

成層マグマ溜まりにおける結晶沈降のモデル化

西村光史*

Modeling crystal settling in a two-layer stratified magma chamber

Koshi NISHIMURA*

Abstract

Petrological studies have clarified that injection of a dense basaltic magma into a rhyolitic magma leads to compositional stratification in a magma chamber. If the crystals in the upper rhyolitic magma are denser than both rhyolitic melt and basaltic melt, the crystals may sink to the bottom of the magma chamber. However, the time scale of crystal settling in a stratified magma chamber remains poorly understood. This paper develops a quantitative model for crystal settling in a two-layer stratified convecting magma chamber. The differential equations of the time variation in particle (crystal) concentration for both upper and lower magma layer are solved simultaneously. The analytical solution of the equations gives a quantitative account of the evolution of crystal content in a stratified magma chamber. The crystal content in the basaltic layer depends largely on the H₂O content in basaltic melt.

Keywords: stratified magma chamber, crystal settling, rhyolite, basalt, two-layer convection

1. はじめに

流紋岩質マグマに重たい玄武岩質マグマが注入されると、上部が流紋岩質マグマ、下部が玄武岩質マグマからなる成層マグマ溜まりが形成される（例えばDruitt and Bacon, 1989; Wiebe and Adams, 1997）。火山噴出物の斑晶や石基の分析からは、成層していた2つのマグマが混合し、中間的な組成のマグマが噴出する場合があることが知られており、様々な混合メカニズムが提唱されている（例えばTomiya and Takahashi, 2005; Kaneko

*) 東洋大学自然科学研究室 〒112-8606 東京都文京区白山 5-28-20
Natural Science Laboratory, Toyo University, 5-28-20 Hakusan, Bunkyo-ku, Tokyo 112-8606, Japan

et al., 2015)。一方、マグマ溜まりの化石である深成岩体の露頭観察および同位体分析からは流紋岩質マグマから晶出した斜長石が玄武岩質マグマ中に選択的に混入していることが明らかになってきた(西村ほか, 2014)。このことは、マグマ溜まり内で流紋岩質マグマと玄武岩質マグマが共存し、メルト(液)同士は混合しない場合であっても、流紋岩質マグマの結晶のみが玄武岩質マグマに混ざり込む、結晶-マグマ混合(西村, 2014, 西村ほか, 2014)が生じうることを示している。

2層の成層マグマ溜まりにおいて、流紋岩質マグマ中の斜長石の密度が玄武岩質メルト(液)の密度より大きい場合、斜長石は流紋岩質マグマから玄武岩質マグマ中に沈降し、マグマ溜まりの底部に沈積すると考えられる。流紋岩質マグマと玄武岩質マグマが成層すると、両マグマは激しく2層熱対流を起こすことが知られている(Huppert and Sparks, 1988)。1層対流するマグマ溜まりにおける結晶沈降はMartin and Nokes (1981)により定式化されており、結晶粒子濃度の時間変化を記述することが可能である。しかし、2層対流するマグマ溜まり中の結晶沈降による結晶粒子濃度変化はよくわかっていない。本研究では、Martin and Nokes (1981)モデルを2層対流に拡張し、流紋岩質マグマ層と玄武岩質マグマ層中の結晶濃度の時間変化を記述する。

2. モデル

結晶を含む流紋岩質マグマの下に玄武岩質マグマが存在する場合、結晶、流紋岩質メルト及び玄武岩質メルトの密度の大小関係により、マグマ溜まりは異なる進化をする(図1)。玄武岩質メルトの密度<流紋岩質メルトの密度<結晶の密度の関係がある場合、マグマ溜まり全体が重力的に不安定になり、流紋岩質メルトと玄武岩質メルトの混合が進行するとともに、結晶はマグマ溜まり底部に沈積する。流紋岩質メルトの密度<玄武岩質メルトの密度<結晶の密度の関係がある場合、両方のメルトは密度成層構造を保つが、流紋岩質マグマ中の結晶は玄武岩質マグマ中に沈降し、マグマ溜まりの底に堆積する。流紋岩質メルトの密度<結晶の密度<玄武岩質メルトの密度の関係がある場合、流紋岩質マグマ中の結晶は玄武岩質マグマ中に侵入することが出来ず、両マグマの境界に沈積していく。ここでは、2番目の流紋岩質メルトの密度<玄武岩質メルトの密度<結晶の密度の関係がある場合についてのモデル化を行う。

