

安全研究プロジェクトの中間評価用資料

安全研究プロジェクトの中間評価用資料
(地震・津波技術評価検討会資料)

大規模噴火プロセス等の知見の蓄積に係る
研究

Investigation of large-scale eruption process

安池 由幸 西来 邦章 廣井 良美 佐藤 勇輝

YASUIKE Yoshiyuki, NISHIKI Kuniaki, HIROI Yoshimi, and SATO Yuki

地震・津波研究部門

Division of Research for Earthquake and Tsunami

原子力規制庁

長官官房技術基盤グループ

Regulatory Standard and Research Department,

Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

本資料は、原子力規制庁長官官房技術基盤グループで実施している安全研究プロジェクトの中間評価で使用するため、安全研究プロジェクトの活動内容、途中段階における成果等を取りまとめたものです。このため、今後の研究進捗によって、考察、結論等が変更となる可能性があります。なお、最終的な成果報告書は、プロジェクト終了後に別途取りまとめて公表する予定です。

本資料の内容に関するご質問は、下記にお問い合わせください。

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門
〒106-8450 東京都港区六本木 1-9-9 六本木ファーストビル
電話：03-5114-2226
ファックス：03-5114-2236

大規模噴火プロセス等の知見の蓄積に係る研究

原子力規制庁 長官官房技術基盤グループ
地震・津波研究部門

安池 由幸 西来 邦章 廣井 良美 佐藤 勇輝

要 旨

過去に巨大噴火を起こしたいくつかの火山について、地質学及び岩石学的調査・研究を行い、噴火の準備段階から噴火に至るまでの、火山活動の変遷と噴出物の組成変化を調べることによりマグマの蓄積過程を推定した。先カルデラ期からカルデラ形成期への火山活動の変遷や組成の変化はいくつかのバリエーションがあるが、マグマの蓄積過程や物理化学的条件の変遷から巨大噴火を起こす火山では、大規模なマグマ溜まりを地表から 4~10 km 程度の深さに形成することが示唆された。さらに、マグマ溜まりは単一とは限らず、複数のマグマ溜まりが生成し、何らかのトリガーでこれらが混合する、又は各マグマ溜まりが同時に噴出することが示唆された。

また、広域な火山性地殻変動が生じている始良カルデラ火山における地球物理学的調査・研究により、変動力源と推定されるマグマ溜まりの深度が 15 km (± 2 km) でその体積は 64~125 km³ と推定された。そして、このマグマ溜まりの変化を捉えることを目的とした反射法地震探査を実施し、地殻変動とマグマ溜まりの関係を明らかにしつつある。

さらに、地球化学的調査・研究では、活動的なカルデラ火山の深部流体中の C/Cl 比、希土類元素のパターン及び ³⁶Cl/Cl 比を組み合わせることでマグマ起源物質を判別し、地下のマグマの状態を推定する手法の検討を進めている。

現時点で得られている知見を基に、巨大噴火のマグマプロセスと噴火に至るシナリオ、始良カルデラを事例とした現状評価の考え方及び単成火山群の活動評価の考え方を提案した。

本研究では、地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究のうち洞爺の一部の調査、始良及び阿蘇の調査、岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究のうち洞爺、始良、阿蘇及び鬼界の調査、十和田の一部の調査並びに地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究を、産業技術総合研究所 (AIST)、京都大学防災研究所 (DPRI) 及び茨城大学への委託事業として実施している。

Investigation of large-scale eruption process

YASUIKE Yoshiyuki, NISHIKI Kuniaki, HIROI Yoshimi, and SATO Yuki

Division of Research for Earthquake and Tsunami,
Regulatory Standard and Research Department,
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

Abstract

In this study, geological and petrological studies are conducted on several volcanoes that experienced large eruptions in the past, and the magma accumulation process was estimated by examining transitions in the volcanic activity and compositional changes in the eruption products occurring between the preparation stage and eruption. Several variations were noted in the evolution of these two parameters between the pre-caldera and the caldera-forming stages. The accumulation process of the magma and the evolution of the physicochemical conditions suggest that volcanoes with large eruptions formed large magma chambers at depths of 4 km to 10 km below the surface. In addition, it is suggested that rather than only a single magma chamber, multiple magma chambers were formed that were either mixed by triggers or erupted simultaneously.

Geophysical survey revealed that the magma reservoir of the Aira caldera volcano, which has experienced widespread volcanic crustal deformation, is about 15 km (± 2 km) deep and 64–125 km³ in volume. In addition, seismic reflection survey revealed inflation in the magma reservoir, which clarifies the relationship between the crustal deformation and the reservoir.

Further, on the basis of these results combined with those in the literature, we investigate a method for estimating the state of the magma in the subsurface by discriminating magma-derived materials from a combination of C/Cl ratios, rare earth element patterns, and ³⁶Cl/Cl ratios in the deep fluids of active caldera volcanoes.

Finally, we propose magmatic processes and eruption scenarios for large eruptions, and we develop a conceptual approach for evaluating the activities of monogenetic volcanoes using the current conditions of Aira Caldera as a case study.

Geological investigation in part of Toya, Aira and Aso caldera volcanoes are being conducted by AIST and Ibaraki Univ. under the auspices of the Nuclear Regulation Authority. Petrological investigation in part of Towada, Toya, Aira, Aso and Kikai caldera volcanoes are being conducted by AIST. under the auspices of the Nuclear Regulation Authority. Geophysical and geochemical studies are being conducted by AIST and DPRI under the auspices of the Nuclear Regulation Authority.

目次

1. 序論.....	1
1.1 背景.....	1
1.2 目的.....	1
1.3 全体行程.....	2
2. 本論.....	3
2.1 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究.....	3
2.1.1 大規模噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究.....	4
2.1.2 降灰プロセス等に関する地質調査及び観測.....	16
2.1.3 単成火山の形成に関する文献調査.....	26
2.2 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究.....	28
2.2.1 始良カルデラ.....	28
2.2.2 洞爺・支笏火山エリア.....	31
2.2.3 十和田カルデラ.....	33
2.2.4 阿蘇カルデラ.....	40
2.2.5 鬼界カルデラ.....	41
2.3 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究.....	43
2.3.1 カルデラ火山の地下構造調査.....	43
2.3.2 火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査.....	57
2.3.3 カルデラ火山の地球化学的調査.....	69
2.4 観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討.....	73
2.4.1 過去に巨大噴火を起こした火山の噴火に至る準備過程の検討.....	73
2.4.2 過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価の検討.....	77
2.4.3 単成火山群の活動評価に関する考え方.....	77
3. 結論.....	80
3.1 成果の要点.....	80
3.2 目的の達成状況.....	81
3.3 成果の公表等.....	82
3.3.1 原子力規制庁の職員が著者に含まれる公表.....	82
3.4 成果の活用等.....	82
3.5 今後の課題等.....	82
参考文献一覧.....	84
執筆者一覧.....	90

表 目 次

表 2.1.1 阿蘇カルデラの噴火推移.....	14
--------------------------	----

目 次

図 1.3.1	全体行程	2
図 2.1.1	先入戸火砕流噴火噴出物の模式層序と得られた ^{14}C 年代	6
図 2.1.2	入戸火砕流噴火堆積物の平均磁化方位	7
図 2.1.3	洞爺カルデラ形成噴火による火砕流堆積物の層厚分布	10
図 2.1.4	Unit 境界における産出状況（左：伊達市上長和町、右：洞爺湖大原町）	11
図 2.1.5	阿蘇 4 火砕流基底部の層序	15
図 2.1.6	降灰観測データの比較例（降灰速度と平均降灰気中濃度）	18
図 2.1.7	初期粒径分布の計算結果の比較	22
図 2.1.8	降下火砕物の産出状況の例（Ta-a）	23
図 2.1.9	降下火砕物の確認地点（Ta-a）	24
図 2.1.10	樽前火山噴出物の距離と中央粒径の関係図	25
図 2.2.1	始良カルデラから噴出したマグマの全岩組成	30
図 2.2.2	洞爺カルデラ形成噴火噴出物の総合柱状図と全岩化学組成	32
図 2.2.3	十和田火山の階段ダイヤグラム	35
図 2.2.4	カルデラ形成期の階段ダイヤグラム	36
図 2.2.5	カルデラ形成期噴出物の主要全岩化学組成	37
図 2.2.6	カルデラ形成期噴出物の微量全岩化学組成	38
図 2.2.7	カルデラ形成期噴火エピソード N および L の珪長質端成分マグマの相平衡図	39
図 2.2.8	a) 長瀬火砕流の軽石中のメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度 b) マグマプロセス に伴うメルトの H_2O 及び CO_2 濃度の変化	42
図 2.3.1	始良カルデラ浅部の地震波速度構造	47
図 2.3.2	始良カルデラ深部の地震波速度構造	47
図 2.3.3	始良カルデラにおける 2008 年人工地震探査	48
図 2.3.4	始良カルデラにおける 2008 年人工地震探査の再解析結果	49
図 2.3.5	始良カルデラにおける反射法探査の概要	50
図 2.3.6	ネットワーク MT 法観測と測定機器配置の概念図	53
図 2.3.7	3次元比抵抗構造モデルから得られた低比抵抗異常ブロック	54
図 2.3.8	既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）の再解析結果	55
図 2.3.9	既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して求めた 3次元比抵抗 構造モデルに擬似低比抵抗領域を設定したフォワード解析結果	55
図 2.3.10	3カ年計画で実施する電位差観測網（ネット）の分布	56
図 2.3.11	始良カルデラ西縁の BM2474 の BM2469（鹿児島市）に対する相対上下変動の時間 変化	58
図 2.3.12	始良カルデラ周辺の GNSS 観測点配置と海底地殻変動観測予定エリア	59

図 2.3.13	海底地盤変動観測装置の概略図	60
図 2.3.14	GNSS 観測点 YOSI と MAKI の間の水平距離の時間変化	64
図 2.3.15	始良カルデラの中央部の変動力源への積算マグマ供給量の時間変化	65
図 2.3.16	茂木モデルによる変動力源解析（水平変位と鉛直変位の統合）	66
図 2.3.17	鉛直相対変位の時間変化	67
図 2.3.18	定置位置を一定と仮定したシル状マグマ溜まりの 1914 年噴火以降の体積変化率と 相対的なマグマ蓄積量	68
図 2.3.19	阿蘇カルデラおよび周辺の水試料の代表的な希土類元素組成（枯渇マントル値で規 格化）	71
図 2.3.20	九重火山における Cl/H ₂ O-C/Cl 法の適用の例	72
図 2.4.1	支笏-洞爺地域の活動履歴	75
図 2.4.2	始良カルデラの活動履歴	76

略 語 表

AIST	National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (国立研究開発法人産業技術総合研究所)
Amph	Amphibole (角閃石)
calyrBP	calendar year Before Present (AD1950 年から遡った暦年数)
Cpx	Clinopyroxene (単斜輝石)
Cum	Cummingtonite (カミングトン閃石)
DMM	Depleted MORB Mantle (枯渇マントル)
DOE	United States Department of Energy (米国エネルギー省)
DPRI	Disaster Prevention Research Institute (京都大学防災研究所)
DRE	Dense Rock Equivalent (噴出前の地下のマグマの状態に換算した体積)
EDS	Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (エネルギー分散型 X 線分析装置)
FE	Field Emission (電界電子放出)
GNSS	Global Navigation Satellite System (全球測位衛星システム)
Hbl	Hornblende (普通角閃石)
HFS	High Field Strength (電荷の大きな液相濃集元素)
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (誘導プラズマ質量分析計)
Ilm	Ilmenite (チタン鉄鉱)
ka	kilo annum (現代から千年前を表す単位)
LIL	Large Ion Lithophile (イオン半径の大きな液相濃集元素)
Ma	Million annum (現代から百万年前を表す単位)
MT	Magnetotelluric (地磁気地電流)
Mt	Magnetite (磁鉄鉱)
NUMO	Nuclear Waste Management Organization of Japan (原子力発電環境整備機構)
SIMS	Secondary Ion Mass Spectrometry (二次イオン質量分析)
Opx	Orthopyroxene (直方輝石)
Pl	Plagioclase (斜長石)
Qtz	Quartz (石英)
REE	Rare Earth Element (希土類元素)
RMS	Root Mean Square (二乗平均平方根)
SEM	Scanning Electron Microscope (走査型電子顕微鏡)
VEI	Volcanic Explosivity Index (火山爆発指数)
XRF	X-Ray Fluorescence (蛍光 X 線分析装置)

用語の定義

以下は本報告における用語の定義であり、一般に用いられる用語とは若干定義の異なる部分がある場合があります。

液相濃集元素	鉱物の集合体である岩石の部分溶融作用によるマグマ発生やマグマからの結晶化作用において、固相（鉱物相）ではなく液相に入りやすいもしくは残りやすい元素。イオン半径の大きな元素（Sr, Ba 等）や電荷の大きい元素（Y, Nb, Pb, La, Nd, Yb 等）がこれにあたる。
階段ダイヤグラム	横軸に噴出年代、縦軸に累積噴出量をとり、対象とする火山の噴火履歴をまとめたもの。
火山爆発指数	火山の爆発規模を噴出量によって 0（0.00001km ³ 未満）から 8（1,000km ³ 以上）の段階で区分した指標。
¹⁴ C 年代測定法	動植物の遺骸に含まれる ¹⁴ C 量を用いて、動植物が死んだ年代を測定する手法。生きている動植物中の ¹⁴ C 量は一定であるが死後は約 5730 年の半減期で減少していく性質を利用し、約 5 万年前から現代までの年代測定が可能である。ただし、測定年代には実年代との隔たりがあるため、1950 年を基準年とした暦年較正を行う必要がある。
ガラス包有物	マグマから鉱物が成長する際、鉱物中に取り残されたマグマが結晶化せずにガラス化したもの。鉱物が割れずに残っている場合かつ固化前に発泡しなかった場合、ガラスは結晶成長時のマグマの状態を保持しているとみなせる。
カルデラ	火山の噴火によって形成された鍋型の凹地形。一般的に直径 2 km 以上のものを指す。
揮発性成分	マグマ中に含まれる成分のうち、特に蒸気圧の高い成分の総称。一般的には水が最も多く、次いで二酸化炭素が多い。
巨大噴火	噴出量が数十 km ³ 以上かつ大型のカルデラを形成した噴火。
苦鉄質	ケイ酸塩鉱物や岩石において、SiO ₂ 含有量の少ない性質。
珪長質	ケイ酸塩鉱物や岩石において、SiO ₂ 含有量の多い性質。
co-ignimbrite ash	火砕流が発生した際に、本流とは別に上空に舞い上がった火山灰。細粒粒子からなるため長時間降下することなく上空に滞留し、大規模火砕流の場合には地球を数周することもある。
後カルデラ火山	カルデラが形成された後、カルデラ内に新たに形成された火山。
古地磁気方位測定	岩石や堆積物に対して試料が保持する残留磁化を実験室で測定し、その方向から試料採取地点での過去の地球磁場方位を推定するための測定技術のこと。

差応力	地殻内の応力場に互いに直交する主応力軸を配置したときに、最大主応力から最小主応力を差し引いた値。
地震波トモグラフィ	地震波の伝搬時間を用いて、地球内部の3次元速度構造を求める手法のこと。
深部流体	地下深部から上昇する、天水を起源としない地下水やガス等の流体。
大規模噴火	噴出量が1 km ³ 以上の噴火。
地磁気永年変化	絶え間なく発生している地磁気の変動のうち、数年から数千年程度の時間スケールでの生じる規模の磁場変動。地磁気の逆転よりも少し変動幅が小さい。
地質温度計	特定の鉱物において、鉱物が晶出や相転移をする際の化学組成が温度と相関があることを利用し、鉱物の化学組成から鉱物晶出時の温度を推定する手法。
中央粒径	各粒径の重量比を細粒側ないし粗粒側から順に積算した際に、中央値である50 wt.%に到達するときの粒径。
ネットワーク MT 法	メタリック通信回線を用いて長基線での電位差を計測する MT 観測方法のこと。通常の MT 法観測に比べ、数 km～数10 kmにも及ぶ長基線長での観測が可能となるため、表層付近の不均質な成分の影響を取り除くことができ、また、波長の長い成分を観測できるため、探査領域が通常の観測方法に比べて深部までのデータを得ることができる。
部分熔融度	マントルや地殻が熔融しマグマを生成する際に、全体が一樣に溶けるのではなく、溶けやすい化学成分だけが選択的（部分的）に熔融している状態の熔融程度。部分熔融度の低いマグマは液相濃集元素に富み、部分熔融度の高いマグマは固相濃集元素まで溶け込むため液相濃集元素の比率が低下する。
変動力源	地殻変動が発生する際に、その変動の発生源と推定されるもの。
放射非平衡	鉱物等に放射性元素が取り込まれる際に分配が生じると、取り込まれた放射性元素と放射壊変で生成する娘核種との間で非平衡が生じる。この非平衡は半減期の約5倍の時間で放射平衡に達する。
茂木モデル	地殻を半無限の弾性体と仮定し、地殻変動（垂直変位および水平変位）から変動力源の場所を推定するモデル。なお当該モデルでは数学的な解を得るため、変動力源の半径は深さよりも小さくなると仮定している。

1. 序論

1.1 背景

これまでに、過去に長期の休止期間があり大規模噴火を起こした火山の活動評価手法を整備するための知見や国内外の巨大噴火を起こした火山の噴火直前のマグマ溜まりの深度、当該深度領域の地下構造を探索する手法について知見が蓄積されつつある。一方、巨大噴火を起こすソースとなる巨大なマグマ溜まり生成のプロセスやマグマが蓄積する時間的なスケールについての知見は海外の研究事例が基本となっている。

1.2 目的

本研究プロジェクトでは、巨大噴火を起こした火山を中心に、過去の大規模噴火に至るまでの準備・開始プロセスとして巨大噴火に至るまでの詳細な活動履歴や噴火シーケンス、マグマの変遷についての知見を基に、過去に巨大噴火を起こしたカルデラ火山の長期的な活動を評価するとともにマグマ・火山活動に関するデータを蓄積すること、国内の活動的なカルデラ火山の地下構造やマグマ活動に伴う種々の事象を観測し、火山活動を捉えるための観測項目及びそれらの関係についての考え方の整理・提案を行うことを目的としている。

(1) 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究

過去の火山活動に関する詳細な噴火履歴を調べるため、噴出物の分布や層序を地質調査やボーリング調査から詳細に解析し、噴火進展プロセス等の火山の特性について知見を蓄積する。また、降灰時の火山灰の空間密度、凝集効果と粒径に関する特性を地質調査や観測から詳細に解析し、降灰時のプロセス等の知見を蓄積する。

(2) 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

過去に大規模な噴火（カルデラ形成噴火）をした火山が噴火に至るまでのマグマプロセスを解明するための岩石学的な調査として、マグマの温度・圧力条件や組成の変化からマグマの時空間変化を調べ、噴火の準備段階におけるマグマ状態の変化（深さ、滞留時間）に関する知見を蓄積する。

(3) 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究

地球物理及び地球化学的手法に基づくカルデラ火山の観測手法に関する知見を蓄積する。具体的には、地震波トモグラフィやネットワーク MT 法による地球物理学的手法と、深部流体等の分析手法に基づく地球化学的手法に関する調査・研究を実施し、カルデラ火山の観測に有効な探索手法に関する知見を蓄積する。また、地表で観測される地殻変動からマグマの状態変化を評価するためのシミュレーションモデルを構築する。さらに、海底下や湖底下の地下構造を観測する手法、地殻変動を観測する手法を確立する。

(4) 観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討

上記の(1)～(3)の知見に基づいて、過去に巨大噴火を起こしたカルデラ火山の長期的な活動を評価するとともに観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討を行う。

1.3 全体行程

本研究は平成 31 年度から令和 5 年度にかけて、大規模噴火プロセス等の知見の蓄積に係る研究を実施するものであり、令和 2 年度までに得られた成果を本報告書にまとめる。全体行程を図 1.3.1 に示す。図 1.3.1 のうち、以下の項目の一部を、産業技術総合研究所（AIST）、京都大学防災研究所（DPRI）及び茨城大学への委託事業として実施している。

- 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究のうち、洞爺の一部の調査、始良及び阿蘇の調査
- 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究のうち、洞爺、始良、阿蘇及び鬼界の調査、十和田の一部の調査
- 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究

年度	平成 31 令和 1	令和 2	令和 3	令和 4	令和 5
1. 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究					
1.1 大規模噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究	[Progress bar spanning from Heisei 31 to Reiwa 5]				
1.2 降灰プロセス等に関する地質調査及び観測	[Progress bar spanning from Heisei 31 to Reiwa 3]				
2. 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究	[Progress bar spanning from Heisei 31 to Reiwa 5]				
3. 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究					
3.1 カルデラ火山の地下構造調査	[Progress bar spanning from Heisei 31 to Reiwa 5]				
3.2 火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査	[Progress bar spanning from Heisei 31 to Reiwa 5]				
3.3 カルデラ火山の地球化学的調査	[Progress bar spanning from Heisei 31 to Reiwa 5]				
4. 観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討				[Progress bar spanning from Reiwa 4 to Reiwa 5]	

図 1.3.1 全体行程

Figure 1.3.1 Schedule of the research project

2. 本論

本研究プロジェクトの研究は、「原子力規制委員会における安全研究の基本方針」（平成28年7月6日原子力規制委員会決定）における安全研究の目的のうち、① 規制基準等の整備に活用するための知見の収集・整備の分類に基づき実施するものである。

本研究プロジェクトの研究は、平成31年度以降の実施方針（平成30年7月18日原子力規制委員会決定）における中長期的課題として、過去に大規模噴火を起こした火山を対象に、マグマ溜まりの深さやマグマ滞留時間等の噴火に至る準備過程に関する知見の蓄積等を行う（課題A-1-4）ことが承認されている。本プロジェクトでは、火山噴出物の物質科学的な調査、地球物理学的及び地球化学的調査等、最新の調査手法に基づく火山活動に起因する事象に関する知見を蓄積するため、以下に記す2.1～2.3の項目について調査・研究を行っている。2.1～2.2では、巨大噴火を起こした火山（阿蘇、洞爺、始良、鬼界、十和田）について、巨大噴火の準備・開始プロセスに関する調査・研究として、過去の巨大噴火及びその前後の火山噴出物の層序や岩石学的な調査を行っている。2.3では、火山活動を観測するための調査・研究として、地震波トモグラフィやMT法を用いたカルデラ火山の地下構造の調査、カルデラ火山周辺の地殻変動調査、地下水等の深部流体の調査を行っている。そして、得られた知見に基づいて、2.4で過去に巨大噴火を起こしたカルデラ火山の長期的な活動を評価するとともにマグマ・火山活動に関する知見を基に、火山活動を捉えるための観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討を行う。

2.1 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究

本調査・研究では、噴出物の分布や層序、産出状況を地質調査等から詳細に解析したうえで、過去の火山活動に関する詳細な噴火履歴を復元し、巨大噴火に至る長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火自体の推移及びその時間スケールを制約するための知見を蓄積する。また、降灰時の火山灰の空間密度、凝集効果と粒径に関する特性を地質調査や観測から詳細に解析し、降灰時のプロセス等の知見を蓄積する。

本調査・研究では、平成30年度までの調査結果を踏まえて、過去に巨大噴火が発生し、かつ現時点において地球物理観測データが比較的充実している始良、阿蘇カルデラを中心に洞爺・支笏火山エリア等において、噴出物の層序を地質学的手法により再検討し、大規模カルデラ噴火に至る噴火履歴を明らかにすることを目的とする。具体的には、巨大噴火及びその前後の噴出物の分布や層序関係、斑晶や組成の特性、古地磁気方位測定等の地質学的手法を用いて調査したうえで、複数の年代測定手法を組み合わせることで噴火年代を与え、噴出物の時間的及び空間的な分布と噴火史に基づく噴火の準備・進展過程を検討した。加えて、大規模カルデラ噴火の活動との比較を目的とした中小規模噴火の活動に関する調査として、特に単成火山の活動及び形成に関する調査も実施した。

2.1のうち、2.1.1の(1) 始良カルデラの全部、(2) 洞爺-支笏火山エリアの古地磁気学的検討の成果以外、(3) 阿蘇カルデラの全部については、平成31年度から令和2年度にかけて実施し

た AIST 及び茨城大学への委託による成果^{1, 2, 3}をまとめたものである。

2.1.1 大規模噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究

平成 30 年度までに実施した調査・研究⁴において、洞爺-支笏火山エリアの支笏カルデラ、阿蘇カルデラ等を対象とした調査研究を実施し、以下のことが明らかになった。①支笏カルデラでは約 60 ka に大規模噴火が発生した後、約 40 ka にカルデラ形成噴火が発生した。このカルデラ形成噴火では、噴火初期に支笏湖北西側の火口から噴火、その後、新たな火道が南東側にも開口しつつ、火道は地下深部に拡大していったという噴火の進展過程が復元された。②阿蘇カルデラでは 4 回発生している大規模噴火について、その直前の噴出物の層序関係を再構築し、例えば阿蘇 4 噴火の少なくとも 1 万年前からはそれ以前よりも火山活動が低下していた可能性が明らかになった。また、古地磁気学的手法による噴火間隔の推定によって、阿蘇 2 噴火の前に発生した溶岩流は阿蘇 2 とほとんど同時期に噴出していることが明らかになった。これらの調査・研究により大規模噴火の噴火準備・進展過程に関するいくつかのパターンが確認された。

これらの結果を踏まえ、平成 31 年度からのプロジェクトでは阿蘇カルデラでの地質学的な拡充調査に加え、新たに始良カルデラ、洞爺-支笏火山エリアの洞爺カルデラ、阿寒カルデラ等を対象に地質学的及び古地磁気学的調査を実施し、大規模噴火とそれに至るまでの噴火史の検討を進めており、大規模噴火の噴火準備・進展過程に関する事例を蓄積したうえで、噴火の準備過程におけるマグマプロセスのモデル・シナリオ作成に資する知見をとりまとめる。

(1) 始良カルデラ

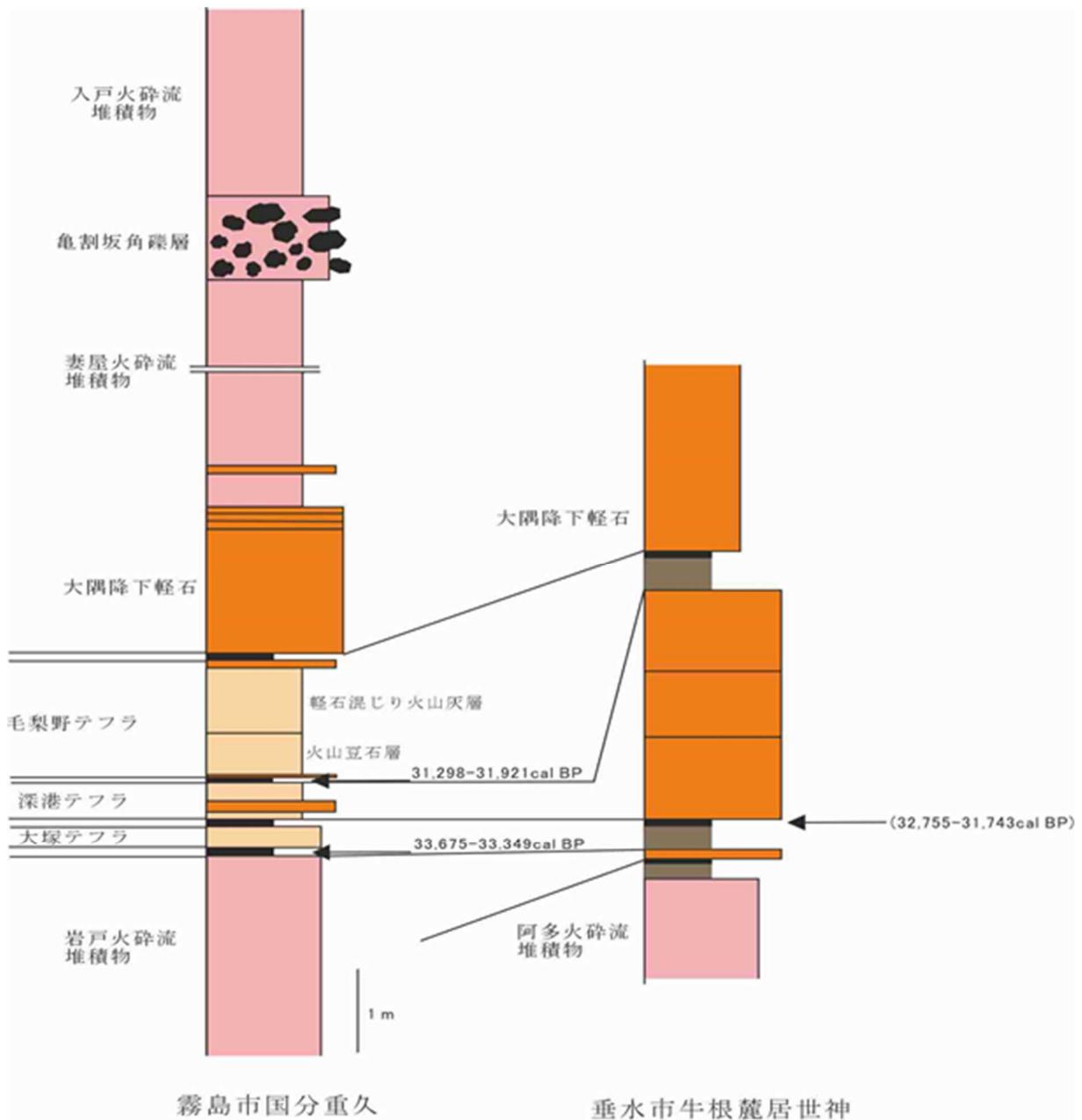
始良カルデラは、約 30 ka の巨大噴火で形成された大規模カルデラであり、桜島火山を後カルデラ火山として有している。この始良カルデラ形成時の噴出物は、下位から大隅降下軽石、垂水火砕流、妻屋火砕流、入戸火砕流、始良-丹沢 (AT) 火山灰とされている⁵。最上位の AT 火山灰は、入戸火砕流の co-ignimbrite ash であり、日本全土に広域的に分布する⁶。この一連の噴火（ここでは入戸火砕流噴火と呼ぶ。）の総噴出量は約 400 km³DRE と推定されており、その大部分（約 350 km³DRE）を入戸火砕流と AT 火山灰が占める^{5, 7}。また、入戸火砕流噴火に先行して発生している複数の珪長質マグマ噴火として、直前に発生している毛梨野テフラ、深港テフラ、大塚テフラ、そして比較的規模の大きい岩戸火砕流等がある⁸。本研究^{1, 2}では、岩戸火砕流～入戸火砕流噴火の珪長質マグマの噴火履歴、特に噴火時期の特定と、入戸火砕流噴火の噴火時間について検討を行っている。

岩戸火砕流～入戸火砕流噴火の噴火履歴については、噴出物が火山灰から軽石であること、かつおおそ推定される噴出時期が数万～十萬年前であることから、噴出物から直接噴出年代を求めることができない。そこで、毛梨野テフラ、深港テフラ及び大塚テフラの直下の土壌や噴出物に含まれる有機物を用いた ¹⁴C 年代測定を実施することで、それぞれの噴出時期に新たな制約を与えた。その結果、従来知られている入戸火砕流噴火に先行した珪長質マグマ活動は

数千年間隔（毛梨野テフラ：約 31.1 ka、深港テフラ：約 32.3 ka、大塚テフラ：約 33.5 ka）で発生していることが新たな年代測定から確認された（図 2.1.1）。なお、入戸火砕流噴火の噴火年代は、AT 火山灰を挟む水月湖の年縞堆積物の解析から、 30.009 ± 0.189 ka BP とされている⁹。

入戸火砕流噴火の噴火継続時間については、野外調査の観察結果から地質学的に短時間であるとされているが、その具体的な時間スケールはこれまで検討されていない。他方、鬼界カルデラ、支笏カルデラでは、古地磁気学的手法による検討からカルデラ形成噴火の一連の堆積物の間に少なくとも約 50 年間以上の時間間隙が推定されている^{10, 11}。ここで言う古地磁気学的手法の基本的な原理は、堆積物間に見られる古地磁気方位の差を、地磁気永年変化の曲線から得られる単位時間あたりの方位変化量で除して、堆積時間差を見積もる方法である。この方法は具体的な数値年代を求めることはできないが、上下の堆積物との相対的な時間差を推定することができる。具体的には、これまで見積もることさえ困難であった地質学的に短時間に堆積したとされる一連の堆積物が数十年程度以上の時間差をもって形成していた場合、それを区別可能とする。そこで、本研究³では、入戸火砕流噴火に対して古地磁気学的手法を適用し噴火継続時間の検討を行った。その結果、最下位ユニットである大隅降下軽石、中間ユニットである垂水火砕流及び妻屋火砕流、そしてクライマックスの入戸火砕流の間には、それぞれの 95% 信頼角が重なり合い明瞭な方位差は認められず、大隅降下軽石から入戸火砕流の平均方位の差は最大で 4° 程度であった（図 2.1.2）。考古遺物の測定により得られた信頼性の高い地磁気永年変化曲線に基づくと、その変化率の平均的な値は $0.06 \pm 0.04^\circ$ /year と推定されている¹²。時間間隙の最小値を見積もることを目的とする場合、最大の変化率、すなわち永年変化率 = 0.1° /year を仮定すればよいので、入戸火砕流噴火は、発生から少なくとも 0~40 年以内で終了したと見積もられる。

