

地質調査所（現産総研地質調査総合センター）の1998年現地調査では、F2・F4の分布主軸沿いの南西山腹で堆積物を採取している。F2・F4降下堆積物の粒度分布を比較すると、F2の軽石粒子は $\phi$ スケールに対して単モードの正規分布を示すのに対して、F4の軽石粒子は明らかに複モードを示している（図1.5-12）。図1.5-10・-11のF2・F4アイソパックはほぼ同じ形状を示すにもかかわらず、このような粒度組成の違いが現れるのは、F4が単純なプリニー式噴火の産物ではないことを示している。また、降下軽石の同様の粒度分布モードの変化（単から復への変化）は、第2.1.1章の支笏降下火砕堆積物や第2.3.1章の大隅降下火砕堆積物に記述したようにカルデラ形成に先行するプリニー式噴火に特徴的なもので、カルデラ形成時には同時に複数の火口が活動していたことを示唆している。特にタンボラ火山の1815年噴火のF4時に3本の火柱が立ったという目撃証言（Self et al., 1984）は、このことの強い裏付けとなろう。すなわち、タンボラ火山の事例でも、カルデラ形成噴火の場合は、通常の単火道からの噴火とは先行現象が異なっていたことが指摘できよう。

#### (4) リンジャニ火山、後カルデラ期噴出物に関する研究成果

リンジャニ火山はインドネシア・ロンボク島に位置するカルデラ火山である（図1.5-3, -13）。リンジャニ火山は10万年前頃から活動を開始し、その活動は成層火山活動期(A)、低活動期(B)、1258年?のカルデラ形成期(C)および後カルデラ期(D)に分けられる（図1.5-14）。本研究では昨年度までに、成層火山活動期(A)から後カルデラ期(D)までの噴出物について岩石記載、全岩化学組成分析、鉱物化学組成分析などを行った結果、リンジャニ火山の噴出物は、成層火山形成期(A)および後カルデラ期(D)の玄武岩～安山岩、低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)のデイサイトの大きく2つに区分されること、また低活動期(B)・カルデラ形成期(C)噴出物はその成因が異なり、低活動期(B)噴火後にマグマ供給系が一新されたと考えられること、成層火山活動期(A)噴出物はその分布域ごとに岩石学的特徴が異なることなどが明らかになった。今年度は、後カルデラ期(D)噴出物について岩石記載、全岩化学組成、鉱物化学組成を追加している。

#### 1) 後カルデラ期の活動史

リンジャニ火山後カルデラ期の活動については西暦1847年から噴火記録があるが、1944年より前の噴火については噴火の詳細は不明である。後カルデラ期の火口は主に3カ所あり（山頂中央、山頂北東、北西山腹）、1944年噴火は北西山腹火口、1966年噴火は山頂北東火口、1994年噴火は山頂中央火口、2004年噴火は山頂中央火口と山頂北東火口、2009-2010年噴火は山頂北東火口、2015年噴火は山頂中央火口から、溶岩のほか降下火砕堆積物を噴出している（図1.5-15）。

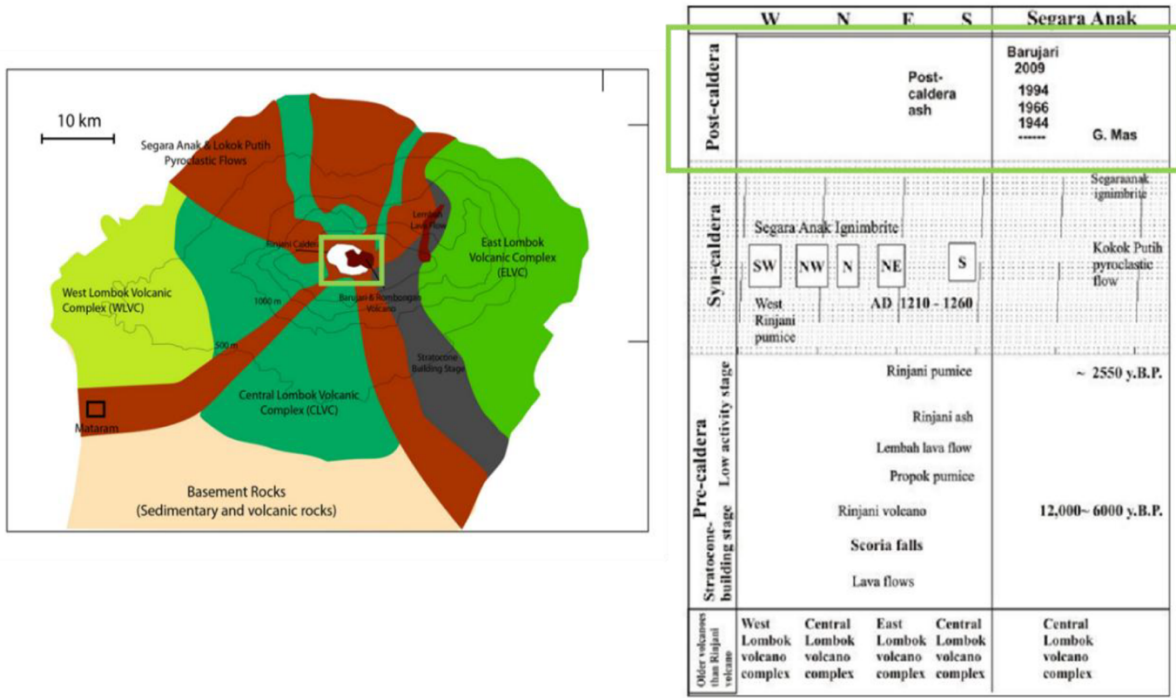


図 1.5-13 リンジャニ火山の地質概略図(Naution et al., 2003 に加筆・修正).

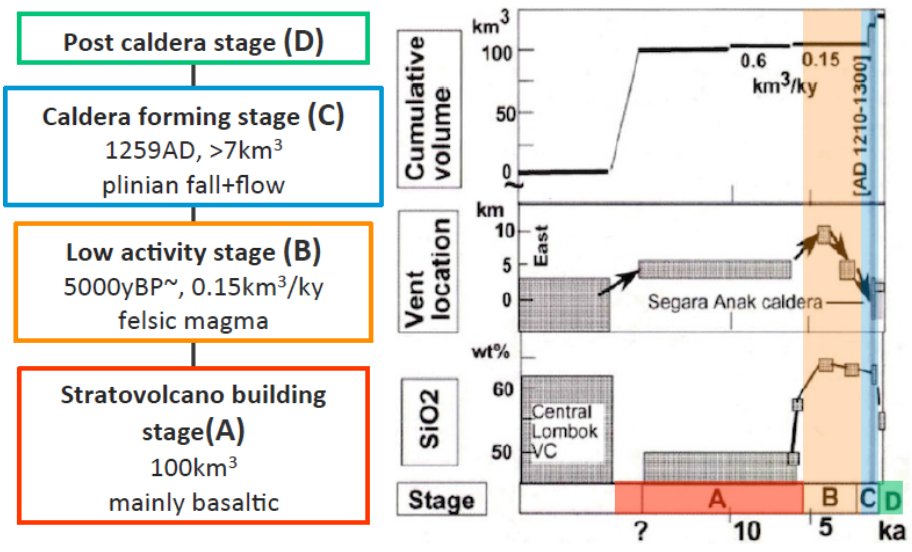


図 1.5-14 リンジャニ火山の活動史の概要.



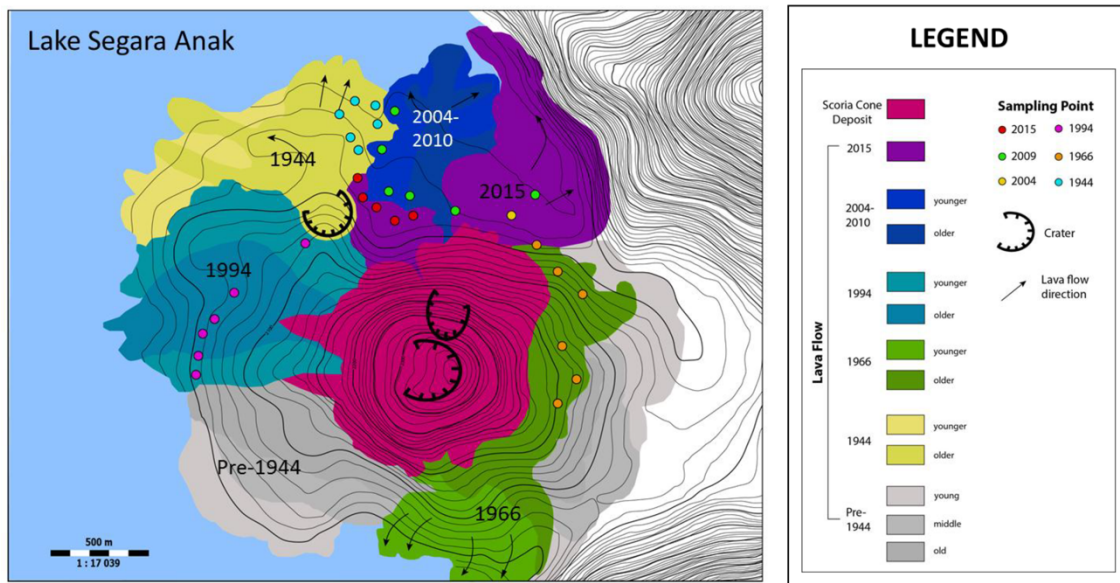


図 1.5-15 後カルデラ期噴出物の分布図。

## 2) 後カルデラ期噴出物の岩石記載と全岩化学組成

後カルデラ期噴出物は、斜長石・単斜輝石・かんらん石・斜方輝石の斑晶鉱物を含む玄武岩質安山岩である。斑晶量は 25～50 vol% で、噴火年代による明瞭な違いは認められない。斑晶モードは、斜長石が 15～35 vol%、単斜輝石が 5～15 vol%、かんらん石および斜方輝石が 0.1～1.5 vol% 程度である。斜長石や単斜輝石斑晶には波状累帯構造が認められるものが存在し、1966 年噴出物ではかんらん石斑晶が斜方輝石の反応縁を持つほか、石基部分に不均質が認められる。後カルデラ期噴出物の全岩  $\text{SiO}_2$  幅は 53～56.5 wt% で非常に狭い(図 1.5-16)。1966 年噴出物の珪長質側でやや組成トレンドが屈曲しているように見える以外は、噴火年代による組成トレンドの違いや  $\text{SiO}_2$  の系統的な時間変化は認められない。一方で、北西山腹火口から噴出した 1944 年噴出物と、山頂北東火口から噴出した 1966 年噴出物および 2009 年噴出物でやや組成幅が広い傾向がある。また、後カルデラ期噴出物の全岩化学組成は、成層火山活動期(A)のうち central Lombok (図 1.5-1.5)の岩石の組成範囲内にプロットされていることも明らかになった。

## 3) 後カルデラ期噴出物の鉱物化学組成

後カルデラ期噴出物のすべてに含まれるかんらん石斑晶は、いずれの噴火でも  $\text{Fo}=70$  付近のピークがあるが、 $\text{Fo}=55\sim 76$  と非常に組成幅が広い(図 1.5-17)。これらは大きく  $\text{Fo}>74$ 、 $70<\text{Fo}<74$ 、 $\text{Fo}<70$  の 3 つに分類され、2004 年噴出物には  $\text{Fo}>74$  のかんらん石が、1994 年噴出物には  $\text{Fo}<70$  のかんらん石が認められない。また、山頂北東火口から噴出した 1966 年噴出物と 2009 年噴出物ではその他の噴出物に比べて  $\text{Fo}>74$  のかんらん石が多く認められる。 $\text{Fo}>74$  のかんらん石は単独でしか存在しないが、 $70<\text{Fo}<74$  のかんらん石は斜長石のほか  $\text{Mg}\#=74\text{-}78$  の単斜輝石と集斑晶を形成している。

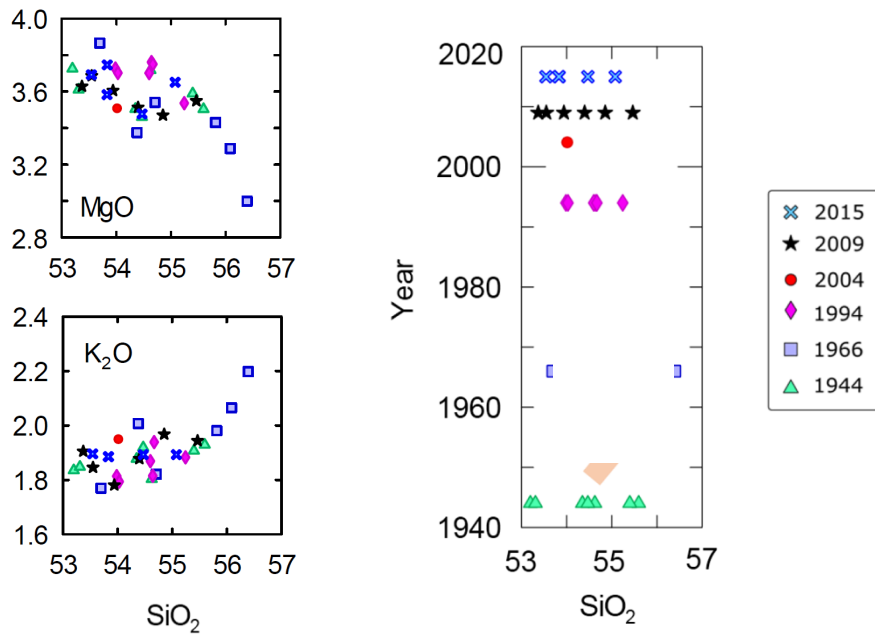


図 1.5-16 後カルデラ期噴出物の全岩化学組成.

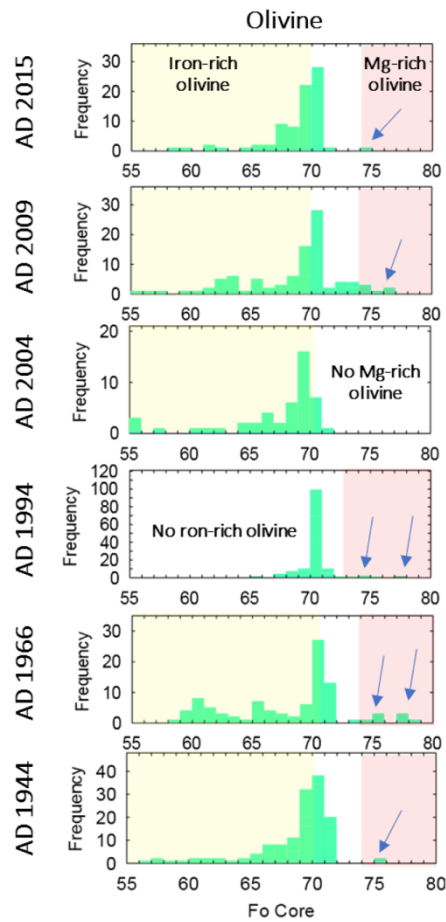


図 1.5-17 後カルデラ期噴出物のかんらん石組成.

#### 4) 後カルデラ期噴出物のマグマ供給系の構造

斜長石や単斜輝石斑晶の波状累帯構造，かんらん石斑晶の斜方輝石反応縁，石基部分の不均質，かんらん石斑晶組成幅の広さなどは，いずれも後カルデラ期噴出物がマグマ混合によって生成されたことを示唆している．かんらん石斑晶の種類と集合斑晶の検討から，1944年噴火の直前には少なくとも3つの混合端成分マグマが形成されていたと考えられ(図 1.5-18)、噴火によってその噴出したマグマの種類や混合の量比が異なっていたことが明らかになった．

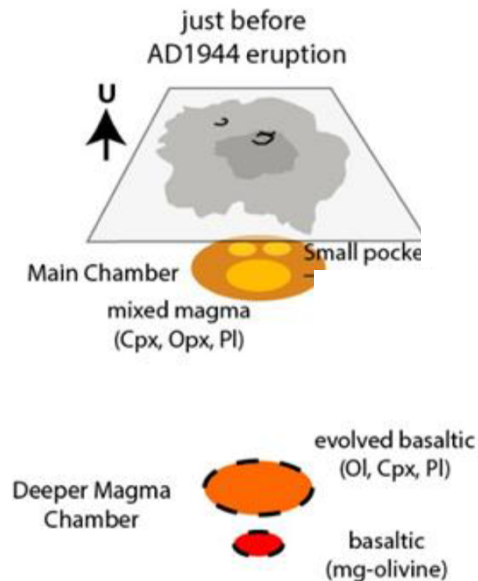


図 1.5-18 後カルデラ期噴火のマグマ供給系の構造.

#### 5) リンジャニ火山のその他の噴出物との比較

後カルデラ期噴出物の記載岩石学的特徴や全岩化学組成は，リンジャニ火山の成層火山形成期(A)のものと類似しており，その中でも後カルデラ期と同じ山体から噴出した **Central Lombok** (図 1.5-1.5)の組成範囲内にほぼプロットされる(図 1.5-19 の CLV). このことは，**Central Lombok** で類似したマグマが生成されたことを示唆しているが，成層火山形成期(A)と後カルデラ期( B)の間に噴出した低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)の噴出物は，いずれも斑晶量に乏しい角閃石デイサイトで組成も全く異なる(図 1.5-20). 昨年度までの研究結果を総合すると，リンジャニ火山では，それぞれの活動期ごとにマグマが消費され，次の活動期に入る前に新たなマグマ供給系が構築されていたと考えられる．

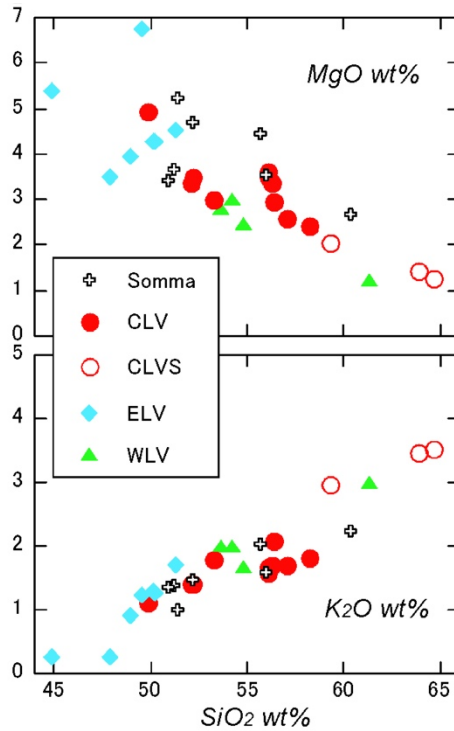


図 1.5-19 成層火山活動期噴出物の全岩化学組成.

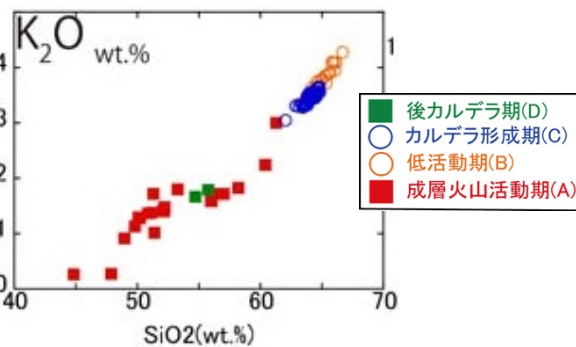


図 1.5-20 リンジャニ火山噴出物の全岩化学組成.

### (5) まとめ

- 1) インドネシアにおけるカルデラ火山の噴火履歴についての調査結果を総括した. カルデラ噴火を起こした火山は, 長期間 (例えば, 約 10 万年間から 1 万年から数千年前) 高噴出を維持した結果, 全体として大きな山体を形成している. 大きい山体には, 大きいカルデラが形成される傾向があり, 拡散した火山群をなす場合は, カルデラは見られなかった. カルデラ噴火の 1 万年から数千年前には, 噴出率が激減し, 噴火様式が爆発的になり, 山腹噴火火口が形成される範囲が縮小し, 中心から火山周辺に移動した. また, カルデラ噴火に先立ち, 火山周辺に脱ガスした溶岩流や溶岩ドームの形成が発生することもある.

- 2) 1883年にカルデラ形成噴火を起こしたクラカタウ火山と1815年にルデラ形成噴火を起こしたタンボラ火山の噴火推移をとりまとめた。クラカタウ火山ではカルデラ形成に先行して噴火孔や熱水活動域が広範囲に拡大し、この拡大部がカルデラの陥没縁となっており。また、タンボラ火山ではカルデラ形成に先行したプリニー式噴火が複数火口から同時に発生している。どちらの事象も、カルデラ形成噴火の場合は、通常の単火道からの噴火とは先行現象が異なっていたことが指摘できよう。
- 3) リンジャニ火山の噴火活動は、成層火山活動期、低活動期、1258年？のカルデラ形成期および後カルデラ期からなる。噴出物のこれまでの岩石学的検討結果を総合すると、それぞれの活動期ごとにマグマが消費され、次の活動期に入る前に新たなマグマ供給系が構築されていたと考えられる。

## 引用文献

- Carey, S., Sigurdsson, H., Mandeville, C., Bronto, S., 1995, Pyroclastic flow and surges over water: an example from the Krakatau eruption. *Bull. Volcanol.*, **57**, 493-511.
- Carrey, J. R., Shor, Jr. G. G., Rait, R. W. and Henry, M., 1977, Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the Eastern Sunda and Western Banda Arcs. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 2479- 2489.
- Foden, J. D. and Varne, R., 1980, The petrology and tectonic setting of Quaternary-Recent volcanic centers in Lombok and Sumbawa, Sunda arc. *Chem. Geol.*, **30**, 201-226.
- Hamilton, W., 1979, Tectonics of the Indonesian region. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no.1078, 1-345.
- Harlow, D. H., Power, J. A., Laguerta, E. P., Ambubuyong, G., White, A. A. and Hoblitt, R. P., 1996, Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo. In Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Univ. Washington Press, 285-305.
- Mandeville, C., Carey, S. and Sigurdsson, H., 1996a, Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, **57**, 512-529.
- Mandeville, C., Carey, S. and Sigurdsson, H., 1996b, Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 243-274.
- Nasution A., Takada A., & Furukawa, R., 2003, Eruptive history during the last 10ky for the caldera formation of Rinjani volcano, Indonesia. *Abstract, 2003 IUGG Meeting*.
- Okory, P., Arakawa, Y., Ikehata, K., Furukawa, R., Takada, A., Edi Wibowo, H., Nakagawa, rM., Kartadinata, N., 2016, Eruptive history of Sundoro volcano, Central Java, Indonesia since 34 ka. *Bull. Volcanol.*, **78**: 81 DOI 10.1007/s00445-015-1079-3.
- Rampio, A. C. and Self, S.(1982) Historic eruptions of Tambora(1815), Krakatau(1883) and Agung (1963). Their stratospheric Aerosols and Climate Impact. *Quaternary Research*, **18**,127-1.53.

- Self, S., Rampino, M.R., Newton, M.S. and Wolf, J.A., 1984, Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, **12**, 659-663.
- Simkin, T. and Siebert, L., 1994, *Volcanoes of the World (Second Ed.)*, Smithsonian Institution, Geoscience Press.349p
- Siebert, L., Simkin, T. and Kimberly, P., 2010, *Volcanoes of the World (Third Ed.)*, Smithsonian Institution, Univ. of California Press.551p.
- Simkin, T. and Fiske, R. S., 1983, *Krakatau 1883. The volcanic eruption and its effects*. Smithsonian Inst. Press, Washington, 464p.
- 高田 亮, 2010, インドネシア・スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴. 地質雑, **11.5**, 473-483.
- 高田 亮・山元孝広, 2008, タンボラ火山. 火山の事典, 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明・中田節也 (編), 朝倉書店, 524- 527.
- Takada, A, Yamamoto, T., Kartadinata, N., Budianto, A., Munandar, A., Matsumoto, A., Suto, S. and Campos Venuti. M., 2000a, Eruptive history and magma plumbing system of Tambora volcano, Indonesia. In Geological Survey of Japan, ed., *Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects. Research on Volcanic Hazard Assessment in Asia*. Agency of Industrial Science and Technology, METI. 42-79.
- Takada, A., Sinulingga, I.K. , Surmayadi, M., Urai, M., 2000b, E Java Comparison among volcano complexes with a caldera and without a caldera, East Java (Preliminary report). In Geological Survey of Japan, ed., *Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects. Research on Volcanic Hazard Assessment in Asia*. Agency of Industrial Science and Technology, METI. 93-115.
- Takada, A., Nasution, A. and Mulyana, R. (2003) Eruptive history during the last 10 ky for the caldera formation of Rinjani volcano, Indonesia. *Abstr. Japan Earth and Planet. Sci. Joint Meeting 2003*.
- Williams, H., 1941, *Caldera and Their Origin*. Univ. of California Pub. In Geol. Sciences, **25**, 239-346.
- Winchester, S., 2003, *Krakatoa The day the World Exploded: August 27, 1883*. (日本語版, 柴田裕之 (訳) 465p.





## 2 噴火規模及び影響範囲推定のための調査研究

### 2.1 支笏カルデラ

#### 2.1.1 支笏カルデラ噴出物の噴火過程

##### 【実施内容】

陥没カルデラの形成噴火では、大規模火砕流の噴出に先行してプリニー式噴火から始まる事例が多い。平成 28 年度は、カルデラ陥没を起こした支笏降下火砕物の粒度組成の垂直変化と水平変化を検討した結果、この堆積物は通常のプリニー式噴火とは大きく異なる特徴を持つことを明らかにした。すなわち、支笏降下火砕物はカルデラ内で同時発生した複数のプリニー式噴火の産物で、通常の単一火口からの噴火とは噴火の始まり方がそもそも異なっていたと考えられる。ただし、検討に用いた平成 27 年度の降下火砕物拡散の数値計算結果は、用いた Tehra2 の計算式にバグがあることが指摘されたので、修正コードを用いて再計算を実施した。平成 27 年度のマグマ体積見積や平成 28 年度の粒度分析結果自体には変更はないものの、噴煙柱初期粒径分布中央粒径と噴煙柱高度の関係については修正の必要がある。

##### 【研究成果】

#### (1) 支笏降下火砕物の追加粒度分析

支笏カルデラ形成噴火は約 4 万年前に発生した巨大噴火で（勝井，1959；山縣，2000），平成 27 年度実施の本研究により先行した支笏降下火砕物の噴出量は約 40～48 km<sup>3</sup>DRE，支笏火砕流の噴出量は約 80 km<sup>3</sup>DRE と計測されている（山元，2016）。支笏降下火砕物の分布主軸は、カルデラから東南東に延び、180 km 離れたえりも町まで追跡することが出来る。堆積物は比較的淘汰の良い流紋岩軽石火山礫～火山灰からなり、後で示すようにカルデラから離れるに従い、粒径が小さくなる。

平成 28 年度は分布主軸方向とこれに対する直交方向の試料を中心に粒度分析を実施しているが、粒度分析試料の採取は、分布主軸方向とこれに対する直交方向で実施した。今年度は分布主軸の北側遠方相のデータを補足するために帯広市周辺で試料採取を行った。カルデラ中心から 156 km 離れた更別村更別では、層厚 50 cm の支笏降下火砕物が分布している。下位から 20 cm の位置にある青灰色の粗粒火山灰薄層を挟んで、上下 2 ユニットに分けられ、どちらも細礫サイズの黄色軽石で構成されている。また、カルデラ中心から 179 km 離れた帯広市愛国では、層厚 43 cm の支笏降下火砕物が露出している。下部は細礫サイズの黄色軽石を主体とするのに対して、上部は細礫サイズの黄色軽石に少量の火山灰を伴っている。両地点における上部・下部試料は、乾燥後、φ0.5 刻みでφ-6～+3 のメッシュサイズの篩を用いて篩い分け、篩毎の試料の質量を計測した。その後、篩い分け試料の軽石・結晶片・石質岩片の粒子数を数え、粒子数比率を求め、さらに軽石粒子の見かけ密度からこの数比率を質量比に換算している。また、軽石粒径分布に対しては、複モード解析（Sheridan et al., 1987）を実施している。その結果は平成 28 年度と同じく、下部では軽石粒子はφスケール表示で最頻モードに対して対称性の良い対数正規分布を示すのに対して、上部では最頻モードに対する対称性が悪く粗粒モードと細粒モードに分割できる。下部モード・上部粗粒モード・上部細粒モードとも平均粒径は距離に対してほぼ

平行な減衰曲線を示しており（図 2.1.1-1）、帯広周辺試料の分析結果は H28 年度の変化曲線結果と良く調和する。

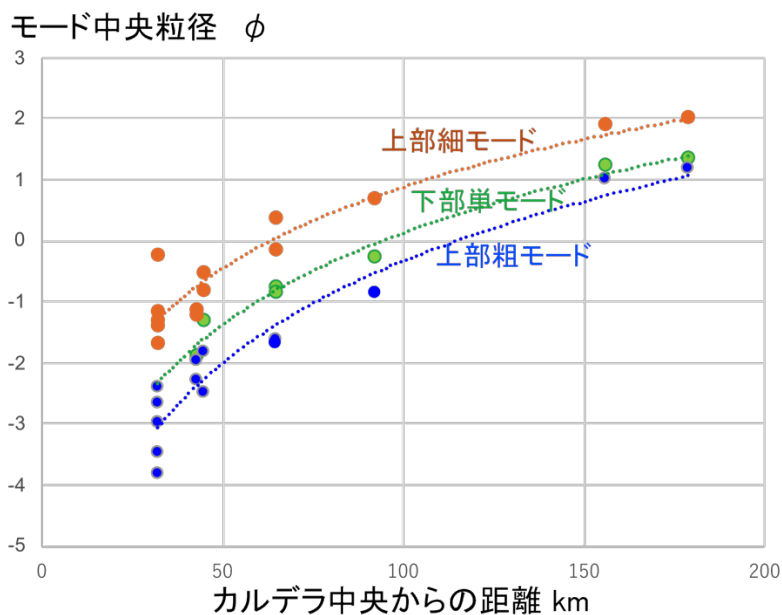


図 2.1.1-1 各モード平均粒径とカルデラ中央からの距離の関係

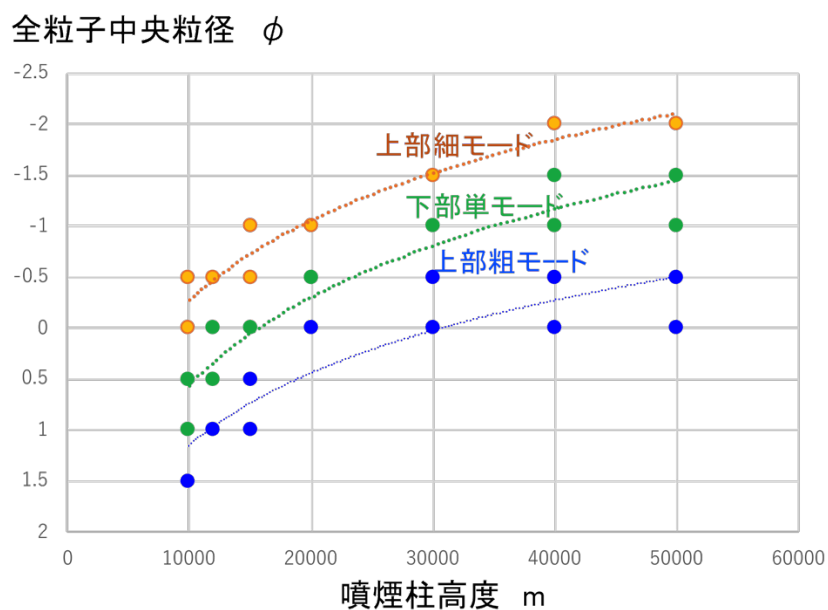


図 2.1.1-2 各モード粒径距離変化を再現する噴煙柱初期粒径分布中央粒径と噴煙柱高度の計算ケース

## (2) Tephra2 による噴煙柱パラメータの再推定

平成 27 年度は支笏降下堆積物の総マグマ体積を求める目的で Tephra2 による数値計算 (Bonadonna et al., 2005 ; 萬年, 2013) を実施し、計 600 ケースの計算結果から、噴煙柱高度が 12~15 km, 総噴出物量が  $1.0E+14 \sim 1.2E+14$  kg のケースで計算層厚と実際の堆積物層厚

の最小二乗誤差が小さくなり、再現性の高い結果を得ていた（山元，2016）．しかしながら，その後，佐伯（2016）により用いた Tephra2 の解析コードのうち，粒子の落下速度の式にバグがあることが明らかにされている．そのため，今年度は報告されたバグを修正したうえで，全ケースについて再計算を実施した．測定地点の実際の粒径分布と層厚で最適ケースを選別しているため，最終的に得られる噴煙柱高度と総噴出量は H27 年度結果と変わらないものの（表 2.1.1-1），噴煙柱初期粒径分布には修正を加える必要がある．具体的には今年度再計算結果から各モードの距離変化を再現できる計算ケースを抽出すると，図 2.1.1-2 の噴煙柱初期粒径分布の中央粒径と噴煙柱高度の関係が作図できるが，中央粒径は再計算により  $\phi 0.5$  程度細かい方へずれてくる．

ケース	噴煙柱高度	総噴出物量	粒径( $\phi$ )				拡散係数	層厚 (cm)					RMS	Point1を除いたRMS	相関係数	Point1を除いた相関係数
			最大粒径	最小粒径	平均粒径	偏差		Point 1 (火口から32km、600cm)	Point 2 (火口から45km、500cm)	Point 3 (火口から65km、320cm)	Point 4 (火口から92km、130cm)	Point 5 (火口から60km、179cm)				
Case209	16500	1E+14	-11	9	-1	5	50000	1700	770	350	210	61	227	71	0.904	0.974
<b>Case213</b>	<b>11500</b>	<b>1.2E+14</b>	<b>-9.5</b>	<b>10.5</b>	<b>0.5</b>	<b>5</b>	<b>50000</b>	<b>1500</b>	<b>710</b>	<b>360</b>	<b>230</b>	<b>61</b>	<b>186</b>	<b>59</b>	<b>0.913</b>	<b>0.978</b>
Case215	13500	1.2E+14	-10.5	9.5	-0.5	5	50000	1800	790	390	240	66	248	80	0.899	0.979
Case216	13500	1.2E+14	-10	10	0	5	50000	1700	790	390	240	69	229	80	0.909	0.979
Case217	16500	1.2E+14	-11	9	-1	5	50000	2000	920	420	250	74	294	112	0.907	0.974
Case219	11500	1.5E+14	-9.5	6.5	-1.5	4	50000	2400	1000	480	290	69	376	137	0.891	0.978
Case221	11500	1.5E+14	-9.5	10.5	0.5	5	50000	1900	880	450	290	77	274	108	0.908	0.978
Case223	13500	1.5E+14	-10.5	9.5	-0.5	5	50000	2200	990	480	300	83	338	136	0.903	0.977
Case224	13500	1.5E+14	-10	10	0	5	50000	2200	990	490	310	86	338	137	0.903	0.977
Case225	16500	1.5E+14	-11	9	-1	5	50000	2500	1200	530	320	92	409	189	0.914	0.971
Case249	16500	1.2E+14	-11	9	-1	5	75000	1700	790	360	210	61	228	76	0.910	0.975
Case250	16500	1.2E+14	-10.5	9.5	-0.5	5	75000	1700	790	370	220	64	228	77	0.910	0.976
Case252	11500	1.5E+14	-10	10	0	5	75000	1700	770	380	240	62	228	74	0.905	0.977
Case253	11500	1.5E+14	-9.5	10.5	0.5	5	75000	1600	770	390	240	64	209	75	0.917	0.980
Case254	13500	1.5E+14	-10	6	-2	4	75000	2300	990	440	250	62	355	130	0.897	0.975
Case255	13500	1.5E+14	-10.5	9.5	-0.5	5	75000	1900	860	410	250	69	271	98	0.905	0.977
Case256	13500	1.5E+14	-10	10	0	5	75000	1900	860	420	260	72	272	99	0.905	0.978
Case257	16500	1.5E+14	-11	9	-1	5	75000	2200	990	450	270	76	337	132	0.903	0.974
Case258	16500	1.5E+14	-10.5	9.5	-0.5	5	75000	2100	990	460	270	80	318	132	0.912	0.976

表 2.1.1-1 層厚と粒度分布の再現性の高いケース

### (3) まとめ

Tephra2 の修正コードを用いて平成 27 年度の支笏降下火砕物を対象とした降下火砕物拡散の再計算を実施し，最適計算結果の噴煙柱高度と総噴出量に大きな違いが無いことを確認した．ただし，最適ケースにおける噴煙柱初期粒径分布の中央粒径と噴煙柱高度の関係については修正する必要がある．

## 引用文献

- Bonadonna, C., Connor, C.B., Houghton, B.F., Connor, L., Byrne, M., Laing, A. and Hincks, T. (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersion : hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *Jour. Geophys. Res.*, 110, B03203.
- 勝井義雄 (1959) 支笏降下軽石堆積物について, 特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山, 第2集, 2, 33-48.
- 萬年一剛 (2013) 降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状--第四紀学での利用を視野に--. 第四紀研究, 52, 173-187.
- 佐伯和人 (2016) 55Tephra の作成と配布. 日本火山学会講演予稿集 2016 年度秋季大会, 186-186.
- Sheridan, M.F., Wholetz, K.H. and Dehn, I. (1987) Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, 15, 367-370.
- 山縣耕太郎 (2000) 支笏火山 40ka 噴火の規模に関する検討. 上越教育大学研究紀要, 19, 445-460.
- 山元孝広 (2016) 支笏カルデラ形成噴火のマグマ体積. 地質調査総合センター研究資料集, no. 632.

## 2.1.2 支笏カルデラ噴出物の岩石学的検討

### 【実施内容】

支笏火山噴出物の岩石学的検討を行い、カルデラ形成期のマグマ供給系を構成するサブマグマシステムの特徴と混合・成因関係をこれまでに検討してきた。その結果、このマグマ供給系は斑晶に乏しい珪長質マグマ系(CP)、斑晶に富む安山岩質マグマ系(CR)、マフィックマグマ系(M)の3つに細分でき、MはCPと混合していたが、CRはCPとの混合関係はなく独立して活動していたことが明らかになっている。CPでは起源物質の異なる流紋岩質マグマとデイサイト質マグマが混合しており、Mサブマグマシステムは起源物質の異なる複数の苦鉄質マグマからなり、各々がCAサブマグマシステムに混合していた。また、CRは複数の安山岩質マグマからなると考えられる。今年度もカルデラ形成期噴出物の岩石学的データ(記載岩石学的特徴・全岩化学組成・鉱物化学組成)を、新たな区分に基づいて精査・追加し、カルデラ形成期のマグマ供給系の構造とマグマプロセスを検討した。また、マグマ蓄積の時間スケールをより詳細に検討するため、鉱物組成累帯構造の観察・解析を進めた。その結果、噴出物の大半を占めるCPのマグマ滞留時間は昨年度見積とほぼ同等の100年~1600年(100年~500年)と見積もられた。さらに今年度は、支笏カルデラ形成期や社台期噴出物の含水量を推定するため、反射法を利用したガラス中の揮発性成分分析法の開発を新たに試みた。

### 【研究成果】

#### (1) カルデラ形成期の本質物の特徴

##### 1) 記載岩石学的特徴

カルデラ形成期の本質物は発泡の良い軽石からなり、斑晶量の違いから斑晶に乏しいCrystal-Poorタイプ(CPタイプ)と斑晶に富んだCrystal-Richタイプ(CRタイプ)に区分される(北川, 2001MSを改訂)。カルデラ形成噴火(フェーズ1-3)ではほぼCPタイプ軽石のみが噴出し、カルデラ形成後(フェーズ4・5)にはCPタイプ軽石に加えてCRタイプ軽石が噴出するようになった(図1.1-15)。CRタイプ軽石の割合は時間とともに増加する傾向がある。CPタイプ軽石は、その殆どが均質で斑晶量5wt%以下である(図2.1.2-1)。一部のシリカに乏しい試料は16~17wt%とやや斑晶に富むが、肉眼または鏡下において縞状組織や苦鉄質包有物が認められ、母岩となる軽石が斑晶に乏しいため、CPタイプに分類される。斑晶鉱物は斜長石・斜方輝石・鉄チタン酸化物からなり、噴火フェーズ・ユニットによる違いは認められない。シリカに乏しいCPタイプは、斜長石・斜方輝石・鉄チタン酸化物の他に、単斜輝石・角閃石・かんらん石が含まれる。一方、CRタイプ軽石は、斑晶量が14~56wt%と幅広く、時間とともに斑晶量が増加する傾向がある。斑晶鉱物組み合わせは、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・鉄チタン酸化物からなり、ユニットC2・D・Eでは、角閃石が主に含まれるのに対し、ユニットFでは角閃石が認められない(図2.1.2-2)。

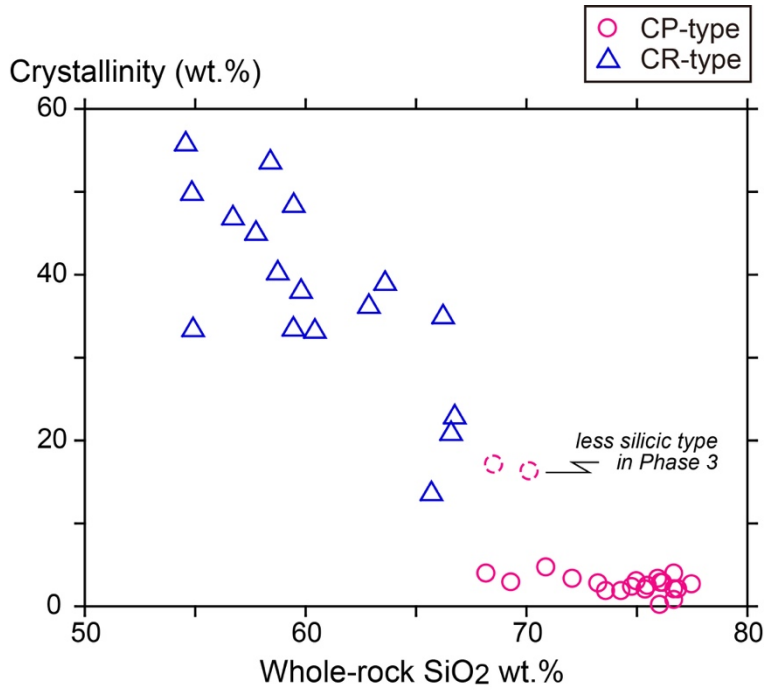


図 2.1.2-1 全岩 SiO<sub>2</sub>–斑晶量図. 破線は CP タイプ軽石の低シリカタイプの一部.

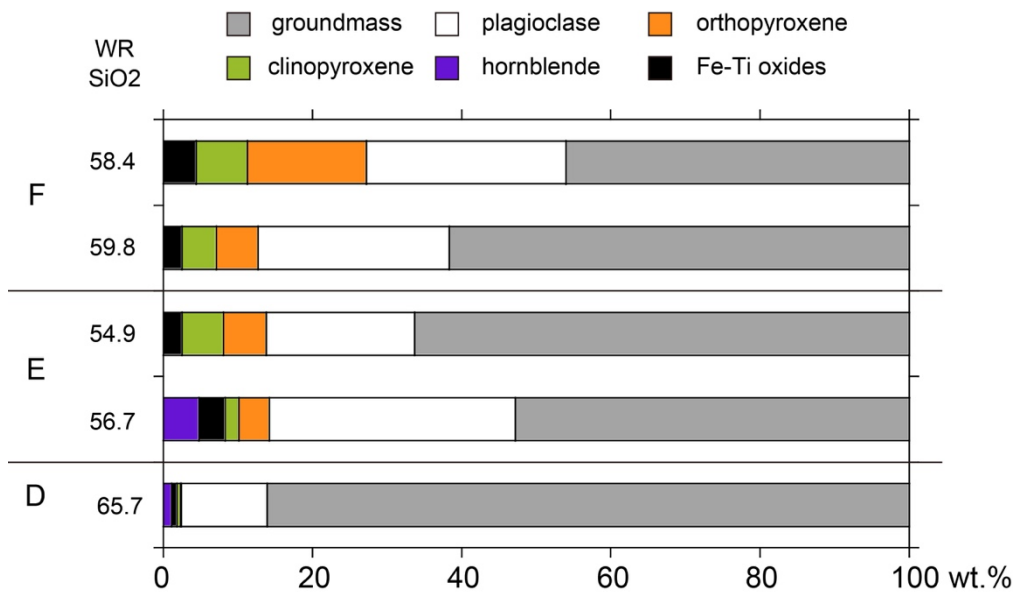


図 2.1.2-2 模式露頭（覚生）で採取された CR タイプ軽石の斑晶モード組成.

## 2) 全岩化学組成

CP タイプ軽石は全岩 SiO<sub>2</sub>=66.7~77.4 wt%の流紋岩～デイサイト, CR タイプ軽石は全岩 SiO<sub>2</sub>=53.5~70.5 wt%のデイサイト～安山岩である. SiO<sub>2</sub>量でみる限りは一部組成が重なるが, CP タイプ軽石の組成トレンドは CR タイプ軽石とは明瞭に異なっていることが分かる (図 2.1.2-3).

