SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

玄武岩質マグマの減圧結晶作用と噴火ダイナミクスに及ぼすプレ噴火条件の影響 ：富士山1707年噴火玄武岩質マグマの例

メタデータ	言語: Japanese 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): decompression-driven crystallization, viscosity, basaltic magma, Fuji volcano, MELTS 作成者: 石橋, 秀巳, 天野, 大和 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10297/10365

静岡大学地球科学研究報告 第44号（2017年7月）17頁～29頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., no. 44 (July, 2017), 17-29

玄武岩質マグマの減圧結晶作用と噴火ダイナミクスに及ぼすプレ噴火条件の影響：富士山1707年噴火玄武岩質マグマの例

石橋秀巳*[1]・天野大和[2]

The effects of pre-eruptive magmatic conditions on decompression-driven crystallization and eruption dynamics of basaltic magma: A case study of the 1707 basalt from Fuji volcano, Japan

Hidemi ISHIBASHI*[1], Yamato AMANO[2]

Abstract Numerical simulation of isothermal decompression-driven crystallization was performed for the basaltic melt of the 1707 eruption at Fuji volcano (SiO_2 ~ 51.5 wt.%)by using "rhyolite-MELTS" program under conditions of temperature of 1184-1094 °C, initial melt H_2O content of 0.5–3.0 wt.%, initial pressure of 150 MPa and redox state of Ni-NiO oxygen buffer, respectively. During decompression, most abundantly crystallized phase is plagioclase and amounts of crystallized olivine, pyroxenes and magnetite depend on temperature. As initial temperature decreases from 1184 ℃ to 1094 ℃, the onset pressures of degassing and crystallization (P_{sat})increase from ~3 MPa to ~90MPa and from ~2 MPa to ~40 MPa, respectively, and the final weight fraction of melt at 0.1 MPa (F_{1atm}) decreases from 0.93 to 0.4. The relation between melt fraction and pressure is chiefly controlled by P_{sat} and F_{1atm}, and both P_{sat} and F_{1atm} depend on temperature alone. This indicates that decompression-driven crystallization is essentially controlled by temperature of melt. During decompression, residual melt composition is not changed significantly at temperature higher than ~1120 ℃ whereas melt SiO_2 contents increase up to ~55 wt.% at 1114 ℃ and ~60 wt.% at 1094 ℃ , respectively, chiefly due to magnetite crystallization. Changes in magma viscosities (η_{magma}) during decompression are estimated from melt composition, H_2O content, temperatue, and crystal volume fraction; it increases as pressure decreases at all temperature, but $-d\eta_{magma}/dP$ drastically increases as temperature decreases. Rapid increases of η_{magma} and crystal volume fraction during decompression facilitate viscous fragmentation and preclude outgassing, resulting in more intense explosive eruption of H_2O-rich low-T basaltic melt. Present results suggest that pre-eruptive temperature may be an essential factor to control eruption dynamics of basaltic magma at Fuji volcano.

Key words: decompression-driven crystallization, viscosity, basaltic magma, Fuji volcano, MELTS

[1]静岡大学理学部地球科学科，[2] 静岡大学大学院総合科学技術研究科
〒422–8529 静岡市駿河区大谷836
[1] Department of Geoscience, Faculty of Science, Shizuoka University
[2] Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University
Ohya 836, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan
*Corresponding author

1．はじめに

富士火山は，およそ10万年前に誕生して以来，主に玄武岩質マグマを噴出してきた火山であり（e.g., 町田，1964；津屋，1968），その噴火史を通してマグマの全岩化学組成バリエーションは比較的小さい（e.g., 高橋ほか，2003）．一方で富士火山の噴火様式は多様で，過去2200年間に限っても，比較的穏やかな溶岩流噴火・ストロンボリ式噴火（例えば864―866年貞観噴火）から激しいプリニー式噴火（例えば1707年宝永噴火）まで変化に富む（e.g., 藤井，2007；宮地，2007）．玄武岩質マグマでは，貞観噴火のような穏やかなストロンボリ式噴火や溶岩流噴火が普遍的である一方で，宝永噴火のようなプリニー式噴火の事例も（比較的低頻度ではあるが）世界中の火山で報告されている（e.g., Houghton *et al.*, 2004; Costantini *et al.*, 2009; Goepfert & Gardner, 2010）．このような玄武岩質マグマの噴火様式の多様性を生じるメカニズムを理解することは火山学の重要な課題のひとつである．

玄武岩質マグマの噴火メカニズムを理解するうえで鍵となる現象が減圧結晶作用である．減圧結晶作用とは，H_2Oに飽和したメルトが減圧する際，メルト含水量の減少によってリキダス温度が上昇するために結晶作用が駆動される現象であり，これによってマイクロライトや（e.g., Applegath *et al.*, 2013），場合によっては斑晶（e.g., Kuritani, 1999）が形成する．ここでマイクロライトとは，石基中に形成する数十μm以下のサイズの結晶のことを指す．マイクロライトの形成は，マグマのレオロジー的性質や脱ガス効率に影響を及ぼし，結果として噴火ダイナミクスの変化を引き起こす可能性がある（e.g., Cashman, 1992; Hammer *et al.*, 1999; Cashman & Blundy, 2000; Sparks *et al.*, 2000; Wright *et al.*, 2012）．Fig. 1に，富士火山宝永噴火と貞観噴火のスコリアの後方散乱電子（BSE）像を示す．宝永噴火と貞観噴火では，マグマの全岩主成分化学組成がほぼ同等であるにもかかわらず（藤井，2007），前者はプリニー式噴火，後者はストロンボリ式噴火～溶岩流噴火と，それらの噴火様式は極端に異なるものであった．両者を比較すると，宝永噴火のスコリアの方が斑晶に乏しく，マイクロライトに富む傾向が見られる．このようなマイクロライト組織（結晶の数密度や量・サイズ）の違いは，マグマのプレ噴火条件（温度やメルト含水量）や火道上昇速度の違いを反映していると考えられ（e.g., Toramaru *et al.*, 2008; Wright *et al.*, 2012），一方でマグマの噴火様式を変化させるうえで何らかの役割を果たしたものと期待できる．しかし，玄武岩質マグマの減圧結晶作用プロセスがどのようにプレ噴火条件に依存し，また噴火ダイナミクスに影響を及ぼすのかについては未だ理解不十分である．

本研究では，マグマの熱力学的相平衡計算プログラム“rhyolite-MELTS”を用いて，富士山宝永噴火の玄武岩質メルト（Ho-IV玄武岩質メルト）について等温減圧結晶作用シミュレーションを行い，⑴減圧結晶作用プロセスがマグマのプレ噴火条件（温度・メルト含水量）にどのように依存するか，⑵減圧に伴ってマグマの粘性率がどのように変化するかを定量的に検討した．また，この結果に基づき，富士火山の玄武岩質マグマの噴火様式をコントロールするメカニズムについて考察した．

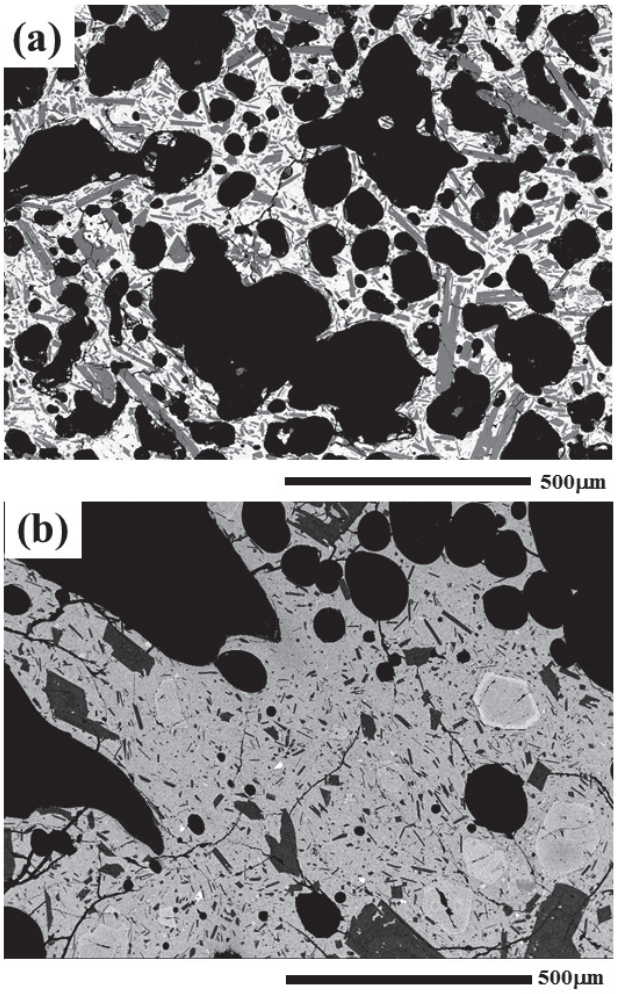

Fig. 1. Backscattered electron images of Plinian and Strombolian scoria from Fuji volcano: (a) Ho-IV scoria (Plinian eruption at 1707). (b) Nagaoyama scoria (Strombolian eruption at 864-866). Dark gray, angular crystals are plagioclase, light gray, angular crystals are olivine, light gray matrix is glass, and black parts are bubbles, respectively. Crystals with length < ~ tens microns are microlites.