以上より、大塚テフラの噴火から入戸火砕流噴火に至る過程を復元すると、入戸火砕流噴火（約 30 ka）まで珪長質噴火は、約 33.5 ka（大塚テフラ）、約 32.3 ka（深港テフラ）、約 31.1 ka（毛梨野テフラ）と 1200 年程度の比較的等間隔に発生していることが確認された。そして、入戸火砕流噴火自体は、それよりも十分に短い 0~40 年以内で終了したとまとめられる。従前の研究から巨大噴火の前にこれらの珪長質噴火が発生したことは知られていたが、その具体的なタイミングが精緻になった。すなわち、入戸火砕流噴火のケースでは、珪長質マグマが巨大噴火直前には噴出しない、あるいは巨大噴火直前に断続的に噴出するようなパターンとは異なるパターンであることが確認された。

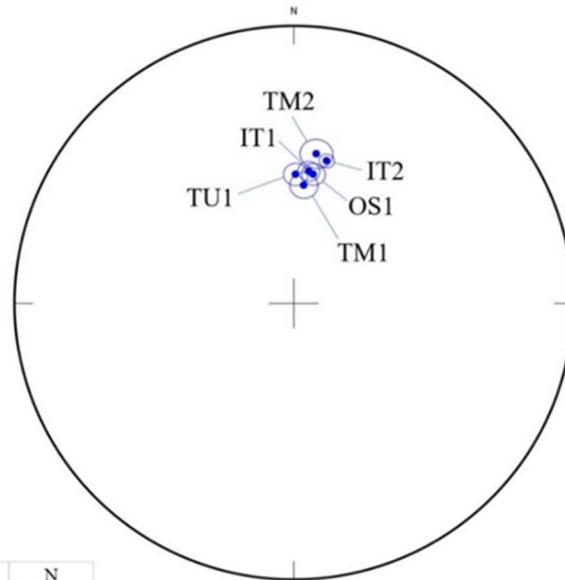


出典) AIST (2020)¹

図 2.1.1 先入戸火砕流噴火噴出物の模式層序と得られた ¹⁴C 年代

Figure 2.1.1 Type stratigraphy of pre-Ito pyroclastic flow deposits and obtained ¹⁴C ages

Aira site mean



sample ID	Dm	Im	α_{95}	k	N
IT2	13.0	42.6	2.2	465.4	10
IT1	6.5	46.9	3.2	206.9	11
TU1	0.9	48.2	3.6	1181.7	3
TM1	4.9	51.6	4.2	206.4	7
TM2	8.6	41.0	4.7	107.4	10
OS1	8.6	47.7	3.5	216.0	9

出典) 茨城大学 (2020)³

図 2.1.2 入戸火砕流噴火堆積物の平均磁化方位

Figure 2.1.2 Magnetic directions of average of Ito pyroclastic flow deposits

(2) 洞爺-支笏火山エリア

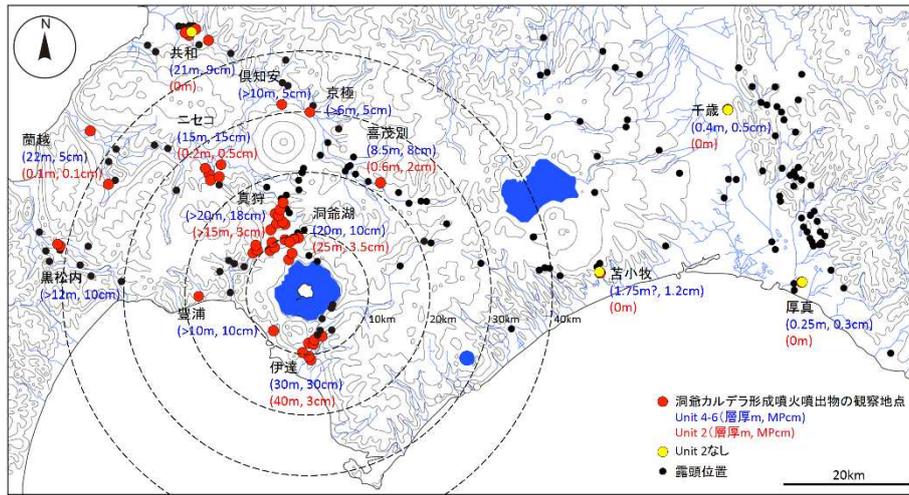
洞爺-支笏火山エリアは、約 130 ka から 5 つの火山（洞爺、クッタラ、羊蹄、尻別、支笏）が相次いで珪長質火山活動を開始し、現在までに約 700 km³ に及ぶマグマを噴出した地域である¹³。そのうち、洞爺及び支笏火山は大型のカルデラを形成している。本プロジェクトでは、近接する地域に複数のカルデラがあり、また約 130 ka 以降に次々とカルデラが形成されている地域であることから、全体を一つの活動場として捉えて研究を進めている。これまで支笏火山（カルデラ）では、約 60 ka の大規模噴火の後、約 40 ka にカルデラ形成噴火を起こして現カルデラを形成したという活動推移が明らかになってきた^{14, 15}。本研究^{1, 2}では、もう一つの大型のカルデラである洞爺カルデラを対象に噴火推移を検討するとともに、洞爺火砕流噴火の噴火継続時間についても検討を行っている。

洞爺火山（カルデラ）のカルデラ形成噴火（約 110 ka）については、既往研究において下位から Unit 1: 細粒降下火山灰堆積物、Unit 2: 火砕流堆積物、Unit 3: サージ堆積物と降下火山灰堆積物の互層、Unit 4: 火砕流堆積物、Unit 5: 最下部に岩片濃集層を伴う火砕流堆積物、Unit 6: 最下部に岩片濃集層を伴う火砕流堆積物に区分されている¹⁶。そこで、本カルデラ形成噴火の特徴を明らかにするため、各 Unit 中の軽石のサイズ及び構成物の分析を行った。その結果、Unit 2 及び Unit 3 では最大粒径が数 cm 以下で斑晶に乏しい白色軽石（CP タイプ）からなるのに対して、Unit 4-6 では斑晶に富む白色軽石（CR タイプ）と縞状軽石・灰色軽石（band, gray タイプ）が出現し始め、これらの割合・最大粒径ともに次第に増加することが明らかになってきた。さらに、これらの特徴とガラス組成を、遠方に分布し対比されている火砕流堆積物について検討した。その結果、Unit 2 火砕流堆積物は洞爺湖から約 20 km 程度離れた地点で層厚が 1 m 以下に急減しているのに対し、Unit 4-6 火砕流堆積物は、洞爺湖から約 40 km 程度離れた地点でも層厚が約 20 m あることが確認され、さらに、東北地方に分布している洞爺テフラもこの Unit 4-6 の火砕流堆積物に対比される。これらのことから、洞爺カルデラ形成噴火では、噴火のより後期に大規模な噴火を生じたことが示された（図 2.1.3）。さらに、各 Unit 境界では、Unit 2 堆積後に火砕流内に含まれていたガスが抜けてから Unit 3 が堆積したこと、Unit 3 堆積後には堆積物が硬く締まった状態になってから Unit 4 が堆積したことを示唆する産出状況が観察され、それぞれに短い時間間隔があったと考えられる（図 2.1.4）。

これらの地質学的証拠から考えられる短い時間間隔について、本研究では、(1)の始良カルデラにおいても適応した古地磁気学的手法を用いて検討した。その結果、Unit 2、Unit 3、そして最上位の Unit 6 の間には、95%信頼角を超えるような明瞭な方位差は認められず、これら一連の噴出物は短期間で堆積したことを示唆している。ただし、各 Unit の特徴的磁化方位の 95%信頼角が大きいことから、本検討に適していない試料である可能性もあるので、引き続き検討を行う予定である。

以上より、洞爺カルデラ形成噴火の過程を復元すると、洞爺カルデラは、約 110 ka に地質学的にも古地磁気学的検討においても短時間に形成された可能性がある。そして、各 Unit 中の軽石のサイズ及び構成物分析の検討から、Unit 4-6 に相当する噴火後期に大規模な噴火が発生し

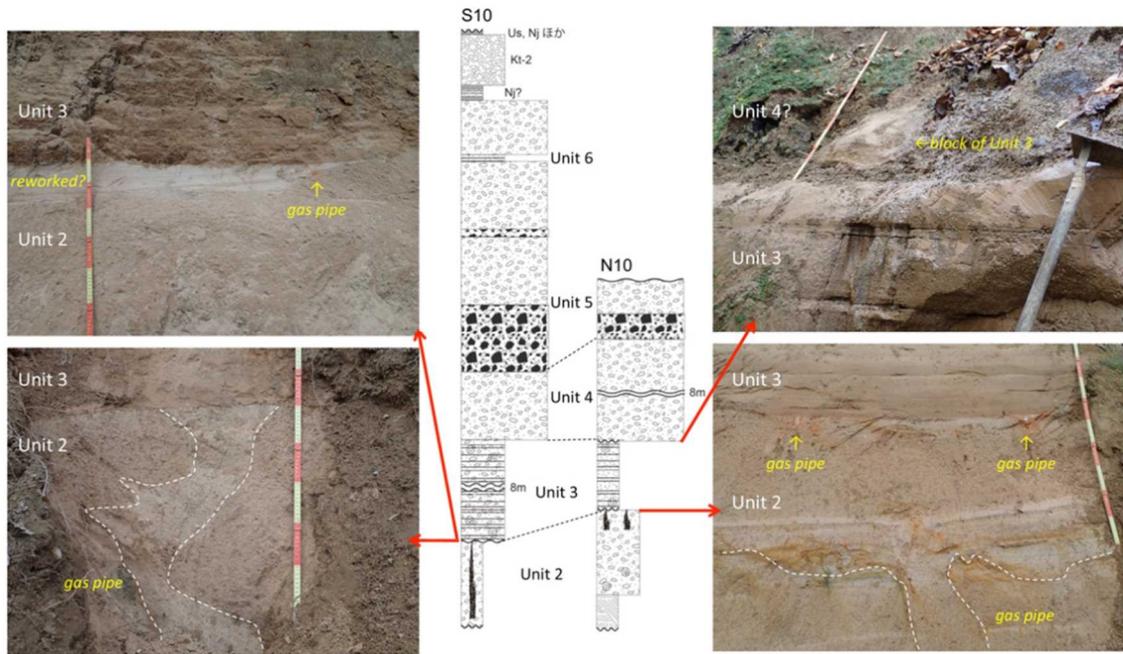
たことが示唆された。従来の見解では Unit 2 が最大のイベントと考えられていたので、この点は新たな知見となった。



出典) AIST (2021)²

図 2.1.3 洞爺カルデラ形成噴火による火砕流堆積物の層厚分布

Figure 2.1.3 Thickness of pyroclastic flow deposits due to Toya caldera formation eruption



出典) AIST (2020)¹

図 2.1.4 Unit 境界における産出状況 (左: 伊達市上長和町、右: 洞爺湖大原町)

Figure 2.1.4 Occurrence at the unit boundary (left: Kaminagawa-cho, Date City, right: Lake Toya Ohara-cho)

(3) 阿蘇カルデラ

阿蘇カルデラは、噴出時期の古い方から、阿蘇 1 (約 260 ka)、阿蘇 2 (150~140 ka)、阿蘇 3 (130~120 ka)、阿蘇 4 (約 90 ka) の 4 回の大規模火砕流噴火が噴出している^{17, 18}。このように阿蘇カルデラでは大規模火砕流噴火が繰り返し発生している一方、その発生間隔は 11~12 万年ないし 1~4 万年であり、等間隔ではない。ゆえに、最新の阿蘇 4 噴火からすでに 9 万年を経過しているが、噴火の発生間隔から次の大規模火砕流噴火が準備されているかを解釈することは難しい。この理由の一つとして、それぞれの火砕流噴火の様式や岩質に多様性があることが考えられている。従って、阿蘇カルデラにおける大規模火砕流噴火の準備過程を知るには、大規模火砕流噴火の前にある多数のより小規模な噴火、言い換えると、大規模噴火と大規模噴火の間に発生した噴火が、どのような噴火であって、それが大規模噴火のどれくらい前に発生したか等を把握することが、現在の阿蘇カルデラがどのような状態にあるかを判断するために地質学的データからアプローチできる情報となる。本研究^{1, 2}では、4 回の大規模噴火の直前の噴出物を詳細に調査し、それぞれの大規模噴火に至る過程の検討を行うとともに、最後の阿蘇 4 以降の活動についても検討を行っている。

阿蘇カルデラにおける噴火推移の概要は既往研究を基に表 2.1.1 のようにまとめられる。既往研究を踏まえ、更に 4 回の大規模噴火の直前の活動履歴を詳細に調査した結果、以下のようなことが明らかになってきた。阿蘇 1 の前の活動としては、これまで知られていたように軽石と火山灰の互層が存在している。すなわち、小規模な軽石噴火と火山灰の噴出を交互に行ってから阿蘇 1 火砕流本体が噴出している。火山灰には色調の異なる多数の降下ユニットがあり、時間をかけて小規模な噴火を繰り返していたと考えられる。しかしながら、阿蘇 1 の前の噴出物は露出が限られかつ保存状況も芳しくないことから、定量的な時間軸をいれることは困難である。阿蘇 1 の後、約 12 万年程度の時間間隙において阿蘇 2 が発生するが、広範囲に分布するようなテフラは確認されておらず、比較的小規模な活動が続いていたと考えられる。また、阿蘇 2 火砕流の少し前に溶岩が流出したことが知られているが、分布がカルデラの東、北、西側と離れている上、斑晶量や化学組成にかなりのバリエーションが認められることから、単一の噴火とは考えにくく、空間的に組成の異なるマグマが存在していたことが推測される。阿蘇 2 の後、約 2 万年程度の時間間隙において阿蘇 3 が発生するが、この間には、テフラを降らす噴火が少なくとも 4 回認められており、数千年おきに噴火していたと考えられる。さらに、阿蘇 3 直下の土壌には火山灰成分が少ないことから、阿蘇 3 の噴火前の数千年間は比較的火山活動が穏やかであった可能性がある。そして、阿蘇 3 火砕流噴火の直前には、降下軽石が存在しており、この軽石の噴火開始から阿蘇 3 火砕流噴火までの間にはほとんど時間間隙がないと考えられる。阿蘇 3 の後、約 3~4 万年程度の時間間隙において阿蘇 4 が発生するが、この間には多数のテフラが認められる。活動としては、間欠的でやや小規模な玄武岩~玄武岩質安山岩スコリア噴火があった後、軽石噴火へと変化し、阿蘇カルデラにおいて最大級のプリニー式噴火イベントが発生した。それ以降は、噴火の頻度と規模が下がった。これまで阿蘇 4 の直前には、降下火砕物など先行する噴出物は存在しないとされてきた²⁰が、本研究^{1, 2}において先行

する降下軽石や小規模な火砕流があることが確認された（図 2.1.5）。これまでに確認された先行する噴火は、下位から黒雲母を含む降下軽石と小規模な火砕流（阿蘇 4X）、細粒降下火山灰（阿蘇 4L）、小規模な火砕流（阿蘇 4S）が噴出した後に阿蘇 4 火砕流本体に覆われる。阿蘇 4 の後は、現在の中央火口丘の活動に移るが、その噴火規模は阿蘇 4/3 間と比較すると、規模も小さく頻度が低いように見える。阿蘇カルデラでは、20 ka 以降は VEI 4 以上の噴火は起きていない。特に約 14 ka 以降は、VEI 3 以下の小規模なスコリアや軽石噴火が数枚あるのみである²¹。しかしながら、この間の活動は、中央火口丘の中岳や杵島岳、往生岳、米塚など玄武岩～玄武岩質安山岩の山体が成長している。すなわち、噴火の様式がそれまでの爆発的で規模の大きなテフラを放出するものから、あまりテフラを放出しないものへと変化したと考えられる。

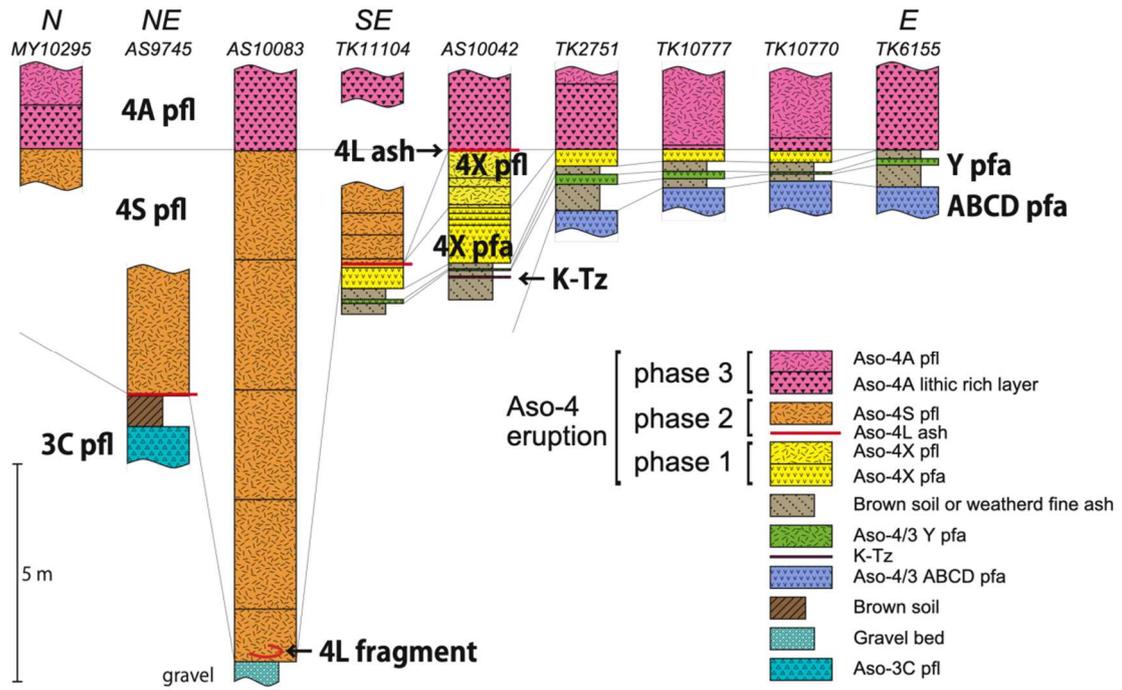
表 2.1.1 阿蘇カルデラの噴火推移

Table 2.1.1 Sequence of ejecta from Aso caldera

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

注) 全岩化学組成 (SiO₂) は、AIST¹⁹、小野・渡辺¹⁷、小野ほか²⁰、Miyabuchi²¹ から引用した。年代値は、阿蘇1：松本ほか¹⁸、阿蘇2：長橋ほか²²、阿蘇3及び4：長橋ほか²³。阿蘇4/3間の年代は長橋ほか²³の年代値を基準に模式地での土壌の堆積速度が一定と仮定して算出。阿蘇4以降のテフラの年代はMiyabuchi²¹から引用した。

出典) AIST (2020)¹



出典) AIST (2021)²

図 2.1.5 阿蘇 4 火砕流基底部の層序

Figure 2.1.5 Sequence of lower section of Aso 4 pyroclastic flow deposit

2.1.2 降灰プロセス等に関する地質調査及び観測

平成30年度までの調査及び検討結果を踏まえて、降下火砕物による影響評価に資するため、降灰中の火山灰の量、粒子数及び粒子の落下速度をリアルタイムで観測し、降灰量と降灰時の気中火山灰濃度の関係を調査するとともに、地質調査から得られる粒径等のデータを踏まえ、過去の噴火における降灰時のプロセスを検討する。

(1) 火山灰濃度観測手法に関する研究

火山噴火により生じる降灰は、噴火の規模や様式により降灰量や降灰粒子の大きさ、性状が大きく異なる。実際、降灰時の粒径と落下後の粒径が異なる場合があり、凝集して見かけ粒径が大きくなるものがある。また、降灰時の火山灰濃度は、現行の火山影響評価ガイドでは堆積した火山灰の量から推定することが基本となっているが、微細な火山灰はその場に留まり難く、堆積物として残らない場合がある。このような微細な火山灰は、吸気フィルタ等への影響が考えられることから、降灰時の火山灰濃度を推定する際に実際の降灰挙動を把握することは重要である。

平成30年度までに、降灰中の火山灰の量、粒子の数及び粒子の落下速度をリアルタイムで観測することが可能になったが、実際に回収された火山灰粒子と観測データに違いがあり、その要因の一つが粒子の凝集効果であることが示唆された。

そこで、平成31年度からも噴火活動が活発な桜島火山周辺において観測を継続し、凝集効果について検討するとともに、観測データを蓄積し降灰中の火山灰挙動の調査を継続している。以下にこれまでに得られた成果を取りまとめた。

① 観測及び解析方法

降灰時の火山灰の粒子径、重量、及び凝集の効果を把握する観点から、火山灰観測には、気象観測等に用いられる光学式デイスドロメータ（以下「Parsivel」とする。）と吸入型粉塵採取装置（以下「Bobcat」とする。）を用い降灰中の火山灰の挙動をリアルタイムで直接観測した。

<観測機器>

- Parsivel : レーザー光により粒径と落下速度及びその粒子数を測定する。
- Bobcat : 一定流量の空気を吸引し、火山灰を回収する。
- Pail : 落下した火山灰の回収。

Bobcat と Pail により得られた火山灰は、重量測定の後、粒径分布の測定を行った。

粒径分布の測定は、Morphologi G3/G3S を用いた粒子画像イメージング法により行った。Morphologi G3 では、2次元で粒子の投影面積（断面積）を測定し、その面積と等価の真球に換算した体積を体積分率として算出している。

Parsivel で得られる降灰データは、任意の時間当たりに落下する火山灰の粒子数（粒子径：32通り、落下速度：32通り、 $32 \times 32 = 1024$ 通り）をカウントする。検出可能粒径は0.062～24.5 mm、落下速度は0.05～20.8 m/s となっているが、粒径及び落下速度の下限値はそれぞれ0.2 mm及び0.15 m/s で、これより小さい粒径の火山灰は検出されていない。

② 観測結果

これまでの観測において、13 ケースの Parsivel、Bobcat 及び Pail のデータセットが得られた。現時点で降灰時の凝集の効果について定量的な議論が可能なデータ数の取得には至っていない。以下に得られたデータから降灰時間がほぼ同じ噴火の観測結果について、凝集効果及び降灰中の火山灰濃度について検討した。

図 2.1.6 に観測結果の例として、降灰速度と気中濃度の比較例を示す。

どちらも降灰した火山灰の粒径分布は類似し、ケース A に比べて B は降灰量 (Pail で回収された火山灰重量 : g/m^2)、降灰速度 (Pail の降灰量を降灰時間で除した値 : g/s) とともに約 2 倍となり、平均降灰気中濃度 (降灰速度を平均落下速度で除した値 : g/m^3)、Bobcat 観測値 (Bobcat で回収された火山灰重量を降灰時間と吸引速度の積で除した値 : g/m^3) も高くなっている。一方、Parsivel の観測データから見積もった Parsivel 降灰量 (粒子重量 (真球を仮定し密度 $2.0 \text{ g}/\text{cm}^3$) と個数の積 : g/m^2) は Pail 降灰量 (g/m^2) と比較して Parsivel の方が 4 倍程度大きくなる。同様な傾向は全観測データの内 10 ケースが高い値を示した。Parsivel は 0.2 mm 以下の粒子を検出できないが、実測値 (Pail) では、 0.2 mm 以下の火山灰が重量割合で 30~50% 存在し、これらの火山灰の重量が加算されていないにもかかわらず降灰量が多く見積もられる。これらのケースでは、Parsivel で検出した粒子の見かけ密度は $2.0 \text{ g}/\text{cm}^3$ より小さいことを示唆しており、定性的ではあるがこれらのケースでは、Parsivel で検出された火山灰粒子の多くが凝集していたと考えられる。

次に、降灰量の値が Parsivel と Pail でほぼ同等か少ないケース C と D について述べる。

ケース C では、Parsivel と Pail の粒径分布が類似しており、平均落下速度も $3 \text{ m}/\text{s}$ と他のケース比で速いことから、凝集性の少ない比較的大きな火山灰の降灰であったことを示唆している。一方、ケース D は実測値 (Pail) の中央粒径は Parsivel の観測値に比べて小さい。前述のように Parsivel は 0.2 mm 以下の火山灰は検知しないため、凝集性の少ない小さい火山灰の降灰が卓越するような場合、降灰量が小さく見積もられる。

平均降灰気中濃度と Bobcat 観測値に着目すると、Bobcat 観測値が平均降灰気中濃度と同等 (ケース C,D) 高いケース (ケース A,B) と低いケースがあった。低いケースは降灰時間が 10 分以下の短い観測ケースであった。得られている観測数が少ないこともあり、定量的な議論は難しいが、Bobcat の観測値が 0.1 mm 以下の粒径であることから、細粒の火山灰の降灰や凝集粒子が落下後に再浮遊した火山灰を観測している可能性がある。

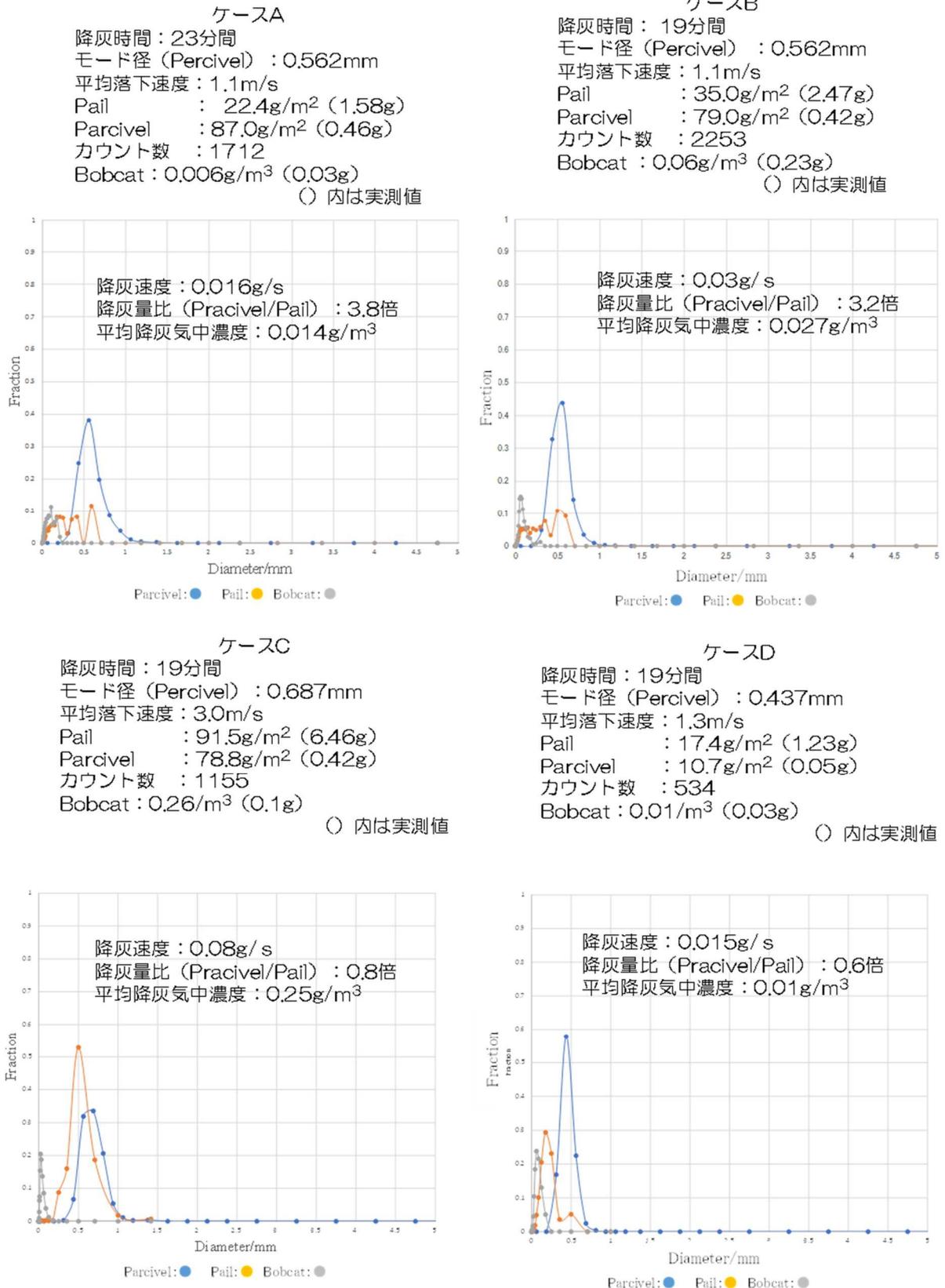


図 2.1.6 降灰観測データの比較例 (降灰速度と平均降灰気中濃度)

Figure 2.1.6 Comparison of ash fall observation data
(ash fall rate and average ash concentration in air)

(2) 地質学的調査手法に関する研究

実際に噴火が発生すると、多くのケースにおいて火砕物の降下（降灰）が起こり人間社会に影響を及ぼす。小規模の噴火であればその影響はあまり大きくないものの、火砕物の総噴出量が 0.1 km^3 から数 km^3 程度の規模の噴火となれば、山麓のみならず、遠方域においても火山灰が広範囲に堆積するため、インフラ施設や経済活動、社会生活にも多大な影響を及ぼすことが懸念される。インフラ施設への影響として原子力発電所を例に考えると、火山灰が降り積もることで建屋にかかる荷重による損壊、火山灰が送電線に付着することで発生する短絡や断線等に起因する広範囲での停電に伴う発電所への外部からの電源供給システムの喪失、エアダストとして振る舞う火山灰がディーゼル発電機の吸気フィルタの目詰まりを起こすことで発生する非常用電源設備の機能停止等などが想定される。本研究プロジェクトでは解析ベースで火山影響評価を行う上で必要となる地質学的調査から得られるインプットデータに関する検討として、降灰シミュレーションのパラメータの推定手法と実際の地質調査で得られるデータの特性の2つの観点での研究を進めている。

平成 30 年度までに、地質調査で得られる検証可能なデータを基とした降灰シミュレーション解析のパラメータ値の設定方法の検討を行い、初期粒径分布が解析結果を大きく左右すること、一方で多くのケースで利用されている初期粒径分布推定手法はサンプリングデータの取り方で結果のバラつきが大きいことも認識されていることが明らかになってきた。また、実際の地質調査によってサンプリング時の留意点も整理できつつある。

平成 31 年度からの研究では、新たな初期粒径分布推定手法の検討を進め、実際の野外調査によるサンプリングデータの特徴等から得られる知見の整備を進めている。

① 初期粒径分布推定手法の検討

降灰シミュレーションを実施するには、様々なパラメータを入力する必要があり、それら入力値の確からしさが解析結果に影響を与える。そのうち、噴出する粒子の総粒径分布の違いは、Walker²⁴ によって層厚の分布の違いとして現れることが示されている。粒径情報などの物質科学的パラメータについては、現存する火山噴出物の情報から実証的に推定することが原理的には可能であるものの、地質学的調査において網羅的に噴出物のデータを集めることに限界があり、現状は数十点程度の地点を調査した実測値を用いることがほとんどである。実測値から総粒径分布を推定する方法はいくつか存在するが^{24, 25, 26}、そのうち、ボロノイ分割による推定手法²⁷（以下、ボロノイ法とする）は、任意のセクターを導入することなく、不均一なデータセットを処理する統計的方法を提供することから、噴火直後の調査結果等を用いて広く利用されている。しかしながら、サンプリング地点が降灰した範囲に対して均一に分散していない場合、特に火口に近接した地域のデータが欠落している場合、この手法では真の粒子サイズを適切に表現できないことも認識されており²⁷、降灰した全域から満遍なくデータを取得する必要がある。そのため、過去の噴出物に対して適用する場合、この推定手法は調査可能な場所の制約などによって利用できない場合がある。そこで本研究では、既存の等層厚線図を利用した新

