

RREP-2019-4001

安全研究成果報告

火山影響評価に係る科学的知見の整備

Development of Scientific Knowledge for Volcanic Hazard Assessment

安池 由幸 西来 邦章 廣井 良美

Yoshiyuki YASUIKE, Kuniaki NISHIKI, and Yoshimi HIROI

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)

令和元年 5 月

May 2019

本報告は、原子力規制庁長官官房技術基盤グループが行った安全研究プロジェクトの活動内容・成果をとりまとめたものです。

なお、本報告の内容を規制基準、評価ガイド等として審査や検査に活用する場合には、別途原子力規制委員会の判断が行われることとなります。

本レポート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

火山影響評価に係る科学的知見の整備

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

要 旨

本プロジェクトでは、低頻度の自然現象である火山活動が原子力施設に及ぼす影響を評価するための知見を得るため、以下の4項目について平成25年度から平成30年度まで調査・研究を行い、得られた知見を基に、長期の活動休止期間を持つ火山の活動評価の考え方、過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価の考え方及び地下構造の評価手法に関する考え方を取りまとめた。なお、①～③の研究の内、噴出物推定等に資する降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討を除いて、独立行政法人原子力安全基盤機構の委託研究（平成25年度火山活動の可能性評価基準及び火山モニタリング評価基準整備整備、受託先：独立行政法人 産業技術総合研究所及び平成25年度大規模噴火事例調査、受託先：国立大学法人 北海道大学）及び原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成26～30年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所、平成27年古地磁気方位決定による噴火間隔見積りに関する研究、受託先：国立大学法人 茨城大学、平成28年度大規模噴火の相対的時間推移に関する古地磁気学的研究、受託先：国立大学法人 熊本大学、及び平成29～30年度マグマ溜まりの形成・噴火プロセスの時間スケールに関する研究、受託先：国立大学法人 茨城大学）事業により実施した。

① 火山活動の評価のための調査・研究

国内にある56の火山について既往文献の情報を基に活動履歴を整理し、噴出量と時間関係を示す階段ダイヤグラムを作成した。これらの火山のうち、29火山について平均マグマ噴出率を算出し、噴出率が上昇あるいは下降傾向にあるかを判断するとともに、高噴出率期と低噴出率期の噴出物の組成変化をそれぞれ検討した。そして、大山火山や赤城火山を代表的な事例として、噴出率の変化の要因がマグマ供給系の違いによることを明らかにした。ま

た、過去に巨大噴火を起こした十和田カルデラ、支笏カルデラの噴火事例を詳細に調査し、前カルデラ期からカルデラ形成期を経て後カルデラ期に至るまでの噴火史、その期間中の噴出物の変遷を取りまとめた。支笏カルデラについては、噴火堆積物の産状や古地磁気学的検討から具体的なカルデラ形成噴火の推移として、プリニー式噴火から大規模な火砕流噴火を起こした後、有意な休止期間を経てカルデラ陥没に至ったことを示した。

② 噴火規模及び影響範囲推定のための調査・研究

過去に巨大噴火を起こした火山として、阿蘇カルデラ等の噴出物の岩石学的検討を行い、噴火直前のマグマの温度及び圧力条件から、噴火直前に留まっていたマグマの深さを推定した。その結果、調査したカルデラ火山はおおむね 10 km 以浅にマグマが蓄積していたことがわかった。巨大噴火の準備過程に関しては、十和田カルデラや支笏カルデラでは、九州の阿蘇や始良カルデラとは異なり、低噴出率期が継続した後にカルデラ形成噴火に至っていた。また、準備過程のマグマ組成の変遷やマグマ供給系の変化を推定した結果、九州の阿蘇カルデラ（阿蘇 4 噴火）や始良カルデラでは、噴出したマグマ組成に特徴が認められた。すなわち、阿蘇カルデラでの阿蘇 3 噴火（約 120 ka）から阿蘇 4 噴火（約 90 ka）にかけての時期には、噴出物のマグマ組成が苦鉄質から珩長質へ変化していくことが認められた。一方、始良カルデラでは、始良福山噴火（約 90 ka）以降にマグマ組成の大きな変化はなく、珩長質マグマを噴出し続けカルデラ形成噴火に至ったことが認められた。

噴出物推定等に資する降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討では、各種パラメータのうち、地質学的情報から検討可能な初期粒径分布について、既往研究の等層厚線図を用いた 2 つの推定方法を考案した。また、留意点として、試料採取の際には、等層厚線図を考慮したうえ、満遍なく広範囲で採取するのが良いことが示された。

③ 火山活動に係る地下構造評価手法のための調査・研究

カルデラ火山の活動を想定した地下のマグマ溜まりの状態（温度、圧力条件等）と広域地殻変動パターンに関する粘弾性緩和の効果を考慮した火山性地殻変動数値シミュレーションモデルを作成し、マグマ溜まりの形状や圧力変化、地下構造等の不確実さを踏まえた解析を行い、マグマ溜まりの存在条件と地殻変動量の関係を検討した。また、カルデラ火山の地下構造の調査として、阿蘇カルデラにおいて MT 法、始良カルデラにおいて地震波速度構造による地下構造調査をそれぞれ実施した。その結果、阿蘇カルデラでは、中岳の地下 2~9 km に低比抵抗領域が存在すること、始良カルデラでは、カルデラ中心付近の地下 15 km に低速度領域が存在することが明らかになった。

さらに、阿蘇カルデラの深部流体の化学組成を分析することにより、カルデラの中央及び南側に苦鉄質マグマが供給されていることを示唆する結果が得られ、現在の中岳の火山活動と整合することを示した。

④海外のカルデラ火山調査

海外のカルデラ火山として、イエローストーン、ロングバレー、カンピフレグレイ、タウポで発生したアンレスト事象と地下構造について調査した。

Development of Scientific Knowledge for Volcanic Hazard Assessment

Yoshiyuki YASUIKE, Kuniaki NISHIKI, and Yoshimi HIROI
Division of Research for Earthquake and Tsunami

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

Abstract

In this project, the following four items were studied to obtain the knowledge to evaluate the influence of the low frequency natural phenomenon of volcanic activity on the nuclear facilities.

Based on the findings obtained from this study, we have summarized the basic understanding on long-term evaluation of inactive volcanoes which have been inactive (resting) for a long period, evaluation of current status volcanoes that caused huge eruptions in the past, and concept on the evaluation method of underground structure. Of the 1 to 3 studies, it was conducted as a commissioned study except for the study on the parameter setting of the ash fall simulation.

(1) Research on evaluating the possibility of volcanic activity

We have surveyed the eruption histories based on the published information about 56 volcanoes in Japan and created cumulative magma volume-time diagrams. Based on the obtained information, the average magma discharge rate was calculated and it was judged whether the discharge rate was increasing or decreasing. The change of discharge rate was interpreted by examining the compositional change of the eruption products during the high discharge rate period and the low discharge rate period. Case studies of the Daisen volcano and the Akagi volcano were conducted. We clarified that the change of the discharge rate would be caused by the difference of magma supply system.

In addition, we investigated eruption details in the case of the Towada caldera and the Shikotsu caldera which underwent huge eruption in the past. As a result, we compiled the history of the volcanic activity and the eruption products from the pre-caldera period to the post caldera period via caldera formation period. This history also explained the sequence of the Shikotsu caldera eruption.

In the case of Shikotsu caldera, it was shown that the sequence of the huge eruption started from the large scale plinian eruption and shifted to the pyroclastic flow eruption and ended in the caldera collapse based on the investigation of the eruptive material. Furthermore, paleomagnetic study for the deposition of caldera forming eruption indicated that the caldera collapse occurred after significant time gap.

(2) Research on estimation of eruption scale and influence range

Petrological studies of the eruption products of a volcano that caused a huge eruption in the past were carried out. As a result, temperature and pressure conditions of the magma just before the eruption were obtained, and the accumulated depth of the magma was estimated. From this research, the depth of the accumulated magma which had caused a huge eruption was estimated to be 10 km or less.

In addition, as a result of estimating the transition of the magma composition and the change of the magma supply system during the preparation process of the huge eruption, the caldera formation eruptions in the case of the Towada caldera and the Shikotsu caldera were caused after the low discharge rate period continued.

On the other hand, the characteristics of the erupted magma composition were observed for Aso (Aso-4) and Aira caldera in Kyushu. From the Aso-3 eruption (about 120 ka) to the Aso-4 eruption (about 90 ka), it was found that the magma composition changed from mafic to felsic. In the case of the Aira caldera, the composition of the magma did not change significantly, and since the Aira Fukuyama eruption (about 90 ka), the siliceous magma was continuously discharged until the caldera formation eruption (about 29 ka).

(3) Research on volcanic observation method

A numerical simulation model which can evaluate the effect of viscoelastic relaxation on the state of the subsurface magma reservoir (temperature, pressure condition, etc.) considering for the activity of the caldera volcano and the wide crustal variation pattern was constructed. Using this model, we analyzed the shape of the magma chamber, pressure change, and uncertainties such as underground structure, and estimated the relationship between the magmatic reservation condition and crustal deformation.

We also surveyed the underground structure of the Aso and Aira caldera as active caldera volcanoes. The MT method was investigated in the Aso Caldera, and

the seismic velocity structure was investigated in the Aira Caldera. As a result, it was found that a low resistivity region from 2 km to 9 km beneath at Nakadake crater of Aso caldera and the low velocity region exists about 15 km beneath of the Aira caldera center.

Furthermore, analysis of the chemical composition of the deep underground fluid of the Aso caldera suggested that mafic magma is supplied to the middle and south side of the caldera. The result proved to be consistent with the current volcanic activity of Nakadake.

(4) Survey of caldera volcano overseas

Regarding caldera volcanos, we investigated the unrest events and underground structure that occurred in Yellowstone, Long Valley, Campi Flegli, and Taupo.

目次

1. 序論.....	1
2. 研究期間を通じた主要成果.....	3
2.1 火山活動の評価のための調査・研究.....	3
2.1.1 火山活動履歴の情報整備.....	3
2.1.2 平均マグマ噴出率及び噴出物組成と火山活動.....	5
2.1.3 巨大噴火の事例検討.....	12
2.1.4 まとめ.....	39
2.2 噴火規模及び影響範囲推定のための調査・研究.....	40
2.2.1 火山影響評価のためのマグマ供給系発達過程の検討.....	40
2.2.2 地質学的情報に基づく降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する 検討.....	80
2.2.3 まとめ.....	89
2.3 火山活動に係る地下構造評価手法のための調査・研究.....	90
2.3.1 カルデラ火山の活動性評価シミュレーション手法の検討.....	90
2.3.2 カルデラ火山の地下構造調査.....	116
2.3.3 まとめ.....	151
2.4 海外のカルデラ火山調査.....	152
2.4.1 米国のカルデラ火山（イエローストーン、ロングバレー）.....	152
2.4.2 イタリア（カンピフレグレイ）.....	160
2.4.3 ニュージーランド（タウポカルデラ）.....	163
2.4.4 まとめ.....	166
3. 火山影響評価に係る科学的知見に基づく火山活動評価の考え方.....	167
3.1 長期の活動休止期間を持つ火山の活動評価の考え方.....	167
3.2 過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価のための考え方.....	168
3.3 地下構造の観測手法と評価の考え方.....	169
3.4 今後の課題.....	169
4. 結論.....	171
参考文献一覧.....	174
付録：用語解説.....	192
主な執筆者一覧.....	193

表目次

表 1. 1. 1	研究の全体工程表.....	2
表 2. 1. 1	大山火山噴火ユニット層序とマグマ体積.....	23
表 2. 1. 2	カルデラ形成期の噴火エピソード一覧表.....	23
表 2. 2. 1	阿蘇カルデラ、大峰、赤井火山の主要噴出物の層序と特徴.....	51
表 2. 2. 2	Aso-4 珪長質端成分組成 (KJ5665) の高温高压実験のための出発物質化学組成	52
表 2. 2. 3	KJ5665 を用いた高温高压実験のランテーブル 1.....	52
表 2. 2. 4	KJ5665 を用いた高温高压実験のランテーブル 2.....	53
表 2. 2. 5	実験生成物における各相の化学組成 1.....	53
表 2. 2. 6	実験生成物における各相の化学組成 2.....	54
表 2. 2. 7	実験生成物における各相の化学組成 3.....	54
表 2. 2. 8	実験生成物における各相の化学組成 4.....	55
表 2. 2. 9	手法別の初期粒径分布の計算結果.....	85

目 次

図 2. 1. 1	恐山火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム	4
図 2. 1. 2	最終噴火から遡った時間間隔と平均マグマ噴出率	8
図 2. 1. 3	赤城火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム	9
図 2. 1. 4	赤城火山噴出物火山ガラスの SiO ₂ 量と K-値の時間変化	9
図 2. 1. 5	赤城火山噴出物のコンドライト規格化希土類元素存在度	10
図 2. 1. 6	那須茶臼岳火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム	11
図 2. 1. 7	那須茶臼岳火山噴出物の K ₂ O-SiO ₂ 図と ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 比の時間変化	11
図 2. 1. 8	大山火山噴出物の層序	24
図 2. 1. 9	大山火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム	25
図 2. 1. 10	大山火山噴出物の SiO ₂ -K ₂ O 図	26
図 2. 1. 11	大山火山噴出物の Sr/Y-Y 図及び Nb/Y-Ba 図	27
図 2. 1. 12	大山火山噴出物のコンドライト規格化 (La/Yb) _n 比及び Nb/Y 比の時系列変化	28
図 2. 1. 13	西南日本の沈み込み帯におけるマグマ供給系モデル	29
図 2. 1. 14	十和田火山の階段ダイヤグラム	29
図 2. 1. 15	カルデラ形成期の階段ダイヤグラム	30
図 2. 1. 16	カルデラ形成期～後カルデラ期噴出物の全岩 SiO ₂ 量時代変化図	30
図 2. 1. 17	60 ka 社台噴火噴出物の対比柱状図	31
図 2. 1. 18	掘削コア写真 (E20 地点)	32
図 2. 1. 19	露頭写真 (E40 地点)	33
図 2. 1. 20	露頭写真 (NE40 地点)	34
図 2. 1. 21	60 ka 社台噴火の推移	35
図 2. 1. 22	模式露頭の全体写真	36
図 2. 1. 23	支笏カルデラ形成噴火の模式柱状図	37
図 2. 1. 24	構成物分析結果	38
図 2. 2. 1	輝石及び鉄チタン鉱物の反射電子像	56
図 2. 2. 2	鬼界アカホヤ噴火噴出物の輝石の化学組成 (接触部及びリム) から輝石温度計 によって見積もられたマグマ温度	57
図 2. 2. 3	鬼界アカホヤ噴火噴出物の鉄チタン鉱物の化学組成 (接触部及びリム) から鉄 チタン鉱物温度計によって見積もられたマグマ温度と酸素 fugacity	58
図 2. 2. 4	鬼界カルデラの 9.5 ka 以降の各噴出物の輝石及びの鉄チタン鉱物の接触部か ら得られたマグマ温度	59
図 2. 2. 5	鬼界カルデラのマグマ溜まりの化学組成と温度・圧力条件	60
図 2. 2. 6	鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%又は 6 wt.%の水を加えた際のメルト量及び斜長石斑晶量の温度圧力依存性	

.....	61
図 2.2.7 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%又は 6 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) 及びメルトの Al_2O_3 濃度の温度圧力依存性	62
図 2.2.8 阿蘇 4/3 間テフラの層序と SiO_2 含有量.....	63
図 2.2.9 阿蘇カルデラ、大峰及び赤井火山噴出物の全岩化学組成	64
図 2.2.10 阿蘇 4/3 間テフラの全岩化学組成	65
図 2.2.11 阿蘇 4/3 間テフラの火山ガラス組成	66
図 2.2.12 マグマの温度・酸素分圧の関係	67
図 2.2.13 マグマの温度のヒストグラム	67
図 2.2.14 角閃石の晶出温度圧力条件	68
図 2.2.15 実験のカプセル構成図	68
図 2.2.16 実験生成物中の斜長石組成の温度と圧力変化	69
図 2.2.17 実験により決定した KJ5665 の高温高圧下における斜長石組成	70
図 2.2.18 カルデラ形成期噴出物の全岩化学組成ハーカー図	71
図 2.2.19 CP タイプ軽石の全岩化学組成 SiO_2 - MgO 図	72
図 2.2.20 高シリカタイプ軽石のカルデラ形成前後の Sr 同位体組成と斑晶鉱物コア-リム組成	73
図 2.2.21 CP サブマグマシステムと M サブマグマシステムの混合関係	74
図 2.2.22 斜長石斑晶の An コア-リム図 (CP タイプ軽石)	75
図 2.2.23 斜方輝石斑晶の Mg#コア-リム図 (CP タイプ軽石)	75
図 2.2.24 代表的な斜方輝石斑晶 BEI とラインプロファイル	76
図 2.2.25 斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間	76
図 2.2.26 始良カルデラ地域の過去約 10 万年間の代表的な噴出物の全岩化学組成 SiO_2 - Na_2O+K_2O 図	77
図 2.2.27 始良カルデラ地域の過去約 10 万年間の代表的な噴出物の全岩化学組成 SiO_2 -Zr 図	78
図 2.2.28 斑晶ガラス包有物の含水量	79
図 2.2.29 流紋岩メルトの含水量の圧力依存性	79
図 2.2.30 各初期粒径分布推定方法による区画設定	85
図 2.2.31 検討に用いたデータセット毎の試料採取地点	86
図 2.2.32 データセット毎の中央粒径の比較	86
図 2.2.33 中央粒径 - 距離減衰図	87
図 2.2.34 シミュレーション解析結果と検討対象地点	87
図 2.2.35 シミュレーション解析結果と実測値の比較	88
図 2.3.1 3次元有限要素モデルの模式図	103

図 2.3.2	マグマ溜まり（シル状マグマ溜まり）の模式図	103
図 2.3.3	シル状マグマが瞬間的に膨張する場合のシル状マグマ溜まりの中心の厚さ d_0' の時間変化	104
図 2.3.4	シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布 ($D' = 1$ 、 $W' = 0.5$)	104
図 2.3.5	シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位プロファイル（赤道半径依存性）	105
図 2.3.6	シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布 ($D' = 0.5$ 、 $W' = 0.5$)	105
図 2.3.7	シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位プロファイル（シル深さ依存性）	106
図 2.3.8	シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布 ($D' = 2$ 、 $W' = 0.5$)	106
図 2.3.9	シル状マグマが時間をかけて膨張する場合のシル状マグマ溜まりの中心の厚さ d_0' の時間変化	107
図 2.3.10	シル状マグマ溜まりの膨張に伴う変位の分布 ($D' = 1$ 、 $W' = 0.5$)	107
図 2.3.11	シル状マグマ溜まりの膨張に伴う変位の分布 ($D' = 0.5$ 、 $W' = 0.5$)	108
図 2.3.12	$x' = z' = 0$ での垂直変位 U_z' の時間変化	108
図 2.3.13	本研究で用いた InSAR データ	109
図 2.3.14	UNV モデルを用いて予測された隆起の中心における LOS 変位	110
図 2.3.15	UNV モデルにおいてポスト・インフレーション期の異なる時間(t)で求められたシルの深さ	111
図 2.3.16	UNV 最適モデルと観測量との比較	112
図 2.3.17	解析に用いた三次元要素モデルの概念図	113
図 2.3.18	マグマ貫入終了時に LOS 変位が最大となる地点で予測された LOS 変位の時間変化	114
図 2.3.19	制約された低粘性領域の概略図	115
図 2.3.20	阿蘇カルデラ周辺の MT 観測点の位置図	130
図 2.3.21	3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺の水平断面	131
図 2.3.22	3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラを横断する鉛直断面	132
図 2.3.23	感度検定モデル C1 で置き換えに指定した領域	133
図 2.3.24	マグマ溜まりから放出される熱水流体の組成	134
図 2.3.25	熊本県中部地域（九州山地の北部から熊本市及び阿蘇カルデラ周辺の地域）の河川水の人為的な影響を除去した C1 イオンと SO_4 イオン濃度の関係	135
図 2.3.26	熊本県中部地域（九州山地の北部から熊本市及び阿蘇カルデラ周辺の地域）の各水系における C1、S のフラックス量	136
図 2.3.27	マグマ溜まりの進化に伴い放出される揮発物質の化学的特徴(100MPa;深さ 4km)	137
図 2.3.28	マグマ溜まりの進化に伴い放出される揮発物質の化学的特徴(200MPa;深さ 8km)	

.....	138
図 2.3.29 マグマ溜まりの進化に伴い放出される熱水流体の C/C1 重量比と圧力 (深さ) の関係.....	139
図 2.3.30 阿蘇地域における水試料の (a)C1 濃度、(b)Cds 濃度、(c)Cds/C1 比.....	140
図 2.3.31 トモグラフィ解析に用いた地震観測点の位置.....	141
図 2.3.32 深さ 1、5、10、15、20 km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6) .	142
図 2.3.33 深さ 25、30、35、40、50 km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6)	143
図 2.3.34 レシーバー関数解析に用いた地震観測点の位置.....	144
図 2.3.35 レシーバー関数解析結果の深さごとの水平分布.....	145
図 2.3.36 レシーバー関数解析結果の東西分布.....	146
図 2.3.37 GNSS 観測点の位置図.....	147
図 2.3.38 始良カルデラ北西部の地盤変動 (2016 年 1 月~2018 年 1 月).....	148
図 2.3.39 始良カルデラの長期的な地盤変動.....	149
図 2.3.40 始良カルデラの中心からの距離と 1914 年~1932・36 年の期間の上下変動の関係.....	150
図 2.3.41 始良カルデラの中心からの距離と 1960 年~1968 年の期間の上下変動の関係.....	150
図 2.4.1 イエローストーンカルデラ周辺の火山活動履歴.....	155
図 2.4.2 現在のイエローストーンカルデラの地形.....	155
図 2.4.3 Norris Geyser Basin と Sour Creek Dome における水準測量、GPS キャンペーン及び InSAR による地殻変動量と地震の発生回数の変化.....	156
図 2.4.4 イエローストーンカルデラの地震観測点と地震波速度構造.....	157
図 2.4.5 ロングバレーカルデラの概要.....	158
図 2.4.6 ロングバレーカルデラの 3 次元比抵抗構造.....	159
図 2.4.7 ポッツォーリ港の遺跡.....	162
図 2.4.8 タウポカルデラの概要.....	165

1. 序論

平成 25 年 7 月に施行された「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則」（平成 25 年原子力規制委員会規則第 5 号）において、地震・津波以外の「外部からの衝撃による損傷の防止」（第六条）が明記された。その中で安全施設は、想定される自然現象（地震及び津波を除く。）が発生した場合においても安全機能を損なわないものでなければならないとしており、敷地周辺の自然環境を基に想定される自然現象の一つとして、火山の影響を挙げている。それを受けて、火山影響を適切に評価する一例が示された「原子力発電所の火山影響評価ガイド」（以下「評価ガイド」という。）が作成された。火山事象は低頻度の自然現象であることを踏まえ、国内外の火山研究の最新動向や最新知見を継続的に収集することが重要である。

本プロジェクトでは、火山活動とその特性について整理したうえで火山活動を評価するため、平成 25 年度から平成 30 年度まで下記①～④の知見を蓄積することを目的に 2. の 2.1～2.4 に示す調査・研究を行った。

①火山活動の評価に関する知見

国内の主要な火山について過去の火山活動に関する詳細な履歴（活動年代、噴出物の分布・層序、噴火様式等）を既往文献調査や地質調査により検討して得られた、活動パターン、噴火様式、活動年代や噴火の規模、噴火進展プロセス等の火山の特性についての知見を蓄積する。

②噴火規模及び影響範囲推定に関する知見

過去に大規模な火砕物密度流を伴うような活動をした火山について、①の地質調査等で得られた噴出物に関する知見及び岩石学的な分析の結果を用いて得られた、噴火前のマグマ溜まりの温度・圧力条件等の知見及び噴出物量推定等に資する降灰シミュレーションに関する知見を蓄積する。

③火山活動に係る地下構造評価手法に関する知見

上記①～②で得られた知見を基に構築した、地下のマグマ溜まりの挙動と広域地殻変動の関係を推定する火山性地殻変動シミュレーションモデルを用いた数値実験の知見及び過去の噴出物から推定されるマグマ溜まりの位置の観測や地殻変動観測の可否、現時点で観測される地殻変動とマグマ溜まりの位置関係に関する知見を蓄積する。

④ 海外のカルデラ火山に関する知見

海外の研究機関との情報交換等を通じて収集した、海外のカルデラ火山研究の最新知見を蓄積する。なお、本報告書において、カルデラ火山とは過去の巨大噴火の後に大規模な陥没等により直径 10km 以上の陥没地形を形成した火山をいう。

以下に研究の全体工程表を示す。

表 1.1.1 研究の全体工程表

Table 1.1.1 Progress schedule of this project

実施内容	H25	H26	H27	H28	H29	H30
火山影響評価に係る科学的知見の整備事業						
(1) 火山活動の評価のための調査・研究						
a. 火山活動履歴の情報整備	▽主要56火山のデータセットを公開					▽NRA技報作成
b. 巨大噴火の事例検討	▽ボーリング (支笏)		▽ボーリング (十和田、支笏)			
c. 大規模噴火進展プロセス調査手法の検討	支笏、十和田、阿蘇 (Aso-1,4)、鬼界		始良、阿蘇 (Aso-2,3)			
(2) 噴火規模及び影響範囲推定のための調査・研究						
a. 火山影響評価のためのマグマ供給系発達過程の検討	噴出物サンプル (十和田、鬼界、阿蘇1)		噴出物サンプル (阿蘇4)	▽SIMS、EPMA導入	噴出物サンプル (始良、阿蘇2、3)	
b. 地質学的情報に基づく降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討	温度・圧力条件の推定手法検討		▽Tephra2導入		▽論文作成	
(3) 火山活動に係る地下構造評価手法のための調査・研究						
a. カルデラにおける観測データの収集及び整理	モデル・パラメータ検討		噴出量の推定 (地質調査)		マグマの位置情報	
b. カルデラ火山活動評価シミュレーション手法の整備	モデルの構築、改良		▽地震計設置		▽OBES設置	
c. カルデラ火山の地下構造調査	地震波、MT法、マグマ起源のカス分析による地下構造の調査					
(4) 海外のカルデラ火山調査	←					

2. 研究期間を通じた主要成果

2.1 火山活動の評価のための調査・研究

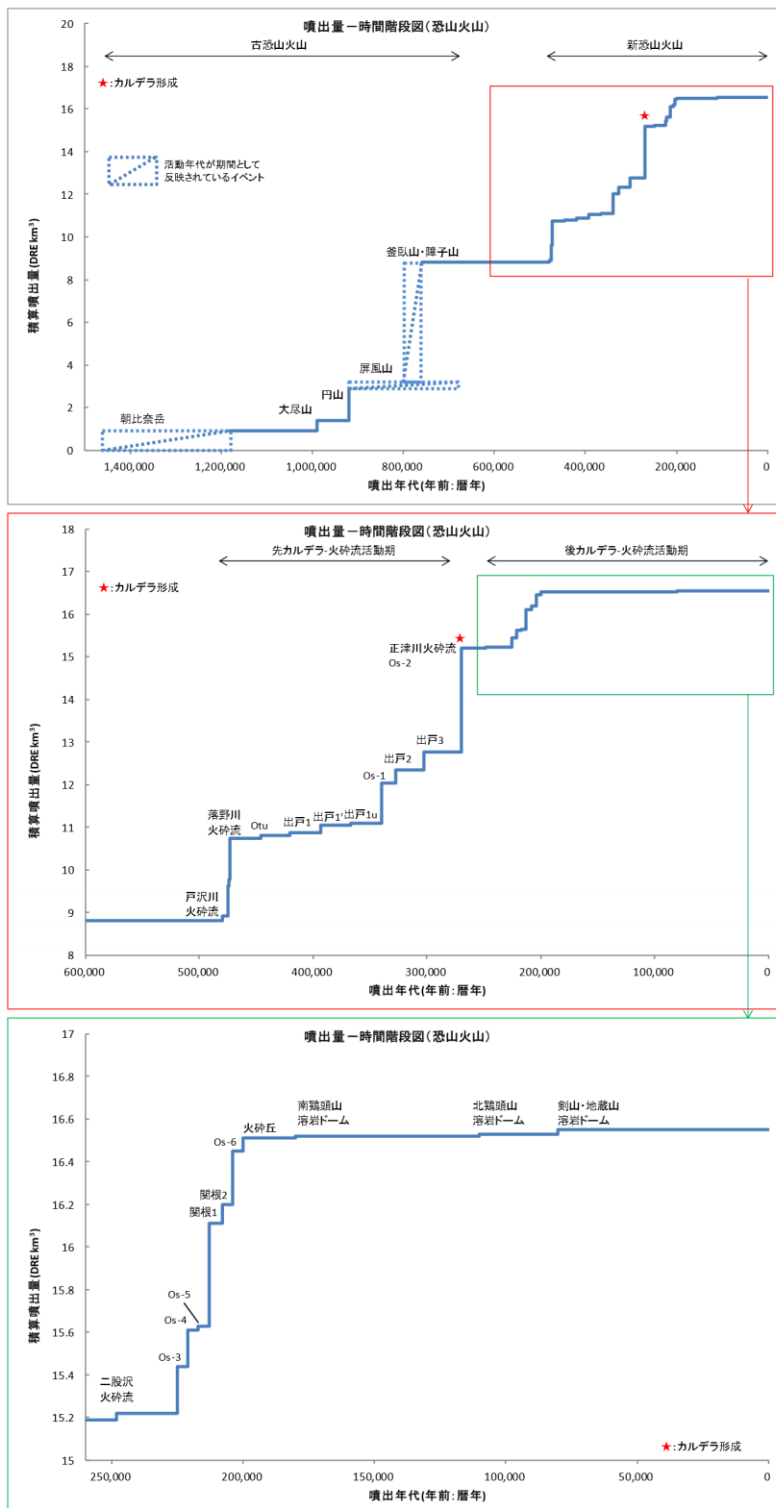
平成 25 年 6 月に制定された評価ガイドにおいて、火山活動の可能性評価を行う場合の例として、噴出量に対して噴出年代をプロットする階段ダイヤグラムを用いることが記載されている。階段ダイヤグラムを作成するためには、文献調査や必要に応じて調査対象とする火山の噴出物の分布や年代測定等の地質調査が必要になる。また、評価ガイドでは「階段ダイヤグラムにおいて、火山活動が終息する傾向が顕著であり、最後の活動終了からの期間が、過去の最大休止期間より長い等、将来の活動可能性が無いと判断できる場合は、火山活動に関する個別評価の対象外とする。」とした評価指標が記載されているが、休止期間との関係以外についての具体的な記載がない。そこで、本調査・研究では、火山活動の可能性評価指標をより具体的にすることを目的に国内の主要な火山について過去の火山活動に関する詳細な履歴（活動年代、噴出物の分布・層序、噴火様式等）を既往文献調査や地質調査により検討し、活動パターン、噴火様式、活動年代や噴火の規模、噴火進展プロセス等の火山の特性についての知見を得た。

2.1.1 火山活動履歴の情報整備

過去に巨大噴火を起こした火山や主要な活火山（海底火山や離島、北方四島等を除く。）の活動履歴情報を既存文献から収集し、噴火堆積物を噴出量－時間階段ダイヤグラムの形式で整理した上で、代表的な 56 火山について、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム情報を整理し、産業技術総合研究所地質調査総合センターの研究資料集 No. 613^(参1)として公開している。一例として、図 2.1.1 に恐山火山の噴出量－時間階段ダイヤグラムを示す。

恐山の火山活動は、約 1.4～0.76 Ma での古恐山火山と約 0.48 Ma から現在に至るまでの新恐山火山の活動に区分される。新恐山火山の活動においては、約 0.27 Ma に正津川火砕流を伴う噴火（Dense Rock Equivalent（以下「DRE」という。）換算で 1.74 km³）により小規模であるがカルデラ地形を形成している。その後、小規模な関根第 1、2 火砕流噴火と剣山・地蔵山溶岩を噴出して約 2 万年間、活動を休止している。

なお、本研究は、旧独立行政法人原子力安全基盤機構の委託研究（平成 25 年度火山活動の可能性評価基準及び火山モニタリング評価基準整備整備、受託先：国立研究開発法人産業技術総合研究所）及び原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成 26 年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所）事業により実施した。



12 恐山火山		
噴出物	年代 (年前:暦年)	噴出量 (DRE km ³)
鬼石テフラ	21,560~26,090	—
宮後テフラ	70,000	—
朝山・地蔵山 溶岩ドーム	80,000	0.02
北麓頭山溶岩ドーム	110,000	0.01
南麓頭山溶岩ドーム	180,000	0.01
火砕丘	200,000	0.06
Tn-A-6	200,000	—
Os-6	204,000	0.25
開根	208,000	0.09
開根 第2火砕流	213,000	0.48
Tn-A-6	—	—
Tn-A-5	—	—
Os-5	217,000	0.02
Tn-A-3	221,000	—
Os-4	225,000	0.17
Os-3	225,000	0.22
二又沢火砕流	248,000	0.03
Tn-C-3	240,000	—
Tn-C-2	255,000	—
正津川火砕流	270,000	1.74
Os-2	—	0.69
出戸川 第3火砕流	303,000	0.42
出戸川 第2火砕流	327,000	0.3
Os-1	340,000	0.94
Os-DeTu	367,000	0.06
出戸川 第1火砕流	393,000	0.16
出戸川 第1火砕流	420,000	0.08
正津川 崩壊なだれ	—	—
Os-Otu	446,000	0.06
桑野沢火砕流	473,000	0.96
大原川 崩壊なだれ	—	—
高野川火砕流	474,000	0.16
Os-Kyfa	474,500	0.36
農川 崩壊なだれ	—	—
八木沢川 pfl.ofa	475,000	0.34
戸沢川火砕流	480,000	0.12
陣子山	760,000~	1.6
釜臥山	800,000~	4
屏風山	880,000~920,000	0.3
円山	920,000	1.5
大原山	990,000	0.5
朝比奈岳	1,460,000~1,180,000	0.9

—:(マagma)水蒸気増大、崩壊なだれ (一部私値あり)

出典) 山元 (2015) (参1)

図 2.1.1 恐山火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム

Figure 2.1.1 Accumulated magma volume-time diagrams at Osore volcano

2.1.2 平均マグマ噴出率及び噴出物組成と火山活動

研究資料集 No. 613^(参1) に収録した 56 火山の階段ダイヤグラムは、数十万年前にまで遡った各火山の活動履歴を可能な限り定量的に取りまとめたものであるが、火山によっては情報不足で不十分な階段ダイヤグラムしか作成できないものもある。そのようなものを除いた北海道駒ヶ岳、恵山、恐山、十和田、岩手、秋田駒ヶ岳、蔵王、吾妻、安達太良、磐梯、沼沢、那須、赤城、榛名、浅間、焼岳、御嶽、箱根、富士、東伊豆、伊豆大島、三宅島、八丈島、大山、三瓶、鶴見、九重、霧島、桜島の 29 火山について収録した階段ダイヤグラムデータから平均マグマ噴出率を算出し、その時間変化の比較を行った。その結果を図 2.1.2 に示す。

データは既存の文献を基にしているため、火山毎に噴火履歴の年代精度や火山イベントの識別状況が異なるほか、相対的に古い噴出物ほど年代や噴出量の見積もりにおける不確実性が大きくなる。それゆえ、比較的最近の時間間隔でのマグマ噴出率と、大きく過去に遡った同じ時間間隔でのマグマ噴出率を同じ精度で比較することは難しい。そこで最終噴火から遡った時間間隔での噴出量から平均マグマ噴出率（平均マグマ噴出率＝最終噴火から遡った時間間隔での噴出量÷最終噴火から遡った時間間隔）を算出し、対数表示でプロットした。このような表示では過去に遡るほど時間間隔が大きくなり、相対的に古い噴出物の見積もりの不確実性を小さく扱うことができる。

図 2.1.2 で顕著なことは、火山毎に平均マグマ噴出率が大きく異なることである。桜島、富士山、十和田のような火山は千年当たりの噴出量が 1～10 km³DRE に達するのに対し、低いものでは千年当たりの噴出量が 10⁻⁴ km³DRE と 5 桁に及ぶ顕著な違いが現れている。平均マグマ噴出率の時間変化に着目すると、富士山、伊豆大島、三宅島のような伊豆小笠原弧の大型の玄武岩質成層火山では、過去 100～500 年間で過去 1,000～10,000 年間のマグマ噴出率に大きな違いはなく、長期間一定の率でマグマが噴出していると考えられる。しかし、他の多くの火山では、時間間隔に対してマグマ噴出率が一定ではなく、マグマ噴出率が上昇もしくは低下していることがわかる。つまり、全体を平均化したマグマ噴出率を単純に将来に外挿することは一部の火山を除いて難しく、マグマ噴出率の変化を考慮に入れた評価が必要なことを示唆している。

従って、階段ダイヤグラムにおけるマグマ噴出率上昇ケースと低下ケースのマグマ供給系の違いを理解する必要がある。以下に、両ケースにおける噴出物化学組成の時系列変化の事例として、赤城火山をマグマ噴出率上昇ケースとして、那須火山群を低下ケースの例として示す。

なお、本研究は、原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成 27 年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所）事業により実施した。

(1) マグマ噴出率上昇時の組成変化

赤城火山は、群馬県北東部に位置する大型の成層火山で、東北本州弧南端の火山フロント上に位置している。火山活動は 0.5 Ma 以降から始まり、成層火山体の形成から山体崩壊、厚い溶岩流や溶岩ドームの流出、プリニー式噴火による大量の降下軽石や火砕流の噴出、山頂カルデラの形成へと至る多様な火山活動を経て、約 30 ka にマグマ活動を終えている^(参4参6)。このような火山活動推移は多くの島弧の成層火山と共通するものであり、赤城火山は島弧火山の典型的な発達過程を示すと考えられている^(参7)。軽石噴火期の平均マグマ噴出率は、図 2.1.3 に示すように、P1 と P2 初期の間に一旦低下した後、再び上昇して約 60 ka のカルデラ形成に至っている。この噴出率変化に対応したマグマ組成の時系列変化は、降下軽石堆積物の火山ガラスの化学組成に顕著に表れている。(また、P1~P3 のいずれの軽石も斜長石・輝石と少量もしくは微量の角閃石からなる組合せは同じである。さらには、斑晶量は 10 vol.%以下の折口原・鹿沼軽石を除くと、他は全て 20 vol.%前後で大きな違いはなく、同様なマグマ供給システムで活動したと考えられる。)

図 2.1.4 に赤城火山噴出物の火山ガラスの SiO₂量と K-値の時間変化を示す。K-値は、異質火山ガラスを除いた分析値を直線回帰して求めた SiO₂量のおおよその中央値である 75 wt.%での K₂O 量を示している。降下軽石堆積物の火山ガラスの SiO₂量分布と、K-値の時系列変化はほぼ連動しており、K-値の上昇が軽石噴火期に 3 回繰り返されていることがわかり、この組成変化のパルスは、マグマ噴出率の違いで認識される P1・P2・P3 (図 2.1.3 参照) のサブ活動期と一致している。すなわち、P1・P2・P3 の境に当たる水沼 6 軽石と水沼 2 軽石は明らかに SiO₂量と K-値が低く、マグマ供給系がリセットされ、サブ活動期が切り替わっていることを示唆していると考えられる。また、K-値の低い軽石(糸井軽石流)と K-値の高い軽石とを希土類元素存在度で比較した結果として、赤城火山噴出物のコンドライト規格化希土類元素存在度を図 2.1.5 に示す。K-値の低い軽石中の希土類元素は、K-値の高い軽石に比べて中希土と重希土に乏しい特徴を示している。既往の研究で Sr-Nd-Pb 同位体を検討した Kobayashi and Nakamura (2001)^(参8)によると、赤城火山噴出物全体は同位体的に極めて肥沃であり、その同位体組成変動はマントル由来マグマと下部地殻物質の 2 成分混合を示している。従って、希土類元素存在度パターンにおける中・重希土の枯渇は、沼沢火山と同様^(参9)に、高 H₂O 条件下での下部地殻物質の部分溶融により角閃石が溶け残る効果がより大きかったことを示すと考えられる。すなわち、サブ活動期の開始時に K-値が低下することは地殻融解の熱源であったマントル由来マグマの寄与が一時的に高くなったことの現れであり、下部地殻へのマグマの大量貫入を契機にマグマ噴出率などの活動様式の変化が起きたことを示唆していると推察できる。また、赤城火山では軽石噴火期の後、カルデラ内には地蔵岳・小沼溶岩が噴出して約 30 ka に赤城火山のマグマの噴出が終了する。Kobayashi and Nakamura (2001)^(参8)によるとこの後カルデラ期の流紋岩溶岩は、赤城火山の中では同位体的に枯

濁したものであり、それ以前の噴出物とは異なり地殻との同化作用の影響が小さい。このことは、赤城火山の活動末期では、下部地殻を熔融させるのに十分な量のマグマがマントルから供給されなくなり活動停止に至ったものと解釈できる。

