

## 室内実験による火山現象の解明

並木 敦子\*

(2015年8月28日受付, 2015年9月24日受理)

### Understanding Volcanic Phenomena through Laboratory Experiments

Atsuko NAMIKI\*

Magmas include phenocrysts and bubbles, and sometimes fragment under rapid deformation. Ascent of such a complicated magma generates and destroys surfaces between the melt and other phases. In this system, magma dynamics and physical properties of magma are coupled. The interaction between the magma dynamics and physical properties has not yet explained well, and prevents our understanding of eruption dynamics. Recently, several laboratory experiments have performed, describing interaction between dynamics and physical properties quantitatively. Here, I would like to review those experiments.

**Key words:** rheology, permeability, fragmentation, volcanic gas

#### 1. 室内実験とは？

一般の方に「火山の噴火を室内実験で研究しています」と説明すると、「何故大きな火山を小さな実験室内で研究できるのかわからない」という疑問を持たれる。火山学会60周年という素晴らしい機会を頂いたので、最近の室内実験がどのように火山学の発展に貢献しているか、その例を学部生程度の初学者向けに紹介したい。

火山学の重要な目的の1つは噴火予測であり、より良い予測の為に噴火メカニズムを理解する必要がある(e.g., Sparks, 2003)。火山の噴火は大雑把に言えば、粘性流体のマグマが弾性体/粘弾性体の地殻の中を上昇して地表に到達する現象である。もしもマグマの組成も粘性率も一定であり、周囲の岩石が形状変化しない火道を持つ理想的な剛体であったら、現在の連続体力学の知識で我々は火山の噴火を理解する事が可能である。例えば、パイプ状の火道の中を深部と浅部の圧力差に駆動されてマグマが上昇している場合、マグマの上昇速度はパイプ流れて記述でき、火道半径と圧力差が既知であれば計算できる。もう少し現実的に、周囲の岩石が弾性体であったとしても、適当にメッシュを切って計算すれば何等かの答えは出る。しかし残念ながら、マグマの組成や粘性

率は一定ではないし、周囲の岩石も単純な弾性体ではない。マグマはその中に気泡や結晶が存在する、相変化する多相系である。変形速度によっては破壊もする。マグマの上昇で周囲の岩石も破壊する。このような複雑な現象が我々の火山噴火メカニズムの理解を妨げている。

マグマの上昇に伴い起こる現象を Fig. 1 にまとめた。その詳細は次節以降で議論するが、これらすべての現象が全部考慮された数値計算を行う事は、現在のところ難しい。何故ならば、これを説明できる式ができていないからである。このような状況に対して、室内実験は火山現象を素過程に分け、それらにおいて重要な

1. 物性を測定し、これを説明する定数や式を提出する
2. 流体実験を行い、現象のイメージを伝え、これを説明する式を作る

事で火山学に貢献してきた。1の代表的な例は相平衡実験、溶解実験、拡散実験、粘性率や弾性定数の測定などである。実際のマグマを用いて行われる事が多い。融点や拡散係数などの物性値を知る事は火山現象を理解する為に必要であり、小さな実験室でできる研究として理解しやすい。2の代表的な例は地殻内のマグマの動きの一部を切り取った、マグマ溜まりの対流やクラックの実験

\* 〒739-8521 広島県東広島市鏡山1-7-1  
広島大学大学院総合科学研究科環境自然科学講座  
Environmental Sciences, Graduate School of Integrated Arts  
and Sciences, Hiroshima University, 1-7-1, Kagamiyama,

Higashi Hiroshima, Hiroshima 739-8521, Japan.

e-mail: namiki@hiroshima-u.ac.jp

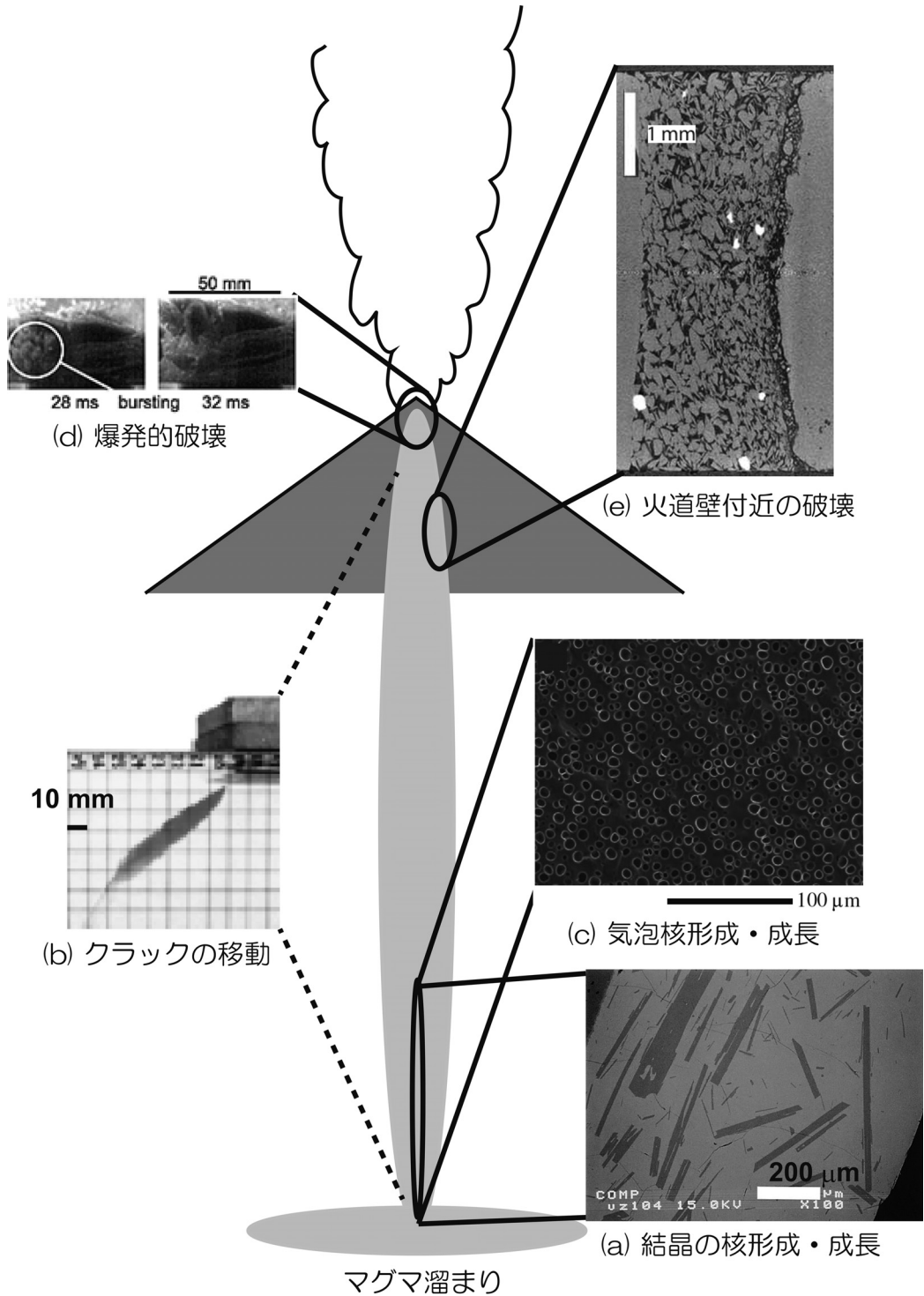


Fig. 1. A schematic diagram of a volcanic system beneath the Earth's surface. Photographs are obtained from laboratory experiments. (a) Sato (2005) with a permission from JAMS, (b) Watanabe *et al.* (2002) open access, (c) Hamada *et al.* (2010) with a permission from Springer, (d) Kameda *et al.* (2008) with a permission from Wiley, (e) Okumura *et al.* (2015) with a permission from Wiley.