たな総粒径分布の推定手法を考案し、その可用性について検証を行ったうえで、実用性を検討した。

今回考案した手法は2つあるが、どちらも基本的には、Murrow et al.²⁸やParfitt²⁶の手法と同じ考え方で総粒径分布を求めるものである。一つ目は、火山灰の層厚分布を考慮した重み付け評価を実施するため、実際の降灰分布の調査に基づく層厚分布を基に領域を分割し、分割された区画ごとの粒度分布を基に全体の粒度分布を求める。区画ごとの粒度分布は、区画内に存在する地点の粒度分布の平均を用いる。最終的に全ての区画の粒度分布を合算して、降灰域全体の粒度分布を求める手法（以下、等層厚線法とする）である。もう一つは、噴火中心からの距離による影響を重み付け要素に考慮するため、前者で分割された区画をさらに噴火中心からの距離で分割し、分割された区画ごとの粒度分布を基に全体の粒度分布を求める手法（以下、距離一等層厚線法とする）である。これらの手法での利点は、既存の等層厚線を用いるので、偏りのある調査点数でも意味のある領域を設定することができる点である。ゆえに、既往研究を活用でき、過去の規模の大きい噴火に対しても実用性のある推定手法と考えている。

可用性の検討として、はじめに、任意のパラメータを入力して降灰シミュレーションを実行し仮想フィールドを作成した。そして、その中である抽出条件による任意のサンプリング地点を10パターン作成し、それぞれボロノイ法、等層厚線法及び距離一等層厚線法を用いて初期粒径分布を計算し、降灰シミュレーションの計算に用いたパラメータを正解値として計算結果との比較を行った。その結果の例を図2.1.7に示す。サンプリング地点の多い条件では、それぞれの手法において同じような初期粒径分布のヒストグラムが描かれ、求められる中央粒径及び標準偏差には手法間で大きな差は認められない。一方、サンプリング地点を減らした条件では、等層厚線法及び距離一等層厚線法では同じような初期粒径分布のヒストグラムが描かれ、求められる中央粒径及び標準偏差に違いがないが、ボロノイ法はパターンごとに異なるヒストグラムが描かれ、求められる中央粒径及び標準偏差のバラつきも大きい。実際の地質調査では、降灰域を満遍なくかつ相当数の地点を調査することはほぼ不可能である。従って、今回提案する手法は、既知の等層厚線図が必要であるものの、比較したボロノイ法と比べてばらつきの少ない可用性のある推定手法であり、例えば、降灰域が広くかつ露出が乏しいためにサンプリングが困難なケースやサンプリング可能な地域に偏りがあるようなケースにおける活用が期待される。

② 地質調査結果

現時点での原子力発電所の火山影響評価ガイドでは、降下火砕物の施設に対する影響評価において、敷地及び敷地周辺での降下火砕物を用いて評価することを基本としているが、その際、参照されたものがどのような堆積環境であるか等を確認することは重要である。具体的には、歴史時代などの地質学的に新しい時代に噴出した噴出物は、地表付近に露出しているので認識しやすく、風化・変質を被っている可能性が少ない。地形的な影響によっても、山岳地域では保存状態が悪く、河岸段丘面、緩やかな丘陵地、後背湿地では残存している可能性が高いといったことが想定される。このようなことから、本研究では、任意の降下火砕物に対して、火口

近傍から遠方までを満遍なく調査し、調査地点の地史を踏まえつつ試料の残存状況や粒径の情報を得たうえで、地質調査におけるサンプリングの留意点、降下火砕物の特徴を検討した。

まず、対象噴出物の選定条件として、一つ目に噴出物が残存していること、二つ目に噴出物の状態が良いこと、そして三つ目に広範囲で調査できることが挙げられる。一つ目に対しては、噴出規模が大きいことや発生時期が比較的最近であることが条件となり、過去 500 年間で VEI 4 後半～5 クラスの噴火をした陸上火山がその候補となる。二つ目に対しては、堆積物は寒冷地のほうが風化変質を受けにくいことがあるので、高緯度地域の火山が適している。そして三つ目に対しては、噴出物の大部分が陸上域に分布し、遠方まで追跡可能であることが条件となる。これらに当てはまる国内の火山として、北海道の樽前火山起源の噴出物を調査対象とした。樽前火山は、約 90 ka に活動を開始した支笏カルデラの後カルデラ火山で、VEI 5 クラスの噴火が 4 回発生している²⁹。これらのうち、本研究では AD1739 年に噴出した Ta-a、AD1667 年に噴出した Ta-b を選定し、地質調査を実施した。Ta-a の産出状況の例を図 2.1.8、Ta-a の降灰分布図と本研究での噴出物確認地点を図 2.1.9 に示す。火山近傍地域～約 300 km の範囲での地質調査の結果、山岳地域ではテフラの保存状態が極めて悪く、河岸段丘面、緩やかな丘陵地、後背湿地では残存していることが多かった。そして、既存の等層厚線図において層厚が 10 cm 程度とされている範囲であれば、多くの場所で認識することができた。一方、層厚が 5 cm 程度以下では、植生の影響等で土壌のコンタミネーションが多くなる傾向にあった。ゆえに、これらの点を留意し、調査を実施する必要がある。次に、降下火砕物の特徴として、現時点で得られている粒度分析の結果を図 2.1.10 に示す。Ta-a 及び Ta-b とも一般的に考えられるように、火口から離れるにつれて中央粒径が小さくなるという傾向が大局的には認められる。しかしながら、詳細にみると、Ta-a では、200 km 近で遠方より中央粒径が小さくなる結果を得た。この要因については今後の検討課題であるが、可能性として火山灰粒子の凝集の効果や細粒物のコンタミネーションなどが考えられるので、化学組成分析結果も併せて検討を進める。また、Ta-b の粒径減衰曲線が Ta-a のものより粗粒な傾向が認められる。この要因も今後の検討課題であるが、噴火規模、気象条件等の違いなどが考えられるので、他の噴火事例と併せて検討を進める。

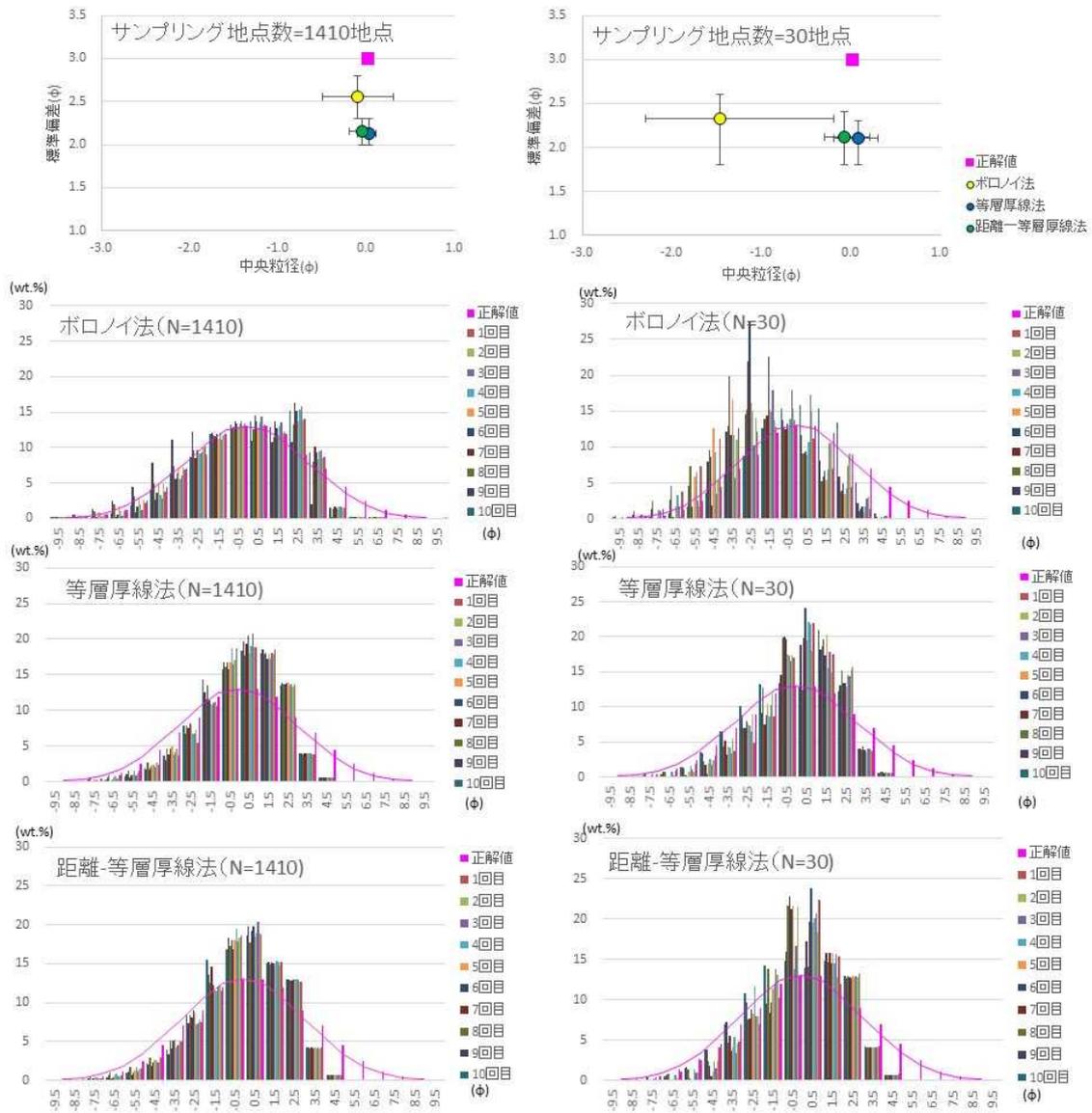


図 2.1.7 初期粒径分布の計算結果の比較

Figure 2.1.7 Comparison of calculation results of initial grain size distribution

注) ϕ は次の式で求められる。 $\phi = -\log[2]d$ 、 d は粒子の直径 (mm)。

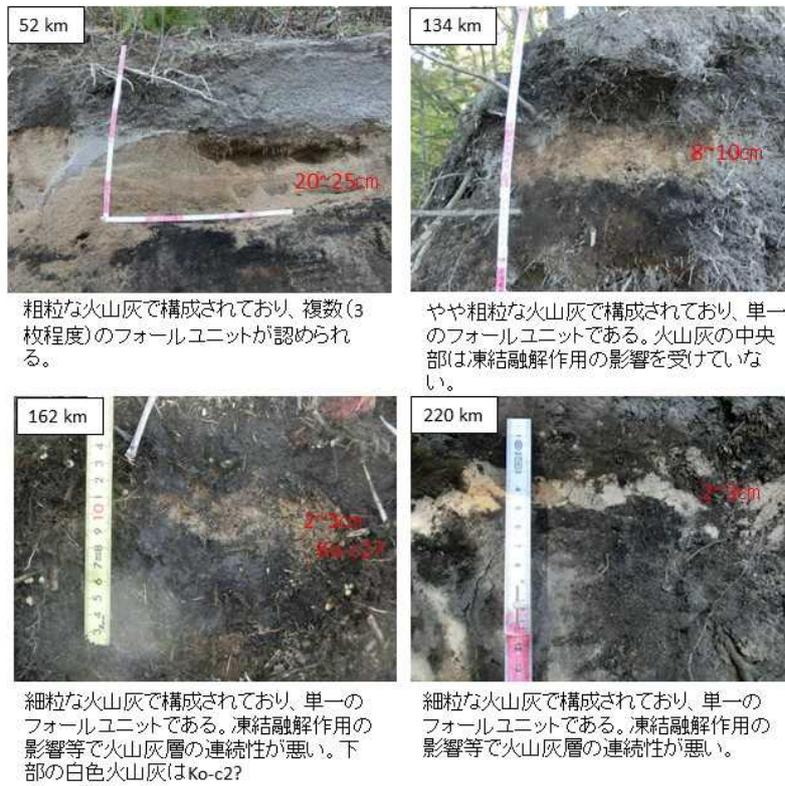


図 2.1.8 降下火砕物の産出状況の例 (Ta-a)

Figure 2.1.8 Example of occurrence of pyroclastic fall deposit (Ta-a)

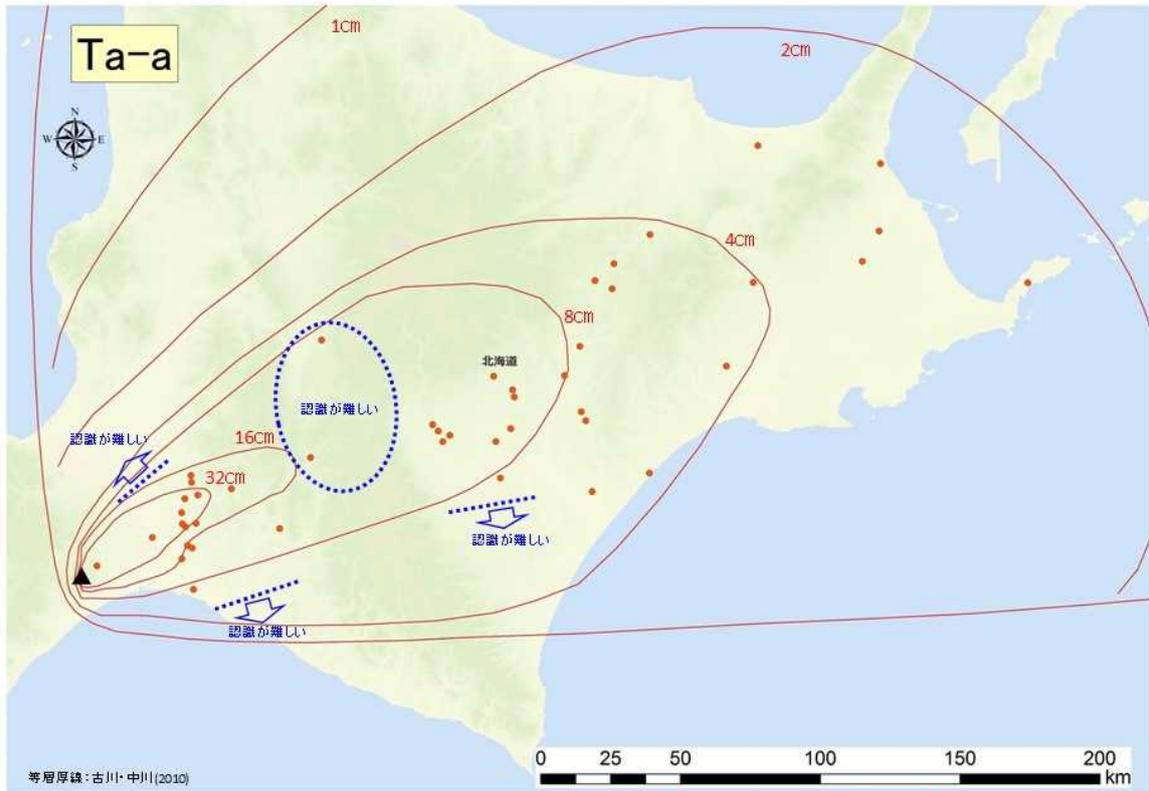


図 2.1.9 降下火砕物の確認地点 (Ta-a)

Figure 2.1.9 Observation points of pyroclastic fall deposit (Ta-a)

注) 等層厚線は古川・中川²⁹による。

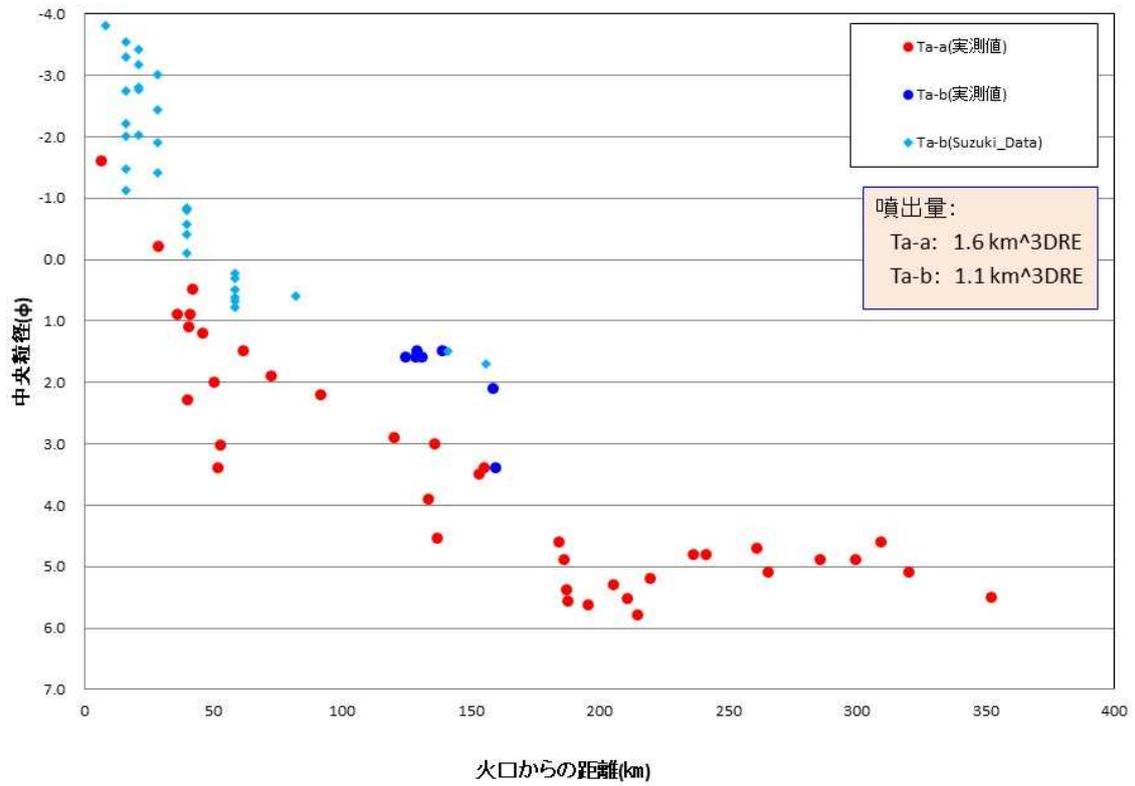


図 2.1.10 樽前火山噴出物の距離と中央粒径の関係図

Figure 2.1.10 Relationship between distance from the crater and median grain size of ejecta from Tarumae volcano

注) Suzuki_Data は鈴木ほか³⁰、噴出量は古川・中川²⁹による。
 ϕ は次の式で求められる。 $\phi = -\log[2]d$ 、 d は粒子の直径 (mm)。

2.1.3 単成火山の形成に関する文献調査

本調査では、噴火メカニズムや産出状況等に特徴を持つ単成火山に関する知見を収集し、国内外で実施されている単成火山の活動評価等についての知見をとりまとめた。

まず、用語として単成火山とは、字義通り一度の活動で形成されたものであり、基本的に同じ火口からの噴火が複数回発生していないものを指す。一方、富士山のように長期間にわたり同じ火口から何度も噴火を繰り返すことで形成された火山は複成火山と呼ばれる。単成火山の分布は地理的に偏在しており³¹、一般的に、ある領域内に偏在する単成火山はまとめて単成火山群として取り扱われる。例えば、火山噴火予知連絡会が選定する日本国内の活火山においては、単成火山が偏在し、かつ最新の単成火山が 10 ka 以降に形成した特定の地理的領域の火山群をひとまとまりの活火山として扱っている（伊豆東部火山群、阿武火山群など）。

単成火山は地球上の様々なテクトニックセッティングで報告されているが³²、一般的に地殻内の差応力が大きく、局所的な引張応力が発生する地域に分布するといわれる^{33, 34}。例えばメキシコの Transmexican volcanic belt のように複成火山と単成火山が混在するような地域では、複成火山は差応力の小さな断層、単成火山は差応力の大きな断層に沿って分布することが知られている³⁵。単成火山群の活動は、一つ一つの単成火山はごく短期間（数時間から数十年）に小～中規模の爆発的噴火や溶岩の流出を生じて終了するが、火山群としては複成火山と同様（あるいはそれ以上）の期間にわたってある程度周期的に活動する（例えばハンガリーの Bakony-Balaton Highland Volcanic Field は 7.9~2.5 Ma にわたって活動し、その間に 6 回の活動期が存在したことが報告されている³⁶）。

単成火山の活動は、火山群の領域内に限定されるものの、次の噴火が起こる地点の特定には困難さが伴う。そのため、単成火山の活動頻度の評価にはしばしば確率論的手法が用いられている。このような単成火山の特性を踏まえ、その活動頻度の評価の方法論については多くの議論がある。例えば国内では NUMO が単成火山の地層処分システムに対する影響を確率論的に評価する方法を検討している³⁷。ここでは、将来 10 万年程度の期間の噴火発生確率については、プレート運動の安定性を前提としてカーネル法（火山の位置関係や活動頻度に基づき発生確率を算出する手法）³⁸ やコックスプロセス法（火山の位置関係や活動頻度に加えて重力等の地球物理データ等を考慮して発生確率を算出する手法）^{39, 40} を利用して 5 km 四方の領域で生じる事象の発生確率を評価する方法を検討している。また国外では、第四紀の単成火山群の領域内に位置する米国ネバダ州のユッカマウンテンにおいて高レベル放射性廃棄物処分場の建設が検討されており（2009 年より計画中断）、DOE はその火山活動の影響評価において前述のカーネル法を用いてユッカマウンテン周辺における事象の発生確率を $10^{-8}/\text{yr}$ から $10^{-7}/\text{yr}$ 程度としている⁴¹。

一方で、時間的・空間的に偏在する単成火山の活動評価において、上記のような確率論的手法によって算出された発生確率は過小評価であるという批判も多い。山元⁴² は、DOE の影響評価について活動頻度の遍在性を説明する科学的根拠の乏しさを批判しており、火山活動の長期予測においては「地質学的・地球物理学的・地球化学的根拠からマグマ成因論にまで踏み込

んだ評価」が求められるとしている。Smith et al.⁴³は、ユッカマウンテンにおけるマグマの成因と活動周期性の原因について地球物理学的・地球化学的に議論した上で、DOE が示した発生確率が過小評価であることを示唆している。山元⁴²は対象地域の構造発達史を理解するため、地域全体の長期的なマグマ噴出量変化や火山の時空間分布変化を考慮することの重要性を指摘している。

以上から、大規模カルデラとの違いとして単成火山は、火道が集中せず巨大な珪長質マグマ溜まりを形成しないことが挙げられるが、これはローカルな地殻応力場の違いによることが大きい。従って、いずれの火山においても活動評価を行うには、活動履歴だけではなく、ローカルな地殻応力場の検討も行うことが望ましい⁴⁴。また、単成火山の活動評価としていくつかの確率論的評価手法が検討されているが、いずれもある程度長期間にわたる噴火履歴のデータベースが存在することが重要であり、大規模カルデラで確率論的評価手法を検討するには、現在のところ、圧倒的に噴火履歴に関するデータの蓄積等が不足していると考えられる。

2.2 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

本調査・研究では、2.1.1の地質学的調査に基づく大規模噴火の長期的・短期的推移の復元結果と合わせて、噴出物の岩石学的検討による巨大噴火に至る過程のマグマ供給系の時間・空間発達過程の検討を行う。

本調査・研究では、平成30年度までの研究成果及び2.1.1で復元された始良カルデラ、洞爺-支笏火山エリア、十和田カルデラ、阿蘇カルデラ、鬼界カルデラ等における噴火活動の推移に沿って、噴出物の岩石学的解析を行い、マグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等の時間変化を追跡することにより、大規模噴火を駆動するマグマシステムに関する知見を蓄積することを目的とする。具体的には、解析に必要な噴出物の全岩化学組成分析、斑晶鉱物の化学組成分析、斑晶鉱物中のメルト包有物の含水量分析、高圧実験装置を用いた岩石実験、熱力学的平衡条件の計算を実施し、マグマ溜まりの温度・圧力条件、滞留時間を推定し、巨大噴火に至る過程のマグマ供給系の時間・空間発達過程を検討した。2.2のうち、2.2.1始良カルデラ、2.2.2洞爺-支笏火山エリア、2.2.3十和田カルデラの高温高圧実験、2.2.4阿蘇カルデラ、2.2.5鬼界カルデラについては、平成31年度から令和2年度にかけて実施したAISTへの委託による成果^{1,2}をまとめたものである。

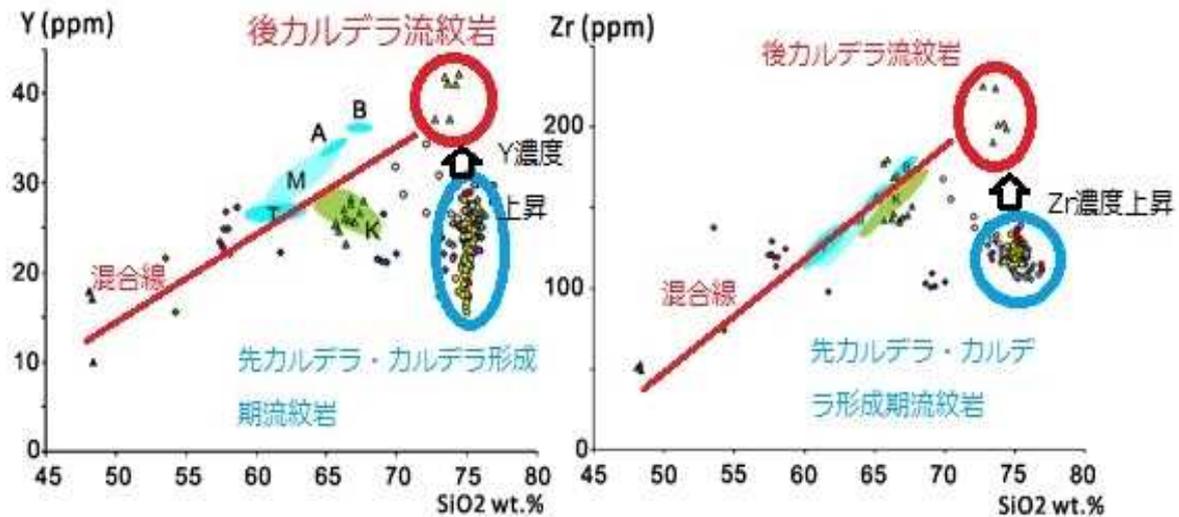
2.2.1 始良カルデラ

平成30年度までの調査・研究⁴において過去10万年間の噴出物の系統的な採取・分析を行い、噴火期ごとのマグマ供給系の生成プロセスや噴火に至るまでの変遷を検討し、約60kaから既に約30kaの入戸火砕流噴火で噴出した流紋岩マグマの蓄積が開始していたこと、この蓄積期間中にマグマ溜まりの深さに大きな変化がなかったこと（天井深さ約4~5km）、斑晶の累帯構造から、入戸火砕流噴火の直前の流紋岩マグマ溜まりに高温の苦鉄質マグマが注入されたことが示唆されること、入戸火砕流噴火以降の流紋岩マグマは化学組成で区別できることが明らかになった。

平成31年度からのプロジェクトでは、入戸火砕流噴火の噴火過程をさらに詳細に検討するため、約30kaのカルデラ形成噴火である入戸火砕流噴火に先立つ約3万年間の噴出物、特に流紋岩マグマに含まれる斑晶鉱物及びそれに含まれるガラス包有物の組成を用いて、熱力学的平衡条件の検討を行い、始良カルデラの流紋岩マグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等及びその活動推移に沿った時間変化を解析した。

本研究^{1,2}では、始良カルデラのマグマ溜まりの定置圧力及びその推移を解析するのにあたり、斑晶鉱物のガラス包有物及び流紋岩ガラスの含水量を顕微ラマン分光分析装置で定量するための手法を確立したうえで、約30kaの入戸火砕流噴火やその前後の噴出物に含まれる斑晶鉱物のガラス包有物及び流紋岩ガラスの含水量を定量した。具体的には、XRFを用いた噴出物の全岩化学組成分析と、高温高圧実験装置で合成した標準ガラス試料を用いて検量線を作成し、顕微ラマン分光分析装置で含水量を定量した。その結果、始良カルデラの約30kaの入戸火砕流噴火やその前後の噴出物の全岩化学組成の特徴を整理すると、入戸火砕流噴火までの流紋岩

マグマは相対的に Zr や Y に乏しいのに対し、入戸火砕流噴火後に噴出した流紋岩マグマや安山岩マグマの混合端成分の珪長質マグマは、いずれも入戸火砕流噴火までの流紋岩マグマ組成と明瞭に異なり相対的に Zr や Y に富む。すなわち、入戸火砕流噴火以降、組成の異なる別の流紋岩マグマが活動していることが明確になった (図 2.2.1)。また、約 30 ka のカルデラ形成噴火に関連する噴出物のマグマ溜まりにおける温度・圧力条件を、斑晶鉱物の熱力学的解析から推測した。カルデラ形成噴火直前のマグマ溜まりの温度・圧力条件は、740~770 °C、100±50 MPa であると推測された。さらに、Qtz 斑晶の最外殻にみられる拡散組織の幅から、最後にマグマ溜まり内の化学組成や温度・圧力条件が変化してから噴出まで Qtz 斑晶がマグマ溜まりに滞留していた時間は数年以内の可能性が指摘された。また、顕微ラマン分光分析装置による流紋岩ガラス中の水の微小領域定量について実験合成ガラス及び FT-IR 等既存の手法で含水量を定量したガラスを標準物質として用い、約 5 wt.% までの含水量の範囲で直線的な検量線を作成し、始良カルデラ形成噴火初期の大隅降下軽石に予察的に適応した結果、マグマ溜まりにおけるマグマ含水量として 4.5~5.6 wt.% の含水量が得られ、メルトが水に飽和していると仮定した場合、Liu et al.⁴⁵ を参考に 112~169 MPa の圧力に相当することが明らかになった。



注) SiO_2 に対する Y と Zr の濃度を示す。先カルデラ・カルデラ形成期噴火の流紋岩に比べ、後カルデラ期の流紋岩（赤丸）および安山岩組成（赤線で示した混合線）は Y および Zr 濃度が高い。

図 2.2.1 始良カルデラから噴出したマグマの全岩組成

Figure 2.2.1 Whole rock composition of magma products erupted from Aira Caldera

出典) AIST (2021)²

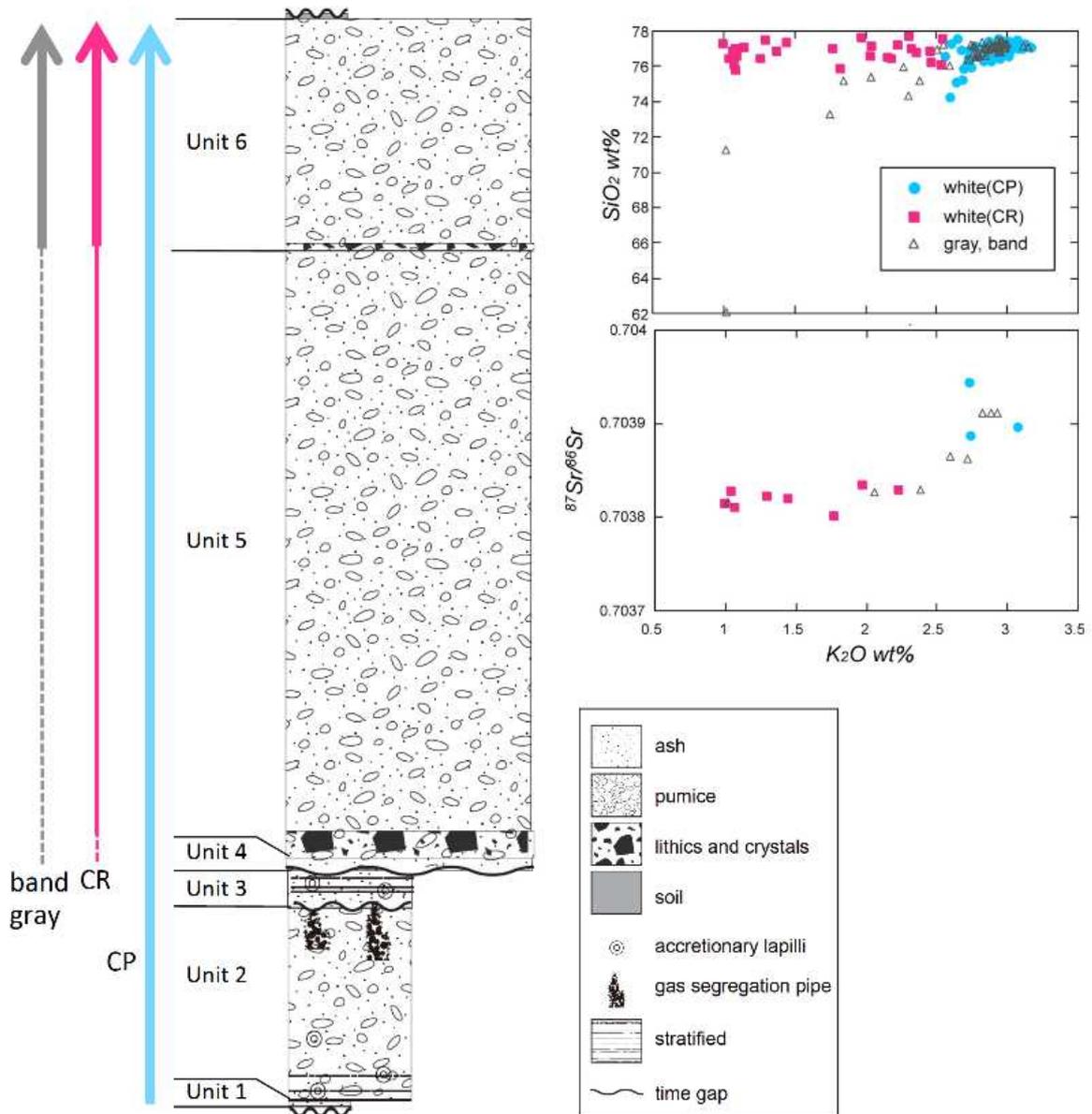
2.2.2 洞爺・支笏火山エリア

平成 30 年度までの調査・研究⁴において約 40 ka の支笏カルデラ形成噴火までの噴出物の系統的な採取・分析を行い、噴火期ごとのマグマ供給系の生成プロセスや噴火に至るまでの変遷を検討し、約 850 ka から先駆的な活動が発生していたこと、約 60 ka の社台噴火では、その約 130 年以上前に噴火の引き金となるマグマ混合が開始していたこと、約 40 ka の支笏カルデラ形成噴火では、深さ約 4~10 km 程度にマグマ供給系が形成され、また、斑晶鉱物の累帯構造の拡散組織解析から噴火の 1,600 年前ころからマグマ混合が起き、マグマが蓄積されていたことが明らかになった。