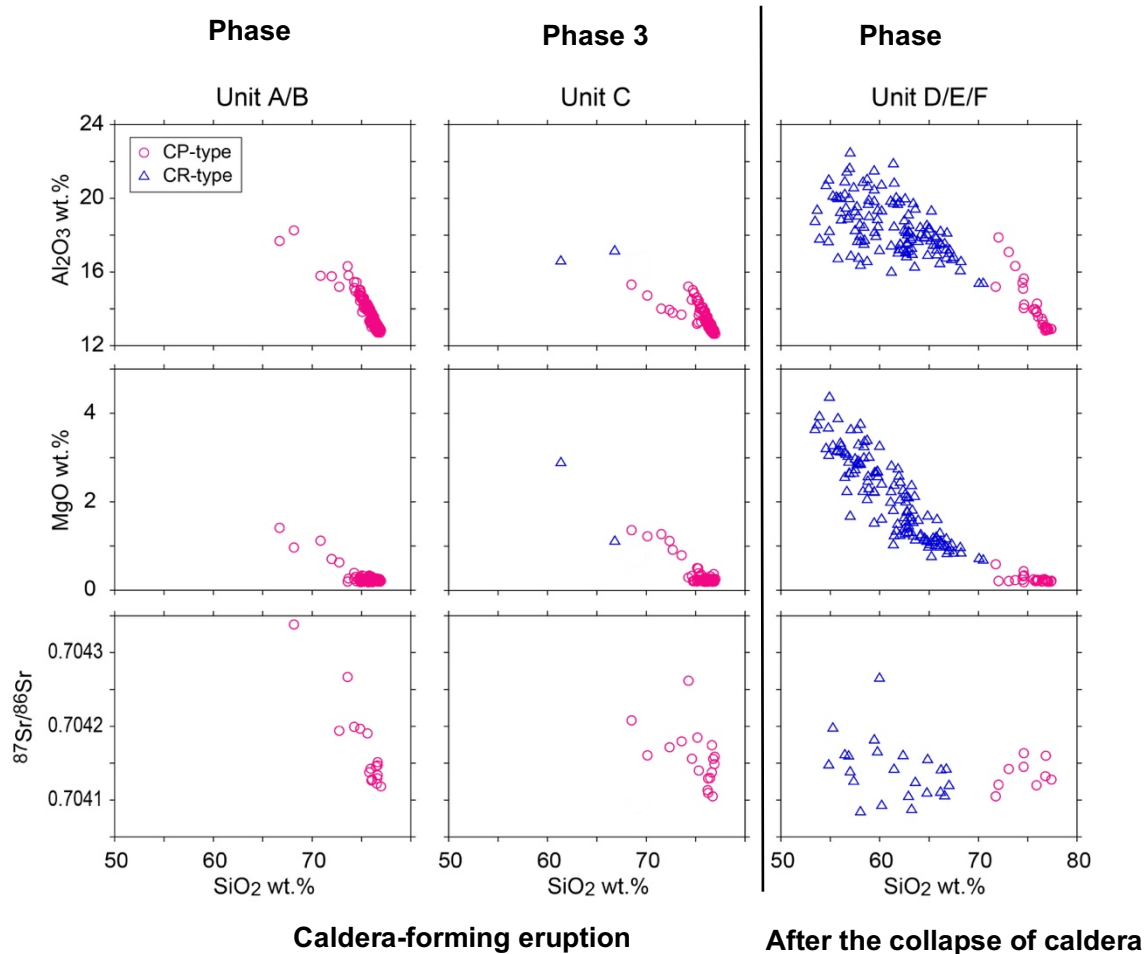


図 2.1.2-3 カルデラ形成期噴出物の全岩化学組成ハーカー図。

噴出物の大半を占める CP タイプ軽石に注目すると、 $\text{SiO}_2$  量および  $\text{MgO}$  量から、以下の 2 タイプに区分される (図 2.1.2-4)。

- ・ 高シリカタイプ (silicic type) :  $\text{SiO}_2 > 72 \text{ wt.}\%$  かつ  $\text{MgO} < 0.6 \text{ wt.}\%$
- ・ 低シリカタイプ (less silicic type) :  $\text{SiO}_2 < 74 \text{ wt.}\%$  かつ  $\text{MgO} > 0.6 \text{ wt.}\%$

高シリカタイプは全ての噴火フェーズに共通する。カルデラ形成噴火最盛期のフェーズ 2・3 には低シリカタイプが認められるが、カルデラ陥没後のフェーズ 4 にはごく僅かしか認められない。ハーカー図をみると、高シリカタイプは  $\text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Rb} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Ba}$  などにおいて、全ての噴火フェーズで共通の 1 本の直線トレンドを描く。一方、低シリカタイプは、 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Rb}$  などでは主要なトレンドの延長線上にプロットされるが、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Ba}$  などでは、そのトレンドとは明らかに異なる直線トレンドを描くものがある。低シリカタイプのトレンドは複数確認でき、噴火フェーズごとで異なる (図 2.1.2-4, -5, -6)。



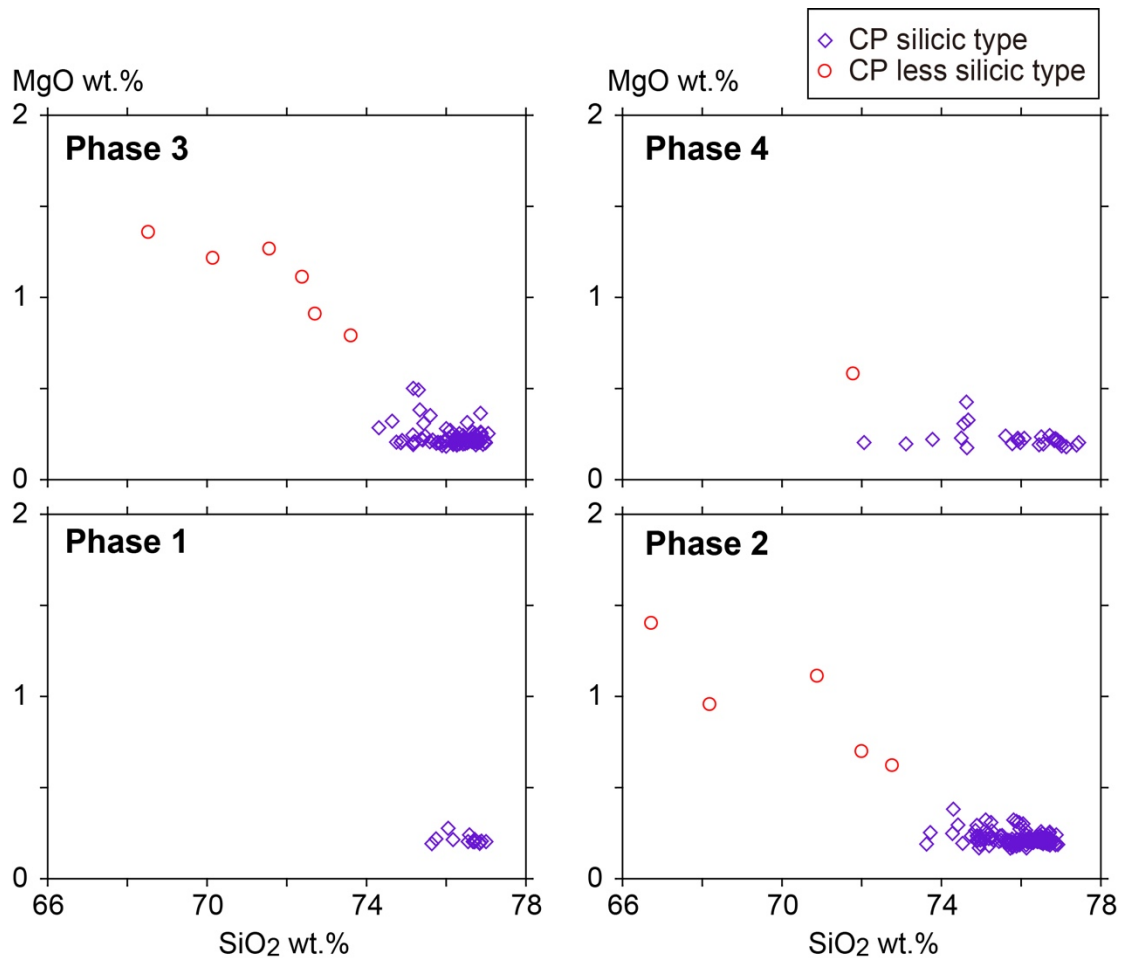


図 2.1.2-4 CP タイプ軽石の全岩化学組成 SiO<sub>2</sub>-MgO 図.

CP タイプ軽石と CR タイプ軽石は同位体比組成では大きな違いは認められない (図 2.1.1-7). CP タイプ軽石に注目すると, Sr 同位体比においてはカルデラ形成噴火とカルデラ陥没後で特徴が異なる. カルデラ形成噴火では, 高シリカタイプは SiO<sub>2</sub> 量が低いほど Sr 同位体比が高くなる傾向が見られるが, カルデラ陥没後は Sr 同位体比は一定である. 低シリカタイプは噴火フェーズごとに異なるトレンドを描くようである. Nd・Pb 同位体比組成については, 噴火フェーズごとの違いは認められない.

### 3) 鉱物化学組成

CP タイプ軽石の斜長石は An = 30~94 と幅広く, An = 40~45 および An = 45~65 にピークをもつ (図 3-1-8). CR タイプ軽石も幅広い組成分布を示すが, An = 75~82 にピークを示し, CP タイプ軽石とは異なる特徴を示す. 斜方輝石においても, CP タイプ軽石は Mg# = 42~74 と幅広いが, Mg#48 付近と Mg#70 付近にピークをもつバイモーダルな組成分布を示している. 一方 CR タイプ軽石は, Mg# = 45~76 で Mg# = 60~66 付近にピークをもつユニモーダルな組成分布を示す.

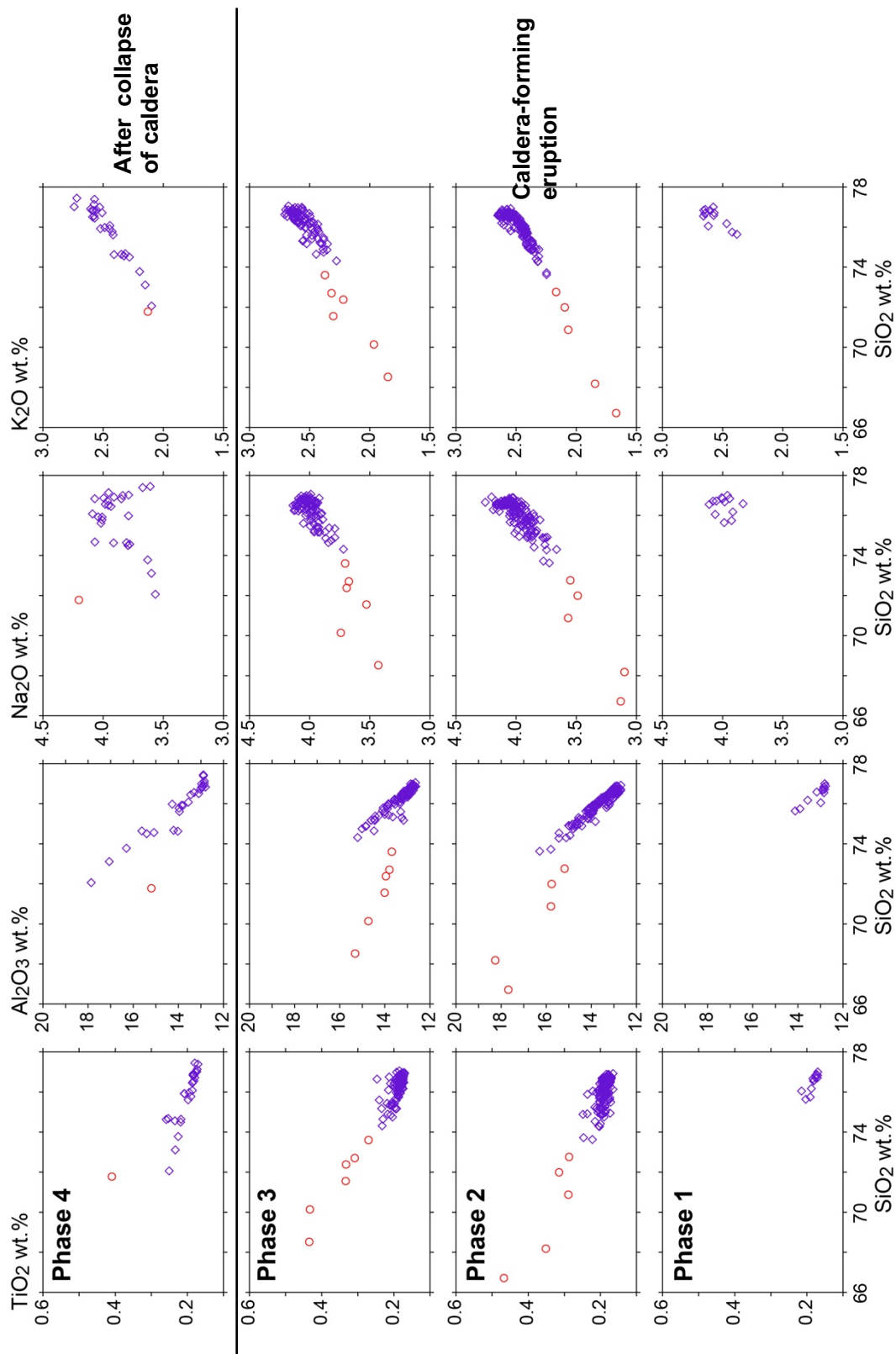


図 2.1.2-5 CP タイプ軽石の全岩主成分元素ハーカー図. シンボルは図 2.1.2-4 と同じ.

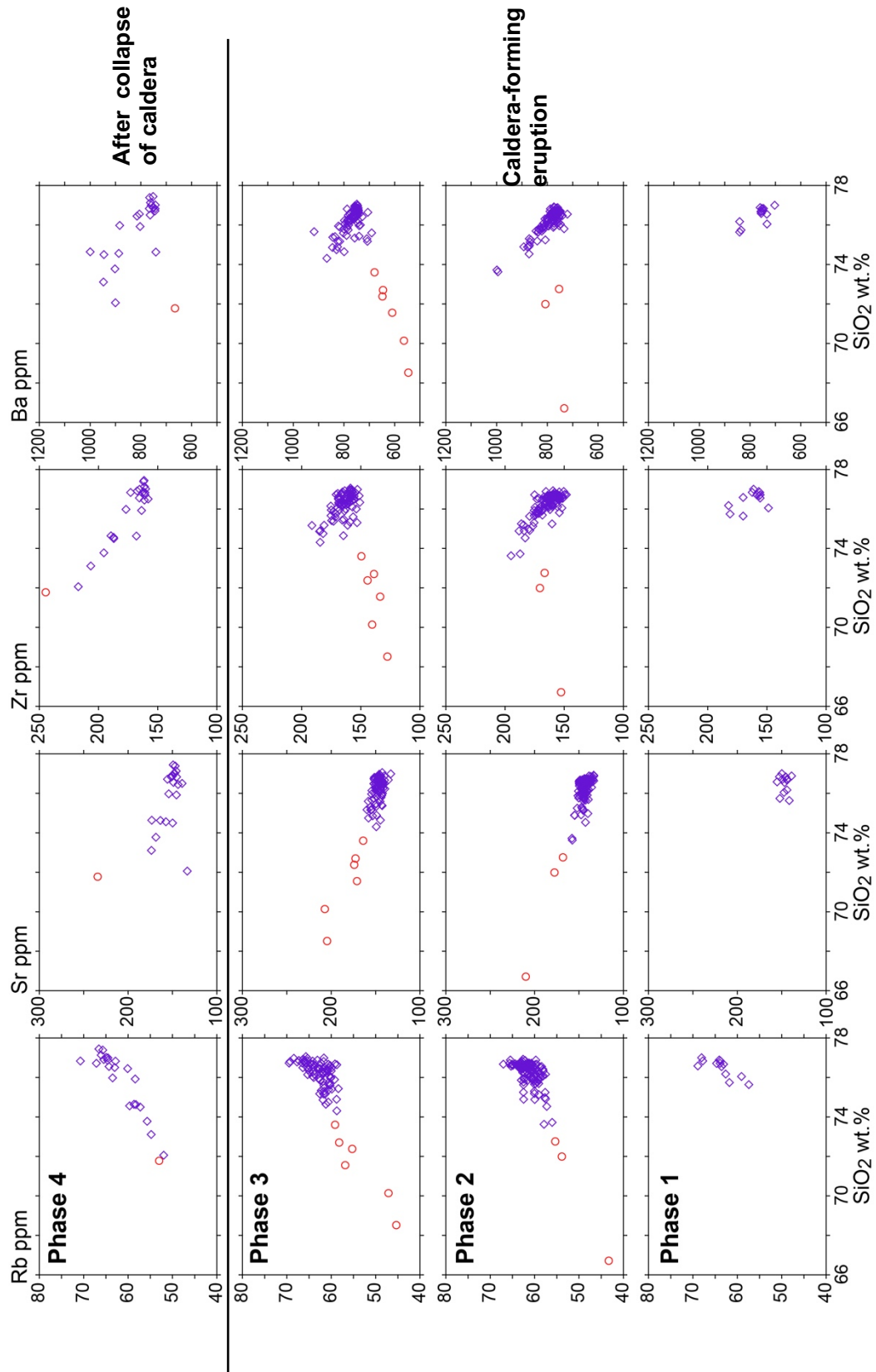


図 3-1-6 CP タイプ軽石の全岩微量元素ハーカー図. シンボルは図 2.1.2-4 と同じ.

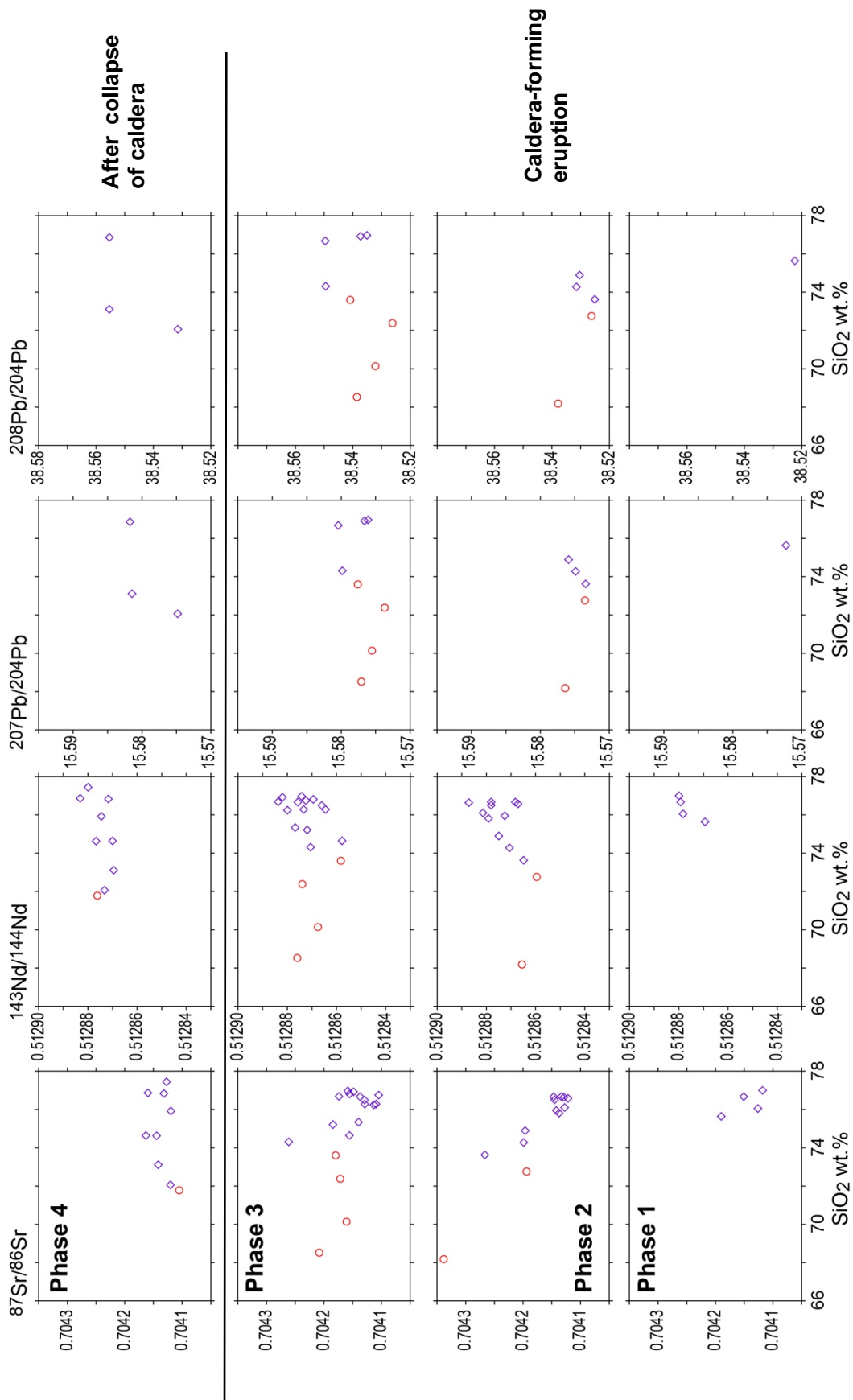


図 3-1-7 CP タイプ軽石の同位体組成ハーカークラスタグラム。シンボルは図 2.1.2-4 と同じ。

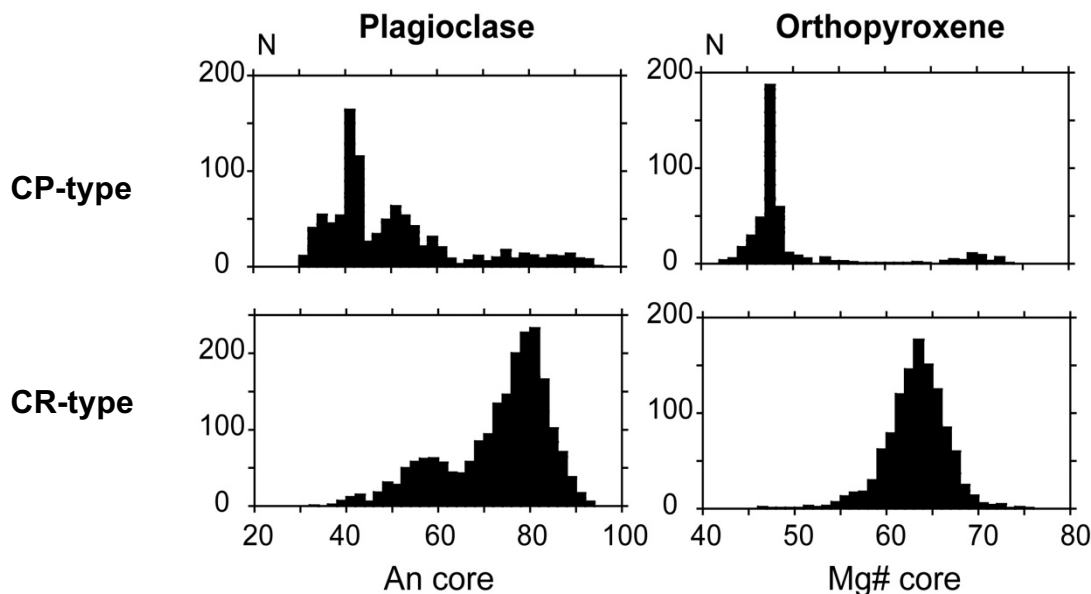


図 2.1.2-8 斑晶コア組成ヒストグラム (CP タイプ軽石・CR タイプ軽石).

カルデラ形成噴火の主体となっている CP タイプ軽石は、高シリカタイプと低シリカタイプで異なる特徴を示す (図 2.1.2-9). 高シリカタイプは、噴火フェーズによらず、斜長石斑晶は  $An = 30 \sim 45$  のコア組成を持つものが大部分を占めているが、全ての試料において  $An = 45 \sim 70$  のものも含まれ、 $An90$  前後の斑晶も少量含まれている。一方、低シリカタイプについては、試料ごとに特徴が異なる。フェーズ 2・4 の試料は、高シリカタイプと比較的類似した組成分布を示すが、フェーズ 3 の試料は高  $An$  斜長石 ( $An = 80 \sim 94$ ) が大半を占める。

マフィック鉱物においても、同様の傾向が見られる。高シリカタイプ軽石は、 $Mg\# = 42 \sim 52$  の低  $Mg\#$  斜方輝石斑晶が大部分を占めている。一方、低シリカタイプ軽石は、試料ごとで特徴が異なる。フェーズ 2・4 の試料は、高シリカタイプの試料と類似した組成に加え、 $Mg\# = 54 \sim 70$  を示すものも認められる。一方フェーズ 3 の試料は、大部分の斜方輝石斑晶が  $Mg\# = 65 \sim 75$  を示し、低  $Mg\#$  の斑晶は殆ど認められない。フェーズ 2・3 の試料には、高  $Mg\#$  単斜輝石 ( $Mg\#68 \sim 76$ ) や高  $Mg\#$  かんらん石 ( $Mg\#73 \sim 75$ ) が含まれており、高  $Mg\#$  斜方輝石斑晶 ( $Mg\#65 \sim 75$ ) と組成的に平衡共存可能である (Brey & Kohler, 1990)。一方フェーズ 4 の試料にはそのような高  $Mg\#$  単斜輝石やかんらん石は認められない。角閃石斑晶は、高シリカタイプ・低シリカタイプいずれにも少量認められ、 $Mg\# = 55 \sim 69$  と中間的な幅広い組成を示す。

斜長石斑晶および斜方輝石斑晶のコアーリム図を、図 2.1.2-10 および図 2.1.2-11 に示す。斜長石斑晶において、高シリカタイプをみると、噴火フェーズによらず、幅広いコア組成に対してリム組成は  $An = 40 \sim 44$  付近に集中しており、高  $An$  斜長石が正累帯構造を、低  $An$  斜長石が逆累帯構造を示していることが分かる。カルデラ陥没後のフェーズ 4 には累帯構造を示さない高  $An$  斜長石が少量認められる。この特徴は斜方輝石斑晶においても確認できる。斜方輝石斑晶のリム組成は、噴火フェーズによらず  $Mg\# = 46 \sim 48$  付近に集中し、高  $Mg\#$  斜方輝石は正累帯構造を、低  $Mg\#$  斜方輝石は逆累帯構造を示している。カルデラ陥没後のフェーズ 4 には累帯構造を示さな

い高 Mg#斜方輝石斑晶が少量存在する。低シリカタイプも基本的には高シリカタイプと同様の特  
 徴を示すが、フェーズ3については、高 An 斜長石・高 Mg#斜方輝石の割合が高く正・逆累帯構  
 造を示すようである。

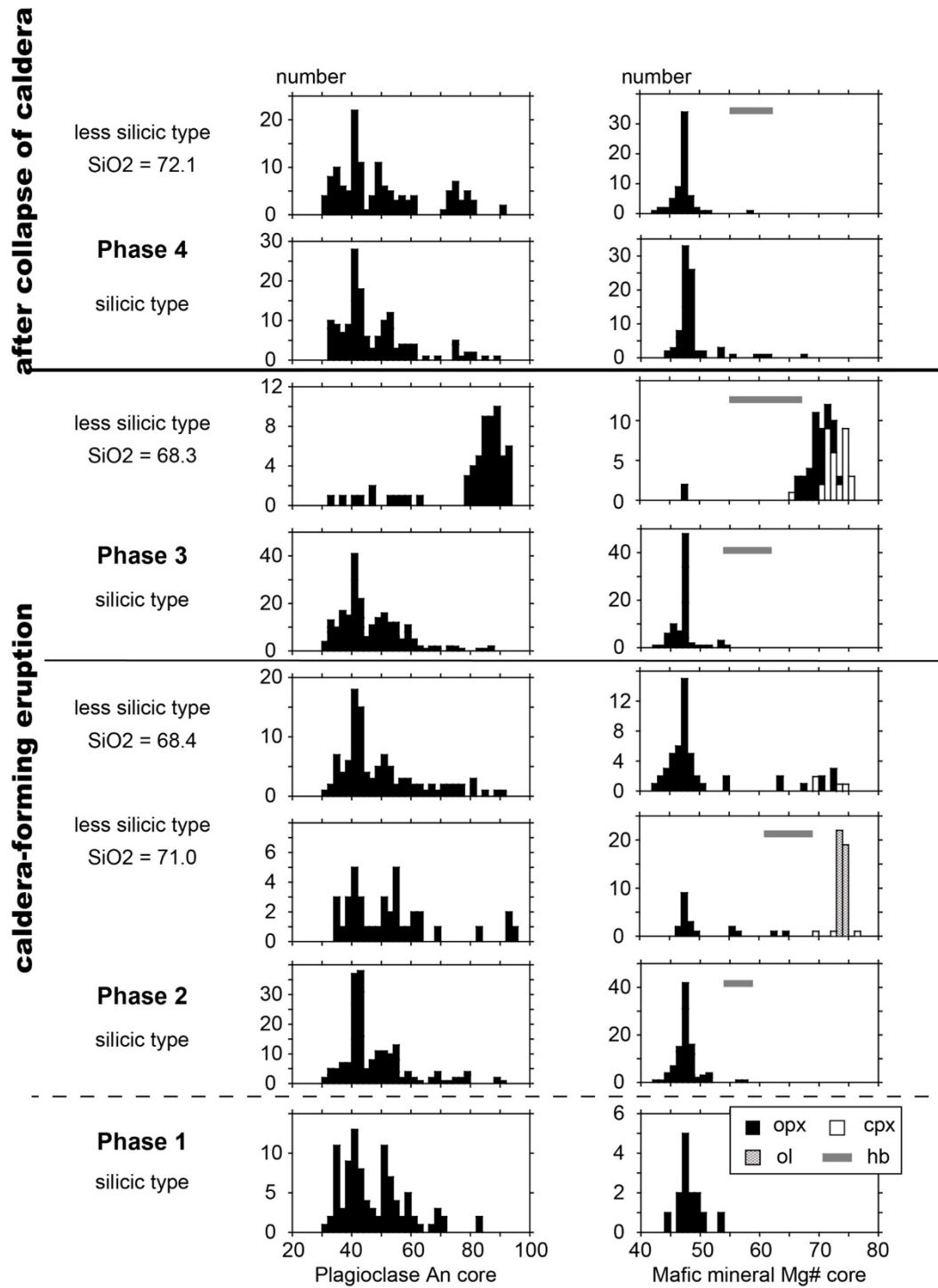


図 2.1.2-9 斑晶コア組成ヒストグラム (CP タイプ軽石)。

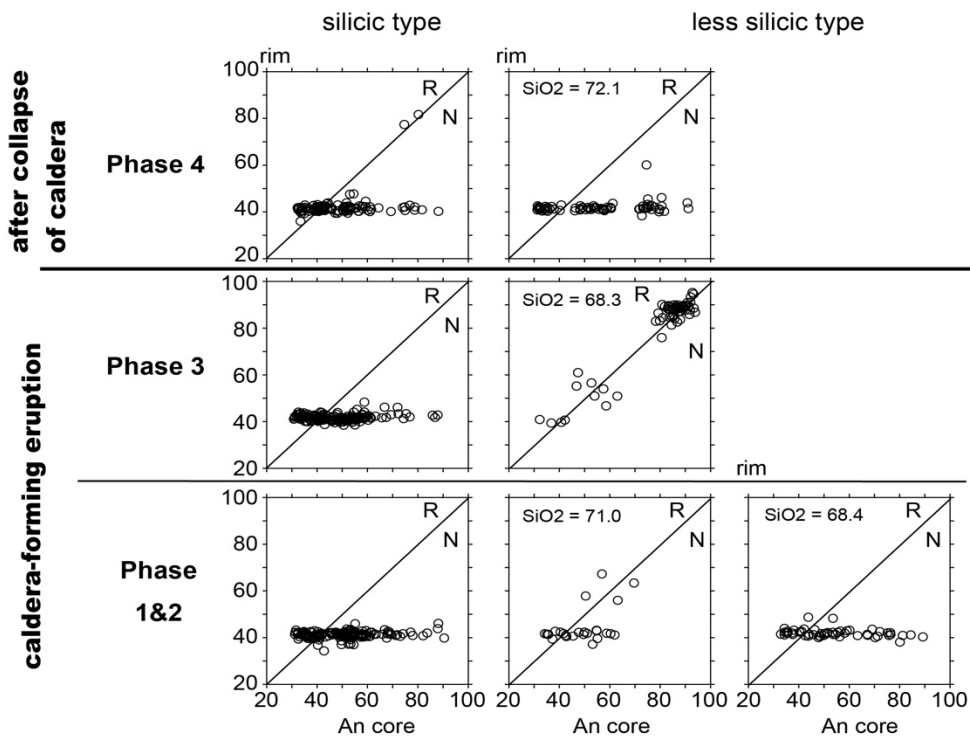


図 2.1.2-10 斜長石斑晶の An コアーリム図 (CP タイプ軽石).

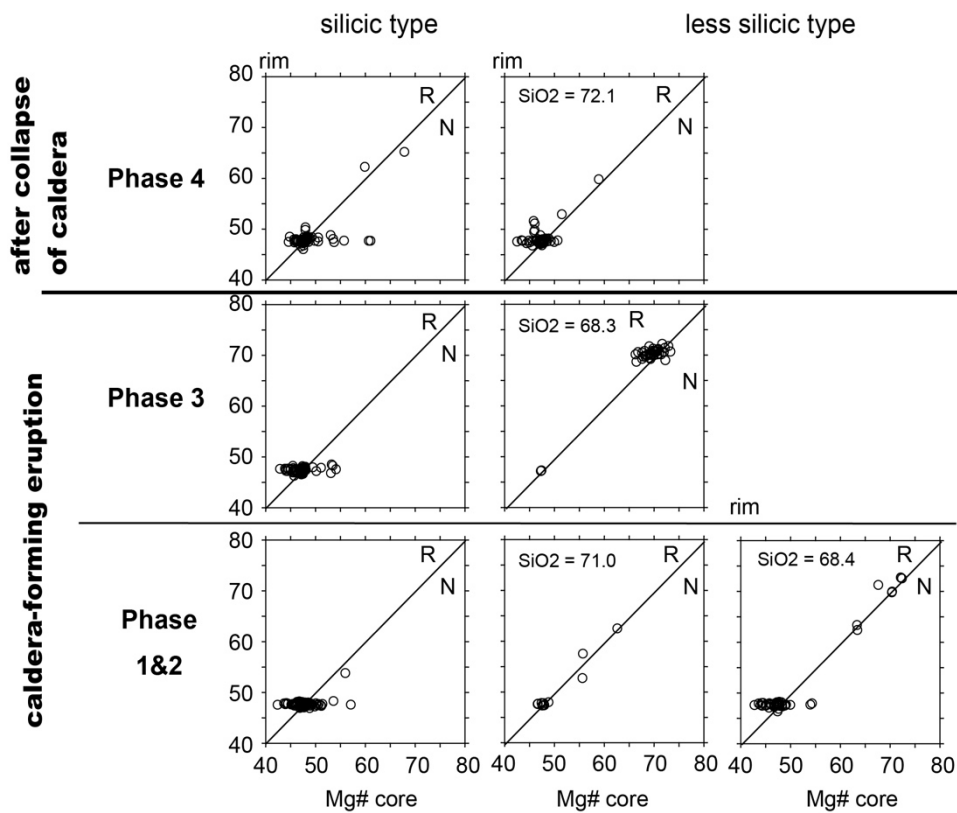


図 3-1-11 斜方輝石斑晶の An コアーリム図 (CP タイプ軽石).



## (2) カルデラ形成期のマグマ供給系の構造とマグマプロセス

### 1) カルデラ形成期のマグマ供給系の変遷と噴火推移との関係

昨年度までの解析の結果、支笏カルデラ形成期の本質物は斑晶に乏しい流紋岩質の CP タイプ軽石と斑晶に富む安山岩質の CR タイプ軽石からなり、両者に混合関係が認められないことから、カルデラ形成期のマグマ供給系では、斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (CP サブマグマシステム) と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (CR サブマグマシステム) が独立して存在し、個別に活動したと解釈した。今年度の地質学的研究の結果、カルデラ陥没後に明らかな時間間隙があり、それ以降 CR タイプ軽石が主として活動していることが明らかとなった。このことは、両システムが独立していたことを強く示唆する。

一方、CP タイプ軽石は全噴火フェーズを通して活動している。昨年度までの解析では、全岩化学組成ハーカー図上で、その多く (高シリカタイプ) が 1 本の直線トレンドを描くこと、シリカに乏しいもの (低シリカタイプ) はそれとは異なる組成トレンドを描き、苦鉄質な組成の斑晶鉱物を持つことから、カルデラ形成期のマグマ供給系にはマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) も存在し、CP サブマグマシステムと混合していたと解釈した。今年度、新たに確立した噴火推移を基にデータを追加・精査した結果、高シリカタイプは、全岩化学組成ハーカー図上で、1 本の直線トレンドを描いているが、Sr 同位体比組成については、フェーズ 4 は他のフェーズと異なるトレンドを描くことが分かった (図 3-2-1)。また、斑晶鉱物組成のコアーリム図では、フェーズ 1-3 の試料は、リム組成が均質で、正・逆累帯構造を示しているのに対し、フェーズ 4 では一部累帯構造を示さない苦鉄質な斑晶が含まれることが分かった。これらの特徴は、同じ CP サブマグマシステムにおいても、カルデラ陥没前後でマグマプロセスが変化した可能性があることを示唆しているのかもしれない。

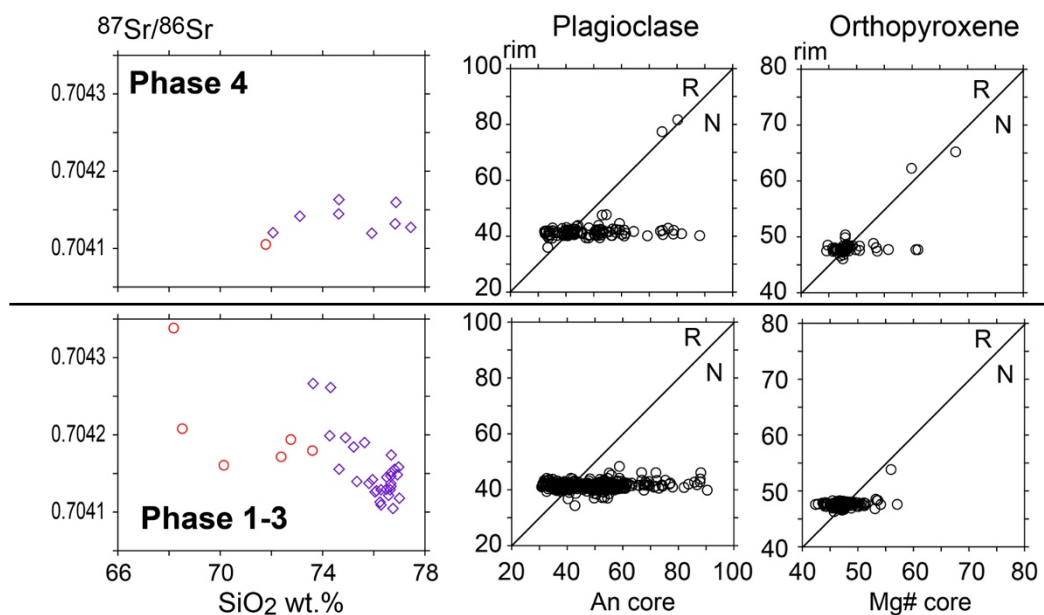


図 2.1.2-12 高シリカタイプ軽石のカルデラ形成前後の Sr 同位体組成 (左) と斑晶鉱物コアーリム組成 (右)。シンボルは図 2.1.2-4 と同じ。

## 2) カルデラ形成噴火のマグマ供給系とマグマプロセス

これまでの地質学的研究の結果、カルデラ形成噴火はフェーズ1～3に相当することが分かっている。フェーズ1～3ではCPタイプ軽石が活動しており、これまでの解釈と同様に、CPサブマグマシステムがカルデラ形成噴火の主要なマグマ供給系であったといえる。

CPタイプ軽石は $\text{SiO}_2 \cdot \text{MgO}$ 量から高シリカタイプと低シリカタイプの2タイプに細分できる。高シリカタイプは、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ や $\text{MgO}$ などの全岩化学組成ハーカー図において、1本の直線トレンドを描く(図2.1.2-13)。Sr同位体組成のハーカー図においても同様の特徴を示す。また、斜長石・斜方輝石斑晶のコア組成はやや幅広く、高An・高Mg#側で正累帯構造を、低An・低Mg#側で逆累帯構造を示す(図3-1-10, 図3-1-11)。これらのことから、CPサブマグマシステムでは、従来の解釈の同様に、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合、すなわち珪長質マグマの蓄積が起きていたと考えられる。

また、低シリカタイプの軽石は、全岩化学組成およびSr同位体組成ハーカー図においては、高シリカタイプ軽石の直線トレンドから外れるような組成トレンドを描いており、噴火フェーズごとあるいは噴火フェーズ内でも組成トレンドが異なる(図2.1.2-12)。鉱物化学組成においても、異なる苦鉄質な組成を示す斑晶が多く認められ、試料ごとに斑晶量や鉱物組み合わせ、化学組成が異なる(図2.1.2-9～-11)。これらのことから、起源の異なる複数の苦鉄質マグマから構成されるMサブマグマシステムが存在し、各々がCPサブマグマシステムと噴火直前に混合していたと考えられる。

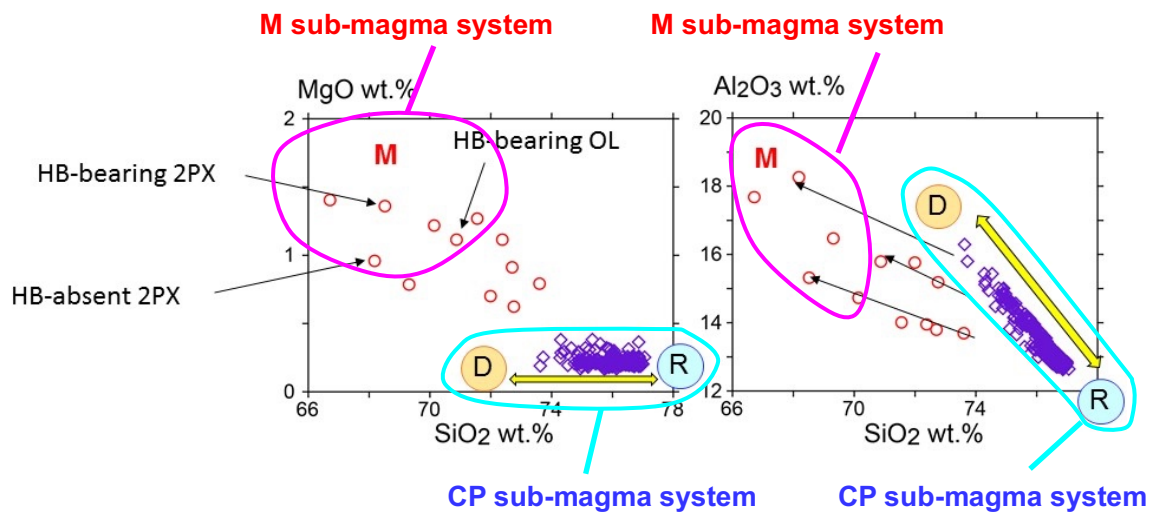


図 2.1.2-13 CPサブマグマシステムとMサブマグマシステムの混合関係。

シンボルは図2.1.2-4と同じ。

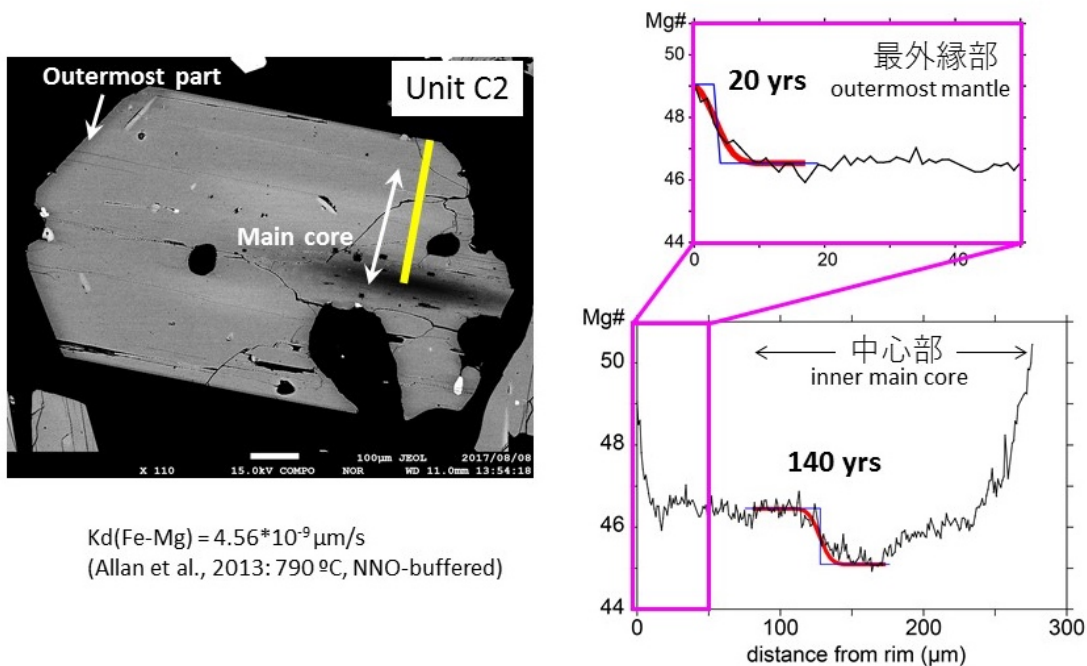


図 2.1.2-14 代表的な斜方輝石斑晶 BEI とラインプロファイル。中心部と最外縁部の 2 タイプに大別される。

### 3) マグマ蓄積のタイムスケール

昨年度は、マグマ蓄積のタイムスケールを明らかにするために、CP タイプ軽石の低 Mg# 斜方輝石について累帯構造を解析し、元素拡散プロファイルよりマグマ蓄積のタイムスケールを検討した。今年度はその解析数をさらに増やし、噴火フェーズ間の違いを検討した。

代表的な斜方輝石斑晶の反射電子像 (BEI) およびラインプロファイル結果を図 2.1.2-14 に示す。今回の解析の結果、斜方輝石斑晶の累帯構造は「中心部」と「最外縁部」の 2 タイプに大別されることが分かった。中心部累帯構造は、比較的緩やかな組成変化を示す。単純な正累帯構造・逆累帯構造を示すものもあれば、正累帯構造と逆累帯構造を繰り返す複雑なものも見られる。殆どの斑晶は、このタイプの累帯構造をもつ。一方、最外縁部累帯構造は、非常に薄い逆累帯構造を示し、その組成は～Mg#50 である。中心部累帯構造とは違い、繰り返しは見られない。最外縁部累帯構造のみを持つ斑晶と、中心部と最外縁部の両方の累帯構造をもつ斑晶が存在するが、その殆どがユニット C2 以降に認められるようになる。

これら斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間を見積もった。計算にあたり、Fe-Mg 元素拡散係数は、Allan et al. (2013) の式(3)より見積もった ( $Kd = 3.23 - 5.58 \times 10^{-9} \mu\text{m}^2/\text{s}$ )。温度は 790°C (Fe-Ti 酸化物温度計より推定: Anderson & Lindsley, 1988), 酸素フガシティーは NNO-buffer とした。また、拡散前の初期値のプロファイルは Mg#・Wo・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 量のプロファイルから推定し、初期値プロファイルが形成されてから拡散が始まったと仮定し算出した。中心部および最外縁部の累帯構造の元素拡散時間見積もりの結果を図 2.1.2-15 に示す。斜方輝石斑晶の中心部累帯構造の Fe-Mg 拡散時間は、噴火ユニットによらず 100 年～1600 年と見積もられ、100 年～500 年あたりに集中する結果となった。これは昨年度までの結果と同様であり、タウポカルデラの

Oruanui 噴火と類似する (Allan et al., 2013). このことから、一般的に大規模珪長質マグマのマグマ蓄積は噴火の約 500 年前には開始していると考えられる. 最外縁部累帯構造は、噴火フェーズによらず 100 年未満 (20~30 年程度) であり、明らかにマグマ蓄積プロセスとは異なる履歴であると考えられる. カルデラ形成後に出現することから、この最外縁部累帯構造は、カルデラ陥没後に起きた CP サブマグマシステム内の新たなマグマプロセスを反映しているのかもしれない.

