

2 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

2.1 鬼界カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

本研究ではマグマ供給系発達過程の詳細化を岩石学的手法によって行うモデル事例として、鬼界カルデラを研究対象とする。鬼界カルデラでは、鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）以前のカルデラ形成噴火である鬼界葛原（とづらはら）噴火（9.5 万年前）、カルデラ形成期初期の大規模噴火と考えられる小瀬田火砕流（58 万年前）、および、小アビ山火砕流の堆積物について岩石学的解析とメルト包有物化学分析を電子線マイクロアナライザー（EPMA）および二次イオン質量分析計（SIMS）等で行い、マグマの化学的特徴、温度・圧力条件を明らかにする。その結果を元に、薩摩硫黄島火山のカルデラ形成期（58 万年前～7 千年前）のマグマ供給系の時空間変化をモデル化する。

先行研究として、平成 25-30 年度に、原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）において、鬼界アカホヤ噴火によって噴出した降下軽石及び火砕流堆積物に含まれる軽石・スコリアについて岩石学的解析とメルト包有物化学分析を行い、同噴火マグマの化学的特徴と温度・圧力条件を検討した。メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、流紋岩マグマは 153±50MPa (61-276MPa, n=40)、安山岩マグマは 105±25MPa (69-177MPa, n=42)と算出された。両マグマの圧力の平均値は 128±46MPa (n=82) であることから、地殻密度を 2500kg/m³ と仮定すると、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ 5±2km にあったと推定できた。これらの研究によって、鬼界アカホヤ噴火直前のマグマ溜まりの状態について明らかにできた一方、このマグマ溜まりがどのように形成されているかという点については不明のままである。鬼界アカホヤ噴火にいたるまでのマグマ供給系の長期的な発達史、特に深さの経時変化を知るためには、同噴火に到るまでの大規模噴火のメルト包有物の揮発性成分濃度測定を行い、各噴火マグマの圧力を推定する必要がある。

そこで、昨年度は、鬼界葛原噴火による長瀬火砕流堆積物の岩石学的解析とメルト包有物化学分析を実施した。その結果、鬼界葛原噴火マグマが流紋岩組成であること、鬼界アカホヤ噴火流紋岩マグマとは異なった化学組成であることを明らかにした。今年度は、さらに鬼界葛原噴火による長瀬火砕流堆積物の岩石学的解析とメルト包有物化学分析を進め、鬼界葛原噴火マグマの温度が 815-890°C であること、メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度が 3.1-5.9wt%, 0.002-0.034wt% であることを明らかにした。昨年度～今年度に測定したメルト包有物 17 個の H₂O および CO₂ 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマは、マグマ温度 890°C を仮定した場合 151±37MPa (81-223MPa)、マグマ温度 815°C を仮定した場合 138±35MPa (73-210MPa) の圧力下にあったと推定された。従って、地殻密度を 2500kg/m³ と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの主体は深さ 6±2km にあったと推定できる。さらに、小瀬田火砕流堆積物の地質調査を行い、新たな露頭から試料を採取するとともに、軽石の岩石学的解析とメルト包有物化学分析を実施した。その結果、噴火マグマの温度が 824-900°C であること、メルト包有物 8 個の H₂O および CO₂ 濃度が 4.1-5.5wt%, 0.005-0.022wt% であることを明らかにした。この H₂O および CO₂ 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、小瀬田火砕流を生じたマグマは、マグマ温度 900°C を仮定した場合 171±32MPa (129-211MPa)、マグマ

温度 824°Cを仮定した場合 157±32MPa (118-195MPa)の圧力下にあったと推定された。地殻密度を 2500kg/m³と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの主体は深さ 7±1km 程度にあったと推定できた。一方、鬼界アカホヤ噴火の先駆的噴火の可能性が指摘されている長浜溶岩について、予察的に K-Ar 年代測定を実施し、2つの試料で、80±50ka, -30±30ka の年代を得た。2つの年代値が一致していないので、今後、分析数を増やし、年代を確定する必要がある。

【調査・研究成果】

(1) はじめに

鬼界カルデラは薩摩硫黄島火山の活動により形成された東西 20km, 南北 17km の大型カルデラで、鹿児島県薩摩半島の南約 50km に位置する (図 2.1-1)。カルデラ地形の大部分は海没しており、陸上部は薩摩硫黄島・竹島・昭和硫黄島と数個の岩礁のみである。薩摩硫黄島火山は約 70 万年前から活動を開始し、現在まで断続的に噴火活動を継続している (小野・他, 1982)。小野・他 (1982)によれば、その噴火史は大きく先カルデラ火山期、カルデラ形成期 (58 万年前～7.3 千年前)、後カルデラ火山期 (7.3 千年前～現在) に分けられる。先カルデラ火山期には、玄武岩-安山岩マグマによる小成層火山形成と流紋岩-デイサイトマグマによる厚い溶岩流の噴火があった。カルデラ形成期には大規模火砕流の流出を伴う噴火が 2 回以上と、より小規模な活動があり、このうちの 2 回の噴火でカルデラが陥没・拡大したと考えられている (小野・他, 1982)。最新のカルデラ噴火が 7.3 千年前に起きた「鬼界アカホヤ噴火」で、その噴出物量は 170km³ 以上と考えられている (町田・新井, 2003)。また、鬼界アカホヤ噴火の直前の 9.5 千年前に「籠港降下スコリア」を放出する噴火が起きている。後カルデラ火山期も断続的に噴火活動を継続し、流紋岩マグマの活動によって硫黄岳が、玄武岩マグマの活動によって稲村岳が形成された。最新のマグマ噴火は 1934-35 年の流紋岩マグマによる海底噴火で、硫黄島の東海岸沖に昭和硫黄島を形成した (例えば, Kawanabe and Saito, 2002)。さらに、後カルデラ火山期には、噴火活動とともに活発な火山ガス放出活動が継続している。

鬼界カルデラのマグマ供給系発達過程を解明するには、マグマ溜まりの岩石学的な特徴と噴火直前の温度・圧力環境、その発達史を知る必要がある。噴出物の鉱物化学分析から地質温度計を用いることでマグマ溜まりの温度を、メルト包有物分析の揮発性成分 (H₂O, CO₂) の濃度測定からマグマの圧力を推定することができる。鬼界アカホヤ噴火 (7.3 千年前) 後のマグマ溜まりについては、岩石学的解析 (Saito et al., 2002) やメルト包有物分析 (Saito et al., 2001; Saito et al., 2003) などの研究により、その化学的特徴や温度・圧力環境が明らかにされている。一方、鬼界アカホヤ噴火以前のマグマ溜まりについては、Saito et al. (2001) で一部の火砕流堆積物についてのみ行われているだけで、系統的な解析は行われていなかった。そこで、平成 25-30 年度に原子力施設等防災対策等委託費研究 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) において、鬼界アカホヤ噴火堆積物の幸屋 (船倉) 降下軽石とその直上にある竹島火砕流堆積物に含まれる軽石とスコリアについて岩石学的解析とメルト包有物化学分析を行い、鬼界アカホヤ噴火に放出されたマグマの化学的特徴を明らかにし、マグマ溜まりの温度・圧力条件について明らかにした (産業技術総合研究所, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018)。その結果、噴火マグマは、主体である流紋岩マグマに加えて安山岩マグマがマグマ溜まりに存在していたことが明らかになった。流紋岩マグ

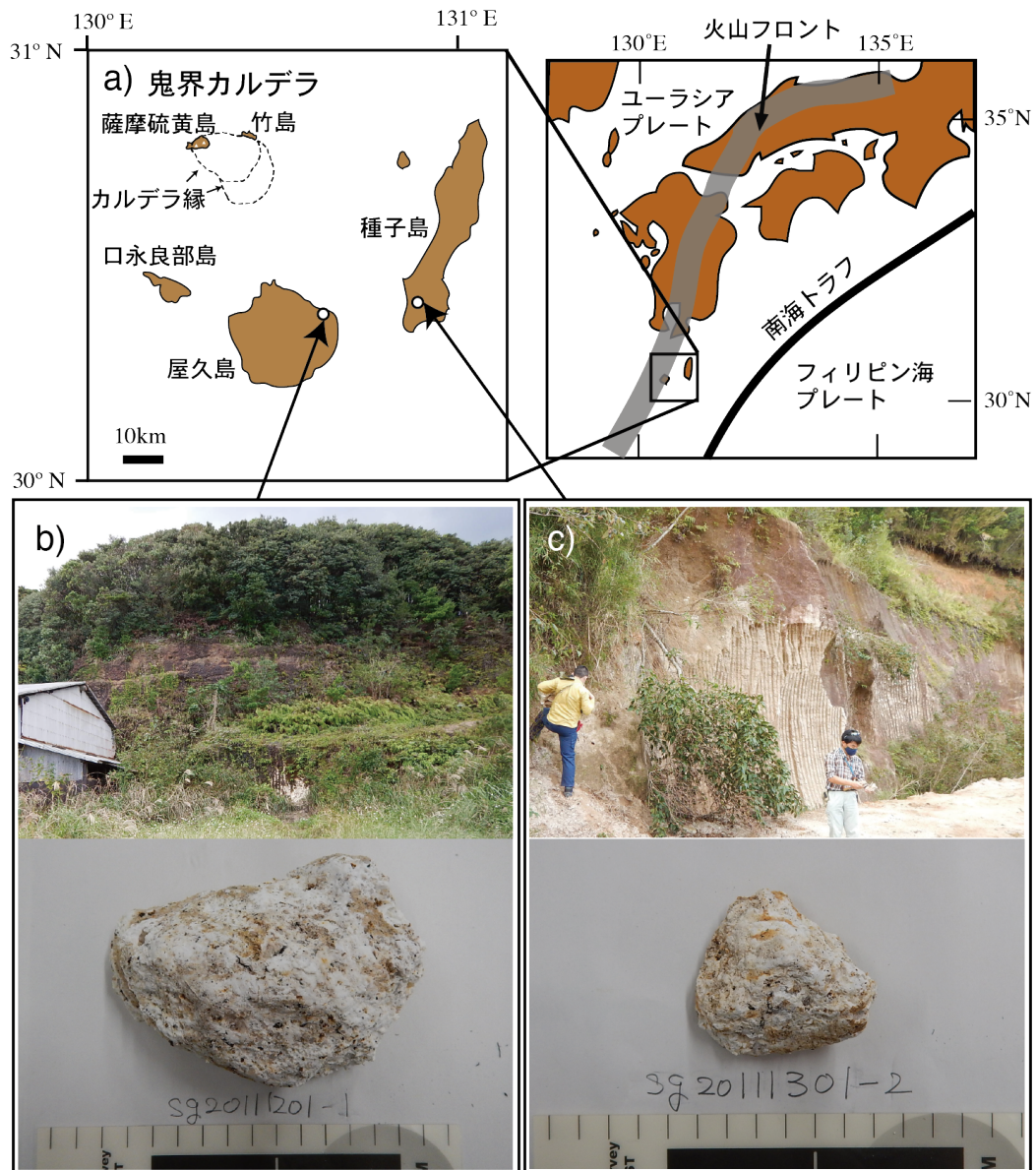


図 2.1-1 a) 鬼界カルデラと本研究で地質調査を行った屋久島および種子島の位置. b) 屋久島にある小瀬田火砕流堆積物の露頭とそれに含まれていた軽石 (試料番号 sg20111201-1). c) 種子島にある小瀬田火砕流堆積物の露頭とそれに含まれていた軽石 (試料番号 sg20111301-2).

マについては輝石温度計で $902 \pm 15^\circ\text{C}$ ($n=35$), 鉄チタン鉱物温度計で $874 \pm 6^\circ\text{C}$ ($n=7$), 安山岩マグマについては輝石温度計で $975 \pm 5^\circ\text{C}$ ($n=5$) が得られた. これらの温度推定結果とメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ, 流紋岩マグマは $153 \pm 50\text{MPa}$ ($61\text{-}276\text{MPa}$, $n=40$), 安山岩マグマは $105 \pm 25\text{MPa}$ ($69\text{-}177\text{MPa}$, $n=42$) と算出された. 両マグマの圧力の平均値は $128 \pm 46\text{MPa}$ ($n=82$) であることから, 地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると, 鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ $5 \pm 2\text{km}$ にあったと推定できた. さらに, 鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために, 9.5 千年前の噴火噴出

物（籠港降下スコリア，安山岩組成）について電子線マイクロアナライザー（以下「EPMA」と呼ぶ）および二次イオン質量分析計（以下「SIMS」と呼ぶ）によるメルト包有物化学分析を実施した。その結果，籠港降下スコリアに含まれるメルト包有物は，主成分元素組成は竹島火砕流スコリアに含まれるメルト包有物と同様であるが，揮発性成分濃度に関しては同メルト包有物とはやや異なることが判明した。これらの結果は，9.5 千年前の噴火では，鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）とは異なるマグマが活動したことを示唆している。

そこで，本研究では，本火山のカルデラ形成期における他の大規模噴火である，鬼界葛原噴火（9.5 万年前），小アビ山火砕流（14 万年前），カルデラ形成期初期の小瀬田火砕流（58 万年前）の堆積物について岩石学的解析とメルト包有物化学分析を EPMA および SIMS 等で行い，マグマの化学的特徴，温度・圧力条件を明らかにする。その結果を元に，薩摩硫黄島火山のカルデラ形成期（58 万年前～7.3 千年前）のマグマ供給系の時空間変化をモデル化する。本研究で用いるメルト包有物分析の揮発性成分（ H_2O ， CO_2 ）の濃度測定によるマグマ圧力推定方法は，平成 25-30 年度原子力施設等防災対策等委託費研究（火山影響評価に係る技術的知見の整備）での鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの深さの推定にも用いられており（産業技術総合研究所，2014，2015，2016，2017，2018），上記の噴火に応用することで更なる成果が期待できる。今年度は，葛原噴火（9.5 万年前）による長瀬火砕流堆積物の岩石学的解析とメルト包有物の追加分析，小瀬田火砕流堆積物（58 万年前）の岩石学的解析とメルト包有物化学分析，鬼界アカホヤ噴火の先駆的噴火の可能性が指摘されている長浜溶岩について K-Ar 年代測定を実施した。

（2）岩石学的解析手法およびメルト包有物の化学分析方法

メルト包有物の主成分元素，S および Cl 濃度，メルト包有物の母斑晶の化学組成の分析には，平成 28 年度に原子力施設等防災対策等委託費研究（火山影響評価に係る技術的知見の整備）で産総研に導入した電子線マイクロアナライザー（日本電子（株）製 JXA-8530F；活断層・火山研究部門に設置）を用いた。EPMA 測定条件および誤差は，産業技術総合研究所（2016）に記載されている。さらに，金蒸着したメルト包有物について， H_2O および CO_2 濃度を二次イオン質量分析計（Cameca 製 nanoSIMS50L，平成 28 年度に原子力施設等防災対策等委託費研究（火山影響評価に係る技術的知見の整備）で産総研活断層・火山研究部門に設置済み）で測定した。SIMS では， Cs^+ の 1 次イオンビームを金蒸着したメルト包有物に照射し，放出された $^1\text{H}^+$ ， $^{12}\text{C}^+$ ， $^{30}\text{Si}^+$ の二次イオン数を測定し，標準ガラス試料で作成した SIMS 検量線で濃度を算出した。SIMS の分析手順は Saito et al. (2010) にまとめられている。また，SIMS の故障で本年度内に H_2O 濃度測定ができなかったメルト包有物 6 個については産総研地質調査総合センターGSJ 共同利用実験室に設置されている顕微赤外分光光度計の反射測定によってその H_2O 濃度を測定した。メルト包有物を含む石英のカソードルミネッセンス像観察と石英のチタン濃度測定も上記 EPMA を用いた。カソードルミネッセンス像観察の測定条件は，加速電圧 15kV，照射電流 100-200nA，石英のチタン濃度の測定条件は，Wark and Watson (2006) を参考に加速電圧 15kV，照射電流 100nA，電子ビーム径 2 μm ，測定時間 300 秒を用いた。

さらに，鉱物およびメルト包有物の化学分析による流紋岩マグマの深度（圧力）推定の妥当性を検討するため，長瀬火砕流軽石（試料番号 06IW35-1）の全岩化学組成データ（産業技術総合

研究所, 2017) を用いて同流紋岩マグマの熱力学解析を行ない, 観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した. マグマの熱力学解析には, マグマの熱力学計算ソフトウェア MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Ghiorso and Gualda, 2015; Gualda et al., 2012) を用いた. 計算の詳細については, 産業技術総合研究所 (2017) 内の「阿蘇カルデラ噴出物の熱力学解析」を参照されたい.

(3) 長瀬火砕流の岩石学的解析とメルト包有物の追加分析

鬼界葛原噴火 (9.5 万年前) は, 鬼界カルデラにおいて, 鬼界アカホヤ噴火の前のカルデラ噴火で, テフラの見かけ体積は 150km^3 以上である (町田・新井 2003). 鬼界葛原噴火で形成された長瀬火砕流堆積物から採取した軽石 (以後, 「長瀬火砕流軽石」と呼ぶ) の全岩化学組成は流紋岩である (産業技術総合研究所, 2017). この組成を鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの全岩化学組成と比較した結果, 両者はわずかに異なる組成であることが明らかになった (産業技術総合研究所, 2017). そこで, 昨年度は, 鬼界葛原噴火マグマ溜まりの化学的特徴と圧力条件を把握するため, 長瀬火砕流堆積物の軽石内のメルト包有物 11 個の化学分析を行った. 本年度は, さらに, 長瀬火砕流軽石内のメルト包有物 6 個について, 主成分元素, S, Cl, H_2O および CO_2 濃度を測定した (表 2.1-1) .

長瀬火砕流軽石のメルト包有物は, 大きさ $0.03\sim 0.21\text{ mm}$ で, 石英, 斜長石, 斜方輝石に含まれている (表 2.1-1, 図 2.1-2). その化学組成は, 鬼界アカホヤ噴火噴出物に含まれる流紋岩メルト包有物よりも高い SiO_2 濃度 (76-81 wt%, 主成分 10 元素で規格化した値, 以下同様) および K_2O 濃度 (3-4 wt%), 低い Al_2O_3 濃度 (11-12 wt%) を持つ (表 2.1-1, 図 2.1-3). また, 長瀬火砕流軽石のメルト包有物 17 個の H_2O および CO_2 濃度 (3.1-5.9 wt% および 0.002-0.033 wt%) は, 鬼界アカホヤ噴火流紋岩メルト包有物が示す濃度に比べ, やや CO_2 濃度が低い傾向を示している (図 2.1-4). ただし, 0.03 wt% 程度の高い CO_2 濃度を持つメルト包有物も 3 個存在する. この H_2O および CO_2 濃度の変動は, 図 2.1-4 (b) で示されているようなガス飽和状態での結晶分化または CO_2 -rich ガスの付加で説明可能である. 鬼界アカホヤ噴火 (7.3 千年前) と鬼界葛原噴火 (9.5 万年前) のメルト包有物の化学的特徴が異なることは, 鬼界葛原噴火流紋岩の全岩化学組成が鬼界アカホヤ噴火流紋岩とわずかに異なることと整合的である. 従って, 鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマは鬼界葛原噴火の流紋岩マグマと同一では無く, 9.5 万年前以降にマグマ供給系に何らかの変化があったと考えられる.

表 2.1-1 長瀬火砕流軽石に含まれるメルト包有物の化学組成とその H₂O および CO₂ 濃度から見積もられたガス飽和圧力。ホストの石英・斜長石・斜方輝石の化学分析より得られた温度も示す。

試料番号	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40
メルト包有物番号	mt07030602-a2-ph1-mi1	mt07030602-a2-ph2-mi1	mt07030602-a2-ph3-mi1	mt07030602-a2-ph4-mi1	mt07030602-a2-ph5-mi2	mt07030602-a2-ph6-mi1	mt07030602-a2-ph6-mi2
ホスト鉱物	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英
	0.025±0.13	0.030±0.004	0.034±0.002	0.031±0.001	0.030±0.003	0.025±0.007	0.025±0.005
SiO ₂	75.83	77.54	76.87	77.04	76.40	77.71	75.86
TiO ₂	0.18	0.20	0.21	0.25	0.16	0.19	0.23
Al ₂ O ₃	11.06	11.21	11.14	11.01	10.99	11.10	11.14
FeO*	0.95	0.90	0.88	0.90	0.90	0.89	0.95
MnO	0.08	0.09	0.07	0.01	0.06	0.06	0.04
MgO	0.15	0.16	0.17	0.20	0.16	0.14	0.18
CaO	0.84	0.87	0.95	0.97	0.96	0.75	0.97
Na ₂ O	3.13	2.44	2.42	2.59	2.44	2.63	2.87
K ₂ O	3.29	3.32	3.30	3.23	3.24	3.34	3.25
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.010	0.006	0.007	0.007	0.004	0.008	0.010
Cl	0.123	0.128	0.118	0.117	0.118	0.138	0.126
H ₂ O	5.9	4.9	5.3	4.6	4.9	4.7	4.7
CO ₂	0.012	0.004	0.002	0.008	0.003	0.009	0.008
Total	101.53	101.79	101.40	100.93	100.29	101.69	100.35
マグマ温度 (°C) ^a	789/861	821/896	839/917	829/906	818/893	798/870	797/869
ガス飽和圧力 (MPa) ^b	210/223	150/163	163/176	140/153	146/158	149/161	146/158
FeO* = total FeO							
ホスト鉱物について、石英にはTiO ₂ 濃度測定値の平均値（3点）と標準偏差、斜長石と斜方輝石には化学組成を示す。							
^a 石英内メルト包有物については、ホストの石英にチタン石英地質温度計 (Wark and Watson, 2006) を適用して得られたマグマ温度を示す。a/b: aはチタン活動度を1, bはチタン活動度を0.6に仮定して得られた値。斜長石および斜方輝石内メルト包有物については、各ホストとメルト包有物の化学組成に斜長石-メルト地質温度計、斜方輝石-メルト地質温度計 (共にPutirka, 2008) を適用して得られた温度を示す。圧力は150MPaを仮定した。							
^b Newman and Lowenstern (2002) で提案されているケイ酸塩メルトへのH ₂ OおよびCO ₂ 溶解度モデルに適用してガス飽和圧力を計算した。マグマ温度は上記のチタン石英地質温度計で得られた温度の平均値 (a/b: aはチタン活動度1の場合の815°C, bはチタン活動度0.6の場合の890°C) を用いた。							
^c H ₂ O濃度は顕微赤外分光計の反射測定による測定値。							
^d 主成分元素、S、Cl濃度は、予備分析による暫定値。							
試料番号	06IW35-1	06IW35-1	06IW35-1	06IW35-1	06IW35-1	06IW35-2	06IW35-2
メルト包有物番号	mts12070506I1p	mts12070506I1p	mts12070506I1p	mts12070506I1p	mts12070506I1p	mt20100728-p1i1	mt20100728-p1i2
ホスト鉱物	il1 ^c	5i1 ^c	6i1 ^c	6i2 ^c	6i3 ^c	pl1i1 ^d	na
	0.029±0.001	0.030±0.003	0.028±0.002	0.027±0.001	0.025±0.004	na	na
SiO ₂	78.31	77.82	78.25	77.71	77.23	71.86	71.74
TiO ₂	0.20	0.18	0.22	0.17	0.19	0.12	0.16
Al ₂ O ₃	10.82	11.37	11.24	11.23	11.32	10.35	10.66
FeO*	0.82	0.90	0.90	0.89	0.85	0.92	0.79
MnO	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03	0.00	0.00
MgO	0.17	0.15	0.14	0.16	0.15	0.01	0.09
CaO	0.97	0.89	0.87	0.92	0.85	0.76	0.61
Na ₂ O	3.24	3.56	3.64	3.66	3.45	2.86	3.38
K ₂ O	3.37	3.40	3.38	3.38	3.40	3.35	3.36
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00
S	0.001	0.005	0.009	0.006	0.003	0.000	0.000
Cl	0.137	0.120	0.127	0.132	0.128	0.140	0.147
H ₂ O	5.6	4.9	3.1	3.6	3.9	4.5	4.5
CO ₂	0.004	0.007	0.007	0.007	0.007	0.034	0.030
Total	103.65	103.39	101.88	101.90	101.53	94.88	95.43
マグマ温度 (°C) ^a	818/893	824/900	812/886	810/884	799/872	na	na
ガス飽和圧力 (MPa) ^b	183/196	155/168	73/81	92/103	107/118	173/189	167/183
試料番号	06IW35-1	06IW37-1	06IW37-1	06IW35-1	06IW37-1		
メルト包有物番号	mts12070506I1p	mts12070506-III-p2i1	mts12070506-III-p2i2	mts12070506-II-p4i1	mts12070506-III-pli1		
ホスト鉱物	斜長石	斜長石	斜長石	斜方輝石	斜方輝石		
	An42	An46	An47	Wo2En64Fs34	Wo2En65Fs33		
SiO ₂	76.61	76.21	76.75	79.94	77.30		
TiO ₂	0.26	0.25	0.22	0.20	0.16		
Al ₂ O ₃	11.61	11.67	11.41	11.18	11.21		
FeO*	0.91	1.09	1.07	1.53	1.43		
MnO	0.03	0.06	0.05	0.09	0.07		
MgO	0.13	0.19	0.17	0.16	0.19		
CaO	1.06	1.15	1.06	0.87	0.86		
Na ₂ O	3.44	3.63	3.53	1.13	3.01		
K ₂ O	3.53	3.51	3.47	3.04	3.60		
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.04	0.01	0.03		
S	0.002	0.003	0.007	0.009	0.008		
Cl	0.126	0.159	0.144	0.149	0.133		
H ₂ O	3.4	4.4	3.9	3.9	3.8		
CO ₂	0.007	0.007	0.008	0.007	0.033		
Total	101.13	102.40	101.88	102.22	101.84		
マグマ温度 (°C) ^a	803	818	821	896	891		
ガス飽和圧力 (MPa) ^b	85/95	131/143	111/122	107/118	142/157		

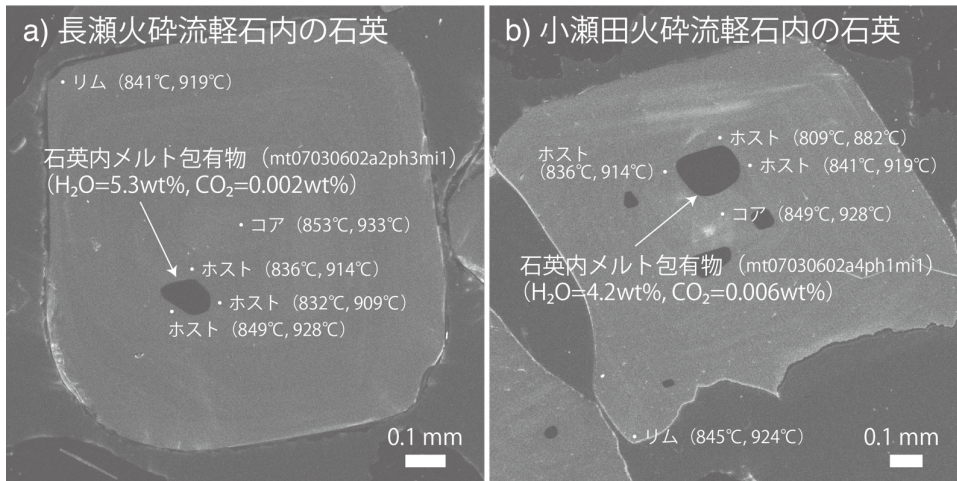


図 2.1-2 (a) 長瀬火砕流堆積物, および (b) 小瀬田火砕流堆積物内の軽石に含まれる石英と石英内メルト包有物のカソードルミネッセンス像. メルト包有物の H_2O および CO_2 濃度と, 石英のチタン濃度から推定される温度 (TiO_2 活動度を 1 と 0.6 に仮定) も示す.

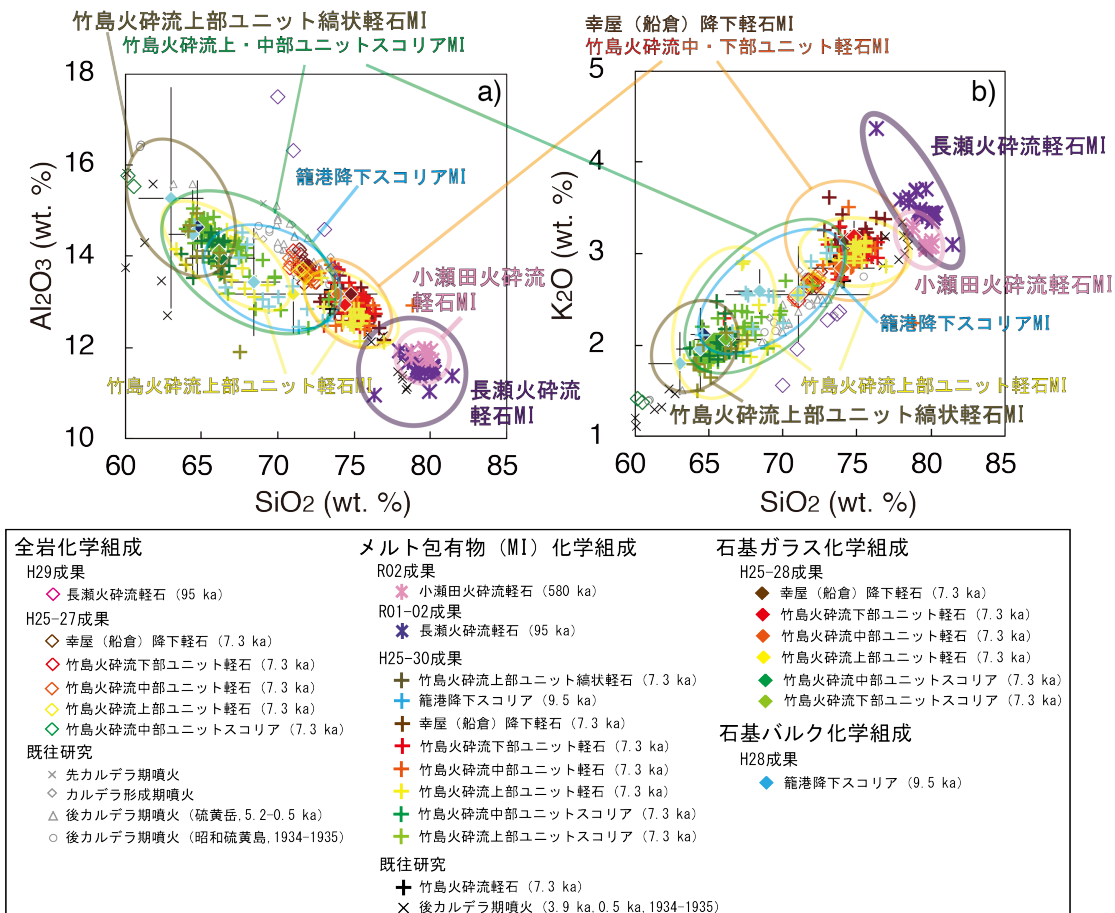


図 2.1-3 長瀬火砕流および小瀬田火砕流軽石のメルト包有物の主成分化学組成. 各濃度は, $SiO_2 \sim P_2O_5$ の主要 10 元素で規格化した値を用いた. 平成 25-29 年度原子力施設等防災対策等委託費研究 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) の成果である籠港降下スコリア (9.5 千年前の噴火), 幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石・スコリア・縞状軽石 (7.3 千年前の噴火) の結果, および, 既往研究による結果も示す.

