

平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書

火山影響評価に係る技術知見の整備

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

平成 30 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。

はじめに

本業務は、火山の特性、地下構造、地球物理学的及び地球化学的調査手法等の最新の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・指標、火山活動のモニタリング評価基準・指標に関する知見を整備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) 火山活動評価のための調査研究

将来の火山活動の可能性評価のためには、過去に大規模噴火を起こした火山や主要な活火山の活動履歴情報を整備し、評価基準・指標を策定する必要がある。今年度は巨大噴火の事例調査として、支笏カルデラ・十和田カルデラ・大山火山・阿蘇カルデラを対象とした調査研究を実施している。また、過去1千年間に3回のカルデラ形成噴火を起こしたインドネシアでの事例調査については、これまでの成果を総括した。

- 1) 支笏火山は約6万年前の大規模噴火の後、約4万年前にカルデラ形成噴火を起こして現カルデラを形成した火山である。今年度は、支笏-洞爺火山地域のテフラ層序をその給源火山ごとに見直してテフラ名を再定義したほか、給源火山ごとのテフラの岩石学的特徴や、支笏-洞爺火山地域の全体の噴火史とマグマ噴出率について検討した。また支笏火山の約6万年前の社台噴火および約4万年前の支笏カルデラ形成噴火については、その噴火推移を取りまとめた。特に、支笏カルデラ形成噴火については、追加の地表調査を行い噴火推移と時間間隙を再検討して新たなユニット区分を提唱したほか、最初期噴火堆積物・降下軽石堆積物・火砕流堆積物・火砕サージ堆積物の分布や多様性について検討を行った。
- 2) 十和田カルデラでは6.1~1.5万年前に大型カルデラを形成した火山活動が起きており、その後の最新期の火山活動でも、小型のカルデラ形成を含む比較的規模の大きな火山活動が発生している。今年度は、前年度に引き続き、カルデラ形成準備期にあたる6.1万年前以前の先カルデラ期について、噴出物の火山ガラス化学組成分析を実施し、そのデータを用いることで給源近傍相と遠方相の対比を試みた。また、今年度は、平成25年度以降実施してきた十和田火山の研究成果を取りまとめ、噴火活動史について総括を行なうとともに、十和田火山での大規模カルデラ噴火準備段階におけるマグマ供給系発達過程を検討した。すなわち、十和田火山では、大規模カルデラ噴火に先行する低マグマ噴出率・低噴火頻度期の存在と、大規模カルデラ噴火の2~4千年前に先駆的に発生する小規模ブルカノ式噴火が認められる。十和田火山では、噴出量15 km³を超える大規模カルデラ噴火の前には、2万年間程度の低マグマ噴出率・低噴火頻度期が先行する傾向にある。
- 3) 大山火山では、約6万年前に国内で最大規模のプリニー式噴火である大山倉吉降下火砕物が噴出している。また、大山火山のマグマは、沈み込んだスラブの溶解物(スラブメルト)と熱源となるマントルとの相互作用で生じており、日本列島の他地域とは異なる成因を持っている。今年度は全岩主及び微量成分の追加分析を行い倉吉軽石の全岩組成の推定を行った。また、ストロンチウム・ネオジム・鉛の同位体比に着目し、倉吉軽石との比較を行った。特に鉛同位体比は西南本州のスラブ由来マグマと北九州のマントル由来マグマで異なることが知られており、倉吉軽石はマントル由来、溶岩はスラブ由来に近い。また鉛同位体比 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

は 8 万年前に低下した後、時間と共に増加し、2 万年前で元のレベルに回復し噴火活動を終えている。このことは、スラブメルトに対する熱源マントルの寄与が減少したものと解釈され、大山火山の活動度の低下を示している。

- 4) 阿蘇カルデラでは約 9 万年前に阿蘇 4 火砕流噴火を噴出し、現在のカルデラが形成されている。今年度は阿蘇 4 火砕流堆積物とその直前の噴出物について野外調査を実施するとともに、阿蘇 4 火砕流を構成する各サブユニットの全岩化学組成分析を集中的に行った。その結果、苦鉄質から珪長質に至る混合トレンドに加えて、従来知られていない斜長石に富むマッシュとの混合と判断されるトレンドが確認できた。このマッシュとの混合物は、阿蘇 4 噴火最初期と、最盛期に噴出したことが明らかとなった。
- 5) 歴史時代に大規模噴火を繰り返したインドネシアのカルデラ火山では、これまでの研究により成層火山体を建設するステージからカルデラ形成噴火に至る数千年間で噴出率、噴火様式、マグマ組成、火口位置に変化が見られることが指摘できる。今年度は、これまでの噴火履歴についての調査結果を総括するとともに、1883 年にカルデラ形成噴火を起こしたクラカタウ火山と 1815 年にカルデラ形成噴火を起こしたスンバワ島タンボラ火山の噴火推移をとりまとめた。また、西暦 1258 年？にカルデラ形成噴火を起こしたロンボク島リンジャニ火山について、後カルデラ火山最新期噴出物のサンプルを対象に岩石記載・全岩化学組成分析・鉱物化学組成分析を行い、先カルデラ噴出物・カルデラ形成噴火噴出物のもと比較検討した。その結果、リンジャニ火山では、それぞれの活動期ごとにマグマが消費され、カルデラ形成後は新たなマグマ供給系が構築されていると考えられる。

(2) 噴火規模及び影響範囲推定のための調査研究

短時間のうちに膨大な量のマグマを噴出し大規模火砕流となるカルデラ形成噴火に関する知見を整備することは、最重要課題である。カルデラ火山のマグマ供給系における噴火準備状況の把握に向けた物理探査や、カルデラ火山の活動将来予測のシミュレーションを行うためには、大規模噴火のマグマ溜まりの物理化学条件、構造、それらの時間変化に関する現状の正確な把握と、そのような時間変化が生じる理由を合理的に説明するモデルに関する知見の整備が必要不可欠である。今年度も、支笏・阿蘇・始良・鬼界カルデラ形成噴出物を対象とした以下の検討を実施した。

- 1) 約 4 万年前の支笏カルデラ噴出物の岩石学的検討では、カルデラ形成期のマグマ供給系を構成するサブマグマシステムの特徴と混合・成因関係をこれまでに検討してきた。今年度も同噴出物の岩石学的データを、カルデラ形成期の新たな区分に基づいて精査・追加し、マグマ供給系の構造とマグマプロセスを検討した。また、マグマ蓄積の時間スケールをより詳細に検討するため、鉱物組成累帯構造の観察・解析を進めた。その結果、噴出物の大半を構成する斑晶に乏しい珪長質マグマ系のマグマ滞留時間は 100 年～1600 年（100 年～500 年）と見積もられた。この時間は、タウポカルデラの Oruanui 噴火の場合と同スケールであり、大規模珪長質マグマ系における一般的な長期噴火準備プロセスの時間が約 500 年前には開始していると考えられる。さらに今年度は、カルデラ形成期や社台期噴出物の含水量を推定するため、反射法を利用したガラス中の揮発性成分分析法の開発を新たに試みた。

- 2) 阿蘇火山の一連の活動の中でも最大規模かつ最後の火砕流噴火ステージである阿蘇 4 の珪長質端成分マグマを対象に、マグマ溜まりの温度・圧力・含水量・酸素雰囲気を決定するために高温高圧実験を行った。斑晶の組み合わせ・組成を再現するのは、圧力がおよそ 200MPa かそれ以下、全岩含水量がおよそ 1.5~3wt%, 温度が 880°C前後であることがわかった。ただし、実験では角閃石斑晶が晶出せず、その起源を考えるためにはさらなる検討が必要となる。また、最新の珪長質マグマである阿蘇中央火口丘第一軽石を対象に岩石学的検討を行い、これが苦鉄質・珪長質のマグマ混合の産物であることを明らかにした。斑晶ガラス包有物の含水量は比較的苦鉄質なものが 1~2wt%程度で、流紋岩質なものは 2~6wt%程度と示された。水の飽和圧力から見積った深さは、苦鉄質マグマは地下 2~4km と浅く、珪長質マグマは地下 4~12km と深いことが示された。さらに、阿蘇火山噴出物に観察されるストロンチウム・ネオジム・鉛の同位体の変動範囲は、同位体的に枯渇したマントルと、4~12%程度の地殻物質の部分熔融液によって、ほぼ説明できることを示した。
- 3) 約 3 万年前の始良カルデラ形成噴火過程の詳細化を目的として、カルデラ陥没に先行した大隅降下火砕物の堆積物層厚と粒径を使って数値計算から噴煙パラメータの推定を行った。その結果、この堆積物はカルデラ内で同時発生した複数のプリニー式噴火の産物であることを明確にしている。噴出物の岩石学的検討では、約 10 万年前に始良カルデラ北東部から噴出した福山降下軽石以降の主要な噴出物を網羅的に採取し、その全岩組成・鉱物化学組成および斑晶に含まれるメルト包有物の含水量の組成を測定した。得られた岩石学的データから、約 3 万年前のカルデラ形成噴火である入戸火砕流噴火までのマグマ溜まりの温度圧力条件の推測を行った。その結果、始良カルデラから入戸火砕流として噴出した流紋岩マグマと組成がほぼ一致する流紋岩マグマが、岩戸火砕流噴火以降の約 5 万年間、始良カルデラ下のほぼ一定の圧力条件（天井深さ約 4~5 km）に貯留していたことが推測された。
- 4) 鬼界カルデラを形成した約 7 千年前の鬼界アカホヤ噴火降下軽石及び火砕流堆積物中の軽石について岩石学的解析を行い、同噴火の流紋岩マグマの化学的特徴と温度・圧力条件を再検討した。今年度は、不足していた温度データを補うため輝石および鉄チタン鉱物を電子線マイクロアナライザーで分析し、流紋岩マグマについては輝石温度計で $902\pm 15^{\circ}\text{C}$ 、鉄チタン鉱物温度計で $874\pm 6^{\circ}\text{C}$ 、安山岩マグマについては輝石温度計で $975\pm 5^{\circ}\text{C}$ が得られた。これらの温度推定結果とメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、流紋岩マグマは $146\pm 53\text{MPa}$ 、安山岩マグマは $115\pm 27\text{MPa}$ の圧力下にあったと推定された。両マグマのガス飽和圧力の平均値は $133\pm 46\text{MPa}$ であることから、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ $5\pm 2\text{km}$ にあったと推定できる。また、鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために、9.5 千年前の噴火噴出物（籠港降下スコリア）と 95 千年前のカルデラ噴火（鬼界葛原噴火）の噴出物（長瀬火砕流堆積物）について岩石学的解析を実施した。籠港降下スコリアに含まれるメルト包有物を電子線マイクロアナライザーで分析し、その主成分化学組成と S, Cl 濃度を把握した。長瀬火砕流堆積物について蛍光 X 線分析装置による全岩化学分析を行い、鬼界葛原噴火マグマが流紋岩組成であること、鬼界アカホヤ噴火流紋岩マグマとは異なった化学組成を持つ可能性を明らかにした。
- 5) カルデラ形成を伴う大規模噴火の噴出量は、火山の活動履歴情報の基本データであり、マグ

マ噴出量時間階段図の高精度化，長期的噴火予測のためにも重要である．今年度は，洞爺カルデラ起源の洞爺火砕流堆積物（106 ka），屈斜路カルデラ起源の屈斜路 IV 火砕流堆積物（115～120ka）及び屈斜路 I 火砕流堆積物（40 ka）を対象に，噴火直後の復元分布図と噴出量推定を行った．その結果，洞爺火砕流堆積物の総噴出量は，見かけ体積 80～160 km³（岩石換算体積 38～77 km³ DRE）となった．屈斜路火砕流堆積物 IV の総噴出量は，見かけ体積 320～660 km³（岩石換算体積 180～370km³ DRE），屈斜路火砕流堆積物 I の総噴出量は，見かけ体積 94～180km³（岩石換算体積 45～87km³ DRE）となった．

(3) 火山モニタリング評価のための調査研究

大規模なカルデラ形成噴火のマグマ噴出量は数十～数百 km³程度であり，同様な規模の噴火が起こるためには，噴火準備過程でこれと同等以上の規模のマグマ溜まりが地下に形成されるものと考えられる．このような大規模噴火を想定した火山活動モニタリングに求められるマグマの蓄積に伴う広域地殻変動を評価するためのシミュレーション技術開発と，実際のカルデラにおけるマグマだまりの位置確認のための地下構造調査を実施した．

① カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

カルデラ噴火の前兆を地殻変動観測の中に捉えていく手法の確立を目的として 3次元並列有限要素コード OREGANO_VE を用いた地殻内におけるマグマの移動・蓄積に対する地殻・マン托ルの粘弾性応答，つまりマグマの挙動が生み出す地殻変動とそれにともなう応力場の時空間変化をこれまで検討してきた．今年度は，地殻の中に箱型の低粘性領域(LVZ; Low Viscosity Zone)を置いた 3次元有限要素モデルを用いて，北海道東部の屈斜路カルデラにおける InSAR データをもとに，地殻内の第一近似的な粘性率の空間不均質性をイメージングすることを試みた．変形域の中心(変位量が最も大きい地点)における変位の時間変化は，LVZ の粘性率を $\sim 4\text{-}5 \times 10^{17}$ Pa s，そしてその空間的な広がり，弾性層直下から，幅 10 km 以上の広がりを持って，少なくとも地殻中部の深さにまで及んでいなければならないことを制約した．そのように制約されたモデルは，変動域の他の全ての地点での変位の時間変化を 2 cm 程度の誤差で説明できる．本研究で制約された LVZ は，マグマの存在に影響をうけていることが示唆され，地球物理学的にイメージされたカルデラ下の地殻構造に力学的な意義を与える．また，マグマの存在を，地殻上部へのマグマ貫入後の表面変動それ自体から捉えていける可能性が示された．

② 活動的カルデラ火山の地下構造調査

本調査は前記の広域地殻変動パターンの数値シミュレーションモデルを検証するため，活動的カルデラの地下構造の調査を行うもので，阿蘇カルデラと始良カルデラを対象とした探査を実施した．

1) 阿蘇カルデラの地下構造を求めるため，昨年度実施した比抵抗構造解析に引き続き，深度方向への感度を高めつつより詳細な構造を求める目的で，平成 27～28 年度の合計 101 地点のデータを対象にした 3次元インバージョンを実施し，約 20km の深さに至るカルデラの地下比抵抗構造を求めた．さらに，広帯域 MT 法では探査が困難な 20km 以深の比抵抗構造を明らかにすることを目的にし，ネットワーク MT 法の阿蘇カルデラでの適用可能性の検証を開始した．ネットワーク MT 法は電話回線設備を利用した長基線の電磁探査法である．1993～

1998年の期間に観測・取得されたネットワーク MT 法データを使用した試みとして、阿蘇カルデラを中心に分布する 50 の電位差観測線を使用した 3 次元比抵抗インバージョン解析によって、予備的な約 50km までの深度の地下比抵抗構造を求めた。また、阿蘇カルデラのマグマ供給系の空間的広がりやマグマ起源揮発性物質のフラックスを明らかにするため、昨年度に引き続き地下水、湧水、温泉水、河川水の地球化学的調査を実施した。その結果、地下水系を介して河川水系に供給されるマグマ起源物質の塩素、イオウのフラックス量を求めることが出来た。イオウ同位体比を検討した結果、マグマから放出された火山ガスにより高硫化系の熱水系が形成され、現在その一部がカルデラ内北部に湧出している可能性が指摘できる。さらに、主成分分析を用いたマグマ起源熱水組成の検討の結果、阿蘇カルデラの内部において、深層から CO₂ が供給されており、その流体上昇に地域特性があると考えられること等が明らかになった。このほか、カルデラ噴火を引き起こす珪長質マグマが地下に存在しているかどうかを判別するため、マントルから供給された苦鉄質マグマが結晶分化を行いつつ、珪長質マグマが生成する各過程において放出される熱水の組成（特に C/Cl 比）について単純なモデルを用いて計算を行っている。その結果は、阿蘇カルデラの地下には苦鉄質マグマが存在し、珪長質マグマは存在していない可能性を強く示唆している。

- 2) 始良カルデラの地下構造調査では、平成 27 年度に整備した地震観測網を用いて、地震波トモグラフィ手法による地下の 3 次元的な P 波および S 波の伝搬速度構造の解析を実施した。昨年度の解析では 10 km の深さ分解能であったのでカルデラ中央部の低速度域は深さ 20 km に求められたが、今年度は分解能を 5 km に向上させることにより 15 km という値が得られた。少なくともカルデラ内の 10 km 以浅には、顕著な速度異常は存在しない。遠地震を使ったレシーバー関数による地下構造境界の検出では、昨年度以上の解析結果は得られていない。地下構造の異常に対応する場所においてマグマの蓄積による地盤の隆起・膨張が地表面に現れるかどうかを検討することを目的とし設置した全地球測位システム連続観測では、昨年度と同様に大きな変動は見られていない。また、深部マグマの動態と関連している可能性がある深部低周波地震の検知能力の向上試験を地震計アレイ観測で実施したが、検知能力に改善はみられなかった。
- 3) 海底カルデラである鬼界カルデラを対象に、海底下に存在する可能性があるマグマ起源の低抵抗体の検出が可能かどうかを検討するために、海底電位差磁力計の投入と回収を行い、海底での電磁場の時間変動のデータを取得した。また、これまで取得した電磁場時系列データを、地磁気地電流法に基づいて初期的に解析した。取得データの確認と処理、陸上の地磁気観測データとの比較の後、取得した電磁場時系列データから、海底下の比抵抗構造分布、および海底地形の起伏や海水・地下構造の比抵抗値コントラストによって変化する周波数領域の電磁場応答関数を推定した。

1 火山活動評価のための調査研究

1. 1 支笏カルデラの事例調査

【実施内容】

支笏火山は約 6 万年前の大規模噴火の後、約 4 万年前にカルデラ形成噴火を起こして現カルデラを形成した火山である。平成 26～28 年度にカルデラ形成噴火とその直前の噴出物を対象にしたボーリング掘削、トレンチ調査、地表調査を実施し、大規模噴火前の休止期から準備期へと至る事例を調査した。その結果、支笏-洞爺火山地域では中期更新世から続いた安山岩質の火山活動が 0.6～0.5 Ma には終了し、その後約 40 万年間の休止期を経て、約 13 万年前に洞爺火山、約 12 万年前には羊蹄火山南東の尻別火山が珪長質火山活動を開始したことが明らかになった。その後活動は東へ広がり、クッタラ火山は約 9 万年前、支笏火山は約 8.5 万年前に噴火を開始し、続いて羊蹄火山も約 7.5 万年前には活動を始めた。支笏-洞爺火山地域の火山活動は、数万年程度の休止期をはさんで 13～11 万年前、9.5～7.5 万年前、6～4 万年前の大きく 3 つに区分される。このうち支笏火山の活動は、約 6 万年前に VEI=6 の大噴火を起こした活動（社台期）、約 4 万年前の VEI=7 の支笏カルデラ形成噴火（カルデラ形成期）、そしてそれ以降現在まで続く後カルデラ期の 3 活動期に大別されており、社台期大規模火砕噴火噴出物は、その噴火様式と構成物の違いから 5 つのユニットに分けられること、またカルデラ形成期は時間間隙をはさんで 2 つの噴火ステージに分けられ、さらに 5 つの噴火フェーズに分けられることが明らかになっている。

平成 29 年度は、支笏-洞爺火山地域のテフラ層序をその給源火山ごとに見直してテフラ名を再定義したほか、給源火山ごとのテフラの岩石学的特徴や、支笏-洞爺火山地域の全体の噴火史とマグマ噴出率について検討した。また支笏火山の約 6 万年前の社台噴火および約 4 万年前の支笏カルデラ形成噴火については、その噴火推移を取りまとめた。特に、カルデラ形成噴火については、追加の地表調査を行い噴火推移と時間間隙を再検討して新たなユニット区分を提唱したほか、最初期噴火堆積物・降下軽石堆積物・火砕流堆積物・火砕サージ堆積物の分布や多様性について検討を行った。

【研究成果】

(1) 支笏-洞爺火山地域のテフラ層序

支笏-洞爺火山地域（図 1.1-1）のテフラ層序を再検討したところ、昨年度までに、尻別火山の噴火開始年代が従来の約 5 万年前から 12 万年前、羊蹄火山と支笏火山が約 5～6 万年前から約 8 万年前まで遡ることが明らかになった。今年度は支笏-洞爺火山地域のテフラ層序を給源火山ごとに見直すとともに、いくつかのテフラについてはテフラ名を再定義した。テフラの岩石学的特徴、噴火年代および噴出量などについてさらに検討した結果、本地域では約 40 万年間の休止期間の後に約 13 万年前から 5 つの火山が相次いで珪長質火山活動を開始し、火山ごとに異なるマグマを噴出していることが明らかになった。本項では昨年度からの変更点を中心に、全体の概要を報告する。

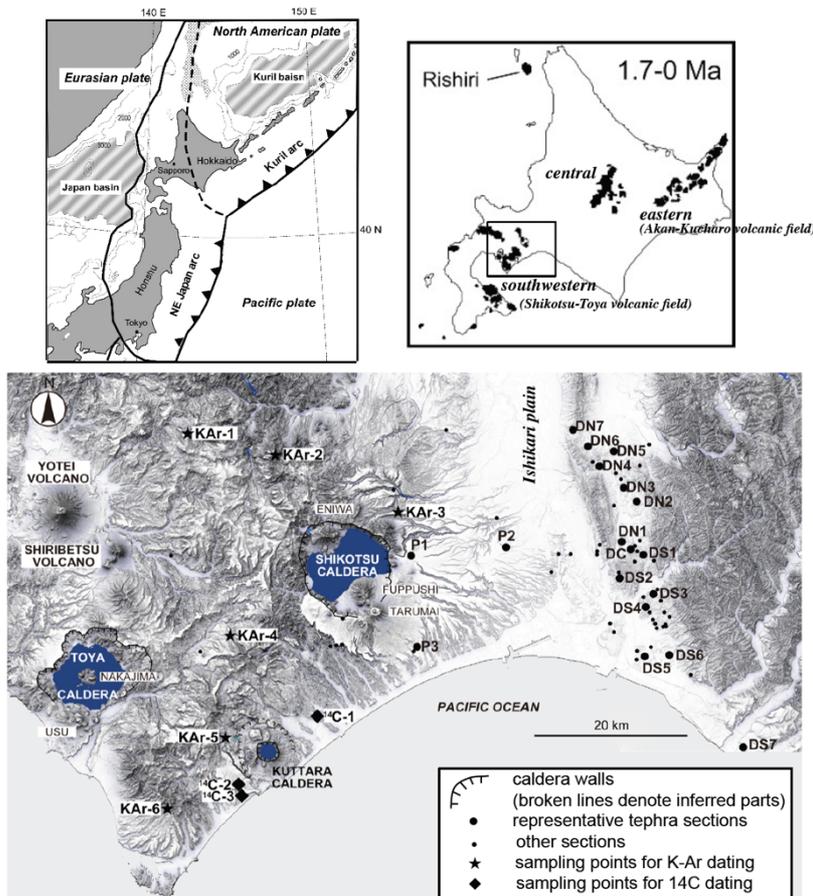


図 1.1-1 調査地域。

★:K-Ar 年代測定試料, ◆:14C 年代測定試料, ●,●: 調査地点

1) 石狩低地帯におけるテフラ層序とテフラ名の再定義

従来の研究では、土壌や火山灰土によって区分される一連の噴出物をテフラと定義し、各テフラの同定は、層厚・粒径変化のほか、記載岩石学的特徴（斑晶量・斑晶組み合わせなど）、ガラスや苦鉄質鉱物の屈折率を利用して行われていた（勝井, 1959; 春日井ほか, 1980; 曾屋・佐藤, 1980; 山縣, 1994; 町田・新井, 2003）。本研究では、主に支笏湖東方においてボーリング調査、トレンチ調査、地表調査を行い、まずは野外においてその堆積様式から大きく3種類の堆積物に分類した（降下テフラ堆積物、火砕流堆積物、火砕サージ堆積物）。なお、降下テフラ堆積物はさらにその構成物により、降下軽石堆積物、降下スコリア堆積物、降下火山灰堆積物に細分した。その後、層厚・粒径変化、記載岩石学的特徴（斑晶量・斑晶組み合わせなど）、ガラス組成によって、各地点における堆積物の対比を行った。さらに、土壌や火山灰土によって区分される一連の堆積物、あるいは薄い土壌や火山灰土・浸食間隙を含む場合であってもその岩石学的特徴が同じものを含む堆積物を、一連の噴火による噴出物としてテフラと定義した。その結果、本地域では新たに発見された6つのテフラを含む少なくとも28のテフラが観察されることが明らかになった(図 1.1-2)。

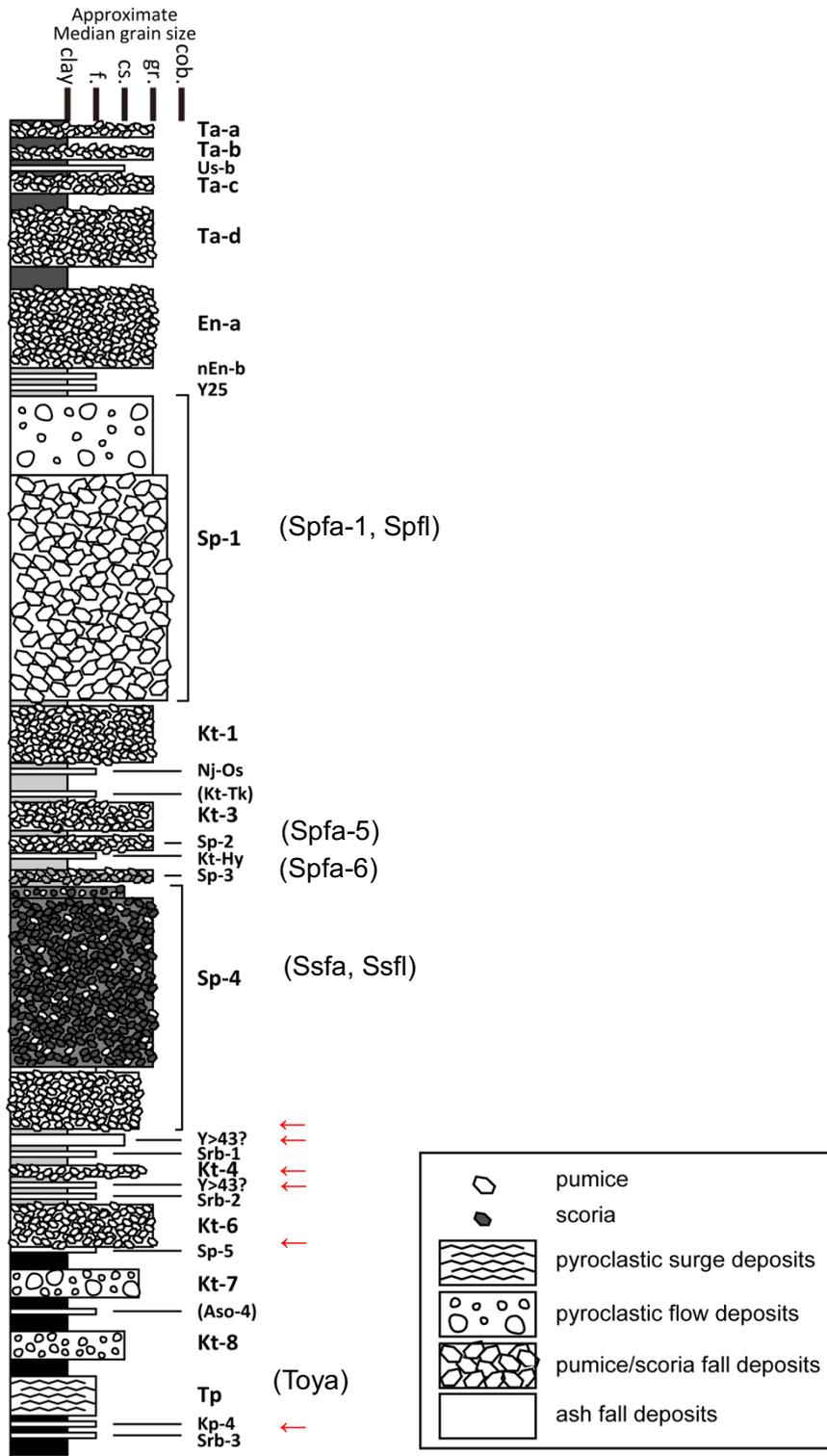
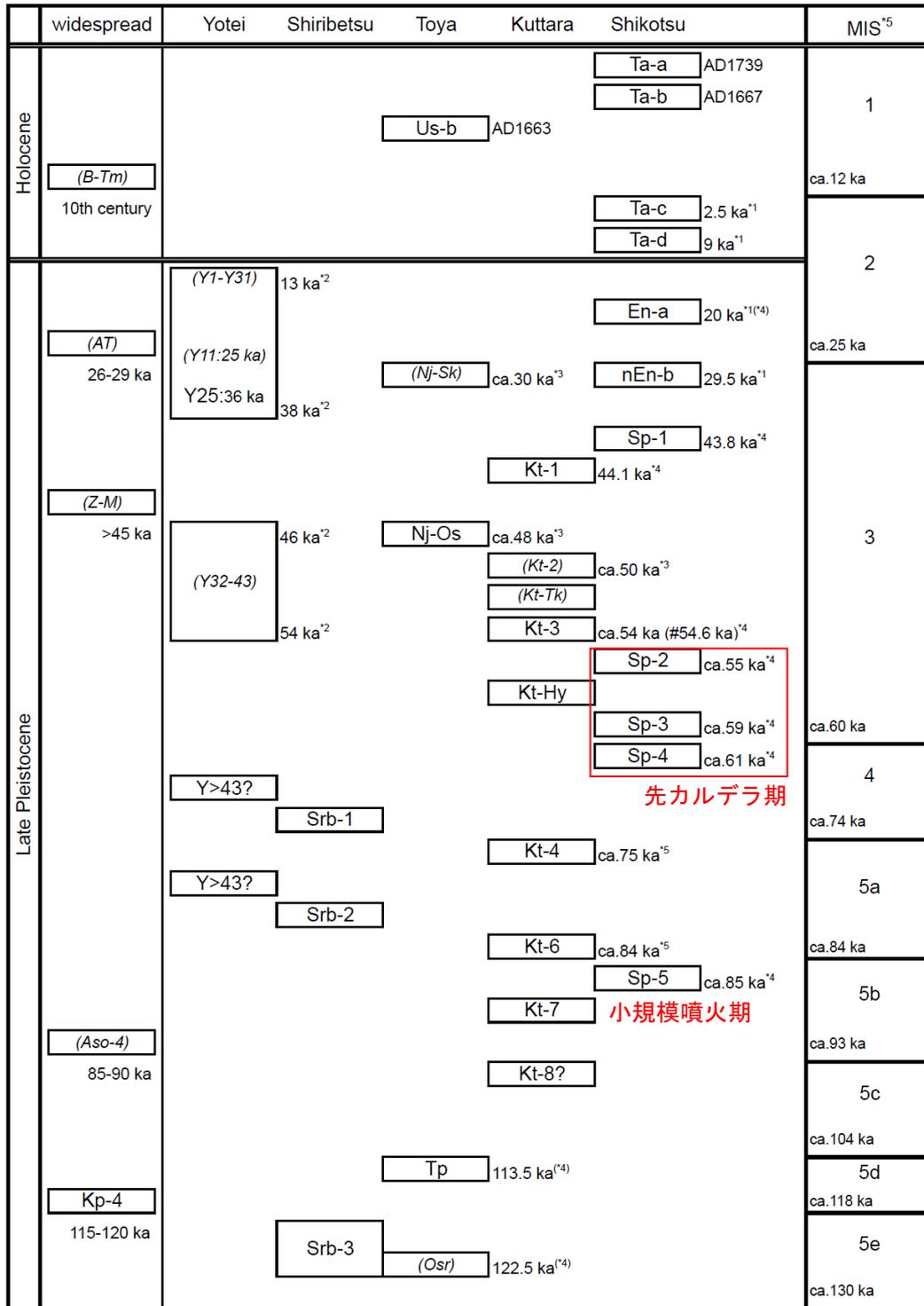


図 1.1-2 石狩低地帯におけるテフラ層序.

○ : 従来のテフラ名, ← : 新しく発見したテフラ.



¹Furukawa and Nakagawa (2010), ²Uesawa et al. (2016), ³Miyabuchi et al. (2014), ⁴this study, ⁵Sase et al. (2004)
not calibrated

図 1.1-3 給源火山ごとのテフラ層序と噴火年代。
赤字は支笏火山の活動期区分。

図 1.1-3 はこれらのテフラを給源火山ごとに示した図であるが、本研究では町田・新井 (2003) に取りまとめられている従来の給源火山と岩相に基づくテフラ名に替えて、給源火山ごとに一連の噴火による噴出物について新たな名称を付した。本研究では、洞爺カルデラ形成噴火噴出物(Toya)を Tp, 支笏カルデラ形成噴火噴出物(Spfa-1 および Spfl)を Sp-1, 支笏火山由来の降下軽石堆積物 Spfa-5, Spfa-6 をそれぞれ Sp-2, Sp-3, 支笏火山由来の降下スコリア堆積物および火砕流堆積物(Ssfa および Ssfl)を Sp-4 と再定義した。さらに、新しく発見した羊蹄火山由来の 2 つのテフラについては従来のテフラよりも明らかに下位に存在するため Y>43, また尻別火山由来の 3 つのテフラについては従来のテフラ(50-70ka の Km-1, Km-2; Uesawa et al. 2016b)との対比が不明であるため上位から Srb-1~Srb-3, また Sp-4 よりも下位の支笏火山由来のテフラについては Sp-5 と命名した。各テフラの噴火年代については、従来の研究による年代値 (図 2-1-3 の*1, *2, *3, *5) と本研究で得られた ¹⁴C 年代値 (図 1.1-3*4 の Sp-1, Kt-1, Kt-3) を用いて、その層序関係と土壌の厚さから推定した。その結果、尻別火山の噴火開始年代が従来の約 50-70ka から 120ka, 支笏火山が約 60ka から約 85ka, 羊蹄火山が 54ka から 75ka 以前まで遡ることが明らかになった。なお、本研究では支笏火山の活動を 1-2.5 万年程度の休止期間によって、小規模噴火期 (Sp-5), 先カルデラ期 (Sp-4~Sp-2), カルデラ形成期 (Sp-1), 後カルデラ期 (nEn-b~Ta-a) に区分した (図 1.1-3 赤字)。

2) 給源火山ごとのテフラの岩石学的特徴

本地域では、130ka 以降 5 つの火山からテフラが繰り返し供給されていることが明らかになったが、これらのテフラは、その給源火山ごとに岩石学的特徴が異なる (表 1.1-1)。

羊蹄火山のテフラは、13~38ka の Y1-Y31 についてはほとんど角閃石を含まないが、Y32~Y43 のテフラはほぼすべてが角閃石を含む。またガラス組成は他の火山由来のテフラに比べて SiO₂ に乏しく Na₂O に富むことで特徴づけられる。本研究で発見した 2 枚の Y>43 テフラはいずれもローム中に散在する軽石であるが、角閃石斑晶に富みガラスの Na₂O 含有量が高いことから、Y43 より古い羊蹄火山由来のテフラ起源と判断した。

尻別火山のテフラは、近傍で確認されている Km-1, Km-2 は石英斑晶や角閃石斑晶に富み、Km-2 では黒雲母斑晶も認められる。これらは他のテフラと比べて最も K₂O が高く容易に識別できる。石狩低地帯において発見された Srb-1~Srb-3 は分布域が限られているが、石英斑晶と角閃石斑晶が共存する斑晶鉱物組み合わせとガラス組成から尻別火山由来であると考えた。

洞爺火山のテフラは、テフラごとに斑晶組み合わせ・ガラス組成ともに異なっている。洞爺カルデラ形成噴火 Tp は石英および角閃石斑晶を含む斑晶に乏しいテフラ、後カルデラ火山のうち中島火山由来のテフラは斑晶量が高く角閃石斑晶に富むが、有珠火山由来のテフラは角閃石斑晶をほとんど含まず斑晶に乏しい。これらの洞爺火山由来のテフラは、一般的に SiO₂ に富みかつ Na₂O に富むという特徴がある。

Table 2

Petrographic features and glass compositions of each eruption episode of each volcano in Shikotsu-Toya volcanic field.

source volcano	tephra	sample location	phenocryst content	phenocryst assemblage	n	(wt%) total	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
	Y1-Y31	proximal	poor(-intermediate) ^{§6}	pl > opx > cpx ^{§6}	31	98.82	61.21	1.06	16.35	6.61	0.22	2.00	5.90	4.82	1.28	0.55
						1.25	1.37	0.21	1.64	1.46	0.05	0.63	0.71	0.26	0.25	0.12
	Y32-Y43	proximal	rich(-poor) ^{§6}	pl > opx > cpx, ho, ±qt ^{§6}	55	97.07	72.01	0.43	14.25	2.54	0.13	0.62	2.81	5.04	2.06	0.11
						2.06	1.84	0.10	1.12	0.33	0.03	0.24	0.74	0.45	0.28	0.07
Yotei	Y>43?	DS5	intermediate	pl > ho > opx > cpx	18	96.34	75.08	0.27	13.41	1.88	0.13	0.38	2.08	4.77	1.96	0.04
	(new)					1.55	0.54	0.03	0.40	0.18	0.02	0.02	0.17	0.29	0.17	0.03
	Y>43?	P2	poor	pl > ho > opx > cpx	14	95.45	74.41	0.19	14.08	1.81	0.16	0.38	2.08	4.97	1.86	0.07
	(new)					1.34	1.56	0.05	0.70	0.32	0.02	0.13	0.46	0.19	0.19	0.04
	Km-1	proximal	rich	pl > qz > ho, cpx > opx	15	97.98	77.48	0.14	12.41	1.02	0.05	0.17	1.19	3.73	3.79	0.03
						1.74	0.51	0.02	0.56	0.07	0.02	0.01	0.08	0.12	0.12	0.03
	Km-2	proximal	rich	pl > qz > ho, cpx > opx, ±bt	29	93.94	76.79	0.16	12.74	0.78	0.04	0.18	1.47	3.50	4.29	0.04
						2.15	2.50	0.11	0.89	0.83	0.04	0.24	0.96	0.26	0.76	0.04
Shiribetsu	Srb-1	DS5	-	(pl, qt, opx, ho, cpx)	8	95.48	78.19	0.13	12.21	0.97	0.04	0.16	1.16	3.24	3.86	0.03
	(Km-1?)					0.90	0.83	0.02	0.17	0.06	0.02	0.02	0.11	0.73	0.19	0.03
	Srb-2	P2	-	(pl, qt, bt?)	14	97.80	76.95	0.08	12.46	1.02	0.06	0.06	0.68	3.84	4.84	0.02
	(Km-2?)					1.71	0.48	0.04	0.22	0.32	0.03	0.04	0.21	0.42	0.36	0.02
	Srb-3	P3, DS5	-	(pl, qt, ho, opx, cpx)	42	96.47	77.62	0.11	12.22	0.93	0.06	0.13	1.04	3.75	4.12	0.03
	(Km-2?)					1.59	0.35	0.02	0.19	0.08	0.02	0.02	0.06	0.23	0.15	0.03
Usu	Us-b	proximal	poor ^{§4}	pl > opx >> cpx, ±ho ^{§4}	19	98.76	76.21	0.13	13.32	1.89	0.15	0.25	1.86	4.87	1.26	0.06
						2.36	0.25	0.03	0.11	0.06	0.03	0.03	0.05	0.19	0.05	0.03
Nakajima	Nj-Os	proximal	intermediate	pl > opx > ho > cpx >> qz	12	96.94	78.10	0.21	11.88	1.25	0.06	0.28	1.73	3.99	2.47	0.02
						0.87	0.18	0.02	0.17	0.02	0.02	0.01	0.07	0.13	0.07	0.02
Toya	Tp	proximal	poor(-intermediate)	pl > qz > opx, ±ho, cpx	37	96.53	78.12	0.10	12.43	1.01	0.08	0.09	0.78	5.04	2.32	0.02
						0.94	1.28	0.04	0.81	0.29	0.04	0.06	0.43	0.55	0.74	0.02
	Osr	proximal	intermediate	pl > opx > cpx	18	94.63	77.36	0.21	12.47	1.66	0.07	0.29	2.64	4.21	1.04	0.04
						2.22	2.03	0.05	1.01	0.58	0.03	0.26	0.65	0.34	0.31	0.03

rich: >15 vol%, intermediate: 5-15 vol%, poor: <5 vol%

pl: plagioclase, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, opq: opaque minerals, hb: hornblende, qt: quartz, ol: olivine, bt: biotite, af: alkali feldspar

表 1.1-1 各テフラの岩石学的特徴.

Table 2 (continued)

source volcano	tephra	sample location	phenocryst content	phenocryst assemblage	n	(wt%) total	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Kuttara	Kt-1	near P3	rich	pl,qt > opx > cpx	40	94.24	77.00	0.17	12.40	1.55	0.05	0.22	1.88	4.07	2.64	0.02
	Kt-Tk	proximal	intermediate	pl > cpx, opx, #ho	20	1.73	1.85	0.03	1.09	0.27	0.02	0.10	0.64	0.17	0.17	0.02
	Kt-3	DS2	intermediate	pl > opx > cpx	30	1.69	2.83	0.08	1.38	0.74	0.03	0.14	1.17	0.28	0.65	0.03
	Kt-Hy	proximal	intermediate	pl > opx > cpx	46	1.71	0.19	0.02	0.12	0.06	0.02	0.02	0.09	0.11	0.06	0.03
	Kt-4	proximal	poor	pl > opx > cpx	17	95.40	75.68	0.31	12.75	2.24	0.07	0.30	2.52	4.29	1.78	0.06
	Kt-6	proximal	poor	pl > opx > cpx	29	1.51	1.79	0.06	1.17	0.56	0.03	0.15	0.56	0.27	0.24	0.04
	(+Kt-5)					95.05	76.00	0.31	12.40	2.38	0.07	0.37	2.44	4.37	1.62	0.04
	Kt-7	proximal	intermediate	pl > opx > cpx, #qt	86	2.20	0.64	0.02	0.49	0.10	0.02	0.02	0.27	0.13	0.09	0.02
	Kt-8?	P3	intermediate	pl > opx > cpx	33	95.60	76.08	0.29	12.51	2.39	0.08	0.35	2.45	4.35	1.46	0.04
	Tarumai	Ta-a	proximal	rich	pl > opx > cpx, #ol	18	1.85	0.28	0.02	0.21	0.16	0.02	0.05	0.11	0.16	0.05
Tarumai	Ta-b	-	rich	pl > opx > cpx, #ol		96.80	74.74	0.33	13.10	2.32	0.08	0.48	2.94	4.17	1.79	0.06
Tarumai	Ta-c	-	rich	pl > opx > cpx, #ol		1.75	4.47	0.12	1.63	1.46	0.04	0.52	1.60	0.21	0.68	0.05
Tarumai	Ta-d	proximal	poor-rich	pl > opx > cpx, #ol	15	2.33	1.88	0.06	0.60	0.63	0.03	0.17	0.39	0.24	0.12	0.03
Eniwa	En-a	proximal	intermediate	pl > opx > cpx	20	99.38	76.33	0.31	12.39	1.83	0.05	0.37	2.21	3.93	2.54	0.04
Fuppushi	nEn-b	proximal	rich	pl > opx > cpx	18	0.85	0.77	0.02	0.56	0.10	0.02	0.02	0.42	0.10	0.11	0.03
Shikotsu	Sp-1	P4, near P3	poor(-rich)	pl > opx > cpx, #ho, ol, qt	45	97.80	61.83	0.73	17.26	6.72	0.16	1.80	6.92	3.57	0.87	0.15
(Spfa-1, Spfl)						2.88	2.12	0.15	1.67	1.04	0.04	0.59	1.11	0.26	0.17	0.04
Sp-2	DS2		rich	pl > opx > cpx	15	96.01	76.13	0.33	12.41	1.90	0.06	0.37	2.03	4.09	2.63	0.04
(Spfa-5)						1.76	0.21	0.02	0.16	0.10	0.02	0.01	0.09	0.10	0.06	0.03
Sp-3	DS2		rich	pl > opx > cpx	18	96.82	73.74	0.43	13.31	2.47	0.08	0.51	2.96	4.26	2.18	0.06
(Spfa-6)						2.88	1.55	0.04	1.13	0.14	0.02	0.04	0.85	0.19	0.18	0.04
Sp-4	P2		rich	pl > opx > cpx	15	96.99	77.46	0.15	12.22	1.46	0.07	0.17	1.47	4.22	2.77	0.02
(Ssfä, Ssfll)						1.83	0.15	0.02	0.12	0.05	0.02	0.02	0.05	0.09	0.09	0.03
Sp-5	P2		rich	pl > opx > cpx	19	96.15	73.29	0.48	13.26	2.79	0.08	0.68	3.03	3.96	2.34	0.08
(unknown)						2.66	0.57	0.02	0.28	0.15	0.02	0.06	0.20	0.12	0.08	0.04
Kp-4	DS5		-	(pl, opx, cpx, ho)	15	99.26	69.82	0.61	14.18	4.03	0.10	1.10	4.04	3.99	1.97	0.16
(Kc-Hb)						1.17	0.94	0.04	0.36	0.34	0.02	0.16	0.36	0.25	0.09	0.04
						97.49	72.00	0.52	13.39	3.36	0.09	0.80	3.64	3.88	2.27	0.07
						2.03	6.43	0.26	1.83	2.22	0.06	0.72	2.55	3.37	0.75	0.05
						95.83	75.55	0.41	12.15	2.20	0.07	0.46	2.21	4.04	2.84	0.07
						1.23	0.84	0.03	0.35	0.25	0.03	0.15	0.29	0.18	0.14	0.04
						95.01	77.06	0.32	12.38	1.66	0.08	0.38	1.92	4.09	2.06	0.04
						1.27	0.69	0.02	0.37	0.12	0.03	0.06	0.35	0.28	0.10	0.03

表 1.1-1 (続表)

クッタラ火山と支笏火山由来のテフラの斑晶組み合わせは、ほぼ斜長石・斜方輝石・単斜輝石のみからなるが、Kt-1には石英が、Kt-Tkには角閃石斑晶が多く認められ、Sp-4はかんらん石を含むことによって特徴づけられる。Kt-1とKt-Tkを除けばその他のクッタラ火山由来のテフラのガラス組成は、支笏火山に比べて K_2O が低いことで識別できる。またクッタラ火山由来のテフラは時間とともに K_2O が増加する傾向が認められる。一方で、支笏火山由来のテフラのガラス組成は、全体として一本の直線トレンドを形成しており、噴出物ごとに SiO_2 の組成範囲が異なっている。本研究で発見したSk-5テフラは、斜長石・斜方輝石・単斜輝石の斑晶に富み、そのガラス組成は支笏火山由来のテフラがなすトレンド上にプロットされることから、支笏火山由来と判断した。

このように、給源火山ごとにテフラの岩石学的特徴が異なることから、本地域では火山ごとに異なる珪長質マグマが生成されており、それらが同時期に共存していると考えられる。

3) 支笏-洞爺火山地域のマグマの噴出率と噴火史

支笏-洞爺火山地域で認識されたテフラについて、それぞれ噴出量を概算した(図1.1-4)。降下テフラ堆積物については、アイソパックが描かれたテフラ(町田・新井, 2003によるクッタラ火山のKt-1, Kt-3, Kt-6, Yamagata, 2000による支笏火山のSp-1, 本研究によるSp-4)についてはHayakawa(1985)に従って算出した。その他の降下テフラ堆積物については、同露頭または給源火山からの等距離露頭において、同じ給源火山由来で噴出量のわかっている堆積物との層厚の比を用いて体積を概算した。火砕流堆積物については、分布域を給源からの同心円で近似し、層厚を乗じて求めた。なお、降下テフラ堆積物と火砕流堆積物の密度はそれぞれ 1000 kg/m^3 , 2500 kg/m^3 と仮定した。その結果、本地域の最近12万年間の総噴出量は $700\text{ km}^3\text{DRE}$ 程度に達すること、その噴出率は $5.8\text{ km}^3\text{DRE/kyr}$ と世界の他事例(White et al., 2006)と比較しても非常に高いことが明らかになった。

図1.1-5は本地域の火山活動史をまとめた図である。支笏-洞爺火山地域の安山岩質火山活動は、50万年前頃までに終了したと考えられる。その後約40万年間の休止期を経て、12万年前頃に洞爺火山、尻別火山で珪長質噴火が始まった。11万年前には洞爺火山で大規模な珪長質噴火が起きて、本地域で最初のカルデラが形成された。その後活動域は次第に東方へ移動し、2万年程度の休止期の後、クッタラ火山、支笏火山が約9万年前頃から、また羊蹄火山は約7万5千年前頃から噴火し始めたと考えられる。約6万年前～約4万年前頃にはクッタラ火山・支笏火山で $VEI=5$ 以上の噴火が相次いで発生し、最後に支笏火山でカルデラが形成された。その後は、羊蹄火山とともに、洞爺カルデラの後カルデラ火山である中島火山や有珠火山、支笏カルデラの後カルデラ火山である不風死火山、恵庭火山、樽前火山が $VEI=3-4$ 程度の噴火を繰り返している。

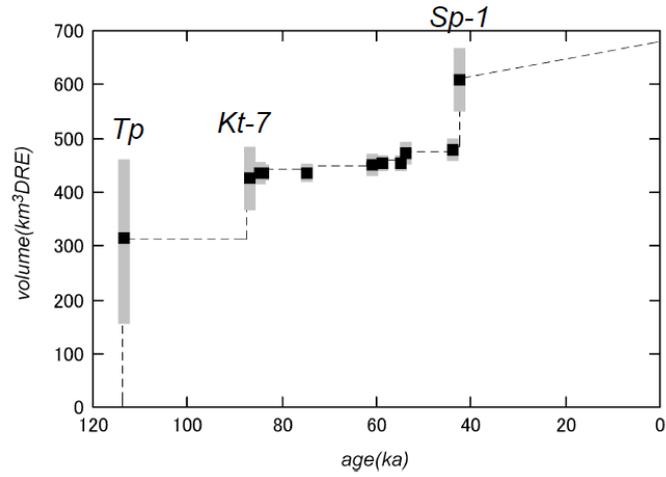


図 1.1-4 支笏-洞爺火山地域の噴出量階段ダイアグラム.

