

富士火山で過去2200年間に噴出したマグマの分化メカニズム：熱力学的相平衡シミュレーター "PELE" を用いた検討

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2015-09-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 山田, 早記, 石橋, 秀巳 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00009101

富士火山で過去2200年間に噴出したマグマの分化メカニズム： 熱力学的相平衡シミュレーター“PELE”を用いた検討

山田早記¹・石橋秀巳^{1*}

Numerical investigation on differentiation mechanism of basaltic magmas erupted in the last 2200 years from Fuji volcano, Central Japan, by using a thermodynamic phase equilibrium simulator "PELE"

Saki YAMADA¹ and Hidemi ISHIBASHI^{1*}

Abstract Numerical investigations of multiple phase saturation and fractional crystallization differentiation were done for a basaltic melt with major element composition identical to Innomarubi lava (INM melt), which is a phenocryst-poor, relatively undifferentiated basaltic lava erupted at ca. 1.5 ka from Fuji volcano, by using "PELE" (Boudreau, 1999), a thermodynamic phase equilibrium simulator for silicate melt, to understand the origin of whole rock compositional variation observed for volcanic rocks erupted in the last 2200 years from Fuji volcano. The results of multiple phase saturation simulation indicate that INM melt coexists with olivine, plagioclase and clinopyroxene, which are observed as phenocryst minerals in Innomarubi lava, under conditions of temperature of ca. 1160°C, pressure of ca. 580 MPa and H₂O content in melt of ca. 0.85 wt. % with oxygen fugacity condition near Ni-NiO buffer. Fractional crystallization differentiation simulation indicates that plagioclase and clinopyroxene are major crystallized phases and, as a result, Al₂O₃ and CaO contents in melt decrease with cooling. However, the calculated LLD (liquid line of descent) failed to explain the whole rock compositional variation observed for natural volcanic rocks from Fuji volcano. Al₂O₃ and CaO contents are lower and TiO₂, FeO* and K₂O contents are higher for the calculated LLD melt than natural volcanic rocks at the same MgO content, indicating that some process other than fractional crystallization and mixing of LLD melts are required. Up to 25 wt. % addition of plagioclase component to calculated LLD melt can explain most of the compositional variation natural volcanic rocks reveal. This indicates that plagioclase accumulation is a primary process to form the observed whole rock compositional variation of natural volcanic rocks.

Keywords: Fuji volcano, PELE, multiple saturation, fractional crystallization, plagioclase

はじめに

富士火山は、静岡県と山梨県の県境に位置する、日本を代表する成層火山である。この火山は、およそ10万年前に小御岳火山南麓に誕生して以降 (e.g., 津屋, 1968; 町

田, 1964a, b; Yoshimoto et al., 2010), 大小の爆発的・非爆発的噴火を何度も繰り返して成長してきた。1万1千年前以降に限っても、その噴出されたマグマの量はおよそ40 km³DRE以上であり、最近2200年間のマグマ噴出率は1.3 km³DRE/kyと見積られる (宮地, 2007)。この300

¹ 静岡大学理学部地球科学科, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

¹ Department of Geosciences, Faculty of Science, Shizuoka University, Ohya 836, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529

E-mail: ishibashi.hidemi@shizuoka.ac.jp (H. I)

* Corresponding author

年余りの間は鎮静を保っているが、極めて活動的な火山であるといえよう。

富士火山の活動は、およそ2万年前頃より以前の古富士火山と、2万年前頃から現在まで続く新富士火山の時期に大別される (e.g., 津屋, 1968, 1971; 富樫ほか, 1997; 高橋ほか, 2003). 更に, 新富士火山過去1.1万年間の活動についてまとめた宮地 (2007) によると, この活動期は5つのステージに細分される. およそ8000年前以前のステージ1では, 山頂・山腹の火口から大量の溶岩を噴出した. 三島市まで流れた三島溶岩や, 富士川河口近くまで流れた水神溶岩などがこれに当たる (高田ほか, 2014). 続くステージ2 (8000~5600年前) では活動が比較的低調であり, 山頂火口からの小規模な間欠的噴火が卓越した. ステージ3 (5600~3500年前) では, 山頂火口および側火口からの爆発的噴火と溶岩噴出が活発におこった. ステージ4 (3500~2200年前) の活動は, 山頂火口からの爆発的噴火で特徴づけられる. この時期, 富士山麓最大の側火山である大室山の形成 (約3500年前), 東麓における大規模な山体崩壊の発生 (約2900年前), 現在のところ最後の山頂火口噴火 (湯船第2スコリア噴火; 2200年前) などのイベントがおこっている. そして, 2200年前から現在まで続くステージ5は, 側火口からの小・中規模の噴火によって特徴づけられる. このステージでは40回をこえる様々な規模の噴火があったことが報告されており (高田ほか, 2014), 特に大規模なものとして西暦864-866年貞観噴火 (噴出量~1.4 km³; 鈴木ほか, 2003) と西暦1707年宝永噴火 (噴出量~1 km³; e.g., Miyaji et al., 2011) が知られる.

富士火山の特徴のひとつとして, その活動時期のすべてを通じて噴出物の全岩 SiO₂ 含有量の変化が乏しく, そのほとんどが玄武岩質であることがあげられる (e.g., 高橋ほか, 1991; 2003). 一方で, 他の主成分元素の全岩含有量には, 2200年前以降の噴出物に限っても変動が見られる. Fig. 1に, 高橋ほか (2003) によって公表された, 2200年前以降に噴出した火山岩の全岩主成分化学組成を, MgO 含有量を横軸とする元素濃度散布図に示した. そのほとんどは, Le Bas et al. (1986) の定義で玄武岩に分類される (Fig. 1a). MgO 量は約6~4wt.%の間で変動するのに対し, SiO₂ は約51wt.%でほとんど変化しない (Fig. 1b). Al₂O₃ と FeO* [= FeO + 0.9Fe₂O₃] の含有量はややばらつきが大きいものの, MgOの減少に伴って前者では約16wt.%から19wt.%まで増加, 後者では約12wt.%から10wt.%まで減少する傾向がみられる (Fig. 1d, e). TiO₂, CaO, Na₂O, K₂O は, MgOの減少に対してほぼ一定またはわずかに増加する傾向を示す (Fig. 1c, f, g, h).

富士山のマグマがほぼ玄武岩質である原因として, マグマだまりの深さが深い (圧力が高い) ことによる輝石の晶出の卓越 (藤井, 2007), または Fe-Ti 酸化物鉱物の晶出の抑制 (Asano et al., 2013) など, 分別結晶作用の果たす役割の重要性が指摘されている. 実際, 2200年前以降に噴出したマグマの不適合元素比は概ね一定の値を示すことから (高橋, 2003), 全岩主成分元素組成のバリエーションを説明するうえで, 微量元素組成の大きく異なる地殻の岩石の同化作用などの影響は重要ではな

く, 分別結晶作用が主要なメカニズムであると考えることができよう. それでは, 分別結晶作用によって富士火山のマグマの化学組成バリエーションをどの程度説明できるのだろうか? これを検討するため, 本研究では熱力学的相平衡計算に基づくマグマの結晶作用シミュレーター “PELE” を使用し, 富士山で過去2200年間に噴出したマグマの化学組成バリエーションの数値計算による再現実験を試みた.

