

令和 5 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 6 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 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究.....	5
1.1 カルデラ火山の発達過程に関する知見の整理	5
1.2 始良・鬼界カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討	25
1.3 鬼界・阿蘇カルデラ噴出物中のガラス包有物を対象とした揮発成分濃度測定	47
1.4 洞爺カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討	59
2 活動的カルデラ火山の地下構造調査.....	95
2.1 十和田カルデラにおける広帯域 MT 法探査	95
3 活動的カルデラ火山の地球化学的調査.....	145
3.1 希土類元素組成および Sr 同位体組成によるマグマ種別判定法の検討	145
3.2 マグマ起源成分 (C/Cl) 等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	171
付録：検討委員会報告.....	229

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3項目の調査研究を実施した。

(1) 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

巨大噴火に至る長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火を発生させたマグマ溜まりの貯留時間等に関する知見を収集するため、鉍物内元素拡散組織解析によるマグマ滞留時間解析を実施した。特に始良・鬼界・洞爺カルデラ等の巨大噴火噴出物を対象とし、鉍物内の拡散組織の微小領域解析を実施した。拡散時のマグマ溜まり内温度圧力条件の制約を与えるため、対象とする噴出物のガラス包有物含水量測定、全岩および鉍物化学組成解析による温度圧力条件を制約するとともに、高温高压実験及び熱力学的計算を用いて、対象とする珪長質マグマの相平衡関係を解析し、マグマ溜まり温度圧力条件と拡散組織から得られる時間スケールの検証を行った。

- 1) 昨年度実施した海外のカルデラ火山のマグマ供給系の時間発展に関する近年の知見レビューを踏まえて、国内の事例への適用性を検討し、今後の研究方針や将来の火山活動評価の指標となり得る知見をとりまとめた。今年度は、これまでに明らかにされた始良カルデラ入戸噴火前、阿蘇カルデラ阿蘇4噴火前、十和田火山大不動・八戸噴火前のマグマ噴出量の時間変化を用いてカルデラ形成噴火前のマグマ溜まり条件を推定した。いずれのケースでも粘性緩和時間スケールとマグマ注入時間スケールの比が1以下、マグマ溜まり冷却時間スケールとマグマ注入時間スケールの比が1以上となり、数値モデリングで示されたマグマ溜まりの加速度的成長が可能な最適条件にあった可能性がある。一方、地球物理観測で推定される現在の始良・阿蘇カルデラ地下のマグマ溜まりの条件では、粘性緩和時間スケールとマグマ注入時間スケールの比が1以上である。従って、今後マグマ注入量が急増したとしても、マグマ溜まりが加速度的に急成長することは難しい。また、阿蘇4噴火前の阿蘇4/3間テフラ群の全岩化学組成分析を実施し、斜長石分別の指標であるCa/Sr比が阿蘇4噴火に向かって連続的に変化することを確認した。斜長石の晶出温度は含水量に依存するので、この比の変化は、破局噴火に向かってマグマ溜まり内の含水量が徐々に高くなったことを示すと解釈できる。
- 2) 鬼界カルデラ形成噴火噴出物を対象とし、当該噴出物の斑晶鉍物内にみられる拡散組織からマグマ滞留時間を推測した。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）により噴出した輝石の逆累帯構造部分について、電子線マイクロアナライザーによる元素濃度分布測定と電子後方散乱回折法による結晶方位測定を行った。輝石斑晶にみられる拡散組織に結晶方位測定結果より算出された元素拡散係数を適用した結果、鬼界アカホヤ噴火では200～7千年、鬼界葛原噴火では200～3万年の滞留時間が得られた。以上の結果より、鬼界アカホヤ噴火マグマは7千年以上、鬼界葛原噴火マグマは3年以上の滞留時間があつたと考えられる。始良カルデラのカルデラ形成期の噴出物の大部分を占める高シリカ流紋岩マグマの相平衡関係を、酸素雰囲気制御した高温高压実験により決定した。得られた相平衡関

係と実際の噴出物中の鉱物組み合わせの関係から、水飽和条件下で 750～780℃、150 MPa より低圧での流紋岩マグマの貯留条件が推測された。始良カルデラの先カルデラ期・カルデラ形成期及び後カルデラ期の噴出物の斑晶組成から、混合端成分のマグマの特性を推定した。複数の組成グループに分かれる珪長質マグマ由来の斜長石斑晶の存在から、後カルデラ期の噴出物の珪長質端成分は複数のマグマの存在が示唆されるのに対し、苦鉄質端成分由来の斜長石の均質性から、苦鉄質端成分マグマはほぼ単一のマグマであることが示唆される。また先カルデラ期の玄武岩マグマの温度は 1088～1115℃ と推定された。

- 3) 高温高圧実験装置を用いて合成した含水量既知の安山岩組成及びデイサイト組成の含水ガラスを標準試料として、顕微ラマンによる安山岩組成およびデイサイト組成の含水量検量線を作成した。昨年度までに作成した流紋岩ガラスの検量線と合わせて、検量線の傾きのガラス組成依存性を求めた。その結果、ガラスの SiO_2 量と検量線の傾きとの相関は一次関数で近似できることが明らかになった。今年度求めた検量線勾配の組成依存性を用いて、昨年度までに測定した阿蘇および鬼界カルデラの噴出物のガラス包有物中の含水量をそのガラス組成に応じて再計測した結果、0.5～1%程度過少見積もりであったことが明らかになった。また、含水量測定に及ぼすナノライトの影響を評価するため、ナノライト結晶を含むガラスのラマンスペクトルを取得し、ナノライト結晶を含まない同組成のガラスとの比較を実施した。ナノライト晶出ガラスの低波数領域のラマンスペクトルの形状および面積は、ナノライト結晶に対応するピークが出現するほか、ガラス領域のスペクトル形状も変化し、かつその面積も変化する。またその変化傾向も一定しないため、ナノライト結晶を含むガラスのラマンスペクトルを補正して含水量を測定することは現状では困難であることが判明した。
- 4) 洞爺カルデラ噴出物を対象として、鉱物の斑晶累帯構造解析および全岩 U-Th 放射非平衡分析を行い、マグマの生成および噴火の時間スケールについて見積もった。U-Th 放射非平衡から見た洞爺カルデラ形成噴火のマグマの発生は、約 20 万年以上前となる。一方、斑晶鉱物の組成累帯構造の元素拡散により算出された時間スケールは、噴火の数百年前より新しい時期となった。少なくともこの時期までに、マッシュ溜まり中に斑晶を有するマグマポケットが存在する状態になったと考えられる。また、洞爺火山と支笏火山との比較検討を行い、両者の活動とマグマの特徴の差異は、玄武岩質マグマの供給率の差に起因する可能性を指摘した。

(2) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

巨大噴火ポテンシャルを有する規模のマグマ溜まりの存在を検知するために、活動的カルデラ火山の比抵抗地下構造を MT 法調査により明らかにする。調査対象は、昨年度に広域探査を実施した十和田火山である。

- 1) 昨年度までに、十和田湖周辺の約 40 km 四方の領域で 60 測点を設け、広帯域 MT 法探査を行い、十和田湖を取り囲む地下の比抵抗構造を明らかにした。その結果に基づき、湖中央部の中湖の地下を中心にした特徴的な低比抵抗域の分布について考察を進めた。その結果、この低比抵抗領域は、地下深部より上昇してきた熱水が高透水性部に滞留し NaCl 濃度が高くなったため形成されたものと解釈される。また、感度解析を行い、MT 観測でマグマ溜りが検知されるための条件を検討した。比抵抗構造の信頼性を高めるために、昨年度に引き続き観測点

(6点)を追加した。これまでに取得したすべてのデータを用いて最終的な十和田カルデラ地下構造を求めた。解析された構造は、今年度観測点を追加した場所の周辺を除いてはおおむね昨年度と大きな相違はない。

(3) 活動的カルデラ火山の地球化学的調査

巨大噴火を起こしたカルデラ火山において地球物理探査で検出された火山深部の異常がマグマであるか否か、マグマの場合はその種別を推定する為に、採取された地下水の地球化学的検討を実施する。今年度は、これまでに阿蘇カルデラをモデル事例として提案された判別手法を確立するため、他のカルデラ火山を対象に活動的カルデラ火山における地下水の水質、ヘリウムなどの軽元素同位体、希土類元素、重元素同位体の化学組成や同位体分析を実施する。

- 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、始良カルデラ周辺地域で採取された地下水および十和田カルデラ周辺の温泉について、高次元データAI統計解析の精密化のために調査を行い、水質・各種同位体・希土類元素組成の分析を実施した。その上で希土類元素組成と Sr 同位体組成によるマグマ種別判定と判定法の適用性評価を行った。現段階では希土類元素組成の全ての特徴を生かすことはできなかったが、世界的に分布する珪長質岩石が示す Eu 異常に着目して珪長質マグマを判断できる見込みがある。地表で得られる流体の主溶存元素組成から火山性のものを検出し、希土類元素組成から珪長質かどうかを判断する、という一連の手法を提示できた点では十分な成果があった。
- 2) マグマ進化の各段階において放出されるマグマ起源流体中の C/Cl 比及び Cl/H_2O 比の理論計算値と、地下水に含まれるマグマ起源成分の C/Cl 及び Cl/H_2O 比を比較することによって、火山周辺の各地点における深部マグマの状態・種別を推定する手法の改良を行い、陸上カルデラ、海底・湖底カルデラに対しての有効性・適用性評価を行った。阿蘇カルデラ（陸上）では、再解析の結果、カルデラ内の南側で高い C/Cl 比を示し、苦鉄質マグマの供給により放出された熱水が存在すること、また、この地下水は高い放射壊変起源の 4He 濃度を持つことから、平均滞留時間が長いことを示しており、長期にわたり苦鉄質マグマ活動の影響が卓越し、珪長質マグマの影響がないことがわかった。一方、カルデラ内の北側では、 C/Cl 比から珪長質マグマ活動の影響が見られ、北側に見られる珪長質マグマ噴火と整合的である。ただし、 $^{36}Cl/Cl$ 比を用いた解析においては、大規模な珪長質マグマの成長は見られない。十和田カルデラ（湖底）では地下水のハロゲン元素比を用い海水（古海水）成分を除去することにより適用可能であることが示された。十和田湖水に混入する熱水成分の C/Cl 比の結果から珪長質マグマの発泡によるものであること、またカルデラ南西部の深部低周波地震域近傍に苦鉄質～珪長質マグマの脱ガスによる熱水が上昇していることが示された。始良カルデラ（海底）では、 $^3He/^4He$ 比の高い桜島南部の地下水に、安山岩質マグマの供給に関連する熱水が見られ、若尊カルデラ近傍で苦鉄質マグマ活動による熱水成分が検出され、カルデラ

北部では珪長質活動を示した。また，カルデラ外の北側の 2 地域（米丸，国分北）において苦鉄質～珪長質マグマの生成活動と推定される熱水活動が見られた。これら 2 地域では近傍に深部低周波地震活動があり，始良カルデラ内のマグマ活動とは別のマグマ活動であると思われる。これらの検討から，マグマ溜まりの状態推定を目的とした $C/Cl-Cl/H_2O$ 法は，変質海水が存在しない場合において，海底カルデラを含めて有効であることが確認できた。

1 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、巨大噴火に至る長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火を発生させたマグマ溜まりの貯留時間等に関する知見を収集するため、近年の成果の取りまとめや鉱物内元素拡散組織解析によるマグマ滞留時間解析等を実施した。

1.1 カルデラ火山の発達過程に関する知見の整理

【実施内容】

昨年度実施した海外のカルデラ火山のマグマ供給系の時間発展に関する近年の知見レビューを踏まえて、国内の事例への適用性を検討し、今後の研究方針や将来の火山活動評価の指標となり得る知見をとりまとめた。今年度は、これまでに明らかにされた始良カルデラ入戸噴火前、阿蘇カルデラ阿蘇4噴火前、十和田火山大不動・八戸噴火前のマグマ噴出量の時間変化を用いてカルデラ形成噴火前のマグマ溜まり条件を推定した。いずれのケースでも粘性緩和時間スケールとマグマ注入時間スケールの比が1以下、マグマ溜まり冷却時間スケールとマグマ注入時間スケールの比が1以上となり、数値モデリングで示されたマグマ溜まりの加速度的成長が可能な最適条件にあった可能性がある。一方、地球物理観測で推定される現在の始良・阿蘇カルデラ地下のマグマ溜まりの条件では、粘性緩和時間スケールとマグマ注入時間スケールの比が1以上である。従って、今後マグマ注入量が急増したとしても、マグマ溜まりが加速度的に急成長することは難しい。また、阿蘇4噴火前の阿蘇4/3間テフラ群の全岩化学組成分析を実施し、斜長石分別の指標であるCa/Sr比が阿蘇4噴火に向かって連続的に変化することを確認した。斜長石の晶出温度は含水量に依存するので、この比の変化は、破局噴火に向かってマグマ溜まり内の含水量が徐々に高くなったことを示すと解釈できる。

【調査・研究成果】

(1) 活動的カルデラ火山のマグマ噴出量時間変化

長期の火山活動の可能性を客観的に評価するための知見整備を目的として平成25年度・26年度に実施した原子力安全基盤機構委託研究「火山活動履歴の情報整備」では、日本の主要56火山について、過去数十万年間のマグマ噴出量の時間変化に関する情報を既存文献から抽出し、積算マグマ噴出量階段図が作成できるデータセットに取りまとめている(山元, 2014)。その後、「平成27～30年度原子力施設等防災対策等委託費(火山影響評価に係る技術的知見の整備)事業」では、日本で後期更新世に発生した大規模カルデラ形成噴火のマグマ噴出量の計測を実施し、成果を公表している(山元, 2016; Takarada & Hoshizumi, 2020; 宝田ほか, 2022a; 2022b; 星住ほか, 2023)。今年度は、これらの成果に最近公表された文献情報も合わせて、阿蘇カルデラ・始良カルデラ・十和田カルデラのマグマ噴出量履歴を再整理し、階段図を作成し直した。

1) 阿蘇カルデラ

本カルデラは、九州中央部にある南北 24 km、東西 18 km の大型カルデラである。阿蘇 1 (27 万年前)、阿蘇 2 (14 万年前)、阿蘇 3 (13 万年前)、阿蘇 4 (8.8 万年前) の 4 回の VEI7 クラスの火砕流噴火で形成されている (小野・渡辺, 1985; 星住ほか, 2023; 2024)。阿蘇 4 噴火の総マグマ噴出量は $320 \sim 740 \text{ DRE km}^3$, 阿蘇 3 噴火の総マグマ噴出量は $>70 \text{ DRE km}^3$ と見積られている (表 1.1-1)。また、阿蘇 3 火砕流と阿蘇 4 火砕流の間には、阿蘇 4/3 間テフラと呼ばれる多数の降下火砕物が存在し、その層序が明らかにされている (星住ほか, 2022)。ただし、阿蘇 4/3 間テフラの噴出源がカルデラ内の何処にあったのかは、全く不明である。その為、各テフラの噴出量はカルデラ外のテフラ分布からの概算である。一方、阿蘇 3 以前の火山噴出物の層序は、堆積物がほとんど地表に露出しないため、明確ではない。後カルデラ期の火山活動も阿蘇 4 噴火の直後から始まり、多数のテフラが主にカルデラの東に堆積している (宮縁ほか, 2003; Miyabuchi, 2009; 2011)。テフラの層序自体に見落としはないものとみられるが、初期のテフラは噴出源がカルデラ内の何処にあったのか不明のため、噴出量は概算でしか見積もれない。後カルデラ期後半のテフラは、中岳や草千里などの現存する中央火口丘群から噴出している。

本カルデラの推移評価で注目すべきは、阿蘇 4 噴火の先行現象であり、阿蘇 4/3 間の活動推移が重要である。その噴火史は、星住ほか (2022) に従い、以下のように説明される。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、Z9 (約 10.8 万年前) からそれまでの玄武岩ないし玄武岩質安山岩からデイサイトへと変化したのちに、噴火の規模が大きくなった (MN～G)。その上位の EF (約 9.9 万年前) 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のプリニー式噴火イベント ABCD (約 9.8 万年前) 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 (図 1.1-1)、阿蘇 4 の約 3000 年前の Y (約 9.1 万年前) では再び黒雲母を含むものに変化した。阿蘇 4 噴火自体は、Y と類似した黒雲母デイサイト軽石を放出する X 降下軽石の噴火活動から開始した。

阿蘇 4 噴火以降の後カルデラ期火山活動は、噴火頻度が高いものの、爆発的噴火で放出されるマグマの量は極端に小さくなっている (図 1.1-1)。また、後カルデラ期のマグマは、玄武岩～玄武岩質安山岩が卓越しており、デイサイト質マグマの噴出量はカルデラ形成噴火と比較するとごく僅かである。噴出物の Sr 同位体比の時間変化を明らかにした Miyoshi et al. (2012) は、後カルデラ期噴出物の Sr 同位体比が阿蘇 4 マグマとは大きく異なることから、阿蘇 4 マグマはカルデラ形成で枯渇し、後カルデラ期火山活動には関与していないとした。現在の阿蘇カルデラ地下の比抵抗構造を明らかにした Hata et al. (2016; 2018) は、地下深部から現在活動中の中岳火口へと上昇するマグマの通路を示す低比抵抗体の存在を認めたものの、地下 10 km 以浅に大規模なマグマ溜まりは検出されていない。

表 1.1-1 阿蘇カルデラの噴火履歴一覧

噴火	噴出物	年代 (ka)	Method	引用文献	体積 (km ³ , DRE)	総体積 (km ³ , DRE)	引用文献
N2	中岳N2スコリア	1.5	14C	Miyabuchi (2009)	0.01	0.01	Miyabuchi (2009)
-	米塚噴出物	3.3	14C	宮縁 (2010)	0.05	0.05	宮縁 (2010)
OjS	住生岳スコリア	3.6	14C	Miyabuchi (2009)	0.03	0.03	Miyabuchi (2009)
KsS	杵島岳スコリア	4.0	14C	Miyabuchi (2009)	0.03	0.03	Miyabuchi (2009)
YmS1	山崎第1スコリア	16	14C	宮縁ほか (2004a)	0.68	0.68	宮縁ほか (2004a)
YmS3	山崎第3スコリア	16	ST	宮縁ほか (2004a)	0.1	0.1	宮縁ほか (2004a)
YmS4	山崎第4スコリア	16	ST	宮縁ほか (2004a)	0.03	0.03	宮縁ほか (2004a)
YmS5	山崎第5スコリア	17	ST	宮縁ほか (2004a)	0.03	0.03	宮縁ほか (2004a)
YmS7	山崎第7スコリア	17	ST	宮縁ほか (2004a)	0.02	0.02	宮縁ほか (2004a)
YmS10	山崎第10スコリア	18	14C	宮縁ほか (2004a)	0.02	0.02	宮縁ほか (2004a)
-	乙ヶ瀬溶岩	20	ST	宮縁ほか (2004b)	0.002	0.002	宮縁ほか (2004b)
YmS15	山崎第15スコリア	21	14C	宮縁ほか (2004a)	0.5	0.5	宮縁ほか (2004a)
YmS18	山崎第18スコリア	22	ST	Miyabuchi (2009)	0.38	0.38	宮縁ほか (2004a)
YmS20	山崎第20スコリア	22	14C	宮縁ほか (2004)	0.21	0.21	宮縁ほか (2004a)
Kpfa	草千里ヶ浜軽石	30	ST	Miyabuchi (2011)	1.2	1.2	Miyabuchi (2011)
-	沢津野溶岩	31	ST	宮縁ほか (2004b)	0.34	0.34	宮縁ほか (2004b)
-	赤瀬溶岩	31	ST	宮縁ほか (2004b)	0.01	0.01	宮縁ほか (2004b)
MzP1	水ノ元第1軽石	31	ST	Miyabuchi (2011)	0.13	0.13	Miyabuchi (2011)
-	苅迫溶岩	40	ST	宮縁ほか (2004b)	0.06	0.06	宮縁ほか (2004b)
-	烏帽子岳噴出物	40	ST	宮縁ほか (2004b)	0.18	0.18	宮縁ほか (2004b)
NbT1	中久保第1テフラ	40	ST	Miyabuchi (2011)	0.24	0.24	Miyabuchi (2011)
MzP2	水ノ元第2軽石	42	ST	Miyabuchi (2011)	0.02	0.02	Miyabuchi (2011)
NbT2	中久保第2テフラ	50	ST	Miyabuchi (2011)	0.18	0.18	Miyabuchi (2011)
ACP3	阿蘇中央火口丘第3軽石 高野尾羽溶岩	51	ST	宮縁ほか (2004b)	0.10 0.14	0.24	Miyabuchi (2011) 宮縁ほか (2004b)
ACP4	阿蘇中央火口丘第4軽石 立野溶岩	54	KAr	宮縁ほか (2004b)	0.45 0.40	0.85	Miyabuchi (2011) 宮縁ほか (2004b)
MzP3	水ノ元第3軽石	54	ST	Miyabuchi (2011)	0.01	0.01	Miyabuchi (2011)
NbT3	中久保第3テフラ	55	ST	Miyabuchi (2011)	0.11	0.11	Miyabuchi (2011)
NbT4	中久保第4テフラ	55	ST	Miyabuchi (2011)	0.26	0.26	Miyabuchi (2011)
ACP5	阿蘇中央火口丘第5軽石	55	ST	Miyabuchi (2011)	0.07	0.07	Miyabuchi (2011)
NbT5	中久保第5テフラ	55	ST	Miyabuchi (2011)	0.14	0.14	Miyabuchi (2011)
NbT6	中久保第6テフラ	58	ST	Miyabuchi (2011)	0.11	0.11	Miyabuchi (2011)
NbT7	中久保第7テフラ	58	ST	Miyabuchi (2011)	0.10	0.10	Miyabuchi (2011)
NbT8	中久保第8テフラ	60	ST	Miyabuchi (2011)	0.12	0.12	Miyabuchi (2011)
ACP6	阿蘇中央火口丘第6軽石	60	ST	Miyabuchi (2011)	0.10	0.10	Miyabuchi (2011)
MzP4	水ノ元第4軽石	60	ST	Miyabuchi (2011)	0.01	0.01	Miyabuchi (2011)
NbT9	中久保第9テフラ	62	ST	Miyabuchi (2011)	0.57	0.57	Miyabuchi (2011)
NbT10	中久保第10テフラ	62	ST	Miyabuchi (2011)	0.07	0.07	Miyabuchi (2011)
NbT11	中久保第11テフラ	63	ST	Miyabuchi (2011)	0.05	0.05	Miyabuchi (2011)
SsP1	笹倉第1軽石	63	ST	Miyabuchi (2011)	0.03	0.03	Miyabuchi (2011)
SsP2	笹倉第2軽石	64	ST	Miyabuchi (2011)	0.03	0.03	Miyabuchi (2011)
NbT12	中久保第12テフラ	64	ST	Miyabuchi (2011)	0.06	0.06	Miyabuchi (2011)
NbT13	中久保第13テフラ	65	ST	Miyabuchi (2011)	0.03	0.03	Miyabuchi (2011)
NbT14	中久保第14テフラ	65	ST	Miyabuchi (2011)	0.07	0.07	Miyabuchi (2011)
NbT15	中久保第15テフラ	66	ST	Miyabuchi (2011)	0.04	0.04	Miyabuchi (2011)
NbT16	中久保第16テフラ	66	ST	Miyabuchi (2011)	0.06	0.06	Miyabuchi (2011)
NbT17	中久保第17テフラ	66	ST	Miyabuchi (2011)	0.01	0.01	Miyabuchi (2011)
YmP1	山崎第1軽石	67	ST	Miyabuchi (2009)	1.9	1.9	Miyabuchi (2009)
MhP	棚ノ木溶岩	74	KAr	宮縁ほか (2004b)	0.15	0.15	宮縁ほか (2004b)
-	末区分火山体	88 - 0	ST	山元 (2014)	19	19	山元 (2014)
Aso-4	阿蘇4火山灰 阿蘇4火砕流	88	ST	星住ほか (2023)	88 - 150 230 - >590	320 - >740	Rougier et al. (2022) Takarada & Hoshizumi (2022)
Aso-4/3	Yテフラ	91.4	ST	星住ほか (2022)	0.05	0.05	星住ほか (2022)
	ABCDテフラ	97.7	ST	星住ほか (2022)	3.2	3.2	星住ほか (2022)
	EFテフラ	99.2	ST	星住ほか (2022)	0.8	0.8	星住ほか (2022)
	Gテフラ	100.5	ST	星住ほか (2022)	0.2	0.2	星住ほか (2022)
	G' テフラ	101.2	ST	星住ほか (2022)	0.5	0.5	星住ほか (2022)
	HI テフラ	102.6	ST	星住ほか (2022)	2.4	2.4	星住ほか (2022)
	JKLテフラ	103.3	ST	星住ほか (2022)	1.0	1.0	星住ほか (2022)
	Mテフラ	104.7	ST	星住ほか (2022)	1.2	1.2	星住ほか (2022)
	Z1テフラ	105.0	ST	星住ほか (2022)	0.2	0.2	星住ほか (2022)
	Z2テフラ	105.9	ST	星住ほか (2022)			
	Z3テフラ	106.2	ST	星住ほか (2022)			
	Z4テフラ	106.6	ST	星住ほか (2022)			
	Z5テフラ	107.1	ST	星住ほか (2022)			
	Z6テフラ	107.2	ST	星住ほか (2022)			
	Z7テフラ	107.8	ST	星住ほか (2022)			
	Z8テフラ	108.1	ST	星住ほか (2022)			
	Z9テフラ	108.4	ST	星住ほか (2022)			
	Z10テフラ	108.9	ST	星住ほか (2022)			
	Z11テフラ	109.0	ST	星住ほか (2022)	0.6	0.6	星住ほか (2022)
	Z12テフラ	109.3	ST	星住ほか (2022)			
	Z13テフラ	109.5	ST	星住ほか (2022)			
	Z14テフラ	109.7	ST	星住ほか (2022)			
	Z15テフラ	110.7	ST	星住ほか (2022)			
	Z16テフラ	110.9	ST	星住ほか (2022)			
	Z17テフラ	111.1	ST	星住ほか (2022)			
	Z18テフラ	111.5	ST	星住ほか (2022)			
	Z19テフラ	111.7	ST	星住ほか (2022)			
	Z20テフラ	112.0	ST	星住ほか (2022)			
	Z21テフラ	112.2	ST	星住ほか (2022)			
	Z22テフラ	112.5	ST	星住ほか (2022)			
	Z23テフラ	112.6	ST	星住ほか (2022)			
	Z2テフラ	112.7	ST	星住ほか (2022)			
	Z25テフラ	112.9	ST	星住ほか (2022)			
	Z26テフラ	113.1	ST	星住ほか (2022)			
	Z27テフラ	114.1	ST	星住ほか (2022)	0.2	0.2	星住ほか (2022)
	Z28テフラ	117.0	ST	星住ほか (2022)			
	Z29テフラ	127.0	ST	星住ほか (2022)			
Aso-3	阿蘇3火山灰 阿蘇3火砕流	133.0	ST	星住ほか (2024)	>30 >40	>70	星住ほか (2024)

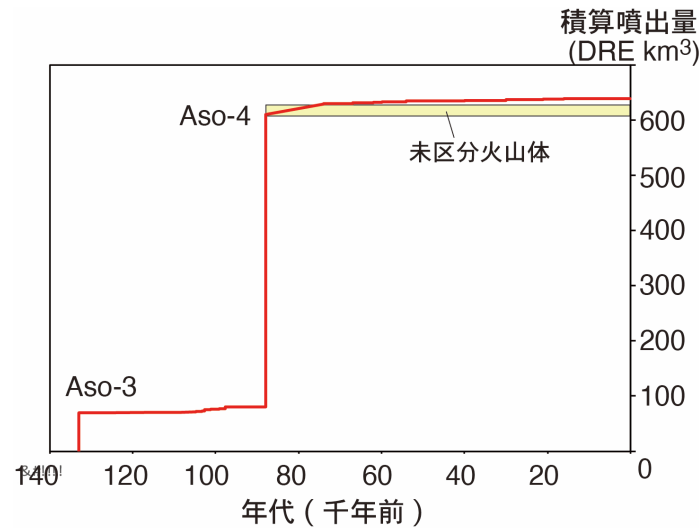


図 1.1-1 阿蘇カルデラのマグマ噴出量階段図

2) 始良カルデラ

本カルデラは九州南部の鹿児島湾奥に位置する約 20 km 四方の大型カルデラである。3 万年前に起きた大隅降下軽石と引き続く入戸火砕流の噴出で、カルデラが形成された。入戸火砕流から湧き上がった火山灰は始良丹沢テフラ (AT) として広く日本列島を覆っている (町田・新井, 2011; 宝田ほか, 2022)。カルデラ形成噴火の総マグマ噴出量は、380~430 DRE km³ と見積られる (表 1.1-2)。その始良カルデラの火山活動は、9.5~8.6 万年前の福山降下軽石の噴火まで遡り (長岡ほか, 2001)、約 6 万年前の岩戸テフラから流紋岩マグマの活動が始まった (Geshi et al., 2020)。後カルデラ期の火山活動は、カルデラ形成直後から始まり、カルデラの南縁に桜島火山 (古期北岳火山) を形成した。さらに、約 1.9 万年前に高野ベースサージ、約 1.3 万年前に新島火砕流の噴出が起きて始良カルデラの北東部海底に若尊カルデラが形成されている。その直後の 1.28 万年前にカルデラ南縁で後カルデラ期最大規模の桜島薩摩テフラの噴火 (4.6 DRE km³) が発生して、新时期北岳火山の活動が始まった。その後、約 4.8 千年前の桜島岳テフラの噴出を境に、噴出中心が北岳から南岳へと移動し、現在まで活動が継続している (小林ほか, 2013)。始良カルデラからの噴出物は、カルデラ周辺から宮崎市にかけての丘陵地に良く保存されており、先カルデラ期・後カルデラ期の活動の見落としはほとんどないものとみられる。表 1.1-2・図 1.1-2 の桜島火山テフラ群の噴火年代と噴出量の岩石換算体積は、Nishihara et al. (2022) により再整理している。

本カルデラでも、後カルデラ火山活動が活発でカルデラ形成直後から桜島火山や若尊カルデラを形成した噴火が頻発している。これに対して、入戸噴火によるカルデラ形成前の噴火頻度は小さく、岩戸噴火以降のマグマ噴出率は顕著に低い (図 1.1-2)。流紋岩マグマの噴出は、福山・岩戸噴火から始まったものの、入戸噴火の流紋岩マグマとは Sr-Nd-Pb 同位体比が異なり、入戸噴火と類似の流紋岩マグマは 3.6・3.4 万年前頃から溶岩流として噴出し始めた (Kuritani,

2023)．一方、桜島火山や若尊カルデラの珪長質マグマの化学組成は入戸マグマとは異なっている (Geshi et al., 2020)．従って、始良カルデラを形成した流紋岩マグマ溜まりは、入戸噴火で空になり、後カルデラ火山活動では起源物質の異なる新たなマグマ供給系が形成されたものとみられる。

表 1.1-2 始良カルデラの噴火履歴一覧

噴火	噴出物	年代 (ka)	Method	引用文献	体積 (km ³ , DRE)	総体積 (km ³ , DRE)	引用文献
昭和	昭和溶岩	0.004	AD	–	0.18	0.18	石原ほか (1981)
P1	大正溶岩 大正軽石	0.036-0.035	AD	–	1.34 0.11	1.50	石原ほか (1981) Nishihara et al. (2022)
P2	安永溶岩 安永軽石	0.171-0.168	AD	–	1.70 0.09	1.79	石原ほか (1981) Nishihara et al. (2022)
P3	文明溶岩 文明軽石	0.479-0.474	AD	–	0.49 0.21	0.70	石原ほか (1981) Nishihara et al. (2022)
–	中岳噴出物	0.75	14C	小林ほか (2013)	unknown	unknown	–
–	大平溶岩	1	GM	味喜・小林 (2016)	0.20	0.20	味喜・小林 (2016)
P4	長崎鼻溶岩 天平宝子軽石	1.186-1.184	AD	–	0.84 0.033	0.87	味喜・小林 (2016) Nishihara et al. (2022)
–	鼎髪川溶岩	3	GM	味喜・小林 (2016)	0.23	0.23	味喜・小林 (2016)
–	有村溶岩	3	GM	味喜・小林 (2016)	0.47	0.47	味喜・小林 (2016)
–	観音崎溶岩	3	GM	味喜・小林 (2016)	0.32	0.32	味喜・小林 (2016)
–	宮元溶岩	4	GM	味喜ほか (2012)	0.46	0.46	味喜・小林 (2016)
–	南岳噴出物	4.5-1.6	14C	奥野 (2002)	3.5	1.8	味喜・小林 (2016)
P5	岳火砕流	4.8	14C	Nishihara et al. (2022)	0.014	0.086	Nishihara et al. (2022)
P5	軽石				0.071		Nishihara et al. (2022)
P6	P6軽石	5.3	ST	Nishihara et al. (2022)	0.0087	0.0087	Nishihara et al. (2022)
P7	P7軽石	5.8	14C	Nishihara et al. (2022)	0.11	0.11	Nishihara et al. (2022)
P8	P8軽石	6.5	14C	奥野 (2002)	0.015	0.015	Nishihara et al. (2022)
P9	P9軽石	7.5	14C	奥野 (2002)	unknown	unknown	–
P10	P10軽石	7.7	14C	奥野 (2002)	unknown	unknown	–
P11	P11軽石	8.0	14C	奥野 (2002)	0.20	0.20	Nishihara et al. (2022)
P12	P12軽石	9.0	14C	奥野 (2002)	0.030	0.030	Nishihara et al. (2022)
P13	P13軽石	10.6	14C	奥野 (2002)	0.18	0.18	Nishihara et al. (2022)
–	北岳噴出物	11.0-9.0	14C	奥野 (2002)	8.8	8.8	Nishihara et al. (2022)
P14	薩摩軽石	12.8	14C	奥野 (2002)	4.6	4.6	Nishihara et al. (2022)
–	新島火砕流	13.0	14C	森脇ほか (2017)	3.5	3.5	Kano et al. (1996)
–	高野ベースサージ	19.1	14C	奥野 (2002)	unknown	unknown	–
P15	P15軽石	24	14C	奥野 (2002)	0.061	0.061	Nishihara et al. (2022)
P16	P16軽石	25	14C	奥野 (2002)	0.095	0.095	Nishihara et al. (2022)
P17	P17軽石	26	14C	奥野 (2002)	0.15	0.15	Nishihara et al. (2022)
AT	始良丹沢テフラ 入戸火砕流 大隈軽石	30	ST	Smith et al. (2013)	120 200-250 60	380-430	宝田ほか (2022) 宝田ほか (2022) Kobayashi et al. (1983)
–	毛梨野軽石	31	14C	奥野 (2002)	0.24	0.24	長岡ほか (2001)
–	深港軽石	32	14C	奥野 (2002)	4.5	4.5	長岡ほか (2001)
–	大塚軽石堆積物	34	14C	奥野 (2002)	0.54	0.54	長岡ほか (2001)
–	牛根溶岩	34	KAr	周藤ほか (2000)	unknown	unknown	–
–	清水溶岩	36	KAr	周藤ほか (2000)	0.02	0.02	第四紀火山カタログ
–	岩戸火砕流	60	ST	長岡ほか (2001)	14.7	14.7	長岡ほか (2001)
–	敷根溶岩	61	KAr	周藤ほか (2000)	1.3	1.3	長岡ほか (2001)
–	福山軽石	90	ST	長岡ほか (2001)	24	24	長岡ほか (2001)

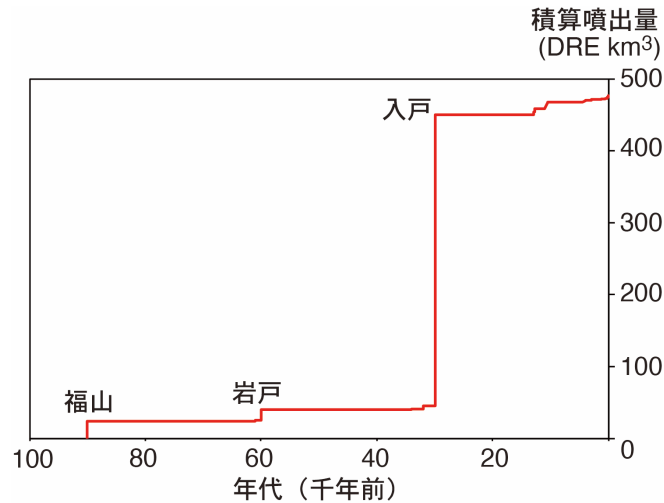


図 1.1-2 始良カルデラのマグマ噴出量階段図

3) 十和田カルデラ

本カルデラは、東北地方北部にある一辺が約 11 km のほぼ正方形をなすカルデラである。カルデラの南東部には後カルデラ期に形成された小型のカルデラ（中湖）が位置しており、二重のカルデラ地形が特徴的である。十和田カルデラ自体は、エピソード N（約 3.6 万年前）と L（約 1.57 万年前）の 2 回の火砕流噴火、すなわち大不動火砕流（17.9 DRE km³）と八戸火砕流（20.3 DRE km³）の噴出で形成されている（表 1.1-3）。約 6 万年前のエピソード Q（奥瀬火砕流）以降の噴出物は、十和田カルデラから上北平野にかけての丘陵地に良く保存されており、ほとんど見落としのないものとみられる。後カルデラ期の火山活動はエピソード L の直後から高頻度で繰り返され、最新の 915 年の十和田 A テフラ噴火へと至っている。なお、表 1.1-3 は工藤（2023）の噴火年代と噴出量の岩石換算体積を元に作成し直した。

本カルデラでは、エピソード L 八戸火砕流噴火以降の高いマグマ噴出率とは対照的に、エピソード L-N 間とエピソード N 大不動火砕流噴火直前のマグマ噴出率は低調である（図 1.1-3）。すなわち、VEI6 クラスの巨大噴火の前にも、明瞭な噴火活動の低下が確認できる。また、本カルデラ噴出物化学組成の時間変化をみると、エピソード Q と P の間で大きな変動があり、Zr/Th 比の低下や Sr 同位体比の上昇が顕著で、マグマ供給系の変化により地殻由来マグマに富むようになったと解釈されている（Yamamoto et al., 2018）。特に高い Sr 同位体比は、マントル由来物質だけでは説明不可能である。その一方で、エピソード N に向けマグマ噴出率が低下したことは、地殻由来マグマが地下に蓄積し続けたことを意味している。

表 1.1-3 十和田カルデラの噴火履歴一覧

噴火	噴出物	年代 (ka)	引用文献	体積 (km ³ , DRE)	総体積 (km ³ , DRE)	引用文献
A	毛馬内火砕流 大湯テフラ3 大湯テフラ2 大湯テフラ1	1.035	早川・小山 (1998)	1.8 0.04 0.21 0.21	2.27	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
B	惣部火山灰 迷ヶ平軽石	2.7	工藤・佐々木 (2007)	0.32 0.04	0.35	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
C	宇樽部火山灰 金ヶ沢軽石 中瀬軽石	5.9	McLean <i>et al.</i> (2018)	0.59 0.32 1.60	2.52	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
D'	御倉山溶岩 戸来火山灰	7.5	工藤・佐々木 (2007)	0.22 0.10	0.32	工藤 (2023) 工藤 (2010a)
D	中ノ沢火山灰 小国軽石	8.2	工藤・佐々木 (2007)	0.08 0.08	0.16	工藤 (2010a) Hayakawa (1985)
E	貝守火山灰 南部軽石	9.2	工藤 (2008)	0.15 0.39	0.54	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
F	柵山火山灰 夏坂スコリア	10.2	工藤 (2008)	0.14 0.23	0.36	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
G	新郷軽石	11	工藤 (2008)	0.10	0.10	Hayakawa (1985)
-	御門岩溶岩	11.7-2.7	工藤 (2010b)	0.013	0.013	工藤 (2010b)
H-K	二の倉スコリア	15.7-11.7	工藤 (2008)	1.82	4.42	久利・栗田 (2003)
-	中山崎溶岩	15.7-11.7	工藤 (2008)	2.60		Hayakawa (1985)
L	八戸火砕流 八戸降下テフラ6 八戸降下テフラ5 八戸降下テフラ4 八戸降下テフラ3 八戸降下テフラ2 八戸降下テフラ1	15.7	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)	16.0 0.65 0.93 0.34 0.16 0.08 2.18	20.3	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
M	雲井火砕流 カラタマ沢軽石 米田テフラ2 米田テフラ1	21	工藤 (2022)	0.3 0.3 2.2 0.02	2.86	工藤 (2022) 工藤 (2022) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
N	大不動火砕流 切田テフラ4 切田テフラ3 切田テフラ2 切田テフラ1	36	小岩ほか (2007)	16.0 1.66 0.17 0.02 0.02	17.9	Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985) Hayakawa (1985)
O	合同テフラ	54	工藤 (2023)	1.10	1.10	工藤 (2023)
-	T-25テフラ	55	工藤 (2023)	0.18	0.18	工藤 (2023)
P	キビダンゴテフラ	58	Ito <i>et al.</i> (2017)	0.84	0.84	工藤 (2023)
Q	奥瀬火砕流 レッドバミステフラ	61	Ito <i>et al.</i> (2017)	4.0 1.58	5.58	Hayakawa (1985) 工藤 (2023)
-	T-22テフラ	69	工藤 (2023)	0.06	0.06	工藤 (2023)
R	SPテフラ	77	工藤 (2023)	0.48	0.48	工藤 (2023)
S	オコシIテフラ	80	工藤 (2023)	0.72	0.72	工藤 (2023)
-	オコシIIテフラ	82	工藤 (2023)	1.06	1.06	工藤 (2023)
-	QPテフラ	85	工藤 (2023)	0.37	0.37	工藤 (2023)
T	T-17テフラ	86	工藤 (2023)	0.29	0.29	工藤 (2023)
U	青スジテフラ	88	工藤 (2023)	1.92	1.92	工藤 (2023)
-	T-15テフラ	91	工藤 (2023)	0.15	0.15	工藤 (2023)
V	カステラ14テフラ	95	工藤 (2023)	1.04	1.04	工藤 (2023)
V	カステラ13テフラ	96	工藤 (2023)	1.04	1.04	工藤 (2023)
-	Sc2テフラ	99	工藤 (2023)	0.35	0.35	工藤 (2023)
-	Sc1テフラ	105	工藤 (2023)	0.13	0.13	工藤 (2023)
-	ザラメ2テフラ	110	工藤 (2023)	0.29	0.29	工藤 (2023)
X	ザラメ1テフラ	120	工藤 (2023)	0.23	0.23	工藤 (2023)
-	T-6テフラ	140	工藤 (2023)	0.61	0.61	工藤 (2023)
-	T-5テフラ	149	工藤 (2023)	0.34	0.34	工藤 (2023)
-	T-4テフラ	158	工藤 (2023)	1.56	1.56	工藤 (2023)
-	TE9テフラ	161	工藤 (2023)	-	-	-
-	オレンジテフラ	166	工藤 (2023)	1.16	1.16	工藤 (2023)
-	T-3-1テフラ	172	工藤 (2023)	0.17	0.17	工藤 (2023)
-	TE7テフラ	180	工藤 (2023)	0.50	0.50	工藤 (2023)
-	ヌカミソテフラ	184	工藤 (2023)	0.64	0.64	工藤 (2023)

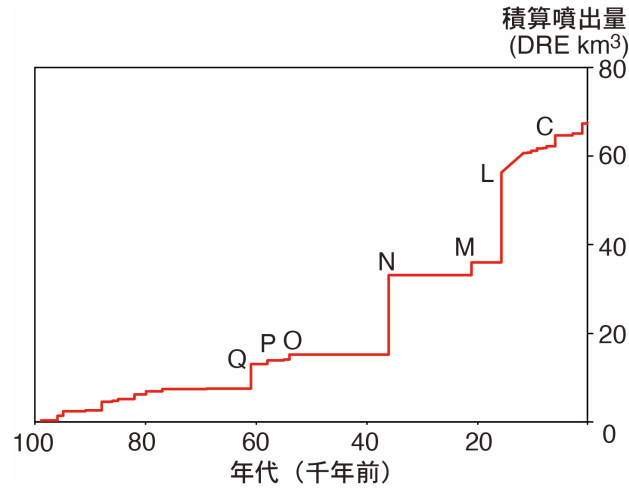


図 1.1-3 十和田カルデラのマグマ噴出量階段図

(2) マグマ溜まりの成長モデル

昨年度報告書でレビューしたように Degruyter & Huber (2014) は、新しいマグマが注入されたときのマグマ溜まりの熱力学的状態（圧力、温度、ガス、結晶含有量）の変化に着目した理想化モデルを提示している。このモデルでは、マグマ溜まりは体積 V の均質な球体とみなし、常に球体のままであると仮定されている。これにより、溜まり内を単一の圧力 P 、温度 T 、メルト・ガス・結晶の体積分率 ρX で記述し、溜まり内の圧力上昇と溜まり周辺の温度場を時間の関数として解析的に表現している。メルト相・ガス相・結晶相は熱力学的に平衡であると仮定され、i) 物質注入（一定速度を仮定）、ii) 結晶化、iii) 脱ガス、iv) 冷却、v) 粘性緩和、vi) 噴火の過程が考慮されている。計算では、i) 全質量保存、ii) 水量の保存、iii) 全エンタルピー保存を解くことにより、独立変数 P 、 T 、 ρX の時間発展が求められている。結果を考察する上で重要な時間スケールは、マグマ注入時間スケール、マグマ溜まり冷却時間スケール、母岩粘性緩和時間スケールで、初期条件から次のように定義される。

$$\tau_{in} \text{ (注入時間スケール)} = \rho_0(\text{密度}) \times V_0 \text{ (溜まり体積)} / M_{in}(\text{質量注入率})$$

$$\tau_{cool} \text{ (冷却時間スケール)} = R_0^2 \text{ (溜まり半径)} / \kappa \text{ (熱伝達率)}$$

$$\tau_{relax} \text{ (粘性緩和時間スケール)} = \eta_r \text{ (地殻の粘性)} / \Delta P_c \text{ (臨界加圧)}$$

Degruyter & Huber (2014) の重要な成果は、噴火の頻度が注入、冷却、粘性緩和のタイムスケールに依存することを示し、これらのタイムスケールと噴火頻度を関連付けるスケールリング則を開発したことにある。上記の 3 つのタイムスケールから、2 つの独立した無次元量を特定することができる。

$$\theta_1 = \tau_{cool} / \tau_{in}$$

$$\theta_2 = \tau_{relax} / \tau_{in}$$

θ_1 はマグマ注入による熱供給と地殻への伝導による熱損失の比であり、ペクレ数として捉えることができる。また、 θ_2 は粘性緩和時間尺度と注入時間尺度の比で、デボラ数とし

て捉えることができる．さらに Townsend et al. (2019) は, Degruyter & Huber (2014) のモデルをマグマ揮発性成分相 (MVP) の存在を考慮した系に拡張している．MVP の高い圧縮性は, 浅いマグマ溜りからの噴出頻度を減少させるが, 噴出サイズを増加させると予想され, この競合が最終的にどのようにしてマグマ溜まりの長期成長と安定性に影響を与えるかを検討した．その結果, マグマ注入の時間スケールがマグマ溜まり冷却の時間スケールに比べて短く ($\theta_1 > 1$), 地殻の粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールと同程度 ($\theta_2 \sim 1$) のときに成長が最適化されることが示された．この効率的な成長領域では, 粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールよりも短い場合 ($\theta_2 < 1$), 噴火は起こらず, 供給されたマグマはすべてマグマ溜まり内に貯蔵される．粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールより長い場合 ($\theta_2 > 1$), 成長に伴って複数の火山噴火が発生する．つまり, マグマ溜まりが小さいうちは成長速度が遅く ($\sim 10^{-4} \text{ km}^3/\text{年}$), マグマ溜まりが大きくなるにつれて非線形的に成長することになる (図 1.1-4)．

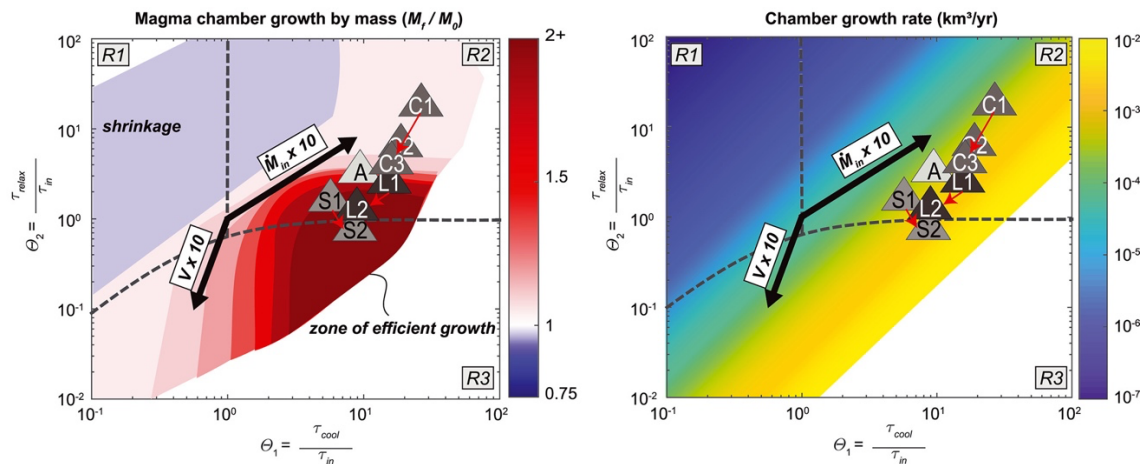


図 1.1-4 マグマ溜まりの成長レジーム空間における θ_1 (マグマ溜まり冷却の時間スケール／マグマ注入の時間スケール) と θ_2 (地殻の粘性緩和の時間スケール／マグマ注入の時間スケール) の軌跡 (Townsend et al., 2019)．

太い黒矢印はモデルパラメータに関連する不確実性を示し, 矢印の長さとはマグマ溜まりの容積 (V) やマグマ注入速度 (M_{in}) が 1 桁違えば, レジーム空間でどのように変化するかを示している．左図: 水 5 wt% の場合のマグマだまりの成長 (最終マグマ質量 M_t / 初期マグマ質量 M_0)．右図: 水 5 wt% の場合のマグマ溜まり成長率 ($\text{km}^3/\text{年}$)．三角形は, ラグナ・デル・マウレ (L1=後氷期初期, L2=完新世), カンピ・フレグレイ (C1=第 1 期, C2=第 2 期, C3=第 3 期), サントリーニ島 (S1=ミノア噴火後, S2=ミノア噴火前), 阿蘇山 (A) の火山システムを表す．マグマ注入の時間スケールがマグマ溜まり冷却の時間スケールに比べて短く ($\theta_1 > 1$), 地殻の粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールと同程度 ($\theta_2 \sim 1$) のときにマグマ溜まりの成長が最適化されることが示された (右図の濃い赤色部分)．マグマ溜まりが小さいうちは成長速度が遅く ($\sim 10^{-4} \text{ km}^3/\text{年}$), マグマ溜まりが大きくなるにつれて非線形的に成長することになる (左図)．

原子力施設の運用期間中（数 10 年オーダー）での将来の巨大噴火については、地殻上部に巨大なマグマ溜まりがないのであれば、上記の最近の検討結果からほぼ否定できる。すなわち、 10 km^3 に満たないような小さなマグマ溜まりを数十年で数 $10 \sim$ 数 100 km^3 の体積まで急成長させるのには、 $10^0 \text{ km}^3/\text{年}$ 以上の非常に大きな成長速度が必要となる。しかし、この値は解析で示された最大値よりも 2 桁以上大きく、現実的なものではない。もとのマグマ溜まりが小さい場合は、期待される成長率がより小さくなる（図 1.1-4 の V の 10 倍矢印を反対に読む）ので、乖離はさらに大きい。また、図 1.1-4 では、マグマの注入速度（ M_{in} ）が 10 倍大きくなった場合が矢印で示されているが、注入速度の増大に応じてマグマ溜まりが大きく成長するわけではない。将来、仮に急激にマグマ注入速度が大きくなったとしても、その分が高い頻度で外に噴出してしまうため、マグマ溜まりの成長には大きく寄与しない。

（3）カルデラ火山のマグマ溜まり成長パラメーター

昨年度報告書でレビューしたようにカルデラ形成巨大噴火がカルデラサイクルの単輪廻の終焉であり、後カルデラ期火山活動が新たな多輪廻の開始であるとの考え方（Bouvet de Maisonneuve et al., 2021）は、国内のカルデラ噴火事例とも整合的である。特にカルデラ形成噴火マグマと後カルデラ期マグマの化学組成の不一致は、阿蘇・始良・鬼界カルデラなどで確認されている（Miyoshi et al., 2012 ; Geshi et al., 2020 ; Tatsumi et al., 2018 ; Hamada et al., 2023）。これらの観測事実は、カルデラ形成噴火で地殻内の珪長質マグマ溜まりが空になり、後カルデラ期の開始時にマグマ供給系が一旦リセットされたことを示唆している。従って、カルデラ形成噴火の噴出マグマの量は、噴火直前のマグマ溜まりのマグマ量（ V ）と同じと近似できよう。また、カルデラ形成噴火を起こしたマグマ溜まりの形成開始時期は先行噴火履歴から絞り込みが可能であるので、最初の先行噴火からカルデラ形成噴火間に一定の率でマグマ注入があったものと仮定して、 M_{in} を推定することができ、 V と M_{in} から τ_{in} が導かれる。また、マグマ量 V のマグマ溜まりを球と仮定したときの R と母岩の熱伝達率 κ （ $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ）から τ_{cool} が導かれる。 τ_{relax} は、Townsend et al. (2019)に従い $\eta_r = 10^{19} \text{ Pa s}$ 、臨界加圧 $\Delta P_c = 20 \text{ MPa}$ を採用する。

1) 阿蘇カルデラ

阿蘇 4 噴火の総マグマ噴出量 $320 \sim 740 \text{ DRE km}^3$ をマグマ溜まりのマグマ量とし、Z9（約 10.8 万年前）噴火から珪長質マグマの蓄積が始まったとすると（表 1.1-1）、阿蘇 4 噴火直前のマグマ溜まり成長パラメーターは次の値になる。

$$\tau_{in} \text{ (注入時間スケール)} = 20.3 \sim 20.6 \text{ 千年}$$

$$\tau_{cool} \text{ (冷却時間スケール)} = 600.3 \sim 1049.8 \text{ 千年}$$

$$\theta_1 = \tau_{cool} / \tau_{in} = 29.6 \sim 50.9$$

$$\theta_2 = \tau_{relax} / \tau_{in} = 0.78 \sim 0.79$$

この値は、マグマ溜まりの成長レジーム空間において、冷却の時間スケールが注入の時間

スケールよりも大きく、かつ緩和の時間スケールは注入の時間スケールよりも小さいため、地殻の粘性緩和によってマグマ溜まりの加圧がバランスされる。従って、噴火は起きないと予測され、大量のマグマ注入と噴火によるマグマ量の損失がないことの組合せにより、著しいマグマ溜まり質量の増加がある (Degruyter & Huber, 2014)。すなわち、マグマ溜まりの急成長が可能な領域であり、求められた値は巨大噴火直前のマグマ溜まりとして矛盾のないものである。一方、後カルデラ期の値については、Miyabuchi (2009; 2011) のマグマ噴出率と Hata et al. (2016) の三次元 MT 探査結果から推定されたマグマ体積から

$$\theta_1 = \tau_{\text{cool}} / \tau_{\text{in}} = 10.0$$

$$\theta_2 = \tau_{\text{relax}} / \tau_{\text{in}} = 3.9$$

と見積られている (図 1.1-4 の A ; Townsend et al., 2019)。この領域では冷却の時間スケールは注入の時間スケールより大きく、マグマ注入の時間スケールは緩和の時間スケールよりも小さいため、地殻はマグマ溜まりの加圧に対して弾性的に反応する。その結果、噴火が頻発することになる。この挙動は、比較的小さなマグマ溜まりと大きな質量注入に関連するものであり (Degruyter & Huber, 2014)、噴火の頻発する現在の阿蘇火山の状況と合致する。推定された後カルデラ期のマグマ注入率 ($1.5 \text{ km}^3/\text{千年}$) は、阿蘇 4 噴火前の平均マグマ注入率 ($15.8 \sim 35.9 \text{ km}^3/\text{千年}$) よりも一桁小さい値である。

2) 始良カルデラ

入戸噴火の総マグマ噴出量 $380 \sim 430 \text{ DRE km}^3$ をマグマ溜まりのマグマ量とし、岩戸 (約 6 万年前) 噴火直後から珪長質マグマの蓄積が始まったとすると (表 1.1-2)、入戸噴火直前のマグマ溜まり成長パラメーターは次の値になる。

$$\tau_{\text{in}} (\text{注入時間スケール}) = 29.6 \sim 29.7 \text{ 千年}$$

$$\tau_{\text{cool}} (\text{冷却時間スケール}) = 673.2 \sim 731.0 \text{ 千年}$$

$$\theta_1 = \tau_{\text{cool}} / \tau_{\text{in}} = 22.7 \sim 24.5$$

$$\theta_2 = \tau_{\text{relax}} / \tau_{\text{in}} = 0.54$$

この値は、阿蘇 4 噴火と同様に、マグマ溜まりの急成長が可能な領域にあり、求められた値は巨大噴火直前のマグマ溜まりとして矛盾のないものである。一方、後カルデラ期の値については、為栗ほか (2022) が地震波速度構造解析から求めた始良カルデラ下のマグマ体積 (18 km^3) と Yamasaki et al. (2022) の地殻粘弾性モデルによる桜島火山大正噴火以降のマグマ注入率 ($7.7 \text{ km}^3/\text{千年}$) を用いて

$$\theta_1 = \tau_{\text{cool}} / \tau_{\text{in}} = 37.7$$

$$\theta_2 = \tau_{\text{relax}} / \tau_{\text{in}} = 6.8$$

と見積られている。阿蘇カルデラと同様に、この値の領域では、地殻はマグマ溜まりの加圧に対して弾性的に反応して噴火が頻発することになる。入戸噴火前のマグマ注入率は、平均で $12.8 \sim 14.5 \text{ km}^3/\text{千年}$ と、現在の推定値よりも倍程度大きい。

3) 十和田カルデラ

八戸噴火 (L) の総マグマ噴出量 20.3 DRE km^3 をマグマ溜まりのマグマ量とし、大不動 (N: 約 3.6 万年前) 噴火直後から珪長質マグマの蓄積が始まったとすると (表 1.1-3), 八戸噴火直前のマグマ溜まり成長パラメーターは次の値になる.

$$\tau_{\text{in}} (\text{注入時間スケール}) = 17.8 \text{ 千年}$$

$$\tau_{\text{cool}} (\text{冷却時間スケール}) = 95.6 \text{ 千年}$$

$$\theta_1 = \tau_{\text{cool}} / \tau_{\text{in}} = 5.37$$

$$\theta_2 = \tau_{\text{relax}} / \tau_{\text{in}} = 0.90$$

また、大不動噴火 (N) の総マグマ噴出量 17.9 DRE km^3 をマグマ溜まりのマグマ量とし、奥瀬 (Q: 約 6.1 万年前) 噴火直後から珪長質マグマの蓄積が始まったとすると、大不動噴火直前のマグマ溜まり成長パラメーターは次の値になる.

$$\tau_{\text{in}} (\text{注入時間スケール}) = 22.3 \text{ 千年}$$

$$\tau_{\text{cool}} (\text{冷却時間スケール}) = 87.7 \text{ 千年}$$

$$\theta_1 = \tau_{\text{cool}} / \tau_{\text{in}} = 3.92$$

$$\theta_2 = \tau_{\text{relax}} / \tau_{\text{in}} = 0.72$$

両カルデラ噴火の値は、阿蘇 4 噴火と同様に、マグマ溜まりの急成長が可能な領域にあり、求められた値は巨大噴火直前のマグマ溜まりとして矛盾のないものである. 一方、後カルデラ期の値については、地球物理学的な探査等でマグマ溜まりの大きさに関する情報が報告されていないため、求めることができない.

(4) 阿蘇 4 噴火に先行したマグマ組成の時間変化

昨年度報告書でレビューしたように Bouvet de Maisonneuve et al. (2021) は、単輪廻カルデラと多輪廻カルデラに共通する大規模爆発噴火に至るまでの一連のプロセス・サイクルを経て、カルデラ下のマグマ系が進化していることを主張している. このサイクルは、1) 陥没前の活動期 (潜伏期, 成熟期), 2) カルデラ形成巨大噴火, 3) 陥没後の回復 (再興, 再噴火, その後の成熟) あるいは輪廻の停止から構成されている. 国内のカルデラ火山をこの枠組みに当てはめることで、提案された枠組みの頑健性を検証し、カルデラサイクルの期間や各フェーズを制御する要因についての理解を深め、システムの状態を特徴づける岩石学, 地球物理学, 不安定の兆候を精緻化することが可能かどうか、阿蘇カルデラ噴出物を対象に検討を行った. 具体的には阿蘇 3 火砕流と阿蘇 4 火砕流の間にある阿蘇 4/3 間テフラと呼ばれる多数の降下火砕物 (星住ほか, 2022) から本質物質を採取し、全岩化学組成分析を行い、マグマ組成の時間変化を評価した. 主成分化学組成については過年の本委託研究で実施済みであるが、今年度は微量成分化学組成に注目して考察を行っている.