平成 31 年度からのプロジェクトでは、約 110 ka の洞爺カルデラ形成噴火とその先行噴火の噴出物について岩石学的検討を行い、本地域での珪長質マグマの生成メカニズムや集積・噴火過程から、巨大噴火へと至るマグマ生成過程について検討を実施している。具体的には、洞爺カルデラ形成噴火噴出物について XRF を用いた全岩主成分・微量成分分析、EPMA を用いた火山ガラスの化学組成分析を実施し、その岩石学的特徴の概要を明らかにしたうえでマグマ生成過程を検討する。また、全岩の U-Th 放射非平衡分析からマグマ発生過程についても検討を行う。

本研究^{1,2}では、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の岩石学的特徴を検討した結果、4 つのタイプの軽石に分類される。すなわち、斑晶に乏しい白色軽石（CP タイプ）、斑晶に富む白色軽石（CR タイプ）、縞状軽石（Band タイプ）及び灰色軽石（Gray タイプ）である。噴出物の大部分を占める CP タイプは、全岩化学組成が $\text{SiO}_2=74-78 \text{ wt.}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2.5-3.5 \text{ wt.}\%$ 程度に集中しており（図 2.2.2）、斑晶量は 5 %未満で Pl、Opx のほかに微量の Qtz、Mt 斑晶を含む。一方で、CR タイプは全岩化学組成が $\text{SiO}_2=75-78 \text{ wt.}\%$ に対して K_2O は 1-2.5 wt.%程度と組成幅があり、斑晶量は 10-25 %程度で Pl、Opx のほかに Cum や Hbl、Mt、Ilm も認められる。一方の Band 及び Gray タイプは全岩化学組成が $\text{SiO}_2=62-78 \text{ wt.}\%$ 、 K_2O は 1-3.5 wt.%程度と組成幅が非常に広く、斑晶量は CR タイプと同程度で斑晶の種類もほぼ同じであるが、かんらん石を伴うことがある。その他、REE パターンがそれぞれ異なるほか、CP タイプの Sr 同位体比はその他に比べて明らかに高く、これは起源マグマが異なることを示唆している（図 2.2.2）。

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



出典) AIST (2021)²

図 2.2.2 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の総合柱状図と全岩化学組成

Figure 2.2.2 Comprehensive columnar section of ejecta from Toya caldera forming eruption and chemical composition of whole rock

2.2.3 十和田カルデラ

十和田カルデラは青森県と秋田県の県境に位置する第四紀カルデラである。図 2.2.3 のように約 200 ka から活動を開始しており、過去に 3 回の巨大噴火と多数の小規模～大規模噴火を発生し、各噴火は年代が新しいものからアルファベット順に A, B, C…と整理されている⁴⁷。3 回の巨大噴火はそれぞれ噴火エピソード Q (61 ka)⁴⁸、N (36.5 ka)⁴⁹、L (15.5 ka)⁵⁰で、それぞれ噴出量が 4 km³ DRE、17 km³ DRE、21 km³ DRE と巨大噴火の度に増加している⁴⁷。十和田カルデラの活動は最初の巨大噴火エピソード Q までを前カルデラ期、エピソード Q から最後の巨大噴火エピソード L までをカルデラ形成期、それ以降を後カルデラ期と区分されている^{47, 51, 52}。

十和田カルデラでは、平成 30 年度までの調査⁴により、詳細な火山活動史が明らかになったほか、カルデラ形成期の間存在していた珪長質マグマ溜まりが最新のカルデラ形成噴火によって崩壊したこと、後カルデラ活動期に入った現在においても連続的な珪長質マグマの生成・供給が続いていることなどが明らかになった。

平成 31 年度からのプロジェクトでは得られた火山活動史に基づき、後カルデラ期である現在から今後の巨大噴火の活動可能性評価に向け、カルデラ形成期と後カルデラ期のマグマ溜まりの位置（深さ）の比較や、巨大噴火に至るまでに要するマグマ蓄積時間などについて検討を進めている。本報告書では主にカルデラ形成期に発生した噴火エピソード N、M (21.2 ka)⁵³、L について述べる。

カルデラ形成期における各巨大噴火の直前にはいずれも約 2 万年間の活動静穏期が存在しており、十和田火山における巨大噴火発生のためのマグマは約 2 万年間の静穏期をかけて安定的に存在・蓄積したものと考えられてきた⁵⁴。最後の巨大噴火エピソード L の直前の静穏期には、1 回の大規模噴火エピソード M と 2 回の小規模噴火エピソード N'、M'が発生している（図 2.2.4）。本研究ではまず噴火エピソード N、M、L の岩石学的特徴を詳細に調査し、各噴火で噴出したマグマの特徴を比較することによって各マグマの関係性を明らかにし、巨大噴火エピソード L のマグマ蓄積時間について検討を行った。

噴火エピソード N、M、L の噴出物全体の傾向を捉えるため、XRF を用いて全岩化学組成分析を行った（図 2.2.5、図 2.2.6）。巨大噴火であるエピソード N、L は、主要元素組成、微量元素組成ともに多くの元素でそれぞれ独立した組成領域を示しており、明らかな組成差が表れていることから噴火毎に異なるマグマを噴出したことがわかる。Hbl に対する元素分配係数が近い K、Rb について K/Rb の値をとると、N、L は一直線のトレンドを示す（図 2.2.6）。このことから、N、L のマグマを生成した起源は共に十和田火山が位置する東北日本弧の下部地殻に多く含まれる角閃岩であると考えられる。ただし、微量元素組成、特に鉍物に取り込まれにくい液相濃集元素について比較すると、Ti や Zr などの HFS 元素の組成差は Hbl を融け残した程度の差を反映しており、また K や Sr などの LIL 元素の組成差は下部地殻の部分熔融度の違いを反映している。このことから、N、L のマグマを生成した起源物質は共通でも、それぞれのマグマは異なる部分熔融度で生成されたことがわかる。すなわち、噴火エピソード N、L で噴

出したマグマは、同じ下部地殻で生成されたものの、異なる部分熔融度をもつ全く別のマグマであり、巨大噴火の度に新たなマグマを生成・蓄積していたことがわかる。

以上を踏まえ大規模噴火である噴火エピソード M の全岩化学組成分析を比較すると、主要元素、Rb や Sr などの LIL 元素、Y や Zr などの HFS 元素はいずれも噴火エピソード N に類似した傾向を示す。すなわち、噴火エピソード M のマグマは噴火エピソード N で噴出せずにマグマ溜まり内に留まった出残りマグマを起源とし、噴火エピソード N の後新たに生成される噴火エピソード L のマグマの影響を受けていないことがわかる。このことから、噴火エピソード M が発生した約 21.2 ka、すなわち噴火エピソード L の噴火約 5,700 年前の時点では、噴火エピソード L のマグマの生成・蓄積は開始していなかったといえる。

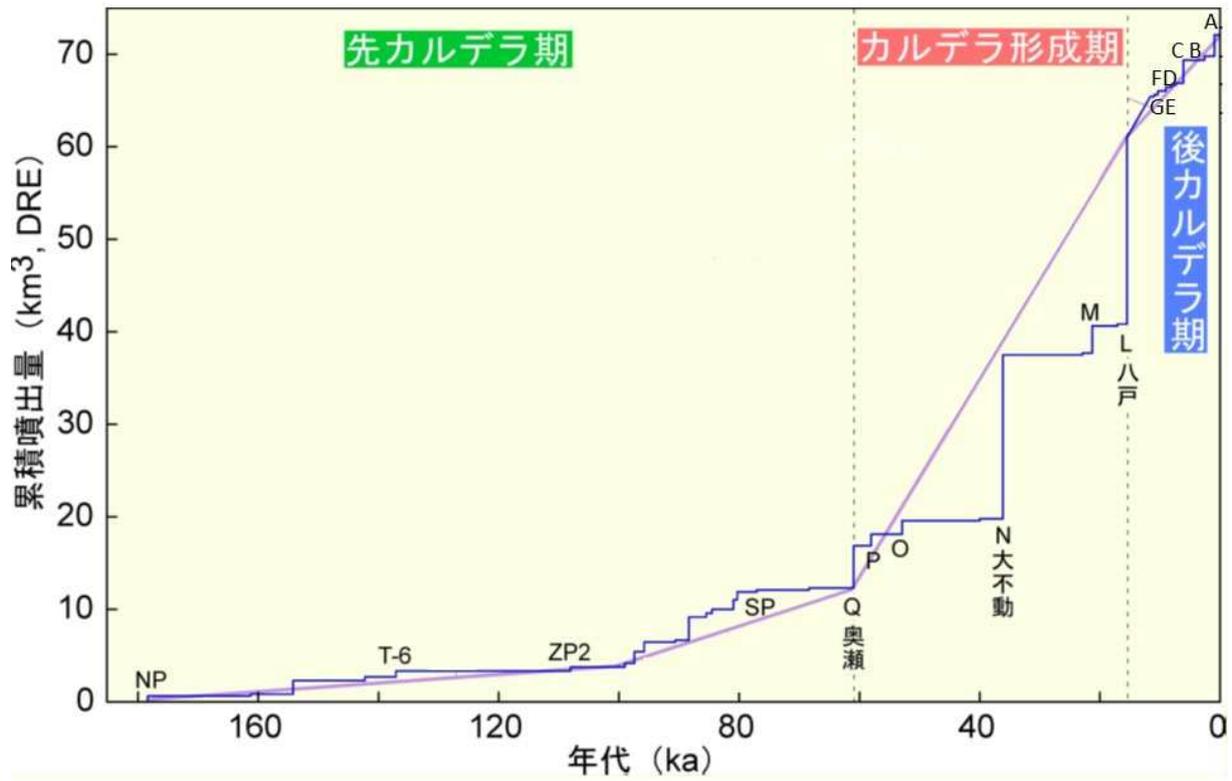
噴火エピソード M の発生後、噴火エピソード L の発生前には、17.2 ka に噴火エピソード M' の小規模噴火が発生している。この噴火エピソード M' で噴出したマグマは噴火エピソード L のマグマと共通していることが報告されており⁴⁶、噴火エピソード L のマグマは噴火の約 1,700 年前には既に生成・蓄積を開始していたことがわかる。以上をまとめると、巨大噴火エピソード L で噴出した大量のマグマは、従来考えられてきたような約 2 万年間の静穏期をかけて安定的に存在・蓄積したもの⁵⁴ではなく、最短で約 1,700 年、最長で約 5,700 年という短期間で新たに生成・蓄積された可能性が高いと判断される。

ただし、上記の考察は噴火エピソード N、M、L 全ての噴火が同じマグマ溜まりを使用していたという前提に基づく。噴火エピソード M、L が異なるマグマ溜まりを使用していた場合には、地下浅部に噴火エピソード M のマグマが存在している状態で地下深部に噴火エピソード L のマグマを蓄積することも可能である。噴火エピソード M のマグマに噴火エピソード L のマグマの影響が全く見られないことから、この可能性は低いと考えられるが、それぞれのマグマ溜まりの深度を推定することなどによって制約することが可能である。

次に、本研究^{1,2}では、巨大噴火エピソード N、L の噴火直前のマグマの温度・圧力条件について高温高压相平衡実験を基に検討した。なお、実験は噴火エピソード N 及び L の珪長質端成分軽石を水飽和条件下において再熔融し、結晶量や鉱物・ガラス組成の変化を調べた。

得られた相平衡図を図 2.2.7 に示す。

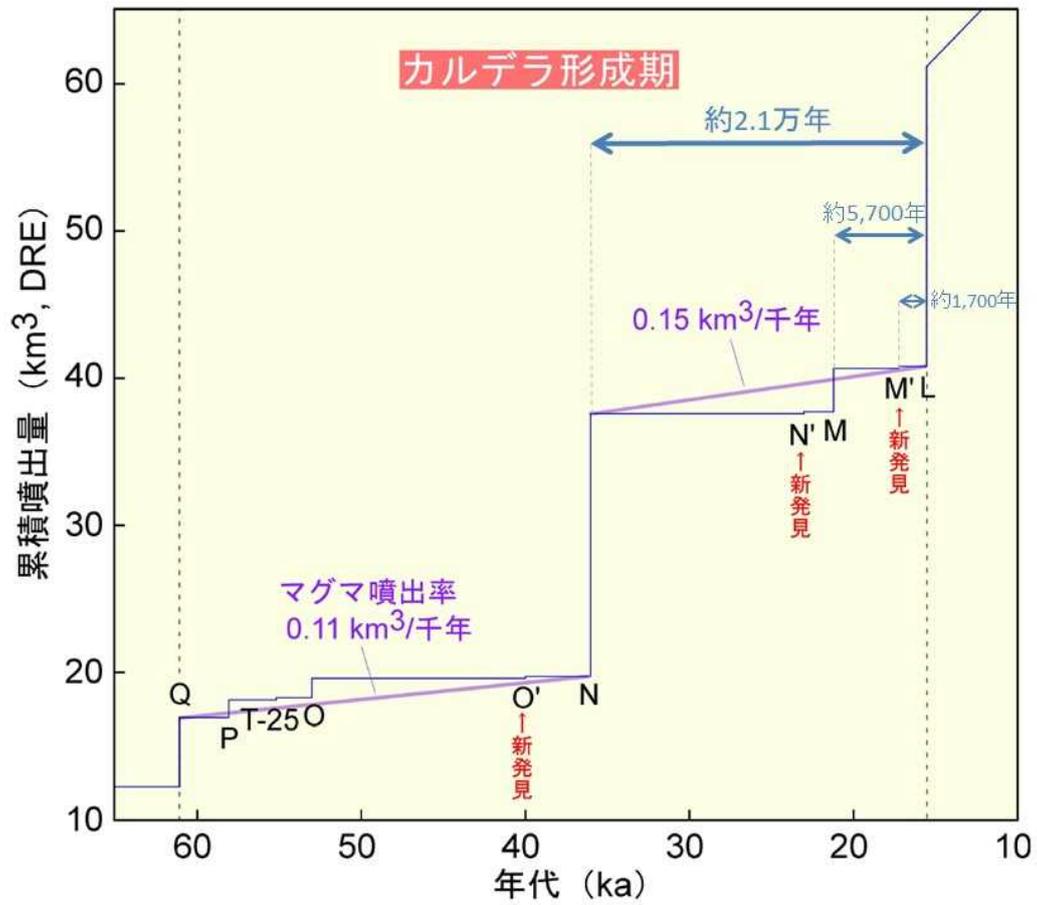
エピソード N のマグマについて、850 °C、1.7 kb（深度約 6 km）の条件で、天然の軽石の鉱物組み合わせや結晶量、鉱物・ガラス組成をよく再現できることが分かった。一方、噴火エピソード L においては、同様の条件で鉱物組み合わせが再現できるものの、結晶量や鉱物・ガラス組成は天然の軽石と一致しなかったことから現時点では得られていない。今回の実験では水に飽和している条件であったが、今後は不飽和な条件での実験を行う予定であるほか、他の推定手法と組み合わせで検討する予定である。



出典) AIST (2018)⁴⁶ に加筆

図 2.2.3 十和田火山の階段ダイヤグラム

Figure 2.2.3 Stairs diagram of Towada volcano



出典) AIST (2018)⁴⁶ に加筆

図 2.2.4 カルデラ形成期の階段ダイヤグラム

Figure 2.2.4 Stairs diagram during the caldera formation period

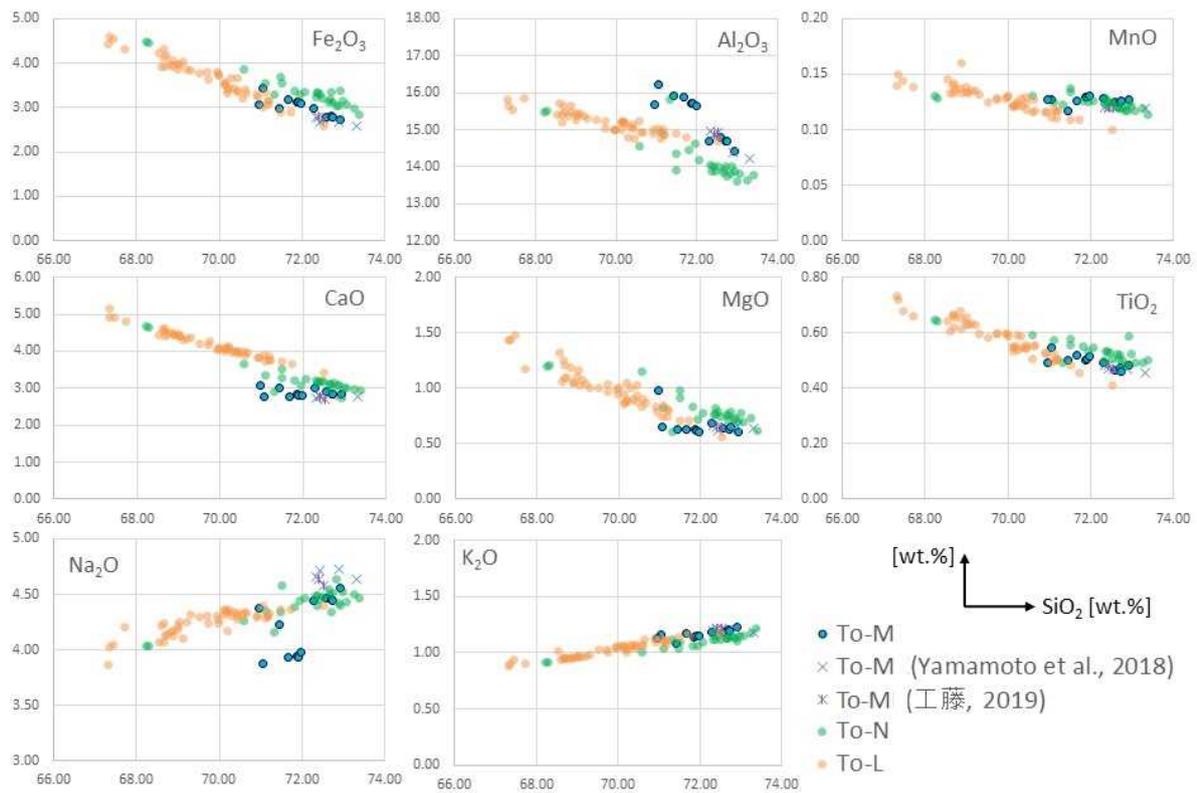


図 2.2.5 カルデラ形成期噴出物の主要全岩化学組成

Figure 2.2.5 Major bulk rock chemical composition during the caldera formation period

注) To-M については Yamamoto et al.⁵⁵ 工藤⁵⁶ の値も併せて示した。

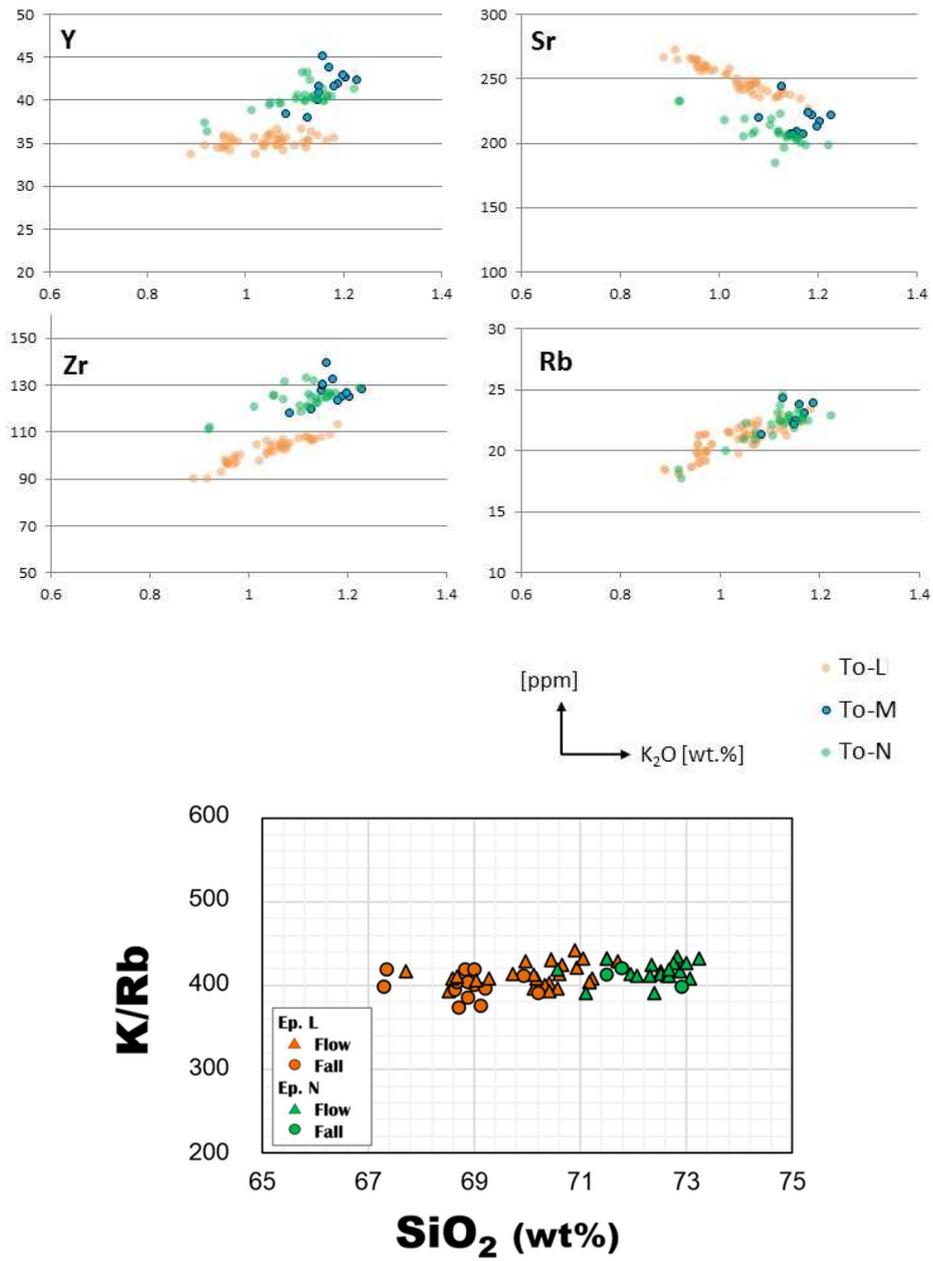
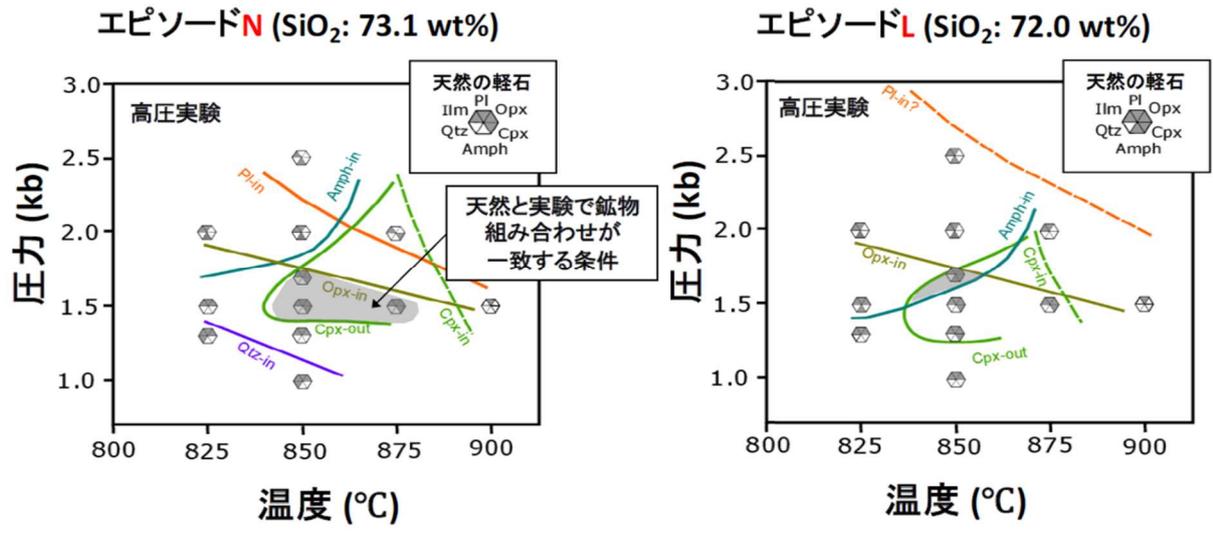


図 2.2.6 カルデラ形成期噴出物の微量全岩化学組成

Figure 2.2.6 Trace bulk rock chemical composition during the caldera formation period



注) 実験はすべて水飽和条件で行った。

出典) AIST (2021)²

図 2.2.7 カルデラ形成期噴火エピソード N および L の珪長質端成分マグマの相平衡図

Figure 2.2.7 Phase equilibria of siliciclastic end-component magmas in episodes N and L of the caldera-forming eruption.

2.2.4 阿蘇カルデラ

平成 30 年度までの調査・研究⁴においてカルデラ形成期の噴出物の系統的な採取・分析を行い、噴火期ごとのマグマ供給系の生成プロセスや噴火に至るまでの変遷を検討した。実験岩石学的手法及びマグマ化学組成の熱力学的平衡条件検討から、最大の噴火である阿蘇 4 噴火の流紋岩質マグマ溜まりは、深さ 4~8 km にあったと推測されること、阿蘇 1 噴火のマグマ溜まりは、約 8 km 以深にあったと推測され、阿蘇 1 から阿蘇 4 にかけてマグマ溜まりが浅くなった可能性が示唆された。また、始良カルデラの入戸火砕流がほぼ地殻物質が解けた均質な流紋岩マグマのみからなることに対し、阿蘇カルデラではマントル物質の寄与が大きいことが明らかになった。

平成 31 年度からのプロジェクトでは、約 120 ka の阿蘇 3 火砕流噴火及び約 90 ka の阿蘇 4 火砕流噴火に至った噴火準備過程について検討を進めている。具体的には、阿蘇 3 と阿蘇 4 の間の噴出物（阿蘇 3-4 間テフラ）等を対象に斑晶鉱物及びそれらに含まれるガラス包有物の組成を用いて、熱力学的平衡条件の検討を行い、マグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等及びその活動推移に沿った時間変化の解析を進めている。

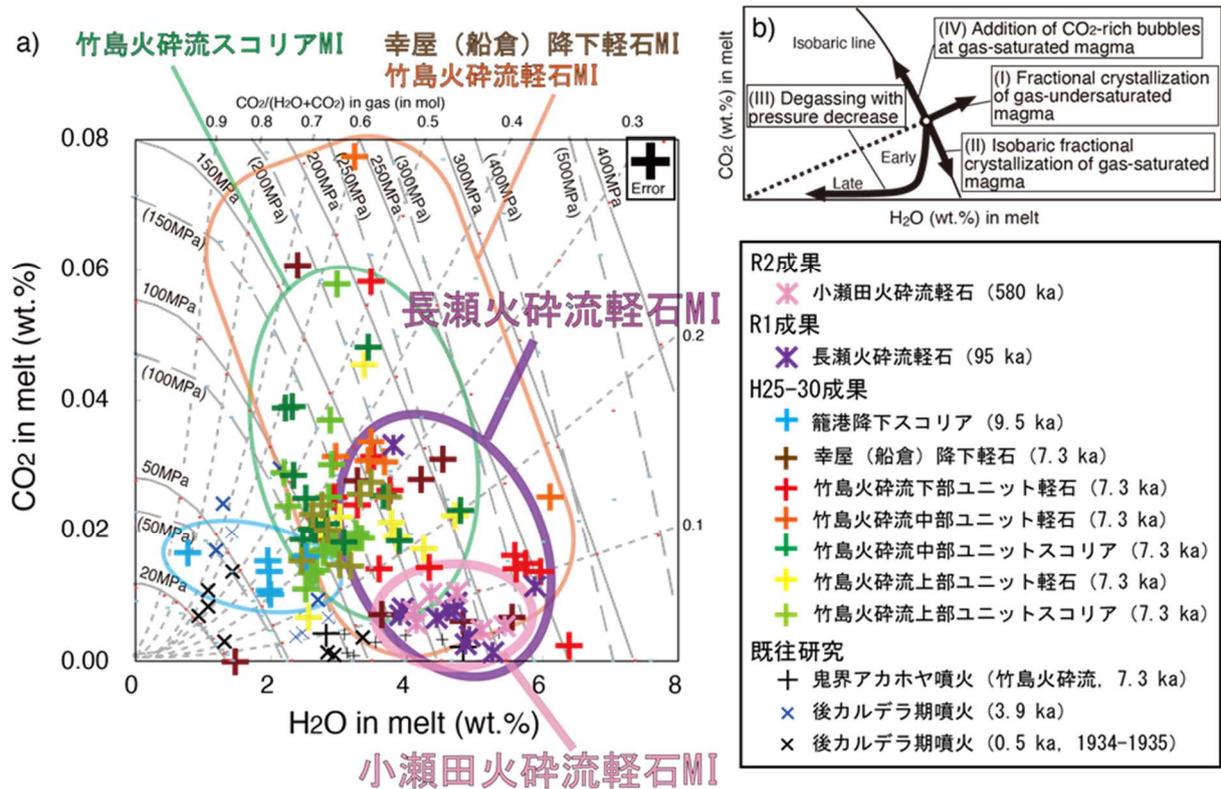
本研究^{1,2}では、阿蘇 3-4 間のマグマ溜まりの温度・圧力等の時間変化の解析にあたり、まず、解析精度を向上させることを目的としてメルトに溶解する揮発成分の温度・圧力条件と相平衡関係をマグマの熱力学計算ソフトウェア Rhyolite-MELTS^{57, 58, 59, 60}を用いて詳しく確認した。また、SIMS を用いた信頼性の高い揮発成分分析のため、ポストカルデラ（2014 年噴火）のマグマと同組成に調整した含水量標準ガラス試料を高温高圧実験装置により作成し、分析及び検討を実施した。その結果、斑晶ガラス包有物の含水量とメルトの飽和溶解度から推定されるマグマの圧力は、マグマが揮発成分に不飽和な場合には過小評価、つまり深さに換算した場合に深さが浅く見積もられる可能性があることを再確認した。さらに、阿蘇 4 カルデラ形成噴火直前に噴出した軽石を用いて斑晶ガラス包有物の H₂O と CO₂ の濃度分析と熱力学的な解析を行った結果、大規模噴火を引き起こした珪長質マグマは、揮発性成分に不飽和な玄武岩マグマが地下約 12 km で結晶化した残液もしくは固化後再溶融して生じた液に由来することが示唆された。

2.2.5 鬼界カルデラ

平成 30 年度までの調査・研究⁴において約 7.3 ka の鬼界アカホヤ噴火前後の噴出物の系統的な採取・分析を行い、噴火期ごとのマグマ供給系の生成プロセスや噴火に至るまでの変遷を検討し、約 7.3 ka の鬼界アカホヤ噴火時の流紋岩マグマのマグマ溜まりは、深さ 5 ± 2 km と推定されること、後カルデラ期の噴出物は化学組成から鬼界アカホヤ噴火時の流紋岩マグマと明瞭に区別され、別のマグマ供給系が形成されていることが明らかになった。

平成 31 年度からのプロジェクトでは、鬼界アカホヤ噴火より以前の大規模噴火である小瀬田火砕流（約 580 ka）、小アビ山火砕流（約 140 ka）及び鬼界葛原噴火（約 95 ka）の堆積物について、EPMA 及び SIMS 等を用いて岩石学的解析及びメルト包有物の化学分析を行い、マグマの化学的特徴、温度・圧力条件を明らかにする。その結果を基に、鬼界カルデラ（薩摩硫黄島火山）のカルデラ形成期（約 580~7 ka）のマグマ供給系の時空間変化をモデル化することを進めている。

