分配係数, C<sub>L</sub>: 液相の分配係数, F: 液相の量 (0-1), D: 岩石の分配係数  
ここで分配係数 D は, 全岩としての値で, 鉱物の分配係数から求められるものである。

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

w: 鉱物 i の量, K は鉱物 i の分配係数

### 1-D 分別溶融

$$\frac{C_S}{C_{S_0}} = (1-F)^{\left(\frac{1}{D}-1\right)}$$

$$\frac{C_L}{C_{S_0}} = \frac{(1-F)^{\left(\frac{1}{D}-1\right)}}{D}$$

C<sub>s</sub>: 固相の分配係数, C<sub>L</sub>: 液相の分配係数, C<sub>S0</sub>: 最初の固相の分配係数, F: 液相の量 (0-1), D: 岩石の分配係数

### 1-E ゾーン・リファイニング

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D} - \left(\frac{1}{D} - 1\right)e^{-n \cdot D}$$

C<sub>0</sub>: 最初の分配係数, C<sub>L</sub>: 液相の分配係数, D: 岩石の分配係数, n: リファイニングの回数

## 付録2

溶融作用における組成変化。相図は、すべて圧力一定のもの。図8、図9を参照。

## 2-A 2成分系の固溶体系

## A1 2成分の一般的な固溶体 (図8 A1)

## 平衡溶融

aの組成の固相が温度上昇

|    |      |       |       |       |    |
|----|------|-------|-------|-------|----|
| 温度 | T5   | T4    | T3    | T2    | T1 |
| 液相 | 0    | L4    | L3    | L2    | L2 |
| 固相 | ABss | ABss4 | ABss3 | ABss2 | 0  |

平衡溶融の場合、温度 T3 の時の固相と液相の量の比率は、固相：液相 = s3 : l3 になる。

## 分別溶融

aの組成の固相が温度上昇

|    |      |       |       |       |           |
|----|------|-------|-------|-------|-----------|
| 温度 | T5   | T4    | T3    | T2    | T1        |
| 液相 | 0    | L4    | L3    | L2    | L1        |
| 固相 | ABss | ABss4 | ABss3 | ABss2 | ABss1 → 0 |

平衡溶融の場合、温度 T3 の時の固相と液相の量の比率は、固相：液相 = s3 : l3 になる。

## A2 2成分固溶体系：2種類の固溶体をもつもの (図8 A2)

## 平衡溶融

aの組成の固相が温度上昇

|    |      |      |    |
|----|------|------|----|
| 温度 | T3   | T2   | T1 |
| 液相 | LE   | L2   | L2 |
| 固相 | Ass3 | Ass3 | 0  |

## 分別溶融

aの組成の固相が温度上昇

|    |      |      |          |
|----|------|------|----------|
| 温度 | T3   | T2   | T1       |
| 液相 | Le   | L2   | L1       |
| 固相 | Ass3 | Ass2 | Ass1 → 0 |

## A3 2成分固溶体系：反応系 (図8 A3)

## 平衡溶融

aの組成の固相が温度上昇

|    |          |      |      |      |    |
|----|----------|------|------|------|----|
| 温度 | T5       | T4   | T3   | T2   | T1 |
| 液相 | 0        | LP   | L3   | L2   | L2 |
| 固相 | Ass+ Bss | Ass4 | Ass3 | Ass2 | 0  |

bの組成の固相が温度上昇

|    |      |             |          |
|----|------|-------------|----------|
| 温度 | T5   | T4          | T3       |
| 液相 | L5   | LP          | L3       |
| 固相 | Bss5 | Bss4 → Ass4 | Bss4 → 0 |

