

# 火山ガス観測研究から見る地下のマグマ挙動 および噴火現象の解釈

風早竜之介\*・森 俊哉\*\*

(2015年8月31日受付, 2015年12月15日受理)

Interpretations for Magmatic Process and Eruptive Phenomena  
by Way of Volcanic Gas Studies

Ryunosuke KAZAHAYA\* and Toshiya MORI\*\*

Volcanic gas plays a crucial role in the dynamics of eruption and ascent of magma. Volatiles degassed from magma are emitted to the surface as high temperature volcanic gases. Lately observation techniques to measure volcanic gas have been developed, allowing us to monitor volcanic activities and to compare the volcanic gas data with geophysical data. The volcanic gas composition and emission rates have been measured so as to elucidate the magma plumbing system. The volcanic gas composition gives us the information of degassing pressure and temperature of the volcanic gas within the volcano. The volcanic gas emission rates reflect the production rates of the degassed magma within the volcano.

In many cases, the amount of volcanic gas observed exceeds the gas amount which can be degassed from the erupted magma. At some active volcanoes, a significant amount of volcanic gas is emitted not only during eruptive periods but even during quiescently degassing periods. These results suggest that only a portion of magma is erupted yet the rest is degassed at a depth without discharge. These observational results are known as “excess degassing”. To explain this, degassing models (the permeable flow, magma convective degassing, and gas percolation models) were proposed. Recent studies suggest that the condition of bubble segregation from the magma is a key parameter for the magma degassing process, which controls if an eruption becomes explosive or not. If the bubble separation from the magma does not occur during the magma ascent, the gas volume fraction of the magma increases monotonously, leading to the fragmentation of magma. The transition of the closed- to open-degassing within the conduit was proposed so as to explain the significant volcanic gas emission without eruptions.

Recent developments of volcanic gas observation techniques have opened up the possibility to reveal the linkages between degassing and geophysical (seismic or geodetic) phenomena. The relationship between very-long-period seismic events and volcanic gas exhalation was found by multi-disciplinary observations. From the viewpoint of the geodesy, the volcanic gas emission could cause deflation of the volcanic body. The examination of the magmatic and volcanic processes from both viewpoints of geochemical and geophysical studies is important.

**Key words:** volcanic gas, magma movement, volatiles in magma, magma degassing process, linkages between volcanic gas and geophysical phenomena

## 1. 序 文

火山ガス放出はマグマの上昇を規制しているため、火

山・噴火現象を理解する上で重要である。マグマ中の揮  
発性成分濃度はマグマの密度・粘性をコントロールして

\* 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1  
国立研究開発法人産業技術総合研究所  
Geological Survey of Japan, National Institute of Ad-  
vanced Industrial Science and Technology, 1-1-1 Higashi,  
Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan.

\*\* 〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1  
東京大学大学院理学系研究科 地殻化学実験施設

Geochemical Research Center, Graduate School of Science,  
The University of Tokyo, 7-3-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113-  
0033, Japan.

Corresponding author: Ryunosuke Kazahaya  
e-mail: von.kazahaya@aist.go.jp

いる (Bottinga and Weill, 1970; Giordano *et al.*, 2008). また、マグマ中に生じる気泡はマグマ全体の密度を著しく低下させる。マグマが火道中で上昇する原動力の一つとして、周囲岩石との密度差による浮力が挙げられる。このため、マグマ中の揮発性成分濃度及び気泡量の密度への影響はマグマ上昇プロセスを考える上で重要であり、マグマの地表への噴出の有無及び噴火様式決定に関わる大切な問題である。火山ガス放出率や組成の変化は地下のマグマと揮発性成分の分離プロセス変化を反映していると考えられており、実際噴火現象に対応した変化が捉えられる場合がある (Hernández *et al.*, 2001; Burton *et al.*, 2007a). また、噴火準備過程においてマグマの上昇・浅部への貫入に対応した火山性地震の発生や地殻変動が地球物理観測によって捉えられてきたが、近年火山ガス観測技術の充実により火山性地震や地殻変動と火山ガス放出過程の関係が明らかになりつつある (Waite *et al.*, 2013; Kazahaya *et al.*, 2015a). 今後、火山ガスと地球物理観測の相補研究によるマグマ上昇プロセスの更なる理解が期待されている。

火山ガスは、マグマから分離 (脱ガス) され地表に放出される高温の気体である。主な火山ガスの成分は水 ( $H_2O$ )、二酸化炭素 ( $CO_2$ )、二酸化硫黄 ( $SO_2$ ) であり、この三種類のガス種が一般的に火山ガス中 90 mol% 以上を占める (Symonds *et al.*, 1994; Fischer, 2008). 中でも  $H_2O$  は火山ガス中の大部分を占める重要な構成要素である。 $CO_2$  は溶解度が低く、深部・高圧条件下でもメルト相から気相へと移動するため、脱ガスプロセスを考える上で重要である。一方、 $SO_2$  は大気中にほとんど存在せず、また紫外線リモートセンシングを用いて比較的容易に定量できるため、火山ガス放出量の指標として扱われている。その他の火山ガスの主成分として、硫化水素 ( $H_2S$ )、水素 ( $H_2$ )、塩化水素 ( $HCl$ )、フッ化水素 ( $HF$ ) 等が挙げられる。多くの島弧火山では  $H_2O$  が火山ガス中の 95 mol% 以上を占めるが、イタリアの火山等  $CO_2$  に富む例外も存在する (Giggenbach, 1996; Shinohara *et al.*, 2008).

火山学における火山ガスの重要性については、既に多数の日本語の総説が出版されている。例えば、風早・篠原 (1994) は揮発性成分のマグマ密度に対する影響に着目し、マグマ上昇プロセスについて論じている。篠原・風早 (1995) では主に噴火過程における火山ガスの役割についてまとめている。風早・篠原 (1996) は過剰脱ガスに関する火山ガス観測技術及びマグマ脱ガスモデルについてまとめている。また、篠原 (2005) では、火山ガス観測手法からデータの解釈まで簡潔にまとめられている。本総説ではなるべく重複を避け、火山地下のマグマの挙動及び噴火現象の解釈について、火山ガス観測研究

の見地からまとめる。まず2章にて地表に放出された火山ガスの観測手法について述べ、3章にて火山ガス観測データが示す地下のマグマ活動への手掛かり・解釈についてまとめる。4章にて、火山ガス放出と火山地下のマグマプロセスを結びつけるために必要なマグマ脱ガスモデルについて述べ、5章にて火山ガスと地球物理観測研究の関係について俯瞰する。

## 2. 火山ガス観測

マグマから脱ガスし地表に放出された火山ガスは、火山ガスを供給したマグマの量や脱ガスが起こった圧力や温度に関する情報を持っている。マグマから脱ガスした揮発性成分が地表に放出される状況は次の3つの場合に大別できる。一つ目は噴火時にマグマ等と共に放出される場合、二つ目は非噴火時に火口や噴気地帯から放出される場合、そして三つ目は山体地表面・土壌からの拡散放出である。本章では、火山ガス組成および火山ガス放出率の観測手法についてまとめる。また、マグマ脱ガスプロセスのモデリングに必要となるマグマに溶存している揮発性成分の定量方法について述べる。

### 2-1 火山ガス組成観測

人間が噴気孔に接近できる場合は、放出されている火山ガスを直接採取し分析する事によって火山ガスの成分・同位体等を測定する事が出来る (Giggenbach and Goguel, 1989). だが、一般的に大規模な火山ガス放出は接近が困難な場所で生じている場合が多い。安全面から、噴火活動が活発な時期には山頂火口等で直接火山ガス採取を行う事は難しい。近年、移流してきた火山噴煙を火口近傍あるいはリモートセンシングを用いて観測する事によって火山ガス組成を推定する技術が開発されてきた (Mori and Notsu, 1997; Aiuppa *et al.*, 2005; Shinohara, 2005; Shinohara and Witter, 2005; Burton *et al.*, 2007a; Shinohara *et al.*, 2008).

Aiuppa *et al.* (2005) 及び Shinohara (2005) は火山ガス組成を測定するポータブル観測装置 (Multi-GAS) を開発した (Fig. 1a). この装置は  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_2$ ,  $H_2S$ ,  $H_2$  等の小型センサーによって構成され、風下で火山噴煙 (火山ガスと大気の混合物) を観測する事により、各火山ガス成分の濃度変化を計測する。これらガス種の濃度変化の相関を計算する事によって火山ガスの組成比が推定出来る。火山ガスの主成分である  $HCl$  は良好な小型センサーが存在せず、現状の Multi-GAS 単体の観測システムでは測定する事は難しい。だが、Multi-GAS 観測にアルカリフィルター法を組み合わせる事で  $HCl$ ,  $HF$  等を含めた主要火山ガスの組成の推定が可能である (Shinohara and Witter, 2005). これらの観測に用いる機材は軽量のため、



Fig. 1. Instruments and methods to measure volcanic gas. (a) Multi-GAS instrument. (b) Fourier transform infrared spectral radiometer (FTIR). (c) Walking traverse method using the DOAS technique (UV spectrometer USB2000+ based; OceanOptics, Inc.). (d) Closed Chamber Method (Portable Fluxmeter LICOR based; Westsystems, S. r. l.) for soil CO<sub>2</sub> flux measurement.

噴火発生時にも無人航空機等を用いて安全に噴煙観測が可能である (Shinohara, 2013a). また、Multi-GAS は小型・低消費電力のため、火口近傍への設置・連続観測が実施されている (Aiuppa *et al.* 2009; Shinohara *et al.* 2015). Multi-GAS のもう一つの特徴として、秒単位という高い時間分解能で火山ガス成分濃度変化の測定が可能である事が挙げられる。この特性を利用して、Moussallam *et al.* (2012) は南極エレバス火山において、火山ガス放出メカニズム変動に起因する周期的な火山ガス組成変化を捉えた。

火山ガスのほとんどの成分は赤外活性であり赤外分光法により測定が可能であるため、実際にフーリエ変換赤外分光放射計 (FTIR) を使用して火山ガス組成比の遠隔測定が行われている (Fig. 1b). この手法は 1990 年代はじめに雲仙普賢岳の溶岩ドームから噴出する火山ガスの HCl と SO<sub>2</sub> の組成比の遠隔測定 (Mori *et al.*, 1993) で用いられて以降、世界中の多くの火山で使用されている。この観測手法では火山ガス成分による赤外吸収を測定し

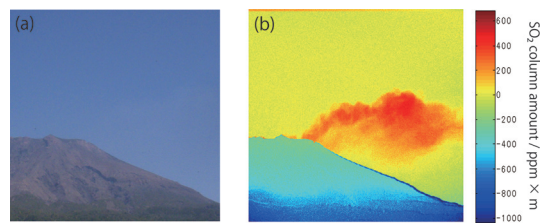


Fig. 2. Volcanic plume image at Sakurajima volcano, Japan. (a) Visual image of the plume taken by a normal video camera. Volcanic SO<sub>2</sub> is transparent and invisible. (b) SO<sub>2</sub> visualization in the volcanic plume by means of the SO<sub>2</sub> camera observation system. The colors correspond to column amount of SO<sub>2</sub> as shown in the color bar set on the right-hand side.