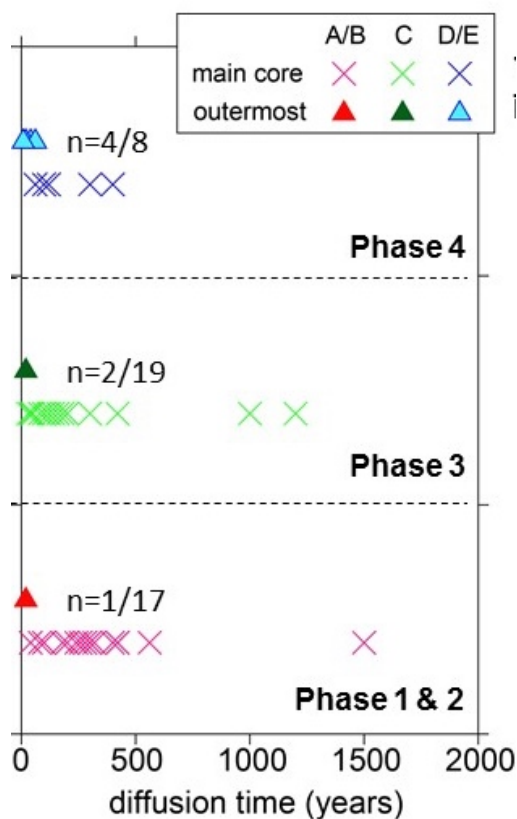


図 2.1.2-15 斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間.

### (3) マグマの揮発性成分量の測定法の開発

珪長質マグマの大規模噴火が起こる直前、マグマ溜まりでは深部起源ガス (主に  $H_2O+CO_2$ ) が注入される現象が起きているらしい (e.g., Parmigiani et al., 2016). その熱によって半固結状態だったマグマが流動性を取り戻したり、加熱発泡が引き起こされると考えられている

(Eichelberger, 1980). また、ガスの付加により過剰圧が高まったり、密度逆転層を形成することで、マグマが噴火しやすい状況を作っている可能性も提案されている (Sparks, 1978). 支笏カルデラ形成期や社台期噴火過程でも、これらの現象がどのように進行し、どの程度噴火の発生に寄与しているかを理解するには、マグマの揮発性成分の濃度変化を明らかにすることが不可欠である. それには、支笏カルデラの各噴出物に含まれる斑晶鉱物中のメルト包有物の  $H_2O \cdot CO_2$  濃度を測定することが欠かせない. 従来、メルト包有物の揮発性成分分析には透過赤外分光が用いられてきたが、この方法には、メルト包有物が上下両面に露出した両面研磨薄片を作製

しなければならないという技術的な難点があった。そのため、十分な数の分析データを取得することが難しかった。本研究では、メルト包有物が露出していない薄片でも分析できることを目指し、2つの方法（斑晶鉱物の差引法と反射法）を開発することに取り組んだ。

### 1) 斑晶鉱物の差引法による揮発性成分測定法

Nichols & Wysoczanski (2007)に倣い、メルト包有物が斑晶内部に埋まっている試料について、揮発性成分を分析する方法を新たに開発した。

メルト包有物が斑晶鉱物に埋まっている試料では、赤外ビームはホスト斑晶とメルト包有物の両方を透過することになる。この場合、得られるスペクトルは、両者の合成スペクトルである。合成スペクトル中のあるピークの吸光度  $Abs$  は、両者の純粋スペクトル中でのそのピークの吸光度の線形和  $Abs = d_{pheno} \times Abs_{pheno} + d_{mi} \times Abs_{mi}$  になっていると考えられる。ここで、 $Abs_{pheno}$ 、 $Abs_{mi}$  は、それぞれ斑晶とメルト包有物の単位厚さ当たりの吸光度であり、 $d_{pheno}$ 、 $d_{mi}$  は実効厚さである。合成スペクトルには、斑晶鉱物の結晶構造を反映した特徴的なピークが含まれ、その吸光度は、斑晶の厚さ  $d_{pheno}$  と比例関係にあると考えられる。そこで、あらかじめこの関係を確立しておけば、合成スペクトル中のこのピーク強度から  $d_{pheno}$  を見積もることができ、それを薄片全体の厚さ  $d$  から差し引くことで、 $d_{mi}$  が得られる。そして、 $d_{mi}$  と揮発性成分の吸光度からランベルトベール則を用いることで、揮発性成分の濃度を計算できるであろう。

本研究では、支笏カルデラ噴出物のような珪長質マグマにしばしば見出される石英斑晶に着目した。まず、石英はどのような波数に特徴的なピークを持っているか、そしてそのピークの吸光度は石英薄片の厚さと比例関係にあるのかどうかを確認するため、岩手県玉山鉱山産石英の両面研磨薄片を作製し、赤外分光分析を行った。その結果、 $1500 \sim 2200 \text{ cm}^{-1}$  の間に石英に特有のピークが複数本現れた（図 2.1.2-16）。そのうち、 $1792 \text{ cm}^{-1}$  のピークはガラスのスペクトルとほとんど干渉せず、吸光度の測定が最も容易だった。また、 $1792 \text{ cm}^{-1}$  の吸光度と厚さの間には比例関係があることが確認された（図 2.1.2-17）。このことから、 $1792 \text{ cm}^{-1}$  のピークを  $d_{qz}$  の指標として使用することとした。

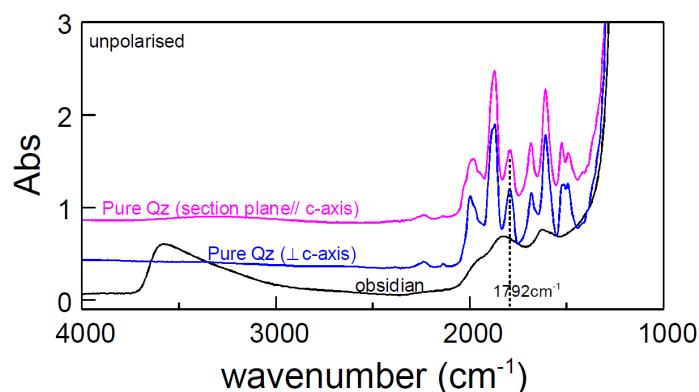


図 2.1.2-16 石英と黒曜石（流紋岩質ガラス）の透過赤外スペクトル。

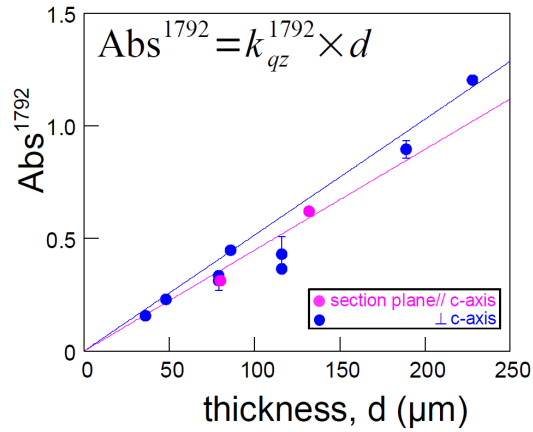


図 2.1.2-17 石英薄片的厚さと、赤外スペクトル中の 1792cm<sup>-1</sup> ピーク吸光度の関係。比例関係が確認できる。

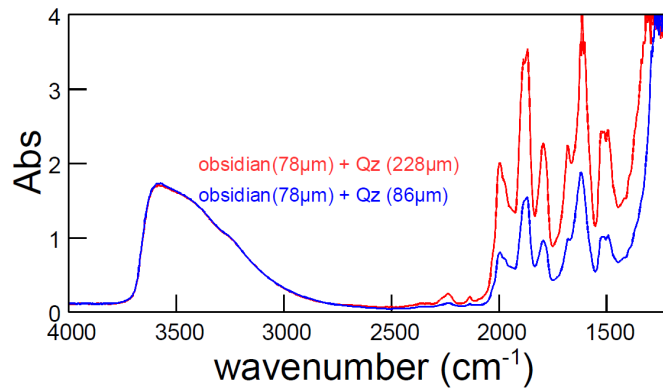


図 2.1.2-18 石英薄片に黒曜石薄片を重ね合わせた赤外スペクトル。石英が分厚いほど、1792cm<sup>-1</sup> ピークの吸光度は高い。

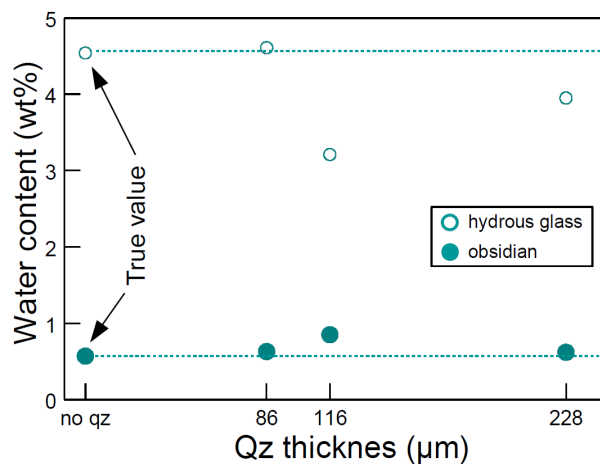


図 2.1.2-19 石英薄片に流紋岩質ガラス（合成試料と天然黒曜石）の薄片を重ね合わせて測定した際の含水量。石英の厚さに関わらず、含水量が居っほ一定値（相対誤差 30%）として得られている。



次に、石英とメルトの合成スペクトルが純粋スペクトルの線形和になるかどうかを確認するため、石英結晶の薄片に含水流紋岩質ガラスの薄片を重ね合わせた試料を分析した。その結果、石英薄片の厚さが厚くなるほど、合成スペクトルの  $1792\text{ cm}^{-1}$  ピークの吸光度は増加した (図 2.1.2-18)。合成スペクトルから石英の寄与を差し引き、含水量を計算したところ、石英薄片の厚さに関わらず、常に一定の含水量が産出された (図 2.1.2-19)。すなわち、合成スペクトルは純粋スペクトルの線形和になっていることが確認された。したがって、メルト包有物が斑晶中に埋まっているような試料を分析する際は、この差引法が有効と考えられる。

また、メルト包有物が小さすぎて、赤外ビームが斑晶の部分も透過してしまう場合にも、類似の解析が役立つはずである。そこで、上下面にメルト包有物が露出した薄片を作製し、赤外ビームがわざと石英とメルト包有物の両方を透過するように分析を行った。その結果、メルトの寄与率に応じて合成スペクトル形状は変化した (図 2.1.2-20)。様々なメルト寄与率でスペクトルを取得し解析を行ったところ、メルト包有物の含水量は  $7.5\pm 1.9\text{ wt}\%$  となった (図 2.1.2-21)。これは、真の含水量  $6.4\text{ wt}\%$  と誤差の範囲で一致する。したがって、小さな包有物に対しても差引法は有効と考えられる。

## 2) 反射法による揮発性成分量測定法

メルト包有物が両面に露出した薄片を作製することは難しいが、片面だけ露出している試料なら容易に作製できる。例えば、1つの樹脂マウントに大量の斑晶を埋設し片面を研磨すれば、そこには多数のメルト包有物が表面に顔を出す。そこで Yasuda (2014) では、片面だけ露出したメルト包有物を赤外反射分析し、含水量を測定することに成功している。本研究では、Yasuda (2014) の方法にならない、反射法で  $\text{CO}_2$  の測定を行うことを目指し、予察的な分析を行った。

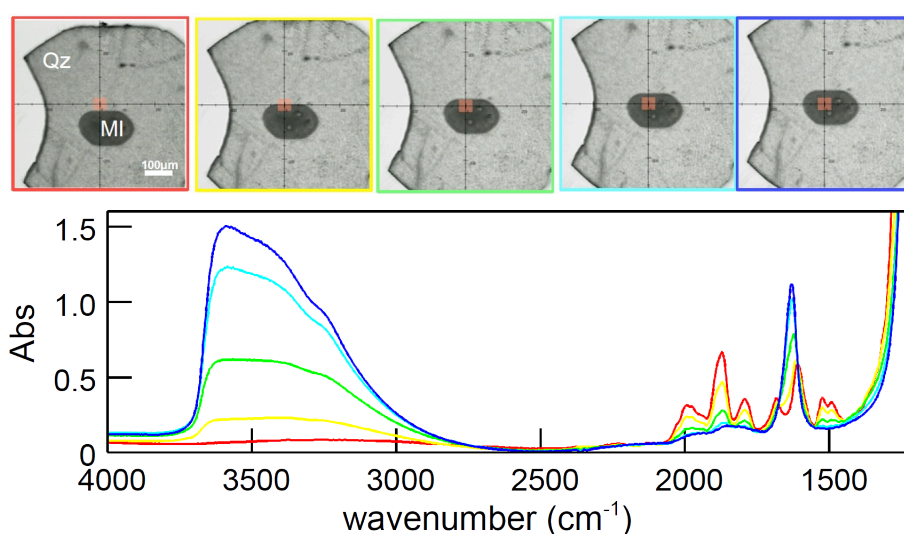


図 2.1.2-20 赤外ビームを様々な比率でメルトと石英の両方に照射したときの透過スペクトル。写真のほぼ中央に見える、赤色の正方形スポットが赤外ビームの照射領域である。写真の枠の色とスペクトルの線の色が対応している。



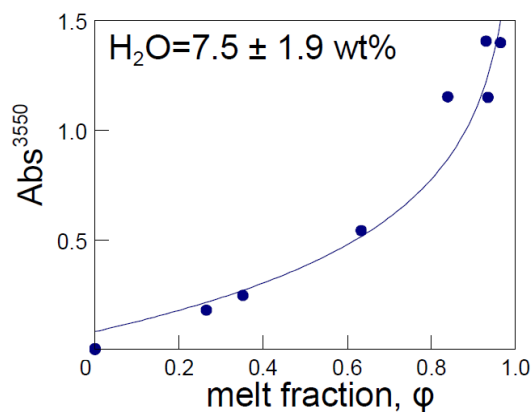


図 2.1.2-21 X-OH のピーク吸光度と、赤外ビーム中のメルトの寄与率の関係。1つのメルト包有物を、様々な寄与率で分析し、1つの含水量 ( $7.5 \pm 1.9$  wt%) を計算した。この値は、真の含水量 6.4 wt% と誤差の範囲内で一致する。

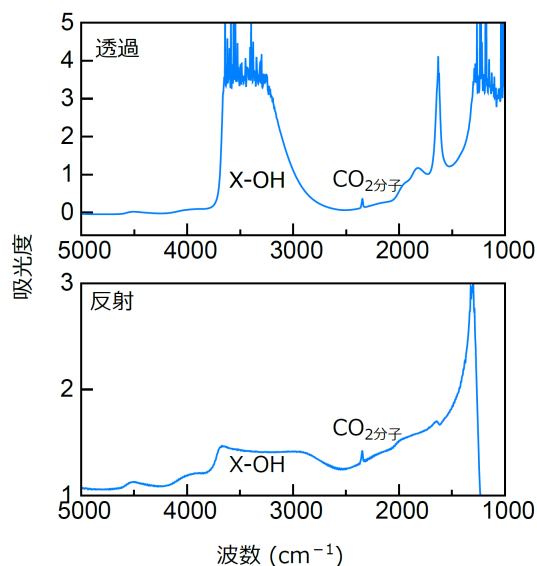


図 2.1.2-22 水熱合成した流紋岩質ガラス ( $H_2O=3.7$  wt%,  $CO_2=200$  ppm) の透過スペクトル (上) と反射スペクトル (下)。反射スペクトルでも  $CO_2$  の吸収 ( $2350\text{ cm}^{-1}$ ) が現れているのが確認できる。

水熱装置を用いて  $H_2O=3.7$  wt%,  $CO_2=200$  ppm 含む流紋岩質ガラスを合成した。そして、その試料を反射モードで赤外分光分析したところ、反射スペクトルにも  $CO_2$  のピークが弱く見えていた (図 2.1.2-22)。このことから、 $CO_2$  の分析にも反射法が有力と考えられる。現在、様々な  $CO_2$  濃度のガラスを用い、検量線の確立を行っている。玄武岩質ガラスに溶解する炭酸イオン  $CO_3^{2-}$  ( $1440\text{ cm}^{-1}$  に現れる) についても、反射スペクトルで定量分析できるかどうか検討している。

#### (4) まとめおよび今後の課題

1. カルデラ形成期のマグマ供給系は斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (CP サブマグマシステム) と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (CR サブマグマシステム), そしてマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の3つのサブマグマシステムから構成される. CP サブマグマシステムは, M サブマグマシステムと混合しているが, CR サブマグマシステムは, CP サブマグマシステムとの混合関係はなく独立していた. カルデラ形成噴火最盛期には CP+M サブマグマシステムが活動し, カルデラ陥没後に CR サブマグマシステムが活動している. 地質学的な時間間隙の存在とも非常に調和的である.
2. CP サブマグマシステムでは流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合, すなわちマグマ蓄積が起きていた. 斜方輝石斑晶の累帯構造より, そのマグマ滞留時間は 100 年~1600 年 (100 年~500 年) と見積もられる. この結果は, タウポカルデラの Oruanui 噴火の場合と同スケールであり, 大規模珪長質マグマ系における一般的な長期噴火準備プロセスの時間が約 500 年前には開始していると考えられる.
3. カルデラ陥没前後に注目し, CP タイプ軽石を岩石学的に再検証した結果, 僅かではあるが様々な違いがあることが分かった. これは支笏カルデラ形成期全体と通して活動している CP サブマグマシステム内で, カルデラ陥没後にマグマシステムが変化した可能性を示唆しているのかもしれない.
4. メルト包有物が露出していない薄片での分析を目指して, 斑晶鉱物の差引法および反射法による揮発成分量測定法開発に取り組んだ. その結果, 小さな包有物に対しても斑晶鉱物の差引法は有効であること, CO<sub>2</sub> の分析にも反射法が有力と考えられることが明らかになった.

今後の課題としては, カルデラ形成噴火直前のマグマ供給系の物理化学条件 (揮発性成分量・温度・深度) と, カルデラ形成噴火のマグマ生成~噴火の時間スケールを明らかにする. また, カルデラ形成噴火と先行噴火のマグマの成因関係を検討して, 支笏火山のマグマ供給系の進化を明らかにすることを試みる.

#### 引用文献

- Allan, A.S.R., Morgan, D.J., Wilson, C.J.N., & Millet, M.-A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 143-164.
- Anderson, D. J. & Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 714-726.
- Brey, G. P. & Kohler, T. (1990). Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.

- Eichelberger, J.C. (1980). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs, *Nature* 288, 446-450.
- 北川淳一 (2001MS). 支笏カルデラ形成時のマグマ溜まりの構造と噴出プロセス. 北海道大学大学院理学院修士論文. 112p
- Nichols, A.R.L., Wysoczanski, R.J. (2007). Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals. *Chemical Geology* 242, 371-384.
- Parmigiani, A., Faroughi, S., Huber, C., Bachmann, Su, Y. (2016). Bubble accumulation and its role in the evolution of magma reservoirs in the upper crust. *Nature* 532, 492-495.
- Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H., Wilson, L. (1977). Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267, 315-318.
- Yasuda, A. (2014). A new technique using FT-IR micro-reflectance spectroscopy for measurement of water concentrations in melt inclusions. *Earth, Planet. Space*, 66:34.

## 2.2 阿蘇カルデラ

### 2.2.1 後カルデラ噴出物の鉱物・ガラス化学組成

#### 【実施内容】

阿蘇カルデラは、約 27 万年前の活動開始以来、現在も活発な火山活動を継続している活火山である。産業技術総合研究所は、大規模噴火準備過程の詳細化を行うためには以下を明らかにする必要があることを提唱した(産総研, 2015): (1)大規模火砕流噴火の前兆噴火の詳細な層序と噴火様式・マグマ組成の変遷; (2)大規模噴火に移行した小規模噴火と、移行しなかった小規模噴火の比較検討; (3)大規模噴火自体の噴火推移; (4)マグマ供給系の物理化学条件(組成・形状・物性・位置, 等)の時間変化を考慮したモデルの作成。

平成 29 年度は阿蘇カルデラから放出された珪長質マグマの最新の事例として、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阿蘇中央火口丘第一軽石(ACP1)および同時噴出した蛇ノ尾スコリア(Janoo)を対象に、光学顕微鏡と電子顕微鏡を用いた斑晶鉱物とガラスの観察と化学組成分析を行ない、また平成 28 年度に導入した EPMA と SIMS を用いて斑晶ガラス包有物と石基ガラスの含水量を測定した。その結果、(1)この噴火では比較的苦鉄質なマグマと珪長質なマグマが混合して噴出したことが示された。(2)斑晶ガラス包有物の含水量は、比較的苦鉄質なものが 1~2wt%程度で、流紋岩質なものは 2~6wt%程度と示された。(3)水の飽和圧力から見積った深さは、苦鉄質マグマは地下 2~4km と浅く、珪長質マグマは地下 4~12km と深いことが示された。

#### 【研究成果】

##### 分析対象試料

産総研が平成 28 年度の地質調査で採取した、阿蘇中央火口丘第一軽石(以後 ACP1 ; 試料番号 Aso2016g-E(軽石およびマトリックス))を対象に、平成 28 年度に導入した EPMA と SIMS を用いて化学分析を行なった。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)。蛇ノ尾火山は、阿蘇火山中央火口丘群の北西部に位置する複数の単成火山群(杵島岳, 往生岳, 米塚, 上米塚)の北西麓に位置する、比高 150m, 底面 750×550m 程度の火砕丘である。これまで蛇ノ尾火山周辺には噴出物を観察できるような露頭がなかったが、森林伐採作業に伴もなって出現した露頭と、2016 年 4 月 16 日の熊本地震によって生じた崩落面の観察により、宮縁(2017)がその層序を明らかにしている。Aso2016g-E の採取地点(北緯 32 度 54 分 27.42 秒, 東経 130 度 1 分 44.71 秒)における ACP1 の全層厚は 100cm 程度である(図 2.2.1-1)。宮縁(2017)によれば、これに含まれるデイサイト質軽石は、最大粒径が約 20cm で、斑晶鉱物として、斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 黒雲母, 不透明鉱物を含むみ、しばしば縞状軽石として産する。この軽石は、他の阿蘇中央火口丘群起源の軽石(宮縁・他, 2003)に比較して斑晶量がやや多い。また、杵島岳, 往生岳, 米塚, 上米塚の噴出物のシリカ含有量が玄武岩~玄武岩質安山岩質の比較的狭い範囲に集中するのに対して、54~68 重量%と幅広いことも、蛇ノ尾火山の特徴である。これらのうち、黒雲母を含むことと、組成が広範囲であることは、昨年度報告した阿蘇 4 火砕流噴火の直前に噴出した降下火砕物の特徴と類似する。



図 2.2.1-1 本報告で用いた ACP1(試料番号 Aso2016g-E)を採取した露頭写真. 捻鎌の全長は約 26cm である.

#### 光学顕微鏡による観察(樹脂埋め込み前の試料)

光学実体顕微鏡を用いて、500～1000 $\mu\text{m}$  区間の粒子を観察した. KEYENCE 製のデジタル超深度光学顕微鏡で撮影した画像を図 2.2.1-2～図 2.2.1-3 に示す.





図 2.2.1-2 Aso2016g-E\_overview : ACP1(試料番号 Aso2016g-E)から分離した 0.5~1mm 粒子の顕微鏡写真.



図 2.2.1-3 デジタル光学顕微鏡画像(図 2.2.1-2)の拡大。水洗後 0.5～1 mm にふるいわけ、斑晶(X)を包有するガラス質粒子を実体顕微鏡でとり分けた。青いスケールバーは 1 mm。軽石(P)は白色で数十～数百マイクロン程度の細かな気泡を多数含むが、気泡が繊維状に伸ばされていることは殆んどない。軽石の色調は濃淡の幅がある。軽石より発泡度が明らかに低く破断面で囲まれた黒色の微発泡ガラス片(G)も含まれる。

## 分析手法

### 前処理

噴出物の化学分析の前処理は産総研(2015)を改良したもので、以下のとおりである。試料約 500 グラムを 90°C の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥後、イオン交換水を用いて超音波洗浄器で水が濁らなくなるまで水を交換しながら 30～120 分間水洗した。水洗後の試料はよく水を切り、90°C の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥させ、500 $\mu$ m, 1 mm, 4 mm のふるいで粒径を分けた。このうち 500～1000  $\mu$ m 区間の粒子について、実体顕微鏡で観察を行なうとともに、デジタル顕微鏡による光学像の撮影を行ない、表面に新鮮なガラスが付着している粒子をピンセットで選り分けた。

これらの粒子を、可能な限り最密となるような単粒子層に並べ、テフロン樹脂でコーティングした金属基板の上にシリコン樹脂(Vac Seal)を用いホットプレートで 200°C 程度まで加熱してウエファース状仮止めした後に、エポキシ樹脂(Torr Seal)で直径 1 インチ厚み 4mm のステンレス(SUS304)円盤上に固定した。これらの樹脂を選択した理由は、いずれも 10 のマイナス 10 乗ミ



リバーという高真空中で使用しても脱ガスが少ないとされているからである。真空中で脱ガスが少ない保持材料の代表例として低融点金属があり、Hauri et al., (2002)で用いられている。しかしながら金属は樹脂やシリケートに比較して平均原子番号が大きいため、反射電子像の観察時に大きな支障になるため、本研究では樹脂を使用した。斑晶の粒子をステンレス円盤に固定した理由は、電気の良導体を試料の背面に置くことにより電場の分布を一定にすることを狙ったものである(ガラスに金コーティングした場合に比べ、導電性は数桁良くなる)。二種類の樹脂を使い分けた理由は、これらの樹脂の力学的特性の違いによる。Vac Seal は1液式の加熱乾固タイプの樹脂で、固化前は低粘性であるため粒子を並べる作業を行ないやすいが、固化後も粘着質で硬度が低い性質なので、研磨作業の支障になる。一方、Toor Seal は二液式の常温混合固化タイプである。これは固化前の粘性が高く、固化後は Torr Seal より硬度が高い。固化前に高粘性であることは、粒子の配置作業の支障になる。したがって、粒子を層状に並べる作業には前者が適し、仕上げ研磨作業は後者が適する。上記のように使い分けるところ、良好な結果が得られた。ガラス原面から研磨仕上げ面までの距離が約 370 $\mu\text{m}$  (平均粒径のおよそ半分)となるように、マイクロメータで厚みを確認しながら、順次 400 番～15000 番の固定砥粒研磨フィルムを用いて削剥研磨した。エポキシ樹脂との接着力を高めるため、ステンレス円板の試料を載せる面はあらかじめ 800 番の研磨紙で粗面加工しておいた。Toor Seal は Vacc Seal に比べれば硬いがガラスや鉱物よりは明らかに低いため、通常のパフで研磨面を仕上げると粒子と樹脂の境界付近に大きな縁ダレが生じることは確実だと思われた。試料表面の凹凸は SIMS 分析の結果に大きく影響する(Kita, et al., 2009)。縁ダレの問題は Miyagi (2017)の仕上げ用研磨盤を用いることにより回避できた。

本研究では EPMA と SIMS の両方で試料を観察するため、研磨片は両方の試料ホルダに固定できる形状でなければならない。SIMS 用ホルダの固定用穴の内径は 25.8mm、深さは 4.0mm、そして観察面を固定するクラウンの内径は 24.4mm である。したがって、試料の厚みは 3～5mm 程度の範囲がよい。また、試料がホルダ内で最大に偏心した場合にクラウンの穴から試料が部分的に飛び出ないことを保障するためには、試料の直径を 25.1mm より大きくする必要がある(かつ、25.8mm を超えないこと)。実際には穴の中心付近に位置するため、試料の直径 24.8mm 程度あればクラウン穴から出ることはなかった。一方 EPMA の試料研磨面を固定するクラウンの内径は 21.0mm で、試料本体を入れる部分は 25.0mm である。上と同様の検討をすると、試料の直径は 25.0mm より小さく、かつ 23.0mm より大きい必要がある。したがって、理論上は EPMA と SIMS の両方のホルダへの装着が可能な研磨片の直径の範囲は存在しない。これに加えて、昨年度までに EPMA で測定した試料の直径は 23.7mm(板ガラスドットコム製)～24.0mm(瑞浪ガラス製)であるから、これらを NanoSIMS のホルダに入れるとクラウンから飛び出してしまう。そこで、直径 24.8mm 内径 21.0mm 厚み 0.05mm のリン青銅薄板の治具を作成し、これを SIMS のクラウンと試料との間に挿入することにより、この問題を解決した(図 2.2.1-4)。



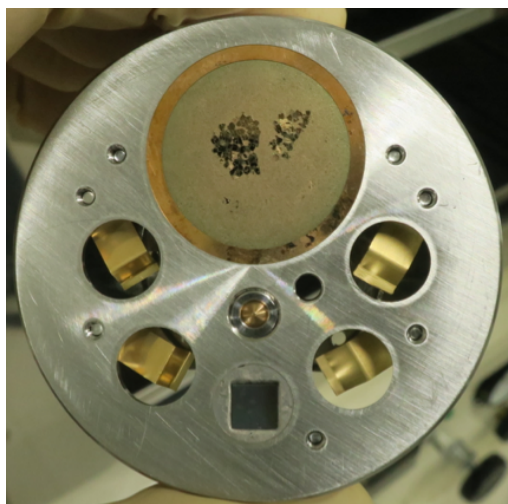


図 2.2.1-4 NanoSIMS の試料ホルダーに、リン青銅薄板のリング状ジグを介してマウントされた、ACP1(試料番号 Aso2016g-E)の研磨片。

#### 樹脂埋め込み後の試料面の撮影

試料面全面を撮影した地図は、微小領域分析の効率を大幅に向上させる。通常は試料全面の反射電子像を取得後に微小領域の分析を行なう。しかし本報告では以下に述べる事情のため順番を変更し、SIMS 分析の後に EPMA の反射電子像地図の取得と分析を行なった。本研究で用いる EPMA と SIMS では、試料表面に電子線やイオンプローブの電荷が蓄積することを避けるため、試料表面に導電性の物質をコーティングする必要がある。EPMA では X 線の透過性が良好な物質として炭素を用いる。ところが炭素は SIMS の分析対象元素でもあるから、SIMS 分析よりも前に炭素蒸着をすると、コンタミネーションの原因となる。地図無しで局所分析を行なうことを避けるため、本研究では EPMA 試料表面を炭素蒸着する前にキーエンス製のデジタル顕微鏡を用いて 300 倍の倍率で試料全面の光学反射像の地図を作成した(図 2.2.1-5)。光学像反射像でも斑晶ガラス包有物の位置を把握する目的はおおむね達成できた。しかしながらデジタルカメラの性能が肉眼に及ばないため、ガラスと斜長石を区別することは困難だった(輝石等とガラスの区別は容易であった)。また、SIMS 分析後 EPMA を行うと、試料表面の凹部に残った金コーティングが反射電子像観察を妨害した。これらの問題は、今後の課題として残された。



図 2.2.1-5 ACP1(試料番号 Aso2016g-E)のデジタル反射光学像。0.5~1.0mm のサイズに篩分けた斑晶を樹脂に埋め込み研磨した。

## EPMA

平成 28 年度地質調査総合センターに導入された FE-EPMA(JEOL JXA-8530)を用いて、走査電子像の撮影と化学分析を行なった。研磨面全体の反射電子像を作成する際の EPMA の撮影条件は、電子プローブの加速電圧が 10 kV、試料電流が 10 nA、試料面上におけるプローブ径が 1 $\mu$ m(defocused beam)であり、コントラストはざらつきが生じない範囲で最大とした。1 ピクセルの大きさが 1x1 $\mu$ m で縦 1800 ピクセル横 2400 ピクセルからなるデジタル反射電子像を、縦 1800 $\mu$ m 横 2400 $\mu$ m 間隔で撮影し、モザイク状の地図を作成した(図 2.2.1-6)。さらに同一の撮影位置について、輝度を輝石用 (Contrast=3999; Brightness=312) と斜長石とガラス用 (Contrast=3999; Brightness=285)の観察用に最適化した二枚の画像を取得し、それらをハイパーテキストで連結させることにより、分析位置の把握と、ガラス、斜長石、そして輝石の組成累帯構造の観察と、輝石と鉄チタン酸化物鉱物の識別を迅速に行なえるようにした。

EPMA を用いた元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, S, Cl, F)分析の条件は、加速電圧が 10 kV、試料電流が 10 nA、試料面上におけるプローブ径が 5 $\mu$ m、補正計算が ZAF 法である。電子ビームの直径を広げることと、ビーム照射直後の 4 秒間に Na に信号を検出することにより、Na 計量の時間変化の影響を軽減した。分析および観察方法は基本的に Miyagi et. al. (2012) と同じである。EPMA 分析位置は、上に述べたデジタル反射電子像の画像ファイルに電子的に手書きしたほか(図 2.2.1-6)、分析装置のステージ座標の記録からも把握できるが、実際に電子ビームが照射された位置は、機械的な誤差のため、分析対象から外れる可能性がある。そこで、分析直後に電子線で焼けた痕を 500 倍の二次電子像で撮影し、もしも斑晶メルト包有物から外れたと判断された場合には、分析を除外するか又はやりなおした。



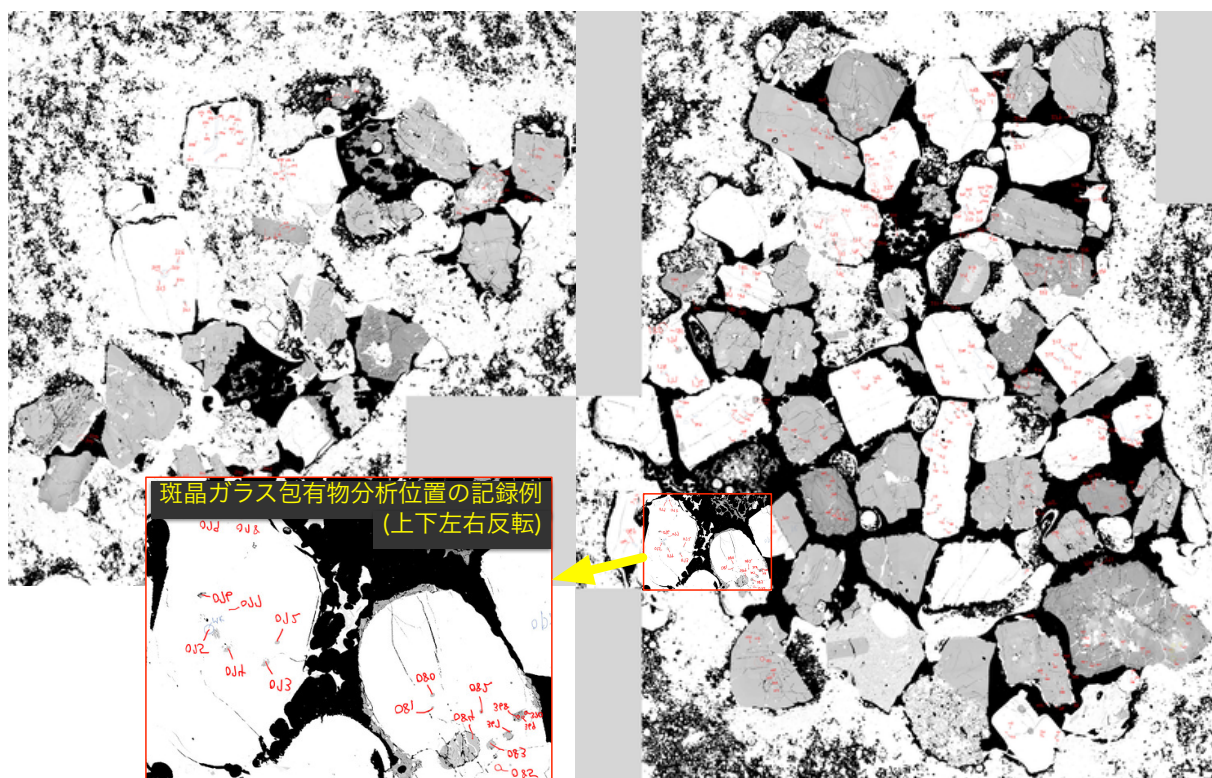


図 2.2.1-6 ACP1(試料番号 Aso2016g-E)のデジタル反射電子像. 縦 1800 ピクセル横 2400 ピクセル (1x1 $\mu$ m/ピクセル)のデジタル反射電子像を, 縦 1800 $\mu$ m 横 2400 $\mu$ m 間隔で撮影し, モザイク状に配置した.

## SIMS

二次イオン質量分析装置(SIMS; Secondary Ion Mass Spectrometer)は加速したイオンビーム(一次イオン)を表面に照射した際にイオン化された試料を質量分析する. 一次イオンビームを細く絞ることにより, 斑晶メルト包有物のように数  $\mu$ m から数百  $\mu$ m 程度の微小な領域を対象に, 含まれる水素や炭素の濃度を測定することができる. この SIMS と, より手軽で一般的な EPMA とを組み合わせることにより, 斑晶メルト包有物の主要元素組成から揮発性成分濃度までを網羅することが可能となり, その結果マグマだまりの温度と圧力に関する情報の量と質が向上すると期待される.

平成 28 年度地質調査総合センターに導入された二次イオン質量分析計(CAMECA NanoSIMS 50L)を用いて, 研磨片に露出した斑晶ガラス包有物および石基ガラスの含水量などを分析した. NanoSIMS50L の特徴は一次イオンビームを非常に細く絞れることであり, 研磨した試料表面の 50 nm から 10 $\mu$ m 程度の領域の分析が守備範囲であり, メルト包有物の分析に適している. しかしながら EPMA とは異なり, NanoSIMS50L に関しては定量方法のマニュアルが存在しない. 使用者が機械の特性を理解したうえで分析方法を決め, 別途準備した標準物質を用いて検量線を作成することにより, 定量分析が可能となる. そこで本章では, 二次イオン質量分析計の測定条件について述べたのち, 表 2.2.1-1 に示した NanoSIMS50L における通常の分析作業の流れのうち, メーカーのマニュアルが存在しない以下の「(3)測定」, 「(6)データ解析」, および検量線作成

について、述べる。なお NanoSIMS50L の特徴や、二次イオン質量分析法(Secondary Ion Mass Spectrometry)の測定原理については、昨年度の報告書の 2.2.1 章「二次元高分解能二次イオン質量分析装置」を参照されたい。

#### 二次イオン質量分析計の測定条件

本研究の測定対象イオンは、 $H$ ,  $^2D$ ,  $^{12}C$ ,  $^{19}F$ ,  $^{32}S$ ,  $^{35}Cl$  である。これらのガラス中の濃度を測定するには、これらの二次イオンを、分析対象に比較的多く含まれる  $Si$  あるいは  $O$  の二次イオンで割って規格化したうえで、濃度が既知な試料を用いた検量線を用いる。したがって測定対象イオンには  $Si$  や  $O$  も含まれる。本装置のマルチコレクションシステムには、可動式検出器の可動範囲の制限に起因する一定の制約がある。すなわち同時に分析可能なイオンの質量範囲は、最小質量と最大質量との間の係数  $D$  が 22 以内とされ(例えば質量数 10 から 220 まで)る。さらに、個々の検出器が有限の幅を有することに起因して、隣接した 2 つの検出器間の間隔にも制約がある。具体的には、最小の質量間隔は  $M_{max}/58$  よりも大きい必要がある。ここで  $M_{max}$  は最も重いイオンの質量であり、そのイオンが質量分析電磁石内のイオンの軌跡半径の最大値(680 mm;  $R_{max}$ )で取得されるものとする。対象イオンの質量間隔については、本研究の場合最大でも 0.63 と算出されたため、検出器の制限に障ることはない。一方質量範囲に関しては、もしも最小質量を水素(1)にした場合には、最大質量が 22 となるため、フッ素(19)より重いイオンや、検量線を引くために必要な元素のうち  $Si(28, 29, 30)$  が測定できない。しかし、もし最小質量を炭素(12)にした場合には、最大質量は 264 となるから、測定対象元素の中で一番重い塩素 37(同位体)も分析可能となる。そこで今年度は水素の含有量を分析するために  $H$  イオンを数えるかわりに、水素化物のイオンを計数対象とした。具体的には、硅酸塩熔融体に多量に含まれている酸素やシリコンの水素化物である、 $SiH$  ( $^{28}SiH$ (質量数 29)または  $^{29}SiH$ (質量数 30 の))あるいは  $OH$  ( $^{16}OH$ (質量数 17)または  $^{16}OH$ (質量数 18))を、検量線の基準となるイオンとして選んだ。二次イオンの分析対象イオン付近のピークを図 2.2.1-7 に示す。水素(1)付近には妨害イオンは無い。重水素(2)のイオンの右側には  $H_2$  のダブルチャージがあり、1500 程度の質量分解能(MRP)が必要になる。 $^{17}O$  の右側にある  $^{16}OH$  を分離するには 5000 程度の MRP が、 $^{18}O$  の右にある  $^{17}OH$  の分離と、 $^{19}F$  の右にある  $^{18}OH$  の分離には 2500 程度の MRP が、 $^{29}Si$  の右にある  $^{28}SiH$  の分離には 3500 程度が、 $^{30}Si$  の右にある  $^{29}SiH$  の分離には 3000 程度が、 $^{32}S$  の右にある  $^{30}SiH_2$  および  $^{16}O_2$  の分離には 2000 程度、 $^{35}Cl$  の右にある  $^{34}SH$  および  $^{16}OF$  の分離には 5500 程度の MRP が必要である。本研究では  $^{17}O$  と  $^{16}OH$  の分離のため、一段階 ExS を狭くした(図 2.2.1-8)。

表 2.2.1-1 NanoSIMS50L による通常の分析作業の流れ

(0)Sample holder導入
(1)イオン源と電子銃の立ち上げ
(2)装置調整
(2の1)一次系
(2の2)二次系
(2の3)Electron Gun
(3)測定
(4)Sample holder取り出し
(5)装置停止
(6)データ解析

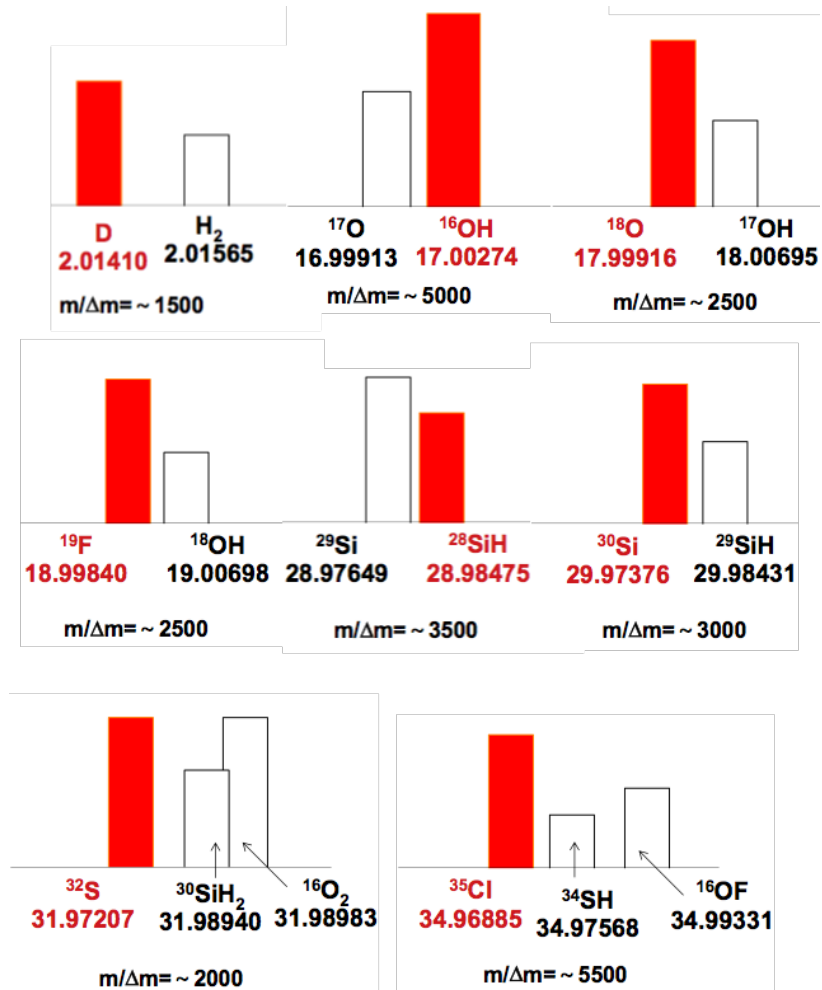


図 2.2.1-7 分析対象イオン付近のピーク.

