

マグマ溜まりから火山噴煙：観測と数理モデル

小園 誠史*

(2015年10月13日受付, 2016年1月18日受理)

From Magma Chamber to Eruption Cloud: Observations and Mathematical Model

Tomofumi KOZONO*

Integrating multiple observations and mathematical modeling plays a key role in understanding dynamics of volcanic eruptions. In particular, this integration is important for magma ascent process in the conduit (*i.e.*, conduit flow), because this process strongly controls diversity of eruption styles, whereas the direct observations of the process are lacking. In this paper, I investigated the relationship between the recent conduit flow model and multiple observations, especially focusing on how parameters and variables in the conduit flow model are constrained from the observations. Results show that most of the parameters and variables are well constrained by some observation methods, and that pressure changes in the magma chamber and the conduit obtained from the conduit flow model are important variables utilized for detecting eruption transitions from geodetic observations. In the 1995–2010 eruptions of Soufrière Hills volcano, conduit flow models were well combined with observation data, in which a key variable connecting models and observations was the period of cyclic behavior during lava dome eruptions. Recent observations for the 2011 eruptions of Kirishima-Shinmoe-dake volcano indicate that high-resolution measurements of subsurface and surface phenomena enable us to obtain more detailed information on eruption dynamics, which may promote development of a more advanced mathematical model.

Key words: conduit flow, multiple observations, eruption transition, Shinmoe-dake

1. はじめに

火山噴火は、その現象を捉えるための多項目にわたる観測手法が存在する一方で、火道内部での直接観測が極めて困難であるという特徴をもつ。そこで、噴火に伴い蓄積される観測事実と、噴火のダイナミクスを正確に反映した数理モデルを統合することによって、噴火現象のメカニズムの理解を進めていくことが重要となる。その噴火現象において、マグマ溜まりから火口に至るまでの火道内におけるマグマ上昇過程は、爆発的噴火の駆動力となるマグマの発泡・破砕や、非爆発的噴火をもたらすマグマからのガス分離(脱ガス)、さらにマグマ物性変化をもたらす結晶化など、気・液・固相流体の複雑な流動現象を伴い、それが噴火の多様性を支配する重要なプロセスであることが認識されてきた(*e.g.*, Eichelberger *et al.*, 1986)。

火道内におけるマグマ上昇過程、すなわち火道流を対

象とした数理モデルに関しては、圧縮性流体力学に基づく定式化によって「火道流モデル」の研究が1980年代以降進められ(*e.g.*, Wilson *et al.*, 1980)、直接観察が不可能な地下におけるマグマ流動現象のメカニズム理解に貢献してきた。一方、この火道流モデルにおいて入出力されるパラメータや変数の多くは、多項目観測による推定が可能である。具体的には、岩石学的観測によって推定されるマグマの含水量や温度、粘性などのマグマ物性がその代表例として挙げられるが、近年では測地学的手法による地殻変動観測の高度化などによって、地下の変動現象に関する情報を高精度で得られるようになった。また、その観測は地下の変動を対象としたものに限らず、例えば火山噴煙の観測からマグマの噴出率などの火口におけるマグマ噴出過程に関する情報を得ることができ、これは火道流のダイナミクスにも強い制約を与える。このような多岐にわたる観測と火道流モデルを統合するこ

*〒980-8578 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-3
東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻固体地球物理学講座
Department of Geophysics, Graduate School of Science,

Tohoku University, 6-3, Aramaki Aza-Aoba, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan.

e-mail: kozono@zisin.gp.tohoku.ac.jp

とで、噴火現象の多様性の成因をより実証的に明らかにしていくことが可能となる。

以上の背景を踏まえて本論では、噴火現象を対象とした研究における、観測と数理モデルの関係やその統合について現時点での状況を整理し、それに基づき今後の課題を議論する。特に火道流については、観測項目の多様化と火道流モデルの高度化によって観測とモデルの関係が複雑になっていることから、本論では系統立ててその関係を整理する(2,3章)。また、火道流モデルによって観測データを解釈する研究が積極的に進められた噴火事例である Soufrière Hills 火山 1995–2000 年噴火の研究について紹介する(4章)。さらに、マグマ溜まりから火山噴煙までを対象とした噴火過程研究の最近の好事例として、2011 年の霧島山新燃岳噴火が挙げられる。そこで、観測と数理モデルの統合という観点からこの噴火事例の研究成果を整理し(5章)、それに基づき今後の展望について議論する(6章)。

2. 火道流モデル

本特集号(日本火山学会 60 周年特集号)の趣旨のキーワードである「10 年間」に基づきこれまでの火道流モデルの進展を整理すると、まず 1980 年代から 1990 年代において、爆発的噴火や非爆発的噴火などの個々の噴火タイプに対応する定常火道流を再現する基本的なモデルが提案された(e.g., Wilson *et al.*, 1980; Jaupart and Allegre, 1991; Dobran, 1992; Papale and Dobran, 1993)。その後 1990 年代から 2000 年代においては、一連の噴火過程で生じる非爆発的噴火と爆発的噴火などの多様な噴火タイプを、非線形な火道流のシステムにおける多重定常解として理解する研究が進化した(e.g., Woods and Koyaguchi, 1994; Melnik and Sparks, 1999; Melnik, 2000; Slezin, 2003)。そして 2000 年代から現在までは、多項目の観測データとの統合を可能にするより高度な火道流モデルの開発が進められてきた(e.g., Melnik and Sparks, 2005; Costa *et al.*, 2007; Anderson and Segall, 2011; Kozono and Koyaguchi, 2012; de' Michieli Vitturi *et al.*, 2013)。例えば、これまでの定常火道流の枠組みを超えて、噴火の遷移に伴い時間発展する火道流の変動を再現できる非定常火道流モデルの構築が大きな進展の一つとして挙げられる。

本章では、Kozono and Koyaguchi (2012) の一次元非定常火道流モデルの解析を参考にして、火道流モデル計算の初期条件として入力されるパラメータや、計算結果として出力される変数の種類を整理する。Kozono and Koyaguchi (2012) のモデルは火道内の物理過程のすべての効果を網羅しているわけではないが、噴火の多様性を強く支配する発泡と脱ガスの競合や結晶化などの本質的

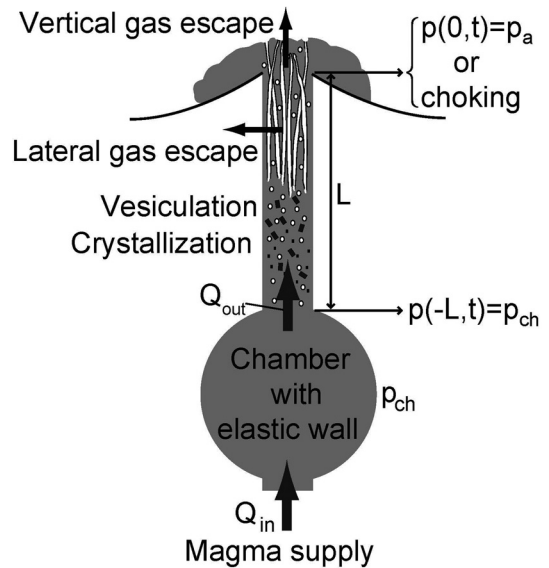


Fig. 1. Schematic illustration of conduit flow during lava dome eruption, and a magma chamber that is located in elastic rocks and is fed from below with new magma, as assumed in the conduit flow model of Kozono and Koyaguchi (2012). The boundary conditions at the bottom end of the conduit and at the vent are also shown.

な物理過程をモデル化している。また、他の火道流モデルでは、より複雑な結晶化のカイネティクス(e.g., Melnik and Sparks, 2005)、ダイク形状の火道の変形(e.g., Costa *et al.*, 2007)、火道浅部におけるプラグ(e.g., de' Michieli Vitturi *et al.*, 2013)などの様々な効果が考慮されているが、基本的な方程式系は Kozono and Koyaguchi (2012) も含めてほぼ共通である。モデルでは、断面積一定の円筒火道内において、各深さでの物理量を断面積方向に平均化する一次元流として火道流を近似し、脱ガス過程に重要な役割を果たす気液間の相対運動を考慮している。また、火道流の境界条件であるマグマ溜まりの圧力が、深部からマグマ溜まりへのマグマ供給率と、マグマ溜まりから火道へのマグマ流出率のバランスによって変動するというモデル化を行っている(Fig. 1)。

以上のモデルの基礎方程式について、やや冗長になってしまうが、モデル計算におけるパラメータと変数の関係を明示するために、なるべく厳密な形で以下に示す：

$$\frac{\partial}{\partial t} [(1-\phi)(1-\beta)c\rho_l + \phi\rho_g] + \frac{\partial}{\partial z} [(1-\phi)(1-\beta)c\rho_l w_l + \phi\rho_g w_g] = -G_w \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [(1-\phi)(1-\beta)(1-c)\rho_l + (1-\phi)\beta\rho_c] \\ + \frac{\partial}{\partial z} [(1-\phi)(1-\beta)(1-c)\rho_l + (1-\phi)\beta\rho_c]w_l = 0 \end{aligned} \quad (2) \quad \rho_g = \frac{p}{RT} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [\phi\rho_g w_g] + \frac{\partial}{\partial z} [\phi\rho_g w_g^2] \\ = -\phi \frac{\partial p}{\partial z} - \phi\rho_g g - F_{lg} - F_{gw} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [(1-\phi)\{(1-\beta)\rho_l + \beta\rho_c\}w_l] \\ + \frac{\partial}{\partial z} [(1-\phi)\{(1-\beta)\rho_l + \beta\rho_c\}w_l^2] \\ = -(1-\phi) \frac{\partial p}{\partial z} - [(1-\phi)\{(1-\beta)\rho_l + \beta\rho_c\}]g + F_{lg} - F_{lw} \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \beta}{\partial t} + w_l \frac{\partial \beta}{\partial z} = \Gamma \beta^{2/3} (\beta_{eq} - \beta) \quad (5)$$

$$\frac{dp_{ch}}{dt} = \frac{Q_{in} - Q_{out}}{\rho_{ch} V_{ch} \left(\frac{3}{4\mu} + \kappa \right)} \quad (6)$$

ここで (1), (2) 式はそれぞれ揮発性成分 (気相と液相内の揮発性成分), 非揮発性成分 (結晶と液相内の非揮発性成分) の質量保存式, (3), (4) 式はそれぞれ気相と液相 (結晶を含む) の運動量保存式, (5) 式は結晶成長の式, (6) 式は球状マグマ溜まりの圧力変動の式である. 鉛直上向きの座標 z と時間 t を媒介変数としたこれらの微分方程式を連立することによって, 火道内におけるマグマの発泡度 ϕ , 圧力 p , 気相の速度 w_g , 液相の速度 w_l , 結晶度 β , およびマグマ溜まりの圧力 p_{ch} が求められる. なお, ρ_l , ρ_c はそれぞれ液相, 固相 (結晶) の密度, g は重力加速度, Γ は結晶成長率, V_{ch} はマグマ溜まりの体積, μ は周囲岩体の剛性率, Q_{in} はマグマ溜まりへのマグマ供給率, Q_{out} はマグマ溜まりから火道へのマグマ流出率である. 定常火道流の場合, この Q_{out} は火口からのマグマ噴出率 Q と一致する. その他のパラメータと変数については以下で説明する.