などであり、実際のマグマではない模擬物質（水あめなど）を使用して行われる事が多い。2の実験ではマグマの動きの一部に相当する大きなスケールの現象を小さな実験室で再現している事になる。流体には相似則と呼ばれる便利な法則があり、無次元数が同程度であれば、同様の現象が起こる事が知られている。無次元数は力や時間スケールなど、現象を特徴づける物理量の比であり、無次元数を用いる事でその現象の一般的な性質を判断したり、予測したりする事が可能となる。本論文では具体例としてCapillary数、Reynolds数を次節以降で紹介する。この性質を使う事で小さな実験室で得られた結果を大きな火山に定量的に応用する事ができる。ここで、「単に火山現象と似ている小さいスケールの実験」は2の実験にならない事を強調しておきたい。たとえ火山現象と実験室の現象が似ていても、使用する無次元数を間違えると、折角行った実験の結果を火山現象に応用できない事もある。2の実験を計画する時には実験前のある程度の流体力学的知識が必要となる。

さて、1, 2と分けて紹介したが、1の「物性」と呼ばれる量が簡単な定数では表せず2の実験で明らかにされてきたような流れ（ダイナミクス）と相互作用する事、それが火山現象を理解する為の重要な要因になっている場合がある事がわかってきた。よって1, 2の境界付近について研究した最近の日本人の成果について主に紹介したい。

## 2. レオロジー

重要な物性は色々あるが、ここでは物性測定の例としてレオロジーを紹介する。「レオロジー」の定義は分野によって幅があるが、ここでは連続体の変形や流動とこれに必要な応力の関係全般をレオロジーと呼ぶ。マグマの挙動を理解する為にはマグマを変形する為にどの程度の力が必要か知る必要がある。マグマが液体ならば粘性率、固体ならば弾性定数が変形に必要な力を表す量になるが、マグマは時としてその中間的な性質を示す上、粘性率や弾性定数が簡単な定数で表せない。よってレオロジーを知る必要がある。レオロジーの中でも簡単な粘性率などは最近では分子動力学によって計算されることもあるが（*e.g.*, Karki and Stixrude, 2010）、レオロジーは基本的には実際に測定しないと分からない物性量であり、室内実験の重要性が顕著に表れる分野である。

まず、粘性率を例に測定する目的を説明する。マグマの上昇速度が知りたいとする。物を移動させる為には何か力が必要である。マグマが火道中を上昇する場合にはおそらく浮力が駆動力となっている。これに対して、マグマは粘っこく、上昇するには粘性抵抗が働くことが予

測される。抵抗力が大きい場合と小さい場合では、マグマの上昇速度が異なると想像できるので、粘性率を知りたくなってくる。粘性率の測定の原理は極めて簡単である。何か流体を変形させて、歪速度 $\dot{\gamma}$ （変形速度 $v$ を変形する物のサイズ $l$ で割った値、 $v/l$ ,  $s^{-1}$ ）と変形に必要な応力 $\sigma$ （単位面積当たりの力、Pa）がわかれば良い。式で書くと以下となる

$$\sigma = \eta \dot{\gamma}. \quad (1)$$

この2つの測定量を結ぶ比例定数 $\eta$ を粘性率（Pa s）と呼んでいる。マグマの粘性率はマグマの温度や変形速度、マグマ中に含まれる結晶の量などによって変わる為、実際には単純な数字では表せない。測定方法には応力を加えて変形速度を測定する方法と、変形を与えて応力を測定する方法がある。マグマの場合には、細長くしたマグマを両端で引っ張り、引っ張る速度と引っ張りに必要な応力を用いる方法（*e.g.*, Taniguchi, 1992; Goto *et al.*, 2005）、熔融したマグマの中で棒を回転させ、回転に必要な力と回転速度を用いる方法などがある（*e.g.*, Sato, 2005; Ishibashi, 2009）。前者は粘性の高い珪長質なマグマ、後者は粘性の低いマフィックなマグマなどに用いられる。式(1)は簡単であるが、温度などの条件を管理した上で応力もしくは変形を定量的に与え、変形もしくは応力を正確に測定するのはそれほど簡単ではない。

具体的なイメージとしてマグマが幅 $l$  (m)の火道中を上昇速度 $v$  ( $ms^{-1}$ )で上昇する場合を考える。歪速度は $\dot{\gamma} \sim v/l$  ( $s^{-1}$ )程度となる。ここで $\sim$ は桁では同程度であることを意味する。周囲との密度差が $\Delta\rho$  ( $kg\ m^{-3}$ )かつ $l$ 程度の長さスケールを持つ軽いマグマの塊が上昇する場合、浮力による応力は $\sigma \sim \Delta\rho gl$ 程度である。ここで $g = 9.8\ ms^{-2}$ は重力加速度である。上昇速度はEq. (1)より

$$v \sim \frac{\Delta\rho gl^2}{\eta} \quad (2)$$

と大雑把に見積もる事ができる。詳しくは後述するがマグマの粘性率は温度や組成によって何桁も変わる事が知られている（Fig. 2a）。Eq. (2)から、マグマの粘性率が7桁変われば、上昇速度は7桁変わると推測できる。つまり、粘性率に7桁の幅があれば、上昇速度も $1\ ms^{-1}$ から $1\ m\ yr^{-1}$ の幅を持つかもしれない、という事である。この様な見積り方を「Order estimate」と呼ぶ。室内実験で物性を測定する事ができれば、複雑な火山現象を紙と鉛筆で簡単に想像できる。

さて、そのマグマの粘性率であるが、温度、 $SiO_2$ の濃度、含水量、歪速度、結晶と気泡の量などに依存する。まず、結晶も気泡も含まないケイ酸塩メルトの場合を考

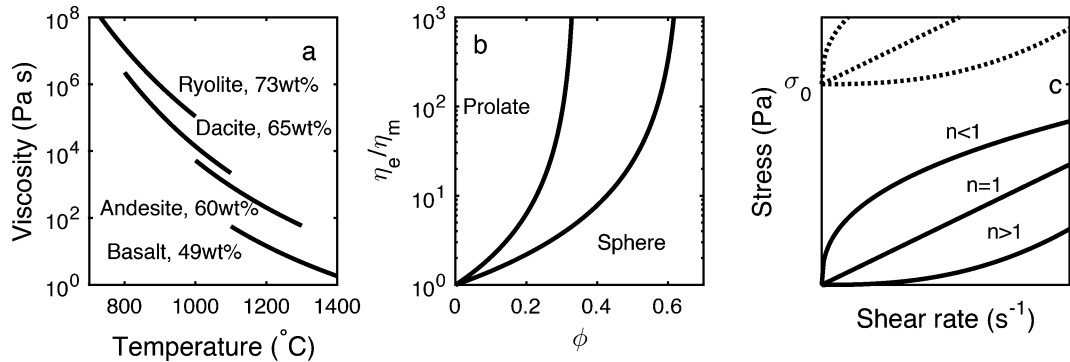


Fig. 2. (a) Calculated viscosities of magmas with 1.5 wt% water by using the model of Giordano *et al.* (2008). Assumed SiO<sub>2</sub> content is denoted close to each curve. Each curve is plotted for a range of typical eruptive temperatures according to Gonnermann (2015). (b) Relative viscosities calculated by Eq. (3) for spheres and prolate particles with aspect ratio of 10, whose parameters are  $\phi_m = 0.64$  and  $C = 3.27$ ,  $\phi_m = 0.34$  and  $C = 6.07$ , respectively (Muller *et al.*, 2010). (c) Flow curves calculated by Herschel-Bulkley equation, Eq. (5). Solid curves are for  $\sigma_0 = 0$ . Dotted curves are for  $\sigma_0 > 0$ .