(2) マグマ噴出率低下時の組成変化

那須火山群は、栃木県と福島県の境に位置する第四紀火山群で、南から北へ南月山・茶臼岳・朝日岳・三本槍岳・甲子旭岳の順に連なる安山岩質成層火山の集合体である^(参10)。このうち茶臼岳火山だけが有史以来何回かの噴火記録のある活火山で、約 190 ka の活動開始以降、数千年間隔でマグマ噴火を繰り返している^(参11)。図 2.1.6 に那須茶臼岳火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラムを示す。那須茶臼岳火山は、噴火開始時の CH1 の噴出量が 1.2 km³DRE で最も大きく、それ以降は時間と共に噴出量が小さくなり噴出率が低下する傾向が認められる。この茶臼岳火山噴出物の化学組成の特徴はいずれの噴出物も苦鉄質端成分と珪長質端成分の混合で説明可能であることと、両端成分が活動期間を通じて同じ組成であることである^(参12)。

従って、噴出物の化学組成は SiO₂ 量を横軸に取ったハーカー図で、全て直線上に並んでいる(図 2.1.7 参照)。噴火ユニット毎の特徴を見ると最初期の CH1 は他のユニットよりも珪長質な噴出物に富み、最近の噴出物の方がやや苦鉄質な噴出物が多くなる傾向はある。このような違いは珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合比の違いであると推定される。また、珪長質側の噴出物の ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比は約 1.9 万年間の活動期間を通じてほとんど変化しておらず、長期間同じマグマ溜まりが存在し続けているものと考えられる。

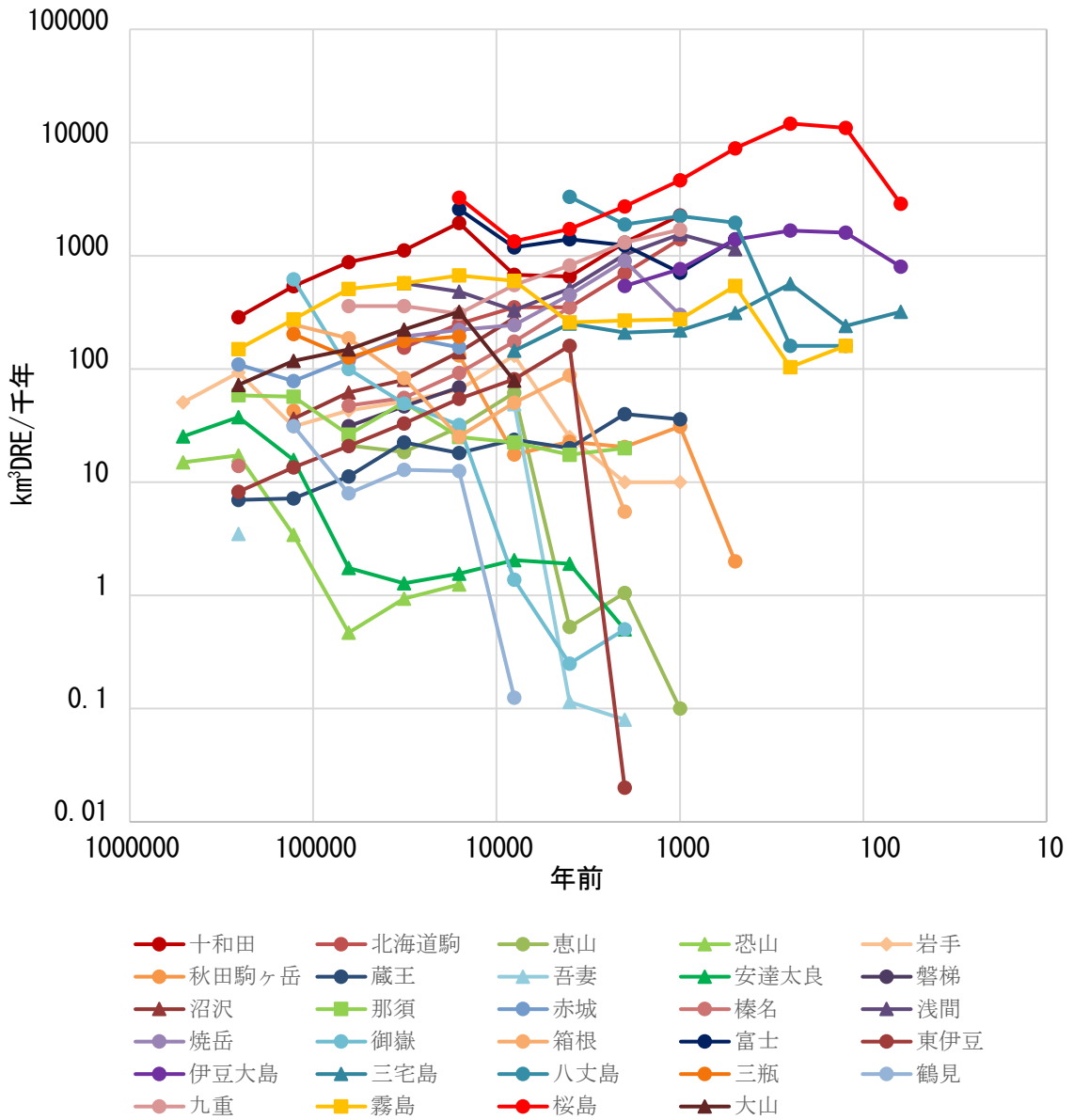
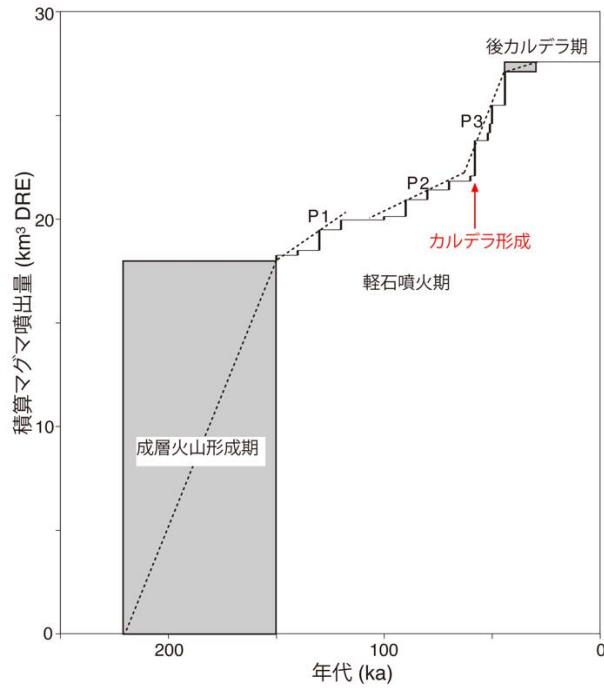


図 2.1.2 最終噴火から遡った時間間隔と平均マグマ噴出率の関係

産業技術総合研究所 (2016) (参2) に加筆

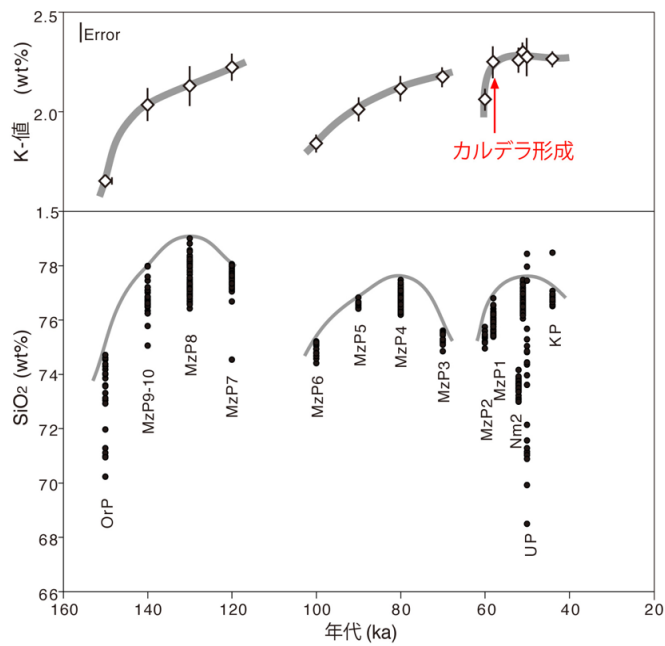
Figure 2.1.2 Average magma eruption rate versus duration when it dated back to from last eruption for 29 volcanoes (Add to AIST, 2016)



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.1.3 赤城火山の積算マグマ噴出量階段ダイアグラム

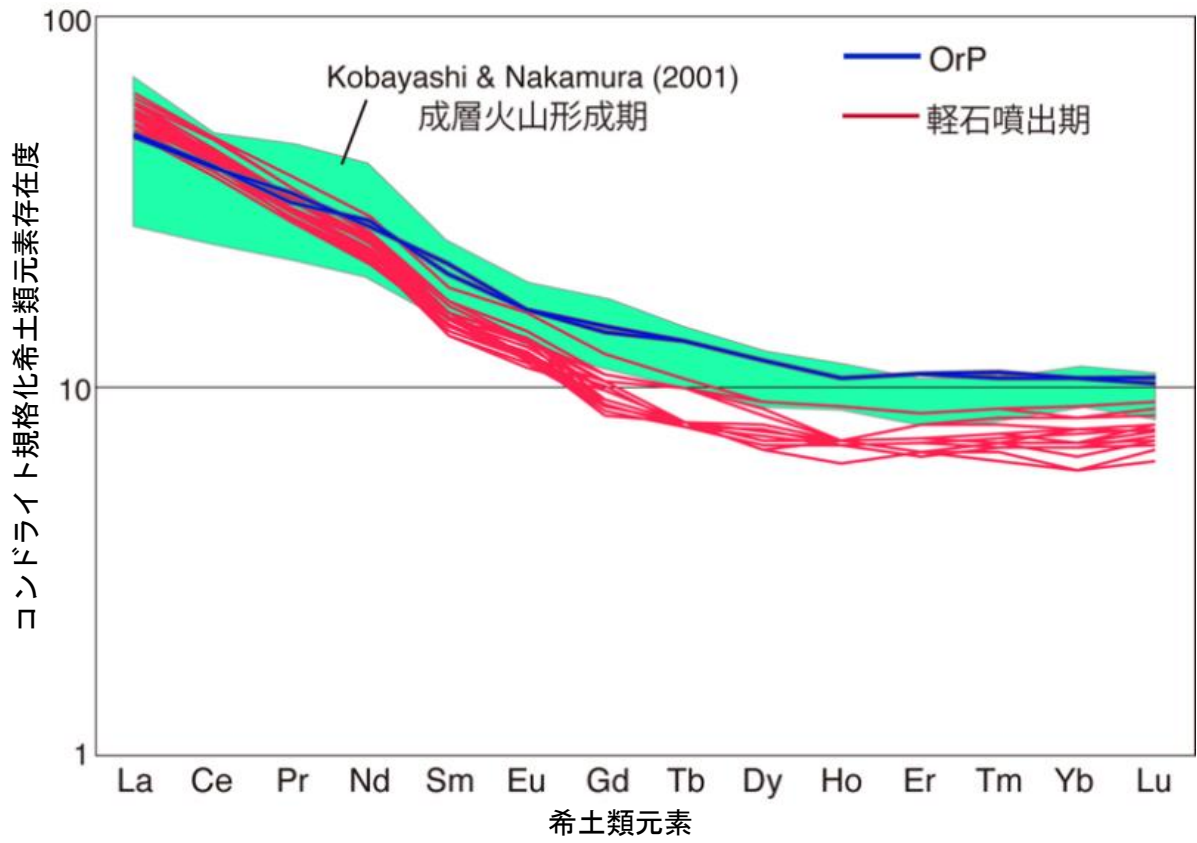
Figure 2.1.3 Accumulated magma volume-time diagrams at Akagi-volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.1.4 赤城火山噴出物火山ガラスの SiO₂ 量と K-値の時間変化

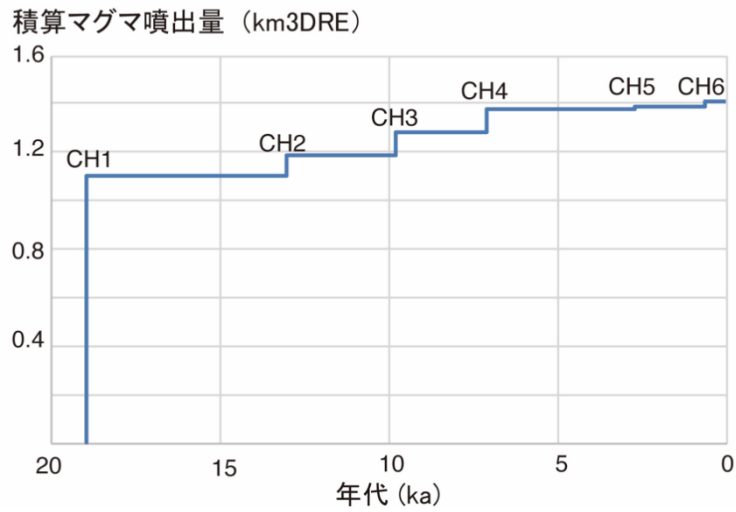
Figure 2.1.4 Temporal variations of SiO₂ and K-value for volcanic glass in pumice of Akagi Volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

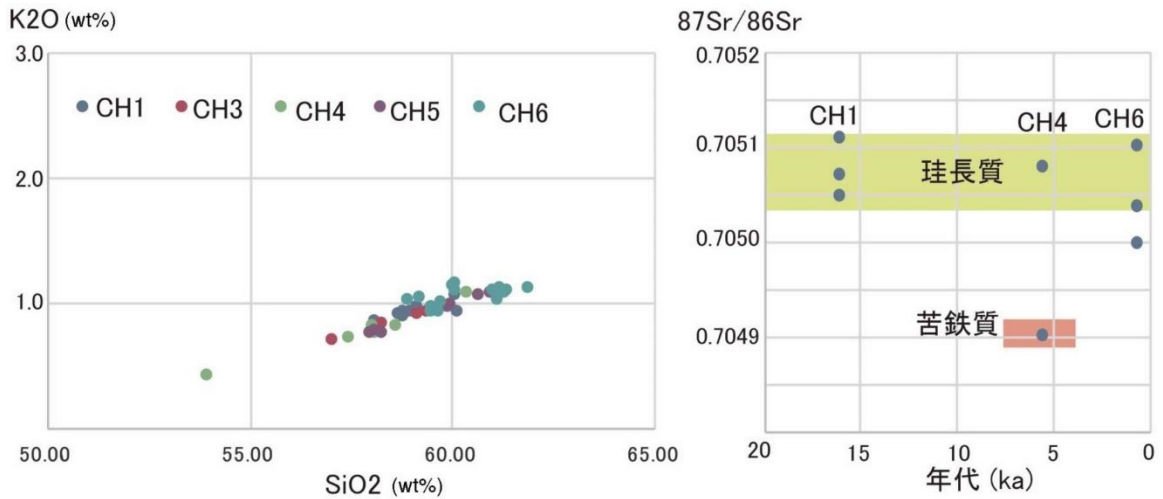
図 2.1.5 赤城火山噴出物のコンドライト規格化希土類元素存在度

Figure 2.1.5 Chondrite-normalized REE patterns for whole rocks of Akagi Volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.1.6 那須茶臼岳火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム
 Figure 2.1.6 Accumulated magma volume-time diagrams at Nasu volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.1.7 那須茶臼岳火山噴出物の K₂O-SiO₂ 図と ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比の時間変化
 Figure 2.1.7 K₂O vs. SiO₂ diagrams and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagrams for the products of Nasu Volcano

2.1.3 巨大噴火の事例検討

過去に巨大噴火や大規模噴火を繰り返し起こした火山を対象に、噴火の準備過程から噴火に至るまでの履歴と噴火プロセスについて地質学的な調査を中心にした調査に加え、噴出物の岩石学的な検討を行い、火山活動の休止期から準備期へと至る事例に関する知見を蓄積した。以下に大山火山、十和田カルデラ、支笏カルデラ、阿蘇カルデラ（Aso-4 噴火）の調査結果を示す。本研究において巨大噴火とは、大量の火砕流によって広域的な地域に重大かつ深刻な災害を引き起こすような噴火で、噴火規模としては、数十 km³程度を超えるような噴火をいう。また、大規模噴火とは、噴出量が 1～数十 km³程度の噴火をいう。

なお、本研究は、独立行政法人原子力安全基盤機構の委託研究（平成 25 年度火山活動の可能性評価基準及び火山モニタリング評価基準整備整備、受託先：国立研究開発法人産業技術総合研究所及び平成 25 年度大規模噴火事例調査、受託先：国立大学法人 北海道大学）及び原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成 26～30 年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所、平成 27 年古地磁気方位決定による噴火間隔見積りに関する研究、受託先：国立大学法人 茨城大学、平成 28 年度大規模噴火の相対的時間推移に関する古地磁気学的研究、受託先：国立大学法人 熊本大学、及び平成 29～30 年度マグマ溜まりの形成・噴火プロセスの時間スケールに関する研究、受託先：国立大学法人 茨城大学）事業により実施した。

(1) 大山火山の事例調査

大山火山は鳥取県西部にある東西約 35 km、南北約 30 km の大型の第四紀複成火山である。この大山火山では約 50 ka に国内で最大規模のプリニー式噴火である大山倉吉降下火砕物 (DKP) を噴出したが、この大規模噴火が大山火山の長期的な火山活動の中でどのように起きたものかまでは理解されていない。そこで、大山火山について、過去約 20 万年間の噴火層序の見直しとマグマ噴出量の再計測を行い、活動履歴を示す積算マグマ噴出量階段ダイヤグラムを作成するとともに、噴出物の岩石学的な組成検討を行い、大山火山のマグマの成因を含めた大山火山の活動と将来の活動可能性について検討した。

① 大山起源の噴出物層序と噴出量の検討

大山の噴出物層序は最新期の活動で異なった 2 つの主張があり^(参13)^(参14)、本研究では詳細な調査を行った結果、図 2.1.8 に示す層序となった。すなわち、本研究では福本・三宅 (1994)^(参14) が記載したように弥山火砕流堆積物と草谷原降下軽石の間に厚さ 3 cm の土壌化した風成層と、その最上部に火砕流に焼かれた炭化物を認め、この火砕流は草谷原降下軽石とは別の噴火ユニットとするべきものと判断した。この風成層最上部の炭化物 (DS101) と火砕流最下部に含まれる炭化物 (DS102) を対象に放射性炭素年代測定を実施した結果、DS101 の暦年代は 18,961-18,743 calBC、DS102 の暦年代は 18,971-18,749 calBC とほぼ一致し、三鈷峰溶岩ドーム形成とこれに伴う清水原火砕流の発生はほぼ 21 ka であることが明らかになった。また、津久井 (1984)

(¹³) の弥山火砕流堆積物については、荒川 (1984) (¹⁵) が示したように北麓のものと西-南西麓のものと区別する必要がある。荒川 (1984) (¹⁵) は後者をオドリ火砕流堆積物と記載していたが、彼のオドリ火砕流は烏山溶岩ドームを起源とする南麓や東麓に分布する別の笹ヶ平噴火堆積物 (¹³、¹⁶) を含んでいた。従って、本報告では後者の堆積物を榎水原火砕流堆積物と新たに記載する。この堆積物は、土壌化した薄い風成層を挟んで広域火山灰である始良-丹沢テフラ (AT) を覆っている。堆積物が模式的に露出する鳥取県西伯郡伯耆町金屋谷において、その基底から炭化木片 (DS201) を採取し、放射性炭素年代測定を行った。その結果、26,570-26,280 calBC の暦年代を示した。この結果は、大山東方の湿地掘削コアで見つかった大山東大山降下火砕物 (原著では弥山軽石) の放射性炭素年代 (¹⁷) と完全に一致しており、弥山溶岩ドーム形成の一連の噴火の産物と考えられる。

約 50 ka に噴出した DKP は、その等層厚線分布が町田・新井 (1979) (¹⁸) や竹本 (1991) (¹⁹) により公表されており、これらを使ってマグマ体積を見積もることが可能である。しかし、DKP 以前の大規模な降下火砕物について示された広域の等層厚線図はほとんどない。唯一、大山火山近傍の等層厚線を遠方に外挿して図示した須藤・他 (2007) (²⁰) の分布図がある。しかし、須藤・他 (2007) (²⁰) の示した外挿図は、既往文献に示されている遠方での降下火砕物の層厚とは全く一致していない。そこで、既往の文献情報を基に DKP 以前の大規模な降下火砕物である大山関金降下火砕物 (DSP)、大山生竹降下火砕物 (DNP)、大山松江降下火砕物 (DMP)、大山別所降下火砕物 (DBP)、大山奥津降下火砕物 (DOP) 降下火砕物の分布を新たに作成し、噴出量の再検討を行った。

その結果、既往文献情報を基に大山火山降下火砕物の等層厚線図を作成し、層序の再検討結果と合わせて、マグマ噴出量の再計測 (表 2.1.1) を行い、新たに積算マグマ噴出量階段ダイヤグラムを作成した (図 2.1.9)。

本研究では、降下火砕物堆積物の体積について、既存の等層厚線図と新たに作成した等層厚線と等層厚線が囲む面積の関係から岩石換算値とした。具体的には、Legros (2000) (²²) の簡便法を用いた。この方法は一つの等層厚線の面積から全体積の最小値を与えるもので、降下火砕堆積物全体の等層厚分布が把握できていない場合にも用いることが可能である。

再作成された階段ダイヤグラムでは、大山火山の活動は、約 100 ka の名和火砕流 (NwP) 噴火前後から階段の傾きが急になり、噴出率が大きくなる傾向が認められる。これまでは、DKP 噴火のみが突出して大きな噴火であるように考えられてきたが、DKP をはじめとする 100 ka 以降の高噴出率期の活動は、生成されるマグマの変化を示唆していると考えられる。

② 大山火山マグマの特徴と組成の変化

大山火山マグマの特徴としては典型的アダカイト質であることが知られている。アダカイトは、火山弧の下に沈み込んだ若くて熱い海洋スラブが部分融解して形成した火山岩で^(参23)、一般に斜長石、角閃石、黒雲母を含むデイサイトであるが、Yに乏しくSrに富む高Sr/Y比を持つこと、コンドライトで規格化した希土類元素パターン(REEパターン)が軽希土から重希土側に急傾斜すること、Euの負の異常を持たないことなど、通常の島弧火山岩とは異なる特徴を持っている^(参24-参25)。

大山火山のマグマの特性を調べるため、全岩主成分組成の検討を行った。図2.1.10に大山火山噴出物のSiO₂-K₂O図を示す。

大山火山噴出物の化学組成分析では、DKPやDNPの噴出物である軽石が著しい風化作用により、軽石の基質を構成する火山ガラスが完全に粘土化したものがほとんどであるため、全岩化学組成分析が不可能である。そこで、火砕物として破碎された粒子毎に主成分元素濃度を求め、粒子のモードから軽石の全岩主成分元素組成を復元する手法を採用した。軽石中の斑晶鉱物の主要元素組成については、ほとんど変質しておらず測定が可能である。また、湖成堆積物やボーリングコアなどから保存の良い火山ガラスを含んだテフラ試料が見出され、その組成の特徴が明らかになってきている^(参26-参28)。本研究で分析したDKP(HOB-1-15.76)も、産総研が活断層調査のために富山県で実施したボーリングコア^(参29)から得られた試料を使用した。

軽石の全岩主成分組成は、ハーカー図上で個々の斑晶(斜長石+角閃石+斜方輝石+黒雲母+鉄鉱)のモード比合算組成値と火山ガラスの組成値を直線で結んだ混合直線上に求めることが出来る(図2.1.10)。分析したDKPにおける火山ガラスの含有量は60 vol.%強であるので、DKPの全岩SiO₂量は65~66 wt.%となる。K₂O量については、高噴出期のNwPや榊水原火砕流-弥山溶岩と160 ka以前の低噴出期溶岩や最末期溶岩とでは明瞭な違いがあり、DKPの組成は前者の高噴出期トレンドと一致している。なお、図2.1.10に表示しているDNPの火山ガラス組成は、斑晶中のガラス包有物の分析値^(参31)であり、DNPの全岩主成分は特定できていない。しかし、DNPの火山ガラス包有物と斑晶モード合算値の混合直線はDKPと同様に高噴出期トレンドに近く、類似の組成を持つことが期待できる。

次に、微量元素分析を行い大山火山のマグマの特性の時間変化を検討した。スラブメルト指標であるSr/Y-Y図とメルト-流体指標であるNb/Y-Ba図を図2.1.11に示す。

高噴出期と低噴出期では噴出物が異なる組成トレンドを持つことが明瞭にわかる。スラブメルト指標(Sr/Y比)では、高噴出期にはSr/Y比が低く、反対に低噴出期にはSr/Y比が高くなる。また、両者のトレンドは異なるSr/Y比を持つ親マグマから分化したことを示唆している。同様に、Nb/Y-Ba図においても、高噴出期と低噴出期の噴出物は明瞭に異なる領域にプロットされ、DKPも含め高噴出期のものは、北九州地域のマントル由来玄武岩の領域に、低噴出期のものはさらにNb/Y比の大きな領域に

分布している。Nb はスラブ脱水による流体に入りにくい元素の代表であり、スラブ流体の影響を強く受けるような東北日本弧の火山では値が低くなる。反対に Ba は流体に入りやすい元素の代表である。

次に、大山火山噴出物の化学組成時系列変化の検討をするため、Sr/Y 比と同様にスラブメルト指標として用いられる (La/Yb)_n 比(コンドライト値で規格化した La/Yb 比^(参32))を用いた。図 2.1.12 に大山火山噴出物のコンドライト規格比 (La/Yb)_n 値及び Nb/Y 比の時系列変化を示す。

この指標は REE パターン図における軽希土から重希土の傾きを示すもので、値が大きいほど重希土の枯渇度が大きくなる。(La/Yb)_n 比と Nb/Y 比の時間変化パターンの対応は良く、いずれの元素比も高噴出期に特徴的に低くなり、最末期に再び低噴出期と同等まで上昇して噴火活動を停止していることがわかる。

同様な時系列変化は、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比及び ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb 比でも確認された。

③ マグマ供給系とマグマ組成変化の関係

マグマ組成の変化と噴出量の関係から、大山火山のマグマ供給系について、次のような定性的なモデルが考えられる。

南海トラフから沈み込んだ四国海盆スラブは四国から山陽地域下で大量に脱水した後、山陰地域下でエクロジャイト安定領域に達して、スラブメルトが生成可能な状態になっている(図 2.1.13)。このような場で高温マンツルの寄与が少ない場合、生産されるスラブメルトの量は少なくなり、メルト中の含水量も乏しくなる。反対に高温マンツルの寄与が大きな場合は、スラブメルトの寄与は相対的に小さくなるものの、生産されるメルトの量自体は大きくなることやマンツルからの流体の付加も期待できる。高噴出期の DKP や DNP の様な巨大なプリニー式噴火が起きるためには、含水量の高い大量のマグマの存在が不可欠であり、この間にスラブメルト指標が揃って低下することは、マンツル-スラブメルト反応が進行したことの表れであると考えられる。一方、最末期に噴出量が急減するとともに、スラブメルト指標が上昇して、噴火活動を停止していることは、約 100 ka から始まった高温マンツルの関与が 20 ka にはほとんどなくなり、噴火が継続できなくなったと解釈できる。

(2) 十和田火山の事例調査

十和田湖周辺地域における主要な火山活動は、鮮新世における火山活動停滞期(十和田湖図幅のデータによる)を経て、2.5 Ma 頃に開始したと考えられ、2.5 Ma 以降~十和田火山活動開始(0.2 Ma)までの火山活動は、大きく前期(2.5~1.6 Ma)と後期(1.6~0.6 Ma)に区分される。

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

堆積物、降下火砕堆積物からなる。これらの火山活動は、1.7～1.6 Ma 頃の十和田山や三ツ岳の溶岩ドーム群の形成によって一旦終了したと考えられる。

後期 (1.6～0.6 Ma) : 本地域南東部で火山活動が終了した後、北西部において火山活動が開始された。複数の噴出中心より玄武岩質安山岩～デイサイトマグマが噴出し、温川沢溶岩、爺倉岬溶岩・火砕岩、岩岳溶岩・火砕岩、堀切沢溶岩が形成された。これらの活動と同時期に、北東部では湖水底で奥入瀬川火砕岩が形成された。

0.6 Ma 以降 : 本地域を給源とする 0.6～0.2 Ma の顕著な火山噴出物は認められず、十和田火山の活動開始 (0.2 Ma) までには、約 40 万年間の活動間隙 (あるいは停滞期) が存在したと推定される。

従来の研究では、十和田火山活動開始以前の噴火史が不明確であったが、本研究により、十和田火山の活動開始時期が 0.2 Ma 付近であること、それ以前には 40 万年間の火山活動休止期が存在することが判明した。現時点では、0.6 Ma 以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山として取り扱うことが妥当であると考えられ、以下に 0.2Ma 以降の十和田火山の活動履歴について述べる。

① 十和田火山の活動履歴

本研究では、前述のように十和田火山の活動開始時期は 0.2 Ma 以降とし、先カルデラ期 (～約 60 ka)、カルデラ形成期 (61～18 ka)、後カルデラ期 (15.5 ka～) の 3 期に区分される。図 2.1.14 に十和田火山の階段ダイヤグラムを示す。

先カルデラ期において、現状の階段ダイヤグラムによれば、0.1 Ma ごろから噴出率が 1 桁増加している。また、噴火エピソード Q 以前に約 2 万年間の低噴出率期がある。しかし、図中の先カルデラ期の階段ダイヤグラムは、遠方テフラ及びそれらと対比された火砕流堆積物のデータで作成したもので、給源近傍のみで産する溶岩と火砕物については、階段ダイヤグラムには反映できていない。その要因は、給源近傍相において未だ十分な精度で年代制約を与えられていない点にある。特に、青樺山火砕流堆積物や養老沢火砕流堆積物において精度の良い年代指標が見つかっていない。また、遠方テフラとの対比についても課題が残されているため、十和田火山の先カルデラ期の活動履歴については、より詳細な調査が必要になる。

カルデラ形成期は、噴火エピソード Q から L までの間と定義され^(参 33)、その期間は約 4 万 6 千年間である。カルデラ形成期噴出物に、溶岩は確認されていない。カルデラ形成期は、噴出量数 km^3DRE 以上に及ぶ、複数回の火砕流噴火の発生で特徴付けられる。このような大規模噴火は、先カルデラ期では認められていない。比較的規模の大きな火砕流噴火は、噴火エピソード Q (奥瀬噴火 : 61 ka、 4.8 km^3)、N (大不動噴火 : 36 ka、 17.9 km^3)、L (八戸噴火 15.5 ka、 20.3 km^3) の 3 回発生した。これらの 3 回の火砕流噴火の間にも、噴出量数 km^3DRE 以下の噴火が複数回発生している。

表 2.1.2 にカルデラ形成期の各噴火エピソードについて、噴火様式・推移、年代、噴出量、斑晶鉱物組合せの一覧表を示す。カルデラ形成期最初の噴火は、61 ka の噴

火エピソードQで、最初にプリニー式噴火が発生し、降下軽石・スコリアが堆積した。続いて、マグマ水蒸気噴火が発生し、火山豆石を含む降下火山灰層が堆積した。その後、火砕流が発生し、周囲に広く流れ下ったと考えられる。火砕流堆積物の体積は、Hayakawa (1985) (参³³)によると4 km³DREとされているが、今後の調査次第では、噴出量は大きくなる可能性がある。なお、噴火エピソードQの時に、最初のカルデラが形成されたと考えられている (参³³)。

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

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

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

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

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

ドームからなる火山体が存在しており、軽石噴火 (N、M、L) の度に火山体が破壊されることを繰り返していたと推定される。また、いずれのブルカノ式噴火 (0'、N'、M') も、軽石噴火 (N、M、L) が発生する 2~4 ka に起こっている。これらのセットは、記載岩石学的特徴が一致する。特に、M' と L については、十和田火山では珍しい普通角閃石を含む点で一致する。これらのブルカノ式噴火 (0'、N'、M') は、軽石噴火 (N、M、L) の先駆的噴火として位置付けられる可能性がある。

② カルデラ形成期におけるマグマ噴出率

図 2.1.15 にカルデラ形成期の階段ダイヤグラムを示す。カルデラ形成期では、大規模カルデラ噴火の発生以外に、他の活動時期では見られない特徴が認められる。それは、大規模カルデラ噴火に先行する数万年間の低マグマ噴出率期の存在である。カルデラ形成期は、全体としてみれば $1.1 \text{ km}^3\text{DRE}/\text{千年}$ と高マグマ噴出率であり、先カルデラ期や後カルデラ期よりも噴出率は高い (図 2.1.14)。しかしながら、大規模カルデラ噴火間の時期に注目すると、噴火エピソード Q-N 間が 2 万 5 千年間でマグマ噴出率が $0.11 \text{ km}^3\text{DRE}/\text{千年}$ 、噴火エピソード N-L 間が 2 万 5 百年間でマグマ噴出率が $0.15 \text{ km}^3\text{DRE}/\text{千年}$ であり (図 2.1.15)、先カルデラ期後期 (約 4 万年間) や後カルデラ期 (1 万 5 千年間) と比較してもマグマ噴出率が低い (図 2.1.14)。また、火砕噴火の頻度についても、噴火エピソード Q-N 間が 0.16 回/千年、噴火エピソード N-L 間が 0.15 回/千年であり、後カルデラ期の 1.2 回/千年よりも有意に低頻度である。以上のように、大規模カルデラ噴火の前には、2 万年間程度の低マグマ噴出率・低噴火頻度期が先行する傾向にある。大規模カルデラ形成噴火間の時期は、マグマ噴出率も低く、噴火発生頻度も低頻度で、噴火活動が相対的に不活発な時期であったと考えられる。このことは、大規模カルデラ噴火を起こすためには、それに応じて地下にマグマを蓄積する時間が必要であることを示唆している。

図 2.1.16 にカルデラ形成期から後カルデラ期にかけての噴出物の全岩 SiO_2 量時系列変化を示す。カルデラ形成期では、噴火エピソード Q で安山岩~デイサイトマグマが噴出した後、全岩 SiO_2 量が時代とともに微増し、N と M では流紋岩マグマが噴出するに至った。その後、L ではやや苦鉄質になるものの、デイサイト~流紋岩に至る比較的幅広い組成のマグマが噴出した。このように、カルデラ形成期においては、一貫してデイサイト~流紋岩マグマ主体の活動となっている。しかし、後カルデラ期に入ると、マグマ組成は急激に玄武岩質安山岩へと変化し、その後、1 万 5 千年間かけて徐々に玄武岩質安山岩から流紋岩へと変化する傾向を示す。このような、カルデラ形成期~後カルデラ期のマグマ組成の急速な変化については、噴出物のより詳細な岩石学的検討が必要である。

(3) 支笏火山の事例調査

支笏火山は約 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火山である。本研究では、カルデラ形成噴火とその直前の噴出物を対象に

したボーリング掘削、トレンチ調査、地表調査を実施し、大規模噴火前の休止期から準備期へと至る事例を調査した。

① 支笏火山の先カルデラ期の活動履歴

先カルデラ期における 60 ka 社台噴火は、先カルデラ期の最も規模の大きな噴火で、噴出量は 10~15 km³ DRE と見積もられている。60 ka 社台噴火噴出物について、支笏湖東方約 20 km の地点でのボーリングコア試料、支笏湖東方 40 km 及び支笏湖北東 40 km におけるトレンチ調査試料を採取し、その噴出物を山縣 (1994) (参³⁵) にほぼ従って 5 つのユニットに区分した。その後、これらの噴出物についてユニット区分を再検討し構成物分析を行った結果、60 ka 社台噴火噴出物を、堆積構造及び噴出物の構成物から、A から C の大きく 3 つの地質ユニットに区分した (図 2.1.17~図 2.1.20)。最下位の Unit A は軽石主体の降下火砕堆積物で、茶褐色土壌を直接覆う軽石堆積物 (A1、A2) とその上位の火山灰堆積物 (A3) からなる。Unit B は、Unit A を直接覆うスコリア主体の降下火砕堆積物で全体的に層状構造が発達しており、粒径や色彩の異なる層が成層している部分を B1-B4、黒色部分と赤黒色部分が繰り返し累重する部分を B5 とした (図 2.1.19、図 2.1.20)。さらに最上位の Unit C はスコリア主体の火砕流堆積物 C1 とその後の降下火砕堆積物 C2 からなる (図 2.1.18、図 2.1.20)。

前記のように 3 つに区分した Unit A から Unit C は、その堆積構造、堆積物の粒度及び構成物の時間変化から、それぞれが異なる噴火フェーズ (Phase 1 : 軽石質のプリニー式噴火、Phase 2 : スコリア質のプリニー式噴火、Phase 3 : 火砕流噴火) に相当することが明らかになった (図 2.1.21)。

Phase 1 では安定的な噴煙柱から降下軽石堆積物が供給されたが (A1、A2)、この噴煙柱は A3 で衰退したと考えられる。Phase 2 では噴煙柱高度が一定ではなく噴出率の増減を繰り返しながら (B1-B4) 次第に噴出率が上昇していった。B5 で噴煙柱高度は最大になったが、この時期は間欠的な噴火を繰り返して色調の異なる成層構造が形成された可能性が考えられ、その後 Phase 3 の火砕流噴火 (C1) に至った。火砕流堆積物を覆う降下火砕堆積物 (C2) は、Phase 2 後期 (B5) より明らかに規模の小さな噴煙柱から供給されたと考えられる。60 ka 社台噴火では、Phase 2 以降で安山岩質マグマ (スコリア)、混合マグマ (縞状軽石・灰色軽石) が噴出しはじめるが、デイサイト質マグマ (軽石) は 10~15 km³DRE の噴火初期から末期まで消滅することなく常に噴出し続けており、珪長質マグマ (苦鉄質マグマ) から苦鉄質マグマ (珪長質マグマ) へ時間とともに置き換わっていくという他の火山で一般的に見られるものとは異なっている (参³⁶)。この特徴は、安山岩質マグマとデイサイト質マグマからなる成層マグマ溜まりからの噴出や単独の火道からの噴出では説明するのが難しく、それぞれ独立したマグマ溜まりから、少なくともデイサイト質マグマはその他のマグマとは別の火道を通して噴出した可能性を示唆している。

② 支笏火山のカルデラ形成期の活動

支笏カルデラ形成噴火の噴火年代は 43.8 ka、噴出体積は 100~130 km³DRE と見積もられている。本研究によって支笏カルデラ形成噴火は大きく 5 つの噴火フェーズに分類され (Phase I : マグマ水蒸気噴火期、Phase II : 大規模なプリニー式噴火による降下軽石堆積物卓越層から火砕流堆積物卓越層への移行期、Phase III : 大規模火砕流堆積物噴出期、Phase IV : 厚い岩片濃集層を伴う火砕流堆積物噴出期、Phase V : 大規模噴火終息期)、これらは時間間隙をはさんで、Stage 1 (従来の Spfa-1: Phase I, II) と Stage 2 (従来の Spf1: Phase III~V) の大きく 2 つに区分されていた。また、特に Phase I 噴出物は 3 つのユニットに分けられ噴火最初期には薄く広く高温のブラスト状堆積物が覆ったと考えられること、Phase II 噴出物は遠方では 2 つのユニットのみが認められることが確認された。

支笏湖南方の模式露頭において、層相、構成物の変化及び時間間隙に注目して、支笏カルデラ形成噴火噴出物を A から F の 6 つのユニットに再区分した (図 2. 1. 22)。Unit A の下位及び Unit F の上位には土壌が存在するが、A から F の間には土壌は認められない。一方で、Unit B-C、Unit C-D、Unit E-F 間には時間間隙を示唆する産状が認められた (図 2. 1. 23)。

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

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

Unit C は非溶結な塊状の大規模な火砕流堆積物であり、層厚は約 30 m に達する。本質物質主体の下位 (C1) と岩片に富む上位 (C2) の 2 つのサブユニットに区分されるが、C1 と C2 の間には大きな時間間隙はなかったと考えられる。一方で、Unit C-Unit D 境界部には、C2 が侵食されて生じた再堆積層が存在しており、その上部は基質・岩片ともに風化していることから比較的長い時間間隙が示唆された (図 2. 1. 23)。

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

Unit E は、層厚約 2 m の非溶結な小規模火砕流堆積物である。この火砕流堆積物の上位には斜交成層した再堆積層が見られ、その再堆積層の最上部はやや風化してい

る。このことから、Unit C-Unit D境界と同様、Unit E-Unit F境界には比較的長い時間間隙が存在していたと考えられる。

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

上記の区分に従って支笏カルデラ形成噴火噴出物の構成物分析を行った（図2.1.24；本質物質2種類と岩片の3区分）。カルデラ形成噴火噴出物の本質物質は、斑晶に乏しい軽石（Crystal-poor type：CPタイプ）と、斑晶に富む軽石及びスコリア（Crystal-rich type：CRタイプ）からなる。CPタイプの斑晶量は5 vol.%以下、SiO₂量が67 wt.%以上であり、CRタイプ（斑晶量20 vol.%以上、SiO₂量67 wt.%以下）とは明瞭に区別できる。

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

Unit A~Unit CとUnit D以降で本質物質タイプの比率が大きく変化し、この間に風化面を形成するだけの時間間隙が存在することから、Unit A~Unit CとUnit D以降でそれぞれを別の噴火として区分できる可能性が考えられる。このような時間間隙を示唆する露頭での産状について、より定量的な時間スケールを評価するため、火山噴出物の古地磁気方位の測定を試みた。その結果、Unit BとUnit Cの境界では、同時~数十年の時間間隙と推定された。また、Unit CとUnit Dの境界では、100年以上の時間間隙が存在することが明らかになった^(参³⁷)。