上記の基礎方程式には, より具体的な定式化を与える必要があるパラメータや項が含まれる. 揮発成分濃度 c は, 揮発成分を H_2O として溶解度則に Henry's law (e.g., Burnham and Davis, 1974) を適用した場合には

$$c = \min \left[sp^{1/2}, \frac{n_0 \{(1-\beta)\rho_l + \beta\rho_c\}}{(1-\beta)\rho_l} \right] \quad (7)$$

と表され, s は定数, n_0 は初期揮発成分量である. ここで (7) 式は, マグマ中の結晶部分を除くメルトが揮発成分に飽和しているか否かの場合分けをしている. また, 気相の密度 ρ_g は理想気体の状態方程式を用いて

と表され, R は気体定数, T はマグマの温度である. (1) 式の G_w はマグマからの火道壁方向 (横方向) への脱ガス率であり, 火道内のマグマ圧力と周囲岩体の圧力 (リソスタティック圧) の差 Δp によって脱ガスが浸透流として駆動されるとして:

$$G_w = - \frac{2\phi\rho_g k_w e^{-Cp_{liih}} \Delta p}{\eta_g r_c^2} \quad (9)$$

と定式化でき, k_w は周囲岩体のガス浸透率, η_g は気相の粘性, r_c は火道半径である. ここで $e^{-Cp_{liih}}$ は母岩の圧密による浸透率減少の効果を考慮している (C は定数, p_{liih} はリソスタティック圧; Taisne and Jaupart, 2008). 運動量保存式 ((3), (4) 式) には, 外力項として気相-液相間の相互作用力 F_{lg} , 液相-火道壁間の摩擦力 F_{lw} , 気相-火道壁間の摩擦力 F_{gw} が示されており, これらの定式化はマグマ破碎前後の流動様式に依存して変化する. 非爆発的噴火を想定し, 気相が液相マグマとの相対運動によって火口方向 (縦方向) に浸透流として脱ガスする状況を考え, 且つマグマ破碎前の火道流を円管内ポワズイユ流と仮定すると, 破碎前の F_{lg} と F_{lw} は以下のように定式化される:

$$F_{lg} = \frac{\eta_g}{k_v} \phi^2 (w_g - w_l) \quad (10)$$

$$F_{lw} = \frac{8\eta}{r_c^2} w_l \quad (11)$$

また, F_{gw} については気相が液相マグマと比較して非常に低粘性であることを考慮して, $F_{gw} \sim 0$ と近似される. ここで, 縦方向の脱ガス浸透率 k_v は発泡度の関数として, 破碎前のマグマの粘性 η は温度, 揮発成分量, 結晶量, 発泡度の関数として, それぞれ表される. これらの k_v , η の関数形の設定については次章で説明する. 一方, マグマ破碎後については, 気液間の相対速度が火道流の巨視的な特徴に大きな影響を与えず, $w_g = w_l$ の近似が適用可能であることが指摘されており (Kozono and Koyaguchi, 2009), この場合 F_{lg} は設定されない. また, 液相は火道壁に接していないため $F_{lw} = 0$, 気相が低粘性であることから $F_{gw} \sim 0$ と近似できる. さらに, (5) 式の β_{eq} は平衡状態での結晶量であり, 圧力の関数として表すことができ, この関数形についても次章で説明する. (6) 式の ρ_{ch} と κ はそれぞれマグマ溜まり内のマグマの密度と圧縮率であり, 状態方程式などを使用して圧力な

Table 1. Parameters and variables used in conduit flow model, and observation methods for constraining them.

Notation	Description	Observation method
Constant parameters		
n_0	Initial volatile content	Petrological (melt inclusion, geohygrometer)
T	Temperature	Petrological (geothermometer)
β_0	Initial crystal content (phenocryst)	Petrological (analysis)
Γ	Crystal growth rate	Experiment (crystallization experiment)
r_c	Conduit radius	Geological (e.g., size of spine), Muon radiography
L	Conduit length (Chamber depth)	Geodetic (deformation source), Seismic (earthquake-free zone), Petrological
V_{ch}	Chamber volume	Geodetic, Seismic (earthquake-free zone)
μ	Shear modulus of rocks	Seismic (P-wave velocity)
k_w	Lateral permeability	-
Q_{in}	Magma supply rate to chamber	-
Parameters as a function of variables		
η	Magma viscosity	Experiment (function of composition, c , T , and β)
k_v	Vertical permeability	Experiment (function of ϕ)
β_{eq}	Equilibrium crystallinity	Experiment (e.g., function of p)
c	Volatile concentration	Experiment (function of p ; solubility law)
ρ_g	Gas density	Function of p and T (equation of state for ideal gas)
ρ_{ch}	Magma density in chamber	Function of p , c , T , and β (equation of state)
κ	Magma compressibility in chamber	Function of p , c , T , and β (equation of state)
Variables		
w_g	Gas velocity	-
w_l	Liquid velocity	Petrological (reaction rim of crystal, microlite number density)
ϕ	Porosity	Petrological (textural analysis), Muon radiography
β	Crystallinity	Petrological (textural analysis)
E_w	Degree of lateral gas escape	Geochemical (melt inclusion, volcanic gas)
p	Pressure	Geodetic (deformation source)
p_{ch}	Chamber pressure	Geodetic (deformation source), Petrological
Q	Discharge rate	Geological, Geodetic, Satellite image, Eruption cloud
Q_{out}	Magma outflux from chamber	- (deduced from Q)

どの関数として表現できる。なお、式に使用されているパラメータや変数の表記の意味については Table 1 にまとめて示してある。

上記方程式系に基づく火道流の数値解は、火道の両端における境界条件を満たす必要がある。具体的には、ある火道の長さ (L とする) を与えた場合、火道の下端で圧力がマグマ溜まり圧力となり、上端 (火口) では圧力が大気圧 (p_a) と一致する、或いは流れが音速に達しチョーキング条件になる、という諸条件を満たさなければならない (Fig. 1)。このような境界条件のもとで複雑

な物理過程を伴う火道流を系統的に解析するには、まず火道流の定常解を求めて火道流の非線形性などの数理構造を把握したうえで、非定常な火道流の問題を解く、という手続きが有効である。火道流の定常解は、時間変化の項を省略した方程式系を用いて、マグマ溜まりの圧力を与えたうえで、火口での境界条件を満たす噴出率を決定することで求められる。その結果、定常火道流におけるマグマ溜まり圧力と噴出率の関係が得られる。その定常解の一つを初期条件として、時間変化もすべて考慮した方程式系を用いて、非定常な火道流が計算される。こ

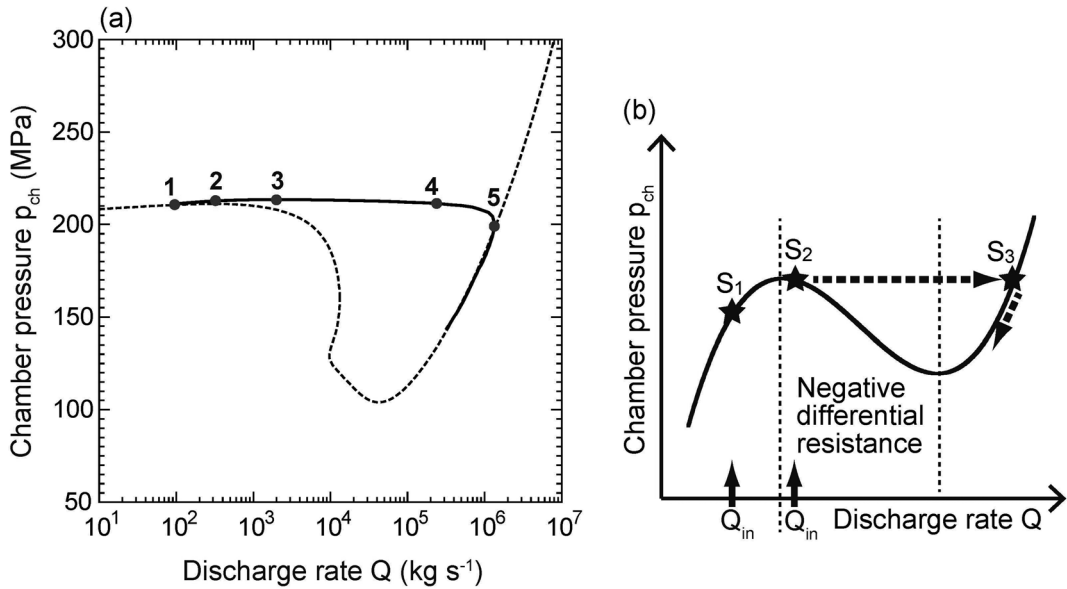


Fig. 2. (a) Numerical results of the relationship between the pressure at the magma chamber (p_{ch}) and the discharge rate (Q) for steady conduit flow (steady p_{ch} - Q relationship; dashed curve), and transition path of unsteady conduit flow (solid curve), obtained from the model by Kozono and Koyaguchi (2012). (b) Schematic illustration of the transition from low- Q to high- Q solutions caused by sigmoidal steady p_{ch} - Q relationship. See text for details.

