

斑晶鋳物の元素拡散モデリングに基づく噴火準備タイムスケールの研究の現状

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2017-08-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 菅野, 拓矢, 石橋, 秀巳 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00010367

斑晶鉱物の元素拡散モデリングに基づく噴火準備 タイムスケールの研究の現状

菅野拓矢^{1*}, 石橋秀巳²

Pre-eruptive timescales estimated by diffusion chronometry of phenocryst minerals: A review

Takuya KANNO^{1*}, Hidemi ISHIBASHI²

Abstract Diffusion timescale estimated from a chemical zoning profile in a phenocryst mineral indicates the time between formation of chemical heterogeneity in the crystal and eruption. Therefore, diffusion timescales offer important constraints for understanding pre-eruptive magmatic processes. In the last two decades, many studies have reported data of diffusion timescales estimated for phenocrysts of various mineral species in both pyroclasts and lavas from worldwide. In this study, we compiled published data of diffusion timescales with information of eruption characteristics such as eruption style, eruptive volume, and chemical composition of magma, and examine relationship between diffusion timescales and eruption characteristics. Our results suggest that (1) the estimated maximum and minimum diffusion timescales depend on species of mineral and element used for diffusion modeling, (2) estimation error of diffusion time is at least larger than ± 0.4 log unit, which should be considered into account when diffusion time is compared with geophysical observations, (3) each phenocryst records information about its own growth history, not a history of whole magma chamber, as chemical zoning, (4) diffusion timescales estimated for phenocrysts in pyroclasts of caldera-forming eruptions are systematically longer than those of non-caldera-forming eruptions, although number of data is small for non-caldera-forming rhyolitic eruption; this discrepancy may be attributed to differences of magma chamber volumes and/or mechanism of eruption triggering between caldera-forming and non-caldera-forming eruptions.

Keywords: diffusion, timescale, magma, phenocryst, zoning, caldera-forming eruption

1. はじめに

一般に火山噴火とは、地下のマグマだまりに蓄積したマグマが火道を上昇して地表に噴出する現象である。本研究では、噴火可能なマグマの蓄積が開始してから噴火に至るまでの一連の過程を“噴火準備過程”とよぶ。噴火準備過程では、マグマだまり中で結晶作用、結晶分別、マグマの再供給、クリスタルマッシュ（沈殿した結晶の量がおよそ50vol.%を超え、流動性を失った領域：Bachmann

& Bergantz, 2008）の形成と崩壊、マグマ混合、脱ガスなど多様な現象がおこる。マグマだまり中で、どのような過程を経て噴火の準備がなされるのか、その詳細を理解することは火山学上の主要な目的のひとつと言えるだろう。従来の噴火準備過程に関する研究では、噴火する以前のマグマだまりの物理的・化学的状態や（e.g., Devine et al., 1998; Costa et al., 2004）、噴火可能なマグマの形成・蓄積メカニズム（e.g., Jackson et al., 2003; Huber et al., 2012; Pistone et al., 2015）の解明に重点が置かれて

¹ 静岡大学大学院総合科学技術研究科

² 静岡大学理学部地球科学科

¹ Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, Ohya 836, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

² Department of Geoscience, Faculty of Science, Shizuoka University,

* Corresponding author

E-mail: kanno.takuya.16@shizuoka.ac.jp

きた一方で、噴火準備過程にかかるタイムスケール（以後、噴火準備タイムスケールとよぶ）に関する研究はあまり進んでいなかった。噴火準備タイムスケールに関する情報は、噴火のトリガーやマグマ上昇などの噴火の素過程を解明するうえで、また火山災害のリスクを評価するうえでも制約となるため、その重要性を強調してもしすぎることはない。

噴火準備タイムスケールを見積もる主要な方法には、放射性同位体非平衡に基づく年代測定と、結晶中の元素拡散モデリングの2つがある（Turner & Costa, 2007）。Turner & Costa（2007）によると、このうち放射性同位体非平衡年代測定は、噴火準備過程で重要な数百年オーダー以下の時間の見積もりに適していないうえ、見積もられる時間とマグマだまりでおこる個々の現象とを関係付けることが容易ではない。一方で元素拡散モデリングは、適切な鉱物・元素の種類に注目することで、数百年以下の短い時間を定量することができる。加えて、幅広い空間スケールで多様な粒径分布・岩石組織を持つ火山岩中に含まれる種々の鉱物について、結晶粒子・組織ごとに拡散時間を求めることができることから、斑晶の組織・化学組成として記録されたイベント（主にマグマ混合）との対比が可能である（e.g., Chamberlain et al., 2014; Moore et al., 2014）。このため、Nakamura（1995a, b）によって解析手法が確立されて以降の20年余りで、斑晶鉱物の化学組成ゾーニングから元素拡散時間を見積もる研究が多く報告され（e.g., Nakamura et al., 1995a, b; Zellmer et al., 1999; Coombs et al., 2000; Costa et al., 2003; Costa & Chacabarty, 2004; Morgan et al., 2004; Tomiya & Takahashi, 2005; Costa et al., 2010; Saunders et al., 2010; Druitt et al., 2012; Gualda et al., 2012; Matthews et al., 2012; Allan et al., 2013; Costa et al., 2013; Tomiya et al., 2013; Longpré et al., 2014; Moore et al., 2014）、マグマの化学組成・噴出量・噴火様式の異なる噴火について、その噴火準備タイムスケールのデータが蓄積されつつある。さらに、斑晶鉱物の元素拡散時間と地球物理学的観測データとを対比することで、地球物理学的観測データの解釈について物質科学的に検証する試みも増えている（e.g., Tomiya et al., 2013; Jay et al., 2014; Kilgour et al., 2014; Moore et al., 2014; Viccaro et al., 2016）。

斑晶鉱物の元素拡散モデリングに関するレビュー論文にはTurner & Costa（2007）、Costa et al.（2008）、Costa & Morgan（2011）などがあり、これらの論文では主に元素拡散モデリングの原理やメリット、注意点などがまとめられている。これに対して本研究では、噴火の特徴（マグマの化学組成・噴出量・噴火様式）と噴火準備過程の関係を理解することを目的とし、近年の研究で見積もられた斑晶中の元素拡散時間のデータを、噴火の特徴と合わせてコンパイルし、両者の関係を検討した。本論文の前半では、斑晶鉱物の元素拡散モデリングの原理について概説し、見積もられた拡散時間に誤差を生じる要素について整理した。後半では、近年の噴火準備タイムスケールに関する事例研究をまとめ、斑晶中の元素拡散時間と噴火の特徴との関係について検討した。

2. 元素拡散モデリングの概要

2-1. 原理

鉱物中での元素拡散メカニズムおよびモデリングの詳細な方法については、Costa et al.（2008）やCosta & Morgan（2011）に詳しいので、そちらを参照されたい。ここでは、本論文の内容を理解するうえで最低限必要な元素拡散モデリングの原理について簡単に説明する。

メルトから晶出する結晶の化学組成は、その環境の物理化学的条件（例えば、メルトの化学組成や含水量、温度、圧力、酸素フュガシティなど）を反映して変化する。斑晶鉱物が成長するときの環境の物理化学的条件が変化すると、化学組成の異なる成長層を生じるため、結果として結晶中に化学組成ゾーニングが作られる。しかしながら、異なる物理化学的環境で形成された領域は互いに熱力学的非平衡であるため、領域間の化学ポテンシャル差を緩和しようと元素拡散をおこし、結果として結晶中の化学組成ゾーニングのプロファイルが時間とともに変化する。この元素拡散過程は以下に示す拡散方程式に従う。

$$\frac{\partial C(x, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial C(x, t)}{\partial x} \right) \quad (1)$$

ここで、 D は拡散係数、 C は元素濃度、 x は距離、 t は時間である。この性質を利用すると、鉱物中の元素の拡散係数が既知の場合、非平衡な化学組成ゾーニングが結晶中に形成されてから、噴火後の急冷によって元素拡散が実質的に凍結されるまでの時間を求めることが原理的に可能である。実際には、あらかじめ与えた拡散係数・初期条件・境界条件の下で拡散方程式を解くことで、鉱物中の化学組成プロファイルを経験的データとして演繹的に計算する。そして、計算プロファイルが実測プロファイルと最小の誤差で再現する時間条件を、元素拡散に要した時間（拡散時間）とみなす。

拡散モデリングを行う際には、そもそも対象となる化学組成ゾーニングが拡散により形成されたものであることが前提となる。このため、組成ゾーニングが拡散により形成されたものか、成長によるものかを判別する必要がある。これを判別するうえで、拡散係数が著しく小さい元素（例えば、かんらん石中のPや斜長石中のAn成分）のゾーニングパターンとの比較が有効である（Shea et al., 2015）。拡散方程式から理論プロファイルを求める際、拡散係数・初期条件・境界条件が比較的単純な場合には、拡散方程式の級数解（e.g., Crank, 1975）を用いることができる。一方で、拡散係数・初期条件・境界条件が、時間・空間に対して変化する複雑なケースでは、差分計算による数値解を用いることが一般的である（e.g., Press et al., 2007; Faak et al., 2014）。いずれの場合においても、求められる拡散時間は、拡散係数・初期条件・境界条件の仮定に強く依存する。