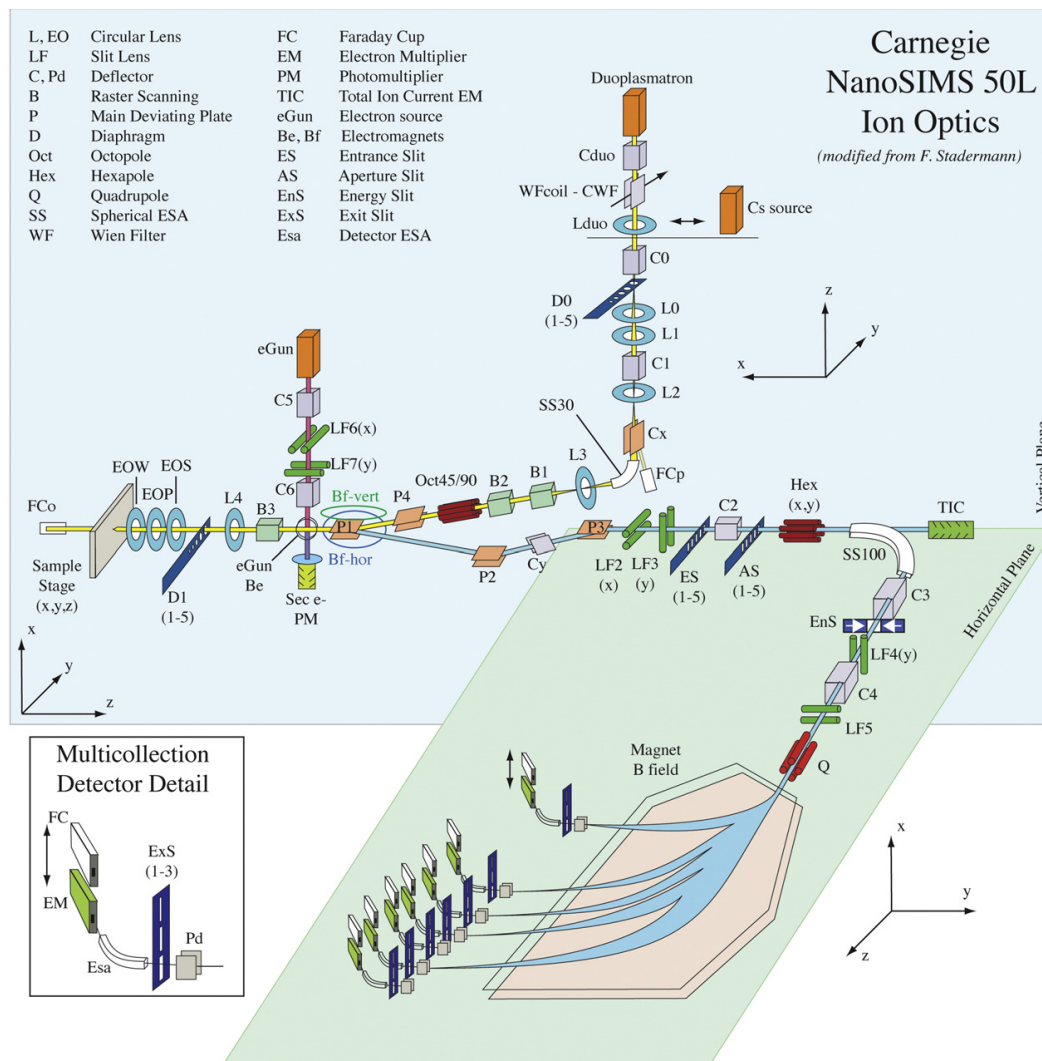


図 2.2.1-8 NanoSIMS 配置図(Hauri et al., 2016).

二次イオン質量分析計を用いた水素の分析においてはバックグラウンドの水素シグナルを低減策が欠かせない。例えば Miyagi and Yurimoto (1995)では CAMECA ims-3f の酸素イオンビームでガラスの水素濃度を測定する際のバックグラウンドを低減させる目的で、二次イオンに 100eV 分のエネルギーオフセットを施すことにより、より高い運動エネルギーをもって試料表面から放出された水素を、それよりも低い運動エネルギーをもつバックグラウンドの水素から分離した。この手法は一次イオンにセシウムを用いる場合でも有効である。例えば Miyagi et al., (2017)は二次イオンに 20eV のエネルギーオフセットを施すことにより、バックグラウンドの水素を低減した(例：図 2.2.1-9 : a の石英の H/Si カウント比は、マイナス 20eV 付近ではバックグラウンドに由来するが、プラス 20eV 付近では 3 桁以上低下し、石英がほぼ無水であることと対応している)。Stephant et al., (2014) は、試料内の水素に由来する二次イオンが一次ビーム強度に比例して増加するのに対しバックグラウンド水素は頭打ちになることを利用して、より強力な一次イオンビーム(25pA) を用いることにより、CAMECA NanoSIMS50L を用いた玄武岩質ガラスの水素分析のバックグラウンドを低減させた。強いビームを用いることは、揮発性成分のバックグラウン

ドを下げる方法として一般的に有効である(炭素の例：図 2.2.1-9b：弱いビームを用いた場合には C/Si が高い). しかしながら NanoSIMS は一次イオンビームを強めると解像度が低下する特性があるため、無闇に一次イオンビームを強めることは得策とは言えない. そこで本研究では CAMECA 社の Francois Hillion 氏のアドバイスを参考に、一次イオンビーム強度が 0 のときのバックグラウンド強度を、1 つの測定対象に複数の強度の一次イオンビームを照射して得られた二次イオン強度の一次回帰線の切片として見積り、この分を差し引くことによってバックグラウンド水素の影響をゼロにする手法を採用した. 図 2.2.1-10 の左列は、横軸を Si の二次イオン強度にとり、縦軸を C/Si, OH/Si, F/Si, S/Si, Cl/Si の二次イオン強度比率を示したものである. 横軸は一次イオンの強度に比例すると考えてさしつかえない. したがって縦軸は、一次イオン強度で規格化した、それぞれの揮発性成分の二次イオン強度ということになる. 観測される二次イオン強度は、試料内に含まれる揮発性成分に、装置内に残存するガスに由来するバックグラウンド成分を加えたものである. F/Si, S/Si, Cl/Si は一次イオン強度を変化させてもほぼ一定である. これに対し、C/Si と OH/Si は一次イオン強度の低下とともに値が大きくなることわかる. これは、バックグラウンド由来成分の比率が高まったためである(図 2.2.1-9b の「弱いビーム」の例も同様). また、図 2.2.1-10 の右列は、下に述べる「一次系の電流量を変化させてバックグラウンドレベルを算出し、定量する方法；ver20171221」の手順における、分析の経過時間に対する C/Si, OH/Si, F/Si, S/Si, Cl/Si の二次イオン強度比率を示したものである.

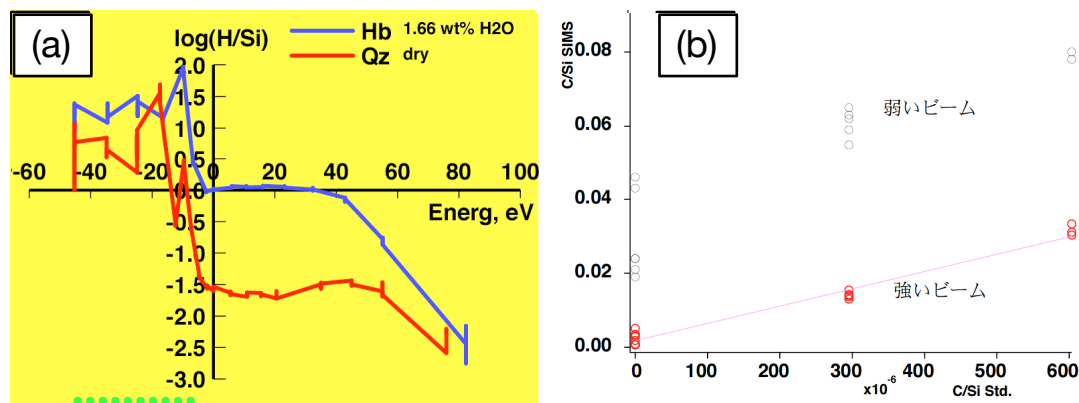


図 2.2.1-9 水素と炭素のバックグラウンドの例. a: CAMECA ims1270 のセシウムイオンビームにより、角閃石(1.66wt%H<sub>2</sub>O)と石英(ほぼ無水)から生じた、水素の二次イオンのエネルギー分布(Si で規格化). マイナス 20eV 付近ではバックグラウンドの水素のため H/Si 比が上昇している. b: 同イオンビームにより生じた炭素の二次イオン(Si で規格化)の、一次イオン強度を二種類変えた場合の影響. ビームが弱い場合には、C/Si 比が上昇している.



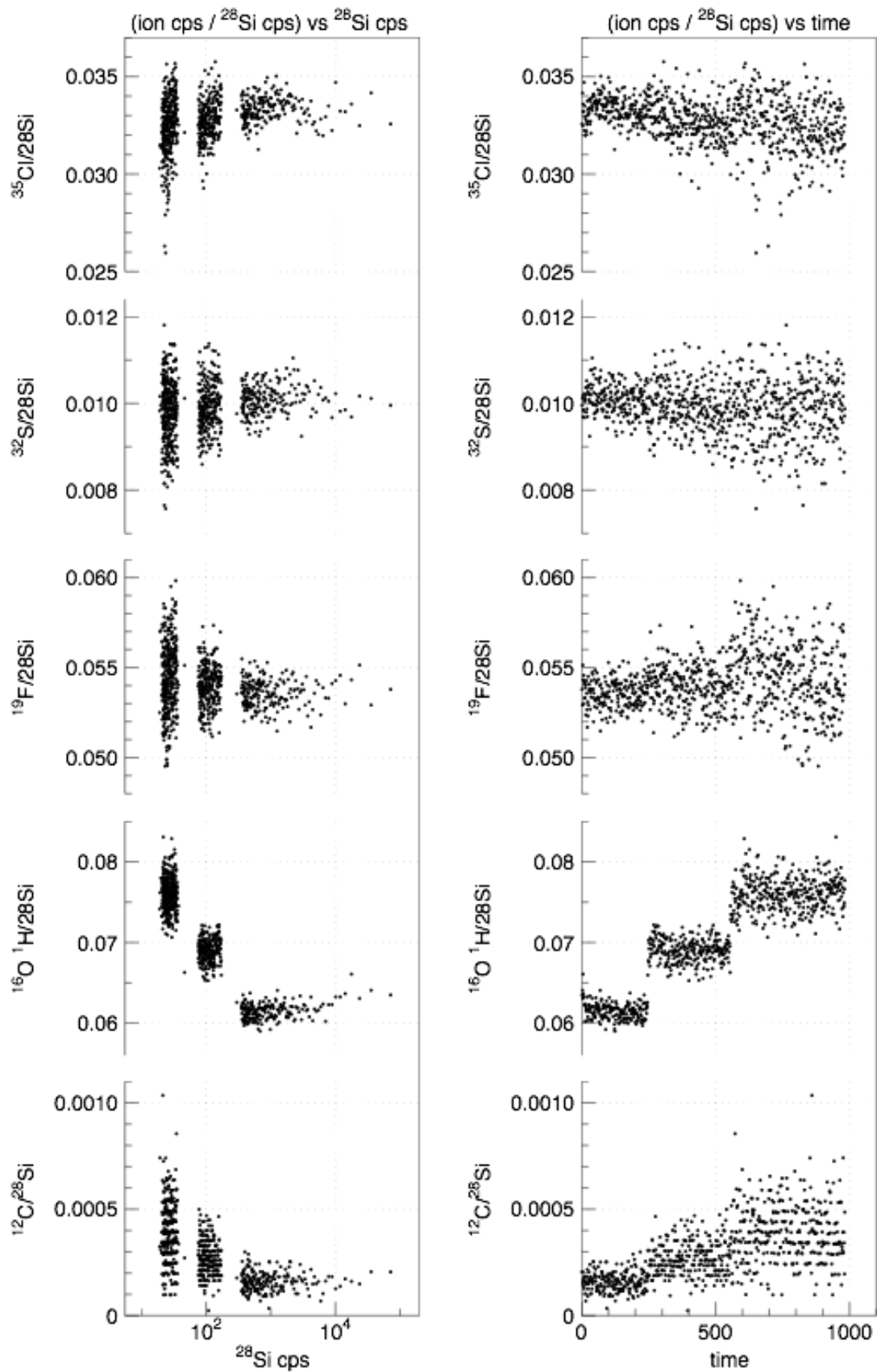


図 2.2.1-10 NanoSIMS で取得された二次イオン強度(Si で規格化). 左列: ビーム強度を変化させた場合の変化. 右列: 同分析における時間変化(一次イオンビームを段階的に弱めた).



さらに、一般に二次イオン質量分析計を用いた定量分析では、マトリックス効果の補正が必要になる。マトリックス効果とは、元素濃度が同じであっても放出される二次イオンの量比(例えば Miyagi and Yurimoto (1995)の  $k_1$ )が測定対象の主要化学組成によって異なる現象である。本研究の測定対象は化学組成が一定ではなく、玄武岩質～流紋岩質まで幅を持ったガラスである。無数にあるガラス組成の数の標準ガラスセットを作成することは現実的でないので、Miyagi and Yurimoto (1995)では  $k_1$  をガラスのシリカ濃度の関数とした。本報告では産総研の二次イオン質量分析計用標準物質(simsstd2-mt050801 (by Genji Saito))を用いて玄武岩質ガラスと流紋岩質ガラスを対象に  $k_1$  を把握したうえで(図 2.2.1-23), Miyagi and Yurimoto (1995)と同様に、EPMAで求めた試料の化学組成にもとづいて算出した  $k_1$  を用いて水素濃度を算出した。

今年度の報告ではガラス中の含水量分析についてのみ述べたが、炭素、フッ素、硫黄、塩素についてもデータは取得している。これらについては信頼性の高い標準物質を得る必要があり、特に、炭素については来年度中に検量線を確保し、分析を軌道に乗せる予定である。

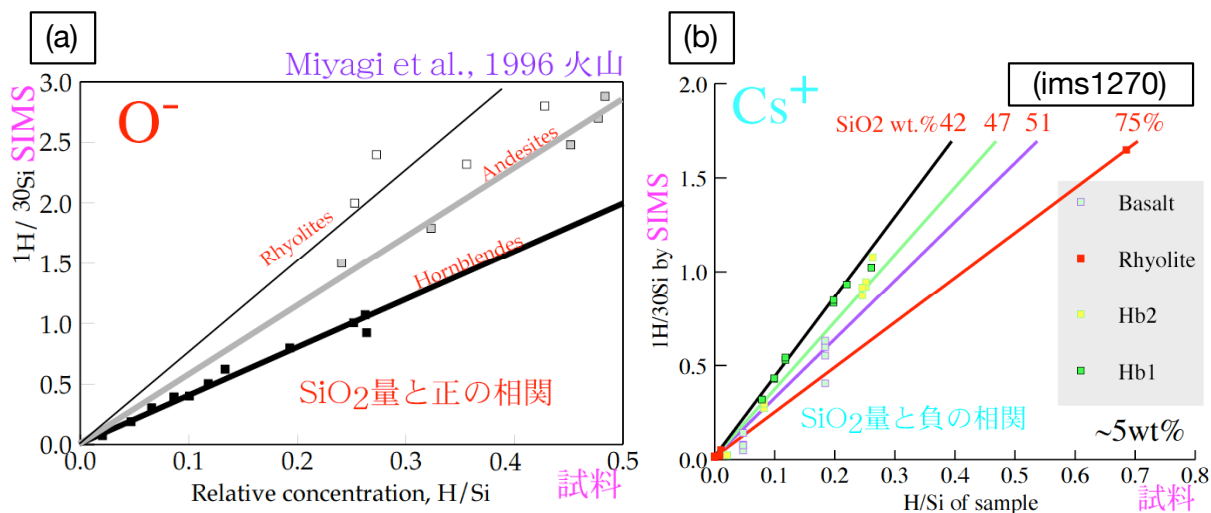


図 2.2.1-11 二次イオン質量分析計を用いたガラスの含水量測定における、マトリックス効果。縦軸は水素の二次イオンの強度(Si で規格化)。横軸は試料の水素濃度(Si で規格化)。a: 酸素の一次イオンビームを用いた例。シリカに乏しい角閃石(Hornblendes)はシリカに富む流紋岩質ガラス(Rhyolites)よりも傾きが小さく、感度が低い。b: セシウムの一次イオンビームを用いた例。シリカに乏しい角閃石(Hb1, Hb2)はシリカに富む流紋岩質ガラス(Rhyolite)よりも傾きが大きく、感度が高い。

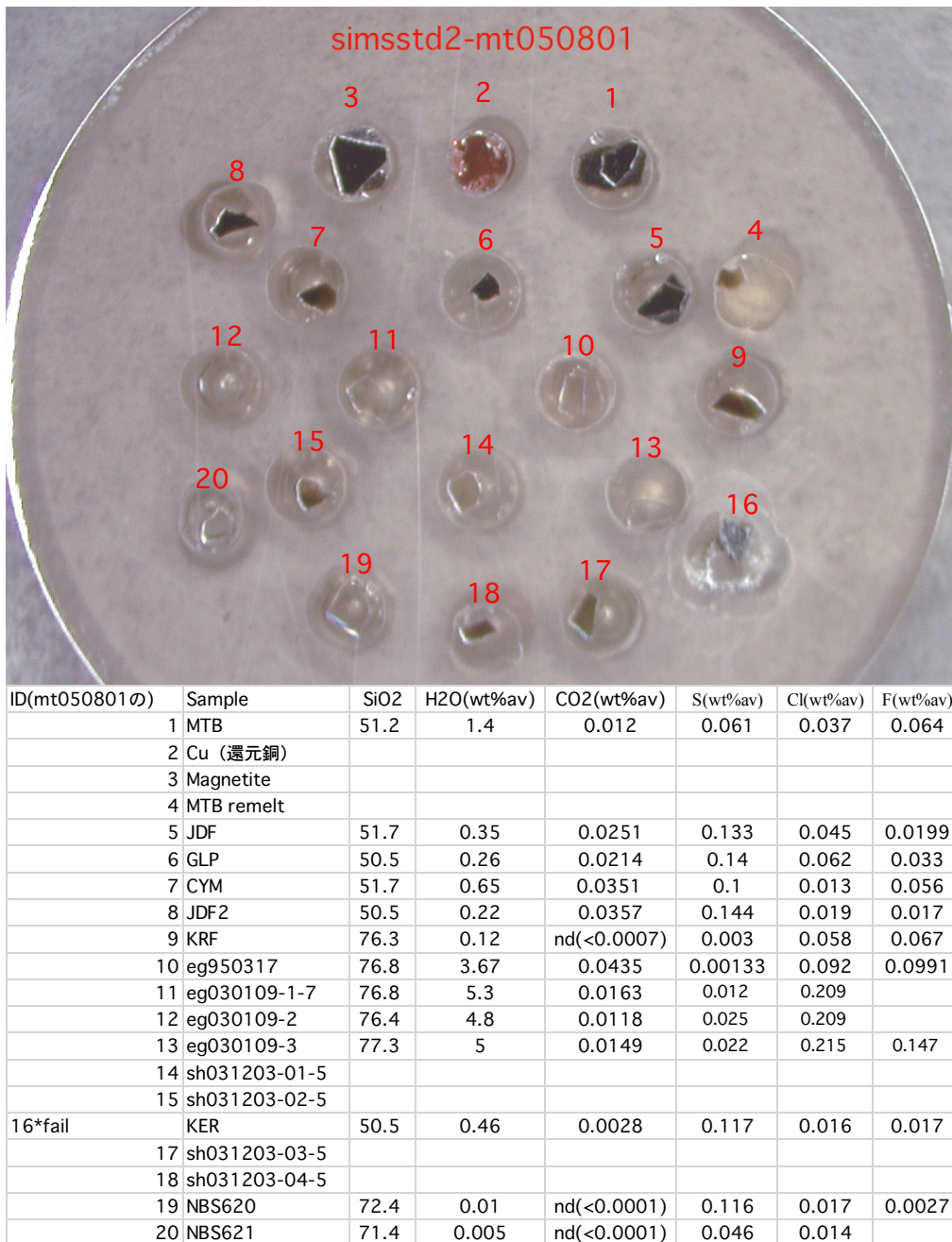


図 2.2.1-12 標準物質の研磨片と化学組成

## NanoSIMS50L によるガラスの含水量測定手順

(一次系の電流量を変化させてバックグラウンドレベルを算出し、定量する方法 ; ver20171221)

以下に出てくる調整パラメータの名称(C6x, C6y, 等の名称)と装置の部位の関係については、図 2.2.1-8 の NanoSIMS 配置図を参照されたい。

(1) 一次系, 二次系, 電子銃を調整する。

一次系は電流量が異なる 3 種類の条件を Preset に保存する。

(ex) 図 2.2.1-13 の赤枠 10pA, 5pA, 2.5pA

※注意点

事前に Tuning\_RTI により、電流量を変えてもビームの位置が変化しない(=二次イオン像が左右, もしくは上 下に動かない)ことを確認しておく。ビームの位置が変化する場合は、C6x, C6y を調整し、同じ位置に来るようにする。C6x, C6y を変化させると電流量も変化するので注意。

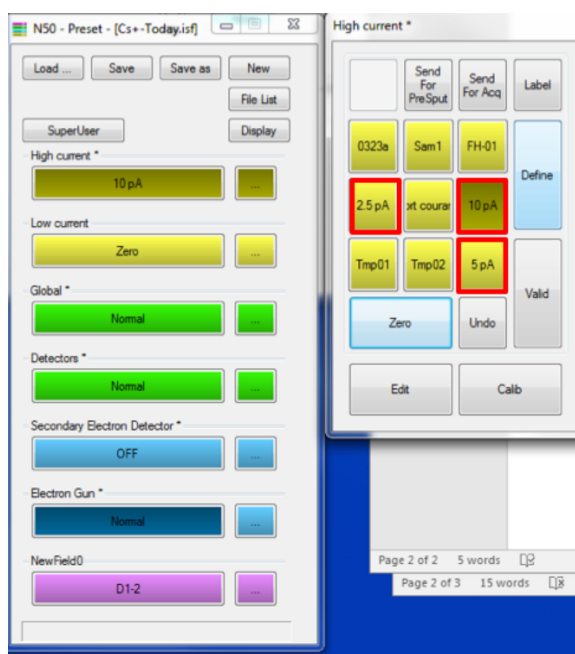


図 2.2.1-13 一次イオンの設定のプリセットパネル

(2) Navigator でサンプルに移動する。

※注意

移動後、電子銃が Off になっているので、On にすることを忘れない。

(3) ラスターサイズを 10  $\mu\text{m}$  角(分析予定のラスターサイズより十分大きければ、10 $\mu\text{m}$  以外でも可)に設定し、プレスパッタする。

(4) 各 Mass において、ある程度二次イオンが検出されるようになった後、ラスターサイズを 20 $\mu\text{m}$  角に設定し、RTI で二次イオン像を見ながら、EoP を調整する。

(5)ラスターサイズを 10um 角に戻し,再度プレスパッタする. 二次イオン強度が安定し始めた後, EoS, P2P3, Cy を調整して二次イオン強度が最大となるように調整する.

(6)電子銃の HV, Heat を調整し, 二次イオン強度が最大となるように調整する.

※安定した際の二次イオン強度が低い場合には, 先に(6)を調整し, 次に(5)を調整する.

(7)Tuning\_HMR により, 各 Trolley の Mass 合わせを行う.

何度か測定した経験上, 最初に Mass 合わせをすれば, その日は問題ない傾向にあるが, 各試料毎もしくは何度か確認した方がよい.

(8)測定を開始する.

①Board パネルの Def. Ana ボタンをクリックする(図 2.2.1-14).



図 2.2.1-14 分析プログラムの起動パネル

②Path でデータを保存する場所を指定する(図 2.2.1-15). (Select をクリックするとフォルダを選択できるようになる. )

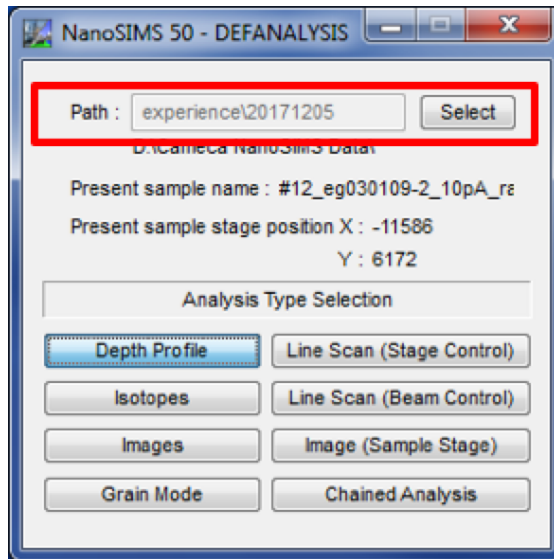


図 2.2.1-15 分析コンディションの保存パス設定パネル

③Depth Profile をクリックする。

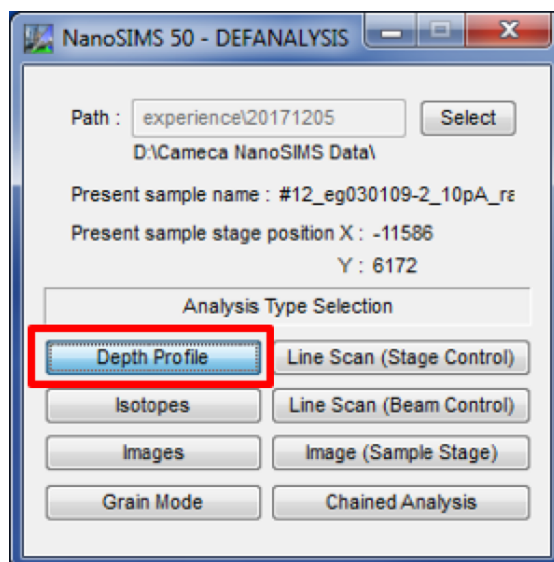


図 2.2.1-16 深さ方向分析の設定パネル

④測定条件を指定する(図 2.2.1-17). 測定条件を設定後, Go Aquisition(青枠)をクリックする. なお, Load より, 過去のファイルを選択することで, 過去の測定条件を読み込むことも可能. 設定箇所:

測定サイクル, Working Frame, Scanning Frame, Scan speed[Ct/px (us)], Raster size, 検出する Mass

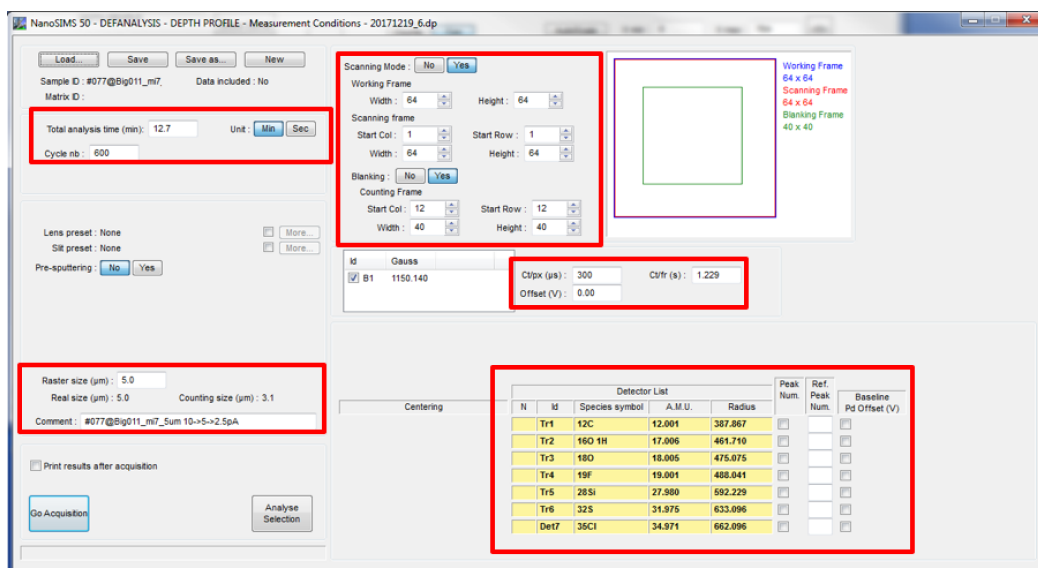


図 2.2.1-17 測定条件の設定パネル

⑤深さ分析パネル(図 2.2.1-18 図 2.2.1-18)において、必要であれば、Sample ID を入力し、Start Acquisition(青枠)をクリックする。→測定開始  
Change MC(緑枠)をクリックすると、④の画面に戻ることができる。(File name の[○○\_]以下は自動で増える)

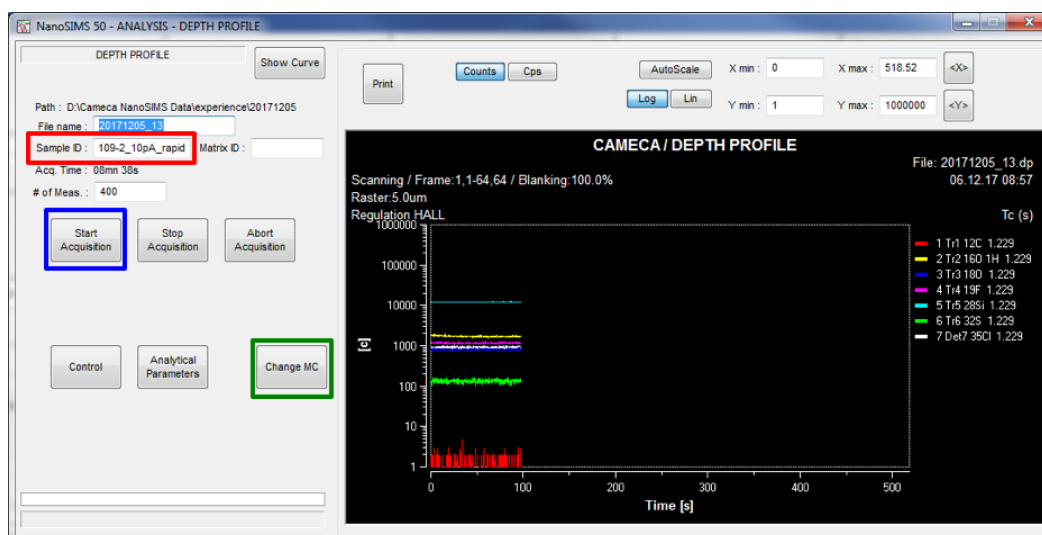


図 2.2.1-18 測定パネル(開始)

○データ処理手順

(1) Board\_WinCurve をクリックする。



図 2.2.1-19 分析プログラムの起動パネル

(2)File\_Open or フォルダアイコン(赤枠)をクリックし、データ処理する File を選択する。  
→Depth profile が表示される。

(3)WinCurve 下のタブ Processing\_Statistics(青枠)を選択する。  
→指定範囲の平均値を算出することができる機能

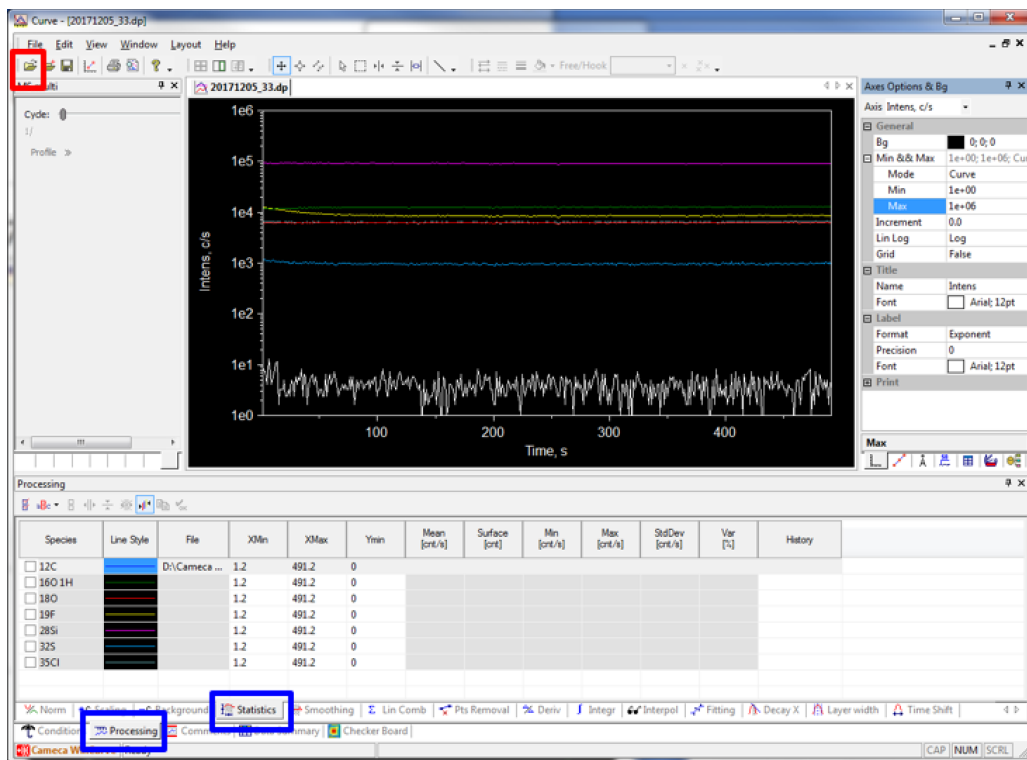


図 2.2.1-20 測定結果の解析プログラムの操作パネル



(4)①の状態であることを確認し、②→③の順番にクリックすると、Profile 中に平均値算出のための範囲を指定する白枠が表示されるので、平均値を算出したい範囲を指定する。

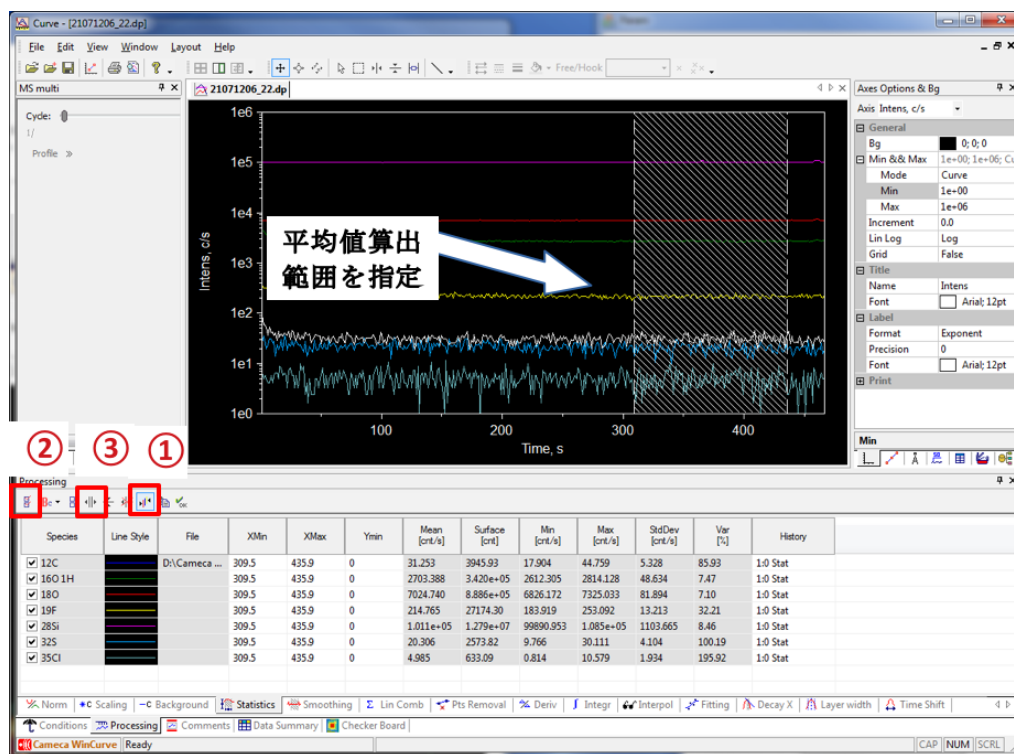


図 2.2.1-21 平均値の算出区間の選択

(5)①をクリックすると、赤枠に示した領域に指定した範囲における平均値が算出される。次に②をクリックするとクリップボードにコピーされるので、エクセルなど計算ソフトにコピーする。

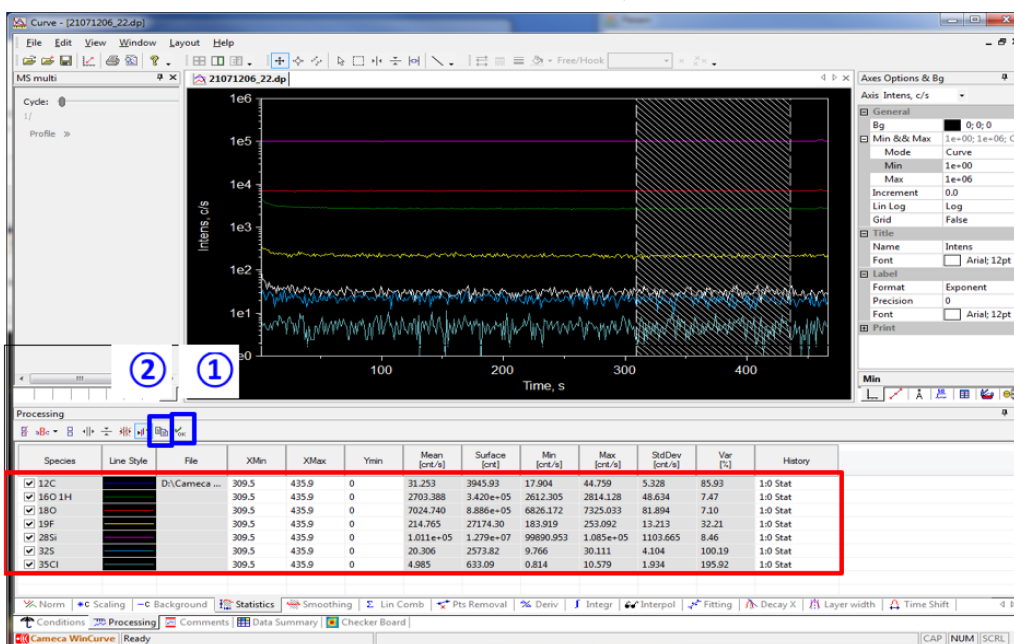


図 2.2.1-22 平均値の計算結果



今年度得られた、セシウム一次イオンソースによる NanoSIMS50L 用の水の検量線のガラス組成依存性は、苦鉄質なガラスのほうが、珪長質なガラスに比べて H/Si の感度が高くなった (図 2.2.1-23)。この傾向はセシウムの一次イオンを用いた CAMECA ims1270 による検量線(図 2.2.1-11)と同様だが、酸素の一次イオンを用いた Miyagi and Yurimoto (1995)の検量線とは逆になった。

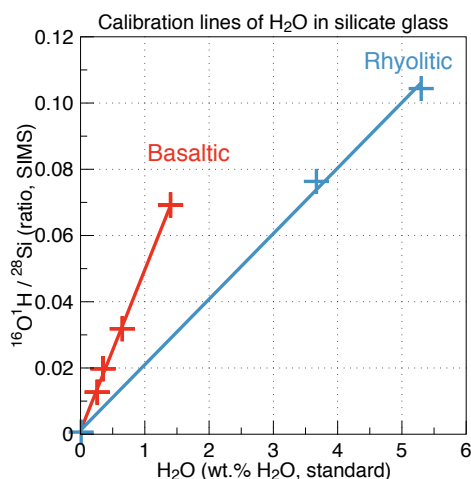


図 2.2.1-23 NanoSIMS50L でセシウムイオンソースを用いた場合の、ガラスの含水量検量線。

#### 反射電子像の観察

ACP1(試料番号 Aso2016g-E, 軽石およびマトリックス)に含まれる斑晶の種類は、多いものから順に、斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物, 黒雲母, かんらん石であった。

Aso2016g-E に含まれる斜長石のうちサイズが大きなもの, 弱い波状累帯構造を呈するもの(図 2.2.1-24-a)が比較的多いが, 蜂の巣状構造を示すもの(図 2.2.1-24-b)も存在し, まれに結晶中心部が明るく灰長石成分に富む正累帯構造を示すものも認められた(図 2.2.1-24-c)。斜長石中の斑晶メルト包有物は, 波状累帯構造のやや明るい帯に沿ったり, 蜂の巣状構造の中に分布する傾向がある。

Aso2016g-E に含まれる輝石の大半は, 比較的均質である(図 2.2.1-24-a)。ただし結晶周縁部に数十ミクロン程度の反応縁や, 組成の異なる帯を持つものが存在する。組成の異なる帯は結晶本体よりも暗い場合(図 2.2.1-24-b)と明るい場合(図 2.2.1-24-e)の両方が存在する。希に, 強い逆累帯構造を示す輝石(図 2.2.1-24-d)や, 正累帯構造を示し斑晶ガラス包有物を多数包有している輝石(図 2.2.1-24-c)も存在した。

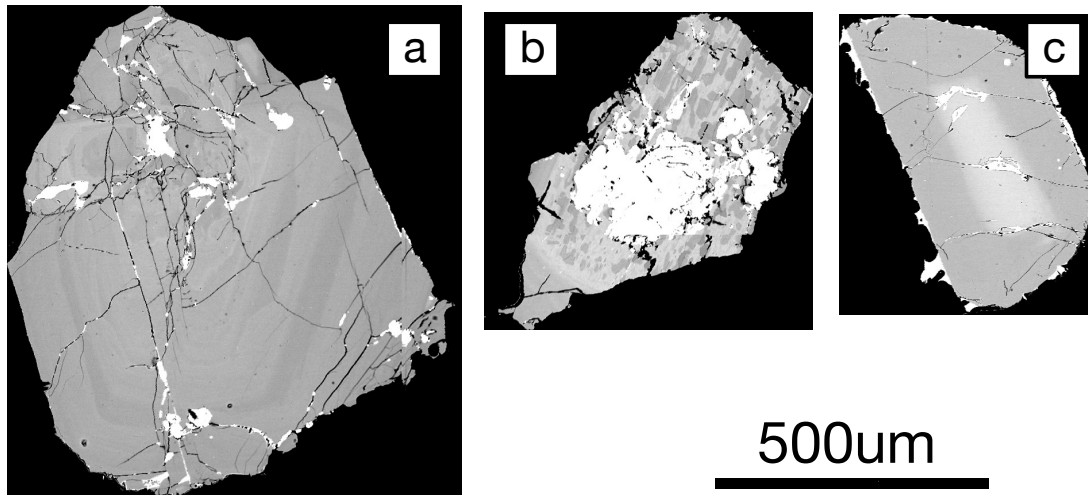


図 2.2.1-24 Aso2016g-E に含まれる斜長石の反射電子像. a:比較的均質あるいは正累帯構造を持つ斜長石. b: 蜂の巣状構造を示す斜長石. c: 正累帯構造を示す斜長石.

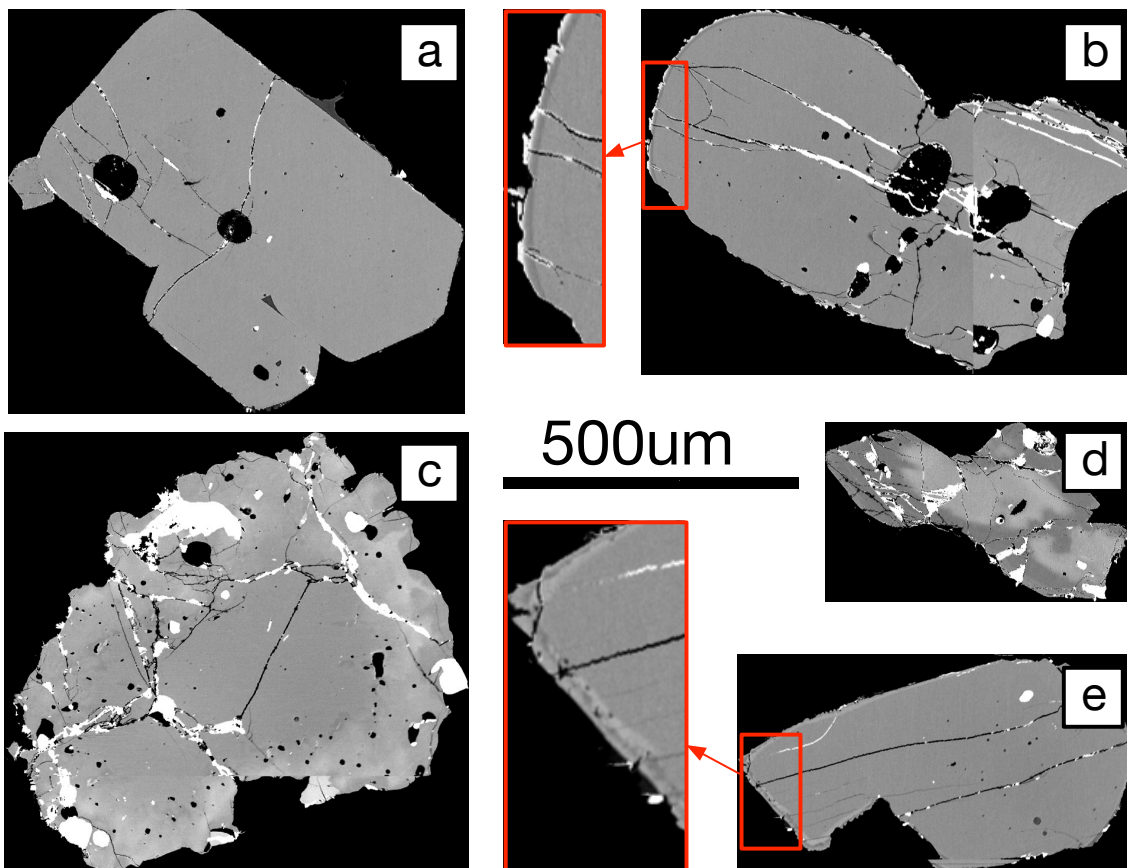


図 2.2.1-25 Aso2016g-E に含まれる輝石の反射電子像. a: 大半を占める, 比較的均質な輝石. b: 比較的均質な内部を持つが周縁部に暗い帯を持つもの. c: 正累帯構造を示し斑晶ガラス包有物を包有するもの. d: 正累帯構造を示すもの. e: 比較的均質な内部を持つが周縁部に明るい帯を持つもの.