の場合、マグマ溜まり圧力と噴出率は相互作用しながら変化していく。

火道流モデルの計算例として、ここでは非爆発的噴火からの急激な噴出率増加を伴う噴火遷移中における火道流の変動過程を示す (Figs. 2a, 3)。この計算では、定常火道流におけるマグマ溜まり圧力 p_{ch} と噴出率 Q の関係を示す曲線 (破線) の傾きが一部で負になっていることがわかる。このように曲線の傾きが負 ($dp_{ch}/dQ < 0$) の場合、火道流は不安定になり、これは、火道流が「負性抵抗」をもつことに相当する。一方、傾きが正 ($dp_{ch}/dQ > 0$) の場合、火道流は安定になる。従って、例えばマグマ溜まりへのマグマ供給率 Q_{in} が $dp_{ch}/dQ > 0$ の領域にある場合、その供給率と同じ噴出率 (i.e., $Q = Q_{in}$) で安定な火道流が実現する (模式図 Fig. 2b の S_1)。一方で、 Q_{in} が $dp_{ch}/dQ > 0$ から $dp_{ch}/dQ < 0$ の領域へ徐々に増加していくと、火道流は不安定になって低噴出率から高噴出率の領域へ急激に遷移する (Fig. 2b の $S_2 \rightarrow S_3$)。Figs. 2a, 3では、実際に Q_{in} が $dp_{ch}/dQ < 0$ の領域に達したときの非常火道流の計算結果を示しており、噴出率が急増していることがわかる (Fig. 2a の 1 から 5)。なお、Fig. 2a の曲線における負性抵抗領域は、結晶化に伴うマグマ粘性変化と脱ガスに伴うマグマ密度変化が上昇速度にもたらすフィードバック効果によって生じている (詳細は

Kozono and Koyaguchi, 2012 を参照)。

Fig. 3 には、噴出率急増に伴う噴火遷移中 (Fig. 2a) における火道内の物理量の変化を表している。噴火遷移に伴い液相速度 (Fig. 3a) とマグマ発泡度 (Fig. 3b) は火道内全体で増加する。火道内の結晶度はマグマ上昇に伴い増加するが、上昇速度 (噴出率) が高いほどカイネティクス効果により結晶化の遅れが生じるために、噴火遷移とともに結晶量の増加は抑制される (Fig. 3d)。また結晶化によってマグマの粘性は高くなることから、この結晶度の変化を反映して、マグマ粘性増加量も噴火遷移とともに小さくなる (Fig. 3f)。Fig. 3e には火道内のある深さにおける横方向脱ガスの割合を表す E_w という無次元数 (詳細は Kozono and Koyaguchi (2012) を参照) の変化を示しており、 $E_w = 0$ の場合は横方向脱ガス無しとなり、 E_w が 0 から 1 に変化するとともに横方向脱ガスの割合が増加することに相当する。噴火遷移とともに、横方向脱ガスの効果が急減していることがわかる。より複雑な変動をするのは火道内やマグマ溜まりの圧力であり (Fig. 3c)、火道内の過剰圧 (圧力とリソスタティック圧の差) は噴火遷移中に火道の浅い部分で局所的に増加し、その後減少する。またマグマ溜まりの圧力も、遷移開始直後に急増し、その後減少していることがわかる。ここで、Fig. 2a と 3 で示した火道流モデル計算ではマグマの

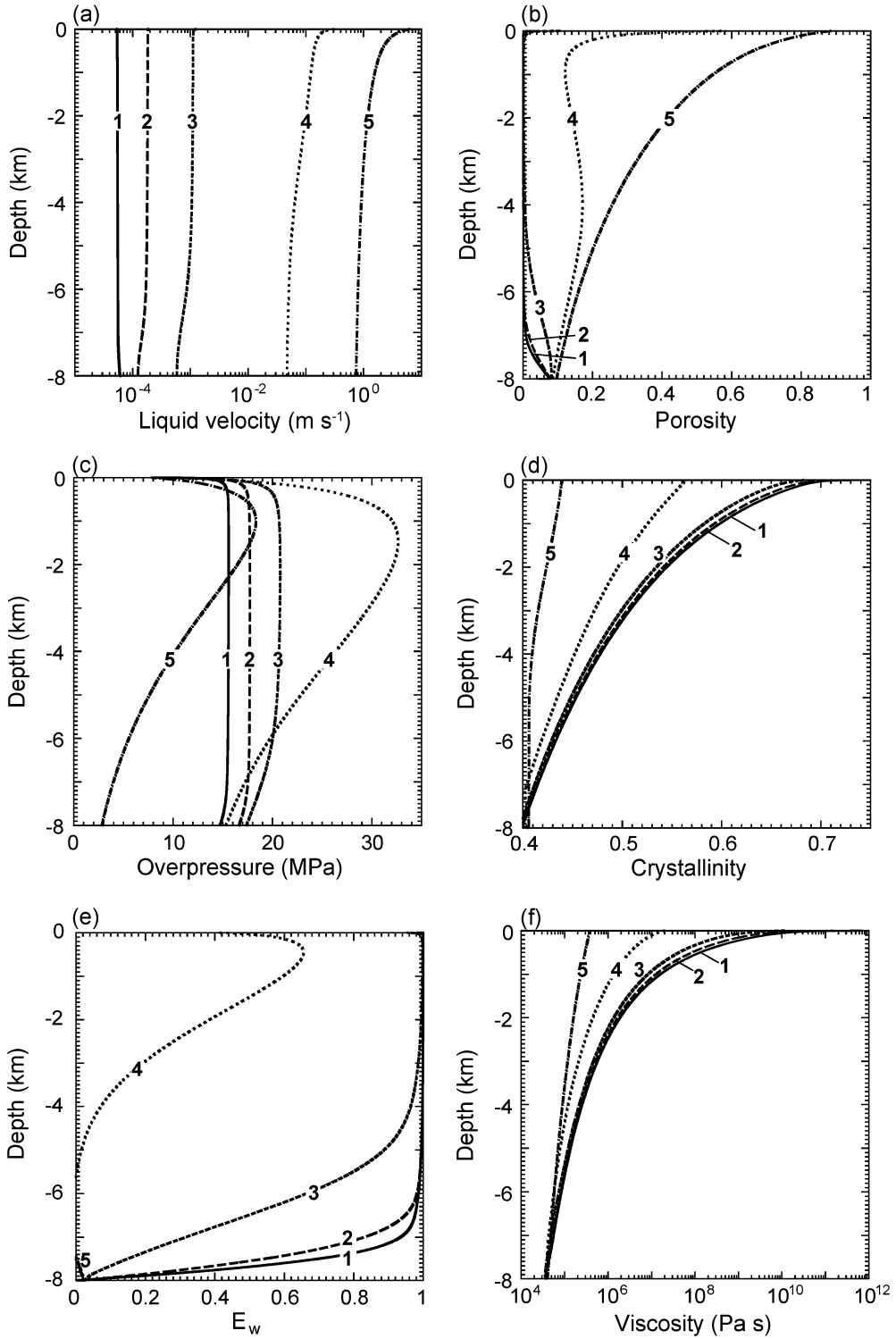


Fig. 3. Distributions of (a) liquid velocity, (b) porosity, (c) overpressure (the difference between magma pressure and lithostatic pressure), (d) crystallinity, (e) non-dimensional parameter E_w , and (f) magma viscosity, inside the conduit during the transition of conduit flow in Fig. 2a. The labels 1 to 5 correspond to the points 1 to 5 in Fig. 2a.

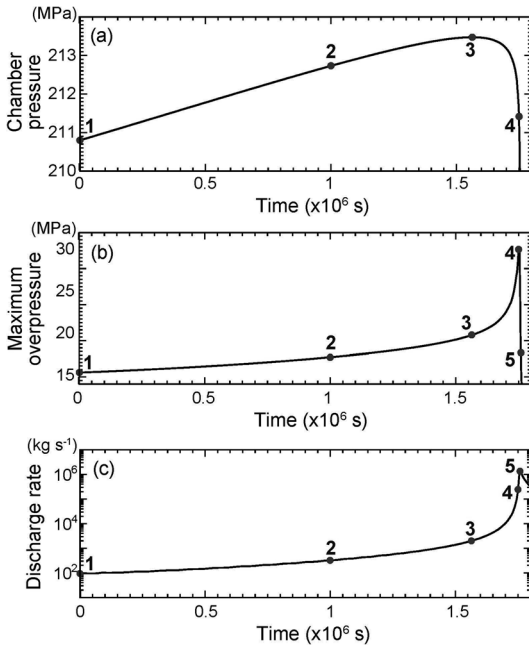


Fig. 4. Variations of (a) chamber pressure, (b) maximum overpressure inside the conduit, and (c) discharge rate as a function of time during the transition of conduit flow represented in Figs. 2a and 3. The labels 1 to 5 are same as those of Figs. 2a and 3.