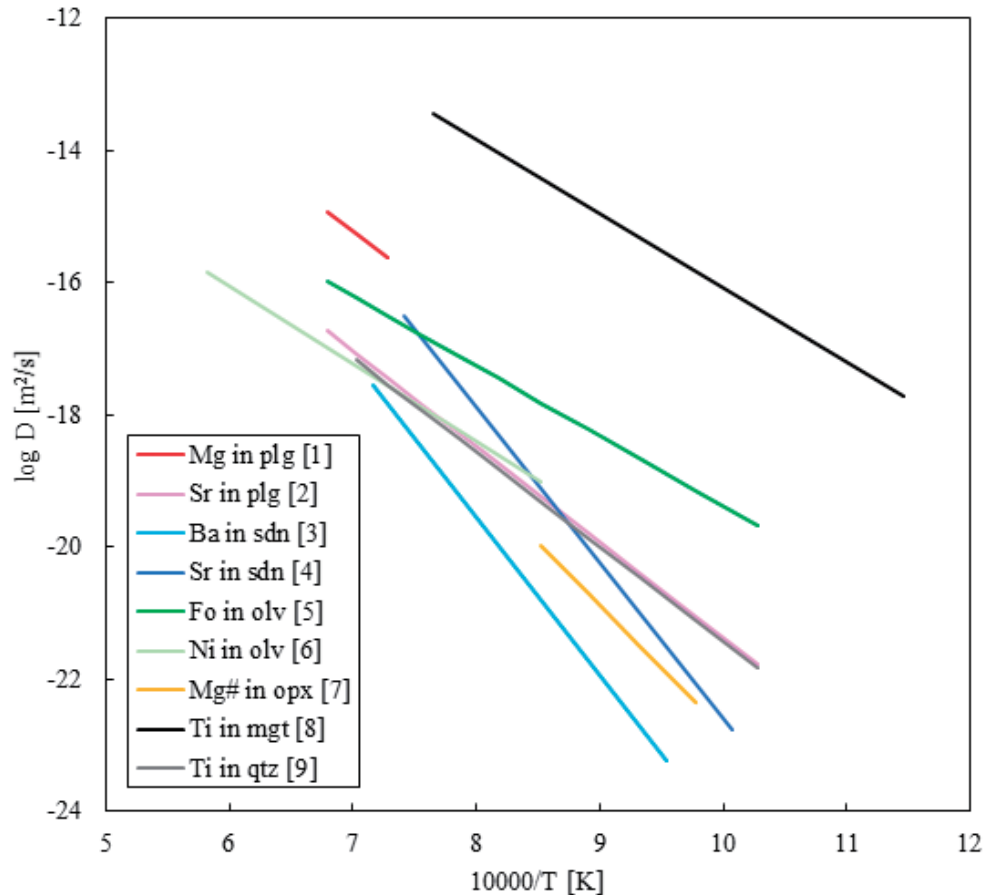


Figure 1 Summary of diffusion coefficients of elements in minerals. Abbreviations are as follows: plagioclase (plg), sanidine (sdn), quartz (qtz), olivine (olv), orthopyroxene (opx), magnetite (mgt). Numbers indicate source literatures; [1] LaTourrette & Wasserburg (1998), [2] Giletti & Casserly (1994), [3] Cherniak (2002), [4] Cherniak (1996), [5] Dohmen & Chakraborty (2007b), [6] Petry et al. (2004), [7] Schwandt et al. (1998), [8] Freer & Hauptman (1978), [9] Cherniak et al. (2007).

2-2. 拡散係数

元素拡散係数は、鉱物・元素の種類によって値が異なり、また温度にも依存して変化する。マグマを対象とする研究では、磁鉄鉱中のTi、かんらん石中のFo成分[$=100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$]、輝石中のMg#[$=100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$]、斜長石、サニディン中のMg、Sr、石英中のTiの化学組成ゾーニングについて拡散モデリングが行われることが多い。これらの鉱物中の元素拡散係数のモデルは、Costa & Morgan (2011) によってコンパイルされている。Fig. 1に、これらの鉱物・元素について代表的な拡散係数と温度の関係を示した。元素拡散は熱活性化過程を素過程とする現象であるため、拡散係数は絶対温度の逆数に対して指数関数的に変化する(e.g., シュウモン, 1963; Cherniak et al., 2007, 2010)。このため、拡散係数の温度依存性は大きく、どの鉱物・元素でも100°C程度の温度上昇に対して拡散係数はおよそ1桁程度大きくなる。したがって、拡散モデリングの際に仮定する温度の誤差は、拡散時間の見積りの精度・確度を左右する一因となる。例えば、地質温度計に典型的な温度誤差 $\pm 30^\circ\text{C}$ に対して、見積られる拡散時間が0.5~3倍程度変動することが指摘され

ている (Chamberlin et al., 2014)。このことから、拡散時間を見積もる際には、常におよそ0.5倍以下~3倍以上の誤差が伴うことを認識しておく必要がある。

これまでの先行研究で実際に得られた拡散時間と、元素拡散モデリングに使用した鉱物および元素の種類との関係を示す (Fig. 2)。磁鉄鉱中のTiでは数時間~数年オーダー、斜長石中のMg、かんらん石中のFo成分、Niでは数日~数十年程度、輝石中のMg#では数週間~千年程度、石英中のTiでは数年~数千年の拡散時間がそれぞれ見積もられている。鉱物・元素ごとに見積もられる拡散時間の範囲が異なることは、鉱物・元素の組み合わせの選択によって、見積り可能な拡散時間が限られることを示唆する。ただし、見積り可能な拡散時間の下限値は、鉱物の化学組成分析の空間分解能に依存するため、空間分解能の高い分析手法を用いることで、見積り可能な拡散時間の範囲を広げることができる。例えば、高空間分解能を有するFE-EPMAの導入は、輝石の拡散モデリングによる数ヶ月オーダーの拡散時間の見積もりを可能としている (Kilgour et al., 2014)。一方で、見積り可能な拡散時間の上限値は、拡散係数と結晶粒子サイズによって制約される。このため、著しく粗粒な斑晶が含

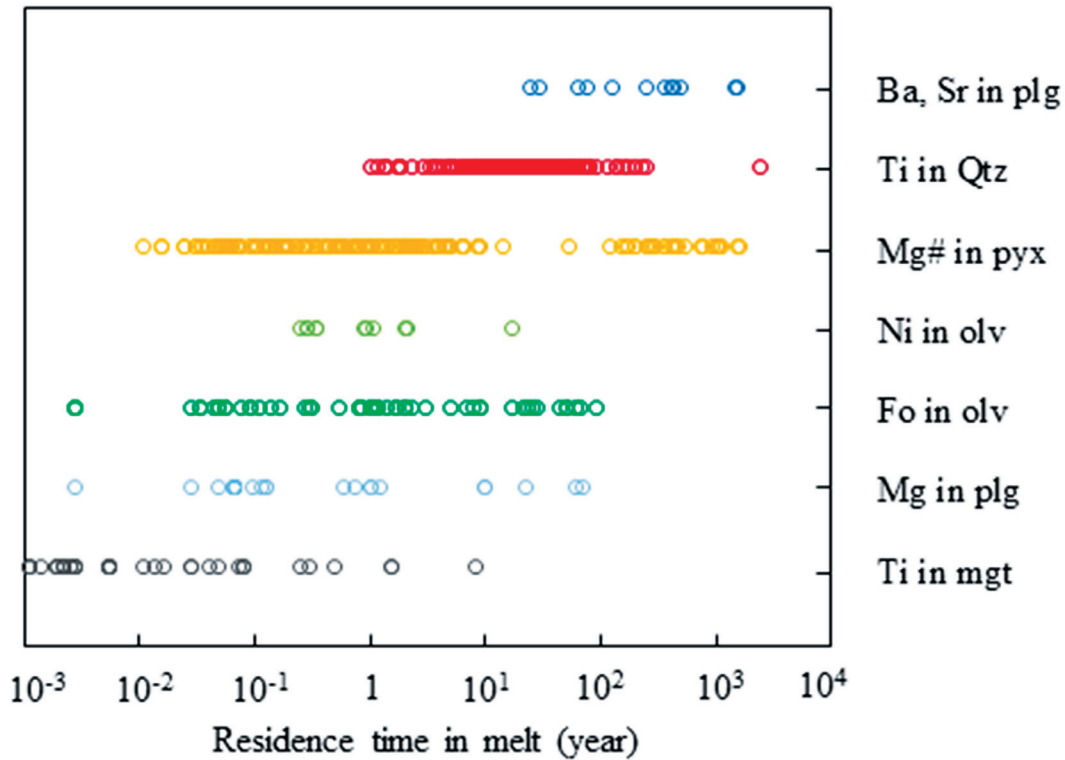


Figure 2 Summary of estimated diffusion timescales for phenocryst minerals. Abbreviations are as follows: plagioclase (plg), sanidine (snd), quartz (qtz), olivine (olv), pyroxenes (pyx), magnetite (mgt).

