

始良火砕噴火のマグマ溜まり深度

安田 敦*・吉本充宏**・藤井敏嗣**

(2015年5月11日受付, 2015年8月24日受理)

The Depth of a Magma Chamber Associated with the Aira Caldera Formation

Atsushi YASUDA*, Mitsuhiro YOSHIMOTO** and Toshitsugu FUJII**

Volcanic deposits from Tsumaya pyroclastic flow and Osumi pumice fall, which composed the first half of Aira pyroclastic eruption occurred about 29,000 ago, were studied to clarify magma plumbing system of the eruption. Both volcanic deposits contain phenocrysts (15–20 vol. %) of quartz, plagioclase, orthopyroxene, magnetite and ilmenite. In addition, a very small amount of amphibole is observed in Osumi pumice fall deposits. The chemical composition of the phenocrysts and their melt inclusions were analyzed by EPMA. The core compositions of the phenocryst plagioclase and orthopyroxene cluster around An₄₂ and Mg# = 48, respectively. Although some cores of plagioclase and orthopyroxene phenocrysts show remnants of magma mixing, the rim compositions having essentially the same composition as the clustered core composition suggest that the magma erupted from an approximately homogeneous magma reservoir. Application of geothermo- and geobarometers (Fe-Ti oxides, orthopyroxene-liquid, amphibole) reveals that the condition of magma storage was 790–850°C, 110 MPa, and FMQ to 0.6 orders of magnitude above it. Estimated water contents of unleaked melt inclusions hosted in quartz, plagioclase and orthopyroxene determined by reflection FT-IR technique were 3.1–5.4 wt.% with an average of 4.5 wt.%. Coexistence of bubbles in some melt inclusions suggests that the magma was water-saturated prior to eruption. Phenocrysts content calculated by MELTS program agreed with the observed one when the given pressure was 80–110 MPa. In summary, all estimates indicate that the pressure at the top of the magma chamber is probably around 100 MPa. This pressure is equivalent to a depth of 4–5 km. The suggested depth is quite shallower than the previously considered depth of magma chamber, *i.e.* 8–10 km, which was responsible for the Aira pyroclastic eruption.

Key words: Aira caldera, magma chamber, depth, water content, FT-IR

1. はじめに

カルデラ形成噴火は、頻度は低いものの大量の火山噴出物を広域に堆積させるため、社会や環境への影響は甚大である。カルデラ火山は、Yellowstone 火山や阿蘇火山のように巨大噴火を繰り返す傾向がある (Bindeman *et al.*, 2008; 町田・新井, 2003 など)。したがって、カルデラ地域で起きている現在の火山活動から噴火の推移やカルデラ形成噴火に到る可能性を予測できるように、過去の噴火事例やカルデラ形成噴火の発生プロセスについて

の知識の集積をはかることは、火山学的に重要であるばかりでなく、防災の面からも重要な課題である。

マグマ溜まりのマグマが噴火に到る要因としては、より深部からのマグマの供給を原因とするものとマグマ溜まり自身が自発的に噴火するものが極端な2つの物理モデルとして提案されており、実際の噴火はこれらの中間的なものと考えられている (*e.g.*, Blake, 1981; Bower and Woods, 1997; Folch and Martí, 1998; Tait *et al.*, 1989)。しかし、カルデラを形成するような大規模噴火の場合、ど

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, The University of Tokyo,
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

** 〒403-0005 山梨県富士吉田市上吉田字剣丸尾
5597-1
山梨県富士山科学研究所

Mt. Fuji Research Institute, Yamanashi Prefecture, 5597-1
Kenmarubi, Kamiyoshida, Fujiyoshida, Yamanashi 403-
0005, Japan.

Corresponding author: Atsushi Yasuda
e-mail: yasuda@eri.u-tokyo.ac.jp

ちらが主要因かについての定説はまだない。このため、個々のカルデラ形成噴火について、噴火に関与したマグマがどのような状態（組成、温度）で、どの深度に蓄えられていたのかを、実際の火山噴出物の分析から明らかにすることが極めて重要になる。

この目的のために有効なのが、斑晶組成と斑晶メルトインクルージョンの分析である。マグマ溜まり環境で成長した斑晶の組成や、そこに捕獲されて現在ではガラスとなっているメルトインクルージョンの組成を分析することによって、マグマの蓄積環境（温度、圧力、含水量）を知ることができる (Lowenstern, 2003; Putirka, 2008)。また、マグマ溜まりの含水量は、マグマがマグマ溜まりからどの程度の量を噴出できるかの直接的な指標になりうる (Bower and Woods, 1997)。さらに、斑晶組成の多様性や斑晶内部に見られる累帯構造などの組成不均質に着目すれば、マグマ混合の量比や混合から噴火に到るまでのタイムスケールを評価することもできる (Druitt *et al.*, 2012)。

我々は、カルデラ形成につながる巨大噴火を引き起こすようなマグマ供給系の特徴について明らかにするためのテストフィールドとして、およそ 29 ka に巨大な火砕噴火を発生させた始良カルデラを選び、斑晶とメルトインクルージョンに着目した研究に着手した。始良カルデラにおける火成活動については、始良カルデラを形成した巨大噴火を挟んで、およそ 10 万年前から現在に到るまでの全岩組成の変化が Takahashi *et al.* (2013) や関口・他 (2014) に詳しく報告されている。また、現在の始良カルデラ地域のマグマ供給系については、柳 (1991)、Yanagi *et al.* (1991)、宇都・他 (2005)、中川・他 (2011) 等、歴史時代の桜島火山の火山噴出物の全岩分析や斑晶分析に基づいた多くの研究がなされており、マグマ供給系像が詳細に提案されている。しかし、始良カルデラ自体を形成した巨大噴火時のマグマ溜まりについては、第 2 章で述べる幾つかの先行研究しかなく、分析データに乏しいとともにデータ解析に用いられている熱力学温度圧力計がやや古いという問題があった。そこで本研究では、新たに斑晶とメルトインクルージョン組成の分析を多数行い、それらに最近の熱力学温度圧力計を適用して議論することによって、始良カルデラ形成噴火時のマグマ溜まりについての描像を更新することを目指している。本稿では、その初報として、この始良火砕噴火の一つの噴火ユニットである妻屋火砕流の試料についての分析結果を中心に、マグマの含水量と結晶成長の場について新たにわかった知見について報告する。

2. 背景

始良カルデラは南九州の鹿児島湾北部に位置する直径

約 20 km の陥没地形であり、およそ 29 ka の始良火砕噴火で形成された (荒牧, 1969; 奥野, 2002)。この噴火は、大隅降下軽石、妻屋火砕流、亀割坂角礫、入戸火砕流、始良 Tn (AT) 火山灰の 5 つのユニットで構成され (荒牧, 1969)、噴出総量はマグマ換算体積で 110 km³ に達する (Aramaki, 1984)。この噴火について、荒牧 (1969)、Kobayashi *et al.* (1983)、Aramaki (1984)、津久井・荒牧 (1990) に従い、噴火の概略とマグマ溜まりの描像を述べる。

2-1 始良火砕噴火の経緯

噴火は大隅降下軽石噴火から始まった。この噴火は大規模なプリニー式噴火 (VEI=6) で、東南東にのびる主軸を持つ火山灰の分布域から判断して始良カルデラの南端、現在の桜島付近を給源とする。噴出体積は火山灰体積で 98 km³ と見積もられている (Kobayashi *et al.*, 1983)。噴出物はよく発泡した灰白色の軽石を主体とするが、暗灰色の軽石との縞状構造を示すものも存在する (津久井・荒牧, 1990)。石質岩片は噴出物のおよそ 5 vol.% 程度である。

続いて妻屋火砕流噴火が開始した。大隅降下軽石噴火との間に時間間隙は見いだされていない。この火砕流噴火の給源も現在の桜島付近と考えられている。噴出物は淡黄色から薄黄褐色の細粒の軽石で、カルデラ形成以前から海拔標高が低い、鹿児島湾湾奥部の海岸線から 10 km 程度以内の沿岸部に堆積しており、最大層厚は霧島市国分付近で 130 m である。堆積物の基質は細粒で溶結作用は全く認められない。このため、火砕流はあまり高温ではなかったと考えられている (荒牧, 1969)。噴出量は火山灰体積で 13.3 km³ と見積もられている。

亀割坂角礫噴火は、一部の露頭においてその堆積物と妻屋火砕流との間に水流による不整合がみられることから、妻屋火砕流噴火からわずかな時間間隙をへて開始したらしい。ただし、土壌や水成の堆積物が境界部分に存在しないことから、数ヶ月以下の短時間の間隙と考えられている (Aramaki, 1984)。この噴火の堆積物は石質岩片 (基盤岩等) が全体の 8 割を超えており、新たな火口形成に伴う噴火と考えられている。噴出中心は大隅降下軽石や妻屋火砕流とは異なり、現在の始良カルデラ中央部と見なされている。

最後に入戸火砕流とその co-ignimbrite ash である AT 火山灰が噴出した。噴出中心は現在の始良カルデラ中央部と考えられている。亀割坂角礫噴火との間に時間間隙は見いだされていない。入戸火砕流と AT 火山灰噴火は火山灰体積で噴出量 300 km³ を超える非常に大規模な噴火で、火砕流は南九州一帯を厚く覆うとともに、火山灰は偏西風に乗って東北地方にも到達している (町田・新井, 2003)。本質物質はよく発泡した白色の軽石で、火砕

流堆積物の一部は溶結している。

2-2 先行研究のマグマ溜まり像

大隅降下軽石から入戸火砕流と AT 火山灰までの一連の噴火の本質物質の全岩化学組成は高シリカ流紋岩であり、組成変化に乏しい。斑晶鉱物組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石、磁鉄鉱、イルメナイトで、斑晶量は 10-30 vol. % と見積もられており (Aramaki, 1984; 宮坂・他, 2013)、斑晶鉱物組み合わせと斑晶量のどちらにも噴火の全期間を通じて系統的な変化は認められていない (津久井・荒牧, 1990)。斑晶組成の組成頻度分布についても、一連の噴火の噴出物には大きな差がなく、これらをもたらししたマグマ溜まりはかなり均質であったと考えられている (津久井・荒牧, 1990)。加えて、Sr と Nd 同位体についても均質で、周辺の花崗岩等の地殻物質と同様な値を示し、現在の桜島火山噴出物の同位体比とは有意に異なる (Arakawa *et al.*, 1998; 倉沢・他, 1984)。このため、始良カルデラの流紋岩質マグマは主として地殻浅部の溶融で形成されたと考えられている (Arakawa *et al.*, 1998; 津久井・荒牧, 1990)。

始良火砕噴火噴出物の組成の均質性は高いが、マグマ混合等を排除するものではない。津久井・荒牧 (1990) は、以下の 3 つをマグマ混合や泥質岩等の地殻物質の混染を示唆する物質として報告している; (1) 大隅降下軽石中に若干量存在するややシリカに乏しくマグネシウムに富んだ暗灰色の軽石、(2) 入戸火砕流噴出末期のやや鉄に富むかんらん石、(3) 大隅降下軽石や入戸火砕流堆積物中に若干量存在する高 An ($=100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na})$) コア組成をもった斜長石。