1) 分析手法

阿蘇 4/3 間テフラのうち、下位から Z29, Z28, Z27, Z20, Z15, Z6, Z2, M, L, K, J, I,

H, G, F, E, D, C, A, Y 降下火砕堆積物から複数の本質火山礫（軽石・スコリア）を採取し、全岩化学組成分析を実施した。試料は純水で洗浄後、変質の進んだ外側を削り落とし、残った中心部分を濁りがなくなるまで純水中で超音波洗浄している。試料乾燥後、手選別で合計約 5 g を集めて分析用試料とし、自動めう乳鉢で微粉末化している。粉碎試料の主及び微量成分分析は、カナダの Activation Laboratories 社に依頼した。主成分分析は、メタホウ酸リチウムと四ホウ酸リチウムのフラックスと混合した試料を、誘導炉で熔融後、直ちに内部標準物質を含む 5% 濃度の硝酸溶液に注入・混合され、これが ICP で測定されている。微量成分分析は、この融解試料を希釈して ICP-MS で測定されている。校正は、14 種類の USGS および CANMET 認証標準物質を用いて実施された。

2) 分析結果

分析対象は発泡の良い軽石やスコリアで、水和を受けた火山ガラスを主体とすることから、分析値の灼熱減量は 3.4～11.6 wt% と相当大きい。水和による変質、特にアルカリ元素の溶脱の影響を確認するため、アルミナ飽和度 ($ASI = [Al]/[Ca+Na+K]$) をその指標とした。図 1.1-5 では灼熱減量と ASI に正の相関が確認でき、水和量が多いほどアルカリ元素の溶脱量が多いことが明確である。また、灼熱減量が 8.0 wt% を超えると ASI が大きく分散するので、8.0 wt% を超える分析値は考察の対象外とする。次に水和と微量成分元素の溶脱の影響を確認するため、元素の挙動がよく似た K と Rb の比と Ca と Sr の比の灼熱減量に対する変化を確認した。珪長質の軽石に注目すると灼熱減量に対して K/Rb 比と Ca/Sr 比はほとんど変化していない（図 1.1-5）。したがってこれらの元素比は水和によるアルカリ元素の溶脱で大きく変化していないと判断できる。

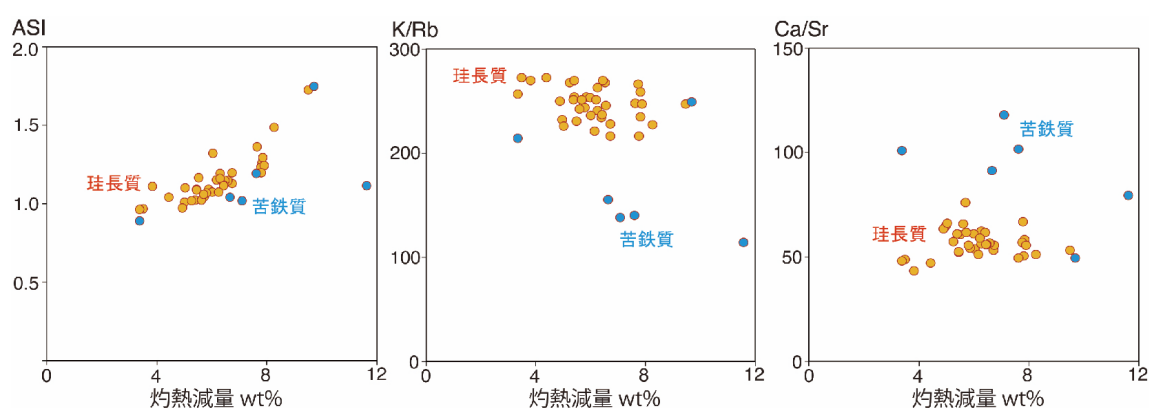


図 1.1-5 阿蘇 4/3 間テフラの全岩化学組成分析値
灼熱減量に対するアルミナ飽和度 (ASI), K/Rb 比, Ca/Sr 比の分布

3) マグマ組成の時間変化

阿蘇 3 噴火から阿蘇 4 噴火へと至るサイクルの中で、マグマの化学組成にどのような変化が起きたのかを捉えるため、時間軸に沿って組成値をプロットした(図 1.1-6)。 SiO_2 量の時間変化については、既に星住ほか(2022)が明らかにしているように、阿蘇 3 噴火直後から玄武岩～玄武岩質安山岩スコリア噴火(Z29～Z15)があった後、Z9(約 10.8 万年前)からデイサイト質軽石噴火へと変化している。この変化は急激で、阿蘇 4 噴火に向かって SiO_2 量が再び減少することはなかった。デイサイトの K/Rb 比は阿蘇 4 噴火まで変化せず、Z9 噴火から同源の珪長質マグマの蓄積が始まったとの考えと矛盾しない。一方で、 Ca/Sr 比は Z9 噴火から阿蘇 4 噴火に向かって時間とともに減少する傾向が顕著である。このような明瞭な変化は Ca/Sr 比に特徴的に認められ、他の微量成分元素比では K/Rb 比と同様に大きく変化していない。

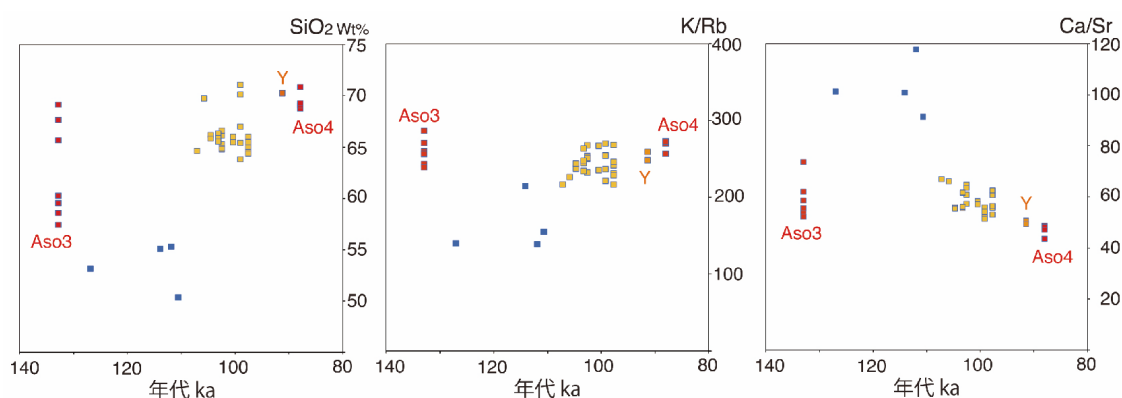


図 1.1-6 阿蘇 3 噴火から阿蘇 4 噴火に至る全岩化学組成の時間変化

4) 組成変化の解釈

主成分元素の SiO_2 量や微量成分の K/Rb 比が大きく変化しない条件で、 Ca/Sr 比が変化する原因としては、斜長石の結晶分別の仕方の違いが考えられる。すなわち、 K や Rb は斜長石に対してほとんど分配されないため結晶分別でその比が変化しないが、 Sr は斜長石に入り易い元素であるため、斜長石の晶出条件の違いが Ca/Sr 比の変化として現れ易い。平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費(火山影響評価に係る技術的知見の整備)事業では、阿蘇火山噴出物を対象として Rhyolite-MELTS を用いた相平衡計算を行い、斜長石の晶出温度が含水量に大きく依存し、含水量の増加が斜長石の晶出温度を低下させることが示されている。すなわち、結晶分化において斜長石の晶出が遅れるほど残液の Sr 濃度が Ca 濃度に対して高くなるので、 Ca/Sr 比は減少しよう。従って、 Ca/Sr 比が時間と共に減少する

変化は、マグマ溜まりにおける含水量の増加を反映したものと考えることが出来る。Keller et al. (2023) は同じ阿蘇 4/3 間テフラ中のアパタイト斑晶の F-Cl-OH 分配から、Y 噴火以前の珪長質マグマが水に不飽和状態であったこと、Y 噴火ではマグマ溜まりに水に富むマグマ揮発相が存在することを示している。この結果は、今回明らかになった全岩試料の Ca/Sr 比変化と整合的で、Z9 噴火から始まった珪長質マグマ溜まりの成長が Y 噴火を境に成熟期から発酵期 (Bouvet de Maisonneuve et al., 2021) へと至ったことを示唆している。

阿蘇 4/3 間テフラの化学組成時間変化との比較のため、阿蘇 4 噴火以降の後カルデラ期噴出物化学組成の同様の時間変化を図 1.1-7 に示した。この図は、三好ほか (2005) の分析値を、Miyoshi et al. (2012) の K-Ar 年代値でプロットし直したものである。K/Rb 比は阿蘇 4/3 間テフラと後カルデラ期噴出物で大きく変わらず、マグマの給源物質組成に大きな変化はないものと判断できる。一方で、期間を通じて SiO₂ 量や Ca/Sr 比が大きく分散し、阿蘇 4/3 間テフラのような一方向に向かう単純な組成変動の傾向は認められない。阿蘇 4/3 間テフラに記録された一方向の組成変化は阿蘇 4 噴火を起こす巨大マグマ溜まりの成長を示すものであるのに対して、後カルデラ期の組成変化は単一巨大マグマシステムではなく、小規模で短寿命のマグマ供給系が複数存在したことに由来する可能性がある。

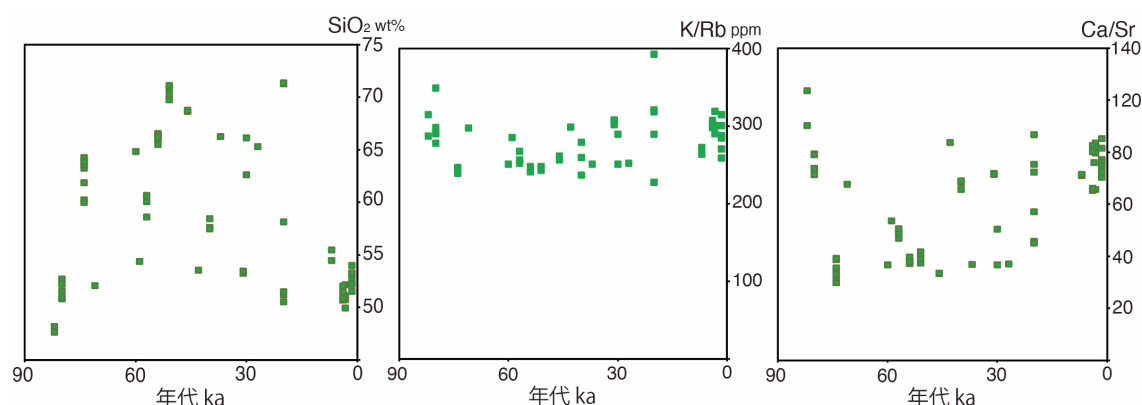


図 1.1-7 阿蘇 4 噴火後の全岩化学組成の時間変化
三好ほか(2005)の分析値を表 1.1-1 の年代値でプロットし直した。

(5) まとめ

今年度は、昨年度に実施したカルデラ火山のマグマ供給系の時間発展に関する近年の知見レビューの国内の事例への適用性を検討した。カルデラ形成巨大噴火がカルデラサイクルの単輪廻の終焉であり、後カルデラ期火山活動が新たな多輪廻の開始であるとの考え方 (Bouvet de Maisonneuve et al., 2021) は、国内のカルデラ噴火事例とも整合的である。また、Degruyter & Huber (2014) と Townsend et al. (2019) が開発した熱力学的状態 (圧力、温度、ガス、結晶含有量) の変化に着目したマグマ溜まり理想化モデルは、巨大マグマ

溜まりの形成に最適条件があることを示し、その成長速度を示した点で重要である。モデルが示すマグマ溜まりパラメータは、噴火実績から推定される始良カルデラ入戸噴火前、阿蘇カルデラ阿蘇 4 噴火前、十和田火山大不動・八戸噴火前のマグマ溜まり条件をよく説明する。すなわち、いずれのケースでも、数値モデリングで示されたマグマ溜まりの加速度的成長が可能な最適条件にあった可能性がある。一方、地球物理観測で推定される現在の始良・阿蘇カルデラ地下のマグマ溜まりの条件では、今後マグマ注入量が急増したとしても、マグマ溜まりが加速度的に急成長することは難しい。また、阿蘇 4 噴火前の阿蘇 4/3 間テフラ群の全岩化学組成分析を実施し、斜長石分別の指標である Ca/Sr 比が阿蘇 4 噴火に向かって連続的に変化することを確認した。斜長石の晶出温度は含水量に依存するので、この比の変化は、破局噴火前にマグマ溜まり内の含水量が徐々に高くなったことを示すものと解釈できる。すなわち、阿蘇 4 噴火の約 3 千年前の Y 噴火時には、破局噴火の兆候があったことになる。

引用文献

- Bouvet de Maisonneuve, C., Forni, F., & Bachmann, O. (2021). Magma reservoir evolution during the build up to and recovery from caldera-forming eruptions – A generalizable model? *Earth-Science Reviews*, 218. doi:10.1016/j.earscirev.2021.103684
- Degruyter, W., & Huber, C. (2014). A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 117-130. doi:10.1016/j.epsl.2014.06.047
- Geshi, N., Yamada, I., Matsumoto, K., Nishihara, A., & Miyagi, I. (2020). Accumulation of rhyolite magma and triggers for a caldera-forming eruption of the Aira Caldera, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 82(6). doi:10.1007/s00445-020-01384-6
- Hamada, M., Hanyu, T., McIntosh, I. M., Tejada, M. L. G., Chang, Q., Kaneko, K., . . . Yoshida, K. (2023). Evolution of magma supply system beneath a submarine lava dome after the 7.3-ka caldera-forming Kikai-Akahoya eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 434. doi:10.1016/j.jvolgeores.2022.107738
- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., Utsugi, M. (2016) Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. *Geophysical Research Letters* 43, 10,720-710,727.
- Hata, M., Matsushima, N., Takakura, S., Utsugi, M., Hashimoto, T., Uyeshima, M. (2018) Three-Dimensional Electrical Resistivity Modeling to Elucidate the Crustal Magma Supply System Beneath Aso Caldera, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 6334-6346.

- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic Geology of Towada Volcano. 東京大学地震研究所彙報 60, 507-592.
- 早川由紀夫, 小山真人 (1998) 日本海をはさんで 10 世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日 : 十和田湖と白頭山. 火山 43, 403-407.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest : a pilot study. *Radiocarbon*, 49.1123-1132.
- 星住英夫, 宮縁育夫, 宮城磯治, 下司信夫, 宝田晋治 (2022) 阿蘇火山, 阿蘇4/3降下テフラ群の層序と噴火活動史—阿蘇4火砕流噴火への準備過程—. 火山 67, 91-112.
- 星住英夫, 宝田晋治, 宮縁育夫, 宮城磯治, 山崎 雅, 金田泰明, 下司信夫 (2023) 阿蘇カルデラ阿蘇 4 火砕流堆積物分布図. 大規模火砕流分布図, no. 3. 産総研地質調査総合センター.
- 星住英夫, 宝田晋治, 宮縁育夫, 宮城磯治, 山崎 雅, 金田泰明, 下司信夫 (2024) 阿蘇カルデラ阿蘇3火砕流堆積物分布図. 大規模火砕流分布図 No.4, 産総研地質調査総合センター.
- 石原和弘, 高山鉄朗, 田中良和, 平林順一 (1981) 桜島火山の溶岩流 (1) -有史時代の溶岩流の容積-. 京都大学防災研究所年報 24 (B-1), 1-10.
- 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.
- Kano, K., Yamamoto, T., Ono, K. (1996) Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71, 187-206.
- Keller, F., Popa, R.G., Allaz, J., Bovay, T., Bouvier, A.S., Geshi, N., Miyakawa, A., Bachmann, O. (2023) Variations in water saturation states and their impact on eruption size and frequency at the Aso supervolcano, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 622. DOI: 10.1016/j.epsl.2023.118400
- 小林哲夫, 味喜大介, 佐々木 寿, 井口正人, 山元孝広, 宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図. 火山地質図 1, 地質調査総合センター.
- Kobayashi, T., Hayakawa, Y., Aramaki, S. (1983) Thickness and Grain-size Distribution of the Osumi Pumice Fall Deposit from the Aira Caldera. *Bulletine of Volcanological Society of Japan* 28, 129-139.
- 小岩直人, 芝 正敏, 葛西優貴 (2007) 青森県屏風山砂丘地帯, 館岡層中の十和田大不動テフラの AMS¹⁴C 年代. 第四紀研究, 46, 437-441.
- 工藤 崇 (2008) 十和田火山, 噴火エピソード E 及び G 噴出物の放射性炭素年代. 火山 53, 193-199.

- 工藤 崇 (2010a) 十和田火山,御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山 55, 89-107.
- 工藤 崇 (2010b) 十和田火山、御門石溶岩ドームの形成時期に関する考察. 地質調査研究報告 61, 477-484.
- 工藤 崇 (2022) 十和田火山, 噴火エピソード M の噴出物層序と噴火推移. *The Journal of the Geological Society of Japan* 128, 109-127.
- 工藤 崇 (2023) 十和田火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査研究報告, 74, 133-153.
- 工藤 崇, 佐々木寿 (2007) 十和田火山後カルデラ期噴出物の高精度噴火史編年. 地学雑誌 116, 653-663.
- 久利美和, 栗田 敬 (2004) 十和田火山二の倉期のマグマプロセス. 火山 49, 367-381.
- Kuritani, T. (2023) Geochemical constraints on the evolution of the magmatic system leading to catastrophic eruptions at Aira Caldera, Japan. *Lithos*, 450-451. doi:10.1016/j.lithos.2023.107208
- 町田 洋, 新井房夫 (2011) 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, 337p.
- McLean, D., Albert, P.G., Nakagawa, T., Suzuki, T., Staff, R.A., Yamada, K., Kitaba, I., Haraguchi, T., Kitagawa, J., Smith, V.C. (2018) Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quaternary Science Reviews* 183, 36-58.
- 味喜大介, 小林哲夫 (2016) 桜島火山・南岳の形成過程—溶岩の古地磁気学的年代と噴出量の推定からの考察—. 火山 61, 237-252.
- 味喜大介, 宇都浩三, HOANG, N., 石原和弘 (2012) 古地磁気と全岩化学組成から見た桜島火山南岳南西斜面に分布する溶岩流の噴出年代. 京都大学防災研究所年報 55B, 177-181.
- 宮縁育夫 (2010) 阿蘇火山, 米塚の噴火年代. 火山 55, 219-225.
- Miyabuchi, Y. (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220, 169–189.
- Miyabuchi, Y. (2011) Post-caldera explosive activity inferred from improved 67-30 ka tephrostratigraphy at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205, 94–113.
- 宮縁育夫, 星住英夫, 高田英樹, 渡辺一徳, 徐 勝 (2003) 阿蘇火山における過去約 9 万年間の降下軽石堆積物. 火山 48, 195-214.
- 宮縁育夫, 星住英夫, 渡辺一徳 (2004a) 阿蘇火山における更新世末期,AT火山灰以降のテフラ層序. 火山 49, 51-64.
- 宮縁育夫, 増田直朗, 渡辺一徳 (2004b) 溶岩流とテフラとの層序関係からみた阿蘇火山中央火口丘群西部地域の発達史. 火山 49, 267-282.

- 三好雅也, 長谷中利昭, 佐野貴司 (2005) 阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの成因関係について. 火山 50, 269-283.
- Miyoshi, M., Sumino, H., Miyabuchi, Y., Shinmura, T., Mori, Y., Hasenaka, T., Furukawa, K., Uno, K., Nagao, K. (2012) K–Ar ages determined for post-caldera volcanic products from Aso volcano, central Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 229-230, 64-73.
- 森脇広, 永迫俊郎, 西澤文勝, 松島義章, 鈴木毅彦, 田中源吾 (2017) テフラ編年と14C年代に基づく鹿児島湾奥, 新島(燃島)の海成堆積物の編年とその意義. 地学雑誌, 126, 557-579.
- 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.
- Nishihara, A., Geshi, N., Naruo, H. (2022) Long-term change of the eruption activities of Sakurajima volcano, Japan, inferred from the fallout tephra deposits. *Frontiers in Earth Science* 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.988373>
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究 41, 225-236.
- 小野晃司, 渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図 4, 地質調査所.
- Rougier, J.C., Sparks, R.S.J., Aspinall, W.P., Mahony, S.H. (2022) Estimating tephra fall volume from point-referenced thickness measurements. *Geophysical Journal International* 230, 1699-1710.
- 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.
- 周藤正史, 宇都浩三, 味喜大介, 石原和弘, 巽 好幸 (2000) 始良カルデラ周辺部に分布する火山岩のK-Ar年代測定－爆発的な始良火砕噴火以前の火山活動史－. 京都大学防災研究所年報 43 B-1, 15-35.
- 宝田晋治, 中川光弘, 宮坂瑞穂, 山元孝広, 山崎 雅, 金田泰明, 下司信夫 (2022) 支笏カルデラ支笏火砕流堆積物分布図. 大規模火砕流分布図, no. 2, 産総研地質調査総合センター.
- 宝田晋治, 西原 歩, 星住英夫, 山崎 雅, 金田泰明, 下司信夫 (2022) 始良カルデラ入戸火砕流堆積物分布図. 大規模火砕流分布図, no. 1, 産総研地質調査総合センター.
- Takarada, S., Hoshizumi, H. (2020) Distribution and Eruptive Volume of Aso-4 Pyroclastic Density Current and Tephra Fall Deposits, Japan: A M8 Super-

- Eruption. *Frontiers in Earth Science* 8. DOI: 10.3389/feart.2020.00170
- 為栗 健, 八木原寛, 筒井智樹, 井口正人 (2022) 高分解能な3次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング. 火山 67, 69-76.
- Tatsumi, Y., Suzuki-Kamata, K., Matsuno, T., Ichihara, H., Seama, N., Kiyosugi, K., Nakaoka, R., Nakahigashi, K., Takizawa, H., Hayashi, K., Chiba, T., Shimizu, S., Sano, M., Iwamaru, H., Morozumi, H., Sugioka, H., Yamamoto, Y. (2018). Giant rhyolite lava dome formation after 7.3 ka supereruption at Kikai caldera, SW Japan. *Sci Rep* 8, 2753.
- Townsend, M., Huber, C., Degruyter, W., & Bachmann, O. (2019). Magma Chamber Growth During Intercaldera Periods: Insights From Thermo-Mechanical Modeling With Applications to Laguna del Maule, Campi Flegrei, Santorini, and Aso. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1574-1591.
doi:10.1029/2018gc008103
- 山元孝広 (2014) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, no.613, 産総研地質調査総合センター.
- 山元孝広 (2016) 支笏カルデラ形成噴火のマグマ体積. 地質調査総合センター研究資料集, no.632, 産総研地質調査総合センター, p.1-51.
- Yamamoto, T., Kudo, T., Isizuka, O. (2018) Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space* 70. Doi: 10.1186/s40623-018-0849-x
- Yamasaki, T., Sigmundsson, F., Iguchi, M. (2022) Variable inflation rate of a magmatic deformation source beneath Aira caldera after the 1914 eruption of Sakurajima volcano: Inferences from a linear Maxwell viscoelastic model constrained by geodetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 421. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2021.107446

1.2 始良・鬼界カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討

【実施内容】

鬼界カルデラ形成噴火噴出物を対象とし、当該噴出物の斑晶鉱物内にみられる拡散組織からマグマ滞留時間を推測した。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）により噴出した輝石の逆累帯構造部分について、電子線マイクロアナライザーによる元素濃度分布測定と電子後方散乱回折法による結晶方位測定を行った。輝石斑晶にみられる拡散組織に結晶方位測定結果より算出された元素拡散係数を適用した結果、鬼界アカホヤ噴火では 200～7 千年、鬼界葛原噴火では 200～3 万年の滞留時間が得られた。以上の結果より、鬼界アカホヤ噴火マグマは 7 千年以上、鬼界葛原噴火マグマは 3 万年以上の滞留時間があったと考えられる。

始良カルデラのカルデラ形成期の噴出物の大部分を占める高シリカ流紋岩マグマの相平衡関係を、酸素雰囲気制御した高温高压実験により決定した。得られた相平衡関係と実際の噴出物中の鉱物組み合わせの関係から、水飽和条件下で 750～780℃、150 MPa より低圧での流紋岩マグマの貯留条件が推測された。

始良カルデラの先カルデラ期・カルデラ形成期及び後カルデラ期の噴出物の斑晶組成から、混合端成分のマグマの特性を推定した。複数の組成グループに分かれる珪長質マグマ由来の斜長石斑晶の存在から、後カルデラ期の噴出物の珪長質端成分は複数のマグマの存在が示唆されるのに対し、苦鉄質端成分由来の斜長石の均質性から、苦鉄質端成分マグマはほぼ単一のマグマであることが示唆される。また先カルデラ期の玄武岩マグマの温度は 1088～1115℃ と推定された。

【調査・研究成果】

(1) 斑晶内拡散組織を用いた鬼界カルデラ噴火のマグマの滞留時間の推測

鬼界カルデラ噴火である、鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）および鬼界葛原噴火（9.5 万年前）の噴出物中の斑晶鉱物にみられる元素拡散組織から、マグマ滞留時間の推測を行った。

鬼界アカホヤ噴火の噴出物（幸屋船倉降下軽石、竹島火砕流軽石、竹島火砕流スコリア）に含まれる単斜輝石と直方輝石の一部には、その内部に逆累帯構造がみられる（図 1.2-1 の反射電子像）。この部分について電子線マイクロアナライザー（EPMA）による輝石の元素濃度分布（線分析）測定を実施したところ、コアからリムに向かって $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ のわずかな増加がみられた。この元素濃度勾配が、結晶内の元素拡散によるプロファイルであると仮定し、上記軽石内の輝石についてマグマ温度（902℃）における $Mg\#$ の拡散係数を用いてマグマ滞留時間の推定を試みた（表 1.2-1）。なお、輝石の $Mg\#$ の拡散係数は結晶方位に依存するため、元素濃度分布を測定した断面について電子後方散乱回折法（EBSD）による結晶方位測定を行い、Costa et al. (2008) に基づいて元素濃度測定方向に適した拡散係数を算出した。本研究で用いた $Mg\#$ の拡散係数等は下記の通り。

直方輝石：c 軸方向の $Mg\#$ の拡散係数 (D_c) は $1.00 \times 10^{-20} \text{m}^2/\text{s}$ (Dohmen et al., 2016)、a 軸方向と c 軸方向の拡散係数比 (D_a/D_c) は 0.29、b 軸方向と c 軸方向の拡散係数比 (D_b/D_c) は 1 (Dohmen et al., 2016)。

単斜輝石：c 軸方向の $Mg\#$ の拡散係数 (D_c) は $1.51 \times 10^{-21} \text{m}^2/\text{s}$ (Muller et al., 2013)、a 軸方向と c 軸方向の拡散係数比 (D_a/D_c) は 0.72、b 軸方向と c 軸方向の拡散係数比 (D_b/D_c) は

0.32 (Zhang et al., 2010).

このようにして直方輝石 1 個と単斜輝石 8 個の Mg# の元素濃度プロファイルに対して拡散計算を実施したところ、500～2 千年の拡散時間が得られた（表 1.2-1）。幸屋船倉降下軽石と竹島火砕流軽石から得られた拡散時間（900～1 千年，500～2 千年）に差は見られない。また，直方輝石と単斜輝石から得られた拡散時間（900 年，500～2 千年）にも差は見られなかった。

同様に，竹島火砕流スコリア内の輝石について，マグマ温度（976℃）での Mg# の拡散係数を用いてマグマ滞留時間の推定を試みた。本研究で用いた Mg# の拡散係数等は下記の通り。

直方輝石：c 軸方向の Mg# の拡散係数（ D_c ）は $6.51 \times 10^{-20} \text{m}^2/\text{s}$ （Dohmen et al., 2016），各軸方向の拡散係数比は上記と同じ。

単斜輝石：c 軸方向の Mg# の拡散係数（ D_c ）は $1.06 \times 10^{-20} \text{m}^2/\text{s}$ （Muller et al., 2013），各軸方向の拡散係数比は上記と同じ。

直方輝石 1 個と単斜輝石 2 個の Mg# の元素濃度プロファイル 6 個から 200～7 千年の拡散時間が得られた（表 1.2-1）。竹島火砕流スコリアから得られた拡散時間は幸屋船倉降下軽石と竹島火砕流軽石から得られた拡散時間（500～2 千年）よりもやや幅広い範囲を示す。このうち，直方輝石 1 個（mt100907-31-p9）と単斜輝石（mt100907-47-p13）とについては斑晶の両側のリムの元素濃度分布について拡散計算を実施した。直方輝石 1 個（mt100907-31-p9）については 200 年と 2 千年の滞留時間が得られた。同様に，単斜輝石（mt100907-47-p13）について 200 年と 1 千年の滞留時間が得られた。一つの斑晶の 2 つのリムから 5～10 倍の滞留時間の違いが得られている原因については現在不明であり，今後検討が必要である。一方，単斜輝石（mt100907-47-p13）についてはコアに近い部分（リムからコアに向かって約 0.085mm）にもコアからリムに向かって Mg# のわずかな増加がみられ，これを拡散プロファイルと仮定して拡散時間を算出したところ，リム部分の拡散時間（200～1 千年）より長い 7 千年の拡散時間が得られた。これは内部ほど拡散が進んでいることを示しているのかもしれない。

上記より，鬼界アカホヤ噴火流紋岩マグマの滞留時間は幸屋船倉降下軽石と竹島火砕流軽石内の輝石の元素拡散組織から 500～2 千年，鬼界アカホヤ噴火安山岩マグマの滞留時間は竹島火砕流スコリア内の輝石の元素拡散組織から 200～7 千年，と見積もられた（図 1.2-2）。両マグマの結果をまとめると，鬼界アカホヤ噴火マグマの滞留時間は 200～7 千年となる。これらのマグマがマグマだまりにあったとすると，少なくとも 7 千年間，マグマだまりが存在したことを示唆する。

なお，令和 4 年度に実施した拡散時間の予察的な推測では，輝石結晶の反射電子像のみから c 軸方向を推定し，その方向の元素濃度測定分布と c 軸方向の拡散係数を用いて解析し，900～9 万年の滞留時間が得られていた（産業技術総合研究所，2022）。しかしながら，c 軸に平行な方向の拡散プロファイルを用いると拡散時間を過大に見積もってしまうという指摘があり

（Krimer and Costa, 2017），c 軸に垂直な方向の拡散プロファイルを用いて推測する必要がある。また，令和 4 年度の結果には，元素濃度測定方向に適した拡散係数を用いていないための誤差も含まれていた。同じ輝石について，今年度に推測した拡散時間と令和 4 年度に推測した結果を比較すると，令和 4 年度は拡散時間を最大 100 倍まで過大に見積もっていることが判明した

（図 1.2-3）。従って，正確な拡散時間の算出には，c 軸に垂直な方向の拡散プロファイルを用い

ること，さらに，結晶方位測定を行い，元素濃度分布測定方向の拡散係数を決定することが重要であることが確認された．

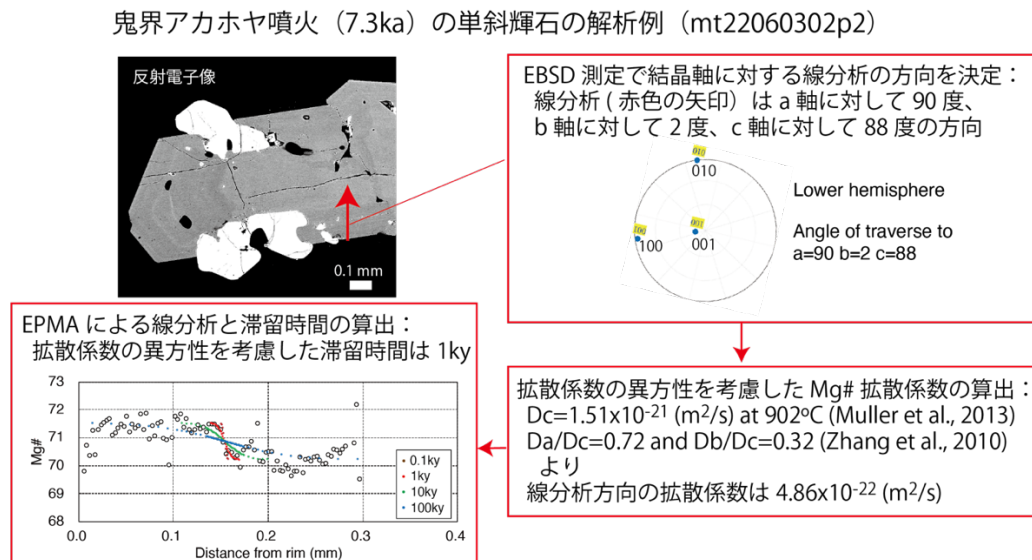


図 1.2-1 鬼界アカホヤ噴火の幸屋（船倉）降下軽石に含まれる単斜輝石（mt22060302p2）の反射電子像，EBSD 測定結果と元素濃度（Mg#）分布．100 年（茶色），1000 年（赤色），1 万年（緑色），10 万年（青色）の拡散プロファイルも示す．

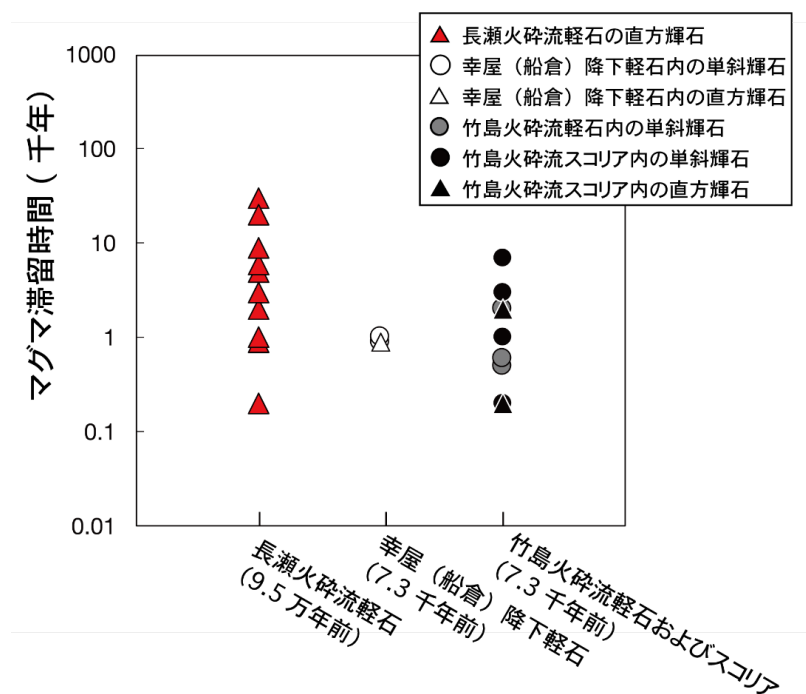


図 1.2-2 a) 鬼界葛原噴火噴出物（長瀬火砕流軽石）と鬼界アカホヤ噴火噴出物（幸屋船倉降下軽石，竹島火砕流軽石およびスコリア）の単斜輝石および直方輝石の元素拡散プロファイルから推定したマagma滞留時間．

表 1.2-1 鬼界葛原噴火および鬼界アカホヤ噴火の噴出物に含まれる輝石の EBSD 測定結果，拡散開始位置，コア側とリム側の Mg#，拡散プロファイル計算に用いた拡散係数と算出されたマグマ滞留時間。

斑晶番号	EBSD測定結果			Mg# (=Mg/(Mg+Fe))		拡散開始位置 (mm from rim)	拡散係数 温度 (℃)	(m2/s)	滞留時間 (ky)
	線分析方向と各軸の角度 (度)			コア側	リム側				
	a軸	b軸	c軸						
鬼界葛原噴火 (9.5万年前)									
長瀬火砕流軽石									
直方輝石									
mt22062401p1	89	88	2	64.2	66.1	0.105	856	3.03E-21	5
mt22062401p2	87	86	5	65.6	67.2	0.070	856	3.03E-21	2
mt22062403p1 (リム)	11	87	79	64.8	66.6	0.025	856	9.50E-22	6
mt22062403p1	11	87	79	64.2	66.1	0.115	856	9.50E-22	2
mt22062403p2 (リム)	90	90	0	65.3	66.6	0.100	856	3.03E-21	0.2
mt22062403p2	90	90	0	65.4	66.4	0.170	856	3.03E-21	3
mt22062405p1	85	5	88	64.6	65.9	0.180	856	3.01E-21	20
mt22062405p2	30	61	83	64.9	66.1	0.165	856	1.40E-21	1
mt22062407p1	88	4	87	64.0	65.9	0.150	856	3.02E-21	5
mt22062407p2	76	15	84	64.2	65.2	0.190	856	2.90E-21	30
mt22062409p1	15	76	84	63.2	65.6	0.130	856	1.02E-21	20
mt22062409p2	84	9	84	64.5	65.8	0.110	856	3.00E-21	6
mt22062409p3	84	90	6	63.5	64.9	0.155	856	3.00E-21	9
mt22062411p1	79	11	90	65.0	66.8	0.110	856	2.95E-21	1
mt22062411p2	14	77	87	64.6	65.7	0.120	856	9.88E-22	9
鬼界アカホヤ噴火 (7.3万年前)									
幸屋船倉降下軽石									
直方輝石									
mt22060305p1	33	57	90	64.5	66.4	0.170	902	5.00E-21	0.9
単斜輝石									
mt100907-3-p7	35	57	80	69.0	71.0		902	9.23E-22	0.9
mt22060305p3	86	78	13	68.2	70.5	0.570	902	1.47E-21	1
mt22060303p2	64	27	86	69.3	71.9	0.120	902	6.10E-22	1
mt22060302p2	90	2	88	70.2	71.5	0.155	902	4.86E-22	1
竹島火砕流軽石									
単斜輝石									
mt22060309p2	74	71	25	70.6	71.3	0.150	902	1.37E-21	2
mt22060312p2	9	81	90	70.1	71.6	0.040	902	1.08E-21	2
mt22060310p1	13	77	89	67.9	70.0	0.096	902	1.06E-21	0.5
mt22060311p1	41	50	83	70.9	72.7	0.082	902	8.40E-22	0.6
竹島火砕流スコリア (7ka)									
直方輝石									
mt100907-31-p9	21	70	85	70.1	71.7	0.070	902	3.81E-21	2
mt100907-31-p9 (反対側のリム)	21	70	85	70.5	71.6	0.380	902	3.81E-21	0.2
単斜輝石									
mt100907-47-p10	21	70	86	70.2	71.7	0.045	902	1.02E-21	3
mt100907-47-p13	26	65	82	70.3	73.2	0.085	902	9.92E-22	7
mt100907-47-p13 (リム)	26	65	82	73.1	74.3	0.013	902	9.92E-22	0.2
mt100907-47-p13 (反対側のリム)	26	65	82	69.8	71.1	0.040	902	9.92E-22	1

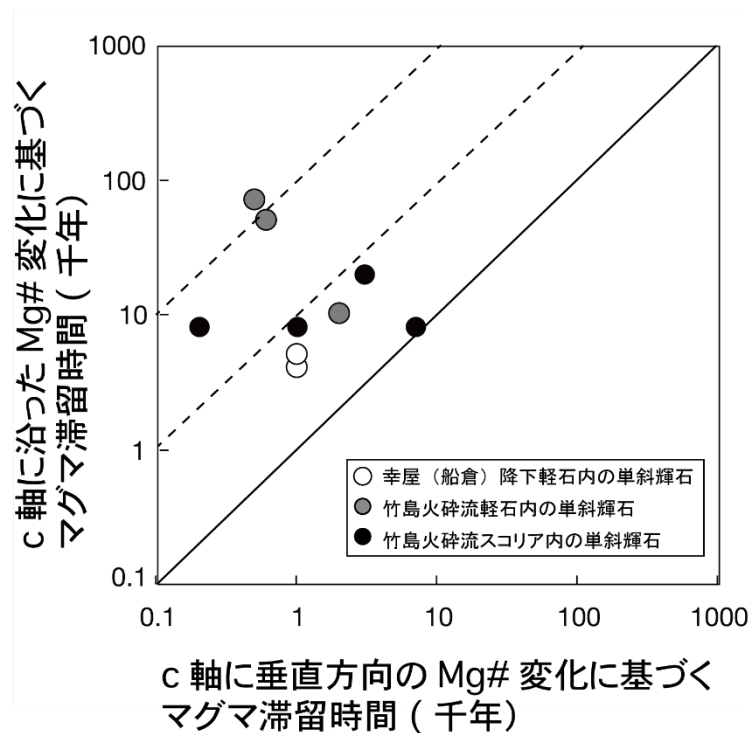


図 1.2-3 鬼界アカホヤ噴火軽石に含まれる単斜輝石内の Mg# 変化から得られたマグマ滞留時間。X 軸は c 軸に垂直方向の元素濃度分布から得られた滞留時間（今年度成果）。Y 軸は c 軸に沿った元素濃度分布から得られた滞留時間（令和 4 年度成果）。

鬼界アカホヤ噴火と同様に、鬼界葛原噴火（9.5 万年前）による長瀬火砕流堆積物に含まれる直方輝石の一部には、その内部に逆累帯構造がみられる（図 1.2-4 の反射電子像）。この部分について EPMA による輝石の元素濃度分布測定を実施したところ、コアからリムに向かって Mg# のわずかな増加がみられた。この元素濃度勾配が、結晶内の元素拡散によるプロファイルであると仮定し、マグマ温度（856℃）での Mg# の拡散係数を用いてマグマ滞留時間の推定を試みた（表 1.2-1）。これらの輝石についても、元素濃度分布測定を行った断面について EBSD による結晶方位測定を行い、Costa et al. (2008) に基づいて元素濃度測定方向に適した拡散係数を算出した。本研究で用いた Mg# の拡散係数等は下記の通り。

直方輝石：c 軸方向の Mg# の拡散係数 (D_c) は $3.03 \times 10^{-21} \text{m}^2/\text{s}$ (Dohmen et al., 2016), a 軸方向と c 軸方向の拡散係数比 (D_a/D_c) は 0.29, b 軸方向と c 軸方向の拡散係数比 (D_b/D_c) は 1 (Dohmen et al., 2016)。

このようにして直方輝石 13 個の Mg# の元素濃度プロファイル 15 個に対して拡散計算を実施したところ、200～3 万年の拡散時間が得られた（表 1.2-1, 図 1.2-2）。この結果は、少なくとも 3 万年間、マグマだまりが存在したことを示唆する。このうち、2 つの直方輝石（mt22062403p1 と mt22062403p2）についてはコアに近い部分にもコアからリムに向かって Mg# のわずかな増加がみられ、これを拡散プロファイルと仮定して拡散時間を算出した。mt22062403p2 については、リム部分の拡散時間（200 年）より長い 3 千年の拡散時間が得られた。これは、竹島火砕流スコ

リアの単斜輝石 (mt100907-47-p13) と同様に、内部ほど拡散が進んでいることを示しているのかもしれない。一方で、mt22062403p1 については、リム部分の拡散時間 (6 千年) より短い 2 千年の拡散時間が得られているので、コアとリムでの元素濃度勾配の違いが拡散時間に起因しているかは、今後の詳細な検討が必要である。

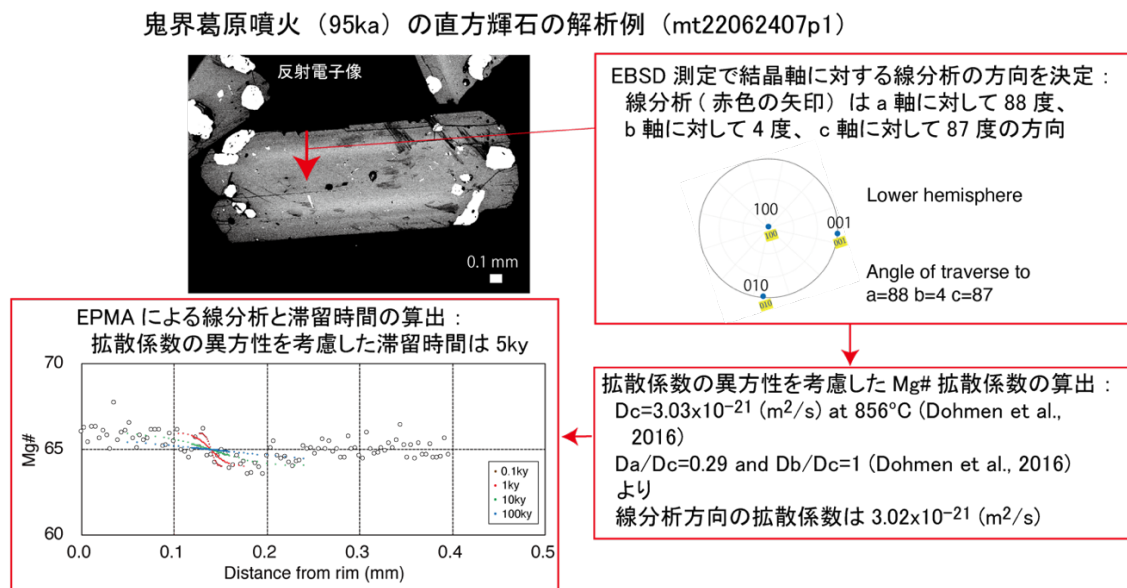


図 1.2-4 鬼界葛噴火の長瀬火砕流軽石に含まれる直方輝石 (mt22060302p2) の反射電子像、EBSD 測定結果と元素濃度 (Mg#) 分布。100 年 (茶色)、1000 年 (赤色)、1 万年 (緑色)、10 万年 (青色) の拡散プロファイルも示す。

3) 拡散時間見積もりのまとめ

以上の、鬼界カルデラの噴出物から得られた拡散時間の解析結果を、令和 3・4 年度の成果と合わせて解釈すると、以下のモデルが得られる。

- ① 鬼界カルデラにおいては、鬼界アカホヤ噴火 (7.3 千年前) に先立つ 7 千年以上、鬼界葛原噴火 (9.5 万年前) についてはそれに先立つ 3 万年以上の期間、マグマがマグマ溜まりに貯留されていたことが考えられる。

(2) 鬼界カルデラ小アビ山火砕流堆積物等の地質調査と岩石学的解析

鬼界カルデラの鬼界葛原噴火 (9.5 万年前) に至るマグマ供給系の進化過程を知るには、マグマの化学組成の時間変化を把握しておく必要がある。特に、小アビ山火砕流は鬼界葛原噴火の前に起きた火砕流であり (町田・新井 (2003) によれば 14 万年前)、その規模や分布範囲、噴火年代、化学組成は重要であるが、不明な点が多く、現地調査を実施した (図 1.2-5)。

硫黄島北岸の大谷 (ウタン) には、先カルデラ火山である矢筈山溶岩の上部に、降下火砕物層とその上部に火砕流堆積物がある (図 1.2-5)。この降下火砕物層と火砕流堆積物内のスコリアに

について蛍光 X 線分析を行った結果、 SiO_2 濃度 59～64wt%の安山岩～デイサイト（表 1.2-2, 図 1.2-6）の全岩化学組成を持つことが判明した．この組成は、硫黄島の坂本や小坂本で見られる小アビ山火砕流堆積物（小野他（1982）では流紋岩組成）と大きく異なる．また、これらの試料に含まれる輝石ペア（直方輝石と単斜輝石）の化学組成を EPMA で測定し、輝石温度計（Putirka, 2008）を適用した結果、降下火砕物層のスコリアのマグマ温度 $929\pm 4^\circ\text{C}$ 、火砕流スコリアのマグマ温度 $929\pm 8^\circ\text{C}$ が得られた（表 1.2-3）．この温度は、硫黄島の坂本や小坂本で見られる火砕流堆積物を形成したマグマの温度（ $890\sim 900^\circ\text{C}$ ）より高い．従って、硫黄島の坂本や小坂本で見られる小アビ山火砕流とは別のマグマによる噴火による堆積物と考えられる．この噴出物の年代値は不明であり、今後の検討が必要である．

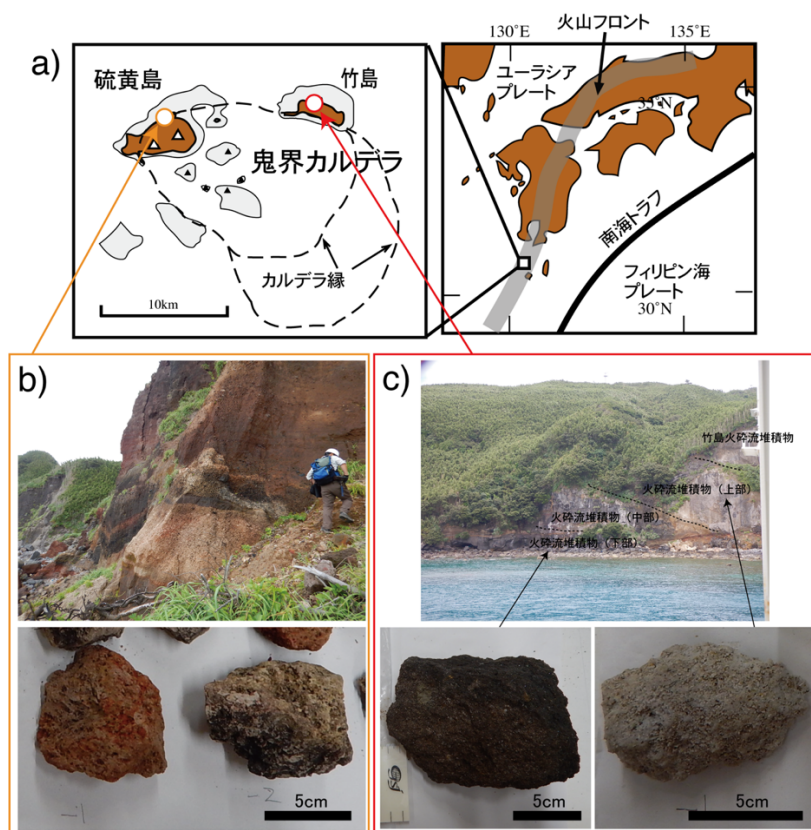


図 1.2-5 試料採取位置と露頭および試料の写真．(a) 鬼界カルデラ、硫黄島および竹島の位置、(b) 硫黄島・大谷の降下火砕物層と火砕流堆積物、(c) 竹島港東の火砕流堆積物．

小野他（1982）によると、竹島港東にも鬼界アカホヤ噴火噴出物の下部に、小アビ山火砕流堆積物が露出している．本調査では、その火砕流堆積物の現地調査と岩石学的解析を実施した．竹島港東にある火砕流堆積物は上・中・下部の 3 つのユニットに分けられる（図 1.2-5）．本研究ではこのうち上部と下部について本質岩片を採取し岩石学的解析を実施した．上部は非溶結で、発泡度の高い白色軽石が多く含まれ、暗灰色の軽石がわずかに含まれている．白色軽石 3 個と暗灰色軽石 1 個について蛍光 X 線分析を行い、その全岩化学組成を測定した．白色軽石の全岩化学組成は SiO_2 濃度 74wt%程度の流紋岩（表 1.2-2, 図 1.2-6）である．この組成は鬼界葛原噴火による長瀬火砕流軽石（9.5 万年

前)の範囲内にある(図 1.2-6)。一方、少量含まれている暗灰色の軽石は SiO_2 濃度 68wt% 程度のデイサイト(表 1.2-2, 図 1.2-6)である。この暗灰色軽石の化学組成は下部ユニットの溶結凝灰岩の組成に一致する(表 1.2-2, 図 1.2-6)ので、上部ユニットを形成した際に下部ユニットの一部を巻き込んだものかもしれない。また、上部ユニットの堆積物に含まれる鉄チタン鉱物ペア(磁鉄鉱とイルメナイト)と輝石ペアの化学組成を EPMA で測定し、それぞれの組成に鉄チタン鉱物温度計

(Sauerzapf et al., 2008) と輝石温度計 (Putirka, 2008) を適用した結果、 834°C と 813°C が得られた(表 1.2-3)。鉄チタン鉱物温度計による温度 (834°C) は長瀬火砕流軽石の鉄チタン鉱物温度計の結果 ($856 \pm 16^\circ\text{C}$) に近い。竹島の地表には長瀬火砕流堆積物が広く分布している(小野他, 1982)ことを考え合わせると、竹島港東にある火砕流堆積物の上部ユニットは長瀬火砕流で構成されていると考えられる。

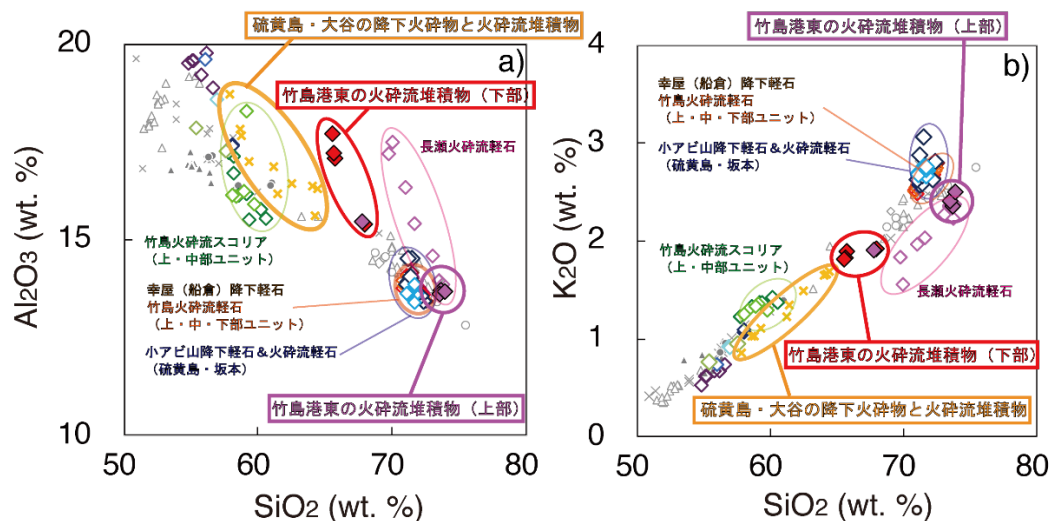
火砕流堆積物の下部ユニットは一部溶結しており、黒色レンズが含まれている。黒色レンズ 3 個と溶結凝灰岩 1 個について蛍光 X 線分析を行い、その全岩化学組成を測定した。黒色レンズの全岩化学組成は SiO_2 濃度 66wt% 程度、溶結凝灰岩は SiO_2 濃度 68wt% 程度、のデイサイト(表 1.2-2, 図 1.2-6)である。この組成は上部ユニットの白色軽石や長瀬火砕流軽石よりも SiO_2 濃度が低く、他の鬼界カルデラ噴出物(鬼界アカホヤ噴火噴出物や硫黄島・大谷の降下火砕物・火砕流スコリアなど)のマグマ組成とも異なる(図 1.2-6)。また、火砕流堆積物の下部ユニットに含まれる鉄チタン鉱物ペアと輝石ペアの化学組成を EPMA で測定し、それぞれの組成に鉄チタン鉱物温度計 (Sauerzapf et al., 2008) と輝石温度計 (Putirka, 2008) を適用した結果、 $895 \pm 15^\circ\text{C}$ と $860 \pm 7^\circ\text{C}$ が得られた(表 1.2-3, 図 1.2-7)。

以上の結果をまとめると、竹島港東にみられる火砕流堆積物の上部ユニットは鬼界葛原噴火 (9.5 万年前) による長瀬火砕流堆積物と考えられる。一方、火砕流堆積物の下部ユニットが小野他

(1982) の第 28 図で記載された「小アビ山火砕流」であると考えられる。ただし、その全岩化学組成は小野他 (1982) の第 4 表で記載されている流紋岩ではなく、 SiO_2 濃度 66wt% 程度のデイサイトである。小野他 (1982) では硫黄島にある「小アビ山火砕流」と竹島の「小アビ山火砕流」を同一のマグマによる噴火として扱っているが、本研究の結果から、これら 2 つはマグマの化学組成が異なり、別の噴火である可能性が高いことを示している。硫黄島にある「小アビ山火砕流」のマグマの化学組成や温度は鬼界アカホヤ噴火流紋岩に近い(表 1.2-3, 図 1.2-6, 図 1.2-7)ので、鬼界アカホヤ噴火による可能性がある (Maeno et al., 2007)。一方、竹島の「小アビ山火砕流」の規模や分布範囲、噴火年代については未だ不明な点が多く、「小アビ山火砕流」の実態解明に向けて、より詳細な調査・分析が必要である。

表 1.2-2 硫黄島・大谷の降下火砕物と火砕流スコリア、および竹島港東の火砕流堆積物（下部・上部ユニット）の全岩化学組成。100%に規格化済み。

採取地	硫黄島・大谷	硫黄島・大谷	硫黄島・大谷	硫黄島・大谷	硫黄島・大谷			
種類	降下火砕物層スコリア	降下火砕物層スコリア	降下火砕物層スコリア	火砕流堆積物スコリア	火砕流堆積物スコリア			
試料番号	sg23063004-1	sg23063004-2	sg23063004-3	sg23063003-1	sg23063003-2			
SiO ₂	64.22	59.33	62.51	61.46	61.19			
TiO ₂	0.66	0.69	0.72	0.64	0.62			
Al ₂ O ₃	15.62	17.00	16.45	16.18	16.87			
FeO*	5.84	7.38	6.32	6.55	6.87			
MnO	0.13	0.15	0.14	0.14	0.14			
MgO	2.74	3.76	2.93	3.51	3.04			
CaO	5.83	7.62	6.22	6.97	6.80			
Na ₂ O	3.20	2.88	3.11	3.13	3.16			
K ₂ O	1.66	1.11	1.49	1.34	1.23			
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.10	0.09	0.08			
採取地	竹島港東	竹島港東	竹島港東	竹島港東	竹島港東	竹島港東	竹島港東	竹島港東
種類	火砕流堆積物（下部） 黒色レンズ	火砕流堆積物（下部） 黒色レンズ	火砕流堆積物（下部） 黒色レンズ	火砕流堆積物（下部） 白色軽石	火砕流堆積物（上部） 白色軽石	火砕流堆積物（上部） 白色軽石	火砕流堆積物（上部） 白色軽石	火砕流堆積物（上部） 暗灰色軽石
試料番号	sg23070202-1	sg23070202-2	sg23070202-3	sg23070201-1	sg23070205-1	sg23070205-2	sg23070205-3	sg23070206-1
SiO ₂	65.69	65.65	65.54	67.92	73.64	73.50	73.88	67.80
TiO ₂	0.74	0.72	0.75	0.65	0.34	0.37	0.34	0.64
Al ₂ O ₃	17.07	17.20	17.70	15.40	13.70	13.61	13.69	15.45
FeO*	4.79	4.77	4.64	4.39	2.39	2.58	2.25	4.31
MnO	0.13	0.12	0.11	0.10	0.07	0.08	0.07	0.12
MgO	1.56	1.53	1.49	1.33	0.81	0.84	0.70	1.51
CaO	4.20	4.25	4.09	3.72	2.79	2.74	2.67	4.00
Na ₂ O	3.80	3.80	3.75	4.48	3.86	3.82	3.85	4.14
K ₂ O	1.89	1.83	1.81	1.91	2.35	2.41	2.50	1.90
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.11	0.10	0.05	0.06	0.05	0.13
FeO* = total FeO								



既往研究	H25-29成果	R03成果
× 先カルデラ期噴火	◆ 籠港降下スコリア層 (9.5 ka)	◆ 小アビ山火砕流軽石 (硫黄島・坂本)
○ カルデラ形成期噴火	◆ 幸屋（船倉）降下軽石 (7.3 ka)	□ 小アビ山降下軽石 (硫黄島・坂本)
△ 後カルデラ期噴火 (5.2-0.5 ka)	◆ 竹島火砕流下部ユニット軽石 (7.3 ka)	
▲ 後カルデラ期噴火 (5.2-0.5 ka) のマフィックインクルージョン	◆ 竹島火砕流中部ユニット軽石 (7.3 ka)	
○ 後カルデラ期噴火 (1934-1935)	◆ 竹島火砕流上部ユニット軽石 (7.3 ka)	
● 後カルデラ期噴火 (1934-1935) のマフィックインクルージョン	◆ 竹島火砕流中部ユニットスコリア (7.3 ka)	
	◆ 竹島火砕流上部ユニットスコリア (7.3 ka)	
	◆ 長瀬火砕流軽石 (95 ka)	
		R05成果
		× 硫黄島・大谷の降下火砕物と火砕流堆積物
		◆ 竹島港東の火砕流堆積物（上部）
		◆ 竹島港東の火砕流堆積物（下部）

図 1.2-6 竹島港東の火砕流堆積物（上部・下部）および硫黄島・大谷の降下火砕物と火砕流堆積物内の本質物の全岩化学組成

表 1.2-3 鉄チタン鉱物温度計と輝石温度計による硫黄島・大谷の降下火砕物・火砕流スコリアと竹島港東の火砕流堆積物のマグマ温度（赤字部分）。チタン石英温度計（Wark and Watson, 2006）や鉱物メルト温度計（Putirka, 2008）による小瀬田火砕流軽石（58 万年前）、鬼界葛原噴火（9.5 万年前）による長瀬火砕流軽石、鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）による軽石およびスコリアのマグマ温度（R02-04 年度成果）も示す。

試料	鉄チタン鉱物温度計			輝石温度計			チタン石英温度計			鉱物メルト温度計		
	個数	温度 (°C)		個数	温度 (°C)		個数	チタン 活動度	温度 (°C)	鉱物種	個数	温度 (°C)
小瀬田火砕流軽石 (580ka)	8	805 ± 21					14	1.0	824 ± 29			
							14	0.6	900 ± 33			
長瀬火砕流軽石 (95ka)	15	856 ± 16					17	1.0	815 ± 13	斜長石	3	814 ± 10
							17	0.6	890 ± 15	斜方輝石	2	894 ± 3
鬼界アカホヤ噴火軽石 (7.3ka)	8	906 ± 5		35	902 ± 15							
鬼界アカホヤ噴火スコリア (7.3ka)				4	975 ± 5							
硫黄島・坂本の小アビ山降下軽石	10	919 ± 20		11	900 ± 10							
硫黄島・坂本の小アビ山火砕流軽石	7	904 ± 8		7	890 ± 16							
硫黄島・大谷の降下火砕物				4	929 ± 4							
硫黄島・大谷の火砕流スコリア				8	929 ± 8							
竹島港東の火砕流堆積物（下部）	5	895 ± 15		4	860 ± 7							
竹島港東の火砕流堆積物（上部）	1	834		1	813							

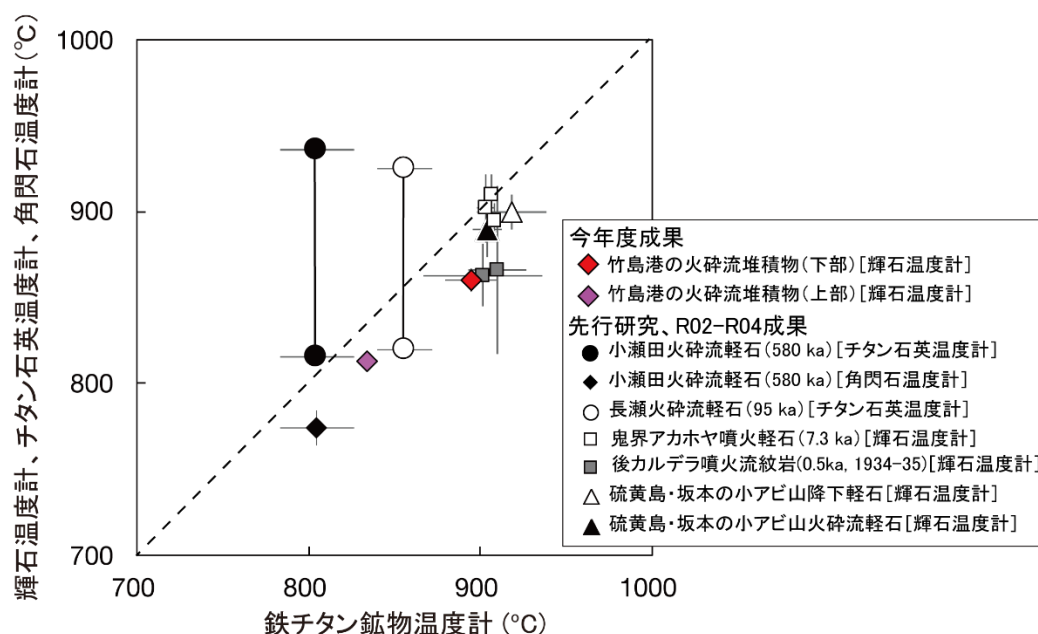


図 1.2-7 鉄チタン鉱物温度計と輝石温度計によるマグマ温度の比較。小瀬田火砕流（58 万年前）と長瀬火砕流（95 千年前）についてはチタン石英温度計（Wark and Watson, 2006）と角閃石温度計（Putirka, 2016）による結果も示す。

(3) 実験岩石学的手法による始良カルデラマグマ溜まり温度圧力条件の制約

始良カルデラを形成した入戸噴火で噴出した流紋岩マグマの貯留条件について、実際の入戸火砕流堆積物中の流紋岩試料を用いた相平衡実験によるマグマ貯留条件（温度・圧力・酸素分圧・含水量等）の検証を行った。既存の入戸噴火の流紋岩マグマの高温高压実験（Aramaki 1971）では、酸素分圧の制御に問題があり、その結果苦鉄質鉱物、特に直方輝石の安定領域の推定に課題が残っている。本研究では、酸素分圧の制御をより正確に行うことにより、苦鉄質鉱物も含めた相平衡関係の評価を行う。

今年度は、昨年度に有効性を確認した三重カプセルによる酸素分圧緩衝法（Tomiya et al., 2010）を用いて、広い温度圧力条件（750～900℃，100～200 MPa）で相平衡実験を行った。各実験で酸素分圧が適切に制御されていることを三重カプセル内に挿入した酸素分圧センサー（Taylor et al., 1992）で確認したうえで、高シリカ流紋岩の相平衡図を作成した。相平衡図から、噴火直前のマグマ蓄積条件は、温度 750～800℃，圧力 100～150 MPa の範囲に存在すると推定された。なお、初期に行った実験について、微量の炭素のコンタミネーションが疑われたため、同条件の実験を再度行っている。そのため報告会で報告した相図とは、石英の晶出温度が異なっているが、推定される圧力範囲に大きな変化はない。

実験には、産総研に設置された内熱式ガス圧装置（SMC-5000）を用いた。酸素分圧センサーには、コバルト（Co）とパラジウム（Pd），酸化コバルト（CoO）の混合粉末を初期コバルト分率（ $X_{Co} = Co/(Co+Pd)$ ）が 0.1 と 0.4 となるように調整しペレット化したものを使用した。実験産物の化学組成分析には、EPMA（JEOL JXA-8530F）を用いた。実験産物の結晶分率は、反射電子像の画像解析から推定した。

図 1.2-8 に、各実験において回収された酸素分圧センサーから推定された酸素分圧を示す。実験には、初期 X_{Co} が 0.1 と 0.4 のセンサー両方を使用し、実験後いずれも $X_{Co}=0.3$ 前後の値に収束した。収束した値の平均値から推定される酸素分圧は、 $NNO-0.1$ から -0.3 であり、すべての実験において、三重カプセル内の酸素分圧を NNO に近い条件で緩衝できていたことを示している。

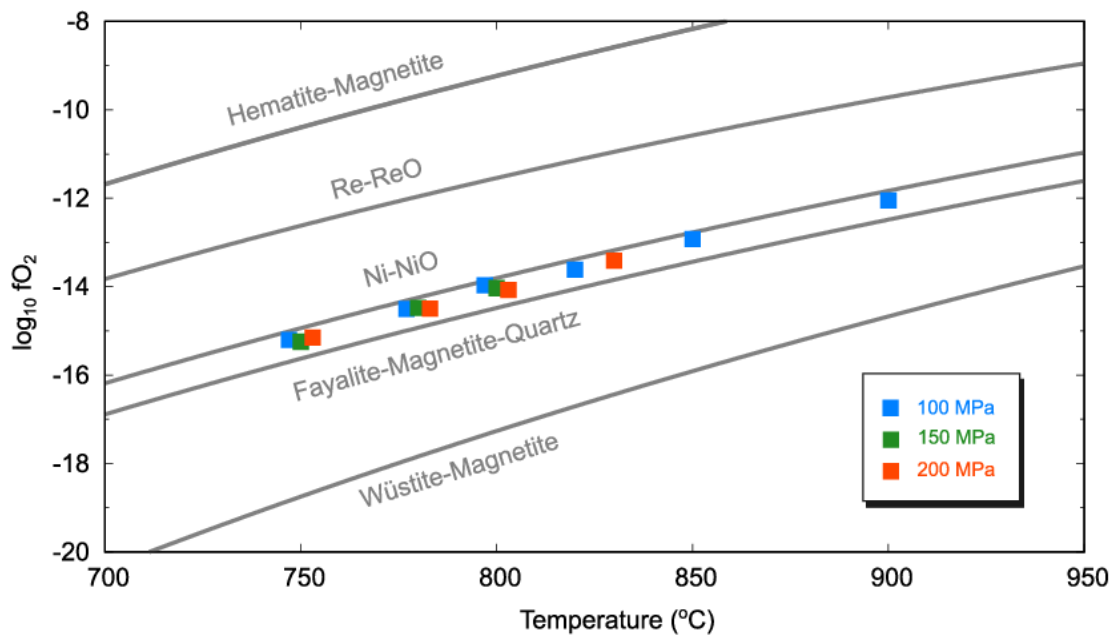


図 1.2-8 酸素分圧センサーから推定された各実験条件における酸素分圧. 推定誤差はシンボルの大きさ程度である.