まれない限り、高温のマグマ中の結晶から長いタイムスケールの準備過程の痕跡を検出することは難しい。

2-3. 初期条件・境界条件

拡散モデリングによって求められた理論プロファイルは、初期条件・境界条件にも強く依存するため、これらについて適切な仮定の下でモデリングを行う必要がある。ここで初期条件とは、元素拡散開始時における斑晶中の化学組成プロファイルのことを指す。結晶の化学組成プロファイルの実測値から初期条件を確定的に求めることは原理的に容易ではなく、したがって初期条件は多かれ少なかれ仮定に基づかざるを得ない。最もよく使われる単純な仮定は、斑晶中のコア部分とリム部分がそれぞれ均質で、コア-リム境界で不連続に化学組成が変化するというモデルである (Fig. 3; Costa et al., 2008)。

斜長石中のMg拡散について考える場合、斜長石-メルト間のMgの分配係数を使って初期条件を推定する手法が用いられることがある (e.g., Costa et al., 2003, 2010; Moore et al., 2014)。斜長石-メルト間のMg分配係数は、斜長石中のAn値 [= Ca / (Ca+Na)] と逆相関を示す (Bindeman et al., 1998)。すなわち、同じ化学組成のメルトと平衡共存する斜長石では、An値が高いほど斜長石中のMg量は低くなる。この関係は、(2)式で表される (Bindeman et al., 1998)。

$$D_{Mg} = \exp\left(\frac{-26100X_{An}-25700}{RT}\right) \quad (2)$$

ここで、 D_{Mg} はメルト-斜長石間のMg分配係数 (= Mg^{plg} / Mg^{melt})；ここで Mg^{melt} と Mg^{plg} はそれぞれメルトおよび斜長石のMg含有量)、 R は気体定数 ($8.3145 \text{ m}^2 \text{ kg s}^{-2} \text{ K}^{-2} \text{ mol}^{-1}$)、 T は絶対温度(K)、 X_{An} は斜長石のAn値である。斜長石中でのAn成分の拡散係数はMgのそれに比べて著しく小さいため (Grove et al., 1984; Liu & Yund, 1992)、Mgの拡散を考える際にはAn値は時間変化しないとみなすことが多い (e.g., Costa et al., 2003, 2008; Moore et al., 2014)。そこで、同じ化学組成のメルトと共存する、An = xとAn = yの2つの斜長石間でのMg量の平衡関係は、(2)式を変形した(3)式によって表される。

$$Mg_{An=x}^{plg} / Mg_{An=y}^{plg} = \exp\left(\frac{-26100(x-y)}{RT}\right) \quad (3)$$

Costa et al. (2003) では、(3)式の関係を用い、斜長石結晶中でまだ拡散によって組成変化していないと考えられる部分のMg量とAn値から、Mg拡散がおこる前の斜長石中のMgプロファイルを推定した。このようにして求めた初期条件は、結晶-メルト間の元素分配係数の不確定性の影響を受ける。元素分配係数も絶対温度の逆数に指数関数的に依存することがあるため、ここでも仮定する温度の不確定性が大きな誤差の要因となる。

元素拡散モデリングにおける境界条件とは、考える系と外界との境界における化学組成のことであり、閉鎖系と開放系の境界条件に大別される。閉鎖系を考える場合、拡散モデリングを行う系 (結晶中の一部分) と外界との間で元素交換がおこらないと仮定している。この場合、

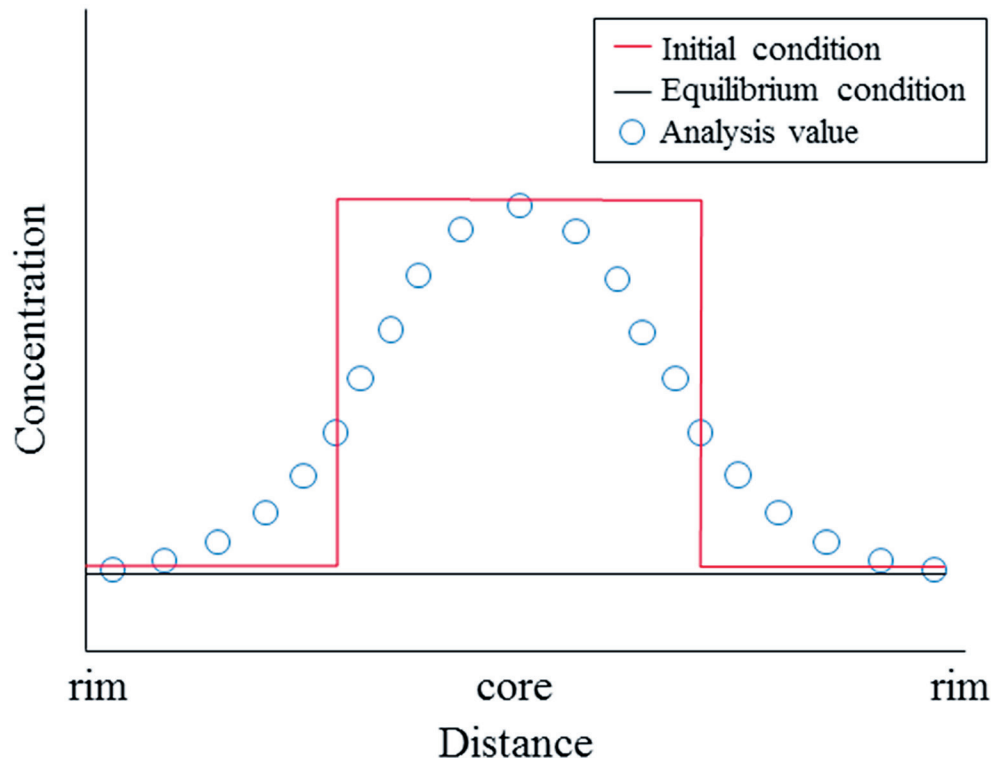


Figure 3 Schematic illustration of diffusion modeling. Red and black solid lines indicate initial and final (equilibrium) profiles, respectively. Blue open circles are analyzed element concentrations.

系の中で質量保存則が成り立つ (e.g., Zellmer et al., 1999). 一方で開放系を考える場合, 系と外界の間で元素交換を行いながら拡散が進行するため, 系の化学組成が時間変化する. マグマ中の斑晶のケースでは, 外界との元素交換がおこると考えられるので, 開放系での拡散を仮定する人が多い (e.g., Costa et al., 2003, 2008). 開放系の拡散モデリングを行う場合, 系と外界の境界における結晶の化学組成を一定と仮定することが多い. 境界における結晶の化学組成には, (2)式のような元素分配係数を用いて見積もった値や, 外界と接する部分の実測値がよく用いられる. 後者の場合, 拡散係数や初期条件に比べて不確実性が小さく, 拡散時間の見積もり値に及ぼす影響も比較的小さいと考えられる.

3. 天然の噴出物の研究事例

ここでは, 代表的な斑晶鉱物ごとに, 元素拡散モデリングによって噴火準備タイムスケールが求められた研究事例を紹介する.

3-1. 磁鉄鉱

磁鉄鉱中のTiの拡散プロファイルからは, 数日~数ヶ月程度のタイムスケールの情報を得ることができるため (Fig. 2), 噴火直前のマグマプロセスの検討にしばしば利用される. 例えば, 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, 磁鉄鉱中のTiの拡散プロ

ファイルから, マグマ混合から噴火までの時間が数週間程度であったと見積もられている. これらのドーム噴火は数年以上続いているにも関わらず, マグマ混合から噴火までの時間が噴火時期によらず大きく変動しなかったことから, 継続的なマグマ混合がおきていたことが示唆された. 他にも, 霧島火山新燃岳の2011年噴火では噴火直前の0.4~3日以内 (Tomiyama et al., 2013), アラスカ・トリデント火山の1953-1974年噴火では1ヵ月~3年以内 (Coombs et al., 2000) に, 噴火のトリガーに対応するマグマ混合がおきていたことが磁鉄鉱の拡散モデリングからそれぞれ示された. また, 磁鉄鉱ではAl, Mgの拡散モデリングによって, Tiから求められた拡散時間の検証が可能である. Tomiyama et al. (2013) では, 磁鉄鉱中のAl, Mgについてそれぞれ拡散時間を求めたところ, Tiから見積もった値と整合的な結果を得た.

3-2. かんらん石

かんらん石では, 主成分であるフォスフェライト (Fo) 成分に加えて, Ca, Ni, Mnの微量成分の化学組成プロファイルを用いて拡散時間を見積もることが可能である. 先行研究の事例では, Fo成分のプロファイルに基づくものが大半を占める (e.g., Nakamura, 1995b; Coombs et al., 2000; Costa & Chakraborty, 2004; Costa & Dungan, 2005; Ruprecht & Plank, 2013; Shea et al., 2015; Hartley et al., 2016; Rae et al., 2016; Viccaro et al., 2016). これらの研究からは, マグマ混合から噴火までの時間として, 数日~数十年の値が得られている (Fig. 2).

かんらん石では、ひとつの結晶のFo成分の濃度プロファイルから得られた拡散時間を、Ca, Ni, Mnの微量元素組成プロファイルから得られた値と比較することで、拡散時間の見積りもりのダブルチェックを行うことができる (Costa & Dungan, 2005). Costa & Dungan (2005) では、チリ・タタラーサンペドロ火山の玄武岩中のかんらん石についてFo成分, Ca, Ni, Mnの拡散時間を求め、マグマ混合から噴火までの時間が 5.4 ± 2.5 年であることを示した。また、かんらん石は結晶方位と拡散係数の関係がよく調べられているため (e.g., Dohmen & Chakraborty, 2007a, b), 元素拡散時間の見積り値に及ぼす結晶方位の影響を補正することができ、また、異なる結晶方位方向でのモデリング結果を比較することで拡散時間のダブルチェックが可能である (Costa & Morgan, 2011)。

先に述べたように、拡散モデリングを行う際には、対象となる元素のゾーニングが拡散により形成されたものかどうかを検討する必要があり、これを確認するうえで、検出可能で、拡散係数の非常に小さい元素のゾーニングパターンとの比較が有効な手段である。かんらん石の場合、そのような元素としてPがあげられる。Shea et al. (2015) は、ハワイ島・キラウエア火山の噴出物中に含まれる骸晶状組織を示すかんらん石について、PとFo値のX線マッピング解析をそれぞれ行い、複数回の急速な結晶成長の後に拡散がおこっていることを示した。

かんらん石中の元素拡散モデリングは、マグマ混合から噴火までの時間だけではなく、マントル由来のメルトが地表にもたらされるまでの時間の見積りにも利用された事例もある。例えば、Ruprecht & Plank (2013) は、コスタリカ・イラズ火山の1963–1965年噴火噴出物中に含まれるかんらん石のNiのゾーニングについて拡散モデリングを行い、マントルで成長したかんらん石が噴火によって地表にもたらされるまでの時間をおよそ数ヶ月～数年と見積もった。

