

マグマ溜まり：噴火準備過程と噴火開始条件

東宮昭彦*

(2015年10月21日受付, 2016年1月25日受理)

Magma Reservoir: Pre-eruptive Magma Processes and the Conditions That Lead to Volcanic Eruptions

Akihiko TOMIYA*

Recent developments in the understanding of magma chambers (reservoirs), pre-eruptive magma processes, and the conditions that lead to volcanic eruptions are reviewed mainly from a petrological point of view. A “magma reservoir” consists of inner “magma chamber (s)” filled with eruptible magma containing less than *ca.* 50% crystal, and outer “mush” region with more than *ca.* 50% crystal. Most of magma reservoirs are in a state of mush, so that “rejuvenation” or “remobilization” is necessary before eruption. Magma can erupt if its viscosity is less than *ca.* 10^6 Pa s. More viscous magma can erupt only after a precursory eruption of less viscous magma, such as a hybrid magma between the viscous magma and a less viscous mafic magma. In this context, pre-eruptive magma viscosity, *i.e.* magma viscosity at the magma reservoir, is an important measure to evaluate magma eruptibility. Dating for whole mineral or even its local point (*e.g.*, zircon age) and diffusion analysis for various types of minerals (*e.g.*, magnetite, olivine, pyroxene, and plagioclase) have revealed timescales of pre-eruptive magma processes. Eruption triggers, such as injection of high-temperature magma, are inferred to occur days to months before the eruption in many cases. Magma residence times, during which the magmas are in eruptible conditions, are years to decades for typical magma systems, but may reach hundreds of thousand years for large caldera systems.

Key words: magma reservoir, mush, eruption trigger, timescale, phenocryst

1. はじめに

マグマ溜まりとは、火山の地下にあって、噴火の際にもたらされるマグマが溜まっていると考えられる場所である。その存在自体は、様々な地質学的・地球物理学的証拠によって支持されている（例えば、小屋口 (2008) 第2章）。一方で、その実体についてはまだ分からないことも多い。

古典的なマグマ溜まりのイメージは、液体状の（結晶含有量の少ない）マグマが溜まった部屋が地殻中にあり、マグマと周辺の母岩（地殻）とは比較的明瞭な“壁”（物性の不連続）で仕切られている、というものであった。しかし近年では、マグマ溜まりの大部分はマッシュ状、つまり結晶含有量が40~50%以上でほとんど流動できない状態にあるだろう、というのが（少なくとも岩石学

者の間での）共通見解になってきている（*e.g.*, Bachmann and Bergantz, 2008; Marsh, 2015; 本稿3章）。これに伴い、噴火に至るマグマプロセス（噴火準備過程）やマグマの分化プロセスなどに関する考え方も大きく変わってきている。

噴火準備過程は、マグマを溜めるプロセスと、溜まったマグマを噴火させる何らかのプロセス（ここではトリガーと呼ぶ）に大きく分けられるだろう。また、同じトリガーが働いても、噴火する場合としない場合があり、噴火が起こるためには何らかの条件（噴火開始条件）が必要であるらしい。これらプロセスについても、近年様々な理解の進展があった。特に、結晶の局所微量元素組成分析や局所放射年代測定といった手法の発達にともない、斑晶組織（累帯構造や反応縁）から読み取ったマ

* 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7
産業技術総合研究所活断層・火山研究部門
Research Institute of Earthquake and Volcano Geology,
National Institute of Advanced Industrial Science and

Technology, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567
Japan.

e-mail: a.tomiya@aist.go.jp

マグマプロセスのタイムスケールを決められるようになった。これにより、噴火準備過程の時空間スケールの定量的な議論が可能となりつつある。

本稿では、マグマ溜まり、噴火準備過程、噴火開始条件に関する近年の理解の進展について、主に記載岩石学的な視点から紹介する。なお、マグマの成因、噴火メカニズムそのもの（火道流や噴煙柱のダイナミクスなど）、あるいは地球物理学的に見たマグマ溜まり、といったテーマについては、本特集号の他のレビューを参照いただきたい。

2. 近年の記載岩石学的分析手法の進展

マグマ溜まりおよびマグマプロセスの理解の進展には、記載岩石学的分析手法の進展が重要な役割を果たしている。光学顕微鏡や電子顕微鏡を始めとした様々な分析手法が、それぞれにおいて技術の進歩の恩恵を受けている。たとえば電子顕微鏡では、FE（フィールドエミッション型）-EPMA が普及しつつあり、より空間分解能の高い観察が行なわれるようになってきている。近年の特に局所分析に関する進展については、Davidson *et al.* (2007)、Blundy and Cashman (2008)、Kent (2008) など参照いただきたい。

その中で、近年著しく進歩・普及した手法として、レーザーアブレーション ICP 質量分析法 (LA-ICP-MS) が挙げられるだろう。これにより、結晶やメルト包有物中の局所微量元素組成分析が簡便に行われるようになった。従来、この役は二次イオン質量分析法 (SIMS) が担ってきたが、余程の高感度が必要でない限り LA-ICP-MS で安価かつ簡便に同等の結果が得られるようになった。また、LA-ICP-MS はウラン・鉛の同位体比分析も可能であり、次に述べるジルコン年代（ジルコンを使った U-Pb 年代あるいは U-Th 年代）の測定も行なわれるようになってきている（*e.g.*, Hirata and Nesbitt, 1995; Jackson *et al.*, 2004; Ito, 2012）。

ジルコン年代は、近年精力的にデータが出されている。Cooper (2015) に最新の詳しいレビューがある。ジルコンは風化変質等に強く、はるか昔（たとえば数百万年以上前）に地下で結晶化したジルコンが、何度もリサイクルされた後にマグマ中に取り込まれて噴出し得る。このため、長期間にわたるマグマシステムの発達を議論することができる。カルデラ火山を始めとする様々な火山システムに関して、多くのジルコン年代データが蓄積され、マグマシステムの発達過程や噴火準備過程が解明されつつある（*e.g.*, Claiborne *et al.*, 2010; Klemetti and Clynne, 2014; Stelten *et al.*, 2015; 他多数）。

ジルコン年代の大きな利点として、結晶の局所年代が

求まることが挙げられる。このため、結晶の累帯構造の特定部分（例えばコア部分、リム部分）の年代を決定できることとなり、これはマグマプロセスに時間軸を入れるのに強力な手法となる。鉱物アイソクロン年代では、多様な履歴を持つ結晶を含んでいると正しい年代値が得られなかったが（例えば栗谷 (2007) による指摘）、ジルコン年代ではその心配がない。ジルコン年代測定は従来 SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) の独壇場であったが、上で述べた LA-ICP-MS による分析が広まることで、一気にデータ数が増加していくと思われる。

ジルコンの解析結果は、マグマ中に含まれる結晶に対する見方にも影響を与えている。なぜなら、噴出したマグマから直接晶出した結晶の他、それよりも古いマグマから晶出した結晶、さらに上記のマグマ活動とは無関係の（母岩などから来た）結晶、が存在することが、晶出年代からも明らかになったためである。これらはそれぞれ、*autocryst*, *antecryst*, *xenocryst* と呼ばれるようになった (Miller *et al.*, 2007)。この分類は、他の珪酸塩鉱物の“斑晶”（広義）に対しても適用され始めている（*e.g.*, Ruprecht *et al.*, 2012）。従来、“斑晶”は、その成因を問わず、サイズによって定義されてきた（例えば 1 mm 以上）。明らかに外来のものは捕獲結晶（ゼノクリスト; *xenocryst*）として区別されることも多かったが、今後は *autocryst*（“狭義の斑晶”）と *antecryst* を識別することが、マグマプロセスの理解において重要であろう。多くの場合、詳細な記載岩石学的検討によって、それは可能だと思われる。

3. マグマ溜まりのイメージ

マグマ溜まりに関する最近のレビューには様々なものがある。主に岩石学的・熱的な視点から Marsh (2015)、力学的視点（応力場など）から Gudmundsson (2012) がある他、巨大噴火（カルデラ火山）システムについては Bachmann and Bergantz (2008)、Cashman and Giordano (2014)、de Silva and Gregg (2014) などがある。特にカルデラ火山システムに関しては近年理解の進展が著しいが、これについては（下司, 2016; 本特集号(1)）をご覧いただきたい。

ところで、「マグマ溜まり」という日本語に対応する英語として、“*magma chamber*” と “*magma reservoir*” がある。多くの場合は同じ意味で使われ、著者の趣味でどちらかを使っているケースが多いと思われる。“*chamber*” は「部屋」といった意味であり、1章で述べた古典的なマグマ溜まりのイメージと整合的である。一方、“*reservoir*” は“何か蓄えられているところ”であり、*chamber* のような rigid なイメージは必ずしも必要としない。近年、

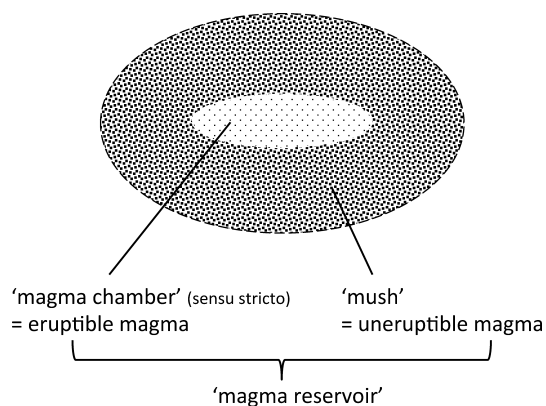


Fig. 1. Schematic illustration of 'magma reservoir', 'magma chamber' and 'mush'. The relative size and position of the 'magma chamber' may vary with time and the formation process. After Bachmann and Bergantz (2008).