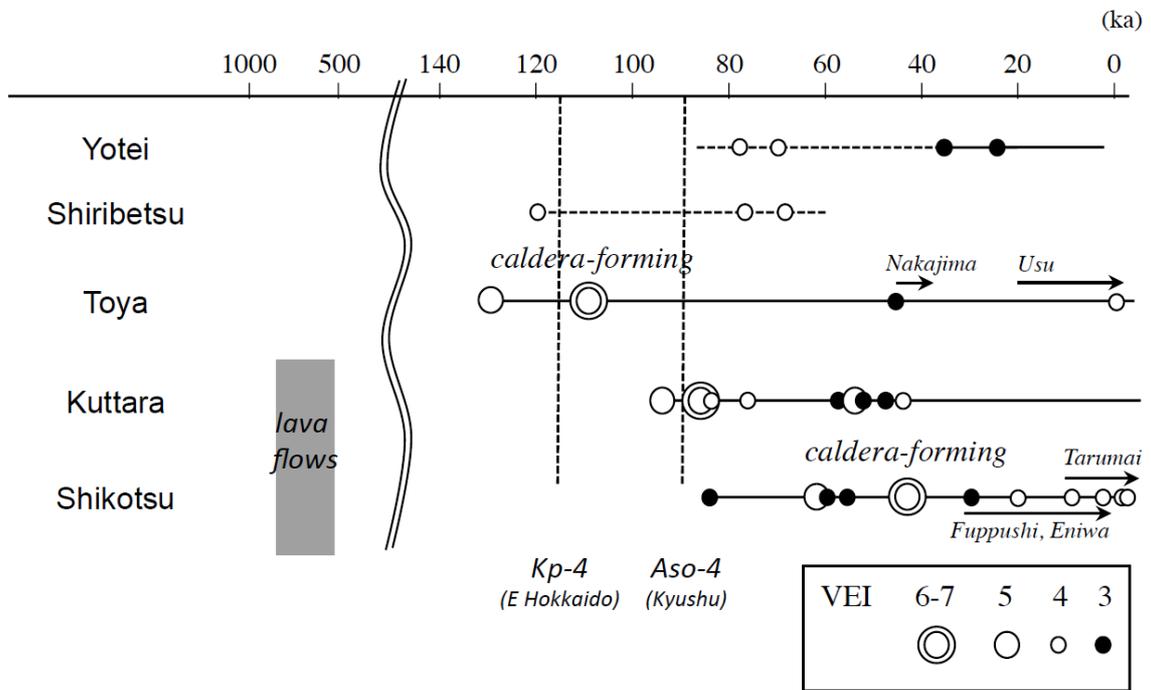


図 1.1-5 支笏-洞爺火山地域の噴火史.

(2) 支笏火山社台噴火の噴火推移

60 ka の社台噴火は、支笏火山の活動期区分（図 1.1-3）のうち先カルデラ期の最も規模の大きな噴火である。これは図 1.1-2 の Sp-4 に相当し、噴出体積は 10～15km³DRE と見積もられている。昨年度はこの 60 ka 社台噴火噴出物について、支笏湖東方約 20 km の地点でのボーリングコア試料（図 1.1-1 の P2）、支笏湖東方 40 km（図 1.1-1 の DC）および支笏湖北東 40 km（図 1.1-1 の DN5）におけるトレンチ調査試料を採取し、その噴出物を山縣（1994）にほぼ従って 5 つのユニットに区分し解析を行った。今年度は、これらの噴出物についてユニット区分を再検討し構成物分析を行った結果、60 ka 社台噴火は 3 つの噴火フェーズに分けられること、Phase 1 では軽石質プリニー式噴火の後噴出率が急減、Phase 2 では新たにスコリア質プリニー式噴火が始まり、Phase 2 前期では噴出率の増減を繰り返した後、後期に噴出率が上昇、Phase 3 では軽石に富む火砕流噴火へ移行したことが明らかになった。

1) 60ka 社台噴火噴出物の層序とユニット区分

本研究では 60 ka 社台噴火噴出物を、堆積構造および噴出物の構成物から、A から C の大きく 3 つの地質ユニットに区分した（図 1.1-6～図 1.1-9）。

最下位の Unit A は軽石主体の降下火砕堆積物で、茶褐色土壌を直接覆う軽石堆積物（A1, A2）とその上位の火山灰堆積物（A3）からなる。E20 地点（図 1.1-1 の P2）では、A1 は淡灰色～暗灰色軽石層、A2 は黄褐色～淡灰色軽石層、A3 は赤褐色～淡褐色の火山灰層で、厚さ 1-2cm の色調の異なる層の集合体である（図 1.1-7）。A1 と A2 は山縣（1994）の Ssfa 10 に、A3 は Ssfa 9 に相当する。

Unit B は、Unit A を直接覆うスコリア主体の降下火砕堆積物で全体的に層状構造が発達しており、粒径や色彩の異なる層が成層している部分を B1-B4、黒色部分と赤黒色部分が繰り返し累重する部分を B5 とした（図 1.1-8, 図 1.1-9）。E40 地点（図 1.1-1 の DC）、NE40 地点（図 1.1-1 の DN5）では、B1 は暗赤褐色～淡赤褐色スコリア層、B2 は遊離結晶に富む粗粒火山灰層、B3 は赤褐色の細粒スコリア層、B4 は粒径変化の大きい赤褐色～黒褐色のスコリア層、B5 は黒色～赤黒色の粗粒スコリア層である。このうち B1-B3 が山縣（1994）の Ssfa 8 に、B4 と B5 が Ssfa 7 に相当すると思われる。

さらに最上位の Unit C はスコリア主体の火砕流堆積物 C1 とその後の降下火砕堆積物 C2 からなる（図 1.1-7, 図 1.1-9）。C1 は E20 地点（図 1.1-1 の P2）では細粒物に富む淘汰の悪い灰色塊状火山灰層、C2 は NE40 地点（図 1.1-1 の DN5）では火山灰基質に富むスコリア層である。火砕流堆積物 C1 は山縣（1994）の Ssfl の一部であると考えられる。

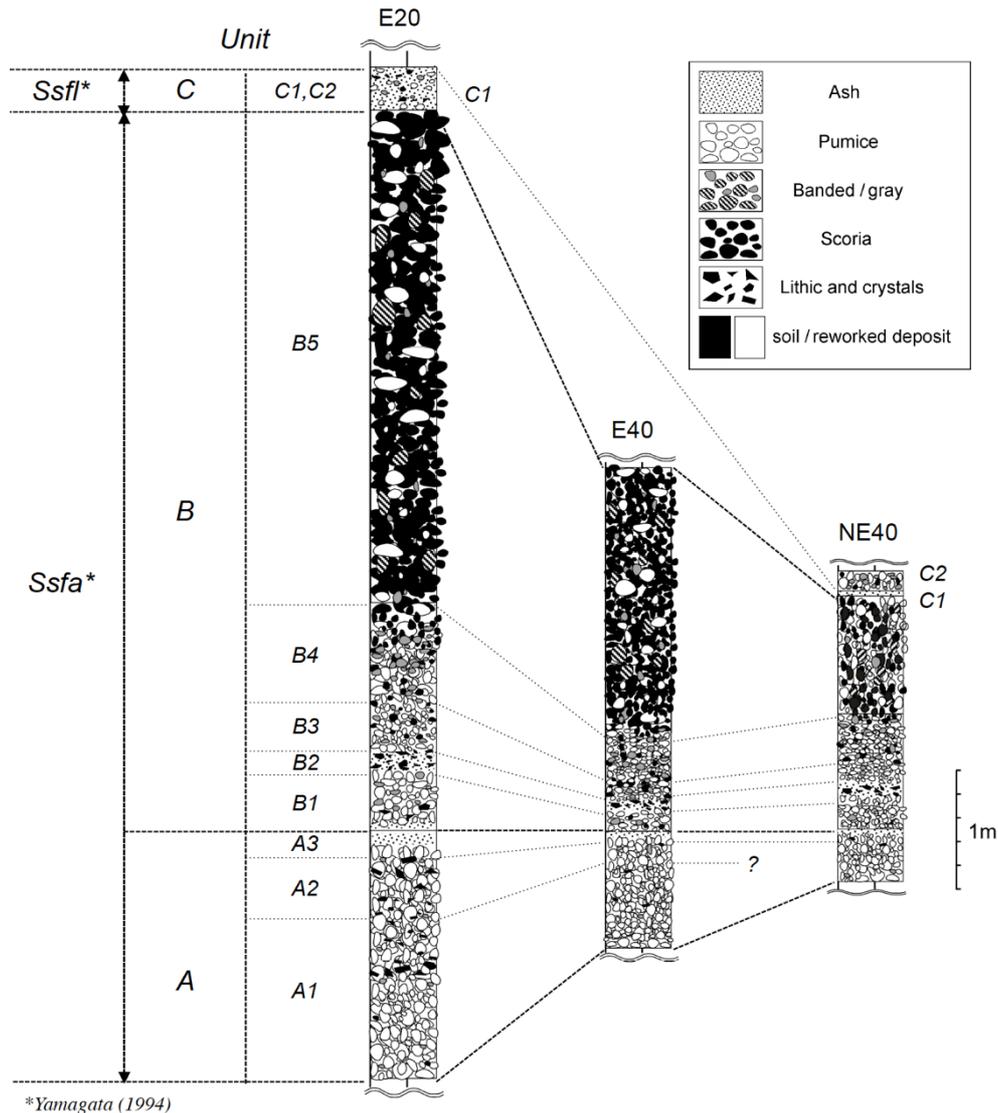


図 1.1-6 60 ka 社台噴火噴出物の対比柱状図。

E20, E40, NE40 はそれぞれ図 2-1-1 の DC, DN5, P2 地点。

2) 60ka 社台噴火噴出物の粒度および構成物の時間変化

本研究では、60 ka 社台噴火における粒径および構成物の時間変化を定量的に明らかにするために、給源に最も近い E20 地点（図 1.1-1 の P2）において採取した試料を 4 mm, 2 mm の篩でふるった後、各粒度の乾燥重量を測定した。また 2 mm 以上のすべての粒子については肉眼で、軽石、スコリア、縞状軽石・灰色軽石、岩片の 4 種類に分類しそれぞれの乾燥重量を測定した。なお、本質物質の分類は、全体が淡黄色～淡桃色のものを軽石、全体が黒色～暗灰色のものをスコリア、白色～淡黄色軽石部分とスコリア部分が肉眼で識別できるものを縞状軽石、全体が灰色～淡灰色のものを灰色軽石とした。軽石は $\text{SiO}_2=60\sim 63\text{wt}\%$ 程度の両輝石デイサイト、スコリアは $\text{SiO}_2=53\sim 56\text{wt}\%$ 程度のかんらん石含有両輝石安山岩で、縞状軽石・灰色軽石は両者の中間的な岩石学的特徴を示す。



図 1.1-7 E20 地点 (図 1.1-1 の P2) の掘削コア写真.

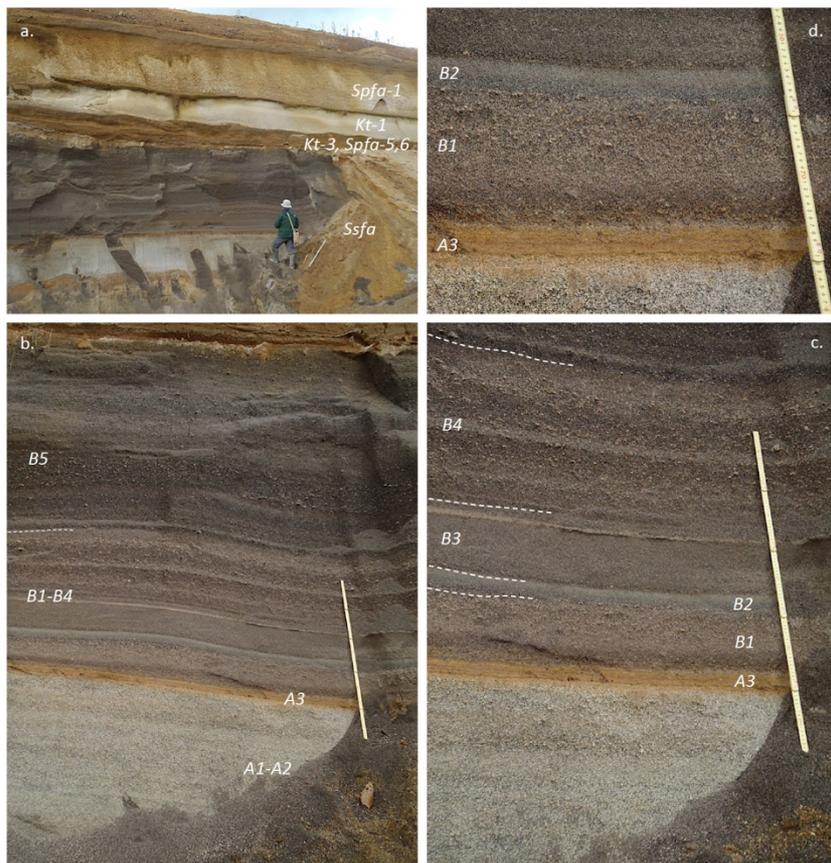


図 1.1-8 E40 地点 (図 1.1-1 の DC) の露頭写真.

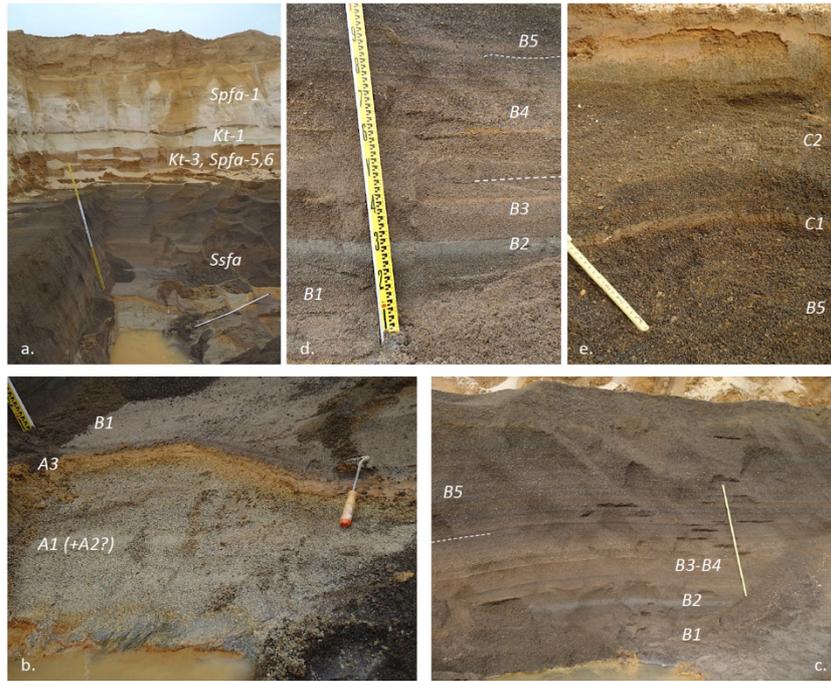


図 1.1-9 NE40 地点 (図 1.1-1 の DN5) の露頭写真.

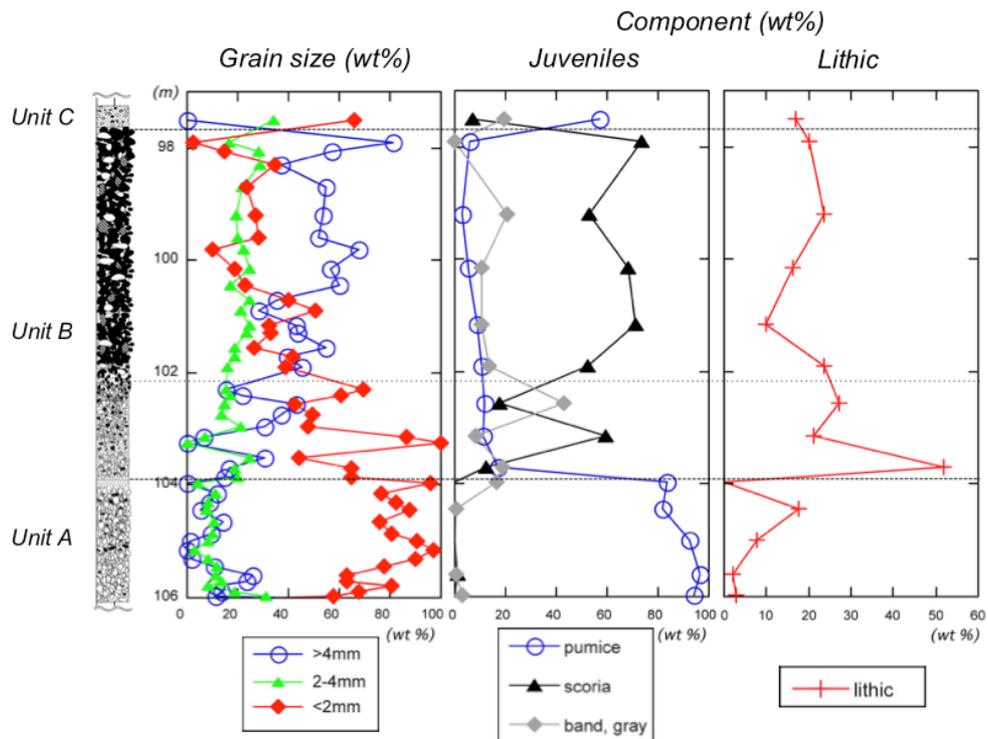


図 1.1-10 E20 地点における堆積物の粒径および構成物の時間変化.

図 1.1-10 は粒径ごとの重量比および構成物重量比を示した図である。すると、Unit A では 4 mm 以上の粒子の割合が 30%以下であるが、Unit B では次第に増加し最上部では 80%になり、Unit C では再び細粒物が増加し 2 mm 以下の粒子が約 70%を占めている。また構成物重量比は、Unit A では軽石が 80%以上であるのに対して、Unit B では 20%以下に急減し、Unit C では再び 60%程度に増加している。また Unit B より上位ではすべての構成物が共存しており、特に B5 では全体の 50~90%をスコリアが占めるようになる。また岩片量比は、Unit A に比べて Unit B、Unit C で高い。Unit A 最上部・Unit B 最下部では、その前後に比べて明らかに岩片量比の高い堆積物が噴出しており、その時期から縞状軽石・灰色軽石やスコリアが出現し始めることが明らかになった。

3) 60ka 社台噴火の噴火推移

本研究では、60 ka 社台噴火噴出物を Unit A から Unit C の 3 つに区分したが、その堆積構造、堆積物の粒度および構成物の時間変化から、それぞれが異なる噴火フェーズ (Phase 1 : 軽石質のプリニー式噴火, Phase 2 : スコリア質のプリニー式噴火, Phase 3 : 火砕流噴火) に相当することが明らかになった (図 1.1-11)。

Phase 1 では安定的な噴煙柱から降下軽石堆積物が供給されたが (A1, A2), この噴煙柱は A3 で衰退したと考えられる。Phase 2 では噴煙柱高度が一定ではなく噴出率の増減を繰り返しながら (B1-B4) 次第に噴出率が上昇していった。B5 で噴煙柱高度は最大になったが、この時期は間欠的な噴火を繰り返して色調の異なる成層構造が形成された可能性が考えられ、その後 Phase 3 の火砕流噴火 (C1) に至った。火砕流堆積物を覆う降下火砕堆積物 (C2) は、Phase 2 後期 (B5) より明らかに規模の小さな噴煙柱から供給されたと考えられる。60 ka 社台噴火では、Phase 2 以降で安山岩質マグマ (スコリア), 混合マグマ (縞状軽石・灰色軽石) が噴出しはじめるが、デイサイト質マグマ (軽石) は 10~15 km³DRE の噴火初期から末期まで消滅することなく常に噴出し続けており、珪長質マグマ (苦鉄質マグマ) から苦鉄質マグマ (珪長質マグマ) へ時間とともに置き換わっていくという他の火山で一般的に見られるものとは異なっている (Pallister et al., 1996 など)。この特徴は、安山岩質マグマとデイサイト質マグマからなる成層マグマ溜まりからの噴出や単独の火道からの噴出では説明するのが難しく、それぞれ独立したマグマ溜まりから、少なくともデイサイト質マグマはその他のマグマとは別の火道を通して噴出した可能性を示唆している。

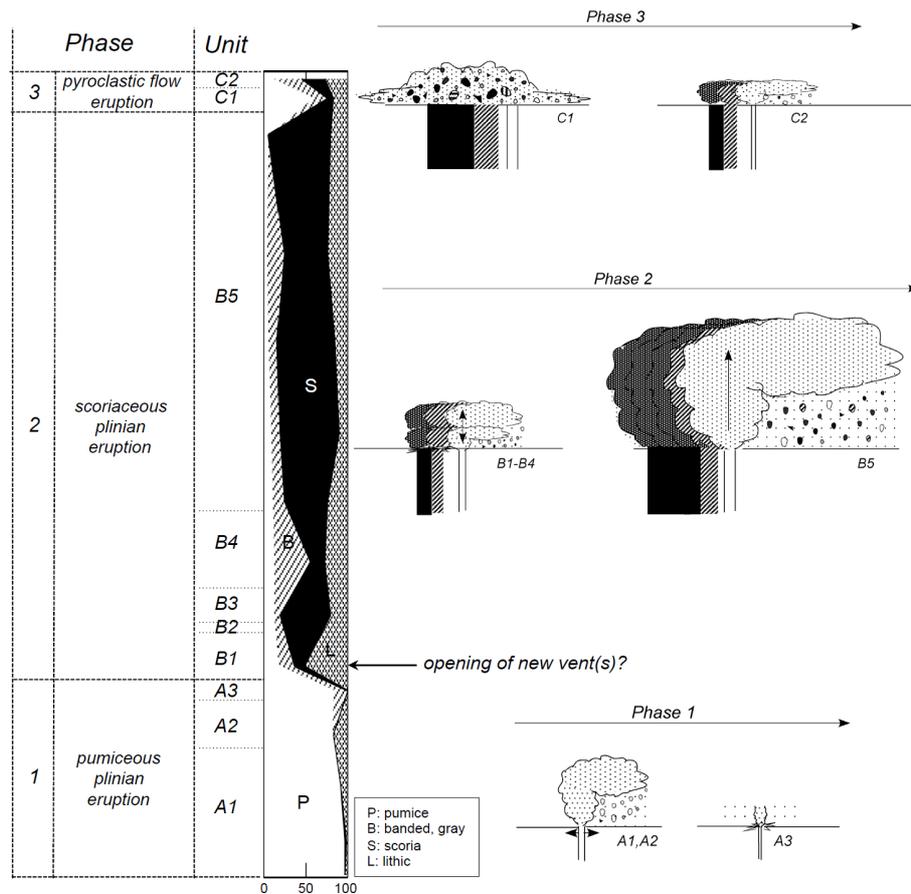


図 1.1-11 60ka 社台噴火の推移.

(3) 支笏カルデラ形成噴火の噴火推移

支笏カルデラ形成噴火は図 1.1-2 の Sp-1 に相当し、噴火年代は 43.8 ka、噴出体積は 100~130 km³DRE と見積もられている。昨年度までの研究によって支笏カルデラ形成噴火は大きく 5 つの噴火フェーズに分類され (Phase I : マグマ水蒸気噴火期, Phase II : 大規模なプリニー式噴火による降下軽石堆積物卓越層から火砕流堆積物卓越層への移行期, Phase III : 大規模火砕流堆積物噴出期, Phase IV : 厚い岩片濃集層を伴う火砕流堆積物噴出期, Phase V : 大規模噴火終息期), これらは時間間隙をはさんで, Stage 1 (従来の Spfa-1: Phase I, II) と Stage 2 (従来の Spfl: Phase III~V) の大きく 2 つに区分されていた。また、特に Phase I 噴出物は 3 つのユニットに分けられ噴火最初期には薄く広く高温のブラスト状堆積物が覆ったと考えられること、Phase II 噴出物は遠方では 2 つのユニットのみが認められることが確認された。今年度は、模式露頭において特に時間間隙の証拠について再検討し構成物分析を行った結果、支笏カルデラ形成噴火堆積物を新たに 6 つのユニット (Unit A~Unit F) に再区分し、時間間隙に注目して噴火推移を見直した。また、このうちの最初期噴火堆積物 (Unit A)、降下軽石堆積物 (いわゆる Spfa-1)、火砕流堆積物 (いわゆる Spfl) については、それらの広域的な分布についても検討した。

1) 支笏カルデラ形成噴火の噴火推移と時間間隙の再検討

本研究では、支笏湖南方の模式露頭（図 1.1-1 の P3）において、層相、構成物の変化および時間間隙に注目して、支笏カルデラ形成噴火噴出物を A から F の 6 つのユニットに再区分した（図 1.1-12）。Unit A の下位および Unit F の上位には土壌が存在するが、A から F の間には土壌は認められない。一方で、Unit B-C、Unit C-D、Unit E-F 間には明瞭な時間間隙が存在することが明らかになった（図 1.1-13）。

Unit A は層厚約 70 cm で、A1、A2 の 2 つのサブユニットに区分される。A1 は最下部に炭化物の薄層を伴う粗粒砂サイズの火砕サージ堆積物、A2 は火山豆石を含む火砕サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層でマグマ水蒸気噴火に伴う堆積物であると考えられる。

Unit B は下位から降下軽石堆積物（B1）、火砕サージおよび火砕流堆積物と降下軽石堆積物の互層（B2）、そして 2 枚の火砕流堆積物（B3）の 3 つのサブユニットに細分され、全体の層厚は約 10m である。Unit B と Unit C の境界には、明瞭な侵食間隙が認められ、その侵食面上位には再堆積層が認められる（図 2-3-2）。

Unit C は非溶結な塊状の大規模な火砕流堆積物であり、層厚は約 30 m に達する。本質物質主体の下位（C1）と岩片に富む上位（C2）の 2 つのサブユニットに区分され、C1 と C2 との境界部は不規則で火炎状構造を示している（図 2-3-1）。また別の地点では、C2 の火砕流堆積物中に C2 の岩片が入り込んでいる場所も確認されており（図 2-3-2）、C1 と C2 の間には大きな時間関係はなかったことを示唆している。一方で、Unit C-Unit D 境界部には、C2 が侵食されて生じた再堆積層が存在しており、その上部は基質・岩片ともに風化していることから比較的長い時間間隙が示唆される（図 1.1-13）。

Unit D は、層厚約 3m の塊状・非溶結の小規模火砕流堆積物である。上部にはガス抜けパイプが多く観察されるが、これらが上位の Unit E に到達することはない。このことから、火砕流からのガス抜けが収まってから Unit E が堆積したと考えられる。

Unit E は、層厚約 2 m の非溶結な小規模火砕流堆積物である。この火砕流堆積物の上位には斜交成層した再堆積層が見られ、その再堆積層の最上部はやや風化している。このことから、Unit C-Unit D 境界と同様、Unit E-Unit F 境界には比較的長い時間間隙が存在していたと考えられる。

Unit F は 2 つのサブユニットに区分され、F1 は降下軽石堆積物、F2 は火山豆石を含む火砕サージ堆積物であり、全体の層厚は約 50 cm である。F2 は昨年度新たに見出した火砕サージ堆積物である。

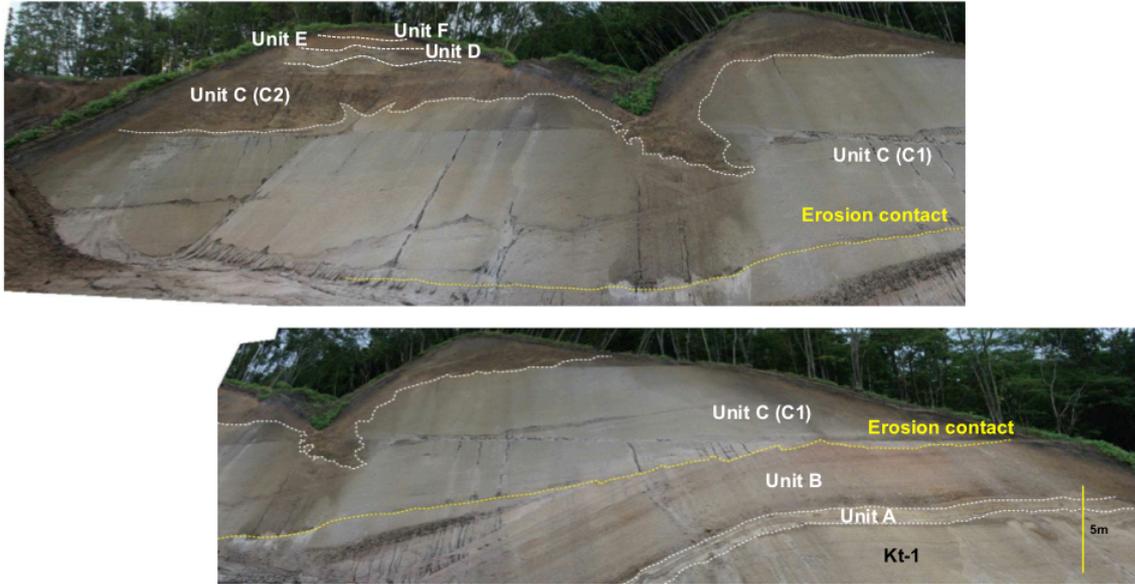


図 1.1-12 模式露頭 (図 1.1-1 の P3) の全体写真.

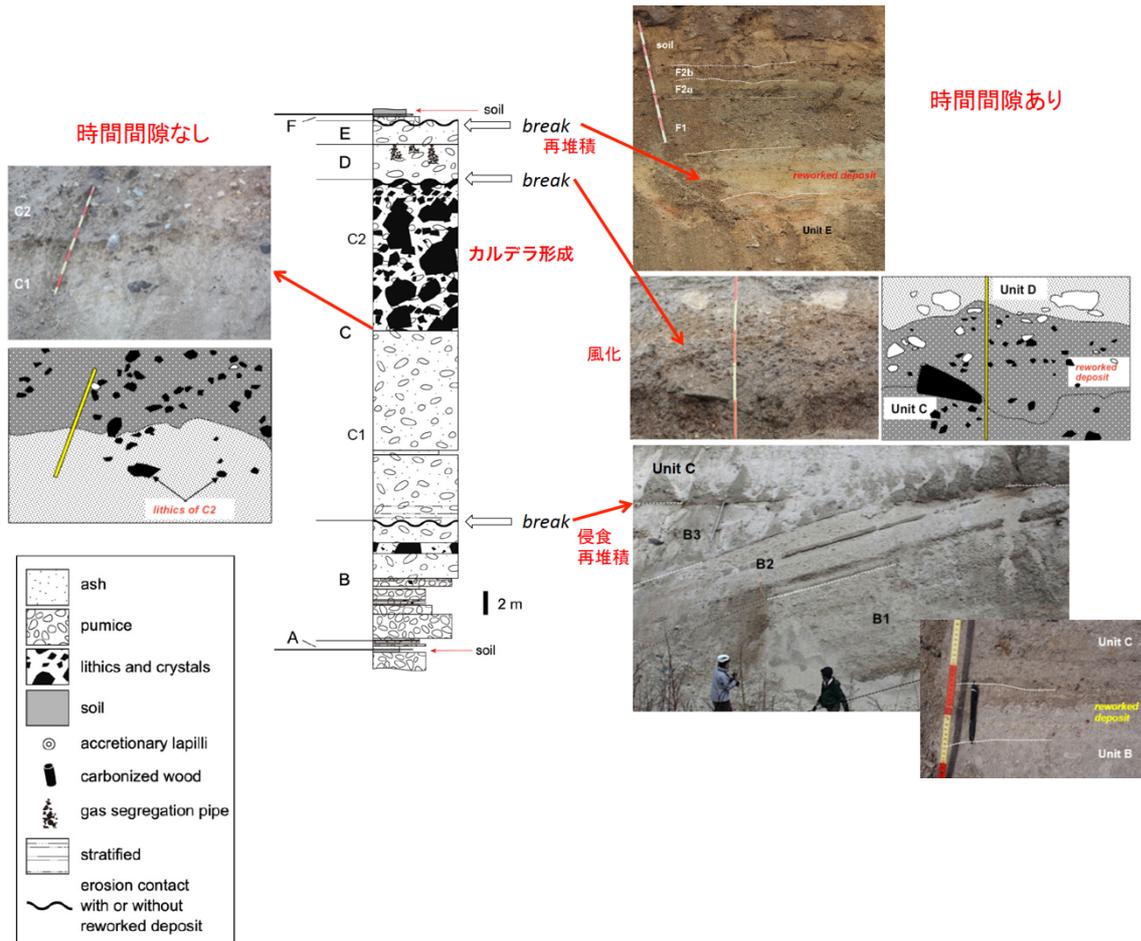


図 1.1-13 支笏カルデラ形成噴火の模式柱状図とユニット境界部の産状.

本研究では、上記の新たな区分に従って支笏カルデラ形成噴火噴出物の構成物分析を行った(図 1.1-14; 本質物質 2 種類と岩片の 3 区分). カルデラ形成噴火噴出物の本質物質は、斑晶に乏しい軽石 (Crystal-poor type : CP タイプ) と、斑晶に富む軽石およびスコリア (Crystal-rich type : CR タイプ) からなる. CP タイプの斑晶量は 5%以下, SiO₂ 量が 67%以上であり, CR タイプ (斑晶量 20%以上, SiO₂ 量 67%以下) とは明瞭に区別できる.

すると, ユニット A では本質物質が 80~90%を占めるのに対して, Unit B では増減を繰り返しつつ次第に岩片量が増加する. C1 で岩片量は急減するが, C2 では全体の 80%以上を岩片が占めるようになる. その後は増減を繰り返しつつ岩片量は 40%未満となる. 一方で, 本質物質のタイプに注目すると, Unit A~Unit C では CP タイプが主体であるが, Unit C の末期には少量の CR タイプが噴出しはじめ, Unit D~Unit F では両者が共存することが明らかになった.

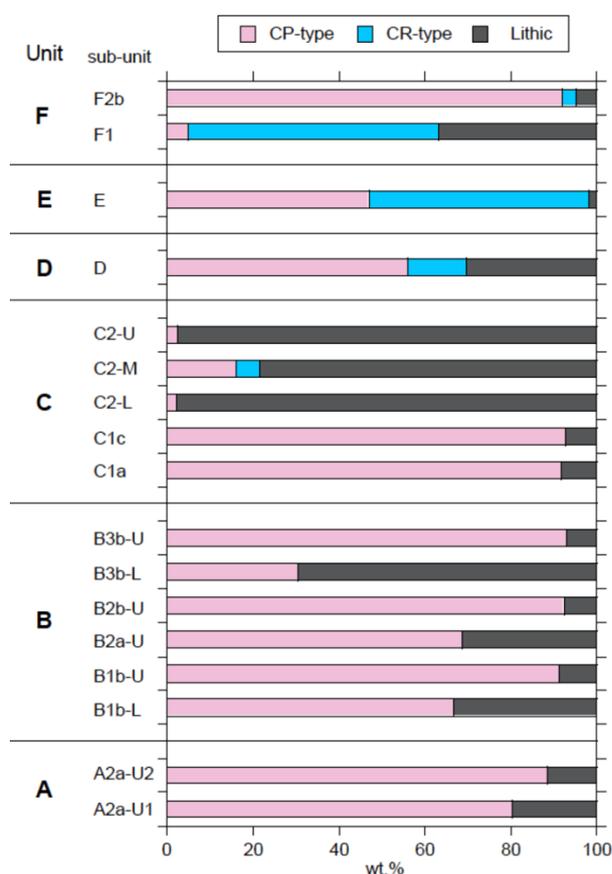


図 1.1-14 構成物分析結果.

Unit A~Unit C と Unit D 以降で本質物タイプの比率が大きく変化し、この間に風化面を形成するだけの時間間隙が存在することから、Unit A~Unit C と Unit D 以降でそれぞれを別の噴火として区分できる可能性が考えられる。しかしながら、本研究では主要な珪長質マグマである CP タイプの本質物が全てのユニットで認められることから、Unit A~Unit F を一括して支笏カルデラ形成噴火と定義し、その堆積物区分および時間間隙の有無に基づいて、本噴火を 5 つの噴火フェーズに区分した (図 1.1-15)。Phase 1 はマグマ水蒸気噴火および phreatoplinian 噴火で始まった (Unit A)。その後、時間間隙をおかずにマグマ噴火に移行し、Phase 2 ではプリニー式噴火が開始した (Unit B)。Phase 2 後期には噴煙柱が不安定になり、火砕サージ堆積物や火砕流堆積物を噴出した。侵食間隙をおいて、Phase 3 では爆発的な噴火により大量の火砕流堆積物を噴出し、最後にラグブレッチャが堆積した (Unit C)。さらにその後休止期をおいて、Phase 4 では小規模な火砕流堆積物が間欠的に噴出した (Unit D, Unit E)。最後の Phase 5 では、火砕サージを伴う小規模なプリニー式噴火が発生した (Unit F)。岩片量の時間変化から、カルデラの崩壊は Unit B で始まり、Unit C 末期のラグブレッチャ噴出によって現在のカルデラがほぼ形成されたと考えられる。このような噴火推移は、カルデラ陥没に伴う lag breccia が放出された後に、大規模な火砕噴火が発生し火砕流が堆積するという *Druitt and Sparks (1984)* のカルデラ形成噴火のモデルとは異なっている。

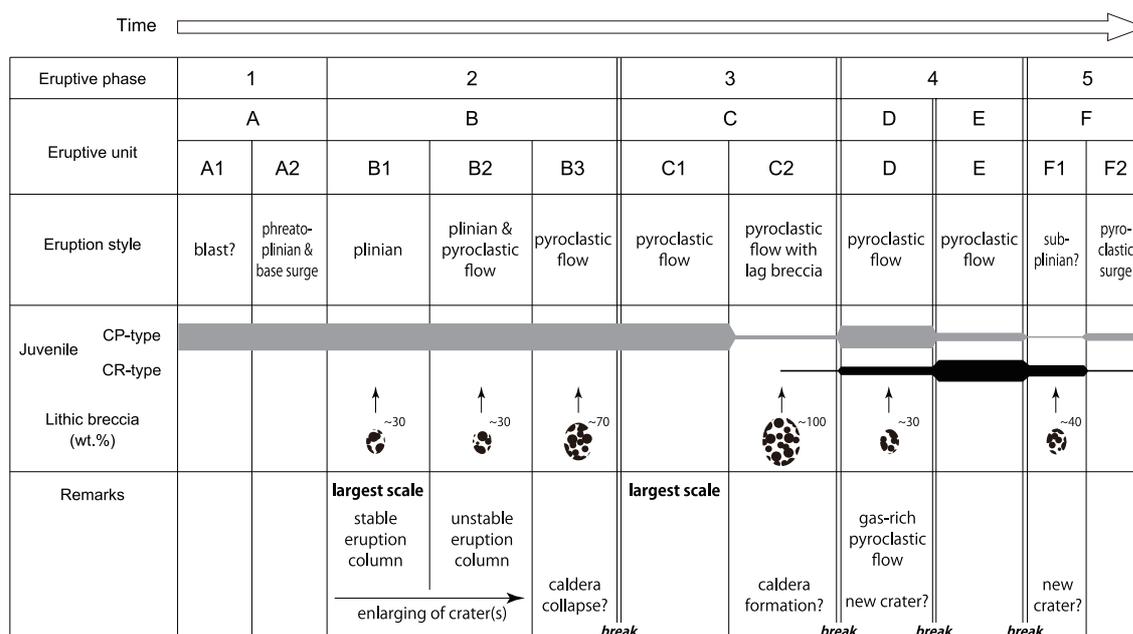


図 1.1-15 支笏カルデラ形成噴火の噴火推移。

2) 最初期堆積物 (Unit A) の層相・分布と岩石学的特徴

今年度は、支笏湖南方の模式露頭でのユニット区分を元に、支笏湖周辺の広範囲において分布調査を行った(図 1.1-16)。

支笏湖南南東約 15 km にある模式露頭 (PS3) の Unit A 堆積物は層厚約 70 cm で、最下部に炭化物の薄層を伴う粗粒砂サイズの火砕サージ堆積物である A1 と、火山豆石を含む火砕サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層からなる A2 の大きく 2 つに分けられ、A2 はさらに A2a と A2b に細分された (図 1.1-17)。これらの層相を遠方で見えていくと、A1 最下部の炭化物の薄層は、不連続ながらもほぼすべての露頭に存在する (図 1.1-18)。その上位にある A1 の粗粒砂サイズの火砕サージ堆積物は、支笏湖西側では認められないが北東側でやや層厚が厚く、南西約 60 km の PS7 地点でも 5 mm ほどの厚さで確認できた。一方で A2 については、模式露頭において確認された火砕サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層が場所によって異なる。支笏湖南西の DS5~DS7 では、火砕サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層がすべて見られるものの、それより北側に行くにつれて A2a の下部層、A2a の上部層、A2b の下部層、A2b の上部層が次第に消滅していき、DN5~DN7、PN2、PW2、PW3 では A2 は確認できなくなる。

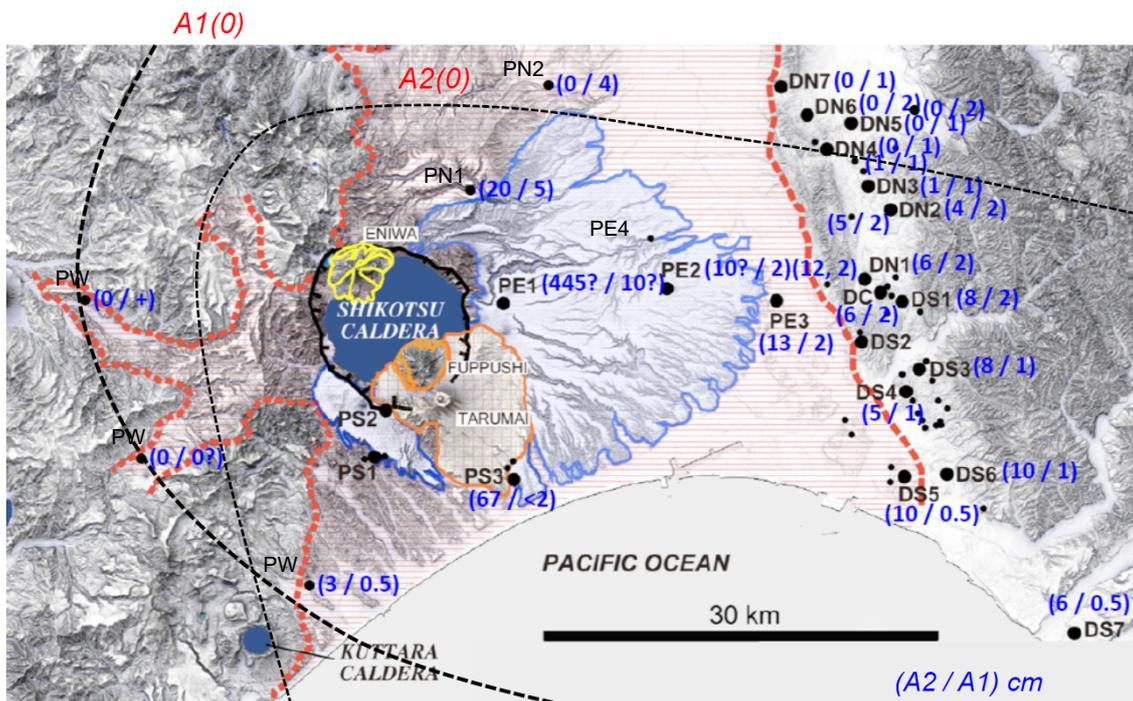


図 1.1-16 Unit A 堆積物の分布図.