マグマ溜まりの温度と圧力環境について、Aramaki (1971) は、大隅降下軽石、亀割坂角礫噴火軽石、入戸火砕流の基質および軽石の 4 種の石基ガラスに対して高圧相平衡実験を行い、石英と斜長石の共晶関係からマグマの温度と圧力を 770-780°C、160-195 MPa と求めた。しかし、この実験は、酸素雰囲気未制御のため斜方輝石が再現されていないことと、水飽和が仮定されて実験が行われたこと、という 2 点の問題点があった。Aramaki (1984) では、茂木モデル (Mogi, 1958) で見積もられた現在の桜島噴火に対する地殻変動の圧力源深度と Aramaki (1971) の高圧相平衡実験結果の両方を考慮して、マグマ溜まりの深度を 10 km 程度と評価している。津久井・荒牧 (1990) では、大隅降下軽石から入戸火砕流までの 4 つの噴火ユニットの噴出物に磁鉄鉱-石英-斜方輝石の平衡を用いた圧力計 (Carmichael *et al.*, 1974) を適用して、 $3-5 \times 10^2$ MPa の平衡圧力を求めた。しかし、もともとの圧力計の精度が 3×10^2 MPa 程度の誤差を有するということを勘案し、圧力の絶対値としては有効とせず、複数

の噴出物に対して計算された圧力範囲が狭いことを、マグマ溜まりの圧力幅が小さいことの証拠としてとらえた。また、ほぼ様な組成のマグマが、高い噴出率で大量に噴出することから、やや扁平で均質なマグマ溜まりを提案し、その深さとしては Aramaki (1984) の議論を踏襲し 8-10 km を与えた。

マグマ溜まりの温度と圧力環境を制約するのによく用いられる角閃石斑晶については、その存在を報告した例 (町田・新井, 1976) と確認できなかった例 (津久井・荒牧, 1990) があり、化学組成分析値はまだ報告されていない。

3. 分析試料と分析方法

今回報告を行う始良火砕噴火の試料は妻屋火砕流堆積物を中心としたが、比較のため大隅降下軽石試料も加えている。妻屋火砕流を選択した理由は、(1) 妻屋火砕流堆積物試料は先行研究で組成の変動や不均質が報告されておらず、採取した 1 試料で噴出物を代表できると思われること、(2) 始良火砕噴火自体が組成の変化に乏しいので、その中頃に噴出した妻屋火砕流堆積物試料で始良火砕噴火をもたらししたマグマ溜まりの描像を得ることが期待できること、(3) 妻屋火砕流は非溶結であり噴出後の結晶化が進行していないため斑晶メルトインクルージョンの分析に支障がないこと、の 3 点である。

3-1 試料記載

妻屋火砕流の分析試料は、鹿児島県始良市弓削付近 (北緯 31 度 45 分 13 秒、東経 130 度 42 分 39.5 秒) の露頭の下位に露出する、非常に淘汰が悪く塊状で直径 10 cm 以下の白色軽石と細粒火山灰からなる火砕流堆積物の層位から採取した。本露頭では妻屋火砕流堆積物の上位に亀割坂角礫層、入戸火砕流堆積物が存在する。採取した試料は、よく発泡したこぶし大の淡黄白色軽石岩塊である。

大隅降下軽石の試料は、東京大学地震研究所に所蔵されている岩石コレクションの中から 1 試料 (SA65011207, 採取地鹿屋市) を分析した。この試料はよく発泡した粒径数 mm の白色軽石で、基質部分は細長く引きのばされた繊維状のガラスとなっている。

妻屋火砕流の軽石には石英、斜長石、斜方輝石、磁鉄鉱、イルメナイト斑晶が含まれており、斑晶量は 15-20 vol. % である。大隅降下軽石も同じ斑晶組合せ、斑晶量を示すが、ごく少量の自形の角閃石斑晶 (長径 0.2 mm) を含む点が異なる。

いずれも試料においても、石英は粒径 1.5 mm 以下がほとんどで、大きいものは半自形で融食された外形を持つものが多いが、0.5 mm 以下の小さい結晶には自形のものもある。斜方輝石は長径 1.0 mm 以下が多い。長径が

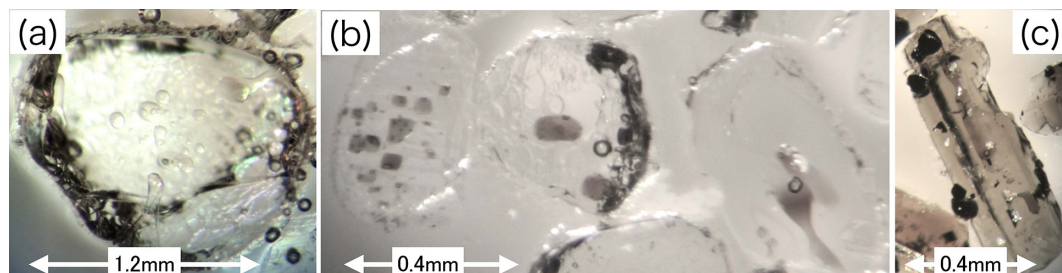


Fig. 1. Optical photographs of melt inclusions. (a) Quartz-hosted melt inclusion from Osumi pumice. (b) Plagioclase-hosted melt inclusion (left) and Quartz-hosted melt inclusion (right) from Tsumaya pyroclastic flow (pfl.). (c) Orthopyroxene-hosted melt inclusion from Tsumaya pfl.

1.0mm から 0.5mm サイズのものは長径と短径の比が 2 : 1 から 4 : 1 程度だが、0.5mm 未満のものは長径と短径の比が 4 : 1 から 8 : 1 程度で細長い形状のものが多くなる。斜長石は自形で長径 2mm 以下が多い。磁鉄鉱とイルメナイトは、斜方輝石中に捕獲されている 20-50 μm 程度の小さいものが大部分だが、100 μm 程度の大きさで融食された外形を持ち単独で石基ガラス中に存在するものもある。

妻屋火砕流堆積物試料と大隅降下軽石試料のいずれにおいても、石英、斜方輝石、斜長石はメルトインクルージョンを持つものが多い (Fig. 1)。光学顕微鏡の観察ではメルトインクルージョンは清澄であり、走査電子顕微鏡でも娘結晶の晶出は観察できない。一方、メルトインクルージョンの色は、妻屋火砕流堆積物試料と大隅降下軽石試料では明確に異なっている。宿主斑晶の種類によらず、妻屋火砕流堆積物試料では濃褐色を呈しているのに対して、大隅降下軽石試料では、非常に薄い褐色から無色である。後述するようにメルトインクルージョンの主元素組成にはほとんど差がない。したがって、色の違いは、冷却過程の違いに起因する走査電子顕微鏡や光学顕微鏡では認識できないような微小な結晶が妻屋火砕流堆積物試料のメルトインクルージョン中に存在するか、あるいは、酸素雰囲気の違いによる遷移元素の酸化還元状態を反映したガラスの着色のためと思われる。

石英斑晶に含まれるメルトインクルージョンの場合、斑晶が融食され湾入した部分に捕獲されているものも多数存在する一方で、結晶の中心部に球形から不定形の複数のメルトインクルージョンを持つものが非常に多い。中心部のメルトインクルージョンは完全に閉鎖系になっているものあれば、細長い経路で石基と連結しているものもある。閉鎖系のメルトインクルージョンは長径 30 μm 以下のものが大部分を占める。開放系のもは 100 μm を超えるものも多い。同様に斜方輝石斑晶中のメルト

インクルージョンは、不定形で斑晶中心部に複数個捕獲されているものが多い。大きさは長径 40 μm 以下のものがほとんどだが、70 μm を超える細長い形状のものもある。一方、斜長石に含まれるほとんどのメルトインクルージョンは、コアの周辺をとりまく波状累帯や逆累帯を示すマントル部分に、多数の小さなものとして帯状に分布して捕獲されている。形状は扁平な封筒型で、長径 30 μm 以下のものが多い。

閉鎖系になっているメルトインクルージョンは、多くの場合が数 vol.% 程度の収縮気泡と思われる単独の気泡を持つ。一方、より大きな気泡を持つメルトインクルージョンも多数存在するが、これらは外界と連結していたりクラックを伴ったりしている。斑晶がメルトインクルージョンを捕獲した後にマグマが減圧した場合、メルトインクルージョンが完全に閉じていなければ、内外の圧力差を解消するためにメルトあるいは気泡が膨張して外界と連結した経路にむけてメルトを押し出す。また、メルトインクルージョンが一旦完全に閉鎖系になったとしても、斑晶外部のマグマの減圧時に斑晶が内外の圧力差を支えきれない場合にはクラックが生じて、メルトインクルージョン内部も減圧して気泡が成長することがある。したがって、大きな気泡はこれらのプロセスによって、メルトインクルージョンの捕獲後に生じたものであろう。これらとは別に、完全に閉鎖系でクラックが無いに関わらず複数の気泡を持ち、それらの体積が収縮気泡と考えることができる数 vol.% をはるかに超えるようなものも存在する。これは気相共存下でメルトインクルージョンが捕獲されたことを示唆している。

3-2 試料の処理

試料は 10g 程度を全岩分析用に、20g 程度を鉍物分析用にした。鉍物分析用試料は、ジョークラッシャーで最大粒径 2mm 程度に粉碎した後、JIS 規格のステンレス製の網ふるいで分級し、1-0.5mm と 0.5-0.25mm の大きさ

の粒子を回収した。回収した粒子は超音波洗浄器で水洗して付着した細粒粉末を除去した後、シャーレに入れて水に浸した状態のまま実顕微鏡でメルトインクルージョンの捕獲状態を観察しながら1個ずつ選り分けた。各斑晶鉱物種ごとにそれぞれ100個程度を集め、それらをスライドガラスにエポキシ樹脂でマウントした。

3-3 XRF 分析

全岩化学組成の分析は、東京大学地震研究所のRIGAKU ZSX-Primus-II 蛍光 X 線分析装置を用い、5:1 ガラスビード法により行った。試料の調整や分析条件の詳細、および分析誤差については外西・他 (2015) に記載してある。

3-4 EPMA 分析

鉱物組成、ガラス組成の分析は、東京大学地震研究所の JEOL JXA-8800R 電子線マイクロプローブ (EPMA) を用いた。分析条件は、加速電圧 15kV、ビーム電流 12nA である。主元素についてはピーク位置で 15 秒、バックグラウンドはピーク位置を挟んで 2 カ所をそれぞれ 7 秒ずつの計測をおこなった。斜方輝石、磁鉄鉱、イルメナイト、角閃石は絞ったビームで、斜長石と石英は 10 μm 径に広げたビームでスポット分析を行った。ガラス部分は、アルカリ元素の時間減衰を避けるため、一辺 10 μm の矩形領域が確保できる大きさの分析対象を 7000 倍から 1 万倍の倍率でラスター分析を行った。ガラスの分析においては、S と Cl の測定も行った。計測時間はいずれもピークで 30 秒、バックグラウンドは 2 カ所で 15 秒ずつである。補正計算は ZAF 法を適用した。

3-5 FT-IR 分析

メルトインクルージョンと石基ガラスの含水量測定は東京大学地震研究所に設置されている真空型顕微赤外 FT-IR 分光光度計システム (日本分光製 FT/IR-660plus, IRT-30V) を使用し反射分光法でおこなった (安田, 2011; Yasuda, 2014)。

