

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—

鈴木 由 希*

(2006年2月28日受付, 2006年9月21日受理)

Syneruptive magma ascent revealed by crystallization processes

—Recent progresses with decompression experiments—

Yuki SUZUKI*

This paper reviews the principles and the methods used to investigate the ascent process of water-saturated magmas based on crystal texture and composition, which are especially relevant to recent progress made in decompression experiments. The primary cause of syneruptive crystallization is an increase in the liquidus temperature and resultant undercooling due to a decrease in dissolved H₂O in the melt. Analyses of ejecta crystal texture provide time-resolvable information.

Firstly, recent decompression experiments have improved knowledge regarding crystallization kinetics and have confirmed correlations made between ascent conditions, texture and crystal composition. The number density of groundmass microlite, crystal size distribution, and crystal form all reflect effective undercooling (ΔT_{eff}). This increases with an increased pressure drop (ΔP), and also with an increased decompression rate ($\Delta P/\Delta t$). If ΔP or $\Delta P/\Delta t$ match in an experiment series, we can compare the texture of the run products with respect to the other parameters. The experiments confirmed that the rates of crystal growth and nucleation show classical bell-shaped curves with ΔT_{eff} . Growth rate reaches a peak at a lesser ΔT_{eff} than for nucleation. Variation of ΔT_{eff} causes a shift in crystallization style.

Secondly, decompression experiments help in estimation of the rate and style of magma ascent during a specific eruption through replication of crystals found in ejecta. To best reproduce natural ascent conditions one needs to know a) the number of syneruptive ascent stages, each of which can be assigned an approximate constant speed, b) temperature and pressure of magma at the start and end of each ascent stage, c) how texture evolved during the syneruptive ascent. Ascent conditions are estimated for each stage based on the experimental reproduction of the texture and composition of the natural ejecta. Accuracy in the estimation of ascent rate is thus influenced by errors in quantitative analysis of natural ejecta and the correlation of the decompression rate with textural parameters. Such experimental approaches improve our interpretation of eruption mechanisms by enabling us to combine observation made upon the eruptive product and time-resolved geophysical data. The application of this approach to the 2000 A.D. eruption of Usu Volcano in Japan is presented. With further improvement in the experimental techniques both laboratory and observational studies on ejecta will play a more important role in linking various volcanology research fields.

Key words: rate and style of magma ascent, effective undercooling, nucleation and growth rates, quantification of groundmass microlite, experimental replication of crystals

1. はじめに

噴火時のマグマ移動の速度と様式は、噴火機構と密接に関連し、その解明は噴火機構の理解につながる。マグマ移動の速度と様式は、火山噴出物の結晶・発泡組織に反映されており(例えば Cashman, 2004; Cashman *et al.*, 2000; Jaupart, 1998; Rutherford and Gardner, 2000, 等のレビュー), 物質科学的研究も 1990 年代以降、マグマの

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉
東北大学大学院理学研究科地学専攻地球物質科学科
Department of Mineralogy, Petrology and Economic
Geology, Graduate School of Science, Tohoku Uni-
versity, Aoba-ku, Sendai, 980-8578, Japan

e-mail: suzukiyk@ganko.tohoku.ac.jp

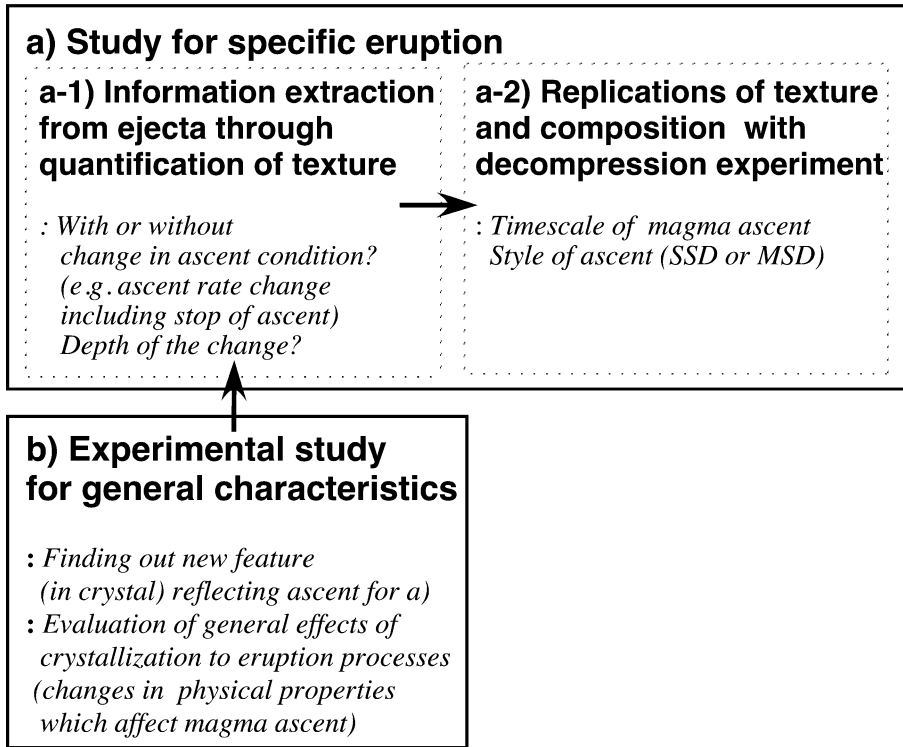


Fig. 1. Procedures investigating magma ascent condition using crystallization. Italic letter indicates result in each procedure. Procedure and result at the starting point of arrow control those at the end point.

ダイナミクスを理解する重要な手段となっている。組織の定量的解析や減圧実験による再現によって、あるマグマバッチの停滞を含む移動速度変化を明らかにすることが可能である (Fig. 1a)。ここではターゲットを結晶作用とその結果であるメルト組成の変化に絞り、特に珪長質マグマ噴火を対象とし、挙動を探る原理と研究成果を紹介する (より苦鉄質なマグマでも、結晶作用の一般の特徴に大きな変化はない)。特に 2000 年以降に発展し、最近のレビュー (例えば Cashman, 2004) でも詳しく扱われていない、減圧結晶化実験に重点を置く。その例として、結晶作用の一般の特徴を探った研究 (3 章) と、特定の噴火への応用例 (4 章) の 2 種類を紹介する。なお結晶組織から噴火に際したマグマ移動のタイムスケールを見積もる手法として、含水斑晶の脱水分解カINETICS を利用したもの (例えば Rutherford and Hill, 1993) も含まれるが、過去にレビューされており (Jaupart, 1998; Rutherford and Gardner, 2000)、本論では除外した。

2. 基本的な原理

2-1 噴火に際した結晶作用のメカニズムと火山噴出物における記録

ケイ酸塩メルトの結晶作用のきっかけは、温度低下や構成成分の含有量変化である。マグマ混合等によってメルト組成や温度の変化が起こらない場合、噴火に際した結晶作用は、減圧と温度低下によって引き起こされる。但し爆発的噴火のように、マグマが比較的短時間で溜りから地表に至る場合には、マグマ温度の変化は大きくはなく (Mastin and Ghiorso (2000) の Conflow によると、断熱膨張により火口ではマグマ溜りより数十°C 低下)、結晶作用の主要な原因にはなり得ない。このように噴火様式に関わらず起きる可能性があるのが、減圧発泡に伴う結晶作用であり、メルトの含水量が低下することでリキダスが上昇し、結果として過冷却が発生することで引き起こされる (Fig. 2a)。リキダス上昇に伴う過冷却は、マグマ移動のタイムスケールに関わらず発生し、噴火に際した結晶作用の主要な要因となっている。

火山噴出物で、マグマ溜りではメルトであった部位を石基と呼ぶ (Fig. 3 は一例)。噴火に際した結晶作用は、

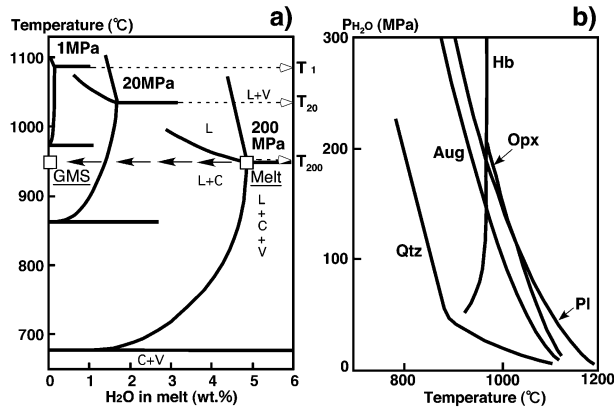


Fig. 2. Phase diagrams for isothermally decompressed felsic melt. a) A diagram showing increase of liquidus temperature with decrease of pressure for water saturated conditions. Modified from Eichelberger (1995). 200, 20, 1 MPa correspond to reservoir, conduit and near-surface, respectively. L, C and V represent liquid, crystal and vapor, respectively. Boundaries of L vs. L+C and L+V vs. L+C+V denote liquidus. When reservoir magma is water saturated and free from vapor, its melt part locates at "Melt". As magma ascends to surface and the melt is transformed to groundmass ("GMS") of ejecta, the liquidus increases from T₂₀₀ to T₁. b) H₂O-saturated phase relations. Modified from Cashman (2004). Each phase is stable over low-pressure side of phase boundary, except hornblende. Orthopyroxene (Opx), augite (Aug), plagioclase (Pl), hornblende (Hb) and quartz (Qtz).

このメルトから新たに核生成した微小結晶（マイクロライト；Fig. 3）や、斑晶の成長部、そして石基ガラス組成に記録されている。マイクロライトからは、組成、結晶度（体積比率）、数密度（単位体積あたりの個数）、サイズ分布（サイズによる数密度の変化）等の情報を抽出することができる。Fig. 2bの相平衡図が示すように、メルトの含水量が低下するにつれ、晶出温度は含水鉱物（例えば角閃石）で低下し、無水鉱物で上昇する。それゆえ、発泡に伴って、前者は斑晶として存在すれば分解し（例えば、Rutherford and Hill, 1993）後者が結晶化する。マイクロライトがある場合、まず斜長石が含まれるので（例えば Fig. 3）、斜長石が解析の主なターゲットとなる。

以下の具体的な方法のうち、石基の相平衡関係の利用（2-2）は結晶化の最終圧力・温度の情報を与えるのに対し、結晶組織（2-3, 2-4）は、最終圧力に達するまでのマグマ移動速度の情報を与える特徴がある（Cashman, 2004）。また結晶組織を用いた研究については、一噴火を通じたマグマ挙動の変化の研究（2-3）と、個々のマグマの移動履歴（速度変化や停滞の有無を含む）まで見る研究（2-4）に分けて記述する。

2-2 相平衡からマグマ挙動を探る方法

Blundy and Cashman (2001) は、噴火に際したマグマの圧力—温度変化経路を明らかにすることを目的とし、石基ガラス組成を合成花崗岩系 (Qz-Ab-Or) にプロット

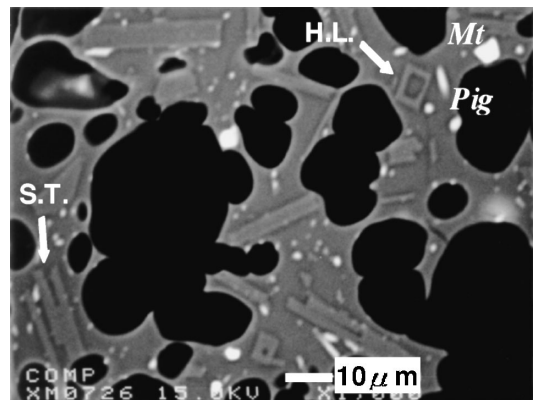


Fig. 3. BSE image of groundmass (micropumice in Usu 2000 eruption). Microlites are magnetite (Mt), pigeonite (Pig) and plagioclase in order of decreasing brightness. Skeletal plagioclase microlite appears to show a swallow tail form (S.T.) or to have a hollow filled with glass (H.L.) depending on the orientation of the section of each crystal.