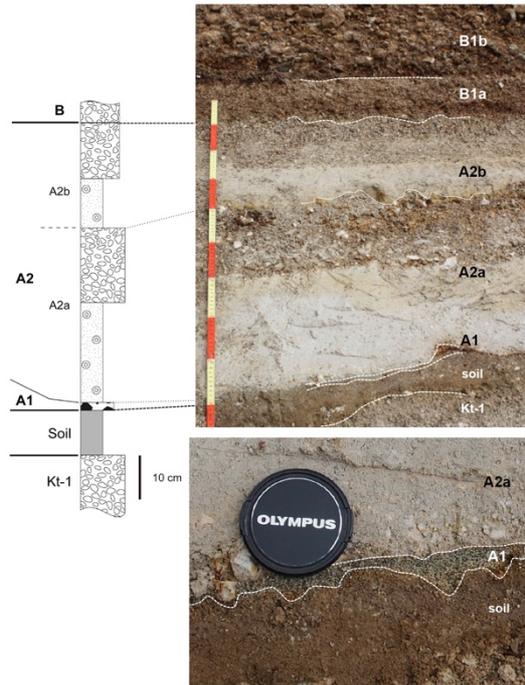


図 1.1-17 模式露頭（図 1.1-16 の PS3）の Unit A 堆積物.

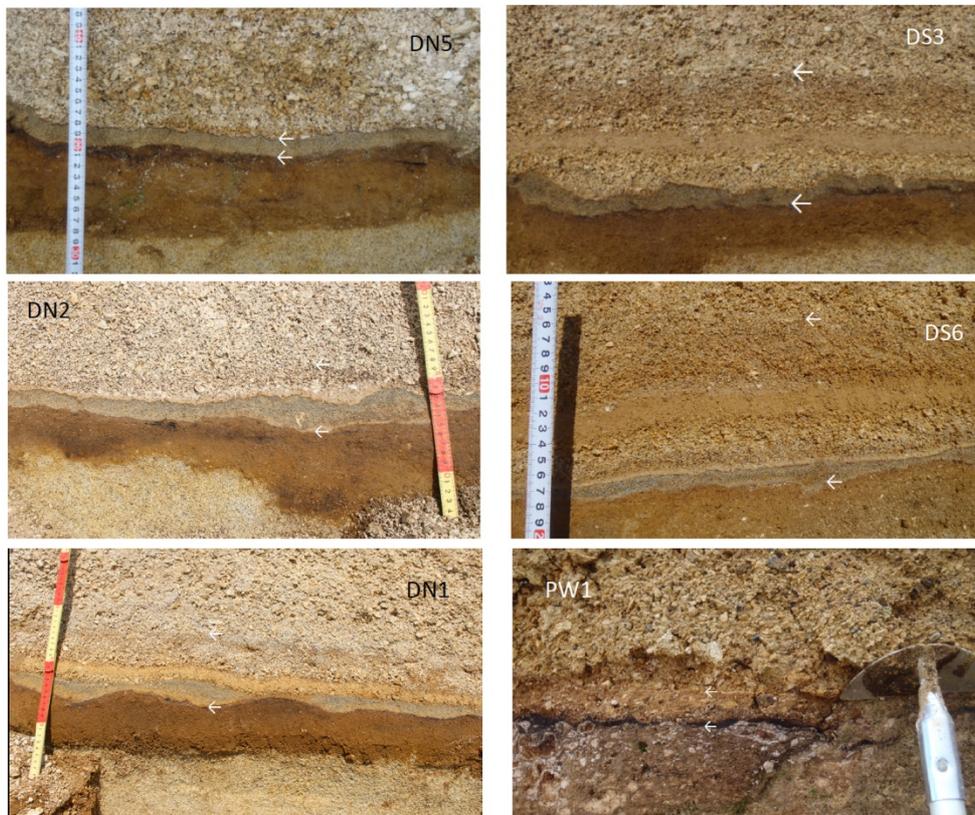


図 1.1-18 Unit A 堆積物の露頭写真地点は（露頭地点は図 1.1-16 を参照）.

図 1.1-19 は、A1 の粗粒砂サイズ火砕サージ堆積物の薄片写真であるが、粒子の大部分は斜長石・両輝石の遊離結晶で、わずかに軽石や岩片、角閃石の遊離結晶も含まれる。本研究では、これらの軽石質粒子のほか、A2 降下軽石堆積物中の本質物質について、ガラス組成を測定した。その結果、Unit A 堆積物のガラス組成は、 $\text{SiO}_2=66\sim 78\%$ と非常に幅広いことが明らかになった(図 1.1-20)。その他のカルデラ形成噴火噴出物を構成する本質物質のうち、CP タイプは $\text{SiO}_2=77\sim 79\%$ 、CR タイプは $\text{SiO}_2=67\sim 79\%$ となっており、Unit A 堆積物には CP タイプ、CR タイプのそれぞれ FeO に富む組成が共存しているように見える。また、Unit A 堆積物と Unit B 堆積物のガラス SiO_2 組成の時間変化に注目すると、A1, A2, B と噴火の進行とともに珪長質側に収束していく(図 1.1-21)。前項で述べたように、支笏カルデラ形成噴火の本質物質は、Unit A~Unit C では CP タイプが主体であるが、Unit C の末期から CR タイプが噴出しはじめて Unit D~Unit F では両者が共存する。この結果は、噴火の後半期だけでなく、噴火の最初期にもより苦鉄質なマグマが関与していたことを示唆している。今後は、噴火最初期の苦鉄質マグマと噴火後半期の苦鉄質マグマとの関係を検討する予定である。



図 1.1-19 A1 火砕サージ堆積物の薄片写真.

← : 本質物質

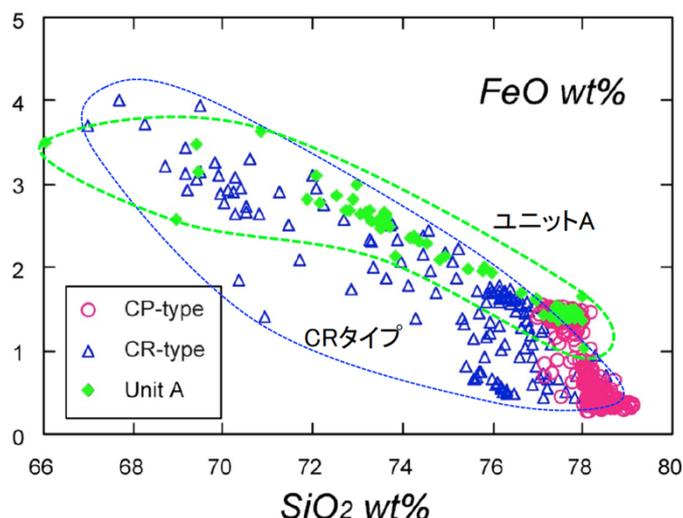


図 1.1-20 Unit A 堆積物とその他のカルデラ形成噴火噴出物に含まれる本質物質のガラス組成.

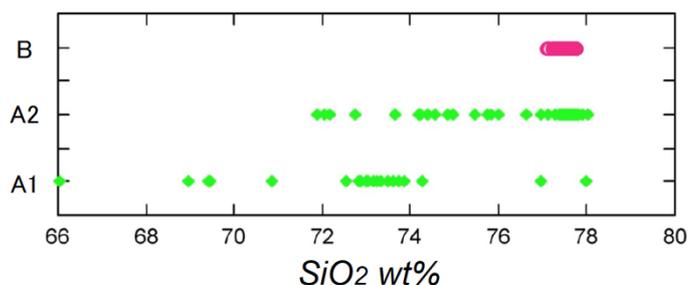


図 1.1-21 Unit A~Unit B 堆積物に含まれる本質物質のガラス SiO₂ 量の変化.

3) 降下軽石堆積物（いわゆる Spfa-1）の層相・分布

今年度は、支笏カルデラ形成噴火の降下軽石堆積物（いわゆる Spfa-1）について、支笏湖周辺の広範囲において分布調査を行った（図 1.1-22）。

支笏湖南南東約 15 km にある模式露頭（PS3）の Unit B 堆積物は、下位から降下軽石堆積物（B1）、火砕サージおよび火砕流堆積物と降下軽石堆積物の互層（B2）、そして 2 枚の火砕流堆積物（B3）からなる（図 1.1-23）。一方で、この Unit B 堆積物と同じ層準に認められる降下軽石堆積物（いわゆる Spfa-1）は、遠方では色調や粒径変化によって多数の層からなる（図 1.1-24, 図 1.1-25）。見た目の色調の違いは岩片の量比や構成物の粒径の違いを反映している。本研究では、岩片が多くかつ構成物の粒径が小さい 2 枚の薄層を境界として、これらの層を含む成層構造が発達する部分を上部ユニット、それより下位を下部ユニットと区分した（図 1.1-25）。上部ユニットは、下部ユニットに比べて構成物変化・粒径変化に大きく、かつ淘汰の悪い層が多い（図 1.1-24）。上部ユニットの最上部は多くの露頭で侵食されており（図 1.1-24 の DC, DS3 など）層厚空間変化は不明であるが、支笏湖からの距離が近い PN2 を除けば、上部ユニットは北側で、下部ユニット南側で岩片に富む層の枚数が多い傾向がある（図 1.1-25）。

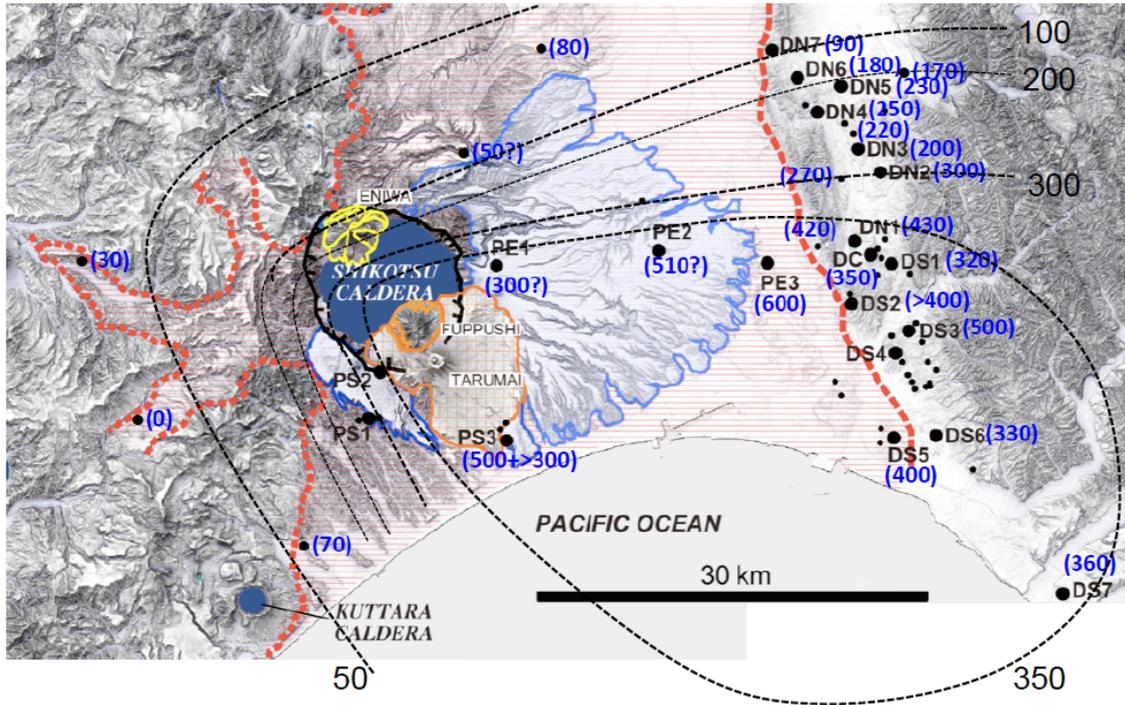


図 1.1-22 降下軽石堆積物（いわゆる Spfa-1）の分布図。

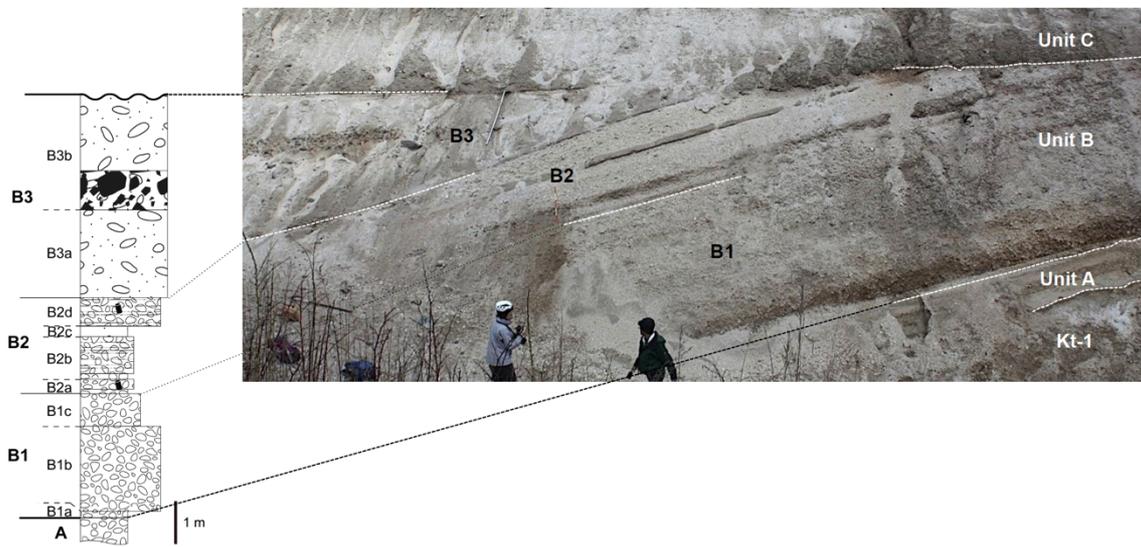


図 1.1-23 模式露頭（図 1.1-22 の PS3）の Unit B 堆積物。

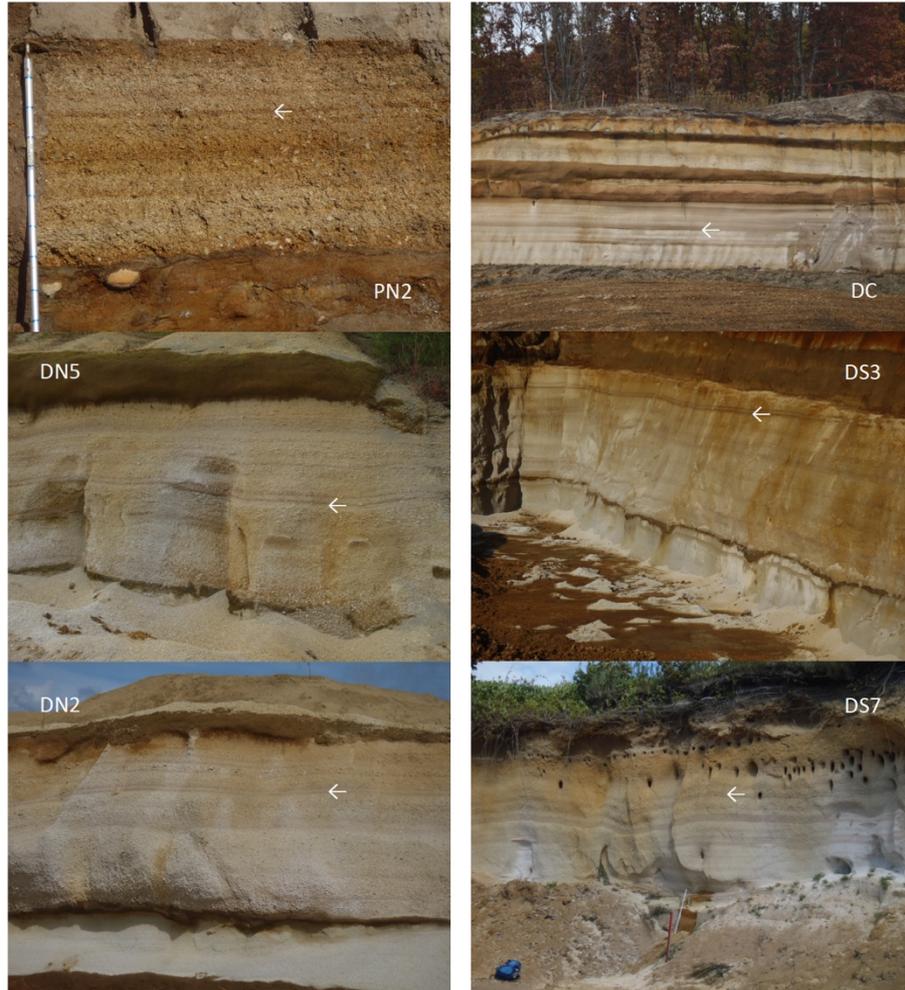


図 1.1-24 降下軽石堆積物（いわゆる Spfa-1）の露頭写真（露頭地点は図 1.1-22 を参照）。

本研究では、遠方地域でのいわゆる Spfa-1 の層序を模式露頭における Unit B 堆積物のユニット区分と対比するため、まずは模式露頭の Unit B 堆積物について岩片構成比を測定した（図 1.1-26）。岩片を堆積岩、火山岩、深成岩、結晶片、変質岩の 5 つに区分したところ、B1 の岩片はほぼ堆積岩、火山岩、変質岩からなり最上部の B1c で堆積岩の量比が最大になること、B2, B3 では堆積岩量が減少し深成岩質岩片がどのユニットでも見られるようになることが明らかになった。今後は、このような岩片構成比の変化から、模式露頭の Unit B 堆積物といわゆる Spfa-1 の対比を行い、噴火の推移をより詳細に検討していく予定である。

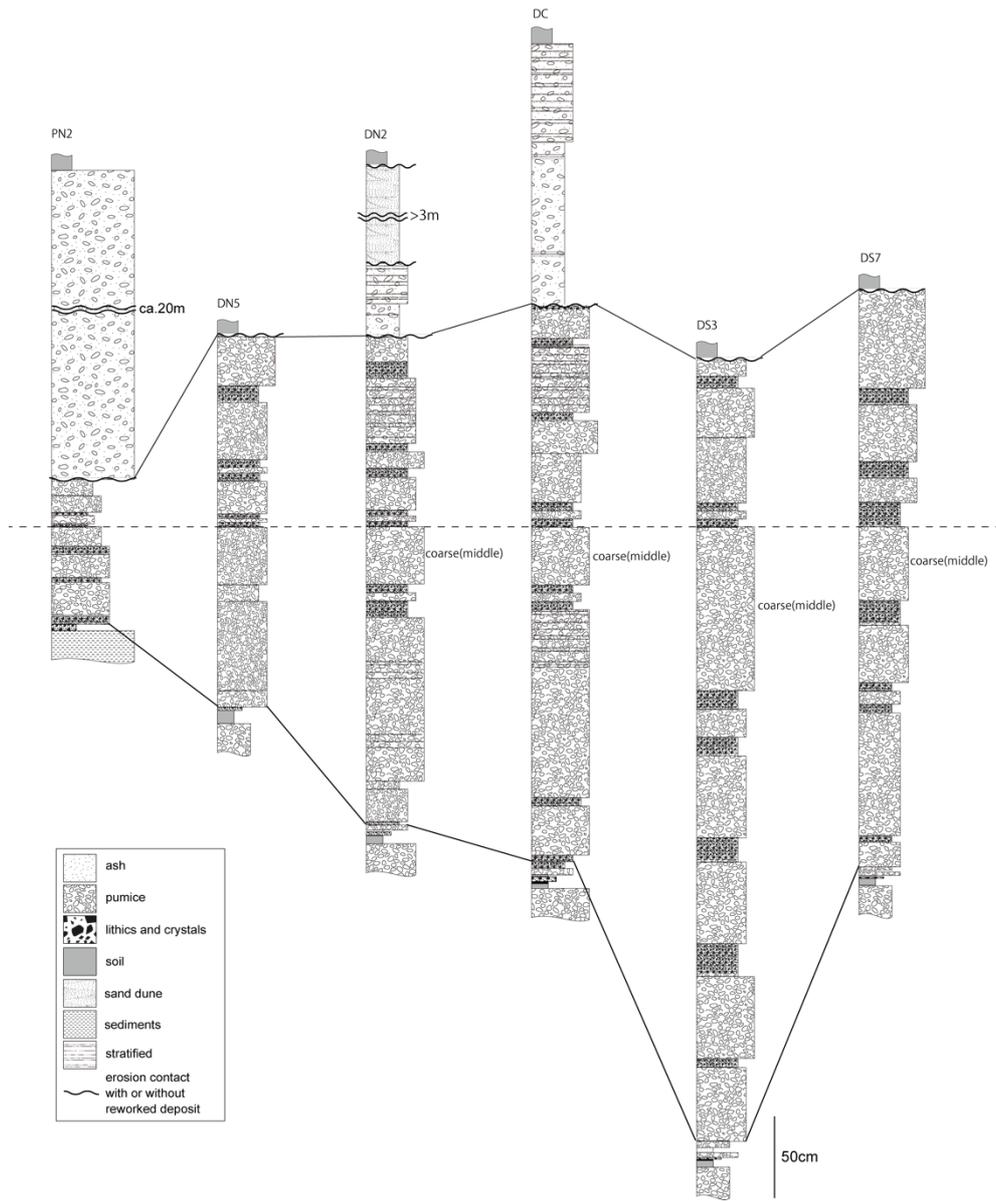


図 1.1-25 降下軽石堆積物（いわゆる Spfa-1）の対比柱状図（地点は図 1.1-22 を参照）.

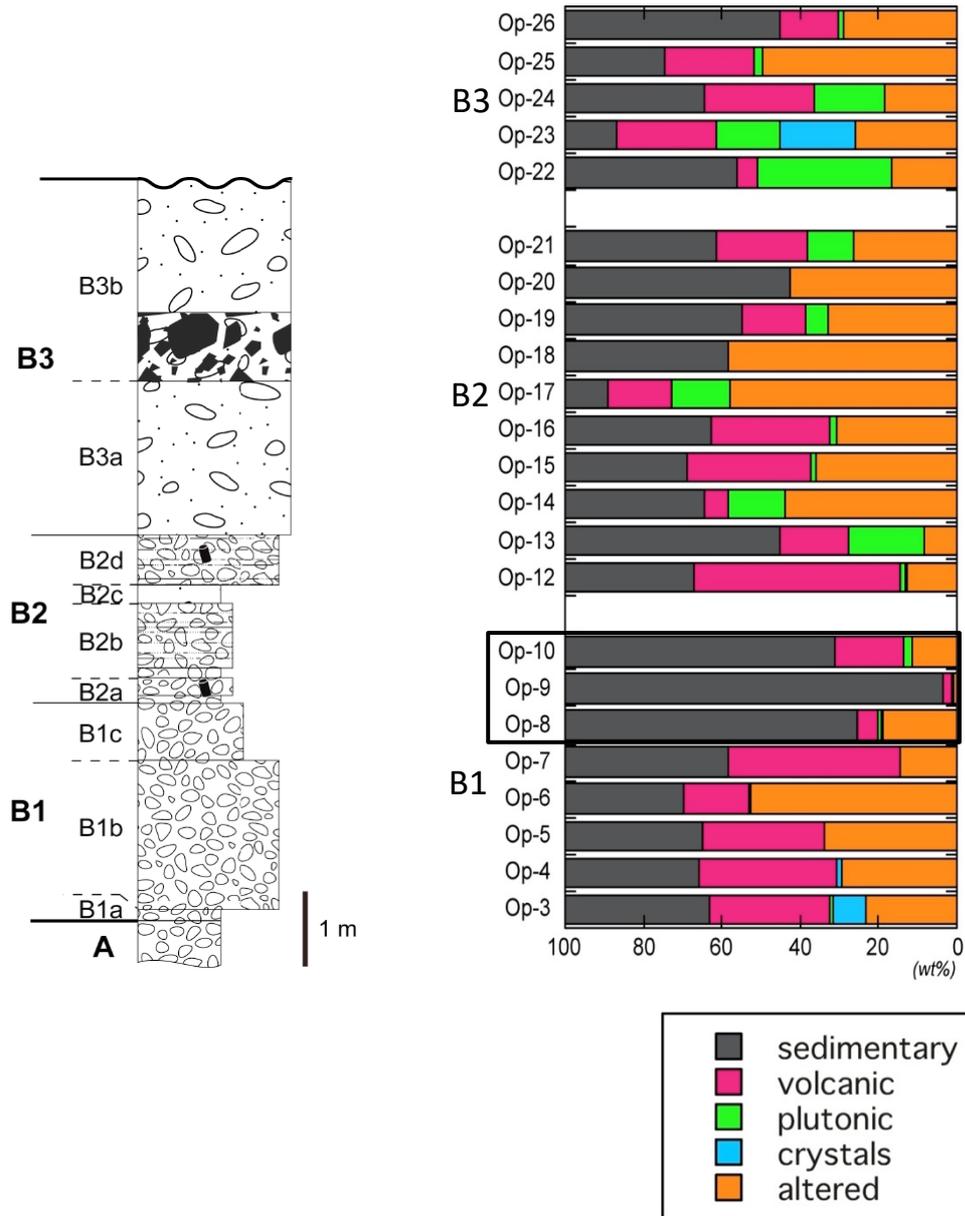


図 1.1-26 模式露頭における Unit B 堆積物の岩片種構成比分析結果.

4) 火砕流堆積物 (いわゆる Spfl) の層相・分布

支笏火砕流堆積物 (いわゆる Spfl) は, CP タイプのみからなる下部ユニット (図 1.1-27 の青線で囲まれた範囲) と CR タイプを普通に含む上部ユニット (図 1.1-27 の赤点線で囲まれた範囲) に区分でき, 上部ユニットは下部ユニットに比べかなりアスペクト比が高く分布範囲が狭い. 本研究では, この火砕流堆積物について分布調査を行い (図 1.1-27), 模式露頭でのユニット区分との対比を試みるとともに, 火砕流堆積物に空間変化が認められるかどうかを検討した.

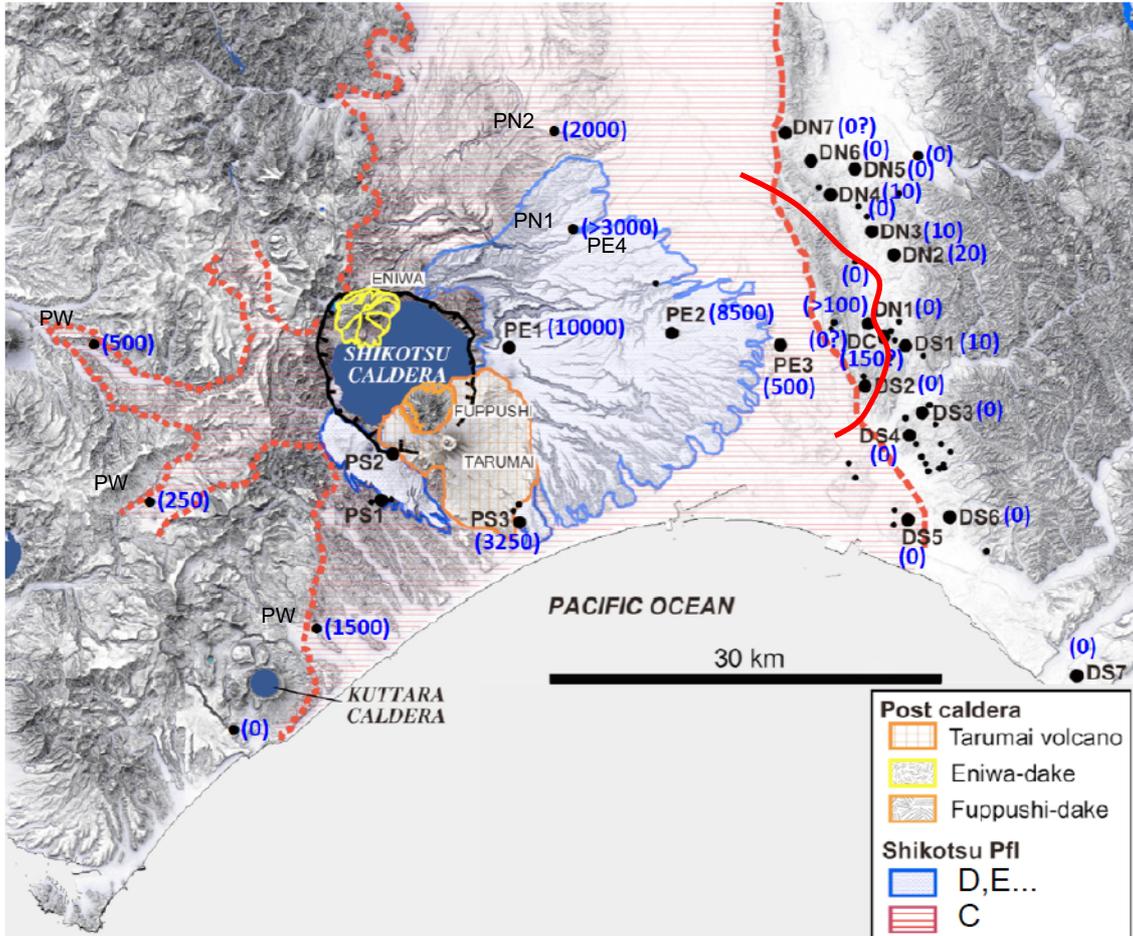


図 1.1-27 火砕流堆積物の分布図（青線，赤点線は中川ほか，2006）。

支笏湖南南東約 15km にある模式露頭（図 1.1-27 の PS3）の Unit C～Unit E 堆積物はすべて火砕流堆積物からなり，Unit C は CP タイプ主体の大規模な火砕流堆積物，Unit D および Unit E は CP タイプと CR タイプが共存する小規模な火砕流堆積物である（図 1.1-28）。本研究では，これらに対比できると考えられる火砕流堆積物を追跡したところ，PS3 のほか PS1, PE1, PE2, PE4, PN1 周辺の上位層では CP タイプと CR タイプが共存しているのが確認されたが，その他の地点ではほぼ CP のみからなる火砕流堆積物であった（図 1.1-29）。また，火砕流堆積物は支笏湖東方 30km にある丘陵地帯を越えて流走していたことが明らかになった（図 1.1-27 の赤実線，図 1.1-29 の DC）。このことは，従来下部ユニットは模式露頭の Unit C，上部ユニットは Unit D, Unit E にほぼ対比できることを示唆している。そこで本研究では，従来下部ユニット（模式露頭の Unit C）を大規模火砕流堆積物，下部ユニット（模式露頭の Unit D, Unit E）を小規模火砕流堆積物と呼称する。

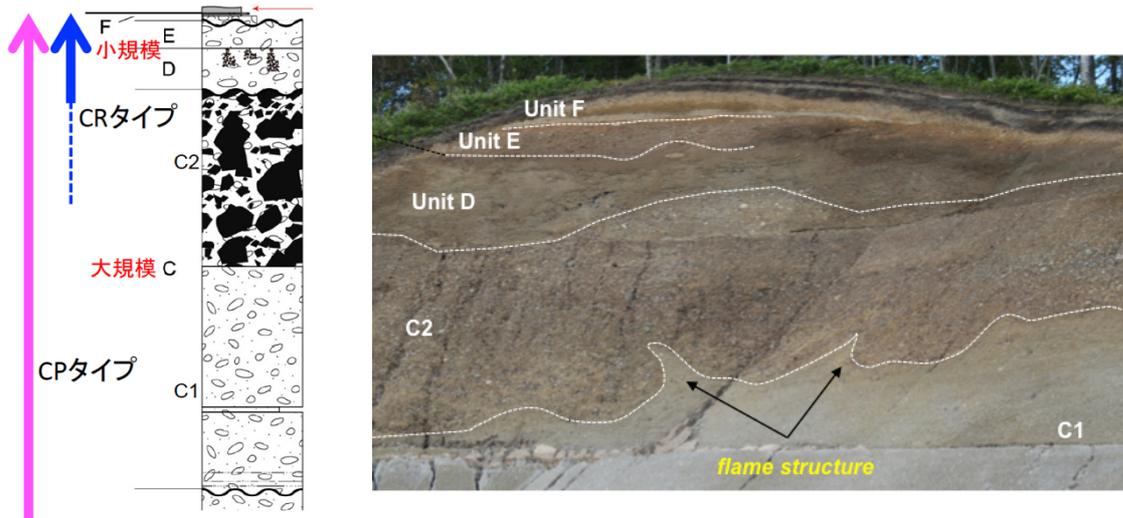


図 1.1-28 模式露頭 (図 1.1-27 の PS3) の Unit C~Unit F 堆積物.

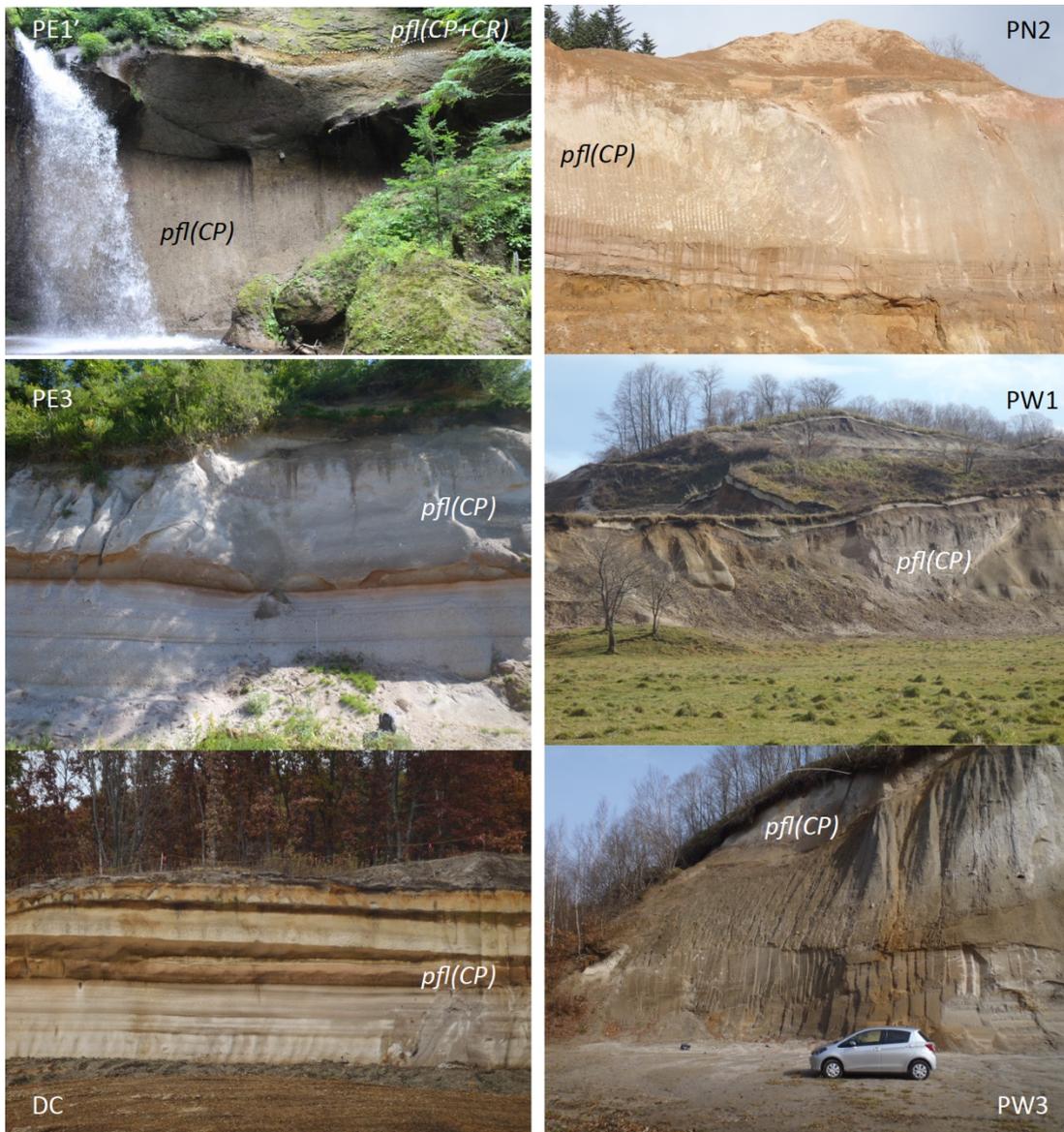


図 1.1-29 火砕流堆積物の露頭写真 (露頭地点は図 1.1-27 を参照).

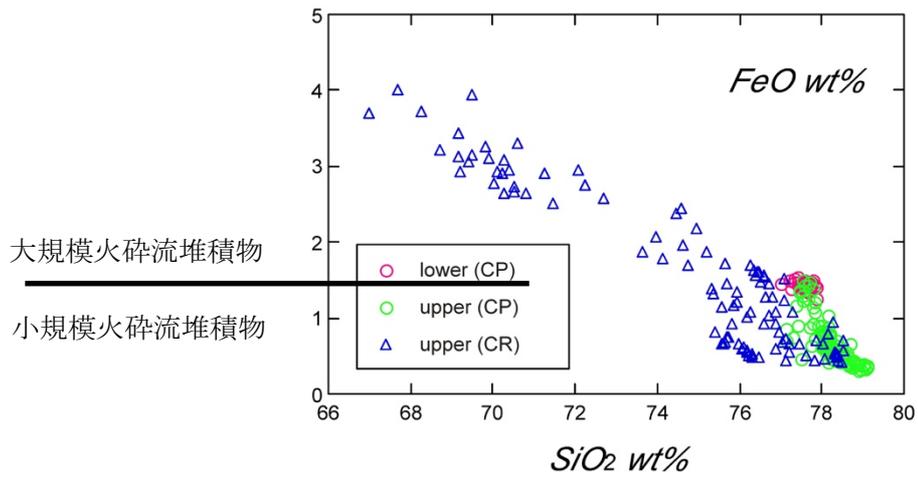


図 1.1-30 火砕流堆積物のガラス組成.

(大規模火砕流堆積物は図 1.1-27 の PE3, 小規模火砕流堆積物は同じく PE4 から採取した)

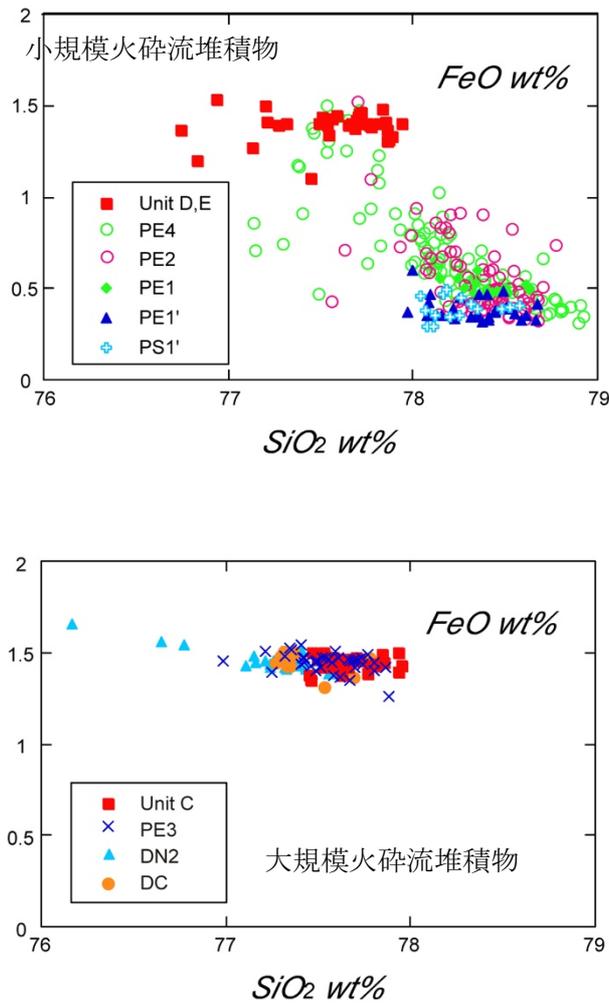


図 1.1-31 火砕流堆積物の CP ガラス組成 (採取地点は図 1.1-27 参照) .

図 1.1-30 は、大規模火砕流堆積物の代表露頭 (PE3) と小規模火砕流堆積物の代表露頭 (PE4) で採取した本質物質のガラス組成を示した図である。その結果、PE3 の大規模火砕流堆積物では CP タイプしか認められずその組成は $\text{SiO}_2=77\sim78\%$ で非常に均質であること、PE4 の小規模火砕流堆積物では $\text{SiO}_2=77\sim79\%$ の CP タイプと $\text{SiO}_2=66.5\sim78.5\%$ の CR タイプとが共存していることが確認された。また、大規模火砕流堆積物の CP タイプと小規模火砕流堆積物の CP タイプとは、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}$ 図で異なるトレンドを描いている。さらに、模式露頭を含むその他の地点における大規模火砕流堆積物と小規模火砕流堆積物の CP タイプ軽石のガラス組成をプロットすると、大規模火砕流堆積物ではどの地点においてもほぼ均質な組成を示すのに対して、小規模火砕流堆積物の CP タイプは場所によって組成が異なっている (図 1.1-31)。このことは、支笏カルデラ形成後に組成の異なる何枚もの小規模火砕流堆積物が噴出したことを示唆している。

(4) まとめと今後の課題

1. 支笏-洞爺火山地域のテフラ層序を再検討した結果、新たに 6 つのテフラが発見されたため、本研究では給源火山ごとにテフラ名を再定義した。本地域では、安山岩質火山活動後に約 40 万根間の休止期をおいて約 12 万年前には珪長質火山活動が始まったこと、活動域は次第に東側へ広がって 5 火山からそれぞれ異なる珪長質マグマを噴出したこと、本火山地域の噴出率は他の珪長質火山地域に比べて非常に高いことなどが明らかになった。
2. 60ka 社台噴火は 3 つの噴火フェーズに分けられ、Phase 1 では軽石質プリニー式噴火の後噴出率が急減、Phase 2 では新たにスコリア質プリニー式噴火が始まり、Phase 2 前期では噴出率の増減を繰り返した後、後期に噴出率が上昇、Phase 3 では軽石に富む火砕流噴火へ移行したことが明らかになった。60ka 社台噴火では、デイサイト質マグマが 10~15 km³DRE の噴火初期から末期まで消滅することなく常に噴出し続けており、珪長質マグマ (苦鉄質マグマ) から苦鉄質マグマ (珪長質マグマ) へ時間とともに置き換わっていくという他の火山で一般的に見られる噴火推移とは異なっている。このことは、少なくともデイサイト質マグマはその他のマグマとは別の火道を通して噴出した可能性を示唆している。
3. 支笏カルデラ形成噴火は 5 つの噴火フェーズに区分される。Phase 1 はマグマ水蒸気噴火および phreatoplinian 噴火で始まり (Unit A)、その後、時間間隙をおかずにマグマ噴火に移行し、Phase 2 ではプリニー式噴火が開始した (Unit B)。Phase 2 後期には噴煙柱が不安定になり、火砕サージ堆積物や火砕流堆積物を噴出した。侵食間隙をおいて、Phase 3 では爆発的な噴火により大量の火砕流堆積物を噴出し、最後にラグブレッチャが堆積した (Unit C)。さらにその後休止期をおいて、Phase 4 では小規模な火砕流堆積物が間欠的に噴出した (Unit D, Unit E)。最後の Phase 5 では、火砕サージを伴う小規模なプリニー式噴火が発生した (Unit F)。支笏カルデラ形成噴火では、Unit C 末期のラグブレッチャ噴出によって現在のカルデラがほぼ形成されたと考えられ、このような噴火推移は従来のカルデラ形成噴火のモデルとは異なっている。
4. 支笏カルデラ形成噴火のうち、最初期堆積物 (Unit A)、降下軽石堆積物 (いわゆる Spfa-1)、火砕流堆積物 (いわゆる Spfl) について、支笏湖周辺の広範囲において分布調査を行

った。その結果、最初期堆積物 (Unit A) のうちより下位の A1 堆積物と上位の A2 堆積物でそれぞれ分布域が異なり、これらのガラス組成から噴火の最初期にも苦鉄質マグマが関与していたこと、降下軽石堆積物 (いわゆる Spfa-1) は遠方地域では成層構造が発達する上部ユニットとそれより下位の下部ユニットに分けられること、火砕流堆積物 (いわゆる Spfl) は下位の大規模火砕流堆積物と上位の小規模火砕流堆積物に分けられ、大規模火砕流堆積物ほどの地点においてもほぼ均質な組成を示すのに対して、小規模火砕流堆積物は場所によって組成が異なることなどが明らかになった。

来年度の課題としては、カルデラ形成噴火の地質学的研究では、まずは降下軽石堆積物と火砕流堆積物のユニット区分を模式露頭と遠方地域で対比し、ユニットごとの分布域や層厚、粒径や構成物の違いを明らかにする。これらの結果をふまえて、カルデラ形成噴火の火口域の変遷についても考察を行う予定である。

引用文献

- Druitt, T.H., Sparks, R.S.J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310, 679-681.
- 古川竜太・中川光弘 (2010). 樽前火山地質図 1:30,000. 産業技術総合研究所致死調査総合センター.
- Hayakawa, Y. (1985). Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo* 60, 507-592.
- 春日井昭・藤田 亮・細川貢史朗・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫(1980). 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ-斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究-.*地球科学*, 34, 1-15.
- 勝井義雄(1959). 支笏降下軽石堆積物について,特に支笏カルデラ形成直前の活動について. *火山*, 2, 33-48.
- 町田 洋・新井房夫 (2003). 新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- Miyabuchi, Y., Okuno, M., Torii, M., Yoshimoto, M. & Kobayashi, T. (2014). Tephrostratigraphy and eruptive history of post-caldera stage of Toya Volcano, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 281, 34-52.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., Siems, D.F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo* edited by C.Newhall and R. Punonhbayan, University of Washington press, 687-731.
- Uesawa, S., Nakagawa, M., Umetsu, A. (2016a). Explosive eruptive activity and temporal magmatic changes at Yotei Volcano during the last 50,000 years, southwest Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 325, 27-44.