「マagma溜まり」の大部分がマッシュ状であると考えられるようになったこともあり、両者を以下のように使い分けることが提案されている (Fig. 1; Bachmann and Bergantz, 2008)。

- ・“magma chamber” (狭義のマagma溜まり)：噴火可能 (eruptible) なマagmaが溜まっている領域。液体として振る舞うことができる。結晶量 < 50% 程度。
- ・“crystal mush” (マッシュ)：そのままでは噴火できないマagmaの領域。固相がネットワークを形成し全体としては流動困難。粒間浸透による液相 (および流体相) の移動のみ可能。結晶量 > 50% 程度。
- ・“magma reservoir” (広義のマagma溜まり)：“magma chamber” と “crystal mush” を合わせた領域。

マagma溜まり (広義) の熱的構造 (中央部は熱く外側は冷えている) を考えると、地殻 (母岩) との境界付近では結晶度が 50~100% に連続的に変化しており、古典的なマagma溜まりで想定されていた “壁” のようなものは存在しない。従って、たとえばマagma溜まりが増圧されたときに母岩がどのように変形するか、などといったモデル化を行なう場合、その点を頭の片隅に置いておくべきであろう。

結晶に富むマッシュの中に結晶の少ないマagmaが存在する、という上記の状況は、以下のプロセスで実現され得る。[A]: もとは結晶の少なかったマagmaが、周囲から冷やされ結晶化していく場合。[B]: もとは結晶の多かったマagma (マッシュ) だったが、粒間のメルトが分離・集積したり、高温マagma等の注入によってマッシュが溶融したりほぐれたりする場合。A のプロセスは、溶

岩湖の冷却のアナロジーなど、古くから検討されており (e.g., Marsh, 2013), 苦鉄質マagma溜まりの進化過程はこのイメージで考えやすい。一方、B のプロセスは、マッシュの rejuvenation (若返り、再活性化) と呼ばれ (e.g., Bachmann *et al.*, 2002; Bachmann and Bergantz, 2006), 最近 10 年ほどで急速に考えが広まったものである。結晶に富む珪長質マagma, 特に巨大噴火をもたらすものの形成メカニズムとして最有力視されている (下司, 2016; 本特集号 (1) 参照)。

噴火可能なマagmaには、結晶含有量の少ないもの (数%以下) も、多いもの (最大 50% 程度) もある。前者のうち特に珪長質なものは、結晶粒間の液相 (メルト) が固相から分離、集積したものと考えられている (e.g., Brophy, 1991; Bachmann and Bergantz, 2004)。メルトが分離しやすくなる結晶度は 50~70% とされる (Dufek and Bachmann, 2010)。これ以下ではマagmaが対流しているため固液分離が起こりにくい、結晶度が約 50% を超えると対流が停止、固液分離が進行するためである。一般に、メルト組成は元のマagmaのバルク組成よりも分化している (珪長質になる)。従って固液分離が起こると、それまで対流していたマagma (結晶を多く含む) に比べてずっと分化したマagma (結晶が少ない) がマagma溜まりの上部などに集積するようになる。このプロセスは、カルデラ火山を含むいろいろな火山でみられるマagma組成のギャップ (e.g., Brophy, 1991) の成因とも考えられている。また、結晶度 50% 付近は、熱エネルギー (エンタルピー) の変化に対して結晶度があまり変わらない領域である。岩石学的に見て長期間安定して存在しうる、という意味で “petrological trap” (Caricchi and Blundy, 2015) と呼ばれている。この点については、5-1 節でまた触れたい。

4. マagma溜まりの定置条件

マagma溜まりがどのくらいの温度・圧力 (深さ) であるかについては、多くの実験岩石学的研究がある (原理や実験例については東宮 (1997) や Blundy and Cashman (2008) などを参照)。また、メルト包有物の揮発性成分濃度と溶解度から飽和圧力を求めて推定した例も多い (e.g., Saito *et al.*, 2001)。鉱物組成の圧力依存性を利用した地質圧力計もあり (Anderson *et al.*, 2008; Blundy and Cashman, 2008), 角閃石中の Al を使ったものが有名である。さらに、熱力学的計算ソフト “MELTS” (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998) を使った推定がある。当初は低温・含水条件の再現性が低く、安山岩~珪長質マagmaへの適用に問題があったが、高シリカマagmaの計算が精度良くできるような改良された “rhyolite-MELTS” (Gualda *et al.*, 2012a) が発表されてからは、これ

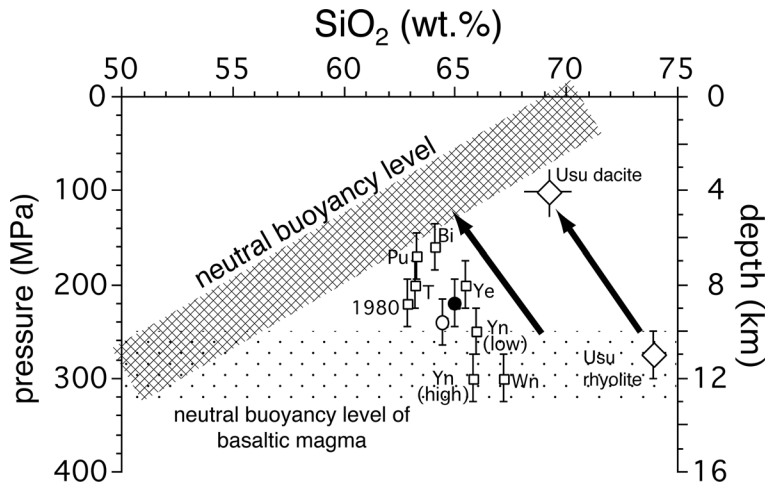


Fig. 2. Depths of some silicic magma chambers, assuming volatile saturation. The neutral buoyancy levels are also shown for comparison. Every magma chamber is on or below its neutral buoyancy level (cross stripes), and tends to migrate shallower (arrows) from the neutral buoyancy level of basaltic magma (dotted). After Tomiya (1997).

を用いた珪長質マグマの温度・圧力条件推定例が急速に増えてきた。

上記のような岩石学的手法で求まるのは、基本的に噴火直前にマグマが溜まっていた条件 (pre-eruptive conditions) である。島弧火山の場合、100~300 MPa 前後、深さにして4~12 km 程度に求まっていることが多い(東宮, 1997; Hammer, 2008)。ただし、300 MPa 以上のデータがあまりないのは、300~1,000 MPa (中部~下部地殻条件) の実験ができるガス圧装置が少ないことによるバイアスである可能性もある。なお、Chaussard and Amelung (2013) は、地球物理学的・岩石学的に求めたマグマ溜まり深度 (depths of magma storage) を島弧毎にコンパイルし、その深さが地殻の厚さやテクトニクスによって支配されていることを示した。ただし、彼らのコンパイルには、ごく浅部 (たとえば2 km 以浅) の地殻変動源なども含まれている点に注意が必要である。これらはほとんどが上昇途中のダイクやマグマポケット等と考えられ、本稿で扱うマグマ溜まり (マグマ供給源) とは異なる。実際、彼らのコンパイルデータのうち、岩石学的推定 (12 例) に限ると、1 例を除いて深さ3~10 km である。

マグマ溜まりがなぜその深さに存在するかについては、浮力中立で説明されることが従来多かった。つまり、マグマの密度と周辺地殻の密度が釣り合うような深さでマグマが定置する、というものである。しかし、実際にはそう単純でない。たとえば有珠火山の場合、1663年流紋岩の高温高圧融解相平衡実験に基づき、主マグマ溜まりの圧力は250 MPa、深さにして約10 km と求められた