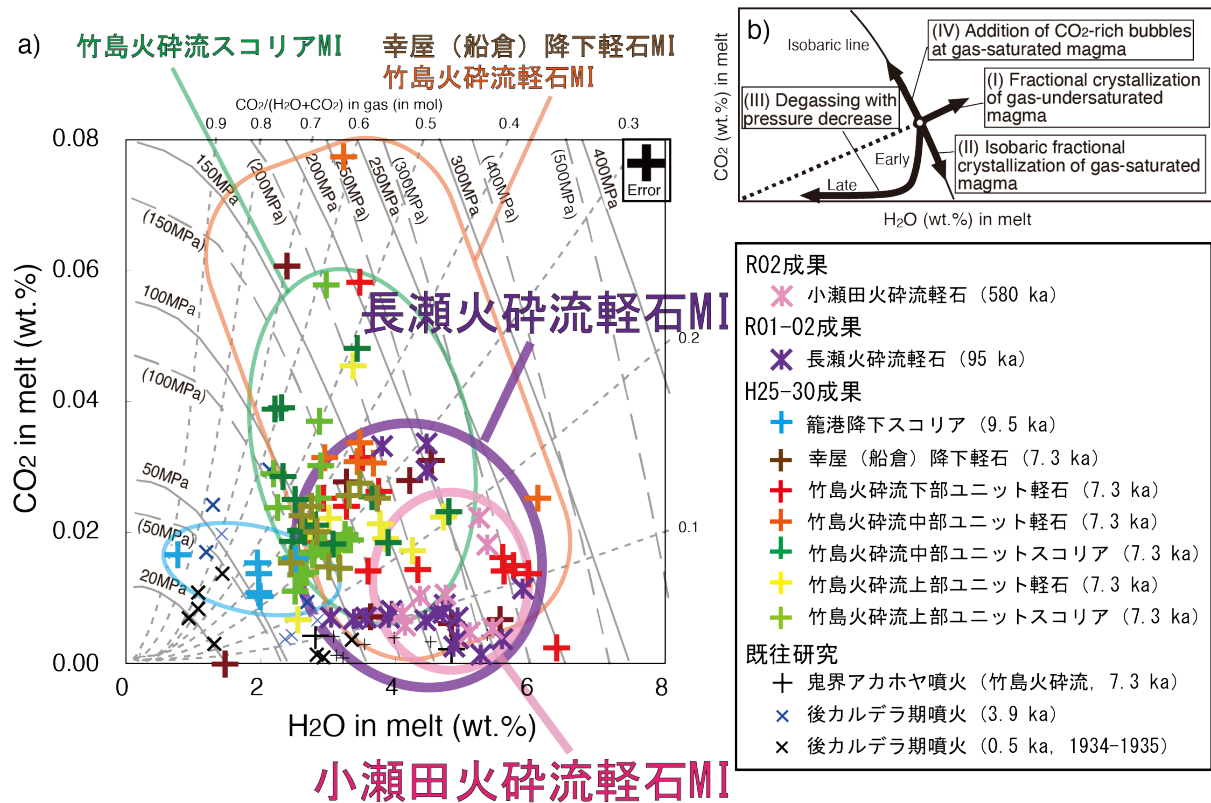


図 2.1-4 a)長瀬火砕流および小瀬田火砕流軽石のメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度. H25-30 年度原子力施設等防災対策等委託費研究（火山影響評価に係る技術的知見の整備）の成果である幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流軽石メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度, 籠港降下スコリア (9.5 千年前の噴火) に含まれるメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度, 既往研究による結果も記す. b) マグマプロセスに伴うメルトの H₂O および CO₂ 濃度の変化.

さらに、マグマ溜まりの温度を推定するため、メルト包有物を含む石英についてチタン濃度を EPMA で測定し、その結果に Wark and Watson (2006) のチタン石英温度計を適用した。チタン濃度測定はメルト包有物の周囲 3 点について行い、その平均値を温度算出に用いている。この温度算出にはマグマのチタン活動度についての情報が必要であるが、鬼界葛原噴火マグマのチタン活動度は不明である。そのため、チタン活動度を 1 と 0.6 に仮定して算出した。前者は、Rutile(TiO₂) が晶出している状態での温度を与えるが、実際の鬼界葛原噴火マグマに Rutile は含まれていないため、算出値はマグマ温度の最小見積もりになる。一方、後者は、Wark and Watson (2006) において Long Valley カルデラの Bishop Tuff 流紋岩マグマについて得られた値である。チタン活動度 1 の場合、マグマ温度は 789-839°C になり、平均値は 815±13°C となった (表 2.1-1)。チタン活動度 0.6 の場合は、マグマ温度は 861-917°C になり、平均値は 890±15°C となった。さらに、斜長石内メルト包有物と斜方輝石内メルト包有物については、各メルト包有物のメルトと宿主鉱物の化学組成を、Putirka (2008) の斜長石-メルト温度計、および、斜方輝石-メルト温度計を適用してマグマ温度を推定した。斜長石内メルト包有物 3 個からは 803-821°C, 斜方輝石内メルト包有物 2 個から 891-896°C が得られた。これらの値はチタン石英温度計によって推定し

た温度範囲におおよそ一致している。従って、鬼界葛原噴火マグマの温度は 815-890°Cにあると考えられる。以下では、815°Cと 890°Cの 2 つのマグマ温度を仮定して議論を進める。

鬼界葛原噴火を引き起こした流紋岩マグマの圧力条件を明らかにするため、メルト包有物分析で得られたメルトの H₂O および CO₂ 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もった。溶解度は圧力とともに温度にも依存するため、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマの温度として、チタン石英温度計による見積もり（チタン活動度 1 と 0.6 を仮定して得られた値）を計算に用いた。令和元年度および 2 年度に本研究で得られたメルト包有物 17 個の H₂O および CO₂ 濃度を Newman and Lowenstern (2002) で提案されているケイ酸塩メルトへの H₂O および CO₂ 溶解度モデルに適用して、ガス飽和圧力を計算した（表 2.1-1）。その結果、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマは、マグマ温度 890°C を仮定した場合 151±37MPa (81-223MPa)、マグマ温度 815°C を仮定した場合 138±35MPa (73-210MPa) の圧力下にあったと推定された。地殻密度を 2500kg/m³ と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの深さは 6±2km と算出できる（図 2.1-5）。

今年度は、さらに、鉱物およびメルト包有物の化学分析による流紋岩マグマの深度（圧力）推定の妥当性を検討するため、長瀬火砕流軽石（試料番号 06IW35-1）の全岩化学組成データ（産業技術総合研究所（2017）に記載済み）を用いて同流紋岩マグマの熱力学解析を行ない、観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した。鬼界葛原噴火の流紋岩マグマの酸素分圧は鬼界アカホヤ噴火流紋岩の分析（産業技術総合研究所（2017）に記載済み）から得られている FMQ+1 ログユニットという値を用いた。上記の熱力学計算の結果の一例を図 2.1-6 と図 2.1-7 に示す。これらは、メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度測定結果（図 2.1-4）を考慮し、流紋岩マグマが H₂O 濃度 3wt% と CO₂ 濃度 0.01wt%（低揮発性成分濃度）、H₂O 濃度 6wt% と CO₂ 濃度 0.03wt%（高揮発性成分濃度）の 2 つのケースを想定している。鉱物およびメルト包有物の化学分析によって得られた温度 815-890°C、圧力 73-223MPa の条件の元で、計算結果と観測値（メルト量、斑晶量、斜長石 An 濃度、メルト SiO₂ 濃度等）を比較した（図 2.1-6、図 2.1-7）。メルト量と斑晶量の観測値は、モード組成（小野・他、1982）からメルト（石基）74vol%、斜長石 20vol%、石英 2.5vol%と、また、斜長石 An 濃度は、本研究から An₃₆₋₄₉（コア An₃₈₋₄₈、リム An₃₆₋₄₂、メルト包有物のホスト部分 An₄₃₋₄₉）、メルト SiO₂ 濃度はメルト包有物測定結果から 76-81wt%、と明らかになっている。一方、熱力学計算結果は、H₂O 濃度 3wt% の場合、メルト量 63-95wt%、斜長石斑晶量 5-27vol%、石英斑晶量 < 7vol%、斜長石 An 濃度 29-39、メルト SiO₂ 濃度 75-78wt% となった。また、H₂O 濃度 6wt% の場合は、メルト量 63-100wt%、斜長石斑晶量 2-27vol%、石英斑晶量 < 7vol%、斜長石 An 濃度 29-42、メルト SiO₂ 濃度 74-79wt% になった。実際の観測値は、斜長石 An 濃度がやや高い以外は、2 つのケースの計算結果の範囲内にある。これらの一致は、メルト包有物の分析による流紋岩マグマの深度（圧力）推定の妥当性を支持する。

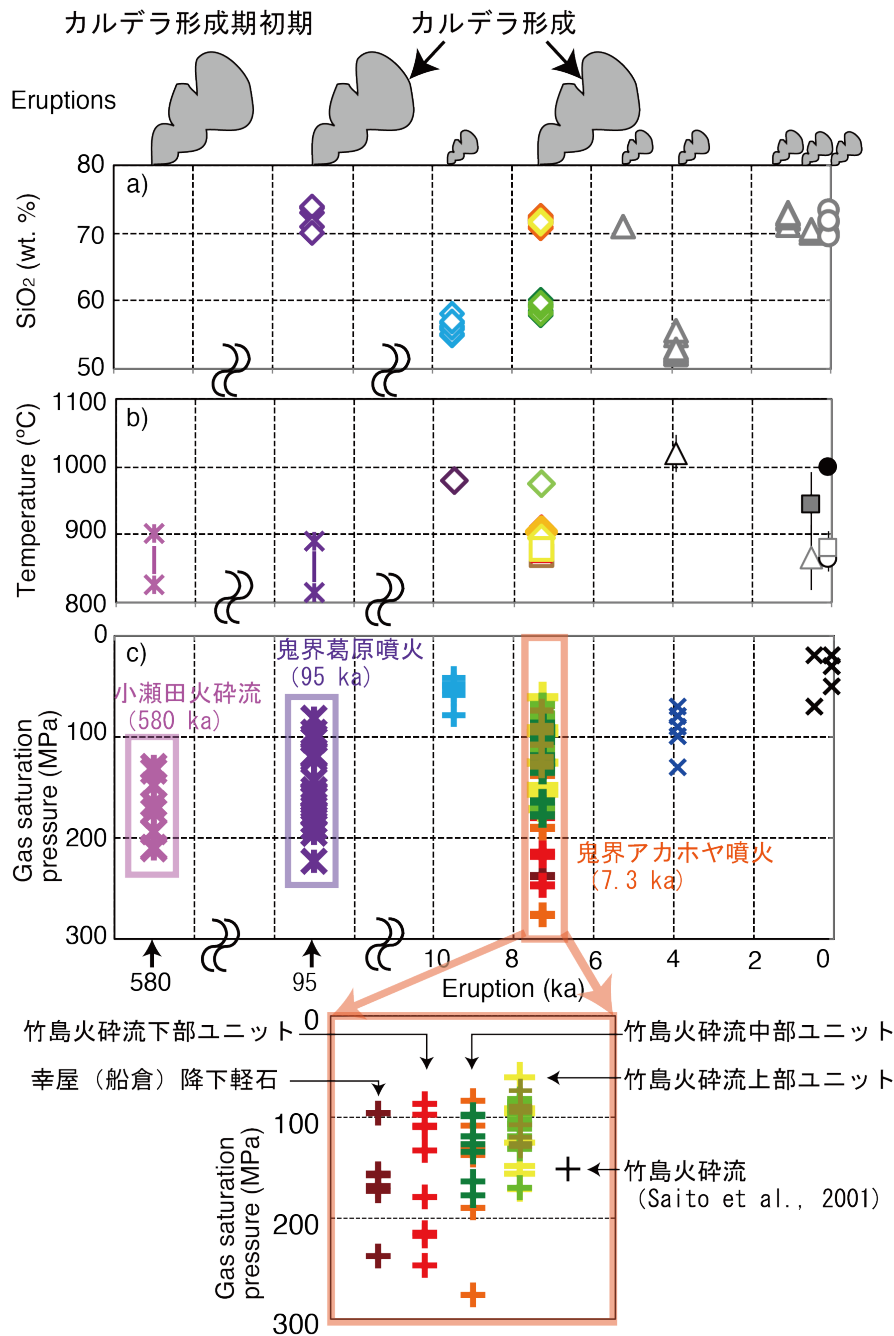


図 2.1-5 本研究によって得られた鬼界カルデラのマグマ供給系の発達史. a) 噴出物の全岩化学分析によるマグマの化学組成 (SiO₂ 濃度). b) 小瀬田火砕流噴火 (58 万年前) 以降の噴火のマグマ温度. 小瀬田火砕流噴火と鬼界葛原噴火はチタン石英温度計から見積もられた値. チタン活動度を 0 と 0.6 と仮定した. それ以降の噴火のマグマ温度は輝石温度計および鉄チタン鉱物温度計によって得られた (産業技術総合研究所, 2018). エラーバーは各噴出物の平均値を示している. c) マグマ温度とメルト包有物の化学組成から算出された各マグマのガス飽和圧力. 小瀬田火砕流噴火 (58 万年前, 赤紫色) と鬼界葛原噴火 (9.5 万年前, 紫色) が本研究成果. マグマ温度は小瀬田火砕流 900°C, 鬼界葛原噴火 890°Cを仮定している. 既往研究による結果も記す.

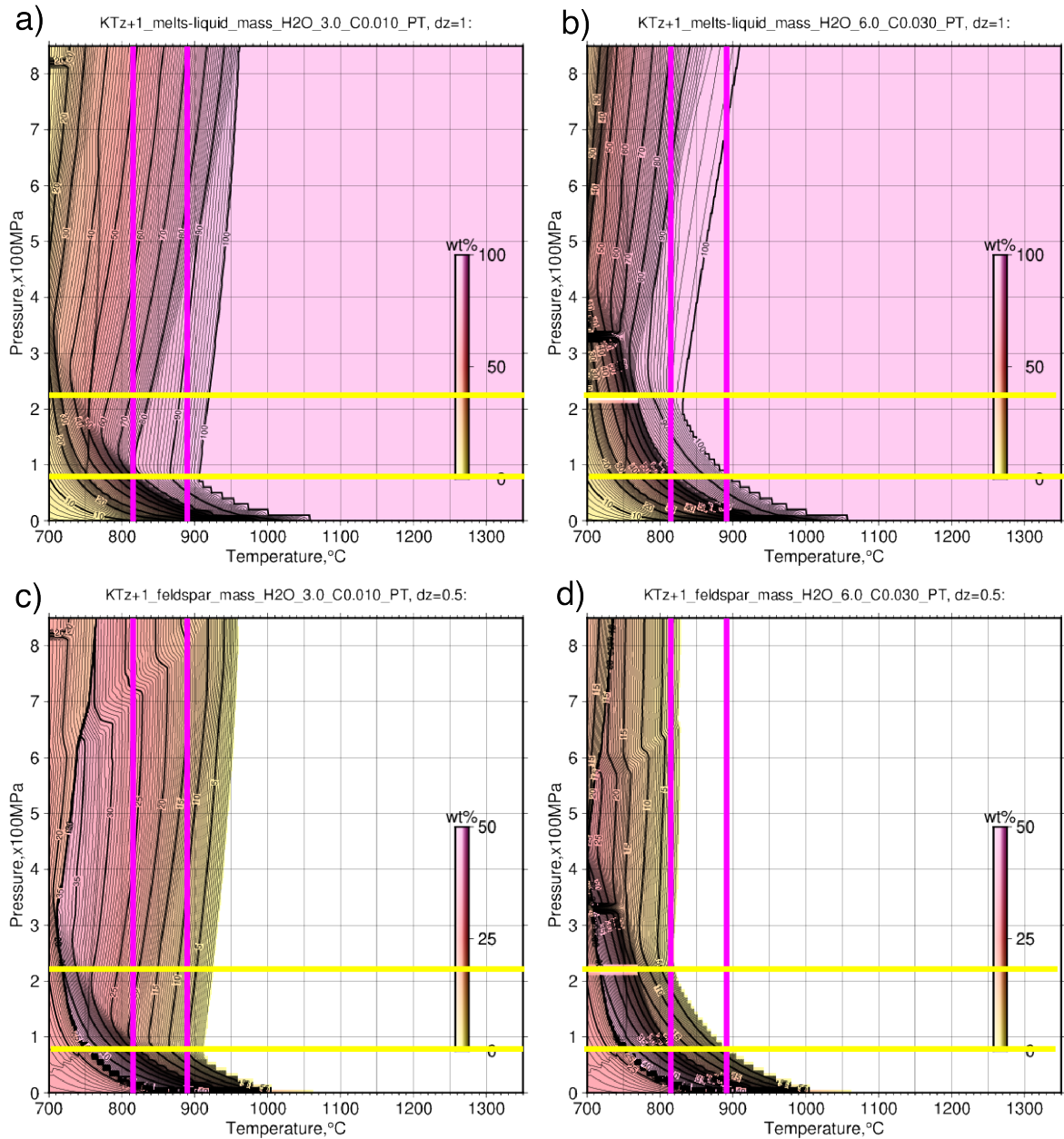


図 2.1-6 a) 鬼界葛原噴火の長瀬火砕流軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt%の H₂O と 0.01wt%の CO₂を加えた際のメルト量の温度圧力依存性. b) 同マグマに 6 wt%の H₂O と 0.03wt.%の CO₂を加えた際のメルト量の温度圧力依存性. c) 同マグマに 3 wt.%の H₂O と 0.01wt.%の CO₂を加えた際の斜長石斑晶量の温度圧力依存性. d) 同マグマに 3 wt.%の H₂O と 0.01wt.%の CO₂を加えた際の斜長石斑晶量の温度圧力依存性. ピンク色の縦線はチタン石英温度計から推定されたマグマ温度 (チタン活動度が 1 の場合 815°C, チタン活動度が 0.6 の場合 890°C) を示す. 黄色の横線は長瀬火砕流軽石に含まれる流紋岩メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度から推定されたマグマ圧力の最小値 (73MPa) と最大値 (223MPa) を示す.

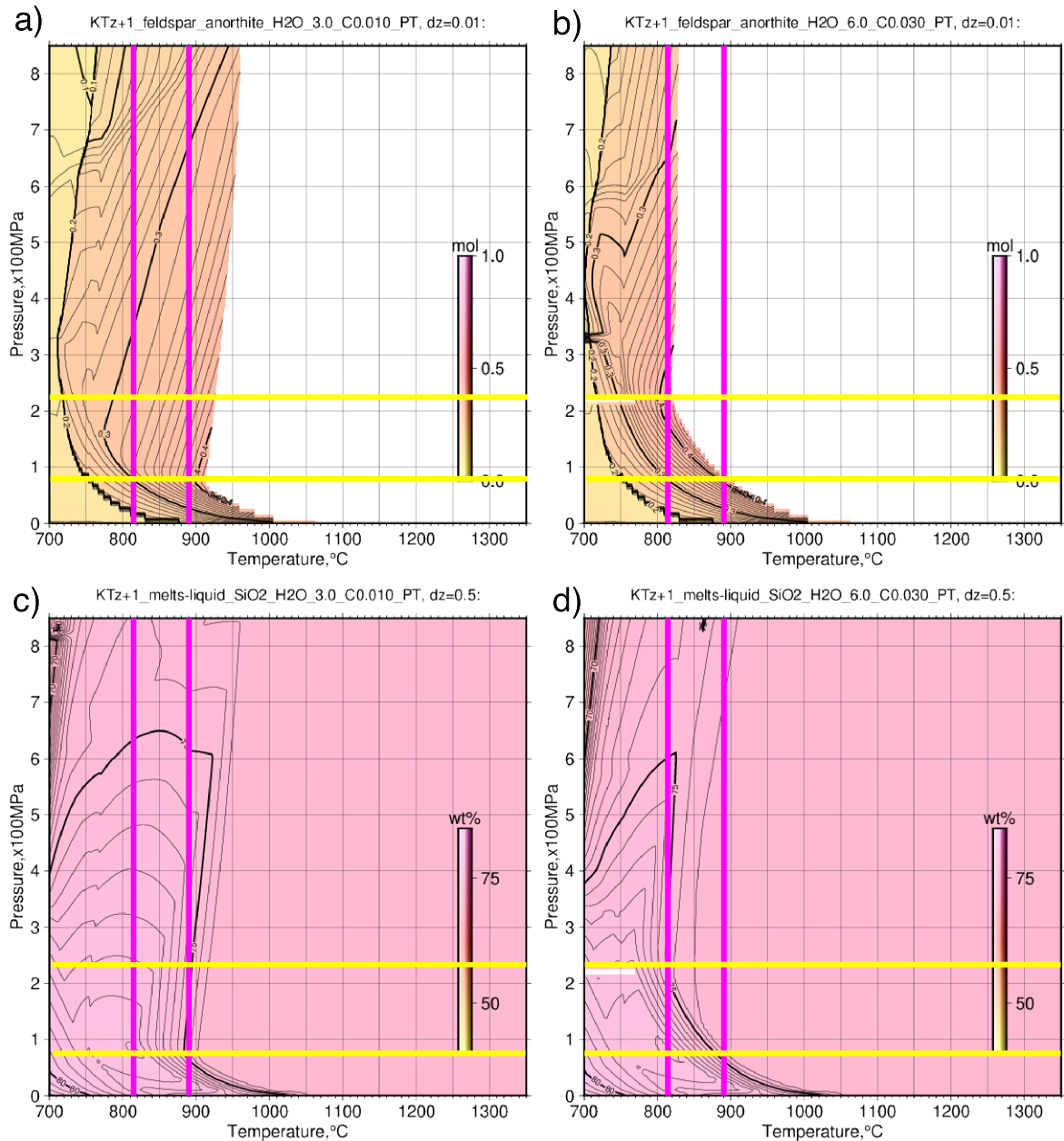


図 2.1-7 a) 鬼界葛原噴火の長瀬火砕流軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt%の H_2O と 0.01wt%の CO_2 を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) の温度圧力依存性. b) 同マグマに 6 wt%の H_2O と 0.03wt%の CO_2 を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) の温度圧力依存性. c) 同マグマに 3 wt%の H_2O と 0.01wt%の CO_2 を加えた際のメルトの SiO_2 濃度の温度圧力依存性. d) 同マグマに 6 wt%の H_2O と 0.03wt%の CO_2 を加えた際のメルトの SiO_2 濃度の温度圧力依存性. ピンク色の縦線はチタン石英温度計から推定されたマグマ温度 (チタン活動度が 1 の場合 815°C, チタン活動度が 0.6 の場合 890°C) を示す. 黄色の横線は長瀬火砕流軽石に含まれる流紋岩メルト包有物の H_2O および CO_2 濃度から推定されたマグマ圧力の最小値 (73MPa) と最大値 (223MPa) を示す.

(4) 小瀬田火砕流の岩石学的解析とメルト包有物分析

小瀬田火砕流堆積物（58 万年前，テフラの見かけ体積は不明，町田・新井 2003）は，白色の軽石（以後，「小瀬田火砕流軽石」と呼ぶ）とそれと同質の基質からなる，変質の進んだ堆積物で，屋久島や種子島に存在する（図 2.1-1）．鬼界カルデラ内の硫黄島や竹島の露頭の報告は無いが，屋久島や種子島の周辺でこれらの堆積物を形成する火山としては鬼界カルデラしか見当たらないので，小瀬田火砕流堆積物は，鬼界カルデラ形成期初期の大規模火砕流噴火によって形成された堆積物であると考えられている（町田・新井 2003）．本研究では，屋久島にある小瀬田火砕流堆積物の軽石内のメルト包有物 8 個について，主成分元素，S，Cl，H₂O および CO₂ 濃度を測定した（表 2.1-2）．さらに，本年度は，種子島の地質調査を行い，新たな露頭から小瀬田火砕流堆積物と考えられる試料を採取した（図 2.1-1）．この試料の岩石学的解析とメルト包有物分析は来年度実施する予定である．

表 2.1-2 小瀬田火砕流軽石に含まれるメルト包有物の化学組成とその H₂O および CO₂ 濃度から見積もられたガス飽和圧力．ホストの石英の化学分析より得られた温度も示す．

試料番号	gn_041101M1	gn_041101M1	gn_041101M1	gn_041101M1	gn_041101M1	gn_041101M1	gn_041101M1	gn_041101M1
メルト包有物番号	mt07030602-a4-ph1-mil	mt07030602-a4-ph2-mil	mt07030602-a4-ph4-mil	mt07030602-a4-ph6-mil	mt07030602-a4-ph9-mil	mt07030602-a4-ph10-mil	mt20100717-plil ^c	mt20100717-p2il ^c
ホスト鉱物	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英
	0.031±0.004	0.017±0.006	0.035±0.004	0.038±0.003	0.030±0.003	0.035±0.002	na	na
SiO ₂	76.21	75.88	75.29	75.91	75.88	75.46	77.50	75.37
TiO ₂	0.23	0.19	0.21	0.22	0.25	0.23	0.21	0.27
Al ₂ O ₃	11.17	11.30	11.23	11.18	11.22	11.37	11.58	11.41
FeO*	0.96	0.84	0.93	0.99	0.98	1.02	0.81	0.86
MnO	0.03	0.01	0.07	0.07	0.03	0.06	0.00	0.00
MgO	0.20	0.17	0.19	0.21	0.18	0.20	0.18	0.24
CaO	1.09	0.91	1.04	1.03	1.10	1.05	0.95	0.94
Na ₂ O	2.32	2.53	2.63	2.53	2.69	2.45	3.92	3.49
K ₂ O	2.94	2.97	2.91	2.92	2.90	2.95	3.26	3.11
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
S	0.009	0.006	0.008	0.008	0.007	0.005	0.000	0.000
Cl	0.092	0.101	0.103	0.102	0.094	0.092	0.131	0.119
H ₂ O	4.2	4.1	4.4	4.8	5.1	5.5	5.2	5.4
CO ₂	0.006	0.008	0.010	0.011	0.005	0.005	0.022	0.018
Total	99.40	99.03	98.96	99.91	100.42	100.34	103.80	101.21
マグマ温度 (°C) ^a	829/905	746/811	843/922	855/936	846/925	817/892	-	-
ガス飽和圧力 (MPa) ^b	118/129	118/133	134/147	153/166	162/174	180/193	195/211	195/210
FeO* = total FeO								
ホスト鉱物には，石英のTiO ₂ 濃度測定値の平均値（3点）と標準偏差を示す．								
^a ホストの石英にチタン石英地質温度計（Wark and Watson, 2006）を適用して得られたマグマ温度を示す． a/b: aはチタン活動度を1, bはチタン活動度を0.6に仮定して得られた値．								
^b Newman and Lowenstern (2002)で提案されているケイ酸塩メルトへのH ₂ OおよびCO ₂ 溶解度モデルに適用してガス飽和圧力を計算した． マグマ温度は上記のチタン石英地質温度計で得られた温度の平均値（a/b: aはチタン活動度1の場合の824°C, bはチタン活動度0.6の場合の900°C）を用いた．								
^c 主成分元素、S、Cl濃度は、予備分析による暫定値．								

今年度分析したメルト包有物は，大きさ 0.04～0.18mm で，石英に含まれている（図 2.1-2）．小瀬田火砕流軽石のメルト包有物は，SiO₂濃度（79-80 wt%），K₂O濃度（3.0-3.3 wt%），Al₂O₃濃度（11-12 wt%）を持ち，鬼界アカホヤ噴火噴出物に含まれる流紋岩メルト包有物よりも分化した組成であり，長瀬火砕流堆積物のメルト包有物の示す組成範囲に近い（表 2.1-2，図 2.1-

3). また、小瀬田火砕流堆積物のメルト包有物 8 個の H_2O および CO_2 濃度 (4.1-5.5 wt% および 0.005-0.022 wt%) は、鬼界アカホヤ噴火流紋岩メルト包有物が示す濃度に比べ、 H_2O 濃度が高く、 CO_2 濃度が低い傾向を示し、長瀬火砕流堆積物のメルト包有物の示す組成範囲内に位置する (図 2.1-4). 従って、小瀬田火砕流堆積物を形成したマグマのメルトは、鬼界葛原噴火マグマのメルトと同様な化学的特徴を持つと言える。

さらに、小瀬田火砕流堆積物を形成した噴火マグマの温度を推定するため、メルト包有物を含む石英 6 個についてチタン濃度を EPMA で測定し、その結果に Wark and Watson (2006) のチタン石英温度計を適用した。チタン濃度測定は、長瀬火砕流軽石と同様に、メルト包有物の周囲 3 点について行い、その平均値を温度算出に用いている。鬼界葛原噴火と同様に、マグマのチタン活動度は不明であるため、チタン活動度を 1 と 0.6 に仮定して算出した。チタン活動度 1 の場合、マグマ温度は 746-855°C になり、平均値は 824±29°C となった (表 2.1-2)。チタン活動度 0.6 の場合は、マグマ温度は 811-936°C になり、平均値は 900±33°C となった。従って、小瀬田火砕流堆積物を形成した噴火マグマの温度は 824-900°C にあると考えられる。以下では、824°C と 900°C の 2 つのマグマ温度を仮定して議論を進める。

小瀬田火砕流を引き起こしたマグマの圧力条件を明らかにするため、メルト包有物分析で得られたメルトの H_2O および CO_2 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もった。溶解度は圧力とともに温度にも依存するため、マグマの温度として、チタン石英温度計による見積もり (チタン活動度 1 と 0.6 を仮定して得られた値) を計算に用いた。本研究で得られたメルト包有物 8 個の H_2O および CO_2 濃度を Newman and Lowenstern (2002) で提案されているケイ酸塩メルトへの H_2O および CO_2 溶解度モデルに適用して、ガス飽和圧力を計算した (表 2.1-2)。その結果、小瀬田火砕流を生じたマグマは、マグマ温度 900°C を仮定した場合 171±32MPa (129-211MPa)、マグマ温度 824°C を仮定した場合 157±32MPa (118-195MPa) の圧力下にあったと推定された。地殻密度を 2500kg/m³ と仮定すると、小瀬田火砕流を引き起こしたマグマ溜まりの深さは 7±1km と算出できる (図 2.1-5)。

(5) 硫黄島長浜溶岩の年代測定

薩摩硫黄島火山には、噴火年代が確定していない溶岩や火砕流堆積物があり、同火山の長期的なマグマ供給系の発達史を明らかにするためにはこれらの年代を確定する必要がある。特に、薩摩硫黄島にある長浜溶岩の噴火年代については、小野・他 (1982) では、先カルデラ火山期と考えられている一方、小林 (2008) では鬼界アカホヤ噴火直前と推定している。また、小アビ山火砕流堆積物については、小野・他 (1982) はカルデラ形成期内、町田・新井 (2003) は 14 万年前としているが、Maeno et al. (2007) では鬼界アカホヤ噴火時の堆積物と考えている。鬼界アカホヤ噴火の前駆現象やマグマ溜りの情報を知る上でも、この 2 つの噴出物が鬼界アカホヤ噴火で形成されたどうかを明らかにすることは非常に重要である。そこで、本年度は、長浜溶岩について、産総研で開発した K-Ar 年代測定 (感度法) を用いて、年代測定を実施した。K-Ar 年代測定方法は、数万年から数十億年の年代が測定できる。試料を粉砕した後、0.25-0.5mm サイズの粒子について、磁性分離・重液分離・ハンドピックを行い、年代測定に必要な石基 7g 以上を取り出した。予察的に、長浜溶岩 2 試料について、K-Ar 年代測定を実施し、80±50ka、-30±30ka の年