## 鉱物・ガラスの化学組成

上述の反射電子像の観察結果に基づいて EPMA を用いて鉱物とガラスの化学組成を分析した。Aso2016g-E に対して行なった標準試料も含めた 352 点の分析結果を、平成 28 年度に阿蘇 4 噴火ならびにその直前に噴出した降下火砕物を対象に行なった 536 点の分析結果とあわせ、幾つかの全岩化学組成(WR)とともにハーカー図にプロットした。分析値は 100 wt%にノーマライズされている。相の略記は Ap がアパタイト, CPX が単斜輝石, HB が角閃石, BI が黒雲母, IL がイルメナイト, WR が全岩化学組成, MG は石基のガラス, MI\_Cpx は単斜輝石中のメルト包有物, MI はメルト包有物, MT は磁鉄鉱, Ol はかんらん石, Opx は斜方輝石, Pl は斜長石, である。また, PostAso4 は阿蘇 4 火砕流噴火以降の阿蘇中央火口丘群から噴出したもの, Aso4+PreAso4 は阿蘇 4 火砕流堆積物の最初期ならびに阿蘇 4 直前の降下火砕物, Aso1-4 は阿蘇 1 から阿蘇 4 までの噴出物, ACP1+Janoo は Aso2016g-E, そして MELTS は本報告で述べる熱力学解析に用いた化学組成である。

石基ガラスおよび斑晶メルト包有物の  $\text{TiO}_2$  濃度は,  $\text{SiO}_2$  57 wt%付近で極大(2.1 wt%  $\text{TiO}_2$ )をとり, 阿蘇 4 火砕流堆積物や後カルデラのメルト(1.4 wt%  $\text{TiO}_2$ )や, 全岩化学組成(1.1wt% $\text{TiO}_2$ 程度)よりも高い値をとる。この  $\text{TiO}_2$  が高い一部分を除けば, ACP1+Janoo の組成変化傾向は, 阿蘇 4 およびその直前の噴出物のそれと殆んど同じであった。但しシリカ 50wt%以下でみられた非常に  $\text{TiO}_2$  量の高い例外を除く。メルトの  $\text{TiO}_2$  量は,  $\text{SiO}_2$  が高くなると減少してゆく(図 2.2.1-26)。全岩化学組成はメルトと鉱物の間に分布している。

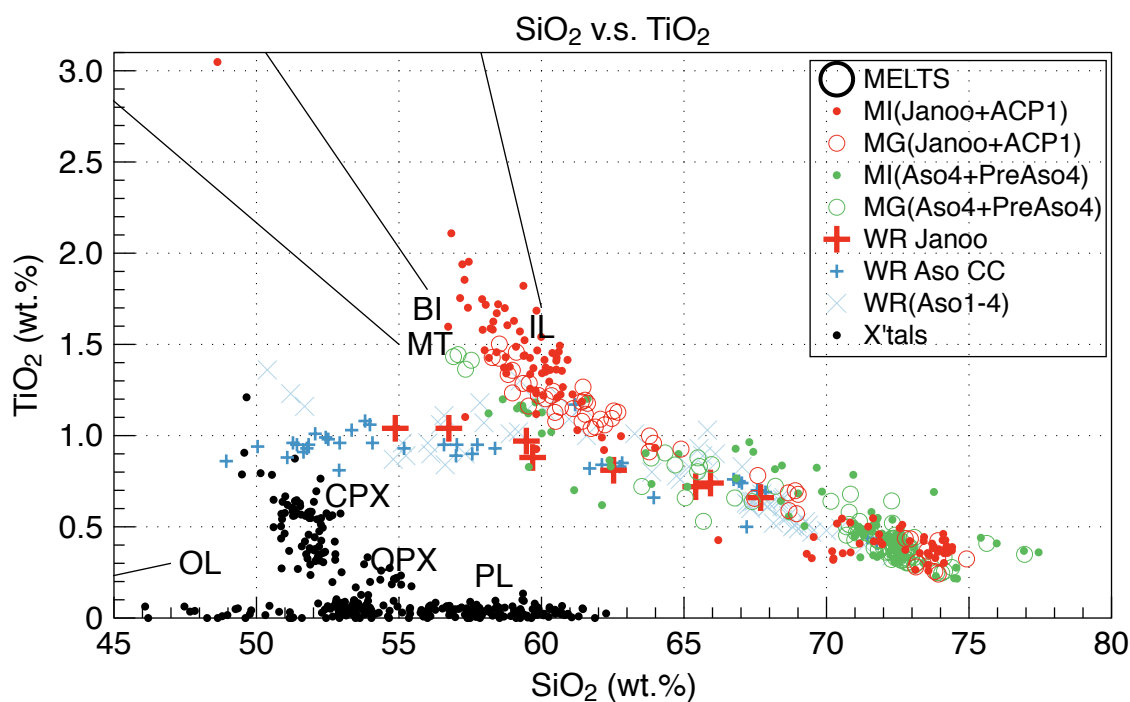


図 2.2.1-26 全岩, 鉱物, メルト化学組成のハーカー図(チタン)。略記は本文中に記述した。OL, MT, BI, IL から伸ばした直線は, 鉱物の化学組成がこれらの直線を延長したプロットの外にあることを示す(以下同様)。

石基ガラスおよび斑晶メルト包有物に観察されたアルミニウム濃度を同じシリカ濃度で比較すると、ACP1+Janooのほうが、阿蘇4およびその直前の噴出物に比べて数重量%ほど低い傾向がある。斑晶ガラス包有物はシリカ63から67wt%付近のものが少なく、逆に石基ガラスはこの間の区間のものが多い傾向がある。アルミニウムのハーカー図において阿蘇1,-2,-3,-4火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成とほぼ同じ領域に分布し、それらはメルトと斜長石の間に分布している(図2.2.1-27)。

石基ガラスおよび斑晶メルト包有物に観察された鉄の濃度を同じシリカ濃度で比較すると、ACP1+Janooのほうが、阿蘇4およびその直前の噴出物に比べて数重量%ほど高い傾向がある。鉄のハーカー図においても、阿蘇1,-2,-3,-4火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成は、メルトと斜長石の間に分布している(図2.2.1-28)。

マンガンのハーカー図においては、阿蘇1,-2,-3,-4火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成は、ACP1+Janoo、阿蘇4とその直前のメルトとほぼ同じ範囲に分布し、斜方輝石の方向に向けてばらついている(図2.2.1-29)。これは分析のばらつきによるものだと考えられる。

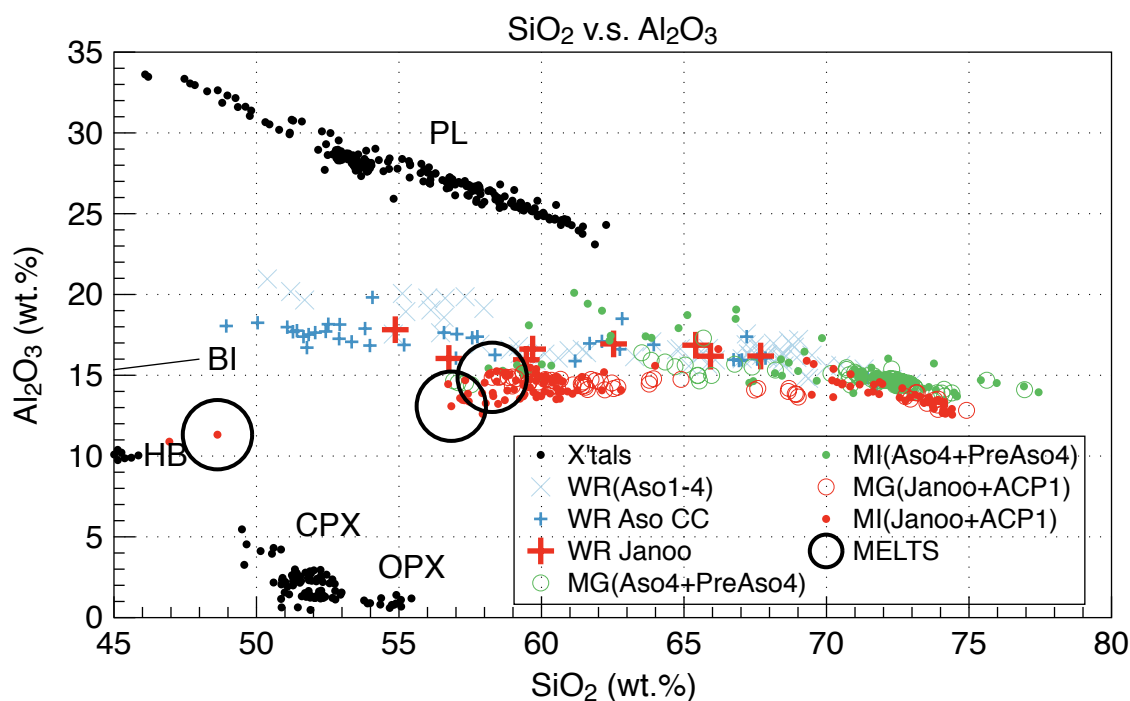


図 2.2.1-27 アルミニウムのハーカー図

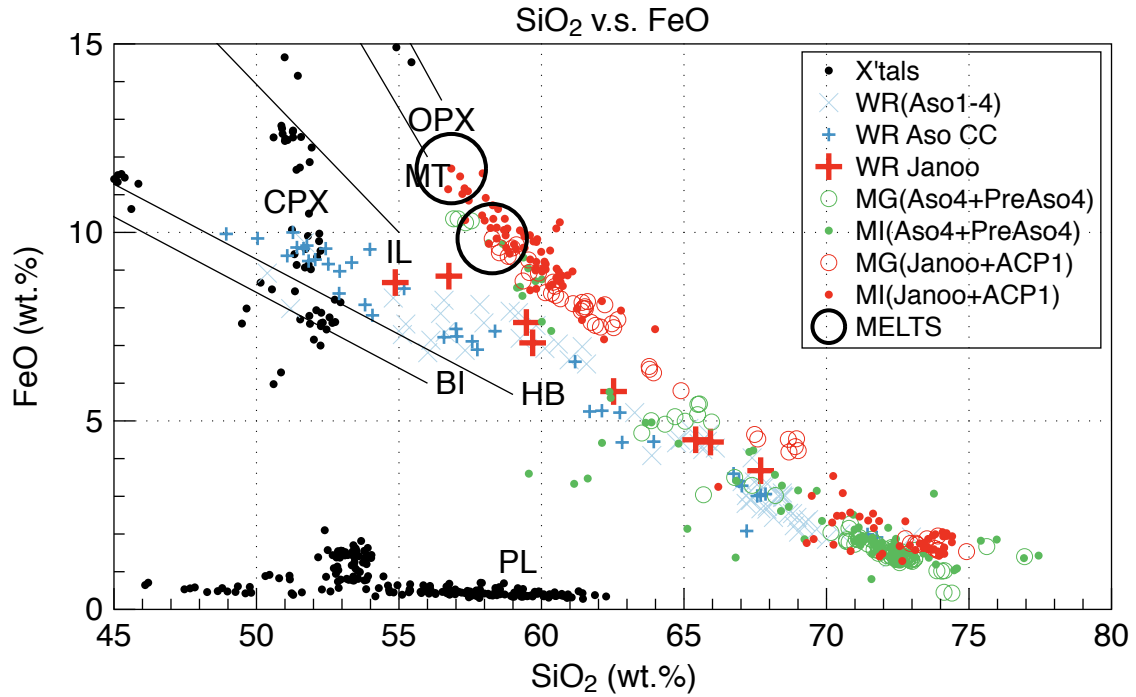


図 2.2.1-28 鉄のハーカー図.

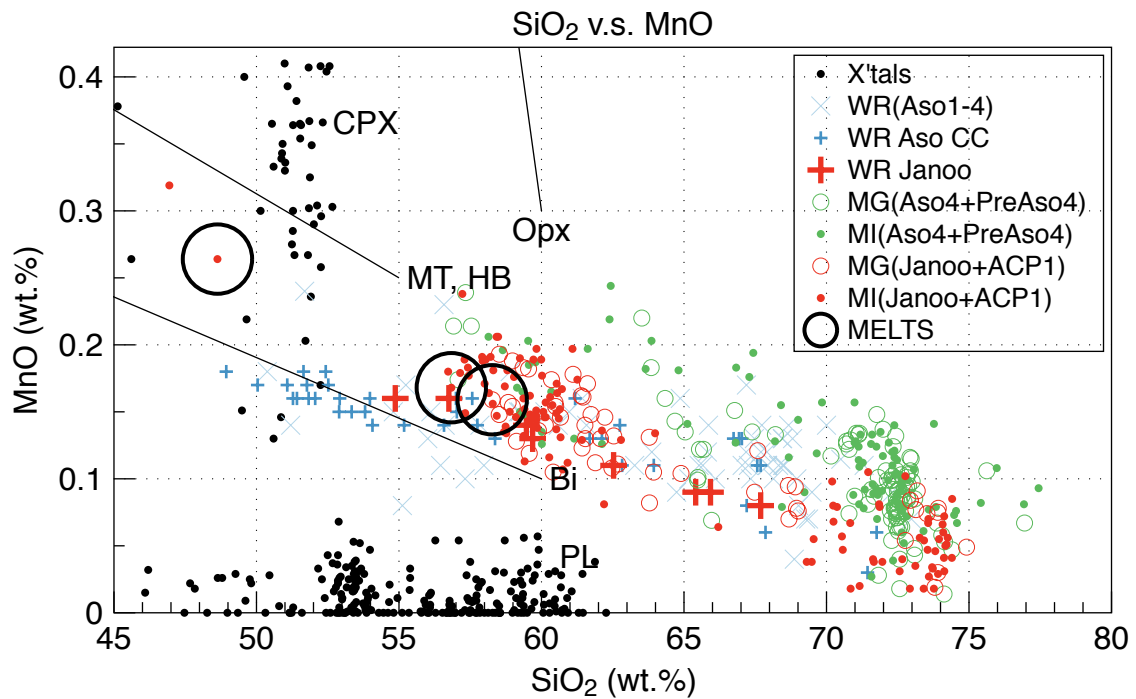


図 2.2.1-29 マンガンのハーカー図

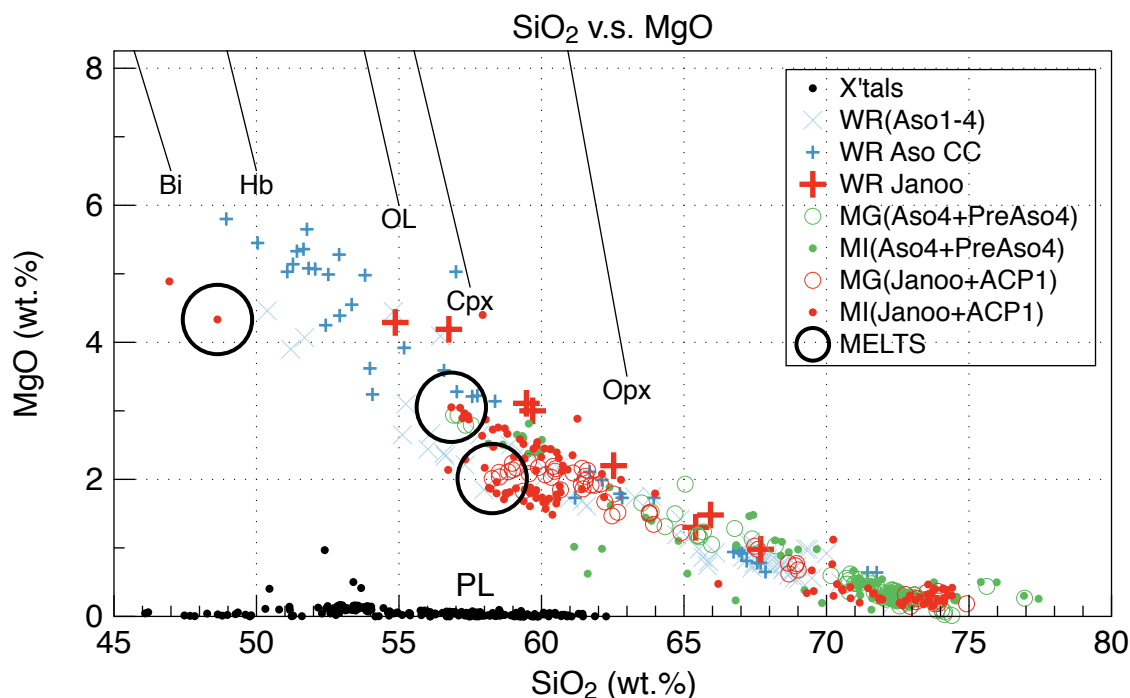


図 2.2.1-30 マグネシウムのハーカー図.

マグネシウムのハーカー図では、石基ガラスおよび斑晶メルト包有物の分析値と全岩化学組成の間の違いが顕著でない。ただし阿蘇 4 後の中央火口丘の噴出物や、宮縁(2017)による ACP1+Janoo の全岩化学組成の変化傾向はマグネシウム濃度がわずかに高いに分布する (図 2.2.1-30)。

カルシウムのハーカー図においても、阿蘇 1,-2,-3,-4 火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成は、ACP1+Janoo, 阿蘇 4 とその直前のメルトとほぼ同じ範囲に分布している。ただし阿蘇 4 後の中央火口丘の噴出物や、宮縁(2017)による ACP1+Janoo の全岩化学組成の変化傾向はカルシウム濃度がわずかに高い位置、メルトと斜長石の間に分布する (図 2.2.1-31)。

ナトリウムのハーカー図においては、阿蘇 4 後の中央火口丘の噴出物と宮縁(2017)による ACP1+Janoo の全岩化学組成の変化傾向の間に違いがあり、後者のほうがナトリウムが少ない傾向が認められる。また、全岩とメルトの化学組成変化傾向はカルシウムの場合とは逆であり、メルトは ACP1+Janoo と斜長石の間に分布している(図 2.2.1-32)。

石基ガラスおよび斑晶メルト包有物の  $K_2O$  濃度は、ACP1+Janoo のほうが阿蘇 4 およびその直前の噴出物のそれよりもわずか(1wt%以下)に高い傾向がある。また、後カルデラの全岩化学組成は ACP1+Janoo のメルト組成よりも明らかにカリウムの低い変化傾向を示している (図 2.2.1-33)。ポストカルデラ噴出物の全岩化学組成は、昨年度の報告書に記した、阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から得られた斑晶メルト包有物の中に存在する特徴的に  $K_2O$  に乏しいグループが描く不明瞭な組成変化トレンドとメルトの間に分布している。



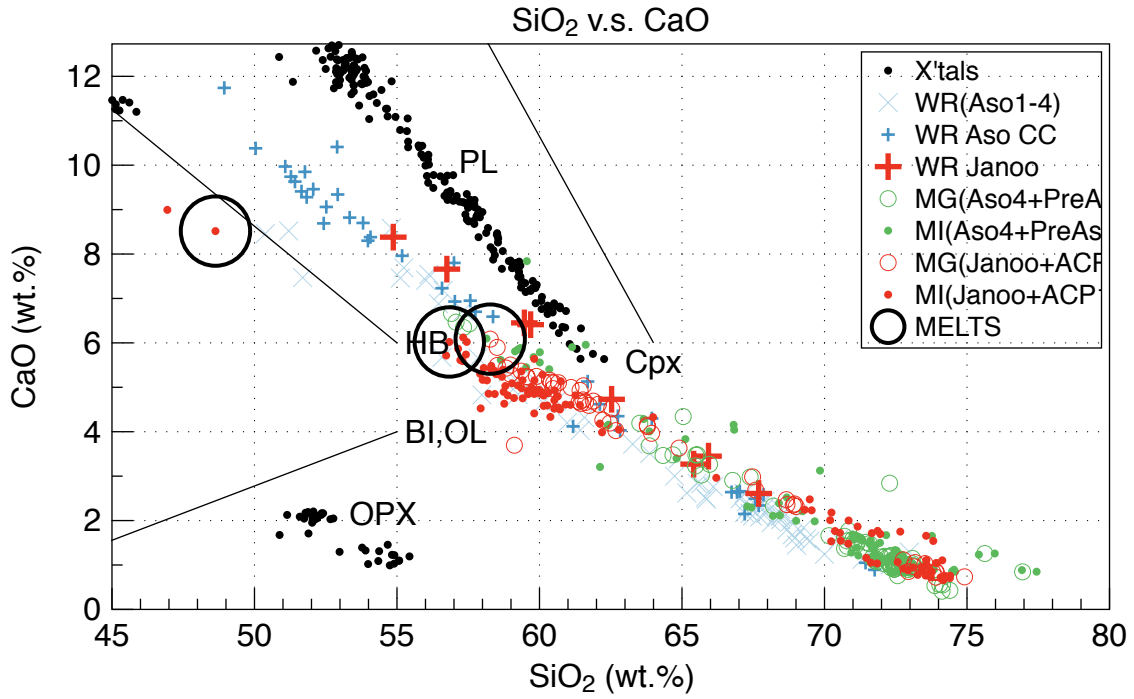


図 2.2.1-31 カルシウムのハーカー図.

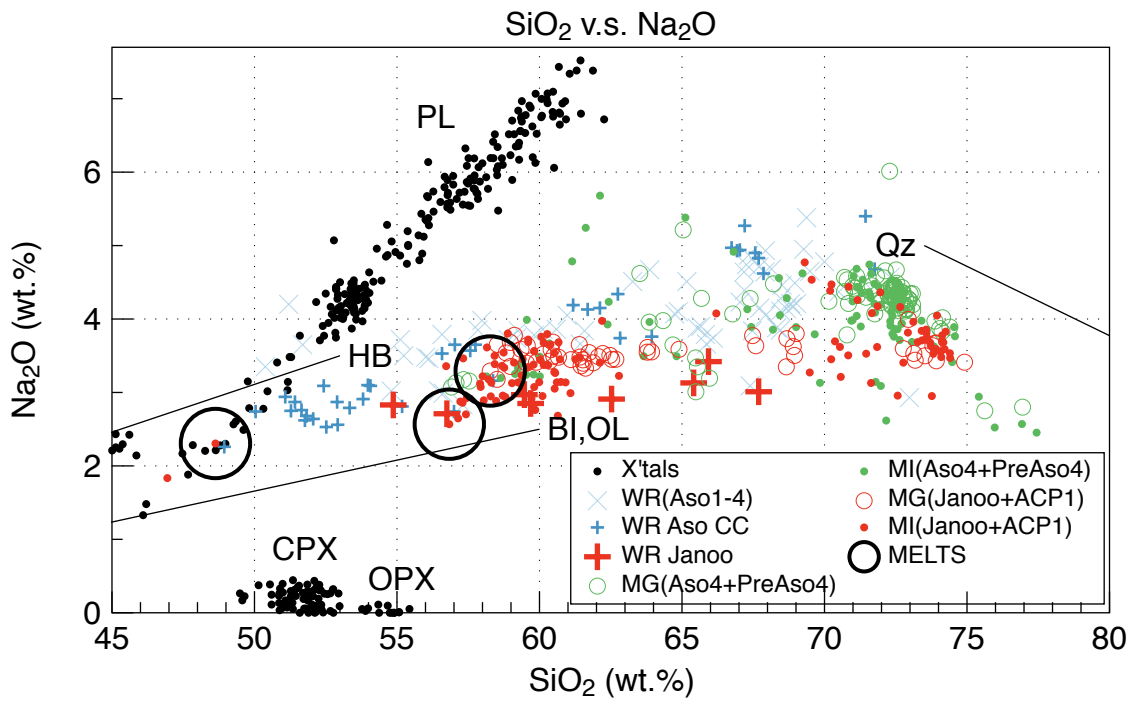


図 2.2.1-32 ナトリウムのハーカー図.

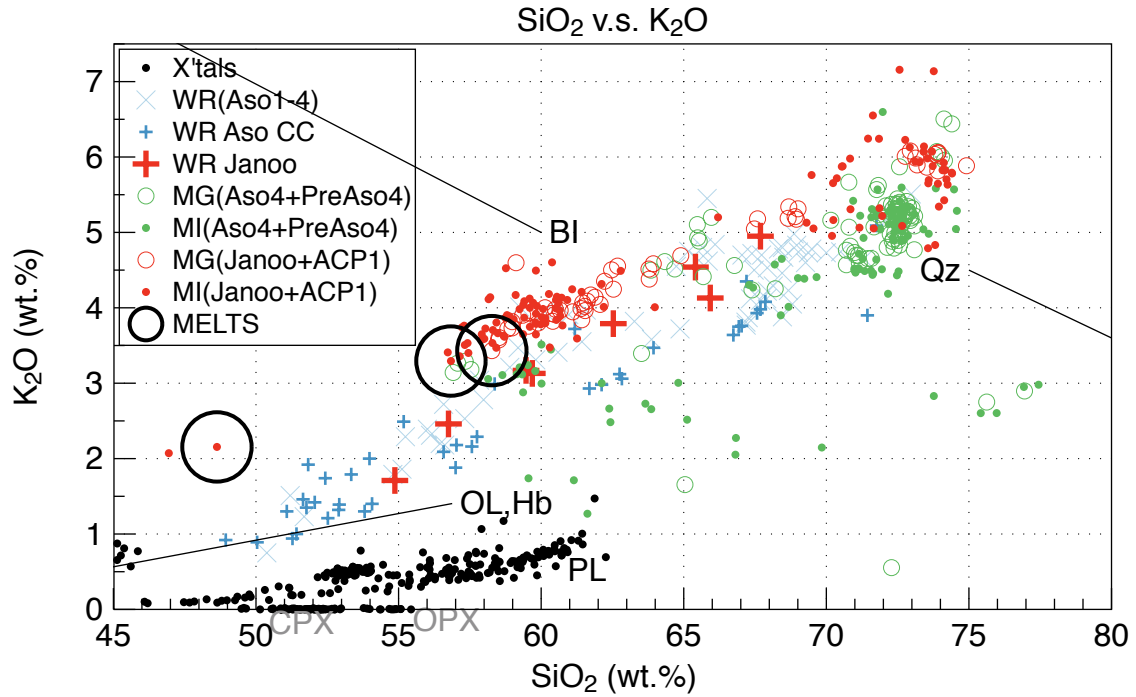


図 2.2.1-33 カリウムのハーカー図.

ACP1+Janoo のメルトの硫黄濃度は、阿蘇 4 およびその直前の降下火砕物のものと比較して明らかに少なかった。一方塩素の濃度は同じかやや高めであった。

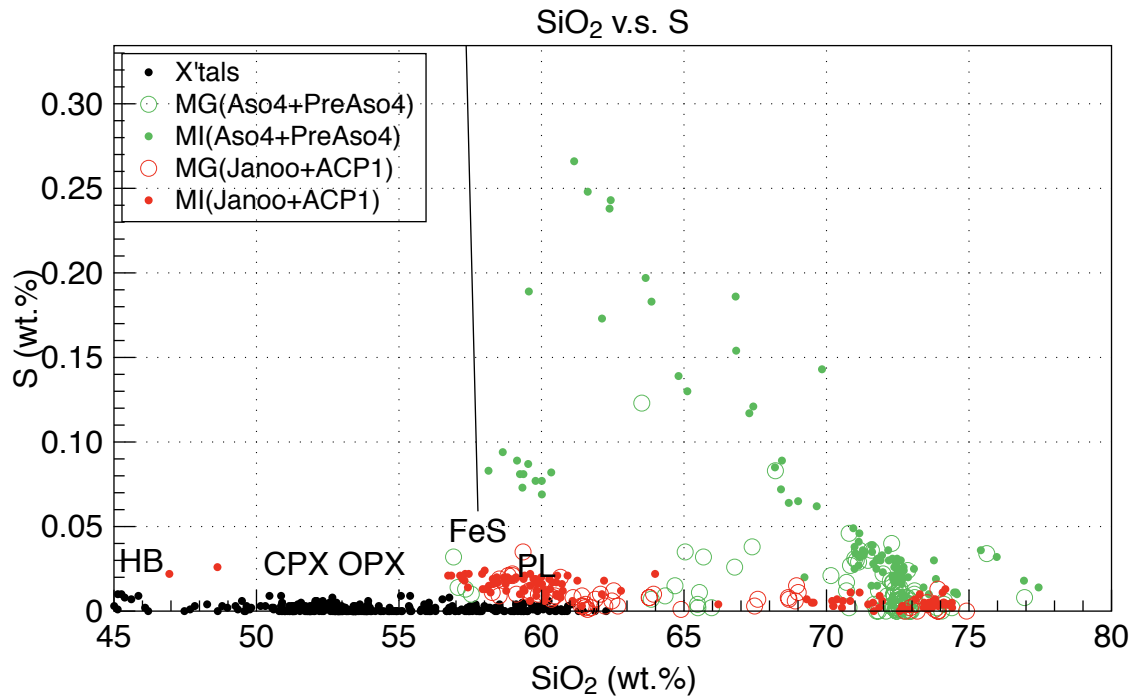


図 2.2.1-34 硫黄のハーカー図



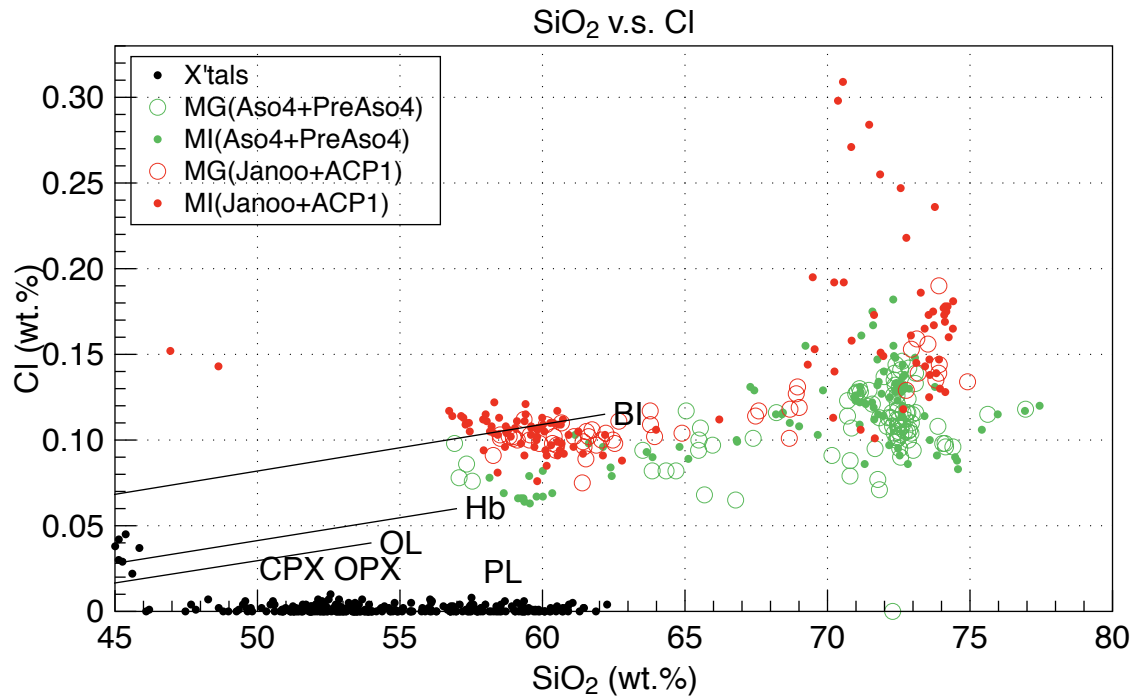


図 2.2.1-35 塩素のハーカー図

ACP1+Janoo に含まれるガラスおよび斑晶メルト包有物には、阿蘇 4 および直前の降下火砕物と同様、幅広い化学組成の変化が観察され、玄武岩質安山岩から流紋岩にわたった(図 2.2.1-36)。この特徴は後カルデラ期に噴出した阿蘇の苦鉄質マグマのメルトが広範囲の化学組成を持つ(平成 27 年度報告書)こととも共通する。

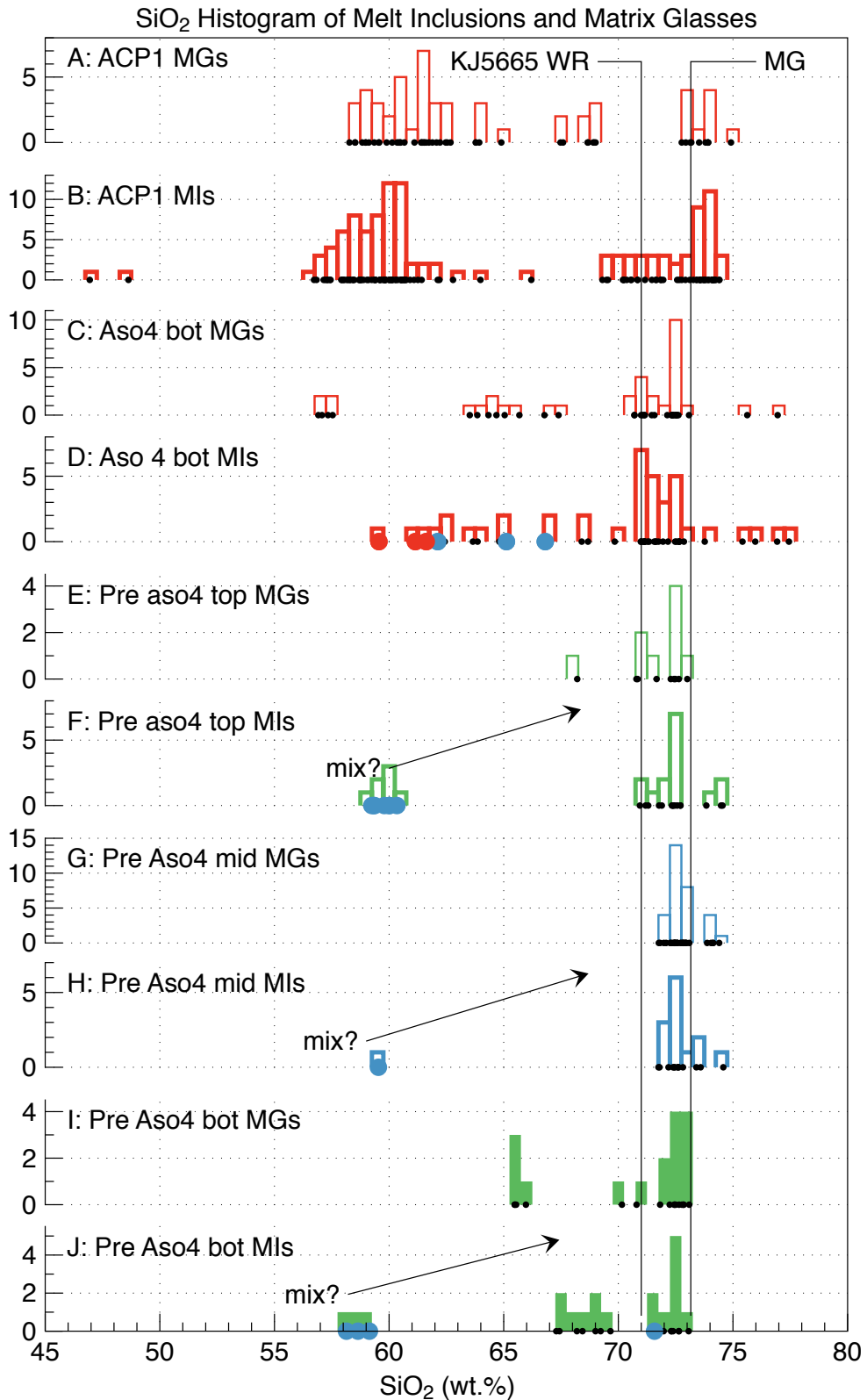


図 2.2.1-36 メルト包有物と石基ガラスのシリカ量のヒストグラム. A: ACP1+Janoo の石基ガラスの化学組成. B: 同試料の斑晶ガラス包有物の化学組成. C: 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から採取した石基ガラスの化学組成, D: 同試料の斑晶メルト包有物, E: 阿蘇 4 火砕流堆積物の直下にある前阿蘇 4 降下火砕物の石基ガラス化学組成, F: 同試料の斑晶メルト包有物, G: 前阿蘇 4 降下火砕物の中間層準から採取した石基ガラスの化学組成, H: 同試料の斑晶メルト包有物. I: 前阿蘇 4 降下火砕物の

初期層準から採取した石基ガラスの化学組成, J: 同試料の斑晶メルト包有物. KJ5665 WR は阿蘇 4 火砕流堆積物の珪長質端成分の全岩化学組成, KJ5665 MG は同試料の石基ガラスの化学組成. ヒストグラムの根本のラベルは斑晶メルト包有物の宿主結晶の種類を示し, 赤色はかんらん石, 水色は単斜輝石, 黒色はその他(斜方輝石, 斜長石, 角閃石, 黒雲母, 磁鉄鉱)である.

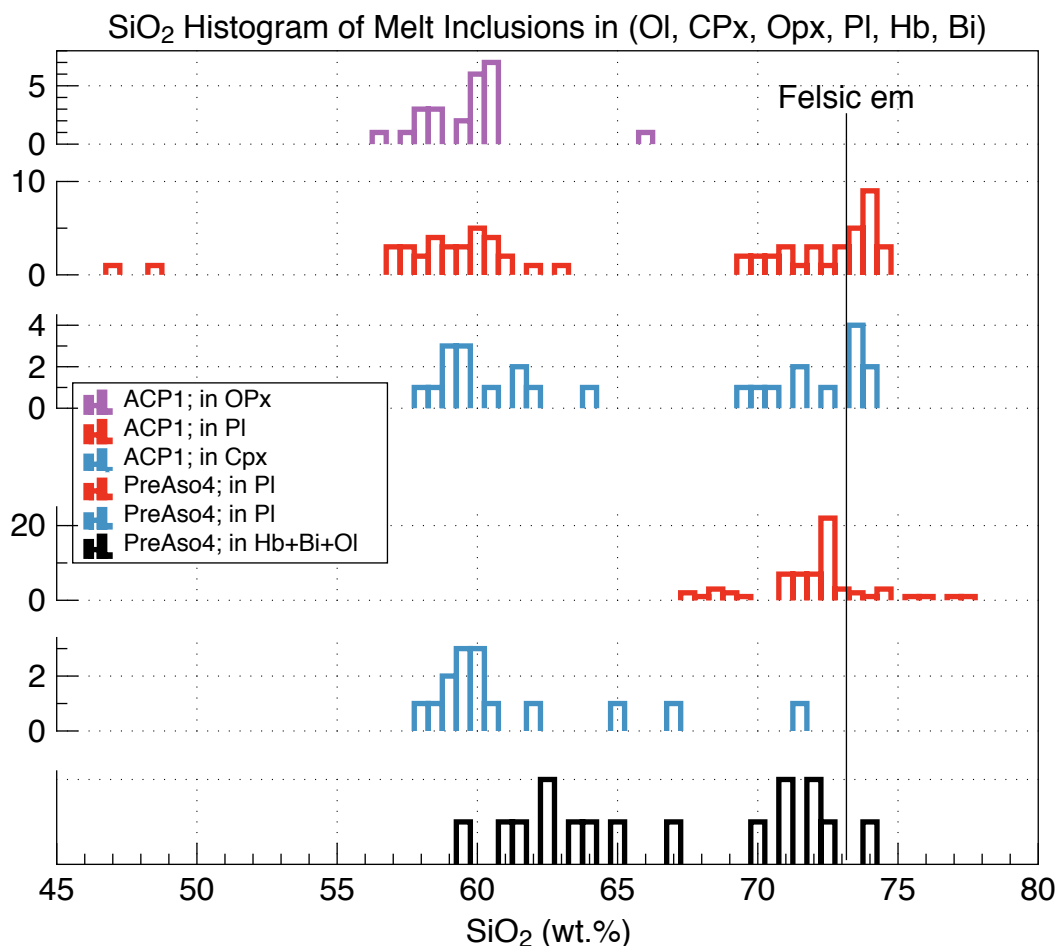


図 2.2.1-37 斑晶ガラス包有物のシリカ濃度のヒストグラム(母斑晶による違い). 試料は ACP1(Aso2016g-E(ACP1+Janoo))と PreAso4(阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部分および火砕流の直前の降下火砕物)の二種類で比較. それぞれ inOpx は斜方輝石中に含まれる斑晶ガラス包有物, inPl は斜長石中のもの, inCpx は単斜輝石中のもの, inHb+Bi+Ol は角閃石, 黒雲母, かんらん石中のものを合わせて示した.

母斑晶毎に異なる斑晶メルト包有物の化学組成はをもう少し詳しくみると, 単斜輝石中のものは 58~73 wt%と広範囲で, 約 60 と 73wt%にピークを持つ山に分離した(図 2.2.1-37). このことは, 阿蘇 4 および直前のものが殆んど 60wt%付近に集中したと対照的である. 斜長石中も 48~77 wt%と広範囲で, 約 60 と 74wt%にピークを持つ山に分離し, 50wt%以下のものも少数存在した. この事は, 阿蘇 4 および直前のものが殆んど 72wt%付近に集中したと対照的である. 斜方輝石中は 56~66 wt%とやや狭く殆んどが 60wt%付近に集中した. 阿蘇 4 および直前の噴出物には斜方輝石斑晶は含まれていたがこれを宿主とする斑晶ガラス包有物がみつからなか

ったので比較できない。また ACP1+Janoo には黒雲母、かんらん石、角閃石に含まれる斑晶ガラス包有物がみつからなかったが、阿蘇 4 および直前の噴出物の黒雲母中の斑晶ガラス包有物が 72 wt%、かんらん石中のものが 60wt%付近、角閃石中のものが 62~72wt%であり、これらを一括すると、ACP+Janoo の斑晶ガラス包有物(斜長石、単斜輝石)とほぼ同じ組成範囲にある。なお磁鉄鉱中の斑晶ガラス包有物は、ACP1+Janoo では 60wt%であるのに対し、阿蘇 4 および直前の噴出物のものは 74 wt%であった。

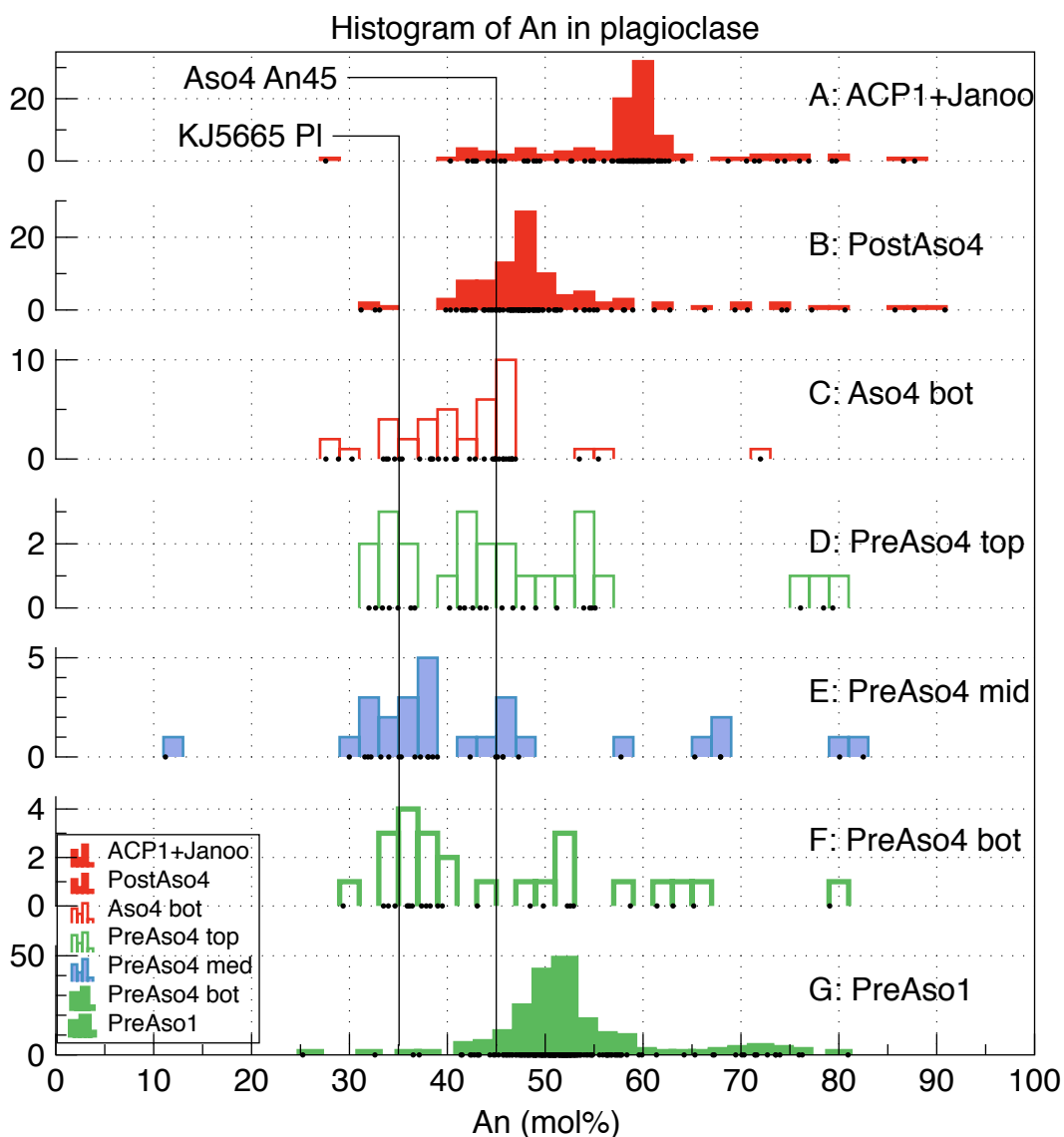


図 2.2.1-38 斜長石の An 濃度のヒストグラム. A:ACP1+Janoo の斜長石化学組成. B: 阿蘇の後カルデラ降下火砕物から採取したもの, C: 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から採取したもの, D: 阿蘇 4 火砕流堆積物の直下にある前阿蘇 4 降下火砕物から採取したもの, E: 前阿蘇 4 降下火砕物の中間層準から採取したもの, F: 前阿蘇 4 降下火砕物の初期層準から採取したもの. G: 阿蘇 1 火砕流噴火の前に出た降下火砕物中のもの. KJ5665 Pl は昨年度報告した, 阿蘇 4 火砕流堆積物の珪長質端成分の斜長石のもの. Aso4An45 は阿蘇 4 火砕流堆積物に含まれるバイモーダル分布の斜長石化学組成(An35 と An45; Kaneko et. al., 2007)のうちの An45.

阿蘇4火砕流堆積物に含まれる斜長石斑晶の化学組成はバイモーダル(An35とAn45にピーク)でありAn68にかけて少量分布することが報告されている(Kaneko et. al., 2007). 阿蘇4およびその直前の降下火砕物の斜長石斑晶の化学組成はAn35にピークを持ち, 少量はAn80に及ぶ高い分布も見せた(図2.2.1-38 C, D, E, F). 阿蘇4火砕流堆積物の基底部分から得られたものはAn35のピークが低くなり, 代わってAn45付近にピークを示し, 少量はAn72に及ぶ高いものも存在した(図2.2.1-38 C). さらに阿蘇4後の中央火口丘群から放出された斜長石はAn48付近にピークを持ち, 阿蘇の最も新しい珪長質マグマであるACP1の斜長石ではAn60付近にピークをもち, An90付近のものも少量認められた. このように斜長石のAn値は時間とともに刻々変化している.

ACP1+Janooに含まれる輝石の化学組成は, 阿蘇4および直前の降下火砕物と比較して斜方輝石と単斜輝石の灰長石成分の差が小さい傾向が認められた(図2.2.1-39).

