

## 噴火時のマグマプロセスを噴出物組織から探る手法

—過去10年間の研究進展のレビュー—

鈴木由希\*

(2015年11月24日受付, 2016年1月11日受理)

### Methods to Investigate Syneruptive Magma Processes Using Textures in Ejecta

— A Review of Progress in Last 10 Years —

Yuki SUZUKI\*

This paper reviews recent (last 10 years) progress in petrological and textural studies on eruptive products relevant to syneruptive magma ascent in the conduit. Compared with the period when petrological and textural studies focused only on magma behavior in the reservoir, they came to have more potential to link various volcanological research fields including geophysics and geology.

The target of the present review is narrowed down to 1) analysis of groundmass crystals (microlites) for revealing eruption mechanism of specific eruption, and 2) decompression experiment for general understanding of crystallization kinetics and 3) accompanying techniques in collecting eruptive products in the field, in selecting representative samples for detailed textural analyses, in conducting textural analyses of ejecta and experimental products, and in running decompression experiments.

The basis in revealing magma ascent rates using microlites is that higher magma ascent rate results in larger magnitude of undercooling, resulting in nucleation-dominated crystallization. Its validity has been repeatedly confirmed in decompression experiments, as in the period before 2006. New trend in the last decade is that increasing number of experiments came to deal with basaltic and rhyolitic magmas, which is in contrast with the predominance of experiments for andesitic and dacitic magmas over the period before 2006. Similar trend is found for studies for specific eruption with or without experimental replication of microlite textures. The appearance of microlite number density water exsolution rate meter (Toramaru *et al.*, 2008) made it easier to estimate absolute magma ascent rate, even when experimental facilities are not available.

The author proposes the method by which further development of this research field is possible. The method includes a) utilization of different types of eruption products (*e.g.* ash) and b) utilization of different sizes of groundmass crystal (*e.g.* nanolites) and c) acquisition of knowledge on crystallization kinetics at low pressure. The last two points are necessary when we try to infer final emplacement process of the ejecta at the surface (*e.g.* to solve the genetic problems of clastogenic lava flow and rootless cone), in conjunction with geological studies.

**Key words:** syneruptive magma ascent, emplacement at the surface, groundmass microlite, decompression experiment, crystallization kinetics

#### 1. はじめに

火山噴出物には、マグマの生成とマグマ溜まりでの進化から、火道での上昇と噴出に至るまでの情報が、化学組成や組織の形で記録されている。最近20年間に、目覚ましい発展を遂げたのが、マグマ溜まりからの上昇開

始以降の情報を、石基の結晶・気泡組織や鉱物・ガラスの組成から読み取ろうとする分野である。解読される情報はダイナミックなものであり、火道でのマグマ上昇の時間スケールや、停滞のある場合のその時間スケールが含まれる。この種の物質科学的研究(岩石学的研究)は、

\*〒169-8050 東京都新宿区西早稲田 1-6-1  
早稲田大学教育・総合科学学術院  
Faculty of Education and Integrated Arts and Sciences,  
Waseda University, 1-6-1 Nishi-waseda, Shinjyuku-ku,

Tokyo 169-8050, Japan.

e-mail: yksuzuki@waseda.jp

噴火様式の多様性が、マグマ溜まりからのマグマの上昇過程で決定されるというモデル (Eichelberger *et al.*, 1986; Jaupart and Allègre, 1991; Woods and Koyaguchi, 1994; Jaupart, 1998) の提案によって促進されたといえる。つまり裏を返せば、マグマ上昇や上昇停滞の時間スケールを探ることで、噴火様式の分岐条件と深度を知ることが、石基組織解析の究極的な目的といえる。

このようなダイナミクスに関する物質科学的研究の発展は、火山学的に非常に重要なことであった。マグマ溜まりでの比較的静的な現象を取り扱う物質科学的研究も、噴火準備・誘発過程を理解する上で非常に重要である (東宮, 本特集号)。しかし一方で、火道等でのダイナミックな現象を扱うようになったことで、地球物理学や火山地質学との接点が増えて、火山学における複数分野の統合モデルが形成され易くなったともいえる。

例えば地球物理学的研究の解析対象として地震や地殻変動があるが、これらが特に顕著な変化を示すのは噴火に際したマグマの移動時である。物質科学的手法で取り扱うことができるのは噴出したマグマの挙動であって、地球物理学的研究が観測しているものとの間にはギャップがある。それでもなお、物質科学的観点から、地球物理学の観測結果に対し解釈を与えることのできるケースが生まれていることを、鈴木 (2006) で指摘した。

さらに火山地質学が解析対象とする地表における溶岩・火砕物の定置過程は、火道でのマグマ上昇によって誘発される諸現象 (発泡・結晶化・脱ガス) と、それに伴うマグマの物性変化によって左右されるものである。鈴木 (2008) でも指摘したが、火山地質学的解析の行われた噴火について、マグマダイナミクスの物質科学的研究を合わせて行えば、定置過程の理解が深まる可能性がある。中村 (2011) の総説でも、火山層序学的研究と石基組織から見たマグマダイナミクスの研究との間の密接な関連が強調されている。

マグマダイナミクスの研究は、上記現象 (発泡・結晶化・脱ガス) の素過程に関する理論・実験的研究と、実際の噴出物の解析 (事例研究) が両輪となって進んでいる。事例研究の場合でも、上記諸現象を総合的に扱うことが本来は望ましい。また、鈴木 (2006) では、発泡組織と結晶組織の持つ情報は各々で特徴があることを指摘した。しかしながら本稿では、論文の分かり易さのために、石基結晶組織の解説に役立つ研究に絞ってレビューを行う。噴出物の解析事例の他、解析の際の拠り所となる結晶化理論の簡潔な紹介と、理論の裏付けとなる減圧結晶化実験の成果も紹介する。ほぼ同様の内容を扱った鈴木 (2006) 以降の論文に限定することで、ここ 10 年間で、対象となる噴火様式・噴出物・マグマ組成などが括

大しつあることを述べる。また、これまでマグマダイナミクスの物質科学的研究のレビュー論文で、あまり取り扱われなかった、噴出物のサンプリングや石基結晶組織解析における注意点などにも言及したい。今回省略する結晶化理論については、例えば Hammer (2008) を参照されたい。

最後に、本論文で扱うことのできなかった、気泡組織・含水鉱物の分解組織に関するレビュー論文を列挙しておく。国内のものでは、前述の中村 (2011) の他に、岩石鉱物科学誌の特集号“噴火現象の物質科学”における、嶋野 (2006) や大瀧 (2006) の論文がある。国際的なものとしては大きく分けて二つある。一つはアメリカ鉱物学会の *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* の特集“Minerals, Inclusions and Volcanic Processes”に掲載された Blundy and Cashman (2008) と Rutherford (2008) である。もう一つは、*Encyclopedia of volcanoes* の第 2 版に収録されている Browne and Szramek (2015), Burgisser and Degruyter (2015), Cashman and Scheu (2015) である。この他に、Shea *et al.* (2010) では気泡組織解析法を詳しく記述し、Cashman and Sparks (2013) は火山学全体の発展の中での組織学の位置づけを紹介している。

## 2. 石基結晶組織解析の準備

本論文は石基結晶組織と関連した論文をレビューの対象としている。しかし気泡組織の研究でも参考になるものは、この章で引用する。組織解析の研究では、結晶・気泡の対象に関係なく、共通する考え方をを用いることが多いためである。

### 2-1 研究対象の選択

地質学的・岩石学的研究が既に行われている噴出物を選ぶことが次の理由で望ましい。第一に、同じように地表まで移動してきたマグマであっても、その組織はマグマ組成によって変化するためである。第二に、マイクロライト数密度速度計 (Toramaru *et al.*, 2008) などでマグマ上昇速度を定量化する場合には、石基バルク組成やマグマ温度等の岩石学データが必要となるためである。第三として、これは噴火様式にもよるが、噴火活動全体の堆積物を連続的に採取できる露頭が既知であることが好ましいためである。組織解析の仕事は時間がかかるので、1~2カ所の露頭に絞って解析を行うことが多い。第四として、石基に記録されたマグマダイナミクスを、地質学的手法で決定された噴火パラメーター (噴煙高度・噴出率など) と関連づけて、噴火モデルを構築することができるためである。以下では、研究対象とする一連の噴出物の間に組成差がないものとして話を進める。

## 2-2 サンプリング, 並びに, 石基結晶組織解析のための代表サンプルの選択プロセス

このプロセスが, 組織解析に基づく噴火モデルの構築を左右すると言っても過言ではない。噴出物の種類やサイズにより, 必要となるプロセスは異なってくる。ここでは, 便宜上, 溶岩流と火砕物という大まかな区分で記述する。

サンプリングの際に重視されるのは, “噴出物や堆積物の持つ時間分解能”であり, この点において溶岩流と降下火砕物には明瞭な相違がある。降下火砕物では堆積の前後が判別できる上, 同時に堆積した(しかし火道での上昇履歴の異なる可能性のある)多数の火砕物の破片を網羅的に採取することができる。また堆積物ユニットを細分すれば時間分解能を上げることもできる。一方, 1枚の溶岩流の中の様々な部位について, 火口からの噴出の前後を正確に判別することは難しい。火砕流堆積物に関しては, タイプによって異なる。

### 2-2-1 溶岩流

前述のように, 火砕物に比べて, 噴出物の持つ時間分解能が劣る。さらに石基結晶組織に対する, 徐冷によるオーバープリントの影響も顕著になり易い。しかしマグナダイナミックスの研究対象として溶岩流を外せない場合もある。例えば, 爆発的噴火と溶岩流出噴火の, 地下における噴火様式分岐条件の研究などにおいてである。

地表定置時の徐冷の影響を抑えるため, 溶岩流の表面部(クリンカー部)を採取する方法がある(桜島1914-1915噴火の大正溶岩の研究; Nakamura, 2006)。また地表定置時の徐冷によるオーバープリント組織を, それ以前の組織と区別するのに, 火口からの様々な距離で採取したサンプルの組織を比較することも有用である。火口からの距離の増大とともに, 溶岩流試料の結晶度が増加していくことを示した例がある(アイスランドのラキ火山の1783~1784年の溶岩; Guilbaud *et al.*, 2007)。また Schipper *et al.* (2015) は, 2011-2012のゴルドン・カウジェ山の噴火で流出した流紋岩質溶岩を, 火口からの様々な距離で採取し, 徐冷の結果として晶出したクリストバライトの組織変化を記載している。