研究方法

結晶作用シミュレーションプログラム “PELE”

“PELE” は, Boudreau (1999) によって開発された, 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. PELEプログラムでは, 初期メルトの化学組成と圧力, 酸素フュガシティ (fO_2) の任意の値を初期条件として与え, 目的の温度において, 質量保存則を満たしつつ, 系の自由エネルギーが最小となるメルト・鉱物相の重量分率と化学組成の最適値を繰り返し計算によって決定する. この原理は, 現存のマグマの熱力学的相平衡・結晶作用シミュレーションプログラムの中で現在最も広く使用される “MELTS” プログラム (Ghiorso & Sack, 1995) のそれと同じである. また, PELEではメルトの熱力学モデルとして Ghiorso & Sack (1995) による正則溶液モデルを採用している. PELEとMELTSの相違点は, 鉱物の熱力学的モデルである. MELTSでは, 鉱物ごとに対称正則溶液モデルまたは非対称正則溶液モデルを使い分け, メルトと鉱物相の両方について同時に相互作用パラメーターの値をキャリブレーションしている. それに対しPELEでは, 鉱物の熱力学モデルとして最も簡略な理想溶液モデルを採用している (Boudreau, 1999). Boudreau (1999) は, MORB組成メルトについて, PELEとMELTSの間での計算結果の比較を行っている. その結果によると, PELEの方がMELTSよりリキダス温度が低温側に5~20°C程度シフトするものの, 鉱物の晶出順序や相対的な結晶量に関しては調和的である. PELEでは, 一定の圧力と fO_2 条件下, 任意の温度条件での相平衡関係を計算することができる. 入力データとして必要なのは初期メルトの化学組成と fO_2 条件であり, 出力データとして計算温度におけるメルトおよび晶出した鉱物相の種類・化学組成・量の情報が得られる. また, 段階的に温度を低下させながらこの相平衡計算を繰り返すことで, マグマの結晶作用のシミュレーションも可能である. この際, 系の化学組成を変化させない平衡結晶作用と, 晶出した結晶を除去することで, 温度低下とともに系の化学組成が変化していく分別結晶作用のモードを決定できる. PELEはWindows OS上でオフライン環境下でも計算を実行でき, 計算結果はテキストファイルとして出力されるので, Excelなどの表計算ソフトを用いて解析可能である.

本研究ではPELEプログラムを使用し, 以下に記載するようなシミュレーションを行った.

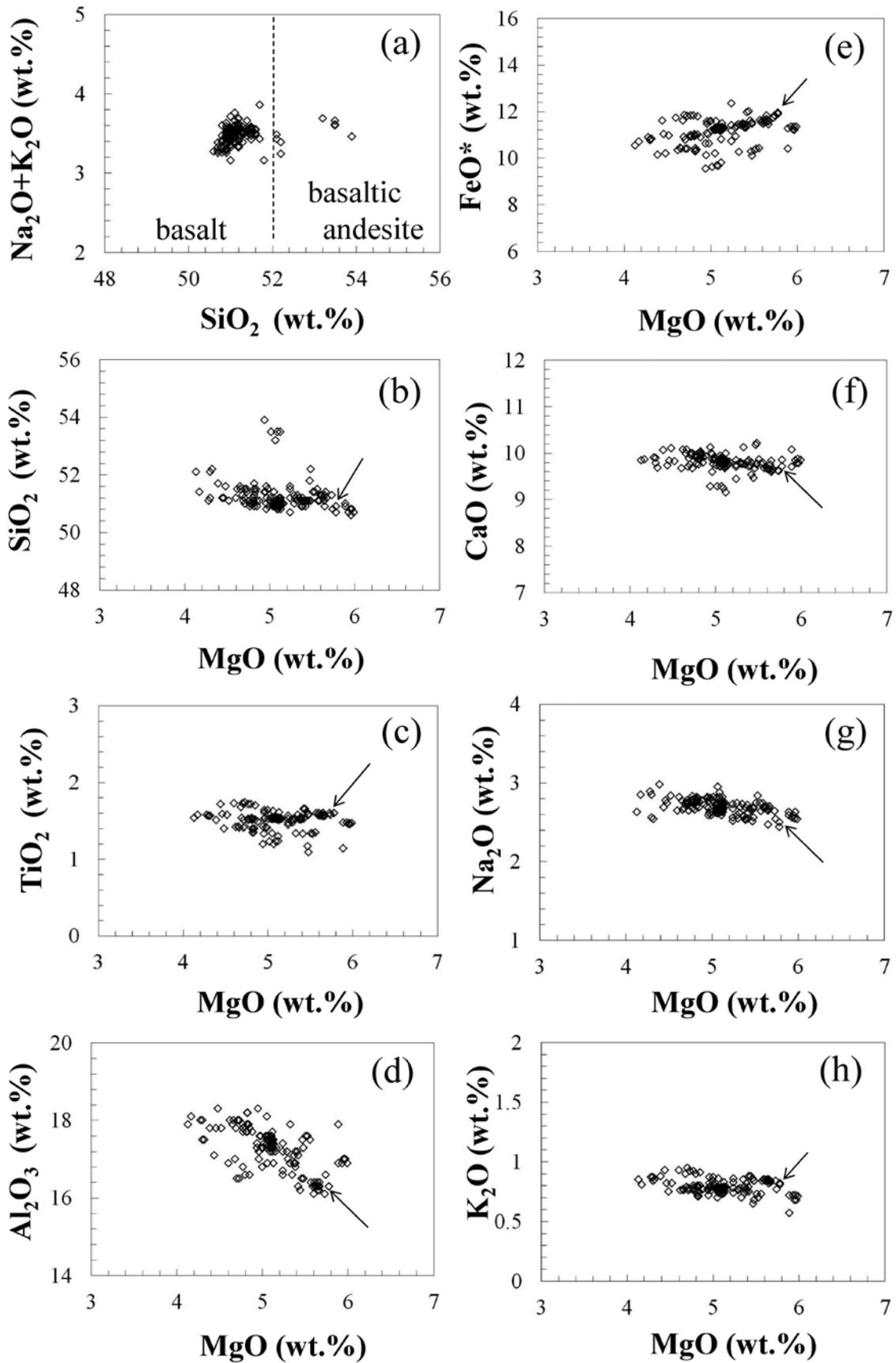


Figure 1. Major element compositions of volcanic rocks erupted in the last 2200 yrs. from Fuji volcano (data from Takahashi et al., 2003). Arrows indicate compositions of Innomarubi lava.

初期メルトの化学組成条件

本研究では、シミュレーションの初期メルトとして、高橋ほか(2003)のサンプル名「9-54」の全岩化学組成を用いた。このサンプルは、印野丸尾溶岩から採取されたものである。印野丸尾溶岩は、西暦450年頃に富士山南東麓に噴出した玄武岩質溶岩流であり、その噴出体積はおよそ0.035km³と見積もられている(山元ほか, 2011)。

Fig. 2aに印野丸尾溶岩の薄片写真を示す。比較のために、貞観噴火で噴出した青木ヶ原溶岩の薄片写真も示す(Fig. 2b)。富士山の溶岩の多くは斑晶に富むのに対し、印野丸尾溶岩はほとんど斑晶を含まない(斑晶量~2vol.%；山元ほか, 2011)。わずかに含まれる斑晶として斜長石、かんらん石と単斜輝石が認められる。石基は、斜長石、かんらん石、輝石、磁鉄鉱のマイクロライトと隠微晶質部から構成される。これらの観察事項は、噴火直前において印野丸尾溶岩はほぼメルトの状態であったこと、噴火直前の時点でこのメルトは斜長石、かんらん石、単斜輝石と共存していたことを示唆している。Table 1とFig. 1に、本研究で採用した初期メルトの主成分組成を示す。SiO₂が50.9wt.%、Na₂O+K₂Oが3.3wt.%のソレライト質玄武岩であり、そのMgO含有量は5.8wt.%である。今後、この化学組成のメルトをINMメルトと呼称する。