代を得た。2つの年代値が一致しないので再測定が必要だが、これらの結果は、長浜溶岩は少なくとも先カルデラ火山期（70万年前～58万年前）よりは新しい噴出物であることを示唆している。ただし、測定限界に近く、誤差が大きいので、今後、分析数を増やし、年代を確定する必要がある。

(6) まとめと今後の課題

鬼界カルデラのマグマ供給系の長期的な発達過程を検討するため、鬼界アカホヤ噴火以前の9.5万年前に発生したカルデラ噴火（鬼界葛原噴火）とカルデラ形成期の初期の大規模火砕流噴火（58万年前）について、岩石学的解析およびメルト包有物分析を行い、以下の知見が得られた。

1) 鬼界葛原噴火（9.5万年前）による長瀬火砕流軽石のメルト包有物の化学分析を行った結果、全岩化学組成と同様に鬼界アカホヤ噴火の流紋岩メルト包有物とは異なる化学的特徴を持つことが明らかになった。従って、鬼界葛原噴火マグマと鬼界アカホヤ噴火マグマは同一では無く、鬼界葛原噴火以降に何らかのマグマ供給系の変化が起きたと考えられる。さらに、長瀬火砕流軽石の岩石学的解析により、マグマ温度が815-890°C程度であることを明らかにした。長瀬火砕流軽石に含まれるメルト包有物17個のH₂OおよびCO₂濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、マグマ温度890°Cを仮定した場合151±37MPa（81-223MPa）、マグマ温度815°Cを仮定した場合138±35MPa（73-210MPa）の圧力下にあったと推定された。地殻密度を2500kg/m³と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの深さは6±2kmと算出できる。長瀬火砕流堆積物について熱力学的解析を実施した結果は、実際の観測値（モード組成、メルトや鉱物の化学組成）とおおよそ一致し、メルト包有物の分析による流紋岩マグマの深度（圧力）推定が妥当であることが示された。

2) カルデラ形成期初期（58万年前）に噴出した小瀬田火砕流軽石に含まれる石英にチタン石英地質温度計を適用し、マグマ温度が824-900°C程度であることを明らかにした。さらに、小瀬田火砕流軽石に含まれるメルト包有物8個のH₂OおよびCO₂濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、小瀬田火砕流を生じたマグマは、マグマ温度900°Cを仮定した場合171±32MPa（129-211MPa）、マグマ温度824°Cを仮定した場合157±32MPa（118-195MPa）の圧力下にあったと推定された。地殻密度を2500kg/m³と仮定すると、小瀬田火砕流を引き起こしたマグマ溜まりの深さは7±1kmと算出できる。

加えて、噴火年代が確定していない長浜溶岩についてK-Ar年代測定を実施し、予察的に、80±50ka、-30±30kaの年代を得た。これらの結果は、長浜溶岩が先カルデラ火山期の噴火によるもので無いことを示唆している。ただし、2つの年代値が一致していないので、今後、分析数を増やし、年代を確定する必要がある。

今後、鬼界カルデラにおけるマグマ供給系の長期的な発達過程を検討するために、以下の研究課題を進める必要がある。

- ・ 種子島で採取した小瀬田火砕流堆積物の岩石学的解析とメルト包有物分析をさらに進め、噴火マグマの化学組成・温度・揮発成分濃度の変動範囲を把握し、カルデラ形成期の初期のマグマの化学的特徴、温度・圧力条件を決定する。

- ・ 長浜溶岩の K-Ar 年代測定をさらに進め、噴出年代を確定する。また、噴出年代に議論がある、硫黄島内の小アビ山火砕流堆積物（小野・他，1982；町田・新井，2003；Maeno and Taniguchi, 2007）について K-Ar 年代測定（感度法）を適用し、同噴出物がカルデラ形成期のどの噴火で形成されたかを確定する。
- ・ 小アビ山火砕流堆積物が鬼界アカホヤ噴火に伴う噴出物でない場合は、その岩石学的解析とメルト包有物の分析を実施し、同マグマの科学的特徴、温度・圧力条件を推定する。

引用文献

- Asimow, P.D. and Ghiorso, M.S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *Amer. Mineral.*, 83, 1127-1131.
- Ghiorso, M.S. and Gualda G.A.R. (2015) An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* doi:10.1007/s00410-015-1141-8.
- Ghiorso, M. S. and 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 197-212.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, 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. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Kawanabe, Y. and Saito, G. (2002) Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years. *Earth Planets and Space*, 54, 295-301.
- 小林哲夫（2008）カルデラの研究からイメージされる新しい火山像—マグマの発生から噴火現象までを制御するマントル—地殻応力場—. *月刊地球*, 号外 No.60, p65-76.
- Maeno, F. and Taniguchi, H. (2007) Spatiotemporal evolution of a marine caldera-forming eruption, generating a low-aspect ratio pyroclastic flow, 7.3 ka, Kikai caldera, Japan: Implication from near-vent eruptive deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 167, 212-238.
- 町田洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for EXCEL. *Comput. Geosci.*, 28, 597-604.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男（1982）薩摩硫黄島地域の地質. *地域地質研究報告*（5万分の1 図幅）, 地質調査所, 80p.
- Putirka, K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems, in *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69, Minerals, Inclusions and Volcanic processes, edited by K. D. Putirka and F. J. Tepley III, pp. 61-120, Mineralogical Society of America.

- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. A. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 11-31.
- Saito, G., Stimac, J.A., Kawanabe, Y. and Goff, F. (2002) Mafic-felsic interaction at Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Evidence from mafic inclusions in rhyolites. *Earth Planets Space*, 54, 303-325.
- Saito, G., Kazahaya, K. and Shinohara, H. (2003) Volatile evolution of Satsuma-Iwojima volcano: degassing process and mafic-felsic magma interaction. In "Developments In Volcanology 5. Melt Inclusions In Volcanic Systems, Methods, Applications and Problems" B. De Vivo and R. J. Bodnar (eds), pp.129-146, Elsevier.
- Saito, G., Morishita, Y. and Shinohara, H. (2010) Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan, deduced from volatile and major component contents of olivine-hosted melt inclusions. *J. Geophys. Res.*, 115, B11202, doi:10.1029/2010JB007433.
- Saito, G., Ishizuka, O., Ishizuka, Y., Hoshizumi, H. and Isoji Miyagi (2018) Petrological characteristics and volatile content of magma of the 1979, 1989, and 2014 eruptions of Nakadake, Aso volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 70:197, <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0970-x>.
- 産業技術総合研究所 (2014) 平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 成果報告書.
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 成果報告書.
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 成果報告書.
- 産業技術総合研究所 (2017) 平成 29 年原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 成果報告書.
- 産業技術総合研究所 (2018) 平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 成果報告書.
- 産業技術総合研究所 (2019) 平成 31 年度原子力規制庁委託成果報告書 (巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究).
- Wark, D.A. and Watson, E. B. (2006) TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152:743-754, DOI 10.1007/s00410-006-0132-1.

2.2 始良カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

始良カルデラでは、約 3 万年前のカルデラ形成噴火である入戸火砕流噴火に先立つ約 3 万年間の噴出物、特に流紋岩マグマに含まれる斑晶鉱物およびそれに含まれるガラス包有物の組成を用いて熱力学的平衡条件の検討を行い、始良カルデラの流紋岩マグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等およびその活動推移に沿った時間変化を解析する。

今年度は始良カルデラの珪長質マグマ溜まりの深さ条件の推定のため、始良カルデラの入戸火砕流噴火の噴出物に含まれる斑晶鉱物のガラス包有物の含水量を顕微ラマン分光装置により定量した。また、降下軽石中の石英斑晶にみられる拡散組織を用いて、石英結晶のマグマ中での滞留時間の見積もりを試みた。

【調査・研究成果】

(1) 概要

顕微ラマン分光分析による火山ガラス含水量の測定条件を決定し、その条件に基づいて始良カルデラの約 3 万年前の入戸火砕流噴火やその直前の噴出物に含まれる斑晶鉱物のガラス包有物の含水量を顕微ラマン分析装置により定量した。その結果、始良カルデラ噴出物の含水量として入戸火砕流噴火および先入戸火砕流噴火の噴出物のガラス包有物はいずれも 5.0~5.5 wt%の含水量をもつことが判明した。これらの含水量を飽和含水量と仮定すると 136~163MPa である。入戸火砕流噴火噴出物および先入戸噴火の噴出物に対して熱力学的平衡条件を検討しそのマグマ貯留条件を復元した結果、岩戸降下軽石から入戸火砕流の流紋岩噴出物はいずれも 75~150MPa の平衡圧力を持つことが判明した。この値は、含水量から推測された圧力とほぼ一致している。また、入戸火砕流噴火噴出物の石英斑晶にみられる組成累帯構造の元素拡散プロファイルから、石英斑晶の最外縁部はカルデラ形成噴火に先立つ 10 年以内に晶出していることが明らかになった。

(2) 顕微ラマン分光装置によるガラス含水量の定量

2-1) 手法

昨年度に導入した顕微ラマン分光装置（日本分光，NRS-5500）を用いて、始良カルデラ噴出物の斑晶ガラス包有物の含水量を測定した。測定に当たり本装置による火山ガラス含水量の測定条件を検討し、高温高圧実験により作成した含水流紋岩ガラスを用いて含水量の検量線を作成した。

分析には、励起波長 457nm の青色レーザを 50%のフィルターにより減光し試料に照射した。光学条件は、共焦点口径が 20 μm ，スリット直径が 25 μm ，分光計のグレーティングは 600 本/mm である。含水量測定においては、試料から発生するラマン散乱光のうち 100~4000 cm^{-1} 領域の信号強度スペクトルについて、レーザ照射時間 30 秒の測定を 10 回繰り返し、結果を積算した（図 2.2-1, -2）。取得したラマン散乱光スペクトルに対し、Di Genova

et al. (2017) の方法で、励起レーザ振動数と温度に依存する散乱強度の補正と、目的の散乱光ピークを挟む両側の連続スペクトルから内挿したベースライン補正を行なった (図 2.2-3). 含水量の計算には、ケイ酸塩の構造に由来する低波数領域 (100~1300 cm^{-1}) の信号強度 (LW) と、分子水や OH 基の振動に由来する高波数領域 (3000~4000 cm^{-1}) の信号強度 (HW) それぞれの面積値を抽出した.

ラマン散乱光強度は、試料に照射するレーザ強度の微小な変動や、試料の表面および内部における光の反射や吸収、散乱により変動するため、同一の含水量の試料においても HW の絶対値での比較が難しい. そのため、本研究では Di Genova et al. (2017) の方法に従い、HW/LW 比が試料の含水量に比例する関係からガラスの含水量を定量した. HW/LW 比を実際の含水量に換算するため、含水量を FT-IR により定量した合成流紋岩ガラスを標準試料として用い、HW/LW 比と実際の含水量の検量線を作成した (図 2.2-4). なお、LW 領域の散乱光スペクトル形状やその強度はケイ酸塩ガラスの組成に依存するため、今回使用した検量線は流紋岩組成のガラスに特化したものである. また、装置条件のドリフト等による検量線の経時変化を補正するため、測定日ごとに検量線を作成した. また作成した検量線を用いて同一試料 (大隅降下軽石中のガラス包有物) を繰り返し測定し、分析値の再現性を確認した.

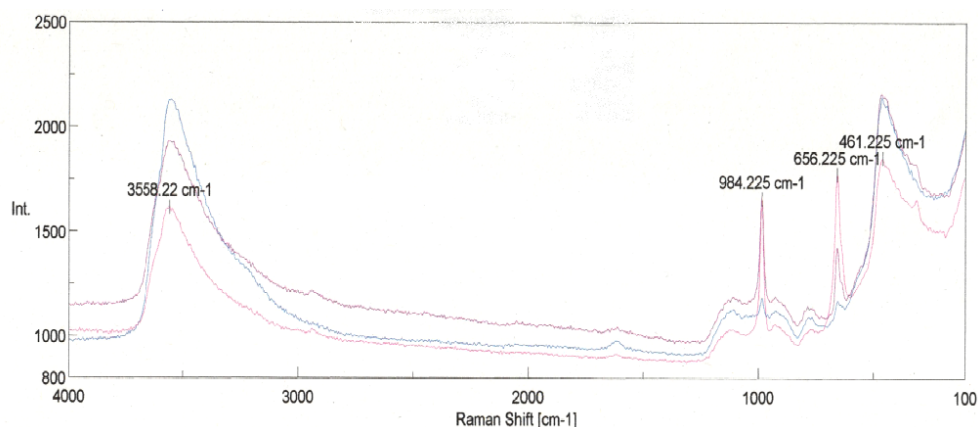


図 2.2-1 産業技術総合研究所において導入した顕微ラマン分光装置 (日本分光製 NRS-5500) により取得した、始良カルデラ形成噴火の大隅降下軽石に含まれる斜方輝石斑晶中のガラス包有物のラマンスペクトルの例. 457nm レーザを用いることで蛍光によるスペクトル妨害を低減でき、3500 cm^{-1} 付近に H_2O による高いピークが存在することが確認できた. 461, 656, 984 cm^{-1} にみられるピークはガラス包有物のホスト斑晶である斜方輝石のシグナル.

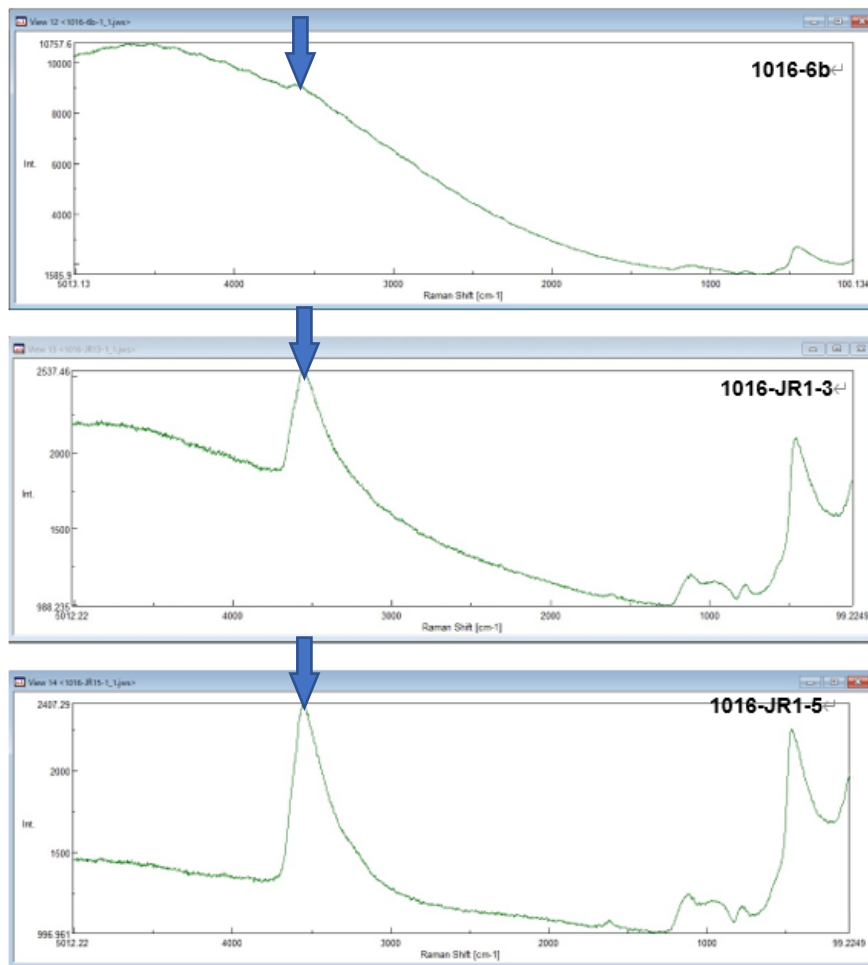


図 2.2-2 検量線作成に用いた含水量が異なる 3 種類の流紋岩ガラス標準試料のラマン散乱光スペクトル。青矢印は 3500 cm⁻¹ 付近にピークを持つ水のシグナルを示す。FT-IR による 1104-6 b, JR1-3, JR1-5 の含水量はそれぞれ 1.7, 4.22, 5.45wt% である。

実際の測定では、ガラス包有物を包有する斑晶鉱物（ホスト斑晶）や、ガラスに生じた微小鉱物からのラマン散乱光のピークが生じる場合がある。これらの鉱物由来のピークの強度の面積が LW 面積に対して概ね 10%未満の場合には、ピークを除去した値を LW とし含水量を算出した（図 2.2-5）。斑晶由来のピーク強度がピーク除去前より概ね 10%以上と大きい場合には、算出される含水量に対する影響が大きいため、含水量の計算から除外した。

2-2) 結果

顕微ラマン分光装置を用いたガラス包有物の含水量分析は、先入戸火砕流噴火噴出物から、大塚降下軽石、深港降下軽石、毛梨野降下軽石を、入戸火砕流噴火噴出物から大隅降下

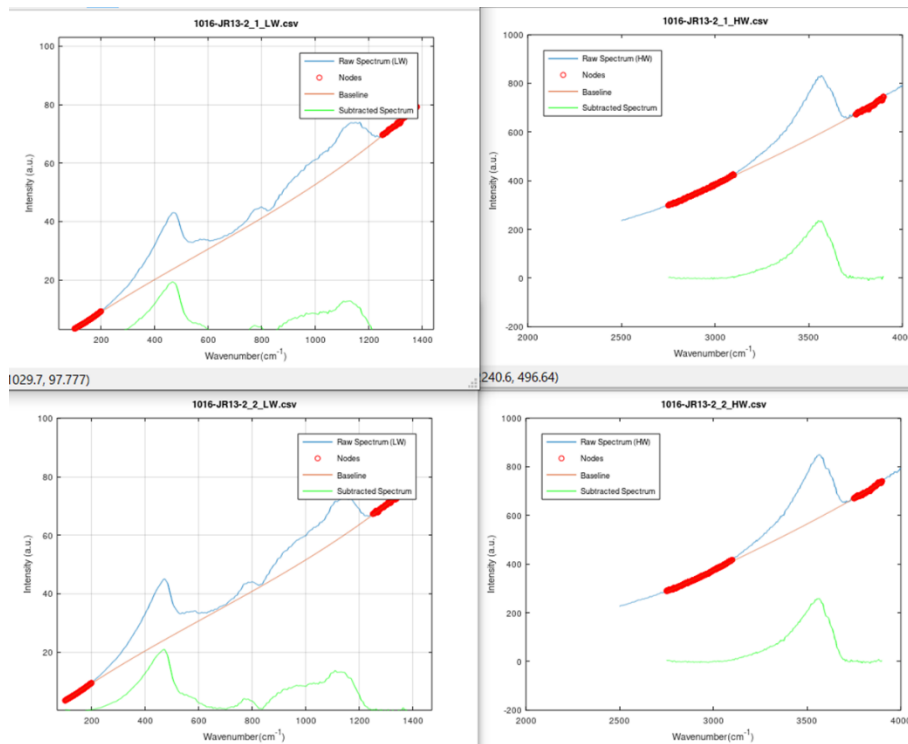


図 2.2-3 ケイ酸塩ガラスの構造に由来する低波数領域 (LW) (左)と、水による高波数領域 (HW) のシグナルに対するベースライン補正の例. 赤太線部のスペクトルを内挿する (赤細線) ことにより, 取得スペクトル (青線) からベースラインを除去し, HW/LW 比の算出に用いる緑線のシグナルを得る. (標準試料 JR1-3 の例)

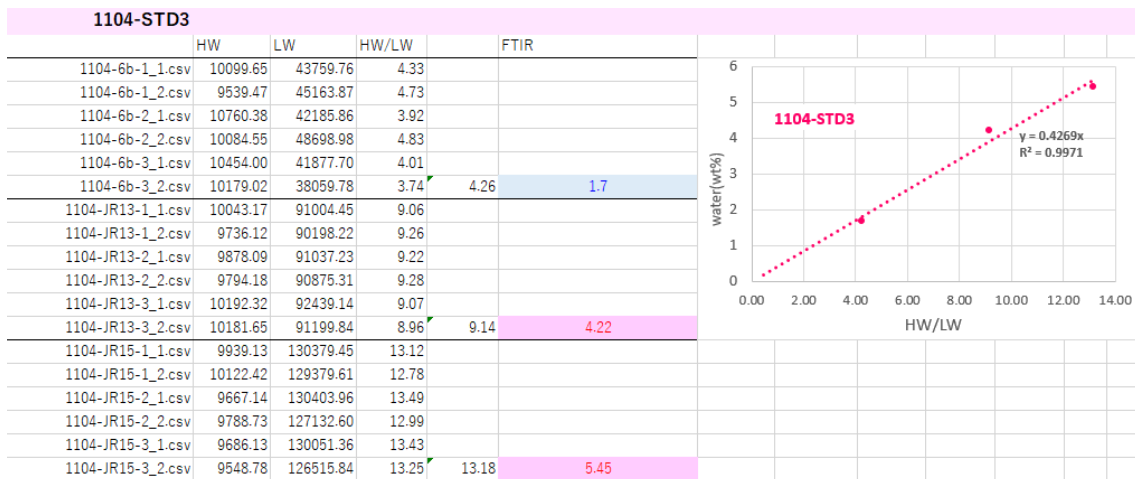


図 2.2-4 含水量定量に用いた検量線データの例. 含水量が異なる 3 種類の流紋岩ガラスを標準試料として使用し, 検量線には各試料の 6 点を分析して得た HW/LW 値を平均したものを使用した.

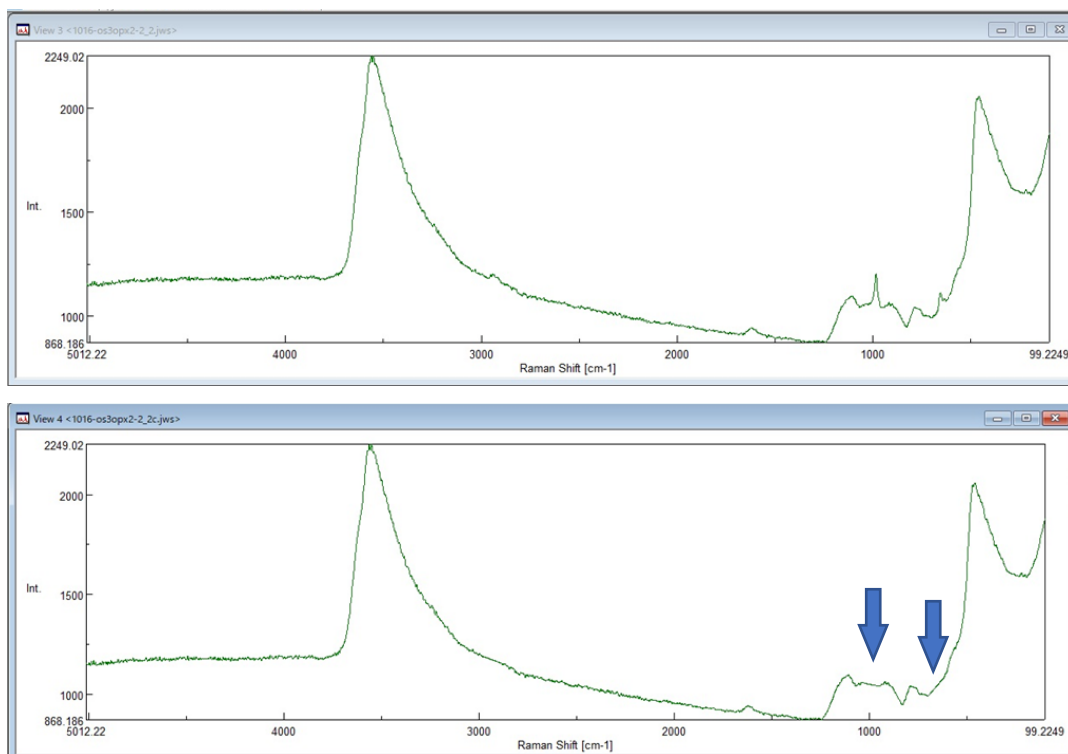


図 2.2-5 ホスト斑晶によるピークが発生しているスペクトル (上) と、ピークカット処理を行ったスペクトル (下). 2 か所の青矢印がホスト鉱物である斜方輝石のピーク. 下図ではそのピークを除去している.

軽石および AT 降下火山灰を対象として実施した. 大塚降下軽石の試料は, 始良カルデラ北縁の霧島市国分重久にて層厚約 30 cm の降下軽石層から採取した軽石を用いた. 深港降下軽石の試料は, 始良カルデラ南東縁の垂水市牛根麓居世神の, 層厚約 3.4m の降下軽石および火砕サージ層の基底部の降下軽石部から採取した軽石を用いた. 毛梨野降下軽石の試料は, 始良カルデラ北縁の霧島市国分重久および国分郡田地区にて, 層厚約 1.2m の軽石質火山灰層の基底部から採取した軽石を使用した. 大隅降下軽石の試料は, 垂水市新城麓地区にて, 層厚約 5m の降下軽石層の基底部から採取した軽石を使用した. AT 降下火山灰の試料は, 種子島の南種子町横峯地区および西之表市十三番地区にて, 大隅降下軽石を覆う層厚約 20 cm の降下火山灰層の基底部の結晶濃集部を採取した. 火砕流堆積物中のガラス包有物は, 徐冷により様々な程度に結晶化していることが多いため, 今回の分析では用いなかった.

試料は鉄鉢にて粗粉碎したのち, 水ひにより斑晶鉱物を軽石片から分離した. 分離した鉱物をふるい分けし, 約 1 mm 前後の大きさの結晶から, ハンドピックにより斜方輝石を 20 ~ 30 粒子取り出した. 取り出した結晶をエポキシ樹脂に包埋・固定し, その断面を鏡面研磨したものを分析に用いた.

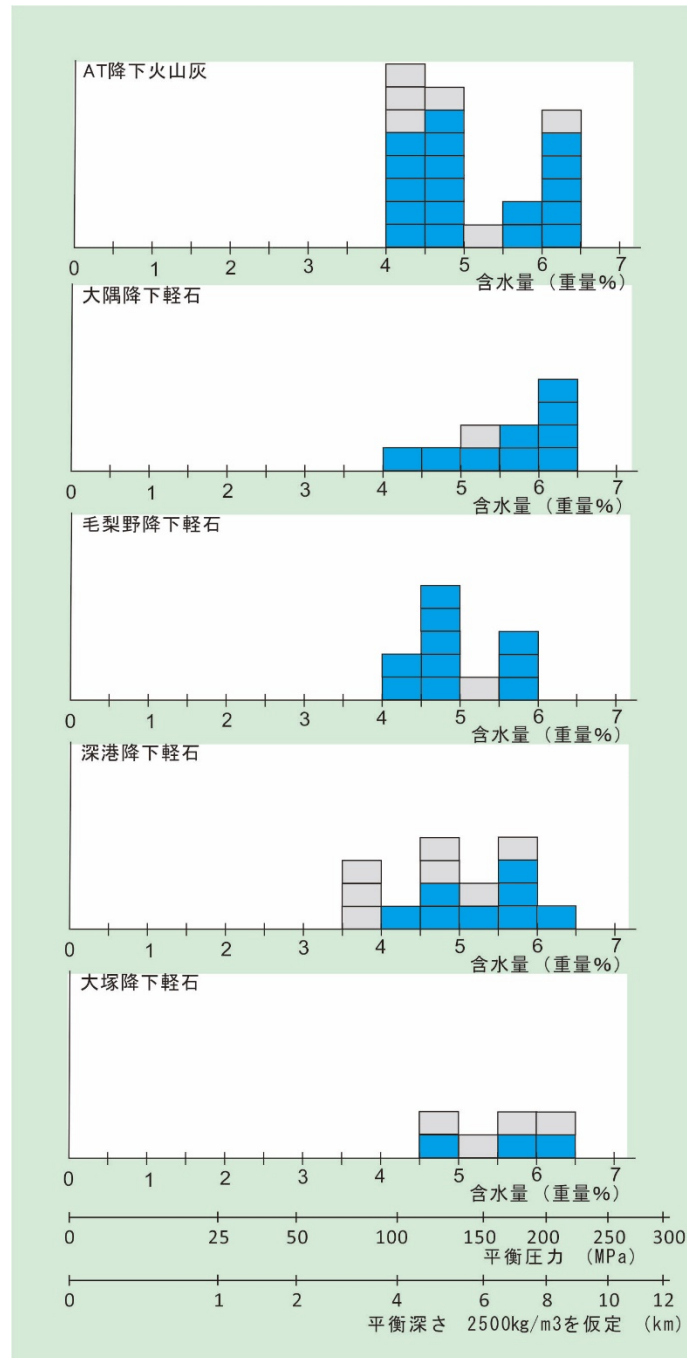


図 2.2-6 顕微ラマン分光装置により求めた、始良カルデラの噴出物の斑晶ガラス包有物の含水量の頻度分布。水色で示した分析値はピークカットをしていないスペクトルから得られた含水量。灰色の分析値はホスト斑晶およびガラス内の微小鉱物によると思われるピークをカット処理したのちに計算した含水量でやや信頼性に欠ける。図下の平衡圧力は、Liu et al (2005) のコンパイルデータから変換した。平衡深さは、地殻物質の密度を 2500 kg/m^3 と仮定した静岩圧に相当する深さ。

得られた斑晶包有物ガラス中の含水量は、先入戸火砕流噴火噴出物では、大塚降下軽石が 5.5 ± 0.8 wt%，深港降下軽石が 5.3 ± 0.7 wt%，毛梨野降下軽石が 5.0 ± 0.6 wt%であった。また、入戸火砕流噴火噴出物では、大隅降下軽石が 5.5 ± 0.8 wt%，AT 降下火山灰が 5.1 ± 0.8 wt%であった（図 2.2-6）。これらの噴出物の斑晶包有物の含水量はいずれの標準偏差内で重複していることから、先入戸火砕流噴火および入戸火砕流噴火を引き起こした流紋岩マグマはほぼ同一の含水量を持っていたと推測される。これらの含水量（5.0～5.5 wt%）は、Liu et al. (2005)による高温高压実験結果から得られる飽和含水量と圧力との関係（図 2.2-7）を参照すると、136～163MPa における飽和含水量に相当する。

入戸火砕流噴火で噴出した流紋岩マグマの全岩化学組成、鉱物組み合わせおよび鉱物化学組成に基づき熱力学的計算から得られる平衡圧力条件は、全岩含水量 4.5%の場合、100～150MPa と推測されており（平成 31 年度報告）、今回得られた含水量とそれから得られる平衡圧力条件はこの結果と整合的である。

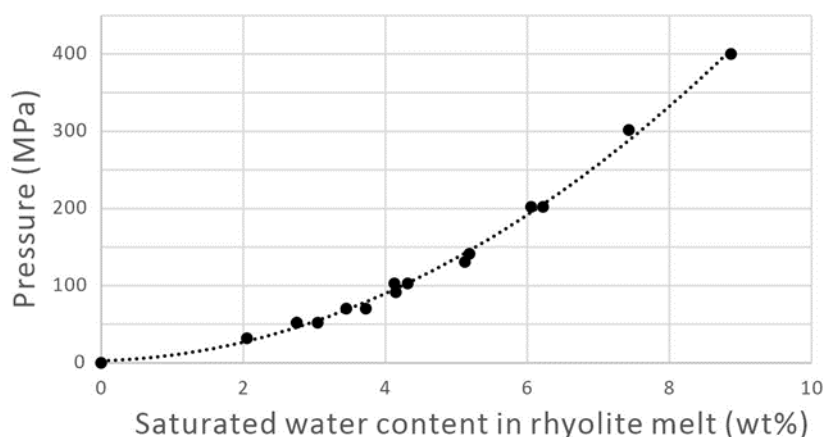


図 2.2-7 Liu et al. (2005)による流紋岩マグマの飽和含水量と圧力の関係。点線はコンパイルされたデータの近似曲線。飽和含水量 x (wt.%) と飽和圧力 (P_{H_2O} , MPa) との間には以下の関係が得られる。 $P_{H_2O} = 4.86x^2 + 2.36x + 2.83$

(3) 熱力学的手法による流紋岩マグマの定置条件および定置時間

3-1) 流紋岩マグマの定置圧力

先入戸火砕流噴火の 3 つの火砕噴火（岩戸降下軽石/火砕流、深港降下軽石、毛梨野降下軽石）からそれぞれ 14～16 個の軽石塊を抽出し、それぞれの軽石をエポキシ樹脂で固化したものを研磨し、軽石の石基ガラス組成を ICP-MS により測定した。ガラス組成は Oxford X-max 50-mm² EDS を用いて測定した。加速電圧 15 kV で照射電流値 2.7-3.4 nA で測定した。マグマの貯留条件は、Rhyolite-MELTS (Gualda ら, 2012; Gualda および

Ghiorso, 2015) を使用して, Gualda and Ghiorso (2014) の手法に従って推定した. ガラス組成を用いて計算しているため, 得られた圧力は含まれる鉱物相との平衡圧力を与えるものである. これらの鉱物はすべての軽石で共通のため, 石英と斜長石の liquidus が交差する圧力を制約した. 温度範囲は 1100~730°C で 1°C 刻み, 圧力範囲は 400~25MPa で 25MPa 刻みで計算した. fO_2 は NNO 条件を仮定し, すべての計算は水に飽和していることを仮定した. ただし, fO_2 の変動が計算圧力に与える影響は比較的小さい (Gualda and Ghiorso, 2014).