ているため、観測位置からみて火山噴煙の背後に何らかの赤外光源が必要である。赤外光源としては、溶岩や噴気地帯周辺の高温暖地帯 (Mori *et al.*, 1993; Allard *et al.*,



2005), 人工光源 (Francis *et al.*, 1995), 太陽 (Francis *et al.*, 1998; Oppenheimer *et al.*, 1998), そして月 (Burton *et al.*, 2001) が使われており, 火山ガス成分として, SO<sub>2</sub>, HCl, HF, SiF<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>O, COS の成分が測定されているが (Notsu *et al.*, 1993; Mori *et al.*, 1993; Francis *et al.*, 1995, 1996; Mori and Notsu, 1997; Burton *et al.*, 2000), 上記の成分のうち CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O などの成分は大気中に多く含まれるため, 赤外光源と測定装置間の距離が長い (>1 km) 測定条件下では定量が難しい. この観測手法は遠方から安全に測定を行う事が出来るため, 特に噴火中の火山ガス組成の測定に数多く使用されている. 噴火時と非噴火時の火山ガス組成の差異を明らかにすることにより, 噴火に関与した火山ガスの情報など火山噴火機構を理解するうえで貴重な知見が得られる (Allard *et al.*, 2005; Burton *et al.*, 2007a).

## 2-2 火山ガス放出率観測

火山ガスの放出率時間変化が解ればそれを時間積分する事で, 火山ガス放出量を見積もることが出来る. 火山ガスの主成分である H<sub>2</sub>O や CO<sub>2</sub> は大気中に多く含まれているため, 火山噴煙中の H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> の放出率を直接見積もる事は一般的に難しい. このため, 大気中にほとんど含まれておらず紫外線リモートセンシングを用いて比較的容易に定量が可能な SO<sub>2</sub> の放出率が火山ガス放出率の指標として測定されてきた. 1970 年台から COSPEC と呼ばれる観測装置により地上からの火山性 SO<sub>2</sub> 放出率の観測が始まった (Millan, 1980; Stoiber *et al.*, 1983). 2000 年初頭に小型紫外分光計を利用した安価・小型な装置による SO<sub>2</sub> 定量法 (DOAS 法) が開発され (Galle *et al.*, 2002; Horton *et al.*, 2006; Mori *et al.*, 2007), ウォーキングトラバース等の観測技術の開発・普及が進み (Fig. 1c), 非噴火時の SO<sub>2</sub> 放出率の連続自動測定等が為されるようになった (Edmonds *et al.*, 2003b; Galle *et al.*, 2010). 一方, 大規模噴火時の噴煙は空間規模が大きいので, 地上から SO<sub>2</sub> 放出率を測定する事は難しい場合が多い. こうした大規模噴火噴煙内の SO<sub>2</sub> 量は衛星を用いた紫外線観測によって見積もられてきた (Krueger, 1983; Krueger *et al.*, 1995; Krotkov *et al.*, 2006; Carn *et al.*, 2009). SO<sub>2</sub> 放出量と前節で述べた火山ガス組成を組み合わせる事で, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> 等を含めた全火山ガス放出量を見積もることが可能となる.

COSPEC や DOAS 法による観測では通常風下で移流してきた噴煙を観測対象とするため, 火山ガス放出率の秒単位の時間変動を捉える事は難しい. また, 複数火口がある火山においては移流に伴う噴煙の混合により, 各火口の SO<sub>2</sub> 放出率の分離定量をする事が困難であった. 近年, 高い空間・時間分解能を持つ SO<sub>2</sub> 放出率観測技術

が開発された. Mori and Burton (2006) や Bluth *et al.* (2007) は紫外線に感度がある CCD カメラと紫外線バンドパスフィルターを組み合わせることで, 火山噴煙中の SO<sub>2</sub> を可視化・定量する観測装置を開発した (Fig. 2). これにより, SO<sub>2</sub> 放出率の秒単位の測定が可能となった. また, 火山噴煙中の SO<sub>2</sub> カラム量の分布を面的に可視化して捉えることが出来るため, 複数火口からの SO<sub>2</sub> 放出率の分離定量が可能となった (Tamburello *et al.*, 2010; Kazahaya *et al.*, 2013). この観測手法は従来の SO<sub>2</sub> 放出率観測手法の主な誤差要因であった風速を高精度に測定できるため, 確度が高い SO<sub>2</sub> 放出率見積りが可能である. だが, 観測中の天候変化等による紫外線変動の影響を受けやすく, 観測条件に恵まれないと質の良いデータが得られないという欠点がある.

火山からの火山ガス放出には山体地表面からの拡散放出 (diffuse degassing) という形態がある. 拡散放出は噴気孔や火口から放出される噴煙とは異なり, 山体土壌地表面から目に見えない形でしみだすようにガスが放出する現象で, 1990 年代初め以降注目を集めている (Baubron *et al.*, 1990; Allard *et al.*, 1991; Chiodini *et al.*, 1998). 放出されるガスは低温 (気温レベルから 100°C 以下) で, 火山ガス成分としては CO<sub>2</sub> が主要成分となる. CO<sub>2</sub> 以外のガス種は土壌中を通過する際に凝縮・反応等によって地上に放出される前に失われてしまうと考えられるが, 土壌 CO<sub>2</sub> の明確な起源は不明である. 噴煙活動が活発な火山では火山噴煙を含めた総 CO<sub>2</sub> 放出率に対する CO<sub>2</sub> 拡散放出率は 0-50% を占めており, 噴煙活動が活発にも関わらず CO<sub>2</sub> 拡散放出が確認されない火山もある一方で, 噴煙活動が低調であるにも関わらず大量の CO<sub>2</sub> 拡散放出がみられる火山もある (Burton *et al.*, 2013).

CO<sub>2</sub> の拡散放出率は, 土壌にお椀状のチャンバーを被せその内部の CO<sub>2</sub> 濃度の上昇率を計測する事によって測定するクローズド・チャンバー法 (Parkinson, 1981; Baubron *et al.*, 1990; Chiodini *et al.*, 1998) が一般的に用いられている (Fig. 1d). この手法を用いて火山地域からの CO<sub>2</sub> 拡散放出率の推定 (Chiodini *et al.*, 1998; Hernández *et al.*, 2001; Cardellini *et al.*, 2003), 山体浅部構造との関連付け (Chiodini *et al.*, 1996; Carapezza *et al.*, 2009; Toutain *et al.*, 2009) が行われている. 拡散放出測定の利点の一つは, 扱うガスが低温で腐食性の高い酸性ガスを含まないため, 直接高温の噴気や火口ガスを測定するのに比べて連続測定を行うのが比較的容易である点である. 実際, この手法により多くの火山で連続モニタリングが実施されていて, 火山活動の評価にも使用されている.

## 2-3 メルト中揮発性成分測定

火山ガスはマグマに溶存していた揮発性成分が脱ガス

し地表に放出された物であるため、マグマに溶存していた揮発性成分量の情報があれば、地表で測定された火山ガスデータと火山地下でのマグマ供給系と結びつけてマグマ脱ガス条件等を推定する事が可能となる。脱ガス前にマグマに溶存していた揮発性成分量は、結晶に取り込まれたメルトインクルージョンを分析する事によって推定する事が出来る (Devine *et al.*, 1984)。メルトインクルージョンの溶存揮発性成分濃度はメルトインクルージョンが結晶に取り込まれた圧力・温度条件を反映していると考えられている (Saito *et al.*, 2005; Spilliaert *et al.*, 2006; Saito *et al.*, 2010)。メルトインクルージョン中の揮発性成分である H<sub>2</sub>O 及び CO<sub>2</sub> は主に FTIR (Fourier transform infrared spectrometry) や SIMS (secondary ion mass spectrometry) を用いて、S や Cl は EMPA (electron microprobe analyses) を用いて測定される (Blundy *et al.*, 2010)。メルトインクルージョンの総説については齋藤 (2005) に詳細にまとめられているので併せて参照されたい。

### 3. 火山ガス観測から示唆されるマグマ活動の手掛かり

火山ガス放出量及びメルトインクルージョン中の揮発性成分濃度によって、火山ガスを供給したマグマの量を見積もる事が出来る。また、火山ガス組成はマグマが脱ガスした圧力や温度を知る手掛かりとなる。熱水系が発達し水蒸気噴火を引き起こすような火山では、火山ガスがマグマ由来の組成を持っているか否かが噴火活動へのマグマ関与の有無を判断する上で重要な基準の一つとなる。本章では観測された火山ガスの放出量及び組成から示唆される火山地下のマグマ活動の知見について述べる。

#### 3-1 CO<sub>2</sub> 土壌拡散放出

継続的に大量の火山ガスを放出する火山 (例えばイタリアのストロンボリ火山等) では火山噴煙を含めた総 CO<sub>2</sub> 放出率に対する CO<sub>2</sub> 拡散放出率は通常 10-20% と決して無視できる量でない (Burton *et al.*, 2013; Hernández *et al.*, 2015)。このため、火山からのガス放出を考えるうえで CO<sub>2</sub> 拡散放出はガス放出過程として重要である。

マグマが上昇する過程でマグマ中の CO<sub>2</sub> は深部・高圧条件下で脱ガスすると考えられており、土壌 CO<sub>2</sub> 拡散放出はマグマの上昇の初期段階で変動がみられることが期待される。実際、これまでに噴火に先駆けて拡散放出率の上昇や変動がみられている。例えば、有珠山 2000 年噴火の際には噴火の約 6 か月前に大幅な CO<sub>2</sub> 拡散放出率の上昇が確認されている (Hernández *et al.*, 2001)。スペインの 2011-2012 年 El Hierro 火山海底噴火では、噴火地点から約 11 km 離れた El Hierro 島中央部に設置した CO<sub>2</sub> 拡散放出率の連続観測装置により、群発地震の開始

に呼応した CO<sub>2</sub> 拡散放出率の変化が観測された (Pérez *et al.*, 2012)。また、イタリアのストロンボリ火山においても 2002-2003 年の噴火活動期の開始 1 週間前に、山頂火口縁の CO<sub>2</sub> 拡散放出率の急増が観測されている (Carapezza *et al.*, 2004)。こうした土壌 CO<sub>2</sub> 拡散放出の噴火活動に前駆する変化は、マグマの上昇開始や新規マグマの注入などの地下でのマグマ挙動の兆候をとらえる重要な指標になると考えられている。ただし、その変化のパターンは一定ではなく、これらの変化機構や深部マグマの脱ガスとの関連についての詳細は不明であり、今後さらなる検討が必要である。