INMメルトを初期メルトに採用した理由は以下の2つである。第一に、印野丸尾溶岩は新富士火山における過去2200年間の噴出物の中で比較的高いMgO含有量を示すためである。オリビンや輝石に飽和した玄武岩質メルトのMgO含有量は温度と良い相関を示し、一定の含水量条件で比較した場合、高温ほどMgO含有量が高い(e.g., Sugawara, 2000; Beattie, 1993)。また、玄武岩質メルトは一般に、結晶分化作用の進行に伴ってMgO含有量を減じていく傾向がある。このため、マグマの結晶分化作用について検討する際、MgOに富むメルトを初期メルトとすることが一般的である。第二に、印野丸尾溶岩はほぼ無斑晶質であり、その全岩化学組成とメルトの化学組成を等しいとみなせるためである。新富士火山で2200年前以降に噴出したマグマには、印野丸尾溶岩よりも高い全岩MgO含有量を示すものも報告されている。しかし、このようなマグマ中において、メルトのMgO含有量が必ずしも高かったかどうかは明白でない。なぜなら、マグマはメルトと斑晶鉱物の混合物であり、オリビン斑晶を多く含むマグマでは、メルトのMgO含有量が比較的低い場合でも、全岩のMgO含有量が高い値を示しうるためである。斑晶に富むマグマの全岩化学組成は必ずしもメルトの分化曲線(liquid line of descent; 以下、LLDと記載する)の上の一点を示すとは限らない(Kuno, 1960)。高橋(2003)では、火山岩試料のモード組成に関する情報が記載されていないため、印野丸尾溶岩よりも全岩MgO含有量が高い試料については、その全岩化学組成をメルトの化学組成とみなせるかどうか判断できない。全岩化学組成をメルト化学組成とみなせる火山岩の中で、最もMgO含有量が高いものが印野丸尾溶岩である。以上の理由から、INMメルトを初期メルトとして採用することは合理的であるといえる。

Table 1. Major element composition of the starting melt (INM melt)

INM	wt.%
SiO ₂	50.9
TiO ₂	1.5
Al ₂ O ₃	16.3
FeO*	11.89
MnO	0.19
MgO	5.78
CaO	9.72
Na ₂ O	2.44
K ₂ O	0.81
P ₂ O ₅	0.32
Total	100

複数相飽和シミュレーション

印野丸尾溶岩では、ごくわずかの斜長石、かんらん石、単斜輝石の斑晶が認められた。このことは、INMの化学組成を有するメルトが噴火前、斜長石、かんらん石、単斜輝石と平衡共存できる温度(T)・圧力(P)・含水量(X_w)条件にあったことを示唆している。このような、複数の鉱物相とメルトが平衡共存できる $T-P-X_w$ 空間上の点を複数相飽和点とよぶ。

INMメルトの複数相飽和点は、リキダス曲面上の斜長石、かんらん石、単斜輝石それぞれの初相領域の交点に存在する。したがって、 $T \cdot P \cdot X_w$ を変数としてINMメルトのリキダス相図を描くことで、複数相飽和点を決定することができる。従来、複数相飽和点は、高温高压平衡実験によって決定されてきた(e.g., Takahashi et al., 1998; Tatsumi et al., 1983; Iwamori, 1991)。しかし、この方法を実施するには高温高压実験装置が必要なうえ、多大な予算と労力と時間が必要であり、実施は容易ではない。一方で、熱力学的相平衡シミュレーションは、PCがあれば比較的容易に実施でき、実験条件を多様に变化させて多数のデータを取ることが可能である。計算機実験による複数相飽和点の決定は、高温高压実験による方法に比べて信頼度は下がるものの、極めて有効な手法であることはまちがいない。そこで本研究では、PELEプログラムを用いて複数相飽和実験を行い、計算機実験によってINMメルトの複数相飽和点の条件を決定した。

複数相飽和シミュレーションの具体的な作業の手順は

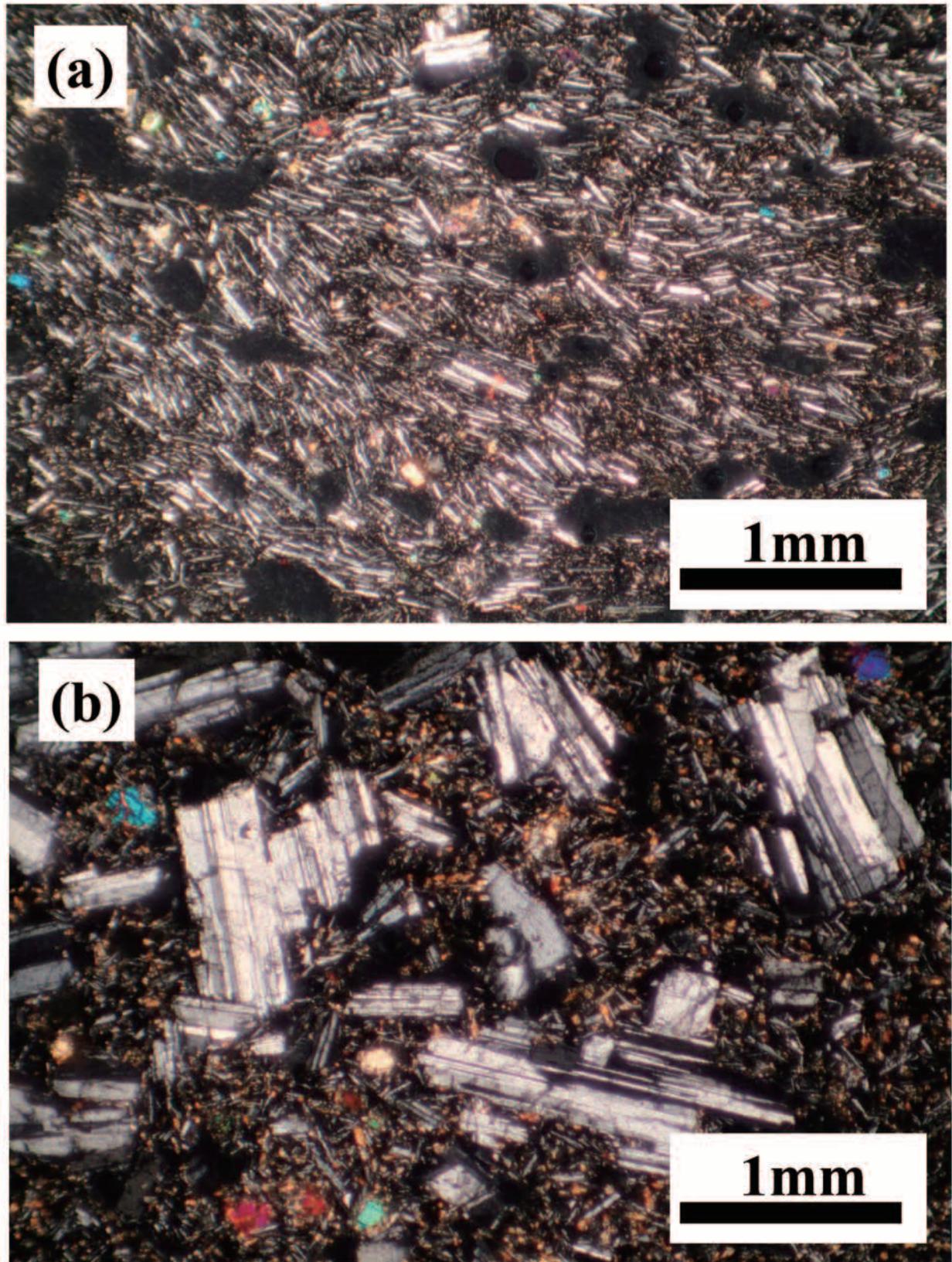


Figure 2. Photomicrograph of Innomarubi lava, (a), and Aokigahara lava, (b). Scale bars indicate 1mm.

