

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

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

令和 2 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目次

はじめに.....	1
1 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究.....	7
1.1 始良カルデラの事例調査	7
1.2 阿蘇カルデラの事例調査	11
1.3 洞爺カルデラの事例調査	19
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.....	43
2.1 鬼界カルデラ噴出物の岩石学的検討	43
2.2 始良カルデラ噴出物の岩石学的検討	53
2.3 阿蘇カルデラ噴出物の岩石学的検討	63
2.4 洞爺カルデラ噴出物の岩石学的検討	103
2.5 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の岩石学的検討	129
2.6 カルデラ形成噴火マグマの実験岩石学的検討	141
3 活動的カルデラ火山の地下構造調査.....	179
3.1 ネットワーク MT 法観測による阿蘇カルデラの比抵抗構造調査	179
3.2 MT 定点観測による火山活動観測手法の検討	207
3.3 カルデラ火山の地下構造調査に関する海外動向調査	221
4 活動的カルデラ火山の地球化学的調査.....	225
4.1 希土類元素組成および重元素同位体組成によるマグマ種別判定、マグマ起源熱水流体の上昇過程推定法の検討	225
4.2 マグマ起源成分および放射性塩素を用いたマグマの状態・種別判別法の妥当性、適用限界の検討	233
4.3 ラドン曳航観測による海底カルデラ火山等におけるマグマ起源流体の観測及びフラックス推定法の新規開発	267
4.4 地下水による火山活動観測手法の検討	279
付録：検討委員会議報告.....	287

はじめに

本業務は、火山活動とその休止期間の関係を火山の特性、岩石学的特徴、地下構造探査等の地球物理学的手法及び地下水等の地球化学的調査手法等の最新知見に基づく火山活動に起因する事象調査から、原子力施設に影響を与える火山活動の可能性をより定量的に評価するための評価基準、火山活動モニタリング基準を作成することを目的としている。その達成のため、以下の4項目の調査研究を実施した。

(1) 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究

本調査・研究では、これまでの調査結果を踏まえて、始良カルデラ火山等について、巨大噴火の長期的・短期的推移の具体的な時間スケールを制約するため、巨大噴火及びその前後の主要な噴火について、複数の年代測定手法を組み合わせる噴火年代を与える。また、カルデラ近傍でのボーリング調査、巨大噴火及びその前後の噴出物の分布や層序関係、斑晶や組成の特性等の地質学的手法を用いて調査し、噴出物の時間的及び空間的な分布と噴火史に基づく噴火の準備・進展過程を検討する。今年度は、始良カルデラ・阿蘇カルデラ・洞爺カルデラを対象とした調査研究を実施している。

- 1) 始良カルデラにおいては、約3万年前の入戸火砕流噴火に先行して発生している複数の噴火について、既存の研究結果（長岡ほか、2001等）に基づいた地質学的調査を行い、直下の土壌や噴出物に含まれる有機物を用いた炭素14年代測定およびそのほかの適切な年代測定により層序および分布を確立させ、大規模噴火前後の噴火履歴を復元する。今年度は、入戸火砕流噴火の直前に発生している毛梨野軽石、深港軽石、大塚軽石及びそのほかの噴出物について、始良カルデラ南東部および北東部において分布及び層序の調査を実施した。また毛梨野軽石、深港軽石および大塚軽石直下の土壌の炭素14年代測定を実施しこれらの噴火年代を確定させ、入戸火砕流噴火の直前に、約1000年間隔で3回の流紋岩マグマの火砕噴火が発生したことを確認した。
- 2) 阿蘇カルデラでは、4回の大規模な火砕流噴火を繰り返している。それぞれの大規模火砕流噴火の前（数万年～数千年）には複数回の小規模な噴火があり、大規模火砕流噴火の準備過程といえる。4回の大規模火砕流噴火の準備過程を理解することは、現在の阿蘇カルデラがどのような状態にあるかを判断する地質学的なデータとなる。また、それぞれの火砕流噴火の噴火推移（層序、岩石学的性質）はマグマだまり自体の情報を含んでいることから重要である。今年度は、阿蘇1から阿蘇4までのそれぞれの火砕流噴火の先駆的活動について、火砕流噴火に至る長期的（数万年オーダー）準備過程と火砕流噴火そのものがどのような噴火様式で開始するかという短期的（数年未満？）準備過程に分けて整理した。
- 3) 支笏-洞爺火山地域における最初のカルデラ形成噴火である洞爺火山に注目し、約13万年前の先行噴火および、約11万年前の洞爺カルデラ形成噴火について、大規模噴火の準備期から破局噴火へと至るマグマ過程を地質学的に検討する。その上で、支笏-洞爺火山地域における最新のカルデラ形成噴火である支笏カルデラ形成噴火や北海道東部の屈斜路カルデラ形成噴火など、後カルデラ火山群の活動を含めて比較検討することにより、大規模珪長質火山地域の一生を明らかにすることを試みる。今年度は、主に洞爺カルデラ形成噴火について、これま

での調査結果を整理した上で地表踏査を実施し、大規模噴火およびその準備期の噴火履歴の概要を明らかにした。また、洞爺火砕噴火より古いと思われる噴出物については、ジルコンおよび斜長石を用いた年代測定を行った。

(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

本調査・研究では、(1)の地質学的調査に基づく大規模噴火の長期的・短期的推移の復元結果と合わせて、噴出物の岩石学的検討による巨大噴火に至る過程のマグマ供給系の時間・空間発達過程の検討を行う。具体的には(1)で復元された噴火活動の推移に沿って、噴出物の岩石学的解析を行い、大規模噴火を引き起こすマグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等の時間変化を追跡する。今年度は、鬼界・始良・阿蘇・支笏・屈斜路カルデラ形成噴出物を対象とした以下の検討を実施した。

- 1) 鬼界カルデラでは、大規模噴火である鬼界葛原噴火(9.5万年前)、小瀬田火砕流(58万年前)および小アビ山火砕流(14万年前)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。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。さらに、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、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマは $143\pm 32\text{MPa}$ ($98\text{-}218\text{MPa}$, $n=11$)の圧力下にあったと推定された。地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの主体は深さ6km程度にあったと推定できる。
- 2) 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3万年前の噴出物、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析装置により定量するための手法を確立する。具体的には、ガラス主成分の化学組成を考慮した含水量の測定手法を確立させるため、高温高圧実験装置で合成した標準ガラス試料を用いた検量線の作成とガラス化学組成による補正法の開発を行った。さらに、マグマの深度を決定するうえで重要な、ガラス中に含まれる微量な二酸化炭素の分析手法を確立させるため、二酸化炭素を含む標準ガラスの追加合成を行なった。
- 3) 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、阿蘇 3-4 間のマグマ溜まりの温度・圧力等の時間変化の解析精度を向上させる目的で、メルトに溶解する揮発成分の温度・圧力条件と相平衡関係をマグマの熱力学計算ソフトウェアを用いて詳しく確認するとともに、信頼性の高い揮発成分分析のために作成した阿蘇マグマ組成をもつ含水量標準ガラス試料の分析を実施した。その結果、斑晶ガラス包有物の含水量とメルトの飽和溶解度から推定されるマグマの圧力は、マグマが揮発成分に飽和している事を担保しない限り、過小評価になる可能性があることを再確認した。また、マグマの圧力の信頼性を高めるためには、斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素の濃度に加え、マグマの温度の情報を得ることにより、揮発成分が結晶化によりメルトに濃集される効果や、揮発成分の溶解度の温度依存性を補正できることが示された。

- 4) 約 11 万年前の洞爺カルデラ形成噴火とその先行噴火の噴出物について岩石学的検討を行い、本地域での珪長質マグマの生成メカニズムや集積・噴火過程から、破局噴火へと至るマグマ過程を明らかにする。今年度は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の偏光顕微鏡観察、全岩主成分・微量成分分析、火山ガラスの化学組成分析を予想的に実施し、その岩石学的特徴の概要を明らかにした。また比較対象とする支笏カルデラ形成噴火については、メルトインクルージョンの揮発性成分分析から噴火直前のマグマ供給系の物理化学条件を検討したほか、全岩の U-Th 放射非平衡分析からマグマ発生プロセスについても議論を行った。
- 5) 屈斜路カルデラでは、約 3 万 5 千年前の KP1 火砕流噴火における噴火準備過程の時間変化を、KP1 の直前に噴出した降下火砕堆積物を初期、中期、後期に分けて調査することにより、把握する。また、摩周カルデラは屈斜路カルデラに隣接し屈斜路 KP1 以降に活発に活動を継続していることから、噴火時系列で採取した噴出物を解析することにより、屈斜路・摩周火山地域のマグマ供給系の時間発達の理解が深まることが期待される。本年度は、KP1 火砕流噴火における噴火準備過程の時間変化を明らかにするために、KP1 火砕流堆積物直下の降下テフラ群について、記載を行い、岩石学的な検討でマグマ供給系の時間変化を復元するために必要な試料を採取した。
- 6) カルデラ形成噴火においては、岩石学的特徴から珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合が発生していることが示唆されている。噴出物の岩石学的解析から推測される珪長質端成分マグマ組成を用いて、熱力学的平衡計算および高温高压実験による相平衡関係の検討を行い、カルデラ直下のマグマ溜まりの温度圧力条件を推測する。今年度は、十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石について、マグマ溜まりの物理化学条件を制約することを目的に、岩石学的解析及び高温高压相平衡実験を開始した。特に、軽石の分析からマグマだまりの温度・酸素雰囲気等を制約するとともに、マグマ定置圧力を決定するために水飽和条件において実験を行ったので、それらの予察的な結果を報告する。十和田火山では、近年、周辺地域の地質図幅が出版されたことに加え、アンビエントノイズトモグラフィにより、詳細な地下構造が明らかにされており、カルデラ噴火を起こしたマグマだまりの詳細な研究を行うための基盤が整っている。また、平成 30 年度委託研究「火山影響評価に係る技術的知見の整備」で実施された阿蘇火山 Aso-1 噴火珪長質マグマ溜まり再現実験において低酸素雰囲気等で長時間保持することが必要であることが明

らかになったため、カプセル内に焼結窒化ホウ素を用いてカプセル内の水素を保持する手法を確立し、実際に Aso-1 珪長質ガラスを同時封入して相平衡実験を行った。さらに、平成 29 年度委託研究「火山影響評価に係る技術的知見の整備」で行われた Aso-4 噴火珪長質端成分マグマに対する高温高压実験において、実験に使用した出発物質である軽石中に変質物が混入していることが明らかになったため、その変質物混入による影響評価方法を確立し、実験結果に対しどう変化を与えるかを考察した。

(3) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

本調査は、10km 以深の地下構造を把握するため長周期のシグナルを安定して長期間観測できるネットワーク MT 法による観測を行う。さらに、次項の地球化学的調査結果と合わせて MT 法による浅部低比抵抗領域の連続観測によるモニタリング手法への応用を検討する。

- 1) 阿蘇カルデラでは、これまでの広帯域 MT 法探査により概ね地下 15km 付近までの高解像度 3 次元比抵抗構造を把握するとともに、地殻上部におけるマグマ供給系の経路を明らかにすることができた。一方、更に深部の地殻下部に至る比抵抗構造を高い解像度で得るためには、より長周期のデータを適正な測点配置で取得する必要があることも明らかになっている。そこで、本調査では、阿蘇カルデラを覆う領域において、長周期データの取得に有利なネットワーク MT 法の適正な測点配置による観測を実施し、地殻下部に至る高解像度の 3 次元比抵抗構造を求め、より深部におけるマグマ供給系の存在を検討する。今年度は、阿蘇カルデラを完全に覆うことが可能な 25 エリアで計画しているネットワーク MT 法観測網（電位差観測網）のうち、カルデラ内の 8 エリアの事前調査・整備を行い、そのうちの 2 エリアにおいて準備観測を実施した。また、磁場データに使用するための磁力計の設置場所選定作業・設置作業を行った。さらに、阿蘇カルデラの地殻下部までの 3 次元比抵抗構造を高い解像度で得るため、ネットワーク MT 法の既存データを用いての構造解析による検討作業を進めた。準備観測で取得したデータについては、初期的なデータ解析を実施した。
- 2) MT 法による火山活動モニタリングへの応用可能性を検討するため、3 次元比抵抗構造が既に明らかになった阿蘇カルデラにおいて、中岳第一火口の近傍に観測定点を設け、火山活動に伴う電磁場応答経時変化の検出可能性の検討を新たに実施する。また、地球化学的調査結果を参照しつつ、熱伝達および流体流動の数値シミュレーションを実施することによって、観測されている低比抵抗域の時系列変動についてモデリングを行う。今年度は、阿蘇火山浅部の比抵抗構造に関する再解析を実施するとともに、中岳北側に MT 観測定点を設置して繰り返し観測を開始した。

(4) 活動的カルデラ火山の地球化学的調査

本調査は、国内のカルデラ火山について深部流体起源の成分が溶け込んだ地下水の希土類元素組成及び重元素同位体組成の分析を行い、マグマの種類及び熱水上昇過程の推定を試みる。また、カルデラ火山での長期的な地下水の採取等、火山活動の変化を捕えるモニタリング項目としての適応性についても検討を行う。今年度は、以下の 4 項目を実施した。

- 1) 希土類元素は、他の化学成分に比べて深部から上昇するマグマ起源熱水流体の履歴を保持する可能性がある。カルデラ火山体内部だけでなく、その周辺も含めて地下水の希土類元素組成を比較することで、地下水に含まれるマグマ起源熱水流体を海水や天水から識別すると同時に、母岩との反応と帯水層分布・深度を推定する。これにより、マグマ成分の影響の広がりや移動経路等について流体循環に関する情報を得ることができる。今年度は、トリプル四重極誘導プラズマ質量分析計（ICP-MS）を導入し、地下水中の希土類元素定量分析ルーチン化に向けて分析手法の確立を進めるとともに、熱水中の希土類元素の特性の検討、解析のために必要となるカルデラ火山周辺の岩石・海水などの既存データの収集を開始した。
- 2) 阿蘇カルデラ火山深部に存在する流体がマグマであるか否か、マグマの種別、マグマ起源熱水の上昇過程を推定するために開発した放射性塩素同位体法および C/Cl 比を用いたマグマの活動状態の推定手法の妥当性を検討するため、日本の他のカルデラ火山においても同手法を用いた地下のマグマの状態の推定が可能かどうかを試み、同手法の適用性を評価する。今年度は、同手法の妥当性検討のため、九重火山を対象とした地下水調査および解析を行った。その結果、C/Cl 法については機銃火山でも有効性の確認ができた。また、また、地下水への海水の混入が想定される始良カルデラ周辺の地下水について C/Cl 比、放射性塩素同位体を用いた手法の適用の可否の検討を開始した。
- 3) 沿岸域の海底地下水湧出の検出に実績のあるラドン曳航観測を、海水に満たされている始良カルデラや鬼界カルデラ、湖水に満たされている十和田カルデラに応用して、海底や湖底の温泉湧出の検出を試みる。また、マグマ起源流体の影響を強く受けた海底温泉・湖底温泉の探査に有効であると予想される溶存炭酸濃度の連続測定を、試験的にラドン曳航観測に合わせて行い、マグマ性ガス流出域の特定およびフラックス推定手法の開発を試みる。今年度は、ラドン曳航観測と併用する DIC 濃度連続測定のテストを、CO₂ ガスを含む海底ガス湧出が確認されている大分県・姫島の沿岸海域で実施し、次年度からの本格調査に備えた。
- 4) カルデラ火山の火山活動の変化を捉えるモニタリング手法としての地下水観測項目について検討するため、始良カルデラで地下水調査を行い、水質・同位体組成を把握し、調査地点を設定する。調査地点においては年数回程度の定期試料採取・分析を行い、各成分の変動を考慮に入れ、火山活動の変化を捉える観測項目としての適応性を検討する。今年度は、ベースライン測定に必要な始良カルデラ沿岸及び周辺域、火山活動による地下水水質変動の有無を見るため桜島周辺の温泉等を調査対象とした。また、得られた結果の微小な変動から、変動のベクトルを用いたマグマ活動の状態を推定する手法を、今後継続して検討する。

1 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究

1.1 始良カルデラの事例調査

【実施内容】

始良カルデラにおいては、約3万年前の入戸火砕流噴火に先行して発生している複数の噴火について、既存の研究結果（長岡ほか，2001等）に基づいた地質学的調査を行い、直下の土壌や噴出物に含まれる有機物を用いた炭素14年代測定およびそのほかの適切な年代測定により層序および分布を確立させ、大規模噴火前後の噴火履歴を復元する。

今年度は、入戸火砕流噴火の直前に発生している毛梨野軽石、深港軽石、大塚軽石及びそのほかの噴出物について、始良カルデラ南東部および北東部において分布及び層序の調査を実施した。また毛梨野軽石、深港軽石および大塚軽石直下の土壌の炭素14年代測定を実施しこれらの噴火年代を確定させ、入戸火砕流噴火の直前に、約1000年間隔で3回の流紋岩マグマの火砕噴火が発生したことを確認した。

【調査・研究成果】

(1) 始良カルデラ先入戸火砕流噴火噴出物の層序および炭素14年代

始良カルデラ南東部における地質調査により、深港降下軽石および荒崎火砕流の層位関係を確認した。垂水市海潟において、大隅降下軽石の直下に約0.5m厚の風化火山灰質土壌を挟んで、層厚約9mの荒崎火砕流堆積物が発達し、その直下に明瞭な土壌等を挟まずに層厚約2.7mの深港降下軽石が堆積していることを確認した（図1.1-1）。これらの観察から、深港降下軽石と荒崎火砕流堆積物は、長岡ほか(2001)で指摘された通り、一連の噴火による噴出物であることが層序的に確認された。また、入戸火砕流堆積物直下に存在する毛梨野テフラについて、始良カルデラ北縁部の4地点で分布を確認した。その結果、毛梨野テフラは国分重久付近で最も層厚が大きく、南東の国分清水に向かって層厚が減少することが明らかになった。これは、毛梨野テフラの噴出地点は、従来提案されていた国分清水付近ではなく、より西の重久に近い地点であることを示唆する。

(2) 始良カルデラ先入戸火砕流噴火噴出物の炭素14年代

始良カルデラ北東部の霧島市国分重久において、入戸噴火噴出物（大隅降下軽石、妻屋火砕流堆積物及び入戸火砕流堆積物）の下位に分布する、毛梨野軽石、大塚軽石の直下の土壌試料から、それぞれ $27,120 \pm 110$ yrBP および $29,240 \pm 130$ yrBP の炭素14年代を得た。これらから暦年校正した年代は、毛梨野軽石が $31,298$ - $30,921$ calyrBP、大塚軽石が $33,795$ - $33,104$ calyrBP（それぞれ 2σ ）である。また、始良カルデラ南東部の垂水市牛根麓居世神地区で深港軽石層の直下から得られた炭素14年代は $28,360 \pm 110$ yrBP であり、暦年校正年代は $32,755$ - $31,743$ calyrBP（ 2σ ）であった。なお、始良入戸火砕流の噴火年代は、水月湖の年縞堆積物の解析から、 30.009 ± 0.189 ka BP とされている（Smith et al., 2013）。



図 1.1-1 始良カルデラ南東の垂水市海潟地区における，先入戸火砕流噴火噴出物の層序．
深港降下軽石の上位を荒崎火砕流堆積物が直接被覆する関係を確認した．

これらの年代から、入戸火砕流噴火の約 1100 年前に毛梨野軽石の噴火が、2200 年前に大塚軽石と荒崎火砕流を噴出した噴火が、3400 年前に大塚軽石の噴火が発生したことが復元された。これらの噴火で噴出した軽石の岩石学的特徴が、入戸火砕流噴火で噴出した流紋岩マグマの組成とほぼ一致することから、入戸火砕流噴火に先立つ約 3400 年前以降、およそ 1000 年間隔で流紋岩マグマの噴出が少なくとも 3 回発生したことが明らかになった。

約 6 万年前とされる岩戸火砕流噴火噴出物の層序関係を野外調査により確定させ、またジルコン結晶による年代測定のための試料採取及び鉍物分離を実施した。その結果、岩戸火砕流堆積物は、約 61ka とされる敷根溶岩（周藤，2000）を覆うことから、敷根溶岩よりもやや若いことを層序から確認した。

また、鉍物分離を実施した結果、岩戸火砕流堆積物の軽石には、ジルコン結晶はほとんど含まれないことが判明した。岩戸火砕流および入戸火砕流の主体部を占める白色軽石の温度（～780℃）とジルコニウム濃度から計算されるジルコン結晶の晶出温度は、推測されるマグマ温度よりも低いため、これらのマグマ中ではジルコンが結晶化していない可能性が高い。そのため、ジルコン結晶を用いたウラントリウム法以外の手法を用いて年代測定を

試みる必要がある.

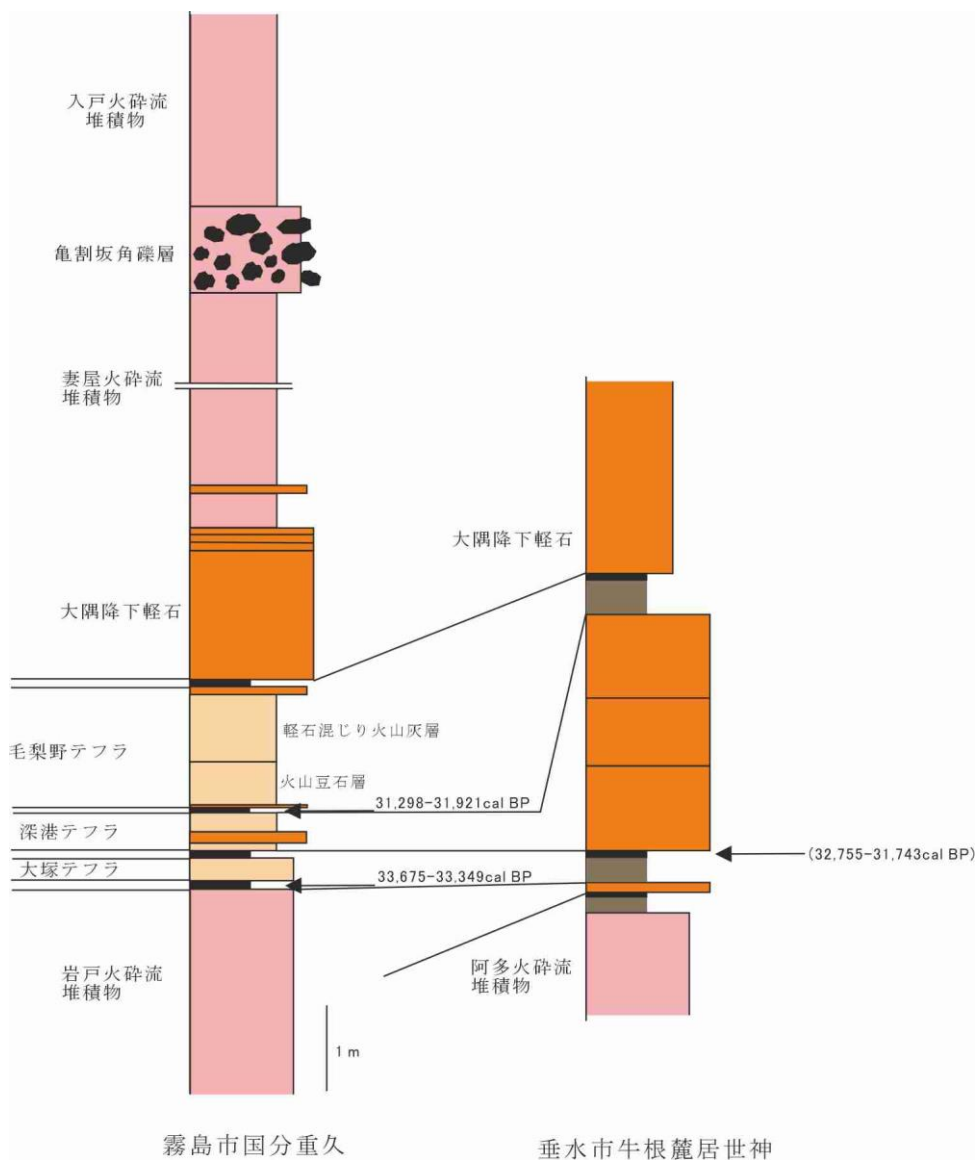


図 1.1-2 始良カルデラ北東部（霧島市国分重久）および南東部（垂水市牛根麓）における、先入戸火砕流噴火噴出物の層序と得られた炭素 14 年代.

測定番号	$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用(yrBP)	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
	Age (yrBP)	pMC (%)			
IAAA-190818	27,030 \pm 110	3.45 \pm 0.05	27,123 \pm 113	31207calBP - 31023calBP (68.2%)	31298calBP - 30921calBP (95.4%)
IAAA-190819	29,170 \pm 130	2.65 \pm 0.04	29,242 \pm 128	33675calBP - 33349calBP (68.2%)	33795calBP - 33104calBP (95.4%)

測定番号	試料名	採取場所	試料 形態	処理 方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)
IAAA-190818	191211E-C01	鹿児島県霧島市国分重久	土壌	HCl	-19.55 \pm 0.21	27,120 \pm 110	3.42 \pm 0.05
IAAA-190819	191211E-C02	鹿児島県霧島市国分重久	土壌	HCl	-20.84 \pm 0.20	29,240 \pm 130	2.62 \pm 0.04

表 1.1-1 先始良カルデラ噴出物（毛梨野テフラ直下、大塚テフラ直下の土壌）関連の年代測定結果. 試料 IAAA-190818 は毛梨野テフラ直下の土壌、試料 IAAA-190819 は大塚テフラ直下の土壌. 鹿児島県霧島市国分重久にて採取.

参考) 先始良カルデラ噴出物（深港テフラ直下の地層）関連の年代測定結果. 平成 30 年度報告書記載済.

表 1 放射性炭素年代測定結果 ($\delta^{13}\text{C}$ 補正值)

測定番号	試料名	採取場所	試料 形態	処理 方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)
IAAA-181190	181027B01C	鹿児島県垂水市牛根麓 居世神林道	土壌	HCl	-20.33 \pm 0.24	28,360 \pm 110	2.93 \pm 0.04

[IAA 登録番号 : #9260]

表 2 放射性炭素年代測定結果 ($\delta^{13}\text{C}$ 未補正值、暦年較正用 ^{14}C 年代、較正年代)

測定番号	$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用(yrBP)	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
	Age (yrBP)	pMC (%)			
IAAA-181190	28,280 \pm 110	2.96 \pm 0.04	28,359 \pm 107	32537calBP - 31974calBP (68.2%)	32755calBP - 31743calBP (95.4%)

[参考値]

参考文献

- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001) 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. 地質学雑誌, 107, 432-450.
- 周藤正史・石原和弘・巽 好幸 (2000) 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史~カルデラ北縁部加治木, 国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料の K-Ar 年代. 火山, 45, 1-12.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. (2013) Identification and correlation of visible tephtras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. Quaternary Science Reviews 67, 121-137.

1.2 阿蘇カルデラの事例調査

【実施内容】

阿蘇カルデラでは、4回の大規模な火砕流噴火を繰り返している。それぞれの火砕流噴火の前（数万年～数千年）には複数回の小規模な噴火があり、大規模火砕流噴火の準備過程といえる。4回の大規模火砕流噴火の準備過程を理解することは、現在の阿蘇カルデラがどのような状態にあるかを判断する地質学的なデータとなる。今年度は、4回の大規模火砕流噴火に至る準備過程についてこれまでの知見をとりまとめた。

【調査・研究成果】

(1) はじめに

阿蘇カルデラでは、古い方から、阿蘇1 (260 ka)、阿蘇2 (150～140 ka)、阿蘇3 (130～120 ka)、阿蘇4 (90 ka 前) の4回の大規模火砕流噴火が繰り返されている。それぞれの火砕流噴火の様式や岩質は多様性があり、時間間隔は、12万年から1万ないし2万年であり時間間隔は等間隔ではない。最新の阿蘇4噴火からすでに9万年を経過しているが、時間間隔からは、次の大規模火砕流噴火が準備されているかは定かではない。大規模火砕流噴火の前には多数のより小規模な噴火があり、大規模火砕流噴火の準備過程として、どのような噴火がどれくらい前にあったかを知ることは、現在の阿蘇カルデラがどのような状態にあるかを判断する重要な地質学的なデータとなる。

阿蘇カルデラの噴火推移を表1.2-1に示す。阿蘇1火砕流噴火（以下阿蘇1）の1万年前には、安山岩溶岩（古閑溶岩）の噴出があり、その後小規模な軽石噴火や火砕流噴火ののちに、阿蘇1に至った。阿蘇2/1間（長さ12～13万年）には、スコリア噴火や軽石噴火が繰り返され、阿蘇2の比較的直前には、カルデラの東西で安山岩の溶岩が噴出した。阿蘇3/2間には、比較的大規模な軽石噴火が4回あった。3回目（OPQ）が一番大規模だが、阿蘇3に近い4回目（U）は小規模である。また、阿蘇3直前には厚い土壌が観察されることから、直前（数千年?）は、比較的静穏であったとみられる。阿蘇4/3間の3～4万年間は、小規模なスコリア噴火から始まりSiO₂の値が上昇し、大規模なデイサイト軽石噴火（ABCD）へと変化した。直前1万年程度は比較的小規模な軽石噴火（Y）となり、噴火頻度が低下した。また阿蘇4の比較的直前にカルデラ西側では厚いデイサイト溶岩（高遊原溶岩）が噴出した。以上のように、それぞれの火砕流噴火の長期的（千～万年）前兆現象としての噴火推移は多様である。強いていえば、噴火間隔の狭い阿蘇4/3間と阿蘇3/2間は、比較的大きな噴火が活発なのに対し、噴火間隔が長い阿蘇2/1間と、最初の阿蘇1の前は、あまり大きな噴火はないという違いがある。阿蘇4以降のテフラ活動としては、約2万年前まではVEI 4-5クラスの噴火があるが、それ以降はVEI 3以下の小規模な噴火のみとなっている。阿蘇4以降のVEI 5クラスの噴火として84 kaの野尻軽石と30 kaの草千里ヶ浜軽石がある。このうち、野尻軽石についてはカルデラ南東方向に主軸があるが、露出が限られているため正確な規模は不明である。

以下では、それぞれの火砕流噴火の準備過程としてどのような噴火推移があったのかを長期（千年から万年オーダー）と短期（火砕流噴火に先行する一連の噴火。間に土壌を挟まない）に分けて述べる。

噴火サイクル	サブユニット	年代	VEI	本質物	有色鉱物	全岩化学組成
阿蘇4以降 (VEI 4以上の テフラのみ)	山崎第15スコリア(YmS15)	22-21 ka	4	sc	px, ol	53%
	山崎第18スコリア(YmS18)	22-21 ka	4	sc	px, ol	50%
	山崎第20スコリア(YmS20)	22-21 ka	4	sc	px, ol	52%
	草千里ヶ浜軽石(Kpfa)	30 ka	5	pm	px	66%
	水ノ元第1軽石1(MzP1)	42 ka	4	pm	px	66%
	阿蘇中央火口丘第4軽石(ACP4)	51 ka	4	pm	px	65%
	阿蘇中央火口丘第5軽石(ACP5)	55 ka	4	pm	bi, px	
	阿蘇中央火口丘第6軽石(ACP6)	60 ka	4	pm	px	63-66%
	山崎第5軽石～山崎第1軽石(YmP5-YmP5)	68-67 ka	4	pm	px	59-62%
阿蘇4	野尻軽石(NjP)	84 ka	5	pm	px, hb, bi	
	阿蘇4B火砕流堆積物			pm>>sc	hb, px	64-70, 54%
	阿蘇4KS火砕流堆積物(九ノ峰スコリア流)			sc	hb, px, ol	50-52%
	阿蘇4T火砕流堆積物			pm	hb, px	67-69%
	阿蘇4BS火砕流堆積物(弁利スコリア流)			sc>pm	hb, px, ol	51-67%
	阿蘇4M火砕流堆積物(用木軽石流)			pm	hb, px	67-70%
	阿蘇4Y火砕流堆積物(八女軽石流)			pm	hb, px	67-70%
	阿蘇4H火砕流堆積物(鳩平軽石流)			pm	px, hb	
	阿蘇4K火砕流堆積物(肥猪火山灰流)	88 ka	8	pm	px	
	阿蘇4O火砕流堆積物(小谷軽石流)			pm>>sc	hb, px	64-69, 52%
	阿蘇4A火砕流堆積物			pm>>sc	hb, px	67-70, 52%
	阿蘇4Tk火砕流堆積物(高尾野火砕流)			pm>>sc	hb, px	50, 60%
	阿蘇4S火砕流堆積物(猿丸火砕流)			pm	px > hb	67-71%
	阿蘇4L降下火山灰			ash	-	
阿蘇4/3	阿蘇4X火砕流堆積物/降下軽石層			pm	bi, px, hb	68-69%
	大峰火山(大峰火砕丘, 高遊原溶岩)			lava, pm	hb, px	63-65%
	Y降下軽石層	89.9 ka	4	pm	bi, px, hb	68%
	ABCD降下軽石層	97.7 ka	5	pm	px	62-65%
	EF降下軽石層	99.4 ka	5	pm	bi, px, hb	67-71%
	G降下軽石層	101 ka	4	pm	px	66%
	HI降下軽石層	103 ka	5	pm	px	65-66%
	JKL降下軽石層	104 ka	5	pm	px	64-66%
	MN降下軽石層	106 ka	5	pm	px	66%
	Z2降下軽石層	107 ka	4	pm	px	69%
	Z6降下軽石層	108 ka	4	pm	px	65%
	Z15降下スコリア層	112 ka	4	sc	px, ol	51%
	Z20降下スコリア層	114 ka	4	sc	px, ol	56%
	Z27降下スコリア層	116 ka	4	sc	px, ol	56%
Z28降下スコリア層	120 ka	4	sc	px, ol	51%	
Z29降下スコリア層	128 ka	4	sc	px, ol	53%	
阿蘇3	阿蘇3C火砕流堆積物			sc	px	55-56%
	阿蘇3B火砕流堆積物	133 ka	7	sc>pm	px	57-67%
	阿蘇3A火砕流堆積物			pm>>sc	px	63-69%
	阿蘇3W降下軽石層			pm	px	69%
阿蘇3/2	U降下軽石層		4	pm	px	
	OPQ降下軽石層		5	pm	px	68%
	R降下軽石層		4	pm	px	66%
	S降下軽石層		5	pm	px	64%
阿蘇2	阿蘇2T降下スコリア層			sc	px	57%
	阿蘇2B火砕流堆積物			sc	px	56-60%
	阿蘇2A火砕流堆積物	146 ka	6	sc, pm	px	66%
	阿蘇2TL降下軽石層			pm	px	63-66%
	阿蘇2R火砕流堆積物				px	
	阿蘇2V降下スコリア層			sc	px	61%
阿蘇2/1	赤井火山(赤井火砕丘, 砥川溶岩)			lava, sc	px	58-60%
	玉来川溶岩, 秋田溶岩, 的溶岩など 降下火砕物		4	lava sc, pm	px	
阿蘇1	阿蘇1C降下軽石層			pm		
	阿蘇1B火砕流堆積物	260 ka	7	sc	px	55%
	阿蘇1A火砕流堆積物			pm	px	66-68%
先阿蘇1	阿蘇1P降下軽石層			pm	px	
	先阿蘇1テフラ 古閑溶岩	270 ka	4?	pm	px	69%

表 1.2-1 阿蘇カルデラの噴火推移. 全岩化学組成 (SiO₂) は, 2017 年度報告書, 小野・渡辺 (1985), 小野ほか (1977), Miyabuchi(2009)による. 阿蘇 1 の年代値は, 松本ほか (1991), 阿蘇 2 の年代は長橋ほか (2004), 阿蘇 3, 4 の年代は, 長橋ほか (2007)による. 阿蘇 4/3 間の年代は, 長橋ほか (2007) の年代値を基準として, 模式地での土壌の堆積速度が一定と仮定して算出した. 阿蘇 4 以降のテフラの年代は Miyabuchi(2009)による.

(2) 阿蘇 1 火砕流の準備過程

阿蘇 1 火砕流 (260 ka; 松本ほか, 1991) の下位には, 阿蘇カルデラ噴出物と共通の化学的性質をもつ溶岩 (古閑溶岩; 約 270 ka ; 田島ほか, 2017) がある. 古閑溶岩は他の阿蘇カルデラ噴出物と同様に高い K 含有量を示す多斑晶の安山岩溶岩である. 古閑溶岩の下位には厚い黄褐色土壌 (ローム) を挟んで, 先阿蘇火山岩類の坂梨流紋岩 (約 400 ka ; Kaneoka and Suzuki, 1970) がある. このローム中にはテフラは確認されていない. 古閑溶岩と阿蘇 1 火砕流の間には, 東側カルデラ縁で白色降下軽石層と発泡の悪い岩塊を含む小規模な火砕流堆積物 (あるいはラハール堆積物) が認められる. 風化が進んでおり露出はよくない.

阿蘇 1 火砕流堆積物の直下には軽石と火山灰の互層 (阿蘇 1P 降下軽石層) がある. すなわち小規模な軽石噴火と火山灰の噴出を交互に行ってから阿蘇 1 火砕流本体が噴出した. 火山灰には色調の異なる多数の降下ユニットがあることから, 時間をかけて小規模な噴火を繰り返していたことがわかる.

問題点としては, 先阿蘇 1 テフラについては露出が限られ保存状況もよくないことから, 定量的な時間軸をいれることはできていない. また, 先阿蘇 1 テフラ群についての岩石学的な検討は未実施である. カルデラ壁で古閑溶岩が分布しない地域の阿蘇 1 火砕流堆積物の下位や, カルデラから東側に離れた竹田市付近にも阿蘇 1 火砕流の下位に土壌を挟んで降下軽石が認められる. これらが, 先阿蘇 1 テフラであるのか, 先阿蘇火山岩類に属するテフラであるのかは不明確であり注意を要する.

(3) 阿蘇 2 火砕流の準備過程

阿蘇 1 火砕流噴火の後, 約 12 万年程度の時間間隙をおいて阿蘇 2 火砕流噴火が発生した. 長期的な準備過程としては, 阿蘇 2 火砕流の前 (阿蘇 2/1) には, カルデラ壁で数枚のテフラが認められるが, 遠方に到達するものではなくいずれも比較的小規模とみられる. また, 阿蘇 2/1 溶岩や赤井火山は, 阿蘇 2/1 間はかなり阿蘇 2 に近い位置にあり, 阿蘇 2 火砕流との間に土壌を挟む場合と挟まない場合がある. 短期的な準備過程としては, 阿蘇 2 火砕流本体の前に, 2TL 降下軽石が知られている.

問題点として阿蘇 2/1 溶岩は, 分布もカルデラの東, 北, 西側と離れている上に, 斑晶量や化学組成にかなりのバリエーションが認められることから, 単一の噴火ではない. そうすると, 同時多発的に広範囲で阿蘇 2 火砕流の少し前に溶岩噴火があったことになり, その意義について検討する必要がある. また, 小野ほか (1977) によると, 阿蘇 2 の基底には, カルデラ縁で 2V 降下スコリア層が存在することになっているが, 試料は残されているものの露頭が確認できておらず, 詳細は不明である.

(4) 阿蘇 3 火砕流の準備過程

阿蘇 2 火砕流噴火の後, 約 2 万年程度の時間間隙をおいて阿蘇 3 火砕流噴火が発生した. この阿蘇 3/2 間は, 火砕噴火が少なくとも 4 回認められ (下位から S, R, OPQ, U), 数千年おきに噴火していたことになる. 最初の 3 回は大規模 (VEI 4~5) な噴火であり, 3 回目の OPQ が 4/3 間で最大の噴火である. 阿蘇 3 噴火に近い位置にある U 噴火は最も小規模 (VEI 4) である. 全岩

化学組成での SiO₂ の値は、S から R を経て OPQ が最も高い。最上位の U は、風化していることが多く正確な SiO₂ 値は得られていないが、残存する火山ガラスの SiO₂ 量からは、OPQ よりは苦鉄質であると見られる。また、阿蘇 3 火砕流直下の土壌は、カルデラ壁でも火山灰成分が少ないことから、阿蘇 3 火砕流噴火の前（千年オーダー）は比較的火山活動が穏やかであった可能性がある。

短期的な準備過程としては、阿蘇 3 火砕流噴火の直前には、3W 降下軽石が知られている。3W 降下軽石は内部に弱い成層構造やガラス質岩片に富む層準があるものの成層した火山灰を挟まないほぼ単一の降下軽石層である。このことは、阿蘇 3 噴火が 3W 降下軽石の噴火開始から阿蘇 3 火砕流噴火までの間のほとんど時間間隙がないことを示す。

(5) 阿蘇 4 火砕流の準備過程

阿蘇 3 火砕流噴火の後、約 3～4 万年程度の時間間隙において阿蘇 4 火砕流噴火が発生した。この間には多数のテフラが認められる（図 1.2-1）。阿蘇 3 噴火後、間欠的でやや小規模な玄武岩～玄武岩質安山岩スコリア噴火があった（Z29～Z15）。その後、輝石デイサイトの軽石噴火へと変化したのちに（Z6～Z2）、噴火の規模が大きくなった（MN～G）。その上位の EF では、黒雲母を含む軽石が放出されたが、次の阿蘇カルデラ最大級のプリニー式噴火イベント ABCD では、輝石を含むものに戻った。ABCD 以降は、噴火の頻度と規模が下がり、阿蘇 4 の約 200 年前の Y では再び黒雲母を含むものに変化した。問題点としては、現在の層序はカルデラ東方で構築したものであるが、カルデラ南東方にのみ存在するテフラがあり、特に MN より古いものは層序を再構築する必要がある。

阿蘇 4 火砕流噴火の直前には、これまで降下火砕物など先行する噴出物は存在しないとされてきた（小野ほか、1977 など）が、昨年度までに先行する降下軽石や小規模な火砕流があることを報告してきた（図 1.2-2）。これまでに確認された先行する噴火は、下位から黒雲母を含む降下軽石と小規模な火砕流（阿蘇 4X）、細粒降下火山灰（阿蘇 4L）、小規模な火砕流（阿蘇 4S）が噴出した後に阿蘇 4 火砕流本体に覆われる。

(6) 阿蘇 4 火砕流後の噴火推移

9 万年前の阿蘇 4 火砕流噴火のあと、現在の中央火口丘に由来する降下テフラが主にカルデラ東側に厚く分布する。このうち VEI4 以上の規模の大きなユニットは 10 枚確認されている。阿蘇 4/3 間と比較すると、規模も小さく頻度が低いように見える。阿蘇 4 噴火後の最も大規模な噴火は、VEI 5 の野尻軽石（84 ka）と草千里ヶ浜軽石（30 ka）である。野尻軽石は、阿蘇 4 火砕流噴火と同じく角閃石斑晶を含む。野尻軽石のこれまで確認できた露頭は少なく、等層厚線図は作成できていない。

阿蘇カルデラでは、20 ka 以降は VEI 4 以上の噴火は起きていない。特に 13.5 ka 以降は、VEI 3 以下の小規模なスコリアや軽石噴火が数枚あるのみである（図 1.2-3, Miyabuchi, 2009）。しかしながらこの間、中央火口丘では中岳新期山体や、杵島岳、往生岳、米塚など玄武岩～玄武岩質安山岩の山体が成長している。すなわち 13.5 ka 以降、噴火の様式がそれまでの爆発的で規模の大きなテフラを放出するものから、あまりテフラを放出しないものへと変化したことを示す。

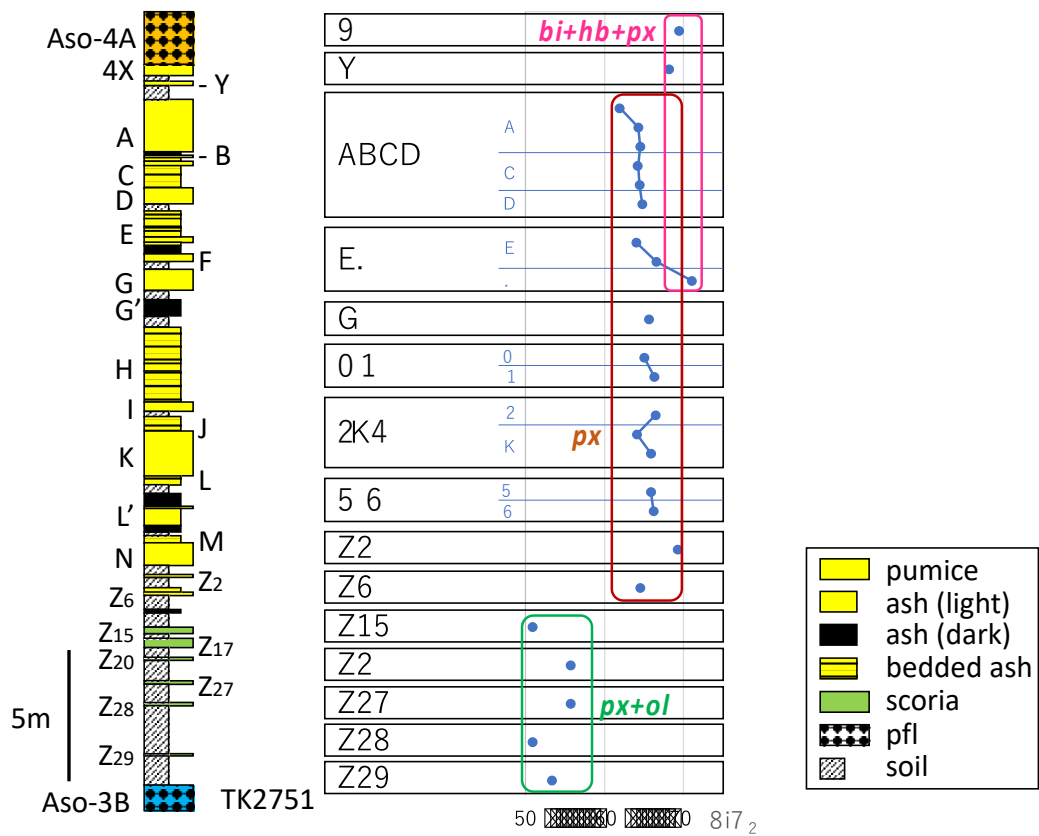


図 1.2-1 阿蘇 4/3 間テフラ層序

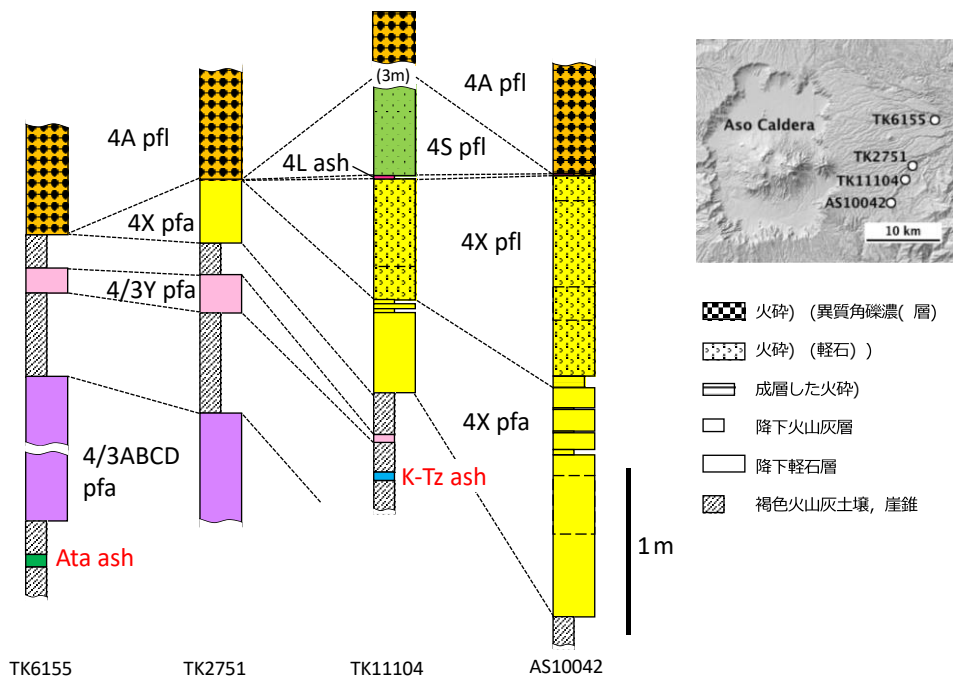


図 1.2-2 阿蘇 4 火砕流基底部の層序
pfa:降下軽石層, pfl:火砕流堆積物.

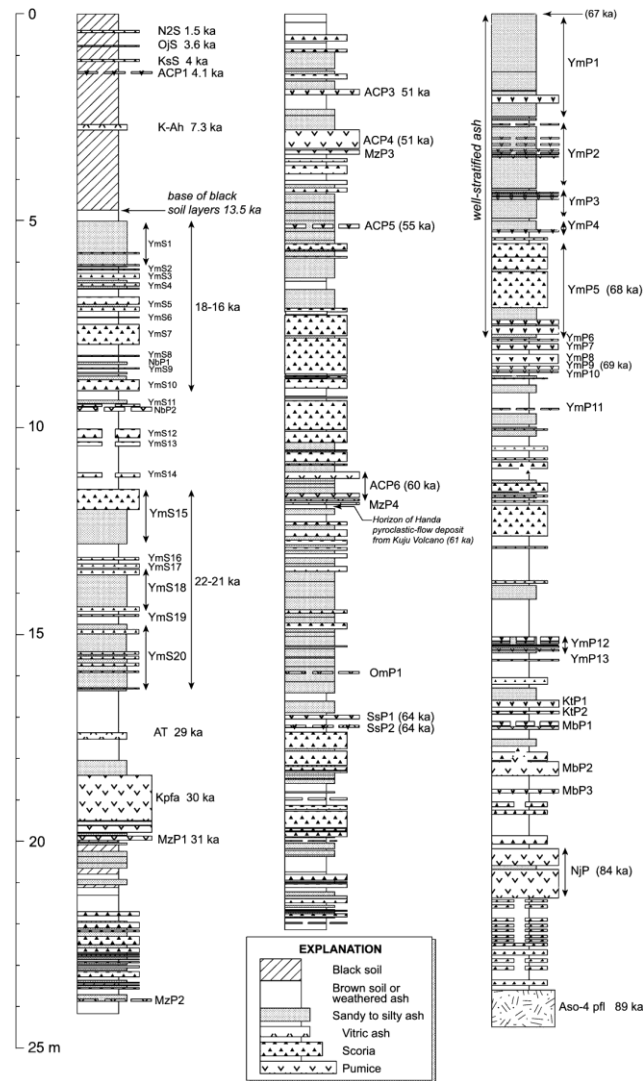


図 1.2-3 阿蘇 4 以降のテフラ層序 (Miyabuchi, 2009)

引用文献

- Kaneoka, K. and Suzuki, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **76**, 309-313.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応-. 火山学会講演予稿集, 1991, no. 2, 73.
- Miyabuchi, Y. (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, vol.220, p.169-189.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎 (2004) 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年—EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—. *第四紀研究*, **43**, 15-35.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫 (2007) 長野県, 高野層ボーリングコア (TKN-2004) に挟在する広域テフラ層の層序と編年. *第四紀研究*, **46**, 305-325.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図 (5 万分の 1). 火山地質図 4, 地質調査所.

小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和（1977）竹田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，145p.

田島靖久・星住英夫・松本哲一・廣田明成・小屋口剛博（2017）阿蘇火山，Aso-1 火砕流堆積物に関する新知見と Aso-1 噴火に先駆けて噴出した古閑溶岩．火山，**62**，177-188.

1.3 支笏カルデラの事例調査

【実施内容】

本研究では、支笏-洞爺火山地域における最初のカルデラ形成噴火である洞爺火山に注目し、約 13 万年前の先行噴火および、約 11 万年前の洞爺カルデラ形成噴火について、大規模噴火の準備期から破局噴火へと至るマグマ過程を地質学的に検討する。その上で、支笏-洞爺火山地域における最新のカルデラ形成噴火である支笏カルデラ形成噴火や北海道東部の屈斜路カルデラ形成噴火など、後カルデラ火山群の活動を含めて比較検討することにより、大規模珪長質火山地域の一生を明らかにすることを試みる。今年度は、主に洞爺カルデラ形成噴火について、これまでの調査結果を整理した上で地表踏査を実施し、大規模噴火およびその準備期の噴火履歴の概要を明らかにした。また、洞爺火砕噴火より古いと思われる噴出物については、ジルコンおよび斜長石を用いた年代測定を行った。

【調査・研究成果】

(1) 支笏-洞爺火山地域の活動史の再検討

平成 30 年度までの研究により、支笏-洞爺火山地域では、堆積岩類に覆われた地域で中期中新世頃から安山岩質火山活動が始まり、これらの安山岩質活動は 50 万年前頃までに支笏-洞爺火山地域で収束したことが、その後約 40 万年間の休止期間において約 13 万年前から 5 つの火山が相次いで珪長質火山活動を開始しており（図 1.3-1, 図 1.3-2, Amma-Miyasaka et al., 2020）、現在までに約 700km³DRE に及ぶマグマを噴出したことが明らかになっている。しかしながら、洞爺湖周辺地域ではまだ噴出年代の明らかになっていない火山岩も多く、約 50 万年前から約 13 万年前までの間に未知の噴火がないか確認する必要がある。そこで平成 31 年度は、支笏-洞爺火山地域で 1Ma 前後以降に噴出したと考えられている火山噴出物について文献調査および地表調査を行い、このうち 2 試料については年代測定を実施した。今回調査対象としたのは、支笏火山由来の可能性が指摘されている壮溪珠溶岩および支笏泥溶岩（藤原, 1954）、給源不明の壮瞥および滝ノ上火砕流堆積物（太田, 1956）である。

藤原（1954）によると、壮溪珠溶岩および支笏泥溶岩は支笏湖西方に広く分布していると言われており、本研究では伊達市大滝の尻別川上流域（図 1.3-2 の★1）および長流川上流域（図 1.3-2 の★2）にて観察した。尻別川上流域の壮溪珠溶岩（図 1.3-2 の★1）は、無斑晶質の灰白色軽石が点在する、厚さ 20m 以上の弱溶結の火砕流堆積物である（図 1.3-3）。札幌市南区に分布する支笏カルデラ形成噴火時の火砕流堆積物（いわゆる札幌軟石、以後支笏火砕流堆積物と呼ぶ）に良く似た特徴を示す。★1 から 1km ほど西側にある尻別川上流域の支笏泥溶岩は、厚さ 10m 以上の非溶結の火砕流堆積物で（図 1.3-4）、含まれる本質物質は無斑晶質の白色軽石である。一方で、長流川上流域の支笏泥溶岩は、図 1.3-2 の★2 とその北東約 3km の地点で観察したが、いずれも厚さ 10m 以上の非溶結の火砕流堆積物である（図 1.3-5, 図 1.3-6）。図 1.3-5 地点の本質物質は直径数 mm 以上の石英斑晶に富む淡褐色軽石であるが、図 1.3-6 地点の本質物質は無斑晶質の白色軽石である。藤原(1954)によると支笏泥溶岩は壮溪珠溶岩の上位にあるとされているが、壮溪珠溶岩と大部分の支笏泥溶岩は、いずれも本質物質が無斑晶質の白色軽石からなり、その分布からも約 4 万年前の支笏火砕流堆積物に対比される可能性が高い。一方で図 1-

3-5の支笏泥溶岩は、これらとは明らかに異なる斑晶に富む軽石によって特徴づけられることから、別の火砕流堆積物であると考えられる。

給源不明の壮瞥火砕流堆積物については洞爺湖南東、滝ノ上火砕流堆積物については長流川下流域において観察した(図1.3-2の洞爺湖南東の★および★3)。壮瞥火砕流堆積物は層厚8m以上の非溶結火砕流堆積物で(図1-3-7)、本質物質は直径数mm以上の石英斑晶に富む淡褐色軽石である。同露頭から採取した試料により、1.59MaのTL年代値が得られている(高島ほか, 1992)。一方で図1.3-8の滝ノ上火砕流堆積物(曾屋ほか, 2007)は、層厚15m以上の弱溶結～強溶結の火砕流堆積物で、直径数mm以上の斜長石斑晶に富む灰色スコリアを含む。洞爺湖南東地域の滝ノ上溶岩(太田, 1956)と対比されており、洞爺湖南東地域で採取した試料(岩片中の石英)から0.90MaのTL年代値が得られている(高島ほか, 1992)。

以上のような地質調査結果と先行研究によって得られている年代値を勘案して、本研究では図2.1-5の支笏泥溶岩(図1.3-2の★2)についてジルコンのFTおよびU-Pb年代を、図1.3-8の滝ノ上火砕流堆積物(図1.3-2の★3)について斜長石斑晶を用いてK-Ar年代分析を行った。その結果、支笏泥溶岩については1.10-1.35Ma、滝ノ上火砕流堆積物については3.22Maという年代値が得られた。いずれも支笏-洞爺火山地域における約50万年前から約13万年前までの休止期間より明らかに古く、図1.3-1の噴火履歴とは矛盾しない。なお、滝ノ上火砕流堆積物の年代値は、洞爺湖南東地域の滝ノ上溶岩の年代値(0.90Ma)とは明らかに異なっており、層序について再検討する必要がある。

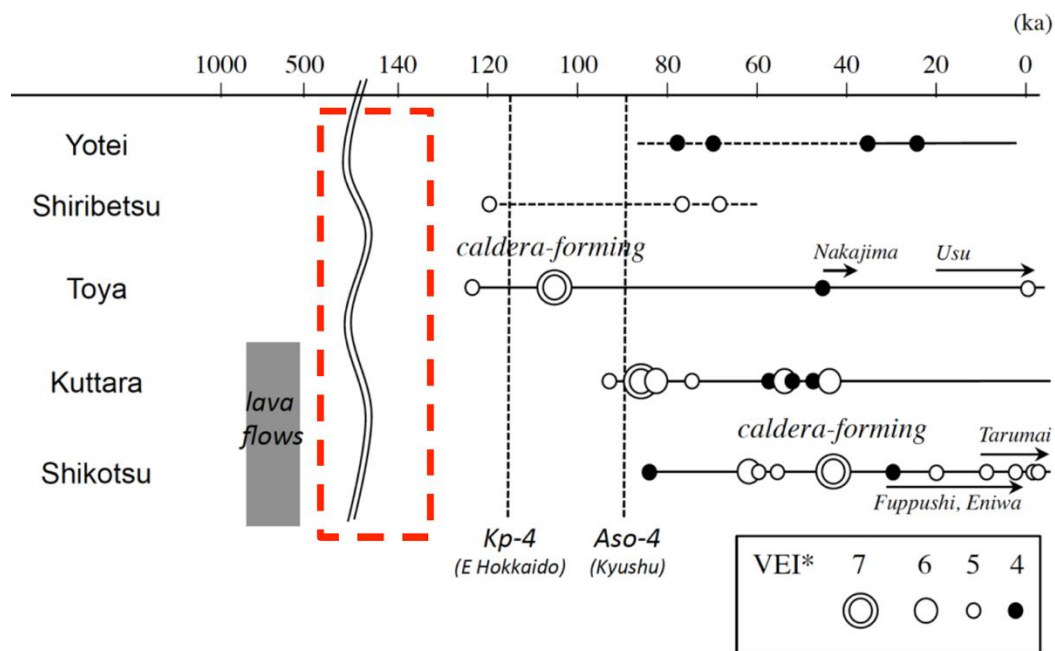


図 1.3-1 支笏-洞爺火山地域の噴火履歴(Amma-Miyasaka et al., 2020).

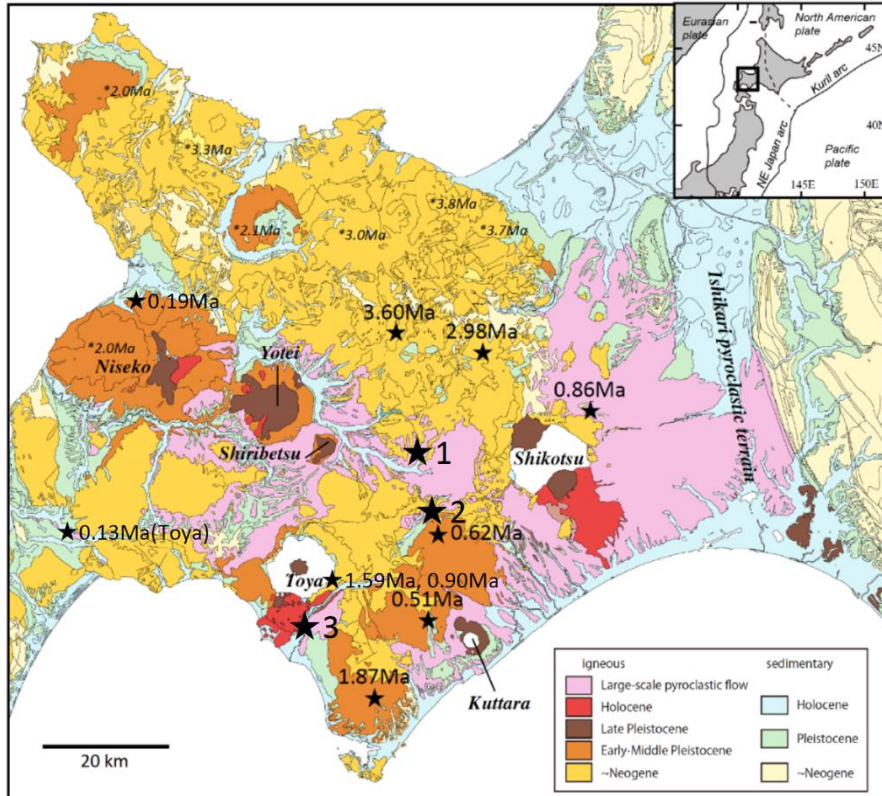


図 1.3-2 支笏湖周辺地域火山噴出物の分布および噴出年代(Amma-Miyasaka et al., 2020 に奥村ほか, 1984; 高島ほか,1992; 北海道電力, 2016 の年代値を追加).



図 1.3-3 壮溪珠溶岩の露頭写真 (図 2-1-2 の★1) .
本質物質は斑晶に乏しい軽石からなり、支笏火砕流堆積物に類似している。



図 1.3-4 支笏泥溶岩の露頭写真（★1 の西約 1km）.
本質物質は斑晶に乏しい軽石からなり，支笏火砕流堆積物に類似している.



図 1.3-5 支笏泥溶岩の露頭写真（図 2-1-2 の★2）.
本質物質は斑晶に富む軽石である.



図 1.3-6 支笏泥溶岩の露頭写真 (★2 の北東約 3km) .
本質物質は斑晶に乏しい軽石からなり，支笏火砕流堆積物に類似している.



図 1.3-7 壮瞥火砕流堆積物の露頭写真 (洞爺湖南東) .
本質物質は斑晶に富む軽石であり，1.59Ma の TL 年代値が得られている (高島ほか, 1992) .



図 1.3-8 滝ノ上火砕流堆積物の露頭写真 (図 2-1-2 の★3) .

本質物質は斑晶に富むスコリアであり、洞爺湖南東の露頭では 0.90Ma の TL 年代値が得られている (高島ほか, 1992).

表 1.3-1 支笏泥溶岩 (図 1.3-2 の★2 および図 2-1-5) の年代測定結果.

試料名	(1)	(2)	結晶 数 (個)	自発核分裂飛跡		²³⁸ U 計数(サンプル)		(3), (4)		Zeta 値 ($\text{cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$)	(5) 相関 係数 r	(6) χ^2 検 定 Pr(χ^2)	(7), (8), (9) ウラン 濃度 (ppm)	(10) FT 年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$	(11) U-Pb 年代値 (Ma) Age $\pm 2\sigma$ (n = 15)
	測定 鉱物	測定 方法		ρ_s (cm^{-2})	N_s	ρ_{ustd} (cm^{-2})	N_{ustd}	ρ_{ustd} (cm^{-2})	N_{ustd}						
① To19-10	Zr	Ext.S	45	5.29×10^4	73	1.14×10^{10}	16,160,626	5.490×10^9	49,408	43.9 ± 1.4	0.265	57	174	1.1 ± 0.1	1.35 ± 0.02

(1) 測定鉱物 Zr: ジルコン, Ap: アパタイト, Sp: スフェーン

(2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: Int.S, 外部面: Ext.S)
(*Int.S: Internal surface, Ext.S: External surface)

(3) ウランカウント数(N_s 計数面積への補正值)

(4) 測定面積補正值: N_s 計数面積 / レーザースポット面積

²³⁸U 濃度, U-Pb 年代測定用標準試料: 91500 (平均: 84ppm片を使用)

(5) ρ_s と ρ_u の相関係数

(6) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

(7) 年代値: $T = (1/\lambda D) \cdot \ln[1 + \lambda D \cdot \zeta \cdot (N_s/N_u) \cdot \rho_{ustd}]$ (Int.Sは $N_s \times 1/2$)

(8) 誤差: $\sigma T = T \times [1/\sum N_s + 1/\sum N_u + 1/\sum N_{ustd} + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$

(9) ²³⁸U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

Zeta 値: $\zeta = (1/\lambda_D)(e^{\lambda_D \cdot A_{std}} - 1) / \ln(\rho_s/\rho_{ustd} \cdot \rho_{ustd})$; A_{std} は年代標準試料(Fish Canyon Tuff Zircon). ジオメトリックファクター: $g = 0.5$ (Int.S) or 1 (Ext.S)

表 1.3-2 滝ノ上火砕流堆積物 (図 1.3-2 の★3 および図 1.3-8) の年代測定結果.

試料名	測定物 (粒径)	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10^{-8} cc STP/g)	K-Ar 年代 (Ma)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)
To19-104e	斜長石 (75-150 μm)	0.173 ± 0.009	2.16 ± 0.18	3.22 ± 0.31	82.1

(2) 洞爺カルデラ形成噴火の噴火推移

洞爺カルデラは直径約 10km のカルデラで、その中央部には中島火山、南部には有珠火山が存在しており、これらはいずれも洞爺カルデラの後カルデラ火山である。洞爺火山は、約 120-125ka 頃に珪長質噴火を開始し長流川火砕流堆積物を噴出、その後約 11 万年前にカルデラ形成噴火を開始したと考えられている（町田ほか, 1987; 塩谷, 2003MS; 町田・新井, 2003; Amma-Miyasaka et al., 2020）。洞爺カルデラ形成噴火の噴火推移については 1970 年代から多くの成果が公表されており、大きく下部の火砕流堆積物と上部の火砕流堆積物からなり、両者の間には降下火砕堆積物が存在することが指摘されていた（横山ほか, 1973; Lee, 1996; 雁澤ほか, 2007 など）。Goto et al. (2018) は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物を大きく 6 つの噴火ユニットに区分し（図 1.3-9）、本質物質の特徴から Unit 2 の火砕流堆積物が最も広く分布することを明らかにした（図 1.3-9）。それによって、カルデラ形成噴火の推移について、マグマ水蒸気爆発で始まった噴火がほどなく最大規模の火砕流噴火に移行、一旦噴出率が低下した後に、再び火砕流噴火を開始してカルデラを形成したというモデルを提示している（図 1.3-10）。しかしながら、それまでの研究の多くは、北海道の日本海側に分布する火砕流堆積物を上部ユニットに対比しているほか、道東あるいは東北地方に分布するいわゆる洞爺火山灰（町田ほか, 1987）がいずれの火砕流噴火に伴う co-ignimbrite ash なのかについては明らかになっていない。また、洞爺カルデラ形成噴火の噴出年代については $0.13 \pm 0.03\text{Ma}$ （奥村ほか, 1984; フィッシュントラック年代）、 $0.103\text{-}0.134\text{Ma}$ （高島ほか, 1992; TL 年代）、 $113\text{-}132\text{ka}$ （雁澤ほか, 2007; TL 年代）などほぼ一致した値が得られているが、雁澤ほか（2007）では、下部の火砕流堆積物では $132 \pm 15\text{ka}$ 、上部の火砕流堆積物では $113 \pm 13 \sim 114 \pm 11\text{ka}$ とやや異なる値を示すことを指摘している。このことは両者の間に時間間隙があった可能性を示唆しており、この点についても検討する必要がある。

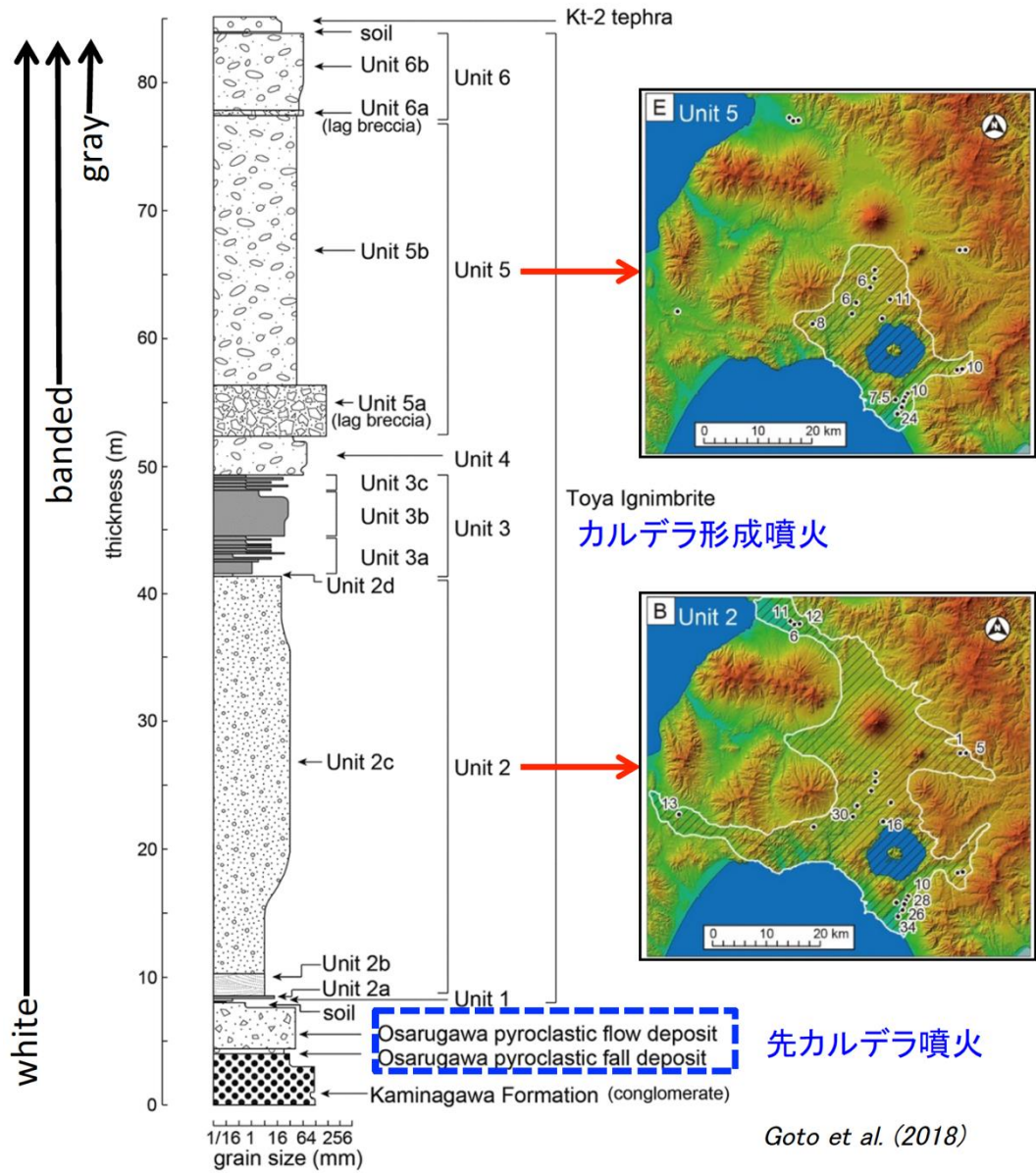


図 1.3-9 洞爺湖南東部の総合柱状図および Unit 2, Unit 5 の噴出物分布図.