(Tomiya *et al.*, 2010)。この深さは、流紋岩マグマの浮力中立点としては深過ぎるもので、むしろ1663年噴火直前に流紋岩マグマ溜まりへと注入した苦鉄質マグマの浮力中立点に相当するものである。このことから、深さ10 km は苦鉄質マグマ溜まりの浮力中立点であり、流紋岩マグマはこの場で生成し、ある期間そこに溜まっていたのだと考えられた。一方、有珠火山で1663年より後に噴出したデイサイトマグマの圧力は100 MPa、深さにして4~5 km と求まり、浮力中立点として矛盾しない。つまり、密度の小さい珪長質マグマが、深部で生成したあと、(苦鉄質マグマの注入などにより組成をやや苦鉄質に変化させながら) 浮力中立となる浅部に移動したことになる (Fig. 2; 東宮, 1997)。珪長質なマグマ溜まりが時間とともに浅くなる例は、セントヘレンズ (Gardner *et al.*, 1995) やサントリーニ (Cottrell *et al.*, 1999) でも報告されている。ただし、バズビオ山のように、シリカに乏しいマグマでもマグマ溜まりが時間とともに浅くなる例もある (Scaillet *et al.*, 2008)。また、マグマ溜まりがシル (水平方向に薄く広がった貫入マグマ) の集合体である場合は、浮力よりもむしろ、地殻内のレオロジーや剛性のコントラスト、応力場などがマグマの定置深度を支配するらしい (Menand, 2011)。

5. 噴火準備過程

5-1 噴火可能なマグマをどのように溜めるか

噴火が起きるためには、まず噴火可能な (結晶度 < 50 % 程度の) マグマがマグマ溜まりに準備されている必要

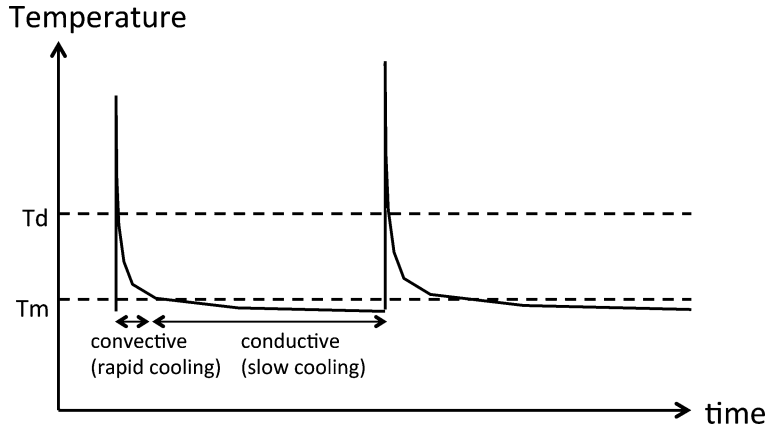


Fig. 3. Schematic diagram of a thermal history of a magma chamber (reservoir). There are a rapid cooling stage with a vigorous magma convection and a slow cooling stage with no convection. In the former stage, the magma is eruptible, but the duration is quite limited. In the latter stage, the magma is in a mushy state and uneruptible because the temperature is below the effective fusion temperature (T_m). Timescales obtained by radiometric ages (e.g., U-series age) reflect the entire history, whereas those obtained by diffusion in crystals reflect only the durations in which the temperature is higher than the closure temperature (T_d) for the diffusion process. After Koyaguchi and Kaneko (2000) and Cooper and Kent (2014).

がある（未分化な玄武岩マグマがマントルから直接噴火するケースはここでは対象外とする）。深部からマグマとして供給されるか、その場で地殻の部分熔融で生成されるか、いずれにせよ長い時間をかけて溜まっていくだろう、というイメージがかつてはあった。しかし近年では、噴火可能なマグマが存在できる期間（マグマ滞留時間）は限られており、比較的短時間で一気に準備されると考えられるようになった。これは、7章で述べるようにマグマプロセスのタイムスケールが決められるようになったことと、マグマ溜まりの中長期的な（数百年～数十万年程度の）熱史の理解が進んだためである。

マグマ溜まりの熱史は、対流が活発なため熱輸送効率が高い「急冷期間」と、対流停止後の熱伝導による「徐冷期間」の、大きく2つのステージに分けられる (Fig. 3; Koyaguchi and Kaneko, 2000; 小屋口, 2008, 第9章)。そのタイムスケールは、急冷期間が 10^2 年程度、徐冷期間が 10^5 年程度、と大きく異なる。周辺地殻がマグマによってあまり融かされない条件（岩質）の場合、徐冷期間中のマグマはマッシュ状（結晶度 $>50\%$ 程度）になる。また、3章で述べたように、結晶度 50% 付近は“petrological trap”にも当たっている。よって、マグマ溜まりはマッシュ状態になり易く、噴火可能なマグマが溜まっている時間は相対的に極めて短い。

Cooper and Kent (2014) は、Fig. 3 で示したような描像を、結晶から読み取ったマグマ中の滞留時間（後述）などのデータによって裏付けた。たとえば、ジルコン年代

は放射年代測定であるので、マグマが実質的に固化していても（実効融点 T_m 以下でも）時計は進む。一方、その間に結晶の成長や元素拡散は停止しているに等しい (Fig. 3)。そこで、様々な噴出物について両者のタイムスケールを比較したところ、後者のほうが圧倒的に短かったのである。

マッシュ状態のマグマ溜まりを噴火可能な状態にさせる（結晶度を下げる）ためには、高温の（玄武岩質）マグマを供給する必要がある。その際、いくつかのメカニズムが考えられる。まず考えられるのは、高温マグマの熱でマッシュを再熔融させることであるが、熱伝導では時間が掛かり過ぎる。そこで、高温マグマから供給された高温の揮発性成分が急速にマッシュ内を浸透・上昇 (“gas percolation”) して熱を運ぶ、というモデルが提唱されたが (Bachmann and Bergantz, 2006)、必要な熱量を運ぶためには、ガスの供給率が極めて高いか長時間継続することを必要とした。

Burgisser and Bergantz (2011) は、マッシュを再活性化させるために、新たな再流動化 (remobilization) のモデルを考えた。これは、注入した高温マグマがマッシュの下へ定置して成層マグマ溜まりを形成した後、両者の境界に結晶度の低い (=バルク粘性が低い) 流動層 (“mobile layer”) を発達させていく、というモデルである。この流動層は、それ単独で噴火可能なマグマであるが、マッシュよりバルク密度も低いため、流動層が厚くなるとレイリー・テイラー不安定を引き起こす。このため、マグマ

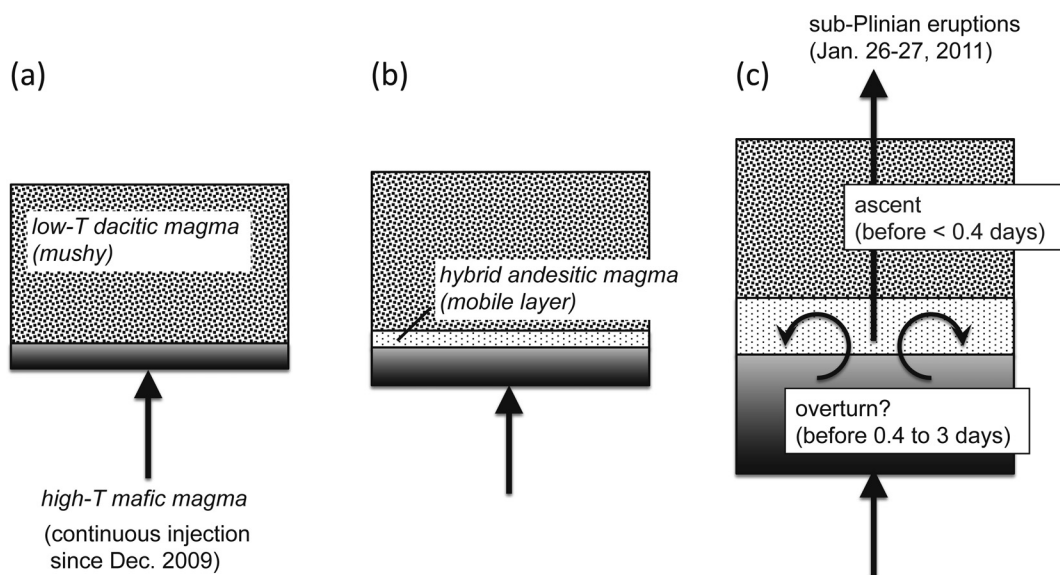


Fig. 4. Preeruptive processes prior to the 2011 eruption of Shinmoedake. (a) There was a low-temperature (low-T) dacitic magma reservoir in a mushy state. High-temperature (high-T) mafic magma began to inject into it since December 2009, as recorded by the continuous crustal expansion. The mafic magma was denser than the dacitic magma, so that it was underlying the magma reservoir. (b) A mobile layer with hybrid andesitic magma was growing between the low-T and high-T magmas, as the high-T magma was accumulating. (c) The mobile layer grew so thick that an overturn and significant magma mixing occurred 0.4 to 3 days before the eruption. The mixed magma ascended, incorporating the low-T magma, <0.4 days before the eruption, and resulted in the sub-Plinian eruptions on January 26th and 27th, 2011. After Tomiya *et al.* (2013).