する方法を提案した。ガラスに含まれる An 成分がノルムで 20% 未満であれば、元のノルム値 (Qz, Ab, Or, An) から、プロットに用いる補正值 (Qz', Ab', Or') を見積ることが可能になった。なおコランダム成分は補正され

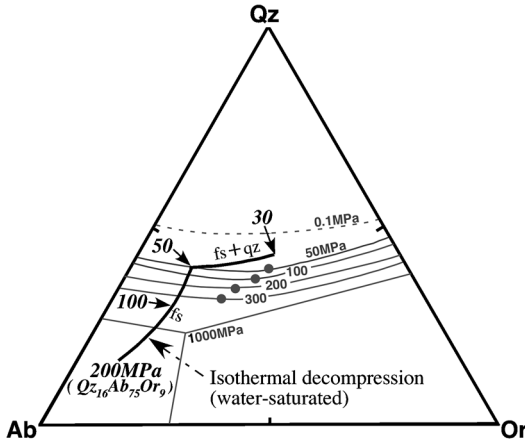


Fig. 4. Crystallization path for water-saturated isothermal decompression (800°C) plotted in Qz-Ab-Or haplogranitic system. Crystallizing phases are feldspar (fs) and quartz (qz). Cotectic lines, composition of H₂O-saturated minima (filled circle) and eutectics are also shown as a function of pressure. Redrafted from Figs 1 and 2b of Blundy and Cashman (2001).

ておらず、その含有量がノルムで1%未満であることが、合成花崗岩系の相平衡 (Ebadi and Johannes, 1991; Luth *et al.*, 1964; Tuttle and Bowen, 1958; Fig. 4) を用いる条件となる。

Blundy and Cashman (2001) は、200 MPa で水に飽和したマグマを等温 (800°C) のまま減圧させた場合のメルト組成変化経路を、Tuttle and Bowen (1958) と Holtz *et al.* (1992a) を参照し計算した (Fig. 4)。減圧にしたがいシリカ鉱物の安定領域は縮小する (アルカリ長石-シリカ鉱物の共融線が Qz 成分の高い側に移動)。そのため 50 MPa まではアルカリ長石のみが安定で、減圧とともにメルトの Qz 成分が増大する。50 MPa でメルト組成が共融線上に到達すると、シリカ鉱物の晶出も始まり、メルトの Qz 成分の増大は鈍り Qz-Or 辺に向かい移動する。30 MPa で最低融点か 800°C になるため、結晶作用は完了する。Fig. 4 は一例を示しているにすぎないが、

- (a) 結晶作用の起きた最終圧力が低い程、メルトは Qz 成分に富む。
- (b) 深所でシリカ鉱物が既に安定であったならば (シリカ鉱物が長石と並び主な石基マイクロライト相であるなら)、マグマ温度が低下したことを示す。

といったことが推察される。また、石基で長石、シリカ鉱物が共存していれば (Fig. 4 の共融線上)、圧力を推定することが可能である。なおシリカ鉱物について、20 MPa 未満ではトリディナイトが共融線全体に渡って安

定であるので (Tuttle and Bowen, 1958)、これも結晶化の最終圧力を推定する手がかりとなる。嶋野・他 (2005) は、浅間火山 2004 年噴出物の石基ガラス組成が Qz' 成分に富み (Qz'=50)、またシリカ鉱物と斜長石が共存していることから、最終的な結晶化が比較的浅所 (数十 MPa 以下) で起きたと考えた。

2-3 結晶組織からマグマ挙動を探る方法と研究例 1 — 結晶度・数密度に着目した噴火推移の研究 —

減圧に伴う結晶作用の概念を、マイクロライトに初めて応用したのは、おそらく Swanson *et al.* (1989) である。その後、ある火山活動を通じたマグマ挙動の変化を探る研究が、結晶組織の比較によって行われた (Cashman, 1992; Gardner *et al.*, 1998; Hammer *et al.*, 1999, 2000; Nakada and Motomura, 1999)。当時は、3章で紹介するような系統的な減圧結晶化実験はなされていなかったため、結晶作用の理論的研究や冷却結晶化実験の結果 (例えば、Dowty, 1980; Kirkpatrick, 1981; Swanson, 1977) を拠り所として研究がなされた。なお、ある一連の噴出物を生成したマグマの、上昇速度や停滞時間の相対的關係を組織比較によって探るには、減圧の初期条件 (マグマ溜りでの温度・圧力) が均一である必要がある。マグマ移動を特徴づける、上昇速度や停滞時間といった条件の変化は、次のように調べられた。

マグマ上昇の速度については、数密度が鍵と考えられる。マグマの減圧速度に応じリキダス上昇の速度が変化し、結果として実効的な過冷却の大きさが変化する (減圧量一定なら、減圧速度が大きい程大きくなる: 3-2 参照)。実効的な過冷却の大きさによって、核生成速度は系統的に変化するので (例えば Swanson, 1977; Fig. 5)、マイクロライトの数密度から、マグマ上昇速度の変化を読み取れると考えた。さらに過冷却の発生後に結晶作用が起きるにはある程度の時間を要するので (Lasaga, 1981; Lofgren, 1980)、上昇の速度が大きすぎると結晶作用自体が起らないことが推定された (例えば、Cashman and Blundy, 2000)。Hammer *et al.* (2000) はメラピ山のドーム溶岩について調べ、マイクロライトの数密度とマグマの噴出率が良い相関にあることを見いだした (Fig. 6a)。火山活動を通じて火道径とマグマ溜りの深度が一定であったなら、噴出率はマグマ上昇の速度を反映していることになる。

一方間歇的に噴火が起きる火山活動の場合、マグマが火道で停滞していることが予想される。仮に停滞の深度が活動を通じて一定で、そこに至るまでのマグマ上昇の速度が同じならば、停滞時間に応じ石基の結晶度が高くなることが期待できる。Hammer *et al.* (1999) は、ピナツボ火山 1991 年の活動におけるサージ堆積物中の本質

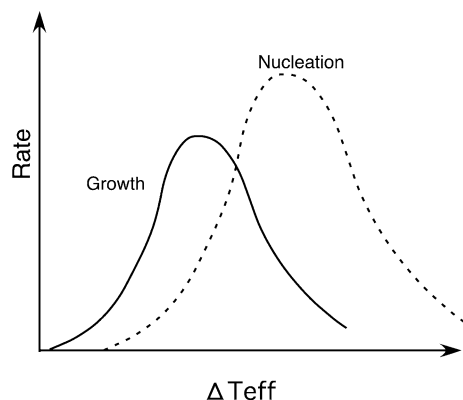


Fig. 5. Relationship between effective undercooling (ΔT_{eff}) and crystallization rates (nucleation and growth). Modified from Couch *et al.* (2003). Arrows indicate increases in ΔT_{eff} and rate. Nucleation requires ΔT_{eff} exceeds threshold. With increase in ΔT_{eff} , rates increase over small ΔT_{eff} and decrease over large ΔT_{eff} . This results from interplay between thermodynamic driving force and kinetic barrier.

物質を調べ、噴火休止期間と結晶度の相関を見い出している (Fig. 6b).

90年代までは Geschwind and Rutherford (1995) が唯一の減圧結晶化実験であったので、減圧による結晶作用が、どの程度の速度で起きるのか定かではなかった。しかしながら Cashman (1992), Gardner *et al.* (1998), Hammer *et al.* (1999, 2000), Nakada and Motomura (1999) は、詳しく観測された火山活動を対象とすることで、噴火パラメーターと結晶組織の相関を確認し、石基結晶組織が、火山活動の準備過程や噴火休止期間といったタイムスケールで形成されることを示した。但し、単一の火山活動におけるマグマ挙動の変化に主眼を置いた研究であったので、ある噴火イベントで噴出したマグマの移動履歴 (速度変化や停滞を含む) に関しては、議論が不十分であった。

2-4 結晶組織からマグマ挙動を探る方法と研究例 2 —結晶作用の時間変化に着眼した研究—

マグマ上昇は必ずしも等速で起きるものではなく、速度変化や停滞が関与する。マグマ上昇の状態の変化は、結晶作用の時間変化として噴出物に記録される。固結のタイミングの異なる噴出物の比較 (2-4-1) によって固結直前の結晶化の履歴が分かるのに対し、結晶サイズ分布の利用 (2-4-2) でマグマ上昇を通じた結晶化の履歴を知ることができる。

2-4-1 固結のタイミングの異なる噴出物の組織比較

ほぼ同時に噴出した本質岩片であっても、最終的な固結のタイミングが異なることがある。この場合、本質岩片の各々は結晶作用を様々な段階まで記録している。これら本質岩片の組織を比較すれば、固結直前に、どのように結晶作用が進行したか明らかにできる。岩片の固結した深度の相対的な関係は、石基ガラスの含水量から判断される。

鈴木・中田 (2001) は、有珠山 2000 年噴火マグマ水蒸気爆発の産物であるマイクロバミスが、マグマが帯水層によって様々なタイミングで水冷され生成したことを示した (Fig. 7)。さらに、それらの石基結晶度が一定であることから、帯水層近傍では結晶化が停止していたと推定した。Noguchi *et al.* (2006) は、神津島 838 年噴火の火砕流堆積物中の本質物質が、 35 ± 5 MPa の圧力でマグマが水冷され生成したことを示した。それらの石基マイクロライトの数密度は本質岩片によらず同じだが、結晶度は多様であることから、核生成はある深度で完了し、その後は結晶成長のみが進行したことを示した。

2-4-2 結晶サイズ分布

結晶サイズ分布 (以下 CSD) の形状から、結晶作用の状態や時間変化を読み取ることができる。ここでは代表的な CSD 理論 (Marsh, 1988, 1998) による解釈の仕方をまとめる。また具体的な活用例にも言及する。