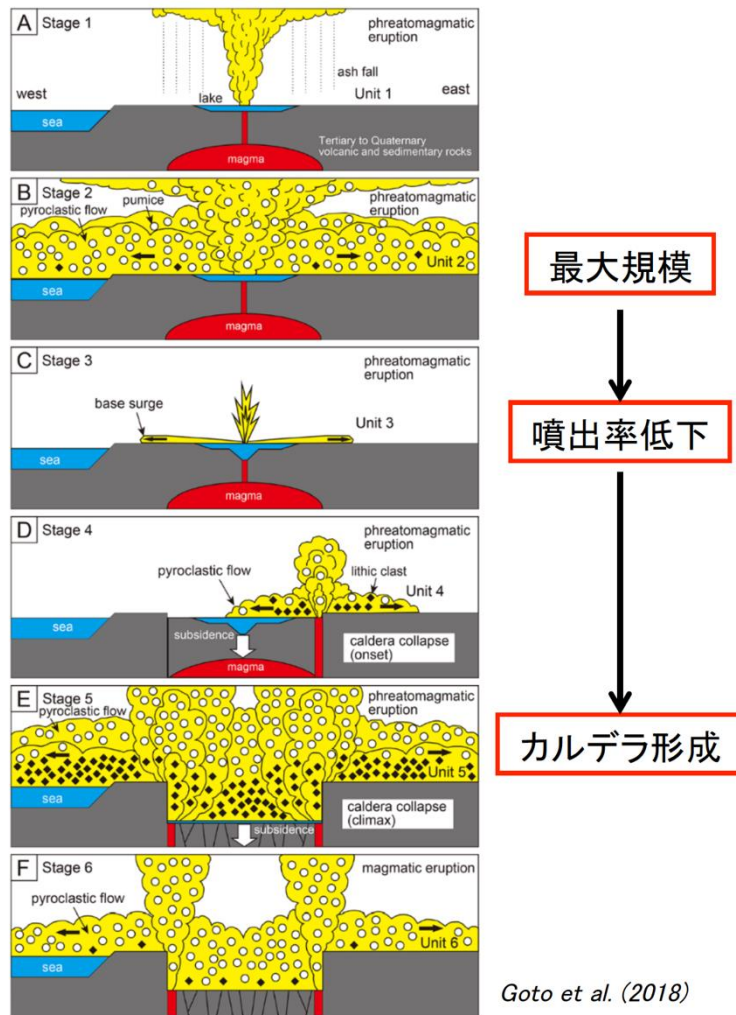


図 1.3-10 洞爺カルデラ形成噴火のモデル図。

(2-1) カルデラ形成期噴火の模式露頭におけるテフラ層序

今年度は、Goto et al. (2018) で記載されている Unit 3 (図 1.3-9) の上下層が観察できる露頭を模式露頭として、そのテフラ層序を再検討した(図 1.3-11)。その結果、Unit 3 下位の Unit 2 と上位の Unit 4-6 火砕流堆積物で、本質物質の最大粒径や本質物質のタイプが異なることが明らかになったので、以下模式露頭ごとのテフラ層序を記載する。

図 1.3-12 は洞爺湖南方約 10km の伊達市上長和町の露頭で、Goto et al. (2018) の Loc.1 に相当する(図 1.3-11 の★1)。本露頭は 2 箇所からなり、Goto et al. (2018) のユニット区分に従うと、下位から層厚 5m 以上の非溶結な火砕流堆積物 (Unit 2)、層厚約 8m の降下火砕物とサージ堆積物の互層 (Unit 3)、層厚 4m 程度の非溶結の火砕流堆積物 (Unit 4)、層厚 4m 程度の岩片濃集層とその上位の層厚 4m 程度の非溶結の火砕流堆積物 (Unit 5)、層厚 0.5m 以下の岩片濃集層とその上位の層厚 7m 程度の非溶結の火砕流堆積物とサージ堆積物の互層 (Unit 6) が認められる。Unit 2 は破碎度が高く、4mm 以下の粒子が 90%以上を占める塊状無層理の基質支持層である (図 1.3-13a)。本質物質は斑晶に乏しい白色軽石で最大粒径は 18mm、岩片の最大粒径は 30mm である。Unit 2 上部では大小多数のガスパイプが観察されるが、Unit 3 には到達していないほか、ガスパイプの上位には層厚 10cm 以下の連続性の悪い細粒火山灰に富む層が認め

られた。Unit 3は成層構造が発達しており、下部の約2mと上部の約2mでは豆石に富む硬く締まった火山灰の薄層が多数累重している(図1.3-13a~図1.3-13c)。中部は4mm以下の粒子が80%以上を占める複数の基質支持層からなり、岩片にやや富む層も認められた。基質支持層ではクロスラミナが認められ、本質物質は斑晶に乏しい白色軽石で最大粒径は25mm、岩片の最大粒径は40mmである。Unit 2との境界は非常にシャープである(図1.3-13a)。Unit 4は、4mm以下の粒子が80%以上を占める淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層である(図1.3-13d)。本質物質は斑晶に乏しい白色軽石が大部分を占めるが、斑晶に富む軽石や縞状軽石もごく少量認められる。軽石の最大粒径は65mm、岩片の最大粒径は240mmである。本研究では下位のUnit 3との境界は観察できなかつた。Unit 5は、4mm以下の粒子が50%以上を占める岩片濃集層と、70%以上を占める淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層からなる(図1.3-13d)。岩片濃集層の本質物質は最大粒径50mm、岩片の最大粒径は750mm、基質支持層の本質物質は最大粒径120mm、岩片の最大粒径は60mmである。岩片濃集層および基質支持層下部の本質物質は、斑晶に乏しい白色軽石が大部分であるが、斑晶に富む白色軽石やごく少量の縞状軽石が認められる。岩片濃集層とUnit 3との境界は非常にシャープであるのに対して(図1.3-13c)、岩片濃集層とUnit 4との境界、および岩片濃集層と基質支持層との境界はいずれも不明瞭で連続的に変化しており(図1.3-13d)、Unit 4はUnit 5の一部であるようにも見える。Unit 6は、4mm以下の粒子が60%以上を占める岩片濃集層と、80%以上を占める淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層からなる(図1.3-12)。基質支持層の中には、やや硬く締まった層厚40cmほどの成層した火山灰層が認められるが、本研究ではこれらを含めUnit 6とした。岩片濃集層の本質物質は最大粒径40mm、岩片の最大粒径は80mm、基質支持層の本質物質は最大粒径150mm、岩片の最大粒径は80mm、火山灰層の本質物質は最大粒径30mm、岩片の最大粒径は20mmである。基質支持層の本質物質は、斑晶に乏しい白色軽石、縞状軽石、斑晶に富む白色軽石が同程度ずつ認められる。Unit 6の岩片濃集層は連続的ではなく、本露頭ではUnit 5との境界は不明瞭である。

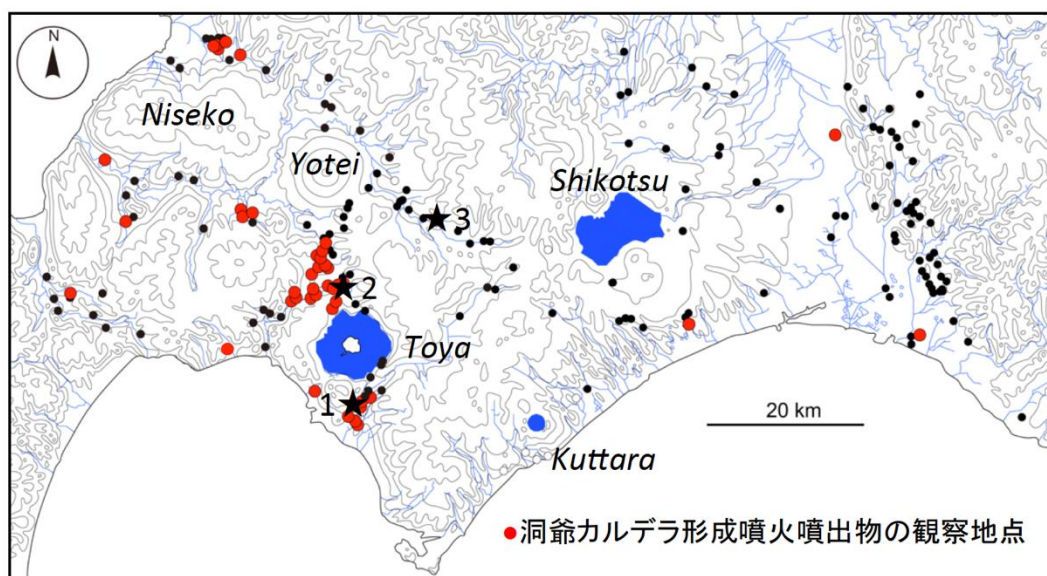


図 1.3-11 支笏-洞爺火山地域の調査地点および洞爺カルデラ形成期噴出物の露頭位置★。

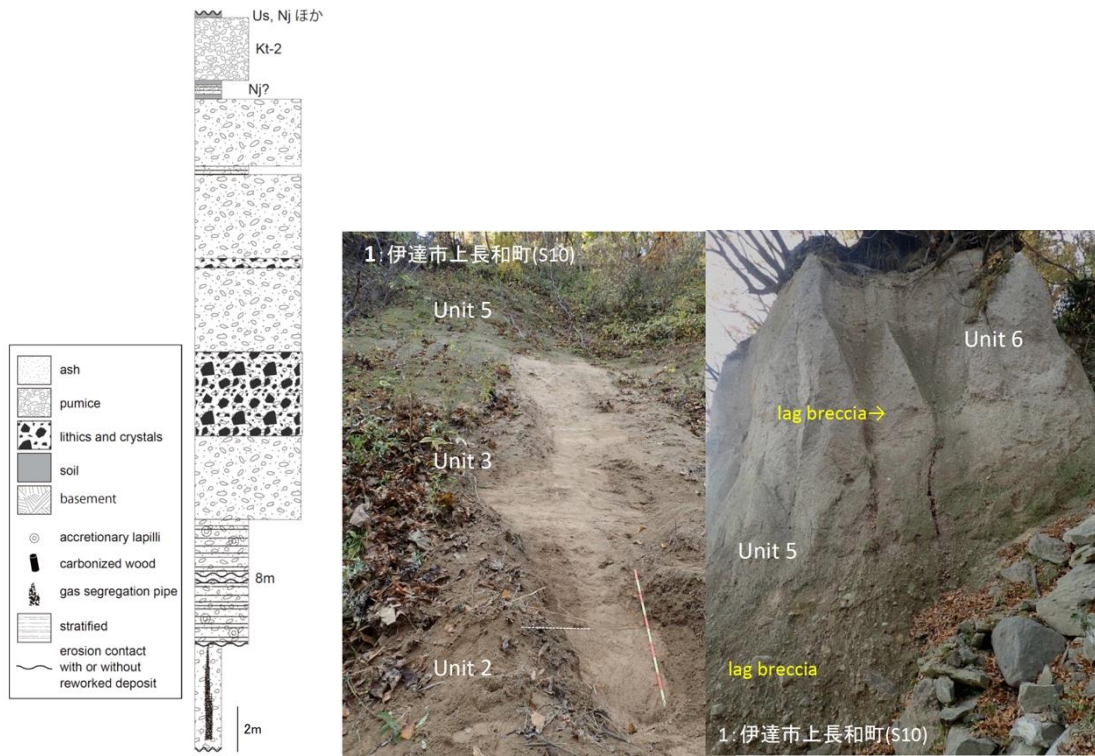


図 1.3-12 洞爺カルデラ形成期噴出物の模式露頭（伊達市上長和町，図 1.3-11 の★1）。



図 1.3-13 伊達市上長和町（図 1.3-11 の★1）の露頭写真。

図 1.3-14 は洞爺湖北方約 10km の洞爺湖町大原の露頭の 1 つである (図 1.3-11 の★2)。本露頭の中央部に、豆石を含む硬く締まった火山灰の薄層と 4mm 以下の粒子が 95%以上を占める基質支持層が互層している層 (層厚約 4m) があり (図 1.3-15a)、特に最下部 (図 1.3-15b) と最上部 (図 1.3-15c) は火山灰の薄層からなる成層構造が発達している。これらの層の本質物質は斑晶に乏しい白色軽石で最大粒径は 20mm、岩片の最大粒径は 10mm である。このような堆積構造から本層は伊達市上長和町の Unit 3 に相当すると考えられる。この下位にある層厚 5m 程度の基質支持層は、下部では豆石が多く、上部は大小多数のガスパイプや炭質物が不規則に含まれる層が認められる。全体としては塊状無層理の火砕流堆積物であり、伊達市上長和町の Unit 2 に類似した特徴を示す。本質物質は斑晶に乏しい白色軽石で最大粒径は 20mm、岩片の最大粒径は 10mm であり、Unit 3 との境界は非常にシャープである (図 1.3-15b)。一方で、Unit 3 の上位には、層厚 8m 程度の淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層が認められた (図 1.3-15c)。本質物質は斑晶に乏しい白色軽石のほかに斑晶に富む軽石や縞状軽石もごく少量存在しており、軽石・岩片ともに最大粒径は 100mm 近いものも存在する。Unit 3 との境界はシャープであるが、最下部には Unit 3 の一部を取り込んでいるのが観察された。本層の上位には、下部に岩片濃集層を伴う淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層が認められた (図 1.3-14)。層厚は岩片濃集層で約 1.5m、基質支持層で 2m 以上である。本露頭近くの岩片濃集層上位を観察できる露頭では、本質物質は斑晶に乏しい白色軽石のほかに斑晶に富む白色軽石やごく少量の縞状軽石が認められ、軽石・岩片ともに最大粒径は 70mm 程度である。岩片濃集層との層序関係から、Unit 3 の上位に Unit 4 および Unit 5 相当層が累重していると考えられる。

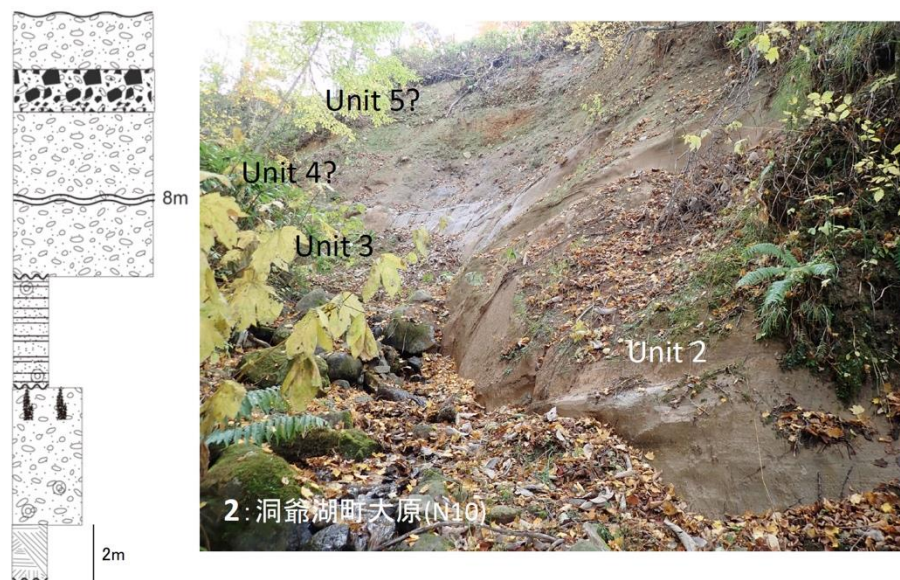


図 1.3-14 洞爺カルデラ形成期噴出物の模式露頭(洞爺湖町大原, 図 1.3-11 の★2)。



図 1.3-15 洞爺湖町大原(図 1.3-11 の★2)の露頭写真.

図 1.3-16 は洞爺湖北東約 20km の喜茂別町鈴川の露頭で、Goto et al. (2018) の Loc.14 に相当する (図 1.3-11 の★2)。本露頭は、Uesawa and Nakagawa (2016) によって最下部に尻別岳由来の Km-2, その上部に洞爺カルデラ形成噴火噴出物の二次堆積物, 尻別岳由来の Km-1, 支笏カルデラ形成噴火の火砕流堆積物が累重していると記載されていたが、Goto et al. (2018) は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物に Unit 1 および Unit 2 の一部が認められることを指摘した。本研究でも改めて地表調査を行った結果、本露頭の洞爺カルデラ形成噴火噴出物は、堆積時の構造を残している部分とすべてが二次堆積物からなる部分があることが明らかになった (図 1.3-17a)。堆積時の構造を残している部分では、中央部に成層構造の発達した層厚 25cm 程度の硬く締まった火山灰の薄層があり (図 1.3-16)、この層に含まれる本質物質は斑晶に乏しい白色軽石で最大粒径は 10mm である。堆積構造からこの層が伊達市上長和町の Unit 3 に相当する考えられる。Unit 3 の下位には層厚 60cm 程度の基質支持層が認められ、見た目の色合いや粒度などにより少なくとも 3 層に分けられる。いずれも豆石を含む塊状無層理の火砕流堆積物であることから、Unit 2 に対比されると考えられる (図 1.3-17c)。本質物質は斑晶に乏しい白色軽石で最大粒径は 20mm, 岩片の最大粒径は 14mm である。またその下位には白色の細粒火山灰層があり (図 1.3-17b)、本層は Goto et al. (2018) の Unit 1 に類似した特徴を示す。一方で、Unit 3 の上位には、層厚 25cm ほどの岩片に富む層、層厚 3m 程度の淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層、層厚 20cm ほどの岩片に富む層、層厚 5m 以上の淘汰の悪い塊状無層理の基質支持層が認められた (図 1.3-16)。本質物質は斑晶に乏しい白色軽石のほか斑晶に富む白色軽石や

ごく少量の綿状軽石が認められることから Unit 5 に対比されると考えられ、軽石・岩片ともに最大粒径は 60-80mm 程度であった。各ユニットの境界は比較的シャープである (図 1.3-16)。



図 1.3-16 洞爺カルデラ形成期噴出物の模式露頭(喜茂別町鈴川, 図 1.3-11 の★3)。

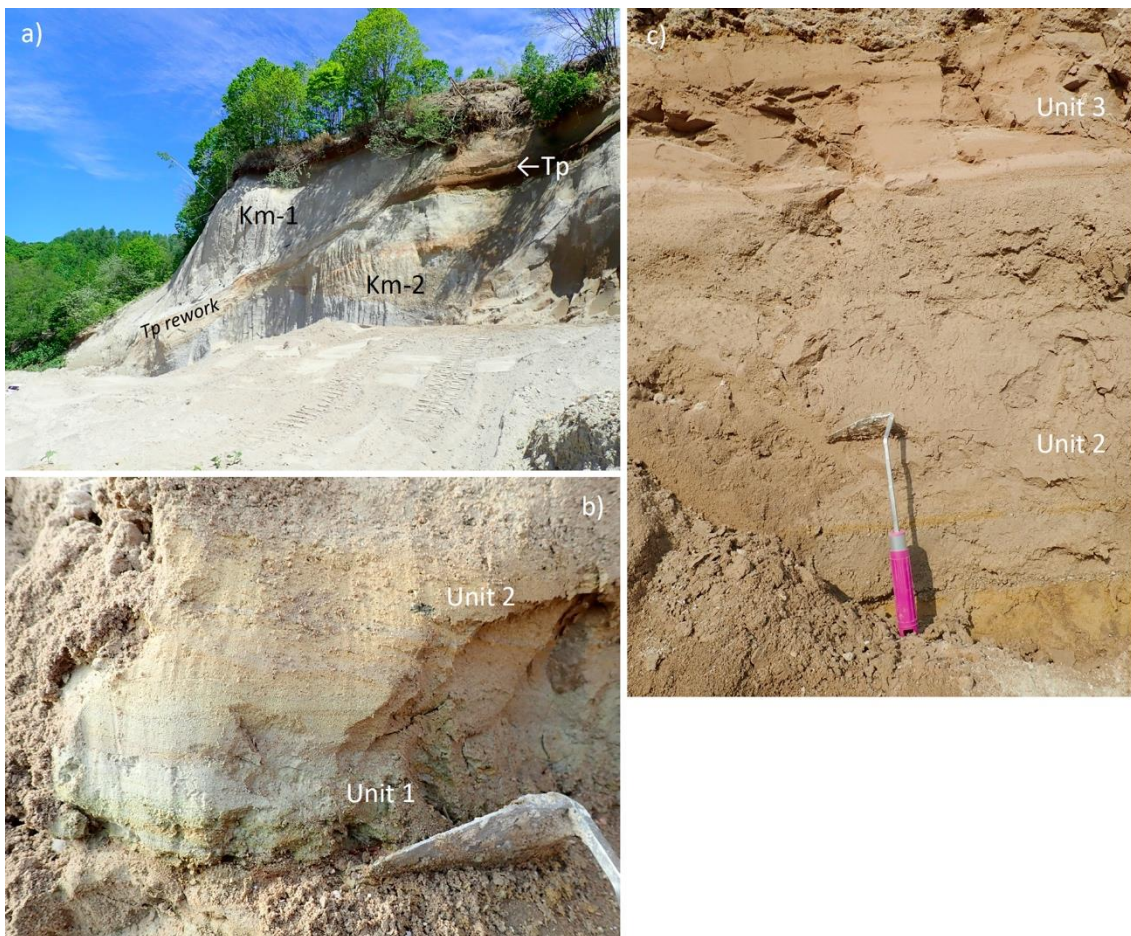


図 1.3-17 喜茂別町鈴川 (図 1.3-11 の★3) の露頭写真。

(2-2) 模式露頭における構成物分析結果

Goto et al. (2018) では、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質を白色軽石・縞状軽石・灰色軽石の3種類に区分して構成物分析を行った結果、Unit 1-4 までは白色軽石のみ、Unit 5 では縞状軽石が出現し始め、Unit 6 では白色軽石と縞状軽石が同程度になって灰色軽石も認められるようになることが明らかにされていた。本研究では(1)で述べたように、本質物質を斑晶に乏しい白色軽石 (図 1.3-18a, CP タイプ)、斑晶に富む白色軽石 (図 1.3-18b, CR タイプ)、および縞状軽石・灰色軽石 (図 1.3-18c) の3種類に区分し、8mm 以上の粒子について岩片とともにユニットごとの構成物分析を行った。

まずは伊達市上長和町の露頭において検討したところ、Unit 2, Unit 3 では8mm 以上の本質物質が非常に少なく (最大粒径 20mm)、岩片が95%程度を占めること、本質物質はCP タイプのみからなることが確認された (図 1.3-19, S10)。一方で、Unit 4 はUnit 2, Unit 3 と類似した構成比を示すものの、0.5%未満のCR タイプおよび縞状軽石を含み、本質物質の最大粒径が65mm と大きいのが特徴である。Unit 5, Unit 6 についてはそれぞれ岩片濃集層上位の基質支持層から構成物分析を行った。Unit 5 の岩片量比は25%程度まで急減し、本質物質はCP タイプ約70%、CR タイプ約4%、縞状軽石も1%程度含む。Unit 6 は、岩片約20%のほかに、本質物質はCP タイプが約40%、CR タイプが約18%、縞状軽石・灰色軽石が約18%からなり、CR タイプと縞状軽石・灰色軽石の量比が急激に増加することが明らかになった。

これらの特徴を踏まえ、洞爺湖町大原および喜茂別町鈴川の露頭においても同様に構成物分析を行い、ユニット対比の妥当性を確認した。洞爺湖町大原の露頭では、Unit 3 下位の基質支持層は岩片約75%、本質物質はCP タイプのみからなり (図 1.3-19, N10)、層序と構成物からUnit 2 に対比できる。一方で、Unit 3 と岩片濃集層に挟まれる基質支持層は岩片に富み (約93%)、本質物質はCP タイプがほとんどであるが0.5%未満のCR タイプおよび縞状軽石も認められた。また岩片濃集層上位の基質支持層は岩片約42%、本質物質はCP タイプが約55%、CR タイプ約3%、縞状軽石0.5%程度からなる。こちらも層序と構成物から、それぞれUnit 4 およびUnit 5 に対比できると考えられる。喜茂別町鈴川では、Unit 3 下位の基質支持層は岩片1%程度で本質物質はCP タイプのみからなる (図 1.3-19, NE20)。またUnit 3 上位の岩片濃集層を挟む2枚の基質支持層は、いずれも岩片67-69%程度、本質物質はCP タイプ27-28%、CR タイプ3-6%で、0.5%未満の縞状軽石も認められる。岩片量比は伊達市や洞爺湖町大原の露頭とは異なるものの、層序と本質物質の構成比から、Unit 3 下位の基質支持層はUnit 2 に、Unit 3 上位の2層はUnit 5 に対比できると考えられる。

(2-3) その他地域に分布するカルデラ形成噴火噴出物とのユニット対比

前述のように、カルデラ形成噴火噴出物は、層序だけでなく本質物質の最大粒径や構成物量比を利用することによっておおよそのユニット対比が可能であることがわかった。そこで、本研究では単一のユニットからなる露頭において、それぞれの噴火ユニットを同定することを試みた。対象としたのは、各地域を代表する6地点である (図 1.3-20)。これらの露頭においては、4mm 以上の粒子について岩片とともに構成物分析を行った (図 1.3-21)。

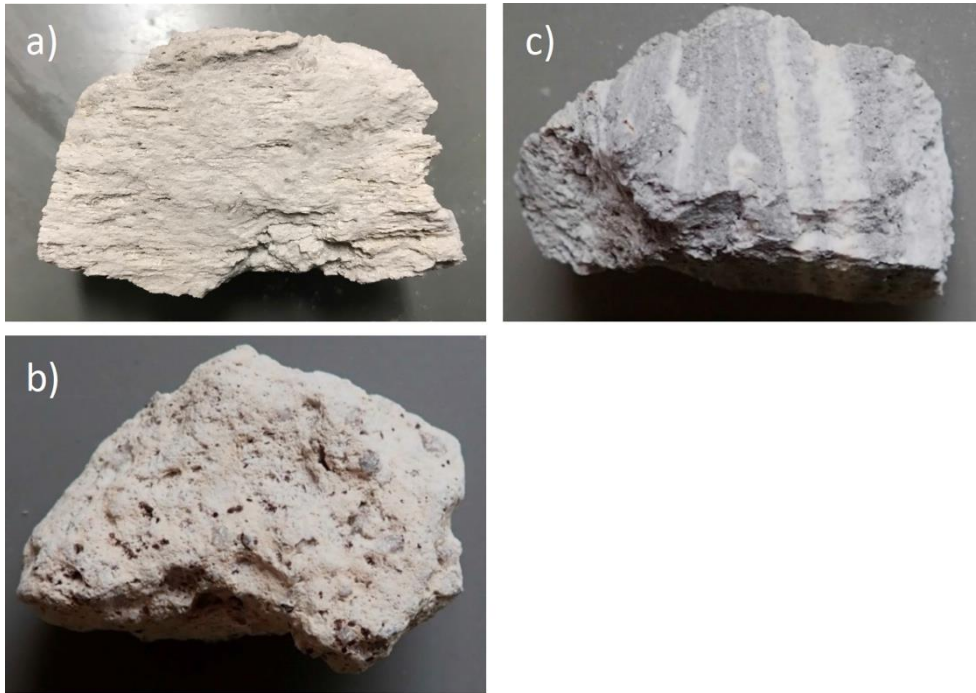


図 1.3-18 本質物質のタイプ (a: CP タイプ, b: CR タイプ, c: 縞状軽石).

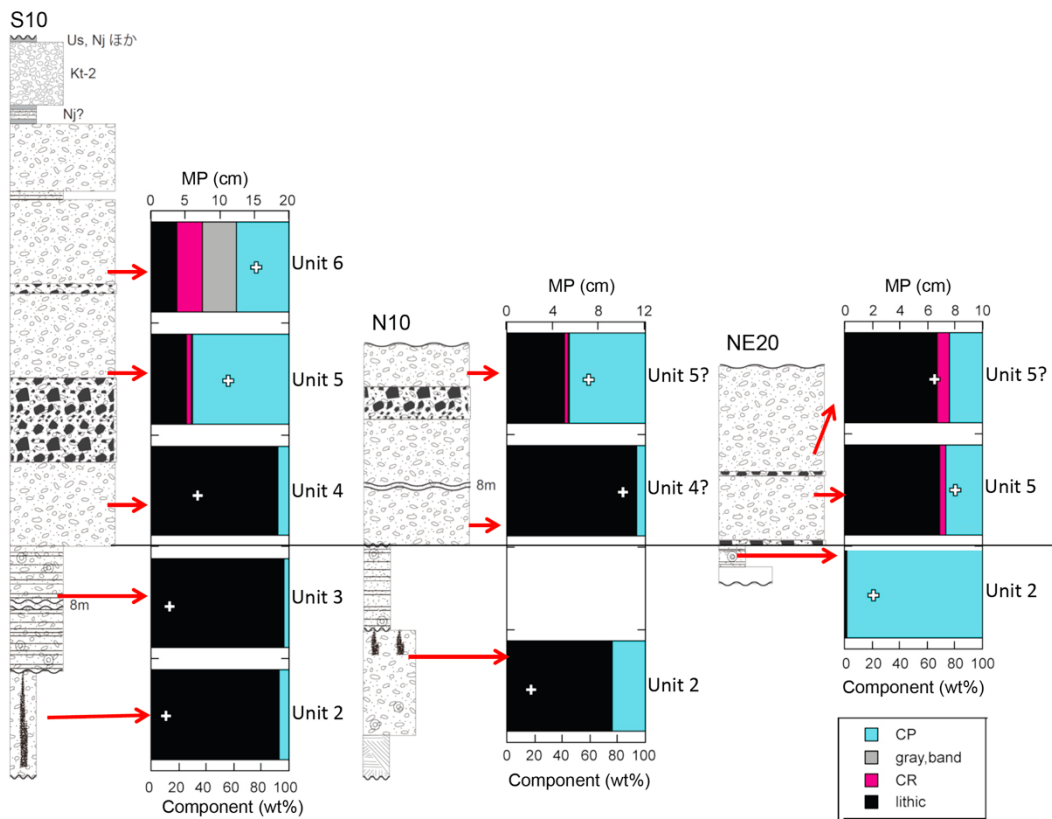


図 1.3-19 模式露頭における構成物分析結果.

カルデラ形成噴火噴出物は、洞爺湖北北西約 45km の共和町では 6 カ所の露頭（図 1.3-21 の 1）と 2 本のボーリングコアを観察した。本地域で確認された最大層厚は約 22m、最大粒径約 9cm の本質物質を含む塊状無層理の基質支持層であるが、ボーリングコアでは最下部に 10-20cm 程度のより細粒な層や 50cm ほどの成層構造が観察できる層が見られる。塊状無層理な上部層は、岩片約 21%、CP タイプ約 76%、CR タイプ約 2%、縞状軽石 0.5%未満からなる。

洞爺湖北西約 40km の蘭越町では、1 カ所の露頭（図 1.3-21 の 2）と 6 本のボーリングコアを観察した。最大層厚は約 22m、最大粒径約 5cm の本質物質を含む塊状無層理の基質支持層が大部分を占める。1 本のボーリングコアでは最下部に 10cm 程度の黄褐色細粒火山灰層および 10cm 程度の茶褐色細粒火山灰層が累重している。露頭では塊状無層理な上部層のみが認められ、岩片約 14%、CP タイプ約 84%、CR タイプ約 1%、縞状軽石 0.5%程度からなる。

洞爺湖西方約 40km の黒松内町では、2 カ所の露頭を観察した（図 1.3-21 の 3）。硬く締まったやや岩片に富む下部とややルーズな上部からなるが境界は不明瞭で、いずれも塊状無層理の基質支持層からなる。層厚は 12m 以上、最大粒径約 10cm の本質物質を含み、岩片約 22%、CP タイプ約 73%、CR タイプ約 3%、縞状軽石 1%程度からなる。

洞爺湖西方約 20km の豊浦町では、1 カ所の露頭を観察した（図 1.3-21 の 4）。全体が塊状無層理の基質支持層からなり、層厚は 10m 以上、上部の 2m ほどにはガスパイプが多く認められる。最大粒径約 10cm の本質物質を含み、岩片約 78%、CP タイプ約 19%、CR タイプ約 3%、縞状軽石 0.5%未満からなる。

洞爺湖北方約 15km の真狩村では、10 カ所程度の露頭を観察した（図 1.3-21 の 5）。いずれも塊状無層理の基質支持層からなり、層厚は 20m 以上、最大粒径約 18cm の本質物質を含む。本露頭下部では、岩片約 5%、CP タイプ約 54%、CR タイプ約 17%、縞状軽石および灰色軽石約 23%からなる。

洞爺湖北西約 20km のニセコ町では、3 カ所の露頭を観察した（図 1.3-21 の 6）。いずれも塊状無層理の基質支持層からなり、層厚は 15m 以上、最大粒径約 15cm の本質物質を含む。本露頭では、岩片約 24%、CP タイプ約 33%、CR タイプ約 28%、縞状軽石および灰色軽石約 16%からなるが、他の 2 カ所は縞状軽石および灰色軽石が数%以下である。

これらの地域に分布する火砕流堆積物は、いずれも最大粒径が 5cm 以上であり、Unit 2 の最大粒径が洞爺湖近傍の伊達市上長和町および洞爺湖大原町の模式露頭で 2cm 以下であることと比べると明らかに粗粒である。また本質物質に CR タイプや縞状軽石・灰色軽石を含むことから、これらはいずれも Unit 4 以降の噴出物であり、また構成物量比から洞爺湖北西の真狩村・ニセコ町では Unit 6、その他の地域では Unit 5 が地表に厚く分布していると考えられる（図 1.3-21, 図 1.3-22）。これらの下位層は不明であるが、ボーリングコアの観察を行った共和町および蘭越町では、層厚 20m ほどの Unit 5 の下位に数十 cm ほどの細粒火山灰層が確認された（図 1.3-22）。このことは、模式露頭で観察された Unit 2 または Unit 3 が洞爺湖から 40km 程度まで薄く分布している可能性を示唆しており（図 1.3-23）、今後さらに検討する必要がある。

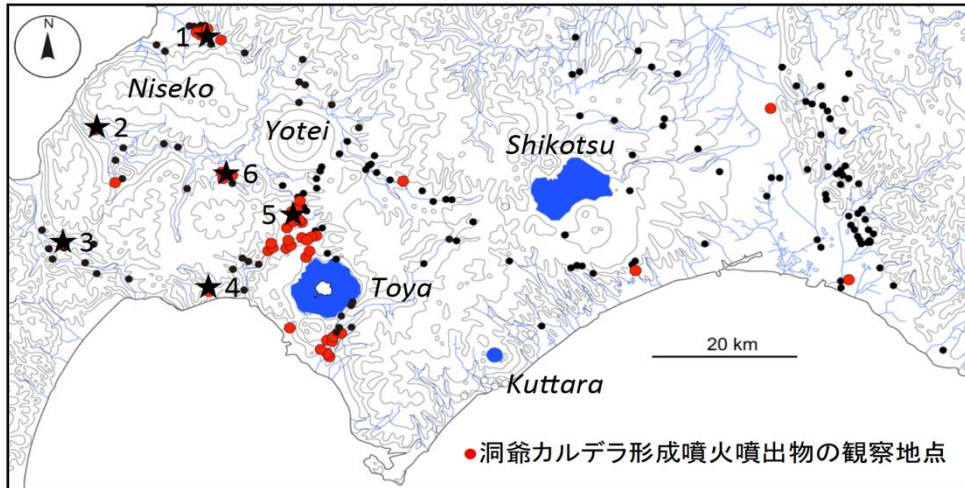


図 1.3-20 洞爺カルデラ形成期噴出物の露頭位置. ★は構成物分析を行った模式露頭.

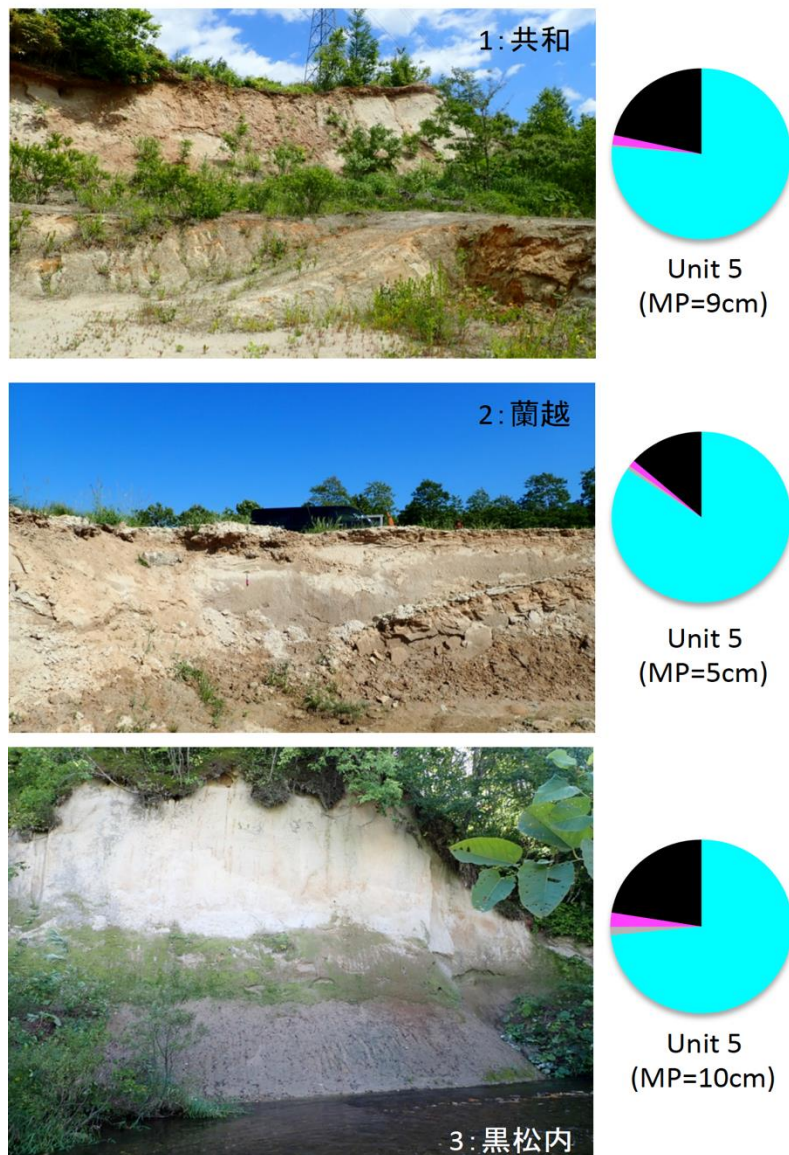
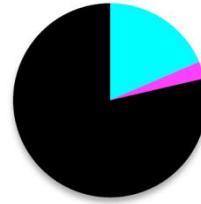


図 1.3-21 その他地域に分布するカルデラ形成噴火噴出物の露頭写真と構成物分析結果



Unit 5
(MP=10cm)



Unit 6
(MP=18cm)



Unit 6
(MP=15cm)

図 1.3-21 (続き)

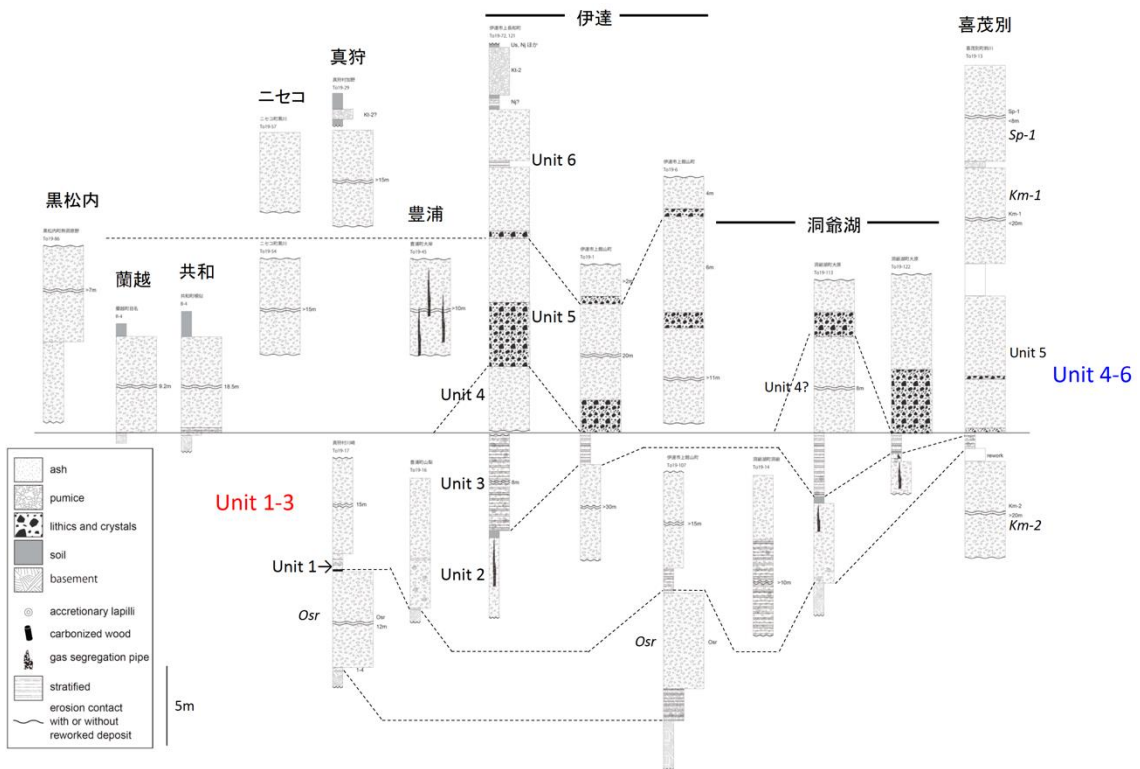


図 1.3-22 カルデラ形成噴火噴出物の対比柱状図.

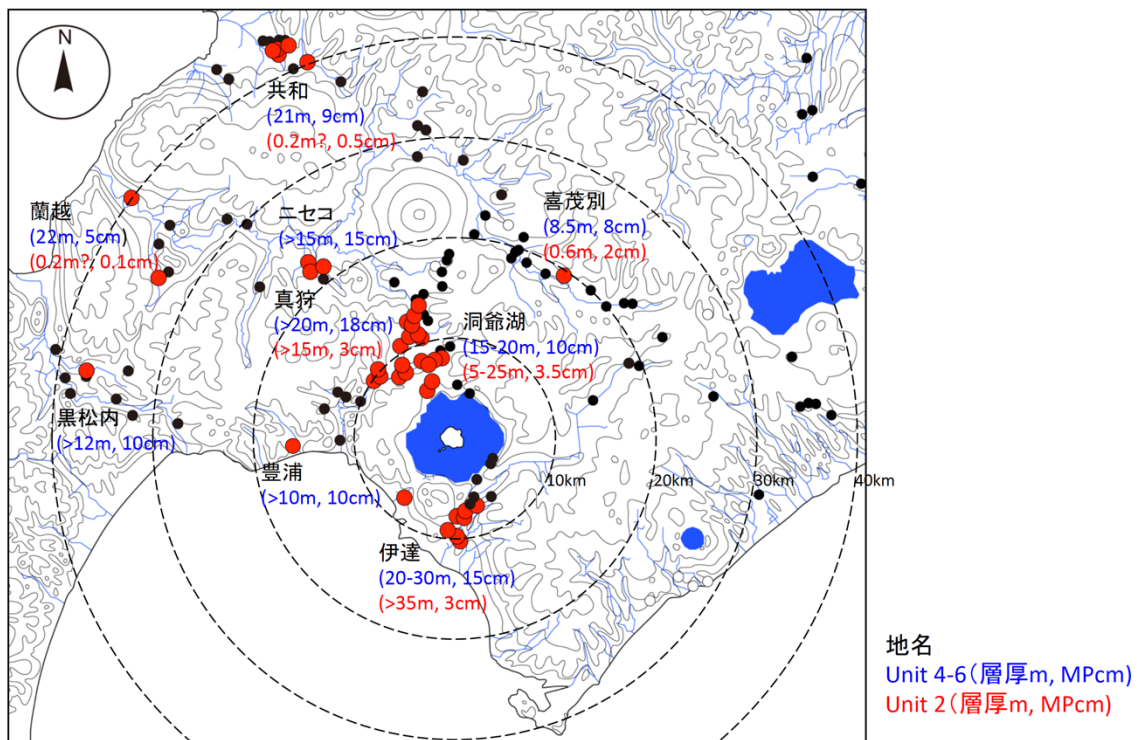


図 1.3-23 火砕流堆積物の層厚および軽石の最大粒径分布.点線は洞爺湖からの等距離線.

(2-4) 時間間隙の証拠

洞爺カルデラ形成噴火の噴火推移については、多くの先行研究があるが、基本的には火砕流堆積物が大きく2枚からなること、両者の間には降下火砕堆積物が存在すること、それぞれの間には時間間隙の証拠が認められないことが共通して指摘されていた(横山ほか, 1973; Lee, 1996; 雁澤ほか, 2007; Goto et al., 2018)。一方で、雁澤ほか(2007)では、下位の火砕流堆積物では $132 \pm 15\text{ka}$ 、上位の火砕流堆積物では $113 \pm 13 \sim 114 \pm 11\text{ka}$ とやや異なる値を示すことを指摘しており、両者の間に時間間隙があった可能性を示唆している。そこで、今年度は、特にUnit 3前後のユニット境界に注目して、時間間隙の証拠の有無について検討した。

図1.3-24の左側は伊達市上長和町、右側は洞爺湖大原町における、Unit3前後の境界部の写真である。伊達市上長和町ではUnit 2とUnit 3との境界が観察された。Unit 2の上部では、直径20cmほどある細粒物に富むパイプや、直径数cm以下で周縁部が赤褐色を呈するパイプ上端が多数認められる。これらはいずれもUnit 3には到達しておらず、さらに赤褐色を呈するパイプ上端の上位には、灰白色でクロスラミナが見られる連続性の悪い細粒な火山灰に富む層厚10cm以下の層が累重していた。また洞爺湖大原町の露頭では、やはり直径20cmほどある細粒物に富むパイプを含む層の上位に、層厚30cmほどの基質支持層が累重しておりこの最上部では径数cm以下で周縁部が赤褐色を呈するパイプ上端が多数認められた。洞爺湖町大原でもこれらのガスパイプがそれぞれ上位のユニットに到達している産状は観察できなかった。これらの証拠は、Unit 2の最後に小規模な火砕流噴火が発生していたこと、それぞれの間にはガスが抜けるだけの時間があったことを示唆している。また、赤褐色を呈するパイプ上端の上位に累重する連続性の悪い細粒火山灰層は、ガスが抜けた後に堆積した小規模な二次堆積物である可能性が考えられる。

さらに洞爺湖町大原では、Unit 3とUnit 4の境界も観察した。すると、Unit 3との境界は全体としては非常にシャープであるが、Unit 4の最下部には、直径30cmほどの火山灰質のブロックが取り込まれていた。このブロックは細粒の火山灰のみからなり、硬く締まっていて、下位のUnit 3堆積物に非常に類似した特徴を示す。このことは、Unit 3全体が硬く締まった状態になってからUnit 4の火砕流堆積物に取り込まれたことを示唆しており、これらの間にもある程度の時間間隙があったと考えられる。

(3) まとめ及び今後の課題

今年度の成果は以下の通りである。

1. 支笏-洞爺火山地域で1Ma前後以降に噴出したと考えられている火山噴出物について年代測定を実施した結果、それぞれ1.10-1.35Ma, 3.22Maという年代値が得られた。いずれも支笏-洞爺火山地域における約50万年前から約13万年前までの休止期間より明らかに古く、従来の支笏-洞爺火山地域の噴火履歴とは矛盾しない。
2. 洞爺カルデラ形成噴火のテフラ層序について、洞爺湖近傍の模式露頭を中心に調査を行った結果、Goto et al. (2018)のユニット区分と大きく矛盾する点はなく、本質物質を斑晶に乏しい白色軽石(CPタイプ)、斑晶に富む白色軽石(CRタイプ)、および縞状軽石・灰色軽石に区分すると、降下火砕堆積物を含むUnit 3の下位にあるUnit 2火砕流堆積物ではCPタイプのみ、

Unit 3 の上位にある Unit 4-6 火砕流堆積物では CR タイプと縞状軽石・灰色軽石が出現し始めることが明らかになった。

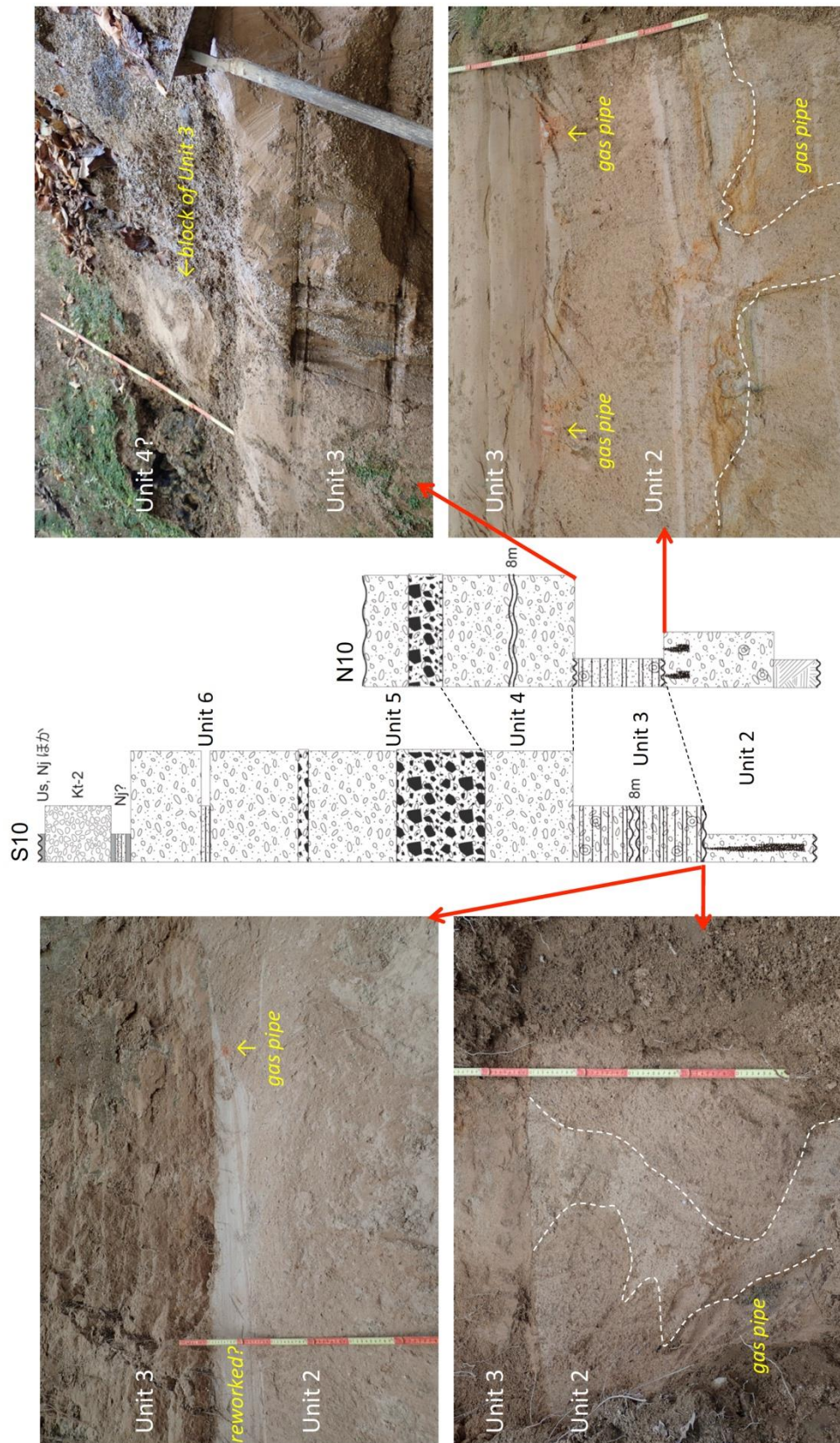


図 1.3-24 ユニット境界における産状（左：伊達市上長和町，右：洞爺湖大原町）。

3. 洞爺カルデラ形成噴火の Unit 2 火砕流堆積物と Unit 4-6 火砕流堆積物では本質物質の最大粒径や本質物質のタイプが異なることから、これらの特徴を用いて遠方の露頭について対比を行った結果、多くの地域で Unit 5 が厚く分布していると考えられる。

4. 降下火砕堆積物を含む Unit 3 前後のユニット境界の産状を観察した結果、Unit 2 堆積後にガスが抜けるだけの時間をおいて Unit 3 が堆積したこと、Unit 3 堆積後には堆積物が硬く締まった状態になってから Unit 4 が堆積したことが示唆された。

今年度は洞爺カルデラ形成噴火噴出物を肉眼観察において CP タイプ、CR タイプ、縞状軽石・灰色軽石に区分して構成物分析やユニット対比、岩石学的研究を行ったが、この分類が妥当であるかどうか、次年度には斑晶鉱物の組み合わせや組成でも確認していく必要がある。その上で、東北地方～北海道東部の広範囲において堆積物のユニット対比を行い、噴出体積の時間変化を検討するほか、ユニット間の時間間隙の有無については、可能な限り多くの露頭で確認する予定である。

引用文献

- Amma-Miyasaka, M., Miura, D., Nakagawa, M., Uesawa, S., Furukawa, R. (2020). Stratigraphy and chronology of silicic tephra in the Shikotsu-Toya Volcanic Field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in SW Hokkaido. *Quaternary International*.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.11.019>
- 藤原 哲夫 (1954). 5 万分の 1 地質図幅 壮溪珠. 北海道開発庁, 82p.
- 雁澤 好博・臼井 里沙・田中 瞳・東 剛 (2007). SAR 法による洞爺火砕堆積物の赤色熱ルミネセンス年代測定. *地質学雑誌*, 113, 470-478.
- Goto, Y., Suzuki, K., Shinya, T., Yamauchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2018). Stratigraphy and lithofacies of the Toya ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: Insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 127, 191-227.
- 太田 良平 (1956). 5 万分の 1 地質図幅 虻田. 地質調査所, 76p.
- 北海道電力 (2016). 泊発電所地盤 (敷地周辺の地質・地質構造) について-岩内平野に分布する岩内層-. 66p.
- Lee, I.W. (1996). Component analysis of lag breccia in the youngest Toya pyroclastic flow deposits; Southwest Hokkaido, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 41, 31-34.
- 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, 336p.
- 町田 洋・新井 房夫・宮内 崇裕・奥村 晃史 (1987). 北日本を広くおおむね洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- 奥村 晃史・八木 浩司・寒川 旭 (1984). 黒松内低地帯の後期更新世段丘に関する年代試料. 第四紀研究, 23, 209-212.
- 塩谷 和樹 (2003MS). 洞爺カルデラの火山地質学的研究. 北海道大学修士論文, 41p.
- 曾屋 龍典・勝井 義雄・新井田 清信・堺 幾久子・東宮 昭彦 (2007). 有珠火山地質図 (第 2 版). 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.

- 高島 勲・山崎 哲良・中田 英二・湯川 公靖 (1992). 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩及び火山岩の TL 年代. 岩鉱, 87, 197-206.
- Uesawa, S., Nakagawa, M. (2016). Tephrostratigraphy and geochemistry of tephras from Yotei and Shiribetsu-dake volcanoes. IWCC 6 Excursion Guide Book, 26-33.
- 横山 泉・勝井義雄・大場与志男・江原幸雄 (1973). 有珠山 - 火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策. 北海道防災会議, 254p.

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】

鬼界カルデラでは、大規模噴火である鬼界葛原噴火（9.5 万年前）、小瀬田火砕流（58 万年前）および小アビ山火砕流（14 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。

先行研究の平成 25～30 年度 〆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（7.3 千年前）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、鬼界アカホヤ噴火の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、同噴火にいた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、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。さらに、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、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマは 143±32MPa (98-218MPa, n=11)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 6km 程度にあったと推定できる。

【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). このうち, 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 170km^3 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.

本研究ではマグマ供給系発達過程の詳細化を行うモデル事例として, 鬼界カルデラを研究対象とする. 鬼界カルデラの噴火準備過程を解明するには, マグマ溜まりの発達史と噴火直前の温度・圧力環境を知る必要がある. 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 (H_2O , CO_2) 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 (平成 25-28 年度成果) 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 EPMA および SIMS 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, 本委託費研究では, 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), 小瀬田火砕流 (58 万年前) および小アビ山火砕流 (14 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～7.3 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 30 年度までの鬼界アカホヤ噴火 (7.3 千年前) マグマ溜まりの深さにも用いられており、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化学分析を実施した。

(2) 長瀬火砕流 (9.5 万年前) の岩石学的解析とメルト包有物分析

鬼界葛原噴火 (95 千年前, テフラの見かけ体積は 150km^3 以上, 町田・新井 2003) は、鬼界アカホヤ噴火の前のカルデラ噴火である。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) の全岩化学組成を測定していた結果 (産業技術総合研究所, 2017) によると、鬼界葛原噴火を引き起こしたマグマは流紋岩組成である (表 2.1-1)。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 (図 2.1-2)、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。そこで、本研究では、長瀬火砕流堆積物の軽石内のメルト包有物 11 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 2.1-2)。メルト包有物は、大きさ $0.03\sim 0.15\text{ mm}$ で、石英、斜長石、斜方輝石に含まれている (図 2.1-3)。

メルト包有物の主成分元素、S および Cl の濃度測定には、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, 以下「EPMA」と呼ぶ) 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, 以下「SIMS」と呼ぶ) 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。

長瀬火砕流軽石のメルト包有物の化学組成は、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 (78-81 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 (3.1-3.7 wt%)、低い Al_2O_3 濃度 (11-12 wt%) を持つ (表 2.1-2, 図 2.1-3)。また、長瀬火砕流堆積物のメルト包有物 10 個の H_2O および CO_2 濃度 (3.9-5.9 wt% および 0.002-0.012 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ている (図 2.1-4)。ただし、 CO_2 濃度が高い (0.033 wt%) メルト包有物も 1 個存在する。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。

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 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が、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマの温度は未だ決定されていない。そこで、鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの温度 (874°C) を暫定的に計算に用いた。本研究で得られたメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を、Papale et al. (2006)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、ガス飽和圧力を再計算した (表 2.1-2, 図 2.1-6)。その結果、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマは $143\pm 32\text{MPa}$ ($98\text{-}218\text{MPa}$, $n=11$)の圧力下にあったと推定された。地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの深さは $6\pm 1\text{km}$ と算出できる。

(3) まとめと今後の課題

本研究において、鬼界葛原噴火 (9.5 万年前) による長瀬火砕流堆積物の岩石学的解析およびメルト包有物分析を行い、鬼界カルデラに関して以下の知見が得られた。

- ・カルデラ噴火マグマ溜りの長期的な発達過程を検討するため、9.5 万年前のカルデラ噴火 (鬼界葛原噴火) による長瀬火砕流堆積物内の軽石に含まれるメルト包有物 11 個の化学分析を行った。その結果、長瀬火砕流軽石メルト包有物は流紋岩組成であること、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。長瀬火砕流堆積物内の軽石 (流紋岩) の全岩化学組成も鬼界アカホヤ噴火の流紋岩とはわずかに異なる特徴を示すことから、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予想できる。
- ・長瀬火砕流堆積物内の軽石に含まれるメルト包有物の 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、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマは $143\pm 32\text{MPa}$ ($98\text{-}218\text{MPa}$, $n=11$)の圧力下にあったと推定された。地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると、鬼界葛原噴火マグマ溜まりの主体は深さ 6km 程度にあったと推定できる。

今後、鬼界カルデラにおけるマグマ溜まりの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。

- ・長瀬火砕流堆積物の岩石学的解析をさらに進め、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマの温度を決定する。さらに、長瀬火砕流軽石内のメルト包有物の追加分析を実施し、メルト包有物化学組成データの蓄積を図る。決定した温度とメルト包有物化学組成を元に、流紋岩マグマのガス分化過程とガス飽和圧力を検討し、鬼界葛原噴火の流紋岩マグマ溜まりの深さを決定する。
- ・本火山には、未だ噴出年代が確定されていない大規模な噴火堆積物 (硫黄島内の長浜溶岩および小アビ山火砕流堆積物) が存在する (小野・他, 1982; Maeno and Taniguchi, 2007; 小林, 2008)。これらの噴火年代を決めることは、鬼界カルデラにおけるマグマ溜まりの発達過程を検討するにあたって極めて重要である。そこで、産総研で開発した K-Ar 年代測定 (感度法) を用いて、両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。

- ・ カルデラ噴火マグマ溜りの長期的な発達過程を検討するため、カルデラ形成期の最初の大規模火砕流と考えられている小瀬田火砕流堆積物（58 万年前）について、噴火マグマの岩石学的特徴と揮発成分濃度を把握し、マグマの温度・圧力条件を推定する。
- ・ メルト含有物分析によるマグマの深度（圧力）推定の妥当性を検討するため、長瀬火砕流堆積物と小瀬田火砕流堆積物に含まれる軽石の全岩化学組成データを用いてマグマの熱力学解析を行ない、岩石学的解析およびメルト含有物分析で得られたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較する。

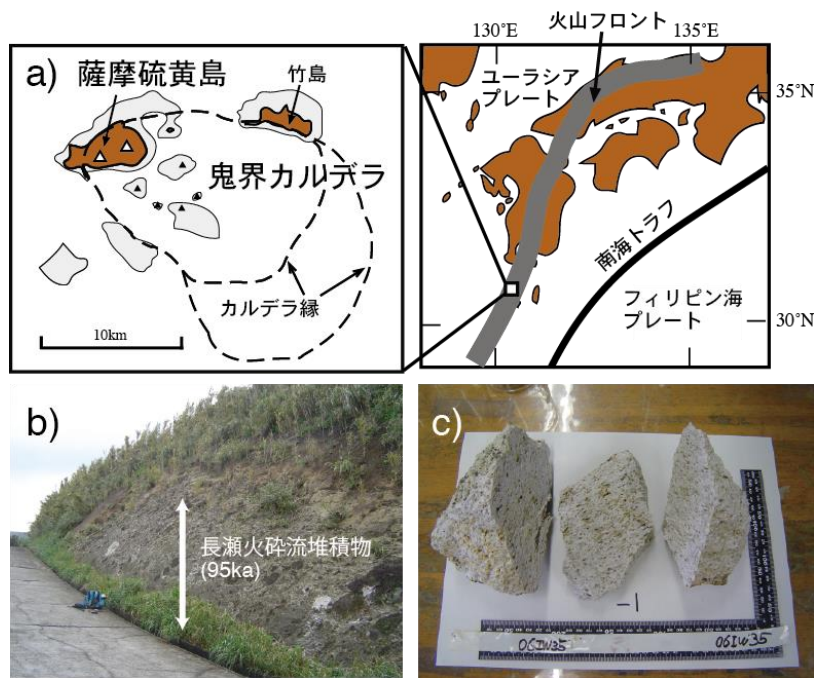


図 2.1-1 a) 鬼界カルデラおよび薩摩硫黄島火山の位置. b) 長瀬火砕流堆積物（9.5 万年前）の露頭（地名：竹島・籠港）。露頭は約 4m の高さ. c) 長瀬火砕流堆積物に含まれていた白色軽石（試料番号 06IW35-1）。産業技術総合研究所（2017）の図 10 を一部修正。

表 2.1-1 長瀬火砕流堆積物中の軽石の全岩主成分化学組成. 採取地は全て竹島・籠港(図 2.1-1 参照).

試料番号	94IW40	06IW35-1	06IW35-2	06IW37-1	06IW37-2
SiO ₂	70.82	72.61	72.60	69.10	67.29
TiO ₂	0.38	0.35	0.34	0.39	0.46
Al ₂ O ₃	14.14	13.53	13.42	15.89	16.81
FeO*	2.39	2.32	2.39	2.62	3.05
MnO	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09
MgO	0.73	0.76	0.79	0.77	0.88
CaO	2.52	2.74	2.65	2.85	2.77
Na ₂ O	3.67	3.89	3.68	3.73	3.27
K ₂ O	2.20	2.31	2.33	1.91	1.50
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	96.96	98.61	98.29	97.35	96.14
FeO* = total FeO					

表 2.1-2 長瀬火砕流堆積物中の軽石中の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.

試料番号	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40	94IW40
メルト包有物番号	mt07030602-a2-ph1-mil	mt07030602-a2-ph2-mil	mt07030602-a2-ph3-mil	mt07030602-a2-ph4-mil	mt07030602-a2-ph5-mi2	mt07030602-a2-ph6-mil	mt07030602-a2-ph6-mi2
ホスト鉱物組成	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英
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
ガス飽和圧力 (MPa) ^a	218	149	168	136	144	143	143
FeO* = total FeO							
^a Papale et al. (2006) 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。マグマ温度は鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマ温度 (874℃) を仮定した。							
試料番号	06IW37-1	06IW37-1	06IW35-1	06IW37-1			
メルト包有物番号	mts12070506-III-p2i1	mts12070506-III-p2i2	mts12070506-II-p4i1	mts12070506-III-p1i1			
ホスト鉱物組成	斜長石	斜長石	斜方輝石	斜方輝石			
SiO ₂	76.21	76.75	79.94	77.30			
TiO ₂	0.25	0.22	0.20	0.16			
Al ₂ O ₃	11.67	11.41	11.18	11.21			
FeO*	1.09	1.07	1.53	1.43			
MnO	0.06	0.05	0.09	0.07			
MgO	0.19	0.17	0.16	0.19			
CaO	1.15	1.06	0.87	0.86			
Na ₂ O	3.63	3.53	1.13	3.01			
K ₂ O	3.51	3.47	3.04	3.60			
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.01	0.03			
S	0.003	0.007	0.009	0.008			
Cl	0.159	0.144	0.149	0.133			
H ₂ O	4.4	3.9	3.9	3.8			
CO ₂	0.007	0.008	0.007	0.033			
Total	102.40	101.88	102.22	101.84			
ガス飽和圧力 (MPa) ^a	128	106	98	138			

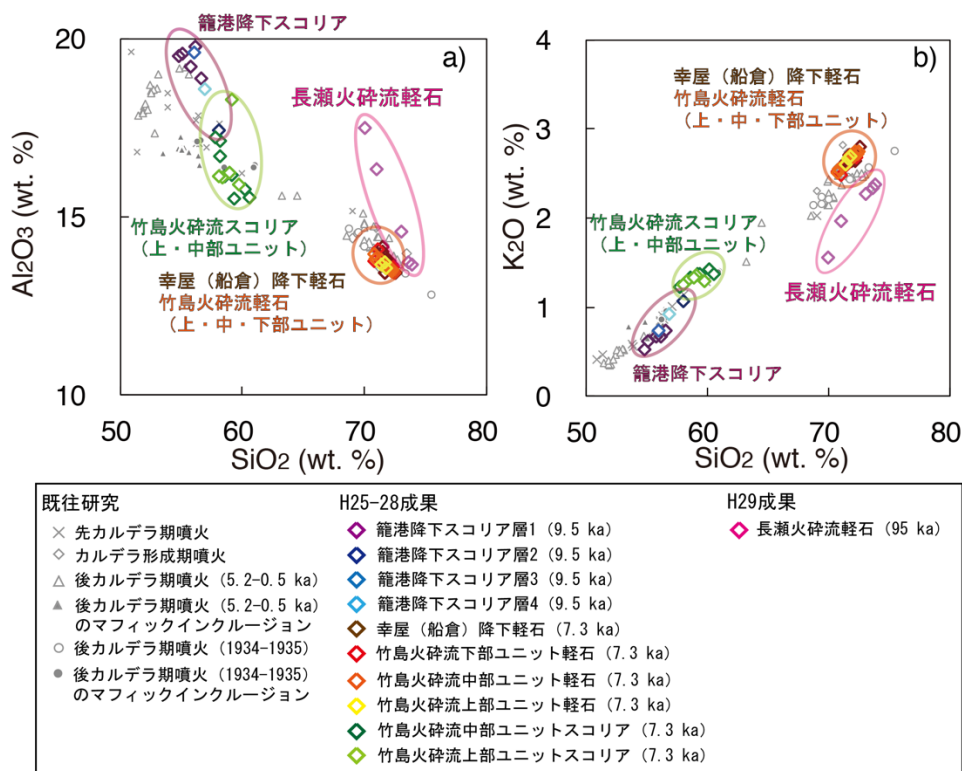


図 2.1-2 長瀬火砕流軽石の全岩主成分化学組成. 平成 25-28 年度原子力施設等防災対策等委託費研究 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) の成果である幸屋 (船倉) 降下軽石, 竹島火砕流軽石・スコリアおよび籠港降下スコリアの分析結果, 既往研究 (小野・他, 1982 ; Saito et al., 2002) による先カルデラ期, カルデラ形成期および後カルデラ期噴火噴出物の化学組成も記す. 濃度は, $\text{SiO}_2 \sim \text{P}_2\text{O}_5$ の主要 10 元素で規格化した値を用いた.

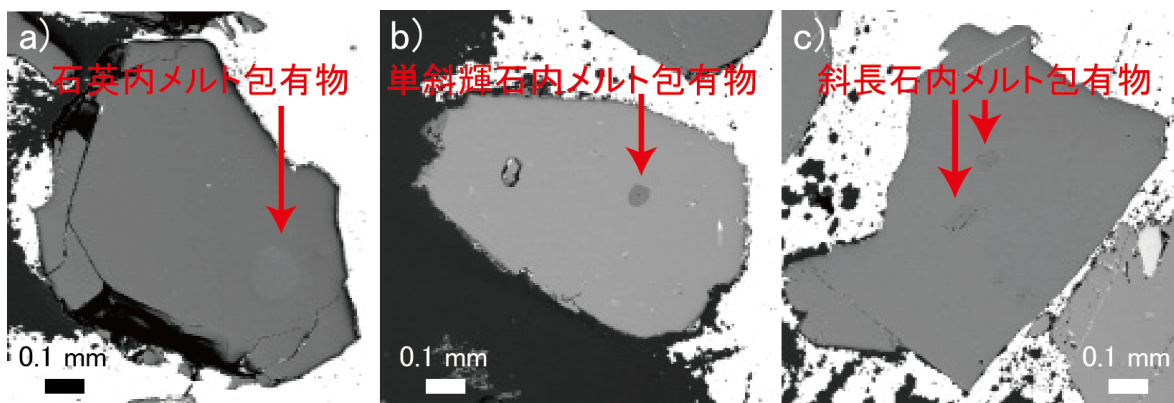


図 2.1-3 長瀬火砕流軽石に含まれるメルト包有物の反射電子像. a) 石英に含まれるガラス質メルト包有物 (mts12070506-II-p1i1). b) 単斜輝石に含まれるメルト包有物 (mts12070506-III-p1i1). c) 斜長石に含まれるメルト包有物 (mts12070506-III-p2i1, -p2i2).

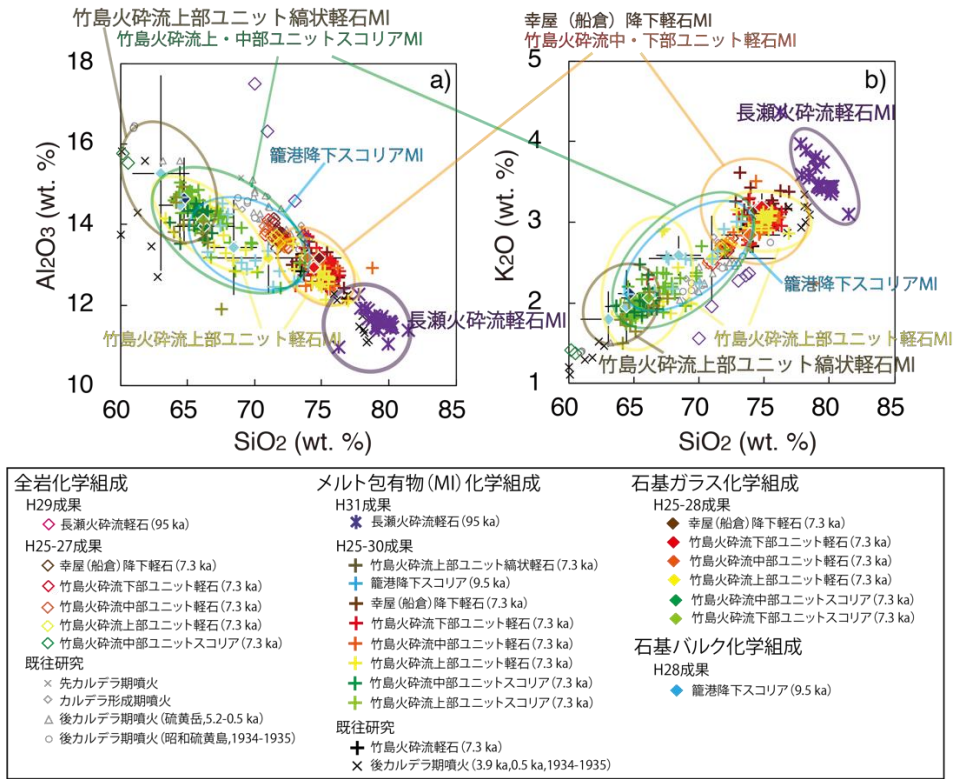


図 2.1-4 長瀬火砕流軽石のメルト包有物の主成分化学組成. 各濃度は, $\text{SiO}_2 \sim \text{P}_2\text{O}_5$ の主要 10 元素で規格化した値を用いた. 平成 25-29 年度原子力施設等防災対策等委託費研究 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) の成果である籠港降下スコリア (9.5ka 噴火), 幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石・スコリア・縞状軽石 (7.3ka 噴火) の結果, および, 既往研究による結果も示す

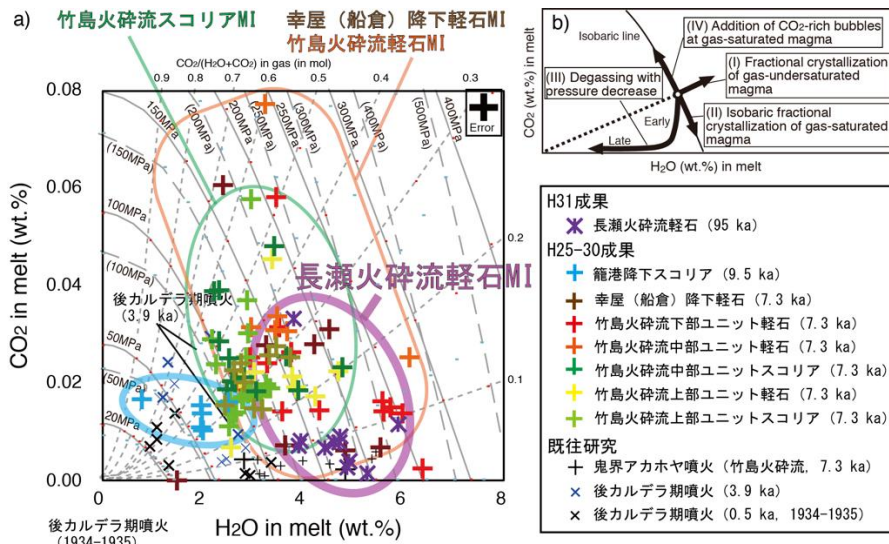


図 2.1-5 a)長瀬火砕流軽石のメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度主. H25-30 年度原子力施設等防災対策等委託費研究 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) の成果である幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石メルト包有物の H_2O および CO_2 濃度, 籠港降下スコリア (9.5ka 噴火) および長瀬火砕流堆積物軽石 (95ka 噴火) に含まれるメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度, 既往研究による結果も記す. b) マグマプロセスに伴うメルトの H_2O および CO_2 濃度の変化.