える。ケイ酸塩メルトの粘性率は、基本的には温度が上昇し、SiO<sub>2</sub>の比率が下がれば粘性率は下がる。水の量が増えても粘性率は下がる (e.g., Murase and McBirney, 1973; Leshner and Spera, 2015)。Fig. 2aにケイ酸塩メルトの粘性率が温度とSiO<sub>2</sub>量に依存する例を示す。前述の7桁変わる粘性率の仮定があり得ない話ではない事がわかる。測定可能なパラメータの範囲が広いのも室内実験の長所の1つである。

粘性率は上述のように大変重要なパラメータであるので、多くの測定がなされており、それを説明するモデルも提出されている (e.g., Shaw, 1972; Hui and Zhang, 2007; Giordano *et al.*, 2008; Takeuchi, 2015)。粘性率が温度と組成に依存する筈である、という物理的推測に基づく式を考え、この中に含まれる定数を実験結果から決めると半経験則のモデルが得られる。

粘性率が歪速度に依存しない流体はニュートン流体と呼ばれている。歪速度が遅い場合には、ケイ酸塩メルトはニュートン流体と仮定できる。歪速度が遅いか遅いかはMaxwellの緩和時間 ( $\tau_m \sim \eta/G$ , s) と呼ばれる粘性率と剛性率 ( $G$ , Pa) の比の逆数との比較 ( $1/\tau_m \ll \dot{\gamma}$  もしくは  $1/\tau_m \gg \dot{\gamma}$ ) で表される (Dingwell and Webb, 1989)。ここで、粘性率、剛性率、共に歪速度に依存するが、緩和時間の計算では歪速度が十分遅い場合の粘性率と、歪速度が十分速い場合の剛性率を使用する。後節で議論する破碎を考える場合以外は、概ね歪速度は緩和時間の逆数よりも遅い場合を考えており、ケイ酸塩メルトはニュートン流体として振る舞うとされている。

結晶を含むとマグマ全体の実効的な粘性率が上がる事が知られている (Lejeune and Richet, 1995)。粘性率が上

がる理由の直観的な説明は簡単である。結晶が入ると、全体を変形させても変形できるのはメルトの部分だけとなる。変形が局在化する事で実効的な歪速度が上昇し、変形に必要な応力も増加する。よって、Eq. (1)において使用する左辺の応力は増加する。一方、粘性率を計算するのに使用する全体の歪速度は低いままである。このようにして実効的な粘性率は増加する。

結晶度が多く歪速度が遅い時の実効的な粘性率はKrieger-Doughertyの式 (Krieger and Dougherty, 1959) でおよそ表される事が知られている

$$\frac{\eta_s}{\eta_m} \sim \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-c\phi_m} \quad (3)$$

ここで、 $\eta_s$ は結晶を含むマグマの実効的な粘性率、 $\eta_m$ はメルトの粘性率、 $\phi$ は結晶の体積分率、 $\phi_m$ は結晶を詰められる最大の体積分率である。同じサイズの球を規則正しく並べれば、原理的には $\phi_m = 74 \text{ vol}\%$ になる。しかし、上から降り積もるなどの方法で並べた場合には $\phi_m = 64 \text{ vol}\%$ 程度の低い値になる事が知られている。結晶が球ではない場合には更に低くなる (e.g., Mader *et al.*, 2013)。 $C$ は結晶の形等によって変わる値である (Muller *et al.*, 2010)。 $C\phi_m = 2.5$ の場合、地球科学でよく使用されるEinstein-Roscoeの式になる (Roscoe, 1952)。Fig. 2bにEq. (3)を用いて計算した実効的な粘性率とメルトの粘性率の比を示す。結晶が密に詰まった状態になると、粘性率が急増し、マグマは急に硬く振る舞う事がわかる。結晶を密に詰められる体積分率 $\phi_m$ が結晶の形状に依存する為に、粘性率が急増する結晶度も結晶の形によって変わる。長く伸びた斜長石はより低い結晶度で粘性率が上

昇し、硬く振る舞う (Ishibashi, 2009).

ケイ酸塩メルト中に結晶がある程度存在すると、低い歪速度でも粘性率が歪速度に依存するようになる。歪速度依存性が入った式は Costa (2005) と Costa *et al.* (2009) により提出され、Caricchi *et al.* (2007) の測定により、Costa の式に含まれる定数が決められている。粘性率の歪速度依存性においても、結晶の形は重要である (Ishibashi, 2009)。粘性率が結晶の量に依存するという事は、マグマ溜りや火道において斑晶やマイクロライトが晶出すると変形に必要な応力が増加するという事である。これはすなわち、マグマの上昇速度を遅くする。一方、マグマの上昇速度は歪速度を変えるので、歪速度がまた実効的粘性率を変える。ああ、ややこしい、と思うが自然がそうになっているので仕方がない。

ケイ酸塩メルトに気泡が入ると、またマグマの粘性率が変わる。気泡はマグマの実効的な粘性率を上げる場合と下げる場合がある。どちらに振る舞うかは粘性応力と表面張力の比、Capillary 数 ( $Ca$ ) に依存する (Llewellyn *et al.*, 2002; Rust and Manga, 2002; Pal, 2003; Mader *et al.*, 2013)

$$Ca = \frac{\eta_m \dot{\gamma} R}{\Gamma} \quad (4)$$

ここで  $R$  は気泡の半径、 $\Gamma$  はメルトと気泡中の気体の間の界面張力である。簡単に言えば、 $Ca \ll 1$  の条件では粘性応力が小さく、気泡は界面の面積が最少になる球形を保とうとする。その結果、気泡は硬く振る舞い、実効的な粘性率を上げる。一方、 $Ca \gg 1$  では粘性応力が十分に大きく、気泡は変形できる。気泡中の気体は周囲のメルトよりは低粘性であるから、実効的な粘性率は下がる。Capillary 数は気泡を含む系の変形を特徴づける無次元数である。

結晶を含む系も気泡を含む系も Herschel-Bulkley の式で一般に表す事ができる (Herschel and Bulkley, 1926; Mader *et al.*, 2013)

$$\sigma = \sigma_0 + K \dot{\gamma}^n \quad (5)$$

Fig. 2c に Eq. (5) の模式的な振る舞いを示す。ニュートン流体は、 $\sigma_0 = 0$ ,  $n = 1$  であり、実線の直線で示した。この傾きが粘性率になる。 $n < 1$  だと  $\dot{\gamma}$  が上がるにつれて傾きが小さくなる。つまり粘性率が下がる (shear thinning)。一方、 $n > 1$  だと  $\dot{\gamma}$  が上がるにつれて傾きが大きくなる。つまり粘性率が上がる (shear thickening)。結晶を含む系は高い歪速度において軟らかく振る舞う事は一般に良く知られている (e.g., Ishibashi, 2009)。逆に硬くなる場合がある事も動的粘弾性の測定などからわかってきている (e.g., Stickel and Powell, 2005; Sumita and Manga,