破碎過程を考慮しておらず、正確には爆発的噴火への遷移を再現しているわけではない。一方でその遷移過程におけるマグマ発泡度や過剰圧の急増 (Figs. 3b, 3c) によってマグマ破碎条件に達する可能性があり、Fig. 2a と 3 の計算結果を非爆発的噴火から爆発的噴火へ至るまでの遷移過程とみなすことができる。

圧力の複雑な変化をより詳細に見るために、Fig. 4 に噴火遷移中のマグマ溜まり圧力と、火道内過剰圧の最大値、および比較のために噴出率について、時間変化を示した。注目すべき特徴として、まずマグマ溜まり圧力が極大値に達し (Fig. 4a; point 3)、その後火道内過剰圧の最大値が極大となり (Fig. 4b; point 4)、そしてその直後に噴出率が極大値をとる (Fig. 4c; point 5)。従って、このマグマ溜まり圧力と火道内過剰圧の変動パターンの時系列を捉えることで、噴出率の急増を伴う噴火遷移を予測できる可能性がある。この変動過程は観測にも関連する重要な特徴であり、次章で詳細を議論する。

以上のように、火道流モデルの解析では考慮された諸効果の影響を受けて火道内の物理量が多様に変動し、また基礎方程式で示されているように、その変動過程の計算に必要な入力パラメータは多岐にわたる。そこで次章

では、これらの変動量やパラメータに関連する観測項目・手法を整理する。

3. 火道流モデルの入出力に関連する観測

火道流モデルにおけるパラメータ・変動量は、(1) モデル計算に入力される一定値のパラメータ、(2) 変動量の関数として与えられるパラメータ、(3) 計算結果として得られる火道内やマグマ溜まり内の変動量、の3種類に大別される。以下ではこれらに制約を与え得る観測項目や手法を整理する。また、整理した結果については Table 1 にまとめてあるため、逐次参照されたい。

前章で示したような火道流計算を実行するには、まず初期条件としてマグマ物性や地質条件などに関係する一定値のパラメータを設定する必要がある。まず岩石学的手法によって観測されるマグマ物性の初期条件として、マグマ溜まりにおける初期揮発成分量 n_0 はメルト包有物の分析 (e.g., Barclay *et al.*, 1996) やメルト-斜長石間の相平衡の熱力学モデルに基づく含水量計 (e.g., Lange *et al.*, 2009) などによって、マグマ温度 T は同じく熱力学に基づく輝石温度計 (e.g., Lindsley, 1983) などによって、マグマ溜まり内の初期結晶量 (斑晶量) β_0 は噴出物の組織解析によってそれぞれ推定が可能である。さらに、結晶成長のモデル化 ((5) 式) に使用される結晶成長率 Γ は、減圧結晶化実験 (e.g., Couch *et al.*, 2003a) に基づき制約される。また、前章の火道流モデルでは考慮されていないマグマ破碎過程に関しては、その破碎条件に関連するマグマの強度などの物性を室内実験によって推定することが可能である (e.g., Spieler *et al.*, 2004; Kameda *et al.*, 2013)。

次に、地質条件に関するパラメータとして、火道半径 r_c の観測は非常に困難であるが、火道浅部の情報に限ると、溶岩ドームの spine のサイズ (e.g., Nakada and Motomura, 1999; Watts *et al.*, 2002) や、ミュオンラジオグラフィ (Tanaka *et al.*, 2007) によって推定が可能である。マグマ溜まりの深さ L は、測地学的観測から得られる地殻変動源 (e.g., Ueda *et al.*, 2013) や、地震観測から得られる地震空白域 (Scandone and Malone, 1985)、岩石学的手法による含水量や鈹物組み合わせから見積もられるマグマ溜まりでのリソスタティック圧 (e.g., Barclay *et al.*, 1998) などの情報から推定される。マグマ溜まり体積 V_{ch} も r_c と同様に推定が困難であるが、 L と同じく地震空白域からの推定、あるいは最近では、地殻変動の変位がマグマ溜まりの体積と圧力変化の積に比例することを利用して、現実的な圧力変化を仮定したうえで測地学的にマグマ溜まり体積を推定する試みがなされている (e.g., Anderson and Segall, 2014)。マグマ溜まり周囲の母岩の

剛性率 μ は、地殻の密度とポアソン比の値を仮定すれば地震観測による P 波の速度構造に基づく推定が可能である (e.g., Mastin *et al.*, 2008). 一方、火道周囲の母岩における横方向の脱ガス浸透率 k_w は観測が困難であり、制約を与えることができない。また、マグマ溜まりへのマグマ供給率 Q_{in} は火道流の振る舞いを支配する重要なパラメータであるが (Fig. 2b)、噴火前のマグマ蓄積過程における長期的な供給率を地殻変動から測地的に見積もることは可能であるものの、噴火中の Q_{in} を独立に推定することは現状では非常に困難である。

火道流におけるパラメータのなかには、火道内の変動量の関数として表され、火道流の変動過程と連動して変化するものがあり、その関数形は主に実験データに基づき制約されている。Fig. 3f にも変動過程が示されているマグマ粘性 η は、温度、揮発成分量、結晶量、発泡度に依存し、粘性測定実験のデータに基づきその依存性が定式化されている。具体的には、Hess and Dingwell (1996) は温度、揮発成分量の減少とともに粘性が増加する効果を、Costa (2005) は結晶量増加とともに粘性が増加する効果を、Llewellyn *et al.* (2002) は気泡の capillary 数が大きい (小さい) 場合には発泡度増加とともに粘性が減少 (増加) する効果を、それぞれ火道流モデルに適用しやすい形で定式化している。(10)式で用いられている縦方向の脱ガス浸透率 k_v は、火道内におけるマグマのガス浸透率に相当するため、噴出物の浸透率測定データ (e.g., Eichelberger *et al.*, 1986; Klug and Cashman, 1996; Mueller *et al.*, 2005) に基づき制約を与えることができる。具体的には、発泡度増加とともに冪乗則に従い浸透率が増加する定式化が提案されている (Costa, 2006)。また、(5)式の結晶成長の式で用いられている平衡状態での結晶量 β_{eq} は、平衡結晶化実験のデータに基づいて圧力の関数として表すことができる (e.g., Couch *et al.*, 2003b)。マグマに溶存する揮発成分濃度 c は、揮発成分が H_2O の場合は (7)式で示したように、実験に基づき求められる溶解度則に従い定式化される。最近では、 H_2O - CO_2 系の溶解度則 (e.g., Liu *et al.*, 2005) を用いた火道流の定式化もなされている (e.g., Anderson and Segall, 2011)。ガスの密度 ρ_g 、マグマ溜まり内のマグマの密度 ρ_{ch} および圧縮率 κ は、観測とは無関係に状態方程式などに基づき圧力などの関数として定式化が可能であるが、 κ については、噴火時におけるマグマ溜まりの測地的体積変化量とマグマの噴出量の比から推定することができる (e.g., Kozono *et al.*, 2013)。この詳細については 5 章で説明する。

火道流モデルの計算によって得られる変動量に関しては、気相速度 w_g の観測は難しいが、液相速度 w_l は結晶

の反応縁 (Rutherford and Hill, 1993) や、マイクロライトや気泡の数密度 (Toramaru, 2006; Toramaru *et al.*, 2008) の解析に基づく岩石学的観測による推定が可能である。また発泡度 ϕ と結晶度 β は噴出物の組織解析 (e.g., Cashman, 1988; Burgisser *et al.*, 2010) によって推定でき、火道浅部の ϕ に関しては、まだ現状では時間分解能の問題があるがミュオンラジオグラフィ (Tanaka *et al.*, 2007) によって観測できる可能性がある。Fig. 3e で示した E_w は、先述したように火道内のある深さにおける横方向脱ガスの度合いを表す無次元数であるのと同時に、マグマ上昇中の揮発成分組成変化の地球化学的モデリングにおいて揮発成分の分配の特徴を支配するパラメータであり、 $E_w=0$ の場合は batch 分別、 $E_w=1$ の場合は Rayleigh 分別に相当することがわかっている (Kozono and Koyaguchi, 2012)。従って、揮発成分に関するメルト包有物や火山ガスなどの地球化学的分析から E_w の値を推定できる可能性がある。

Fig. 4 に示したように、火道内の圧力 p およびマグマ溜まりの圧力 p_{ch} は、噴火の遷移過程に関連する重要な変動量であり、またそれらの変化が地殻変動をもたらすことから、測地的手法に基づく観測が可能である。その場合、変動源における圧力変動と地表変位を関連づける地殻変動モデルが必要であり、火道内圧力の変動に関しては火道に相当する線状力源による地殻変動の解析解 (e.g., Bonnacorso and Davis, 1999; Nishimura, 2009) や有限要素法による地殻変動数値モデル (e.g., Albino *et al.*, 2011)、マグマ溜まりの圧力変動に関しては Mogi モデルなどの解析解が使用される (Mogi, 1958)。前章の火道流計算における火道内とマグマ溜まりの圧力変化 (Figs. 3c, 4) がもたらす地表での傾斜変動を、解析解 (Mogi, 1958; Nishimura, 2009) に基づき計算した結果を Fig. 5 に示す。ここで、この計算ではマグマ溜まりの深さを 8,000 m に設定していることを反映して、Fig. 4a で示した point 3 で極大値をとるマグマ溜まりの圧力変化の特徴は、より遠方における傾斜変動に表れている (Fig. 5 における火口からの距離 $r=4,000, 5,000$ m)。一方、火道内過剰圧は深さ約 1,000 m 付近の浅部に局在化していること (Fig. 3c) を反映して、Fig. 4b で示した point 4 で極大値をとる火道内過剰圧の急増の特徴は、火口からの距離が約 1,000 m の近傍において最も顕著になっている (Fig. 5 における $r=1,000$ m)。このことは、地殻変動から噴火遷移過程を把握するには、GPS などに基づく広域の地殻変動観測と、火口近傍を対象とした傾斜計による観測 (e.g., Nishimura *et al.*, 2013) や SAR 干渉画像解析 (e.g., Miyagi *et al.*, 2014) を組み合わせることが有効であることを示唆している。

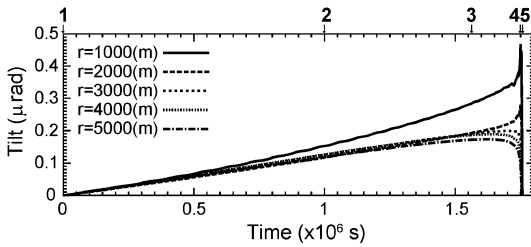


Fig. 5. Temporal change of tilt at the surface caused by pressure changes in chamber pressure and conduit, with varying distance from the vent (r). The labels 1 to 5 are same as those of Figs. 2a, 3, and 4.