2．研究方法

2－1．Ho-IV玄武岩質メルト

宝永噴火は，富士火山で発生した最新の噴火であり，その噴火の経緯はMiyaji *et al.*（2011）などによって詳しく調べられている．以下に，宮地・小山（2007），Miyaji *et al.*（2011）に従い，宝永噴火の経緯を概略する．宝永噴火は，1707年12月16日午前10時頃に，デイサイト質マグマのプリニー式噴火から開始した．デイサイト質プリニー式噴火は同日午後15－16時頃まで継続し，短い休止を挟んで17時頃より安山岩質マグマのプリニー式噴火が発生した．この噴火は17日の午前中に少し治まったが，21時以降から玄武岩質マグマのプリニー式噴火へと遷移

Table 1　Major element composition (wt.%) used as a starting melt composition of present MELTS-simulations (Ho-IV basaltic melt from Miyaji *et al.*, 2011).

SiO_2	51.5	MgO	5.3
TiO_2	1.4	CaO	9.8
Al_2O_3	17.2	Na_2O	2.7
FeO*	11.0	K_2O	0.7
MnO	0.2	P_2O_5	0.2

した．玄武岩質マグマのプリニー式噴火は，24日４－５時頃までは短い休止を挟む断続的噴火であったが，25日12時頃から30日までは連続的噴火であったと考えられている．30日にマグマ噴火が止まった後，1708年１月１日に小規模な爆発をおこして，一連の噴火は終了した．

宝永噴火の一連の噴出物は４つのユニットに分けられ，初期のデイサイト質軽石はHo-I，続く安山岩質スコリアはHo-II，その後に噴出した玄武岩質スコリアのうち，断続的プリニー式噴火によるものはHo-III，連続的プリニー式噴火によるものはHo-IVとそれぞれ名づけられている（Miyaji *et al.*, 2011）．いずれのユニットの噴出物も，斑晶鉱物をほとんど含まず，全岩化学組成をメルト化学組成とみなすことができる．Ho-IIIとHo-IVの期間，噴出した玄武岩質メルトの化学組成はほぼ一定であった（中村ほか, 1986; Yoshimoto *et al.*, 2004; Watanabe *et al.*, 2006）．そこで，本研究ではHo-IV玄武岩質メルトの化学組成（Table1；Miyaji *et al.*, 2011）を，減圧結晶作用シミュレーションの初期メルト組成とする．

２－２．rhyolite-MELTSプログラム

“MELTS”はGhiorso & Sack（1995）によって開発された，ケイ酸塩マグマの熱力学的相平衡・結晶作用シミュレーションを行うためのフリープログラムである．MELTSプログラムでは，与えられた系（初期メルト）の化学組成・圧力・温度・酸素フュガシティの条件において繰り返し計算を行うことにより，質量保存則および化学ポテンシャルの釣り合いを満たしつつ，系の自由エネルギーが最小となるようなメルト・鉱物相の重量分率と相化学組成の最適値を決定する．すなわち，与えられた条件での平衡結晶作用をシミュレーションできる．メルトおよび鉱物の熱力学的モデルとして対称または非対称正則溶液モデルが採用されており，各相の相互作用パラメーターには，既存の平衡実験データを用いて決定した，メルト―鉱物相間でinternally consistentな値を使用している．“rhyolite-MELTS”プログラム（Gualda *et al.*, 2012）はMELTSプログラムの改良版であり，主に石英とカリ長石成分の熱力学的パラメーターの値を改善することによって，当初はMELTSプログラムの適用が難しかった低温・含水条件の安山岩～流紋岩質マグマについても精度良い計算が可能となった．比較的低含水量の玄武岩質メルトについては，MELTSとrhyolite-MELTSとの間で計算結果に大きな差は見られない．近年，rhyolite-MELTプログラムを用いてマグマの温度・圧力・含水量条件を見積もる試みが多くなされている（e.g., Pamukcu *et al.*, 2013, 2015; Begue *et al.*, 2014）．本研究では，rhyolite-MELTプログラムを用いて，玄武岩質マグマの等温減圧結晶作用シミュレーションを行う．

２－３．等温減圧結晶作用シミュレーション

玄武岩質マグマの火道上昇過程は，熱拡散に比べてタイムスケールが短いために断熱減圧過程に近いと考えられるが，本研究では簡単のために等温減圧過程と近似する．火道上昇に伴って減圧結晶作用がおこる際，晶出したマイクロライトはマグマから取り去られない一方で，一旦晶出した結晶はメルトと再平衡反応をおこさないと考えられる．このため，減圧結晶作用の素過程は分別結晶作用によって近似することができる．rhyolite-MELTSプログラムでは，温度・酸素フュガシティ条件を一定に保ったまま圧力を減少させる“等温減圧過程”の計算が可能である．また，nステップ目の平衡計算で得られた残液メルトの化学組成を，n＋１ステップ目の計算の初期メルト組成とすることが可能であり，これにより分別結晶作用のシミュレーションを行うことができる．そこで本研究ではrhyolite-MELTプログラムを用いて，Ho-IV玄武岩質メルトを初期組成とする，等温減圧過程での分別結晶作用のシミュレーションを行った．この際，酸素フュガシティは，島弧玄武岩質メルトで一般的なNi-NiOバッファの条件で一定とした．全てのRunにおいて，初期圧力条件を150 MPaで一定とし，0.1 MPaステップで圧力を減少させ，最終圧力の0.1 MPaに至るまで1500ステップの平衡計算を行った．シミュレーションを行った温度・初期メルト含水量（H_2O_i）の条件をFig. 2に示す．富士山の初生的なメルトの含水量としておよそ3wt.%の値が見積もられているので（e.g., Ushioda *et al.*, 2014），H_2O_iの条件は0.5～3.0wt.%の範囲で変化させた．計算の温度条件は，各含水量条件でのメルトの150 MPaにお

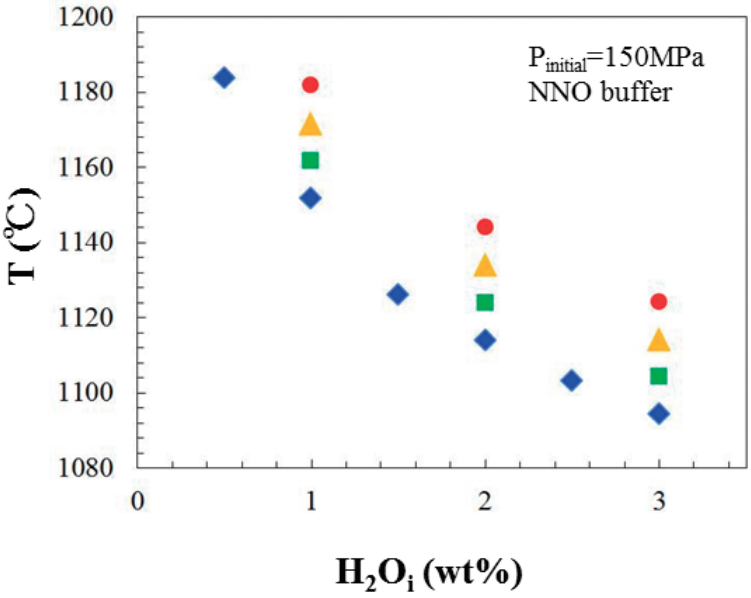

Fig. 2 Initial conditions of temperature and melt H_2O content (H_2O_i) of the present isothermal decompression simulations. Blue diamonds indicate liquidus temperatures and green squares, yellow triangles and red circles are overheated conditions of +10 ℃, +20 ℃ and +30 ℃ under given H_2O_i conditions, respectively.