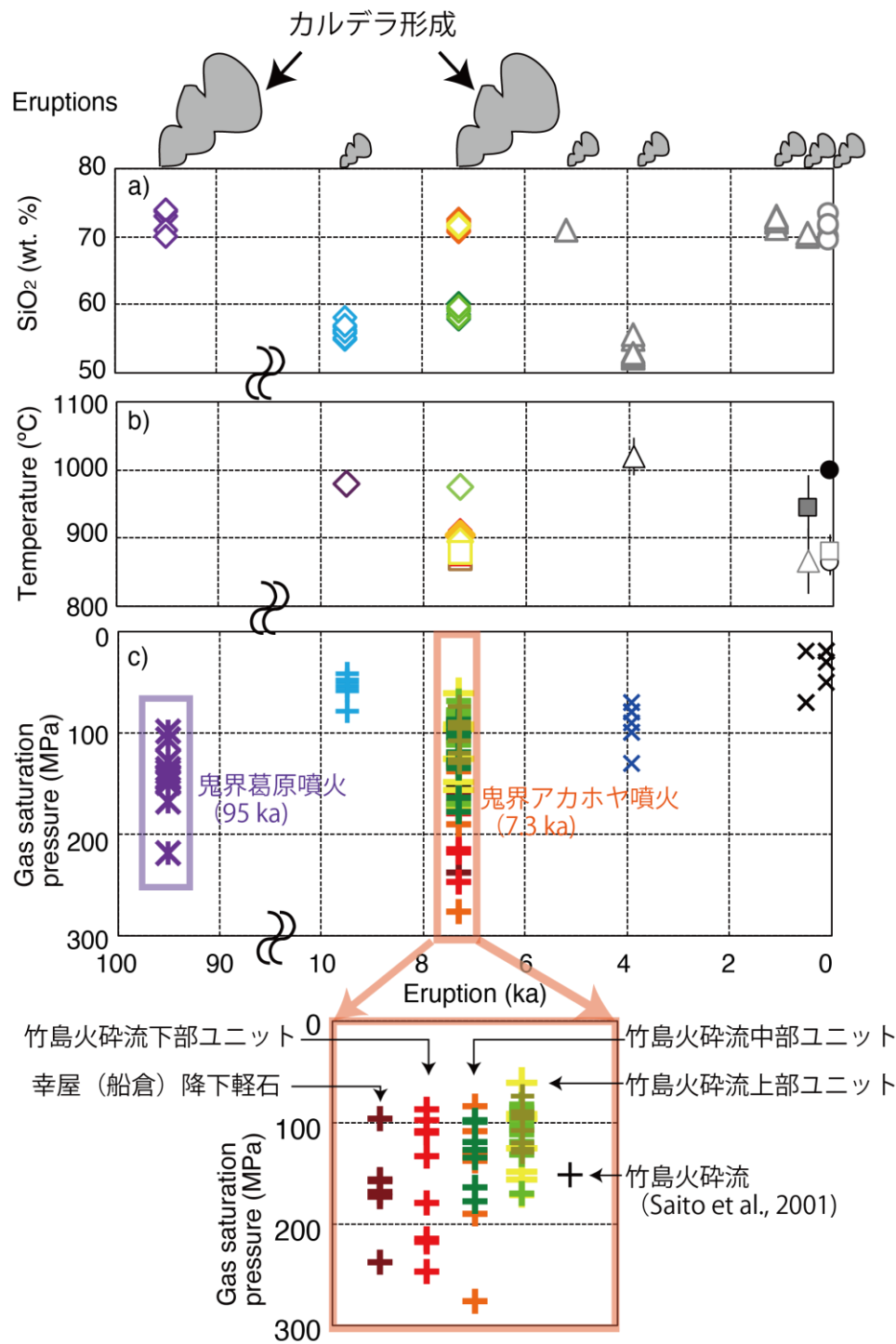


図 2.1-6 本研究によって得られた鬼界カルデラのマグマ溜まりの発達史. a) 噴出物の全岩化学分析によるマグマの化学組成 (SiO₂ 濃度). 長瀬火砕流軽石 (9.5 万年前) は紫色で示す. b) 輝石温度計および鉄チタン鉱物温度計によるマグマ温度. エラーバーは各噴出物の平均値を示している. c) マグマ温度とメルト包有物の化学組成から算出された各マグマのガス飽和圧力. 鬼界葛原噴火 (9.5 万年前, 紫色) が本研究成果. マグマ温度は 874°C を仮定している. 既往研究による結果も記す.

引用文献

- 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ー地殻応力場—. 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.
- 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.
- Papale, P., Moretti, R. and Barbato, D. (2006) The compositional dependence of the saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts. *Chem. Geol.*, 229, 78-95.
- 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, Applicationans 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 年度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 年度火山影響評価に係る技術的知見の整備成果報告書.

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析装置により定量するための手法を確立する。具体的には、ガラス主成分の化学組成を考慮した含水量の測定手法を確立させるため、高温高压実験装置で合成した標準ガラス試料を用いた検量線の作成とガラス化学組成による補正法の開発を行った。さらに、マグマの深度を決定するうえで重要な、ガラス中に含まれる微量な二酸化炭素の分析手法を確立させるため、二酸化炭素を含む標準ガラスの追加合成を行なった。

【調査・研究成果】

(1) 概要

始良カルデラの約 3 万年前の入戸火砕流噴火やその前後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、先入戸火砕流噴火である深港降下軽石の石英斑晶のガラス包有物から 3.1~5.9wt.%、入戸火砕流噴火初期の噴出物である大隅降下軽石の斜方輝石及び石英斑晶のガラス包有物から 3.8~6.6wt.%、後入戸火砕流噴火の噴出物である新島軽石の石英斑晶のガラス包有物から 3.7~4.8wt.%の含水量を得た。

始良カルデラから 3 万年前に噴出した入戸火砕流噴火で噴出した流紋岩マグマの相平衡関係について、全岩化学組成、鉱物組み合わせおよび鉱物化学組成を条件として、熱力学的計算から制約を与えた。その結果、これらの流紋岩マグマの定置条件として、全岩含水量 4.5% の場合、100~150MPa の圧力条件を得た。

入戸火砕流噴火の噴出物である大隅降下軽石および入戸火砕流堆積物の石英斑晶にみられる拡散組織から拡散に要した時間を見積もった。その結果、斑晶最外縁の組成類帯境界からは 6 年以内の拡散時間が得られた。

(2) 顕微ラマン分光分析装置によるガラス含水量の定量

顕微ラマン分光分析は、試料に光を照射したとき試料物質内の原子間振動のエネルギーに対応して波長が変化した光が散乱（ラマン散乱）することを利用し、物質内の化学構造を分析する手法である。レイリー散乱光とラマン散乱光のエネルギー差は、物質内の原子間振動のエネルギーに対応している。そのため、ラマン散乱光を分光したスペクトルから

試料の化学結合情報を得ることができる。また、信号強度から特定の化学結合をもつ分子の存在量を推測することができる。

本課題では、火山ガラスに含まれる H_2O の H-O 結合から生じるラマン散乱光の分光分析から、Di Muro et al. (2006) や Di Genova et al (2017)の方法を用いて、火山ガラスの含水量の定量を行った。分析はイタリア・ローマ第三大学の所有する顕微ラマン分光分析装置 Horiba LabRam HR800 を使用し、YAG レーザによる波長 532nm のレーザを光源として使用した。300 μm 径孔と 200 μm 幅のスリットを持つ共焦点光学系をもち、分光用のグレーティングは 600 本/mm のものを用いた。試料からのラマン散乱光のうち、100~1500 cm^{-1} と 2700~4000 cm^{-1} の領域の散乱光を取得した (図 2.2-1)。ラマン散乱光のうち 100~1500 cm^{-1} の領域 (LW) はケイ酸塩ガラスの構造に、2700~4000 cm^{-1} の領域 (HW) には水分子に由来するラマン散乱光のスペクトルが存在する。HW/LW 比が試料内の水分子とケイ酸塩ガラスとの量比に比例するとして、ガラスの含水量を定量する ((図 2.2-2: Di Genova et al. 2017)。ラマン散乱光スペクトルには、照射光によって励起される蛍光などによる連続的なスペクトルも含まれる。そのため、ラマン散乱光のピークを抽出するため、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を設定することにより、ベースライン補正を行う (図 2.2-3)。今回の研究課題では、既存のガラス標準試料に加え、高温・高圧実験によって作成した含水ガラス試料を合わせて分析した。

顕微ラマン分光分析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、福山降下軽石 (約 9 万年前)、岩戸降下軽石 (約 6 万年前) を、後入戸火砕流噴火噴出物から新島軽石 (約 1 万 2 千年前)、入戸火砕流噴火噴出物から大隅降下軽石 (3 万年前) を対象として実施した (図 2.2-4・-5)。今回の分析では、急冷された降下軽石堆積物中の軽石粒を分析試料として用いた。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。

岩戸降下軽石の 13 試料から 1.1~4.4wt% の含水量を得た。深港降下軽石からは 3.1~5.9wt% の含水量を得た。また新島軽石の 2 試料から 3.7~4.8wt% の含水量を得た。大隅降下軽石の試料は、3.3~6.6wt% の含水量を示すものと、0.1~0.8wt% を示すものの 2 群が識別できる。このうち後者は、微細結晶が発生していることなどから、後のプロセスによる脱ガスが進んでいる可能性がある。

始良カルデラ噴出物に対する系統的な斑晶鉱物ガラス包有物の含水量測定とそれを用いたマグマ蓄積条件の解明のため、顕微ラマン分光分析装置を導入し含水量測定を行うための技術的な試験を行った。産業技術総合研究所に導入した顕微ラマン分光分析装置は日本分光製 NRS-5500 で、波長 532nm YAG レーザ光源および波長 457nm Ar レーザ光源を搭載する。特に、457nm レーザ光源を用いた場合、ケイ酸ガラスから発生する蛍光を抑制できる可能性が指摘されている。そこで、本研究課題では大隅降下軽石中のガラス包有物を対象に、457nm および 532 nm レーザを用いた測定試験を実施し、蛍光発生を抑制しつつ H_2O ピークが識別できるラマンスペクトルの取得に成功した (図 2.2-6)。

本顕微ラマン分光分析装置を使用して、高圧合成した流紋岩ガラス（地質調査所標準岩石試料 JR1）のラマンスペクトルを取得し、含水量に対応した水分子ピークの大きさの違いを確認した（図 2.2-7）。また、高圧合成ガラス中に含まれる気泡（ガラス作成中に形成された空気の気泡：図 2.2-8）に対しラマンスペクトルを取得し、気泡中に含まれる二酸化炭素のラマンスペクトルの取得を行ない、二酸化炭素のシグナルの検出に成功した（図 2.2-9）。

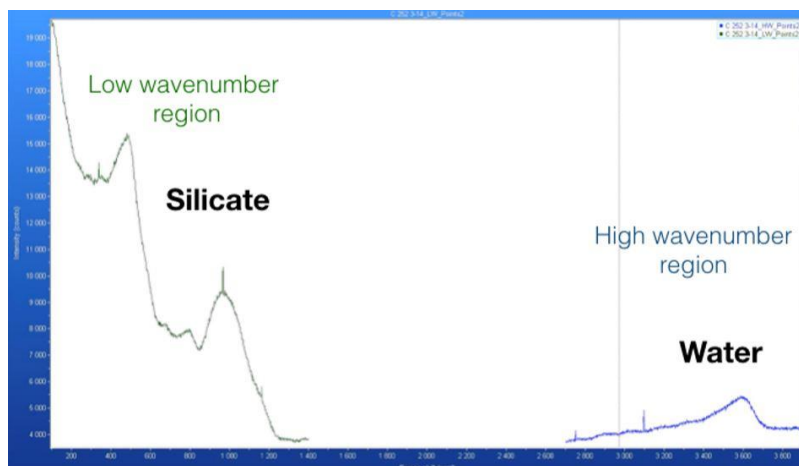


図 2.2-1 LW 領域と HW 領域のスペクトル。LW 領域はケイ酸塩ガラスを、HW 領域は含まれる水分子に由来する。横軸左が原点で右に行くにつれて cm^{-1} 数が増加する。

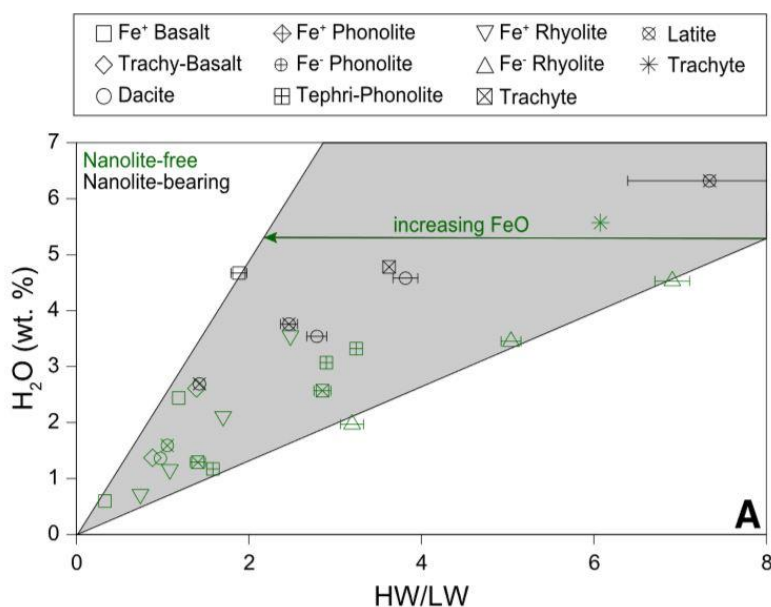


図 2.2-2 HW/LW 比と含水量の関係. Di Genova et al. (2017)の図 9 から引用. ガラスに含まれる微小結晶 (nanolite) の有無, およびガラス中の FeO 量により, HW/LW 比と含水量との間の比例係数が変化する.

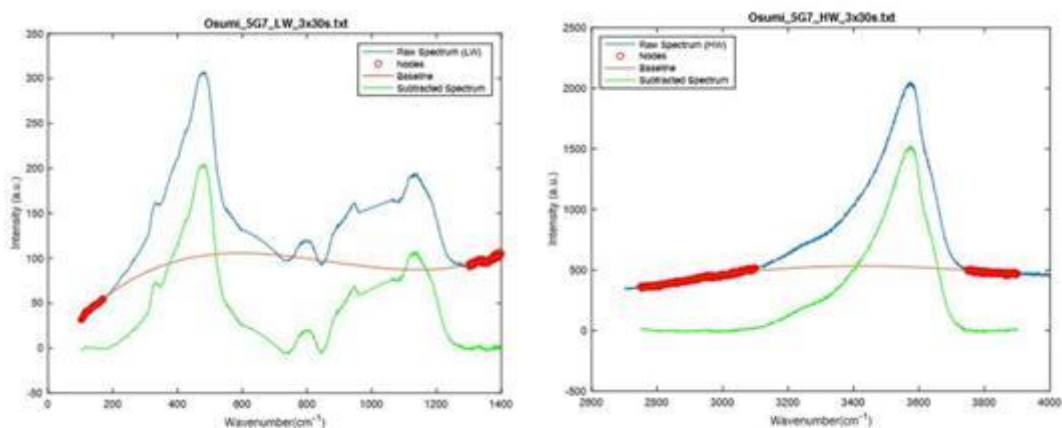


図 2.2-3 ラマン分光スペクトルからのベースライン補正法. 対象とするピークを挟む赤線部のスペクトルを多項式近似した関数で内挿したベースラインを作成し, 補正したスペクトル (緑線) を得る.

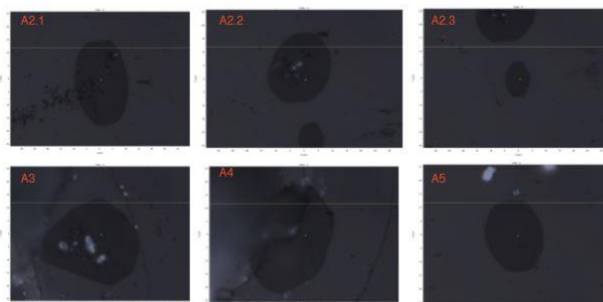
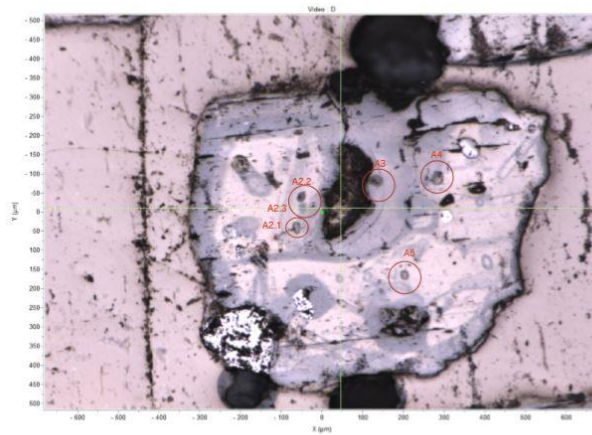


図 2.2-4 ラマン分光分析試料の例. A1~5 は測定対象のガラス包有物を示す. スポット径は $1\mu\text{m}$ 以下である.

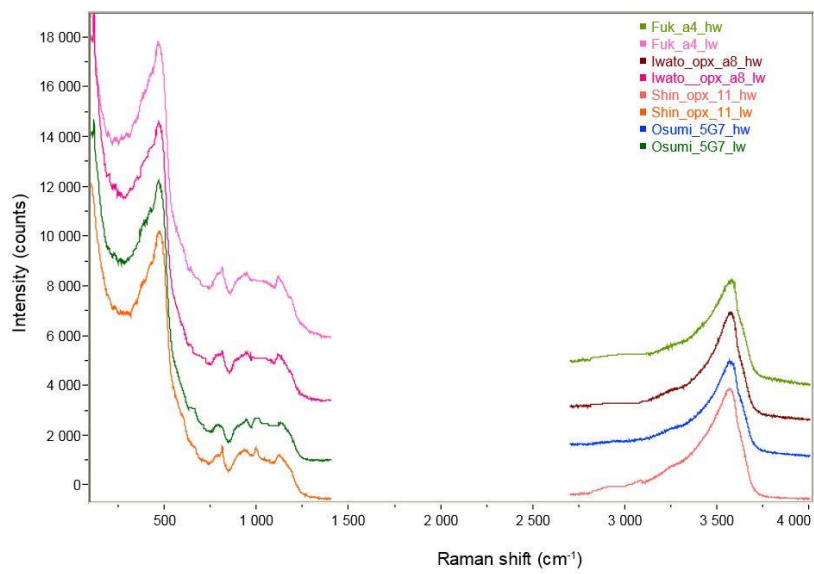


図 2.2-5 始良カルデラ噴出物試料から得られたラマンスペクトルの例。Iwato：岩戸降下軽石（約 6 万年前），Fuk：深港降下軽石（3 万 2 千年前），Shin：新島軽石（約 1 万 2 千年前），Osumi：大隅降下軽石（3 万年前）。

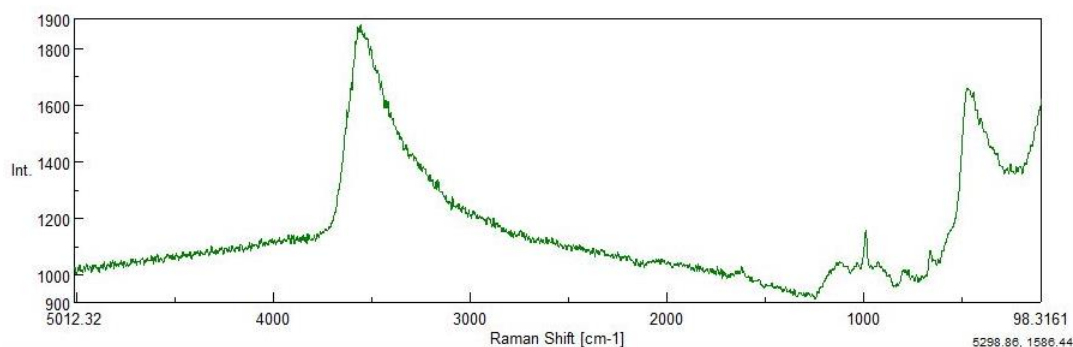


図 2.2-6 産業技術総合研究所において導入した顕微ラマン分光装置（日本分光製 NRS-5500）により取得した始良カルデラ大隅降下軽石に含まれる斜方輝石斑晶中のガラス包有物のラマンスペクトル。図 1, 3, 5 のラマンスペクトルと横軸の表記が逆であることに注意。457nm レーザを用いたラマンスペクトルの取得により、3500 cm^{-1} 付近に H_2O による高いピークが存在することが確認できた。FT-IR 等による本試料のガラス包有物の含水量は、4~5wt%である。

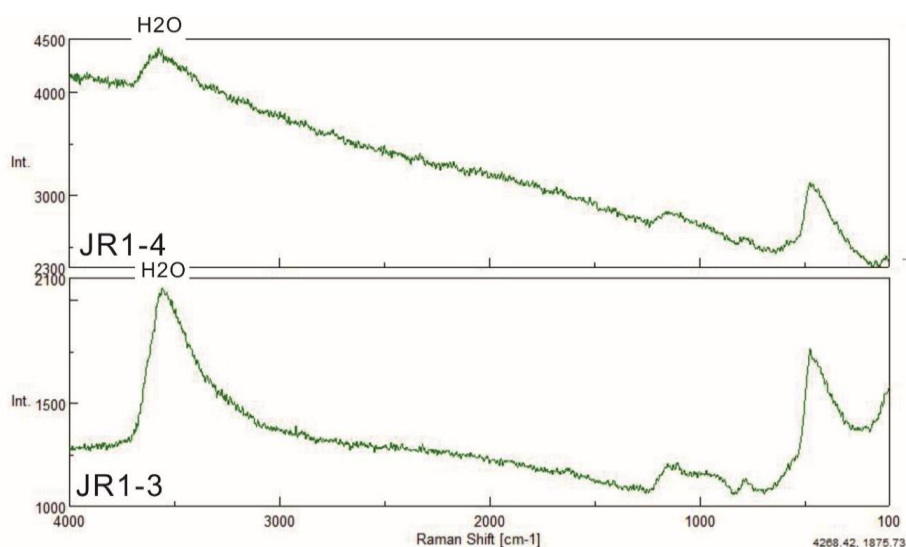


図 2.2-7 産業技術総合研究所の顕微ラマン分光分析装置（日本分光製 NRS-5500）により取得した高圧合成した含水 JR 1 ガラスのラマンスペクトル。JR1-4, JR1-3 はそれぞれ含水量が異なる。

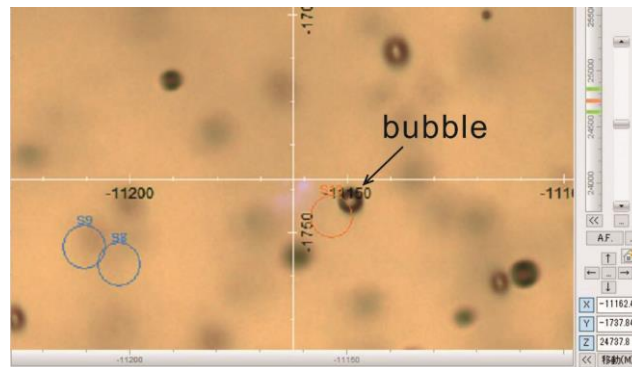


図 2.2-8 高圧合成した含水 JR1 ガラス内に生じた気泡

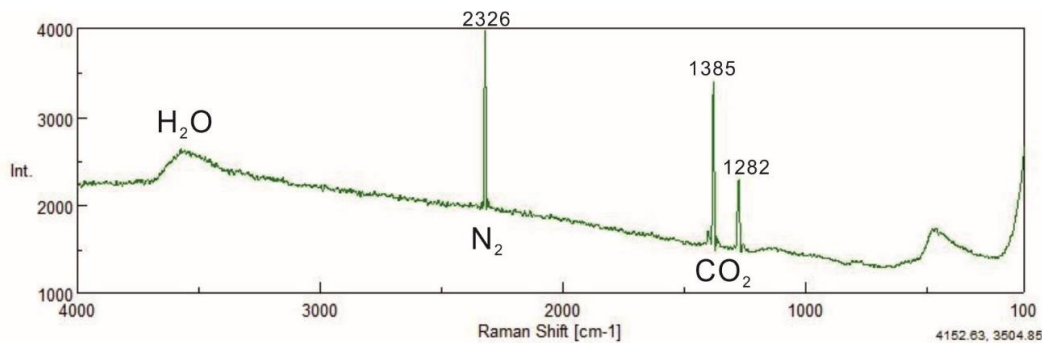


図 2.2-9 含水 JR1 ガラス内に生じた気泡内部の気体のラマン分光スペクトル。産業技術総合研究所の顕微ラマン分光分析装置（日本分光製 NRS-5500）により取得した。二酸化炭素、窒素、水のピークが確認できる。

（3）始良カルデラの珪長質マグマ相平衡

先入戸噴火噴出物，入戸火砕流噴火噴出物を特徴づける高シリカ流紋岩マグマの噴火前貯留条件を，その全岩化学組成及び鉱物組み合わせ，鉱物化学組成などから推測した．熱力学的平衡関係は，Rhyolite-MELTS(Gualda et al., 2012)を用いて計算した．用いた組成は，始良カルデラ入戸火砕流堆積物中の本質白色軽石の全岩組成の平均組成を用いた．全岩初期含水量は，安田ほか（2014）や本研究における入戸火砕流噴火噴出物に含まれるガラス包有物の含水量から，4.5%を仮定した．

Rhyolite-MELTS による熱力学的相平衡実験の結果によると，大気圧の条件下では，斜方輝石(opx)および石英(qz)は，940°C付近で晶出する．圧力が増加するにつれて石英および斜方輝石の晶出温度は急激に低下する．150MPa 付近より高压側では斜方輝石は平衡晶出せず，代わりに黒雲母(bt)が晶出する(図 10)．石英の晶出温度は，170MPa 付近で最も低下し約 760°Cとなる(図 2.2-10)．また，大隅降下軽石および入戸火砕流の白色軽石のジルコン結晶の晶出温度は，750~775°Cとなった．

入戸火砕流の白色軽石に含まれる鉄チタン鉱物の平衡共存温度から、マグマ溜まりにおけるマグマ温度は約 750°C と見積もられる (平成 30 年度報告書既報)。この条件下では斜方輝石の安定領域は約 150MPa 以下である (図 10)。これらの条件から、入戸火砕流噴火の白色軽石を形成した流紋岩マグマ (石英・磁鉄鉱・斜方輝石を斑晶として含み、黒雲母を含まない) のマグマ溜まり内貯留圧力は、150MPa より低いと考えられる。一方、このマグマの斑晶鉱物内のガラス包有物の含水量 (>4.5%) から、貯留圧力は 100MPa かそれ以上と考えられる。両者から、流紋岩マグマの貯留条件は 100~150MPa、すなわち 4~5 km より深く、7~8 km より浅いと推測される。

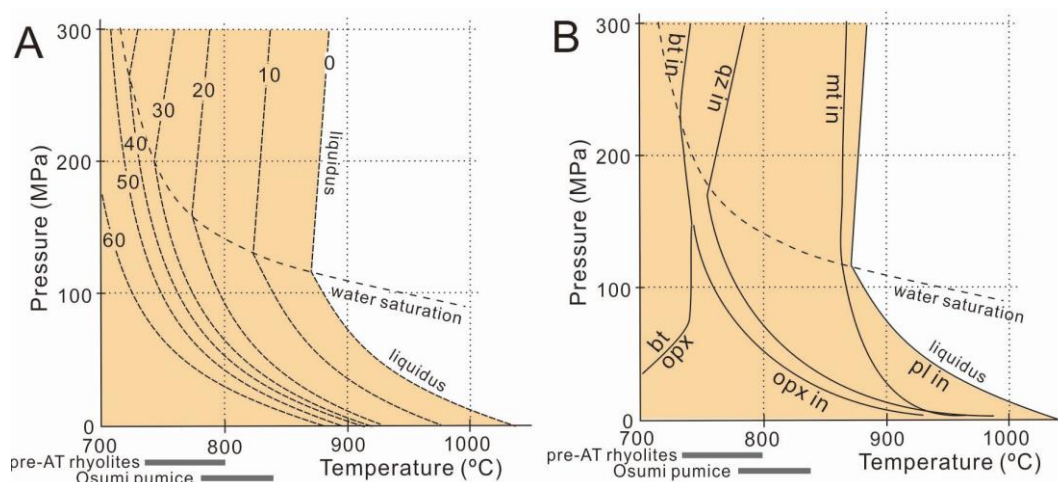


図 2.2-10 入戸火砕流中の白色軽石 (高シリカ流紋岩) の平均組成を用いた、温度圧力条件に対する結晶量 (A) と平衡共存する結晶の相平衡図 (B)。初期全岩含水量は 4.5% と仮定。

(4) 珪長質マグマの滞留時間

入戸火砕流噴火の初期に噴出した大隅降下軽石の白色軽石 (2 種類) および入戸火砕流に含まれる白色軽石 (2 種類)・灰色軽石、合計 5 グループに含まれる石英斑晶 20 個について、カソードルミネッセンス像により累帯構造を抽出した。結晶内の累帯境界にみられる拡散組織 (図-11) から、累帯構造形成後の拡散時間を算出した。本研究では、石英結晶内の組成累帯境界を挟んで Ti の拡散が発生し、その Ti 濃度の分布をカソードルミネッセンス強度により読み取る手法を用いた。石英中の Ti 拡散係数は Cherniak et al. (2007) を用いた。拡散条件となる温度は、rhyolite-MELTS によって計算されたジルコン結晶の飽和温度を使用した。

図 11 にみられるように、類帯組織境界にみられる拡散組織の幅は、結晶内部ほど広く、最外縁の拡散組織が最も狭い。これは、結晶の外縁ほど結晶形成から噴出までの時間が短いことを示している。石英斑晶の最外縁部の累帯組織から得られた拡散時間、すなわち最外縁部の結晶が晶出してから噴出するまでの時間は、大隅降下軽石・入戸火砕流とも 6 年

以内と求められた (図 12). また, 図 11 の石英斑晶のように, 結晶内部にみられる広い拡散プロファイルをもつ境界からは数 10 年の拡散時間が得られている.

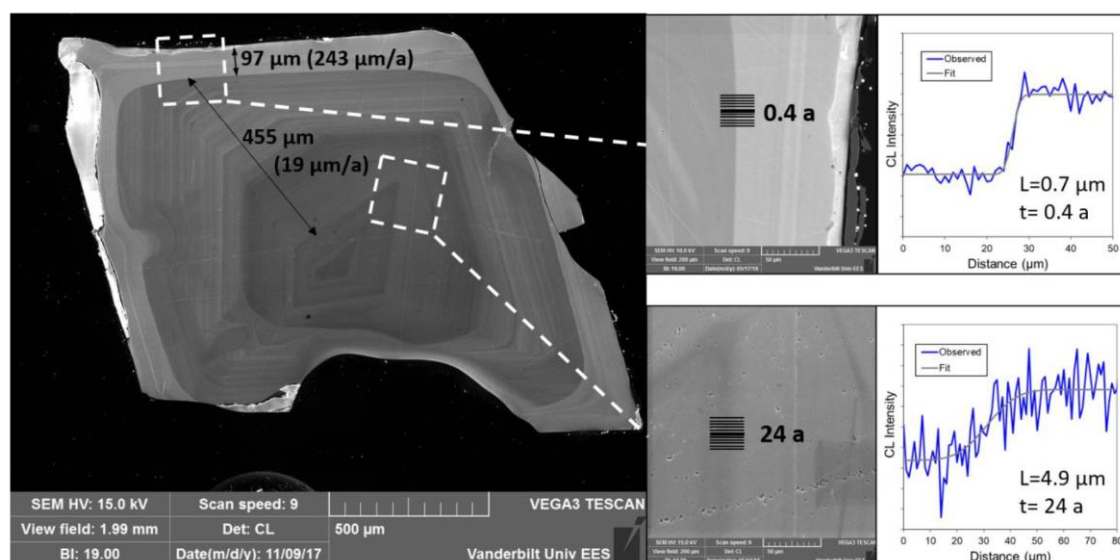


図 2.2-11 入戸火砕流中の白色軽石に含まれる石英斑晶のカソードルミネッセンス像(左)と、累帯構造境界にみられる拡散組織の例 (右).

	Osumi: Crystal-rich	Osumi: Crystal-poor	Osumi: Grey	Ito: Crystal-rich	Ito: Mod. Crystal	Ito: Grey
Pumice Samples	OS-B1-01,04, 05, 07, 10-13, 15 OS-B2-07 OS-B3-02, 04, 05, 09	OS-B2-03, 01, 02, 05, 06, 08-10, 12-15 OS-B1-02, 06, 08, 14	OS-B3-01, 06, 07, 13	ITO-D1-01	ITO-D1-02,03, 05-07,09,11-15 ITO-D2-02,03, 04, 05, 06, 08	ITO-D2-01 ITO-D1-08
Crystallinity (wt. %)	13%	3%	0.5%	22%	18%	12%
Petrography	White pumice, Pl, Qtz, black Pyx, oxides	White, aphyric, elongate vesicles Pl, rare small Qtz, dk brown to black Pyx, oxides	Grey pumice, Rare Pl and Pyx phenocrysts, Pyx microlites, No quartz	White pumice, Large Pl > Qtz 2 Pyx (black > dk. brown)	White pumice Pl >> small Qtz, rare dk. Brown Pyx	Grey pumice Pl ~ Qtz 2 Pyx (brown and black)
Composition	High FeO Low Ba, Rb, Ce	High Na ₂ O Low FeO, CaO, K ₂ O, Zr, Sr	Less evolved: low SiO ₂ , Yb, Nb Higher Na ₂ O, FeO, CaO, Sr	High SiO ₂ , Low FeO, Na ₂ O, Sr, Y, Nb, Ba, Yb	Higher K ₂ O, CaO, Sr, Zr Lower FeO, Na ₂ O	Higher SiO ₂ Lower Na ₂ O, CaO, FeO
Storage Pressures	50-175 MPa	90-175 MPa	175-375 MPa	50-150 MPa	60-175 MPa	50-150 MPa
Zircon sat. temperatures	750-775°C	735-760°C	2 at 735-752°C 2 at 760-800°C	745-770°C	755-775°C	758-778°C
Quartz rim timescales	0.5-3 a	2.5-5.5 a	No Quartz	3-6 a	0.2-1.5 a	0.2-3.3 a

図 2.2-12 入戸大隅降下軽石に含まれる斑晶に富む軽石(Crystal-rich)、斑晶に乏しい軽石(Crystal-poor)、灰色軽石(Gray)、および入戸火砕流中の軽石に含まれる斑晶に富む軽石

(Crystal-rich)、斑晶にやや富む軽石(Mod.Crystal)、および灰色軽石(Gray)の岩石学的特徴, 貯留平衡圧力, ジルコン結晶飽和温度, および石英結晶最外縁の累帯拡散から得られた拡散時間.

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.
- Cherniak DJ, Watson EB, Wark DA (2007) Ti diffusion in quartz. *Chem Geol* 236: 65-74
- 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
- Di Muro, A., Giordano, D., Villemant, B., Montagnac, G., Scaillet, B., Romano, C., 2006a. Influence of composition and thermal history of volcanic glasses on water content as determined by micro-Raman spectrometry. *Appl. Geochem.* 21, 802–812. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.02.009>.
- Di Muro, A., Villemant, B., Montagnac, G., Scaillet, B., Reynard, B., 2006b. Quantification of water content and speciation in natural silicic glasses (phonolite, dacite, rhyolite) by confocal microRaman spectrometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 2868–2884.
- 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.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001) 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. *地質学雑誌*, 107, 432-450.
- 周藤正史・石原和弘・巽 好幸 (2000) 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史~カルデラ北縁部加治木, 国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料の K-Ar 年代. *火山*, 45, 1-12.

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、阿蘇3-4間のマグマ溜まりの温度・圧力等の時間変化の解析精度を向上させる目的で、メルトに溶解する揮発成分の温度・圧力条件と相平衡関係をマグマの熱力学計算ソフトウェアを用いて詳しく確認するとともに、信頼性の高い揮発成分分析のために作成した阿蘇マグマ組成をもつ含水量標準ガラス試料の分析を実施した。その結果、斑晶ガラス包有物の含水量とメルトの飽和溶解度から推定されるマグマの圧力は、マグマが揮発成分に飽和している事を担保しない限り、過小評価になる可能性があることを再確認した。また、マグマの圧力の信頼性を高めるためには、斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素の濃度に加え、マグマの温度の情報を得ることにより、揮発成分が結晶化によりメルトに濃集される効果や、揮発成分の溶解度の温度依存性を補正できることが示された。

【調査・研究成果】

阿蘇1の前の降下火砕物、阿蘇4火砕流堆積物およびその直前の降下火砕物、後カルデラの降下火砕物を対象に、NanoSIMSを用いて斑晶ガラス包有物等の揮発成分濃度を測定した結果、阿蘇の珪長質マグマは、脱ガスした苦鉄質マグマが水に不飽和な条件で結晶分化したことによって生じた可能性が示された(平成30年度報告書)。マグマが低含水量であることから、この脱ガス作用は、火口直下のような非常に浅い場所で起きたと考えられた。現在阿蘇中岳では、活発な噴気活動と少量の火山灰を放出する活動により、脱ガスマグマが継続的に生産されていると考えられる。阿蘇3-4間の時代にも、このような脱ガス活動が起きていたかどうかを明らかにすることは、阿蘇4の珪長質マグマ成因を理解するうえで重要な課題である。また、マグマが低含水量であることから、揮発成分を用いたマグマの圧力見積り方法やその限界の評価も、解決すべき課題である。そこで今年度は阿蘇3-4間のテフラの間に挟まれる土壌の地質調査と採取を行なっている(本報告書1.2阿蘇カルデラの事例調査)。本章は斑晶ガラス包有物の揮発成分から見積られるマグマの圧力の精度を向上させ、阿蘇3から阿蘇4にかけてのマグマ溜まりの温度・圧力等の時間変化の解析精度を向上させる目的で、(1)メルトに溶解する揮発成分の温度・圧力条件と相平衡関係を、マグマの熱力学計算ソフトウェアを用いて詳しく確認するとともに、(2)信頼性の高い揮発成分分析のために追加した阿蘇マグマ組成の含水量標準ガラス試料を分析した。

(1) メルトに溶解する揮発成分量の温度・圧力・組成依存性

平成30年度報告書では、玄武岩質メルトと流紋岩質メルトに対する水と二酸化炭素の溶解度の圧力・温度依存性を、Volatilecalc (Newman and Lowenstern, 2002)を用いて計算した。シリケートメルトに対する水と二酸化炭素の溶解度には、圧力だけでなく、温度・組成の依存性がある。Volatilecalcはこのうち圧力・温度依存性を計算可能であるが、メルトの化学組成依存性に

については、上に述べた二種類しか計算出来ない。実際の斑晶ガラス包有物の組成は、温度変化などに伴う結晶分化作用によって、玄武岩質から流紋岩の間で様々に変化する。そのため Volatilecalc が算出する溶解度データを天然の斑晶ガラス包有物に適用することには問題がある。そこで今年度は Rhyolite-MELTS (Ghiorso and Sack, 1995, Rhyolite-MELTS: Gualda et al., 2012)を用いて、様々な組成のメルトに溶解する水と二酸化炭素の溶解度の温度・圧力依存性と相平衡関係を調査した。

具体的には、阿蘇4の珪長質端成分マグマ(Aso-4 KJ5665, Aso-4 MY5774), 阿蘇中岳2014年11月噴火で放出された苦鉄質マグマ(Aso2014sc)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8500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, 0.999重量%の4段階に変化させ、閉鎖系の平衡条件での計算を行なった。これにより得られた膨大なデータの中から、メルトの揮発成分濃度について調べる目的で、酸素分圧がFMQ+2ログユニットの場合について、温度、圧力、固相(メルト以外)の量、全岩含水量、メルトの含水量、全岩二酸化炭素量、メルトの二酸化炭素量、メルトのSiO₂濃度、メルトのK₂O濃度を抜き出した。また、系の相平衡関係を調べる目的で、酸素分圧がFMQ+2ログユニットの場合について、温度、圧力、全岩含水量、全岩二酸化炭素量、メルト以外の相が出現した最高温度(リキダス)を抽出した。

1-1) 阿蘇の苦鉄質マグマのメルト含水量・二酸化炭素量と圧力の関係

2014年11月に阿蘇中岳から噴出した阿蘇の苦鉄質マグマ(Aso2014sc)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、温度(1000°Cと900°C)・圧力(1気圧から850MPa)・全岩含水量(0.5から5重量%)・全岩二酸化炭素量(0.1と0.999重量%)の変化がメルトの含水量に与える影響を調べた(図2.3-1, 図2.3-2, 図2.3-3, 図2.3-4)。飽和溶解度曲線の近傍を除く大半のケースにおいて、マグマの圧力は、メルトの含水量と飽和含水量(参考のために示した水色の曲線)から示される圧力よりも高いところに、縦に伸びた分布をみせた。この現象が生じる理由は、マグマの全岩含水量が飽和含水量も少ないのであるから自明であり、この傾向は全岩含水量が少ない例において顕著である。この傾向はマグマの全岩二酸化炭素量を10倍変化させても(図2.3-1と図2.3-2)、あるいはマグマの温度を100°C変化させても(図2.3-1と図2.3-3)、基本的に変化しなかった。阿蘇のマグマは脱ガスした苦鉄質マグマが水に不飽和な条件で結晶分化したことによって生じた可能性が示されているため(平成30年度報告書)、阿蘇の斑晶ガラス包有物の含水量と飽和含水量とから圧力を見積る際には、圧力を過小評価する可能性に注意が必要である。

1-2) 阿蘇の苦鉄質マグマのメルト二酸化炭素量と圧力の関係

上と同様に、阿蘇の苦鉄質マグマ(Aso2014sc)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、温度(1000°Cと900°C)・圧力(1気圧から850MPa)・全岩含水量(0.5から5重量%)・全岩二酸化炭素量(0.1と0.999重量%)の変化がメルトの二酸化炭素濃度に与える影響を調べた(図2.3-5, 図2.3-6, 図2.3-7, 図2.3-8)。メルトの二酸化炭素濃度が0.1重量%程度の領域では、飽和溶解度線と平行に分布するが、より二酸化炭素濃度が高い領域では、メルト含水量の例(図2.3-1,

図 2.3-2, 図 2.3-3, 図 2.3-4)と同様に縦に伸びた分布をした。この現象が生じる理由も、マグマの全岩二酸化炭素量が飽和二酸化炭素量も少ないことから自明である。この傾向はマグマの全岩二酸化炭素量を 10 倍変化させると変化するが(図 2.3-5 と図 2.3-6, あるいは図 2.3-6 と図 2.3-8), マグマの温度を 100°C変化させても(図 2.3-5 と図 2.3-7, あるいは図 2.3-6 と図 2.3-8), 基本的に変化しなかった。

1-3) 阿蘇の苦鉄質マグマのメルト二酸化炭素量・含水量・圧力の関係

同様に、阿蘇の苦鉄質マグマ(Aso2014sc)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、圧力(100MPa)を固定した場合に、温度(1000~1400°C)・全岩含水量(0.1 から 8 重量%)・全岩二酸化炭素量(0.001 から 0.1 重量%)の変化がメルトの水と二酸化炭素の濃度に与える影響を調べた。するとメルトの二酸化炭素濃度と含水量は、原点を中心とする扇形に分布した(図 2.3-9 の青い線が分布する領域)。この扇形を縁どる黒丸は 1000°Cの、扇形の内部は 1000~1400°Cにおける二酸化炭素と水の濃度である。このような分布になる理由は、マグマに含まれる二酸化炭素量と水が、結晶分化作用によってメルトに濃集され、飽和するためである。

圧力を 300MPa に固定した場合、メルトの二酸化炭素濃度と含水量は、原点を中心とするより大きな扇形に分布した(図 2.3-10 の橙色の線が放射状に分布する領域)。この扇形を縁どる黒丸は 1000°Cの、扇形の内部は 1000~1400°Cにおける二酸化炭素と水の濃度である。300MPa が 100MPa に類似した分布になる理由も、マグマに含まれる二酸化炭素量と水が、結晶分化作用によってメルトに濃集・飽和することで説明される。

温度を 1000°Cに固定し、全岩含水量(0.1 から 8 重量%), 全岩二酸化炭素量(0.001 から 0.1 重量%), 圧力を変化(50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400MPa)させた場合、メルトの二酸化炭素濃度と含水量は、図 2.3-9 や図 2.3-10 でみられた扇形に類似した分布を示した(図 2.3-11)。

同様に温度を 1100°Cに固定した場合メルトの二酸化炭素濃度と含水量は、圧力が 300MPa 以下では扇形に分布するが、それより高い圧力では歪む(図 2.3-11)。この理由は、より高圧ではマグマが二酸化炭素あるいは水に不飽和になるためである。

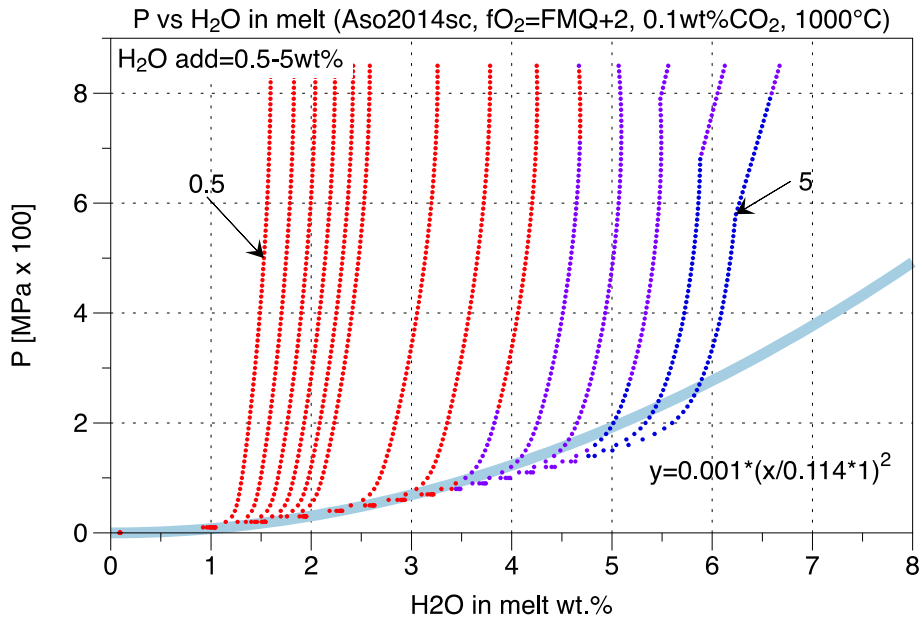


図 2.3-1 メルトの含水量と圧力の関係。温度は 1000°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)，全岩 CO₂ は 0.1wt.%，圧力は 1 気圧～850MPa。点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており，3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当)，2.5～3.0wt%が紫，2～2.5wt%が青である。水色の線は飽和含水量の目安である。

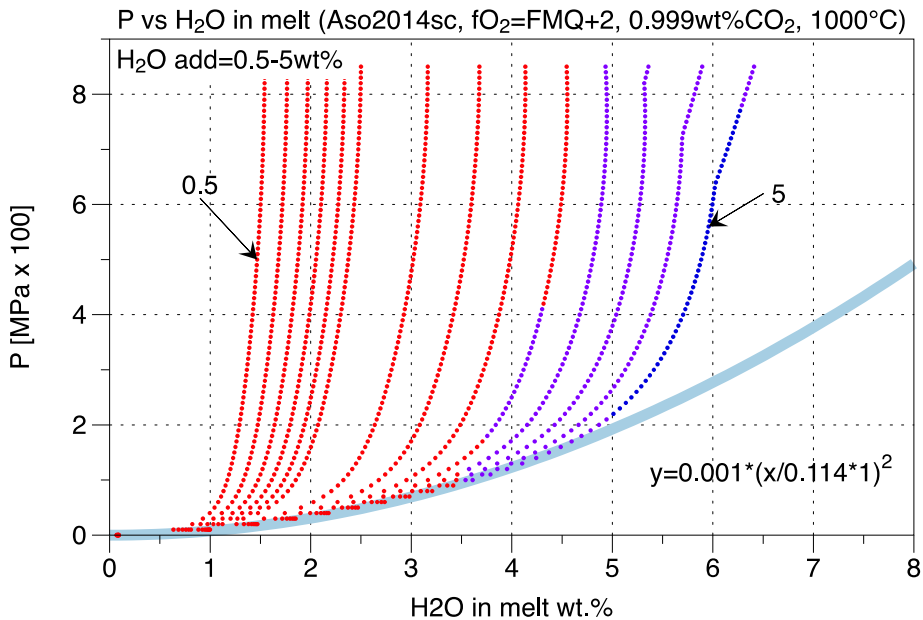


図 2.3-2 メルトの含水量と圧力の関係。温度は 1000°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)，全岩 CO₂ は 0.999wt.%，圧力は 1 気圧～850MPa。点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており，3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当)，2.5～3.0wt%が紫，2～2.5wt%が青である。水色の線は飽和含水量の目安である。

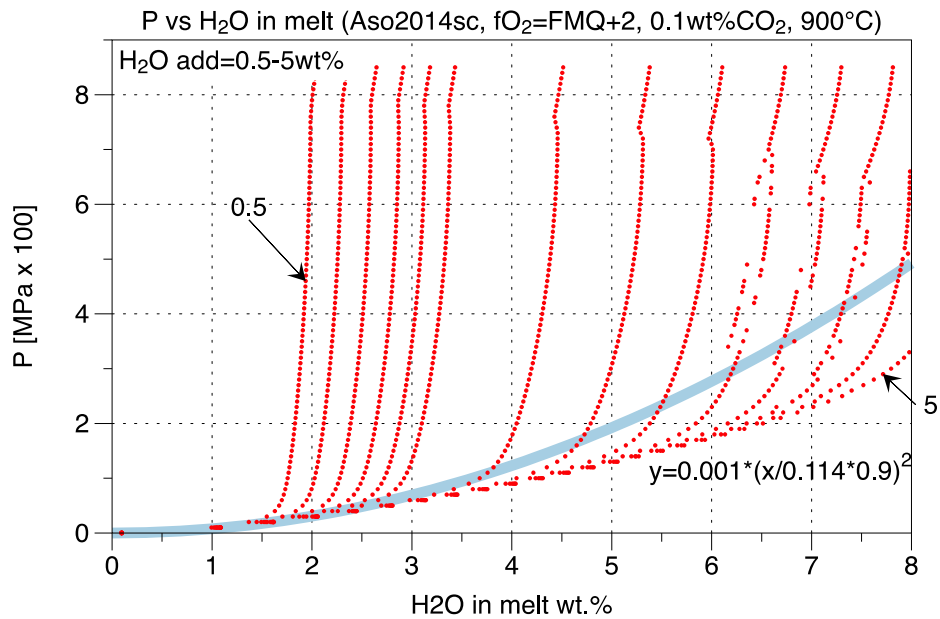


図 2.3-3 メルトの含水量と圧力の関係。温度は 900°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)，全岩 CO₂ は 0.1wt.%，圧力は 1 気圧～850MPa。点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており，3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当)，2.5～3.0wt%が紫，2～2.5wt%が青である。水色の線は飽和含水量の目安である。

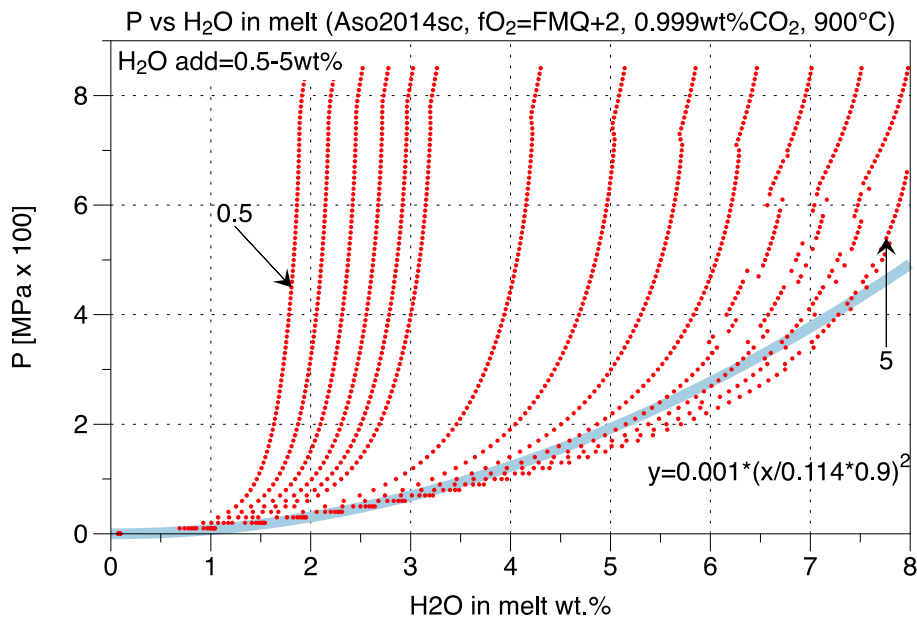


図 2.3-4 メルトの含水量と圧力の関係。温度は 900°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)，全岩 CO₂ は 0.999wt.%，圧力は 1 気圧～850MPa。点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており，3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当)，2.5～3.0wt%が紫，2～2.5wt%が青である。水色の線は飽和含水量の目安である。

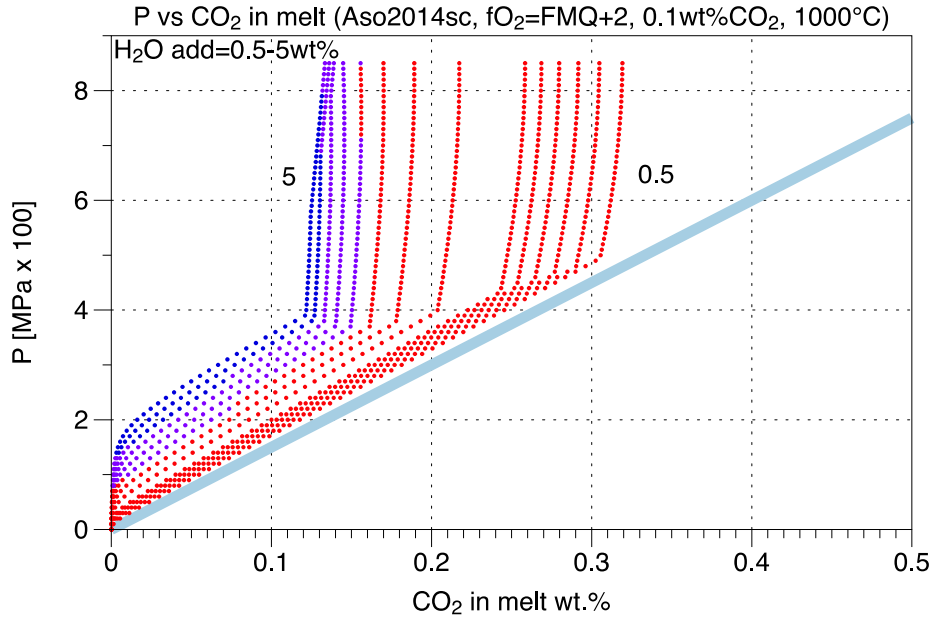


図 2.3-5 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係。温度は 1000°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)，全岩 CO₂ は 0.1wt.%，圧力は 1 気圧～850MPa。点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており，3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当)，2.5～3.0wt%が紫，2～2.5wt%が青である。水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である。

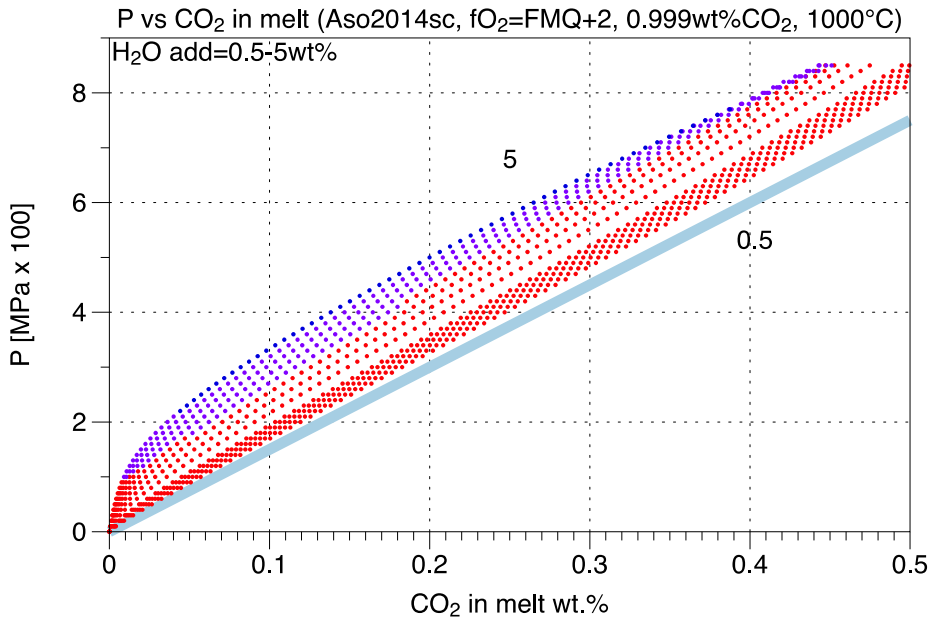


図 2.3-6 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係。温度は 1000°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)，全岩 CO₂ は 0.999wt.%，圧力は 1 気圧～850MPa。点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており，3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当)，2.5～3.0wt%が紫，2～2.5wt%が青である。水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である。

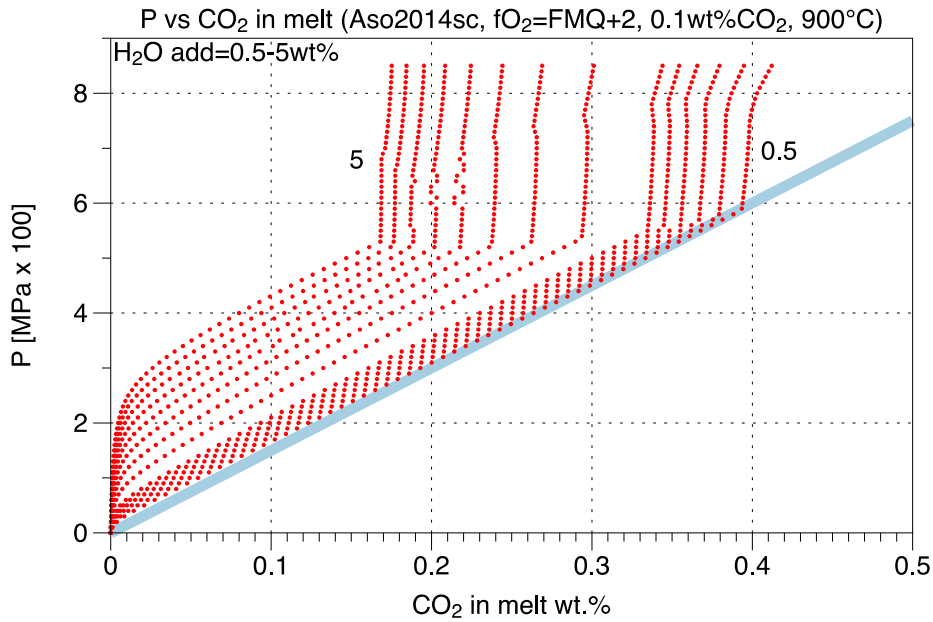


図 2.3-7 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso2014sc, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である.

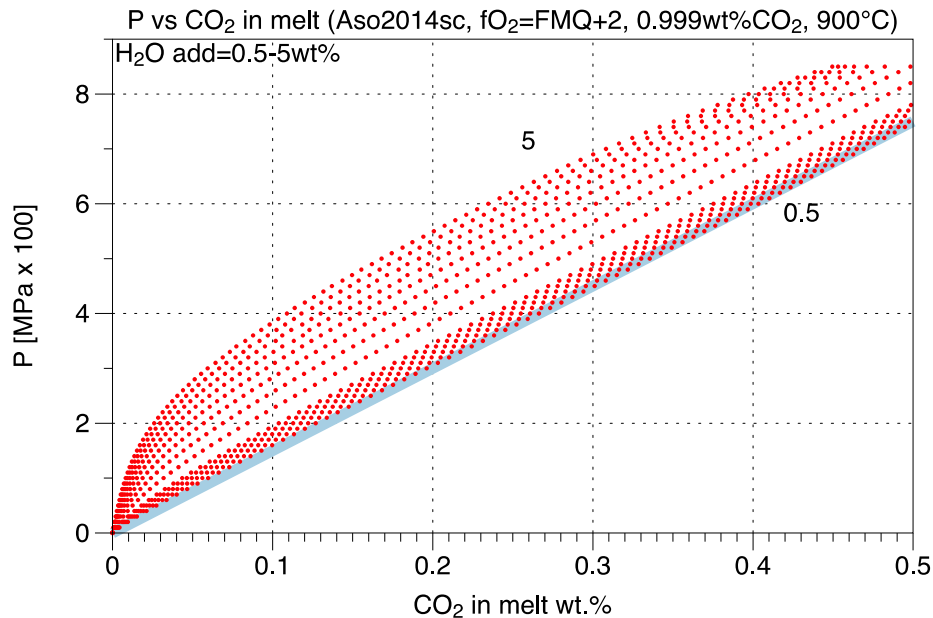


図 2.3-8 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso2014sc, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.999wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である.