最後にマグマ噴出率 Q は、その急激な変動に伴いその他の火道内の物理量も幅広く変化することから (Fig. 3), 観測による Q の推定は噴火ダイナミクスの理解において非常に重要である。一般的にはテフラの噴出量や溶岩の流出量と噴火継続時間に基づき推定されるが、溶岩流出中の衛星画像 (e.g., Ozawa and Kozono, 2013) や、それと地殻変動データを組み合わせた解析 (Kozono *et al.*, 2013) に基づくより高精度な推定も可能である。この詳細については5章の霧島山新燃岳噴火の観測事例の紹介において説明する。さらに近年では、気象レーダなどの新手法による火山噴煙の観測が進展し、噴煙高度を高精度で推定することが可能となった (e.g., 新堀・他, 2013)。この噴煙高度は噴出率に依存することから (e.g., Morton *et al.*, 1956), 噴煙高度の観測から噴出率を推定することができる。ただし、両者の定量的な関係は風が噴煙のダイナミクスに与える影響などによって大きく変化することを留意する必要がある (e.g., Woodhouse *et al.*, 2013; Suzuki and Koyaguchi, 2013; Kozono *et al.*, 2014)。マグマ溜まりから火道へのマグマ流出率 Q_{out} の直接観察は困難であるが、通常 Q の値より類推される。

4. 火道流モデルによる観測データの解釈: Soufrière Hills 火山 1995–2010 年噴火

前章までに、火道流モデルにおいて入出力されるパラメータや変動量と、それらを観測する手法について概観したが、本章では実際に火道流モデルによって観測データを解釈する研究が進められた代表的な噴火事例である Montserrat 島の Soufrière Hills 火山における 1995–2010 年噴火に関する研究を簡単に紹介する。この噴火に関しては、火道流の入力パラメータであるマグマ含水量や温度、斑晶量、マグマ内の脱ガス浸透率、マグマ溜まりの深さなどが多項目観測データによって求められ (e.g., Aspinall *et al.*, 1998; Barclay *et al.*, 1998; Murphy *et al.*,

2000; Melnik and Sparks, 2002), さらに結晶成長率や圧力の関数として表される平衡結晶量などの結晶化のカイネティクスに関連する重要なパラメータが、Soufrière Hills 火山噴火を対象とした結晶化実験によって正確に推定された (Couch *et al.*, 2003a, 2003b)。これらの観測データを用いることで、Soufrière Hills 火山の噴火過程を再現する火道流モデルの研究が実施された (e.g., Melnik and Sparks, 2005; Costa *et al.*, 2007; de' Michieli Vitturi *et al.*, 2013)。特にその火道流研究では、溶岩ドーム噴火期において観測された、溶岩噴出率 (e.g., Sparks *et al.*, 1998) や地殻変動・地震活動 (e.g., Voight *et al.*, 1999) の周期的変動を説明することを主眼とした解析が進められてきた。

Soufrière Hills 火山噴火では、2–3 年毎の溶岩噴出と休止の繰り返し (Wadge *et al.*, 2010) や、火口近傍の傾斜計によって検知された、地震活動の増減も伴う 30–50 日あるいは 3–30 時間周期の膨張・収縮変動 (Voight *et al.*, 1999) など、様々な周期をもつ変動が観測された。2–3 年毎の長期的な変動に関して、Melnik and Sparks (2005) は Fig. 1 で示したような円筒火道とマグマ溜まりからなるシステムにおける火道流のモデリングを実施し、結晶化のカイネティクスがもたらす火道流の非線形性の効果によって、マグマ溜まりの圧力と噴出率が数年の時間スケールで周期的に変動することを再現した。一方、30–50 日周期の変動に関しては、浅部の円筒火道と中深部の弾性変形するダイク状の火道からなる火道流のシステムを設定することで、その周期でダイク状火道内の圧力および噴出率が変動し得ることが Costa *et al.* (2007) によって示された。さらに短い 3–30 時間周期の変動に関しては、火道浅部に高粘性プラグが形成される効果によってその周期が再現できることが最近の火道流研究で示されている (de' Michieli Vitturi *et al.*, 2013)。火山噴火における周期的変動に関しては、火道流を空間的に積分して単純化したモデルによる理論的研究が 1990 年代から 2000 年代前半にかけて既に報告されていたが (e.g., Ida, 1996; Wylie *et al.*, 1999; Barmin *et al.*, 2002), 観測データを活用しつつ火道流の時空間変化を詳細にモデル化する解析が可能となったことが、最近 10 年の進展として挙げられる。

5. 多項目観測事例: 霧島山新燃岳 2011 年噴火

3章で示したように、マグマ溜まりから火山噴煙までを対象とした多項目観測は火道流のモデリングと深く関連し、噴火のダイナミクスの理解に貢献する。このような多項目観測が活用された最近の噴火事例として、2011 年の霧島山新燃岳噴火が挙げられる。この噴火で生じた

遷移過程は、2章において示した噴火遷移とは異なり、より複雑であり、現在のところその遷移過程を火道流モデルで再現するには至っていない。一方でこの噴火では、多様な観測手法を組み合わせることによって、噴出率などの噴火のダイナミクスに制約を与える重要な情報を得ることができた。本章では、この新燃岳噴火における多項目観測に基づく噴火ダイナミクスの理解に関する研究を紹介する。

2011年の新燃岳噴火は、1月26日の本格的な噴火開始からの約1週間において、多様なタイプの噴火が生じたことが特徴として挙げられる。具体的には、1月26、27日に3回のサブプリニー式噴火が生じ、その後28日から31日にかけて火口クレーター内に溶岩が流出した。また、ブルカノ式噴火も主に2月1日以降頻発した。これらの噴火過程は、地球物理、リモートセンシング、地質、岩石、火山ガスなどによる極めて多岐にわたる手法によって観測された (Nakada *et al.*, 2013)。

ボアホール式の傾斜計および加速度計 (V-net, Hi-net) による地殻変動観測は、3回のサブプリニー式噴火と溶岩流出噴火の各イベントに同期する顕著なマグマ溜まり収縮過程を検知することに成功した (Fig. 6a; Ueda *et al.*, 2013)。GNSS (GEONET) との統合解析によって、その収縮源は深さ 9.8 km の球状源、収縮体積量の合計は約 1,300 万 m³ と求められている。ここで、Fig. 6a のマグマ溜まりの測地学的体積変化量 (ΔV_G) は、火道流に関連する変動量をまとめた Table 1 には明示されていないが、マグマ溜まり圧力の変化 Δp_{ch} に比例し、球状マグマ溜まりの場合には $\Delta V_G = 3V_{ch}\Delta p_{ch}/(4\mu)$ の関係が成り立つ。

新燃岳噴火において噴火過程の把握に大きく貢献したのが、リモートセンシングによる観測である。まず、SAR 衛星 (PALASAR, Terra-SAR) による画像の解析に基づき、溶岩流出期における火口クレーター内の溶岩蓄積過程が観測された (Ozawa and Kozono, 2013; Fig. 6b)。昼夜を問わず、また気象条件に関係なく観測できる利点によって、約2日間で 1,500 万 m³ の溶岩流出という定量的な情報を得ることが可能となった。一方、地上からのリモートセンシングとして、現業の気象レーダ (国交省、Cバンドドップラーレーダ) を用いて火山噴煙によって形成されるエコー (噴煙エコー) の観測が行われ、それに基づき噴煙高度の変化を高精度で推定することが可能となった (新堀・他, 2013; Fig. 6d)。

上述の観測データのうち、地殻変動観測に基づくマグマ溜まり体積変化量 (Fig. 6a) と SAR 衛星画像に基づく溶岩流出量 (Fig. 6b) を同時期に推定できたことは、噴火のダイナミクスに制約を与えるうえで重要な意義がある。地殻変動源 (マグマ溜まり) の測地学的な体積変化

量 ΔV_G と、実際に地表へ噴出する DRE (dense rock equivalent) 換算の体積変化量 ΔV_D との間には、変動源が球状マグマ溜まりの場合以下のような関係がある (e.g., Segall, 2010) :

$$\frac{\Delta V_D}{\Delta V_G} = \frac{4}{3}\mu\kappa + 1 \quad (12)$$

この式は、マグマ溜まり内のマグマが完全に非圧縮 ($\kappa = 0$) の場合には測地学的体積変化量と噴出体積量が等しくなるが、マグマに圧縮性がある場合 ($\kappa > 0$) は噴出体積量が測地学的体積変化量よりも大きくなることを示している。新燃岳噴火の溶岩流出期におけるこれらの関係を見ると (Figs. 6a and 6b)、噴出体積量が測地学的なマグマ溜まり収縮量よりも有意に大きくなっており、(12)式の比 ($\Delta V_D/\Delta V_G$) の値は約 2.5 であることがわかった (Kozono *et al.*, 2013)。ここで、噴火推移中にマグマ溜まり内の気泡量などの状態量に変化しない、すなわちマグマ圧縮率 κ が一定であると仮定した場合、溶岩流出期における $\Delta V_D/\Delta V_G$ の値をサブプリニー式噴火期にも適用することで、その噴火時のマグマ噴出量を測地学的なマグマ溜まり収縮量から求めることができる。また、各噴火イベントにおける地殻変動の継続時間も傾斜変動データによって既知であるため、マグマ噴出量とその継続時間から、マグマ噴出率を高精度で推定することが可能となった (Fig. 6c; Kozono *et al.*, 2013)。

上述のように高精度で推定された噴出率は、新燃岳噴火のダイナミクスの理解に大きく貢献する。Kozono *et al.* (2013) では、各噴火期で推定された噴出率、噴出量を過去の世界の噴火事例のコンパイルデータ (東宮・小屋口, 1998) と比較したところ、サブプリニー式噴火期の噴出率・噴出量はプリニー式噴火事例のデータの最小値に近く、溶岩流出期の噴出率・噴出量は溶岩ドーム噴火事例のデータの最大値に近いことが分かった。このことは、新燃岳噴火における噴火遷移が爆発的噴火と非爆発的噴火のごく境界付近で生じたことを意味している。また、推定された噴出率は新燃岳噴火を対象とした数理モデルの解析にも大きく貢献している。まず、Fig. 2 で示されているように噴出率は火道流を支配する重要な物理量であることから、推定された噴出率を用いて、定常火道流モデルに基づきサブプリニー式噴火期および溶岩流出期の火道流を再現する解析が可能となった (Sato *et al.*, 2013; Tanaka and Hashimoto, 2013)。また、噴出率は噴煙のダイナミクスも強く支配することから、推定された噴出率は噴煙数値モデルの解析にも活用されている (Suzuki and Koyaguchi, 2013)。