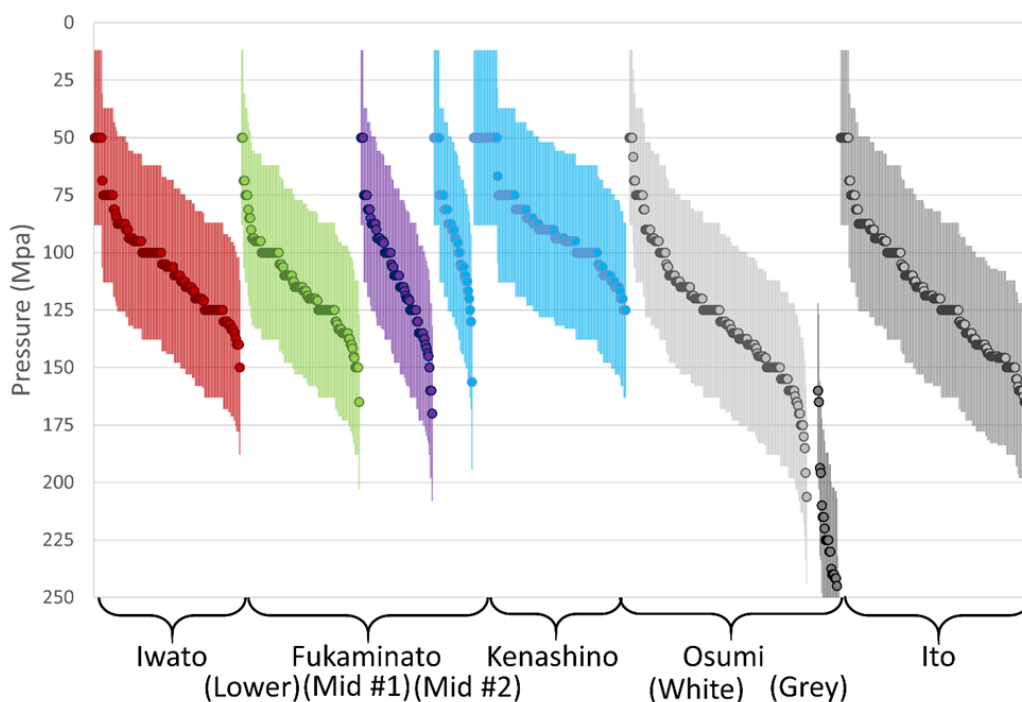


図 2.2-8 rhyolite-MELTS により推測された, 岩戸降下軽石/火砕流, 深港降下軽石, および毛梨野降下軽石の白色軽石の平衡圧力. 昨年度報告の大隅降下軽石 (白色軽石および灰色軽石) と入戸火砕流堆積物の白色軽石の平衡圧力を合わせて示す.

Rhyolite-MELTS を使用して, 550 の主要元素組成に基づいてマグマ貯留圧力を推定した. 軽石の石基ガラスのいずれもカリ長石と平衡な組成を有していなかったため, すべての圧力推定値は, 石英+斜長石の平衡条件に基づいて算出した (Gualda and Ghiorso, 2014). 岩戸降下軽石/火砕流, 深港降下軽石および毛梨野降下軽石で計算された平衡圧力の 90% 以上が 75~150MPa の間に分布した (図 2.2-8). 詳しく観察すると, 岩戸降下軽石/火砕流および深港降下軽石の下部から得られた試料から計算された圧力 (ほとんどが 100~125MPa) は, 深港降下軽石中部や毛梨野降下軽石から得られた圧力 (ほとんどが 75~100MPa) に比べて, やや高い圧力を示す. これらの深港降下軽石中部や毛梨野降下軽石から得られた圧

力はいずれも、入戸火砕流堆積物の白色軽石や大隅降下軽石の白色軽石（多くは 100～175MPa）よりも低く、また大隅降下軽石に少量含まれる灰色軽石から得られた平衡圧力（多くは 200～300MPa）よりもはるかに低い。またこれらの圧力条件は、これらの噴出物に含まれる斑晶鉱物のガラス包有物の含水量から推測される平衡圧力（136～163MPa）よりやや低い、誤差の範囲で一致している。

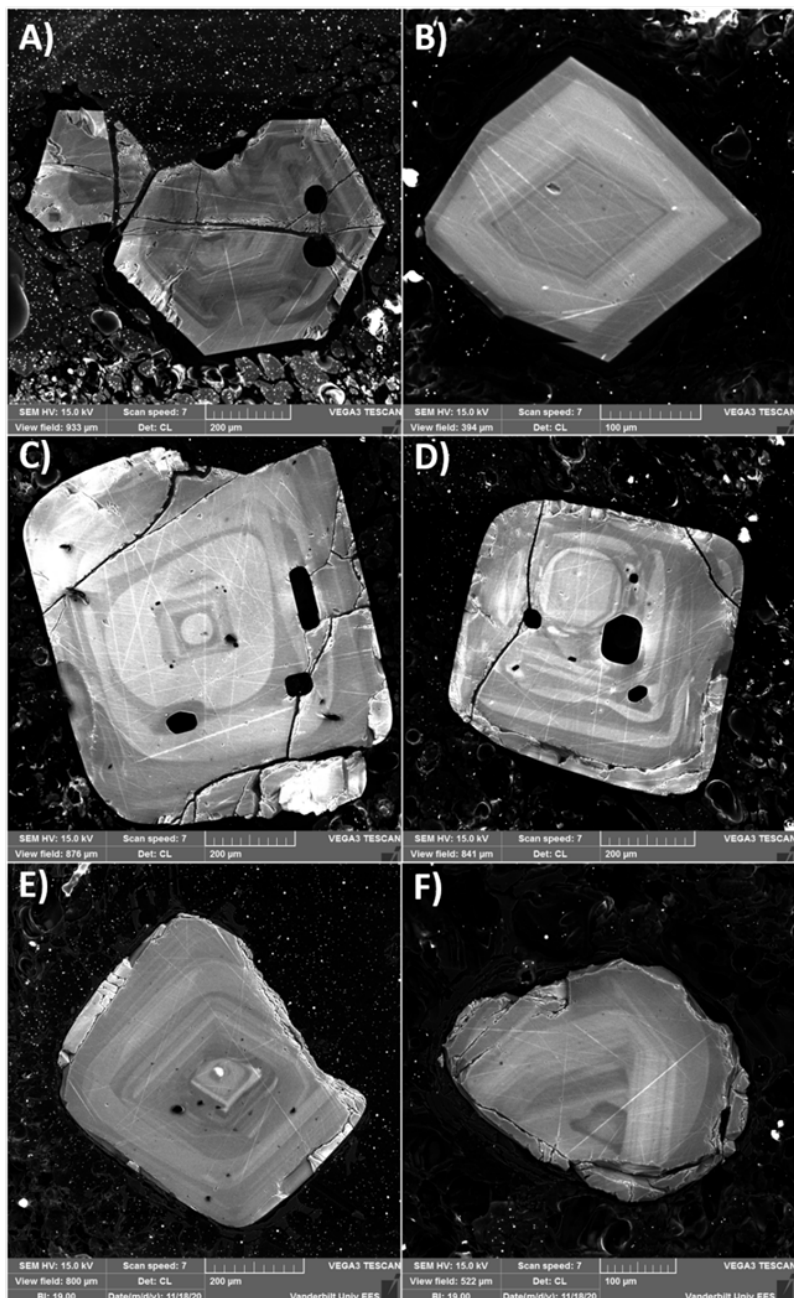


図 2.2-9 石英斑晶のカソードルミネッセンス像の例。A および B：岩戸降下軽石，C：深港降下軽石下部，D：深港降下軽石中部，E および F：毛梨野降下軽石

3-2) 流紋岩マグマ定置時間

始良カルデラ噴出物中の石英斑晶にみられる拡散組織を用いて、各降下軽石中の石英結晶のマグマ中での滞留時間の見積もりを試みた。このため樹脂に包埋した軽石を研磨した後に露出したすべての石英結晶について、カソードルミネッセンス (CL) 画像を収集した (図 2.2-9)。

カソードルミネッセンス像では、石英斑晶内に複数のゾーニング構造が認められる。そのうち大隅降下軽石・入戸火砕流軽石中の石英斑晶の最外縁のゾーニング境界の拡散プロファイルを取得した (図 2.2-10)。この拡散時間は、入戸火砕流噴火の一つ前の噴火である毛梨野降下軽石の噴火からの経過時間に比べてはるかに短い。このことは、前駆噴火に記録されない地下イベントが複数存在すること、また石英斑晶を溶融—再成長させるようなイベントから 10 年以内に入戸火砕流噴火が発生したことを示唆している (図 2.2-11)。

OS-B2-03
Qtz 4

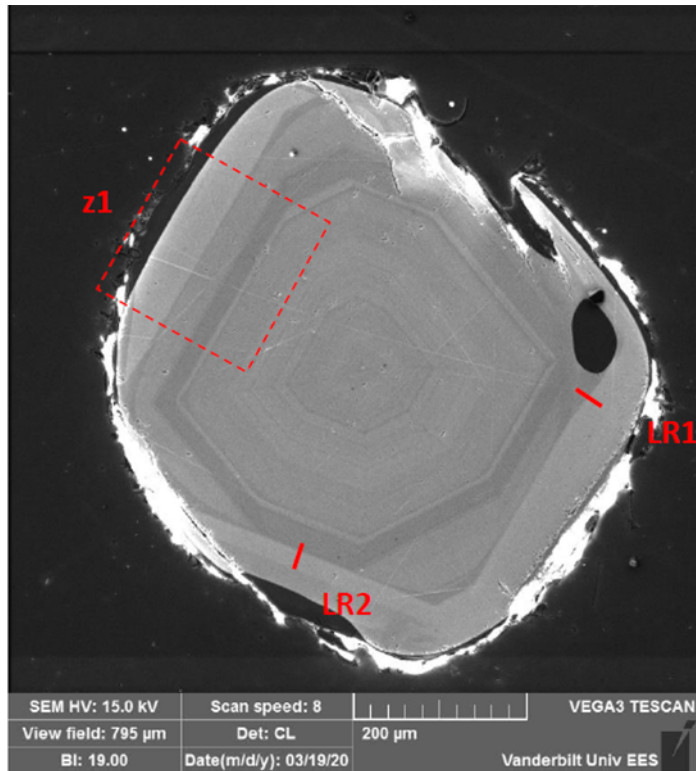


図 2.2-10 大隅降下軽石の石英斑晶の累帯構造。赤で示した範囲 (LR1) の拡散プロファイルから、マグマ滞留時間を見積もった。

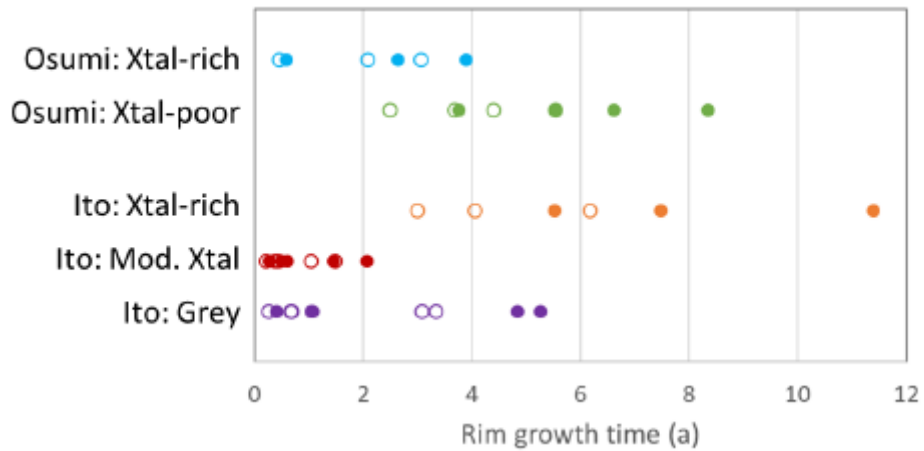


図 2.2-11 大隅降下軽石・入戸火砕流軽石中の石英斑晶の累帯構造にみられる拡散組織から計算された、最外縁リムの形成から噴火までの時間（年）。大部分の石英斑晶の最外縁リムの成長時間は10年未満である。

参考文献

- Di Genova, D., Sicola, S., Romano, C., Vona, A., Fanara, S., and Spina, L. (2017) Effect of iron and nanolites on Raman spectra of volcanic glasses: A reassessment of existing strategies to estimate the water content. *Chemical Geology* 475, 76-86.
- Gualda GAR, Ghiorso MS, Lemons RV, Carley TL (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J Petrol* 53: 875-890
- Liu, Y., Zhang, Y., Behrens, H. (2005) Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H₂O–CO₂ solubility in rhyolitic melts. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 143, 219-235.

2.3 阿蘇カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

阿蘇カルデラでは、12万年前の阿蘇3火砕流噴火および約9万年前の阿蘇4火砕流噴火に至った噴火準備過程について、阿蘇3と阿蘇4の間の噴出物(阿蘇3-4間テフラ)等を対象に斑晶鉱物およびそれらに含まれるガラス包有物の組成を用いて、熱力学的平衡条件の検討を行い、阿蘇のマグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等およびその活動推移に沿った時間変化を解析する。今年度は(1)阿蘇カルデラの大規模火砕流噴火に至る準備過程に関するこれまでの研究成果のとりまとめ、(2)阿蘇の噴出物の中で最新の珪長質噴火 ACP1 の追加分析、(3)NanoSIMS 分析条件の改良を行なった。(1)では、現在の阿蘇中岳火山で観察されるような脱ガス活動によって生じた「脱ガス玄武岩」の生産メカニズムと、これが過去に阿蘇カルデラの大規模火砕流噴火をひきおこした「珪長質マグマ」の原材料になった可能性について論点の整理ができた。(2)の結果、最新の珪長質噴火 ACP1 においても、この珪長質メルトの原材料は脱ガス玄武岩である可能性が示された。(3)の結果、局所分析の空間解像度が向上し分析時間も短縮された。

【調査・研究成果】

(1) 阿蘇カルデラの噴火準備過程

大規模火砕流噴火をひきおこすカルデラ火山に現在蓄積されている流紋岩質マグマの量と、長期的な流紋岩質マグマの生成プロセスを理解するには、カルデラ火山のマグマ供給系を駆動している玄武岩質マグマに関する知識が必要不可欠である。先行研究の多くはマントルから供給される玄武岩質マグマの注入量とその組成に着目してきた(図 2.3-1 (a))。しかしながら玄武岩質マグマは上下に長いマグマ供給系の最下部層に注入されるため、その量の見積りは困難である。本研究では噴出したマグマの量、火山ガス放出量、そして岩石学的解析を組み合わせることによって、珪長質マグマ生成に必要な玄武岩質マグマの量を推定した。すなわち、マグマ供給系の最下部層に注入された玄武岩質マグマが上へ移動しながら分化するのではなく、揮発成分に富み比重の小さな玄武岩質マグマが火口直下の浅所まで上昇後、比重の大きな脱ガス玄武岩が地下 12km で結晶分化(と再熔融)することにより、流紋岩質マグマを生成するとともに、マグマ供給系に熱を供給したとする作業仮説モデルを、阿蘇カルデラに適用してみた(図 2.3-1 (b))。このモデルが成立し得るかの論点は、以下の様に整理される。

- 阿蘇カルデラでは水に富む玄武岩質マグマと(図 2.3-3 (a)-o1), 水に乏しい玄武岩質マグマ(図 2.3-3 (a)-2014sc)の両方が存在する。
- 水に乏しい玄武岩質マグマはソレイト系列あるいは高カリウムマグマとして分化し、水に富む玄武岩質マグマはカルクアルカリ系列あるいは中カリウムマグマとして分化することが、マグマの熱力学解析から予測された(図 2.3-2)。従って、阿蘇火山でソレイトとカルクアルカリ系列が共存する理由は、水に乏しい玄武岩質マグマと水に富む玄武岩質マグマが共存するためと解釈可能である。
- 水に乏しい玄武岩質マグマは、水に富む玄武岩質マグマが浅所で(長期間にわたり)脱ガスすることによって生じる可能性がある(図 2.3-4)。

- 阿蘇カルデラ噴出物の斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量の分析結果は、水に乏しい玄武岩質マグマが流紋岩質マグマに分化する間、マグマは水に不飽和であったが、噴火の前になって流紋岩質マグマは部分的に水に飽和したことを示すと解釈できる(図 2.3-3).
- 阿蘇 4 火砕流噴火の直前に、水に富みカリウムに乏しい玄武岩質マグマが注入されたことが、斑晶ガラス包有物の分析によって示された(図 2.3-5). このマグマが珪長質マグマ(とマッシュ)に熱と揮発成分を与え混和することによって阿蘇 4 火砕流噴火が開始した可能性がある.
- 斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量の分布は、阿蘇のマグマ供給系は地下 12km あるいは更に深い可能性を示す(図 2.3-3). 阿蘇 1 火砕流, 阿蘇 4 火砕流, そして草千里浜軽石の石基ガラスの含水量の分布は、これらのマグマ供給系の頂部の深さが約 8km であることを示す(図 2.3-6).
- 阿蘇 4 火砕流噴火で放出された珪長質マグマを生産するためには、これが全て脱ガス玄武岩由来と仮定すると、その量は現在の中岳火山で観測される脱ガス活動が阿蘇 4/3 間の 3 万 4 千年継続しなければならない. ただし、その事実は確認できておらず、この要件は作業仮説である.

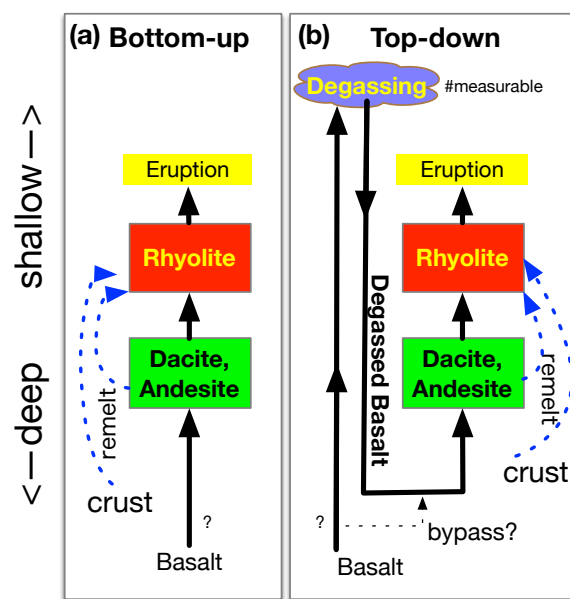


図 2.3-1 カルデラ火山の珪長質マグマの起源の概念図. 本研究では、流紋岩質マグマの起源に関する新しい作業仮説を提案した. (a): 従来の考え方では、マンテルで生成された玄武岩マグマは地殻内で結晶化するか、周囲の地殻を部分的に溶かして珪長質メルトを生成する. (b): 新しいアイデアでは、揮発成分に富む玄武岩マグマが地表近くで脱ガスし、結晶分別あるいは周囲の地殻を溶融して珪長質メルトを生成する前に、地下深くに戻るプロセスが含まれている. このアイデアでは、火山ガスフラックスと揮発性濃度の組み合わせにより、脱ガスされた玄武岩の量を推定することができる.

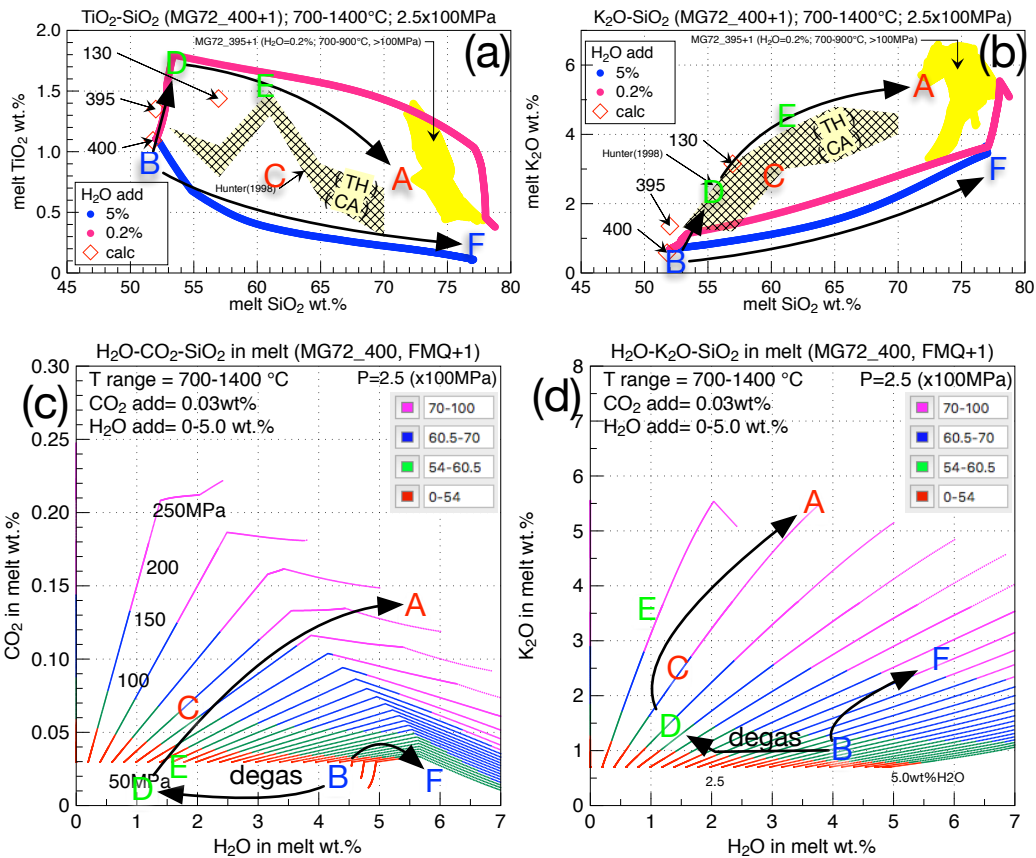


図 2.3-2 Rhyolite-MELTS によるメルトの組成進化. (a) : TiO₂. (b) : K₂O. (c) : H₂O v.s. CO₂. (d) : H₂O v.s. K₂O. 観測された斑晶ガラス包有物の組成を「A」～「F」に分類(図 2.3-5 参照)したうえで、それらの代表的な組成を示した. 番号ラベルのついた赤い菱形は (calc), Rhyolite-MELTS(Gualda et al, 2012)に使用された組成を示している. 番号 130 は, Aso-4A (分析 ID MG73 09 130) のかんらん石斑晶に付着したマトリックスガラス. 番号 395 および 400 は, YmS11 のかんらん石斑晶に含まれるメルトインクルージョン (それぞれ分析 ID MG72395 および MG72400). シリカバリエーションダイアグラム(図 2.3-2a, -2 b)中の青と赤の曲線は, Rhyolite-MELTS で計算された組成が「B(MG72-400)」で含水量がそれぞれ 5 および 0.2 重量%のマグマのメルト組成変化を示し, 黄色い領域は組成が「B」と「D」の間(MG73-09-130)で含水量が 0.2 重量%のマグマが圧力 >100MPa, 温度 700~800°Cの時のメルト組成を示す. 網掛けされた領域はカルクアルカリ(CA)側とソライト(TH)側を示すラベルと共に示した, Hunter (1998)による阿蘇の全岩化学組成である. Rhyolite-MELTS で計算された水に乏しいあるいは富むマグマの分化がそれぞれ TH と CA 側に対応する. Rhyolite-MELTS で計算された二酸化炭素, 水, カリウム量の変化(シリカ濃度毎に色分け表示; 図 2.3-2c, -2d)は, 「B」の脱水で「D」が生じ, 「D」から「E」, 「C」, およびカリウムに富み珪長質な「A」が生じること, また, 「B」が脱水せずに分化するとカリウムに乏しく珪長質な「F」が生じることを示す.

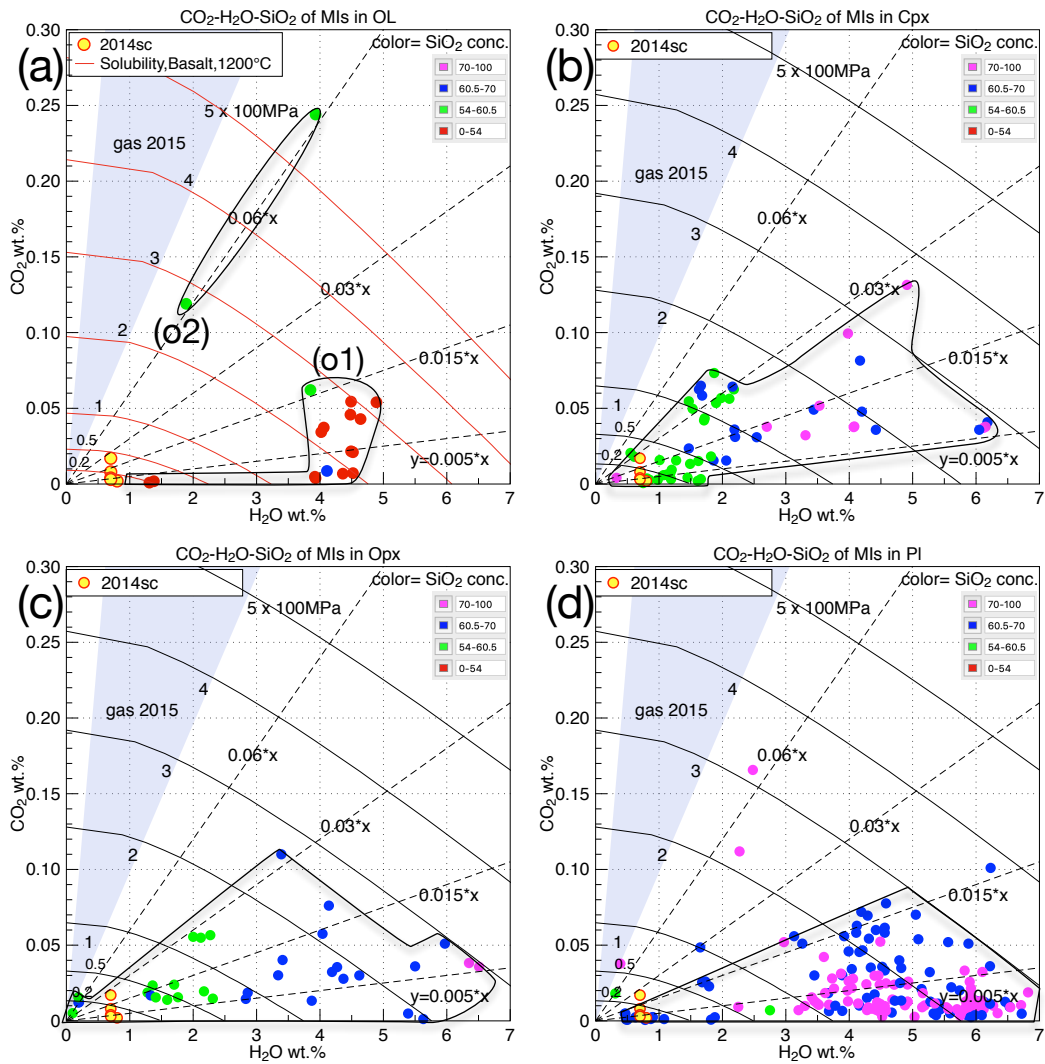


図 2.3-3 斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量(宿主斑晶とシリカ濃度別表示). Aso-1に先行する降下火砕物, Aso-1, Aso-4に先行する降下火砕物, Aso-4, 後カルデラ期で最も珪長質なマグマのひとつである草千里原降下軽石と, 最も苦鉄質なマグマのひとつである YmS11(〜18ka ; Miyabuchi, 2009), 阿蘇で最新の珪長質マグマである ACP1 がプロットされている. (a) : かんらん石中の斑晶ガラス包有物の CO₂ および H₂O 組成. (b) : 単斜輝石中の斑晶ガラス包有物. (c) : 斜方輝石中の斑晶ガラス包有物. (d) : 斜長石中の斑晶ガラス包有物. 円盤の色は斑晶ガラス包有物のシリカ組成を示す. マゼンタは 70-100 wt.%, 青は 60.5-70 wt.%, 緑は 54-60.5 wt.%, 赤は 0-54 wt.% SiO₂. 黒い影付きの閉じた線は, 測定値分布範囲のガイド. 破線は H₂O / CO₂ 比のガイドライン(0.015, 0.03, および 0.06 の値を示す). 細い赤い曲線は, VolatileCalc (Newman and Lowenstern, 2002) によって得られた玄武岩質メルトへの CO₂ と H₂O の溶解度であり, 圧力 20, 50, 100, 200, 300, 400, 500MPa を示している. 細い黒い曲線は, 流紋岩質メルトの溶解度データである.