#### 3-2 マグマの脱ガス温度・圧力

マグマの脱ガス温度・圧力の見積りは、噴火活動評価の上で重要である。火山ガスは脱ガス直後はマグマと化学平衡に達していると考えられるが、地表に放出されるまでに冷却・減圧され気相内で化学平衡の移動が起こる。だが、低温では化学反応速度が低下するため、冷却途中で化学反応が温度低下を追従できなくなり、反応は実質的に停止する。この過程を反応の凍結 (quench) と呼ぶ。このため、地表に放出される途中で凍結された火山ガスの組成は火山地下での平衡状態を保存していると期待される (大場, 1997)。これを利用すれば、火山ガス組成データにより火山地下での火山ガスの温度 (見かけ平衡温度; AET) を見積もることが出来る。よく用いられるのは以下の二つの化学反応式の化学平衡を利用したものである (Ohba *et al.*, 1994; Shinohara *et al.*, 2008)。



見かけ平衡温度は反応式 (1) と反応式 (2) の計算結果に食い違いが生じたり、地表の火山噴気温度と異なる値を示すことがある。例えば、2003-2008 年の雌阿寒岳の噴気 (96-1 火口、ナカマチネシリ、北西噴気、前 96-1 火口) では、見かけ平衡温度は反応式 (1) 及び (2) で異なり、地表の噴気温度 (50-400°C) よりも非常に高い値 (250-500°C) を示した (Shinohara *et al.*, 2011)。Shinohara *et al.* (2011) は、噴気の火山ガス組成・同位体組成・高い見かけ平衡温度データより、雌阿寒岳に複数存在する噴気のソースは共通で、高温のマグマ由来のガスであると結論付けた。このように、火山ガスから見積もられる見かけ平衡温度は、噴気孔の直接測定や熱赤外観測等からは得られないものであり、地下のマグマの状態を知る上での重要な手掛かりである。近年では反応式 (1) や (2) 以外に、H<sub>2</sub> の同位体平衡を用いた推定も行われている (Tsunogai *et al.*, 2011)。

火山ガスの溶解度はガス種毎に大きく異なる。例えば圧力 100 MPa における玄武岩質メルト中では、溶解度が低い CO<sub>2</sub> はメルト中に 100 ppm 程度しか溶存できないのに対し、溶解度の高い H<sub>2</sub>O は 2.8 wt% 程度溶存できる (Lesne *et al.*, 2011)。このガス種毎の溶解度の違いと初期メルトの H<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub> の量、地表に放出された火山ガスの組成を用いれば、マグマが脱ガスした圧力を見積もることが出来る (Saito *et al.*, 2005; Burton *et al.*, 2007a; Shinohara *et al.*, 2008)。例えば、Burton *et al.* (2007a) はストロンボリ火山において定常的な火山ガス放出時とストロンボリ式噴火発生時における火山ガス組成を測定し、定常的な火山ガス放出時の火山ガス組成が低圧条件下脱ガス (0.3–4 MPa; 地表付近) を、ストロンボリ式噴火発生時の火山ガス組成が高圧条件下脱ガス (20–80 MPa; 0.8–3 km) を示唆している事を示した。この結果は、ストロンボリ火山において定常的に地表付近までマグマが上昇し脱ガスしている事、一方でストロンボリ式噴火は定常ガス放出と異なり、深部にて生成された巨大泡 (slug) の上昇が関与していると解釈される。また、Shinohara *et al.* (2008) は 2005–2006 年におけるエトナ火山の火山ガス組成の大きな変動が脱ガス圧力変動 (0–100 MPa) により生じている事を明らかにした。この火山ガス組成変動は、マグマ溜に集積した CO<sub>2</sub> に富む気泡の上昇・混合、あるいは火道内で対流するマグマのマグマヘッドの深度変化によって解釈が可能であるが、これら解釈の定量的な評価には火山ガス放出率データが必要であり、今後火山ガス放出率・組成の連続的な観測が重要である。

### 3-3 噴火活動と火山ガス放出

火山噴火発生時には溶岩や火山砕屑物と共に大量の火山ガスが放出される。一度の噴火で放出される SO<sub>2</sub> ガス量の規模は数千 ton から千万 ton 以上になる場合がある (Bluth *et al.*, 1992; Carn *et al.*, 2009)。マグマ脱ガス・火山ガス放出の過程を通じて、揮発性成分に乏しいマグマ (脱ガスマグマ) が生成される。メルトインクルージョンと噴出物ガラス中の S 濃度の差と、噴火で噴出したマグマ量から、噴出マグマから脱ガスした SO<sub>2</sub> 量を見積もることが出来る (Devine *et al.*, 1984)。だが、多くの火山において、観測される SO<sub>2</sub> 放出量は地表に噴出したマグマ量から期待される SO<sub>2</sub> 脱ガス量を大幅に上回る (Wallace, 2001; Shinohara, 2008)。この食い違いは過剰脱ガス (excess degassing) と呼ばれている。この現象を説明するために、噴火に先んじてマグマ溜に気泡が集積する事により増圧し噴火に至るといったモデルが提唱されている (Wallace, 2001; Shinohara, 2008)。一方で活発な噴煙活動が継続している火山においては噴火 (火口からの

固体物質の噴出現象) が発生しない時期にも大量の火山ガスが放出し続けている事が観測されている (Allard, 1997; Andres and Kasgnoc, 1998; Mori *et al.*, 2013; Shinohara, 2013b)。新燃岳 2011 年噴火の際は噴火後の 2 週間間に 280 kton (Mori and Kato, 2013)、三宅島 2000 年噴火の際は噴火後に最大 230 kton/day の SO<sub>2</sub> 放出率が観測された (Kazahaya *et al.*, 2004)。特に三宅島の場合では、SO<sub>2</sub> 放出率は次第に減少していったが、10 年間に上日平均 1,000 ton/day 以上という高い SO<sub>2</sub> 放出率が維持された (Saito *et al.*, 2010)。これらの非噴火時の高い SO<sub>2</sub> 放出率は、非噴火時にも火山地下で大量のマグマが脱ガスしている事を示している。これらのマグマの噴出を伴わない火山ガス放出も広義の過剰脱ガスである。

## 4. マグマ脱ガスモデルとその適用

本章では地表で観測される火山ガス放出現象と地下のマグマ活動を結びつけるために必要なマグマ脱ガスモデルについて述べる。マグマと気泡がマグマ溜等の深部で分離する場合と火道上部等の浅部で分離する場合は、マグマの脱ガスプロセスは大きく異なる。マグマを地表に放出せずに持続的に大量の火山ガスが放出されているという観測事実を説明するために次に示すマグマ脱ガスモデルが提唱されている。此处ではマグマ脱ガスモデルとして、浸透流モデル (permeable flow model)、火道内マグマ対流モデル (magma convective degassing)、ガスパーコレーションモデルの 3 つを紹介する。

### 4-1 浸透流モデル

Edmonds *et al.* (2003a) は Soufrière Hills 火山における火山ガス観測データを元に、マグマ溜でマグマから分離した揮発性成分が火道内の浸透流を通じて地表に放出されるというモデルを提唱した。このマグマ脱ガスモデルにおける火山ガス放出率はダルシー則に従い、次のように記述出来る。

$$Q_{\text{gas}} = \frac{\pi R^2 k \Delta P}{\mu_{\text{gas}} L}. \quad (3)$$

此处で  $Q_{\text{gas}}$  は火山ガス放出率 (m<sup>3</sup>/s)、 $R$  は火道半径 (m)、 $k$  は火道内を満たしているマグマ・岩石の浸透率 (m<sup>2</sup>)、 $\Delta P$  は圧力差 (Pa)、 $\mu_{\text{gas}}$  は火山ガスの粘性 (Pa s)、 $L$  はスケール長 (m) である。この浸透流モデルは高圧条件下でマグマと火山ガスの分離が発生した場合に対応している。

浸透流モデルの実際の火山ガス放出現象への適用として、此处では火山ガス放出率、火山ガスの粘性、スケール長、及び圧力差を観測量または仮定として与え、火道径、火道内浸透率を推定するという問題を考える (Eq.



3).  $\text{H}_2\text{O}$  や  $\text{CO}_2$  等のガス種を含めた火山ガスの放出率は  $\text{SO}_2$  放出率と火山ガス組成データから計算する事が出来る. スケール長は浸透流が起こっている長さに相当しており, マグマとガス相が分離する深度と地表との距離に相当する. マグマ溜にてガス相がマグマと分離し火道中を上昇する浸透流モデルにおいては, スケール長は火道の長さ (>1 km 程度) となる. 火山ガスの粘性はおよそ  $10^{-5} \text{ Pa s}$  として与えられる (Edmonds *et al.*, 2003a).

Edmonds *et al.* (2003a) は火道断面積 ( $\pi R^2$ ) が地表で観測される火口断面積と同程度と仮定して火道径を与え, 圧力差を十数 MPa から数十 MPa 程度と仮定することによって, Soufrière Hills 火山の火道中の実効浸透率をおおよそ  $10^{-9}$ – $10^{-12} \text{ m}^2$  程度と見積もった. この見積りは先行研究から示唆される値よりも大きいのが, Edmonds *et al.* (2003a) はこの食い違いを火道内の亀裂や気泡連結による火山ガスの効率的な放出によるものだと解釈した. Ohwada *et al.* (2013) は火道径が数 m から数十 m 程度,  $\Delta P$  が静マグマ圧と一致すると仮定し, 浅間山で浸透流モデルにより火山ガスが放出されていた場合, 火道の浸透率が  $10^{-8}$ – $10^{-12} \text{ m}^2$  程度になる事を明らかにした. この値は先の Edmonds *et al.* (2003a) の見積りと調和的である.

#### 4-2 火道内マグマ対流モデル

火道上部までマグマが上昇しマグマとガス相が分離した場合, 持続的な火山ガス放出を説明するためには火道上部で生成された脱ガスマグマを火道から取り除く必要がある. この火道上部から脱ガスマグマを取り除くプロセスをモデル化したのが火道内マグマ対流モデルである (Kazahaya *et al.*, 1994; Harris and Stevenson, 1997; Stevenson and Blake, 1998). このモデルの概要は次の通りである.

(1) 気泡・揮発性成分に富み, 密度が小さい未脱ガスマグマが火道中を上昇する. (2) 火道上部にてガス相とマグマの分離が起こり, 密度の高い脱ガスマグマが火道上部で生成される. (3) 密度差によって脱ガスマグマが火道中を下降する. (1)–(3) のプロセスにより, 未脱ガスマグマと脱ガスマグマが火道上部で入れ替わる事によって効率的にマグマから火山ガスが分離・放出される. この脱ガスモデルではマグマは火山浅部で脱ガスするため, 放出される火山ガスの組成も低圧条件下における脱ガスに対応した物となる.