3-3. 輝石

輝石では、かんらん石同様に、MgとFeの相互拡散から拡散時間が求められている (Morgan et al., 2004; Allan et al., 2013; Costa et al., 2013; Chamberlain et al., 2014; Kilgour et al., 2014; Singer et al., 2016)。輝石中のMg#のプロファイルからは、およそ数年～千年の拡散時間を求めることができる (Fig. 2)。

Kilgour et al. (2014) は、ニュージーランド・ルアペフ火山の最近数十年間のマグマ噴火噴出物に含まれる輝石のMg#について拡散時間を求め、過去数十年間のマグマ噴火では全て、噴火の数か月前におこったマグマ混合が噴火のトリガーとなっていると議論した。この研究では、FE-EPMAを用いて化学組成分析の空間分解能を上げ、数 μm 以下のゾーニングを解析することで数ヶ月以下の拡散時間の見積りを実現している。Costa et al. (2013) は、インドネシア・メラピ火山の2006年噴火 (小規模な溶岩ドーム噴火) と2010年噴火 (大規模なプリニー式噴火) の噴出物に含まれる単斜輝石のMg#ゾーニングから拡散時間を求め、噴火の特徴と拡散時間との

関係を考察した。苦鉄質マグマの注入から噴火までの時間は、2006年噴火で2.4～5.0年、2010年噴火で1.6～2.7年とそれぞれ見積もられ、2010年噴火の方が2006年噴火に比べて時間がやや短いことが明らかになった。著者らはこの原因として、2010年噴火の方が2006年噴火よりも多量の苦鉄質マグマが注入された可能性があるとして議論した。Singer et al. (2016) は、1912年にアラスカ・ノバラプタ火山で発生した、カルデラを形成しない大規模なプリニー式噴火 (噴出量 $\sim 10\text{km}^3$) について、噴出物に含まれる斜方輝石のMg#の拡散時間を求め、最後の苦鉄質マグマの注入から噴火までの時間が数週間であったことを示した。Allan et al. (2013) は、ニュージーランド・タウポ火山のオルアヌイカルデラ噴火の噴出物に含まれる斜方輝石についてMg#の拡散モデリングを行い、拡散時間が $10^{-1} \sim 10^3$ 年の範囲にばらつくことを示した。この結果から著者らは、クリスタルマッシュからの流紋岩質メルトの集積が噴火の1600年以上前からはじまり、およそ230年前にピークを迎えたと議論した。以上のように輝石は、比較的高温の玄武岩質マグマから低温の流紋岩質マグマにまで広くみられる鉱物であり、また数か月以下から千年オーダーの範囲で、拡散時間の見積りもりが可能であるため、化学組成や温度・噴火様式の異なるマグマ間で噴火準備タイムスケールを比較する際に有用であると言える。

3-4. 斜長石・サニディン

斜長石・サニディンでは、Mg, Ba, Srの組成プロファイルから拡散時間が見積もられ、およそ数日～数十年の値が得られている (Zellmer et al., 1999; Costa et al., 2003, 2010; Saunders et al., 2010; Druitt et al., 2012; Chamberlain et al., 2014; Moore et al., 2014; Till et al., 2015; Singer et al., 2016; Fig. 2)。斜長石も、輝石と同様に、玄武岩質から流紋岩質のマグマにまで広くみられる鉱物であり、また拡散係数の異なる複数の元素を含むため、異なる化学組成・温度・噴火様式のマグマ間での比較を行ううえで有用である。

Costa et al. (2010) では、中央海嶺のSerocki海台とコスタリカリフトの玄武岩に含まれる斜長石のMg・Srの濃度プロファイルを用いて拡散時間を推定し、マグマ混合から噴火までの時間とプレート拡大速度との関係について検討した。その結果、Serocki海台とコスタリカリフトで、最後のマグマ混合から噴火までの時間がそれぞれ1～10年、数日～10年であるという結果を得た。このことから、マグマ混合から噴火までの時間とプレート拡大速度との間には明瞭な関係は認められないと結論付けている。Moore et al. (2014) は東太平洋海膨 $9^{\circ}50'N$ 地域の2005年噴火について斜長石のMgの拡散時間を見積もった。その結果、噴火のトリガーとなるマグマの注入が噴火の数週間前におこっていたことを明らかにした。Till et al. (2015) はイエローストーンカルデラ内のポストカルデラ溶岩ドーム中に含まれるサニディンのMgについて拡散時間を求め、クリスタルマッシュ状で流動できない珪長質マグマだまりが苦鉄質マグマの注入を受けて再び噴火可能な状態になるまでの時間が数ヶ月であると結論

付けた。Druitt et al. (2012) は、サントリーニ火山の B.C. 1600年ミノアカルデラ噴火について、苦鉄質マグマ起源の Ca に富むコアをもつ斜長石中の Mg の拡散時間を求め、苦鉄質マグマの注入開始から噴火までの時間が数十年であると結論づけた。

斜長石・サニディン中の Mg, Ba, Sr は微量元素であるため、現在のところ研究例が少なく、他の鉱物から求めた拡散時間との検証に用いられるのにとどまるケースもある (Saunders et al., 2010; Singer et al., 2016)。しかしながら、LA-ICP-MS 等の高精度分析装置の普及で、研究事例が今後増えていくと予想される。

3-5. 石英

石英中の Ti は流紋岩質マグマ、特にカルデラ形成噴火のマグマプロセスの研究に使われ (e. g., Wark et al., 2007; Saunders et al., 2010; Gualda et al., 2012; Matthews et al., 2012), その拡散時間として数年~数千年の値が得られている (Fig. 2)。Matthews et al. (2012) は、ニュージーランド・タウポ火山群のワクマルカルデラ形成噴火 (噴出量~1000 km³), インドネシア・トバカルデラ形成噴火 (噴出量~3000 km³), ニュージーランド・オカタイナ火山のアースクエイクフラット噴火 (噴出量~10 km³) の噴出量の異なる3つのカルデラ形成噴火の噴出物について、石英斑晶中の Ti のゾーニングパターンおよび拡散時間の比較を行った。その結果、いずれの噴火においても、最後の苦鉄質マグマの注入から噴火までの時間は数十年程度であることが示された。Wark et al. (2007) は、ca. 760 ka にアメリカ・ロングバレーカルデラで発生したビショップタフ噴火の噴出物に含まれる石英中の Ti について元素拡散モデリングを行い、高温・高CO₂含有量のメルトの注入がおこってから噴火までの時間が100年以内であると結論付けた。

異なる種類の鉱物で拡散モデリングを行い、得られた拡散時間が比較された研究事例もある。Chamberlain et al. (2014) は、ビショップタフの噴出物に含まれる石英中の Ti, 輝石中の Mg#, サニディン中の Ba, Sr についてそれぞれ拡散時間を見積もり、相互比較を行った。この結果、輝石について得られた拡散時間が石英・サニディンの値よりも系統的に1~2桁程度小さかった。Chamberlain et al. (2014) は、この原因として輝石中の Mg# の拡散係数が1桁程度大きく見積もられているためであると議論し、ビショップタフのマグマだまりの再加熱開始から噴火に至るまでの時間はおよそ500年以内であると結論付けた。また、著者らは、同一の鉱物種の間でも、見積もられた拡散時間に1~2桁程度のばらつきがあることを示した。著者らは、このばらつきの原因として、異なるタイミングでのマグマの貫入またはマグマだまりのオーバーターンを挙げた。このような、同一の鉱物種での拡散時間のばらつきは、他の複数の研究でも報告されている (e.g., Allan et al., 2013; Kilgour et al., 2014; Figs. 4,5)。

4. 地球物理学的・化学的観測データとの比較

これまでにいくつかの研究で、斑晶鉱物の元素拡散時間と地球物理学的・化学的観測データ (地震, 地殻変動, 火口湖の化学組成など) との関係が検討されている (Tomiyama et al., 2013; Kilgour et al., 2014; Moore et al., 2014; Rae et al., 2016; Hartley et al., 2016; Viccaro et al., 2016)。Rae et al. (2016) はキラウエア火山1959年噴火について、噴火前に顕著なマグマ混合がおこった時期 (噴火の数週間前) と、浅部地震活動が活発化していた時期が一致することを示した。Viccaro et al. (2016) は、アイスランド・エイヤフィヤトラヨークトル火山2010年噴火に関与したマグマ混合が噴火の約30日前から始まったことを示し、このマグマ混合を引きおこした貫入イベントが、同時期に観測された地震の原因であると議論した。Hartley et al. (2016) は、アイスランド・1783-1784年のラカガギル噴火において、マグマだまりのオーバーターンが噴火の数日前に発生したことを明らかにし、更にこのタイミングが歴史記録による地震活発化の時期と一致することを示した。同様に、Kilgour et al. (2014) でもニュージーランド・ルアペフ火山において、噴火前のマグマ混合の開始時期 (噴火の数か月前) に深部地震活動が活発化していることを示した。以上のように、マグマ混合の発生するタイミングで地震活動が活発化する例が複数報告されている。一方で、地震活動の活発化とマグマ混合との同時性を否定する研究結果もある。Moore et al. (2014) は東太平洋海膨9°50'N地域の2005年噴火について、噴出物中に含まれる斜長石の Mg 拡散タイムスケールと地震活動の関係を検討した。この研究では、噴火のトリガーと考えられるマグマ混合の開始時期 (噴火の数週間前) と地震活動の開始時期 (噴火の2年前) が一致せず、地震活動とマグマ貫入が単純な関係にないことを示した。