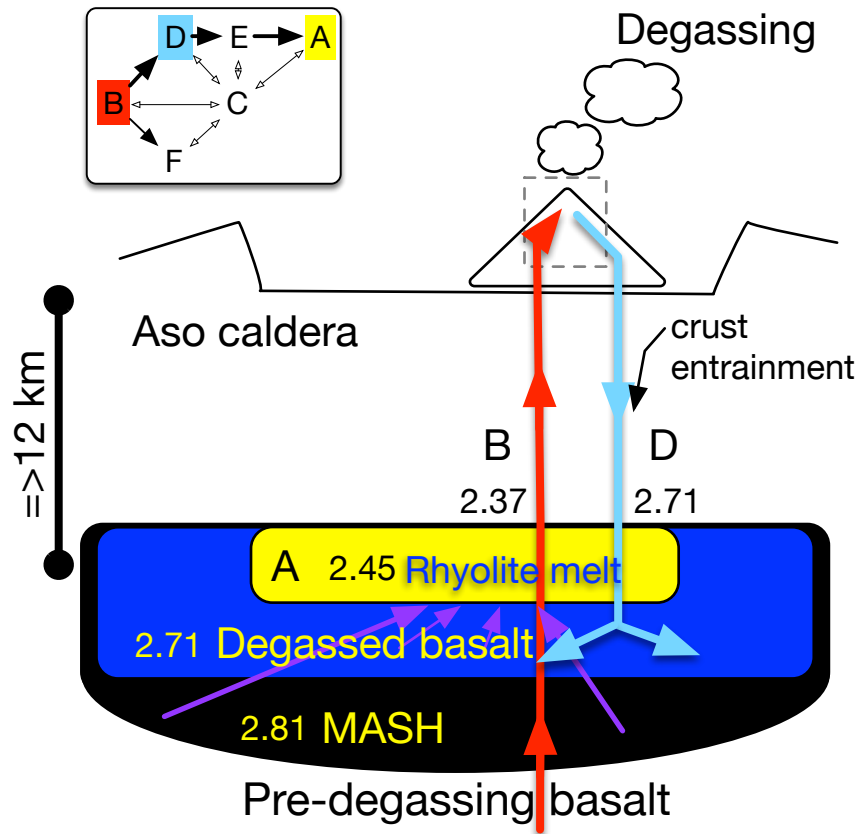


図 2.3-4 大規模火砕流噴火前における阿蘇カルデラ下のマグマ供給系作業仮説モデルの概略図。

「B」は、密度 2.37 g/cc の未脱ガス玄武岩質マグマ。「D」は、B から作られた密度 2.71 g/cc の脱ガス玄武岩質マグマ。「A」は、脱ガス玄武岩質マグマ D からの分化で生じた、密度 2.45 g/cc の流紋岩メルトを示す。MASH：融解，同化，貯蔵，均質化のゾーン (Hildreth and Moorbath, 1988)。挿入図は、残りのマグマグループ「F」, 「E」, 「C」の関係を説明している。すなわち (1) グループ B が進化してグループ F を生成し, (2) グループ B が脱ガスによってグループ D に変わり, (3) グループ A はグループ D からグループ E を経由して生じ, (4) グループ C は他のグループの混合物である。

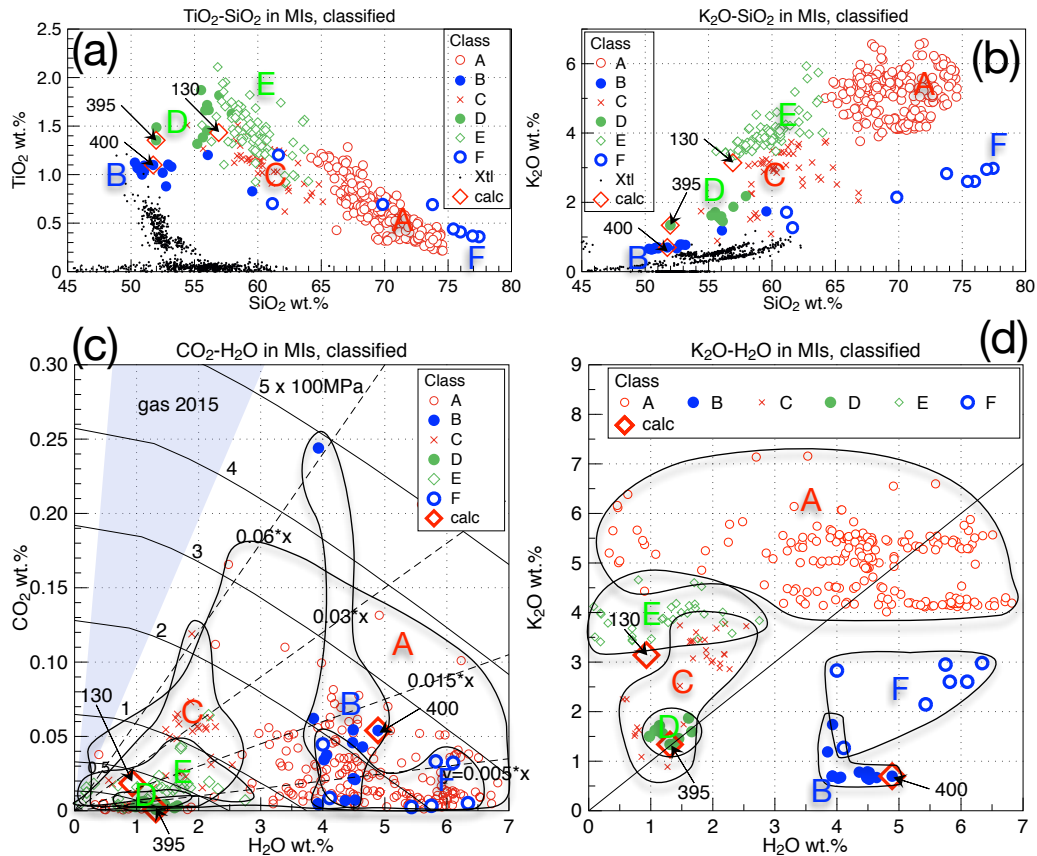


図 2.3-5 斑晶ガラス包有物の組成 (a) : TiO_2 . (b) : K_2O . (c) : H_2O v.s. CO_2 . (d) : H_2O v.s. K_2O . プロットされたデータは図 2.3-3 と同じである。斑晶ガラス包有物の分類は図 2.3-2 と同じである。白丸は「分類 A」で、流紋岩質で様々な含水量をもつ。青い円盤は「分類 B」で、玄武岩質で含水量と二酸化炭素濃度が高いことが特徴。赤の x は「分類 C」で、他の分類の中間的な組成を持つ。緑の円盤は「分類 D」で、玄武岩質で含水量と二酸化炭素濃度が少ない特徴をもつ。緑のひし形は「分類 E」で、 K_2O と TiO_2 が高く含水量が低い。青い白丸は「分類 F」で、中程度の K_2O 量をもつ。黒点 (Xtl) は斑晶の組成。番号ラベルのついた赤い菱形は (calc), Rhyolite-MELTS(Gualda et al, 2012)に使われた組成を示す。番号 130 は, Aso-4A (分析 ID MG73 09 130) のかんらん石斑晶に付着したマトリックスガラス。番号 395 および 400 は, YmS11 のかんらん石斑晶に含まれるメルトインクルージョン (それぞれ分析 ID MG72-395 および MG72-400)。

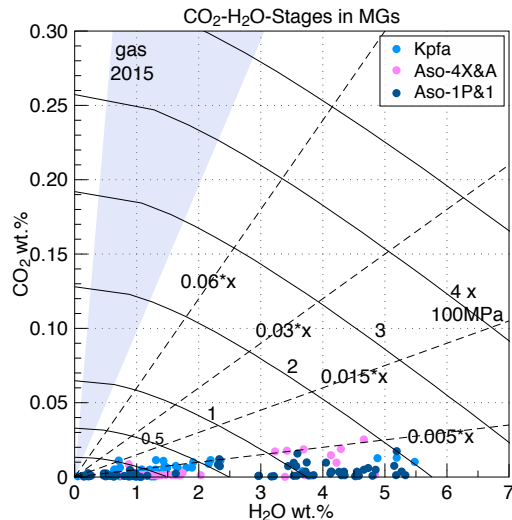


図 2.3-6 石基ガラスの二酸化炭素および含水量 (> 68 wt. %SiO₂). シアンの円盤は、後カルデラ記の噴出物の中で最も珪長質なマグマの 1 つである Kpfa を示している。マゼンタの円盤は、Aso-4X と Aso-4A のステージを示す。青い円盤は Aso-1 ステージを示す。背景とガイドラインは図 2.3-5 と同じである。

【今後の検討課題】

本研究では、阿蘇カルデラから放出された斑晶、石基ガラス、および斑晶ガラス包有物の二酸化炭素・含水量・主要化学組成分析値と熱力学解析にもとづいて、阿蘇の大規模カルデラ噴火をもたらした大量の珪長質マグマが生成した経緯とそれらが蓄積されていた深さを推定した。本研究が提唱したマグマ生成モデルでは、揮発成分に富む玄武岩マグマから火道内マグマ対流脱ガスによって大量に生じる脱ガス玄武岩質マグマから、大量の珪長質マグマが生成されるものと仮定した。すなわち、現在、阿蘇中岳火山で観測されているような玄武岩質マグマの脱ガス活動が数万年継続することによって多量の「水に乏しい玄武岩質マグマ(脱ガスマグマ)」が生じ、それが地下 12km 以深で結晶化した結果として、多量の珪長質マグマが生じるシナリオが想定される。この考え方は、従来のマグマ成因モデルと比べ、単位時間あたりに生じる珪長質マグマの材料(脱ガスマグマ)量が、地表付近の火山ガス観測から推定可能になったという点に特徴がある。

この「火道内マグマ対流脱ガスによる大規模珪長質マグマ成因モデル」は、現時点において、類似の先行研究が認められない。当該モデルの一般性、信憑性を向上させカルデラ火山の噴火活動予測に役立てるためには、以下の課題について十分に検証を行なう必要がある。(a)火道内マグマ対流脱ガスによる脱ガスマグマの生成は、他のカルデラ火山でも起こる一般的事象なのか、それとも阿蘇だけの特殊な事象なのか。(b)先行研究が提示した大規模カルデラ火山のマグマ供給系モデルに本研究の考え方を適用した場合、どのような問題がどのように解決されるのか。(c)脱ガス玄武岩の結晶化によって生じた特に珪長質マグマは、どのような経緯で噴火に至るのかを以下に検討する。

【(a) 火道内マグマ対流脱ガスの一般性】

非噴火時に大量の亜硫酸ガスが噴気口から放出される現象，すなわちマグマの放出なしに大量のマグマ揮発成分を放出する現象は複数の火山で観測されている．火山ガスをマグマから放出するためにはマグマを地表付近の低圧な場所に移動させる必要がある．放出されるガスの量は膨大であるから，ガス放出後のマグマ「脱ガスマグマ」が大量に生産されるはずである．大量の脱ガスマグマを大規模な地殻変動や噴火なしに実現するためのアイデアとして「火道内マグマ対流脱ガス」が Kazahaya et al., (1993, 1994)により，伊豆大島 1986 年噴火に観測された脱ガス量を説明するために提唱された．その後，以下の例のように鬼界カルデラの後カルデラ火山の流紋岩質マグマや，小型のカルデラを有する玄武岩質マグマの脱ガス活動の説明に利用された．風早・篠原(1994)は火道内マグマ対流脱ガスモデルを鬼界カルデラの後カルデラ火山である薩摩硫黄島で観測されている約 500ton/日の二酸化硫黄放出量の説明に応用し，海水準より上に存在するマグマヘッドに向けて上昇する密度 2.2-2.3 の未脱ガスマグマと，地下のマグマ溜りに向けて密度 2.4 の脱ガスマグマが同じ火道を降下するモデルを提唱した(図 2.3-7)．Kazahaya et al., (2002)は薩摩硫黄島で観測されている約 550ton/日の二酸化硫黄が，比較的二酸化硫黄に富む玄武岩マグマの火道内マグマ対流によって放出されているのではなく，地下に存在する玄武岩マグマの上に成層する流紋岩質マグマの対流によって生じている可能性を，岩石学的観測にもとづいて提案した(図 2.3-8)．Shinohara (2008)はマグマの飽和含水量の圧力依存性にもとづいて，火道内マグマ対流モデルが稼働している火道内のマグマの気泡量と密度に着目して，地表からおおよそ 2km 以浅においては泡沫あるいは気泡に富み密度が軽いマグマの中を気泡に乏しく密度が高いマグマの塊が落ち，おおよそ 2km 以深では密度約 2.6 の未脱ガスマグマと密度 2.7 程度の脱ガスマグマが対流することを示した(図 2.3-9)．Ushioda et al., (2018)は実験岩石学的に推定した三宅島の玄武岩質マグマ含水量が約 7000 年前の大船渡期大船渡期から約 4000 年前の坪田期にかけて低下した理由を，Kazahaya et al., (1994)の火道内マグマ対流による効率的なマグマ脱水によって説明した(図 2.3-10)．

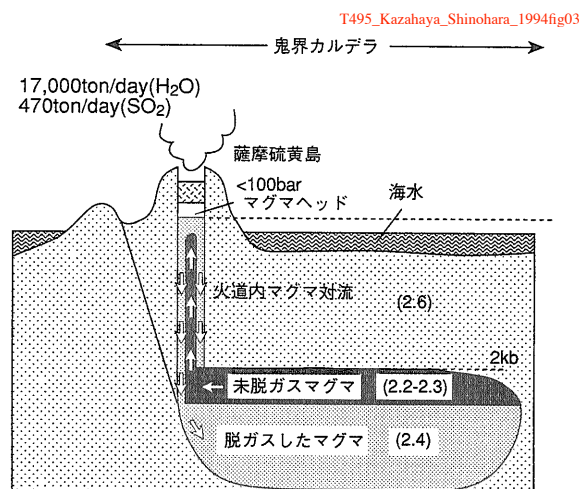


図 2.3-7 火道内マグマ対流脱ガスの例．薩摩硫黄島(Kazahaya and Shinohara, 1994)

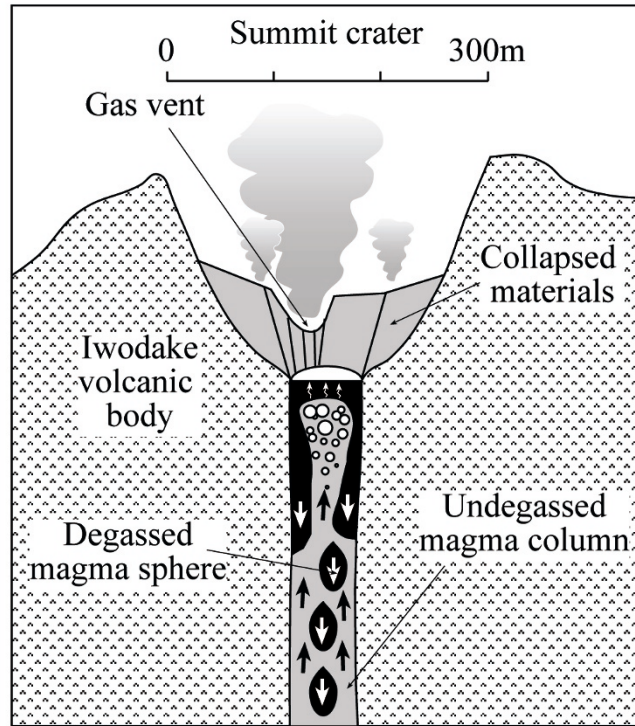


図 2.3-8 火道内マグマ対流脱ガスにおける火道頂部の脱ガスメカニズム。薩摩硫黄島(Kazahaya et al., 2002)

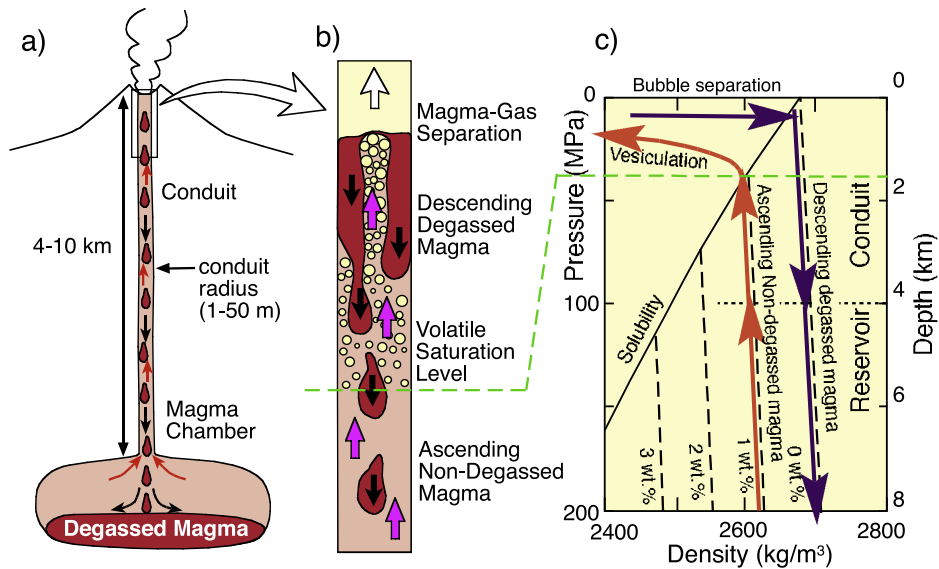


図 2.3-9 火道内マグマ対流脱ガスの駆動メカニズム。薩摩硫黄島(Shinohara, 2008).

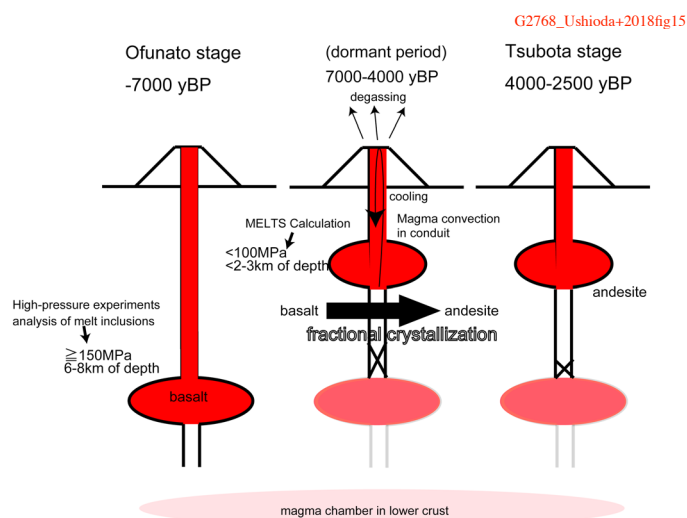


図 2.3-10 火道内マグマ対流脱ガスによる玄武岩マグマの脱ガス。地下 2-3km 以深に存在する玄武岩マグマが、火道内マグマ対流脱ガスによって脱水したと考えた(Ushioda et al., 2018)。

【(b)先行研究のマグマ供給系モデル】

阿蘇カルデラ地下の現在のマグマ供給系や、阿蘇 4 噴火をひきおこしたマグマ供給系に関して、深さや形状をについて言及した論文は多くない。本研究が提示した阿蘇のマグマ供給系モデルは深部から浅所にまたがるため、Kaneko et al., (2007)による阿蘇 4 の深度や、Abe et al., (2010, 2017)が見積った比較的深所の地震波速度異常域のとも矛盾せず、Saito et al., (2018)の比較的浅い飽和水蒸気圧や Hata et al., (2018)が示した中岳直下と深部を結ぶ低比抵抗領域とも矛盾しない。Kaneko et al., (2007)は、岩石学的な情報にもとづいて、阿蘇 4 火砕流噴火の直前～噴火中におけるマグマ溜りの状況を推定し、地下 3km よりも深い場所に苦鉄質マグマの上に厚さ 1km 以上の珪長質マグマが成層するマグマ溜りが存在し、噴火中にこれらが混合したマグマが生成したと考えた(図 2.3-11)。Saito et al., (2018)は、2014 年に阿蘇中岳から放出されたスコリアに含まれる斑晶ガラス包有物を分析し、二酸化炭素と水の飽和水蒸気圧が 18～118MPa と比較的低压・浅所(1-4km)であることを示した。Abe et al., (2010)は、地震波の解析結果にもとづいて、阿蘇カルデラの地下の S 波速度構造の空間分布を推定し、およそ 5km 程度の広がりをもつマグマ溜りが地下約 5km 程度に、15～20km 程度の広がりをもつ低速度領域が地下約 15km 程度に存在し、後者に向かって地下 25km 程度の深部から垂直に分布する低周波地震の領域が存在することを示した(図 2.3-12)。Abe et al., (2017)は、Abe et al., (2010)が示した深部の S 波低速度領域を 2 つに分離し、阿蘇中岳付近から北に向かって深度 10～15km 降下する LA 領域と、カルデラ中央西よりの深度 15～20km に分布する LB 領域が存在することを示した(図 2.3-13)。Hata et al., (2018)は、阿蘇カルデラ内およびその周辺で取得した MT 観測結果にもとづいて、阿蘇中岳から Abe et al., (2017)の LA 領域にむかって降下する縦長の低比抵抗領域が存在することを示した(図 2.3-14)。

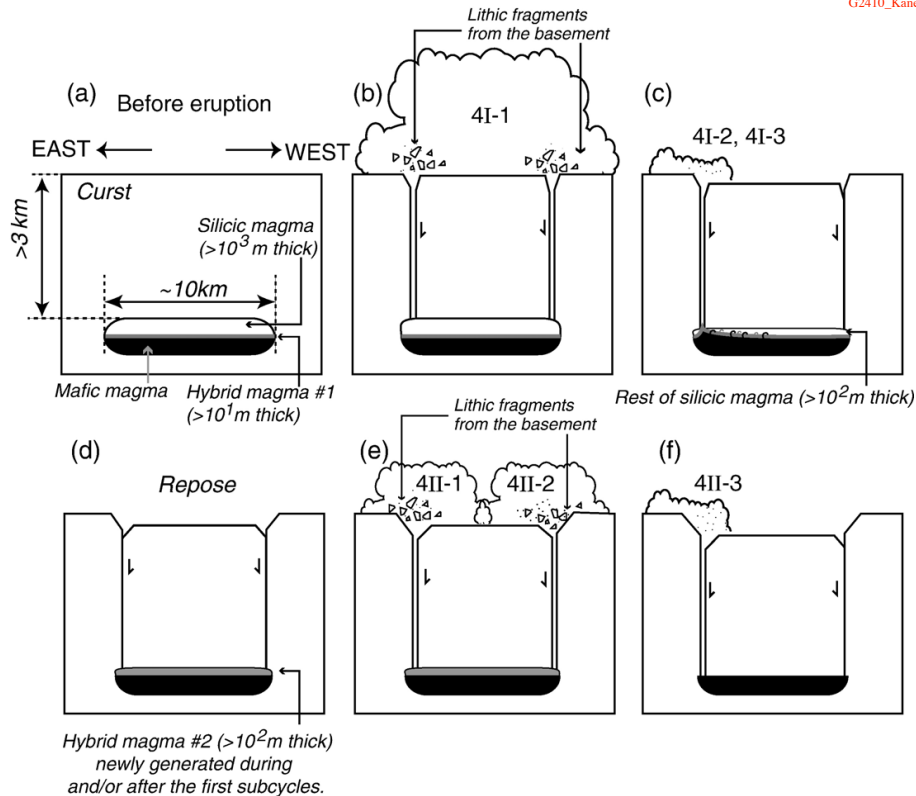


図 2.3-11 阿蘇 4 火砕流噴火をひきおこしたマグマ供給系. Kaneko et al., (2007)による.

本研究は阿蘇の珪長質マグマの供給系が少なくとも地下 12km より深部まで伸びていることを示した。斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量分析値のいくつかは 500MPa 程度の圧力を示していることから、マグマ供給系は深度 20km あるいはそれより深い所まで続いている可能性がある。先行研究でも、カルデラ火山のマグマ溜りは水平的に大規模な広がりを持つだけでなく、地殻の底部に到達するほど縦長だと考えられている。Hildreth (1981)が提唱した珪長質カルデラ火山のマグマ供給系は、地下数キロから地殻底部(例えば 30Km)に到達する規模である。マグマ供給系の底部にはマントルから供給された玄武岩質マグマが岩脈状に貫入し、地殻下部に溜った玄武岩質マグマが周囲の地殻を部分熔融させながら結晶化し、それによって生じた珪長質マグマが地殻上部に移動・蓄積している(図 2.3-15)。Hildreth (1981)のマグマ供給系モデルは、Lowenstern and Hurwitz (2008)によってイエローストーンカルデラに応用された。イエローストーンカルデラおよびその周辺の熱水系の調査結果にもとづいて、珪長質マグマ溜り(地下 5~10km 程度)の下には珪長質マグマの何倍もの量の玄武岩質マグマが貫入した領域が地下 20~40km に存在し、そこから二酸化炭素に富むマグマ性流体が放出されていると考えた(図 2.3-16)。Huang et al., (2015)はイエローストーン火山周辺の地震観測結果から推定された三次元 P 波速度構造にもとづいて、珪長質マグマを含む部分熔融帯が地下 5~20km 程度の上部地殻から下部地殻の上部にかけて存在し、その直下地下 20~50km 程度の下部地殻から地殻の底にかけて玄武岩質マグマを含む部分熔融帯が存在し、地下約 60km 以深には上昇するマントルの塊が存在すると解釈した(図 2.3-17)。de Silva (2008)はカルデラ火山で大規模噴火が発生する条件とし

て、地殻上部から下部にかけて広がるカルデラ火山のマグマ供給系の底部にマンテルから注入する玄武岩質マグマの単位時間あたりの量が重要であることを提案し、その流量が高まった状態を「Flare-up」と呼んだ(図 2.3-18). Yamamoto (2011)は会津地方で白河火砕流群を放出したカルデラ火山群の地質学的・岩石学的情報にもとづいて、マンテルから供給された玄武岩質マグマが地殻下部でマグマ溜りを形成し、その熱によって地殻が部分熔融することで生じた珪長質マグマがストーピングで地上に向けて移動することにより、広域的な地殻の隆起と、局所的なカルデラ陥没をひきおこしたとするモデルを提唱した(図 2.3-19). Baker et al., (2020)は複数のカルデラ火山が隣接するニュージーランドのタウポ火山地帯を対象に岩石学的、地球化学的研究を行ない、地殻上部から下部にかけて広がるカルデラ火山のマグマ供給系の底部に注入される玄武岩質マグマの組成が水平的に不均質であることを示し、その原因はカルデラの直下とカルデラ間とでマンテルから供給される熱の量が異なることによって生じる部分熔融度の違いであると考えた(図 2.3-20).

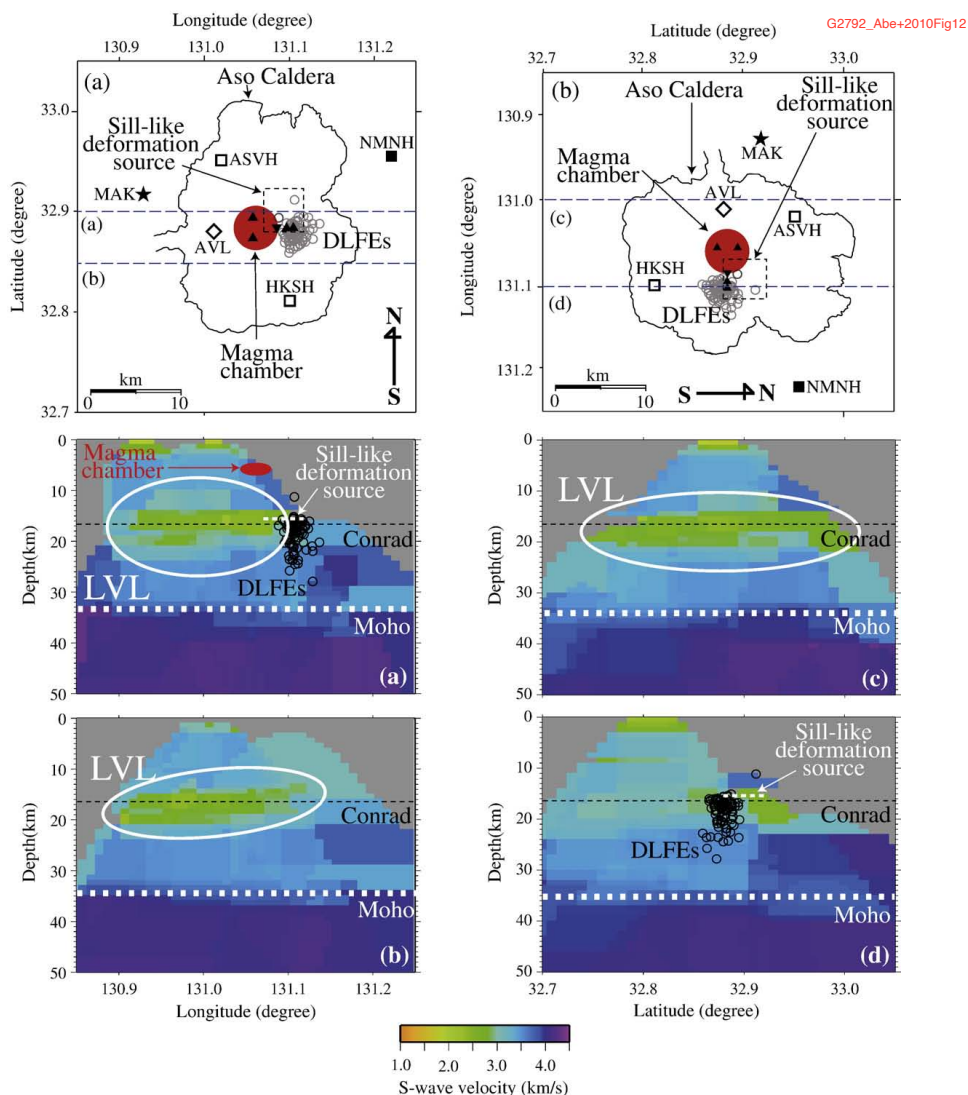


図 2.3-12 阿蘇カルデラの深部地震波速度構造。 レシーバー関数を用いて地下 15~20km に水平方向に 20km 程度の広がりをもつ低速度領域を見出した(Abe et al., 2010).