本研究^{1,2}では、鬼界カルデラのカルデラ形成期のマグマ供給系の時空間変化を検討するにあたり、まず、鬼界葛原噴火の長瀬火砕流及び小瀬田火砕流堆積物の軽石中のメルト包有物に対して、EPMA 及び SIMS を用いて化学分析を実施し、それぞれ H₂O 濃度 3.8-5.9 wt.%、CO₂ 濃度 0.002-0.033 wt.%、及び H₂O 濃度 4.1-5.5 wt.%、CO₂ 濃度 0.005-0.011 wt.%を得た（図 2.2.8）。また、それぞれのメルト包有物を包有している Qtz について EPMA を用いて化学組成分析を実施し、その分析結果に Ti-Qtz 地質温度計を適用することで、マグマ温度を大まかに推定した結果、長瀬火砕流は 810 °C 以上、小瀬田火砕流は 850 °C 以上と計算された。これらの温度から、それぞれのマグマ溜まりが 100-230 MPa（深さ 4-9 km に相当）、110-190 MPa（深さ 4-8 km に相当）の圧力下にあることが推定された。



出典) AIST (2021)²

図 2.2.8 a) 長瀬火砕流の軽石中のメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度 b) マグマプロセスに伴うメルトの H₂O 及び CO₂ 濃度の変化

Figure 2.2.8 a) H₂O and CO₂ concentrations of melt inclusions in pumice of Nagase pyroclastic flow deposit
 b) Changes in melt H₂O and CO₂ concentrations associated with the evolutionary process of magma

注) 幸屋（船倉）降下軽石及び竹島火砕流軽石メルト包有物の H₂O 及び CO₂ 濃度並びに籠港降下スコリア (9.5 ka 噴火) 及び長瀬火砕流堆積物軽石 (95 ka 噴火) に含まれるメルト包有物の H₂O 及び CO₂ 濃度等の既往研究による結果も記す。

2.3 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究

本調査・研究では、既存の物理探査手法により過去にカルデラ形成噴火を起こしたカルデラ火山直下の地下構造を調べるとともに、地球物理及び地球化学的な観測手法の適用性について検討を行う。また、現時点でカルデラ火山の観測手法として有効と考えられる火山性地殻変動を解釈するためのシミュレーションモデルによる数値実験と実際に変動が生じているカルデラの地殻変動観測を実施し、シミュレーションモデルによる再現検討を行う。2.3のうち、2.3.1カルデラ火山の地下構造調査(1)始良カルデラの地下構造調査、2.3.2火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査については、平成31年度から令和2年度にかけて実施したDPRIへの委託による成果^{61, 62}をまとめたもの、2.3.1カルデラ火山の地下構造調査(2)阿蘇カルデラの地下構造調査、2.3.3カルデラ火山の地球化学的調査については、平成31年度から令和2年度にかけて実施したAISTへの委託による成果^{1, 2}をまとめたものである。

2.3.1 カルデラ火山の地下構造調査

平成30年度までの調査⁴で、始良カルデラの地震波観測による地下構造探査やMT法による阿蘇カルデラの地下構造探査が行われた。その結果、阿蘇カルデラにおいてはカルデラ周辺を高密度でMT法による観測を行うことで、概ね地下10km付近の領域までは、マグマを示唆する流体の蓄積の有無を評価することが可能な解像度で地下構造を調べることが明らかになった。一方、10km以深では十分な解像度が得られなかった。また、始良カルデラでの観測では有効な地震波が十分に得られなかったため、解像度の高い地下構造を把握するためには観測を継続する必要があることも明らかになった。

平成31年度からのプロジェクトでは、カルデラの地下構造の調査として、始良カルデラについて、カルデラ内の無人島や岩礁等への地震計の設置を検討し、観測点を増やすとともに、地震波観測を引き続き実施する。また、地下15km付近に観測された低速度領域の反射面を定常的に捉える長期連続反射法探査を実施し、低速度領域の変化を捉えるための観測手法としての有効性を検討する。また、阿蘇カルデラについて、10km以深の地下構造を把握するため長周期のシグナルを安定して長期間観測できるネットワークMT法による観測を行う。

(1) 始良カルデラの地下構造調査

① 始良カルデラにおける地震波速度構造

始良カルデラは約30kaの巨大噴火によりカルデラ地形が形成されており、現在はその大部分が海没している。一般的には、このようなカルデラ下の構造を探査するためには、海底地震計などを用いた大規模な調査を行う必要があるが、始良カルデラのように漁業等の経済活動が継続的に行われている場所での調査は難しい。平成30年度までの調査⁴では、カルデラ内外の陸域に地震計を設置し、自然地震を長期に観測することにより継続的な地下構造調査を行ってきた。観測開始から約4年間の自然地震を解析することにより、解像度5kmの地震波速度構造が得られた。

平成 31 年度からの調査^{61, 62}では、これまでの観測を継続するとともにカルデラ内に点在する無人島や岩礁へ地震計を設置し、自然地震波の観測数増加を試みる。また、過去の人工地震波のデータも合わせて解析を行い、解像度 3 km の地震波速度構造を得る計画である。令和 2 年度までに得られたデータを基に解像度 4 km の地震波速度構造が得られた。その結果として浅部の構造を図 2.3.1 に、10 km 以深の構造を図 2.3.2 に示す。解析に用いた地震波数は、自然地震 P 波 : 15,212、自然地震 S 波 : 9,634、人工地震 P 波 : 3,121 で、地震波トモグラフィバージョンは八木原ほか⁶³の方法を使用した。なお、詳細な解析方法については、DPRI による委託研究成果報告書⁶¹を参照のこと。

始良カルデラ浅部には若尊カルデラに相当する場所に、深さ 1 km に S 波の低速度領域 (-25 %) と深さ 5 km (±2 km) に P 波の低速度領域 (-10 %) がある。これらの低速度領域は、過去の噴火の堆積物や活発な熱水活動に起因する軟弱層と熱水活動の熱源であると推定される。

深部には、深さ 15 km (±2 km) に S 波の低速度領域 (-30 %) があり、2.3.2 で後述する変動力源の位置と整合する。この深部の低速度領域の体積は、現時点で得られている解像度から、64~125 km³ と推定される。

② 長期連続反射法探査

地下 15 km 付近に観測された低速度領域の反射面を精度よく定常的に捉える長期連続反射法探査について検討した。長期連続反射法地震探査では同一地点における長期にわたる繰り返し発振による地震波応答を得る。長期連続反射法地震探査では定常的な同一地点の発振及び同一地点における地震波観測がともに必要である。震源には震源距離 30~40 km の地表観測で十分な振幅を示す地震波を発生させる能力が必要とされ、反復発振に耐える構造でかつ発生する地震波形の再現性が高いことが要求される。

これまでに、過去の人工地震探査のデータを基に探査手法の基礎検討として、人工的に地震波を発生させる振源と人工地震波を検出する受振点に関する検討、始良カルデラの反射面に関する検討を行った。

a 長期連続反射法の振源と受振点に関する検討

まず、発振方法の検討を行った。一般に人工地震の振源として火薬による発破、圧縮空気によるエアガン発振及び油圧によるバイブレータ発振があるが、長期間の連続発振を考慮すると火薬による発破は現実的ではない。そこで、圧縮空気によるエアガン発振及び油圧によるバイブレータ発振について、既存の人工震源装置及びその観測記録等のデータを整理し、震源の透過力やモニタリングへの適応性について検討した。

その結果、当該地域では大型バイブレータ 4 台による 300 回以上の同時発振による重合でも、10 を超える S/N 比を達成できず、十分な透過力を得られないことが判明し、バイブレータ発振は本調査には適さない震源であると評価された。一方、総容量 6000 in³ のエアガン震源でマグニチュードに基づき震源エネルギーを評価した結果、データのばらつきは大きかったものの、マグニチュードの平均値は、発破とエアガンでほぼ同じ値 (約 1.2) となった。また、エア

ガンの S/N 比は、単一のショット記録に関して、3~4 程度でオフセット距離に依らず良好な値を示した。この S/N 比は、10 回以上の重合を実施する事により、容易に 10 を超える S/N 比を達成できる事が判明し、火薬による発破に代替可能な唯一の震源であると考えられる。

次に、受振点について検討した。地下からやってくる地震波を抽出することを目的とした観測点の展開方法は 2 つある。1 つは発振点から放射方向の線上に観測点（受振点）を配列する方法（以下、測線方式とする）、もう一つはある範囲のなかに 2 次的に観測点を配列する方法（以下、アレイ方式とする）である。測線方式は地下構造調査で多く採用される展開方法で、地下からの地震波の走時と見かけ速度を発振点から連続的に検出することができ、測線直下の大局的な構造を把握することができる。

アレイ方式はある限定された範囲内に観測点を高密度に配置する展開方法で、ある地点における地震波の走時と見かけ速度に加えて、入射方向を知ることができる。すなわち、アレイ方式では到来方向を 2 次的に知ることができるので振源方向以外から到来する波を詳細に区別することができることから、アレイ方式を採用することとした。

b 始良カルデラの反射面に関する検討

始良カルデラでは、2008 年に人工地震探査が行われている⁶⁴。その概要を図 2.3.3 に示す。

井口ほか⁶⁴の測線では 600 点の臨時観測点が展開され、震源では 1 点あたり 200 kg のダイナマイトを用いた発破作業が実施された。この観測で得られたデータのうち、桜島火山を中心とした鹿児島湾北部沿岸地域に展開された固有周波数 2 Hz 又は 4.5 Hz の上下動地震計を用いた陸上臨時観測点と、固有周波数 4.5 Hz の上下動地震計を備えた海底地震計で取得されたデータを基に再解析を行った。その結果を図 2.3.4 に示す。

今回の解析で推定された反射面の特徴としては、始良カルデラ西部と東部では共通して深さ 10 km 付近に反射面が推定された。一方、始良カルデラ東部は西部に比べて多くの反射面が推定されており複雑であると言える。また、始良カルデラ東部では 17~19 km の深さからの PP 反射が認められ、始良カルデラ西部では深さ 20 km 付近からの PP 反射が認められた。確認されたすべての PP 反射では極性反転が認められ、PS 変換反射では一部分に極性反転が認められる。このことから PP 反射は始良カルデラ直下の地殻内部の負のインピーダンスコントラストの存在を反映していると考えられ、地殻内のマグマの存在を示している可能性がある。さらに、本調査のターゲットである深さ 15 km (± 2 km) の S 波の低速度領域に相当するエリアに深さ 13.6 km の反射面が推定されている。

c 長期連続反射法探査の基礎実験観測

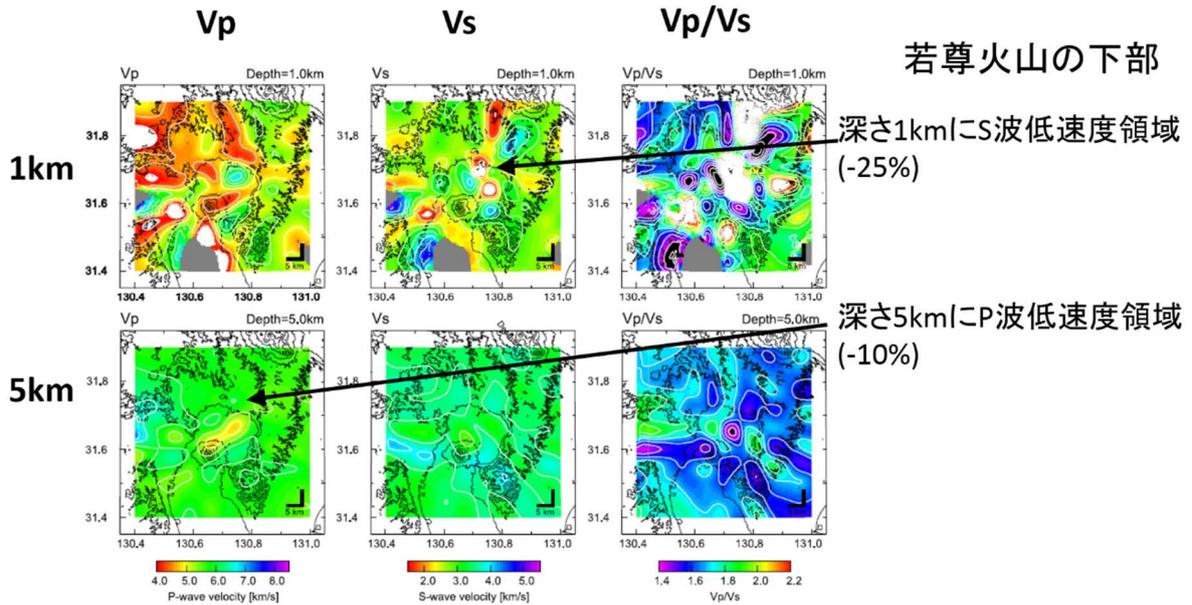
前述 a、b の検討結果を基に、人工地震による基礎実験観測を行った。

連続反射法探査のターゲットは始良カルデラにある地震波低速度領域であることから、発振源と観測点の関係はターゲットから等距離の直線上が理想である。発振源には始良カルデラを横断する距離でも地震波の到達が期待できるエアガンを採用し、微弱な地震波でも方位と強度が得られる孔中地震計によるアレイ方式にて観測を行うこととした。図 2.3.5 に始良カルデラにおける反射法探査の概要を示す。なお、本観測実験の目的は次年度以降から実施する連続観

測の主要なパラメータを確認するための基礎データの取得であることから、発振出力の変動や広範囲な地震計による計測、環境測定等に注力した。

エアガンによる発振源は住吉池を利用した。住吉池は図 2.3.5 (a) に示すように始良カルデラ北東に位置し、直径約 500 m で周囲は比高 50~100 m の急崖となり、閉鎖的で比較的静穏な環境にある。また水深調査の結果、浮棧橋から 90 m の距離で 20 m 以上の水深が確保でき、エアガンによる発振に適していることが確認できた。ノイズの少ない桜島島内の山間部に孔中地震計を図 2.3.5 (b) のように配置し、アレイ観測を行った。発振は、一日当たり 8 時間、3 分に 1 回のペースで行われた。

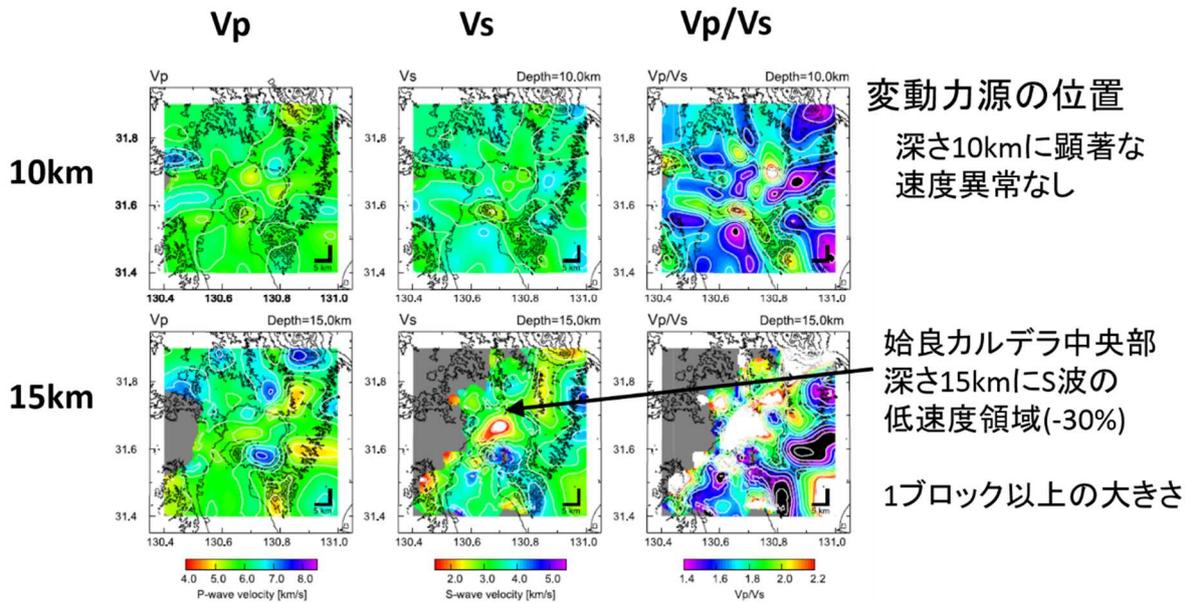
観測実験の結果、桜島島内に設置された孔中地震計にて深さ約 13.6 km の PS 変換反射面に相当すると考えられる反射波が観測された。詳細な解析方法については DPRI による委託研究成果報告書⁶²に記載されているが、次年度以降実施予定の長期連続反射法探査の有効性が示唆された。



出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.1 始良カルデラ浅部の地震波速度構造

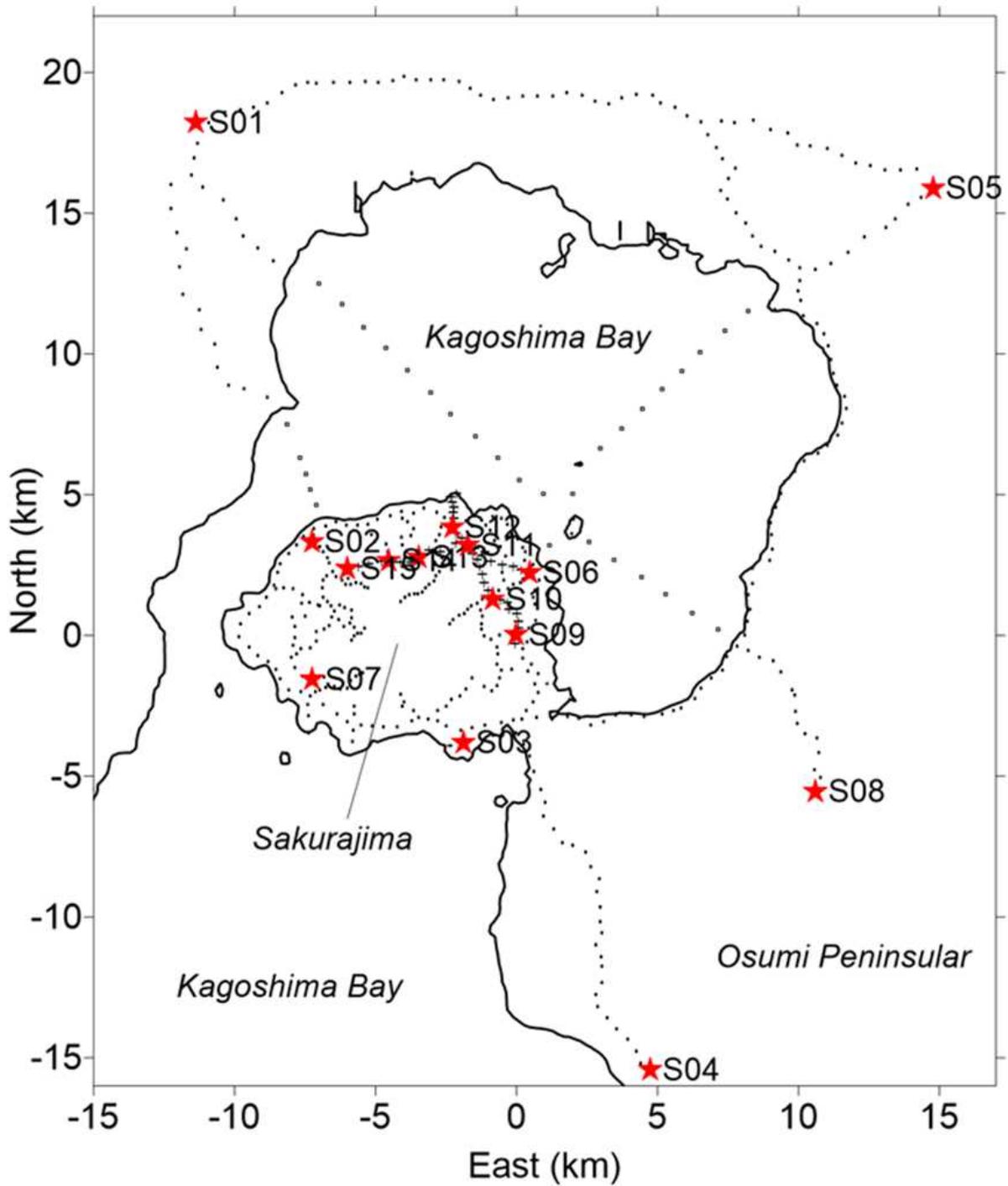
Figure 2.3.1 Seismic wave velocity structure in the shallow part of Aira caldera



出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.2 始良カルデラ深部の地震波速度構造

Figure 2.3.2 Seismic wave velocity structure in the deep part of Aira caldera

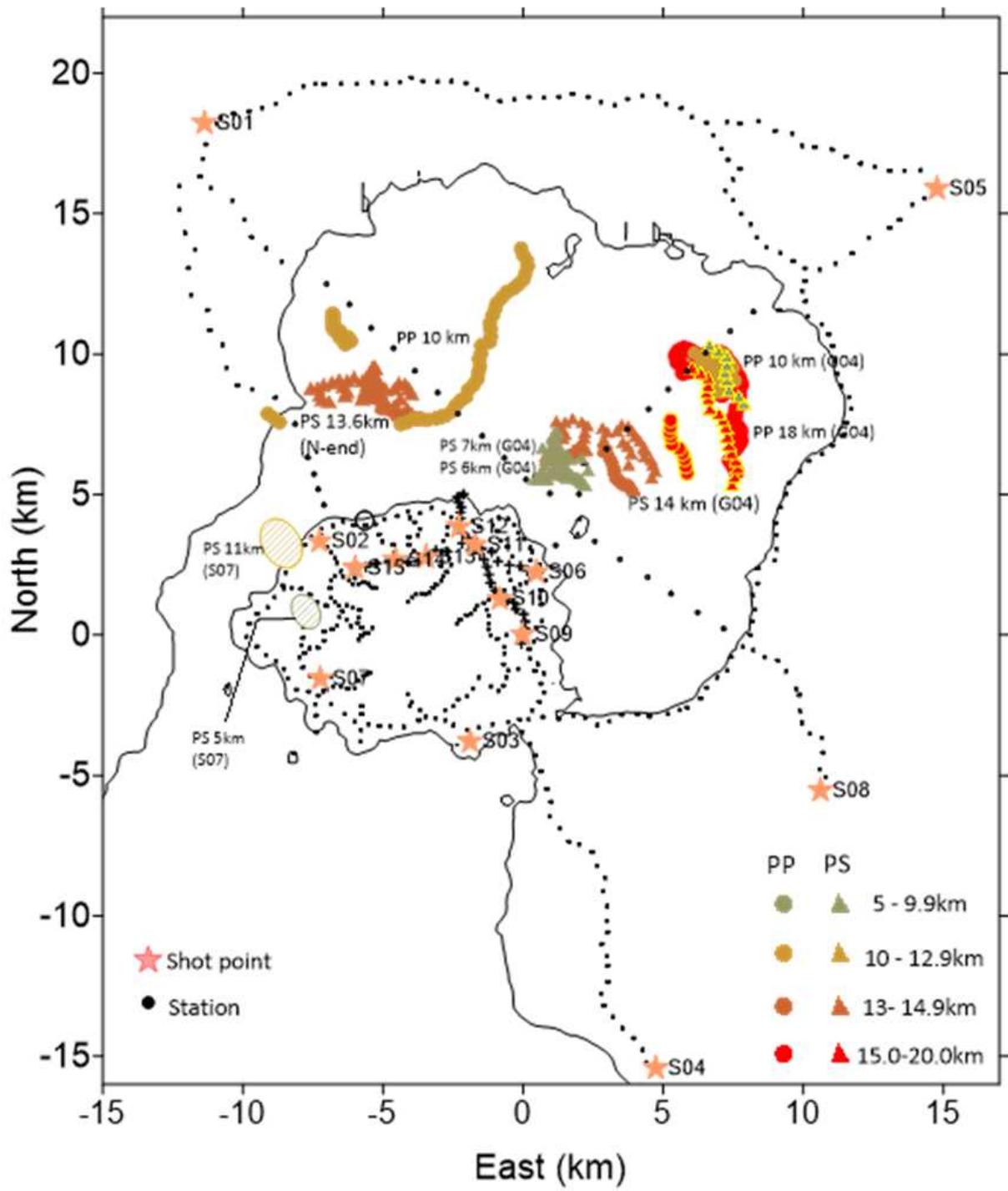


出典) DPRI (2020)⁶¹

図 2.3.3 始良カルデラにおける 2008 年人工地震探査

Figure 2.3.3 Artificial seismic survey at Aira caldera in 2008

注) ★ : 発破点、・ : 2 Hz 地震計、+ : 4.5 Hz 地震計、座標原点は京都大学黒神 GNSS 観測点 (北緯 31 度 35 分 00.89879 秒, 東経 130 度 42 分 05.74741 秒)



出典) DPRI (2020)⁶¹

図 2.3.4 始良カルデラにおける 2008 年人工地震探査の再解析結果
(始良カルデラの地殻内反射体分布)

Figure 2.3.4 Reanalysis results of 2008 artificial seismic survey at Aira caldera
(Distribution of reflectors in the crust at Aira caldera)

注) 図中の数値 (km) は反射面の地表からの深さを記載



出典) DPRI (2021)⁶² に加筆

図 2.3.5 始良カルデラにおける反射法探査の概要

Figure 2.3.5 Overview of seismic reflection survey at Aira caldera

(2) 阿蘇カルデラの地下構造調査

阿蘇カルデラは、約 90 ka の巨大噴火により大規模なカルデラ陥没地形を形成しているが、カルデラの周囲を含めて全て陸域に存在している。このため、広帯域 MT 法探査を実施することにより、短期間で地下構造を把握することが期待できる。平成 30 年度までの広帯域 MT 法探査により概ね地下 15 km 付近までの高解像度 3 次元比抵抗構造が得られ、地殻上部のマグマ供給系の経路を明らかにすることができた⁶⁵。一方、15 km 以深の地下構造を得るにはより長周期のデータを長期間観測する必要があることに加え、同様の探査手法のままでは観測が難しいことが示唆された。

そこで、平成 31 年度以降の調査^{1,2}では、長周期データの取得に有利なネットワーク MT 法観測を実施し、15 km 以深の比抵抗構造を明らかにすることを目的としている。

① ネットワーク MT 法の概念

ネットワーク MT 法は Uyeshima⁶⁶によって応用開発された手法で、MT 法を基礎としている。MT 法は、地磁気の変動に伴って地中に誘導される地電流を観測して、地下の比抵抗構造を調査する手法であり、非分極性電極を用いて直交する水平 2 成分の電位差を 10~100 m 程度の基線で測定する。ネットワーク MT 法では、基線として電話回線の通信網を利用する。これにより、従来の基線長を長くすることが容易となり、高い S/N 比のデータの取得や安定した電位差を長期間連続的な取得が期待できる。

図 2.3.6 にネットワーク MT 法観測と測定機器配置の概念図を示す。電柱下部に埋設した電極を電話回線（メタル回線）線に接続し、電話回線網を巨大な電極に見立て観測を行う。ただし、近年光ケーブルの普及によりメタル回線を使用しているエリアが減少しつつあるため、観測はメタル回線を使えるエリアに限定される。

② 阿蘇カルデラにおけるネットワーク MT 法観測

阿蘇カルデラにおける平成 30 年度までの広帯域 MT 法探査で得られた 3 次元低比抵抗構造と既往研究^{68, 69}で得られている地震波速度構造を図 2.3.7 に示す。

阿蘇カルデラ内の中岳付近には、深度 6 km に中心をもつ球状の P 波の低速度領域が報告されており⁶⁸、本調査で得られた低比抵抗構造と整合的である。一方、深度 8~15 km と 15~23 km には S 波の低速度領域が報告されている⁶⁹が、広帯域 MT 法探査では観測されていない。そこで、ネットワーク MT 法による深部領域のシグナルの検出の可否を検討するため、過去に阿蘇カルデラで観測されたネットワーク MT 法データを用いた解析を行った。その結果を図 2.3.8 に示す。

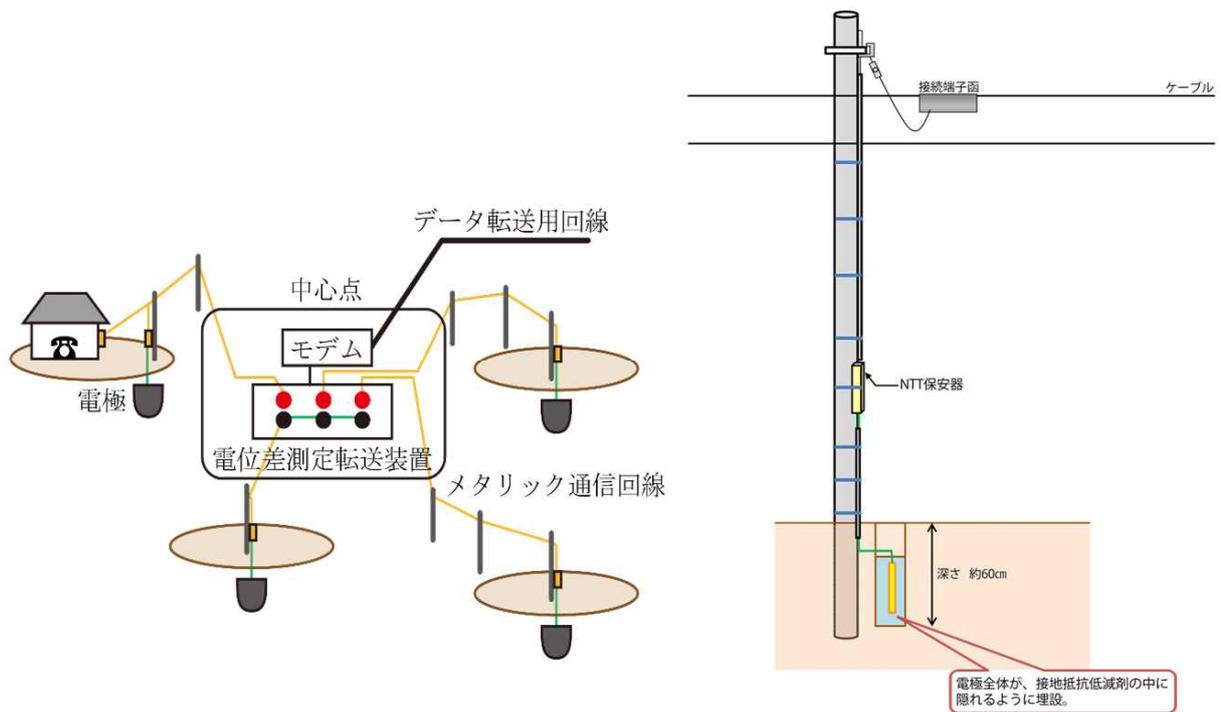
広帯域 MT 法探査の結果と比較して、深度 10~20 km における低比抵抗領域の位置や広がりには差があるが、Abe⁶⁹らが報告した S 波の低速度領域に相当する低比抵抗領域は検出されていない。次に、地震波トモグラフィ解析によって推定された深度 15~23 km の S 波の低速度異常領域 LB の領域に低比抵抗異常領域（深度 15~23 km の LB の領域）を置き、フォワード解析を行った。その結果を図 2.3.9 に示す。

各フォワード解析モデルの RMS 残差が最適モデル（図 2.3.8）の RMS 残差 1.25 から変化し

ており、比抵抗異常が大きいほど RMS 残差が大きくなっていることから、ネットワーク MT 法探査により長周期のシグナルを長期間観測することにより、深度 20 km までの構造を探索しうることを示唆している。

上記の予備解析結果を基に、本調査で実施する阿蘇カルデラにおけるネットワーク MT 法探査のための観測領域と観測のための基線配置を検討した。その結果を図 2.3.10 に示す。