マグマ混合の主な原因として、マグマの貫入とマグマだまりのオーバーターンが考えられているが、拡散時間と地殻変動との比較から両者を識別した研究例もある。Tomiyama et al. (2013) は、新燃岳の2011年噴火について、噴火のトリガーとなるマグマ混合がおこったタイミング (噴火の0.4~3日前) でマグマだまりの顕著な体積変化が認められなかった点に注目し、このマグマ混合は新たなマグマ供給を伴わない“マグマだまりのオーバーターン”によると議論した。

斑晶鉱物の元素拡散タイムスケールと火口湖の化学組成の関係については、ニュージーランド・ルアペフ火山において検討されている (Kilgour et al., 2014)。Kilgour et al. (2014) の結果によると、1969年以降の40年余りについて、マグマ混合の開始時期と火口湖の化学組成には相関が認められず、火口湖の化学組成観測からマグマ貫入を検知することは難しいと議論した。

先に述べたように、拡散モデリングによって求められる時間は拡散係数の不確定性の影響を強く受け、±30°Cの温度誤差に対して0.5~3倍程度変動する。近年、地球物理学的観測データと斑晶の元素拡散時間を比較する研究が増加しつつあるが、このような研究を行う際には、拡散時間の不確定性を念頭に置かねばならないことを、

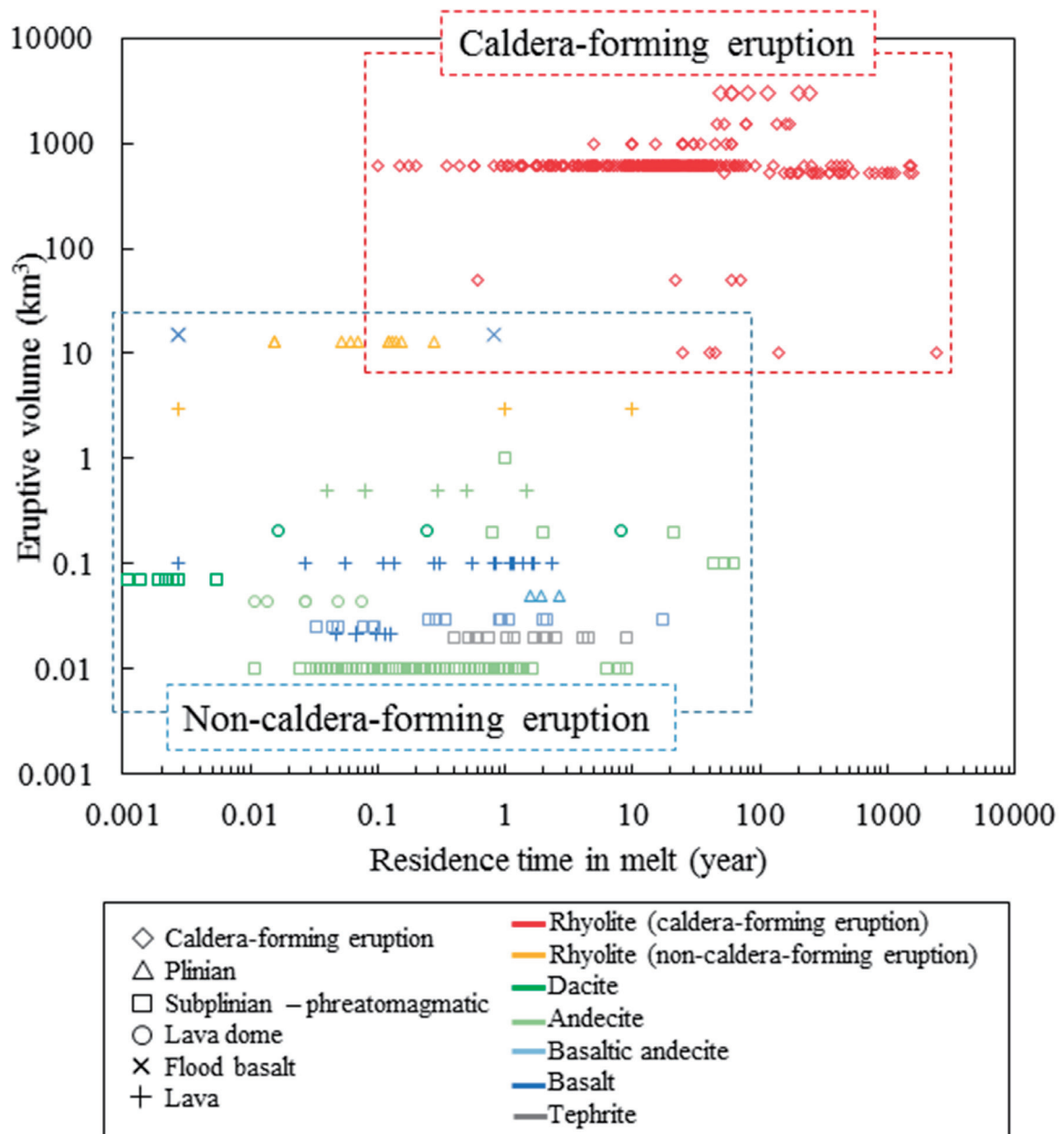


Figure 4 Eruptive volumes are plotted against estimated diffusion timescales of phenocryst minerals for caldera-forming and non-caldera-forming eruptions. Diamonds, triangles, squares, circles, crosses and pluses indicate caldera-forming eruptions, Plinian eruptions, subplinian-phreatomagmatic eruptions, lava dome eruptions, flood basalt effusions and lava effusions, respectively. Colors indicate compositions of magmas; caldera-forming rhyolite (red), non-caldera-forming rhyolite (orange), dacite (green), andecite (light green), basaltic andecite (light blue), basalt (blue), and tephrite (gray).

ここでは強調しておく。

5. 噴火準備タイムスケールと噴火の特徴との関係

Table 1 と Fig. 4 および Fig. 5 に、斑晶鉱物中での元素拡散時間が見積もられた噴火事例について、マグマ組成、噴出量、噴火様式、拡散時間に対応する現象の解釈、元素拡散モデリングに用いた鉱物および元素のコンパイル結果を示す。これらに基づいて、以下では噴火を特徴づけるパラメーターと斑晶鉱物について見積もられた元素拡散時間との関係を検討していく。

拡散モデリングによって見積もられる時間は多くの場合、マグマ混合から噴火までの時間と解釈されている。マグマ混合がおこったことの根拠としては、斑晶鉱物のコア組成のヒストグラムがバイモーダルになることや (e.g., Moore et al., 2014)、結晶リム部での温度上昇を示唆するような組成ゾーニングパターン (斜長石の An 値や輝石の Mg#, かんらん石の Fo 成分量, 石英の Ti 含有量の増加) が見られること (e.g., Kilgour et al., 2014; Viccaro et al., 2016) などが挙げられる。マグマ混合を引き起こす主要な原因としては、(1) 深部からの苦鉄質マグマの注入と、(2) クリスタルマッシュの崩壊に伴うマグマだまり