従って、支笏火山のカルデラ形成噴火の推移は、以下のように推定される。

マグマ水蒸気噴火及び水蒸気プリニー式噴火で始まった（Unit A）、その後、時間間隙をおかずにマグマ噴火に移行し、Phase2ではプリニー式噴火が開始した（Unit B）。Phase 2後期には噴煙柱が不安定になり、火砕サージ堆積物や火砕流堆積物を噴出した。その後、Phase 3では爆発的な噴火により大量の火砕流堆積物を噴出し、カルデラ陥没に伴うラグブレッチャが堆積した（Unit C）。さらにその後有意な休止期において、後カルデラ活動に移行したと考えられる。後カルデラ活動のPhase 4では小規模な火砕流堆積物が間欠的に噴出した（Unit D、Unit E）。火砕サージを伴う小規模なプリニー式噴火が発生した（Unit F）。岩片量の時間変化から、カルデラの崩壊はUnit Bで始まり、Unit C末期のラグブレッチャ噴出によって現在のカルデラがほぼ形成されたと考えられる。

このような噴火推移は、カルデラ陥没に伴うラグブレッチャが放出された後に、大規模な火砕噴火が発生し火砕流が堆積するという Druitt and Sparks (1984) ^(参 38) のカルデラ形成噴火のモデルとは異なっている。

表 2.1.1 大山火山噴火ユニット層序とマグマ体積

Table 2.1.1 Stratigraphy of the Daisen volcano eruption unit and magma volume

年代 (ka)	溶岩 (km ³ DRE)	火砕流 (km ³ DRE)	降下火砕物 (km ³ DRE)	計 (km ³ DRE)
20.8	三鈷峰 (SL) 1.5 × 10 ⁻¹	阿弥陀川 (AmP) 6.7 × 10 ⁻³		1.6 × 10 ⁻¹
21			草谷原 3.4 × 10 ⁻²	3.4 × 10 ⁻²
28.6	弥山 (ML) 1.9 × 10 ⁰	榎水原 (MsP) 7.3 × 10 ⁻¹	東大山 1.3 × 10 ⁻¹	2.8 × 10 ⁰
29.3	烏ヶ山 (KL) 7.2 × 10 ⁻²	笹ヶ平 (SsP) 1.0 × 10 ⁰	オドリ 4.4 × 10 ⁻¹	1.5 × 10 ⁰
41.6		槇原 (MkP) 1.9 × 10 ⁻¹	鴨ヶ岡 3.5 × 10 ⁻²	2.3 × 10 ⁻¹
60			倉吉 (DKP) 1.1 × 10 ¹	1.1 × 10 ¹
67			関金 (DSP) 3.0 × 10 ⁻¹	3.0 × 10 ⁻¹
80			生竹 (DNP) 2.1 × 10 ⁰	2.1 × 10 ⁰
83			荒田 2 8.0 × 10 ⁻²	8.0 × 10 ⁻²
93			荒田 1 2.4 × 10 ⁻²	2.4 × 10 ⁻²
100	振子山 (FL) 3.6 × 10 ⁻¹	名和 (NwP) 1.3 × 10 ⁰		1.7 × 10 ⁰
115			蒜山原 8.7 × 10 ⁻²	8.7 × 10 ⁻²
130			松江 (DMP) 9.9 × 10 ⁻¹	9.9 × 10 ⁻¹
170			樋谷 2.2 × 10 ⁻¹	2.2 × 10 ⁻¹
190			別所 (DBP) 1.0 × 10 ⁰	1.0 × 10 ⁰
200			HPM2 1.6 × 10 ⁻¹	1.6 × 10 ⁻¹
210			奥津 (DOP) 1.9 × 10 ⁰	1.9 × 10 ⁰

出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

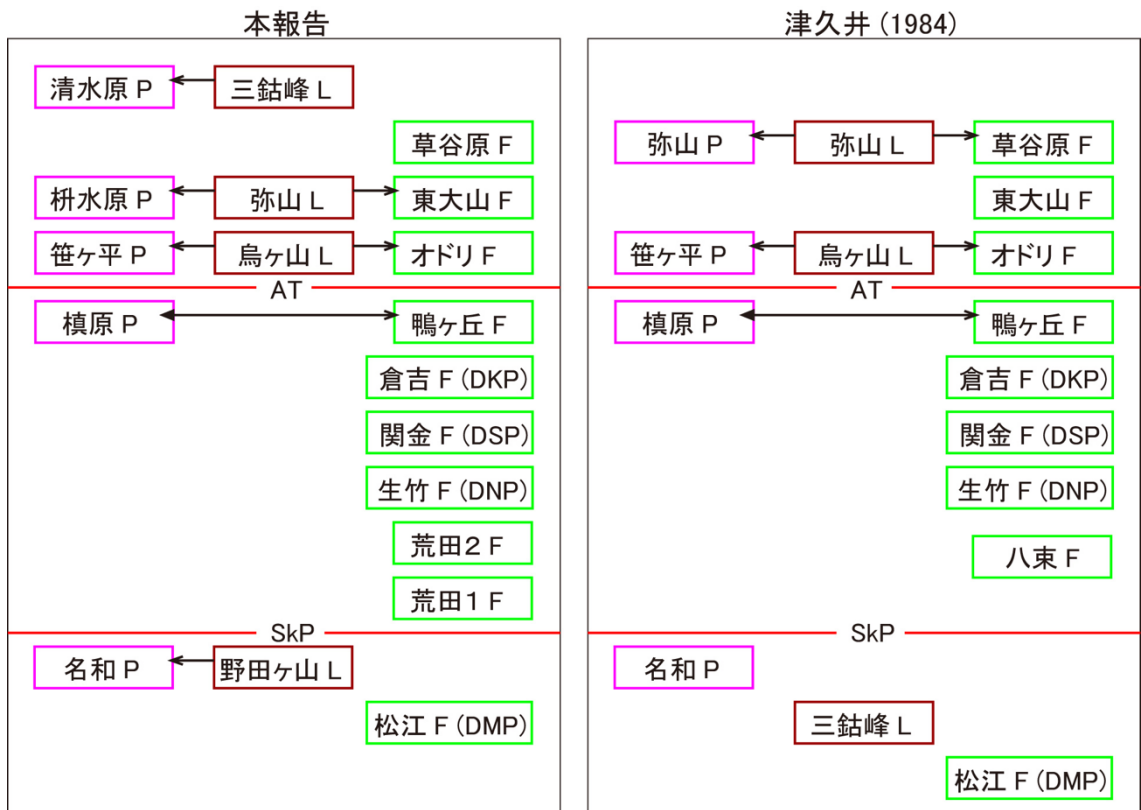
表 2.1.2 カルデラ形成期の噴火エピソード一覧表

Table 2.1.2 List of eruptive episode in caldera forming period at Towada volcano

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

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

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

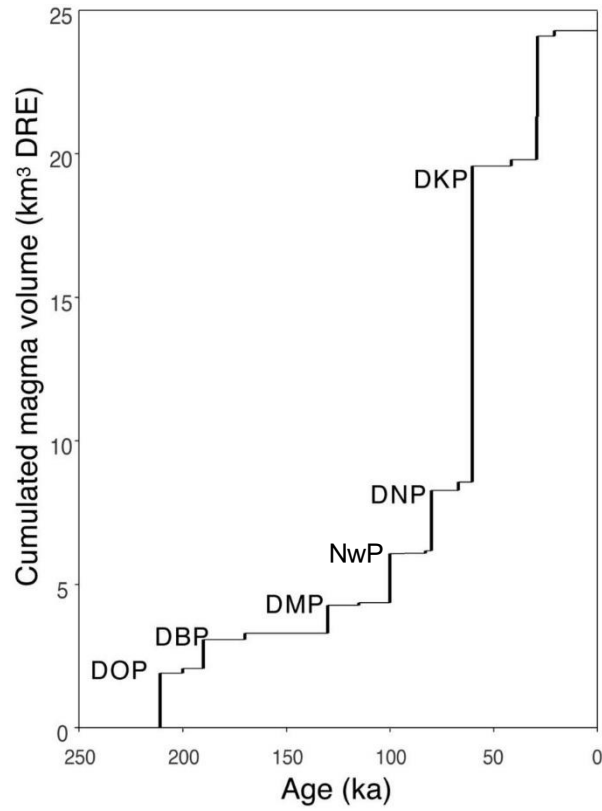


出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参²)

図 2.1.8 大山火山噴出物の層序

AT=始良 Tn テフラ、SkP=三瓶木次テフラ、P=火砕流、L=溶岩、F=降下火砕物

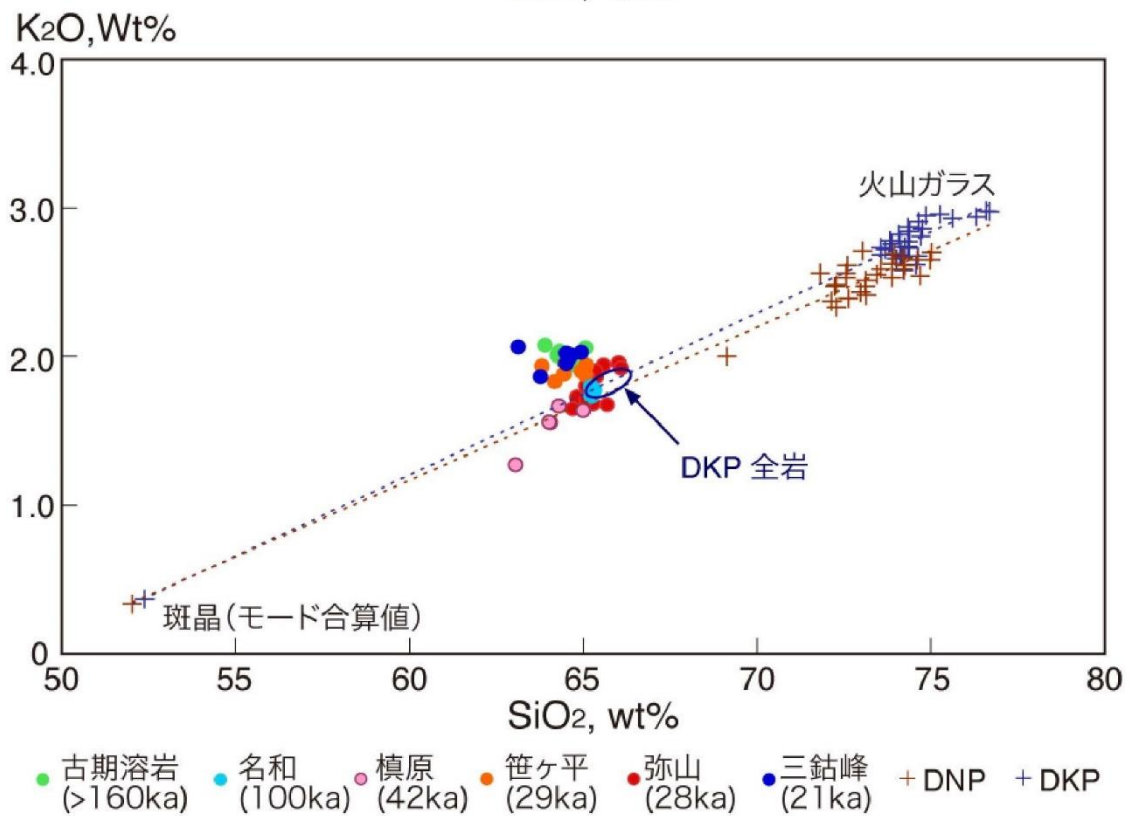
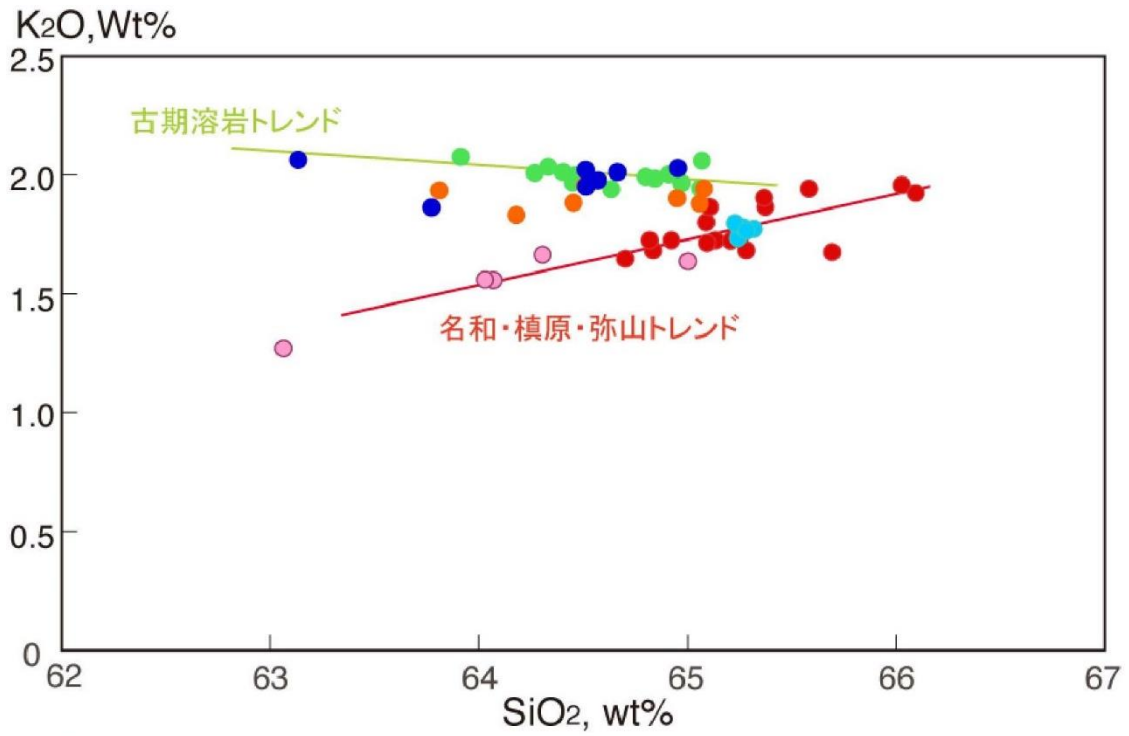
Figure 2.1.8 Stratigraphy of eruption product of Daisen Volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.1.9 大山火山の積算マグマ噴出量階段ダイヤグラム

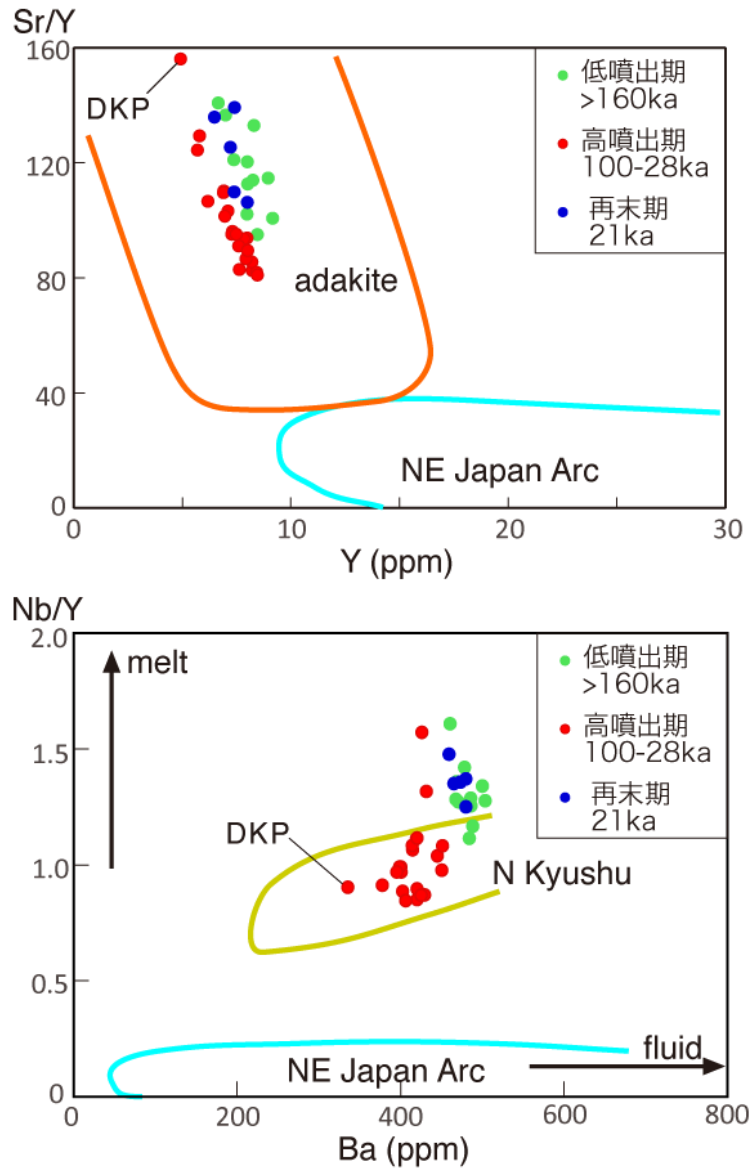
Figure 2.1.9 Accumulated magma volume-time diagrams at Daisen volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.10 大山火山噴出物の SiO₂-K₂O 図

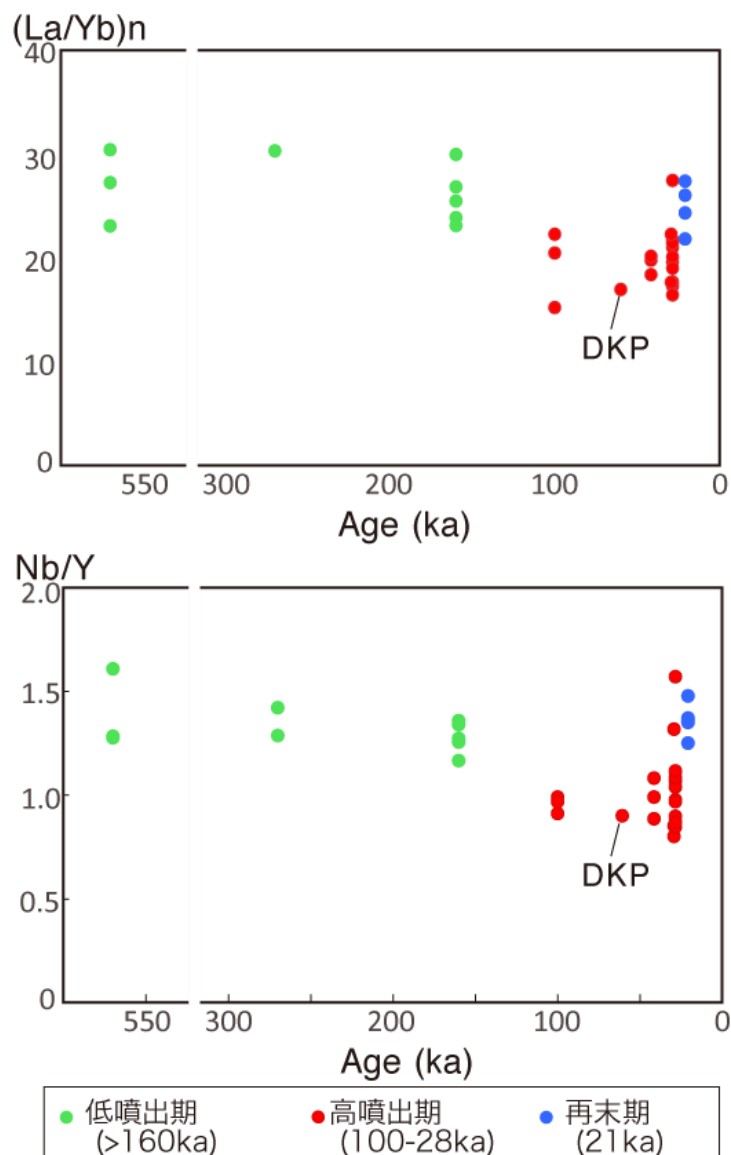
Figure 2.1.10 K₂O vs. SiO₂ diagrams for the eruption products of Daisen Volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.11 大山火山噴出物の Sr/Y-Y 図及び Nb/Y-Ba 図

Figure 2.1.11 Sr/Y vs. Y and Nb/Y vs. Ba diagrams for the eruption products of Daisen Volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.12 大山火山噴出物のコンドライト規格化 $(La/Yb)_n$ 比及び Nb/Y 比の時系列変化
 Figure 2.1.12 Chondrite-normalized $(La/Yb)_n$ vs. Age and Nb/Y vs. age diagrams for the eruption products of Daisen Volcano

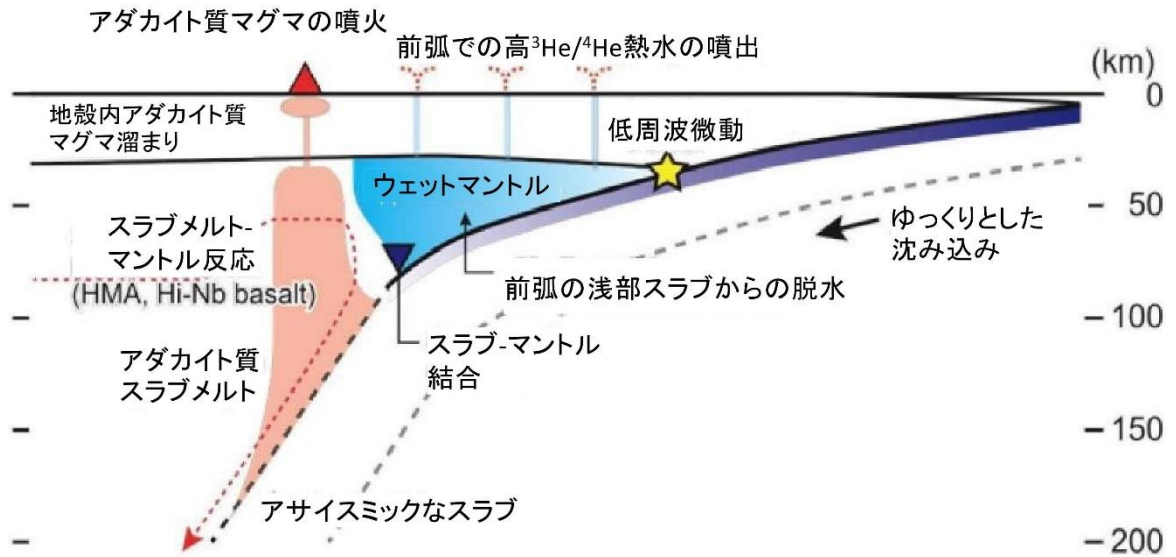
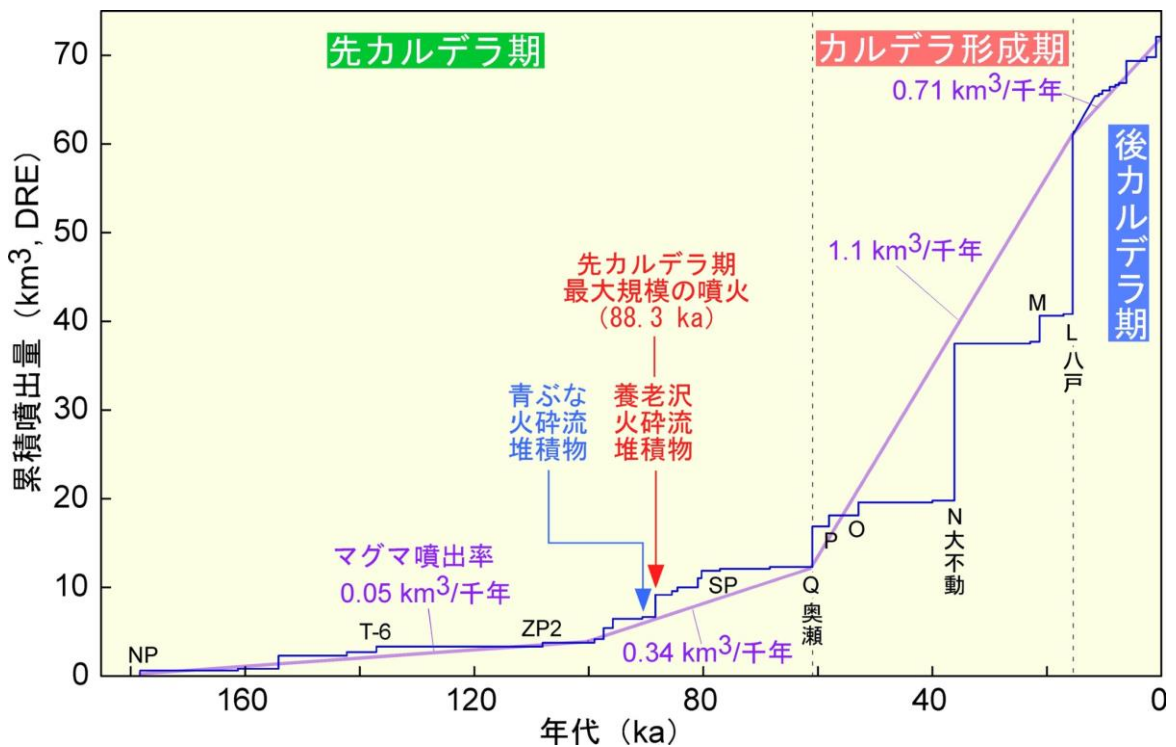


図 2.1.13 西南日本の沈み込み帯におけるマグマ供給系モデル (Kimura et al. (2015) (参³⁹) に加筆)

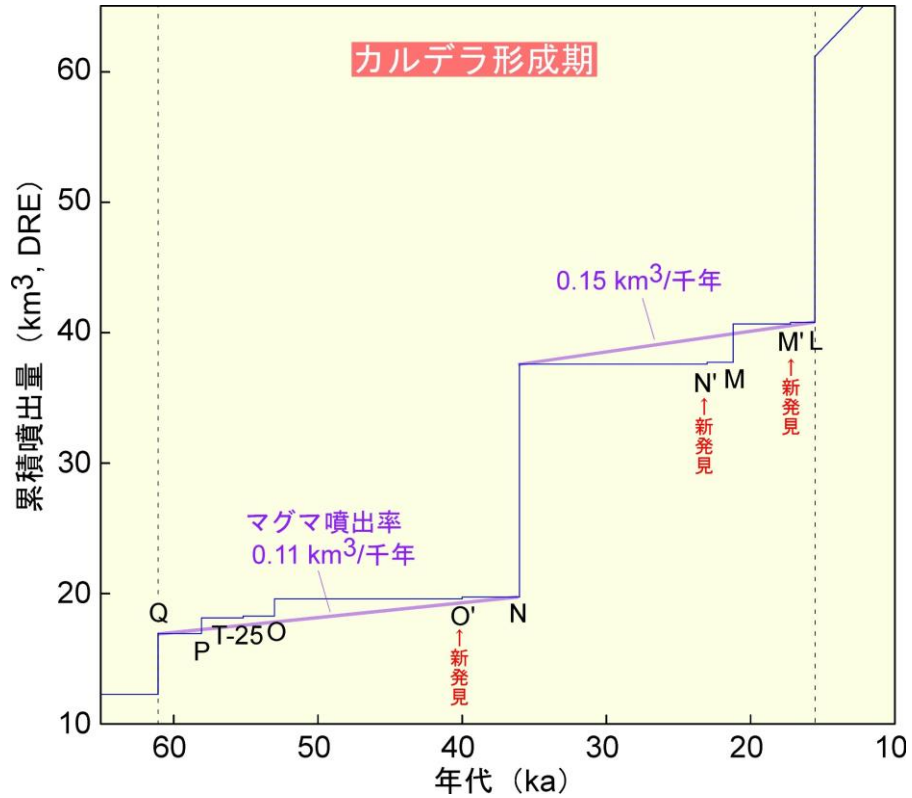
Figure 2.1.13 Magma supply system model in the subduction zone of Southwest Japan (Add to Kimura et al., 2015)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.1.14 十和田火山の階段ダイヤグラム

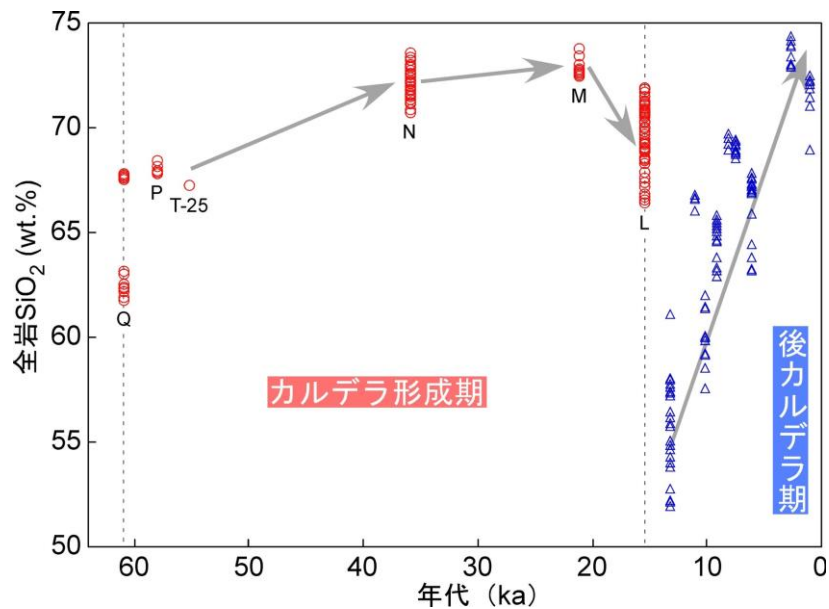
Figure 2.1.14 Accumulated magma volume-time diagrams at Towada volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.1.15 カルデラ形成期の階段ダイヤグラム

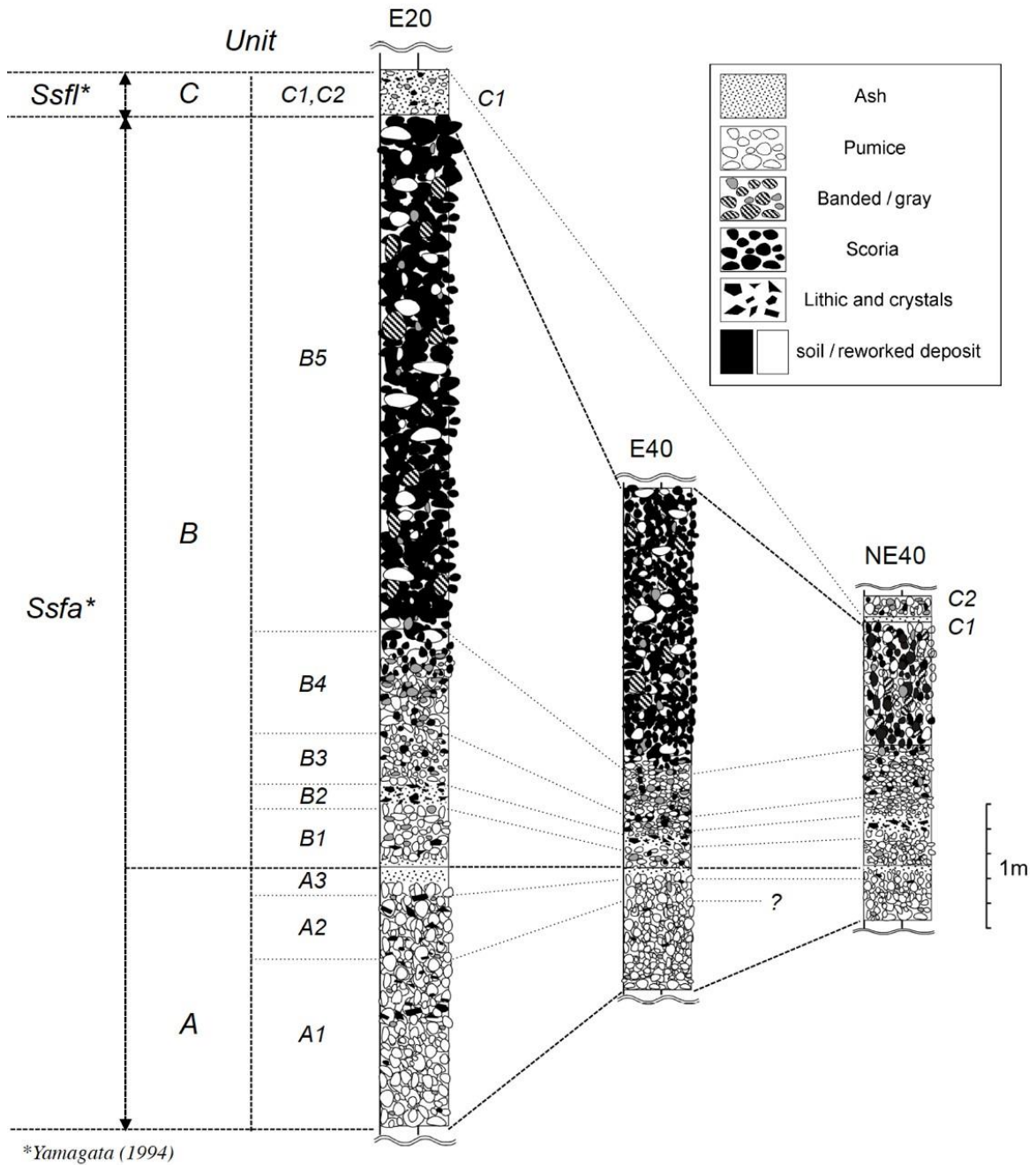
Figure 2.1.15 Accumulated magma volume-time diagrams in caldera forming period at Towada volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.1.16 カルデラ形成期～後カルデラ期噴出物の全岩 SiO₂ 量時代変化図

Figure 2.1.16 SiO₂ of whole rock vs. Age diagrams for the eruption products of Towada Volcano



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.17 60 ka 社台噴火噴出物の対比柱状図

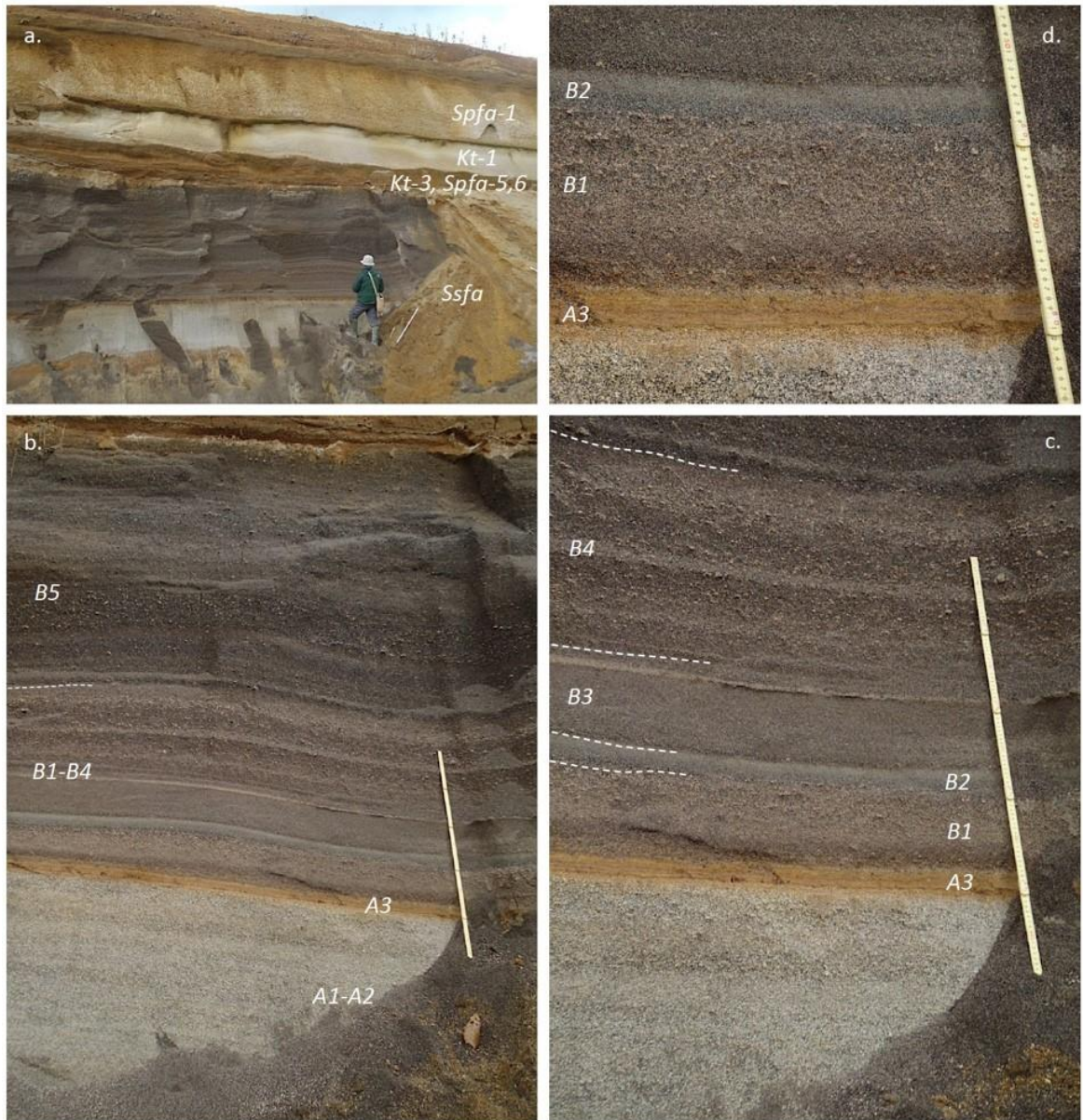
Figure 2.1.17 Column diagram of the eruption product (Shadai, 60 ka)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

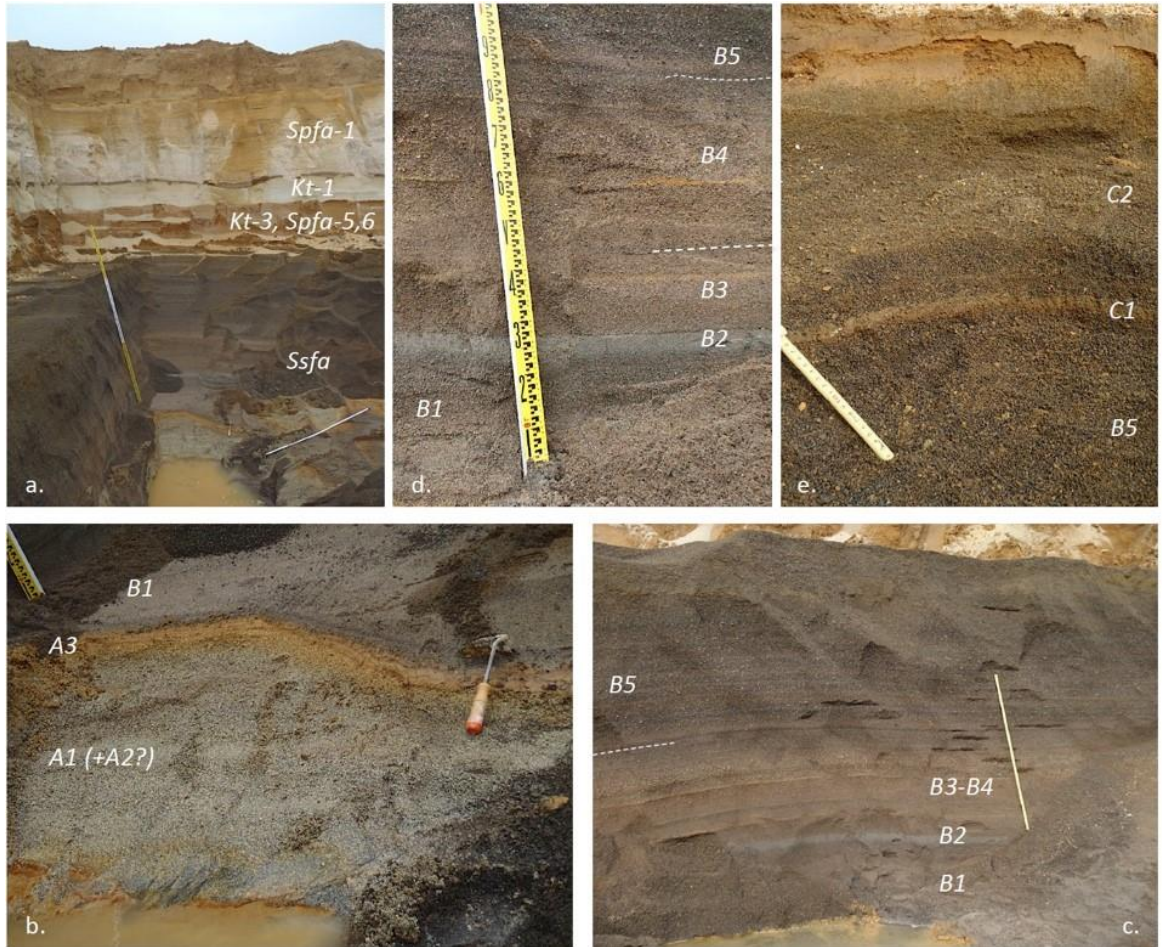
図 2.1.18 掘削コア写真 (E20 地点)