以下の通りである。初期メルトの化学組成は表1のINMメルトの値を使い、酸化還元条件は、島弧マグマに一般的なNi-NiO (NNO) 酸素バッファーに固定した。圧力を1~8000 bar, メルトの含水量を0~5wt.%の範囲で条件を変動させつつPELEによるリキダス相平衡計算を繰り返し、それぞれの $P-X_w$ 条件でのリキダス温度およびリキダス相を決定した。得られた $P-X_w$ リキダス温度条件の関係を、 $P-T$ 図および $P-X_w$ 図上にプロットし、リキダス相図を作成し、これから複数相飽和点を決定した。

分別結晶作用シミュレーション

INMメルトからの分別結晶作用によって、富士火山のマグマの全岩化学組成バリエーションを説明できるかどうかを検討するため、PELEを用いてINMメルトを初期物質とする分別結晶作用シミュレーションを行った。計算の初期条件として、メルトの化学組成はINMの値 (Table 1), 酸化還元条件はNNOバッファー, 初期温度と含水量は複数相飽和点での値を用いる。一方、圧力条件としては、複数相飽和点の値から300barまでの範囲の複数の条件を検討する。これは、複数相飽和点の深度からマグマが上昇し、より浅いマグマだまりで結晶分化を進める場合を考慮している。計算は、温度が1000°Cに達した時点で終了した。各圧力条件下で得られた、分別結晶作用によるメルトのLLDを、MgO含有量を横軸とする元素組成散布図にプロットし、実際の富士火山のマグマの化学組成範囲と比較した。

結果

複数相飽和シミュレーション

Fig. 3にPELEシミュレーションによって作成したINMメルトのリキダス相図を示す。Fig. 3aは、 $P-X_w$ 面上にリキダス相関係を投影したものである。今回調べた $P-X_w$ 条件の範囲では、リキダス相としてオリビン、斜長石、単斜輝石、斜方輝石がそれぞれ生じる領域が見られた。最も低圧で含水量の多い領域では、はじめに気泡が発生した。この領域は、オリビンまたは斜長石の初相領域と接する。これらの鉱物相領域との境界が、このメルトの H_2O 溶解度曲線に相当する。溶解度曲線より低圧条件では、メルト中の H_2O は速やかに気泡として離溶するため、この領域の条件で平衡条件は実現されない。比較的low圧で含水量の少ない条件では斜長石が、含水量が多い条件ではオリビンがそれぞれ初相鉱物として晶出する。オリビンと斜長石の初相領域は、およそ100bar, 1.25wt.% H_2O から5800bar, 0.85wt.% H_2O の2点を結ぶほぼ直線的な境界線によって隔てられる。低圧側の点は H_2O の溶解度曲線上にあり、高圧側の点は単斜輝石の初相領域との3重点である。INMメルトとオリビン、斜長石の3相が共存できるのは、この線上の条件のみである。単斜輝石の初相領域は、先の3重点と、6500bar, 1.25wt.% H_2O の点、6300bar, 0.65wt.% H_2O の点の3点を結ぶ三角形に囲まれ、低圧・低含水量側で斜長石、低圧・高含水量側でオリビン、高圧側で斜方輝石のそれぞれの初相領域と接する。オリビンと斜方輝石の初相領域境界は、6500bar, 1.25wt.%

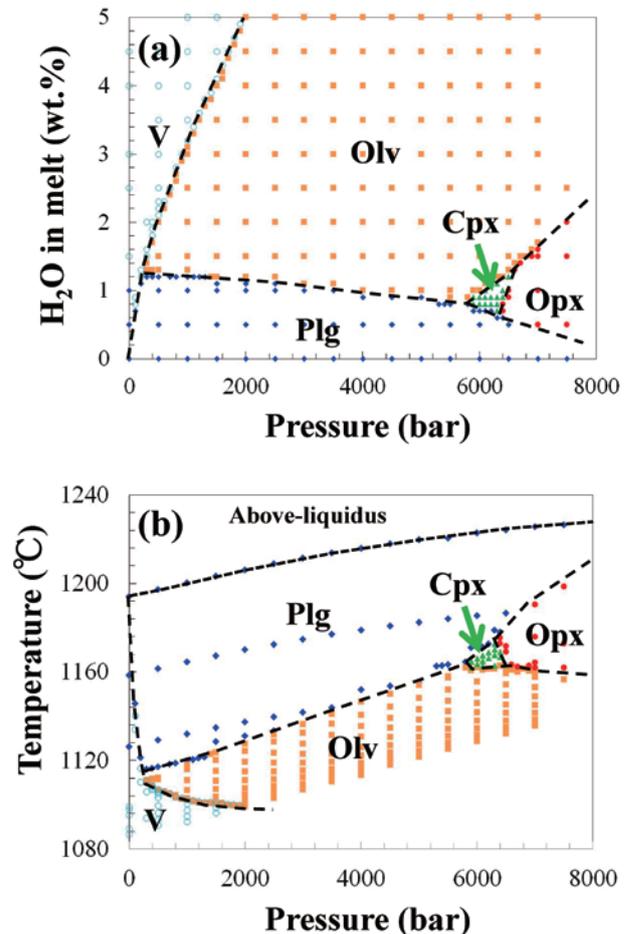


Figure 3. Calculated liquidus phase diagrams of INM melt projected on $P-X_w$ (a), and $P-T$ spaces, (b), respectively. Each dot in this figure indicates $P-T$ condition that liquidus phase equilibrium calculation was done. Symbols indicate primarily saturated phases as follows; olivine (orange), plagioclase (blue), orthopyroxene (red), clinopyroxene (green), volatiles (light blue open circles), respectively.

H_2O の点からおよそ0.6wt.% H_2O /kbarの勾配で高圧高含水量側へと伸びる。一方、斜長石と斜方輝石の初相領域境界は、6300bar, 0.65wt.%の点から高圧・低含水量側へと伸びる。

Fig. 3bは、 $P-T$ 面上にリキダス相関係を投影したものである。無水条件でのリキダス温度は、1気圧では1194°C, 7500barでは1127°Cであり、およそ4.4°C/kbarの割合で圧力とともに単調に増加する。オリビンと斜長石の初相領域の境界線と H_2O 溶解度曲線が交わる温度はおよそ1113°Cである。オリビン-斜長石-単斜輝石の3相の初相領域の接する3重点の温度はおよそ1163°Cである。

先に述べたように、印野丸尾溶岩は、およそ2vol.% (山元ほか, 2011) と少量であるが、オリビン・斜長石・単斜輝石の斑晶を含むことから、INMメルトはこれら3つの鉱物相と共存できる条件にあったと考えられる。Fig. 3より、オリビン・斜長石・単斜輝石がINMメルトと共存できる複数相飽和点は、およそ5800bar, 0.85wt.% H_2O ,

1163°Cの一点のみである。したがって、印野丸尾溶岩として噴出するマグマは噴火前、この複数相飽和点の温度・圧力・含水量条件にあったと考えられる。

分別結晶作用シミュレーション

次に、先に求めた複数相飽和点の条件にあったINMメルトが更に冷却し、分別結晶作用によって分化する場合を考える。メルトのH₂O溶解度曲線は温度にあまり依存しないため (e.g., Newmann & Lowerstein, 2006), $P-X_w$ 空間上で溶解度曲線より低含水量・高圧側にあるメルトからH₂Oが離溶することは考えにくい。したがって、溶解度曲線上での含水量が0.85wt.%となる約100barより高圧条件では、メルトの初期含水量を0.85wt.%で一定と考えることは妥当であろう。一方、圧力については、5800bar以下の複数の条件を想定する必要がある。なぜなら、3重点の $P-T-X_w$ 条件にあったINMメルトが上昇し、より低圧な浅部で新たなマグマだまりを形成し、結晶分化した可能性も考えられるためである。実際、1707宝永噴火のデイサイト～安山岩質マグマ中にも斑レイ岩ゼノリスが含まれていること (例えばMiyaji et al., 2011; 安井ほか, 2004), 宝永火口の壁面において固化した岩脈が多く見られること、貞観噴火スコリア中のオリビン斑晶に含まれるメルト包有物が低い含水量を示すこと (飯田ほか, 2004) などの事実は、低圧条件下での結晶分化の可能性を支持する。そこで、INMメルトの化学組成、複数相飽和点での温度と含水量を初期条件とし、5800, 5000, 4000, 3000, 2000, 1000, 300barの圧力条件下で分別結晶作用シミュレーションを行った。

Fig. 4に、分別結晶作用シミュレーションの結果として得られた、メルトフラクションおよびメルトMgO含有量と温度の関係を示す。リキダス温度は300barから5800barにかけて、約1130°Cから1170°Cまで、圧力とともに単調に増加する。いずれの圧力においても、メルトフラクションは温度低下に伴って単調に減少し、同じ温度では、メルトフラクションは高圧ほど低い値を示す。1000°Cにおけるメルトフラクションは、300barから5800barにかけて、約0.42から0.32まで減少する。一方、メルトMgO含有量も、等圧下では温度低下に伴って単調に減少し、等温下では圧力増加に伴って減少する。1000°CにおけるメルトMgO含有量は、300barから5800barにかけて、約2.1wt.%から1wt.%まで減少する。オリビンや輝石が共存するとき、メルトのMgO含有量は温度と良い相関を示すことが知られている (e.g., Sugawara, 2000; Beattie, 1993)。実際、等圧下での計算結果に注目してみると、温度とMgO含有量には単調な正の相関がみられる。そこで以後、MgO含有量を温度の指標とし、MgOに対する他の主成分元素の含有量の変化を見ていく。