マグマ対流モデルにおける火道内の未脱ガスマグマと脱ガスマグマの流れは管状ポワズイユ流によってモデル化される (Stevenson and Blake, 1998).

$$Q_{\text{magma}} = \pi(R')^2 v = \pi(R')^2 P_s \frac{g \Delta \rho R^4}{\mu_d} \quad (4)$$

此处で  $Q_{\text{magma}}$  は火道内上昇マグマ流量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $R'$  はマグマ上昇部の半径,  $v$  はマグマ上昇速度,  $R^*$  は火道半径とマグマ上昇部半径の比,  $P_s$  はポワズイユ数,  $g$  は重力加速度,  $\Delta \rho$  は未脱ガスマグマと脱ガスマグマの密度差,  $R$  は火道半径,  $\mu_d$  は脱ガスマグマの粘性である. この式から示唆される重要な性質として, 未脱ガスマグマの輸送量 (火山ガス放出率に比例) は火道径の 4 乗に比例し, マグマの粘性と逆相関する事が挙げられる. 例えば玄武岩質の低粘性マグマの場合は, 火道径が数メートル程度でも火道内でマグマの対流は可能である (Burton *et al.*, 2007b; Beckett *et al.*, 2014). だが, 安山岩質や流紋岩質の高粘性マグマの場合は, 火道内でマグマを対流させるためには数十から数百 m 程度の火道径が必要となる (Shinohara and Tanaka, 2012; Ohwada *et al.*, 2013).

火道内マグマ対流モデルの火山ガス放出現象への適用として, 観測量からマグマの粘性, 密度, 上昇マグマ流量を求め, 室内実験から火道半径とマグマ上昇部半径の比, ポワズイユ数を求め, マグマ対流に必要な火道径を求めるという問題を考える. 此处では火道内マグマ対流モデルの適用例として浸透流モデルの場合と同じく浅間山火山の場合について考察する. 浅間山での火道内マグマ対流の計算は Ohwada *et al.* (2013) によって既に為されているが, マグマの密度計算においてメルトのみを考慮しメルト密度をマグマ密度として近似している. 本稿ではマグマの構成相として, メルト (液相), 結晶 (固相), 気泡 (気相) の三つを考え, マグマの密度計算部分に結晶と気泡の影響を加えて議論を行う. マグマの粘性・密度を計算するためには温度, 圧力, メルト化学組成, メルトの初期揮発性成分濃度, マグマ中結晶体積率の情報が必要となる.

まずマグマの粘性・密度計算の前準備として, 必要な情報を整理・仮定しよう. 此处では現在浅間山の噴煙活動に関与しているマグマが浅間山 2004 年噴火の噴出物と類似すると仮定し, メルト化学組成及びマグマ中結晶体積率として三宅・他 (2005) が報告している値を採用する (Table 3 in Ohwada *et al.*, 2013). マグマの温度は輝石温度計 (Frost and Lindsley, 1992) を用いて 1,323 K 程度と見積られる (嶋野・他, 2005). マグマが主に地下 3 km から供給されていると仮定し (Aoki *et al.*, 2013), 静岩圧を仮定すれば圧力は 75 MPa 程度 (周囲岩体密度を  $2,500 \text{ kg/m}^3$  と仮定) となる. 主要な揮発性成分のほぼ全てが脱ガスしたと仮定すれば (Ohwada *et al.*, 2013), メルトインクルージョンのデータ (太田・他, 2007) 及び火山ガス組成データ (Shinohara, 2013b; Shinohara *et al.*, 2015) からメルトの初期揮発性成分量は  $\text{H}_2\text{O} = 2\text{-}4 \text{ wt\%}$ ,  $\text{CO}_2 = 1,320\text{-}2,640 \text{ ppm}$  と見積られる. 一方でマグマ供給

源におけるマグマの粘性・密度を計算するためには、マグマ供給源の温度・圧力におけるメルト溶存揮発性成分濃度と気相体積分率の情報が必要である。メルト中に溶存している揮発性成分は濃度が飽和濃度を超えるとメルト相から気相へと移動する。溶解度は揮発性成分ごとに異なり、メルト組成とメルトと共存する気相のガス組成、温度、及び圧力等によって変化する。室内実験のコンパイルによって、火山ガスの主要成分である  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  の溶解度モデルが提唱されている (Newman and Lowenstern, 2002; Liu *et al.*, 2005; Papale *et al.*, 2006)。メルト組成と初期揮発性成分量を溶解度モデルに代入すれば、各温度・圧力条件下でのメルト溶存揮発性成分濃度を見積もることが出来る。また、上記計算によって求められるメルトから気相へと移動した揮発性成分量と状態方程式を用いれば、気相体積分率を計算する事が出来る。火山ガス中 90 mol% 以上を占める  $\text{H}_2\text{O}$  の脱ガスが卓越し  $\text{CO}_2$  他のガス量が  $\text{H}_2\text{O}$  量に比して無視できる低圧条件下では、状態方程式として理想気体状態方程式を用いて気相体積分率や気相密度の推定が可能である。ただし、高圧条件下で気相における  $\text{CO}_2$  量が  $\text{H}_2\text{O}$  量に比して無視できない場合においては、分子体積・分子間力を考慮した経験式である Modified-Redlich-Kwong 方程式を用いる必要がある (Holloway and Blank, 1994)。

マグマの粘性は温度、結晶量、メルト中の揮発成分等によってコントロールされる。特に結晶量はマグマ粘性に大きな影響を与えることが知られている (Tait and Jaupart, 1990)。結晶部を除いたメルトの粘性は温度、岩石組成、含水量によって計算する事が出来る (Giordano *et al.*, 2008)。浅間山のマグマ供給源の岩石組成、温度、含水量を Giordano *et al.* (2008) のモデル式に代入する事により、未脱ガスメルト粘性は  $5.8 \times 10^3 - 1.5 \times 10^5 \text{ Pa s}$  と計算される。Einstein-Roscoe の式 (Tait and Jaupart, 1990) により結晶を含めた未脱ガスマグマ粘性は  $2.1 \times 10^4 - 5.3 \times 10^5 \text{ Pa s}$  と計算される。また、同様に含水量として浅間山 2004 年噴火の噴出スコリアと同等の 0.1 wt% (三宅・他, 2005) を用いれば、脱ガスマグマの粘性は  $2.5 \times 10^7 \text{ Pa s}$  と計算される。

マグマの密度は結晶、メルト、及び気相の各々の相の割合及び密度によって決定される。結晶密度については各種書籍やデータベースを参照されたい (Henderson and Henderson, 2009)。メルト密度は溶存揮発性成分濃度によって大きく変化する。マグマ中に溶存する揮発性成分は主に  $\text{H}_2\text{O}$  であるため、メルト密度変化計算においては含水量のみを考慮すればよい。メルト密度はメルト中部分モル体積と組成によって計算する事が出来る (Bottinga and Weill, 1970; Lange and Carmichael, 1987)。気

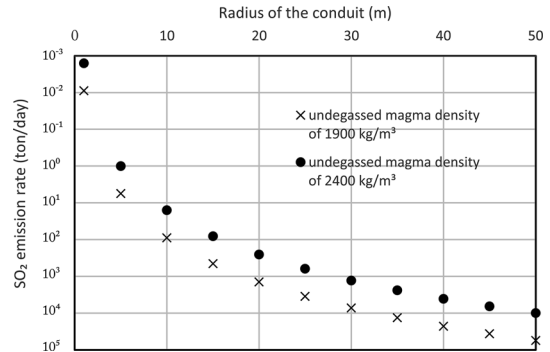


Fig. 3. Model results for magma convection of Asama volcano as a relation between  $\text{SO}_2$  emission rate and radius of conduit. The crosses and circles correspond to the calculations using undegassed magma densities of  $1,900 \text{ kg/m}^3$  and  $2,400 \text{ kg/m}^3$ , respectively.

相の密度及び気相体積分率については前述の溶解度モデル及び状態方程式によって計算が可能である。上記より、未脱ガスメルトの密度は  $2,300-2,400 \text{ kg/m}^3$ 、脱ガスメルトの密度は  $2,500 \text{ kg/m}^3$  と計算される。Papale *et al.* (2006) の溶解度モデル及び Modified-Redlich-Kwong 状態方程式を用いれば、浅間山のマグマ供給源での気相の密度は  $123 \text{ kg/m}^3$ 、気相体積分率は 3.7-27.4% と求められる。以上から未脱ガスマグマの密度は  $1,900-2,500 \text{ kg/m}^3$ 、脱ガスマグマの密度は  $2,600 \text{ kg/m}^3$  と求められる。火道内上昇マグマ流量を観測される  $\text{SO}_2$  放出量に換算するためにはメルト中  $\text{SO}_2$  濃度が必要となるが、此処ではメルト中  $\text{SO}_2$  濃度として浅間山の安山岩質メルトインクルージョンの値である 2,400 ppm を採用する (太田・他, 2007; Ohwada *et al.*, 2013)。Stevenson and Blake (1998) の室内実験の結果より、火道半径とマグマ上昇部半径の比を 0.6 と与える。また、ポワズイユ数は未脱ガスマグマと脱ガスマグマの粘性比の関数として与えられるが、今回の場合は比が 12 以上であるため、ポワズイユ数として 0.064 を仮定する (Stevenson and Blake, 1998)。

浅間山の  $\text{SO}_2$  放出率は百 ton/day から数千 ton/day と静穏期・活動期で大きな差異がある (Ohwada *et al.*, 2013)。浅間山の火道内マグマ対流モデルの計算から、活動静穏期 ( $\text{SO}_2$  放出率 100 ton/day の場合) に必要な火道半径は 10 m、活動活発期 ( $\text{SO}_2$  放出率 4,000 ton/day の場合) に必要な火道半径は 40 m と計算される (Fig. 3)。この結果は地殻変動研究による見積 (50 m; Aoki *et al.*, 2013) と調和的であり、浅間山の噴煙活動は火道内マグマ対流モデルによって説明可能である。だが、火山地下の火道径の見積には不確かな点が多く、より定量的な議論を行う



ためにはミュオン観測等による火道径の実測が重要である (Shinohara and Tanaka, 2012).