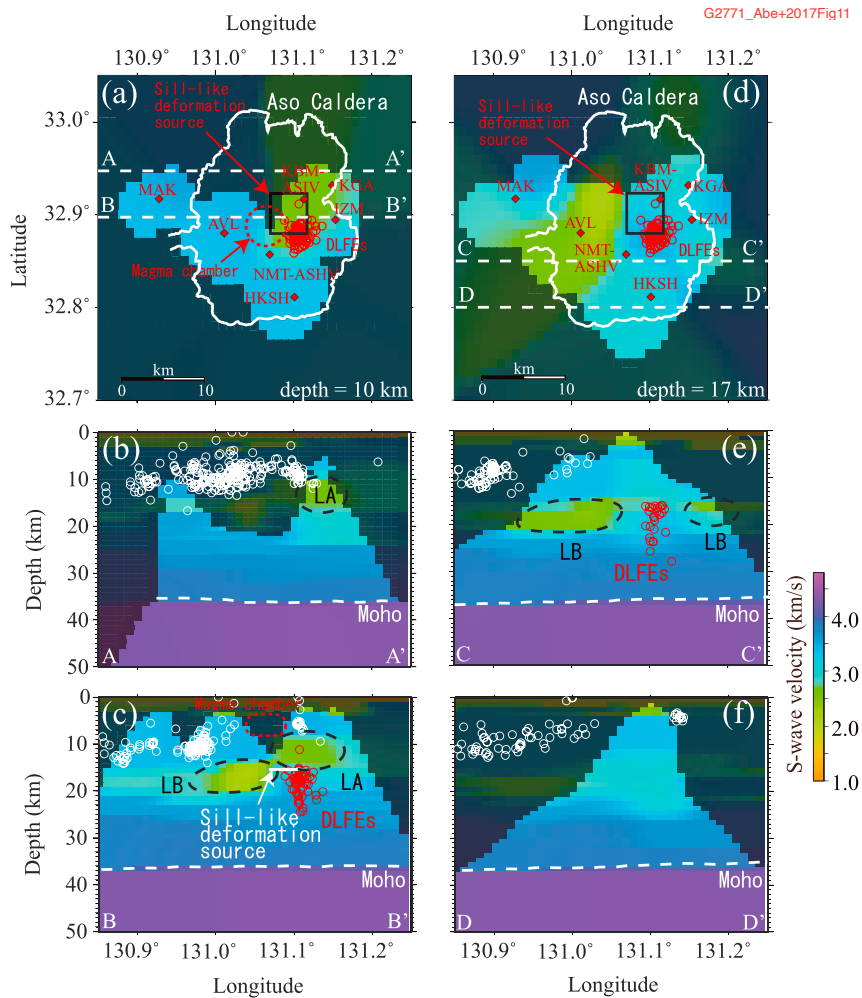


図 2.3-13 阿蘇カルデラの深部地震波速度構造。レシーバー関数を用いて地下 10~20km に 2 つの低速度領域 LA, LB を見出した(Abe et al., 2017)。これらの異常域の上端深度は、深部低周波地震の震源の上端とほぼ同じである。

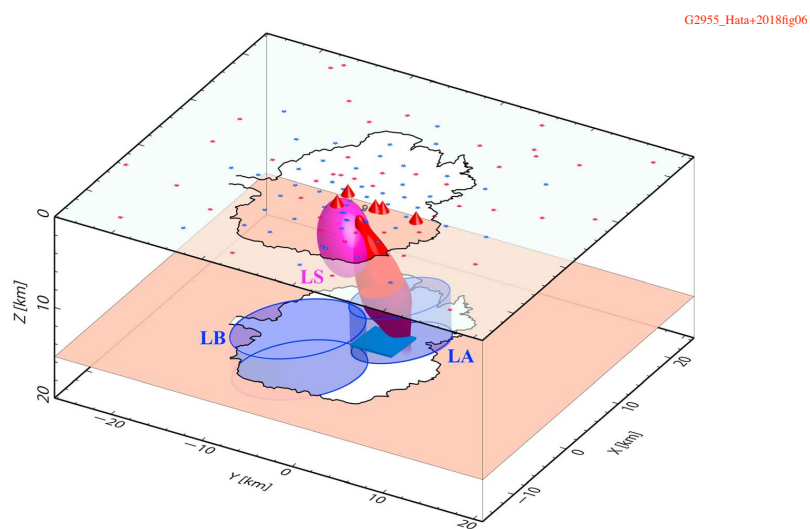


図 2.3-14 阿蘇カルデラ地下の 3 次元比抵抗構造。Abe et al., (2017) の地震波低速度領域 LA から中岳の直下に向けて伸びる低比抵抗領域が検出された(Hata et al., 2018)。

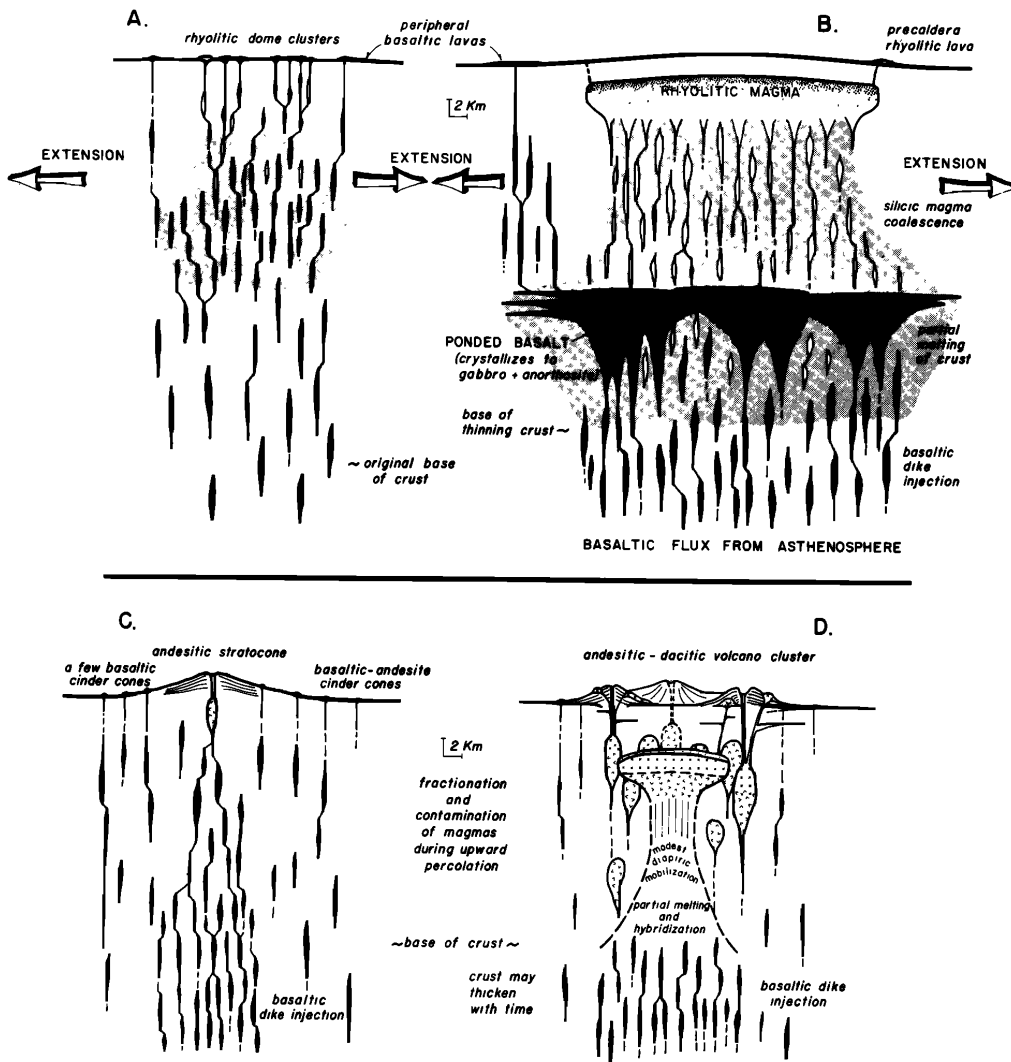


図 2.3-15 縦に長いマグマ供給系. Hildreth (1981)が提唱した珪長質カルデラ火山のマグマ供給系は、地下数キロから地殻底部(例えば 30Km)に到達する規模である。

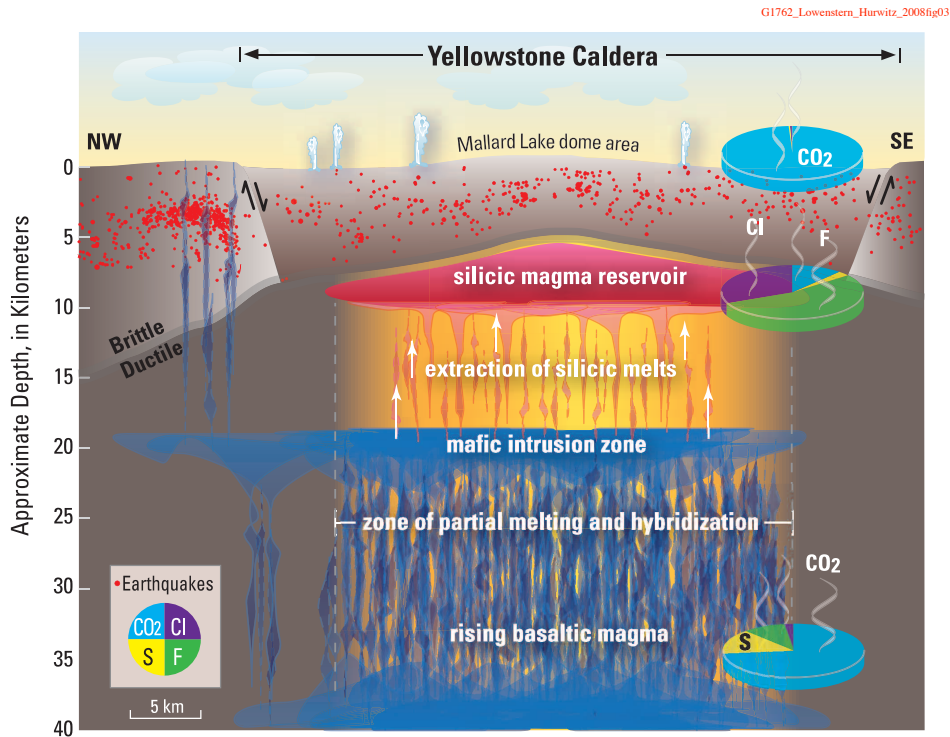


図 2.3-16 縦に長いマグマ供給系. 米国の巨大カルデラ火山, イエローストーンカルデラの珪長質マグマ供給系は地下 20~40km に貫入した玄武岩質マグマから熱と火山性流体を受けている (Lowenstern and Hurwitz, 2008)

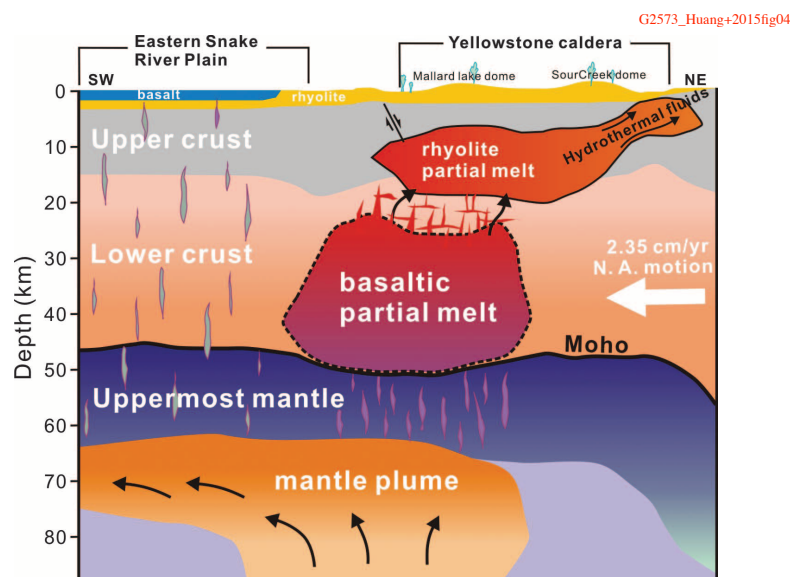


図 2.3-17 縦に長いマグマ供給系. 米国の巨大カルデラ火山, イエローストーンカルデラの珪長質マグマ供給系は地下 60km 付近を頂部とするマンテルからの湧昇流によって発生した玄武岩マグマが地下 20~50km に溜りをつくり, その熱と火山性流体を受けて珪長質マグマが生じたと考えられた (Huang et al., 2015)

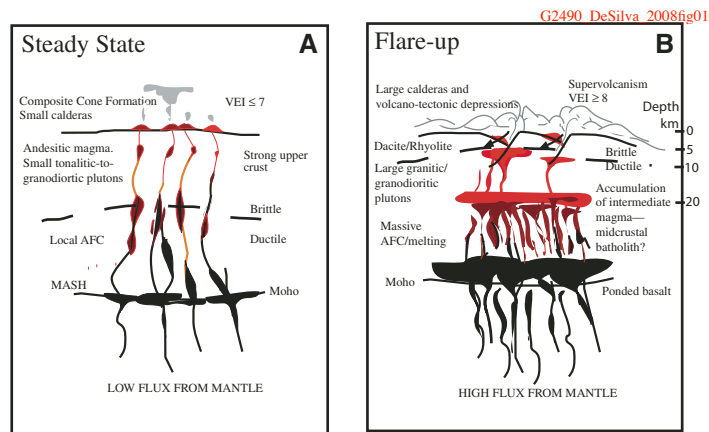


図 2.3-18 カルデラ火山の活発度に対するマンタルの重要性. カルデラ火山のマグマ供給系を駆動しているのはマンタルから供給される玄武岩質マグマであり, 大規模火砕流噴火は玄武岩マグマの供給率が高い時期に発生すると考えた(de Silva, 2008).

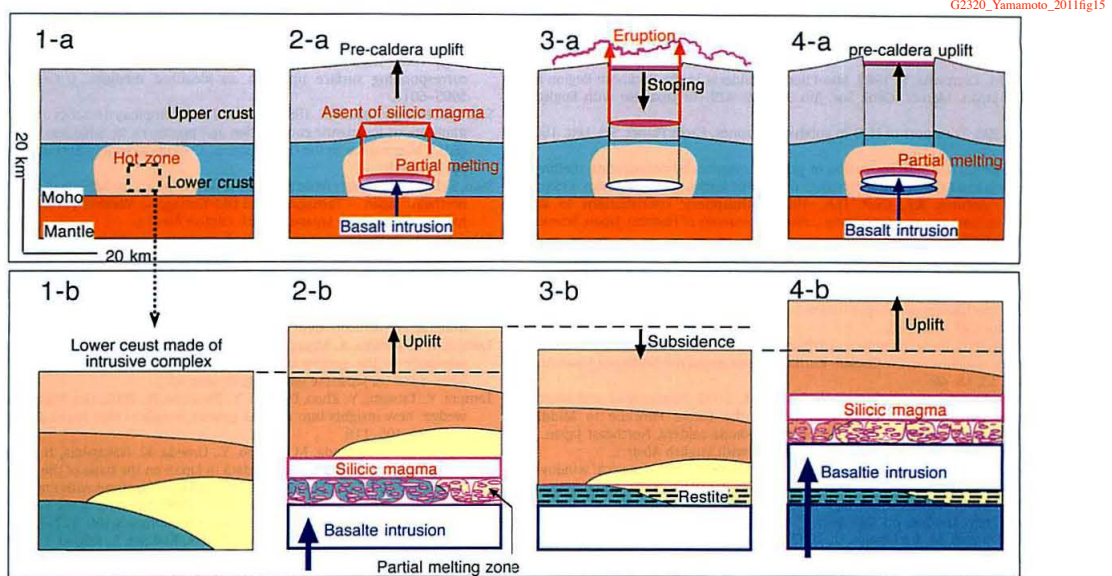


図 2.3-19 縦に長いマグマ供給系. 会津地方で白河火砕流群を噴出したカルデラ火山群は, マンタルから供給された玄武岩質マグマが地殻下部でマグマ溜りを形成し, その熱によって地殻が部分熔融することで生じた珪長質マグマがストーピングで地上に向けて移動することにより生じたとされる(Yamamoto, 2011).

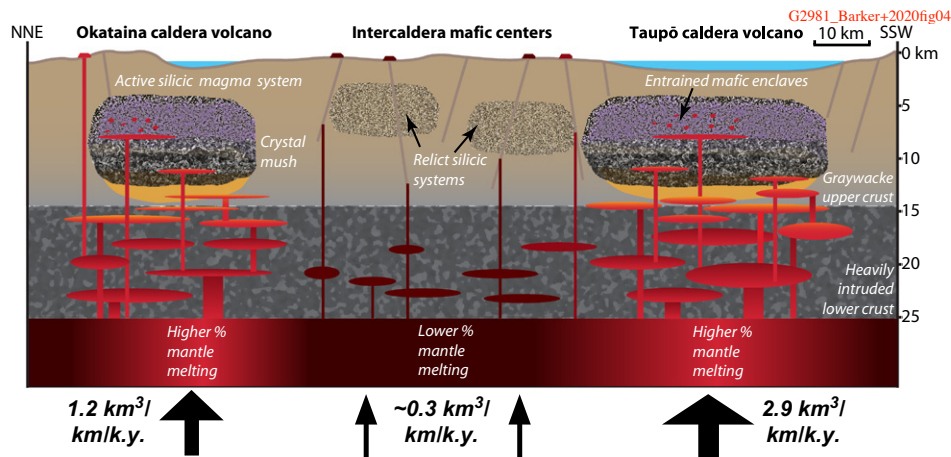


図 2.3-20 カルデラ火山の活発度に対するマンツルの重要性. ニュージーランドのタウポ火山地帯に存在するカルデラ火山では, マンツルからマグマ供給系の底部に注入される玄武岩質マグマの供給率が不均質であり, 供給率の高い場所にカルデラが形成されると考えた(Baker et al., 2020).

【(c)マッシュの中に生じた珪長質マグマの噴火プロセス】

「火道内マグマ対流脱ガスによる大規模珪長質マグマ成因モデル」では, 地下 12km 以深で脱ガス玄武岩マグマが結晶化した結果多量の珪長質マグマが生じると仮定している. 従って, この珪長質マグマは, 固化しつつあるマッシュ状玄武岩質マグマの結晶粒間に分散して存在していると思われる. そのようなマグマは結晶同士がかみ合うため流動性を失った「マッシュ」と呼ばれており, そのままでは噴火できない. マッシュに含まれるマグマが噴火するには, 粒間の珪長質メルトが絞り出されて一塊の大きなマグマ溜りとなるか, あるいはマッシュが熱や融点降下剤の添加によって部分熔融することで再流動化するか, あるいはマッシュが破碎して固液混相流として流動する, などのプロセスが考えられる. したがって, 将来のカルデラ火山噴火の規模を推定するためには, マッシュの再流動化等に関する知見を更に充実させる必要がある. Hildreth (2004) は米国ロングバレーカルデラに関連する複数の噴出物を対象に行なった地質学的・岩石学的情報にもとづいて, マグマ供給系内部のマグマ結晶量の空間分布を推定した. Hildreth (1981)のマグマ供給系モデルでは流動的なマグマが表現されていたのに対し, Hildreth (2004)ではマグマ供給系のかなりの部分は結晶量が高く流動性を失ったマッシュであり, 流動性のあるマグマはマッシュの内部の一部を占めるにすぎない(図 2.3-21). Bachmann and Bergantz (2008)は地殻内に貫入したマグマの物性が時間とともに変化するかの概念を, マグマの結晶度に注目して示した(図 2.3-22). それによると結晶度が 45 体積%以下のマグマは流動できるため, 対流運動による流れの中で結晶を懸濁させている. 結晶度が 45~60 体積%のマグマは流動できないため対流運動を停止しているが, 結晶間の隙間が比較的広いいため粒間のメルトは浸透流となって移動集積できる. 結晶度が 60 体積%以上のマグマは流動出来ないうえに結晶間隔が密であるため粒間のメルトを浸透流で移動集積することもできない. 金子・他(2006)によれば地殻に貫入した高温苦鉄質マグマが周囲の地殻を融解するとマグマは潜熱を失うため急速に冷却され, マグマが流動的にふるまえる時間は 10~100 年程度と比較的短い(図 2.3-23). Miller and Wark (2008)は巨大噴火を

ひきおこすマグマが、マントルから供給される玄武岩質マグマが地殻上部から下部にかけて広がる、マッシュ状態のマグマ供給系の最上部に集積した流紋岩質マグマ溜りによってひきおこされると説明した(図 2.3-24)。 Bachmann and Bergantz (2008b)は中央海嶺の玄武岩質火山と大陸地域の珪長質カルデラ火山の深部構造を比較し、地殻が薄い中央海嶺において玄武岩質マグマは深さ 1~3km 程度の浅所にマグマ溜りを形成するのに対し、地殻が厚い大陸地域において玄武岩質マグマは深さ 30km 程度の地殻底部に貫入後、深度 25~15km の地殻下部~中部、深度 15~5km 程度の上部地殻に、主にマッシュとして蓄積され、マッシュの中に存在する流動的なマグマの組成は深度が浅いほど珪長質になるという考えを提案した(図 2.3-25)。

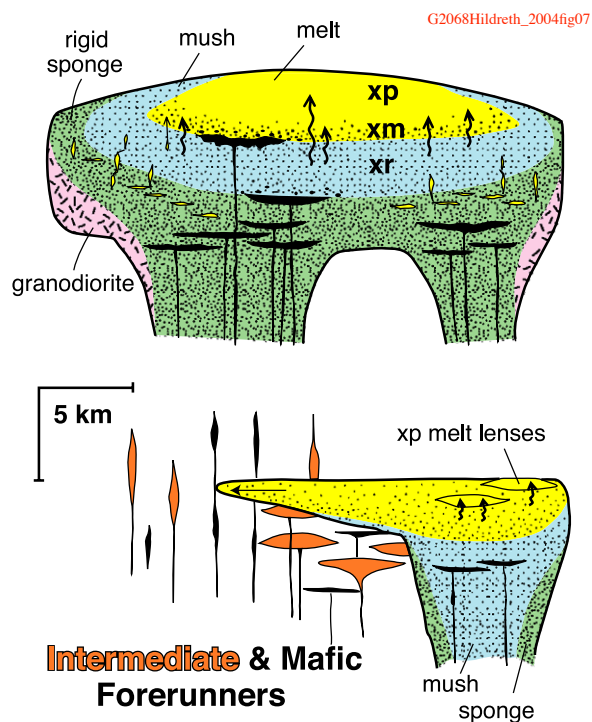


図 2.3-21 マッシュの中に生じる珪長質マグマ。 Hildreth (2004)は、 マグマ供給系のかなりの部分は結晶量が高く流動性を失ったマッシュであり、流動性のあるマグマはマッシュの内部の一部を占めるにすぎないと考えた。

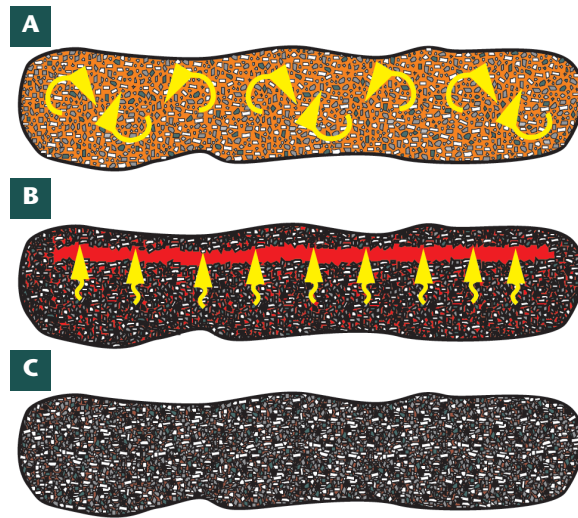


図 2.3-22 流動的なマグマからマッシュへの変化. 地殻内に貫入したマグマの物性が結晶化によって時間とともに変化し、マッシュになる概念(Bachmann and Bergantz, 2008)

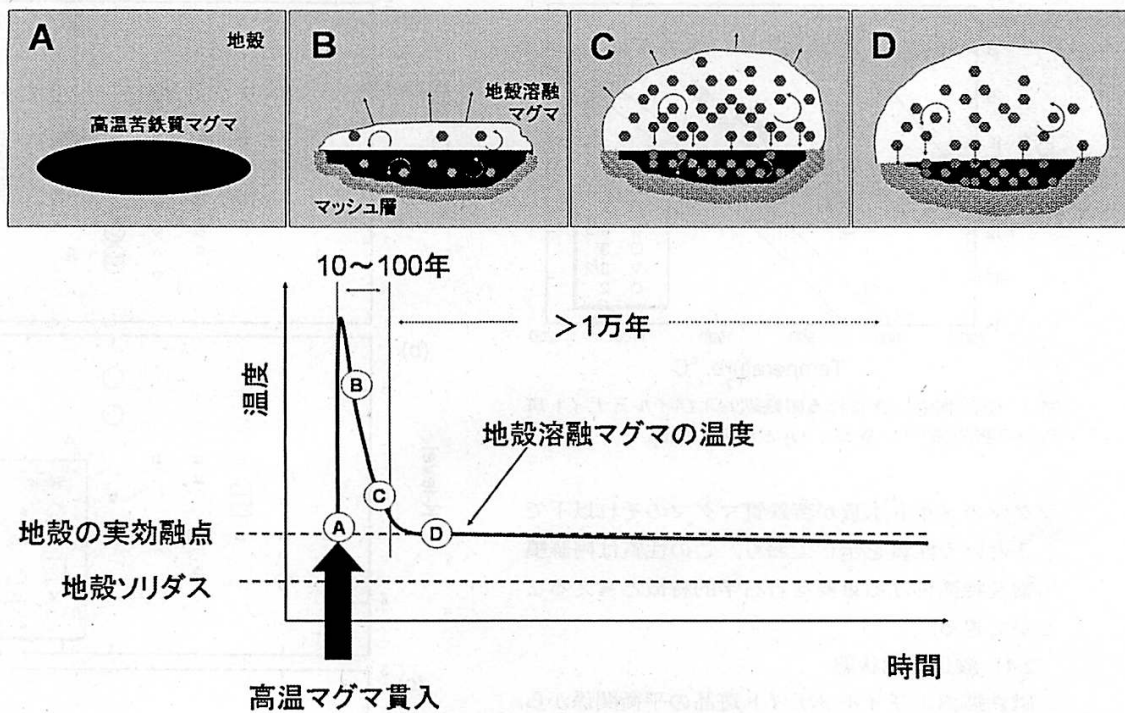


図 2.3-23 マグマが流動的でいられる時間は 10~100 年程度. 地殻に貫入した高温苦鉄質マグマが周囲の地殻を融解するとマグマは潜熱を失うため急速に冷却され、マグマが流動的にふるまえる時間は 10~100 年程度と比較的短い(金子・他, 2006).

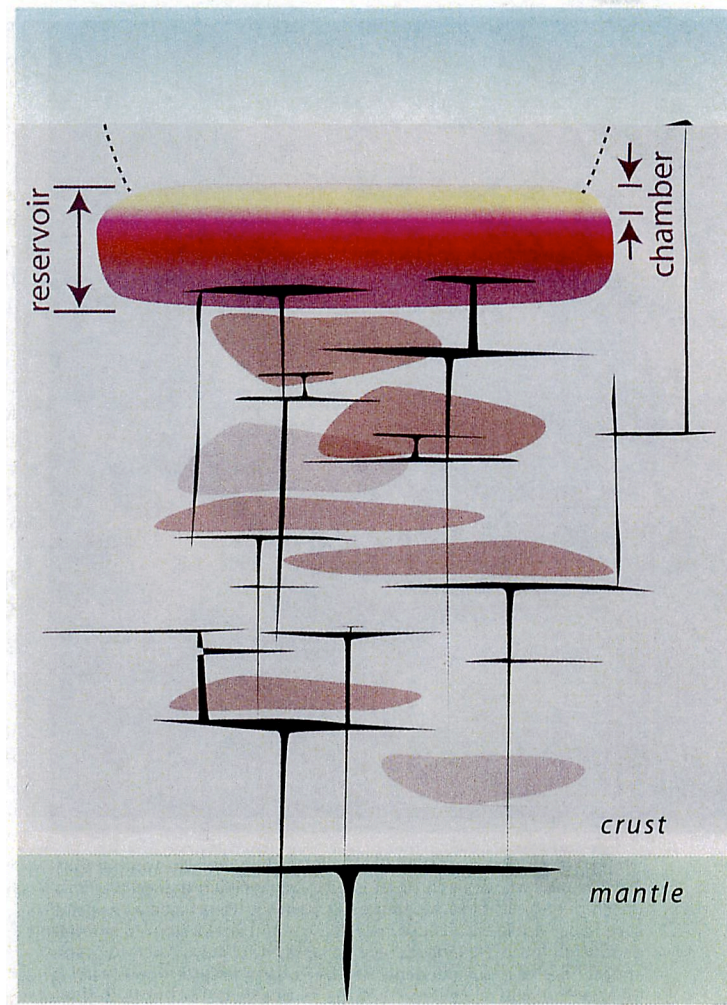


図 2.3-24 マッシュを主体として構成される縦長のマグマ供給系. 巨大噴火は、マントル地殻上部にかけて広がるマッシュ状態のマグマ供給系の最上部に集積した流紋岩質マグマ溜りによって引き起こされると説明した(Miller and Wark, 2008).

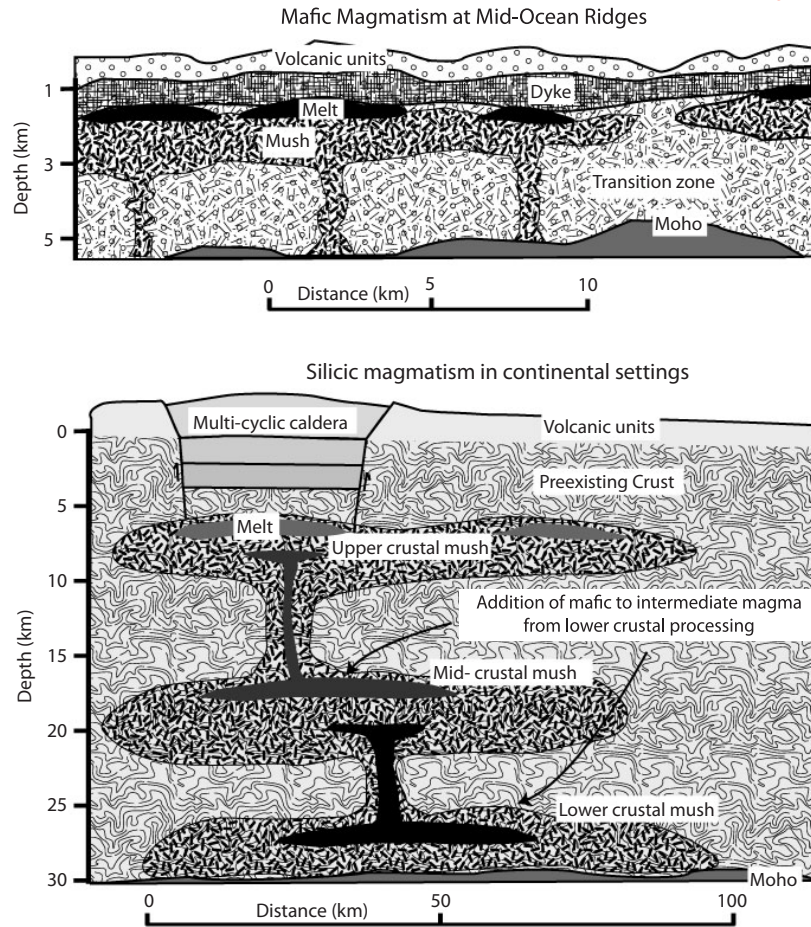


図 2.3-25 縦長のマグマ供給系に大規模な珪長質マグマ溜りが形成。中央海嶺に比べて地殻が厚い大陸地域においては、玄武岩質マグマは深さ 30km 程度の地殻底部に貫入後、深度 25~15km の地殻下部~中部、深度 15~5km 程度の上部地殻に、主にマッシュとして蓄積され、マッシュの中に存在する流動的なマグマの組成は深度が浅いほど珪長質になるという考えを提案した(Bachmann and Bergantz, 2008b).