測定手順と測定条件は次の通りである。試料を試料室に入れ、油回転ポンプで 100Pa 以下の真空度に全光路を排気した後、ナローバンド型 MCT 検出器と 32 倍カセグレン鏡の組み合わせのもとで、アパーチャで一辺 30 μm の矩形領域に反射光を制限し、金の蒸着板をレファレンスとして反射スペクトルを取得した。続けて同一のアパーチャで試料の反射率測定を行った。その際、ノイズ低減のため 512 回から 1024 回のデータ積算を行っている。O-H 結合による赤外吸収に対応する、反射率の 3650 cm^{-1} 近傍の負のピーク高さを、反射率で規格化した値に対して、流紋岩組成の標準物質から定めた校正直線 (Yasuda, 2014) を当てはめて含水量を計算した。アパーチャサイズよりも十分に大きな領域が試料表面に出ている

メルトインクルージョンのみを分析したので、斑晶オーバーラップ補正は行っていない。この測定条件下での分析誤差 (1 σ) は 0.3 wt.% H₂O と見積もられている (Yasuda, 2014)。

4. 分析結果

4-1 全岩化学組成

妻屋火砕流堆積物試料と大隅降下軽石試料の全岩化学組成分析結果を Table 1 と Fig. 2 に示す。Fig. 2 には、比較のため津久井・荒牧 (1990) の大隅降下軽石、妻屋火砕流、入戸火砕流の試料分析結果も示した。今回分析した 2 試料は津久井・荒牧 (1990) の白色軽石組成の報告値とよく一致し、始良火砕噴火の代表的な組成である。

4-2 斑晶化学組成

妻屋火砕流堆積物試料と大隅降下軽石試料で斑晶化学組成にはほとんど違いがみられず、津久井・荒牧 (1990) とほぼ同様の結果が得られた。そこで、分析点数が多い妻屋火砕流堆積物試料の結果を主に説明する。

斜方輝石: コア組成は Mg# (=100×Mg/(Mg+Fe)) が 45 から 62 に分布しているが、Mg# が 46 から 50 にゆるやかなピークを持つ。リム組成は Mg# が 46 から 48 に集中している (Fig. 3a)。ほとんどすべてが正累帯を示すが、変化幅は大きくはない。メルトインクルージョンはほとんどの場合に斑晶の中心部に捕獲されているが、特定の Mg# の領域に特に多く捕獲されているという傾向はみられない。

斜長石: コア組成は An 値が 42 と 80 あたりをピークとするバイモーダルな組成分布を示すが、An₈₀ のピーク

Table 1. Bulk chemical composition of samples.

wt.%	Tsumaya pfl.	Osumi pumice
SiO ₂	75.56	75.64
TiO ₂	0.17	0.18
Al ₂ O ₃	13.51	13.47
FeO	1.55	1.65
MnO	0.05	0.05
MgO	0.24	0.28
CaO	2.00	1.83
Na ₂ O	3.68	3.55
K ₂ O	3.08	3.20
P ₂ O ₅	0.04	0.04
Total	99.89	99.89

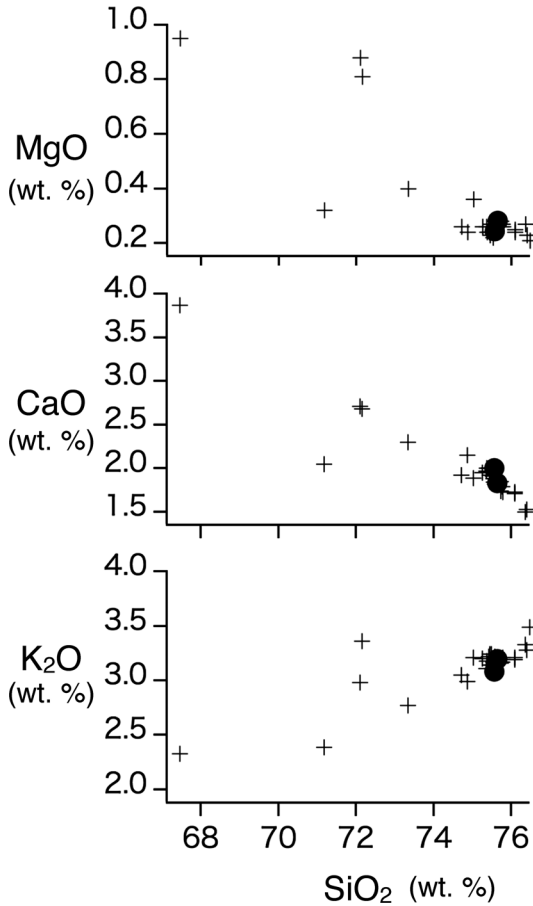


Fig. 2. Variation diagrams (MgO, CaO, K₂O vs. SiO₂) of Aira pyroclastic deposits. Closed circle: this study; plus: Tsukui and Aramaki (1990)

近傍のものは多くない (Fig. 3b). 斜長石リム組成は An₄₄ 付近に集中している. An₈₀ 近傍のコア組成を持つ斜長石も厚い An₄₄ 近傍のリムを持ち, コアからリムにかけては組成の大きな飛びがある. コア組成 An₆₀ 未満の斑晶の大部分がゆるやかな正累帯を示すが, 逆累帯構造をマントル部分に持つものも存在する. メルトインクルージョンはほとんどの場合, この逆累帯部分 (An₆₀ 程度) に捕獲されている.

Fe-Ti 酸化物: Anderson *et al.* (1993) の QUILF プログラムによるウルボスピネル成分 (X_{ulv}) とイルメナイト成分 (X_{ilm}) で表現する. 磁鉄鉱は X_{ulv} 成分が 0.27–0.38, イルメナイトは X_{ilm} 成分が 0.90–0.92 と比較的均質である (Fig. 4a). しかしながら, 産状によって若干の組成差がみられる. そこで, 斜方輝石内部と表面に捕獲されている磁鉄鉱について, type 1: 完全に内部, type 2: わずか

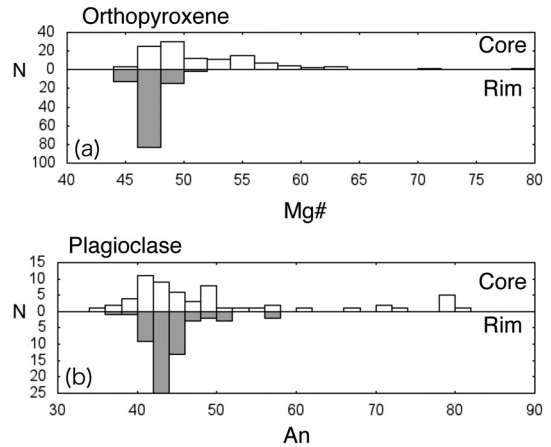


Fig. 3. Frequency diagrams of plagioclase and orthopyroxene phenocrysts from Tsumaya pfl.

に表面に出ている, type 3: 大部分が外部, type 4: 完全に外, の4つにタイプ分けして組成頻度を調べた (Fig. 4b). 完全に内部のものは組成が分散しているのに対して, それ以外のものは狭い組成範囲に集中している.

角閃石: 大隅降下軽石に含まれていた角閃石は普通ホルンブレンドでコアからリムにかけて弱い正累帯を示している. 組成を Table 2 に示す.

4-3 メルトインクルージョン組成

Fig. 5 に宿主斑晶別のメルトインクルージョン組成を示す. 斑晶のオーバークロースによる組成変化の補正は行っていないが, 後述するように宿主斑晶の違いによらずにメルトインクルージョン組成が同一の組成トレンドに乗ることから, メルトインクルージョン捕獲後の組成変化は無視しうる程度と考えている.

メルトインクルージョンの主元素組成については以下の注目すべき特徴がある. メルトインクルージョンは全岩組成と比較して, SiO₂ に富み CaO や MgO に乏しい. SiO₂ と MgO や CaO は負の相関を持つ. メルトインクルージョンの K₂O 含有量は SiO₂ との相関が弱く, 全岩組成よりもやや高い 3–4 wt.% 程度の値が大部分を占める. その一方で, K₂O が 6 wt.% を超えるようなメルトインクルージョンがわずかに存在する.

宿主斑晶によるトレンドの差異はほとんど見られず, 石英, 斜方輝石, 斜長石を宿主とするメルトインクルージョンは同一の分布トレンド上に分布する. しかしながら, SiO₂ の組成範囲に関しては, 宿主斑晶がメルトを捕獲した時期を反映したと思われる差異が見られる. 石英に捕獲されているメルトと斜方輝石に捕獲されているメルトでは SiO₂ の分布中央値が若干異なってお

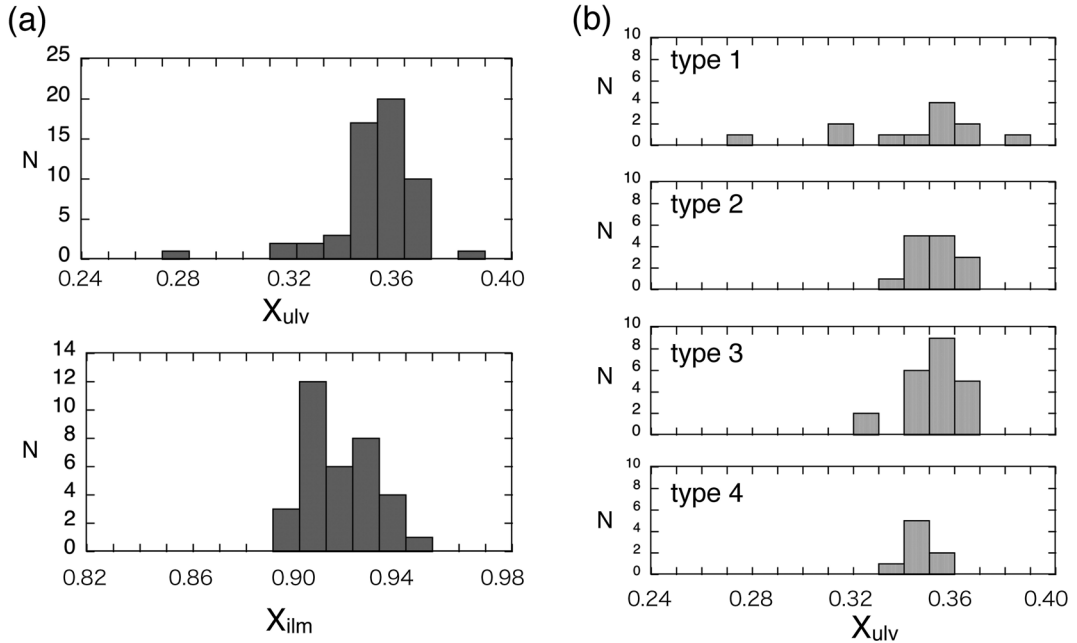


Fig. 4. Composition of opaque minerals. (a) Frequency diagrams of magnetite and ilmenite. (b) X_{ulv} composition of opx-hosted magnetite classified by their trapped positions.