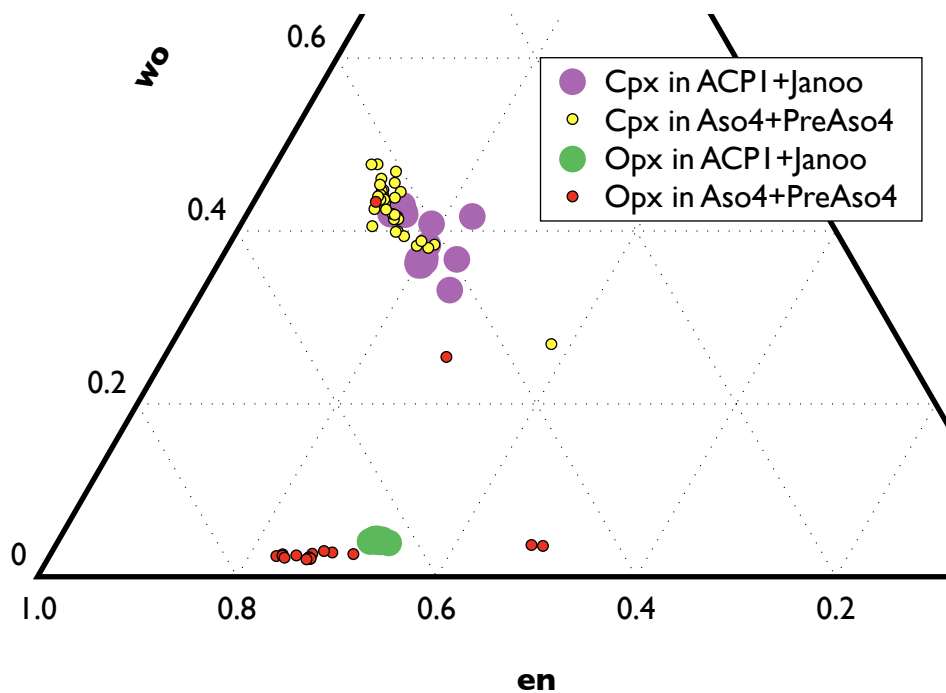


図 2.2.1-39 ACP1+Janooに含まれる輝石の化学組成. 試料はACP1 (Aso2016g-E(ACP1+Janoo))とPreAso4(阿蘇4火砕流堆積物の基底部分および火砕流の直前の降下火砕物)の二種類で比較. Opxは斜方輝石, Cpxは単斜輝石の組成.

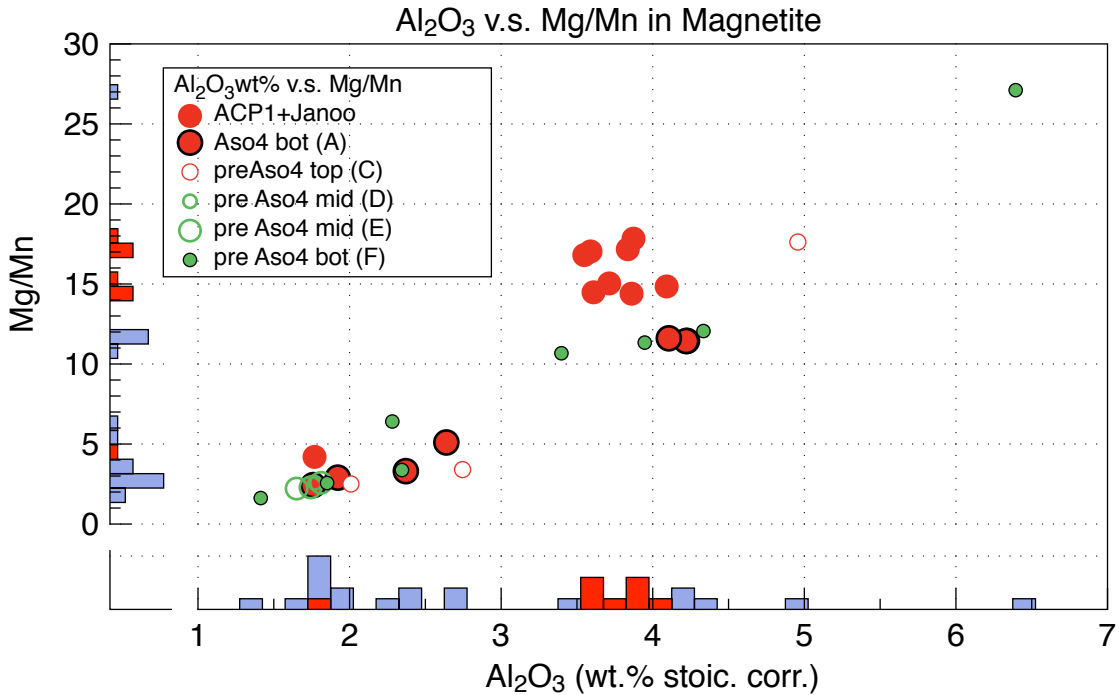


図 2.2.1-40 磁鉄鉱の化学組成(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt%と Mg/Mn 比)とヒストグラム. ACP1+Janoo のほか, A : 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部に含まれる磁鉄鉱, C : 阿蘇 4A 直下の降下火砕物(星住(1990)の X 層), D : 前阿蘇 4 降下火砕物, E : 前阿蘇 4 降下火砕物の最上部, F : 前阿蘇 4 降下火砕物の中間層準から採取したものを比較した.

### 噴火前のマグマの温度

Aso2016g-E(ACP1+Janoo)には磁鉄鉱は含まれるがイルメナイトはみつからなかったため, それらの化学組成を用いる鉱物温度計(例えば ILMAT (Lepage,2003) 等)に適用することができない. 磁鉄鉱の化学組成(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt%と Mg/Mn 比)を比較すると, ACP1+Janoo の Mg/Mn は, 阿蘇 4 およびその直前の噴出物と比較して高めである(図 2.2.1-40). このことは, ACP1+Janoo のマグマの温度が比較的高かったことを示唆する. なお, 昨年度阿蘇 4 およびその直前の降下火砕物について報告した温度は, 基底部は 860~970°C, 前阿蘇 4 の中間層準は 830~880°C, 前阿蘇 4 の最上位は 820~860°C, 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部は 790~870°C, そして後カルデラ期のものは 900~920°Cであった. このように, 前阿蘇 4 から阿蘇 4 にかけて, 時間とともに噴火直近のマグマの温度が系統的に低下したことが示された. また Kaneko et. al., (2007)は阿蘇 4 火砕流噴火の初期(4I-1P)のマグマ温度を, 鉄チタン鉱物と複輝石温度計の両方で報告している. 前者は比較的低温な 810~850°C, 後者は比較的高温な 900~960°Cである.

### マグマの圧力

Aso2016g-E(ACP1+Janoo)のマグマの圧力を, NanoSIMS50L を用いて得られたガラスの含水量分析値と飽和圧力にもとづいて, 見積る.

Aso2016g-E の斑晶ガラス包有物の含水量は 1~6wt%の間に分布した. 分析結果のヒストグラム(図 2.2.1-41 a)の形状は左右非対称で, ピークは 1~2wt%付近にあり, 裾野は高含水量側の



6wt%付近までのびている。含水量が2wt%より高い斑晶ガラス包有物のホストはすべて単斜輝石中の流紋岩質メルトで、それより含水量が低い物のホストは単斜輝石と斜方輝石に含まれるものであり、その化学組成は流紋岩質～石英安山岩質である。斜長石中の斑晶ガラス包有物の分析値が無い理由は、分析の位置決め用に用いた光学機器では斜長石中のものがうまく撮像できなかったためであり、SIMS分析前の観察方法については来年度の課題としたい。

メルトの飽和含水量は圧力のほか温度と組成によっても異なるが、基本的には圧力が支配的である。本試料については温度が不明である。昨年度阿蘇4およびその直前の降下火砕物について報告した温度830～970°Cであったことと、ACP1+JanooのMg/Mnが阿蘇4およびその直前の噴出物と比較して高めである(図2.2.1-40)ことから、マグマの温度が1000°Cだと仮定して流紋岩組成の関係(Miyagi et al., 1997)を用いて飽和圧力を推定すると、斑晶ガラス包有物に関しては約80～2900barと見積られた(図2.2.1-41 b)。その飽和圧力から推定されるACP1+Janooの噴火直前の深さは地下0.3kmよりも深く、マグマ供給系は地下12km程度までのびている可能性が示された。

Aso2016g-E(ACP1+Janoo)の斑晶ガラス包有物から見積もられたマグマの圧力(80～2900bar)は、平成26年度に報告した阿蘇1のマグマだまりの5～7 kbarや、平成27年度に報告した後カルデラ期の珪長質端成分マグマの4～6 kbar、そして阿蘇4マグマの見積もられた圧力0.4～4.3 kbarと比較すると、低くなった。ACP1+Janooの斑晶ガラス包有物の化学組成が苦鉄質と珪長質に二極化する一方で、石基ガラスの組成には中間的なものが比較的多いことから(図2.2.1-36)、噴火の際には苦鉄質と珪長質なマグマが混合したのだと考えられる。ACP1+Janooの斑晶ガラス包有物の含水量は1～2wt%付近に多く分布するが、これらの多くは斜方輝石と単斜輝石に含まれるやや苦鉄質なメルトであり、含水量が2～6wt%の斑晶ガラス包有物のホストは単斜輝石中の流紋岩質メルトである。このことから、比較的苦鉄質なマグマは地下2～4kmの浅所に存在し、珪長質マグマは地下4～12kmの深部に存在したことが示される。一般的に苦鉄質マグマはマントルから供給されるから、地下数十kmから上昇してきた苦鉄質マグマは地下4～12kmに存在する珪長質マグマを通過したのちに噴火したのだと考えられる。苦鉄質マグマは更に地下0.5～4kmという浅所まで上昇し、飽和した揮発成分を失ったのだと考えられる。ACP1+Janooの斑晶ガラス包有物の硫黄濃度が低いことは、マグマが浅所で脱ガスし硫黄を失ったためだと解釈できる。

Aso2016g-Eの石基ガラスの含水量は0～1.5wt%の間に分布した。分析結果のヒストグラム(図2.2.1-41)の形状は左右非対称で、ピークは0wt%付近にあり、裾野は1.5wt%程度までのびている。これらのメルトの化学組成は安山岩質～流紋岩質である。石基ガラスの含水量が0でないことは、限られた時間内におこる噴火現象(マグマの急速な上昇)において、メルトから不完全な脱水が起きたことを示している。メルトに残された含水量は、脱水が凍結された圧力を示している(例えばLloyd et al., 2014)。石基ガラスの含水量から見積もられた約10～130bar(図2.2.1-41 b)のという飽和圧力は、約0.5kmよりも浅い深度を示している。マグマが火口直下に短時間滞在していたと解釈できる。

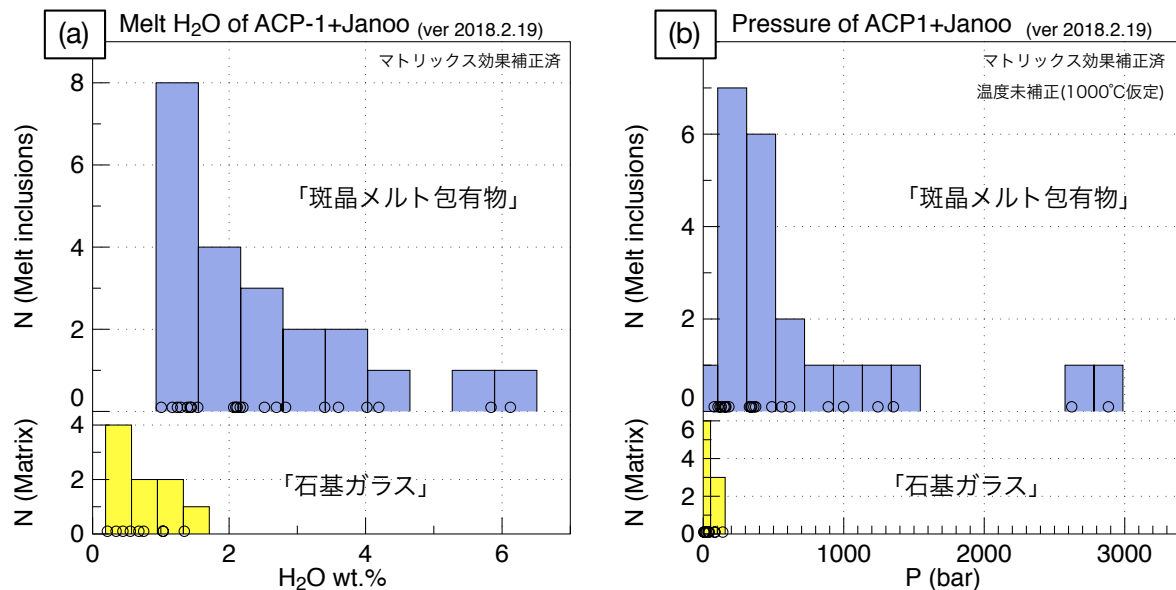


図 2.2.1-41 含水量のヒストグラム

#### まとめ

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阿蘇中央火口丘第一軽石(ACP1)および同時噴出した蛇ノ尾スコリア(Janoo)を対象に、平成 29 年度に導入した EPMA と SIMS を用いて化学分析を行なった。その結果、(1)この噴火では比較的苦鉄質なマグマと珪長質なマグマが混合して噴出したことが示された。(2)斑晶ガラス包有物の含水量はメルトの組成によって異なり、比較的苦鉄質なものは 1~2wt%付近の値をもち、流紋岩質なものは 2~6wt%付近の値をもつことがわかった。(3)水の飽和圧力からマグマの深さを推定すると、苦鉄質マグマは地下 2~4km と浅く、珪長質マグマは地下 4~12km と深いことが示された。(4)苦鉄質マグマは地下 0.5km 程度の浅所まで上昇して揮発成分に飽和したのだと考えられる。今後取り組むべき課題として、先に報告した阿蘇 1 の圧力(5~7 kbar)、後カルデラ期の珪長質端成分マグマの圧力(4~6 kbar)、そして阿蘇 4 マグマ(圧力 0.4~4.3 kbar)と、今年度報告した ACP1+Janoo の圧力(0.08~2.9kbar)との差が生じた原因や、先に報告した圧力の検証を行なう必要がある。また、炭素、フッ素、硫黄、塩素についても、信頼性の高い標準物質を確保して検量線を作成し、分析を軌道に乗せる。

本研究では SIMS と EPMA の両方で試料を測定するための工夫として、斑晶をマウントする基板の材質や、埋め込み樹脂の材質や手順、そして試料ホルダーの形状の不一致を吸収するためのジグを考案したが、試料の帯電を防ぐための蒸着膜(炭素・金)が分析や観察に与える影響を満足に解決することができなかった。今後取り組むべき課題として、炭素蒸着が SIMS の炭素分析のバックグラウンドを増加させないようにする方法、斜長石中の斑晶ガラス包有物を撮影する方法、そして試料表面の凹部に残った金コーティングの除去方法あるいはコーティング材料の検討、が残された。

## 引用文献

- Hauri, E. H., Papineau, D., Wang, J., and Hillion, F. (2016) High-precision analysis of multiple sulfur isotopes using NanoSIMS. *Chemical Geology*, 420:148-161
- Kita, N. T., Ushikubo, T., Fu, B., and Valley, J. W. (2009). High precision sims oxygen isotope analysis and the effect of sample topography. *Chemical Geology*, 264:43-57.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29(5):673-678.
- Lloyd, A. S., Ruprecht, P., Hauri, E. H., Rose, W., Gonnermann, H. M., and Plank, T. (2014). NanoSIMS results from olivine-hosted melt embayments: Magma ascent rate during explosive basaltic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 283:1-18.
- 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.
- Miyagi, I., Yurimoto, H., and Takahashi, E. (1997). Water solubility in albite-orthoclase join and JR-1 rhyolite melts at 1000 C and 500 to 2000 bars, determined by micro-analysis with SIMS. *Geochem. J.*, 31:57-61.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., and Morishita, Y. (2012). Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 231-232:50-60.
- 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):1-17.
- 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐勝。(2003) 阿蘇火山における過去9万年間の降下軽石堆積物。火山, 48, 195-214.
- 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.
- 産業技術総合研究所 (2014) 平成26年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備。
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成27年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備。
- Stephant, A., Remusat, L., Thomen, A., and Robert, F. (2014). Reduction of OH contamination in quantification of water contents using NanoSIMS imaging. *Chemical Geology*, 380:20-26.

## 2.2.2 阿蘇カルデラ噴出物化学組成の熱力学的解析

### 【実施内容】

阿蘇カルデラの噴出物の化学分析から得られたパラメータ(全岩化学組成, メルト化学組成, 鉍物化学組成, 温度, 酸素分圧)を用いて, 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) を用いた熱力学解析を行ない, 観測されたマグマの化学組成や温度と比較することにより, 噴火前のマグマの深度(圧力)と含水量の推定を試みた。

### 【研究成果】

今年度 MELTS の熱力学解析に用いた出発物質は, 阿蘇中央火口丘第一軽石(ACP1; 試料番号 Aso2016g-E(軽石およびマトリックス))得られた斑晶メルト包有物の化学分析値の中から, 石基ガラスのなかで最も苦鉄質なもの(MG75\_294; 石基ガラス), チタン, マンガン, マグネシウム, カルシウム, 鉄の濃度が高く苦鉄質なもの(MG75\_349; 斜長石中の斑晶ガラス包有物), MG75\_294を除いたなかで最も苦鉄質な斑晶ガラス包有物(MG75\_038; 斜長石の斑晶ガラス包有物)を選んだ。本報告では ACP1+Janoo の苦鉄質メルトを代表すると思われる MG75\_294 と MG75\_038 について記述し, 例外的な組成をもつ MG75\_349 については議論せずに, 電媒に収める。化学組成を表 2.2.2-1 に示す。使用した MELTS のバージョンは 1.2.0 であり, 以前のバージョン 1.1.0 に対してより苦鉄質およびアルカリ質なマグマに関する熱力学的パラメータの最適化を行なったことに加えて, 新しい水の溶解度モデルを使っている。

本研究では Rhyorite-MELTS のタスクを 16 台の MacMini(Late2014)に分散させることで, MELTS が用いる X11 ウィンドウシステムのボトルネックを, 回避した。このボトルネックを回避するには X11 ウィンドウシステムを使用しない(コマンドラインのユーザーインターフェースの)MELTS の派生プログラムである AlphaMELTS(Smith and Asimow, 2005)を用いる方法がある。しかしながら AlphaMELTS の熱力学計算エンジンはバージョンが古く, 流紋岩質マグマに応用することは不相当である。従って MELTS の計算時間を短くする対策としては, 多コアの高性能な 1 台の PC で並列計算を行うよりも, 多数の中程度の性能の PC にタスクを分散させる方法が, 現時点では最適である。ただし, Ghiorso らが Rhyolite-MELTS を含む一連のコードを公開したため, X11 ウィンドウシステムの問題を回避できるようにプログラムを改良できる可能性が生まれた。MELTS プログラムの改良については来年度の課題としたい。

X11 ウィンドウシステム版の Rhyorite-MELTS は, PERL 言語で書かれた制御スクリプトで, MELTS 計算タスクの分散, MELTS の起動と終了, 計算条件の読み込み, エラー処理, を制御される。今年度は制御スクリプトを改良し, バッチ熱力学計算だけでなく, 結晶を分別させる条件で, 様々な全岩含水量, 酸素分圧, 二酸化炭素量, 圧力での網羅的な計算を実行できるようにした。具体的には, 1 つの全岩化学組成に対し, 温度は 700~1400°Cの範囲(1°C刻み), 圧力は 1 気圧から 1000 気圧の範囲 (100 気圧刻み), 含水量は 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0, 10 重量%, 酸素分圧は FMQ~FMQ+3 ログユニット, 二酸化炭素の含有量は 0.001, 0.01, 0.1 重量%の三段階変化させ, バッチの条件と, 結晶を分別させる条件で, 計算を行なった。その結果, 温度・圧力・含水量・二酸化炭素量・酸素分圧の組

み合せの数は、従来の 1764 万通りから 4400 万通りに増加した。得られた膨大なデータの中から以下のデータを抜き出した。メルトについては、化学組成と物性 ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ , 二酸化炭素溶存量, 含水量,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ , 体積, 粘性, 密度, そして Genova et al., (2017)が提唱した, マグマの粘性に関する示標である RAI 値および K#値)。RAI 値の定義は, メルトの化学組成をモル%で  $\text{RAI}=(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ であり, K#値の定義は同様にモル%で  $\text{K\#}=\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ である。鉱物については, 以下の鉱物の晶出量 (**Amp** (角閃石; 熱力学的な構成要素は cummingtonite =  $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , ferropargasite =  $\text{NaCa}_2\text{Fe}^{2+}_4\text{AlAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , grunerite =  $\text{Fe}^{2+}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , magnesiohastingsite =  $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , pargasite =  $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , tremolite =  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ), **Bi** (黒雲母; 熱力学的な構成要素は annite =  $\text{KFe}^{2+}_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$ , phlogopite =  $\text{KMg}_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$ ), **Cpx** (単斜輝石; 熱力学的な構成要素は diopside =  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ , clinoenstatite =  $\text{Mg}_2\text{SiO}_6$ , hedenbergite =  $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ , alumino-buffonite =  $\text{CaTi}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{AlSiO}_6$ , buffonite =  $\text{CaTi}_{0.5}\text{MgFe}^{3+}\text{SiO}_6$ , essenite =  $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$ , jadeite =  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ), **Cor** (コランダム; 熱力学的な構成要素は corundum =  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), **Pl** (斜長石; 熱力学的な構成要素は albite =  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , anorthite =  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , sanidine =  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), **AqFl** (過飽和水; aqueous fluid =  $\text{H}_2\text{O}$ ), **Gt** (ざくろ石; 熱力学的な構成要素は almandine =  $\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ , grossular =  $\text{Ca}_3\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ , pyrope =  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ), **Lct** (リューサイト; 熱力学的な構成要素は leucite =  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ , analcime =  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$ , na-leucite =  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ), **Nep** (かすみ石; 熱力学的な構成要素は na-nepheline =  $\text{Na}_4\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ , k-nepheline =  $\text{K}_4\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ , vc-nepheline =  $\text{Na}_3\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}$ , Ca-nepheline =  $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ ), **Mus** (白雲母; 熱力学的な構成要素は muscovite =  $\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$ ), **Ol** (橄欖石; 熱力学的な構成要素は tephroite =  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$ , fayalite =  $\text{Fe}^{2+}_2\text{SiO}_4$ , Co-olivine =  $\text{Co}_2\text{SiO}_4$ , Ni-olivine =  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$ , monticellite =  $\text{CaMgSiO}_4$ , forsterite =  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ), **Opx** (斜方輝石; 熱力学的な構成要素は diopside =  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ , Clinoenstatite =  $\text{Mg}_2\text{SiO}_6$ , hedenbergite =  $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ , alumino-buffonite =  $\text{CaTi}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{AlSiO}_6$ , buffonite =  $\text{CaTi}_{0.5}\text{MgFe}^{3+}\text{SiO}_6$ , essenite =  $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$ , jadeite =  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ), **Qz** (石英; quartz =  $\text{SiO}_2$ ), **Oxide** (菱面体晶の酸化物; 熱力学的な構成要素は gielite =  $\text{MgTiO}_3$ , hematite =  $\text{Fe}_3\text{O}_3$ , ilmenite =  $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ , pyrophanite =  $\text{MnTiO}_3$ ), **Rtl** (ルチル; rutile =  $\text{TiO}_2$ ); **Sil** (珪線石; sillimanite =  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ ), **Sp** (スピネル; 熱力学的な構成要素は chromite =  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$ , hercynite =  $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$ , magnetite =  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ , spinel =  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ , ulvospinel =  $\text{Fe}^{+2}_2\text{TiO}_4$ ), **Wlk** (ウィットロカイト; whitlockite =  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ ), および化学組成 (斜長石の An 組成, 橄欖石の Fo 組成, スピネルの  $\text{Al}_2\text{O}_3$  組成). 斜長石の anorthite (An)組成, 飽和した揮発性成分の二酸化炭素溶存量, かんらん石のフォルステライト組成, スピネルのアルミナ濃度. これらに対して, GMT プログラム(Wessel and Smith, 1998)と, 別途開発したスクリプト言語を用いて温度・圧力平面上に等高線として表現し, ハイパーテキストのリンク機能で多数のグラフを関連づけ, 等高線の作画に使用した元データへのリンクをつけた.

表 2.2.2-1 マグマの熱力学解析計算ソフトウェア MELTS に用いた出発物質の化学組成.  
 MG75\_294 : 石基ガラスのなかで最も苦鉄質なもの. MG75\_349 : チタン, マンガン, マグネシウム,  
 カルシウム, 鉄の濃度が高く苦鉄質な, 斜長石中の斑晶ガラス包有物, MG75\_038 : MG75\_294 を  
 除いたなかで最も苦鉄質な, 斜長石中の斑晶ガラス包有物.

	MG75_294	MG75_349	MG75_038
SiO <sub>2</sub>	58.271	48.631	56.836
TiO <sub>2</sub>	1.428	3.048	2.109
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.872	11.322	13.084
FeO	9.835	16.107	11.692
MnO	0.159	0.264	0.168
MgO	2.012	4.333	3.052
CaO	6.084	8.516	6.020
Na <sub>2</sub> O	3.292	2.305	2.568
K <sub>2</sub> O	3.432	2.155	3.294
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.539	3.195	1.077
S	0.011	0.026	0.021
Cl	0.091	0.143	0.114
F	0.000	0.000	0.000

## 熱力学解析結果

### メルト量

メルト量は, 温度・圧力・含水量によって変化する. 比較的含水量が少ない 0.2 ~1.0wt%の例では(図 2.2.2-1 -a, -b, -d, -e), 圧力の増加とともにメルト量は減少する. 比較的含水量が多い 5wt%の例では(図 2.2.2-1 -c, -f), 圧力が 2~3 kbar の領域では, 圧力とともにメルト量が増加するが, それより高压側の領域ではメルト量は圧力とともに増加する. 圧力とともにメルト量が増える/減る境界では, メルト量のコンターには折れ曲りが認められる.

結晶を含むマグマの流動性は, 結晶度が 5 割を下回ると急激に高まるから, ACP1+Janoo のマグマは黄色~橙で示した温度・圧力領域では流動的にふるまうが, 青~緑で示した領域では流動しにくくなることが示され, これらの領域の温度・圧力は含水量によって大きく影響を受けることがわかる.

### メルトの TiO<sub>2</sub> 濃度

メルトの TiO<sub>2</sub> 濃度は, 温度・圧力・含水量によって変化する. 含水量が多い場合には(図 2.2.2-2 -c, -f), TiO<sub>2</sub> 濃度は温度の低下とともに単調に減少する傾向がある. これに対して含水量が少ない場合には(図 2.2.2-2 -a, -b, -d, -e), およそ 1000°C 付近で極大を持つ. ピークの高さは含水量



が少ないほど、また圧力が高いほど高くなる傾向がある。例えば含水量が 0.2wt% の図 2.2.2-2 -a の例では、TiO<sub>2</sub> 量が 2wt% を越える領域が、温度約 1050°C、圧力 4 kbar 以上に存在する。

ACP1+Janoo の斑晶ガラス包有物の化学組成は、TiO<sub>2</sub> 濃度が 1.5~2.0wt% の安山岩メルトと、TiO<sub>2</sub> 濃度が 0.5wt% 以下の流紋岩メルトに二極化する傾向が認められた。

流紋岩質斑晶ガラス包有物の組成と MELTS の計算結果から、もしマグマが 0.2~1.0wt% 程度の比較的低含水量ならば温度は 800°C 以下(図 2.2.2-2 -a, -b, -d, -e)に制約され、もしマグマが 5wt% 程度の比較的高含水量ならば温度は 900°C 以下で圧力は 1~2 kbar 以上の領域にあることが示される(図 2.2.2-2 -c, -f)。

安山岩質斑晶ガラス包有物の組成と MELTS の計算結果からは、マグマは 0.2~1.0wt% 程度の比較的低含水量で、圧力はおよそ 4 kbar 以上と高圧であることが(図 2.2.2-2 -a, -b, -d, -e)、要請される。

### メルトのシリカ濃度

メルトのシリカ濃度は、温度・圧力・含水量によって変化する。シリカ濃度はある温度・圧力条件で極大をとる。その温度・圧力条件は含水量やメルト組成によらず、圧力 0.5~2 kbar、温度 700~800°C 付近に存在する。含水量が少ない場合には(図 2.2.2-3 -a, -b, -d, -e)、この温度・圧力領域は広いがシリカ量は高まりにくく、逆に含水量が多い場合には(図 2.2.2-3 -c, -f)、領域は狭いがシリカ量が顕著に増加する傾向がある。

ACP1+Janoo の斑晶ガラス包有物の中には、流紋岩メルト組成で含水量が 5wt% を越えるものが観察された。この観察事実と MELTS の計算結果から要請されるマグマの温度・圧力・含水量の条件は、温度 700~800°C、圧力 2 kbar 以上、高含水量(例えば 5 wt%H<sub>2</sub>O 以上)となる。

ACP1+Janoo の斑晶ガラス包有物の中には、安山岩組成で含水量が少ないものも観察された。この事と MELTS の計算結果からは、マグマが高温(例えば 1200°C)であることが要請される。

ACP1+Janoo の斑晶ガラス包有物が流紋岩と安山岩組成に二極化する傾向があったのに対し、同試料の石基ガラスは両者の中間的組成が観察された。このことから、組成や温度の異なるマグマが混合したことが推測される。MELTS の計算結果を加味すると、流紋岩組成のマグマは温度 700~800°C、圧力 2 kbar 以上、高含水量(例えば 5 wt%H<sub>2</sub>O 以上)であり、安山岩組成のマグマは高温(例えば 1200°C)であったと考えられる。

### メルトの K<sub>2</sub>O 濃度

メルトの K<sub>2</sub>O 濃度は、温度・圧力・含水量によって変化する。マグマの含水量が比較的小さい場合には(図 2.2.2-4 -a, -b, -d, -e)、メルトの K<sub>2</sub>O 濃度は温度の低下と圧力の上昇にともない単調に増加する傾向がある。マグマの含水量が比較的多い場合には(図 2.2.2-4 -c, -f)、メルトの K<sub>2</sub>O 濃度は特に 2~8 kbar の圧力範囲で高まりにくくなる。図 2.2.2-4SiFS は MG75\_038 について結晶を分別した場合のメルトの K<sub>2</sub>O 濃度(図 2.2.2-4SiFS -a, -b, -c)と SiO<sub>2</sub> 濃度(図 2.2.2-4SiFS -d, -e, -f)を示したものである。マグマから晶出した結晶が逐次系から除去されてゆく場合には、除去されずに完全平衡を仮定した場合と比べてメルトの K<sub>2</sub>O 濃度が高まることと、SiO<sub>2</sub> 濃度が高まる圧力が低圧側にずれることがわかる。そのため、同じ SiO<sub>2</sub> 濃度における K<sub>2</sub>O の濃度は、分別

結晶の場合に高まる。バッチと分別で  $K_2O$  の量に差が生じる理由は、含水量が少ないマグマから早期に晶出する斜長石にはカリウム比較的入りにくく、この分を除去するとメルトにカリウムを濃縮されやすくなるためである。

ACP1+Janoo の斑晶ガラス包有物の中には、 $K_2O$  が 7wt% を越える流紋岩質メルトが観察された。また、阿蘇の中央火口丘から噴出したマグマの一部に観察される、シリカ 55~60wt% の区間で急激にカリウムが増加する組成変化を延長すると、カリウムが 8wt% を越える流紋岩メルトの存在が予想されるが、そのようなカリウムに富むメルトは水に乏しいマグマがより高圧(例えば 3~10 kbar)で分別結晶すれば生じうることを、MELTS の結果は示した。

### 斜長石の量と An 組成

マグマから晶出する斜長石の量は、温度・圧力・含水量によって変化する。マグマの含水量が比較的小さい場合には(図 2.2.2-6 -a, -b, -d, -e), 晶出する斜長石の量は温度の低下と圧力の上昇にともないおおむね単調に増加する。マグマの含水量が比較的多い場合には(図 2.2.2-6 -c, -f), 斜長石が晶出する温度が低下する。特に高圧側では温度低下が顕著である。

マグマから晶出した斜長石の An 組成も、温度・圧力・含水量によって変化する。マグマの含水量が比較的小さい場合には(図 2.2.2-7 -a, -b, -d, -e), 晶出する斜長石の An 組成は温度の低下と圧力の上昇にともないおおむね単調に低下する。およそ 800°C 付近で急激に組成が変化する理由は、K 長石が晶出することを示している。マグマの含水量が比較的多い場合には(図 2.2.2-7 -c, -f), An 組成の高い斜長石がより低温で晶出する。常圧 1100°C と 4 kbar 700°C 付近を結んだ線より低圧側では、圧力の増加とともに An 組成が増加するが、その線より高圧側では圧力の増加とともに An 組成が低下する。

図 2.2.2-7FS は結晶を分別した場合の斜長石の An 組成組成を示したものである。マグマから晶出した結晶が逐次系から除去されてゆく場合(図 2.2.2-7FS)とされない場合(図 2.2.2-7)を比較すると、リキダス付近での斜長石の An 組成にはほとんど変化がないが、結晶が分別される場合には、An 組成の低い斜長石が晶出する温度が低まることがわかる。

ACP1+Janoo の斜長石の An 組成は、60mol% 付近に極大をもち、70~90mol% の斜長石も少量認められる。比較的水の少ない図 2.2.2-7 の-a, -b, -d および図 2.2.2-7FS の-a, -b, -d の例では、観察された斜長石の An 組成を再現できる温度・圧力が存在しない。図 2.2.2-7-e および比較的水の多い図 2.2.2-7 の-c の例では、リキダス付近で斜長石の An 組成がおおよそ 60mol% となる。図 2.2.2-7FS の-f の例では 5 kbar 付近の圧力で斜長石の An 組成が 60mol% となるが、それより低圧では An 組成が増加して最大 70mol% 程度となる。

### 鉄チタン酸化物鉱物の量と組成

マグマから晶出する鉄チタン鉱物の量と組成も、温度・圧力・含水量によって変化するが、上に述べた斜長石の例に比べると、変化の程度は小さい。磁鉄鉱(スピネル)のリキダス温度は含水量によって殆んど変化せず、1200~1250°C 付近にある(図 2.2.2-9)。磁鉄鉱に含まれるアルミニウムの量は、温度によって比較的大きな変化をみせる。含水量が比較的小さいマグマにおいては、1000~1100°C 付近を境に、それより低温になるとアルミニウムの量が温度とともに急減する(図

2.2.2-10 -a, -b, -d, -e). マグマが比較的水に富む場合には、この境の温度が圧力とともに低下する。常圧 1100°Cと 2 kbar-850°C付近を結ぶ線より低圧側では、磁鉄鉱のアルミニウムの量は圧力の減少によっても低下する。イルメナイトのリキダス温度は、比較的水に乏しいマグマでは常圧 950°Cと 10 kbar1050°C付近を結ぶ線に近い位置するが(図 2.2.2-11 -a, -b, -d, -e), 水に富む場合にはこの関係は不明瞭になり、水に乏しいマグマではイルメナイトが晶出する温度・圧力領域内の約 1 kbar より高い部分に、イルメナイトが晶出できない温度・圧力領域が出現する(図 2.2.2-11 -c, -f). マグマから晶出した結晶が逐次系から除去されてゆく場合にはイルメナイトの晶出領域は更に縮退した。

ACP1+Janoo に含まれる磁鉄鉱のアルミニウム濃度は 3.5~4.0wt%であった。MELTS の計算結果は、マグマの温度・圧力条件が図 2.2.2-10 の黄緑色領域と青色領域の境界付近であることを示した。また同試料にはイルメナイトは認められなかった。このことは、マグマの温度・圧力条件がイルメナイトの晶出領域より高温側であったか、1kbar より高压であったことを示していると思われる。

#### 単斜輝石、黒雲母、石英の量

マグマから晶出する単斜輝石の量は、温度・圧力・含水量によって変化するが、上に述べた斜長石の例に比べると、変化の程度は小さい。比較的水に乏しいマグマでは(図 2.2.2-12 -a, -b, -d, -e), 単斜輝石のリキダスは常圧 1050°Cと 10 kbar-1200°C付近を結んだ線上にあり、温度の低下あるいは圧力の上昇とともに晶出量が増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-12 -c, -f), 単斜輝石のリキダス温度は 2 kbar 程度までは圧力の増加とともに低下し、それより高压ではリキダス温度は圧力とともに上昇する。また、高压側でのリキダス温度は、水に乏しいマグマと比較して 100°C程度低下している。

マグマから晶出する黒雲母のリキダス温度は、2~8 kbar 付近で圧力変化が少なく、およそ 800°C付近にある(図 2.2.2-13)。比較的水に富むマグマ(図 2.2.2-13 -c, -f)ではリキダス温度が数十°C上昇する。

マグマから晶出する石英の量は、温度・圧力・含水量によって大きく変化する。マグマの含水量が比較的少ない場合には(図 2.2.2-14 -a, -d), 石英のリキダス温度は常圧 900°Cと 10 kbar-1050°C付近を結んだ線上にあり、晶出する石英の量は温度の低下と圧力の上昇にともないおおむね単調に増加する。マグマの含水量がわずか 0.5wt%増加しただけで(図 2.2.2-14 -b, -e), 石英のリキダス温度は約 100°C低下する。マグマが更に水に富む場合には(図 2.2.2-14 -c, -f), 0.5 kbar 付近のごく低圧領域を除いて、石英は晶出しなくなる。

ACP1+Janoo には石英は認められず、黒雲母と単斜輝石が含まれる。石英が認められないことは、マグマの含水量が比較的多かったか、あるいはマグマの温度・圧力条件が石英の晶出領域より高温側であったことを示している。黒雲母の存在は、黒雲母が晶出する 850°C-2~8 kbar の温度・圧力を示唆する。単斜輝石は比較的広い温度・圧力条件で晶出するためマグマの条件に制約を与えないものの、試料に単斜輝石が含まれていた事実とつじつまは合う。

#### メルト中の水の濃度

メルト中の水の濃度は、温度・圧力・含水量によって大きく変化する。比較的水に乏しいマグマでは(図 2.2.2-15 -a, -b, -d, -e), メルトの含水量は温度の低下とともに増加し、また、圧力の増加とともにゆるやかに増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-15 -c, -f), 2 kbar 程度以下の圧力では含水量の等濃度線が水平になり、含水量はおおむね圧力の関数となる。一方それ以上の圧力では含水量の等濃度線は垂直になる。等濃度線の方向の遷移は、図 2.2.2-15 -c, -f の試料に加えた 5wt%の水が、約 2kbar で飽和することに対応している。

### メルト中の二酸化炭素の濃度

メルト中の二酸化炭素の濃度と組成は、温度、圧力、含水量そして全岩二酸化炭素量によって大きく変化する。二酸化炭素量にも乏しく比較的水にも乏しいマグマでは(図 2.2.2-16 -a, -b, -d, -e), メルトの二酸化炭素量は温度の低下とともに増加し、また、圧力の増加とともにゆるやかに増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-16 -c, -f), メルトの二酸化炭素量は全体的に少なくなる。これは水に比べて微量な二酸化炭素が、水の飽和相に分配されてメルトから除去されるためである。二酸化炭素量を 10 倍にした場合でも同様、比較的水にも乏しいマグマでは(図 2.2.2-17 -a, -b, -d, -e), メルトの二酸化炭素量は温度の低下とともに増加し、また、圧力の増加とともにゆるやかに増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-17 -c, -f), メルトの二酸化炭素量は全体的に少なくなる。このような変化をする理由も上と同様に、水に比べて微量な二酸化炭素が、水の飽和相に分配されてメルトから除去されるためである。二酸化炭素量をさらに 10 倍にした場合、比較的水に乏しいマグマで(図 2.2.2-18 -a, -b, -d, -e)比較的高温高压条件においては、メルトの二酸化炭素量の等濃度線は垂直に分布し、温度の低下とともに濃度が増加する。また、圧力の増加とともにゆるやかに増加する。一方低温低压側の領域では等濃度線が水平となり、二酸化炭素濃度は圧力の増加とともに増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-18 -c, -f), 3 ~4 kbar 程度以下の圧力で二酸化炭素の等濃度線が水平であるが、それより高压側では垂直に分布する。

### フルイドの量と組成

マグマに含まれるフルイドの量と組成は、温度、圧力、含水量によって変化する。比較的水に乏しいマグマでは(図 2.2.2-19 -a, -b, -d, -e), フルイド低压・低温の条件で出現する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-19 -c, -f), 2 kbar 程度以下の圧力ではフルイドの量はおおむね圧力の低下とともに増加し、2 kbar 以上の圧力では存在しない。この変化は、試料に含まれる 5wt%の水が、約 2kbar で飽和することに対応している。

フルイドの組成(二酸化炭素のモル比)は、温度、圧力、含水量そして全岩二酸化炭素量によって大きく変化する。二酸化炭素量にも乏しく比較的水にも乏しいマグマでは(図 2.2.2-20 -a, -b, -d, -e), フルイド中の二酸化炭素量はマグマが減圧して揮発性成分に飽和した直後の 700~800°C0.5 kbar 付近で最も高く、二酸化炭素量は圧力の減少とともに急速に減少する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-20 -c, -f), フルイドに含まれる二酸化炭素の量は全体的に少ない。これは水に比べて二酸化炭素が微量なためである。二酸化炭素量を 10 倍にした場合、比較的水にも乏しいマグマでは(図 2.2.2-21 -a, -b, -d, -e), フルイドの二酸化炭素濃度は低温高压側の領域で非常に高い

が、二酸化炭素濃度は圧力の低下とともに急速に減少する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-21 -c, -f), フルイドの二酸化炭素濃度は全体的に少ない。この理由も上と同様に、水に比べて二酸化炭素が微量であるため、水で希釈されるからである。二酸化炭素量をさらに 10 倍にした場合、比較的水に乏しいマグマで(図 2.2.2-22 -a, -b, -d, -e)比較的低温高压条件においては、フルイドの二酸化炭素の等濃度線は垂直に分布し、温度の低下とともに濃度が増加する。低温低压側の領域では等濃度線が水平となり、二酸化炭素濃度は圧力の増加とともに増加する。高温高压の条件では温度が低下するか圧力が増加すると二酸化炭素濃度は増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-22 -c, -f), 二酸化炭素の等濃度線は 3~4 kbar 程度以下の圧力でおおむね水平であるが、それより高压側では左肩上がりとなる。

### メルトの RAI 値と K#値

RAI 値と K#値は Genova et al., (2017)が提唱したマグマの粘性に関する示標である。(RAI=(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO+MgO+FeO)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); K#=K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O); いずれもモル比), メルトの粘性は RAI=1 付近で急激に変化し, RAI 値が 1 を越えると粘性が 2 桁減少する。また RAI<1 の領域においては, K#値が増加するとメルトの粘性がゆるやかに増加することを示した。

メルトの RAI 値は, 温度・圧力・含水量によって複雑に変化する。比較的水に乏しいマグマでは(図 2.2.2-23 -a, -b, -d, -e), RAI 値が 1 より小さくなる領域が存在する(7~10 kbar, 800~900°C付近; 黄緑色の領域)。逆に RAI 値が大きくなるのは, 常圧で 1000~1100°Cを中心とする領域であり, 温度・圧力平面上で右上に伸びる分布をしている。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-23 -c, -f), RAI 値が 1 より小さくなる領域は存在しないが, 8~9 kbar, 850~950°C付近と, 0.4 kbar, 775°C付近の二箇所極小をとる。逆に RAI が大きくなるのは, 常圧 1050°C付近から 3 kbar700°C付近を結ぶ区間に尾根状に分布する。圧力を 0.4 kbar に固定して RAI 値の温度変化を追うと, 770°Cで 1.4 以下だった RAI 値は(極小), 1000°C付近で 1.7~1.8 に上昇することになるため, マグマの粘性が低下して流動し易くなる。

メルトの K#値も, 温度・圧力・含水量によって変化する。比較的水に乏しいマグマでは(図 2.2.2-4# -a, -b, -d, -e), K#値は温度の低下とともに増加し, 圧力の上昇とともにゆるやかに増加する。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-4# -c, -f), K#値は広い温度・圧力範囲で変化が少ないが, 常圧 1050°Cと 4 kbar-700°C付近をむすぶ領域と, 温度 800°C以下の領域では増加する。もし圧力を 0.4 kbar に固定して K#値の温度変化を追うと, 700°Cで 0.9 だった K#値は(極大), 1000°C付近では約 0.5 に減少することになる。

### まとめと今後の課題

以上, マグマのメルト量, メルトの TiO<sub>2</sub>濃度, メルトのシリカ濃度, メルトの K<sub>2</sub>O 濃度, 斜長石の量と An 組成, 鉄チタン酸化物鉱物の量と組成, 単斜輝石, 黒雲母, 石英の量, メルト中の水の濃度, メルト中の二酸化炭素の濃度, フルイドの量と組成, メルトの RAI 値と K#値について, MELTS の計算結果を閲覧した結果,

(1) ACP1+Janoo のマグマは図 2.2.2-1 に黄色~橙で示した温度・圧力領域では流動的にふるまうが, 青~緑で示した領域では流動しにくくなることが示され, これらの領域の温度・圧力は含

水量によって大きく影響を受けることがわかった。

(2) 流紋岩質マグマが 0.2~1.0wt%程度の比較的低含水量の場合には、温度は 800°C以下(図 2.2.2-2 -a, -b, -d, -e)に制約され、逆に 5wt%程度の比較的高含水量ならば温度は 900°C以下で圧力は 1~2 kbar 以上の領域にあることが示された(図 2.2.2-2 -c, -f)。

(3) 安山岩質マグマは、0.2~1.0wt%程度の比較的低含水量で、圧力はおよそ 4 kbar 以上と高圧であることが(図 2.2.2-2 -a, -b, -d, -e), メルトにチタンが濃縮している観察事実と MELTS 計算結果から、要請された。

(4) 流紋岩組成のマグマは温度 700~800°C, 圧力 2 kbar 以上, 高含水量(例えば 5 wt%H<sub>2</sub>O 以上)であり、安山岩組成のマグマは高温(例えば 1200°C)であることが、斑晶ガラス包有物のシリカ濃度分析結果と MELTS 計算結果から示された。

(5) ACP1+Janoo の斑晶ガラス包有物の一部に観察される、カリウムに濃縮したメルトは、水に乏しいマグマがより高圧(例えば 3~10 kbar)で分別結晶すれば生じうることを、MELTS の結果は示した。

(6) ACP1+Janoo で観察された斜長石の An 組成はマグマの水が少ない場合には再現できず、比較的水の多い図 2.2.2-7 の-c の例では、リキダス付近で斜長石の An 組成が観測値と合致することが示された。また、少量含まれる An 組成の高い斜長石は、水の多いマグマから 5 kbar より低い圧力で晶出することが示された。