マッシュは流動性を失っているため自力では噴火できない。しかしながらマッシュに相当する結晶度のマグマが噴火した事例は複数存在する。Takeuchi and Nakamura (2011)は 1929 年の北海道駒ヶ岳噴火でマッシュに相当する結晶度の白色軽石マが噴出した理由を、岩石学的観察結果にもとづいて説明した。白色軽石はマッシュとして存在しており、それ自体は流動できない。噴火に先行して深部から苦鉄質マグマがマッシュに注入・混合して比較的少量だが流動的な安山岩質マグマが生成した。噴火の初期にこの安山岩質マグマが灰色軽石として噴出し、流動性の低いマグマが移動するのに十分な幅の通路を形成した。その通路を通してマッシュが白色軽石として噴出した(図 2.3-26)。Huber et al., (2012)は San Juan 火山地域でみられた対照的な 2 つの巨大噴火の例をとり、噴火に先立って貫入した高温苦鉄質マグマがマッシュとどのように相互作用するかによって、噴出するマグマの性質や噴火の規模が大きく変化するという考えを示した(図 2.3-27)。San Juan 火山地域の Carpenter Ridge Tuff は噴出量が約 1000 立方 km で斑晶量が 5

体積%以下と少ないことが特徴である。これに対して、同じ地域で 500 千年後に噴出した Fish Canyon Tuff は噴出量が約 5000 と大きく結晶度が 45 体積%と高いことが特徴である。Huber et al., (2012)は前者を、貫入した苦鉄質マグマがマッシュの上部に定置したため部分溶融によって生じた低密度な珪長質マグマが密度成層したと考えた。これに対して、後者を、貫入した苦鉄質マグマがマッシュの底部に定置したため部分溶融によって生じた低密度な珪長質マグマが密度不安定となって上昇しながらマッシュを攪拌し、マッシュ全体が再流動化したと考えた。Bergantz et al., (2015)は数値計算モデル解析にもとづいて、マッシュの底部に流動性に富む苦鉄質マグマが貫入した際に、上部のマッシュがどのように攪拌されるかを調べた。それによると苦鉄質マグマの貫入によってマッシュには断層に囲まれた領域が形成され、その領域内のマッシュは複数の断片となった。苦鉄質マグマの注入が継続するとその領域は渦状に攪拌された(図 2.3-28)。Miyagi et al., (2017)は山形県の肘折カルデラの噴出物から得られた岩石学的情報と熱力学解析にもとづき、噴火前の肘折デイサイトは結晶量 53~57 重量%のマッシュであったが、マグマ溜りの深度が地下 2~4km と浅いためマグマ水の約 5~8 割が 10~30 体積%の気泡として析出したために結晶の体積分率が低下して動けるようになり噴火したのだと考えた。

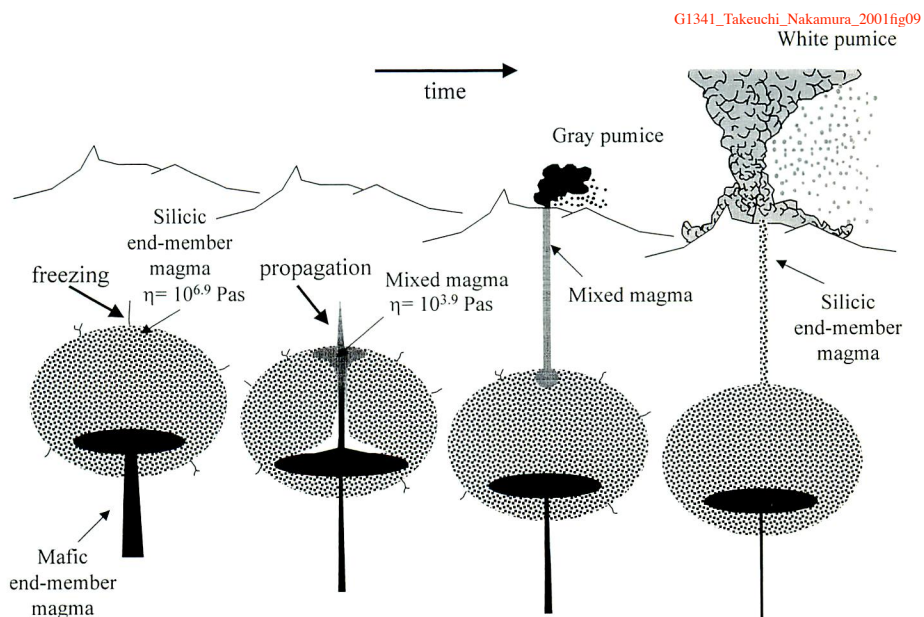


図 2.3-26 先行する低粘性マグマによりマッシュが噴火する。1929 年の北海道駒ヶ岳噴火で噴出した白色軽石の結晶度は、マッシュに相当する。そのようなマグマが噴火できた理由は、噴火に先行して深部から注入した苦鉄質マグマによって生じた少量の流動的な安山岩質マグマが通路を生成したためだと考えた(Takeuchi and Nakamura, 2011)。

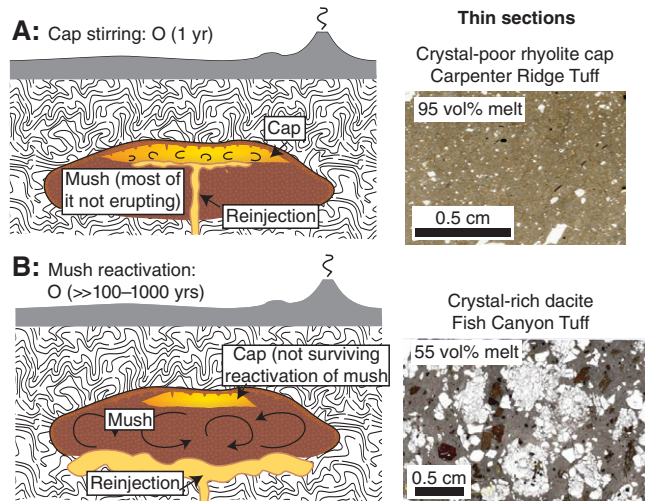


図 2.3-27 マッシュの再流動化のバリエーション. San Juan 火山地域では、噴火に先立って貫入した高温苦鉄質マグマとマッシュとどのように相互作用するかによって、噴出したマグマの性質や噴火の規模が大きく変化したと考えられている(Huber et al., (2012)).

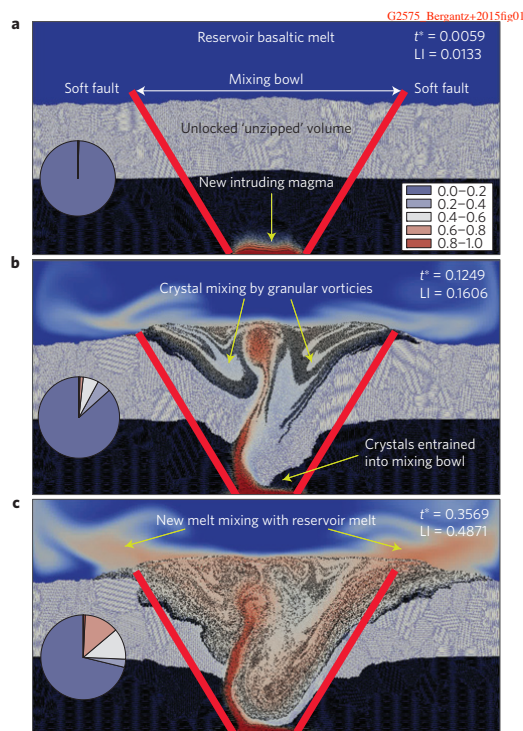


図 2.3-28 マッシュの再流動化のシミュレーション. マッシュの底部に流動性に富む苦鉄質マグマが貫入すると、マッシュ内に断層が形成され、それに囲まれた領域で効率的な攪拌が生じる可能性がある(Bergantz et al., 2015).

(2) ACP1 の追加分析

ACP1は阿蘇中央火口丘のひとつである蛇ノ尾火山から4.1kaに放出され、阿蘇火山においては完新世では唯一の降下軽石である(宮縁, 2017). 蛇ノ尾火山の32度54分27.42秒, 131度1分44.71秒地点にて約1mの厚さのACP1降下火砕堆積物の上部(Aso2018m-E)中部(Aso2018m-D)下部(Aso2018m-C)を採取し, 水洗, 0.5-1.0mmに篩い分けた粒子を研磨片にした(ID=MG82). 図2.3-29は研磨片全体の反射電子像1マス2.4x1.8mmのモザイクである. 反射電子像の上下に3回くりかえす明暗は, 上から下にAso2018m-E, -D, -Cに含まれる斜長石と輝石+橄欖石に対応する. これらのうち局所分析を行なった粒子には番号が振ってある.

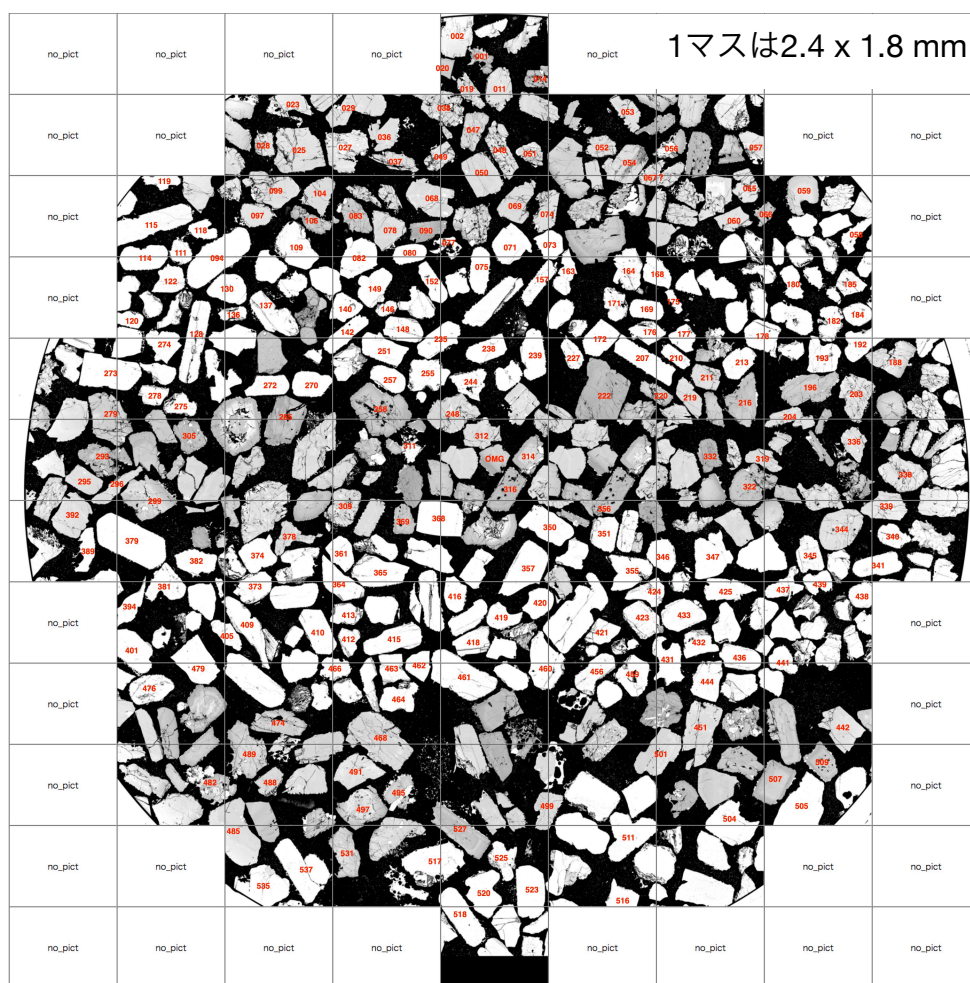


図 2.3-29 反射電子像. 阿蘇 ACP1 降下火砕堆積物の上部(Aso2018m-E)中部(Aso2018m-D)下部(Aso2018m-C).

ACP1 および蛇ノ尾スコリアの全岩化学組成と斑晶鉱物の組織は, 高温・低温のマグマが混合したことを示唆している(宮縁, 2017). ACP1 に含まれる斑晶ガラス包有物および石基ガラスの酸化チタン組成のシリカバリエーションダイアグラムは玄武岩質安山岩で2.0重量%を越え, 比較的高い(図2.3-30). 酸化チタンを含まない斜長石等が早期に晶出したためにメルトの酸化チタ

ン濃度が高まったものだと考えられる。また、酸化カリウム組成のシリカバリエーションダイアグラム(図 2.3-31)は阿蘇の他の斑晶ガラス包有物と同様に high-K 系列だが、少数のカリウムが低いものが存在する。それらは蜂の巣状構造を呈する斜長石中の、カルシウムに富む部位に包有されていた(図 2.3-32)。このことから、既出の斜長石斑晶を、比較的カリウムに乏しい高温玄武岩マグマが部分融解した可能性が考えられる。本噴出物に含まれる斜方輝石の大部分は融食形を呈する(図 2.3-33)。この斜方輝石には顕著な組成累帯構造が認められない。ただし縁を拡大すると数ミクロン程度マグネシウムに富む薄層が形成されている。このことから、十分な時間が経過して組成が拡散均質化された既出の斜方輝石を、高温の玄武岩マグマが短時間部分融解後、間もなく噴火した可能性が考えられる。これらの観察結果を総合すると、ACP1 では水に乏しいマグマから結晶分化した玄武岩質安山岩マグマおよびそれに由来する長寿命のマッシュに、高温で酸化カリウムに乏しい玄武岩質マグマが注入後間もなく噴火したのだと考えられる。

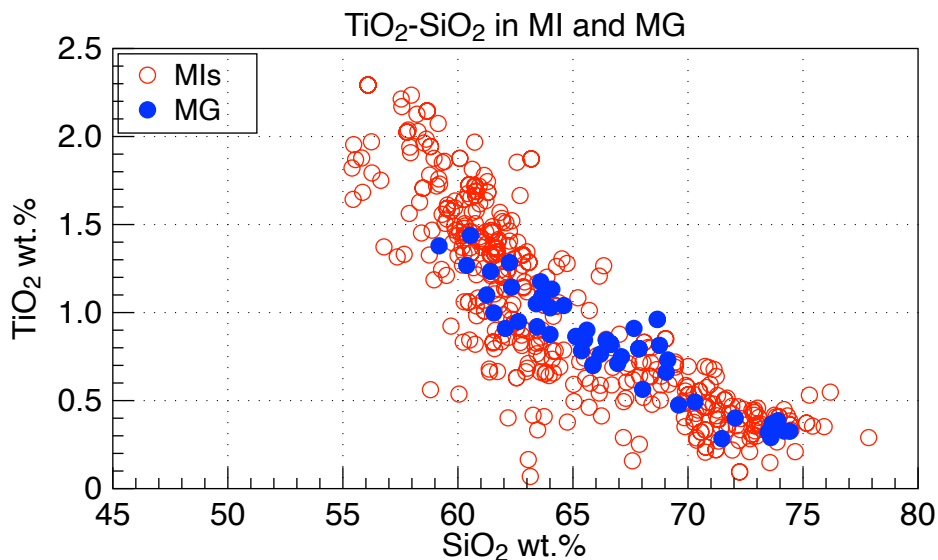


図 2.3-30 ACP1 の斑晶ガラス包有物および石基ガラスの酸化チタンのシリカバリエーションダイアグラム。赤丸：斑晶ガラス包有物。青円盤：石基ガラス。

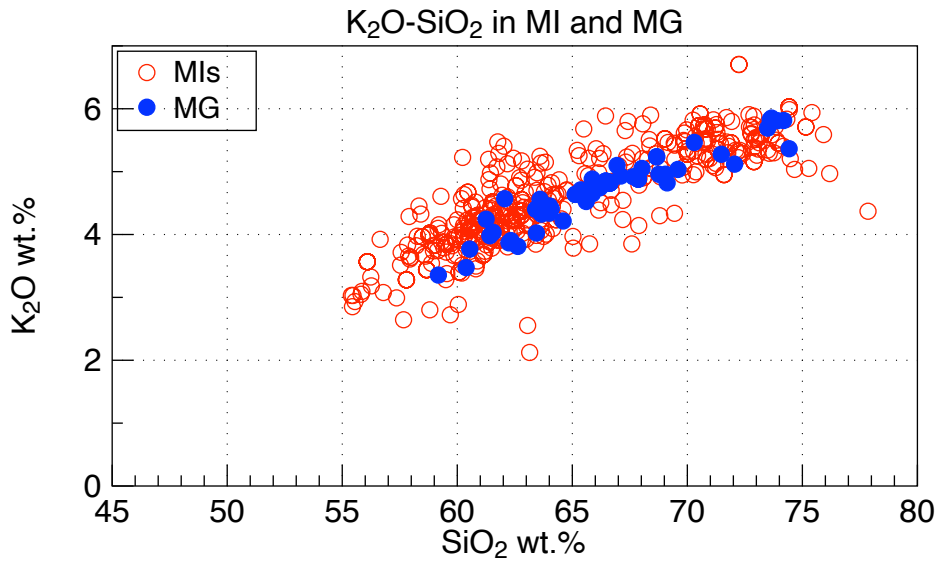


図 2.3-31 ACP1 の斑晶ガラス包有物および石基ガラスの酸化カリウムのシリカバリエーションダイヤグラム. 赤丸: 斑晶ガラス包有物. 青円盤: 石基ガラス.

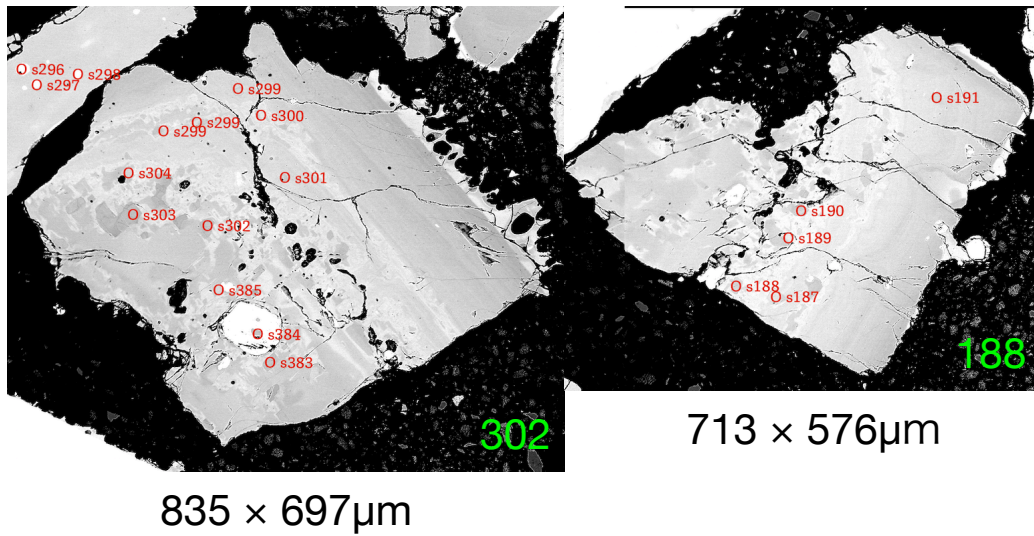
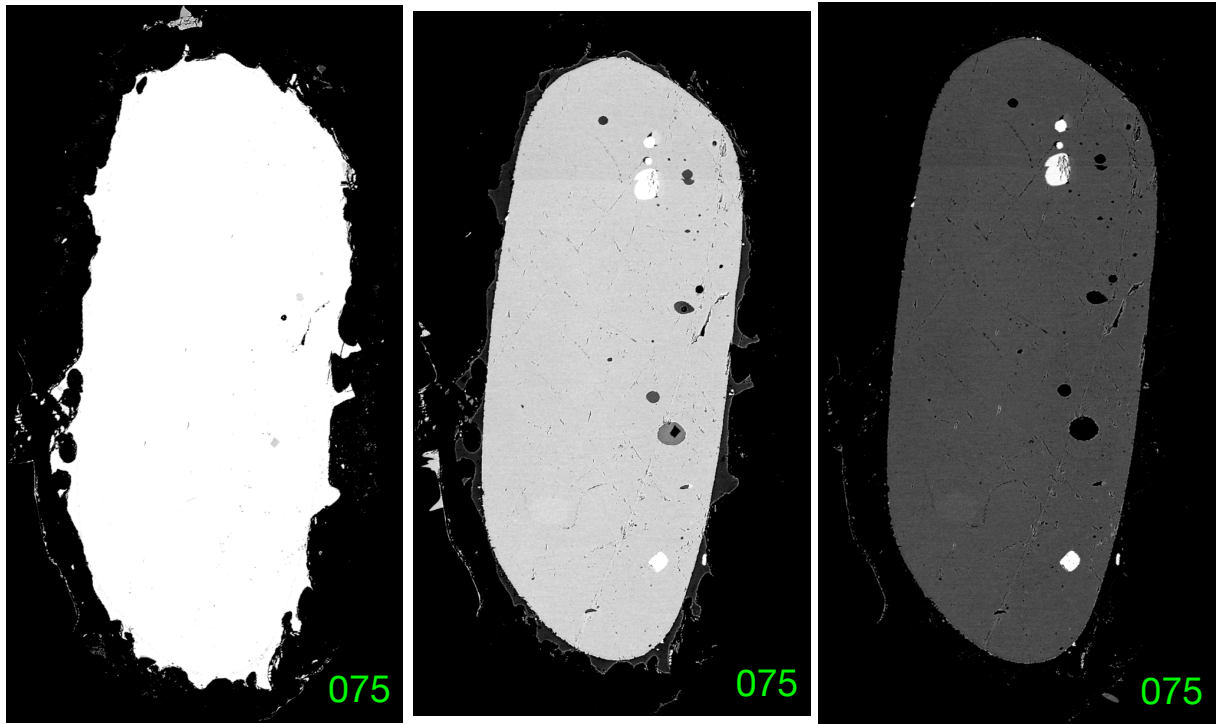


図 2.3-32 酸化カリウムが比較的小さい斑晶ガラス包有物のホストの反射電子像



675 × 1199μm

図 2.3-33 ACP1 に含まれる融食形を呈する斜方輝石の反射電子像

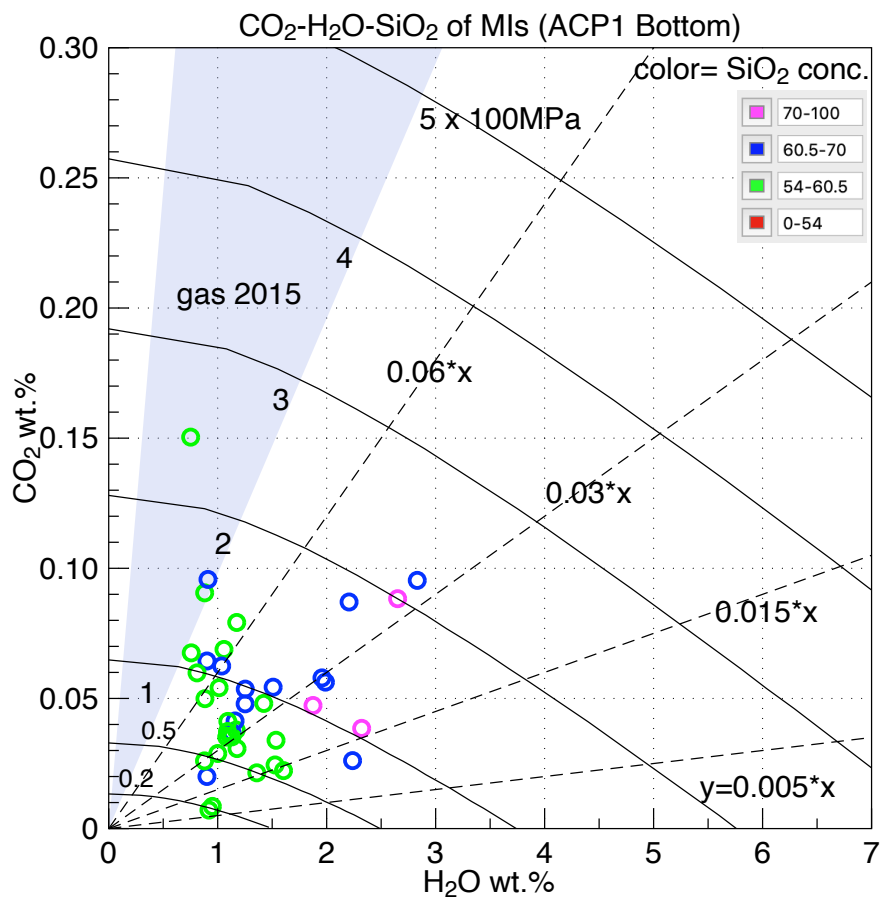


図 2.3-34 ACP1 噴火の初期に放出した斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量

ACP1 に含まれる斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量は(図 2.3-34, 図 2.3-35, 図 2.3-36), これらの濃度が増加するにつれメルトのシリカ濃度も高まる傾向を示している. これはマグマの結晶化によってメルトにこれらの揮発成分が濃集したことを示している. もしマグマが揮発成分に飽和すると, 含水量はほぼ一定のまま二酸化炭素濃度が急激に低下する変化を示すはずであるが, そのような傾向はみられず, 原点を中心とした扇形の領域に分布している. したがって ACP1 のマグマは, 図 2.3-3 に示した阿蘇の他の噴出物と同様に, 揮発成分に不飽和だったと考えられる.

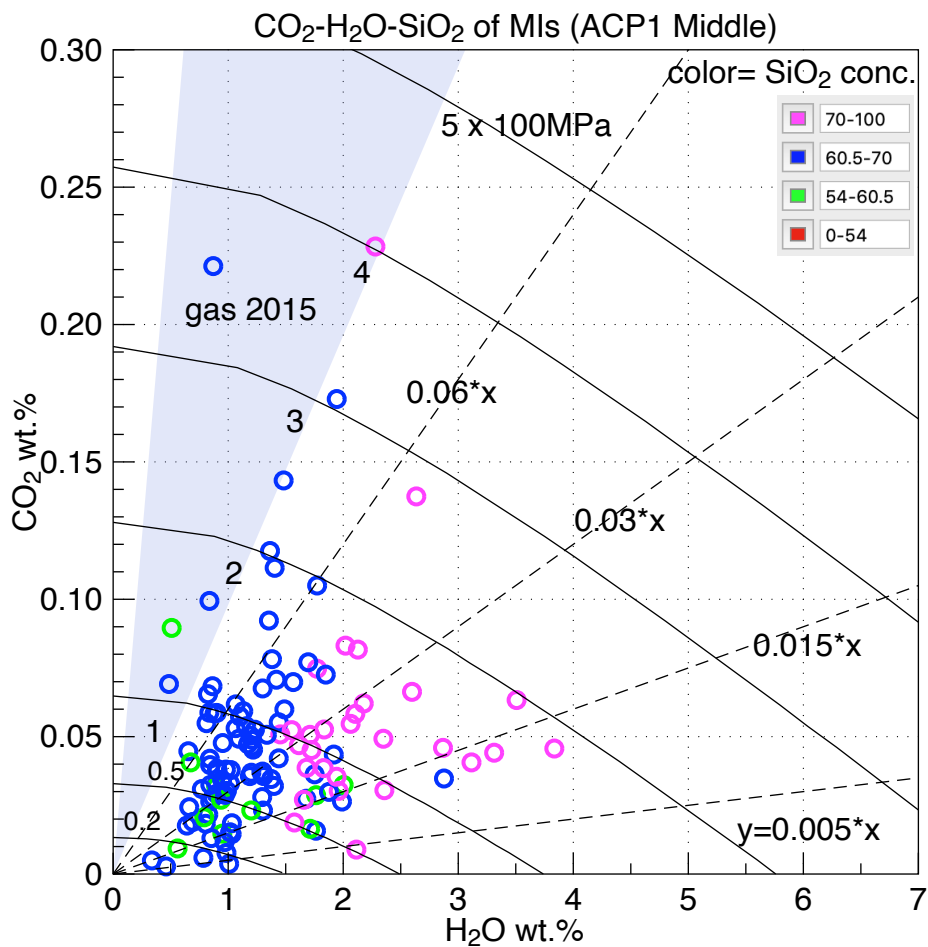


図 2.3-35 ACP1 噴火の中期に放出した斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量

ACP1 中の斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量には時間変化がみられ, 噴火の後半ほどこれらの濃度が高い(図 2.3-34, 図 2.3-35, 図 2.3-36). 含水量が最も高い後期の噴出物においても, 二酸化炭素濃度が低まる傾向は認められないため, マグマは揮発成分に飽和していないと考えられる(図 2.3-36). 飽和溶解度の圧力依存性を利用して, メルトの二酸化炭素と含水量からマグマの圧力を推定することが可能である. しかしながらマグマが揮発成分に飽和していない場合にはこの手法は適用できない. これらのメルトの揮発成分濃度から推定できる圧力は最低値である. 分析値の大半が 300MPa の飽和溶解度曲線の内側に分布していることから, ACP1 のマグ

マが蓄積されていた場所の圧力は少なくともそれ以上だと推定される。ACP1 の石基ガラスの含水量は(図 2.3-37), 大半が 100MPa の飽和溶解度曲線の内側に分布している。このことから ACP1 をもたらしたマグマ供給系の最上部の圧力は 100MPa あるいはそれ以上だと推定できる。以上の観察結果を総合すると, 阿蘇の地下には水に乏しい玄武岩質マグマ地下 12km 以深で長寿命なマッシュがあり, そこに高温で酸化カリウムに乏しい玄武岩質マグマが注入混合後間もなく噴火したのが ACP1 だと考えられる。ACP1 に含まれる斑晶ガラス包有物の酸化カリウムと含水量は(図 2.3-38), 図 2.3-2 に示した分類の, 脱ガス玄武岩(D)が分化したデイサイト(E)と流紋岩(A), そしてそれらの混合メルト(C)の領域に分布する。揮発成分に富む始原始的な玄武岩(B)とそれらの分化メルト(F)に相当する分析値はいまのところ認められない。

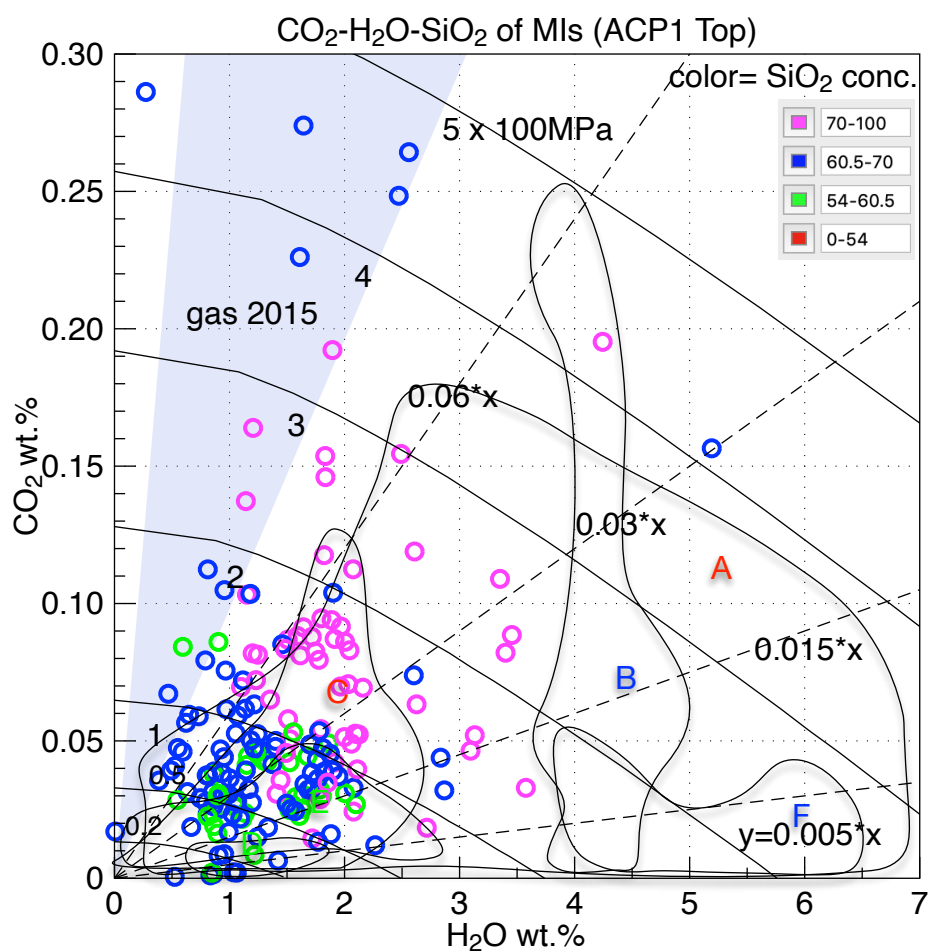


図 2.3-36 ACP1 噴火の後期に放出した斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と含水量。図 2.3-2 に示した分類を重ねて示す。

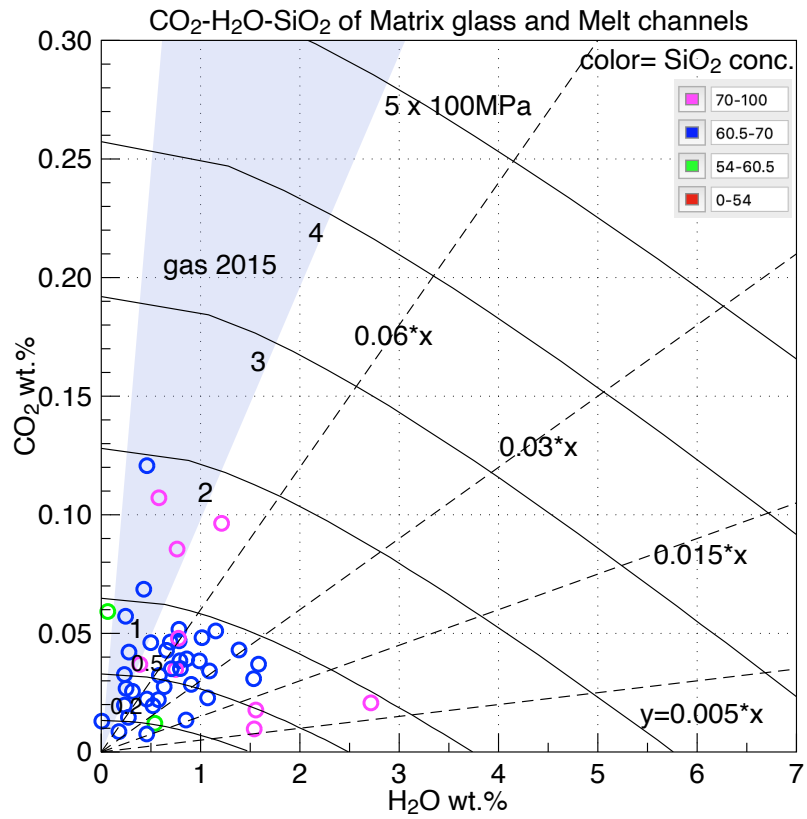


図 2.3-37 ACP1 の石基ガラスの二酸化炭素と含水量. 分析値の大半は 100MPa の飽和溶解度曲線の内側に分布する.