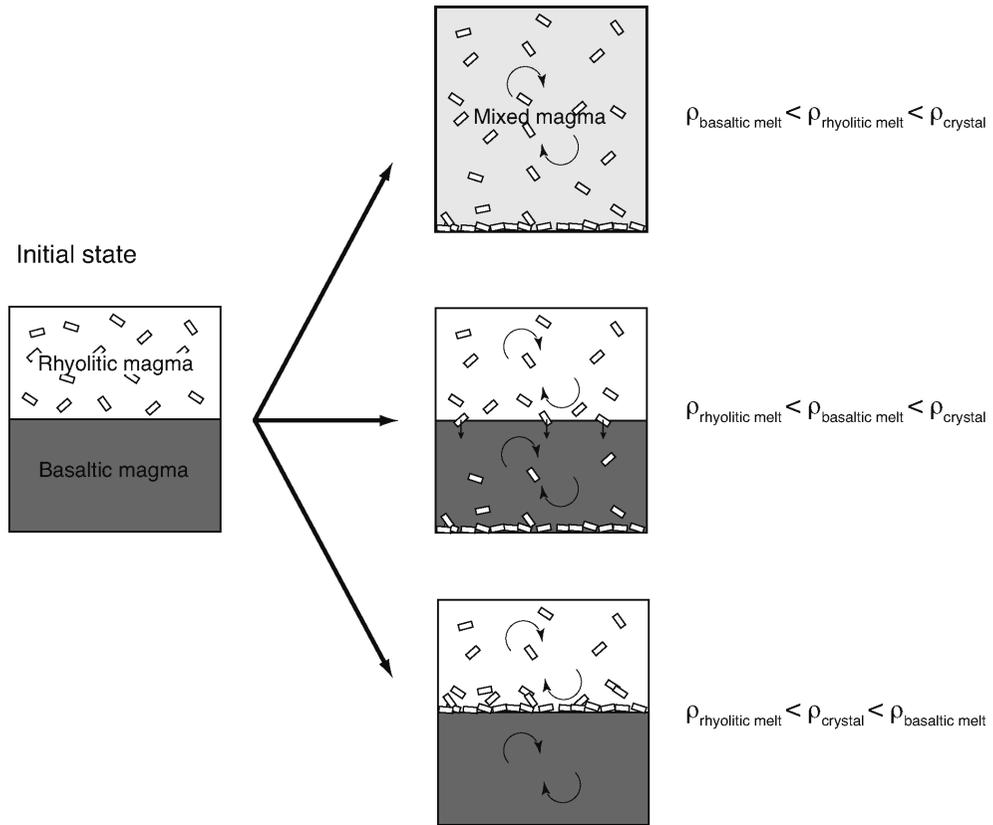


図1. 成層マグマ溜まりの進化パターン. 玄武岩質メルトの密度 ($\rho_{\text{basaltic melt}}$)、流紋岩質メルトの密度 ($\rho_{\text{rhyolitic melt}}$) および結晶の密度 (ρ_{crystal}) の大小関係により異なるマグマ進化をする (詳細は本文参照)。

低温低密度の流紋岩質マグマの下に高温高密度の玄武岩質マグマが注入されると、マグマ溜まりは激しい2層熱対流をする (Huppert and Sparks, 1988)。上部の流紋岩質マグマ溜まりにおける結晶粒子濃度の時間発展は、結晶作用、結晶沈降、および母岩の熔融・同化を考慮した熱物質輸送モデル (西村, 2012) を用いて詳細に検討することができるが、ここでは結晶沈降の効果に焦点を絞り、結晶作用や母岩メルトの同化を無視した単純なモデル化を行う。Martin and Nokes (1988) は、一層対流するマグマ溜まり内の結晶沈降に関する流体実験を行い、マグマが激しく熱対流しても、マグマ層底部の速度境界層において結晶沈降が効率的に進行することを示した。Martin and Nokes (1988) による結晶粒子濃度の時間変化の式は、2層対流するマグマ溜まりの上位層に適用できる。結晶が希薄なマグマの場合、境界層における結晶沈降の終端速度は浮力と粘性力のバランスによって決まり、結晶の形状効果は無視するとほぼストークスの速度に従うと考えてよい。この場合、メルトと浮遊結晶の密度差、浮遊結晶のサイズ、メルト粘性によって速度が決定される。結晶を球形近似するとストークスの速度は以下の式で表される。