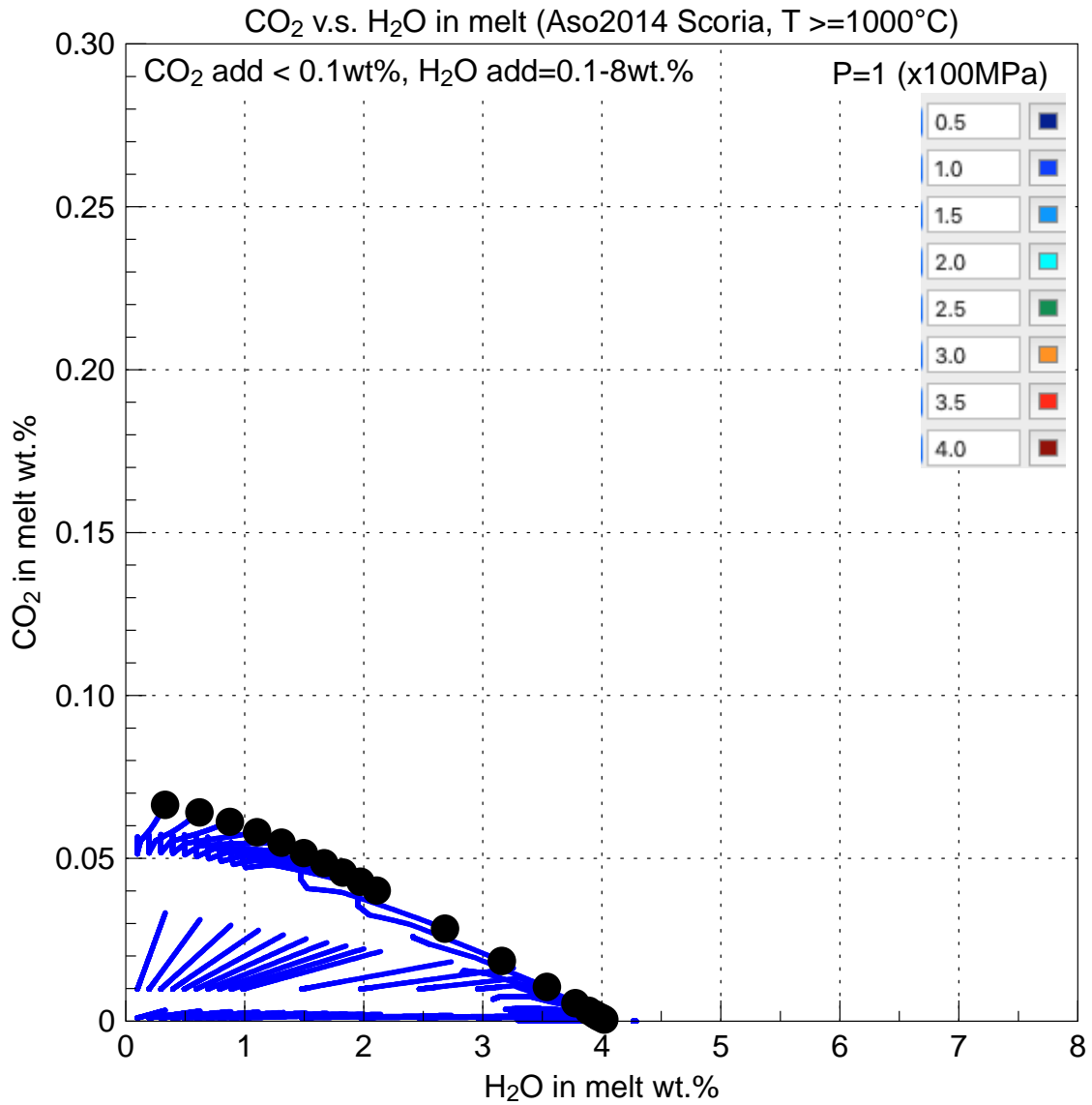


図 2.3-9 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係。温度は 1000～1400°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.001-0.1wt%(0.001, 0.01, 0.1)，圧力は 100MPa。黒丸は温度 1000°Cでの結果。青点は温度 1000～1400 度での結果。

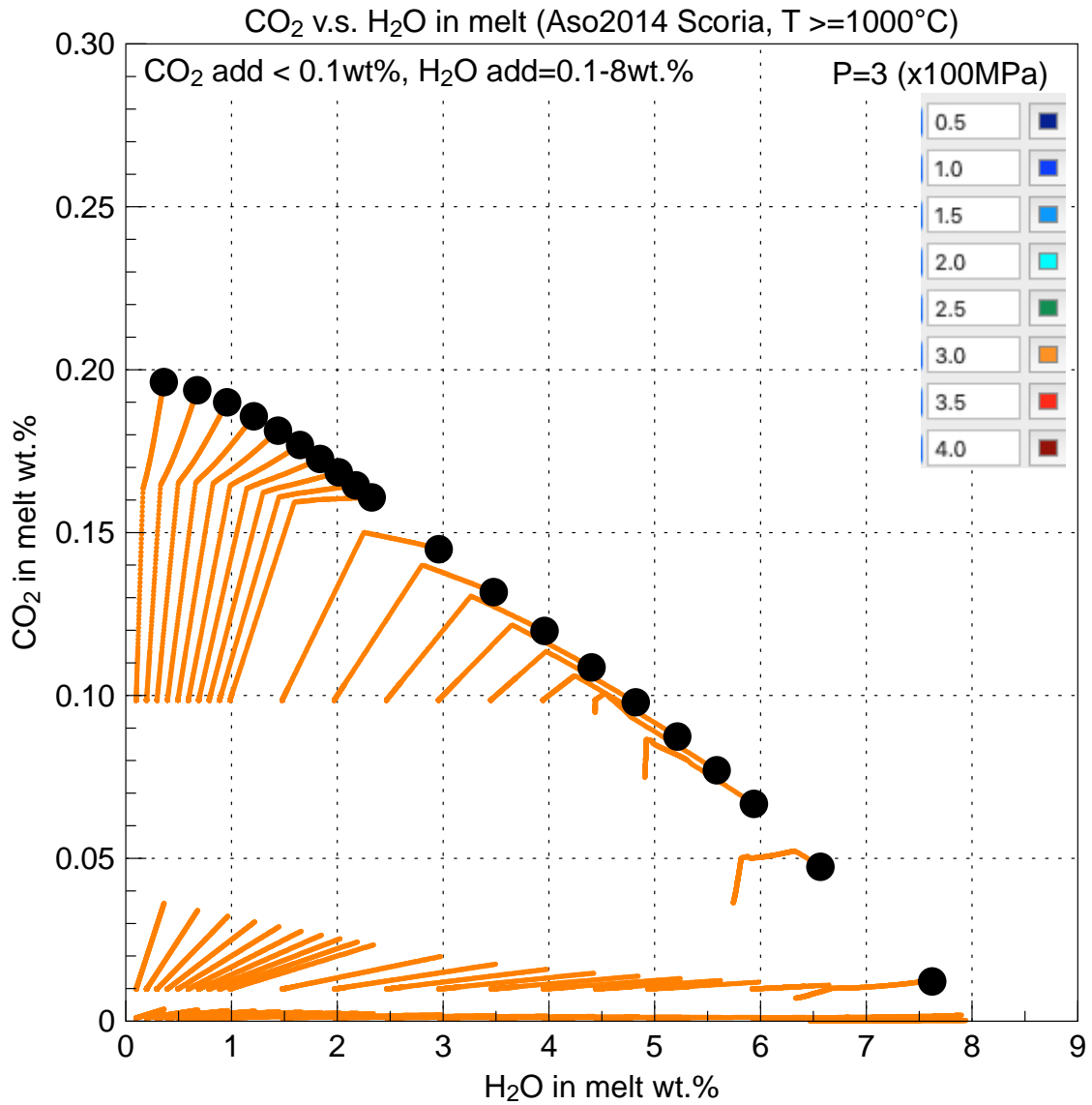


図 2.3-10 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係。温度は 1000～1400°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.001-0.1wt%(0.001, 0.01, 0.1)，圧力は 300MPa。黒丸は温度 1000°Cでの結果。橙色の点は温度 1000～1400 度での結果。

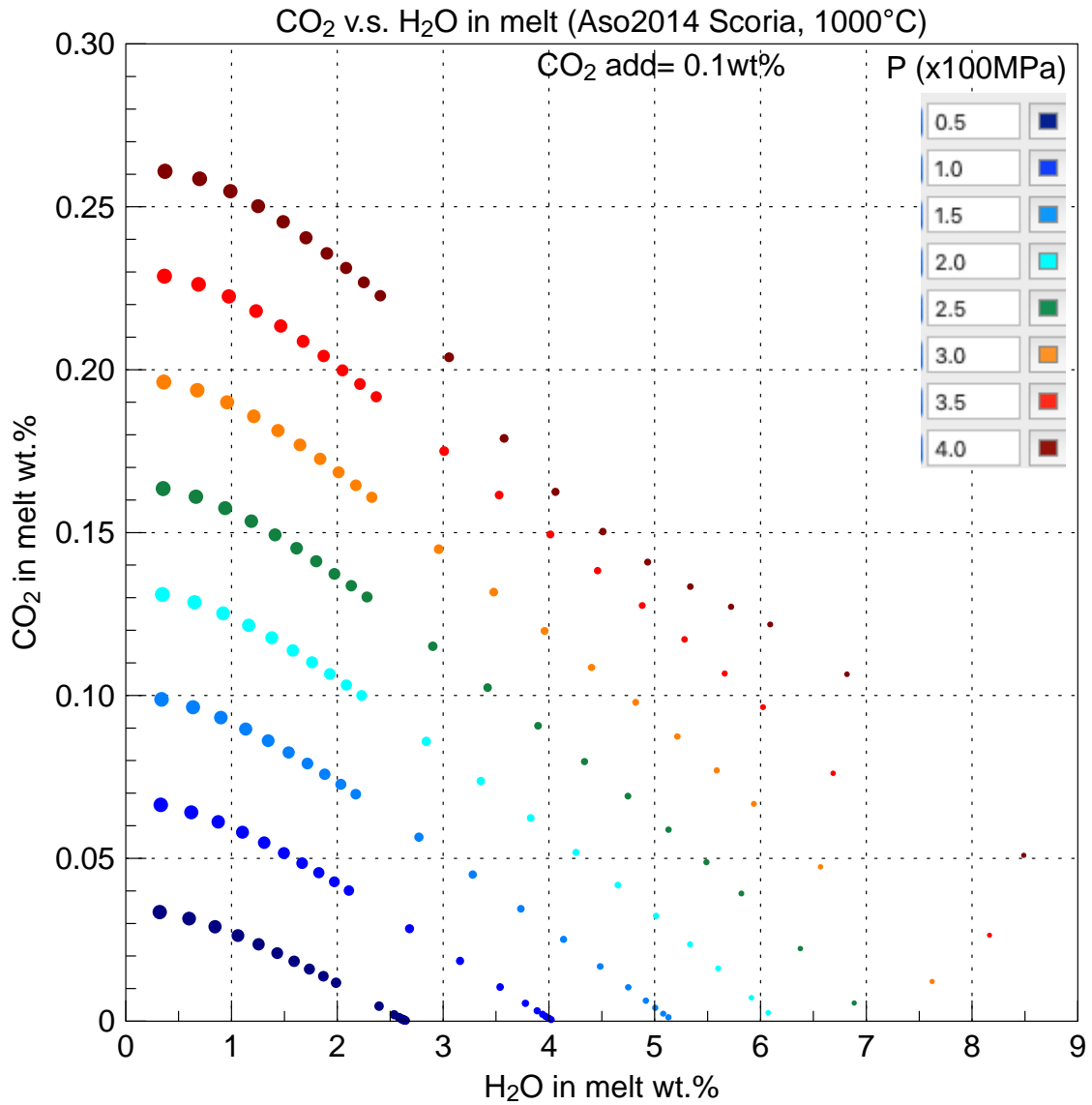


図 2.3-11 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係。温度は 1000°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.1wt.%，圧力は 50~400MPa。点の色は，温度 1000°Cにおける，凡例に示した圧力(0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0x100MPa)での結果を示す。点の大きさはメルトの K₂O 濃度の高さを示す。

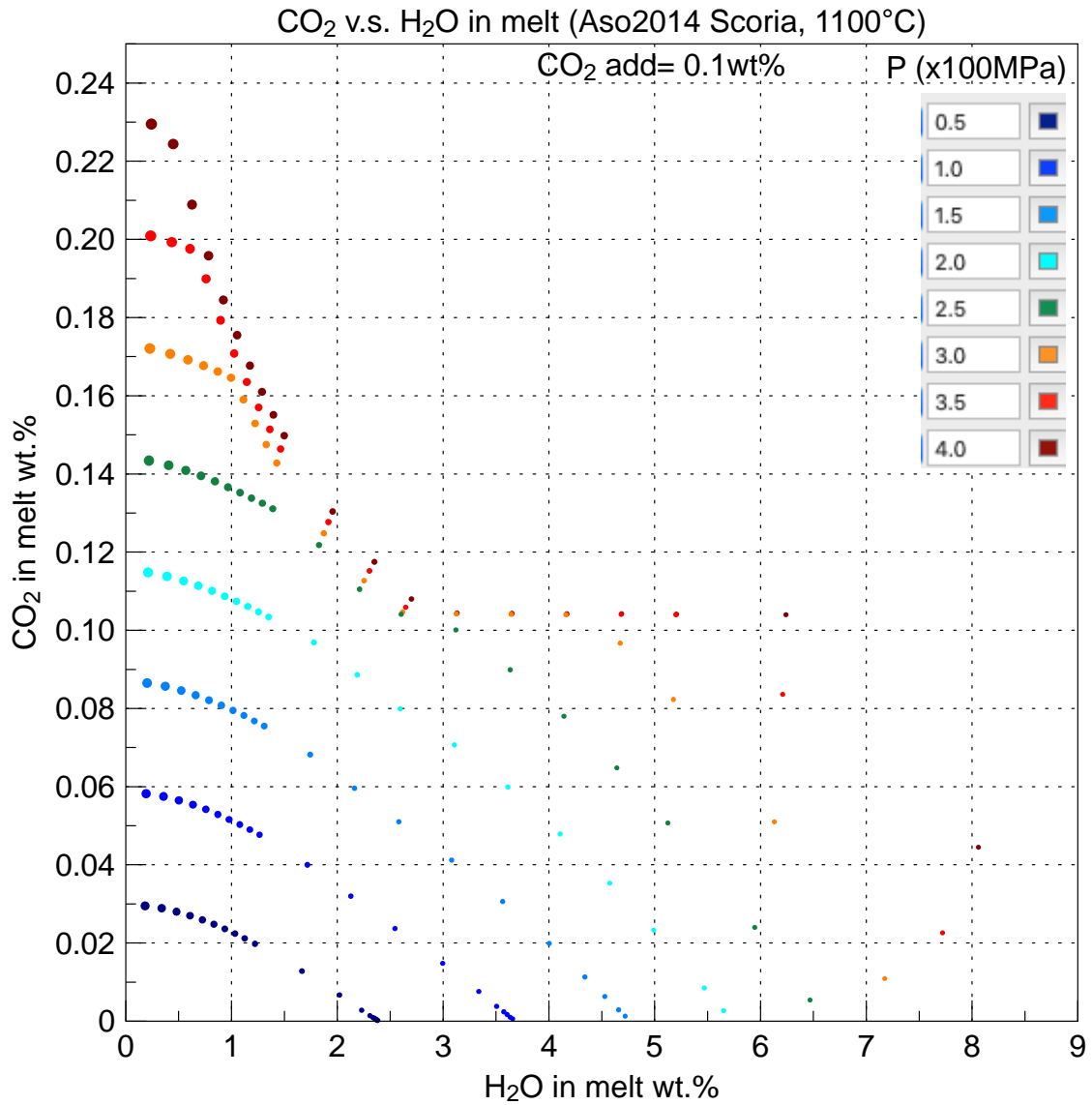


図 2.3-12 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係。温度は 1000°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂は 0.1wt.%，圧力は 50~400MPa。点の色は，温度 1100°Cにおける，凡例に示した圧力(0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0x100MPa)での結果を示す。点の大きさはメルトの K₂O 濃度の高さを示す。

1-4) 阿蘇の苦鉄質マグマの相平衡関係

阿蘇の苦鉄質マグマ(Aso2014sc)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、二酸化炭素が 0.1 重量%の場合について、鉱物が晶出あるいはガス相が析出する最高温度(リキダス)を、温度 700~1250°C、圧力常圧~850MPa の範囲で整理した。含水量が 1 重量%の場合(図 2.3-13)と 3 重量%の場合(図 2.3-14)について比較を行なうと、常圧付近ではリキダスはほとんど変化せず、常圧から 100MPa にかけて斜長石、輝石、石英のリキダスが、含水量 1 重量%では 100°C 程度、3 重量%では 100°C 以上低下したのちに、圧力とともに徐々にリキダスが上昇する。逆に、ガス相の析出温度は圧力とともに低下した。また、鉄・チタン酸化物(磁鉄鉱およびイルメナイト)のリキダス温度は含水量や圧力の効果が比較的小さかった。このように鉱物やガス相のリキダスは温度・圧力によって変化するため、天然のマグマに含まれるこれらの相の組み合わせと比較することにより、マグマの温度圧力条件に制約をかけることができる。ただしリキダス温度はマグマに含まれる水の量によっても変化するため、天然のマグマに含まれる揮発成分量を別途推定する必要があることが、確認できた。

次に、圧力を固定し(100, 200, 400, 700MPa)、マグマのバルク含水量を変化(0.1~8 重量%)させた際の、鉱物のリキダス温度の変化を確認する。圧力が 100MPa の場合(図 2.3-15 ; 100MPa ; 高温の欄外ガス相が析出)、全岩含水量が 0 から 3 重量%に増加するにつれ、斜方輝石、単斜輝石、斜長石のリキダスは低下し、黒雲母のリキダスが增加するが、それ以上の含水量ではリキダス温度は殆んど変化しなくなる。圧力が 200MPa の場合(図 2.3-15 ; 200MPa ; 高温の欄外でガス相が析出)も類似した変化がみられるが、リキダスが増加しなくなるのに必要な含水量はより高めの 6 重量%程度になる。圧力が 400MPa(図 2.3-15 ; 400MPa)と 700MPa(図 2.3-15 ; 700MPa)の場合には、リキダスが増加しなくなる含水量は調査した範囲内に認められなかった。このように、リキダスがマグマの全岩含水量の変化によらない条件は、比較的定圧で含水量が高い場合に限られる。前述のように阿蘇の珪長質マグマは、脱ガスした苦鉄質マグマが水に不飽和な条件で結晶分化したことによって生じた可能性がある(平成 30 年度報告書)ため、鉱物の晶出条件と噴出物の相組み合わせの比較にもとづいてマグマの温度・圧力依存性を推定するためには、マグマのバルク含水量を別途求める必要があることが、再確認できた。

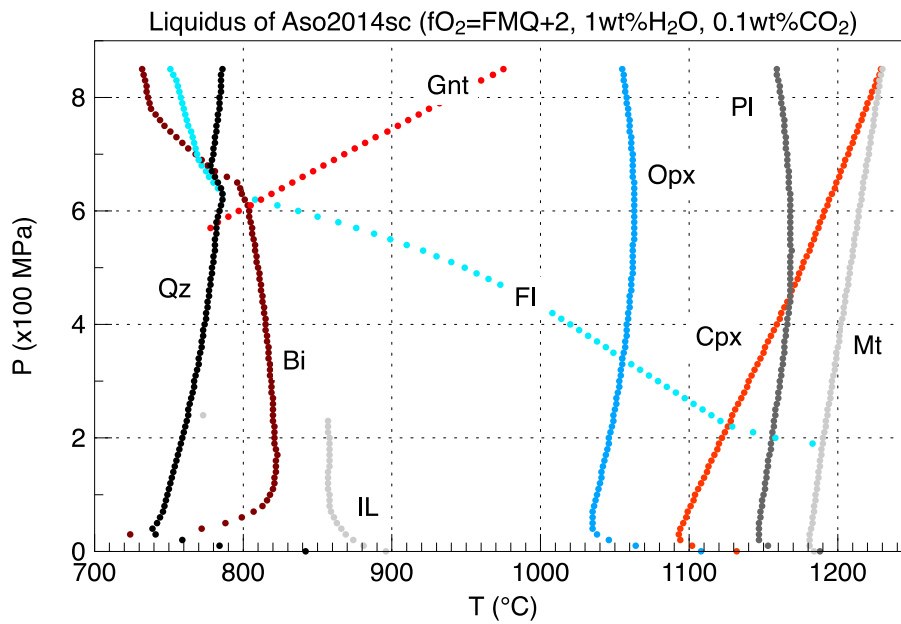


図 2.3-13 Aso2014sc の鉱物晶出圧力温度. 温度は 700~1250°C, 全岩含水量は 1wt.%, 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物(Qz:石英, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Cpx:単斜輝石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す.

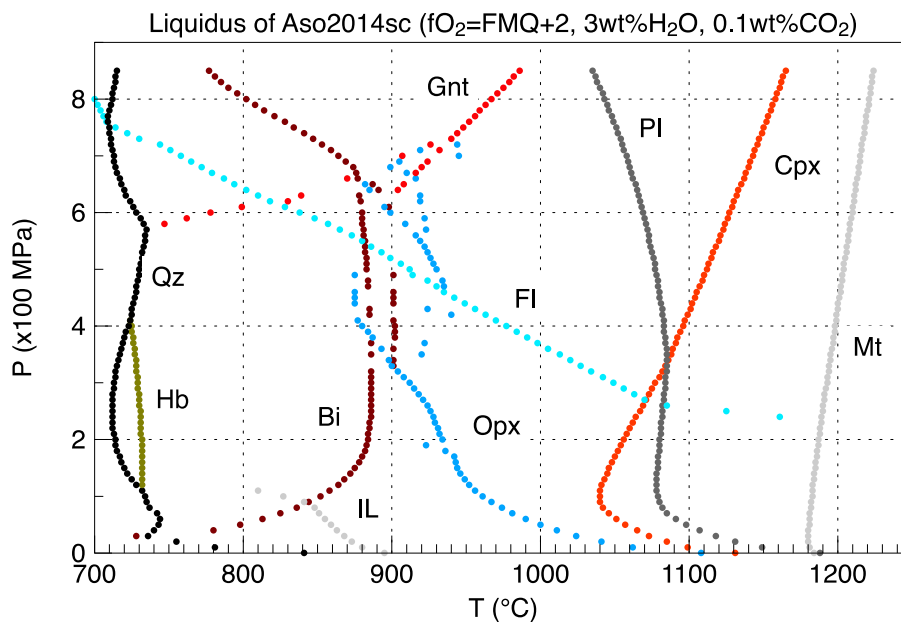


図 2.3-14 Aso2014sc の鉱物晶出圧力温度. 温度は 700~1250°C, 全岩含水量は 3wt.%, 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物(Qz:石英, Hb:角閃石, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Cpx:単斜輝石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す.

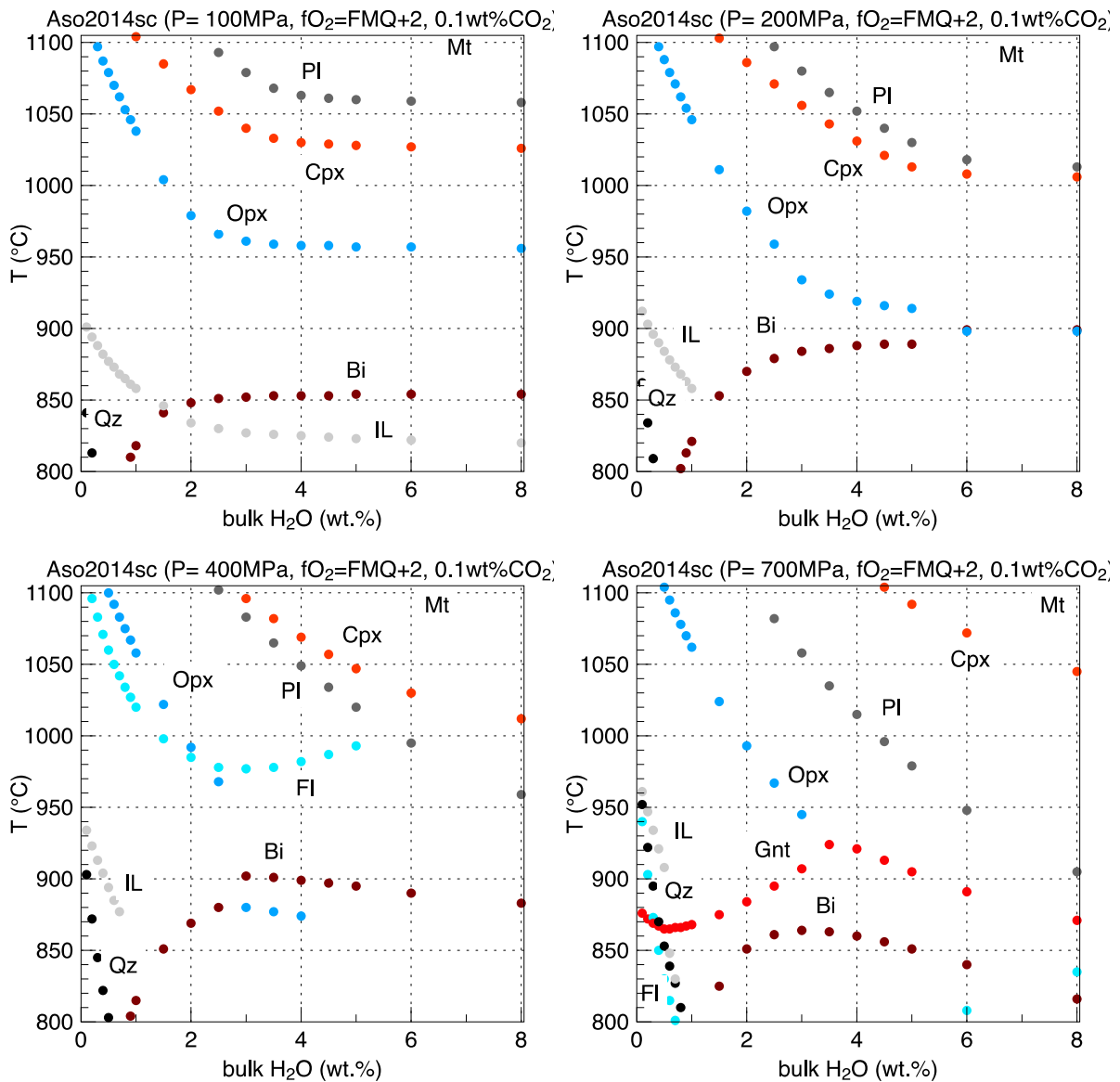


図 2.3-15 Aso2014sc のリキダスと含水量の関係。温度は 800~1100°C, 組成は Aso2014sc, 全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0), 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 100, 200, 400, 700MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物 (Qz:石英, Hb:角閃石, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, PI:斜長石, Cpx:単斜輝石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す。

1-5) 阿蘇の珪長質端成分マグマのメルト含水量と圧力の関係

阿蘇の珪長質端成分マグマ(Aso-4 KJ5665)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、温度(900°Cと 800°C)・圧力(1 気圧から 850MPa)・全岩含水量(0.5 から 5 重量%)・全岩二酸化炭素量(0.001 と 0.999 重量%)の変化がメルトの含水量に与える影響を調べた(図 2.3-16, 図 2.3-17, 図 2.3-18, 図 2.3-19). 苦鉄質マグマでの検討結果(Aso2014sc ; 図 2.3-1, 図 2.3-2, 図 2.3-3, 図 2.3-4)と同様に、飽和溶解度曲線の近傍を除く大半のケースにおいて、マグマの圧力は、メルトの含水量と飽和含水量(参考のために示した水色の曲線)から示される圧力よりも高いところに、縦に伸びた分布をみせた。また、この傾向はマグマの全岩二酸化炭素量を 1000 倍変化させても(図 2.3-16 と図 2.3-17), あるいはマグマの温度を 100°C変化させても(図 2.3-16 と図 2.3-8), 基本的に変化しなかった。

1-6) 阿蘇の珪長質端成分マグマのメルト二酸化炭素量と圧力の関係

上と同様に、阿蘇の珪長質端成分マグマ(Aso-4 KJ5665)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、温度(900°Cと 800°C)・圧力(1 気圧から 850MPa)・全岩含水量(0.5 から 5 重量%)・全岩二酸化炭素量(0.001 と 0.999 重量%)の変化がメルトの二酸化炭素濃度に与える影響を調べた(図 2.3-20, 図 2.3-21, 図 2.3-22, 図 2.3-23). 全岩二酸化炭素濃度が 0.001 重量%の場合、殆んの場合においてマグマは二酸化炭素に不飽和となり、常圧から 850MPa の広い範囲において 0.01 重量%以下のメルト二酸化炭素濃度を示した。一方、全岩二酸化炭素濃度が 0.999 重量%の場合は、飽和溶解度線とほぼ平行に分布した(図 2.3-21, 図 2.3-23).

1-7) 阿蘇の珪長質端成分マグマのメルト二酸化炭素量・含水量・圧力の関係

同様に、阿蘇の珪長質端成分マグマ(Aso-4 KJ5665)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、圧力(100MPa)を固定した場合に、温度(1000~1400°C)・全岩含水量(0.1 から 8 重量%)・全岩二酸化炭素量(0.001 から 0.1 重量%)の変化がメルトの水と二酸化炭素の濃度に与える影響を調べた。するとメルトの二酸化炭素濃度と含水量は、苦鉄質マグマの検討事例(図 2.3-9)と同様に、原点を中心とする扇形に分布した(図 2.3-24 の青い線が分布する領域)。この扇形を縁どる黒丸は 1000°Cの、扇形の内部は 1000~1400°Cにおける二酸化炭素と水の濃度である。このような分布になる理由も苦鉄質マグマの事例と同様に、マグマに含まれる二酸化炭素量と水が、結晶分化作用によってメルトに濃集され、飽和するためである。

圧力を 300MPa に固定した場合、メルトの二酸化炭素濃度と含水量は、より大きな、歪んだ扇形に分布した(図 2.3-25 の橙色の線が放射状に分布する領域)。この扇形を縁どる黒丸は 1000°Cの、扇形の内部は 1000~1400°Cにおける二酸化炭素と水の濃度である。300MPa が 100MPa に類似した分布になる理由も、マグマに含まれる二酸化炭素量と水が、結晶分化作用によってメルトに濃集・飽和することで説明される。また、扇形が歪む理由は、全岩含水量が少ない条件でマグマが水に不飽和になるためだと考えられる。

温度を 800°Cに固定し、全岩含水量(0.1 から 8 重量%), 全岩二酸化炭素量(0.001 から 0.1 重量%), 圧力を変化(50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400MPa)させた場合、メルトの二酸化炭素濃度と含水量は、図 2.3-24 や図 2.3-25 でみられた扇形に類似した分布を示した(図 2.3-26).

同様に温度を 900°Cに固定した場合メルトの二酸化炭素濃度と含水量は、圧力が 300MPa 以下では扇形に分布するが、それより高い圧力では歪む(図 2.3-27)。また歪みの度合は温度が 800°Cの時よりも大きい。この理由は、温度が高いとより多くのメルトが存在するために揮発成分がより多く溶解されることに加え、高压ではマグマが二酸化炭素あるいは水に不飽和になるためである。

1-8) 阿蘇の珪長質端成分マグマの相平衡関係

阿蘇の珪長質端成分マグマ(Aso-4 KJ5665)を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、二酸化炭素が 0.1 重量%の場合について、鉱物が晶出あるいはガス相が析出する最高温度(リキダス)を、温度 700~1200°C、圧力常圧~850MPa の範囲で整理した。含水量が 1 重量%の場合(図 2.3-28)と 3 重量%の場合(図 2.3-29)について比較を行なうと、常圧付近ではリキダスはほとんど変化せず、常圧から 100MPa にかけて斜長石、輝石、石英のリキダスが、含水量 1 重量%では 100~150°C程度、3 重量%では 200°C以上低下したのちに、圧力とともに徐々にリキダスが上昇する。逆に、ガス相の析出温度は圧力とともに低下した。また、鉄・チタン酸化物(磁鉄鉱およびイルメナイト)のリキダス温度は含水量や圧力の効果が比較的小さかった。これらの特徴は苦鉄質マグマ(Aso2014sc)に類似している。

次に、圧力を固定し(100, 200, 400, 700MPa)、マグマのバルク含水量を変化(0.1~8 重量%)させた際の、鉱物のリキダス温度の変化を確認する。圧力が 100MPa の場合(図 2.3-30 ; 100MPa ; 高温の欄外ガス相が析出)、全岩含水量が 0 から 3 重量%に増加するにつれ、斜方輝石、単斜輝石、斜長石のリキダスは低下し、黒雲母のリキダスが増加するが、それ以上の含水量ではリキダス温度は殆んど変化しなくなる。圧力が 200MPa の場合(図 2.3-30 ; 200MPa ; 高温の欄外でガス相が析出)も類似した変化がみられるが、リキダスに変化しなくなるのに必要な含水量はより高めの 6 重量%程度になる。圧力が 400MPa(図 2.3-30 ; 400MPa)と 700MPa(図 2.3-30 ; 700MPa)の場合には、リキダスに変化しなくなる含水量は調査した範囲内に認められなかった。これらの特徴も苦鉄質マグマ(Aso2014sc)に類似している。

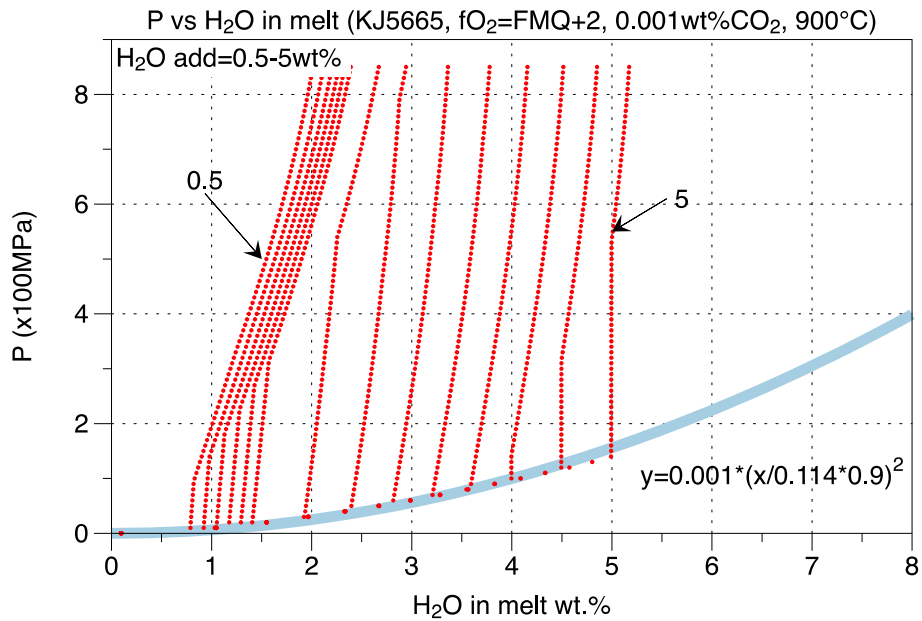


図 2.3-16 メルトの含水量と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.001wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和含水量の目安である.

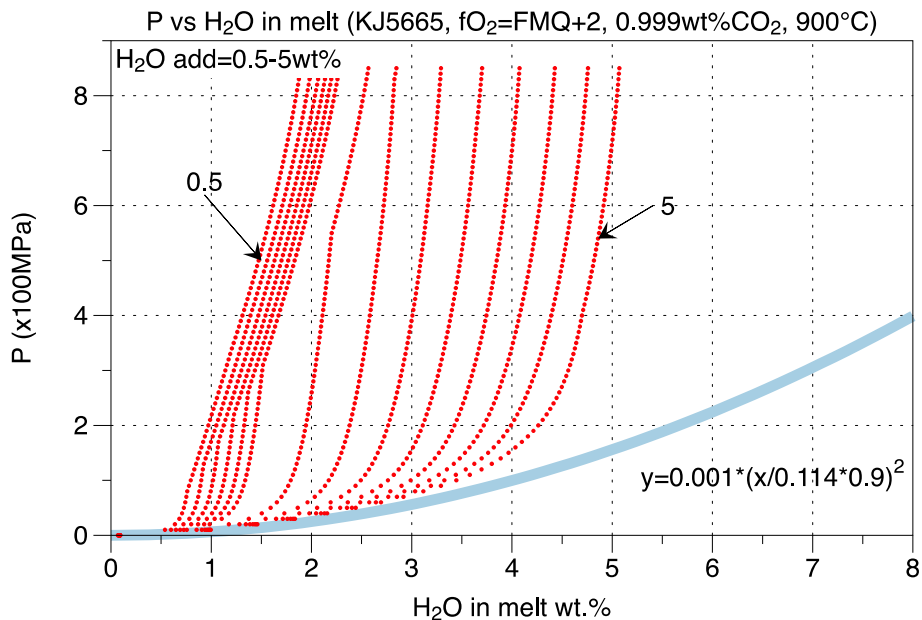


図 2.3-17 メルトの含水量と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.999wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和含水量の目安である.

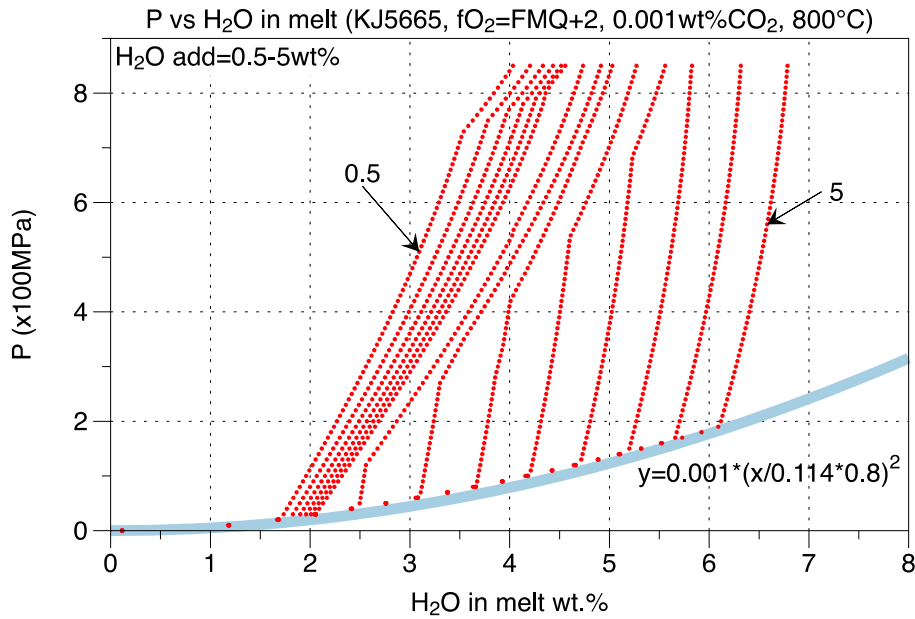


図 2.3-18 メルトの含水量と圧力の関係. 温度は 800°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.001wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和含水量の目安である.

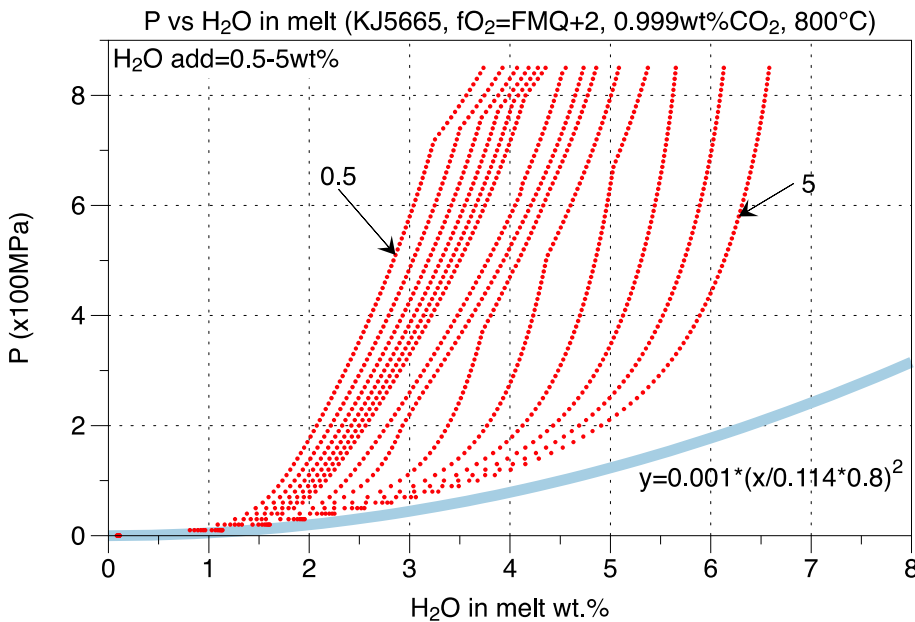


図 2.3-19 メルトの含水量と圧力の関係. 温度は 800°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.999wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和含水量の目安である.

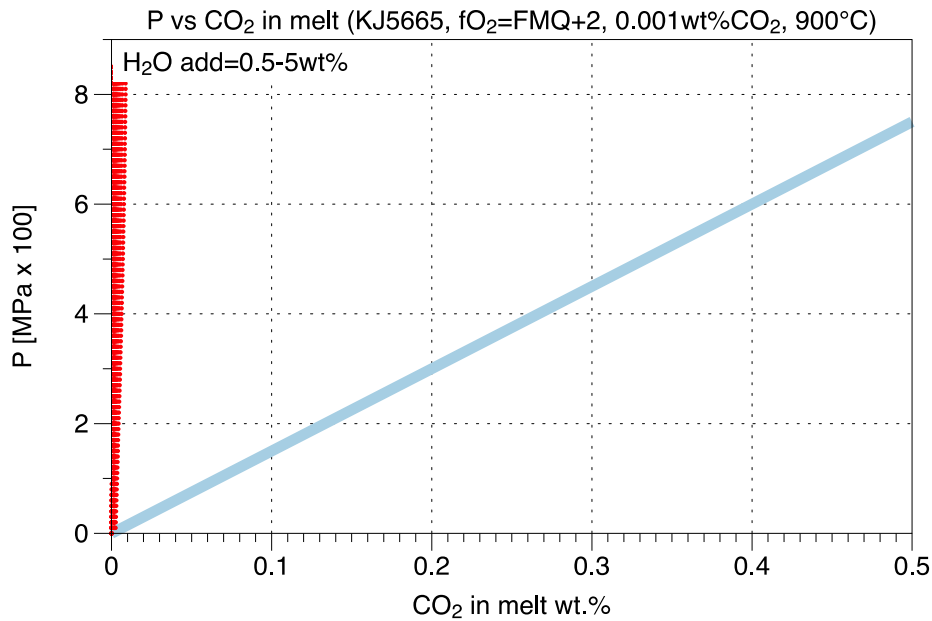


図 2.3-20 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO2 は 0.001wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K2O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である.

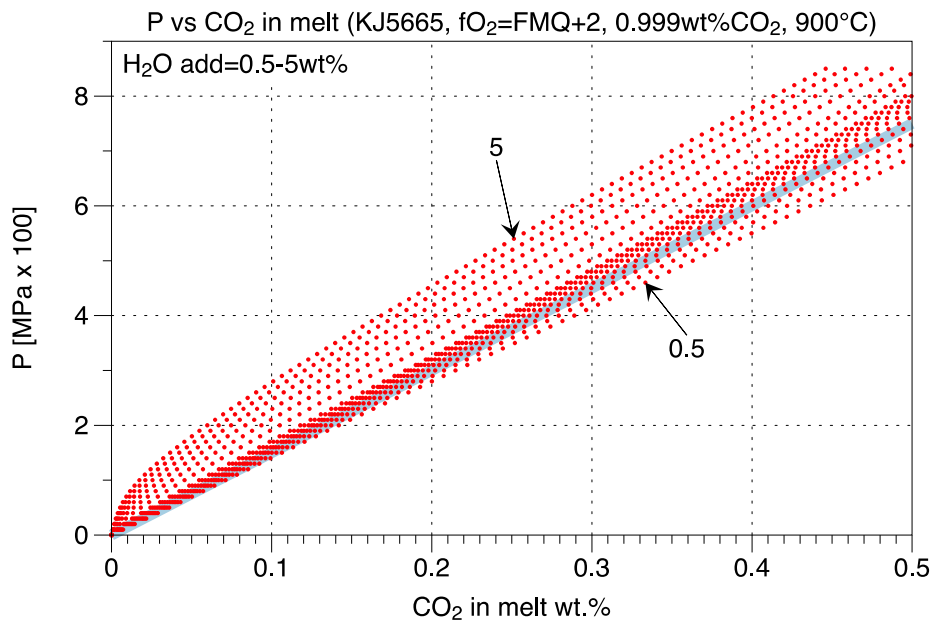


図 2.3-21 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO2 は 0.999wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K2O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である.

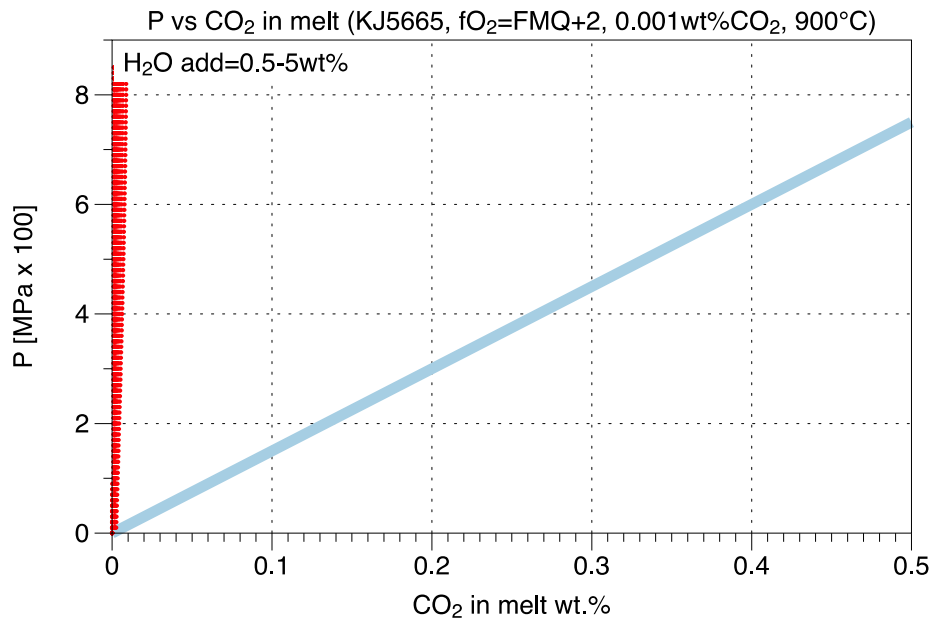


図 2.3-22 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係. 温度は 800°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.001wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である.

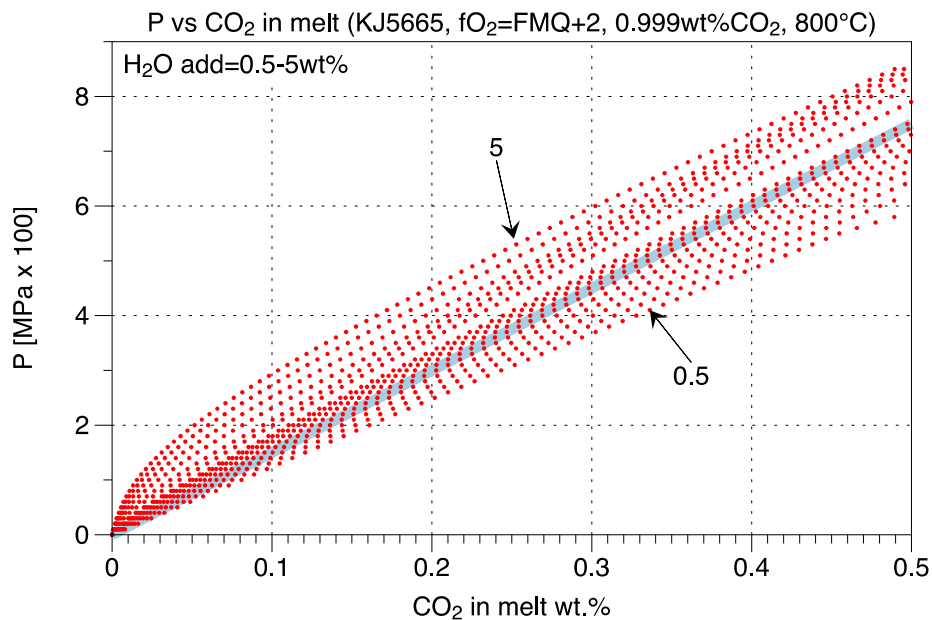


図 2.3-23 メルトの二酸化炭素濃度と圧力の関係. 温度は 800°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5-5wt%(0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0), 全岩 CO₂ は 0.999wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点線の色はメルトの K₂O 濃度で分けており, 3.0wt%以上が赤(Aso-4 に相当), 2.5~3.0wt%が紫, 2~2.5wt%が青である. 水色の線は飽和二酸化炭素量の目安である.

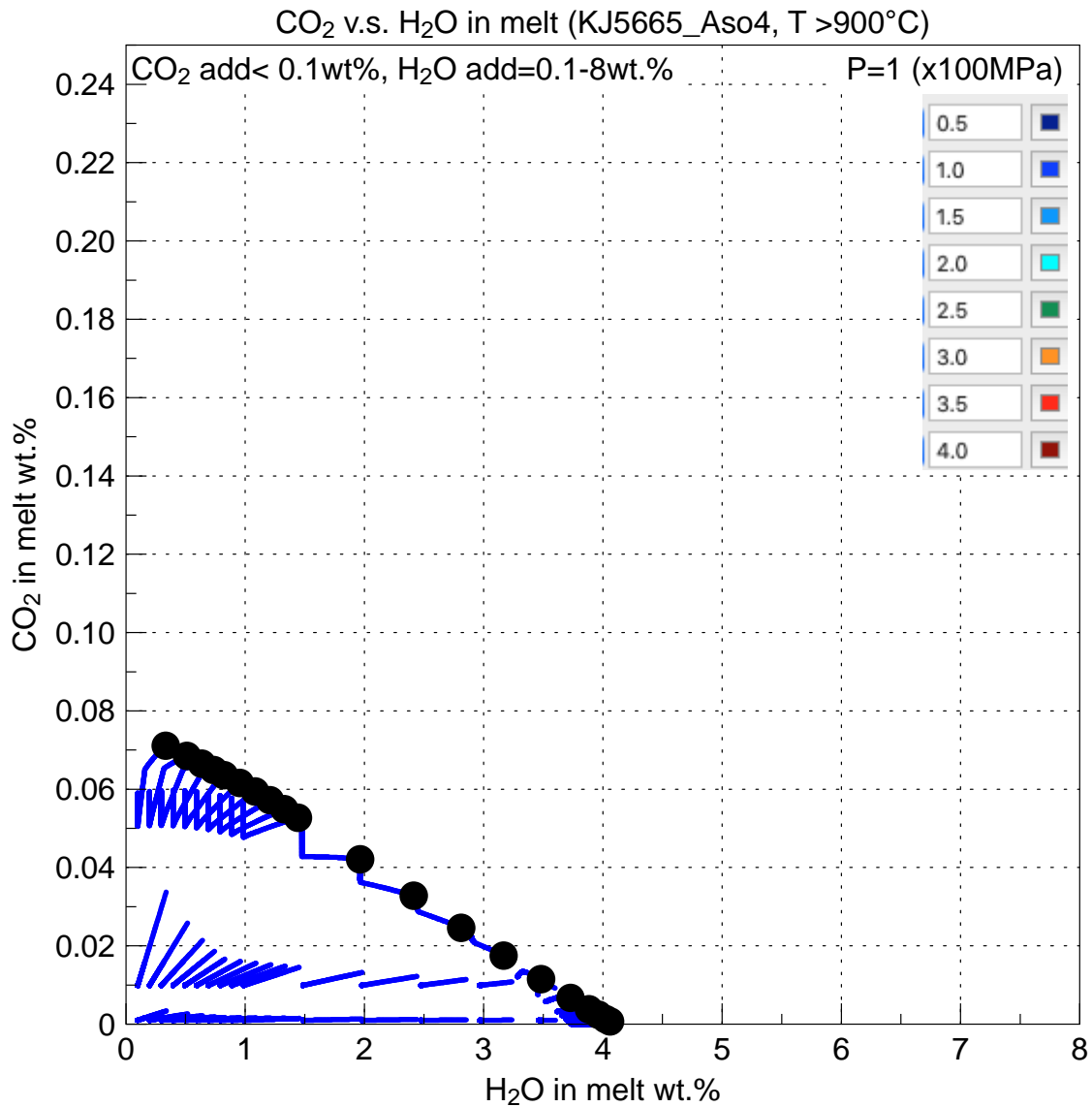


図 2.3-24 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係。温度は 900~1400°C，組成は Aso4 KJ5665，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.001-0.1wt%(0.001, 0.01, 0.1)，圧力は 100MPa。黒丸は温度 1000°C での結果。青点は温度 1000~1400 度での結果。

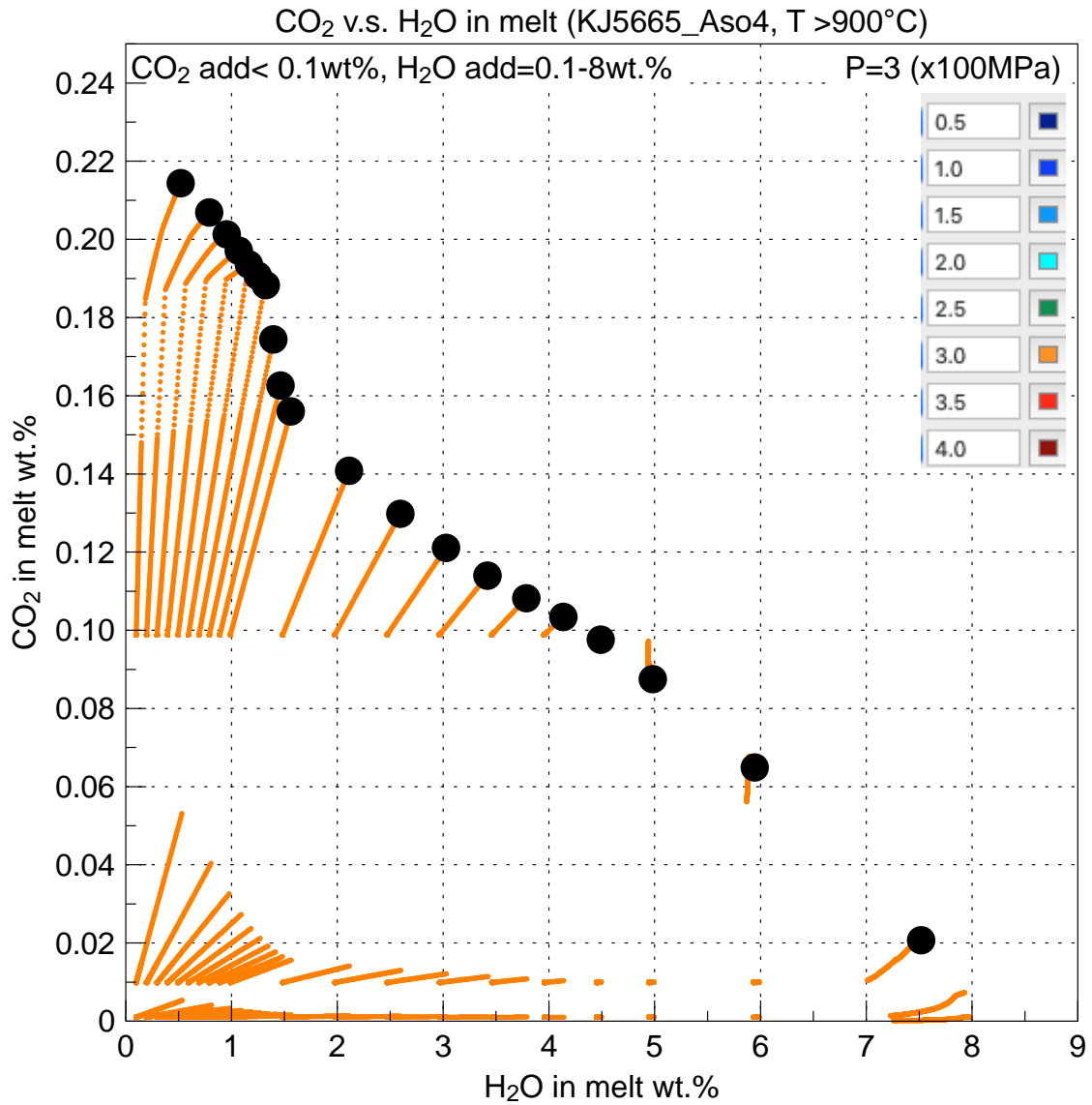


図 2.3-25 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係. 温度は 900~1400°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0), 全岩 CO₂ は 0.001-0.1wt%(0.001, 0.01, 0.1), 圧力は 300MPa. 黒丸は温度 1000°Cでの結果. 橙色の点は温度 1000~1400 度での結果.

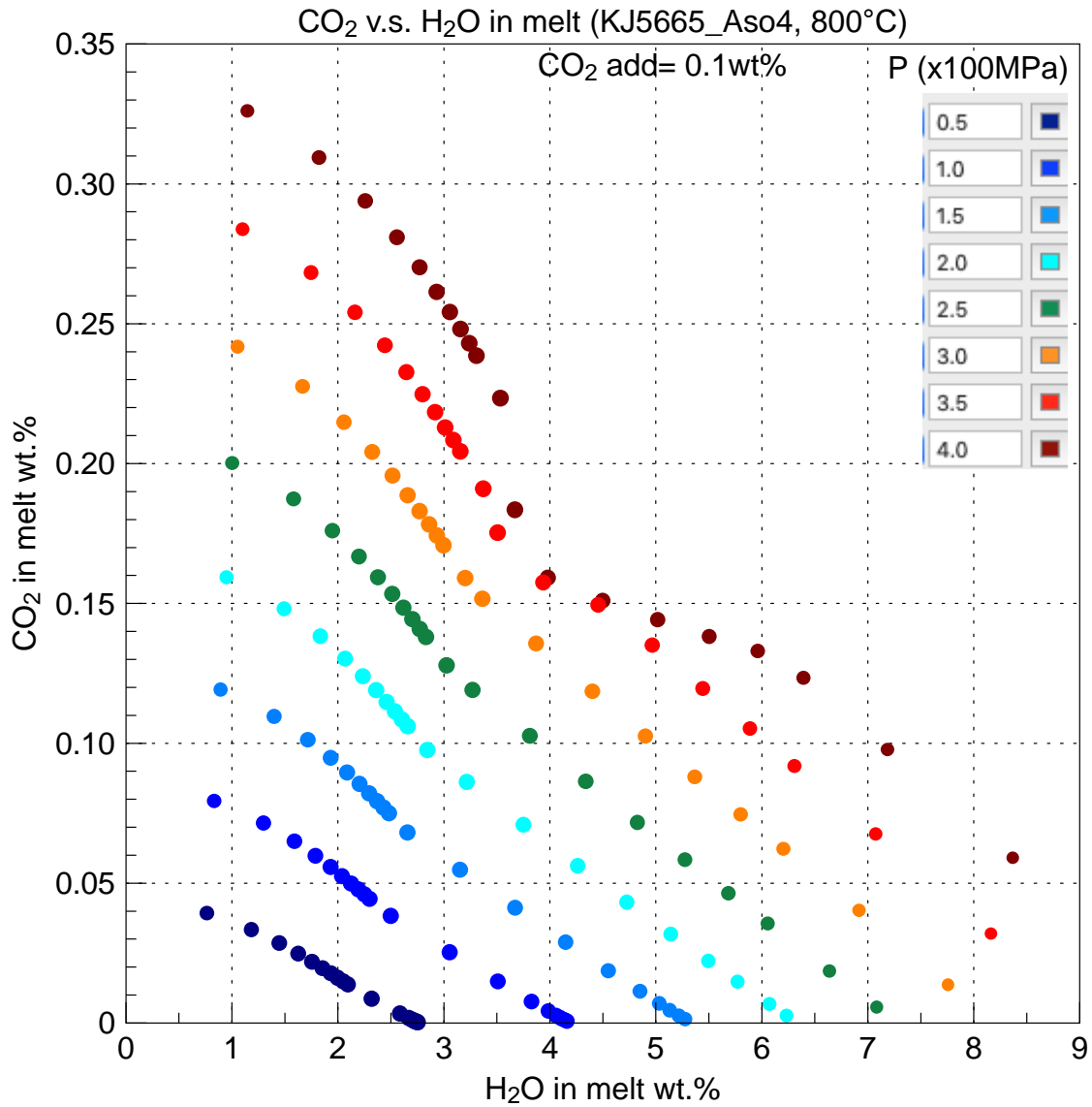


図 2.3-26 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係。温度は 800°C，組成は Aso4 KJ5665，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.1wt.%，圧力は 0.5-4. 点の色は，温度 800°Cにおける，凡例に示した圧力(0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0x100MPa)での結果を示す。点の大きさはメルトの K₂O 濃度の高さを示す。

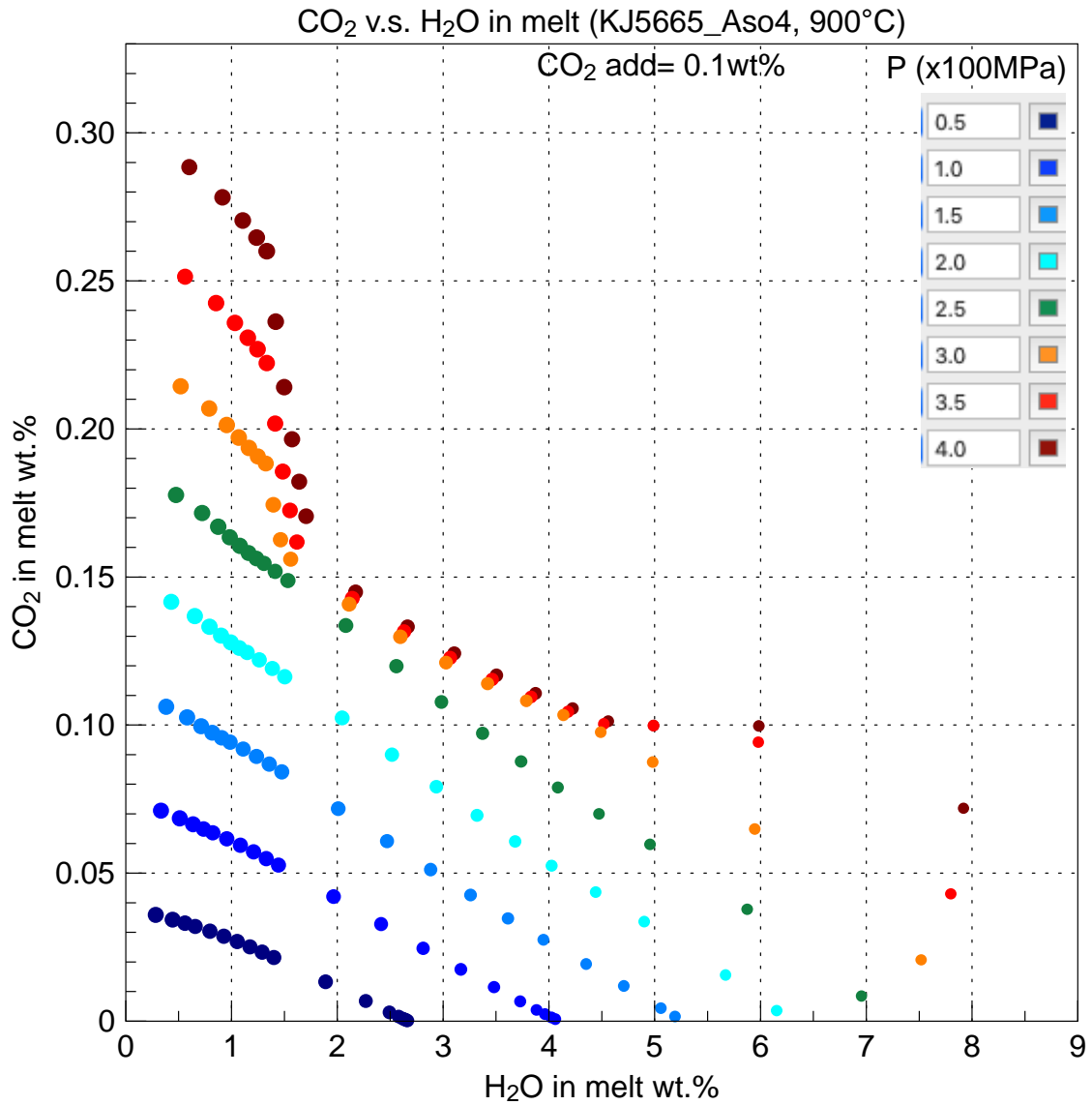


図 2.3-27 メルトの二酸化炭素と含水量と圧力の関係. 温度は 900°C, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0), 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 0.5-4. 点の色は, 温度 900°Cにおける, 凡例に示した圧力(0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0x100MPa)での結果を示す. 点の大きさはメルトの K₂O 濃度の高さを示す.

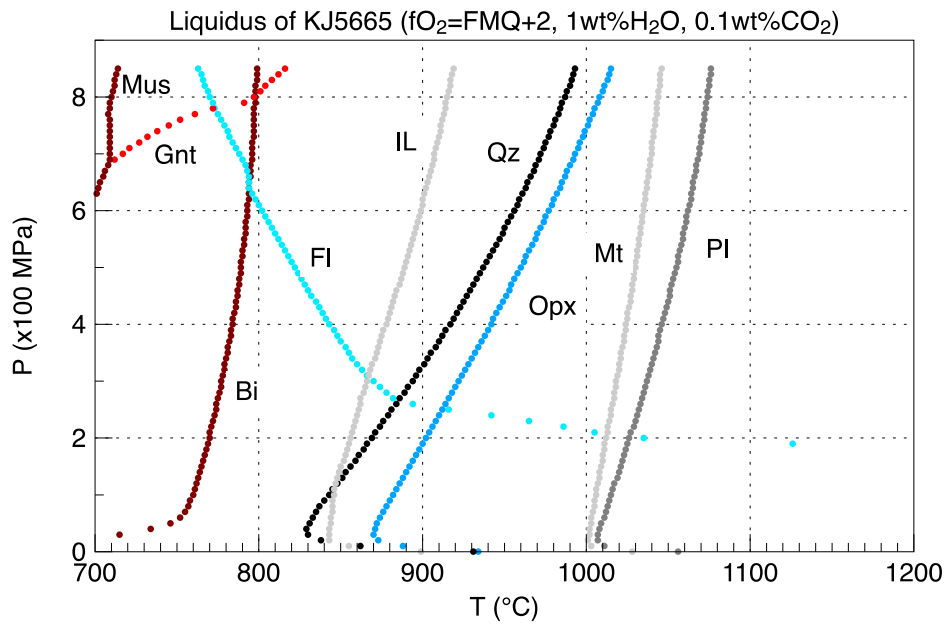


図 2.3-28 Aso4 KJ5665 の鉱物晶出圧力温度 (含水量 1wt%). 温度は 700~1200°C, 全岩含水量は 1wt.%, 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物(Qz:石英, Mus: 白雲母, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, Fl:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す.

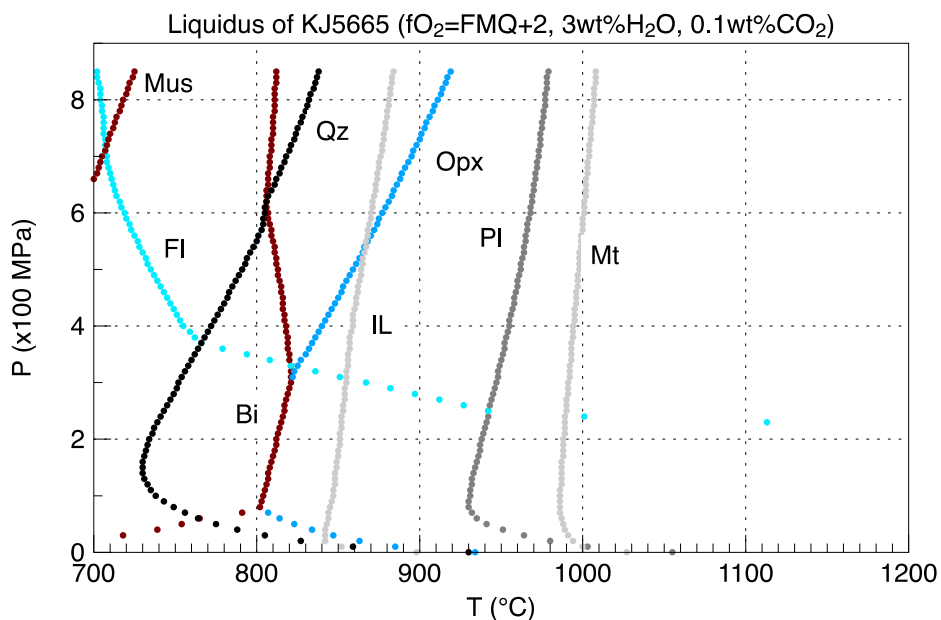


図 2.3-29 Aso4 KJ5665 の鉱物晶出圧力温度 (含水量 3wt%). 温度は 700~1200°C, 全岩含水量は 3wt.%, 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 1 気圧~850MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物(Qz:石英, Mus: 白雲母, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, Fl:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す.

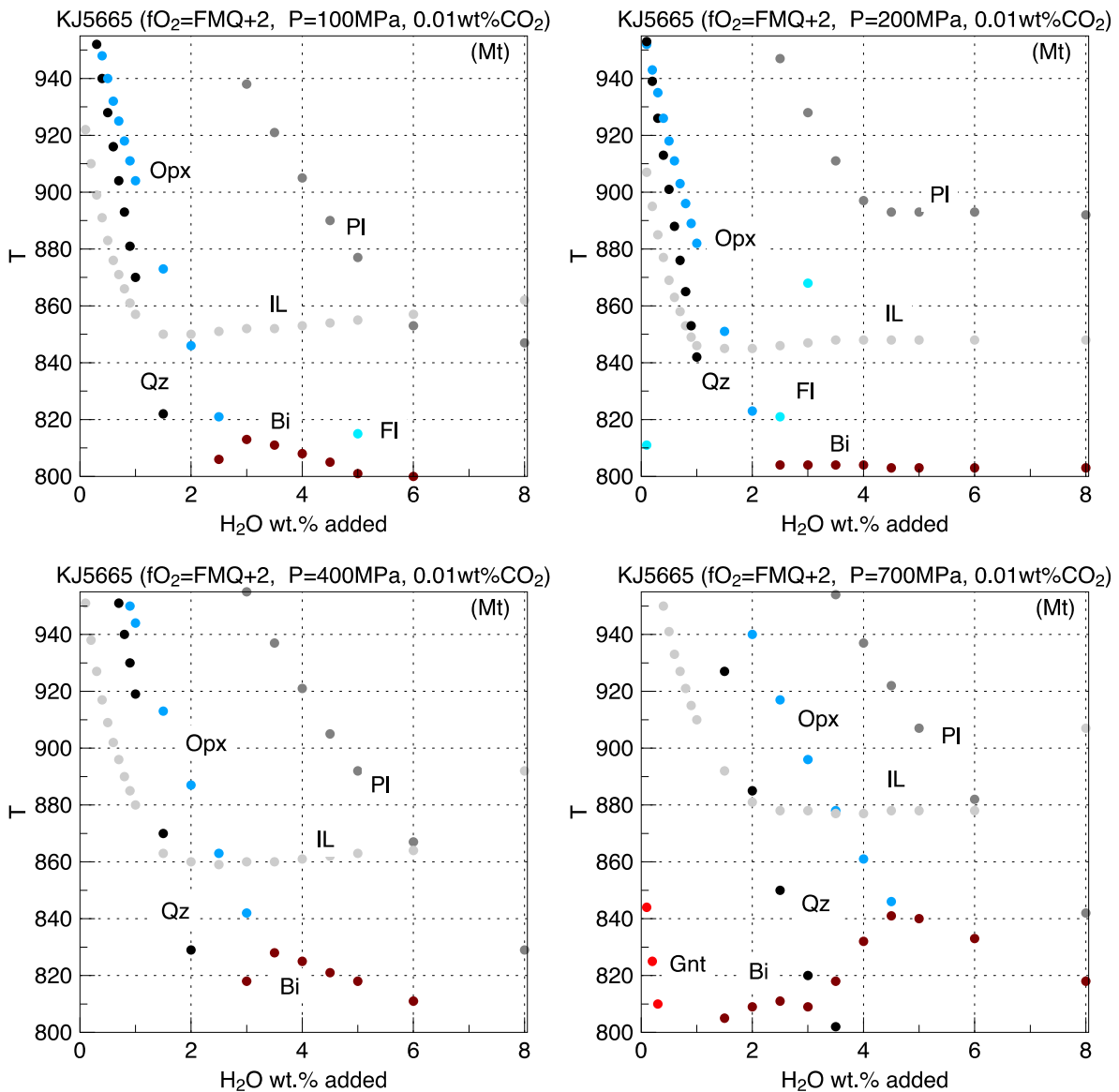


図 2.3-30 Aso4 KJ5665 のリキダスと含水量の関係。温度は 800~950°C，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.01wt.%，圧力は 100, 200, 400, 700MPa。点の色は，ラベルに示された鉱物(Qz:石英, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Cpx:単斜輝石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度(リキダス)を示す。

上で述べた阿蘇の珪長質端成分マグマ(Aso-4 KJ5665)の化学組成は、噴火後約 9 万年の間に噴出物が受けた風化の影響で若干変化しているため、別地点で採取された Aso-4 の溶結レンズ部分(Aso-4 MY5774)の化学組成のほうが、阿蘇の珪長質端成分の代表値としてふさわしい(Ushioda et al., 2020). そこで Aso-4 MY5774 を対象に Rhyolite-MELTS を用いた計算を行ない、二酸化炭素が 0.1 重量%の場合について、鉱物が晶出あるいはガス相が析出する最高温度(リキダス)を、温度 700~1200°C, 圧力常圧~850MPa の範囲で整理した. 含水量が 1 重量%の場合(図 2.3-28)と 3 重量%の場合(図 2.3-29)について比較を行なうと、Aso-4 MY5774 のほうが斜方輝石と斜長石のリキダス温度が全体的に 15~20°C 程度高め、石英は 10~15°C 程度低めであった. 全岩含水量を変えても常圧付近ではリキダスはほとんど変化しない点や、常圧から 100MPa にかけて斜長石、輝石、石英のリキダスが、含水量 1 重量%では 100~150°C 程度、3 重量%では 200°C 以上低下したのちに、圧力とともに徐々にリキダスが上昇する点も、Aso-4 KJ5665 の特徴と共通する. また、ガス相の析出温度は圧力とともに低下する点や、鉄・チタン酸化物(磁鉄鉱およびイルメナイト)のリキダス温度は含水量や圧力の効果が比較的小さい点も同じであった.

次に、圧力を固定し(100, 200, 400, 700MPa)、マグマのバルク含水量を変化(0.1~8 重量%)させた際の、鉱物のリキダス温度の変化を確認する. 圧力が 100MPa の場合(図 2.3-33 ; 100MPa)、全岩含水量が 0 から 4 重量%に増加するにつれ、斜方輝石、単斜輝石、斜長石のリキダスは低下するが、それ以上の含水量ではリキダス温度は殆んど変化しなくなる. 圧力が 200MPa の場合(図 2.3-33 ; 200MPa)も類似した変化がみられるが、リキダスが変化しなくなるのに必要な含水量はより高めの 6 重量%程度になる. 圧力が 400MPa(図 2.3-33 ; 400MPa)と 700MPa(図 2.3-33 ; 700MPa)の場合には、リキダスが変化しなくなる含水量は調査した範囲内に認められなかった. これらの特徴も、Aso-4 KJ5665 に類似している.

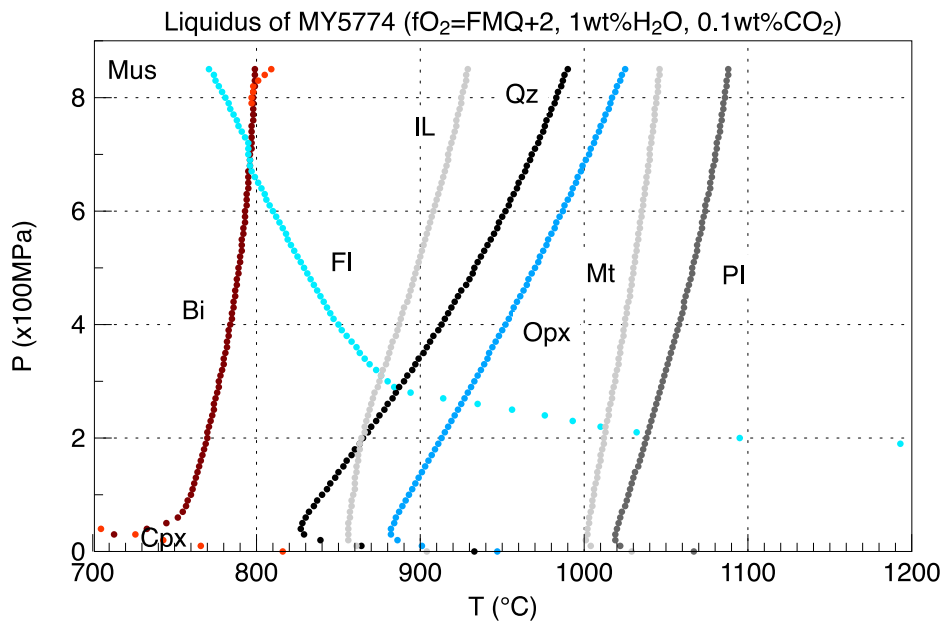


図 2.3-31 Aso4 MY5774 の鉱物晶出圧力温度 (含水量 1wt%). 温度は 700~1200°C, 全岩含水量は 1wt.%, 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 100, 200, 400, 700MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物 (Qz:石英, Mus: 白雲母, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Pl:斜長石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す.

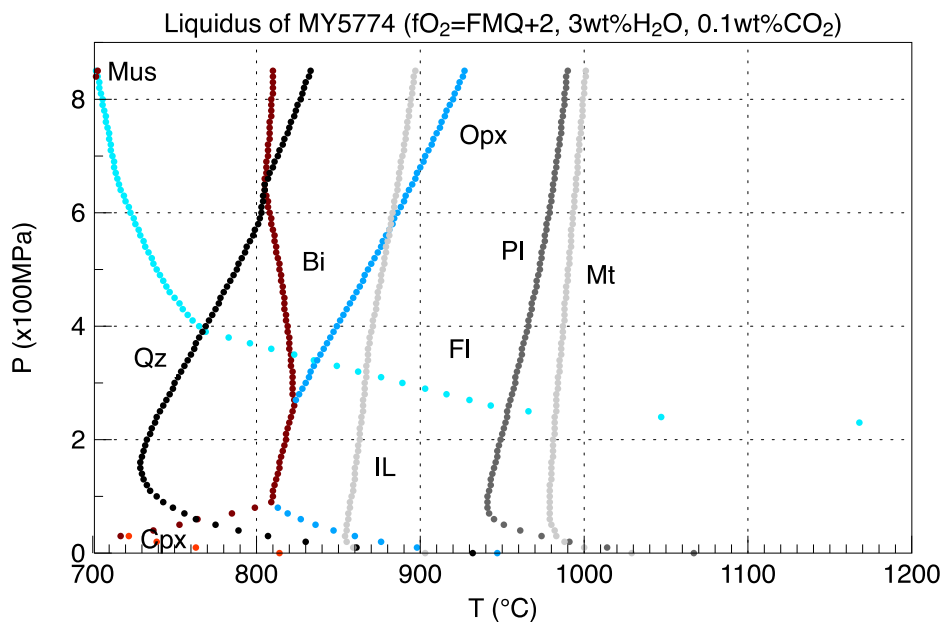


図 2.3-32 Aso4 MY5774 の鉱物晶出圧力温度 (含水量 3wt%). 温度は 700~1200°C, 全岩含水量は 3wt.%, 全岩 CO₂ は 0.1wt.%, 圧力は 100, 200, 400, 700MPa. 点の色は, ラベルに示された鉱物 (Qz:石英, Mus: 白雲母, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Pl:斜長石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度 (リキダス) を示す.