Table 2. Major element composition of phenocrysts amphibole from Osumi pumice.

wt.%	Core	Rim
SiO ₂	49.34	49.04
TiO ₂	1.21	1.22
Al ₂ O ₃	7.28	7.38
FeO	15.00	15.20
MnO	0.48	0.41
MgO	14.36	14.24
CaO	10.81	10.85
Na ₂ O	1.23	1.30
K ₂ O	0.28	0.31
P ₂ O ₅	0.03	0.05
Total	100.00	100.00
Temperature (°C)	789.8	788.9
Pressure (MPa)	107	110
melt H ₂ O (wt.%)	5.6	5.6

Calculated after Ridolfi *et al.* (2010)

り、斜方輝石に捕獲されているメルトの方が低 SiO₂ 側 (SiO₂ < 78 wt.%) にある。一方、斜長石に捕獲されているメルト組成は、石英と斜方輝石の両方の領域にまたがって広がっている。

興味深い点は、ホストである斜方輝石の Mg# が高い

ほど捕獲された液組成の SiO₂ が低く K₂O が高いという関係が見られることである (Fig. 6)。このような相関は大隅降下軽石試料でも観察されるが、妻屋火砕流堆積物試料ほど顕著ではない。通常の結晶分化やマグマ混合では再現されない特徴であり、その成因については後であらためて議論する。

斜方輝石の場合、捕獲しているメルトインクルージョンの周囲でホスト斑晶の組成が比較的均一なので、ホストの斜方輝石の Mg# とメルトインクルージョン組成との関係を容易に調べられる。一方、斜長石の場合、メルトインクルージョンを捕獲している部分は逆累帯構造の中の組成変動が大きな領域にある。このため、メルトインクルージョンの周囲でホスト斑晶の組成が一様ではないことから、ホスト斑晶の組成とメルトインクルージョン組成の関係を明らかにすることは容易ではなく、斜方輝石で見られたようなホスト組成とメルトインクルージョン組成との間の相関関係は見いだせなかった。

4-4 含水量

妻屋火砕流堆積物試料の 45 個のメルトインクルージョン (石英 26, 斜方輝石 15, 斜長石 4) と石基ガラス 4 点について反射分光法で測定した含水量を Fig. 7 に頻度分布で示す。

実体顕微鏡下の観察で閉鎖系の確認ができた 29 個のメルトインクルージョンについては、含水量の平均は 4.5

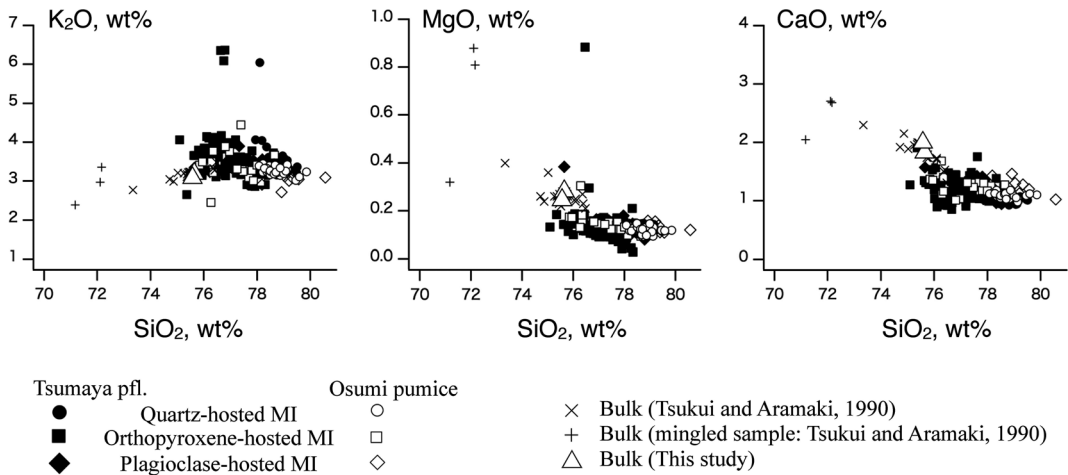


Fig. 5. Composition of melt inclusions (MI) from Osumi pumice (open) and Tsumaya pfl. (closed). Bulk composition of Aira pyroclastic eruption from Tsukui and Aramaki (1990) and this study are shown for comparison.

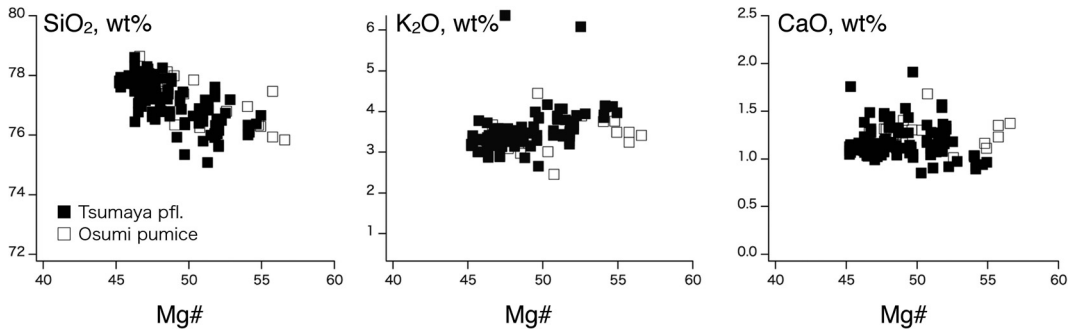


Fig. 6. Relationship between glass composition of melt inclusions and Mg# of their host orthopyroxene.

wt.%, 最大値は 5.4 wt.%, 最小値は 3.1 wt.% であった。ホスト斑晶の種類による含水量の差異は見いだせない。平衡共存する複数種類の斑晶で含水量が等しいことから、この含水量はマグマ溜まりの環境を反映しているものと考えられる。

含水量分析したメルトインクルージョンは一辺 30 μm の矩形領域が確保できる比較的大きなものだけである。しかしながら、EPMA 分析では 10 μm サイズの小さなメルトまで測定を行っており、主元素組成に関してはサイズ依存性が認められない。したがって、含水量に関してもサイズ依存性は無いものと考えられる。

一方、外部と連結しているメルトインクルージョンや石基ガラスの含水量は 0.69 から 2.3 wt.% であった。これは、1 気圧下の飽和量よりは有意に高い。メルトインクルージョン内部の気泡周辺のガラスや軽石のクラック周辺の石基ガラスの含水量だけが低いというわけではないので、この水は噴火後の地下水や雨水による二次的な

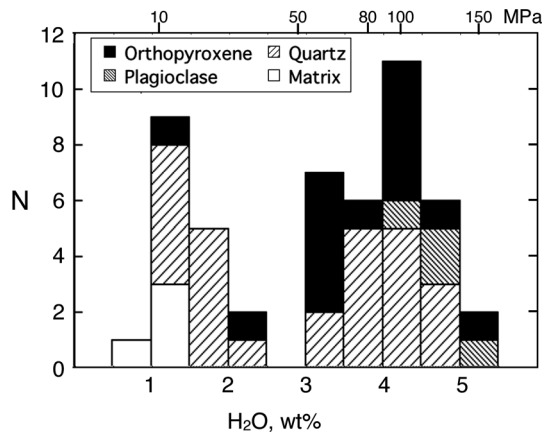


Fig. 7. Water content of melt inclusions within various host phenocrysts. Inclusions with H₂O content below 2.5 wt.% are connected to matrix glass. Water saturation pressure at 800°C calculated after the formulation of Moore *et al.* (1998) is also shown.

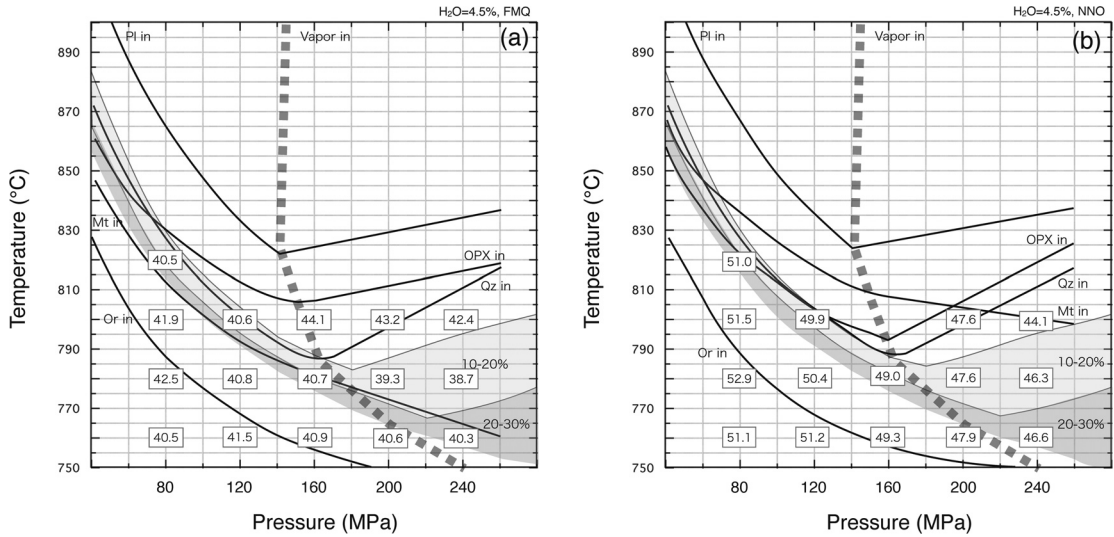


Fig. 8. Phase diagram calculated by Rhyolite MELTS at (a) FMQ and (b) NNO oxidation state. Shaded areas show crystallinity (10–20 vol.% and 20–30 vol.%). Numbers in square indicate the Mg# of equilibrium orthopyroxene at those pressure and temperature conditions.

ものではなく、もともとマグマに由来する水であると考えられる。噴火の際に火道内のある程度深い所でマグマが冷却したため、完全に脱ガスが完了していない遷移的な状態を保持したのであろう。

5. MELTS による相図

軽石の全岩組成 (Table 1) を用い、メルトインクルージョンの分析で得られた含水量平均値 4.5 wt.% を初期含水量として仮定し MELTS プログラム (Rhyolite-MELTS v.1.0.1 (Gualda *et al.*, 2012)) による相平衡計算を行った。この仮定は、噴出物で観察された斑晶量 (15–20 vol.%) はメルトインクルージョン捕獲後の結晶成長の影響を受けているため、メルトインクルージョン捕獲時の斑晶量は観察された量よりもずっと少なかったという推定に基づく。酸素雰囲気は FMQ (fayalite-magnetite-quartz) と NNO (nickel-nickel oxide) の2つの場合について、温度は 950°C から 700°C まで 5°C 刻み、圧力は 40 MPa から 280 MPa まで 20 MPa 刻みで平衡結晶化条件で計算を行い、安定鉱物相、量比、組成等について調べ相図を作成した (Fig. 8)。計算結果の概略は以下のとおりである。

いずれの圧力においても斜長石がリキダス相に出現する。石英と斜方輝石の晶出順序は圧力によって異なる。70 MPa 以下の低圧側と 240 MPa 以上の高圧側では斜長石、石英、斜方輝石の順で結晶化するが、中間的な圧力では斜長石、斜方輝石、石英の順となる。磁鉄鉱の晶出は酸素雰囲気によって大きく変化し、酸化的である

NNO 雰囲気下の方が 20–30°C 晶出温度が高く、60–180 MPa の範囲では斜長石に次ぐ第二相として結晶化する。斑晶量 10–30 vol.% の境界線を相図に重ねているが、その斑晶量の範囲で晶出するのは、斜長石、石英、斜方輝石、磁鉄鉱 (イルメナイトを含む) だけである。正長石は晶出温度が低く、いずれの条件においても結晶量がかなり増加しないと出現しない。