溜まり全体のオーバーターンが起きて効率的にかき混ぜられるとともに、そのまま噴火に至ることがある、と予想された。オーバーターンに至るまでのタイムスケールは数ヶ月～数十年と短く、ピナツボやモンセラートの噴火前兆期間と矛盾しない。

5-2 噴火のトリガー

噴火可能なマグマが溜まっていても、そのマグマが安定に存在している限り噴火は起こらない。何らかの原因で不安定化が起こる必要がある。例えば、マグマ溜まり中のマグマの密度が周辺地殻より軽ければ、力学的に不安定であり、噴火に至る可能性がある。これは、もともと浮力中立にあったマグマが発泡して軽くなったりした場合も同様である。これには、マグマ溜まり中でマグマが発泡する場合の他、新たなマグマの供給などによってマグマ溜まりの過剰圧が高まってマグマが押し出されて減圧・発泡させられる場合も考えられる。

多くの噴火事例で想定されているのは、新たなマグマの供給（混合）が噴火のトリガーとなる、というものである（*e.g.*, Sparks *et al.*, 1977; Pallister *et al.*, 1992; Tomiya and Takahashi, 1995; 他多数）。岩石学的証拠や浮力中立（4章）の観点から、多くは高温の苦鉄質マグマの

注入が想定されるが、珪長質マグマの注入がトリガーとされる例もある（*e.g.*, Eichelberger *et al.*, 2000; de Silva *et al.*, 2008）。ただし、新たなマグマの供給後、ただちに噴火が起きるわけではない。特に、苦鉄質マグマが注入される場合、その密度が大きいため、既存のマグマ溜まりの底部に溜まって、まずは安定な成層マグマ溜まりを形成すると考えられる。その意味で、5-1章で述べた Burgisser and Bergantz (2011) のモデルは、成層マグマ溜まりの形成後、マッシュの再流動化と噴火のトリガーを一貫して説明できる利点がある。

高温マグマの供給が既存のマッシュ状マグマ溜まりを再流動化させ、噴火に至ったと考えられる最近の例として、霧島山新燃岳 2011 年噴火がある（Suzuki *et al.*, 2013; Tomiya *et al.*, 2013）。岩石学的手法で噴火準備過程のマグマプロセスを推定し、また鉱物中の元素拡散からそのタイムスケールを推定し（後述）、その結果を地球物理学的観測（地殻変動等）と組み合わせた結果、噴火準備過程は次のように推定された（Fig. 4; Tomiya *et al.*, 2013）。

(a) はじめに低温のマッシュ状マグマ溜まり（デイサイト質）があった。そこへ高温の苦鉄質マグマ（玄武岩質安山岩質）が供給され始めた。高温マグマは密度が高い

ので、ただちに混合はせず、下層に溜まっていった。(b) 高温マグマの供給は続き、低温マグマとの境界付近で混合マグマ(安山岩質)が生じた。混合マグマは、低温マグマよりも高温で結晶量が少ないため、流動しやすい層(流動層)を形成した。(c) 高温マグマの供給はさらに続き、流動層は厚くなり、やがて重力不安定に達した。流動層は、オーバートーンを起し、顕著なマグマ混合(高温マグマおよび低温マグマの混入)を伴いながら上昇、準プリニー式噴火を生じさせた。この噴火については、6章(噴火できる条件)、7章(タイムスケール)において、また取り上げたい。

マグマ溜まりの不安定化の他に考えるべきことは、地表への火道形成プロセスである。既に安定火道が形成されている場合(定期的火山ガス放出が続いている火山など)を除き、母岩を割って通り道を作る必要がある。多くの場合に想定されるのは、マグマ溜まりの過剰圧が大きくなって、母岩の破壊強度を超える応力が発生し、母岩が割れて通路ができる、というものである。このプロセスは、地殻中のマグマ溜まりの周囲の応力分布や力学的安定性に関するモデルによって検討されてきたが、近年ではそれに熱的な効果を組み合わせた研究が進んでいる(e.g., Karlstrom *et al.*, 2010; Gregg *et al.*, 2012)。重要な点は、周辺の母岩がマグマの熱で温められると、塑性変形によって弾性変形が緩和されるため、深部からのマグマ供給等があってもマグマ溜まりの過剰圧が上がりにくくなることである。過剰圧が上がらないため噴火しにくく、結果的にマグマ溜まりは巨大化していくことになる。このフィードバックは、大規模珪長質マグマ噴火をもたらす巨大マグマ溜まりの形成を引き起こす要因と考えられている(de Silva and Gregg, 2014)。

Caricchi *et al.* (2014) は、深部から繰り返しマグマが注入されるマグマ溜まりにおいて、過剰圧がどのように上がっていくかをモデル化した。この際、母岩の塑性変形も考慮し、粘性緩和によって時間とともに過剰圧が消失するとした。その結果、マグマ溜まりサイズに対して相対的にマグマ供給率が高いと過剰圧が上昇しやすく、小規模噴火が頻発するパターンになった。供給率が低くなると、過剰圧が上昇しにくくなり、噴火するまでのマグマ供給量が増え、噴火間隔と1回当たり噴出量は大きくなった。ここまでは、マグマ注入による過剰圧の増大が噴火のトリガーになっているケース(注入トリガー; “triggered by injection of magma”)である。マグマ溜まりサイズが大きくなると、マグマ供給率が相当大きくない限り、噴火開始に必要な過剰圧に達することができない。その場合、マグマ溜まり全体として十分な浮力を獲得してからでないといふ噴火できなくなる(浮力トリガー;

“triggered by buoyancy”)。浮力トリガーは、噴火間隔 10^5 年以上の超巨大噴火の際に働くと考えられている。なお、供給率が小さすぎる場合は、マグマ溜まりを熱的に維持できず、固化して深成岩体となる。

マグマ溜まりの過剰圧は、新たなマグマの注入がなくても発生し得る。揮発性成分に飽和したマグマが結晶化すると、メルト部分の体積が減少し、溶け切れなくなった揮発性成分が離溶(二次沸騰; second boiling)して過剰圧を生じる(e.g., Tait *et al.*, 1989)。Degruyter and Huber (2014) は、繰り返し高温のマグマが注入されるマグマ溜まりにおいても、注入に対して結晶化が十分早く起きれば、二次沸騰トリガーが起こることを示した。すなわち、マグマ供給率に対するマグマ溜まりサイズ、結晶化の速度、母岩が弾性的か粘性的か、といった条件の違いによって、注入トリガー、浮力トリガー、二次沸騰トリガー、噴火しない、という様々なパターンが生ずることになる。

なお、Gregg *et al.* (2015) は、浮力を単純化して扱った最近のモデル(e.g., Caricchi *et al.*, 2014) が不適切であることを指摘し、浮力トリガーが有効に働くかどうか疑問を呈している。Gregg らの数値計算に基づく、浮力によって生ずる過剰圧は母岩を割るには不十分であった。そして、巨大噴火($>10^2 \text{ km}^3$)のトリガーはむしろ外的な要因、すなわちマグマ溜まりの天井が力学的不安定によって割れることが本質で、これが巨大マグマ溜まりの噴火トリガーの特徴である、と述べている。この場合、浮力は噴火トリガーを助長はするものの主要因ではない。巨大噴火のトリガーについては、観測例がないこともあって未解明な点が多く、今後も様々な議論が続くであろう。

噴火直前に高温マグマの混合が起きている、という記載岩石学的データに基づき、マグマ注入が噴火をトリガーするという考え方が支配的であるが、マグマの混合自体は噴火の原因ではなく結果である、という考え方も成り立つ。つまり、噴火直前に成層マグマ溜まり(下層がより高温で苦鉄質なマグマ)が存在したが、噴火が始まったことにより混合が起きた、という可能性である(e.g., Blake and Ivey, 1986; Woods and Cowan, 2009)。マグマ混合が噴火開始に伴い受動的に起こる場合、成層マグマ溜まりの下層マグマが相対的に高密度で重力的に安定であっても、両者の混合が起こる。ただし、新たに供給された下層のマグマは深部から供給されるので一般に揮発性成分に富むことが多く、減圧発泡によって密度の低下と重力不安定を引き起こし、オーバートーンに至る可能性もある(e.g., Ruprecht *et al.*, 2008)。このように、マグマの供給から噴火に至るまでには様々なプロセスが考えられるので、実際に何が起きていたかは、詳細な岩