### 2-2-2 火砕物

時間分解能が劣るものが, 火砕物の中にも存在する。一つは地表面にまばらに降下する火砕物(弾道放出される火山岩塊や火山弾)であり, 堆積の前後関係が高精度で決まらない。もう一つは小規模噴火の主な噴出物である火山灰である。時間分解能を高めるには, 火砕物を薄層に分けて採取する必要があるが, 火山灰の場合もともと生成する地層が薄く, また失われ易いので限度がある。近年では, 火山灰自動採取装置(Shimano *et al.*, 2013)に

より, 時間分解能を上げる努力もはかられている。

さらに溶岩流のように地表定置時の徐冷の影響を受けているものもある。つまり溶岩として定置しつつあったが, 最終的に火砕物となったケースである。代表例の一つは, 火道浅部でのマグマの栓の形成や, 火口内での溶岩蓄積に引き続き起きる, プルカノ式噴火の産物である。もう一つは, 溶岩ドームの破碎・崩壊で生じるような火砕流の産物である。

### 火砕物サイズの影響

噴出する火砕物のサイズは噴火活動の中で変化していくので, 異なるサイズの火砕物の石基組織を比較することが実際には生じうる。しかし次に挙げるように, サイズ毎に固有の情報を持っている可能性もあるので, それらを踏まえて比較を進める必要があるし, 篩分けの作業も必須である。

第一に, 観察される気泡のサイズの上限は, 火砕物のサイズで決まってしまう。これは本論文の主題である石基結晶組織とは無関係であるように見える。しかし次項で述べるように, みかけ密度・発泡度をもとに組織解析を行う代表サンプルを選ぶ事も多いので, 関連がある。

第二に, 火砕物のサイズは主に破碎時に決まるので, サイズは破碎時のマグマの発泡組織と関連を持っている可能性がある。言い換えると, 同時に噴出されるサイズの異なる火砕物の間で, 破碎に至るまでの減圧履歴が互いに異なっている可能性もある。

第三は, 細粒の火砕物が水冷破碎の産物である(Morrissey *et al.*, 2000) ケースである。水冷産物は, そうでないものと比べると, より早い段階で石基組織の変化が停止している(有珠山2000年噴火のマイクロバミスと軽石; 鈴木・中田, 2002)。組織解読において, 固結時期の相違を考慮する必要がある。

第四は, 火砕物サイズが増大すると, 大気放出後に中心まで急冷されず, 中心部には徐冷によってオーバープリントされた部分が生じるということである。この場合, 火砕物内での組織不均質に留意する必要がある。組織観察や薄片作成においては, 中心を切る断面で行うことが望ましい。急冷縁と徐冷部が区別できる場合, 大気への放出直前までの記録解読には急冷縁を用いることになる。しかし最近では, 急冷縁と徐冷部の両方を活用する試みも現れている。急冷縁から中心に向けての石基組織の変化を記載し, 合わせて, 大気放出から固結までの所要時間を急冷縁からの距離の関数として定式化し, 結晶化や発泡の素過程の議論を行おうとするものである(Wright *et al.*, 2007; Szramek *et al.*, 2010)。

### サンプリングと代表サンプル選択

火口から同時に噴出した火砕物の中には, 火道でのマ

グマ上昇の速度・履歴が多様であったものが、しばしば共存している。したがって多様なタイプの火砕物を実際の比率を反映させるよう網羅的にサンプリングし、そこから何らかの指標をもって代表をいくつか選択して、その代表について組織解析を行うという手順をとる。マグマダイナミックスのモデル化にあたっては、代表サンプルの組織から推定された情報を、そのタイプの火砕物粒子の全体における比率でもって重み付けした上で、総合的なモデルを構築していく必要がある。

前出の網羅的採取—代表選択という手順は、降下火砕物や火砕流堆積物はもちろんのこと、地表面にまばらに堆積する火山弾・火山岩塊、そして火山灰サンプルにおいても共通するものである。しかし後述のように、代表選択を行う場所や、薄片・埋め込み片作成と代表選択の前後関係は、サンプルタイプ毎に異なっている。

多様な火砕物を実際の比率が反映されるよう、網羅的にサンプリングするためには、多数の火砕物粒子・破片を採取する必要がある。これは少量に多数の粒子が含まれる火山灰サンプルを除くと、難しいことが多い。比較的ルーズな降下火砕物で、かつ噴火から年数が経っていないケースでは、堆積面を削り取っていくことでサンプリングが行える。その場合、採取面積を広く取れば、仮に堆積物を細かくユニット分けをしたとしても、網羅的採取を達成することができる。Shea *et al.* (2010) によると、降下火砕物一粒の2-3倍の厚みを1単位として採取が行われることさえもある。多くのケースでは、堆積物の断面（露頭面）からサンプリングを行うので、露頭面がかなりの広がりをもっていない限り、採取数・ユニット分けの細かさの、一方もしくは両方を妥協することになる。地表面にまばらに降下する火山弾や火山岩塊であれば、ある一定の範囲にある全ブロックを観察することが、網羅的採取につながる。

火山弾等の大型サンプルは多数を持ち帰ることが困難であるので、野外で代表が選ばれ、その後、薄片作成に供される。さらに野外では代表を選ぶための分析（例えば、下記の見かけ密度測定）も行えないことが多いので、肉眼で観察される組織（例えば1サンプル内の組織不均質）により代表が選ばれることが多い(Wright *et al.*, 2007; Castro *et al.*, 2012, 2014)。Wright *et al.* (2007) では10回程度繰り返し起きたブルカノ式噴火を対象としたが、個々の火山弾が、どのイベントで放出されたものかは特定できなかった。しかし噴火規模が互いに似ていたため、10回分のサンプルを網羅的に観察し、代表を解析することで、個々の噴火のモデルを作れるものと判断された。

野外から多数を持ち帰ることができるような比較的小さい火砕物の場合、その粒径によって、組織解析のため

の代表選別のプロセスが異なる。みかけ密度測定が行える場合、このデータにより選択する。火砕物の見かけ密度は、その重量を気泡を含む総体積で割ったものであり、それは発泡度の増大と共に減少する。発泡度は、マグマの発泡や脱ガスの履歴、並びに、急冷・水冷のタイミングにより決定されるので、発泡度（見かけ密度）で組織解析の代表を選ぶことは妥当である。実際には、堆積ユニット毎に、みかけ密度の最大・最小・中間（もしくは平均や最頻値）の粒子を選び出し、薄片作成に供する（Fig. 1）。みかけ密度の測定数は研究者により多様であるが、極端に多い場合では200個（Polacci *et al.*, 2003）や200-400個（Houghton and Carey, 2015）という例も存在する。ただし必要数は噴火様式によっても変化するものかもしれない。広義のプリニー式噴火を例にとると、準プリニー式噴火では、狭義のプリニー式噴火に比べ、同時に噴出する火砕物の発泡度多様性が大きい（Cioni *et al.*, 2015）。準プリニー式噴火では、火道径が小さいためマグマ上昇の速度の火道内での勾配が大きくなり、そして噴火活動の強度にも脈動があるため、火道内に停滞したマグマと深部から供給されてきたマグマの同時噴出が起こることが原因である。見かけ密度測定においては、火砕物の気泡を含む体積の測定が必要になるが、我が国では、ビーズ法（佐々木・勝井, 1981）や、火砕物をカッターにて直方体に切り出し3辺の計測で算出する手法（八木・他, 1960）が用いられてきた。最近では、3Dスキャナーを使用し体積測定を行う例も現れた（Suzuki and Fujii, 2010; Fig. 2）。

火山灰のように、見かけ密度測定が行えない細粒の火砕物については、最初に薄片や埋め込み片を作成する。実体鏡観察で何タイプの粒子に分かれる場合には、タイプ毎に別々に埋め込むこともある。上記の見かけ密度測定と同じ手順を踏むならば、発泡度により代表を選ぶことになる（鈴木・中田, 2002）。発泡度の定量化の際には、BSE像をImage-J等の画像解析ソフトで二値化する処理が必要になる。発泡度測定を行うのに粒子サイズが不十分であったり、発泡度に多様性がないなどで、発泡度による代表選別が困難であることもある。その場合、埋め込んだ粒子をランダムに選び出し、それらの石基結晶を観察することで、火山灰サンプルに含まれていた粒子の全容を把握することを試みる。

### 3. 石基結晶組織解析と事例研究

#### 3-1 組織解析法

減圧実験の産物についても、天然試料と同様の手法が用いられる。石基結晶組織から抽出されるデータとして、結晶の体積比、数密度・サイズ分布、結晶形状等が

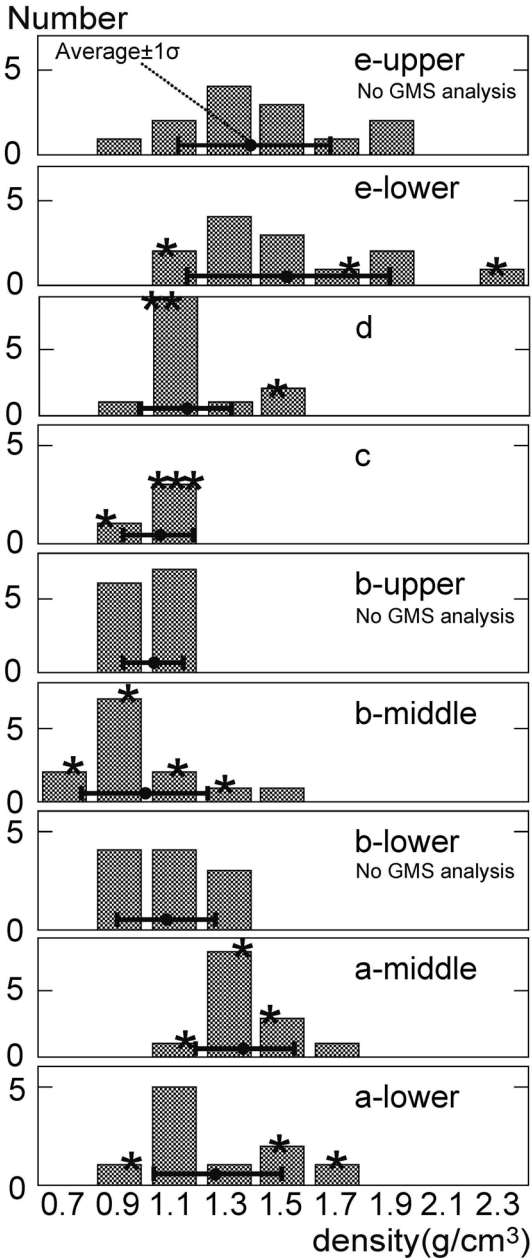


Fig. 1. The use of bulk density distribution to select representative samples for groundmass (GMS) textural analysis. An example of the basaltic sub-Plinian eruption which produced Yufune-2 scoriae in Fuji volcano (modified after Suzuki and Fujii, 2010 with permission by Elsevier). Asterisk shows samples that mostly covered bulk density variation for each eruptive unit (a to e) and were selected for the textural analysis.