けるリキダス温度（T_{liq}）とした．T_{liq}はそれぞれ，H_2O_iが0.5wt.%で1184℃，1wt.%で1152℃，1.5wt.%で1126℃，2wt.%で1114℃，2.5wt.%で1103℃，3wt.%で1094℃であった．また，H_2O_iが1wt.%，2wt.%，3wt.%のメルトについては，T_{liq}＋10℃，T_{liq}＋20℃，T_{liq}＋30℃のオーバーヒーティング条件でもシミュレーションを行った（Fig. 2）．含水量が一定のメルトのリキダス温度は圧力とともに増加するので，オーバーヒーティング条件での等温減圧過程の計算は，150 MPaより高圧条件下でのリキダス温度を初期条件とする計算に相当する．

rhyolite-MELTシミュレーションによって得た，各温度・圧力条件におけるメルトの化学組成，メルトおよび結晶相の質量分率と密度のデータを用い，メルトの粘性率（η_{melt}），メルト－結晶系での相対粘度（η_r），気泡を含まないマグマの粘性率（η_{magma}）をそれぞれ見積もった．メルトの粘性率は，メルトの化学組成と温度からGiordano *et al.*（2008）のモデルを用いて計算した．相対粘度は，結晶体積分率からEinstein-Roscoe（ER）式（Roscoe, 1952）によって相対粘度（η_r）を見積もった．ER式は(1)式で記述される．

$$\eta_r = (1-\Phi/\Phi_m)^{-2.5} \quad (1)$$

ここで，Φは結晶体積分率，Φ_mは結晶の最大充填密度～0.6（Marsh, 1981）である．結晶体積分率は，メルト・結晶相それぞれの質量分率と密度から計算した．更にマグマの粘性率を，メルト粘性率と相対粘度の積として計算し，各温度における減圧過程での変化を検討した．

3．結果

3－1．相関係

Fig. 3に，リキダス温度を初期条件とした等温減圧過程における結晶量変化を示す．ここで結晶量は，メルト－結晶系に含まれる結晶の重量分率である．結晶作用の開始する圧力（P_{sat}）は必ず発泡開始圧力より低圧であった．このことは，減圧結晶作用に先んじて発泡が必ずおこることを意味する．また，メルトの温度が高いほど，結晶作用の開始する圧力（P_{sat}）は低圧側にシフトした．晶出する鉱物組み合わせは温度とともに変化し，1184℃では斜長石のみ，1152℃では斜長石＋オリビン＋低Ca単斜輝石，1126℃では斜長石＋オリビン＋高Ca単斜輝石＋斜方輝石，1114℃以下では斜長石＋オリビン＋低Ca単斜輝石＋高Ca単斜輝石＋磁鉄鉱であった．いずれの温度条件でも，斜長石が最も高圧で晶出しはじめた．0.1 MPaで最終的に到達するメルトフラクション（F_{1atm}）は高温ほど増加し，1184℃で0.92，1152℃で0.8，1126℃で0.65，1114℃で0.52，1103℃で0.45，1094℃で0.4であった．Fig. 4に，P_{sat}で規格化した圧力と，F_{1atm}で規格化したメルトフラクションの関係を示す．メルトの温度によらず，下に凸の類似した関係を示すことが分かる．このことは，減圧過程におけるメルトフラクションの変化経路が，P_{sat}とF_{1atm}のみによって概ね制約されることを示している．

次に，P_{sat}，F_{1atm}および減圧過程で初めに晶出する斜長石のAn値（An_{int}）と，温度・H_2O_iとの関係をFig. 5に示す．ここでAn値（An#）は，斜長石に含まれるCa/（Ca+Na）比として定義する．P_{sat}，An_{int}，F_{1atm}のいずれもH_2O_iに依存せず，温度に対して強い依存性を示した．このことは，ある化学組成のメルトが火道上昇過程で減圧結晶作用する場合，圧力とメルトフラクションの関係が，H_2O_iによらず温度のみによって概ね決まること，つまり，温度が減圧結晶作用をコントロールする主要な要素のひとつであることを意味する．H_2O_iが計算結果に影響を及ぼさないのは，P_{sat}におけるH_2O溶解度によっ

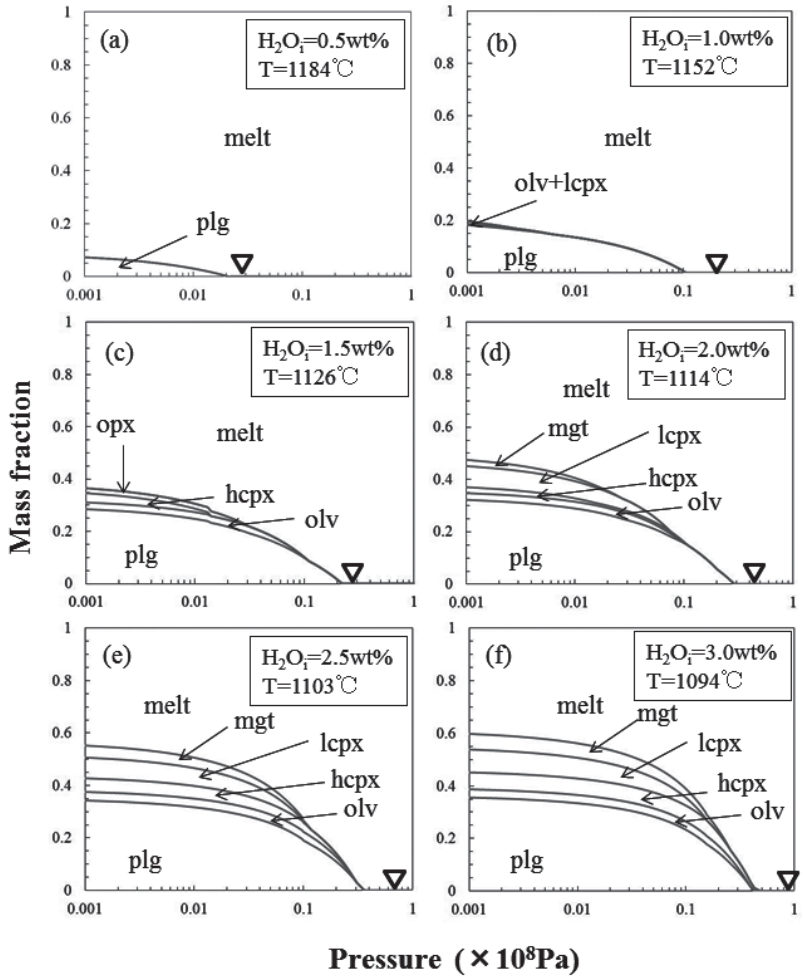

Fig. 3　Relations between pressure and mass fractions of melt and crystallized phases during isothermal decompression. Inversed triangles indicate onset pressures of melt degassing. Abbreviations are as follows; plagioclase (plg), olivine (olv), low-Ca clinopyroxene (lcpx), high-Ca clinopyroxene (hcpx), orthopyroxene (opx), magnetite (mgt).

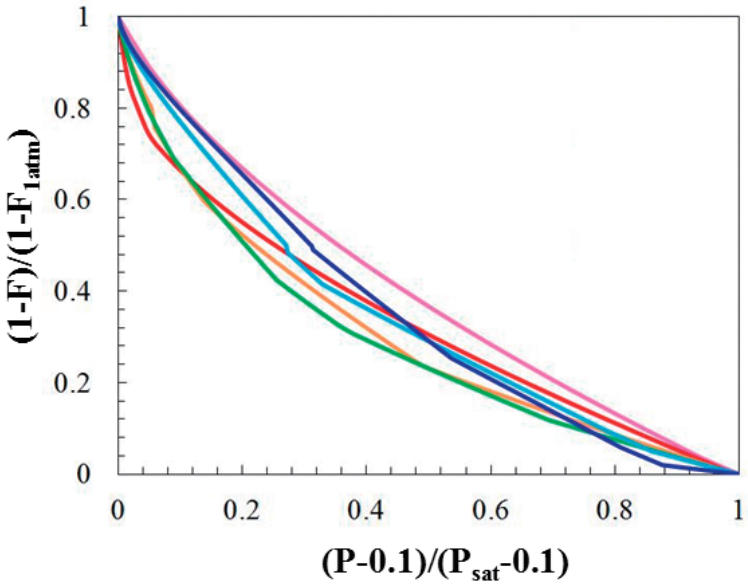

Fig. 4　Relations between P_{sat}-normalized pressure and F_{1atm}-normalized mass fraction of melt for temperatures of 1184 ℃ (pink), 1152 ℃ (red), 1126 ℃ (yellow), 1114 ℃ (green), 1103 ℃ (light blue), 1094 ℃ (navy), respectively. P_{sat} indicates onset pressure of plagioclase crystallization and F_{1atm} is mass fraction of melt at 0.1 MPa.