Fig. 5に、分別結晶作用によるLLDを示す。いずれの元素で見ても、MgOが2.5~3wt.%を境に、LLDの勾配が大きく変化していることがわかる。この境界は、300barから5800barにかけて、MgO=3wt.%から2.5wt.%までシフトする。SiO₂含有量は、MgOがこの境界値より高い場合、その変化は緩やか (P ≤ 5000barではわずかの増加傾向, P = 5800barではわずかに減少傾向) である

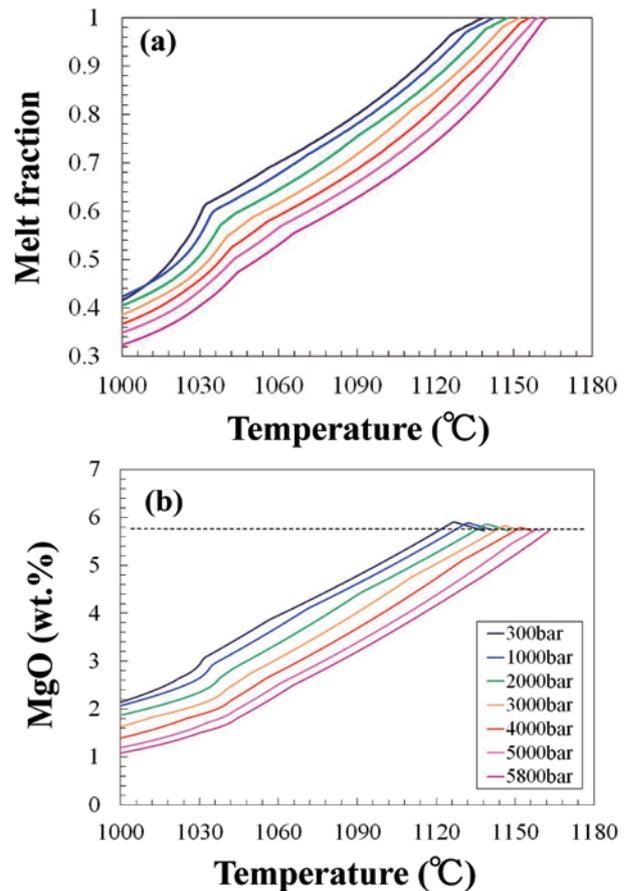


Figure 4. Calculated melt fraction, (a), and MgO content in melt, (b), are plotted against temperature. Curves indicate relations at pressure of 300 bar (navy), 1000 bar (blue), 2000 bar (green), 3000 bar (orange), 4000 bar (red), 5000 bar (pink), and 5800 bar (violet), respectively.

のに対し、MgOがこの境界値より低下すると著しい増加傾向に転じる。同じくAl₂O₃, CaO, Na₂O, K₂Oも、MgOがこの境界値よりも低下すると急激に増加するのに対し、TiO₂とFeO*は急激に減少する。このトレンドは、チタノマグネタイトの晶出が原因である。チタノマグネタイトは、マグネタイト (Fe₃O₄) とウルボスピネル (Fe₂TiO₄) を主な固溶体端成分とする鉱物であり、SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂Oをほとんど含まない。このため、チタノマグネタイトの晶出が始まるとSiO₂含有量が急激に増加し、メルトの化学組成は玄武岩質から安山岩質へと変化していく。

次に、チタノマグネタイトの晶出開始温度より高温の条件でのLLDについて見ていく。TiO₂, Na₂O, K₂Oの示すトレンドは、圧力変化の影響をあまり受けない。これは、これらの元素が晶出鉱物に対して不適合であるために、圧力に依存した晶出鉱物の種類・量・比率・化学組成の変化の影響を受けにくいためである。一方で、Al₂O₃, CaOは晶出鉱物の種類・量・比率・化学組成の変化の影響を強く受けるため、圧力に依存してLLDのトレンドが大きく変化する。FeO*のトレンドは、5000bar以下の圧力条

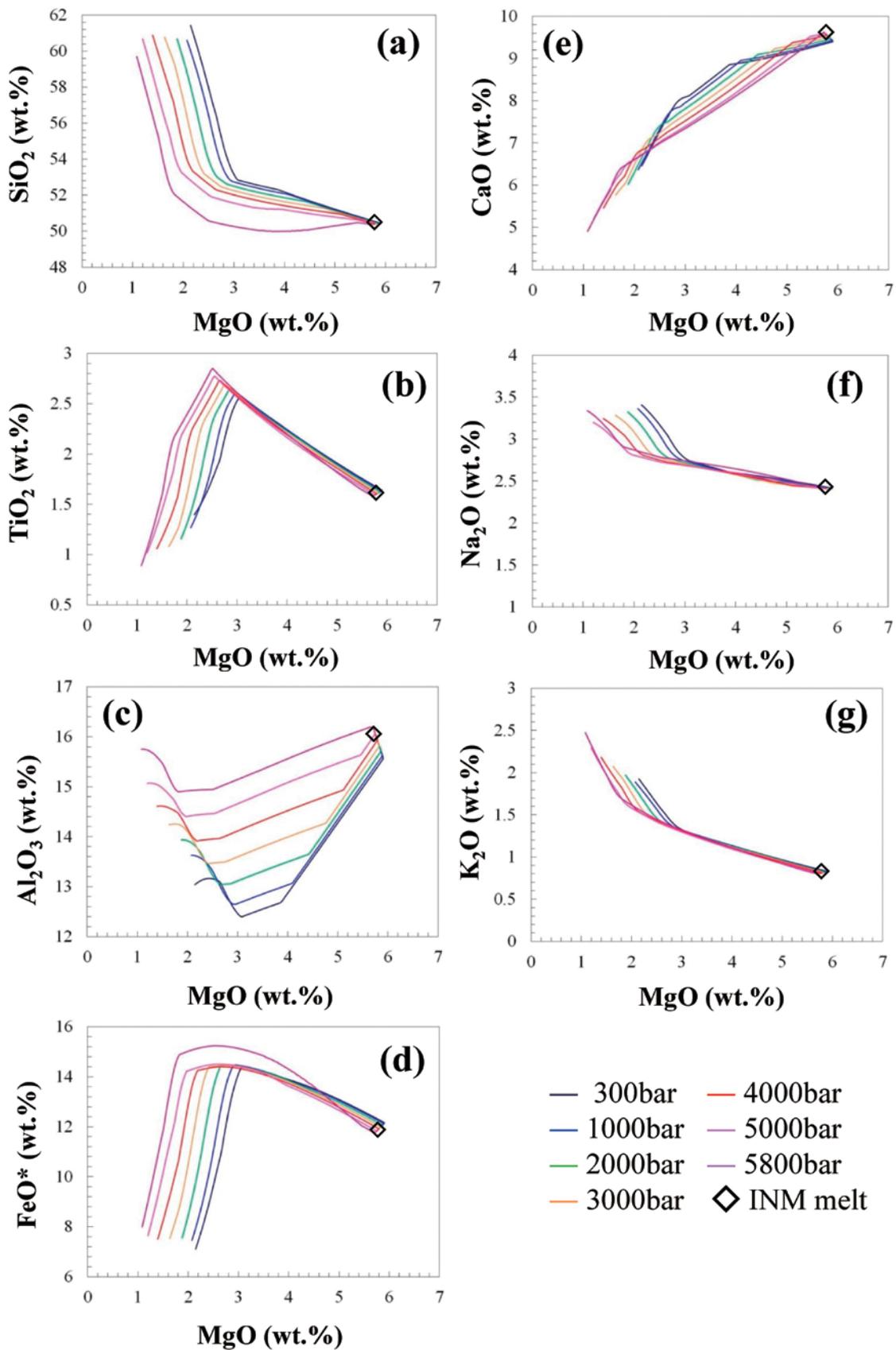


Figure 5. Calculated liquid line of descent (LLD) at pressure conditions of 300, 1000, 2000, 3000, 4000, 5000 and 5800 bars. Open diamonds indicate compositions of INM melt. Curves indicate LLDs at pressure of 300 bar (navy), 1000 bar (blue), 2000 bar (green), 3000 bar (orange), 4000 bar (red), 5000 bar (pink), and 5800 bar (violet), respectively.