ある(鈴木, 2006の2-1章)。得られたデータから最終的には、3次元での定量データ・形状の把握を目指すことになる。しかし薄片等での2次元情報は3次元情報をストレートに表すものではない。まず3次元で全く同じ形態の結晶であっても、切断面の位置に応じて多様な形態を示す。また3次元で全く同じサイズの結晶であっても、切断される位置に応じて2次元でのサイズは多様になる(cut-section effect)。また結晶のサイズによって平面で切断される確率が異なり、小さな結晶ほどその確率も小さい(intersection-probability effect)。上記のデータのうち、体積比のみは、結晶がランダムな方向を向いていると判断される場合に限って、2次元の面積比でもって代替されることが多い。

Jerram and Higgins (2007)によると、岩石試料一般から3次元での結晶組織データを取得する方法として、1)互いに平行な2次元断面の画像を、試料の研磨によって多数取得し、画像を合成することで3次元像を得る方法(serial grinding)、2)X線CTでの取得、3)岩石薄片の顕微鏡観察において、様々な深度で焦点の合った結晶画像を取得し、画像を合成することで3次元像を得る方法(optical scanning; Castro *et al.*, 2003; Sano *et al.*, 2015)、4)2次元像での解析結果を、ステレオロジーの手法によって、3次元の情報に変換する方法、等が存在する。

1)は研磨間隔が過去の実施例では40 $\mu$ mであるので、数十 $\mu$ m未満のサイズであることの多い石基結晶に使用するのには難しい。2)のX線CTはX線吸収係数(LAC)の空間分布を用いて、対象部分の内部構造を探索のものである。したがって、識別したい相の間に大きな密度差が有ることが必要であり、さらに接触した同種の結晶同士は区別されないなど、石基結晶への応用には難しい面がある。3)は、流紋岩によく見られるようなガラス質の石基を除くと、一般に利用しにくい。このように、石基結晶の解析では、4)が最も一般的な手法となっている。

2次元画像としてBSE像が使用されることが一般的である。複数相の区別の付きにくいケース(例えば、珪長質噴出物での、斜長石とガラス)に対しては元素マッピング像の取得も有効である(例えば、Muir *et al.*, 2012)。BSE像を使用した場合に比べ、Adobe Photoshop等で結晶の外形をトレースする手間は軽減されるが、画像取得そのものに時間がかかってしまう。

ステレオロジーにより、2次元情報を3次元情報に変換する手法は、比較的によく確立されている。球で近似できる形状の結晶(例えば磁鉄鉱)であれば Sahagian and Prousevitich (1998)やCSD correction(Higgins, 2000, 2002)が、直方体様の結晶(例えば斜長石)であれば、やはりCSD correction(Higgins, 2000, 2002)が使用できる。具体

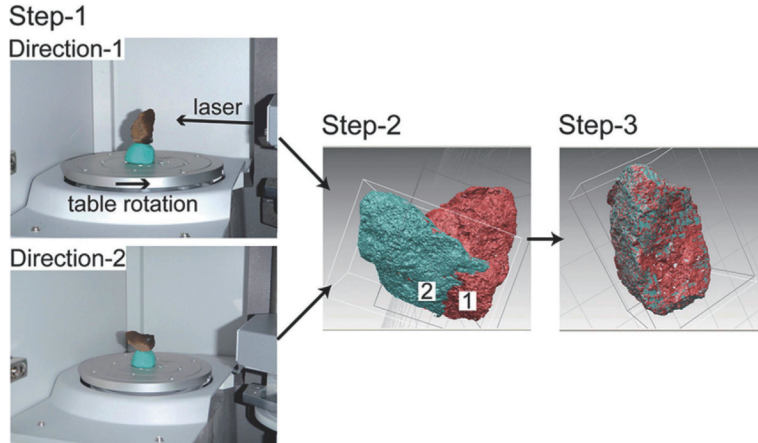


Fig. 2. Procedures of 3D scanning and data handling, to measure ejecta volume for bulk density calculation. An example of Yufune-2 scoria from Fuji volcano. After Suzuki and Fujii (2010) with permission by Elsevier. In Step 1, sample is scanned from two directions, in order to scan entire object. Then, a polygon is synthesized from the two scanning data (Steps 2 to 3). Numbers in Step 2 indicate direction in Step 1.

的には、2次元での直径、もしくは結晶長（幅（width）もしくは長さ（length））に関するサイズ分布データを、3次元でのサイズ分布データに変換する。

直方体に対しCSD correctionソフトウェアの使用の際には、互いに直交する3軸（S, I, L;  $S < I < L$ ）の比をあらかじめ決定しておく必要がある。これは2次元における結晶の幅（width）と長さ（length）を数百個程度の結晶について計測した上で、得られたwidth/length分布に対し、Higgins (1994) や Morgan and Jerram (2006) の手法を適用することで決定することができる。結晶形態は、結晶サイズによって変化している可能性も高いが、同種の石基結晶に対しては、同一のS:I:L比を仮定してしまうことが多い。

結晶の直径や長さは、ImageJソフトウェアを使えば計測できる。計測に使用するBSE像の倍率は、結晶のサイズによって調整する必要がある。石基結晶のサイズが多様である場合（例えばSuzuki and Fujii, 2010のFig. 5のcoarsely grained sample）、低倍率と高倍率で画像を撮影し、各々を相対的に大きい結晶と小さい結晶の計測に用いる。各々で計測する結晶のサイズを定めておく必要があるが、多少オーバーラップさせることが、各々から得られたサイズ分布を合成する際のポイントとなる。全く同様の手法は、Shea *et al.* (2010)の気泡組織解析法でも紹介されている。倍率毎に数百個の結晶を測定することが、スムーズなサイズ分布の形成に必須である。火山灰試料のように、1粒子だけでは十分な数の結晶が測定できない場合もある。この場合、実体鏡下で似たタイプと判断される複数の本質粒子についての計測結果を合わ

せ、単一のサイズ分布とする（Miwa *et al.*, 2013）。

3次元化されたサイズ分布を用いると、3次元での結晶数を算出することができる。なお、得られたサイズ分布に対してCSD理論を適用し、核生成速度と成長時間のいずれか一方を仮定した上で、一方の値を推定するような試みも以前は多く存在した。しかしながら核生成速度が結晶化の全期間に渡り一定であると仮定することは不自然であるので、このような計算は行われなくなっていく（Brugger and Hammer, 2010b）。サイズ分布からも、ある結晶組織を形成した際の、核生成と成長のバランスを知ることができる。しかし最近では、結晶度—数密度プロット（例えばMartel and Poussineau (2007)のFig. 6）が、核生成と成長のバランスを知るためのプロット法として、広く用いられている。

### 3-2 事例研究

石基結晶を活用した初期の研究として、Cashman (1992) や Nakada *et al.* (1995)の珪長質マグマを対象としたものがあつた。過去10年間にも、珪長質マグマ噴火の研究が多く行われた（Clarke *et al.*, 2007; Martel and Poussineau, 2007; Noguchi *et al.*, 2008; Miwa *et al.*, 2009; Muir *et al.*, 2012; Preece *et al.*, 2013; Miwa *et al.*, 2013; Mujin and Nakamura, 2014; Sano *et al.*, 2015; Schipper *et al.*, 2015）。少数ではあるが、流紋岩質マグマを対象としたものも含まれる（Sano *et al.*, 2015; Schipper *et al.*, 2015）。珪長質マグマ噴火を対象とした研究の熟成に応じ、次の変化も現れている。まず、ブルカノ式噴火を扱ったものが出現した（Clarke *et al.*, 2007; Miwa *et al.*, 2009, 2013; Mujin and Nakamura, 2014）。また溶岩ドームの関係する

噴火であっても、溶岩・ブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物やサージ堆積物の本質物・降下火砕物といった、多様な噴出物の形成過程を議論したものが出現した (Martel and Poussineau, 2007). さらに重要なのは、これまで着目されてこなかった石基鉱物種や、より細粒な石基結晶を取り扱った事例の出現である. Schipper *et al.* (2015) はクリストパライトを, Mujin and Nakamura (2014) はナノライトを, それぞれ利用した.

一方、過去 10 年間で研究数が急速に増えたのが、玄武岩質～玄武岩質安山岩質マグマの噴火を対象としたものである (Polacci *et al.*, 2006; Sable *et al.*, 2006; Gurioli *et al.*, 2008; Andronico *et al.*, 2009; Erlund *et al.*, 2010; Genareau *et al.*, 2010; Suzuki and Fujii, 2010; Costantini *et al.*, 2011; D’Orlando *et al.*, 2014). ストロンボリ, エトナ, ベスビオ, パルクティン, 富士山などでの爆発的～非爆発的噴火を対象に、噴火活動の推移が、火道でのマグマのダイナミックスの観点から議論された. また粘性の低いマグマの活動で、プリニー式噴火を引き起こすための、マグマの減圧条件なども議論された (Sable *et al.*, 2006; Suzuki and Fujii, 2010).

10 年程度前から、火山灰中の本質物質の石基結晶組織を解析する例が現れ始めていたが (Taddeucci *et al.*, 2004), 同様の事例 (Miwa *et al.*, 2009; Andronico *et al.*, 2009; Miwa *et al.*, 2013; D’Orlando *et al.*, 2014) が増加しつつある.

#### 4. 減圧結晶化実験

##### 4-1 2005 年前後までの成果

減圧に伴うメルトからの脱水とそれに伴うリキダス上昇が結晶化を引き起こすということは、現在では広く受け入れられている. 2000 年以降に減圧結晶化実験が開始される以前から、噴出物の石基結晶 (マイクロライト) の組織や組成を用いて、噴火に際したマグマ上昇の状況を探る試みが行われていた (例えば, Cashman, 1992; Hammer *et al.*, 1999). その拠り所とされたのは、次に示す、結晶作用の理論的研究や冷却結晶化実験の成果であった (例えば, Swanson, 1977; Dowty, 1980; Kirkpatrick, 1981).