(12)式の $\Delta V_D/\Delta V_G$ の値が求められたことは、マグマ

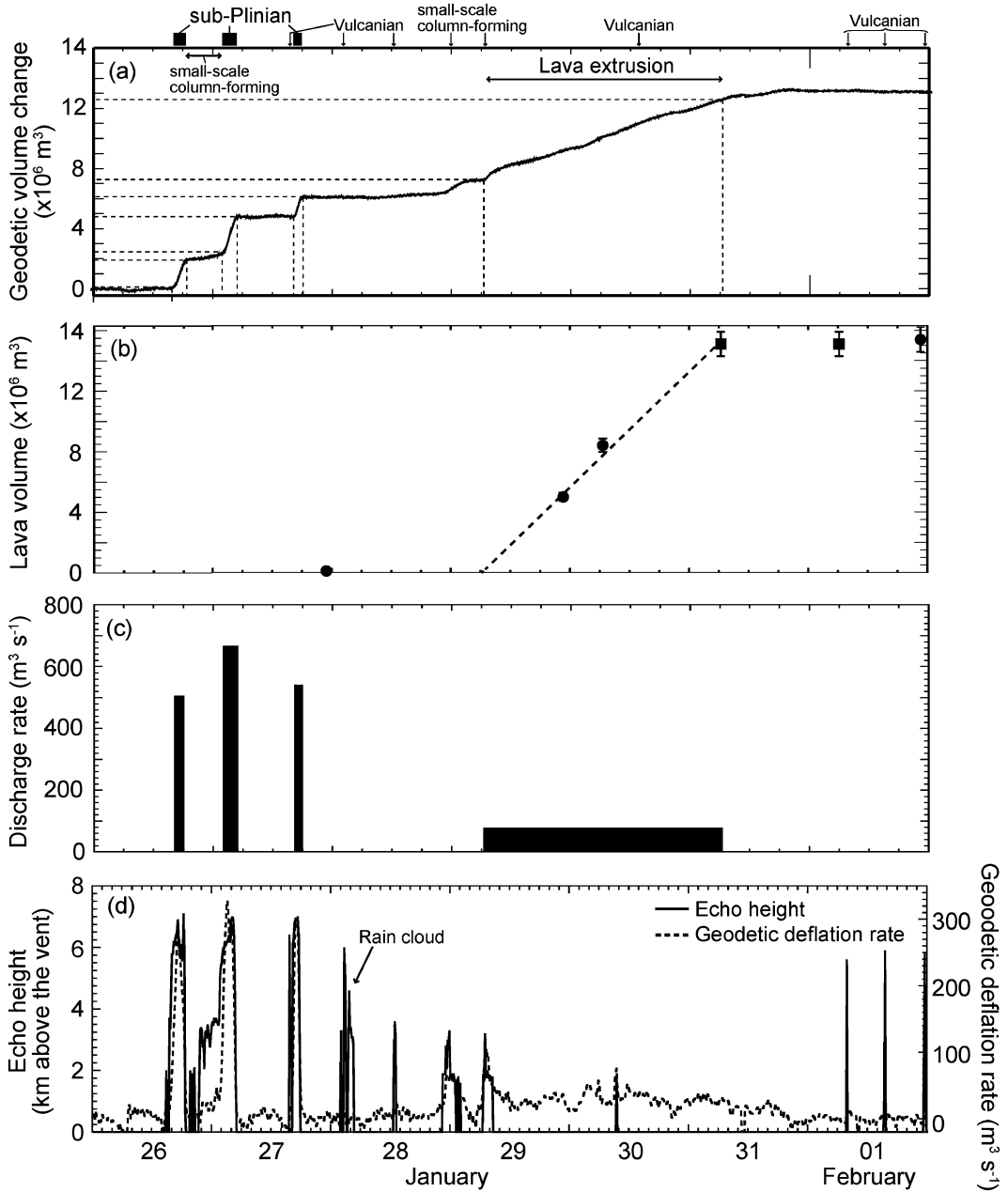


Fig. 6. Multiple observations during the 2011 eruptions of Kirishima-Shinmoe-dake volcano, from January 26 to February 1, 2011. (a) Geodetic volume change obtained from tiltmeter records (Ueda *et al.*, 2013), and eruptive activities observed during this period are shown on the upper side of the figure. (b) Accumulated lava volume time-series variations inside the summit crater estimated from PALSAR (circles) and TerraSAR-X (squares) images (Ozawa and Kozono, 2013); the error bar shows 5% uncertainty of estimated volume, and dashed line shows least-squares fit of data. (c) Magma discharge rate calculated from (a) and (b). See text for details. (d) Eruption cloud echo height estimated from weather radar data (solid; Shimbori *et al.*, 2013). Geodetic deflation rate of the magma chamber estimated from tiltmeter data is also shown (dashed; Ueda *et al.*, 2013).

溜まりにおけるマグマの物性に関する蓄積条件に制約を与えるうえでも重要な意義がある。マグマの圧縮率 κ は、あるマグマ溜まり圧力を仮定した場合、揮発性成分や発泡度の関数として表される。従って、既知の $\Delta V_D/\Delta V_G$ の値に基づき、マグマ溜まりにおける揮発成分量や発泡度を推定することができ (Kozono *et al.*, 2013), 岩石学的観測による推定値との比較によって、マグマ溜まりの蓄積条件をより定量的に調べることが可能になる。

新燃岳噴火では、傾斜変動観測と気象レーダ観測に基づき、マグマ溜まり収縮過程 (Fig. 6a) と噴煙高度の変化 (Fig. 6d) という地下および地表における変動現象を並行して観測できたことも、大きな特徴の一つである。Fig. 6d に、噴煙高度の変化に加えて、Fig. 6a のマグマ溜まりの体積変化量から計算されるマグマ溜まりの収縮率の時間変化を示している。サブプリニー式噴火のような連続的な噴煙の放出を伴うイベントでは、噴煙高度とマグマ溜まり収縮率がどちらも高く非常に良い相関があり、これはマグマ溜まりからのマグマ流出を伴っていることを示している。一方でプルカノ式噴火では、噴煙高度は瞬間的に高くなるが、マグマ溜まりの収縮率に変化はなく、これは、火口直下の高压部の開放や破砕面の伝播など、噴火過程が火道浅部に限定されるプルカノ式噴火の一般的な描像と整合的である。このように地下と地表での変動現象の関係を調べることで、噴火タイプに依存する火道流ダイナミクスの違いを捉えることが可能となった。

Fig. 6d に示された噴煙高度とマグマ溜まり収縮率の関係は、火山噴煙のダイナミクスにも制約を与えることができる。噴煙に関する次元解析によると、噴煙高度は噴出率の 1/4 乗に比例することが知られており (Morton *et al.*, 1956), 世界中の噴火事例のコンパイルデータもこの関係を支持している (e.g., Sparks *et al.*, 1997; Mastin *et al.*, 2009)。ここで、新燃岳噴火における 1 月 26~27 日の噴煙形成期の噴出率は、(12) 式で示した $\Delta V_D/\Delta V_G$ の値を比例係数として、Fig. 6d のマグマ溜まり収縮率のデータからより高精度で計算することができる。そこで、計算された噴出率と噴煙高度の関係を調べた結果、噴煙高度が噴出率の 0.255 乗に比例することがわかった (Kozono *et al.*, 2014)。この新燃岳噴火における噴煙高度と噴出率の関係は、これまでのコンパイルで使用された噴火事例と比較して低噴出率・強風の条件で求められており、このような極端な条件のもとでも 1/4 乗則の理論的な関係が保持されることを示している。

上述の噴煙のダイナミクスに加えて、マグマ供給系のダイナミクスを理解するために、Kozono *et al.* (2014) で

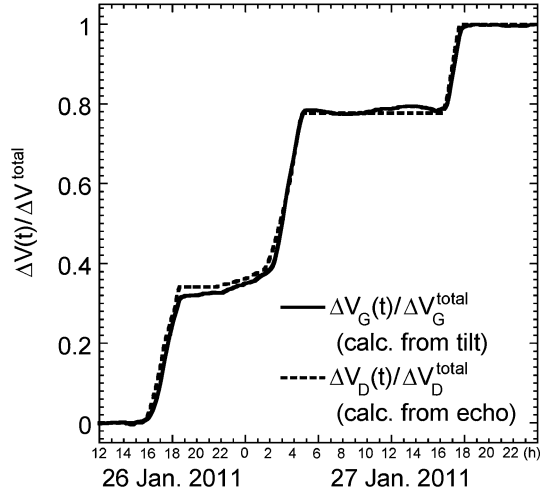


Fig. 7. Geodetic volume change of the magma chamber (ΔV_G) and accumulated DRE erupted volume at the surface (ΔV_D) as a function of time during the 2011 Shinmoe-dake eruptions, in the period from January 26 to 27, in which ΔV_D and ΔV_G are normalized by the total geodetic volume change and the total erupted volume in this period, respectively.

は噴煙形成期における地下でのマグマ溜まりの収縮過程と、地上でのマグマ噴出過程の関係を調べた。ここでマグマ溜まりの収縮量は、Fig. 6a で示した地殻変動データによる体積変化量から直接求められ、一方でマグマ噴出量は、噴煙高度から 1/4 乗則を用いて計算される噴出率を時間積分することによって求められる。Fig. 7 は、そのマグマ溜まりの収縮量と積算マグマ噴出量の時間変化 (ただし、どちらも全体量で規格化してある) を示しており、両者の変化には時間差がなく、非常によく一致していることがわかる。このことは、噴火中においてマグマ溜まりと地表をつなぐ火道流のシステムが安定に存在していたことを示唆する。

上述のような高精度の多項目観測とそれに基づく噴火ダイナミクスの理解に加えて、新燃岳噴火では、地質岩石学的観測 (e.g., Miyabuchi *et al.*, 2013; Suzuki *et al.*, 2013; Tomiya *et al.*, 2013; Mujin and Nakamura, 2014), 地震と空振の統合観測 (Ichihara *et al.*, 2013), 火口近傍における地殻変動観測 (Takeo *et al.*, 2013), 地震アレイ観測 (Matsumoto *et al.*, 2013; Nakamichi *et al.*, 2013), 電磁気学的観測 (Aizawa *et al.*, 2014) など、極めて多岐にわたる観測によってマグマ蓄積・上昇過程、噴火過程、地下構造が詳細に理解された。以上のような新燃岳噴火における多項目観測は、Table 1 で示した既存の火道流モデルに関係するパラメータや変数への制約にとどまらず、火道流