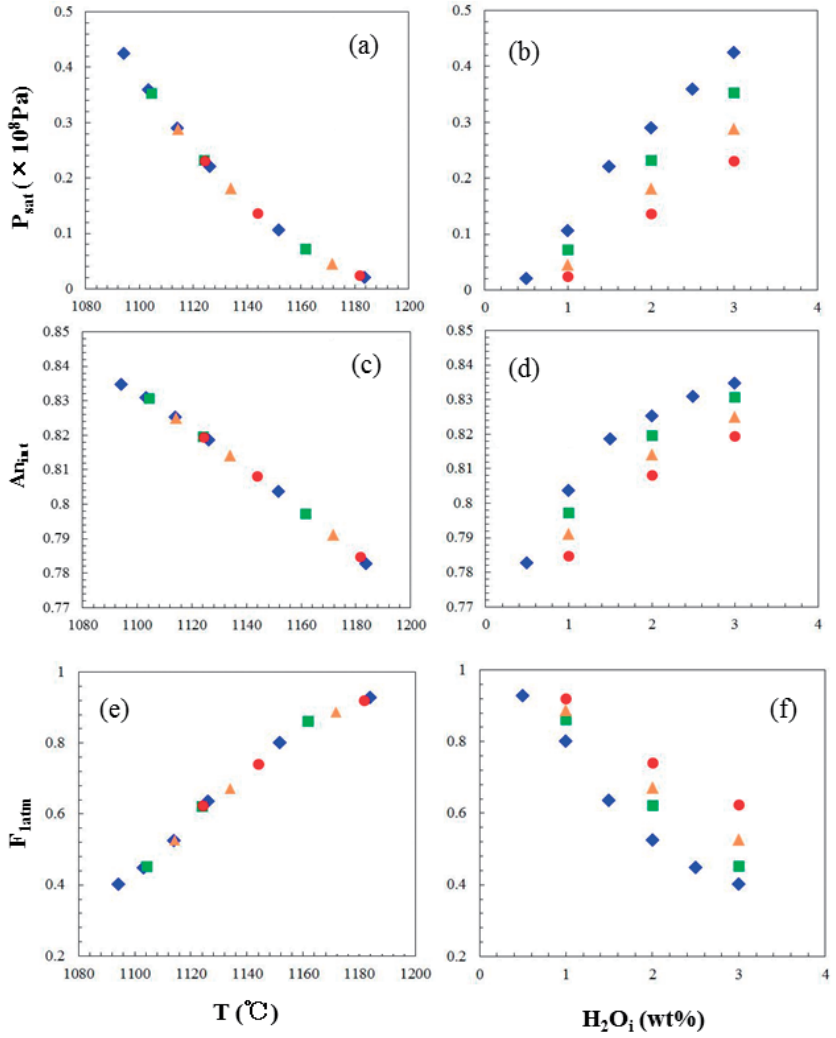

Fig. 5 P_{sat}, (a, b), An_{int}, (c, d), and F_{1atm}, (e, f), are plotted against temperatures and H_2O_i, respectively. An_{int} indicates An# [=Ca/(Ca+Na)] of initially crystallized plagioclase during decompression.

てメルト含水量が制約されるため，過剰なH_2Oはこの圧力に達するまでに脱ガスしてしまうためである．

3－2．相化学組成

(a) メルト化学組成

減圧に伴うメルトの化学組成変化曲線（Liquid lines of descent; LLD）は温度条件に強く依存して変化する（Fig. 6a）．1184℃および1152℃のRunでは，メルトの化学組成は斜長石成分の減少によって説明される．一方で1126℃より低温のRunでは，斜長石成分に加えてマフィック鉱物成分の減少も顕著となり，メルト中のノルム石英成分が著しく増加する．Fig. 6bに，各温度におけるメルトのSiO_2含有量の圧力変化を示す．1184℃および1152℃のRunではSiO_2含有量はほとんど変化しないが，1126℃以下のRunでは増加が顕著となり，特に1114℃以下のRunでは著しいSiO_2含有量の増加が認められる．これは，特に磁鉄鉱の早期晶出によるものである．磁鉄鉱の晶出開始圧力は温度低下に伴って増加し，1094℃では斜長石とほぼ同時に晶出が開始する．結晶作用の早期にメルトのSiO_2量が増加すると，オリビンや輝石・斜長石とのSiO_2含有量の差が大きくなるため，これらの鉱物の晶出によっても効果的にメルトのSiO_2含有量が増加するようになる．後に示すように，SiO_2含有量の増加は，メルトの粘性率にも大きな影響を及ぼす（e.g., Giordano *et al.*, 2008）．

(b) 斜長石の化学組成

Fig. 7に，各温度において晶出する斜長石のAn#の圧力変化を示す．いずれの温度においても，晶出する斜長石のAn#は減圧に伴って単調に減少する．このことから，減圧結晶作用で晶出した斜長石マイクロライトのうち最大のAn#を持つ結晶が，最初に晶出したものであると言える．減圧過程で最初に晶出した斜長石のAn#（An_{int}）は，温度の減少に伴って上昇する．一般に，ある主成分化学組成を有するメルトと共存する斜長石のAn#は，高温ほど，また含水量が高いほど上昇する傾向がある（e.g., Putirka, 2008; Lange *et al.*, 2009）．An_{int}と温度の間の正の相関は，温度低下の効果よりもメルト含水量増加の効果が大きいことを示している．一方で，１気圧下で最後に晶出する斜長石のAn#には，高温ほど上昇する傾向が

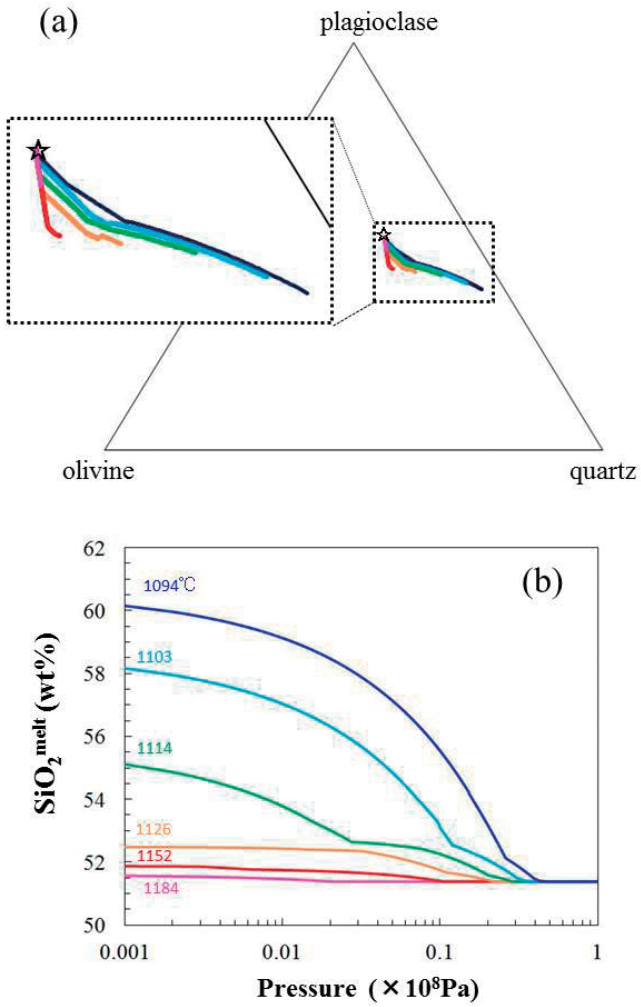

Fig. 6　(a) Calculated liquid lines of descent are plotted in the plagioclase-olivine-quartz norm diagram. (b) Relations between pressure and SiO_2 content of melt under different temperature conditions. Colors of curves indicate temperatures; 1184 ℃ (pink), 1152 ℃ (red), 1126 ℃ (yellow), 1114 ℃ (green), 1103 ℃ (light blue), 1094 ℃ (navy), respectively.

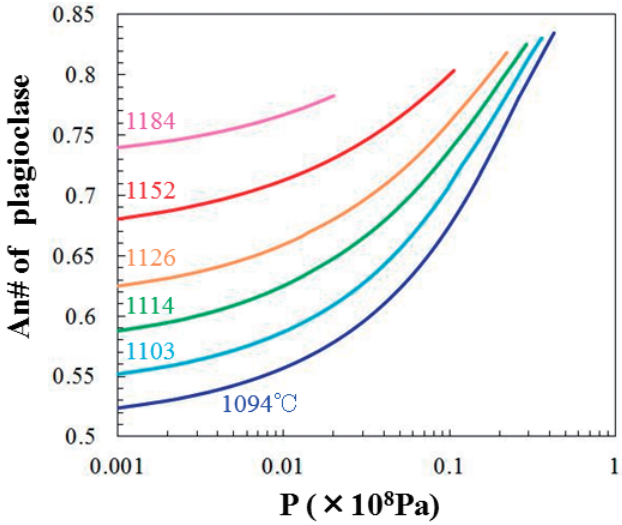

Fig. 7　Relations between pressure and An# of plagioclase at temperatures of 1184 ℃ (pink), 1152 ℃ (red), 1126 ℃ (yellow), 1114 ℃ (green), 1103 ℃ (light blue), 1094 ℃ (navy), respectively.