件ではほとんど変化しない。

分別結晶作用の初期において、300~5000barではMgOが一旦わずかに増加する。これは、最初期において斜長石のみが晶出するため、続いてオリビンや輝石の晶出が始まると、MgOは減少に転じる。5800barでは最初期からMgOが減少するが、これは斜方輝石のみ晶出するためである。

Fig. 5cを見ると、300barでMgO = 3.9.%から5000barでMgO = 5.4wt.%を結ぶ線を境として、MgOの減少に対するAl₂O₃の減少率が大きく変化する。境界線より高MgO側ではAl₂O₃の減少率は大きく、低MgO側ではAl₂O₃の減少は緩やかになる。このAl₂O₃の減少率の変化は、斜長石とマフィック鉱物（オリビン・輝石）の晶出する量比の変化に対応する。斜長石はAl₂O₃を30wt.%程度含むのに対し、マフィック鉱物はAl₂O₃に乏しい。このため、斜長石が多く晶出すると、メルトのAl₂O₃は急激に減少する。

一方、Fig. 5eを見ると、300barでMgO = 3.9wt.%から5000barでMgO = 5.4wt.%を結ぶ線を境として、MgOの減少に対するCaOの減少率が大きく変化するのかわかる。境界線より高MgO側ではCaOの減少はゆるやかであり、低MgO側ではCaOの減少率が著しく増加する。この高いCaOの減少率は単斜輝石の晶出のためである。単斜輝石はCaOを15~20wt.%程度含むため、この鉱物が晶出すると、メルトは急激にCaOに乏しくなる。高MgO側でのCaOの緩やかな減少は斜長石の晶出によるもので、単斜輝石が晶出していないことを示している。

Fig. 5cと5eを見比べると、境界線より高MgO側では斜長石+オリビン、低MgO側では単斜輝石+斜輝石±オリビンが晶出していたことがわかる。一方で5800barでは、結晶作用の初期から単斜輝石+斜長石の晶出がはじまっていたことがわかる。

議論

印野丸尾溶岩のプレ噴火状態

印野丸尾溶岩は、ごく少量のオリビン、斜長石、単斜輝石の斑晶を含んでいた。このことから、印野丸尾溶岩として噴出したマグマは噴火前において、Fig. 3で示される複数相飽和点の条件（圧力5800bar、温度1160°C、メルト含有量0.85wt.%）の下にあったと考えられる。この圧力は、地殻の平均密度を2700 kg/m³としてリソスタティックな深度-圧力関係を仮定すると、およそ21.5 kmの深さに相当する。富士山の地下では、およそ20 kmより深部に地震波低速度域が広く広がることが報告されている（Lees & Ukawa, 1992；中道, 2007）。この領域は、Aizawa et al. (2004) によって報告された低比抵抗領域とも一致する。更に、富士山地下15 ± 5 kmの深度において低周波地震が頻発する（鶴川, 2007）。鶴川 (2007) は、この低周波地震の原因として、より深部 (> 20 km) から上昇してきたマグマによる岩脈形成の可能性をあげており、富士火山の大規模なマグマだまりは20 km以深に存在すると考えている。つまり、今回、複数相飽和シミュレーションによって見積もられた深さは、富士山のマグ

マだまりが存在すると考えられている深度と一致する。マグマだまりでは、マグマはゆっくりと冷却し、結晶分化作用を進行させる。印野丸尾溶岩中の斜長石・オリビン・単斜輝石の斑晶は、このマグマだまりにおいて晶出し、それより浅部では停止せずに直接噴火に至ったと考えられる。

新富士火山噴出物の化学組成バリエーションと分別結晶作用LLDの比較

Fig. 6に、分別結晶作用シミュレーションによって得られたLLDと、富士山過去2000年間の噴出物の全岩化学組成（高橋ほか, 2003）との比較を示す。SiO₂-MgO関係（Fig. 6a）を見ると、計算によって得られたLLDと天然マグマの組成範囲では、SiO₂含有量が概ね一致する。また、圧力によらず、天然マグマのMgO含有量はチタノマグネタイトの晶出がはじまる値より高い。このことは、富士山の火山噴出物中にチタノマグネタイト斑晶が見られないこと（e.g., Asano et al., 2013）と調和的である。分別結晶作用によってマグマのSiO₂含有量を著しく増加させるためには、Fe-Ti酸化物鉱物を晶出する必要がある。このことから、富士山の噴出物のほとんどが玄武岩質である理由として、マグマの温度がチタノマグネタイトのリキダスより高いためといえよう。

富士山の噴出物のほとんどは玄武岩質であるが、ごく稀に珪長質の噴出物もみられる。その典型的な例として、1707年宝永噴火序盤に噴出されたデイサイト質軽石があげられよう（e.g., Miyaji et al., 2011; Watanabe et al., 2006; Yoshimoto et al., 2004）。また、斑晶鉱物中に含まれるメルト包有物には、安山岩質のものがみられるとの報告もある（Kaneko et al., 2010）。これらの安山岩質~デイサイト質のメルトは、マグネタイトのリキダスより低温まで冷却したものと考えられる。本研究の計算結果では、1000°Cまで冷却してもSiO₂含有量は60wt.%程度まで増加しなかったことから、デイサイト質メルトは1000°Cより更に低温であったといえる。Kaneko et al. (2010) は、このような分化の進んだ噴出物が富士山ではほとんどみられない理由として、噴火時に多量の玄武岩質マグマと混合するためと考えている。

MgO-SiO₂関係での一致に反して、外のすべての元素について、分別結晶作用によるLLDと天然マグマの組成範囲は一致しなかった（Fig. 6）。同じMgO含有量で比較した場合、天然マグマはLLD計算値に比べて、Al₂O₃、CaOとNa₂Oにより富み、TiO₂、FeO*とK₂Oに乏しいことがわかる。このことは、天然マグマの化学組成バリエーションを、分別結晶作用のみでは説明できないことを意味する。また、Al₂O₃、CaO、K₂Oについては、LLDの描く“弧”の外側に天然マグマの組成範囲が広がる。このことは、分別結晶作用の過程で形成されるメルト同士を混合させても、天然マグマの化学組成範囲を実現できないことを意味する。つまり、新富士火山過去2200年間に噴出したマグマの組成バリエーションは、分別結晶作用のみ、もしくはこの過程で形成されたメルト同士の混合では説明できない。