石学的データを積み重ねて吟味する必要があるだろう。

5-3 巨大地震が噴火に与える影響

噴火トリガーの別のパターンとして、地震が噴火を誘発する、という考えがある。地震と噴火の関連性とそのメカニズムについては小山 (2002) のまとめが詳しい。地震波が直接マグマ溜まりを揺らすことも噴火誘発の一つの要因になるが (Davis *et al.*, 2007), むしろ地震による周辺応力場の変化がマグマ溜まりの状態変化 (増圧で押し出し, 減圧で発泡) を引き起こす, と考える場合が多い (Walter and Amelung, 2007; Walter *et al.*, 2011). 実際の誘発メカニズムは特定できないが, 巨大地震の直後に噴火が起きている事例はいくつも報告されていて, 統計的に偶然の範囲を超えることも示されている (e.g., Linde and Sacks, 1998). ただ, 震源近傍の火山が全て噴火するわけではなく, Walter らのモデルで予想される応力変化等も微小である。このことから, 地震直後に噴火した火山では, 既に噴火準備過程が十分進んだ臨界状態にあったのではないかと考えることもできる。また, 地震が噴火を誘発するという仮説には否定的な見解もある。例えば須藤 (2014) は, 世界で 1950 年以降に起きたマグニチュード (M) 8.6 以上の 9 つの巨大地震について, 近傍火山の噴火頻度との関係を調べた。その結果, 巨大地震後 3 年間の噴火頻度はそれ以外の期間と比べて特に活発化していなかった。ただし, 巨大地震後 3 日以内を見ると, 偶然の範囲を超えて噴火が起きている, これは Linde and Sacks (1998) の結果と整合的である。

日本は 2011 年に, 千年に一度といわれる巨大地震である東北地方太平洋沖地震 (M9) が発生し, 応力場の大きな変化を受けた。一部の火山では, 大地震直後に火山性地震の活発化やマグマ溜まりの変形を示唆する地殻変動が観測されている (e.g., Takada and Fukushima, 2013). 震源近傍の火山では 2015 年 12 月現在まだ噴火が起っていないが, もう少し長期的 (数十年スケール) に見ると火山活動が活発化していくのではと危惧している研究者も多く (e.g., 高橋, 2012), 巨大地震と噴火の関係については検証が進められている (e.g., 小山, 2015).

巨大地震と噴火との関連を研究する上で興味深い事例として, 17 世紀の北海道南西部の火山活動がある。数千年間という長期間, 休止状態にあった北海道駒ヶ岳, 有珠山, 樽前山の 3 火山が, 1640 年, 1663 年, 1667 年にいずれも火山爆發指数 (VEI) 5 のプリニー式噴火を起こし, 以後活発な噴火活動を繰り返すようになったのである。これについては, 1611 年の巨大地震 (慶長地震) が広域応力場を変化させたことが新たなマグマ供給を促し, 1663 年有珠山等のマグマシステムの活動再開につながった可能性が指摘されている (Tomiya, 1992). ただ,

17 世紀の北海道の場合, 巨大地震から噴火 (活動再開) まで数十年間あり, 地震が噴火に直結したか否かの判断は難しい。

ここでは, 地震が噴火を誘発する可能性を考えるため, 様々な事例とモデルを紹介した。今後, 噴火準備過程のタイムスケールを岩石学的に読み取り, 地震から噴火発生までの時間と比較することで, このモデルの検証が可能となるかもしれない。

6. 噴火できる条件

6-1 すぐ噴火する場合としない場合

マグマ溜まりへ深部から新たなマグマが供給されるとき, マグマ溜まりに既に噴火可能なマグマがある場合は, 少しのトリガーで噴火になり得る。一方, 噴火可能なマグマがなく, たとえば全域がマッシュであれば, まずはマッシュの再流動化等によって噴火可能なマグマを準備しなければならない。

数十年以下の間隔で噴火を繰り返す活火山は, 前者の状態であると考えられる。例えば有珠山の場合, 1663 年に活動再開した後, 数十年おきに噴火を繰り返している。それぞれの噴出物中の斑晶の累帯構造を比較することで, マグマ溜まりの進化が読み取れた。それによると, 1663 年から最新の 2000 年噴火に至るまで, 継続的に斑晶の成長と元素拡散が起こっていたことが明らかになった (Tomiya and Takahashi, 2005). 300 年間以上マグマ溜まりの温度が Fig. 3 の T_d (結晶内の元素拡散が効果的に起こり得る温度の下限) 以上にあり, 噴火可能な状態にあったと考えられる。

一方, 数百年以上の休止期間のある火山では, 噴火可能なマグマが存在していない可能性がある。この場合, マグマ溜まり (マッシュ) を再流動化させるために, マグマの供給が長期間にわたって何度も起こるのであろう。噴火前に何度も高温マグマの供給が起こったらしい証拠は, しばしば斑晶, 特に元素拡散の遅い (数百年程度で均質化しない) 斜長石の累帯構造・溶融組織に記録されている (e.g., Andrews *et al.*, 2008; Cashman and Blundy, 2013).

マグマ溜まりが噴火可能なマグマを保持できる期間は, もし新たな高温マグマの供給がなければ, 5-1 章で述べたように短い (数百年以下)。しかし, 新たな高温マグマの供給が頻繁に繰り返され, マグマ溜まりが冷却しないように保持されることはあり得る。たとえば, マグマ供給率が $0.1 \sim 1 \text{ km}^3/\text{千年}$ 程度 (典型的な日本の火山の長期的噴出率) のとき, マグマ溜まりの大きさが数 km^3 以下であれば熱的に維持可能である (Tsukui *et al.*, 1986; 東宮, 2000). これより大きなマグマ溜まりは, 特別に大

きなマグマ供給率を考えなければ維持できない。典型的な日本の火山では、若い火山ほど長期的噴出率が高く(東宮, 1991)、噴火可能なマグマが保持されている可能性が高い。このことは、玄武岩質マグマの火山のほうが、安山岩・珪長質マグマの火山よりも、長期的噴出率が高く、平均噴火間隔は短い(White *et al.*, 2006)、という観測結果と整合的である。なお、Passarelli and Brodsky (2012)は、マグマが苦鉄質なほど、平均噴火間隔だけでなく噴火前兆期間(run-up time; 噴火に先行する地震活動や地殻変動の期間)も短い、と報告しているが、こちらはマグマ溜まりから地表へのマグマ上昇時間が低粘性ほど短いため、と説明されている。

6-2 マグマの出やすさ・粘性

マグマ溜まりに噴火可能なマグマが準備され、そこへ噴火トリガーが働いたとしても、マグマが地表へ到達しなければ噴火できない。マグマ溜まりで過剰圧や浮力を得てマグマが上昇し始めた後、冷却固化する前に地表へ到達する必要がある。この場合、マグマの粘性が重要である。

マグマの粘性は、上昇中の減圧脱ガスに伴うメルト中の含水量低下および結晶化によって増大するが、この効果には正のフィードバックが掛かる。すなわち、初期上昇速度が遅ければ、脱ガスや結晶化が起こりやすく、そのために粘性は増大し、上昇速度は上がらない。逆に、初期速度が速ければ、脱ガス・結晶化は不完全となり、むしろマグマ中の気泡分率が高くなって、上昇速度は上がっていく。従って、初期速度の支配要因の1つである、噴火直前のマグマ溜まりにおける粘性、すなわちマグマ溜まり粘性(preeruptive magma viscosity; Takeuchi, 2011)が重要である。マグマ溜まり粘性がマグマ噴出率と相関している(Tomiya *et al.*, 2014)という指摘もあり、今後詳しい解析が必要である。マグマが新たに火道(ダイク)を形成しながら上昇する場合、つまり自力で噴火可能なマグマのマグマ溜まり粘性は、 10^6 Pa s程度が上限と推定されている(Rubin, 1995; Takeuchi, 2004)。これより高粘性だと、上昇が遅過ぎて途中で固化してしまうのである。

一方で、マグマ溜まりで高い粘性を持っていた(斑晶に富む)マグマがプリニー式噴火で噴出することがある。また、噴出量が多いことから、この高結晶度マグマがマグマ溜まりの本体を構成していたと判断される。この場合、プリニー式噴火をもたらした本体マグマの前に、より低粘性のマグマが先駆的に上昇・噴出して火道を形成していて、確立された火道をより高粘性の本体マグマが噴火するのだ、と考えられている(e.g., ピナツボ火山 1991年噴火: Pallister *et al.*, 1992; 北海道駒ヶ岳 1929年