- Uesawa, S., Nakagawa, M. (2016b). Tephrostratigraphy and geochemistry of tephras from Yotei and Shiribetsu-dake volcanoes. IWCC 6 Excursion Guide Book, 26-33.
- White, S.M., Crisp, J.A., Spera, F.J. (2006). Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7:3.
- 山縣耕太郎(1994). 支笏およびクッタラ火山のテフラクロノジー. *地学雑誌*, 103, 268-285.
- Yamagata, K. (2000). The Bigness of the 40 ka caldera forming eruption of the Shikotsu volcano, Japan. *Bulletin of Joetsu University of Education* 19, 445-460.

1.2 十和田カルデラの事例調査

【実施内容】

十和田カルデラでは 6.1～1.5 万年前に大型カルデラを形成した火山活動が起きており、その後の最新期の火山活動でも、小型のカルデラ形成を含む比較的規模の大きな火山活動が発生している。平成 29 年度は、前年度に引き続き、カルデラ形成準備期にあたる 6.1 万年前以前の先カルデラ期について、噴出物の火山ガラス化学組成分析を実施し、そのデータを用いることで給源近傍相と遠方相の対比を試みた。また、本年度は、平成 25 年度以降実施してきた十和田火山の研究成果を取りまとめ、噴火活動史について総括を行なうとともに、十和田火山での大規模カルデラ噴火準備段階におけるマグマ供給系発達過程を考察した。

【研究成果】

(1) 先カルデラ期噴火活動史の詳細化

1) はじめに

十和田火山先カルデラ期噴出物の給源近傍相については、本委託研究によるこれまでの調査及び 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」作成のための調査結果により、従来よりも詳細な地質層序が明らかにされつつある。他方、給源遠方（上北平野）におけるテフラ層序については、既に詳細が判明しており（大池・中川，1979；Hayakawa, 1985；松山・大池，1986；中川ほか，1986），その堆積年代についても比較的精度良く決定されつつある（Matsu'ura *et al.*, 2014；Ito *et al.*, 2017；工藤未公表データ）。しかしながら、先カルデラ期噴出物の給源近傍相と遠方テフラの対比については、未だ十分な検討は行われていない。十和田火山の階段ダイアグラムの高精度化のためには、給源近傍相と遠方相の対比を行ない、年代データの乏しい給源近傍相に年代軸を入れるとともに、給源近傍相と遠方相を合わせて噴出量を見積もり直すことが必要である。そこで今回、先カルデラ期噴出物の給源近傍相（特に火砕流堆積物）と遠方相の対比を目的として、前々年度、前年度から引き続き、火山ガラスの主成分元素分析を行なった。

2) 分析対象

給源近傍相からは、“最下部火山灰流堆積物（仮名）”と小幌内火砕流堆積物を、遠方相からは、QP, T-4, T-3（上部と下部の 2 試料）を分析に供した。

“最下部火山灰流堆積物”は、十和田カルデラ北東壁（青樫山付近）において、先カルデラ期噴出物の基底部に挟まれる火砕流堆積物である（図 1.2-1）。本火山灰流堆積物は、非溶結塊状で、褐灰色火山灰を主体とし、長径 2 cm 以下の黄色軽石と石質岩片をまばらに含む。層厚は最も厚い場所で 8 m 以上ある。斑晶サイズの結晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石及び鉄鉱物を含む。本火砕流堆積物は、Toya より古いことは層序から明らかである（図 1.2-1）。本火砕流堆積物と遠方テフラの対比を明らかにすることで、給源付近における先カルデラ期溶岩の噴出時期に制約を与えることができると期待される。

小幌内火砕流堆積物は、5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」作成の過程において、今年度新たに発見された火砕流堆積物である。図 1.2-2 に十和田カルデラ北東、小幌内川沿いの露頭で得られた地質柱状図を示す。本火砕流堆積物は、非溶結塊状で、基質の褐灰色火山灰と長径 20 cm 以下

の淡灰色軽石と石質岩片で構成される。層厚は6 m以上である。斑晶サイズの結晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び鉄鉱物を含む。本火砕流堆積物は、今のところ、この露頭付近でしか確認できていない。本火砕流堆積物の上位には、下から順に T-6, ZP2, Toya, T-15, 養老沢火砕流堆積物が確認される。下位層との関係は、露出していないため不明である。

QP, T-4, T-3 (大池・中川, 1979) は、十和田火山東方の上北平野に分布する降下テフラである。いずれもこれまでに分析ができていないテフラである。QP は、Toya よりも上位にあるテフラであり、滝ノ沢火砕流堆積物 (図 1.2-1) の対比候補になり得るものである。T-4, T-3 については、Toya よりも下位にあるテフラであり、層準的には“最下部火山灰流堆積物”と小幌内火砕流堆積物の対比候補になり得るものである。

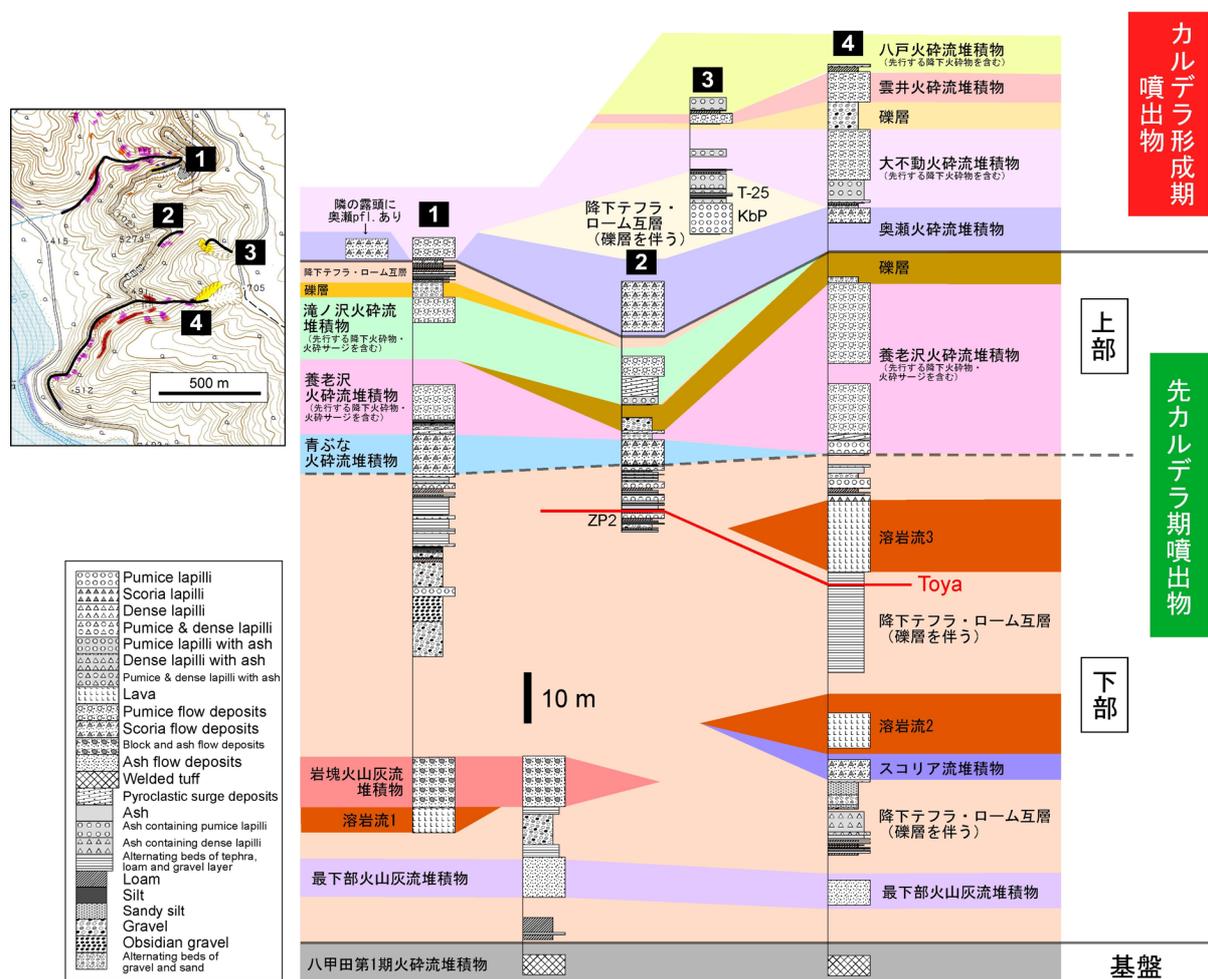


図 1.2-1 十和田カルデラ北東壁 (青樺山付近) の地質層序。5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む。左上の位置図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「十和田湖東部」 「陸奥焼山」を利用した。

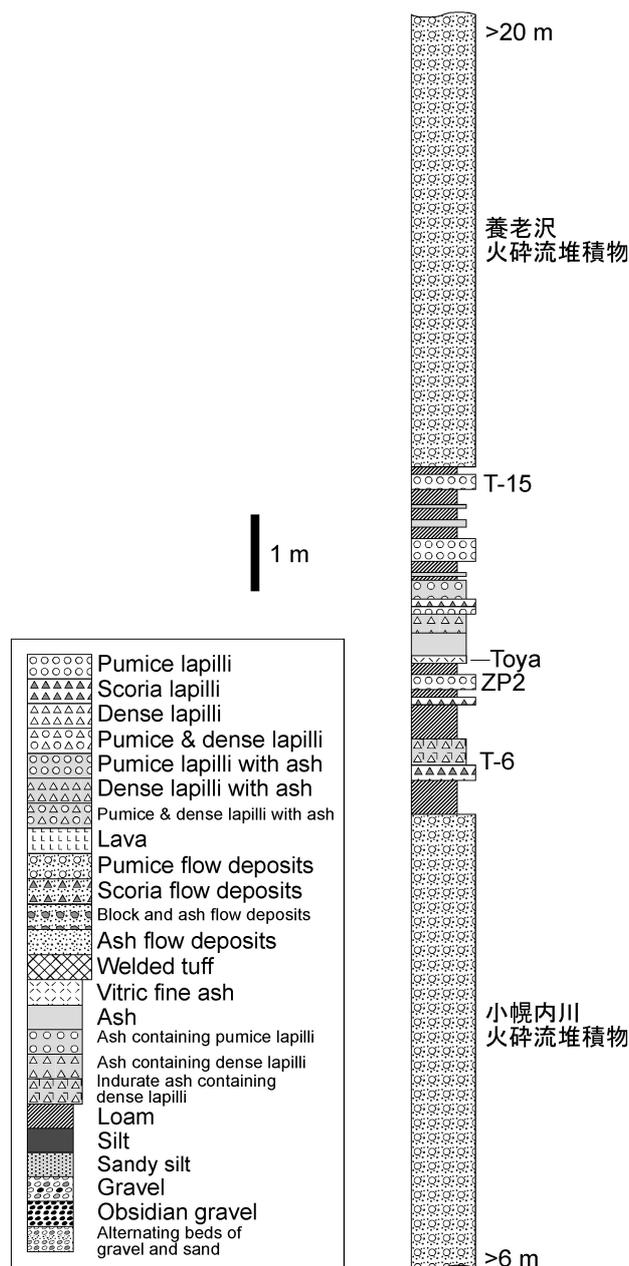


図 1.2-2 十和田カルデラ北東，小幌内川沿いの露頭で得られた地質柱状図。

3) 分析手法

火山ガラス主成分元素分析は，(株)古澤地質に依頼した。前処理は，古澤(2003)の方法を基本とした。試料を粉砕した後，ナイロン製使い捨て#255メッシュシート(糸径43 μm ，オープニングワイド57 μm)を用い，流水中で洗浄した。残渣を#125メッシュシート(糸径70 μm ，オープニングワイド133 μm)を用い水中で篩い分けした。これにより1/8~1/16mmに粒度調整した試料を超音波洗浄機を用いて洗浄し，表面に付着した粘土分などを洗い流した。次に，偏光顕微鏡を用いて試料から火山ガラスのみを手選し，これをエポキシ樹脂を用いてスライドガラス上に包埋し，#3000カーボランダムで研磨，1 μm のダイヤモンドペーストにて鏡面研磨した薄片を作成した。主成分元素分析には，エネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX)を用いた。加速電圧は15kV，試料電流は0.3nAである。4 μm 四方の範囲を約150nmのビーム径

にて走査させて測定した。スタンダードには高純度人工酸化物結晶(純度 99.99%以上の SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO), 純度 99.99%以上の単結晶 NaCl , KCl , CaF_2 を用いた。これを, アメリカ標準局 NIST620 ガラス, 旧 NISTK-961 ガラスおよび glass-D (沢田ほか, 1997) を用いてチェックした。また, ASTIMEX, Taylor などのいわゆる EPMA 用標準物質などでもその精度をチェックした。K についてはニチカ製高純度 Adularia (沢田ほか, 1997) を用い, ダブルチェックした。ワーキングスタンダードには AT テフラの火山ガラスを用い, 測定時毎に値をチェックした。

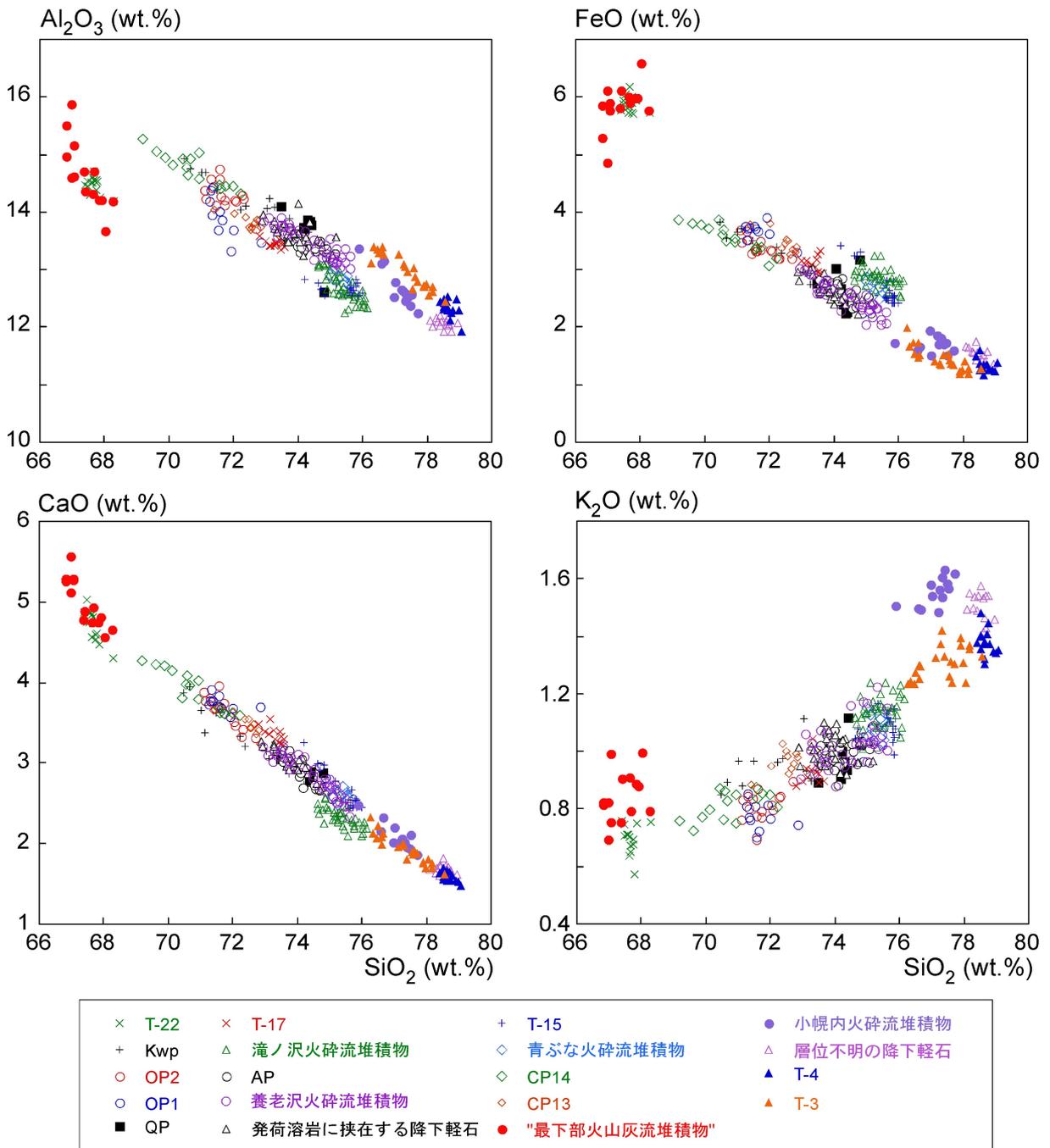


図 1.2-3 十和田火山先カルデラ期噴出物の火山ガラス主成分元素ハーカー図。

4) 分析結果と対比検討

分析結果を前々年度、前年度に分析したものと合わせて、図 1.2-3 のハーカー図に示す。

“最下部火山灰流堆積物”は、これまでに分析した先カルデラ期噴出物の中でも SiO_2 量が最も低い部類に入る。T-22 と類似した組成を示すが、T-22 よりも若干 K_2O 量が高い特徴を示す。両者は組成が類似するものの、T-22 は Toya よりも上位、“最下部火山灰流堆積物”は Toya よりも下位なので、層位が一致せず、両者は対比されない。今のところ組成が一致する遠方テフラは他に見つからない。

小幌内火砕流堆積物は、先カルデラ期噴出物の中でも SiO_2 量が高い部類に入る。本火砕流堆積物についても、組成が一致する遠方テフラは見つからなかった。 SiO_2 幅は T-3 と類似するものの、 Al_2O_3 や K_2O 量では明瞭な差が認められる。

QP については、滝ノ沢火砕流堆積物に対比される可能性があったため今回分析に供した。しかし、両者は CaO で明瞭な組成差があり、対比されないことが判明した。滝ノ沢火砕流堆積物もこれまでに対比可能な遠方テフラは見つかっていない。

5) まとめと今後の課題

前々年度・前年度に引き続いて、先カルデラ期噴出物の給源近傍相と遠方相の対比を目的として、火山ガラスの主成分元素分析を行なった。今年度は、給源近傍相の“最下部火山灰流堆積物”、小幌内火砕流堆積物、滝ノ沢火砕流堆積物と遠方テフラの対比に重点を置いて検討進めた。しかし、今のところ対比可能な遠方テフラは見出せていない。

滝ノ沢火砕流堆積物については、今回分析に供した QP を含め、これまでに相当する層準の遠方テフラ全てを分析したことになるが、対比候補は見つかっていない。滝ノ沢火砕流堆積物は直下に降下軽石堆積物を伴うことから、この噴火で降下テフラがもたらされたことは確実ではあるが、少なくとも上北平野には分布していないと考えられる。

“最下部火山灰流堆積物”と小幌内火砕流堆積物については、Toya より下位層準にあることが判明している。Toya より下位層準にある遠方テフラについては、現時点では今年度分析に供した T-4 と T-3 のデータしか得られておらず、未測定の特フラが多数存在する (ZP1, T-6, T-5, NP, Or-P など)。来年度はこれらのテフラの分析を行ない、更に対比検討を進める必要がある。

小幌内火砕流堆積物は、十和田カルデラの北東方において、今年度新たに発見された火砕流堆積物である。この付近は、5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の範囲外にあたり、まだ十分な密度では野外調査ができていない地域である。この地域について、来年度野外調査を行い、小幌内火砕流堆積物のより詳細な層序関係と分布を明らかにする必要がある。

(2) 十和田火山活動史の総括

1) はじめに

本委託研究では平成 25 年度以降、十和田火山の事例研究を進めてきた。それと平行して、5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」による調査研究も進めてきた。両研究プロジェクトは、十和田火山活動史の高精度化という目標において、相補的な関係にある。一部の研究成果については既に論文として公表した (工藤, 2016 ; 印刷中)。ここでは、これまでに得られた研究成果を取りまと

め、十和田火山活動史の総括を行う。また、十和田火山で認められる大規模カルデラ噴火の予兆的事象についても言及する。

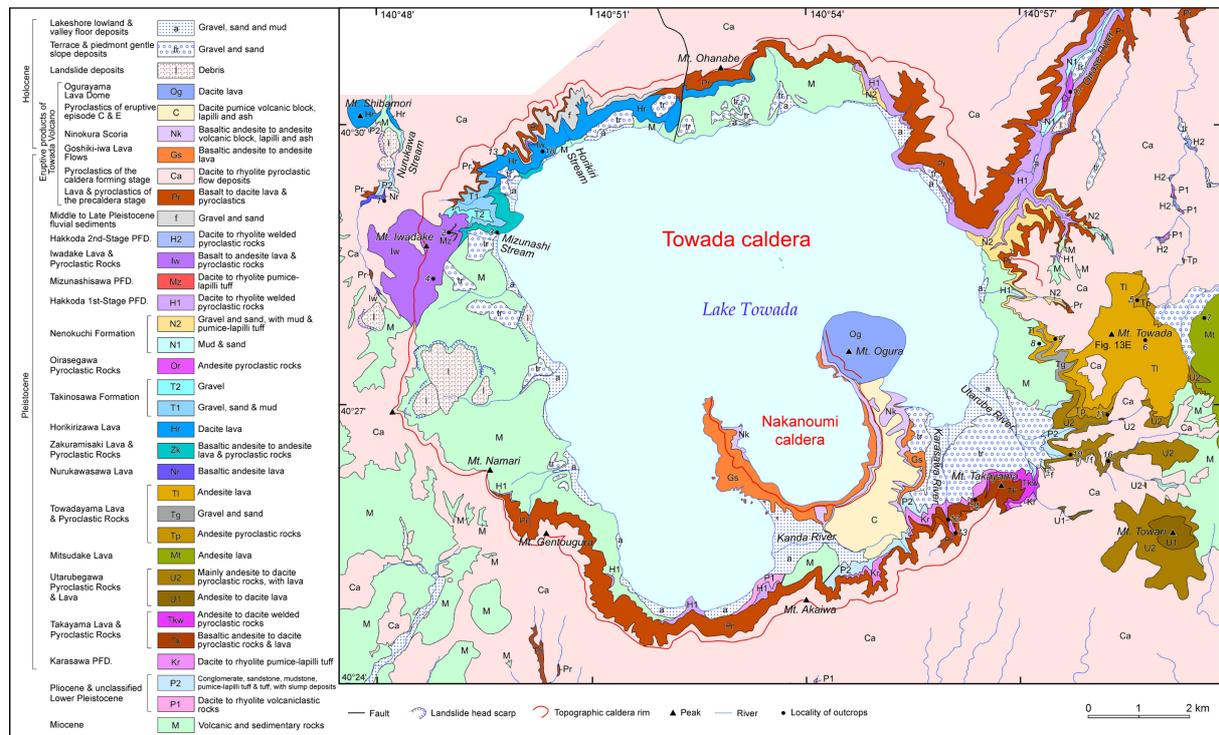


図 1.2-4 十和田湖周辺地域の地質図。

2) 十和田火山活動開始前

本委託研究では、十和田火山活動開始以前の第四紀火山についても調査・研究を実施した。その理由としては、以下の2点が挙げられる。1) 十和田火山活動開始以前の第四紀火山について、これらを対象とした詳細な研究例が無く、その層序や分布の実態は不明なままであったこと。2) 層序や分布の実態が不明であったため、研究報告によっては、これらを「十和田火山」として一括するものもあり(村岡・高倉, 1988; Hunter & Blake, 1995; 中野ほか, 2013; 山元, 2015 など)、どこからを十和田火山とするのか、十和田火山の定義に混乱が生じていたこと。これらの問題を解決することを目的として、本委託研究では、十和田火山活動開始以前の火山岩類を対象に、地質調査及び各種放射年代測定を実施した。以下では、それらによる研究成果の要点のみを述べる。

十和田湖周辺地域における主要な火山活動は、鮮新世における火山活動停滞期(十和田湖図幅のデータによる)を経て、2.5 Ma 頃に開始した。2.5 Ma 以降～十和田火山活動開始までの火山活動は、大きく前期(2.5～1.6 Ma)と後期(1.6～0.6 Ma)に区分される。図 1.2-4 に十和田湖周辺地域の地質図を、図 1.2-5 に第四系層序を表すブロックダイアグラムを示す。

前期 (2.5～1.6 Ma) : 本地域南東部において火山活動が開始された。複数の噴出中心より安山岩～デイサイトマグマが噴出し、高山溶岩・火砕岩、宇樽部川火砕岩・溶岩、十和田山溶岩、三ツ岳溶岩が形成された(図 1.2-4, 図 1.2-5)。堆積物は、水冷破碎溶岩、陸上溶岩、火砕流堆積

物，降下火砕堆積物からなる．堆積環境は，当初は湖水底であったが，次第に埋め立てられ，陸上へと変化した．これらの火山活動は，1.7～1.6 Ma 頃の十和田山や三ツ岳の溶岩ドーム群の形成によって一旦終了した．

後期 (1.6～0.6 Ma) : 本地域南東部で火山活動が終了した後，北西部において火山活動が開始された．複数の噴出中心より玄武岩質安山岩～デイサイトマグマが噴出し，温川沢溶岩，爺倉岬溶岩・火砕岩，岩岳溶岩・火砕岩，堀切沢溶岩が形成された (図 1.2-4, 図 1.2-5)．堆積環境は，当初は湖水底で一部陸上環境にあったが，その後，陸上環境へと変化した．これらの活動と同時期に，北東部では湖水底で奥入瀬川火砕岩が形成された．おそらく単成火山の活動とみられる．

0.6 Ma 以降 : 本地域を給源とする 0.6～0.2 Ma の顕著な火山噴出物は認められない．十和田火山の活動開始 (0.2 Ma) までには，約 40 万年間の活動間隙 (あるいは停滞期) が存在したと考えられる (図 1.2-5)．

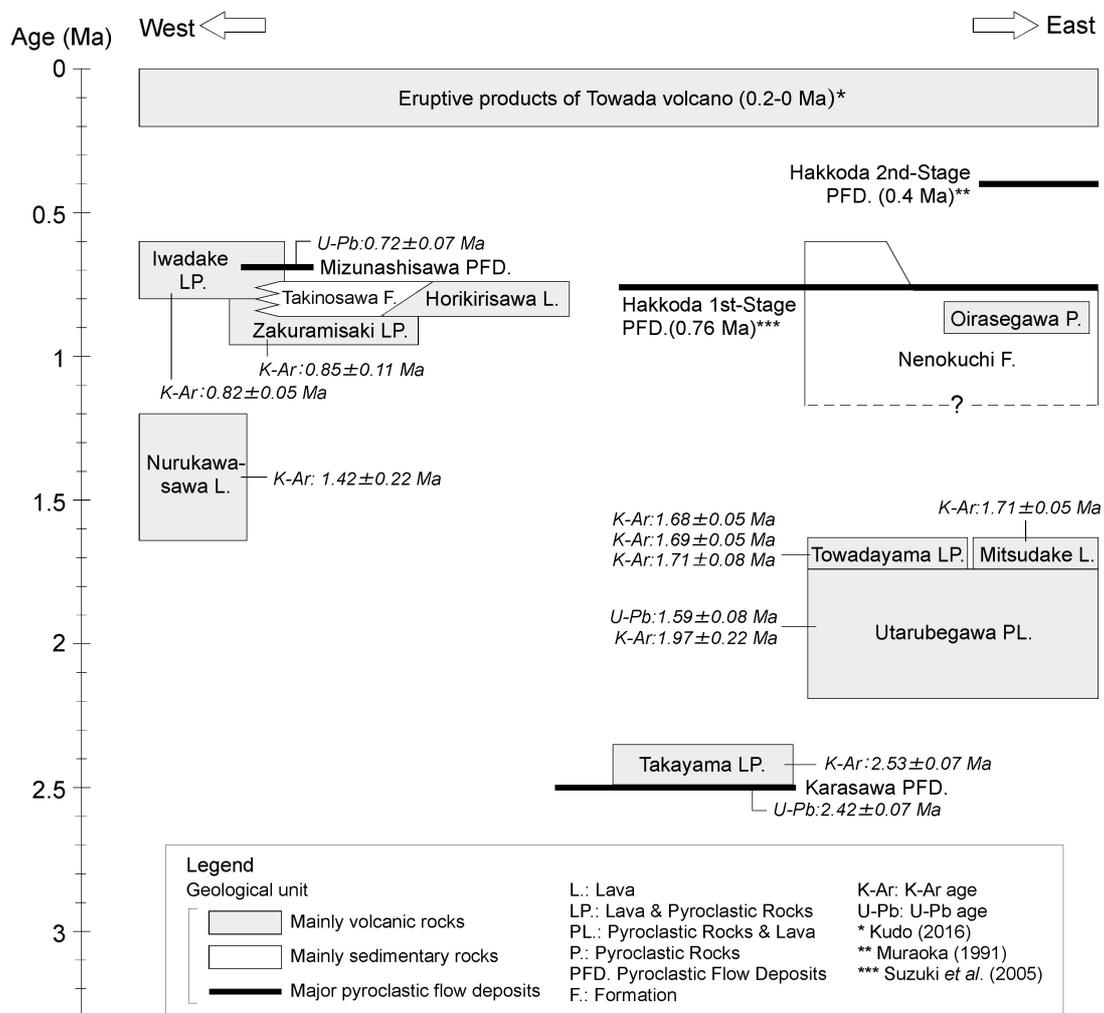


図 1.2-5 十和田湖周辺地域における第四系層序を表すブロックダイアグラム。

従来の研究では、十和田火山活動開始以前の噴火史が不明確であったため、どこからを十和田火山の活動とするか、いつから十和田火山の活動が始まったのかについて、明確な見解が得られていなかった。今回の一連の調査研究により、十和田火山の活動開始時期が 0.2 Ma 付近であること、それ以前には 40 万年間の火山活動休止期が存在することが判明した。0.6 Ma 以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山として扱うべきと考える。

3) 十和田火山先カルデラ期

先カルデラ期噴出物の概要

十和田火山は 0.22 Ma 以降に活動を開始した（工藤，2016）。活動開始以降，十和田火山最初の大規模噴火である噴火エピソード Q 直前までの間が，先カルデラ期と定義される（Hayakawa, 1985）。噴火エピソード Q の年代は，OSL 年代測定によると 61 ka である（Ito *et al.*, 2017：本委託研究による成果）。先カルデラ期の期間は，220～61 ka の約 16 万年間である。

十和田火山先カルデラ期噴出物は，溶岩及び火砕物で構成され，主にカルデラ北～北東側（青樫山地域）と南西～南側（発荷地域）に分布する（図 1.2-4）。青樫山地域に分布する先カルデラ期噴出物は，火砕物を主体とし，中位に広域テフラの洞爺火山灰（106 ka：Matsu'ura *et al.*, 2014）を挟む（図 1.2-1；工藤，印刷中）。発荷地域に分布する先カルデラ期噴出物は，溶岩を主体とし，火砕物を伴う（図 1.2-6）。発荷地域では，洞爺火山灰の挟在は認められない。

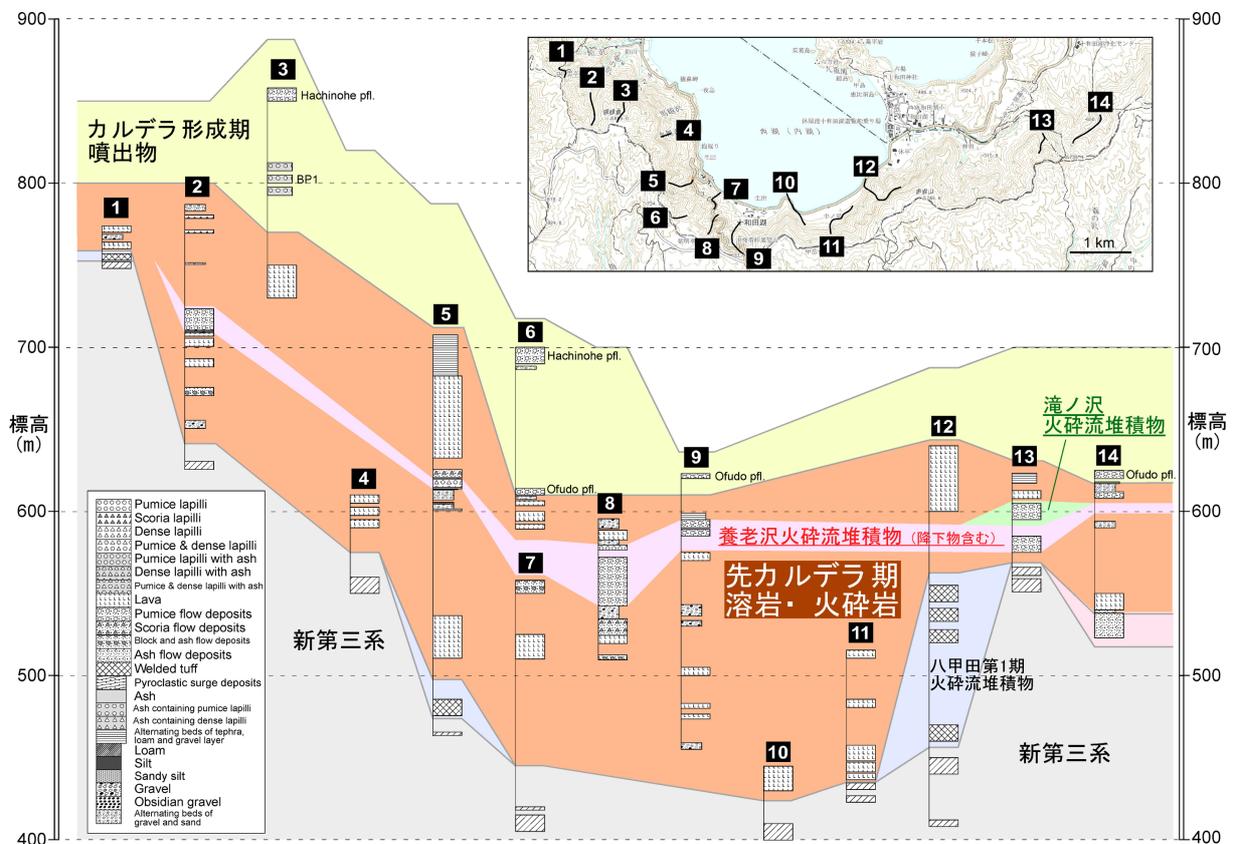


図 1.2-6 発荷地域における先カルデラ期噴出物の地質層序。5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データによる。

青樫山地域では膨大な枚数の火砕物が認められる(図 1.2-1)。Toya (106 ka) と養老沢火砕流堆積物 (88.3 ka) の間では、一部の露頭において連続的な層序を確認できる。この連続層序では、噴火休止期を示すローム層で区分される、少なくとも 10 回の噴火堆積物が認められる(図 1.2-1)。他方、上北平野における遠方テフラ層序では、同じ堆積区間に 6 枚の降下テフラが認められる。このことは、先カルデラ期においては、遠方テフラ層序のみでは認識できない小規模な噴火も実際には多数発生していたことを示す。106~88.3 ka の噴火発生頻度を計算すると、1800 年に 1 回の噴火発生頻度となる。これは、後カルデラ期後期の噴火発生頻度 (1400 年に 1 回; 工藤, 2008) とほぼ同程度である。

先カルデラ期の火砕流堆積物

先カルデラ期噴出物には、少なくとも 7 枚の火砕流堆積物が認められる(図 1.2-1, 図 1.2-2, 図 1.2-6)。それらは、Toya より下位の未命名火砕流堆積物 3 枚、小幌内川火砕流堆積物、青樫火砕流堆積物、養老沢火砕流堆積物、滝ノ沢火砕流堆積物である。これらのうち、Toya よりも上位の青樫火砕流堆積物、養老沢火砕流堆積物、滝ノ沢火砕流堆積物については、比較的詳細な分布が判明している(図 1.2-7)。分布と平均層厚から、各火砕流堆積物の体積は、それぞれ 0.07 km³, 0.48 km³, 0.18 km³ (DRE) と求められる。いずれもカルデラ形成期の火砕流の規模(数 km³ 以上)は超えない。これらの火砕流堆積物について、遠方テフラとの対比を試みたところ、青樫火砕流堆積物は T-15 (90.5 ka)、養老沢火砕流堆積物は AP (アオスジパミス: 88.3 ka) に対比された。他の火砕流堆積物については、現時点では対比可能なテフラは見つかっていない。このうち、88.3 ka に発生した噴火(養老沢火砕流・AP)は、総噴出量が 2.4 km³ と見積もられ、これまでに知られている中では先カルデラ期最大規模の噴火である。この噴火による堆積物は、カルデラ壁のほぼ全周にわたって追跡可能である(図 1.2-1, 図 1.2-6, 図 1.2-7)。

これまで先カルデラ期噴出物は、カルデラ北東壁付近に分布するものに対して「青樫火山」、カルデラ南西壁付近に分布するものに対して「発荷火山」という名称で呼ばれ、それぞれが別々の噴出中心によるものと見なされてきた(Hayakawa, 1985)。しかし、両者は上記の 88.3 ka の噴出物を挟有することから(図 1.2-1, 図 1.2-6)、同時期の火山活動による産物とみなされる。さらに、少なくとも一部は同じ給源からの噴出物である。両者は全岩化学組成でも目立った差は認められないことから、今のところ別々の噴出中心を想定すべき積極的な根拠は何も見出せない。今後は、青樫火山・発荷火山の区分は用いるべきではないと考える。

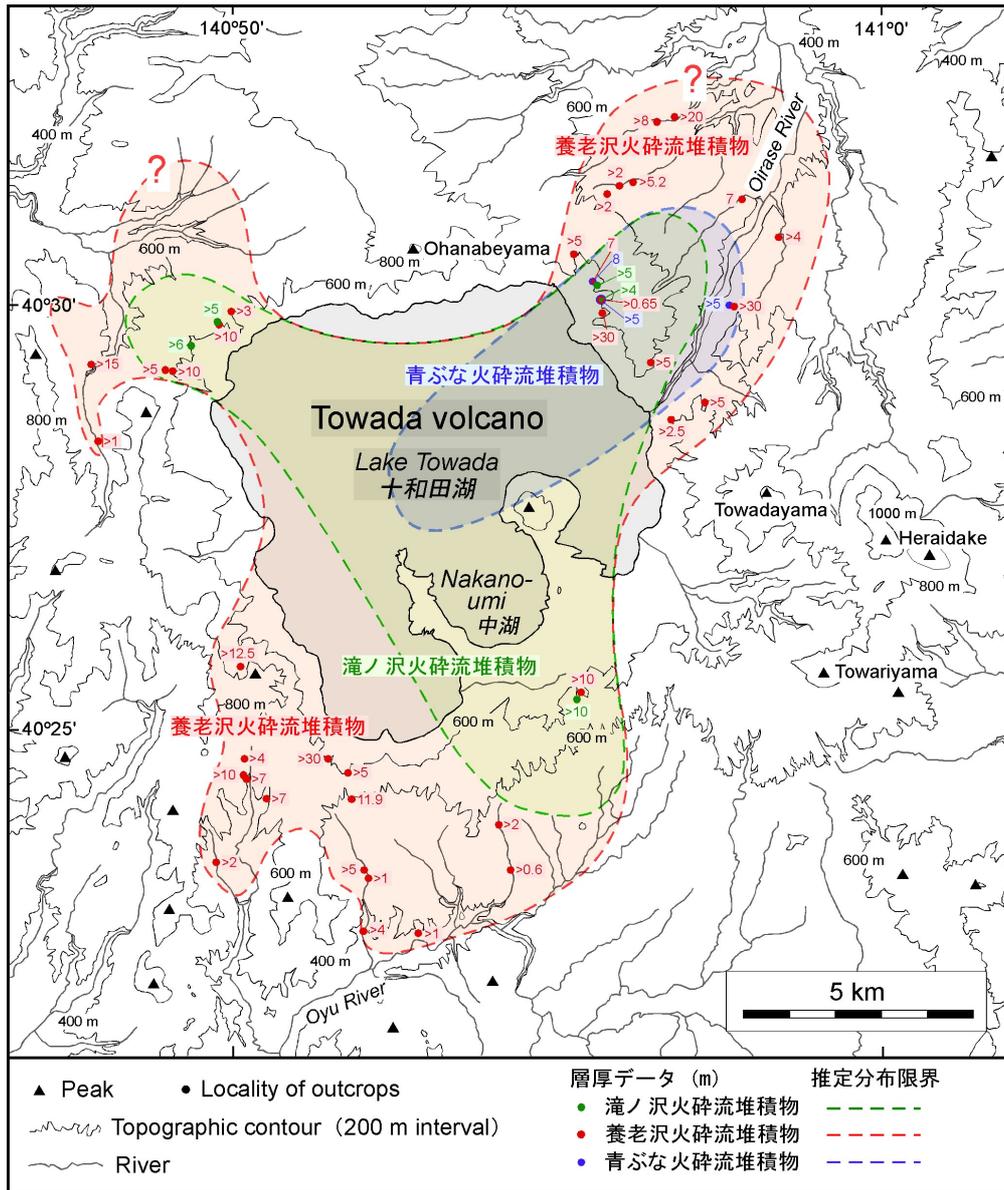


図 1.2-7 先カルデラ期火砕流堆積物の分布. 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む.

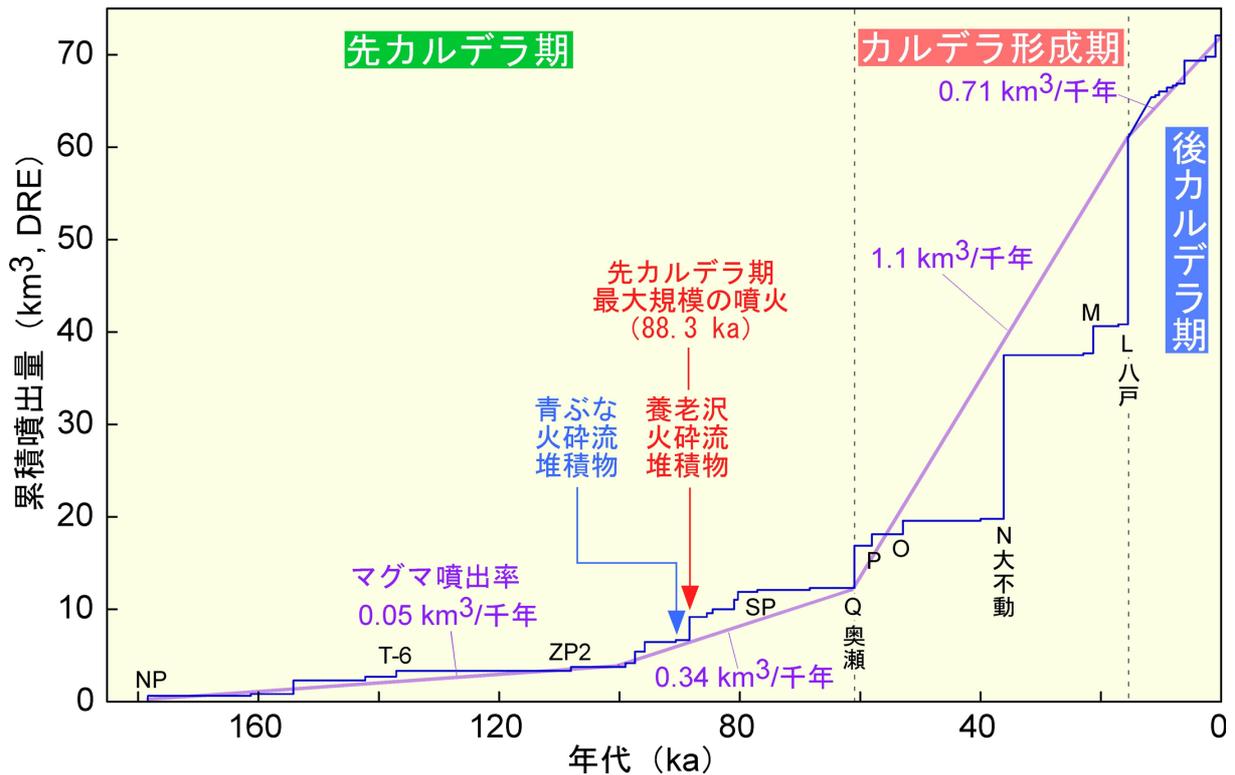


図 1.2-8 十和田火山の階段ダイアグラム. Hayakawa (1985), 中川ほか (1986), 工藤 (未公表データ) 等を用いて作成した.

現状の到達点と残された課題

図 1.2-8 に十和田火山の階段ダイアグラムを示す. 現状の先カルデラ期階段ダイアグラムは, 遠方テフラ及びそれらと対比された火砕流堆積物のデータで作成したものである. 給源近傍のみで産する溶岩と火砕物については, 階段ダイアグラムには反映できていない. その要因は, 給源近傍相において未だ十分な精度で年代制約を与えられていない点にある. これまでの調査研究により, 給源近傍相の一部には年代制約を与えることができた. しかし, カルデラ形成期以降と同じ精度での噴火史構築には, 未だほど遠い状況にある. 特に, 青樺山地域では ZP1 (118 ka) より下位層準, 発荷地域では養老沢火砕流堆積物 (88.3 ka) より下位層準において, 精度の良い年代指標が見つかっていない. 特に, 遠方テフラとの対比については, 多くの課題が残されている. 遠方テフラにおいて, ZP1 (118 ka) よりも下位の層準では, 普通角閃石を含む十和田系テフラが多数認められている (T-6, T-4, NP, Or-P など). 一方, 給源近傍においては, ZP1 より下位の層準において, 普通角閃石を含む噴火堆積物はほとんど認められない. このギャップの要因としては, 1) たまたま給源近傍で普通角閃石を含む噴出物が見つかっていないだけで同時代の堆積物である可能性, 2) 給源近傍で見られる溶岩・火砕物のほとんどが, 普通角閃石を含む最後のテフラである T-6 (137 ka) 以降の噴出物である可能性, が考えられる. いずれにしても, 先カルデラ期階段ダイアグラムの高精度化のためには, この問題を解決する必要がある. 現状の階段ダイアグラムによれば, 10 万年前ごろから噴出率が 1 桁増加しているように見える. 新たに認識された 3 回の火砕流噴火も, この時期に発生している. ただし, より詳細な議論をするためには, 上記課題を解決する必要がある.