図 1.2-9 に、今回作成した相平衡図を示す. 全ての実験において、残存メルトが存在していた. 晶出鉱物として、斜長石、直方輝石、石英、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、角閃石、黒雲母が確認された. 実験の圧力範囲では、斜長石がリキダス相として晶出し、直方輝石+磁鉄鉱やチタン鉄鉱が 780–820°C の温度で晶出し始めた. 石英はこれらの鉱物より遅れて 780°C 以下の温度で晶出した. 角閃石は、780°C 以下の低温かつ 150 MPa 以上の高圧条件で晶出した. 黒雲母は圧力に関係なく、750°C 以下の低温条件で晶出した. また、チタン鉄鉱については、750°C, 100 MPa の低温低圧条件で晶出しなくなった. チタン鉄鉱はチタンを含む黒雲母と反応関係にあったと推定される. 天然の軽石に含まれる代表的な斑晶鉱物組み合わせ (斜長石+直方輝石+石英+磁鉄鉱+チタン鉄鉱) が再現される温度範囲は、750°C より高温でかつ 800°C よりも低温の条件と制約された (図 1.2-9 の赤色で示された範囲). 主に、温度軸に垂直に近いチタン鉄鉱と黒雲母の晶出線により規制されている. 鉱物組み合わせが再現される圧力範囲については、角閃石の晶出圧力から 150 MPa より低圧であると制約された. 圧力の下限については、鉱物組み合わせだけでは制約できなかった. なお、始良の火砕流堆積物中の石英斑晶には、湾入部を伴う融食外形が認められることが多いため (図 1.2-10)、噴火直前のマグマの平衡斑晶組み合わせとして斜長石+直方輝石+磁鉄鉱+チタン鉄鉱±石英を想定した場合についても、その再現範囲を検討した (図 1.2-9 の鎖線で囲まれた範囲). 温度範囲は、チタン鉄鉱を含み、黒雲母を含まないという制約が変わらないので、石英を含む場合と同じである. 圧力範囲について、角閃石の晶出が許されないため、上限が 150 MPa になることについては変わらない. ただし石英が晶出しなくてもよいので、石英を含む場合よりもやや高圧まで広がりうる.

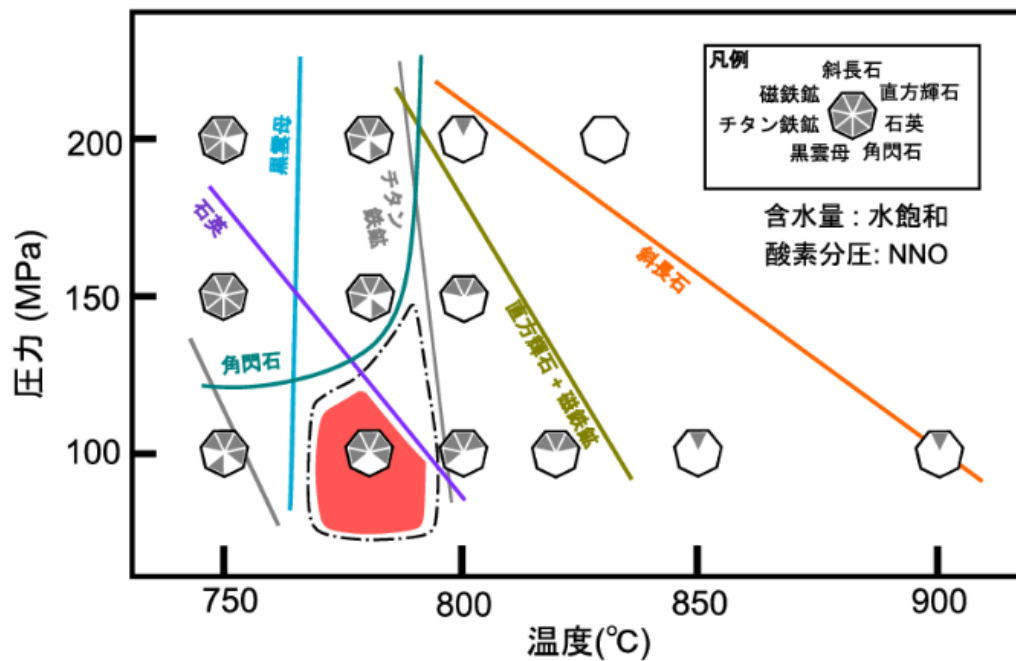


図 1.2-9 作成した始良カルデラの高シリカ流紋岩の相平衡図。七角形は各実験条件で観察された鉱物組み合わせを示す。灰色で塗りつぶされた領域の鉱物が、実験産物で晶出している。色の付いた実線は、実験結果から推定される各鉱物の晶出線である。鉱物名の表示がある側の条件で、鉱物が晶出する。赤で示した領域が、天然の軽石にみられる代表的な鉱物組み合わせ（斜長石＋石英＋直方輝石＋磁鉄鉱＋チタン鉄鉱）が得られた条件である。鎖線で囲まれた領域は、上記鉱物組み合わせに加えて、斜長石＋直方輝石＋磁鉄鉱＋チタン鉄鉱が得られる条件を示している。石英が、他の鉱物と平衡共存しない場合を想定している。

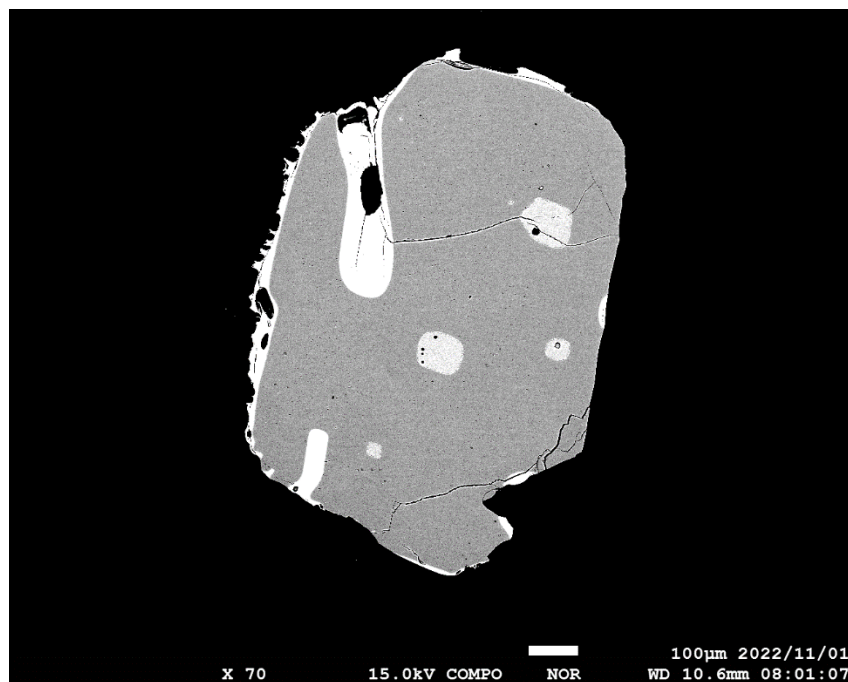


図 1.2-10 実験に使用した入戸火砕流堆積物中の軽石に含まれる石英斑晶の反射電子像の例。

鉍物組成などからも、噴火直前のマグマ蓄積条件を制約するために、実験産物中の斜長石の An 値 (mol%), 直方輝石の Mg#, 残存ガラスの SiO₂ 量 (wt.%) および結晶分率 (vol.%) の等値線を温度圧力図上に引いた (図 1.2-11). なお残存ガラスの SiO₂ 量は、ノーマライズ値である. 斜長石の An 値 と直方輝石の Mg# は、温度圧力の増加に伴って、増加する傾向が確認された. 特に、斜長石の An 値 については、圧力 (メルトの飽和含水量) の影響が大きく、等値線の傾きが直方輝石の Mg# よりやや緩やかになる傾向がある. 残存メルトの SiO₂ 量と結晶分率は、温度圧力の低下とともに増加する傾向にあった. これらの等値線は、石英に飽和するまでは、斜長石の晶出線 (図 1.2-9 のオレンジ色の線) とほぼ平行である. 晶出相の主体が斜長石であり、その結晶化に影響を受けていると推定される. 石英に飽和した後は、結晶分率の等値線の傾きがやや急になり、石英の晶出線の傾きに近くなる. また、等値線の間隔が狭くなり、結晶化が効率的に進行するようになる. 残存メルトの SiO₂ 量については、石英に飽和した後は 78.5 wt.% 前後でほぼ一定となる.

図 1.2-11 に、始良のカルデラ噴火噴出物の大部分をなす火砕流堆積物中の斜長石斑晶のリムの An 値および直方輝石斑晶のリムの Mg# の最頻値、そして、石基ガラスの SiO₂ 量と結晶分率の代表的な範囲を、灰色で示した. 本研究で実験に使用した軽石に加え、先行研究 (安田ほか, 2015; Geshi et al., 2020; Nishihara et al., 2024) で報告されている火砕流堆積物中の軽石の分析結果をまとめて示した. また、比較のため図 1.2-9 に示した斜長石+直方輝石+磁鉄鉍+チタン鉄鉍±石英が再現される温度圧力条件についても図 1.2-11 に示した. 鉍物組み合わせが再現さえる範囲において、石英の晶出線付近 (赤い領域の右上) もしくは、それよりも高温高压条件で鉍物やガラスの組成が良く説明される傾向にある. 結晶分率については、鉍物組成と比べて、やや低温低圧側でも天然の観察結果が説明されうる (図 1.2-11d). 以上、相の組成と結晶分率を良く説明する温度圧力範囲にやや食い違いあるものの、石英の晶出線付近で、いずれの観測結果も説明されうることが分かった. 特に、鉍物組み合わせと鉍物組成等を同時に説明するためには、圧力はおおよそ 100 MPa 以上の圧力で なければならない、この値がマグマ蓄積圧力の下限を与えると考ええる.

地殻密度 $2200\sim 2750\text{ kg/m}^3$ （火山の典型的な表層密度～花崗岩密度）を仮定すると、推定された圧力範囲は、深さ $4\sim 7\text{ km}$ に相当する。為栗ほか (2022) は、現在の始良カルデラの深さ 15 km 付近に S 波速度が低く、P 波と S 波の速度の比 (V_P/V_S) が大きな領域を見出し、体積分率にして約 7 % のメルトが含まれると推定した。この深さは、カルデラ噴火を起こした高シリカ流紋岩質マグマの蓄積深度とは明確に異なる。一方、Miyamachi et al., (2023) は、始良カルデラの地下 $6\sim 11\text{ km}$ に P 波速度の高い領域 ($V_P > 6.8\text{ km/s}$) を見出し、固化した苦鉄質マグマ、もしくは流紋岩質マグマの生成に伴って生じた苦鉄質組成の集積岩の存在を示すと考えた。今回推定されたカルデラ噴火直前のマグマ蓄積深度は、P 波高速度領域の直上に相当する。P 波高速度領域が、その上方に蓄積していた高シリカ流紋岩の生成および噴火と関係するのか、または関係しないのか、さらなる検討が必要である。

(4) 始良カルデラの珪長質・苦鉄質マグマの組成及び時間変化

1) 分析手法

分析対象とした珪長質噴出物は、入戸火砕流噴火前の噴火から 2 試料（福山軽石 ($\sim 90\text{ ka}$)、岩戸軽石 ($\sim 60\text{ ka}$); 長岡ほか, 2001) 桜島火山の大規模噴火噴出物である 3 試料 (P14 軽石 ($\sim 12.8\text{ ka}$), P3 軽石 (AD1471), P1 軽石 (AD1914); 小林ほか, 2013) と桜島北岳溶岩の計 4 試料、若尊火山の大規模噴火噴出物である 1 試料（新島軽石 ($\sim 13\text{ ka}$); 森脇ほか, 2017) の計 7 試料である。苦鉄質噴出物は、先カルデラ期の玄武岩溶岩 ($\sim 500\text{ ka}$; 周藤ほか, 2000b), 玄武岩質安山岩溶岩（敷根溶岩 ($\sim 61\text{ ka}$); 周藤ほか, 2000a), 安山岩質スコリア（岩戸スコリア ($\sim 60\text{ ka}$); 長岡ほか, 2001) を対象とした。また、岩戸スコリアは約 6 万年前の岩戸噴火で珪長質軽石と同時に噴出したものである。

軽石およびスコリア試料については、試料を粉砕して斑晶鉱物を取り出したのち、エポキシ樹脂に包埋、研磨を行って分析試料を作製した。溶岩試料については、薄片試料を作製して分析試料とした。分析は、産業技術総合研究所に設置されているフィールドエミッション型電子プローブマイクロアナライザ (FE-EPMA, JXA-8530F) を用いて実施した。まず初めに、斜長石斑晶の反射電子 (BackScattered Electron; BSE) 像を用いた斜長石斑晶の組織観察を行った。組織観察に基づき結晶のコア部分とリム部分を識別して分析点の選定を行い、化学組成の測定を行った (図 1.2-12A)。分析に使用した加速電圧は 15 kV 、照射電流は 10 nA であり、電子ビーム径は斜長石分析時は $10\text{ }\mu\text{m}$ 、輝石分析時は $2\text{ }\mu\text{m}$ の設定で実施した。また、玄武岩マグマと玄武岩質安山岩マグマの温度を推定するために、玄武岩溶岩の石基部分における平均化学組成を推定した。玄武岩溶岩の石基部分は、結晶化が進んでいることから厳密な化学組成が困難である。本研究では、産業技術総合研究所に設置されているエネルギー分散型 X 線分析装置 (EDS) を搭載した走査電子顕微鏡 (SEM-EDS; JEOL6610LV) を用いて、石基部分の矩形領域 ($\sim 50\text{ }\mu\text{m} \times \sim 50\text{ }\mu\text{m}$) における化学組成を 10 か所以上で測定して、それらの平均値を石基部分の平均化学組成とした。

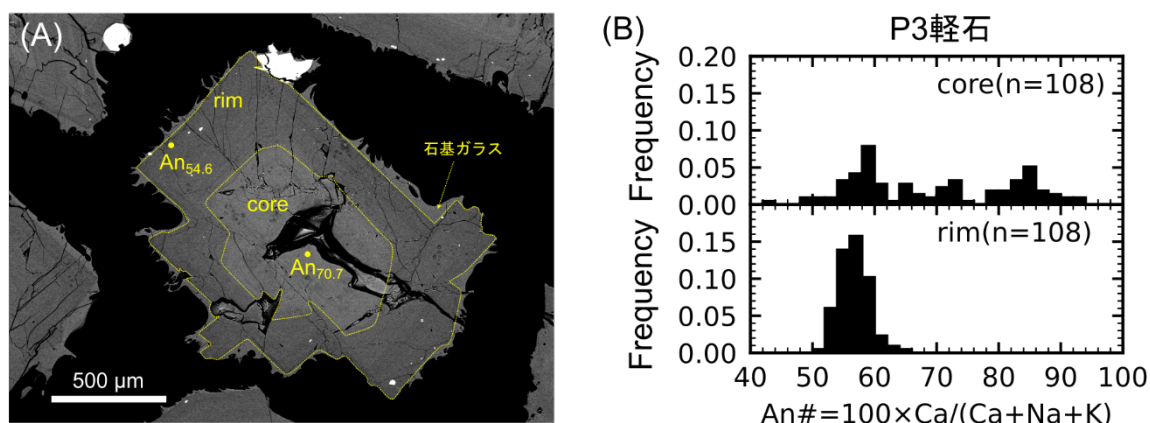


図 1.2-12 (A) 珪長質噴出物 (P3 軽石) に含まれる斜長石斑晶の BSE 像。BSE 像を用いた組織観察でコア (core) とリム (rim) 部分を識別した後に、EPMA を用いた化学分析により An 値を求めた。(B) 珪長質噴出物に含まれる斜長石斑晶 An 値の一例 (P3 軽石)。上段がコア部分、下段がリム部分の結果で、n は分析点数を表す。縦軸は、ヒストグラムの各階級に属する度数を分析総数 (n=108) で規格化した相対度数を表す。

2) 結果

斜長石斑晶の分析結果例を図 1.2-12B に示す。珪長質噴出物の 1 つである P3 軽石 (桜島火山, AD1471) に含まれる斜長石斑晶は、結晶のリム部分における An 値 ($= 100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$) が An₅₆ にピークを持ち狭い範囲に収まるのに対して、結晶のコア部分では複数の An ピークが認められ、An 値の幅は An₄₃₋₉₃ と大きい (図 1.2-8B)。今回分析を実施した全ての珪長質噴出物において、An 値のピークや組成幅の違いはあるものの、P3 軽石と同様の特徴が認められた。先行研究で報告されている桜島火山噴出物 (Yanagi et al., 1991; 中川ほか, 2011; 宮坂ほか, 2013; Araya et al. 2019) や入戸火砕流噴火噴出物 (津久井・荒牧, 1990) の斜長石 An 値も本研究と同様の結果を得ていることから、斜長石コア部分の An 値が複数のピークを持つ幅広い組成を示すこと、リム部分の An 値は 1 つのピークを示すことは、始良カルデラにおける珪長質噴出物共通の特徴であると考えられる。

これに対して、苦鉄質噴出物中の斜長石は、ほとんどの斜長石コア部分において An₇₀ 以上の高 An 値を示す。斜長石リム部分においても同様であるが、玄武岩試料のみ An₇₀ 付近にピークを示す幅広い An 値分布を示す。これは、高温で噴出した玄武岩マグマが火道～地表で冷却される過程において、斑晶の外縁部にリム部分を成長させたことに起因する可能性が高い。

始良カルデラにおける珪長質噴出物では、コア部分の An 値がリム部分の An 値より明瞭に高い斜長石結晶が認められることから、An 値の高い斜長石を晶出するような組成の異なる複数のマグマが珪長質マグマの形成に関与していることが示唆される。Yanagi et al. (1991) や中川ほか (2011) は、歴史時代の桜島噴出物に高 An 値の斜長石を供給しているマグマは玄武岩質マグマであると解釈している。これらの解釈は全岩化学組成 (高橋ほか, 2011; Takahashi et al., 2013) や全岩同位体比 (Arakawa et al., 1998; Shibata et al., 2013) とも整合的である。また、桜島火

山におけるより古い時期の珪長質マグマも、苦鉄質マグマとの混合を経験したことが指摘されている（宮坂ほか, 2013）。一方で、入戸火砕流噴火以前の噴出物では、全岩化学組成からは玄武岩マグマとの混合が示唆される（Geshi et al., 2020）が、全岩同位体比からは顕著な混合は示唆されていない（Kuritani, 2023）。

苦鉄質噴出物の輝石斑晶として、玄武岩溶岩には単斜輝石（cpx）のみが認められ、敷根溶岩および岩戸スコリアには直方輝石（opx）と単斜輝石が認められた。玄武岩溶岩中の cpx はコア部分で $Mg\# = 66-80$ 、リム部分で $Mg\# = 61-77$ であった。敷根溶岩中の cpx はコア部分で $Mg\# = 67-80$ 、リム部分で $Mg\# = 67-74$ であり、opx はコア部分で $Mg\# = 50-73$ 、リム部分で $Mg\# = 55-72$ であった。玄武岩溶岩において、石基部分の平均化学組成を噴出直前のメルト組成、単斜輝石リム部分を噴出前のメルトと共存していた cpx 組成と考えて Putirka (2008) の Cpx-melt 温度計を適用したところ、玄武岩マグマの温度は $1088-1115^{\circ}\text{C}$ （Fe-Mg 組成に基づく平衡関係を満たす関係のみ採用）と推定された。同様の手法を敷根溶岩に適用したところ、約 1030°C の温度を得た。推定温度については他の手法（両輝石温度計など; Putirka, 2008）を用いた検討を行う必要があるが、以上の結果は始良カルデラにおいて形成される苦鉄質マグマの性質に関する重要な知見であるとともに、珪長質マグマの形成に関与した苦鉄質マグマを解明する上で重要であると考えられる。

引用文献

- Arakara, Y., Kurosawa, M., Takahashi, K., Kobayashi, Y., Tsukui, M., and Amakawa, H. (1998) Sr–Nd isotopic and chemical characteristics of the silicic magma reservoir of the Aira pyroclastic eruption, southern Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 80, 179–194.
- Aramaki, S. (1971) Hydrothermal determination of temperature and water pressure of the magma of Aira caldera, Japan. *American Mineralogist*, 56, 1760–1768.
- Araya, N., Nakamura, M., Yasuda, A., Okumura, S., Sato, T., Iguchi, M., Miki, D. and Geshi, N. (2019) Shallow magma pre-charge during repeated Plinian eruptions at Sakurajima volcano. *Sci. Rep.*, 9, 1979.
- Costa, F., Ralf Dohmen, R., and Chakraborty, S. (2008) Time Scales of Magmatic Processes from Modeling the Zoning Patterns of Crystals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69, 545–594.
- Dohmen, R., Ter Heege, J.H., Becker, H., and Chakraborty, S. (2016) Fe–Mg interdiffusion in orthopyroxene. *American Mineralogist*, 101, 2210–2221.
- Geshi, M., Yamada, I., Matsumoto, K., Nishihara, A., and Miyagi, I. (2020) Accumulation of rhyolite magma and triggers for a caldera-forming eruption of the Aira Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, 82 (6), 1–18.
- Geshi, M., Yamada, I., Matsumoto, K., Nishihara, A., and Miyagi, I. (2020) Accumulation of rhyolite magma and triggers for a caldera-forming eruption of the Aira Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, 82 (6), 1–18.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木 寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図 (第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Krimer, D., and Costa, F. (2017) Evaluation of the effects of 3D diffusion, crystal geometry, and initial conditions on retrieved time-scales from Fe–Mg zoning in natural oriented orthopyroxene crystals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 196, 271–288.
- Kuritani, T. (2023) Geochemical constraints on the evolution of the magmatic system leading to catastrophic eruptions at Aira Caldera, Japan. *Lithos*, 450, 107208.
- 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.
- Miyamachi, H., Yakiwara, H., Kobayashi, R., Hirano, S., Kubo, T., Souda, M., et al., (2023). Solidified magma reservoir derived from active source seismic experiments in the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 75(1), 166.
- 宮坂瑞穂・中川光弘・吉本充宏・小林哲夫・奥野 充 (2013) 桜島火山におけるマグマ供給系の変化—始良カルデラ形成噴火以降のテフラ噴出物からの解析—. 桜島火山における多項目観

- 測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究(平成 24 年度成果報告書), 95-104.
- 森脇 広・永迫俊郎・西澤文勝・松島義章・鈴木毅彦・田中源吾 (2017) テフラ編年と ^{14}C 年代に基づく鹿児島湾奥, 新島(燃島)の海成堆積物の編年とその意義. 地学雑, 126, 557-579.
- Müller, T., Dohmen, R., Becker, H.W., Ter Heege, J.H., Chakraborty, S. (2013) Fe–Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: experimental data and implications for Fe–Mg exchange geothermometers. *Contrib Mineral Petrol*, 166, 1563-1576, <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0941>.
- 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.
- 中川光弘・松本亜希子・宮坂瑞穂・富樫泰子・井口正人 (2011) 桜島火山の噴火活動様式とマグマ供給系の 20 世紀からの変化とその意義. 桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究(平成 22 年度報告書), 85-94.
- Nishihara, A., Tatsumi, Y., Kaneko, K., Kimura, J. I., Chang, Q., Geshi, N., Miyazaki, T., Vaglarov, B.S., Hinata, H., & Suzuki-Kamata, K. (2024). Voluminous magma formation for the 30 ka Aira caldera-forming eruption in SW Japan: contributions of crust-derived felsic and mafic magmas. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1283844.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 80p.
- Putirka, K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems, in *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69, Minerals, Inclusions and Volcanic processes, edited by K. D. Putirka and F. J. Tepley III, pp. 61-120, Mineralogical Society of America.
- Putirka, K.D. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer Mineral*, 101, 841-858.
- 産業技術総合研究所 (2022) 令和 4 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).
- Sauerzapf, U., Lattard, D., Burchard, M., and Engelmann, R. (2008) The Titanomagnetite–Ilmenite Equilibrium: New Experimental Data and Thermo-oxybarometric Application to the Crystallization. *Jour Petrol*, 49, 1161-1185, doi:10.1093/petrology/egn021.
- Shibata, T., Suzuki, J., Yoshikawa, M., Kobayashi, T., Miki, D., and Takemura, K. (2013) Geochemical and Sr–Nd–Pb Isotopic Constraints on the Origin and Magmatic Evolution of Quaternary Lavas of Sakurajima Volcano, Southern Kyushu Island, Japan. *Bull Volcanol Soc Japan*, 58(1), 41-58.
- 周藤正史・石原和弘・巽好幸 (2000a) 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史～カルデラ北炎舞加治木, 国分地域及び南部牛根地域の溶岩流試料の K–Ar 年代. 火山, 45, 1-12.
- 周藤正史・宇都浩三・味喜大介・石原和弘・巽好幸 (2000b) 始良カルデラ周縁部に分布する火山岩の K–Ar 年代測定—爆発的な始良火砕噴火以前の火山活動史—. 京都大学防災研究所年報, 43 B-1, 15-35.

- 高橋正樹・大塚 匡・川俣博史・泊 寿・安井真也・金丸龍夫・大槻 明・島田 純・厚地貴文・梅澤孝典・白石哲朗・市来祐美・佐竹 紳・小林 哲夫・石原和弘・味喜大介 (2011) 桜島火山および始良カルデラ噴出物の全岩化学組成－分析データ 583 個の総括－. 日大文理学部自然科学研紀要, 46, 133-200.
- Takahashi, M., Otsuka, T., Sako, H., Kawamata, H., Yasui, M., Kanamaru, T., Otsuki, M., Kobayashi, T., Ishihara, K., and Miki, D. (2013) Temporal variation for magmatic chemistry of the Sakurajima volcano and Aira Caldera region, Southern Kyushu, Southwest Japan since 61 ka and its implications for the evolution of magma chamber system. *Bull Volcanol Soc Japan*, 58(1), 19-42
- 為栗健, 八木原寛, 筒井智樹, & 井口正人. (2022). 高分解能な 3 次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング. *火山*, 67(1), 69-76.
- Taylor, J.R., Wall, V.J., Pownceby, M.I. (1992) The calibration and application of accurate redox sensors. *American Mineralogist*, 77, 284-295.
- 津久井雅志・荒牧重雄 (1990) 始良火砕噴火のマグマ溜り. *火山*, 35, 231-248.
- 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.
- Wark, D.A. and Watson, E. B. (2006) TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152, 743-754, DOI 10.1007/s00410-006-0132-1.
- Zhang, X., Ganguly, J., and Ito, M. (2010) Ca-Mg diffusion in diopside: Tracer and chemical inter-diffusion coefficients. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), 175-186, DOI:10.1007/s00410-009-0422-5.
- Yanagi, T., Ichimaru, Y., and Hirahara, S. (1991) Petrochemical evidence for coupled magma chambers beneath the Sakurajima volcano, Kyushu, Japan. *Geochemical Journal*, 25 (1), 17-30.
- 安田敦, 吉本充宏, & 藤井敏嗣. (2015). 始良火砕噴火のマグマ溜まり深度. *火山*, 60(3), 381-397.

1.3 鬼界・阿蘇カルデラ噴出物中のガラス包有物を対象とした揮発成分濃度測定

【実施内容】

高温高压実験装置を用いて合成した含水量既知の安山岩組成及びデイサイト組成の含水ガラスを標準試料として、顕微ラマンによる安山岩組成およびデイサイト組成の含水量検量線を作成した。昨年度までに作成した流紋岩ガラスの検量線と合わせて、検量線の傾きのガラス組成依存性を求めた。その結果、ガラスの SiO_2 量と検量線の傾きとの相関は一次関数で近似できることが明らかになった。今年度求めた検量線勾配の組成依存性を用いて、昨年度までに測定した阿蘇および鬼界カルデラの噴出物のガラス包有物中の含水量をそのガラス組成に応じて再計測した結果、0.5～1%程度過少見積もりであったことが明らかになった。また、含水量測定に及ぼすナノライトの影響を評価するため、ナノライト結晶を含むガラスのラマンスペクトルを取得し、ナノライト結晶を含まない同組成のガラスとの比較を実施した。ナノライト晶出ガラスの低波数領域のラマンスペクトルの形状および面積は、ナノライト結晶に対応するピークが出現するほか、ガラス領域のスペクトル形状も変化し、かつその面積も変化する。またその変化傾向も一定しないため、ナノライト結晶を含むガラスのラマンスペクトルを補正して含水量を測定することは現状では困難であることが判明した。

【調査・研究成果】

(1) 分析手法

ラマン分光分析には、平成 31 年度に本委託研究で導入した顕微ラマン分光装置 (NRS-5500) を使用した。分析条件等については、令和 3 年・4 年度本委託研究の方法に準拠して行った。用いた光学系条件は対物レンズ倍率 100 倍、共焦点アパーチャー $20\mu\text{m}$ 、スリット径 $25\mu\text{m}$ 、グレーティング 600 本/mm である。波数範囲 $100\sim 4000\text{ cm}^{-1}$ である。測定ではレーザーパワーを減光フィルターにより 50%減光し (6.3 mW)、30 秒間の信号取得を 10 回分積算した。なお、励起波長が 532 nm (緑) では蛍光妨害によりスペクトルが困難であったため、分析には励起波長 457nm (青) のレーザーを使用した。

検量線用の試料には、透過 FT-IR 法で含水量を測定済みの安山岩 ($\text{SiO}_2=64\%$) 及びデイサイト (鬼界カルデラ昭和硫黄島溶岩 $\text{SiO}_2=70.5\%$) ガラスを用い、それぞれ含水量の異なる 3 個の試料を標準試料として使用した。試料の測定には $1\mu\text{m}$ 径のダイヤモンドペーストで鏡面研磨し表面に露出させたガラス包有物を用いた。ガラス表面部分で特に発生しやすい蛍光発光の影響を低減するため、標準試料・未知試料とも測定は試料表面から約 $3\mu\text{m}$ 内部にビーム焦点をおいて行った。

検量線は、Di Genova et al. (2017)の手法に基づき作成した。まず、取得したガラスのスペクトルに対し、励起レーザー振動数と温度に依存する散乱強度補正とベースライン補正を行なった。火山ガラスのラマンスペクトルにはケイ酸塩の構造に由来する低波数領域 (LW : $200\sim 1300\text{ cm}^{-1}$) のシグナルと、OH 基や分子水の振動に由来する高波数領域 (HW : $2700\sim 3900\text{ cm}^{-1}$) のシグナルが含まれる。ベースライン補正後のスペクトルのうち、LW 領域と HW 領域のピーク面積をそれぞれ求め、[HW]/[LW]比を算出する。それぞれ含水量の異なるデイサイト組成ガラス 3 試料、安山岩組成ガラス 4 試料の [HW]/[LW]比と含水量との関係を最小二乗法により一次関数近

似し、検量線とした。安山岩及びデイサイト組成ガラスで得られた検量線は、原点を通る一次関数であり、その傾きは異なる。令和 4 年度に作成した流紋岩と合わせて、ガラス組成が異なる 3 種類の検量線の傾きと、それぞれのガラスの SiO_2 量との関係を最小二乗法により一次関数近似し、 SiO_2 量を用いて検量線の傾きを補正する関係式を得た。

阿蘇および鬼界の未知試料は、検量線に用いた試料と同条件で測定し、励起レーザー振動数と温度に依存する散乱強度補正とベースライン補正ののち $[\text{HW}]/[\text{LW}]$ 比を算出した。また、測定した未知試料のガラス組成を SEM-EDS で測定し、得られた SiO_2 量から検量線の傾きを補正し、それを用いて $[\text{HW}]/[\text{LW}]$ 比から含水量を算出した。

(2) デイサイトおよび安山岩組成の含水量検量線

令和 4 年度に報告した流紋岩組成ガラス ($\text{SiO}_2=77\text{wt}\%$) と同様に、安山岩組成のガラス ($\text{SiO}_2=64\%$)、デイサイト組成のガラス ($\text{SiO}_2=70.5\%$) とも、含水ガラスのラマンスペクトルの $[\text{HW}]/[\text{LW}]$ 比 (x) と含水量(y)との間に直線的な比例関係が認められる。比例係数(検量線の傾き)は主にガラスの化学組成(無水換算 SiO_2 量)に依存し、 SiO_2 量が高いほど比例係数が低くなることが分かった(図 1.3-1)。組成の異なるガラスの含水量検量線の傾き(S)と、それぞれのガラスの SiO_2 量(無水換算, SiO_2 質量% (C))の関係は一次関数 $S = aC + b$ で近似できる。顕微ラマン分光装置を用いて組成の異なる含水量既知の標準試料のラマンスペクトルの $[\text{HW}]/[\text{LW}]$ 比 x を測定し、 $[\text{HW}]/[\text{LW}]$ 比 (x) と含水量(y)との関係から係数 a, b を決定すれば、EDS 法により測定した含水量未知の試料の SiO_2 量 C (無水換算 $\text{wt}\%$)、顕微ラマン分光装置を用いて測定したラマンスペクトルの $[\text{HW}]/[\text{LW}]$ 比 x から、次式により含水量 y ($\text{wt}\%$)、を推定することが可能である。

$$y = Sx = (aC + b)x \quad (1)$$

図 1.3-2 に示した分析条件では、 $a=-0.036$, $b=3.3621$ であった。これらの検量線の傾きは、温度変化などによる顕微ラマン分光装置の光学的な不安定性やレーザー発振装置の不安定性、あるいは試料のラマン光励起効率の変化などに影響を受ける。そのため、実際の阿蘇および鬼界カルデラの試料分析に当たっては、未知試料と同日に同じ条件下で標準試料を測定し、検量線の傾きと係数 a, b を求めた。また、含水量を測定するガラス領域ごとに SEM-EDS を用いてガラスの化学組成を測定し、得られたガラスの無水換算 SiO_2 質量%から式(1)を用いて含水量を算出した。

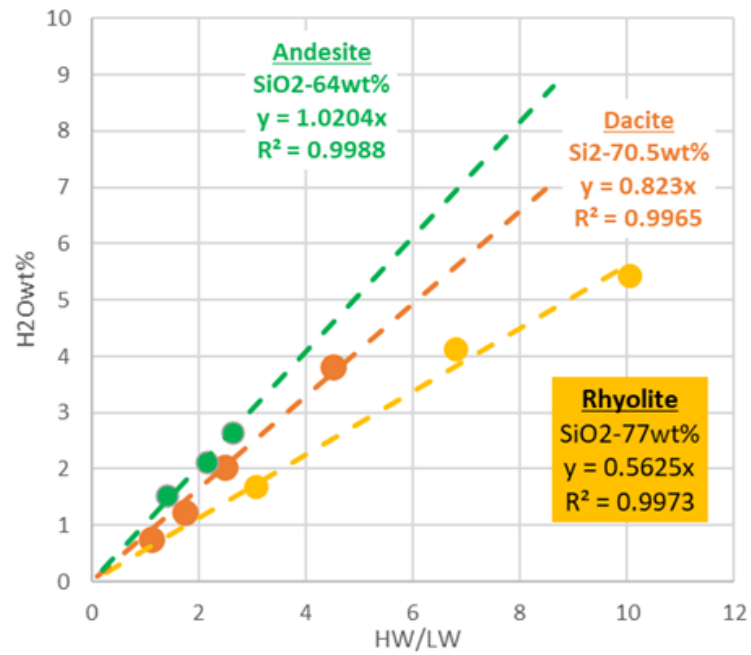


図 1.3-1 安山岩組成（緑），デイサイト組成（橙），流紋岩組成（黄）の合成含水ガラスの [HW]/[LW] 比（横軸）と，透過 FT-IR 法により求めた含水量との関係.

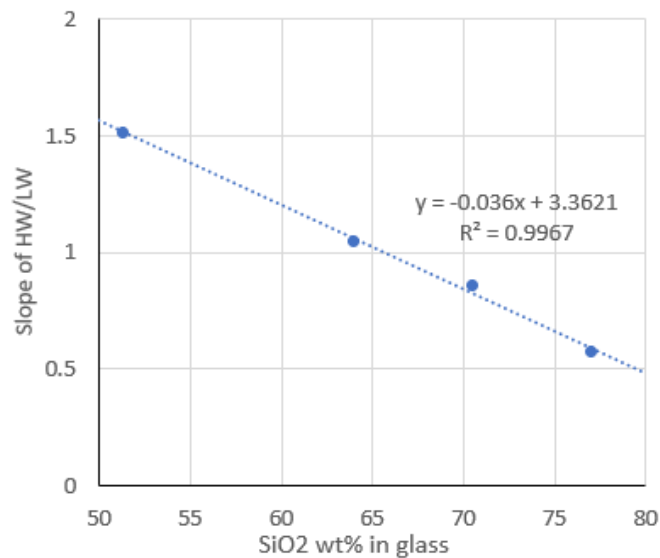


図 1.3-2 安山岩，デイサイト，流紋岩組成の合成含水ガラスから得られた検量線の傾きと，それぞれのガラスの無水 SiO₂ 重量% (x) との関係. 玄武岩組成 (SiO₂=52wt%) の合成ガラスの含水量は 1 試料のみの測定のため，参考値として掲載している. この分析条件では，検量線の傾き (y) はガラスの無水 SiO₂ 質量% (x) から次式で求められる； $y = -0.036x + 3.3621$

(3) 阿蘇および鬼界カルデラの珪長質マグマ貯留条件

3-1) 再計算された含水量

阿蘇カルデラの阿蘇4火砕流噴火の最初期の降下軽石である Aso4X の斜長石に含まれるガラス包有物の含水量を、顕微ラマン分光装置を用いて求めた。ガラス組成は SEM-EDS を用いて測定し、式 (1) により含水量を計算した。Aso4X は阿蘇4噴火の噴出物のうち最も珪長質組成の噴出物である (星住・他, 2022)。流紋岩組成ガラスで作成した検量線による含水量に比べて、組成依存性を考慮した検量線により求めた含水量は全体に 1wt% ほど高めに算出された (図 1.3-3)。新たに得られた含水量は、3.5~4.0wt.% 付近と 6.0~6.5wt.% 付近にピークを持つバイモーダルな頻度分布を示す。

鬼界カルデラのアカホヤ流噴火の最初期の降下軽石である幸屋降下軽石の直方輝石に含まれるガラス包有物の含水量を、顕微ラマン分光装置を用いて求めた。ガラス組成は SEM-EDS を用いて測定した。幸屋降下軽石はアカホヤ噴火の噴出物の中で最も珪長質な噴出物である。Aso4X 同様、流紋岩組成ガラスで作成した検量線による含水量に比べて、組成依存性を考慮した検量線により求めた含水量は全体に 1wt% ほど高めに算出された (図 1.3-4)。新たに得られた含水量は、2.5~3.0wt.% 付近と 4.0~4.5wt.% 付近にピークを持つバイモーダルな頻度分布を示す。

3-2) 再計算した含水量に戻づくマグマ貯留条件推測

阿蘇カルデラの珪長質マグマの貯留条件を考察した。Liu *et al.* (2005) による流紋岩ガラスの飽和含水量によれば、再計算により得られた含水量 3.5~4.0wt.% と 6.0~6.5wt.% はそれぞれ飽和圧力として 71~90MPa および 192~223MPa に相当する。地殻岩石の密度を 2500 kg/m³ と仮定すると、この圧力は 2.9~3.7 km および 7.8~9.1 km に相当する。Keller *et al.* (2023) により Aso4X マグマの温度は 840~880°C と推定されている。この温度・圧力・含水量条件のもと、Rhyolite MELTS により算出された阿蘇の珪長質マグマの結晶量は、840~880°C で 71~90MPa の場合、約 0~15% 程度と推測される (図 1.3-6A)。なお、高含水量マグマの条件は水に不飽和であり (図 1.3-6A)、飽和を仮定して求められた圧力 (192~223MPa) の見積もりは過小評価である。

Ushioda *et al.* (2020) の相図によれば、この低い含水量マグマの温度条件では、いずれの含水量・圧力条件で黒雲母が安定に晶出し、また直方輝石の晶出領域よりも高温である (図 1.3-5) これは、実際の噴出物に含まれる斑晶組み合わせ (有色鉱物は黒雲母のみ) と整合的である。ただし、高含水量マグマの温度圧力条件は Ushioda *et al.* (2020) による相図では斜長石の安定領域の外にあり、実際の斑晶組み合わせ (斜長石が含まれる) と一致しない。

鬼界カルデラの珪長質マグマの貯留条件を推測した。Liu *et al.* (2005) による流紋岩ガラスの飽和含水量によれば、再計算により得られた含水量 2.5~3.0wt.% と 4.0~4.5wt.% はそれぞれ飽和圧力として 39~54MPa および 90~112MPa に相当する。低含水量側の含水量ピークの値は、斜長石-メルト平衡関係から推測された鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの平衡圧力条件 (2.2~3.5 H₂O wt%, Hamada *et al.*, 2023) と整合的である。鬼界カルデラ地域の地殻岩石の密度を 2500 kg/m³ と仮定すると、得られた含水量が飽和含水量であると仮定した場合の飽和圧力は 1.6~2.2 km および 3.7~4.6 km の静岩圧に相当する。幸屋降下軽石の流紋岩マグマの温度は、輝石平衡温度

計から $902\pm 15^{\circ}\text{C}$ と求められている。この温度・圧力・含水量条件のもと、Rhyolite MELTS により算出された鬼界カルデラの珪長質マグマの結晶量は、 $902\pm 15^{\circ}\text{C}$ 、39～54MPa では 5～14% 程度と推測される（図 1.3-6B）。なお、高含水量マグマの条件は水に不飽和であり（図 1.3-6B）、飽和を仮定して求められた圧力（90～112 MPa）の見積もりは過小評価である。

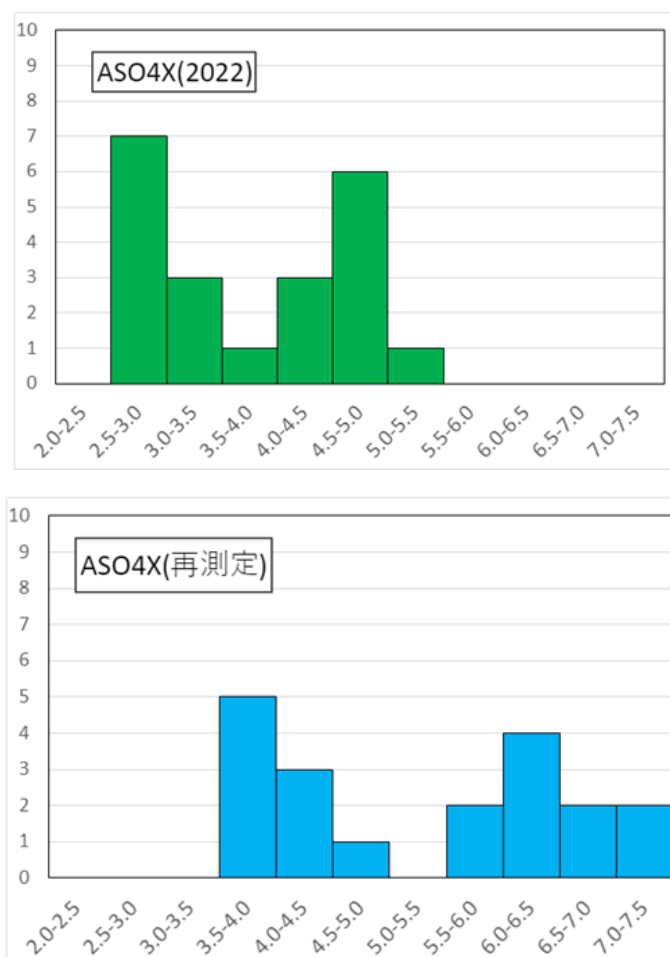


図 1.3-3 阿蘇カルデラ Aso4X 降下軽石のガラス包有物の含水量再測定結果。上は流紋岩組成の検量線を用いて算出した含水量分布（令和 4 年度成果），下はガラス包有物の SiO_2 量で補正した検量線を用いて算出した含水量。含水量分布が約 1wt%ほど高く再計算された。なお、下図のデータは今年度新たに取得したもののため、上図と下図の測定データは異なる。

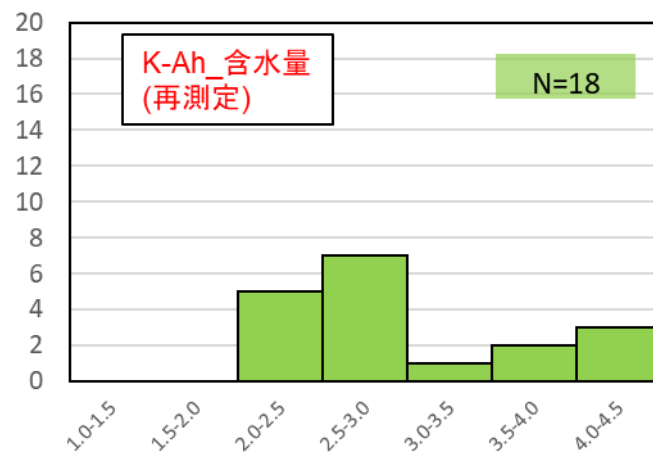
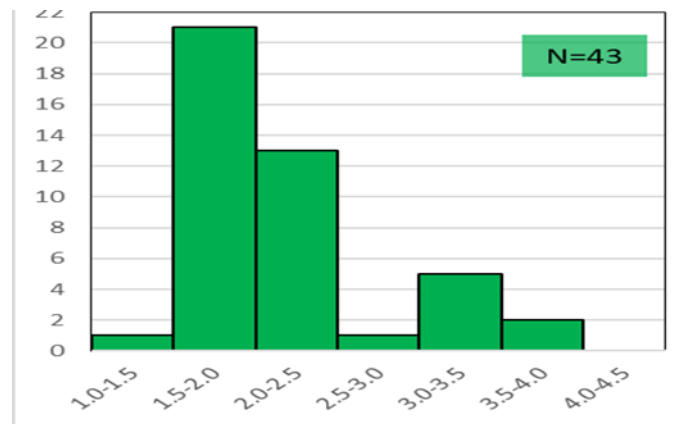


図 1.3-4 鬼界カルデラの幸屋降下軽石のガラス包有物の含水量再測定結果。上は流紋岩組成の検量線を用いて算出した含水量分布（令和 4 年度成果），下はガラス包有物の SiO_2 量で補正した検量線を用いて算出した含水量。含水量分布が約 1wt%ほど高く再計算された。阿蘇同様、下図のデータは今年度新たに取得したもののため、上図と下図の測定データは異なる。

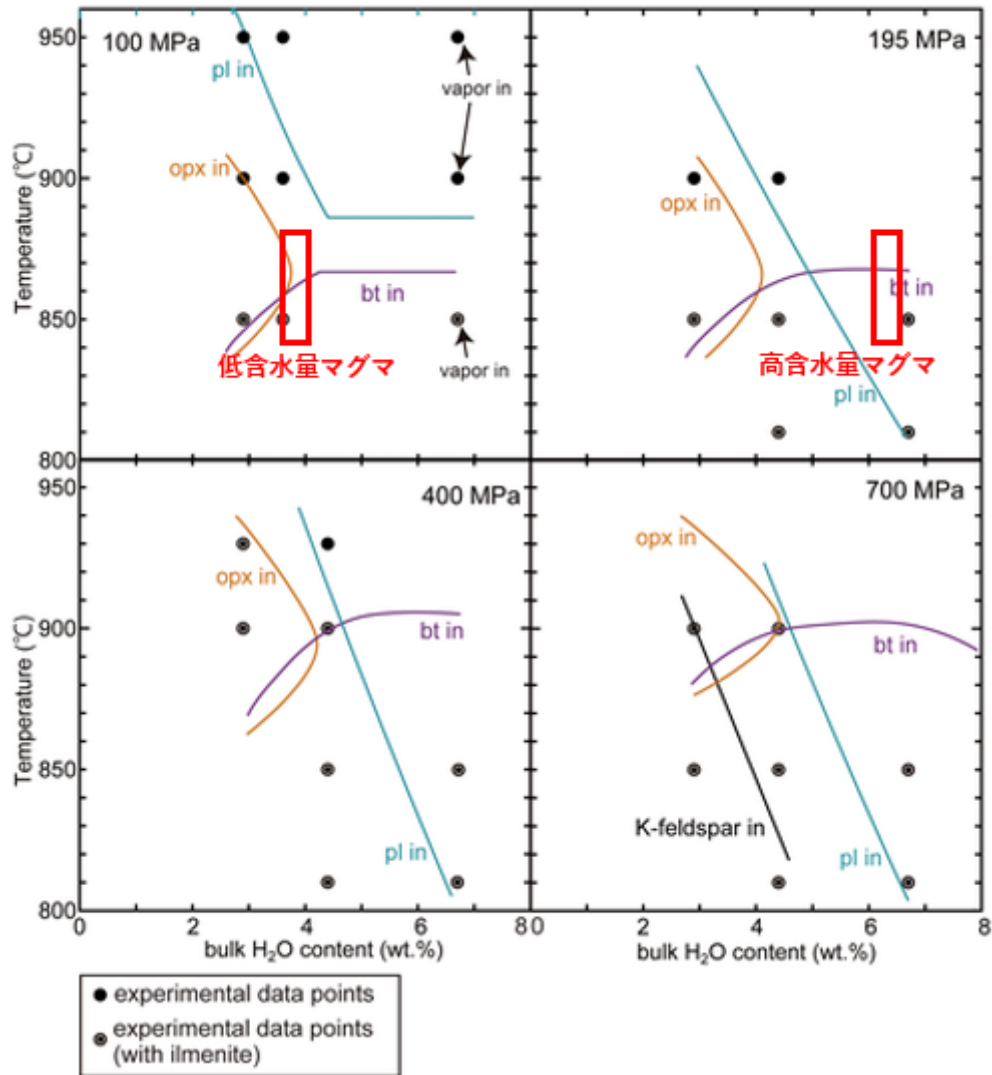


図 1.3-5 再計算された含水量に基づき推定された低含水量マグマ（含水量 3.5～4.0 wt%）及び高含水量マグマ（含水量 6.0～6.5wt%）の条件. 用いた相図は Ushioda et al. (2020) の Fig 4. 温度条件は Keller et al. (2023) による（840～880°C）. 赤枠は求められた含水量及び温度に相当する領域.

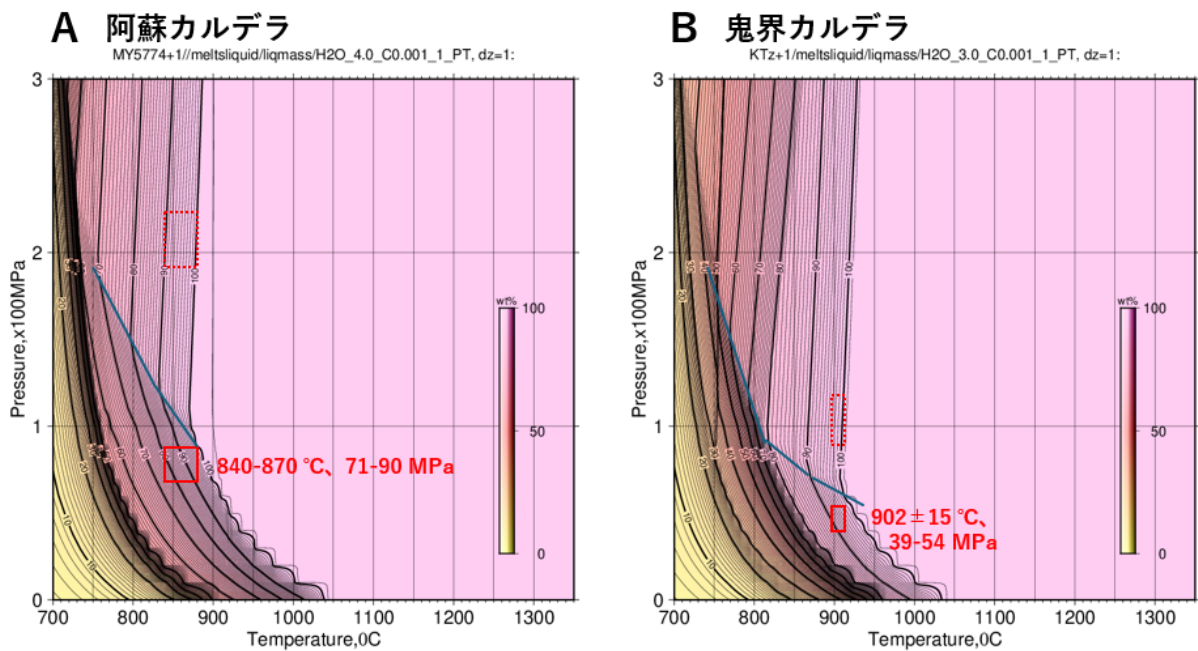


図 1.3-6 Rhyolite MELTS による温度—圧力—メルト量関係図。等量線はメルト量（質量%）を示す。図 A は阿蘇カルデラの珪長質マグマ組成（初期含水量 4wt%），図 B は鬼界カルデラの珪長質マグマ組成（初期含水量 3wt%）の図。推定された珪長質マグマの温度圧力領域を赤枠で示す。青線は水飽和線で、これより高圧・高温側（青線よりも右上領域）ではマグマは水に不飽和である。

(4) 含水量測定に及ぼすナノライトの影響評価

ラマン分析による含水量測定結果にガラスの結晶化が及ぼす影響を評価した。評価には天然の安山岩質～玄武岩質火山噴出物を用いた。試料は三宅島 1983 年噴火の新鼻新山スコリア，富士宝永噴火（Ho-3，Ho-4）スコリア，阿蘇 2014 年噴火スコリア，桜島 2010 年輕石，桜島 2014 年輕石，インドネシア・ブロモ火山の火山灰を用いた。まず，結晶化をうけていないガラス試料のラマンスペクトル取得のため，透過・反射顕微鏡や SEM で斑晶やマイクロライトが確認されない石基部分を分析した。ピーク形状や相対強度は異なるものの，いずれの試料も 400～600 および 900～1200 cm^{-1} 付近に緩やかな凸型のピークを持つスペクトルが得られた（図 1.3-7）。これらは合成デイサイトガラスにも確認され（令和 4 年度報告），前者は SiO_4 四面体が成す環状ケイ酸塩の架橋酸素の振動，後者は四面体を形成する網目形成酸化物（主に Si^{4+} ， Al^{3+} ， Ti^{4+} ， Fe^{3+} ）と非架橋酸素とが成す伸縮振動に由来し（van Gerve and Naur, 2023），ガラスの構造を反映している。

一方で，690 cm^{-1} 付近に顕著なピークが確認されたスペクトルも存在した（図 1.3-8：富士宝永，インドネシア・ブロモ）。690 cm^{-1} 付近のピーク強度は分析点により異なる。参照用の鉱物スペクトルとの比較から（令和 4 年度報告），690 cm^{-1} 付近に出現するピークは鉄酸化物（磁鉄鉱）ナノライトのピークである可能性が高い。ナノライトの晶出によると考えられる 690 cm^{-1} 付近のピーク

クがみられるラマンスペクトルを、 690cm^{-1} 付近のピークがみられないガラス試料のラマンスペクトルと比較すると、 690cm^{-1} 付近のピーク出現と同時に $400\sim 600$ 及び $900\sim 1200\text{ cm}^{-1}$ 付近のピーク強度の低下がみられ、その変化傾向は一定ではなかった。この $400\sim 600$ 及び $900\sim 1200\text{ cm}^{-1}$ 付近のピーク強度の低下の影響により、低波数領域[LW]のピーク面積が規則性なく変化する。したがって、 690cm^{-1} 付近のピークのピークカット処理を行っても、ナノライト結晶を含むガラスのラマンスペクトルを補正して含水量を測定することは現状では困難であることが判明した。

このほかに、 520 cm^{-1} 付近及び $200\sim 300\text{ cm}^{-1}$ にピークがある結果も得られた（図 1.3-8）。このバンドは斜長石に該当する（令和 4 年度報告）。これらのスペクトルは斜長石ピーク以外の点でナノライトを含まないガラス分析点とほとんど変わらないことから、ガラスのスペクトルに斑晶や石基の斜長石が合成したスペクトルが得られたと考えられる。

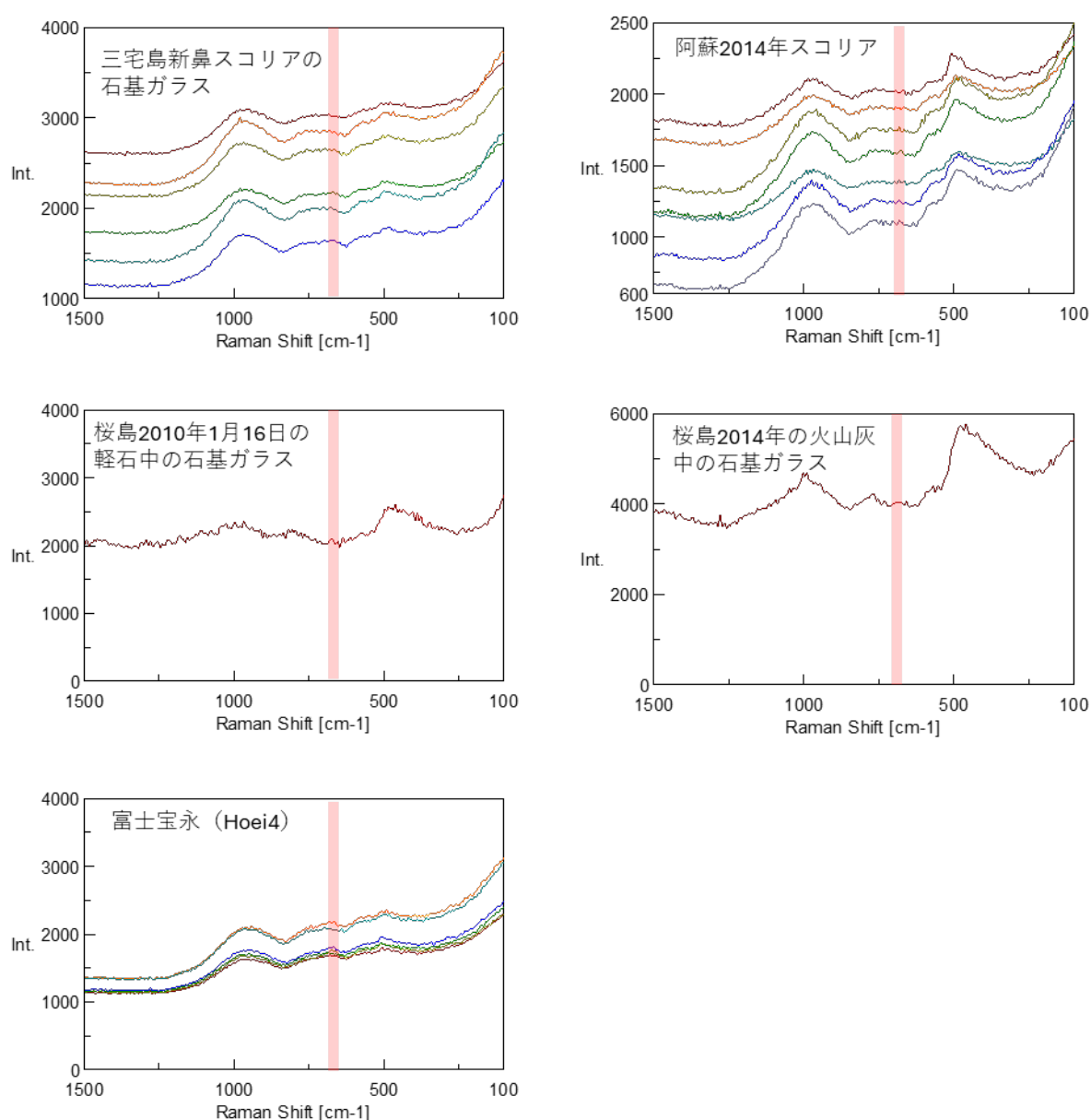


図 1.3-7. 天然噴出物のナノライトピークがみられないガラスのラマンスペクトル。赤い領域

は 690cm^{-1} 付近の鉄酸化物（磁鉄鉱）ナノライトのピークが出現する波数領域を表す,

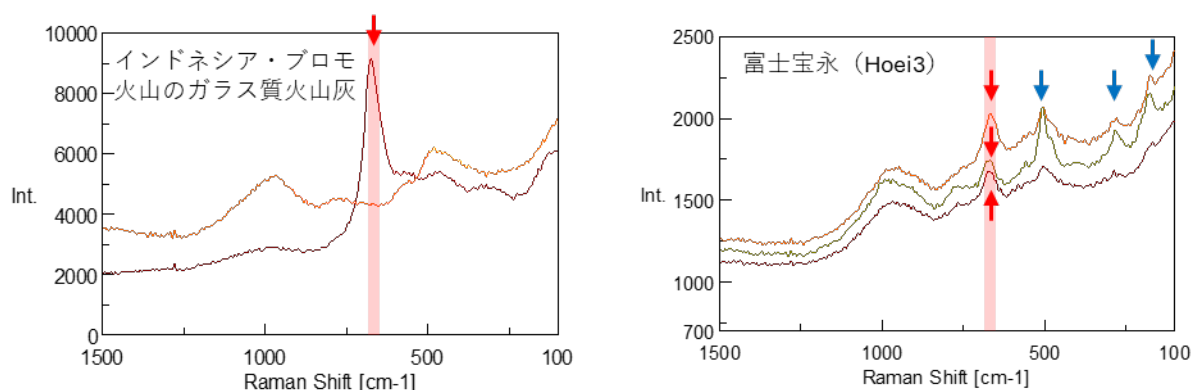


図 1.3-8. 天然噴出物のナノライトピークが出現するガラスのラマンスペクトル. 赤い領域は 690cm^{-1} 付近の鉄酸化物（磁鉄鉱）ナノライトのピークが出現する波数領域を表す. 赤と青の矢印はそれぞれのスペクトルに出現した特徴的なピーク位置を示している. スペクトルの色は同じサンプル内での分析点の違いを表す

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.
- Hamada, M., Hanyu, T., McIntosh, I.M., Luisa, M., Tejada, G., Chang, Q., Kaneko, K., Kimura, J., Kiyosugi, K., Miyazaki, T., Nakaoka, R., Nishimura, K., Sato, T., Seama, N., Suzuki-Kamata, K., Tanaka, S., Tatsumi, Y., Ueki, K., Vaglarov, B.S., Yoshida, K. (2023) Evolution of magma supply system beneath a submarine lava dome after the 7.3-ka caldera-forming Kikai-Akahoya eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 434, 107738, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107738>.
- 星住英夫・宮縁育夫・宮城磯治・下司信夫・宝田晋治 (2022) 阿蘇火山, 阿蘇 3/4 降下テフラ群の層序と噴火活動史—阿蘇 4 火砕流噴火への準備過程—. *火山*, 67, 91-112.
- Keller, F., Guillong, M., Geschi, N., Miyakawa, A., Bachmann, O. (2023) Tracking caldera cycles in the Aso magmatic system – Applications of magnetite composition as a proxy for differentiation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 436, 07789, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107789>.
- Liu, Y., Zhang, Y., Behrens, H. (2005) Solubility of H_2O in rhyolitic melts at low pressure and a new empirical model for mixed H_2O - CO_2 solubility in rhyolitic melts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 143, 219-235.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J., Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile

- concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108, 11-31.
- Ushioda, M., Miyagi, I., Suzuki, T., Takahashi, E., Hoshizumi, H. (2020) Preeruptive P-T conditions and H₂O concentration of the Aso-4 silicic end-member magma based on high-pressure experiments. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 125, e2019JB018481.
- van Gerve and Naur (2023) Silsic H₂O: a graphical user interface for processing silicate glass Raman spectra and quantifying H₂O

1.4 洞爺カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討

【実施内容】

洞爺カルデラ噴出物を対象として、鉱物の斑晶累帯構造解析および全岩 U-Th 放射非平衡分析を行い、マグマの生成および噴火の時間スケールについて見積もった。U-Th 放射非平衡から見た洞爺カルデラ形成噴火のマグマの発生は、約 20 万年以上前となる。一方、斑晶鉱物の組成累帯構造の元素拡散により算出された時間スケールは、噴火の数百年前より新しい時期となった。少なくともこの時期までに、マッシュ溜まり中に斑晶を有するマグマポケットが存在する状態になったと考えられる。また、洞爺火山と支笏火山との比較検討を行い、両者の活動とマグマの特徴の差異は、玄武岩質マグマの供給率の差に起因する可能性を指摘した。

【調査・研究成果】

(1) 洞爺カルデラ形成噴火の噴出物層序と推移についてのまとめ

洞爺カルデラ形成噴火堆積物を対象とした昨年度までの地質学的調査および噴出物に関する基礎的な物質科学的検討によって、以下のことが明らかになっている。

1. カルデラ近傍での野外での層序および層相の観察に基づいて、区分を行いユニット 1 から 6 の噴火層序を確立した (図 1.4-1)。
2. ユニット間の時間間隙についても注目して、従来は想定されていなかった噴火間隙をユニット 3 と 4 の間に見出した。
3. カルデラから離れた地域の堆積物と近傍との対比に関しては、層序・層相だけではなく近傍相において含まれる本質物タイプの種類とその量比の変化にも注目して、対比を行った。含まれる本質物は、主珪長質マグマである結晶に乏しい流紋岩質軽石 (CP タイプ軽石) と少量の結晶に富む流紋岩質軽石 (CR タイプ軽石)、そして流紋岩からデイサイト組成の灰色縞状軽石から構成される (図 1.4-1)。
4. 近傍相と co-ignimbrite ash との対比については、近傍相の本質物およびマトリクスガラスと ash のガラス組成を比較して行った。
5. カルデラ形成噴火は時間間隙を挟んで、大きく 2 つのステージに分けられる (図 1.4-1)。
6. 前半のステージ 1 は水の関与が大きい火砕噴火であり、比較的規模の大きな火砕流が発生した。カルデラから 100 km 程度までは co-ignimbrite ash として飛散した。含まれる本質物は CP タイプ軽石のみである。
7. 後半のステージ 2 では大規模な火砕流が、lag breccia の放出を繰り返しながら発生した。このステージの火砕流に伴う co-ignimbrite ash はカルデラから 300 km 以上の遠方まで到達している。含まれる本質物は、CP タイプ軽石に加えて、CR タイプ軽石と灰色縞状軽石も含まれるようになり、その比率はステージ後半に向けて増加する。
8. 総噴出量は 170 km³DRE と見積もられ、噴出物量はステージ 2 が 70%以上を占めており、lag breccia の存在も考えると、このステージでカルデラ陥没・拡大が起こったと推定される。

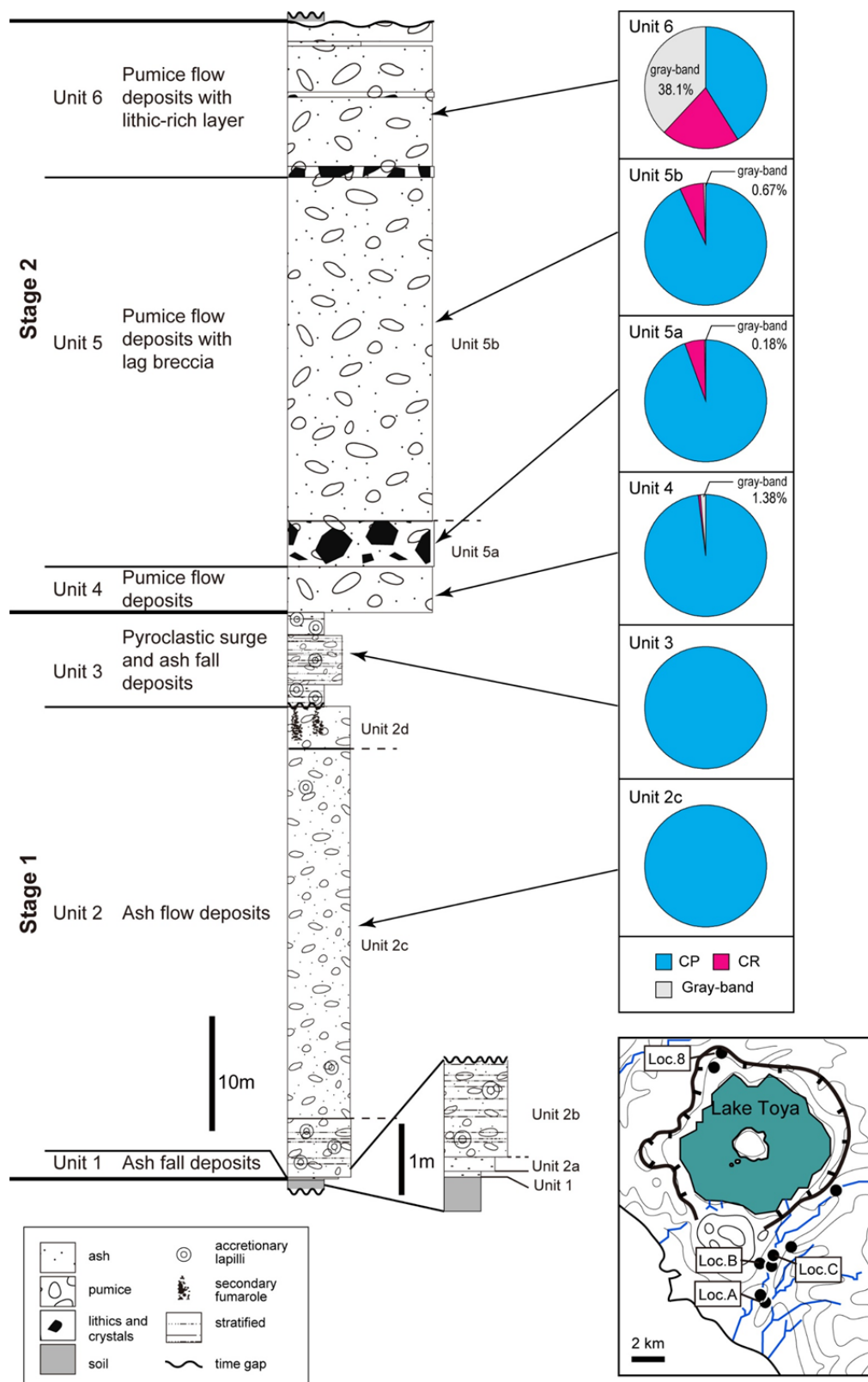


図 1.4-1 カルデラ近傍での洞爺カルデラ形成噴火堆積物の模式柱状図と含まれる本質物タイプと量比. 右下に近傍の露頭位置を示す.