(7) ACP1+Janoo に含まれる磁鉄鉱のアルミニウム濃度を再現できるマグマの温度・圧力条件(図 2.2.2-10 の黄緑色領域と青色領域の境界付近)と、イルメナイトが生じない条件(高温あるいは 1kbar より高圧)が示された。

(8) ACP1+Janoo には石英は認められず、黒雲母と単斜輝石が含まれることから、マグマの含水量が比較的多かったか、あるいはマグマの温度・圧力条件が石英の晶出領域より高温側であり、かつ黒雲母が晶出する 850°C-2~8 kbar の温度・圧力条件であることが示された。

(9) メルトの含水量はマグマの含水量だけでなく温度・圧力によっても大きく変化することが示された。比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-15 -c, -f), 2 kbar 程度以下の圧力では含水量の等濃度線が水平になるため、斑晶ガラス包有物の含水量を圧力計として使えるが、一方それ以上の圧力では含水量の等濃度線は垂直になるため、圧力を過小評価する可能性が示された。メルトの二酸化炭素濃度についても、温度・圧力によっても大きく変化することが示されるので、圧力計として使う場合は注意が必要である。

(10) マグマの粘性の評価指標である RAI 値は、温度・圧力・含水量によって複雑に変化し、比較的水に富むマグマでは(図 2.2.2-23 -c, -f), 8~9 kbar, 850~950°C付近と、0.4 kbar, 775°C付近の二箇所 RAI 値が極小をとり粘性が上昇し、逆に常圧 1050°C付近から 3 kbar700°C付近にかけた温度・圧力条件ではマグマの粘性が低下して流動し易くなることが示された。

ACP1+Janoo は噴火直前に温度・圧力・組成の異なる少なくとも 2 種類のマグマが混合している可能性が高いため、上で得られた温度・圧力・含水量の見積り結果は必ずしも整合しなくてもよい。マグマ混合のプロセスを具体的に考慮したモデルの作成が、今後の課題である。



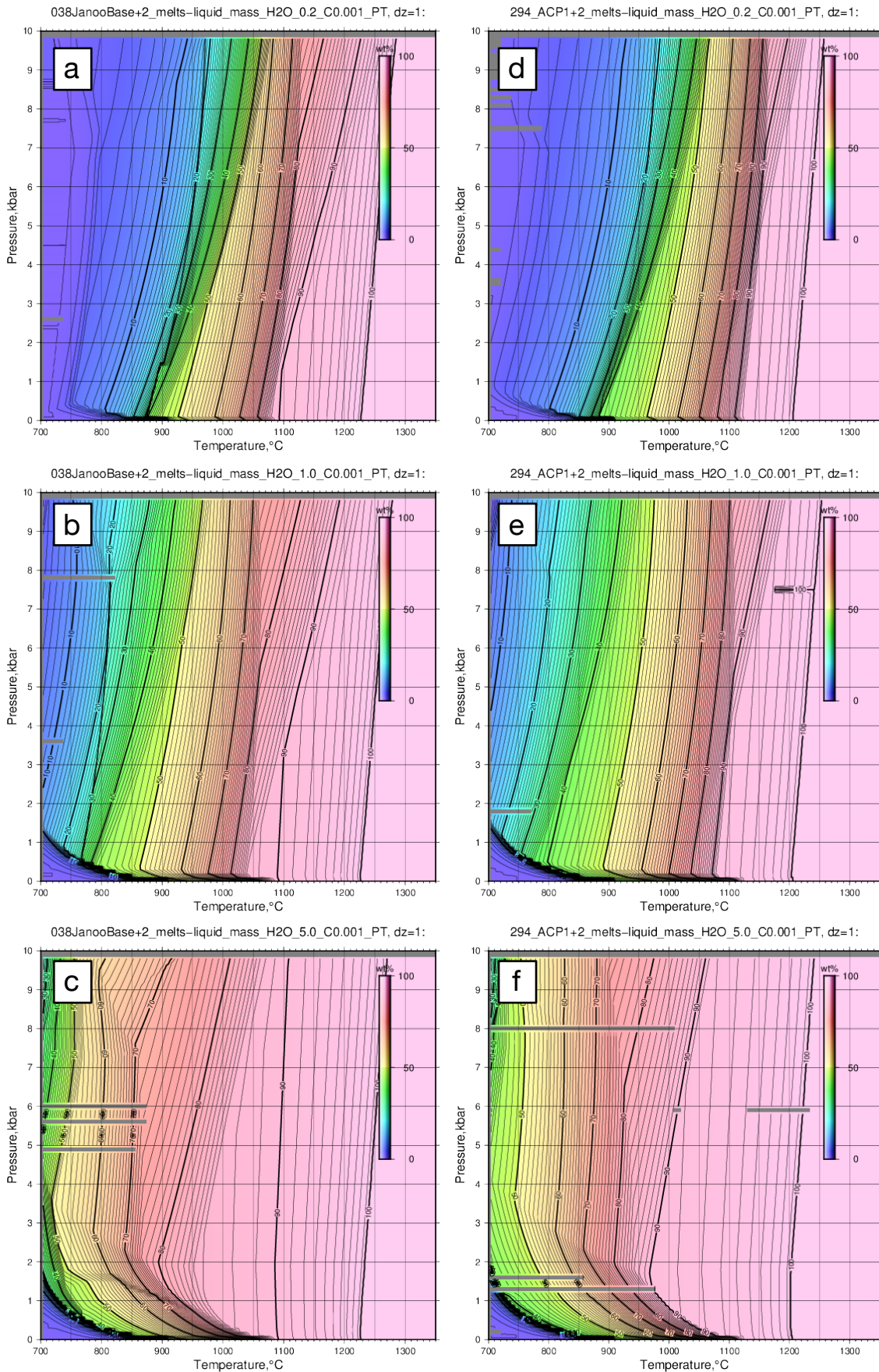


図 2.2.2-1 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルト量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

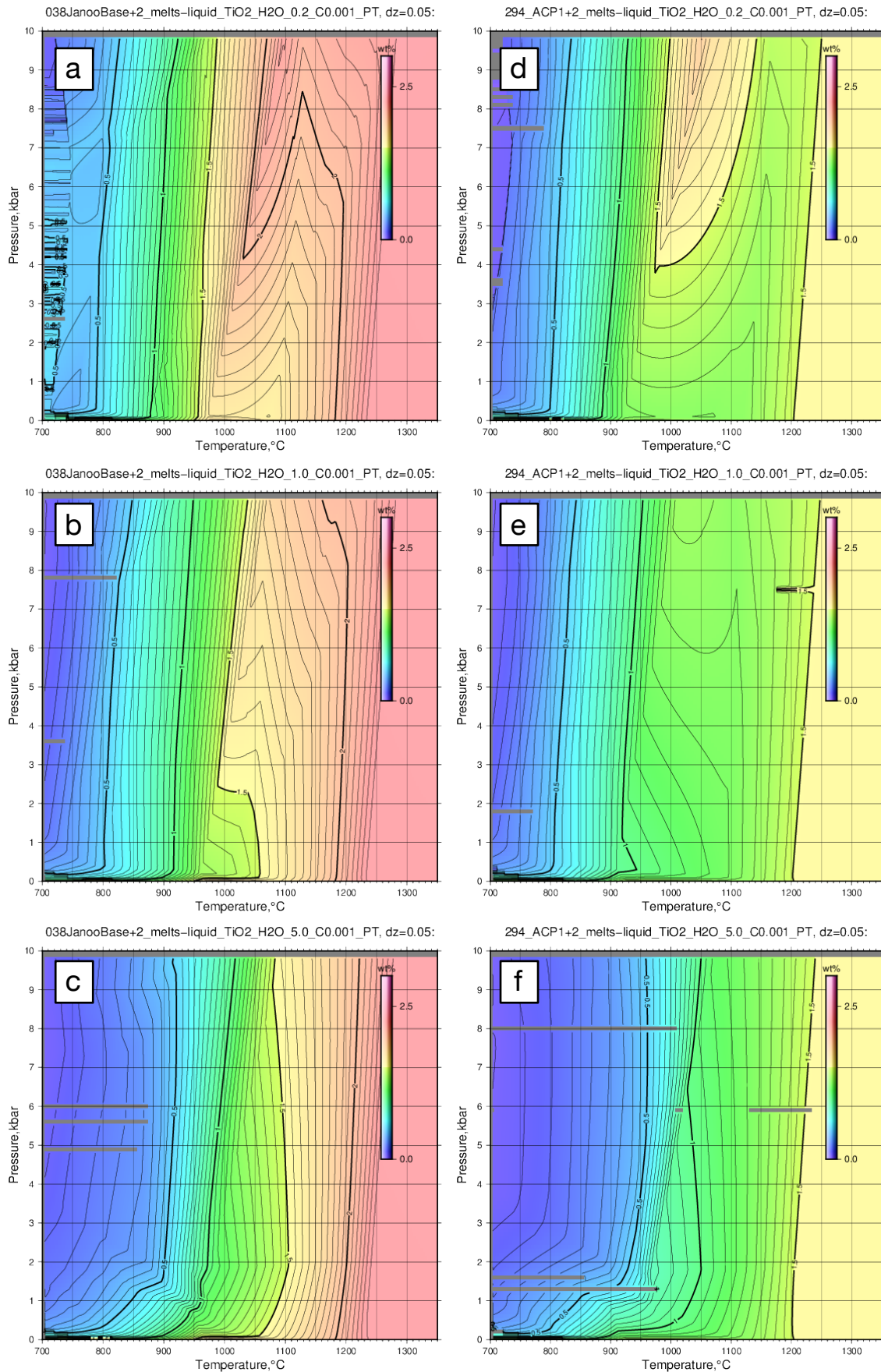


図 2.2.2-2 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルトのチタン濃度の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $\text{H}_2\text{O}$  の例, b と e は 1wt%の例, c と f は 5wt%の例.

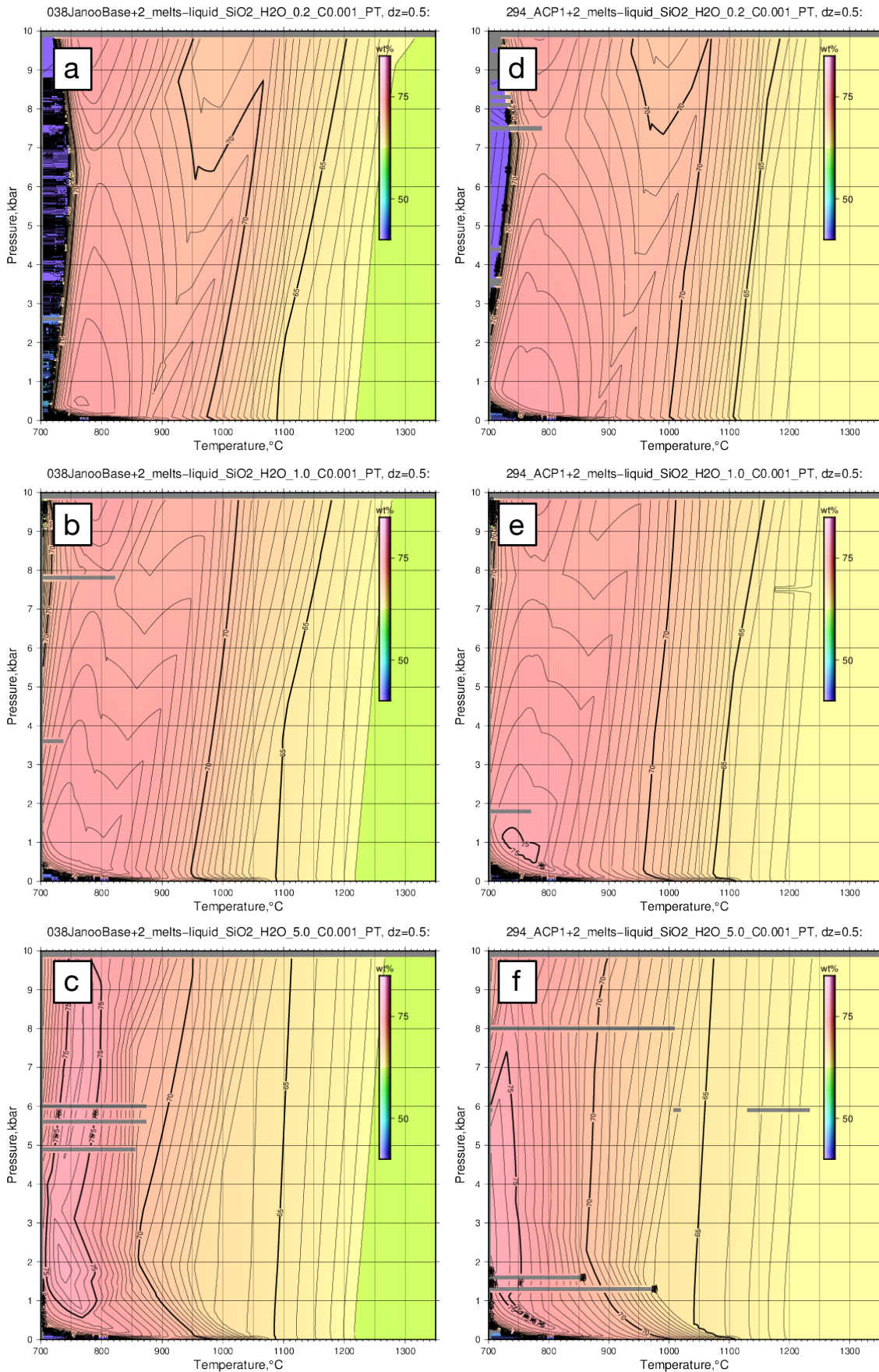


図 2.2.2-3 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルトのシリカ濃度の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt%の例, c と f は 5wt%の例.



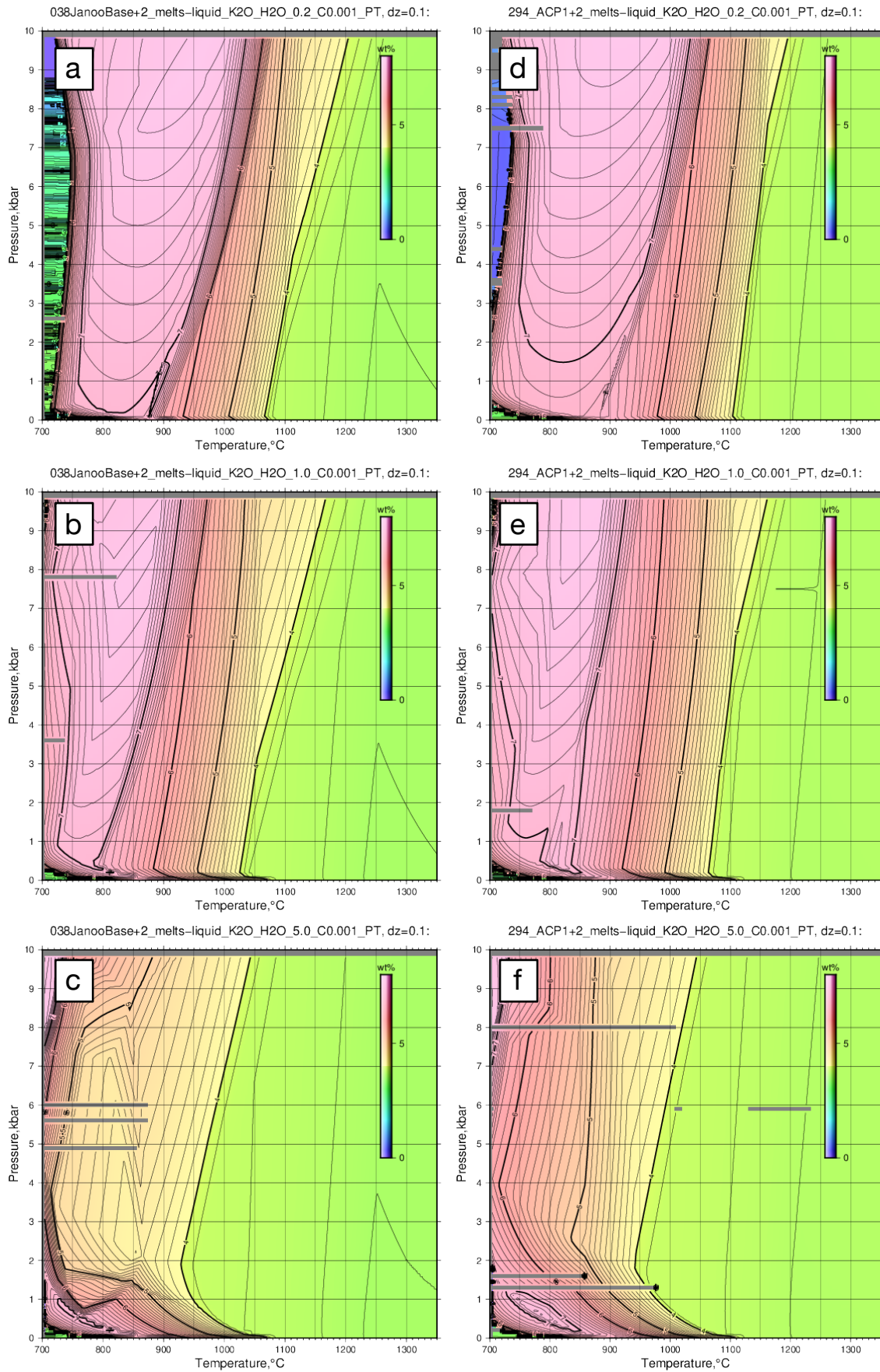


図 2.2.2-4 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルトのカリウムの温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

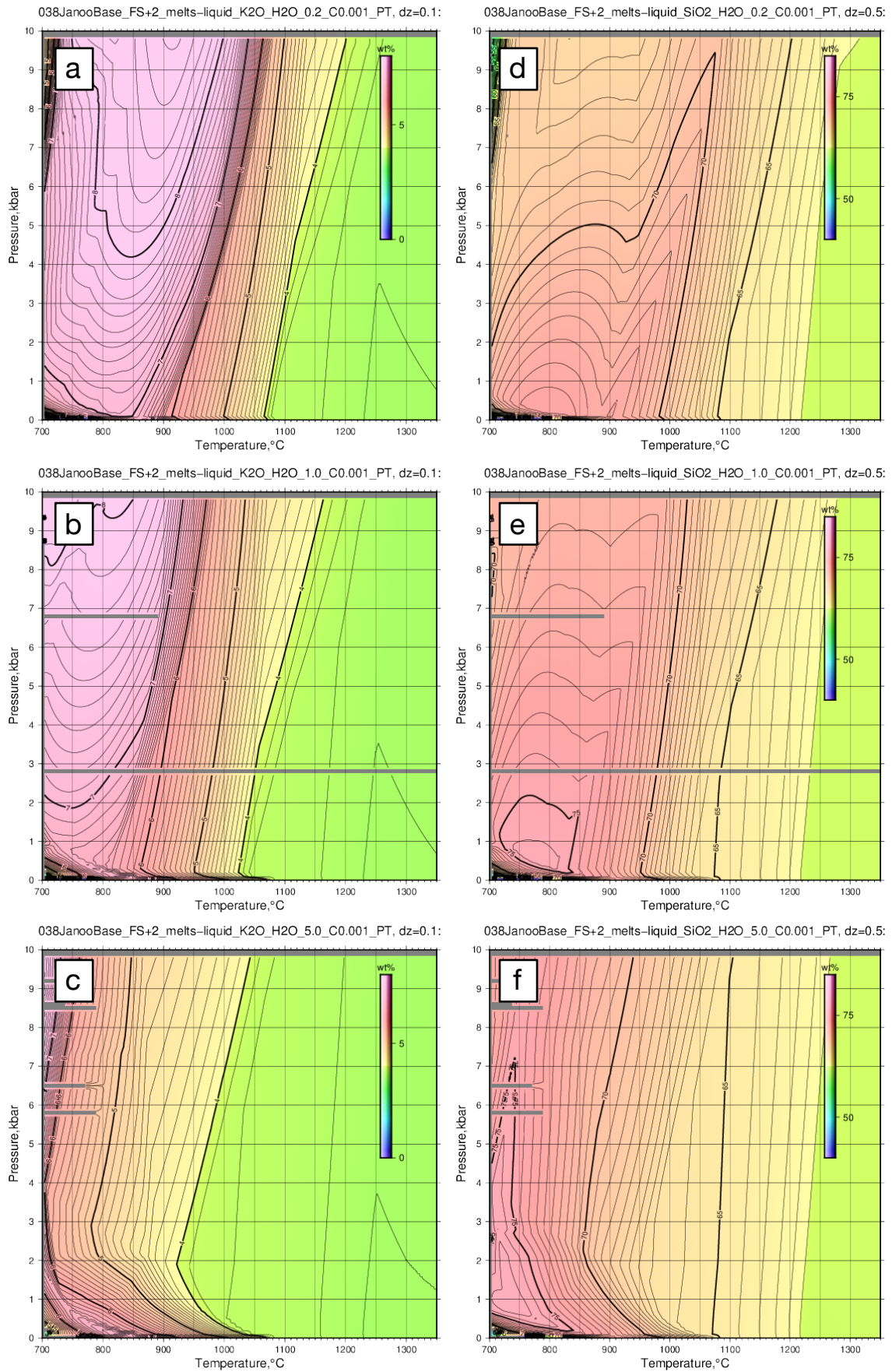


図 2.2.2-5 結晶を分別する条件での MG75\_038 のメルトの  $K_2O$  量(a,b,c)とシリカ量(d,e,f)の温度・圧力依存性. aとdは全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, bとeは 1wt%の例, cとfは 5wt%の例.

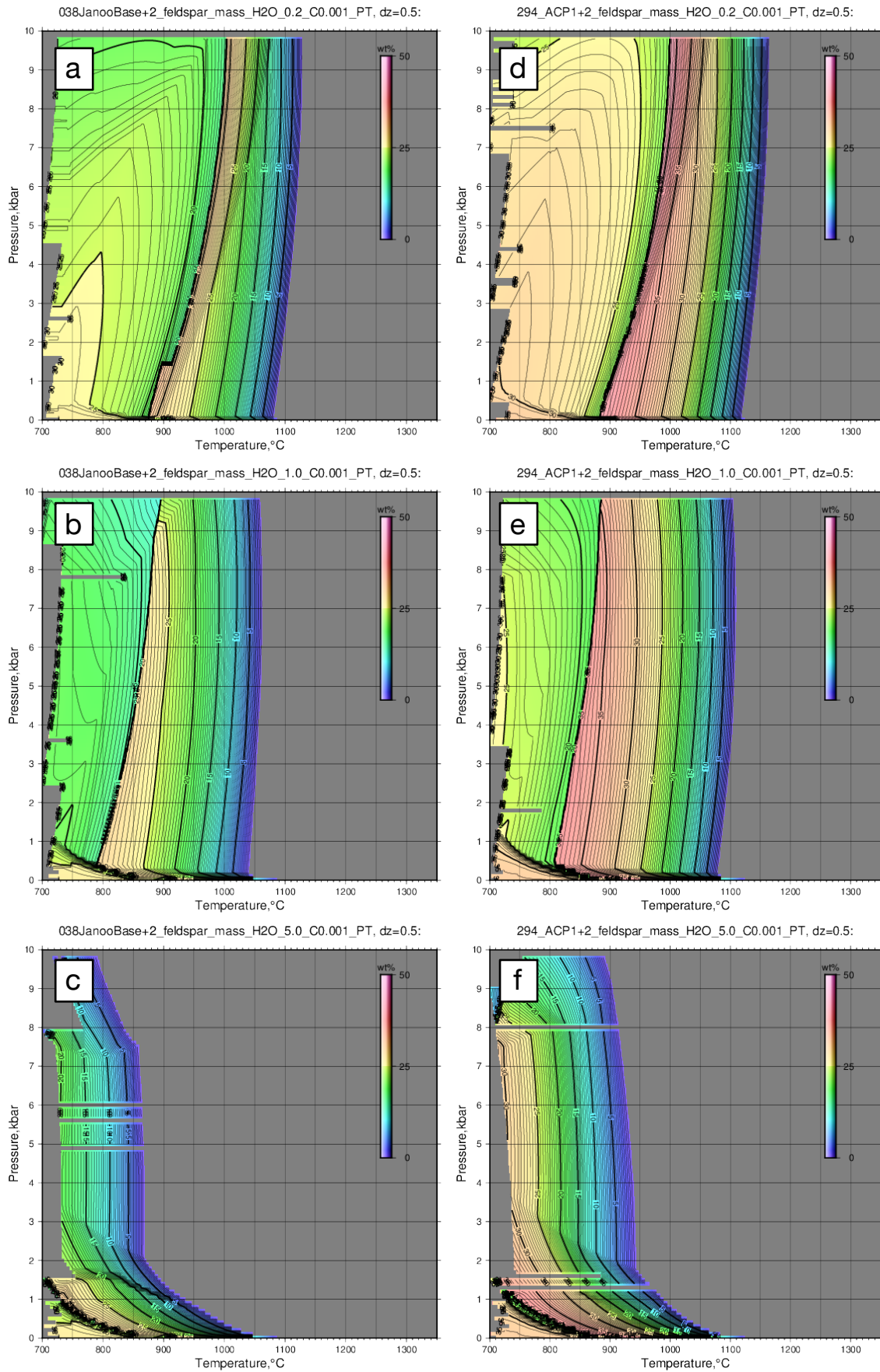


図 2.2.2-6 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の斜長石の晶出量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.



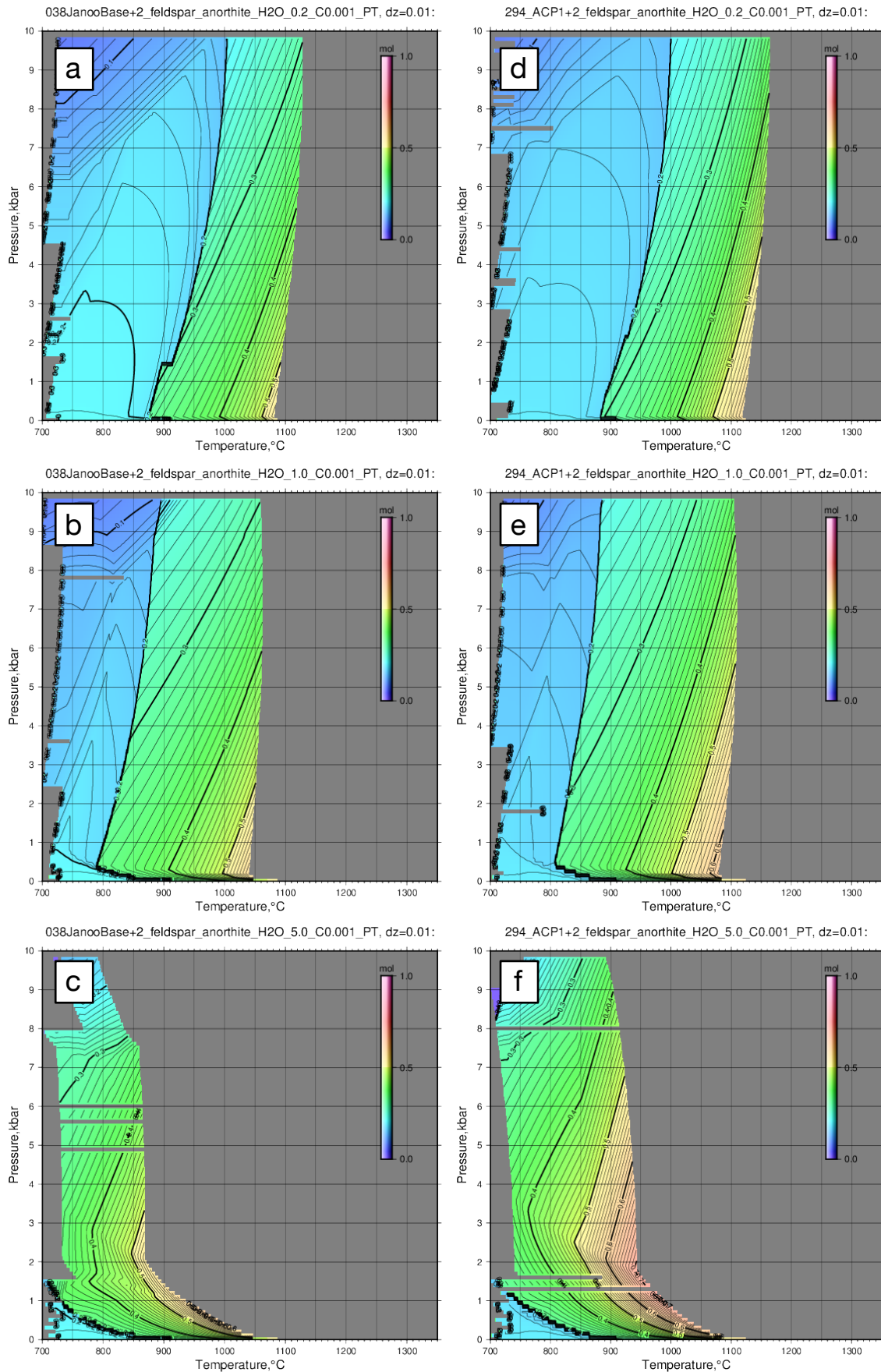


図 2.2.2-7 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の斜長石の An 組成の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

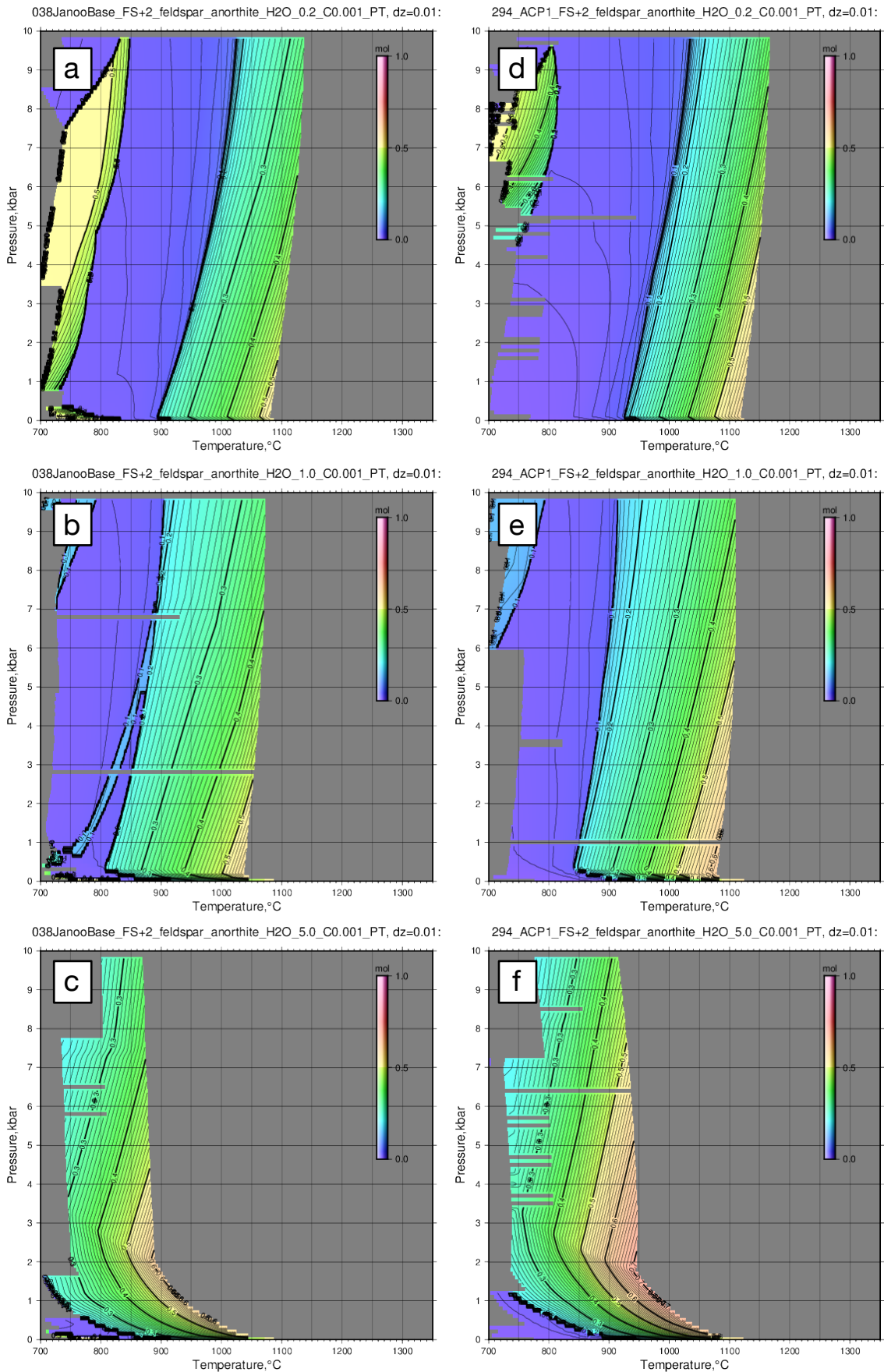


図 2.2.2-8 結晶を分別する条件での MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の斜長石の An 組成の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $\text{H}_2\text{O}$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

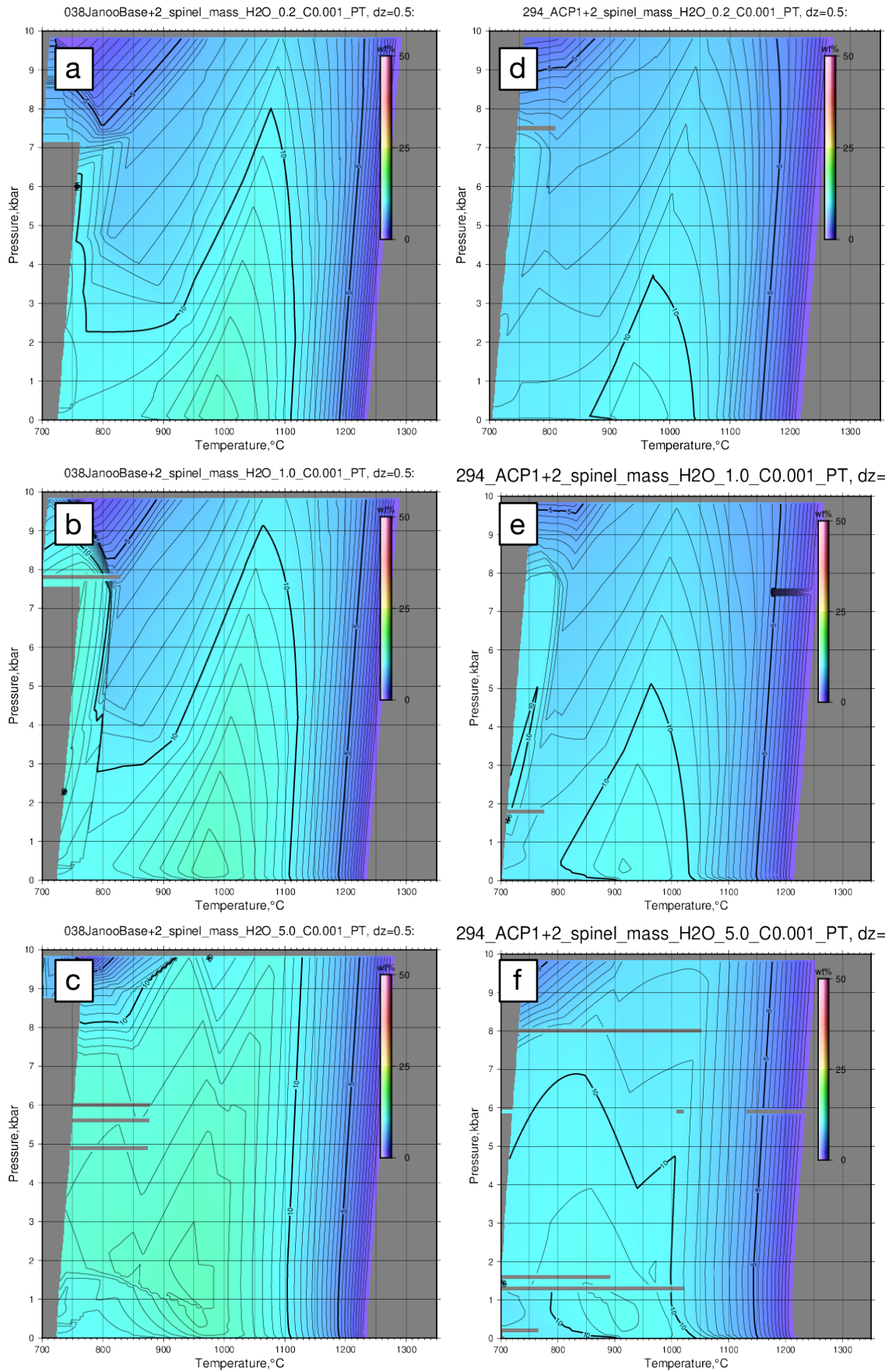


図 2.2.2-9 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の磁鉄鉱(スピネル)の晶出量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.



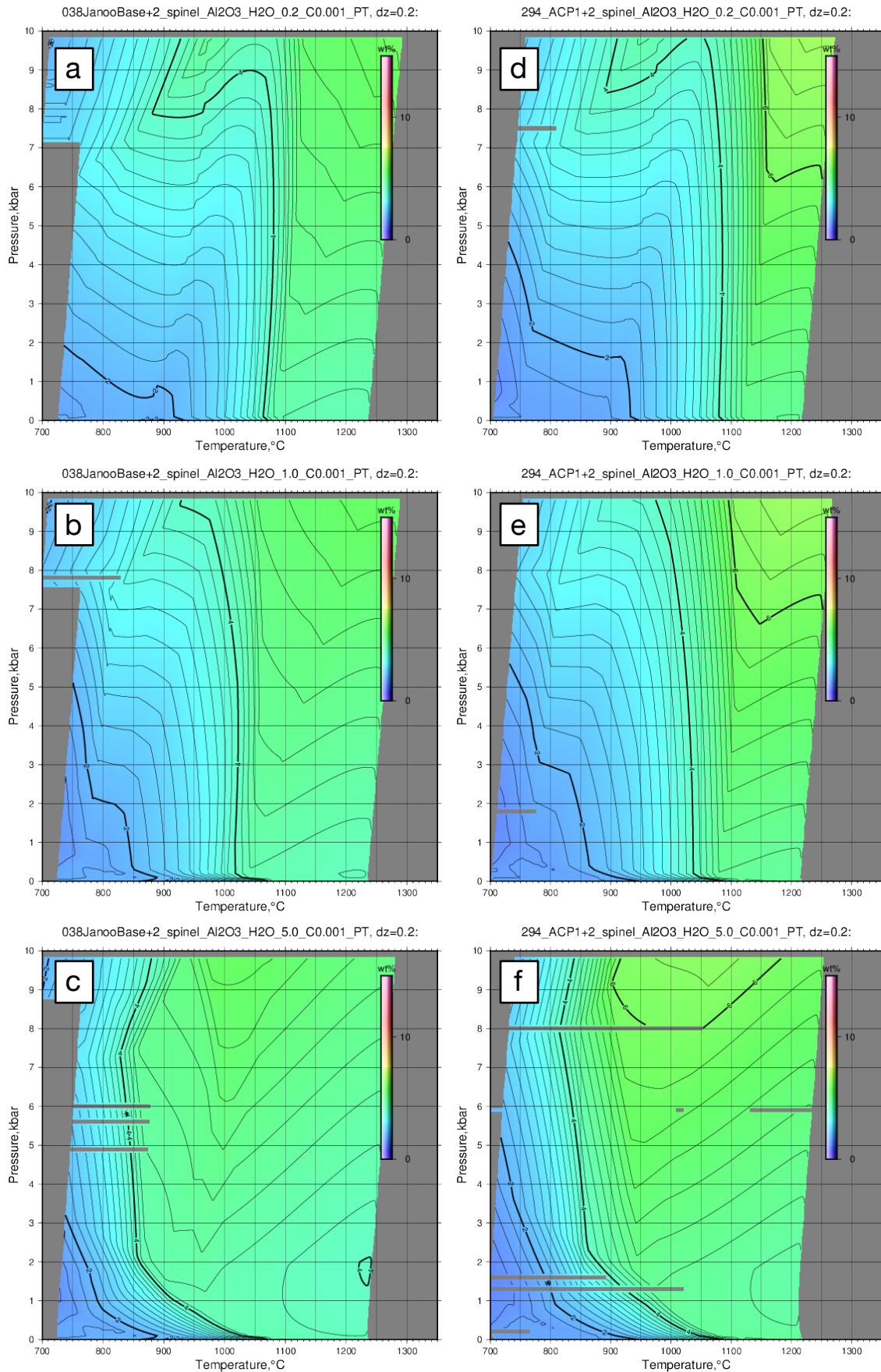


図 2.2.2-10 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の磁鉄鉱のアルミニウム濃度の温度・圧力依存性。aとdは全岩含水量0.2 wt%H<sub>2</sub>Oの例，bとeは1wt%の例，cとfは5wt%の例。

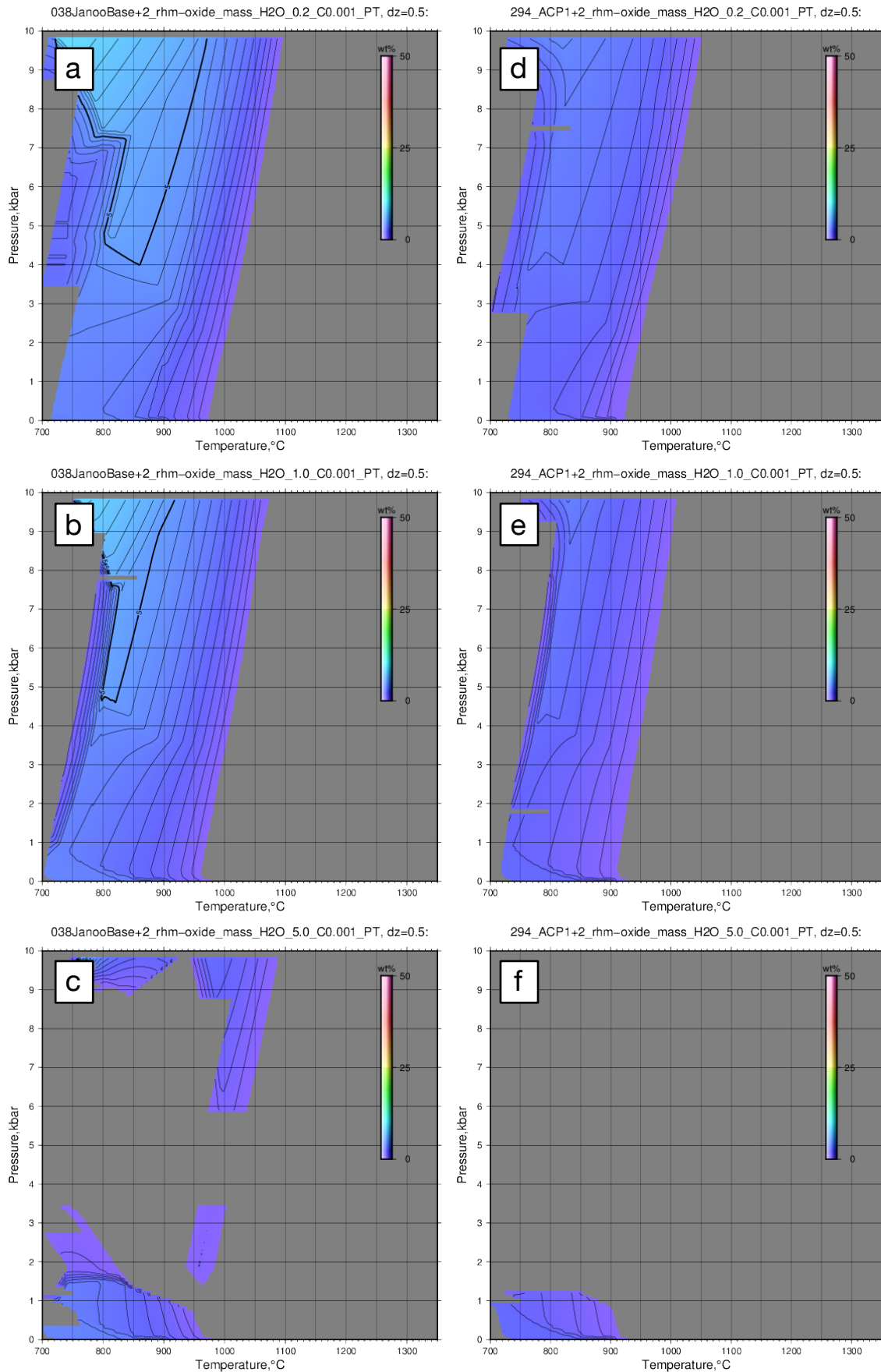


図 2.2.2-11 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のイルメナイトの晶出量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

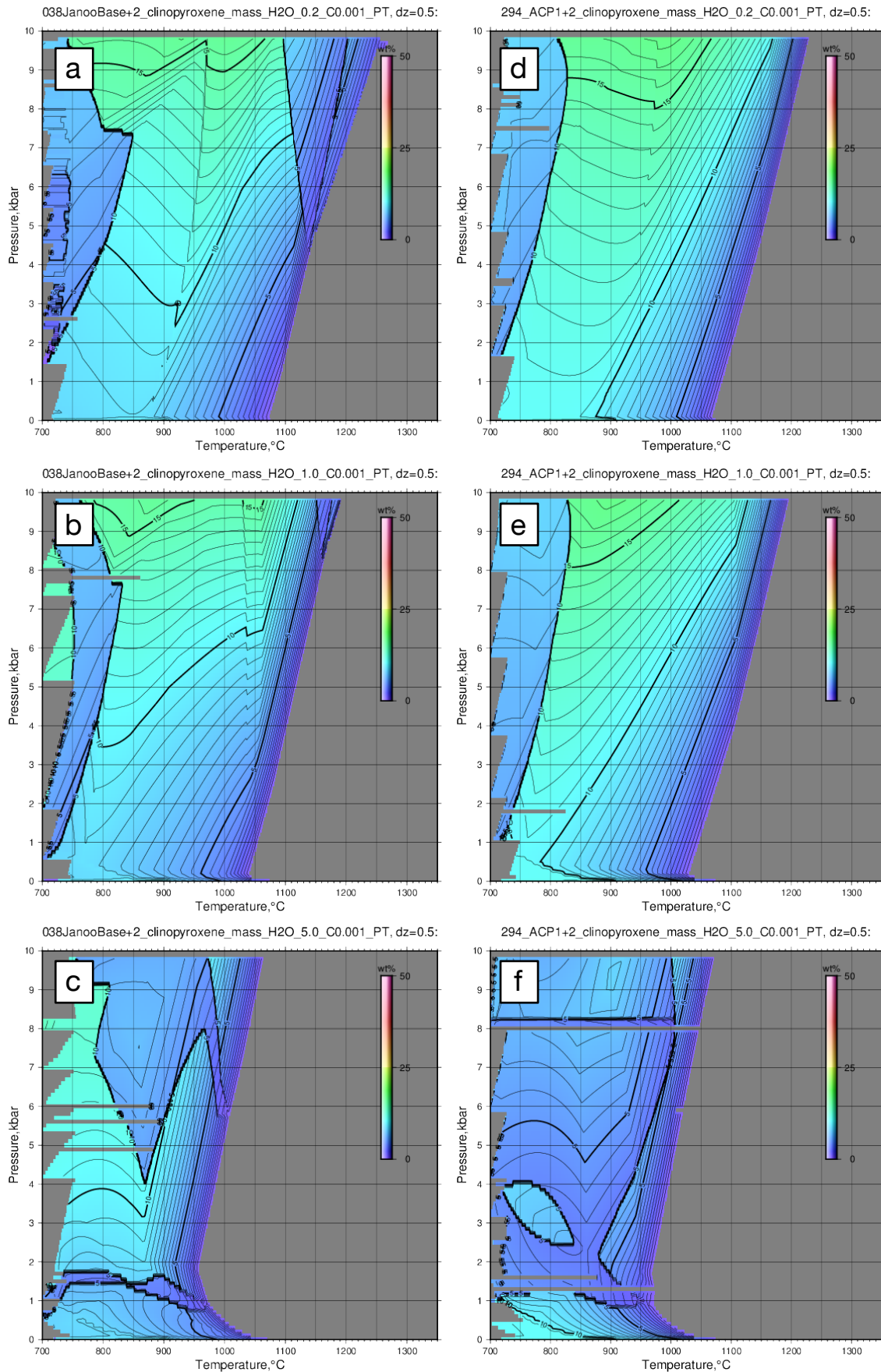


図 2.2.2-12 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の単斜輝石の晶出量の温度・圧力依存性。 a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例。

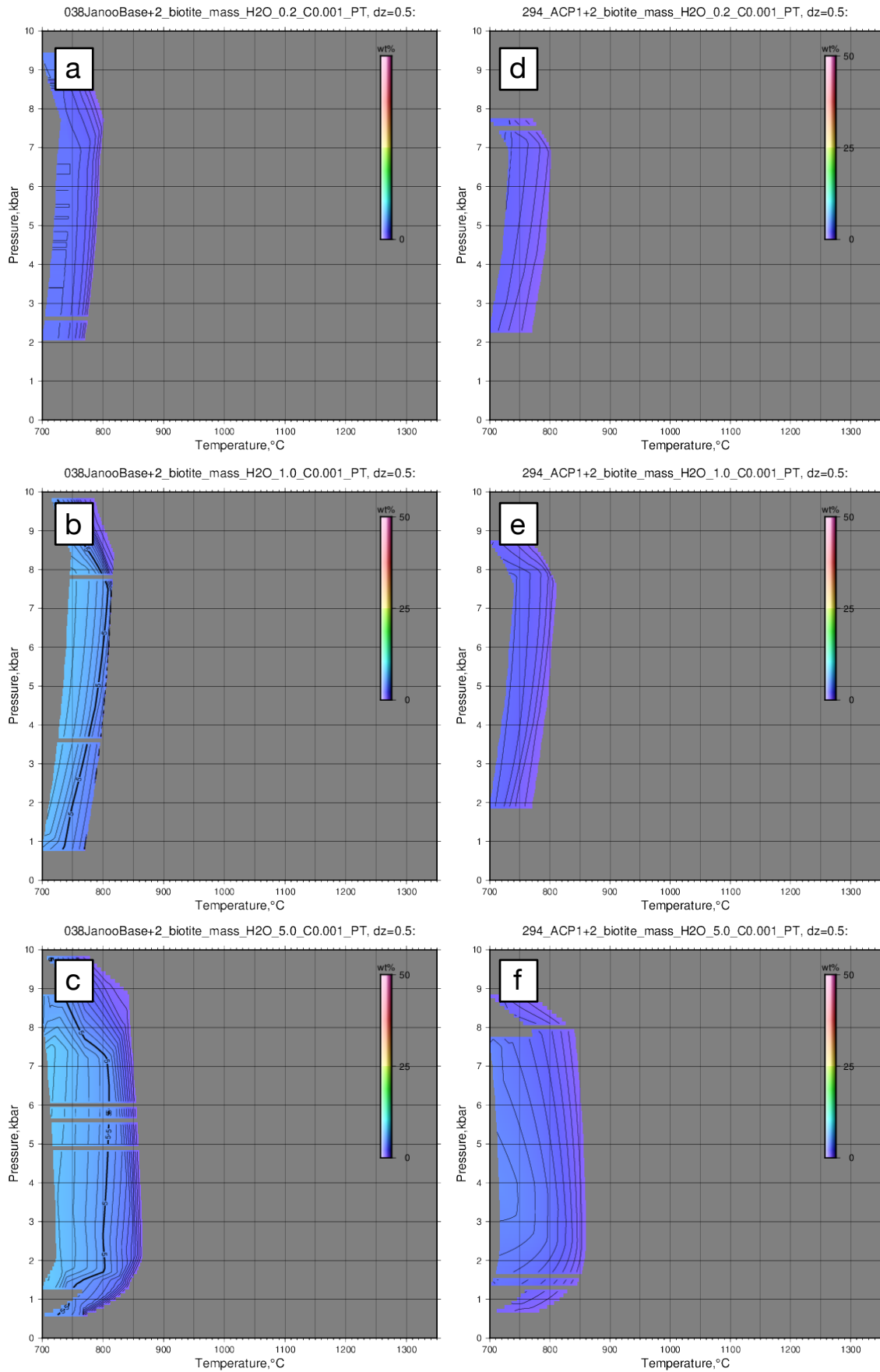


図 2.2.2-13 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の黒雲母の晶出量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.