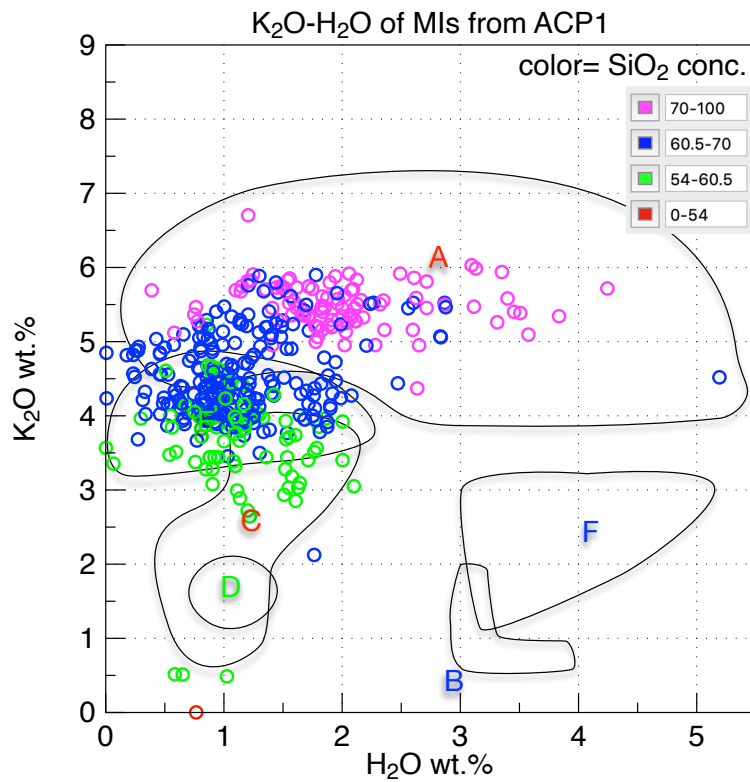


図 2.3-38 ACP1 に含まれる斑晶ガラス包有物の酸化カリウムと含水量. 図 2.3-2 に示した分類を重ねて示す.

(3) NanoSIMS 分析条件の改良

SIMS でガラスの二酸化炭素や水の濃度を分析する際には、真空装置内や試料表面に存在するこれらのガス成分に由来するバックグラウンドを下げるため、一次イオンビームの強度を高める工夫が必要になる。試料表面から放出されるそれらのガス成分の二次イオン量は、試料内部と外部(表面)のそれらのガス成分に由来し、このうち前者は一次イオン強度に比例して増加するが、後者は汚染源の状態によって一定になる。したがって一次イオンビームが強いほど、二次イオンに占める汚染源からの寄与が相対的に低下するからである。

産総研で従来使用していたダイナミック SIMS(Cameca IMS1270)の一次イオンビームは、強度が 1nA、スポットサイズが 20 ミクロンの条件で火山ガス成分の分析を行ってきた。

NanoSIMS の一次イオンビームは数十 pA(たとえば 50pA)で用いる。したがってビーム強度は 20 分の 1 程度である。NanoSIMS は集約されたビームを走査することで観察領域を広げる。もし 50 ミクロン四方をスキャンすれば 1 平方ミクロンあたりの一次イオン密度は 0.02pA/平方ミクロンとなり、IMS1270 の 3.2pA/平方ミクロンの 160 分の 1 となる。一次イオンビームが試料表面を掘り進む速度も 160 分の 1 となるから、仮に IMS1270 で 5 分掘る場合には 800 分も待つことになる。斑晶ガラス包有物のように絶縁物を分析するには帯電防止のため試料表面を金でコーティングし、さらに Cs イオンビームとは逆極性で約 1000 倍量の電子ビームを照射している。一次イオンビームが金の層を掘り進まないかぎり試料表面は観察できない。また、一次イオンビームの焦点を調整するためには、試料表面にあらわれる何らかの「模様」を用いるため、コーティングを掘る必要がある。このように、一次イオンビームの密度が低いと、試料を観察し照準を合わせる作業にきわめて長い時間がかかり、非効率である。

そこで我々は、一次イオンビームの走査範囲を制限することで、ビームの密度を高めることにした。具体的には、走査範囲を 2 ミクロン四方(4 平方ミクロン)にするれば、ビーム密度は 12.5pA/平方ミクロンとなり、ダイナミック SIMS の約 4 倍となる。範囲を 1 ミクロン四方にするれば約 16 倍となり、コーティングを貫通するのにかかる時間は大幅に短縮される。一次イオンビーム強度を様々に変化させて調べたところ、10pA/平方ミクロン程度あれば見掛けのバックグラウンド強度が下げ止まることが判明した(図 2.3-39)。その一方、ビーム強度の密度を高めすぎると帯電を防げなくなり、二次イオンの収率が低下する。勘案の結果、一次イオンビームを 2 ミクロン四方で走査することに決定した。直径数十ミクロンの斑晶ガラス包有物は産出例が比較的少なく、数ミクロンの斑晶ガラス包有物の分析が可能になれば、分析数が数十倍に増加する。小さな物が測定対象になる事は、分析数の増加のみならず、マグマプロセスの理解にとって本質的に重要である。斑晶ガラス包有物は大きさによって分析結果が異なることがあり、大きさによって斑晶ガラス包有物の成因が異なるためだと考えられているからである(Miyagi et al., 2017)。

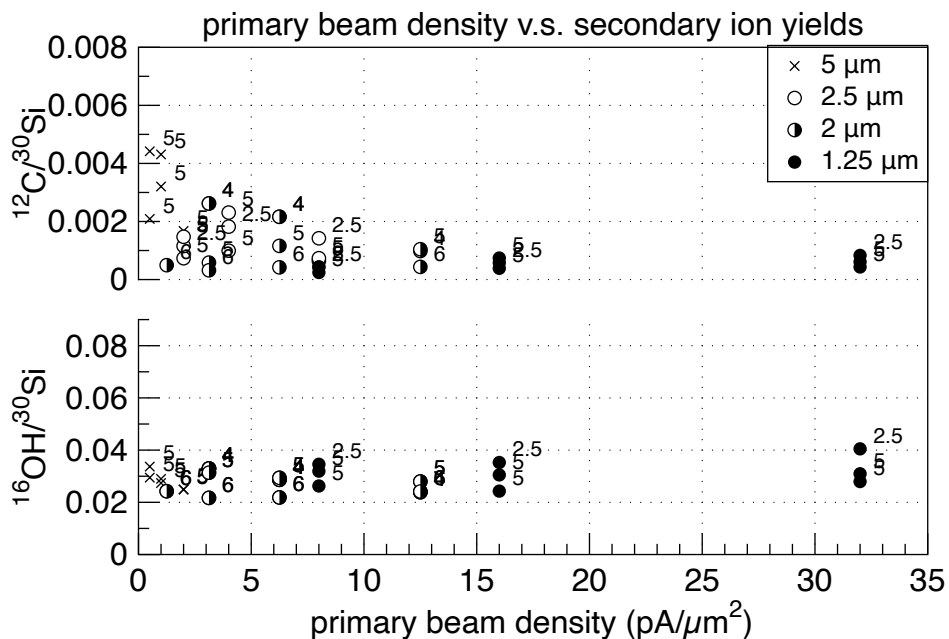


図 2.3-39 二次イオンカウント比に対する一次イオンビーム密度の効果. 産総研の NanoSIMS50L を用いて, 二酸化炭素と水をほぼ含まない輝石に, 電流値と走査範囲を変化させた一次イオンを照射させた. この一次イオンの密度範囲においては, 含水量分析用の OH/Si 比はほぼ一定である. 一方 C/Si 比は一次イオンの密度が大きくなるにつれ低下し, 10-15pA/平方マイクロン以上ではほぼ一定になった.

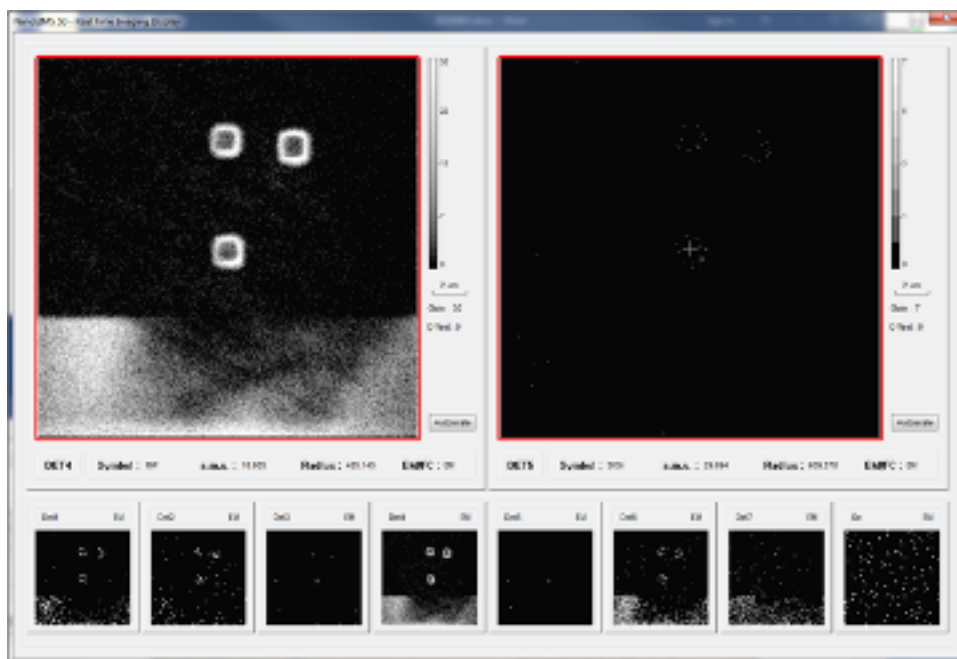


図 2.3-40 Γ (ガンマ)マーキングの二次イオン像. ガンママーキングにより, 斑晶ガラス包有物の照準合わせと一次イオンビームの焦点合わせの効率が飛躍的に向上した.

一次イオンビームの走査範囲を小さくすると、試料の内部構造が観察できなくなる。この問題を回避するため、さらに2つの工夫を行なった。ひとつめは試料の内部構造の情報である。EPMAを用いて分析箇所 SEM 像をあらかじめ撮影し、NanoSIMS では光学像を頼りに照準をあわせ、実際に斑晶ガラス包有物に当たったかどうかを塩素の二次イオンカウントで判断した。もうひとつの課題である、一次イオンビームの焦点合わせに用いる「模様」は、NanoSIMS を用いて試料表面に描いた。具体的にはビームの走査範囲を1ミクロンに絞り、金蒸着膜を貫通するまで照射する(30秒以下)。これによって試料表面に「点」が描かれる。ステージを一定量動かす操作を x 方向に1回、y 方向に2回くりかえすと、点は Γ (ガンマ)型の配置となり、上下左右の区別が可能になる。この模様を用いて、一次イオンの焦点を簡単に合わせることが可能になった(二次イオン像の観察例：図 2.3-40)。またステージ座標の数値をもとに、光学像で観察される Γ マークの座標とイオン像のずれを正確に補正することができた。

以上の機器操作方法に関して、マニュアルの一部を示す。

1 【分析前の準備】

2

3 ●<Optical Image のピント合わせ>

4 Navigator 画面でホルダー位置を CCD モードへ移動させる。

5 サンプルの座標へ Goto (移動)する。

6 ピントを合わせる。

7 1) Optical Image (main タブ → 一番上)を立ち上げる。

8 2) キーボードで、**[+]** を押す。

9 3) 座標(XYZ)をポメラにメモしておく。

10 4) キーボードの Lock を解除する。

11 5) Z 軸のホイールを動かし、ピントを合わせる。

12 6) Navigator 画面で Modify Position を押す。 → Z 軸座標が登録される。

13

14

15

16

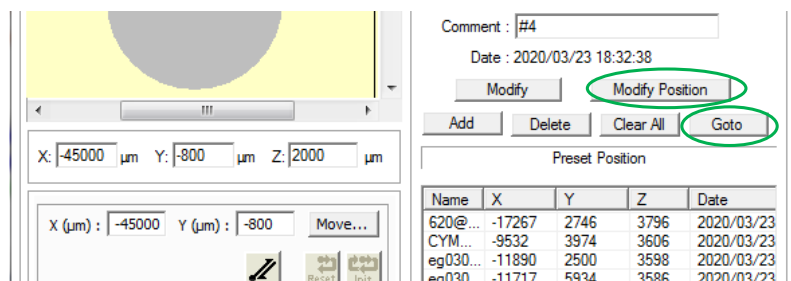
17

18

19

20

21



22

22 ●<ガンマ・マーカの付け方>

23 Tuning 画面で Beam Off になっていることを確認する。

24 Navigator 画面で CCD モードであることを確認する。

25 Optical Image を起動する。(ボード画面 → Main タブ → 一番上のアイコン)

26 → アイコン左のランプを確認>点灯時は縮小化しているので画面下を確認、クリックする。

27 Navigator 画面でバックラッシュ取りのボタン  を押す。

28 加工位置に [→] 等で移動をする。(X step を適度に変更しながら、← Y step は連動される)

29 ホイールを動かし移動することも可能。

30 Name の欄にポイント名(試料名など)を入れ → Snap を押すと、位置を記憶することも可。

31 Optical Image を capture し、Word へ貼り付ける。

32 Navigator 画面で CCD モードから SIMS モードへ変更する。

33 Optical Image を最小化しておく。

34 E gun on を ON にする。(約 2450 DAC であることを確認)

35 Tuning 画面で Multi Collection であることを確認する。

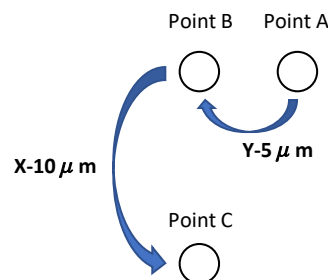
36 Scanning Mode ON・Raster を 1 (μm) に変更する。

37 Preset 画面で、Primary Beam を spa 50 にし、

38 C4y = 35 (LF4 で確認)であることを確認する。

39 Navigator 画面で、加工するポイント A へ Goto で移動する。

40 (ポイント A は、試料の目安座標で Modify Position してある位置)



41 =====

42 Tuning 画面で Beam を On にする。

43 タイマー を start させる。(約20~30秒)

44 通常の50で行うと次の様子が分かる。

45 (spa はブラインドしている為、数値は微小となる)

46 → Trolley 4 (F ; フッ素) が徐々に下がってくる。

47 → Trolley 5 (Si ; シリコン) が一度下がり、

48 表面コート of Au (金) が無くなってくると

49 数値が上がり始める。

50 約 30 秒程 照射し続け、跡を付けたら Stop する。

51 Navigator 画面で、次の加工するポイント B (現在値から Y = -5) へ

52 Y 軸「←」を一回押す。(数値入力をし、Enter → **Move** で移動でも可)

53 (↑ ポイント C は、X = -10 なので X 軸「↓」を2回ゆっくり押す)

54 **注意**; この時に、マウスでカーソルを黄色い座標直接入力位置へ移動してしまうと

55 **移動する前に、数値がリセットされ現在値に変わってしまうので注意する。**

56 =====

57 → 複数個マーキングの場合、= 間を繰り返す。

58

59 ●<マークを RTI 画面で確認する方法>

60 3つのポイントを照射終了したら、Navigator 画面で Preset Position (始点) に Goto で移動。

61 Tuning 画面で Raster を **25 (μm)** に変更する。

62 Preset 画面で、Primary Beam の 2.5 pA に変更する。

63 Tuning 画面で RTI を押し、SIMS 画面を起動させる。

64 RTI の設定画面で Counteing Time を 50 にする。

65 Working frame と Scanning frame は、256 を入れる。(画素数は、確認なので 256 で十分)

66 Detector は、仮に Trolley 4 (F ; フッ素) と Trolley 6 (S ; 硫黄) を選択しておく。

67 Scale は、LOG を選択する。(LIN は、白黒が極端すぎて見えにくい為)

68 Lut は、B & W (Black & White) ← 白黒表示

69 (Temperature は、温度表示、Cameca は、カメカ社製表示)

70 **Start** する。→ Counteing Time が 50 なので、素早く scanning され画面が表示される。

71 キーボードの EOP を押し、LOCK を解除する。

72 キーボード画面で現在の位置をメモしておく。(Oct 90 , Oct 45 , EOS 値)

73 Z 軸ホイールを動かしながら RTI で表示された画面のフォーカスを合わせる。

74 → Trolley が見えにくければ、見やすい Trolley をドラッグすれば変更可能

75 像が OK そうであれば、Counteing Time を 250 に上げ、Scan のタイミングをみながら、画面を

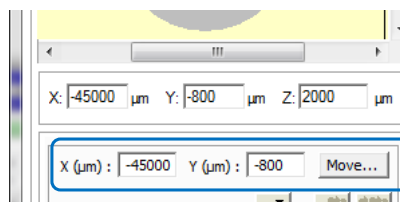
76 capture し、Word へペーストする。

77 Close で終了する。(= Beam off になる)

78

79

80



- 81 ●<Beam 位置調整>
- 82 Navigator 画面で、加工されたポイントへ移動。(いずれでも可。数値入力して Enter + Move)
- 83 E gun の On を確認する。(約 2450 DAC であることを確認)
- 84 Scanning Mode ON・Raster を 10 (μm)に変更する。
- 85 Preset 画面で、Primary Beam が 2.5 pA であることを確認する。
- 86 Tuning 画面で Beam を On にする。
- 87 RTI を押し、SIMS 画面を起動させる。
- 88 RTI の設定画面で Counting Time を 50 にする。
- 89 Working frame と Scanning frame は、256 を入れる。
- 90 Preset 画面で、Primary Beam を 2.5 pA → 12.5 pA へ変更した際に、SIMS 画面で像の位置が動かないかを確認する。(付箋などを貼ってマーカーの中心位置などで確認する)
- 91 → 動いた場合、キーボードの L1 + Def 2 を押し、LOCK を解除→ホイールで数値を振る。
- 92 → SIMS 画面内で、像が動く。(C1x=数値が下がる(53 → 47) ↓と像が ↑へ移動。
- 93 数値が上がる(53 → 57) ↑と像が ↓へ移動。
- 94 C1y=数値が下がる(112 → 103) ↓と像が右→へ移動。
- 95 数値が上がる(112 → 121) ↑と像が左←へ移動)
- 96 Preset 画面で、Primary Beam 横の口を押し、12.5 pA になっていることを確認し、calib を押す。
- 97 同様に、Primary Beam を 12.5 pA → 50 pA へも変更し調整、像のブレを無くしておく。
- 98
- 99
- 100 ●<CCD で撮影>
- 101 Navigator 画面で SIMS モードから CCD モードへ変更する。
- 102 → 自動で、E gun は off になる。
- 103 Optical Image を起動する。(ボード画面 → Main タブ → 一番上のアイコン)
- 104 Optical Image を capture し、Word へ貼り付ける。
- 105
- 106 ●<Beam Position Adjust>
- 107 CCD の Optical Image 画面で、ガンマ・マークを見つける。
- 108 画面上の Tool 内にある Beam Pos Adjust を選択。
- 109 十字の中心を、付けられたガンマ・マークのポイント A へ移動させる。
- 110 Navigator 画面で、バックラッシュ取りのボタンを押す。
- 111 → 位置がずれた場合には、再度 Beam Pos Adjust を合わせ直す。
- 112 キーボードの「+」を押し、位置座標をポメラへ記入する。
- 113 次にノート PC を起動し、SEM 画像データ(分析希望位置)をもとに、
- 114 分析位置へ十字をホイールで移動させる。
- 115 (↑全てのガンマで合わせると大変なので、1日に1点のみ十字を合わせ他はその位置差で
- 116 おおよその目安をつけ、座標登録(=Modify Position)する。
- 117 バックラッシュ取りのボタンを押す。(&位置修正)
- 118 希望分析位置が OK であれば、Navigator 画面で Modify Position を押しておく。
- 119
- 120

(4) まとめ

過去に阿蘇カルデラの大規模火砕流噴火をひきおこした「珪長質マグマ」の原材料が、現在の阿蘇中岳で観察されるような脱ガス活動によって生じた「脱ガス玄武岩」とする作業仮説について論点を整理した。脱ガス玄武岩は阿蘇の地下 12km あるいはそれより深い所で、揮発成分に不飽和な状態のマッシュとして蓄積されていた可能性がある。阿蘇カルデラの過去の大規模火砕流噴火は、このマッシュの揮発成分が飽和した後に開始したと思われる。阿蘇カルデラの最新の珪長質噴火 ACP1 の斑晶ガラス包有物分析値は、マグマ(マッシュ)が揮発成分に不飽和な状態であることを示した。ACP1 の微細組織と組成は、高温(恐らく揮発成分に富む)玄武岩マグマが供給されたものの、ACP1 のマグマ供給系がまだ揮発成分に飽和していないことを示した。ACP1 は阿蘇の最新珪長質噴出物であるが、4 千年以上前の年代をもつ。阿蘇で次の大規模火砕流噴火が遠い先かどうかを判断するには、ACP1 以後の噴出物についても斑晶ガラス包有物の分析を行なう必要がある。マグマ供給系が揮発成分に飽和したことを検出するためには、多数の斑晶ガラス包有物の二酸化炭素と水の両方の濃度を測定する必要がある。今年度行なった NanoSIMS 分析の空間解像度向上と分析時間の短縮により、この目的に沿った分析が可能になった。

阿蘇カルデラの事例研究から生まれた「火道内マグマ対流脱ガスによる大規模珪長質マグマ成因モデル」は、現時点において、類似の先行研究が認められない。この作業仮説モデルを他のカルデラ火山の噴火活動予測に役立てるためには、以下の(a)~(c)を十分検討することによって、当該モデルの信憑性・一般性を確認する必要がある。(a)火道内マグマ対流脱ガスによる脱ガスマグマの生成は、他のカルデラ火山でも起こる一般的事象なのか、それとも阿蘇だけの特殊な事象なのか。(b)先行研究が提示した大規模カルデラ火山のマグマ供給系モデルに本研究の考え方を適用した場合、どのような問題がどのように解決されるのか。(c)脱ガス玄武岩の結晶化によって生じた特に珪長質マグマは、どのような経緯で噴火に至るのか。現時点で、モデルが求める阿蘇のカルデラ形成噴火に先行した玄武岩マグマの長期継続脱ガス活動の証拠は確認できていないが、カルデラ形成噴火の多様性を理解する上では、このような検討は有益であろう。

引用文献

- Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K., and Kato, M. (2010). Crustal structure beneath Aso Caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195:1–12.
- Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K., Yoshikawa, S., and Inoue, H. (2017). Low-velocity zones in the crust beneath Aso caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analysis. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 122:2013–2033, doi:10.1002/2016JB013686.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4:17–21.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2008b). Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *J. Petrol.*, 49:2277–2285.
- Bergantz, G. W., Schleicher, J., and Burgisser, A. (2015). Open-system dynamics and mixing in magma mushes. *Nature geoscience*, doi:10.1038/NNGEO2534:1–5.

- Barker, S. J., Rowe, M. C., Wilson, C. J., Gamble, J. A., Rooyakkers, S. M., Wysoczanski, R. J., Illsley-Kemp, F., and Kenworthy, C. C. (2020). What lies beneath? Reconstructing the primitive magmas fueling voluminous silicic volcanism using olivine-hosted melt inclusions. *Geology*, 48(5):504–508.
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, 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(5):875–890.
- Hata, M., Uyeshima, M., Tanaka, Y., Hashimoto, T., Oshiman, N., and Yoshimura, R. (2018). Three-dimensional electrical resistivity distribution beneath the beppu–shimabara graben with a focus on aso caldera, southwest japan subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8):6397–6410.
- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithosphere magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86:153–192.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4):455–489.
- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136:169–198.
- Huang, H.-H., Lin, F.-C., Schmandt, B., Farrel, J., Smith, R. B., and Tsai, V. C. (2015). The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. *Science*, 348:773–776.
- Huber, C., Bachmann, O., and Dufek, J. (2012). Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. *Geology*, 40(2):115–118.
- 金子克哉・小屋口剛博・古川邦之 (2006) 阿蘇火山におけるマグマ供給系の長期的変化. 月刊地球, 28, 67-74.
- Kaneko, K., Kamata, H., Koyaguchi, T., Yoshikawa, M., and Furukawa, K. (2007). Repeated large-scale eruptions from a single compositionally stratified magma chamber: An example from Aso volcano, Southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167:160–180.
- Kazahaya, K., Takahashi, M., and Ueda, A. (1993). Discharge model of fumarolic gases during post-eruptive degassing of Izu-Oshima volcano, Japan. *Geochem. J.*, 27:261–270.
- 風早康平・篠原宏志 (1994) 大規模マグマ溜りからの火山ガス・熱水の放出モデル-火道内マグマ対流およびマグマ溜りの固化に伴う脱ガス-. 地質ニュース, 474号, 12-17.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., and Saito, G. (1994). Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit. *Bull. Volcanol.*, 56:207–216.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., and Saito, G. (2002). Degassing process of Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Supply of volatile components from a deep magma chamber. *Earth Planet Space*, 54:327–335.
- Lowenstern, J. B. and Hurwitz, S. (2008). Monitoring a supervolcano in repose: Heat and volatile flux at the yellowstone caldera. *Elements*, 4:35–40.
- Miller, C. F. and Wark, D. A. (2008). Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements*, 4:11–16.

- 宮縁育夫. (2017) 阿蘇カルデラ北西部, 蛇ノ尾火山の噴出物と噴火年代. 火山, 62, 1-12.
- Miyagi, I., Kita, N. T., and Morishita, Y. (2017). The geochemical and petrological characteristics of prenatal caldera volcano: a case of the newly formed small dacitic caldera, Hijiori, Northeast Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 172(79 DOI 10.1007/s00410-017-1391-8):1–17.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt- H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Comput. Geosci.*, 28:597–604.
- Saito, G., Ishizuka, O., Ishizuka, Y., Hoshizumi, H., and Miyagi, I. (2018). Petrological characteristics and volatile content of magma of the 1979, 1989, and 2014 eruptions of Nakadake, Aso volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 70(197):1–26.
- Shinohara, H. (2008). Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. *Reviews of Geophysics*, 47(RG4005):1–31.
- de Silva, S. (2008). Arc magmatism, calderas, and supervolcanoes. *Geology*, 36:671–672 (doi: 10.1130/focus082008.1).
- Takeuchi, S. and Nakamura, M. (2001). Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bull. Volcanol.*, 63:365–376.
- Ushioda, M., Takahashi, E., Hamada, M., Suzuki, T., and Niihori, K. (2018). Evolution of magma plumbing system in miyakejima volcano: Constraints from melting experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123:8615–8636 DOI: 10.1029/2018JB015910.
- Yamamoto, T. (2011). Origin of the sequential Shirakawa ignimbrite magmas from the Aizu caldera cluster, northeast Japan: Evidence for renewal of magma system involving a crustal hot zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204:91–106.