$$V_s = \frac{2r^2 g \Delta \rho}{9\eta} \quad (1)$$

r は球形結晶の半径、 g は重力加速度、 $\Delta\rho$ は結晶と液の密度差、 η は液の粘性である。浮遊結晶量が数%以上に達すると、メルトの逆流や結晶どうしの衝突が生じるために結晶沈降速度はストークスの速度に比べ減少する (Richardson and Zaki, 1954; Lockett and Al-Habbooby, 1974; Mirza and Richardson, 1979; Greenspan and Ungarish, 1982; Selim et al., 1983; Al-Naafa and Selim, 1992; Schwindinger 1999) が、ここでは単純化のため結晶量の効果は無視する。高さ1000 m程度のマグマ溜まり中では 10^{-3} K程度の僅かな温度差によってレイリー数 Ra が 10^9 を超え、マグマが乱流状態で熱対流するため、対流部の結晶は均一に分布する。モデル図を図2に示す。上位層 (流紋岩マグマ層) 中の結晶粒子数 N_1 の時間変化は

$$\frac{dN_1}{dt} = -AV_{s1}C_1 \quad (2)$$

と表される (Martin and Nokes, 1988)。ここで A は2層対流の上位層および下位層の底面積、 V_{s1} は上位層底面におけるストークスの結晶沈降速度、 C_1 は上位層の結晶粒子の平均数密度で、底面における数密度に等しい。 C_1 は上位層の厚さを h_1 とすると

$$C_1 = \frac{N_1}{Ah_1} \quad (3)$$

で表されるので、(2)式は

$$\frac{dN_1}{dt} = -\frac{V_{s1}}{h_1}N_1 \quad (4)$$

となり、式(4)を積分して

$$N_1 = N_1^0 \exp\left(-\frac{V_{s1}t}{h_1}\right) \quad (5)$$

が得られる。ここで N_1^0 は上位層の初期結晶粒子数である。すなわち上位層の結晶粒子数は時間とともに指数法則に従って減少していく (Martin and Nokes, 1988)。

下位層 (玄武岩質マグマ層) に関しては上位層からの結晶粒子の流入とマグマ溜まり底部での沈積が同時に起こるため、新たな定式化が必要となる。下位層の厚さを h_2 、マグマ溜まり底面におけるストークスの結晶沈降速度を V_{s2} とおくと、下位層中の結晶粒子数 N_2 の時間変化は

$$\frac{dN_2}{dt} = \frac{V_{s1}}{h_1}N_1 - \frac{V_{s2}}{h_2}N_2 \quad (6)$$

と表すことができる。(5)式を(6)式に組み込んで積分すると

$$N_2 = \frac{aN_1^0}{b-a} \exp(-at) + \left(N_2^0 - \frac{aN_1^0}{b-a}\right) \exp(-bt) \quad (7)$$

が得られる。ここで N_2^0 は下位層の初期結晶粒子数、 $a = V_{s1}/h_1$ 、 $b = V_{s2}/h_2$ である。

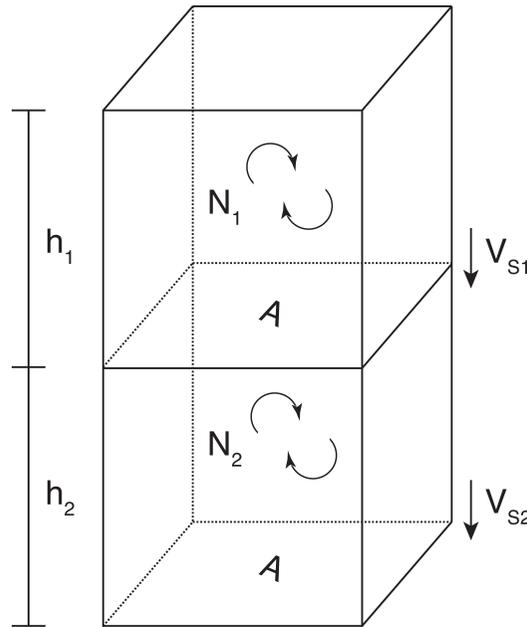


図2. 2層対流するマグマ溜まりにおける結晶沈降のモデル図.

3. パラメータ

流紋岩質マグマと玄武岩質マグマのメルト粘性およびメルト密度は含水量によって大きく変化し、結晶沈降速度に影響を与える。流紋岩質マグマの含水量と温度との関係は、天然の火山岩と深成岩の鉱物の晶出順序と相平衡実験の比較からよくわかっており (Scaillet et al., 1998)、流紋岩質マグマに温度と深さの条件を与えれば、おおよその含水量、メルト粘性およびメルト密度を推定できる。ところが、玄武岩質マグマの含水量は、従来少ないと考えられてきた島弧においても非常に水に富む場合があることが最近わかってきている。例えば伊豆大島火山1986-1987年噴火の玄武岩マグマは従来1 wt.%程度の含水量 (H_2O 量) と考えられてきたが、Hamada et al. (2011) は斜長石中のOH含有量から地下10 kmのマグマ溜まりで飽和含水量の6 wt.%に達していたことを示した。したがって、玄武岩質マグマに関しては、ある程度幅を持った含水量を想定する必要がある。