Figure 2.1.18 Drilling Core Photo at E20 point



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

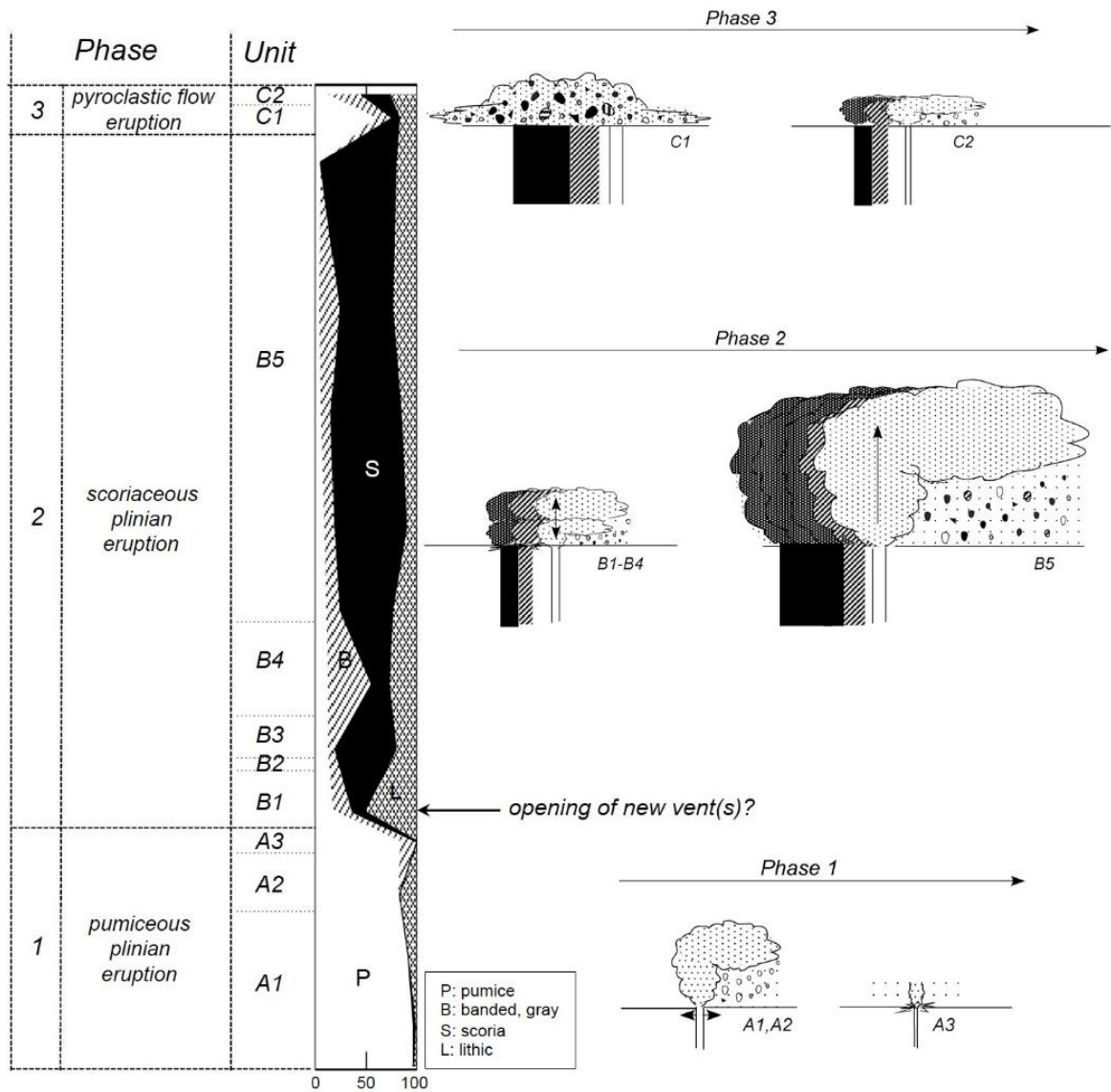
図 2.1.19 露頭写真 (E40 地点)
Figure 2.1.19 Exposure Photo at E40 point



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.20 露頭写真 (NE40 地点)

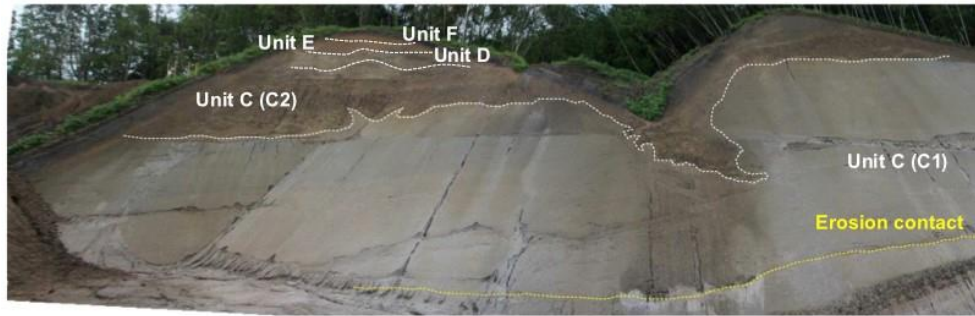
Figure 2.1.20 Exposure Photo at NE40 point



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.21 60 ka 社台噴火の推移

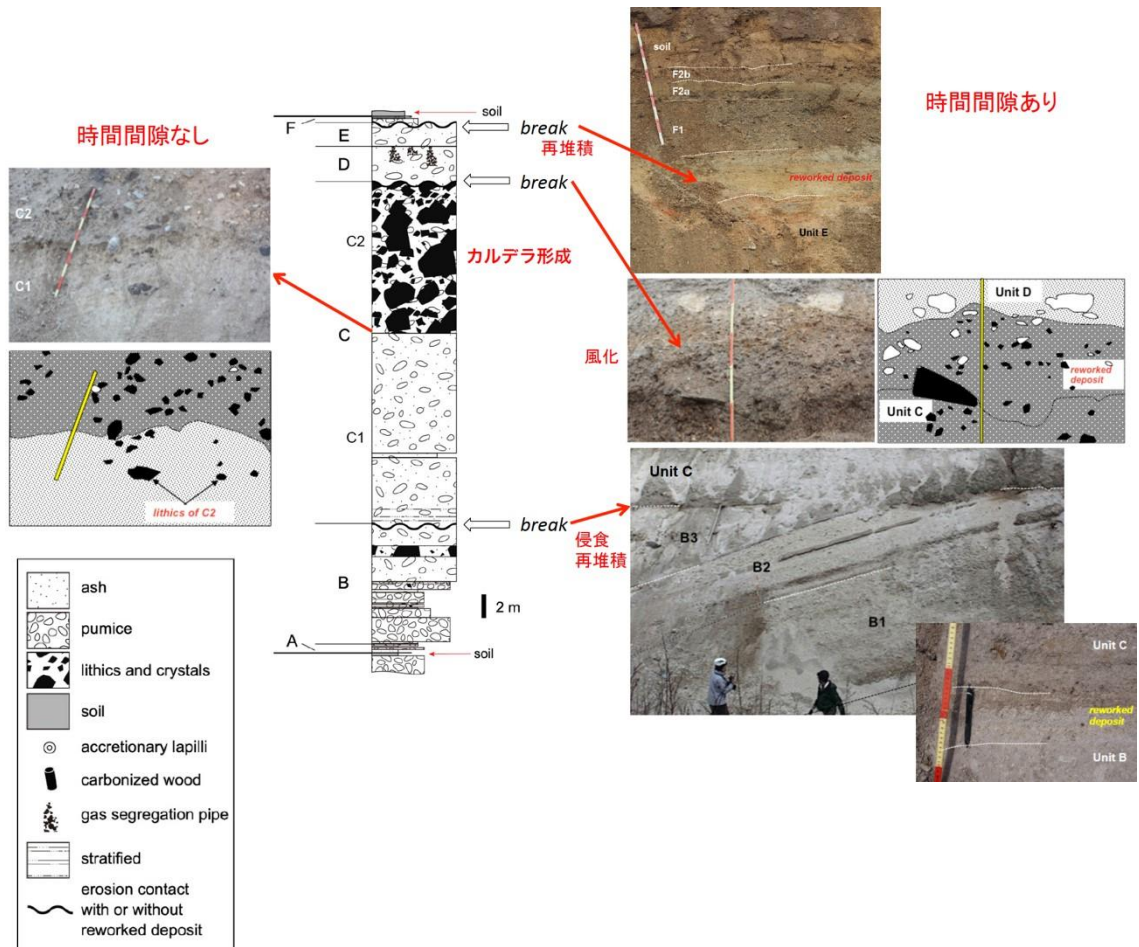
Figure 2.1.21 Eruptions transition of Shadai eruption at 60 ka



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.1.22 模式露頭の全体写真

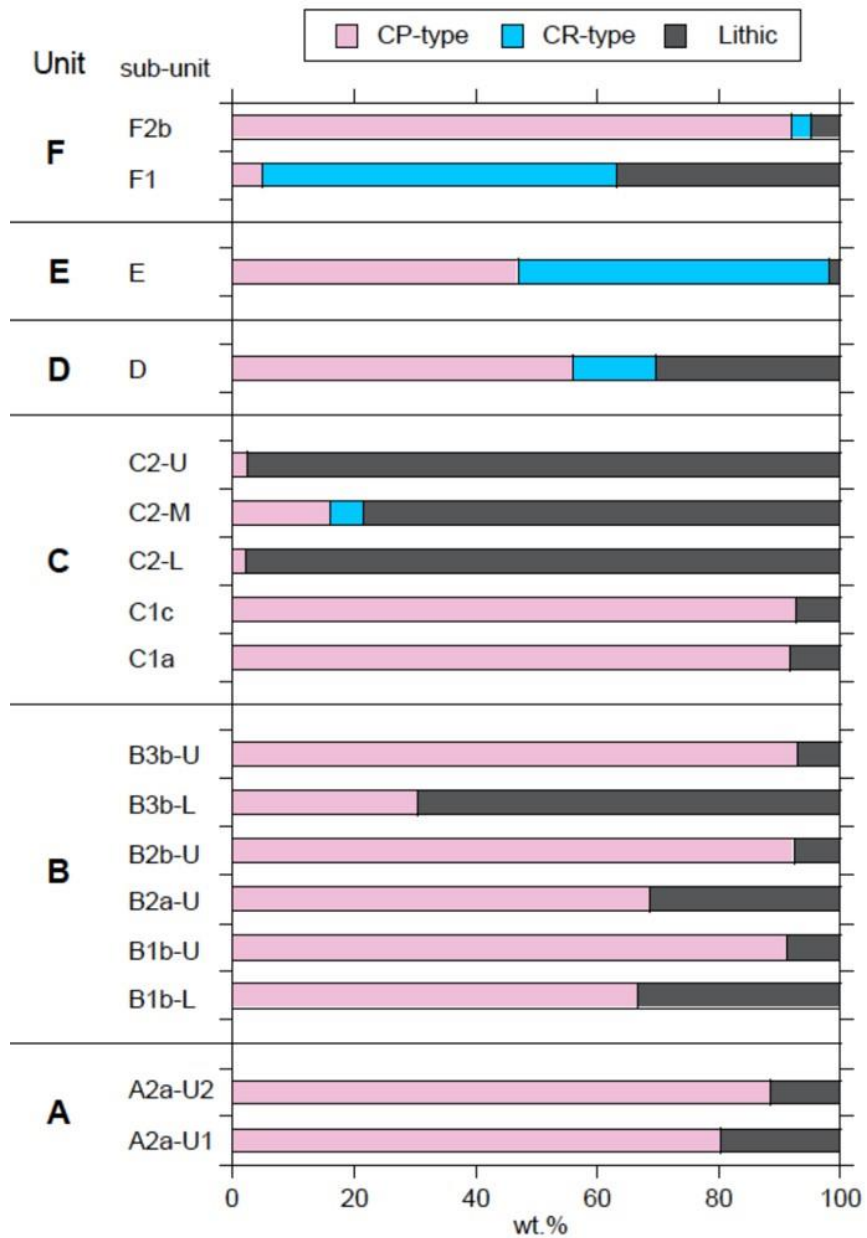
Figure 2.1.22 Overall picture of model exposure



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.1.23 支笏カルデラ形成噴火の模式柱状図

Figure 2.1.23 Schematic diagram of Shikotsu caldera-forming eruption



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.1.24 構成物分析結果

Figure 2.1.24 Constituent analysis result

2.1.4 まとめ

国内にある56の火山について既往文献の情報を基に活動履歴を整理し、噴出量と時間関係を示す階段ダイヤグラムを作成した。これらの火山のうち、29火山について平均マグマ噴出率を算出し、噴出率が上昇あるいは下降傾向にあるかを判断するとともに、高噴出率期と低噴出率期の噴出物の組成変化をそれぞれ検討した。そして、大山火山や赤城火山を代表的な事例として、噴出率の変化の要因について解釈を与えた。また、過去に巨大噴火を起こした十和田カルデラ、支笏カルデラの噴火事例を詳細に調査し、前カルデラ期からカルデラ形成期を経て後カルデラ期に至るまでの噴火史、その期間中の噴出物の変遷を取りまとめた。また、支笏カルデラ形成時の噴火堆積物から具体的な噴火推移を明らかにした。

2.2 噴火規模及び影響範囲推定のための調査・研究

2.2.1 火山影響評価のためのマグマ供給系発達過程の検討

過去に巨大噴火を起こした火山を中心に噴出物の岩石学的検討を行い、噴火直前のマグマの温度及び圧力条件を推定するとともに、活動期間中のマグマ組成の変遷やマグマ供給系の変化及びマグマ溜まりの発達過程を推定する。マグマの温度及び圧力条件は、噴火直前のマグマ溜まりの位置（深さ）を示唆しており、このような知見が得られることにより、火山の地下構造把握における観測すべき深さが明確になる。また、噴出物の年代、ガラス組成及び鉱物組成に関する分析から得られる成果を用いて活動期間中のマグマ組成の変遷等について岩石学的な知見を得た。

なお、本研究は、独立行政法人原子力安全基盤機構の委託研究（平成 25 年度火山活動の可能性評価基準及び火山モニタリング評価基準整備整備、受託先：国立研究開発法人産業技術総合研究所）及び原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成 26～30 年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所）事業により実施した。

(1) 鬼界カルデラ噴出物の岩石学的検討

鬼界カルデラは薩摩硫黄島火山の活動により形成された東西 20 km、南北 17 km の大型カルデラで、鹿児島県薩摩半島の南約 50 km に位置する。カルデラ地形の大部分は海没しており、陸上部は薩摩硫黄島・竹島・昭和硫黄島と数個の岩礁のみである。薩摩硫黄島火山は約 0.7 Ma から活動を開始し、現在まで断続的に噴火活動を継続している^(参 40)。小野・他 (1982)^(参 40)によれば、その噴火史は大きく先カルデラ期、カルデラ形成期 (0.6 Ma～7.3 ka)、後カルデラ期 (7.3 ka～現在) に分けられる。先カルデラ期には、玄武岩-安山岩マグマによる小成層火山形成と流紋岩-デイサイトマグマによる厚い溶岩流の噴火があった。カルデラ形成期には大規模火砕流の流出を伴う噴火が 2 回以上と、より小規模な活動があり、このうちの 2 回の噴火でカルデラが陥没・拡大したと考えられている^(参 40)。このうち、最新のカルデラ噴火が 7.3 ka に起きた「鬼界アカホヤ噴火」で、その噴出物量は 170 km³以上と考えられている^(参 34)。鬼界カルデラ近傍にある鬼界アカホヤ噴火の噴出物は、最下部の「幸屋（船倉）降下軽石」とその上位の「竹島火砕流堆積物」に大別できる。また、鬼界アカホヤ噴火の直前 (9.5 ka) に「籠港降下スコリア」を放出する噴火が起きている。後カルデラ期も断続的に噴火活動を継続し、流紋岩マグマの活動によって硫黄岳が、玄武岩マグマの活動によって稲村岳が形成された。最新のマグマ噴火は 1934-1935 年の流紋岩マグマによる海底噴火で、硫黄島の東海岸沖に昭和硫黄島を形成した^(参 41)。さらに、後カルデラ期には、噴火活動とともに活発な火山ガス放出活動が継続している。

鬼界アカホヤ噴火は国内で起きた最新のカルデラ噴火であるため、噴火による堆積物の風化・浸食・変質が少なく、新鮮な試料を分析試料として用いることが期待でき、

噴出物の鉍物化学分析から地質温度計を用いることでマグマ溜まりの温度を、メルト包有物分析の揮発性成分 (H_2O 、 CO_2) の濃度測定からマグマの圧力を推定することができる。鬼界アカホヤ噴火後のマグマ溜まりについては、岩石学的解析^(参42)やメルト包有物分析^(参43-参44)などの研究により、その化学的特徴や温度・圧力条件が明らかにされている。一方、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりについては、Saito et al. (2001)^(参43)で一部の火砕流堆積物についてのみ行われているだけで、系統的な解析は未だ行われていなかった。

そこで、鬼界アカホヤ噴火堆積物の幸屋(船倉)降下軽石とその直上にある竹島火砕流堆積物に含まれる軽石とスコリア(以後、「竹島火砕流軽石」、「竹島火砕流スコリア」と称する)について岩石学的解析とメルト包有物化学分析を行い、鬼界アカホヤ噴火に放出されたマグマの化学的特徴を明らかにし、マグマ溜まりの圧力条件について検討した。

① 鬼界アカホヤ噴火マグマの温度の推定

幸屋(船倉)降下軽石、竹島火砕流軽石・スコリアを形成した流紋岩マグマ及び安山岩マグマの温度を見積もるため、電子線マイクロアナライザー(EPMA)を用いて同試料に含まれる単斜輝石と斜方輝石の境界部分(図2.2.1)について微小領域化学分析を実施した。流紋岩マグマの温度を知るために、幸屋(船倉)降下軽石内の単斜輝石と斜方輝石が共存している斑晶(以後「単斜輝石・斜方輝石ペア」という。)13組、竹島火砕流下部ユニット軽石は5組、同火砕流中部ユニット軽石は11組、同火砕流上部ユニット軽石7組について、その接触部とリムの化学組成をEPMAで測定し、得られた組成に輝石温度計^(参45)を適用した。また、安山岩マグマについては、竹島火砕流上部ユニットスコリア内の単斜輝石・斜方輝石ペア4組について同様の分析を実施した。また、幸屋(船倉)降下軽石、竹島火砕流下部及び上部ユニット軽石について、鉄チタン鉍物である磁鉄鉍及びイルメナイトが共存している斑晶(以後「磁鉄鉍・イルメナイトペア」とする)を分析し、その接触部とリムの化学組成に鉄チタン鉍物温度計(QUILFプログラム)を適用した。

輝石温度計を適用した結果、幸屋(船倉)降下軽石 902 ± 20 °C、竹島火砕流下部ユニット軽石 910 ± 12 °C、竹島火砕流中部ユニット軽石 903 ± 12 °C、竹島火砕流上部ユニット軽石 895 ± 10 °C、とほぼ同じ温度であることが判明した。

安山岩マグマである竹島火砕流上部ユニットスコリアの温度は 975 ± 5 °Cになった。安山岩マグマの温度は、流紋岩マグマの温度よりも有意に高い。なお、接触部とリムで算出した温度に大きな違いはなかった(図2.2.1)。また、9.5 kaの噴火による籠港降下スコリアの輝石ペアの化学組成についても輝石温度計^(参45)を適用し再計算した結果、接触部の化学組成から 979 ± 18 °Cという温度が得られた(図2.2.2)。

鉄チタン鉱物温度計の結果は、幸屋（船倉）降下軽石については温度 870 ± 7 °C、酸素フガシティ ($\log f_{O_2}$) -11.8 ± 0.2 、竹島火砕流下部ユニット軽石は温度 874 ± 4 °C、酸素フガシティ ($\log f_{O_2}$) -11.6 ± 0.1 、竹島火砕流上部ユニット軽石は温度 878 ± 3 °C、酸素フガシティ ($\log f_{O_2}$) -11.4 ± 0.1 となった (図 2.2.3)。輝石温度計と同様に層序による違いは認められなかった (温度、酸素フガシティともに、2 標準偏差以内)。流紋岩軽石全体の平均値は 874 ± 6 °C であった。また、輝石温度計による結果と比較すると、わずかに低い傾向が見られるが、2 標準偏差以内に入る (図 2.2.4)。

鉄チタン鉱物温度計の結果とも大きな差はないため、流紋岩マグマ温度の推定値として鉄チタン温度計による流紋岩軽石の平均値 (874 ± 6 °C) と輝石温度計による平均値 (902 ± 15 °C) とした。

② 鬼界アカホヤ噴火までのマグマ溜まりの温度・圧力条件

鬼界アカホヤ噴火時に噴出したマグマの圧力条件について、メルト包有物分析で得られたメルトの H_2O 及び CO_2 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もった。溶解度は圧力と温度に依存する。先に検討した流紋岩マグマの温度 (874 °C 及び 902 °C) と安山岩マグマの温度 (975 °C)、メルト包有物の H_2O 及び CO_2 濃度を、Papale et al. (2006) (参 46) で提案されているケイ酸塩メルトへの H_2O 及び CO_2 溶解度モデルに適用して、ガス飽和圧力を再計算した (図 2.2.5)。その結果、流紋岩マグマ温度 874 °C の場合、幸屋（船倉）降下軽石は $96 \sim 237$ MPa (165 ± 45 MPa)、竹島火砕流下部ユニット軽石は $87 \sim 246$ MPa (155 ± 60 MPa)、竹島火砕流中部ユニット軽石は $84 \sim 276$ MPa (151 ± 64 MPa)、竹島火砕流上部ユニット軽石は $61 \sim 172$ MPa (119 ± 36 MPa)、となった。幸屋（船倉）降下軽石から竹島火砕流中部ユニットまで層序による系統的な変化は見られない。また、流紋岩マグマ温度 902 °C の場合、幸屋（船倉）降下軽石は $96 \sim 235$ MPa (165 ± 44 MPa)、竹島火砕流下部ユニット軽石は $87 \sim 240$ MPa (155 ± 60 MPa)、竹島火砕流中部ユニット軽石は $84 \sim 268$ MPa (151 ± 64 MPa)、竹島火砕流上部ユニット軽石は $61 \sim 170$ MPa (119 ± 36 MPa) となり、マグマ温度 874 °C の計算結果とほぼ同じであった。

流紋岩マグマ (温度 874 °C の場合) のガス飽和圧力 ($61 \sim 276$ MPa) の平均値は 146 ± 53 MPa ($n=31$) であり、この圧力は、地殻密度を $2,500$ kg/m³ と仮定すると、深さ 6 ± 2 km に相当する。また、竹島火砕流中・上部ユニットスコリアのデイサイトメルト包有物についても同様の計算を安山岩マグマ温度 975 °C の条件で行い、竹島火砕流中部ユニットスコリア $98 \sim 177$ MPa (131 ± 30 MPa)、竹島火砕流上部ユニットスコリア $83 \sim 170$ MPa (106 ± 23 MPa) となった。竹島火砕流上部ユニットスコリアの平均値は、中部ユニットに比べ、やや低い平均値を示すが、各平均値に付随する標準偏差が大きいので、有意とは言えない。また、安山岩マグマの示すガス飽和圧力 (83

～177 MPa) は、流紋岩マグマのガス飽和圧力範囲 (61～276 MPa) に含まれる。安山岩マグマのガス飽和圧力の平均値は 115 ± 27 MPa ($n=21$) であり、この圧力は、地殻密度を $2,500 \text{ kg/m}^3$ と仮定すると、深さ 4 ± 1 km に相当する。両マグマのガス飽和圧力の平均値は 133 ± 46 MPa であることから、鬼界アカホヤ噴火のマグマ溜まりの主体は深さ 5 ± 2 km にあったと考えられる。

次に、前述のメルト包有物分析によるマグマの深度 (圧力) 推定の妥当性を検討した。

竹島火砕流軽石の全岩化学組成データを用いて流紋岩マグマの熱力学解析を行ない、観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した。マグマの熱力学解析には、マグマの熱力学計算ソフトウェア MELTS (参 47-参 50) を用いた。

熱力学解析に用いた出発物質は、竹島火砕流中部ユニット軽石のデータを用いた。熱力学計算は、全岩含水量、酸素分圧、 CO_2 濃度、圧力での網羅的な計算を実行した。具体的には、1つの全岩化学組成に対し、温度は $700 \sim 1400$ °C の範囲 (1 °C 刻み)、圧力は 1 気圧から 1000 気圧の範囲 (100 気圧刻み)、含水量は 0.1～10.0 wt. %、酸素分圧は FMQ (酸素分圧を示す指標で Fayalite-Magnetite-Quartz) ～FMQ+4 ログユニットに変化させて計算を行なった。

鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの酸素分圧は鉄チタン鉱物の化学分析から FMQ+1 ログユニットという値が得られている (図 2.2.3)。流紋岩マグマの H_2O 濃度 3 及び 6 wt. %、 CO_2 濃度 0.1 wt. % を仮定して上記の熱力学計算を行った。得られた結果を図 2.2.6 及び図 2.2.7 に示す。 H_2O 濃度 6 wt. % はメルト包有物の H_2O 濃度の最大値であり、実際のマグマの全岩含水量はこの濃度以下と考えられる。

同噴火の流紋岩マグマの温度は 874 °C または 902 °C、圧力はメルト包有物の H_2O 及び CO_2 濃度から $61 \sim 276$ MPa と見積もられており、これらの観測値 (温度・圧力) と熱力学計算結果 (図 2.2.6、図 2.2.7) を比較した。 H_2O 濃度 3 wt. % かつマグマ温度 874 °C の場合、熱力学計算結果は、メルト量 $80 \sim 84$ wt. %、斜長石斑晶量 15 wt. %、斜長石 An 濃度 30 程度、メルト Al_2O_3 濃度 12 wt. % となり、観測値 (メルト 90 vol. %、斜長石斑晶量 7 vol. %、斜長石 An 濃度 $42 \sim 62$ 、石基ガラス Al_2O_3 濃度 13 wt. %) に近くなる。また、 H_2O 濃度 6 wt. % の場合は、マグマ温度 874 °C でマグマ中のメルト量が $90 \sim 99$ wt. %、斜長石斑晶量 < 10 vol. %、斜長石 An 濃度 $35 \sim 40$ 、石基ガラス Al_2O_3 濃度 $13 \sim 14$ wt. % になり、この場合も実際の観測値と同様でありメルト包有物の H_2O 及び CO_2 濃度から推定した圧力条件の妥当性を示唆する結果が得られた。

鬼界アカホヤ噴火の約 2 千年前 (9.5 ka) の籠港降下火砕物層を形成した噴火では、 SiO_2 濃度 $55 \sim 58$ wt. %、温度約 979 ± 18 °C の安山岩マグマを噴出した。7.3 ka の鬼界アカホヤ噴火のマグマの主体は流紋岩 (SiO_2 濃度 $71 \sim 72$ wt. %) で、その温度・圧力条件は 874 ± 6 °C (鉄チタン鉱物温度計の場合)、 146 ± 53 MPa であった。噴火後

半には流紋岩マグマとともに安山岩マグマ (SiO_2 濃度 58~61 wt.%) が噴出し、その温度・圧力条件は 975 ± 5 °C、 115 ± 27 MPa であった。後カルデラ期には、少なくとも 5 回の噴火 (5.2 ka、3.9 ka、1.1 ka、0.5 ka、1934-35 年) が発生している (参⁴⁰⁻⁴¹)。このうち、3.9 ka の噴火以外は、全て鬼界アカホヤ噴火と同じ組成、同様な温度の流紋岩マグマが噴出している。一方、3.9 ka の噴火では、鬼界アカホヤ噴火よりわずかに高温 (1020 ± 27 °C) の玄武岩マグマが噴出した。マグマの圧力条件は、3.9 ka の玄武岩マグマが 70~120 MPa で、鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマから見積もられた最小の圧力に近い。しかし、0.5 ka 及び 1934-35 年噴火の流紋岩マグマの圧力条件は 70 MPa 以下と低い (参⁴³)。Saito et al. (2001) (参⁴³) では、この低い圧力はマグマがガスに不飽和であるためと推定している (参⁴³⁻⁴⁴)。

(2) 阿蘇カルデラ噴出物の岩石学的検討

阿蘇カルデラは、4 回の大規模火砕流の噴出と、各火砕流の噴出の間により小規模な多数の噴火活動を行ってきた。これまでに知られているユニットやサブユニットを本研究で得られたユニットを含めて表 2.2.1 にまとめて示す。

阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 3 火砕流堆積物の間には、多数の降下軽石や降下スコリア、降下火山灰からなる比較的小規模な噴火堆積物 (阿蘇 4/3 間テフラ) が知られている (参⁵¹⁻⁵²)。本研究では、阿蘇カルデラで最大の噴火である阿蘇 4 噴火のマグマの温度・圧力条件と阿蘇 4/3 間テフラの特徴をとりまとめた。

① 阿蘇 4/3 間テフラの特徴

阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 3 火砕流堆積物の間には、多数の降下軽石や降下スコリア、降下火山灰からなる比較的小規模な噴火堆積物 (阿蘇 4/3 間テフラ) が知られている (参⁵¹⁻⁵²)。これらの全岩化学組成及び火山ガラス組成を分析した。

阿蘇 4/3 間降下テフラの斑晶組み合わせは、斜長石や鉄鉱物の他は斜方輝石、単斜輝石のみである場合が多い。例外的に X、Y、F ユニットで黒雲母斑晶を含んでいる。全岩化学組成では、Z29、Z28、Z27、Z20、Z15 の降下スコリア層が $\text{SiO}_2=51\sim56$ wt.% の玄武岩~玄武岩質安山岩、Z6 以降が $\text{SiO}_2=62\sim71$ wt.% の主にデイサイトからなる (図 2.2.8)。阿蘇 3 噴火の最後の 3C 火砕流が玄武岩質安山岩 ($\text{SiO}_2=55\sim56$ wt.%)、阿蘇 4 噴火最初の 4A がデイサイト ($\text{SiO}_2=67\sim70$ wt.%) なので、 SiO_2 量では、阿蘇 3 の組成から阿蘇 4 の組成に徐々に変化したといえる。

また、 K_2O 含有量のトレンドは、阿蘇 4/3 間テフラの前半は K_2O 量が高い阿蘇 3 に近い位置に、後半は K_2O 量が低い阿蘇 4 に近い位置にある (図 2.2.9、図 2.2.10)。ややばらつきは大きい K_2O 量のトレンドが、阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かい変化したことを示す。

次に、火山ガラスの組成をエネルギー分散型 X 線分析装置 (EDS) で分析した。その結果を図 2.2.11 に示す。

火山ガラスの $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ トレンドも全岩化学組成と同様に阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かって低下していることが分かる。また、阿蘇 4 直前では、Y から X を経て阿蘇 4 に近づく変化を示す。なお、一部のテフラ (Z6、Z2) の火山ガラスは、阿蘇 3 よりも K_2O に富む。これらの試料は若干変質しているためと推察される。

② 阿蘇 4 噴火直前のマグマの温度・圧力条件

阿蘇 4 最初期ユニット (PreAso-4) に含まれる磁鉄鉱及びイルメナイトの化学組成を鉱物温度計 ILMAT^(参54) に適用し、噴火直前のマグマの温度と酸素分圧を求めた。マグマの酸素分圧は、阿蘇 1 火砕流噴火の前の降下火砕物では FMQ バッファと同程度であったのに対し、阿蘇 4 最初期ユニット (PreAso-4)、阿蘇 4 (Aso-4 bot)、そして後カルデラ期 (PostAso-4) のものは FMQ よりも 1~2 ログユニット高くなった (図 2.2.12)。マグマの温度は、阿蘇 1 火砕流噴火の前の降下火砕物は 870~910 °C で高温側に広がっていることが特徴で、前阿蘇 4 降下火砕物の基底部は 860~970 °C、前阿蘇 4 の中間層準は 830~880 °C、前阿蘇 4 の最上位は 820~860 °C、阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部は 790~870 °C、そして後カルデラ期のものは 900~920 °C であった (図 2.2.13)。このように、阿蘇 4 最初期から阿蘇 4 にかけて、時間とともに噴火直前のマグマの温度が系統的に低下したことが示された。Kaneko et al. (2007)^(参53) は阿蘇 4 火砕流噴火の初期 (4I-1P) のマグマ温度を、鉄チタン鉱物と複輝石温度計の両方で報告している。前者は比較的低温な 810~850 °C、後者は比較的高温な 900~960 °C である。この違いは、鉄チタン鉱物内部の元素拡散速度が輝石に比べて圧倒的に速いことを反映しており、鉄チタン鉱物温度計は噴火直前のマグマ温度を示していると考えられている。

次に圧力条件について検討した。

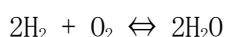
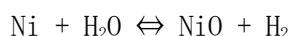
阿蘇 4 最初期ユニット (PreAso4) 及び阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部 (Aso-4bot) に含まれる角閃石の組成と同噴出物に含まれる鉄チタン鉱物から推定されたマグマの温度を Anderson and Smith (1995)^(参55) の角閃石圧力計に用いて推定した。

マグマの圧力は 780°C の時 3.1~4.3 kbar、870 °C の時 0.5~1.6 kbar となる。また阿蘇の珪長質端成分マグマ KJ5665 の角閃石化学組成を用いると 880°C の時に 0.4 kbar と推定される (図 2.2.14)。

Anderson and Smith (1995)^(参55) が算出する圧力は温度依存性が大きいため、マグマの圧力を正確に推定するためには角閃石が化学平衡になった温度を見積もることが重要になる。ところが図 2.2.13 に示したように、阿蘇 4 噴火の前にはマグマ供給系の温度が時間とともに変化しており、算出される圧力条件には一定の幅が存在する。そこで、高温高压実験による阿蘇 4 の珪長質端成分マグマ KJ5665 の圧力条件の検討を行った。

阿蘇珪長質端成分マグマ KJ5665 の斑晶組み合わせ、斑晶組成を再現する温度・圧力・含水量・酸素雰囲気の状態を決定するために、内熱式ガス圧装置 (それぞれ

SMC8600（最高圧力 850MPa）、HARM200（最高圧力 196MPa）を用いて高温高压実験を行った。これらの装置はアルゴンガスを圧縮することで高压を発生させる装置で、また急冷機構を備えているため実験試料を回収後に各出現相やメルト（ガラス）を容易に測定できる。圧力容器内は鉄チタン鉱物による酸素雰囲気計により $\text{NiO}+3\sim 4$ ほどであると見積もられており^(参56)、KJ5665 中の斑晶組成から見積もられた酸素雰囲気（QFM+2）よりも高いことから、実験中は酸素雰囲気を制御するバッファ材を入れ実験を行った。実験に使用したカプセル構成を図 2. 2. 15 (a) (b) に示す。水素センサー^(参57、参59)のカプセルを同時に入れ、実験中のアウターカプセル内の酸素雰囲気を見積もっている。酸素雰囲気は、以下の反応式により水素を介して制御を行う。



アウターカプセルは水素透過率の少ない金^(参58)を用い、アウターカプセル内の水素を閉じ込めることにより酸素雰囲気を制御する。通常は図 2. 2. 15 (a) のカプセル構成を用いるが、Au-Ni 系の共融点が 940°C前後に存在するため、比較的高温の実験は(b)のカプセル構成を用いた。

Chou (1978)^(参59)により 200 MPa、400 MPa において既知のバッファ（MnO-Mn₃O₄ (MNO)、NiO、Fayalite-Magnetite-Quartz (FMQ)、Hematite-Magnetite (HM)) における水素センサー中の水素イオン濃度（Cl⁻濃度）が測定されている。これらの報告値を任意の温度・酸素雰囲気において線型に内挿することで酸素雰囲気を見積もった。実験後の水素センサーを純水内で開封し、超音波洗浄機で水素センサーの内容物を十分に溶液内に拡散させ、その Cl⁻濃度をイオンクロマトグラフィーで測定することにより、実験中の酸素雰囲気を見積もった。

斑晶組み合わせ、斑晶組成の分析は、EPMA により行った。また、出発物質のガラス中の含水量は、FTIR（フーリエ変換型赤外分光光度計：Jasco FT/IR-600 plus）により試料の透過光を測定することで求めた。測定波長は、4500 cm⁻¹、5200 cm⁻¹ のピーク高さを使用し、Dixon et al. (1995)^(参60) のモル吸光係数を用いた。試料は両面を研磨した薄片（厚さは 168-297 μm）を用意し、アパーチャーサイズは 100×100 μm、それぞれの分析点で 256 回積算して分析を行った。

阿蘇珪長質端成分マグマ KJ5665 の高温高压実験のための出発物質化学組成を表 2. 2. 2 に、実験条件を表 2. 2. 3~2. 2. 4 に、得られた結果（化学組成）を表 2. 2. 5~2. 2. 8 に示す。

晶出した結晶種は、斜長石・カリ長石・斜方輝石・黒雲母・イルメナイト・マグネタイトで、角閃石は晶出しなかった。また、黒雲母は 5 μm 以下の結晶が主で、EPMA による分析が難しいほど小さい結晶がしばしば見られた。

実験生成物の斜長石組成を図 2. 2. 16、実験により決定した KJ5665 の高温高压下における斜長石組成を図 2. 2. 17 に示す。グレーの領域は鉄チタン鉱物の平衡温度と

斑晶鉱物の組成範囲を示している。実験で晶出した斜長石組成は全岩の含水量が増えるに従って An 成分が上昇する傾向がある (図 2.2.16)。同含水量条件下で圧力変化を見ると、低圧ほど高 An に、高圧ほど低 An になる。相平衡図から黒雲母が晶出しない領域がおおよそ 3 wt.%かそれ以下であると求められたので、全岩含水量が 2.9 wt.%のときの実験のみ注目して温度・圧力・An 値の値を比較した (図 2.2.17)。再現すべき KJ5665 の斜長石斑晶コア組成が An30 から An40 なので、鉄チタン鉱物温度計による温度がおおよそ 880 °Cであることを考慮すると、おおよそ 200 MPa かそれ以下である必要があることがわかる。

また、50 MPa における水に乏しい (~1.5 wt.%) 実験の斜長石組成も併せてプロットすると (図 2.2.16)、これらは 880 °Cにおいて斑晶組成と大きく外れることから含水量は少なくとも 1.5 wt.%よりは高いことが示せる。従って、斜長石組成から圧力がおおよそ 200 MPa かそれ以下、含水量が 1.5 wt.%以上 3.0 wt.%以下であると推定される。

従って、阿蘇珪長質端成分マグマ KJ5665 中に含まれる斑晶組み合わせ、斑晶コア組成を再現する条件を満たす温度、圧力、全岩の含水量は、温度 880°C、圧力 200 MPa 以下、含水量 1.5~3.0 wt.%と見積もることが出来た。

(3) 支笏カルデラの岩石学的検討

① カルデラ形成期の本質物の特徴

カルデラ形成期の本質物は発泡の良い軽石からなり、斑晶量の違いから斑晶に乏しい Crystal-Poor タイプ (CP タイプ) と斑晶に富んだ Crystal-Rich タイプ (CR タイプ) に区分される (北川(2000MS) ^(参 61) を改訂)。CP タイプ軽石は全岩 SiO₂=66.7~77.4 wt.%の流紋岩~デイサイト、CR タイプ軽石は全岩 SiO₂=53.5~70.5 wt.%のデイサイト~安山岩である。SiO₂ 量でみる限りは一部組成が重なるが、CP タイプ軽石の組成トレンドは CR タイプ軽石とは明瞭に異なっていることが分かる (図 2.2.18)。

噴出物の大半を占める CP タイプ軽石に注目すると、SiO₂ 量及び MgO 量から、以下の 2 タイプに区分される (図 2.2.19)。

- ・ 高シリカタイプ (silicic type) : SiO₂ >72 wt.% かつ MgO <0.6 wt.%
- ・ 低シリカタイプ (less silicic type) : SiO₂ <74 wt.% かつ MgO >0.6 wt.%

高シリカタイプは全ての噴火フェーズに共通する。カルデラ形成噴火最盛期のフェーズ 2・3 には低シリカタイプが認められるが、カルデラ陥没後のフェーズ 4 にはごく僅かしか認められない。

② カルデラ形成期のマグマ供給系の構造とマグマプロセス

支笏カルデラ形成期の本質物は斑晶に乏しい流紋岩質の CP タイプ軽石と斑晶に富む安山岩質の CR タイプ軽石からなり、両者に混合関係が認められないことから、カルデラ形成期のマグマ供給系では、斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (CP サブマグマシステム) と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (CR サブマグマシステム) が独立して存在

し、個別に活動したと解釈した。地質学的研究の結果、カルデラ陥没後に明らかな時間間隙があり、それ以降 CR タイプ軽石が主として活動していることが明らかとなった。

一方、CP タイプ軽石は全噴火フェーズを通して活動している。高シリカタイプは、全岩化学組成ハーカー図上で、1本の直線トレンドを描いているが、Sr 同位体比組成については、フェーズ4は他のフェーズと異なるトレンドを描くことが分かった（図 2.2.20）。また、斑晶鉱物組成のコア-リム図では、フェーズ1～3の試料は、リム組成が均質で、正・逆累帯構造を示しているのに対し、フェーズ4では一部累帯構造を示さない苦鉄質な斑晶が含まれることが分かった。これらの特徴は、同じ CP サブマグマシステムにおいても、カルデラ陥没前後でマグマプロセスが変化した可能性があることを示唆しているのかもしれない。