メルトに与えられる過冷却の大きさに応じ、核生成速度と成長速度は系統的に変化する (Fig. 3). 速度の変化曲線は、核生成・成長の双方で、上に凸の釣り鐘状の形態を呈する. 速度がピークに達する際の過冷却の大きさは、成長に対し核生成で大きいので、過冷却の大きさに応じ、数密度やサイズの異なる結晶組織が生じる (Fig. 3). 減圧脱水で過冷却が生じる場合、過冷却の大きさは、減圧量と共に増大し (Fig. 3), また減圧速度によっても増大すると予測された. 減圧量・減圧速度のいずれかが、

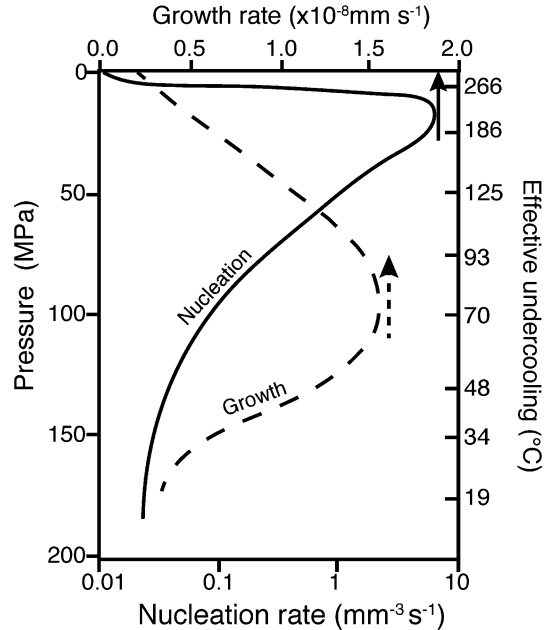


Fig. 3. Changes in nucleation and growth rates as a function of effective undercooling. Modified after Cashman (2004). The original diagram was based on the results of SSD experiments (*ca.* 170 hour at final pressure; Hammer and Rutherford, 2002) that impose the maximum undercooling for a given amount of decompression. Slower decompression generates smaller undercooling, resulting in move of nucleation and growth curves to the directions as indicated by the arrows.

ある一連の噴出物について一定とみなせれば、他方の大小を石基組織から推測できるものと考えられた.

2000 年以降、減圧速度・減圧量・減圧様式をコントロールした減圧結晶化実験が珪長質な系について行われ (例えば, Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003), 結晶化のカイネティクスが研究された. 減圧実験の様式として SSD (simple-step decompression) と MSD (multiple-step decompression) が採用された (Fig. 4). SSD は、サンプルを終端圧まで数分で減圧し、さらに終端圧で減圧時間に比べ十分長い (しかし実験ごとに様々な) 時間保持するものである. 一方 MSD は、実験を通じて、ステップ状の等時間間隔・等減圧量の減圧を、終端圧まで行うものである. SSD と MSD の両方について、総減圧量を総減圧時間 (実験総時間から終端圧での保持時間を除いたもの) で割ったものが減圧速度と定義された. 一つの研究の中では SSD の減圧速度を一定にすることが多かった. これは SSD が終端圧での結晶組織変化を見ることを目的としていたためである.

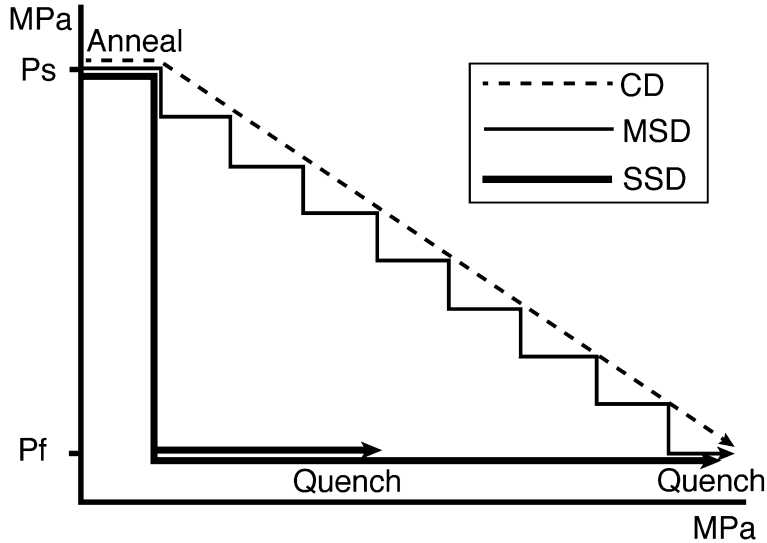


Fig. 4. A schematic diagram for styles in decompression experiments. Averaged decompression rates for MSD and CD are the same in this case. Ps, starting pressure; Pf, final pressure. See text for detail.

減圧結晶化のカイネティクスを探るといふ目的からすると、SSDもMSDも有用な点を持つ。SSD実験では減圧に伴うリキダス上昇の大きさがメルトに与えられる過冷却に等しいとみなせるので、過冷却の大きさの変化に応じた、成長速度・核生成速度の変化を調べることができる。一方で、MSD実験の場合、過冷却の発生—結晶の核生成や成長—メルト組成の変化、というサイクルを何度か繰り返すため、成長・核生成のカイネティクスを考えるのにメルト組成の変化を考慮しなければならない。SSDの場合、このような複雑さはない。またSSDでは、終端圧での保持時間を変化させることで、過飽和度の減少に伴う成長速度・核生成速度の変化を調べるのにも利用された。

一方、実際に起きているマグマの上昇と対応させるなら、SSDは、間歇的爆発的噴火や、噴火未遂貫入イベントで起きている、浅部へのマグマの急上昇と停滞を再現しており、MSDは定常的なマグマ上昇を再現している(Hammer and Rutherford, 2002)。あくまでSSDとMSD実験は減圧結晶化のカイネティクスを調べるため考案されたものである。したがってSSD実験に先立つ減圧の速度が大きいことは、実際のマグマの停滞に先立つ上昇の速度が大きいことを意味するものではない。またMSDがステップ状になっていたのは、手で減圧するため、長時間に渡る連続的な減圧が不可能であったという事情による。

減圧実験の結果、減圧脱水に伴う結晶化でも前述のような過冷却度と成長・核生成速度の関係(Fig. 3)が成り

立ち、減圧量と減圧速度が過冷却の大きさをコントロールすることが確認された。具体的には、過冷却度を反映する結晶数密度、結晶サイズ、結晶形態から、マグマ上昇の状態を推定できると結論づけられた(例えば、Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003)。結晶形態は、過冷却の増大と共に、等方体状の平面結晶→骸晶→樹枝・繊維状結晶と変化し、冷却結晶化実験の結果と調和的であった。その他の重要な知見は以下の2つである。

- 1) カイネティック効果が確認された。すなわち十分な大きさの過冷却を発生させる減圧であっても、結晶化が起きにくくなることがある(例えば、Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003)。結晶化が起きるまでの時間よりも実験時間が短いことが一要因である。また減圧速度が大きく過冷却度が著しく大きくなると、核生成・成長速度が減少する(例えば Fig. 3)ことも要因である。後者の要因は脱水によるメルト粘性上昇の効果が、核生成・成長の駆動力を上回った結果生じる。軽石のような石基マイクロライトを欠く噴出物は、上記の要因で形成される。
- 2) 結晶化の進行に伴って系が平衡に近づくと、過飽和度の減少により、結晶化のモードが核生成から成長にシフトしつつ、各々の速度も低下する(例えば、Couch *et al.*, 2003)。この現象はSSD実験で再現されたが、実際には火道でマグマが停止する状況で起きていると考えられる。



#### 4-2 最近 10 年間の成果

この項目では、ここ 10 年間の顕著な進歩として、実験開始時の臨界核サイズ相当の微晶の影響（いわゆる不均質核生成；4-3 節にて詳しく記述）が考慮されるようになったこと、CD (continuous decompression) スタイルの減圧結晶化実験の出現（例えば、Brugger and Hammer, 2010a; Martel, 2012; Waters *et al.*, 2015）と、従来よりも苦鉄質な系での減圧結晶化実験の出現（Agostini *et al.*, 2013; Shea and Hammer, 2013a）を順に紹介する。

最近 10 年間ににおいても、2006 年の段階でも実施例のあった珪長質メルトでの減圧結晶化実験が引き続き行われている（Castro and Gardner, 2008; Andrews and Gardner, 2010; Cichy *et al.*, 2011; Martel, 2012; Mollard *et al.*, 2012; Waters *et al.*, 2015）。斜長石リキダスよりも高温である状態を減圧の出発条件とする実験（Castro and Gardner, 2008; Andrews and Gardner, 2010; Martel, 2012; Mollard *et al.*, 2012; Waters *et al.*, 2015）も含まれているが、これは 2006 年まで実施例がなかったものである。リキダスよりも高温の出発条件では、リキダス上から出発する場合と比べて、結晶の核形成が抑制され、限られた数の結晶が大きく成長することが確かめられた。これは臨界核サイズ相当の微晶の数がリキダス上よりも少なく、不均質核生成が抑制されるために起きている。

ここ 10 年間に新たに出現した CD スタイルの減圧様式（Fig. 4）であるが、発泡実験に対しては、下記の理由で以前から使用可能であった。従来、減圧は手動で制御されることが多かった。したがって、実験総時間が短ければ手動制御により CD スタイルの減圧が可能であった。発泡組織は結晶組織に比べ短時間で変化するので、実験時間も総じて短い傾向にある。今回 CD スタイルの減圧結晶化実験が出現したのは、ステップ状の MSD スタイルの減圧（Fig. 4）が、実際のマグマの減圧（上昇）を再現していないのでは、という危惧があったからである。しかし Brugger and Hammer (2010a) も記述しているが、MSD スタイルの減圧が、実際の上昇・減圧と大きく乖離していると断定されるわけでもない。そもそもマグマの上昇様式を高精度で観測する手段が元々存在していないためである。長時間の実験に対し CD スタイルの減圧を行うにあたり、プログラム制御で圧力を変えることのできるユニットの導入が貢献した（例えば、Brugger and Hammer, 2010a）。

一旦 CD スタイルの実験が可能になると、MSD スタイルの実験との間で、実験産物の組織に、どのような相違があるのか、といったことに興味を持たれるようになった。現時点までで比較を行ったのは、Brugger and Hammer (2010a) に限られている。この実験では斑晶を 2

vol.% 程度含む流紋デイサイトを出発物質として用い、このマグマのマグマ溜まりでの貯蔵条件（130 MPa, 水に飽和）を減圧の出発条件とした。CD と MSD の実験産物の比較は、1 MPa h<sup>-1</sup> の減圧速度で、終端圧が 5 MPa と 26 MPa の場合に限って実施された。斜長石結晶は、CD で平面結晶、MSD で骸晶であった（Fig. 5）。MSD はステップ状の減圧を起こしているため、減圧を通じて経験する最大の減圧速度が CD よりも大きく、それが結晶形状の差として表れているのかもしれない。また CD スタイルと MSD スタイルの実験産物には、結晶度の相違も認められた（Fig. 5）。