(2) 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の岩石学的研究についてのまとめ

洞爺カルデラ形成噴火堆積物を対象とした昨年度までの岩石学的検討によって、以下のことが明らかになっている。

1. カルデラ形成噴火に関与した本質物は、約 90%を占める斑晶に乏しい白色軽石（CP タイプ軽石）、総量で 10%程度の量の斑晶に富む白色軽石（CR タイプ軽石）と灰色軽石と CP タイプ軽石からなる縞状軽石（灰色縞状軽石）の 3 タイプである。
2. CP タイプ軽石マグマは鉄に富む直方輝石である Eulite で特徴づけられる Eulite 流紋岩(CP-Eu 流紋岩と呼ぶ)で、ステージ 2 ではこれに少量の他の端成分マグマが混合している。
3. CR タイプ軽石マグマは、Cummingtonite 流紋岩（CR-Cum 流紋岩と呼ぶ）と Orthopyroxene 流紋岩（CR-Opx 流紋岩と呼ぶ）の 2 タイプの混合物で、それに少量の他のタイプのマグマが混合している（図 1.4-2）。
4. 灰色縞状軽石マグマは、Hornblende 流紋岩（Gray-Hb 流紋岩と呼ぶ）と Clinopyroxene-Orthopyroxene デイサイトおよび安山岩（Gray-2Px デイサイトおよび安山岩と呼ぶ）の混合マグマが、さらに CP-Eu 流紋岩マグマと mingling している（図 1.4-2）。
5. 主珪長質マグマは、CP-Eu 流紋岩マグマの下位に、灰色軽石マグマ（Gray-Hb 流紋岩マグマと Gray-2Px デイサイトおよび安山岩マグマの混合物）が位置する成層マグマ溜まりを形成していた（図 1.4-3）。
6. 噴火前のマグマ供給系の構造はマッシュマグマ系の中に、組成・密度成層した主珪長質マグマ溜まりがあり、その周辺に CR-Cum 流紋岩マグマ・CR-Opx 流紋岩マグマと Gray-Hb 流紋岩マグマからなる複数の小型マグマポケットが存在する。成層マグマ溜まりの下部は深部に向かって Gray-2Px デイサイトそして安山岩マグマが位置している。
7. これらのマグマ溜まりの物理化学条件は、成層マグマ溜まりの主珪長質マグマは深度 1.5～2 kb で温度は 750℃程度、灰色混合マグマ部分は 1～3 kb で温度は 750～850℃、そしてその下位に Gray-2Px マグマが存在し深度は 3～7.5 kb で温度は 800～950℃となる。成層マグマ溜まりの周辺のマグマポケットは 2.5～3 kb で 720～850℃である。

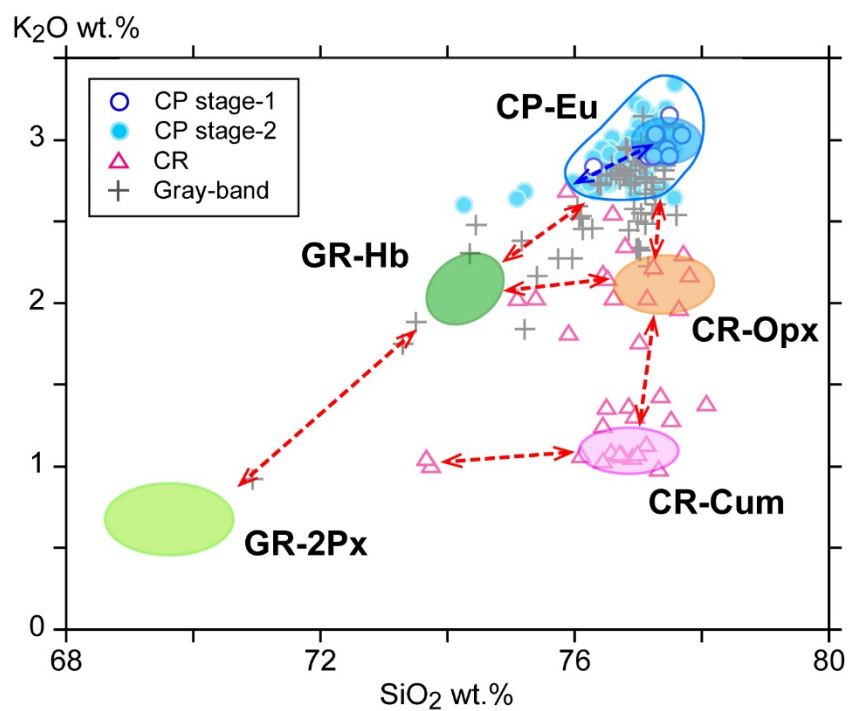


図 1.4-2. 本質物の SiO_2 - K_2O 図. 端成分マグマの推定組成を塗色して示している. 図中の点線は各端成分マグマの混合関係を示す. 詳細は本文参照.

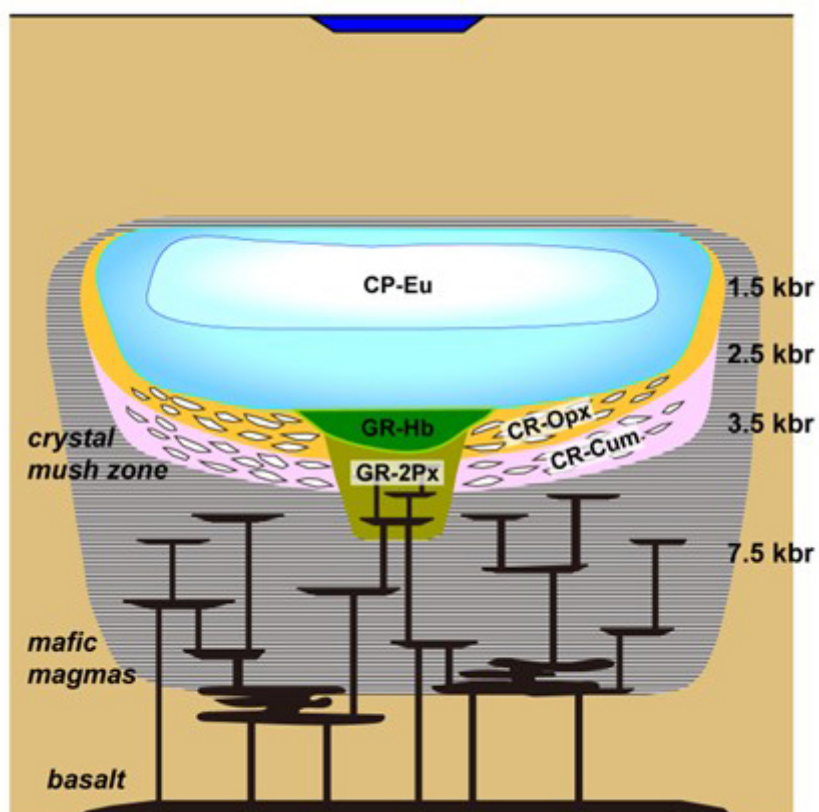


図 1.4-3. 物質科学的解析に基づく洞爺カルデラ形成噴火前のマグマシステムのイメージ.

(3) 洞爺カルデラ形成噴火噴出物のマグマ過程の時間スケールの検討

カルデラ形成噴火に関しては観測事例がないために、破局的噴火の前に、どのような現象がどのような時間スケールで発生するかを知ることが、経験のない噴火に備えるために重要になってくる。そのために、過去の噴出物に関して地球化学的手法や物質科学的手法を用いて、噴火前のマグマが存在する時間スケール (magma residence time) が検討されている。その中でもマグマ中の斑晶鉱物の組成累帯構造は、大規模珪長質マグマ溜まりが成長し、噴火に至るまでのマグマプロセスを記録しており、それら斑晶鉱物を使つての、magma residence time の検討は、具体的なマグマプロセスと対応して考えることができる点で有意義である。この観点でこれまで多くの検討がなされてきたが、一般的なマグマ溜まりの構造とマグマ混合に代表されるマグマ過程を議論している事例が多い。一方で、近年の研究では大規模珪長質マグマ溜まりの構造や、その成長過程も議論されているが、それらと関連させた magma residence time の検討は十分には行われていない。

今年度は、前年度に引き続き斑晶鉱物の組成累帯構造に注目して、元素拡散による時間スケールを検討する。まず多くの端成分マグマに斑晶として含まれ、かつ元素拡散係数の異なる複数の鉱物に着目する。そして、それぞれの斑晶鉱物種と組成に留意し、どの端成分マグマに由来する斑晶かを意識して、時間スケールを解析する。その時間スケールをもとに、大規模珪長質マグマ溜まりの噴火前のプロセスとその時間スケールについて議論する。それとは別に、地球化学的観点からマグマ生成の時間スケールに関しては、U-Th 非平衡を用いて議論する。

1) 研究手法

カルデラ形成噴火の本質物である、CP タイプ軽石、CR タイプ軽石および灰色綿状軽石は、それぞれがマグマ混合の産物である (図 1.4-2)。これらの斑晶鉱物は端成分マグマにおいて、晶出してから噴火までのプロセスを記録していると考えられる。そこで、本質物のタイプ毎に鉱物種毎の組成累帯構造を検討し、累帯構造が生成後に元素拡散によって改変されている場合に、その拡散時間を見積もる。そして、累帯構造からマグマプロセス・噴火過程とその時間スケールについて考察する。ここでは多くの端成分直方輝石と石英斑晶の累帯構造を検討する。

直方輝石と磁鉄鉱

組成累帯構造の特徴を把握するために、反射電子像を取得した。そして代表的な粒子について、北海道大学理学部所有の FE-EPMA (JEOL 社製 JXA-8530F) を用いて直接的に組成プロファイルを求めた。測定条件は加速電圧 15 kV、照射電流 20 nA、ビーム径 0.5 μm 、ステップ幅は 1 μm である。

得られた組成プロファイルから、元素拡散時間を推定した。直方輝石については、Allan et al. (2017) による Fe-Mg 元素拡散係数を、磁鉄鉱については、Freer and Hauptman (1978) による Ti の拡散係数を用いた。

石英

石英斑晶中の Ti 量の分布を明らかにするために、既往研究に倣い、カソードルミネッセンス

(以下, CL) 画像を利用して Ti 量を推定する方法を適用した (例えば, Peppard et al., 2001; Wark & Spear, 2005; Rusk et al., 2008; Matthews et al., 2012). まず, 任意の石英斑晶に対して CL 画像を撮影し, さらに同一結晶内で複数点の Ti 量を定量した. 定量には, 北海道大学理学部所有の FE-EPMA (JEOL 社製 JXA-8530F) を用いた. 画像撮影条件および測定条件は加速電圧 15 kV, 照射電流 200 nA, ビーム径 5 μm である. 定量分析には ZAF 補正法を適用した. 次に, フリーのソフトウェアである Image J (アメリカ国立衛生研究所 (NIH; National Institute of Health) により開発) を使用して CL 画像をグレースケール (GS 値) に変換し, GS 値と定量分析した Ti 量を比較した. 両者の関係性から線形近似式を求め, $\text{TiO}_2 \text{ ppm} = 0.2417 * (\text{gray scale}) + 1.5348$ ($R^2 = 0.7718$) の相関関係を得た. なお, この近似式から求めた推定 Ti 量と直接的に定量分析した Ti 量との差は概ね 10% 以下であった.

この線形近似式を用いて, 任意の石英斑晶の CL 像から測線の GS 値を取得し, Ti 量を推定した. なお, GS 値のノイズ (ばらつき) を小さくするために, 各 3 点の移動平均値から組成プロファイルを求めている. 得られた組成プロファイルから, Cherniak et al. (2007) による Ti の拡散係数を用いて, 元素拡散時間を推定した.

U-Th 非平衡

代表的な試料について, U-Th 放射非平衡法によるマグマ生成の時間スケールを検討した. まず, 難溶性鉱物を溶融するために, テフロン製密閉容器 (テフロンボム) を使用して, 200°C 程度の加圧条件下において, 粉末試料を酸分解した. そして, 北海道大学理学部所有の ICP-MS (サーモフィッシャー・サイエンティフィック社製 iCAP RQ) を用いて U・Th を定量した. 次に, Th 同位体比組成を求めるために, Yokoyama et al. (1999, 2003, 2006) の手法に従い, 溶液試料中の Th を元素分離した. そして, 北海道大学理学部所有の MC-ICP-MS (サーモフィッシャー・サイエンティフィック社製 NEPTUNE plus) を用いて, Th 同位体比組成を測定した. なおこれらの手法および測定誤差の詳細は, Kuritani et al. (2020)・Kuritani (2023) と同じである.

2) 直方輝石斑晶の組成累帯構造と拡散時間

直方輝石斑晶は全ての本質物タイプに含まれている. 個別の本質物に含まれる直方輝石斑晶は, そのコア組成によって起源が異なっており, それぞれの累帯構造を解析することによって, 含んでいる本質物が辿った過程を解明することができるであろう. 以下に本質物タイプ毎に直方輝石斑晶の累帯構造を検討する.

CP タイプ軽石

ステージ 1 の CP タイプ軽石では端成分マグマである CP-Eu 流紋岩質マグマからなり, それ以外のマグマは認められない. そのためステージ 1 のこのタイプの軽石には, コア組成が $\text{Mg\#} = 24 \sim 30$ の Eulite 組成の直方輝石のみが認められる. 一方, ステージ 2 の CP タイプ軽石は, CP-Eu 流紋岩マグマ起源の斑晶に加えて, コア組成が Eulite よりも Mg に富み, $\text{Mg\#} = 48 \sim 60$ の CR-Opx 流紋岩マグマ起源, そして $\text{Mg\#} = 30 \sim 48$ の CR-Cum 流紋岩マグマ起源と考えられる斑晶もわずかに存在する.

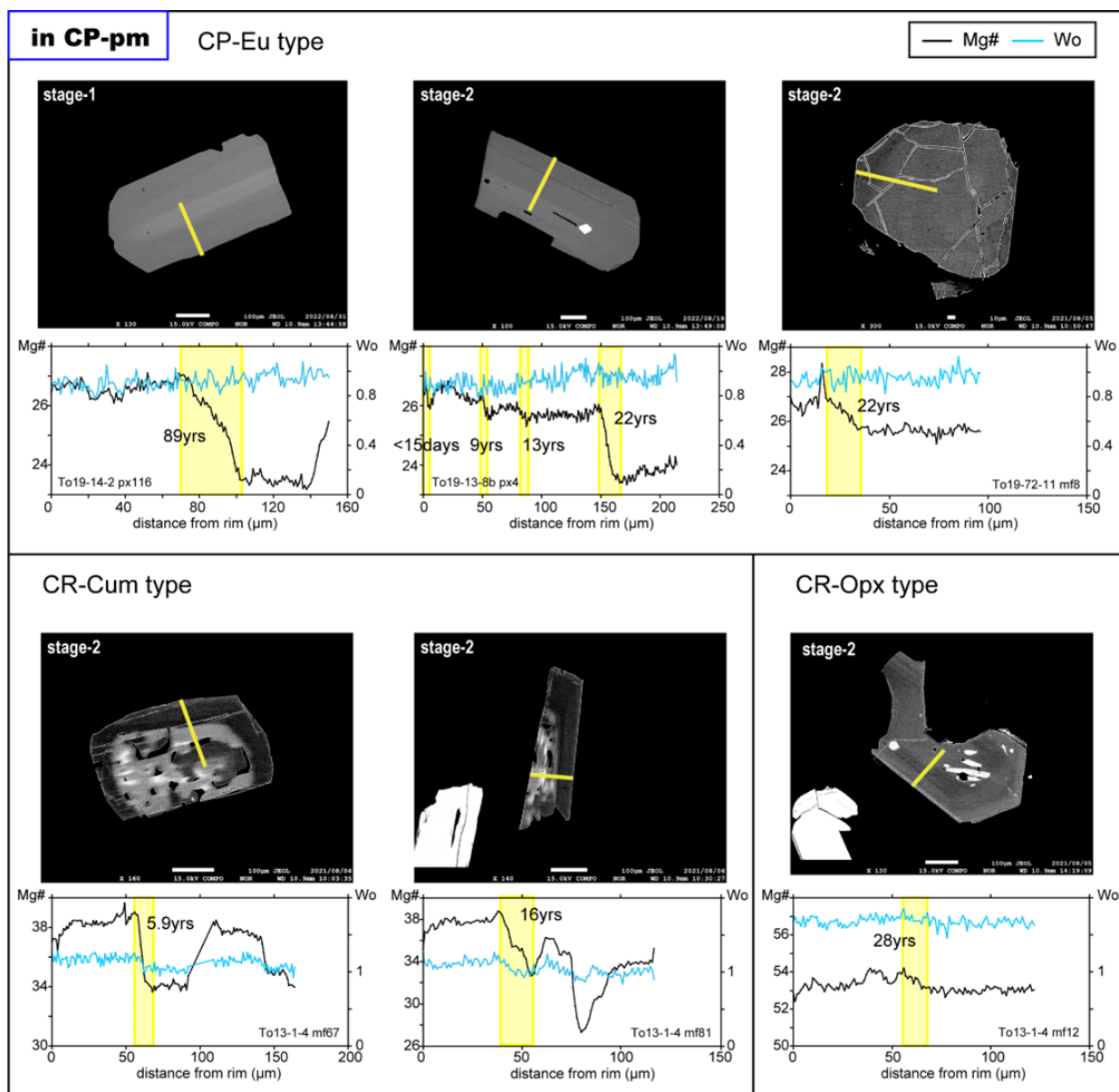


図 1.4-4. CP タイプ軽石中に含まれる直方輝石斑晶の代表的な組成像とライン分析結果. CP-Eu type, CR-Cum type および CR-Opx type は, コア組成から考えて, それぞれが CP-Eu 流紋岩マグマ, CR-Cum 流紋岩マグマそして CR-Opx 流紋岩マグマ起源と考えられる斑晶を示す. スケールは 100μm.

図 1.4-4 に前述のコア組成の違いに着目して検討した直方輝石斑晶の組成累帯構造を示す. ステージ 1 およびステージ 2 とも, CP-Eu 流紋岩質マグマ由来のコアが Eulite 組成の斑晶は, 斑晶内部で Mg# で 4 以下の程度の範囲で弱い累帯構造を示す斑晶が認められる. これらの斑晶の外縁部での累帯構造は, ステージ 1 では明瞭な組成累帯構造を示さないものが多いが, ステージ 2 では周縁部組成 Mg# で 1 程度の弱い逆累帯構造を何回か繰り返す斑晶もわずかに存在する. そして最外縁部ではほとんど累帯構造を示さない斑晶が多いが, ステージ 2 ではごくわずかな逆累帯構造を示す斑晶もある. ステージ II のこのタイプの軽石にわずかに含まれる CR タイプ軽石に由来する直方輝石斑晶は, リムから数十 μm 程度の内部で, Mg# で 2~5 程度の弱い逆累帯を示す.

そしてこれらの斑晶は最外縁部に向かって弱く正累帯構造を示す。

CR タイプ軽石

CR タイプ軽石中の直方輝石は、端成分である CR-Opx 流紋岩マグマの斑晶と考えられるコアが $Mg\# = 50 \sim 58$ のものが多いが、その他に CP-Eu 流紋岩マグマに由来するコアが $Mg\# = 24 \sim 30$ ，そして Gray-Hb 流紋岩マグマに由来するコアが $Mg\# = 60 \sim 65$ ，そして Gray-2Px デイサイトマグマに由来するコアが $Mg\#$ で 70 程度の斑晶もわずかに認められる。

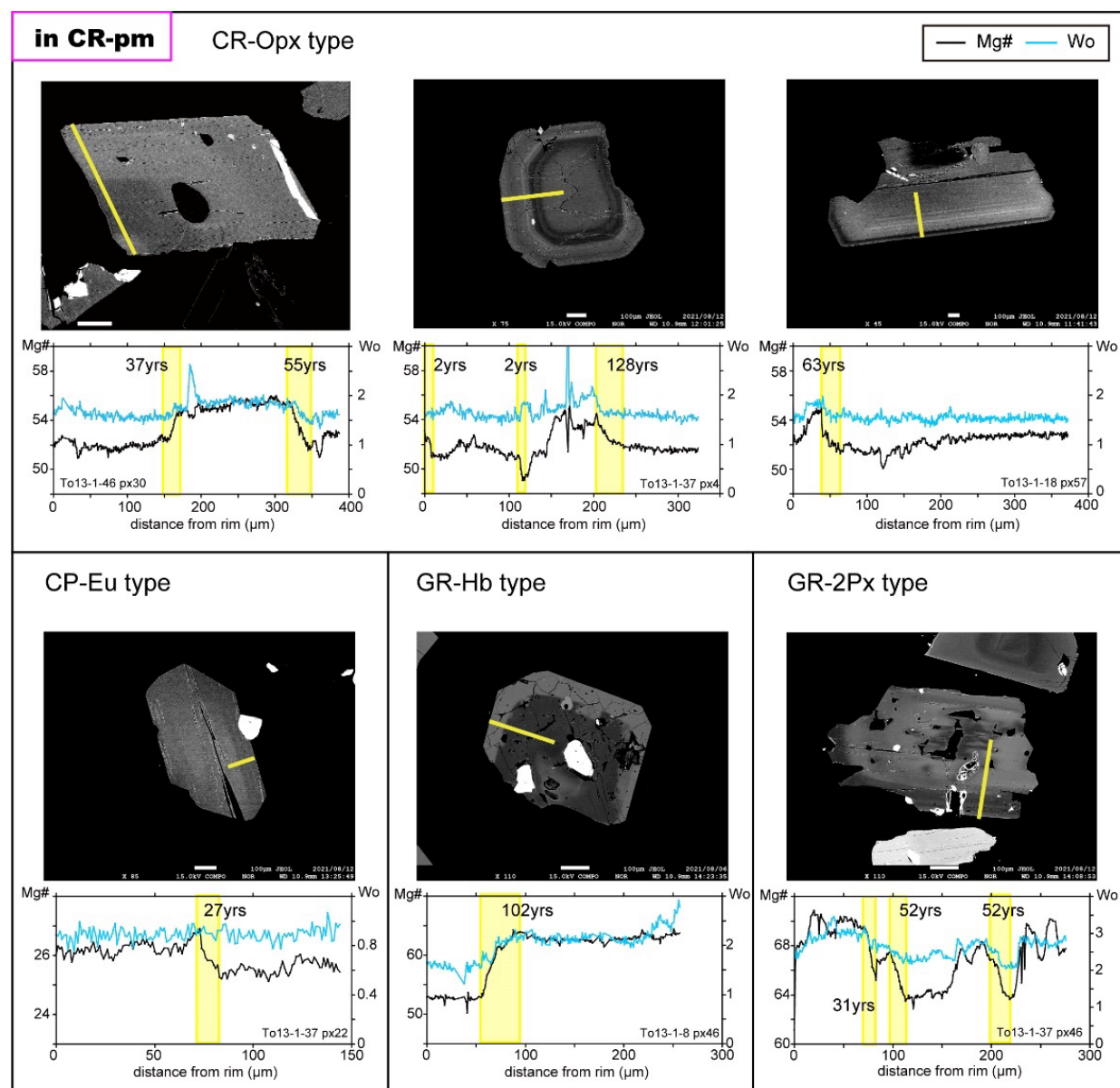


図 1.4-5. CR タイプ軽石中に含まれる直方輝石斑晶の代表的な組成像とライン分析結果. CR-Opx type , CP-Eu type, GR-Hb type および GR-2Px type は、コア組成から考えて、それぞれが CR-Opx 流紋岩マグマ, CP-Eu 流紋岩マグマ, Gray-Hb 流紋岩そして Gray-2Px デイサイトマグマ起源と考えられる斑晶を示す。スケールは 100 μ m。

図 1.4-5 に前述のコア組成の違いに着目して検討した直方輝石斑晶の組成累帯構造を示す。CR-Opx 流紋岩マグマに由来する斑晶は、斑晶内部で Mg# で 5 以下の逆累帯を示す場合が多いが、同程度の正累帯を示す斑晶も認められる。CP-Eu 流紋岩マグマに由来すると考えられる斑晶は、内部で Mg# で 4 程度の逆累帯を示すものがある。一方、Gray-Hb 流紋岩や Gray-2Px デイサイト由来だと考えられる斑晶は、Mg# で 10 以上の明瞭な正累帯を示したり、Mg# で 5 程度の正累帯と逆累帯を繰り返している斑晶も認められた。これらの斑晶はリムでは明瞭な累帯構造を示さない場合が多いが、一部にリムで弱い正累帯あるいは逆累帯を示す場合もある。

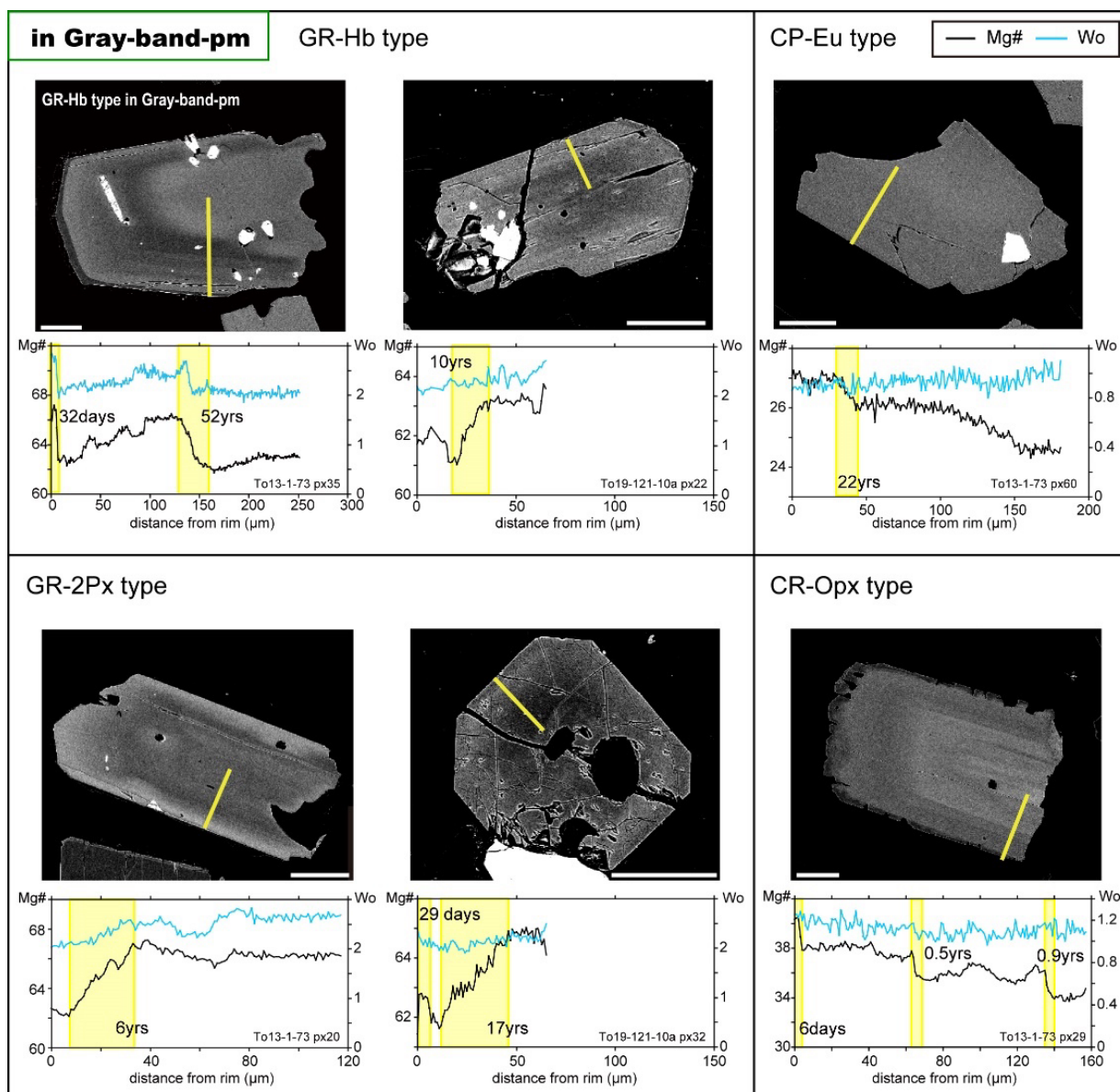


図 1.4-6. 灰色縞状軽石に含まれる直方輝石斑晶の代表的な組成像とライン分析結果。GR-Hb type, CP-Eu type, GR-2Px type および CR-Opx type は、コア組成から考えて、それぞれが Gray-Hb 流紋岩マグマ, CP-Eu 流紋岩マグマ, Gray-2Px デイサイトそして CR-Opx 流紋岩マグマ起源と考えられる斑晶を示す。スケールは 100μm。

灰色縞状軽石

灰色縞状軽石タイプに特徴的で、Gray-Hb 流紋岩マグマに由来する斑晶はコアが $Mg\# = 60 \sim 65$ ，そして Gray-2Px デイサイトマグマに由来する斑晶はコアが $Mg\#$ で 65 以上である．Gray-Hb 流紋岩マグマに由来する斑晶は，斑晶内部で $Mg\#$ で 6 以下の正累帯や逆累帯を示す．一方，Gray-2Px デイサイトマグマに由来する斑晶は， $Mg\#$ で 4～6 程度の明瞭な正累帯を示すものがある．これらの斑晶は最外縁のリムで明瞭な逆累帯構造を示す斑晶が多い．それ以外の他の端成分マグマに由来する斑晶は，内部では明瞭な累帯構造を示さないようであるが，最外縁で $Mg\#$ で 2 程度の弱い逆累帯を示すものが認められる（図 1.4-6）．

拡散時間

図 1.4-7 に各タイプの本質物中の直方輝石斑晶中で認められた，組成累帯構造の Fe-Mg 元素拡散時間を示した．CP タイプおよび CR タイプ軽石中の斑晶の内部に記録された累帯構造の元素拡散時間は，特に十年程度から百年程度の時間を示す場合が多い．CP タイプ軽石のステージ間での違いや，斑晶が由来する端成分マグマの違いによる拡散時間の明瞭な差も認められない．リムでの累帯構造は顕著ではないが，1 年以内の時間を示す事例もあった．

一方で，灰色縞状軽石の場合には直方輝石斑晶の内部が記録する拡散時間は数十年以下であり，CP タイプや CR タイプ軽石と比べて，明らかに短い．さらにリムにかけて短時間の拡散時間を示す斑晶も多く，リムで数十日以下の拡散時間を示している．

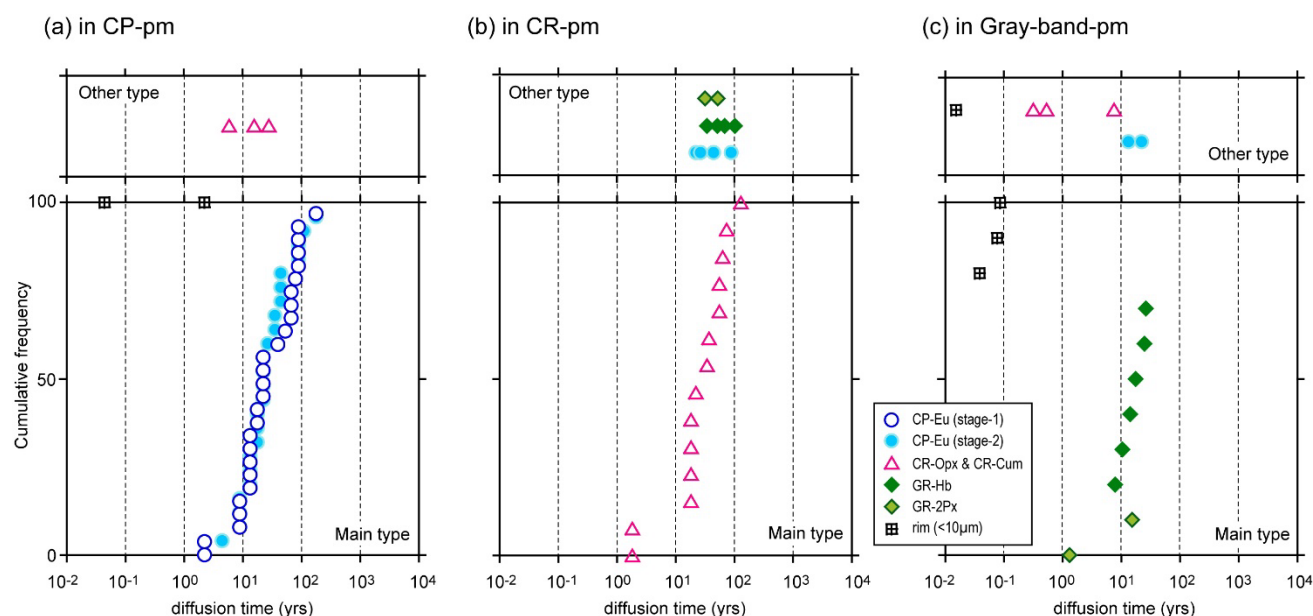


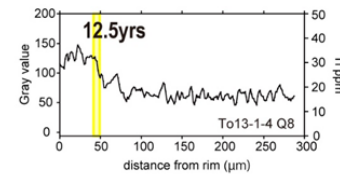
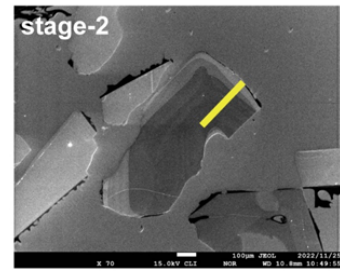
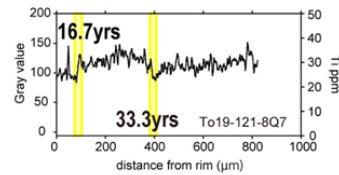
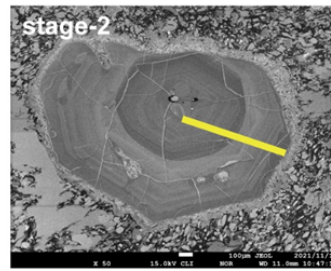
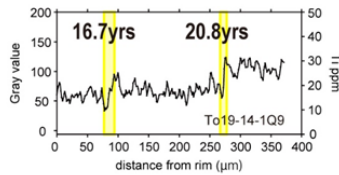
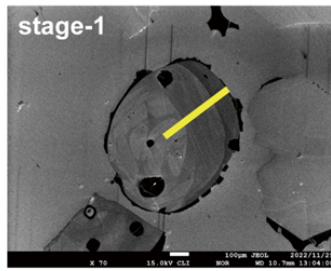
図 1.4-7. 直方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間図. (a)CP タイプ軽石中の斑晶, (b)CR タイプ軽石, そして (c)灰色縞状軽石. それぞれの図で斑晶が由来する端成分マグマ毎にシンボルを変えて示した. Rim はリム (<10 μ m)での拡散時間について示している.

3) 石英斑晶の組成累帯構造と拡散時間

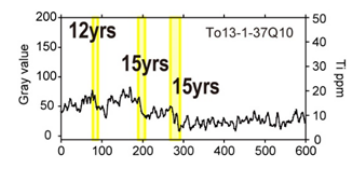
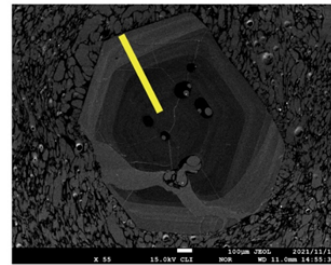
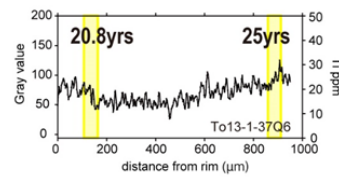
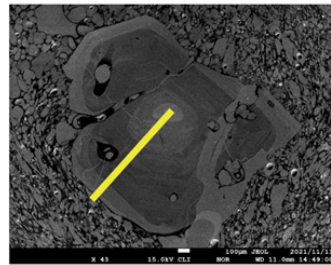
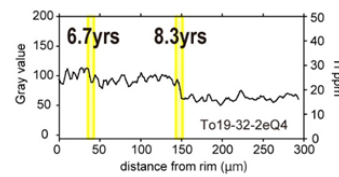
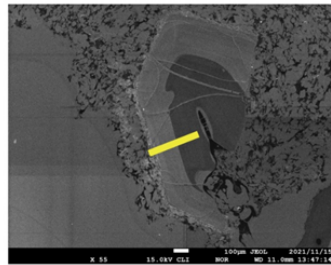
3 タイプの本質物に含まれている石英斑晶の CL 像と、そこから算出した Ti 量のラインプロファイルを Fig. III-5 に示した。CP タイプおよび CR タイプ軽石に含まれている石英斑晶は内部から周縁部にかけて繰り返し累帯構造が形成されているが、そのコントラストは大きくなく、Ti 量の差は少ないと考えられる。一方で灰色縞状軽石の石英斑晶の累帯構造は、内部は CP および CR タイプ軽石の累帯構造と似ているが、最外縁部では薄く、また白色が強く内部とコントラストが強いマントル部が形成されている。よってこれらのマントル部の存在は、石英斑晶が高 Ti のマグマ、すなわち高温マグマに取り込まれたことを示している。石英斑晶は CP-Eu 流紋岩、CR-Cum 流紋岩そして CR-Opx 流紋岩マグマに含まれているが、Gray-Hb 流紋岩および Gray-2Px デイサイトマグマには含まれていない。よって、灰色縞状軽石に認められた石英は、他の流紋岩質端成分マグマ由来であり、それらが高温の Gray-Hb 流紋岩や Gray-2Px デイサイトマグマに取り込まれたことを示していると考えられる (図 1.4-8)。

Fig. III-6 に石英の Ti 量から求めた拡散時間を示した。これによると、CP タイプおよび CR タイプ軽石は数年から数十年の時間を示し、それより短い時間を示す斑晶はない。一方で灰色縞状軽石中のものは、10 年以内の時間を示しており、特に 1 年以内の斑晶も多い。

in CP-pm



in CR-pm



in Gray-band-pm

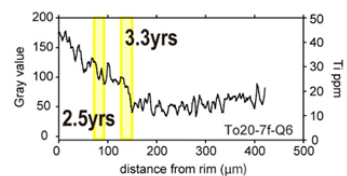
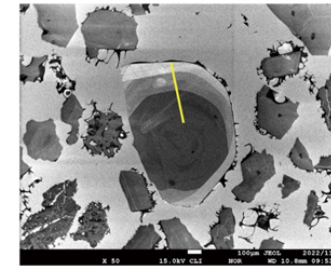
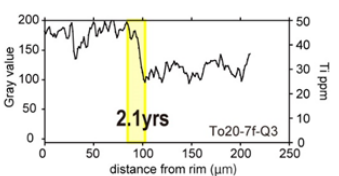
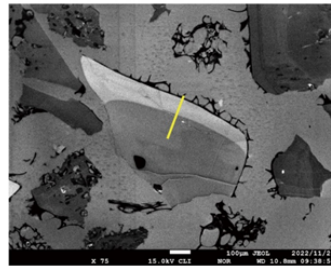
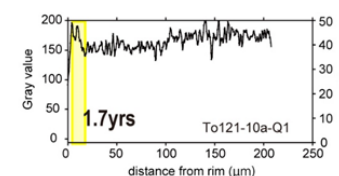
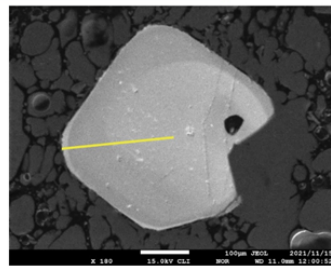


図 1.4-8. 3タイプの本質物(CP タイプ軽石, CR タイプ軽石, 灰色縞状軽石)中の石英斑晶の CL 像とグレースケールで示した Ti 量のラインプロファイル. スケールは 100μm.

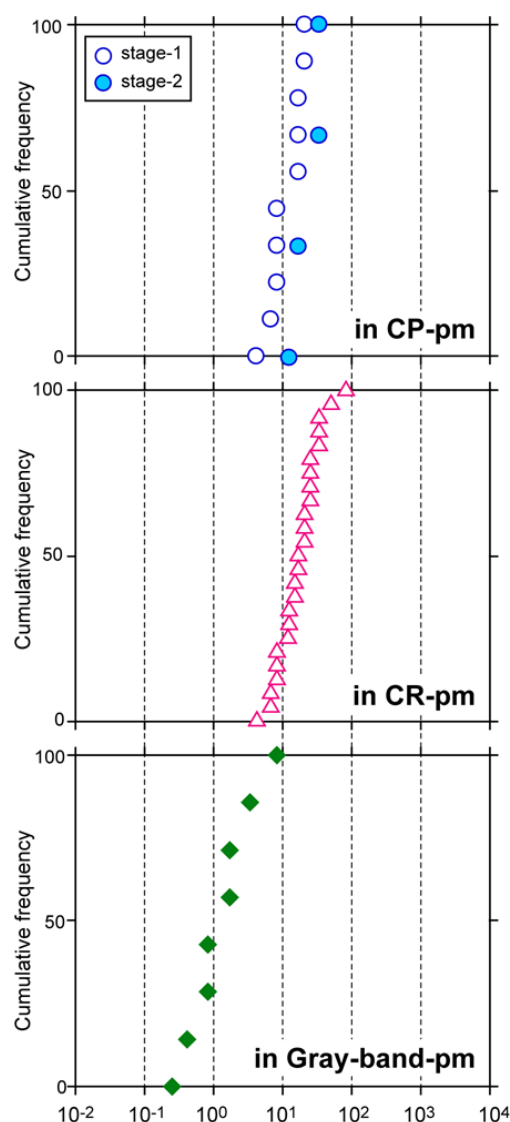


図 1.4-9. 3タイプの本質物(CP タイプ軽石, CR タイプ軽石, 灰色縞状軽石)の石英斑晶の t_D 拡散時間.

4) 磁鉄鉱の組成累帯構造と拡散時間

図 1.4-10 に磁鉄鉱斑晶の組成像とラインプロファイルを示した. 磁鉄鉱斑晶もそれぞれの端成分マグマによってコアの組成が異なるので, コアの組成毎に磁鉄鉱斑晶の周縁部の累帯構造は検討した. いずれのタイプの本質物においても, 磁鉄鉱斑晶の累帯構造は顕著ではない. その中で周縁部の $10\sim 20\mu\text{m}$ の幅で累帯構造が認められる斑晶が存在する. これらについて拡散時間を見積もったところ, CR タイプ軽石では特に累帯構造が不明瞭で, 認められた場合には数十日程度の時間となった (図 1.4-11). 一方で, CP タイプ軽石および灰色縞状軽石では, 拡散時間はやや短く, 10 日前後から数日となった. 数日以下の短時間を示す累帯構造は認められなかった.

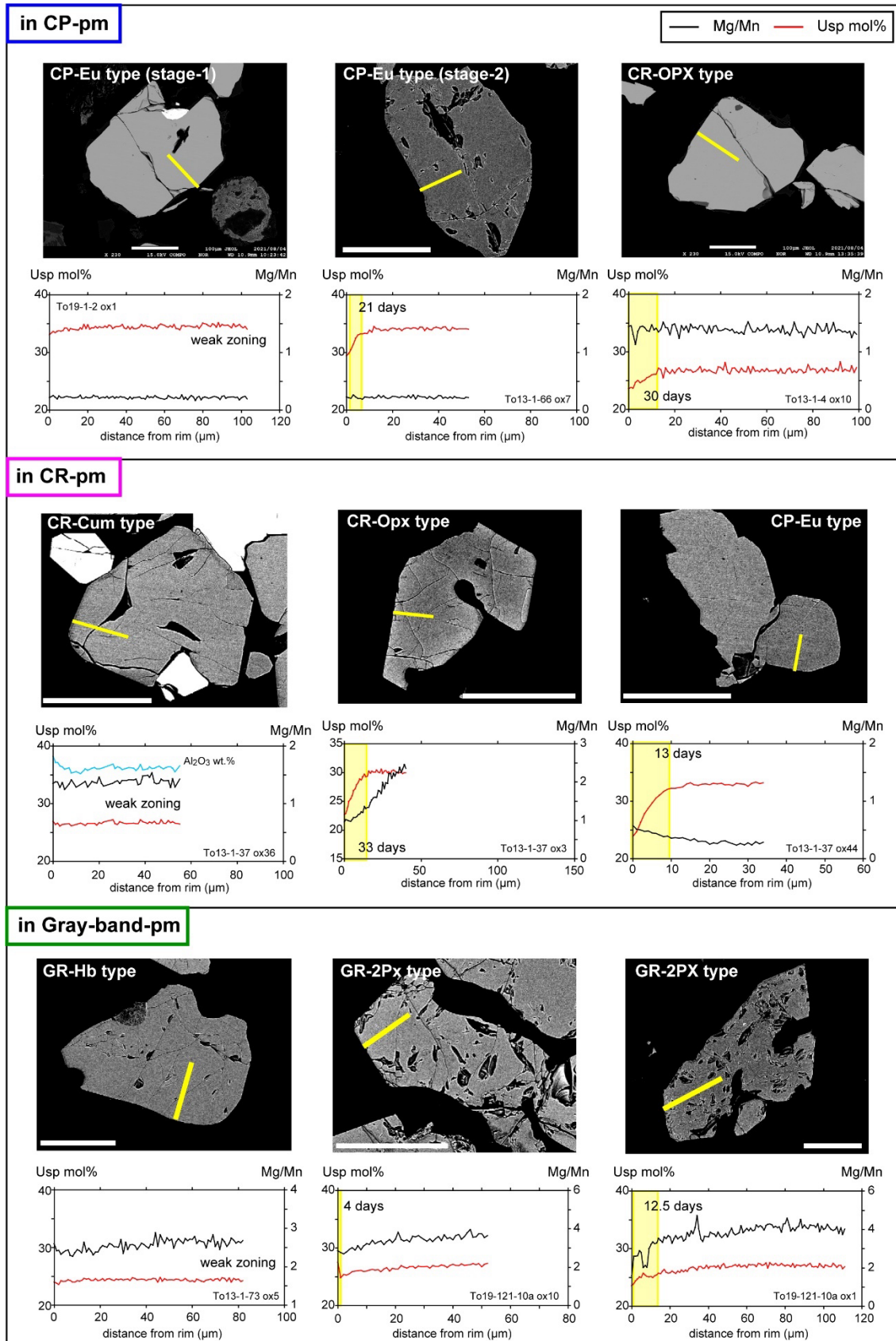


図 1.4-10. 磁鉄鉱斑晶の組成像と周縁部の Ulvospinel モルと Mg/Mn 比のライン分析.

スケールは 100μm.

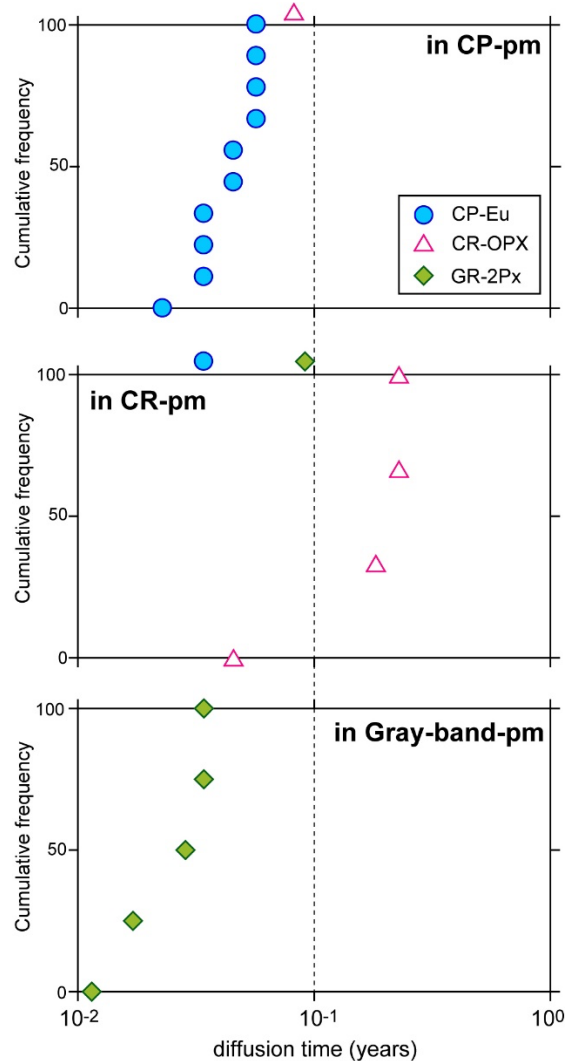


図 1.4-11. 3タイプの本質物(CP タイプ軽石, CR タイプ軽石, 灰色縞状軽石)磁鉄鉱斑晶の Ti 拡散から求めた拡散時間.

5) U-Th 放射非平衡

本検討では、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している。本年度は、長流川火砕噴出物および中島の噴出物を中心に U-Th 放射非平衡の測定を行い、昨年度までの分析値と合わせて、洞爺地域の先カルデラ噴火、カルデラ形成噴火、後カルデラ噴火（中島・有珠）についてのデータがすべて出揃った（図 1.4-12）。

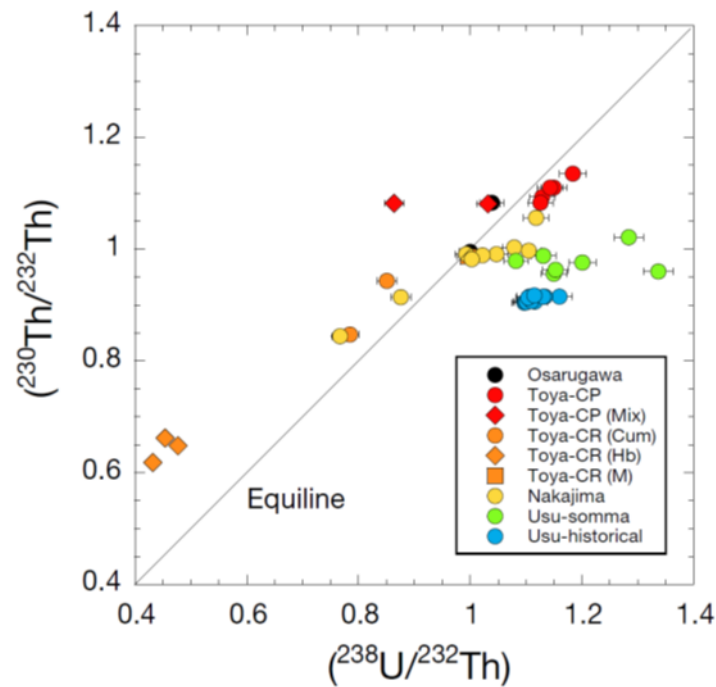


図 1.4-12. 洞爺地域の先カルデラ噴火・カルデラ形成噴火・後カルデラ噴火の噴出物についての U-Th 放射非平衡.

6) 考察

カルデラ形成噴火マグマ溜まりの形成過程

カルデラ形成噴火に関連するマグマ供給系の進化・成立から噴火までは、以下のような過程に分けて考えられている (Jollands et al., 2020).

- ・マグマ供給系の成立過程 (System assembles process)
- ・噴火直前のマグマ注入過程 (Pre-eruption recharge process)
- ・噴火過程 (Eruption process)

この中のマグマ供給系の成立過程とは、地殻中に大規模珪長質マグマ溜まり (Wilson et al., 2021) が形成されるまでの過程である。この過程は、マッシュ内ではメルトの比率が増加することやメルトが集積することのいずれか、あるいは両方のプロセスによって、メルトに富んだマグマ溜まりが形成されることに対応すると考えられる (Hildreth and Wilson, 2007; Cashman and Giordano, 2014)。一方で、大規模噴火に限らず形成されているマグマ溜まりは解放系であり、外部から別のマグマが注入することは普通に起こっているであろう。その中で、マグマが注入後に短時間で噴火した場合、その注入が引き金となって噴火が引き起こされた可能性について議論されている (Sparks et al., 1977; Pallister et al., 1992)。その観点から、噴火直前のマグマ注入過程が重視されている。

これらのプロセスの時間スケールを検討するためには、それぞれ適切な時間スケールを示す指標を使っている (例えば, Allan et al., 2017; Jollands et al., 2020)。本研究で求めたマグマ溜まりの形成過程と噴火過程について、それぞれの手法で算出される時間スケールと、想定されるマグマ過程について、図 1.4-13 に示した。ただし、本研究の手法では噴火過程を議論することは困難である。次に個々の手法に基づいて、マグマ溜まり進化過程について議論する。

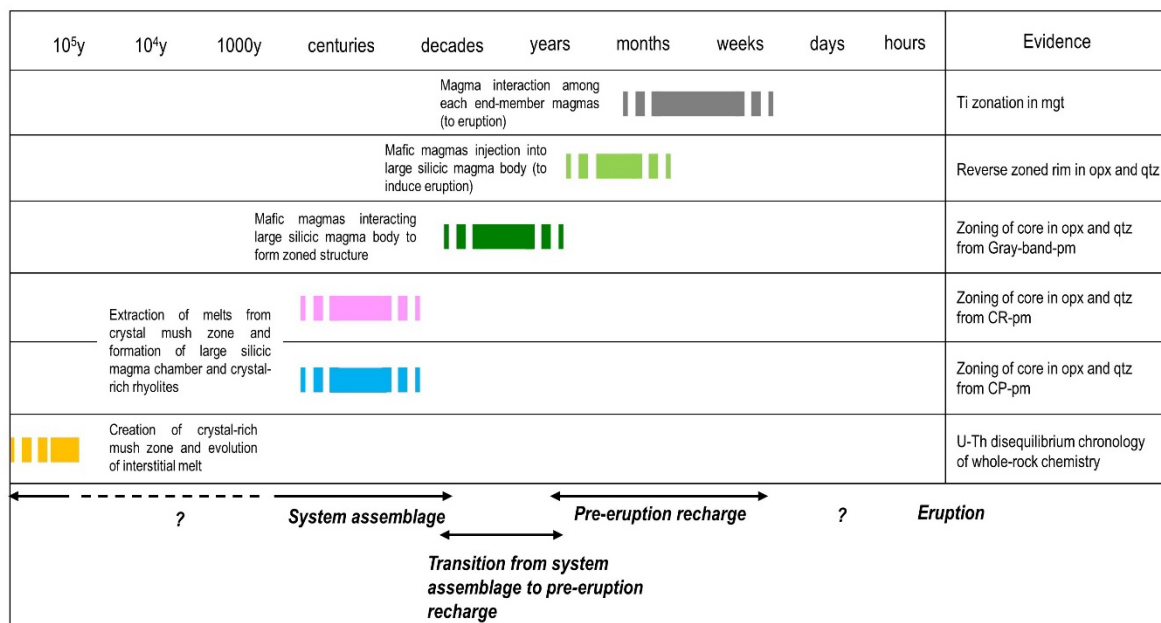


図 1.4-13. 手法による時間スケールと想定されるマグマ過程の関係.

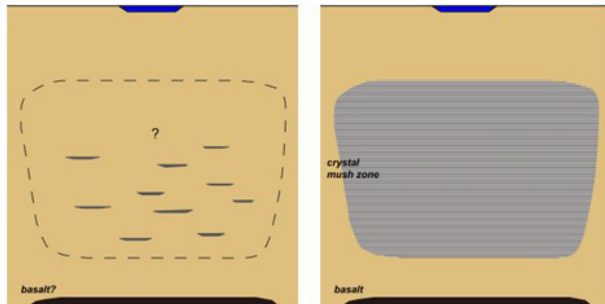
U-Th 放射非平衡の時間スケールとその意義

洞爺カルデラ形成噴火の主要な噴出物（CP-type）の試料，中島の大部分の試料，および有珠の全ての試料は U に過剰な放射非平衡，カルデラ形成噴火の CR-type の試料，⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比が高い CP-type の 2 試料，および中島の ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比が顕著に低い 2 試料は Th に過剰な放射非平衡を示した．CP-type の主要な試料と CR-type の試料は，図 1.4-12 において一直線上に乗るように見える．解釈として，アイソクロンおよび 2 端成分混合が考えられるが，CP-type と CR-type は ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比などが有意に異なること，例えば地殻物質の部分融解などで(²³⁸U/²³²Th)比が 0.4～1.2 まで分別するとは考えにくいことから，2 端成分混合と考えられる．分化マグマについて，洞爺 CP-type，中島，有珠歴史時代噴出物は図 1.4-12 で明瞭に区別されることから，それぞれ独立に生成したと考えられる．仮にこれらの分化マグマが共通した地殻物質の部分融解で生成したとすると，洞爺 CP-type と中島のマグマの生成時間差は約 12 万年，中島と有珠歴史時代のマグマの生成時間差は約 7 万年と見積もられる．

これらから，カルデラ形成噴火マグマ溜まりの発生は約 19 万年以上前と想定される（図 1.4-13, -14）．このマグマ溜まりの発生とは，地殻内で部分溶融メルトが発生したという状態であり，マッシュが誕生した状態と考えられる．具体的なプロセスと，その進化過程については不明の点が多い（図 1.4-14）．

(a) System formation process: ~0.2 Ma

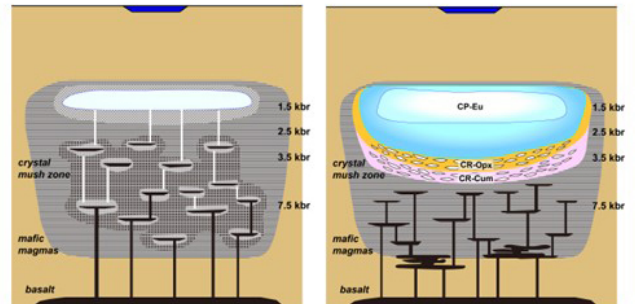
U-Th disequilibrium chronology of WR



Crystal mush zone was formed. It might be due to heating of crustal material.