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

CP タイプ軽石は $\text{SiO}_2 \cdot \text{MgO}$ 量から高シリカタイプと低シリカタイプの2タイプに細分できる。高シリカタイプは、 Al_2O_3 や MgO などの全岩化学組成ハーカー図において、1本の直線トレンドを描く（図 2.2.21）。Sr 同位体組成のハーカー図においても同様の特徴を示す。また、斜長石・斜方輝石斑晶のコア組成はやや幅広く、高 An・高 Mg#側で正累帯構造を、低 An・低 Mg#側で逆累帯構造を示す（図 2.2.22、図 2.2.23）。これらのことから、CP サブマグマシステムでは、従来の解釈の同様に、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合、すなわち珪長質マグマの蓄積が起きていたと考えられる。

③ マグマ蓄積のタイムスケール

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

代表的な斜方輝石斑晶の反射電子像（BEI）及びラインプロファイル結果を図 2.2.24 に示す。今回の解析の結果、斜方輝石斑晶の累帯構造は「中心部」と「最外縁部」の2タイプに大別されることが分かった。中心部累帯構造は、比較的緩やかな組成変化を示す。単純な正累帯構造・逆累帯構造を示すものもあれば、正累帯構造と逆累帯構造を繰り返す複雑なものも見られる。殆どの斑晶は、このタイプの累帯構造をもつ。一方、最外縁部累帯構造は、非常に薄い逆累帯構造を示し、その組成は～Mg#50である。中心部累帯構造とは違い、繰り返しは見られない。最外縁部累帯構造のみを

持つ斑晶と、中心部と最外縁部の両方の累帯構造をもつ斑晶が存在するが、そのほとんどがユニット C2 以降に認められるようになる。

これら斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間を見積もった。計算にあたり、Fe-Mg 元素拡散係数は、Allan et al. (2013) (参⁶²) より見積もった ($K_d = 3.23 - 5.58 * 10^{-9} \mu m^2/s$)。温度は 790°C (Fe-Ti 酸化物温度計より推定 (参⁶³))、酸素フガシティは NO -buffer とした。また、拡散前の初期値のプロファイルは $Mg\# \cdot Wo \cdot Al_2O_3$ 量のプロファイルから推定し、初期値プロファイルが形成されてから拡散が始まったと仮定し算出した。中心部及び最外縁部の累帯構造の元素拡散時間見積もりの結果を図 2.2.25 に示す。斜方輝石斑晶の中心部累帯構造の Fe-Mg 拡散時間は、噴火ユニットによらず 100~1,600 年と見積もられ、100~500 年あたりに集中する結果となった。これはタウポカルデラの Oruanui 噴火と類似する (参⁶²)。

(4) 始良カルデラの岩石学的検討

始良カルデラの噴出物のうち、入戸火砕流噴火に先行する福山降下軽石、岩戸火砕流堆積物、深港降下軽石、毛梨野降下軽石、及び入戸火砕流噴火のサブユニットである大隅降下軽石、妻屋火砕流堆積物、大規模火砕流である入戸火砕流堆積物の岩石学的特徴の検討を行った。

① 全岩化学組成及び鉱物化学組成

始良カルデラ噴出物の全岩主要元素化学組成を、波長分散型蛍光エックス線分析装置を用いて分析した。分析手法は四ホウ酸リチウムを希釈融剤として用いるガラスビード法を用いた。火砕流・降下軽石試料は、それぞれの軽石塊から約 10~20 g を鉄乳鉢で粗粉碎し、さらにそのうちの約 15 g をタングステンカーバイドミルあるいはアルミナミルによって微粉碎し均質な粉体試料とした。微粉碎した試料は四ほう酸リチウムと 1:10 の希釈率で混合し、高周波炉で熔融・固化させることによりガラスビードを作成した。測定した主要元素の定量は検量線法を用い、産総研地質調査総合センター地質標準試料を用いて校正した。

福山軽石噴火以降、入戸火砕流噴火に至るまでの全岩化学組成は、主要元素で見ると限りほぼ単一の化学組成トレンド状に分布する (図 2.2.26)。岩戸火砕流噴火では、その端成分と考えられる安山岩と流紋岩の 2 種類のマグマが噴出している。ただし、微量成分でみると岩戸火砕流堆積物に含まれる苦鉄質スコリアと、福山降下軽石は、それ以降の噴出物を作る SiO_2 -Zr のトレンドから外れ、低い Zr 含有量を示す (図 2.2.27)。大隅降下軽石の縞状軽石は、後カルデラ期の薩摩降下軽石など高い Zr 含有量を示すトレンドをもつ。このことは、福山降下軽石・岩戸火砕流堆積物の活動期とそれ以降では、関与した苦鉄質マグマが低 Zr マグマから高 Zr マグマに変化した可能性を示唆する。

一方、岩戸火砕流噴火で噴出した珪長質端成分マグマである流紋岩マグマは、その後の大塚降下軽石、深港降下軽石、毛梨野降下軽石及び始良入戸火砕流噴火で噴出する流紋岩マグマとほぼ同一の組成をもつ。これらの流紋岩マグマは、いずれも始良カルデラ内部から噴出していることから、少なくとも岩戸火砕流噴火以降、始良入戸火砕流噴火に至るまでの約3万年間は、始良カルデラ直下に存在した同一の流紋岩マグマ溜まりから噴火が発生していたと考えられる。

② メルト包有物の含水量の変化

始良カルデラの主要な珪長質マグマに含まれる斑晶のメルト包有物の含水量を測定した。含水量の測定は、EDSによる炭素蒸着膜厚を補正した酸素を含む全元素の分析に基づき、ガラスを構成する陽イオン元素に対する酸素量から含水量を推定する方法^(参 65)を用いた。この方法を用いる場合、ガラスに含まれる鉄の価数が余剰酸素量に影響する。しかし、今回測定した始良カルデラ噴出物のガラス組成はいずれも流紋岩組成で、含まれる鉄はFeO換算で1 wt.%に満たないこと、また結果として得られる含水量が5 wt.%前後であったことから、鉄の価数の不確実性に伴う誤差は無視し得ると判断した。

福山軽石噴火から始良入戸火砕流噴火に至るまで、流紋岩質端成分マグマに含まれる斑晶のガラス包有物の含水量は、4.0~8.0 wt.%程度の範囲に分散し、噴火ごとに有意な違いはみられない。これは、流紋岩質の端成分マグマの平衡圧力が、福山軽石噴火以降、大規模火砕流の噴出に至った入戸火砕流噴火までほぼ一定であったことを示唆する。斑晶はマグマ溜まりの様々な深さからもたらされたと考えられるので、図2.2.28から斑晶含水量の頻度がそれ以下では急激に減少する $H_2O = 4 \text{ wt.}\%$ がマグマ溜まりの天井付近の圧力に相当する含水量と仮定すると、おおよそ100 MPaの平衡圧力が推定される(図2.2.29)。地殻岩石の密度を $2,000 \sim 2,500 \text{ kg/m}^3$ と仮定すると、入戸火砕流噴火に先行して存在した流紋岩マグマ溜まりの天井の深さは約4~5 km程度と推測される。一方、後入戸火砕流噴火期で最大の噴火である薩摩降下軽石の斑晶ガラス包有物の含水量は、それまでの噴出物に比べてやや低く、 $H_2O = 4.0 \text{ wt.}\%$ 程度のものが多く含まれている。

表 2.2.1 阿蘇カルデラ、大峰、赤井火山の主要噴出物の層序と特徴

Table 2.2.1 Stratigraphy and characteristics of major eruption product of Aso caldera, Omine, and Akai volcano

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

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

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

表 2.2.2 Aso-4 珪長質端成分組成 (KJ5665) の高温高圧実験のための出発物質化学組成

Table 2.2.2 Chemical composition of starting material for high-temperature high-pressure experiment of Aso-4 silicic end compound composition (KJ 5665)

Capsule #	CG81		CG82			CG83			CG136		CG176			KJ5665		
Run #	HG554		G184			G186			G194		G211			whole-rock		
P(MPa)	420		195			100			195		107			(XRF)		
T(°C)	1250		1250			1400			1280		1300					
run duration(h)	1		1			1			3		3					
Capsule	Au80Pd20		Au80Pd20			Pt			Au80Pd20		Au80Pd20					
n	46		66			87			62		221					
(wt.%)	1σ		1σ			1σ			1σ		1σ					
SiO ₂	64.10	0.24	70.83	66.26	0.32	70.64	67.16	0.38	70.42	66.63	0.25	70.49	69.32	0.49	70.34	70.50
TiO ₂	0.42	0.03	0.47	0.45	0.10	0.48	0.46	0.08	0.49	0.44	0.04	0.47	0.42	0.04	0.43	0.49
Al ₂ O ₃	13.63	0.17	15.06	14.16	0.16	15.10	14.60	0.21	15.31	14.42	0.13	15.26	15.31	0.29	15.53	15.62
FeO	1.85	0.14	2.04	1.90	0.08	2.02	1.79	0.22	1.88	1.91	0.08	2.02	1.98	0.21	2.01	2.00
MnO	0.10	0.01	0.11	0.10	0.01	0.10	0.10	0.01	0.11	0.10	0.01	0.10	0.10	0.01	0.10	0.11
MgO	0.45	0.04	0.50	0.47	0.02	0.50	0.51	0.03	0.53	0.49	0.02	0.51	0.50	0.05	0.51	0.50
CaO	1.42	0.03	1.57	1.46	0.04	1.56	1.50	0.05	1.57	1.48	0.03	1.56	1.47	0.07	1.49	1.57
Na ₂ O	3.73	0.06	4.12	4.00	0.08	4.27	4.15	0.08	4.35	4.06	0.09	4.30	4.27	0.09	4.33	4.37
K ₂ O	4.72	0.07	5.22	4.90	0.06	5.22	5.01	0.08	5.25	4.91	0.06	5.20	5.11	0.05	5.19	4.74
P ₂ O ₅	0.09	0.02	0.10	0.09	0.03	0.09	0.10	0.07	0.10	0.08	0.02	0.09	0.08	0.06	0.08	0.09
SO ₃	0.02	0.01		0.02	0.01		0.01	0.01		0.02	0.01					
Cl	0.01	0.00		0.01	0.00		0.01	0.00		0.01	0.00		0.00	0.00		
total	90.53		100.00	93.82		100.00	95.40		100.00	94.55		100.00	98.55		100.00	99.99
H ₂ O(FITR)	6.69	0.39(n=13)		4.37	0.12(n=12)		2.92	0.07(n=17)		3.64	0.11(n=11)		~1			

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

表 2.2.3 KJ5665 を用いた高温高圧実験のランテーブル 1

Table 2.2.3 Run table 1 of high temperature and high pressure experiment using KJ 5665

Run #	Capsule #	P (MPa)	T (°C)	Run duration (h)	pre-heat (h)	buffer check ¹ (residual phase)	H ₂ O (wt.%) (bulk)	H ₂ O in melt (wt.%)	H ₂ O solubility (wt.%)	phase ²	fO ₂ ³ (ΔNNO)	Capsule assemblage ⁴
SHG71	CG89	700	850	168		NiO+Ni+H ₂ O	saturated		16.6	melt, ilm		(a)
	CG90	700	850	168		NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.8		melt(98.4), bt(1.6), ilm(0.1)		
SHG72	CG98	700	810	164		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	5.9		melt(72.1), pl(21.4), K-feldspar(2.7), bt(3.4), ilm(0.3)		(a)
	CG99	700	810	164		NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.8		melt(96.6), bt(2.7), ilm(0.6)		
SHG73	CG100	700	900	165		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	4.7		melt(91.7), pl(5.9), bt(1.6), ilm(0.8)		(a)
	CG101	700	900	165		NiO+Ni+H ₂ O	2.9	4.0		melt(72.3), opx(2.6), pl(22.3), K-feldspar(1.8), ilm(0.5)		
SHG74	CG105	400	900	166		NiO+Ni+H ₂ O	2.9	3.4		melt(84.2), opx(1.8), pl(13.3), ilm(0.7) bt(tr)		(a)
	CG106	400	900	166		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	4.4		melt(97.7), pl(0.3), bt(1.9)		
SHG75	CG111	400	850	185		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	4.8		melt(90.0), pl(6.8), bt(2.4), ilm(0.7)		(a)
	CG113	400	850	185		NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.8		melt(98.1), bt(1.3), ilm(0.6)		
SHG76	CG115	700	850	165		NiO+Ni+H ₂ O	2.9	4.3		melt(64.6), pl(28.1), bt(3.8), K-feldspar(3.3), ilm(0.1)		(a)
	CG116	700	850	165		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	5.3		melt(81.1), pl(15.0), bt(3.2), ilm(0.7)		
SHG77	CG119	400	930	165		NiO+Ni+H ₂ O	2.9	3.4		melt(86.4), opx(2.1), pl(11.5), ilm(tr)		(b)
	CG121	400	930	165		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	4.4		melt(99.3), ilm(0.7)		1.7
SHG78	CG124	400	810	162	1(940°C)	NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.8		melt(96.9), bt(2.4), ilm(0.7)		0.8
	CG133	400	810	162	1(940°C)	NiO+Ni+H ₂ O	4.4	5.1		melt(82.4), pl(12.2), bt(5.3), ilm(tr)		0.8

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

表 2.2.4 KJ5665 を用いた高温高压実験のランテーブル 2

Table 2.2.4 Run table 2 of high temperature and high pressure experiment using KJ 5665

Run #	Capsule #	P (MPa)	T (°C)	Run duration (h)	pre-heat (h)	buffer check ¹ (residual phase)	H ₂ O (wt.%) (bulk)	H ₂ O in melt (wt.%)	H ₂ O solubility (wt.%)	phase ²	fO ₂ ³ (ANNO)	Capsule assemblage ⁴
G190	CG110	195	900	167		NiO	4.4	4.4		melt(100)		(a)
	CG114	195	900	167		NiO	2.9	3.2		melt(91.4), opx(1.5), pl(7.1)		
G192	CG120	195	850	168		NiO+Ni+H ₂ O	2.9	3.7		melt(77.8), opx(2.8), pl(19.4), ilm(tr)	0.3	(b)
	CG122	195	850	168		NiO+Ni+H ₂ O	4.4	4.5		melt(96.6), pl(2.3), bt(0.3), ilm(0.7)	0.3	
	CG123	195	850	168		NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.8	6.2	melt(99.2), bt(0.1), ilm(0.7)	0.3	
G193	CG134	195	810	166		1(940°C) NiO+Ni+H ₂ O	6.7	7.3	6.2	melt(91.3), pl(6.9), bt(1.5), ilm(0.2)	-0.1	(b)
	CG135	195	810	166		1(940°C) NiO+Ni+H ₂ O	4.4	4.5		melt(95.6), pl?, bt(3.7), ilm(0.7)	-0.1	
G201	CG157	100	950	164		NiO	6.7	6.7	4.1	melt(100)		(b)
	CG159	100	950	164		NiO	3.6	3.6		melt(100)		
	CG161	100	950	164		NiO	2.9	2.9		melt(98.9), pl(1.1)		
G202	CG158	100	900	168		NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.7	4.1	melt(100)		(b)
	CG160	100	900	168		NiO+Ni+H ₂ O	3.6	3.6		melt(100)		
	CG162	100	900	168		NiO+Ni+H ₂ O	2.9	3.1		melt(93.0), pl(5.8), opx(1.2)		
G203	CG164	100	850	164		1(950°C) NiO+Ni+H ₂ O	6.7	6.8	4.0	melt(98.1), pl(1.5), bt(0.3), ilm(0.1)		(b)
	CG165	100	850	164		1(950°C) NiO+Ni+H ₂ O	3.6	3.6		melt(97.8), pl(9.1), bt(2.0), ilm?		
	CG166	100	850	164		1(950°C) NiO+Ni+H ₂ O	2.9	3.5		melt(81.5), pl(15.5), opx(1.7), bt(1.3), ilm?		
G212	CG177	50	850	161.5		1(950°C) NiO+Ni	-1.5			melt, pl, K-feldspar, opx, bt(tr), mt		(b)
	CG178	50	850	161.5		1(950°C) NiO+Ni	3.6			melt, pl, bt, mt		
	CG179	50	850	161.5		1(950°C) NiO+Ni	2.9			melt, pl, opx(tr), bt, mt, ilm(tr)		
G213	CG180	50	900	118		1(950°C) NiO+Ni	-1.5			melt, pl, opx, mt		(b)
	CG181	50	900	118		1(950°C) NiO+Ni	2.9?			melt, pl, opx, mt		
	CG182	50	900	118		1(950°C) NiO+Ni	3.6			melt, pl, opx, mt		
G215	CG185	50	950	75		NiO	3.6			melt, pl, mt		(b)
	CG186	50	950	75		NiO	2.9			melt, pl, mt?		
	CG187	50	950	75		NiO	-1.5			melt, pl, mt		

- 1 実験後のカプセル内に存在していた相を記述。酸素雰囲気がないNNOで保持されるためにはNi、NiO、H₂Oの共存が必要。
 NiOのみが存在する場合はバッファ剤を使い果たしたものの、Ni、NiOが存在しH₂Oがないものは実験中に水がカプセル外に放出したものの
 2 melt: melt, pl: plagioclase, K-feldspar: K-feldspar, bt: biotite, opx: orthopyroxene, ilm: ilmenite
 3 Chou(1978)により示された酸素雰囲気と水素センサー内の塩化物イオン濃度・温度・圧力の関係から内挿して決定
 4 図 2.2.3-1 の (a), (b) どちらのカプセル構成が示す

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

表 2.2.5 実験生成物における各相の化学組成 1

Table 2.2.5 Chemical composition of each phase in experimental products 1

Run#	Capsule#	phase	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Total	
G201	CG157	melt	22	66.03	0.44	14.56	1.65	0.09	0.49	1.46	3.84	5.06	0.10			93.73	
				0.46	0.03	0.14	0.05	0.01	0.03	0.02	0.08	0.09	0.02				
	CG159	melt	16	66.78	0.45	14.66	1.66	0.09	0.48	1.50	3.94	5.06	0.10			94.71	
CG161	melt	22	67.52	0.46	14.84	1.55	0.10	0.49	1.47	3.98	5.12	0.10				95.63	
			0.22	0.05	0.13	0.10	0.01	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03					
	plagioclase	9	57.43	0.07	27.16	0.31	0.03	0.04	9.85	5.36	0.72	0.03				101.01	
			0.42	0.05	0.32	0.09	0.04	0.03	0.17	0.20	0.11	0.04					
G202	CG158	melt	19	65.77	0.42	14.37	1.33	0.09	0.46	1.44	3.79	4.97	0.09				92.72
				0.58	0.03	0.15	0.15	0.01	0.02	0.03	0.08	0.13	0.02				
	CG160	melt	16	65.25	0.43	14.27	1.41	0.09	0.47	1.45	3.77	4.91	0.09				92.14
			0.74	0.03	0.23	0.10	0.01	0.02	0.02	0.10	0.13	0.02					
CG162	melt	24	67.68	0.46	14.21	1.41	0.10	0.45	1.10	3.80	5.37	0.10					94.67
			0.53	0.05	0.23	0.09	0.01	0.03	0.06	0.12	0.04	0.05					
	plagioclase	23	60.29	0.05	25.35	0.29	0.03	0.03	7.51	6.58	0.99	0.03					101.15
			0.65	0.04	0.48	0.08	0.03	0.02	0.40	0.24	0.13	0.07					
	opx	9	54.40	0.29	1.78	17.58	1.59	25.10	0.95	0.06	0.10	0.03					101.86
			0.69	0.10	0.60	1.50	0.12	1.28	0.14	0.09	0.13	0.05					
G203	CG164	melt	35	66.45	0.40	14.55	1.31	0.09	0.37	1.46	3.78	5.05	0.09				93.54
				0.54	0.09	0.12	0.27	0.01	0.23	0.04	0.09	0.13	0.02				
	plagioclase	2	59.69	0.01	25.77	0.31	0.00	0.00	8.13	6.52	0.73	0.03					101.17
			0.09	0.00	0.32	0.06	0.00	0.00	0.17	0.06	0.02	0.04					
	biotite	12	38.31	4.74	14.60	13.99	0.21	15.67	0.03	0.81	9.59	0.02					97.97
			0.65	1.07	0.44	0.44	0.07	0.70	0.04	0.06	0.24	0.03					
	ilmenite	1	0.02	53.48	0.20	42.80	2.52	5.01	0.05	0.00	0.04	0.08					104.19

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

表 2.2.6 実験生成物における各相の化学組成 2

Table 2.2.6 Chemical composition of each phase in experimental products 2

Run#	Capsule#	phase	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Total			
	CG165	melt	32	67.61	0.38	14.64	1.31	0.10	0.31	1.46	3.92	5.06	0.09			94.86			
				0.41	0.04	0.26	0.13	0.01	0.02	0.06	0.08	0.05	0.02						
		plagioclase	13	60.90	0.05	24.96	0.23	0.02	0.01	7.03	6.95	0.88	0.03			101.06			
			biotite	4	39.13	3.63	14.31	13.46	0.18	16.60	0.06	0.79	9.26	0.01			97.41		
					0.45	0.59	0.14	0.70	0.07	0.85	0.06	0.03	0.33	0.01					
					69.84	0.38	13.41	1.23	0.10	0.23	0.79	3.54	5.69	0.09			95.30		
		CG166	melt	15	0.33	0.05	0.15	0.13	0.01	0.02	0.11	0.09	0.04	0.03					
					62.16	0.03	23.99	0.32	0.04	0.02	5.79	7.40	1.41	0.04			101.19		
			plagioclase	13	0.41	0.04	0.42	0.10	0.03	0.02	0.36	0.17	0.13	0.03					
				opx	2	51.43	0.57	2.78	23.56	2.43	19.24	1.69	0.09	0.05	0.05			101.89	
						0.24	0.05	1.28	1.54	0.21	1.15	0.52	0.02	0.00	0.02				
					biotite	4	38.08	4.18	14.43	14.31	0.28	15.21	0.00	0.72	9.53	0.03			96.78
		G212		CG177	melt	9	70.29	0.33	14.75	1.60	0.13	0.37	0.56	3.57	6.49	0.11		98.22	
							0.43	0.05	0.32	0.16	0.02	0.06	0.04	0.08	0.08	0.09			
					plagioclase	6	62.51	0.05	20.58	0.38	0.02	0.02	3.73	6.81	3.69	0.06			97.86
					K-feldspar	6	1.19	0.05	0.79	0.05	0.03	0.02	0.49	0.43	0.94	0.04			97.54
							64.07	0.09	17.92	0.36	0.00	0.01	0.91	4.73	9.40	0.04			
							1.39	0.02	0.77	0.19	0.00	0.01	0.10	0.36	0.51	0.01			
				opx	15	47.37	0.63	6.39	24.39	2.03	18.86	0.82	0.04	0.07	0.05			100.64	
						1.60	0.17	1.36	3.30	0.38	2.22	0.32	0.04	0.05	0.04				
					pigeonite	6	48.68	0.74	6.10	20.70	1.98	17.15	5.64	0.17	0.09	0.16			101.40
				biotite	1	0.68	0.17	0.55	2.29	0.05	1.70	0.81	0.08	0.05	0.11				
						39.29	5.16	14.64	12.94	0.45	15.39	0.02	0.72	9.28	0.01			97.90	
					magnetite	13	0.43	4.78	4.02	85.59	1.78	2.66	0.04	0.04	0.13	0.06			99.53
				0.18	1.26	1.73	1.76	0.17	0.16	0.03	0.05	0.04	0.07						

出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

表 2.2.7 実験生成物における各相の化学組成 3

Table 2.2.7 Chemical composition of each phase in experimental products 3

Run#	Capsule#	phase	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Total		
	CG178	melt	23	70.58	0.37	13.32	0.87	0.09	0.25	0.56	3.49	5.99	0.11		0.01	95.64		
				1.04	0.04	0.34	0.04	0.01	0.02	0.09	0.15	0.21	0.03		0.00			
		plagioclase	10	60.87	0.03	22.92	0.35	0.03	0.03	5.71	7.23	1.46	0.03			98.66		
			biotite	6	0.90	0.03	0.57	0.09	0.03	0.02	0.32	0.09	0.14	0.02				
					39.71	3.46	13.87	11.32	0.29	18.38	0.04	0.75	9.44	0.02			97.29	
					0.40	0.62	0.62	0.78	0.10	0.73	0.03	0.07	0.26	0.03				
			magnetite	26	0.20	4.51	2.59	86.35	2.10	3.23	0.04	0.02	0.07	0.02			99.13	
					0.13	0.28	0.11	0.80	0.10	0.08	0.02	0.03	0.03	0.03				
					71.17	0.40	13.53	0.88	0.10	0.25	0.54	3.57	6.05	0.10		0.01	96.60	
		G213		CG179	melt	16	0.85	0.05	0.52	0.03	0.01	0.02	0.07	0.14	0.04		0.00	
							60.55	0.05	22.69	0.43	0.02	0.02	5.48	7.37	1.62	0.04		
					plagioclase	16	0.88	0.02	0.45	0.07	0.02	0.02	0.48	0.22	0.23	0.03		
				opx	2	48.50	0.53	4.10	22.26	1.88	21.19	1.34	0.01	0.08	0.11			100.01
						0.02	0.15	0.84	1.87	0.32	1.11	0.32	0.01	0.05	0.05			
					biotite	8	39.05	3.36	14.07	13.00	0.37	17.49	0.05	0.72	9.16	0.06		
				magnetite	15	0.95	0.92	0.65	1.58	0.11	0.87	0.05	0.07	0.24	0.07			
						0.17	4.12	2.68	86.60	2.03	3.16	0.03	0.04	0.07	0.02			98.92
						0.07	0.72	0.26	1.19	0.10	0.13	0.01	0.04	0.02	0.03			
				ilmenite	1	0.13	22.59	0.60	69.55	0.74	2.16	0.08	0.04	0.06	0.00			95.95
						69.59	0.46	14.25	1.37	0.10	0.51	0.88	3.98	5.51	0.10		0.00	96.77
					plagioclase	11	0.67	0.05	0.21	0.05	0.01	0.03	0.03	0.08	0.12	0.05		0.00
		opx	4	57.97	0.04	24.11	0.39	0.03	0.03	7.55	6.45	1.01	0.02			97.60		
				0.92	0.04	0.67	0.09	0.02	0.03	0.46	0.27	0.26	0.02					
			biotite	8	52.50	0.24	1.62	15.75	1.80	27.15	0.91	0.02	0.08	0.02			100.09	
		magnetite	8	0.19	0.03	0.58	1.22	0.09	1.12	0.17	0.02	0.05	0.02					
				0.13	4.11	3.31	86.20	1.38	4.08	0.07	0.03	0.08	0.02			99.41		
				0.05	0.31	0.11	0.58	0.09	0.17	0.05	0.03	0.02	0.04					

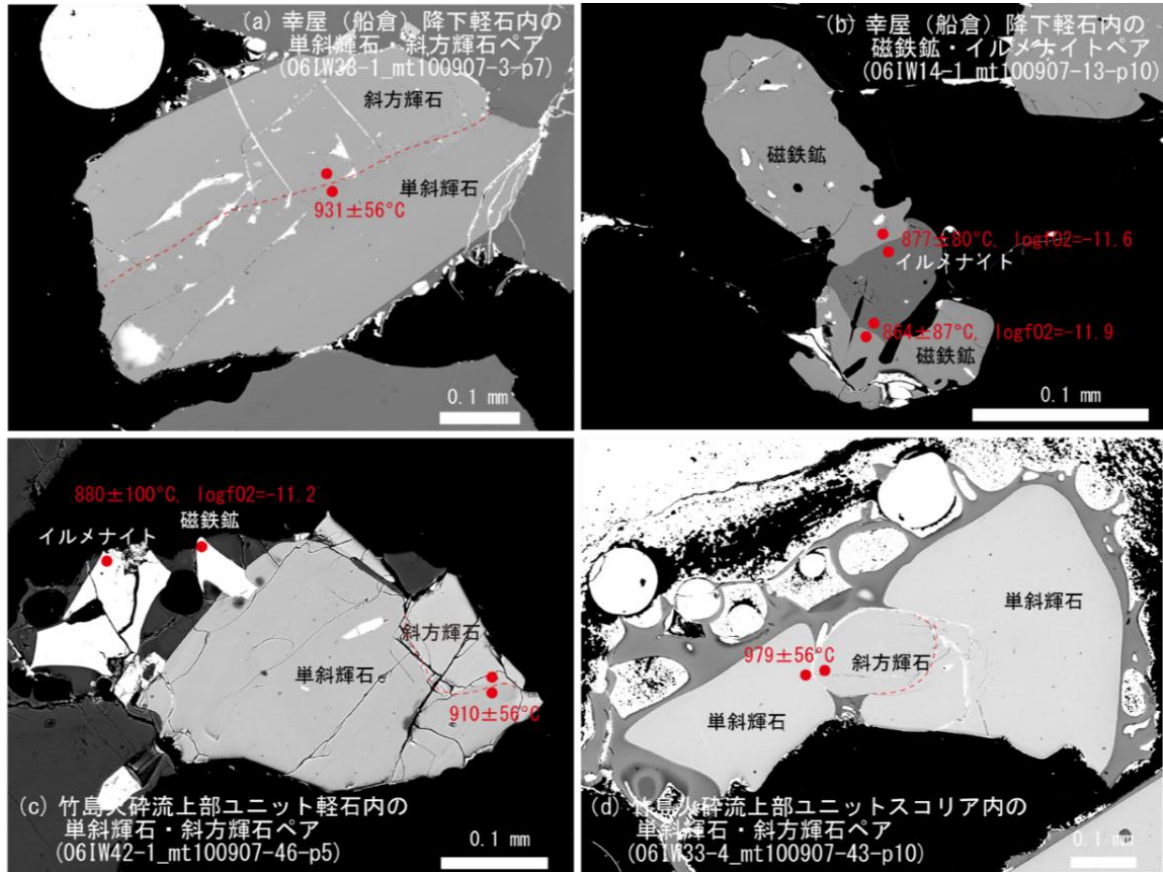
出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

表 2.2.8 実験生成物における各相の化学組成 4

Table 2.2.8 Chemical composition of each phase in experimental products 4

Run#	Capsule#	phase	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Total
CG181	melt	9	70.92	0.50	14.71	2.19	0.13	0.69	0.68	3.88	6.12	0.10		0.01	99.94	
			0.48	0.05	0.41	0.34	0.02	0.06	0.06	0.14	0.16	0.02		0.00		
	plagioclase	7	58.81	0.02	23.98	0.49	0.04	0.06	7.20	6.77	1.07	0.03			98.47	
			1.25	0.02	0.80	0.11	0.04	0.01	0.78	0.42	0.23	0.03				
	opx	1	49.50	0.42	5.17	20.00	1.49	23.29	0.53	0.02	0.04	0.05			100.51	
magnetite	1	0.22	5.14	3.58	87.22	1.05	3.37	0.05	0.00	0.07	0.04			100.72		
CG182	melt	18	70.01	0.48	14.57	1.65	0.11	0.58	0.89	4.25	5.74	0.10		0.01	98.40	
			1.19	0.04	0.32	0.09	0.02	0.06	0.17	0.32	0.15	0.03		0.00		
	plagioclase	14	58.23	0.03	24.44	0.42	0.03	0.04	7.68	6.57	0.91	0.03			98.37	
			0.99	0.04	0.52	0.09	0.03	0.02	0.39	0.17	0.13	0.02				
	opx	2	51.57	0.35	2.37	15.28	1.68	27.63	0.83	0.02	0.06	0.07			99.85	
	magnetite	6	0.00	0.09	0.21	1.36	0.12	0.85	0.01	0.01	0.00	0.05				
0.16			4.28	4.35	85.57	1.21	4.05	0.02	0.05	0.09	0.03			99.80		
G215	CG185	melt	12	69.38	0.46	14.88	1.94	0.11	0.54	1.17	4.19	5.31	0.08		0.01	98.07
				0.44	0.03	0.25	0.09	0.01	0.02	0.05	0.06	0.04	0.01		0.00	
	plagioclase	4	57.83	0.02	25.33	0.53	0.03	0.06	8.68	5.99	0.90	0.03			99.41	
			0.67	0.04	0.30	0.07	0.03	0.03	0.32	0.10	0.13	0.02				
	magnetite	2	0.12	2.97	4.14	88.48	0.99	3.68	0.02	0.02	0.03	0.01			100.48	
			0.00	0.52	0.32	0.15	0.10	0.12	0.02	0.02	0.05	0.01				
	CG186	melt	20	68.64	0.47	15.05	1.90	0.10	0.52	1.35	4.16	5.11	0.08		0.01	97.40
				0.28	0.03	0.13	0.03	0.01	0.02	0.05	0.08	0.04	0.03		0.00	
	plagioclase	10	55.60	0.03	25.99	0.54	0.04	0.04	9.85	5.54	0.65	0.02			98.29	
			0.42	0.03	0.35	0.08	0.04	0.03	0.18	0.14	0.05	0.02				
CG187	melt	15	69.99	0.47	14.71	2.02	0.11	0.59	0.98	4.12	5.58	0.15		0.00	98.72	
			0.53	0.05	0.23	0.11	0.01	0.05	0.15	0.09	0.07	0.26		0.00		
	plagioclase	8	57.87	0.02	23.81	0.49	0.02	0.04	7.38	6.60	1.10	0.08			97.43	
			0.84	0.03	0.29	0.07	0.03	0.03	0.18	0.15	0.06	0.11				
magnetite	3	0.23	4.24	4.05	86.34	1.02	3.56	0.05	0.02	0.08	0.03			99.62		
			0.04	0.59	0.24	1.90	0.13	0.06	0.02	0.03	0.02	0.03				

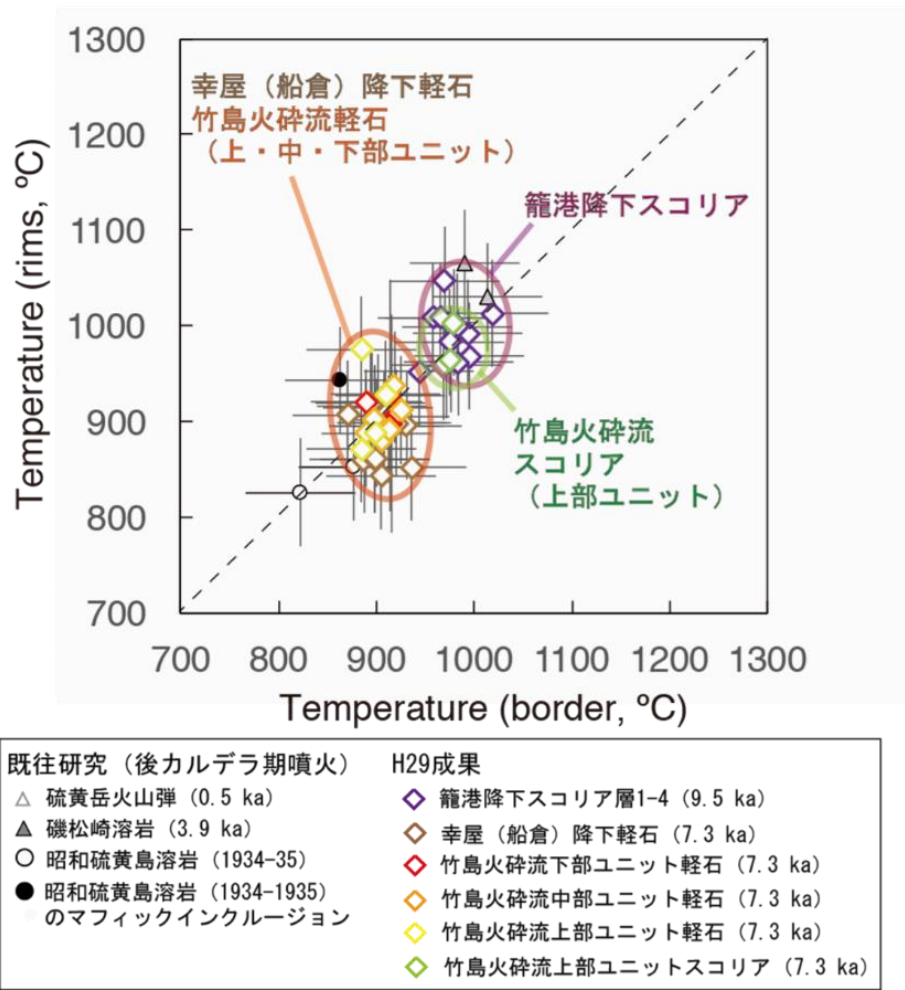
出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.2.1 輝石及び鉄チタン鉱物の反射電子像

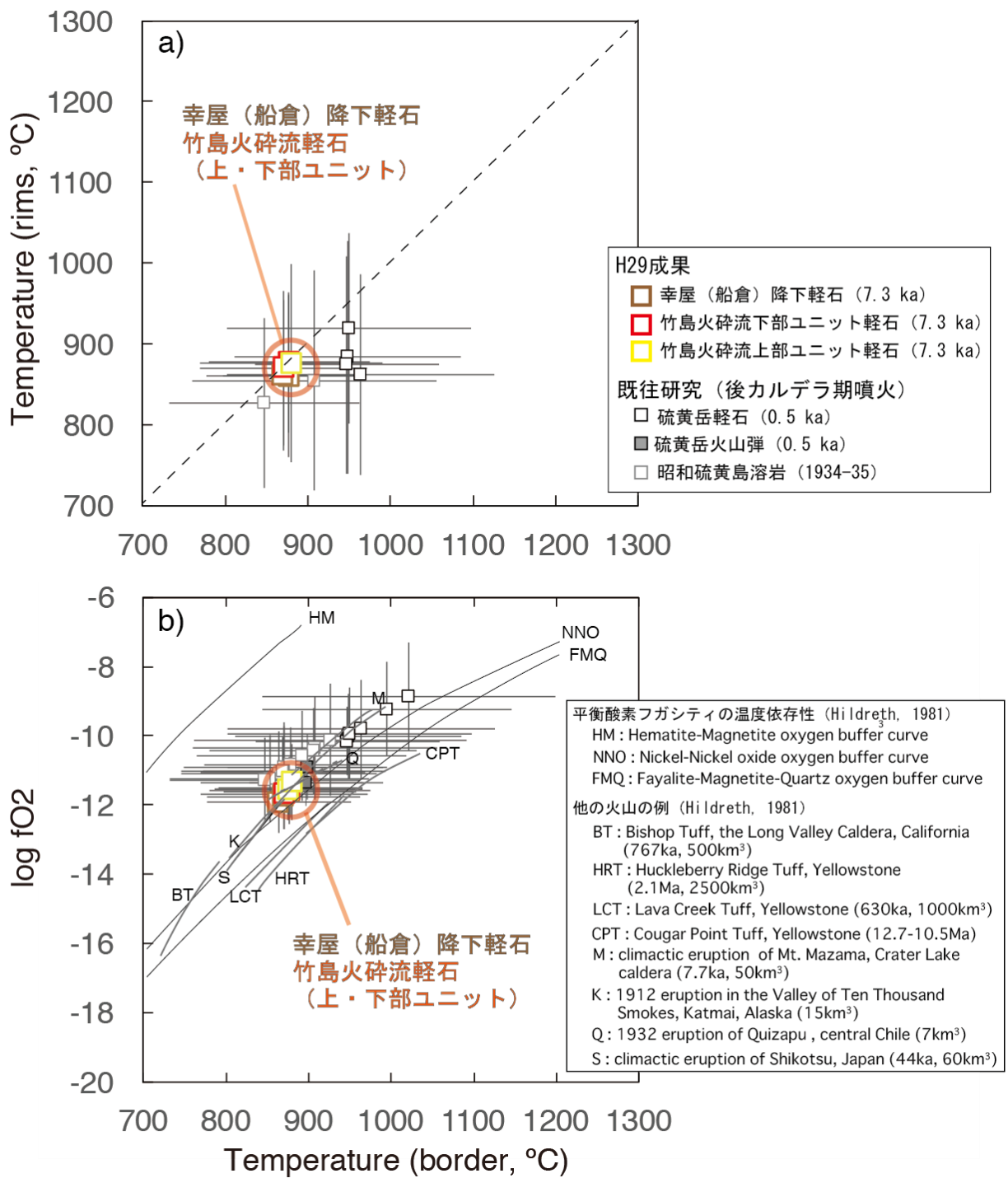
Figure 2.2.1 Reflected electron image of pyroxene and ilmenite