ここ 10 年間の三つ目の顕著な進歩である、苦鉄質な系での減圧結晶化実験例の出現であるが、この系での 1 気圧での冷却結晶化実験は 1970 年代以降 Lofgren (1980) などに代表されるように多数あった。当時は、むしろ、珪長質な系の実験の数が少なかった。苦鉄質な系での減圧結晶化実験が実施されていなかったのは、実験が困難であるためである。水に飽和し加圧された系での減圧実験では、緩やかな減圧が可能であるという理由で、一般に外熱式ガス圧装置で行われることが多い。珪長質マグマ（900℃未満）であれば、水を圧力媒体としワスパロイ製压力容器等および Ni のフィラーロッドを用いることで、比較的容易に NNO 付近の酸素分圧に制御できる。さらに、試料カプセルが単純かつ小さくなり、試料の急冷にも適している。より高温で実験を行う場合、TZM 合金の压力容器を使用することになるが（Shea and Hammer, 2013b）、酸素分圧制御は試料カプセル内で行うこととなり、これによりカプセルが大きくなるので、急冷が難しくなるとの予想のもと、減圧結晶化実験が躊躇されてきたようだ。特に苦鉄質マグマでは、珪長質マグマに比べ結晶化速度が大きいので、試料の冷却速度が重視される。Shea and Hammer (2013a) と Agostini *et al.* (2013) には、急冷のために特別な工夫を図ったことは記述されていない。ただ Shea and Hammer (2013a) はガラス転移温度への到達は 15 秒未満、Agostini *et al.* (2013) では 1-2 秒と記載しており、前者の実験の一部を除けば、クエンチクリスタルの生成は否定されている。

出発物質のメルト部分の組成は、Shea and Hammer (2013a) では安山岩質、Agostini *et al.* (2013) では玄武岩質と相違がある（Table 1）。この組成差に応じ、実験温度も後者で高い（Table 1）。2つの研究は共に SSD スタイルの減圧実験を行っている。前述のように、SSD 実験では、減圧量によってメルトに与えられる過冷却の大きさが決められるためであろう。

Shea and Hammer (2013a) は、新たに得られた安山岩質メルトでの核生成速度・成長速度データと、既存の珪長

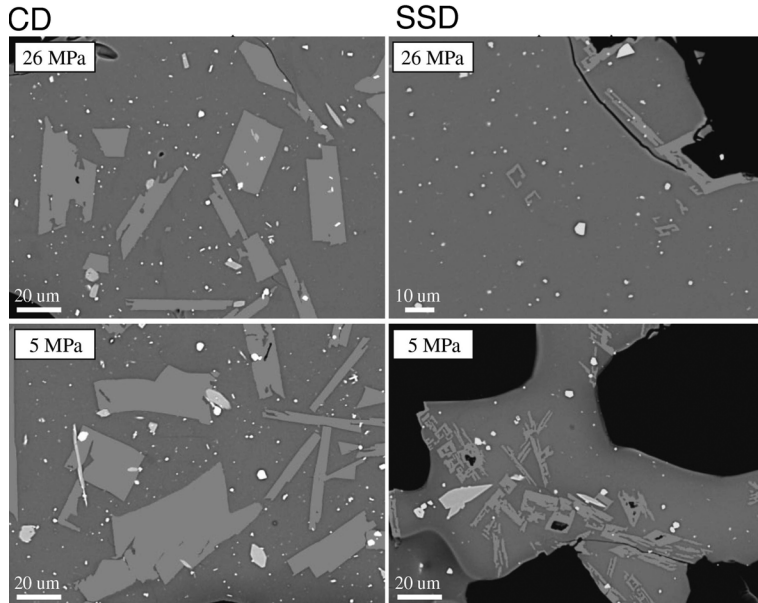


Fig. 5. The first comparison of run products after decompression of the same amount (from 150 MPa to 26 MPa and to 5 MPa, for the upper and lower, respectively) but in the different styles (CD for the left, MSD for the right). Modified after Fig. 4 of Brugger and Hammer (2010a) with permission by Oxford University Press.

Table 1. Summary of recent decompression-induced crystallization experiments in mafic system.

	SiO <sub>2</sub> wt.percent before decom.		T (°C)	Ps (MPa)	Pf (MPa)	ΔT (°C)	Style	At Pf (hour)	
	Bulk	Melt part							
Shea and Hammer (2013a)		55.7	58.8	1025	150	100-10	52-155	SSD	12-48
Agostini <i>et al.</i> (2013)		49.5	50.5	1075	100	75.5	4-91	SSD	0.5-16

Ps, starting pressure; Pf, final pressure

質な系でのデータを、過冷却度を横軸にとった図にプロットし比較している。Fig. 6は、このShea and Hammer (2013a)の図に、Agostini *et al.* (2013)の報告した玄武岩質メルトでの成長速度データを加えたものである。Fig. 6には示されていないが、同じ大きさの過冷却度であれば、メルト組成によって結晶量の差はほとんど生じない。一方核生成速度は、珪長質であるほど大きくなり、逆に成長速度は苦鉄質であるほど大きくなる (Fig. 6)。核生成速度と成長速度の変化が互いに相殺し合うことで、組成によらず結晶量が同じになっているようである。成長速度は流紋岩質で  $10^{-11} \text{ mm s}^{-1}$  程度に対し、Shea and Hammer (2013a)の安山岩質メルトでは  $10^{-9} \text{ mm s}^{-1}$  と二桁大きく、Agostini *et al.* (2013)の玄武岩質メルトでは  $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ mm s}^{-1}$  とさらに1桁大きい。核生成速度は、過冷却度によって大きく変化するが、 $\text{m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ の単位で見ると、安山岩質メルトに対し流紋岩質メルトで二桁ほど系統的に大きい (Fig. 6)。

以上は、苦鉄質メルトでは、珪長質メルトに対し相対的に、個々の結晶が大きく、結晶数密度が小さい組織が形成され易いことを示唆している。これは実際の噴出物に見られる石基結晶組織の変化とも矛盾しない。

Shea and Hammer (2013a)では減圧結晶化実験の他に、同じ出発物質・出発条件にて、冷却結晶化実験も行っている。斜長石リキダスに対し、同じ量の過冷却がかかるような実験をセットで行い、二者を比較することで、冷却と減圧に固有の組織を見いだそうとした。過冷却度が小さい時には冷却と減圧の実験産物に差はないが、過冷却度が大きくなると、減圧実験に比べ冷却実験の核生成速度が小さくなった。これは冷却実験の方でメルト中の元素拡散速度の低下が顕著になり、これが核生成の障壁となったためだと理解された。この他にも、結晶化の際の過冷却度の大きさを判断するのに重要な(4-1)結晶の3次元形態も記載された (Fig. 7は斜長石とカンラン石の例)。



Fig. 6. Changes in nucleation and growth rates as a function of undercooling and melt composition. After Fig. 12 of Shea and Hammer (2013a), except data of Agostini *et al.* (2013). All data are from SSD runs. Following the suggestion in Shea and Hammer (2013a), only experiments using natural ejecta as starting material are compared. Melt part composition of starting material has a variety of B (basalt), A (andesite) and R (rhyolite).

#### 4-3 石基組織の再現実験による、特定の噴火でのマグマ上昇速度の定量化

鈴木 (2006) でも標記の事例研究について紹介した (例えば, Szamek *et al.*, 2006; Suzuki *et al.*, 2007). 同様の試みは過去 10 年間にも継続して行われ (Castro and Gardner, 2008; Castro and Dingwell, 2009; Andrews and Gardner, 2010; Cichy *et al.*, 2011; Martel, 2012; Agostini *et al.*, 2013; Waters *et al.*, 2015). 多様な噴火様式やマグマ組成につい

て研究されるようになった. 特に北米のインヨ火山列 (Castro and Gardner, 2008), チリのチャイテン山 (Castro and Dingwell, 2009), カムチャツカのクスダチ山 (Andrews and Gardner, 2010), メキシコとカスケードの諸火山 (Waters *et al.*, 2015) 等での, 流紋岩質マグマの噴火の研究が多い.

これらの中で, 特に興味深い研究について紹介する. Andrews and Gardner (2010) は, カルデラ崩壊前後の火

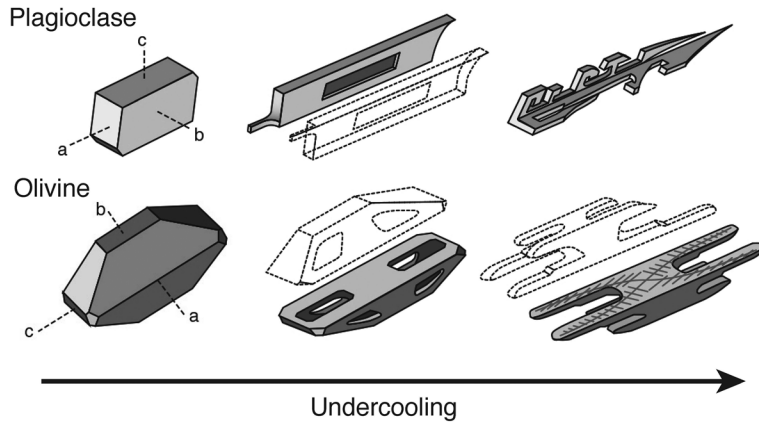


Fig. 7. Change in plagioclase and olivine crystal morphology as a function of undercooling in basaltic andesite melt. Modified after Fig. 7 of Shea and Hammer (2013a) with permission by Elsevier.