(1) CSD 理論と代表的な CSD

結晶サイズ分布 (CSD) そのものは、岩石中の結晶サイズの多様性を定量的に表現する一つの方法である。ここでは 1 mm^3 あたりの結晶サイズ分布を考える。あるサンプルについてサイズ (mm) と結晶数 (mm^{-3}) のヒストグラムが得られれば、サイズの大きい側に向かって結晶数を足し合わせていった累積曲線も求められる。この累積曲線を微分すれば、サイズ毎に結晶数密度 (mm^{-4}) を求めることができる。得られた結晶数密度 (mm^{-4}) の対数と結晶サイズの関係を表したものが結晶サイズ分布であり、これは片対数プロットである (Fig. 8)。結晶数密度は、実際、元のヒストグラムの階級毎に、結晶数をサイズ幅で割ることによって求めることができる。

火山岩の CSD の多くは、片対数プロットで直線に近似できる。Marsh (1988) は化学工学の分野で考案された CSD 理論を応用し、このような線形の CSD が、系が定常状態にあったことを示すと考えた。この場合の定常状態とは、結晶化が連続的に起き、核生成・成長の速度が一定で、結晶成長速度がサイズに依存しないという意味である。また CSD 理論は、定常的なメルト (結晶なし) の注入や系外への結晶の分離がある開放系を想定している。

CSD 理論によると、単位体積における直径 L の結晶

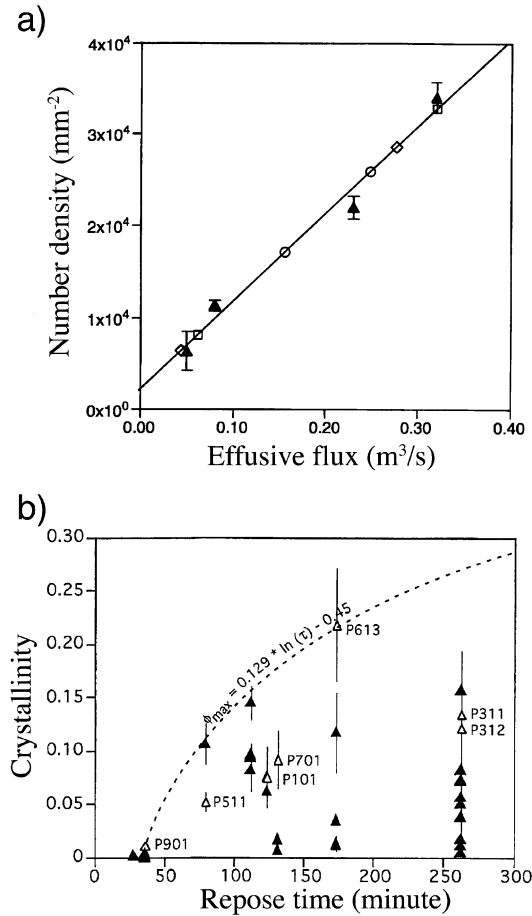


Fig. 6. Correlations between eruptive parameters and microlite textures. a) Effusive flux and number density (modified from Hammer *et al.*, 2000), b) Repose time and crystallinity (modified from Hammer *et al.*, 1999).

数 (結晶数密度) は, 指数関数

$$n = n^0 \exp(L/G\tau) \quad (1)$$

ここで, n^0 : 核密度, L : 結晶の直径, G : 成長速度, τ : 結晶化の時間である. n の自然対数 ($\ln(n)$) の L に対するプロット (片対数プロット) では, 傾き $(G\tau)^{-1}$ で切片 n^0 の直線となる.

また核生成率 (J) は,

$$J = n^0 G \quad (2)$$

の関係にある. 線形の CSD の勾配を元に, G が既知であれば τ が見積もられ, その逆も可能になる. τ を噴火開始からの経過時間や, 噴火休止期間と仮定することで,

石基結晶化における成長・核生成速度が見積もられた (例えば, Cashman, 1992; Hammer, *et al.*, 1999). これらは天然での結晶化速度を見積もった重要性はあるものの, 参考値程度と考える方が良い. 石基の結晶化は閉鎖系で起きており, (1) 式の仮定と異なるためである.

Marsh (1988, 1998) は, 前述の開放系の場合とは別に, 閉鎖系の結晶作用 (batch crystallization) によって生成する CSD についても考察しており, 石基の結晶化を議論する際, 応用することができる. この場合, 線形の CSD (Fig. 8a) は, 結晶成長速度が一定の状態, 核生成速度が指数関数的に上昇したことを示唆する. 仮に結晶成長速度にサイズ依存性があるならば, 核生成速度一定のまま成長速度が結晶サイズと共に指数関数的に上昇する関係にあったことを示す. 以下でより複雑な形状の CSD を紹介するにあたり, 石基の結晶化を想定し閉鎖系を考える. すなわち結晶化の履歴の異なるマグマの混合や, 結晶の系からの分離は考えない. さらに結晶の合体もないものとする.

2つ以上の直線部分からなる屈曲した CSD は, 結晶成長速度にサイズ依存性がないとすると, 核生成率の指数関数的な上昇の仕方が変化したことを示唆する. サイズの小さい側で勾配が大きい場合 (Fig. 8b の例 1), 核生成率の上昇の仕方が途中で大きくなったことを意味する. 仮に屈曲が多数存在し, かつ勾配が結晶サイズの減少と共に連続的に大きくなった場合, その CSD は下に凸の曲線状に見えるかもしれない (Fig. 8b の例 2).

サイズ最小の結晶数が減少すると, サイズの小さい領域で正の勾配を持つ CSD が生成する (Fig. 8c). 結晶数が減少する過程として, 核生成速度の減少もしくはオストワルド成長がある. 後者は核生成が停止した後起きるもので, サイズの小さい結晶が溶融し, その分サイズの大きい結晶が成長する. 2-4-1 に述べた固結のタイミングの異なる一連の噴出物から, 単位体積あたりの結晶数が時間と共に減少したことが読み取れれば, オストワルド成長も起きた可能性が高いといえる. オストワルド成長によってサイズの大きい結晶が著しく成長しない限り, CSD の負の勾配を持つ部分から, 核生成速度が減少する前の結晶化の履歴を推定できる可能性がある. 核生成速度が減少する以前の CSD として, Fig. 8a, b に示すような多様なパターンがあり得る (Fig. 8c).

(2) CSD を用いたマグマ上昇過程の研究

CSD を記載した研究は多くなされているが (Armienti *et al.*, 1994; Cashman, 1992; Castro *et al.*, 2003; Hammer *et al.*, 1999; Noguchi *et al.*, 2006; Sato, 1995; Suzuki *et al.*, 2006; 津金・他, 2006), その中で解析結果をマグマ上昇と結びつけた例は以下に限定される.

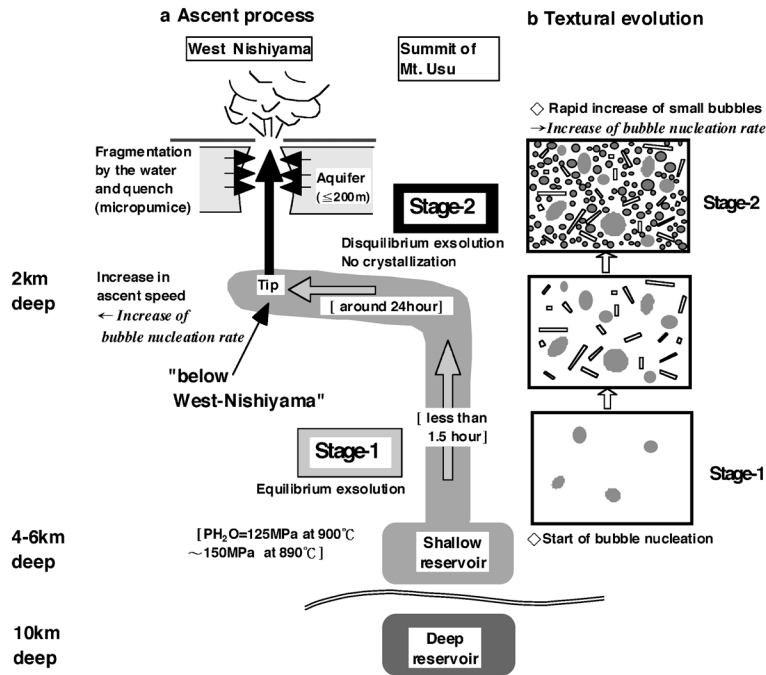


Fig. 7. Magma plumbing system beneath Usu volcano, and ascent process (a) and textural evolution (b) of Usu 2000 magma supplied from shallow reservoir. From Suzuki *et al.* (2006). For reservoir at 10km depth, Tomiya and Miyagi (2002) was referred. [] indicates experimental result in Suzuki *et al.* (2006).

直線状 (Fig. 8a, Fig. 8c の例 1) の CSD は多く記載されている (Cashman, 1992; Castro *et al.*, 2003; Hammer *et al.*, 1999; Noguchi *et al.*, 2006; Sato, 1995; Suzuki *et al.*, 2006). Marsh (1988, 1998) の CSD 理論に基づけば、減圧と共に核生成率が指数関数的に上昇していく結晶化が一般的ということになる。しかし CSD 理論とは別に、結晶成長速度の分散によって直線状の CSD を生成させるモデルも報告されており (Eberl *et al.*, 2002; Maaløe *et al.*, 1989), 個々の事例について十分な吟味が必要である。なお Suzuki *et al.* (2006) は、有珠山 2000 年噴火のマグマ上昇過程を調べ、線形のマイクロライト CSD を浅所で結晶作用が起きていないことの証拠として挙げた。マイクロバミスの気泡サイズ分布はサイズの小さい側で勾配の上昇する屈曲状であって (例えば Fig. 8b の例 1), 気泡核生成率の上昇とマグマの加速を記録している (Fig. 7)。この加速は結晶核生成率の上昇ももたらし得る。しかし石基マイクロライトの CSD には屈曲を欠き、結晶作用が停止したと考えられた。

Fig. 8b のような、サイズの小さい側で勾配の上昇する屈曲状の CSD は、Armienti *et al.* (1994) と津金・他 (2006) が記載している。前者は玄武岩質溶岩の石基を調べ、結晶化の原因が、減圧に伴うリキダス上昇から急激

な温度低下へと変化し屈曲が生じたと解釈した。後者は浅間火山 2004 年噴火の軽石並びにスコリアを調べた。浅所ほど減圧による過冷却の生成が効率的になり、またその変化が不連続に生じたため、屈曲が生じたと解釈された。

3. 減圧実験 1—減圧に伴う結晶作用の一般的特徴—

減圧の速度、様式、終端圧を系統的に変えた実験を行うことで、これら条件の結晶組織への影響を評価することができる。Geschwind and Rutherford (1995) の減圧実験は、セントヘレンズ 1980 年噴火でのマグマ挙動を探ることが主な目的であったため、減圧様式や終端圧は固定され、これらの結晶組織への影響は評価されていなかった。減圧様式、終端圧も変化させた減圧実験 (Couch, 2003; Couch *et al.*, 2003; Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003) を以下で紹介する。総じて理論的研究や冷却結晶化実験と調和的な結果が得られ、核生成・成長速度も Fig. 5 のように変化した。減圧に伴う結晶作用の場合、過冷却が大きな領域での速度の減少 (Fig. 5) は、水の離溶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起きる。なお Martel and Schmidt (2003) の実験でも示されたように、

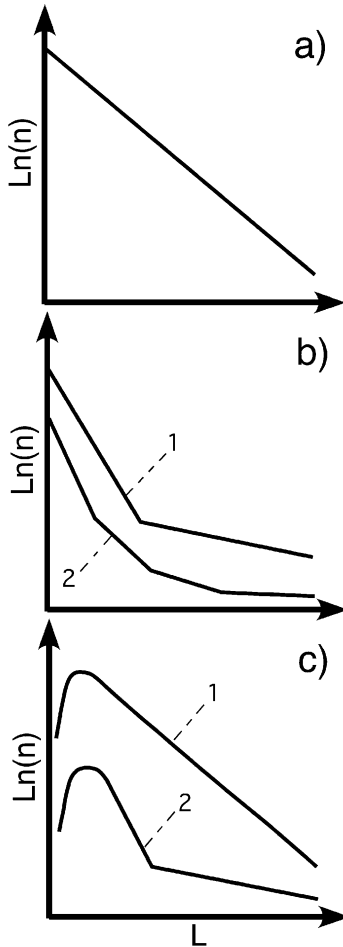


Fig. 8. Representative CSDs from groundmass of volcanic ejecta. For interpretation, see text. a) Linear CSD, b) Kinked CSDs, c) CSD with negative slope at large sizes and positive slope at small sizes.