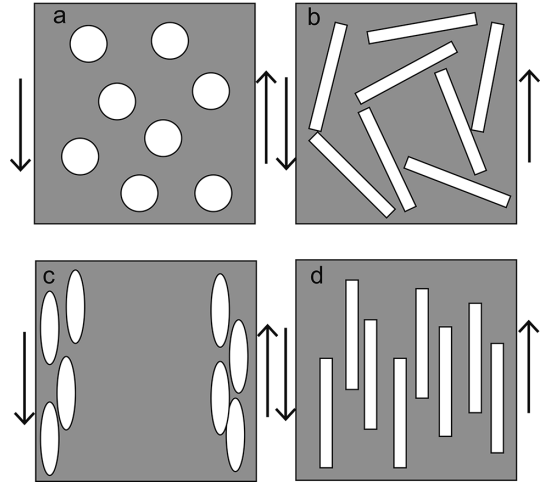


Fig. 3. Schematic illustration of particle/bubble distributions. Arrows indicate the direction of the shear deformation. (a) Randomly distributed spherical particles or bubbles. (b) Randomly distributed prolate particles. (c) Arranged and elongated bubbles. (d) Arranged prolate particles.

2008).  $\sigma_0 > 0$  かつ  $n = 1$  の場合はビンガム流体と呼ばれる (Ishibashi and Sato, 2010)。点線の直線で示してある。 $\sigma_0$  は変形が始まる最少の応力で降伏応力と呼ばれる。

以上の効果は複雑であり理解に時間がかかるが、端的に言えば、変形により結晶や気泡の粒子どうしの配置が変わる為に粘性率が変わると考えられる (e.g., Stickel and Powell, 2005; Mader *et al.*, 2013)。Fig. 3 に粒子の配置をまとめた。Fig. 3a と b においてグレーの部分がメルト、白の部分が結晶とする。結晶が増え、グレーの部分が減ると、変形できるメルト部分が少なくなることで実効的な歪速度が上がリ、粘性率が高くなる。Fig. 3a と b では結晶の体積分率は同じであるが、Fig. 3b に多くの結晶をランダムに詰めるのは難しく見える。また、結晶同士がぶつかりやすく、全体として変形しにくそうである。長く伸びた斜長石を含むマグマが球形の結晶を含む場合より低い結晶度で固く振る舞うのはこの為である。Fig. 3c と d はせん断変形により粒子が並んだ場合である。Fig. 3d は b にくらべて動きやすそうに見える。動きやすければ、実効的な粘性率は低くなる。測定されている shear thinning はこのようにして起きていると考えられる (e.g., Ishibashi, 2009)。Fig. 3a の白い部分を変形していない気泡、Fig. 3c は全体のせん断変形により引き伸ばされた気泡とする。実効的粘性率が気泡の変形で決まる  $Ca$  依存性が確からしく見える。ここで、Fig. 3c では気泡の分布が偏っている。気泡が多く含まれる部分ではこの場

所に變形が集中し、更に低粘性な流体として振る舞いそうである。

マグマのレオロジーという、粘性率だけではなく、弾性定数も含む。弾性定数は、マグマの移動や變形だけでなく、地震観測の結果を理解する為にも重要な物理量である。メルトの剛性率は  $G \sim 10^{10} \text{ Pa s}$  程度であるが (Murase and McBirney, 1973; Dingwell and Webb, 1989), これも気泡や結晶を含むと変わる可能性がある。しかし、測定は限られたパラメータ範囲でしか行われていない (e.g., Bagdassarov and Dingwell, 1993; Ichihara *et al.*, 2004). より多くの測定が必要である。

### 3. マグマの停滞と移動

さて、マグマの移動に重要な役割を果たすレオロジーについて大分わかったので、次に深い部分で生成されたマグマが、上昇する過程を考える。一般にかんらん岩が部分熔融して玄武岩マグマを生成し、鉱物間を浸透流で上昇すると考えられている (e.g., Daines and Pec, 2015; Rogers, 2015). この過程も多くの室内実験により解明されてきたが、紙面の都合でここではマグマだまりから考える。

玄武岩マグマは地殻物質よりも密度が高いため、地殻のどこかで上昇が停滞し、マグマ溜まりをつくる。マグマ溜まり中では結晶が成長し (Fig. 1a), 結晶が選択的に沈降する分別作用によりマグマの組成が変化する。また、高温のマグマは周囲の岩石を熔融し、組成を変え得る。これは流体力学的には相変化を伴う液体と粒子の2相系の対流となり、解析的にも数値的にも理解が難しい。よって、この過程の理解にはアナログ物質を用いた室内実験が重要な役割を果たしている (e.g., Huppert and Sparks, 1988; Koyaguchi *et al.*, 1990; Kaneko and Koyaguchi, 2004). マグマ溜まりがほとんど固化した後、新しいマグマの貫入により活動を再開する事がある。結晶が密につまったマグマ溜まりの粘性率は極めて高く (Fig. 2b), 新しいマグマの貫入だけでマグマ溜まり全体が対流する事は難しい。結晶の配置がかわる事でその部分の実効的粘性率が急激に下がれば、マグマ溜りが活性化できる (Shibano *et al.*, 2012, 2013).

マグマは周囲の岩石を破壊しながらダイクとして上昇する。この過程を模擬する為に破壊強度の低いゼラチンや寒天をアナログ物質として用いた室内実験が行われ、ダイクの理解に重要な役割を担っている (e.g., Takada, 1990). 周囲の応力場によってダイクの進む方向が変わる事 (Fig. 1b; e.g., Watanabe *et al.*, 2002; Rivalta *et al.*, 2015), 母岩のレオロジーによりダイクの形状が変わる事が分かってきている (Sumita and Ota, 2011).

### 4. 気泡の核形成と成長

マグマの上昇過程における火山ガスの振る舞いは火山の噴火様式を決める最も重要な要因である。ケイ酸塩メルトには圧縮性がほとんどなく、圧力変化に伴い急激に膨張する事は、まずない。一方、マグマに溶解していた水などの火山ガスには圧縮性があり、減圧に伴い急激に膨張し、爆発的噴火を起こすことが可能である。

外部の水が関与しなければ、爆発的噴火を起こす火山ガスはもともとマグマに溶解していた水などの揮発性物質である。島弧で生産されるマグマには、0.5–6 wt% の水が溶解している (e.g., Wallace, 2005; Hamada *et al.*, 2011; Ushioda *et al.*, 2014). 揮発性物質を含むマグマの上昇に伴い、マグマは減圧され、溶解していた火山ガスが気泡を作る。気泡は核形成後、拡散成長し、減圧により膨張する。マグマの減圧実験により理論的に予測された核形成過程が確認されている (Fig. 1c; e.g., Mourtada-Bonnefoi and Laporte, 2004; Toramaru, 2006; Hamada *et al.*, 2010).