火道内上昇マグマ流量をコントロールする主要パラメータは、未脱ガスマグマと脱ガスマグマの密度差、火道半径、脱ガスマグマの粘性の三つである (Eq. 4). 脱ガスマグマの粘性は岩石組成、結晶体積分率により桁で変化しうするため、マグマ対流に必要な火道半径を見積もる上で支配的なパラメータである。また、本計算ではメルトの初期揮発性成分濃度を  $\text{H}_2\text{O}=2\text{--}4\text{ wt}\%$ 、 $\text{CO}_2=1,320\text{--}2,640\text{ ppm}$  と幅広く見積もっているため、粘性程ではないにせよ未脱ガスマグマ密度も  $1,900\text{--}2,500\text{ kg/m}^3$  という幅を持ち、必要火道半径の見積に対する影響が大きい (Fig. 3). より定量的な議論を行うためには、メルトインクルージョンや火山ガス組成研究を通じた高精度なメルトの初期揮発性成分濃度の推定が重要である。また、上記の物理モデル計算では暗示的に未脱ガスマグマは火道上昇中もマグマ供給源での物性 (粘性・密度) を保持するという仮定が置かれている。この仮定については今後十分な検証が必要である。特にマグマの密度を大きく変化させる気相体積分率は、マグマの上昇に伴う減圧作用による気相の体積膨張によって増加する。このため、実際には未脱ガスマグマの密度は火道上部と下部で異なっていると考えられる。圧力に対応したマグマの密度及び気相体積分率変化は前述の溶解度モデル (Papale *et al.*, 2006) や MELTS (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998; Gualda *et al.*, 2012) によって計算できる。浅間山における数値計算例を Fig. 4 に示す。これより、マグマ密度がメルトの初期揮発性成分濃度によって大きく変化する事、また、低圧条件下では急激に気相体積分率が上昇し、マグマ密度が減少する事が解る。特にマグマの入替が起こると考えられる火道上部 (例えば 100 MPa 以下) では未脱ガスマグマと脱ガスマグマの密度差は  $1,000\text{ kg/m}^3$  以上となり、必要火道半径の見積もる上でマグマの密度差が無視できなくなる。次節にて、気相体積分率変化を考慮したマグマ脱ガスモデルについて紹介する。

#### 4-3 ガスパーパーレーションモデル

マグマの気相体積分率がある閾値を超えた所でマグマは破碎し噴火へと至る (Dingwell, 1996; Papale, 1999; Zhang, 1999). このため、マグマの噴出なしに大量の火山ガスを放出するためには火山地下でマグマと気泡に相対速度が生じ、マグマと火山ガスが分離するプロセスを考える必要がある。気相体積分率が增加すると、気泡サイズの増加に伴う気泡上昇速度の増加や気泡連結によるチャンネルフロー・浸透流によってマグマと気泡に相対速度が生じる。だが、実際にどのような条件でマグマと

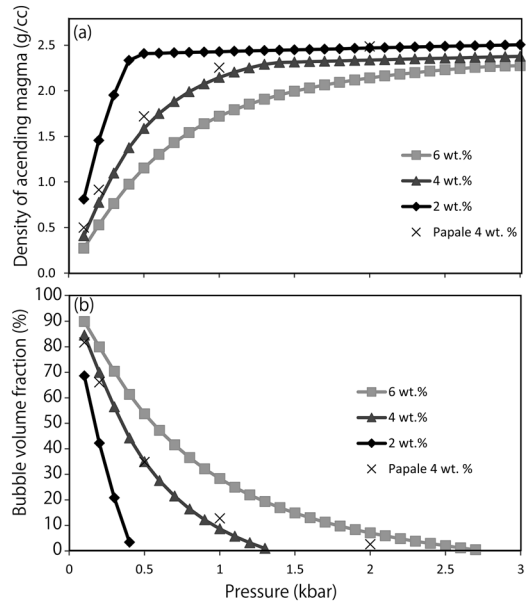


Fig. 4. Pressure-dependent behavior during magma decompression in closed-system calculated by MELTS (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998; Gualda *et al.*, 2012) and the solubility model of Papale *et al.* (2006) with the Modified-Redlich-Kwong equation of state. Chemical composition of the melt is assumed to be the same to the scoria emitted from the 2004 eruption at Asama volcano, Japan (Miyake *et al.*, 2005). Lines with diamonds, triangles, and squares represent the initial  $\text{H}_2\text{O}$  concentrations dissolved in the parental melt of 2, 4, and 6 wt%, respectively, calculated using MELTS. The MELTS considers only  $\text{H}_2\text{O}$  as the volatiles dissolved. Black crosses correspond to the points of the initial  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CO}_2$  concentrations dissolved in the parental melt of 4 wt% and 2,640 ppm, respectively, calculated using the model of Papale *et al.* (2006) which takes into account  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CO}_2$  as the volatiles dissolved. (a) Density of ascending magma as a function of pressure for three different  $\text{H}_2\text{O}$  contents dissolved in parental melt. The effect of bubbles and crystallization for the magma density was taken into account for the MELTS calculation. (b) Calculated gas volume fraction as a function of pressure for three different  $\text{H}_2\text{O}$  contents.

気泡の相対運動が支配的になるかは明らかではない。Burton *et al.* (2007b) は気相体積分率 30–50% の条件でマグマと気泡の相対運動が支配的になると仮定して、火山ガス・岩石学的観測事実に基づいて、ストロンボリ火山での脱ガス現象を火道内マグマ対流を基にモデル化した (Fig. 5). このモデルでは、気相体積分率が 30–50% 未満

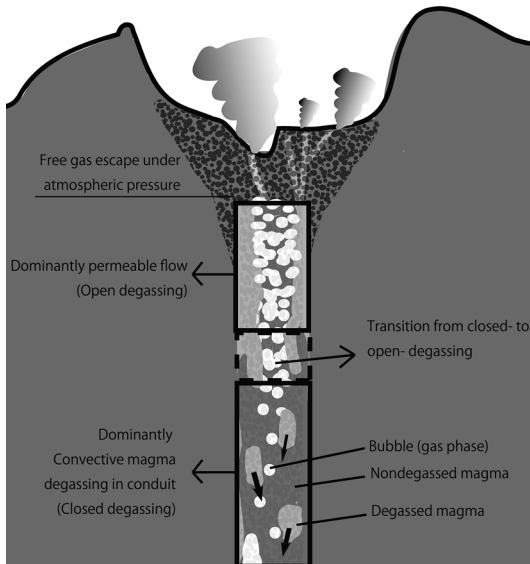


Fig. 5. Schematic diagram of magma degassing process within a volcano proposed by Burton *et al.* (2007b). A transition of two degassing mechanisms as permeable flow and magma convective degassing in conduit is considered. The gas volume fraction increases along with the magma ascent that includes decompression. If the gas volume fraction reaches a threshold (e.g., 50%), the transition of the closed- to open- degassing occurs. Where the gas volume fraction is less than the threshold, the volatiles dissolved in the magma ascend with the magma as the results of the magma convective degassing in the conduit. After the gas volume fraction reaches the threshold, gas escapes dominantly through permeable flow and the gas volume fraction of the threshold value is maintained in the ascending magma. Above the magma head, the pressure is atmospheric and the volcanic gas freely emits to the surface.

の高圧条件下では、揮発性成分は主に火道内マグマ対流によって輸送される。マグマと気泡の相対運動が生ずる低圧部では、気相体積分率は50%に保たれ、火山ガスはマグマと共に上昇しながら、主に気泡連結によって生じたチャンネルを通じて浸透流として地表に放出される。このモデルの一つの特筆すべき点は、マグマ脱ガスの支配的プロセスの遷移を考える事で、マグマ上昇に伴う気相体積分率増加によるマグマの破碎を起こさずに大量の火山ガス放出を説明できる点である。Burton *et al.* (2007b) はこのモデルにストロンボリ火山における火山ガス放出率、火山ガス組成、岩石学的知見を当てはめる事によって、ストロンボリ火山浅部の火道径を2.5-2.9m程度と見積もった。

#### 4-4 マグマ脱ガスモデルの検証

本章では三つのマグマ脱ガスモデルの概要について述べた。特に三つ目のガスパーコレーションモデルは、ある意味で火道内マグマ対流モデルの高度化である。このような、火道下部ではマグマ対流、火口直近では浸透流によってマグマ脱ガスが生じるというモデルは、例えば薩摩硫黄島の火山ガス放出活動についても考案されている (Shinohara and Tanaka, 2012)。

噴火活動の理解のためにはこれらのマグマ脱ガスモデルの検証・適用が重要であるが、特にモデルの検証については不十分な点が多い。例えば、浸透流モデルに関しては、気相の移動によってどの程度マグマ溜から地表への熱輸送が可能か (Giberti *et al.* 1992; Harris and Stevenson, 1997)、また火道を埋める半固結マグマを噴火発生時にどのようなプロセスで取り除くかという問題の検証が不十分である。マグマ対流モデルに関しても、マグマ対流ヘッドにおける未脱ガスマグマと脱ガスマグマの交替プロセス等、未だに明らかではない点が多い。ガスパーコレーションモデルでは浸透流とマグマ対流の遷移条件を気相体積分率によって仮定しているが、実際にどのような物理プロセスがこのマグマ脱ガス遷移を支配しているかは未だに不明であり、気相体積分率 (30-50%) という遷移条件の仮定が適切であるかは吟味が必要である。

これらの脱ガスモデルを検証するための重要な手法として火山ガス組成観測及びメルトインクルージョン解析が挙げられる。前述の通り、火山ガス組成はマグマが脱ガスした圧力・温度を反映している。例えば、マグマ溜で脱ガスした揮発性成分が浸透流として火道を通り抜けて地表に放出されたならば、メルト中の揮発性成分は完全には脱ガスせず、その火山ガス組成はCO<sub>2</sub>等溶解度の低いガス種に富むことが期待される。この場合、地表で観測される火山ガス組成とメルトインクルージョン解析から示唆されるメルトの初期揮発性成分濃度は一致しない。一方、マグマが火道内マグマ対流によって地表付近まで運ばれ脱ガスし地表に放出されたならば、メルト中の揮発性成分は(塩素等の極めて溶解度の高い成分を除いて)ほぼ完全に脱ガスし、地表で観測される火山ガス組成とメルトの初期揮発性成分は一致する (Saito *et al.*, 2001)。実際、こうした火山ガス組成・メルトインクルージョンの議論から、例えばチリのビジャリカ火山 (Shinohara and Witter, 2005) や三宅島 (Saito *et al.*, 2010) で火道内マグマ対流モデルが提唱されている。モデル計算例で触れた浅間山のような場合にはメルト初期揮発性成分の見積り等の問題があるためマグマ脱ガスモデルの定量的検証は困難だが、多くの場合はこれらの研究手法によって個々の火山における浸透流モデルやマグマ対流モ

デルの半定量的検証は可能である。マグマ脱ガスモデルの定量的評価のためには、火山ガス組成観測の質及び量の向上が必要である。例えば、浅間山のように火口内壁周辺に低温噴気帯が存在する場合、火口縁で観測される噴煙はメインの火口から放出された高温噴煙と低温噴気帯からの噴煙の混合となり、火山ガス組成はこの混合比によって大きくバラついてしまう (Shinohara *et al.*, 2015)。この問題の解決方策としては、無人機を用いた火口直近での火山ガス組成観測の実施等が挙げられる (Shinohara, 2013a)。また、火山ガス組成の火口近傍での連続観測は 2006 年以前から一部の火山で実施されているが (e.g., Aiuppa *et al.*, 2009)、低圧におけるマグマ脱ガスと火山ガス組成観測データを結びつけて議論するためには、様々な火山での研究事例の積み重ねを通じた各々の火山の脱ガス活動の特徴抽出とマグマ脱ガスプロセスの多様性・普遍性の評価が必須である。