ある温度・圧力条件におけるマグマの含水量の上限はメルトの水の溶解度によって決まる。流紋岩質マグマの温度を $900^{\circ}C$ 、玄武岩質マグマの温度を $1100^{\circ}C$ とした場合の水の溶解度をNewman and Lowenstern (2002) モデルを用いて計算した結果を図3に示す。どちらのマグマも高圧ほど多くの水を溶かし込むことができ、圧力一定の条件では、流紋岩質マグマの方が玄武岩質マグマよりも多くの水を溶かし込むことができる。以下ではマグマの水の溶解度の条件を考慮しながら、メルト密度とメルト粘性の計算を行う。計算には産業技術総合研究所が発行している標準岩石試料のJB-1 (玄武岩) とJR-1 (流紋岩) の

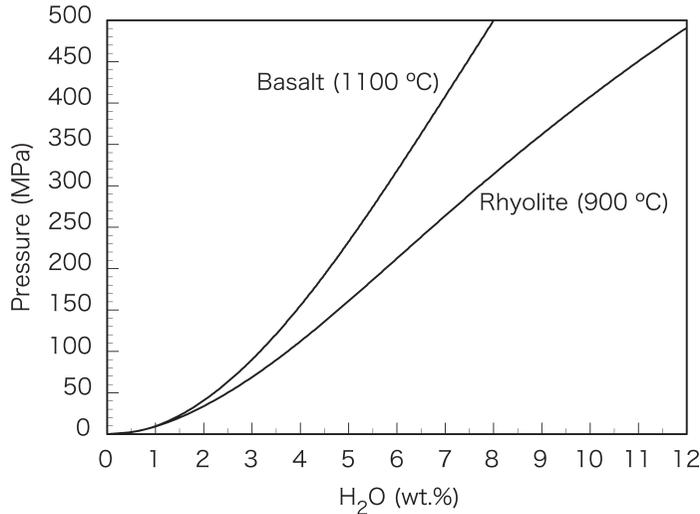


図3. 1100°Cの玄武岩質メルトと900°Cの流紋岩質メルトのH₂O溶解度。Newman and Lowenstern (2002) モデルを用いて計算した。

主成分化学組成を用いる。

温度900°Cにおける流紋岩質メルトと、温度1100°Cにおける玄武岩質メルトの密度に与える含水量と圧力の効果を図4、図5に示す。密度の計算には、Lange and Carmichael (1987; 1990)、Ochs III and Lange (1999) による珪酸塩メルトの熱力学データとLange and Carmichael (1990) の酸化物の部分モル体積の温度・圧力依存性の式を組み込んだIacovino and Till (2019) のモデルを用いた。流紋岩質メルトも玄武岩質メルトも含水量の増加とともに密度が大きく低下する。両メルトの密度は、圧力とともに増加するが、圧力による密度の変動よりも数%の含水量変化に伴う変動の方がはるかに大きいことがわかる(図4, 5)。図5には斜長石の密度範囲(2620 kg/m³ (albite) - 2760 kg/m³ (anorthite); Deer et al., 1992)を示した。熱膨張・収縮の効果(Kushiro, 1983)はマグマ溜まりの圧力範囲では小さいので無視している。流紋岩質メルトの密度は含水量、圧力によらず斜長石の密度より小さい(図4)が、玄武岩質メルトの密度は無水に近い低含水量の場合、斜長石の密度より大きくなる場合がありうる。この場合、流紋岩質メルトの密度<結晶の密度<玄武岩質メルトの密度の関係が成り立ち、流紋岩質マグマ中の斜長石結晶は玄武岩質マグマ中に侵入出来ず、両マグマの境界に沈積することになる(図1)。また300 MPa以上の圧力で、玄武岩質メルトが水に富み(例えば6 wt.%)、流紋岩質メルトが無水に近い低含水量の場合、流紋岩質メルトの密度が玄武岩質メルトの密度を上回る(図4, 5)。この場合、玄武岩質メルトの密度<流紋岩質メルトの密度<結晶の密度の関係が成り立ち、マグマ溜まりは重力的に不安定になりマグマ混合が進行するとともに、斜長石結晶はマグマ溜まり底部に沈積することになる(図1)。したがって、本研究のモデルを適用するには、流紋岩質メルトの密度<玄武岩質メルトの密度<結晶の密度の関係が成り立つように、両マグマの温度・含水量、および圧力の条件を与える必要がある。