道・火口の状態変化に伴うマグマ上昇速度の変化を検討した。カルデラ崩壊後にマグマ上昇速度が低下したのは、崩壊によって火道が拡大したためだと説明した。

Castro and Gardner (2008) は、インヨ火山列の噴火の初期に爆発的に噴出した降下軽石と、その後、溢流的に流出した黒曜石溶岩のマグマ上昇過程を比較した。石基マイクロライトの記録の範囲では、上昇速度は噴火様式によって変化していない。そこで噴火直前にマグマに存在した気相の量の大小が噴火の爆発度を決定したと結論づけた。気相量の相違が、いかに形成されたのかについては議論されていない。火道最上部でのマグマの上昇速度の僅かな差が、気相量の差を生み出した可能性がある。しかし火道浅部の粘性の高くなったメルトにおいては、結晶化の速度は非常に遅くなるので、上昇速度差があったとしても、それはマイクロライト組織の中には記録されていないことになるだろう。

Castro and Dingwell (2009) では、粘性の高い流紋岩質マグマが 24 時間という短い時間の前兆地震の後に爆発的に噴火したことに着目した。実際の噴出物に見られる斜長石斑晶のオーバグロース組織が再現されるかどうかによって、マグマの上昇時間を見積もった。マグマ上昇速度は 0.5 m/s、これに対応する上昇の総時間は 4 時間であって、前兆地震の期間よりも短い。マグマ上昇の総時間が、前兆地震の期間よりも短いケースは、Suzuki *et al.* (2007) の有珠 2000 年噴火の研究でも報告されている。有珠噴火の場合、減圧実験で見積もられた上昇・停滞の総時間は、3.5 日という前兆地震の期間の半分程度であった。Suzuki *et al.* (2007) では、前兆地震の初期にはマグマが上昇するための火道が形成されていたのだ解釈したが、Castro and Dingwell (2009) でも同様の解釈が行われ

た。

なお噴出物で実際に観察される結晶組織を、減圧実験で再現しようとする場合、出発物質の作成には細心の注意が必要である（出発物質の作成が慎重に行われていない実験も多く存在する）。天然のマグマがマグマ溜まりから上昇し始めた後、減圧等によってメルトから結晶の新たな核ができる場合には、マグマ溜まりでの斑晶の有無しに関係なく、不均質核生成が関与することがある。既に述べたようにリキダス近傍での熱履歴によっては、斑晶の他に、臨界核サイズ相当の微晶という不均質がメルト中に存在し、これが核生成のサイトなる。不均質核生成に要するエネルギーは、均質核生成のそれよりも小さい。Sato (1995) は、伊豆大島の玄武岩質溶岩を用いた 1 気圧の結晶化実験を通じ、リキダス付近での 20℃ の溶融温度差が、冷却で生じる結晶核の数に 5 桁もの差を生じさせることを発見した。そして、このような差は、リキダス近傍で存在したメルト中の臨界核サイズの微晶の数に左右されているのだと解釈した。過冷却で生じる結晶の数密度が、リキダス近傍での熱履歴で変化することを踏まえると、石基組織を再現する減圧実験では、出発物質の作成の際に、天然のマグマのマグマ溜まりでの状態に近い条件で作成する必要があるといえる。すなわち、天然の噴出物の不均質性や構造（メルトの重合度や臨界核サイズよりも小さい結晶の濃度）をできるだけ保存した状態で実験を行うということである。例えば Hammer and Rutherford (2002) で行われた、粗砕きした軽石を噴火前のマグマ溜まりの温度・圧力条件にそのまま戻す、ということが推奨される。Shea and Hammer (2013a) では様々な減圧結晶化実験の核生成・成長速度データをレビューすることで、出発物質が噴出物であっ

た場合と試薬から合成した場合で、それらに系統的な相違があることを指摘している。

## 5. 今後の課題

物質科学的研究が火道等でのマグマダイナミクスを扱うようになって、地球物理学や地質学との接点が増え、これが火山学における複数分野統合モデルの形成に寄与するのだと、1章にて述べた。しかし、このことがより効果的に達成されていくには、以下のように、課題を解決したり、研究対象の範囲を拡大させていく必要がある。

### 5-1 堆積物採取の時間精度

地球物理学的観測では、秒～分といった短時間のイベントが議論されることがある。一方、噴出物採取については、そこまでの時間精度はなく、地球物理学の成果と物質科学的成果の融合を妨げる要因となっている。火山灰は、この問題を打開する一つの鍵となる可能性がある。火山灰は噴火のクライマックスの際でも遠方で安全に採取することができ (Suzuki *et al.*, 2013)、また、最近の自動採取装置の開発 (Shimano *et al.*, 2013) により時間分解能を高めてサンプリングが行えるようになってきている。最近では火山灰中の本質物質の形状に関する理解も進んでおり (例えば Liu *et al.*, 2015)、このような進展とあいまって、多様な噴火における火道でのマグマダイナミクスの理解に活用されることが期待される。

### 5-2 マグマ上昇の時間スケール見積もり

噴火事例ごとに時間スケールの見積もりを行うには、10年前であれば、減圧実験を実施するか (鈴木, 2006)、あるいは似た組成のマグマについて実施された実験結果を参照する必要があった。ただし実験例は安山岩～デイサイトマグマに限られており、制約があった。マグマ組成に関わらず利用する事のできる Toramaru *et al.* (2008) のマイクロライト数密度脱水速度計が考案され、実験の実施例のあるマグマ組成が拡大していったことで、過去10年間に大きく改善がはかられた。

一方で、噴火事例毎に減圧実験を実施することの必要性も依然として高い。すなわち、個々のマグマに固有の条件 (例えば、不均質核生成のサイトを提供する斑晶等のサイズや数密度の条件) のもとで再現実験を行うことで、より実際に近いマグマ上昇速度が見積もれるという考え方である。また斑晶の成長の度合いを制約条件としてマグマ上昇速度を決めなければならない場合 (例えば、Castro and Dingwell, 2009)、Toramaru *et al.* (2008) の方法は適用できない。このような理由で、我が国のより多くの研究室にて、今後、減圧実験が行えるようになることが望まれる。

なお、過去の実験的研究において、核生成速度や成長

速度を見積もる際、最終的な実験産物を観察し、実験時間内に速度が一定であったとの仮定を置き、算出するのが通例であった。最近では、その場観察の研究例も出現しており (Applegarth *et al.*, 2013; 顕微鏡と加熱ステージを用いた1気圧での実験)、これも今後の研究の新たな発展の方向になりうる。

なお、減圧実験の結果を元にマグマ上昇の時間を議論するにあたっては、まだまだ確認しなければならないことも多い。それは振動・攪拌が与える効果である。冷却結晶化実験の例になるが Bartles and Furman (2002) はアルカリ玄武岩について、静的な状況の他、超音波域の振動 (1.5 MHz, 150 kHz) を与える状況での実験を行い、振動の結晶組織への影響を議論した。振動のある方が自形の度合いが低く、アスペクト比の小さい斜長石結晶を晶出させることが見いだされた。また Kouchi *et al.* (1986) は玄武岩質メルトの円板を両側から逆方向に回転する円柱で挟み込むことで攪拌の効果を与えた実験を1気圧で実施した。攪拌によって核生成が起き易くなる傾向が、過冷却度が大きいほど顕著になり、静的な時と比べ最大で1桁の差が生じた。また実験開始後、核生成が起き始めるまでの時間は、攪拌を起こすほど、短くなる傾向があることが分かった。その後しばらく攪拌の結晶化への影響は検討されていなかった。しかし脱ガスメカニズム (Okumura *et al.*, 2009; 封圧下) やマグマのレオロジーの検証 (Ishibashi and Sato, 2007) のため、ねじり剪断変形実験が盛んになる近年の傾向の中、再び検討例が現れた。Vona and Romano (2013) は玄武岩質メルトを対象とした1気圧の実験により、攪拌が核生成を促進すると共に、結晶化が起きるまでの時間を短縮することを再確認した。

減圧結晶化実験において、振動や攪拌の効果を加味した実験は行われていない。減圧実験による速度の見積もりを、より確かなものにしていくには、マグマが地表へと移動する過程でマグマに加わる振動や攪拌の状況について、理論的研究や観測的研究との協力のもと、整理していく必要がある。さらに振動や攪拌が特にどういった条件で減圧結晶化に顕著に影響するのか、理解する必要がある。

### 5-3 珪長質マグマの巨大カルデラ噴火

この種の噴火を対象にした事例研究は、意外にも少ない。単に火道でのマグマ上昇速度が大きく、噴出物の石基にマイクロライトが少ないということが、研究例が少ないということの一因かもしれない。いずれにせよカルデラ形成の前後で、浅所マグマ供給系は大きく変化するので (Cashman and Giordano, 2014)、一噴火を通じたマグマ上昇過程の変化や、それを反映した結晶組織の変化に

対し、大いに興味を持たれる。また、巨大カルデラ噴火初期段階で、マグマがどのように火道を上昇して来るのかということも、火山観測により、この種の噴火を予測する上で、重要な情報となりうる(5-6節とも関連)。

#### 5-4 物質科学的(岩石学的)研究における連携

物質科学的研究はしばしば、斑晶を用いたマグマ溜まりの研究、石基を用いた噴火に際したマグマ上昇過程の研究、というように、完全に分離して行われているが、これには問題がある。例えばマグマ上昇の初期には核生成よりも成長が起き易いので(鈴木, 2006のレビュー)、石基結晶組織から推定されたマグマ上昇の大小が、いかに、どの段階で獲得されたかを探る際、斑晶の成長記録が鍵となる可能性もある。また本稿では詳しく記述しなかったが、石基結晶の解析によってマグマ上昇速度の相対的な大小や、それらの噴火を通じた時間変化が判明した場合、その原因はマグマ溜まりの過剰圧の変化で片付けられてしまうことが多い。

より具体的には、噴火の終わりに向かって爆発的噴火から非爆発的噴火にシフトすることが、過剰圧の減少で説明されることがある。もう一步踏み込んで、マグマ溜まりでのマグマの状態の変化を物質科学的に明らかにし、過剰圧変化のモデルに組み込むことが、望ましい。マグマ溜まりでのマグマの状態の中で、マグマ上昇をコントロールする重要な条件として、気相の有無と量というものがある。Wallace *et al.* (1995) は噴火直前のマグマ溜まりの様々な深度に存在した気相量を、斑晶メルト包有物のインコンパティブル元素と揮発性成分(H<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>)の含有量から探っている。そこでは、気相量がマグマ溜まり下部に向かって減少していく事例が示されている。このようなパラメーターを上記モデルに組み入れることができるよう、斑晶メルト包有物の研究と石基組織の研究の連携を図っていく必要がある。

#### 5-5 地表での定置過程への応用

1章で述べたように、マグマダイナミックスの物質科学的研究と、火山地質学的研究との連携によって、地表における溶岩・火砕物の定置過程の理解向上がはかられる可能性がある(鈴木, 2008)。火山噴出物の中には、複雑な経緯で形成されるものがあり、真の形成過程は噴火の経過を実際観測していない限り分からないという場合もある。

代表例として、火砕物として火口から噴出しながら地表で溶結現象を経て溶岩流となる火砕成溶岩がある。逆のケースになるが、溶岩として地表に定置しつつあったが水と接触した結果、火砕物として堆積する例(いわゆる、ルートレスコーンを形成)もある。噴火が観測されていない過去の噴火に関しても、定置過程の実際を解明

することは重要であり、その際、石基結晶組織の解析が役立つ可能性がある。これまでの多くの石基結晶組織の研究に基づくと、直前に挙げた2例のような複雑な経緯を経ずに火砕物と溶岩となったことが、観測等から明らかかなケースでは、火道でのマグマ上昇速度が前者で大きい。そこで火砕物と溶岩は、石基結晶に関して、独自の結晶度—数密度トレンドを形成することが多くの研究で報告されている(例えば, Martel and Poussineau, 2007)。地表に到達した後に、溶結や破砕を経験した噴出物に関しても、火道上昇時の上昇速度を反映した数密度・結晶度を保持している可能性がある。