マグマ脱ガスプロセス検証の上でもう一つの問題は、 $\text{SO}_2$  や  $\text{H}_2\text{S}$  等を含めた多数のガス種を用いたマグマ脱ガス実験及び低圧条件下での実験研究事例が少ない事である。特に低圧条件下ではメルトへの溶解度が高い  $\text{HCl}$  等のガス種が重要である。だが従来のマグマ脱ガス実験は、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  の二つのガス種に絞ったものが多く、前述の通り溶解度モデルもこの二つのガス種に関するものが多い。多数のガス種を用いた脱ガス実験としては、Lesne *et al.* (2011) が挙げられる。彼女らは  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{S}-\text{Cl}$  を含めた玄武岩におけるマグマ脱ガス圧力実験を行っているが、100 MPa 以下の領域での脱ガス圧力については明らかでない点が多い。このため、今後極低圧領域での脱ガス圧力についての実験研究を進めていくことが肝要である。

また、上記によってモデル化される火山ガス放出過程を通じてどのような地球物理学的現象 (例えば火山性地震や地殻変動) が発生するのか、というのは今後の重要な課題である。火山ガスと地球物理学的知見を組み合わせる事により、火山ガス放出現象と地球物理現象の因果関係が明らかになれば、双方からの火山噴火現象のモデル化及び検証を進める事も可能であろう。こうした火山学の重要な課題である噴火現象の多角的評価について次章で紹介する。

## 5. 火山ガス放出過程と地球物理観測データ

噴火活動に伴うマグマの浅部への上昇や火山地下へのマグマ供給は主に地震や地殻変動等の地球物理観測によって捉えられてきた。だが、これらの地球物理現象の物質科学的実体は未だに不明点が多い。一方、火山ガス観測研究はマグマ供給系における物質科学的な手掛り

を与える。これらの観測研究により示唆される地下のマグマ挙動をより定量的に評価するためには、火山ガス・地球物理研究を相補的に組み合わせることが肝要である。近年、火山ガス観測技術の高度化や火山周辺の観測網の充実によって、地球物理・火山ガス観測データを多角的に評価することが可能となりつつある。

火山性地震活動と火山ガス放出には密接な関係がある。世界中の活動的の火山にて観測される火山性微動や長周期地震は、以前から地震学や室内実験等によって得られた知見により火山地下の流体 (マグマやガス) によって励起されることが示唆されてきた (Chouet *et al.*, 2010; James *et al.*, 2004)。特に此处数年で、火山ガス観測研究による両者の関係の解明が進んでいる。Nadeau *et al.* (2011) は、フエゴ火山において  $\text{SO}_2$  カメラによる  $\text{SO}_2$  放出率高時間分解能測定を行い、 $\text{SO}_2$  放出率と火山性微動の強度の間に相関関係を見出した。Kazahaya *et al.* (2011) や Waite *et al.* (2013) は  $\text{SO}_2$  カメラによって長周期地震発生に伴う火山ガス噴出活動における  $\text{SO}_2$  放出量を定量し、火山ガス放出量と地震モーメントの間に正の比例関係が存在する事を報告している。長周期地震モデルにおいて地震モーメントと地震ソースでの体積変化量は比例関係にあるため (Kawakatsu and Yamamoto, 2007)、火山ガス放出量と地震モーメントの比例関係は、火山ガスが地震ソースを通過する事によって長周期地震を励起される事を示唆している。だが、放出される全ての火山ガスが長周期地震を励起するわけではない。Kazahaya *et al.* (2015b) は火山ガス放出量と地震モーメントの比例関係を利用して地震を励起した火山ガス量を見積もり、浅間山 2008–2009 噴火前後で火山ガスが長周期地震を励起する率が変化している事を示した。一方、Zuccarello *et al.* (2013) はエトナ火山において同様の研究を実施しているが、エトナ火山においては長周期地震の地震モーメントと火山ガス放出量の間には比例関係は見出されていない。この事実は、火山毎に火山ガス放出及び長周期地震発生プロセスが異なる可能性を示唆している。今後、観測事例を増やす事によってこの火山ガスと長周期地震の関係の普遍性評価を行う事が火山現象の理解のために肝要である。

一方で、火山で観測される地殻変動と火山ガス放出も切り離せない関係がある。近年、火山ガスと地殻変動観測を組み合わせることで、火山地下のマグマ挙動把握を目的とした研究が盛んにおこなわれている (Voight *et al.*, 2010; Poland *et al.*, 2012)。Poland *et al.* (2009) はハワイのキラウエア火山において、2007 年の噴火活動中に急激な山体収縮と  $\text{SO}_2$  放出率増加を観測した。彼らは、山頂部のマグマ溜からマグマが除去される事によって山体収



縮・減圧が起こり、減圧に伴いマグマ中の揮発性成分の脱ガスが促進される事によって  $\text{SO}_2$  放出率が増加したと結論づけた。だが、この減圧による脱ガス促進プロセスの物理的実体は不明瞭なため、今後この減圧脱ガスプロセスと実際の火山地下のマグマ及び火山ガスの挙動を結びつけるためのマグマ脱ガスのモデル化が必要である。一方、火山ガス放出によってマグマ溜内の減圧が起こる事がモデル計算によって示唆されている。Girona *et al.* (2014) は脱ガスモデルとして火道内マグマ対流と浸透流の二つのモデルを仮定し、火山ガス放出によるマグマ溜の減圧量を計算した。彼らは、数か月から年単位の火山ガス放出によってマグマ溜が数 MPa 程度減圧される可能性を示している。また、Kazahaya *et al.* (2015a) では浅間山において火山ガス放出によるダイク状火道内のマグマ体積減少量を計算し、地殻変動観測結果から推定されるダイク状火道内の体積変化と比較を行い火山地下のマグマ収支を見積もった。この研究によって、火山ガス放出により大規模な山体収縮が発生する可能性が示唆されている。また、マグマ脱ガスモデルとして火道内マグマ対流を仮定した場合、火山浅部に供給されるマグマ量は地殻変動で観測される山体膨張量よりも一桁以上大きくなる。この火山ガス放出の地殻変動への影響を考慮せずに地殻変動観測によって得られた山体膨張量をそのままマグマ供給量と解釈してしまうと、著しくマグマ供給量を過小評価してしまう恐れがある。このため、特に火山噴煙活動が活発な火山においては、火山ガス放出の地殻変動に対する影響をきちんと定量化する事が重要である。

## 6. 結 文

火山ガス観測技術はこの10年間で目覚ましい発展を遂げた。この発展により、火山ガス放出量や組成の連続的なデータの取得が可能となり、噴火活動推移と火山ガスデータを結びつけ、従来よりも詳細な議論をする事が可能となった。また、火山ガスの高時間分解能測定技術の開発を通じて、地震等の短い時間スケールの物理現象と火山ガス放出過程を直接比較し、両者の関係を検証する事が可能となった。こうした火山噴火現象の多角的評価は、噴火活動のモデリング、ひいては噴火活動推移予測を実現するために必要不可欠である。今後、種々の火山噴火現象を対象とした火山ガスと地球物理観測研究の相補的な適用事例は増えていくことが期待される。地上で観測される地球物理観測量は火山地下のマグマ脱ガスプロセスと密接に関係している。今後、火山ガス研究者(或いは広く地球化学者)は火山ガス放出プロセスの理解のために、地震や地殻変動等の火山現象の地球物理モ

デリングについて以前よりも理解を深める必要があるであろう。また、地球物理学者の方々にも、火山ガス研究の問題点と課題の理解、及びマグマ脱ガスプロセスに付随する種々の物理現象について地球物理学的観点からの検証が進められていく事を期待する。本総説では火山ガスの紹介に始まり、その観測方法、観測量の意味づけ、マグマ脱ガスモデルを通じた解釈、火山ガスと地球物理観測との関連について述べた。本稿が火山ガス研究に携わる学生や初学者だけでなく、地球物理学者等の火山ガス観測研究の理解の一助になる事を願う。

## 謝 辞

宮城磯治氏には、浅間山における圧力に対応するマグマ密度・気相体積分率についての MELTS での計算結果を提供いただいた。染谷雅美氏には原稿準備の手伝いをして頂いた。大場 武氏、匿名査読者、ならびに編集者である篠原宏志氏には丁寧な査読、原稿の不備を指摘して頂いた。また、編集委員長である橋本武志氏には原稿の不備を指摘・修正頂いた。此処に各位に深くお礼申し上げる。

## 引用文献

- Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M. C., Maurenas, J. M., Favre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J. C. and Zettwoog, P. (1991) Eruptive and diffuse emissions of  $\text{CO}_2$  from Mount Etna. *Nature*, **351**, 387-391, doi: 10.1038/351387a0.
- Allard, P. (1997) Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 17, 2219-2222.
- Allard, P., Burton, M. and Mure, F. (2005) Spectroscopic evidence for a lava fountain driven by previously accumulated magmatic gas. *Nature*, **433**, 407-410.
- Andres, R. J. and Kasgnoc, A. D. (1998) A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.*, **103**, D19, 25251-25261.
- Aiuppa, A., Federico, C., Giudice, G. and Gurrieri, S. (2005) Chemical mapping of a fumarolic field: La Fossa Crater, Vulcano Island (Aeolian Islands, Italy). *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13309.
- Aiuppa, A., Federico, C., Giudice, G., Giuffrida, G., Guida, R., Gurrieri, S., Liuzzo, M., Morett, R. and Papale, P. (2009) The 2007 eruption of Stromboli volcano: Insights from real-time measurement of the volcanic gas plume  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  ratio. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **182**, 221-230.
- Aoki, Y., Takeo, M., Ohminato, M., Nagaoka, Y. and K. Nishida (2013) Magma pathway and its structural controls of Asama Volcano, Japan. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **380**, doi: 10.1144/SP380.6.
- Asimow, P. and Ghiorso, M. (1998) Algorithmic modifications extending melts to calculate subsolidus phase relations. *Am. Mineral.*, **83**, 1127-1131.