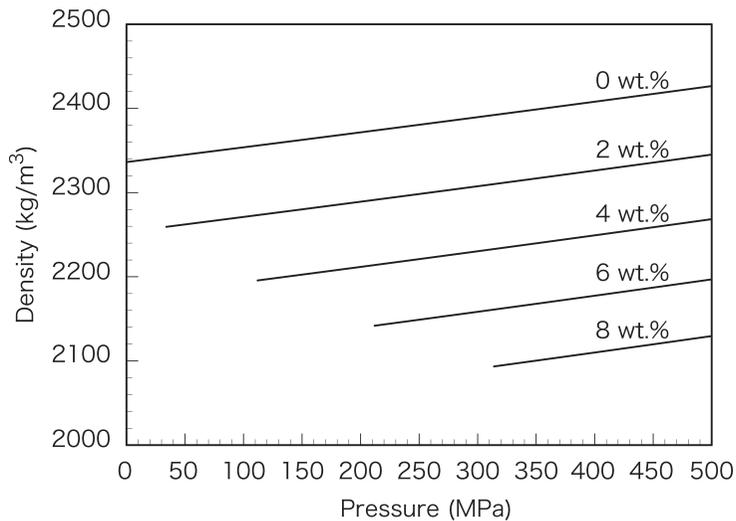


図4. 900°Cの流紋岩質メルトの密度に与えるH₂Oと圧力の効果。Iacovino and Till (2019) モデルを用いて計算した。

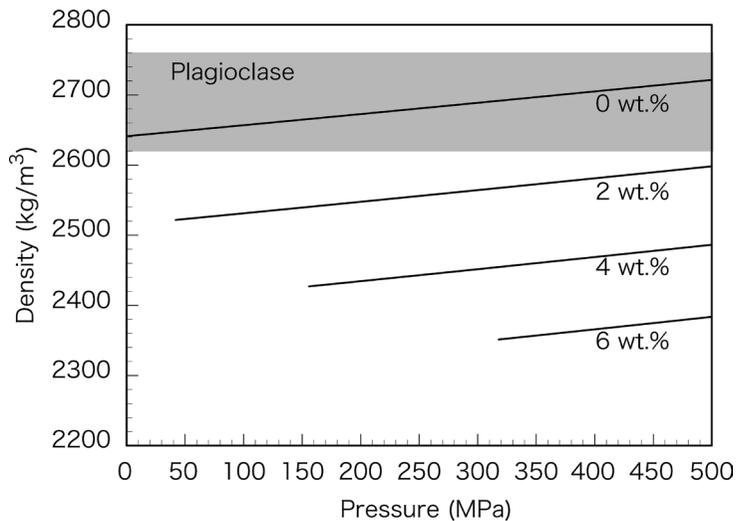


図5. 1100°Cの玄武岩質メルトの密度に与えるH₂Oと圧力の効果。Iacovino and Till (2019) モデルを用いて計算した。影をつけた領域は斜長石の密度範囲 (2620 kg/m³ (albite) – 2760 kg/m³ (anorthite); Deer et al., 1992) を示す。

温度900°Cにおける流紋岩質メルトと、温度1100°Cにおける玄武岩質メルトの粘性に与える含水量の効果を図6、図7に示す。粘性の計算は非アレニウス型の温度依存性を考慮したGiordano et al. (2008) を用いた。圧力依存性はマグマ溜まりの条件では微小であるため無視できる (Scaillet et al., 1998; Takeuchi, 2011)。マグマに含まれる水は水酸基を作

る反応によりケイ酸塩の網目構造を切るため、メルトの粘性を大きく低下させ、結晶沈降速度を高める方向に働く。前述のように、流紋岩質マグマの含水量と温度との関係は、天然の火山岩と深成岩の鉱物の晶出順序と相平衡実験の比較からよくわかっており、900°Cにおける含水量は3-5 wt.%である (Scaillet et al., 1998)。以下では、流紋岩質マグマの含水量は4 wt.%と仮定し、玄武岩質マグマの含水量を変化させた計算を行う。流紋岩質マグマと玄武岩質マグマの温度はそれぞれ900°Cと1100°Cとする。斜長石の結晶粒子は、球形を仮定し直径1 mmとする。斜長石の密度は2650 kg/m³とする。流紋岩質マグマ層と玄武岩質マグマ層の厚さはどちらも500 mとし、圧力は200 MPaとする。流紋岩質マグマの初期結晶量 (斜長石) は10 vol.%とし、玄武岩質マグマの初期結晶量は0 vol.%とする。