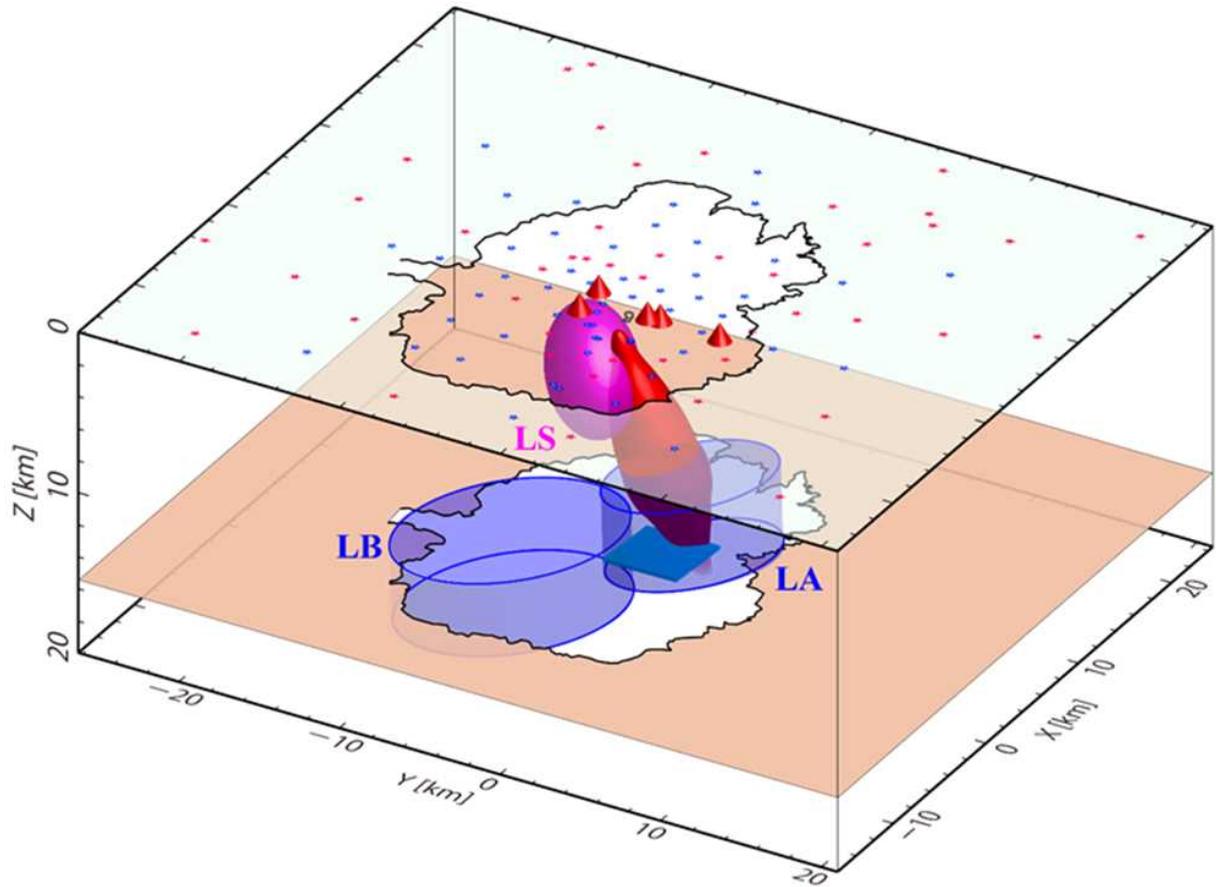
阿蘇カルデラを完全に覆うことが可能な 24 エリアでの観測を計画した。これまでに、カルデラ内の 23 エリアの事前調査・整備を行い、そのうちの 7 エリアにおいて電位差観測を実施した。また、取得したデータの初期的なデータ解析を随時行うとともに、磁場データに使用するための磁力計の保守作業も継続している。



出典) 上嶋(1995)⁶⁷より改訂

図 2.3.6 ネットワーク MT 法観測と測定機器配置の概念図

Figure 2.3.6 Conceptual diagram of network MT observation and instrumentation

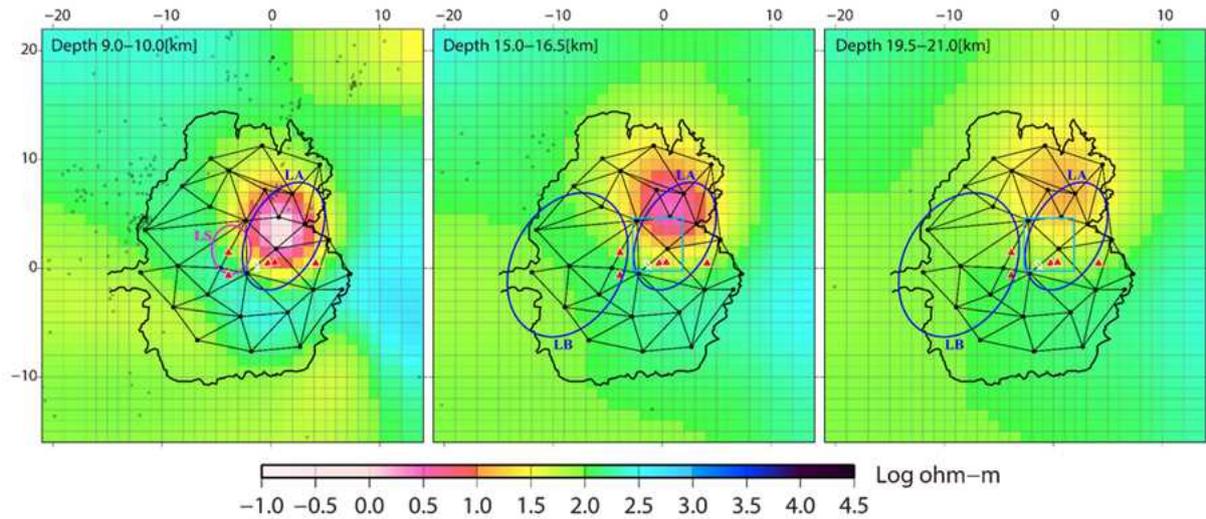


出典) Hata et al. (2018)⁶⁵

図 2.3.7 3次元比抵抗構造モデルから得られた低比抵抗異常ブロック

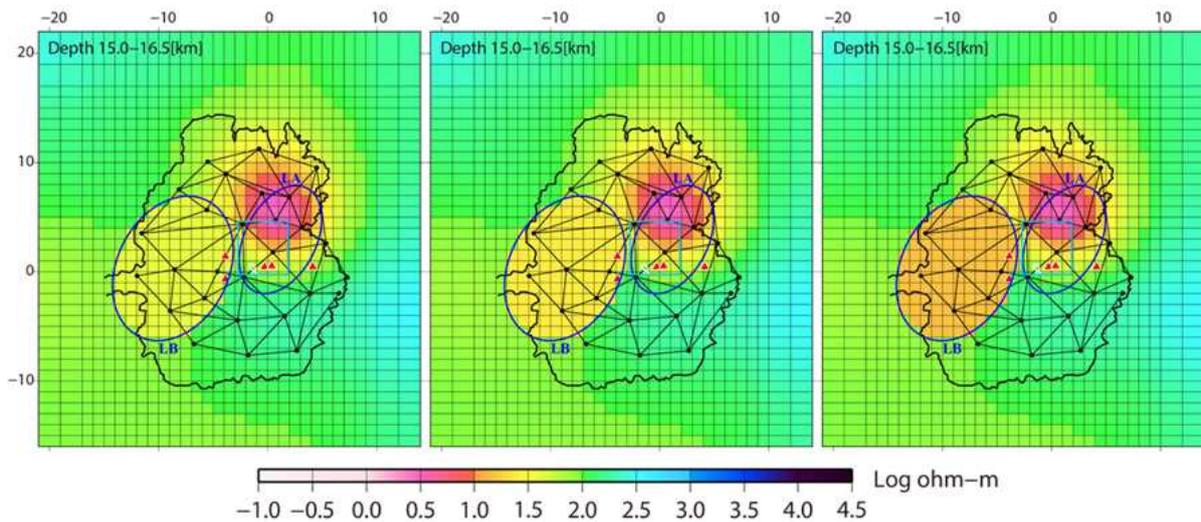
Figure 2.3.7 Low resistivity anomaly block obtained from 3D resistivity structure model

- 注) ★と☆ : MT 観測点、
 ▲ : 中央火口丘の火山、
 ■ : 深度 15.5km に推定されたシル状の変動力源⁷⁰、
 ● : 地震波トモグラフィ解析によって推定された深度 8~15km と
 15~23km に分布する S 波の低速度異常領域 LA と LB⁶⁹、
 ● : 深度 6km に中心をもつ球状の P 波の低速度異常の領域 LS⁶⁸



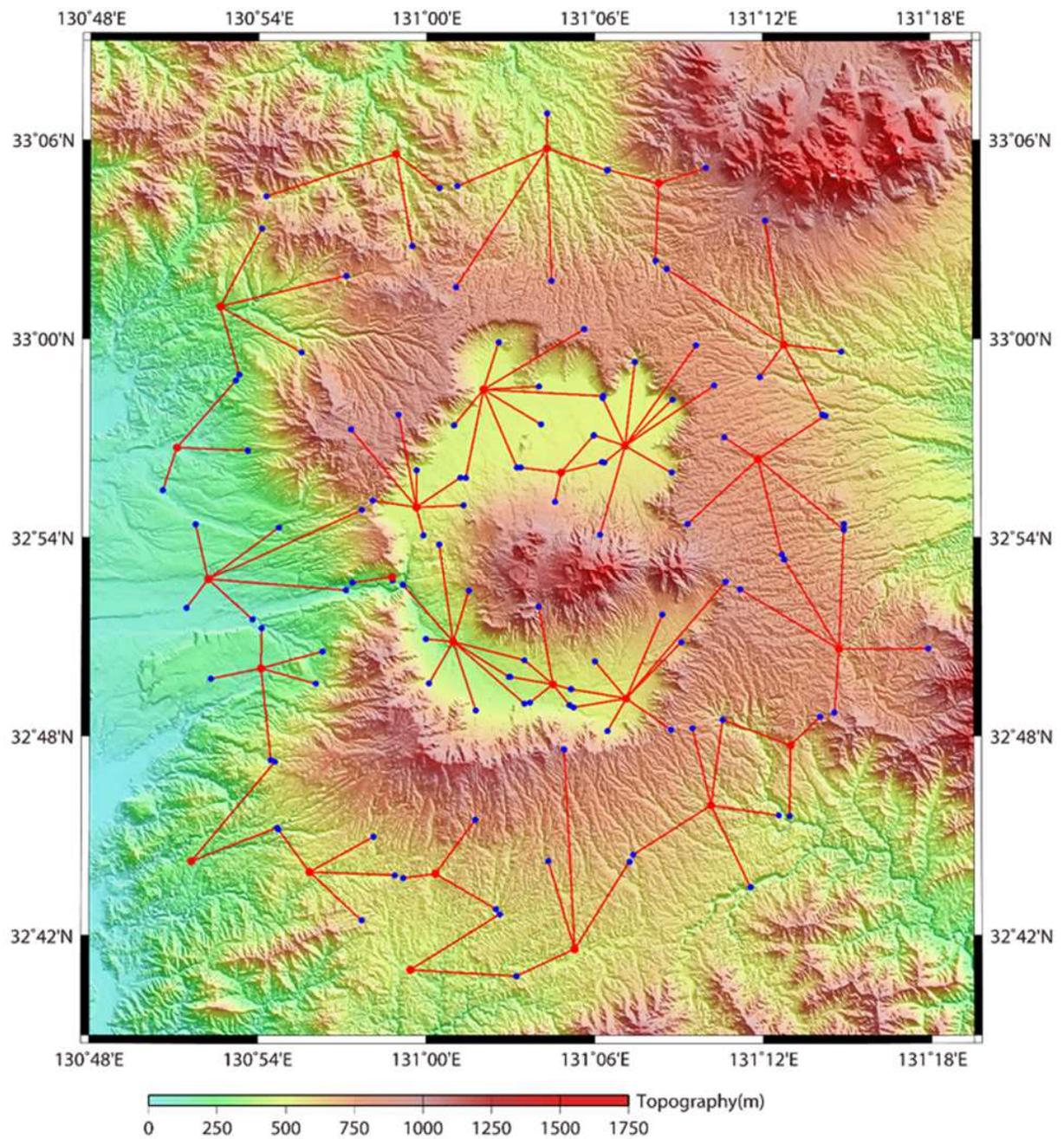
出典) AIST (2020)¹

図 2.3.8 既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）の再解析結果
 Figure 2.3.8 Results of reanalysis of existing network MT data (measured in the 1990s)



出典) AIST (2020)¹

図 2.3.9 既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルに擬似低比抵抗領域を設定したフォワード解析結果
 Figure 2.3.9 Results of forward analysis with a pseudo-low resistivity region in a 3D resistivity structure model obtained using existing network MT data (measured in the 1990s)



出典) AIST (2020)¹

図 2.3.10 3カ年計画で実施する電位差観測網（ネット）の分布

Figure 2.3.10 Distribution of the potentiometric observation network (net) to be implemented in the three-year plan

2.3.2 火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査

本調査^{61, 62}では、始良カルデラにおいて地殻変動観測を実施するとともに、地殻変動とマグマの時空間変化の関係を検討するためシミュレーションモデルによる数値実験を行い、地表面で観測される火山性地殻変動をカルデラ火山の地下構造と合わせて解釈するためのモデルを構築する。また、水没したカルデラ内での地殻変動を観測する手法としてイタリア国立地球物理学火山学研究所が行っている海底地殻変動観測手法について調査するとともに、始良カルデラに適用させ観測を開始する。

(1) 地殻変動観測

始良カルデラ周辺では、1914年に発生した噴火（以下、大正噴火という）以降、水準測量やGNSSによる地殻変動観測が行われている。観測は基本的にはカルデラ周辺の陸域で行われている。大正噴火以降で比較的变化量が大きい場所は、始良カルデラの西縁にある大崎ノ鼻（BM2474）である。BM2474の、始良カルデラ外BM2469（鹿児島市）に対する相対上下変動の時間変化を図2.3.11に示す。

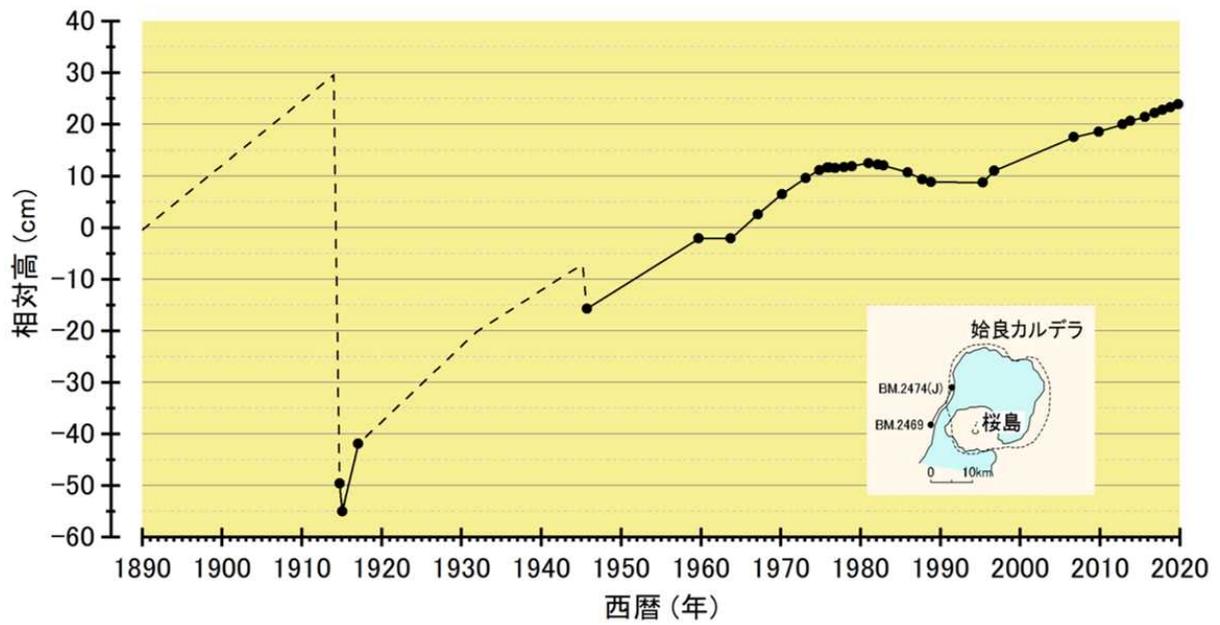
大正噴火以降、始良カルデラ周辺の地盤は隆起を続けていたが、南岳の東山麓から0.18 km³の溶岩を流出⁷¹した1946年の噴火では地盤が約7 cm沈降したと推定されている⁷²。これ以降再び始良カルデラ周辺の地盤は隆起を続け、1955年から始まった南岳の山頂爆発活動では、爆発の発生回数の少ない1973年まで顕著な隆起が見られたが、爆発回数が200～400回に達する1974年から1992年までの活動期には地盤の隆起が停滞するかやや沈降している。

このように始良カルデラで観測されている地盤の隆起・沈降は、桜島火山の活動と関連していることが示唆されている。

本調査では、地殻変動と火山活動の関係を調べることを目的として、始良カルデラ周辺及びカルデラ内の地殻変動を詳細に把握するため始良カルデラ内の無人島やカルデラ周辺の広域な地殻変動観測を行っている。また、陸域よりも変動量が大きいと推定される海底下の観測についても検討を行った。

始良カルデラ周辺のGNSS観測点配置と海底地殻変動観測予定エリアを図2.3.12に、2.3.1の調査で得られた地震波低速領域のエリアと合わせて示す。本研究においては、平成27年度に導入した始良カルデラ周辺の10台に加えて、カルデラ内の無人島に3台を設置し観測を行っている。また、京都大学の既設観測点、国土地理院の電子基準点のデータも活用し地殻変動観測を行っている。

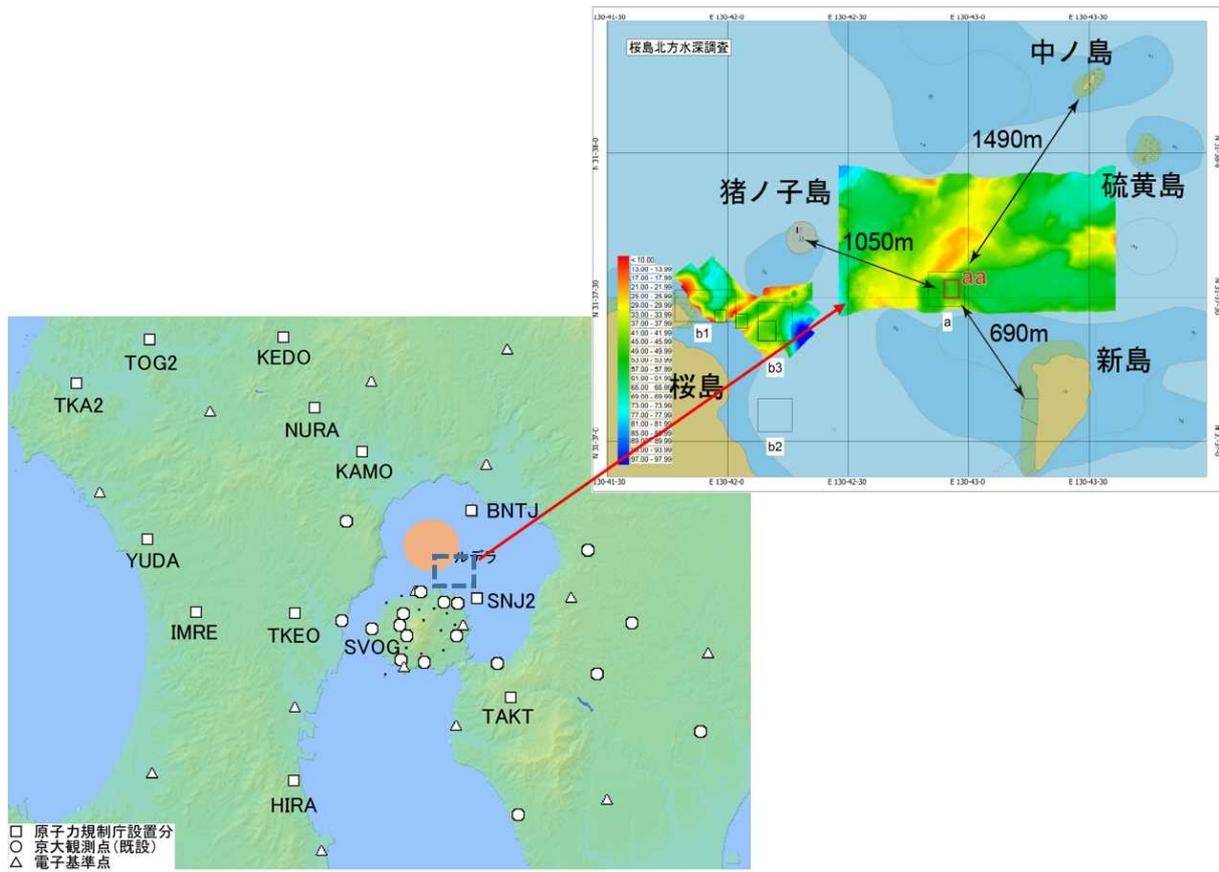
海底地殻変動観測については、次年度以降の設置・運用開始にむけ、錦江湾の気象、水深、海底地質、海域の活動状況等を考慮して設置予定場所を選定した。また、観測機材や保安部品等の仕様を決定し設置するブイの詳細設計段階に移行するとともに、施行方法についても検討した。参考として、海底地盤変動観測装置の概略図を図2.3.13に示す。



出典) DPRI (2020)⁶¹

図 2.3.11 始良カルデラ西縁の BM2474 の BM2469 (鹿児島市) に対する相対上下変動の時間変化

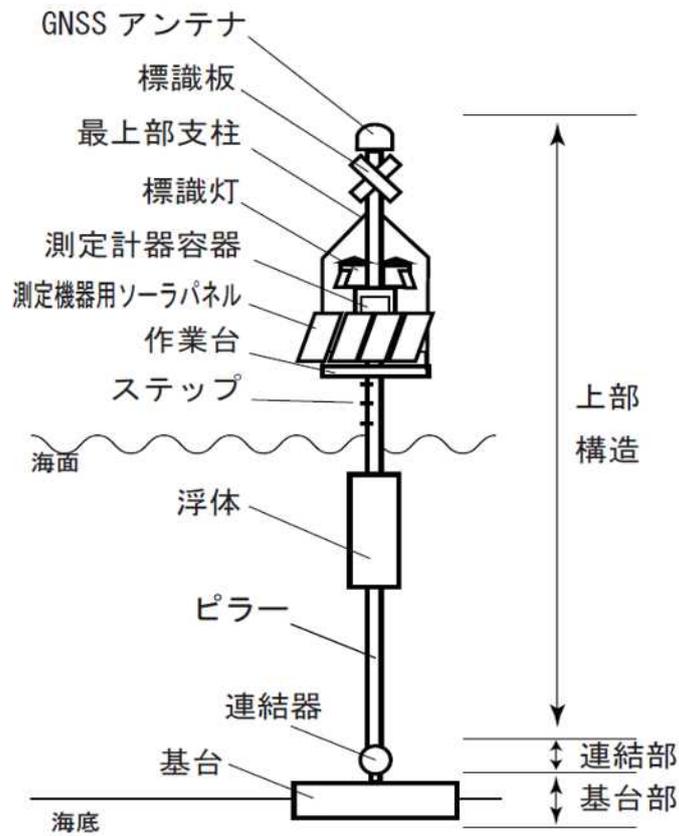
Figure 2.3.11 Temporal change of relative vertical variation of BM2474 at the western margin of Aira Caldera relative to BM2469 (Kagoshima City)



出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.12 始良カルデラ周辺の GNSS 観測点配置と海底地殻変動観測予定エリア

Figure 2.3.12 Location of GNSS stations around Aira caldera and planned observation area of seafloor crustal movement



出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.13 海底地盤変動観測装置の概略図

Figure 2.3.13 Schematic diagram of submarine ground deformation monitoring system

(2) 始良カルデラにおけるマグマ供給率の検討

① 弾性体モデルによるシミュレーション

これまでに、地殻変動データから始良カルデラ内の変動力源やマグマ供給率が議論されてきている。Mogi⁷³は、大正噴火時の地盤沈降から変動力源を 10 km と制約している。井口ほか⁷⁴は 1996-2007 年の期間における GNSS 変位の空間分布から変動力源の深さを～11 km と制約している。Hickey et al.⁷⁵は、井口ほか⁷⁴と同じ GNSS データを用いてさらに詳細な地形データや地殻内弾性定数不均質をも考慮して、変動力源の深さを～13 km と制約した。

本調査においても、茂木モデル⁷³に基づいて始良カルデラ下の変動力源の位置を仮定し、MAKI-YOSI 間の GNSS の水平変動の変化（図 2.3.14 参照）から変動力源の体積変化量と火山灰の放出量の和から積算マグマ供給量の時間変化（2010～2019 年：9 年間）をそれぞれ推定した。その結果を図 2.3.15 に示す。

2010 年から 2019 年までの 9 年間で、密度を 2,500 kg/m³ とした場合、マグマの供給量は 65 × 10⁶ m³、1,000 kg/m³ とした場合は 95 × 10⁶ m³ であるので、供給速度はそれぞれ、7 × 10⁶ m³/年、11 × 10⁶ m³/年となる。密度を 1,000 kg/m³ とした場合でも、これまで報告されているマグマの供給速度 1 × 10⁷ m³/年と同程度である⁷⁶ので、最近 100 年間のマグマの供給速度と同等か、それよりもやや少ないという評価になる。本解析では、火山灰の放出量も加味しマグマ供給量を推定したが、実際の放出量との間で明瞭な相関関係は示唆されなかった。

次に、GNSS による水平変位と水準測量（2016～2019 年）による上下変位と変動力源を始良カルデラと桜島南岳火口の 2 か所に仮定した変動力源解析を行った。本解析では、テクトニックな定常的変動の影響と霧島火山の影響を補正した。テクトニックな定常的変動の影響の除去は、各観測点の定常的変動を、固定点（霧島周辺及び桜島内の観測点を除外）との経度差及び緯度差の 3 次多項式で近似することにより行った。霧島火山の影響補正については、変動力源を茂木モデルの位置⁷⁷に固定し、霧島周辺の 5 点を用いて体積変化量を求め、そこから予測される変位として除去した。また、水準測量による上下変位については、公開資料⁷⁸（水準測量データ：実施時期：2016 年 11 月、2019 年 11 月）に基づいて変動量を算出した。

解析の条件を以下に示す。

● 解析モデル

2 つの球状変動力源（A と S）を仮定した茂木モデル（変動力源 A：始良カルデラの中心、変動力源 S：桜島南岳直下に固定）

グリッドサーチによって観測値と予測値の残差の二乗和が最小になるパラメータを決定

● 使用データ

水準測量による鉛直変位データ（130 点）及び水準測量路線近傍の GNSS 測位による水平変位データ（56 点）

● グリッドサーチの範囲

変動力源の水平位置：始良カルデラの中心から東西南北 20 km の範囲で 0.1 km 刻み

変動力源の深さ：海面下 0-20 km の範囲で 0.1 km 刻み

体積変化量： $-20 \times 10^6 \text{ m}^3 \sim 20 \times 10^6 \text{ m}^3$ の範囲で 10^3 m^3 刻み

茂木モデルによる変動力源解析の結果を図 2.3.16 に示す。

始良カルデラの変動力源 A は、深さ：11.2 km、体積変化量： $15.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、桜島南岳直下の変動力源 S は、深さ：3.6 km、体積変化量： $-0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ という結果が得られた。始良カルデラの変動力源の体積変化率は $7.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ となり、前述の変動力源の体積変化量と火山灰の放出量の和から推定した値と同等であった。

② 粘弾性モデルによるシミュレーション

平成 30 年度までの研究⁴では、上部地殻へのマグマ供給とマグマ排出に対する線形マックスウェル粘弾性地殻の応答の一般的な振る舞いを記述したモデルを構築し、始良カルデラでの地殻変動観測（図 2.3.11 参照）に適用してきた。その適用観測量は、これまで始良カルデラの変動として議論（水準測量データ）されてきた基準点 BM2474 における BM2469 に対する相対変位量（鉛直変動）についてのみ注目していた。しかし、地表面の一点における上下変動観測のみでは、粘弾性モデルパラメータを十分に制約しきれなかった。

そこで、平成 31 年度からの研究^{61, 62}においては始良カルデラ及びその周辺における鉛直変動の時空間分布や、ごく限られた期間のみではあるが、GNSS 変位の水平変動も考慮して、粘弾性モデルをさらに制約する。

まず、大正噴火以降のマグマの供給率を全期間において一定と仮定した際の、始良カルデラ地殻変動を説明（RMS 残差が最小となるパラメータ：鉛直変位の観測量に対する予測値の差の二乗）する粘弾性地殻の有効粘性率（ η_c ）、シル状マグマの直径（W）、定置深さ（D）を求めた。それらのパラメータを用いて得られた鉛直相対変位（ Ψ_{2474} ）の時間変化を図 2.3.17 に示す。

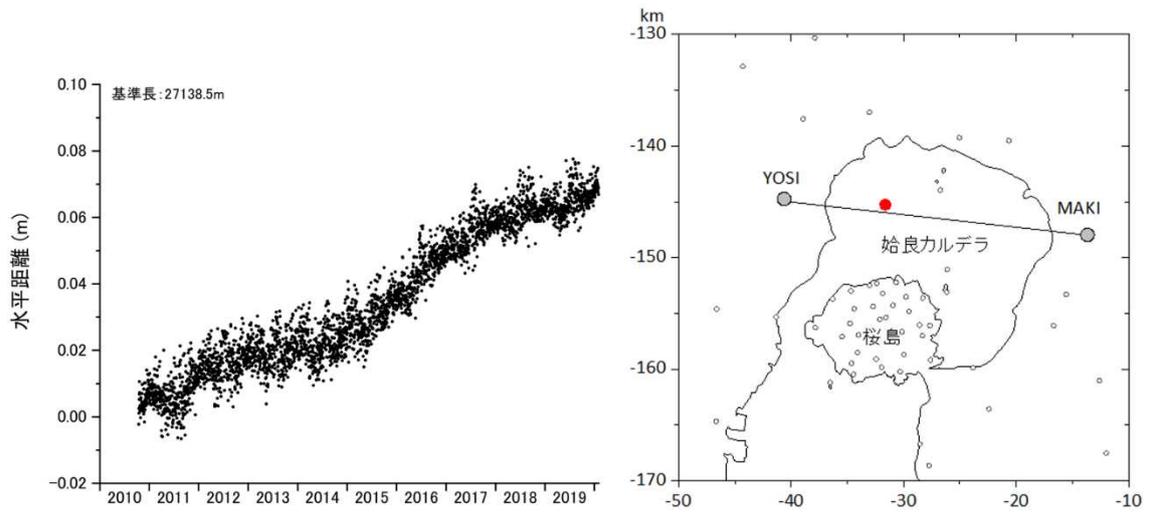
ϵ （鉛直変位の絶対値）は $W=2 \text{ km}$ 、 $D=11 \text{ km}$ 、 $\eta_c=5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ の時に、最も小さな値（ $\epsilon=2.14 \text{ cm}$ ）を示した。ここで α は無次元定数で、膨張した変動力源のどれだけの体積量が、噴火時に収縮するのかを規定するパラメータである；例えば、 $\alpha=1$ の場合、時間 0 から膨張した変動力源のすべての体積量が噴火時に収縮する。 $\alpha=10$ の場合は、時間 0 から膨張した体積量の 10% だけが噴火時に収縮することを示す。

一方、1975 年以降の変動については変動力源の膨張率の時間変化を導入して、より詳細な解析が必要であることがわかった。特に、1975～1997 年の期間における地盤変動や 1996～2007 年の期間における GNSS 変位の水平成分を説明できるモデルの構築が必要である。

次に、6 つの時間間隔（1914～1934 年、1934～1960 年、1960～1967 年、1967～1974 年、1974～1995 年、1995 年～）において定置位置を一定と仮定したシル状マグマ溜まりの大正噴火以降の体積変化率と相対的なマグマ蓄積量を推定した。結果を図 2.3.18 に示す。

地殻の粘性率にも依存するが、 10^{18} Pa s のケースを除いた各期間における変動力源体積の変化率は次のとおりである： $9.0 \sim 9.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ （1914～1934 年）、 $15.1 \sim 16.72 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ （1934～1960 年）、 $2.0 \sim 2.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ （1960～1967 年）、 $8.9 \sim 11.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ （1967～1974 年）、 $-1.0 \sim -1.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ （1974～1995 年）、 $6.9 \sim 10.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ （1995 年～）。

本結果から地殻の粘性率の固有値を得ることはできなかったが、 $5 \times 10^{18} \text{ Pa s} \sim 10^{20} \text{ Pa s}$ に制約することができた。地殻変動から推定される相対的なマグマ蓄積量は、地殻粘性率が低いほど多く見積もられるが、値の幅は4～5割程度の増加である。