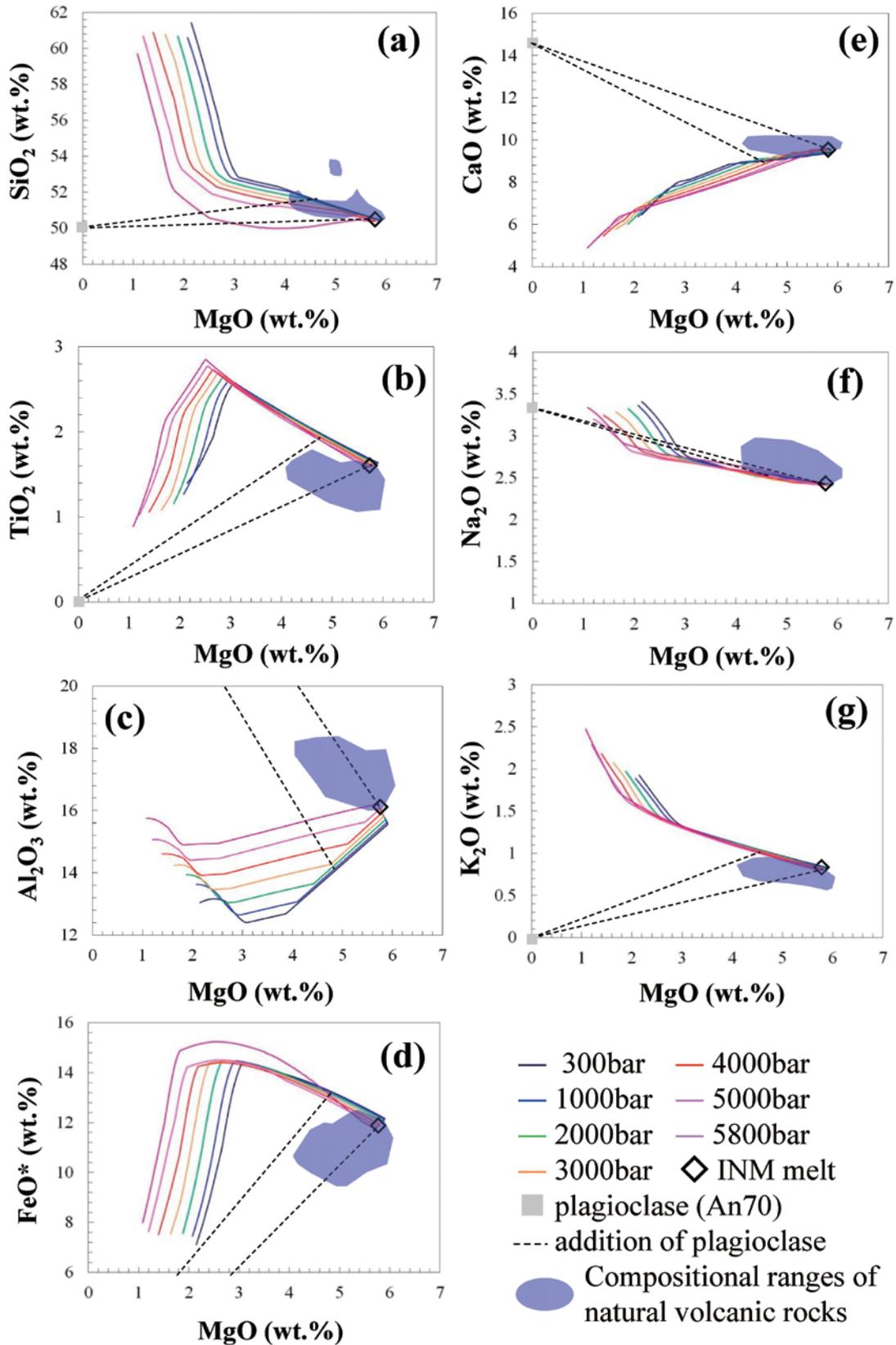


Figure 6. Calculated LLDs are compared with the compositional ranges of volcanic rocks erupted in the last 2200 years from Fuji volcano. Open diamonds indicate compositions of INM melt. Curves indicate LLDs at pressure of 300 bar (navy), 1000 bar (blue), 2000 bar (green), 3000 bar (orange), 4000 bar (red), 5000 bar (pink), and 5800 bar (violet), respectively. Blue areas indicate compositional ranges of natural volcanic rocks. Gray squares indicate composition of An70 plagioclase. Broken lines indicate mixing lines between An70 plagioclase and INM melt or LLD melt with $\text{MgO}=4.5\text{wt.}\%$.

新富士火山噴出物の化学組成バリエーションの成因

先の議論により、新富士火山過去2200年間に噴出したマグマの組成バリエーションは、分別結晶作用のみ、もしくはこの過程で形成されたメルト同士の混合では説明できないことがわかった。それでは、天然マグマの組成バリエーションはどのようにして形成されたのだろうか？

ここで注目するのは、Fig.6でみられた天然マグマの組成範囲と分別結晶作用LLDとのずれの方向である。同じMgO含有量で比較した場合、高濃度側にずれている元素は Al_2O_3 、CaO、 Na_2O であり、他の元素は低濃度側にずれている。高濃度側にずれている3種類の元素はいずれも、斜長石に取り込まれやすい元素である。このことは、天然マグマの組成バリエーションを形成するうえで、斜長石結晶が重要な役割を果たしている可能性を示唆している。

そこで、斜長石(An70)の付加の影響をFig. 6の比較図上に破線で示す。破線は、An70の斜長石とINMメルトおよびLLD上のMgO~4.5wt.%のメルトをそれぞれ結んでいる。ほとんどの元素に関して、天然マグマの化学組成はLLDメルトのそれよりも斜長石側にずれていることがわかる。天然のマグマの化学組成範囲は、INMメルトとAn70斜長石を結ぶ線より高MgO側にも広がっているが(Fig. 6b, c, d, g)、この組成領域は、斜長石の付加するメルトがINMメルトよりも未分化でMgOに富んでいたか、もしくはかんらん石が付加したと考えれば説明できる。 Na_2O を除くすべての主成分元素について、25wt.%以下の斜長石の付加によって、天然マグマの化学組成範囲を説明できる。MgO- Na_2O 関係については、LLDメルトへのAn70斜長石の付加によっては、天然マグマの化学組成範囲を説明できないが、これは付加する斜長石がよりアルバイト成分に富んでいるためかもしれない。この可能性については今後、斜長石斑晶の化学分析によって検討する必要があるだろう。以上の議論をまとめると、富士山過去2200年間に噴出したマグマの化学組成範囲は、分別結晶作用によって分化したメルトに25wt.%以下の斜長石が付加することで説明できると言える。

それでは、25wt.%以下の斜長石成分の付加はどのようにして起こりうるだろうか。これについて以下の2つのプロセスが可能である。

プロセス①斜長石に富む同源斑レイ岩の同化：1707年宝永噴火スコリア中には斜長石を多く含む同源斑レイ岩がゼノリスとして多く含まれている(e.g., 安井ほか, 1998)。このことは富士山の地下にこのような斑レイ岩が存在することを示唆する。このような同源斑レイ岩をマグマ中に取り込み溶融させれば、斜長石成分に富むマグマは形成可能である。では、このようなプロセスを識別可能であろうか？もし、同源外来岩片が完全に溶融していれば、これを識別することは不可能である。一方、部分溶融の場合、斜長石斑晶の岩石組織が手掛かりとなるかもしれない。もし、斑レイ岩を取り込んで部分溶融したとすると、マグマ中には斑レイ岩状の組織をもつ斜長石集斑晶が多く見られると予想される。これらの斜長石集斑晶では、結晶粒子間にメルトポケットはほとんど存在せず、場合によってはオリビンや輝石、マグネタイ

トなどの別種鉱物が相互貫入しているだろう。このような組織は、メルト中で結晶作用しつつある斜長石では見られないので、岩石組織から識別できる可能性がある。

プロセス②斜長石の選択的不分別：斜長石と玄武岩質メルトの密度差は 10 kg/m^3 の桁であり、オリビンや輝石と比べて一桁以上小さい。このため、メルト中でのストークス沈降過程を考える場合、斜長石はオリビン・輝石と比べて重力分離しにくいといえる。これに加えて、マグマ中の斜長石結晶はおおよそ10vol.%をこえると降伏応力を発生する(Ishibashi & Sato, 2010)。この結果、小さい降伏応力の下では、メルトとの密度差の大きいオリビン・輝石の重力分離を妨げることは困難であるが、密度差の小さい斜長石の重力分離を妨げることは可能となり、斜長石が分別しないということが起こりうる。実際、斜長石の選択的不分別と調和的な観察事実が2つある。そのひとつは、新富士火山の溶岩の多くでは、数mm以上の粗粒な斜長石斑晶が多くみられる一方で、オリビンや輝石は比較的少量で細粒なことである(Fig. 2b)。この事実は、メルト中での斜長石の滞在時間が比較的長く、オリビン・輝石の滞在時間が短いと考えるとつじつまが合う。二つ目は、斜長石斑晶には波動累帯構造や汚濁帯などの構造がしばしば見られることである(e.g., 佐藤ほか, 1999; 三輪, 2015MS)。これらの組織は、マグマだまり中で成長しつつあった斜長石が、マグマ混合などのために一旦不安定な状態に置かれ、その後結晶成長を再開することで形成される(Tschiyama, 1986)。このような組織をもつ斜長石が形成されるためには、数回のマグマ混合と冷却を経験出来る程に、斜長石斑晶がメルト中に長時間滞在する必要がある。