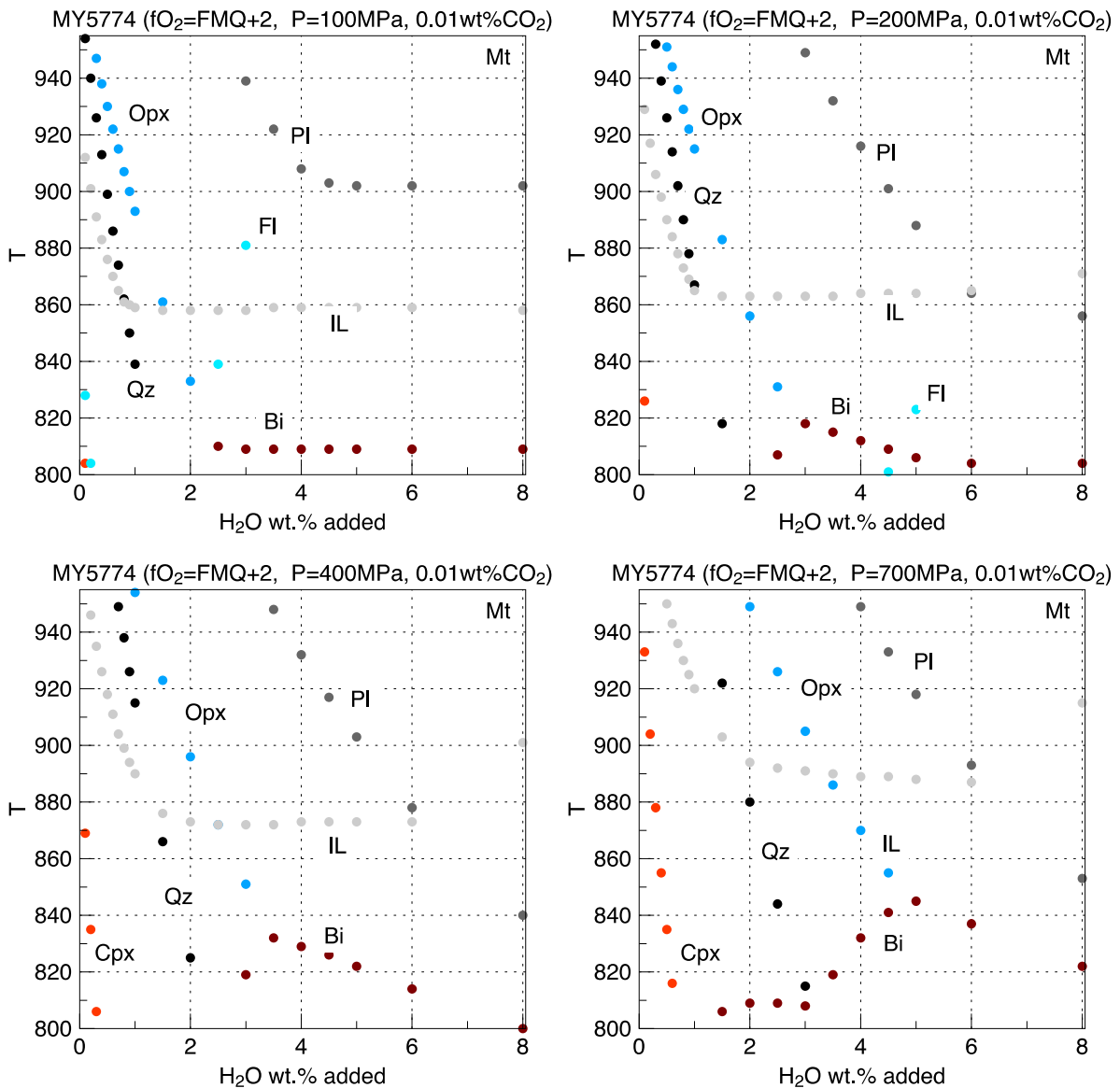


図 2.3-33 Aso4 MY5774 のリキダスと含水量の関係。温度は 800~950℃，組成は Aso4 MY5774，全岩含水量は 0.1-8wt%(0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0)，全岩 CO₂ は 0.01wt.%，圧力は 100, 200, 400, 700MPa。点の色は，ラベルに示された鉱物(Qz:石英, Bi:黒雲母, Gnt:ざくろ石, IL:イルメナイト, FI:過飽和ガス相, Opx:斜方輝石, PI:斜長石, Cpx:単斜輝石, Mt:磁鉄鉱)の最高晶出温度(リキダス)を示す。

(2) NanoSIMS の揮発成分分析の標準試料の作成と含水量分析

二次イオン質量分析計でガラスの含水量を分析するためには，含水量が既知の標準ガラス試料が必要である。一次イオンの照射によって放出される二次イオン中の水素の比率は含水量だけでなく，ガラスの主化学組成によっても変化するため(マトリックス効果)，測定対象と標準ガラスの主化学組成が一致していることが望ましい。そのため，阿蘇のマグマの化学組成をもつ含水量標準ガラス試料をガス圧装置で合成・回収後，アイソメットカッターで 3 枚におろし，そのうち

2 枚を微小領域分析用標準試料とし，残りの部分(あるいは割れて細かくなった部分)のバルク含水量を分析した(光学顕微鏡画像：図 2.3-34，図 2.3-35，図 2.3-36)。

2-1) ガラスの主化学組成

ガラスの均質性を確認するため，微小領域分析用に切り分けた部分を研磨後，EPMAを用いて化学組成の空間分布(図 2.3-37)を調査した．その結果ガラスの主化学組成は全体にわたって「ほぼ」均一であることが確認できた(図 2.3-38，図 2.3-39)。

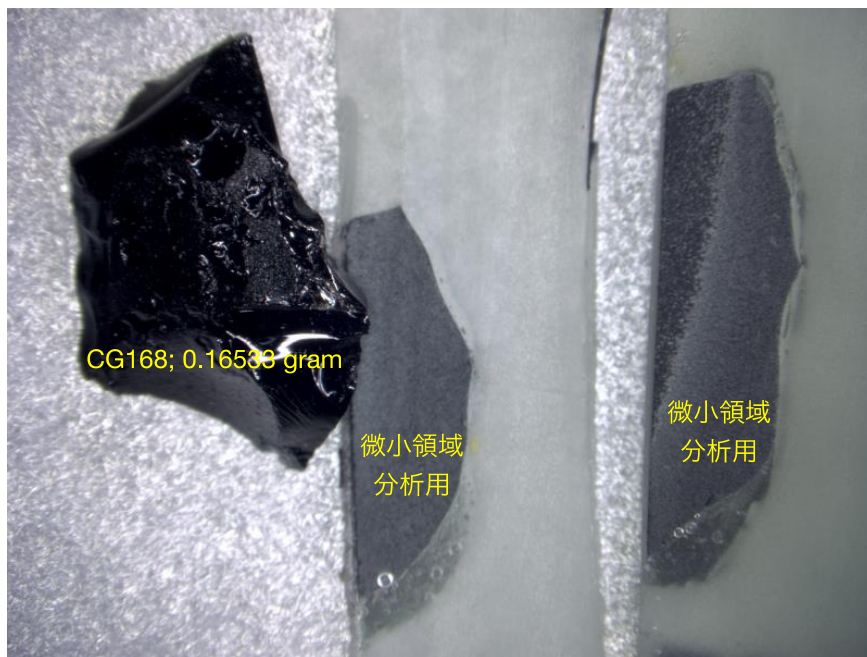


図 2.3-34 含水量標準ガラス片 G168 の光学顕微鏡写真．温度は 1300°C，組成は Aso2014sc，全岩含水量は 1.5wt.%，全岩 CO₂ は 0wt.%，圧力は 123MPa．真空脱水ラインによる含水量測定結果は 1.20wt%H₂O．

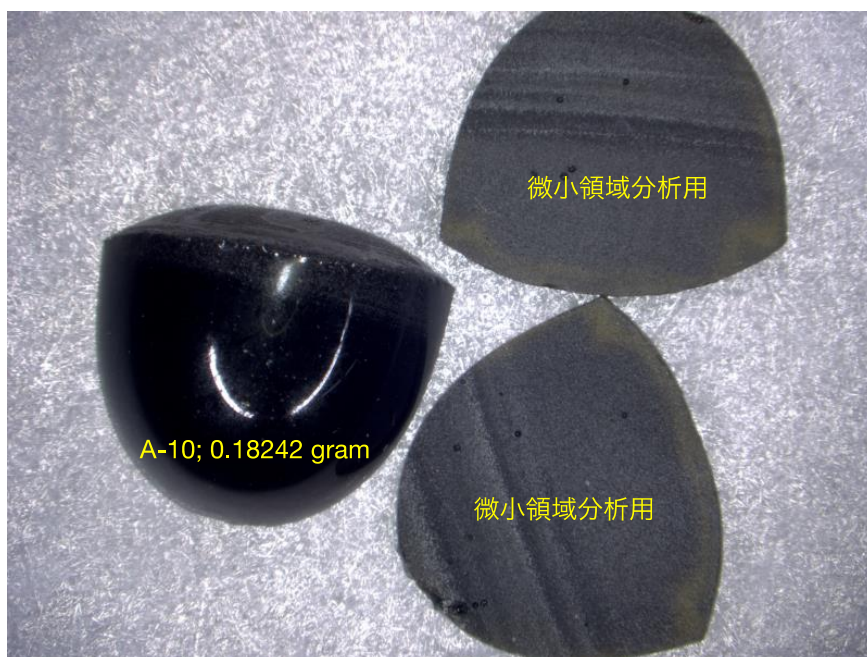


図 2.3-35 含水量標準ガラス片 A-10 の光学顕微鏡写真. 温度は 1400℃, 組成は Aso2014sc, 全岩含水量は 0wt.%, 全岩 CO₂ は 0wt.%, 圧力は 1 気圧. 真空脱水ラインによる含水量測定結果は 0.04wt%H₂O.

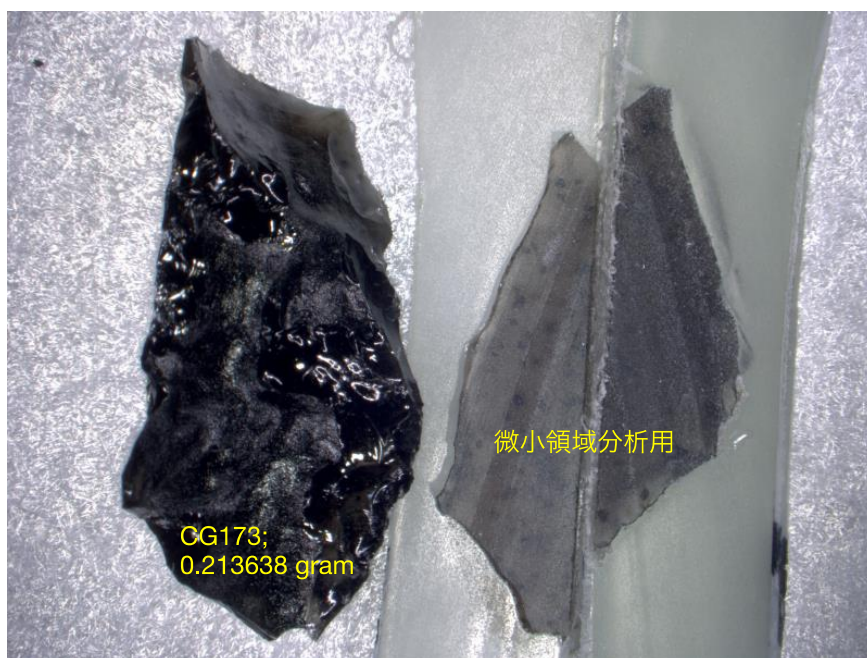


図 2.3-36 含水量標準ガラス片 G173 の光学顕微鏡写真. 温度は 1300℃, 組成は Aso4 KJ5665, 全岩含水量は 0.5wt.%, 全岩 CO₂ は 0wt.%, 圧力は 118MPa. 真空脱水ラインによる含水量測定結果は 0.74wt%H₂O.

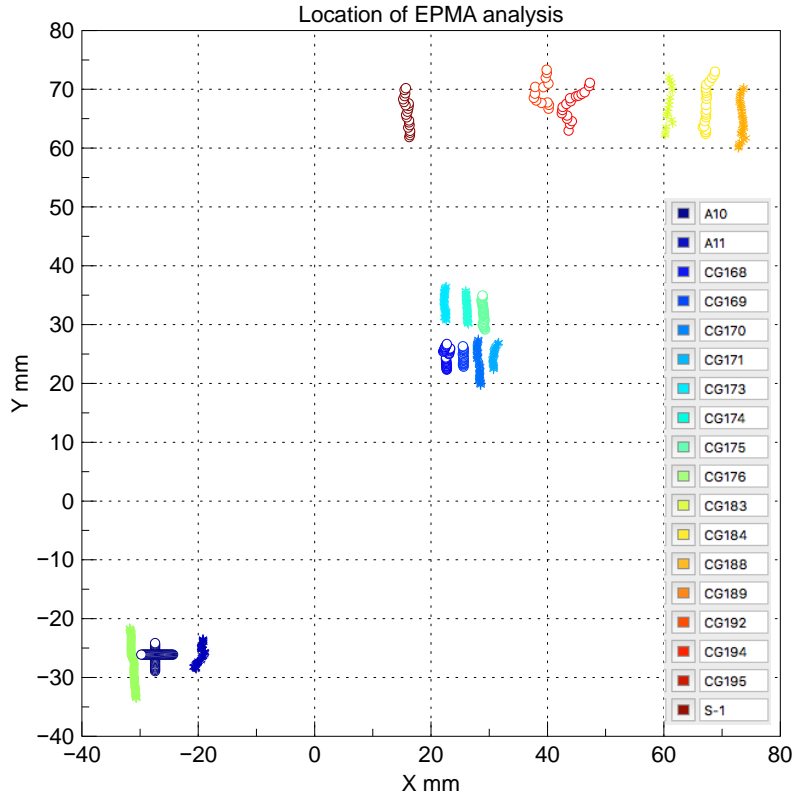


図 2.3-37 含水量標準ガラスの EPMA 分析位置. 標準ガラス試料内の化学組成の空間的不均質を把握するための点分析位置を示している. 凡例に示した色でガラス片の区別を表現した.

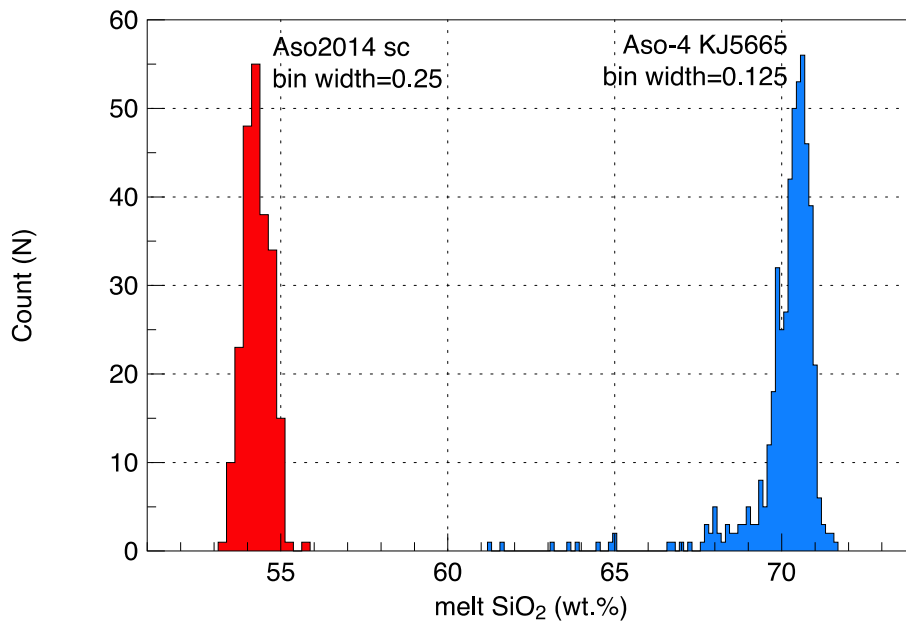


図 2.3-38 含水量標準ガラスの SiO₂ 組成のヒストグラム. 阿蘇 2014 年スコリア(Aso2014sc)および阿蘇 4 の珪長質端成分(Aso-4 KJ5665)から合成した含水量標準ガラス試料について, 図 2.3-37 に示した分析位置における結果を表示した.

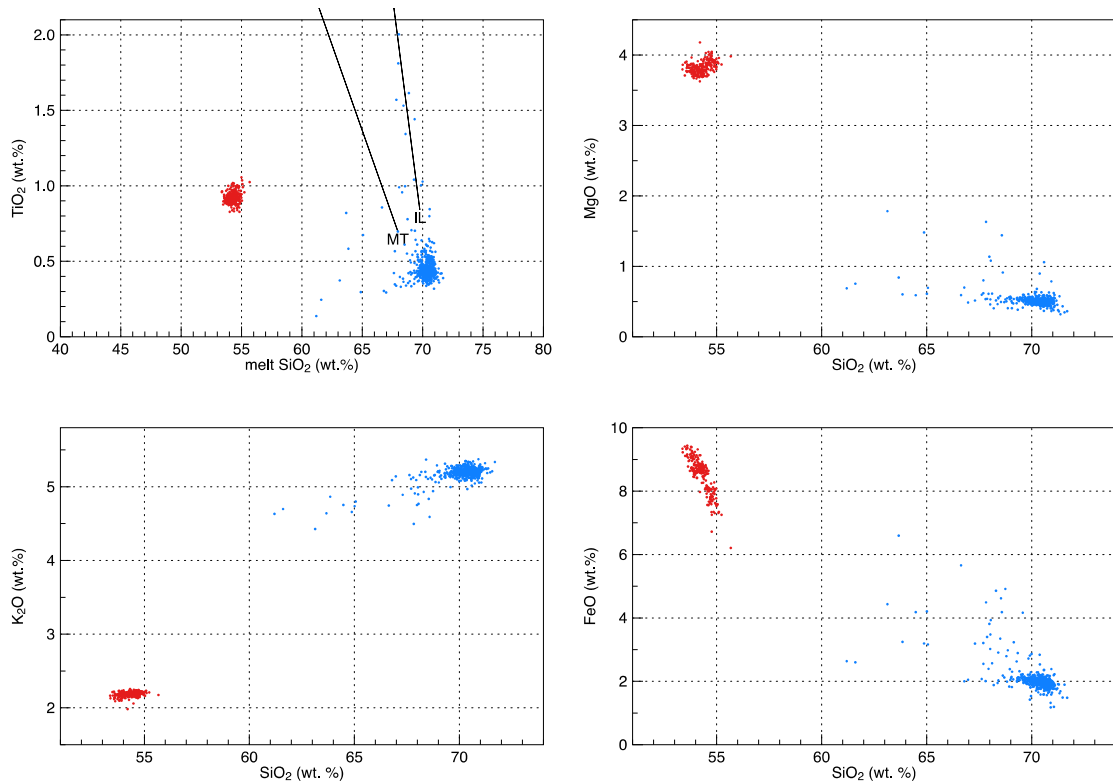


図 2.3-39 含水量標準ガラスの TiO₂, FeO, MgO, K₂O ハーカー図. 阿蘇 2014 年スコリア (Aso2014sc)および阿蘇 4 の珪長質端成分(Aso-4 KJ5665)から合成した含水量標準ガラス試料について、図 2.3-37 に示した分析位置における結果を表示した。

2-2) ガラスのバルク含水量測定方法

ガラスに溶解している水の量を見積るには、試料を真空中で加熱脱水させ、この水を高温の金属クロムと反応させて還元し、生じた水素ガスの量をマンオメータで測定する。脱水前の試料重量と、脱水した水の量とから、試料の含水量を計算する。なお試料にはガラスに溶解している水のほかに、表面に吸着されたり細かい壁開の間に入り込んだ水が含まれている。このうち後者の水は比較的容易に脱着できるため、周囲の湿度などに応じて量が変動する。従って、ガラスに溶解した水の量を正確に知るには、この吸着水を取り除く必要がある。具体的にはガラスを真空中で余熱することにより除去するのだが、温度が高すぎるとガラス中の水も抜けてしまう。これまで天然ガラスの水素同位体比を研究した経験より、150~200℃程度が適温であることがわかっている。しかしながら含水量が5重量%を越えるようなガラスでは、溶存水による加水分解反応によってガラス中の水の拡散が速いため、この温度であっても水が抜ける可能性がある。また、ガラス中に二価の鉄が含まれている場合、脱水中に Fe²⁺が Fe³⁺になる反応のため、鉱物中の水素の一部は水素ガスとして還元された状態で出てくることがある。水素ガスは水に比べて沸点が低いため、後に述べる液体窒素温度では捕獲できない。そこで加熱した酸化銅と反応させることにより水に変換して、液体窒素トラップで捕獲する。本研究でガラスの脱水還元を使用した真空装置は脱水炉、脱水用石英ガラスチューブ、外熱用電気炉、トラップ (1~4 番)、酸化銅炉、ウラ

ン炉，テプラーポンプ，油拡散真空ポンプ，回転真空ポンプ等のユニットにより構成される(図 2.3-40).

脱水用の試料は秤量後に内径 8mm の石英ガラスチューブに入れ，真空装置に取付ける．本研究では各試料につき，予想される水が約 5 ミリグラム程度になるよう，脱水する試料の重量を調整した．

真空装置の操作概要は以下のとおり．はじめに脱水用電気炉を 200℃ に加熱し，試料やガラスチューブの付着水を排気する．このとき試料はバルブ操作によって高真空にさらされている．炉の温度は熱電対を利用したサーモスタットにより設定温度の ±2℃ 程度には保たれると思われる．約 200℃ では付着水などはほぼ完全に除去されるが，溶存した水はほぼ脱水しない．単位時間当りの脱水量は時間とともに減少してゆき，ついには 200℃ に於ける脱水は止まる．単位時間当りの脱水量の測定は，バルブ 16 を一時的に閉じてピラニー真空計の振れの時間変化を測定することにより，把握した．試料の量や乾燥度によって差はあるが，付着水の脱水は 2～4 時間で完了する．

次に構造水を脱水する．液体窒素トラップを設置し電気炉の温度を 1100℃ まで上げる．1100℃ ではほぼ完全に脱水が完了する．脱水後の試料は融解または焼結し結晶とガラスの集合体に変化する．試料によって差があるが，6～12 時間で脱水は終了する．

トラップ 1，2，3，4 は液体窒素寒剤 (-196℃) によって冷却されている．脱水してきた水はトラップ 1 に捕えられる．先に述べたように，水素ガスのかたちで脱水してきた場合，液体窒素寒剤ではトラップ 1 で捕えることは出来ないため，通過してきた水素ガスは 500℃ に熱した酸化銅によって酸化し ($H_2 + 2CuO \rightarrow Cu_2O + H_2O$) 水に変換し，トラップ 2 に捕える．

鉱物やガラスを加熱脱水した場合，水とともに主に二酸化炭素などのガスが混じって抽出される．これらのガスは，蒸気圧の差を利用して除去する．即ちトラップされたガスを全てトラップ 2 に移動し，次にトラップ 2 の寒剤を液体窒素 (-196℃) からドライアイスアセトン寒剤 (約 -80℃) に替え，高真空で排気する．-80℃ のとき二酸化炭素の蒸気圧は約 1 気圧もあり容易に蒸発するが，その温度では氷の蒸気圧は十分に低いため，水がこの操作によって失われることはない．

トラップされた水は 800℃ の金属クロムと反応させて水素に還元する．不要なガスを除いた水をトラップ 3 に移動し，次にトラップ 3 の寒剤を外すと水は自然蒸発によりクロム炉に導入され ($Cr + 3H_2O \rightarrow Cr_2O_3 + 2H_2$) という反応により水素となる．発生した水素ガスはテプラーポンプにより測容部に移される．そのときトラップ 4 に少量の未反応の水が捕まるので一通り水素を移し終えたら真空装置の流路を切り替え，トラップ 4 から 3 に向かってもう一度クロム炉を通過させる．この時わずかな未反応水がトラップ 3 に捕まるかも知れないが，普通クロム炉を 1 往復させれば十分である．

水素ガスをテプラーポンプによってマンメータの定容部に集め(図 2.3-41)，圧力と温度(気温)を測定する．マンメータの定容部の容積は，既知の量の水を還元して生じた水素ガスの圧力にもとづいて，検定した．まずガラス製キャピラリーの質量を測定しその中に水を封入する．両端を炎で慎重に溶かして閉じもう一度質量を測定し，その差から水の質量を得る．つぎに真空装置内でキャピラリーを破壊し，キャピラリー中の水を全て水素に還元し，水銀柱と気温の測定した

(表 2.3-1). 理想気体の状態方程式より, 圧力 P , 体積 V , 気体のモル数 n , 絶対温度 T , ガス定数 R のとき, これらの関係は $n=(P/T)(V/R)$ である. ここでは $n, T/P$ は測定値から分かるので, これらを最も満足する R/V 値を最小二乗法を用いて決定した. 計算の結果 $R/V=0.495$ とした(図 2.3-42). 検量線の標準偏差から予想される含水量測定誤差は $\pm 0.01\text{wt}\%$ である.

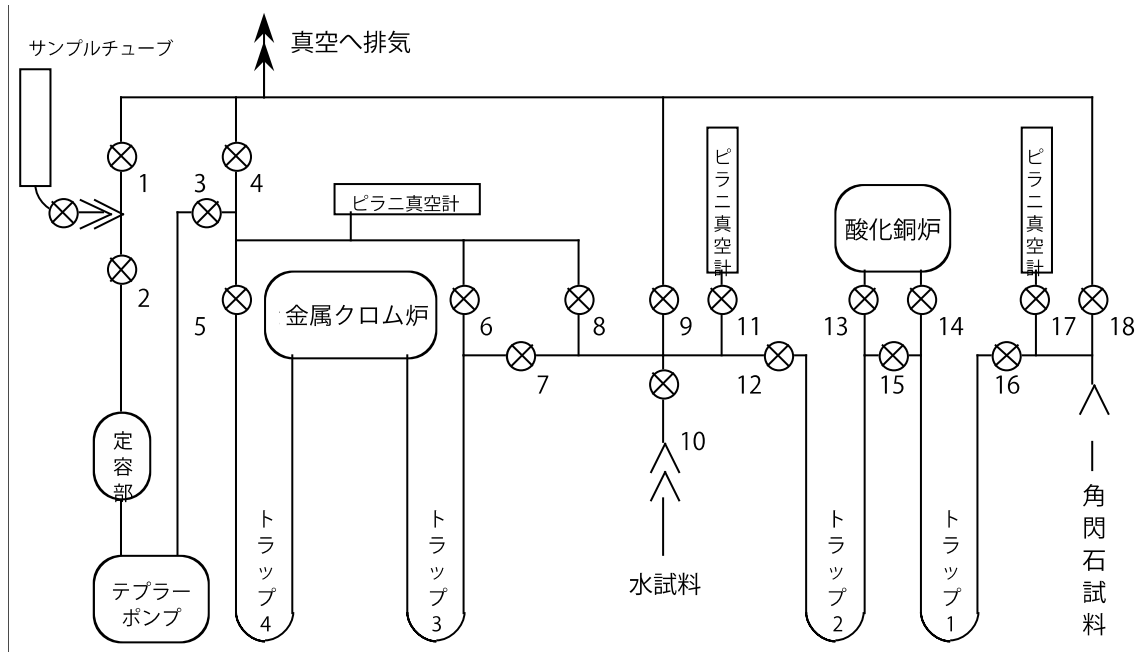


図 2.3-40 含水量分析用水素抽出真空ライン.

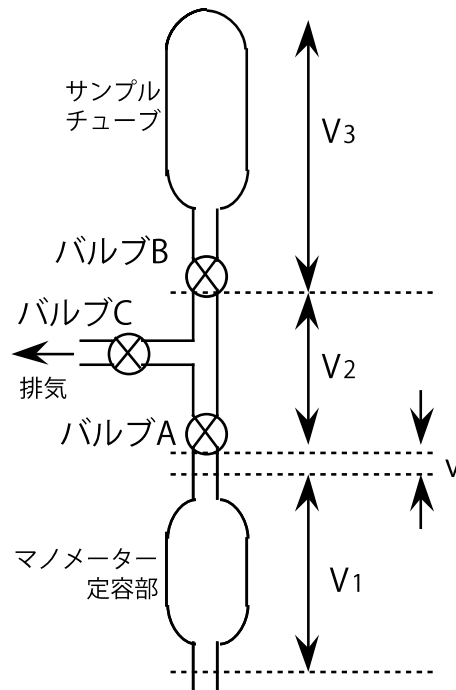


図 2.3-41 水素ガス量測定用定容部.

表 2.3-1 装置に導入した水の量と、定容部の水素ガス圧力の関係

No.	水重量	m mol	温度	圧力	P/T
1	0.0046	0.26	25	153	0.5132
2	0.0049	0.27	24.5	161.5	0.5426
3	0.0049	0.27	24.4	167.5	0.5629
5	0.0063	0.35	24.2	206.3	0.6938
8	0.0038	0.21	24.8	126.5	0.4246
4	0.0045	0.25	23.8	145.1	0.4886
6	0.0054	0.3	24	186	0.6259
7	0.0048	0.27	23	158.1	0.5339

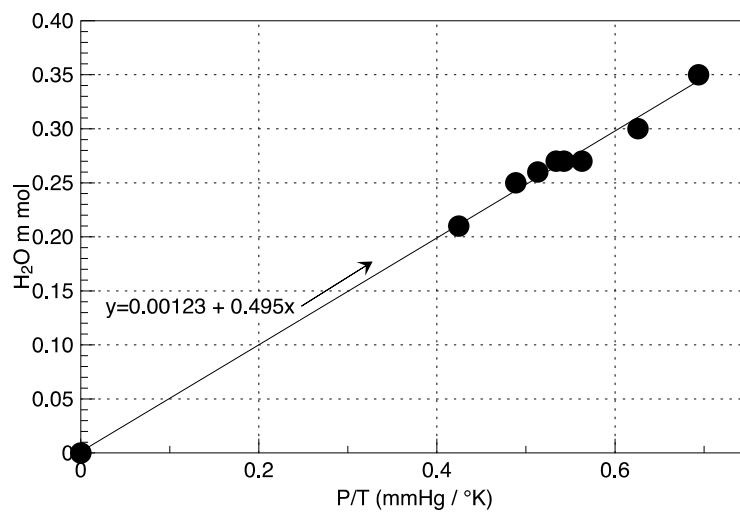


図 2.3-42 水の量と定容部の水素ガス圧力の関係.

2-3) 含水量標準ガラスの含水量

含水量標準試料のバルク含水量測定結果を表 2.3-2 に示す(H₂O vac wt.%). 黒丸が阿蘇の苦鉄質マグマ(Aso2014sc)の組成, 白丸が阿蘇の珪長質端成分(Aso-4 KJ5665)の組成である. これにより, 阿蘇の苦鉄質~珪長質メルトにわたり, SIMS 等の微小領域分析に用いることが可能な含水量標準ガラスのセットが得られた.

なお, 貴金属キャプセルに封入した水の量(横軸)と, 合成したガラスの含水量(縦軸)が 1 対 1 にならないが, これは問題ない. ガス圧装置を用いた含水ガラス合成の際, 貴金属キャプセルに封入される水には, シリケートメルトの材料に含まれていた水や, 表面吸着水が含まれるため, シリンジで入れた液体の水の分量から予想される含水量よりも多くなる. 逆に, 貴金属キャプセルを溶接封入する際にはシリンジで測り入れた液体の水の一部が蒸発する可能性があるほか, 高温高压処理中は貴金属キャプセルを水(水素)が拡散して抜けるため, 処理前よりも少なくなる. シリンジで液体の水を封入することによる含水量の調整は困難であるため, Ushioda et al., (2020)では, あらかじめ合成した含水ガラスの含水量を別途検定しておき, この含水ガラスを出発物質とすることにより, シリンジで液体の水を封入する作業を回避している.

表 2.3-2 ランテーブルと含水量測定結果. 高温高压実験の ID, キャプセル ID, メルト組成, 処理圧力, 処理温度, 高温高压状態の持続時間, 封入含水量, 合成されたガラスの含水量, 封入 CO₂ 量, 真空脱水したガラス片の重量.

Run #	Capsule #	Composition	Capsule	P (MPa)	T (°C)	Run duration (h)	H ₂ O (wt.%) in	H ₂ O vac (wt.%)	CO ₂ (wt.%) in	脱水用破片(g)
A-10		Aso201412sc	graphite	0.1	1400	0.5		0.04		0.18242
HG562	CG163	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 6.0-5.6φ	400	1250	7.5	4			
HG563	CG167	Aso201412sc	Au80Pd20 6.0-5.6φ	250	1250	19	3.5			
G206	CG168	Aso201412sc	Au80Pd20 6.0-5.6φ	123	1300	3	1.0(+0.5)	1.20		0.16533
G205	CG169	Aso201412sc	Au80Pd20 6.0-5.6φ	168	1300	3	2.1(+0.5)	2.27		0.18572
G208	CG170	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 6.0-5.6φ	195	1150	3	1(+2)			0.23321
G207	CG171	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 6.0-5.6φ	193	1250	17	0(+2)	2.40		0.22027
G209	CG173	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 6.0-5.6φ	118	1300	3	0.5	0.74		0.21368
SHG79	CG174	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 8.0-7.4φ	830	1300	3	1.5	1.49	0.45	0.21861
SHG80	CG175	Aso201412sc	Au80Pd20 8.0-7.4φ	800	1300	3	1.1	1.62	0.45	0.32856
SHG81	CG183	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 8.0-7.4φ	820	1100	3	4.4			0.11675
SHG82	CG184	Aso201412sc	Au80Pd20 8.0-7.4φ	800	1300	3	3	3.09	0.14	0.13611
SHG83	CG188	Aso-4A KJ5665	Au80Pd20 8.0-7.4φ	700	1200	117	8(+2)			0.07924
SHG86	CG192	Aso201412sc	Au80Pd20 8.0-7.4φ	800	1300	3	0 (~1)	0.56	0.59	0.36135
SHG89	CG194	Aso201412sc	Au80Pd20 8.0-7.4φ	850	1300	2	0.34(~1)	0.62	0.79	0.18111
HG564	S-1	Aso201412sc	Au75Pd25 8.0-7.8φ	260	1300	3	0	0.45		0.40137

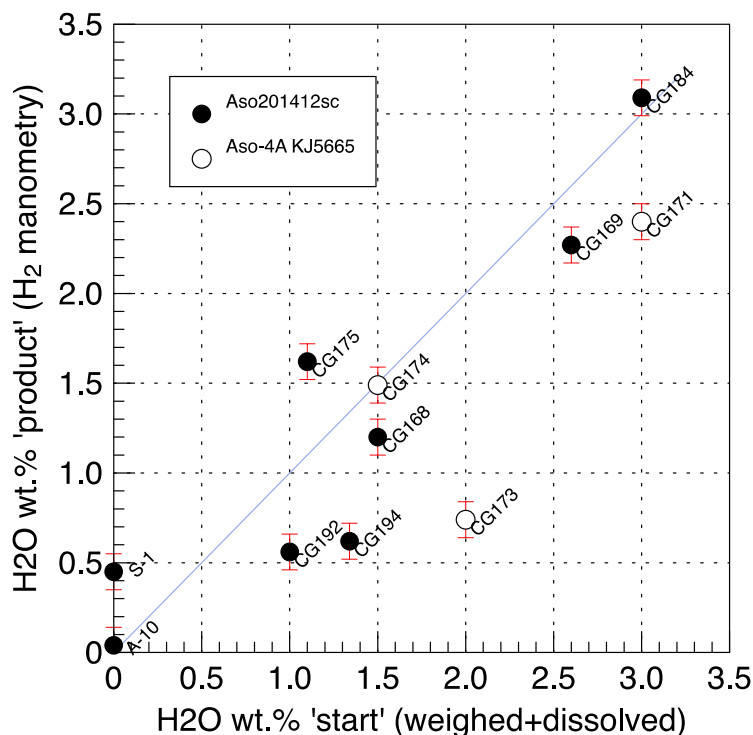


図 2.3-43 高温高压実験装置をもちいた含水量標準ガラスの合成において、処理前に貴金属キャプセルに封入した水の量と、処理後の含水ガラスに含まれる水の量の関係。

(3) まとめ

今阿蘇の苦鉄質マグマと珪長質端成分マグマについて熱力学検討を行ない、斑晶ガラス包有物の分析値からマグマの圧力を推定するために必要な、メルトに溶存する水と二酸化炭素濃度の温度・圧力依存性を詳しく検討した。斑晶ガラス包有物の含水量とメルトの飽和溶解度から推定されるマグマの圧力は、マグマが揮発成分に飽和している事を担保しない限り、過小評価になる可能性があることを再確認した。マグマの圧力の信頼性を高めるためには、斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素の濃度に加え、マグマの温度の情報を得ることにより、揮発成分が結晶化によりメルトに濃集される効果や、揮発成分の溶解度の温度依存性を補正できることが示された。

阿蘇の苦鉄質マグマと珪長質端成分マグマの化学組成をもつ含水量標準ガラス試料を合成し、ガラスの含水量を正確に測定した。これにより、来年度以降の斑晶ガラス包有物の含水量追加分析値の信頼性が向上する。

引用文献

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. *J. Petrol.*, 53(5):875–890.
- 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.
- Ushioda, M., Miyagi, I., Suzuki, T., Takahashi, E., and Hoshizumi, H. (2020). Preerup- tive PT Conditions and H₂O Concentration of the Aso4 Silicic EndMember Magma Based on HighPressure Experiments. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 125:1–17 [https://doi.org/ 10.1029/2019JB018481](https://doi.org/10.1029/2019JB018481).

2.4 洞爺カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

1.3章に記述した約11万年前の洞爺カルデラ形成噴火とその先行噴火の噴出物について岩石学的検討を行い、本地域での珩長質マグマの生成メカニズムや集積・噴火過程から、破局噴火へと至るマグマ過程を明らかにする。

今年度は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の偏光顕微鏡観察、全岩主成分・微量成分分析、火山ガラスの化学組成分析を予察的に実施し、その岩石学的特徴の概要を明らかにした。また比較対象とする支笏カルデラ形成噴火については、メルトインクルージョンの揮発性成分分析から噴火直前のマグマ供給系の物理化学条件を検討したほか、全岩のU-Th放射非平衡分析からマグマ発生プロセスについても議論を行った。

【調査・研究成果】

(1) 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の岩石学的特徴

洞爺カルデラ形成噴火の岩石学的研究は、Feebrey (1995)、東宮ほか (2019) などによって行われている。Feebrey (1995) は、洞爺カルデラ噴出物の本質物質を、ユーライト流紋岩(OPX-HSR)、普通角閃石流紋岩(HBE-R)、カミングトン閃石流紋岩(CUMM-HSR)の3つに分類し、Tpfl I, II, III (Goto et al., 2018 の Unit 2 および Unit 3) ではOPX-HSRのみからなるのに対して、Tpfl IV (Goto et al., 2018 の Unit 4?~Unit 6) では3タイプが共存することを明らかにした。また全岩化学組成においては、OPX-HSRからSiO₂に乏しい方向に発散するHBE-R、K₂Oに乏しい方向に発散するCUMM-HSRの2つのトレンドが認められることから、OPX-HSRと普通角閃石を斑晶として含むマグマが混合してHBE-Rが、またOPX-HSRとカミングトン閃石を含むマグマが混合してCUMM-HSRが生成されたというモデルを提示している(図2.4-1)。

本研究では、本質物質のタイプを斑晶に乏しい白色軽石(CPタイプ)、斑晶に富む白色軽石(CRタイプ)、縞状軽石・灰色軽石に再区分し各ユニットの構成物分析を行った結果、本質物質はUnit 4から複数のタイプが存在し始めることが明らかになった。そこで、今年度は洞爺カルデラ形成噴火噴出物の岩石学的特徴の概要を把握するため、まずは伊達市内の複数の露頭の試料を用いて、本質タイプごとの記載岩石学的特徴や全岩化学組成およびガラス組成の概要を把握するとともに、ガラス組成についてはユニットごとの組成の違いについて検討した。

(1-1) 記載岩石学的特徴

洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質のうち、斑晶に乏しい白色軽石(CPタイプ)、斑晶に富む白色軽石(CRタイプ)、縞状軽石・灰色軽石と分類した試料について記載岩石学的特徴を調べた結果、CPタイプとCRタイプは斑晶組み合わせのほか斑晶鉱物の形態や累帯構造が異なること、縞状軽石・灰色軽石はその中間的な特徴を示すことが明らかになった。

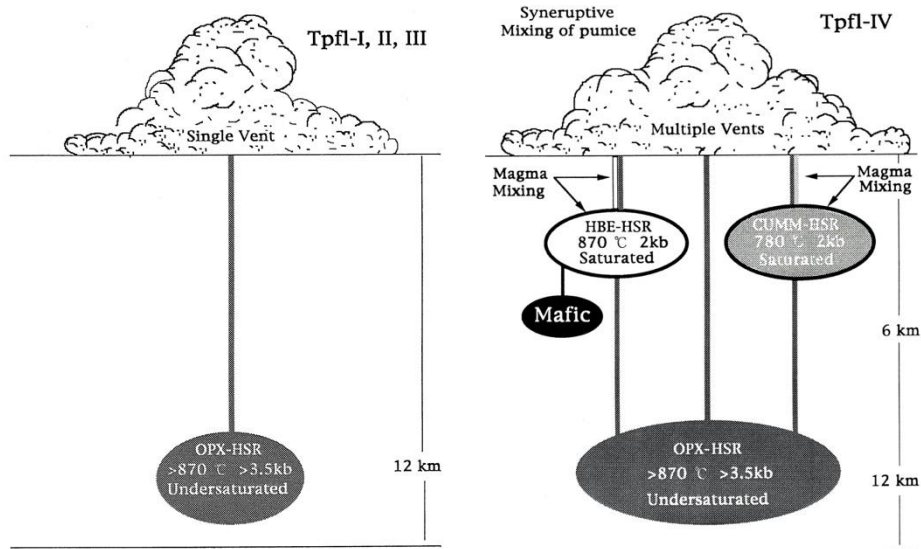


図 2.4-1 洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系のモデル (Feebrey, 1995).

CP タイプ軽石は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物のすべてのユニット中に含まれる。白色～淡桃色で、気泡が一方向に伸びているものが多い (図 2.4-2a)。斑晶量は 5%程度以下で、斑晶鉱物としては斜長石、石英のほか、斜方輝石、鉄チタン酸化物がわずかに認められる。直径数 mm の斜長石・石英斑晶を含むこともあるが、大部分は 0.3mm 以下である。ほとんどの斑晶鉱物は自形で、清澄であり、明確な累帯構造を示さない (図 2.4-2b)。

CR タイプ軽石は、Unit 4 以降で出現し始めるが、Unit 4, Unit 5 ではごく少量認められるのみである。白色～淡黄色であり、気泡はスポンジ状の形態を示すものが多い (図 2.4-2c)。斑晶量は 15-30%程度のもので多く、斑晶鉱物は、斜長石がほとんど占めるが、石英、斜方輝石、鉄チタン酸化物のほかにごく少量の角閃石やまれに単斜輝石が認められることもある。直径 5mm にも及ぶ斜長石・石英斑晶が認められるが、その他の斑晶は 0.2-0.8mm 程度である。ほとんどの斑晶鉱物は自形～半自形であるが、斜長石はメルト包有物を多数含むものも多く、また波動累帯構造を示す (図 2.4-2d)。

縞状軽石および灰色軽石は、CR タイプと同じく Unit 4 以降で出現し始めるが、Unit 4, Unit 5 ではごく少量認められるのみである。灰色～淡灰色～白色で、白色部分と灰色部分の割合は多様で、灰色軽石と分類したものも少量の白色の縞が入っていることが多い。気泡は、一方向に伸びているものとスポンジ状の形態を示すものがある (図 2.4-2e)。斑晶量は多様で 5-20%程度、斑晶鉱物は斜長石が多く、石英、斜方輝石、鉄チタン酸化物のほか少量の角閃石や、まれに単斜輝石が認められることもある。直径数 mm の斜長石・石英斑晶が認められるが、その他の斑晶は 0.2-0.8mm 程度である。ほとんどの斑晶鉱物が自形・清澄であり複雑な累帯構造は示さないタイプ (図 2.4-2f) と、多くの斑晶鉱物が半自形で多数のメルト包有物を持つ斜長石が多いタイプがあり、斑晶量の多い試料では後者の割合が高い傾向がある。

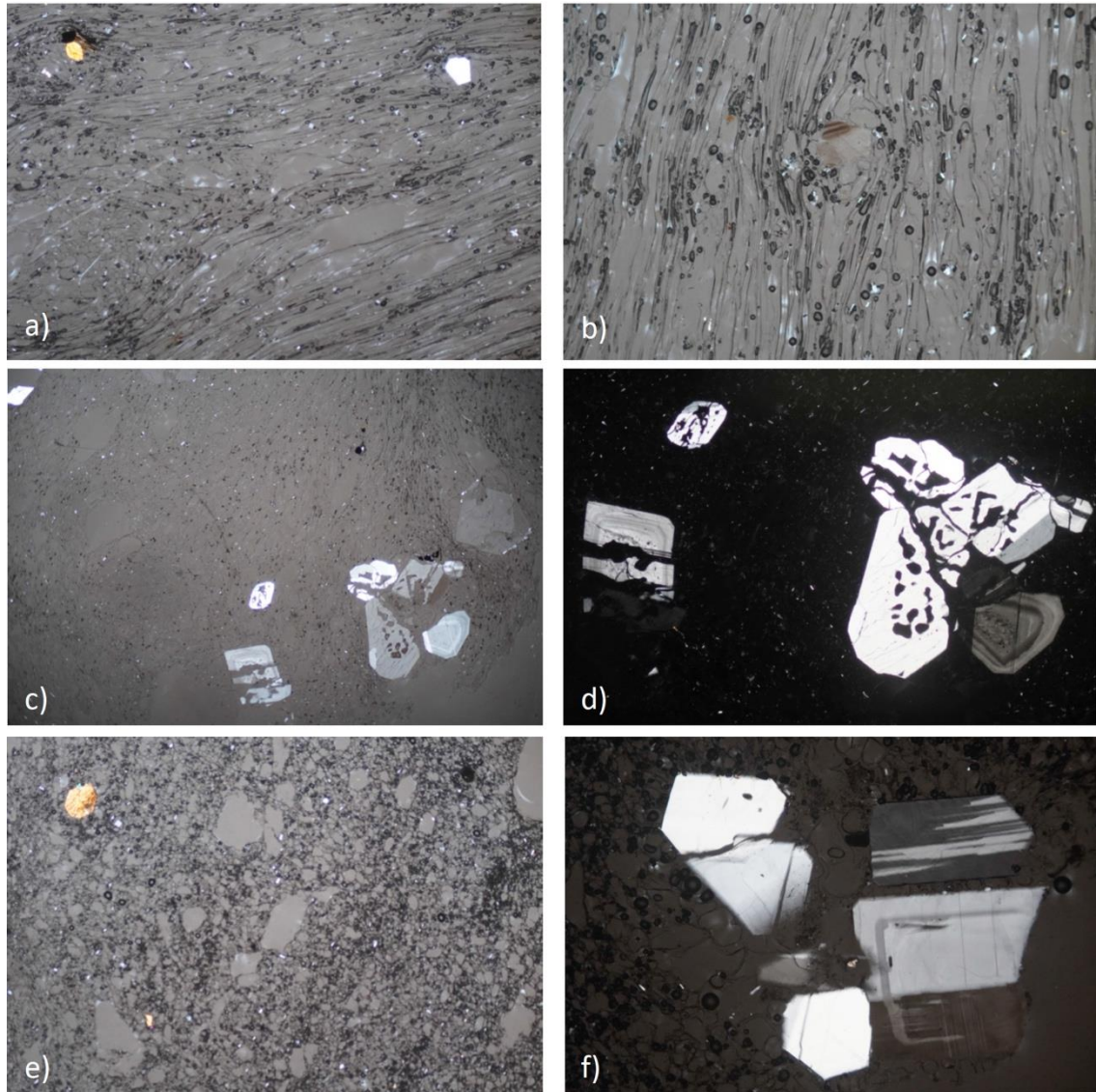


図 2.4-2 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の薄片写真
(a,b: CP タイプ, c,d: CR タイプ, e,f: 縞状軽石).

(1-2) 全岩化学組成

今年度は、伊達市内の複数の露頭で採取した直径 5-10cm 以上の本質物質を中心に全岩化学組成分析を行った。なお、本質物質の粒径が小さい Unit 2 については比較のため複数粒子を集めて粉末試料を作成したほか、灼熱減量が 4%を超える試料については変質の影響を考慮して除去した。その結果、本質物質のタイプごとに組成が異なり、CP タイプと CR タイプ、CR タイプと縞状軽石・灰色軽石は、肉眼での特徴だけでなく主要元素組成でも区別できると考えられる。石・灰色軽石は、肉眼での特徴だけでなく主要元素組成でも区別できると考えられる。

洞爺カルデラ形成噴火噴出物は $\text{SiO}_2=71-78 \text{ wt\%}$ の流紋岩のみからなるが、 K_2O 組成幅が 1-3 wt% とかなり広いのが特徴である (図 2.4-3, 図 2.4-4)。本質物質のタイプごとにみると、CP タイプは $\text{SiO}_2=76-78 \text{ wt\%}$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2.5-3 \text{ wt\%}$ 程度と組成幅が狭い。CR タイプの SiO_2 組成幅は

CP タイプとほぼ同じであるが、 K_2O は 1-2.5wt%程度で CP タイプよりも明らかに低い。また、縞状軽石および灰色軽石は SiO_2 組成幅、 K_2O 組成幅ともに最も広く、 $SiO_2=71-78$ wt%、 $K_2O=1-3$ wt%程度である。縞状軽石および灰色軽石の主要元素組成トレンドは、 $K_2O=2.5$ wt%程度以上では CP タイプとほぼ同じ組成を示し、 $K_2O=2$ wt%付近では CR タイプの珪長質側とほぼ同じ組成を示すものもあるが、 $K_2O=2.5$ wt%程度以下では CR タイプとは明らかに異なる組成トレンドが認められる（図 2.4-3 の K_2O-SiO_2 図、 K_2O-TiO_2 図、 K_2O-FeO^* 図、 K_2O-MgO 図、 K_2O-CaO 図、 $K_2O-P_2O_5$ 図）。一方、微量元素組成図では、CR タイプと縞状軽石および灰色軽石とのトレンドの違いは K_2O-Y 図、 K_2O-Nb 図でわずかに異なるように見えるのみである。

主要元素で見られる組成トレンドを Feebrey (1995) と比較すると、CP タイプはの OPX-HSR、CR タイプは CUMM-HSR、縞状軽石・灰色軽石は HBE-R にほぼ対比できると考えられるが、Feebrey は斑晶鉱物の組み合わせや斑晶鉱物組成を組み合わせで本質物質の分類を行っており、本研究での分類が妥当であるかどうかについては、今後さらに検討する必要がある。

(1-3) ガラス組成

全岩化学組成を分析した本質物質から、CP タイプ、CR タイプ、縞状軽石および灰色軽石の代表的な試料についてガラス組成分析を行った結果を図 2.4-5 に、各噴火ユニットから 2-8mm 程度の軽石 5-30 粒子についてガラス組成分析を行った結果を追加してユニットごとに示したものを図 2.4-6 に、CP タイプ軽石のみの組成をユニットごとに示したものを図 3-3-7 に示す。その結果、本質物質のタイプごとに見ると、CP タイプと CR タイプは組成が異なり、また縞状軽石・灰色軽石は K_2O に富む側では CP タイプと同じ組成を示すが K_2O に乏しい側では CR タイプとやや組成が異なる。一方でユニットごとの組成変化に注目すると、Unit 1-3 では組成が非常に狭い範囲に集中するのに対して、Unit 4 以降は次第に組成幅が広がること、CP タイプの組成が Unit 1~Unit 3 と Unit 4~Unit 6 で異なることが明らかになった。

CP タイプ、CR タイプ、縞状軽石および灰色軽石の代表的な試料のガラス組成は、本質物質のタイプに関わらず $SiO_2=77-80$ wt%の流紋岩に集中している（図 2.4-5）。一方で、 K_2O 組成幅に注目すると、CP タイプは大部分が $K_2O=3-3.5$ wt%、CR タイプは $K_2O=1.5-3$ wt%程度で、大部分の CR タイプは CP タイプより明らかに低い。縞状軽石および灰色軽石は両者にまたがる組成幅を示すが、 $K_2O=3.5\%$ 以上の組成も見られ、その組成トレンドは、 $K_2O=3$ wt%以上では CP タイプとほぼ同じ組成を示し、 $K_2O=2.5$ wt%付近では CR タイプの珪長質側とほぼ同じ組成を示すものもあるが、 $K_2O=3$ wt%程度以下では CR タイプとは明らかに異なる組成トレンドが認められる（図 2.4-5 の K_2O-SiO_2 図、 K_2O-CaO 図など）。この傾向は、全岩化学組成で認められるものとはほぼ同様である。

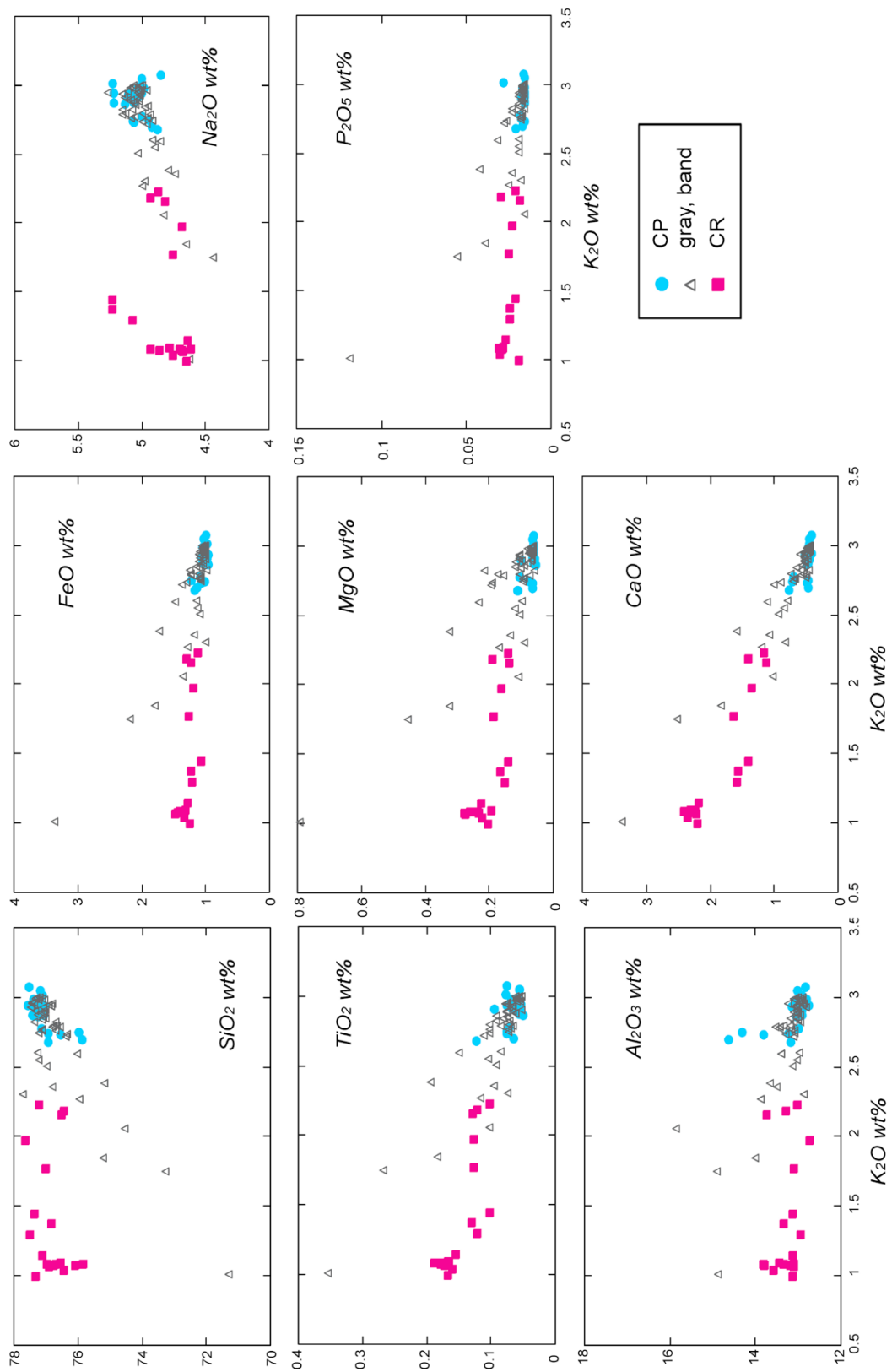


図 2.4-3 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の全岩主要元素組成 (タイプごと).

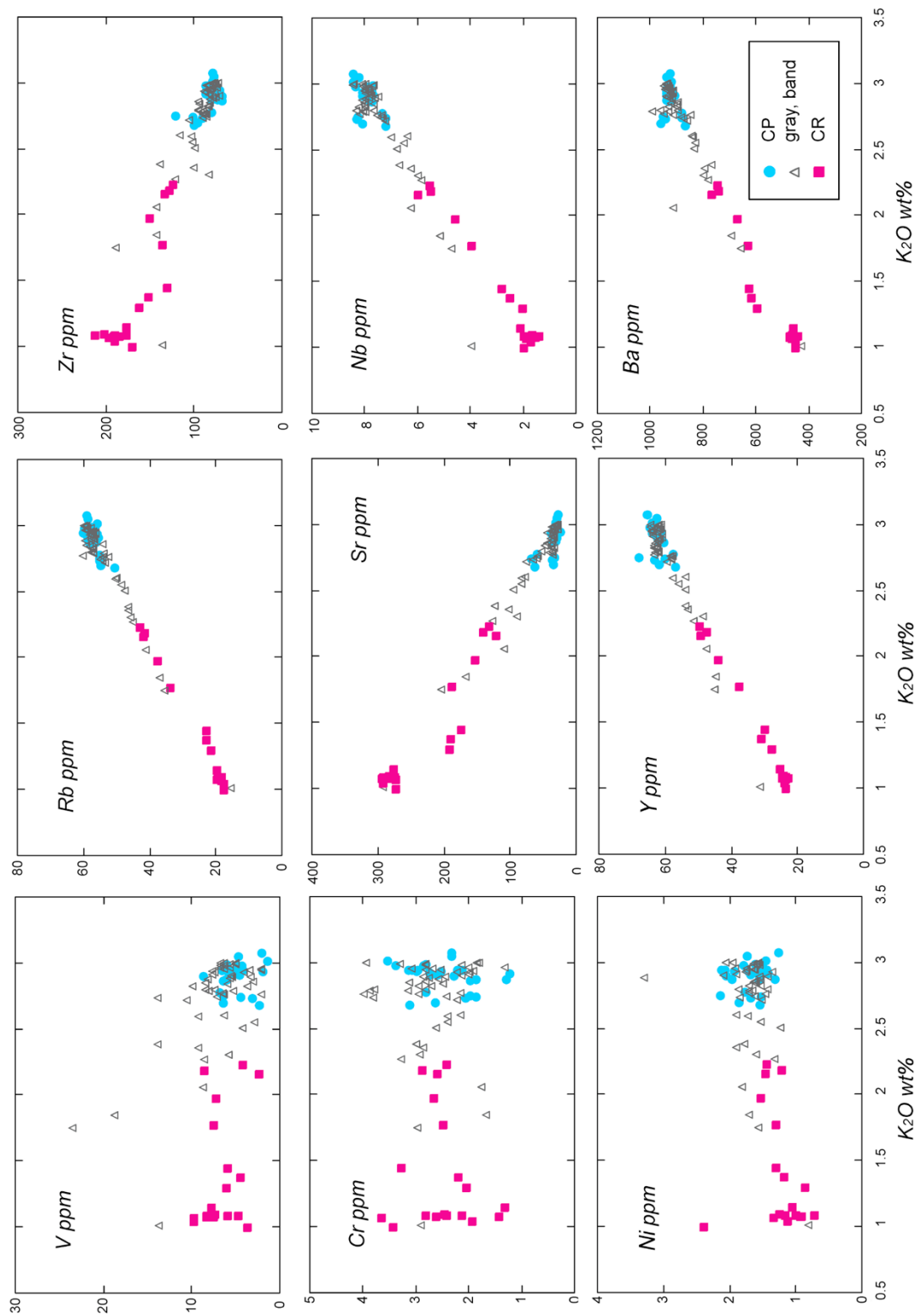


図 2.4-4 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の全岩微量元素組成 (タイプごと).

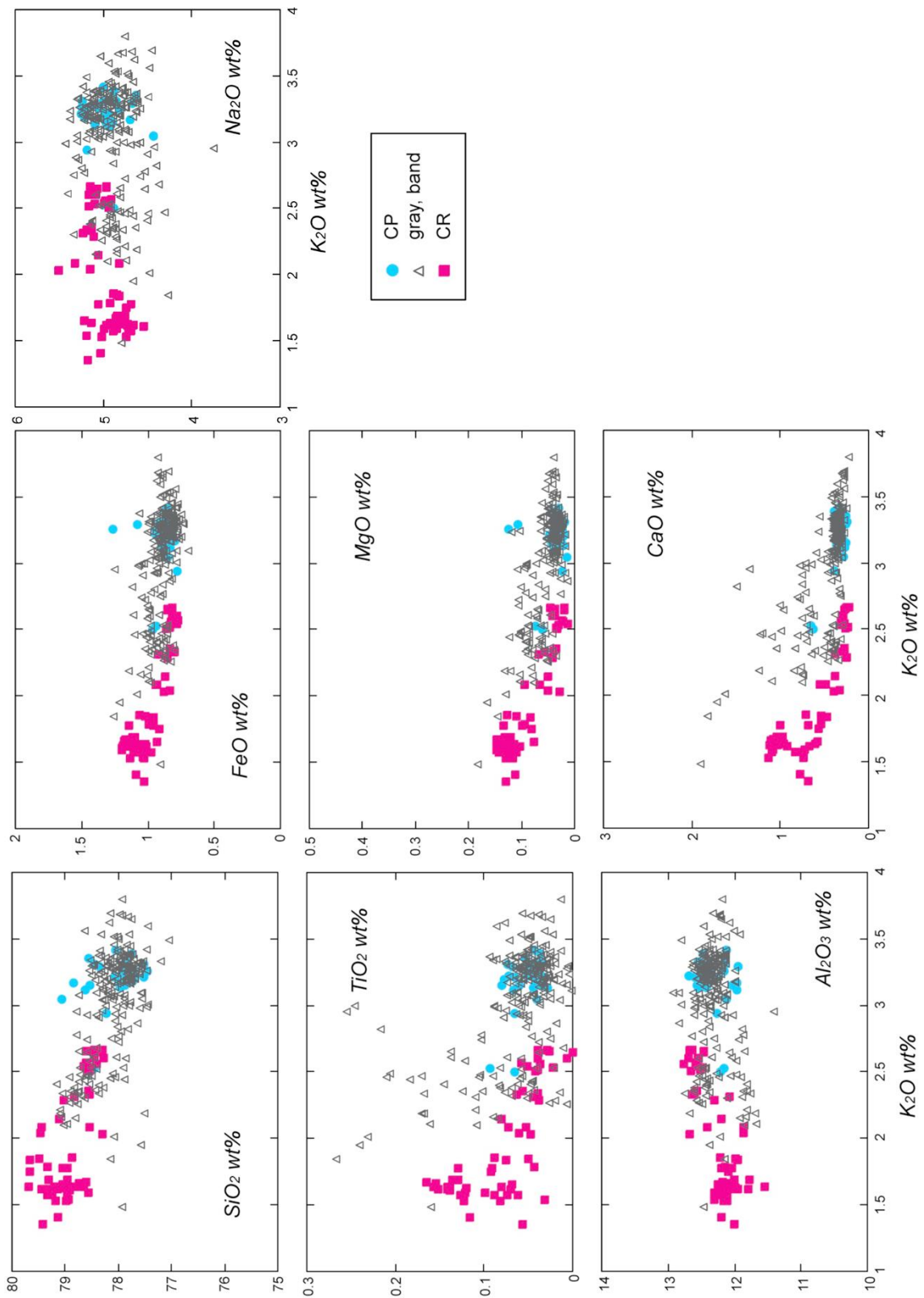


図 2.4-5 本質物質の石基ガラス組成 (タイプごと).

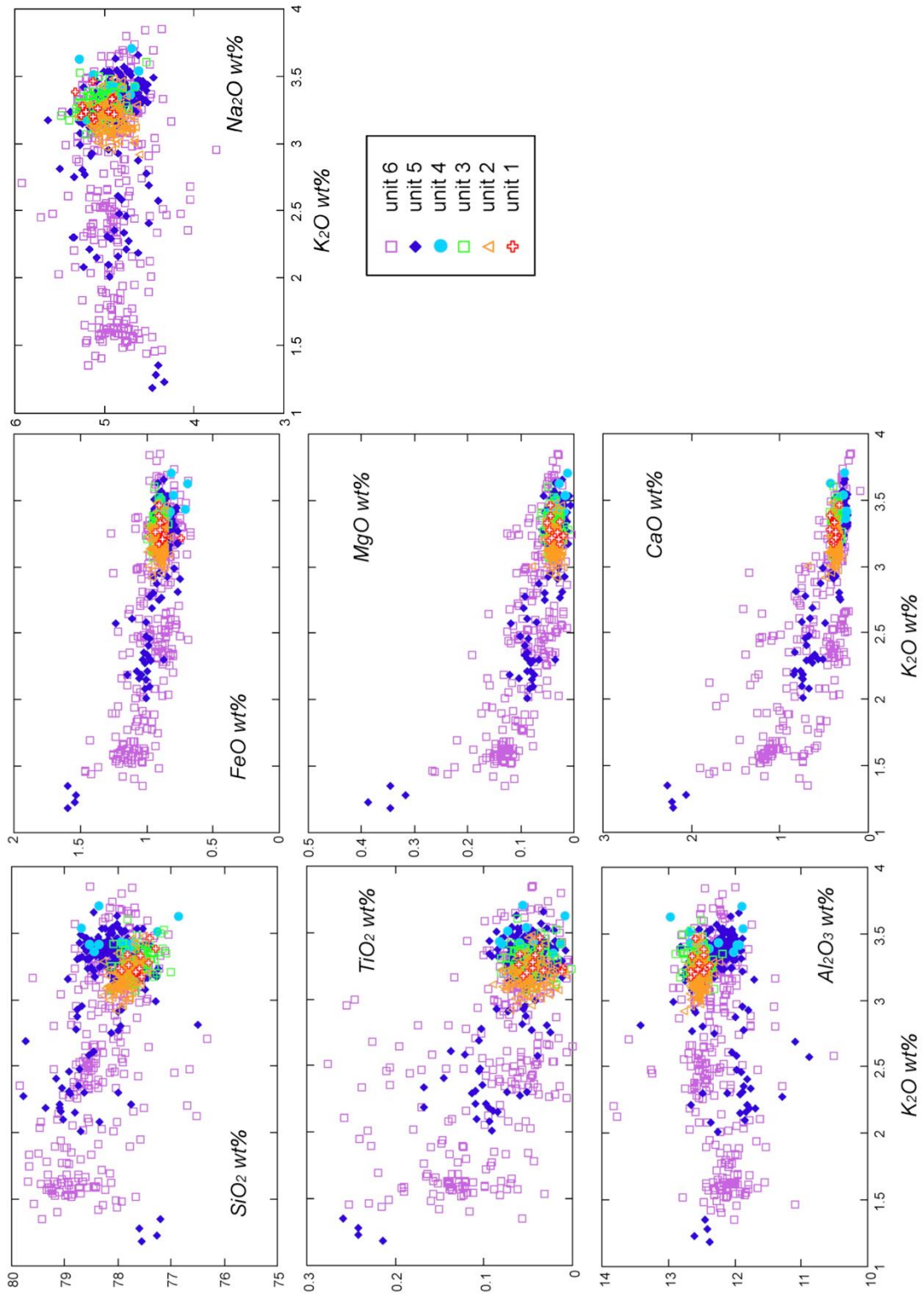


図 2.4-6 本質物質の石基ガラス組成 (ユニットごと).