噴火: Takeuchi and Nakamura, 2001; その他多数)。先駆的低粘性マグマは、低温でマッシュ状の本体マグマと新たに供給された高温マグマとの混合マグマであり、Fig. 4の流動層(mobile layer)に相当している。

ピナツボや北海道駒ヶ岳では、流動層(混合マグマ)が噴出した後に本体マグマが噴出して大規模噴火に至った。一方、5-2章で述べた新燃岳 2011年噴火では、混合マグマ(安山岩質灰色軽石)が噴出物の主体を占め、マグマ溜まり本体を構成する低温マグマ(デイサイト質白色軽石)はごく一部混じるだけに留まった。もし低温マグマ本体も放出されれば大規模噴火になった可能性もあるが、そこまで至らなかったのは、本体マグマ(マッシュ)の粘性が高すぎたためかもしれない(Takeuchi, 2004; Tomiya *et al.*, 2013)。

混合マグマの先駆的上昇と噴出がマッシュ状マグマの噴火に重要であるとすると、低温マグマと高温マグマをどのように混合させるかも重要な問題である。たとえば均質な混合マグマ(hybrid magma)を作る場合、両者の粘性コントラストが大き過ぎるとうまく混じらないことが知られている(Sparks and Marshall, 1986)。最近、高圧下での含水マグマ混合実験が行なわれ、マグマ溜まり条件下でのマグマ混合に与えるマグマ粘性の影響が調べられた(Laumonier *et al.*, 2015)。その結果、混合時に高温マグマが冷却結晶化すると、高温マグマの粘性が低温マグマの粘性よりも著しく高くなって混ざりにくくなることが分かった(苦鉄質包有物になってしまう)。このことは、マグマ混合で安山岩を作るためには、高温マグマの温度を下げない(混合比を下げない)ように混ぜることが必要であることを意味している。

7. マグマプロセスのタイムスケール

近年、ウラン系列放射年代測定や微小領域分析手法が発達したため、様々なマグマプロセスのタイムスケールが推定され、議論に用いられるようになった。この件に関しては、それだけで1冊の本が書けるほどであるし(e.g., Dosetto *et al.*, 2011)、多くのレビュー論文も出ているので(e.g., Hawkesworth *et al.*, 2004; Turner and Costa, 2007; Costa, 2008; Costa *et al.*, 2008)、ここではごく簡単に触れる。

マグマプロセスのタイムスケール推定手法には様々なものがある。大きく分けると主に、放射年代測定によるものと、結晶内での元素拡散や結晶化のカイネティクス(成長速度、核形成速度等)を利用するものに分けられるだろう。

放射年代測定によるものには、噴火から現在までの時間(噴火年代)や、鉱物が結晶化してから現在までの時

間(鉍物年代)がある。鉍物年代については、2章で述べたジルコンの U-Pb 年代・U-Th 年代のように、局所分析により特定の累帯構造をスポット的に測定できるようになっている。

鉍物年代は噴火年代よりも原理的に古いはずで、両者の差を結晶ないしマグマの滞留時間(residence time)と呼ぶことがある(e.g., Costa, 2008)。滞留時間は、噴火準備期間に関する重要な手がかりである。ただし、5-1章や Fig. 3 で見たように、単純に両者の差が滞留時間と見なせるのは autocryst (2章) の場合のみである。antecryst や xenocryst の鉍物年代は当該噴火のマグマ活動とは無関係なので、この値を用いて「滞留時間」を算出してしまうと、不当に長い値を与えてしまう。滞留時間が数万年を超えるようなデータの多くは、antecryst 等のリサイクルの可能性が高い。ただし、巨大噴火をもたらすマグマ溜まり(体積数百 km³ 以上)は熱的寿命が長いので、実際の滞留時間が 10⁵ 年のオーダーになることはあり得る(e.g., Costa, 2008)。

放射年代測定以外のタイムスケール推定手法としては、結晶中の元素拡散を使った推定が広く行われている。たとえば、マグマ混合によって結晶-メルト間の平衡関係が変わると、再平衡しようとして結晶内部で元素拡散が起こり、結晶内部に特徴的なゾーニングプロファイル(拡散プロファイル)ができる。これを解析すれば、マグマ混合から噴出までのタイムスケール(拡散時間)が求められる。原理や解析方法については、Costa and Morgan (2011) が詳しい。いずれにせよ、拡散係数が精度良く求まっていることが前提となる。拡散係数は、結晶の種類や方位、元素の種類、温度等によって異なるので、それぞれ異なるタイムスケールの情報を得ることができる。

磁鉄鉱中の Ti からは、数日~数ヶ月程度のタイムスケールの情報が得られやすい。このため、噴火直前プロセス、特に噴火トリガーに関する知見が得られている。たとえば、雲仙火山(Nakamura, 1995a)やモンセラート島スープリエール火山(Devine *et al.*, 2003)の溶岩ドーム噴火においては、マグマ混合から噴出まで数週間程度のタイムスケールが得られている。これらドーム噴火は数年以上続いているにもかかわらず、噴出時期によらずタイムスケールがあまり変わらないことから、マグマ混合が継続的に起こっていることが示された。5-2章で述べた新燃岳 2011 年噴火の噴火準備過程の推定(Fig. 4; Tomiya *et al.*, 2013)では、磁鉄鉱中の Ti 以外に Al, Mg を組み合わせた解析が行われた。異なる拡散係数を持つ元素を組み合わせることにより、ゾーニングプロファイルが拡散によるものか結晶成長によるものかを判別でき

るとともに、タイムスケール推定の精度を上げたり適用範囲を広げたりすることができる。その結果、混合安山岩マグマ(流動層)の形成は噴火の数日以上前から、噴火のトリガーに対応する顕著なマグマ混合(安山岩マグマの加熱)はおおよそ 0.4~3 日前に、マグマ上昇に対応する低温マグマ取り込みは噴火前おおよそ 0.4 日以内に起きた、と推定された。この期間の地殻変動を見ると、2009 年以後の継続的な膨張以外にはマグマ溜まり体積の顕著な変化が見られない。そこで、噴火数日前のトリガーは、マグマ供給の新たなパルス(体積の急増を伴う)のようなものではなく、マグマ溜まり内のオーバーターン(体積変化がほとんどない)がもっともらしい、と結論された(Fig. 4; Tomiya *et al.*, 2013)。霧島山新燃岳 2011 年噴火は、地質・岩石学的データを、地球物理学的データと結びつけて議論できた好例といつてよいだろう。

かんらん石中の Mg-Fe は、磁鉄鉱に次いで拡散が速く、これも多数のタイムスケール推定例がある。多くは 1 年~数十年程度という値が得られている(e.g., Nakamura, 1995b; Coombs *et al.*, 2000; Costa and Chakraborty, 2004; Costa and Dungan, 2005; Ruprecht and Plank, 2013)。ただし、サントリーニ火山 1925-28 年噴火では、拡散プロファイルの取得を定量分析ではなく反射電子像解析で行なうことで空間分解能を上げ、より短い期間でできたプロファイルを対象とした。これにより、高温マグマが噴火の約 20~60 日前に注入して噴火に至った、と結論している(Martin *et al.*, 2008)。なお、以上の中で数年以上のタイムスケールは、直接の噴火トリガーと考えるにはやや長いかもしれない。特に Ni 含有量の高いかんらん石は、マントルからほぼ直接もたらされたと考えられるため、マントルから地表への上昇タイムスケールを見ているとみなされている。

輝石中の Mg-Fe の拡散は、数十~数百年程度のタイムスケールを見るのに適している(e.g., Tomiya and Takahashi, 2005; Allan *et al.*, 2013)。最近では、FE-EPMA や反射電子像解析で空間分解能を上げ、数 μm 以下のゾーニングを見ることで、数ヶ月以内のタイムスケールも議論されている(Kilgour *et al.*, 2014)。斜長石中の Mg の拡散からも、輝石中の Mg-Fe とほぼ同程度のタイムスケールが得られる。Druitt *et al.* (2012) は、サントリーニ火山のミノア噴火について、高 Ca コア(苦鉄質マグマ起源)を持つ斜長石中の Mg の拡散時間を求め、苦鉄質マグマの注入からカルデラ噴火まで数十年、と結論している。斜長石中の微量元素の拡散は、Sr など他の元素も含め、LA-ICP-MS の普及で今後データが増えていくと思われる。石英中の Ti は、流紋岩質マグマ、特にカルデラ

噴火のマagmaプロセスの議論に使われ、数百～数千年の値が得られている (e.g., Gualda et al., 2012b).