また、階段ダイアグラムによれば、噴火エピソード Q 以前に約 2 万年間の低噴出率期があるように見える。これが事実であれば、大規模噴火の前の予兆を示している可能性がある。しかし残念ながら、給源近傍相においては、養老沢火砕流堆積物と噴火エピソード Q の間は連続的な地質記録が欠如する傾向にある。そのため、噴火エピソード Q に先行する時期については、十分な精度で噴火史が構築できていない状況にある。現時点では低噴出率期が存在していたか否かについて、十分な根拠に基づいて検証することは不可能である。

4) 十和田火山カルデラ形成期

はじめに

カルデラ形成期は、噴火エピソード Q (61 ka) から L (15.5 ka) までの間と定義される (Hayakawa, 1985)。その期間は、61~15.5 ka の約 4 万 6 千年間である。カルデラ形成期噴出物は、火砕物のみからなり、溶岩は確認されていない。カルデラ形成期は、噴出量数 km³ 以上 (DRE) に及ぶ、複数回の火砕流噴火の発生で特徴付けられる。このような大規模噴火は、それ以前の十和田火山 (先カルデラ期) では認められないタイプの噴火である。比較的規模の大きな火砕流噴火は、噴火エピソード Q (61 ka, 4.8 km³)、N (36 ka, 17.9 km³)、L (15.5 ka, 20.3 km³) の 3 回発生した。これらの 3 回の火砕流噴火の間にも、噴出量数 km³ 以下の噴火が複数回発生している。本委託研究では、給源近傍における、大規模噴火間の噴火堆積物に注目して調査・研究を進めた。

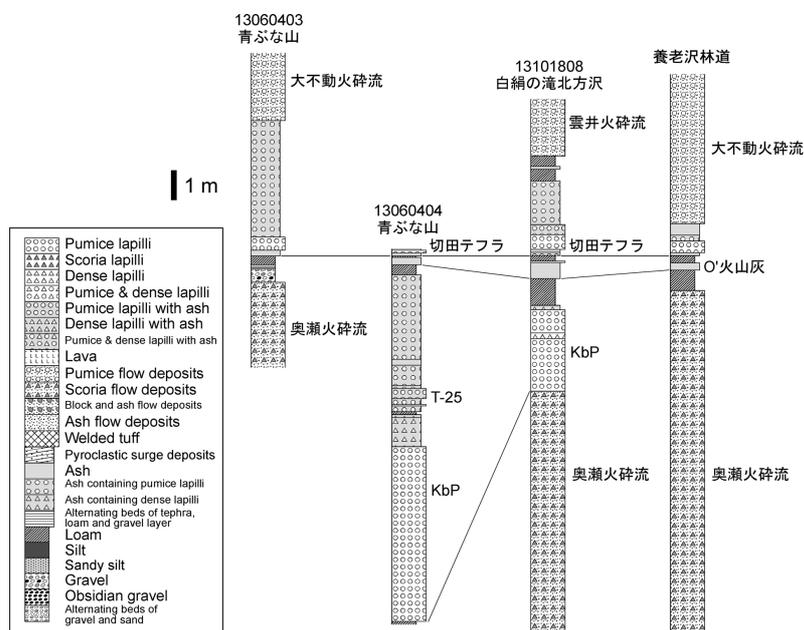


図 1.2-9 カルデラ形成期噴出物の地質柱状図 (噴火エピソード Q~N 噴出物)。5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む。

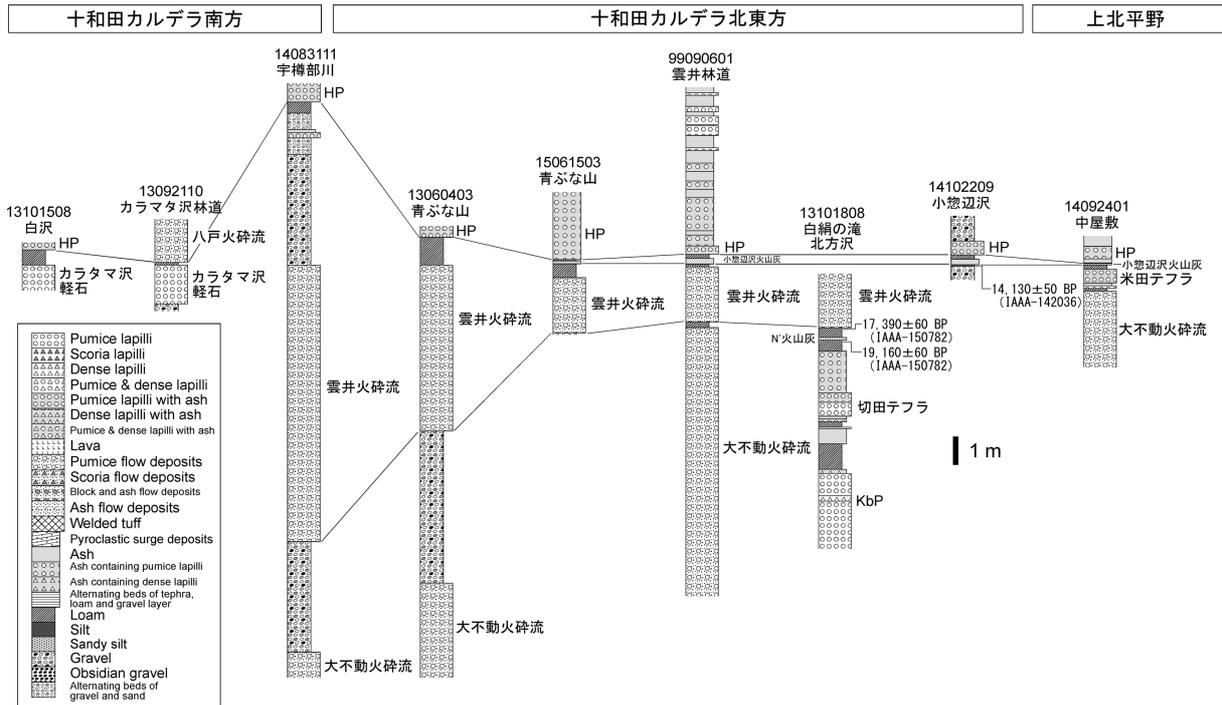


図 1.2-10 カルデラ形成期噴出物の地質柱状図（噴火エピソード N~L 噴出物）。5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む。

新たに見つかった噴火堆積物

給源近傍でのカルデラ形成期噴出物の柱状図を，図 1.2-9 及び図 1.2-10 に示す。本委託研究及び 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査により，下位から順に新たに O'火山灰（仮名），N'火山灰（仮名），雲井火砕流堆積物，カラタマ沢軽石，小惣辺沢火山灰の 5 枚の噴火堆積物を新たに見出した。これらの噴出物は，十和田湖の周囲半径 14 km 以内に分布する（図 1.2-11）。このうち，雲井火砕流堆積物とカラタマ沢軽石は，層位，¹⁴C 年代値，全岩化学組成，火山ガラス化学組成により，これまで上北平野で米田テフラ（噴火エピソード M；21.2 ka）と呼ばれてきたテフラに対比される。O'火山灰，N'火山灰，小惣辺沢火山灰は，いずれも小規模な降下テフラであり，既知のテフラには対比されない。これらの火山灰層をもたらした噴火を，Hayakawa (1985) に倣い，それぞれ噴火エピソード O'，N'，M'と呼ぶことにする。これらの火山灰層は，いずれも青灰色を呈する火山灰層で，ブロック状の新鮮なデイサイト～流紋岩岩片で主に構成されることから，ブルカノ式噴火による堆積物と考えられる。N'火山灰，小惣辺沢火山灰の年代は，¹⁴C 年代値より，23 ka，17.2 ka と見積もられる（図 1.2-10）。O'火山灰の年代は，年代既知のテフラとローム層の厚さから，約 40 ka と見積もられる。噴出量は，Hayakawa (1985)の方法により，O'火山灰が 0.09 km³，小惣辺沢火山灰が 0.05 km³ と見積もられる。N'火山灰は，1 地点でしか見つかっていないので，噴出量の見積もりが困難である。ここでは，小惣辺沢火山灰と同規模と推定して，0.05 km³とした。

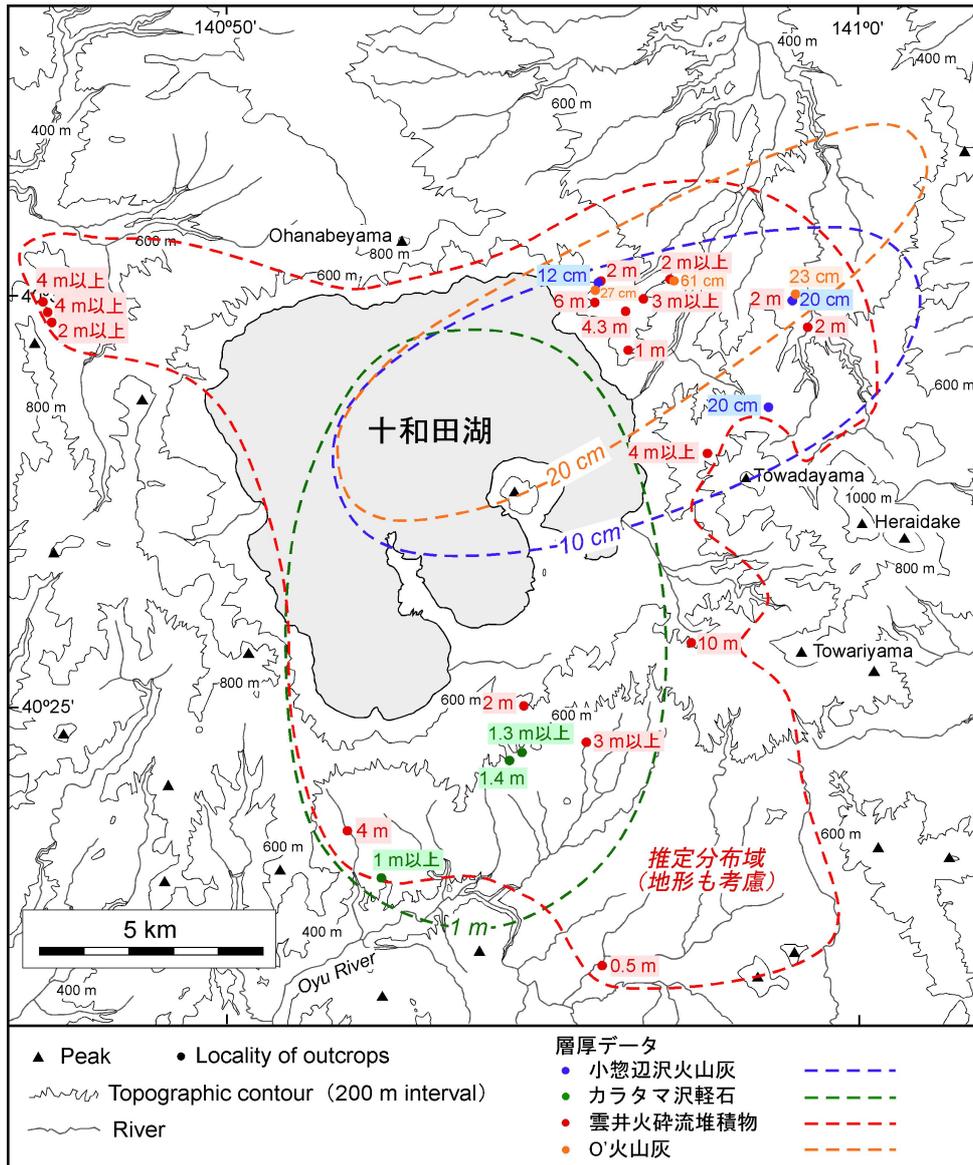


図 1.2-11 新たに認識されたカルデラ形成期噴出物の分布. 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む.

表 1.2-1 カルデラ形成期の噴火エピソード一覧表

噴火エピソード名	テフラ名	噴火様式・推移	年代 (ka)	噴出量 (km ³ , DRE)	斑晶鉱物組合せ					
					Pl	Opx	Cpx	Hb	OI	Opq
L	八戸	水蒸気プリニー式→火砕流発生	15.5	20.3	○	○	○	○	tr	○
M'	小惣辺沢	ブルカノ式	17.2	0.05	○	○	○	○		○
M	雲井, 米田, カラタマ沢	マグマ水蒸気・プリニー式・火砕流発生	21.2	3.1	○	○	○		tr	○
N'	(N'火山灰)	ブルカノ式	23	(0.05)*	○	○	○			○
N	大不動, 切田	水蒸気プリニー式→火砕流発生	36	17.9	○	○	○			○
O'	(O'火山灰)	ブルカノ式	40	0.09	○	○	○			○
O	合同	プリニー式	53	1.4	○	○	○			○
P'	T-25	マグマ水蒸気	55.2	0.06	○	○	○			○
P	キピダング	プリニー式	58	1.2	○	○	○			○
Q	奥瀬, レッド	プリニー式→マグマ水蒸気→火砕流発生	61	4.8	○	○	○		tr	○

*一地点のみで見つかっていないため、噴出量の見積もりが困難である。ここでは小惣辺沢火山灰と同規模と推定した。

カルデラ形成期の噴火史

表 1.2-1 にカルデラ形成期の各噴火エピソードについて、噴火様式・推移、年代、噴出量、斑晶鉱物組合せの一覧表を示す。カルデラ形成期最初の噴火は、61 ka の噴火エピソード Q である。噴火エピソード Q では、最初にプリニー式噴火が発生し、降下軽石・スコリアが堆積した。引き続き、マグマ水蒸気噴火が発生し、火山豆石を含む降下火山灰層が堆積した。その後、火砕流が発生し、周囲に広く流れ下った。火砕流堆積物の体積は、Hayakawa (1985)によると 4 km³ (DRE) である。ただし、これは過小見積もりの可能性がある。5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査では、従来考えられていたよりも広域において、火砕流堆積物の分布を確認している。そのため、実際の規模はもう少し大きかった可能性が高い。そのため、今後、噴出量の再見積もりを行う必要がある。噴火エピソード Q の時に、最初のカルデラが形成されたと考えられている (Hayakawa, 1985)。

その後、58 ka に噴火エピソード P、55.2 ka に噴火エピソード P'、53 ka に噴火エピソード O が発生した。噴火エピソード P、Q では、プリニー式噴火が発生して、降下軽石が堆積した。噴火エピソード P'では、マグマ水蒸気噴火が発生して、軽石火山礫混じりの火山灰層が堆積した。40 ka の噴火エピソード O'では、ブルカノ式噴火により青灰色火山灰が堆積した。

36 ka の噴火エピソード N は、その当時では十和田火山史上最大の噴火であった。水蒸気プリニー式噴火が発生し、火砕サージ堆積物、降下軽石・火山灰が堆積した後、大規模な火砕流が発生して、十和田火山を中心とした半径 50~100 km の地域に火砕流が流れ下った。この時もカルデラの陥没が起こったと推定される。その後、23 ka に噴火エピソード N'が発生した。ごく小規模なブルカノ式噴火であり、青灰色火山灰が堆積した。21.2 ka には噴火エピソード M が発生した。この噴火は、カルデラ形成期では 4 番目に規模の大きな噴火である。噴火推移の順番は不明であるが、水蒸気プリニー式噴火、プリニー式噴火により、降下火砕物がもたらされ、火砕流も発生した。

17.2 ka には噴火エピソード M'が発生した。小規模なブルカノ式噴火であり、青灰色火山灰が堆積した。特記すべき特徴として、この火山灰層には普通角閃石が含まれることが挙げられる (表 1.2.1)。十和田火山噴出物に普通角閃石が含まれるのは稀である。カルデラ形成期では、噴火エピソード L、M'堆積物にのみ、普通角閃石が認められる。噴火エピソード L の約 2 千年前に、L と同一の斑晶鉱物組合せの火山灰が噴出していたことは、両者のマグマが共通していることを示唆する。噴火エピソード M'は、カルデラ噴火の先駆的噴火として位置付けられる可能性がある。

15.5 ka の噴火エピソード L は、規模の面で N をやや上回る、十和田火山最大規模の噴火である。水蒸気プリニー式噴火が発生し、火砕サージ堆積物、降下軽石・火山灰が堆積した後、大規模な火砕流が発生して、十和田火山を中心とした半径 50~100 km の地域に火砕流が流れ下った。この噴火により、現在見られる直径約 11 km の十和田カルデラの原形が完成した。

カルデラ形成期全体を通してみると、その最初期以降 (53 ka の噴火エピソード O 以降) は、小規模なブルカノ式噴火 (O', N', M') と比較的規模の大きな軽石噴火 (N, M, L) が交互に発生する傾向がある。噴火エピソード O', N', M'の火山灰層は、新鮮で緻密なブロック状のデイサイト~流紋岩で構成されており、これらの噴火では溶岩ドームの形成を伴った可能性が高い。おそらくこの時期には、カルデラ内部に溶岩ドームからなる火山体が存在しており、軽石噴火 (N,

M, L) の度に火山体が破壊されることを繰り返していた可能性がある。また、いずれのブルカノ式噴火 (O', N', M') も、軽石噴火 (N, M, L) が発生する 2~4 千年前に起こっていることは興味深い。これらのセットは、記載岩石学的特徴が一致する。特に、M' と L については、十和田火山では珍しい普通角閃石を含む点で一致する。これらのブルカノ式噴火 (O', N', M') は、軽石噴火 (N, M, L) の先駆的噴火として位置付けられる可能性がある。

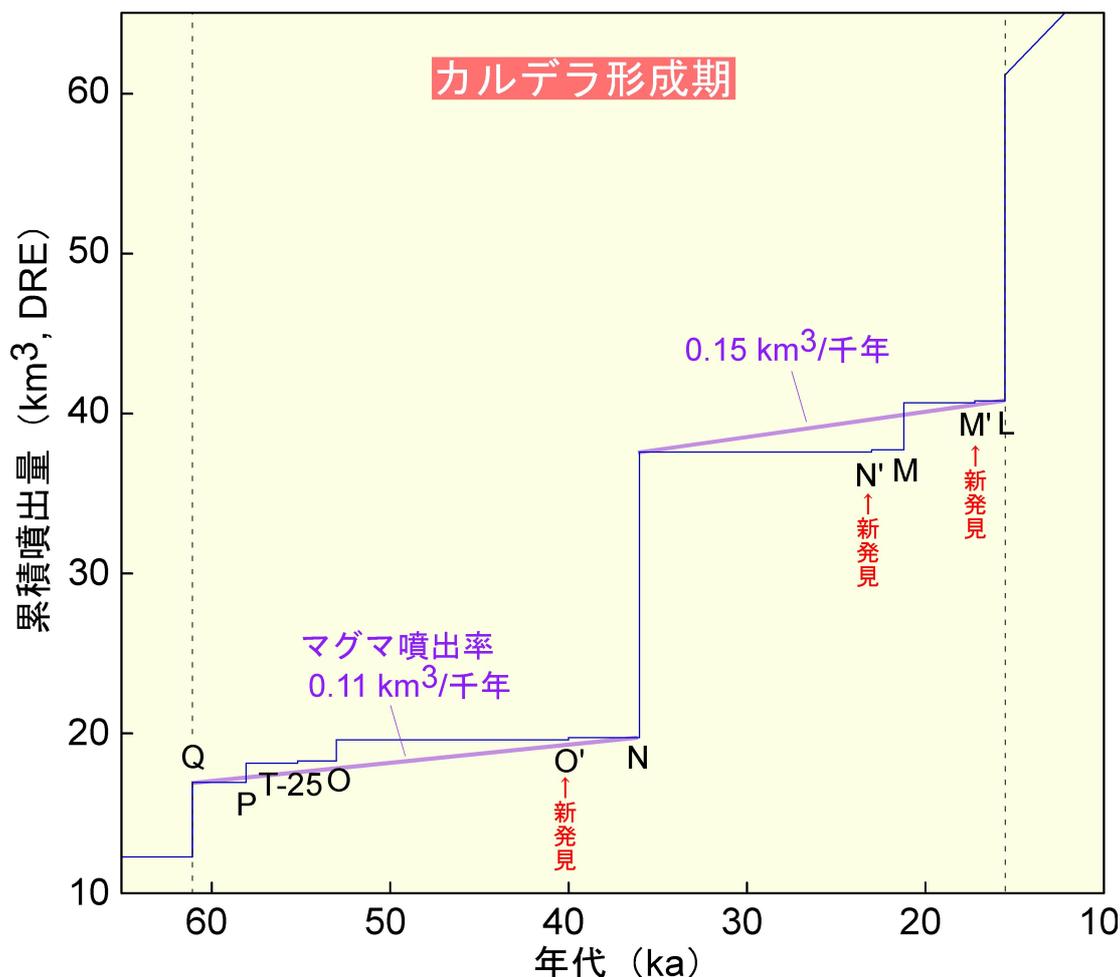


図 1.2-12 カルデラ形成期の階段ダイアグラム。Hayakawa (1985), 中川ほか (1986), 工藤 (未公表データ) 等を用いて作成した。

階段ダイアグラムの特徴

図 1.2-12 にカルデラ形成期の階段ダイアグラムを示す。カルデラ形成期では、大規模カルデラ噴火の発生以外に、他の活動時期では見られない特徴が認められる。それは、大規模カルデラ噴火に先行する数万年間の低マグマ噴出率期の存在である。カルデラ形成期は、全体としてみれば $1.1 \text{ km}^3/\text{千年}$ と高マグマ噴出率であり、先カルデラ期や後カルデラ期よりも噴出率は高い (図 1.2-8)。しかしながら、大規模カルデラ噴火間の時期に注目すると、噴火エピソード Q-N 間が 25,000 年間でマグマ噴出率が $0.11 \text{ km}^3/\text{千年}$ 、噴火エピソード N-L 間が 20,500 年間でマグマ噴出率が $0.15 \text{ km}^3/\text{千年}$ であり (図 1.2-12)、先カルデラ期後期 (約 4 万年間) や後カルデラ期 (1

万 5 千年間)と比較してもマグマ噴出率が低い(図 1.2-8). また, 火砕噴火の頻度についても, 噴火エピソード Q-N 間が 0.16 回/千年, 噴火エピソード N-L 間が 0.15 回/千年であり, 後カルデラ期の 1.2 回/千年よりも有意に低頻度である. 以上のように, 大規模カルデラ噴火の前には, 2 万年間程度の低マグマ噴出率・低噴火頻度期が先行する傾向にある. 大規模カルデラ噴火間の時期は, マグマ噴出率も低く, 噴火発生頻度も低頻度で, 噴火活動が相対的に不活発な時期であったと考えられる. このことは, 大規模カルデラ噴火を起こすためには, それに応じて地下にマグマを蓄積する時間が必要であることを示唆する. なお, 噴火エピソード Q 以前にも約 2 万年間の低噴出率期があるように見えるが(図 1.2-8), その不確実性については, 前節にて説明した通りである.

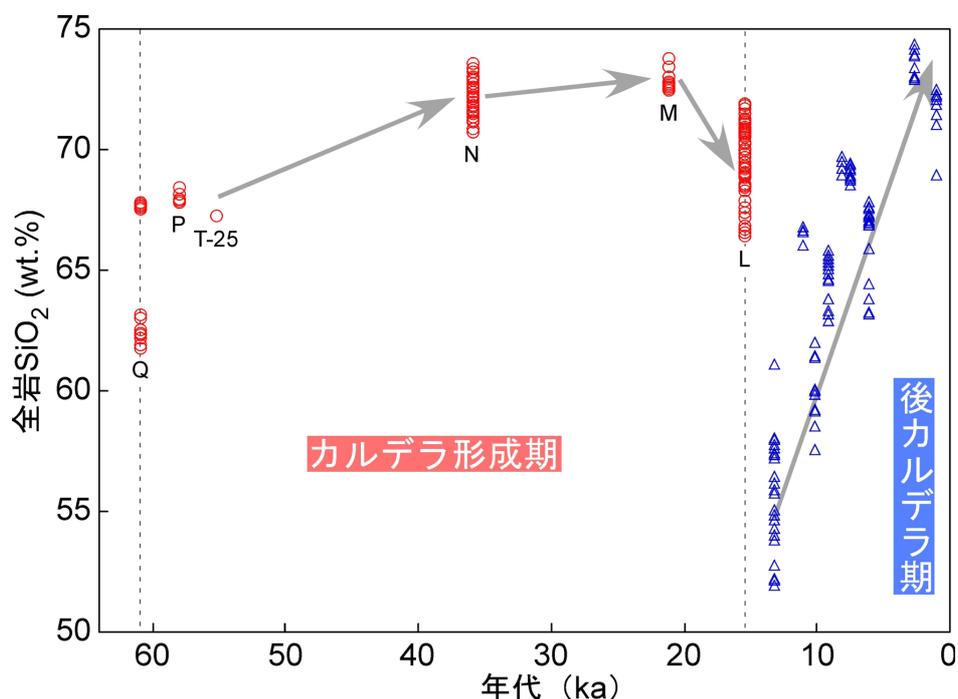


図 1.2-7 カルデラ形成期～後カルデラ期噴出物の全岩 SiO₂ 量時代変化図. 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む.

全岩 SiO₂ 量の時間変化

図 1.2-7 にカルデラ形成期から後カルデラ期にかけての噴出物の全岩 SiO₂ 時代変化図を示す. カルデラ形成期では, 噴火エピソード Q で安山岩～デイサイトマグマが噴出した後, 全岩 SiO₂ が時代とともに微増し, N と M では流紋岩マグマが噴出するに至った. その後, L ではやや苦鉄質になるものの, デイサイト～流紋岩に至る比較的幅広い組成のマグマが噴出した. このように, カルデラ形成期においては, 一貫してデイサイト～流紋岩マグマ主体の活動となっている. 組成変化も顕著ではないので, 比較的安定したマグマ系の存在が示唆される. しかし, 後カルデラ期に入ると, マグマ組成は急激に玄武岩質安山岩へと変化し, その後, 多少のぶれがあるものの, 1 万 5 千年間かけて徐々に玄武岩質安山岩から流紋岩へと変化する傾向を示す. カルデラ形成期～後カルデラ期を通して見てみると, カルデラ形成期直後に大きな不整合があり, 後カルデラ期

では短期間で急速な組成変化が起こっている。このことから、カルデラ形成期と後カルデラ期では、マグマ系そのものが別物になっている可能性が高い。その要因としては、噴火エピソード L の大規模カルデラ噴火において、カルデラ形成期に持続していた珪長質マグマ溜まりが完全崩壊することにより、浅部マグマ系が劇的に変化し、玄武岩質安山岩マグマが上昇できるようになったことが考えられる。ただしその後、マグマ組成は急速に珪長質化していることから、マグマ溜まりの崩壊に関わらず、珪長質マグマの生成・供給は連続的に続いてきた可能性がある。今後、地下からのマグマ供給率が変わらなければ、新たにカルデラ形成期のようなシステムを再建する可能性も考えられる。

5) まとめ

十和田火山は 22 万年前以降に活動を開始した。十和田湖周辺地域ではそれ以前の 2.5~0.6 Ma にも火山活動が起こっていたが、十和田火山の活動との間には約 40 万年間の休止期が存在することから、十和田火山とは別の火山として扱うのが妥当と考えられる。十和田火山の大規模カルデラ噴火を起こすシステムは、22 万年前以降から準備され、先カルデラ期の 16 万年間を経て、61 ka の噴火エピソード Q で確立されたと見ることができる。そのシステムは、カルデラ形成期の間は持続していたが、15.5 ka の噴火エピソード L にて、それまでの珪長質マグマ溜まりが崩壊することにより、一旦リセットされた可能性がある。しかしながら、後カルデラ期において、マグマ組成が玄武岩質安山岩から流紋岩へと 1 万 5 千年間で急速に珪長質化していることから、珪長質マグマの生成・供給は、マグマ溜まりの崩壊に関わらず連続的に続いてきた可能性がある。今後、地下からのマグマ供給率が変わらなければ、新たにカルデラ形成期のようなシステムを再建する可能性も考えられよう。このような見方に立てば、現在の後カルデラ期の活動は、マグマ溜まりが完全崩壊したことによる一次的な現象と解釈することも可能である。

十和田火山では、大規模カルデラ噴火に先行する時期に、その準備過程とみられる事象が共通して認められる。それは、大規模カルデラ噴火に先行する低マグマ噴出率・低噴火頻度期の存在と、大規模カルデラ噴火の 2~4 千年前に先駆的に発生する小規模ブルカノ式噴火である。十和田火山では、噴出量 15 km³ を超える大規模カルデラ噴火の前には、2 万年間程度の低マグマ噴出率・低噴火頻度期が先行する傾向にある。これは、大規模カルデラ噴火を起こすためには、それに伴って地下にマグマを蓄積する時間が必要であることを示唆する。また、カルデラ形成期においては、噴出量 3 km³ 以上の軽石噴火（計 3 回、2 回の大規模カルデラ噴火を含む）が発生する 2~4 千年前には、いずれも小規模なブルカノ式噴火が発生している。これらのブルカノ式噴火と軽石噴火のセットは、記載岩石学的特徴が一致する。特に、M' と L については、十和田火山では珍しい普通角閃石を含む点でも一致することから、L の大規模カルデラ噴火をもたらした珪長質マグマが、約 2 千年前の M' で一部噴出していた可能性が考えられる。これらの小規模なブルカノ式噴火は、大規模噴火の先駆的噴火として位置付けられる可能性がある。

(3) 今後の課題

今後の課題として、実現性が低いものを含め、以下のものを挙げておく。

1) 先カルデラ期噴火史と階段ダイアグラムの高精度化

階段ダイアグラムに給源近傍の溶岩・火砕物を反映させる必要がある。そのためには、給源近傍相に対して、より多くの年代指標を入れることが必要である。その手法として最も有効なのは、給源近傍相と年代の確定している遠方テフラの対比である。本件については、来年度の委託研究において引き続き実施する予定である。

2) 噴火エピソード Q に先行する低マグマ噴出率期の検証

現状の階段ダイアグラムによれば、噴火エピソード Q 以前に約 2 万年間の低噴出率期があるように見える。これを検証するためには、給源近傍におけるこの時期の噴出物層序を確認する必要がある。しかし、要因は不明であるが、この時期の連続的な地質記録は欠如する傾向にあり、確認は非常に困難と予想される。したがって、本件の解決は特に来年度計画の課題とはしない。1) の課題の解決のための野外調査において、相当層準の調査も行うので、その際に良好な露出の発見に期待するのみである。

3) 奥瀬火砕流堆積物（噴火エピソード Q）の体積再見積もり

5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の出版により（時期は来年度以降）、奥瀬火砕流堆積物の分布が大幅に改訂され、より広域に広がる見込みである。これにより、噴火エピソード Q の噴出量は現在の見積もり値よりも大きくなる可能性が高い。

引用文献

- 古澤 明 (2003) 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. 地質雑, **109**, 1-19.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **60**, 507-592.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic – calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 1579–1605.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and 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.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, **23**, 63–79.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no.4, 1-64.
- 村岡洋文・高倉伸一 (1988) 10 万分の 1 八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 no.21-4, pp.27, 地質調査所, 27 p.
- 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 (2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩の K–Ar 年代. 地質調査研究報告, **67**, 209-215.
- 工藤 崇 (印刷中) 十和田火山先カルデラ期噴出物に挟まれる洞爺火山灰. 地質調査研究報告.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48p.

- 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行 (2013) 200 万分の 1 地質編集図 no.11 日本の火山 (第 3 版). 産総研地質調査総合センター.
- 大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発基本調査「地形並びに表層地質調査報告書」. 東北農政局計画部. 103p.
- 沢田順弘・中村唯史・榎田禎久・Yoon Sun・徳岡隆夫 (1997) 島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石. 第四紀研究, **36**, 1-16.
- 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.

1.3 大山火山の事例調査

【実施内容】

大山火山は山陰地方に位置する大型のデイサイト質成層火山である。この火山は、約6万年前の大山倉吉降下火砕堆積物(DKP)や8万年前の大山生竹降下火砕堆積物(DNP)のに代表されるような大規模な火砕物を日本列島沿いに降下させる噴火を更新世に度々起こしたことで知られている。大山火山の既存研究には層序学的な問題や評価手法上の問題が残されていたため、平成27年度はこの火山の過去約20万年間の噴火層序の見直しとマグマ噴出量の再計測を行い、新たに積算マグマ噴出量階段図を作成している(山元, 2017)。また、大山火山のマグマは、沈み込んだスラブの溶解物(スラブメルト)と熱源となるマントルとの相互作用で生じており、日本列島の他地域とは異なる成因を持っている(Morris, 1995; Kimura et al., 2005; 2013)。そこで、平成28年度は溶岩のスラブメルト指標(Sr/Y比)に着目し、高噴出期には指標が低く、反対に低噴出期には高くなり、2万年前の高Sr/Y溶岩で噴火活動を終えていることを明らかにした。今年度は全岩主及び微量成分の追加分析を行いDKPやDNP軽石の全岩組成の推定を行った。また、Pb, Sr, Nd同位体比に着目し、DKPやDNP軽石との比較を行った。特にPb同位体比は西南本州のスラブ由来マグマと北九州のマントル由来マグマで異なることが知られており、DNP・DKPはマントル由来、溶岩はスラブ由来に近い。また $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ は8万年前のDNPで低下した後、時間と共に増加し、2万年前で元のレベルに回復し噴火活動を終えている。このことは、スラブメルトに対する熱源マントルの寄与が減少したものと解釈され、大山火山の活動度の低下を示している。

【研究成果】

(1) 放射性炭素年代の追加測定

平成27年度に、桝水原堆積物が模式的に露出する鳥取県西伯郡伯耆町金屋谷(35度22分10.35秒133度28分27.39秒)において、その基底から炭化木片(DS201)を採取し、26,570-26,280 calBCの暦年代を示す放射性炭素年代を得ている(山元, 2017)。その後、道路法面の工事が進んだことにより、同じ露頭と同堆積物最上部のフローユニットが観察できるようになった。下部は緻密な溶岩片に富む岩相であるのに対して、上部は軽石に富む岩相へと漸移し、さらに最上部は灰色の中粒～粗粒火山灰を挟んで、再び緻密な溶岩片に富む岩相へと変化している(図1.3-1)。この最上部は炭化木片を含んでおり、試料DS202として(株)加速器研究所に放射性炭素年代測定を依頼した。

DS202の測定結果は良好で、25,747-25,572 calBCの暦年代が得られた(表1.3-1)。この年代は基底部のDS201よりも500～1000年若く、有意に違いがある。しかし、露頭内のフローユニット間には土壌の形成はないので、この違いは桝水原火砕流-弥山溶岩噴火の継続時間を示しているものとみられる。桝水原火砕流-弥山溶岩の同時異相である東大山降下火砕堆積物は多数の降下ユニットから構成されるので、この間に噴火は断続的に爆発的噴火を繰り返していたものと考えられる。一方で、桝水原火砕流-弥山溶岩噴火よりも若い阿弥陀川火砕流-三鈷峰溶岩噴火の基底部からの暦年代は18,971-18,749 calBCであるので(山元, 2017)、両噴火の間には約7千年の休止期間が存在している。

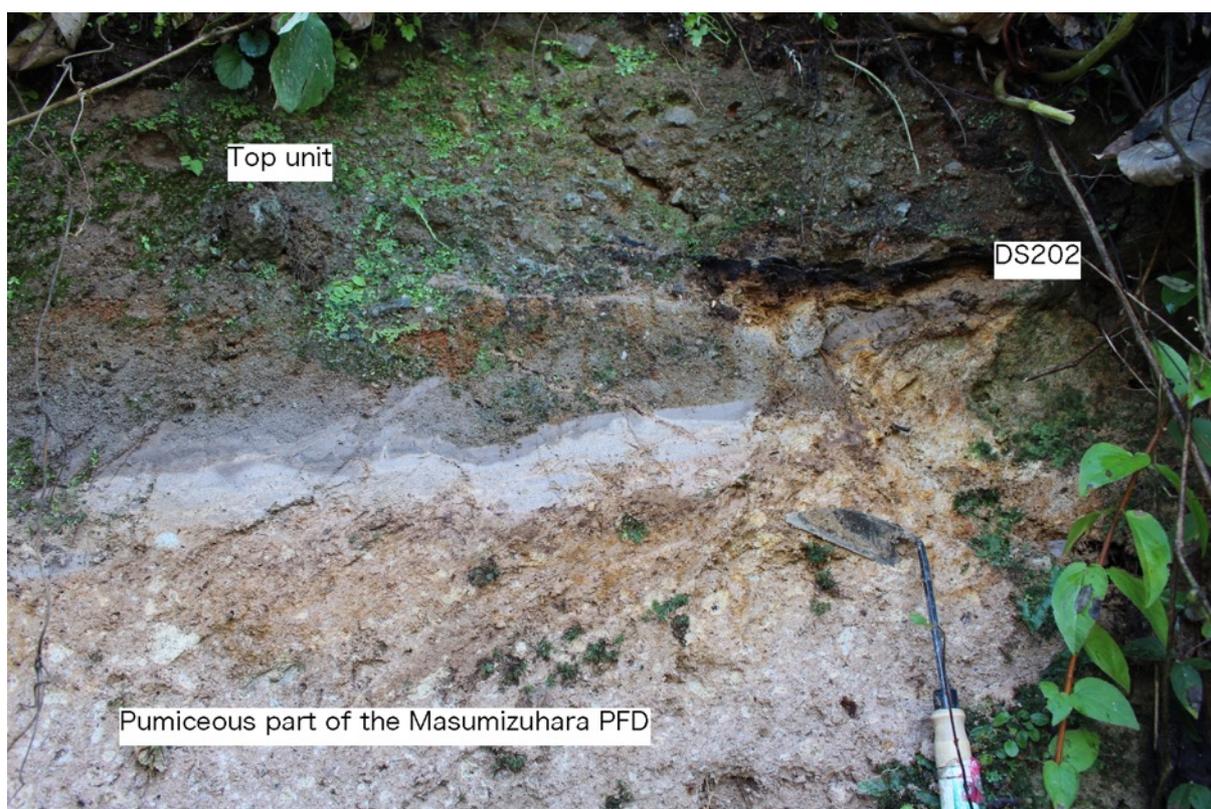


図 1.3-1 柘水火砕流堆積物最上部の岩相. 鳥取県西伯郡伯耆町金屋谷. DS202 は測年炭化木片

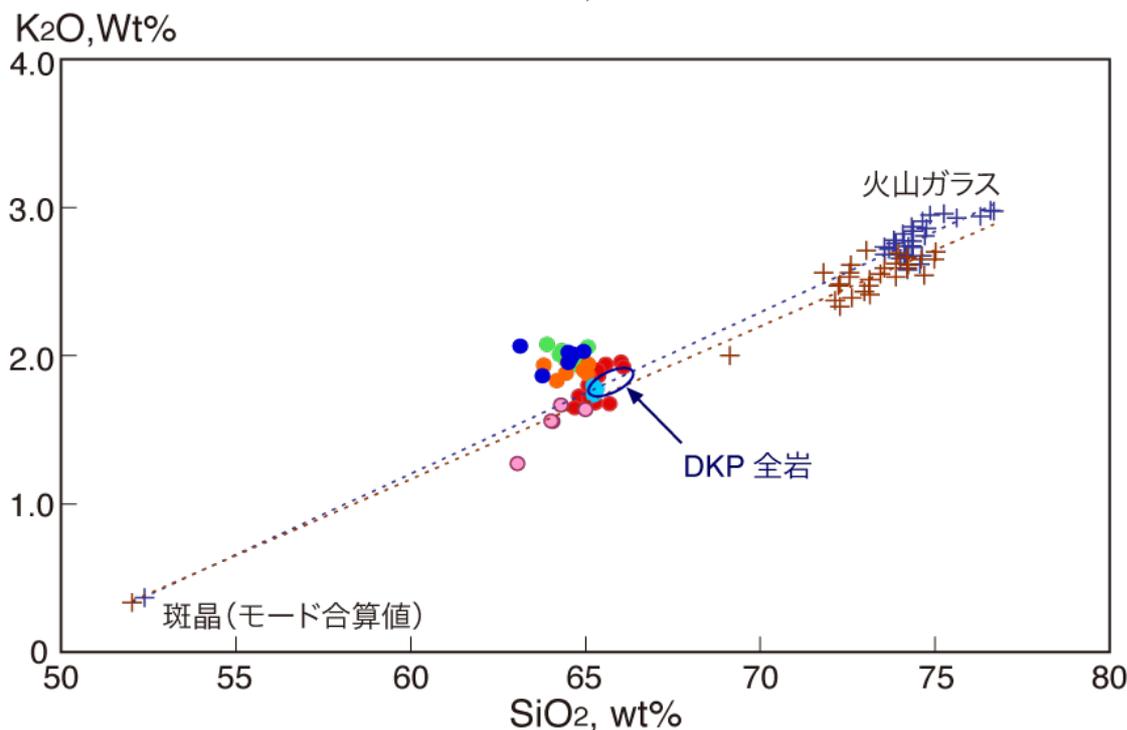
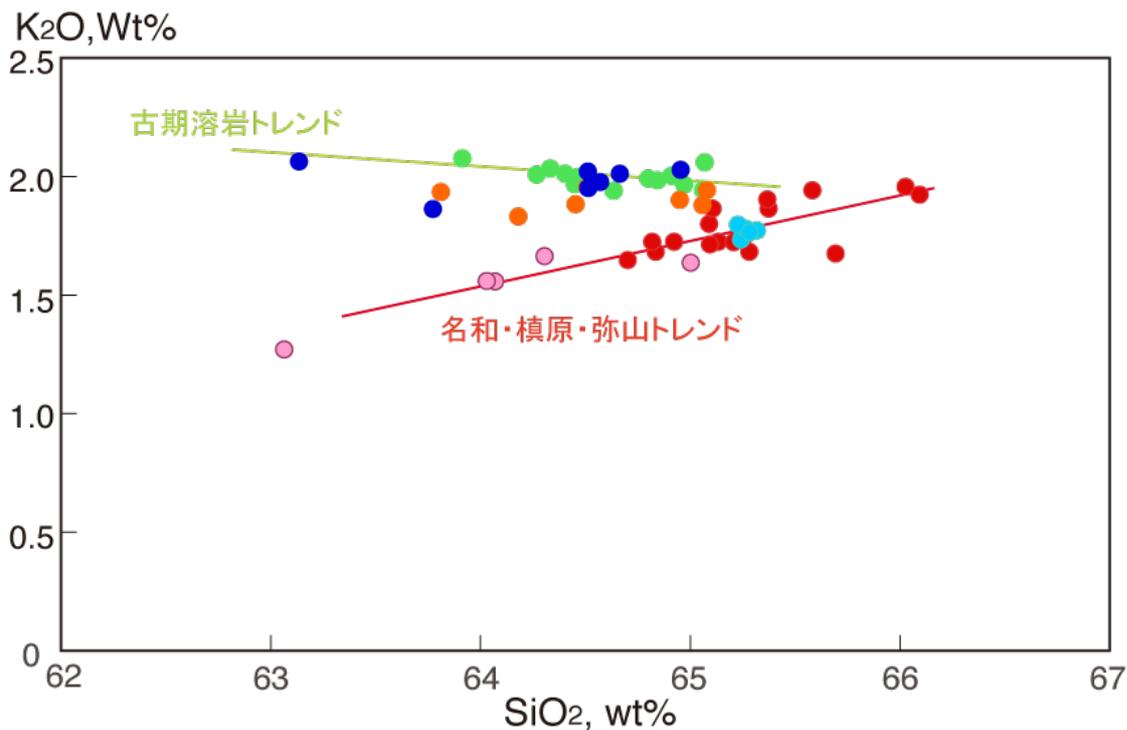
測定番号	試料名	採取場所	試料 形態	処理 方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)
IAAA-171235	DS202	鳥取県西伯郡伯耆町金屋谷	木炭	AaA	-21.68 ± 0.51	23,410 ± 80	5.42 ± 0.05

測定番号	$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用(yrBP)	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
	Age (yrBP)	pMC (%)			
IAAA-171235	23,360 ± 80	5.46 ± 0.05	23,411 ± 80	25747calBC - 25572calBC (68.2%)	25824calBC - 25481calBC (95.4%)

表 1.3-1 DS202 放射性炭素年代測定結果

(2) 大規模噴火軽石の全岩主成分組成

平成 28 年度は、大山火山の溶岩もしくは火砕流堆積物中の本質溶岩岩片の全岩化学組成分析を実施し、噴火ユニット毎に組成が異なることを明らかにしている。特に K_2O 量や Sr・Ba 量で違いが大きく、同一 SiO_2 量で異なる組成トレンドを形成している。この組成トレンドの違いは、マグマの起源が異なることを意味していよう。今年度も追加の溶岩等試料の全岩化学組成分析を行うとともに、前年度は分析できなかった軽石全岩組成を、火山ガラスの主成分組成から推定した。なお、全岩主成分分析は Activation Laboratories 社に依頼している。また、火山ガラスの主成分元素分析は、産総研の EDX を用いている。



● 古期溶岩 (>160ka) ● 名和 (100ka) ● 榎原 (42ka) ● 笹ヶ平 (29ka) ● 弥山 (28ka) ● 三鈷峰 (21ka) + DNP + DKP

第 1.3-2 図 大山火山噴出物の $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図。DKP 火山ガラスの組成は本研究による。DKP 及び DNP の斑晶組成は Tsukui (1985), DNP の火山ガラス (ガラス包有物) の組成は古澤 (2008) による。160ka 以前の古期溶岩 (低噴出期) と名和・榎原・弥山噴出物 (高噴出期) の組成トレンドは、明瞭に異なっている。火山ガラスと斑晶組成から推定される DKP と DNP の全岩組成は後者のトレンドと一致する。

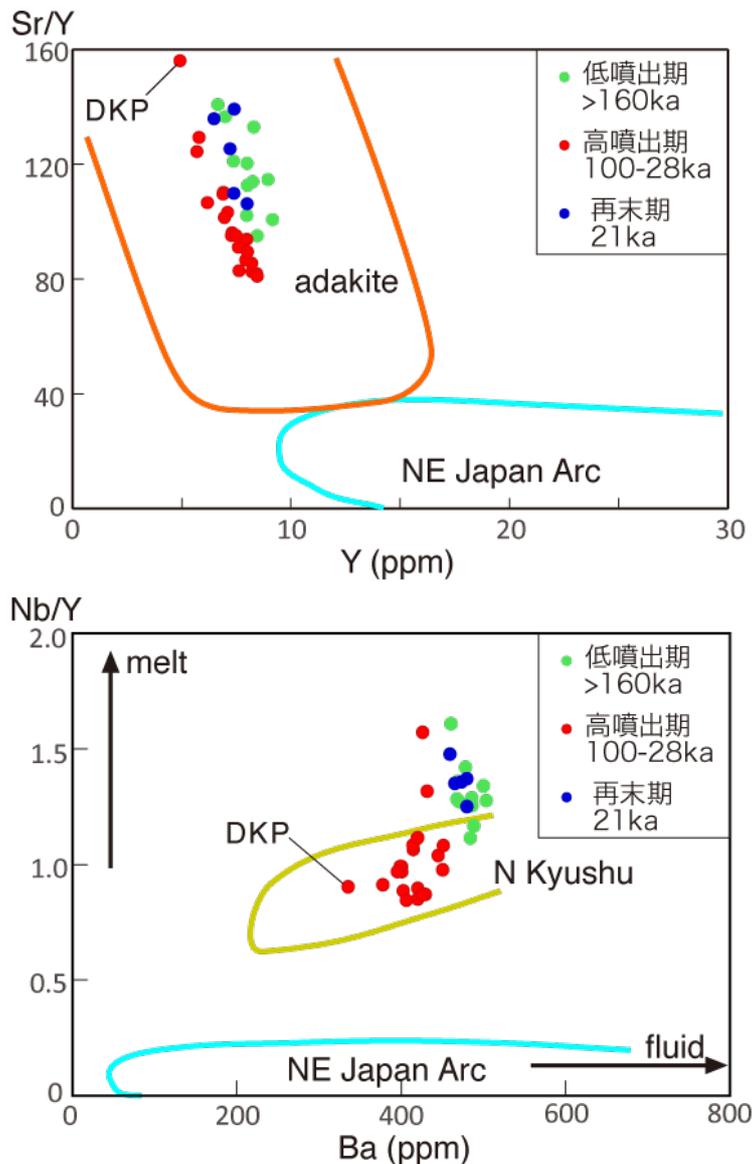
大山火山噴出物の化学組成分析で問題となるのは、6 万年前の DKP や 8 万年前の DNP の軽石が著しく風化作用しており、全岩化学組成分析が不可能なことである。特に軽石の基質を構成する火山ガラスについては、完全に粘土化したものがほとんどであるため、テフラの対比も斑晶鉱物の特徴により区別されてきた(町田・新井, 1979)。一方で、平成 28 年度に示した溶岩で確認できた化学組成の時系列変化の特徴が、はたして DKP や DNP のような大規模プリニー式噴火にも認められるのかは、大山火山の長期評価を行うためには極めて重要である。そこで、火砕物として破砕された粒子毎に主成分元素濃度を求め、粒子のモードから軽石の全岩主成分元素組成を復元する手法を採用した。軽石中の斑晶鉱物の主要元素組成については、ほとんど変質しておらず測定が容易なことから、既に Tsukui (1985) により明らかにされている。また、近年になり湖成堆積物やボーリングコアなどから保存の良い火山ガラスを含んだテフラ試料が見出され、その組成の特徴が明らかになってきている(長橋ほか, 2007 ; 2016 ; Smith et al., 2013)。今回、本研究で分析した DKP テフラ(HOB-1-15.76)も、産総研が活断層調査のために富山県で実施したボーリングコア(丸山・齋藤, 2014)から得られた試料である。

軽石の全岩主成分組成は、ハーカー図上で個々の斑晶(斜長石+角閃石+斜方輝石+黒雲母+鉄鉱)のモード比合算組成値と火山ガラスの組成値を直線で結んだ混合直線上に求めることが出来る(図 1.3-2)。分析した DKP テフラにおける火山ガラスの含有量は 60%強であるので、DKP の全岩 SiO₂ 量は 65~66%となる。特に K₂O 量については、高噴出期の名和火砕流や榊水原火砕流-弥山溶岩と 160ka 以前の低噴出期溶岩や最末期溶岩とでは明瞭な違いがあり、DKP の組成は前者の高噴出期トレンドと一致している。図 1.3-2 では DNP の火山ガラス組成も表示しているが、この値は古澤(2008)による斑晶中のガラス包有物の分析値である。ガラス包有物が軽石基質の火山ガラスと同じ組成である保証はなく、また DNP の火山ガラス含有量も明らかではないため、DNP の全岩主成分は特定できていない。それでも、DNP の火山ガラス包有物と斑晶モード合算値の混合直線は DKP と同様に高噴出期トレンドに近く、類似の組成を持つことが期待できる。

(3) 全岩微量元素分析結果

大山火山噴出物のような典型的アダカイトは、火山弧の下に沈み込んだ若くて熱い海洋スラブが部分融解して形成した火山岩である(Defant and Drummond, 1990)。一般に斜長石、角閃石、黒雲母を含むデイサイトであるものの、Y に乏しく Sr に富み、希土類元素(REE)パターンでは重希土ほど枯渇し、Eu 異常を欠くなどの特徴がある(Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999 など)。これらの記載的特徴は、ざくろ石±角閃石が安定で斜長石が不安定な高圧化において玄武岩質の岩石が融解することに由来すると考えられている(Kay, 1978 など)。平成 28 年度は、スラブメルト指標(Sr/Y 比)に着目し、大山火山では高噴出期には指標が低く、反対に低噴出期には高くなり、2 万年前の高 Sr/Y 溶岩で活動を終えていることを明らかにした。ただし、昨年度分析は Activation Laboratories 社の ICP-MS による依頼分析であり、一部元素(特に重希土、Y、Nb など)の測定感度は必ずしも高くはない。そこで、今年度は産総研の Agilent 社製 7900 型 ICP-MS を使用し、試料の再測定を実施した。分析方法は Ishizuka et al. (2003, 2007)に準じている。分析対象の元素は、Li, Be, V, Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La,

Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, Uである (表 1.3-2). 試料は 2%HNO₃ 溶液として測定し, 希釈率は約 6000 倍とした. 検量線作成は, 岩石標準試料を分析することにより行った. 通常用いた標準試料は, JB2, JB3, JG61, JA1, JB1A, AGV1, BCR1, BRR1 (in-house standard of University of Southampton) である. 測定中のマシンのドリフト補正には, 外部補正法, 内部補正法の両方を用いた. 内部標準として In, Re を測定溶液に添加した. 希土類元素(REE)の一部と Ta については, 必要な妨害元素の補正を行った. 分析誤差(2s.d.)は, 通常 REE 元素で 4%, それ以外の元素で 6%程度あるいはそれより小さい. 分析値の再現性をチェックするために, 検量線に用いた溶液とは別途, 試料を分解して用意した JB2, JB3, BHVO₂ を, 未知試料とともに毎回測定した. また, DKP については, 水簸とハンドピッキングにより火山ガラスを分離し, 約 0.1g の試料を酸と炭酸ナトリウムで溶解を行った. 試料の微量元素測定は北海道大学の LA-ICP-MS を使用している (表 1.3-3)



第 1.3-3 図 大山火山噴出物の Sr/Y-Y 図及び Nb/Y-Ba 図. 北九州地域火山岩の分析値は Hoang and Uto (2003), 東北日本弧の分析値は Kimura and Yoshida (2006)による.