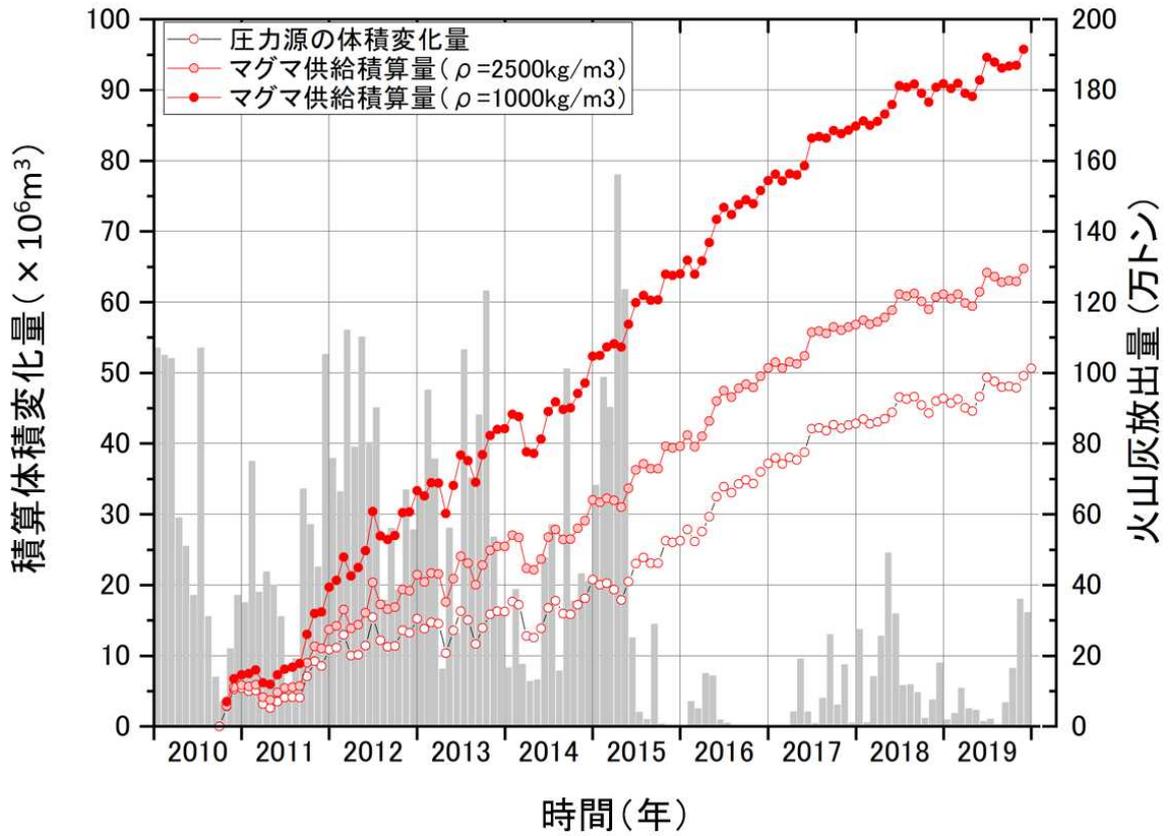


出典) DPRI (2020)⁶¹

図 2.3.14 GNSS 観測点 YOSI と MAKI の間の水平距離の時間変化

Figure 2.3.14 Time variation of horizontal distance between GNSS stations YOSI and MAKI

注) 観測点 YOSI と MAKI の位置は右図に示す。赤丸は貫入体積の計算に用いた変動力源の位置を示す。

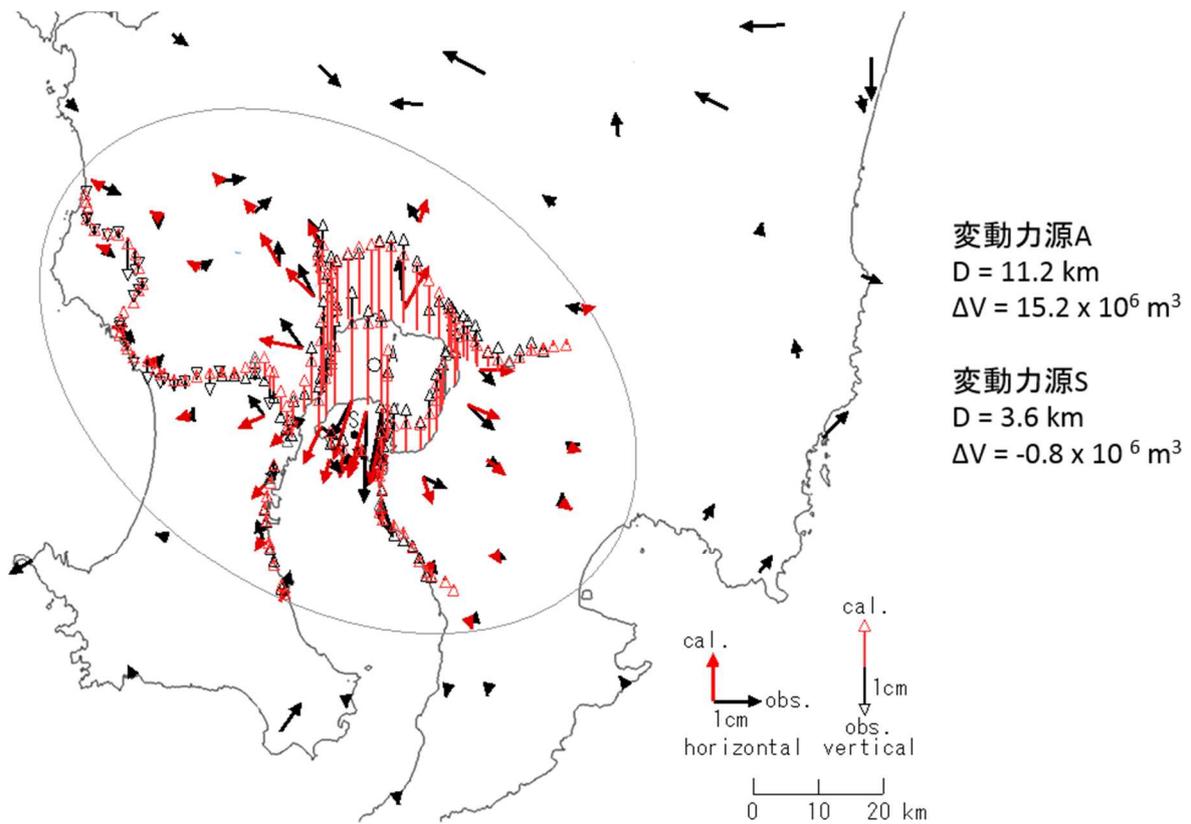


出典) DPRI (2020)⁶¹

図 2.3.15 始良カルデラの中央部の変動力源への積算マグマ供給量の時間変化

Figure 2.3.15 Time variation of integrated magma supply to the pressure source in the central part of Aira caldera

注) マグマ供給量の時間変化は密度を $2,500 \text{ kg/m}^3$ と $1,000 \text{ kg/m}^3$ とした場合について示す。火山灰放出量 (棒グラフ) も併せて示した。

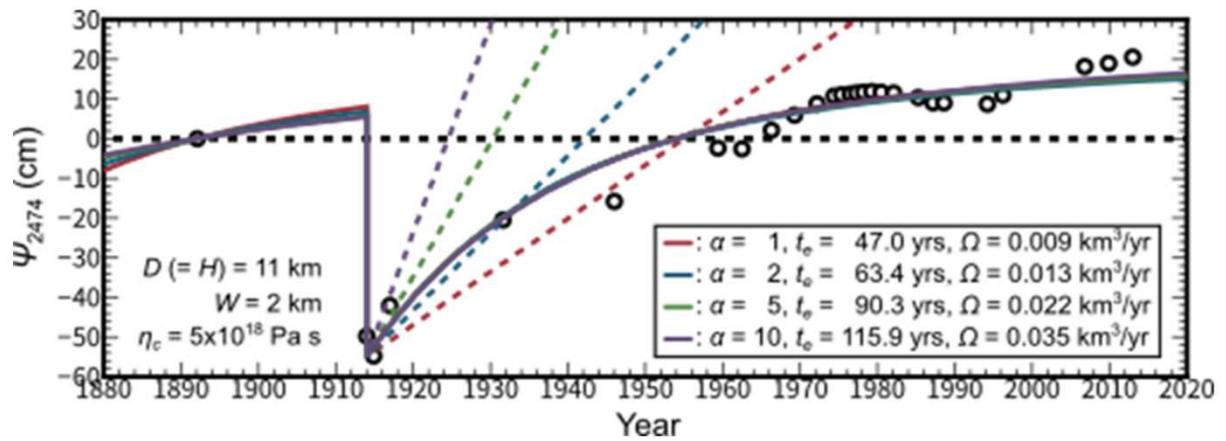


出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.16 茂木モデルによる変動力源解析 (水平変位と鉛直変位の統合)

Figure 2.3.16 Pressure source analysis using the Mogi model (integration of horizontal and vertical displacements)

注) 黒矢印：変位の観測値、
 赤矢印：モデルから予測される変位、
 A：始良カルデラ下の圧変動力源の位置



出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.17 鉛直相対変位の時間変化

Figure 2.3.17 Time variation of vertical relative displacement

注) $D = H = 11 \text{ km}$, $W = 2 \text{ km}$, $\eta_c = 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ 。

(赤) $\alpha = 1$, $t_c = 47 \text{ yr}$, $\Omega = 0.009 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、

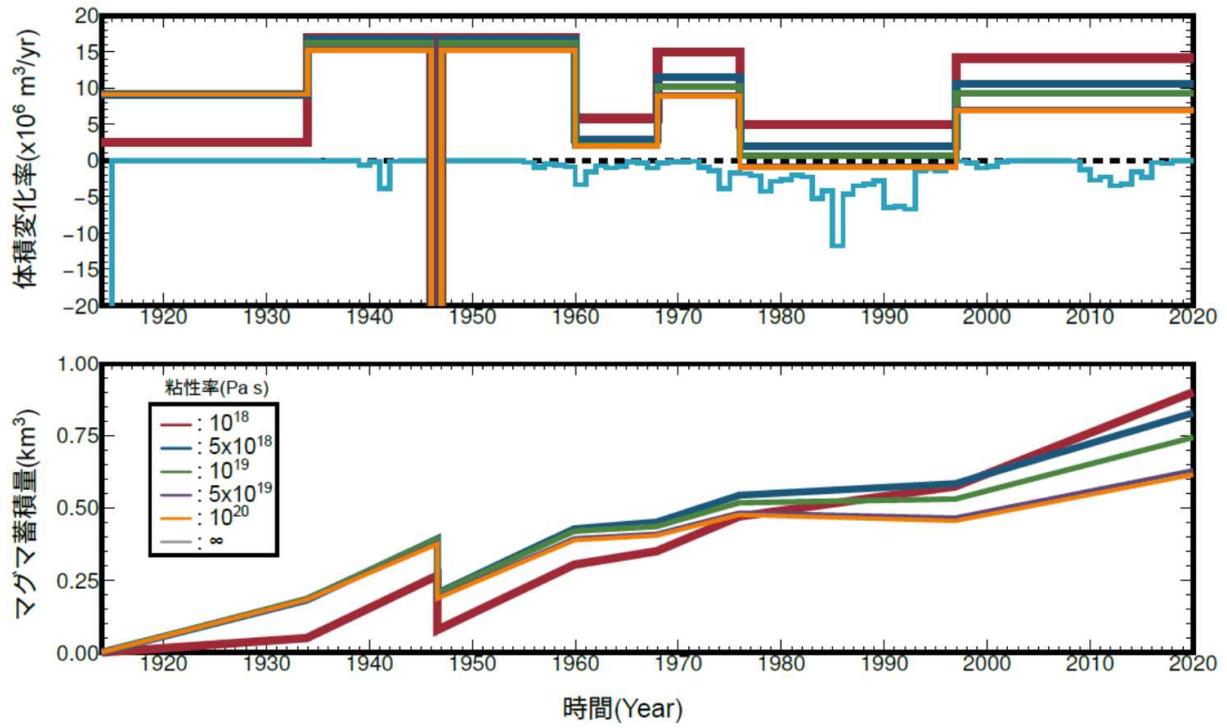
(青) $\alpha = 2$, $t_c = 63.4 \text{ yr}$, $\Omega = 0.013 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、

(緑) $\alpha = 5$, $t_c = 90.3 \text{ yr}$, $\Omega = 0.022 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、

(紫) $\alpha = 10$, $t_c = 115.9 \text{ yr}$, $\Omega = 0.035 \text{ km}^3/\text{yr}$ 。

点線は大正噴火以降の弾性体モデルの振る舞い。

モデルパラメータは最適粘弾性モデルに従う。



出典) DPRI (2021)⁶²

図 2.3.18 定置位置を一定と仮定したシル状マグマ溜まりの 1914 年噴火以降の体積変化率と相対的なマグマ蓄積量

Figure 2.3.18 Volume change rate and relative magma accumulation in the sill-like magma reservoir since the 1914 eruption, assuming the fixed position is constant

2.3.3 カルデラ火山の地球化学的調査

平成 30 年度までに実施した調査⁴において、カルデラ火山のマグマ供給系の空間的広がり
とマグマ起源の揮発性物質（H₂O、CO₂、Cl、S 等の成分）のフラックスを検出する手法を検討
することを目的に、阿蘇カルデラにおいて深部流体（地下水やガス）の化学組成や同位体分析
を実施し、マグマの揮発性成分の化学形態や同位体濃度比等とマグマの種類（熔融過程若しく
は固化過程）を判別する指標となり得ることを示唆する調査結果が得られた。そのうえで、い
くつかのマグマの種別判定方法^{46、54}の中で C/Cl 比を用いたマグマの状態推定手法の適用性を
中心に検討した。

これらの結果を踏まえ、平成 31 年度からのプロジェクトでは、マグマ起源の揮発性物質の
フラックスの化学形態や同位体組成比等を用いた手法のマグマの種別判定に資する指標とし
ての適用性の検討を進めている。

平成 31 年度からの研究^{1、2}では、検討を行う対象は九重火山とした。その理由として、第一
に、九重火山は阿蘇カルデラに隣接しており相互のデータを利用した検討が行いやすいこと、
第二に、周囲に古い先九重火山があり、九重火山自体は最近の 10 万年間で西部から東部に活
動中心を移動している活動履歴を持つ。そのため、地下におけるマグマ活動の累積による問題
が少ないと考えられ、マグマの種別判定方法のうち C/Cl 法の適用性評価に適している火山の
一つと考えられることが挙げられる。平成 30 年度までの研究の結果、九重火山の活動期（年
代等）と C/Cl 比に関係あることがみえてきた。すなわち、火山活動期が古いほどその周辺の地
下水の C/Cl 比が低く、活動期が新しいほど C/Cl 比が高い傾向がある。ただし、採取した地下
水は湧水等であるので、地下水の流動によって火山体から離れたところに影響が出現する。そ
のため、地下水流動についても考慮したうえでマグマ起源成分の供給場所について検討したと
ころ、以下に示すマグマ溜まりの状態が推定された。

1) 活動期が 15ka より若い時期に関連する地下水は、C/Cl 比が 10-10,000 の範囲にあり、火
山活動史を考慮すると、マグマ溜まりは苦鉄質マグマの供給活動に相当すると推定される。

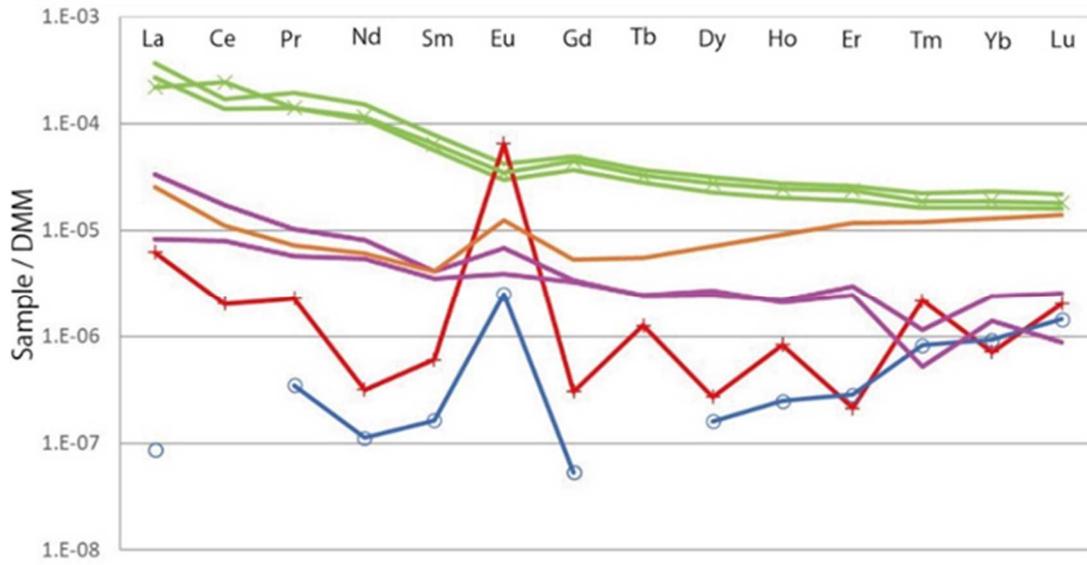
2) 活動期が 15~54 ka の期間では、C/Cl 比が 1-100 の範囲にあり、火山活動史を考慮する
と、マグマ溜まりでは、苦鉄質マグマの供給による珪長質マグマの発生・熔融状態にあると推
定される。

3) 活動期が 83 ka より古い時期及び先九重火山では、C/Cl 比が 0.01-10 の範囲にあり、火
山活動史を考慮すると、新しいマグマの供給がなく、過去に活動した苦鉄質もしくは珪長質マ
グマは固化している状態と推定される。

次に、精度向上に向けた検討として、地下水の希土類元素組成の分析によるマグマの種別判
定方法を検討した。希土類元素を用いる利点として、他の化学成分に比べて深部から上昇する
マグマ起源熱水流体の履歴を保持している可能性があるためである。試料の採取はカルデラ火
山体内部だけでなく、その周辺も含めて行い、地下水の希土類元素組成を比較することで、地
下水に含まれるマグマ起源熱水流体を海水や天水から識別し、母岩あるいはマグマに関する情
報を得ることができる。これまでに希土類元素を測定するため、トリプル四重極 ICP-MS を導

入し、地下水中にごく微量に溶存する希土類元素定量分析のルーチン化に向けて分析手法を構築し、有効性を確認した。温泉水は、高マトリックス溶液である上、溶存する希土類元素はごく微量（ppt～ppb レベル）であるため、高精度で多試料を測定するための装置の最適化及びスパイク法を適用した。この分析手法を用いて C/Cl 比及び放射性塩素同位体比（ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比）を用いたマグマの種別・状態推定に関する知見が得られている阿蘇カルデラ及び周辺地域で採取された地下水の定量分析を実施し、これまで 51 試料について希土類元素組成を測定した（代表的な結果を図 2.3.19 に示す）。

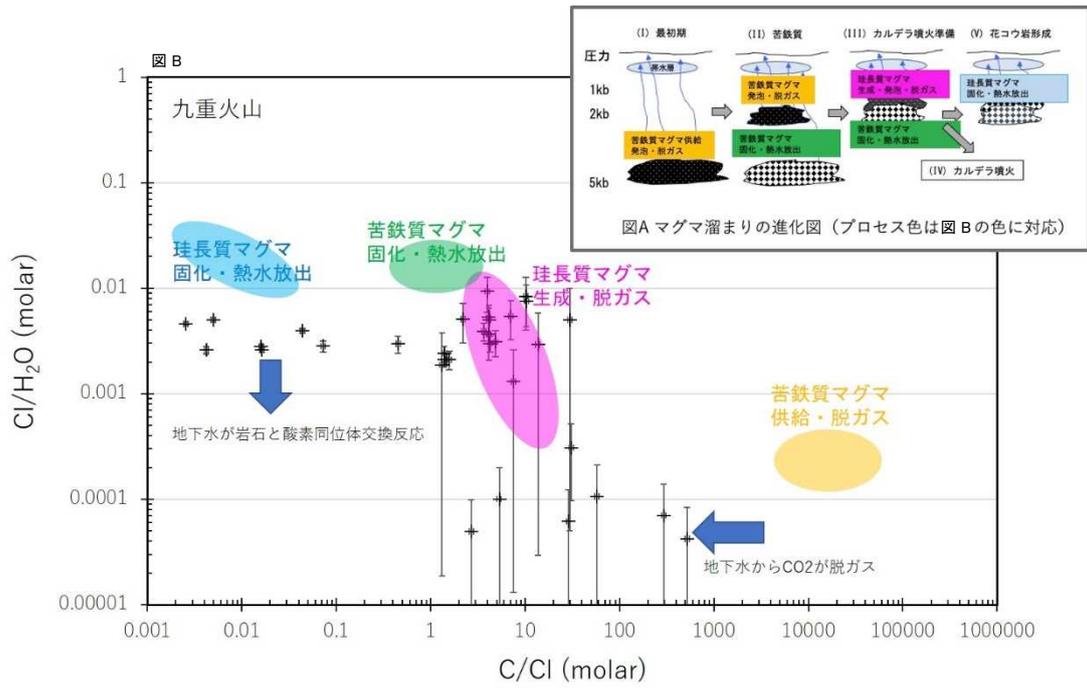
さらに、マグマ溜まり進化モデル（図 2.3.20 の図 A）に基づき各マグマ溜まりの状態に対応する放出熱水の C/Cl 比と Cl/H₂O 比について再検討した。溶融マグマが発泡し熱水流体が放出された場合は、低い Cl/H₂O 比、すなわち低い Cl モル濃度と高い C/Cl 比を持ち、地下でマグマ固化に伴い放出された場合では、高い Cl モル濃度と低い C/Cl 比を持つ。さらに、珪長質マグマの発泡により放出される熱水流体は、苦鉄質マグマのそれよりも、Cl/H₂O 比が数倍～数十倍高くなることが示唆され、地下水に混入するマグマ起源熱水の Cl モル濃度が推定できれば、Cl/H₂O 法として、熱水放出源が苦鉄質か珪長質かを区別できる可能性があることを理論的に確認した。Cl/H₂O 法を取り入れて、九重火山の地下水の分析結果をみると、理論的に導かれる Cl/H₂O-C/Cl のバリエーション（それぞれのマグマ溜まりの状態に対応した色のついた領域）と分析結果とは調和的な傾向を示した（図 2.3.20 の図 B）。ゆえに、C/Cl 法のみを用いる場合よりも Cl/H₂O-C/Cl 法を組み合わせる方がマグマ溜まりの状態の予測精度を向上させることができる可能性が示された。



出典) AIST (2021)²

図 2.3.19 阿蘇カルデラおよび周辺の水試料の代表的な希土類元素組成
(枯渇マントル値で規格化)

Figure 2.3.19 Typical rare earth element composition of water samples from Aso caldera and surrounding area (standardized by the value of deplete mantle)



出典) AIST (2021)² に加筆

図 2.3.20 九重火山における Cl/H₂O-C/Cl 法の適用の例

Figure 2.3.20 Examples of application of Cl / H₂O-C / Cl method at Kuju volcano

2.4 観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討

上記の 2.1~2.3 の知見を基に、カルデラ火山の噴火の準備段階から噴火に至るまでのマグマプロセスのモデル・シナリオを作成する。具体的には、過去の火山活動の変遷、噴出物の組成変化からマグマの蓄積過程（定置位置及び定置時間の変化）、噴火直前のマグマ定置位置及び最小定置時間等の情報から、巨大噴火マグマのプロセス、噴火に至るシナリオを作成する。また、カルデラの火山性地殻変動と地下構造の関係を基礎とする地殻変動モデルに基づき、地殻変動に対する地下のマグマの上昇や貫入、蓄積速度の大幅な変化等に関する解釈を示し、カルデラ火山の静穏な状態からの変化の有無を判断するための観測項目を、地球化学的な観測手法も含めて検討する。そして、噴火に至るシナリオと観測項目とを合わせて現状評価の考え方を提案する。

2.4.1 過去に巨大噴火を起こした火山の噴火に至る準備過程の検討

本調査・研究では、巨大噴火に至る準備過程として、火山活動の変遷を地質学的調査から理解するとともに岩石学的な調査を基にしたマグマの化学組成、温度・圧力条件等の物理的・化学的条件の変遷を理解し、噴火に至るシナリオを検討している。

これまでの調査で、支笏カルデラ、阿蘇カルデラ、始良カルデラ等の活動履歴やそれに伴うマグマプロセスが明らかになりつつある。例えば、支笏カルデラは約 40 ka の巨大噴火以前の火山活動として、約 50~60 ka に VEI 5~6 クラスの比較的大きな 3 回の噴火を起こしている（図 2.4.1）。阿蘇カルデラは約 120 ka の阿蘇 3 噴火以降、比較的小規模な噴火を繰り返し、約 90 ka の阿蘇 4 噴火に至っている（表 2.1.1）。始良カルデラは、約 30 ka の入戸火砕流噴火以前の活動として、約 90 ka の福山噴火を含め 9 回の噴火が確認されている（図 2.4.2）。

これらの火山において確認された噴出物に着目すると、支笏カルデラでは先カルデラ期の活動とカルデラ形成期を関連づける証拠は現時点では得られていない。一方、阿蘇カルデラでは、阿蘇 3 噴火後に噴出したマグマは苦鉄質に変化し、阿蘇 4 噴火に向かって珪長質へと変化していることが示された。このことから、阿蘇 3 噴火によりマグマ供給系がリセットされ、その後、珪長質マグマの蓄積を継続したと考えられる。なお、これらの推移は、層序関係から推定しており具体的な数値年代は得られていない。始良カルデラは、阿蘇の場合とは異なり、約 90 ka の福山噴火から珪長質マグマを噴出し続け入戸火砕流噴火に至っている。これらのマグマの全岩化学組成、液相濃集元素である Y・Zr のトレンドは同一線上にあり（図 2.2.1）、入戸火砕流噴火を起こしたマグマは福山噴火以降に蓄積を開始していたと解釈できる。

このように、巨大噴火に至る準備過程を先カルデラ期火山活動の変遷と関連づける共通項を見いだすことは難しい。一方で、巨大噴火で噴出するマグマは珪長質マグマであること、大量のマグマを短時間で噴出し噴火後には大規模なカルデラ地形が形成される等、巨大噴火特有の共通の現象がある。次に、珪長質マグマの蓄積過程や物理化学的条件の変遷を基に巨大噴火の準備過程を整理した。

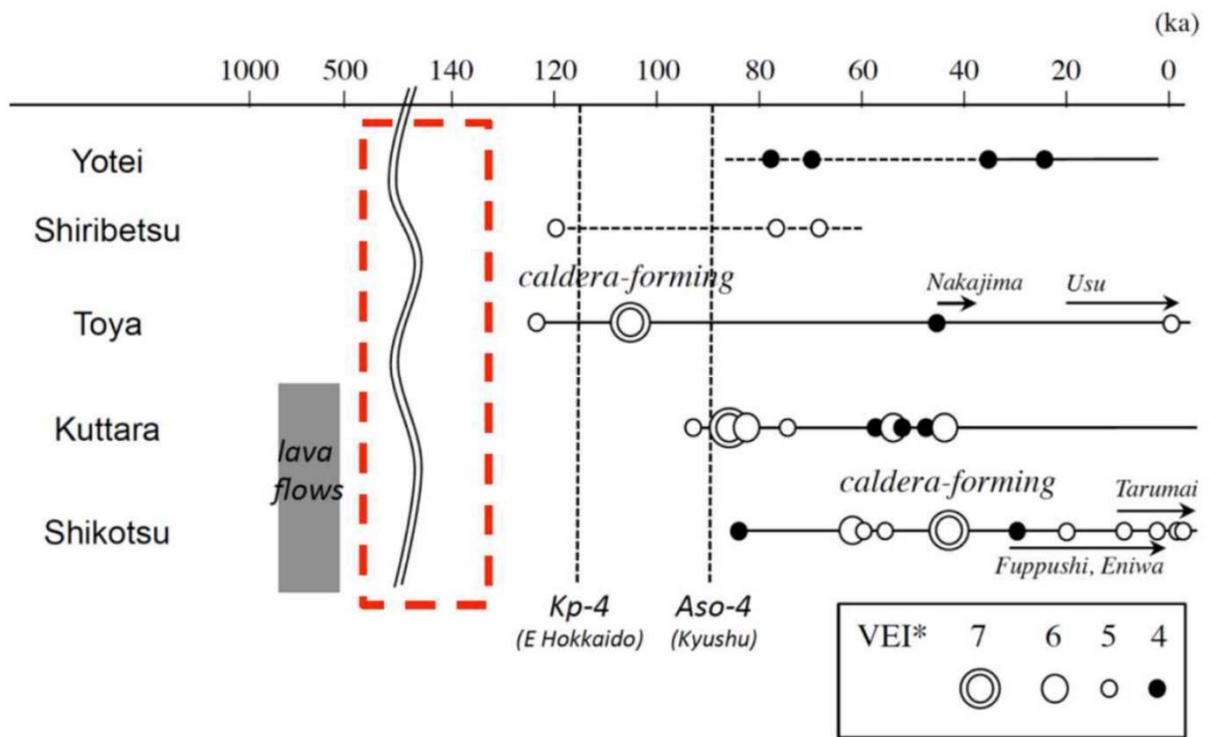
これまでの調査で、前述の始良カルデラ等いくつかの巨大噴火直前のマグマ溜まりの定置位

置を推定するためのマグマの温度・圧力条件が得られ、その圧力条件から概ね 10 km 以浅に蓄積していたと推定された。例えば、始良カルデラでは、メルト包有物の含水量や斑晶鉱物の熱力学的解析から推定した結果、温度・圧力条件は 740~770 °C、100±50 MPa（深度 4±2 km）と見積もられた。鬼界カルデラでは、メルト包有物の含水量と CO₂ 含有量から 868~917 °C、128±46 MPa（深度 5±2 km）と推定された。十和田カルデラの噴火エピソード N の温度・圧力条件は、高温高压実験により 850 °C、170 MPa（1.7 kb）（深度 6 km）と推定され、メルト包有物の含水量から推定した圧力条件約 100~156 MPa（深度 4~7 km）と類似した結果が得られている。

一方、定置時間については、支笏カルデラについて Opx 斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間⁸⁰から推定された。Opx 斑晶の中心部累帯構造の Fe-Mg 拡散時間は、噴火ユニットによらず 100~1,600 年と見積もられ、100~500 年あたりに集中する結果が得られている。始良カルデラについては、Qtz 中の Ti の拡散速度⁸¹から見積もられ、最後のマグマ溜まり内の化学組成や温度・圧力条件が変化してから噴出までは数年程度という短い時間スケールが得られている。

現時点で巨大噴火の準備過程として得られている知見は限られているが、次のようなシナリオが考えられる。

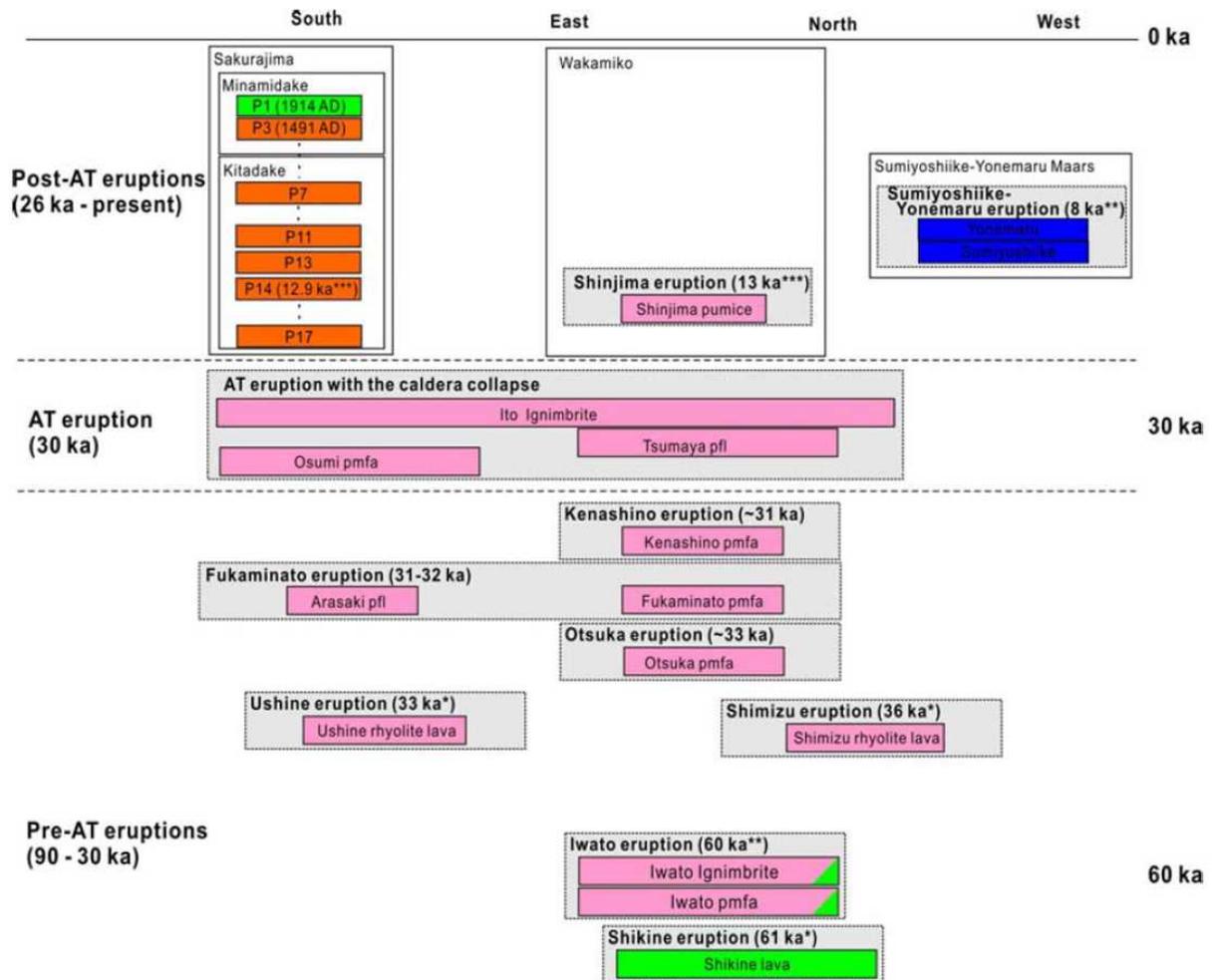
巨大噴火を起こす火山では、大規模なマグマ溜まりを地表から 4~10 km 程度の深さに形成する。マグマ溜まりは単一とは限らず、複数のマグマ溜まりが生成し、何らかのトリガーでこれらが混合する、又は各マグマ溜まりが同時に噴出することにより、巨大噴火に至ると考えられる。マグマ溜まりの定置時間や変化については、知見の蓄積を継続した上で、議論する。