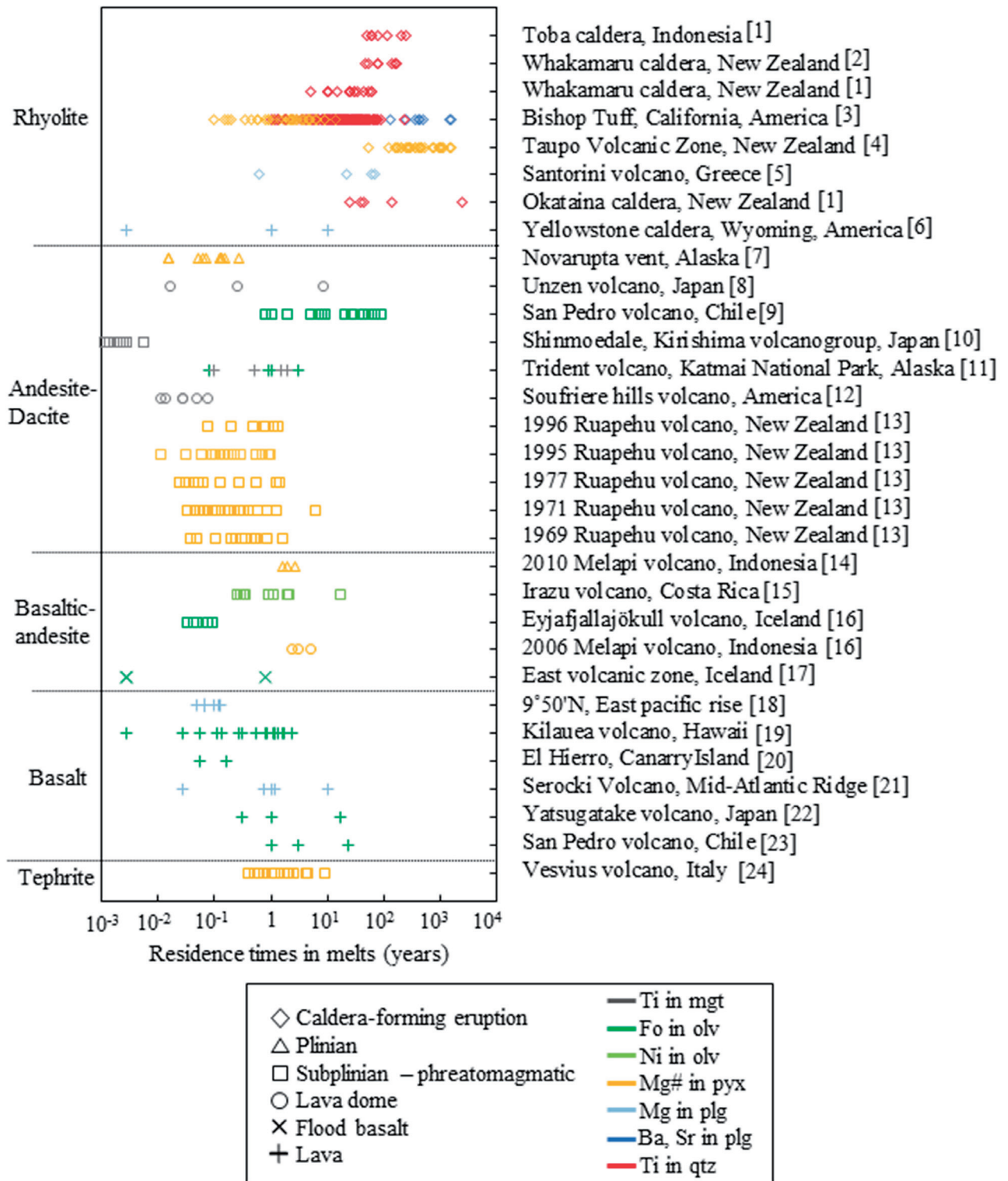


Figure 5 Summary of estimated diffusion timescales compared with compositions of magmas. Symbols are the same as those in figure 4. Colors indicate element and mineral used for diffusion modeling; Ti in magnetite (gray), Fo number in olivine (green), Ni in olivine (light green), Mg# in pyroxenes (yellow), Mg in plagioclase (light blue), Ba and Sr in plagioclase (blue), and Ti in quartz (red). Numbers indicate source literatures; [1] Matthews et al. (2012), [2] Saunders et al. (2010), [3] Chamberlain et al. (2014), [4] Allan et al. (2013), [5] Druitt et al. (2012), [6] Till et al. (2015), [7] Singer et al. (2016), [8] Nakamura (1995a), [9] Costa & Chakraborty (2004), [10] Tomiya et al. (2013), [11] Coombs et al. (2000), [12] Devine et al. (2003), [13] Kilgour et al. (2014), [14] Costa et al. (2013), [15] Ruprecht & Plank (2013), [16] Viccaro et al. (2016), [17] Hartley et al. (2016), [18] Moore et al. (2014), [19] Rae et al. (2016), [20] Marti et al. (2013), [21] Costa et al. (2010), [22] Nakamura (1995b), [23] Costa & Dungan (2005), [24] Morgan et al. (2004).

のオーバーターンとの2種類が考えられている(東宮, 2016)。クリスタルマッシュ内では、固相が3次的にネットワークを形成しているため、全体としては流動が困難である。クリスタルマッシュの底部に高温マグマが注入されると、それらの境界付近に混合層(流動層)が形成されることで密度不安定が生じ、マグマだまり全体のオーバーターンがおき、クリスタルマッシュが崩壊してマグマ混合がおこる(Burgisser & Bergantz, 2011)。一般に、同一の噴出物中であっても異なる拡散時間を示す斑晶粒子が存在していることから(e.g., Allan et al., 2013; Kilgour et al., 2014; Chamberlain et al., 2014; Figs. 4, 5)、鉱物の元素拡散プロファイルから得られる情報は、厳密には、マグマだまり全体というよりも斑晶個々の経てきた履歴の記録であると考えられる。このことは、マグマ混合が必ずしもマグマだまり全体を均一に攪拌するわけではないことを示唆する。

拡散タイムスケールと噴火様式の関係に注目すると、カルデラ形成噴火とそれ以外の噴火様式では、マグマ混合から噴火までの時間に違いが認められる。非カルデラ形成噴火では、マグマ混合から噴火までの時間は数日~数十年オーダーであり、100~1000年オーダーの時間を示す結晶は認められない(Fig. 4)。それに対し、カルデラ形成噴火では100~1000年オーダーの拡散時間を示す結晶が珍しくない(Fig. 4)。この結果は、カルデラ形成噴火の準備期間が、非カルデラ形成噴火のそれと異なり、系統的に長い可能性を示している。ただし、マグマの化学組成やモデリングに用いた鉱物・元素の種類に依存するアーティファクトの可能性もあるので、これについて以下に検討する。

Fig. 5にマグマの化学組成、モデリングに用いた鉱物・元素の種類と拡散時間の関係を示す。流紋岩質マグマに限って見た場合、データ数は少ないものの、非カルデラ形成噴火について見積もられた斑晶中の元素拡散時間はカルデラ形成噴火のそれに比べて系統的に短く、玄武岩~デイサイトまでのマグマでの値と同じ範囲を示す。また、非カルデラ形成噴火の玄武岩~流紋岩質マグマの拡散時間の上限値は、マグマの組成によらず大きく変化しない。このことは、元素拡散モデリングによって得られる拡散時間がマグマの化学組成にあまり依存していないことを意味する。また、輝石のMg#に限って見た場合、非カルデラ形成噴火に比べてカルデラ形成噴火は有意に長い拡散時間を示している。この拡散時間は、石英中のTiや斜長石・サンディン中のBa, Srの拡散モデリングから得られた値と整合的である。このことは、カルデラ形成噴火で見られる長い拡散時間が、鉱物・元素の種類によってバイアスされているものでないことを意味する。したがって、カルデラ形成噴火の準備過程のタイムスケールが、非カルデラ形成噴火に比べて系統的に長いということは確からしいと考えられる。

カルデラ形成噴火と非カルデラ形成噴火の間での噴火準備タイムスケールのちがいは、両者の間でのマグマ蓄

積・噴火メカニズムのちがいを反映していると考えられる。カルデラ形成噴火は一般に10km³以上(VEI>6)も多量のマグマを短時間に噴出するため、このタイプの噴火を発生させるには多量のマグマを溜め込む必要がある(e.g., 下司, 2016)。マントルからのマグマ供給率が火山によって大きく変化しないと仮定すると、カルデラ形成噴火がより長い噴火準備期間を要するとは自然であろう。また、カルデラ形成噴火と他の噴火では、マグマの蓄積や噴火トリガーのメカニズムが異なることを示唆した研究もある。例えば、噴火の規模と頻度はべき乗則の関係を示すが、およそVEIが6~7前後でその関係が変化することが指摘されており、この規模を境とするマグマの蓄積・噴火メカニズムの変化が原因であると議論されている(e.g., Tatsumi & Suzuki-Kamata, 2014)。また、Caricchi et al. (2014)はマグマだまりへの繰り返しマグマ注入による過剰圧変化の数値シミュレーションを行い、高頻度・小規模噴火はマグマ注入による過剰圧増加によってトリガーされやすいのに対し、低頻度・大規模噴火をマグマ注入によって引き起こすことは難しく、マグマだまりのサイズ増加によって浮力が十分大きくなるのを待つ必要があることを示した。カルデラ形成噴火の噴出物に含まれる斑晶鉱物がより長い拡散時間を示すことは、Caricchi et al. (2014)の結果と整合的である。また、カルデラ形成噴火であっても、斑晶に記録された元素拡散時間の下限値が多くの場合、噴火の数年~数十年以内であることは、繰り返しおこるマグマだまりへのマグマ注入のほとんどがカルデラ形成噴火を引き起こさないことを示唆しており、これもCaricchi et al. (2014)の結果と矛盾しない。斑晶鉱物の元素拡散タイムスケールの観点から、カルデラ形成噴火と非カルデラ形成噴火の違いについて更に理解を進めるためには、流紋岩質マグマの非カルデラ形成噴火のデータが必要である。現状では、このようなデータはわずかであり、研究事例が今後増えることが望まれる。

非カルデラ形成噴火の噴出物に含まれる斑晶の元素拡散時間の範囲は、マグマの化学組成によって大きく変化しない(Figs. 4, 5)。マグマだまり中でのメルトの粘性率は、相平衡の制約によって温度とメルト含水量の効果が相殺されるため、SiO₂含有量と良い相関を示す(Takeuchi, 2015)。したがって、拡散時間とマグマの化学組成の相関が不明瞭なことは、非カルデラ形成噴火の準備タイムスケールが、マグマの粘性率の影響を受けにくいことを意味しているのかもしれない。マグマだまりへのマグマ注入が噴火をトリガーする場合、重要となる要素はマグマだまりのサイズ、注入マグマの量、マグマだまりの壁岩の強度であり、いずれもマグマの粘性率と独立であると考えられる。このことは、高頻度・小規模噴火がマグマ注入によってトリガーされるというCaricchi et al. (2014)の結果と矛盾しない。ただし、詳細なメカニズムについては今後の研究を要する。

Table 1 Summary of diffusion timescales for phenocryst minerals with eruption parameters.

Mgmatic compositions	Eruptive styles	Eruptive volume (km ³)	Minerals	Diffusing element(s)	Total no. of crystals	Range of diffusion times in melt.	References	comment/interpretation
Basalt	effusive		Olivine in xenocryst	Mg, Fe, Mn, Ca, Ni	25	Few months - 25 years	Costa & Dungan (2005)	Residence times are the times between magmatic assimilation and eruption.
Basalt	effusive	0.022	Plagioclase	Mg	48	~14-42 days	Moore et al. (2014)	Residence times are maximum times between mafic magma replenishment and eruption.
Basalt	effusive	0.022	Plagioclase	Sr	48	~10-22 years	Moore et al. (2014)	Residence times are maximum times between older mafic magma replenishment and eruption.
Basalt	Hawaiian	0.1	Olivine	Mg-Fe	21	several weeks to months	Rae et al. (2016)	Time scales in a shallow reservoir, between incoming hot melts and residence melts.
Basalt	flood basalt eruption	15.1	Olivine	Mg-Fe	86	6-10 days	Hartley et al. (2016)	Residence times are maximum times between mush disaggregation and eruption.
Basalt	flood basalt eruption	15.1	Olivine	Mg-Fe	86	~124 days	Hartley et al. (2016)	Residence times are maximum times between mafic magma replenishment and eruption.
Basaltic andesite	Subplinian	0.025	Olivine	Mg-Fe	9	12-34 days	Viccaro et al. (2016)	Residence times are maximum times between mafic magma replenishment and eruption.
Basaltic andesite	explosive	0.03	Olivine	Ni	11	several months - several years	Ruprecht & Plank (2015)	Residence times are magma ascent timescales from the mantle to the surface.