石基結晶組織から、地表での定置過程の問題を探るにあたって、避けては通れないのが、低圧下での結晶化のカイネティクスの理解である。地表付近で冷却を受けた噴出物については、石基組織の解釈にあたって温度低下の効果も考慮しなければならないので、その煩わしさから、これまで避けられる傾向があったことを2章で述べた。それを反映し、低圧下でのマグマの徐冷を再現する結晶化実験も、これまで少なかった。減圧結晶化と冷却による結晶化の相違を把握しようとした例は、Shea and Hammer (2013a)に限られている。

最近、火砕物中心部の徐冷部を活用する研究(Szramek *et al.*, 2010)や、溶岩を使って地表到達後に開始した結晶化を積極的に扱う事例(Schipper *et al.*, 2015)や、地表付近で顕著となる鉱物の酸化を記載する事例(Genereau *et al.*, 2010)も出始めており、低圧下での結晶化のカイネティクスの実験的理解を後押しするような動向はある。なお、地表面での結晶化は、メルト中の含水量の少ない、メルトの粘性の高い状況で起きるので、そこでは通常のBSE像で観察することのできない微細な結晶のみが成長している可能性がある。そこでMujin and Nakamura (2014)が着眼したナノライトは、定置過程の研究で、重要なものとなっていく可能性がある。

#### 5-6 火山毎のマグマ供給過程の特徴把握のための応用

物質科学的研究の重要な役割は、(近代的な観測の行われていない)過去の噴火についても、噴出物に残された記録から、マグマプロセスの解釈が可能である点である。

マグマ溜まりを研究対象とするタイプの岩石学的研究では、マグマ溜まりの構造や、それを構成するマグマの組成について、複数噴火に渡る時間スケールでの変化が詳しく調査されており、噴火が起きた際には、地球物理学的観測結果を解釈する手がかりとなっている(例えば、有珠火山の事例; Tomiya and Takahashi, 2005)。

これを噴火時のマグマダイナミックスの研究に当てはめると、マグマ上昇過程の特徴を、火山ごとに、複数の

噴火の調査に基づき整理し、さらに噴火様式の分岐深度や条件、そしてマグマの停滞しやすい深度等の情報を整理することに対応する。そして、山頂と山腹噴火が起きている火山であれば、噴火位置ごとの供給過程の差を知ることが重要である。マグマの供給は地下構造に左右され、火山ごとに固有の構造を持っているはずであるから、火山ごとに調査を行う意義がある。マグマ供給過程に、噴火様式や噴火位置ごとの特徴が有る場合には、この特徴を、噴火直前の観測の研究から推定されるマグマ上昇の進行状況と照合することで、噴火予測に役立てることも可能になっていくかもしれない。

このような研究を、複数の噴火について系統的に行っていく上で最大の障害となっているのは、組織解析に要する時間である。3-1節で述べたように、結晶組織については、気泡組織と異なり、X線CTなどでの自動分析を行うことは通常できない。抜本的解決にはならないが、解析する噴火を絞れば、この種の研究に取り組む際のハードルを下げることはできる。例えば、まずは個々の活動の最初のマグマ噴火の噴出物に絞って研究を行うことで、噴火の始まり方にターゲットを絞るという方針もありえる。

## 謝 辞

60周年記念事業委員会の皆様には、本総説の執筆の機会を与えて頂きました。本稿には、東京大学地震研究所の中田節也教授、小屋口剛博教授、市原美恵准教授との研究を通じ得られた知見が含まれています。特に市原准教授との議論により、物質科学的成果と地球物理成果の融合を促進していくためには、噴出物採取の時間精度をさらに高めていく必要があることに気づくことができました。またルートレスコーン判別における石基結晶組織の活用の可能性に関しては、野口里奈博士との作業が、それに気づくきっかけとなりました。最後に、奥村聡博士並びに匿名査読者からのコメントが、本稿改訂に有益でした。以上の方々に御礼申し上げます。

## 引用文献

Agostini, C., Fortunati, A., Arzilli, F., Landi, P. and Carroll, M. R. (2013) Kinetics of crystal evolution as a probe to magmatism at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **110**, 135–151.

Andrews, B. J. and Gardner, J. E. (2010) Effects of caldera collapse on magma decompression rate: An example from the 1800 <sup>14</sup>C yr BP eruption of Ksudach Volcano, Kamchatka, Russia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **198**, 205–216.

Andronico, D., Cristaldi, A., Del Carlo, P. and Taddeucci, J. (2009) Shifting styles of basaltic explosive activity during the 2002–03 eruption of Mt. Etna, Italy. *J. Volcanol. Geo-*

*therm. Res.*, **180**, 110–122.

Applegarth, L. J., Tuffen, H., James, M. R., Pinkerton, H. and Cashman, K. V. (2013) Direct observations of degassing-induced crystallization in basalts. *Geology*, **41**, 243–246.

Bartels, K. S. and Furman, T. (2002) Effect of sonic and ultrasonic frequencies on the crystallization of basalt. *Amer. Mineral.*, **87**, 217–226.

Blundy, J. and Cashman, K. (2008) Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 179–239.

Browne, B. and Szramek, L. (2015) Rates of magma ascent and storage. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 203–214. Elsevier.

Brugger, C. R. and Hammer, J. E. (2010a) Crystallization Kinetics in Continuous Decompression Experiments: Implications for Interpreting Natural Magma Ascent Processes. *J. Petrol.*, **51**, 1941–1965.

Brugger, C. R. and Hammer, J. E. (2010b) Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **300**, 246–254.

Burgisser, A. and Degruyter, W. (2015) Magma ascent and degassing at shallow levels. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 225–236. Elsevier.

Cashman, K. V. (1992) Groundmass crystallization of Mount St. Helens dacite, 1980–1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **109**, 431–449.

Cashman, K. V. (2004) Volatile controls on magma ascent and eruption. *Geophys. Monogr. Ser.*, **150**, 109–124.

Cashman, K. V. and Sparks, R. S. J. (2013) How volcanoes work: A 25 year perspective. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 664–690.

Cashman, K. V. and Giordano, G. (2014) Calderas and magma reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **288**, 28–45.

Cashman, K. V. and Scheu, B. (2015) Magmatic fragmentation. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 459–471. Elsevier.

Castro, J. M. and Gardner, J. E. (2008) Did magma ascent rate control the explosive-effusive transition at the Inyo volcanic chain, California? *Geology*, **36**, 279–282.

Castro, J. M. and Dingwell, D. B. (2009) Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaiten volcano, Chile. *Nature*, **461**, 780–784.

Castro, J. M., Cashman, K. V. and Manga, M. (2003) A technique for measuring 3D crystal-size distributions of prismatic microtites in obsidian. *Amer. Mineral.*, **88**, 1230–1240.

Castro, J. M., Bindeman, I. N., Tuffen, H. and Schipper, C. I. (2014) Explosive origin of silicic lava: Textural and delta D-H<sub>2</sub>O evidence for pyroclastic degassing during rhyolite effusion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **405**, 52–61.

Castro, J. M., Cordonnier, B., Tuffen, H., Tobin, M. J., Puskar, L., Martin, M. C. and Bechtel, H. A. (2012) The role of melt-fracture degassing in defusing explosive rhyolite eruptions at volcan Chaiten. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **333**, 63–69.

- Cichy, S. B., Botcharnikov, R. E., Holtz, F. and Behrens, H. (2011) Vesiculation and Microlite Crystallization Induced by Decompression: a Case Study of the 1991–1995 Mt Unzen Eruption (Japan). *J. Petrol.*, **52**, 1469–1492.
- Cioni, R., Pistolesi, M. and Rosi, M. (2015) Plinian and subplinian eruptions. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 519–535. Elsevier.
- Clarke, A. B., Stephens, S., Teasdale, R., Sparks, R. S. J. and Diller, K. (2007) Petrologic constraints on the decompression history of magma prior to Vulcanian explosions at the Souffriere Hills volcano, Montserrat. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **161**, 261–274.
- Costantini, L., Pioli, L., Bonadonna, C., Clavero, J. and Longchamp, C. (2011) A Late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: The Chaimilla deposit. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **200**, 143–158.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. and Carroll, M. R. (2003) The kinetics of degassing-induced crystallization at Soufrière Hills volcano, Montserrat. *J. Petrol.*, **44**, 1477–1502.
- Dowty, E. (1980) Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallization. In *Physics of Magmatic Processes* (Hargraves, R. B. ed), 419–485. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- D’Oriano, C., Bertagnini, A., Cioni, R. and Pompilio, M. (2014) Identifying recycled ash in basaltic eruptions. *Sci. Rep.*, **4**, 5851.
- Eichelberger, J. C., Carrigan, C. R., Westrich, H. R. and Price, R. H. (1986) Non explosive silicic volcanism. *Nature*, **323**, 598–602.
- Erlund, E. J., Cashman, K. V., Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E. and Granados, H. D. (2010) Compositional evolution of magma from Paricutin Volcano, Mexico: The tephra record. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **197**, 167–187.
- Genareau, K., Valentine, G. A., Moore, G. and Hervig, R. L. (2010) Mechanisms for transition in eruptive style at a monogenetic scoria cone revealed by microtextural analyses (Lathrop Wells volcano, Nevada, USA). *Bull. Volcanol.*, **72**, 593–607.
- Guilbaud, M. N., Blake, S., Thordarson, T. and Self, S. (2007) Role of syn-eruptive cooling and degassing on textures of lavas from the AD 1783–1784 Laki eruption, south Iceland. *J. Petrol.*, **48**, 1265–1294.
- Gurioli, L., Harris, A. J. L., Houghton, B. F., Polacci, M. and Ripepe, M. (2008) Textural and geophysical characterization of explosive basaltic activity at Villarrica volcano. *J. Geophys. Res.*, **113**, B08206.
- Hammer, J. E. (2008) Experimental Studies of the Kinetics and energetics of Magma Crystallization. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 9–59.
- Hammer, J. E. and Rutherford, M. J. (2002) An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1–24.
- Hammer, J. E., Cashman, K. V., Hoblitt, R. and Newman, S. (1999) Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bull. Volcanol.*, **60**, 355–380.
- Higgins, M. D. (1994) Numerical Modeling of Crystal Shapes in Thin-Sections - Estimation of Crystal Habit and True Size. *Amer. Mineral.*, **79**, 113–119.
- Higgins, M. D. (2000) Measurement of crystal size distributions. *Amer. Mineral.*, **85**, 1105–1116.
- Higgins, M. D. (2002) Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans. *Amer. Mineral.*, **87**, 171–175.
- Houghton, B. and Carey, R. J. (2015) Pyroclastic fall deposits. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 599–616. Elsevier.
- Ishibashi, H. and Sato, H. (2007) Viscosity measurements of subliquidus magmas: Alkali olivine basalt from the Higashi-Matsuura district, Southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **160**, 223–238.
- Jaupart, C. (1998) Gas loss from magmas through conduit walls during eruption. In *The physics of explosive volcanic eruptions* (Gilbert, J. S. and Sparks, R. S. J. eds), 73–90. Geological Society of London Special Publication
- Jaupart, C. and Allègre, C. J. (1991) Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**, 413–429.
- Jerram, D. A. and Higgins, M. D. (2007) 3D analysis of rock textures: Quantifying igneous microstructures. *Elements*, **3**, 239–245.
- Kirkpatrick, R. J. (1981) Kinetics of crystallization in igneous rocks. *Rev. Mineral.*, **8**, 321–398.
- Kouchi, A., Tsuchiyama, A. and Sunagawa, I. (1986) Effect of Stirring on Crystallization Kinetics of Basalt - Texture and Element Partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 429–438.
- Liu, E. J., Cashman, K. V. and Rust, A. C. (2015) Optimising shape analysis to quantify volcanic ash morphology. *Geo Res J*, **8**, 14–30.
- Lofgren, G. E. (1980) Experimental studies of the dynamic crystallization of silicate melts. In *Physics of Magmatic Processes* (Hargraves, R. B. ed), 487–551. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Martel, C. (2012) Eruption Dynamics Inferred from Microlite Crystallization Experiments: Application to Plinian and Dome-forming Eruptions of Mt. Pelee (Martinique, Lesser Antilles). *J. Petrol.*, **53**, 699–725.
- Martel, C. and Schmidt, B. C. (2003) Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **144**, 397–415.
- Martel, C. and Poussineau, S. (2007) Diversity of eruptive styles inferred from the microlites of Mt Pelee andesite (Martinique, Lesser Antilles). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **166**, 233–254.
- Miwa, T., Toramaru, A. and Iguchi, M. (2009) Correlations of volcanic ash texture with explosion earthquakes from vulcanian eruptions at Sakurajima volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **184**, 473–486.
- Miwa, T., Geshi, N. and Shinohara, H. (2013) Temporal variation in volcanic ash texture during a vulcanian eruption at the Sakurajima volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **260**, 80–89.