結晶化カイネティクスを利用したこの他の滞留時間推定方法として、結晶サイズ分布 (Crystal Size Distribution: CSD; e.g., Marsh, 1988, 1998; Cashman and Marsh, 1988) を用いるものがある。結晶の核形成と成長が定常的に行われている場合、結晶サイズが大きくなるほど結晶数は指数関数的に減っていく性質がある。このときのサイズ分布は、横軸を結晶サイズ (mm)、縦軸を結晶数密度 (no./m^4 ; 各サイズにおける階級の幅で割るため4乗になる) の対数としたとき、直線で表せる。核形成速度と成長速度の兼ね合いによって、この直線の傾きが変わり、傾きが緩いほど滞留時間が長い。例えば、有珠火山 1663 年プリニー式噴火の流紋岩マagma中の斜長石斑晶サイズ分布から求めたマagma滞留時間は $10^2 \sim 10^3$ 年、1663 年噴火後のデイサイトマagma中に現れた微斑晶のマagma滞留時間は $10^0 \sim 10^1$ 年以下、と算出されている (Tomiya and Takahashi, 1995)。ただし、実際のサイズ分布は屈曲 (複数の直線の組合せ) ないし曲線的なパターンを示すことが多いため、詳細な岩石学的記載を伴わないと解釈を誤りやすい。また、時間を算出するには結晶成長速度を与える必要があり、マagma溜まりのような過冷却度の低い限られた条件であっても不確実性が大きい (1~2桁) という難点がある。5-1 章で紹介した Cooper and Kent (2014) では、CSD から求めたマagma滞留時間のデータもコンパイルしており、いずれも 10^3 年以下のタイムスケールを与えている。

8. ま と め

マagma溜まりと噴火準備過程および噴火トリガーについて、最近の動向を中心に、簡単にまとめてみた。マagma溜まりは、必然的にマッシュ状になりやすいこと、噴火にあたっては噴火可能なマagmaが準備される必要があること、その準備はマッシュの再流動化によって起こり得ること、再流動化は比較的短期間であること、などを述べた。また、分析手法の進歩により、ジルコン年代や鉍物の拡散時間などタイムスケールに関するデータが蓄積され、マagmaプロセスの理解が大きく進展しつつあることなども紹介した。なお、本稿で挙げた事例は筆者の個人的興味に偏っていることを、悪しからずご了承いただきたい。

地質・岩石学的データと地球物理学的データの融合は、今後ますます重要になると考えられる。従って、マagmaシステムに関する各研究者のイメージの共有が必要であろう。本稿がその一助となれば幸いです。

謝 辞

Shanaka de Silva 教授 (オレゴン州立大学) とのマagma溜まりに関する日々の議論は、本稿をまとめる上で様々な点でヒントとなった。編集担当小園誠史博士 (東北大学) はじめ編集委員会の方々には本稿執筆の貴重な機会をいただいた。査読者である栗谷 豪博士 (北海道大学) および鈴木由希博士 (早稲田大学) による的確で詳細なコメントにより、原稿は大きく改善された。以上の方々に感謝いたします。

引用文献

- Allan, A. S. R., Morgan, D. J., Wilson, C. J. N. and Millet, M.-A. (2013) From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 143-164.
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L. and Mazdab, F. (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 121-142.
- Andrews, B. J., Gardner, J. E. and Housh, T. B. (2008) Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **175**, 415-426.
- Asimow, P. D. and Ghiorso, M. S. (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *Amer. Mineral.*, **83**, 1127-1131.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2004) On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *J. Petrol.*, **45**, 1565-1582.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2006) Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **149**, 85-102.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2008) The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, **4**, 17-21.
- Bachmann, O., Dungan, M. A. and Lipman, P. W. (2002) The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: Rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. *J. Petrol.*, **43**, 1469-1503.
- Blake, S. and Ivey, G. N. (1986) Magma mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 153-178.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2008) Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 179-239.
- Brophy, J. G. (1991) Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **109**, 173-182.
- Burgisser, A. and Bergantz, G. W. (2011) A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature*, **471**, 212-215.
- Caricchi, L. and Blundy, J. (2015) Experimental petrology of monotonous intermediate magmas. In *Chemical, physical and temporal evolution of magmatic systems* (Caricchi, L.

- and Blundy, J. D. eds). *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **422**, doi: 10.1144/SP422.9.
- Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G. and Pinel, V. (2014) Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geosci.*, **7**, 126–130.
- Cashman, K. V. and Blundy, J. (2013) Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 703–729.
- Cashman, K. V. and Giordano, G. (2014) Calderas and magma reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **288**, 28–45.
- Cashman, K. V. and Marsh, B. D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 292–305.
- Chaussard, E. and Amelung, F. (2013) Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **15**, 1407–1418.
- Claiborne, L. L., Miller, C. F., Flanagan, D. M., Clynne, M. A. and Wooden, J. L. (2010) Zircon reveals protracted magma storage and recycling beneath Mount St. Helens. *Geology*, **38**, 1011–1014.
- Coombs, M. L., Eichelberger, J. C. and Rutherford, M. J. (2000) Magma storage and mixing conditions for the 1953–1974 eruptions of Southwest Trident volcano, Katmai National Park, Alaska. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 99–118.
- Cooper, K. M. (2015) Timescales of crustal magma reservoir processes: insights from U-series crystal ages. In *Chemical, physical and temporal evolution of magmatic systems* (Caricchi, L. and Blundy, J. D. eds). *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **422**, doi: 10.1144/SP422.7.
- Cooper, K. M. and Kent, A. J. R. (2014) Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature*, **506**, 480–483.
- Costa, F. (2008) Residence times of silicic magmas associated with calderas. *Developments in Volcanology*, **10**, 1–55.
- Costa, F. and Chakraborty, S. (2004) Decadal time gaps between mafic intrusion and silicic eruption obtained from chemical zoning patterns in olivine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**, 517–530.
- Costa, F. and Dungan, M. (2005) Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine. *Geology*, **33**, 837–840.
- Costa, F. and Morgan, D. (2011) Time constraints from chemical equilibration in magmatic crystals. In *Timescales of Magmatic Processes: From Core to Atmosphere* (Dosetto, A., Turner, S. P., and van Orman, J. A. eds), Wiley-Blackwell, Chichester, 125–159.
- Costa, F., Dohmen, R. and Chakraborty, S. (2008) Time scales of magmatic processes from modeling the zoning patterns of crystals. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 545–594.
- Cottrell, E., Gardner, J. E. and Rutherford, M. J. (1999) Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 315–331.
- Davidson, J. P., Morgan, D. J., Charlier, B. L. A., Harlou, R. and Hora, J. M. (2007) Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: Implications for the study of magmatic systems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **35**, 273–311.
- Davis, M., Koenders, M. A. and Petford, N. (2007) Vibroagitation of chambered magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 24–36.
- Degruyter, W. and Huber, C. (2014) A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **403**, 117–130.
- de Silva, S. L. and Gregg, P. M. (2014) Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **282**, 77–91.
- de Silva, S. L., Salas, G. and Schubring, S. (2008) Triggering explosive eruptions—The case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. *Geology*, **36**, 387–390.
- Devine, J. D., Rutherford, M. J., Norton, G. E. and Young, S. R. (2003) Magma storage region processes inferred from geochemistry of Fe-Ti oxides in andesitic magma, Soufrière Hills volcano, Montserrat, W. I. *J. Petrol.*, **44**, 1375–1400.
- Dosetto, A., Turner, S. P. and van Orman, J. A. (2011) **Time-scales of magmatic processes**. Wiley-Blackwell, Chichester, 264 p.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, **482**, 77–80.
- Dufek, J. and Bachmann, O. (2010) Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, **38**, 687–690.
- Eichelberger, J. C., Chertkoff, D. G., Dreher, S. T. and Nye, C. J. (2000) Magmas in collision: Rethinking chemical zonation in silicic magmas. *Geology*, **28**, 603–606.
- Gardner, J. E., Rutherford, M., Carey, S. and Sigurdsson, H. (1995) Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano. *Bull. Volcanol.*, **57**, 1–17.
- 下司信夫 (2016) 大規模火砕噴火と陥没カルデラ：その噴火準備と噴火過程. *火山*, **61**, 101–118.
- 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 elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 197–212.
- Gregg, P. M., de Silva, S. L., Grosfils, E. B. and Parmigiani, J. P. (2012) Catastrophic caldera-forming eruptions: Thermomechanics and implications for eruption triggering and maximum caldera dimensions on Earth. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **241–242**, 1–12.
- Gregg, P. M., Grosfils, E. B. and de Silva, S. L. (2015) Catastrophic caldera-forming eruptions II: The subordinate role of magma buoyancy as an eruption trigger. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **305**, 100–113.