結晶を含むマグマでは極端に大きな減圧速度 ($>6,000$ MPa/h) でなければ発泡・メルトからの水の離溶はほぼ平衡を保っておこなわれるので、それらの平衡を仮定して以下の議論をおこなう。

3-1 実験方法

出発物質の製作を含め、 $P_{H_2O} = P_{total}$ (P_{H_2O} は水の分圧、 P_{total} は全圧) の条件で行われた。出発物質は、噴出物あるいは合成物質を、減圧の出発条件で十分に平衡化させ作成した。減圧前には、種結晶を加えたケース (Couch, 2003) を含めて、メルト ($SiO_2 = 70-80$ wt.%; Table 1) と結晶が共存していた。減圧は等温で行なわれた。一部の例外 (Martel and Schmidt (2003) の LP; Table 1) を除

き、出発圧力は地殻浅所のマグマ溜り相当にあり (P_s ; Table 1)、終端圧は火道から地表付近相当であった (P_f ; Table 1)。研究の主なターゲットである斜長石のリキダスと実験温度との差から、 ΔT (減圧量のみで定義される当初の過冷却の大きさ) が見積もられた (Fig. 9, Table 1)。メルトへの水の溶解度は圧力に対しリニアに変化しないので、リキダスも圧力に対しリニアに変化しない (Fig. 9)。Fig. 9 に示すように、ある減圧量につき発生する ΔT は、低圧である程大きい。

減圧は、研究によらず、SSD か MSD (Hammer and Rutherford, 2002 の定義) のいずれかの様式で行われた。SSD (single-step decompression) では、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時間保持した (Table 1, Fig. 10)。一方 MSD (multi-step decompression) では、終端圧までステップ状に、同じ時間間隔で減圧した (Fig. 10)。SSD はマグマが火道で停滞する状況 (例えばパルスの活動) を、MSD は定常的なマグマ上昇の再現を目指した (Hammer and Rutherford, 2002)。なお初めて SSD と MSD を合わせて行った Hammer and Rutherford (2002) では、終端圧までの減圧速度が SSD で $675-3225$ MPa/h (終端圧への減圧時間 4 分以内; Table 1) に対し、MSD 実験では 1.2 MPa/h (Table 1) と、MSD よりも SSD で大きかった。これは停滞に先立つ上昇が必ず高速で起きることを意味するわけではないので注意が必要である。なお MSD がステップ状になった (Fig. 10) のは、手で減圧するため連続的な減圧が事実上不可能である事情による。

3-2 実効的な過冷却の減圧条件による変化

実効的な過冷却の大きさ (以下 ΔT_{eff}) は、結晶組織を左右する要因の 1 つであり、実験結果の解釈に関わってくる。しかし減圧実験の論文では、 ΔT_{eff} と (減圧量のみで定義される当初の) ΔT の関係を必ずしも明確に説明していない (Couch *et al.* (2003) は、 ΔT_{eff} が減圧速度と共に増加すると記述してはいるが)。

ΔT_{eff} は、減圧量 (ΔP) だけでなく、減圧速度 ($\Delta P / \Delta t$) によっても変化すると考えられる。ここでは簡便のため、MSD 実験のようなステップ状の減圧 (Fig. 10) を考えるが、以下で減圧速度は、あるステップでの速度ではなく、総減圧量を総減圧時間で割った平均的な速度を指す。

減圧ステップでは、過冷却が発生する。しかし等圧下では結晶作用が進行し (メルト組成が変化し)、リキダス温度が低下することで過冷却が解消する。言い換えれば結晶作用の進行と共に、系が平衡に近づくことになる。過冷却の解消の程度は、等圧に保持される時間が長いほど結晶作用が進むため大きくなる。全減圧を通して考え

ると、減圧速度が小さい（等圧に置かれる時間が長い）程、過冷却の蓄積は進まず、全ての減圧を通じて発生する最大の過冷却も小さくなる。ちなみに減圧速度が非常に大きい場合、減圧途中で結晶化がほとんど、もしくは全く起きず、 ΔT_{eff} は ΔT に限りなく近づくことになる。終端圧で保持される場合（例えば実験的研究のSSD, Table 1; Fig. 10）には、終端圧での結晶化も過冷却を解消する。

3-3 実験結果

特に断らない限り、以下の記述では斜長石マイクロライトが解析の対象である。

3-3-1 核生成速度

減圧速度一定の複数の実験から減圧量の影響が、減圧量一定の実験から減圧速度の影響が、それぞれ読み取れる。

(1) 減圧量の効果

Couch (2003), Couch *et al.* (2003), Hammer and

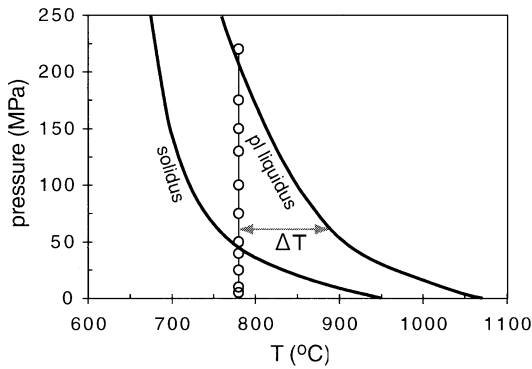


Fig. 9. Undercooling simply defined by difference between temperature (780°C) and plagioclase liquidus (ΔT in text). Modified from Hammer and Rutherford (2002).

Rutherford (2002) のSSD実験では、減圧量の増加と共に数密度・核生成速度が上昇し (Fig. 11), さらなる増加で減少に転じる傾向が確認された (減少は Fig. 11a に示す Hammer and Rutherford (2002) でのみ)。また終端圧での時間経過と共に、核生成速度は減少する (Fig. 11b)。Hammer and Rutherford (2002) によるMSD実験 (P_s と $\Delta P / \Delta t$ は固定; Table 1) でも、核生成数が減圧量と共に

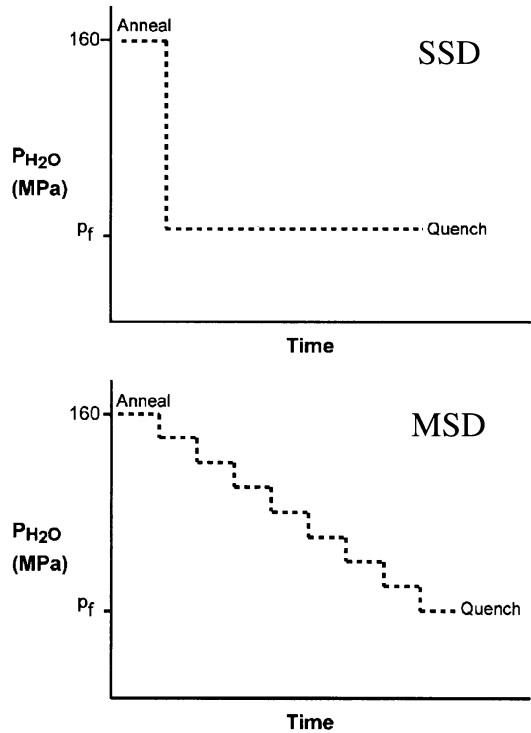


Fig. 10. Styles of decompression. Modified from Couch *et al.* (2003).

Table 1. Conditions of experiments for decompression-induced crystallization in felsic system.

	Melt SiO ₂ wt. % before decom.	T (°C)	P _s (MPa)	P _f (MPa)	ΔT (°C)	SSD		ΔP / Δt in MSD (MPa/h)
						To P _f (min)	At P _f (hour)	
Hammer & Rutherford	77.4	780	220	175-5	20-266	< 4	0.33-931	1.2
Couch <i>et al.</i>	71.41	875	160	125-30	38-151	no data	1-504	0.18-13.75
Couch	73.03	875	160	125-30	35-167	< 1	1-504	0.29-288
Martel & Schmidt (HP)	75	860	150	50	5- > 40	no run	no run	0.06-57600
(LP)	80	860	50	15	> 40- > 150	no run	no run	0.06-7200

For detail of references, see text. Decompression rate (m/s) in MSD experiments in Couch (2003) was calculated assuming 100 MPa is equivalent to 2.5 km. Martel and Schmidt (2003) tested the most variable decompression rate in MSD experiments. When final pressure was set at 50 MPa, experimental time varied from 6 second to 15 days.

に上昇している ($P_f=100$ MPa, 50 MPa では $300\text{--}400$ mm^{-2} , 25 MPa で $1,000$ mm^{-2} , 5 MPa で $40,000$ mm^{-2} ; 論文の Table 4).

(2) 減圧速度の効果

終端圧を固定した場合、数密度・核生成速度が減圧速度と共に上昇する傾向を、Couch *et al.* (2003) は MSD 実験によって見いだした (Fig. 12). Martel and Schmidt (2003) は斜長石について顕著な相関を認めなかったが、斜方輝石と Fe-Ti 酸化物について、減圧速度の増加と共に上昇し、さらなる増加で減少に転じる関係を報告した.

減圧量や減圧速度と共に、実効的な過冷却は上昇する (3-2). また SSD 実験の終端圧では、系が平衡に向かい、実効的な過冷却が小さくなっていく. それゆえ (1) (2) で記した核生成速度の変化は、理論的研究や冷却実験 (例えば Fig. 5) の結果と調和的である. ちなみに減圧速度を変化させた場合 (2), 核生成速度が減少するトレンドがみえない場合もあるが、これは減圧速度が十分大きくなかったため引き起こされたのであろう.

3-3-2 成長速度

核生成と同様、実験結果から減圧量と減圧速度の効果を読み取れる.