Sample	V51	Cr52	Ni60	Rb 85	Sr 88	Y 89	Zr 91	Nb 93	Cs 133	Ba 135	La 139	Ce 140	Pr 141	Nd 146
MAK-02	50.29	21.64	13.00	38.94	677.7	8.218	72.28	7.28	2.43	402.7	18.95	33.91	3.964	14.56
NAW-07	65.87	14.51	14.68	50.96	815.1	7.984	90.15	10.15	2.67	470.8	22.17	44.85	4.579	16.74
NAW-08	63.54	13.53	13.56	49.07	892.4	7.373	91.07	10.01	2.36	469.0	21.66	43.12	4.263	15.43
NAW-09	67.98	15.20	14.92	49.81	922.8	9.164	102.58	10.68	2.79	488.8	23.57	48.52	5.037	18.83
NAW-10	72.81	14.48	16.47	50.36	1104.6	8.309	70.10	10.42	2.76	486.5	25.31	50.74	5.579	20.66
NOD-01	57.83	14.56	15.61	51.50	1026.0	8.951	91.68	11.42	2.82	503.7	30.06	58.12	5.945	21.44
NOD-02	60.24	14.98	13.82	42.59	938.4	6.668	93.47	10.72	0.98	460.6	22.34	44.41	4.371	15.89
NOD-03	63.87	20.84	14.98	45.67	901.9	8.011	79.31	10.27	1.64	468.1	21.98	44.52	4.527	16.79
SAS-01	66.12	12.21	12.36	52.78	748.6	7.984	82.30	10.51	3.13	431.7	20.56	38.52	3.964	14.39
SAS-02	62.65	17.58	13.75	49.63	803.9	8.463	87.81	9.42	1.21	484.5	40.46	72.14	6.851	22.40
SAS-04	62.13	16.19	8.06	46.26	702.0	8.217	84.60	6.98	1.50	420.2	16.93	32.50	3.333	12.27
SAN-01	66.24	13.53	15.77	45.41	1032.3	7.416	75.74	10.16	2.64	480.1	23.80	46.67	4.938	18.34
SAN-02	61.09	13.38	14.03	49.68	879.8	6.481	56.31	9.57	2.67	459.7	19.77	37.23	3.766	13.94
SAN-03	83.52	17.79	10.46	31.01	721.1	8.045	124.7	8.24	1.63	379.6	18.91	38.11	3.780	13.80
SIM-03	62.95	13.74	14.09	51.48	811.5	7.389	86.83	10.02	2.09	473.6	19.57	37.39	3.859	14.30
SIM-04	64.66	12.47	14.24	52.06	905.4	7.221	88.99	9.75	3.10	465.3	20.62	40.14	4.046	14.88
MAS-03	59.43	14.37	8.56	55.60	632.3	7.635	66.35	7.46	3.01	450.9	18.20	36.73	3.603	12.89
MAS-06	58.64	11.32	9.60	56.32	702.2	7.312	64.32	7.78	3.25	415.1	18.58	35.03	3.514	13.08
MAS-10	61.32	11.39	10.29	45.17	734.0	7.845	70.48	8.14	3.03	445.4	18.41	35.19	3.747	13.66
NAW-02	52.92	12.24	10.61	37.44	710.2	5.709	77.89	5.20	0.49	377.9	14.30	25.83	2.766	10.08
DAJ-01	64.71	15.20	13.95	47.37	963.2	8.006	81.60	11.36	1.60	478.6	27.19	48.62	5.320	18.96
MAK-03	63.70	18.97	12.82	40.84	732.9	7.104	75.94	7.03	2.64	400.8	15.86	30.59	3.278	12.16
MAK-05	65.72	20.99	13.57	20.73	762.7	6.922	84.72	7.48	1.34	451.4	17.21	28.98	3.286	12.03
MAS-02	67.55	17.07	8.53	46.57	691.1	8.437	87.41	7.34	1.36	429.7	17.37	33.14	3.467	12.79
MAS-04	68.67	12.54	16.10	51.57	755.2	6.896	39.46	10.83	2.29	426.1	20.17	37.58	3.835	13.93
MAS-07	59.83	11.22	9.55	54.91	692.7	7.287	65.25	8.10	3.31	419.4	17.61	33.48	3.424	12.35
MAS-08	59.65	11.04	9.94	55.42	691.7	7.604	63.05	8.24	3.26	414.5	18.18	34.72	3.544	12.87
MAS-09	62.69	11.12	10.13	57.02	712.2	7.489	66.02	8.35	3.34	420.5	18.42	35.01	3.529	13.18
MIS-02	61.68	15.65	8.30	47.69	687.8	7.942	86.64	7.12	1.64	420.4	16.81	32.39	3.327	12.34
MIS-03	60.46	15.18	7.91	46.43	717.3	8.018	79.79	6.77	1.94	406.4	16.67	31.87	3.270	12.16
MIS-06	62.23	14.10	9.30	49.75	706.5	6.972	77.96	6.75	2.35	401.0	15.76	29.97	3.058	11.35
MIS-07	66.98	16.17	8.85	45.64	684.5	8.459	88.65	7.34	1.39	425.4	16.74	32.38	3.332	12.47
NAW-01	61.85	13.47	12.38	47.30	658.3	6.178	78.25	6.12	1.44	398.8	11.40	23.02	2.308	9.14
NAW-03	47.13	12.31	11.14	42.06	750.5	5.802	64.86	5.62	0.94	395.6	13.81	28.47	2.950	11.31
NAW-06	69.51	15.19	15.76	48.17	939.4	8.250	111.58	11.05	1.88	500.3	25.91	48.07	5.026	18.11
BHVO-2_170822	334.1	307.6	117.2	9.31	392.0	28.26	174.85	18.82	0.09	130.3	15.14	37.87	5.134	24.49
JB-2_171220	575.25	26.67	12.57	6.31	176.6	25.57	47.44	0.51	0.79	217.7	2.24	6.55	1.089	6.18
JB-3_171220	393.97	64.72	36.63	14.86	410.9	28.60	96.11	2.16	0.94	238.8	8.40	21.43	3.128	15.60

Sm 147	Eu 151	Gd 157	Tb 159	Dy 162	Ho 165	Er 166	Tm 169	Yb 172	Lu 175	Hf 178	Ta 181	Pb 208	Th 232	U 238
2.410	0.730	1.786	0.250	1.360	0.272	0.725	0.168	0.687	0.109	2.055	0.537	8.368	5.281	1.285
2.670	0.810	1.842	0.261	1.372	0.270	0.707	0.103	0.666	0.102	2.388	0.688	7.791	5.796	1.449
2.427	0.794	1.665	0.225	1.233	0.235	0.648	0.092	0.610	0.096	2.312	0.670	7.172	5.778	1.438
3.111	0.859	2.092	0.286	1.508	0.288	0.780	0.113	0.731	0.106	2.558	0.695	7.348	6.155	1.514
3.113	0.929	2.145	0.283	1.459	0.270	0.699	0.097	0.606	0.092	2.095	0.670	5.944	5.054	1.050
3.245	0.887	2.201	0.295	1.599	0.293	0.798	0.113	0.708	0.107	2.312	0.706	23.04	6.497	1.722
2.548	0.816	1.640	0.232	1.229	0.227	0.623	0.089	0.588	0.090	2.188	0.712	6.310	6.101	1.416
2.765	0.841	1.934	0.269	1.422	0.270	0.727	0.105	0.683	0.099	2.148	0.661	7.289	5.617	1.376
2.359	0.716	1.732	0.245	1.361	0.259	0.710	0.103	0.662	0.103	2.151	0.688	7.794	6.265	1.441
2.988	0.836	1.904	0.262	1.412	0.276	0.714	0.106	0.700	0.104	2.188	0.649	10.34	9.046	1.667
2.130	0.706	1.610	0.230	1.321	0.253	0.706	0.105	0.688	0.103	2.142	0.518	8.657	4.544	1.198
2.871	0.895	1.959	0.268	1.349	0.252	0.693	0.100	0.623	0.088	2.200	0.697	4.563	5.103	1.067
2.264	0.794	1.548	0.217	1.151	0.215	0.592	0.085	0.545	0.087	1.657	0.649	6.996	4.724	0.880
2.366	0.779	1.690	0.243	1.351	0.265	0.722	0.101	0.685	0.108	2.890	0.499	6.493	4.880	0.986
2.358	0.796	1.657	0.235	1.310	0.253	0.690	0.099	0.643	0.098	2.269	0.672	8.952	6.034	1.417
2.357	0.806	1.687	0.237	1.234	0.240	0.634	0.091	0.607	0.092	2.290	0.659	7.260	5.728	1.305
2.074	0.644	1.523	0.222	1.257	0.247	0.669	0.102	0.666	0.099	1.825	0.542	8.839	5.440	1.520
2.123	0.683	1.585	0.220	1.236	0.238	0.634	0.096	0.615	0.096	1.798	0.582	9.859	5.695	1.466
2.268	0.732	1.739	0.241	1.330	0.263	0.703	0.097	0.658	0.098	1.934	0.590	9.566	5.842	1.533
1.805	0.677	1.336	0.186	1.020	0.194	0.539	0.075	0.501	0.071	2.146	0.381	7.239	4.280	1.004
2.800	0.859	1.977	0.264	1.377	0.262	0.701	0.100	0.643	0.092	2.158	0.712	7.043	5.817	1.493
2.108	0.710	1.548	0.217	1.228	0.238	0.640	0.094	0.619	0.098	1.991	0.491	8.167	5.049	1.368
1.992	0.719	1.467	0.206	1.162	0.222	0.618	0.095	0.612	0.092	2.153	0.527	8.800	5.440	1.390
2.177	0.698	1.697	0.242	1.344	0.275	0.720	0.110	0.705	0.109	2.183	0.534	8.499	4.472	1.233
2.280	0.763	1.672	0.233	1.211	0.236	0.610	0.085	0.527	0.079	1.085	0.689	7.382	3.485	0.582
2.088	0.667	1.535	0.215	1.195	0.228	0.612	0.094	0.602	0.091	1.764	0.560	14.690	5.486	1.490
2.169	0.676	1.587	0.227	1.239	0.240	0.662	0.094	0.600	0.093	1.760	0.560	9.122	5.449	1.461
2.146	0.664	1.588	0.228	1.210	0.240	0.666	0.095	0.618	0.093	1.808	0.569	9.738	5.445	1.442
2.113	0.678	1.654	0.236	1.287	0.258	0.713	0.108	0.699	0.104	2.156	0.532	7.554	4.459	1.262
2.085	0.704	1.601	0.228	1.293	0.248	0.711	0.108	0.683	0.108	2.026	0.506	7.185	4.235	1.181
1.879	0.622	1.420	0.208	1.169	0.229	0.614	0.090	0.595	0.088	2.010	0.491	7.370	4.811	1.255
2.142	0.702	1.699	0.245	1.363	0.272	0.763	0.109	0.731	0.109	2.230	0.528	9.022	4.415	1.217
1.777	0.673	1.396	0.200	1.123	0.220	0.583	0.085	0.538	0.081	2.132	0.411	6.685	4.358	1.018
1.912	0.637	1.399	0.185	1.001	0.190	0.486	0.071	0.445	0.066	1.770	0.396	7.364	3.806	0.866
2.783	0.842	1.904	0.262	1.445	0.269	0.750	0.106	0.692	0.105	2.683	0.710	9.342	6.203	1.627
6.160	2.049	6.195	0.953	5.210	0.984	2.490	0.334	1.959	0.283	4.412	1.349	1.707	1.208	0.413
2.303	0.798	3.155	0.585	3.900	0.854	2.500	0.385	2.457	0.380	1.426	0.040	5.446	0.252	0.147
4.234	1.302	4.565	0.759	4.515	0.948	2.643	0.389	2.488	0.383	2.741	0.152	5.361	1.294	0.467

表 1.3-2 大山火山噴出物の全岩微量元素分析結果. 単位は ppm.

7Li	45Sc	51V	59Co	66Zn	71Ga	85Rb	88Sr	89Y	90Zr	93Nb	133Cs	137Ba	139La	140Ce	141Pr	146Nd
ppm																
50	6	198	4.8	244.3	18.8	45	782.9	5	76.9	4.5	3.6	337.1	12.7	23	2.3	7.8
147Sm	153Eu	157Gd	159Tb	163Dy	165Ho	166Er	169Tm	172Yb	175Lu	178Hf	181Ta	182W	208Pb	232Th	238U	
ppm																
1.2	0.5	1	0.1	0.8	0.2	0.4	0.1	0.4	0.1	1.8	0.5	0.1	10.1	4.8	1.4	

表 1.3-3 DKP 火山ガラス (HOB-1-15.76) の微量元素分析結果. 単位は ppm.

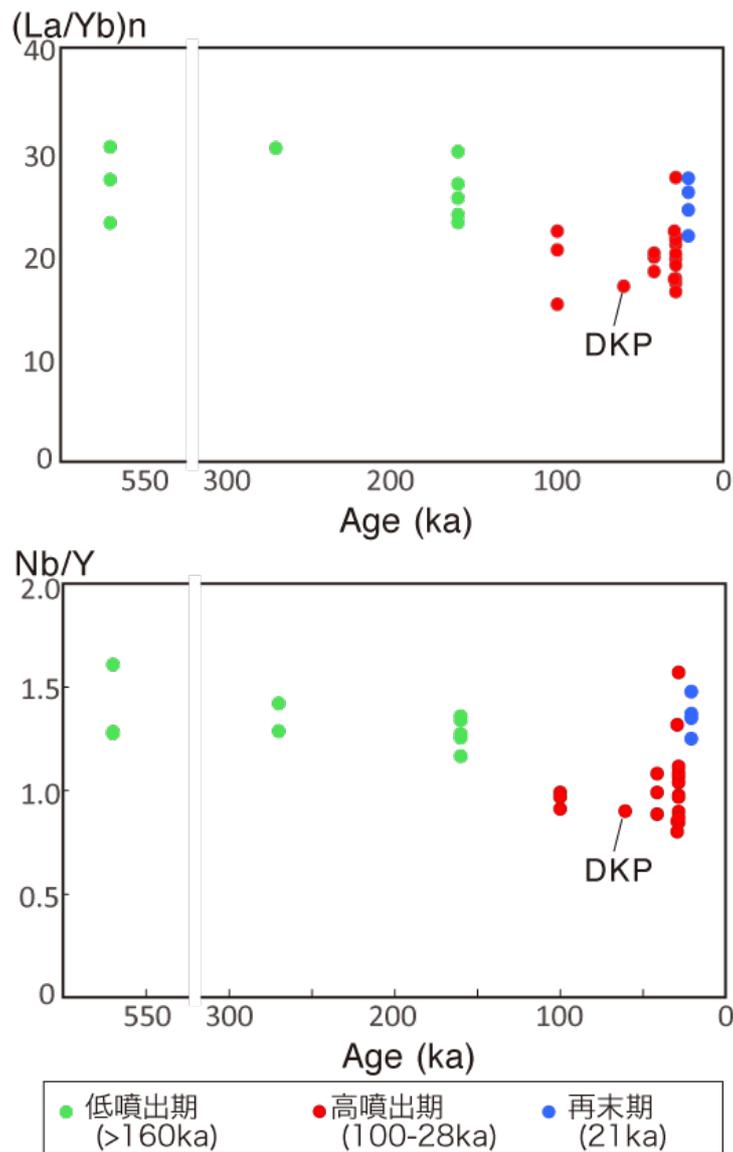


図 1.3-4 大山火山噴出物のコンドライト規格化(La/Yb)_n 値及び Nb/Y 値の時系列変化.

今年度の測定結果 (表 1.3-2) を, スラブメルト指標である Sr/Y-Y 図とメルト-流体指標である Nb/Y-Ba 図にプロットしている (図 1.3-3). Sr/Y-Y では分析精度を向上させた結果, 高噴出期と低噴出期では噴出物が異なる組成トレンドを持つことが明瞭になった. すなわち, 両者は異なる Sr/Y 比を持つ親マグマから分化したことが確実である. 一方, 今回新たに着目する Nb はスラブ脱水による流体に入りにくい元素の代表であり, スラブ流体の影響を強く受ける東北日

本弧の火山では値が低くなる。反対に Ba は流体に入りやすい元素の代表である。Nb/Y-Ba 図においても、高噴出期と低噴出期の噴出物は明瞭に異なる領域にプロットされ、DKP も含め高噴出期のもは、北九州地域のマントル由来玄武岩の領域に、低噴出期のもはさらに Nb/Y 比の大きな領域に分布している。

昨年度は大山火山噴出物の化学組成時系列変化を Sr/Y 比を用いて提示した。しかし、精度の向上により Sr/Y 値の重なりが大きくなったので、結果的に変化が示しにくくなってしまった。そこで、今年度は Sr/Y 比と同様にスラブメルト指標として用いられる (La/Yb)_n 比 (コンドライト値で規格化した La/Yb 比; Martin, 1999) を用いる。この値は REE パターン図における軽希土から重希土の傾きを示すもので、値が大きいほど重希土の枯渇度が大きくなる。(La/Yb)_n 比と Nb/Y 比の時間変化パターンの対応は良く、どちらの元素比も、高噴出期に特徴的に低くなり、最末期に再び低噴出期と同等まで上昇して噴火活動を停止している (図 1.3-4)。

(4) Sr・Nd・Pb 同位体比分析

大山火山マグマの起源物質を推定するために、噴出物の Sr, Nd, Pb 同位体比分析を行なった。試料の前処理は産総研で実施し、その方法は Hoang and Uto (2003) に従っている。すなわち、粉碎試料からのイオン交換樹脂による元素の分離には、TAMA-Pure AA-10 級の酸及び水を用いている。また、取り分けられた約 30 ミリグラムの試料粉末を、濃硝酸およびフッ化水素酸 (比率は 1 : 2) で溶解後、再び硝酸を用いて完全に溶解している。Sr, Nd, Pb 同位体比分析は、琉球大学の熱イオン化方式のマルチコレクター質量分析計を用いた。

normalized to 0.71025 for NIST-987			normalized to 0.51186 for La Jolla Nd std		
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2SE		¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2SE
NOD 04	0.704806	0.000008	NOD 04	0.512783	0.000010
HOJ 01	0.704779	0.000009	HOJ 01	0.512754	0.000008
NAW 05	0.704759	0.000014	NAW 05	0.512793	0.000008
MAK 01	0.704918	0.000009	MAK 01	0.512752	0.000010
SAS 03	0.704816	0.000009	SAS 03	0.512758	0.000014
MAS 02	0.704947	0.000008	MAS 02	0.512752	0.000007
MIS 01	0.705113	0.000017	MIS 01	0.512683	0.000009
AMI 01	0.704828	0.000010	AMI 01	0.512773	0.000010

	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
NOD 04	18.2793	15.5619	38.4410	2.1030	0.8513
HOJ 01	18.2726	15.5563	38.4219	2.1027	0.8513
NAW 05	18.2650	15.5570	38.4106	2.1030	0.8517
MAK 01	18.2887	15.5592	38.4340	2.1015	0.8508
SAS 03	18.2837	15.5602	38.4428	2.1026	0.8510
MAS 02	18.2941	15.5679	38.4617	2.1024	0.8510
MIS 01	18.3035	15.5660	38.4708	2.1018	0.8504
AMI 01	18.2802	15.5597	38.4387	2.1028	0.8512

表 1.3-4 大山火山噴出物の Sr, Nd, Pb 同位体比分析結果.

今年度の測定結果 (表 1.3-4) を、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 図及び ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 図に示している (図 1.3-5)。Tamura (2000, 2003) は大山火山のアダカイトとこれに先行したマントル由来玄武岩では Nd-Sr 同位体比が異なり、前者の方が同位体的に枯渇していることを既に明らかにしている。今回のアダカイトの分析結果は、その大半が Tamira (2003) の領域にプロットされるものの、一部の試料 (MIS01) は Tamira (2000) の玄武岩の玄武岩領域にはずれて

いる。これを $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の時系列変化で示すと、そのパターンは Nb/Y 比のパターンと連動しており、高噴出期の弥山溶岩で最も小さくなり、最末期で再び低噴出期と同等なまでに上昇するような変化を示している (図 1.3-6)。また、Kimura et al. (2015) は、Pb 同位体比が西南本州のスラブ由来マグマと北九州のマンントル由来マグマで異なり、DNP・DKP の火山ガラスは大山火山溶岩よりはマンントル由来マグマ寄りの傾向を示すことを既に報告している。今回の Pb 同位体比分析結果は、Kimura et al. (2015) の結果と調和的である (図 1.3-5)。 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比の時系列変化では、DNP 噴火時に $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比が大きく下がり、その後、最末期に向かって比が上昇し、低噴出期と同等なまでに枯渇するような変化を示している (図 1.3-6)。すなわち、このパターンは Nb/Y 比や $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の時系列変化と連動している。

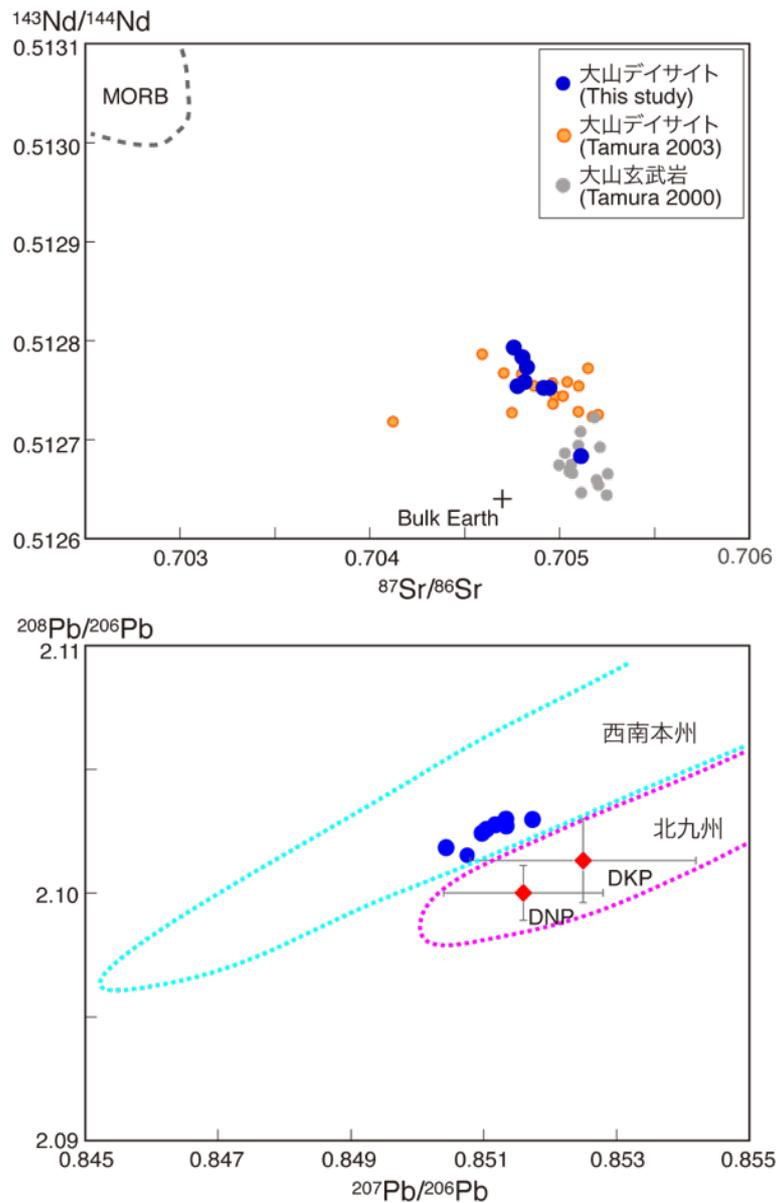


図 1.3-5 大山火山噴出物の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 図及び $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 図。大山地域玄武岩及びデイスaitの Sr-Nd 同位体比は Tamira (2000, 2003)による。DKP・DNP 火山ガラスの Pb 同位体比および北九州・南西本州の領域は Kimura et al. (2015)による。

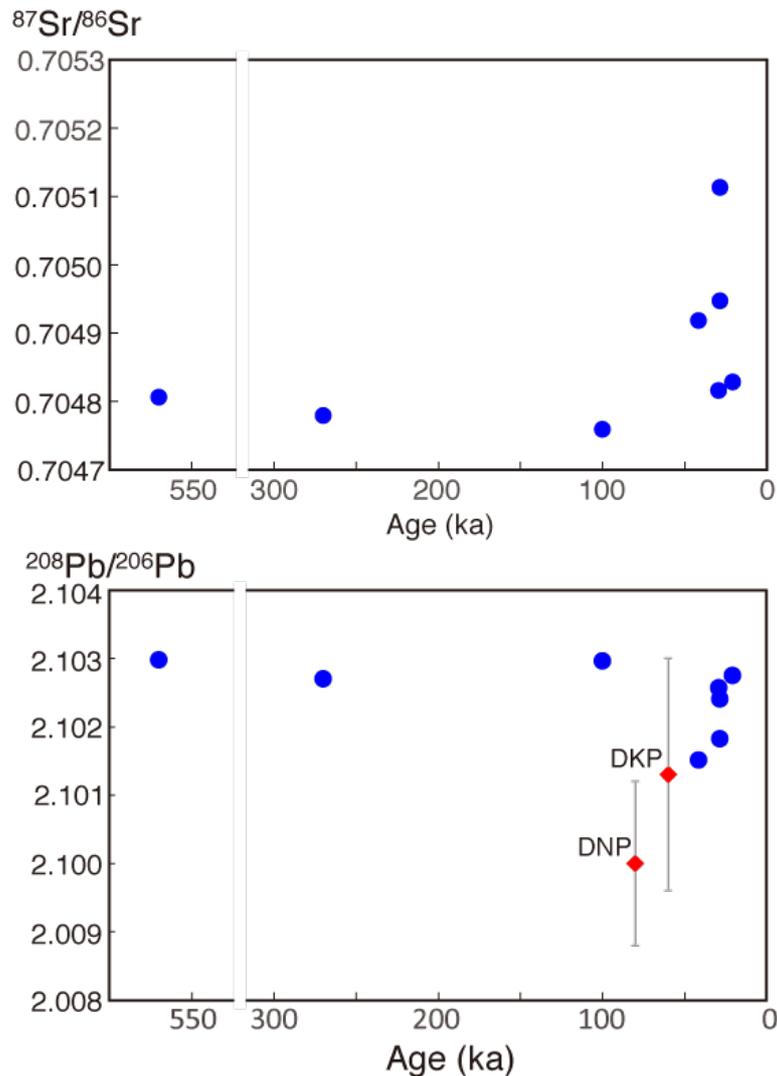


図 1.3-5 大山火山噴出物の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比及び $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比の時系列変化. DKP・DNP 火山ガラスの Pb 同位体比は Kimura et al. (2015)による.

(5) マグマ供給系とマグマ組成変化の関係

アダカイトマグマを繰り返し噴出した点で、大山火山は日本列島の他地域の火山とは大きく異なっている。すなわち大山を含む山陰地域は、南海トラフからフィリピン海プレートのうち、比較的年代の若い冷え切っていない四国海盆（30～15Ma）が沈み込んでいるため、スラブが溶融し易い造構場にあるものと考えられている（Morris, 1995；Kimura et al., 2005; 2014；第 1.3-6 図）。ただし、山陰地域でも大山火山のようなアダカイトの火山はスポット的にしか出現しておらず、スラブ自体は自発的に溶融している訳ではない。大山火山の場合も周辺に玄武岩の単成火山群を伴うなど（Tamira, 2000; 2003）、マントル内の高温領域がスラブ融解に関与し両者の反応が起きていることは間違いないであろう。従って、本研究で示した大山火山アダカイトの多様性は、このマントル-スラブメルト反応の違いを反映したものである可能性が大きい。

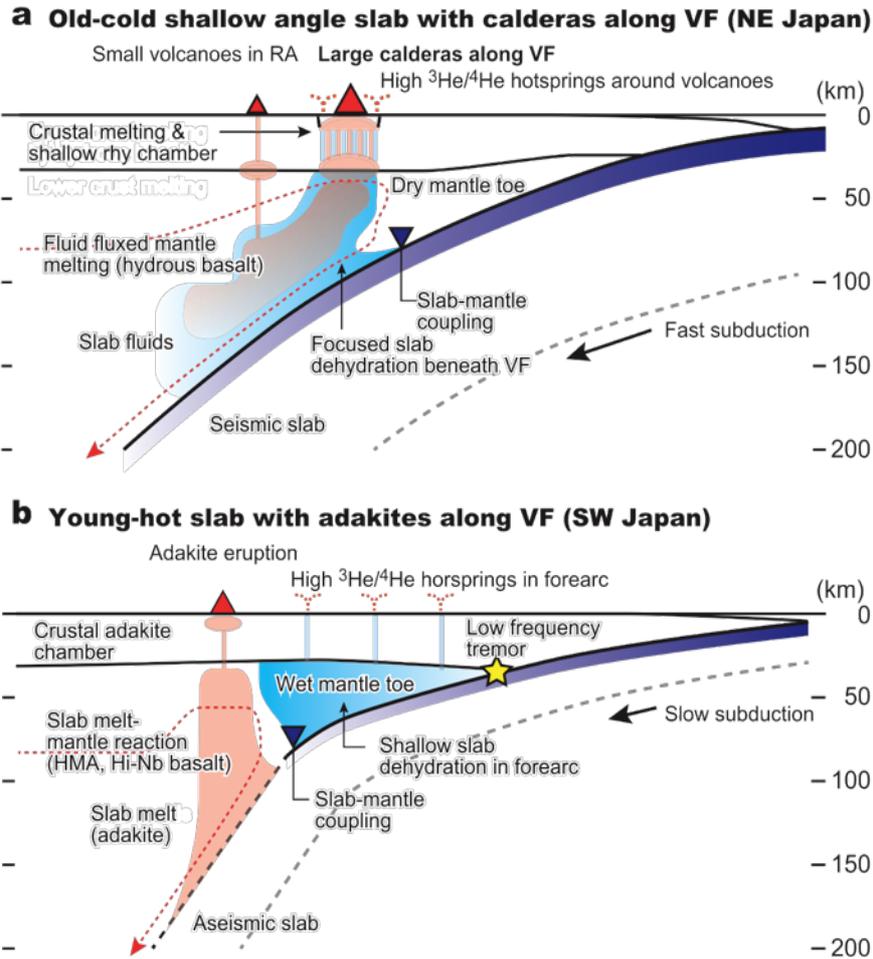


図 1.3-6 東北日本と西南日本の沈み込み帯の違いを示す概念図。西南日本では若く温かい四国海盆の沈み込みによりスラブメルトが形成されるが、東北日本では古く冷たい太平洋プレートが沈み込みスラブの溶融は起こらない。Kimura et al. (2015) による。

今年度の微量元素測定により、DKP を含む高噴出期と低噴出期・最末期のスラブメルト指標である Sr/Y 比の違いが異なる組成トレンドを反映したものであることが明瞭になった (図 1.3-3)。すなわち、両者を同一親マグマからの結晶分化で導くことは困難である。この場合、Sr/Y 比のより大きい後の方が、スラブメルトの寄与の大きな親マグマに由来すると言えよう。また、Nb/Y-Ba 図でも前者は北九州地域のマンテル由来玄武岩の領域に、後者はさらに Nb/Y 比の大きな領域に分布している。沈み込んでいるスラブの組成に大きな変化がないとすると、前者はスラブメルトに対してより Sr や Nb の乏しい物質、おそらく高温マンテルの寄与が大きくなり、スラブメルト本来の特性が弱められた親マグマに由来するものと考えられる。親マグマの物質的な違いは、同位体比の違いにも明瞭に現れている。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の時系列変化は低噴出期から高噴出期に上昇し、マンテル由来玄武岩と同等にまで達した後、最末期で再び低下している (図 1.3-5)。これと連動して $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比も変化しており、特に既報の DKP・DNP 火山ガラスの同位体比とも調和的な結果が得られた (図 1.3-5)。

マグマ組成の変化と噴出量の関係からは、以下の様な定性的なモデルが考えられよう。南海トラフから沈み込んだ四国海盆スラブは四国から山陽地域下で大量に脱水した後、山陰地域下でエクロジャイト安定領域に達して、スラブメルトが生成可能な状態になっている（第 1.3-6 図）。このような場で高温マントルの寄与が少ない場合、生産されるスラブメルトの量は少なくなり、メルト中の含水量も乏しくならざるを得ない。反対に高温マントルの寄与が大きな場合は、スラブメルトの寄与は相対的に小さくなるものの、生産されるメルトの量自体は大きくなることやマントルからの流体の付加も期待できる。高噴出期の DKP や DNP の様な巨大なプリニー式噴火が起きるためには、含水量の高い大量のマグマの存在が不可欠であり、この期にスラブメルト指標が揃って低下することは、マントル-スラブメルト反応が進行したことの表れであろう。一方、大山火山では最末期に噴出量が急減するとともに、スラブメルト指標が上昇して、噴火活動を停止している。このことは、約 10 万年前から始まった高温マントルの関与が 2 万年前にはほとんどなくなり、噴火が継続できなくなったものと理解できよう。

(6) まとめと今後の展開

大山火山噴出物の化学組成分析と同位体比測定を行い、マグマ供給系の定性的な時系列変化モデルを構築した。大規模プリニー式噴火の頻発した高噴出期のマグマは、それ以前のものよりも高温マントルの寄与が大きく、異なる組成特性を持っている。また、最末期の 2 万年前には高温マントルの寄与が小さくなり、噴火活動の停止に至っている。重要な点は、噴出率の変化に連動して微量元素が示す各種の指標や同位体比が変化していることで、この関係を用いることにより火山活動の長期評価が可能となることを事例研究として提示できた。来年度は、微量元素及び同位体のモデル計算を追加して、マグマ供給系定性モデルの改良を行う予定である。

引用文献

- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- 古澤 明 (2008) ガラス包有物の主成分分析によるテフラ識別の試み : 大山テフラ DKP, DSP, DNP の識別を例として. *地質雑*, **114**, 618-631.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003) Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithosphere mantle interaction. *Chem. Geol.*, **198**, 249-268.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A., Nesbitt, R. W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **211**, 221-236.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M., Milton, J. A., Nesbitt, R. W., Uto, K., Sakamoto, I. (2007) Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosys.* Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.
- Kay, R.W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **4**, 117-132.
- Kimura, J.-I., Yoshida, T. (2006) Contributions of Slab Fluid, Mantle Wedge and Crust to the Origin of

- Quaternary Lavas in the NE Japan Arc. *Jour. Petrol.*, **47**, 2185-2232.
- Kimura, J.-I., Tateno, M., Osaka, I. (2005) Geology and geochemistry of Karasugasen lava dome, Daisen-Hiruzen Volcano Group, southwest Japan. *Island Arc*, **14**, 115-136.
- Kimura, J.-I., Gill, J.B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., Keken, P.E.v., Stern, R.J. (2014) Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **15**, 691-739.
- Kimura, J.-I., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y., Chang, Q. (2015) Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterizations of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **16**, 2147-2174.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層一分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑, **88**, 313-330.
- 丸山 正・齋藤 勝 (2014) 富山県南砺市法林寺地区のボーリングコアにおける火山ガラスを含む大山倉吉テフラ (DKP) の認定とその北陸地域の活断層の活動性評価における意義. 地調研報, **65**, 1-9.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, **46**, 411-429.
- Morris, P.A. (1995) Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, **23**, 395-398.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫 (2007) 長野県, 高野層ボーリングコア (YKN-2004) に挟在する広域テフラ層の層序と編年. 第四紀研究, **46**, 305-325.
- 長橋良隆・深谷桃子・木村純一・常 青・佐川拓也・中川 毅・池原 研・KR15-10 乗船研究者一同・SG06 プロジェクトメンバー一同 (2016) 大山倉吉テフラと山陰 1 テフラの層序と年代: 若狭湾沖堆積物コアと水月湖 SG06 コアによる検討. 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 154.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K. and 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. *Quatern. Sci. Rev.*, **67**, 121-137.
- Tamura, Y. (2003) Andesites and Dacites from Daisen Volcano, Japan: Partial-to-Total Remelting of an Andesite Magma Body. *Jour. Petrol.*, **44**, 2243-2260.
- Tamura, Y., Yuhara, M., Ishii, T. (2000) Primary Arc Basalts from Daisen Volcano, Japan: Equilibrium Crystal Fractionation versus Disequilibrium Fractionation during Supercooling. *Jour. Petrol.*, **41**, 431-448.
- Tsukui, M. (1985) Temporal variation in chemical composition of phenocrysts and magmatic temperature at Daisen volcano, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **26**, 317-336.
- 山元孝広 (2017) 大山火山噴火履歴の再検討. 地調研報, **68**, 1-16.