正長石が晶出していない温度範囲では、結晶量が増加するにしたがってメルト中の K₂O 量は増える。したがって、メルト中の K₂O 量は結晶量の指標となりうる。結晶量の温度依存性は水の飽和圧力より高圧側か低圧側かでかなり様相が異なる。含水量 4.5 wt.% の場合、飽和圧力は 140 から 160 MPa あたりに位置する。この飽和圧力よりも低圧側では、15°C 程度の温度変化幅で結晶量は 10 から 30 vol.% にまで大きく変化する。一方、飽和圧力よりも高圧側では結晶量が 10 から 30 vol.% に増加するのに必要な温度変化幅は急速に拡大し、280 MPa では 50°C にも達する。上記の傾向は酸素雰囲気にはほとんど依存しない。

斜方輝石の組成は酸素雰囲気によって変化する。酸素雰囲気が高いと磁鉄鉱の晶出領域が拡大するとともにメルト中の Fe³⁺/Fe²⁺ が高まるため、斜方輝石の Mg# は高くなる。例えば、同じ 800°C、80 MPa の環境で、酸素雰囲気が NNO の場合には Mg# が 51.5、酸素雰囲気がやや低い FMQ 環境の場合には Mg# が 41.9 である。温度や圧力変化だけによってこのように大きく Mg# を変化

させることは困難である。

6. 議 論

6-1 組成に基づくマグマ溜まり環境の評価

6-1-1 温度

妻屋火砕流堆積物試料において、磁鉄鉱とイルメナイト同士が接しているもの、および、両者とも斜方輝石内部の同一の組成累帯上に存在しているものに対して、鉱物の組成平衡を用いたFe-Ti 酸化物温度計 (Anderson and Lindsley, 1988) を適用して平衡温度を求めたところ、790-850°C (平均810°C) という結果を得た (Fig. 9b)。大隅降下軽石試料については分析点数が少ないが、妻屋火砕流堆積物試料より若干低温側 (790°C) に温度分布の中心が求められる (Fig. 9a)。また、妻屋火砕流堆積物試料中の斜方輝石のメルトインクルージョン組成とホストの斜方輝石の組成を用いて、Putirka (2008) の斜方輝石-液温度計を適用して温度計算を行うと 800-850°C (平均820°C) となる。斜方輝石-液温度計の方が若干高い温度を示すものの、妻屋火砕流堆積物試料についての2種類の温度計の示す値はおおむね一致した (Fig. 9c)。先行研究との比較では、始良カルデラ噴火全体として、津久井・荒牧 (1990) は740-810°C、宮坂・他 (2013) は810-870°Cを報告しており、今回の結果は両者の中間的な値となっている。

6-1-2 圧力

マグマ溜まりの圧力については、4つの異なる方法による見積もりが100 MPa程度で一致した。

まず、妻屋火砕流堆積物試料のメルトインクルージョンの組成を Blundy and Cashman (2001) のQz-Ab-Or 図に投影した圧力評価では、大部分のメルト組成が100 MPa以下の平衡圧力を示した (Fig. 10)。EPMAを用いて組成分析したメルトインクルージョンは、外界と連結しているものと連結していないものを区別していない。加えて、Qz-Ab-Or 図を用いた圧力評価自体、数十 MPa程度の誤差を含む。このため、あまり厳密な議論はできないが、メルトインクルージョンの捕獲完了圧力、すなわちマグマ溜まりの圧力が100 MPa程度という一つの目安にはなりえよう。

次いで、大隅降下軽石に含まれていた角閃石に対して Ridolfi *et al.* (2010) の方法を適用すると、110 MPaとなる。この計算手法で圧力と同時に計算される含水量と温度についてはそれぞれ5.6 wt.%, 790°Cとなり、実測された含水量および他の熱力学温度計での計算結果とよく一致している (Table 2)。

三番目の方法として、斑晶メルトインクルージョンの含水量をもとにして考える。マグマ溜まり中で捕獲され

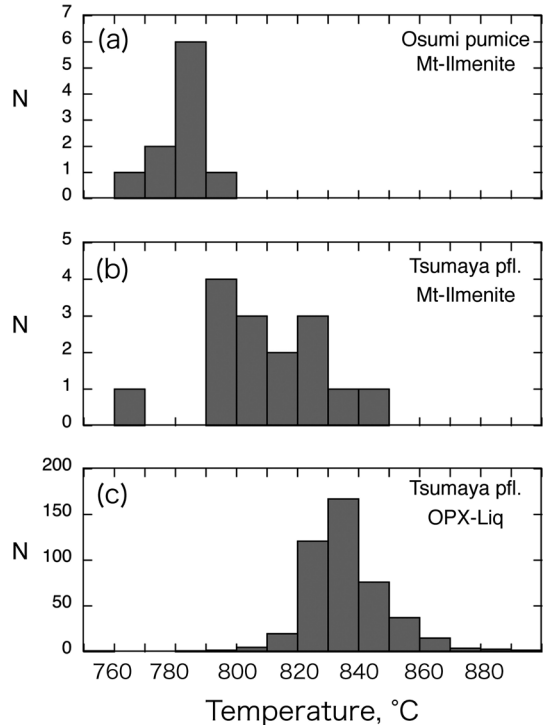


Fig. 9. Temperatures of the erupted products estimated by Fe-Ti oxide geothermometer (Anderson and Lindsley, 1988): (a) Osumi pumice, (b) Tsumaya pfl., and by orthopyroxene-liquid geothermometer (Putirka, 2008, eq. 28a): (c) Tsumaya pfl.

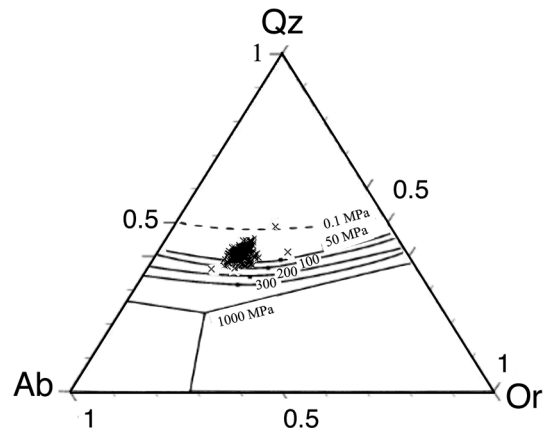


Fig. 10. Projection of glass compositions onto Qz-Ab-Or ternary (Blundy and Cashman, 2001).

たことが確実な、閉鎖系をなしているメルトインクルージョンの含水量は、3.1 から5.4 wt.%であった (平均値4.5 wt.%)。始良火砕噴火の噴出物の含水量については、

Miyagi and Yurimoto (1995) がメルトインクルージョン 17 個, 石基 3 個について二次イオン質量分析器を用いた測定を行っている。その中で, 妻屋火砕流のメルトインクルージョンについては, 斜方輝石と石英斑晶中のメルトインクルージョン 7 個の含水量を 3.6 から 5.1 wt.% (平均値 4.6 wt.%) と報告しており, 今回の分析結果は彼らの結果とよく一致している。

今回の FT-IR 反射分光法の測定では, 分析したすべての試料で CO_2 は FT-IR 反射分光法の検出限界 (250 ppm) 以下であった。そこで CO_2 量は無視し, 温度 800°C の条件下で Moore *et al.* (1998) の式に従って, 含水量 3.1-5.4 wt.% から飽和圧力を計算すると 50-150 MPa となる。気相が共存していない場合には, 上記の数値はマグマがメルトインクルージョンに捕獲された圧力の下限を示すに過ぎない。しかしながら, 今回の分析では斑晶に捕獲された時点で気泡が共存したメルトインクルージョンが存在することから (Fig. 1 (b)), 計算された圧力下でメルトインクルージョンの捕獲が行われたと考えることができる。この場合, 分析誤差 ($1\sigma=0.3$ wt.%) を大きく超えて含水量の範囲が広いのは, メルトインクルージョンの捕獲がある程度幅のある圧力範囲で行われ, 且つ, その時にメルトは揮発性成分に飽和していたとも解釈できるし, もともののマグマ溜まり内部で含水量の不均質が存在していたとも考えることができる。前者の場合, 測定値の上限と下限の値からそれぞれ分析誤差 (2σ) 分だけ狭くして信頼性の高い含水量の範囲を求めると, 3.7-4.8 wt.% になる。これは, 75-120 MPa の飽和圧力に相当する。

四番目の方法は噴出物の斑晶量と MELTS による計算値との比較である。今回の分析試料の斑晶量は 15 から 20 vol.% であった。また, 始良火砕噴火に関する先行研究においても類似の 10-30 vol.% (Aramaki, 1984; 宮坂・他, 2013) という値が示されている。磁鉄鉱-イルメナイト温度計の示す平均温度 810°C の温度下で, MELTS による斑晶量計算値が 10-30 vol.% となるのは, 80-110 MPa の圧力範囲になる。温度幅を $\pm 10^\circ\text{C}$ とすると, 圧力範囲は 70-130 MPa に拡大するが, これまで示した 3 つの方法による推定値と調和的である。

6-1-3 酸素雰囲気

磁鉄鉱とイルメナイトの平衡に基づく酸素雰囲気の計算結果は, 低温ほど還元的 (FMQ) で, 高温になるにしたがって酸化 (FMQ+0.6) となり, 鉱物バッファと斜行するが, 変化は極めて直線的である (Fig. 11)。大隅降下軽石試料も妻屋火砕流堆積物試料と同じ変化の直線上に大部分の試料が乗っており, マグマ溜まり全体で起きている何らかの事象を反映しているものと考えられる。

一連の噴火の際に, 酸素雰囲気が噴出物によって異な

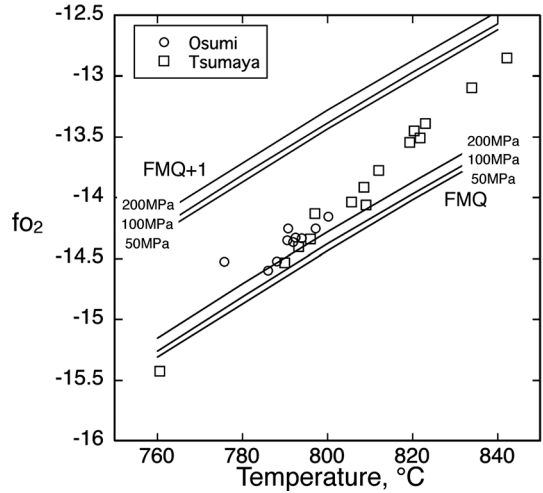


Fig. 11. Temperature- $f\text{O}_2$ relationships calculated from equilibrium Fe-Ti oxide.