### 5. マグマと火山ガスの分離

核形成し、成長した気泡中に含まれる火山ガスが何等かの方法で静かに大気中に解放されれば爆発的噴火が回避されると考えられている。主に珪長質マグマに応用されるメカニズムとしてマグマ中にある気泡同士が繋がり、その繋がった構造を通して火山ガスが大気中に輸送されるという浸透流モデルが提案された (Eichelberger *et al.*, 1986; Klug and Cashman, 1996). 浸透率は一般には固体粒子の間を通る流体の流れに対して使われる用語であるが、ここではメルト中の気泡の中を通る気体の移動について考えている。

浸透性をにうマグマ中の気泡同士の連結構造の形成過程を理解する上でも室内実験は大変重要な役割を果たしている。減圧によりマグマ中で気泡が成長しただけで、気泡どうしが繋がるか否かは自明ではない。竹内ら (Takeuchi *et al.*, 2009) は 4–6 wt% の水を含む珪長質マグマを実験室で  $2\text{--}50 \text{ kPa s}^{-1}$  の減圧速度で減圧発泡させ、浸透率を測定した。その結果、気泡の体積分率が 80 vol% 未満の場合は気泡同士の連結による浸透率は極めて低い値  $< 10^{-15} \text{ m}^2$  であるが、80 vol% を超えると  $10^{-11.7} \text{ m}^2$  と急激に高くなる事を示した。同様の結果はアナログ物質を用いた速い減圧 ( $> 1 \text{ MPa s}^{-1}$ ) でも観察された (Namiki and Manga, 2008). Fig. 4 にまとめられたこれらの結果は、気泡の体積分率が黒丸で示したある値を超えると気泡同士の合体が始まり、急激に浸透性を獲得する事を示しているように見える (Rust and Cashman, 2011). つまり、液体の中で気泡同士が接触しても、気泡

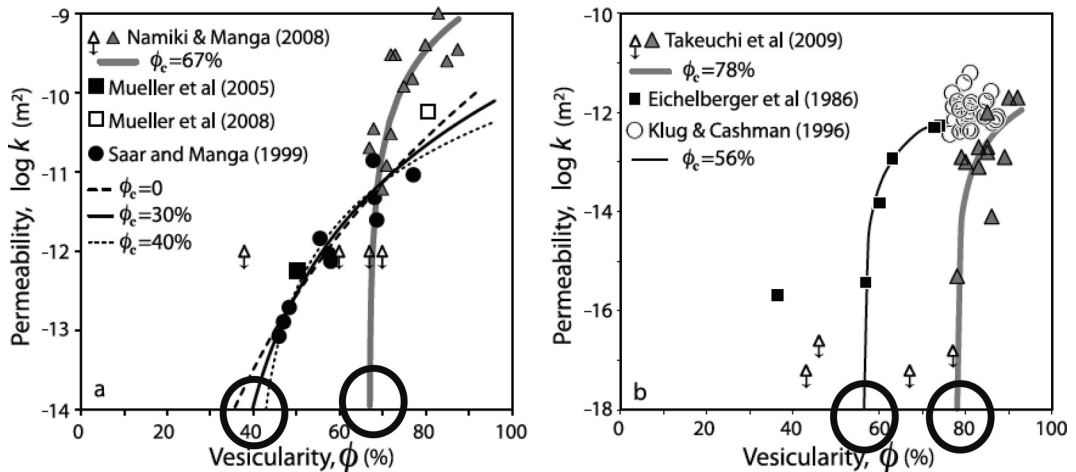


Fig. 4. Measured permeabilities compiled by Rust and Cashman (2011) with permission from Wiley. Circles indicate the sudden increase of the permeabilities at threshold bubble fractions. (a) Permeability of mafic pyroclasts and experiments with a low viscosity fluid as a function of volume fraction of bubbles. (b) Permeability of silicic samples and experiments as a function of volume fraction of bubbles.

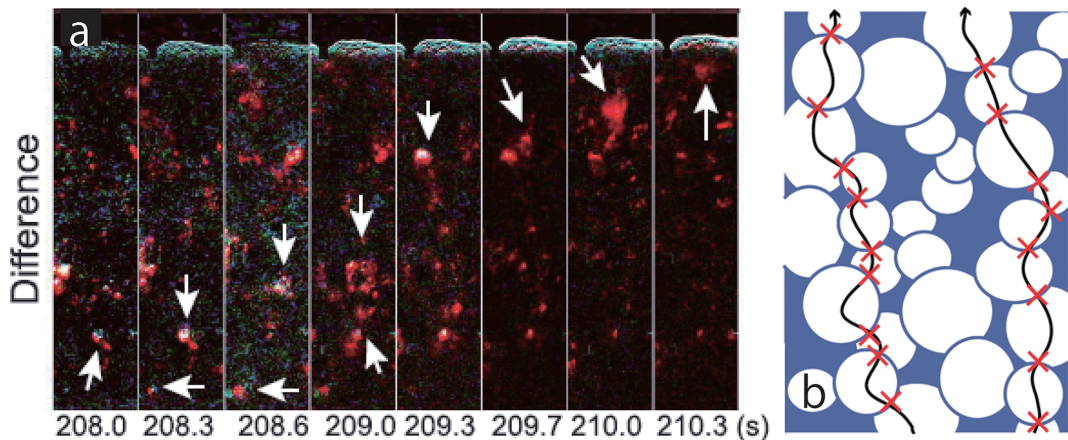


Fig. 5. (a) Propagation of film ruptures observed in an expanding foam by decompression after Namiki and Kagoshima (2014). (b) Interpreting illustration of (a). Crosses indicate the film ruptures propagating upwards.

を隔てる膜が破れなければ、気体の浸透率はゼロに近いと言える。気泡同士が接触し浸透性が発生する気泡の体積分率は Fig. 4 を見ると一定ではない。減圧速度（気泡の成長速度）や気泡のサイズ、形状などの違いによりこの閾値が変化すると考えられる (Rust and Cashman, 2011)。気泡サイズが大きくかつ減圧速度が遅い場合には、気泡を隔てる膜の破れが断続的に下方から上方に伝播し、急速な気泡の上昇のように観察される (Namiki and Kagoshima, 2014, Fig. 5)。

浸透率は単純な気泡体積分率の関数ではなく、ダイナ

ミクスにも依存する事が分かってきた。火道中を上昇するマグマはせん断変形を受けている。この変形は気泡同士の連結に重要な影響を与える。奥村ら (e.g., Okumura et al., 2009) は気泡を含むマグマをせん断変形させ、気泡同士が繋がる事、繋がった気泡が浸透率を上げる事を示した。気泡中の気体が抜けた後のマグマが萎んでいく事はマグマを使った実験 (Okumura et al., 2013)、及びアナログ物質を用いた大容量の実験 (Namiki, 2012) により確かめられている。気体が抜けてしまった後のマグマの気泡体積分率は低く、浸透率も低いと推測される。低粘性

マグマに多く含まれる CO<sub>2</sub> の輸送に関しては、気泡の上昇による分離も検討されている (Yoshimura and Nakamura, 2011).