1.4 阿蘇カルデラ噴の事例調査

【実施内容】

平成 29 年度は、主に阿蘇カルデラ最大の火砕流噴火である阿蘇 4 火砕流堆積物とその直前の噴出物について野外調査を実施するとともに、阿蘇 4 火砕流を構成する各サブユニットの全岩化学組成分析を集中的に行った。また、阿蘇 4/3 間テフラから阿蘇 4 火砕流にかけての噴出物の火山ガラス組成分析を行った。今年度調査では、阿蘇 4 火砕流噴火の最初期噴出部として、下位から黒雲母を含む降下軽石と小規模な火砕流（阿蘇 4X）、細粒降下火山灰（阿蘇 4L）、小規模な火砕流（阿蘇 4S）を新たに認定した。これらは、阿蘇 4 火砕流のグランドレイヤー（ラグブレッチャ）や阿蘇 4 火砕流本体に覆われる。また、阿蘇 4 火砕流の東西の各ユニットから採取した本質物（軽石及びスコリア）の全岩化学組成分析を行った結果、苦鉄質から珪長質に至る混合トレンドに加えて、従来知られていない斜長石に富むマッシュとの混合と判断されるトレンドが確認できた。このマッシュとの混合物は、阿蘇 4 噴火最初期と、最盛期に噴出したことが明らかとなった。

【研究成果】

(1) 阿蘇 4/3 間テフラの特徴

阿蘇カルデラは、4 回の大規模火砕流の噴出と、火砕流の前後や間のより小規模な多数の噴火活動を行ってきた。今年度成果も含めこれまでに知られているユニットやサブユニットを表 1.4-1 に示す。阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 3 火砕流堆積物の間には、多数の降下軽石や降下スコリア、降下火山灰からなる比較的小規模な噴火堆積物（阿蘇 4/3 間テフラ）が知られている（小野ほか，1977；星住，1990）。平成 28 年度報告書ではこれらの全岩化学組成を示し、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ トレンドが阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かって低下したことを示した。今回、火山ガラスの組成を EDS で分析し、その結果、火山ガラス $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ トレンドも全岩化学組成と同様に阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かって低下していることを明らかにした（図 1.4-1）。また、阿蘇 4 直前では、Y から X を経て阿蘇 4 に近づく変化を示す。なお、一部のテフラ（Z6, Z2）の火山ガラスは、阿蘇 3 よりも K_2O に富む。これらの試料は若干変質しているため、今後他の露頭から採取した試料を測定するなど、分析値が妥当かどうか検討する必要がある。

4/3 間テフラの最上部に位置する X, Y 降下軽石層は黒雲母斑晶を含むことが特徴的である。これらとは別にカルデラ東方には、阿蘇 4 火砕流直下に黒雲母を含む火砕流／降下軽石があり、平成 28 年度報告書ではこれらを磁鉄鉱化学組成から Y 降下軽石層に対比した。今年度新たな露頭を確認したこと、複数露頭での EDS による火山ガラス化学組成分析を行い、層序と対比について再検討した結果、阿蘇 4 火砕流直下の黒雲母を含む火砕流／降下軽石は、Y 降下軽石層ではなく X 降下軽石層に対比されることが明らかとなった（図 1.4-2）。また、複数の地点で土壤を挟まず阿蘇 4 火砕流と連続的に累重していることが分かったため、これらは阿蘇 4 火砕流噴火最初期の堆積物であると見なしてよい。以降、阿蘇 4X 降下軽石層、阿蘇 4X 火砕流堆積物とそれぞれ呼ぶこととする。

噴火サイクル	年代	サブユニット	本質物	全岩化学組成(SiO ₂)
阿蘇中央火口丘	<90 ka	溶岩, 降下火砕物	溶岩, スコリア	>軽石 49-72%
阿蘇4	90 ka	阿蘇4B火砕流堆積物	軽石>>スコリア	64-70, 54%
		阿蘇4KS火砕流堆積物(九ノ峰スコリア流)	スコリア	50-52%
		阿蘇4T火砕流堆積物	軽石	67-69%
		阿蘇4BS火砕流堆積物(弁利スコリア流)	スコリア>軽石	51-67%
		阿蘇4M火砕流堆積物(用木軽石流)	軽石	67-70%
		阿蘇4Y火砕流堆積物(八女軽石流)	軽石	67-70%
		阿蘇4H火砕流堆積物(鳩平軽石流)	軽石	
		阿蘇4K火砕流堆積物(肥猪火山灰流)	軽石	
		阿蘇4O火砕流堆積物(小谷軽石流)	軽石>>スコリア	64-69, 52%
		阿蘇4A火砕流堆積物	軽石>>>スコリア	67-70, 52%
		阿蘇4Tk火砕流堆積物(高尾野火砕流)*	軽石>>スコリア	50, 60%
阿蘇4S火砕流堆積物(猿丸火砕流)*	軽石	67-71%		
阿蘇4L降下火山灰*	火山灰			
阿蘇4X火砕流堆積物*/降下軽石層	軽石	68-69%		
大峰火山	90 ka	大峰火砕丘, 高遊原溶岩	溶岩, 軽石, スコリア	63-65%
阿蘇4/3		Y降下軽石層	軽石	68%
		ABCD降下軽石層	軽石	62-65%
		EF降下軽石層	軽石	67-71%
		G降下軽石層	軽石	66%
		HI降下軽石層	軽石	65-66%
		JKL降下軽石層	軽石	64-66%
		MN降下軽石層	軽石	66%
		Z2降下軽石層	軽石	69%
		Z6降下軽石層	軽石	65%
		Z15降下スコリア層	スコリア	51%
		Z20降下スコリア層	スコリア	56%
Z27降下スコリア層	スコリア	56%		
Z28降下スコリア層	スコリア	51%		
Z29降下スコリア層	スコリア	53%		
阿蘇3	120 ka	阿蘇3C火砕流堆積物	スコリア	55-56%
		阿蘇3B火砕流堆積物	スコリア>軽石	57-67%
		阿蘇3A火砕流堆積物	軽石>>スコリア	63-69%
		阿蘇3W降下軽石層	軽石	69%
阿蘇3/2		U降下軽石層	軽石	
		OPQ降下軽石・火山灰層	軽石	68%
		R降下軽石層	軽石	66%
		S降下軽石層	軽石	64%
阿蘇2	140ka	阿蘇2T降下スコリア層	スコリア	57%
		阿蘇2B火砕流堆積物	スコリア	56-60%
		阿蘇2A火砕流堆積物	スコリア>>軽石	66%
		阿蘇2TL降下軽石層	軽石	63-66%
		阿蘇2R火砕流堆積物		
		阿蘇2V降下スコリア層	スコリア	61%
赤井火山	150 ka	赤井火砕丘, 砥川溶岩	溶岩, スコリア	58-59%
阿蘇2/1		玉来川溶岩, 秋田溶岩, 的石溶岩など 降下火砕物	溶岩 スコリア	54-63%
阿蘇1	270 ka	阿蘇1C降下軽石層	軽石	
		阿蘇1B火砕流堆積物	スコリア, 軽石	50%
		阿蘇1A火砕流堆積物	軽石	65-68%
		阿蘇1P降下軽石層	軽石	
先阿蘇1	270 ka	古閑溶岩	溶岩	55-57%

全岩化学組成は、本報告、松本(1974)、宮縁ほか(2004)、水田ほか(1990)、小野・渡辺(1985)、小野ほか(1977)、田島ほか(2017)による。*は新称(仮称)。

表 1.4-1 阿蘇カルデラ、大峰、赤井火山の主要噴出物の層序と特徴

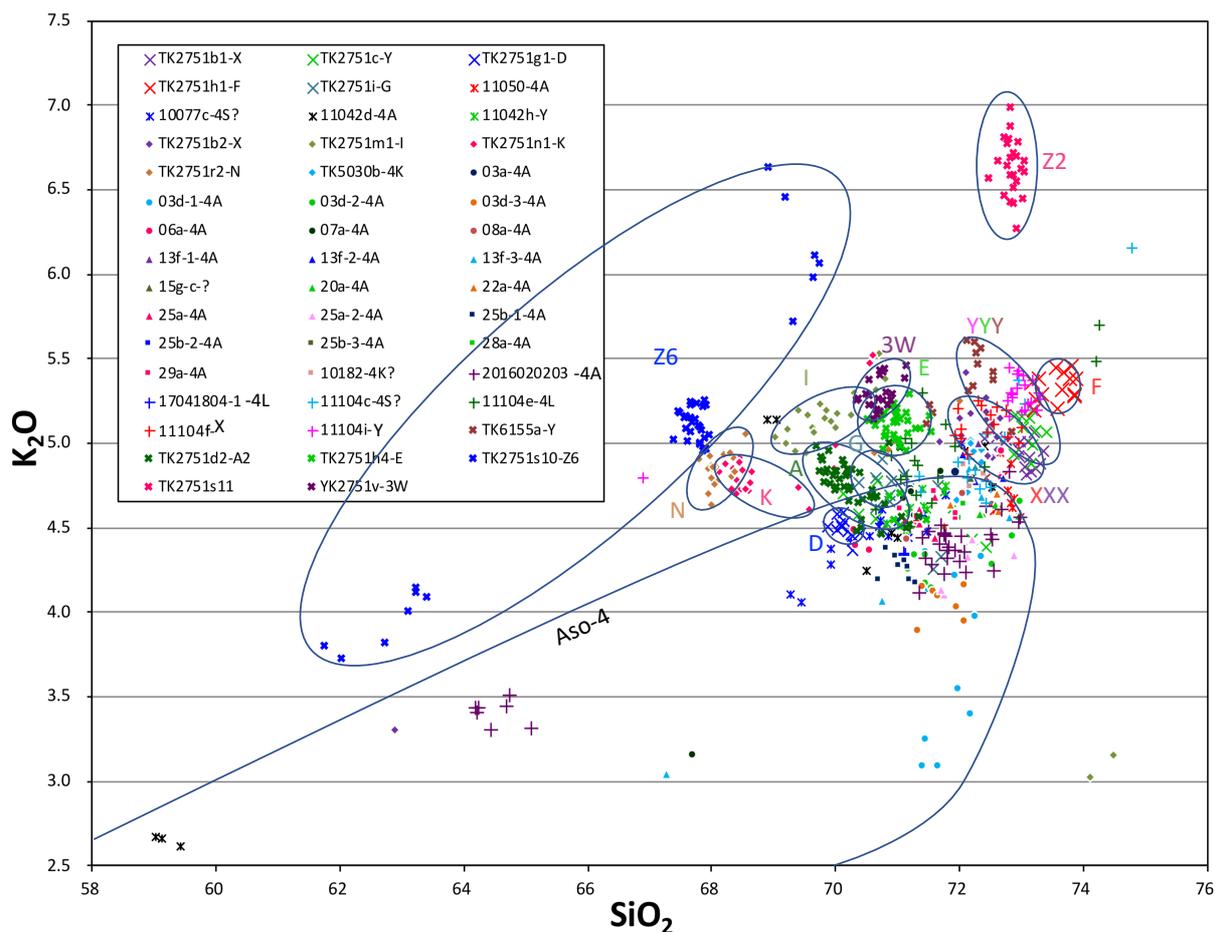


図 1.4-1 阿蘇 4/3 間テフラの火山ガラス組成

分析は、SEM/EDS によった。テフラの記号と分析値は同じ色で表示。X 及び Y はそれぞれ複数地点で採取した試料の測定値を違う色で表示した。

3W: Aso-3W, A: Aso-4/3ABCD の A, D: Aso-4/3ABCD の D, E: Aso-4/3EF の E, F: Aso-4/3EF の F, G: Aso-4/3G, I: Aso-4/3HI の I, K: Aso-4/3JKL の K, N: Aso-4/3MN の N, X: Aso-4X, Y: Aso-4/3Y, Z2: Aso-4/3Z2, Z6: Aso-Z6.

阿蘇 4 火砕流の基底には、異質角礫（先阿蘇火山岩類や花崗岩類，変成岩類など）に富み細粒物に乏しい部分を伴うことが知られている（小野ほか，1977；星住ほか，1988；高木ほか，2007 など）。これらは異質角礫火砕流，ラグブレッチャやグランドレイヤーなどとも呼ばれるがここではグランドレイヤーと呼ぶこととする。これまで阿蘇 4 火砕流は最下部にグランドレイヤーがあると考えられていたが，カルデラ近傍の複数地点ではさらに下位に小規模な火砕流があることが判明した。この小規模な火砕流は，非溶結で白色軽石と灰白色火山灰からなり，軽石には斑晶として少量の斜長石，角閃石，輝石を含む。カルデラ南東方猿丸付近や，カルデラ東方滝室坂付近では massive な岩相を示すが，箱石峠北方のカルデラ縁では下半部は成層し細粒物に乏しい。この火砕流を阿蘇 4S 火砕流堆積物（猿丸火砕流堆積物）と呼ぶこととする（新称）。阿蘇 4S 火砕流堆積物の基底には細粒でやや粘土質で青灰色の降下火山灰層を伴う。これを阿蘇 4L 降下

火山灰層と呼ぶ（新称）。阿蘇 4L 降下火山灰層は、阿蘇 4S 火砕流堆積物と阿蘇 4X 火砕流堆積物の間に挟まれる（図 1.4-2）ほか、土壌と阿蘇 4S 火砕流堆積物の間や、阿蘇 4S 火砕流堆積物中の取り込みブロックとして含まれる。

カルデラ南東方の高尾野付近には、軽石と少量のスコリアと結晶片の多い火山灰基質からなる火砕流がある。他のサブユニットとの層序関係は不明であるが、角閃石斑晶を含むことと全岩化学組成から阿蘇 4 噴火堆積物の一部であると判断される。これを阿蘇 4Tk 火砕流（高尾野火砕流）と呼ぶ（仮称）。全岩化学組成では、軽石は安山岩質、スコリアは玄武岩質である。

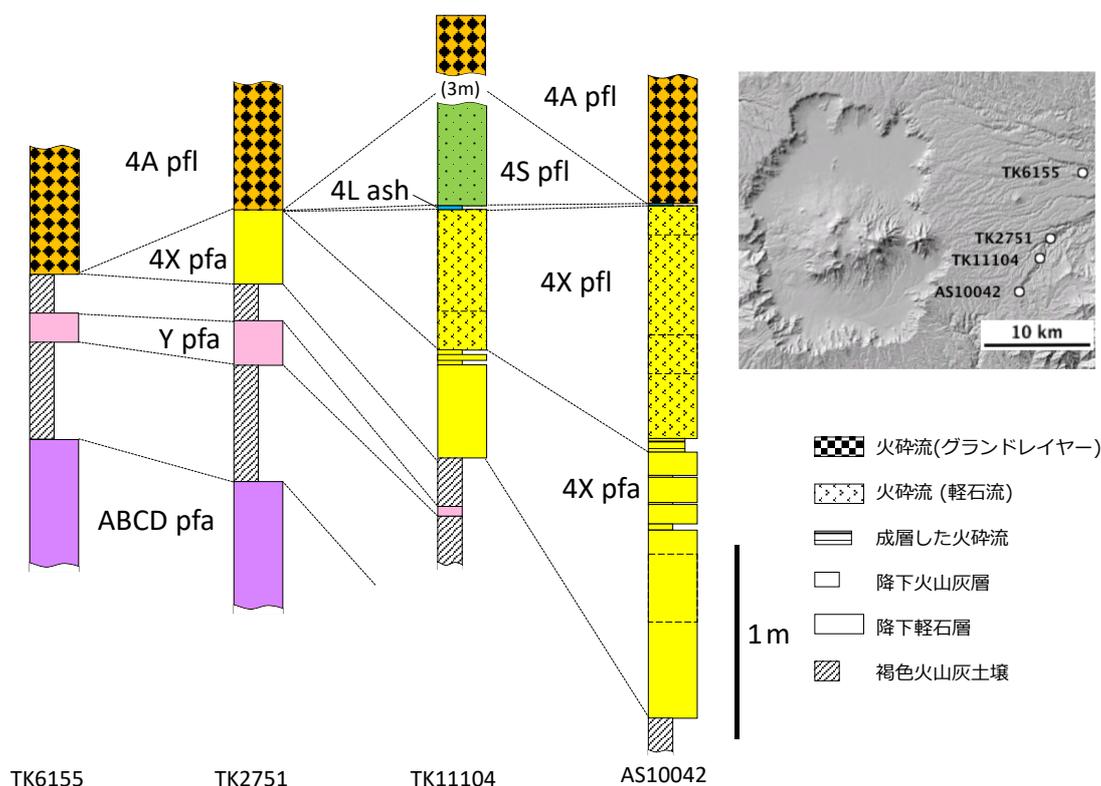


図 1.4-2 阿蘇 4 火砕流基底部の層序
pfa:降下軽石層, pfl:火砕流堆積物

(2) 阿蘇 4 最初期ユニットの全岩化学組成

東側で新たに確認されたサブユニット区分と西側のサブユニット区分層序をまとめたものが図 1.4-3 である。西側のサブユニット区分は、Watanabe (1978, 1979)による。これらのサブユニットの軽石やスコリアについて XRF による全岩化学組成分析を行った。試料は主なサブユニットから 10~20 個採取するとともに適宜そのほかの産地の試料を追加した。試料 10~40g 程度を洗浄乾燥してからメノウ乳鉢で粉碎し、四ホウ酸リチウムにより 10 倍希釈のガラスビードを作成

した。分析装置は、産業技術総合研究所の蛍光 X 線分析装置(PANalytical 社製 Axios PW4400)を用いた。結果を図 1.4-4 に示す。

SiO₂-Al₂O₃ ハーカー図 (図 1.4-4b) では、従来から知られていた苦鉄質端成分と珪長質端成分をむすぶ混合トレンド (以下単に混合トレンドと呼ぶ) に加えて、右下から急傾斜で左上へと伸びるトレンドが確認できた。このトレンドは、斜長石の濃集によるものと判断される (斜長石濃集トレンドと呼ぶ)。混合トレンドは、カルデラ西側の阿蘇 4BS 火砕流と阿蘇 4O 火砕流 (小谷軽石流) のほか、カルデラ東側の阿蘇 4Tk 火砕流 (高尾野火砕流) と阿蘇 4A, 4B にごく少量含まれるスコリアによって構成される。斜長石濃集トレンドを構成するのは、カルデラ西側の阿蘇 4Y 火砕流 (八女軽石流), 阿蘇 4M 火砕流 (用木軽石流) やカルデラ東側の阿蘇 4A 火砕流など、阿蘇 4 噴火の主体をなすもののほか、阿蘇 4 基底の阿蘇 4S 火砕流 (猿丸火砕流) である。以上から、阿蘇 4 火砕流噴火では、斜長石濃集トレンドを構成する部分を出す時期と混合トレンドを構成する部分を出す時期があったらしい。カルデラ東側では、阿蘇 4Tk 火砕流を除いて斜長石濃集トレンドを構成する流下堆積し、カルデラ西側では、混合トレンド→斜長石濃集トレンド→混合トレンドと変化したことになる。

SiO₂-K₂O ハーカー図 (図 1.4-4-10) では、阿蘇 4 全体として単調な混合トレンドを示すが詳細にみると K₂O の高いものと低いものがあることがわかる。カルデラ東側にサブユニットでは阿蘇 4S, 阿蘇 4A グランドレイヤー, 阿蘇 4A, 阿蘇 4B と時間経過とともに K₂O が若干低くなる (図 1.4-4-11)。その一方で西側では阿蘇 4BS が若干高いものの明瞭な変化は認められない。

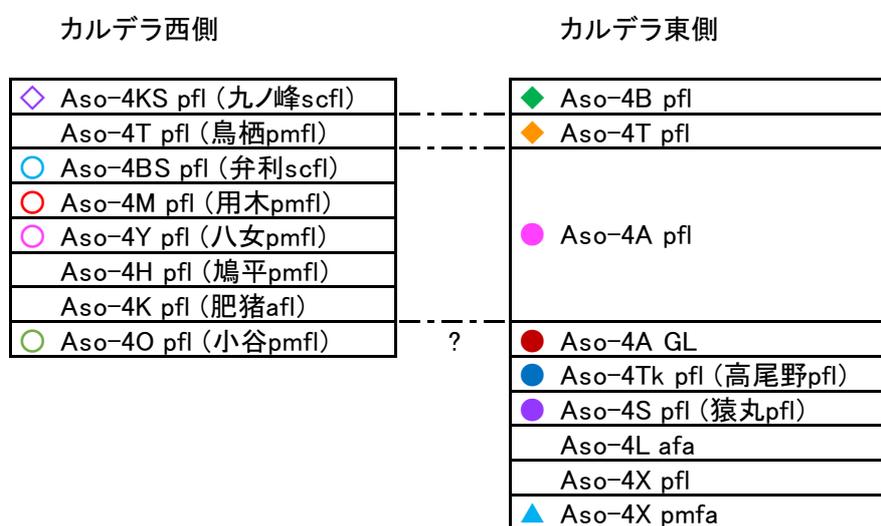


図 1.4-3 阿蘇 4 火砕流堆積物のサブユニット区分

記号は、図 1.4-4 の XRF 全岩化学組成分析値での記号

afa:降下火山灰層, GL:グランドレイヤー, pfl:火砕流堆積物, pmfa:降下軽石層, pmfl:軽石流堆積物, scfl:スコリア流堆積物

なお、火砕流のサブユニット区分については、検討を要する部分がある。例えば阿蘇 4BS 火砕流直下には阿蘇 4M 火砕流があるとされる (Watanabe, 1978)。ただし、この地点の阿蘇 4M 火砕流は他の地点とはことなり少量のスコリアを含む。ここでは、関ほか (2016) と同様に、阿蘇 4BS の一部と判断した (関ほか, 2016)。本報告で阿蘇 4M 火砕流として採取した地点は、スコリアを含まない非溶結の軽石流堆積物である。また、阿蘇 4O 火砕流は模式地で少量のスコリアを含み、その化学組成や岩相は阿蘇 4BS 火砕流直下の阿蘇 4M 火砕流と類似する。可能性としてこれまで阿蘇 4M とされたものの一部は阿蘇 4O 火砕流の可能性があり、層序関係を再検討する必要がある。

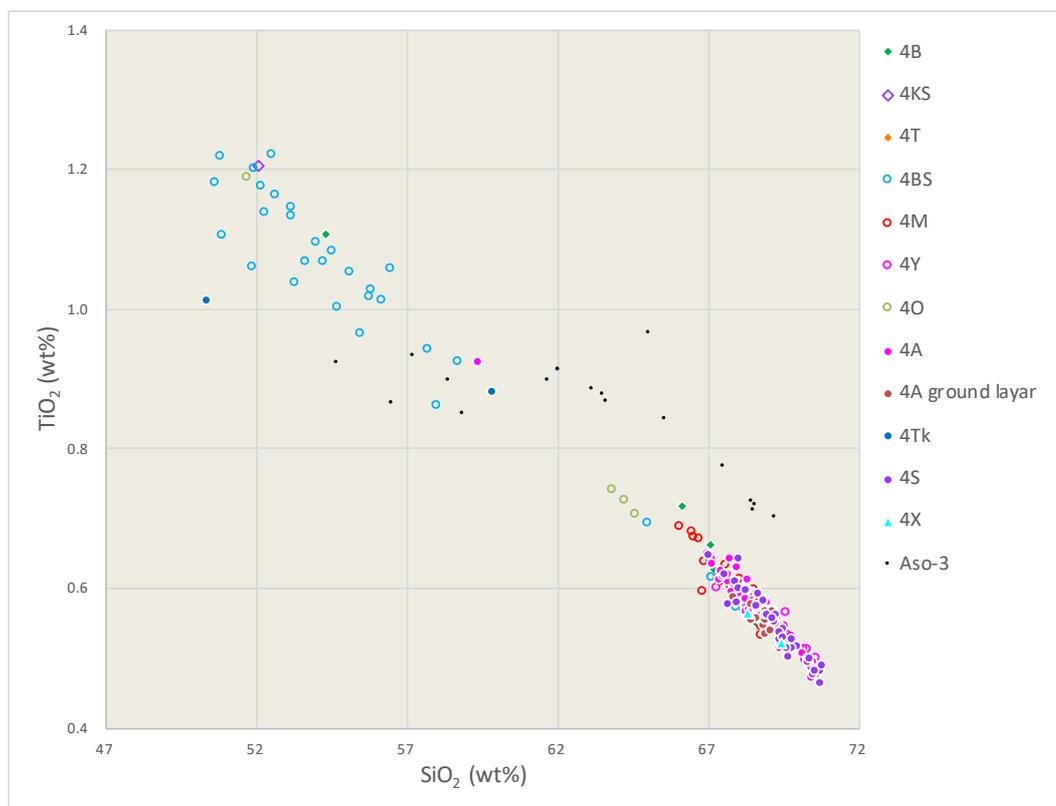


図 1.4-4a 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

略号は図 1.4-3 参照。Open はカルデラ西側，Closed はカルデラ東側のサブユニット(以下同様)

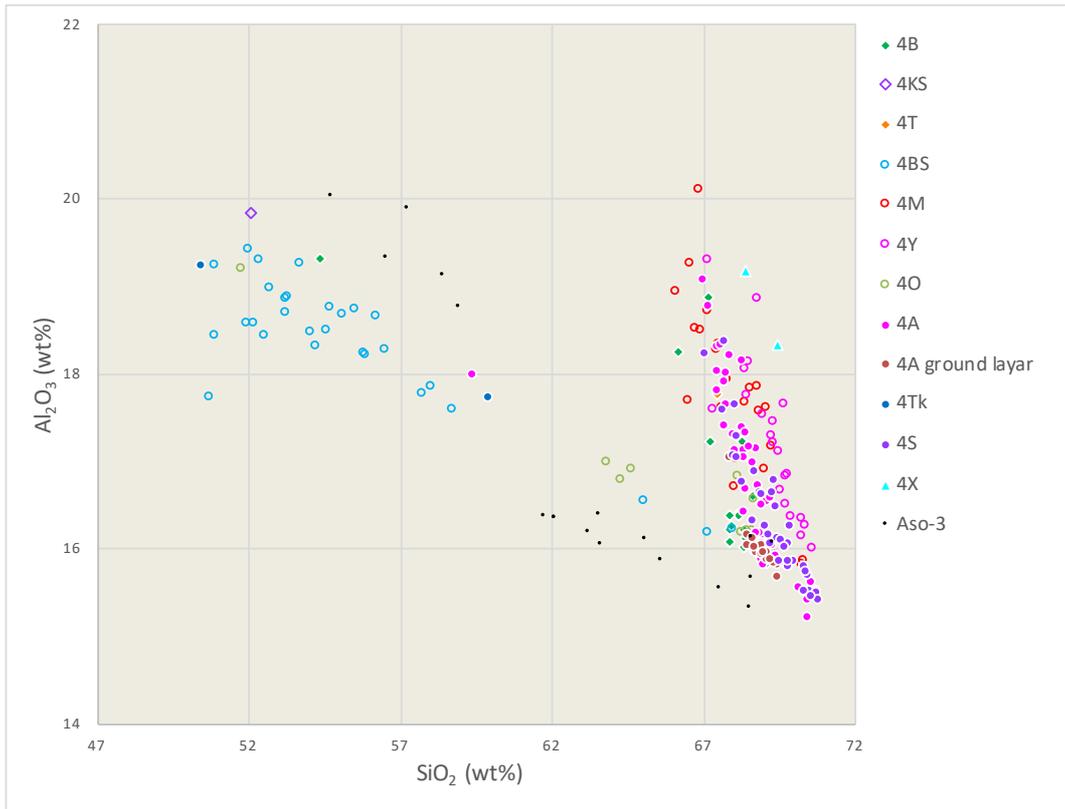


図 1.4-4b 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

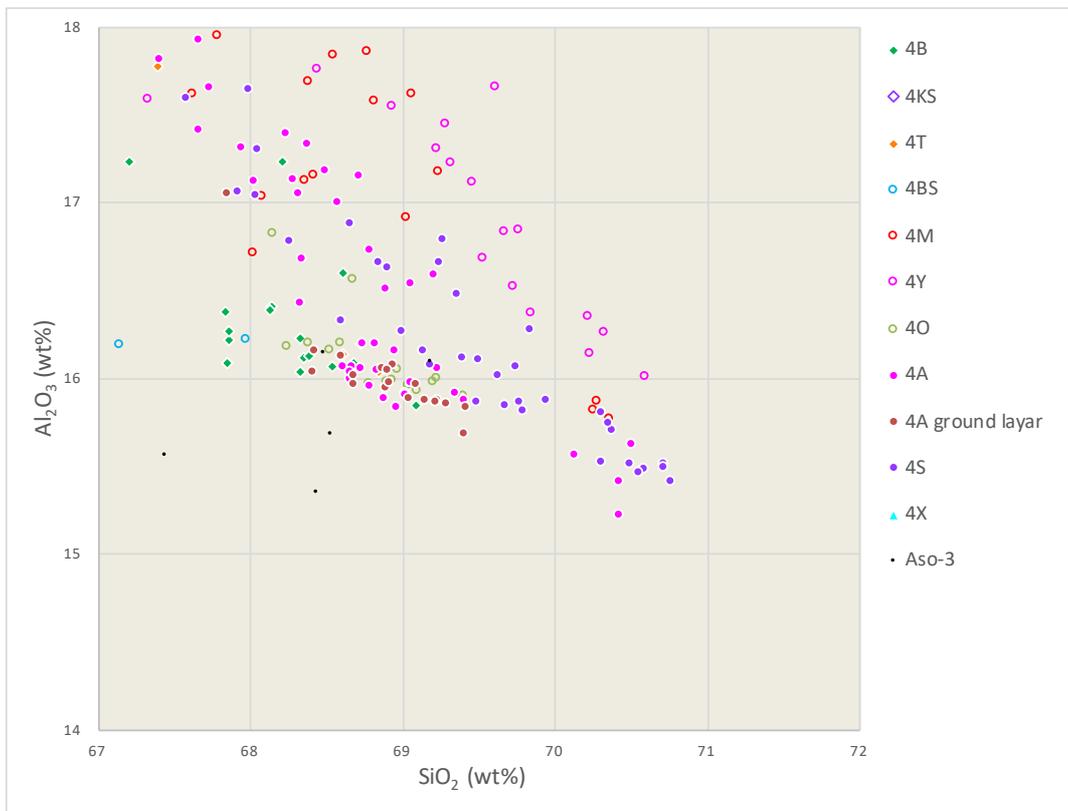


図 1.4-4c 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

図 1.4-4-2 の一部を拡大

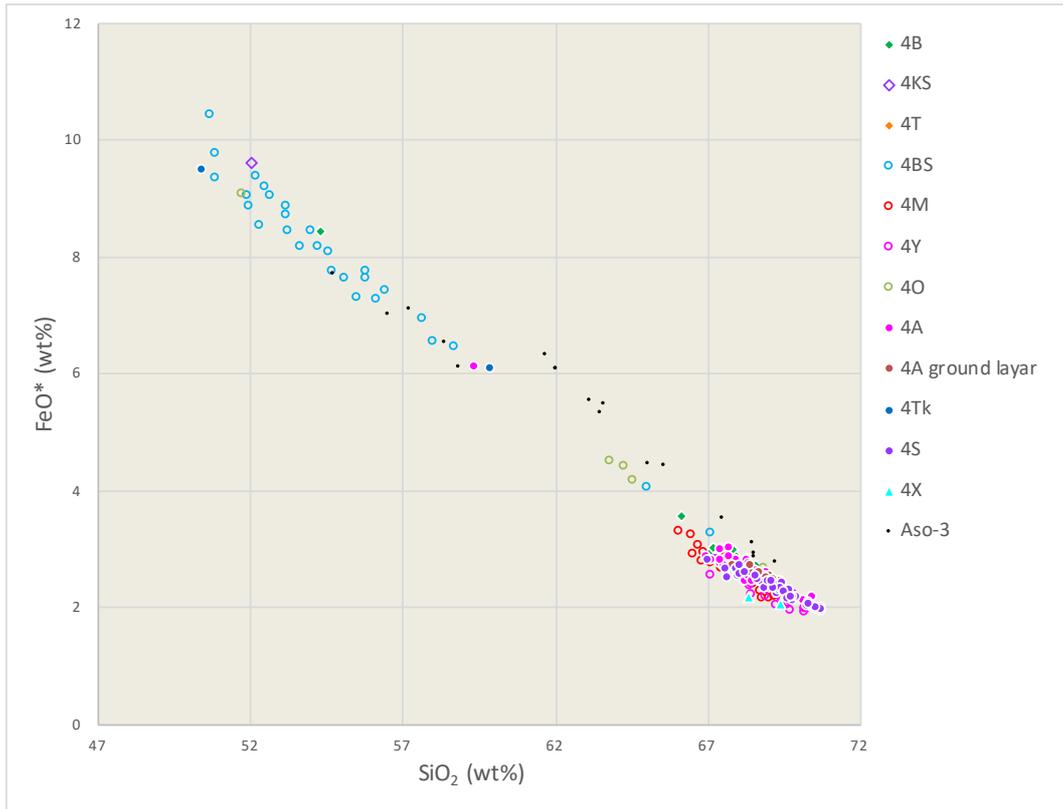


図 1.4-4d 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

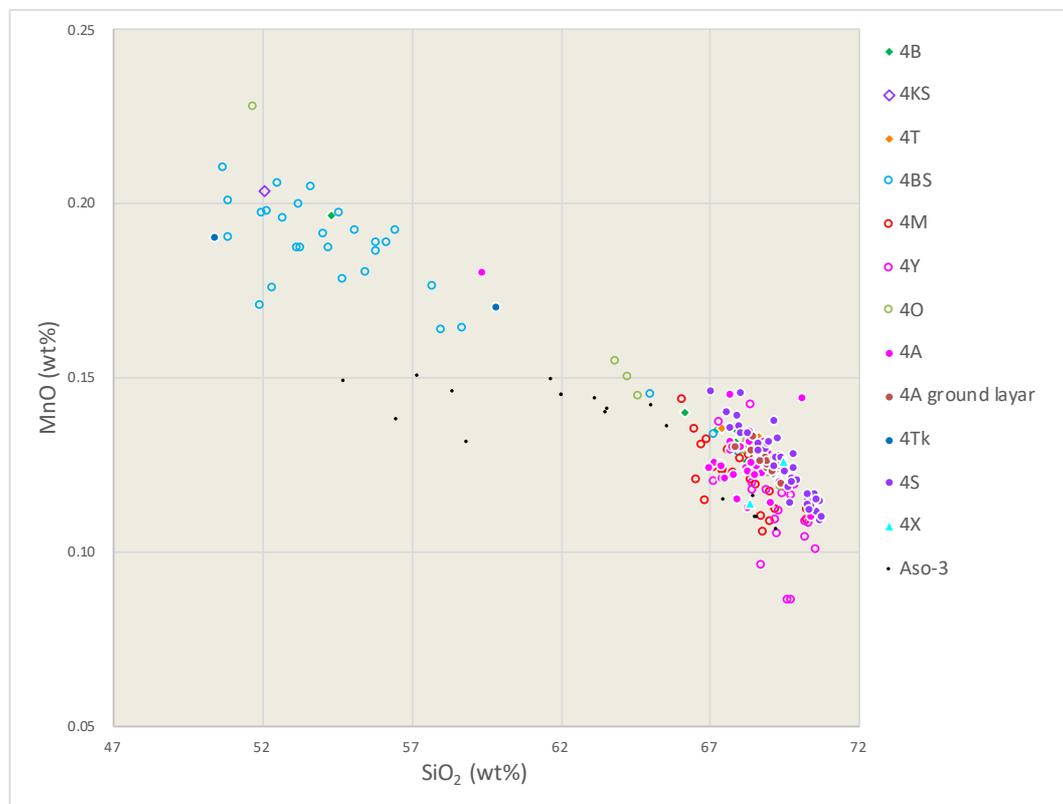


図 1.4-4e 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

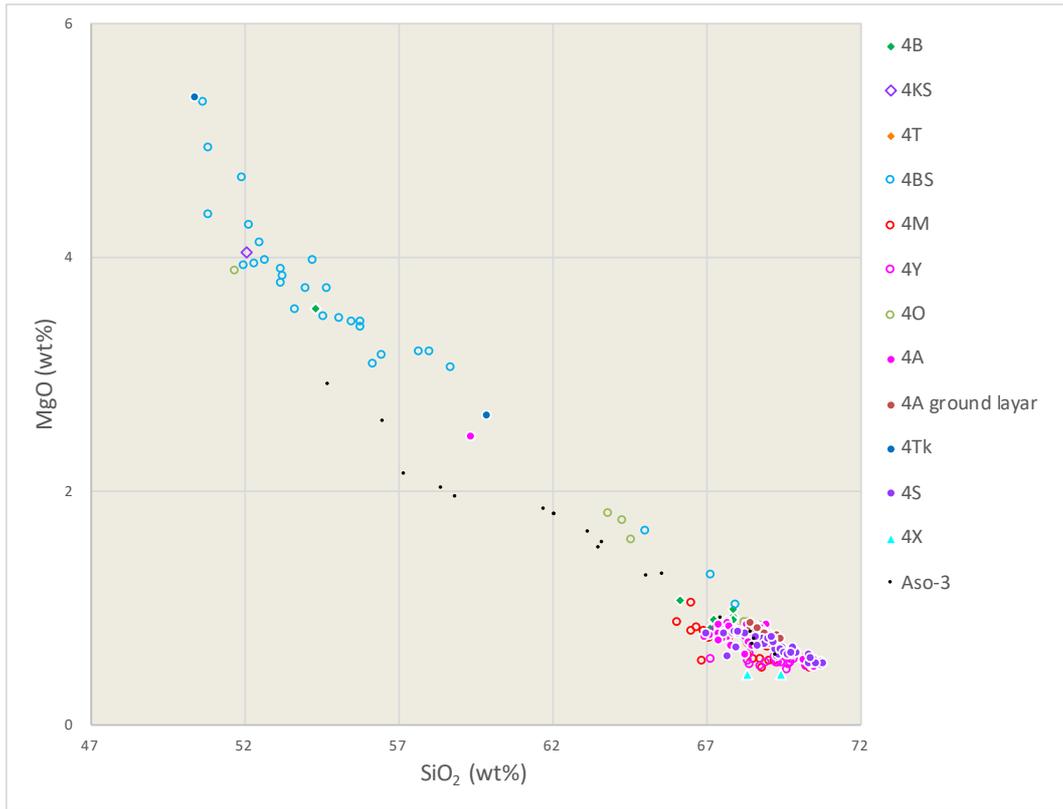


図 1.4-4f 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

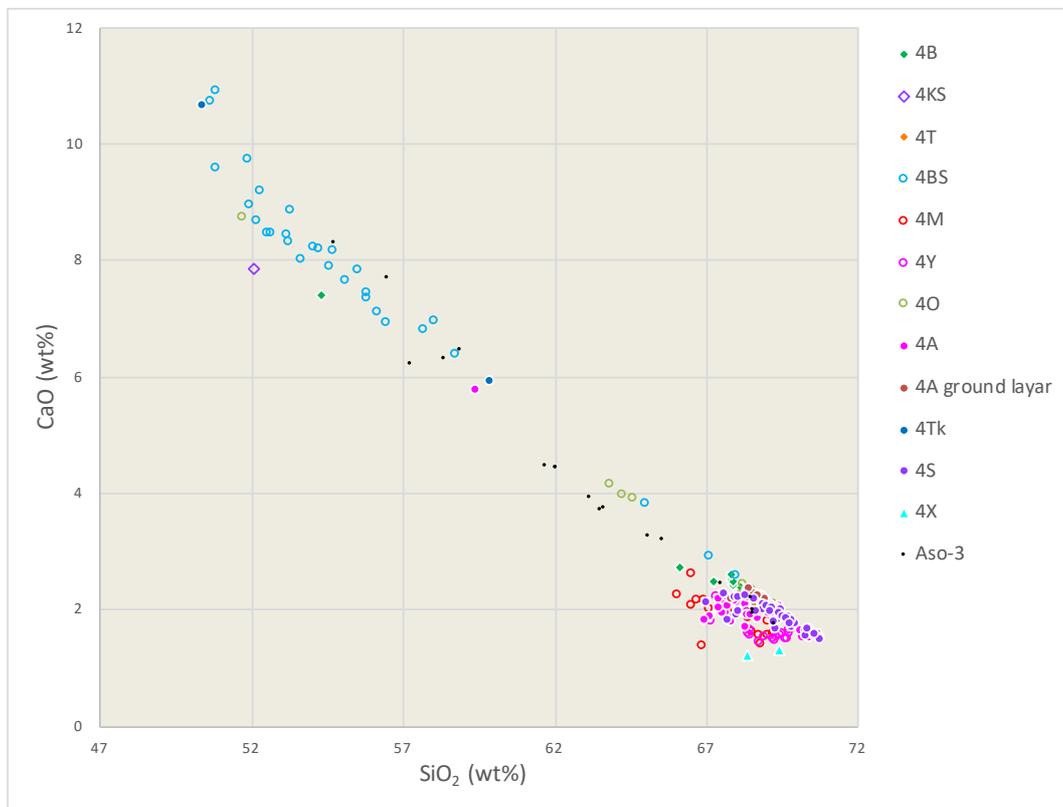


図 1.4-4g 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

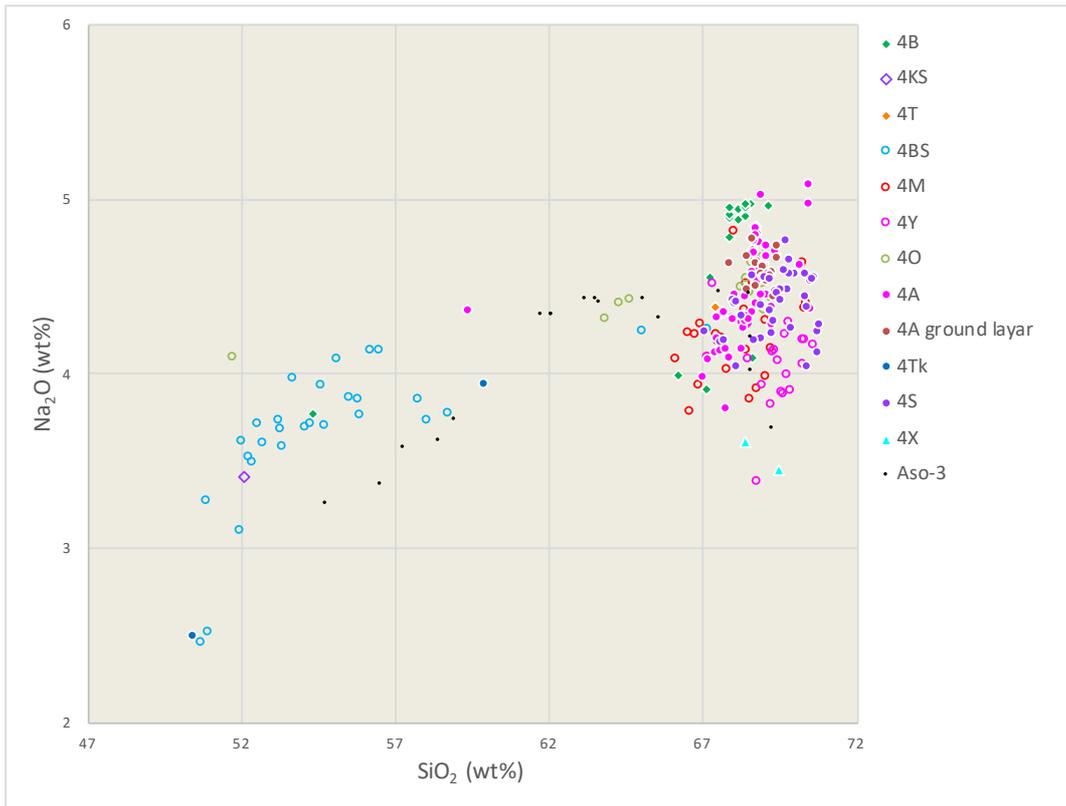


図 1.4-4h 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

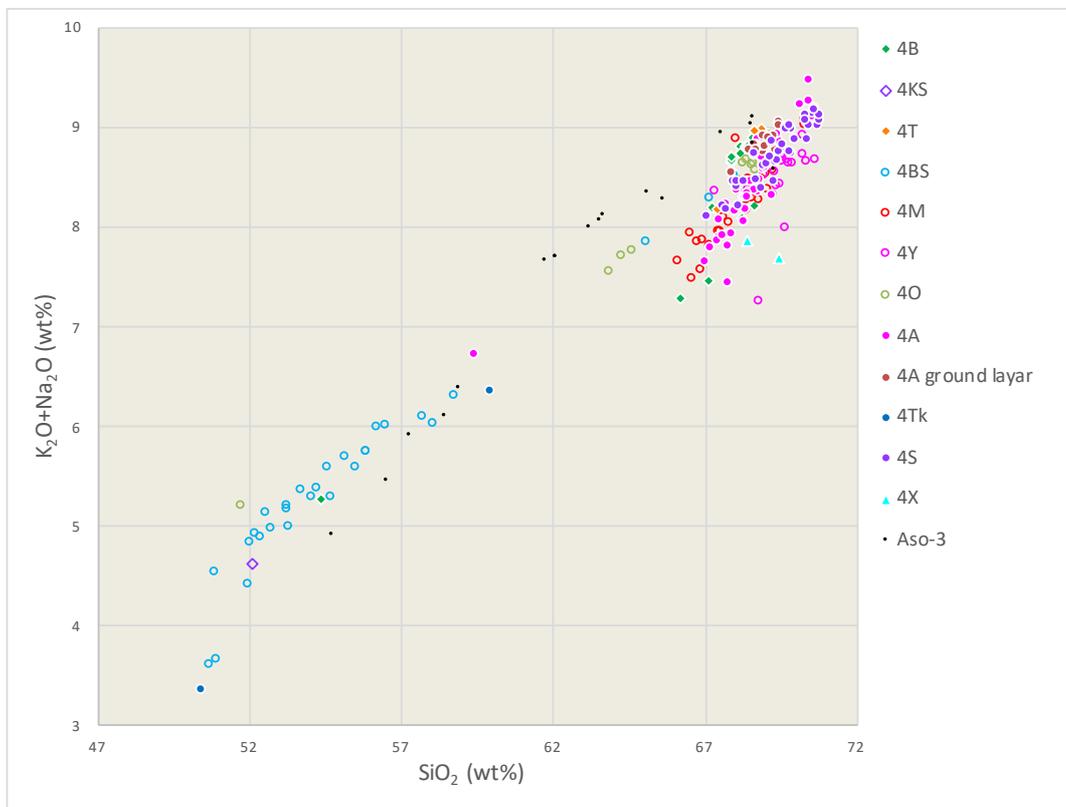


図 1.4-4i 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

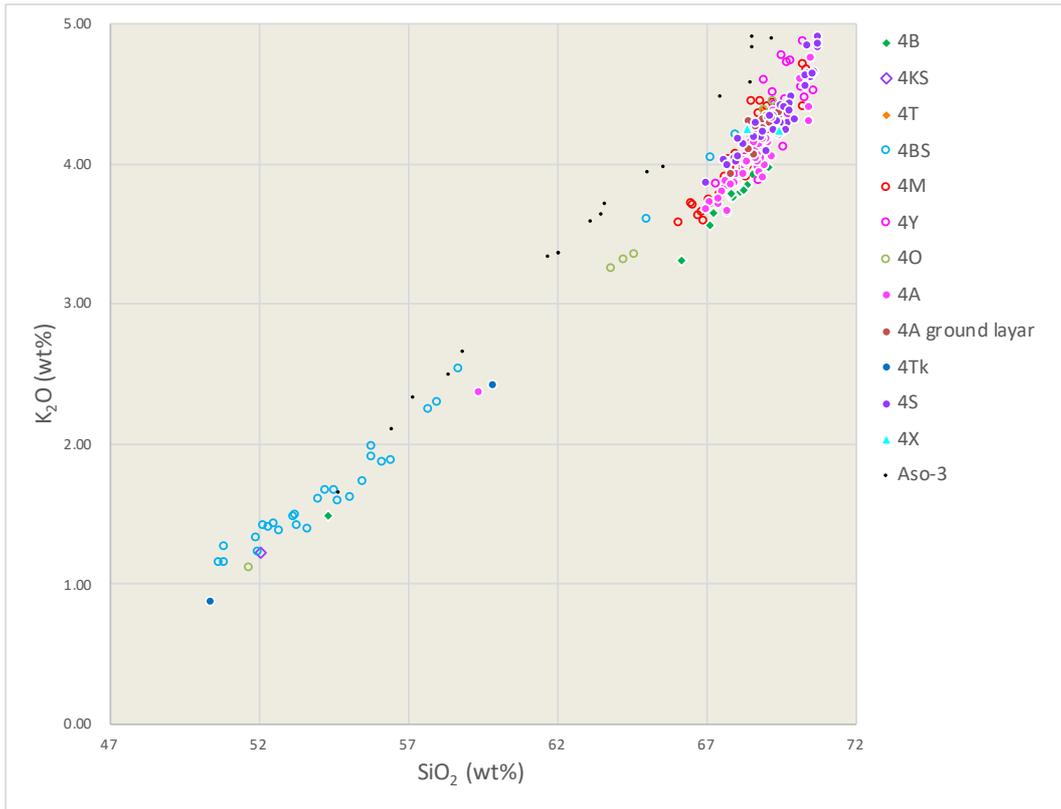


図 1.4-4j 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

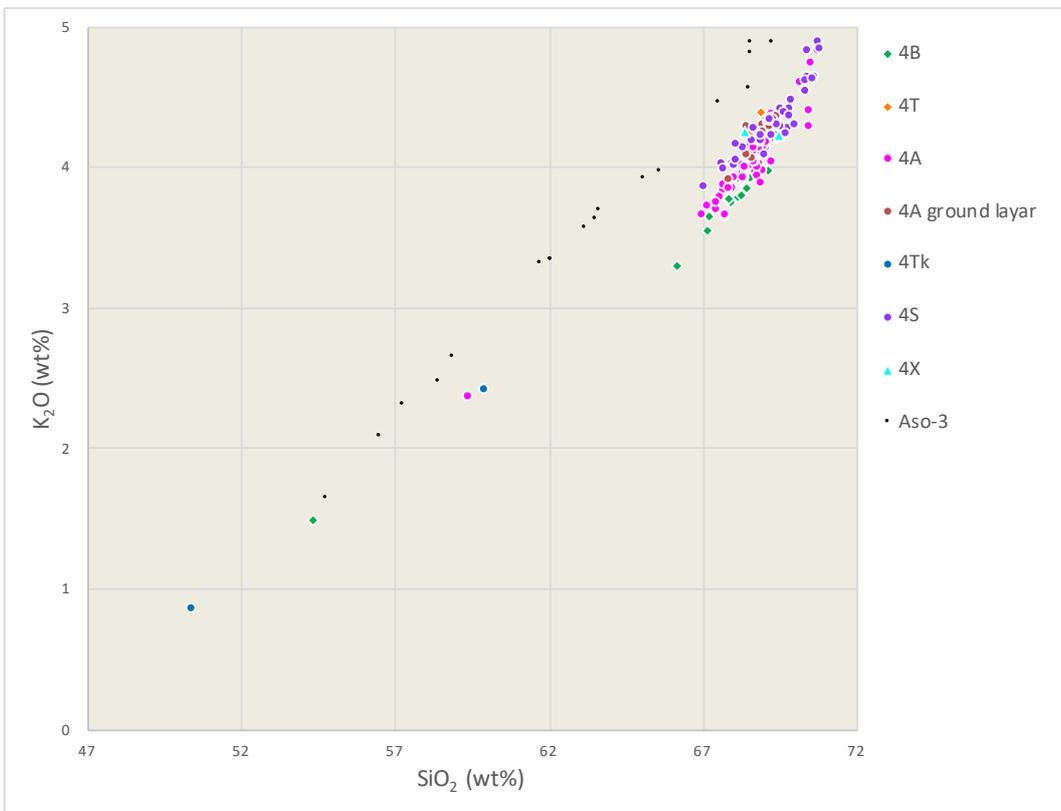


図 1.4-4k 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成
SiO₂-K₂O. 阿蘇 4 は東側のサブユニットのみ