(b) System assemblage process: 100~10 years ago

Compositional zoning of inner core of opx and qtz in CP-pm and CR-pm



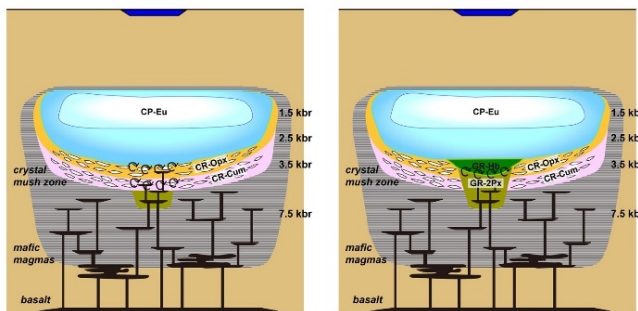
Crystal mush zone was remobilized by heating, to make melt pockets. These melts moved upward to accumulate.

Accumulated melts formed large silicic magma chamber. Inner part was crystal-poor, whereas outer part was slightly rich in crystals. The crystal-rich parts surrounding large silicic magma chamber evolved separately.

図 1.4-14 洞爺火山マグマ溜まりのカルデラ形成噴火直前までの過程(その1)。

(c) System assemblage process: 10~1 years ago

Compositional zoning of inner core of opx and qtz in Gray-band-pm

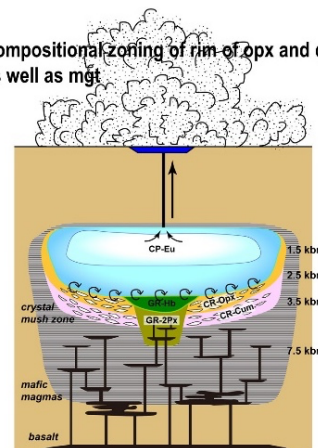


Mafic magmas intruded repeatedly, to interact with large silicic magma chamber.

Repeated intrusions of mafic magmas formed the zoned structure in large silicic magma chamber.

(d) Pre-eruption recharge process: months~weeks before eruption

Compositional zoning of rim of opx and qtz as well as mgt



Mafic magma was injected into large silicic magma chamber. Its input might have been a trigger of eruption.

図 1.4-15 洞爺火山マグマ溜まりのカルデラ形成噴火直前までの過程(その2)。

斑晶内部の累帯構造元素拡散の時間スケール

本研究においては直方輝石、石英そして磁鉄鉱の累帯構造のプロファイルから、元素拡散を仮定して、累帯構造形成から噴火までの時間スケールを算出した。この場合は、マグマ供給系の中

で既に斑晶が晶出しているマグマが存在している必要がある。そして対象としている組成累帯構造は、比較的急激なマグマ組成・温度の変化を記録しており、対応する過程としてはマグマ混合過程を記録していると考えられる。含まれる斑晶では、最外縁部（リム）の累帯構造だけではなく、斑晶内部での累帯構造が記録されている。リムの累帯構造は、噴火直前の過程と考えることができるが、斑晶内部の累帯構造は、そのコアの組成を考慮することで、その斑晶を含むマグマの環境の変化を記録していると考えられることができる。

CP 軽石の CP-Eu 流紋岩および CR-Opx 流紋岩端成分マグマに、斑晶として含まれていた直方輝石斑晶コアに記録されている累帯構造は Mg# で 5 以下の狭い組成範囲であり、その時間スケールは 10 年から 200 年ぐらいになる。これらの端成分マグマおよび CR-Cum 流紋岩マグマには石英斑晶も含まれている、これらの斑晶の Ti 量の拡散時間は、数年～数十年から 100 年程度の時間が得られており、直方輝石斑晶内部の時間スケールとほぼ同じである（図 1.4-7）。図 1.4-3 に示した大規模珪長質マグマ溜まりモデルの中で、CP-Eu 流紋岩マグマがマッシュ溜まりの中でのメルトに富んだ部分、そして CR-Cum および CR-Opx 流紋岩マグマはマッシュ溜まりの結晶に富む部分の中のマグマポケットと考えられている。これらの端成分マグマの直方輝石および石英斑晶に記録された、わずかな逆累帯や正累帯は、これらの端成分マグマ同士の混合を示していると考えられ、マッシュ内でのこれら端成分流紋岩マグマの成長を示していると考えられる（図 1.4-14）。

CP タイプ軽石には CR タイプ軽石中の端成分に由来する直方輝石斑晶、そして CR タイプ軽石中には、別の端成分マグマに由来する直方輝石斑晶も含まれている。これらのマグマ混合によって取り込まれたと考えられる斑晶コアの累帯構造の時間スケールも、数年から 100 年程度で同じである（図 1.4-7）。このことから、それぞれの端成分流紋岩マグマが成長した後に、CP と CR の端成分の小規模な混合も起こっていたと考えられる。

灰色縞状軽石の灰色部分を構成する、Gray-Hb 流紋岩および Gray-2Px デイサイトの 2 つの端成分マグマに元来含まれる直方輝石斑晶のコアの、累帯構造の時間スケールは 10 年から数十年程度である（図 1.4-7）。この時間スケールは、CP タイプあるいは CR タイプの軽石の直方輝石コアに記録された時間スケールよりも短い。灰色軽石は、斑晶鉱物組成分布から Gray-Hb 流紋岩と Gray-2Px デイサイトの 2 つの端成分マグマが混合して生じたと考えられている。この混合あるいは両者が接するような成層マグマ溜まりは、その中に含まれる直方輝石斑晶のより短い時間スケールから考えて、CP タイプと CR タイプの流紋岩質マグマからなる大規模珪長質マグマ溜まりがほぼ形成された後に、そこに貫入して生じたことを示唆している（図 1.4-15）。

以上、斑晶鉱物のコアの累帯構造の時間スケールから算出される“System assembles process”は、斑晶を有する CP および CR タイプのマグマが成長して以降の過程である。まず百年前頃から数十年前頃にかけて、CP タイプおよび CR タイプの流紋岩質マグマが集積・成長して、大規模珪長質マグマ溜まりがほぼ完成したのであろう（図 1.4-14）。そして、数 10 年から数年ほど前にかけて、よりマフィックな Gray タイプの流紋岩～デイサイトが貫入して、大規模珪長質マグマ溜まりの下部に定置したと考えられる（図 1.4-15）。この貫入は、Pre-eruption recharge 過程の最初期と見なすこともできるのであろう。

Pre-eruption recharge 過程の時間スケール

噴火直前のプロセスが記録されているとすれば、直方輝石斑晶および石英斑晶の最外縁（リム）に記録されている累帯構造である。灰色縞状軽石の直方輝石斑晶の最外縁には、噴火前の 1 年以内に形成された累帯構造が認められる（図 1.4-6）。これらは $Mg\#$ が増加する逆累帯である。CP タイプや CR タイプの軽石でも、リムで 1 年以内の時間スケールを示す逆累帯構造が認められる場合もあるが（図 1.4-4）、灰色軽石と比べて頻度は少ない（図 1.4-7）。

CP タイプおよび CR タイプの軽石に含まれる石英斑晶は外縁部の累帯構造であっても、時間スケールで直方輝石に認められる 1 年以内の現象ではなく、数年あるいは 10 年以上の時間スケールである。一方で、灰色軽石に含まれる石英斑晶は、軽石を構成する端成分流紋岩質マグマに由来しており、よりマフィックな **Gray-2Px** デイサイトマグマに取り込まれたと解釈できる。このことは、石英斑晶の最外縁部のリム部分はより高い Ti 量であることを示す、明瞭な白色を呈していることと調和的である（図 1.4-8）。そしてこの白色リムの形成の時間スケールは数年以内であり、よりマフィックな **Gray-2Px** デイサイトと **Gray-Opx** 流紋岩質マグマの混合マグマの、CP タイプおよび CR タイプマグマへの貫入と混合は、噴火数年前から始まったことが示唆される（図 1.4-9）。

また、磁鉄鉱は輝石や石英と比べて結晶内の元素拡散が早く、より短期間の現象を記録していると考えられる。本質物のタイプによらず、累帯構造を明瞭に示す磁鉄鉱斑晶の頻度は高くはないが（図 1.4-10）、外縁部で累帯構造が認められる場合には数 10 日から数日の時間スケールである（図 1.4-11）。一方で、直方輝石や石英斑晶ではこのスケールの累帯構造は確認できていない。このことから、磁鉄鉱に記録されている累帯構造はマグマ溜まり全体での組成・温度の変化をもたらす現象、例えば新たなマグマの貫入・混合に関するものではないと考えられる。磁鉄鉱に記録されている累帯構造は、マグマ溜まり内の局所的な温度上昇によるものであろう。おそらく、何らかの不安定な状態がマグマ溜まり内で発生し、それが噴火前の数十日から数日前まで続いたと考えられる（図 1.4-15）。

7) まとめ

マグマ溜まりの生成・進化過程とその時間スケールを検討した結果、以下のことが明らかになった。

1. U-Th 放射非平衡から見た洞爺カルデラ形成噴火のマグマの発生は約 20 万年以上前となる。これは関連したマグマ溜まりがマッシュから進化したモデルを仮定すると、地殻内でマッシュ（マッシュ溜まりと呼ぶ）が誕生した時期に相当するのであろう。
2. 斑晶鉱物の組成累帯構造の元素拡散により算出された時間スケールは、噴火の数百年前より新しい時期であった。少なくともこの時期までに、マッシュ溜まり中に斑晶を有するマグマポケットが存在する状態になったと考えられる。
3. マッシュ内での結晶とメルトの分離、メルトの移動によりマグマポケットがさらに成長し、同時にマグマポケット同士が合体（混合）することによっても成長する。そして大規模な CP タイプ流紋岩質マグマ溜まりと、より深部の周囲を CR タイプ流紋岩質マグマが取り囲むマッシュ溜まりへと進化した。この過程は噴火の 100 年から数十年前のプロセスである。

4. 噴火の数十年から数年前にかけて、よりマフィックな Gray-Hb 流紋岩～Gray-2Px デイサイトマグマ（灰色軽石マグマ）がマッシュ溜まり内に貫入した。
5. 噴火の数年前から 1 年ほど前まで灰色軽石マグマの貫入が続いた。
6. 噴火前の数十日から数日前にかけて、マッシュマグマ溜まり内が部分的に不安定な状態となり、噴火に至った。

(4) 支笏－洞爺火山地域の大規模珪長質火山活動：支笏火山と洞爺火山の比較

1) 長期噴出率

図 1.4-16 に洞爺火山と支笏火山の時間-積算噴出量図（階段図）を示した。両火山が位置する支笏-洞爺火山地域では約 13 万年前に活動を開始したが、それ以前は約 40 万年間にわたり噴火活動はなかったと考えられている（Ammar-Miyasaka et al., 2020）。その中で洞爺火山は約 12 万年前、支笏火山は約 8.5 万年前に活動を開始し、それぞれの火山で 106 ka および 45 ka にカルデラ形成噴火が起こり、その後に後カルデラ期になり現在まで噴火活動を続けている。

両火山の活動期間とマグマの総噴出量は、洞爺火山が約 13 万年間で約 180 km³ DRE、支笏火山が約 8.5 万年間で約 190 km³ DRE である。そして、両火山のカルデラ形成期のマグマ噴出量は、それぞれ約 172 km³ DRE と約 135 km³ DRE であり、ともに VEI=7 の巨大噴火である。また両火山とも先カルデラ期と後カルデラ期の火山活動があった。以上のように両火山は、カルデラ火山としての活動推移やカルデラ形成噴火の規模という点で共通している。

一方で、両火山は先・後カルデラ期の噴出量で大きな差があり、カルデラ形成期を除いた噴出率でも大きな差がある。洞爺火山の方はカルデラ形成噴火での噴出量が総噴出量の大半を占めており、後カルデラ期の噴出率は 0.09 km³ DRE/ky 以下、先カルデラ期はより低い噴出率である。一方、支笏火山では先カルデラ期および後カルデラ期とも噴出量は多く、先カルデラ期の平均噴出率は約 1.7 km³ DRE/ky で、後カルデラ期では約 0.8 km³ DRE/ky と共に高い。以上のように、洞爺火山はその総噴出量のほとんどをカルデラ形成噴火で占めているのに対して、支笏火山では活動期間を通じて活発で、高い噴出率を維持している点で異なっている（図 1.4-16）。

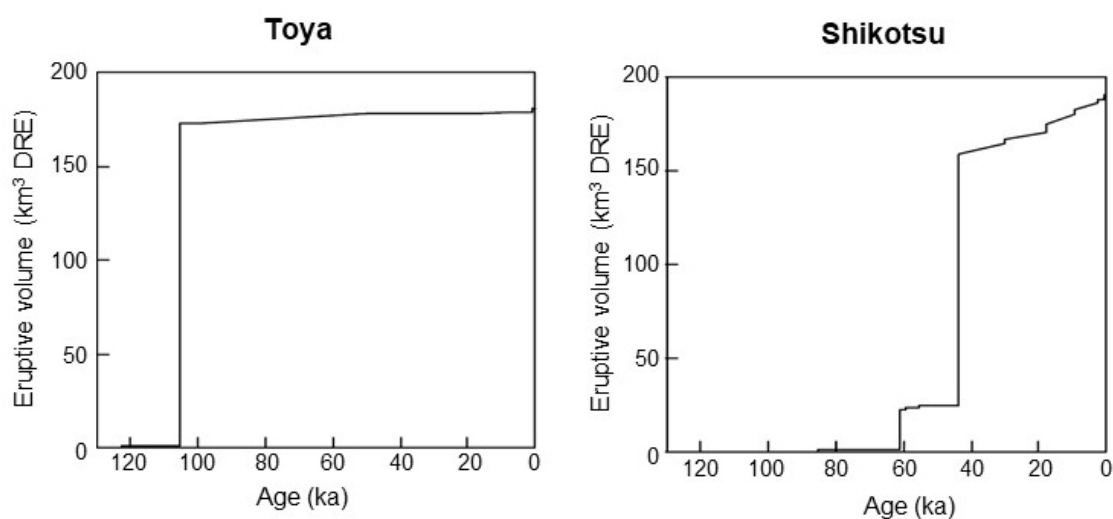


図 1.4-16. 洞爺火山と支笏火山のマグマ噴出量階段図。

2) 長期マグマ変遷

図 1.4-17 に洞爺火山と支笏火山の、それぞれの活動期の噴出物の全岩 SiO_2 量を示した。先および後カルデラ期については、火山体毎あるいはテフラ単位毎で示している。これによると両火山とも、カルデラ形成期では、 $\text{SiO}_2 > 75\text{wt.}\%$ の流紋岩質マグマが主要なマグマとして噴出している点は共通している。一方で、先・後カルデラ期の珪長質噴出物の SiO_2 量や噴出物の組成多様性という点では、両火山では大きな差が認められる。

洞爺火山では先カルデラ期の噴出物は $\text{SiO}_2 > 70\text{wt.}\%$ のデイサイト質であり、安山岩組成の噴出物は確認されていない。カルデラ形成期においても、 $\text{SiO}_2 < 70\text{wt.}\%$ の噴出物は確認されていない。後カルデラ期になって最初に活動した中島火山では、デイサイト～珪長質安山岩質なマグマが噴出しており、それらには安山岩～玄武岩質安山岩のマフィック包有物が含まれている。またその後に活動した有珠火山では、玄武岩～玄武岩質安山岩質なマグマが洞爺火山では初めて活動したが、その後の歴史時代の活動では流紋岩～デイサイト質の珪長質なマグマのみが活動している(図 1.4-17)。

支笏火山は洞爺火山と比較して、全ての活動期においてマフィックなマグマがより多く噴出している。カルデラ形成期においては、 $\text{SiO}_2 > 75\text{wt.}\%$ の流紋岩質マグマが主要なマグマとして噴出しているが、よりマフィックなデイサイト～玄武岩質安山岩マグマも普通に認められる。先カルデラ期で最大の活動である社台噴火は、 $\text{SiO}_2 < 65\text{wt.}\%$ で安山岩～玄武岩質安山岩マグマが中心の $\text{VEI}=6$ の大規模噴火であった。後カルデラ期においても、噴出物は $\text{SiO}_2 < 65\text{wt.}\%$ 以下のデイサイト～安山岩質マグマが活動している。そして時間とともにマフィック側がより玄武岩質になるという傾向があり、最新の活動である樽前火山では玄武岩質マグマの噴出も認められる (図 1.4-17)。

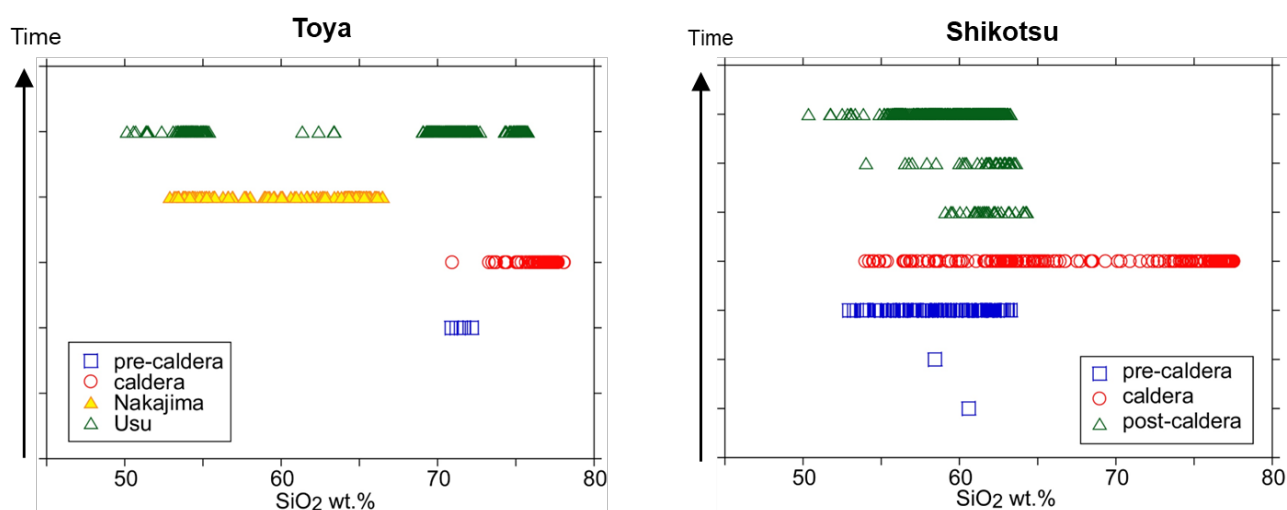


図 1.4-17. 洞爺火山と支笏火山の噴出物の組成(全岩 SiO_2 量)の活動期毎の変遷。洞爺火山では後カルデラ期を中島と有珠で、支笏火山では先カルデラ期はテフラで、後カルデラ期では3つの火山体(風不死, 恵庭, 樽前)で区分した。

3) 先カルデラ期とカルデラ形成期のマグマ

先に洞爺火山と支笏火山の噴出物の SiO_2 wt.% の長期変遷を検討したが、両火山での先カルデラ期とカルデラ形成期のマグマの成因関係に関して、 SiO_2 - K_2O 図および SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 図でその概要を検討する (図 1.4-18)。

洞爺火山の場合、先カルデラ期の長流川噴火の噴出物はデイサイトであり、その Sr 同位体比は、カルデラ形成期の噴出物のそれとは大きく異なっている。従って、先カルデラ期のマグマの成因がマフィックマグマからの分化、あるいは地殻物質の部分溶融のいずれであっても、カルデラ形成期のマグマとは、起源物質あるいは初生マグマは全く異なることになる。長流川噴火の火口は現在の洞爺カルデラ内と推定でき、その噴火は洞爺火山の最初の噴火と認識しているが、物質科学的には洞爺火山のカルデラ形成マグマとは無関係であると結論できる。

一方、支笏火山の先カルデラ期の社台噴火は、分化した玄武岩質マグマが主体の噴火であり、少量認められる珪長質マグマも $\text{SiO}_2 < 65$ wt.% のデイサイト質である。よって、これらのマグマはカルデラ形成期の流紋岩質マグマとは大きく組成が異なっており、先カルデラ期において、カルデラ形成期の珪長質マグマと類似したマグマは噴出していないと判断できる。一方、社台噴火で噴出した玄武岩～安山岩およびデイサイトは、 SiO_2 - K_2O 図などではカルデラ形成期の、特に珪長質マグマと一連の変化経路を示し、Sr 同位体比でもカルデラ形成期の珪長質マグマと類似している。よって、社台噴火で噴出したマグマの分化によって、カルデラ形成期の珪長質マグマを生成することは可能である。

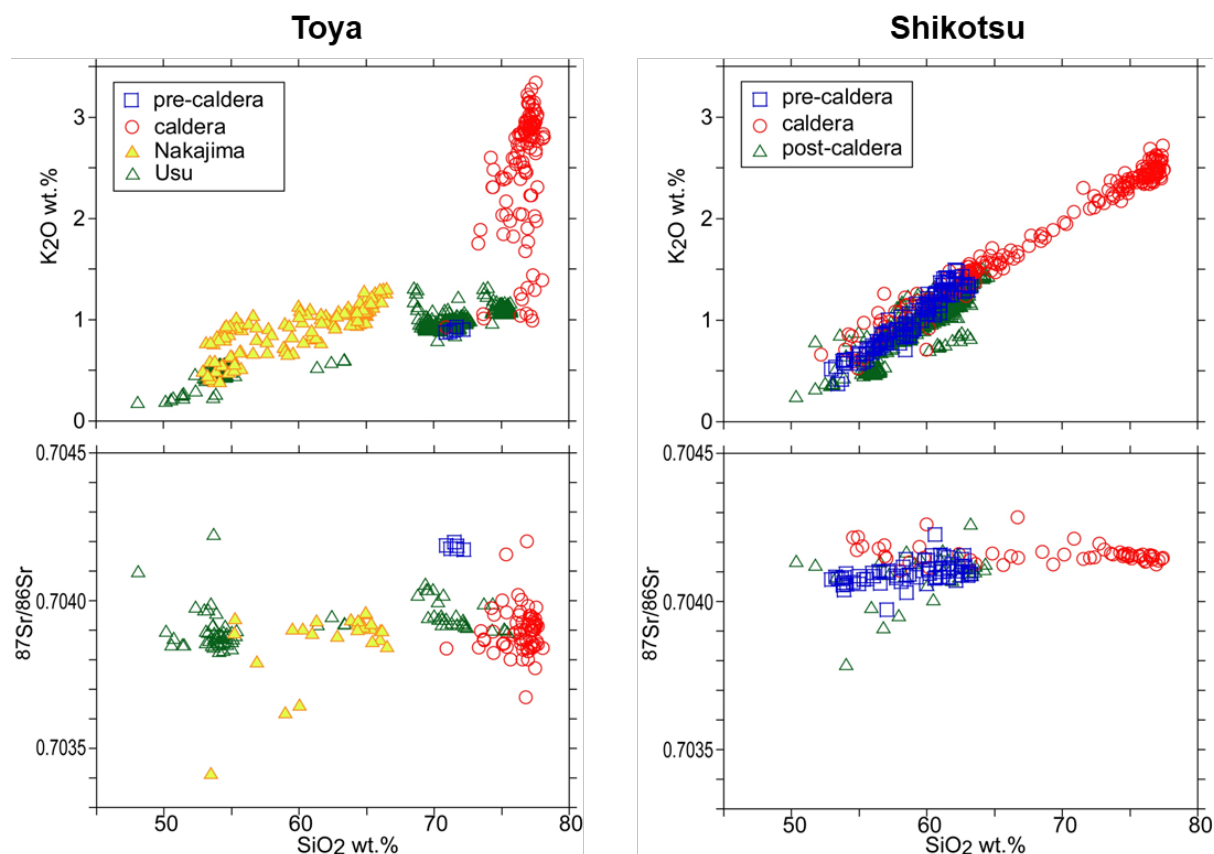


図 1.4-18. 洞爺火山および支笏火山噴出物の SiO_2 - K_2O と SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 図。

洞爺と支笏火山の活動全体を通じての活動度やマグマ長期変遷を比較した場合の類似点は以下のとおりである。

- ・火山活動は、先カルデラ期、カルデラ形成期そして後カルデラ期の3つに大別できる。
- ・カルデラ形成期の噴出量はともに $VEI=7$ である。
- ・先カルデラ期に活動したマグマは、カルデラ形成期のマグマとは大きく異なる。

一方、相違点は以下のとおりである。

- ・先カルデラ期および後カルデラ期のマグマ噴出量は支笏火山の方が圧倒的に多く、その時期の噴出率も支笏火山の方が圧倒的に高い。
- ・全活動期を通じて、洞爺火山は玄武岩質マグマの噴出量は少ないが、支笏火山では玄武岩質マグマの噴出量が多い。

4) カルデラ形成直前先行噴火の有無

カルデラ形成噴火では、その直前に先行する噴火が起こる事例が知られており、その噴火ではカルデラ形成期と類似したマグマが噴出している (Bacon and Druitt, 1988; Matsumoto et al., 2018; Geshi et al., 2020)。洞爺および支笏火山での直前先行噴火有無を、野外調査だけではなくボーリングやトレンチ調査によりカルデラ近傍地域で探索したが、両火山ともその存在は確認できなかった。両火山とも、先カルデラ期の活動後に数千年から1万年以上の静穏な時期を経た後、カルデラ形成噴火が起こっている。

5) カルデラ形成噴火推移とマグマタイプ

本質物タイプ

洞爺および支笏両火山のカルデラ形成期で主要な噴出物は、斑晶に乏しい流紋岩質な軽石で、これを CP タイプ軽石 (Crystal-poor type pumice) と呼ぶ。CP タイプ軽石の全岩組成は両火山とも流紋岩質で SiO_2 量が最も高く、そのような珩長質な噴出物は、両火山の先および後カルデラ期の活動では認められていない。CP タイプ軽石に加えて両火山のカルデラ形成期では、斑晶に富んだ本質物が認められる。洞爺火山では、斑晶量だけではなく岩相や全岩組成を加えることで、CR タイプ軽石 (Crystal-rich type pumice) と灰色縞状軽石 (Gray banded pumice) の2タイプが定義された。支笏火山でも斑晶に富んだ本質物は認められたが、岩相では軽石、灰色軽石、スコリアや縞状軽石と多様で、それらの全岩組成の多様性は漸移的であった、そこで一括して CR タイプ本質物 (Crystal-rich type juvenile material) と呼んだ (図 1.4-19)。

噴火推移

洞爺火山のカルデラ形成噴火は、時間間隙を挟んで、ステージ1と2の2つのステージに大きく分けられる。規模はステージ2の方が圧倒的に大きく、そのステージの最初には明瞭に lag breccia を含む層が認められ、その後に最大規模の火砕流が発生している。洞爺火山ではステージ2でカルデラ陥没・拡大が進行したと考えられる (図 1.4-20)。この洞爺火山での、ステージ1から2へと推移した噴火は、カルデラ形成噴火の典型と考えられている (Druitt and Sparks, 1984; Geshi et al., 2014)。

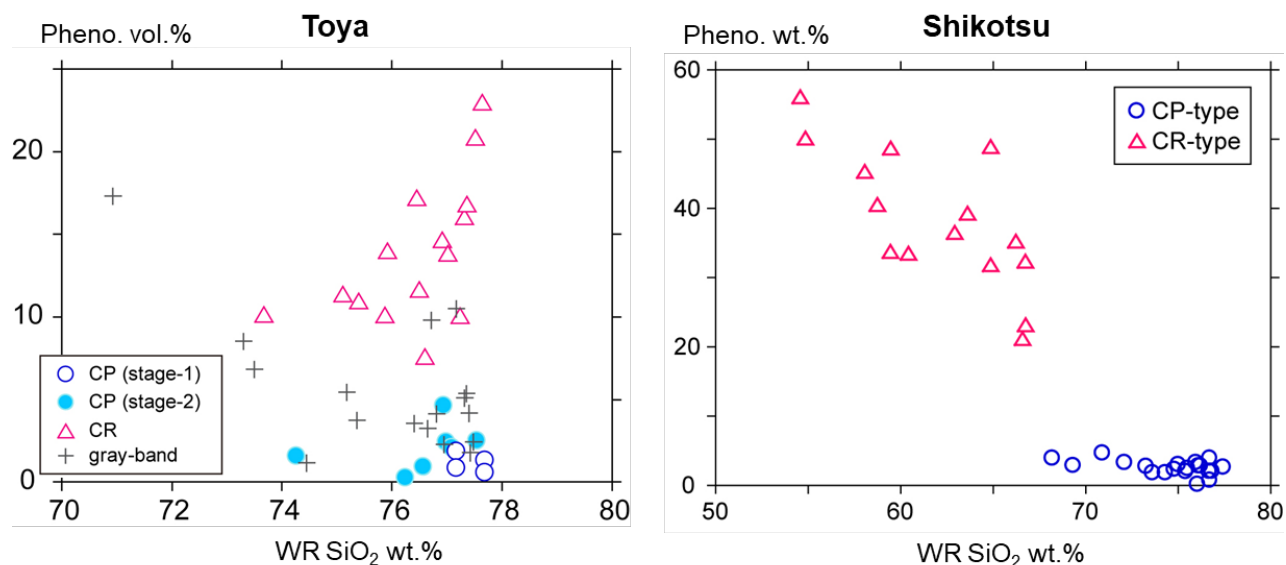


図 1.4-19. 洞爺と支笏火山のカルデラ形成期の本質物タイプと SiO_2 - 斑晶量図.

支笏火山の形成噴火は、ステージ 1 から 3 に分けられ、それぞれのステージの間には時間間隙がある。特に、ステージ 2 と 3 の間の時間間隙は長い。3 つのステージを比較して噴火の規模ではステージ 2 が最大であるが、先行するステージ 1 も比較的規模は大きい。また洞爺火山では最大規模のステージ 2 の前半に lag breccia の放出があったが、支笏火山では最大規模のステージ 2 の最後に顕著な lag breccia の放出があり、噴火活動は lag breccia 放出後に停止している（図 1.4-20）。このように支笏火山のカルデラ形成噴火は、カルデラ形成噴火の典型と考えることのできる洞爺火山とは異なった噴火推移となっている。

洞爺火山における噴火に関与した本質物は、ステージ 1 では CP タイプ軽石のみであったが、ステージ 2 では CP タイプ軽石に加えて、CR タイプ軽石や灰色縞状軽石なども噴出しており、その比率はステージ 2 の後半で増加する（Fig.IV-6a）。支笏火山の場合の本質物は、ステージ 1 は CP タイプ軽石のみ、ステージ 2 でもほとんどが CP タイプ軽石のみで、最後の lag breccia 放出時にわずかに CR タイプ本質物が認められるのみである。そして比較的長い時間間隙を挟んで活動したステージ 3 では、CP タイプ軽石に加えて、相当量の CR タイプ本質物が噴出するようになった（図 1.4-20）。

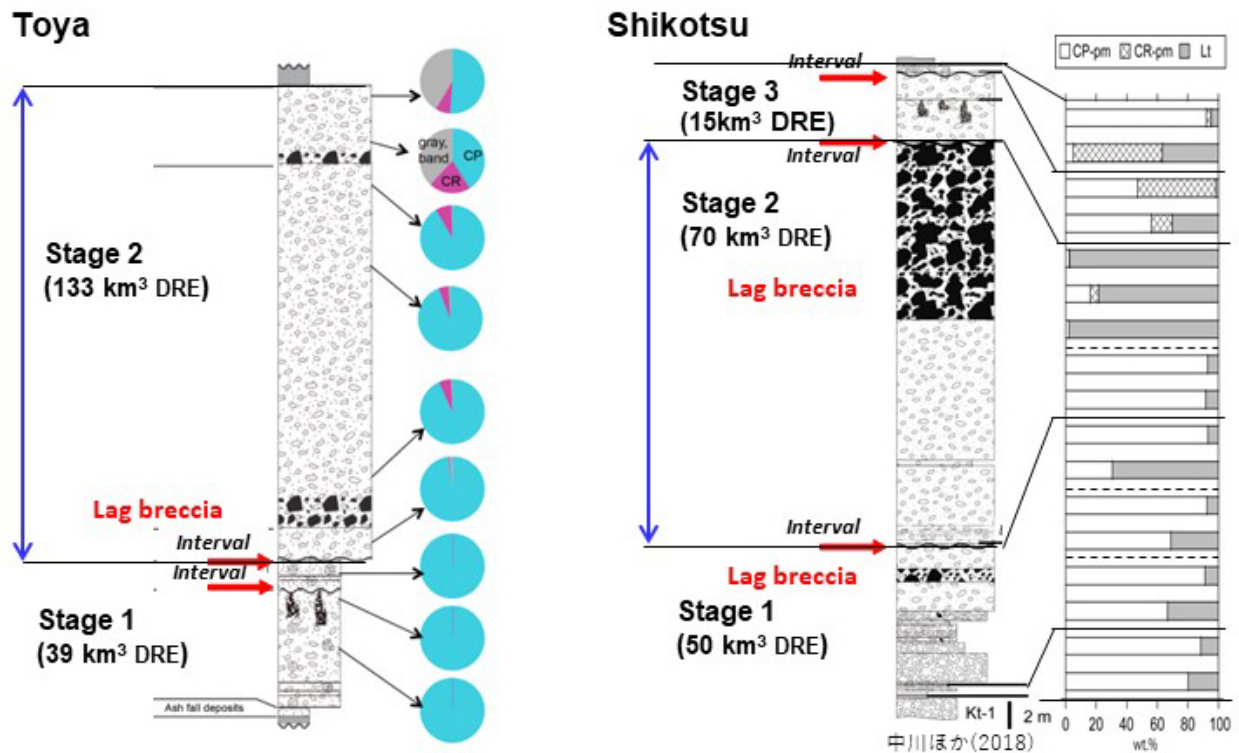


図 1.4-20. 洞爺火山と支笏火山のカルデラ形成噴火の近傍における模式柱状図。

6) マグマタイプと相互作用

ここでは、先に述べた洞爺火山と支笏火山のカルデラ形成期に噴出した本質物を岩石学的に解析して明らかにした端成分マグマの特徴と、それらマグマの相互作用について比較する。

洞爺火山

洞爺火山のカルデラ形成期のマグマの最大の特徴は、確認された本質物は全て $\text{SiO}_2 > 72\%$ の組成を有し、流紋岩質マグマのみが産する点である。それらを構成する主要なマグマは、斑晶に乏しくて特徴的にユーライト斑晶を含む流紋岩質マグマである (CP-Eu マグマ)。それに加えて、斑晶に富んだ流紋岩質マグマとして、特徴的にカミングトン閃石を含む CR-Cum マグマ、そして直方輝石斑晶を含む CR-Opx マグマが存在した。その他にややマフィックなデイサイトマグマで、普通角閃石を含む GR-Hb マグマ、そしてよりマフィックな安山岩質マグマで両輝石を斑晶として含む GR-2Px マグマが存在した (図 1.4-21)。

CP タイプ軽石は、CP-Eu マグマを主体とし、それに少量の他タイプのマグマが混入している。CR タイプ軽石は、CR-Cum マグマを主体とするタイプと CR-Opx マグマを主体とするタイプがあり、それぞれに他タイプのマグマが少量混入している。一方、灰色縞状軽石は、GR-Hb マグマと GR-2Px マグマが混合して灰色軽石となり、それが CP または CR タイプの軽石と縞状軽石を形成している。

噴火推移を考えるとステージ 1 では CP-Eu マグマのみが噴出し、ステージ 2 になり前述した

端成分マグマが噴出している。ステージ2では、個々の端成分マグマは相互に他の端成分マグマを少量取り込んでいるものの、明瞭な混合トレンドを描いておらず、基本はそれぞれの端成分マグマの組成の特徴を示している。特に、他の珪長質マグマとは異なる安山岩質マグマな **GR-2Px** というマフィックなマグマも混入しているが、全岩組成で大きくマフィック側にシフトする本質物は見出されていない（図 1.4-21）。このことから洞爺火山のカルデラ形成期の噴火では、マフィックマグマの貫入はあったが、マグマ系全体で見たその貫入量は小規模であったと考えられる。

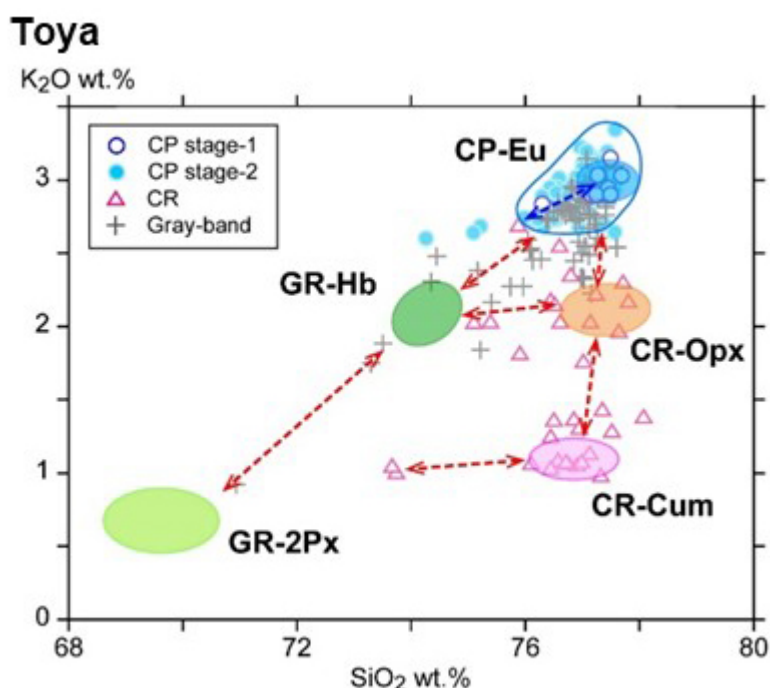


図 1.4-21. 洞爺火山のカルデラ形成期の本質物の SiO_2 - K_2O 図. 存在した端成分マグマの推定組成領域を塗色して、そして端成分マグマの混合関係について点線矢印で示した。

支笏火山

支笏火山のカルデラ形成期では、主要なマグマは洞爺火山と同様に CP タイプ流紋岩質マグマである（図 1.4-22）。噴出量の多いステージ1と2での CP タイプ流紋岩の全岩化学組成は、ハーカー図上で明瞭な直線的なトレンドを描いている（図 1.4-22）。さらに斑晶鉱物組成分布や組成累帯構造を見ると、マグマ混合の証拠が見出される。よって CP タイプ本質物は、珪長質マグマ同士の2端成分マグマ混合の産物と考えられる。図中では流紋岩質な端成分を R で、より SiO_2 に乏しい端成分マグマを D として示している。これらの混合珪長質マグマを high-Si タイプ CP 流紋岩と呼ぶ。それとは別に、ハーカー図上で、その high-Si タイプのマグマ混合トレンドに斜交して、よりマフィックな組成を示す CP タイプマグマも存在する。これらを low-Si タイプ CP 流紋岩と呼ぶ。斑晶鉱物組成やマトリクスガラス組成を検討した結果、low-Si タイプ CP 流紋岩は high-Si タイプ CP 流紋岩に、よりマフィックなマグマが貫入して生じたマグマであることが明らかになった（図 1.4-22）。つまり支笏火山のカルデラ形成噴火では、CP タイプ流紋岩質マグ

マにマフィックマグマが貫入した証拠が顕著に見出されている。

一方、CR タイプマグマはステージ3において、CP タイプマグマ、特に high-Si タイプ CP マグマと共に噴出している。CR タイプマグマは、CP タイプマグマと比較してよりマフィックな全岩組成を示すだけでなく、鉱物組成からもよりマフィックなマグマの関与を示している。これらの CR タイプのマグマは、CP タイプのマグマとの間に明瞭な混合関係はない（図 1.4-22）。

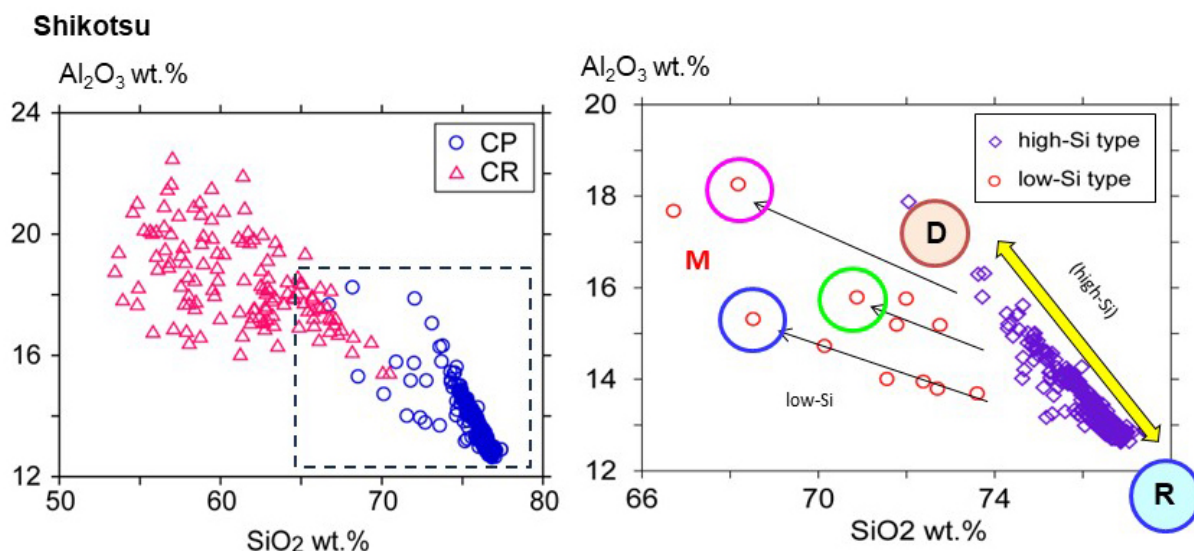


図 1.4-22. 左図: 支笏火山のカルデラ形成期の本質物のタイプ別の SiO_2 - Al_2O_3 図。点線四角は右図の範囲。右図: 支笏火山カルデラ形成噴火のステージ1とステージ2の CP タイプ軽石の SiO_2 - Al_2O_3 図。

7) マグマタイプの温度・圧力

洞爺火山および支笏火山のカルデラ形成期では、CP タイプ流紋岩、CR タイプ流紋岩から安山岩、そしてマフィックマグマの3タイプのマグマが活動している。3タイプのマグマの中で、主要なマグマである CP タイプ流紋岩質マグマは、マグマ温度は洞爺が $700\sim 750^\circ\text{C}$ 、支笏が $750\sim 800^\circ\text{C}$ で、圧力はともに $1\sim 3\text{ kb}$ 程度である。CP タイプ流紋岩質マグマは両火山とも、温度は最も低温で、定置深度も 6 km 前後で共通している（図 1.4-23）。一方で CR タイプのマグマは活動しているが、その鉱物組み合わせ・組成そして全岩組成は両火山で大きな差が認められる。

洞爺火山では CR タイプマグマはいずれも珪長質であり、CR-Cum, CR-Opxそして GR-Hb の3タイプの流紋岩質端成分マグマが存在する。CP タイプ流紋岩質マグマと比較して、それらのマグマ温度はやや高温で $750\sim 850^\circ\text{C}$ 程度を示すが、圧力はほぼ同じである。さらにマフィックな端成分としては GR-2Px 安山岩質マグマが認められるが、マグマ温度は $850\sim 1000^\circ\text{C}$ と高温で、圧力も $4\sim 8\text{ kb}$ であり、他の流紋岩質端成分マグマよりは深い深度を示す（図 1.4-23）。

支笏火山において、high-Si タイプの CP タイプ流紋岩に貫入したマフィックマグマの温度は $870\sim 920^\circ\text{C}$ 、圧力は $4\sim 5\text{ kbar}$ である。CR タイプマグマの温度は、CP タイプマグマよりも高温で、 $800\sim 950^\circ\text{C}$ と広い温度幅を示す。しかしながら、CR タイプマグマの圧力は CP タイプマグマと同じか、より高圧を示す（図 1.4-23）。

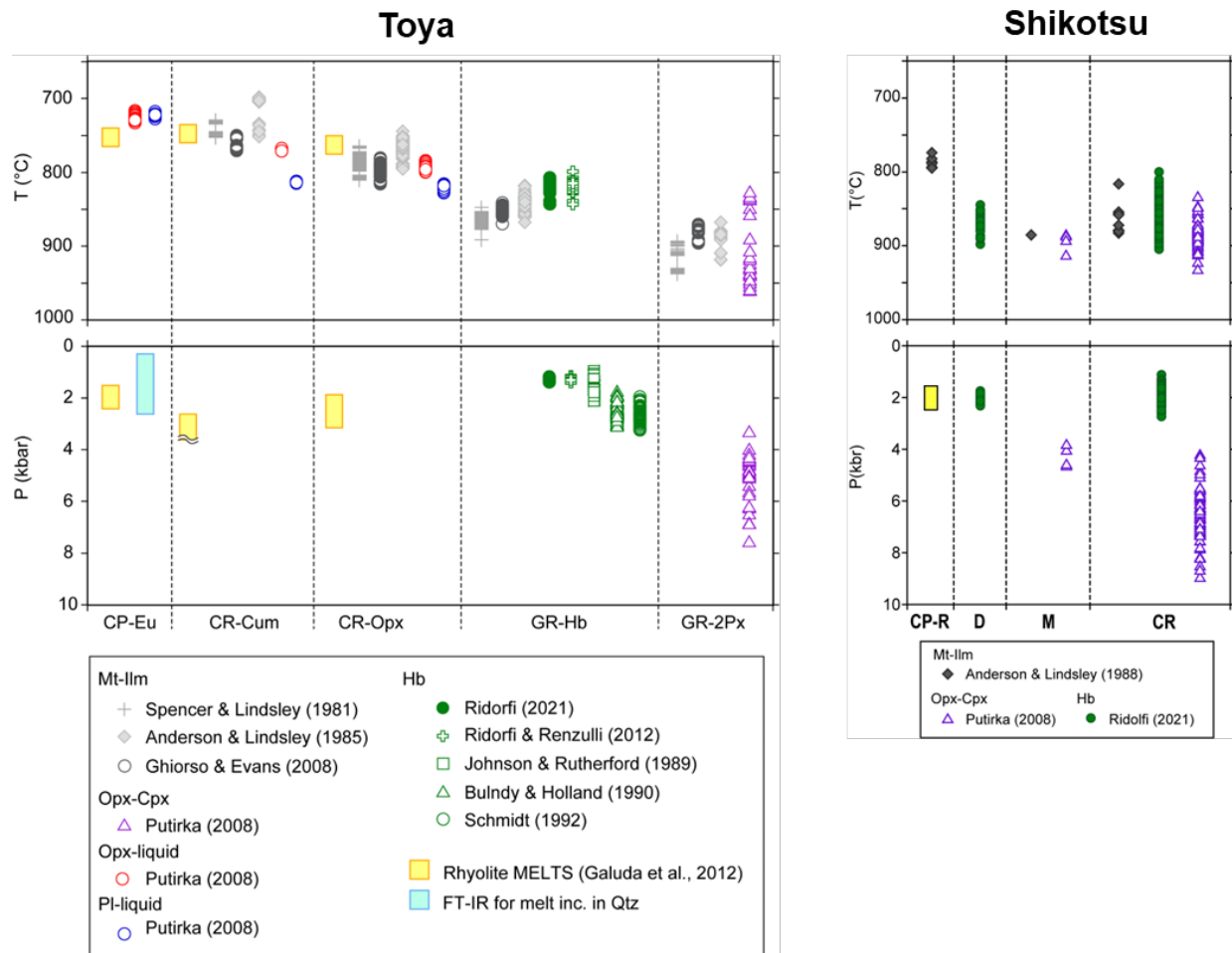


図 1.4-23. 洞爺火山および支笏火山のカルデラ形成期の端成分マグマの推定温度・圧力。

8) マッシュ溜まりモデル

両火山ともカルデラ形成期では、斑晶に乏しい珪長質マグマと斑晶に富んだ珪長質マグマが共存すること、噴火時に両タイプのマグマに大規模な混合関係が認められない点が共通している。これらを説明できるマグマ溜まりのモデルとして、マッシュ溜まりモデルがある。すなわち、結晶に富みメルトも共存するマッシュにおいて、メルトに富んだマグマ溜まりが CP タイプマグマで、その周辺のメルトに相対的に乏しい部分に、ポケット状に CR タイプマグマが存在するというものである。これによると CR タイプマグマで、いくつかの異なるタイプが独立に存在することも説明可能である。先に示した両火山の CP タイプと CR タイプの両マグマの、温度と定置深度もこのマッシュ溜まりモデルと矛盾しない。カルデラ形成期においては、上記のマッシュ溜まりに、より深部から高温のマフィックマグマが貫入することで、大規模噴火が発生している。

9) カルデラ形成噴火の比較結果

2つのカルデラ形成噴火を比較した場合、類似点は以下のようにまとめられる。

- ・カルデラ形成噴火の直前の、先行噴火はなかった。
- ・噴火は時間間隙を挟んで、複数のステージに分けられる。
- ・2番目のステージが最大規模であり、そこでカルデラ形成期が最盛期を迎えた。

- ・本質物は斑晶に乏しい流紋岩（CP タイプ）が主要なマグマで、斑晶に富む CR タイプマグマとマフィックマグマを伴う。CP タイプマグマはカルデラ形成期の全ステージで噴出している。

- ・マグマ溜まりはマッシュマグマ溜まりで、大量のメルト領域（CP タイプ）の周辺に CR マグマのポケットが散在する。その深度は 1~3kb である。

- ・マッシュマグマ溜まりには噴火前に、深部からマフィックマグマが貫入した。

一方、相違点は以下のとおりである。

- ・洞爺では最大規模のステージ 2 の最初に lag breccia の放出があったが、支笏ではステージ 2 の末期に lag breccia が放出された。

- ・支笏では、ステージ 2 の後に、ステージ 3 が活動している。

- ・洞爺では CR タイプは流紋岩～デイサイトで珪長質であるが、支笏ではデイサイト～玄武岩質安山岩でよりマフィックとなり、マグマ温度もより高温となる。

- ・両火山とも噴火前のマフィックマグマの貫入の証拠は認められるが、支笏の方がその証拠が明瞭に認められる。

10) 長期火山活動史とマグマの長期変遷の比較とその意義

洞爺火山と支笏火山は、隣接した地域ではほぼ同じ時期に活動し、共に VEI=7 の巨大噴火を起こしカルデラを形成したという共通点はあるが、火山として長期の活動を見た場合、先・後カルデラ期における噴火頻度・長期噴出率、そしてマグマの特徴などで二つの火山で大きな差異が認められた。

支笏火山では活動期を通じて、マフィックマグマの噴出量が多いという特徴がある。先カルデラ期での社台噴火は、玄武岩質安山岩から安山岩質なマフィックなマグマを主体とする大規模な爆発的噴火であった。カルデラ形成期においても、CR タイプ噴出物として玄武岩質安山岩から安山岩組成のスコリアや灰色軽石が活動後半のステージ 3 では頻繁に噴出するようになる。また大量の珪長質マグマ主体のステージ 1 と 2 においても、low-Si タイプ CP 流紋岩と呼んだ、マフィックマグマの貫入の影響を受けた CP タイプ軽石が認められる。後カルデラ期においても玄武岩質マグマの混合の影響を受けた安山岩質マグマが普通に噴出している。

このように支笏火山では、活動を通じて浅部の珪長質マグマ溜まり系に玄武岩質マグマに代表されるマフィックマグマが頻繁に、そして大規模に貫入していたと考えられる（図 1.4-24）。そのために、先カルデラ期と後カルデラ期が高い噴出率となったのであろう。またカルデラ形成期の大量の珪長質マグマが玄武岩質マグマの結晶分化で、あるいは玄武岩質マグマを熱源とした地殻物質の部分溶融や AFC というプロセスのいずれかで生じるとしても、支笏火山で推定される、大規模な玄武岩質マグマの高い貫入頻度は、大量の珪長質マグマを生産するには好都合であったといえるであろう。

一方、洞爺火山では先カルデラ期およびカルデラ形成期の噴出物では、安山岩～玄武岩質な全岩組成を示す噴出物はみだされておらず、マグマ混合端成分としてわずかなマフィックマグマ貫入の証拠が見出されるだけであった。また後カルデラ期においても、約 2~1 万年前に有珠山でマフィックマグマの活動が見出された以外には、噴火活動そのものが低調であった。このよう

に洞爺火山では、支笏火山とは対照的に玄武岩質マグマに代表されるマフィックマグマの上昇・貫入の頻度も低調で、規模も小さかったと考えられる（図 1.4-24）。そのために洞爺火山では、先カルデラ期および後カルデラ期が低噴出率で噴火頻度も低かったのであろう。

先に支笏火山では、大規模でかつ高頻度の玄武岩質マグマの上昇、そして地殻への貫入が大規模な珪長質マグマを生成させた可能性を指摘した。一方で、洞爺火山では大規模で高頻度の玄武岩質マグマの貫入の証拠は見出されていない。このことから洞爺火山での大規模珪長質マグマの生成プロセスは、支笏火山とは違う可能性がある。あるいは、洞爺火山ではカルデラ形成期前のある時期に、短期的に大規模な玄武岩質マグマの上昇・貫入が起こって、効率的に珪長質マグマが生成されたのかもしれない。

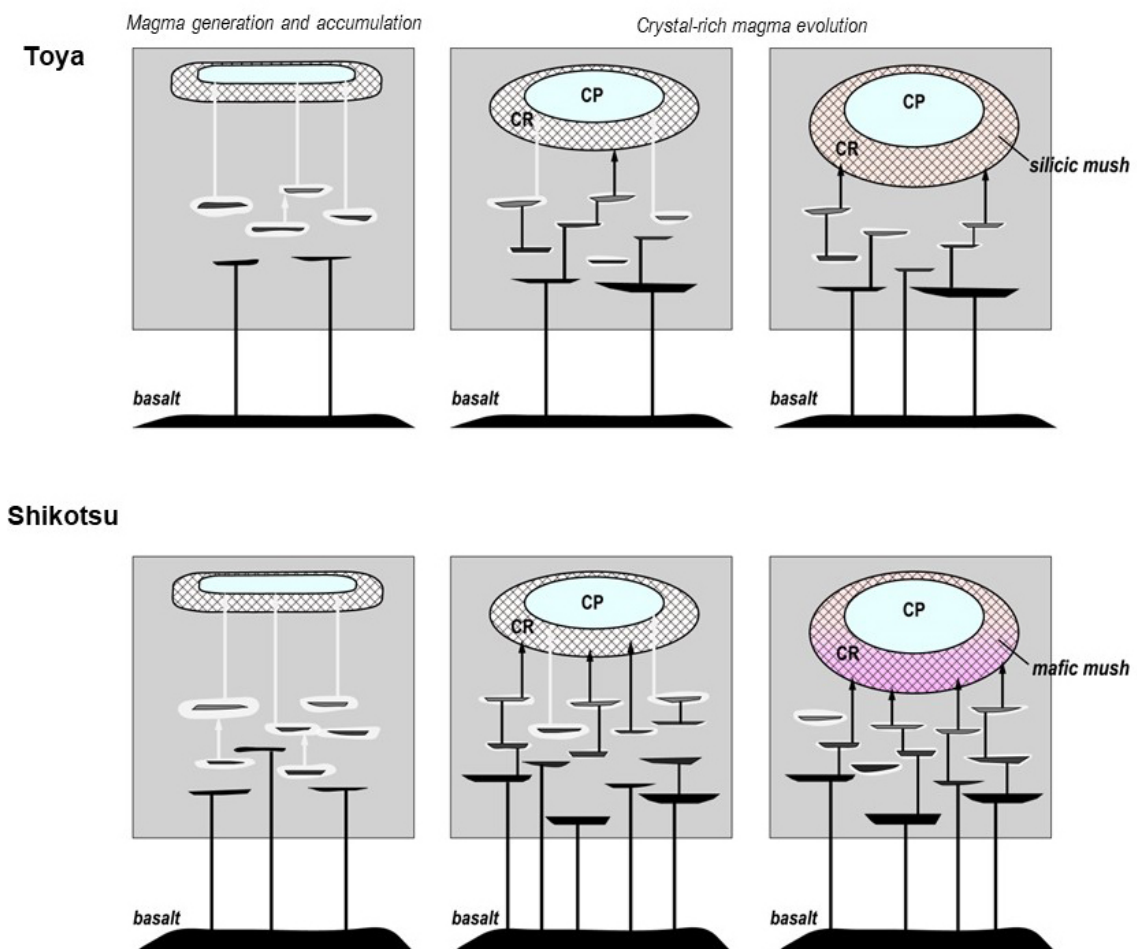


図 1.4-24. 洞爺火山および支笏火山のマグマ系の長期進化モデル。

11) カルデラ形成噴火の比較とその意義

マグマ系

洞爺火山および支笏火山のカルデラ形成期のマグマ系は、ともにメルトに富んだ CP タイプマグマの周縁部の、結晶に富んだマッシュ部分に斑晶に富んだ CR タイプマグマポケットが散在するという、マッシュマグマ溜まり系が想定されている。一方で、そのマグマ系の大きな違いは、

CR タイプマグマが支笏火山ではデイサイト質から玄武岩質安山岩までの多様性を持つのに対して、洞爺火山では流紋岩質である点である。また、主要なマグマである CP タイプ流紋岩においても、支笏火山の方はマフィックマグマの貫入が顕著であったが、洞爺火山の方は顕著ではないことも大きな相違点である。

支笏火山ではその活動史を通じて玄武岩質マグマの関与が大きかったが、洞爺火山ではその関与が小さかったと推定した。カルデラ形成期のマグマ系の違いも、両火山における玄武岩質マグマの関与の差で説明できる。すなわち、マッシュ溜まり系の進化過程において、支笏火山では玄武岩質マグマの頻繁な貫入によって、マッシュの周縁部が次第にマフィックに変化していったのであろう。それに対して、洞爺火山の場合は玄武岩質マグマの貫入が頻繁ではなく、マッシュ溜まりの周縁部も珪長質のままであったと考えられる（図 1.4-24）。この玄武岩質マグマ貫入の規模と頻度の差は、カルデラ形成噴火直前まで続いていたと考えられる。そのため CP タイプ流紋岩への玄武岩質マグマの貫入が、支笏火山では明瞭に認められるのに対して、洞爺火山では不明瞭であったのであろう。

噴火推移

カルデラ形成噴火推移については、両火山ともステージ2が最大規模であったが、その噴火様式の推移には差が認められる。洞爺火山では、ステージ2の初期に顕著な lag breccia の放出があり、その後に最大規模の火砕流噴火に移行した。そのためステージ2の初期にカルデラ陥没・拡大が始まり、火砕流の放出によりカルデラが形成されたと推定できる（図 1.4-25）。これは一般的なカルデラ形成モデル（Druitt and Sparks, 1984）と同じである。一方、支笏火山のステージ2では、最大規模の火砕流が発生したが、その末期に顕著な lag breccia が放出され、噴火が終了している。これは洞爺カルデラ形成のような一般的なモデルとは異なっている。支笏火山ではステージ1の噴出量も大きく、その時期にもカルデラ陥没が進行していた可能性がある。あるいはステージ2の末期に、例えば外来水との反応などによって、大規模なマグマ水蒸気爆発が起こり lag breccia が放出されたなど、いくつかの可能性はある（図 1.4-25）。支笏カルデラの形成過程の検討は今後の課題であらう。

洞爺火山ではステージ2でカルデラ形成噴火は終了し、その後は火山活動は低調だったようであるが、支笏火山ではステージ2の後、間隙を挟んで断続的な火砕流が発生するステージ3の活動があり、その後に後カルデラ期の活動と推移している。この噴火頻度の大きな差は、前に述べた玄武岩質マグマの貫入頻度差で説明できるかもしれない。すなわち支笏火山は、ステージ1およびステージ2の後も、玄武岩質マグマの貫入が起こり、ある意味において無理やりマッシュ溜まり系の残存マグマが噴出したのかもしれない。一方で、洞爺火山では玄武岩質マグマの貫入がなかったので、ステージ2の後の噴火はなかったかもしれない（図 1.4-25）。

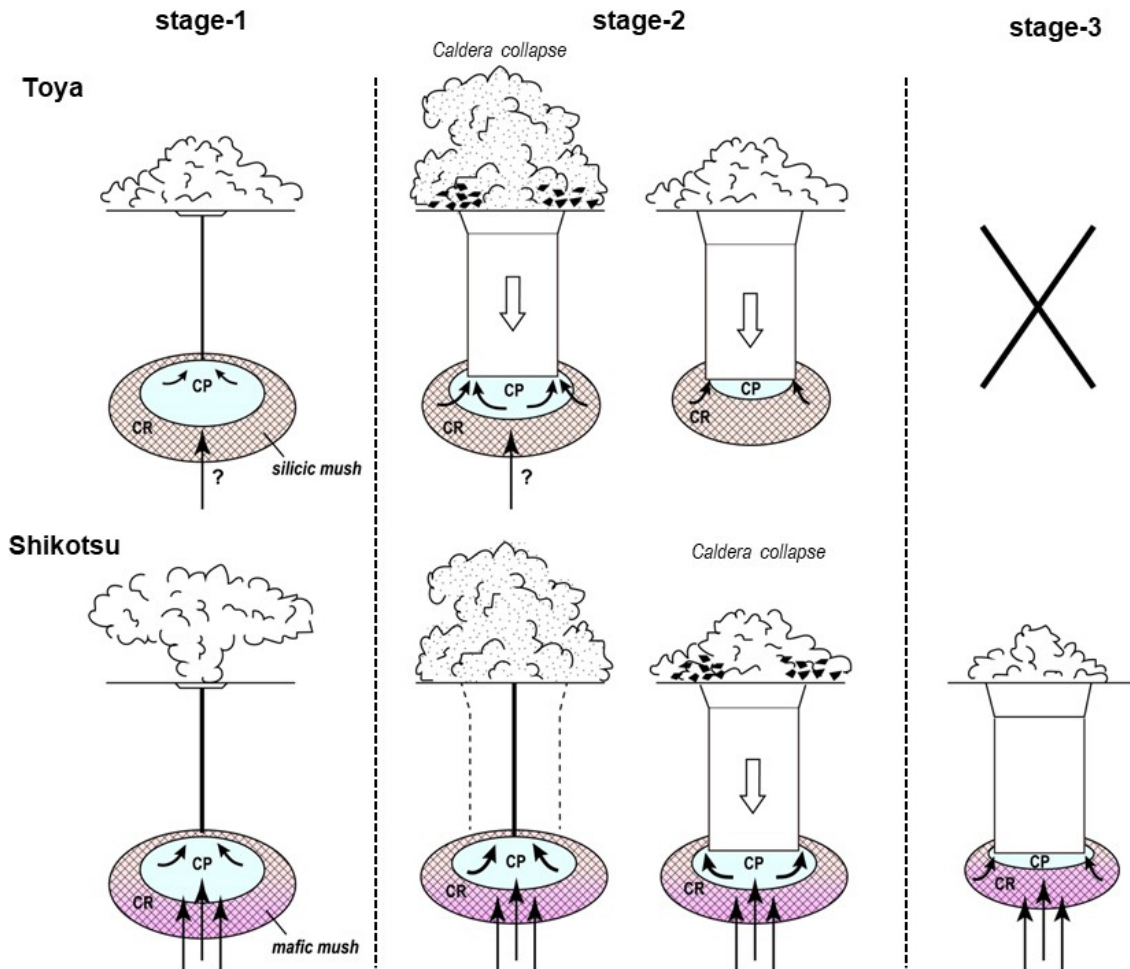


図 1.4-25. 洞爺火山および支笏火山のカルデラ形成噴火推移のモデル図.