(2) 減圧量の効果

Couch (2003), Couch *et al.* (2003), Hammer and Rutherford (2002) による SSD 実験では、成長速度が減圧量 (ΔP) と共にいったん大きくなり、さらなる ΔP の上昇と共に小さくなる関係が認められる (Fig. 13). またどの研究でも、終端圧での時間経過と共に、速度は小さくなった (Fig. 13b).

(3) 減圧速度の効果

Couch *et al.* (2003) は MSD 実験によって、減圧速度の増大と共に成長速度が増加する関係を見出した (Fig. 14). Couch (2003) では、成長速度と減圧速度にリニアな関係は認められなかったものの、減圧速度最大で成長速度が最大になる結果を得た.

減圧量や減圧速度と共に、実効的な過冷却は上昇する. また SSD 実験の終端圧では系が平衡に向い、実効的な過冷却が小さくなっていく. ゆえに観察された成長速度は、理論や冷却実験 (例えば Fig. 5) と調和的である. ちなみに減圧速度を変化させた場合 (2), 成長速度が減少するトレンドがみえないのは、減圧速度が十分大きくなかったためであろう. 合わせて、水の離溶によるメルト粘性上昇の効果と、成長の駆動力の増加が打ち消し合い、実効的な過冷却の変化に対して成長速度が変化しないピーク付近での現象も、減少トレンドが見えない理由の一つかもしれない.

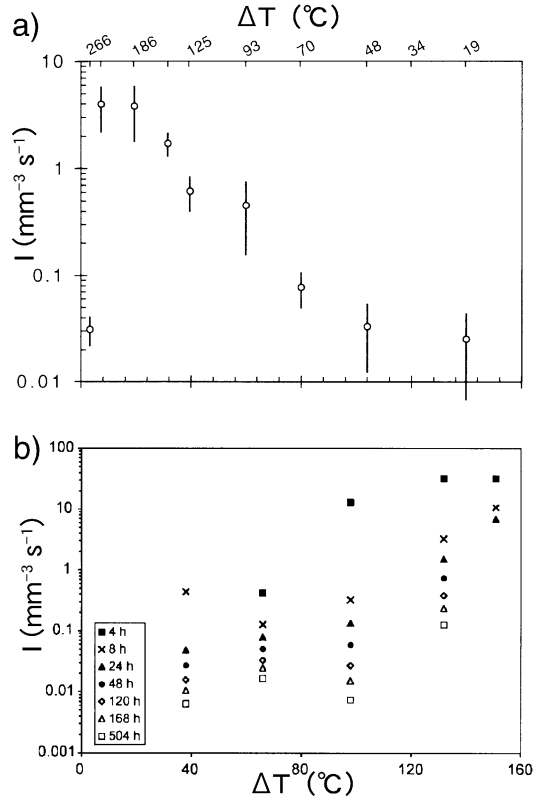


Fig. 11. Relationship between ΔT (simply defined by ΔP) and plagioclase nucleation rate (I) in SSD. a) and b) are modified from Hammer and Rutherford (2002) and Couch *et al.* (2003), respectively. In SSD, ΔT is equal to ΔT_{eff} (refer text). There exists time lag between occurrence of undercooling and nucleation start. In addition, nucleation stops when system approaches equilibrium and undercooling becomes small (e.g. decrease in nucleation rate, as shown in b)). To evaluate effect of ΔP , we thus need to compare samples held at final pressure for the same duration. a) shows data from samples which were held for 168 hours at final pressure, while b) shows incremental rates for various durations (4–504 hours).

3-3-3 結晶形態

SSD 実験では、終端圧での時間によって、形態は変化する (Hammer and Rutherford, 2002). しかし総じて、減圧量の増大と共に、等方体状の平面結晶→骸晶→樹枝・繊維状結晶と変化した (例えば Table 2; 平面結晶と骸晶の例は Fig. 15 を参照). 減圧量の増大と共に実効的な過冷却は増大し、成長速度も増加する. それに応じ、“ベルグ効果”が顕著となる.“ベルグ効果”とは、結晶にコン

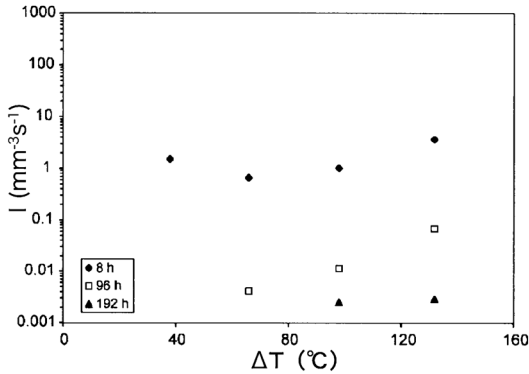


Fig. 12. Relationships among ΔT (simply defined by ΔP), decompression rate and plagioclase nucleation rate (I) in MSD. Modified from Couch *et al.* (2003). Relative decompression rate is known from the legend showing duration of experiment.

パティブルな元素のメルト中での濃度が、結晶の辺や角の周囲で高くなる現象である。その結果、辺や角が結晶面の中央部よりも速く成長し、骸晶等、結晶形状の変化をもたらす。これは冷却結晶化実験（例えば、Lofgren, 1980）と調和的な結果である。

3-4 まとめ—噴出物解析への示唆—

Hammer and Rutherford (2002) は、Table 1 の条件で行なった実験結果を元に、減圧条件と結晶組織の関係をまとめている (Table 2)。彼らの SSD, MSD 実験には、終端圧での保持に差がある。しかし減圧速度の点で、SSD で 675–3225 MPa/h (前述) に対し、MSD 実験では 1.2 MPa/h (Table 1) なので、噴火様式の端成分相当をそれぞれ再現していることになる。このような減圧速度の違いから、ある大きさの（実効的な）過冷却を発生させる減圧量は、総じて MSD 実験で大きかったはずだ。結晶形態の変化もこれと調和的で、骸晶や樹枝状結晶が出現する減圧量は MSD の方が大きい (Table 2)。この点を踏まえ、Table 2 を実効的な過冷却の大きさ (ΔT_{eff}) という観点から整理し直すと、次のようになる。

- ΔT_{eff} 最小 ($P_f=100, 50$ MPa の MSD; Table 2): 元からある結晶の成長が卓越し、マイクロライト生成はまばら。
- ΔT_{eff} がやや大きい: 元からある結晶の成長が起こりつつ、サイズが大きく自形 (平面結晶) のマイクロライトが、ある程度の数、生成。
- ΔT_{eff} が大きい: 核生成が卓越し、サイズが小さく、骸晶状のマイクロライトが多数、生成。
- ΔT_{eff} が最大 ($P_f=5$ MPa の SSD; Table 2): マイ

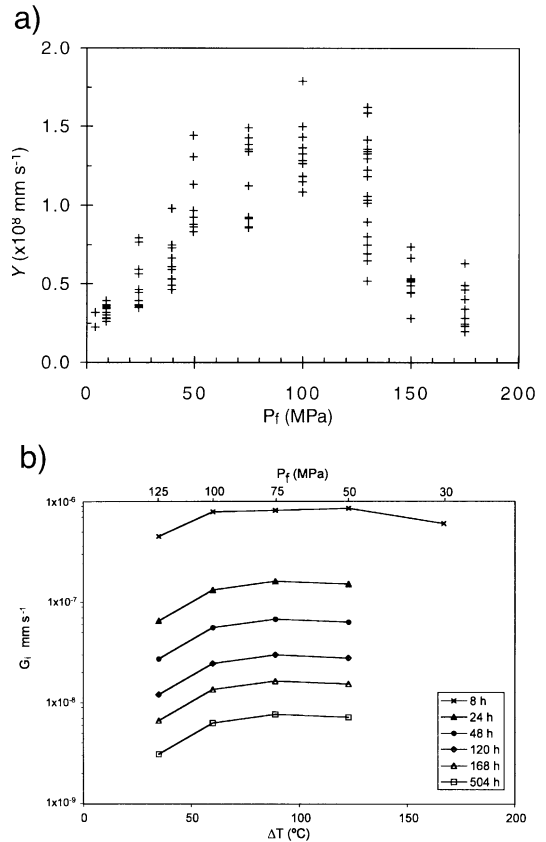


Fig. 13. Relationship between ΔT (simply defined by ΔP) and plagioclase growth rate (Y and G_i) in SSD. In SSD, ΔT is equal to ΔT_{eff} (refer text). a) is modified from Hammer and Rutherford (2002) where average rates for 168 hours are shown. b) is modified from Couch (2003) which includes incremental growth rates for various durations (8–504 hours). For growth rate estimation, ten largest microlites were used (both a) and b)).

クロライト核生成が再び起こりにくくなる。

成長速度と核生成速度がピークをむかえる ΔT_{eff} 値は、互いに異なるため (Fig. 5, あるいは Fig. 11a と Fig. 13a の比較), (a)–(d) の系統的な変化が起きる。Fig. 15 に示す Suzuki *et al.* (2006) の MSD 実験産物の結果も、結晶形状の変化は現れていないが、 ΔT_{eff} に伴う核生成数変化が実際確認された例である (ΔP 一定で $\Delta P/\Delta t$ が変化)。このように結晶組織は、 ΔT_{eff} の良い指標になる。一方、 ΔP と $\Delta P/\Delta t$ の両方が ΔT_{eff} の大きさを左右しているので (3-2)、組織から ΔP や $\Delta P/\Delta t$ を正確に推定するには、一方の大きさが分かっている必要がある。

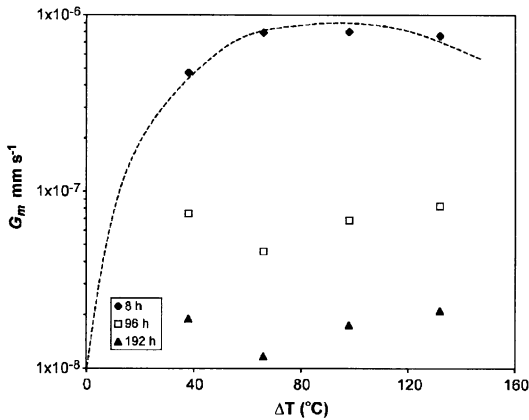


Fig. 14. Relationship among ΔT (simply defined by ΔP), decompression rate and plagioclase growth rate (G_m) in MSD. Modified from Couch *et al.* (2003). Legend indicates duration of experiment. Relative decompression rate is known from the legend showing duration of experiment.