また、プロセス①と②の中間的なものとして、マグマだまり中で一旦重力分離して天井部や基底部に溜まっていた斜長石結晶が、分別結晶作用によって分化したメルト中に再度とりこまれるケースもおこりうる。この場合、溜まっていた斜長石同士が結合して斑レイ岩状の組織を形成していたならば、プロセス①の場合と同様に組織的特徴から判別可能であろう。しかし、クリスタルマッシュ状に緩く積もっていたならば、メルトに再取り込みされた後の組織は、斑晶のそれと区別できないため、プロセス②との識別は困難であろう。

以上のいずれのプロセスがおこったにしても、新富士火山過去2000年間に噴出したマグマの化学組成を説明するうえで、分別結晶作用だけでなく、斜長石の付加の果たす役割が本質的に重要であることには変わりない。今後、斜長石成分の付加プロセスの詳細を含む、富士山のマグマの形成メカニズムを明らかにしていくうえで、斜長石斑晶の組織的・化学的記載研究が要となるだろう。

まとめ

新富士火山過去2200年間に噴出したマグマの化学組成バリエーションは、分別結晶作用のみ、または分別結晶作用によって分化したメルト同士の混合では説明できない。しかしながら、分別結晶作用によって分化したメルトに25wt.%以下の斜長石成分を付加することで、天然マ

グマの化学組成バリエーションを概ね説明可能であることが分かった。斜長石成分の付加プロセスとして、①斜長石に富む同源斑レイ岩の同化、②斜長石の選択的不分別、そして①と②との中間的プロセスである、マグマだまりの天井や底に溜まった斜長石結晶の再取り込みなどが考えられる。富士火山のマグマの形成メカニズムを理解するうえで、今後、斑晶鉱物の組織・化学組成に関する詳細な研究が必要である。

謝辞

本稿は、山田早記(2015MS)を修正・加筆したものである。本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教育学部・小山真人教授、理学部・北村晃寿教授と、編集いただきました理学部・道林克禎教授には、ここに記してお礼申し上げます。本研究はJSPS科研費25800293および東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けたものです。

引用文献

- Aizawa K., Yoshimura R., & Oshiman, N. (2004), Splitting on the Philippin Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji. *Geophysical Research Letters*, **31**, L09603.
- Asano K., Takahashi E., Hamada M., Ushioda M., Suzuki T. (2013), Why does Fuji volcano release only basalt? Experimental study of deep magma chamber. IAVCEI 2013 Scientific Assembly, abstract 1W_2K-P14.
- Beattie P. (1993), Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **115**, 103-111.
- Boudreau (1999), PELE - a version of the MELTS software program for the PC platform. *Computers & Geosciences*, **25**, 201-203.
- 藤井敏嗣 (2007), 富士火山のマグマ学. In: 荒牧重雄, 藤井敏嗣, 中田節也, 宮地直道 (編) 富士火山, 山梨県環境科学研究所, p. 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 interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **119**, 197-212.
- 飯田晃子・藤井敏嗣・安田敦 (2004), 富士火山, 貞観噴火と宝永噴火 ガラス包有物からのアプローチ. 月刊地球, 号外**48**, 131-138.
- Ishibashi H. & Sato H. (2010), Bingham fluid behavior of plagioclase-bearing basaltic magma: reanalyses of laboratory viscosity measurements for Fuji 1707 basalt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **105**, 334-339.
- Iwamori H. (1991), Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in Southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6157-6170.
- Kaneko T., Yasuda A., Fujii T. & Yoshimoto M. (2010), Crypto-magma chambers beneath Mt. Fuji. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **193**, 161-170.
- Kuno H. (1960), High-alumina basalt. *Journal of Petrology*, **1**, 121-145.
- Le Bas M. J., Le Mitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1986), A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- Lees J. M. & Ukawa M. (1992), The south Fossa Magna, Japan, revealed by high-resolution P- and S-wave travel time tomography. *Tectonophysics*, **207**, 377-396.
- 町田洋 (1964a), 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.
- 町田洋 (1964b), Tephrochronologyによる富士火山とその周辺地域の発達史 (その2). 地学雑誌, **73**, 337-350.
- 三輪遥奈 (2015MS), 富士山貞観噴火マグマ中の斜長石斑晶のゾーニングパターン解析; マグマだまりプロセスへの示唆. 静岡大学理学部地球科学卒業論文, pp. 70.
- 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. In: 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 (編) 富士火山, 山梨県環境科学研究所, p. 79-95.
- 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.
- 中道治久 (2007), 富士山と南部フォッサマグナの地震活動と速度構造. In: 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 (編) 富士火山, 山梨県環境科学研究所, p. 151-159.
- Newman S. & Lowenstern J. B. (2006), VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, **28**, 597-604.
- 佐藤博明・原郁男・小山美香 (1999), 富士火山1707年/864年噴火のメカニズム. 月刊地球, **21**, 446-451.
- Sugawara T. (2000), Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 8457-8472.
- 高田亮・山元孝広・石塚吉浩・中野俊 (2014), 富士火山地質図第2版 (Ver.1). 地質調査総合センター研究資料集, no. 592, 産総研地質調査総合センター.
- Takahashi E. (1998), Origin of the Columbia River basalts:

- melting model of a heterogeneous plume head. *Earth and Planetary Science Letters*, **162**, 63-80.
- 高橋正樹・長谷川有希絵・津久井雅志・根本靖彦 (1991), 富士火山におけるマグマ供給系の進化: 全岩化学組成の視点から. *火山*, **36**, 281-296.
- 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.
- Tatsumi Y., Sakuyama M., Fukuyama H. & Kushiro I. (1983), Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 5815-5825.
- 津屋弘達 (1968), 富士山地質図 (5 万分の 1), 富士山の地質. 地質調査所.
- 津屋弘達 (1971), 富士山の地形・地質. 富士山-富士山総合学術調査報告書, 富士急行, 1-27.
- 富樫茂子・宮地直道・安井真也・角田明郷・朝倉伸行・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1997), 古富士火山末期から新富士火山にわたるマグマの組成変化-富士吉原火山活動観測施設のボーリングコアの岩石化学的性質. *火山*, **42**, 409-421.
- 富樫茂子・高橋正樹 (2007), 富士山のマグマの化学組成と岩石学的特徴: マグマの実体への制約条件. *In*: 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 (編) 富士火山, 山梨県環境科学研究所, p. 219-231.
- Tsuchiyama A. (1986), Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **89**, 1-16.
- 鶴川元雄 (2007), 富士山の低周波地震. *In*: 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 (編) 富士火山, 山梨県環境科学研究所, p. 161-172.
- Watanabe S., Widow 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.
- 山元孝広・中野俊・高田亮・小林淳 (2011), 富士火山東斜面における最新機火山噴出物の層序. 地質調査研究報告, **62**, 405-424.
- 安井真也・富樫茂子・下村泰裕・坂本晋介・宮地直道・遠藤邦彦 (2004), 富士火山・1707 年降下火砕堆積物中の斑れい岩質岩片の岩石学的性質とその起源. *火山第 2 集*, **43**, 43-59.
- 山田早記 (2015MS), 新富士火山の過去 2000 年間に噴出した玄武岩質マグマの分化メカニズム: 数値シミュレーションによる検討. 静岡大学理学部地球科学科卒業論文, pp. 38.
- Yoshimoto M., Fuji 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.
- Yoshimoto M., Fujii T., Kaneko T., Yasuda A., Nakada S. & Matsumoto A. (2010), Evolution of Mount Fuji, Japan Inference from drilling into the subaerial oldest volcano, pre-Komitake. *Island Arc*, **19**, 470-488.