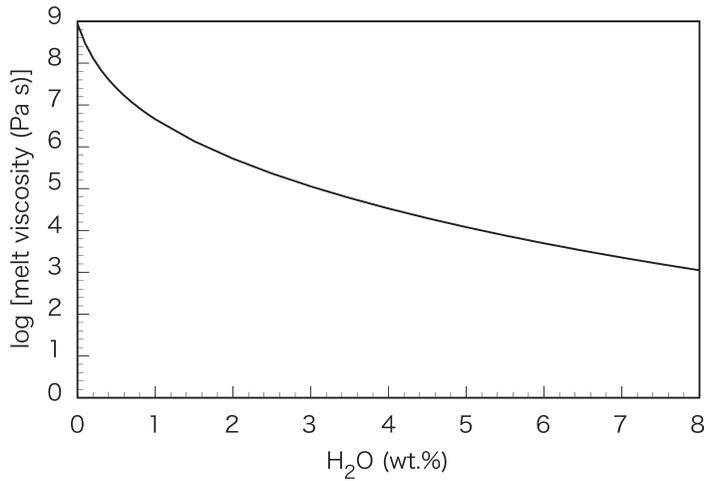


図6. 900°Cの流紋岩質メルトの粘性。Giordano et al. (2008) モデルを用いて計算した。

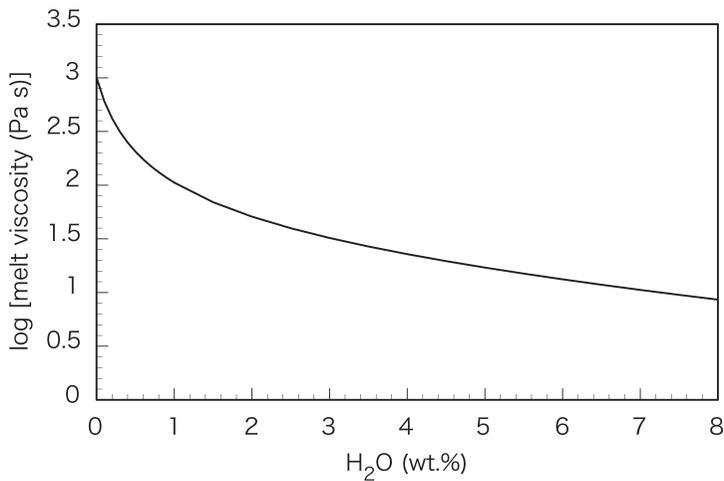


図7. 1100°Cの玄武岩質メルトの粘性。Giordano et al. (2008) モデルを用いて計算した。

4. 結果と議論

流紋岩質マグマの初期含水量を4 wt.%とし、玄武岩質マグマの初期含水量を0.35 wt.%, 0.5 wt.%, 1 wt.%と変化させた場合の結晶量変化の計算結果を図8-10に示す。流紋岩質マグマ中の結晶量は時間とともに指数法則に従って単調に減少するが、玄武岩質マグマ中の結晶量は一旦、増加した後に減少に転じる。玄武岩質メルトの含水量が少ないほどメルトと斜長石との密度差が小さくなり（図5）、メルト粘性が増加する（図7）ため、結晶沈降速度は減少する（式（1）参照）。玄武岩質マグマの初期含水量が0.35 wt.%の場合、玄武岩質マグマ内の結晶沈降速度が流紋岩質マグマ内の結晶沈降速度を下回るため、流紋岩質マグマ層から玄武岩質マグマ層への結晶の供給が、玄武岩質マグマ層底部の結晶沈降量を上回る。したがって、玄武岩質マグマ層の結晶量が増加していき、流紋岩質マグマ層の結晶量を上回るようになる（図8）。さらに時間が経過すると流紋岩質マグマ層からの結晶の供給がほとんどなくなっていくため、結晶沈降量が相対的に大きくなり、玄武岩質マグマ層の結晶量は減少に転じる。玄武岩質マグマの初期含水量が0.5 wt.%の場合、玄武岩質マグマ内の結晶沈降速度が流紋岩質マグマ内の結晶沈降速度を上回るため、玄武岩質マグマ層の結晶量が流紋岩質マグマ層の結晶量を上回ることはない（図9）。玄武岩質マグマ層の結晶量が増加から減少に転じる時間は1000年程度であり、初期含水量0.35 wt.%の場合と比べて早くなる。玄武岩質マグマの初期含水量が1 wt.%の場合、玄武岩質マグマ内の結晶沈降速度はさらに大きくなるため、玄武岩質マグマ層の結晶量はほとんど増えず、最大で0.3 vol.%程度に留まる（図10）。玄武岩質マグマ層の結晶量が増加から減少に転じる時間は200年程度とさらに早くなる。玄武岩質マグマの初期含水量が2 wt.%以上になると、玄武岩質マグマ層の結晶量はほとんど図示できないほど小さくなる。