- Mollard, E., Martel, C. and Bourdier, J. L. (2012) Decompression-induced Crystallization in Hydrated Silica-rich Melts: Empirical Models of Experimental Plagioclase Nucleation and Growth Kinetics. *J. Petrol.*, **53**, 1743-1766.
- Morgan, D. J. and Jerram, D. A. (2006) On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **154**, 1-7.
- Morrissey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K. and Buettner, R. (2000) Phreatomagmatic fragmentation. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 431-445. Academic Press.
- Muir, D. D., Blundy, J. D. and Rust, A. C. (2012) Multiphase petrography of volcanic rocks using element maps: a method applied to Mount St. Helens, 1980-2005. *Bull. Volcanol.*, **74**, 1101-1120.
- Mujin, M. and Nakamura, M. (2014) A nanolite record of eruption style transition. *Geology*, **42**, 611-614.
- Nakada, S., Motomura, Y. and Shimizu, H. (1995) Manner of magma ascent at Unzen Volcano (Japan). *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 567-570.
- Nakamura, K. (2006) Textures of plagioclase microlite and vesicles within volcanic products of the 1914-1915 eruption of Sakurajima Volcano, Kyushu, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **101**, 178-198.
- 中村美千彦 (2011) 火砕堆積物の解析から探る火山噴火のダイナミクス. *地質雑*, **117**, 329-343.
- Noguchi, S., Toramaru, A. and Nakada, S. (2008) Relation between microlite textures and discharge rate during the 1991-1995 eruptions at Unzen, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **175**, 141-155.
- 大瀧恵一 (2006) 火砕物の組織から読み取る火道内での脱ガス. *岩石鉱物科学*, **35**, 126-131.
- Okumura, S., Nakamura, M., Takeuchi, S., Tsuchiyama, A., Nakano, T. and Uesugi, K. (2009) Magma deformation may induce non-explosive volcanism via degassing through bubble networks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **281**, 267-274.
- Polacci, M., Pioli, L. and Rosi, M. (2003) The Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice. *Bull. Volcanol.*, **65**, 418-432.
- Polacci, M., Corsaro, R. A. and Andronico, D. (2006) Coupled textural and compositional characterization of basaltic scoria: Insights into the transition from Strombolian to fire fountain activity at Mount Etna, Italy. *Geology*, **34**, 201-204.
- Preece, K., Barclay, J., Gertisser, R. and Herd, R. A. (2013) Textural and micro-petrological variations in the eruptive products of the 2006 dome-forming eruption of Merapi volcano, Indonesia: Implications for sub-surface processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **261**, 98-120.
- Rutherford, M. J. (2008) Magma ascent rates. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 241-271.
- Sable, J. E., Houghton, B. F., Del Carlo, P. and Coltelli, M. (2006) Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: Evidence from clast microtextures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **158**, 333-354.
- Sahagian, D. L. and Proussevitch, A. A. (1998) 3D particle size distributions from 2D observations: Stereology for natural applications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **84**, 173-196.
- Sano, K., Wada, K. and Sato, E. (2015) Rates of water exsolution and magma ascent inferred from microstructures and chemical analyses of the Tokachi-Ishizawa obsidian lava, Shirataki, northern Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **292**, 29-40.
- 佐々木龍男・勝井義雄 (1981) ガラスビーズを使った軽石の密度測定法. *火山*, **26**, 117-118.
- Sato, H. (1995) Textural Difference between Pahoe-hoe and Aa Lavas of Izu-Oshima Volcano, Japan - an Experimental-Study on Population-Density of Plagioclase. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 101-113.
- Schipper, C. I., Castro, J. M., Tuffen, H., Wadsworth, F. B., Chappell, D., Pantoja, A. E., Simpson, M. P. and Le Ru, E. C. (2015) Cristobalite in the 2011-2012 Cordón Caulle eruption (Chile). *Bull. Volcanol.*, **77**, 34.
- Shea, T. and Hammer, J. E. (2013a) Kinetics of cooling- and decompression-induced crystallization in hydrous mafic - intermediate magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **260**, 127-145.
- Shea, T. and Hammer, J. E. (2013b) Oxidation in CSPV experiments involving H<sub>2</sub>O-bearing mafic magmas: Quantification and mitigation. *Amer. Mineral.*, **98**, 1285-1296.
- Shea, T., Houghton, B. F., Gurioli, L., Cashman, K. V., Hammer, J. E. and Hobden, B. J. (2010) Textural studies of vesicles in volcanic rocks: An integrated methodology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **190**, 271-289.
- 嶋野岳人 (2006) 火山噴出物は何を語るのか. *岩石鉱物科学*, **35**, 132-143.
- Shimano, T., Nishimura, T., Chiga, N., Shibasaki, Y., Iguchi, M., Miki, D. and Yokoo, A. (2013) Development of an automatic volcanic ash sampling apparatus for active volcanoes. *Bull. Volcanol.*, **75**, 773.
- 鈴木由希 (2006) 結晶作用から見た噴火時のマグマ上昇—最近の減圧実験による発展—. *火山*, **51**, 373-391.
- 鈴木由希 (2008) 石基結晶の組織・組成から読み取る、噴火時のマグマ上昇と定置プロセス—火砕成溶岩識別の可能性—. *月刊地球*, **352**, 18-22.
- 鈴木由希・中田節也 (2002) 気泡組織・サイズ分布から見た、有珠山 2000 年噴火でのマグマ上昇と発泡プロセス. *火山*, **47**, 675-688.
- Suzuki, Y. and Fujii, T. (2010) Effect of syneruptive decompression path on shifting intensity in basaltic sub-Plinian eruption: Implication of microlites in Yufune-2 scoria from Fuji volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **198**, 158-176.
- Suzuki, Y., Gardner, J. E. and Larsen, J. F. (2007) Experimental constraints on syneruptive magma ascent related to the phreatomagmatic phase of the 2000AD eruption of Usu volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **69**, 423-444.
- Suzuki, Y., Nagai, M., Maeno, F., Yasuda, A., Hokanishi, N., Shimano, T., Ichihara, M., Kaneko, T., Nakada, S. (2013) Precursory activity and evolution of the 2011 eruption of Shinmoe-dake in Kirishima volcano — insights from ash samples. *Earth, Planets and Space*, **65**, 591-607.
- Swanson, S. E. (1977) Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Amer.*

- Mineral.*, **62**, 966–978.
- Szramek, L., Gardner, J.E. and Larsen, J. (2006) Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **157**, 182–201.
- Szramek, L., Gardner, J.S. and Hort, M. (2010) Cooling-induced crystallization of microlite crystals in two basaltic pumice clasts. *Amer. Mineral.*, **95**, 503–509.
- Taddeucci, J., Pompilio, M. and Scarlato, P. (2004) Conduit processes during the July–August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **137**, 33–54.
- 東宮昭彦 (2016) マグマ溜まり：噴火準備過程と噴火開始条件. 火山, **61**, 281–294.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (2005) Evolution of the magma chamber beneath Usu Volcano since 1663: a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures. *J. Petrol.*, **46**, 2395–2426.
- Toramaru, A., Noguchi, S., Oyoshihara, S. and Tsune, A. (2008) MND (microlite number density) water exsolution rate meter. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **175**, 156–167.
- Vona, A. and Romano, C. (2013) The effects of undercooling and deformation rates on the crystallization kinetics of Stromboli and Etna basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 491–509.
- Wallace, P.J., Anderson Jr, A.T. and Davis, A.M. (1995) Quantification of pre-eruptive exsolved gas contents in silicic magmas. *Nature*, **377**, 612–616.
- Waters, L.E., Andrews, B.J. and Lange, R.A. (2015) Rapid Crystallization of Plagioclase Phenocrysts in Silicic Melts during Fluid-saturated Ascent: Phase Equilibrium and Decompression Experiments. *J. Petrol.*, **56**, 981–1006.
- Woods, A.W. and Koyaguchi, T. (1994) Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, **370**, 641–644.
- Wright, H.M.N., Cashman, K.V., Rosi, M. and Cioni, R. (2007) Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Bull. Volcanol.*, **69**, 281–300.
- 八木健三・松山 力・七崎 修 (1960) 軽石の密度—溶結凝灰岩生成機巧についての一考察—. 火山, **5**, 99–104.  
(編集担当 奥村 聡)