る例はよく知られている。例えば, Erebus 火山の噴火において, 深部で捕獲されたペイサナイト-フォノライト質組成の揮発性成分に富んだメルトインクルージョンよりも, 浅所で捕獲されて揮発性成分に乏しいメルトインクルージョンのほうが還元的であり, 酸素雰囲気の変化量は $\log f\text{O}_2 = -1$ 程度であった (Moussallam *et al.*, 2014)。脱ガスの前後で酸素雰囲気が還元的に変化する事例は 2000 年三宅島噴火の際にも観察されている (安田・他, 2001)。2000 年三宅島噴火の場合, 玄武岩質安山岩のメルトインクルージョンと比べると, 石基ガラスは $\log f\text{O}_2 = -0.9$ 程度還元的であり, 脱ガスによって還元的方向に変化している。こうした脱ガスに伴ってマグマが還元的原因は, マグマ中の硫黄の価数変化 ($\text{S}^{2-} \rightarrow \text{S}^{4+}$) と SO_2 ガスの分離のためと考えられている (Moussallam *et al.*, 2014)。

これに対して, 揮発性成分に富んだマグマから水が脱ガスする際に H_2 も同時に抜けることによって脱ガス後の方が酸化するという考えもある (Humphreys *et al.*, 2014)。彼らは, 硫黄を含まない流紋岩組成の含水マグマの脱ガス実験を行って回収した急冷ガラスの含水量と $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 量を調べ, 含水量の低下に伴ってメルトは酸化するという結果を報告している。一方, 鳥弧の天然の黒曜石を分析して脱ガス前後の酸素雰囲気の变化を調べた研究では, 検出できるような酸素雰囲気変化は脱ガス前後で見いだされていない (Waters and Lange, 2011)。

今回分析を行った大隅降下軽石と妻屋火砕流堆積物試料のメルトインクルージョンに含まれていた硫黄の量 (SO_3 に換算) は多くても 200 ppm 程度に過ぎなかった。

このため、たとえ減圧による脱ガス時に SO_2 がガスとして分離したとしても、大きく酸素雰囲気を変化させるとは考えにくい。硫黄の価数変化の影響がないならば、マグマ中の水の脱ガスはむしろ酸化的变化をもたらすはずであり、観察結果を説明できない。したがって、今回観察されたように高温ほど酸化的で変化幅が $\log f_{\text{O}_2} = 0.6$ もあるような特徴は脱ガス過程では説明できない。

ではマグマ溜まり内で酸素雰囲気部分が部分的に異なる要因としてどのようなことが考えられるだろうか。前述のように、もともと始良火砕噴火のマグマは浅所の地殻物質の溶融と考えられている(津久井・荒牧, 1990)。溶融した地殻部分に有機炭素などが含まれていれば、その影響で地殻が溶融して作られたマグマはより還元となる。一方、溶融させるための熱源となるマグマが通常の島弧マグマと考えれば、その酸素雰囲気は FMQ よりもやや酸化的であろう(Carmichael, 1991)。したがって、その熱源マグマと接している始良マグマ溜まりの下部は同様の酸素雰囲気に近づくはずである。このように考えると、マグマ溜まりの下部は熱源マグマからの影響を受けて酸化的、マグマ溜まりの上部は地殻溶融の影響で還元するという酸素雰囲気の勾配をもったマグマ溜まり構造が形成されていたというモデルが成立する。このような酸素雰囲気構造のマグマ溜まりにおいて、噴火時に上下のマグマの混合が起これば、温度と酸素雰囲気について観察されたような直線的な相関関係が生じることが予想される。

6-2 噴火直前のマグマプロセス

6-2-1 大量のマグマ噴出の主因

斜長石や斜方輝石の組成頻度分布図を見ると、リム組成に近いコア組成を持つ斑晶がある一方で、それらとは大きく隔たった非平衡なコア組成を持つものが存在する。例えば、斜長石には高い An 組成のコアを持つものが存在し、周辺のマントル部分にかけて大きく組成変化をしている。したがって、このコア部分の斜長石は別のマグマに由来し、噴火前のいずれかの時点でマグマ混合があり、そのマグマから珪長質マグマに取り込まれたものと考えられる。この混合の時期については、低 An の厚いリムが発達していることから、妻屋火砕流噴火よりもかなり前ではあるだろうが、結晶成長速度を律するパラメータの不確実性が大きいので、定量的に正確な時期を決定することは困難である。

こうしたマグマ混合の痕跡を示す斑晶の量比は大きくない。加えて、リム組成が低温側(珪長質)マグマに由来するコア組成とほぼ一致していることは、別のマグマの混合量自体が少ないことを示している。したがって、珪長質マグマ溜まりへの別のマグマの注入はカルデラ噴

火のトリガーにはなかったかもしれないが、大量のマグマを噴出させたこと的主因ではないと思われる。

それでは、マグマの大量噴出の主因はなんであろうか。Toramaru and Maeda (2013) ではモデル実験とシミュレーションの結果から、浅部マグマ溜まりでのマグマの温度や含水量の不均質が、噴火の規模や様式に重大な影響を与える可能性を指摘している。具体的には、マグマ溜まりの含水量がより均質で全体として飽和に近いほど、マグマ溜まりを空にするような大規模噴火に到りやすいと論じている。本論で示した含水量と温度・圧力の分析結果は、始良カルデラのマグマ溜まりが噴火前に飽和か飽和に近かったことを示しており、Toramaru and Maeda (2013) を当てはめれば、マグマの大量噴出に到りやすい状態にあったと言えよう。また、Bower and Woods (1997) は数値モデルを用いて、マグマ溜まりに蓄えられているマグマのうち実際に噴出できる割合はマグマ溜まりの含水量とその深さに強く依存し、マグマ溜まりが浅いほど、且つ、含水量が高いほどその割合が高くなることを示している。彼らがモデル計算で仮定したマグマ溜まりのジオメトリと、始良カルデラの直径と噴火の噴出量から予想されるマグマ溜まりのアスペクト比とは大きく異なるが、マグマ溜まりが浅くて含水量が高い場合にはマグマの大量噴出につながりやすいという結論は、定性的には始良カルデラのマグマ溜まりに対しても成立するはずである。つまり、カルデラの形成、すなわちマグマ溜まりを空にするようなマグマの大量噴出は、浅いところにあったマグマ自体の状態、具体的には、今回の分析で示されたようなマグマの高い含水量と飽和によるものと考えられる。

6-2-2 組成変化の特徴とマグマプロセス

メルトインクルージョンの組成変化の特徴はどのようなマグマプロセスによって説明可能であろうか。重要な観察事実を整理すると、(1) Mg# が高い斜方輝石に捕獲されたメルトインクルージョンほど K_2O が高く SiO_2 が低い傾向がある、(2) Mg# が高い斜方輝石は正累帯構造で周囲に Mg# が低いリムを持つ、の 2 点である。これらの特徴の成因について、マグマ混合、斑晶のオーバーグロース、結晶分化、地殻物質の部分溶融の 4 つの点から考察する。

通常のマグマ混合の場合、分化程度の低いマグマのほうが MgO 量が高く K_2O 量が低い。したがって、Mg# が高い斜方輝石を結晶化させるようなマグマが流紋岩質マグマと混合したとすれば、混合後のマグマでは K_2O は低下するはずであり、観察とは一致しない。それでは特殊な組成のマグマの混合であろうか。始良火砕噴火で浅所にある珪長質マグマに混合したマグマの組成について

は、津久井・荒牧 (1990) が報告している大隅降下軽石 OSd1, OSd2 の組成が手がかりになる。全岩組成で妻屋火砕流堆積物の MgO が 0.2-0.3 wt.% であるのに対して、OSd1 と OSd2 は 0.81-0.88 wt.% であるので、こうした成分が混合すれば Mg# の高い斜方輝石の生成は可能である。このうち OSd1 は K₂O 濃度も平均組成よりも高い (3.36 wt.%) ので混合端成分の候補として適当にも思える。しかし、CaO の濃度についても検討範囲を広げると、メルトインクルージョンの CaO 濃度が低い (平均 1.2 wt.%) のに対して、OSd1 では CaO 濃度 (2.68 wt.%) が有意に高く、このような組成のマグマを混合させても観察されるメルトインクルージョン組成を再現することはできない。

次にメルトインクルージョン捕獲後の斑晶のオーバーグロースの影響について検討する。Mg# の高いホスト斜方輝石斑晶を持つメルトインクルージョンほど斑晶の内側にあるので、早期に捕獲されたと考えられる。その場合、Mg# の高いものほど捕獲からの経過時間が長くオーバーグロース量が大きくなることが予想される。しかしながら、この場合斜方輝石の晶出によって K₂O と同時に SiO₂ も高くなる方向に変化するため、K₂O と SiO₂ の間には正の相関が成り立つはずである。これは、メルトインクルージョンで観察された K₂O と SiO₂ の間の負の相関とは一致しない。オーバーグロースで K₂O が減少するためには K₂O を多く含む鉱物、例えば正長石が結晶分化する必要があるが、こうした娘結晶はメルトインクルージョン内に観察されていない。

マグマの結晶分化の様々な段階でメルトインクルージョン捕獲が行われた場合にはどうなるであろうか。MELTS による計算では、酸素雰囲気や圧力によらず、圧力一定のもとで温度低下によって結晶化が進行すると、残液の K₂O 濃度はしだいに高くなる。例えば、FMQ 酸素雰囲気、含水量 4.5 wt.%, 120 MPa の圧力下での計算では、K₂O 濃度は 810℃では 3.2 wt.% だが、780℃では 4.8 wt.% に上昇する。一方、結晶化する斜方輝石の組成は高温側の方がやや Mg# が高く、810℃では Mg#=44.1 だが、780℃では Mg#=40.8 に低下する。したがって、Mg# が高い斜方輝石に捕獲されたメルトインクルージョンほど K₂O が高いという観察とは一致しない。

地殻の部分溶融液の混合について考えてみよう。地殻が融解するにあたって、マグマ溜まりの周縁部に部分溶融度の低い境界層をつくっているとすれば、その部分のメルトは K₂O に富む可能性が高い。しかし、妻屋火砕流も大隅降下軽石噴火も噴出量が膨大な噴火であり、周縁部の少量のメルトの混合では、こうした組成変化のベクトルを説明するのは量的に困難であろう。また、斜方

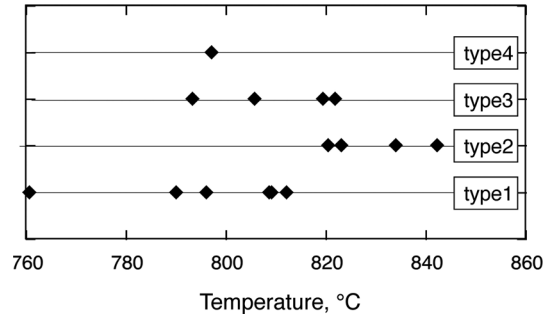


Fig. 12. Temperature of orthopyroxene-hosted Fe-Ti oxide classified by their trapped positions.