モデルに新たに考慮すべきメカニズムを提案することにも貢献しつつある。

6. まとめと今後の展望

本論では、噴火現象を対象とした研究における観測と数理モデルについて、特に火道流現象に着目し、その両者の関係や統合について現時点での状況を整理した。2, 3章で示したように、火道流モデルの複雑化とともに、モデルにおいて入出力されるパラメータや変数は多岐にわたっているが、一方で多項目観測によって、それらのパラメータや変数のほとんどに対して、程度の幅はあるが何らかの制約を与えることが可能になっている (Table 1 参照)。このことを反映して Soufrière Hills 火山 1995–2010 年噴火に関しては、観測データを活用した火道流モデルの研究が進められ、溶岩ドーム噴火中に観測された様々な周期的変動を説明することが試みられた (4章)。また、霧島山新燃岳 2011 年噴火で示されたように噴火現象の多項目観測は、数理モデルとのより詳細な統合が可能になるまでその精度が向上している (5章)。以上のような現状の整理を踏まえて、観測と数理モデルの統合研究における今後の課題を挙げる事ができる。

大きな課題の一つとしては、火道流モデルの解析結果と観測データを比較することで、火道流のダイナミクスを「実証的」に明らかにしていく研究が、未だ不十分であることが挙げられる。火道流モデルに関連する観測データは、現状では入力パラメータや、変動量の関数として表される方程式系に含まれるパラメータなど、火道流計算において必要な情報に制約を与えることに主に貢献している。モデル計算の結果出力される変動量を観測によって推定することは原理的には可能であるが、特に噴火中の火道内の変動量を観測で捉えることは現実的には非常に難しい。Soufrière Hills 火山噴火では、周期的変動の「周期」に基づき、観測に基づく火道流ダイナミクスへの制約を試みているが、火道流モデルの結果と観測データは共に周期以外の多くの情報を含んでおり、ダイナミクスの理解に向けて、他の変動量に着目するなどの検討の余地がある。

上記課題を克服する可能性の一つとして挙げられるのが、地殻変動データに基づく火道流ダイナミクスの理解である。Fig. 4 と 5 に示したように、噴火中における火道内およびマグマ溜まり内の圧力変動は、間接的ではあるが地殻変動観測によって検知できる可能性がある。また、新燃岳噴火の観測事例でも示したように地殻変動の観測精度は噴火の推移を詳細に捉えられるまで向上している。3章でも述べたように、広域から火口近傍に至るまでの噴火に伴う地殻変動を、傾斜計、GPS、SAR など

の手法によって高精度で捉え、火道流モデルの解析と統合することで、噴火遷移に伴う火道流の変動過程を把握できる可能性がある。そのためには、火道流の変動と周囲の地殻変動を統合するモデル (e.g., Albino *et al.*, 2011; Kawaguchi *et al.*, 2013) の高度化が必要となる。

観測データとのより詳細な比較による噴火ダイナミクスの理解のためには、火道流モデルそのものを高度化することも重要となる。本論で紹介した火道流モデルでは、爆発的噴火において重要なマグマ破碎を考慮していない。現状では、爆発的噴火と非爆発的噴火というマグマ破碎の有無の違いをもつ二極化した噴火間の遷移過程を再現する火道流モデルは実現しておらず、新燃岳噴火で観測されたような噴火遷移過程のメカニズムを調べるには、このモデル構築が必要となる。その際には当然のことながら適切なマグマ破碎条件をモデルに考慮することが求められる。また、火道流において重要な変動量であるマグマ上昇速度をマイクロライトや気泡の組織解析から推定できることを3章で示したが、現状の火道流モデルでは結晶化・発泡過程について詳細なモデル化が行われていない。これらのマグマ破碎、結晶化、発泡の素過程については、理論的研究によってそのメカニズム理解が進展してきた (e.g., Toramaru, 1995, 2001; Koyaguchi and Mitani 2005; Ichihara and Rubin, 2010)。これらの理論モデルと巨視的な火道流モデルを統合することが、モデル高度化の重要な方向性の一つとして考えられる。

最後に、新燃岳噴火の事例で示されたように、地下と地上の現象に対する同時観測によって、マグマ溜まりから火道流、噴煙における変動過程を高精度で捉えることが可能となった。またその観測結果は、地下のマグマ上昇過程と地表の噴煙形成過程が密接に関連していることを強く示唆している (Fig. 7)。このような観測データは、火道流モデルと噴煙モデルを結合した理想的な噴火モデルを今後構築していくうえで、非常に重要となる。

謝 辞

本稿で紹介した研究内容の一部は、小屋口剛博氏、上田英樹氏、小澤拓氏、藤田英輔氏、東宮昭彦氏、鈴木雄治郎氏、新堀敏基氏、福井敬一氏との共同研究によるものである。また本稿は、2名の査読者および編集委員の市原美恵氏のコメントにより大幅に改善された。ここに記して感謝の意を表す。紹介した研究内容の遂行においては、JSPS 科学研究費補助金 (21740322, 15K17741, 24244069)、東京大学地震研究所共同研究 (2015-G-19) を使用した。

引用文献

- Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura, R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., Komatsu, S., Watanabe, A., Miyakawa, K. and Ogawa, Y. (2014) Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima volcanoes as inferred from broad-band magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, **119**, 198–215.
- Albino, F., Pinel, V., Massol, H. and Collombet M. (2011) Conditions for detection of ground deformation induced by conduit flow and evolution. *J. Geophys. Res.*, **116**, B06201.
- Anderson, K. and Segall, P. (2011) Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **116**, B07204.
- Anderson, K. and Segall, P. (2014) Magma reservoir volume from ground deformation, eruption rate, and other observations. *AGU Fall Meeting Abstracts*, **1**, 4745.
- Aspinall, W. P., Miller, A. D., Lynch, L. L., Latchman, J. L., Stewart, R. C., White, R. A. and Power, J. A. (1998) Soufrière Hills eruption, Montserrat: 1995–1997: volcanic earthquake locations and fault plane solutions. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3397–3400.
- Barclay, J., Carroll, M. R., Houghton, B. F. and Wilson C. J. N. (1996) Pre-eruptive volatile content and degassing history of an evolving peralkaline volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 75–87.
- Barclay, J., Rutherford, M. J., Carrol, M. R., Murphy, M. D., Devine, J. D., Gardner, J. and Sparks, R. S. J. (1998) Experimental phase equilibria: constraints on pre-eruptive storage conditions of the Soufrière Hills magma. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3437–3440.
- Barmin, A., Melnik, O. and Sparks, R. S. J. (2002) Periodic behavior in lava dome eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **199**, 173–184.
- Bonaccorso, A. and Davis, P. M. (1999) Models of ground deformation from vertical volcanic conduits with application to eruptions of Mount St. Helens and Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **104**, 10531–10542.
- Burnham, C. W. and Davis, N. F. (1974) The role of H₂O in silicate melts: II. Thermodynamic and phase relations in system NaAlSi₃O₈–H₂O to 10 kilobars, 700° to 1100°C. *Am. J. Sci.*, **274**, 902–940.
- Burgisser, A., Poussineau, S., Arbaret, L., Druitt, T. H., Giachetti, T. and Bourdier, J. L. (2010) Pre-explosive conduit conditions of the 1997 Vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: I. Pressure and vesicularity distributions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **194**, 27–41.
- Cashman, K. V. (1988) Crystallization of Mount St. Helens 1980–1986 dacite: A quantitative textural approach. *Bull. Volcanol.*, **50**, 194–209.
- Costa, A. (2005) Viscosity of high crystal content melts: Dependence on solid fraction. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22308.
- Costa, A. (2006) Permeability-porosity relationship: A reexamination of the Kozeny-Carman equation based on a fractal pore-space geometry assumption. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02318.
- Costa, A., Melnik, O., Sparks, R. S. J. and Voight, B. (2007) Control of magma flow in dykes on cyclic lava dome extrusion. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02303.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. and Carroll, M. R. (2003a) The kinetics of degassing-induced crystallization at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *J. Petrol.*, **44**, 1477–1502.
- Couch, S., Harford, C. L., Sparks, R. S. J. and Carroll, M. R. (2003b) Experimental constraints on the conditions of formation of highly calcic plagioclase microlites at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *J. Petrol.*, **44**, 1455–1475.
- de' Michieli Vitturi, M. D. M., Clarke, A. B., Neri, A. and Voight, B. (2013) Extrusion cycles during dome-building eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **371–372**, 37–48.
- Dobran, F. (1992) Nonequilibrium flow in volcanic conduits and application to the eruptions of Mt. St. Helens on May 18, 1980, and Vesuvius in AD 79. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **49**, 285–311.
- Eichelberger, J. C., Carrigan, C. R., Westrich, H. R. and Price, R. H. (1986) Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, **323**, 598–602.
- Hess, K. U. and Dingwell, D. B. (1996) Viscosities of hydrous leucogranitic melts: A non-Arrhenian model. *Am. Mineral.*, **81**, 1297–1300.
- Ichihara, M. and Rubin, M. B. (2010) Brittleness of fracture in flowing magma. *J. Geophys. Res.*, **115**, B12202.
- Ichihara, M., Lyons, J. J. and Yokoo, A. (2013) Switching from seismic to seismo-acoustic harmonic tremor at a transition of eruptive activity during the Shinmoe-dake 2011 eruption. *Earth Planets Space*, **65**, 633–643.
- Ida, Y. (1996) Cyclic fluid effusion accompanied by pressure change: implication for volcanic eruptions and tremor. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1457–1460.
- Jaupart, C. and Allègre, C. J. (1991) Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**, 413–429.
- 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.
- Kawaguchi, R., Nishimura, T. and Sato, H. (2013) Volcano inflation prior to an eruption: Numerical simulations based on a 1-D magma flow model in an open conduit. *Earth Planets Space*, **65**, 1477–1489.
- Klug, C. and Cashman, K. V. (1996) Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bull. Volcanol.*, **58**, 87–100.
- Koyaguchi, T. and Mitani, N. K. (2005) A theoretical model for fragmentation of viscous bubbly magmas in shock tubes. *J. Geophys. Res.*, **110**, B10202.
- Kozono, T. and Koyaguchi, T. (2009) Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 1. An analytical method. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **180**, 21–36.
- Kozono, T. and Koyaguchi, T. (2012) Effects of gas escape and crystallization on the complexity of conduit flow