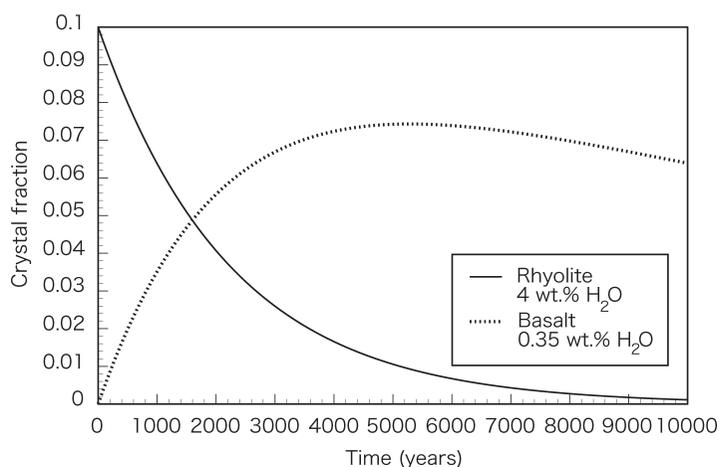


図8. 初期含水量4 wt.%の流紋岩質マグマの下に初期含水量0.35 wt.%の玄武岩質マグマが成層する場合の両マグマの結晶量の時間変化。

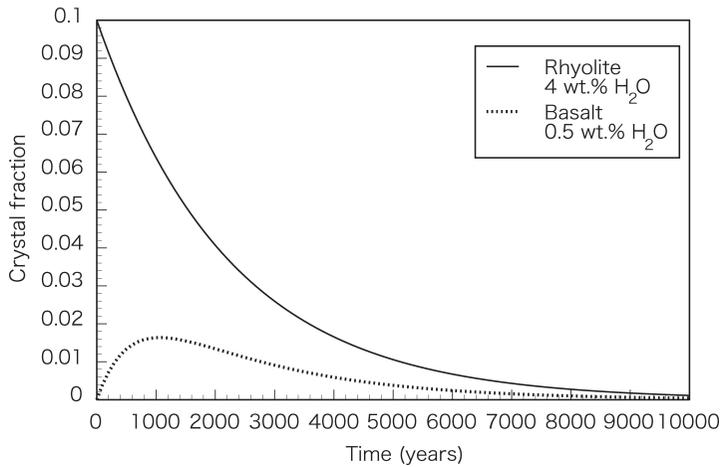


図9. 初期含水量4 wt.%の流紋岩質マグマの下に初期含水量0.5 wt.%の玄武岩質マグマが成層する場合の両マグマの結晶量の時間変化。

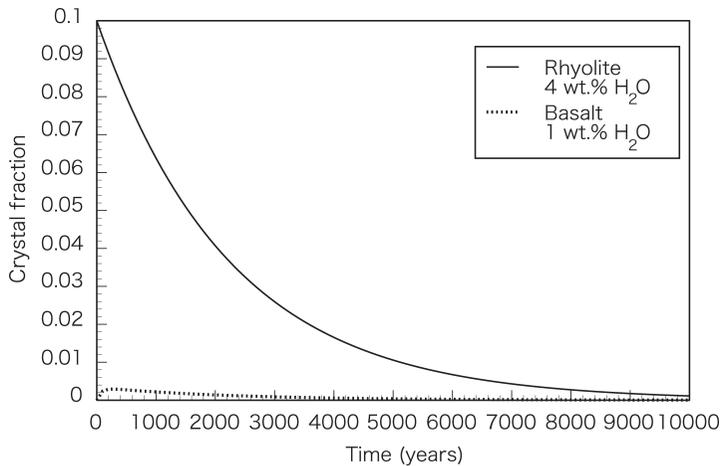


図10. 初期含水量4 wt.%の流紋岩質マグマの下に初期含水量1 wt.%の玄武岩質マグマが成層する場合の両マグマの結晶量の時間変化。

以上のように、下位の玄武岩質マグマ層の結晶量の時間変化パターンは、玄武岩質マグマがほぼ無水の場合から1 wt.%の水を含む場合の含水量範囲において、ドラスティックに変化することがわかった。今後は成層マグマ溜まりの結晶沈降モデルを母岩の溶融や結晶作用の効果を組み込んだ熱物質輸送モデルに発展させていく必要があるが、結晶沈降による結晶量変化の基本的な特徴は本モデルで記述できるであろう。実際の成層マグマ溜まりと本モデルの計算結果を対比させるには、成層マグマ溜まりからの噴出物をもとに、マグマの含水量を正確に定量する必要がある。近年、FT-IRやSIMSを用いたメルト包有物の含水量分析が盛んに行われるようになってきている。今後、このような手法を用いた成