## 6. 噴出物の破砕

マグマは高粘性流体であり、速い速度で変形する為には極めて大きい応力が必要になる。ある変形速度を超えると、変形するのに必要な応力がマグマの強度を上回り、マグマは破砕して小さな破片に分割される。その結果、爆発的噴火が起きる。よって、噴出物が破砕するか否かも噴火の様式を決める重要な素過程である (Dingwell, 1996)。この素過程を理解する上でも、室内実験は重要な役割を果たしている。

まず、高粘性流体をどうやって破砕させるのが問題となる。最初に注目されたのは固体的な破壊である。破壊力学の分野では延性破壊、ぜい性破壊という概念がある。塑性変形を伴う破壊を延性破壊、塑性変形を伴わない破壊をぜい性破壊と呼んでいる。金属を引っ張った時、くしゃんと曲がった後にぶちっときれたら、延性破壊、ガラスのコップが割れるように変形を伴わない場合にはぜい性破壊である。マグマがどちらの破壊をするかと気になる人もいるかもしれない。しかし、延性破壊は変形により破断する面が小さくなる事で応力が集中し、破砕しやすくなって起こっているのだとすれば、条件によっては両方起こると考えるのが自然である。実際、延性破壊を思わせるくびれた形状の先にぜい性破壊のような破断面が観察されている (Gonnermann, 2015)。よって、ここでは大雑把にどちらも「固体的な破壊」と呼ぶ。固体的な破壊を起こすためにはマグマが固体的に振る舞ってくれる必要がある。ケイ酸塩メルトの微視的構造は SiO<sub>4</sub> 四面体のネットワークであり、この構造が変化できればメルトは液体として振る舞う。一方、微視的構造の変化がおいつかなければ、固体的に振る舞う (e.g., Moynihan, 1995)。Webb and Dingwell (1990) は細く伸ばしたマグマを引っ張る事で、Maxwell の緩和時間より十分速い変形に対してマグマが固体的に破壊する事を示した。

火山でおきる減圧を模擬したショックチューブ型の実験においても気泡を含む熔融マグマが破砕する事が示された (Alidibirov and Dingwell, 1996)。破砕に必要な減圧量は  $\Delta P = \text{数} \sim \text{数十 MPa}$  であり、気泡の体積分率の逆数に依存する ( $\Delta P = 1.54/\phi \text{ MPa}$ ) 事がわかった (Spieler *et al.*, 2004)。同様のスケリングはアナログ物質を用いた実験によっても得られている (Namiki and Manga, 2005)。

このような固体的な破砕が起きる為には、歪速度を決める減圧速度が重要である。市原ら (Ichihara *et al.*, 2002)

は発泡させた粘弾性体の合成ゴムをショックチューブ型の装置で減圧し、固体的な破砕には減圧速度が十分に速い事が重要である事を示した。時間スケールの重要性は亀田ら (Kameda *et al.*, 2008) によっても確認されている (Fig. 1d)。一方、メルトの粘性率が高い場合、十分に速い減圧の後、破砕に至るまで時間遅れがある (Kameda *et al.*, 2013)。

固体的な破砕はマグマを細かな火砕物の破片にするだけではない。マグマが上昇する時、マグマのせん断変形は火道壁付近に集中すると考えられる。Fig. 3c のようにせん断変形が局在化する場合、応力が集中しマグマが破壊する (Goto, 1999)。破壊面が形成されると変形機構が粘性変形から摩擦になる (Fig. 1e; Okumura *et al.*, 2015)。この面は火山ガスが大気中に逃げる通路になり得る。また破壊は火山性地震を起こすと考えられる (Gonnermann and Manga, 2003; Tuffen *et al.*, 2008)。マグマは火道壁付近で破砕した後は変形の原動力となる応力を解放した事で歪速度が遅くなる。この時、マグマが十分に高温状態を保っていれば、破壊面は再び固着する。破壊面が固着すると、マグマはまた応力をためられるようになる。固着と破壊を繰り返す事で断続的なマグマの上昇を起こす可能性がある (Yoshimura and Nakamura, 2010)。

緩和時間に比べて速い減圧により固体的な破砕がおきる事はわかった。これは粘性率の高い珪長質マグマにおいて起こりやすいと考えられる。しかし、粘性の低い玄武岩マグマも爆発的に噴火する事は知られている。これは慣性により引き伸ばされたマグマがひきちぎられる為と考えられる (Namiki and Manga, 2008)。よって、その条件は慣性力と粘性応力の比の無次元数、Reynolds 数で表される

$$\text{Re} = \frac{\rho v l}{\eta} \gg 1 \quad (6)$$

Fig. 6a にこのような条件で引きちぎられた流体の写真を示す。スケールが小さい場合には表面張力が破砕するサイズを決める (Villermaux, 2007)。低粘性の玄武岩が噴火するハワイ島のキラウエア火山ではペレの髪やペレの涙と呼ばれる引き伸ばされたマグマの破片が見つかる (Fig. 6b) が、これらはマグマが引き伸ばされた結果ちぎれる流体的な破砕でできたのかもしれない (Gonnermann, 2015)。Eq. (6) を使い、玄武岩の密度 ( $\rho \sim 2,700 \text{ kg m}^{-3}$ ) と粘性率 ( $\eta < 10^3 \text{ Pa s}$ ) を考えると、玄武岩マグマが長さスケール  $l \sim \text{数 m}$  程度の火道中を多めに見積もって  $> 10 \text{ m s}^{-1}$  で上昇すれば、流体的な破砕による爆発的噴火になると予測できる。

破砕したマグマは火砕流となって流れ下る事もあるが、火砕流は粉粒体と考えられる。粉粒体が斜面を広が



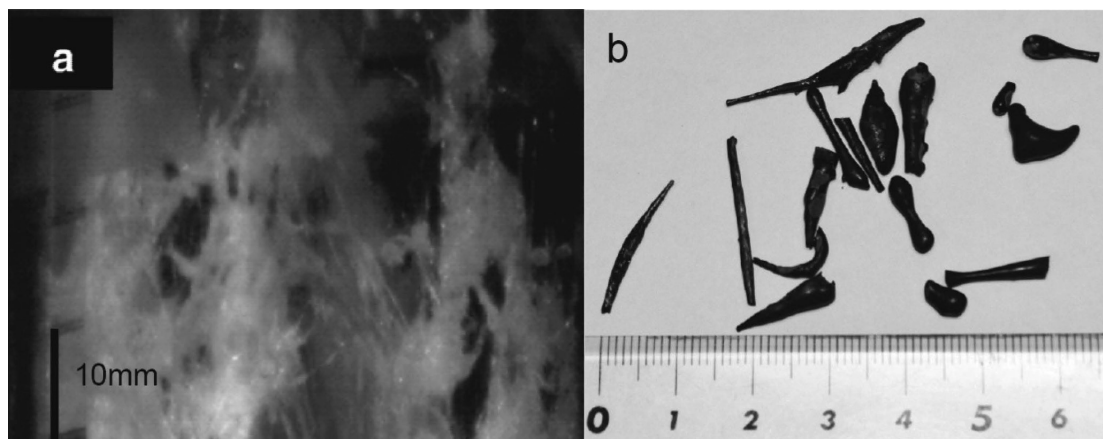


Fig. 6. (a) Fluid-dynamic break up observed in a laboratory experiment after Namiki and Manga (2008). (b) Pele's tears from Kilauea Volcano, Hawaii.

る範囲は粉粒体の摩擦特性に依存しており、この関係を明らかにする上でも室内実験は重要な役割を果たしている (Maeno *et al.*, 2013). 静かに噴出した熔岩も、冷却、収縮に伴い破壊して、柱状節理を作る。この過程は片栗粉をアナログ物質に用いた室内実験で研究されている (Toramaru and Matsumoto, 2004).