12) まとめと今後の課題

以上のように、洞爺火山と支笏火山の活動とマグマの特徴の差異は、玄武岩質マグマの供給率の差に起因する可能性を、本研究で指摘した。今後の課題としては、この玄武岩質マグマの貫入頻度の差が、両火山における大規模珪長質マグマの生成・集積過程にどのような影響を与えているかの検討を挙げられる。また両火山の玄武岩質マグマの供給率の差が、なぜ異なるかについても検討することも重要であろう。

引用文献

- Allan, A.S.R., Barker, S.J., Millet, M.-A., Morgan, D.J., Rooyakkers, S.M., Schipper, C.I., Wilson, C.J.N. (2017). A cascade of magmatic events during the assembly and eruption of a super-sized magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172, 49.
- 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*. DOI 10.1016/j.quaint.2019.11.019

- Anderson, D. J., Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti–magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting, Eos Transactions AGU, 66 (18), 416.
- Anderson, D. J., Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73, 714-726.
- Bacon, A. R., Druitt, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 224-256.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208–224.
- Cashman, K.V., Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *Journal of Geothermal Research*, 288, 28-45.
- Cherniak, D. J., Watson, E. B., Wark, D. A. (2007). Ti diffusion in quartz. *Chemical Geology*, 236, 65-74.
- Druitt, T.H, Sparks, R.S.J. (1984). On the formation of caldera during ignimbrites eruption. *Nature*, 310, 679-681.
- Freer, R. and Hauptman, Z. (1978). Experimental study of magnetite-titanomagnetite interdiffusion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 223-231.
- Geshi, N., Ruch, J., Acocella, V. (2014). Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth Planet Sci Lett*, 396, 107-115.
- Geshi, N., Yamada, I., Matsumoto, K., Nishihara, A., Miyagi, I. (2020). Accumulation of rhyolite magma and triggers for a caldera-forming eruption of the Aira caldera, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 82, 44.
- 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, 957–1039.
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Hildreth, W., Wilson, C.J.N. (2007). Compositional zoning of the Bishop tuff. *Journal of Petrology*, 48, 951-999.
- Johnson, M. C., Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *EOS*, 69, 1511.
- Jollands, M. C., Bloch E., Muntener, O. (2020). New Ti-in-quartz diffusivities reconcile natural Ti zoning with time scales and temperatures of upper crustal magma reservoirs. *Geology*, 48, 654-657.
- Kuritani, T. (2023). Geochemical constraints on the evolution of the magmatic system leading to catastrophic eruptions at Aira caldera, Japan. *Lithos*, 450-451, 107208.

- Kuritani, T., Nakagawa, M., Nishimoto, J., Yokoyama, T., Miyamoto, T. (2020). Magma plumbing system for the Millennium eruption at Changbaishan volcano, China: constraints from whole-rock U-Th disequilibrium. *Lithos*, 366-367, 105564.
- Matsumoto, A., Hasegawa, T., Nakagawa, M. (2018). Petrology of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Coexistence of multiple silicic magmas and their relationship with mafic magmas. *Journal of Petrology*, 59, 771-793.
- Matthews, N. E., Huber, C., Pyle, D. M., Smith, V. C. (2012). Timescales of Magma recharge and reactivation of large silicic systems from Ti diffusion in quartz. *Journal of Petrology*, 53, 1385-1416.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・富島千晴・松本亜希子・長谷龍一(2018). 支笏湖南方地域の火口近傍堆積物層序からみた 46ka 支笏カルデラ形成噴火推移. *地学雑誌*, 127(2), 247-271.
- Newman, S., Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, 28, 597-604.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Reyes, A.G. (1992). A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano. *Nature*, 356, 426-428.
- Peppard, B.T., Steele, I.M., Davis, A.M., Wallace, P.J., Anderson, A.T. (2001). Zoned quartz phenocrysts from the rhyolitic Bishop Tuff. *American Mineralogist*, 86, 1034-1052.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K.D. & Tepley, F.J., III (eds) *Minerals, inclusions and Volcanic Processes*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, *Reviews in Mineralogy and Petrology*, 69, 61-111.
- Ridolfi, F. (2021) Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole Thermobarometry. *Minerals*, 11, 324.
- 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, 877-895.
- Rusk, B.G., Lowers, H.A., Reed, M.H. (2008). Trace elements in hydrothermal quartz: relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, 36, 547-550.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., Wilson, L. (1977). Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.
- Spencer, K. J., Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66, 1189-1201.
- Wark, D.A., Spear, F.S. (2005). Titanium in quartz: cathodoluminescence and thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, A592.
- 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.
- Yokoyama, T., Kobayashi, K., Kuritani, T., Nakamura, E. (2003). Mantle metasomatism and rapid ascent of slab components beneath island arcs: evidence from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra disequilibria of Miyakejima volcano, Izu arc, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2329.
- Yokoyama, T., Kuritani, T., Kobayashi, K., Nakamura, E. (2006). Geochemical evolution of a shallow magma plumbing system during the last 500 years, Miyakejima volcano, Japan: constraints from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 2885-2901.

2 活動的カルデラ火山の地下構造調査

巨大噴火ポテンシャルを有する大規模なマグマ溜まりの存在を検知するために、活動的カルデラ火山の比抵抗地下構造を MT 法調査により明らかにする。調査対象は、昨年度に広域探査を実施した十和田火山である。

2.1 十和田カルデラにおける広帯域 MT 法探査

【実施内容】

昨年度までに、十和田湖周辺の約 40 km 四方の領域で 60 測点を設け、広帯域 MT 法探査を行い、十和田湖を取り囲む地下の比抵抗構造を明らかにした。その結果に基づき、湖中央部の中湖の地下を中心にした特徴的な低比抵抗域の分布について考察を進めた。その結果、この低比抵抗領域は、地下深部より上昇してきた熱水が高透水性部に滞留し NaCl 濃度が高くなったため形成されたものと解釈される。また、感度解析を行い、MT 観測でマグマ溜まりが検知されるための条件を検討した。比抵抗構造の信頼性を高めるために、昨年度に引き続き観測点（6 点）を追加した。これまでに取得したすべてのデータを用いて最終的な十和田カルデラ地下構造を求めた。解析された構造は、今年度観測点を追加した場所の周辺を除いてはおおむね昨年度と大きな相違はない。

【研究内容】

(1) 広帯域 MT 法による比抵抗構造探査

1) はじめに

図 2.1-1 に今年度までに行った 66 地点の観測点を示す。このうち今年度に測定を行った 6 地点の位置を赤丸で示す。今年度の測定結果と、全ての測点を用いた構造解析結果は後半に示すことにし、前半は、昨年度までの測定結果に基づく構造解析結果を用いて考察を行う。

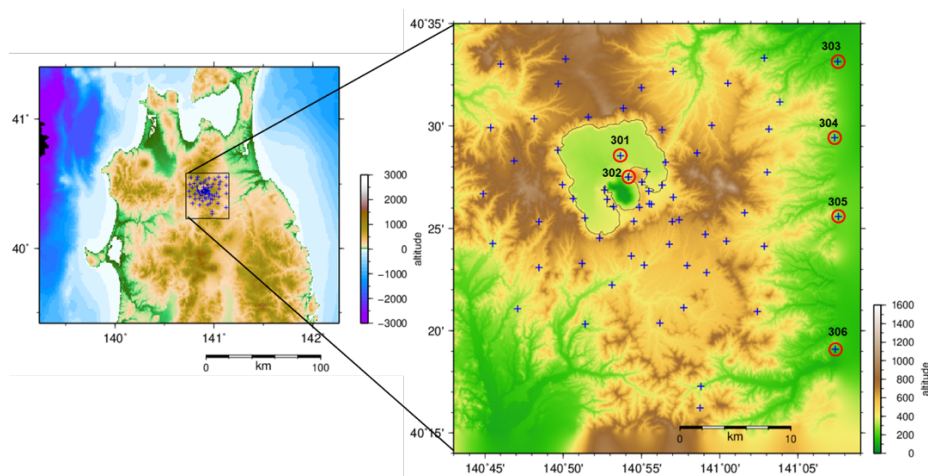
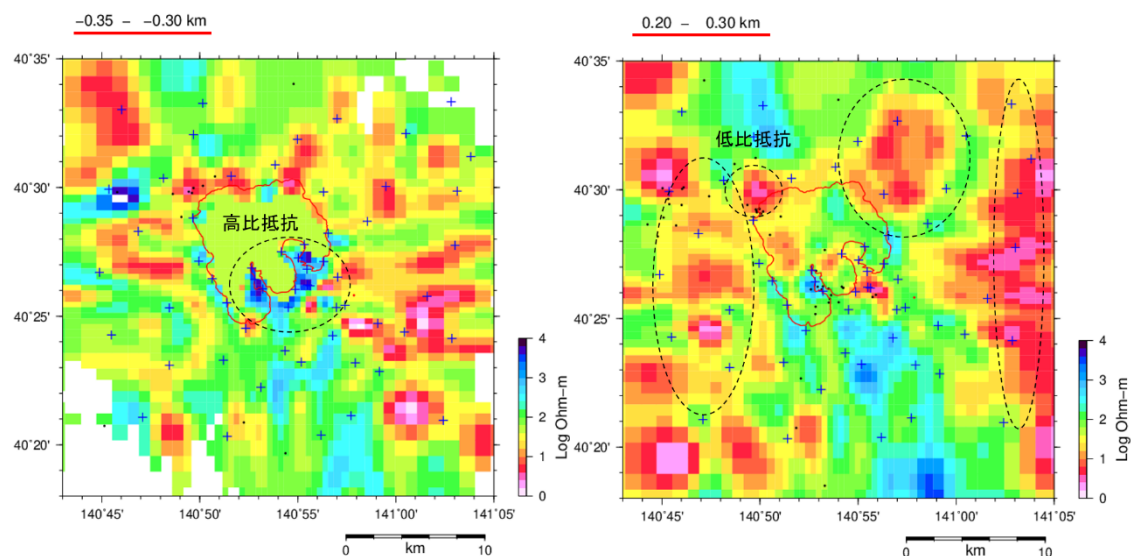


図 2.1-1 観測点位置図

2) 特徴的な比抵抗構造

これまでに分かっている特徴的な比抵抗構造について概略を示す（図 2.1-2）．標高 300～350m あたりでは御倉半島や中山半島の溶岩ドーム構造を表す $1,000\Omega\cdot\text{m}$ 以上の高比抵抗が顕著である．海拔下 200～300m あたりでは十和田湖周辺で $1\Omega\cdot\text{m}$ 程度の低比抵抗域が点在する．新第三系の海水層が存在することから，モンモリロナイト等の続成ないしは熱水変質作用をうけた変質鉱物が存在することにより低比抵抗になっていると解釈される．また，この深度あたりから中湖を中心とした円状の低比抵抗域が見られるようになるが，深度 400～500m あたりからはっきりするようになる．また，この深度では御倉半島の付け根あたりにも低比抵抗域が見られるが，この低比抵抗は局所的で深度方向への広がりはない．十和田湖の南東方向には高域の高比抵抗域が見られる．この高比抵抗は深くなるにつれて，よりはっきりとするようになる．規模が大きく，造山運動に伴うような深成岩体であろうと解釈される．次に中湖を中心とした低比抵抗域について解釈を加える．中湖では，水深 150 m 付近で温泉水の湧出が推定されている（Nishimura et al.,1999）．また，最深部で熱水プリュームの存在が示唆されている（Oikawa et al., 2015；平成 26 年度報告書）．一方，中湖の低比抵抗域はその断面を見ると，深部に向かって比抵抗値はやや大きくなるものの円柱状に伸びている（図 2.1-3）．この円柱状の領域では地震の発生が少ないようである（令和 4 年度本報告書）．地震が発生していない塑性領域であると考えられる．弾性から塑性への物性変化は $370\sim 400^{\circ}\text{C}$ である（Fournier 1999）．このように考えると円柱状の領域はマグマからの脱ガス成分を含む火山性流体の上昇域である可能性がある．ただし，震源との対応は明瞭ではなく，火山性流体の上昇通路であるかどうかはより詳細な震源分布を把握しての検討が必要であろう．



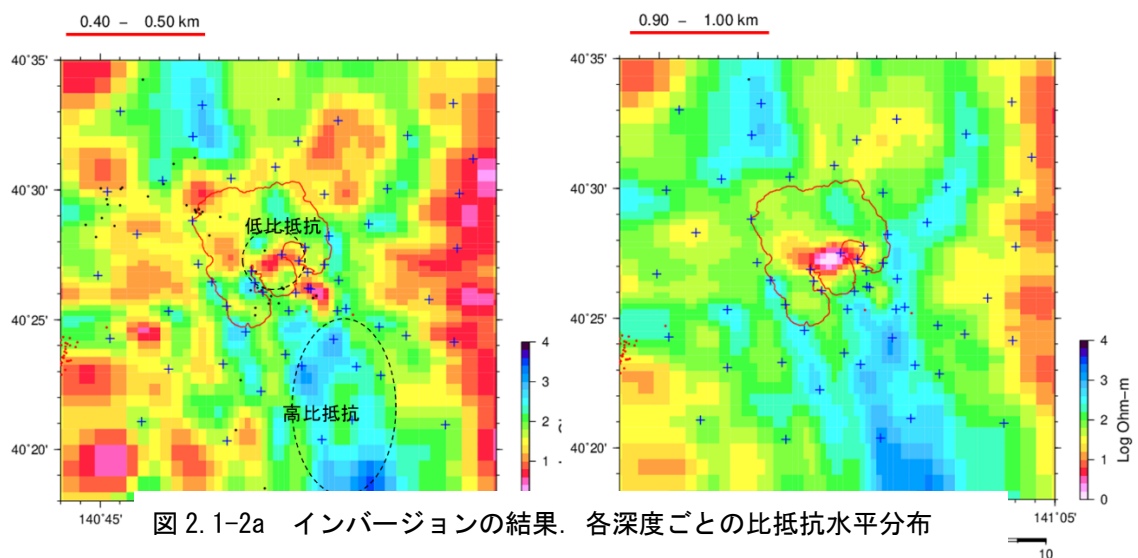


図 2.1-2a インバージョンの結果. 各深度ごとの比抵抗水平分布

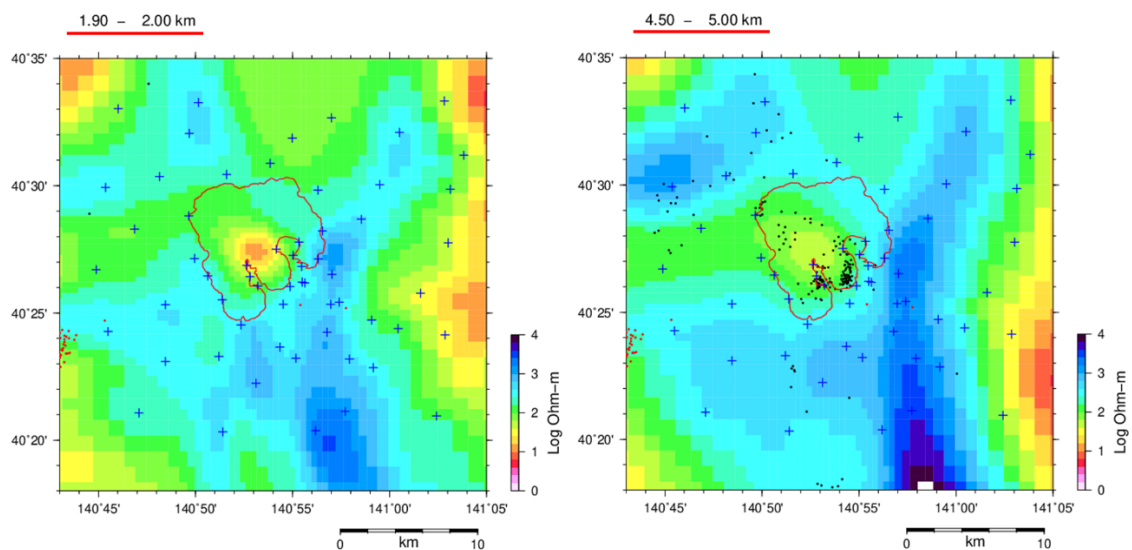


図 2.1-2b インバージョンの結果. 各深度ごとの比抵抗水平分布

3) 熱水系の数値シミュレーションの概要

ここでは、中湖を中心とした低比抵抗域が、火山性流体の上昇通路であるとの仮定のもとで議論を進める。低比抵抗の成因が火山性流体であるならば、どのような水理的構造が必要であるか、熱水系の数値シミュレーションで検討を行った(図 2.1-4)。計算には多孔質媒質中の流体の流動とそれに伴う熱伝達を計算するシミュレーターSTAR (Pritchett, 1995; Matsushima, 2011) を用いて、800°C, 100MPa までの温度圧力範囲を取り扱う。ただし、H₂O 単成分の計算となるので、実際とは異なるが、NaCl は流動には影響しない

という仮定のもと、計算結果の温度、圧力、質量流量の分布から別途 NaCl の濃度分布を計算した。計算に用いるグリッドは、比抵抗構造を求めたときのもの (Matsushima et al., 2020) から、中央部のおよそ 20km 四方の面で地表から 5.0km までの深さの範囲を切り抜いた。初期条件は、それぞれの深さの静水圧と、地殻熱流量 (0.05 W/m^2) と熱伝導率 ($3.0 \text{ W/m}^\circ\text{C}$) から計算される温度を与えた。境界条件は上面で温度圧力 (それぞれ 12.5°C , 0.1013 MPa) を、側面では初期条件に対応する温度圧力を与えた。底面は、断熱不透水としたが、初期条件の温度を維持するように熱のソースを設定した。その他、底面では部分的に火山ガスの上昇を模擬した流体のソースを設定している。一方、上面では降水量 (3000 mm/年) に対応する流体のソースを設定した。火山ガスを模擬した底面のソースに対応して、時々刻々と変化する領域内の状況をシミュレーションする。その際に各グリッドの透水性を比抵抗構造に対応させて変化させつつ、底面のソースとグリッドの透水性を様々に変化させてシミュレーションを行った。さらに得られた各時刻の質量流量の分布から底面のソースで設定した NaCl 濃度に対応した各グリッドにおける NaCl の濃度分布を計算した。

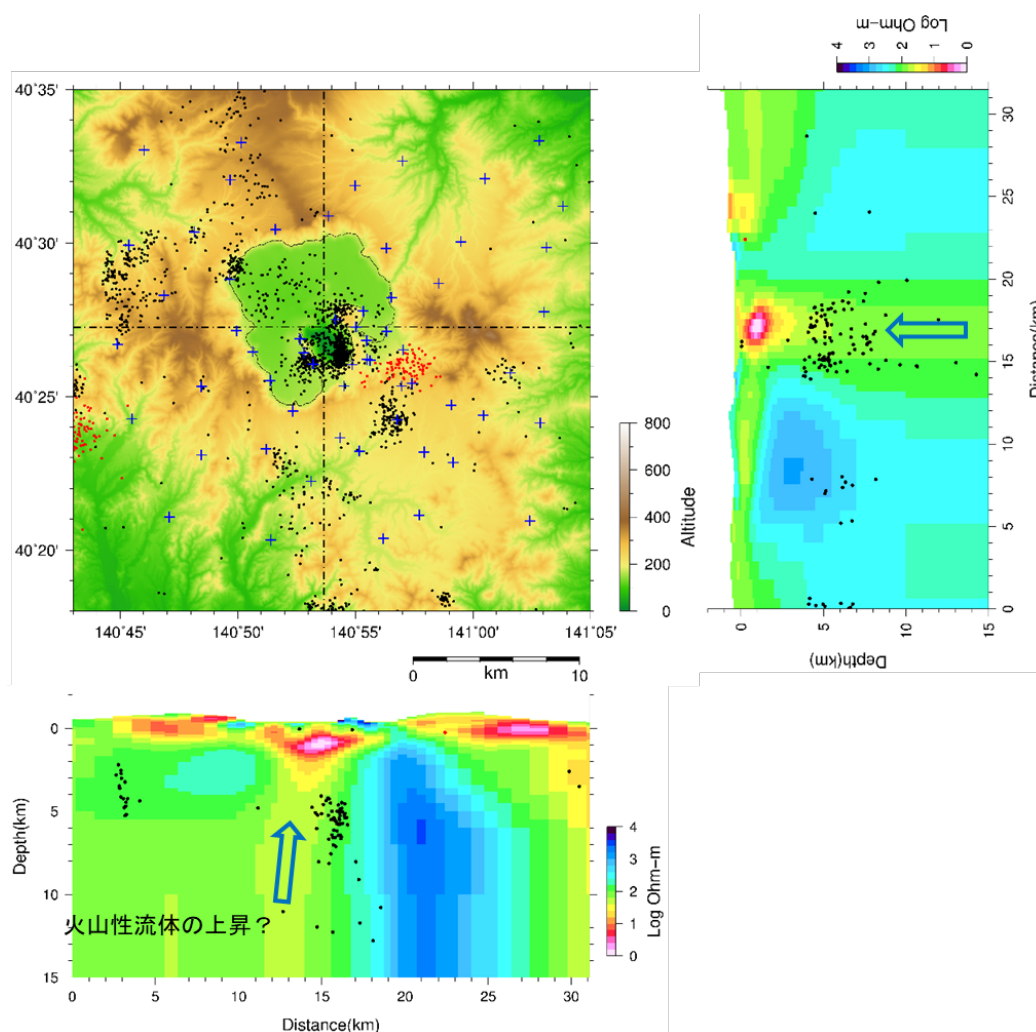


図 2.1-3 比抵抗構造の断面図

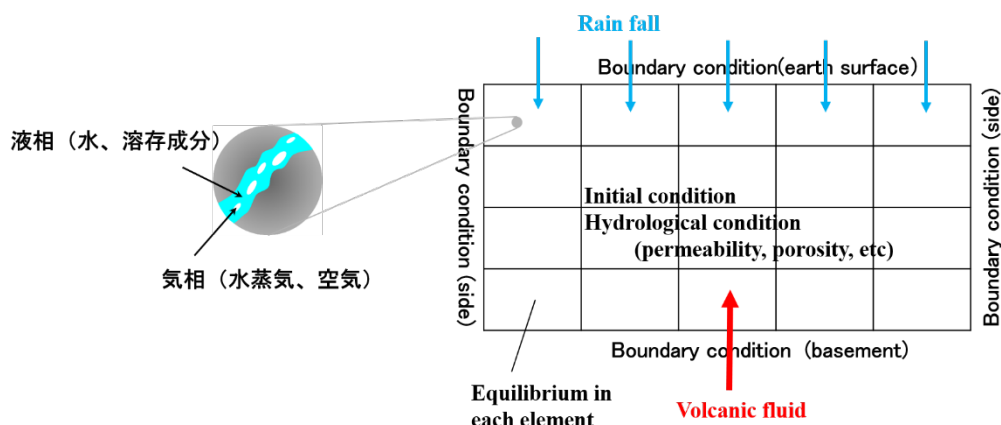


図 2.1-4 数値シミュレーションの概要

4) 岩石のバルクの比抵抗

各グリッドにおける温度，圧力，NaCl 濃度から，気液 2 相となる場合には，次に述べる方法で，各グリッドのバルクの比抵抗を計算した．ここで $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 系の相図のデジタルデータ (Driesner, 2007; Driesner and Heinrich, 2007) を用いた．岩石の空隙内に存在する流体の圧力，温度が 2 相の領域にある場合，相図のデジタルデータを内挿して液相中の NaCl 質量分率 C_w と気相中の NaCl 質量分率 C_v および液相の密度 (ρ_l) と気相の密度 (ρ_v) を求めることができる．流体全体の NaCl 質量分率を C としたとき，液相の質量分率(α)および気相の質量分率(β)はそれぞれ $\alpha = (C - C_v)/(C_w - C_v)$ ， $\beta = (C_w - C)/ (C_w - C_v)$ となる．従って，液相と気相の質量分率と液相の密度，気相の密度を用いて液相の体積分率 (S_w : 液相飽和度) を次式から計算することができる．

$$S_w = \alpha \cdot \rho_v / (\alpha \cdot \rho_v + \beta \cdot \rho_l)$$

岩石のバルクの比抵抗 (電気伝導度) を計算するために，まず，空隙内の液相の電気伝導度を求める．ここでは温度，液相中の NaCl 質量分率，液相の密度から液相の電気伝導度 σ_w を Sinmyo and Keppler (2017) の方法で計算した．なお高温域は外挿している．次に空隙内の流体の電気伝導度は，気相の電気伝導度を σ_v (本論では 10^{-8} S/m とした) として power law (Pritchett, 1995) を仮定して以下の式より計算した．

$$\sigma_f = S_w^2 \cdot \sigma_w + (1 - S_w^2) \cdot \sigma_v$$

液相の連結度を示す指数はアーチー則と同様に 2 とした．最後に岩石バルクの比抵抗 ρ を並列則から計算した．

$$1/\rho = \phi \cdot \sigma_f + (1-\phi) \cdot \sigma_r$$

ここで ϕ は空隙率 (本論では 0.3 とした)， σ_r は個体部分の電気伝導度 (本論では 10^{-2} S/m とした) である．このように，気液混相およびバルクの電気伝導度についてはシンプルなモデルで計算したが今後さらに検討の余地がある．

5) 熱水系数値シミュレーションの結果

計算結果の一例を図 2.1-5 に示す。計算は 3 次元で行っているが、この図は図 2.1-3 と同じ東西断面を示している。左上は想定したモデルで、透水係数の分布と底面でのソースの位置（ここでは 160kg/s, 800°C, NaCl 濃度 1,000ppm とした）、右上は数値シミュレーションの結果で温度と流体の流動方向、右下は数値シミュレーションの結果から計算された比抵抗分布、そして左下が広帯域 MT 法で得られた比抵抗分布である。なお、この計算結果はソースの流入開始後 1,000 年後を示す。比抵抗の計算結果（右下）と広帯域 MT 法による観測結果（左下）が一致するようなモデルを得ることを目的にしたが、今回の計算では十分な一致は得られておらず、今後さらにモデルを改良する必要がある。しかしながら、中湖を中心とした低比抵抗域のうち $1\Omega\cdot\text{m}$ より低い領域においては良く再現されている。それは、透水係数のモデル（左上）で示されているように、低比抵抗を示す部分の透水性が高くなっていることにより、深部より上昇してきた熱水がそこに滞留し NaCl 濃度が高くなったためである。すなわち、この計算結果は、注目している低比抵抗域は高透水性を示す物質からなることを示している。なお、この計算では比抵抗が低くなる要因として NaCl 濃度に着目したが、熱水的作用により変質鉱物が生成されたため比抵抗が低くなっている可能性もある。また、数値シミュレーションでは火山性流体を底面から注入させてから 1,000 年後の結果を示しているが、それが現在の状態を示しているかどうかは、議論することはできない。

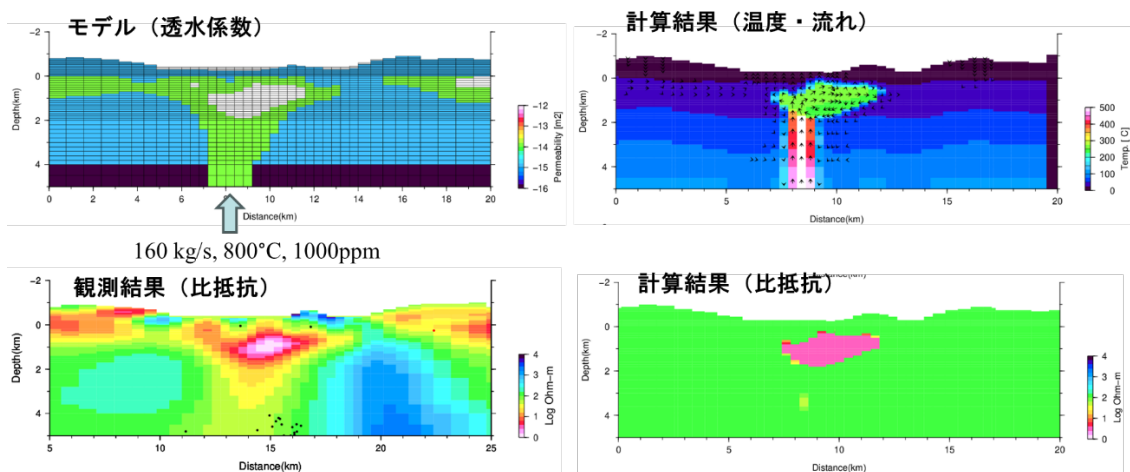


図 2.1-5 数値シミュレーションによる比抵抗構造の再現

6) 低比抵抗域の体積

中湖を中心とした低比抵抗域を特徴づけるのは $20\Omega\cdot\text{m}$ 以下の領域であるとみなし、それを抽出した (図 2.1-6)。

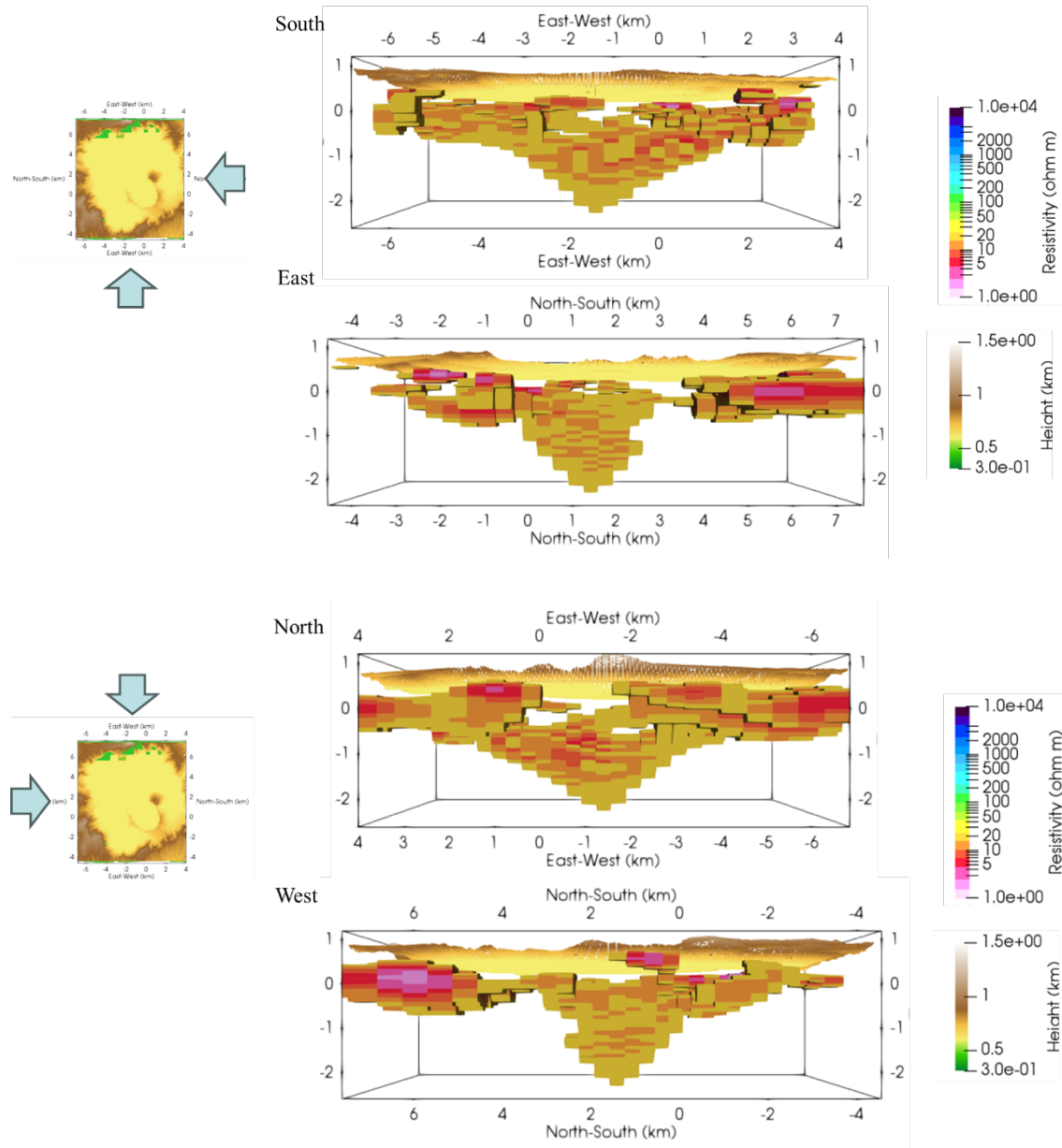


図 2.1-6 $20\Omega\cdot\text{m}$ 以下の領域を抽出し、上からそれぞれ南、東、北、西から眺めたもの

抽出された領域は、眺める方向によっては不完全であるが、おおむねじょうご状の形状をして降り、その体積は $2.2\times 10^{10}\text{m}^3$ である。一方、十和田カルデラは顕著な低重力異常を示す (図 2.1-7; Yokoyama and Maki, 1964)。代表的な低重力カルデラの一つであり、

低重力となる要因としてカルデラの陥没地形を充てんする未固結な火砕物と考えられている（横山, 1969）. 重力異常分布を面積分して得られる質量欠損量は約 10^{13} kg である. 密度差 0.3g/cc を仮定するとその体積は $3.3 \times 10^{10} \text{m}^3$ となり, 上で求めた低比抵抗域の体積とよく一致する.

以上のことから, 中湖を中心にした低比抵抗域の浅部は, 高透水性で低密度であると考えられる. その要因として, カルデラの陥没地形を充填した未固結の火砕物からなると解釈される. カルデラ形成にかかわった噴出物（八戸火砕流, 八戸降下, 雲井火砕流, 大不動火砕流, 切田テフラ, 奥瀬火砕流）の DRE はおよそ $4.6 \times 10^{10} \text{m}^3$ となり, 低比抵抗域の体積よりやや大きいオーダーとしては同じである.

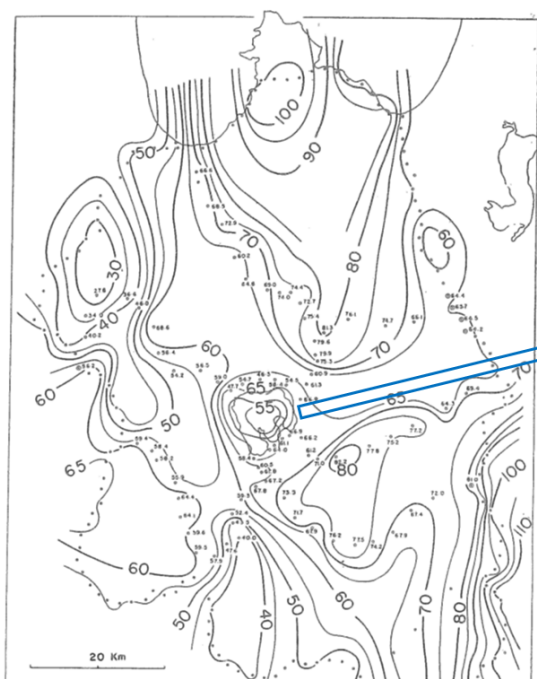


Fig. 3. Distribution of the Bouguer anomalies around Towada Caldera. Unit is *mgal*.

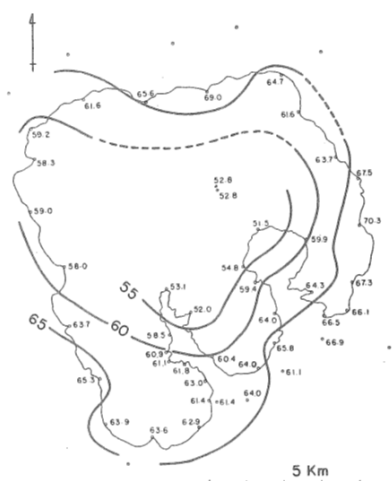


Fig. 4. Distribution of the Bouguer anomalies on and around Towada caldera lake (not corrected for topography). Unit is *mgal*.

図 2.1-7 十和田カルデラおよびその周辺の重力異常分布

(2) マグマ溜りの感度テスト

以上述べてきたように, 中湖を中心とした低比抵抗域は深部からの火山性流体の上昇によって形成されていると解釈されるが, 脱ガスをもたらす深部のマグマ溜りの情報については得られていない. この観測に基づく比抵抗構造として, マグマ溜りを捉える可能性があるのはどのような場合であるか検討した. 感度テストとして, 想定したマグマ溜りに対する MT レスポンスの RMS 値と最適モデルの RMS 値を比較し, 有意な違いが見られるか判断するために F 検定を行った (例えば Yamaya et al., 2017; Gresse et al., 2021; Ishizu et al., 2022 等). 母分散が等しいとみなせるとき, 2 群の分散の比 (F 値) はその集

団の自由度から決まる関数（F 分布）の有意水準 5%の信頼区間に入るとする．つまり，有意水準 5%での F 値を F_0 としたとき， $F > F_0$ となれば，母分散は等しいとは言えない．今，最適モデルの RMS 値を α ，マグマ溜りを想定したモデルの RMS 値を β としたとき， $\beta^2 / \alpha^2 > F_0$ であれば 2 つもモデルは有意に異なるとみなせる．なお自由度は 61 (観測点数) + 16 (選択した周波数の数) + 12 (成分の数) - 1 の 11711 である．自由度 11711 で有意水準 5%の F 値 (F_0) は 1.03，最適モデルの RMS 値 (α) 2.53 なので，感度テストのモデルの RMS 値 (β) が 2.57 より大きければ，2 つのモデルは有意に異なるので感度があるとする．この 2.57 を基準とする．

・感度テストその 1 は，海拔深度 5 – 7 km に半径 4 km の円柱， $1 \Omega \cdot m$ マグマ溜りを想定した場合（図 2.1-8）で，この場合 RMS 値は $2.55 < 2.57$ なので有意に相違しない．つまりこの深度，大きさでの検出は難しい．

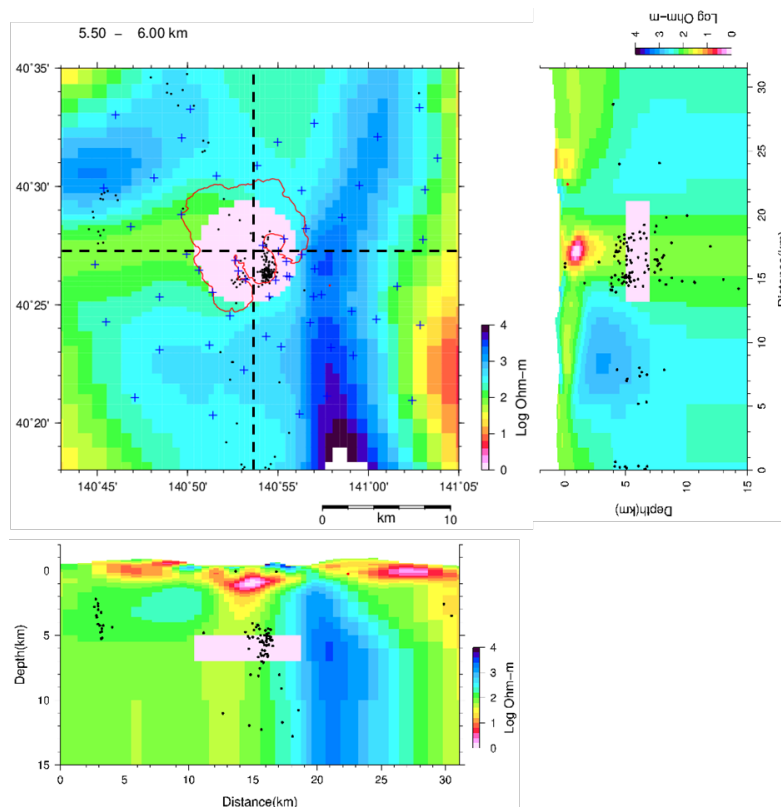


図 2.1-8 感度テストその 1 のレイアウト

・感度テストその 2 は，海拔深度 5 – 10 km に半径 4 km の円柱， $1 \Omega \cdot m$ マグマ溜りを想定した場合（図 2.1-9）で，この場合 RMS 値は $2.55 < 2.57$ なので有意に相違しない．下方に拡大しても検出は難しい．

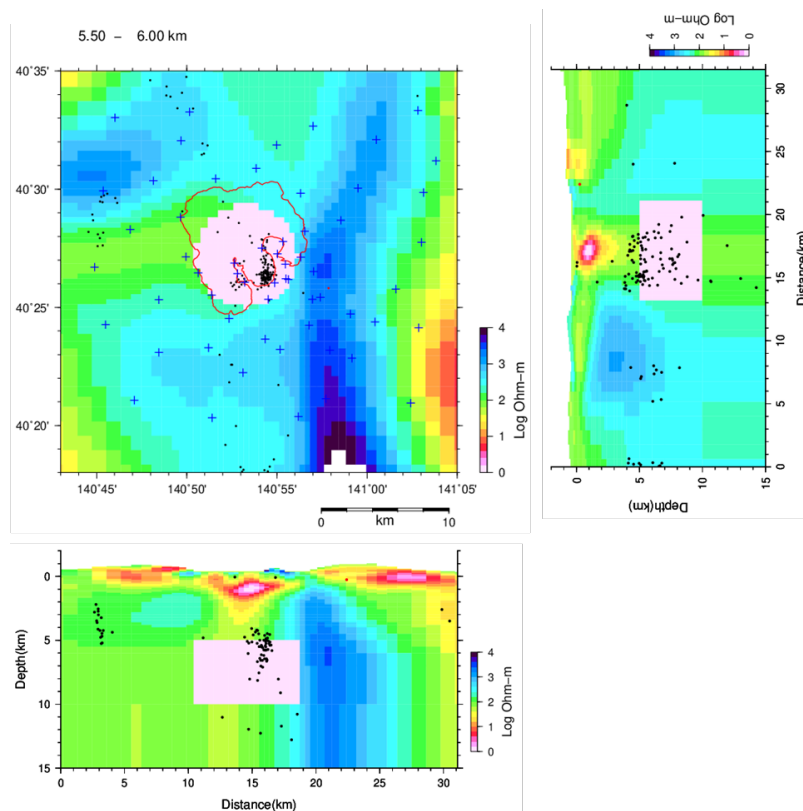


図 2.1-9 感度テストその 2 のレイアウト

・感度テストその 3 は、海拔深度 3 – 5 km に半径 4 km の円柱、 $1 \Omega \cdot \text{m}$ マグマ溜りを想定した場合（図 2.1-10）で、この場合 RMS 値は $2.58 > 2.57$ なので有意に相違する。深度が浅くなれば検出できる可能性が高まることを示している。

・感度テストその 4 は、海拔深度 5 – 7 km に半径 6 km の円柱、 $1 \Omega \cdot \text{m}$ マグマ溜りを想定した場合（図 2.1-11）で、この場合 RMS 値は $2.59 > 2.57$ なので有意に相違する。半径が広がれば検出できる可能性が高まることを示している。

・感度テストその 5 は、レイアウトがその 4 と同じで、置き換える比抵抗値を $1 \Omega \cdot \text{m}$ から $10 \Omega \cdot \text{m}$ にした場合で、このときの RMS 値は最適モデルの RMS 値と同じで有意であるかないかの境界に位置する。

・感度テストその 6 も、レイアウトをその 4 と同じにし、置き換える比抵抗値を $1 \Omega \cdot \text{m}$ から $100 \Omega \cdot \text{m}$ にした場合で、この場合 RMS 値は $2.54 < 2.57$ なので有意に相違しない。

以上をまとめると、頂部の深度が 5km より浅く半径が 6km より大きいような円柱で、内部の比抵抗値が $10 \Omega \cdot \text{m}$ より小さければ感度があると言える。この $10 \Omega \cdot \text{m}$ という値がどのようなマグマ溜りの状態を指しているのか考察してみた。

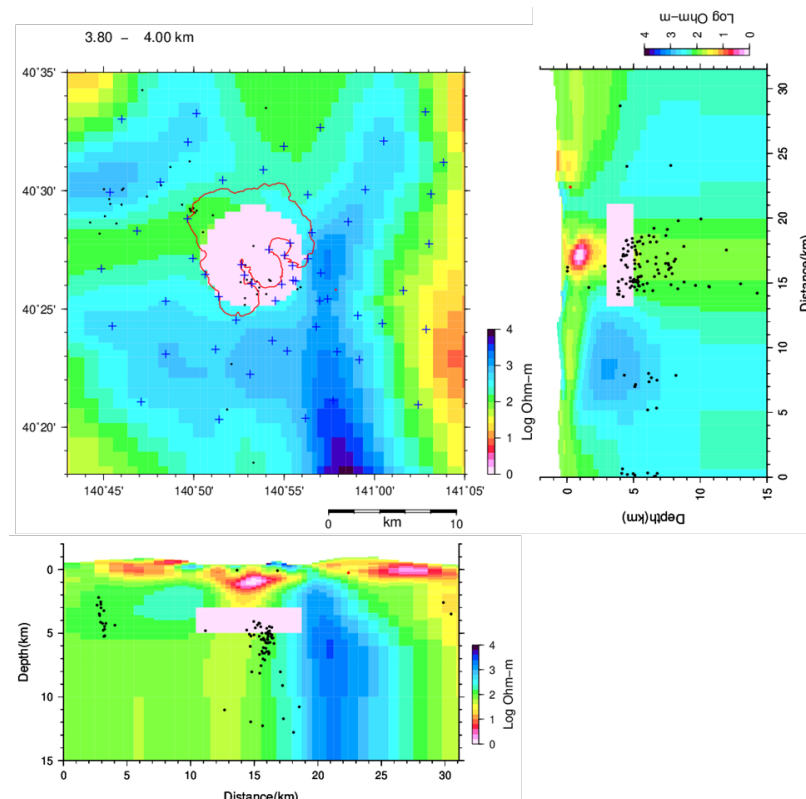


図 2.1-10 感度テストその 3 のレイアウト

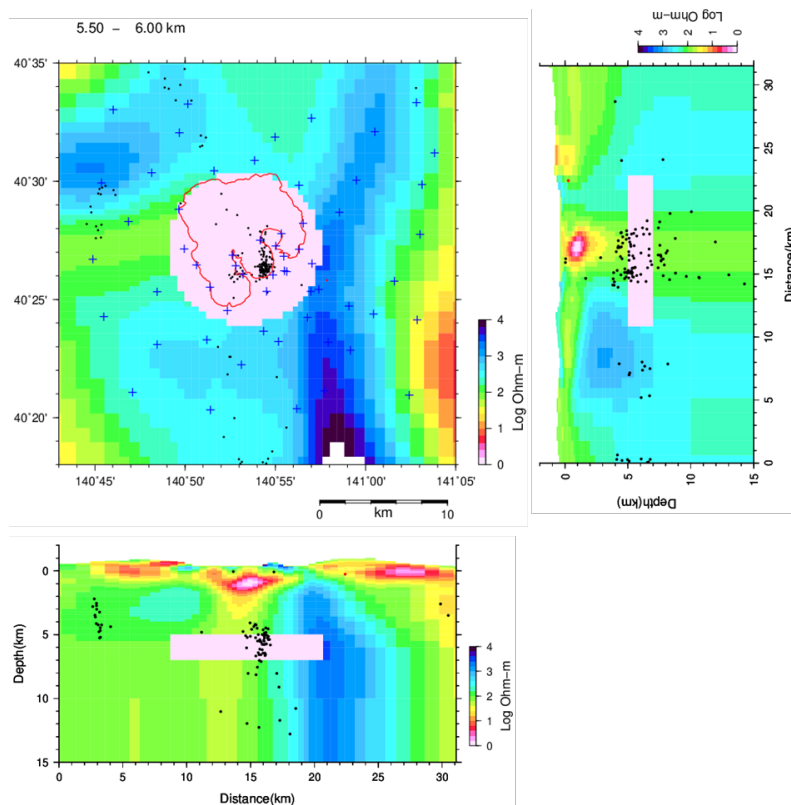


図 2.1-11 感度テストその 4 のレイアウト

流紋岩メルトの電気伝導度は SIGMELTS (Pommier, A., and E. Le-Trong, 2011)を用いて計算することができる。その際にメルトの化学成分を Nakatani et al. (2022)を参考にし、表 2.1-1 のように与えた。個体部分の電気伝導度は Iwamori et al. (2021)を参考にし、845°Cの花崗岩の値 ($4.6 \times 10^{-3} \text{ S/m}$) を使用する。そうすると、個体部分の体積分率を関数として、マグマ溜りのバルクの電気伝導度を Hashin–Shtrikman upper bound (Hashin and Shtrikman, 1962)から求めることができる。その結果を図 2.1-12 に示す。ただし、図では比抵抗（電気伝導度の逆数）として表している。

表 2.1-1 メルトの化学成分

Rhyolitic melt	
Na ₂ O (wt%)	4.4
SiO ₂ (wt%)	73
H ₂ O content (wt%)	4-6
Temperature (°C)	845
Pressure (MPa)	160

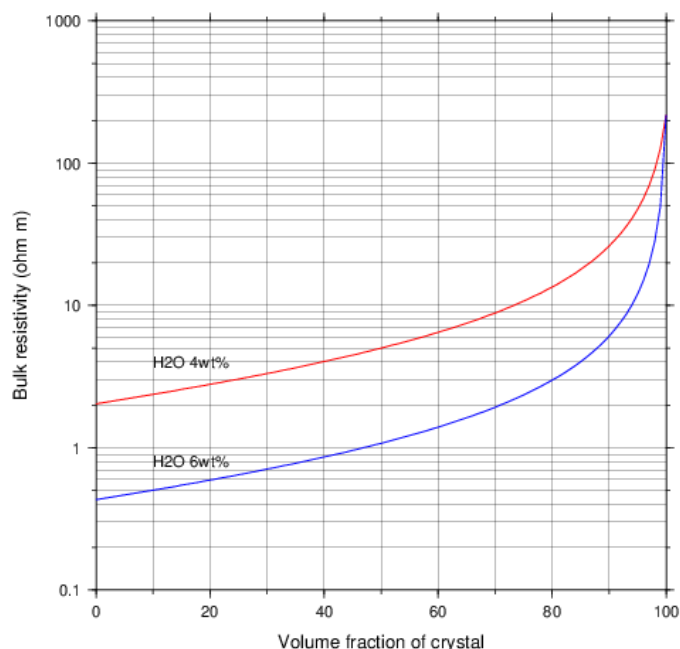


図 2.1-12 マグマ溜りのバルクの比抵抗

図 2.1-12 で赤線は H₂O 濃度を 4wt%, 青線は 6wt%とした場合である。いずれにしろ, マグマの比抵抗は個体部分の体積分率の増加とともに大きくなる。比抵抗が 10Ω・m となるのは個体部分の体積分率がおよそ 75 vol%から 95 vol%のときである。このことから, 先に述べたようなマグマ溜りの深度や大きさの条件のもとで, マグマ溜りの個体部分の体積分率が 75 vol%より小さくなれば, 本研究で得られているような比抵抗構造において感度を有するようになると考えられる。Nakatani et al. (2022) によれば, 十和田のエピソード L に関与したマグマ溜りにおける結晶の体積分率は 11-12vol%であったと推定されているが, その場合は十分に感度があると考えられる。

(3) 今年度の観測および解析結果

図 2.1-1 に示した 6 観測点にて 2023 年 9 月 10 日～26 日の期間に広帯域 MT 法観測を行った。測定仕様およびリモートリファレンス処理については昨年度までの観測と同様であるため省略する。ただし, 測点 301 は湖面内の岩礁であるため, 電場のみの測定とし, 同時に観測した測点 302 の磁場データを使用した。電場の測定においては, 接地抵抗を低減するため, 岩との接地面にベントナイトを使用した。その際にはベントナイトが溶け出さないように, きめの細かいメッシュ状の袋を併用した。水面から露出している場所が限られ十分な測線長が得られないため, 一部の電極は水面下 50 cm 程度の深さに設置した。波浪が強いときには露出している場所も水をかぶるため, 測定器およびバッテリーは防水ケースに収容し, ケーブルのコネクタへの浸水に注意を払った。また, 測定器が流されないよう岩にアンカーで固定した。その他の測点は陸上であるため通常の測定方法と変わらない。一部で磁場センサに不具合が発生するトラブルに見舞われたが, 正常な磁場センサを使いまわしすることによって全体として解析可能なデータを取得することができた。

測定データを処理することによって得られる各測点の MT レスポンスのサウンディングカーブを図 2.1-13 に示す。それぞれの測点ごとに, 上段に見かけ比抵抗, 下段に位相を周期に対して表している。全体的に, XX, YY モードの対角成分に比べ, XY, YX モードの比対角成分のデータの品質が良く, この後に結果を示す構造解析の際のインバージョンにおいても比対角成分の再現性が良い。しかし測点 301 では, 対角, 比対角にかかわらず周期 1 秒より長周期側でエラーバーが大きく, またデータの連続性もかなり悪い。測点 301 のデータ品質が悪くなった原因として, 波浪の影響を上げられる。十和田湖水の表層の比抵抗は実測によると約 56 Ω・m であるが, そのような比抵抗を持った物体が上下に変動することになることにより不安定なデータになったと考えられる。そのため, 測点 301 の長周期側のデータは構造解析の際には使用していない。従って, この測点のデータは深度にして海水準下 1km 程度までの構造に影響を及ぼしていると考えられる。インバージョンの結果を次に示すが, 測点 301 辺りの浅部の構造として特徴的なのは, 周囲に比べ高比抵抗になっていることであり, 溶岩ドームの構造を反映していると考えられる。それに対し

て中湖を中心とした低比抵抗域は測点 301 を加えても変わらずに存在しており，その確からしさを強調する結果となった。

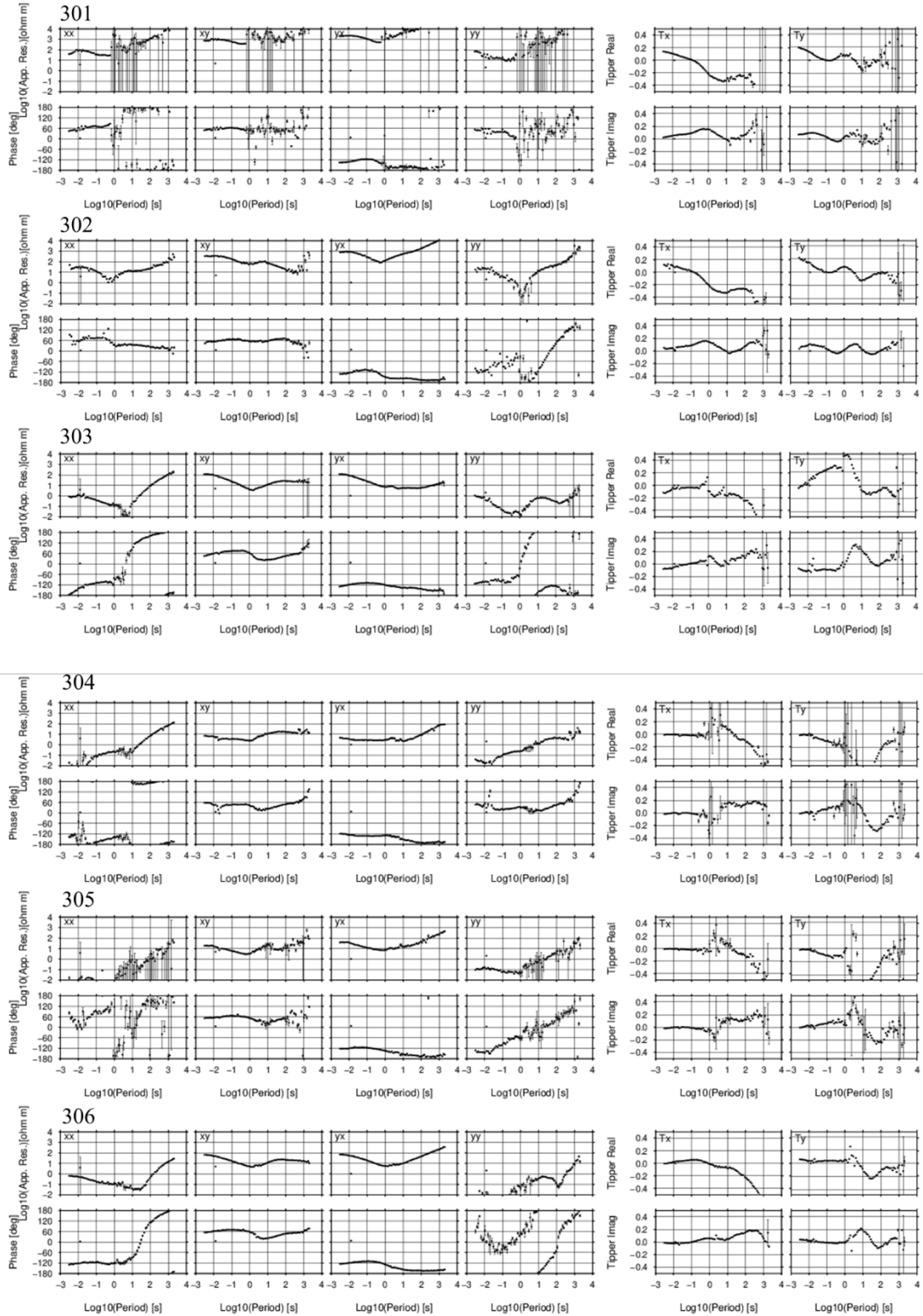
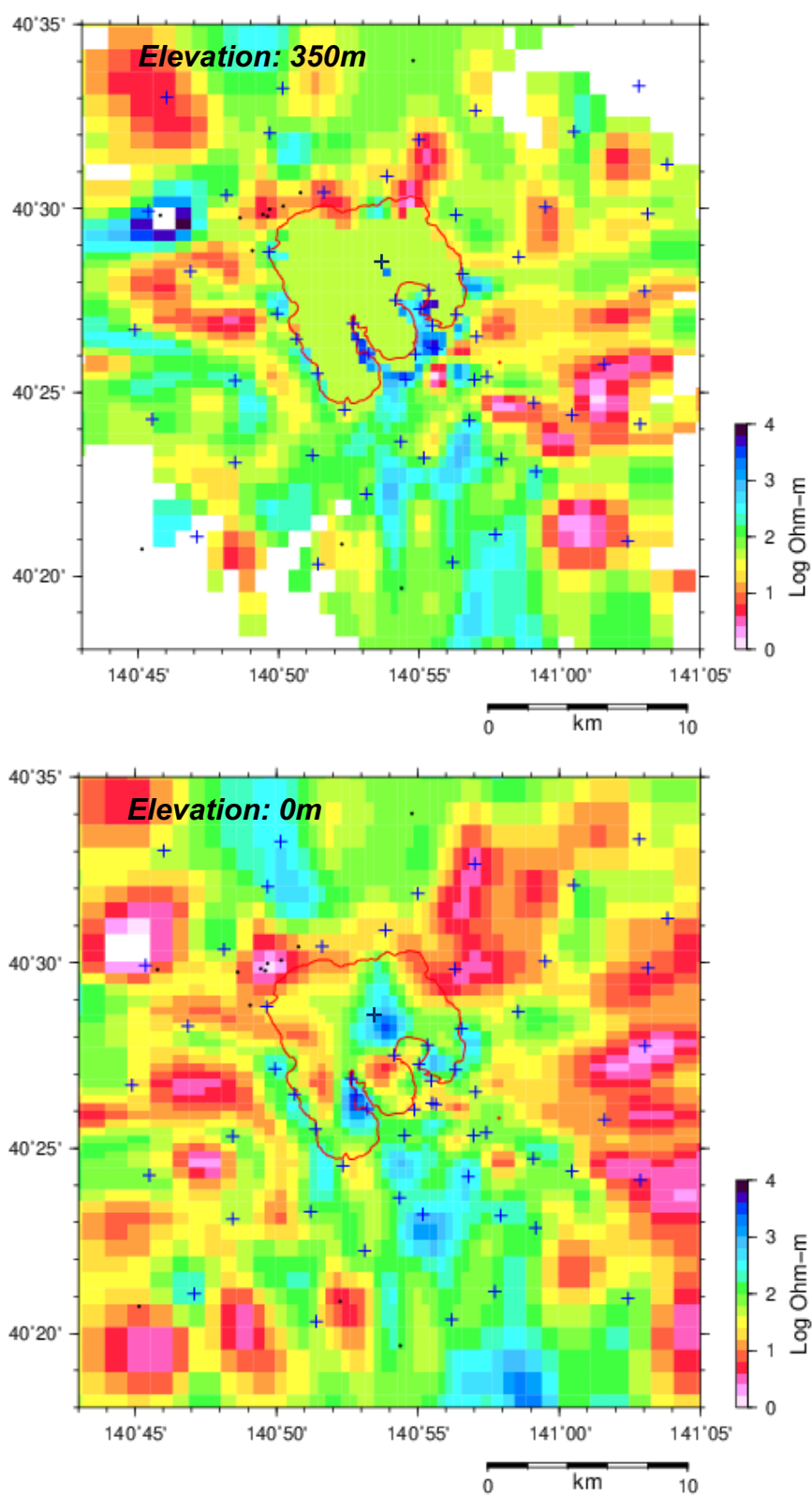


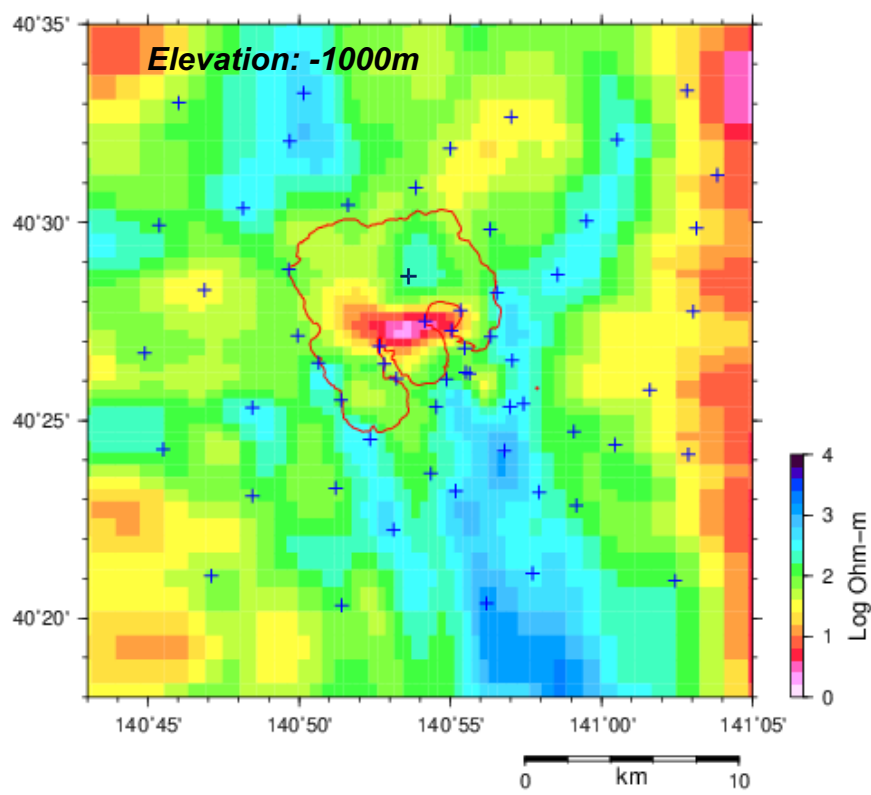
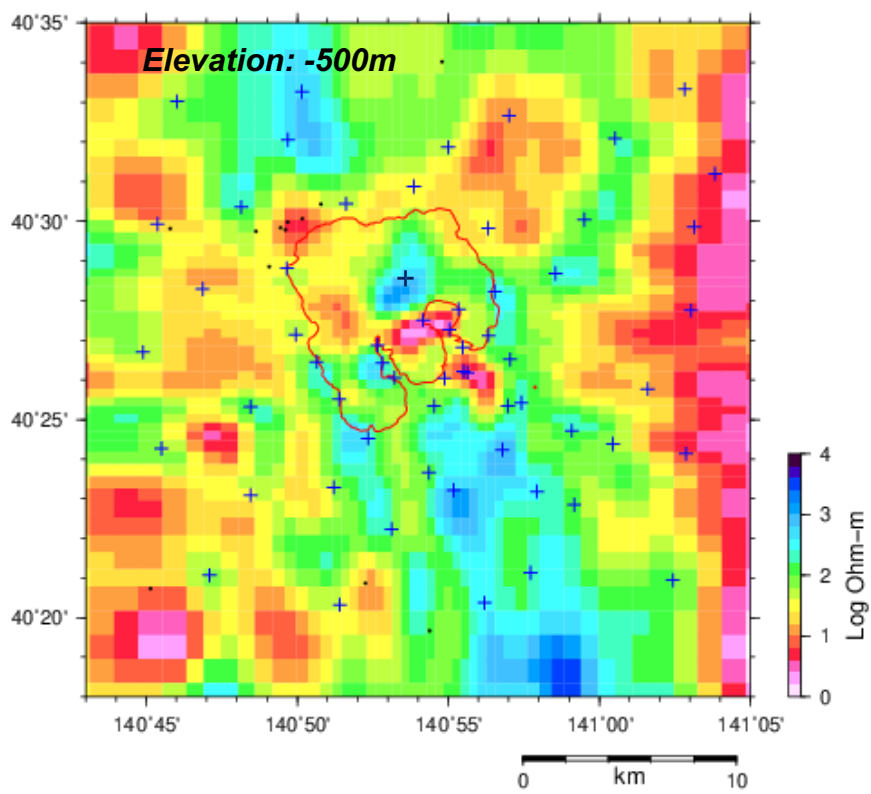
図 2.1-13 MT レスポンスのサウンディングカーブ