見られる．これは，温度の効果に加えて，低温のRunほど多量の結晶を晶出し，共存メルトの分化が進んでいることによる．この結果は，低温のメルトほど，減圧結晶作用で晶出する斜長石の組成幅が大きくなることを示している．

3－3．粘性率

(a)　メルトの粘性率

メルトの粘性率は，メルトの主成分化学組成（特にSiO_2含有量），含水量，温度の関数として記述され，SiO_2に乏しいほど，含水量が大きいほど，そして高温ほど低粘性になることが知られている（e.g., Giordano *et al.*, 2008）．今回のシミュレーションでは，初期状態でのメルト粘性率が低温ほど小さい傾向が見られたが（Fig. 8a），これは含水量の影響が温度の影響を上回ったためである．一方で，1気圧でのメルト粘性率は高温ほど小さく，1184℃で$10^{2.0}$ Pa sから1094℃で$10^{4.1}$ Pa sと，約2桁の違いがあった．これは，温度低下に加えて，結晶作用によってメルトのSiO_2含有量が増加した影響による．いずれの温度においても，粘性率の増加はP_{sat}よりやや高圧側で開始する．これは，結晶作用の開始に先立ってメルトから脱ガスがおこり，メルト含水量が低下するためであり，その開始圧力はH_2O_iに依存する．減圧に伴うメルト粘性率の増加率は低温ほど高くなる傾向が見られる．これは，低温のRunほど結晶作用が進み，SiO_2含有量が高くなることを反映している．

(b)　相対粘度

Fig. 8bに，各温度における相対粘度の圧力変化を示す．相対粘度は結晶量の関数であるため，その増加開始圧力はP_{sat}と一致し，低温ほど高圧側にシフトする．1気圧での相対粘度は温度低下に伴って増加し，1184℃で$10^{0.14}$から1094℃で$10^{6.3}$まで変動する．結晶量の増加率を反映し，相対粘度も低温ほど増加率が大きい．本研究ではΦ_m～0.6を仮定して相対粘度を算出したが，この値は等方的な結晶についての値であり，斜長石のような板状結晶が主要な場合にはより小さい値（例えば，長軸/短軸比～4.7の場合，Φ_m～0.43）をとることが知られている（e.g., Mader *et al.*, 2013）．したがって，特に高結晶量のマグマについて，実際の相対粘度は本研究で算出した値より大きくなると考えられる．

(c)　マグマの粘性率

メルトと結晶のみからなるマグマの粘性率は，メルト粘性率と相対粘度の積として与えられる．Fig. 8cに，各温度におけるマグマの粘性率の圧力変化を示す．いずれの温度においても，マグマの粘性率は減圧に伴い単調に増加する．しかし，粘性率の増加率，増加開始圧力，1気圧で到達する粘性率はいずれも温度条件に強く依存して大きく変動する．例えば，1184℃における粘性率の増加開始圧力は4 MPaで，増加量もわずかである．一方で，

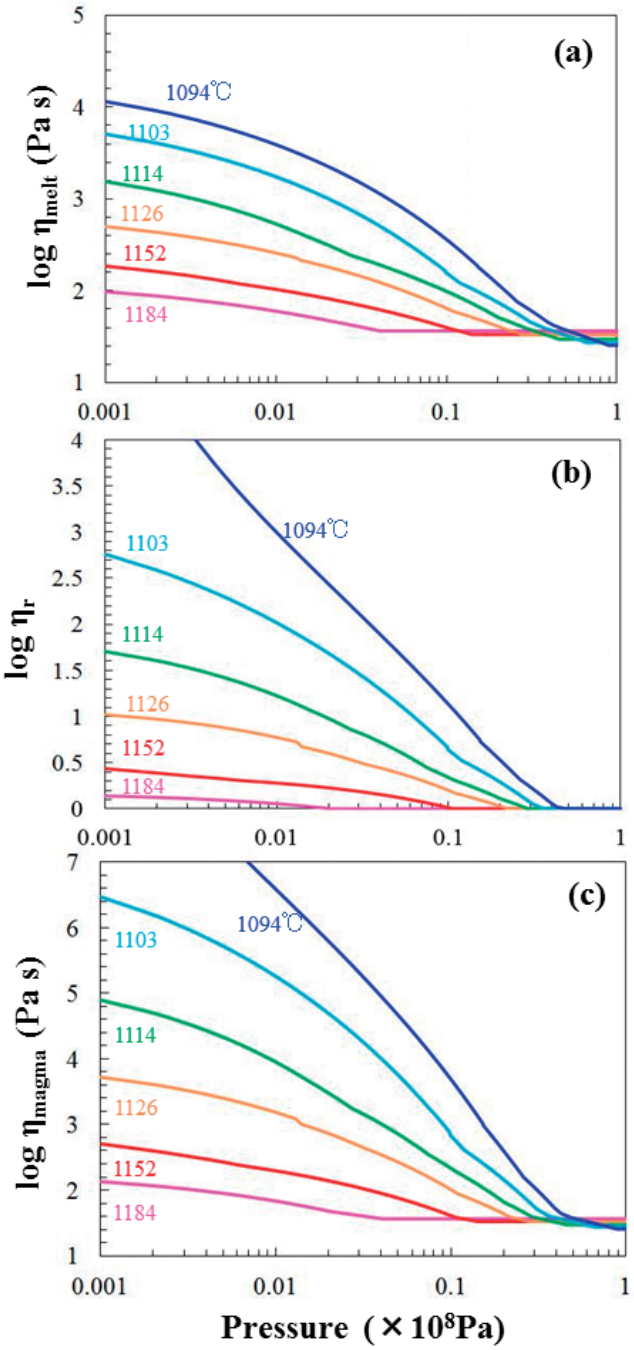

Fig. 8 Calculated melt viscosities, η_{melt}, (a), relative viscosities, η_r, (b), and viscosities of magma, η_{magma}, (c), are plotted against pressure at temperatures of 1184 ℃ (pink), 1152 ℃ (red), 1126 ℃ (yellow), 1114 ℃ (green), 1103 ℃ (light blue), 1094 ℃ (navy), respectively. η_{melt} is calculated from melt composition and temperature by using the model of Giordano *et al.* (2008). η_r is calculated from crystal volume fraction by using the Einstein-Roscoe equation (Roscoe, 1952) with the value of maximum packing fraction of crystals of 0.6 (Marsh, 1981).

1094℃ではおよそ90 MPaから粘性率が増加しはじめ，1 MPaに至るまでにおよそ5桁も高粘性となる．Takeuchi（2004）は，ダイクを形成しながらマグマが上昇・噴火できる粘性率の上限値がおよそ10^6 Pa sであると議論した．本研究によるマグマの粘性率の計算結果によると1103℃より低温ではマグマが地表に達する前に粘性率が10^6 Pa sを上回る．この結果は，Ho-IVスコリアと似た化学組成の玄武岩質メルトがカイネティックな遅れなしに減圧結晶作用する場合，およそ1100℃より低温の場合には地表まで達することができず，噴火未遂に終わる可能性が高いと考えられる．

4．考察

4－1．P_{sat}，An_{int}の温度依存性の原因

ここでは，P_{sat}とAn_{int}が温度に強い依存性を示した原因について議論する．ただし，rhyolite-MELTSによるシミュレーションは熱力学的相平衡に基づくため，ここでの議論はカイネティックな遅れなしに結晶作用が進行する場合に限る．カイネティックな遅れの影響については後に考察する．

(a) P_{sat}の温度依存性の原因

斜長石の晶出は，減圧・脱水に伴って上昇する斜長石リキダス温度が，メルトの温度と一致するときに開始される．斜長石のリキダス温度は一般に，メルトの化学組成，含水量，圧力の関数として記述できる（e.g., Putirka, 2008）．メルトの化学組成が一定の場合，独立な変数はメルト含水量と圧力の2つであるが，減圧結晶作用はメルトがH_2Oに飽和した条件でおこるため，これらの2つの変数はH_2O溶解度曲線によって関連付けられ，結果として独立変数は1つとなる．このため，斜長石の結晶作用が開始する圧力は，初期メルト含水量によらず温度のみに依存する．

(b) An_{int}の温度依存性の原因

斜長石のAn値は，平衡共存するメルトの化学組成，含水量，温度，圧力の関数として記述される（e.g., Putirka, 2008; Lange *et al.*, 2009; Waters & Lange, 2015）．メルトの主成分化学組成が一定の場合，独立な変数はメルト含水量，圧力，温度の3つである．しかし，減圧結晶作用はメルトがH_2Oに飽和した条件でおこるため，メルト含水量は圧力の関数となる．また，斜長石の晶出がリキダス温度でおこる（＝結晶作用のカイネティックな遅れを考えない）場合，温度はメルト含水量・圧力の関数となる．結果として，斜長石のAn値，メルト含水量，圧力，温度の4つの変数の自由度は1となり，いずれかの値が決まれば，他の変数は全てユニークに決まる．このため，初期メルト化学組成が同じ場合，An_{int}の値は初期メルト含水量によらず，温度のみに依存することとなる．