## 7. 今後の展望

これら室内実験から、かつて考えられていたように、物性と動き (ダイナミクス) を切り離して理解する事は難しい事がわかってきた。重複する部分もあるが、気泡を含むマグマの粘性率と浸透率についてここでまとめる。ダイナミクスが支配する歪速度によって気泡を含むマグマの粘性率は変わり、低粘性の部分にマグマの変形は集中する。変形された気泡同士は合体し (Fig. 3c), マグマは浸透性を獲得するが、内部のガスが抜けてしまうと浸透率は落ち、実効的な粘性率はメルトの粘性率にもどる。密度も下がる事からマグマは浮力を失い上昇は多分止まってしまう。沈み込むマグマは対流を起こすかもしれない。このように粘性率や浸透率はマグマの上昇、マグマ内の相平衡関係などと連動して変化するため、これらを定数と仮定して議論しても、本質的なことは分からない。気泡と結晶とメルトをそれぞれ別の系として数値計算できれば、気泡と結晶を含むマグマ全体の実効的な物性を考えなくても良いかもしれないが、そのような計算は現在のところ難しい。よって、ダイナミクスと物性を結合した半経験的な式が必要である。これを作成するには室内実験が必要であり、そのような式が得られれば、我々の火山ダイナミクスの理解は深まる筈である。

ダイナミクスを意識した物性測定を今後増やしていく必要がある。

違った方向性の展望として、研究方法の垣根を越えた交流が盛んになってほしい。Taddeucci らは、普通は実験室内で使用されている高速度カメラを野外に持ち出して爆発的噴火を観測し、音波の可視化に成功した (Taddeucci *et al.*, 2014)。日本でも実験家が観測機を作っている (金子他, 2010; 佐伯・大場, 2010)。実験室で通常行われている測定を屋外に持ち出すと何か新しい発見があるかもしれない。実験により作成した式を使っただけのように、モデル計算の方とも連携を良くする必要性を感じている。

以上のように、火山の噴火メカニズム解明の為に、なくてはならない室内実験であるが、現在の日本においては極めて少数派であり、絶滅の危機に瀕している。実験を行う火山学者を育てられる大学の研究室は少なく、また、育っても就職先がない。室内実験を行う研究者が野外で新しい観測方法を考案する事もあり得る。分野を超えた人材の交流が今後より進む事を期待したい。

## 謝 辞

本特集号への執筆の機会を与えてくださった奥村聡委員、査読に際し有益なコメントをお寄せいただいた石橋秀巳氏ともう一人の査読者に感謝いたします。

## 引用文献

Alidibirov, M. and Dingwell, D. B. (1996) Magma fragmentation by rapid decompression. *Nature*, **380**, 146-148.