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

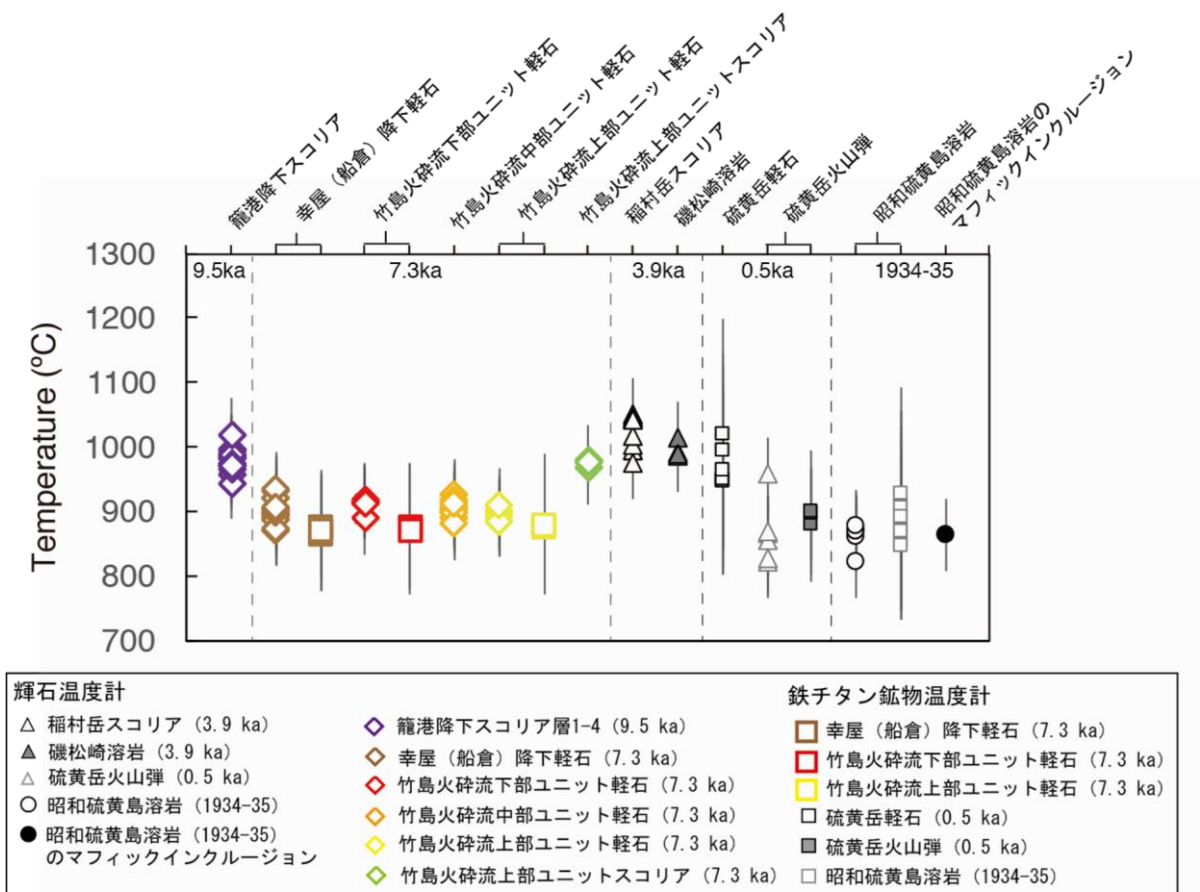
図 2.2.2 鬼界アカホヤ噴火噴出物の輝石の化学組成 (接触部及びびリム) から輝石温度計 (参45) によって見積もられたマグマ温度

Figure 2.2.2 Magma temperature estimated by pyroxene thermometer from the chemical composition (contact part and rim) of pyroxene from the erosion of Akahoya eruption product



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

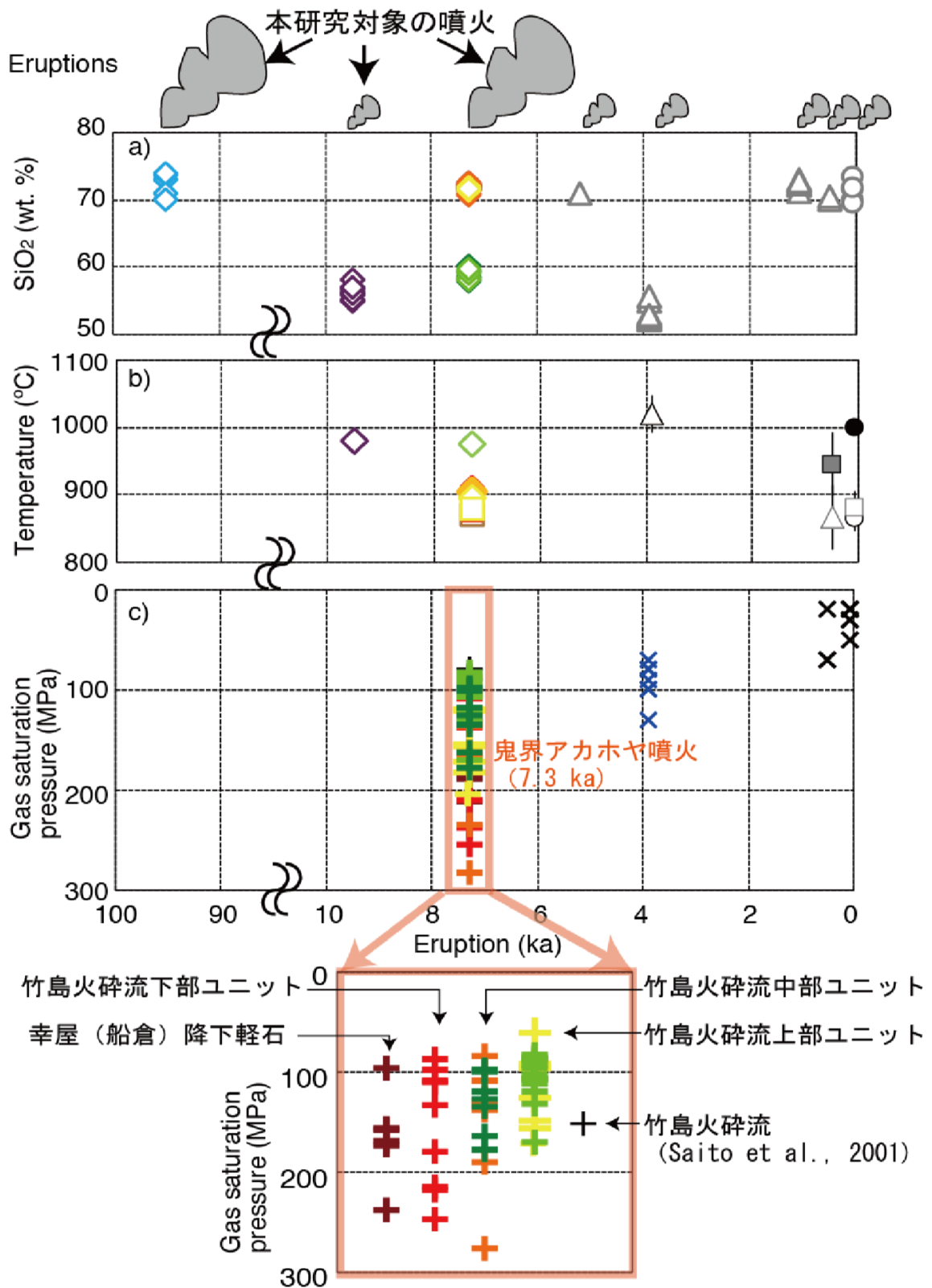
図 2.2.3 鬼界アカホヤ噴火噴出物の鉄チタン鉱物の化学組成（接触部及びリム）から鉄チタン鉱物温度計によって見積もられた (a) マグマ温度と (b) 酸素フガシティ
Figure 2.2.3 (a) Magma temperature and (b) oxygen fugacity estimated by iron titanium mineral thermometer from the chemical composition (contact part and rim) of iron titanium mineral in the Akahoya eruption product



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.2.4 鬼界カルデラの 9.5 ka 以降の各噴出物の輝石及びの鉄チタン鉱物の接触部から得られたマグマ温度

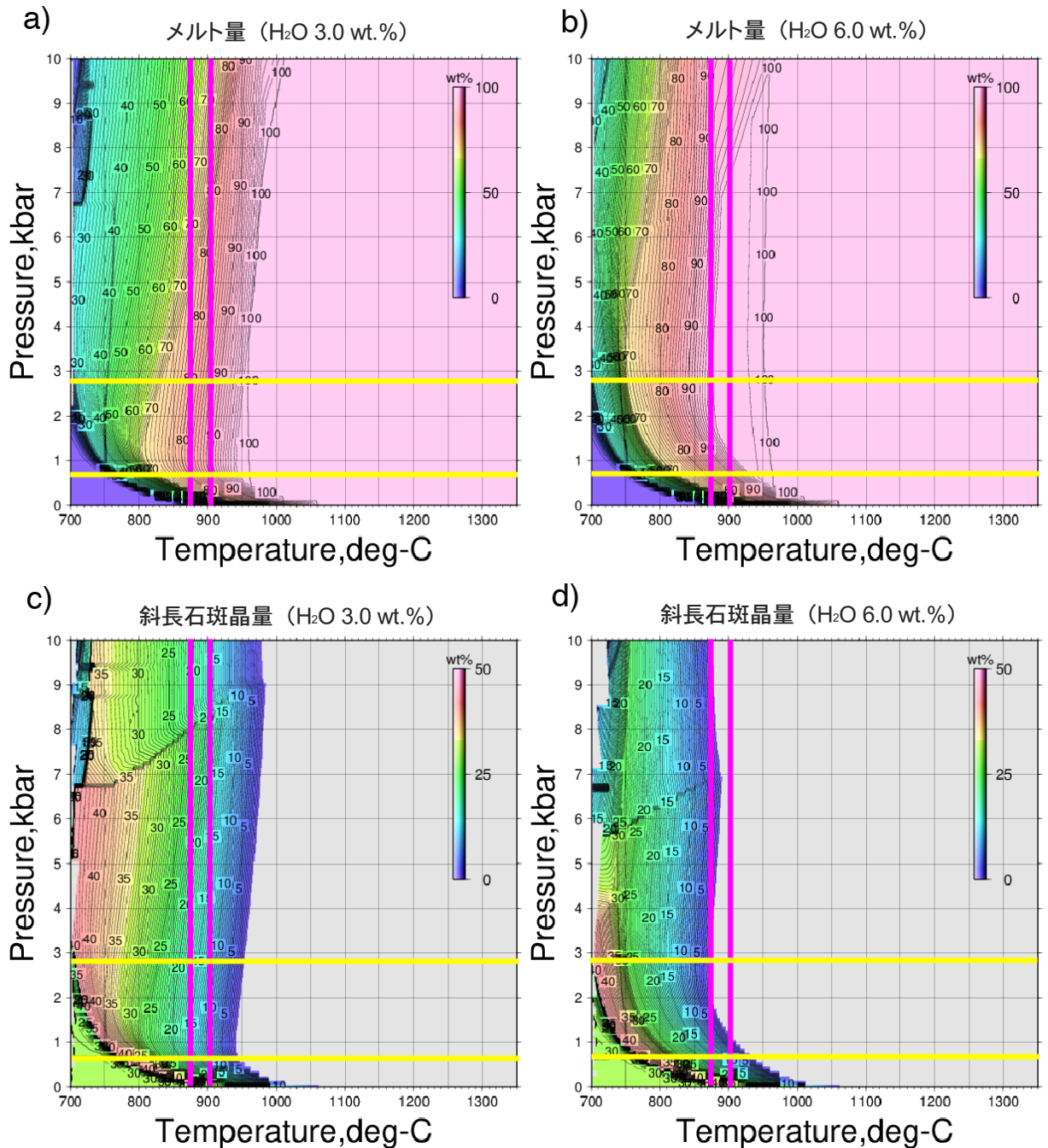
Figure 2.2.4 Magma temperature obtained from the contact part of pyroxene and iron-titanium mineral of each eruption product after 9.5 ka of Kikai caldera



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.2.5 鬼界カルデラのマグマ溜まりの化学組成と温度・圧力条件

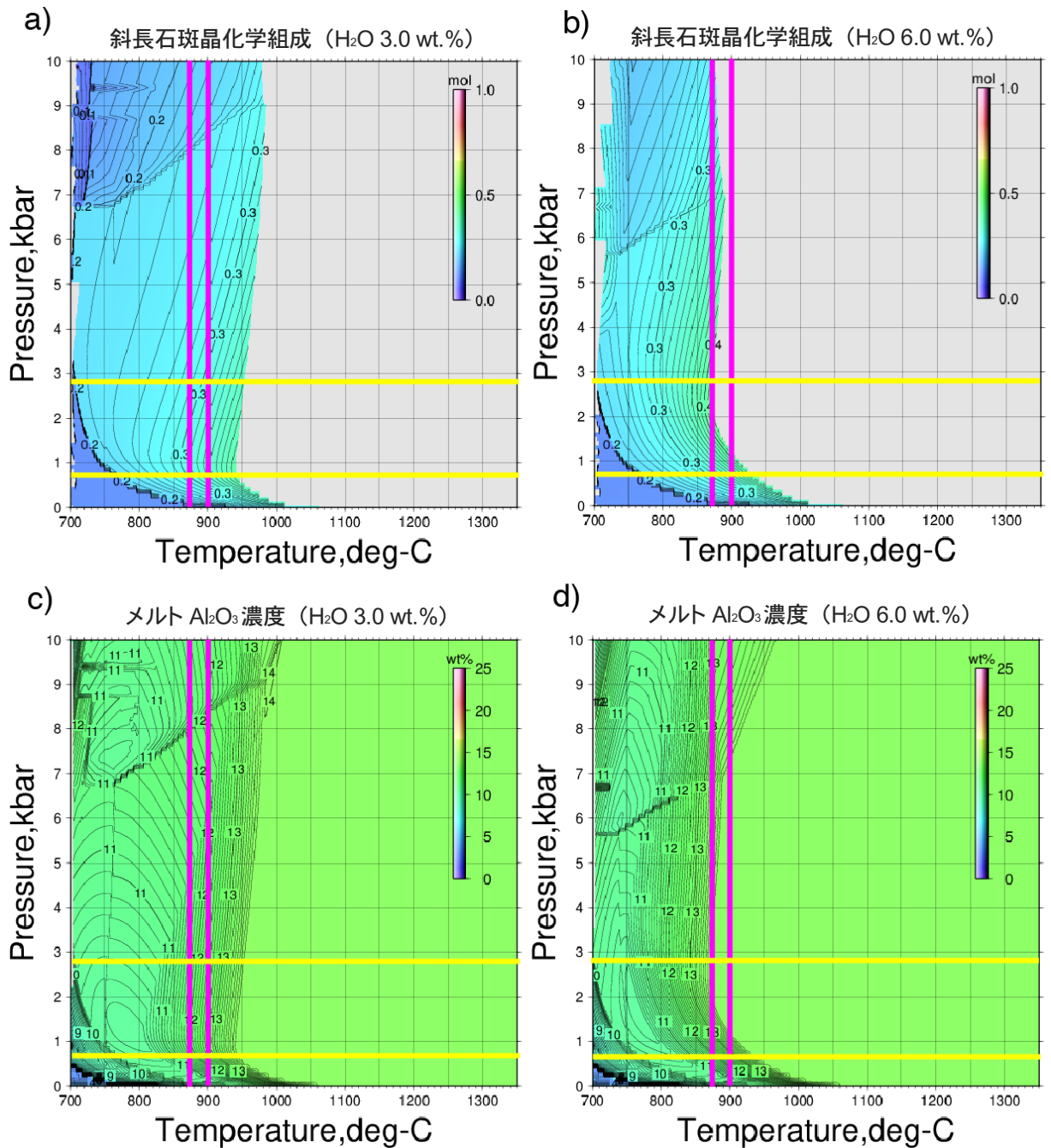
Figure 2.2.5 Chemical composition and temperature and pressure conditions of magma reservoir of the Kikai caldera



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.2.6 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%又は 6 wt.%の水を加えた際のメルト量及び斜長石斑晶量の温度圧力依存性

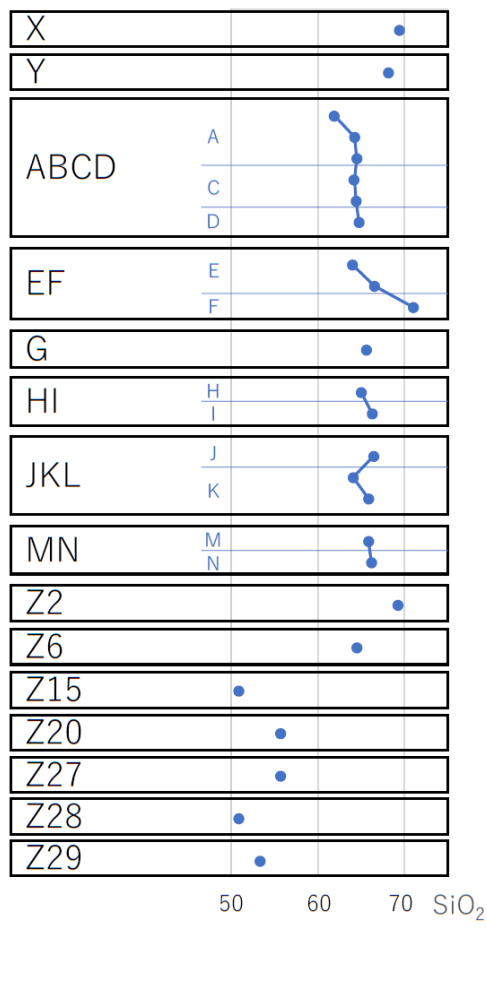
Figure 2.2.6 Temperature pressure dependence of the amount of melt and plagioclase phenocryst in the rhyolite magma when 3 wt.% or 6 wt.% of water is added (Takeshima pyroclastic flow midfield unit pumice of the Kikai Akahoya eruption)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.2.7 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%又は 6 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) 及びメルトの Al₂O₃濃度の温度圧力依存性

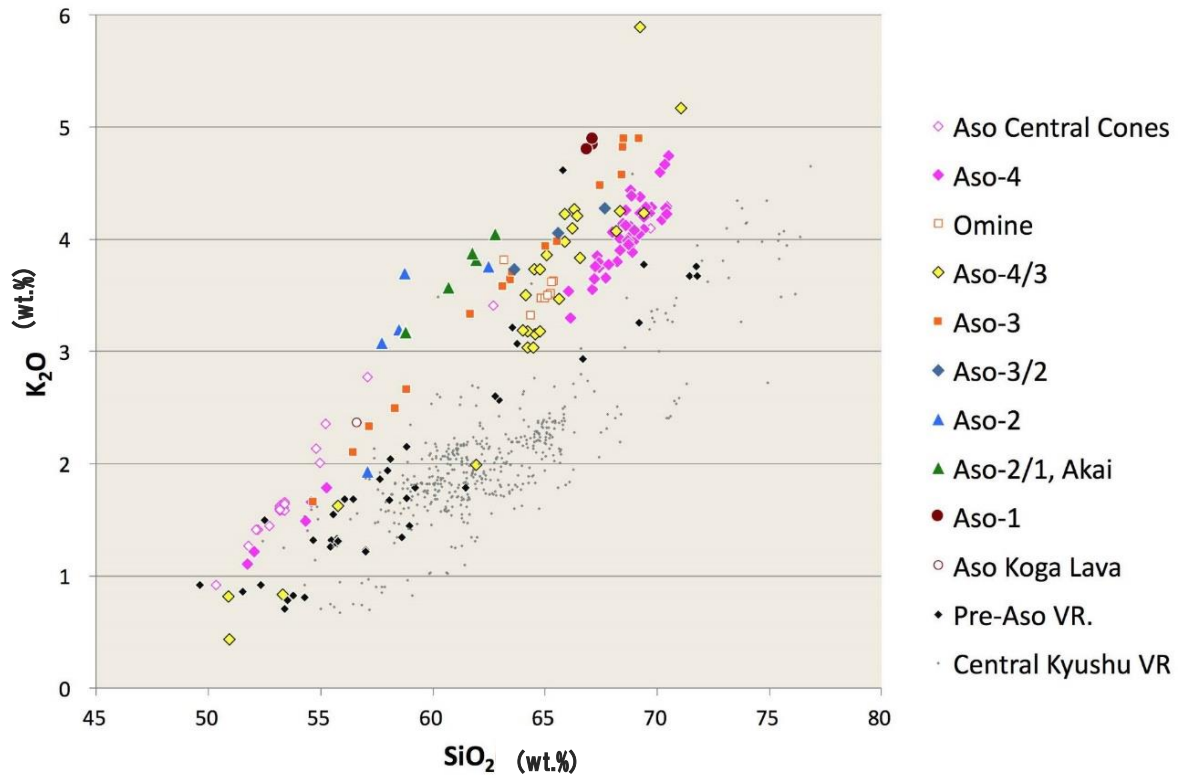
Figure 2.2.7 Plagioclase phenocrysts chemical composition (An concentration) and temperature pressure dependence of melt's Al₂O₃ concentration when 3 wt.% or 6 wt.% of water is added to rhyolitic magma (Takeshima pyroclastic flow midfield unit pumice of the Kikai Akahoya eruption)



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.2.8 阿蘇 4/3 間テフラの各層序の SiO₂ 含有量

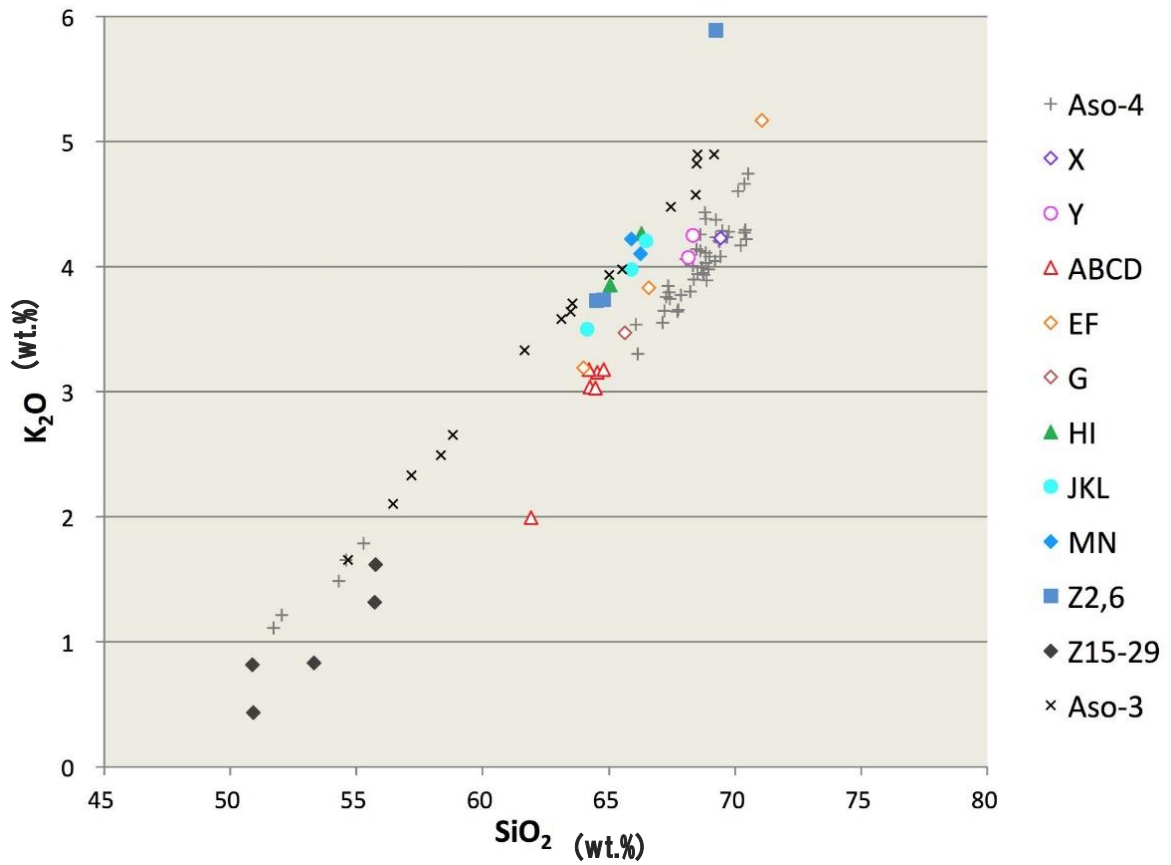
Figure 2.2.8 SiO₂ content of each stratigraphy of tephra between Aso-4/3



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参²¹)

図 2.2.9 阿蘇カルデラ、大峰及び赤井火山噴出物の全岩化学組成

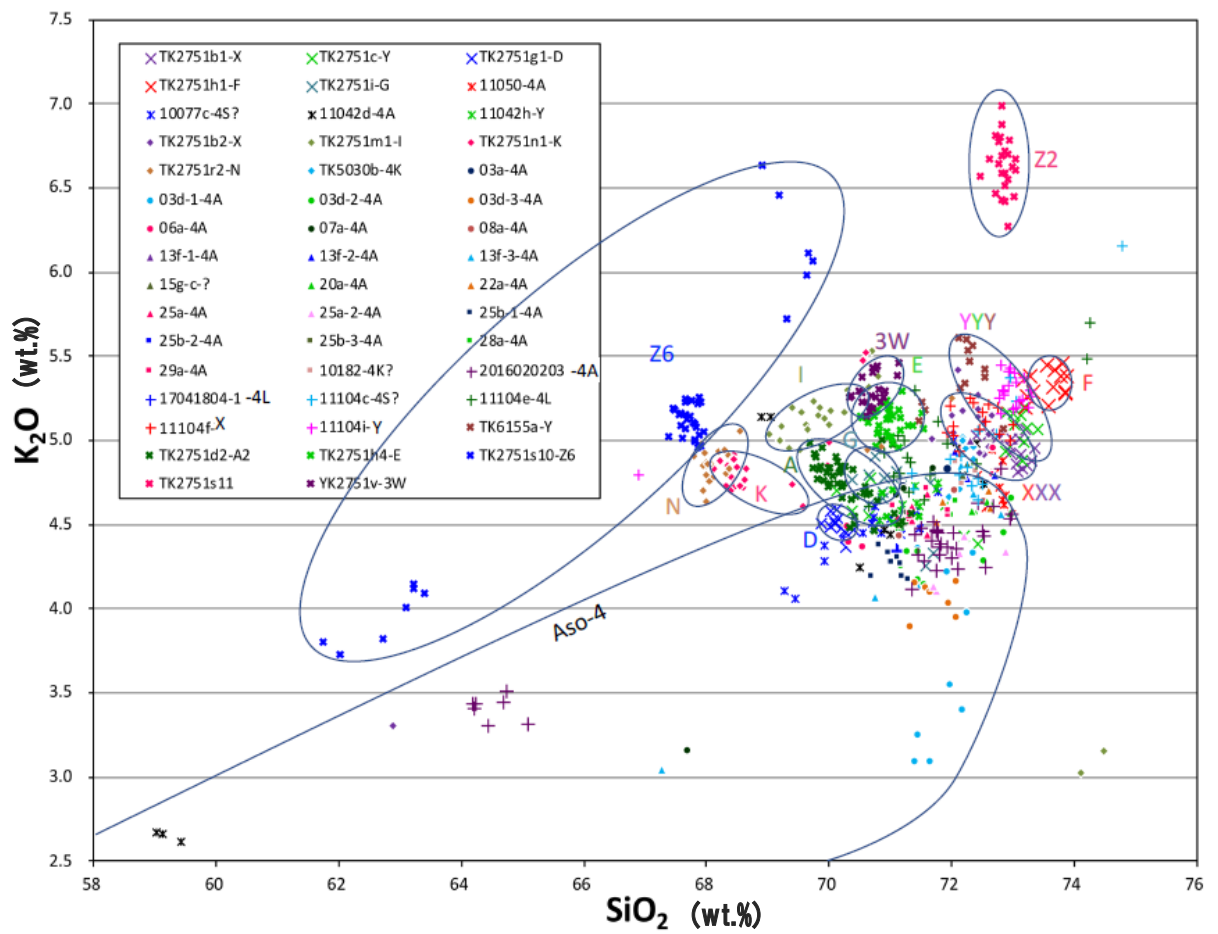
Figure 2.2.9 Whole rock chemical composition of Aso caldera, Omine, and Akai volcanic eruption product



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参²¹)

図 2.2.10 阿蘇 4/3 間テフラの全岩化学組成

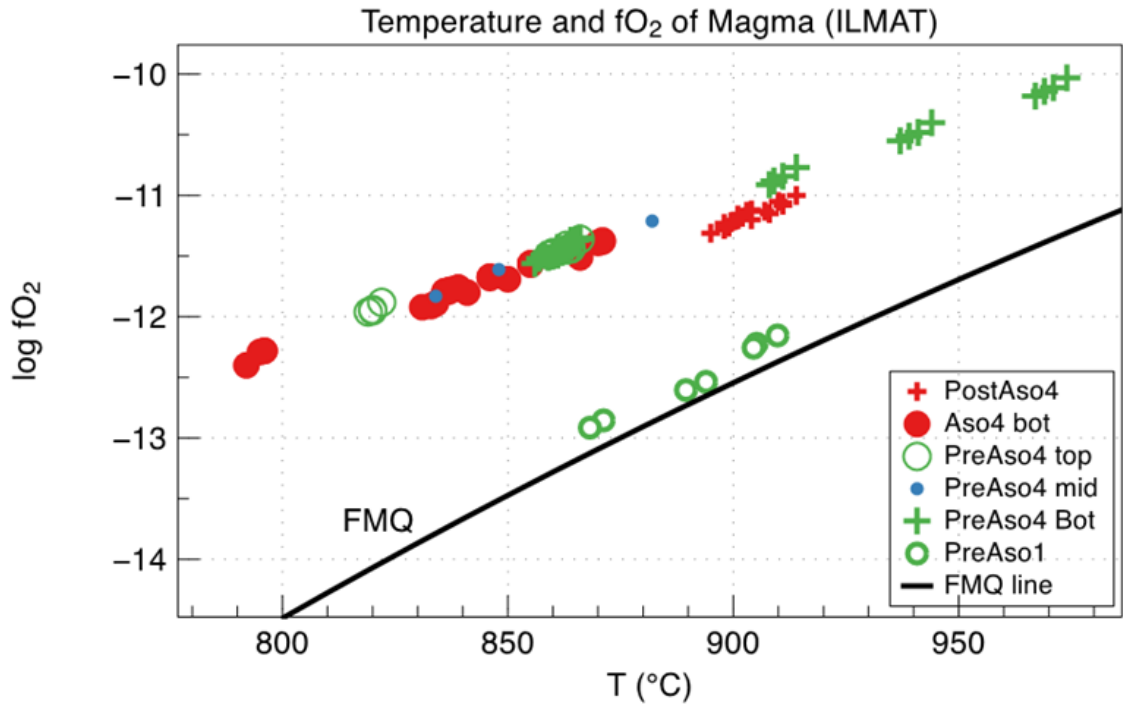
Figure 2.2.10 Whole rock chemical composition of Aso-4/3



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.2.11 阿蘇 4/3 間テフラの火山ガラス組成

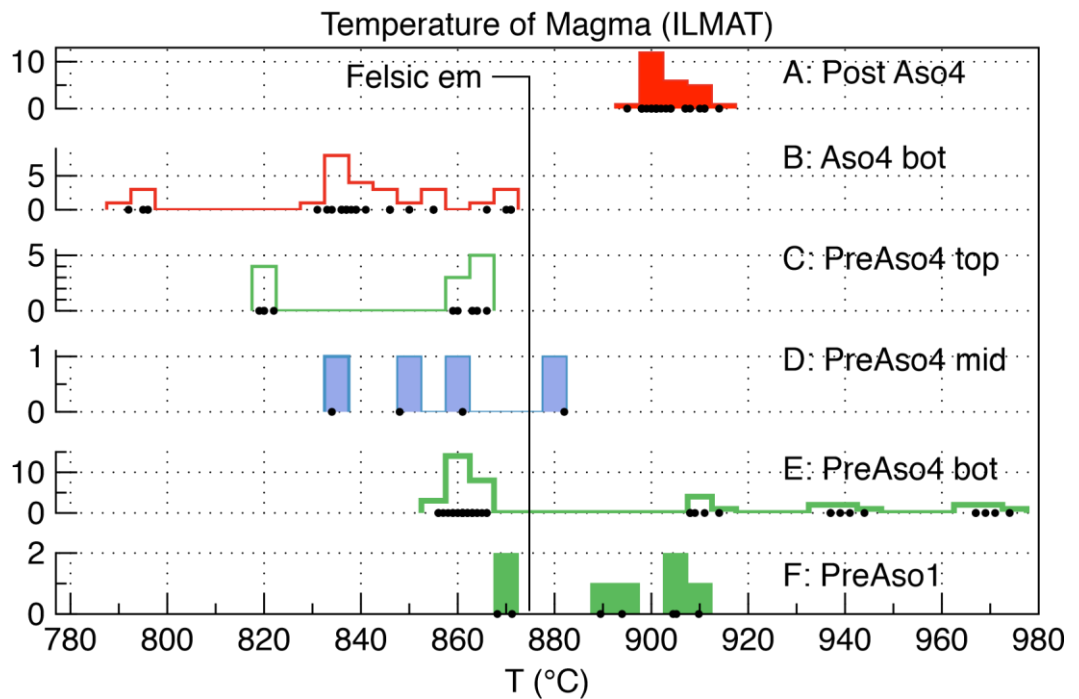
Figure 2.2.11 Volcanic glass composition of tephras between Aso-4/3



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.2.12 マグマの温度と酸素分圧の関係

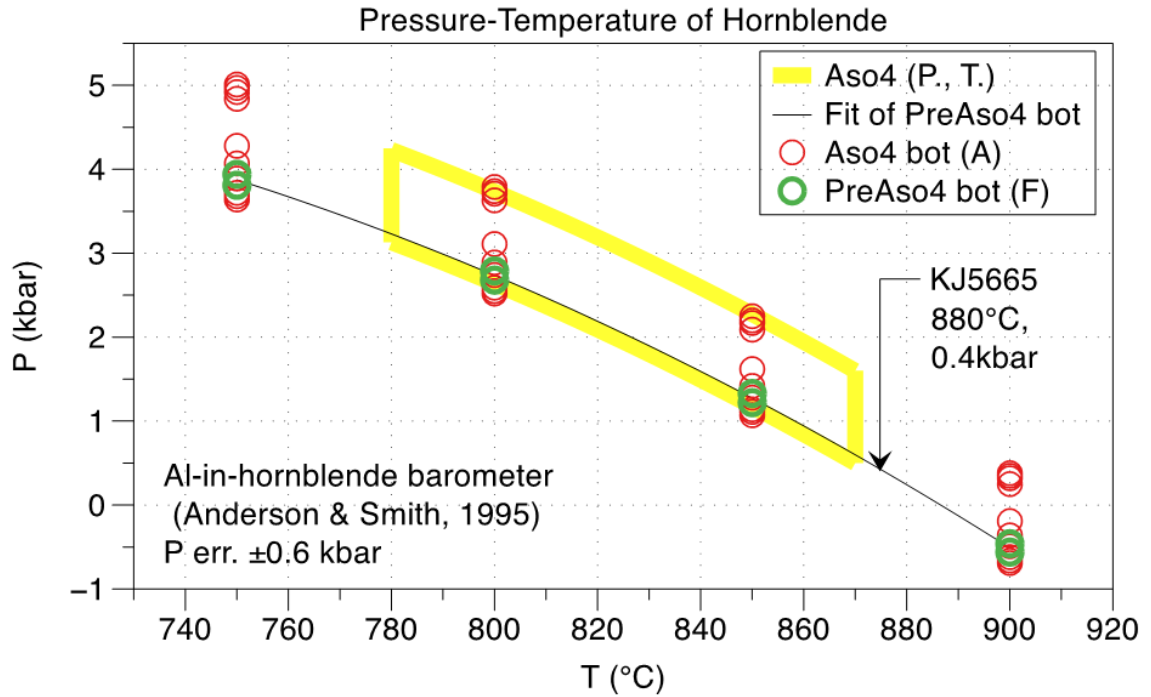
Figure 2.2.12 Relationship between magma temperature and oxygen partial pressure



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.2.13 マグマの温度のヒストグラム

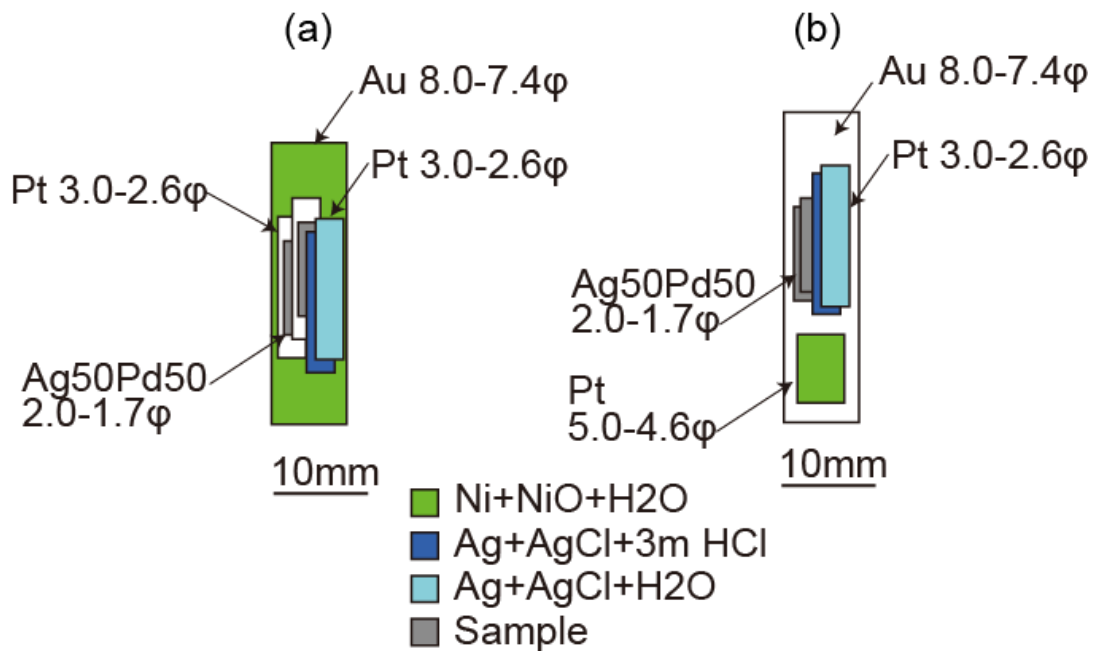
Figure 2.2.13 Magma temperature histogram



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参²¹)

図 2.2.14 角閃石の晶出温度圧力条件

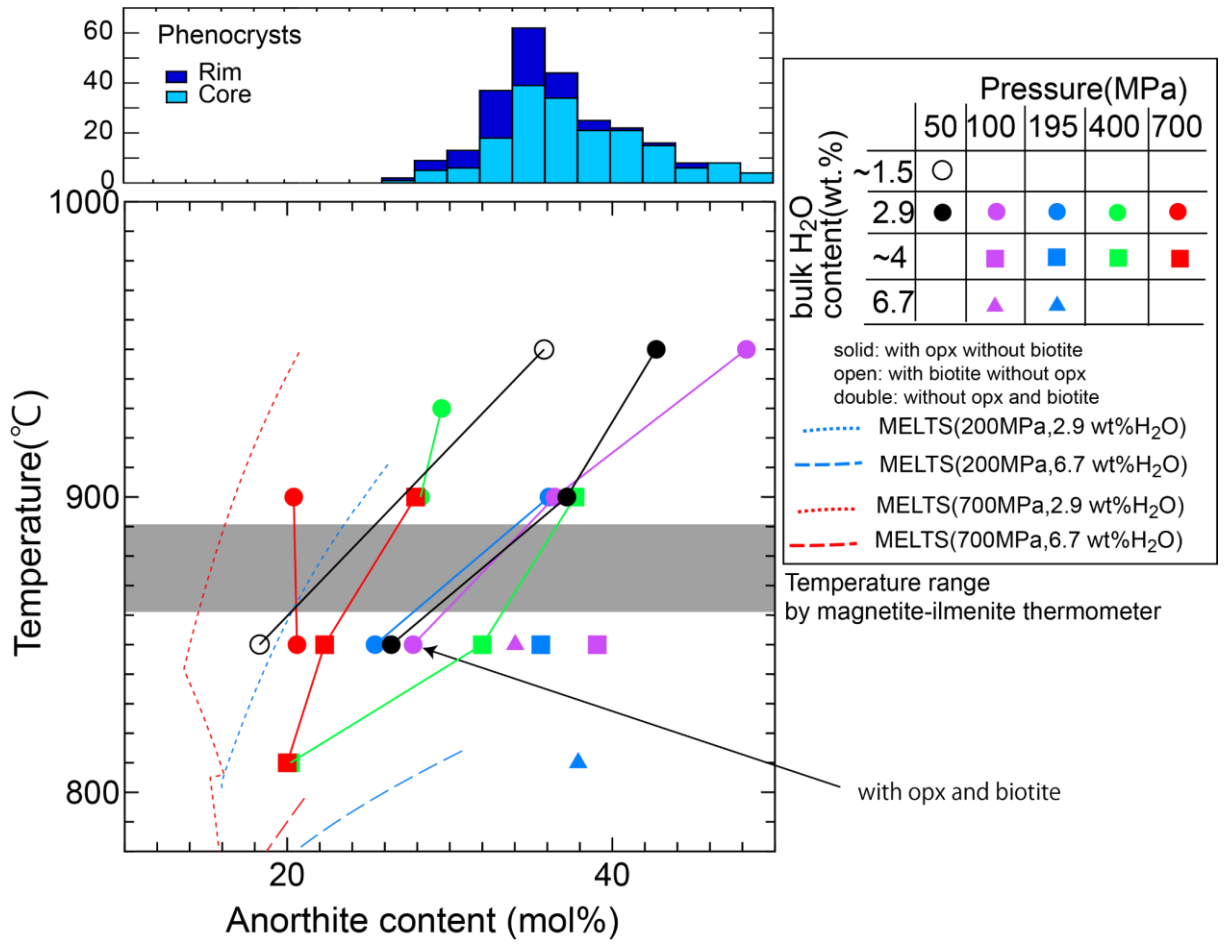
Figure 2.2.14 Pressure-Temperature of Hornblende



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参²¹)