Blank = No data.

Table 1 (continued) Summary of diffusion timescales for phenocryst minerals with eruption parameters.

Mgmatic compositions	Eruptive styles	Eruptive volume (km^3)	Minerals	Diffusing element(s)	Total no. of crystals	Range of diffusion times in melt.	References	comment/interpretation
Basaltic Andesite	Plinian	0.05	Clinopyroxene	Fe-Mg	3	2.4-5 years	Costa et al. (2013)	Residence times are maximum times between magmatic intrusion and eruption.
Basaltic Andesite	Lava dome	0.005	Clinopyroxene	Fe-Mg	3	1.6-2.7 years	Costa et al. (2013)	Residence times are maximum times between magmatic intrusion and eruption.
Basaltic andesite → Andesite → Dacite	Plinian	6	Plagioclase	Mg	4	100-400 years	Longpre et al. (2014)	The timescale of magma differentiation.
Tephrite	explosive	0.02	Clinopyroxene	Mg-Fe	24	< 0.9 year	Morgan et al. (2004)	The duration between last magma supply pulse prior to the eruption.
Andesite	phreatomagmatic/subplinian	< 0.01	Clinopyroxene, Orthopyroxene	Mg-Fe	100	3-5 months	Kilgour et al. (2014)	Residence times are maximum times between mafic magma replenishment and eruption.
Andesite	Lava dome	0.045	Magnetite	Ti	6	4-27 days	Devine et al. (2003)	Residence times are maximum times between reheating or remobilization of andesitic magma and eruption.
Andesite → Dacite	Subplinian	0.07	Magnetite	Ti	15	< 4 days	Tomiya et al. (2013)	Residence times are the times between magmatic overturn/melt accumulation and eruption.

Blank = No data.

Table 1 (continued) Summary of diffusion timescales for phenocryst minerals with eruption parameters.

Mgmatic compositions	Eruptive styles	Eruptive volume (km ³)	Minerals	Diffusing element(s)	Total no. of crystals	Range of diffusion times in melt.	References	comment/interpretation
Andesite and dacite	effusive	0.5	Olivine, Magnetite	Mg-Fe, Ti	8	< 1 months-3 years	Coombs et al. (2000)	Residence times are maximum times between recharge of magmas and eruption.
Andesite and dacite	explosive	2 (Total of Holocene eruption)	Olivine	Mg-Fe	6	~ 1 year-50 years	Costa & Chakraborty (2004)	Residence times are the times between mafic magma intrusion and silicic eruption.
Andesite → Dacite → Rhyolite	Plinian	13	Plagioclase, Orthopyroxene	Mg, Me-Fe	10, 9	1-14 weeks	Singer et al. (2016)	Residence times are maximum times between last mafic magma recharge and eruption.
dacite	Lava dome	0.21	Magnetite	Ti	268	0-10 years	Nakamura (1995b)	Residence times are maximum times between recharge of magmas and eruption.
Rhyolite	effusive	3	Sanidine	Mg		~10 months	Till et al. (2015)	Residence times are maximum times between rejuvenation of silicic magma body and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	10	Quartz	Ti	5	45 years	Matthews et al. (2012)	Median residence times are maximum times between magma replenishment and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	40-60	Plagioclase	Mg	4	< 100 years	Druitt et al. (2012)	Residence times are maximum times between recharge of magmas and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	530	Orthopyroxene	Mg-Fe		~60-1600 years	Allan et al. (2013)	Residence times are the maximum times between melt extraction from mush zone and eruption.

Blank = No data.

Table 1 (continued) Summary of diffusion timescales for phenocryst minerals with eruption parameters.

Mgmatic compositions	Eruptive styles	Eruptive volume (km ³)	Minerals	Diffusing element(s)	Total no. of crystals	Range of diffusion times in melt.	References	comment/interpretation
Rhyolite	Caldera-forming eruption	600	Quartz, Sanidine, Orthopyroxene	Ti, Ba and Sr, Mg-Fe	11, 52, 12	< 500 years	Chamberlain et al. (2014)	Residence times are maximum times between rejuvenation of magma chamber and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	600	Quartz	Ti		< 100 years	Wark et al. (2007)	Residence times are maximum times between mafic magma recharge and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	1500	Plagioclase, Quartz	Sr, Ti	9	< 300 years	Saunders et al. (2010)	Residence times are maximum times between last re-mobilization of magma and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	> 1000	Quartz	Ti	15	45 years	Matthews et al. (2012)	Median residence times are maximum times between magma replenishment and eruption.
Rhyolite	Caldera-forming eruption	3000	Quartz	Ti	6	75 years	Matthews et al. (2012)	Median residence times are maximum times between magma replenishment and eruption.

Blank = No data.

6. まとめと今後の課題

本論文では、斑晶鉱物の元素拡散モデリングに基づく噴火準備タイムスケール研究の近年の動向をレビューした。さらに、各先行研究で見積もった拡散時間と、これに対応する噴火のマグマ組成、噴出量、噴火様式、拡散時間が示す現象の解釈、元素拡散モデリングに用いた鉱物・元素のデータをコンパイルし、噴火準備タイムスケールと噴火の特徴との関係について検討した。本研究で得た知見を以下に簡潔にまとめる。

1. 適用する鉱物・元素によって、見積もられる拡散時間の範囲が異なる。具体的には、磁鉄鉱のTiは数日～数ヶ月程度の短い拡散時間を調べるのに適しており、石英のTiと斜長石・サニディン中のBa, Srは数十年～数千年の長い拡散時間を調べるのに適している。斜長石中のMg, かんらん石中のFo成分・Niは、磁鉄鉱中のTiと石英中のTiとの中間的な拡散時間を調べるのに適している。輝石のMg#からは、両者にまたがった幅広い拡散時間を求めることができる。
2. マグマ混合から噴火までのタイムスケールと地球物理学的観測データを比較し、地球物理学的観測データが示す現象について物質科学的に検証する研究が近年行われるようになってきた。マグマ混合がおこるタイミングで、地震活動が活発化する例が複数報告されている一方で、両者の関係を否定する研究例もあるため、拡散時間の見積もり誤差を考慮に入れた検討が今後必要である。
3. 斑晶中の化学組成ゾーニングとして記録される情報は、マグマだまり全体に関するものではなく、個々の斑晶が経験してきた履歴を反映するものである。したがって、斑晶の化学組成ゾーニング解析からマグマだまりの経てきた履歴を再構築する際には注意が必要である。
4. マグマ混合から噴火までのタイムスケールは、カルデラ形成噴火と非カルデラ形成噴火との間で系統的に異なる。カルデラ形成噴火では、マグマ混合から噴火まで数百年～数千年の拡散時間を示す結晶を含むのに対し、非カルデラ形成噴火では、数日～数十年オーダーの拡散時間を示す結晶のみが含まれる。この違いは、両者の間でのマグマ蓄積・噴火メカニズムの違いを反映している可能性がある。

今回のレビューで明らかになったことに、現状では流紋岩質マグマの非カルデラ形成噴火について、拡散タイムスケールの研究事例が2件（Till et al., 2015; Singer et al., 2016）と特に乏しいことがあげられる。しかし、カルデラ形成噴火とそれ以外の噴火のちがいを検討するうえで、流紋岩質マグマの非カルデラ形成噴火の噴火準備タイムスケールに関するデータが必要である。今後の研究で、このタイプの噴火の準備タイムスケールのデータが増えることが望まれる。

謝辞

本稿をまとめるにあたり、常葉大学の嶋野岳人准教授と、静岡大学理学部の北村晃寿教授には、原稿を改善するうえで有益なコメントをいただきました。ここに記して感謝の意を表します。本研究は、日本学術振興会の学術研究基金助成金（基盤研究C JP16K05605）、東京大学地震研究所共同研究プログラム（2016G01）および文部科学省「次世代火山研究・人材育成プロジェクト」の援助を受けました。

引用文献

- Allan A. S., Morgan D. J., Wilson C. J. & Millet M. A. (2013), From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **166**, 143–164.
- Bachmann O. & Bergantz G. (2008), The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, **4**, 17–21.
- Bindeman I. N., Davis A. M. & Drake M. J. (1998), Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1175–1193.
- Burgisser A. & Bergantz G. W. (2011), A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature*, **471**, 212–215.
- Caricchi L., Annen C., Blundy J., Simpson G. & Piniel V. (2014), Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geoscience*, **7**, 126–130.
- Chamberlain K. J., Morgan D. J. & Wilson C. J. (2014), Timescales of mixing and mobilisation in the Bishop Tuff magma body: perspectives from diffusion chronometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **168**, 1–24.
- Cherniak D. J. (1996), Strontium diffusion in sanidine and albite, and general comments on strontium diffusion in alkali feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 5037–5043.
- Cherniak D. J. (2002), Ba diffusion in feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 1641–1650.
- Cherniak D. J. (2010), Cation diffusion in feldspars. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **72**, 691–733.
- Cherniak D. J., Watson E. B. & Wark D. A. (2007), Ti diffusion in quartz. *Chemical Geology*, **236**, 65–74.
- Coombs M. L., Eichelberger J. C. & Rutherford M. J. (2000), Magma storage and mixing conditions for the 1953–1974 eruptions of Southwest Trident volcano, Katmai National Park, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 99–118.
- Costa F., Andreastuti S., de Maisonrouve C. B. & Pallister J. S. (2013), Petrological insights into the storage conditions, and magmatic processes that yielded the