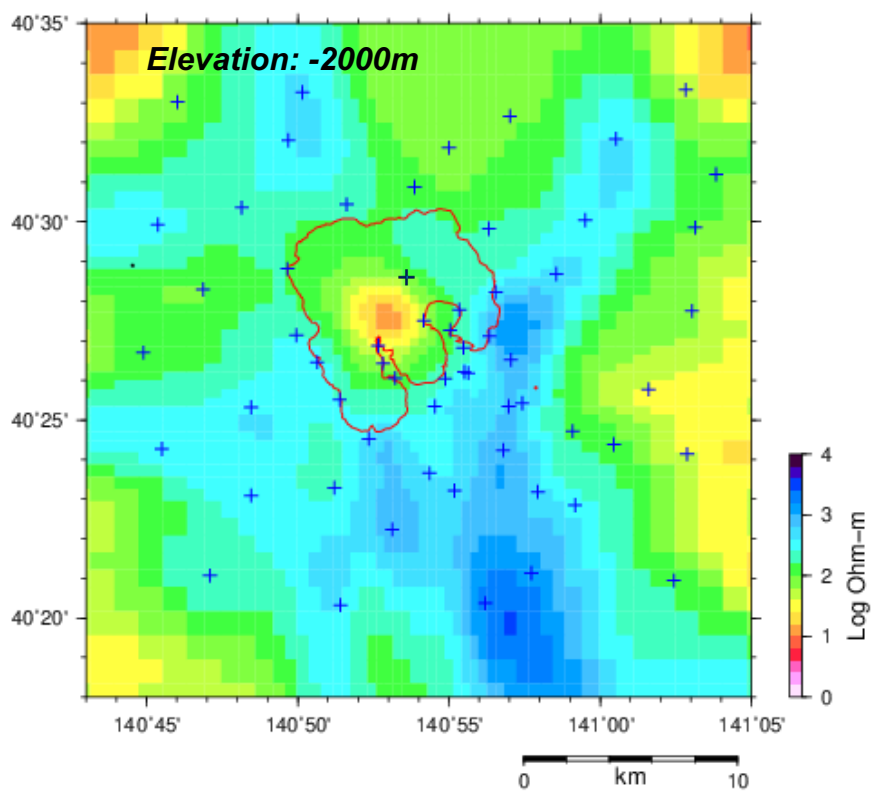
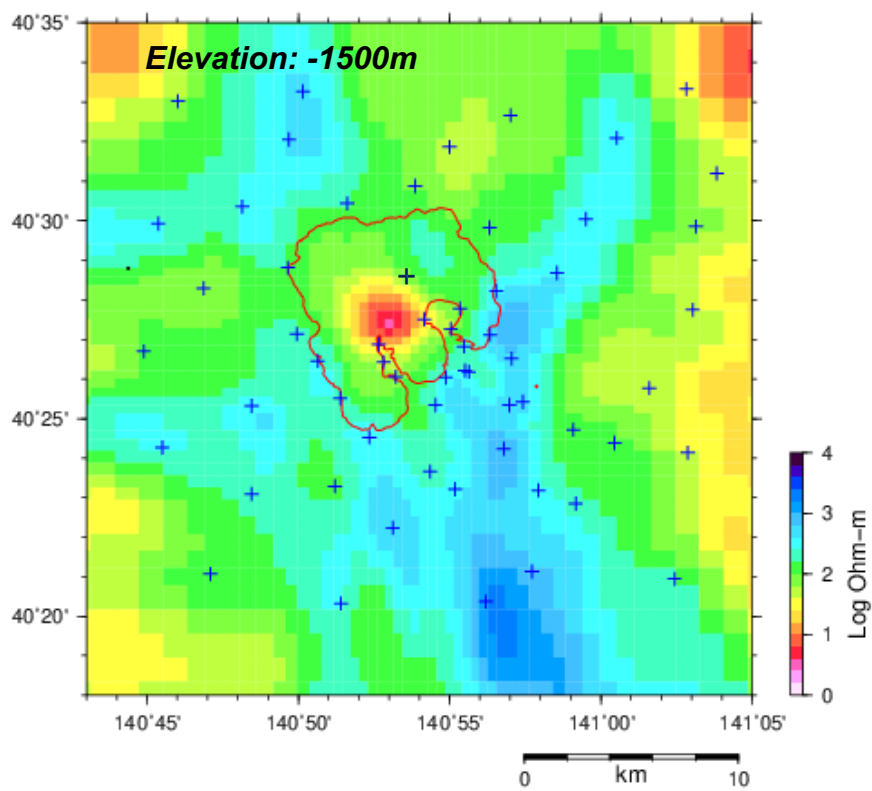
解析範囲の東端部に位置する 302～306 の 4 測点は、昨年度までの解析結果において顕著な低比抵抗を示していたため、本年度観測を追加した。インバージョンの結果を次に示すが、低比抵抗を示す範囲はかなり限定されることになった。その分布から十和田火山より前の火山活動によって熱水変質を受けている地域であると解釈される。

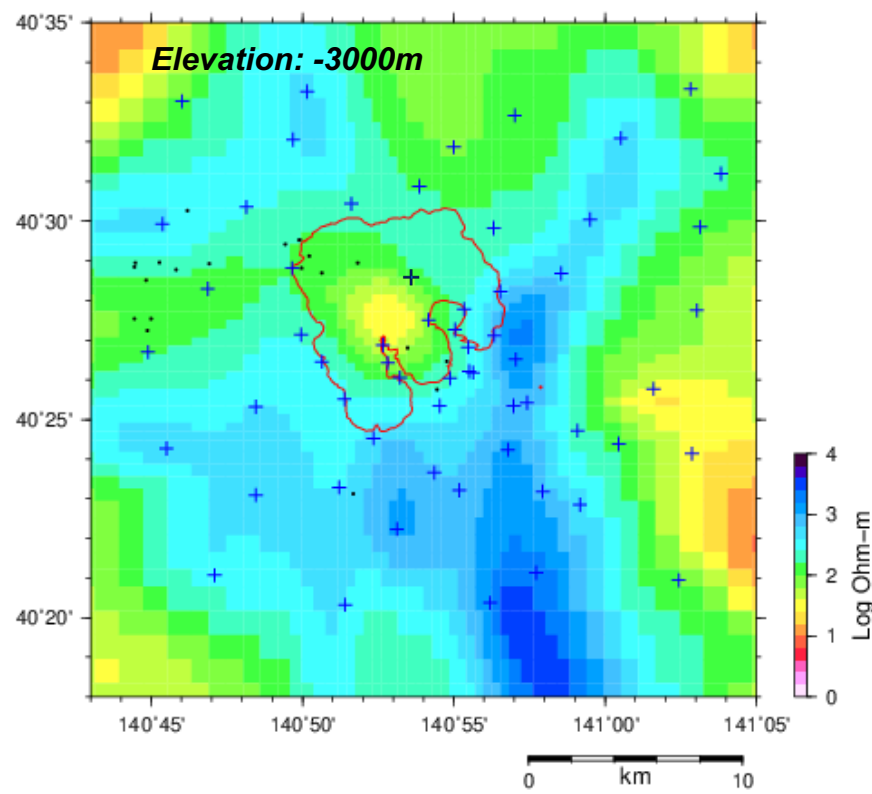
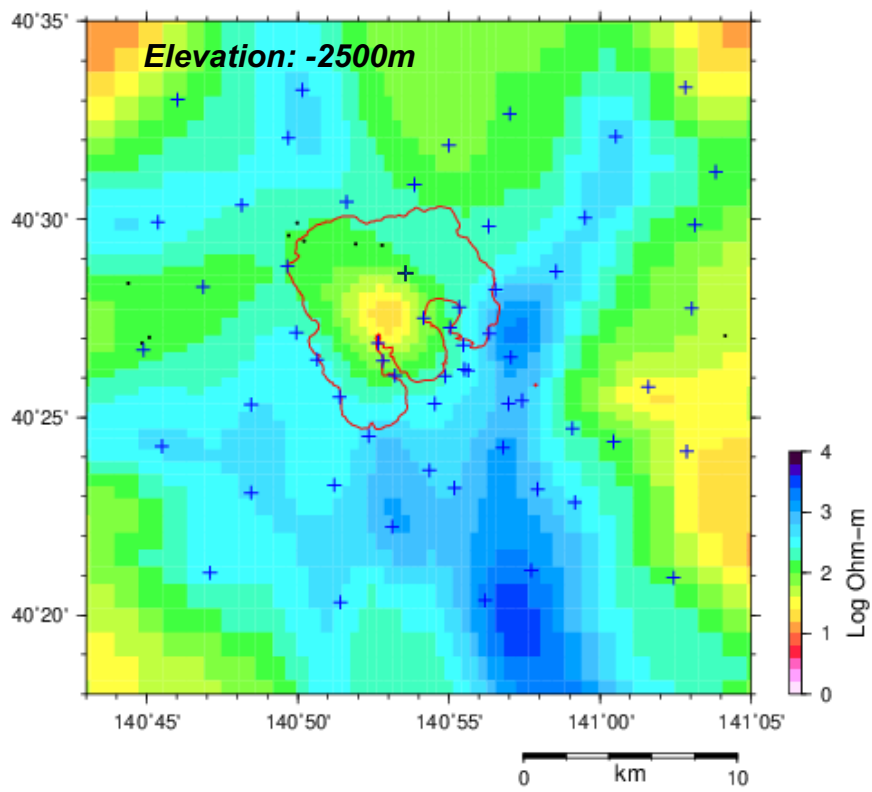
今年度までに取得したすべてのデータを用いて構造解析を行った。グリッド分割やパラメータの設定などのインバージョンの詳細は昨年までと同様なので省くが、最適モデルの RMS 値は 2.6 となった。解析された構造は、今年度観測点を追加した場所の周辺を除いてはおおむね昨年度と大きな相違はない。最終的に得られた比抵抗構造の各深度における水平分布を付図 1 に、各測線における東西断面を付図 2 に、南北断面を付図 3 に示す。なおこれらの図の表示範囲には、東部の 4 観測点と南部の 2 観測点が含まれていないが、それらの観測点のデータは解析に使用されている。

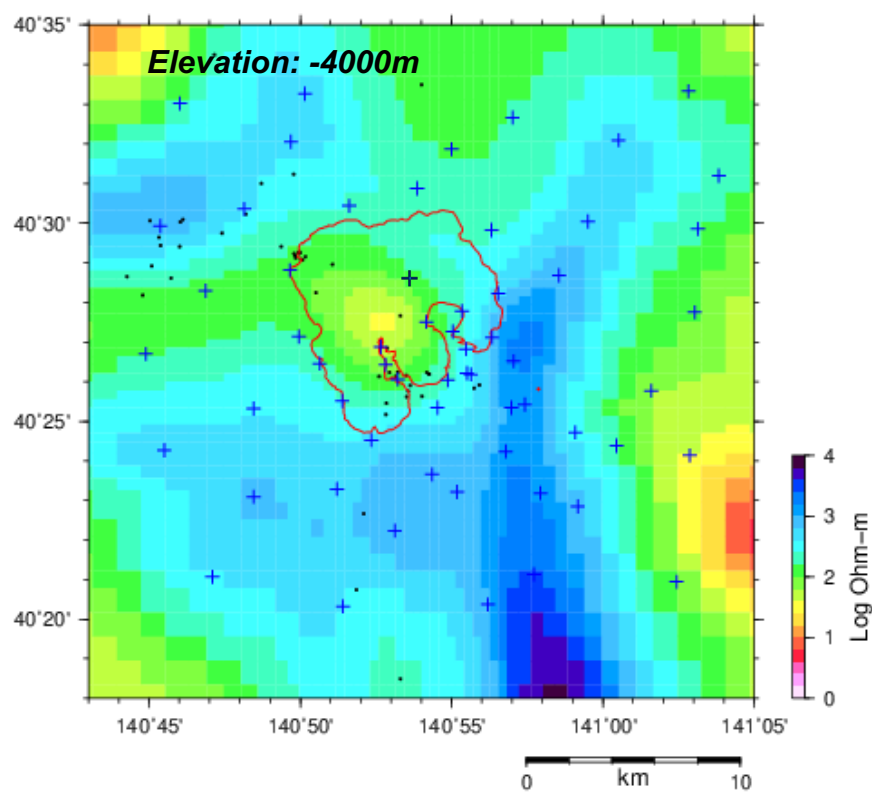
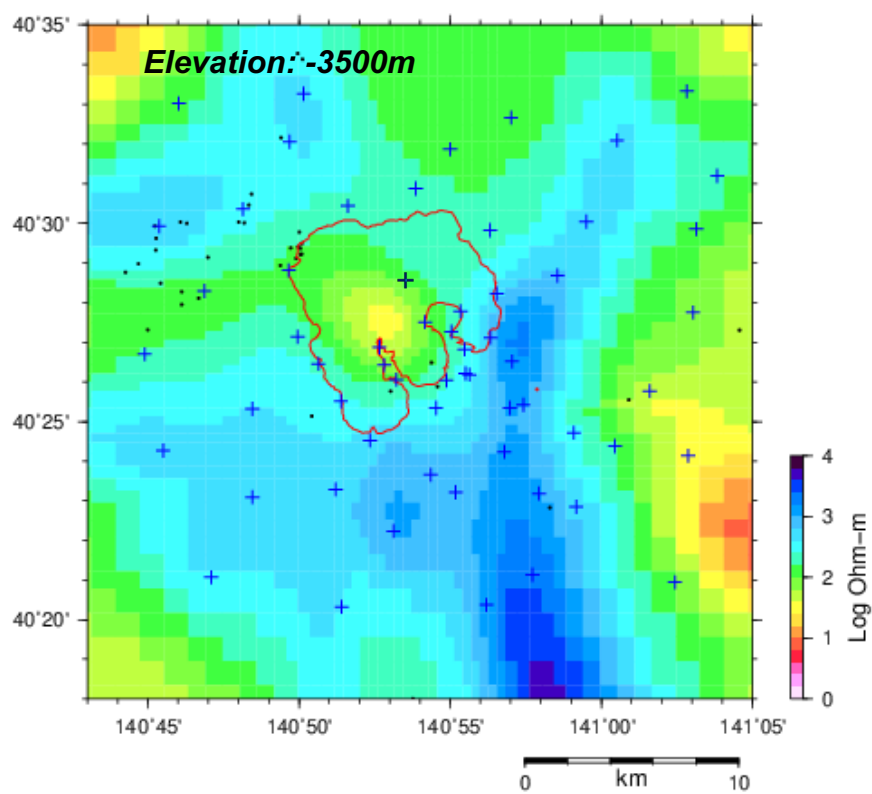
付図 1 比抵抗構造の水平分布

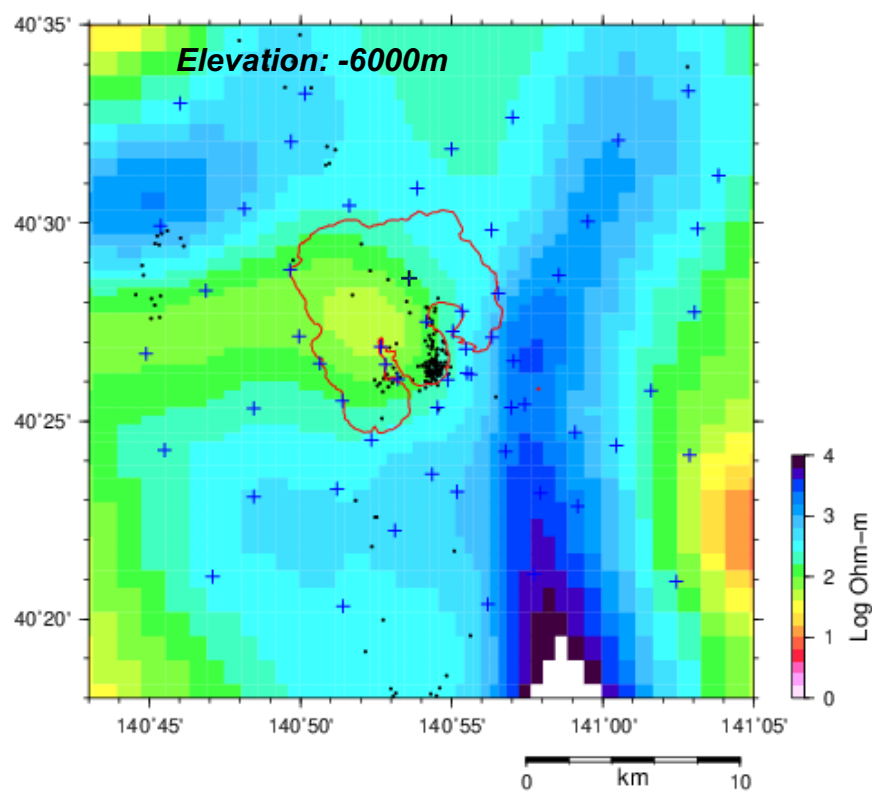
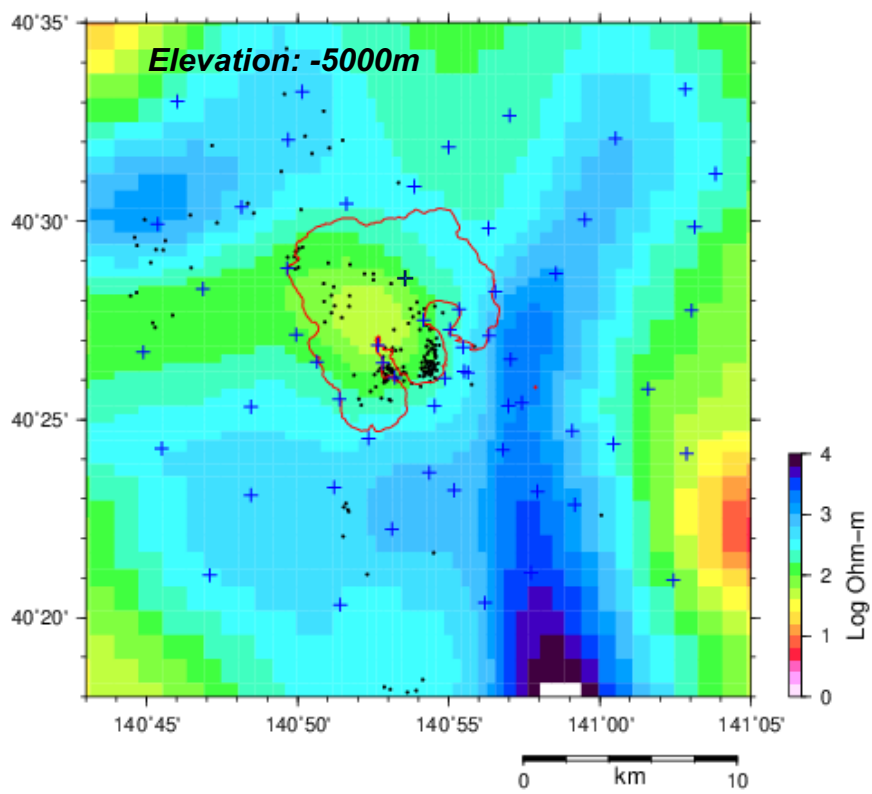


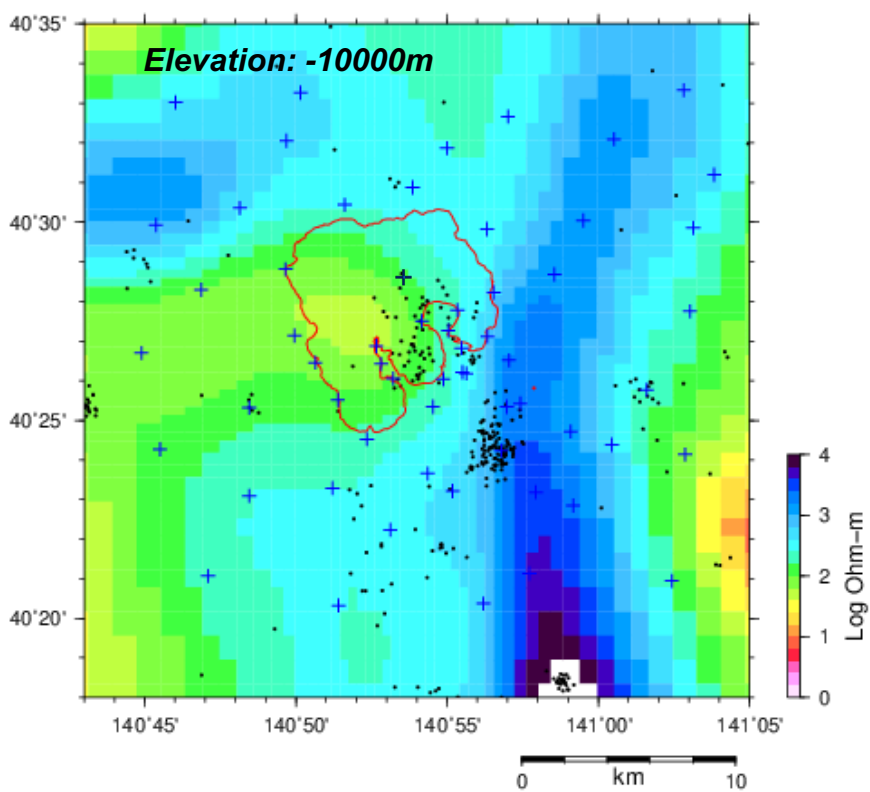
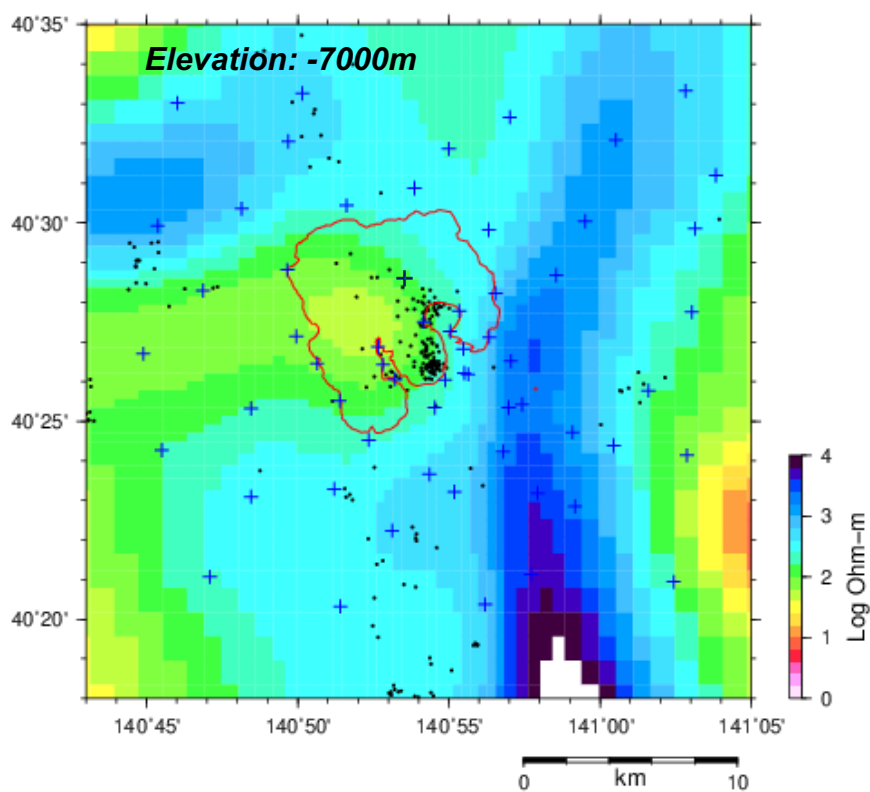




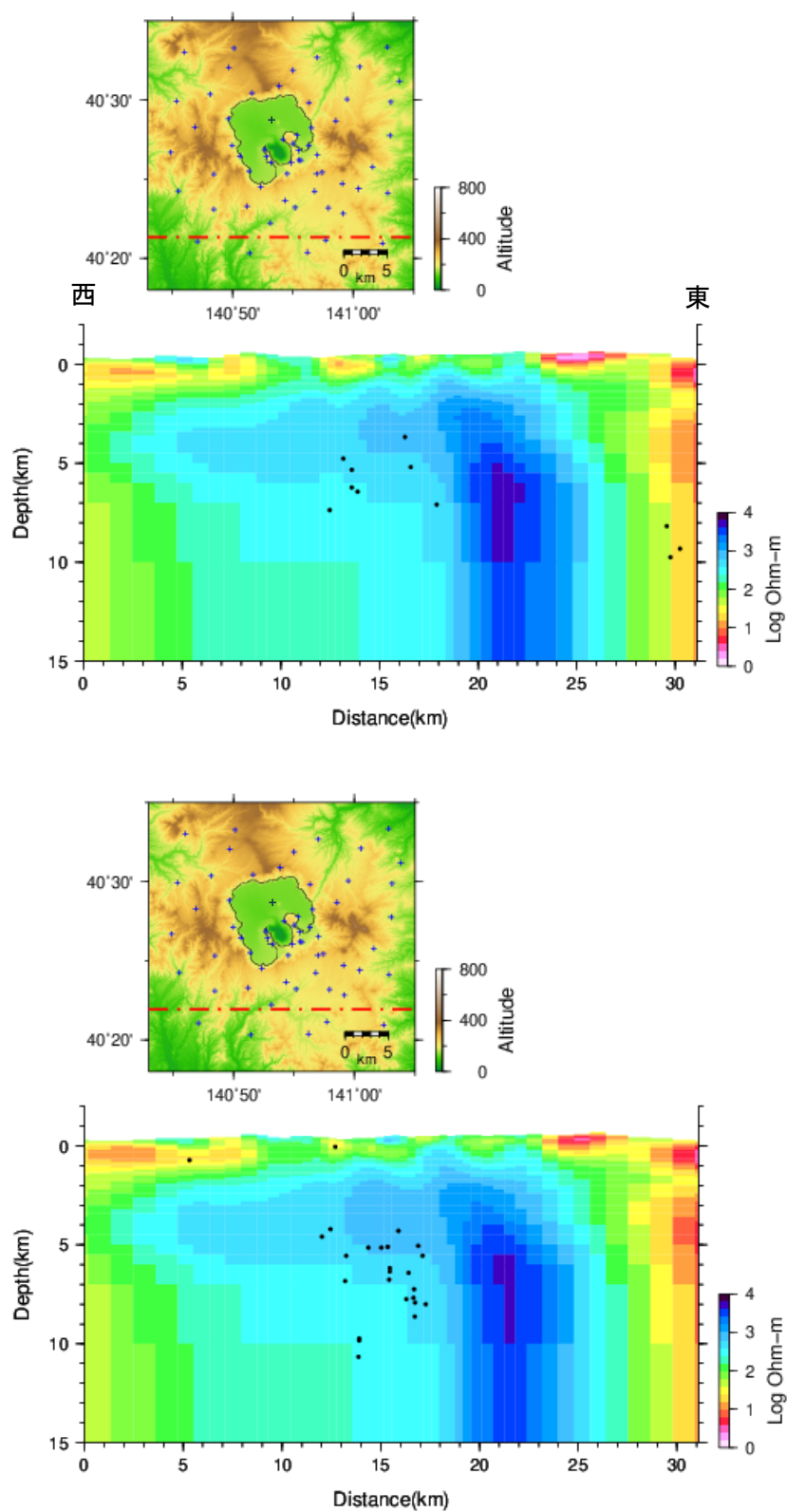


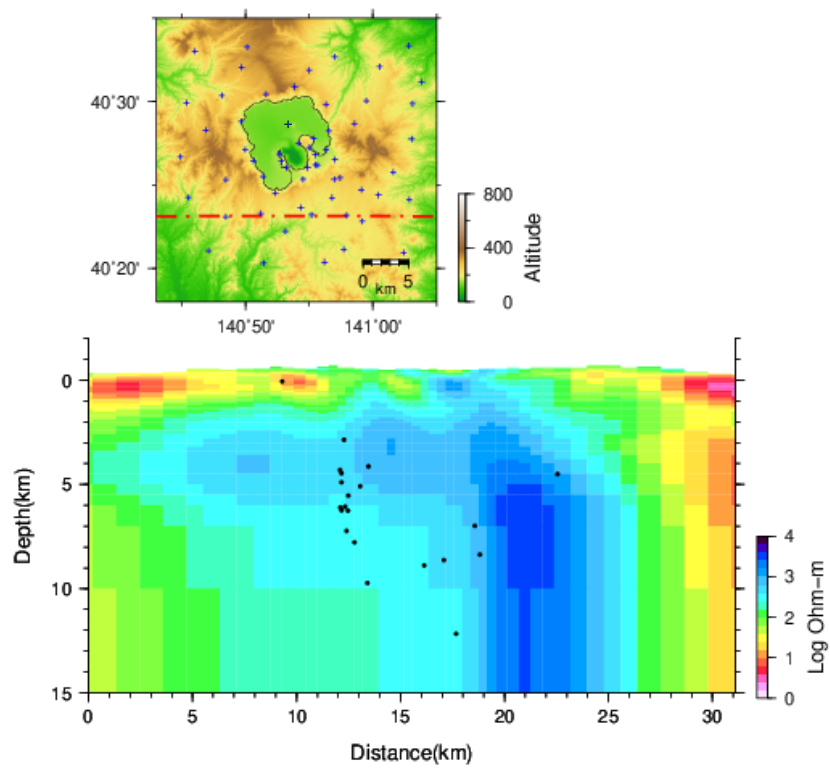
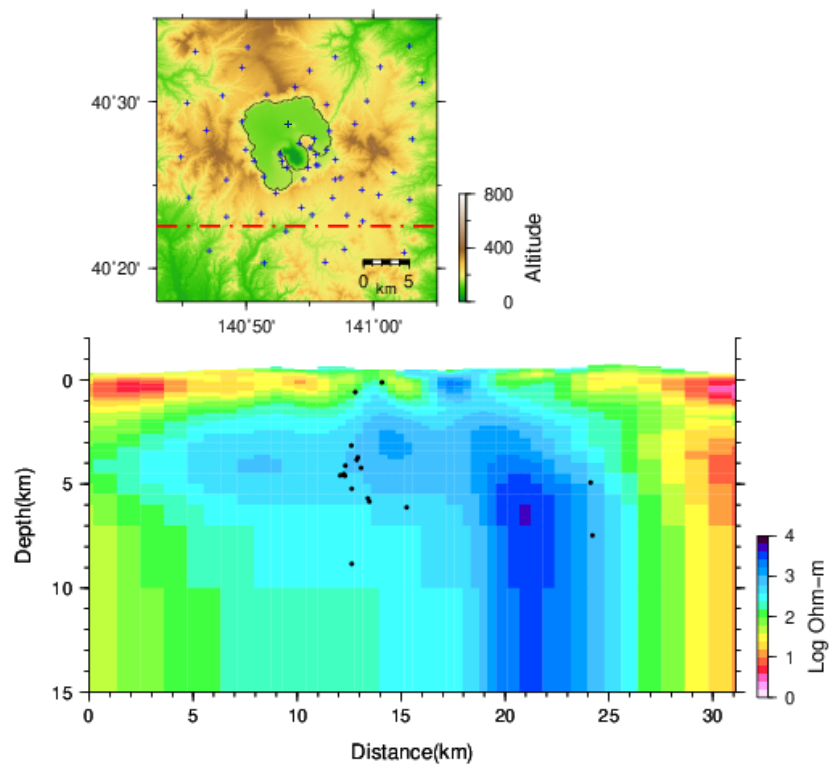


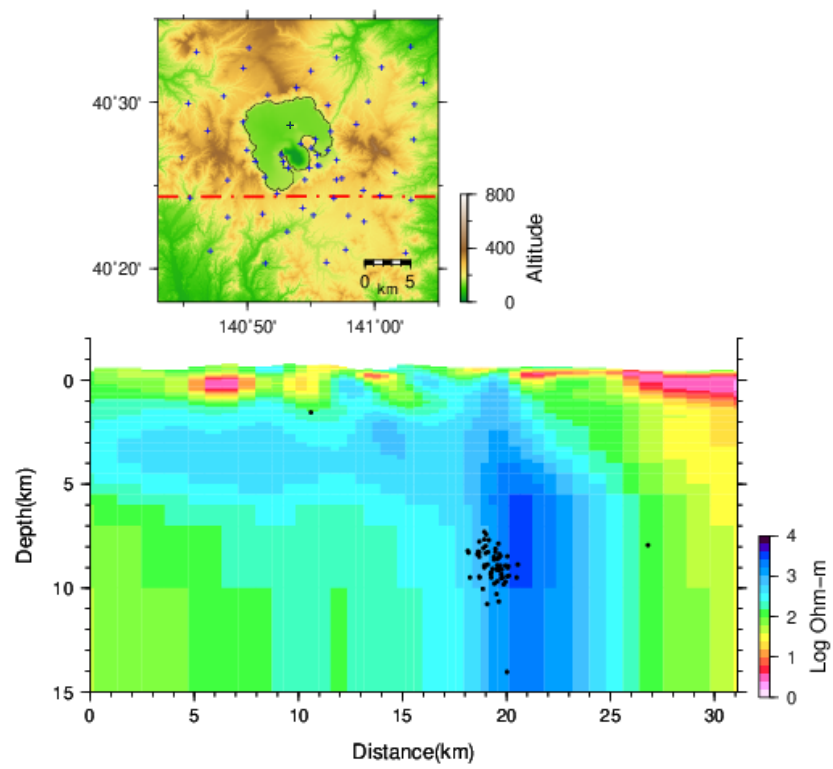
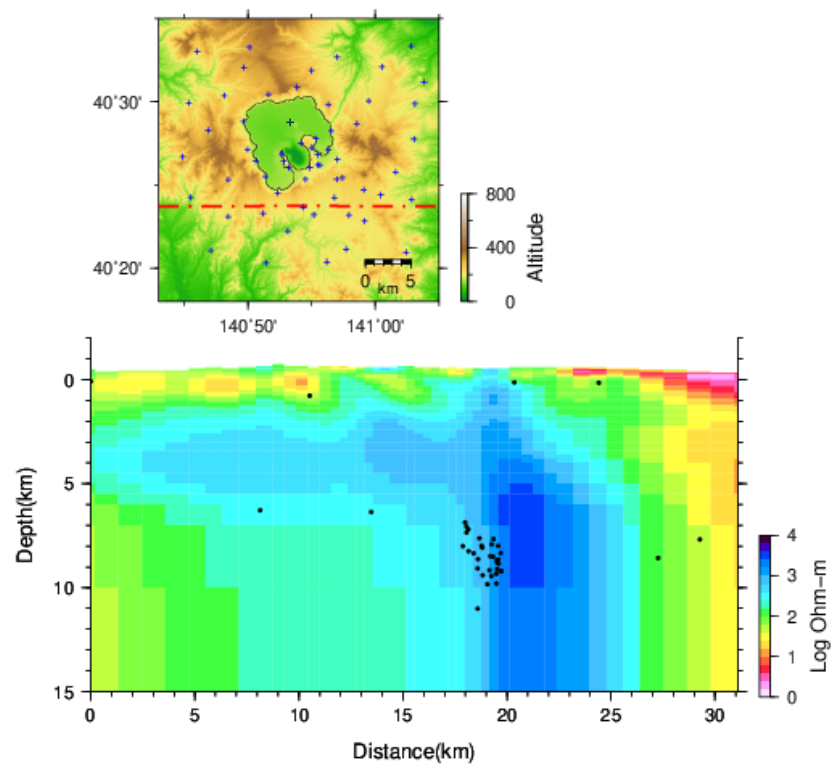


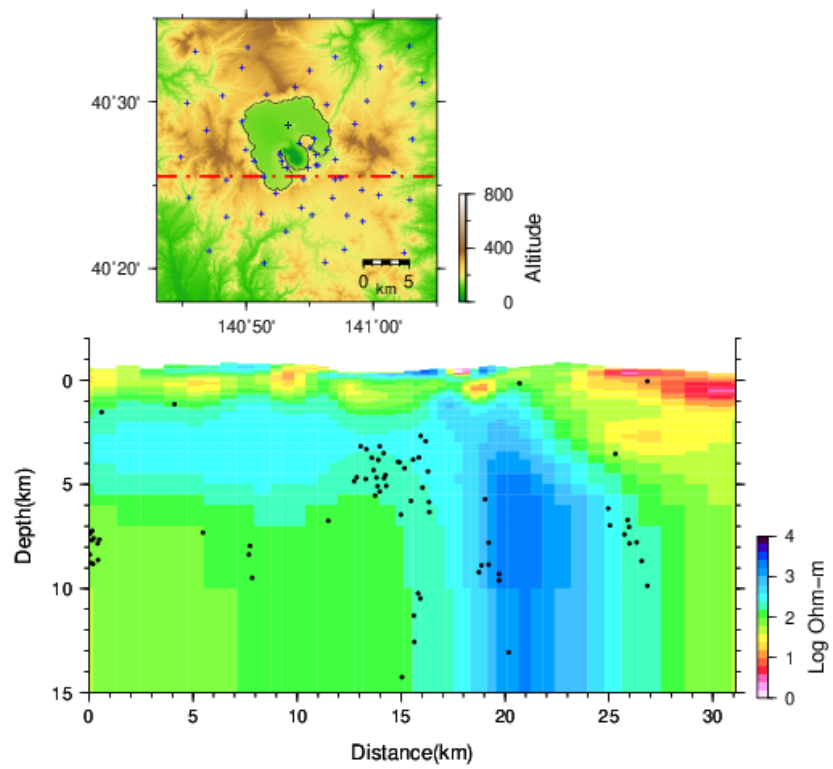
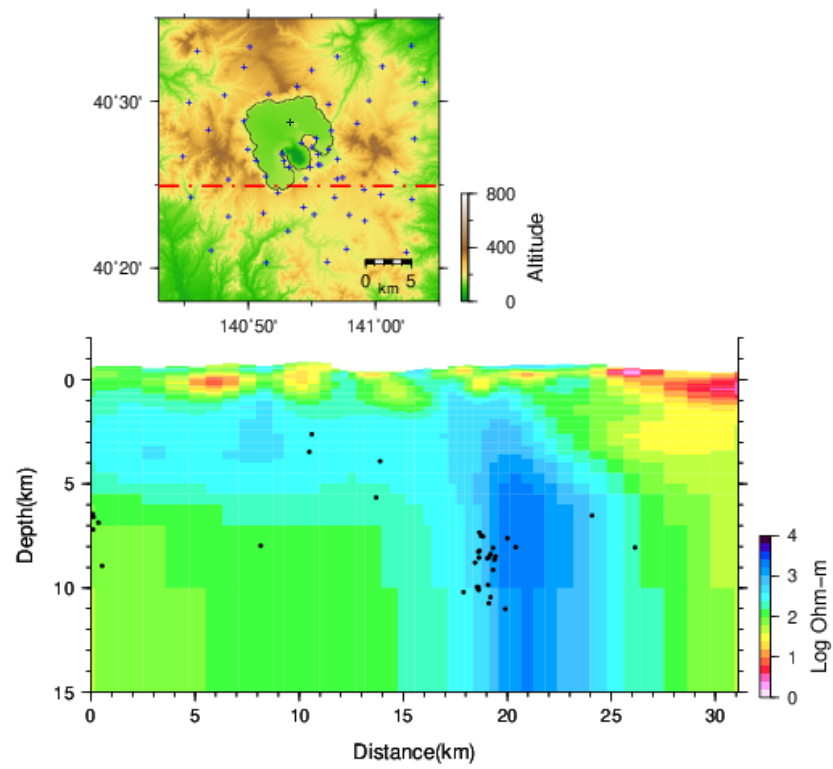


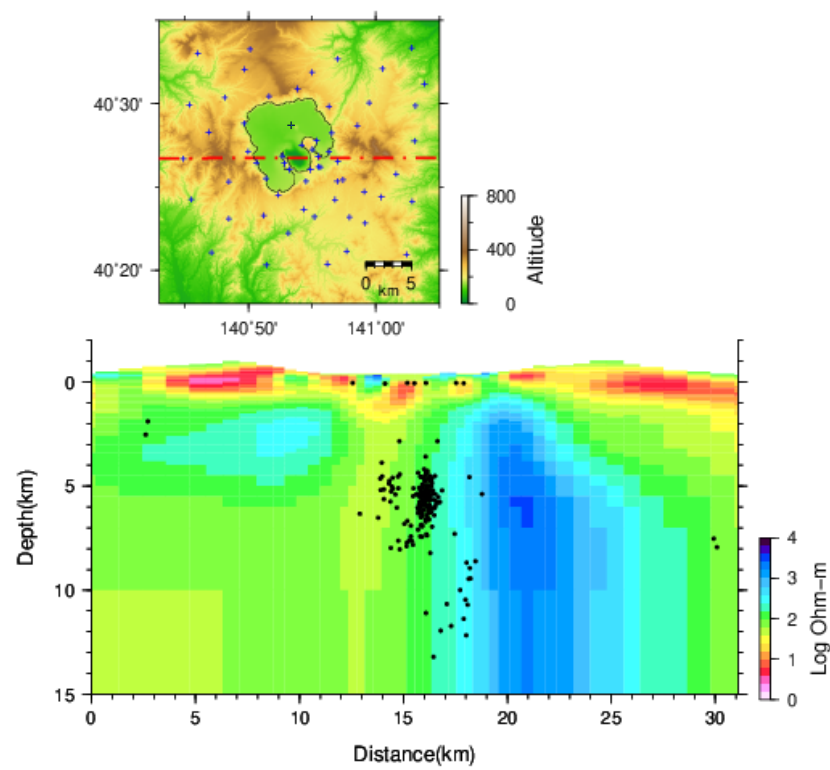
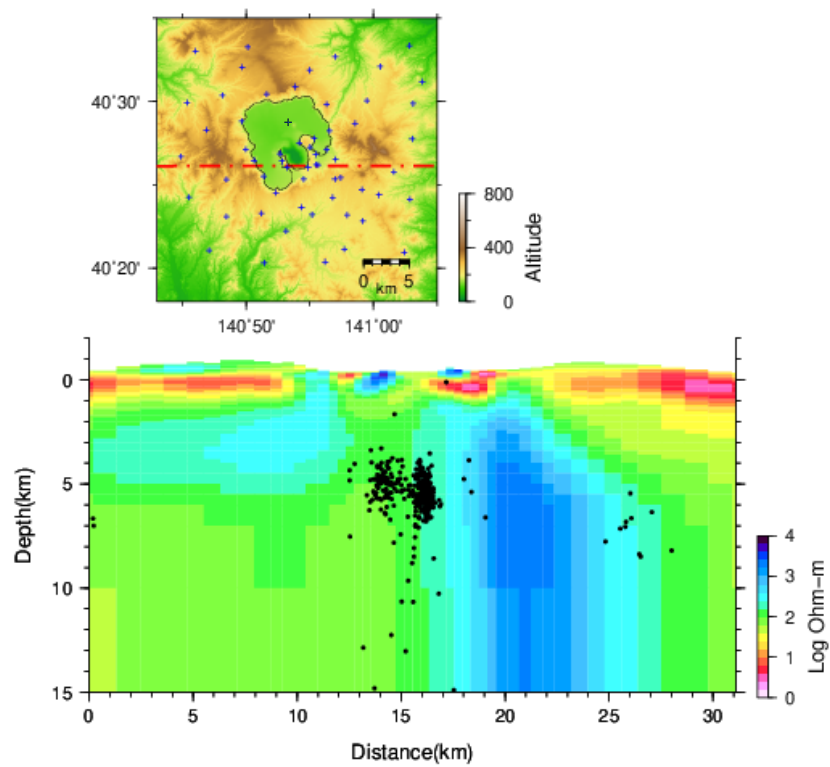
付図 2 比抵抗構造の東西断面

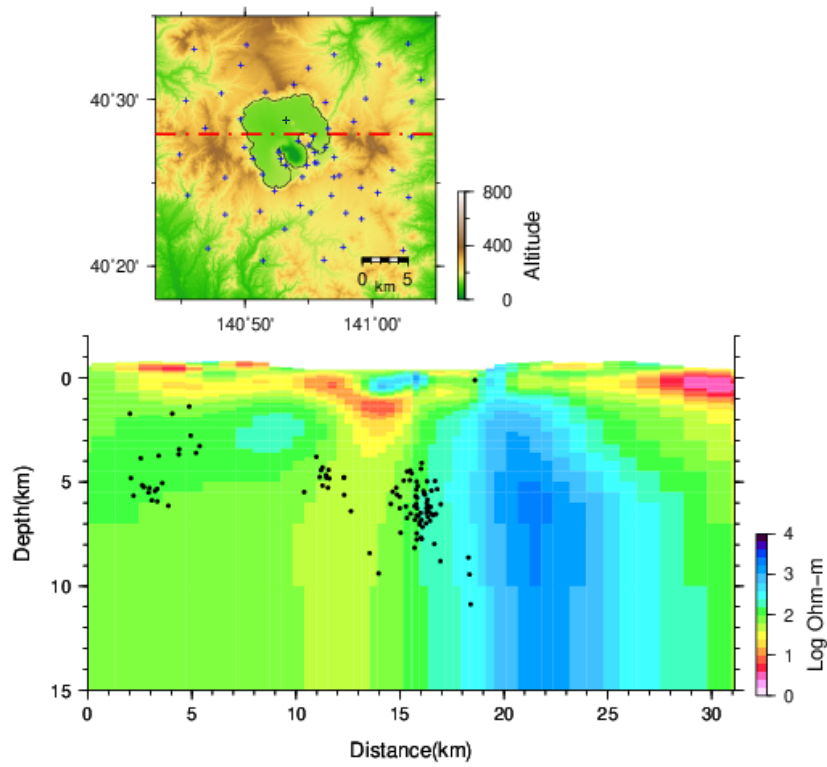
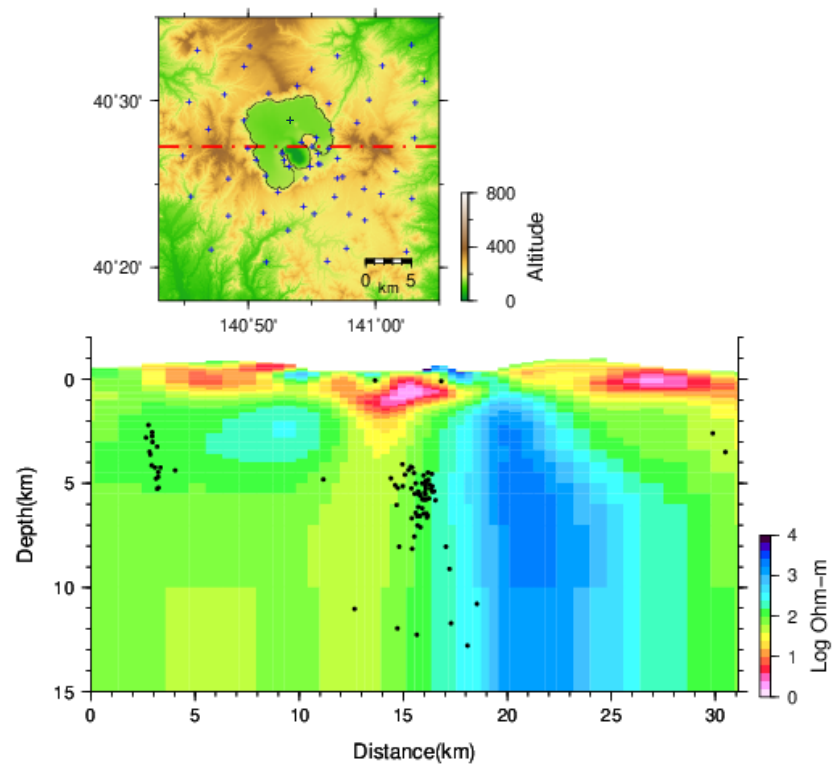


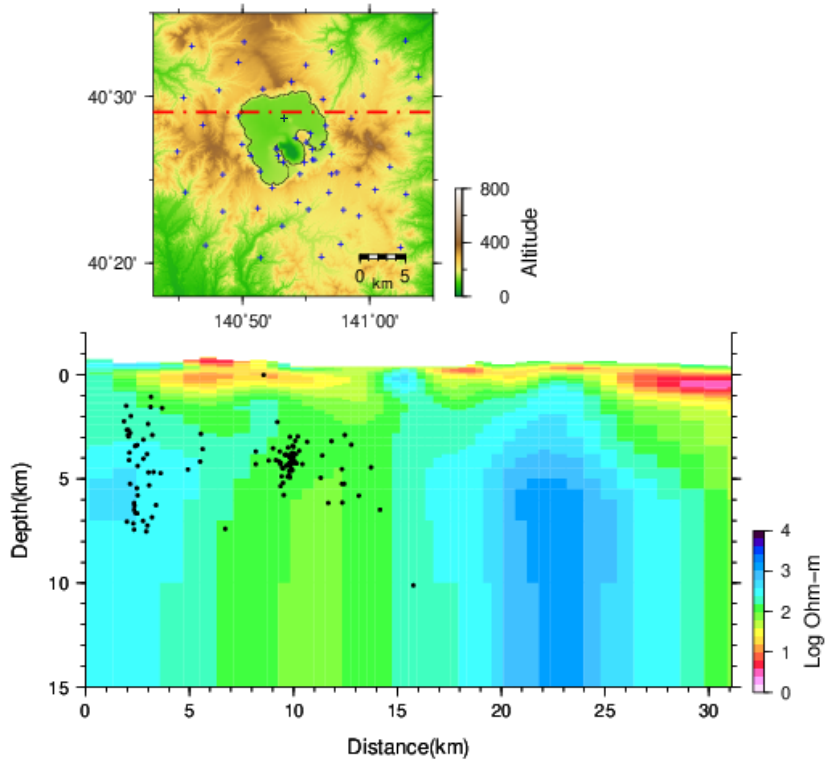
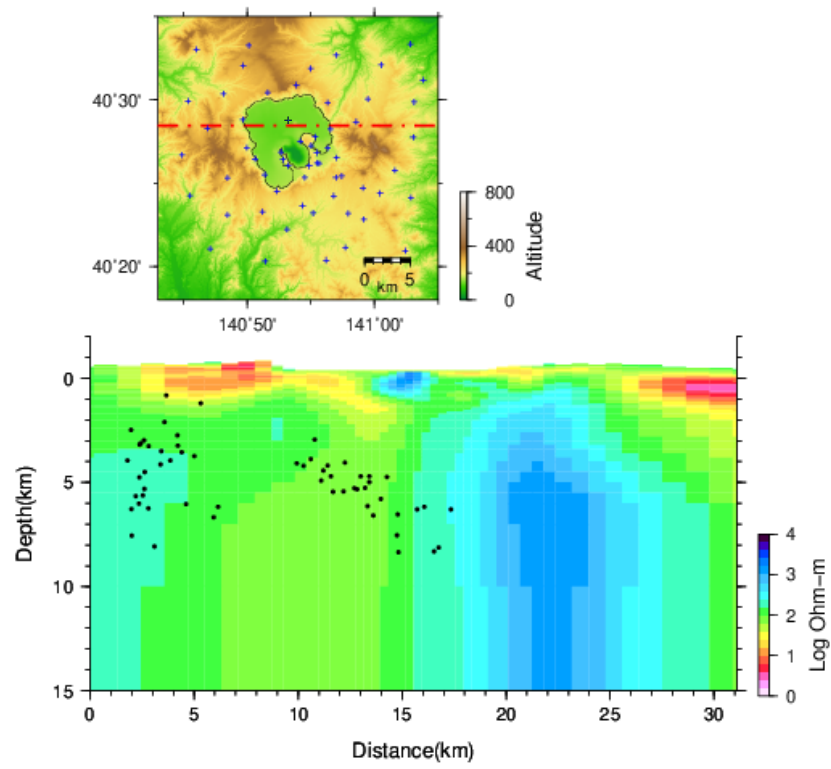


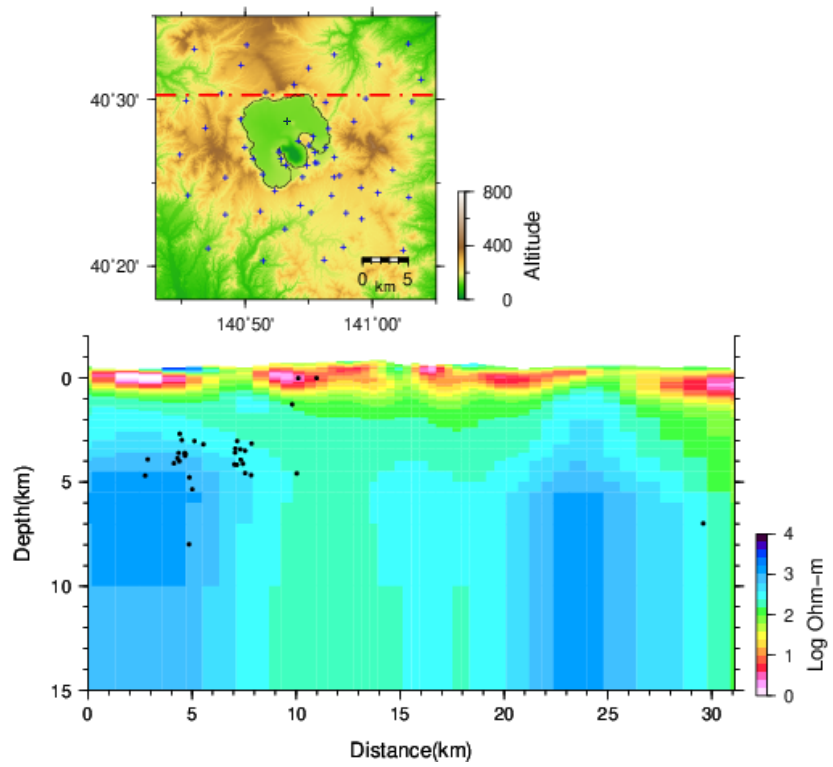
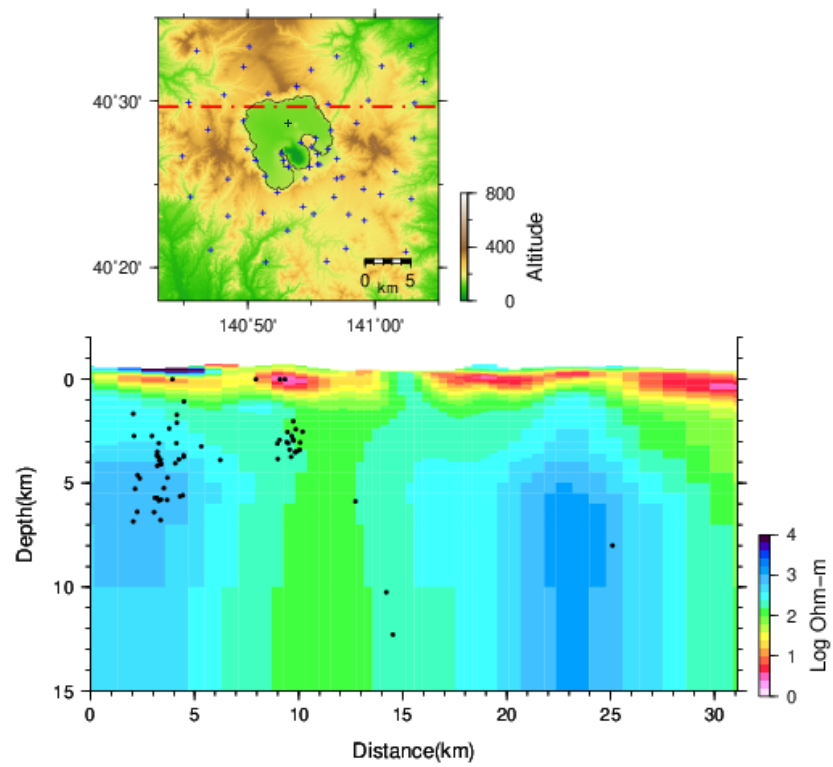


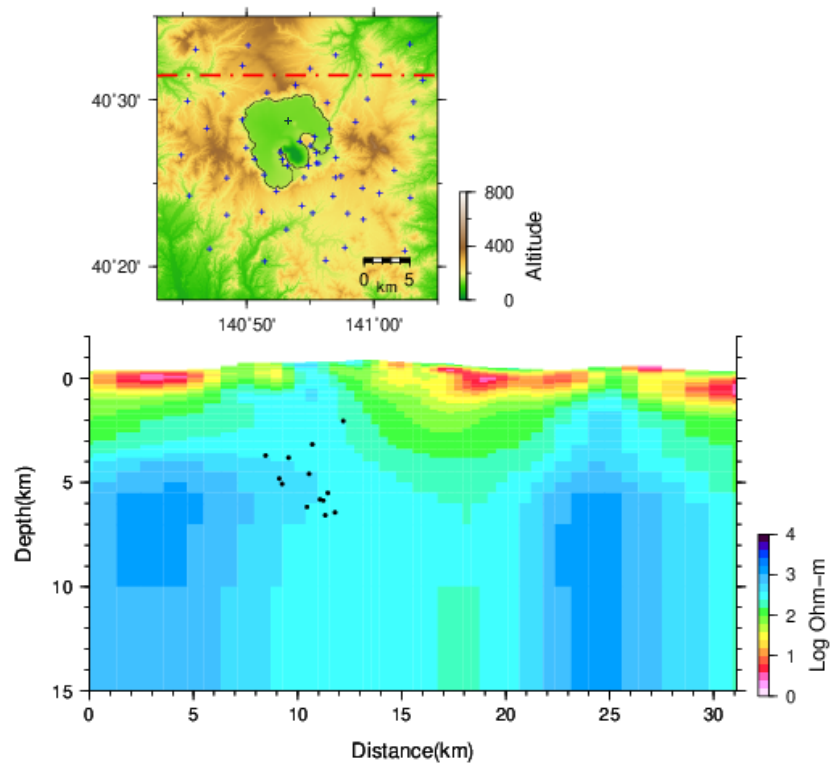
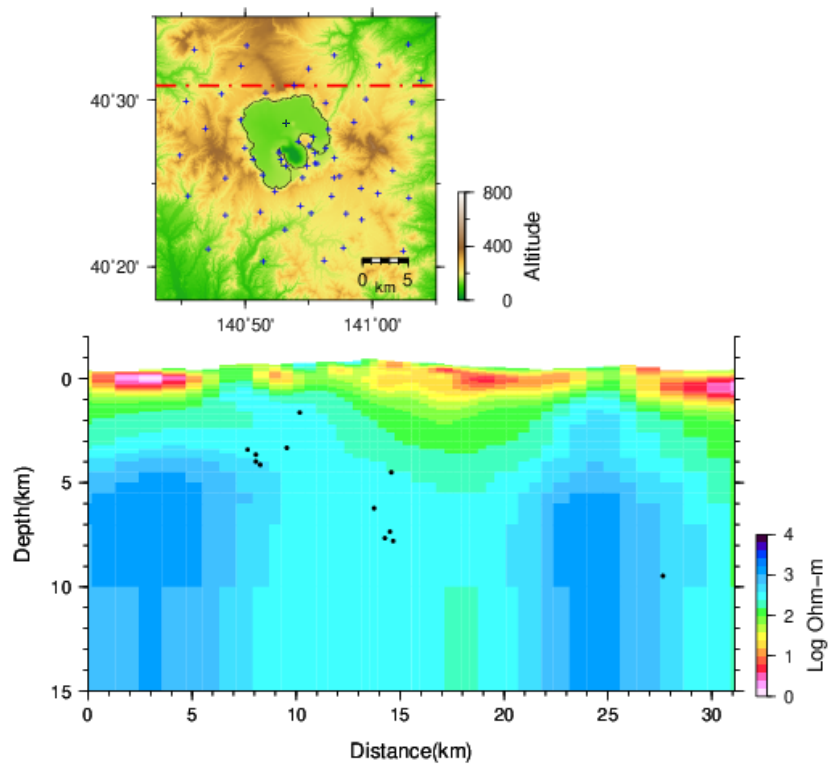


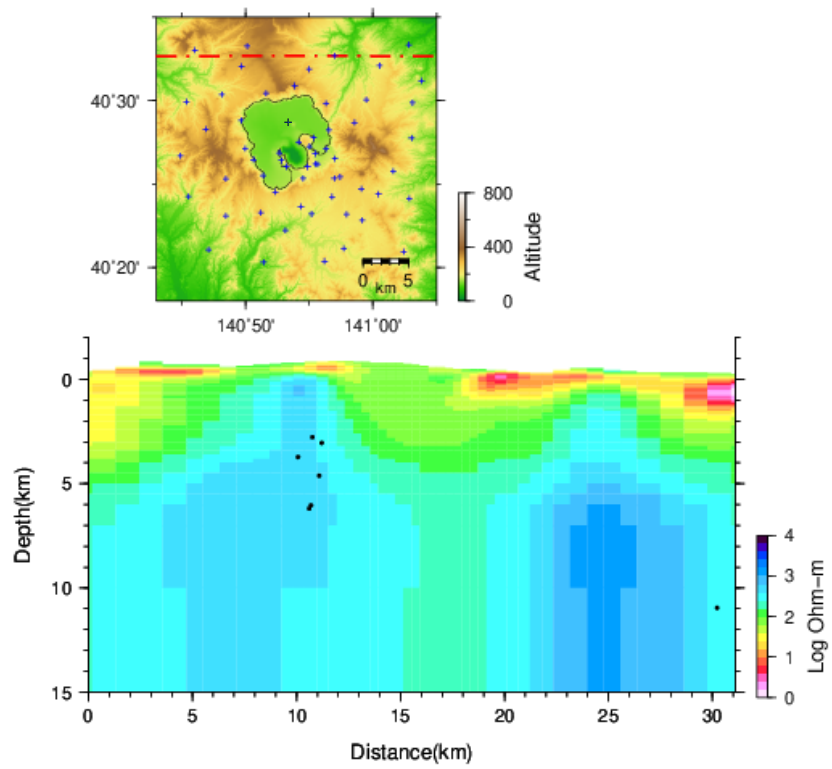
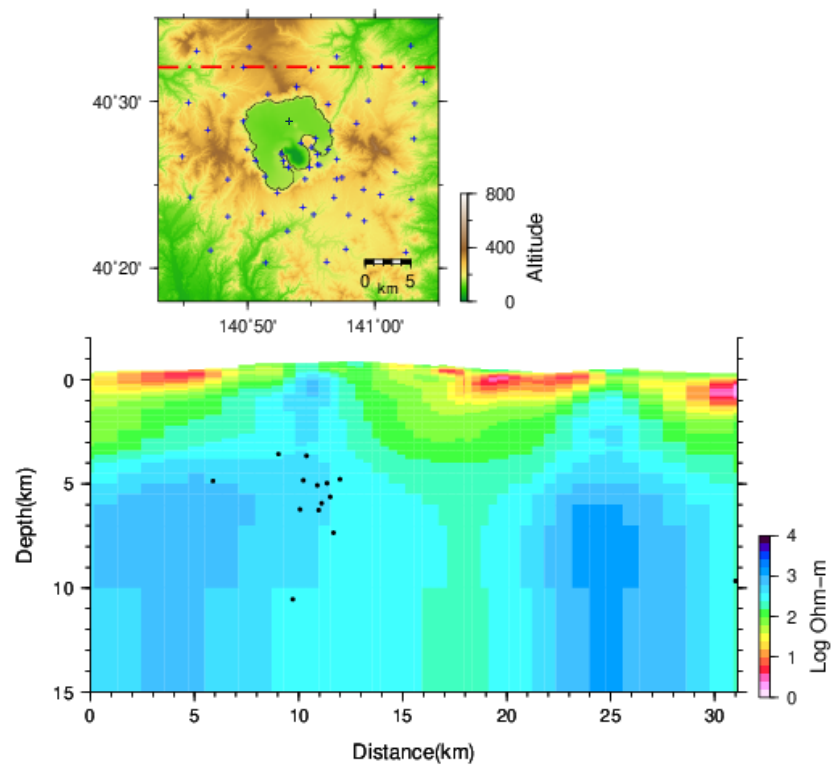