輝石斑晶の中心部にある Mg# が高い部分にメルトインクルージョンが捕獲されていることをうまく説明できない。

以上のように、単純なプロセスのみではメルトインクルージョンの組成変化の特徴を説明することは困難である。そこで、やや状況設定が複雑になるが、斑晶組成から推定される温度変化量をまず検討して、含水量変化から予想される減圧過程とマグマの置かれた酸素雰囲気とそれを組み込んで、上記の特徴を説明できるプロセスを考えてみる。

まず、斜方輝石に包有された磁鉄鉱とイルメナイトのペアを使って、捕獲場所 (4-2 節の type 1-4 に相当) によって鉱物平衡温度がどう変化するか調べると Fig. 12 のような関係が得られた。斜方輝石の中心部の温度はばらつきがあるもののやや低温 (790-810℃) で、その外側には少し高温 (820-840℃) を示す領域があり、最外縁部では再び温度がやや下がって 790-820℃ を示す。互いに接している Fe-Ti 酸化物が組成平衡に到達する時間は比較的短時間であるが、周囲を斜方輝石で取り囲まれた場合には、斜方輝石中の元素拡散が律速するため、外界温度の変化に応じた再平衡には容易には到達しないであろう。したがって、上記の Fe-Ti 酸化物ペアの示す温度は、斜方輝石斑晶が成長する途中の温度変化を反映し、その状態をある程度保持していると考えられる。

斜方輝石斑晶中の Fe-Ti 酸化物ペアの温度変化は、大隅軽石試料との比較結果とも調和的である。妻屋火砕流の試料のほうが大隅軽石試料よりも若干の高温を示している (Figs. 9a and 9b)。これは、マグマ溜まりが加熱されたと考ええると説明できる。すなわち、先に噴出した大隅軽石よりも後から出た妻屋火砕流のほうがマグマ溜まりの下位にあり、熱源からの加熱を十分に受けたと解釈できる。

Fe-Ti 酸化物組成から示唆されるマグマが 20-30℃程

度温度上昇した過程は、メルトインクルージョンの捕獲形態からも推察できる。石英斑晶に見られる湾入したメルトインクルージョンは、温度上昇を受けて石英斑晶が溶融した形態と見るができるし、斜方輝石の中心部に複数のメルトインクルージョンが捕獲されているのも、温度上昇によって斜方輝石斑晶が部分的に溶融し虫食い状になった後に、減圧によって再び結晶成長して湾入部分にメルトの捕獲を行ったと考えられる。

閉鎖系をなしていたメルトインクルージョンの含水量に幅があり、捕獲時にすでに気泡がメルトと共存していたものが存在することを考え合わせると、温度の上昇と減圧は連続して起きていたと考えることができる。巨大なマグマ溜まり内部で、底部の方で加熱されたマグマが浮力によってマグマ溜まり内部を上昇したか、あるいは、大隅軽石を噴出して上部のマグマを失ったために空いた空間を埋めるように底部にあった温度が高く粘性が低いマグマが上昇をしたか、二つの状況を考えることができるが、現時点ではどちらの描像が適当か判断する材料がない。とはいえ、前者の状況のように、より高温のマグマの上昇によって噴火が誘発されれば、後者は必然的に付随する現象なので、両者は不可分の事象かもしれない。

さて、本節の冒頭でまとめたホスト斜方輝石組成と捕獲されたメルト組成との関係は、上記のマグマ溜まりでのプロセスでどのように説明できるだろうか。6-1-3節で示したように、マグマ溜まりの下部は酸化的、上部は還元的という酸素雰囲気勾配をもったマグマ溜まり構造が初期状態として存在すると考える。この酸素雰囲気勾配のために、斜方輝石のMg#はマグマ溜まり底部の方が高い。始良火砕噴火のトリガーとなった高温マグマの関与による温度上昇の結果、マグマ溜まり底部の高いMg#を持った斜方輝石が虫食い状に溶融し、湾入部に周囲の部分融液を捕獲したとすれば、その場の高い斑晶量を反映して、捕獲される部分融液のK₂O量は高いであろう (Fig. 8)。高温マグマの関与が継続して、温度上昇がマグマ溜まりの中心部にまで及び、酸素雰囲気が低い初期状態を反映して低いMg#を持つ斜方輝石が虫喰い状に溶融するようになった場合には、マグマ溜まり底部よりも元から斑晶量が低いうえに、さらに加熱の影響で斑晶量がより低下してK₂O量が低くなった周囲のメルトを、斜方輝石の湾入部に捕獲することになる。すなわち、Mg#の低い斜方輝石の方がK₂O量の低いメルトを持つことになり、観察されたような組成変化の特徴が再現できる。また、考えている温度・圧力範囲では、石英が固相に存在して、部分融度の上昇に応じて溶解する (Fig. 8)。このため、メルト組成のK₂O量はSiO₂量に逆相関する。

斜方輝石の湾入部に周囲のメルトが捕獲された後に、周囲のマグマの温度がさらに上がったとしても、観察されたような組成変化の特徴は維持可能である。温度上昇によって、マグマ全体の斑晶量は減少しK₂O量は低下するが、深い湾入部にあるメルトの組成変化はメルト中の拡散で律速されるため、斑晶周囲のメルト組成の変化に追従しきれず、最初に捕獲したK₂O量に近い値を持ったまま残ることが起こりうる。その後、このマグマが上昇しつつ周囲の低い酸素雰囲気マグマと混合すれば、Mg#の高いコア部分を取り囲んでMg#の低いリムが成長し、メルトインクルージョンは完全に閉鎖系になる。完全に閉鎖に到るまでに周囲のメルトとどの程度拡散混合をしたかによって、メルトインクルージョンのK₂O濃度の変動が生まれ、分析試料で観察されたようなホスト斜方輝石のMg#とメルトインクルージョンのK₂O量の相関が実現したのではなかろうか。水の飽和圧力よりも低圧では、斜方輝石の晶出温度は圧力の低下に伴って急上昇するので、マグマの温度はあまり低下しなくても減圧だけによって斜方輝石結晶は十分に成長しうる。

メルトインクルージョンが閉鎖系になるのが、減圧による結晶化が主要因と考えると、石英が捕獲していたメルトインクルージョンと斜方輝石が捕獲していたメルトインクルージョンとでメルト組成のSiO₂のレンジが若干異なっていた理由も説明可能である。マグマ溜まりの主体をなすFMQ雰囲気下においては、石英も斜方輝石も減圧によって結晶化が進行するのは160 MPa以下である。この時、80 MPaから160 MPaの範囲で石英の方が斜方輝石よりも晶出温度が低い (Fig. 8)。これは石英の方が、より後期に閉鎖系を完成させるということであり、斜方輝石や斜長石の成長によってマグマの液組成のSiO₂量が高まった影響を石英中のメルトインクルージョンが記憶したと解釈できる。

6-3 マグマ溜まりの深度

6-1-2節で示したようにメルトインクルージョンの組成と含水量を用いた圧力の見積もりは、それぞれ100 MPa以下、75-120 MPaを示した。含水量が高くて石英との連結のないメルトインクルージョンが多数存在することと斑晶リム組成が均一なことから、メルトインクルージョンの捕獲完了は火道中ではなく、マグマ溜まり内で捕獲が完了し、その後マグマ溜まり内でリムが成長したと考えるのが適当であろう。つまり、メルトインクルージョンが示すこれらの圧力は、マグマ溜まりの上部に対応する圧力と考えられる。加えて、斑晶量の評価から得られた70-130 MPaという圧力は、噴出直前のマグマの状態を示していると考えられることから、こちらでもマグマ溜まりの上部に対応する。角閃石がマグマ溜ま

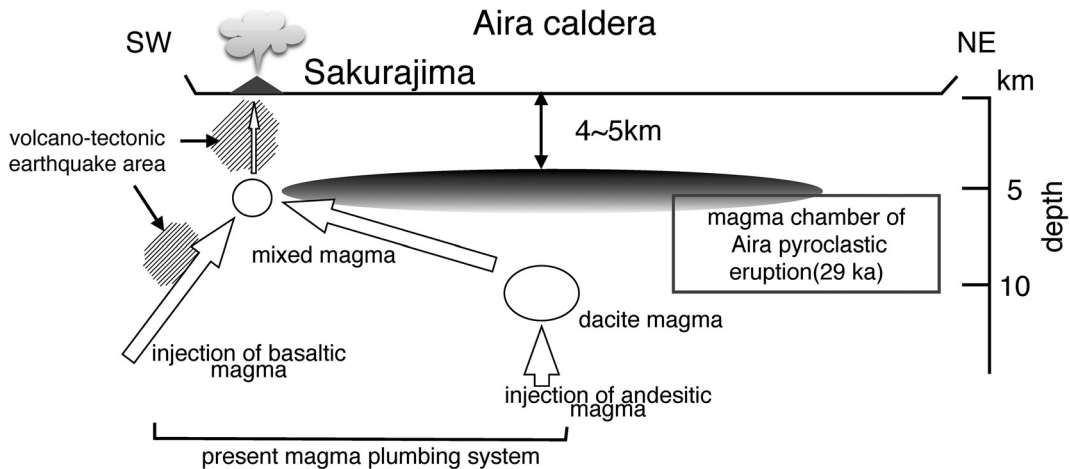


Fig. 13. Schematic illustration of a magma chamber related to the Aira pyroclastic eruption. Current magma plumbing system related to Sakurajima volcano deduced from physical observations (Hidayati et al., 2007) and petrological study (Nakagawa et al., 2011) is shown for comparison.

りのどのような位置で形成されたのか不明なため、角閃石圧力計の示す 110 MPa という値をどう解釈するか難しいが、コア組成とリム組成の組成差が小さいので、やはり噴出直前のマグマ溜まりの位置を反映している可能性が高い。これらの観察事実は、マグマ溜まりの上部が 100 MPa 程度の圧力下にあったことを示唆している。

始良カルデラ地域の表層部の物質の密度については、Yokoyama and Ohkawa (1986) では重力異常の計算の際に $2,400 \text{ kg/m}^3$ と与えている。仮にマグマ溜まりの上位の地殻物質の平均密度を $2,000\text{--}2,500 \text{ kg/m}^3$ とすれば、100 MPa の圧力は 4–5 km の深さに対応する。つまり、マグマ溜まりの上部はこれまで提案されているマグマ溜まり深度、8–10 km、よりもかなり浅い部分にまで広がっていたという結論に到る。一方、外部と連結しているメルトインクルージョンや石基ガラスの含水量からは 10 MPa 程度の飽和圧力が得られており、これは深度 400–500 m に相当する。こちらは、噴火時に火道のやや深い部分で急冷されてガラス中に凍結されたものと解釈できる。

マグマ溜まりの底部の深さについては、明確な答えは得られていない。マグマ溜まりの形状が扁平であるとした津久井・荒牧 (1990) の結論は現時点でも有効と思われるが、それを直接的に支持するような分析データはまだ得られていない。この問題を解決するためには、マグマ溜まりの底に近い部分に由来したと思われる試料を調べる必要がある。始良火砕噴火の後期に噴出し噴出量の大部分を占める、入戸火砕流や AT 火山灰試料の分析が今後の課題である。

始良カルデラを形成した火砕噴火当時に、マグマ溜ま

りが深さ 4–5 km の地殻浅部にまで広がっていたとしたら、その痕跡が現在まで残されていないだろうか。物理観測や歴史時代の桜島火山噴出物の物質科学的解析から得られている現在の桜島のマグマ供給系の描像 (Hidayati et al., 2007; Iguchi, 2013; 中川・他, 2011) と今回の分析から得られたマグマ溜まり像を重ね合わせて Fig. 13 に示す。興味深い点は現在のデイサイト質マグマの上昇経路である。地殻変動の解析と火山周辺の地震の震源分布からは、現在の桜島の火山活動において、珪長質マグマの端成分であるデイサイト質マグマ溜まりは始良カルデラ直下の深さ 8–10 km 程度に位置しており、それより上へマグマの移動は、斜め方向に桜島に向かって上昇していることが明らかになっている (Hidayati et al., 2007)。これは、始良カルデラ直下の深さ数 km 部分に、デイサイト質マグマよりも低密度でデイサイト質マグマの上昇を阻害する何らかの連続体が存在していることを示唆している。また、Miyamachi et al. (2013) は始良カルデラの中央あたりの深さ 1.5–3 km に 4.2–4.4 km/s の低速度層が存在していることを報告し、より深部に存在するマグマと関連している可能性について言及している。これは、単にカルデラ噴火時に形成された空隙の多い火砕物の層かもしれないが、小規模な部分溶融層である可能性もある。こうした物理観測で見られる場が仮に部分溶融層であるならば、始良火砕噴火で活動した流紋岩質マグマ溜まりの残滓か、あるいは、深さ 8–10 km に存在するデイサイト質マグマ溜まりから、より分化した部分溶融液が現在少しずつ漏れ出て蓄えられつつある場所なのかも知れない。