Bagdassarov, N.S. and Dingwell, D. B. (1993) Frequency

- dependent rheology of vesicular rhyolite. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6477–6487.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M. and Papale, P. (2007) Non-newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **264**, 402–419.
- Costa, A. (2005) Viscosity of high crystal content melts: Dependence on solid fraction. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22308, doi: 10.1029/2005GL024303.
- Costa, A., Caricchi, L. and Bagdassarov, N. (2009) A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten rocks. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, Q03010, doi: 10.1029/2008GC002138.
- Daines, M. J. and Pec, M. (2015) Migration of melt. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd Edition*, 49–64, (Sigurdsson, H. ed), Academic Press, Amsterdam.
- Dingwell, D. B. (1996) Volcanic dilemma - flow or blow? *Science*, **273**, 1054–1055.
- Dingwell, D. B. and Webb, S. L. (1989) Structural relaxation in silicate melts and non-newtonian melt rheology in geologic processes. *Phys. Chem. Miner.*, **16**, 508–516.
- Eichelberger, J. C., Carrigan, C. R., Westrich, H. R. and Price, R. H. (1986) Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, **323**, 598–602.
- Giordano, D., Russell, J. K. and Dingwell, D. B. (2008) Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **271**, 123–134.
- Gonnermann, H. M. (2015), Magma fragmentation. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, **43**, 14.1–14.28.
- Gonnermann, H. M. and Manga, M. (2003) Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, **426**, 432–435.
- Goto, A. (1999) A new model for volcanic earthquake at Unzen Volcano: melt rupture model. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2541–2544.
- Goto, A., Taniguchi, H. and Kitakaze, A. (2005) Viscosity measurements of hydrous rhyolitic melts using the fiber elongation method. *Bull. Volcanol.*, **67**, 590–596.
- Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E. and Fujii, T. (2011) Polybaric degassing of island arc low-K tholeiitic basalt magma recorded by OH concentrations in Ca-rich plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **308**, 259–266.
- Hamada, M., Laporte, D., Cluzel, N., Koga, K. T. and Kawamoto, T. (2010) Simulating bubble number density of rhyolitic pumices from Plinian eruptions: constraints from fast decompression experiments. *Bull. Volcanol.*, **72**, 735–746.
- Herschel, W. H. and Bulkley, R. (1926) Konsistenzmessungen von gummi-benzollösungen. *Kolloid Z.*, **39**, 291–300.
- Hui, H. and Zhang, Y. (2007) Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, **71**, 403–416.
- Huppert, H. E. and Sparks, R. S. J. (1988) The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.*, **29**, 599–642.
- Ichihara, M., Rittel, D. and Sturtevant, B. (2002) Fragmentation of a porous viscoelastic material: implications to magma fragmentation. *J. Geophys. Res.*, **(B10)**, **107**, 2229, doi: 10.1029/2001JB000591.
- Ichihara, M., Ohkunitani, H., Ida, Y. and Kameda, M. (2004) Dynamics of bubble oscillation and wave propagation in viscoelastic liquids. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **129**, 37–60.
- Ishibashi, H. (2009) Non-newtonian behavior of plagioclase-bearing basaltic magma: Subliquidus viscosity measurement of the 1707 basalt of Fuji volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **181**, 78–88.
- Ishibashi, H. and Sato, H. (2010) Bingham fluid behavior of plagioclase-bearing basaltic magma: reanalyses of laboratory viscosity measurements for Fuji 1707 basalt. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **105**, 334–339.
- Kameda, M., Ichihara, M., Shimanuki, S., Okabe, W. and Shida, T. (2013) Delayed brittle-like fragmentation of vesicular magma analogue by decompression. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **258**, 113–125.
- Kameda, M., Kuribara, H. and Ichihara, M. (2008) Dominant time scale for brittle fragmentation of vesicular magma by decompression. *Geophys. Res. Lett.*, **258**, 113–125.
- 金子克哉・伊藤公一・安部祐一 (2010) 火山観測用自走式センサー「ほむら」の開発. *火山*, **55**, 109–118.
- Kaneko, K. and Koyaguch, T. (2004) Experimental study on the effects of crustal temperature and composition on assimilation with fractional crystallization at the floor of magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **129**, 155–172.
- Karki, B. B. and Stixrude, L. P. (2010) Viscosity of MgSiO<sub>3</sub> Liquid at Earth's Mantle Conditions: implications for an Early Magma Ocean. *Science*, **7**, 740–742.
- Klug, C. and Cashman, K. V. (1996) Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bull. Volcanol.*, **58**, 87–100.
- Koyaguchi, T., Halloworth, M. A., Huppert, H. E. and Sparks, R. S. J. (1990) Sedimentation of particles from a convecting fluid. *Nature*, **343**, 447–450.
- Krieger, I. M. and Dougherty, T. J. (1959) A mechanism for non-Newtonian flow in suspensions of rigid particles. *T. Soc. Rheol.*, **3**, 137–152.
- Lejeune, A. M. and Richet, P. (1995) Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities. *J. Geophys. Res.*, **100**, 4215–4229.
- Leshner, C. E. and Spera, F. J. (2015) Thermodynamic and transport properties of silicate melts and magma. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd Edition*, 113–141, (Sigurdsson, H. ed), Academic Press, Amsterdam.
- Llewellyn, E. W., Mader, H. M. and Wilson, S. D. R. (2002) The rheology of a bubbly liquid. *P. Roy. Soc. A*, **458**, 987–1016.
- Mader, H. M., Llewellyn, E. W. and Mueller, S. P. (2013) The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **257**, 135–158.
- Maeno, F., Hogg, A. J., Sparks, R. S. J. and Matson, G. P. (2013) Unconfined slumping of a granular mass on a slope. *Phys. Fluids*, **25**, 023302.
- 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.
- Moynihan, C. T. (1995) Structural relaxation and the glass transition. *Rev. Mineral. Geochem.*, **32**, 1–19.
- Muller, S., Llewellyn, E. W. and Mader, H. M. (2010) The rheology of suspensions of solid particles. *P. Roy. Soc. A*, **466**, 1201–1228.
- Murase, T. and McBirney, A. R. (1973) Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3563–3592.
- Namiki, A. (2012) An empirical scaling of shear-induced outgassing during magma ascent: intermittent magma ascent causes effective outgassing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **353–354**, 72–81.
- Namiki, A. and Kagoshima, T. (2014) Intermittent and efficient outgassing by the upward propagation of film ruptures in a bubbly magma. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 919–935, doi: 10.1002/2013JB010576.
- Namiki, A. and Manga, M. (2005) Response of a bubble bearing viscoelastic fluid to rapid decompression: implications for explosive volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 269–284.
- Namiki, A. and Manga, M. (2008) Transition between fragmentation and permeable outgassing of low viscosity magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **169**, 48–60.
- 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.
- Okumura, S., Nakamura, M., Uesugi, K., Nakano, T. and Fujioka, T. (2013) Coupled effect of magma degassing and rheology on silicic volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **362**, 163–170.
- Okumura, S., Uesugi, K., Nakamura, M. and Sasaki, O. (2015) Rheological transitions in high-temperature volcanic fault zones. *J. Geophys. Res.*, **120**, 2974–2987, doi: 10.1002/2014JB011532.
- Pal, R. (2003) Rheological behavior of bubble-bearing magmas. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **207**, 165–179.
- Rivalta, E., Taisne, B., Bungler, A. P. and Katz, R. F. (2015) A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions. *Tectonophysics*, **638**, 1–42.
- Rogers, N. (2015) The composition and origin of magmas. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd Edition*, 93–112, (Sigurdsson, H. ed), Academic Press, Amsterdam.
- Roscoe, R. (1952) The viscosity of suspensions of rigid spheres. *Brit. J. Appl. Phys.*, **3**, 267–269.
- Rust, A. C. and Cashman, K. V. (2011) Permeability controls on expansion and size distributions of pyroclasts. *J. Geophys. Res.*, **116**, B11202, doi: 10.1029/2011JB008494.
- Rust, A. C. and Manga, M. (2002) Effects of bubble deformation on the viscosity of dilute suspensions. *J. Non-Newton. Fluid Mech*, **104**, 53–63.
- 佐伯和人・大場 武 (2010) 火山観測ツールとしての無人観測機の開発. *火山*, **55**, 137–146.
- Sato (2005) Viscosity measurement of subliquidus magmas: 1707 basalt of Fuji volcano. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **100**, 133–142.
- Shaw, H. R. (1972) Viscosities of magma silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, **272**, 870–893.
- Shibano, Y., Namiki, A. and Sumita, I. (2012) Experiments on upward migration of a liquid-rich layer in a granular medium: Implications for a crystalline magma chamber. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **13**, Q03007, doi: 10.1029/2011GC003994.
- Shibano, Y., Sumita, I. and Namiki, A. (2013) A laboratory model for melting erosion of a magma chamber roof and the generation of a rhythmic layering. *J. Geophys. Res.*, **118**, 4101–4116.
- Sparks, R. S. J. (2003) Forecasting volcanic eruptions *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 1–15.
- Spieler, O., Kennedy, B., Kueppers, U., Dingwell, D. B., Scheu, B. and Taddeucci, J. (2004) The fragmentation threshold of pyroclastic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **226**, 139–148.
- Stickel, J. J. and Powell, R. L. (2005) Fluid mechanics and rheology of dense suspensions. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **37**, 129–149.
- Sumita, I. and Manga, M. (2008) Suspension rheology under oscillatory shear and its geophysical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **269**, 467–476.
- Sumita, I., and Ota, Y. (2011) Experiments on buoyancy-driven crack around the brittle-ductile transition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **304**, 337–346.
- Taddeucci, J., Sesterhenn, J., Scarlato, P., Stampka, K., Bello, E. D., Fernandez, J. J. P. and Gaudin, D. (2014) Highspeed imaging, acoustic features, and aeroacoustic computations of jet noise from strombolian (and vulcanian) explosions. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3096–3102, doi: 10.1002/2014GL059925.
- Takada, A. (1990) Experimental study on propagation of liquid-filled crack in gelatin: Shape and velocity in hydrostatic stress condition. *J. Geophys. Res.*, **95**, 8471–8481.
- Takeuchi, S. (2015) A melt viscosity scale for preeruptive magmas. *Bull. Volcanol.*, **116**, 41.
- Takeuchi, S., Tomiya, A. and Shinohara, H. (2009) Degassing conditions for permeable silicic magmas: implications from decompression experiments with constant rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **283**, 101–110.
- Taniguchi, H. (1992) Entropy dependence of viscosity and the glass-transition temperature of melts in the system diopside-anorthite. *Contrib. Mineral. Petr.*, **109**, 295–303.
- Toramaru, A. (2006) BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **154**, 303–316.
- Toramaru, A. and Matsumoto, T. (2004) Columnar joint morphology and cooling rate: A starch-water mixture experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02205, doi: 10.1029/2003JB002686.
- Tuffen, H., Smith, R. and Sammonds, P. R. (2008) Evidence for seismogenic fracture of silicic magma. *Nature*, **453**,

- 511-514.
- Ushioda, M., Takahashi, E., Hamada, M. and Suzuki, T. (2014) Water content in arc basaltic magma in the Northeast Japan and Izu arcs: an estimate from Ca/Na partitioning between plagioclase and melt. *Earth Planets Space*, **66**, 127.
- Villermaux, E. (2007) Fragmentation. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, **39**, 419-446.
- Wallace, P. (2005) Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **140**, 217-240.
- Watanabe, T., Masuyama, T., Nagaoka, K. and Tahara, T. (2002) Analog experiments on magma-filled cracks: Competition between external stresses and internal pressure. *Earth Planets Space*, **54**, 1247-1261.
- Webb, S.L. and Dingwell, D.B. (1990) Non-newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: Experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite. *J. Geophys. Res.*, **95**, 15695-15701.
- Yoshimura, S. and Nakamura, M. (2010) Fracture healing in a magma: An experimental approach and implications for volcanic seismicity and degassing. *J. Geophys. Res.*, **115**, B09209, doi: 10.1029/2009JB000834.
- Yoshimura, S. and Nakamura, M. (2011) Carbon dioxide transport in crustal magmatic systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**, 470-478.

(編集担当 奥村 聡)