一方で、ユニットごとのガラス組成に注目すると、Unit 1~Unit 3は $\text{SiO}_2=77\text{-}78\text{ wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=3\text{-}3.5\text{ wt}\%$ の非常に狭い範囲に集中するのに対して、Unit 4では $\text{SiO}_2=77\text{-}78.5\text{ wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=3\text{-}3.5\text{ wt}\%$ 、Unit 5では $\text{SiO}_2=77\text{-}80\text{ wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2\text{-}3.5\text{ wt}\%$ ($\text{K}_2\text{O}=1.5$ 以下の組成を示す粒子も存在)、Unit 6では $\text{SiO}_2=77\text{-}80\text{ wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=1.5\text{-}4\text{ wt}\%$ と、 K_2O に富む側にも乏しい側にも次第に組成幅が広がっていく傾向が認められる(図 2.4-6)。また、特に $\text{K}_2\text{O}=3\text{ wt}\%$ 以上の範囲に注目すると、 $\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ 図、 $\text{K}_2\text{O}\text{-Al}_2\text{O}_3$ 図でUnit 1~Unit 3とUnit 4~Unit 6の組成幅が異なり、Unit 4~Unit 6で SiO_2 に富む組成、 Al_2O_3 に乏しい組成が存在する。これらの組成の違いは、CPタイプ軽石のみに注目した場合にも認められ(図 2.4-7)、このことは、洞爺カルデラ形成噴火を通じて噴出しているCPタイプが、Unit 1~Unit 3とUnit 4~Unit 6で変化したことを示唆している。

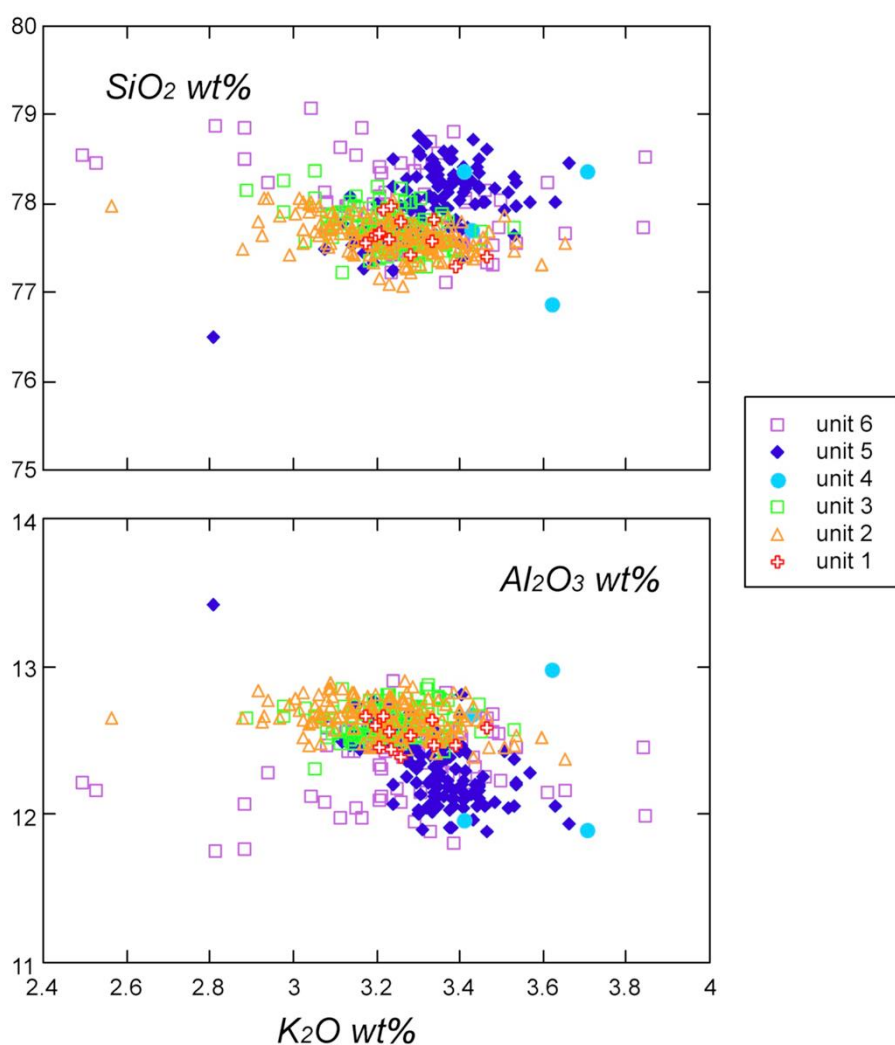


図 2.4-7 CPタイプのガラス組成 (ユニットごと)。

(1-4) 洞爺カルデラ形成噴火のマグマタイプ

洞爺カルデラ形成噴火噴出物について予察的に記載岩石学的特徴、全岩化学組成およびガラス組成分析を行った結果、本質物質はタイプ（斑晶に乏しい白色軽石：CPタイプ、斑晶に富む白色軽石：CRタイプ、縞状軽石・灰色軽石）ごとに異なる特徴を示し、その特徴を先行研究と比較すると、CPタイプが Feebrey (1995) の OPX-HSR, CRタイプは CUMM-HSR, 縞状軽石・灰色軽石は HBE-R に対比できると考えられる。CPタイプとCRタイプは、記載岩石学的特徴、全岩化学組成およびガラス組成のすべてにおいてかなり明瞭に識別できる。一方、縞状軽石・灰色軽石は記載岩石学的特徴ではCPタイプとCRタイプの間隔的な特徴を示すが、全岩化学組成およびガラス組成は K_2O に富む側ではCPタイプと同じ組成を示すのに対して、 K_2O に乏しい側ではCRタイプとは組成が異なる。このことは、CPタイプとCRタイプ、CRタイプと縞状軽石・灰色軽石はそれぞれ別のマグマ由来であること、少なくとも縞状軽石・灰色軽石とCPタイプについては混合関係があることを示唆している。つまり、洞爺カルデラ形成噴火には少なくとも3つのマグマが関与していると考えられ、この結果は Feebrey (1995) と同様である(図 2.4-1)。一方で本研究では、今のところCPタイプとCRタイプの間で混合が起こっていたことを示す証拠は認められず、CPタイプの組成が Unit 1~Unit 3 と Unit 4~Unit 6 とで異なることが明らかになった。今後は、各地域のユニットごと、本質物質ごとの組成を鉱物化学組成も含めて検討し、洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造を明らかにしていく必要があると考える。

(2) カルデラ形成噴火直前のマグマ供給系の物理化学条件の検討

低頻度大規模噴火の発生の仕組みを理解するには、噴火前のマグマ溜まりの深度や揮発性成分組成を見積もることが不可欠である。本年度は、46 ka 支笏カルデラ形成噴火のマグマを対象とし、直方輝石斑晶中に含まれるメルト包有物の揮発性成分測定を行った。

(2-1) 方法

46 ka 支笏カルデラ形成噴火の Unit B 降下軽石噴出物から白色軽石を取り出し、鉄乳鉢で軽く砕き、直方輝石斑晶を集めた。そして、実体顕微鏡でメルト包有物の有無や位置を確認し、メルト包有物が両面に露出した状態の研磨薄片を作製した。顕微 FTIR (IRT-5200VC) を用いてメルト包有物の赤外吸収スペクトルを取得し、 H_2O と CO_2 の濃度を測定した。各成分の吸光度から濃度に変換する際はベール・ランベルト則を適用した。モル吸光係数には、 H_2O (3550 cm^{-1}) については $75\text{ mol L cm}^{-1}\text{ mol}^{-1}$ (Okumura et al., 2003) を、 CO_2 については $1192\text{ mol L cm}^{-1}\text{ mol}^{-1}$ (Yoshimura et al., 2017) を、 CO_3^{2-} については $271\text{ mol L cm}^{-1}\text{ mol}^{-1}$ (King and Holloway, 2002) を使用した。FTIR による分析が終了したのち、同じ研磨薄片をスライドガラスに張り付け、FE-EPMA (JEOL JXA-8350F) を用いてメルト包有物の主成分および Cl, S 濃度を分析した。また、直方輝石斑晶のコア組成を FE-EPMA で分析した。6つの斑晶に含まれる17個の包有物を分析対象とした。

(2-2) 支笏カルデラ形成噴火噴出物の測定結果

主成分組成, S 濃度, Cl 濃度, 輝石 Mg#

直方輝石の斑晶は、見かけ (図 2.4-8)、コア組成 (図 2.4-9)、メルト包有物組成 (図 2.4-10) の違いに基づき、2 種類に大別された。1 つは母斑晶中に多数のメルト包有物をほぼ均一に含んでいるものである。母斑晶コアの Mg# は 66–71 であった。メルト包有物の色は褐色で、安山岩質の化学組成を持ち、S に富み、Cl に乏しいという特徴があった。もう一つはメルト包有物をほとんど含んでいない斑晶である。母斑晶のコアの Mg# は 44–47 であった。メルト包有物は無色透明であり、組成は流紋岩質であった。S に乏しく、Cl に富むという特徴があった。

以上の結果は、2 種類の直方輝石斑晶の起源は異なることを示唆する。平成 25 年度～平成 30 年度の研究により、支笏のマグマには CP タイプ, CR タイプ, M タイプの 3 種類のマグマが関与していることが判明している。そのうち、CP タイプ起源の直方輝石の Mg# の最頻値は 38–48 程度であり、本研究の流紋岩質メルト包有物を含むタイプの母斑晶の Mg# (44–47) と一致する。このことから、流紋岩質のメルト包有物は CP タイプのマグマを捕獲したものと考えられる。一方、M タイプ起源の直方輝石の Mg# の最頻値は 70 程度であり、本研究の安山岩質メルト包有物を含むタイプの母斑晶の Mg# (66–71) と一致する。このことから、安山岩質のメルト包有物は M タイプのマグマを捕獲したものと考えられる。

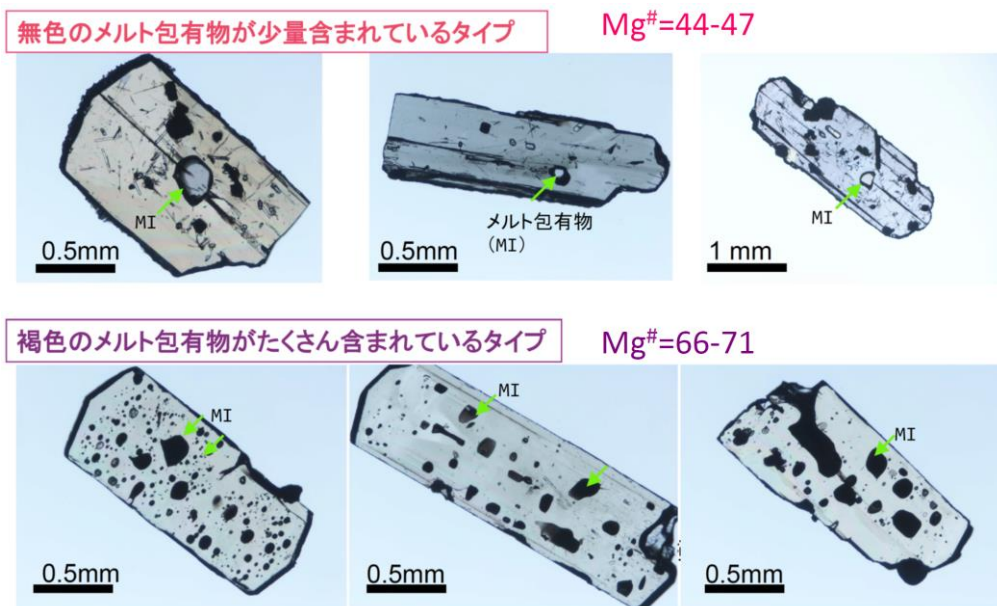


図 2.4-8 直方輝石の両面研磨薄片。メルト包有物をほとんど含まないタイプ (上) とたくさん含むタイプ (下) がある。メルト包有物の化学組成、揮発性成分組成、斑晶コアの Mg# も異なる値を示した (図 2.4-9, 2.4-10 参照)。

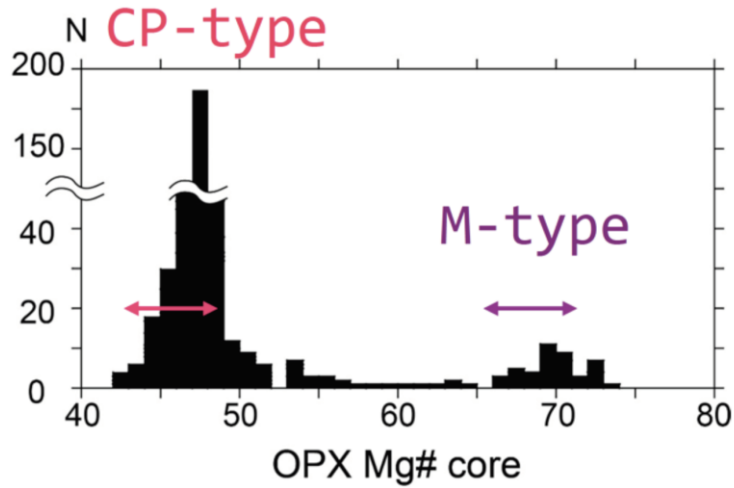


図 2.4-9 直方輝石の母斑晶コア組成. メルト包有物をたくさん含む方の輝石では $Mg\#=67-71$, ほとんど含まないほうの輝石では $Mg\#=44-47$ であった. このことから, たくさん含む方の斑晶は M タイプマグマ起源, ほとんど含まない方の斑晶は CP タイプマグマ起源と考えられる.

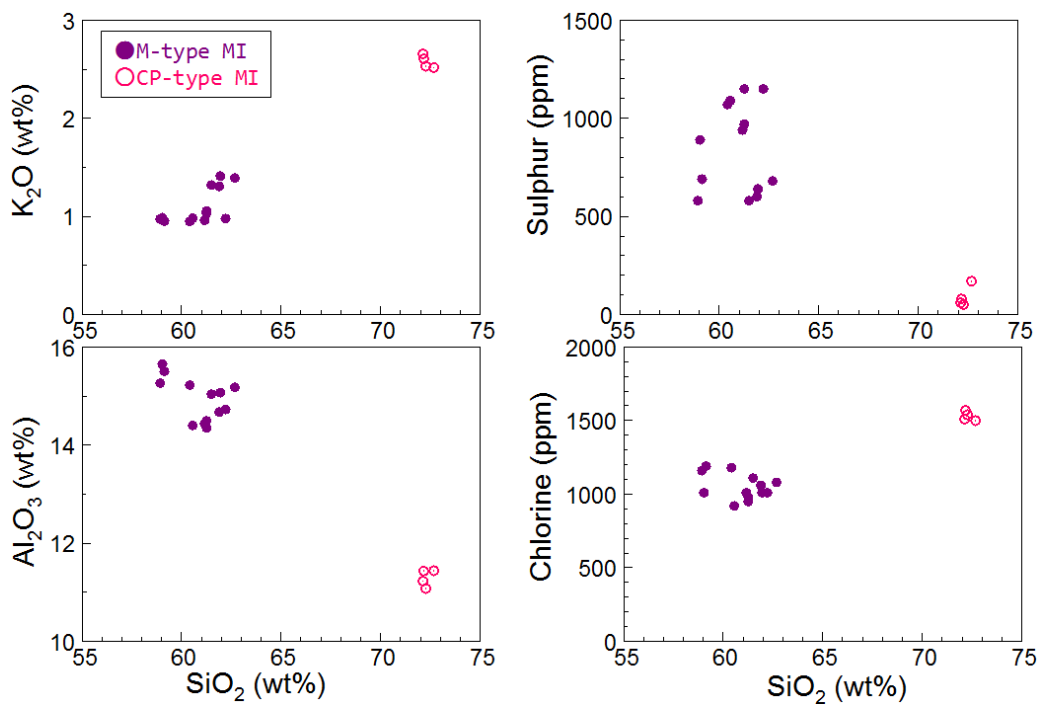


図 2.4-10 メルト包有物の化学組成. 褐色の包有物は安山岩質の組成を持ち, 無色の包有物は流紋岩質の組成を持つ.

H₂O-CO₂ 濃度

図 2.4-11 は、メルト包有物の H₂O, CO₂ 濃度の分析結果である。CO₂ については、安山岩質のメルト包有物 (M-type) の方が高濃度であった。H₂O については、流紋岩質のメルト包有物の方が高濃度であった。メルトが H₂O と CO₂ の混合気体に飽和していると仮定し、Liu et al. (2005) の溶解度則に基づき飽和圧力を計算すると、流紋岩質メルトでは 95–240 MPa、安山岩質メルトでは 60–190 MPa 程度である。この結果は、安山岩質マグマ溜まりのほうが浅所にあった可能性があることを示唆するが、これを結論とするのは危険である。なぜなら、メルト包有物の分析点数が少ないため (とくに流紋岩質)、飽和圧力の分布を十分に広く見ていない可能性があるからである。今年度、分析対象としたのはわずか 6 個の斑晶粒子であったが、それでもマグマ溜まりの深度をある程度推定することができた。来年度は、同じ方法でメルト包有物の分析点数を増やし、マグマ溜まり深度の推定値をより信頼度の高いものにする。また、今年度はすべてのメルト包有物について、流紋岩質メルトの溶解度則を使用して圧力を見積もったが、厳密には溶解度則はメルト組成に依存する。そこで来年度は、メルト包有物の組成を考慮した溶解度則 (たとえば Duan, 2014) を使用し、圧力範囲を詳細に検討する。

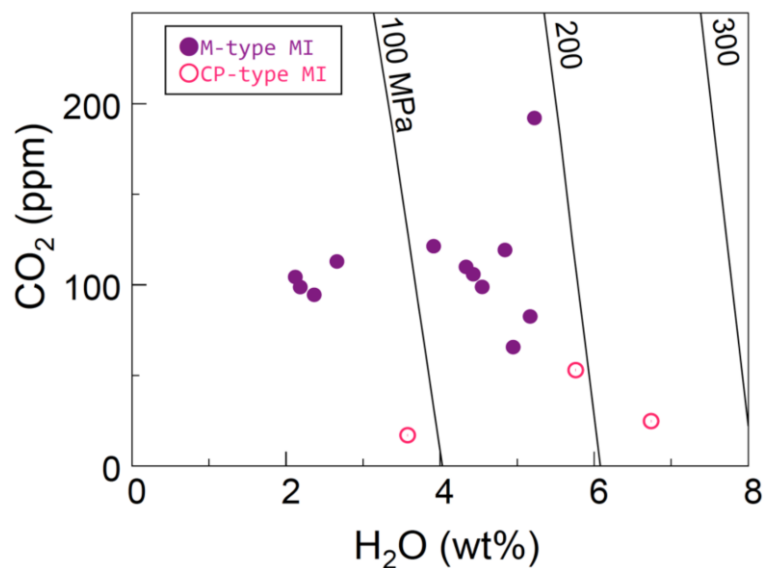


図 2.4-11 メルト包有物の H₂O と CO₂ 濃度.

(3) カルデラ形成噴火に関わるマグマプロセスの時間スケールの検討

本課題では、詳細な物質科学的解析によって明らかにされたマグマプロセスをベースとして、位置づけが明確である試料を対象に U-Th 放射非平衡測定を行うことにより、カルデラ形成噴火に関わる膨大な量の珪長質マグマが準備された時間スケールを明らかにすることを目的とする。本年度は主に (1) U-Th 放射非平衡の測定法の改良、および (2) 支笏カルデラの噴出物を対象とした U-Th 放射非平衡データのさらなる充実化を行った。

(3-1) U-Th 放射非平衡の測定法の改良

U-Th 放射非平衡を測定するためには、対象試料（鉱物や全岩）の $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 比と $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 比を精密に決定する必要がある。そのためには、珪酸塩試料からの U と Th の化学分離方法の確立、U/Th 比の測定法の確立、Th 同位体比の測定法の確立、が必要となる。

平成 25 年度～平成 30 年度の研究により、岩石試料からの U と Th の化学分離法については Yokoyama et al. (1999) などに従い、ほぼ 100%の回収率を達成している。U/Th 比については、スパイク物質を用いた同位体希釈法による高精度の測定ができないために、測定精度がやや落ちるが ICP-MS で測定する方法を採用し、常に 1.5%以下の繰り返し再現性で測定できることが確認されている。その一方で、Th 同位体比 ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) の測定法については、北海道大学のマルチコレクタ型質量分析計 (MC-ICP-MS; Neptune-plus) に RPQ フィルターを装着し、昨年度の時点で 0.5%程度の繰り返し再現性で測定できることが確認されたが、Th 同位体の標準試料によるキャリブレーション方法が確立されておらず、分析精度が保証されていない状況であった。そこで今年度は、未知試料の測定時に、同位体比がよく決まっている複数の標準試料（アメリカ地質調査所の BHVO-2 と W-2）で bracketing を行うことにより、同位体比測定の精度の向上を図った。その結果、モニター試料として測定した BCR-2 について ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) = 0.876 ± 0.003 ($n = 5, 2\sigma$) が得られ、推奨値 (=0.874 ; Sims et al., 2008) と有意に一致していることが確認された。

(3-1) 支笏火山噴出物の測定結果

支笏のカルデラ形成噴火（約 44 ka）の噴出物は、無斑晶質な CP タイプと斑晶に富む CR タイプに分類され、さらに CP タイプの大部分は、D マグマと R マグマを端成分とする主珪長質マグマ系を形成していたことが、岩石学的検討によって明らかにされている（図 3-3-1）。これらの噴出物のうち、CP タイプの代表的な試料については昨年度に U-Th 放射非平衡の分析を行い、1) 主珪長質マグマ系の U-Th 放射非平衡データも D マグマと R マグマの 2 成分混合と調和的であること、2) R マグマは 40 万年以上前に地殻物質の部分熔融によって生成したこと、3) R マグマは恐らく噴火の少し前に地殻物質の部分熔融によって生成したこと、などを明らかにした。

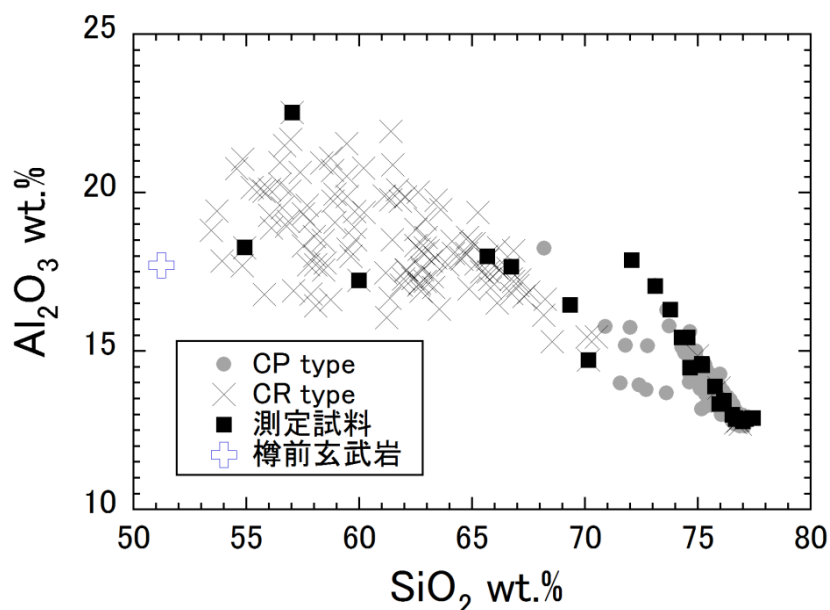


図 2.4-12 支笏カルデラ形成噴火の噴出物および樽前火山の玄武岩試料の全岩化学組成。

そこで今年度は、CR タイプの試料、樽前火山の玄武岩、および社台期の試料について、U-Th 放射非平衡の分析を行った。まず樽前火山の玄武岩のデータについては *equiline* の右側にプロットされ (図 2.4-13)、火山フロント近傍の初生マグマの特徴を反映していると考えられる、U に過剰な放射非平衡を有することが確認された。このことから、Th に過剰な放射非平衡をもつ支笏カルデラの多くの噴出物については、マントル起源の初生玄武岩マグマからの結晶分化作用ではなく、地殻物質の融解を起源とすることが再確認された。また CR タイプの中で未分化な特徴をもつ試料についても、U に過剰な放射非平衡を有することが明らかとなった (図 2.4-13)。このことから、CR タイプのマグマはマントル起源の玄武岩マグマの分化に由来し、CR マグマが主珪長質マグマの噴火 (=カルデラ形成噴火) の引き金となったというシナリオと調和的である。

社台期の噴出物の U-Th 放射非平衡については、概ね 44 ka のカルデラ形成噴火と同様の特徴を示し、放射平衡に到達している珪長質マグマと Th に過剰な放射非平衡を有する珪長質マグマとの混合で説明できそうである (図 2.4-14)。また、放射平衡に到達している試料は $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) = (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}) = 0.9$ 程度の組成を有しており (図 2.4-14)、これはカルデラ形成噴火の R マグマと同様である (図 2.4-13)。このことから、40 万年以上前から存在し続けたと考えられる R マグマは、社台期の活動にも関与していたことになる。なお、社台期の一部の試料は U に過剰な組成を持つなど、全体的にカルデラ形成噴火の噴出物よりも組成がばらついており、変質の影響を被っている可能性が否定できない。U-Th 放射非平衡データへの変質の影響については、 $(^{238}\text{U}/^{234}\text{U})$ 比が放射平衡に到達しているかどうかで判別ができるため、来年度中にウラン同位体比の測定ルーチンの確立を行い、変質の影響を評価する予定である。

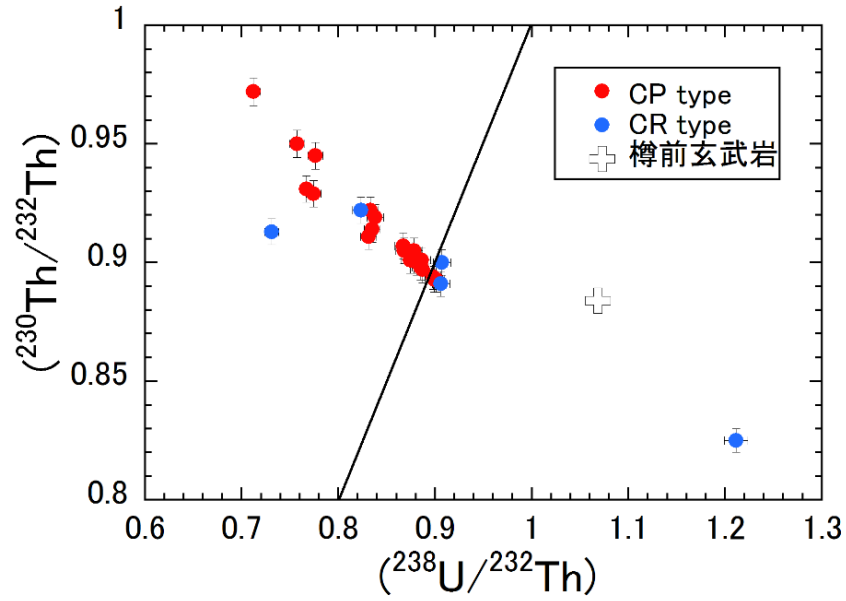


図 2.4-13 支笏カルデラ形成噴火の噴出物，および樽前火山の玄武岩試料についての U-Th 放射非平衡データ．樽前の玄武岩を除く全てのデータは噴出年代 ($t = 44 \text{ ka}$) で補正を行っている．図の直線は，放射平衡を意味する equiline を表す．

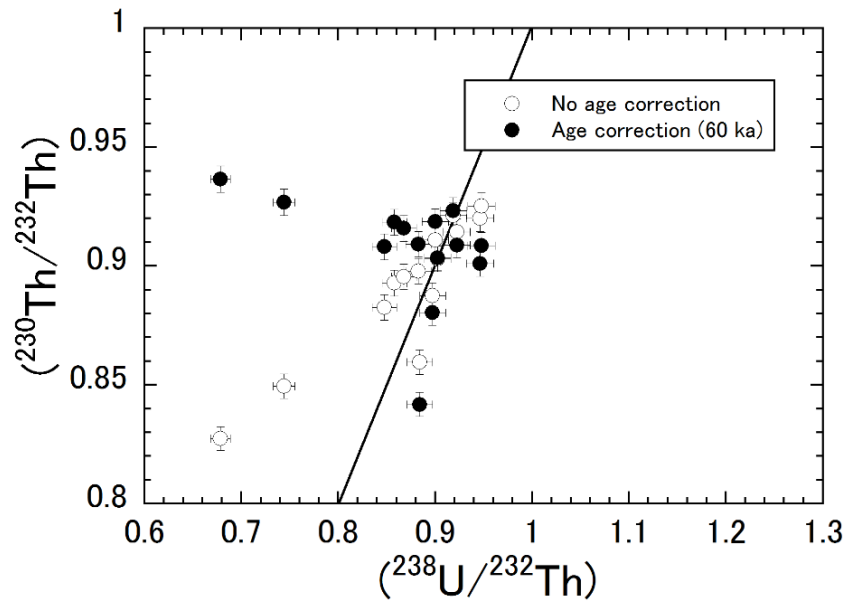


図 2.4-14 支笏・社台期噴出物の U-Th 放射非平衡データ．年代補正 ($t = 60 \text{ ka}$) を行ったデータ，および未補正のデータの両方を示す．

(4) 波長分散型蛍光 X 線分析装置の導入

本研究では、洞爺カルデラを対象とし、地質学的研究による巨大噴火推移の解明と並行して噴出物の岩石学的検討を実施し、マグマ供給系の構造の解明と噴火推移との関連性を検討することを目的としている。そのため今年度は、岩石学的検討に必要な不可欠である波長分散型蛍光 X 線分析装置（以下、XRF）を新たに導入し、迅速かつ高精度に噴出物の化学組成を明らかにするため、検量線法の定量分析ルーチンの確立を行った。その結果、主成分元素（wt.%オーダー）・微量元素（ppm オーダー）ともに非常に定量精度が良く、繰り返し再現性も良いルーチンを立ち上げることができた。

(4-1) 装置の概要

本研究で導入した XRF は、スペクトリス社製 Zetium である（図 2.4-15）。本装置は下面照射型の XRF であり、オートサンプラーにはガラスビード 64 試料をセットできるようになっている。本装置には、メタルセラミックス絶縁管球（SST-RmAX Rh 管球 Chi-Blue コーティング）が搭載されており、これまでにない非常に安定した X 線強度を得ることが出来る。また、6 種類の分光結晶があり、幅広い元素に対応している。それら分光結晶を動かすゴニオメータには、DOPS（Direct Optical Position Sensing）機能を備えており、ギヤの摩耗やバッククラッシュによるズレが起きないように制御されている。検出器は、シンチレーション検出器（重元素用）とガスフロー検出器（軽元素用）、そして両者の中間元素（V から Ga）に対応した Xe シールド検出器の 3 種類からなっており、幅広い元素を高感度・高分解能で検出することが可能である。

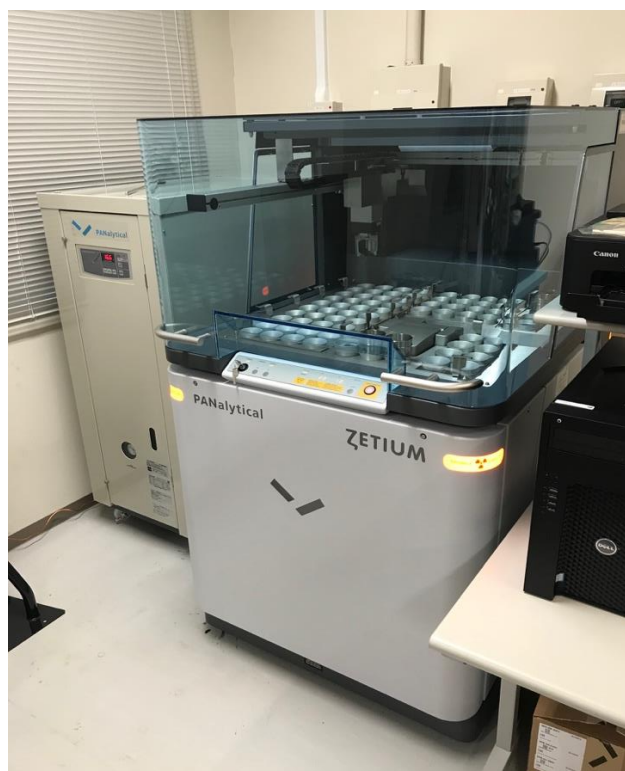


図 2.4-15 2019 年 12 月に導入した波長分散型蛍光 X 線分析装置（スペクトリス社製 Zetium）。

(4-2) 試料調整法および分析条件

試料調整方法には、ガラスビード法を採用した。まず、岩石粉末試料を電気炉で 800-900°C・8 時間加熱し、その後空冷した。そして岩石粉末試料と融剤を混合し、ガラスビード作成装置（東京科学社製 TK-4100）を用いて、1,100°C・8 分で熔融し、2 種類のガラスビードを作成した。1 つは、岩石粉末試料 1.5g に混合融剤（四ホウ酸リチウム：ホウ酸リチウム=4：1）3.0 g を混ぜた低希釈率ビード、もう一方は岩石粉末試料 0.4g に四ホウ酸リチウム 4.0 g を混ぜた高希釈率ビードである。前者は、wt.%オーダーの主成分元素と ppm オーダーの微量元素の両方を測定することが可能である。後者は、試料量が少ないものについて主成分元素の定量分析を行うことができる。

標準試料は、産業技術総合研究所地質調査総合センターの岩石標準試料を用いた（表 2.4-1）。低希釈率ビードについては、微量元素まで測定することから計 18 試料を採用した。一方、高希釈率ビードは主成分元素のみの測定であることから、流紋岩・安山岩・玄武岩・橄欖岩の計 10 試料を採用した。分析条件を表 2 に示す。Zetium では、ソフトウェア（Super Q）上で最適な分光結晶と管電流・管電圧を自動で選択されるようになっている。パルハイ（PHD）の範囲については、北海道大学のハウススタンダード（然別安山岩・支笏流紋岩）を用いて手動で選択した。岩石標準試料を用いて角度校正を行い、妨害元素のない位置にバックグラウンドを設定した。測定時間は、主成分元素で約 10 分、微量元素で 1 時間以内に収まるように設定した。検量線作成時には、主成分元素についてはマトリクス補正（ファンダメタルパラメータ法：FP 法）を、微量元素についてはマトリクス補正（FP 法）と隣接する元素ピークの重なり補正を実施した（表 2.4-2）。以降は、3 つのプログラム（主成分元素 1:2・主成分元素 1:10・微量元素 1:2）について結果を示す。

(4-3) 検量線結果

図 2.4-16～図 2.4-18 および表 2.4-3 に各プログラムの検量線を、表 2.4-3 に検量線の正確度および相関係数 (R^2) を示す。主成分元素 1：2 プログラムでは、低濃度の P については若干ばらつきがみられるものの、どの元素も非常に直線的な検量線 ($R^2 > 0.999$) を作成することができている（図 2.4-16）。主成分元素 1：10 プログラムにおいては P のばらつきも小さく、全元素で直線的な検量線 ($R^2 > 0.999$) を作成することができていることが分かる（図 2.4-17）。

表 2.4-1 検量線作成に使用した岩石標準試料一覧。

Program	Standard samples
Major 1:2	JB-1a, JB-1b, JB-2, JB-3, JA-2, JA-3, JR-1, JR-2, JR-3, JGb-1, JGb-2, JG-1a, JG-2, JG-3, JF-1, JF-2, JSy-1, JP-1
Major 1:10	JB-1a, JB-1b, JB-2, JB-3, JA-2, JA-3, JR-1, JR-2, JR-3, JP-1
Trace 1:2	JB-1a, JB-1b, JB-2, JB-3, JA-2, JA-3, JR-1, JR-2, JR-3, JGb-1, JGb-2, JG-1a, JG-2, JG-3, JF-1, JF-2, JSy-1, JP-1

Data of standard samples are taken from Imai et al. (1995).

表 2.4-2 測定条件.

Element	Line	kV	mA	Crystal	Detector	Angle 2θ				PHD		Line overlap correction	Elimination std samples
						Peak	offset			lower	higher		
							Bg1	Bg2	Bg3				
Si	Kα	25	160	PE	Flow	109.02	-16.26	10.72		23	78		
Ti	Kα	40	100	LiF200	Flow	86.20	-2.08	2.79		29	71		
Al	Kα	25	160	PE	Flow	144.80	-16.82			21	78		
Fe	Kα	60	66	LiF200	Duplex	57.52	-7.32	7.10		35	64		
Mn	Kα	60	66	LiF200	Duplex	62.98	-1.40	1.54		36	72		
Mg	Kα	25	160	PX1	Flow	22.74	-2.24	2.18	7.27	19	80		
Ca	Kα	30	133	LiF200	Flow	113.15	-5.01	6.20		27	72		
Na	Kα	25	160	PX1	Flow	27.46	-2.63	2.22		22	79		
K	Kα	25	160	LiF200	Flow	136.73	-6.28	8.12		28	72		
P	Kα	25	160	Ge	Flow	140.97	-3.08	2.97		39	65		
Sc	Kα	35	114	LiF200	Flow	97.75	-3.14	10.48		36	63	Ca(Kβ)	JB-1b
V	Kα	50	80	LiF200	Duplex	76.97	-2.88	5.36		34	64	Ba, TiO ₂	
Cr	Kα	50	80	LiF200	Duplex	69.38	-0.98	1.73		35	65	V	JP-1
Co	Kα	60	66	LiF200	Duplex	52.79	-2.70			37	62	Fe	JB-1b, JP-1
Ni	Kα	60	66	LiF200	Duplex	48.65	-1.48	1.31		35	62	Co	JP-1
Cu	Kα	60	66	LiF200	Duplex	45.02	-0.76	1.62		38	62		JGb-1
Rb	Kα	60	66	LiF200	Scint	26.58	-0.71	1.34		29	69	Sr, Th, Pb	
Zn	Kα	60	66	LiF200	Duplex	41.78	-1.94	1.29		41	61		
Sr	Kα	60	66	LiF200	Scint	25.12	-1.97	-0.71	0.99	26	68	Rb, Y	
Y	Kα	60	66	LiF200	Scint	23.76	-3.07	-0.57	2.32	29	69	Rb, Sr, Zr	JB-1b
Zr	Kα	60	66	LiF200	Scint	22.52	-1.76	-0.74	0.83	26	70	Sr, Y, Nb	JB-1b, JR-3
Nb	Kα	60	66	LiF200	Scint	21.37	-0.68	0.39	1.99	27	69	Y, Zr	JB-1b, JR-3
Ba	Kα	40	100	LiF200	Flow	87.21	-3.10	2.22		37	60	Ti	JB-1b
Pb	Lβ1	60	66	LiF200	Scint	28.23	-2.51	1.38	2.41	32	67	Rb, Sr, Th	
Th	La	60	66	LiF200	Scint	27.45	-1.79	1.33		30	69	Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb	JB-1b
Ga	Kα	60	66	LiF200	Duplex	38.90	-3.79	2.15	3.62	40	61		JB-1b
La	La	50	80	LiF200	Flow	82.95	-1.31	6.80		38	60		JB-1b, JR-3
Ce	Lβ1	50	80	LiF200	Duplex	71.63	-6.14	-0.84	2.91	36	62	Zr, Ba	JB-1b, JR-3, JP-1

Scint: Scintillation counter; Flow: Flow counter, Duplex: Duplex counter (Flow counter + Xe-sealed counter).

また、微量元素 1 : 2 プログラムでは、多くの元素において、 $R^2 > 0.999$ を達成しており、それ以外の元素でも $R^2 > 0.99$ となっている (図 2.4-18)。La・Ce は R^2 が 0.99 を下回っているが、概ね直線的な検量線を作成できていると言える。

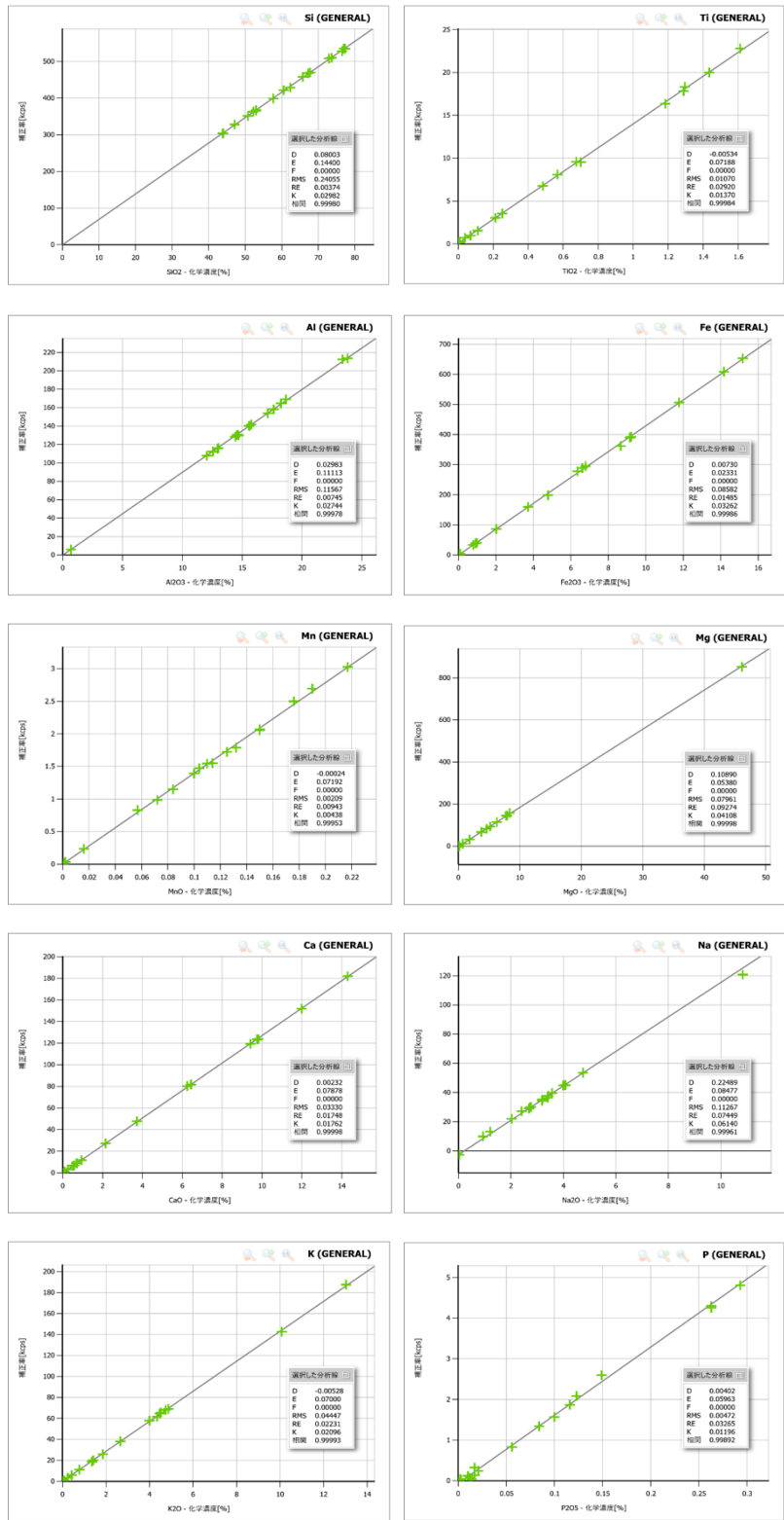


図 2.4-16 主成分元素 1 : 2 プログラムの検量線結果.

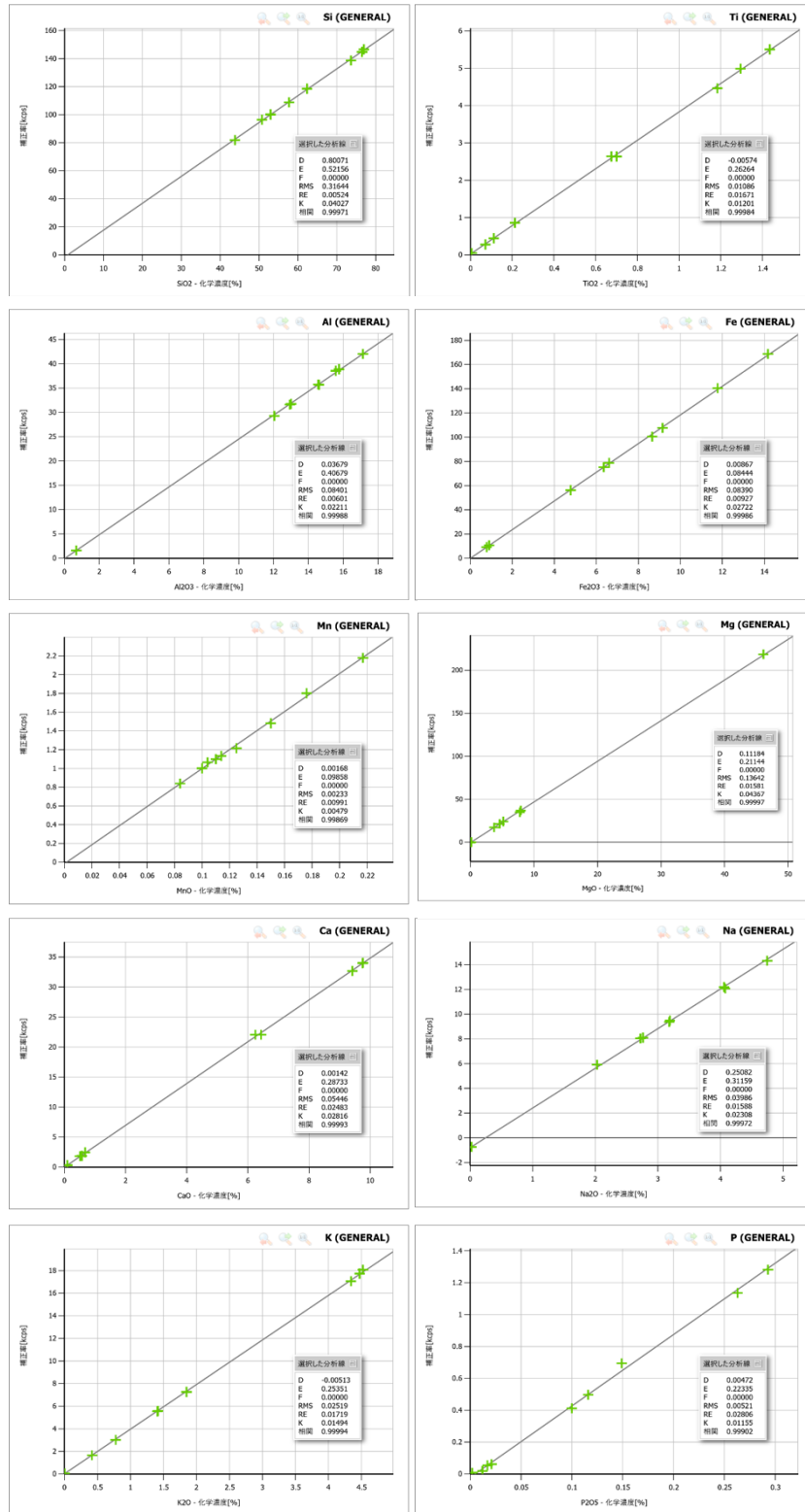


図 2.4-17 主成分元素 1 : 1 0 プログラムの検量線結果.

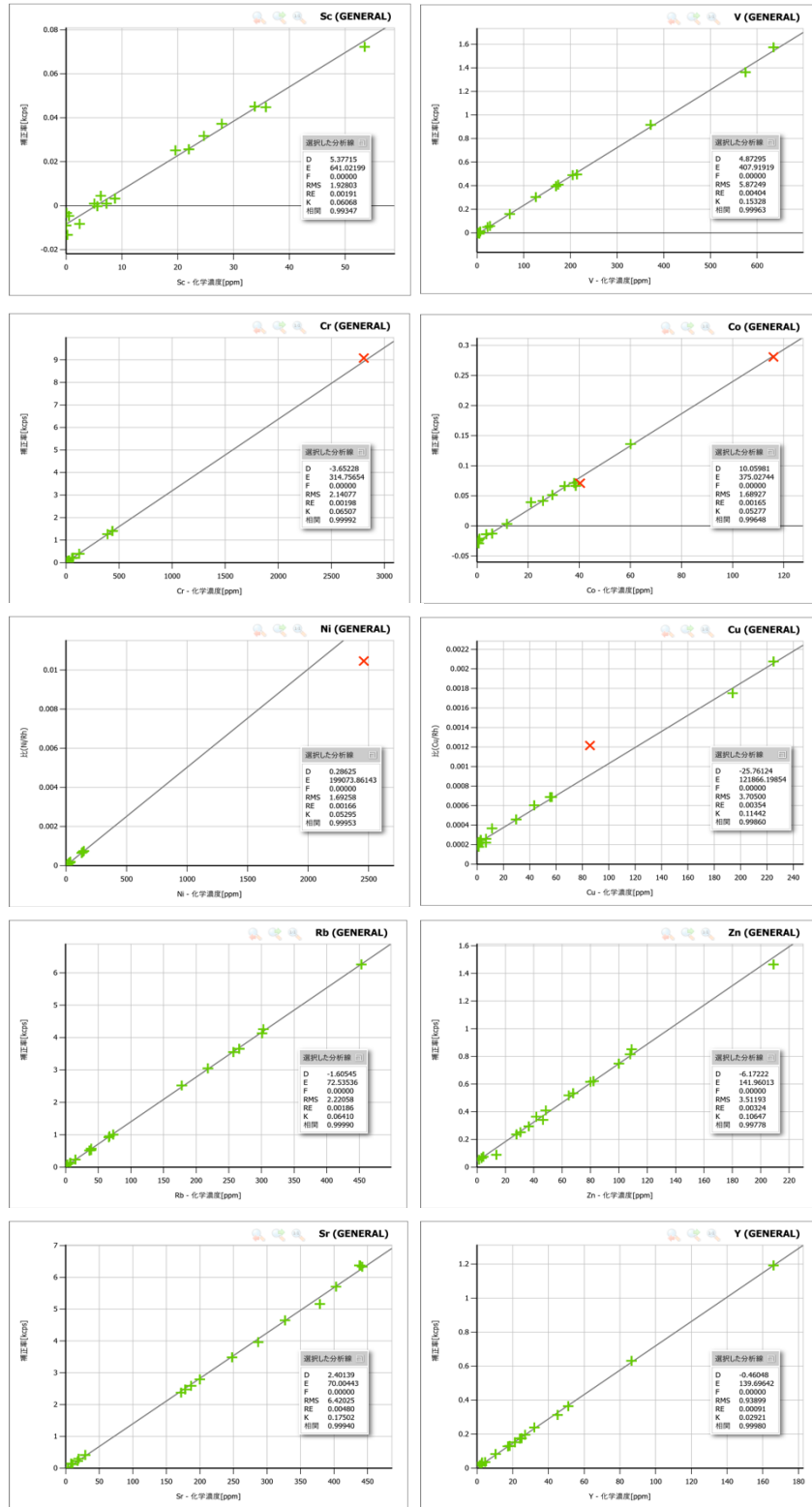


図 2.4-18 図 3-4-4. 微量元素 1 : 2 プログラムの検量線結果.

緑が採用データ. 赤は除外データ. 極端に外れていて, 検量線の傾きに影響を及ぼすデータは除外した (表 2.4-2).

表 2.4-3 検量線の正確度および相関係数.

<i>Major 1:2</i>	min.	max.	Accuracy (wt.%, ppm)	Coefficient (R ²)
SiO ₂	43.82	77.36	0.241	0.99980
TiO ₂	0.002	1.612	0.011	0.99984
Al ₂ O ₃	0.682	23.812	0.116	0.99978
Fe ₂ O ₃	0.06	15.175	0.086	0.99986
MnO	0.001	0.217	0.002	0.99953
MgO	0.004	46.116	0.080	0.99998
CaO	0.091	14.299	0.033	0.99998
Na ₂ O	0.022	10.836	0.113	0.99961
K ₂ O	0.003	13.029	0.044	0.99993
P ₂ O ₅	0.002	0.293	0.005	0.99892
<i>Major 1:10</i>				
SiO ₂	43.82	76.957	0.316	0.99971
TiO ₂	0.006	1.435	0.011	0.99984
Al ₂ O ₃	0.682	17.135	0.084	0.99988
Fe ₂ O ₃	0.783	14.172	0.084	0.99986
MnO	0.084	0.217	0.002	0.99869
MgO	0.041	46.116	0.136	0.99997
CaO	0.094	9.766	0.054	0.99993
Na ₂ O	0.022	4.746	0.040	0.99972
K ₂ O	0.003	4.524	0.025	0.99994
P ₂ O ₅	0.002	0.293	0.005	0.99902
<i>Trace 1:2</i>				
Sc	0	53.5	1.92	0.99347
V	2.1	635	5.87	0.99963
Cr	2	439	2.14	0.99992
Co	0.12	60.1	1.69	0.99648
Ni	1.1	148	1.69	0.99953
Cu	0.49	225	3.70	0.99860
Rb	0.8	453	2.22	0.99990
Zn	1.4	209	3.51	0.99778
Sr	3.32	442	6.42	0.99940
Y	1.54	166	0.94	0.99980
Zr	5.92	144	5.85	0.99444
Nb	0.51	26.9	0.90	0.99470
Ba	15.7	1750	7.09	0.99988
Pb	0.12	48.7	1.87	0.99312
Th	0.19	112	1.42	0.99924
Ga	0.7	36.6	0.85	0.99213
La	0.084	37.6	2.21	0.97992
Ce	0.84	65.9	4.09	0.98511

表 2.4-4 岩石標準試料 JB-3 の繰り返し測定結果.

	R-value C _A	Average (n=5) C _B	RSD 1 sigma	d [C _A -C _B]	d [C _A -C _B]/C _A (%)
Major 1:2					
SiO ₂	50.767	50.357	0.010	0.41	0.8%
TiO ₂	1.435	1.448	0.001	-0.01	-0.9%
Al ₂ O ₃	17.135	17.261	0.012	-0.13	-0.7%
Fe ₂ O ₃	11.775	11.952	0.006	-0.18	-1.5%
MnO	0.176	0.181	0.000	-0.01	-2.9%
MgO	5.17	5.137	0.003	0.03	0.6%
CaO	9.753	9.806	0.004	-0.05	-0.5%
Na ₂ O	2.72	2.797	0.005	-0.08	-2.8%
K ₂ O	0.777	0.769	0.001	0.01	1.0%
P ₂ O ₅	0.293	0.291	0.001	0.002	0.9%
Major 1:10					
SiO ₂	50.767	50.741	0.019	0.03	0.1%
TiO ₂	1.435	1.435	0.002	0.00	0.0%
Al ₂ O ₃	17.135	17.079	0.017	0.06	0.3%
Fe ₂ O ₃	11.775	11.822	0.008	-0.05	-0.4%
MnO	0.176	0.178	0.000	-0.002	-1.1%
MgO	5.17	5.190	0.003	-0.02	-0.4%
CaO	9.753	9.727	0.006	0.03	0.3%
Na ₂ O	2.72	2.759	0.008	-0.04	-1.4%
K ₂ O	0.777	0.752	0.002	0.03	3.2%
P ₂ O ₅	0.293	0.289	0.001	0.004	1.4%
Trace 1:2					
Sc	33.8	32.51	1.46	1.29	3.8%
V	372	378.85	1.18	-6.85	-1.8%
Cr	58.1	58.47	0.48	-0.37	-0.6%
Co	34.3	34.99	0.46	-0.69	-2.0%
Ni	36.2	38.73	0.09	-2.53	-7.0%
Cu	194	211.46	0.92	-17.46	-9.0%
Rb	15.1	16.33	0.28	-1.23	-8.2%
Zn	100	108.37	0.46	-8.37	-8.4%
Sr	403	405.81	0.27	-2.81	-0.7%
Y	26.9	27.23	0.40	-0.33	-1.2%
Zr	97.8	94.34	0.20	3.46	3.5%
Nb	2.47	2.79	0.20	-0.32	-13.0%
Ba	245	236.01	1.05	8.99	3.7%
Pb	5.58	5.69	0.75	-0.11	-1.9%
Th	1.27	1.74	0.19	-0.47	-37.2%
Ga	19.8	19.39	0.65	0.41	2.1%
La	8.81	6.00	1.56	2.82	32.0%
Ce	21.5	20.51	2.98	0.99	4.6%

R-value: Recommended value. Major elements are normalized 100% in total.

検量線 $C(\text{濃度}) = D + E * Y(\text{補正強度})$

D : X 軸との切片

E : 検量線の傾き

RMS (Root Mean Square) : 正確度 (Accuracy)

$$RMS = [\sum (C_{\text{chem}} - C_{\text{calc}})^2 / (n-2)]^{1/2}$$

相関 : 相関係数 (Coefficient : R²)

(4-4) 測定精度・繰り返し精度

作成した検量線の精度を確認するために、岩石標準試料 JB-3 について、新たにガラスビードを作成し、繰り返し測定 (5 回) を実施した。その結果を表 2.4-4 に示す。主成分元素については、低希釈率ビード・高希釈率ビードともに定量精度が良く、大きくても数%以内の誤差 ($d [C_A - C_B] / C_A$) であった。また繰り返し精度を見てみると、ほとんどの元素において相対標準偏差 (RSD) が 0.01 wt.% 以下であり、非常に再現性が良いことが分かる。一方微量元素については、測定精度は主成分元素に比べると劣るが、概ね 10% 以内の誤差範囲に収まっている。Th・La では誤差が 30% を超えているが、元々の含有量が少ないためであると考えられる。繰り返し精度については Sc・La・Ce を除くと、RSD が 1 ppm 以下であり、再現性が非常に良いといえる。

(4) まとめおよび今後の課題

今年度の成果は以下の通りである。

1) 洞爺カルデラ形成噴火噴出物について予察的に記載岩石学的特徴、全岩化学組成およびガラス組成分析を行った結果、CP タイプと CR タイプ、CR タイプと縞状軽石・灰色軽石はそれぞれ別のマグマ由来であると考えられること、CP タイプは Unit 1~Unit 3 と Unit 4~Unit 6 とで組成が異なることが明らかになった。

2) 支笏カルデラ形成噴火噴出物中に含まれる直方輝石斑晶のメルト包有物について分析を行った結果、これらは大きく 2 つのタイプに分けられ (Mg#=66-71 の母斑晶中に多数含まれている褐色の安山岩質メルト包有物と、Mg#=44-47 の母斑晶中に稀に存在する無色透明の流紋岩質メルト包有物)、それぞれ揮発性成分濃度も異なることが明らかになった。これらは、母斑晶の組成からそれぞれ平成 25 年度~平成 30 年度の研究で明らかになった M タイプマグマおよび CP タイプマグマ由来であると考えられる。

3) 支笏火山の噴出物について U-Th 放射非平衡の追加分析を行った結果、カルデラ形成噴火の CP タイプマグマ (R マグマと D マグマの混合物) と先カルデラ噴火噴出物は、地殻物質の融解で形成されたと考えられる Th に過剰な放射非平衡をもつマグマと放射平衡に達したマグマとの混合で生成されたのに対して、CR タイプと後カルデラ火山である樽前火山の玄武岩は U に過剰な放射非平衡をもつマントル起源の玄武岩マグマに由来することが示唆された。

以上のように洞爺カルデラ形成噴火には少なくとも 3 つのマグマが関与していることが示唆されたが、次年度以降で岩石学的特徴の時空変化から、洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構

造を検討する。一方で支笏カルデラ形成噴火については、メルト包有物の分析点数を増やした上でメルト包有物の組成を考慮した溶解度則を使用し、マグマ溜まり深度を詳細に検討する。また U-Th 放射非平衡データへの変質の影響を評価した上で支笏カルデラ形成噴火のマグマの起源についてさらに検討を進める予定である。

引用文献

- Duan, X. (2014). A general model for predicting the solubility behavior of H₂O-CO₂ fluids in silicate melts over a wide range of pressure, temperature and compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 582-609.
- Feebrey, C.A. (1995). Petrology and geochemistry of the Toya ignimbrites & postcaldera volcanism, Toya caldera, SW Hokkaido, Japan : implications for island arc caldera evolution. 北海道大学博士論文.
- King, P.L., Holloway, J.R. (2002). Co₂ solubility and speciation in intermediate (andesitic) melts: the role of H₂O and composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 1627-1640.
- Liu, Y., Zhang, Y., Behrens, H. (2005) Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and new empirical model for mixed H₂O-CO₂ solubility in rhyolitic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143, 219-235.
- Okumura, S., Nakamura, M., Nakashima, S. (2003). Determination of molar absorptivity of IR fundamental OH-stretching vibration in rhyolitic glasses. *American Mineralogist*. 88, 1657-1662.
- Sims, K. W. W., Gill, J. B., Dosseto, A., Hoffmann, D. L., Lundstrom, C. C., Williams, R. W., Ball, L., Tollstrup, D., Turner, S., Prytulak, J., Glessner, J. J. G., Standish, J. J., Elliott, T. (2008). An inter-laboratory assessment of the Thorium isotopic composition of synthetic and rock reference materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* 32, 65-91.
- 東宮 昭彦・後藤 芳彦・壇原 徹・Shanaka de Silva (2019). 洞爺カルデラ噴火をもたらしたマグマシステム. 日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演要旨.
- Yokoyama, T., Makishima, A. & Nakamura, E. (1999). Separation of thorium and uranium from silicate rock samples using two commercial extraction chromatographic resins. *Analytical Chemistry* 71, 135-141.
- Yoshimura, S., Nakamura, M., Yurimoto, H. (2017). Carbonate ions in high-SiO₂ rhyolite observed in fluid-melt equilibrium experiments. *Geochemical Journal* 51, 251-262.

2.5 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

屈斜路カルデラでは、約3万5千年前のKP1火砕流噴火における噴火準備過程の時間変化を、KP1の直前に噴出した降下火砕堆積物を初期、中期、後期に分けて調査することにより、把握する。また、摩周カルデラは屈斜路カルデラに隣接し屈斜路KP1以降に活発に活動を継続していることから、噴火時系列で採取した噴出物を解析することにより、屈斜路・摩周火山地域のマグマ供給系の時間発達の理解が深まることが期待される。本年度は、KP1火砕流噴火における噴火準備過程の時間変化を明らかにするために、KP1火砕流堆積物直下の降下テフラ群について、記載を行い、岩石学的な検討でマグマ供給系の時間変化を復元するために必要な試料を採取した。

【調査・研究成果】

屈斜路カルデラ(図2.5-1)中央部の中島から北東22.7kmの札弦(北緯43度46分1秒, 東経144度30分54.4秒)に、層厚約3-4mのKP4火砕流堆積物, 層厚約50cmのラハール堆積物, 層厚約2.5mの降下テフラ群, 層厚約7mのKP1火砕流堆積物が露出している(図2.5-2, 図2.5-3)。この露頭で採取した試料IDと層準(後述)との対応は下位より, Kutt2019f-G(以下ハイフンまで省略)がP1に覆われる土壌, AがP1, BがP2, CがP3, DがAA1, EがA1とP4の混合物, FがAA2, HがAA3, IがP6, JがAA4, KがAA5, LがAA6の下部, MがAA6の上部, NがAA7の基底部分, OがP8, PがAA8, QがP9, RがAA9, SがAA10, TがAA11の基底部分から約10cm, UがAA12, VがAA13, WがAA14, XがAA16, YがAA17の下部, ZがAA18, 2AがAA19の基底部分から約10cmである。

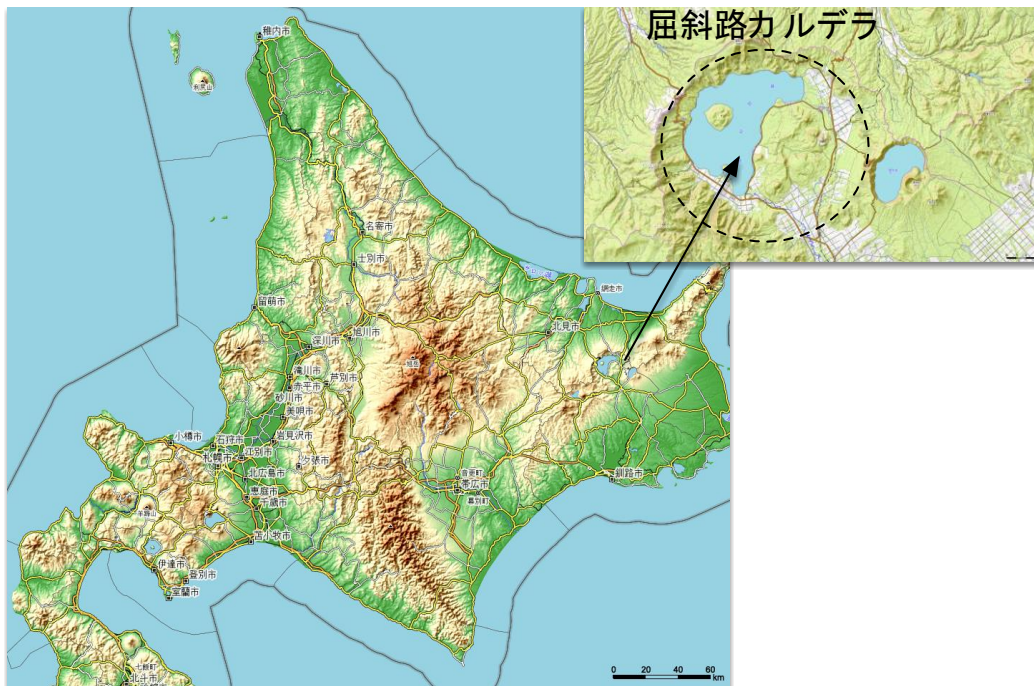


図 2.5-1 屈斜路カルデラ位置図

KP1 直下の降下テフラ群は、10 枚の軽石層(P1~P10)、4 枚の細粒火山灰層(A1~A4)、19 枚の火山豆石に富む火山灰層(AA1~AA19)に区分できる (図 2.5-2)。P1 軽石層の下位には、厚さ数 mm の土壌層がみられる。P1 軽石層は、層厚 1-2 cm で直径 5-7mm 以下の軽石を含み焦げ茶色を示す(図 2.5-4)。P2 軽石層は、層厚 5~7cm で直径 10 mm 以下の軽石を含み、灰色(N6; Munsell カラーチャートによる色。以下同様)を示す (図 2.5-4)。P3 軽石層は、層厚 6 cm であり 12 mm 以下の軽石を含み、灰色(N7)を示す (図 2.5-4)。P2 と P3 の間には、極薄い層厚 5mm の火山灰層が挟まれる (図 2.5-4)。A1 火山灰層は、層厚 4.5 cm の細粒の茶色(10R4/2)の火山灰層からなり、上部 2 mm に白色層が挟まれる (図 2.5-4)。AA1 火山灰層は、層厚 2.5 cm の細粒火山灰層であり、直径 1 cm 以下の火山豆石を含む (図 2.5-4)。P4 軽石層は、層厚 1.5 cm であり、直径 4.5 cm 以下の軽石を含む (図 2.5-4)。AA2 火山灰層は、層厚 2.0 cm の細粒火山灰層であり、直径 1 cm 以下の火山豆石を含む (図 2.5-4)。P5 軽石層は、層厚 1.5 cm であり、直径 2.2 cm 以下の軽石を含む (図 2.5-5)。AA3 火山灰層は、層厚 17 cm の細粒火山灰層であり、直径 1 cm 以下の火山豆石を含む (図 2.5-5)。やや黄色がかった灰色(5Y8/1)を示し、直径 1.5 cm 以下の軽石を含む。下位から 7 cm 付近に、やや軽石が多い層がある (図 2.5-5, 図 2.5-6)。P6 軽石層は、

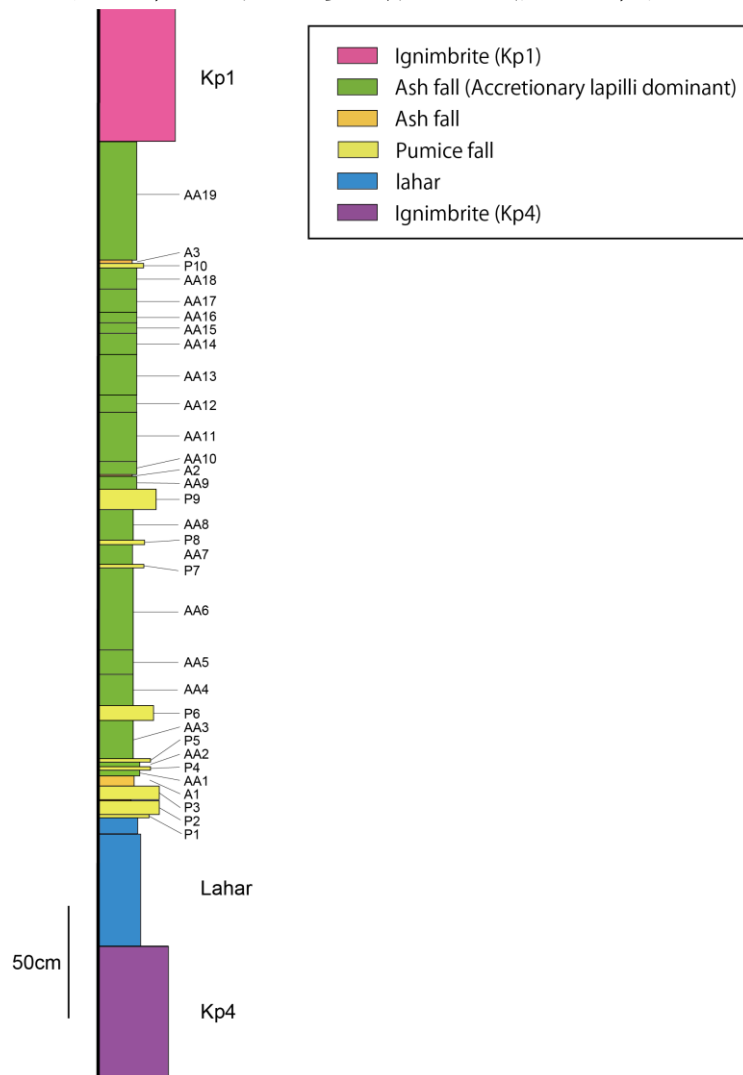


図 2.5-2 カルデラ北東 22.7km (札弦) における柱状図

層厚 7 cm であり、直径 1 cm 以下の軽石を含み、黄土色で、正級化構造を示す(図 2.5-6, 図 2.5-7). AA4 火山灰層は、層厚 14 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.5 cm 以下の火山豆石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-7). AA5 火山灰層は、層厚 11 cm の細粒火山灰層であり、直径 8 mm 以下の火山豆石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-7). AA6 火山灰層は、層厚 37 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.5 cm 以下の火山豆石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-7). P7 軽石層は、層厚 1.5 cm であり、5 mm 以下の軽石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-8). AA7 火山灰層は、層厚 9 cm の細粒火山灰層であり、直径 1cm 以下の火山豆石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-8). P8 軽石層は、層厚 2 cm であり、8 mm 以下の軽石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-8). AA8 火山灰層は、層厚 14 cm の細粒火山灰層であり、直径 7 mm 以下の火山豆石を含む(図 2.5-6, 図 2.5-8, 図 2.5-9). P9 軽石層は、層厚 9 cm であり、直径 4.2 cm 以下の軽石や遊離結晶を含む(図 2.5-6, 図 2.5-8, 図 2.5-9). AA9 火山灰層は、層厚 6 cm の細粒火山灰層であり、少量の軽石と 1.2 cm 以下の多量の火山豆石からなり、黄色(10YR8/5)を示す(図 2.5-6, 図 2.5-8, 図 2.5-9). A2 火山灰層は、層厚 7 mm の極細粒砂からなる火山灰層である(図 2.5-9, 図 2.5-10). AA10 火山灰層は、層厚 6 cm の細粒火山灰層であり、直径 1 cm 以下の火山豆石を多量に含む。直径 1.2 cm 以下の軽石を含む(図 2.5-9, 図 2.5-10). AA11 火山灰層は、層厚 23 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.3 cm 以下の火山豆石を含む。上部に火山豆石が多い傾向がある。薄い灰色(N8)を示す(図 2.5-9, 図 2.5-10, 図 2.5-11). AA12 火山灰層は、層厚 8 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.3 cm 以下の火山豆石を含む(図 2.5-10, 図 2.5-11). AA13 火山豆石層は、層厚 19 cm の細粒火山灰層であり、1 cm 以下の火山豆石を含む。上部がやや薄い黄色を示す(図 2.5-10). AA14 火山灰層は、層厚 10 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.3 cm 以下の火山豆石を含み、黄色(10YR8/5)を示す(図 2.5-10, 図 2.5-12, 図 2.5-13). AA15 火山灰層は、層厚 5 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.3 cm 以下の火山豆石を含み、灰色(N7)を示す(図 2.5-10, 図 2.5-12). AA16 火山灰層は、層厚 5 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.2 cm 以下の火山豆石を含み、薄い黄色がかった灰色(5Y8/1)を示す(図 2.5-10, 図 2.5-12, 図 2.5-14). AA17 火山灰層は、層厚 11 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.3 cm 以下の火山豆石を含む。上部 4 cm に火山豆石が多い傾向がある(図 2.5-10, 図 2.5-12, 図 2.5-14). AA18 火山灰層は、層厚 10 cm の細粒火山灰層であり、直径 1.5 cm 以下の火山豆石を含む。他の層よりもやや火山豆石の量が少ない傾向がある(図 2.5-10, 図 2.5-14, 図 2.5-15). P10 軽石層は、層厚 2cm であり、直径 5 mm 以下の軽石からなる(図 2.5-10, 図 2.5-15). A3 火山灰層は、層厚 1.5 cm の極細粒砂～シルトサイズの火山灰からなる(図 2.5-15). A19 火山灰層は、層厚 56 cm の細粒火山灰層であり、直径 2 cm 以下の火山豆石を含む。薄い灰色(N8)～白色(N9)を示す。下から 14 cm の高さに火山豆石が多い部分がある。1-2 mm サイズの軽石を含む(図 2.5-10, 図 2.5-15, 図 2.5-16). KP1 火砕流堆積物は、層厚 7 m 程度であり、淘汰が悪く、15 cm 以下の軽石、5 cm 以下の岩片を含む。最下部 15 cm に比較的粒径が小さい Layer 2a 層が見られる(図 2.5-2, 図 2.5-16).



図 2.5-3 露頭の全体写真（記号は、図 2.5-2 参照）.



図 2.5-4 P1 軽石層～AA3 火山灰層の拡大写真.

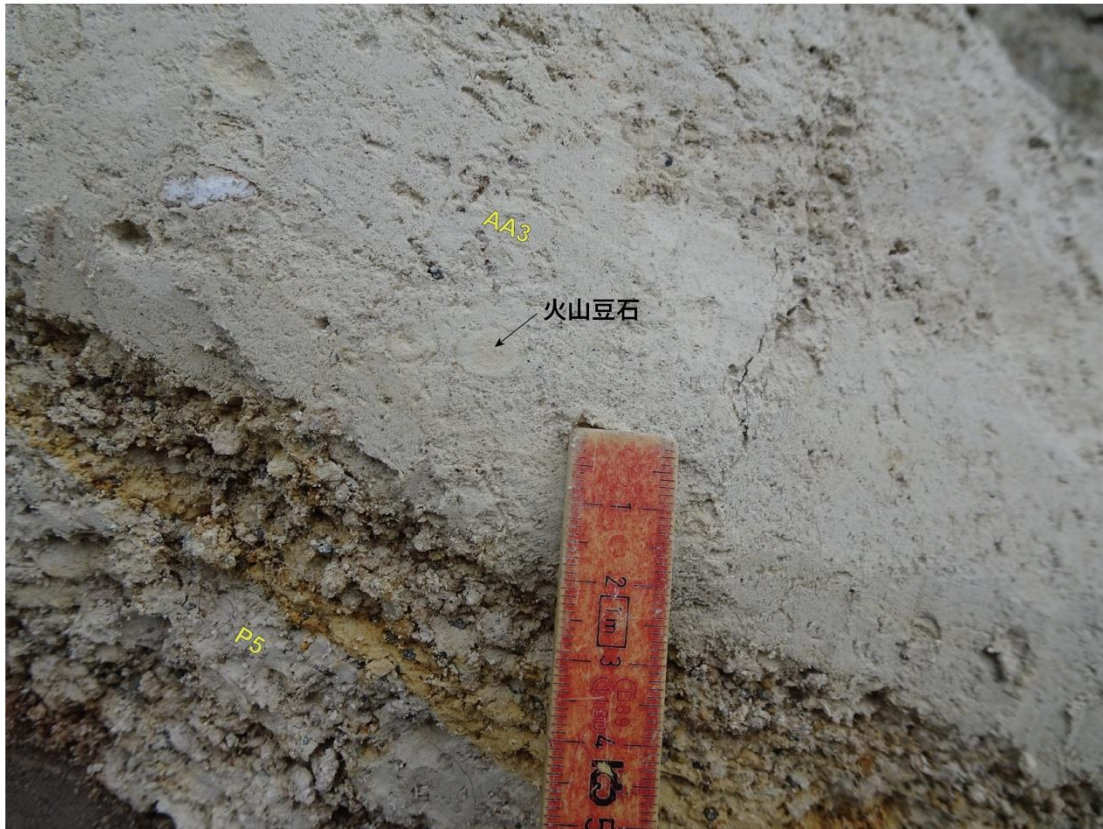


図 2.5-5 P5 軽石層と AA3 火山灰層の拡大写真. AA3 火山灰層中には, 火山豆石が含まれる.

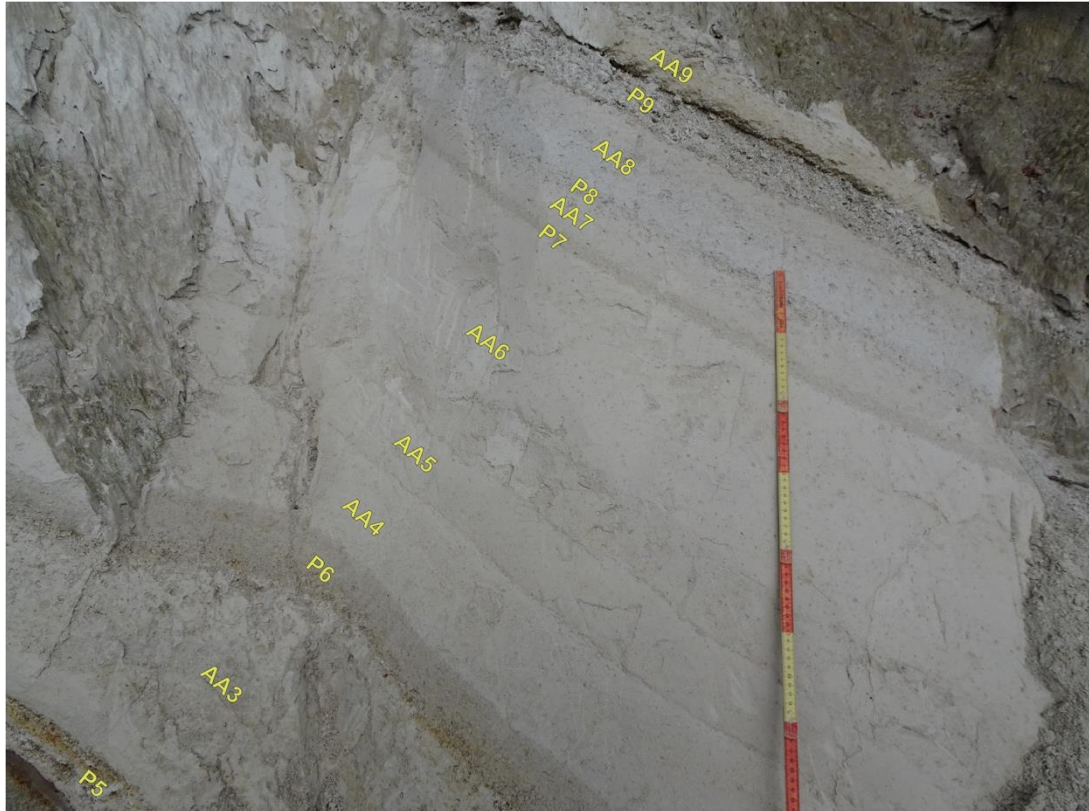


図 2.5-6 P5 軽石層～AA9 火山灰層の写真.