- dynamics during lava dome eruptions. *J. Geophys. Res.*, **117**, B08204.
- Kozono, T., Ueda, H., Ozawa, T., Koyaguchi, T., Fujita, E., Tomiya, A. and Suzuki, Y.J. (2013) Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations. *Bull. Volcanol.*, **75**, 695.
- Kozono, T., Ueda, H., Shimbori, T. and Fukui, K. (2014) Correlation between magma chamber deflation and eruption cloud height during the 2011 Shinmoe-dake eruptions. *Earth Planets Space*, **66**, doi: 10.1186/s40623-014-0139.
- Lange, R. A., Frey, H. M. and Hector, J. (2009) A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *Am. Mineral.*, **94**, 494–506.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**, 477–493.
- Liu, Y., Zhang, Y. and Behrens, H. (2005) Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H₂O-CO₂, solubility in rhyolitic melts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **143**, 219–235.
- Llewellyn, E. W., Mader, H. M. and Wilson, S. D. R. (2002) The rheology of a bubbly liquid. *Proc. R. Soc. A.*, **458**, 987–1016.
- Mastin, L. G., Roeloffs, E., Beeler, N. M. and Quick, J. E. (2008) Constraints on the size, overpressure, and volatile content of the Mount St. Helens magma system from geodetic and dome-growth measurements during the 2004–2006 + eruption. *US Geological Survey professional paper*, **1750**, 461–488.
- Mastin, L. G. et al. (2009) A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **186**, 10–21.
- Matsumoto, S., H. Shimizu, T. Matsushima, K. Uehira, Y. Yamashita, M. Nakamoto, M. Miyazaki, and H. Chikura (2013) Short-term spatial change in a volcanic tremor source during the 2011 Kirishima eruption. *Earth Planets Space*, **65**, 323–329.
- Melnik, O. and Sparks, R. S. J. (1999) Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, **402**, 37–41.
- Melnik, O. (2000) Dynamics of two-phase conduit flow of high-viscosity gas-saturated magma: large variations of sustained explosive eruption intensity. *Bull. Volcanol.*, **62**, 153–170.
- Melnik, O. and Sparks, R. S. J. (2002) Dynamics of magma ascent and lava extrusion at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In *Geological Society, London. Memoirs*, vol. **21**, *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. (Druitt, T. H. and Kokelaar, B. P. eds) . 153–171. Geological society, London.
- Melnik, O. and Sparks, R. S. J. (2005) Controls on conduit magma flow dynamics during lava dome building eruptions. *J. Geophys. Res.*, **110**, B02209.
- Miyabuchi, Y., Hanada, D., Niimi, H., and Kobayashi, T. (2013) Stratigraphy, grain-size and component characteristics of the 2011 Shinmoe-dake eruption deposits, Kirishima Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **258**, 31–46.
- Miyagi, Y., Ozawa, T., Miyagi, Kozono, T. and Shimada, M. (2014) Long-term lava extrusion after the 2011 Shinmoe-dake eruption detected by DInSAR observations. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5855–5860.
- Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **36**, 99–134.
- Morton, B. R., Taylor, G. I. and Turner, J. S. (1956) Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. *Proc. R. Soc. London Ser. A*, **234**, 1–23.
- Mueller, S., Melnik, O., Spieler, O., Scheu, B. and Dingwell, D. B. (2005) Permeability and degassing of dome lavas undergoing rapid decompression: an experimental determination. *Bull. Volcanol.*, **67**, 526–538.
- Mujin, M. and Nakamura, M. (2014) A nanolite record of eruption style transition. *Geology*, **42**, 611–614.
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R. and Brewer, T. S. (2000) Remobilization origin for andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. W. I.: A trigger for renewed eruption. *J. Petrol.*, **41**, 21–42.
- 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.
- Nakada, S., Nagai, M., Kaneko, T., Suzuki, Y. and Maeno, F. (2013) The outline of the 2011 eruption at Shinmoe-dake (Kirishima), Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 475–488.
- Nakamichi, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Horikawa, S., Okuda, T. and Yamazaki, F. (2013) Continuous long-term array analysis of seismic records observed during the 2011 Shinmoe-dake eruption activity of Kirishima volcano, southwest Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 551–562.
- Nishimura, T. (2009) Ground deformation caused by magma ascent in an open conduit. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **187**, 178–192.
- Nishimura, T., Iguchi, M., Yakiwara, H., Oikawa, J., Kawaguchi, R., Aoyama, H., Nakamichi, H., Ohta, Y. and Tameguri, T. (2013) A mechanism of small vulcanian eruptions at Suwanosejima volcano, Japan, as inferred from precursor inflations and tremor signals. *Bull. Volcanol.*, **75**, 1–12.
- Ozawa, T. and Kozono, T. (2013) Temporal variation of the Shinmoe-dake crater in the 2011 eruption revealed by spaceborne (SAR) observations. *Earth Planets Space*, **65**, 527–537.
- Papale, P. and Dobran, F. (1993) Modeling of the ascent of magma during the Plinian eruption of Vesuvius in AD 79. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **58**, 101–132.
- 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.
- Sato, H., Suzuki-Kamata, K., Sato, E., Sano, K., Wada, K. and Imura, R. (2013) Viscosity of andesitic lava and its implications for possible drain-back processes in the 2011 eruption of the Shinmoe-dake volcano, Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 623–631.

- Scandone, R. and Malone, S.D. (1985) Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **23**, 239–262.
- Segall, P. (2010) **Earthquake and volcano deformation**. Princeton University Press, Princeton, 432 p.
- 新堀敏基・桜井利幸・田原基行・福井敬一 (2013) 気象レーダー・衛星による火山噴煙観測-2011年霧島山(新燃岳)噴火の事例-。験震時報, **77**, 139–214.
- Slezin, Y.B. (2003) The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach) . *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **122**, 7–50.
- Sparks, R. S. J. *et al.* (1998) Magma production and growth of the lava dome of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: November 1995 to December 1997. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3421–3424.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. N., Gilbert, J. S., Glaze, L. S., Sigurdsson, H. and Woods, A. W. (1997) **Volcanic Plumes**. Wiley, Chichester, 574 p.
- 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.
- Suzuki, Y. J. and Koyaguchi, T. (2013) 3D numerical simulation of volcanic eruption clouds during the 2011 Shinmoe-dake eruptions. *Earth Planets Space*, **65**, 581–589.
- Suzuki, Y., Yasuda, A., Hokanishi, N., Kaneko, T., Nakada, S. and Fujii, T. (2013) Syneruptive deep magma transfer and shallow magma remobilization during the 2011 eruption of Shinmoe-dake, Japan: Constraints from melt inclusions and phase equilibria experiments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **257**, 184–204.
- Taisne, B. and Jaupart, C. (2008) Magma degassing and intermittent lava dome growth. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20310.
- Takeo, M., Maehara, Y., Ichihara, M., Ohminato, T., Kamata, R. and Oikawa, J. (2013) Ground deformation cycles in a magma-effusive stage, and sub-Plinian and Vulcanian eruptions at Kirishima volcanoes, Japan. *J. Geophys. Res.*, **118**, 4758–4773.
- Tanaka, H. K. M., Nakano, T., Takahashi, S., Yoshida, J., Ohshima, H., Maekawa, T., Watanabe, H. and Niwa K. (2007) Imaging the conduit size of the dome with cosmic-ray muons: The structure beneath Showa-Shinzan Lava Dome, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22311.
- Tanaka, R. and Hashimoto, T. (2013) Transition in eruption style during the 2011 eruption of Shinmoe-dake, in the Kirishima volcanic group: Implications from a steady conduit flow model. *Earth Planets Space*, **65**, 645–655.
- 東宮昭彦・小屋口剛博 (1998) 噴火の多様性～噴出率の時間変動データのコンパイル. 東大地震研研究集会報告書「南関東におけるフィリピン海プレートとその沈み込みに関係した玄武岩質火山の多様性とその変遷に関する研究」, 169–182.
- Tomiya, A., Miyagi, I., Saito, G. and Geshi, N. (2013) Short time scales of magma-mixing processes prior to the 2011 eruption of Shinmoe-dake volcano, Kirishima volcanic group, Japan. *Bull. Volcanol.*, **75**, doi: 10.1007/s00445-013-0750-1.
- Toramaru, A. (1995) Numerical study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1913–1931.
- Toramaru, A. (2001) A numerical experiment of crystallization for a binary eutectic system with application to igneous textures. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4037–4060.
- Toramaru, A. (2006) BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **154**, 303–316.
- Toramaru, A., Noguchi S., Oyoshihara, S. and Tsune, A. (2008) MND (microlite number density) water exsolution rate meter. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **175**, 156–167.
- Ueda, H., Kozono, T., Fujita, E., Kohno, Y., Nagai, M., Miyagi Y. and Tanada, T. (2013) Crustal deformation associated with the 2011 Shinmoe-dake eruption as observed by tiltmeters and GPS. *Earth Planets Space*, **65**, 517–525.
- Voight, B., Sparks, R. S. J., Miller, A. D., Stewart, R. C., Hoblitt, R. P., Clarke, A., Ewart, J., Aspinall, W. P., Baptie, B. and Calder, E. S. (1999) Magma flow instability and cyclic activity at Soufrière Hills volcano, Montserrat, British West Indies. *Science*, **283**, 1138–1142.
- Wadge, G., Herd, R., Ryan, G., Calder, E. S. and Komorowski, J.-C. (2010) Lava production at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: 1995–2009. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L00E03.
- Watts, R. B., Herd, R. A., Sparks, R. S. J. and Young, S. R. (2002) Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In *Geological Society, London. Memoirs*, vol. **21**, *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. (Druitt, T. H. and Kokelaar, B. P. eds) , 115–152. Geological society, London.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J. and Walker, G. P. L. (1980) Explosive volcanic eruptions: IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **63**, 117–148.
- Woodhouse, M. J., Hogg, A. J., Phillips, J. C. and Sparks, R. S. J. (2013) Interaction between volcanic plumes and wind during the 2010 Eyjafjallajökull eruption, Iceland. *J. Geophys. Res.*, **118**, 92–109.
- Woods, A. W. and Koyaguchi, T. (1994) Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, **370**, 641–644.
- Wylie, J. J., Voight, B. and Whitehead, J. A. (1999) Instability of magma flow from volatile dependent viscosity. *Science*, **285**, 1883–1885.