- Baubron, J. C., Allard P. and Toutain, J. P. (1990) Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. *Nature*, **344**, 51–53, doi: 10.1038/344051a0.
- Beckett, F. M., Burton, M., Mader, H. M., Phillips, J. C., Polacci, M., Rust, A. C. and Witham, F. (2014) Conduit convection driving persistent degassing at basaltic volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **283**, 19–35.
- Blundy, J., Cashman, V. K., Rust, A. and Witham, F. (2010) A case for CO<sub>2</sub>-rich arc magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **290**, 289–301.
- Bluth, G. J. S., Doiron, S. D., Schnetzler, C. C., Krueger, A. J. and Walter, L. S. (1992) Global tracking of the SO<sub>2</sub> clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2, 151–154.
- Bluth, G. J. S., Shannon, J. M., Watson, I. M., Prata, A. J. and Realmuto, V. J. (2007) Development of an ultra-violet digital camera for volcanic SO<sub>2</sub> imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **161**, 47–56.
- Bottinga, Y. and Weill, D. F. (1970) Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Am. J. Sci.*, **269**, 169–182.
- Burton, M., Oppenheimer, C., Horrocks, L. A. and Francis, P. W. (2000) Remote sensing of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O emission rates from Masaya volcano, Nicaragua. *Geology*, **28**, 10, 915–918.
- Burton, M., Oppenheimer, C., Horrocks, L. A. and Francis, P. W. (2001) Diurnal changes in volcanic plume chemistry observed by lunar and solar occultation spectroscopy. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 843–846, doi: 10.1029/2000GL008499.
- Burton, M., Allard, P., Mure, F. and Spina, L. A. (2007a) Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven strombolian explosive activity. *Science*, **317**, 227–230.
- Burton, M., Mader, H. M. and Polacci, M. (2007b) The role of gas percolation in quiescent degassing of persistently active basaltic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **264**, 46–60.
- Burton, M., Sawyer, G. M. and Granieri, D. (2013) Deep carbon emissions from volcanoes. *Rev. Mineral. Geochem.*, **75**, 323–354, doi: 10.2138/rmg.2013.75.11.
- Carapezza, M. L., Inguaggiato, S., Brusca, L. and Longo, M. (2004) Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano: The Stromboli 2002–2003 eruptive events. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07620, doi: 10.1029/2004GL019614.
- Carapezza, M. L., Ricci, T., Ranaldi, M. and Tarchini, L. (2009) Active degassing structures of Stromboli and variations in diffuse CO<sub>2</sub> output related to the volcanic activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **182**, 231–245, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.08.006.
- Cardellini, C., Chiodini, G. and Frondini, F. (2003) Application of stochastic simulation to CO<sub>2</sub> flux from soil: Mapping and quantification of gas release. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2425, doi: 10.1029/2002JB002165.
- Carn, S. A., Krueger, A. J., Krotkov, N. A., Yang, K. and Evans, K. (2009) Tracking volcanic sulfur dioxide clouds for aviation hazard mitigation. *Nat. Hazards*, **51**, 325–343.
- Chiodini, G., Frondini, F. and Raco, B. (1996) Diffuse emission of CO<sub>2</sub> from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bull. Volcanol.*, **58**, 41–50. doi: 10.1007/s004450050124.
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi M, Raco, B. and Marini, L. (1998) Soil CO<sub>2</sub> flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Appl. Geochem.*, **13**, 543–552. doi: 10.1016/S0883-2927(97)00076-0.
- Chouet, A. B., Dawson, B. P., James, R. M. and Lane, J. S. (2010) Seismic source mechanism of degassing bursts at Kilauea volcano, Hawaii: Results from waveform inversion in the 10–50 s band. *J. Geophys. Res.*, **115**, B09311.
- Devine, J. D., Sigurdsson, H. and Davis, A. N. (1984) Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6309–6325.
- Dingwell, D. B. (1996) Volcanic dilemma: flow or blow? *Science*, **273**, 1054–1055.
- Edmonds, M., Oppenheimer, C., Pyle, D. M., Herd, R. A. and Thompson, G. (2003a) SO<sub>2</sub> emissions from Soufrière Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **124**, 23–43.
- Edmonds, M., Herd, R. A., Galle, B. and Oppenheimer, C. (2003b) Automated, high time-resolution measurements of SO<sub>2</sub> flux at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Bull. Volcanol.*, **65**, 578–586.
- Fischer, T. P. (2008) Fluxes of volatiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, Cl, F) from arc volcanoes. *Geochem. J.*, **42**, 21–38.
- Francis, P., Maciejewski, A., Oppenheimer, C., Chaffin, C. and Caltabiano, T. (1995) SO<sub>2</sub>-HCl ratios in the plumes from Mt. Etna and Vulcano determined by Fourier-transform spectroscopy. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1717–1720.
- Francis, P., Chaffin, C., Maciejewski, A. and Oppenheimer, C. (1996) Remote determination of SiF<sub>4</sub> in volcanic plumes: A new tool for volcano monitoring. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 249–252.
- Francis, P., Burton, M. R. and Oppenheimer, C. (1998) Remote measurements of volcanic gas compositions by solar occultation spectroscopy. *Nature*, **96**, 567–570.
- Frost, B. R. and Lindsley, D. H. (1992) Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. *Am. Mineral.*, **77**, 1004–1020.
- Galle, B., Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A. J. S., Edmonds, M. and Horrocks, L. (2002) A miniaturised ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO<sub>2</sub> fluxes: a new tool for volcano surveillance. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **119**, 241–254.
- Galle, B., Johansson, M., Rivera, C., Zhang, Y., Kihlman, M., Kern, C., Lehmann, T., Platt, U., Arellano, S. and Hidalgo, S. (2010) Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC) – A global network for volcanic gas monitoring: Network layout and instrument description. *J. Geophys. Res.*, **115**, D05304.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes iv. a revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at ele-

- vated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 197-212.
- Giberti, G., Jaupart, C. and Sartoris, G. (1992) Steady-state operation of Stromboli volcano, Italy: constraints on the feeding system. *Bull. Volcanol.*, **54**, 535-541.
- Giggenbach, W. F. and Goguel, R. L. (1989) Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. *DSIR Chemistry Report*, CD 2401, 82 p.
- Giggenbach, W. F. (1996) Chemical composition of volcanic gases. In *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards* (Scarpa, R. and Tilling, R. I. eds), 221-256, Springer, Berlin.
- Giordano, D., Russell, K. J. and Dingwell, B. D. (2008) Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **271**, 123-134.
- Girona, T., Costa, F., Newhall, C. and Taisne, B. (2014) On depressurization of volcanic magma reservoirs by passive degassing. *J. Geophys. Res.*, **119**, 8667-8687.
- Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Lemons R. V. and Carley T. L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.*, **53**, 875-890.
- Harris, A. J. L. and D. S. Stevenson (1997) Magma budgets and steady-state activity of Vulcano and Stromboli. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 9, 1043-1046.
- Henderson, P. and Henderson, G. M. (2009) **The Cambridge Handbook of Earth Science Data**, Cambridge University Press, New York, 286 p.
- Hernández, P. A., Notsu, K., Salazar, J. M., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M. and Pérez, N. M. (2001) Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan. *Science*, **292**, 83-86.
- Hernández, P. A., Melián, G., Giammanco, S., Sortino, F., Barrancos, J., Pérez, N. M., Padrón, E., López, M., Donovan, A., Mori, T. and Notsu, K. (2015) Contribution of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S emitted to the atmosphere by plume and diffuse degassing from volcanoes: the Etna volcano case study. *Surv. Geophys.*, **36**, 327-349, doi: 10.1007/s10712-015-9321-7.
- Holloway, J. R. and Blank, J. G. (1994) Application of experimental results to C-O-H species in natural melts. *Rev. Mineral.*, **30**, 187-230.
- Horton, K. A., Williams-Jones, G., Garbeil, H., Elias, T., Sutton, A. J., Mougini-Mark, P., Porter, J. N. and Clegg, S. (2006) Real-time measurement of volcanic SO<sub>2</sub> emissions: validation of a new UV correlation spectrometer (FLYSPEC). *Bull. Volcanol.*, **68**, 323-327.
- James, M. R., Lane, J. S., Chouet, A. B. and Gilbert, S. J. (2004) Pressure changes associated with the ascent and bursting of gas slugs in liquid filled vertical and inclined conduits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **129**, 61-82.
- Kawakatsu, H. and Yamamoto, M. (2007) Volcano seismology, In *Treatise on Geophysics, vol. 4, Earthquake Seismology* (Kanamori, H. and Schubert, G. eds), 389-420, Elsevier, Amsterdam.
- 風早康平・篠原宏志 (1994) マグマの上昇・噴火における揮発性成分の役割. 地質学論集, **43**, 53-62.
- 風早康平・篠原宏志 (1996) 活火山からの過剰な脱ガスについて—そのマグマ過程と機構—. 地質学論集, **46**, 91-104.
- Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito, G. (1994) Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit. *Bull. Volcanol.*, **56**, 207-216.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., Uto, K., Odai, M., Nakahori, Y., Mori, H., Iino, H., Miyashita, M. and Hirabayashi, J. (2004) Gigantic SO<sub>2</sub> emission from Miyakejima volcano, Japan, caused by caldera collapse. *Geology*, **32**, 425-428.
- Kazahaya, R., Mori, T., Takeo, M., Ohminato, T., Urabe, T. and Maeda, Y. (2011) Relation between single very-long-period pulses and volcanic gas emissions at Mt. Asama, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11307.
- Kazahaya, R., Mori, T. and Yamamoto, K. (2013) Separate quantification of volcanic gas fluxes from Showa and Minamidake craters at Sakurajima volcano, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 1, 183-189.
- Kazahaya, R., Aoki, Y. and Shinohara, H. (2015a) Budget of shallow magma plumbing system at Asama Volcano, Japan, revealed by ground deformation and volcanic gas studies. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, doi: 10.1002/2014JB011715.
- Kazahaya, R., Maeda, Y., Mori, T., Shinohara, H. and Takeo, M. (2015b) Changes to the volcanic outgassing mechanism and very-long-period seismicity from 2007 to 2011 at Mt. Asama, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **418**, 1-10.
- Krotkov, N. A., Carn, S. A., Krueger, A. J., Bhartia, P. K. and Yang, K. (2006) Band residual difference algorithm for retrieval of SO<sub>2</sub> from the Aura Ozone Monitoring Instrument (OMI). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**, 1259-1266, doi: 10.1109/TGRS.2005.861932.
- Krueger, A. J. (1983) Sighting of El Chichón sulfur dioxide clouds with the Nimbus total ozone mapping spectrometer. *Science*, **220**, 1377-1379, doi: 10.1126/science.220.4604.1377.
- Krueger, A. J., Walter, L. S., Bhartia, P. K., Schnetzler, C. C., Krotkov, N. A., Sprod, I. and Bluth, G. J. S. (1995) Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments. *J. Geophys. Res.*, **100**, 14057-14076, doi: 10.1029/95JD01222.
- Lange, R. A. and Carmichael, I. S. E. (1987) Densities of Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> liquids: New measurements and derived partial molar properties. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2931-2946.
- Lesne, P., Kohn, C. S., Blundy, J., Witham, F., Botcharnikov, E. R. and Behrens, H. (2011) Experimental simulation of Closed-System degassing in the system Basalt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-S-Cl. *J. Petrol.*, doi: 10.1093/petrology/egr027.
- Liu, Y., Zhang, Y. and Behrens, H. (2005) Solubility of H<sub>2</sub>O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solubility in rhyolitic melts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **143**, 219-235.
- Millan, M. M. (1980) Remote sensing of air pollutant. A study of some atmospheric scattering effects. *Atmos. Environ.*, **14**, 1241-1253.
- 三宅康幸・高橋 康・津金達郎・牧野州明・角前壽一・西来邦章・福井-喬士・信州大学浅間火山 04 年噴火調