An_{int}－温度間の強い相関は，カイネティックな遅れが無視できる場合，An_{int}をマグマの噴火温度の指標として利用できることを示唆する．例えば，本研究のシミュレーションの結果では，温度とA_{int}の関係は次式で記述できる．

$$T(K) = 2791 - 1701An_{int} \quad (R^2=0.997) \quad (2)$$

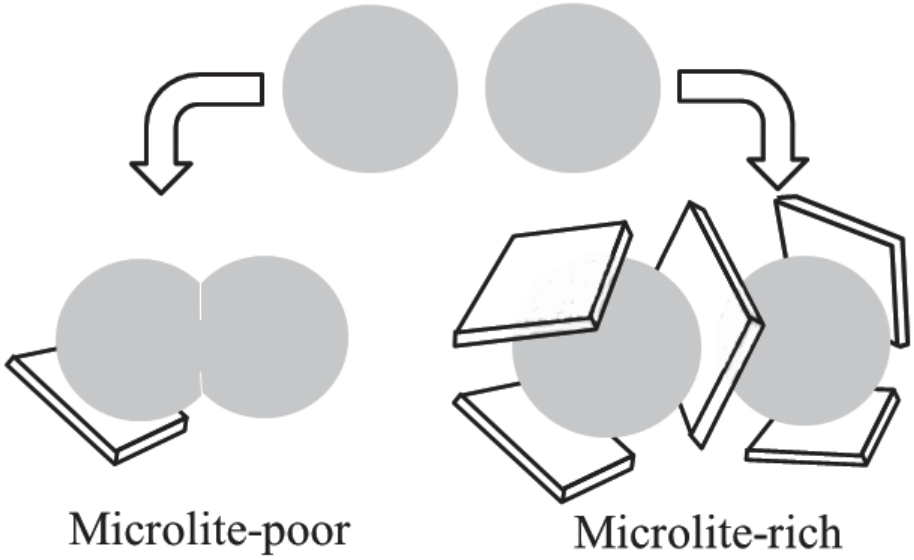

Fig. 9　Schematic diagram depicting the effects of microlite crystallization on coalescence of bubbles.

２式を用いると，与えられたAn_{int}の値から，$1\sigma = 1.3$ K（最大残差～3K）の精度で，シミュレーションに用いた温度条件を再現できる．天然に適用するには，メルト組成の変化の影響等，解決すべき課題が残るが，噴火直前のマグマだまりでの値ではなく，火道上昇中のマグマの温度を見積もることができる有望な手法として今後注目に値する．

４－２．P_{sat}，An_{int}，F_{1atm}に及ぼすカイネティックな遅れの影響

上の議論はいずれも，カイネティックな遅れなしに結晶作用が進行する場合を仮定した．しかし，実際の結晶作用は有限の過冷却条件下で進行する．ここではカイネティックな遅れがP_{sat}，An_{int}，F_{1atm}に及ぼす影響について考察する．以下では，カイネティックな遅れを無視できない場合におけるP_{sat}，An_{int}，F_{1atm}をそれぞれP_{sat}^*，An_{int}^*，F_{1atm}^*と表記する．メルトの主成分化学組成が一定である場合，等温減圧過程によって有限の過冷却が発生するのは，メルトの温度よりリキダス温度が上回ったときである．H_2Oに飽和したメルトのリキダス温度は減圧に伴って上昇するため，$P < P_{sat}$のときに有限の過冷却が発生する．したがって，$P_{sat}^* < P_{sat}$となると考えられる．斜長石の晶出するタイミングはP_{sat}より低圧でメルト含水量に乏しい条件となるため，$An_{int}^* < An_{int}$となることが予想される．さらに，カイネティックな遅れは晶出する結晶の総量を減少させるため，$F_{1atm}^* > F_{1atm}$となるであろう．カイネティックな遅れがない場合，およそ1100℃より低温の玄武岩質メルトでは地表に達するまでに粘性率が10^6Pa sをこえてしまうため，このようなマグマが噴火するうえで，カイネティックな遅れが重要な役割を果たしていると考えられる．

カイネティックな遅れは，結晶作用の潜在時間Δtを生じる．Δtが減圧速度（dP/dt）に大きく依存しない場合，$P_{sat} - P_{sat}^* = (dP/dt)\Delta t$となり，結晶作用の開始圧力は減圧速度の関数となる．An_{int}^*はP_{sat}^*と正の相関を示すため，減圧速度の増加に伴ってAn_{int}^*も減少すると考えられる．このことは，結晶作用のカイネティックな遅れを無視できない場合，マグマの温度が制約できれば，An_{int}^*をマグマの減圧速度の指標として利用できる可能性を示唆している．現在，減圧結晶作用で形成されたマイクロライトの結晶数密度や量から，マグマの減圧速度を見積もる手法が提案されている（e.g., Toramaru *et al.*, 2008; Wright *et al.*, 2012）．これらの手法は有効であるものの，噴出物中の結晶の二次的な核形成・成長の影響を受ける等の問題点があることが指摘されている（e.g., 鈴木, 2016）．一方，An_{int}^*は減圧結晶作用開始圧力での減圧速度のみに依存し，二次的な結晶核形成・成長の影響を受けないという利点がある．An_{int}^*に基づくマグマの減圧速度計を実用化するために今後解決すべき課題として，メルト－斜長石間の元素分配関係の減圧速度依存性を明らかにすることと，メルト－斜長石元素分配とは独立にマグマの噴火温度を決定する方法を確立することが挙げられる．

４－３．減圧結晶作用がマグマの脱ガスと破砕に及ぼす影響

マグマの噴火ダイナミクスをコントロールする最も重要なプロセスは，上昇過程における脱ガスである（e.g., Eichelberger *et al.*, 1986; Jaupart & Allegre, 1991; Woods & Koyaguchi, 1994; Melnik & Sparks, 1999; Gonnermann & Manga, 2003）．例えば，激しく連続的な爆発的噴火をおこすには，マグマの上昇過程で気泡があまり合体せず，また破砕するまでガス成分が失われないことが必要である．一方で，比較的穏やかで断続的な爆発的噴火や非爆発的噴火をおこすには，マグマ中の気泡が合体し，ある程度のガス成分が失われる必要がある（e.g., Parfit, 2004）．また，爆発的噴火をおこすためには，マグマの流れが気泡流から噴霧流へと遷移する必要があるため，マグマが

破砕しなければならない（e.g., Gonnermann, 2015）．以下では，マグマの脱ガスと破砕のプロセスに，減圧結晶作用がどのような影響を及ぼすかについて考察する．

減圧結晶作用の重要な効果のひとつは，メルト－結晶系マグマの粘性率を著しく増加させることである（Fig. 8）．流体中を上昇する気泡の速度はストークスの式で与えられ，その速度は流体の粘性率の逆数に比例する．このため，マグマの粘性率の増加は，メルトと気泡の相対運動を抑制し，マグマから気泡を重力分離にくくすると考えられる．また，マグマの粘性率の増加は，マグマの破砕を促進する．マグマのレオロジー的ふるまいはデボラ数De[$=\eta_{\mathrm{magma}}\dot{\varepsilon}/G_{\infty}$；ここで$\dot{\varepsilon}$はせん断歪速度，$G_{\infty}$は剛性率]で特徴づけられ，$De$が臨界デボラ数$De_{\mathrm{c}}$より大きくなると破砕する．Cordonnier *et al.*（2012）は，結晶を含むマグマのDe_{c}を，メルトのDe_{c}と結晶量Φの関数として次式で記述できることを示した．

$$De_{\mathrm{c}} = De_{\mathrm{c}}^{\mathrm{melt}}\left(1-\Phi/\Phi_{\mathrm{m}}\right) \quad (3)$$

ここで$De_{\mathrm{c}}^{\mathrm{melt}}$はメルトの臨界デボラ数である．３式と１式を比較すると，

$$De_{\mathrm{c}}/De_{\mathrm{c}}^{\mathrm{melt}} = \eta_{\mathrm{r}}^{-0.4} \quad (4)$$

が得られ，相対粘度の増加に伴ってDe_{c}が低下することが分かる。このことは，減圧結晶作用によって相対粘度が増加すると，より小さいせん断歪速度でもマグマの破砕がおこることを意味する．

減圧結晶作用のもうひとつの重要な効果は，マイクロライト形成が気泡の合体を抑制することである．減圧結晶作用によるマイクロライト形成は，必ず発泡開始圧力より低圧でおこる（Fig. 3）．結晶作用はケイ酸塩メルト中でおこることから，形成されるマイクロライトは既存の気泡を取り囲むように配置すると考えられる．マグマが脱ガスするための重要な素過程である気泡の合体は，隣接した気泡を隔てるメルト膜を破ることで達成される．気泡を隔てるメルト中にマイクロライトが形成すると，マイクロライトが部分的に気泡を囲む“籠”を作ることによって，気泡同士の接触を妨げるだけでなく，メルト膜を破れにくくすると考えられる．また，マイクロライトが“籠”構造を形成したマグマの中では，周囲のメルト・結晶に対する気泡の相対運動も抑制されるだろう．これらの効果は，気泡がマグマから失われることを妨げ，破砕深度までマグマのガス量を高く保持することになり，結果として激しい爆発的噴火をおこしやすくすると考えられる．