- centennial 2010 Merapi explosive eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **261**, 209–235.
- Costa F., Chakraborty S. & Dohmen R. (2003), Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 2189–2200.
- Costa F. & Chakraborty S. (2004), Decadal time gaps between mafic intrusion and silicic eruption obtained from chemical zoning patterns in olivine. *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 517–530.
- Costa F., Coogan L. A. & Chakraborty S. (2010), The time scales of magma mixing and mingling involving primitive melts and melt-mush interaction at mid-ocean ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **159**, 371–387.
- Costa F., Dohmen R. & Chakraborty S. (2008), Time scales of magmatic processes from modeling the zoning patterns of crystals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 545–594.
- Costa F. & Dungan M. (2005), Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine. *Geology*, **33**, 837–840.
- Costa F. & Morgan D. (2011), Time constraints from chemical equilibration in magmatic crystals. In: Doretto A., Turner S. P. & Van Orman J. A. (eds.) *Timescales in Magmatic Process: From Core to Atmosphere*. Wiley-Blackwell, Chichester, 125–159.
- Costa F., Scaillet B. & Pichavant M. (2004), Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcan San Pedro (36 S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology*, **45**, 855–881.
- Crank J. (1975), *The Mathematics of Diffusion*. Oxford Science Publications, Oxford, 415p.
- Devine J. D., Murphy M. D., Rutherford M. J., Barclay J., Sparks R. S. J., Carroll M. R., Young S. R. & Gardner J. E. (1998), Petrologic evidence for pre-eruptive pressure-temperature conditions, and recent reheating, of andesitic magma erupting at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, WI. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3669–3672.
- Devine J. D., Rutherford M. J., Norton G. E. & Young S. R. (2003), Magma storage region processes inferred from geochemistry of Fe-Ti oxides in andesitic magma, Soufriere Hills Volcano, Montserrat, WI. *Journal of Petrology*, **44**, 1375–1400.
- Dohmen R., Becker H. W. & Chakraborty S. (2007a), Fe-Mg diffusion in olivine I: experimental determination between 700 and 1,200 C as a function of composition, crystal orientation and oxygen fugacity. *Physics and Chemistry of Minerals*, **34**, 389–407.
- Dohmen R. & Chakraborty S. (2007b), Fe-Mg diffusion in olivine II: point defect chemistry, change of diffusion mechanisms and a model for calculation of diffusion coefficients in natural olivine. *Physics and Chemistry of Minerals*, **34**, 409–430.
- Druitt T. H., Costa F., Deloule E., Dungan M. & Scaillet B. (2012), Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, **482**, 77–80.
- Faak K., Coogan L. A. & Chakraborty S. (2014), A new Mg-in-plagioclase geospeedometer for the determination of cooling rates of mafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **140**, 691–707.
- Freer R. & Hauptman Z. (1978), An experimental study of magnetite-titanomagnetite interdiffusion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **16**, 223–231.
- 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.
- Giletti B. J. & Casserly J. E. D. (1994), Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 3785–3793.
- Grove T. L., Baker M. B. & Kinzler R. J. (1984), Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 2113–2121.
- Gualda G. A., Pamukcu A. S., Ghiorso M. S., Anderson Jr. A. T., Sutton S. R. & Rivers M. L. (2012), Timescales of quartz crystallization and the longevity of the Bishop giant magma body. *PLoS One*, **7**, e37492.
- Hartley M. E., Morgan D. J., MacLennan J., Edmonds M. & Thordarson T. (2016), Tracking timescales of short-term precursors to large basaltic fissure eruptions through Fe-Mg diffusion in olivine. *Earth and Planetary Science Letters*, **439**, 58–70.
- Huber C., Bachmann O. & Dufek J. (2012), Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. *Geology*, **40**, 115–118.
- Jackson M. D., Cheadle M. J. & Atherton M. P. (2003), Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B7).
- Jay J., Costa F., Pritchard M., Lara L., Singer B. & Herrin J. (2014), Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011–2012 Cordón Caulle silicic eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, **395**, 254–266.
- Kilgour G. N., Saunders K. E., Blundy J. D., Cashman K. V., Scott B. J. & Miller C. A. (2014), Timescales of magmatic processes at Ruapehu volcano from diffusion chronometry and their comparison to monitoring data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **288**, 62–75.
- LaTourrette T. & Wasserburg G. J. (1998), Mg diffusion in

- anorthite: implications for the formation of early solar system planetesimals. *Earth and Planetary Science Letters*, **158**, 91–108.
- Liu M. & Yund R. A. (1992), NaSi-CaAl interdiffusion in plagioclase. *American Mineralogist*, **77**, 275–283.
- Longpré M. A., Stix J., Costa F., Espinoza E. & Muñoz A. (2014), Magmatic processes and associated timescales leading to the January 1835 eruption of Cosiguina volcano, Nicaragua. *Journal of Petrology*, **55**, 1173–1201.
- Martí J., Castro A., Rodríguez C., Costa F., Carrasquilla S., Pedreira R. & Bolos X. (2013), Correlation of magma evolution and geophysical monitoring during the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *Journal of Petrology*, **54**, 1349–1373.
- Matthews N. E., Huber C., Pyle D. M. & Smith V. C. (2012), Timescales of magma recharge and reactivation of large silicic systems from Ti diffusion in quartz. *Journal of Petrology*, **53**, 1385–1416.
- Moore A., Coogan L. A., Costa F. & Perfit M. R. (2014), Primitive melt replenishment and crystal-mush disaggregation in the weeks preceding the 2005–2006 eruption 9° 50' N, EPR. *Earth and Planetary Science Letters*, **403**, 15–26.
- Morgan D. J., Blake S., Rogers N. W., DeVivo B., Rolandi G., Macdonald R. & Hawkesworth C. J. (2004), Time scales of crystal residence and magma chamber volume from modelling of diffusion profiles in phenocrysts: Vesuvius 1944. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**, 933–946.
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **66**, 81–100.
- Petry C., Chakraborty S. & Palme H. (2004), Experimental determination of Ni diffusion coefficients in olivine and their dependence on temperature, composition, oxygen fugacity, and crystallographic orientation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 4179–4188.
- Pistone M., Arzilli F., Dobson K. J., Cordonnier B., Reusser E., Ulmer P., Marome F., Whittington A. G., Mancini L., Fife J. L. & Blundy J. D. (2015), Gas-driven filter pressing in magmas: Insights into in-situ melt segregation from crystal mushes. *Geology*, **43**, 699–702.
- Press W. H., Teukolsky S. A., Vetterling W. T. & Flannery B. P. (2007), *Numerical Recipes*. Cambridge University Press, Cambridge, 1235p.
- Rae A. S., Edmonds M., MacLennan J., Morgan D., Houghton B., Hartley M. E. & Sides I. (2016), Time scales of magma transport and mixing at Kilauea Volcano, Hawai'i. *Geology*, **44**, 463–466.
- Ruprecht P. & Plank T. (2013), Feeding andesitic eruptions with a high-speed connection from the mantle. *Nature*, **500**, 68–72.
- Saunders K. E., Morgan D. J., Baker J. A. & Wysoczanski R. J. (2010), The magmatic evolution of the Whakamaru supereruption, New Zealand, constrained by a microanalytical study of plagioclase and quartz. *Journal of Petrology*, **51**, 2465–2488.
- Schwandt C. S., Cygan R. T. & Westrich H. R. (1998), Magnesium self-diffusion in orthoenstatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **130**, 390–396.
- Shea T., Lynn K. J. & Garcia M. O. (2015), Cracking the olivine zoning code: Distinguishing between crystal growth and diffusion. *Geology*, **43**, 935–938.
- シュウモン P. G. (1963), 固体内の拡散 (笹木和雄, 北澤宏一訳). コロナ社, 東京, 224p.
- Singer B. S., Costa F., Herrin J. S., Hildreth W. & Fierstein J. (2016), The timing of compositionally-zoned magma reservoirs and mafic 'priming' weeks before the 1912 Novarupta-Katmai rhyolite eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, **451**, 125–137.
- Takeuchi S. (2015), A melt viscosity scale for preeruptive magmas. *Bulletin of Volcanology*, **77**, 41.
- Tatsumi Y. & Suzuki-Kamata K. (2014), Cause and risk of catastrophic eruptions in the Japanese Archipelago. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, **90**, 347–352.
- Till C. B., Vazquez J. A. & Boyce J. W. (2015), Months between rejuvenation and volcanic eruption at Yellowstone caldera, Wyoming. *Geology*, **43**, 695–698.
- Tomiya A. & Takahashi E. (2005), Evolution of the magma chamber beneath Usu Volcano since 1663: a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures. *Journal of Petrology*, **46**, 2395–2426.
- Tomiya A., Miyagi I., Saito G. & Geshi N. (2013), Short time scales of magma-mixing processes prior to the 2011 eruption of Shinmoedake volcano, Kirishima volcanic group, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **75**, 750.
- 東宮昭彦 (2016), マグマ溜まり: 噴火準備過程と噴火開始条件. *火山*, **61**, 281–294.
- Turner S. & Costa F. (2007), Measuring timescales of magmatic evolution. *Elements*, **3**, 267–272.
- Viccaro M., Giuffrida M., Nicotra E. & Cristofolini R. (2016), Timescales of magma storage and migration recorded by olivine crystals in basalts of March–April 2010 eruption at Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *American Mineralogist*, **101**, 222–230.
- Wark D. A., Hildreth W., Spear F. S., Cherniak D. J. & Watson E. B. (2007), Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology*, **35**, 235–238.
- Zellmer G. F., Blake S., Vance D., Hawkesworth C. & Turner S. (1999), Plagioclase residence times at two island arc

volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **136**, 345–357.