分別熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |          |      |      |      |          |
|----|----------|------|------|------|----------|
| 温度 | T5       | T4   | T3   | T2   | T1       |
| 液相 | 0        | LP   | L3   | L2   | L1       |
| 固相 | Ass+ Bss | Ass4 | Ass3 | Ass2 | Ass1 → 0 |

b の組成の固相が温度上昇

|    |      |             |      |      |          |
|----|------|-------------|------|------|----------|
| 温度 | T5   | T4          | T3   | T2   | T1       |
| 液相 | L5   | LP          | L3   | L2   | L1       |
| 固相 | Bss5 | Bss4 → Ass4 | Ass3 | Ass2 | Ass1 → 0 |

2-B 2成分系の共融系

B1 一般的な共融系 (図8 B1)

平衡熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |     |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|
| 温度 | T4  | T3 | T2 | T1 |
| 液相 | LE  | L3 | L2 | L2 |
| 固相 | X+Y | X  | X  | 0  |

平衡熔融の場合、温度 T3 の時の固相と液相の量の比率は、固相：液相 = s3 : l3 になる。

分別熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |     |    |    |       |
|----|-----|----|----|-------|
| 温度 | T4  | T3 | T2 | T1    |
| 液相 | LE  | L3 | 0  | L1    |
| 固相 | X+Y | X  | X  | X → 0 |

平衡熔融の場合、温度 T3 の時の固相と液相の量の比率は、固相：液相 = s3 : l3 になる。

B2 2成分共融系：熱的分割中間化合物をもつ共融系 (図8 B2)

平衡熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |     |     |     |     |
|----|-----|-----|-----|-----|
| 温度 | T5  | T4  | T3  | T2  |
| 液相 | 0   | LEa | L3a | L3a |
| 固相 | X+Z | X+Z | Z   | 0   |

b の組成の固相が温度上昇

|    |     |     |       |
|----|-----|-----|-------|
| 温度 | T5  | T3  | T2    |
| 液相 | LEb | L3b | L3b   |
| 固相 | Y+Z | Z   | Z → 0 |

## 分別熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |     |     |    |       |
|----|-----|-----|----|-------|
| 温度 | T5  | T4  | T3 | T2    |
| 液相 | 0   | LEa | 0  | LT    |
| 固相 | X+Z | X+Z | Z  | Z → 0 |

b の組成の固相が温度上昇

|    |     |    |       |
|----|-----|----|-------|
| 温度 | T5  | T3 | T2    |
| 液相 | LEb | 0  | LT    |
| 固相 | Y+Z | Z  | Z → 0 |

## B3 2成分共融系：中間化合物をもつ共融系 (図8 B3)

## 平衡熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |     |    |    |
|----|-----|----|----|
| 温度 | T4  | T3 | T2 |
| 液相 | LE  | LP | L2 |
| 固相 | Y+Z | X  | 0  |

## 分別熔融

a の組成の固相が温度上昇

|    |     |       |    |       |
|----|-----|-------|----|-------|
| 温度 | T4  | T3    | T2 | T1    |
| 液相 | LE  | LP    | 0  | L1    |
| 固相 | Y+Z | Z → X | X  | X → 0 |

Formation of Chemical Variations in Magma Generation of Igneous Rocks

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

The igneous rocks change chemically with time. They have the importance in formation of chemical variations compared with the other origin of a rocks. In this paper, the factors in their chemical diversity were considered from the solid (mantle or source materials) to formation of a magma. The elementary processes in the magma generation are divided into source materials and melting. In the processes of source materials, a little chemical differentiation generates mantle end-members with time effect. The mantle end-members were expanding chemical diversity by mechanical mixing with mantle convection. In the processes of melting process, the condition of a magma generation depending on rising temperature, falling pressure or adding components is achieved in solid material. The chemistries of magma diverse by factors; equilibrium melting or differentiation melting, eutectic system or solid solution system, a degree of melting. The mechanism which produces chemical diversity by the simple regularity is included in magma formation.

Keywords: igneous rocks, elementary process, mantle end-members, chemical differentiation, time effect, mechanical mixing, melting, equilibrium, differentiation, eutectic, solid solution, a degree of melting

(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)