このように $\Delta P/\Delta t$ の影響もあるものの、 ΔP が ΔT_{off} の最大値を決定する事を考慮すると、大まかにみて ΔP の小さい火道深所では結晶成長が、 ΔP の大きくなる浅所では核生成が、それぞれ起こり易いともいえる。ある減圧量に対するリキダス上昇の程度が、低圧である程大きくなる (Fig. 9) ことも、この傾向を強める方向に働く。

火道深所で結晶成長が起こり易いということは、言い換えれば、マグマ溜りで既に存在した斑晶の成長が起こり易いということである。しかし斑晶はマグマ溜りで、石基結晶 (マイクロライト) は噴火に際し形成されるとの暗黙の仮定が置かれ、次の例を除けば、斑晶に着眼する研究例は少なかったといえる (Suzuki, 2001; Hammer, 2006). Blundy and Cashman (2005) は、セントヘレンズ 1980 噴火噴出物の斑晶ガラス包有物の主成分組成と含水量データに基づき、噴火に際した上昇過程で斑晶成長が起きることを実証した。また Suzuki (2001) は、火道深所で結晶の核形成よりも斑晶成長が起こり易いことを次のように示した。榛名火山二ツ岳の 6 世紀中頃の噴火で最初に噴出した軽石の斜長石斑晶の外縁部には、マグマ溜まり (400 MPa) から -100 MPa への減圧の記録が残されている (Fig. 16 の低 An リム)。しかし、この減圧により結晶の核生成は起きていない (石基マイクロライトが存在しない; Fig. 16)。100 MPa 前後までは、減圧に対するリキダス上昇の程度は小さく (Fig. 9)、減圧量で規定される過冷却 (ΔT) そのものが核生成を起こすには不十分であったと推定される (Suzuki, 2001)。ちなみに、マグマが核生成の起こり易い浅所を通過したにも関わら

ずマイクロライトがないのは、100 MPa での停滞後、短時間で噴出し、結晶作用が減圧に追従できなかったためである。

4. 減圧実験 2—噴火機構解明のための応用例—

著者は、減圧結晶化実験を有珠山 2000 年噴火に応用した (Suzuki *et al.*, 2006)。元々特定の噴火への応用例は限られていた (Couch *et al.*, 2003; Geschwind and Rutherford, 1995)。またマグマ挙動に制約を与える過程で、必ずしも結晶の持つ多様な情報が考慮されていなかった。そこで著者は、この点の改善もはかった。

4-1 実験方法

組織の実験的再現で移動のタイムスケールを探るには、次の情報が必要である。

- (a) マグマ移動が、上昇速度の異なる、いくつかのステージに近似できるのか。すなわちステージ毎に減圧様式 (SSD, MSD) と減圧速度を変数とした実験を行なうことで最も精度良く実際のマグマ移動を再現できる (変数が決定できる; Fig. 1a-2)。複数のステージに分かれるかどうか判断する上で、2-4 で述べた結晶等のサイズ分布を用いる方法が有効であろう。
- (b) 実験的に再現する組織が形成されたステージ
- (c) ステージ毎の始点と終点の圧力、並びに始点におけるマグマ温度、メルト組成、結晶 (斑晶) の有無とサイズ・数密度

そこで岩石学的検討と組織解析による研究を予め行なっておく必要がある (Fig. 1a-1)。ちなみに結晶の有無と、サイズ・数密度 (c) は、3 章の実験では評価されていなかったものの、結晶組織を大きく左右する。すなわち核生成のメカニズムが、メルトのみの状態では“均質核生成”、既存結晶が核生成サイトを提供する場合は“不均質核生成”と異なり、核生成開始に必要な実効的な過冷却の大きさは前者で大きい。さらに結晶-メルト境界が増える程、核生成の代わりに結晶成長が促進されるので (Fokin *et al.*, 1999)、既存結晶の数密度やサイズも結晶組織を左右する。そこで結晶組織の実験的再現でマグマ上昇の条件を決定する際、出発物質の結晶を実際の斑晶にできる限り近づける必要がある。

有珠山 2000 年 3 月 31 日のマグマ水蒸気爆発に先立つマグマ挙動に関して、物理観測によって、マグマが山頂地下を上昇後、西山の地下に到達したことが推定されていた (岡崎・他, 2002; Oshima and Ui, 2003)。一方 2-4-2 でも述べたが、本質物質の気泡サイズ分布の解析によって、マグマ上昇が速度の異なる 2 ステージに分類できることが明らかにされた (鈴木・中田, 2002)。具体的

Table 2. Textual change of run product with final pressure and decompression rate.

P_f MPa	ΔT_{eff} °C	Relative Rates of Nucleation (I) and Growth (Y) at P_f	Feldspar Microlite Habit, Relative Size		Area Concentration of Microlites, mm^{-2}	
			SSD	MSD	SSD	MSD
100	70	small I , large Y	equant euhedral, large	zoned phenocrysts ^b	small [500]	small [300]
50	125	small I , small Y	swallowtail and hopper, small	zoned phenocrysts ^b	moderate [2,000]	small [400]
25	186	large I , small Y	skeletal and dendritic, small	tabular and swallowtail	large [12,000]	moderate [1,000]
5	266	very small I , very small Y	resorbed phenocrysts ^b	tabular	very small [<50]	very large [40,000]

Excerpt of Table 4 of Hammer and Rutherford (2002). Results are from 168 hour experiments for both SSD and MSD. ΔT_{eff} in table corresponds to ΔT (simply defined by ΔP) in text.

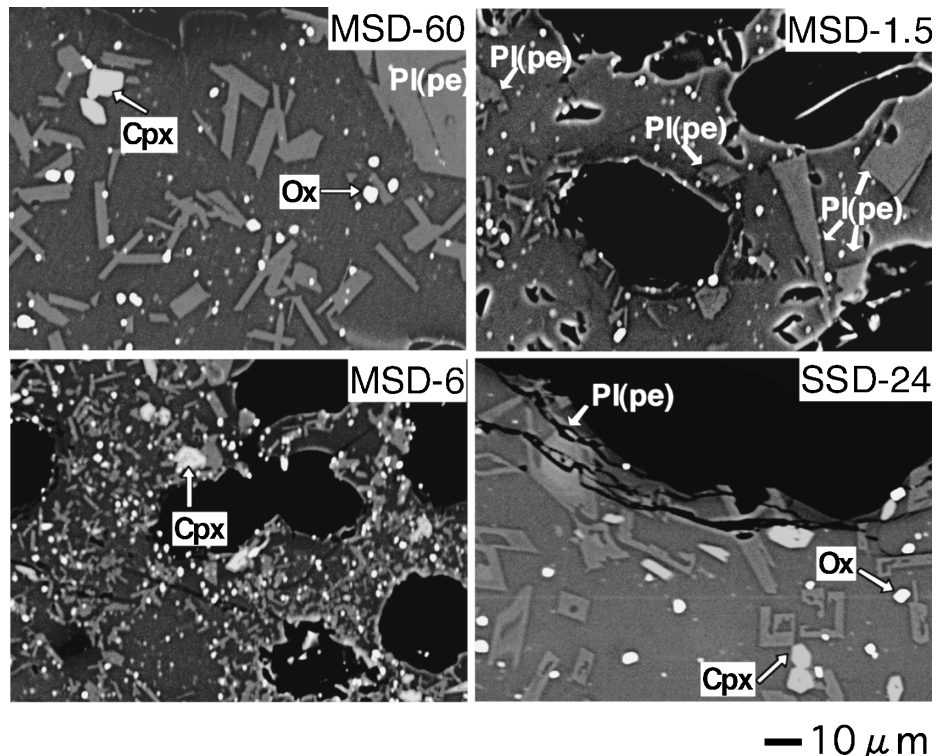


Fig. 15. BSE images of decompression products in Suzuki *et al.* (2006) where samples were decompressed from 125 MPa to 50 MPa. MSD and SSD show style of decompression (see Fig. 10). Numbers after MSD and SSD indicate experimental time (hour). Phases are Fe-Ti Oxides (Ox), clinopyroxene (Cpx), plagioclase (Pl), glass and bubble in order of decreasing brightness. Most crystals are microlite. Crystals which existed before decompression are labeled with pe (abbreviation of pre-existing). Plagioclase pe in MSD-1.5 is fragmented. Plagioclase microlites in SSD-24 are skeletal (for reason, see caption of Fig. 3), while those in MSD products are tabular and euhedral. Note systematic change in microlite number density with time in MSD run (increases from MSD-60 to MSD-6 and decreases to MSD-1.5; also see text). Among all run products in Suzuki *et al.* (2006), SSD-24 best resembles ejecta (Fig. 3) in terms of microlite. Actual magma was decompressed to 10–5 MPa after crystallization was completed (Stage-2; Fig. 7), so there exists textural difference of bubbles between ejecta and SSD-24.

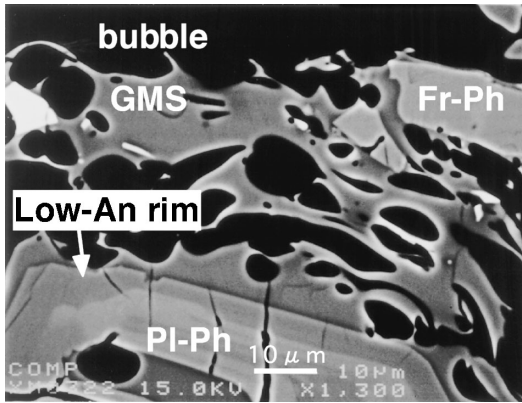


Fig. 16. BSE image for plagioclase phenocryst (Pl-Ph) and groundmass (GMS) of a pumice sample from Futatsudake eruption at the middle of 6th century. Low-An rim records syneruptive magma decompression from reservoir (400 MPa) to 100 MPa (Suzuki, 2001). Also note no microlite in groundmass. Fr-Ph; fragmented phenocryst.

には、マグマは西山地下通過後に加速したと提案された (Fig. 7)。また噴火に際した (減圧によるリキダス上昇に伴う) 結晶作用の全て (斑晶成長や石基マイクロライトの核生成・成長) が、西山地下で加速する以前 (ステージ-1; Fig. 7) に起きたことが、帯水層の様々な深度でマグマが固結され生成したマイクロバミスの組織比較 (鈴木・中田, 2001) や、結晶サイズ分布の検討により明らかになっていた (2-4-1)。ステージ-2 で結晶作用が起きなかったのは、メルトの粘性の上昇した浅所では減圧に対する結晶作用の応答が遅くなる上、さらに過冷却発生からマグマ固結までの時間がマグマの加速で短くなったためである。そこで結晶組織の再現で、ステージ-1 のマグマ移動を探ることになった。研究の背景には、物理観測の結果からは、ステージ-1 の期間やマグマ移動の様式 (例えば、Fig. 10 の SSD と MSD のいずれに近かったのか) が分からない事情があった。すなわち前兆地震は 4 日間にわたり起きていたものの、震源の深度分布に (マグマ頂部の移動を示唆するような) 時間変化はなかった (Fig. 17 の F)。

溜り (900°C, P_{H_2O} =125 MPa) から西山地下 (50 MPa) までの移動を再現するのに、前述の SSD, MSD 様式の減圧実験を行った。実験時間は SSD で 12-144 時間 (終端圧までの 2 分の減圧時間は含まない)、MSD で 1.5-144 時間と変化させた。なお実際の移動では、MSD 様式の減圧の後、50 MPa 下に停滞した可能性もあった。しか

し 50 MPa までの減圧時間が SSD 実験と同じくらい短いケースで結晶組成が再現されたため、結果的に MSD + 50 MPa 保持の実験は行われなかった。