- Gualda, G. A. R., Ghiorsio, M. S., Lemons, R. V. and Carley, T. L. (2012a) Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.*, **53**, 875–890.
- Gualda, G. A. R., Pamukcu, A. S., Ghiorsio, M. S., Anderson Jr, A. T., Sutton, S. R. and Rivers, M. L. (2012b) Timescales of quartz crystallization and the longevity of the Bishop giant magma body. *PLoS ONE*, **7** (5): e37492.
- Gudmundsson, A. (2012) Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **237–238**, 19–41.
- Hammer, J. E. (2008) Experimental studies of the kinetics and energetics of magma crystallization. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 9–59.
- Hawkesworth, C., George, R., Turner, S. and Zellmer, G. (2004) Time scales of magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **218**, 1–16.
- Hirata, T. and Nesbitt, R. W. (1995) U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma-mass spectrometry technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2491–2500.
- Ito, H. (2012) Zircon U–Th–Pb dating using LA-ICP-MS: Simultaneous U–Pb and U–Th dating on the 0.1 Ma Toya Tephra, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **289**, 210–223.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. and Belousova, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47–69.
- Karlstrom, L., Dufek, J. and Manga, M. (2010) Magma chamber stability in arc and continental crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **190**, 249–270.
- Kent, A. J. R. (2008) Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 273–331.
- Kilgour, G. N., Saunders, K. E., Blundy, J. D., Cashman, K. V., Scott, B. J. and Miller, C. A. (2014) Timescales of magmatic processes at Ruapehu volcano from diffusion chronometry and their comparison to monitoring data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **288**, 62–75.
- Klemetti, E. W. and Clynne, M. A. (2014) Localized rejuvenation of a crystal mush recorded in zircon temporal and compositional variation at the Lassen Volcanic Center, Northern California. *PLoS ONE*, **9** (12): e113157. doi: 10.1371/journal.pone.0113157
- 小屋口剛博 (2008) 火山現象のモデリング. 東京大学出版会, 638 p.
- Koyaguchi, T. and Kaneko, K. (2000) Thermal evolution of silicic magma chambers after basalt replenishments. *GSA Spec. Pap.*, **350**, 47–60.
- 栗谷 豪 (2007) ウラン系列短寿命核種を用いた地殻下におけるマagma進化の時間スケールの解明—研究の現状と課題—. *火山*, **52**, 71–78.
- 小山順二 (2015) 巨大地震は火山の大噴火を励起するか? 北海道大学地球物理学研究報告, **78**, 53–68.
- 小山真人 (2002) 火山で生じる異常現象と近隣地域で起きる大地震の関連性—その事例とメカニズムにかんするレビュー—. *地学雑*, **111**, 222–232.
- Laumonier, M., Scaillet, B., Pichavant, M., Champallier, R., Andujar, J. and Arbaret, L. (2015) On the conditions of magma mixing and its bearing on andesite production in the crust. *Nat. Commun.*, **5**: 5607, doi: 10.1038/ncomms6607.
- Linde, A. T. and Sacks, I. S. (1998) Triggering of volcanic eruptions. *Nature*, **395**, 888–890.
- Marsh, B. D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 277–291.
- Marsh, B. D. (1998) On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *J. Petrol.*, **39**, 553–599.
- Marsh, B. D. (2013) On some fundamentals of igneous petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 665–690.
- Marsh, B. D. (2015) Magmatism, magma, and magma chambers. In *Treatise on Geophysics (Second Edition)* (Schubert, G. ed), Elsevier, 273–323.
- Martin, V. M., Morgan, D. J., Jerram, D. A., Caddick, M. J., Prior, D. J. and Davidson, J. P. (2008) Bang! Month-scale eruption triggering at Santorini Volcano. *Science*, **321**, 1178.
- Menand, T. (2011) Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics*, **500**, 11–19.
- Miller, J. S., Matzel, J. E. P., Miller, C. F., Burgess, S. D. and Miller, R. B. (2007) Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 282–299.
- Nakamura, M. (1995a) Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology*, **23**, 807–810.
- Nakamura, M. (1995b) Residence time and crystallization history of nickeliferous olivine phenocrysts from the northern Yatsugatake volcanoes, Central Japan: Application of a growth and diffusion model in the system Mg–Fe–Ni. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 81–100.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P. and Reyes, A. G. (1992) A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature*, **356**, 426–428.
- Passarelli, L. and Brodsky, E. (2012) The correlation between run-up and repose times of volcanic eruptions. *Geophys. J. Int.*, **188**, 1025–1045.
- Rubin, A. M. (1995) Getting granite dikes out of the source region. *J. Geophys. Res.*, **100**, 5911–5929.
- Ruprecht, P. and Plank, T. (2013) Feeding andesitic eruptions with a high-speed connection from the mantle. *Nature*, **500**, 68–72.
- Ruprecht, P., Bergantz, G. W. and Dufek, J. (2008) Modeling of gas-driven magmatic overturn: Tracking of phenocryst dispersal and gathering during magma mixing. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q07017, doi: 10.1029/2008GC002022.
- Ruprecht, P., Bergantz, G. W., Cooper, K. M. and Hildreth, W. (2012) The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *J. Petrol.*, **53**, 801–840.
- 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.
- Scaillet, B., Pichavant, M. and Cioni, R. (2008) Upward migration of Vesuvius magma chamber over the past 20,000 years. *Nature*, **455**, 216–220.
- Sparks, R. S. J. and Marshall, L. A. (1986) Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 99–124.
- Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H. and Wilson, L. (1977) Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, **267**, 315–318.
- Stelten, M. E., Cooper, K. M., Vazquez, J. A., Calvert, A. T. and Glessner, J. J. G. (2015) Mechanisms and timescales of generating eruptible rhyolitic magmas at Yellowstone Caldera from zircon and sanidine geochronology and geochemistry. *J. Petrol.*, **56**, 1607–1642.
- 須藤 茂 (2014) 「巨大地震の後に火山噴火」は俗説か? GSI 地質ニュース, **3**, 312–315.
- 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.
- Tait, S., Jaupart, C. and Vergnolle, S. (1989) Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow crystallising magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 107–123.
- Takada, Y. and Fukushima, Y. (2013) Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Nature Geosci.*, **6**, 637–641.
- Takeuchi, S. (2004) Precursory dike propagation control of viscous magma eruptions. *Geology*, **32**, 1001–1004.
- Takeuchi, S. (2011) Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *J. Geophys. Res.*, **116**, B10201.
- Takeuchi, S. and Nakamura, M. (2001) Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: Evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bull. Volcanol.*, **63**, 365–376.
- 高橋栄一 (2012) 巨大地震とそれにより励起された火山活動の時間間隔は何か? 日本地球惑星科学連合大会予稿集, SVC53-08.
- 東宮昭彦 (1991) 島弧火山の寿命に対応するマンテルグアイピールの大きさ. *火山*, **36**, 211–221.
- 東宮昭彦 (1997) 実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ. *月刊地球*, **19**, 720–724.
- 東宮昭彦 (2000) マグマ溜まりが周辺地殻に与える熱的影響. *火山*, **45**, 173–179.
- Tomiya, A. (1992) Evolving image of a magma chamber beneath Usu Volcano since the 1663 eruption. M. Thesis, Tokyo Institute of Technology.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (1995) Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu Volcano since the 1663 eruption. *J. Petrol.*, **36**, 617–636.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (2005) Evolution of the magma chamber beneath Usu Volcano since 1663: a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures. *J. Petrol.*, **46**, 2395–2426.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N. and Suzuki, T. (2010) Depth and evolution of a silicic magma chamber: Melting experiments on a low-K rhyolite from Usu volcano, Japan. *J. Petrol.*, **51**, 1333–1354.
- 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**: 750, doi 10.1007/s00445-013-0750-1.
- Tomiya, A., Koyaguchi, T., Kozono, T. and Takeuchi, S. (2014) The effects of preeruptive magma viscosity on eruption styles and magma eruption rates. *Eos Trans. AGU*, **95** (52), Fall Meet. Suppl., Abstract V51B-4757.
- Tsukui, M., Sakuyama, M., Koyaguchi, T. and Ozawa, K. (1986) Long-term eruption rates and dimensions of magma reservoirs beneath Quaternary polygenetic volcanoes in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 189–202.
- Turner, S. and Costa, F. (2007) Measuring timescales of magmatic evolution. *Elements*, **3**, 267–272.
- Walter, T. R. and Amelung, F. (2007) Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geology*, **35**, 539–542.
- Walter, T. R., Wang, R., Acocella, V., Neri, M., Grosser, H. and Zschau, J. (2011) Simultaneous magma and gas eruptions at three volcanoes in southern Italy: An earthquake trigger? *Geology*, **37**, 251–254.
- White, S. M., Crisp, J. A. and Spera, F. J. (2006) Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **7**, Q03010, doi: 10.1029/2005GC001002.
- Woods, A. W. and Cowan, A. (2009) Magma mixing triggered during volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **288**, 132–137.

(編集担当 小園誠史)