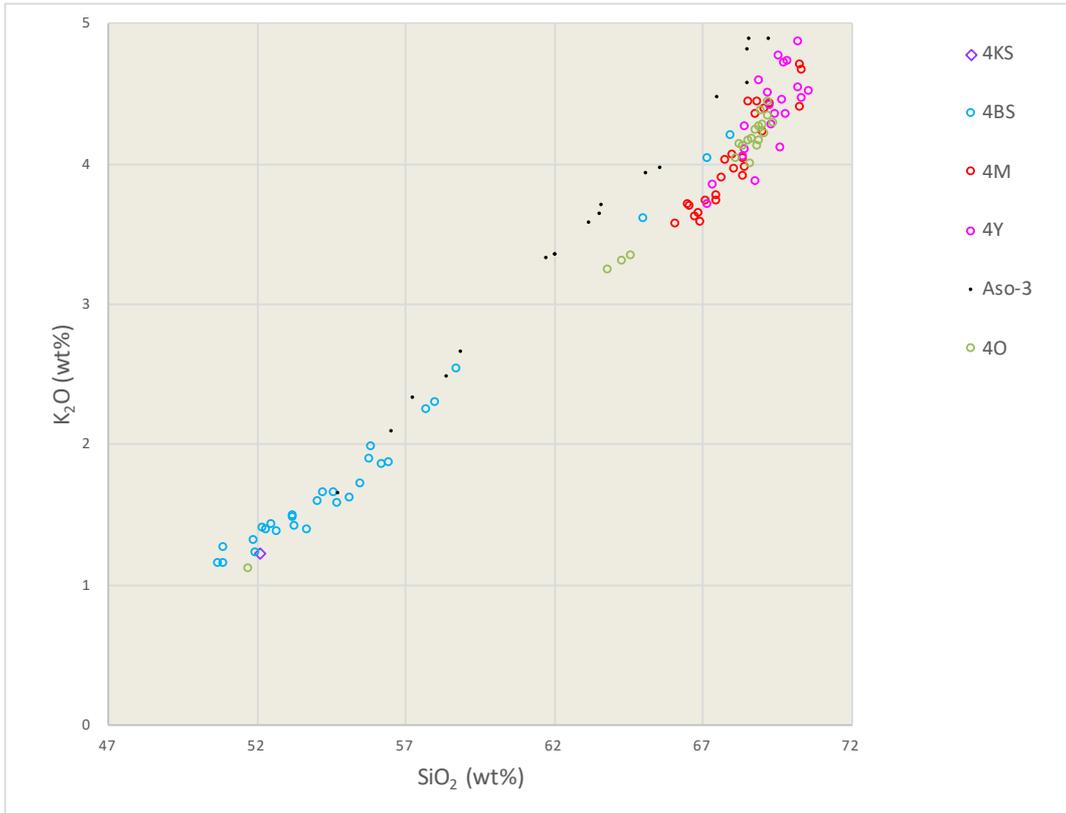


図 1.4-4l 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成
SiO₂-K₂O. 阿蘇 4 は西側のサブユニットのみ

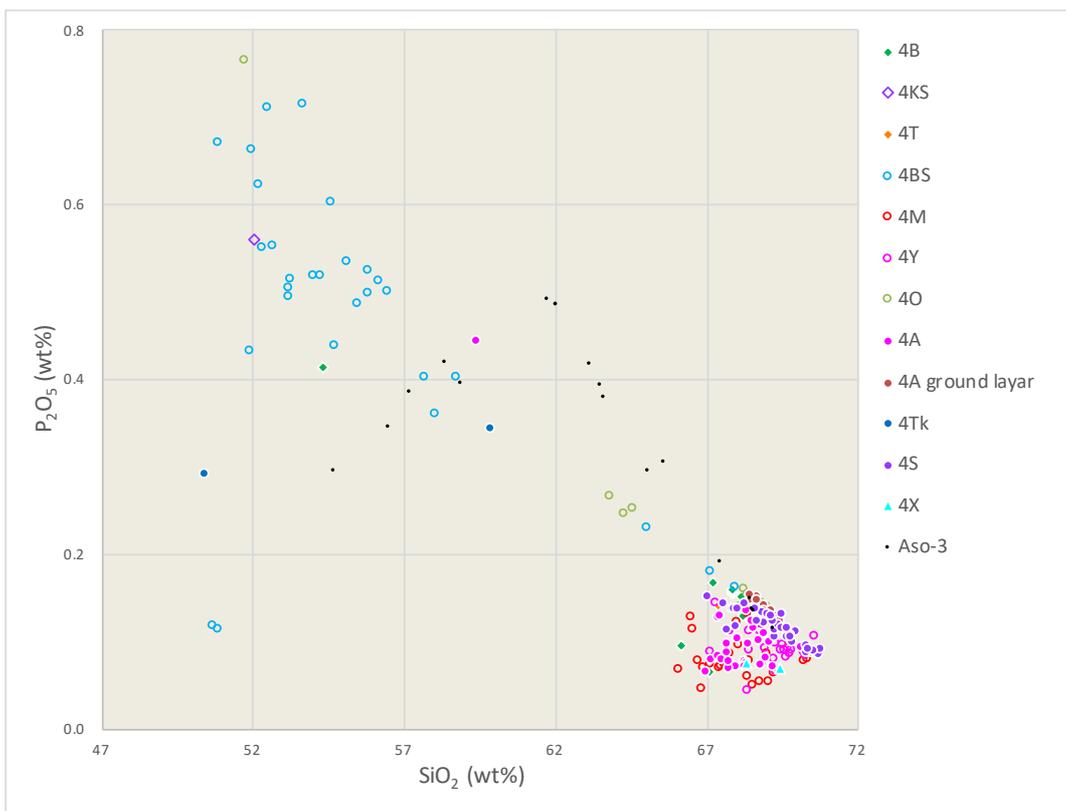


図 1.4-4m 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

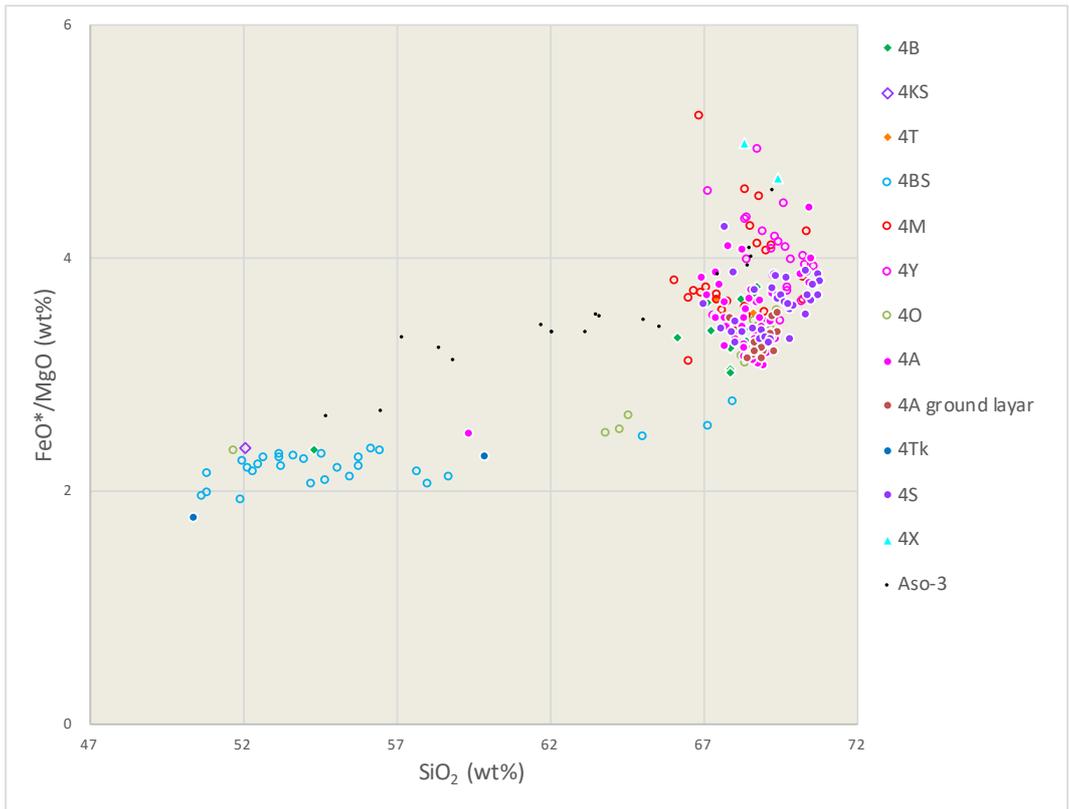


図 1.4-4n 阿蘇 4 火砕流堆積物の本質物全岩化学組成

文 献

- 星住英夫 (1990) 阿蘇-4/3 降下火砕物-阿蘇-4 噴出以前の阿蘇火山活動史. 火山学会講演予稿集, 1990, 1, 92.
- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎 (1988) 別府地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 131p.
- 鎌田浩毅 (1997) 宮原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 127p.
- 松本幡郎 (1974) 砥川溶岩について. 火山, 第 2 集, 19, 19-24.
- 宮縁育夫・増田直朗・渡辺一徳 (2004) 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.
- 水田敏夫・小畑正明・江上桂子 (1990) 砥川安山岩溶岩中の気泡の形態と分布. 火山, 第 2 集, 35, 249-262.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図 (5 万分の 1). 火山地質図 4, 地質調査所.
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 145p.
- 関 琢磨・荒川洋二・新村太郎・大鹿淳也・森 康・池端 慶 (2016) 阿蘇火山北西部に分布する Aso-4 火砕流堆積物, 弁利サブユニットの層序と岩石学的特徴. 火山, 61, 429-448.
- 田島靖久・星住英夫・松本哲一・廣田明成・小屋口剛博 (2017) 阿蘇火山, Aso-1 火砕流堆積物に関する新知見と Aso-1 噴火に先駆けて噴出した古閑溶岩. 火山, 62, 177-188.
- 高木秀雄・石井 徹・戸邊恵里・曾田祐介・鈴木和博・岩野英樹・檀原 徹 (2007) Aso-4 火砕流堆積物中の花崗岩マイロナイト異質礫の岩石学と放射年代および荷尾杵花崗岩との対比. 地質学雑誌, 113, 1-14.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, southwest Japan, I: Geology. Memories of the Faculty of Education, Kumamoto University, Natural Science, 27, 97-120.
- Watanabe, K. (1979) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, southwest Japan, II: Petrology of the Aso-4 pyroclastic flow deposits. Memories of the Faculty of Education, Kumamoto University, Natural Science, 28, 75-112.

1.5 インドネシアでのカルデラ火山事例調査

【実施内容】

歴史時代に大規模噴火を繰り返したインドネシアのカルデラ火山では、これまでの研究により成層火山体を建設するステージからカルデラ形成噴火に至る数千年間で噴出率、噴火様式、マグマ組成、火口位置に変化が見られることが指摘できる。今年度は、これまでの噴火履歴についての調査結果を総括するとともに、1883年にカルデラ形成噴火を起こしたクラカタウ火山と1815年にカルデラ形成噴火を起こしたスンバワ島タンボラ火山の噴火推移をとりまとめた。また、西暦1258年?にカルデラ形成噴火を起こしたロンボク島リンジャンニ火山について、後カルデラ火山最新期噴出物のサンプルを対象に岩石記載・全岩化学組成分析・鉱物化学組成分析を行い、先カルデラ噴出物・カルデラ形成噴火噴出物のものと比較検討した。その結果、リンジャンニ火山では、それぞれの活動期ごとにマグマが消費され、カルデラ形成後は新たなマグマ供給系が構築されていると考えられる。

【研究成果】

(1) インドネシアにおけるカルデラ火山履歴調査の総括

日本列島では、カルデラ形成噴火は約7千年前の鬼界アカホヤ噴火が最後である。しかし、朝鮮半島では、10世紀に白頭山がカルデラ噴火を起こし、日本列島北部には火山灰が降下した。アジア太平洋地域では、過去2000年間に多くのカルデラ形成噴火が発生している(図1.5-1)。Siebert et al. (2010)の統計によれば、同噴火の頻度は世界平均で、2000年間に27回、1.35回/100年である(図1.5-2)。そのうち、特に全長5000 km以上に及ぶインドネシア島弧では、多くのカルデラ火山が存在し(図1.5-3)、過去1000年間に3回のカルデラ噴火を経験している。

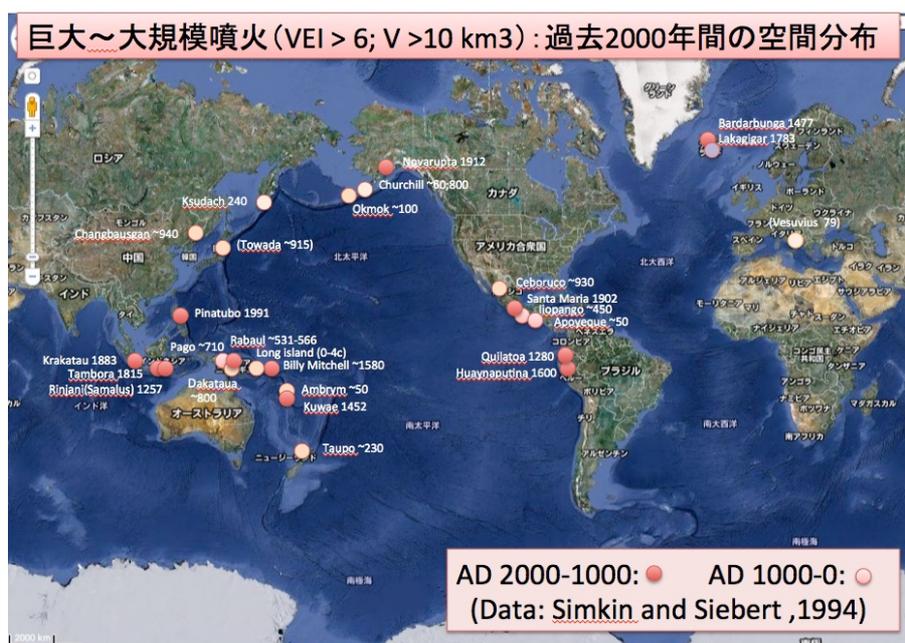


図1.5-1 過去2000年間のカルデラ形成を含む大規模噴火の地理的分布図、カルデラ噴火の基礎データは、Siebert et al.(2010)による。カルデラ噴火は、インドネシア周辺の島弧に多く発生している。

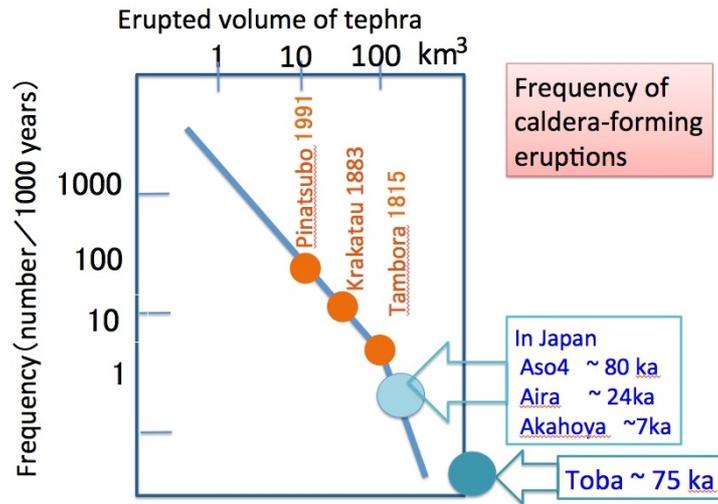


図1.5-2 カルデラ噴火の頻度. Simkin and Siebert (1994) を改変.

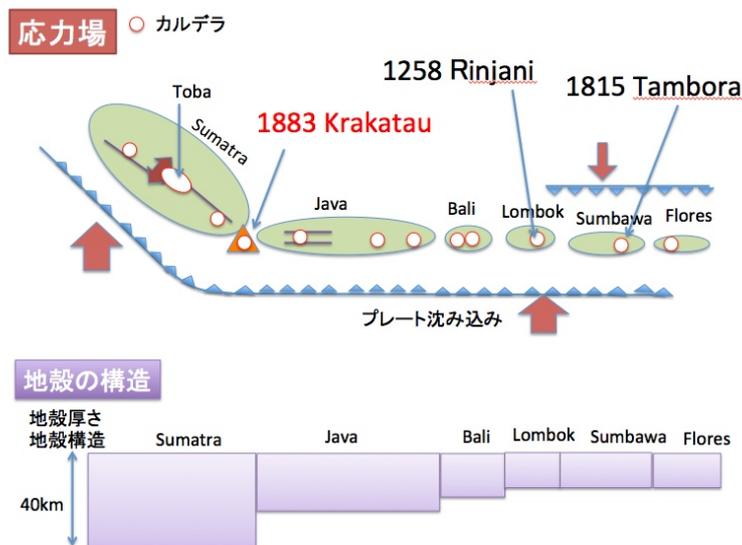
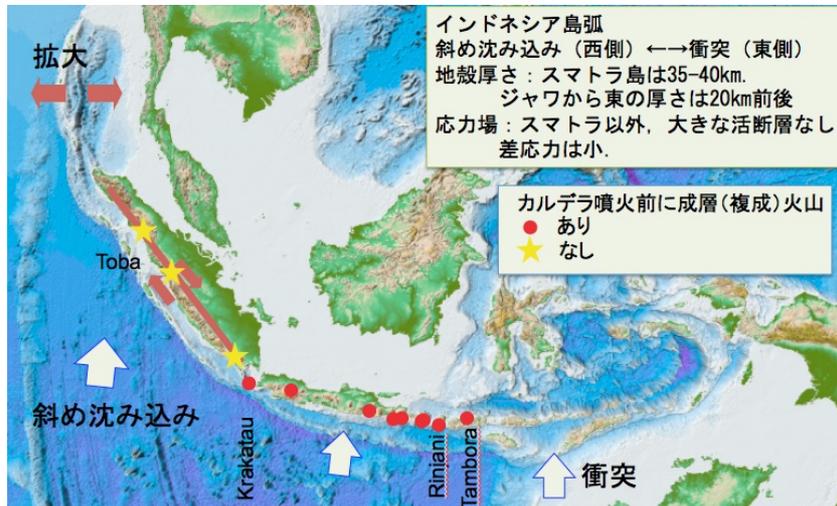


図 1.5-3 インドネシア島弧のカルデラ火山の分布. 地形図 (上), 応力場と地殻構造模式図 (下) (Carrey et al.,1977; Hamiltona,1979; Foden and Varne,1980).西へ行くほど大陸地殻が発達し, 大きいカルデラが見られる.

大規模なカルデラ形成噴火を起こす過程として、①地殻内で大規模マグマの形成と蓄積、②カルデラ噴火への準備過程、③カルデラ噴火の経緯である。カルデラ形成噴火を起こすマグマは、玄武岩質マグマに比べて、より低密度でより高粘性のマグマである。地殻内で蓄積が進む高粘性マグマは動きにくく、①の過程では、一般に約 10,000 年のスケールで、マグマ蓄積による中長期噴出率の低下が期待される。②のカルデラ形成噴火の準備過程では、約 1,000 年スケールで起こる過程である。一般に、カルデラ形成噴火の結果、大規模な地形変化が起こるため、カルデラ形成噴火直前の②の情報が消されてしまうことが多いと予想される。しかし、インドネシアの有史のカルデラ形成噴火の情報は、②の過程が、有史記録として文書など残されている。また、インドネシアには、カルデラ形成噴火を経験した火山と経験していない火山とがあり、前者は、複数回のカルデラ形成噴火を起こす可能性があるか、また、経験していない火山は今後カルデラ噴火を起こす可能性があるかという、長期の将来予測の検討事例となり得よう。

平成 26～28 年度は、カルデラ形成噴火を経験する火山と、経験していない火山の違いを明らかにするため、インドネシアのカルデラ火山について、①から②に至る過程に注目し、噴火推移やマグマ過程について調査検討を行った。前者の例として、13 世紀にカルデラ噴火を起こしたリンジャニ火山の噴火史 (Takada et al., 2003; Nasution et al. 2003) を再検討し、カルデラ形成噴火へ至る岩石学的特徴を明らかにした。後者の例として、歴史時代に噴火記録がない大型成層火山として中部ジャワのスンドロ火山を対象に、噴火履歴調査を行い、中長期的活動傾向を評価した。すなわち、スンドロ火山は、最近 3 万年間に 9 回の活動期があり、もっとも最近のマグマ噴火はおよそ 1,000 年前であることがわかった (Oktory et al., 2016)。最近 3 万年間の噴出率は 0.3～0.01 km³/千年の範囲と見積もられ、1 万年年以上にわたって比較的低い低活動期が続いている。さらに、マグマ組成の変化などのカルデラ形成噴火前に予想される兆候は、現在のところないことがわかった。一方、カルデラ噴火を起こしたタンボラ火山 (1815 年カルデラ噴火) やリンジャニ火山 (1257 年カルデラ噴火) は、10～1 万年間の高噴出期 (活動期) (数 km³/千年) の後、カルデラ形成に先行する低噴出率期 (0.1～0.2 km³/千年) へ移行しており (Takada et al., 2000a; 高田・山元, 2008; 高田, 2010)、スンドロ火山の活動史と対照的である。

東ジャワでの既存調査結果 (Takada et al. 2000b) も合わせて、インドネシア島弧のカルデラ火山全体の発達史とその結果の山体規模の特徴をまとめると、以下のようになる。カルデラ形成噴火を起こした火山は、長期間、高噴出を維持した結果全体として大きな山体を形成し、その活動期の後半にカルデラ形成噴火に至っている。大きい山体には、大きいカルデラが形成される傾向があり、拡散した火山群をなす場合は、カルデラは見られなかった (図 1.5-4, -5)。大規模噴火に至る中長期の準備過程として、約 10 万年間、高噴出率の維持により大きな山体を形成したこと、カルデラ噴火の 1 万年から数千年前には、噴出率が激減し、噴火様式が爆発的になり、山腹噴火火口が形成される範囲が縮小し、中心から火山周辺に移動したことなどの特徴を見出すことができる。また、カルデラ噴火に先立ち、火山周辺に脱ガスした溶岩流や溶岩ドームの形成が発生することもある。このような特徴は 1991 年の Pinatubo 噴火でも見られた (Harlow et al., 1991)。

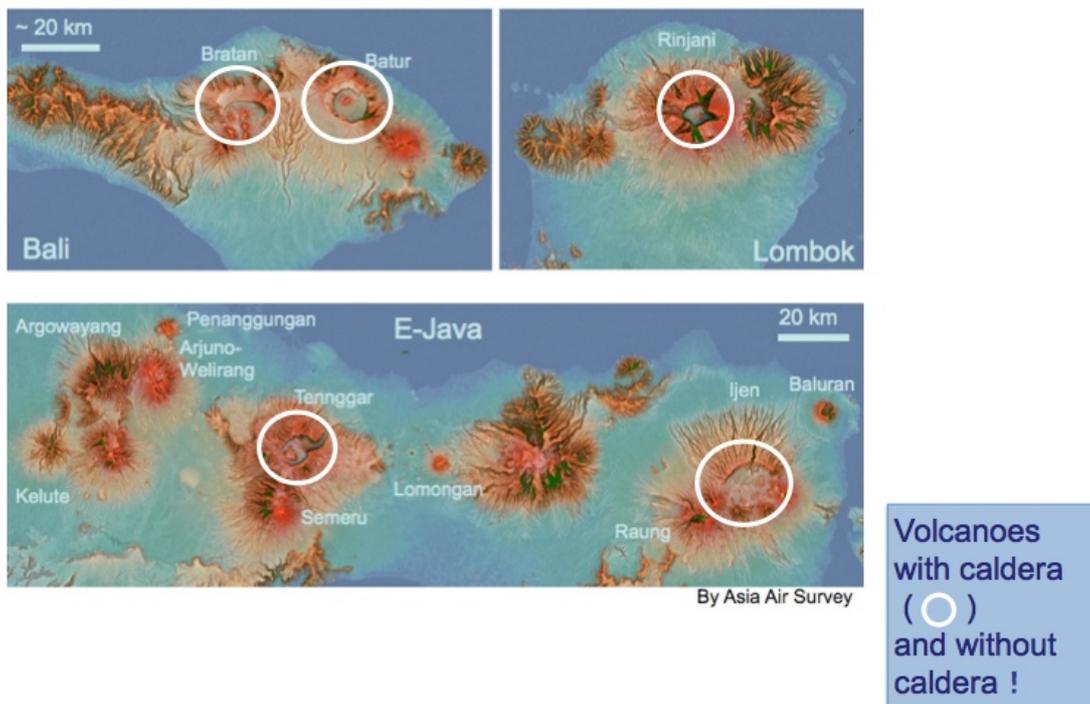


図1.5-4 カルデラのある火山とない火山. バリ島, ロンボク島 (上) から東ジャワ (下). 赤色図 (アジア航測提供) の上にプロット.

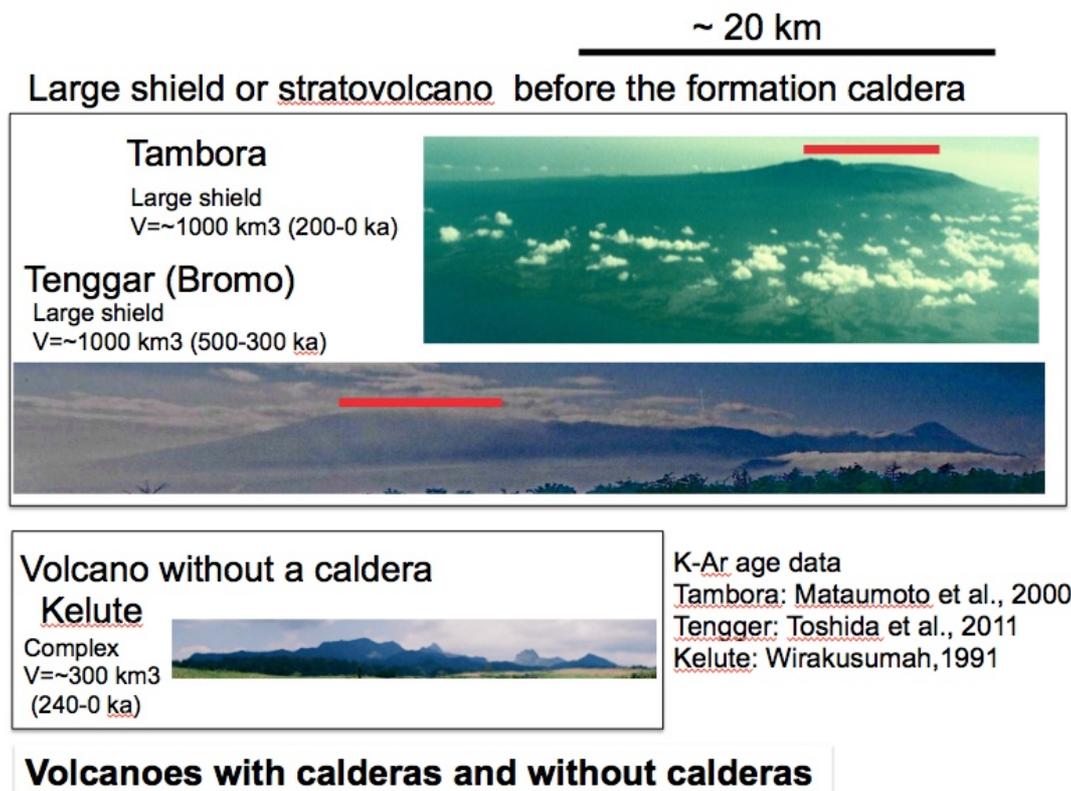


図1.5-5 カルデラ有無と山体形状, 大きい山体にカルデラ. 火山群にはカルデラなし.

(2) クラカラウ火山 1883 年カルデラ形成噴火の推移

日本では有史に記録がないカルデラ噴火への②の準備過程としての活動推移について、1883年にカルデラ形成噴火を起こしたクラカタウ火山の噴火経緯を例として検討した。

クラカタウ火山はジャワ島とスマトラ島のスンダ海峡に位置する火山島である (図 1.5-6)。クラカタウ火山では、カルデラ噴火が 1883 年を含めて 2 回発生したと考えられている。単一の大きな成層火山で大噴火により最初のカルデラ陥没が起き、その後、ラカタ、ダナン、ペルボエワタンの 3 つの小型火山がカルデラ内に形成され大きな島に成長したと考えられている (Williams, 1941)。そのうちペブワタン火山では 1680 年に噴火が起きたことが記録されているが (図 1.5-7, -8)。それ以後、火山は静穏を続け、1883 年当時島は樹木に被われていた。最初のカルデラ形成がいつであるのかは明確になっていないが、ジャワの列王記に 416 年に山が轟音とともに崩壊して海底下に沈み海が盛り上がり陸に押し寄せたとの記録があり、これがクラカタウ火山の最初のカルデラ形成に対応するのかもしれない (Winchester, 2003)。

1883 年のカルデラ形成噴火に至る経緯は、Simkin and Fiske (1983) により詳細にまとめられ、3 ヶ月に及ぶ小・中規模噴火の継続と噴気活動域の拡大が顕著に読みとれる (図 1.5-9)。この期間には、噴火孔、噴気孔や熱水爆発孔の数や活動する範囲が、カルデラ形成の破局的噴火に向けて拡大し、2 km から 5 km 以上の広範囲に拡大する特徴が見られた。拡大部分がその直後に陥没したカルデラの縁に沿っている事実は、先行現象として重要である。

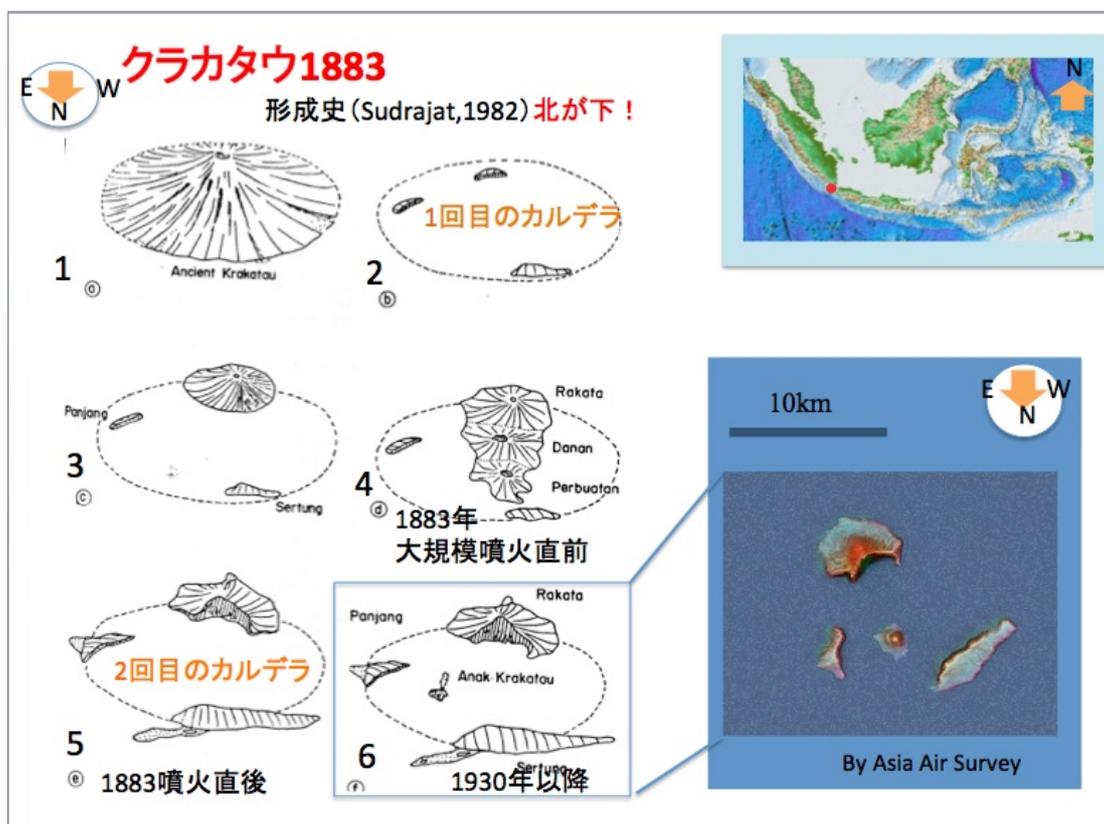


図 1.5-6 Krakatau 火山の活動史 (Williams, 1941)。2 回のカルデラ形成噴火が起こった。

注意. 文献が, 北を下にしてあるので, そのまま使用. 右上の地図は, 北が上..

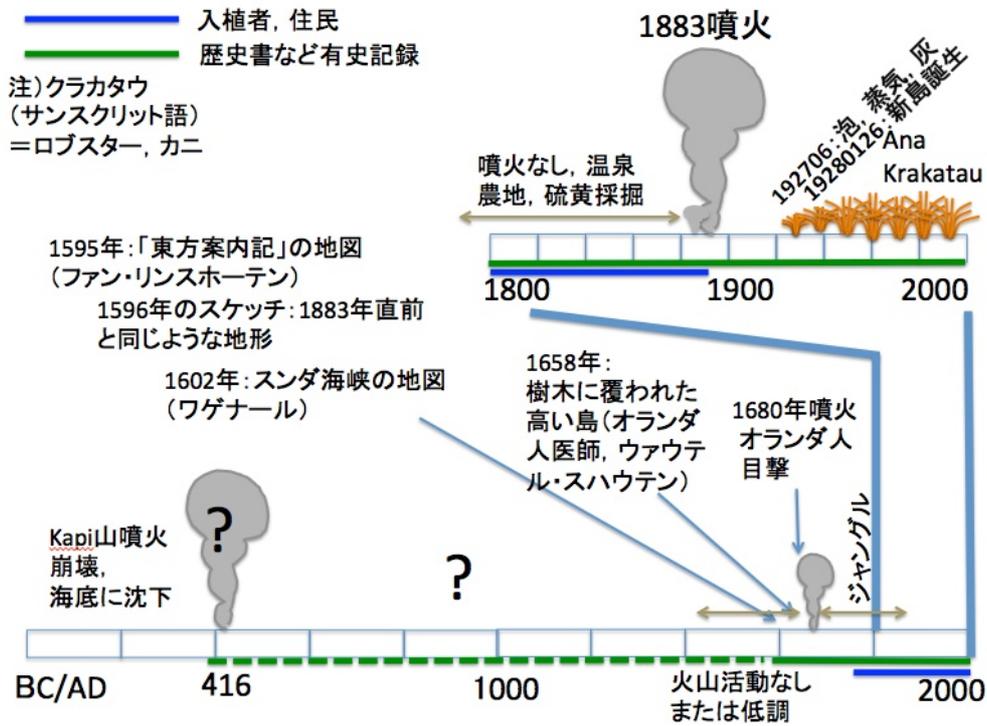


図 1.5-7 クラカタウ火山 1883 年カルデラ形成噴火以前の情報.

Krakatau 1883噴火以前の情報

1815年のTamboraに比べて噴火前の情報が残っている
 (Pinatuboほどではないが). しかし, 火山島であり, 情報量は決して多くない.

416年噴火: ジャワ版「列王記」->1回目のカルデラ噴火か??

Mt. Kapi(現在のKrakatauか)噴火
 轟音とともに粉々に崩壊, 海底沈下,
 海が盛り上がり陸に押し寄せる

1596年: 東側からのスケッチ(右下)

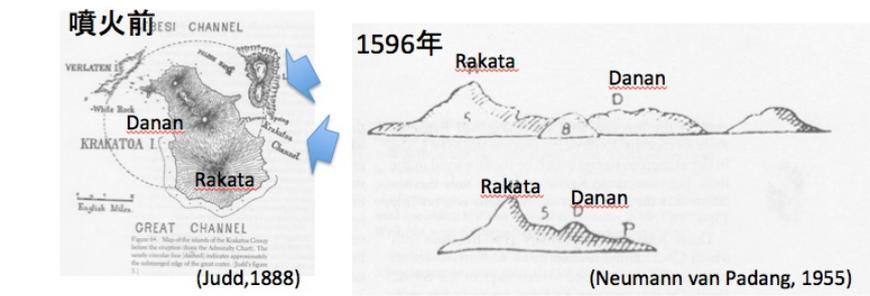


図1.5-8 クラカタウ火山1883年噴火以前の情報 (Winchester, 2003)

デラが形成された。噴出量は、約 12.4 km³と見積もられている (Mandeville et al., 1996a)。噴出したマグマ組成は、SiO₂=67~71 wt%である (Mandeville et al., 1996b)。

(3) タンボラ火山 1815 年カルデラ形成噴火の推移

タンボラ火山はスンバワ島にあるアルカリ岩を主体とする成層火山である (高田・山元, 2008)。カルデラ形成噴火の推移は、Self et al. (1984)にまとめられている。カルデラ形成噴火の3年前の1812年から小噴火が始まり、成層した火山灰が山腹に堆積していた (F1)。1815年4月5日の夕方に噴煙柱高度が30kmを超える最初のプリニー式噴火が発生し、約2時間で終わるとともにF2降下軽石 (図 1.5-10) を堆積させた。その後、5日間は小規模噴火を繰り返す、F3火山灰が堆積した。4月10日18時頃、最大級のプリニー式噴火が発生し、噴煙柱高度は40kmを超えたという。また、東からは3本の火柱が山頂に見えたといい、この噴火でF4降下軽石 (図 1.5-11) が堆積した。同日夜には火砕流噴火へと移行し、海に流れ込んだ火砕流が津波を発生させている。火砕流噴火は翌11日まで継続し、12日にかけて次第に活動が弱まり、活動が完全に終息したのは7月15日であった。山頂部のカルデラ形成は火砕流噴火の末期と考えられている。また、マグマの総噴出量は約50 km³DREと推定されている。

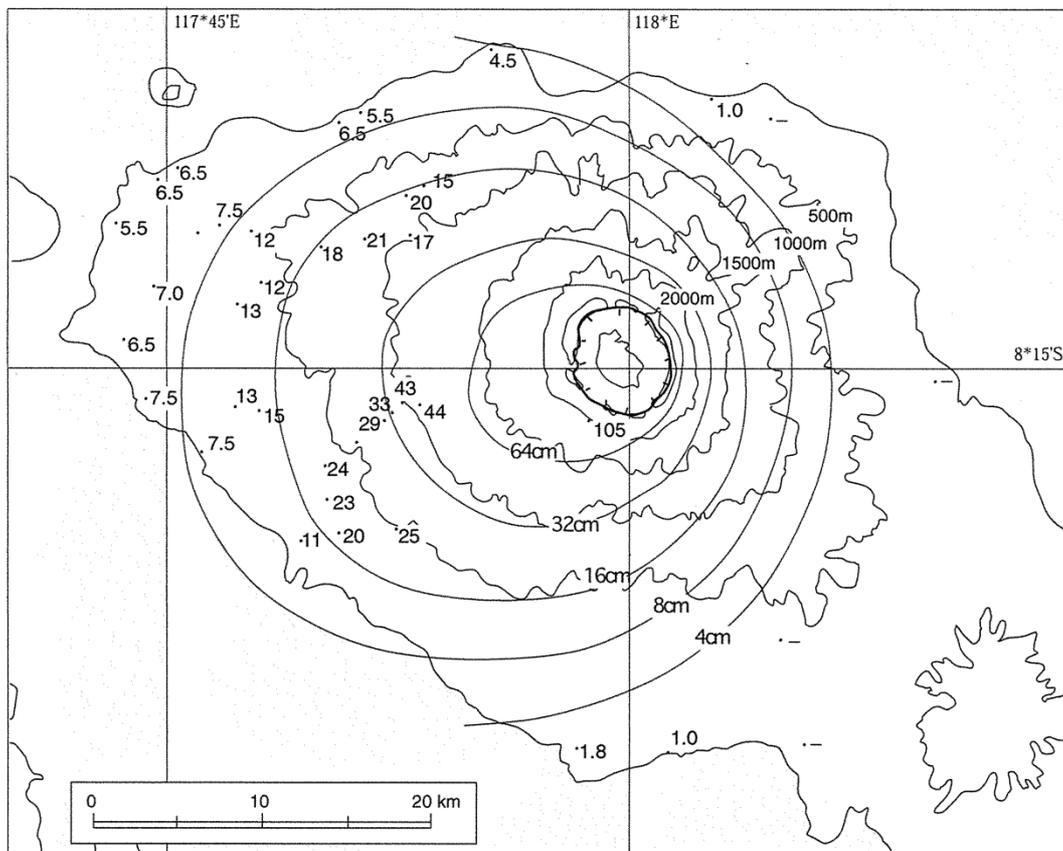


図 1.5-10 タンボラ火山 1815 年噴火 F2 の層厚分布。単位は cm。山元・高田の未公表資料による。

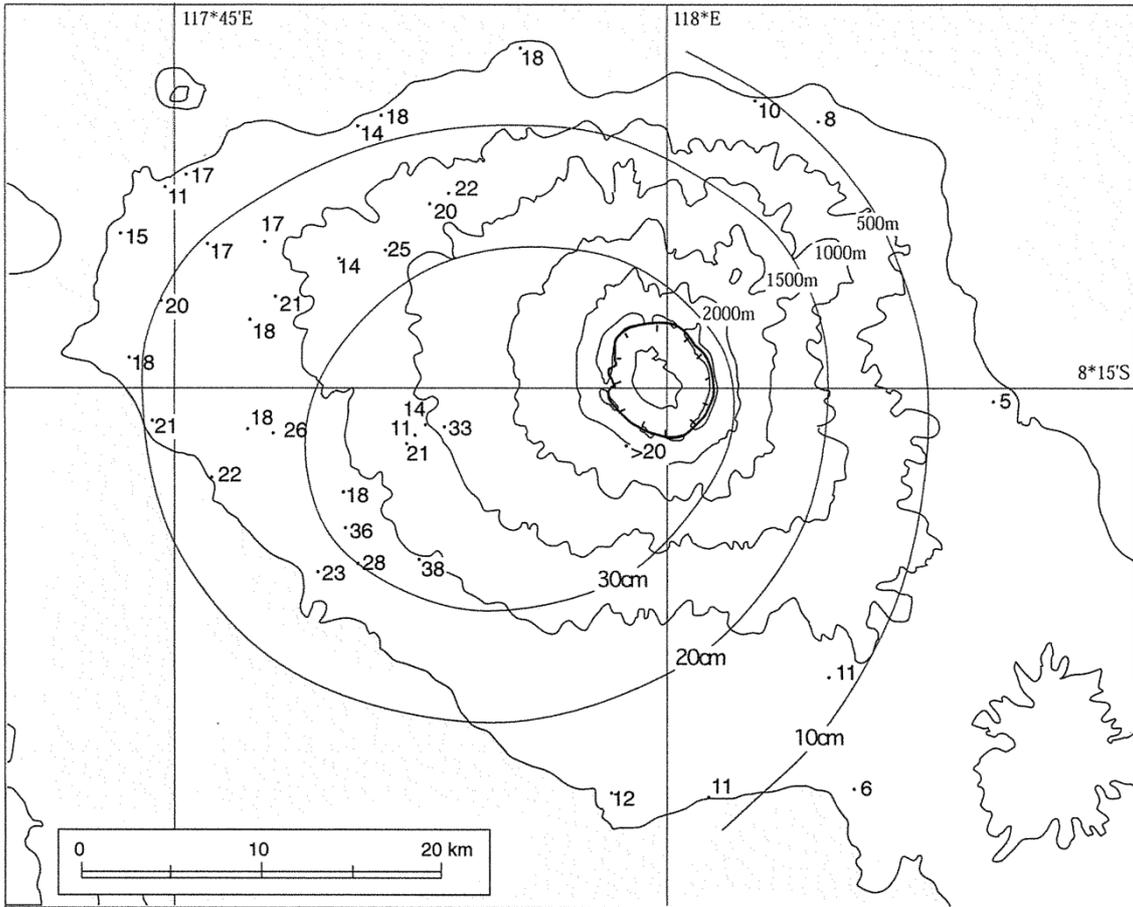


図 1.5-11 タンボラ火山 1815 年噴火 F4 の層厚分布. 単位は cm. 山元・高田の未公表資料による.

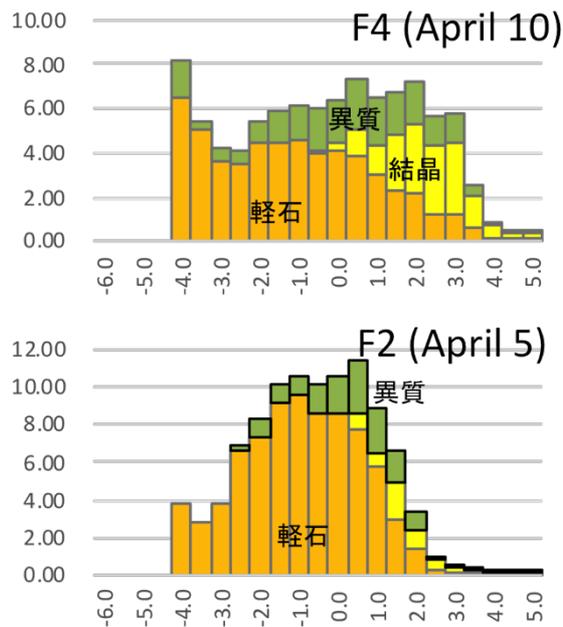


図 1.5-12 タンボラ火山 1815 年噴火 F2 と F4 の粒径分布. オレンジ色が軽石・火山ガラス片, 黄色が結晶片, 緑が異質岩片. 山元・高田の未公表資料による. 横軸は ϕ スケールで縦軸は重量%.