図 2.2.15 実験のカプセル構成図

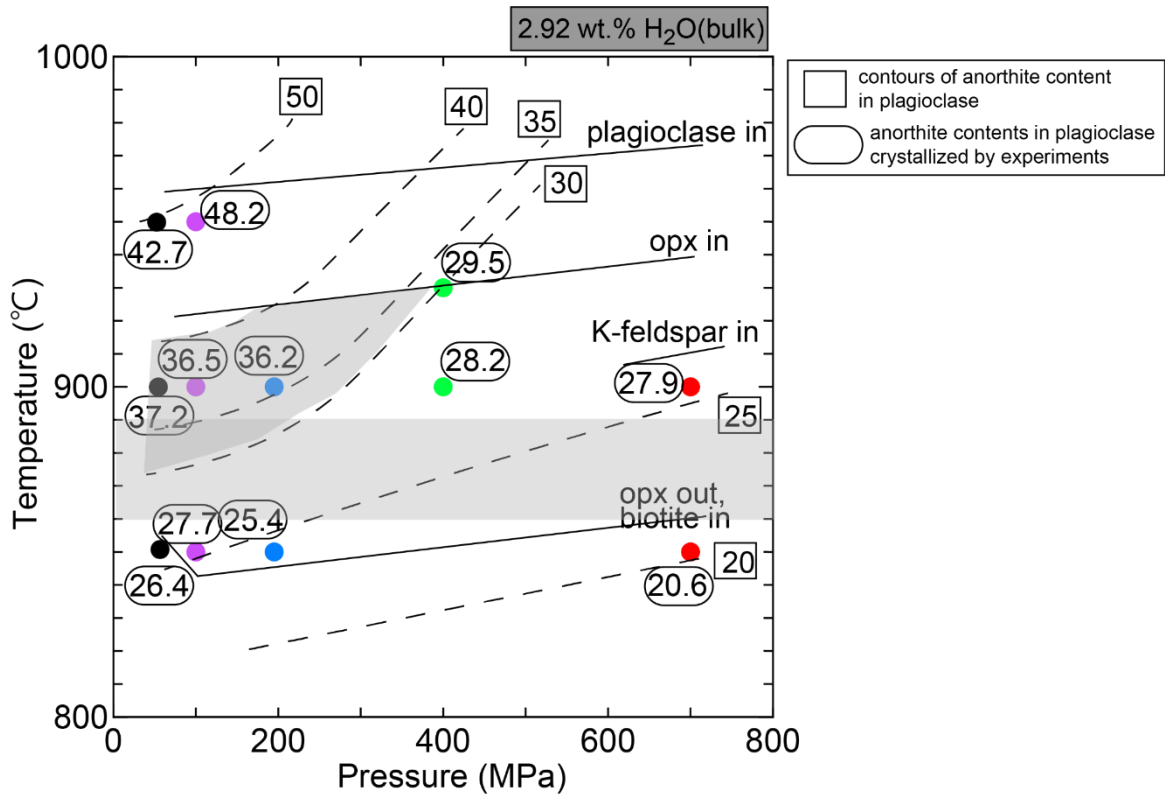
Figure 2.2.15 Capsule configuration diagram of experiment



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.2.16 実験生成物中の斜長石組成の温度と圧力変化

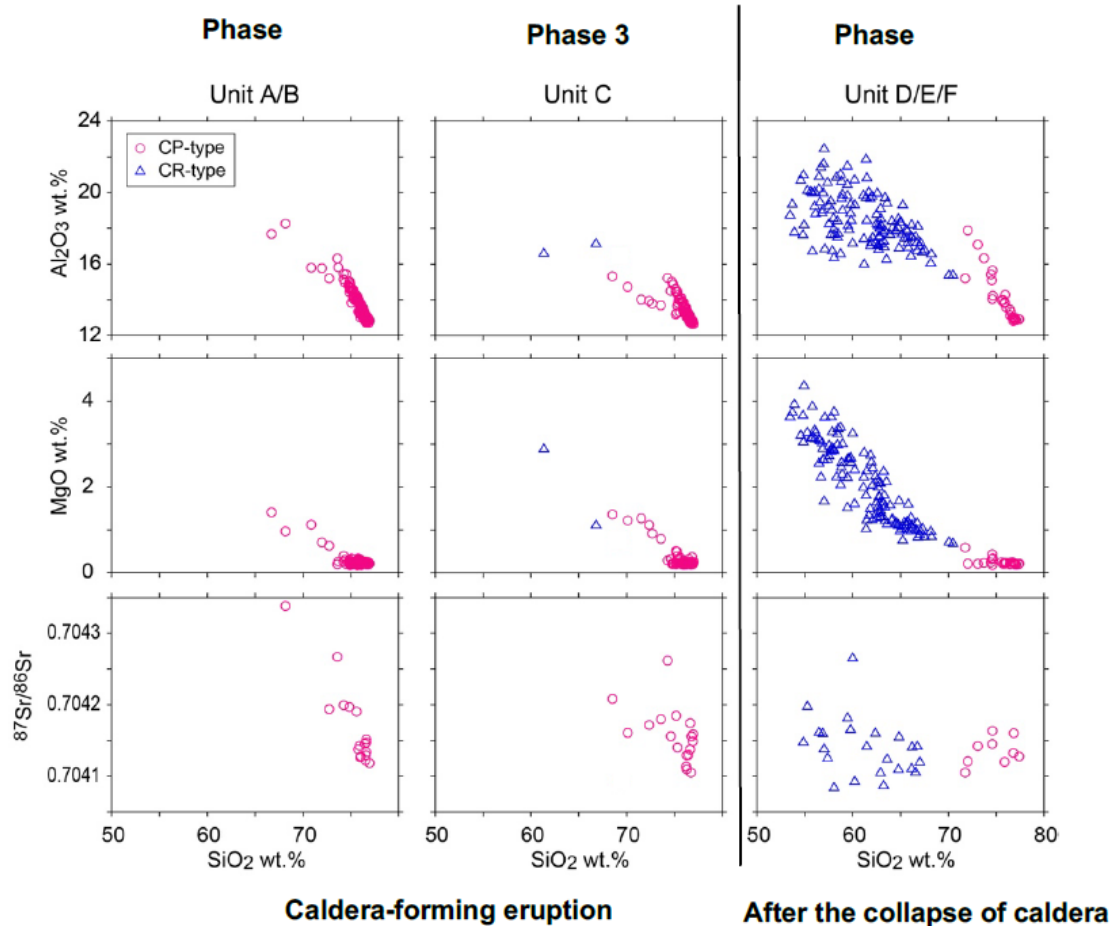
Figure 2.2.16 Temperature and pressure change of plagioclase composition in experimental products



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.17 実験により決定した KJ5665 の高温高压下における斜長石組成

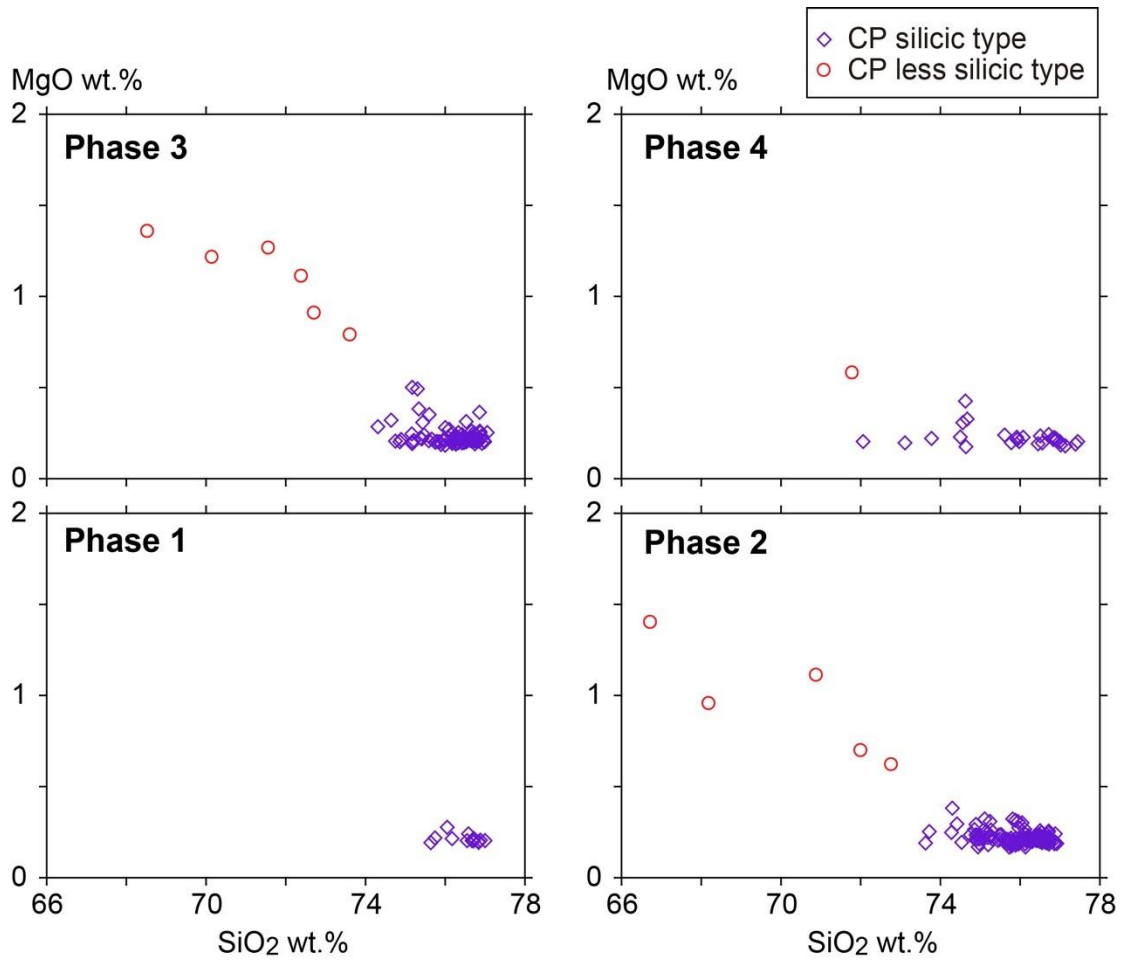
Figure 2.2.17 Plagioclase composition under high temperature and high pressure of KJ 5665 as determined experimentally



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.18 カルデラ形成期噴出物の全岩化学組成ハーカー図

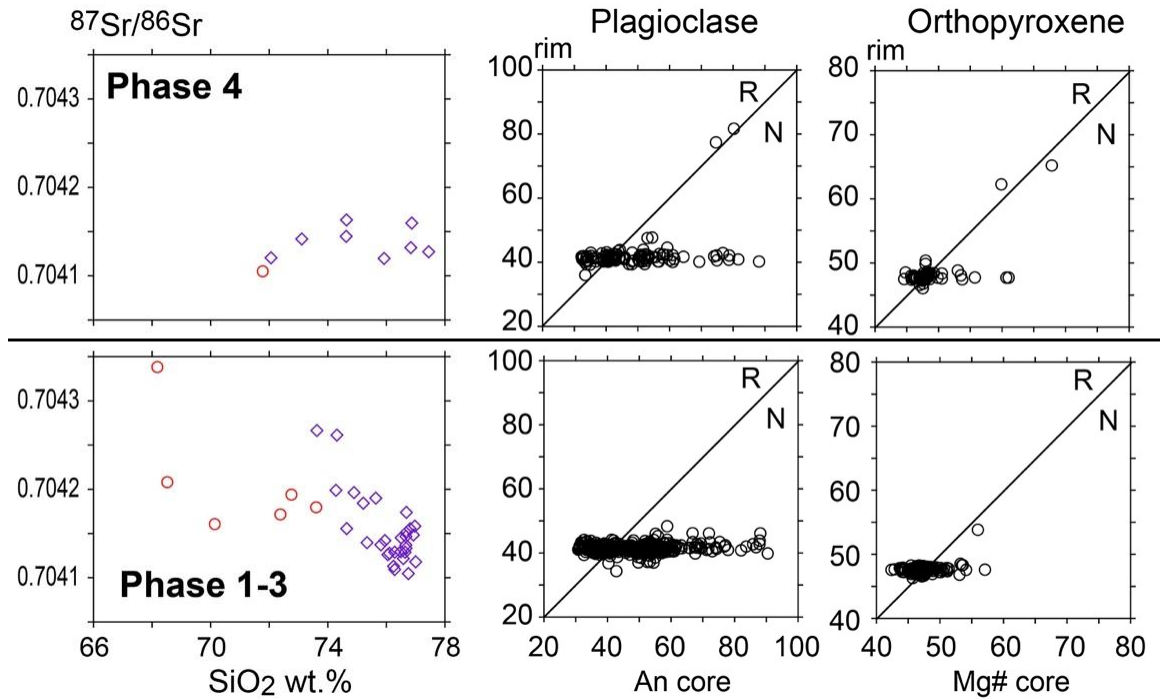
Figure 2.2.18 Harker diagrams of whole rock chemical composition of eruption product during the caldera formation period



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.2.19 CP タイプ軽石の全岩化学組成 SiO₂-MgO 図

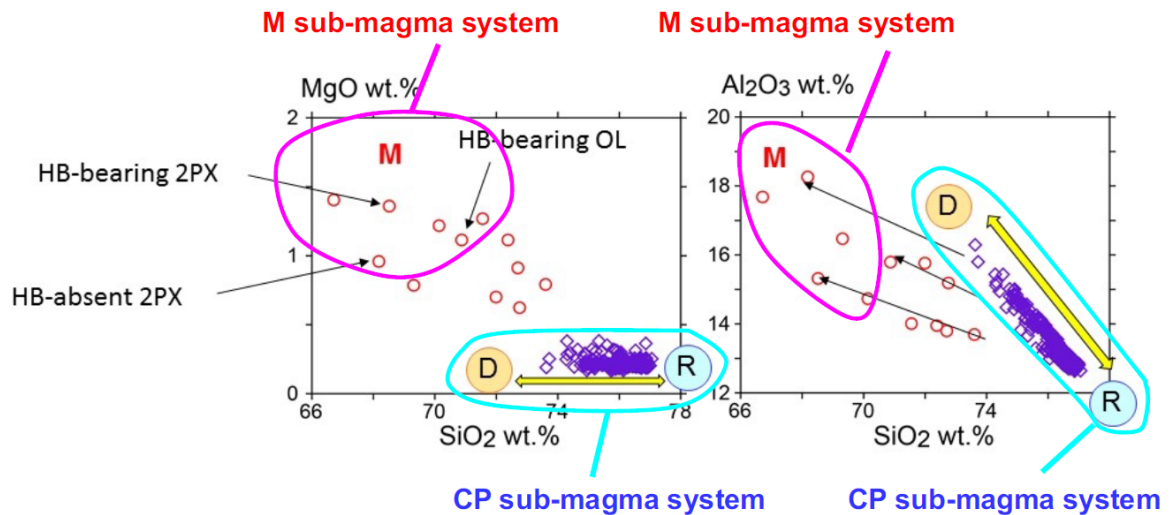
Figure 2.2.19 Harker diagrams of whole rock chemical composition of eruption product during the caldera formation period



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.20 高シリカタイプ軽石のカルデラ形成前後の Sr 同位体組成と斑晶鉱物コア-リム組成

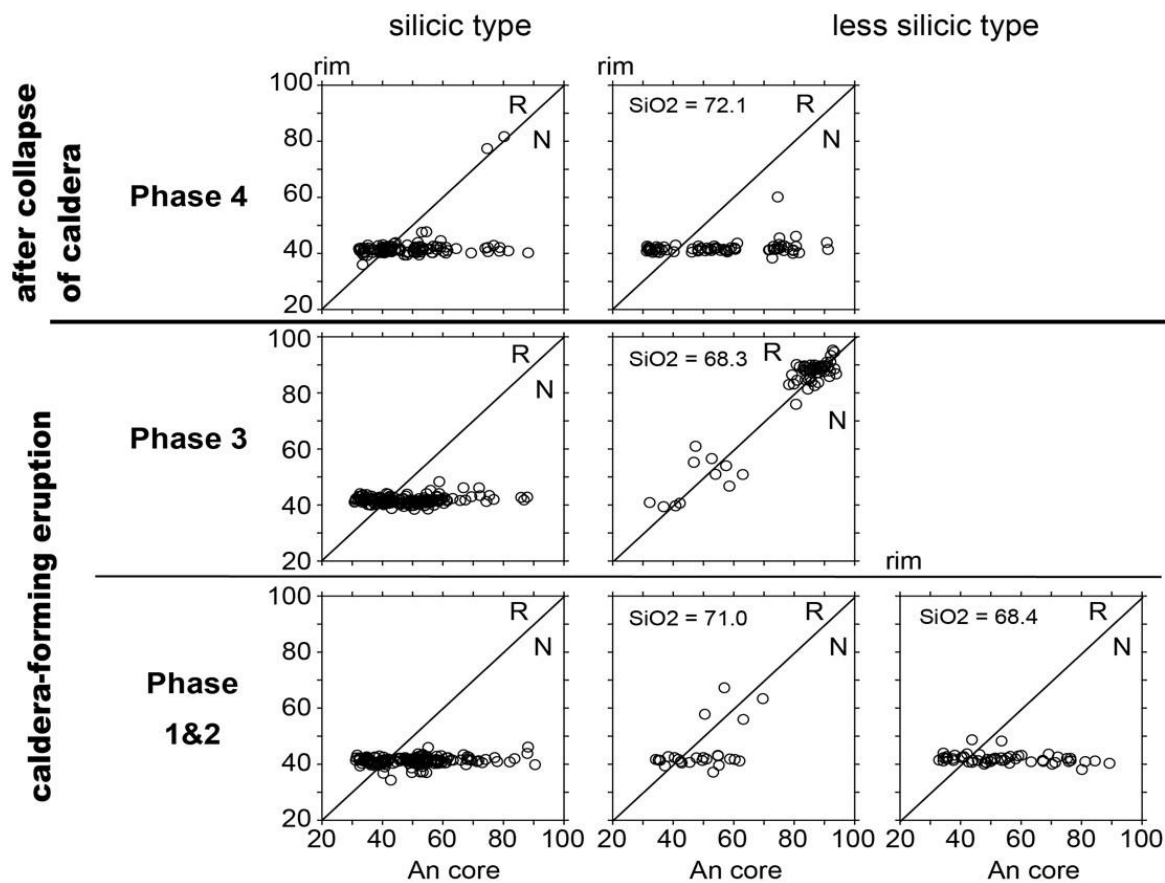
Figure 2.2.20 Sr isotope composition before and after caldera formation and phenocryst mineral core - rim composition (High silica type pumice)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.21 CP サブマグマシステムと M サブマグマシステムの混合関係

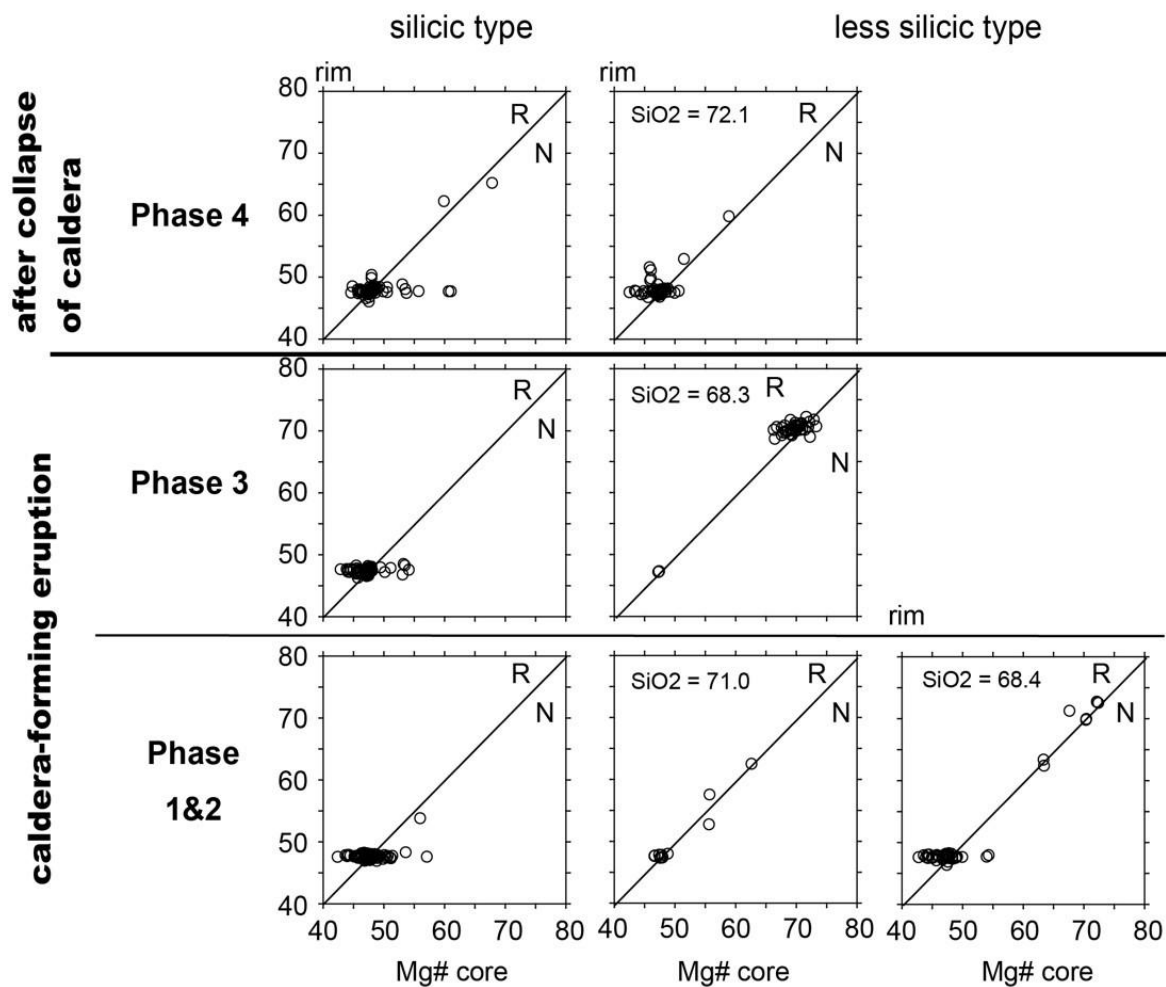
Figure 2.2.21 Relationship between CP sub Magma system and M sub Magma system



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.2.22 斜長石斑晶の An コア-リム図 (CP タイプ軽石)

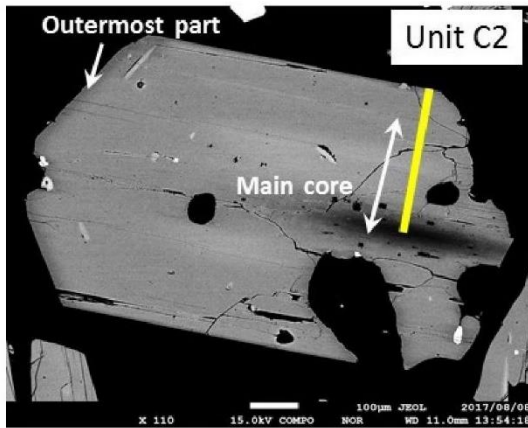
Figure 2.2.22 An-core-rim diagram of plagioclase phenocrysts (CP type pumice)



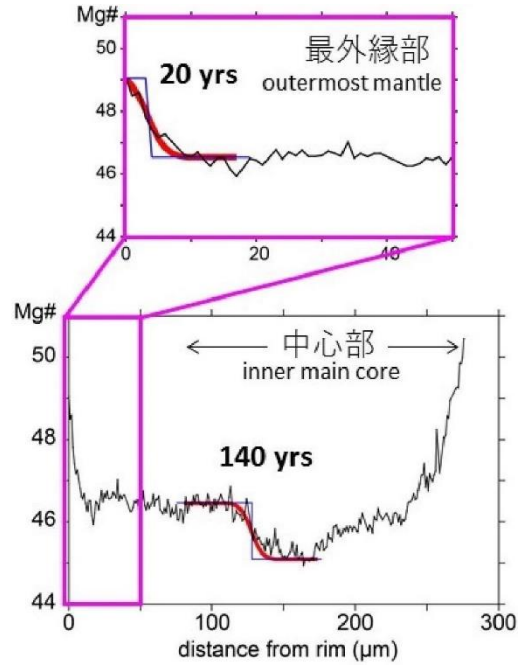
出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.23 斜方輝石斑晶の Mg#コア-リム図 (CP タイプ軽石)

Figure 2.2.23 Mg#-core - rim diagram of orthopyroxene phenocryst (CP type pumice)



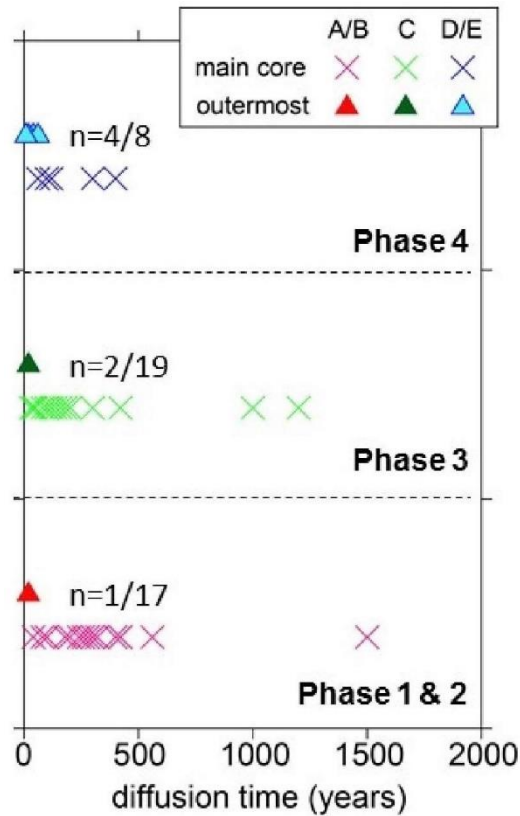
$K_d(\text{Fe-Mg}) = 4.56 \times 10^{-9} \mu\text{m/s}$
 (Allan et al., 2013: 790 °C, NNO-buffered)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.24 代表的な斜方輝石斑晶 BEI とラインプロファイル

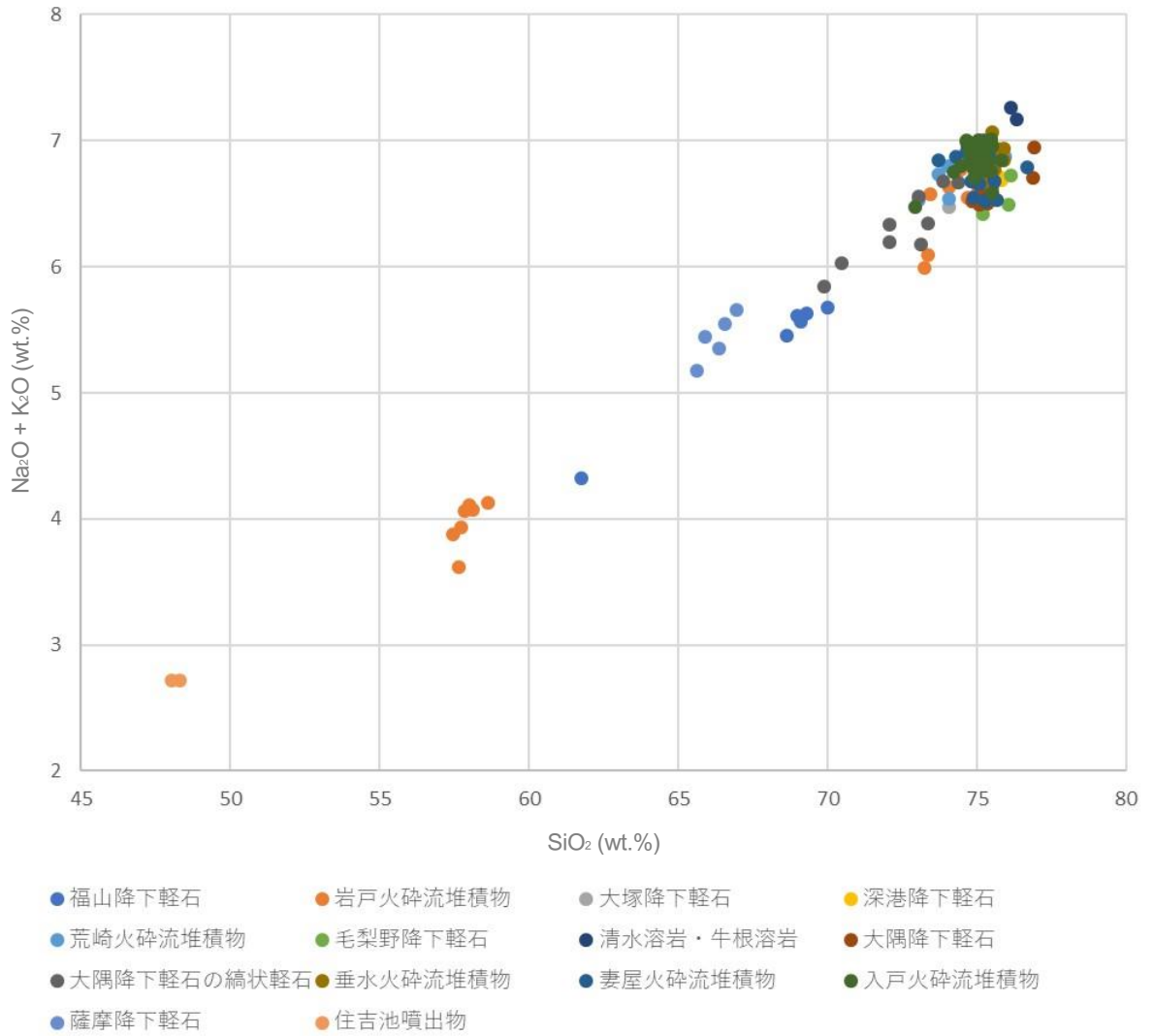
Figure 2.2.24 Typical orthopyroxene phenocrysts BEI and line profile



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.25 斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間

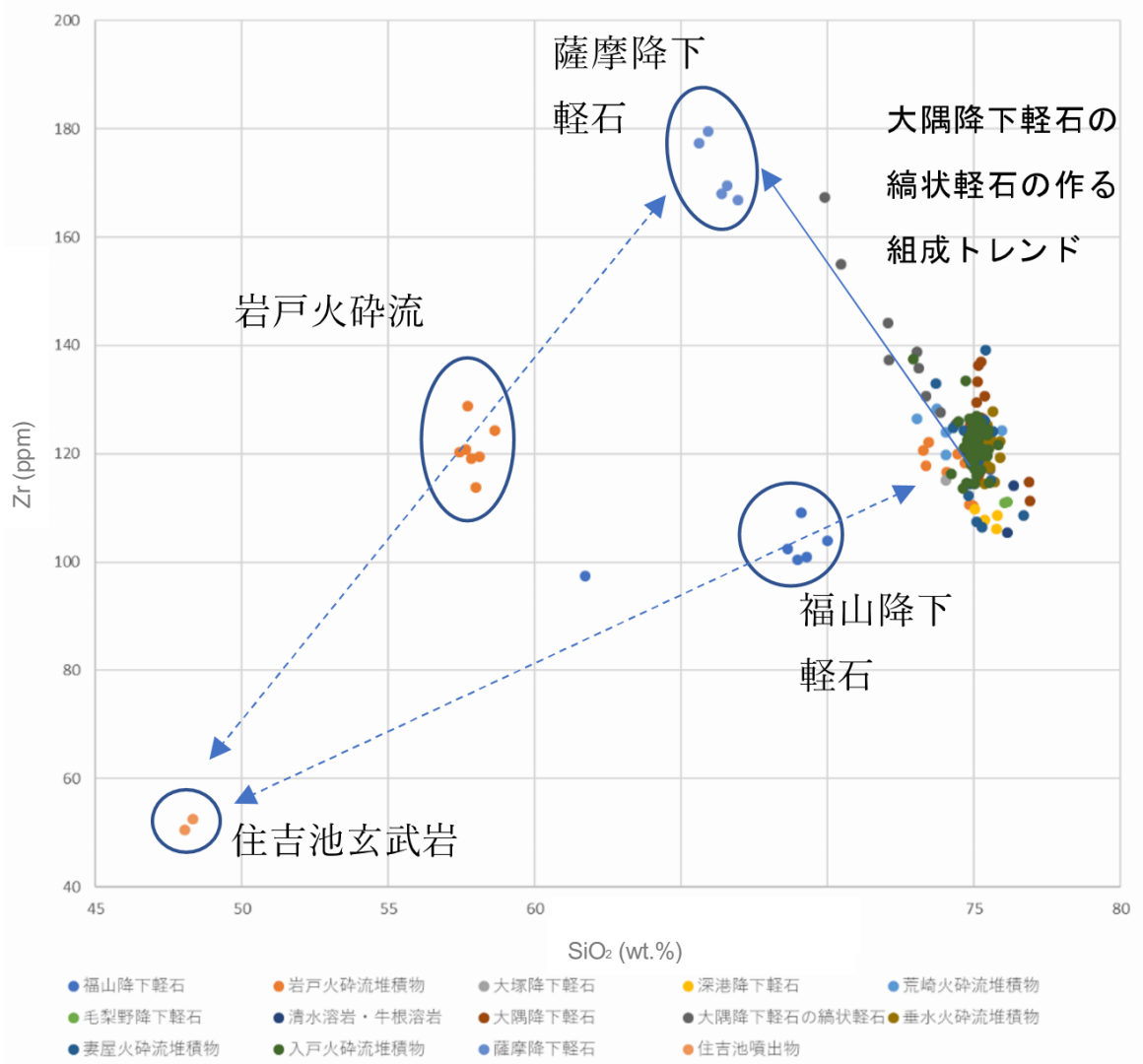
Figure 2.2.25 Fe - Mg element diffusion time of orthopyroxene phenocrysts



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.2.26 始良カルデラ地域の過去約 10 万年間の代表的な噴出物の全岩化学組成 SiO₂-Na₂O+K₂O 図

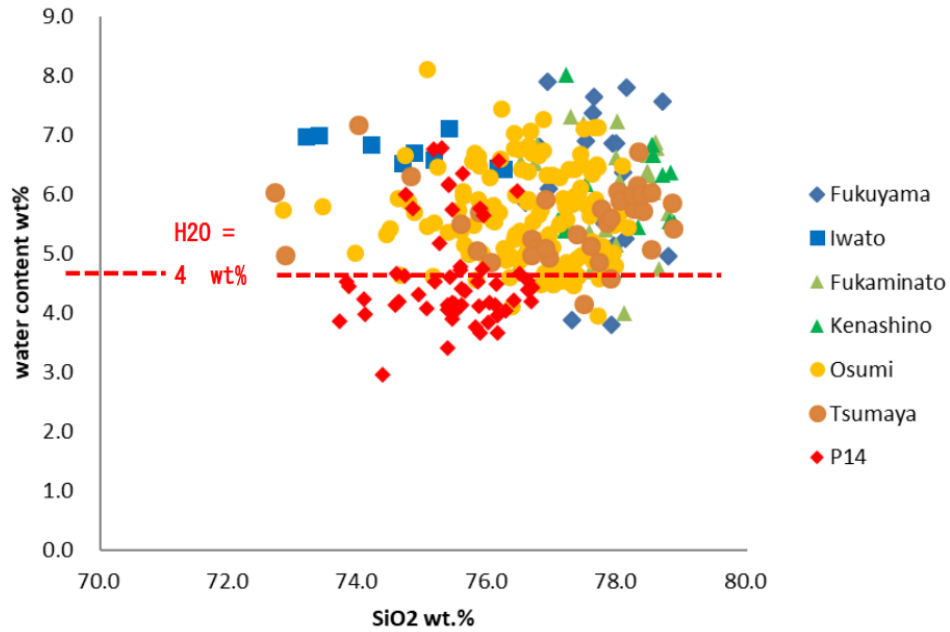
Figure 2.2.26 Whole rock chemical composition of representative eruption product of the past 100 thousand years in the Aira caldera area



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.2.27 始良カルデラ地域の過去約 10 万年間の代表的な噴出物の全岩化学組成 SiO₂-Zr 図

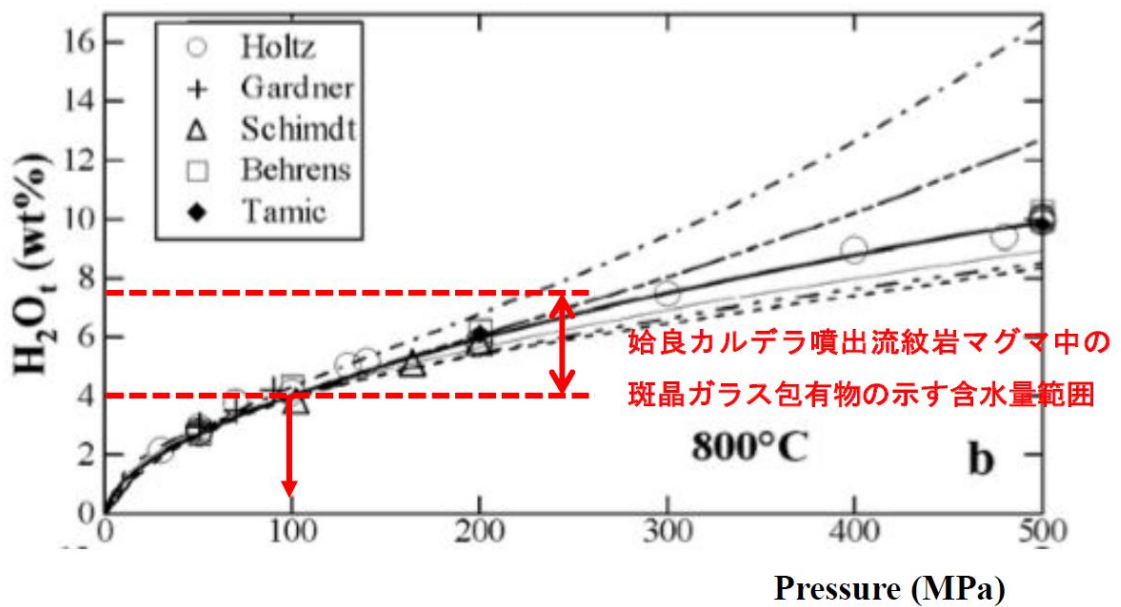
Figure 2.2.27 Whole rock chemical composition of representative eruption product of the past 100 thousand years in the Aira caldera area



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.28 斑晶ガラス包有物の含水量

Figure 2.2.28 Water content of phenocrystalline inclusions



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.2.29 流紋岩メルトの含水量の圧力依存性

Figure 2.2.29 Pressure dependence of water content of rhyolite melt

2.2.2 地質学的情報に基づく降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討

地質調査等により降下火砕物の地質学的情報を収集し、噴出量推定等に資する降灰シミュレーションを実施するに当たり重要で不確かさが大きい粒径分布等の解析パラメータの設定方法について検討した。さらに、シミュレーション結果と観測データについて検討を実施した。本研究では、樽前火山 1739 年噴火の噴出物を基に検討を行った。本噴出物を検討対象とした理由は、①噴出規模が大きく、発生時期が比較的最近であることから、堆積物が残存していること、②寒冷地のほうが風化変質は受けにくく、堆積物の状態が良いことが期待され、各調査地点の粒径分布を堆積物の粒度分析によって得られること、さらに、③既往研究によって、本噴出物は北海道の陸上域に広く分布しており、遠方まで追跡できることである。

(1) 初期粒径分布パラメータ設定に関する検討

降灰シミュレーションコードは、噴火が発生した場合、どこにどのくらいの降灰があるのかを知る術として世界の様々な研究機関や大学によって開発され、公開あるいは運用されている。一方で、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ことが必要であり、それら入力値の確からしさが解析結果のそれにも影響を与える。噴出物の上昇、移流拡散、沈降過程のようなモデルに依存する解析結果については実証することが難しいが、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可能である。粒径に関するパラメータ、例えば、噴出する粒子の大きさ分布（初期粒径分布）は層厚の分布にも違いが出る^(参66)など、少なからず解析結果に影響があることが知られている。しかしながら、そのバラつきの幅などはほとんど知られていない。そこで、本節では、既往の初期粒径分布推定手法の一つである Bonadonna and Houghton (2005)^(参67)で示されている推定方法等に加え、新たに考案した推定方法を用いて、初期粒径分布推定方法の実用性に関する検討を試みた。

初期粒径分布は、噴出した粒子をすべての総粒径分布の意味であるが、実際の噴出物は、広範囲に分散かつ大量に放出されているものなので、実証的に求めることはほぼ不可能である。そのようなことから、降灰シミュレーションコードの一つである Tephra2 では、入力パラメータとして初期粒径分布が必要であるが、参照値として利用可能ないくつかの初期粒径分布（中央粒径と標準偏差）も併せて示されている。本節では、VEI5 クラスの噴出物として、西南北海道に位置する樽前火山の噴出物を事例に 5 つの初期粒径分布推定方法で求めた値を比較し、それぞれの実用性について検討した。さらに、Tephra2 の解析において広く使われている VEI5 クラスの噴出物の参照値として示されているセントヘレンズ 1980 年噴火での値との比較検討を行った。

初期粒径分布を推定する方法は以下の 5 つの手法で検討を行った（図 2.2.30）。なお、手法 A、B 及び C は Bonadonna and Houghton (2005)^(参67)で示された推定手法、手法 D 及び E は本プロジェクトにおいて考案した手法である。