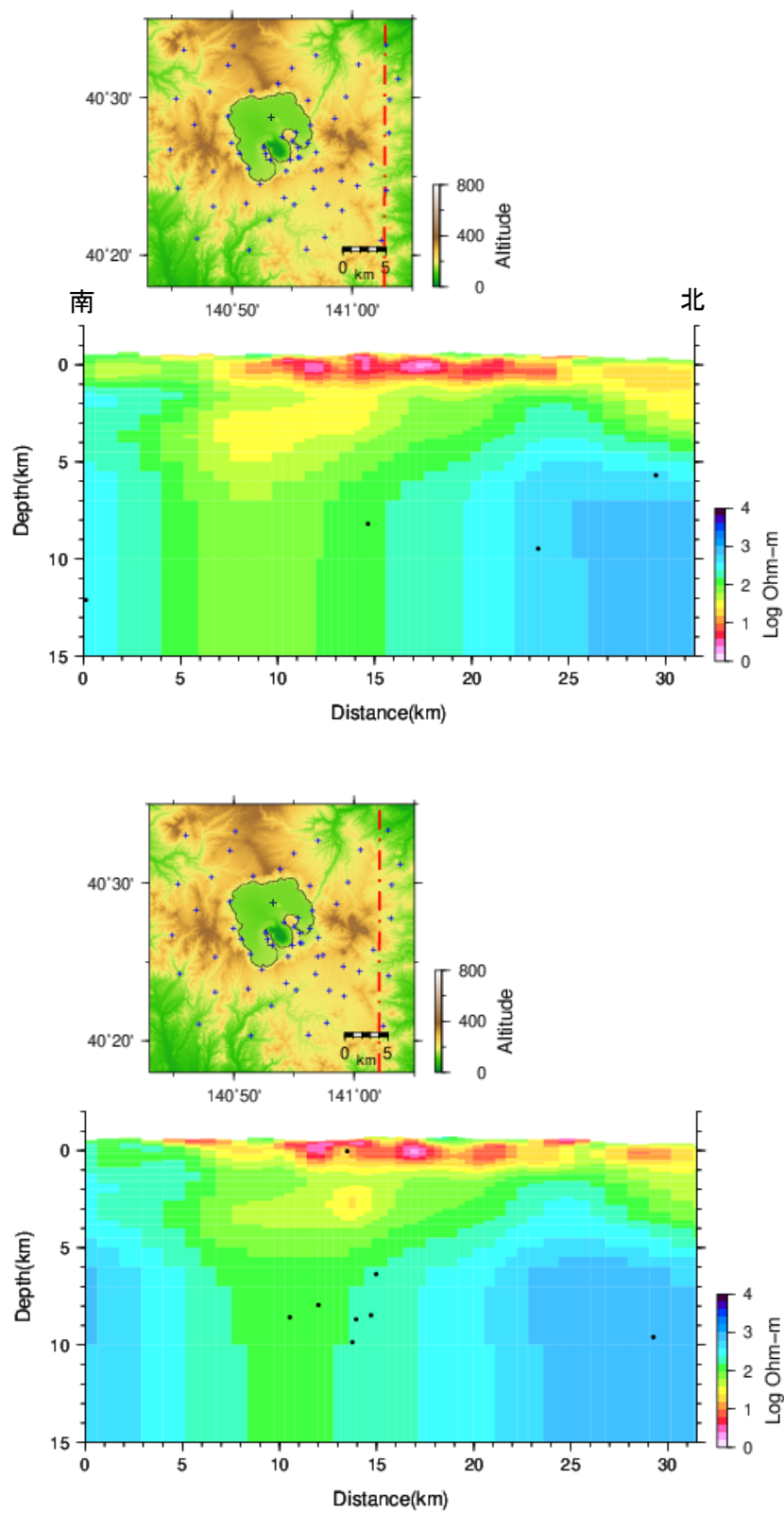


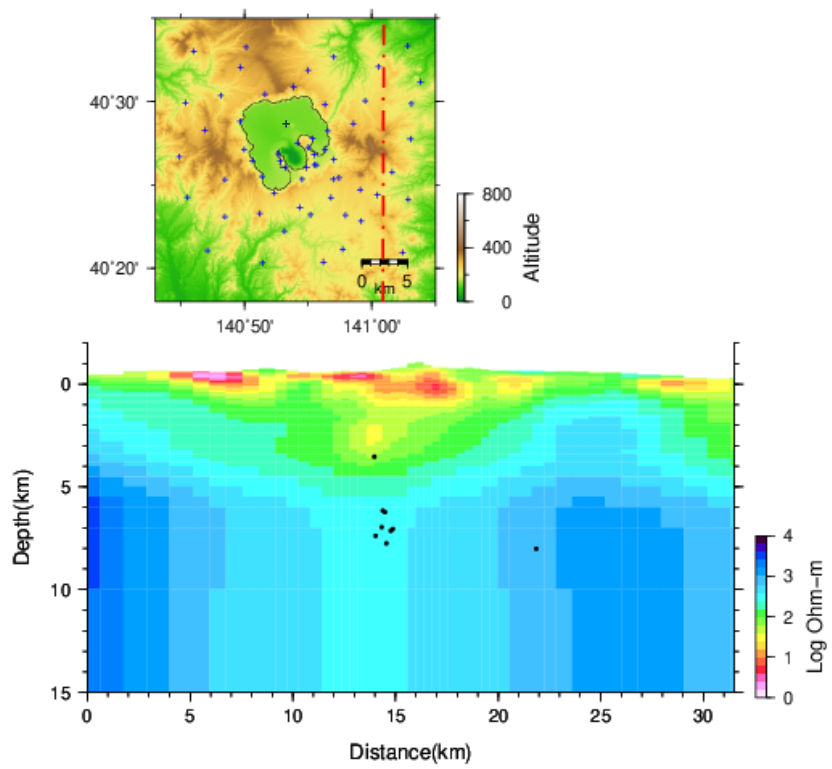
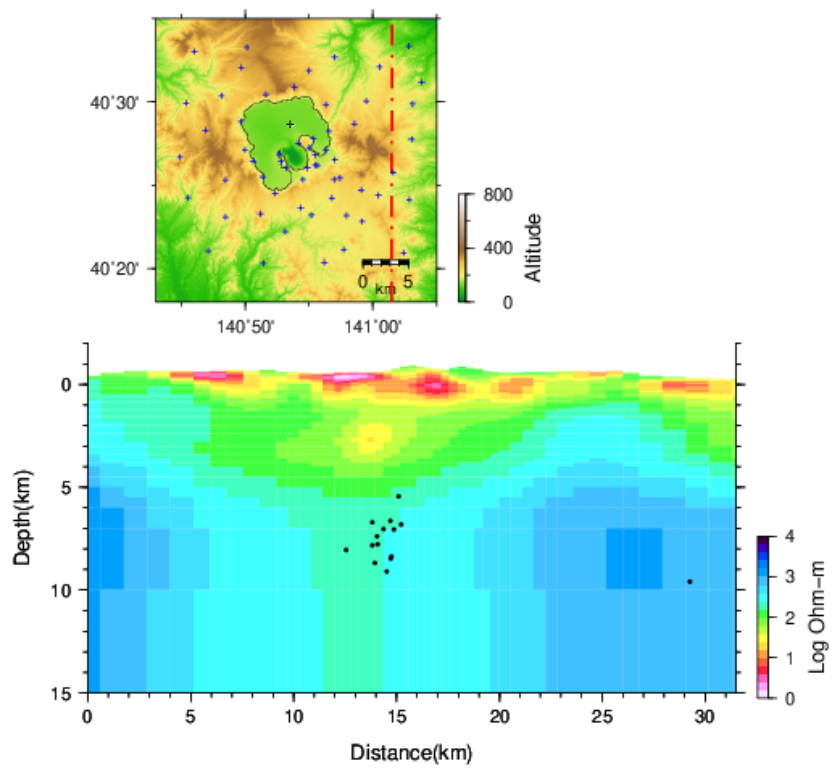


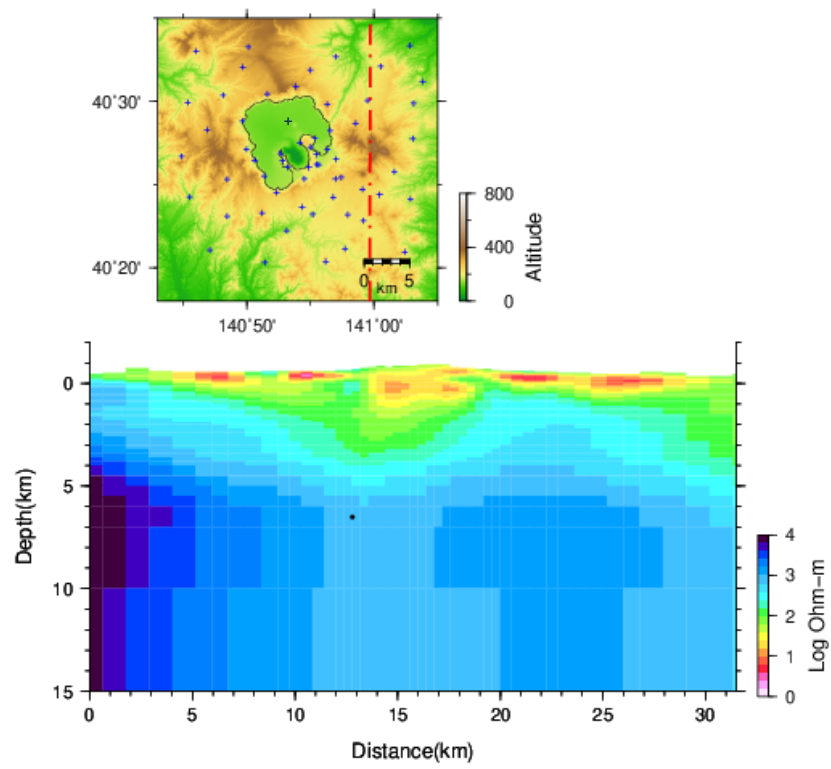
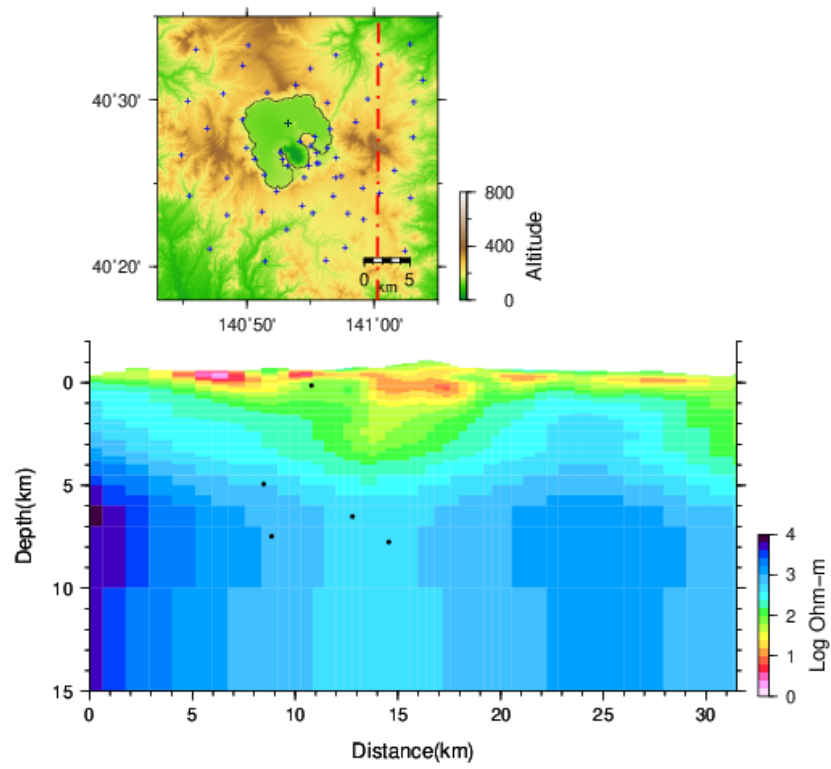


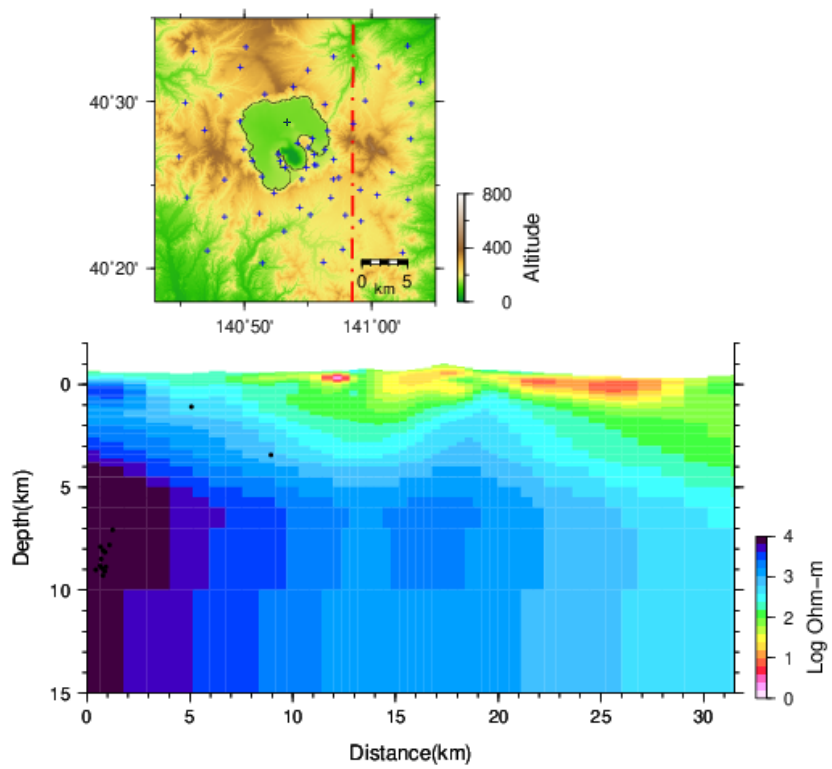
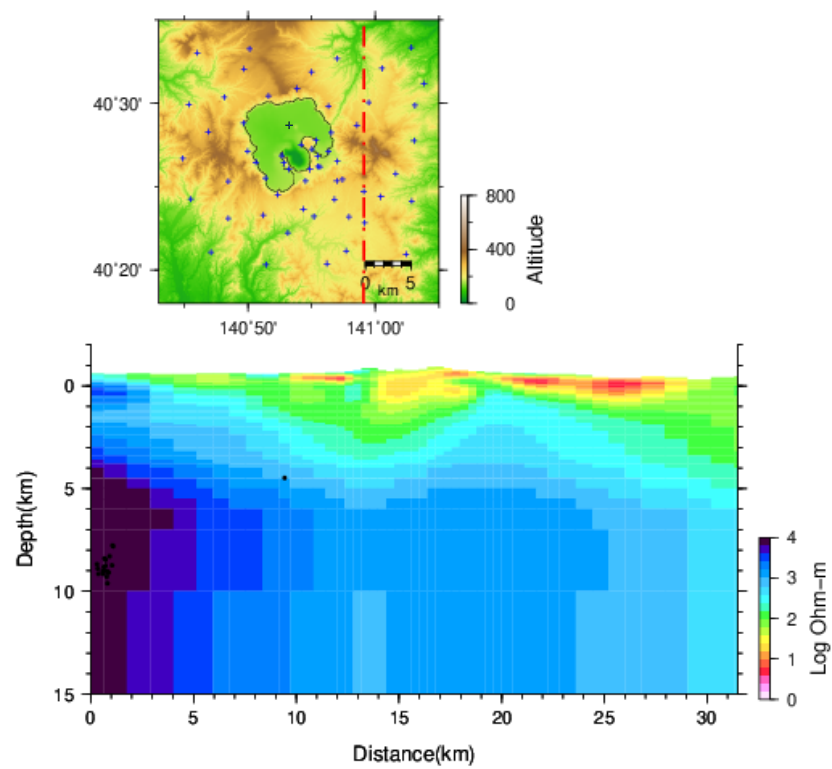


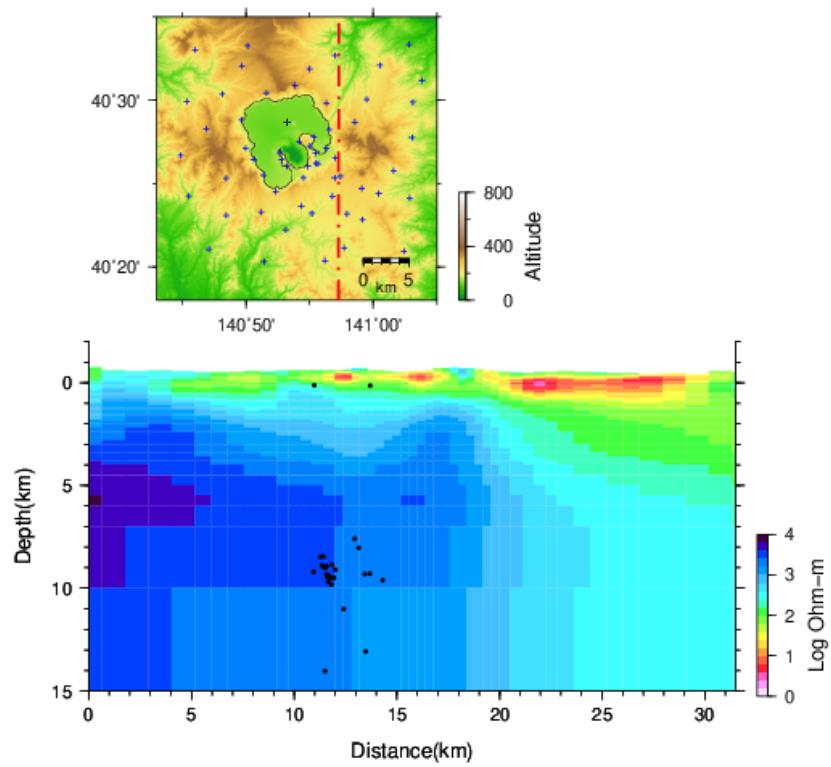
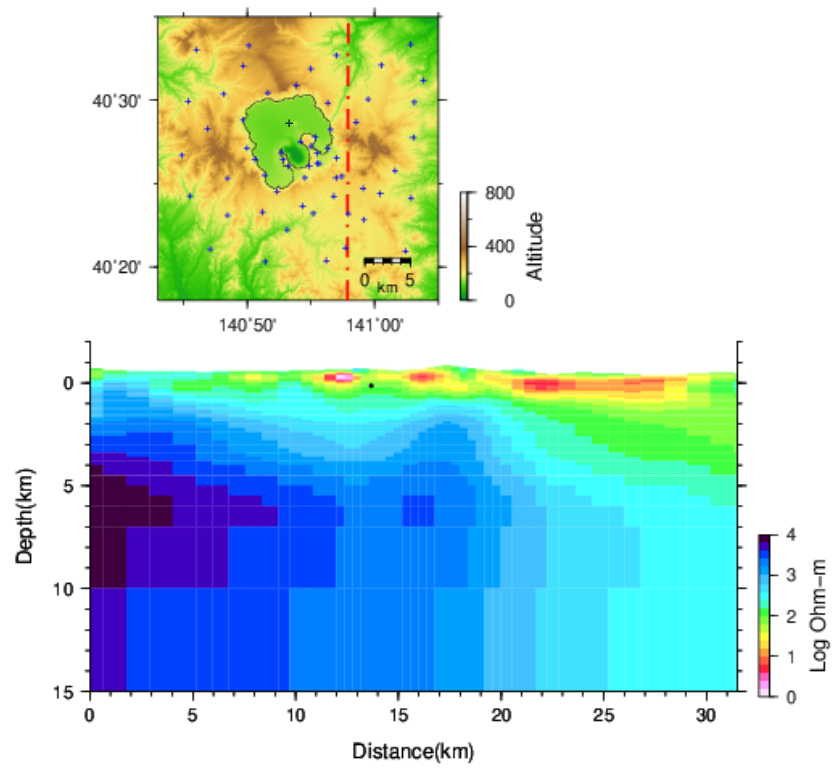
付図 3 比抵抗構造の南北断面

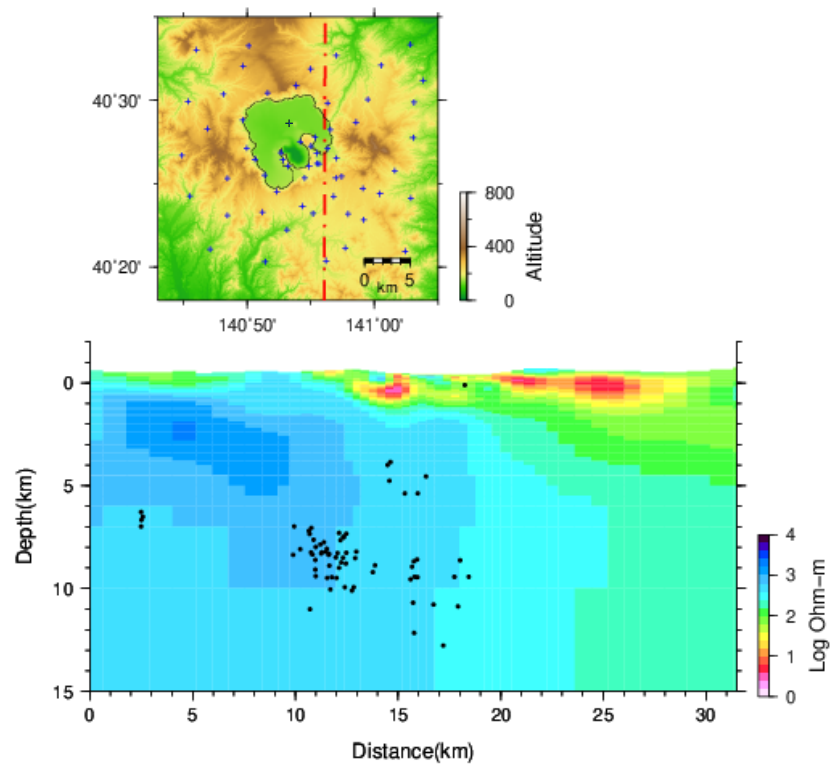
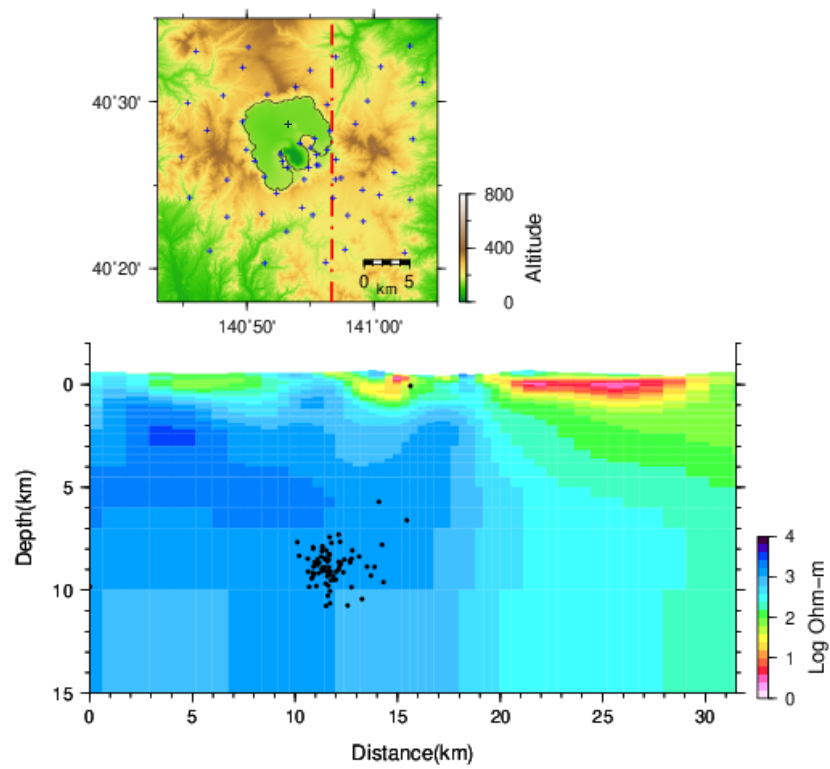


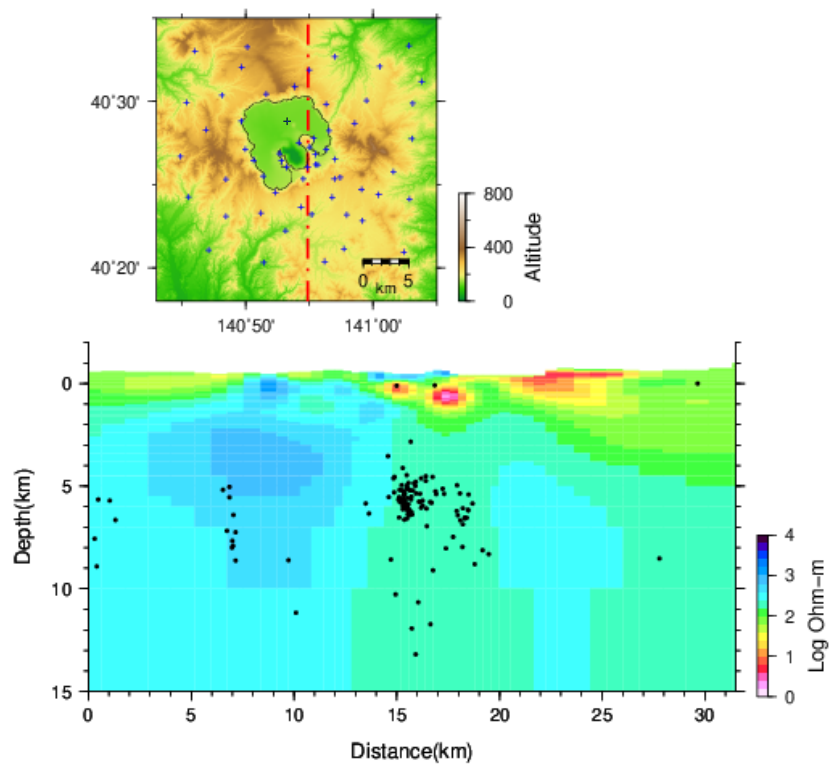
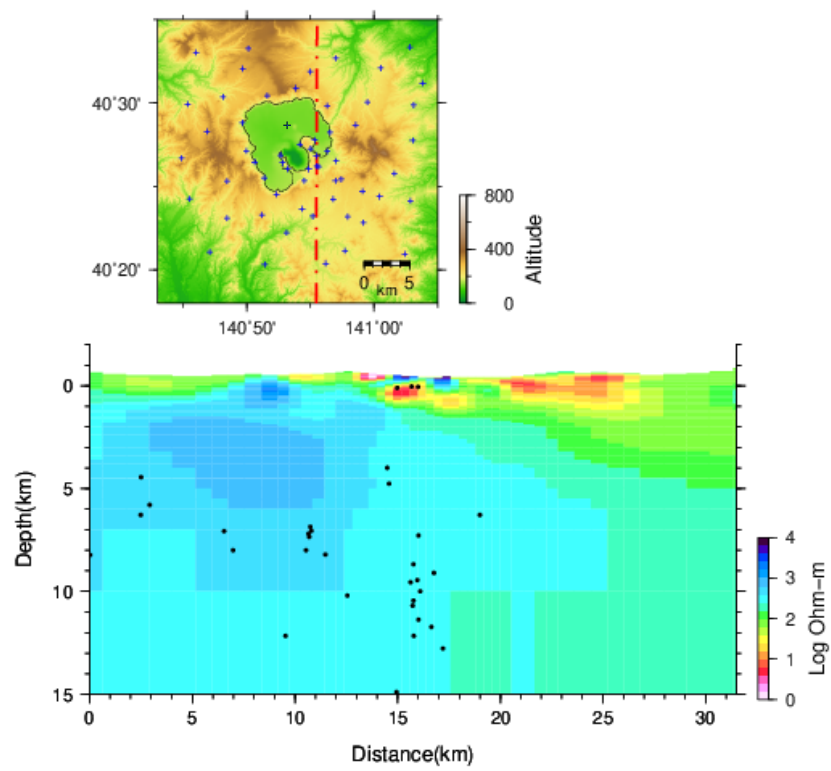


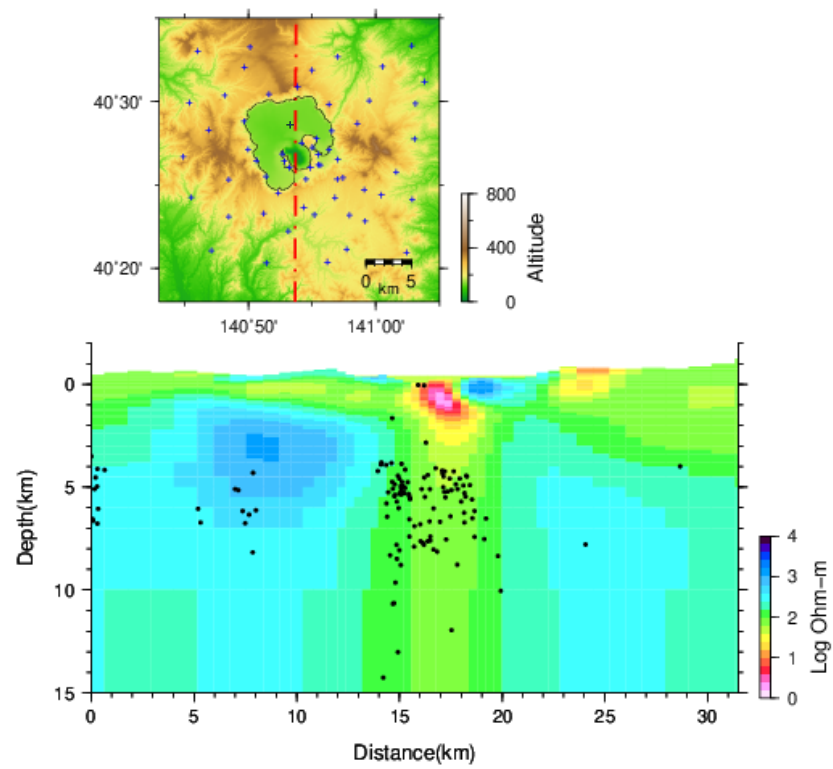
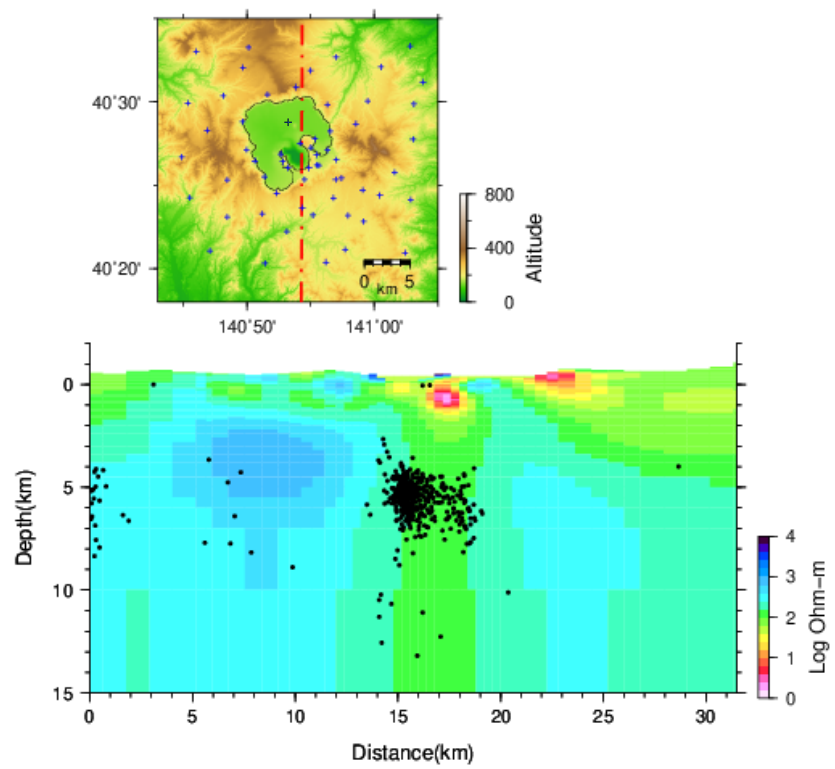


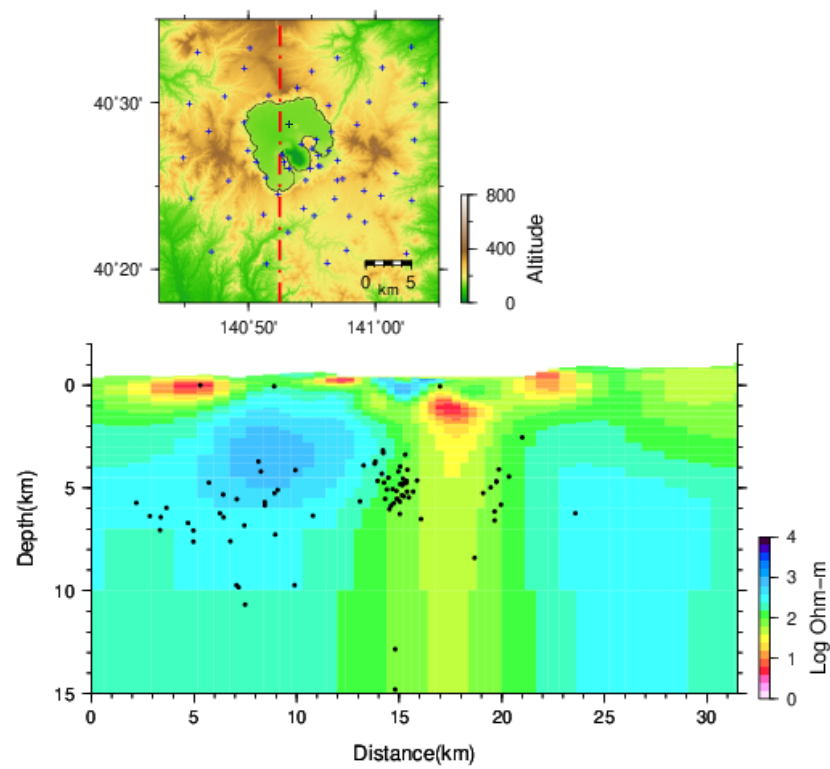
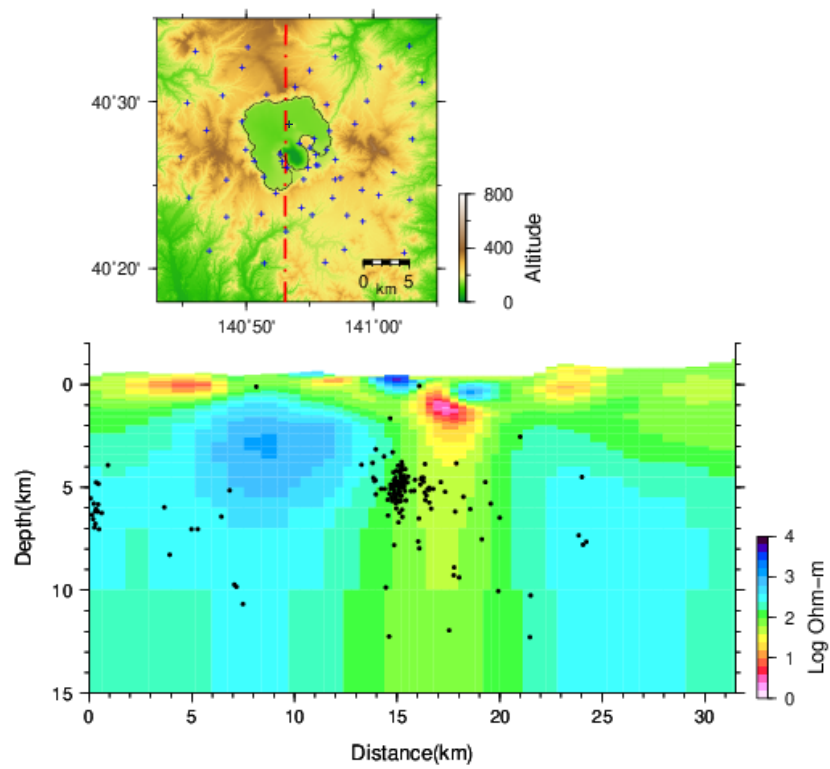


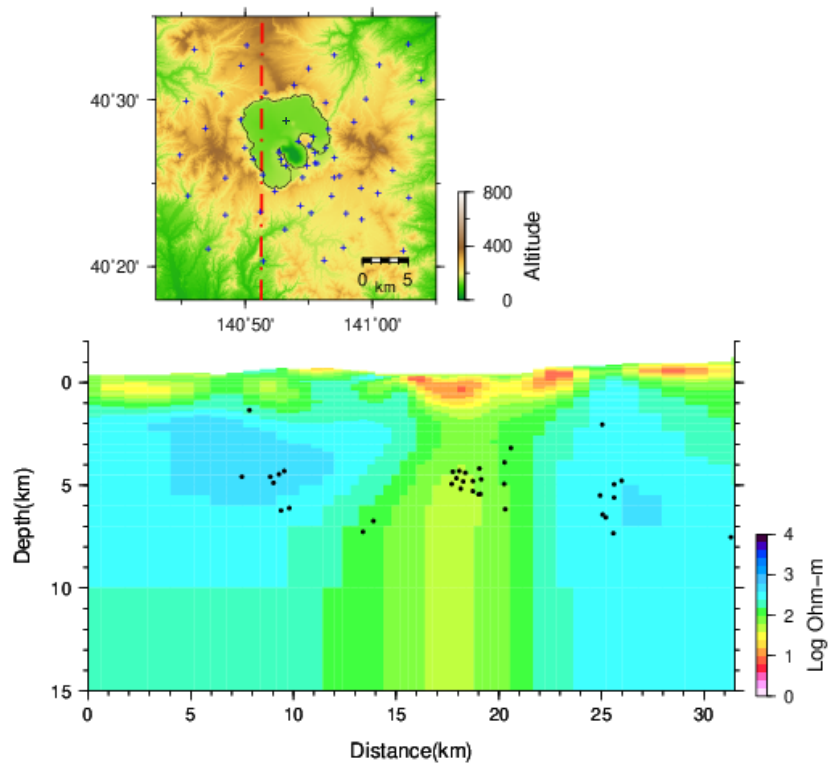
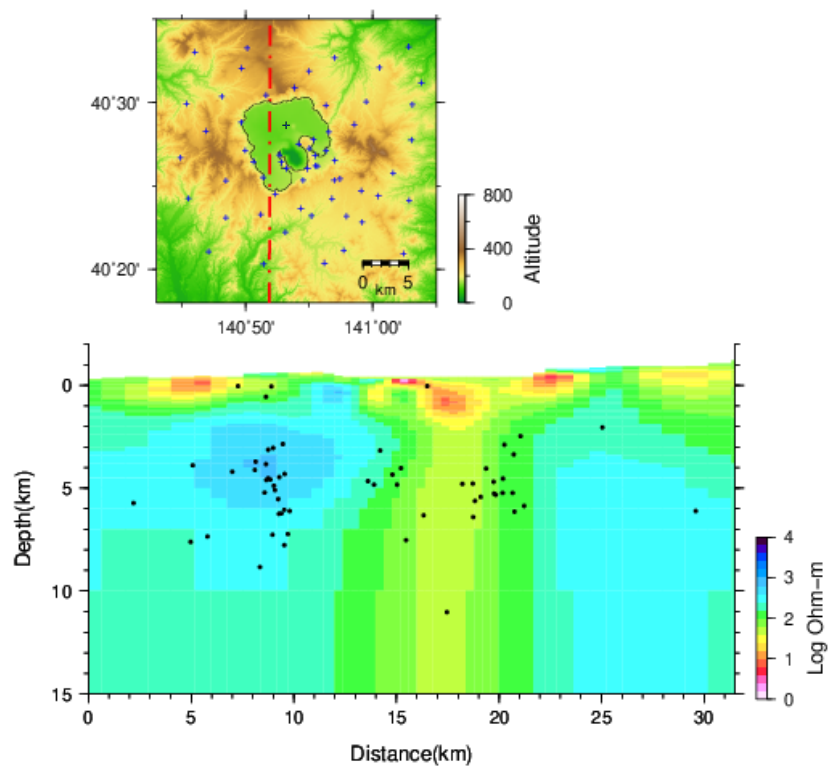


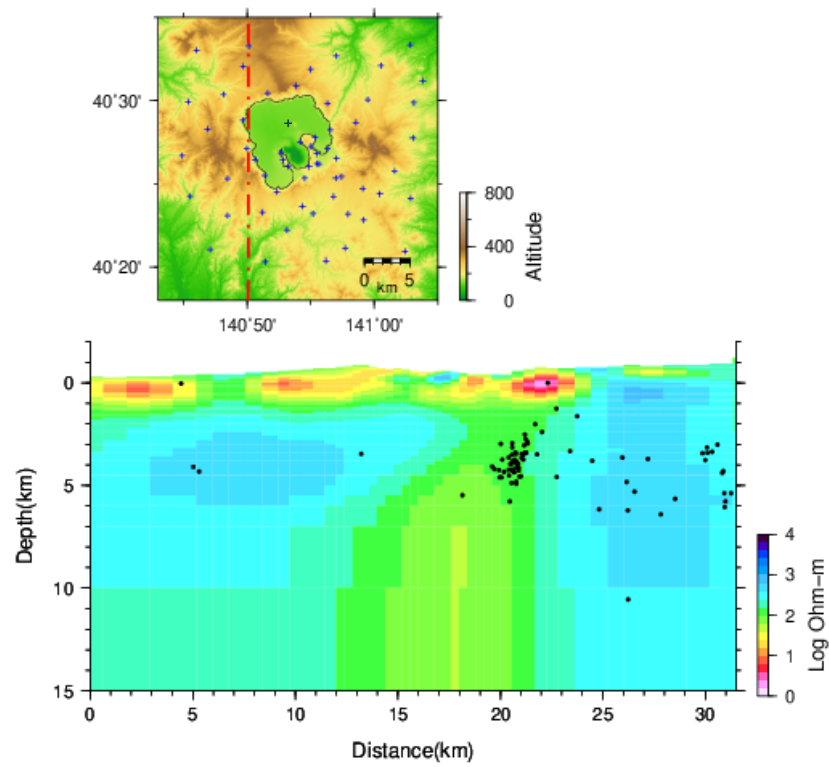
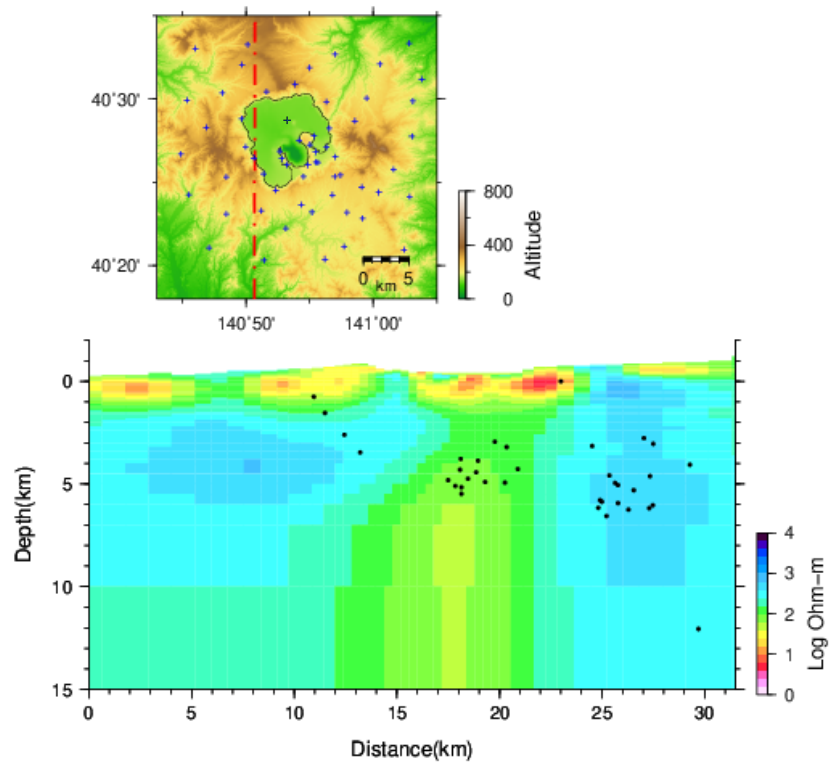


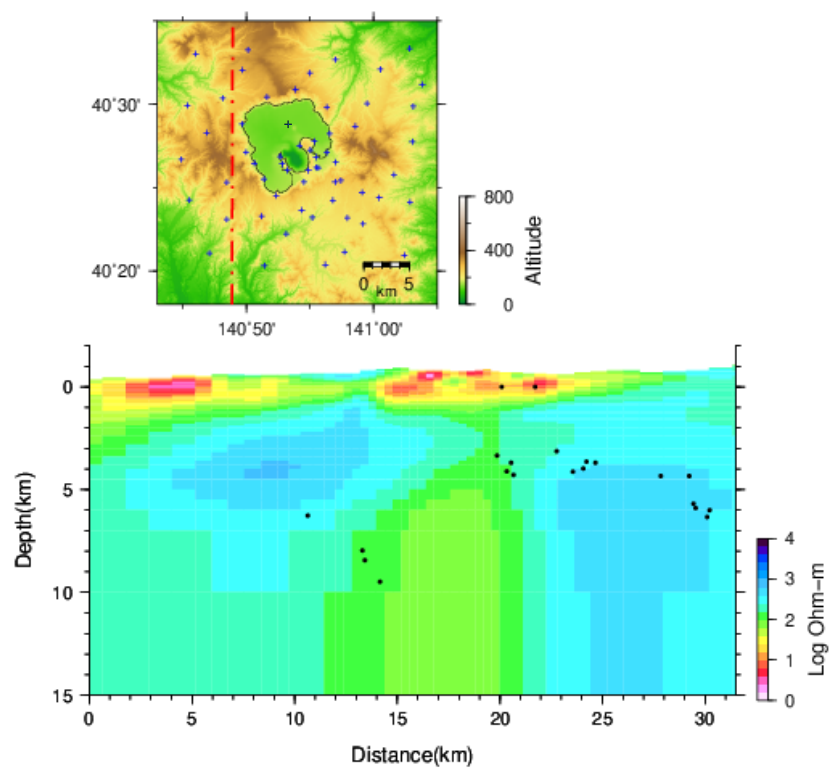
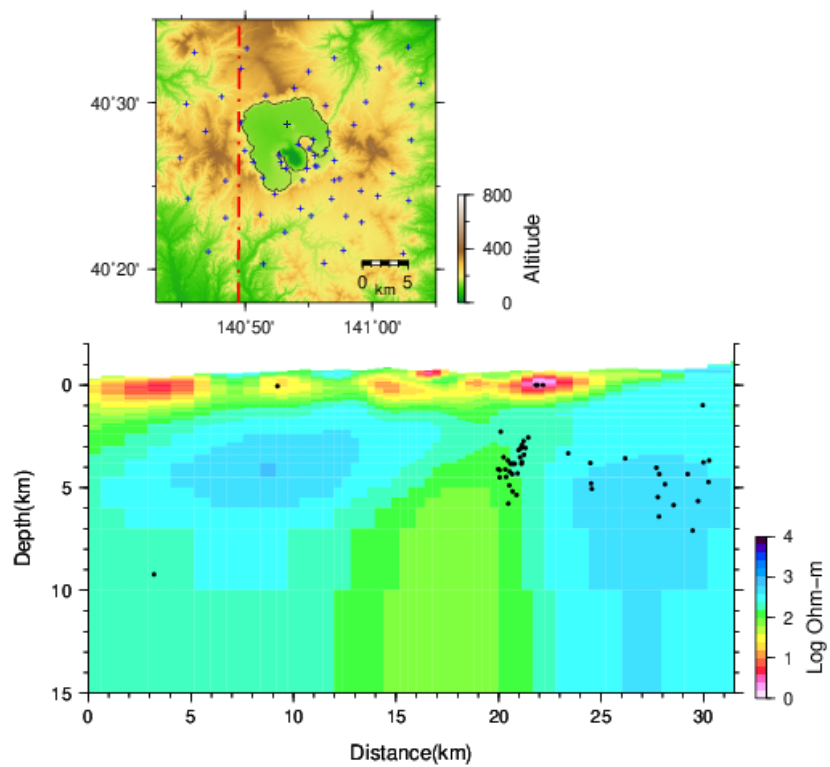


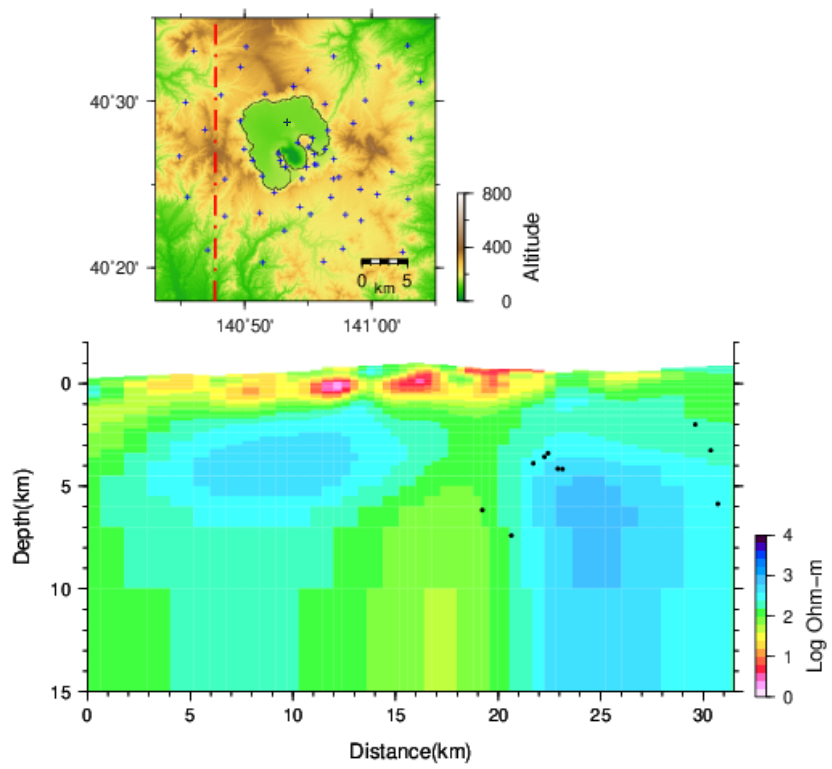
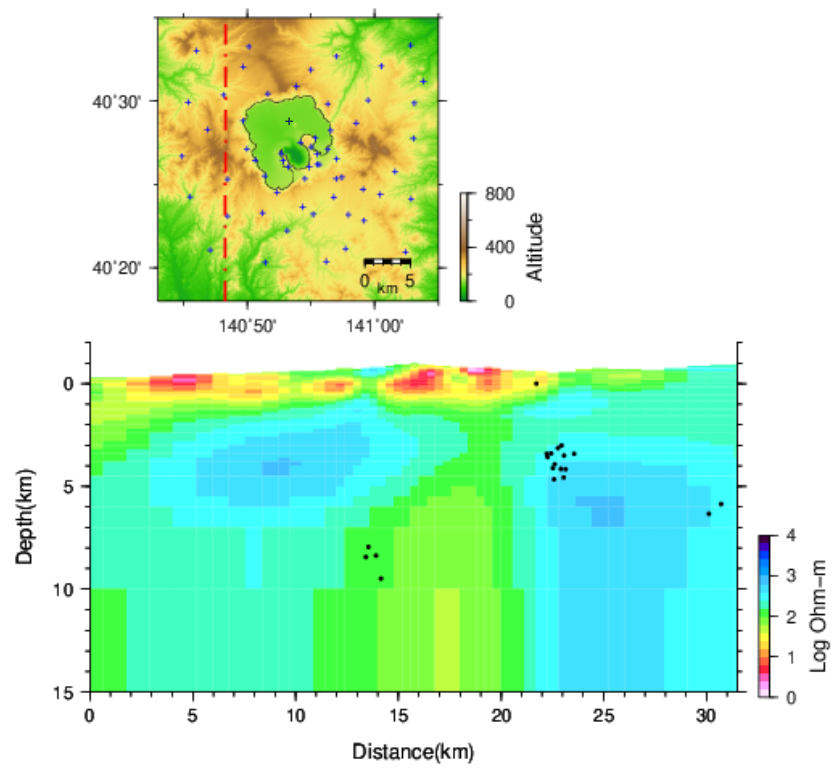


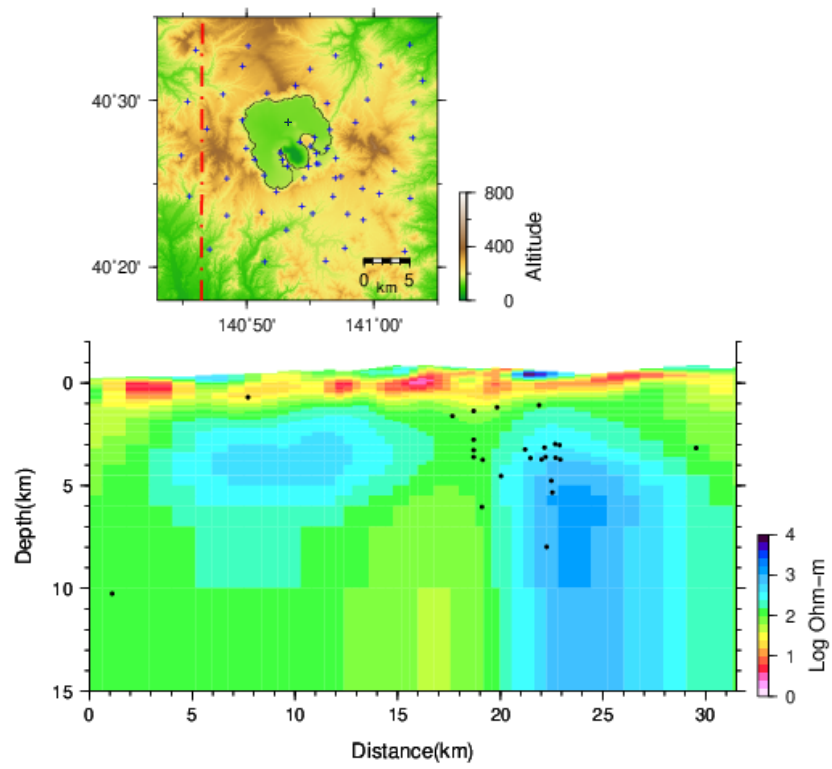
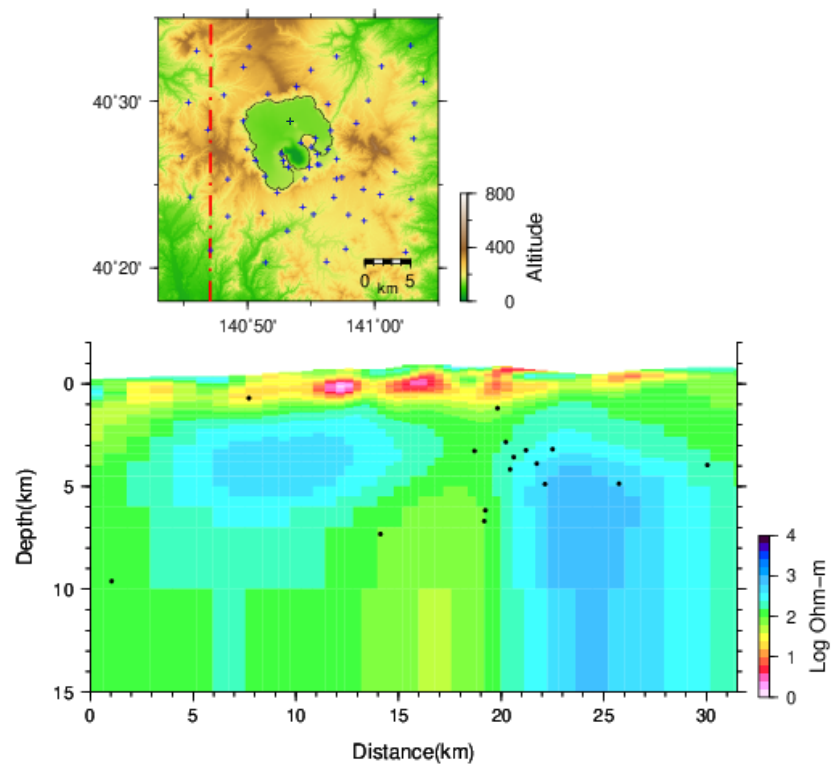


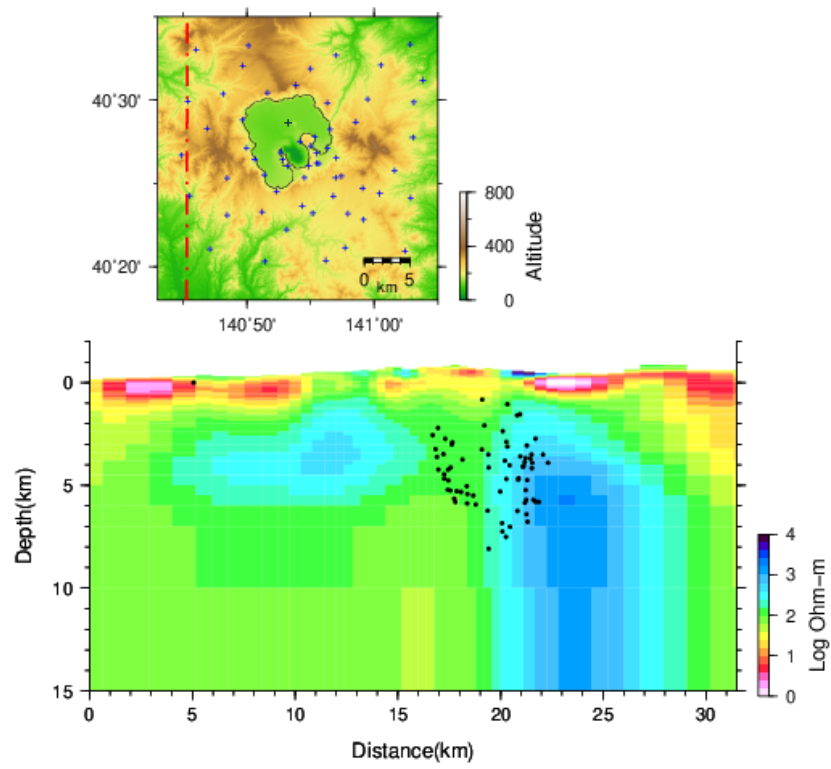
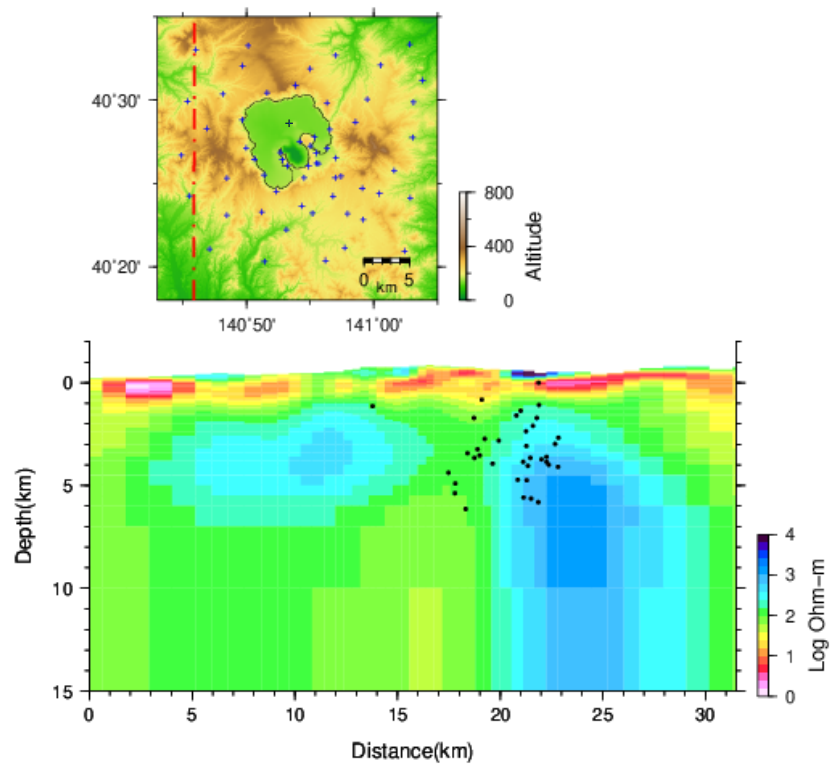












引用文献

- Driesner T (2007) The system H₂O–NaCl. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000 °C, 1 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(20):4902-4919.
- Driesner T, Heinrich C (2007) The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(20):4880-4901.
- Fournier RO (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic epithermal environment. *Econ Geol* 94 (8): 1193–1211. doi:10.2113 / gsecongeo. 94.8. 1193
- Gresse M, Uyeshima M, Koyama T, Hase H, Aizawa K, Yamaya Y, Morita Y, Weller D, Rung-Arunwan T, Kaneko T, Sasai Y, Zlotnicki J, Ishido T, Ueda H, Hata M (2021) Hydrothermal and Magmatic System of a Volcanic Island Inferred From Magnetotellurics, Seismicity, Self-potential, and Thermal Image: An Example of Miyakejima (Japan): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126.
- Hashin Z, Shtrikman S (1962) On some variational principles in anisotropic and nonhomogeneous elasticity: *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 10, 335–342.
- Ishizu K, Ogawa Y, Nunohara K, Tsuchiya N, Ichiki M, Hase H, Kanda W, Sakanaka S, Honkura Y, Hino Y, Seki K, Tseng K H, Yamaya Y, Mogi T (2022) Estimation of Spatial Distribution and Fluid Fraction of a Potential Supercritical Geothermal Reservoir by Magnetotelluric Data: A Case Study From Yuzawa Geothermal Field, NE Japan: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127.
- Iwamori H., Ueki K, Hoshida T, Sakuma K, Ichiki M, Watanabe T, Nakamura M, Nakamura H, Nishizawa T, Nakao A, Ogawa Y, Kuwatani T, Nagata K, Okada T, Takahashi E (2021) Simultaneous Analysis of Seismic Velocity and Electrical Conductivity in the Crust and the Uppermost Mantle: A Forward Model and Inversion Test Based on Grid Search: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB022307.
- Matsushima N (2011) Estimation of permeability and degassing depth of Iwodake volcano at Satsuma-Iwojima, Japan, by thermal observation and numerical simulation. *Jour. Volcanol. Geother. Res.* 202: 167-177.
- Matsushima N, Utsugi M, Takakura S, Yamasaki T, Hata M, Hashimoto T, Uyeshima M (2020) Magmatic–hydrothermal system of Aso Volcano, Japan, inferred from electrical resistivity structures. *Earth Planets Space* 72, 57.

- Nakatani T, Kudo T, Suzuki T (2022) Experimental constraints on magma storage conditions of two caldera-forming eruptions at Towada volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2021JB023665.
- Nishimura R, Tsunogai U, Ishibashi J, Wakita H, Nojiri Y (1999) Origin of ^{13}C -enriched methane in the crater lake Towada, Japan. *Geochemical Journal*, 33, 277-283.
- Oikawa T, Kudo T, Osamu I, Sugimoto Y, Matsumoto Y (2015) Detailed morphology and structure of a caldera lake: lake Towada (Towada Caldera), NE Japan Arc, Abstract, IAVCEI 2015.
- Pommier A, Le-Trong E (2011) "SIGMELTS": A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences: *Computers & Geosciences*, **37**, 1450–1459.
- Pritchett J W (1995) STAR: a geothermal reservoir simulation system. *Proc. World Geothermal Congress, Florence*, 2959-2963.
- Sinmyo R, Keppler H (2017) Electrical conductivity of NaCl-bearing aqueous fluids to 600 degrees C and 1 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 172 (4).
- Yamaya Y, Mogi T, Honda R, Hase H, Hashimoto T, Uyeshima M (2017) Threedimensional resistivity structure in Ishikari Lowland, Hokkaido, northeastern Japan—Implications to strain concentration mechanism: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **18**, 735–754.
- Yokoyama I, Maki T (1964) Preliminary report on a gravimetric survey on Towada caldera, Tohoku district, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, 2, 252-258.
- 横山 泉 (1969) カルデラの構造に関する考察. *火山 第2集*, 14, 2, 77-83