層マグマ溜まりの含水量のデータ蓄積を待ちたい。

参考文献

- Al-Naafa, M. A., Selim, M. S. (1992) Sedimentation of monodisperse and bidisperse hardsphere colloidal suspensions. *AIChE J.* 38, 1618-1630.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. Harlow, UK: Longman, 696pp.
- Druitt, T. H., Bacon C. R. (1989) Petrology of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 245-259.
- Giordano D., Russell J. K., Dingwell D. B. (2008), Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 123-134
- Greenspan, H. P., Ungarish, M. (1982) On hindered settling of particles of different sizes. *Int. J. Multiphase Flow* 8, 587-604.
- Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E., Fujii, T. (2011) Polybaric degassing of island arc low-K tholeiitic basalt magma recorded by OH concentrations in Ca-rich plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 259-266.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J. (1988) The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* 29 599-642.
- Kaneko, K., Inoue, K., Koyaguchi, T., Yoshikawa, M., Shibata, T., Takahashi, T., Furukawa, K. (2015) Magma plumbing system of the Aso-3 large pyroclastic eruption cycle at Aso volcano, Southwest Japan: Petrological constraint on the formation of a compositionally stratified magma chamber. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 303, 41-58.
- Kushiro, I. (1980) Viscosity, density, and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications. In: Hargraves, E.C. (ed.) *Physics of Magmatic Processes*, Princeton Univ. Press, 93-120.
- Lacovino, K., Till, C. B. (2019) DensityX: A program for calculating the densities of magmatic liquids up to 1,627 °C and 30 kbar. *Volcanica* 2(1), 1-10. doi: 10.30909/vol.02.01.0110.
- Lange, R., Carmichael, I. S. (1987) Densities of Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ liquids: New measurements and derived partial molar properties. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51.11, 2931-2946.
- Lange, R., Carmichael, I. S. (1990). Thermodynamic properties of silicate liquids with emphasis on density, thermal expansion and compressibility. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 24.1 25-64.
- Lockett, M. J., Al-Habbooby, H. M. (1974) Relative particle velocities in two-species settling. *Powder Technol.* 10, 67-71.
- Martin, D., Nokes, R. (1988) Crystal settling in a vigorously convecting magma cham-

- ber. *Nature* 332, 534-536.
- Mirza, S., Richardson, J. F. (1979) Sedimentation of suspensions of particles of two or more sizes. *Chem. Engrs. Sci.* 34, 447-454.
- Newman, S., Lowenstern, J. B. (2002) Volatile- Calc: A silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Comput. Geosci.* 28, 597-604.
- 西村光史 (2012) 対流する珪長質マグマ溜まりにおける結晶沈降の加速と減速. 東洋大学紀要 自然科学篇 56, 19-30.
- 西村光史・柴田知之・吉倉紳一・芳川雅子・昆 慶明・高木哲一 (2014) 小豆島にみられる苦鉄質マグマと花崗岩由来結晶の混合・混交過程：局所微量元素・同位体分析からの制約, *Magma*, 96, 45-55.
- 西村光史 (2014) 共存する2種のマグマ間の結晶移動による微量元素組成変化モデル. 東洋大学紀要 自然科学篇 58, 47-56.
- Ochs III, F. A., Lange R. A. (1999). The Density of Hydrous Magmatic Liquids. *Science* 283.5406, 1314-1317.
- Richardson, J. F., Zaki, W. N. (1954) Sedimentation and fluidization. Part I. *Trans. Inst. Chem. Eng.* 32, 35-53.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M. (1998) Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas I. Volcanic-plutonic comparison, *J. Geophys. Res.* 103, 27257-27266.
- Schwindinger, K. R. (1999) Particle dynamics and aggregation of crystals in a magma chamber with application to Kilauea Iki olivines. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 209-238.
- Selim, M. S., Kothari, A. C., Turian, R. M. (1983) Sedimentation of multisized particles in concentrated suspensions. *AIChE J.* 29, 1029-1038.
- Takeuchi, S. (2011) Preeruptive magma viscosity : An important measure of magma eruptibility, *J. Geophys. Res.* 116, B10201.
- 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. *J. Petrol.* 46, 2395-2426.
- Wiebe, R. A., Adams, S. D. (1997) Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, coastal Maine: A record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Journal of Geology*, 105, 617-627.