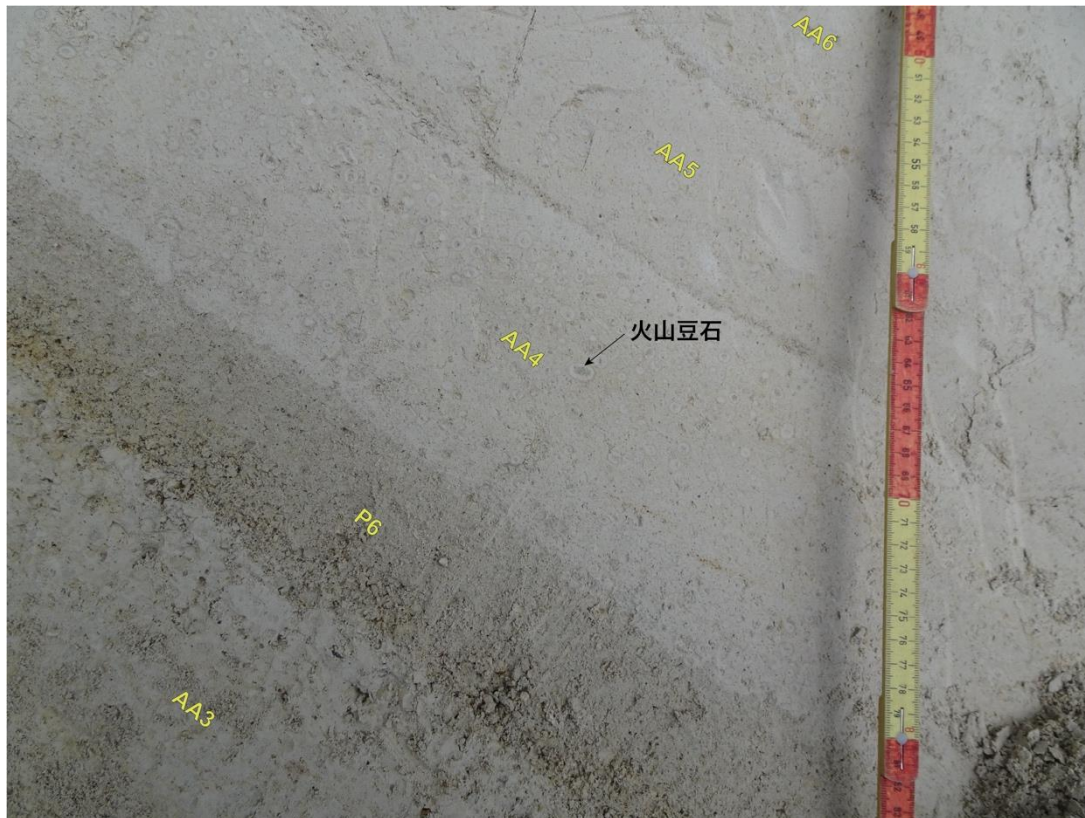


図 2.5-7 AA3 火山灰層～AA6 火山灰層の写真。AA3, AA4, AA5, AA6 火山灰層には、火山豆石が含まれる。



図 2.5-8 AA6 火山灰層～AA9 火山灰層の拡大写真。



図 2.5-9 AA8 火山灰層～AA11 火山灰層の拡大写真.



図 2.5-10 P9 軽石層～KP1 火砕流堆積物の写真.

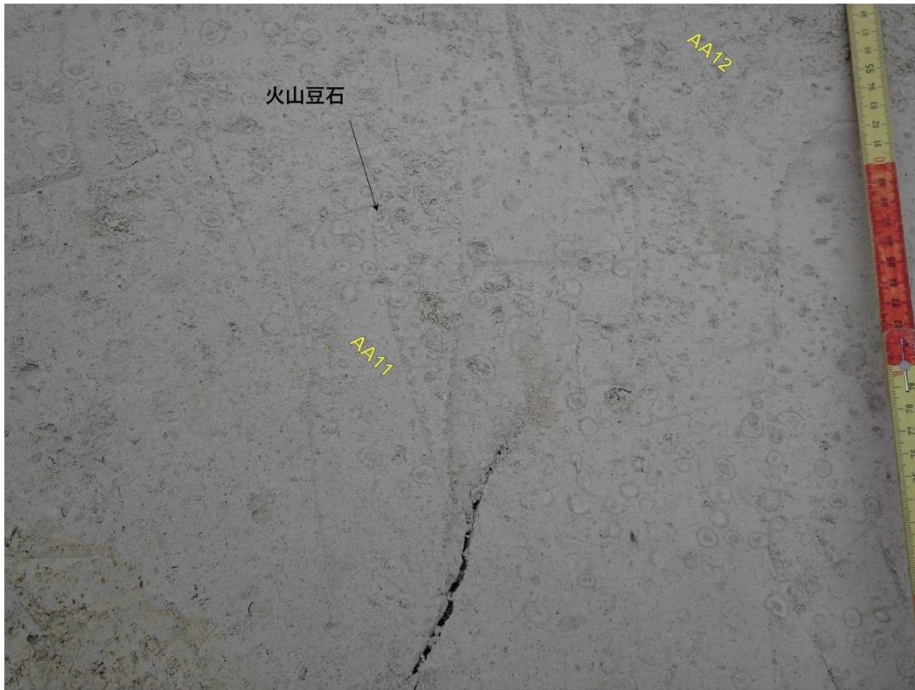


図 2.5-11 AA11 火山灰層上部及び AA12 火山灰層の下部の拡大写真. AA11 火山灰層上部には, 火山豆石が多量に含まれる.



図 2.5-12 AA14 火山灰層～AA17 火山灰層の下部の拡大写真. これらの火山灰層には, 火山豆石が多量に含まれる.

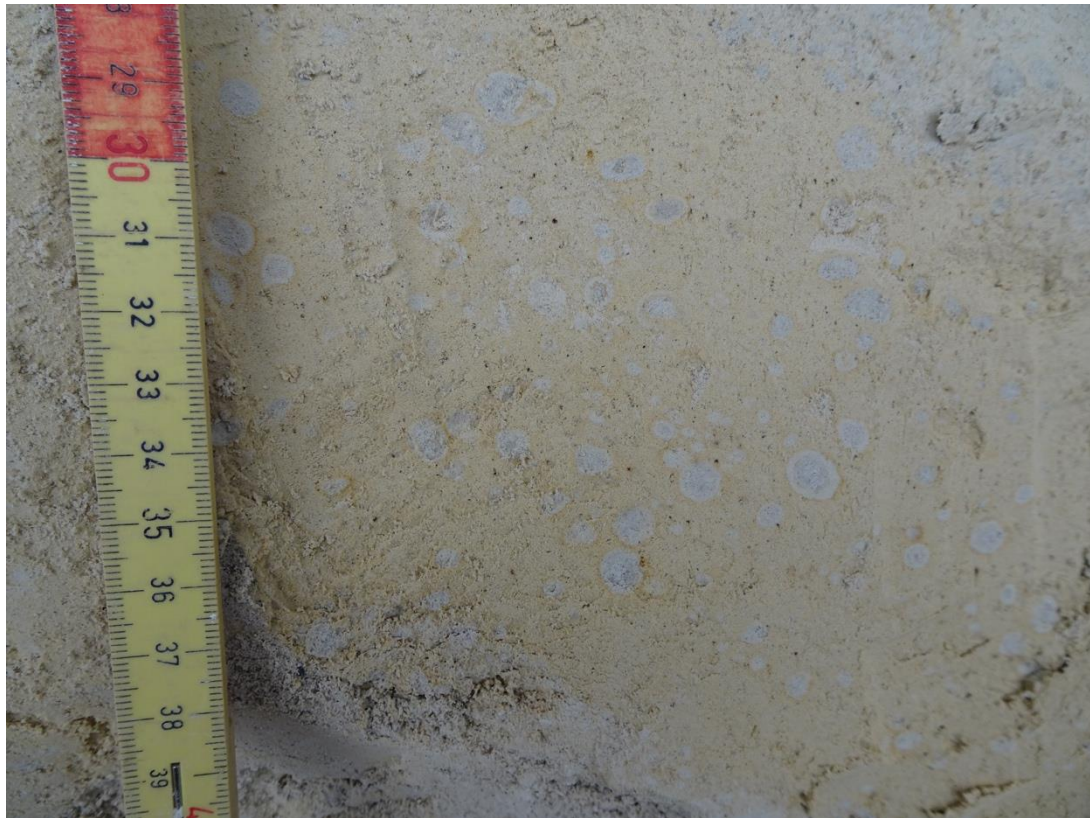


図 2.5-13 AA14 火山灰層中の火山豆石.

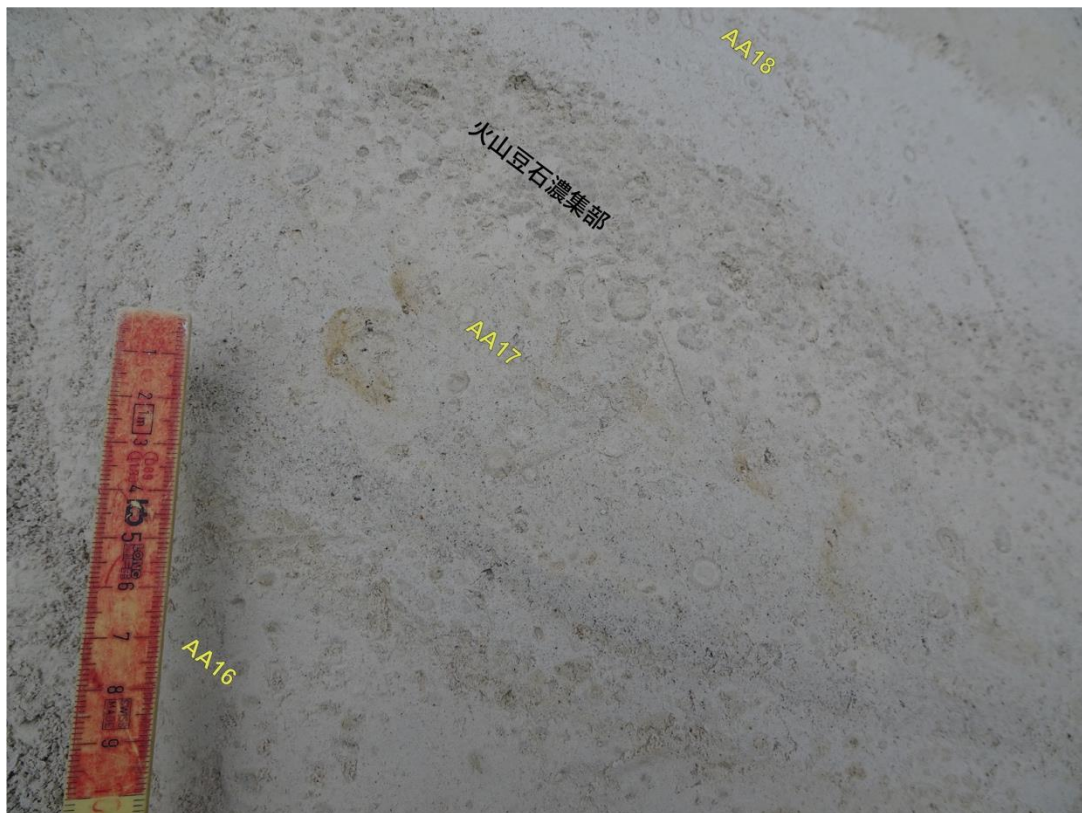


図 2.5-14 AA16～A18 火山灰層の拡大写真. A17 火山灰層上部 4cm には, 火山豆石濃集部が見られる.

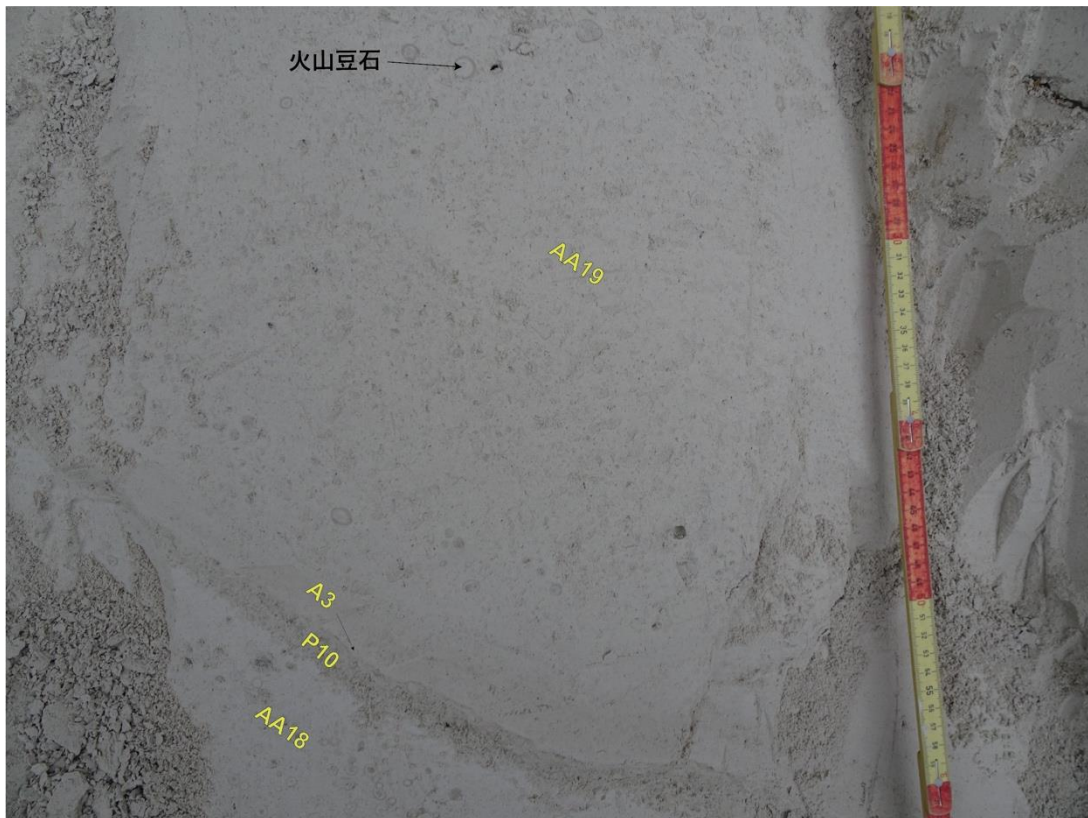


図 2.5-15 AA18～A19 火山灰層の拡大写真。P10 軽石層の上に、層厚 1.5 cm の A3 火山灰層が挟まれている。AA18, AA19 火山灰層には、多量の火山豆石が含まれる。

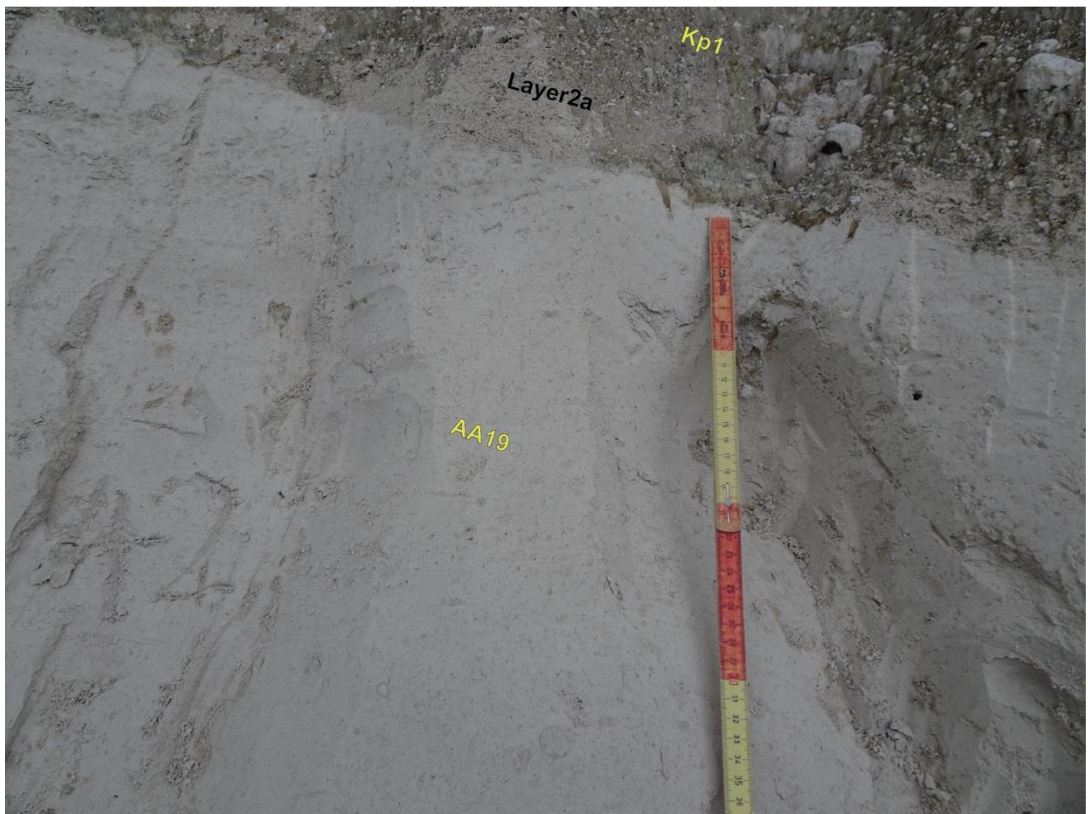


図 2.5-16 A19 火山灰層及び KP1 基底部の拡大写真。AA19 火山灰層は、細粒火山灰及び火山豆石からなる。KP1 火砕流堆積物の下部 15cm の範囲には、粗粒粒子が比較的少ない Layer 2a 層が見られる。

まとめ

以上の岩相から、KP1 噴火の初期は、軽石質のプリニー式噴火 (P1-P3) で始まり、次第に火口付近では水の関与が増え、水蒸気プリニー式噴火 (A1, AA1 以降の堆積物) を繰り返した後に、KP1 火砕流の発生に至ったと考えた。また、これらの堆積物の間には、侵食間隙を示す特徴が見られないことから、これらの堆積物は屈斜路火砕流 1 噴火初期の一連の噴出物であり、大規模カルデラ噴火の開始初期段階に起きた現象の時間変化を知るうえで重要な情報になると考えられる。

来年度以降はこれらの試料を用いて、KP1 開始直前のマグマ溜まりの揮発性成分の状態を明らかにすることにより、大規模火砕流噴火をひきおこす直前のマグマ溜まりの地球物理学性質 (密度・圧縮率等) に制約を与える。そのためには、今年度採取した KP1 試料を対象に、鉱物の化学組成からマグマの温度を推定したうえで、それらに含まれる斑晶ガラス包有物の主要化学組成・含水量・二酸化炭素濃度を測定することにより、本報告書 2.3 章に述べた考え方に従って、マグマ深度やマグマ中の揮発性成分の存在形態 (不飽和か飽和か) を明らかにする。

2.6 カルデラ形成噴火マグマの実験岩石学的検討

【実施内容】

カルデラ形成噴火においては、岩石学的特徴から珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合が発生していることが示唆されている。噴出物の岩石学的解析から推測される珪長質端成分マグマ組成を用いて、熱力学的平衡計算および高温高压実験による相平衡関係の検討を行い、カルデラ直下のマグマ溜まりの温度圧力条件を推測する。

今年度は、十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石について、マグマ溜まりの物理化学条件を制約することを目的に、岩石学的解析及び高温高压相平衡実験を開始した (2.6.1 章)。特に、軽石の分析からマグマだまりの温度・酸素雰囲気等を制約するとともに、マグマ定置圧力を決定するために水飽和条件において実験を行ったので、それらの予察的な結果を報告する。十和田火山では、近年、周辺地域の地質図幅が出版されたことに加え、アンビエントノイズトモグラフィにより、詳細な地下構造が明らかにされており、カルデラ噴火を起こしたマグマだまりの詳細な研究を行うための基盤が整っている。また、2.6.2 章においては平成 30 年度委託研究「火山影響評価に係る技術的知見の整備」で実施された阿蘇火山 Aso-1 噴火珪長質マグマ溜まり再現実験において低酸素雰囲気中で長時間保持することが必要であることが明らかになったため、カプセル内に焼結窒化ホウ素を用いてカプセル内の水素を保持する手法を確立し、実際に Aso-1 珪長質ガラスを同時封入して相平衡実験を行った。最後になる 2.6.3 章では、平成 29 年度委託研究「火山影響評価に係る技術的知見の整備」で行われた Aso-4 噴火珪長質端成分マグマに対する高温高压実験において、実験に使用した出発物質である軽石中に変質物が混入していることが明らかになったため、その変質物混入による影響評価方法を確立し、実験結果に対しどう変化を与えるかを考察した。

2.6.1 十和田カルデラ噴出物の実験岩石学的研究

【調査・研究成果】

(1) 背景と目的

島弧火山は、短期的には比較的規模の小さい噴火 (<1.0 km³ dense rock equivalent (DRE)) を繰り返す一方、長期的にはマグマ噴出量が 10 km³ DRE を超える大規模噴火を起こす場合があると過去の地質記録から分かっている。大規模噴火を起こすマグマが、小規模噴火の場合と同じ過程を経て、生成・蓄積そして噴火に至るかどうかは自明ではなく (例えば, Tatsumi and Suzuki-Kamata, 2014), 特にその噴火準備過程の理解は、将来のリスクを評価する上で基本的に重要である。

大規模噴火に必要な大量のマグマが、一般に如何にして生成され、どのような条件で蓄積されるかという問いに対して、多くの岩石学的・理論的研究がなされてきた。島弧火山における大規模噴火のほとんどは珪長質なマグマに限られるため、そのようなマグマは地殻の熔融および、地殻におけるマントル由来の玄武岩質マグマの分化によって生成されたと考えられている (例えば, Scaillet et al., 2016)。玄武岩質マグマを介したマントルからの熱及び物質のフラックスを考えたとき、短期間のうちに大量の珪長質マグマを地殻内に用意するのは困難なので、マグマは長期間にわたって地殻内部に蓄積されていったはずである。地殻内部において、マグマだまりが

成長できるか否かは、マグマだまりの熱進化と相変化および力学応答の複雑な相互作用によって支配されている。熱進化の観点から、熔融状態にある巨大なマグマだまりを維持・成長させるためには、通常の火山よりも大きなマグマ供給率が必要であると考えられている (Annen 2009; Schöpa and Annen, 2013)。一方、力学的な観点から、マグマの供給および気相の析出のよりマグマだまり内に蓄積された過剰圧が、流入量以上のマグマの流出 (噴火) を起こすのを防ぐために、マグマの結晶分率が力学遷移条件の臨界量 (~50 vol%) 付近で保たれているか (Bachmann and Bergantz 2003)、もしくは十分に温まった母岩が塑性的に変形し、応力を緩和させる必要がある (Gregg et al., 2012)。ただし、あまりにも応力の緩和が早いと、そもそも過剰圧が発生しなくなり、マグマだまりは深成岩として、完全に固化してしまう。さらに、外部応力が働く場では、応力集中による過剰圧発生を防ぐために、マグマ蓄積場において歪速度が十分に小さい必要があると示唆されている (高橋 1995)。

Huber et al., (2019) は、外部応力のない静的な環境で、球形のマグマだまりに深部からマグマが定常的に供給される状況を想定し、マグマだまりの熱進化と相変化および応力緩和を同時に考慮したモデリングを行った。そして、その結果に基づいて、噴火可能な状態を保ちつつマグマだまりを成長させるには、 2.0 ± 0.5 kbar の圧力が最適であると提案した。すなわち、1.5 kbar 以下の圧力では、メルト中の水の溶解度が小さく地温が低いために、冷却によって気相の効率的な析出が起こり、マグマの流入に比べてマグマの流出 (噴火) が支配的になって、マグマだまりの成長が起こらない一方、2.5 kbar 以上の圧力では、高温のため母岩の粘性が低すぎて噴火に必要な応力が蓄積されず、深成岩になってしまうと主張した。しかし、マグマの定置深度は、マグマと地殻の密度中立 (Walker 1989) や地殻の脆性・塑性遷移深度 (Watanabe et al., 1999) によって支配されるとする考え方もあり、カルデラ噴火を起こすマグマの定置深度がどのような機構によって支配されており、どのような深さになるべきなのか自明ではない。

一方で、実際に噴出したマグマから、噴火直前のマグマがどのような物理化学状態にあったのか理解しようとする研究が、個々の火山を対象に数多くなされてきた。今回対象とするのは、日本の東北地方北部に位置し、カルデラ湖を有する十和田火山である。十和田火山は、61-15ka のカルデラ形成期に 2 回の大規模噴火イベント、すなわち噴火エピソード N および L を経験しており、それぞれ 36 ka に 17.87 km^3 DRE、15.5 ka に 20.34 km^3 DRE のマグマを噴出している。十和田火山においては、近年出版された十和田湖地域の地質図幅により、周辺の地質情報が詳細に明らかにされており (工藤ほか 2019)、カルデラ噴火を起こしたマグマだまりの詳細な研究を行うための基盤が整っている。また、アンビエントノイズトモグラフィ法により、十和田火山を含む東北地方の地殻浅部の S 波速度構造が詳細に解明されており (Chen et al., 2018)、岩石学的に制約したカルデラ噴火のマグマだまり深度と現在の地下構造との関係性を比較・検討することが可能となっている。

カルデラ形成期の十和田火山のマグマだまりについて、その成因および進化を理解することを目的に、岩石学的研究がおこなわれてきた (Hunter and Blake, 1995; Yamamoto et al., 2018)。ただし、火山噴火過程に影響を及ぼすマグマだまりの深さやマグマの含水量に関する制約は、まだなされていない。また、今回注目する噴火イベント N と L の噴出物の鉱物組み合わせについて、斜長石+直方輝石+単斜輝石+不透明鉱物は共通する一方で、L の噴出物にのみ角閃石が含ま

れると報告されているが (Kudo et al., 2007, 工藤ほか 2019), なぜカルデラ形成期末期になって角閃石が晶出するようになったのか, マグマ溜まりの物理化学条件との関係はまだ理解されていない. 特に, マグマだまり深度の制約は容易ではなく, メルト包有物中の H_2O および CO_2 量を用いた圧力計は, 流体相の飽和が証明されない限り真の圧力の下限しか与えないことに加え, 劈開が無くメルト包有物中の H_2O 散逸が起こりにくい石英は, 十和田火山カルデラ生成期のマグマの鉱物組み合わせには含まれていない. また, 角閃石が存在する場合, 角閃石の化学組成のみを用いた経験的な圧力計から圧力を推定できるが, その化学組成は温度・メルト組成にも大きく依存しているため, 自由度が大きな系での信頼性は低い (Erdmann et al., 2014; Putirka 2016). さらに, 熱力学計算プログラム MELTS を用いたマグマ平衡条件の推定も有効であるが, 複雑な固溶体をなす角閃石を含むマグマはその適用外である (Gualda et al., 2012).

今回, 十和田火山のカルデラ形成期の噴火エピソード N および L の噴火イベントについて, 噴出物の珪長質端成分に注目し, マグマ溜まりの物理化学条件を推定することを目的に, 岩石学的解析および相平衡実験を開始した. 特定のマグマ組成に最適化された相平衡図を高温高压実験により作成することで, 精度よくマグマの圧力や含水量を制約できる. ここでは, 水飽和条件下において行った予察的な実験結果を報告する.

(2) 十和田火山の地質および噴火史とカルデラ形成期噴出物の岩石学的背景

十和田火山は, 日本の東北北部において八甲田—十和田カルデラ群をなす第四紀の島弧火山であり, 直径約 10km のカルデラを有する活火山でもある. 十和田カルデラが位置する東北地方には, 130 Ma の太平洋プレートが 81.6 mm/yr で沈み込んでおり, 3.5 Ma から地殻には圧縮応力が働いている (Sato et al., 1994). なお, 沈み込みパラメータは van keken et al., (2011)による.

十和田火山の噴火活動は, 約 40 万年間にわたる休止期を経て, 22 万年前から始まっている (工藤 2018). その活動は, 先カルデラ期 (220-61ka), カルデラ形成期 (61-15.5ka), 後カルデラ期 (15.5ka 以降) の三つのステージに区分される (Hayakawa, 1985). ここでの各活動時期の年代は, Horiuchi et al., (2007), 工藤(2016), Ito et al., (2017)による. また, 個々の噴火イベントは, 噴火休止期を示す土壌層を境として, 「噴火エピソード」毎に区分され, 上位からアルファベットを用いて命名・整理されている (Hayakawa, 1985). 今回注目するカルデラ形成期は, 規模の大きな火砕流噴火が複数回発生し, 十和田カルデラを形成した時期である. この時期には, 古い順に Q,P,O,N,M,L の 6 つの主たる噴火エピソードが確認されており, 特に噴火エピソード N (36 ka) と L (15.5 ka) において, それぞれ噴出量が 17.87 km^3 および 20.34 km^3 の大規模噴火が発生した. N と L のそれぞれ噴火エピソードにおいて, 火砕流堆積物および降下火砕堆積物が生じ, N では大不動火砕流堆積物および切田テフラ, L では八戸火砕流堆積物および八戸降下テフラと呼ばれている.

Hunter and Blake (1995)は先カルデラ期から後カルデラ期までの噴出物の岩石学的・地球化学的分析を行い, 十和田火山の噴出物の組成的進化は, 地殻内での玄武岩質初生マグマの結晶分化および地殻物質の同化で説明できるとした. また, 輝石温度計を用いたマグマの温度推定もを行い, 先カルデラ期からカルデラ形成期にかけて温度が単調に低下する一方, 後カルデラ期になると急に温度が上昇することから, カルデラ形成後に空になったマグマだまりに新しいマグマが供

給されたと考えた。Yamamoto et al., (2018) は、噴火エピソード P 以降の噴出物が Q 以前の噴出物と比べて中～重希土類元素に乏しくなることを指摘し、初生マグマの性質が Q 以前と P 以降で変化したと考えた。

(3) 手法

3-1) 実験の対象とする試料の選択

一般に、島弧火山のマグマだまりでは、苦鉄質なマグマとより分化した珪長質なマグマの混合が生じることが分かっている。Hunter and Blake (1995)は、噴出物の岩石学的特徴から、十和田火山でもマグマ混合が起こっていたと報告している。相平衡実験では、マグマ混合時の非平衡状態を保持した試料を可能な限り避けるため、珪長質端成分に近い組成を持った軽石を対象とするのが望ましい。図 2.6.1-1 に噴火エピソード N および L の噴出物の主成分元素全岩化学組成を示す。データは Yamamoto et al., (2018), 工藤ほか (2019) および工藤未公表データによる。噴火エピソード N および L の噴出物は、ともに Low-K のデイサイト質から流紋岩質である。全岩の SiO₂ 量は、噴火エピソード N で 71.5-73.4 wt% であるのに対し、L では、66.6-72.0 wt% とより苦鉄質な傾向にあり、広い組成範囲を取る。斑晶鉱物について、噴火エピソード N では斜長石+直方輝石+単斜輝石+不透明鉱物を共通に含む一方、噴火エピソード L では、斜長石+直方輝石+単斜輝石+不透明鉱物に加え、普通角閃石を共通に含み、微量にかんらん石を含む場合があると報告されている(工藤ほか 2019)。本研究では、噴火エピソード N および L それぞれについて、大不動火砕流堆積物に含まれる全岩 SiO₂ 量 73.1wt% の軽石(試料番号: 99090301B-1) と八戸火砕流堆積物に含まれる全岩 SiO₂ 量 72.0wt% の軽石(試料番号: 16082302) を相平衡実験の対象とした。表 2.6.1-1 に両軽石の主成分元素全岩化学組成を示す。以下では、今回対象とした噴火エピソード N および L の軽石を、単に N および L の軽石と呼ぶ。なお、火砕流堆積物中の軽石の大部分は白色であるが、特に八戸火砕流堆積物において、淡灰色の軽石が含まれるとの報告がある(工藤ほか 2019)。今回対象とした試料は、すべて白色の軽石である。

表 2.6.1-2 に、工藤 (2019) で報告されている N および L の軽石のモード組成を示す。N の軽石については、今回対象とした試料と全く同じ試料のデータであるが、L の軽石については、今回対象とした試料のデータがまだないので、参考に全岩 SiO₂ 量の近い軽石試料 (SiO₂: 71.87 wt%) のデータを示した。結晶量は N の軽石 (9.5 vol%) より L の軽石 (12.0 vol%) でやや高い。

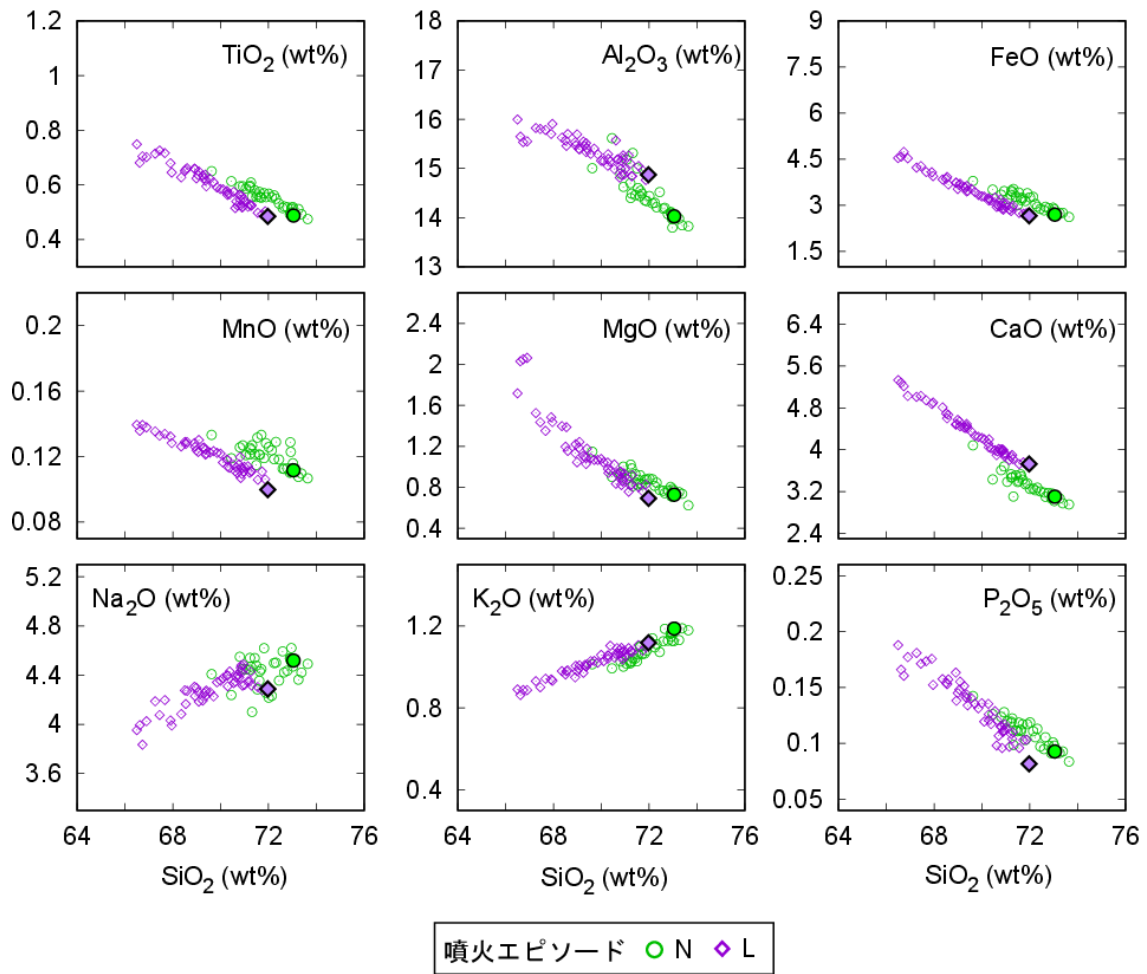


図 2.6.1-1 十和田火山噴火エピソード N および L の噴出物の主成分元素全岩化学組成. 塗りつぶし凡例は実験で使用了軽石の組成を示す. データは Yamamoto et al., (2018), 工藤ほか (2019) および工藤未公表データによる.

表 2.6.1-1 N および L の軽石の全岩化学組成と出発ガラスの化学組成

Oxide (wt%)	N		L	
	Natural pumice (99090301B-1)	Starting glass	Natural pumice (16082302)	Starting glass
SiO ₂	73.05	73.15	71.97	71.88
TiO ₂	0.49	0.53	0.48	0.45
Al ₂ O ₃	14.03	14.11	14.87	14.82
FeO _{tot}	2.69	2.69	2.66	2.81
MnO	0.11	0.12	0.1	0.05
MgO	0.73	0.67	0.69	0.71
CaO	3.1	3.23	3.73	3.8
Na ₂ O	4.52	4.34	4.29	4.34
K ₂ O	1.19	1.17	1.12	1.13
P ₂ O ₅	0.09	-	0.08	-
Total (dry basis)	100	100	100	100
LOI	2.85	-	2.71	-
Water content*	-	3.86	-	3.88

*ガラス中の含水量はEDSで下司ほか(2017)の方法に基づいて定量した。

表 2.6.1-2 N および L の軽石のモード組成

Eruptive episode	Sample No.	SiO ₂ (wt%)	Mode (vol.)*						
			Pl	Opx	Cpx	Hbl	Opq	Phenocrysts	Matrix glass
N	No-1 (99090301B-1)	73.05	8.6	0.7	0.1	0	0.2	9.5	90.5
L**	Lh-04	71.87	9.7	1.2	0.5	0.1	0.5	12	88

*データは工藤ほか(2019)による。

**噴火エピソードLの軽石については、実験で使用した軽石とSiO₂量の近い試料のデータを示した

3-2) 試料分析

天然の軽石および実験産物について、試料を樹脂包埋したのちに片面を鏡面研磨して炭素蒸着を施し、電子顕微鏡 (JMS-6610, JEOL) を用いて、組織観察を行った。また電子顕微鏡に取り付けられた EDS (X-max, Oxford Instruments) を用いて、鉱物と基質ガラスの局所化学組成分析を行うとともに、実験産物の基質ガラスに含まれる微細結晶の同定を目的として、FE-EPMA (JXA-8530F, JEOL) を用いた分析も行った。EDS 分析では、Co スタンダードを用いたキャリブレーションを行い、加速電圧 15kV、照射電流 1nA、スペクトル取得時間 50 秒の条件で分析を行った。FE-EPMA では、加速電圧 10kV、6nA、ビーム径 2μm の条件で分析を行った。Si, Ti, Al, Fe, Ca, Na, K については、ピーク位置で 20 秒、バックグラウンド位置で 10 秒の測定を行い、Mn, Mg, P については、ピーク位置で 60 秒、バックグラウンド位置で 30 秒の測定を行った。

一方, Na については, 電子線照射による Na ロスを軽減するために, 各分析において最初にピーク位置で 10 秒, バックグラウンドで 5 秒の測定を行った.

3-3) 高温高压実験

出発物質の合成および相平衡実験には, 産総研内に設置された内熱式ガス圧装置 (SMC-5000) を用いた. 実験試料の急冷の際は, 試料をぶら下げている Mo ワイヤ (0.1mmφ) を大電流で溶断し, 試料を 200-300°C 程度の圧力容器底部に落下させた. 出発物質のガラスの作成には, 全岩分析用に用意した N および L の軽石の細粒粉末を用いた. Au80Pd20 カプセル (OD: 8.0 mmφ, ID: 7.6 mmφ) に封入した軽石粉末を, 1250°C, 2.3 kb, 3h の条件にて全溶融させたのち, 急冷・回収して粉末にしたものを出発物質とした. 表 2.6.1-1 に N および L の軽石を溶融させて作った出発ガラスの組成を示す.

相平衡実験には, Tomiya et al., (2010) で使用された三重カプセルを採用した. まず, 出発物質のガラスの粉末 14-20mg を片端溶接した Ag50Pd50 カプセル (OD: 2.3 mmφ, ID: 2.0 mmφ) に入れたのち, カプセルの另一端を機械的に閉じた. 次に, 閉じた Ag50Pd50 カプセルを, 片端溶接して飽和量の水を入れた Pt カプセル (OD: 3.0 mmφ, ID: 2.5 mmφ) に挿入し, Pt カプセルの另一端を溶接して封じた. そして, この二重カプセルを N および L の粉末それぞれについて用意した. 最後に, これら 2 つの二重カプセルを Ni-NiO 粉末 (NNO, 重量比 Ni:NiO=10:1) と Ni の酸化に必要な十分な量の水とともに, 片端溶接した肉厚 Au カプセル (OD: 8.0 mmφ, ID: 7.4 mmφ) に挿入し, Au カプセルの另一端を溶接することで三重カプセルとした. Pt および Au カプセルの溶接時は, 水の蒸発を防ぐためカプセル下部を水浴させた. また溶接の前後で, 大きな重量変化がないことを確かめた. 溶接後は, 150°C にて 10 分加熱したのちに重量測定し, カプセルを封じることができているか確認した.

相平衡実験は, 温度 850°C・圧力 1.5, 2.0, 2.5kb および, 温度 875°C・圧力 2.0kb の条件で行った. 実験時間は, 5-8 日である. 実験終了後には, 水・Ni・NiO のすべてが Au カプセル内に残っているかどうか確認し, 実験中に酸素雰囲気か緩衝されていたか確かめた.

(4) 結果

4-1) 噴火エピソード N (大不動) および L (八戸) の火砕流堆積物中の珪長質端成分軽石の岩石学的解析

4-1-1) 斑晶鉱物組み合わせ

図 2.6.1-2 に斑晶鉱物の代表的な反射電子像をしめす. N および L のそれぞれ軽石について, 斑晶鉱物として斜長石 (Pl) + 直方輝石 (Opx) + 単斜輝石 (Cpx) + 磁鉄鉱 (Mt) + チタン鉄鉱 (Ilm), および斜長石 + 直方輝石 + 単斜輝石 + 角閃石 (Amph) + 磁鉄鉱 + チタン鉄鉱が含まれており, 先行研究の報告と一致した (Kudo et al., 2007, 工藤ほか 2019). またこれらの鉱物に加えて, 燐灰石が, 輝石や鉄チタン酸化物, 角閃石の包有物として存在していた.

N pumice

L pumice

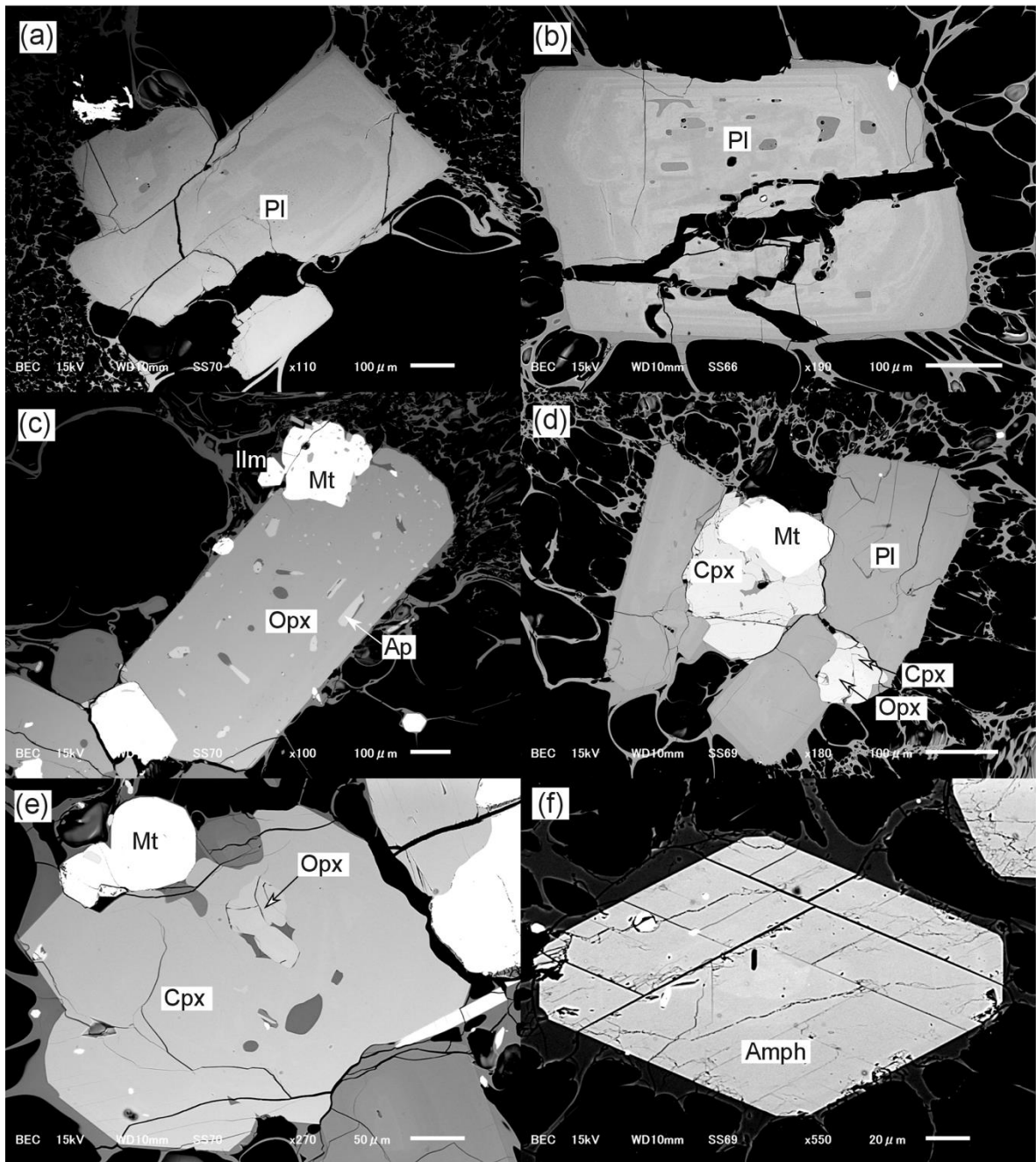


図 2.6.1-2 N (a,c,e)および L(b,d,f)の軽石に含まれる斑晶鉱物の代表的な反射電子像.

4-1-2) 鈹物および基質ガラスの組織と化学組成

斜長石

斜長石斑晶は、長径~1 mm 以下で自形~半自形をなす。多くの場合、複雑な反復累帯構造を示し、内部に様々な程度に熔融・再結晶した組織が認められる。最も顕著な場合、曹長石成分に富んだ中心部分がパッチ上に熔融し、周囲に灰長石成分に富んだ結晶が成長している様子が見られる(図 2.6.1-2b)。より熔融の程度が低い場合には、中心部分の組成にかかわらず、中心部分がいびつな外形を示すか、角が取れた外形を示す(図 2.6.1-2a)。中心部のパッチ状組織は、L の軽石で見られることが多かった。斜長石斑晶中には、メルト包有物に加え、鉄チタン酸化物および輝石の包有物が見られる。斜長石斑晶の灰長石成分量 ($An = 100 \times Ca/(Ca+Na+K)$ mol%) のヒストグラムを、中心部分と最外縁部に分けて図 2.6.1-3 に示す。斑晶の最外縁部において、骸晶状の成長を示す組織がごくたまに見られるが、その場合、そのすぐ内側の組成を最外縁部の組成とした。灰長石成分量の範囲について、N と L どちらの軽石でも、斑晶の最外縁部より中心部分で幅広い値をとる傾向にある。すなわち、N の軽石では、中心部分において $An = 37.7\text{--}73.5$ 、最外縁部で $An = 47.7\text{--}60.0$ 、L の軽石では、中心部分において $An = 49.7\text{--}89.8$ 、最外縁部で $An = 47.7\text{--}68.2$ である。また、 An の最頻値について、N の軽石より L の軽石の方が高い An を示す傾向にある。すなわち、N の軽石では、中心部分において $An = 48\text{--}50$ 、最外縁部で $An = 50\text{--}52$ であるのに対し、L の軽石では、中心部分において $An = 60\text{--}62$ 、最外縁部で $An = 54\text{--}56$ である。

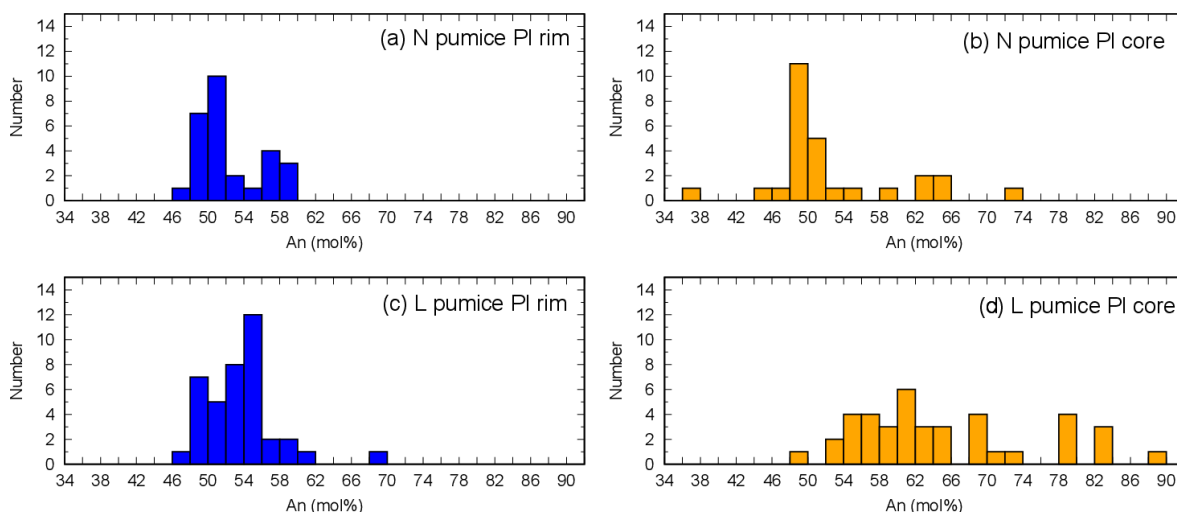


図 2.6.1-3 N および L の軽石中の斜長石斑晶の中心部と最外縁部の化学組成

直方輝石と単斜輝石

直方輝石と単斜輝石は、長径~1 mm 以下の自形~半自形をなし、多くの場合、斜長石や鉄チタン酸化物と集斑晶をなす。特に N の軽石において、燐灰石の包有物が直方輝石中に、燐灰石と直方輝石の包有物が単斜輝石中にしばしば見られ、時にこれら包有鈹物はメルトとともにホスト鈹物中に取り込まれている(図 2.6.1-2 c,e)。両輝石の Mg 値 ($Mg\# = 100 \times Mg/(Mg+Fe)$ in mol) は N の軽石より L の軽石で高く、また直方輝石よりも単斜輝石で常に高い。すなわち、N の軽石で

は $Mg\# (opx) = 62.2-65.8$ および $Mg\# (cpx) = 69.9-71.1$ であるのに対し、Lの軽石では $Mg\# (opx) = 65.6-67.0$ および $Mg\# (cpx) = 72.9-75.3$ である。Nの軽石では、両輝石は弱い逆累帯構造を示すのに対して、Lの軽石では、明瞭な累帯構造がないか、もしくは弱い正累帯構造を示す。

角閃石

角閃石斑晶は、長径 $250\mu m$ 以下で自形をなし、多くの場合反復累帯構造を示す(図 2.6.1-2 f)。Leake et al., (1997)の分類によれば、これら角閃石斑晶はマグネシウム普通角閃石に分類される。角閃石斑晶の化学組成を図 2.6.1-4 に示す。斑晶の最外縁部の $Mg\#$ は中心部分と比べて高い一方、4配位サイトの Al 量とアルカリ量 (Na+K) は最外縁部の方が低い。すなわち、斑晶の中心部分では、 $Mg\# = 64.3-67.5$, $Al(IV) = 1.06-1.38$, $Na+K = 0.38-0.48$ であるのに対し、最外縁部では $Mg\# = 67.5-69.2$, $Al(IV) = 0.97-1.08$, $Na+K = 0.34-0.40$ である。

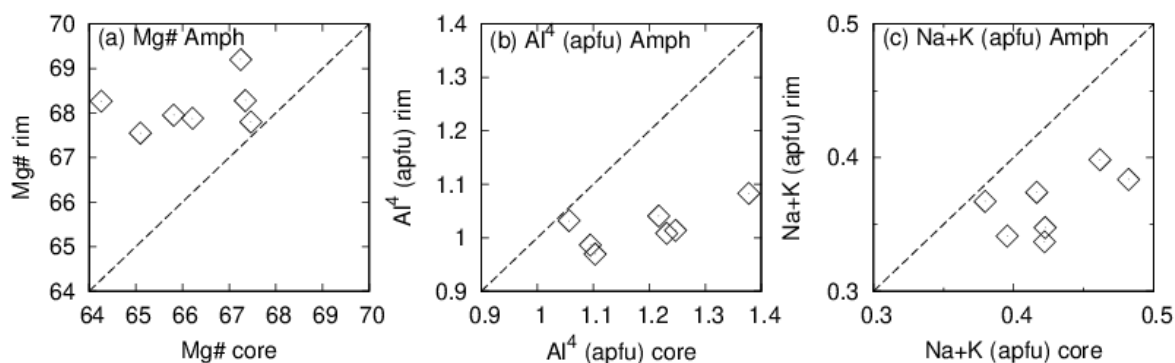


図 2.6.1-4 Lの軽石中の角閃石斑晶の中心部と最外縁部の化学組成

磁鉄鉱とチタン鉄鉱

磁鉄鉱とチタン鉄鉱は、長径 $500\mu m$ 以下の自形～半自形をなし、多くの場合、斜長石や輝石と集斑晶をなす。また、両斑晶ともに、燐灰石の包有物を含むことが多い。近接する磁鉄鉱とチタン鉄鉱のペアのウルボスピネル量 ($Usp, mol\%$) およびイルメナイト量 ($Ilm, mol\%$) について、Nの軽石よりLの軽石で低い特徴がある(図 2.6.1-5)。すなわち、Nの軽石で、 $Usp = 24.4-25.1$, $Ilm = 77.8-79.4$ であるのに対し、Lの軽石では $Usp = 20.7-21.6$, $Ilm = 75.4-76.7$ である。これは、全岩のチタン含有量の差を反映している可能性がある。磁鉄鉱とチタン鉄鉱中の平均の Mg/Mn 比は、Nの軽石で $(Mg/Mn)_{Mt} = 3.27$ および $(Mg/Mn)_{Ilm} = 4.57$, Lの軽石で $(Mg/Mn)_{Mt} = 2.93$ および $(Mg/Mn)_{Ilm} = 4.10$ であり、Bacon and Hirschmann (1988)の平衡条件をみたすことを確認した。

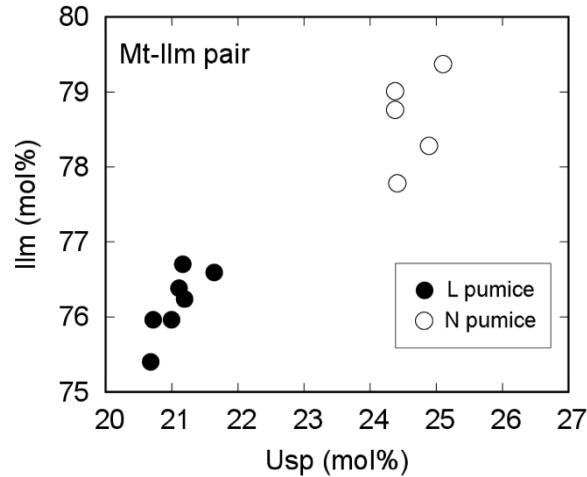


図 2.6.1-5 N および L の軽石中に含まれる磁鉄鉱-チタン鉄鉱斑晶ペアの Usp および Ilm 値

石基ガラス

石基の発泡度は N と L どちらの軽石でも高い。一方、N の軽石でのみ、石基中に少量の斜長石マイクロライトが見られる。斜長石斑晶の最外縁部にたまに見られる骸晶状成長組織と同様、火道上昇中に形成された結晶であると考えられる。石基ガラスの SiO₂ 量は N の軽石に比べ、L の軽石でやや高い傾向にある (L: 77.5–78.3 wt%, N: 77.1–77.5 wt%)。

4-1-3) 鉱物化学組成から推定されるマグマだまりの温度・圧力・酸素分圧条件

近接する磁鉄鉱-チタン鉄鉱ペアの元素分配に基づく温度・酸素分圧計を用いて、噴火直前のマグマの温度と酸素分圧条件を推定した。温度・酸素分圧計として Anderson and Lindsley (1985) を採用し、計算には Lepage (2003) のエクセルのワークシート (ILMAT) を用いた。その結果、平均の温度および酸素分圧が、N の軽石で $T = 847^{\circ}\text{C}$, $\log f\text{O}_2 = \text{NNO (Ni-NiO)} + 1.2$, L の軽石で、 $T = 857^{\circ}\text{C}$, $\log f\text{O}_2 = \text{NNO} + 1.2$ と推定された。L の軽石で、温度がわずかに高く推定されたが、酸素分圧はほとんど変わらず、どちらのマグマも $T = \sim 850^{\circ}\text{C}$, $\log f\text{O}_2 = \text{NNO} + 1.2$ でほとんど差がないと判断できる。

角閃石が斑晶として存在した L の軽石について、系の自由度が大きいため精度及び確度は低い。角閃石の化学組成のみを用いた示強変数 (圧力・温度・酸素分圧・共存するメルトの含水量および SiO₂ 量) の推定を試みた。推定には、Ridolfi and Renzulli (2012) の方法を用いた。その結果、中心部分の組成を用いた場合、 $P = 131 \text{ MPa}$, $T = 849^{\circ}\text{C}$, $\log f\text{O}_2 = \text{NNO} - 0.3$, $\text{H}_2\text{O in melt} = 4.35 \text{ (wt\%)}$, $\text{SiO}_2 \text{ in melt} = 73.4 \text{ wt\%}$ と見積もられた。また、外縁部分の組成を用いた場合、 $P = 110 \text{ MPa}$, $T = 827^{\circ}\text{C}$, $\log f\text{O}_2 = \text{NNO} + 0.2$, $\text{H}_2\text{O in melt} = 4.28 \text{ wt\%}$, $\text{SiO}_2 \text{ in melt} = 74.6 \text{ wt\%}$ と見積もられた。

4-2) 相平衡実験

表 2.6.1-3 に、これまでに行った相平衡実験の実験条件などを示す。今回は、磁鉄鉱 - チタン鉄鉱温度・酸素分圧計の結果を参考に温度 850°C で一定とし、圧力を 1.5, 2.0, 2.5 kb の 3 通りに変化させて 3 回の相平衡実験を行った。また、角閃石の安定領域を確かめるため、875°C-2.0 kb でも 1 回実験を行った。また、今回の実験はすべて水飽和条件で行い、酸素分圧は Ni と NiO によって緩衝した。

表 2.6.1-3 実験条件および晶出した鉱物相のまとめ

Run No.	P (kbar)	T (°C)	Duration (h)	Water content of starting material (wt%)	Mineral Phases	
					N	L
HG-587	1.5	850	192	water saturated	Pl, Opx, Cpx, Ilm	Pl, Opx, Cpx, Ilm
HG-591	2.0	850	168	water saturated	Pl, Amph, Ilm	Pl, Amph, Ilm
HG-590	2.5	850	162	water saturated	Amph, Ilm	Pl, Amph, Ilm
HG-588	2.0	875	118	water saturated	Cpx, Ilm	Pl, Ilm

すべての実験において、酸素雰囲気はNNOによって緩衝した

4-2-1) 相関係

N および L の軽石を用いた実験産物の結晶相の相関係を図 2.6.1-6 に示す。以下では、噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石を用いた実験系を、単に N および L の系と呼ぶ。実験産物には、結晶とメルトが急冷してできたガラスが含まれており、結晶相として斜長石・直方輝石・単斜輝石・角閃石・チタン鉄鉱が観察された。磁鉄鉱はすべての実験条件で観察されなかった。これは、実験における酸素雰囲気(~NNO)が、天然で見積もった値 (NNO + 1.2) よりやや還元的事であったことと関係している可能性がある。斜長石は、L の系ではすべての実験条件で観察されたが、N の系では、850°C-1.5 および 2.0 kb の条件でしか存在しなかった。この結果は、より苦鉄質な L の系において、斜長石のリキダスが高温側に位置していたことを示している。直方輝石は、どちらの系でも 850°C-1.5 kb の条件でしか見られなかったが、単斜輝石は、L の系では 850°C-1.5 kb, N の系では 850°C-1.5 kb および 875°C-2.0 kb の条件で見られた。チタン鉄鉱はすべての条件で観察された。以上の結果から、850°C-1.5 kb の条件において、斜長石+直方輝石+単斜輝石+チタン鉄鉱の組み合わせが、N と L 両方の系で存在することが明らかとなった。この条件は、N の軽石に記録された磁鉄鉱以外の斑晶鉱物組み合わせを再現するため、噴火エピソード N のマグマだまり条件に近いと考えられる。一方、角閃石は、N および L の系において 850°C-2.0 および 2.5 kb の条件でのみ晶出しており、比較的低温高压条件において安定であった。しかし、すべての実験条件で角閃石と輝石は共存せず、輝石と角閃石が共存していた噴火エピソード L のマグマだまり条件は決定できなかった。

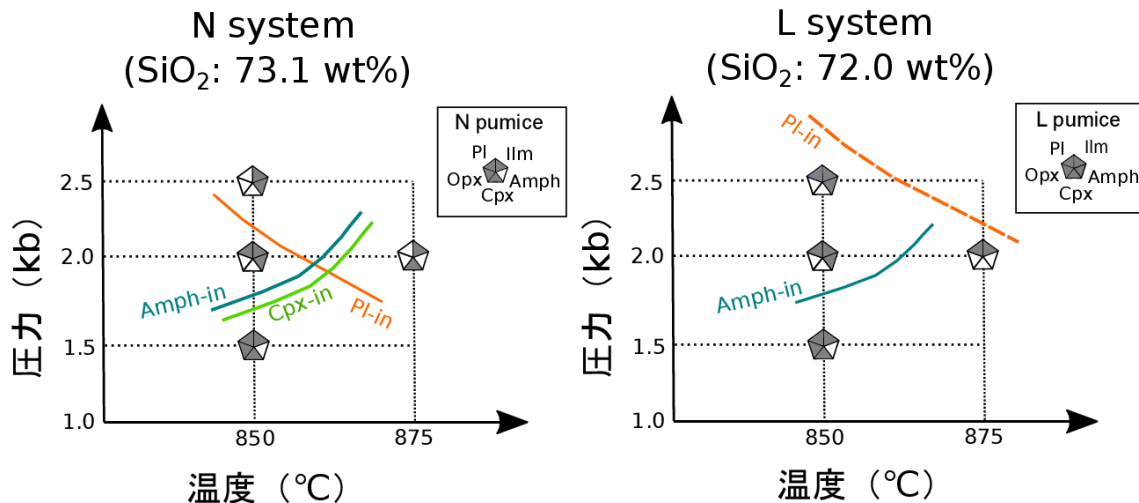


図 2.6.1-6 N および L の系における相関係

4-2-2) 組織

図 2.6.1-7 に N および L の系における実験産物の反射電子像を示す。実験産物には常に直径～10 μm 以上の泡が見られ、水に飽和していたと考えられる。結晶は 850°C-1.5 kb 以外の条件では、面をはって自形を示す一方、850°C-1.5 kb の条件では、特に輝石結晶がやや入り組んだ外形を示し、時に骸晶状の形態をなすことがあった。実験条件がメルトのリキダスから遠いほど、メルト中の結晶成分の過飽和度が増加し、晶出する結晶が骸晶状の形態になりやすかったと考えられる。また結晶サイズについて、同じ温度圧力条件でも、N より L の系で大きくなる傾向にあった。

角閃石が安定な条件においてのみ、基質のガラス中に幅 1 μm 以下の棒状の微細結晶が観察された。反射電子像における微細結晶の輝度は、共存する角閃石に非常に近い。結晶相を同定すること目的に、微細結晶の化学組成分析を FE-EPMA を用いて行った。図 2.6.1-8 に 850°C-2.0 kb の L の系における棒状の微細結晶の化学組成を示す。結晶サイズが非常に小さいために、ガラスの組成も同時に拾っているが、その組成はガラスと角閃石結晶の端成分混合で表現されるようなトレンドを示すことから、微細結晶は角閃石であると推察される。ただし、幅数 μm 以上の自形角閃石結晶とは明らかに形態が異なり、Al₂O₃ 量もやや高い傾向にあることから、微細な角閃石結晶はクエンチの際にできた可能性が在る。今後、カプセルを一重にしてクエンチレートを速めた対照実験を行い、微細結晶の起源を検証する必要がある。

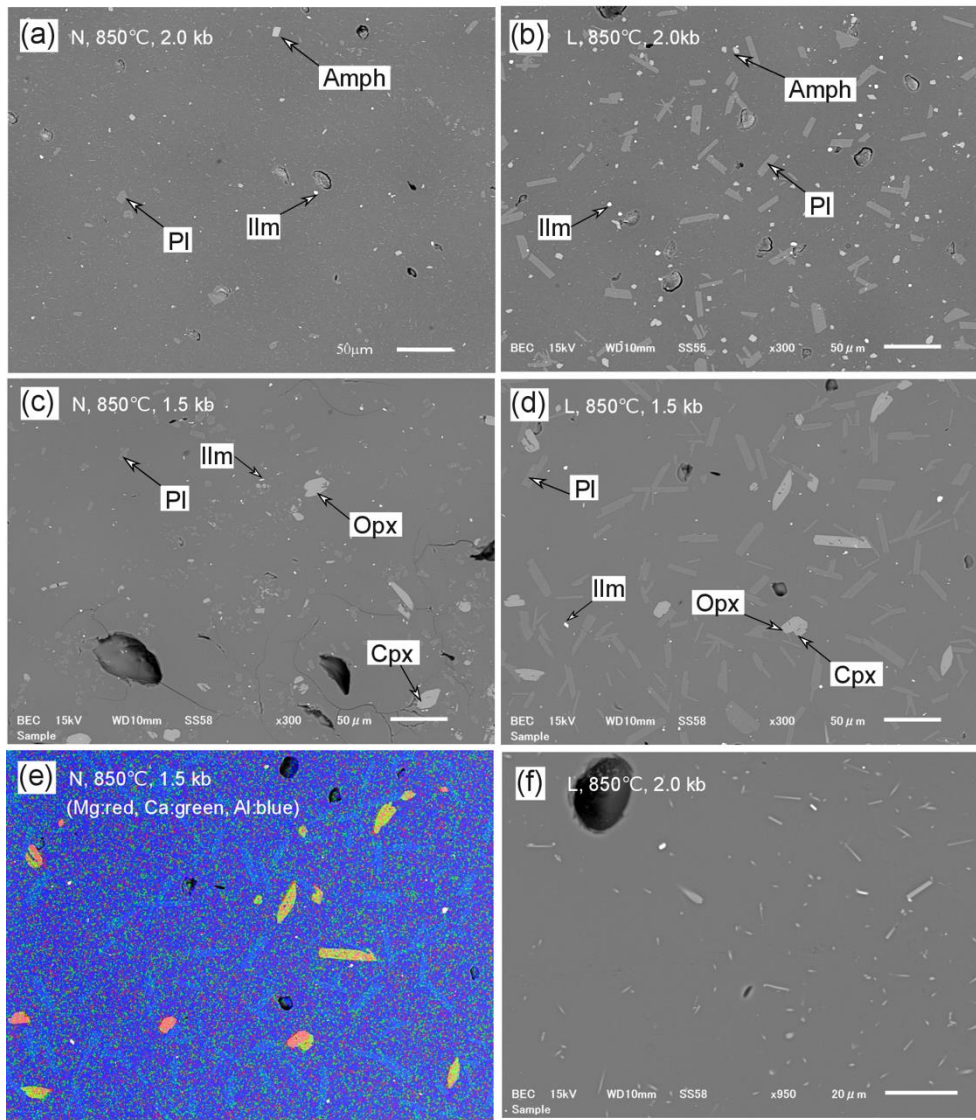


図 2.6.1-7 (a-d) N および L の系における実験産物の代表的な反射電子像。
 (e) d に示した領域の EDS 元素組成マップ。赤が Mg, 緑が Ca, 青が Al の濃度を示す。
 (f) L, 850°C, 2.0 kb の条件における微細結晶を含む基質ガラス部の反射電子像。

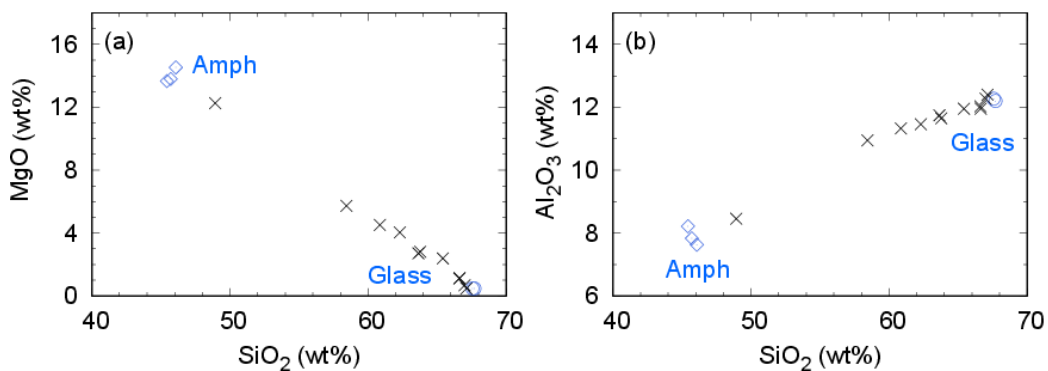


図 2.6.1-8 850°C–2.0 kb, L の系における基質の微細結晶の化学組成。
 自形角閃石結晶および微細結晶を含まない基質ガラスの組成もしめす。

4-2-3) 結晶およびガラスの化学組成

実験産物の結晶及びガラスの組成を図 2.6.1-9~12 に示す。各実験における斜長石の平均の An 値は 52–60 の範囲に入り、圧力の上昇とともに増加する傾向があった(図 2.6.1-9)。一方で 850°C と 875°C では、ほとんど差は見られなかった。また、N と L の系の間では、An 値に大きな差が確認できなかった。輝石の平均の Mg 値は、直方輝石で 60.2–60.9、単斜輝石で 67.5–72.0 であり、直方輝石より単斜輝石の Mg 値の方が常に大きい(図 2.6.1-10)。また N の系において、単斜輝石の Mg 値は 850°C-1.5kb で 67.7 である一方、850°C-2.0kb では 72.0 と増加した。斜長石の An 値と同様に、N と L の系の間では、輝石の Mg 値に大きな差が確認できなかった。水飽和条件下において、圧力(メルト含水量)が上昇するほどに斜長石の An 値や輝石の Mg 値が増加する傾向は、珪長質マグマを用いた他の実験でも確認されている(例えば、Tomiya et al., 2010; Solaro et al., 2019)。鉱物組み合わせから、噴火エピソード N のマグマだまり条件に近いと考えられる 850°C-1.5kb の条件では、平均の An 値は 52.3 であり、N の軽石の斜長石斑晶の最外縁部における An 値の最頻値(50–52)に近い。一方、輝石の Mg 値の平均値(Opx: 60.2, Cpx: 67.7)は N の軽石の輝石の Mg# (Opx: 62.2–65.8, Cpx: 69.9–71.1) よりやや低い傾向にあり、磁鉄鉱の不在を反映している可能性がある。

角閃石について、天然の斑晶同様に Na+K 量と Al 量の正の相関関係、および Mg# と Al 量の逆相関関係が確認された(図 2.6.1-11)。ただし、天然の斑晶の最外縁部の組成よりも、Mg# が低く Al(IV) および Na+K が多い傾向にあり、むしろ中心部の組成に近い。系および圧力による角閃石組成の変化について、今後実験データを増やして、系統的な変化があるか確認する必要がある。