4-2 マグマ移動様式とタイムスケール

実験の出発条件が同じ場合、核生成結晶 (マイクロライト) のコアは、同じ組成のメルトから晶出していることになる。コア組成は、減圧速度等を反映している可能性がある。これを利用し、先ず 50 MPa までの減圧時間を探った。斜長石コアの An 成分は SSD 産物で相対的に低く (An_{45.6-49.1})、減圧速度の最も大きい SSD 産物で噴出物での値 (An_{44.2-53.0}) に近いことが示された。これはマグマは西山地下相当の深度まで、比較的短時間で上昇したことを示唆する。しかし実験時間の比較的短い MSD 産物について、サイズの問題で、斜長石マイクロライトコアの分析が行えなかったため、50 MPa までの減圧時間を制約することはできなかった。そこで核生成速度も減圧速度と共に系統的に変化することから (3-3-1)、マイクロライトの数密度も考慮に加えた。マイクロライト数は 50 MPa までの減圧速度の上昇 (実験時間の短縮) と共に上昇し、更なる減圧速度の上昇で減少する傾向を示す (Fig. 15 の MSD; Fig. 5 と調和的)。斜長石コア組成を再現する条件では、実験時間が 1.5 時間以上では、実験産物のマイクロライト数は、噴出物よりも著しく高くなる。そこで減圧時間が 1.5 時間よりも短いことが分かった (Fig. 7)。

このように、SSD 実験での減圧速度は、実際マグマが経験した速度に近いものと判断され、それを元に 50 MPa での停滞時間を探った。実験時間とマイクロライト含有量 (vol. %) や数密度の関係から、マグマは西山地下相当の深度 (50 MPa) に 1-2 日程度保持される必要があることが分かった (Fig. 7; Fig. 10 の SSD 的な減圧)。この結論は、噴出物石基に認められる骸晶状マイクロライト (Fig. 3) が MSD 産物には存在せず、SSD 産物に認められたことも調和的であった (例えば Fig. 15)。また噴出物石基のマイクロライト CSD には、サイズ最小部分に Fig. 8c に示すような正の勾配が認められるが、実験産物では SSD のみに認められたことも調和的であった。Fig. 15 の SSD-24 は、噴出物のマイクロライトを最も再現した実験産物の BSE 像である。

4-3 地球物理学的観測との比較

実験で決定された 2 km 深での停滞は、地殻変動の解析によって明らかになった、山頂から西山に向けてのダイク内でのマグマ移動 (岡崎・他, 2002) に対応する。したがって実験で推定した 50 MPa までの減圧時間 (1.5 時間より短い) は、溜りから山頂地下 2 km 深に向けての上昇時間ということになる。一方実験的に見積もられるマ

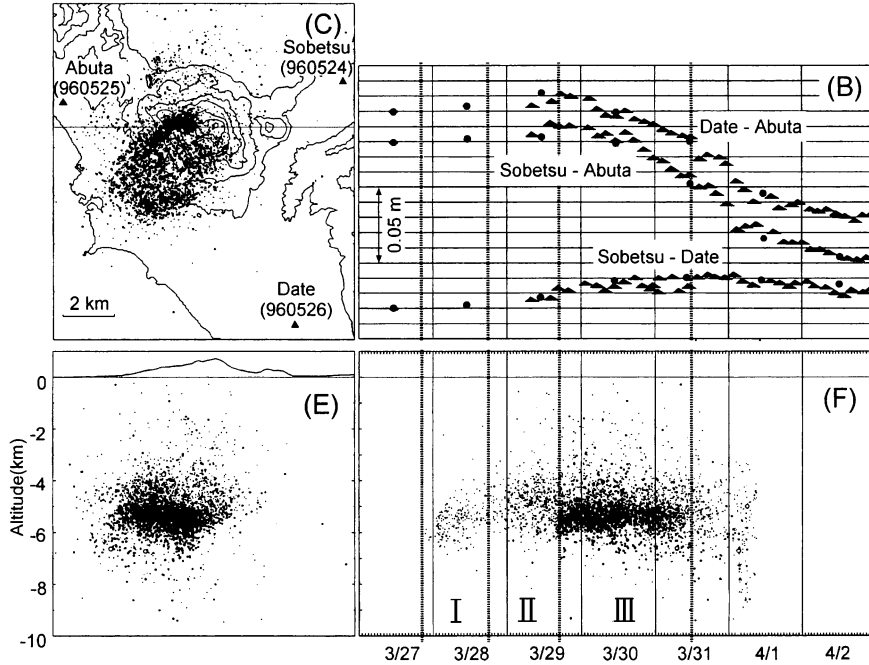


Fig. 17. Seismic activity and ground deformation before and just after the 31 March eruption in Usu volcano (modified from Oshima and Ui, 2003). (B) temporal change in base line distance (for location, see (C)), (E) hypocenter distribution in EW cross section, (F) temporal variation in hypocenter depth. Three phases in the precursory seismicity (I-III), proposed in Oshima and Ui (2003), are shown with the vertical dotted lines in (B) and (F).

マグマ移動の総時間は、移動ステージ-2 (10 秒程度; 鈴木未公表データ) を含めても、前兆地震の期間 (3.5 日間; Fig. 17 の F) の半分程度になる。実験から推定される移動開始の時期は、前兆地震開始の 2 日後であり、地震活動が活発化した時期 (Fig. 17F の 3/29 夕方; Oshima and Ui, 2003) と一致する。そこで、それ以前の 2 日間の地震は、マグマ移動の開始に向け溜りの過剰圧が上昇しつつある過程で、周囲の母岩が破壊した結果起きたものであるかもしれない。もしくは最初の 2 日間にも溜りからマグマは上昇したが、地震活動が示唆するように、供給率が低かったため、上昇の途中で固結してしまい、噴出できなかったのかもしれない。なお噴出したマグマが溜りから上昇し始めた時期は、深所マグマ溜り (10 km; 東宮・宮城, 2002) 付近での軽微な膨脹が、より規模の大きい収縮へと変化した時期 (村上・他, 2001) と一致する (地殻変動データは Fig. 17 の B を参照)。そこで Suzuki *et al.* (2006) は、浅所溜りからのマグマ上昇が、深所溜りからのマグマ上昇を誘発し、収縮が起きたと提案した。複数マグマ溜りの存在する火山は多く、このような方法で相互作用の時間変化が分かれば、新たなマグマ供給系モデルを提出することが可能であろう。

5. まとめ

噴火に際したマグマ挙動の物質科学的研究における、結晶組織・組成の役割を記述すると共に、今後の課題に言及する。さらに物理観測や数値計算といった、異なる研究手法との関係を述べる。

5-1 物質科学的研究の中で

5-1-1 結晶組織・組成の役割

火山噴出物の発泡組織も、噴火に際したマグマ挙動を反映している。しかしマグマが地表へ噴出する前に急冷された場合 (例えば有珠 2000 年噴火における帯水層による水冷; 鈴木・中田, 2002) を除くと、気泡の合体や系外への喪失などによって気泡核生成時の情報が失われている事が多い。このような理由で、鈴木・中田 (2002) のように気泡サイズ分布を用いてマグマ移動の履歴を調べたり、あるいは数密度を元に減圧速度を明らかにすることが困難になる。これに対し結晶は、合体等の影響を受けないという利点がある。さらに結晶そのものが時間分解能に優れており (組成累帯等)、マグマ移動の微分情報を得るのに有用である。

しかし減圧に対する応答は、結晶作用の方が発泡に比

べて鈍感である。爆発的噴火のように、破碎深度付近でマグマが加速したり、あるいは火道の開栓による減圧で突然加速が始まる（例えば有珠 2000 年噴火；鈴木・中田, 2002）状況では、結晶作用は減圧に追従できない。このように主に爆発的噴火の産物では、結晶が火道深所のマグマ挙動だけを記録している可能性がある（例えば Fig. 7）。したがってこれまでは、著者らの有珠 2000 年噴火の一連の研究（鈴木・中田, 2001, 2002; Suzuki *et al.*, 2006）や前述の Noguchi *et al.* (2006) など例外的であった、発泡・結晶組織の両方からのアプローチが、マグマ上昇全体を理解するのに不可欠である。実際、結晶は気泡核生成のサイトを提供する（Gardner and Denis, 2004; Hurwitz and Navon, 1994）ので、2つの現象を切り離して考えることはできない。

5-1-2 噴出物からの情報抽出と減圧実験の関係

特定の噴火の実験的研究（4章）では、噴出物からの情報抽出（マグマ溜りのマグマの温度・圧力条件を含む）が減圧実験の条件を決定し、速度や停滞時間の見積りの正確さを左右する（Fig. 1a）。逆に現象の一般的特徴を明らかにする減圧実験（3章）の結果を情報抽出にフィードバックすることによって、抽出の精度が向上する（Fig. 1b vs. a-1）。後者と関連して、3章で述べた減圧実験（Couch, 2003; Couch *et al.*, 2003; Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003）では、実験産物のマイクロライト CSD が記載されず、その形状と減圧条件の関係は述べられていない。実験産物のマイクロライト CSD を調べれば、CSD 理論（Marsh, 1988, 1998）による解釈（特に線形や屈曲のある CSD; 2-4-2）を検証し、噴出物からの情報抽出の精度を向上させられるはずである。

ところで減圧実験を用いる研究には、いくつか問題がある。はじめに減圧実験の技術的な問題として、ステップ状の減圧（Fig. 10 の MSD）がある。減圧の総時間が比較的長い場合にはステップの影響が大きくなり、実際のマグマの減圧とは、大きくかけ離れる恐れがある。スムーズな減圧を行なうのに、3-1 で述べた手動による方法ではなく、減圧弁を用いる方法も可能になってきている（例えば、東宮（2003）や Mourtada-Bonnefoi and Laporte（2004）の発泡実験）。しかし現状では、減圧結晶化実験の減圧速度（Table 1）に比べ、大きな速度（およそ 10 MPa/h~5000 MPa/h）に限られている。

2つ目として、減圧実験を特定の噴火に応用する場合、結晶・発泡組織が形成された時期が分からないという問題が生じる（4章の有珠 2000 年噴火は、制約がおけた理想的なケース）。既に 4-1 の有珠の例で述べたように爆発的噴火を中心にマグマの加速のため火道浅所では結

晶作用が起きにくく、地表までの減圧量を、結晶作用に関与した ΔP とみなすことが困難な場合が多い。噴出物組織を決定づける核生成速度や成長速度は実効的な過冷却 (ΔT_{eff}) によって変化し (3-4)、その ΔT_{eff} は ΔP と $\Delta P/\Delta t$ に左右される (3-2)。そこで ΔP が分らないと、実験産物と噴出物の組織比較によって、 $\Delta P/\Delta t$ を見積もることが困難になる。この問題の解決のため、地球物理学的観測データ（4章の例）の他、2-3 の相平衡関係（Blundy and Cashman, 2001）を利用する必要がある。後者の方法では、減圧に応じ結晶作用が平衡に進むことを仮定することになるが、減圧様式（Fig. 10）によって平衡度が異なることに留意する必要がある。例えば Hammer and Rutherford（2002）では、サンプルを終端圧まで数分で減圧し保持する SSD に比べ、より低速で終端圧まで減圧する MSD で、平衡に達する度合いが低い事を指摘している。非平衡度が高い場合、メルトが経験した ΔP を低く見積もることになる。また 4-2 で述べたマグマ移動初期の微分情報を持つマイクロライトのコア組成の活用（Suzuki *et al.*, 2006）は、 ΔP とは独立に $\Delta P/\Delta t$ への手がかりを与える可能性がある。