出典) AIST (2020)¹

図 2.4.1 支笏-洞爺地域の活動履歴

Figure 2.4.1 Activity history of the Shikotsu-Toya region



出典) Geshi (2020)⁷⁹

図 2.4.2 始良カルデラの活動履歴
Figure 2.4.2 Activity history of Aira caldera

2.4.2 過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価の検討

国内にある過去に巨大噴火起こした火山の多くは、後カルデラの火山活動を伴っているため、カルデラ近傍等で局所的な地殻変動が観測されるケースはあるが、地殻変動がカルデラ周辺を含む広域に起こっているケースは少ない。

本章では、広域な地殻変動が観測されている始良カルデラにおいて、マグマ溜まりと推察される地震波低速度領域の体積を算出し、その体積変化を捉えることを目的とした長期連続反射法探査の結果、カルデラ周辺及び海底下の地殻変動観測と地殻変動シミュレーションモデルによる解析を組み合わせて、地殻変動に対する地下のマグマの状態変化（上昇や貫入、蓄積速度の大幅な変化等）に関する解釈を与える。さらには、地球化学的な観測手法も活用し、過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価を検討する。

始良カルデラでは、地下 11~15 km 付近に推定体積 100 km³ 程度のマグマ溜まりが定置していると推定される。現在観測されている始良カルデラの広域な地殻変動は、主にこのマグマ溜まりの体積変化と考えられている。その主な理由は、1914 年の大正噴火や 1946 年の昭和溶岩の噴火等桜島火山で起こったイベントと地殻変動が連動していることにある。

始良カルデラの現状評価としては、カルデラ内にマグマの蓄積と推定される低速度領域（100 km³ 程度）が観測され、その体積変化（又は上昇）に伴う地殻変動が観測されているものの、2.4.1 の巨大噴火の準備過程である蓄積深度及び桜島火山噴出物の組成から推察して、巨大噴火が差し迫っている状態ではないと考えられる。始良カルデラの湧水を対象とした地球化学的な調査により、蓄積しているマグマの種別（苦鉄質 or 珪長質）まで推定することが可能になれば、カルデラ周辺の湧水変化と合わせてマグマ蓄積過程での組成変化も考慮することができると考えられる。

現在、国内のカルデラ火山においてカルデラ周辺にまで及ぶ広域な地殻変動が観測されている事例は報告されていない。今後、広域な地殻変動が観測されるような場合においては、シミュレーションモデルによる変動力源の位置を推定するとともに、地下構造の探査を行う必要があると考えられる。

現時点で、過去に巨大噴火を起こした火山のモニタリングにおいて、地殻変動、地震活動、火山ガス等の一般的な観測項目以外に特筆するような項目は無い。むしろ、地殻変動観測により、ある程度の規模のマグマ溜まりの変化を捉えうることを示す観測結果が始良カルデラにおいて得られている。さらに、反射法探査を組み合わせることにより 10~15 km 程度の深度でも、その変化を観測することが期待できる。

2.4.3 単成火山群の活動評価に関する考え方

火山活動の長期的な火山活動の評価のうち、大規模火山を対象としたものではないものの、中小規模火山である単成火山群に関する活動評価について考え方を整理する。

2.1.3 で述べたように、単成火山の活動頻度の評価については、その特性に照らして確率論的手法をはじめとするいくつかの方法論が存在するが、その多くは原子力発電所の運用期間に対

して圧倒的に長い時間スケールを想定したものであり、本研究で対象としたい時間スケールでの活動評価に用いることはできない。従って、ここでは、単成火山はどのように形成されているのかという観点から、原子力発電所の火山影響評価に資する妥当な活動評価手法について検討する。

まず、なぜ富士山のように同じ火口から繰り返し噴火する複成火山ではなく、一度しか噴火しない単成火山が形成されるのか、言い換えれば、なぜ火山の形態に違いが生じるのかを考える。単成火山か複成火山を問わず、火山が形成されるためには、マグマが噴出することが必要である。地下深部で発生したマグマは、周りの岩石より密度が小さく、また液体であるため移動しやすいことから、浮力によって地殻内を上昇する。この上昇メカニズムとして“ダイヤピルによる上昇”^{82, 83}などが考えられている。上昇したマグマは、一般的にはそれぞれのマグマの浮力に応じた浮力中立点においてマグマ溜まりを形成する⁸⁴。このマグマ溜まりがどのような形態であるかが、最終的に噴出した際の火山の形態を左右することが知られており、それを支配するのは、地殻内の差応力であると考えられる³⁴。具体的には、地殻における差応力が大きい地域ほどマグマ溜まりが地下で板状に広がって岩脈となり、火道が分散するため単成火山になりやすい。特に引張場で差応力が大きい地域では単成火山群を形成すると考えられる^{85, 86}。一方で差応力の小さい地域では火道が集中してパイプ状になり、複成火山が形成されると考えられている。

これらのことから、マグマが地上に噴出する際に“複成火山”的な振る舞いをするのか“単成火山”的な振る舞いをするのかの違いは、地殻内の応力状態に依存して火道が集中する（複成火山の形成）か、分散する（単成火山群の形成）かの違いに過ぎず、火山活動そのものを評価するという観点では、火山の形態の違いに基づく活動可能性に関する議論は本質的ではないといえる。火山活動を評価するということは、言い換えれば、一連のマグマ活動を評価するということになるので、“現時点で噴火履歴が1回のみである火山”の活動評価を行うには、まず、その“火山”が周辺の火山を含めて“単成火山群”を構成していないかを確認したうえで、“単成火山群”を一つの“複成火山”とみなして活動評価を行えば、火山活動場として活動の妥当な評価ができるものと考えられる。一方、ある“現時点で噴火履歴が1回のみである火山”が“単成火山群”を構成していない、もしくは現時点での研究では不明の場合、活動を開始して間もない同じ火口から繰り返し噴火する“複成火山”に進展する可能性もある。この場合は、現時点の知見では、複成火山の寿命や類似ケースを参照しながら評価することが考えられる。なお、火山の寿命についても現時点の知見で精緻な議論をすることは難しいが、多くの複成火山においては、火山地形の観点から数万～数十万年⁸⁷、地質学的・岩石学的研究から検討された火山発達史の観点からは50～60万年以下の活動期間⁸⁸を持つことが解ってきている。一方、単成火山群については、例えば、横田単成火山群では、約2.2 Ma～約1 Maの約120万年間の活動期を持ち、間欠的ながらほぼ連続的に噴火が起こっていることが報告されている⁸⁹。また、前述のハンガリーのBakony-Balaton Highland Volcanic Fieldでは、6回の活動期のうち最長のものは約110万年間と報告されており³⁶、複成火山と比較すると最長で数倍

程度の活動期間となる可能性がある。

いずれにせよ、火山活動評価においては、単成火山か複成火山かを焦点に評価を行うのではなく、対象火山の過去の活動履歴を可能な限り正確に把握したうえで、火山の寿命を参照するとともに将来の活動可能性を評価するためには、地下のマグマの状態を把握することが重要となると考える。

3. 結論

3.1 成果の要点

本プロジェクトでは、巨大噴火を起こした火山を中心に、過去の大規模噴火に至るまでの準備・開始プロセスについての知見を蓄積し、過去に巨大噴火を起こしたカルデラ火山の長期的な活動を評価すると共にマグマ・火山活動に関するデータを蓄積し、火山活動を捉えるための観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方を検討するため、平成 31 年度から令和 5 年度まで実施期間において火山影響評価技術に関する安全研究を実施している。各研究実施項目において令和 2 年度までに以下の成果を得た。

(1) 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究

過去の火山活動に関する詳細な噴火履歴を調べ、噴火進展プロセス等の火山の特性について知見を蓄積するため、噴出物の分布や層序を地質調査やボーリング調査から詳細に解析し、始良カルデラ、洞爺・支笏火山エリア及び阿蘇カルデラでの調査・研究を行った。その結果、巨大噴火に至る過程で、珪長質マグマが巨大噴火の数千年前から断続的に噴出するパターン（入戸火砕流噴火）^{1,2}、巨大噴火の直前に断続的に噴出するパターン（阿蘇 4 噴火）^{1,2}、巨大噴火直前には噴出しないようなパターン（洞爺噴火）^{1,2}が先行研究での知見と併せて検討したことで認識できた。

また、降灰時の火山灰の空間密度、凝集効果と粒径に関する特性を地質調査や観測から詳細に解析し、降灰時のプロセス等の知見を蓄積するため、桜島火山において降灰中の火山灰の観測、樽前火山において噴出物を対象に地層に挟在する火山噴出物の調査を行った。その結果、観測において、火山灰粒子の多くが凝集して降下していたと考えられるケースが認められ、地質調査においても火山灰が凝集して降下したと考えられるケースが認められた。これらのことから、降灰時の火山灰の凝集は、降下火砕物の影響評価の際の留意事項として認識しておく必要がある。

また、単成火山の活動評価に資する知見を蓄積するため、活動頻度の評価の方法論及び単成火山の形成及び活動履歴に関する文献調査を行い、大規模カルデラとの違いについて整理した。

(2) 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

過去に巨大噴火が発生した火山がその噴火に至るまでのマグマプロセスを解明するための岩石学的な調査として、マグマの温度・圧力条件や組成の変化からマグマの時空間変化を調べ、噴火の準備段階におけるマグマ状態の変化（深さ、滞留時間）に関する知見を蓄積するため、始良カルデラ、洞爺・支笏火山エリア、十和田カルデラ、阿蘇カルデラ及び鬼界カルデラでの調査・研究を行った。その結果、巨大噴火に関連するマグマ溜まりの温度は、740～770℃（始良）^{1,2}、810℃以上ないし 890℃以上（鬼界）^{1,2}、圧力条件は、50-150 MPa（始良）^{1,2}、100-230 MPa ないし 110-190 MPa（鬼界）^{1,2}が得られ、マグマ溜まりの深さとしてはいずれも深さ 10 km より浅い位置に形成していたことが示唆された。

また、カルデラ噴火によってマグマ溜まりが入れ替わるケースないしカルデラ噴火自体に異なるマグマ溜まりが関与したケースが時空間変化から確認された。

(3) 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究

カルデラ火山の観測手法に関する知見を蓄積するため、地震波速度構造探査、反射法探査、ネットワーク MT 法による地球物理学的手法、地殻変動シミュレーション及び深部流体等の分析手法に基づく地球化学的手法の調査・研究を実施した。その結果、これまで蓄積した始良カルデラでの地震波観測データから解像度 4 km の地震波速度構造が得られ、S 波低速度領域の体積推定の精度が向上した^{61, 62}。また、人工地震による反射法探査の基礎実験においてターゲットとする深さからの反射波が得られ、長期連続反射法探査の有効性を確認した^{61, 62}。地殻変動とマグマの時空間変化の検討として、1975 年以降のシミュレーションによる体積変化率を検討した^{61, 62}。ネットワーク MT 法については阿蘇カルデラにおいてその有用性の検討と予備解析を行い、今後の観測計画を検討した^{1, 2}。地球化学的手法については、これまでマグマの種別判別方法の一つとして提案されている C/Cl 法に、希土類元素組成分析等を組み合わせた方法を検討した^{1, 2}。

(4) 観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討

上記の(1)～(3)の知見に基づいて、過去に巨大噴火を起こした火山の噴火に至る準備過程の検討、過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価の検討及び単成火山群の活動評価に関する考え方の検討を行った。

3.2 目的の達成状況

本研究プロジェクトの 4 つの目的に対して、令和 2 年度までに上記の通りの成果を得た。具体的な達成状況は以下のとおりである。

(1) 地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究

始良カルデラ、洞爺・支笏火山エリア及び阿蘇カルデラにおいて、噴出物の分布や層序を地質調査から詳細に解析し、噴火進展プロセス等の火山の特性について知見のいくつかを蓄積できた。また、降下火山灰に対する地質調査や観測から、降灰時の火山灰の空間密度、凝集効果と粒径に関する特性に関する知見のいくつかを蓄積できた。

(2) 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

始良カルデラ、洞爺・支笏火山エリア、十和田カルデラ、阿蘇カルデラ及び鬼界カルデラの噴出物を研究対象として、マグマの温度・圧力条件や組成の変化からマグマの時空間変化を調べ、噴火の準備段階におけるマグマ状態の変化（深さ、滞留時間）に関する知見のいくつかを蓄積できた。

(3) 地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究

始良カルデラを研究対象として、地震波速度構造の解像度の向上、長期連続反射法探査の有効性が確認できた。また、地殻変動シミュレーションでの検討を進めた。地球化学的手法に関しては、マグマ種別判別方法の精度向上を図った。

(4) 観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方の検討

上記の(1)～(3)の知見に基づいて、過去のカルデラ火山の長期的な活動を評価すると共に観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方が整理できはじめた。

3.3 成果の公表等

3.3.1 原子力規制庁の職員が著者に含まれる公表

(1) その他

- ① 広井良美、安池由幸「十和田火山八戸噴火のマグマ溜まりの温度圧力条件の推定」、日本火山学会 2020 年秋季大会 神戸大学、令和元年 9 月（一部前フェーズの成果を含む）
- ② 西来邦章、永田直己、広井良美「等層厚線図を利用したテフラの初生粒径分布の推定手法の検討」、日本火山学会 2020 年秋季大会 神戸大学、令和元年 9 月（一部前フェーズの成果を含む）
- ③ 佐藤勇揮、広井良美、宮本 毅、「十和田火山におけるマグマ活動史：その 1 カルデラ形成期の岩石学的検討」、日本火山学会 2020 年秋季大会 オンライン、令和 2 年 10 月
- ④ 広井良美、佐藤勇揮、宮本 毅、「十和田火山におけるマグマ活動史：その 2 カルデラ形成期中規模噴火」、日本火山学会 2020 年秋季大会 オンライン、令和 2 年 10 月

3.4 成果の活用等

現在は、本プロジェクトの中間段階であり、今後、成果を公表論文にすることで、原子力発電所の火山影響評価ガイドへの追記・改定等の活用が期待される。

3.5 今後の課題等

本研究は平成 31 年～令和 5 年まで継続する予定であり、現在で 2 年目が終了した。引き続き図 1.3.1 に示す全体行程表に従って各項目の知見を蓄積する予定である。

地質学的手法による火山噴火準備及び進展過程に関する調査・研究では、始良カルデラ、洞爺・支笏火山エリア、阿蘇カルデラ等の調査を継続し、巨大噴火に至る長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火自体の推移及びその時間スケールを制約するための知見の蓄積に資する。また、阿寒カルデラについては、R2 年度に取得したボーリングコアの分析を行う。

降灰プロセス等に関する知見の蓄積については令和 3 年度まで観測を継続し、その成果を取りまとめるとともに、地質調査による成果と併せて降灰濃度の推定において凝集の効果を評価

項目として挙げる必要があるかどうかの判断を行う。

岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究では、始良カルデラ、洞爺・支笏火山エリア、阿蘇カルデラ等の調査・研究においてマグマ滞留時間等の時間スケールの知見の取得を行うとともに、令和3年度にはマグマの成因についての基礎的な検討に着手する予定である。

地球物理及び地球化学的手法による観測手法に関する調査・研究では、地震波速度構造の解像度の向上（3 km）、長期連続反射法探査及びネットワーク MT 法観測の実施、マグマ種別判別手法の検討を行い、カルデラ火山の観測手法に関する知見の蓄積に資する。また、十和田カルデラの MT 法探査に着手し低比抵抗構造の検討を行う。

これらの調査・研究の成果に基づき、観測項目の検討及びそれらの関係についての考え方を取りまとめる。

参考文献一覧

- 1 国立研究開発法人産業技術総合研究所、“平成31年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究”、p.289、2020.
- 2 国立研究開発法人産業技術総合研究所、“令和2年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究”、p.307、2021.
- 3 国立大学法人茨城大学、“令和元年度原子力規制庁委託成果報告書 古地磁気学的手法を用いた噴火現象の時間進展プロセスに関する研究”、p.176、2020.
- 4 原子力規制庁長官官房技術基盤グループ、“安全研究成果報告書 火山影響評価に係る科学的知見の整備”、p.193、2019.
- 5 S. Aramaki, “Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, pp.8485-8501, 1984.
- 6 町田洋、新井房夫、“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、p.336、2003.
- 7 上野龍之、“入戸火砕流堆積物に認められる石質岩片濃集部の特徴と形成機構”、日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要、Vol. 42、pp.129-147、2007.
- 8 長岡信治、奥野充、新井房夫、“10万~3万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史”、地質学雑誌、Vol. 107、pp.432-450、2001.
- 9 VC. Smith, RA. Staff, SPE. Blockley, R. Bronk, C., T. Nakagawa, DF. Mark, K. Takemura, and T. Danhara, “Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 67, pp.121-137, 2013.
- 10 長谷川健、望月伸竜、大岩根尚、“堆積物から超大規模噴火の継続時間を読みとる方法”、地学雑誌、Vol. 127、pp.273-288、2018.
- 11 望月伸竜、長谷川健、中川光弘、“支笏カルデラ噴火堆積物の古地磁気学的測定：大規模噴火堆積物の時間間隙の推定へ向けて”、日本地球惑星科学連合大会、SEM17-09、2018.
- 12 K. Hirooka, “Archaeomagnetic Study for the Past 2,000 Years in Southwest Japan”, *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of geology and mineralogy*, Vol. 38, No. 2, pp.167-207, 1971.
- 13 M. Amma-Miyasaka, D. Miura, M. Nakagawa, S. Uesawa, R. Furukawa, “Stratigraphy and chronology of silicic tephra in the Shikotsu-Toya volcanic field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in southwestern Hokkaido”, *Quaternary International*, Vol. 562, pp.58-75, 2020
- 14 宮坂瑞穂、中川光弘、“支笏火山61ka 社台噴火の噴火推移-トレンチ調査およびボーリング調査による再検討-”、地学雑誌、Vol. 127、pp.229-246、2018.

- 15 中川光弘、宮坂瑞穂、富島千晴、松本亜希子、長谷龍一、“支笏湖南方地域の火口近傍堆積物層序からみた46ka 支笏カルデラ形成噴火推移”、地学雑誌、Vol. 127、pp.247-271、2018.
- 16 Y. Goto, K. Suzuki, T. Shinya, A. Yamauchi, M. Miyoshi, T. Danhara, A. Tomiya, “Stratigraphy and lithofacies of the Toya ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera”, *Journal of Geography*, Vol. 127, pp.191–227, 2018.
- 17 小野晃司、渡辺一徳、“阿蘇火山地質図(5万分の1)”、火山地質図4、地質調査所、1985.
- 18 松本哲一、宇都浩三、小野晃司、渡辺一徳、“阿蘇火山岩類のK-Ar年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応-”、火山学会講演予稿集、no. 2、p.73、1991.
- 19 国立研究開発法人産業技術総合研究所、“平成28年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究”、p.565、2017.
- 20 小野晃司、松本徠夫、宮久三千年、寺岡易司、神戸信和、“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、p.145、1977.
- 21 Y. Miyabuchi, “A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan”, *Sedimentary Geology*, vol. 220, pp.169-189, 2009.
- 22 長橋良隆、吉川周作、宮川ちひろ、内山高、井内美郎、“近畿地方および八ヶ岳山麓における過去43万年間の広域テフラの層序と編年—EDS分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—”、第四紀研究、Vol. 43、pp.15-35、2004.
- 23 長橋良隆、佐藤孝子、竹下欣宏、田原敬治、公文富士夫、“長野県、高野層ボーリングコア(TKN-2004)に挟在する広域テフラ層の層序と編年”、第四紀研究、Vol. 46、pp.305-325、2007.
- 24 GPL. Walker, “The Taupo Pumice: product of the most powerful known (Ultraplinian) eruption?”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 8, pp.69-94, 1980.
- 25 SN. Carey, and H. Sigurdsson, “Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St-Helens volcano”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, pp.7061–7072, 1982.
- 26 EA. Parfitt, “A study of clast size distribution, ash deposition and fragmentation in a Hawaiian-style volcanic eruption”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 84, pp.197–208, 1998.
- 27 C. Bonadonna, and BF. Houghton, “Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits”, *Bulletin of Volcanology*, Vol. 67, pp.441–456, 2005.
- 28 PJ. Murrow, WI. Rose, and S. Self, “Determination of the total grain size distribution in a Vulcanian eruption column, and its implications to stratospheric aerosol perturbation”, *Geophysical Research Letters*, Vol. 7, pp.893–896, 1980.
- 29 古川竜太、中川光弘、“樽前火山地質図”、火山地質図15、地質調査総合センター、2010.
- 30 鈴木建夫、勝井義雄、中村忠寿、“樽前降下軽石堆積物Ta-b層の粒度組成”、火山第2集、

- Vol. 18、pp.47-63、1973.
- 31 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、“日本の火山（第3版）・200万分の1地質編集図”、地質調査総合センター、No. 11、2013.
- 32 IEM. Smith, and K. Nemesis, “Source to surface model of monogenetic volcanism: A critical review”, Geological Society London Special Publication, Vol. 446, SP446.14, 2017
- 33 K. Nakamura, “Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation -- principle and proposal”, Journal Volcanology and Geothermal Research, Vol. 2, pp.1-16, 1977.
- 34 高田亮、“クラックの相互作用からみた玄武岩質火山”、火山、Vol. 39、pp.155-168、1994.
- 35 S. Alaníz-Álvarez, A. Nieto-Samaniego, and L. Ferrari, “Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt”, Geology, Vol. 26, pp.591-594, 1998.
- 36 G. Kereszturi, K. Németh, G. Csillag, K. Balogh, and J. Kovács, “The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 201, pp.227-240, 2011.
- 37 Nuclear Waste Management Organization of Japan, “Spatial and Temporal Distribution of Future Volcanism in the Chugoku Region”, NUMO-TR-13-03, p.83, 2013.
- 38 CB. Connor, and LJ. Connor, “Estimating spatial intensity with kernel methods”, In: CB. Connor, NA. Chapman, LJ. Connor (Eds.), Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities, Cambridge University Press, pp.346-368, 2009.
- 39 DR. Cox, “Some statistical methods connected with series of events”, Journal of the Royal Statistical Society, Series B (Methodological) XVII (No. 2), pp.129-164, 1955.
- 40 C. Lantuéjoul, “Geostatistical Simulation: Models and Algorithms”, Springer, Berlin, p.256, 2002.
- 41 Bechtel SAIC Company, LLC, “Characterize Framework for Igneous Activity at Yucca Mountain Nevada”, ANL-MGR-GS-000001 REV 02, pp.210, 2004.
- 42 山元孝広、“地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全性評価ー事象のシナリオに基づく長期予測の方法論ー”、Synthesiology、Vol. 4、No. 4、pp.200-208、2011.
- 43 EI. Smith, DL. Keenan, and T. Plank, “Episodic volcanism and hot mantle: implications for volcanic hazard studies at the proposed nuclear waste repository at Yucca Mountain, Nevada”, GSA Today, Vol. 12, No. 4, pp.4-10, 2002.
- 44 J. Martí, C. López, S. Bartolini, L. Becerril, and A. Geyer, “Stress Controls of Monogenetic Volcanism: A Review”, Frontiers in Earth Science, Vol. 4, 2016.
- 45 W. Liu, J. Kung, and B. Li, “Elasticity of San Carlos olivine to 8 GPa and 1073 K”, Geophysical

- Research Letters, Vol. 32, pp.4, 2005.
- 46 国立研究開発法人産業技術総合研究所、“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”、p.560、2018.
- 47 Y. Hayakawa, “Pyroclastic geology of Towada volcano”, Bullitain of Earthquake Research
Institute, University of Tokyo, No. 60, pp.507-592, 1985.
- 48 K. Ito, T. Tamura, T. Kudo, and S. Tsukamoto, “Optically stimulated luminescence dating of
Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan”,
Quaternary International, Vol. 456, pp.154-162, 2017.
- 49 小岩直人、芝正敏、葛西優貴、“青森県屏風山砂丘地帯、館岡層中の十和田大不動テフ
ラのAMS¹⁴C年代”、第四紀研究、Vol. 46、pp.437-441、2007.
- 50 K. Horiuchi, S. Sonoda, H. Matsuzaki, and M. Ohyama, “Radiocarbon analysis of tree rings
from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study”, Radiocarbon, Vol. 49,
pp.1123-1132, 2007.
- 51 松山力、大池昭二、“十和田火山噴出物と火山活動”、十和田科学博物館、No. 4、pp.1-
64、1986.
- 52 中川久夫、松山力、大池昭二、“十和田火山噴出物の分布と性状”、東北農政局計画部、
p.48、1986.
- 53 工藤崇、小林淳、“概報 十和田火山,先カルデラ期~カルデラ形成期テフラの放射年代
測定”、地質調査研究報告、Vol. 64、pp.305-313、2013.
- 54 国立研究開発法人産業技術総合研究所、“平成30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”、p.486、2019.
- 55 T. Yamamoto, T. Kudo, and O. Isizuka, “Temporal variations in volumetric magma eruption
rates of Quaternary volcanoes in Japan”, Earth, Planets and Space, Vol. 70, No. 65, 2018.
- 56 工藤崇、“十和田湖地域の地質、第7章 十和田火山噴出物（中部更新統～完新統）”、
地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）、産総研地質調査総合センター、pp.114-153,
2019.
- 57 PD. Asimow, and MS. Ghiorso, “Algorithmic modifications extending MELTS to calculate
subsidius phase relations”, American Mineralogist, Vol. 83, No. 9, pp.1127-1132, 1998.
- 58 MS. Ghiorso, and RO. Sack, “Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and
internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrap- olation of liquid-
solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures”, Contributions to
Mineralogy and Petrology, Vol. 119, pp.197–212, 1995.
- 59 MS. Ghiorso, and GAR. Gualda, “An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with
rhyolite-MELTS”, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 169, No. 6, 2015
- 60 GAR. Gualda, MS. Ghiorso, RV. Lemons, and TL. Carley, “Rhyolite- MELTS: a Modified
Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems”, Journal of

- Petrology, Vol. 53, No. 5, pp.875–890, 2012.
- 61 京都大学防災研究所、“平成31年度原子力規制庁委託成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業”、p.329、2020.
- 62 京都大学防災研究所、“令和2年度原子力規制庁委託成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業”、p.000、2021.
- 63 八木原寛、井口正人、為栗健、筒井智樹、及川純、大倉敬宏、宮町宏樹、“諏訪之瀬島の火山体浅部3次元P波速度構造と爆発発生場”、火山、Vol. 55、pp.75-87、2010.
- 64 井口正人、他82名 “2008年桜島人工地震探査の目的と実施”、京都大学防災研究所年報、Vol. 52、No. B、pp.293-307、2009.
- 65 M. Hata, N. Matsushima, S. Takakura, M. Utsugi, T. Hashimoto, and M. Uyeshima, “Three-Dimensional Electrical Resistivity Modeling to Elucidate the Crustal Magma Supply System Beneath Aso Caldera Japan”, Journal of Geophysical Research – Solid Earth, Vol. 123, pp.6334-6346, 2018.
- 66 M. Uyeshima, “Application of network MT method to study of electrical conductivity structure in the eastern part of Hokkaido”, PhD thesis, Univ. of Tokyo, 1990.
- 67 上嶋誠、“通信回線網を用いて地球内部をのぞく試み-ネットワークMT法-”、電子情報通信学会誌、Vol. 78、No. 6、pp.584-588、1995.
- 68 Y. Sudo, and LSL. Kong, “Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan”, Bulletin of Volcanology, Vol. 63, No. 5, pp.326–344, 2001.
- 69 Y. Abe, T. Ohkura, T. Shibutani, K. Hirahara, S. Yoshikawa, and H. Inoue, “Low-velocity zone in the crust beneath Aso caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analyses”, Journal of Geophysical Research – Solid Earth, No. 122 pp.2013-2033, 2017.
- 70 国土地理院、“阿蘇周辺の地殻変動” 火山噴火予知連絡会会報、No.188、pp.106-110、2004.
- 71 石原和弘、高山鉄朗、田中良和、平林順一、“桜島火山の溶岩流（I）—有史時代の溶岩流の容積—”、京都大学防災研究所年報、Vol. 24、pp.1-10、1981.
- 72 佐々憲三、“地震予知に関する2,3の問題(II)（地殻変動について）” 京大防災研創立5周年記念論文集、pp.3-7、1956.
- 73 K. Mogi, “Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them”, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, Vol. 38, pp.99-134, 1958.
- 74 井口正人、高山鐵朗、山崎友也、多田光宏、鈴木敦生、植木貞人、太田雄策、中尾茂、“GPS観測から明らかになった桜島のマグマ活動”、京都大学防災研究所年報、Vol. 51、pp.241-246、2008.

- 75 J. Hickey, J. Gottsmann, H. Nakamichi, and M. Iguchi, “Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan”, *Scientific Reports*, Vol. 6, p.32691, 2016.
- 76 K. Ishihara, “A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic materials ejected”, *Abstract 1981 IAVCEI Symposium - Arc Volcanism*, p.143, 1981.
- 77 国土地理院、“霧島山”、第141回火山噴火予知連絡会、資料その1-2、pp.167-188、2018.
- 78 九州電力株式会社、“公共測量成果「令1九公第268号」”九州電力株式会社、2019.
- 79 N. Geshi, I. Yamada, and K. Matsumoto, “Accumulation of rhyolite magma prior to a caldera-forming eruption of the Aira caldera, Japan”, *Bulletin of Volcanology*, Vol. 82, No. 44, 2020.
- 80 ASR. Allan, DJ. Morgan, CJN. Wilson, and MA. Millet, “From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 166, no. 1, pp.143-164, 2013.
- 81 GAR. Gualda, AS. Pamukcu1, MS. Ghiorso, AT. Anderson Jr, SR. Sutton, and ML. Rivers, “Timescales of Quartz Crystallization and the Longevity of the Bishop Giant Magma Body”, *Plos One*, Vol. 7, e37492, 2012.
- 82 AE. Ringwood, “The petrological evolution of island arc systems: Twenty-seventh William Smith Lecture”, *Journal of the Geological Society*, Vol. 130, pp.183-204, 1974.
- 83 BD. Marsh, “Island arc development: Some observations, experiments, and speculations”, *The Journal of Geology*, Vol. 87, pp.687-713, 1979.
- 84 東宮昭彦、“実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ”、*月間地球*、Vol. 19、pp.720-724、1997.
- 85 中村一明、“火山とプレートテクトニクス”、東大出版会、p.323、1989.
- 86 高橋正樹、“大規模珪長質火山活動と地殻歪速度”、*火山*、Vol. 1、pp.33-42、1995.
- 87 守屋以智雄、“日本の火山地形”、東京大学出版会、p.135、1983.
- 88 J. Kimura and T. Yoshida, “Contribution of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary Lavas in the NE Japan Arc”, *Journal of Petrology*, Vol. 47, pp.2185-2232, 2006.
- 89 J. Kimura, T. Kunikiyo, I. Osaka, T. Nagao, S. Yamaguchi, S. Kakubuchi, S. Okada, N. Fujibayashi, R. Okada, H. Murakami, T. Kusano, K. Umeda, S. Hayashi, T. Ishimura, A. Ninomiya, and S. Tanase, “Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction”, *The Island Arc*, Vol. 12, 2003.

執筆者一覧

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門

安池 由幸 専門職

西来 邦章 技術研究調査官

廣井 良美 技術研究調査官

佐藤 勇輝 技術研究調査官