ガラスの組成について、温度・圧力が低くなるほど SiO₂ に富むようになり、出発物質のガラス組成(≒軽石の全岩組成)から軽石の基質ガラス組成に向かって変化してゆくような傾向があった(図 2.6.1-12)。ただし、噴火エピソード N のマグマだまり条件に近いと考えられる 850°C–1.5kb の条件であっても、実験産物のガラスの SiO₂ 量が軽石の基質ガラスより 2~3wt%ほど低く、より未分化であった。天然と比べてやや結晶量が少ないのに加え(4-2-3 節)、元の軽石に含まれる非平衡な斜長石斑晶の中心部分が影響を与えているかもしれない。また、L の系で石基に微細結晶が存在している場合は、微細結晶を除いた部分を分析しているため、その影響も考えられる。

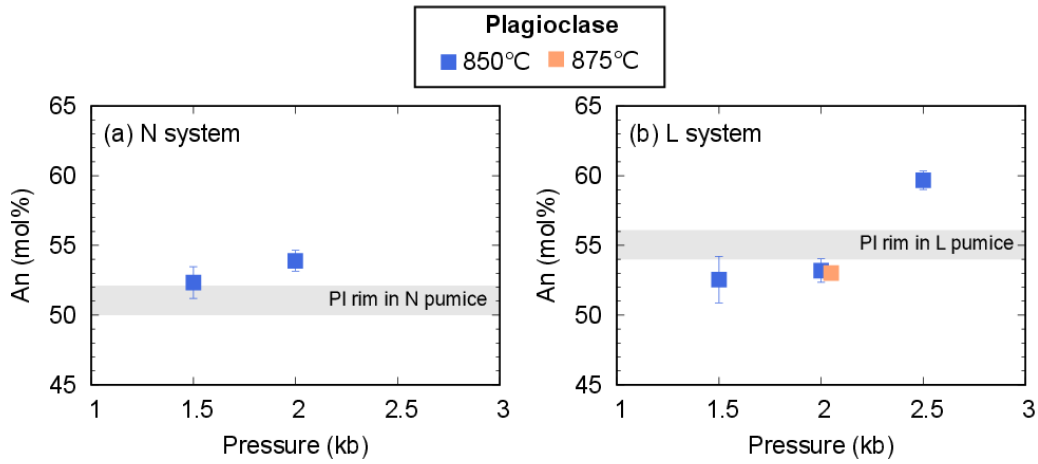


図 2.6.1-9 N および L の系における斜長石の An 値

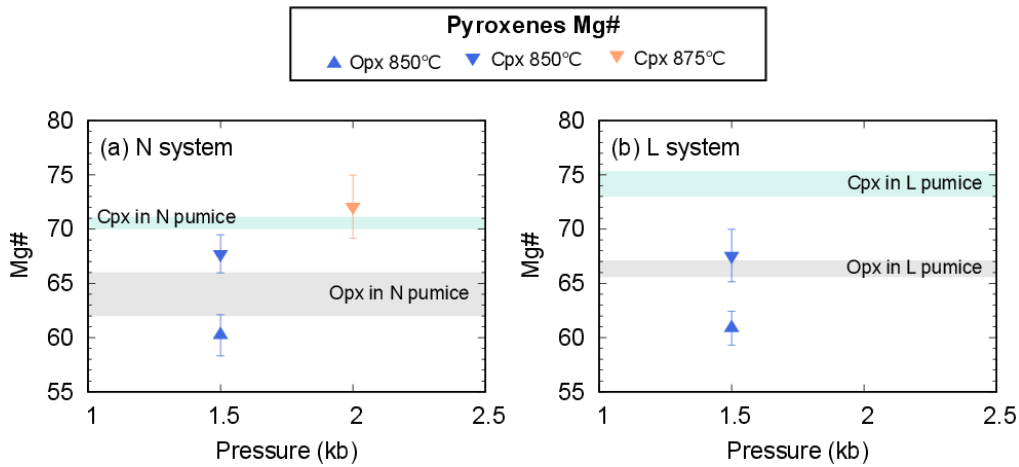


図 2.6.1-10 N および L の系における輝石の Mg#

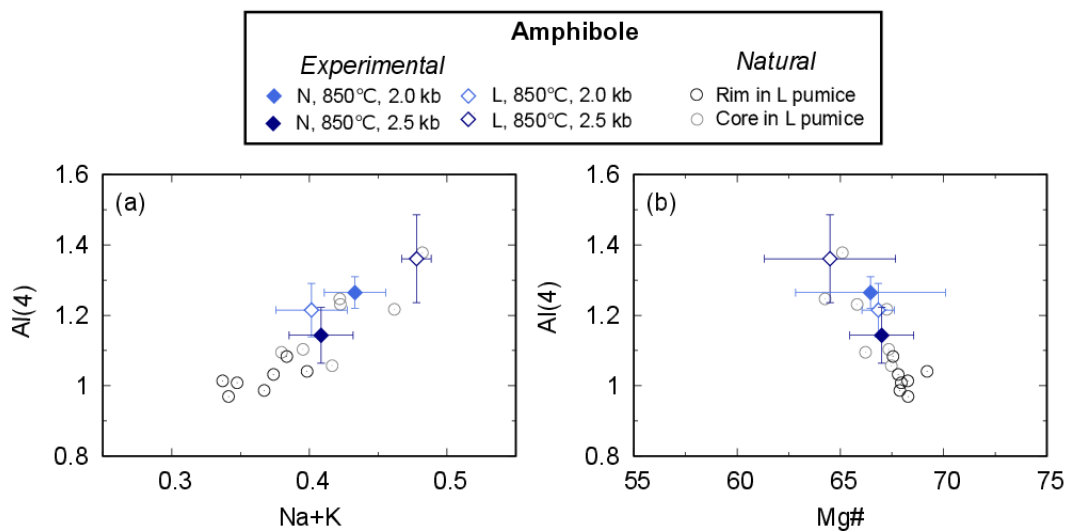


図 2.6.1-11 N および L の系における角閃石の化学組成

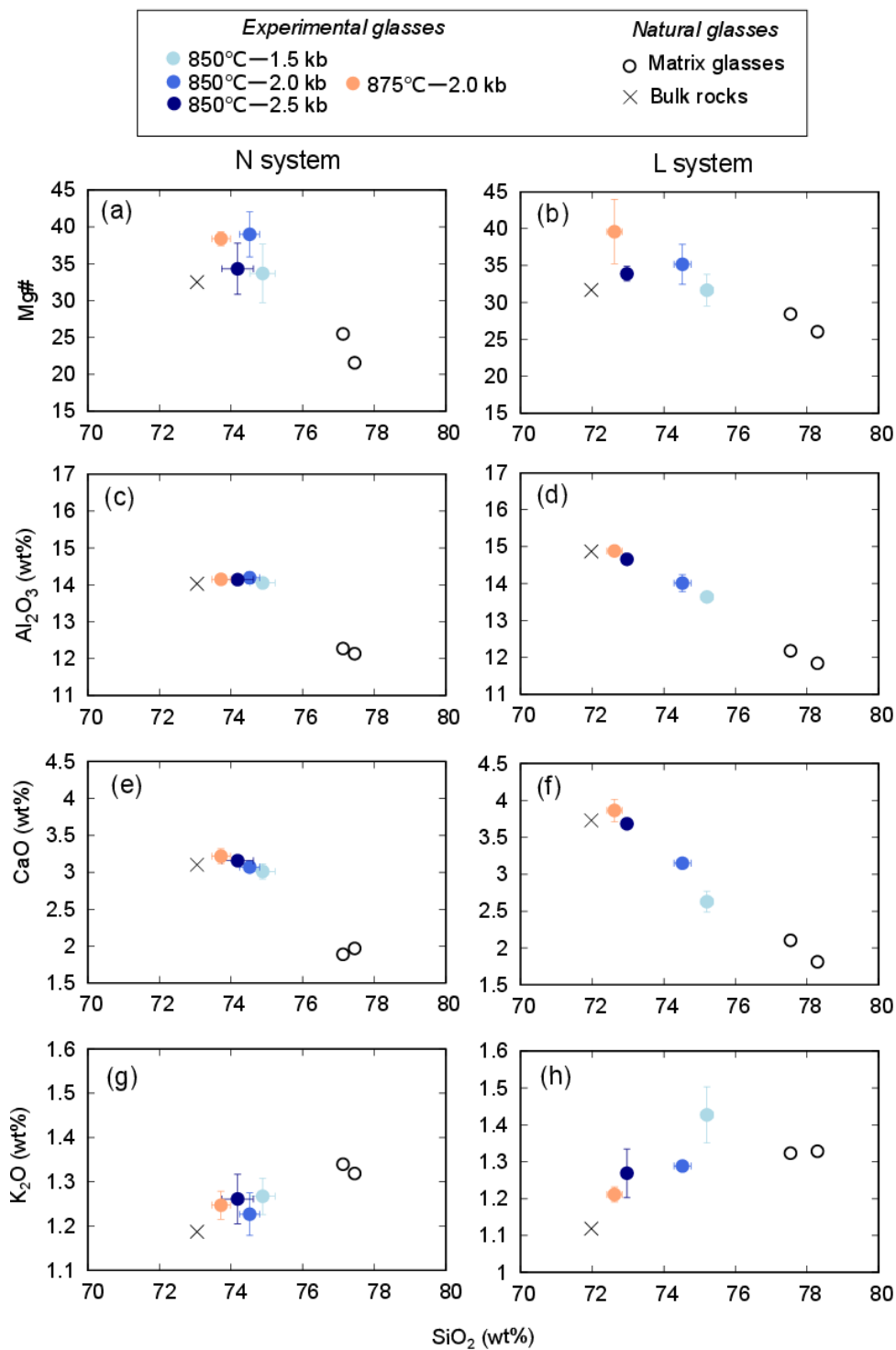


図 2.6.1-12 N および L の系におけるガラスの化学組成。
 酸化物濃度としてトータルを 100% にノーマライズした値を用いた。

4-2-3) 結晶量

実験産物の結晶量の温度圧力依存性を図 2.6.1-13 に示す。850°C において、N および L どちら

の系でも圧力の上昇とともに結晶量が減少した。2.0 kb では 850°C より 875°C で結晶量が少なかった。また、同じ条件では、N の系より L の系で常に結晶量が大きかった。結晶の多くを占めるのは斜長石であるため、温度圧力が上昇して実験条件が斜長石のリキダスに近づくと、結晶量が減少したと考えられる（図 2.6.1-6 参照）。また L の系では、斜長石リキダスが N の系より高温高压側に存在するために、同じ条件では L の系で結晶量が多かったのだと考えられる。相関係からエピソード N のマグマだまり条件に近いと考えられる 850°C-1.5 kb の条件では、N の系の結晶度とくに斜長石量の平均値が軽石の値より低かった。

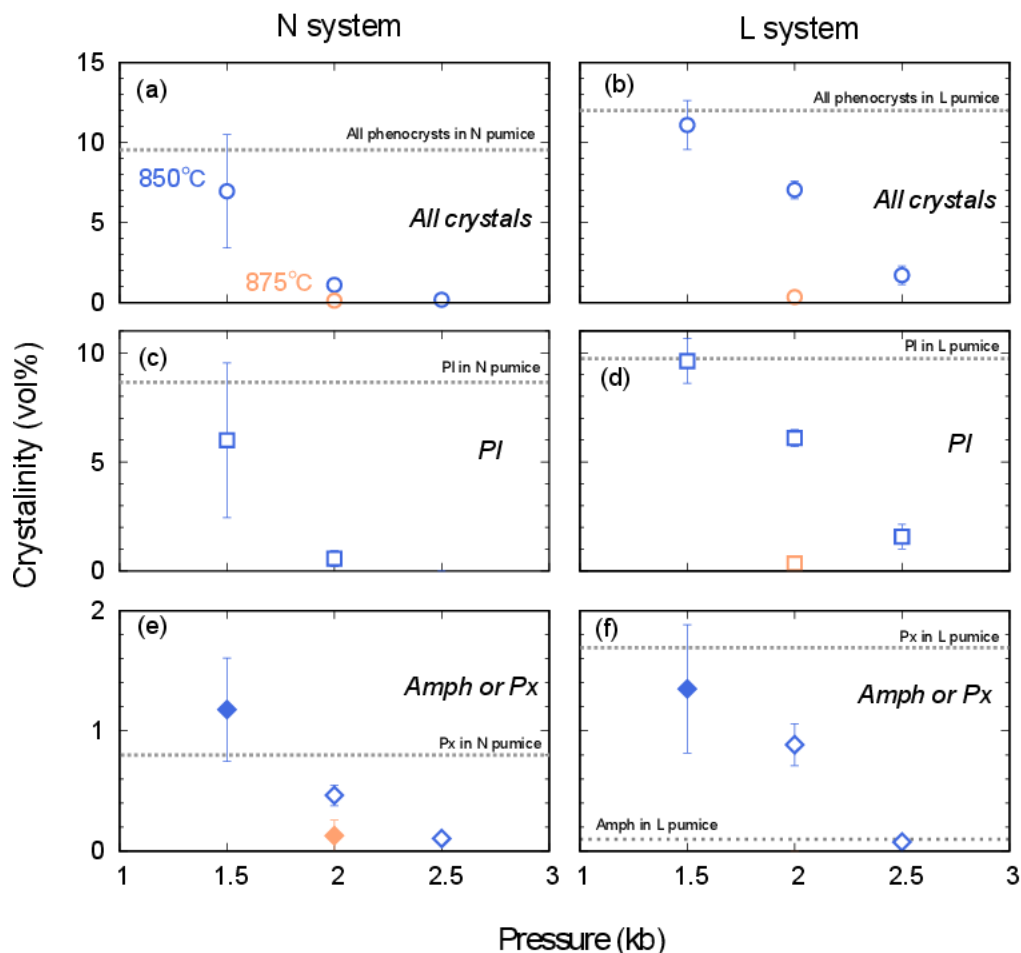


図 2.6.1-13 N および L の系における結晶度。破線は軽石中の結晶度を示す。(e)および(f)において、白抜きの凡例が角閃石を、塗りつぶしの凡例が輝石を示す。

(5) 議論

相平衡実験から推定される噴火エピソード N および L のマグマの物理化学条件

N の系の実験では、850°C-1.5kb の条件で、磁鉄鉱を除く斑晶鉱物組み合わせ（斜長石+直方輝石+単斜輝石+磁鉄鉱+チタン鉄鉱）が再現された。温度 850°C の条件では、2.0 kb 以上になると輝石の代わりに角閃石が出現することから、圧力は少なくとも 2.0 kb より低くなくてはならない。一方、850°C-1.5kb の条件では、天然よりも結晶量がやや少なく、斜長石の An 値もやや大

きいことから、圧力または温度が 850°C および 1.5 kb よりやや低い可能性はある。今後は、実験条件を広げ、温度圧力条件をより狭い範囲に制約する必要がある。L の系について、今回の実験では、角閃石と輝石が共存する条件を見つけられなかった。ただし、850°C において角閃石は 2.0 kb より高压で出現することから、噴火エピソード L のマグマは N のマグマよりも高压条件下で蓄積していた可能性がある。今後、実験の温度圧力条件を広げるとともに、水に不飽和な系でも実験する必要があると考えられる。

(6) まとめと今後の展望

十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石について、マグマ溜まりの物理化学条件を制約することを目的に、岩石学的解析及び高温高压相平衡実験を開始した。軽石中の磁鉄鉱—チタン鉄鉱ペアの組成分析から、噴火エピソード N および L マグマだまりの温度と酸素雰囲気は ~850°C および NNO+1.2 と見積もられ、二つの噴火エピソードで大きく変わらないことが分かった。水飽和条件下での相平衡実験の結果、N の軽石に見られた磁鉄鉱以外の鉱物組み合わせ（斜長石+直方輝石+単斜輝石+チタン鉄鉱）が 850°C—1.5 kb の条件で再現された。一方、噴火エピソード L の軽石に含まれる角閃石は、温度 850°C の条件において 2.0 kb 以上の圧力でのみ晶出したが、輝石と共存することはなく、噴火エピソード L の軽石に見られた鉱物組み合わせ（斜長石+直方輝石+単斜輝石+角閃石+磁鉄鉱+チタン鉄鉱）は再現できなかった。今後、実験の温度圧力条件を広げるとともに、水に不飽和な系でも実験する必要があると考えられる。マグマだまり条件を精密に制約できた暁には、実験的に制約したマグマだまり深度と物理観測結果と比較し、現在の十和田火山下の構造が、カルデラ噴火を起こしたマグマだまりとどのような関係にあるのか議論するとともに、Huber et al., (2019) が提案する噴火可能な状態を維持しつつマグマだまりが成長できる最適な深度との比較も行い、マグマだまりの成長条件についても検討する予定である。

引用文献

- Anderson, A. T., & Lindsley, D. H. (1985). Model for the Ti magnetite or ilmenite geothermometers and oxygen barometers. *Trans. Geophysical Union*, 66, 416.
- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 409-416.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2003). Rejuvenation of the Fish Canyon magma body: A window into the evolution of large-volume silicic magma systems. *Geology*, 31(9), 789-792.
- Bachmann, O., Wallace, P. J., & Bourquin, J. (2010). The melt inclusion record from the rhyolitic Kos Plateau Tuff (Aegean Arc). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), 187.
- Bacon, C. R., & Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73(1-2), 57-61.

- Chen, K. X., Gung, Y., Kuo, B. Y., & Huang, T. Y. (2018). Crustal magmatism and deformation fabrics in northeast Japan revealed by ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 8891-8906.
- Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M., & Kushnir, A. (2014). Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6), 1016.
- 下司信夫, 宮城磯治, & 斎藤元治. (2017). エネルギー分散型エックス線分析装置による火山ガラス含水量の簡易定量法. *火山*, 62(1), 13-22.
- Gregg, P. M., De Silva, S. L., Grosfils, E. B., & Parmigiani, J. P. (2012). Catastrophic caldera-forming eruptions: Thermomechanics and implications for eruption triggering and maximum caldera dimensions on Earth. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241, 1-12.
- Gualda, G. A., 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(5), 875-890.
- Hayakawa, Y. (1985). Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 60, 507-592.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H., & Ohyama, M. (2007). Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, 49(2), 1123-1132.
- Huber, C., Townsend, M., Degruyter, W., & Bachmann, O. (2019). Optimal depth of subvolcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nature Geoscience*, 12(9), 762-768.
- Hunter, A. G., & Blake, S. (1995). Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic—calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 36(6), 1579-1605.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T., & Tsukamoto, S. (2017). Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*, 456, 154-162.
- Kudo, T., Sasaki, M., Uchiyama, Y., Nozawa, A., Sasaki, H., Tokizawa, T., & Takarada, S. (2007). Petrological variation of large - volume felsic magmas from Hakkoda - Towada caldera cluster: Implications for the origin of high - K felsic magmas in the Northeast Japan Arc. *Island Arc*, 16(1), 133-155.
- 工藤 崇 (2018) 十和田湖周辺地域における前期~中期更新世火山活動史. 地質調査研究報告, vol69, p.165-200.
- 工藤崇, 内野隆之, 濱崎聡志 (2019) 十和田湖地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 192p

- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Linthout, K. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82(9-10), 1019-1037.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: An excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, 29(5), 673– 678.
- Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841-858.
- Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.
- Sato, H. (1994). The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 22261-22274.
- Scaillet, B., Holtz, F., & Pichavant, M. (2016). Experimental constraints on the formation of silicic magmas, *Elements*, 12(2).
- Schöpa, A., & Annen, C. (2013). The effects of magma flux variations on the formation and lifetime of large silicic magma chambers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(3), 926-942.
- Solaro, C., Martel, C., Champallier, R., Boudon, G., Balcone-Boissard, H., & Pichavant, M. (2019). Petrological and experimental constraints on magma storage for large pumiceous eruptions in Dominica island (Lesser Antilles). *Bulletin of Volcanology*, 81(9), 55.
- Syracuse, E. M., van Keken, P. E., & Abers, G. A. (2010). The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1-2), 73-90.
- 高橋正樹. (1995). 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. *火山*, 40(1), 33-42.
- Tatsumi, Y., & Suzuki-Kamata, K. (2014). Cause and risk of catastrophic eruptions in the Japanese Archipelago. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 90(9), 347-352.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N., & Suzuki, T. (2010). Depth and evolution of a silicic magma chamber: melting experiments on a low-K rhyolite from Usu Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 51(6), 1333-1354.
- van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M., & Abers, G. A. (2011). Subduction factory: 4. Depth - dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B1).
- Walker, G. P. (1989). Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 36(2), 149-165.

Watanabe, T., Koyaguchi, T., & Seno, T. (1999). Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1), 65-78.

Yamamoto, T., Kudo, T., & Isizuka, O. (2018). Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space*, 70(1), 65.

2.6.2 カルデラ形成噴火マグマを再現するために必要な低酸素雰囲気実験技術の確立及びに Aso-1 珪長質マグマ溜まりについての実験岩石学的研究

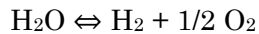
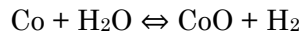
(1) 概要

カルデラ形成噴火を引き起こすマグマが噴火前に蓄積していた条件を求める際に温度や圧力は地球物理学的に推測される値と比較する上で基礎となるパラメータであるが、これら条件を決める際に酸素雰囲気は岩石学的に非常に重要なパラメータになる。酸素雰囲気の変化によりマグマの主成分の1つである鉄の価数が2価から3価へと変化しうるため、マグマの相平衡に影響を大きく与える。具体的には、鉄を含むようなマフィック鉱物の晶出する条件や組成が変化する。マグマの酸素雰囲気はマグマから脱ガスする火山ガス種組成にも影響を与える。特に、火山ガスの主成分の1つである硫黄の価数は、典型的な島弧火山におけるマグマの酸素雰囲気(ログユニットで FMQ(Fayalite-Magnetite-Quartz)~FMQ+3)の間で劇的に価数が変化する。

産業技術総合研究所に導入された内熱式ガス圧装置はアルゴンガスを圧媒体とし、主にガス圧縮機により高圧を発生させる装置である。酸素雰囲気を制御することなく高温高圧実験を行うと酸素雰囲気は FMQ+3~4(e.g. Tatsumi and Suzuki 2009)であり、天然の岩石試料の解析により見積もられる値よりも高いことが大きな問題となる。この問題を解決するためには酸素雰囲気を制御することが必要不可欠であり、酸素雰囲気を維持するためにバッファ剤をカプセル内に同時封入して制御する方法(ダブルカプセル法: e.g. Sisson and Grove 1993)や、圧媒体のアルゴンガスに水素を混ぜることで制御する方法(e.g. Scaillet et al. 1992)がとられる。両者とも水素を介して酸素雰囲気の制御を行う。後者は日本において法規制などの問題から行うことが難しいことから専ら前者の方法で酸素雰囲気制御が行われるが、この方法において試料を封入するために用いられる貴金属カプセル(主に金)から水素が拡散により徐々に散逸してしまうため、バッファ剤が全て反応し終わるまでの時間のみ酸素雰囲気が制御されるという制約がある。この問題を解決するための方法として、貴金属カプセルと六方晶系窒化ホウ素(h-BN)を組み合わせる手法が提案されている(Truckenbrodt et al. 1997; Wilke and Behrens 1999; Hamada and Fujii 2008)。バッファ剤を同時封入した試料カプセルを焼結窒化ホウ素で覆い、さらにその全体を金といった水素透過性の乏しい貴金属で覆う手法である。この手法が産総研に設置されている内熱式ガス圧装置で用いることが出来るかどうか検証し、カルデラ形成噴火を引き起こすマグマの再現実験に必要な条件で適用可能であることを確かめた。また、Aso-1 の珪長質ガラスも同時封入し、相関係を検討した。

(2) 実験手法

実験は Hamada and Fujii (2008) とほぼ同様のカプセル構成で実験を行った。バッファ剤は産総研(2019)で実施された Aso-1 マグマ溜まり再現実験と同じく Co-CoO に水を加えて用いた。Co-CoO バッファは FMQ よりも一桁ほど酸素雰囲気は低いことが知られている。産総研(2015)で行われた岩石学的研究により Aso-1 珪長質噴出物より推定した酸素雰囲気は、FMQ+0.2 であると見積もられている。



バッファ剤の反応速度は、上記平衡反応において水素が系の外(カプセル外)に散逸する速度に依存する。つまり、等温度圧力条件下でカプセル内と外との間の水素分圧差とカプセルに用いた貴金属の水素透過係数・厚さにより決まることから、バッファ剤の反応速度はカプセル外の水素分圧をゼロとしたとき、より還元的な雰囲気である Co-CoO バッファの反応速度が速いことが期待される。以上を踏まえると、Co-CoO バッファで保持が成功すれば、島弧マグマにおける酸素雰囲気は BN を用いたカプセル構成でほぼ全て再現することが可能である。

高温高圧実験は、産業技術総合研究所設置の内熱式ガス圧装置 HARM200 (最大 196MPa)、SMC-5000 (最大 480MPa)、SMC-8000 (最大 850MPa)を用いた。圧力範囲は 195~700MPa、温度範囲は 950~1000°C で行い、産総研(2019)で行われた同温度圧力条件における結果と比較をした。試料カプセルは Mo ワイヤで高温部に吊し、保持時間終了後その Mo ワイヤに電気を流して焼き切ることで炉内低温部に試料カプセルを落下させることで急冷を行う。アルゴンガスを圧縮し加圧した後、およそ 1 時間かけて保持温度まで昇温した。保持時間経過後急冷させた。

カプセル構成は図 2.6.2-1 の通りである。水素がカプセル外に散逸することを防ぐため、シリケートメルトとの反応性に乏しい貴金属において最も水素透過率に乏しい金 8.0-7.4mmφ のチューブを用いてを最も外側に配置した。金の内側にはデンカ製 BN 丸棒(HC グレード)を外径 7.0mm 内径 6.0mm のスリーブに加工したものをを用いた。BN スリーブの内側にバッファ剤である Co-CoO-H₂O を封入した Pt もしくは Au 5.0-4.6φ を挿入し、SHG93, G287, HG593 のランにおいてはさらに内側に Aso-1 珪長質石基ガラス組成の含水ガラス(CG205: 産総研 2019)を封入した Ag50Pd50 2.3-2.0φ のカプセルを挿入した。この Ag50Pd50 カプセルはバッファ剤である Co との反応を防ぐため、Pt 3.3-3.0φ チューブに封入した。BN スリーブによる効果を検討するために、BN スリーブの代わりに BN 試薬粉末を封入した実験(SHG93)も行った。

実験後の試料は、重さを量ることでカプセルから散逸した水素量やカプセル内に存在した水の量を定量した。カプセル内の水の量は、カプセルに穴を開けた後にホットプレートで 140°C 数時間加熱し、重量差として測定した。実験生成物の組織観察、組成分析は産業技術総合研究所設置の電子線マイクロプローブ(日本電子製 JXA-8530F plus)を用いた。加速電圧を 15kV、照射電流を 10nA とし、結晶に対してはビーム径 2μm、ガラス分析にはビーム径 20μm とした。10 元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P)をピーク位置で 20 秒、バックグラウンド位置で 10 秒を標準値として測定したが、濃度の乏しい元素(およそ 1wt.%以下 : Ti, Mn, Fe, Mg, P)はカウント数を稼ぐためにピーク位置で 40~60 秒、バックグラウンド位置で 20~30 秒測定した。Na のみ、電子線を照射することによる Na ロスの影響を考慮し、各分析において最初に 10 秒(バックグラウンドは 5 秒)で測定した。

表 2.6.2-1 BN を用いた高温高压実験のランテナーと BN の効果比較検証のための BN を使用しないランテナー (産総研 2019)

Run #	Capsule #	温度 (°C)	圧力 (MPa)	保持時間 (h)	Outer capsule	BN	Inner capsule	Sample Capsule	封入バツファ剤 (Co+CoO (10:1))	Coが全て反応するために 必要なH ₂ O (g)	residual buffer	実験前後カプセル 総重量変化(g)	Sample	サンプル中の 全岩含水量(wt.%)	Phase
SHG93	CG219	1000	680	86	Au 8.0-7.4	粉末のみ	Au 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0 + Pt 3.0-2.6	0.35071	0.0974	Co+CoO	-0.02616	Aso-1	1	
SHG95	CG221	950	700	139	Au 8.0-7.4	スリープ	Au 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0	0.46188	0.1282	Co+CoO+H ₂ O	-0.000368	Aso-1	1	
G276	CG222	950	195	168	Au 8.0-7.4	スリープ	Pt 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0	0.32129	0.0892	Co+CoO	-0.04332	Aso-1	1	
G286	CG223	950	195	116	Au 8.0-7.4	スリープ	Pt 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0	0.38561	0.1071	Co+CoO+H ₂ O	-0.01023	Aso-1	1	
HGS92	CG224	950	400	166	Au 8.0-7.4	スリープ	Pt 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0	0.41716	0.1158	Co+CoO+H ₂ O	-0.0008	Aso-1	1	
G287	CG225	1000	195	167	Au 8.0-7.4	スリープ	Pt 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0 + Pt 3.3-3.0	0.30551	0.0848	Co+CoO	-0.03748	Aso-1	1	
HGS93	CG226	1000	412	165	Au 8.0-7.4	スリープ	Pt 5.0-4.6	Ag50Pd50 2.3-2.0 + Pt 3.3-3.0	0.27537	0.0765	Co+CoO+H ₂ O	-0.00019	Aso-1	1	
I'G249	CG207	950	195	188	Au 8.0-7.4			Ag50Pd50 2.3-2.0	0.33079	0.0918	CoO	-0.02266	Aso-1	5.7	
CG208	CG208	950	195	188				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	1	
CG209	CG209	950	195	188				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	3.5	
I'G250	CG210	900	195	141	Au 8.0-7.4			Ag50Pd50 2.3-2.0	0.4595	0.1276	CoO	-0.01338	Aso-1	5.7	
CG211	CG211	900	195	141				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	1	
CG212	CG212	900	195	141				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	3.5	
I'G251	CG213	850	195	163	Au 8.0-7.4			Ag50Pd50 2.3-2.0	0.4486	0.1246	CoO	-0.01258	Aso-1	5.7	
CG214	CG214	850	195	163				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	1	
CG215	CG215	850	195	163				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	3.5	
I'G252	CG216	800	195	191	Au 8.0-7.4			Ag50Pd50 2.3-2.0	0.50904	0.1413	CoO	-0.01357	Aso-1	5.7	
CG217	CG217	800	195	191				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	1	
CG218	CG218	800	195	191				Ag50Pd50 2.3-2.0					Aso-1	3.5	

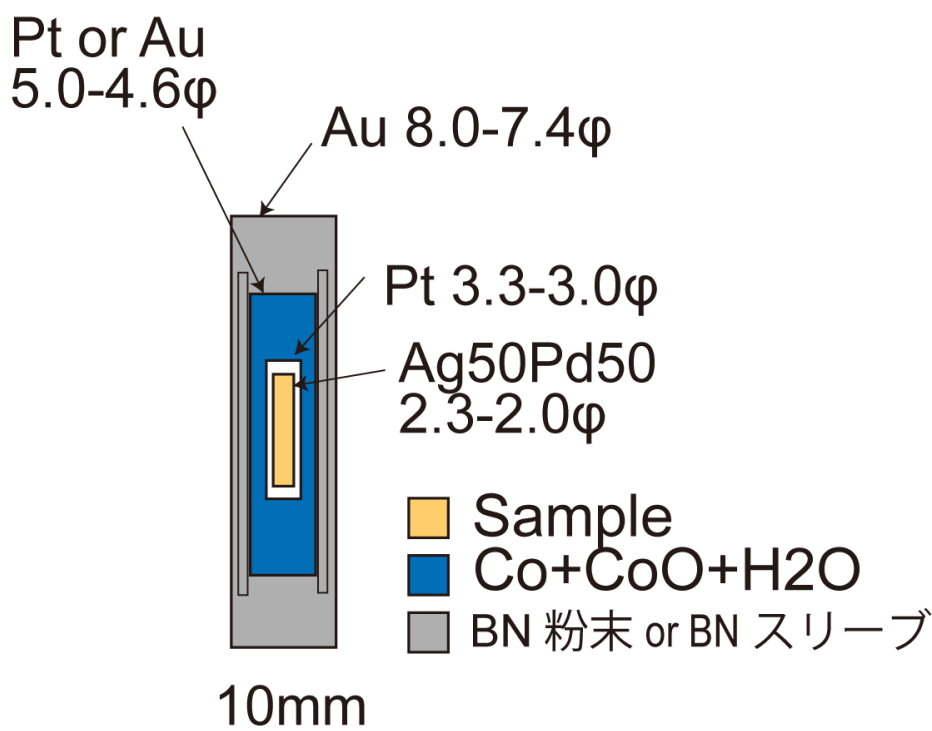


図 2.6.2-1 BN スリーブを用いたカプセル構成図

(3) 実験結果・考察

行った全ての実験のランテーブルを表 2.6.2-1 に、各相の化学組成を表 2.6.2-2 に示す。産総研(2019)で行われた BN スリーブを用いない Co-CoO バッファの実験も比較のために表 2.6.2-1 に示した。バッファ剤の反応がほとんど進まず Co-CoO バッファで保持されていたと考えられるラン(SHG95, HG592, HG593), バッファ剤と水の反応はかなり進んだが未反応のものも残っていたラン(G286), 実験後水が残っておらず、バッファ剤が全て反応してしまったため実験時間において Co-CoO バッファが達成できなかったラン(SHG93, G276, G287)が得られた。Co-CoO バッファで保持されたランにおいて、実験後の BN スリーブを観察すると外側ほど黒く変色している様子が見られた(図 2.6.2-2)。この観察結果は Wilke and Behrens(1999)での報告と整合的であり、彼らはこの黒く変色していた箇所とそうでない箇所に対し顕微ラマン分光法によりそれぞれラマンスペクトルを取得した結果、両者のラマンスペクトルに違いがあることを示した。Co-CoO バッファに失敗したランは、カプセル構成におけるバッファカプセルを完全に BN で覆うことができなかったという共通点が見られる。SHG93 においては BN スリーブではなく BN 粉末を使ったことによるカプセル内 BN 密度不足、G276 はアウターカプセルの内圧がガス圧媒体圧力よりも高くなった(カプセルが膨れていた)ことによる BN スリーブの破碎、G287 はバッファカプセル(Pt 5.0-4.6φ)がアウターカプセルに直接接触していた箇所があったことが観察された。G278 の現象は、BN スリーブ成形時に使用した接着剤が残っていたなどによる乾燥不足が原因として考えられる。このことは、成形後に BN スリーブを接着剤が完全に蒸発する温度で焼いておくことで解決できる。

以上の結果を総合すると、BN を用いてできる限り長くバッファ剤を保持するためには、(1)

高圧であるほどバッファ剤が長寿命，(2)BN 粉末ではなく BN スリーブの方が良い，(2)に関連して(3)バッファ剤が封入されたカプセルが BN に触れることなく直接アウターカプセルに触れる箇所があつてはならない，の以上 3 点が結論づけられる．

本研究では BN 使用時における効果のみ検討したが，Truckenbrodt et al.(1997)は BN だけでなくパイロフィライト($\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)スリーブを用いた実験をピストンシリンダー型高圧発生装置で行った結果，1GPa，900°C において BN スリーブでは保持出来ていた水素フガシティがパイロフィライトでは保持できなかった結論が得られた．このことは水素保持に BN が有力であることを示す．



図 2.6.2-2 HG592, CG224 の実験後におけるバッファカプセル(Pt 5.0-4.6mm ϕ)と BN スリーブの様子．

表 2.6.2-2 Aso-1 珪長質石基ガラス組成の出発物質を用いた実験生成物の各相組成

Run#	Capsule#	phase	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	Ca/(Ca+Na+K) *100	Fe/(Fe+Mg) *100
G287	CG225	melt	10	69.45	0.68	14.05	2.49	0.06	0.51	1.10	3.26	5.93	0.18	97.72	7.8	26.7
		1σ		0.21	0.05	0.19	0.08	0.01	0.03	0.09	0.08	0.06	0.03			
		plagioclase	7	57.57	0.07	25.46	0.52	0.01	0.03	8.50	5.80	1.17	0.03	99.14	41.7	
		1σ		0.33	0.03	0.53	0.05	0.00	0.02	0.28	0.14	0.12	0.01			
		opx	4	48.26	0.57	4.53	28.24	0.58	18.60	0.53	0.02	0.07	0.01	101.40		54.0
		1σ		0.97	0.10	1.14	0.55	0.03	0.77	0.04	0.02	0.02	0.01			
		magnetite	9	0.31	14.01	4.97	80.08	0.44	2.42	0.06	0.02	0.10	0.01	102.43		
		1σ		0.11	0.38	0.12	0.52	0.01	0.09	0.02	0.02	0.01	0.01			
HG593	CG226	melt	15	69.40	0.64	13.93	1.40	0.05	0.50	1.09	3.08	6.02	0.18	96.28	7.9	38.9
		1σ		0.89	0.08	0.18	0.67	0.01	0.05	0.09	0.05	0.13	0.03			
		plagioclase	4	59.02	0.06	24.62	0.12	0.01	0.07	7.25	6.09	1.61	0.05	98.90	35.9	
		1σ		0.70	0.02	0.44	0.01	0.01	0.03	0.45	0.09	0.13	0.02			
		opx(low-Mg)	4	50.11	0.27	1.98	32.29	0.62	14.76	1.03	0.17	0.27	0.19	101.69		44.9
		1σ		0.64	0.19	0.35	0.91	0.01	0.82	0.08	0.04	0.09	0.35			
		opx(high-Mg)	1	51.71	0.46	3.02	21.27	0.58	22.43	0.61	0.07	0.22	0.03	100.39		65.3
		ilm?														

(4) Aso-1 珪長質マグマの高温高圧実験

1000°C, 全岩含水量 1.0wt.%において, 195MPa(CG225)と 412MPa(CG226)において高温高圧実験を行った. 両者とも出現相は斜長石, 斜方輝石は晶出したが, 鉄チタン鉱物は CG225 においては磁鉄鉱, CG226 はイルメナイトが晶出した. 図 2.6.2-3~4 に実験生成物の反射電子図を示す. CG225 の斜長石は最大長辺 100 μm のものが見られるが, 10~20 μm の自形のものが典型的である. 斜方輝石は最大 10 μm ほどで, 針状のものも見られる. 磁鉄鉱も最大 10 μm ほどである. CG226 の斜長石は CG225 よりもやや小さく, 縦横比が CG225 よりも小さい. 斜方輝石は CG225 と同じく最大 10 μm ほどで, 針状のものも見られる. イルメナイトは数 μm と非常に小さく同定が難しいが, 分析範囲を周囲のガラスに被らせつつ EPMA で測定すると Ti の濃集が見られることから同定できる. 斜長石組成は CG225, CG226 それぞれ $An (=Ca/(Ca+Na+K)*100)42, 36$ である. 単斜輝石組成は CG225 は $Mg\# (=Fe/(Fe+Mg)*100)$ で 54 であるが, CG226 は $Mg\#45$ の自形のもの と $Mg\#65$ の針状のものが見られた. 両者は Al_2O_3 成分が異なることから, 結晶成長速度の違いが反映されていると考えられる.

195MPa における産総研(2019)の相平衡図に実験点を追加すると図 2.6.2-5 になる. 斜長石が全ての含水量条件下においてシリケート鉱物においてリキダス相となることは変わらない. 400MPa における実験点は現在 1000°C・1.0wt.% H_2O のもの(CG226)しか存在しないが, 1000°C・1.0wt.% H_2O における 2 つの圧力の違う実験のメルト組成を比較すると 400MPa におけるメルトの方が K に富み Fe に乏しい. これは K が液相濃集元素であることから CG226 の方が結晶に富み, 特に鉄に富む斜方輝石が相対的に増えている可能性がある. このことは産総研(2019)で予想された 200MPa 以上において斜長石よりも斜方輝石の晶出温度が上昇し, 両者のリキダスラインがどこかで交差するようになる予想と矛盾しない. 産総研(2015)で見積もられた Aso-1 珪長質マグマの酸素雰囲気は FMQ+0.2 であるが, 産総研(2019)で行われた高温高圧実験は Ni-NiO パツファ(およそ FMQ+0.6)による酸素雰囲気の保持に失敗していた. 本研究で検討した BN スリーブ法で 195MPa だけでなくさらに高圧(400MPa や 700MPa)の酸素雰囲気を制御した高温高圧実験をおこなうことで, Aso-1 におけるマグマ溜まりに対しより精度良く条件の推定ができるようになることを期待できる.

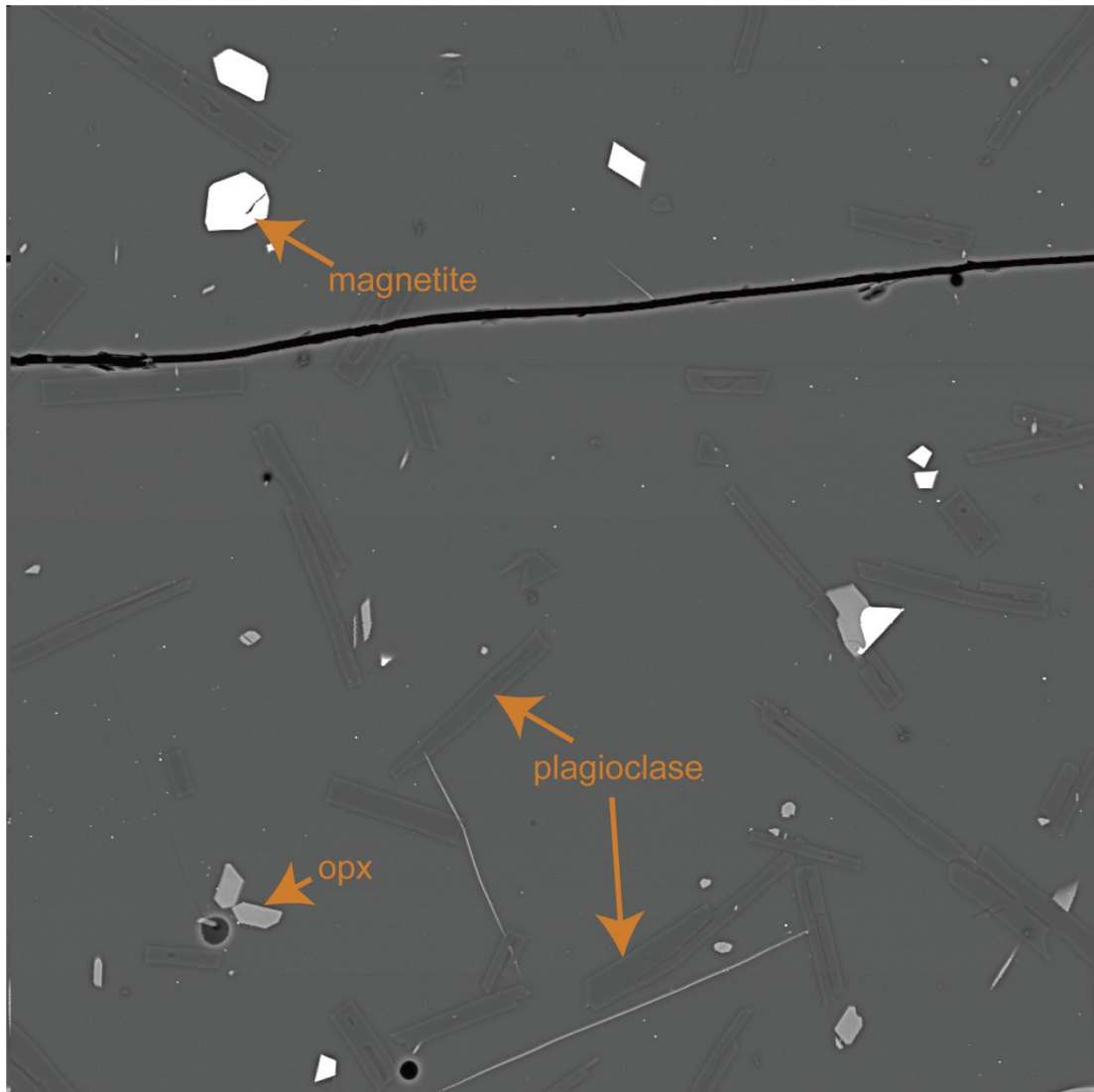


図 2.6.2-3 実験生成物(G287, CG225)の反射電子像. 図の一边は 200 μ m.

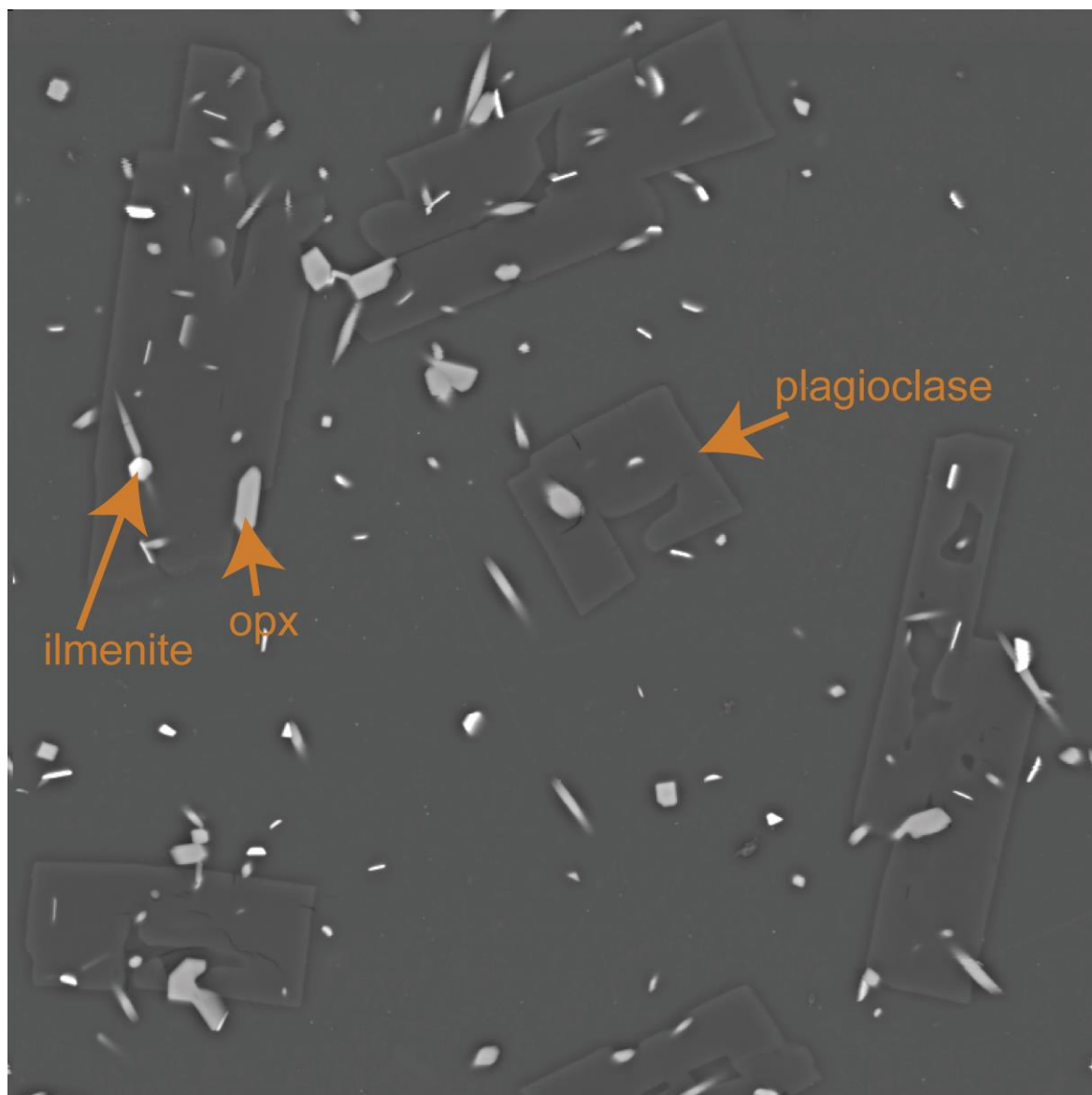


図 2.6.2-4 実験生成物(G287, CG225)の反射電子像. 図の一边は 200 μ m.

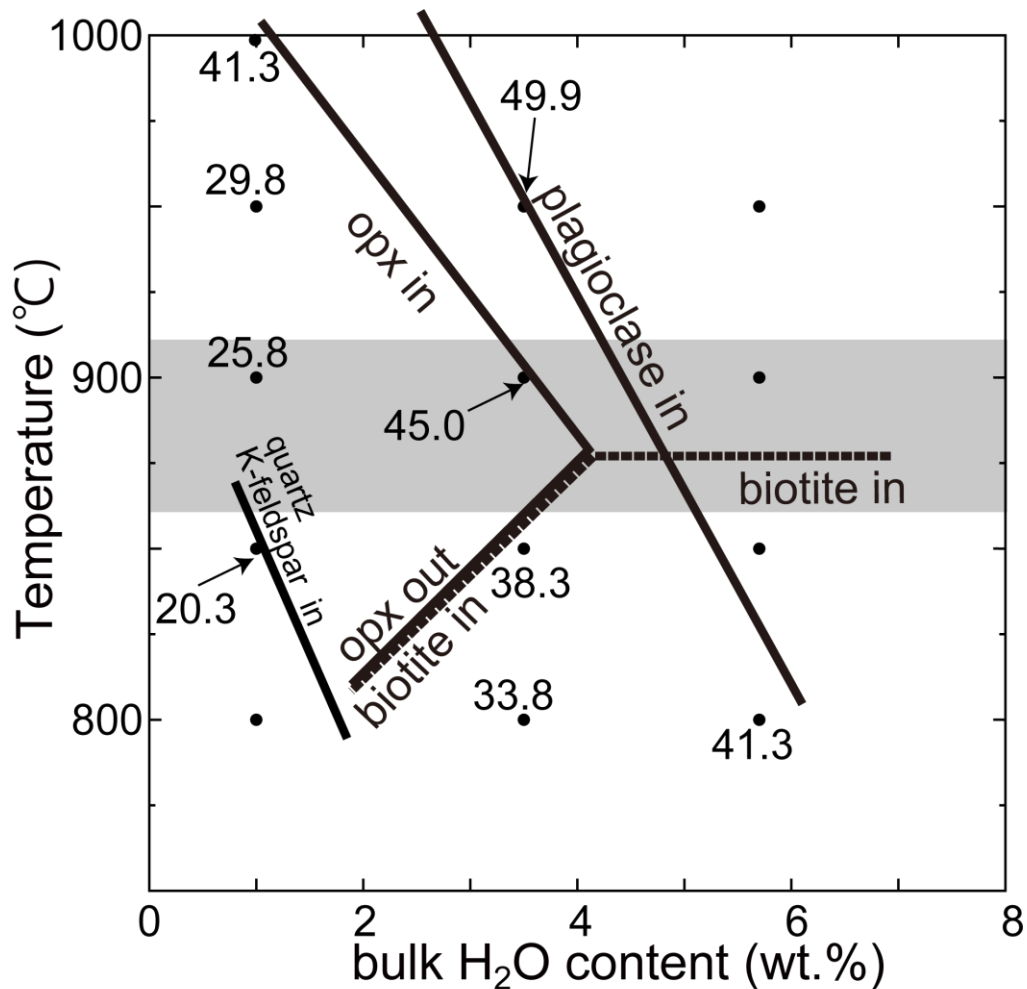


図 2.6.2-5 195MPa における Aso-1 珪長質石基ガラス組成マグマの相平衡図. 本研究における実験点以外の実験点は産総研(2019)による. 実験点横の数字は晶出した斜長石の An 値を示す.

(5) 結論

内熱式ガス圧装置における酸素雰囲気制御実験としてダブルカプセル法に BN を組み合わせるところ、有意に BN を組み合わせるとバッファ剤を長時間保持出来ることがわかった。低酸素雰囲気中で保持された Aso-1 珪長質再現実験結果の追加により、200MPa よりも高圧でマグマ溜まりの条件が再現出来る可能性があることが確かめられた。

引用文献

Hamada, M., Fujii, T. (2008) Experimental constraints on the effects of pressure and H₂O on the fractional crystallization of high-Mg island arc basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **155**, 767-790.

産業技術総合研究所 (2015) 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 (2019) 平成 30 年度火山影響評価に係る技術的知見の整備.

Scaillet, B., Pichavant, M., Roux, J., Humbert, G., Lefevre, A. (1992) Improvements of the

- Shaw membrane technique for measurement and control of f_{H_2} at high temperatures and pressures. *American Mineralogist*, **77**(5-6), 647-655.
- Sisson, T. W., Grove, T. L. (1993) Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, 143-166.
- Tatsumi, Y., and Suzuki, T. (2009) Tholeiitic vs calc-alkalic differentiation and evolution of arc crust: constraints from melting experiments on a basalt from the Izu-Bonin-Mariana arc. *Journal of Petrology*. **50**(6):1575–1603.
- Truckenbrodt, J., Ziegenbein, D., Johannes, W. (1997) Redox conditions in piston-cylinder apparatus: The different behavior of boron nitride and unfired pyrophyllite assemblies. *American Mineralogist*, **82**(3-4), 337-344.
- Wilke, M., Behrens, H. (1999) The dependence of the partitioning of iron and europium between plagioclase and hydrous tonalitic melt on oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**, 102-114.

2.6.3 高温高压実験を基にした Aso-4 噴出物珪長質端成分マグマの噴火前温度圧力条件再検討

(1) 概要

Aso-4 はこれまで阿蘇火山において 4 回発生した大規模カルデラ形成噴火のうち最大規模かつ最新の噴火であり、Aso-4 噴火を理解することは今後の阿蘇火山活動評価をする上で非常に重要となる。産総研(2017, 2018)で Aso-4 珪長質端成分マグマ組成を用いた Aso-4 噴火前マグマ蓄積条件を求めるため高温高压実験が実施され、およそ 200MPa かそれ以下の圧力、温度がおよそ 880°C、含水量がおよそ 3wt.%以下であることが示された。しかし、産総研(2018)で実験の出発物質として用いた軽石中に変質物が混入していたことが報告されたことから、変質物による実験結果への影響を評価する必要がある。本報告では、変質物の組成から主に影響を受けるのは実験で晶出する斜長石組成だと考え、斜長石組成を補正することで実験結果に対して再検討を行った。産総研(2017, 2018)で実施された高温高压実験において用いられた軽石は Aso-4A KJ5665 ($SiO_2 = 71 \text{ wt.}\%$)である。この軽石は Aso-4 噴出物中において最も珪長質な組成をもっており、また軽石中に含まれる斑晶(斜長石・斜方輝石・少量の普通角閃石・磁鉄鉱・マグネタイト)組成はどれもユニモーダルな分布を持つことからマグマ混合の証拠がなく高温高压実験で相平衡からマグマ溜まりの条件を決定するのに適す。しかし、軽石中の隙間に混入した変質物の影響で全岩組成においてアルカリ元素組成に影響が見られ、その結果実験生成物において観察されたメルト組成が石基ガラス組成と Na_2O においてズレが生じていた(図 2.6.3-1)。そのため、変質の強い火砕流中の軽石溶結レンズ(Aso-4A MY5774)組成を軽石 KJ5665 のオリジナル組成と仮定し、KJ5665 と MY5774 の組成の違いにより期待される斜長石組成の変化を議論した。

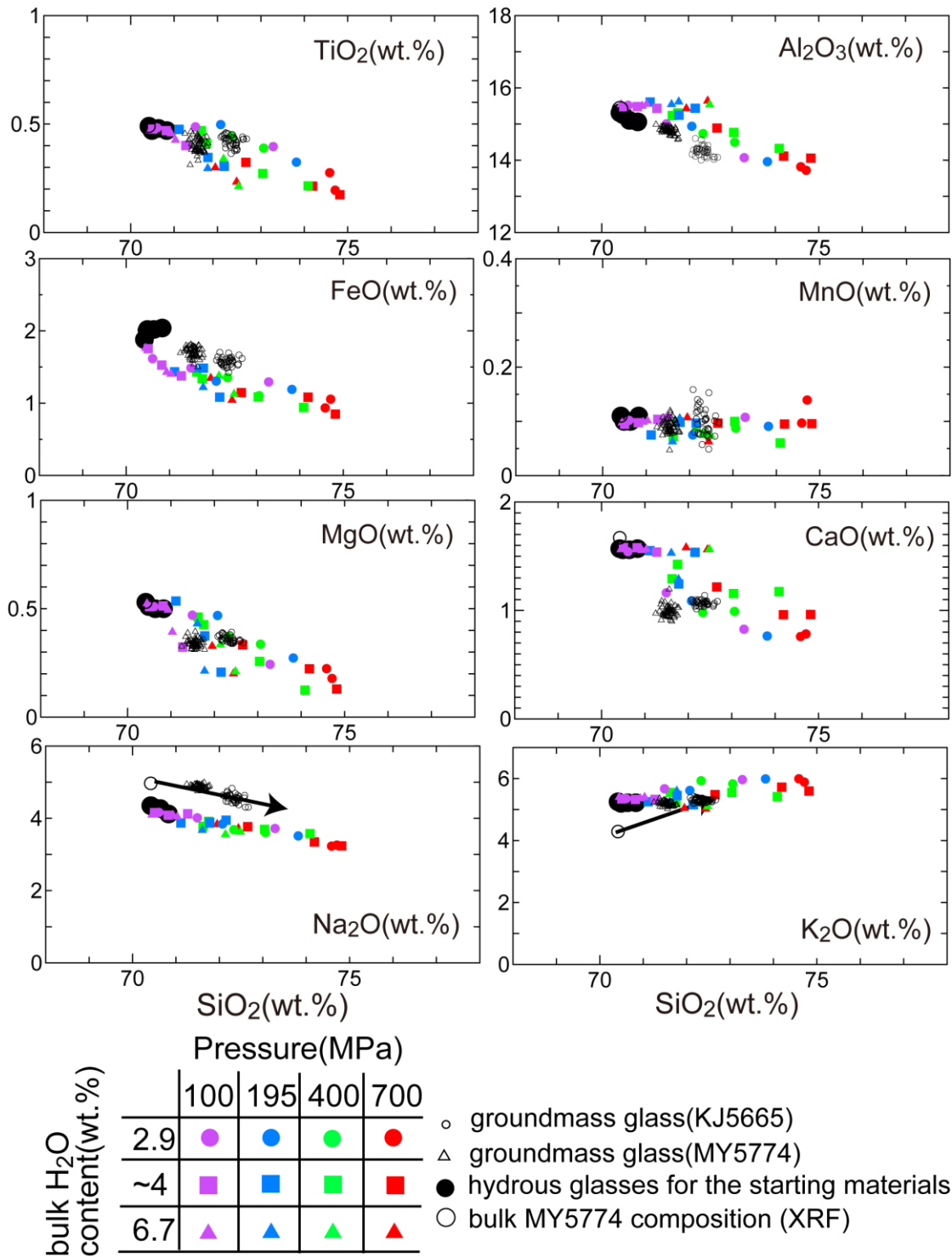


図 2.6.3-1 KJ5665 を出発物質として行われた高温高圧実験の実験生成物メルト組成と石基ガラスの比較(産総研 2018 を改変)

表 2.6.3-1 Aso-4A KJ5665 と Aso-4A MY5774 の全岩化学組成

	KJ5665	MY5774
SiO ₂	70.50	70.42
TiO ₂	0.49	0.49
Al ₂ O ₃	15.62	15.41
FeO*	2.00	2.01
MnO	0.11	0.11
MgO	0.50	0.53
CaO	1.57	1.67
Na ₂ O	4.37	4.97
K ₂ O	4.74	4.29
P ₂ O ₅	0.09	0.09
total	100	100

(2) 斜長石組成の補正とマグマ溜まりの条件

Aso-4A KJ5665 と MY5774 は表 2.6.3-1 のようにアルカリ元素、特に Na₂O において組成に違いがある。KJ5665 と MY5774 組成のメルトからある温度圧力含水量条件下において斜長石が晶出した時、メルト組成の違いにより斜長石の組成にも違いが生じる。それぞれのメルト組成から晶出するべき斜長石の組成を斜長石-メルト間平衡を利用した含水量計(Waters and Lange 2015)により求めた。この含水量計は、インプットとして温度・圧力・メルト組成・斜長石を与えるとアウトプットとしてメルト中の含水量が得られる。温度を 810・850・900・950 °C、圧力を 100・200・400・700 MPa、メルト組成を KJ5665 と MY5774 の全岩組成、斜長石組成を An15 から An95 まで変化させた時の含水量をそれぞれの条件で計算し、得られたデータセットから温度・圧力・含水量が同じ斜長石の組成を KJ5665 と MY5774 で抽出し、その斜長石組成の差を求めた(図 2.6.3-2)。実験で晶出した斜長石組成はおよそ An20 から An50 であるので、補正量は An 値で 3~6 となる。KJ5665 を出発物質として得られた実験生成物中の斜長石組成を図 2.6.3-2 のように斜長石組成の差の分を足すことで補正した。

産総研(2017, 2018)で得られた実験結果により、KJ5665 の斑晶組み合わせの再現に必要な全岩含水量が 3wt.%以下であることが示されたので、全岩含水量 2.9wt.%の実験結果のみに着目し、斜長石組成を補正した結果が図 2.6.3-3 となる。斑晶組み合わせが斜長石・斜方輝石が晶出し黒雲母が晶出しないこと、またマグネタイト・イルメナイト温度計(Ghiorso and Evans 2008)により計算した温度がおよそ 900±15°C であること、また斜長石斑晶組成が An30~40 であることを総合してマグマ溜まりの条件を求めると、圧力がおよそ 300MPa 以下、温度がおよそ 900°C、含水量がおよそ 3wt.%かそれ以下となる。

図 2.6.3-4 は実験で得られたメルト組成をプロットしており、メルト組成のトレンドはそのトレンドの延長線上にある An36 の斜長石組成が分別することにより説明できる。このトレンドと平

行な線を石基ガラス組成が通るように引くと、An32の斜長石と交差する。An32の斜長石組成はAn36からちょうど図2.6.3-4を用いて補正された値と等しく、本研究で行われた補正により矛盾が生じないことが確認できる。

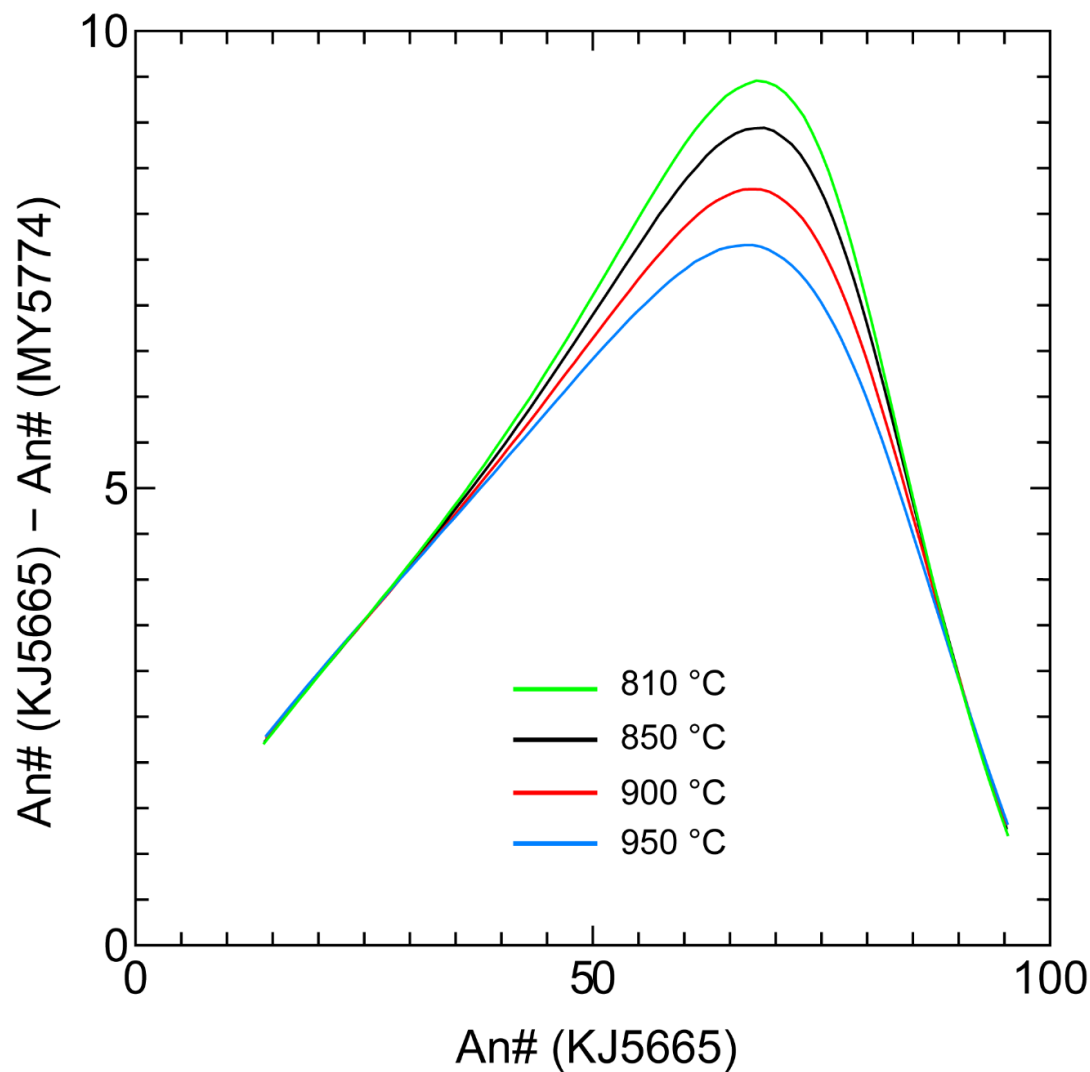


図 2.6.3-2 KJ5665 を用いた実験生成物中の斜長石の An 値の 200MPa, 810-850°C における補正量.

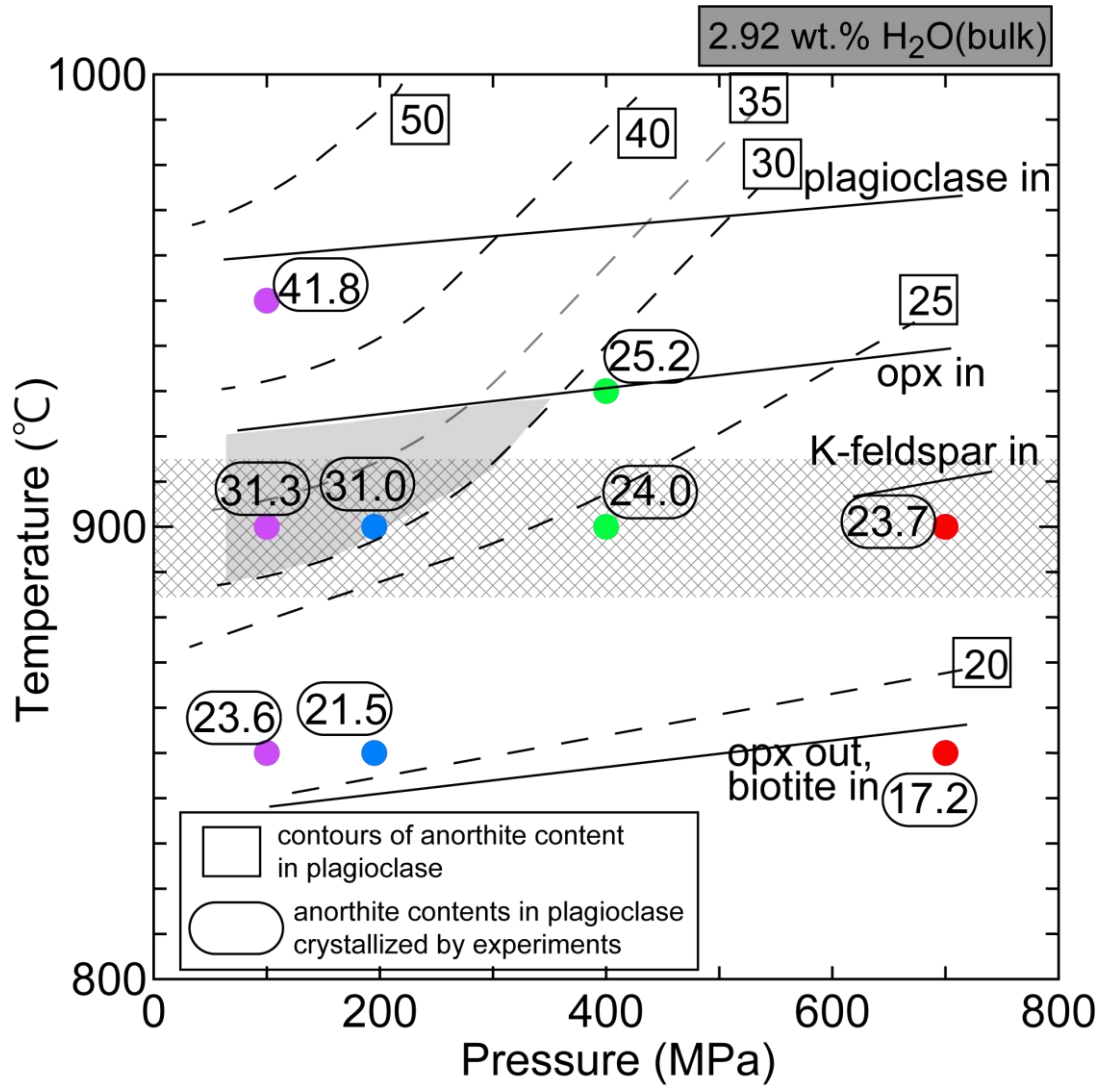
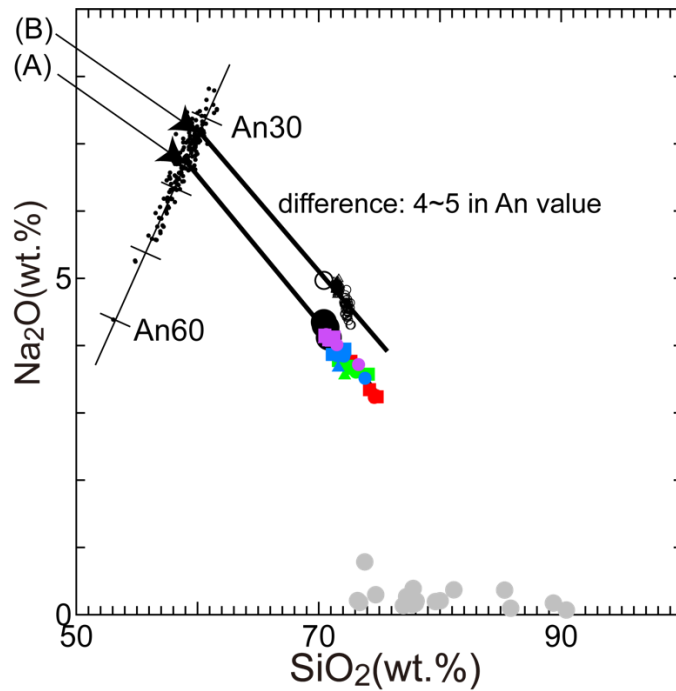


図 2.6.3-3 全岩含水量 2.9wt.%におけるマグマ溜まりの温度と圧力の見積もるための斜長石組成を示した図。グレーの領域は斑晶組み合わせ(斜長石と斜方輝石)が実験的に再現される領域、ハッチの領域は磁鉄鉱イルメナイトを用いた温度計により見積もられた温度。丸で囲まれた数字は実験で晶出した斜長石の補正後の組成で、四角に囲まれた数字は実験点を基に引いた斜長石組成のコンターラインを示す。



	Pressure(MPa)			
bulk H ₂ O content(wt.%)	100	195	400	700
2.9	●	●	●	●
~4	■	■	■	■
6.7	▲	▲	▲	▲

- groundmass glass(KJ5665)
- △ groundmass glass (MY5774)
- hydrous glasses for the starting materials
- whole-rock composition (MY5774)
- altered materials
- core composition of plagioclase phenocrysts (KJ5665)

図 2.6.3-4 メルトと石基ガラスが斜長石の晶出により受ける組成の変化。太線は液相降下線(LLD)の延長線である。(A)は実験生成物中のメルト組成を基に引いた LLD と斜長石組成範囲との交点, (B)は石基ガラス組成を通るように平行に LLD を引いた時の斜長石組成範囲との交点。

引用文献

Ghiorso, M. S., Evans, B. W. (2008) Thermodynamics of Rhombohedral Oxide Solid Solutions and a Revision of the FE-TI Two-Oxide Geothermometer and Oxygen-Barometer. *American Journal of Science*, **308**(9), 957-1039.

産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 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 (2018) 平成 29 年度火山影響評価に係る技術的知見の整備.

Waters, L. E., Lange, R. A. (2015) An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, **100**(10), 2172-2184.