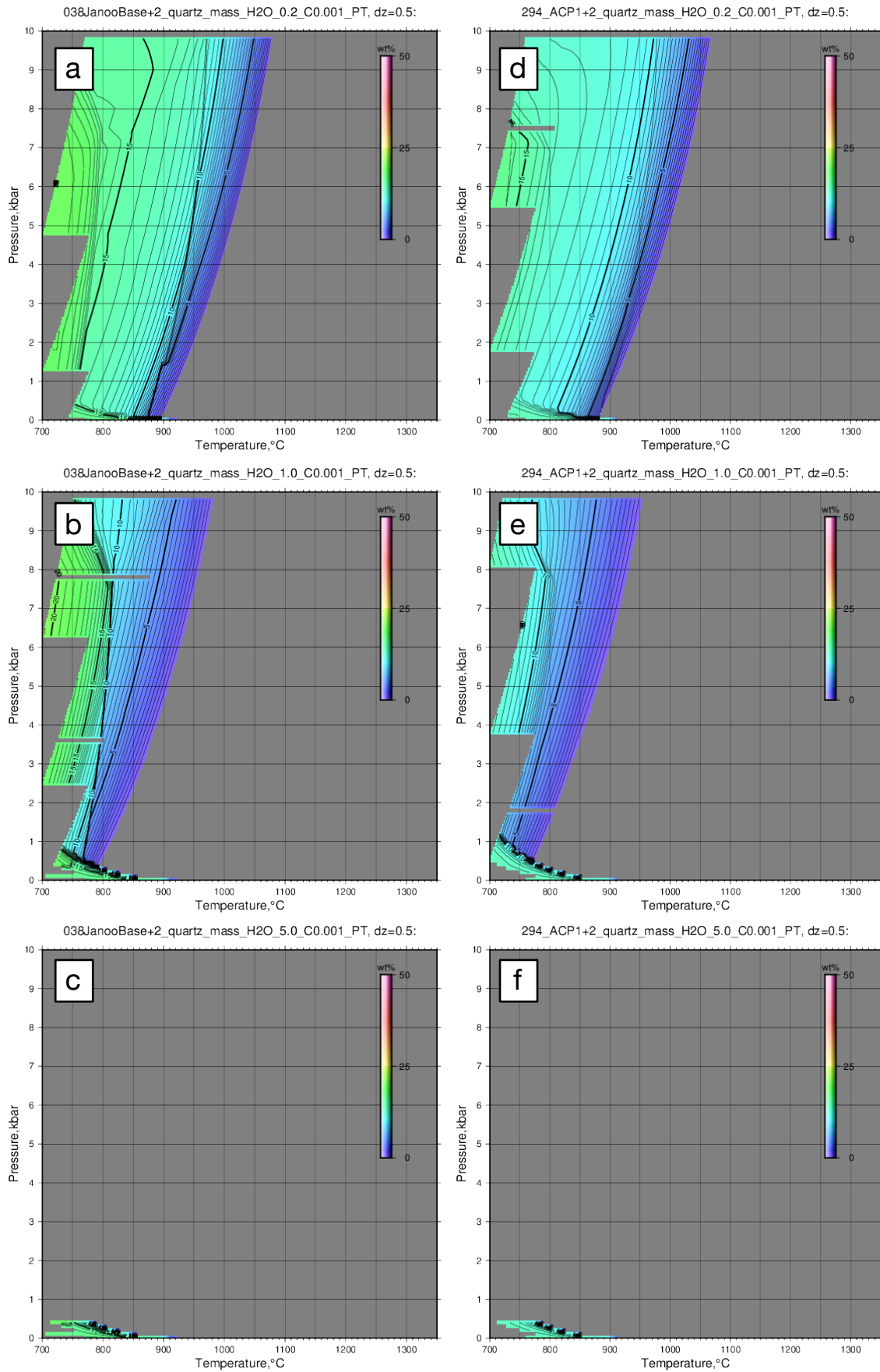


図 2.2.2-14 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)の石英の晶出量の温度・圧力依存性. aとdは全岩含水量0.2 wt% $H_2O$ の例, bとeは1wt%の例, cとfは5wt%の例.

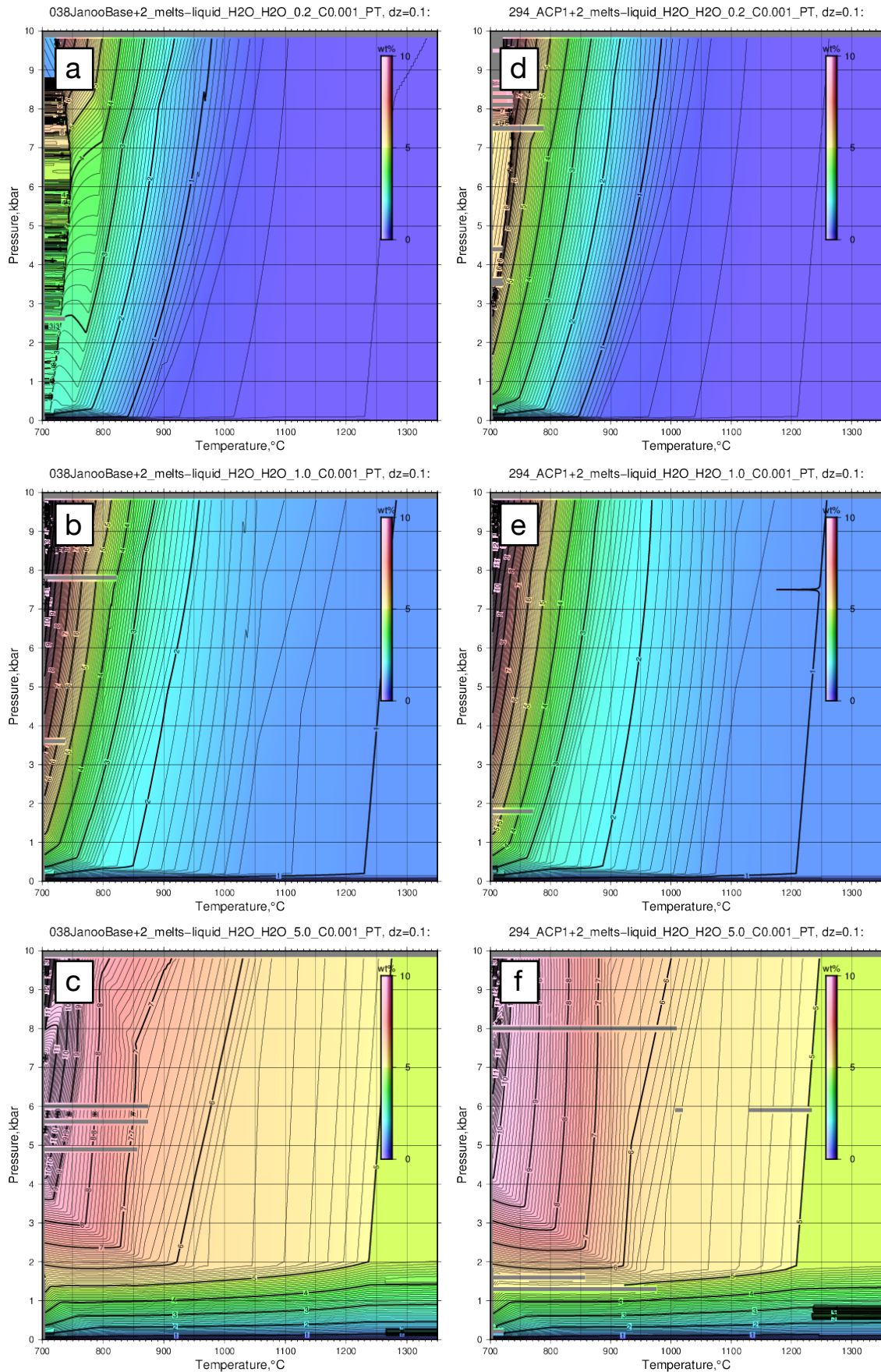


図 2.2.2-15 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルトの含水量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

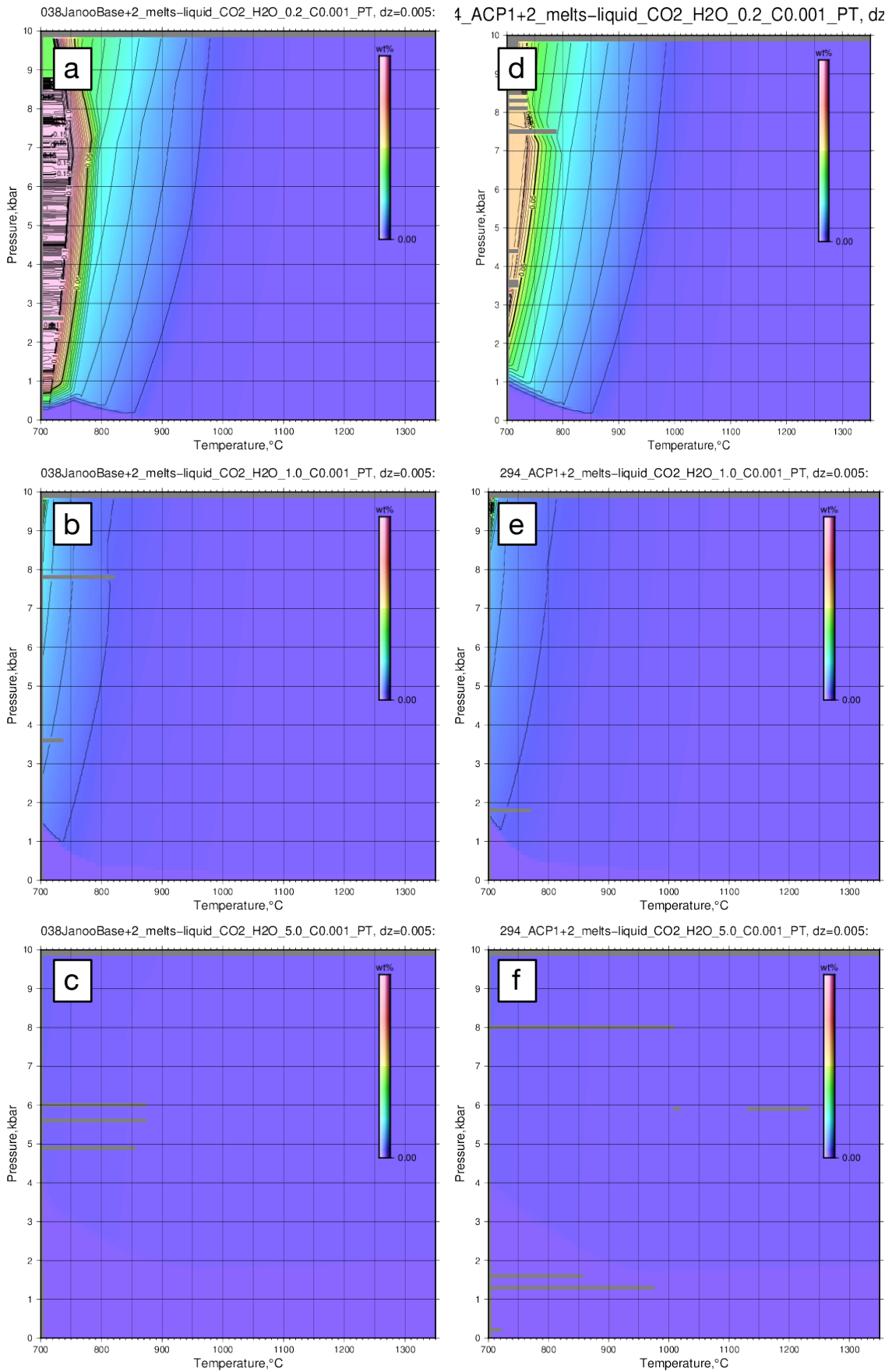


図 2.2.2-16 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)メルトの CO<sub>2</sub> 量(全岩 CO<sub>2</sub> 量が 0.001wt%)の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.





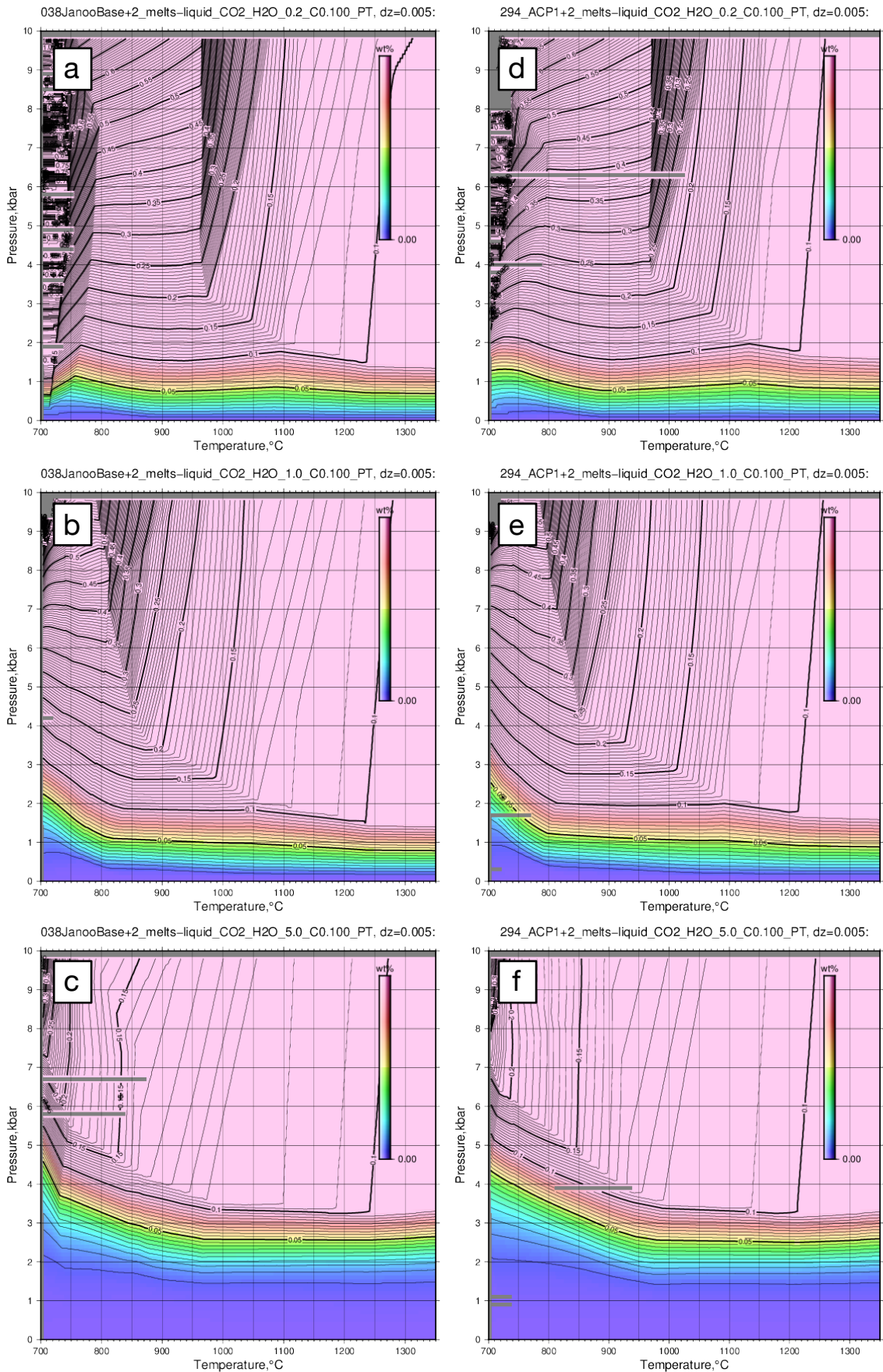


図 2.2-18 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)メルトの CO<sub>2</sub> 量(全岩 CO<sub>2</sub> 量が 0.1wt%)の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

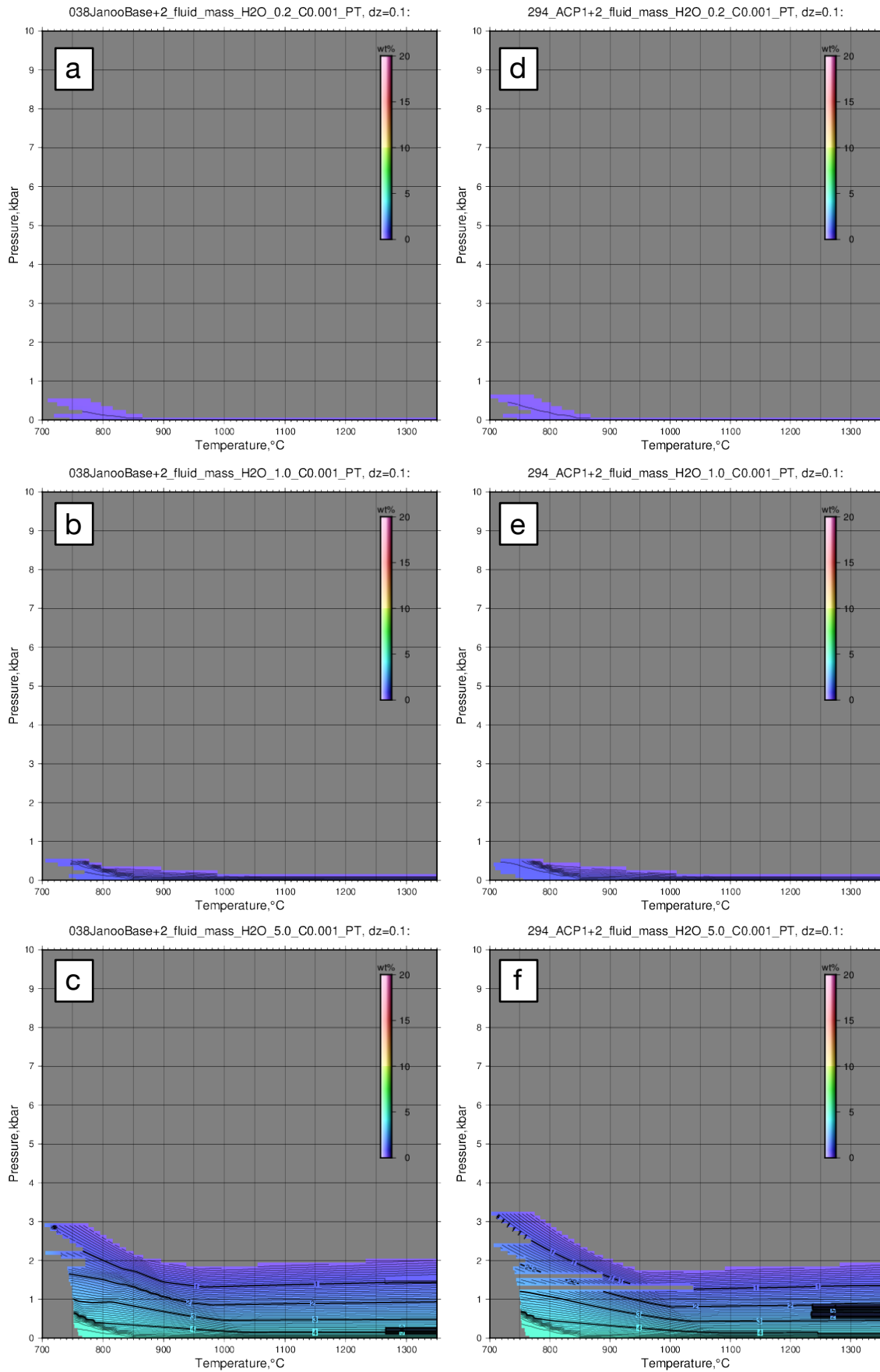


図 2.2.2-19 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)から析出する水の量の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt%の例, c と f は 5wt%の例.

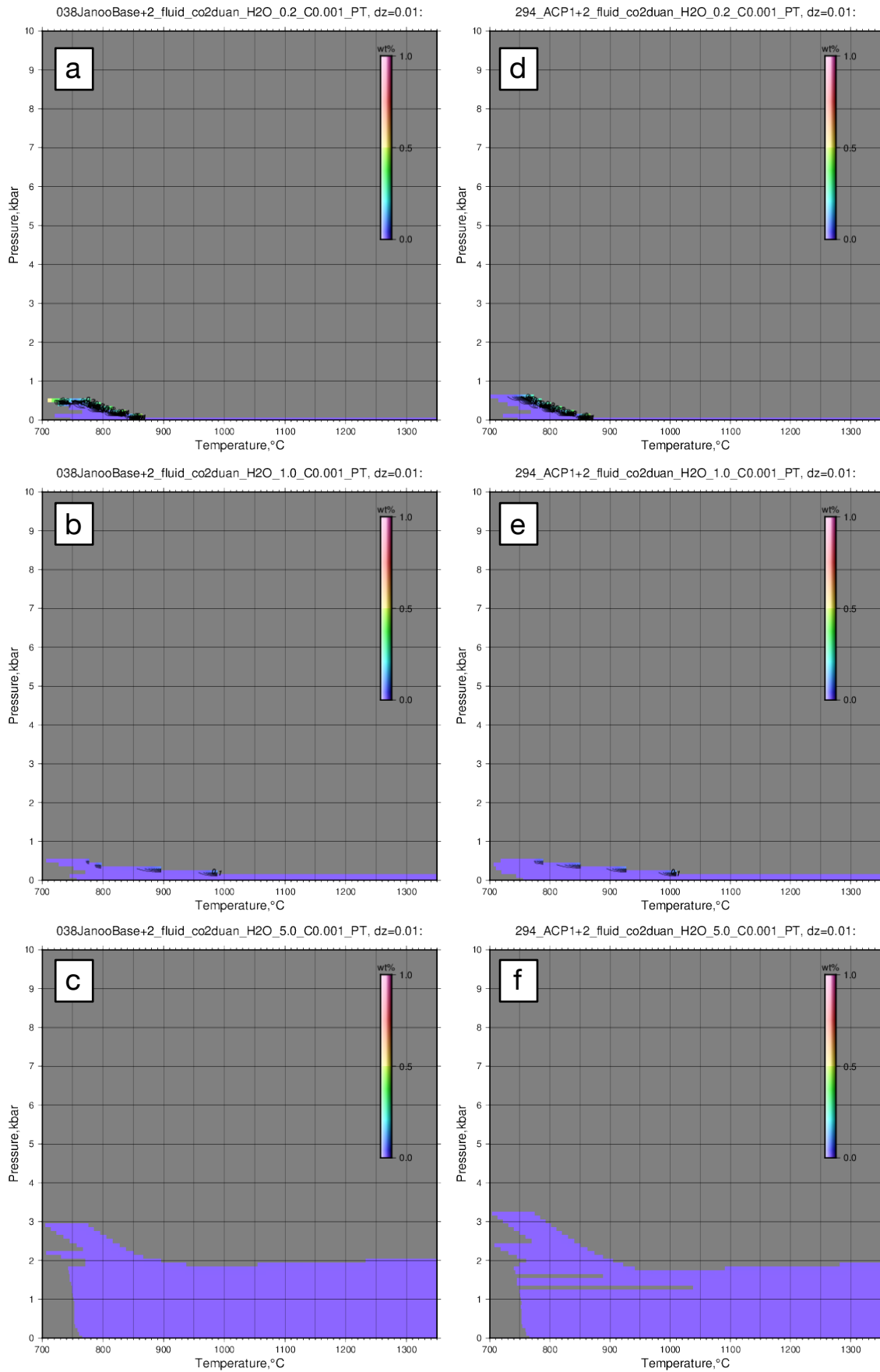


図 2.2.2-20 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)から析出する水の CO<sub>2</sub> モル濃度(全岩 CO<sub>2</sub> が 0.001wt%). a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.



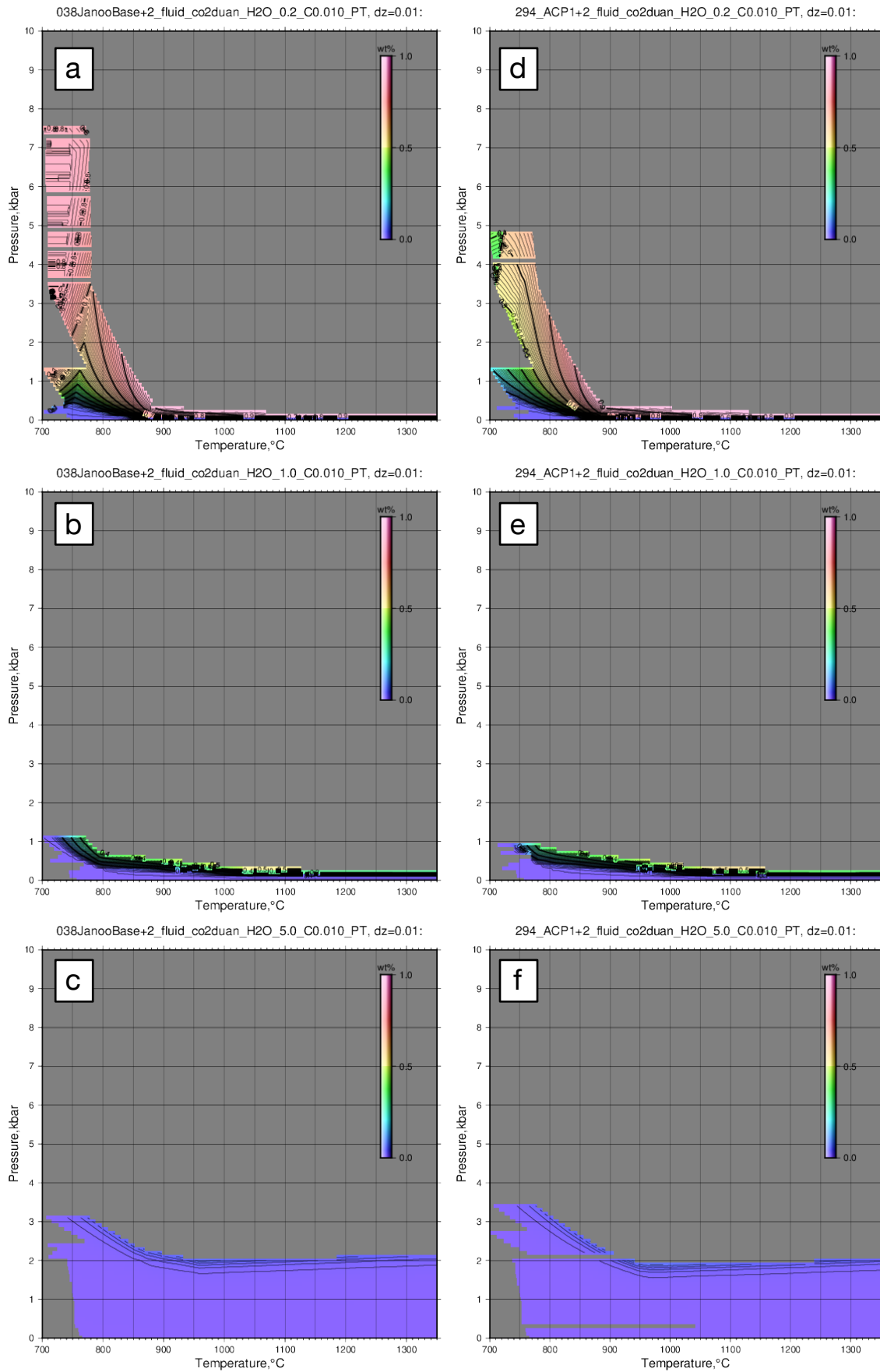


図 2.2.2-21 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)から析出する水の CO<sub>2</sub> モル濃度(全岩 CO<sub>2</sub> 量が 0.01wt%). a と d は全岩含水量 0.2 wt%H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

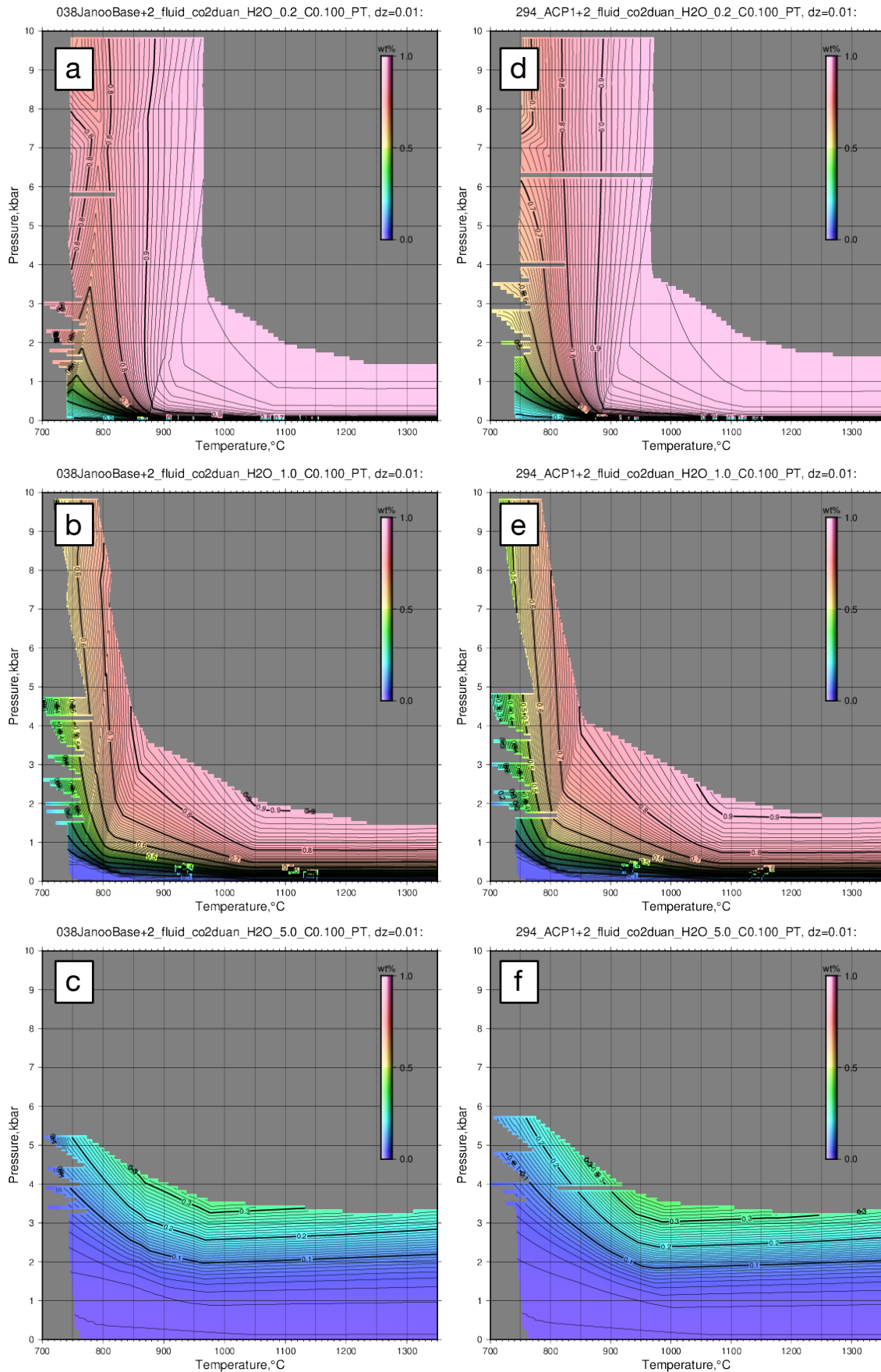


図 2.2.2-22 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)から析出する水の CO<sub>2</sub> モル濃度(全岩 CO<sub>2</sub> 量が 0.1wt%). a と d は全岩含水量 0.2 wt% H<sub>2</sub>O の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.

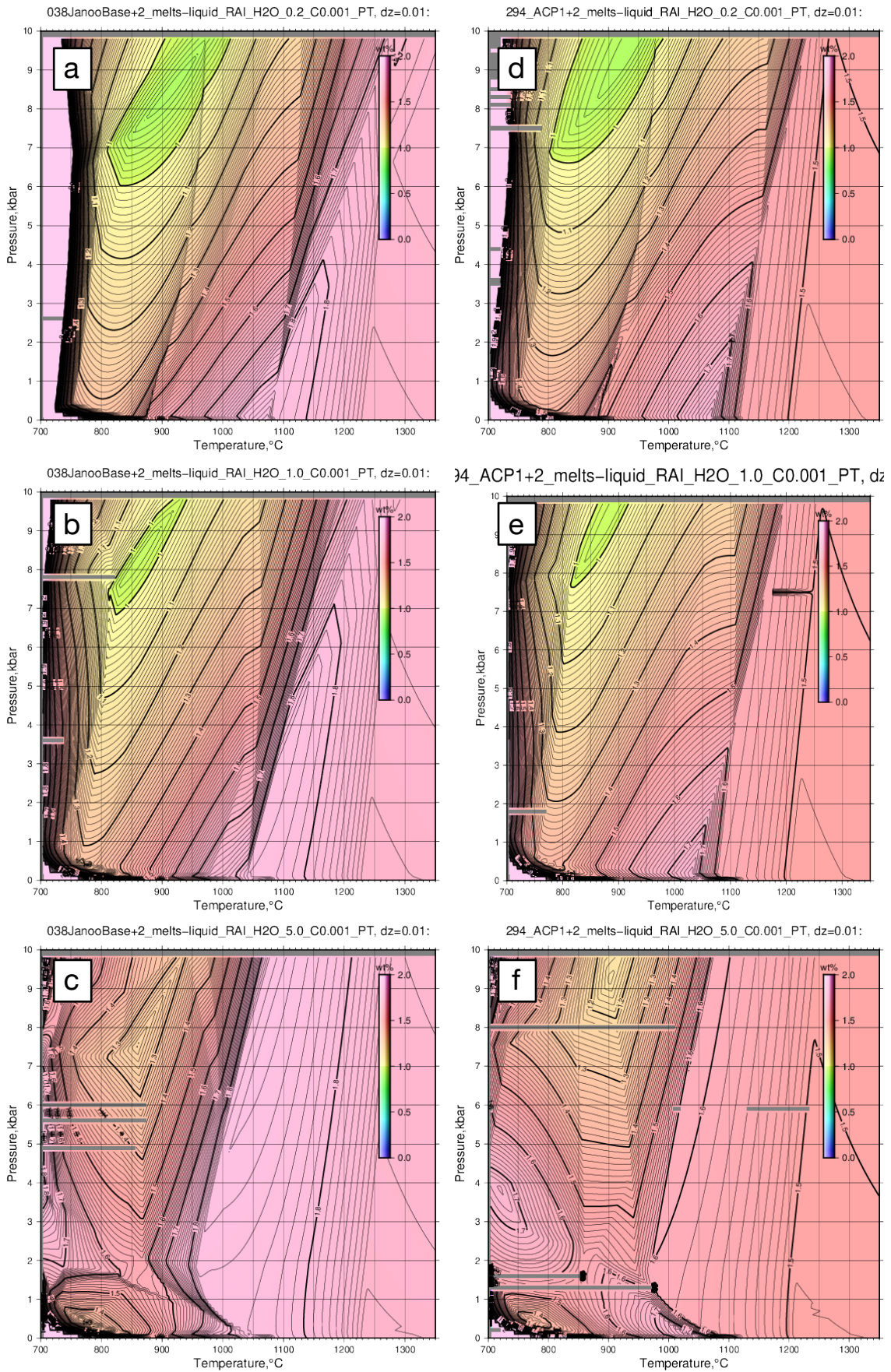


図 2.2.2-23 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルトの RAI 値の温度・圧力依存性. a と d は全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$  の例, b と e は 1wt% の例, c と f は 5wt% の例.



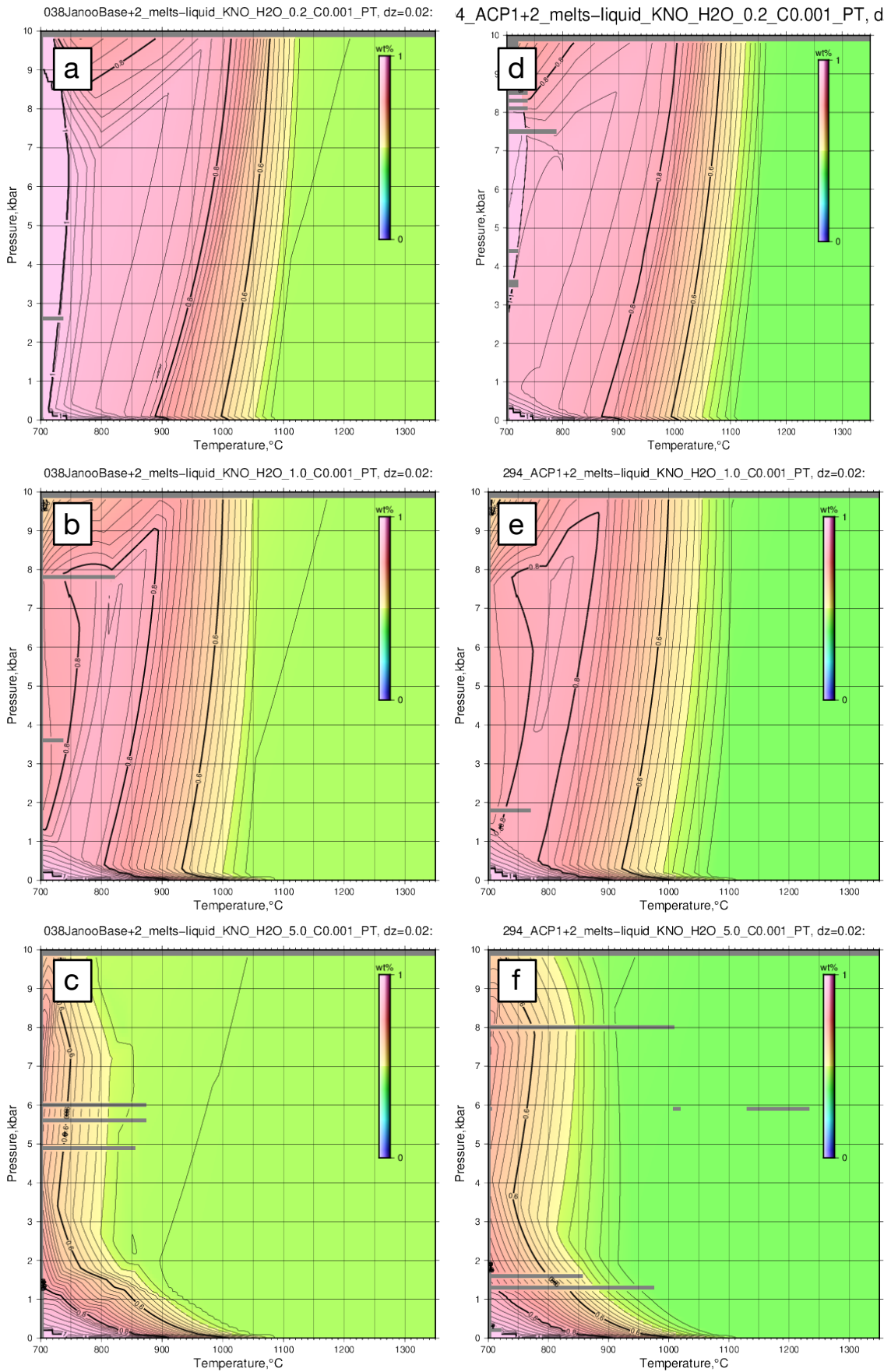


図 2.2.2-24 MG75\_038(a,b,c)と MG75\_294(d,e,f)のメルトの K#値の温度・圧力依存性. aとdは全岩含水量 0.2 wt% $H_2O$ の例, bとeは 1wt%の例, cとfは 5wt%の例.

## 引用文献

- Andersen, D. and Lindsley, D. (1985). New (and final!) models for the Ti- magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Eos*, 66:416.
- Asimow, P.D. and Ghiorso, M.S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *Amer. Mineral.*, 83, 1127-1131.
- Genova, D. D., Kolzenburg, S., Wiesmaier, S., Dallanave, E., Neuville, D. R., Hess, K. U., and dingwell, D. B. (2017). A compositional tipping point governing the mobilization and eruption style of rhyolitic magma. *Nature*, 552:235–238 (doi:10.1038/nature24488).
- Ghiorso MS, Gualda GAR (2015) An H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 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., 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.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29(5):673–678.
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成 27 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.
- Smith, P. M. and Asimow, P. D. (2005). Adibat 1ph: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(1):1–8 (doi:10.1029/2004GC000816).
- Wessel, P. and Smith, W. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 79(47):579.