3つ目として、減圧実験は減圧速度を一定に保って行なわれてきたが、実際のマグマ上昇を必ずしも再現しているとは言えない。例えば、減圧に伴うメルトからの揮発性成分の離溶や結晶化による粘性の上昇で浅所ほど上昇が低速になるケース（ドーム噴火）や、発泡度の上昇に伴って加速されるケース（爆発的噴火）などがあり得る。さらにマグマ上昇に伴い温度が低下するケース（ドーム噴火等）に関しては、別途、温度低下の履歴を知る必要がある。

5-2 異なる研究手法との関係

噴火に際したマグマ移動を物質科学的に扱うことで、これまで統合の難しかった手法に対応した多様な情報や制約（例えば、岩石学的手法によるマグマ溜りの情報、地球物理学的手法による噴火に際したマグマ移動の情報、地質学的手法による地表噴出後の定置様式に関する情報など）が結びつけられる可能性がある。

例えば地球物理学的研究との関係については、4章で述べた通りである。物質科学的研究サイドから、マグマ移動速度や停滞のタイムスケールの情報を提供することによって、地球物理学的数据を新たな視点で解釈する手助けとなる可能性がある（前兆地震の変化や深部溜りの収縮; 4-3）。

また、マグマの上昇、発泡、結晶化、噴火に関わる数値計算に対しては、物質科学的研究サイドから、マグマ移動のタイムスケールや、マグマ上昇を通じたマグマ物性の変化（結晶作用も物性を大きくコントロール、Hammer

et al., 1999; Nakada and Motomura, 1999) の情報を与えることで (Fig. 1b), モデルの検証や向上に寄与することが可能かもしれない. そのために結晶核生成・成長速度を, マグマ組成, 圧力, 温度, 含水量, 斑晶サイズ分布, 減圧速度等の関数として表現し, 減圧結晶化実験の成果を理論的研究 (例えば, Toramaru, 2001) に組み込む必要がある.

いずれにしても様々な手法を融合させるには, 1つの噴火にターゲットを絞り, 研究を進めることが有効である. この総説が, そのような共同研究を更に促進するきっかけとなれば幸いである.

謝 辞

この総説は, 2005年度火山爆発夏の学校に際し, 著者が作成したテキストを元にしてまとめられた. 東北大学の中村美千彦助教授からは, 結晶作用から見たマグマ上昇過程についてのテキスト執筆の機会を頂いた. 神戸大学の佐藤博明教授, 匿名査読者, 東京大学の岩森 光助教授には, 査読者並びに編集担当として多数のコメントを頂戴し, この総説は大きく改善された. 東京大学地震研究所の中田節也教授は, 噴火に際したマグマ挙動の研究を始めるきっかけを与えてくださると共に, 本稿に記したいいくつかの現象について議論して下さった. 吉田武義教授をはじめとする, 東北大島弧マグマ学講座の皆様には, 総説に関係する研究成果についてコメントして頂いた. 本稿をまとめるにあたり, 東北大学21世紀COEプログラムからの支援を頂いた. 以上の方々に御礼申し上げます.

引用文献

- Armienti, P., Pareschi, M. T., Innocenti, F. and Pompilio, M. (1994) Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth—The case of the 1991–93 Mt. Etna eruption. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 402–414.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2001) Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980–1986. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 631–650.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2005) Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano. *Geology*, **33**, 793–796.
- 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. and Blundy, J. D. (2000) Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A*, **358**, 1487–1513.
- Cashman, K. V., Sturtevant, P., Papale, P. and Navon, O. (2000) Magmatic fragmentation. In *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H. ed), 421–430. Academic Press, San Diego.
- Cashman, K. V. (2004) Volatile controls on magma ascent and degassing. *American Geophysical Union Monograph*, **150**, 109–124.
- Castro, J. M., Cashman, K. V. and Manga, M. (2003) A technique for measuring 3D crystal-size distributions of prismatic microlites in obsidian. *Amer. Mineral.*, **88**, 1230–1240.
- Couch, S. (2003) Experimental investigation of crystallization kinetics in a haplogranite system. *Amer. Mineral.*, **88**, 1471–1485.
- 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.
- Ebadi, A. and Johannes, W. (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 286–295.
- Eberl, D. D., Kile, D. E. and Drits, V. A. (2002) On geological interpretations of crystal size distributions: constant vs. proportionate growth. *Amer. Mineral.*, **87**, 1235–1241.
- Eichelberger, J. C. (1995) Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **23**, 41–63.
- Fokin, V. M., Potapov, O. V., Chinaglia, C. R. and Zanutto, E. D. (1999) The effect of pre-existing crystals on the crystallization kinetics of a soda-lime-silica glass: the courtyard phenomenon. *J. Non Cryst. Solids*, **258**, 180–186.
- Gardner, C. A., Cashman, K. V. and Neal, C. A. (1998) Tephra-fall deposits from the 1992 eruption of Crater Peak, Alaska: implications of clast textures for eruptive processes. *Bull. Volcanol.*, **59**, 537–555.
- Gardner, J. E. and Denis, M. H. (2004) Heterogeneous bubble nucleation on Fe-Ti oxide crystals in high-silica rhyolitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 3587–3597.
- Geschwind, C. H. and Rutherford, M. J. (1995) Crystallization of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of recent eruptions at Mount St. Helens. *Bull. Volcanol.*, **57**, 356–370.
- Hammer, J. E. (2006) Interpreting Inclusive Evidence. *Nature*, **439**, 26–27.
- 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.

- Hammer, J.E., Cashman, K.V. and Voight, B. (2000) Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **100**, 165–192.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P. and Johannes, W. (1992a) Effects of H₂O on liquidus phase relations in the haplogranitic system at 2 and 5 kbar. *Amer. Mineral.*, **77**, 1223–1241.
- Hurwitz, S. and Navon, O. (1994) Bubble nucleation in rhyolite melts: experiments at high pressure, temperature, and water content. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**, 267–280.
- Jaupart, C. (1998) Gas loss from magma through conduit walls during eruption. *Geological Society, London, Special Publications*, **145**, 73–90.
- Kirkpatrick, R.J. (1981) Kinetics of crystallization in igneous rocks. *Reviews in Mineral.*, **8** (Kinetics of Geochemical Processes), 321–398.
- Lasaga, A.C. (1981) Implications of a concentration-dependent growth rate on the boundary layer crystal-melt model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 429–434.
- 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.
- Luth, W.C., Jahns, R.H. and Tuttle, O.F. (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 759–773.
- Maaløe, S., Tumyr, O. and James, D. (1989) Population density and zoning of olivine phenocrysts in tholeiites from Kauai, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 176–186.
- Marsh, B.D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 277–291.
- Marsh, B.D. (1998) On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *J. Petrol.*, **39**, 553–599.
- Martel, C. and Schmidt, B.C. (2003) Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **144**, 397–415.
- Mastin, L.G. and Ghiorso, M.S. (2000) A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits. *USGS Open-File Report* 00–209.
- Mourtada-Bonnefoi, C.C. and Laporte, D. (2004) Kinetics of bubble nucleation in a rhyolitic melt: an experimental study of the effect of ascent rate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **218**, 521–537.
- 村上 亮・小沢慎三郎・西村卓也・多田 堯 (2001) 2000年有珠山噴火にともなうマグマモデル: GPS連続観測を主とする地殻変動データによる推定. 国土地理院時報, **95**, 99–105.
- Nakada, S. and Motomura, Y. (1999) Petrology of the 1991–1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **89**, 173–196.
- Noguchi, S., Toramaru, A. and Shimano, T. (2006) Crystallization of microlites and degassing during magma ascent: constraints on the fluid mechanical behavior of magma during the Tenjo Eruption on Koze Island, Japan. *Bull. Volcanol.*, **68**, 432–449.
- 岡崎紀俊・高橋浩晃・笠原 稔・石丸 聡・森 濟・北川貞之・藤原健治・中禮正明 (2002) 高密度 GPS 観測による 2000 年有珠山噴火の地殻変動. 火山, **47**, 547–557.
- Oshima, H. and Ui, T. (2003) The 2000 Eruption of Usu Volcano. In *Reports on volcanic activities and volcanological studies in Japan for the period from 1999 to 2002*, 22–31. The volcanological society of Japan and national committee for volcanology and chemistry of the earth's interior, science council of Japan.
- Rutherford, M.J. and Hill, P.M. (1993) Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *J. Geophys. Res.*, **98**, 19667–19685.
- Rutherford, M.J. and Gardner, J.E. (2000) Rates of magma ascent. In *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H. ed), 207–218. Academic Press, San Diego.
- Sato, H. (1995) Textural difference between pahoehoe and aa lavas of Izu-Oshima volcano, Japan—an experimental study on population density of plagioclase—. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 101–113.
- 嶋野岳人・飯田晃子・吉本充宏・安田 敦・中田節也 (2005) 浅間火山 2004 年噴火噴出物の岩石学的検討. 火山, **50**, 315–332.
- Suzuki, Y. (2001) Petrological study on magmatic process in felsic magma eruption—especially on magma ascent deduced from degassing, vesiculation, and crystallization in the ejecta—. Doctor thesis, Univ. Tokyo, 209 p.
- 鈴木由希・中田節也 (2001) マグマ上昇過程における発泡と結晶作用のタイミング—有珠山 2000 年噴火, マグマ水蒸気爆発の例—. 震研彙報, **76**, 253–268.
- 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., Gardner, J.E. and Larsen, J.F. (2006) Experimental constraints on syneruptive magma ascent related to the phreatomagmatic phase of the 2000 A.D. eruption of Usu volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, doi 10.1007/s00445-006-0084-3.
- Swanson, S.E. (1977) Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Amer. Mineral.*, **62**, 966–978.
- Swanson, S.E., Nancy, M.T., Westrich, H.R. and Eichelberger, J.C. (1989) Crystallization history of Obsidian dome, Inyo domes, California. *Bull. Volcanol.*, **51**, 161–176.
- 東宮昭彦 (2003) 減圧パターンがマグマの発泡組織に与える影響: 減圧速度を制御した減圧発泡実験からの制約. 日本火山学会 2003 年度秋季大会講演予稿集, **27**.
- 東宮昭彦・宮城磯治 (2002) 有珠火山 2000 年 3 月 31 日噴火の噴出物とマグマプロセス. 火山, **47**, 663–673.
- Toramaru, A. (2001) A numerical experiment of crystalli-

- zation for a binary eutectic system with application to igneous textures. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4037–4060.
- 津金達郎・牧野州明・三宅康幸・高橋 康 (2006) 浅間火山 2004 年噴火噴出物の鉱物粒径分布とマグマの結晶化過程. *火山*, **51**, 49–61.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **74**, 153 p.
(編集担当 岩森 光)