４－４．玄武岩質マグマの噴火様式に及ぼす温度の影響

前節での議論から，減圧結晶作用によって多量のマイクロライトが形成すると，激しい爆発的噴火をおこしやすくなると考えられる．また，減圧過程で形成するマイクロライトの量は，マグマの温度が低いほど増加することは既に示した（Fig. 5）．これらの結果から，玄武岩質マグマの温度が低いほど，激しい爆発的噴火をおこしやすいという仮説を導くことができる．そこで，富士火山の噴出物について，噴火様式と温度の関係を検討した．検討に用いたのは，1707年（宝永噴火）のプリニー式噴火のスコリア（Ho-IV），864–866年（貞観噴火）のストロンボリ式噴火のスコリアおよび溶岩流と，約1500年前に噴火した印野丸尾溶岩の３試料である．これらはいずれも斜長石・オリビン斑晶を含み，石基メルトの化学組成が既知である（高橋ほか，2003；海野, 2007；Miyaji *et al.*, 2011；石橋ほか，2014）．したがって，斜長石およびオリビンのリキダス温度計（Putirka, 2008）を同時に適用することで，石基メルトの温度と含水量を制約することができる．斜長石およびオリビンのリキダス温度計はともに圧力依存性は小さいので，600 MP程度までの圧力範囲では，メルトの温度・含水量条件の見積もり値は大きく変動しない．本研究では300 MPaの圧力条件を仮定して，マグマの温度と含水量を見積もった（Fig. 10）．ここで，宝永噴火スコリアと印野丸尾溶岩はほぼ無斑晶質であるため全岩化学組成（高橋ほか，2003；Miyaji *et al.*, 2011）をメルト組成とみなした．貞観噴火については，ストロンボリ式噴火のスコリアと溶岩流とで石基ガラス組成はほぼ同じであったので，海野（2007）で報告された熔岩流石基中のガラス組成を用いて計算を行った．その結果，見積もられたメルトの温度と含水量はそれぞれ，宝永噴火スコリアで1113℃，2.7wt.%，貞観噴火スコリアで1136℃，0.7wt.%，印野丸尾溶岩で1145℃，1.4wt.%であった．プリニー式噴火をおこした宝永噴火のマグマの温度が，ストロンボリ式噴火や溶岩流噴火をおこしたマグマよりも低温であったことは，本研究で考察したマグマの温度と減圧結晶作用，噴火ダイナミクスの関係と定性的に整合的であり，噴火様式がマグマの温度に強く依存している可能性を示唆する．低温のマグマは，低圧条件でメルト含水量が減少すると，粘性率が著しく増加して火道上昇が困難になる．したがって，低温のマグマが穏やかな爆発的噴火や非爆発的噴火をおこすことは，むしろ難しいかもしれない．一方で高温のマグマの場合，脱ガスしても粘性率が大きく変化しないために非爆発的～爆発的まで多様な噴火が可能であり，その様式は火道上昇過程での脱ガスプロセスによって決まると考えられる．

現状では富士火山の噴出物で，噴火時のメルト組成が既知のものはほとんどないため，本研究で仮説検証に用いることのできた試料は３試料に限られた．今後，より多くの噴出物について，噴火時のメルトの化学組成と温度・含水量を明らかにし，プレ噴火条件と噴火様式の関係を検証することが重要である．一方で，MELTSによる減圧結晶作用シミュレーション結果と実際の噴出物の特徴の差についても今後検討していく必要があるだろう．例えば，実際の宝永噴火スコリアでは，MELTSシミュレーション結果と比べて磁鉄鉱に乏しく，また，斜長石マイクロライト量が著しく多い．この不一致のひとつの原因として，結晶作用のカイネティックな遅れによる可能性が考えられる．近年，著しい非平衡下での結晶作用では，カイネティックな遅れの結果，平衡条件下での結晶作用とは異なるLLDをたどることが指摘され始めている（e.g., Faure & Tissandier, 2014）．今後，富士山の玄武岩質マグマについても，減圧結晶化実験などによる検討が必要と考えられる．

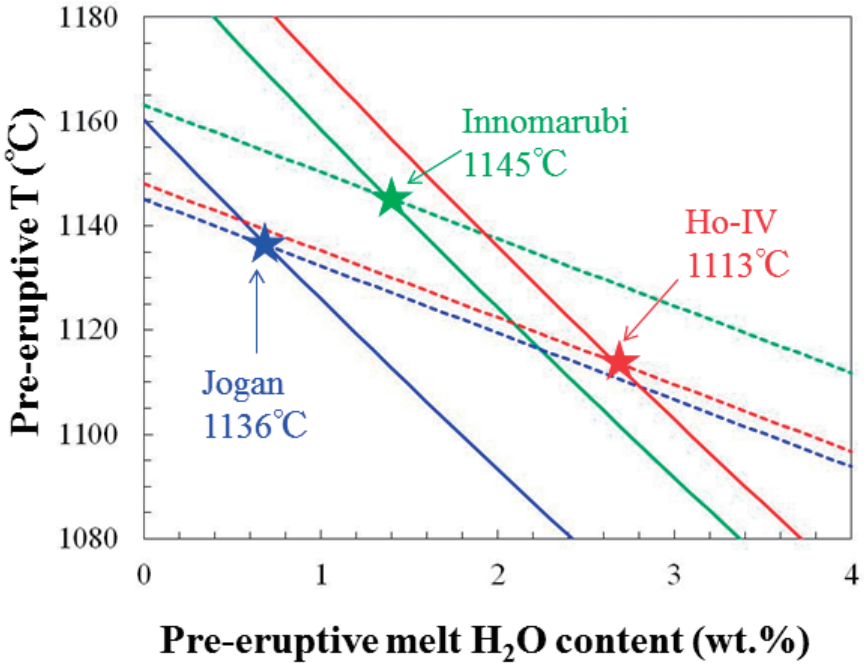

Fig. 10　Pre-eruptive temperature-melt H_2O content conditions estimated for basaltic melts of different eruption styles from Fuji volcano. Red, bule and green symbols indicate basaltic melts of the 1707 Plinian eruption (Ho-IV scoria), the 864-866 Strombolian eruption (Jogan scoria), and the lava effusion at ca. 1.5 ka (Innomarubi lava), respectively. Solid and broken curves indicate liquidus curves of plagioclase and olivine, calculated from melt compositions by using the models of Putirka (2008), and stars indicates pre-eruptive T-H_2O content conditions of melts, respectively. Melt compositions are from Miyaji *et al.* (2011) for Ho-IV scoria, Umino (2007) for Jogan lava, and Takahashi *et al.* (2003) for Innomarubi lava, respectively.

4－5．断熱減圧過程と等温減圧過程のちがい

本研究では，等温減圧過程によるマグマ上昇を仮定した．しかし，現実の玄武岩質マグマの火道上昇過程は，マグマ上昇のタイムスケールが短いため，むしろ断熱減圧過程に近いと考えられる．断熱減圧過程の場合，断熱膨張による冷却や結晶作用の潜熱放出に伴う加熱によって，火道上昇とともにマグマの温度が変化する可能性が考えられる．結晶作用で生じる潜熱の影響については，Blundy *et al.*（2006）が，St. Helens火山1980–1982年噴出物およびShiveluch火山2001年噴出物に含まれる斜長石斑晶中のメルト包有物について見積もったメルト含水量－温度関係から検討している．その結果によると，メルト包有物の含水量の低下に伴って温度が上昇する傾向がみられ，その原因はマグマ上昇中の結晶作用に伴う潜熱放出よる加熱であるとBlundyらは議論している．ただし，このBlundyらの結果については，温度見積もりに用いた斜長石－メルトAn分配温度計の強いメルト含水量依存性と，メルト包有物の脱ガスに対するホスト斜長石－メルト包有物間の再平衡のカイネティックな遅れの組み合わせによるアーティファクトであるとの指摘もある（Humphreys *et al.*, 2016）．断熱減圧過程では，断熱膨張による冷却が結晶作用を促進する一方で，結晶作用の潜熱放出によるマグマの温度上昇が更なる結晶作用を抑える方向に働くため，等温減圧過程とは異なる結晶量・LLDと粘性率の発達パスが見られる可能性がある．これは，玄武岩質マグマの噴火過程を考えるうえで興味深い問題であるので，今後の課題として検討したいと考えている．

5．まとめ

本研究では富士火山1707年宝永噴火のHo-IVスコリア組成のメルトについて，rhyolite-MELTSプログラムを用いた等温減圧結晶作用シミュレーションを行い，プレ噴火条件がマグマの減圧結晶作用と噴火ダイナミクスに及ぼす影響について検討した．主な結果を以下に列記する．

(1)　減圧結晶作用の開始する圧力，晶出する鉱物の種類と量，化学組成，残液メルトのたどる化学組成変化パスはいずれも，マグマの温度に強く依存する．

(2)　減圧過程におけるマグマの粘性率変化は，マグマの温度に強く依存する．マグマが高温の場合には，減圧過程で粘性率はほとんど変化しないが，低温のマグマでは減圧とともに粘性率が著しく増加する．