始良カルデラ北東部の一角の海底には直径約 10 km の若尊カルデラと呼ばれる活火山があり、現在も活発な噴気活動が報告されている (Ishibashi *et al.*, 2008). この若尊カルデラが給源と考えられている 19 ka と 16 ka の噴火では、始良火砕噴火と類似する組成のマグマが活動しており (小林・他, 2013), この若尊カルデラが始良火砕噴火のマグマ溜まりの残滓であるという考えがある (関口・他, 2014). 同様な始良火砕噴火のマグマ溜まりの残滓、あるいは小規模な部分溶融帯が始良カルデラ直下の深さ数 km にも存在しないだろうか。深さ数 km を対象とした精密な物理観測によって、始良カルデラ直下の地殻構造がより明確になることが期待される。

7. ま と め

主として妻屋火砕流堆積物試料を用いた始良火砕噴火噴出物の解析から以下のことがわかった。

1. 始良カルデラ噴火のマグマ溜まりの含水量は平均 4.5 wt.% 程度であり、マグマは部分的に水に飽和していた。
2. マグマ混合の痕跡はあるものの、その混合量は多くない。カルデラを形成するような大量噴出の主因は、マグマの注入ではなく浅所の珪長質マグマ溜まりの含水量が飽和状態に近かったためと思われる。
3. マグマ溜まりには酸素雰囲気の不均質が存在しており、高温部のほうが低温部よりも $\log f_{O_2} = 0.6$ 程度酸化的である。
4. 含水量、斑晶メルトインクルージョンの捕獲形態、液組成変化、鉱物組成から総合的に判断して、マグマ溜まりの上部は深さ 4 から 5 km 程度の地殻浅部にまで広がっていたと考えられる。これは、始良カルデラを形成した噴火のマグマ溜まりの深度についての従来の見積もりである 8–10 km よりもかなり浅い。

謝 辞

分析に用いた大隅降下軽石は東京大学地震研究所に所蔵されている岩石コレクション (荒牧重雄博士収集) を使わせていただいた。長谷中利昭博士と匿名査読者、および、編集担当の栗谷豪博士からは本稿の改善に有益なコメントを多数頂いた。本研究の一部に平成 25 年度科研費基盤 B (課題番号 22340159)、平成 25 年度科研費挑戦的萌芽 (課題番号 23654182) を使用した。以上、記して感謝いたします。

引用文献

Andersen, D.J. and Lindsley, D.H. (1988) Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, **73**, 714–726.

- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. and Davidson, P.M. (1993) QUILF: A pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computer and Geosciences*, **19**, 1333–1350.
- Arakawa, Y., Kurosawa, M., Takahashi, K., Kobayashi, Y., Tsukui, M. and Amakawa, H. (1998) Sr-Nd isotopic and chemical characteristics of the silicic magma reservoir of the Aira pyroclastic eruption, southern Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 179–194.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. *地質雑*, **75**, 425–442.
- Aramaki, S. (1971) Hydrothermal determination of temperature and water pressure on the magma of Aira caldera, Japan. *Am. Mineral.*, **56**, 1760–1768.
- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8485–8501.
- Bindeman, I.N., Fu, B., Kita, N.T. and Valley, J.W. (2008) Origin and evolution of silicic magmatism at Yellowstone based on ion microprobe analysis of isotopically zoned zircons. *J. Petrol.*, **49**, 163–193.
- Blake, S. (1981) Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature*, **289**, 783–785.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2001) Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contrib. Min. Petrol.*, **140**, 631–650.
- Bower, S.M. and Woods, A.W. (1997) Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.*, **102**, 10273–10290.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. and Verhoogen, J. (1974) **Igneous Petrology**. McGraw-Hill, N.Y., 739p.
- Carmichael, I.S.E. (1991) The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 129–141 (doi: 10.1007/BF00306429).
- Druitt, T.H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, **482**, 77–80.
- Folch, A. and Martí, J. (1998) The generation of overpressure in felsic magma chambers by replenishment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 301–314.
- Gualda, G.A.R., Ghiorsio, M.S., Lemons, R.V. and Carley, T. L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.*, **53**, 875–890.
- Hidayati, S., Ishihara, K. and Iguchi, M. (2007) Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **52**, 289–309.
- 外西奈津美・安田 敦・中田節也 (2015) ガラスピード法による蛍光 X 線分析装置を用いた珪酸塩岩石の主・微量元素成分分析. *震研彙報*, 投稿中.
- Humphreys, M.C.S., Brooker, R.A., Fraser, D.G., Burgisser, A., Mangan, M.T., McCammon, C. and Smith, V.C. (2014) Fe oxidation state in hydrous magmas during ascent and degassing. *Goldschmidt 2014 Abstracts*, 1076.
- Iguchi, M. (2013) Magma movement from the deep to shallow

- Sakurajima volcano as revealed by geophysical observations. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 1-18.
- Ishibashi, J., Nakaseama M., Seguchi, M., Yamashita, T., Doi, S., Sakamoto, T., Shimada, K., Shimada, N., Noguchi, T., Oomori, T., Kusakabe, M. and Yamanaka, T. (2008) Marine shallow-water hydrothermal activity and mineralization at the Wakamiko crater in Kagoshima bay, south Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **173**, 84-98.
- Kobayashi, T., Hayakawa, Y. and Aramaki, S. (1983) Thickness and grain-size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **28**, 129-139.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図 1: 25,000 (第2版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 倉沢 一・新井房夫・町田 洋 (1984) Sr 同位体比による始良 Tn 火山灰 (AT) の同定. *火山*, **29**, 115-118.
- Lowenstern, J. B. (2003) Melt Inclusions Come of age: volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy. In *Melt inclusions in volcanic systems - methods, applications and problems* (De Vivo, B. and Bodnar, R.J. eds), 1-21, Elsevier, Amsterdam.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰一始良 Tn 火山灰の発見とその意義一. *科学*, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276p.
- Miyagi, I. and Yurimoto, H. (1995) Water content of melt inclusions in phenocrysts using secondary ion mass spectrometer. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **40**, 349-355.
- Miyamachi, H., Tomari, C., Yakiwara, H., Iguchi, M., Tameguri, T., Yamamoto, K., Ohkura, T., Ando, T., Ohishi, K., Shimizu, H., Yamashita, Y., Nakamichi, H., Yamawaki, T., Oikawa, J., Ueki, S., Tsutsui, T., Mori, H., Nishida, M., Hiramatsu, H., Koeda, T., Masuda, Y., Katou, K., Hatakeyama, K. and Kobayashi, T. (2013) Shallow velocity structure beneath the Aira caldera and Sakurajima volcano as inferred from refraction analysis of the seismic experiment in 2008. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 227-237.
- 宮坂瑞穂・中川光弘・吉本充宏・小林哲夫・奥野 充 (2013) 桜島火山におけるマグマ供給系の変化-始良カルデラ形成噴火以降のテフラ噴出物からの解析一. 「地震及び火山噴火予知観測研究計画」桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 (代表 井口正人) 平成 24 年度成果報告書, 95-104.
- Mogi, K. (1958) Relations between the eruption of various volcanoes and ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99-134.
- Moore, G. Vennemann, T. and Carmichael, I.S.E. (1998) An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars. *Am. Mineral.*, **83**, 36-42.
- Moussallam, Y., Oppenheimer, C., Scaillet, B., Gaillard, F., Kyle, P., Peter N., Hartley, N., Berlo, K. and Donovan, A. (2014) Tracking the changing oxidation state of Erebus magmas, from mantle to surface, driven by magma ascent and degassing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **393**, 200-209.
- 中川光弘・松本亜希子・宮坂瑞穂・富樫泰子・井口正人 (2011) 桜島火山の噴火活動様式とマグマ供給系の 20 世紀からの変化とその意義. 「地震及び火山噴火予知観測研究計画」桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 (代表 井口正人) 平成 22 年度成果報告書, 85-94.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-231.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 61-120.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 45-66 (doi: 10.1007/s00410-009-0465-7).
- 関口悠子・長谷中利昭・森 康 (2014) 始良カルデラ火山に見られる 3 回のマグマ活動サイクル. 月刊地球, **36**, 303-309.
- Tait, S., Jaupart, C. and Vergnolle, S. (1989) Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 107-123.
- Takahashi, M., Otsuka, T., Sako, H., Kawamata, H., Yasui, M., Kanamaru, T., Otsuki, M., Koboyashi, T., Ishihara, K. and Miki, D. (2013) Temporal variation for magmatic chemistry of the Sakurajima volcano and Aira caldera region, southern Kyushu, southwest Japan since 61 ka and its implications for the evolution of magma chamber system. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 19-42.
- Toramaru, A. and Maeda K. (2013) Mass and style of eruptions in experimental geysers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **257**, 227-239.
- 津久井雅志・荒牧重雄 (1990) 始良火砕噴火のマグマ溜り. *火山*, **35**, 231-248.
- 宇都浩三・味喜大介・Nguyen, H・周藤正史・福島大輔・石原和弘 (2005) 桜島火山マグマ化学組成の時間変化. 京大防災研年報, **48B**, 341-347.
- Waters, L. and Lange, R. A. (2011) No effect of H₂O degassing on the oxidation state of hydrous rhyolite magmas: a comparison of pre- and post-eruptive Fe²⁺ concentrations in six obsidian samples from the Mexican and Cascade arcs. *AGU Fall meeting abstract*, V41D-2517.
- 柳 哮 (1991) 桜島火山のマグマ溜り系の構成と機能. *火山*, **36**, 311-317.
- Yanagi, T., Ichimaru, Y. and Hirahara, S. (1991) Petrochemical evidence for coupled magma chambers beneath the Sakurajima volcano, Kyushu, Japan. *Geochem. J.*, **25**, 17-30.
- Yasuda, A. (2014) A new technique using FT-IR micro-reflectance spectroscopy for measurement of water concentrations in melt inclusions. *Earth Planet Space*, **66**, doi: 10.1186/1880-5981-66-34.
- 安田 敦 (2011) 顕微 FT-IR 反射分光法による斑晶ガラス包有物の含水量測定. *火山*, **56**, 41-49.
- 安田 敦・中田節也・藤井敏嗣 (2001) 2000 年三宅島噴出物の melt inclusion に記録された S 濃度と fO₂ 環境. *火山*, **46**, 165-173.
- Yokoyama, I. and Ohkawa, S. (1986) The subsurface structure of the Aira caldera and its vicinity in southern Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **30**, 253-282.