- 査グループ (2005) 浅間火山 2004 年 9 月噴火の本質噴出物について. 火山, **50**, 333-346.
- Mori, T., Notsu, K., Tohjima, Y. and Wakita, H. (1993) Remote detection of HCl and SO<sub>2</sub> in volcanic gas from Unzen volcano, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1355-1358.
- Mori, T. and Notsu, K. (1997) Remote CO, COS, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, HCl detection and temperature estimation of volcanic gas. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2047-2050.
- Mori, T. and Burton, M. (2006) The SO<sub>2</sub> camera: A simple, fast and cheap method for ground-based imaging of SO<sub>2</sub> in volcanic plumes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24804.
- Mori, T., Hirabayashi, J., Kazahaya, K., Mori, T., Ohwada, M., Miyashita, M., Iino, H. and Nakahori, Y. (2007) A Compact Ultraviolet Spectrometer System (COMPUS) for Monitoring Volcanic SO<sub>2</sub> Emission: Validation and Preliminary Observation. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **52**, 105-112.
- Mori, T. and Kato, K. (2013) Sulfur dioxide emissions during the 2011 eruption of Shinmoedake volcano, Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 573-580.
- Mori, T., Shinohara, H., Kazahaya, K., Hirabayashi, J., Matsushima, T., Mori, T., Ohwada, M., Odoi, M., Iino, H. and Miyashita, M. (2013) Time-averaged SO<sub>2</sub> fluxes of subduction-zone volcanoes: Example of a 32-year exhaustive survey for Japanese volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **118**, 8662-8674.
- Moussallam, Y., Oppenheimer, C., Aiuppa, A., Giudice, G., Moussallam, M. and Kyle, K. (2012) Hydrogen emissions from Erebus volcano, Antarctica. *Bull. Volcanol.*, **74**, 2109-2120.
- Nadeau, P. A., Palma, J. L. and Waite, G. P. (2011) Linking volcanic tremor, degassing, and eruption dynamics via SO<sub>2</sub> imaging. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01304.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VOLATILECALC: A silicate melt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for Excel. *Comput. Geosci.*, **28**, 597-604.
- Notsu, K., Mori, T., Igarashi, G., Tohjima, Y. and Wakita, H. (1993) Infrared spectral radiometer: A new tool for remote measurement of SO<sub>2</sub> of volcanic or fumarolic gas. *Geochem. J.*, **27**, 4-5, 361-366.
- Ohba, T., Hirabayashi, J. and Yoshida, M. (1994) Equilibrium temperatures and redox state of volcanic gas at Unzen volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **60**, 263-272.
- 大場 武 (1997) 高温の火山ガスにおける化学平衡. 地球化学, **31**, 99-110.
- 太田 靖・宮城磯治・山口珠美・山口佳昭 (2007) 島弧初生マグマを求めて—メルト包有物の含水量—. 月刊地球, **29**, 16-21.
- Ohwada, M., Kazahaya, K., Mori, T., Kazahaya, R., Hirabayashi, J., Miyashita, M., Onizawa, S. and Mori, T. (2013) Sulfur dioxide emissions related to volcanic activity at Asama Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **75**, 775, doi: 10.1007/s00445-013-0775-5.
- Oppenheimer, C., Francis, P., Burton, M., Maciejewski, A. and Boardman, L. (1998) Remote measurement of volcanic gases by Fourier transform infrared spectroscopy. *Appl. Phys. B*, **67**, 505-515.
- Papale, P. (1999) Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions. *Nature*, **397**, 425-428.
- Papale, P., Moretti, R. and Barbato, D. (2006) The compositional dependence of the saturation surface of H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub> fluids in silicate melts. *Chem. Geol.*, **229**, 78-95.
- Parkinson, K. J. (1981) An improved method for measuring soil respiration in the field. *J. Appl. Ecol.*, **18**, 221-228, doi: 10.2307/2402491
- Pérez, N. M., Padilla, G., Padrón, E., Hernández, P. A., Melián, G. V., Barrancos, J., Dionis, S., Nolasco, D., Rodríguez, F., Calvo, D. and Hernández, I. (2012) Precursory diffuse CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S emission signatures of the 2011-2012 El Hierro submarine eruption, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L16311, doi: 10.1029/2012GL052410.
- Poland, P., Sutton, A. J. and Gerlach, M. T. (2009) Magma degassing triggered by static decompression at Kilauea Volcano, Hawaii. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16306.
- Poland, M. P., Miklius, A., Sutton, A. J. and Thorber, C. R. (2012) A mantle-driven surge in magma supply to Kilauea Volcano during 2003-2007. *Nature Geoscience*, **5**, 295-300.
- 斎藤元治 (2005) マグマ中の揮発性物質の挙動とマグマ上昇・噴火プロセス—メルト包有物からのアプローチ—. 火山, **50**, S177-S192.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **108**, 11-31.
- Saito, G., K. Uto, K., Kazahaya, K., Shinohara, H., Kawanabe, Y. and Satoh, H. (2005) Petrological characteristics and volatile content of magma from the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **67**, 268-280.
- Saito, G., Morishita, Y. and Shinohara, H. (2010) Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan, deduced from volatile and major component contents of olivine-hosted melt inclusions. *J. Geophys. Res.*, **115**, B11202.
- 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.
- 篠原宏志・風早康平 (1995) 噴火過程における揮発性物質の役割. 火山, **40**, S59-S77.
- 篠原宏志 (2005) 火山ガス観測による噴火予知研究の現状と展望. 火山, **50**, S167-S176.
- Shinohara, H. (2005) A new technique to estimate volcanic gas composition: Plume measurements with a portable multi-sensor system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **143**, 319-333.
- Shinohara, H. and Witter, J. B. (2005) Volcanic gases emitted during mild Strombolian activity of Villarica volcano, Chile. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20308.
- Shinohara, H. (2008) Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. *Rev. Geophys.*, **46**, RG4005.
- Shinohara, H., Aiuppa, A., Giudice, G., Gurrieri, S. and Liuzzo, M. (2008) Variation of H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> ratios of volcanic gases discharged by continuous degassing

- of Mount Etna volcano, Italy. *J. Geophys. Res.*, **113**, B09203.
- Shinohara, H., Matsushima, N., Kazahaya, K. and Ohwada, M. (2011) Magma-hydrothermal system interaction inferred from volcanic gas measurements obtained during 2003–2008 at Meakandake volcano, Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol.*, **73**, 409–421.
- Shinohara, H. and Tanaka, H. K. M. (2012) Conduit magma convection of a rhyolitic magma: Constraints from cosmic-ray muon radiography of Iwodake, Satsuma-Iwojima volcano, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **349–350**, 87–97.
- Shinohara, H. (2013a) Composition of volcanic gases emitted during repeating Vulcanian eruption stage of Shinmoedake, Kirishima volcano, Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 667–675.
- Shinohara, H. (2013b) Volatile flux from subduction zone volcanoes: Insights from a detailed evaluation of the fluxes from volcanos in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **268**, 46–63.
- Shinohara, H., Ohminato, T., Takeo, M., Tsuji, H. and Kazahaya, R. (2015) Monitoring of volcanic gas composition at Asama volcano, Japan, during 2004–2014. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **303**, 199–208.
- Spilliaert, N., Allard, P., Métrich, N. and Sobolev, A. V. (2006) Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy). *J. Geophys. Res.*, **111**, B04203.
- Stevenson, D. S., and Blake, S. (1998) Modelling the dynamics and thermodynamics of volcanic degassing. *Bull. Volcanol.*, **60**, 307–317.
- Stoiber, R. E., Malinconico, L. L. and Williams, S. N. (1983) Use of the correlation spectrometer at volcanoes. In *Forecasting Volcanic Events*, *Dev. Volcanol.*, **1** (Tazieff, H. and Sabroux, J.-C. eds), 425–444, Elsevier, Amsterdam.
- Symonds, R. B., Rose, W. I., Bluth, G. J. S. and Gerlach, T. M. (1994) Volcanic-gas studies: Methods, results, and applications. *Rev. Mineral.*, **30**, 1–66.
- Tait, S. and Jaupart, C. (1990) Physical processes in the evolution of magmas. *Rev. Mineral.*, **24**, 125–152.
- Toutain, J. P., Sortino, F., Baubron, J. C., Richon, P., Suroso, Sumarti, S. and Nonell, A. (2009) Structure and CO<sub>2</sub> budget of Merapi volcano during inter-eruptive periods. *Bull. Volcanol.*, **71**, 815–826, doi: 10.1007/s00445-009-0266-x.
- Tamburello, G., Kanzas, P. E., McGonigle, A. J. S., Aiuppa, A. and Giudice, G. (2010) UV camera measurements of fumarole field degassing (La Fossa crater, Vulcano Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **199**, 47–52.
- Tsunogai, U., Kamimura, K., Anzai, S., Nakagawa, F. and Komatsu, D. D. (2011) Hydrogen isotopes in volcanic plumes: Tracers for remote temperature sensing of fumaroles. *Geochim. Cosmo. Acta*, **75**, 4531–4546.
- Voight, B., Widwijayanti, C., Mattioli, G., Elsworth, D., Hidavat, D. and Strutt, M. (2010) Magma-sponge hypothesis and stratovolcanoes: Case for a compressible reservoir and quasi-steady deep influx at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L00E05.
- Wallace, P. J. (2001) Volcanic SO<sub>2</sub> emissions and the abundance and distribution of exsolved gas in magma bodies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **108**, 85–106.
- Waite, G. P., Nadeau, P. A. and Lyons, J. J. (2013) Variability in eruption style and associated very-long-period events at Fuego volcano, Guatemala. *J. Geophys. Res.*, **118**, 1526–1533.
- Zhang, Y. (1999) A criterion for the fragmentation of bubbly magma based on brittle failure theory. *Nature*, **402**, 648–650.
- Zuccarello, L., Burton, M. R., Saccorotti, G., Bean, C. J. and Patane, D. (2013) The coupling between very long period seismic events, volcanic tremor, and degassing rates at Mount Etna volcano. *J. Geophys. Res.*, **118**, 4910–4921.

(編集担当 篠原宏志)