(3)　結晶作用のカイネティックな遅れを無視できる場合，An_{int}は噴火温度の指標として利用できる．カイネティックな遅れを無視できない場合，An_{int}は減圧速度に依存し，独立の方法で温度を制約できるならば，マグマの減圧速度計として利用できる可能性がある．

(4)　マイクロライト形成は，マグマの粘性率を増加させるとともに，気泡同士の合体を抑制し，結果としてマグマの脱ガスを抑制する．

(5)　玄武岩質マグマの温度は，減圧結晶作用を通して，噴火ダイナミクスに強い影響を及ぼし，低温のマグ

マほど火道上昇中の脱ガスを抑えられるため，激しい爆発的噴火をおこしやすいと考えられる．

謝辞

本稿は，2016年12月22日に東京大学地震研究所で開催された，「文部科学省 次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト」課題Cキックオフミーティングにおいて，石橋が講演した内容を基にまとめたものである．本稿をまとめるきっかけとなった講演の機会を下さった，東京大学地震研究所の安田敦准教授に感謝いたします．神戸大学の佐藤博明名誉教授，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．静岡大学理学部の道林克禎教授には，SEMを使用させていただきました．静岡大学理学部地球科学科４年の諏訪由起子さんには，貞観噴火スコリアのSEM写真を撮影していただきました．以上の方々にお礼申し上げます．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・人材育成総合プロジェクト」の援助を受けました．

引用文献

Applegath L. J., Tuffen H., James M. R. & Pinkerton H. (2013), Degassing-driven crystallization in basalts. *Earth-Science Reviews*, **116**, 1–16.

Begue F., Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Pamukcu A. S., Kennedy B. M., Gravley D. M., Deering C. D. & Chambefort I. (2014), Phase-equilibrium geobarometers for silicic rocks based on rhyolite-MELTS. Part 2: application to Taupo Volcanic Zone rhyolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **168**, 1082.

Blundy J., Cashman K. & Humphreys M. (2006), Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature*, **443**, 76–80.

Cashman K. V. (1992), Groundmass crystallization of Mount St Helens dacite, 1980–1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **109**, 431–449.

Cashman K. V. & Blundy J. (2000), Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **358**, 1487–1513.

Cordonnier B., Caricchi L., Pistone M., Castro J., Hess K. U., Gottschaller S., Manga M. & Dingwell D. B. (2012), The viscous-brittle transition of crystal-bearing silicic melt: Direct observation of mama rupture and healing. *Geology*, **40**, 611–614.

Costantini L., Bonadonna C., Houghton B. F. & Wehmann H. (2009), New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, **71**, 337–355.

Eichelberger J. C., Carrigan C. R., Westrich H. R. & Price R. H. (1986), Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, **323**, 598–602.

Faure F. & Tissandier L. (2014), Contrasted liquid lines of descent revealed by olivine-hosted melt inclusions and external magma. *Journal of Petrology*, **55**, 1779–1798.

藤井敏嗣（2007），富士火山のマグマ学．富士火山（荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編），山梨県環境科学研究所，233–244．

Ghiorso M. S. & Sack R. O. (1995), Chemical mass transfer in magmatic processes IV A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpola¬tion and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, **119**, 197–212.

Giordano D., Russell J. K. & Dingwell D. B. (2008), Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**, 123–134.

Goepfert K. & Gardner E. (2010), Influence of pre-eruptive strage conditions and volatile contents on explosive Plinian style eruptions of basic magma. *Bulletin of Volcanology*, **72**, 511–521.

Gonnermann H. M. (2015), Magma fragmentation. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **43**, 431–458.

Gonnermann H. M. & Manga M. (2003), Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, **426**, 432–435.

Gualda G. A. R., Giorso M. S., Lemons R. V. & Carley T. L. (2012), Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, **53**, 875–890.

Hammer J. E., Cashman K. V., Hoblitt R. P. & Newman S. (1999), Degassing and microlite crystallization during pre-climatic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, **60**, 355–380.

Houghton B. F., Wilson C. J. N., Del Carlo P., Cotelli M., Sable J. E. & Carey R. (2004), The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawara 1886 and Etna 122 BC. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **137**, 1–14.

Humphreys M. C. S., Edmonds M. & Klocking M. S. (2016), The validity of plagioclase-melt geothermometry for degassing-driven magma crystallization. *American Mineralogist*, **101**, 769–779.

石橋秀巳・鍵　裕之・佐藤博明（2014），富士山長尾山スコリアに含まれる石基ガラスの酸化還元状態．日本火山学会2014年秋季大会（abstract）．

Jaupart C. & Allegre C. J. (1991), Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic

volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **102**, 413–429.

Kuritani T. (1999), Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **88**, 77–97.

Lange E. A., Frey H. M. & Hector J. (2009), A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, **94**, 494–506.

町田　洋（1964），Tephrochronologyによる富士火山とその周辺地域の発達史（その1）．地学雑誌，**73**，293–308．

Mader H. M., Llewellin E. W. & Mueller S. P. (2013), The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **257**, 135–158.

Marsh B. D. (1981), On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 85–98.

Melnik O. & Sparks R. S. J. (1999), Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, **402**, 37–41.

宮地直道（2007），過去1万1000年間の富士火山の噴火史と噴出率，噴火規模の推移．富士火山（荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編），山梨県環境科学研究所，79–95．

宮地直道・小山真人（2007），富士火山1707年噴火（宝永噴火）についての最近の研究成果．富士火山（荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編），山梨県環境科学研究所，339–348．

Miyaji N., Kan'no A., Kanamaru T. & Mannen K. (2011), High-resolution reconstruction of the Hoei eruption (AD 1707) of Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **207**, 113–129.

中村利廣・万寿　優・佐藤　純・高橋春男（1986），富士火山1707年（宝永4年）噴出物の層序にそった組成変化．火山，**31**，253–264．

Pamukcu A. S., Carley T. L., Gualda G. A. R., Miller C. F. & Ferguson C. A. (2013), The evolution of the Peach Spring giant magma body: Evidence from accessory mineral textures and compositions, bulk pumice and glass geochemistry and rhyolite-MELTS modeling. *Journal of Petrology*, **54**, 1109–1148.

Pamukcu A. S., Gualdam G. A. R., Ghiorso M. S., Miller C. F. & McCracken R. G. (2015), Phase-equilibrium geobarometers for silicic rocks based on rhyolite-MELTS – Part 3: Application to the Peach Spring Ruff (Arizona-California-Nevada, USA). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **169**, 33.

Parfit E. (2004), A discussion of the mechanism of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134**, 77–107.

Putirka K. D. (2008), Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69**, 61–120.

Roscoe R. (1952), The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British Journal of applied Physics*, **3**, 267–269.

Sparks R. S. J., Murphy M. D., Lejeune A. M., Watts R. B., Barclay J. & Young S. R. (2000), Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-driven crystallization. *Terra Nova*, **12**, 14–20.

鈴木由希（2016），噴火時のマグマプロセスを噴出物組織から探る手法－過去10年間の研究進展のレビュー．火山，**61**，367–384．

高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井匡・田中英正・西　直人・安井真也（2003），富士火山噴出物の全岩化学組成－分析データ847個の総括．日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要，**38**，117–166．

Takeuchi S. (2004), Precursor dike propagation control of viscous magma eruptions. *Geology*, **32**, 1001–1004.

Toramaru A., Noguchi S., Oyoshihara S. & Tsune A. (2008), MND (microlite number density) water exsolution rate meter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **175**, 156–167.

津屋弘逵（1968），富士山地質図（5万分の1），富士山の地質．地質調査所．

海野　進（2007），富士山溶岩流の特性．富士火山（荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編），山梨県環境科学研究所，269–283．

Ushioda M., Takahashi E., Hamada M. & Suzuki T. (2014), Water content in arc basaltic magma in the Northeast Japan and Izu arcs: an estimate from Ca/Na partitioning between plagioclase and melt. *Earth, Planet and Space*, **66**, 127.

Watanabe S., Widom E., Ui T., Miyaji N. & Roberts A. M. (2006), The evolution of a chemically zoned magma chamber: The 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **152**, 1–19.

Waters L. E. & Lange R. A. (2015), An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, **100**, 2172–2184.

Woods A. & Koyaguchi T. (1994), Transition between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, **370**, 641–644.

Wright H. M. N., Cashman K. V., Mothes P. A., Hall M. L., Ruiz A. G. & Le Pennec J. L. (2012), Estimating rates of decompression from textures of erupted ash particles produced by 1999-2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador. *Geology*, **40**, 619–622.

Yoshimoto M., Fujii T., Kaneko T., Yasuda A. & Nakada S. (2004), Multiple magma reservoirs for the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Proceeding of Japan Academy, Ser. B*, **80**, 103–106.