- ・手法 A

降灰域全域から採取した各試料について、採取地点の降灰荷重をウェイトとする。重み付けされた各地点の粒度分布データを合算して、降灰域全体の粒度分布を求める。

・手法 B

降灰域を任意の区画に分割し、区画ごとの粒度分布から全体の粒度分布を算出する。区画の区分は噴火中心からの距離に応じて任意の間隔で設定し、各区画の降灰域全体に対する降灰荷重の割合をウェイトとして設定する。区画ごとの粒度分布は、区画内に存在する、各地点の粒度分布の平均を用いる。最終的に重み付けされた各区画の粒度分布を合算して、全体の粒度分布を求める。

・手法 C

降灰域を試料採取地点に応じてボロノイ分割により分割し、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算出する。試料採取地点一箇所につき一つの区画を作成し、区画の面積と降灰荷重をウェイトとして設定し、各地点の粒度分布に重み付けを行う。最終的に全ての区画の粒度分布を合算して、全体の粒度分布を求める。

・手法 D

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、降灰域を既往研究で描かれる降灰コンター（等層厚線図）で区切り、区切られた区画ごとに面積と降灰荷重に応じてウェイトを設定する。区画ごとの粒度分布は、区画内に存在する、各地点の粒度分布の平均を用いる。最終的に区画ごと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 E

噴火中心からの距離による影響を重み付けの要素として考慮するため、手法 D の方法にさらに、噴火中心からの距離による区画分けを行う。

地質調査で得られた任意の試料採取地点（図 2. 2. 30 の中の赤印地点）における粒度分析結果のヒストグラムを基に作成した正規分布を基に、上記の 5 つの手法を用いて求めた初期粒径分布を表 2. 2. 9 に示す。

5 つの手法から求めた値を比較すると、中央粒径では手法 C、D 及び E ではほぼまとまり、大きな差がないものの、手法 A 及び B についてはそれらとは外れた値を示した。一方、標準偏差については手法間で大きな差はなかった。手法 A については、その原理から計算に用いる任意の試料採取地点での粒径分布と試料採取地点数に大きく依存することが考えられること、手法 B については、実際の噴出物の分布は風によって楕円状に広がっていることから、直線的な区画設定が実現象と乖離していると考えられることなどから、今回の検討ケースでは手法 C、D 及び E とは異なる値を示したと考えられる。手法 C、D 及び E についてはまとまりのよいものの、参照値として挙げた値とは大きく異なっているが、これについては後ほど検討を行う。

手法 C、D 及び E については、本検討の結果からいずれの手法も初期粒径分布の推定に有効な手法であると考えられる。次に、試料採取地点に関する粗密や偏りの影響の検討を行うため、以下の 6 パターンのデータセットを用いて検討を行った。

データセット 1：全データを用いたもの

データセット 2：地域全体から満遍なく 50 %ほどデータを間引いたもの

データセット 3：データセット 2 と異なる間引きパターンとしたもの

データセット 4：地域全体から満遍なく 65 %ほどデータを間引いたもの

データセット 5：火口から 160 km 以内のデータをピックアップしたもの

データセット 6：火口から 100 km 以上のデータをピックアップしたもの

それぞれのデータセットとして用いた地点の分布を図 2.2.31、初期粒径分布の中央値を比較した図を図 2.2.32 にそれぞれ示す。

手法とデータセット毎の中央粒径を比較した結果、全データ（データセット 1）、火口近傍域のみ（データセット 5）あるいは遠方域のみ（データセット 6）のデータセットを用いた場合、いずれの手法を用いても結果のまとまりは良いが、データセット間での結果は異なる結果を示した。一方、データを間引いたケース（データセット 2、3 及び 4）では、バラつきが大きい傾向となった。実際の降灰現象では、近傍域では粗粒な粒子、遠方で細粒な粒子が卓越するため、偏った地域でのデータセットを用いて推定を行うと、手法間の差異がなくとも、実際の初期粒径分布とは異なるものになる可能性が考えられる。従って、考案した手法において計算を行う際にも、推定計算に用いるデータは、地域に偏りなくデータを取ることが重要であるといえる。また、考案した手法 D、E は、データ数を間引いて計算するほど中央粒径は細粒側に移った。これら 2 手法は等層厚線図を用いた手法であり、遠方域を十分に考慮できるので、データ数が少ない場合は結果的に最も区画が大きくなる遠方の区画の粒径分布が効いている可能性がある。

以上の検討の結果から、いずれの 3 手法を用いても初期粒径分布の計算結果に大きな差は出てこないが、対象とする火山灰に対して満遍なく、なるべく密に試料採取を行うことが重要であると言える。強いて言えば、考案した手法 D 及び E の方が、データ数が粗の場合にも ϕ スケールで示している中央粒径の値が大きく粗粒側にシフトしていないので、有効な手法であるかもしれない。このあたりの検証については今後の検討課題として挙げられる。

最後に、Tephra2 の解析時の入力値として使用されることが多い初期粒径分布の参照値と、3 手法から求めた初期粒径分布の値の違いについて検討する。まず、参照値はセントヘレンズ 1980 年噴火で得られた粒径に関するデータを基に設定された値であり、本節で検討に用いた粒径データは樽前火山 1739 年噴火のものである。一般的に、火山学では噴出物の破碎度（粉碎度）が大きいほど爆発のエネルギーの大きな噴火で噴出物の粒径が小さくなり、破碎度（粉碎度）が大きいほど噴出量も大きい噴火の傾向がある

ことが知られている。また、噴火様式の違いによっても噴出物の破碎度が異なり、例えば、マグマ噴火とマグマ水蒸気噴火では噴出物の粉碎の程度が異なる、すなわち、マグマ水蒸気噴火の噴出物の方がより粉碎されていることが知られている。事例として図 2.2.33 にいくつか代表的なマグマ噴火とマグマ水蒸気噴火について、その中央粒径と火口からの距離をプロットしたものを示す。マグマ噴火のものは中央粒径が大きいトレンドを示すのに対し、マグマ水蒸気噴火のものはそれより中央粒径が小さいトレンドを示している。赤四角印の本プロジェクトで検討した樽前火山 1739 年噴火はマグマ噴火であり、他のマグマ噴火の事例とも調和的な結果を示している。一方のセントヘレンズ 1980 年噴火の噴出物は、水が関与したマグマ水蒸気噴火の噴出物の粒径分布に類似していることが報告されている^(参71)。従って、今回のマグマ噴火の試料を用いた検討結果の値と参照値とが一致する必然性はない。さらに言えば、セントヘレンズ 1980 年噴火の参照値はマグマ水蒸気噴火を想定したシミュレーションの際に参照できる値であり、本節で検討した樽前火山 1739 年噴火のものは VEI5 クラスのマグマ噴火を想定したシミュレーションの際に参照できる値としてそれぞれ利用できる可能性がある。そのため、参照値としてより確からしいものにするため、地質調査による樽前火山 1739 年噴火の噴出物のデータの拡充と、事例拡充のための他のマグマ噴火に対する地質調査を行うことが今後の検討課題として挙げられる。

(2) シミュレーション結果と観測データの比較検討

上記の検討に用いた樽前火山 1739 年噴火の噴出物を比較対象として、任意の地点におけるシミュレーション解析の結果と実測値の比較検討を行った。降灰シミュレーションは解析コード Tephra2 を用いた。解析に用いる各種パラメータのうち、噴出量は古川・中川 (2010)^(参72) を基に 3.9 km³、噴煙柱高度は Mastin et al. (2009)^(参73) で示された経験式を基に 30 km、岩片・軽石密度は、実測値を参考とした。また、風向・風速については札幌高層気象観測所の 1988 年 3 月～2015 年 12 月の夏季平均の値を基に、樽前火山 1739 年噴火の噴出物の等層厚線図^(参72) に合うように検討した風向(軸方向に回転)・風速(平均の $-1/2\sigma$)を仮想風として用いた。なお、初期粒径分布については上述したように樽前火山 1739 年の噴出物のデータを用いるためにはさらなるデータ拡充と検討を重ねて検証する必要があるため、ここでのシミュレーションでは、Tephra2 で参照値として示されているセントヘレンズ 1980 年噴火の値(中央粒径 4.5 ϕ 、標準偏差 3.0 ϕ)を用いた。シミュレーション解析の結果と比較地点の位置関係を図 2.2.34、解析値の比較結果を図 2.2.35 に示す。

赤丸印で示した実測値である層厚及び中央粒径と火口からの距離の関係は、両者とも距離とともに値が指数関数的に減衰するが、層厚は近傍域でも遠方域でもバラつきが大きいのにに対し、中央粒径のバラつきは小さい。また、火口から 100 km 付近までは粒径の淘汰が良くない(標準偏差が大きい)傾向が認められるが、それ以上ではほとんど変わらない。中央粒径と標準偏差を比較すると、層厚が小さいものは、粒径のバリエー

ションがあることが認められる。この層厚が小さいものに中央粒径のバリエーションが認められる理由としては、侵食・削剥による層厚の減衰、上位に堆積物が載ることによる圧密の影響、試料採取地点の地形や環境による地層の保存のされやすさ等の影響があるためと考えられる。このことから噴出物の特性把握や層厚評価を行うには粒径分布についても十分に考慮しておく必要があると考えられる。

次に、青印のシミュレーション解析結果との比較検討の結果、実測値は、遠方で解析結果より細粒側にシフトしていること、実測値の方の淘汰が良くないこと、遠方で層厚が大きい傾向があることの傾向が認められる。このうち、遠方で実測値の方が細粒側にシフトしている要因のひとつとして、細粒物が凝集して落下したことが挙げられる。凝集の要因には、静電的なものや雨滴を核とすることなどが考えられるが、移流する噴煙は高高度であることから、降灰中の雨滴による凝集は考えにくく、凝集は噴煙内で生じていた可能性が高い。その他、降灰時期に近い他の火山起源の粒子が混交することで細粒化している可能性や凍結融解作用による破碎等の要因も考えられるので、今ケースでの要因を明らかにしておくとともに、他の噴火事例においても同様の現象が起きているのかの検証を行う必要がある。

(3) まとめ

降灰シミュレーション解析に用いる初期粒径分布の推定方法について、既往研究の等層厚線図を用いた2つの推定方法を考案した。また、試料採取の際、等層厚線図を考慮したうえ、満遍なく広範囲で採取するのが良いことが示された。

一方、今回検討した降灰シミュレーションと実測値の間では、火口から遠方の地点で両者が乖離する傾向が認められた。この乖離の要因については、降灰シミュレーションコード上の特性か、今回検討に用いた噴出物によるものかの判別が現時点ではつかないため、今後の検討課題として整理される。

表 2.2.9 手法別の初期粒径分布の計算結果 ($\phi = -\log_2 D$; D は粒径 (mm))

Table 2.2.9 Calculation results of initial particle size distribution by method

手 法	中央粒径 (ϕ)	標準偏差 (ϕ)
A	0.5	2.4
B	1.6	2.5
C	2.2	3.0
D	2.4	2.9
E	2.7	3.0
参照値 (セントヘレンズ 1980年噴火)	4.5	3.0

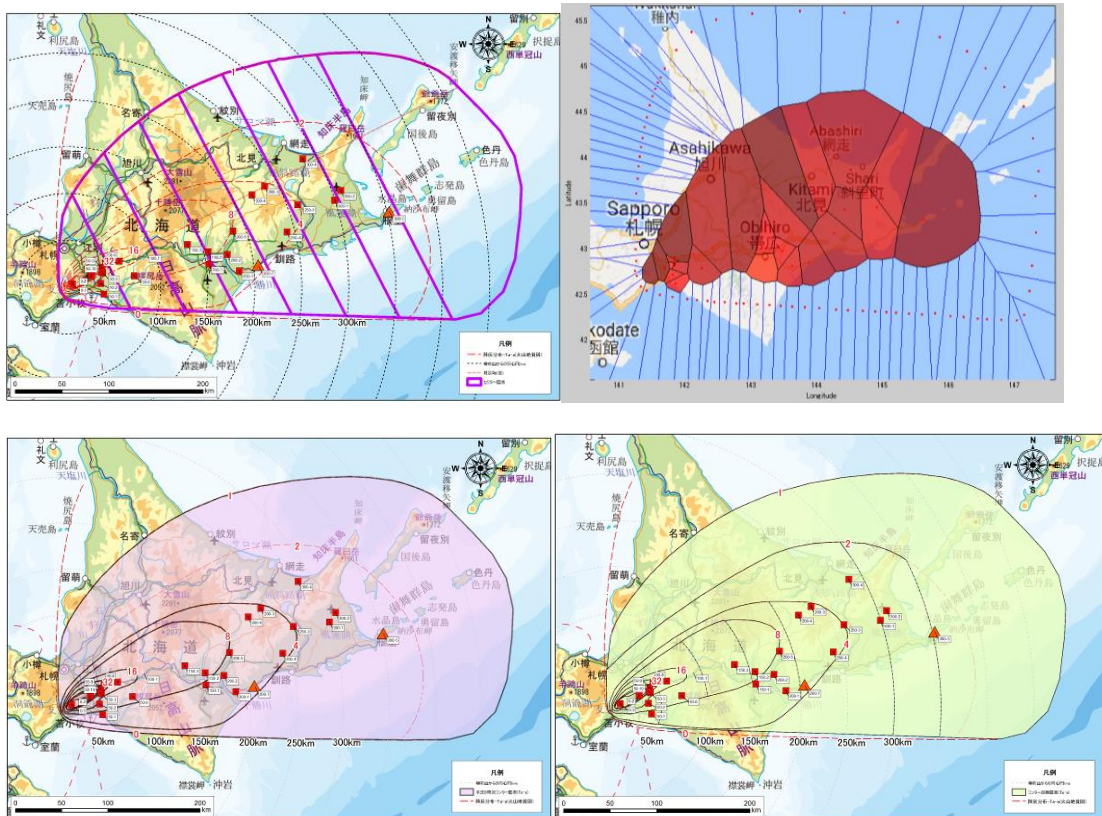


図 2.2.30 各初期粒径分布推定方法による区画設定

(左上：手法 B、右上：手法 C、左下：手法 D、右下：手法 E)

Figure 2.2.30 Partition setting by each initial particle size distribution estimation method

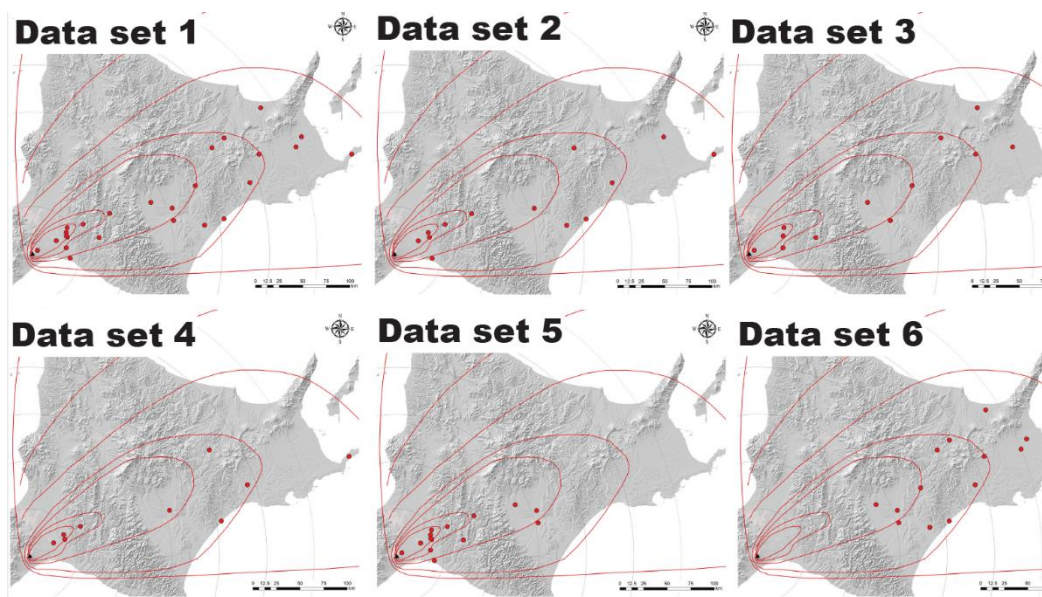


図 2.2.31 検討に用いたデータセット毎の試料採取地点
 Figure 2.2.31 Sampling point for each data set used for study

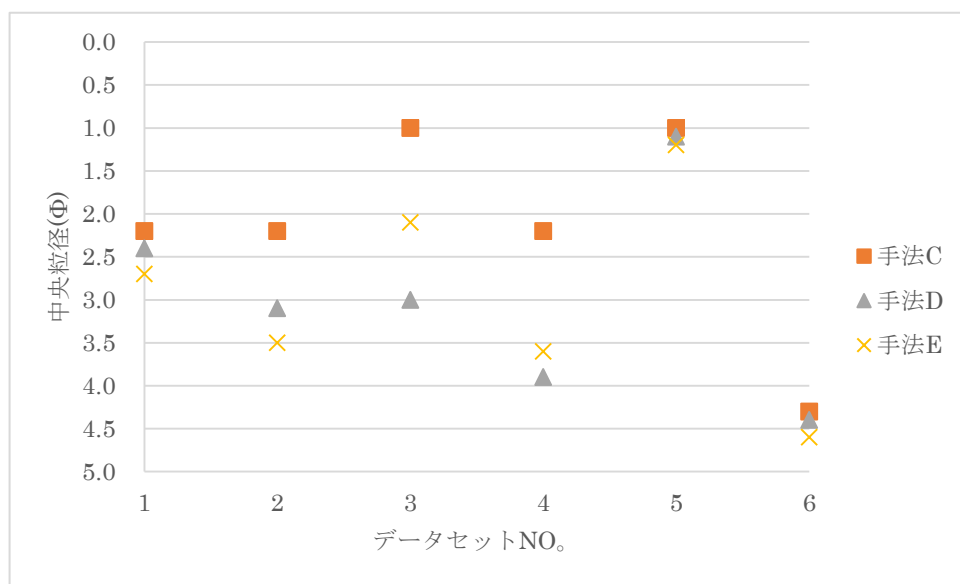


図 2.2.32 データセット毎の中央粒径の比較
 Figure 2.2.32 Comparison of median particle size for each data set

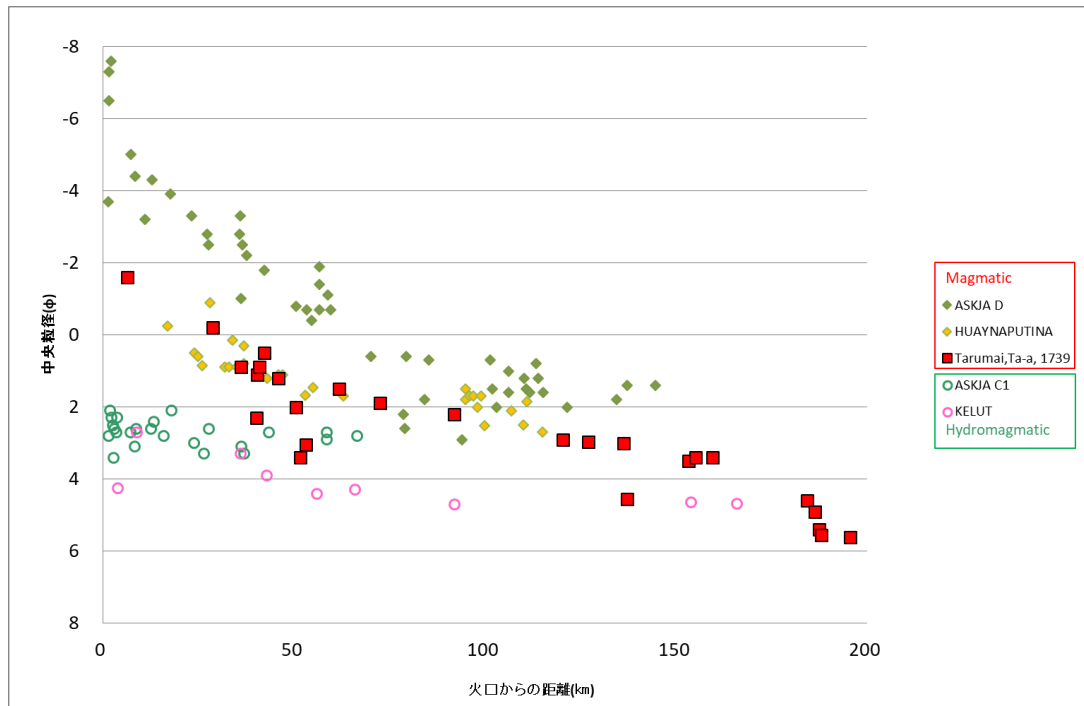


図 2. 2. 33 中央粒径 - 距離減衰図

(ASKJA C1、D : Sparks et al., 1981 (参 68) ; Huaynaputina : Adams et al., 2001 (参 69) ; Tarumai : 本研究 ; Kelut : Fisher, 1964) (参 70)

Figure 2. 2. 33 Median particle size - distance attenuation diagram

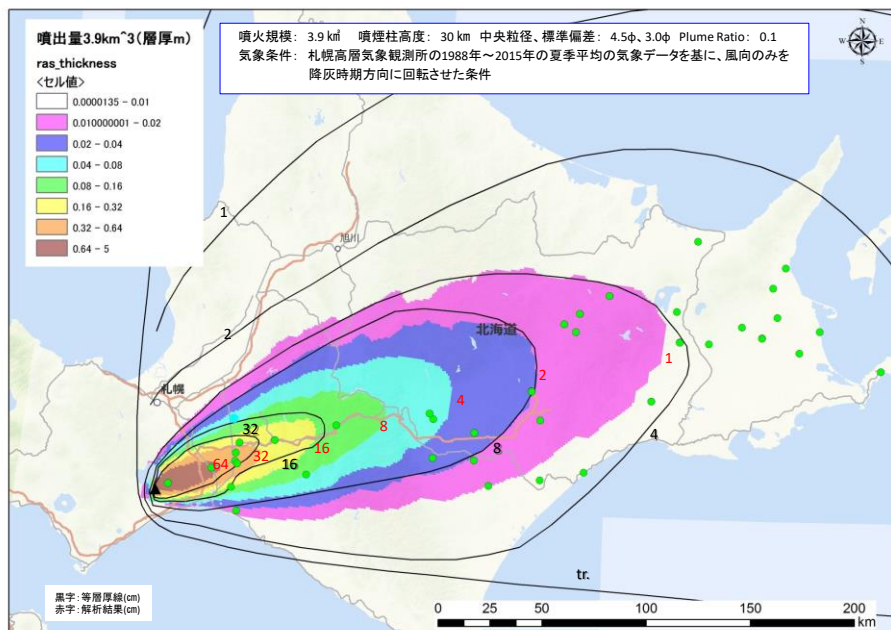


図 2. 2. 34 シミュレーション解析結果と検討対象地点

Figure 2. 2. 34 Simulation analysis result and point of study

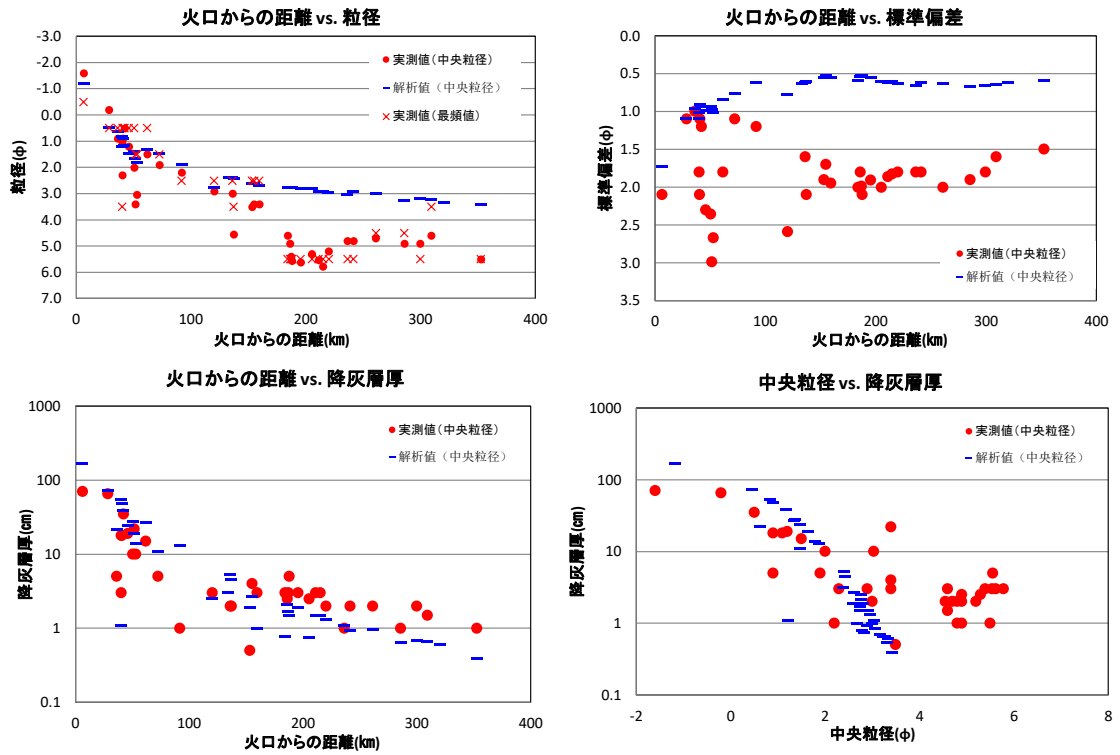


図 2. 2. 35 シミュレーション解析結果と実測値の比較

Figure 2. 2. 35 Comparison between simulation analysis result and measured value

2.2.3 まとめ

過去に巨大噴火を起こした火山として、阿蘇カルデラ等の噴出物の岩石学的検討を行い、噴火直前のマグマの温度及び圧力条件から、噴火直前に留まっていたマグマの深さを推定した。その結果、調査したカルデラ火山ではおおむね 10 km 以浅にマグマが蓄積していたことがわかった。

巨大噴火の準備過程に関しては、十和田カルデラや支笏カルデラでは、九州の阿蘇や始良カルデラとは異なり、低噴出率期が継続した後にカルデラ形成噴火に至っていた。また、準備過程のマグマ組成の変遷やマグマ供給系の変化を推定した結果、九州の阿蘇カルデラ（阿蘇 4 噴火）や始良カルデラでは、噴出したマグマ組成に特徴が認められた。すなわち、阿蘇カルデラでの阿蘇 3 噴火（約 120 ka）から阿蘇 4 噴火（約 90 ka）にかけての時期には、噴出物のマグマ組成が苦鉄質から珪長質へ変化していくことが認められた。一方、始良カルデラでは、始良福山噴火（約 90 ka）以降にマグマ組成の大きな変化はなく、珪長質マグマを噴出し続けカルデラ形成噴火に至ったことが認められた。

噴出物推定等に資する降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討では、各種パラメータのうち、地質学的情報から検討可能な初期粒径分布について、既往研究の等層厚線図を用いた 2 つの推定方法を考案した。また、留意点として、試料採取の際には、等層厚線図を考慮したうえ、満遍なく広範囲で採取するのが良いことが示された。

2.3 火山活動に係る地下構造評価手法のための調査・研究

2.3.1 カルデラ火山の活動性評価シミュレーション手法の検討

上記の文献調査及び地質学的調査による結果を踏まえ、カルデラ火山の活動を想定した地下のマグマ溜まりの状態（温度、圧力条件等）と広域地殻変動パターンに関する数値シミュレーションモデルを構築し、マグマ溜まりの形状や圧力変化、地下構造等の不確かさを踏まえた解析を行い、マグマ溜まりの存在条件と地殻変動量の関係を推定した。

なお、本研究は、原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成 26～30 年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所）事業により実施した。

(1) 粘弾性緩和を考慮した火山性地殻変動解析モデル

GPS や、干渉合成開口レーダー (InSAR) などによる衛星測地学的観測技術の発達は、地殻変動メカニズムを検証する精密な制約条件を与えてくれる^(参 74-参 78)。しかし、捉えられた地殻変動からカルデラ火山の地下の状態を評価するには、それが地殻変動観測の中にどのように現れうるのかを理解する必要がある。その際に必要となるものが定量的な理論モデル（数値実験モデル）である。このような理論モデルにより、地殻内のマグマの挙動と地表面変動の関係を客観的に示すことができ、マグマ溜まりの位置、形状、大きさ、体積変化や過剰圧力変化を推定することができると考えられる。

本研究では、マグマ溜まりの消長過程における変動だけでなく、その後の変動も考慮したもう少し長い時間スケールにおける火山性地殻変動を粘弾性応答の観点から理解する定量的モデルを構築する。これまでの火山性地殻変動に関する定量的モデルの多くは、マグマ溜まりが非常に活動的になり余剰圧力が変化した時の、その変化に対する地表面変動を予測するようなものであった^(参 75、参 77、参 79、参 80-参 82、参 85、参 87-参 88)。つまり、マグマ活動が非常に活発になってからその様子を捉えようとする研究である。しかし、本研究では、マグマ活動が活発になる前に地殻の中にマグマが溜まっているか否か、あるいは、すでに溜まっているマグマの状態を知るには、むしろ静穏期の変動ともいえる粘弾性緩和過程に注目し、その振る舞いからマグマ溜まりの時空間スケールの概要を制約することを考える必要がある。

本研究の数値実験で用いた 3 次元有限要素モデルの模式図を図 2.3.1 に示す。3次元並列化有限要素コード OREGANO_VE^(参 89-参 93) を用いて、地殻内におけるマグマ溜まりの消長に対する地殻・マンツルの線形粘弾性応答の振る舞い、特に地表面における垂直変動を定量的に記述する。変数はすべて無次元化されており、長さスケールは基準長さ L_0 （地殻の厚さ）、変位スケールは基準変位 d_0 （マグマ溜まりの厚さ）、粘性率は基準粘性率 ηc_0 （地殻の底での粘性率）、時間は基準粘性率にもとづくマックスウェル緩和時間 τ_0 ($=\eta c_0/\mu$ 、ここで μ は剛性率) で、それぞれ無次元化され、変数にダッシュ(′) を付けて無次元変数を表すことにする。

右手系座標に従った直方体モデル領域は、座標原点(0)が地表面の中心に位置し、z方向に厚さ $Z_L' = 10$ 、水平方向には $(X_L' = 19.2) \times (Y_L' = 19.2)$ の次元を有している。モデル領域は、厚さが $THC' = 4$ の地殻と厚さが $THM' = 6$ のマントルで構成され、地殻は上部の弾性層と下部の粘弾性層の力学的二層に分けるが、マントルは粘弾性層のみとした。変位・トラクション境界条件は、モデル上面は x, y, z 全ての方向のトラクションを0とし、その他の境界面はスライディング境界条件とした。それぞれの面に垂直な方向の変位を0として水平方向のトラクションを0とする。このようなモデル領域内においてマグマ溜まりの消長を生じさせ、それに伴う地表面変動の時間変化を記述する。簡単化のため、重力の効果は無視し、単純にマグマ溜まりの消長のみに対する粘弾性応答を数値実験結果として求める。

地殻・マントルの粘弾性応答の時空間発展は、それを駆動する力源と、それに対してどういう応答をするのかを規定する地殻・マントルのレオロジーに依存する。地殻・マントルのレオロジーに関しては、モデル全体が線形マックスウェル粘弾性体の構成方程式に従うことにする。粘弾性地殻内の粘性率 η_c' は、

$$\eta_c' = \eta_{c0}' \exp [c (1 - z')]. \dots \dots \dots (2.1)$$

で規定されるとした。ここで η_{c0}' は地殻の底での粘性率、 c は粘性率の深さ依存性を規定する定数、 z' は深さである。厚さ H' の最上部層には非常に高い粘性率 $\eta' = 10^{20}$ を与えて、実質的には弾性層として振る舞うように近似している。一方、粘弾性マントル内の粘性率は η_m' で一様とする。また、弾性定数（ポアソン比 $\nu = 0.25$ 、ヤング率 $E' = E/\mu = 2(1 + \nu = 2.5)$ ）はモデル全体を通して一様とした。

マグマ溜まりの取り扱いとして、マグマ溜まりの余剰圧力を一定にしたものとマグマ溜まりの膨張を変位で規定するものの主に二種類のモデルがこれまでの定量的モデルにおいて考えられてきた^(参83-参84)。本研究においては、マグマ溜まりの消長を変位で規定し、与えられた体積変化に対する地殻・マントルの粘弾性応答を記述した。変位に規定されるマグマ溜まりの消長は、Melosh and Raefsky (1981)^(参94)により開発されたスプリットノード法を用いて有限要素モデルに導入した^(参90)。

マグマ溜まりの形状は、シル状のマグマの溜まりを想定し、回転楕円体と仮定した(図 2.3.2)。シル状のマグマの溜まりを規定するパラメータはマグマ溜まりの3軸径とし、そのうちの赤道半径が等しく W' 、極半径はこれよりも短い $d_0'/2$ 、そして、回転楕円体の中心で定義される地表面からの測ったマグマ溜まりの深さ D' 、を規定パラメータとした。 $z' = D'$ の平面上で与えられるシルの厚さ d' は、座標 x' と y' の関数であり、また時間に依存した関数とする。ある時間 t' 、座標 (x', y') での厚さは、その時間での $x' = y' = 0$ における厚さ $d_0'(t')$ から次の式により決められる。

$$d' = d_0'(t) [1 - (x'/W')^2 - (y'/W')^2]^{1/2} \dots \dots \dots (2.2)$$

(2) 数値実験結果

① マグマ溜まりが瞬間的に膨張した場合の粘弾性応答

シル状マグマ溜まりが瞬間的に膨張することに対する地殻・マン托ルの粘弾性応答を記述する。図 2.3.3 に d_0' の時間変化を示す。時間 $t' = 0$ で瞬間的に膨張し、 d_0' が 100 という値に達したシル状マグマ溜まりは、時間 $t' > 0$ においてその厚さを保持し続ける。 $d_0'(t)$ は時間に依存しない一定の値を持つので、式(2.2)を次のように書き直す。

$$d_0'(t) = d_0' = 100. \dots \dots \dots (2.3)$$

このように、この節では $d_0'(t)$ とは書かず、単に d_0' と書くことにする。また、この節では、粘性率の深さ依存性は考慮しないため、式(2.1)における c は 0、地殻とマン托ルの粘性率が同じとし、 $\eta_c' (= \eta_{c0}')$ = $\eta_m' = 1$ とする。

まず、赤道半径 (W') やシル状マグマ溜まりの深さ (D') への依存性について検討した。

図 2.3.4 に深さ $D' = 1$ で $W' = 0.5$ を持つシル状マグマ溜まりが時間 $t' = 0$ で瞬間的に膨張した時の地表面隆起 (垂直変位 U_z') を示す。

弾性層と粘弾性層との境界でシル状マグマ溜まりが膨張した場合とし、弾性層の厚さは $H' = 1$; $D' = H'$ となる。初期弾性応答により、シル状マグマ溜まりの最大膨らみ d_0' の ~20 %程度の隆起量 U_{z0}' (時間 $t' = 0$ での垂直変位) が得られる。その地表面隆起は、シル状マグマ溜まりの形状を素直に反映し、同心円状の空間分布となる。隆起量の最大値はシル状マグマ溜まりの中心位置を真っ直ぐ地表面に伸ばした位置で得られる。

初期弾性応答で得られた地表面隆起は、時間 $t' > 0$ で生じる粘弾性緩和により時間とともに減じられていく (図 2.3.4)。つまり、シルの膨張により地表面は隆起するが、その隆起は粘弾性応答により時間とともに減じられていく。

次に、図 2.3.5 に地表面隆起 U_z' の $x' = 0$ の y' に沿うプロファイルに対するシル状マグマ溜まりの赤道半径 (W') 依存性を示す。時間 $t' = 0$ 、座標 $y' = 0$ での初期弾性変位 U_{z0}' は W' に依存し、 $W' = 1$ の場合 d_0' の ~50 %、 $W' = 0.7$ の場合 d_0' の ~33 %、 $W' = 0.5$ の場合 d_0' の ~20 %、 $W' = 0.3$ の場合 d_0' の ~8 %、 $W' = 0.1$ の場合 d_0' の ~1 %となっている。また、 W' は隆起量にも依存していることが分かった。このことは、時間が経過して隆起量が減じられていく過程においても同じことが言え、シル状マグマ溜まりの赤道半径 (W') が大きくなると粘弾性緩和の効果は大きくなる。

図 2.3.6 に深さ $D' = 0.5$ で赤道幅 $W' = 0.5$ を持つシル状マグマ溜まりが瞬間的に膨張した時の地表面隆起 (垂直変位 U_z') の結果を示す。他のモデルパラメータは図 2.3.4 の場合と同じである。この場合、 $H' = 1$ に対して $D' = 0.5$ であることから、弾性層内でのシル状マグマ溜まりの膨張を想定している。初期弾性応答による地表面隆起は d_0' の 50% になり、 $D' = 1$ の粘弾性層内での膨張のケースよりも大きい。

膨張がより浅部で生じたからである。 $D' = 1$ (図 2.3.4) では、弾性応答で得られた初期隆起が時間の経過とともに減じられ、時間 $t' = 100$ までにほとんど隆起は消滅していた。しかし、弾性層内でシル状マグマ溜まりが膨張した本ケースでは、時間 $t' = 100$ においても d_0' の 40 % 程度の隆起量が保持されている。シル状マグマ溜まりの瞬間的膨張により弾性層内に再分配された応力は一切緩和されないためである。

図 2.3.7 にシル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位プロファイルのシルの深さ (D') の依存性を示す。

時間 $t' = 0$ 、座標 $y' = 0$ での変位は、 D' が小さいほど初期弾性応答による隆起量 U_{z0}' は大きくなっている。その U_{z0}' は、 $D' = 0.5$ の場合は d_0' の 50 %、 $D' = 1.0$ の場合は d_0' の ~ 20 %、 $D' = 1.5$ の場合は d_0' の ~ 10 %、 $D' = 2.0$ の場合は d_0' の ~ 6 %、 $D' = 2.5$ の場合は d_0' の ~ 4 %、である。初期弾性応答に伴う隆起は、その後粘弾性応答により時間の経過とともに減じられていく。しかし、 $D' = 0.5$ の場合、隆起の減少量は、他の D' 値の場合に比べて限定され、弾性層内でのシル状マグマ溜まりの膨張が大きく影響していることがわかる。

上記の数値実験により、マグマ溜まりの瞬間的膨張に対する初期弾性応答による地表面の隆起量は、与えられたマグマ溜まりの中心での厚さ (d_0) に対して、その深さ (D) と赤道半径 (W) に依存することがわかった。つまり、シルの中心での厚さ d_0 がわかれば、観測された隆起量から深さ (D) と赤道半径 (W) 比はユニークに決定することが可能となるが、実際には d_0 も未知のパラメータであり、観測された隆起量の絶対値のみからは d_0 、 D 、 W のどれもユニークに決めることはできない。瞬時応答である弾性変形のみから、マグマ溜まりの概要を推定しようという茂木モデルの限界も、これと同じようなものである。

また、マグマ溜まりの瞬間膨張による地表面隆起はその後の粘弾性緩和により消し去られていくことを示した。粘弾性緩和による地表面の沈降は、 D や W に依存して進行するが、沈降過程により減少していく隆起量 (U_{zt}) が、マグマ溜まりの瞬間膨張時の隆起量 (U_{z0}) の何%であるかという減少率 (U_{zt}/U_{z0}) に沿って粘弾性緩和過程を考えると、地殻の粘弾性緩和時間 (マックスウェル緩和時間) の 10 倍程度の時間内であれば、減少率の W への依存性は僅かであることが分かった。

このように最大隆起量に対する隆起量の時間変化から D が求まれば、最大隆起量に対する隆起量の時間変化依存性から、 W を決めることができるかもしれない。そして、 D と W が決まれば、最大隆起量の絶対値から d_0 を求めることができる。つまり、 D と W は隆起量の時間変化から (その時間変化は最大隆起量に対する変化率)、そして d_0 は隆起量の絶対値から、それぞれ求められるということである。

地殻の粘弾性緩和時間の 10 倍以内の時間範囲なら、粘弾性緩和過程よりシル状マグマ溜まりの概要を少なくともある程度は制約できることを示したが、それ以上の時間が経過しても、地下にマグマ溜まりがあるだろうと推測できるのは、マグマ溜まり

の膨張に伴う地表面変動がまだみられるからである。しかし、マグマ溜まりの成長が粘弾性層内で行われた場合、地殻の粘弾性緩和時間の 50~100 倍以上の時間が経過すると有意な地表面変動は消えてしまうので、マグマ溜まりのあるなしでさえも探ることは難しくなってしまう。

マグマ溜まりが時間をかけて膨張する場合、マグマ溜まりの膨張とともに地表面は隆起するが、その過程は常に粘弾性緩和を伴うため、得られる隆起量は、マグマ溜まりが瞬間的に膨張した場合に比べて小さくなる。地殻の粘弾性緩和時間の 50~100 倍以上の時間をかけて膨張するようなマグマ溜まりの様子を地殻変動から捉えることは難しくなると考えられる。しかし、それ以下の時間スケール内でマグマ溜まりが膨張する場合は、マグマ溜まりの膨張過程において粘性緩和がすべて完了するわけではないので、マグマの供給が止まると、その後地表面は粘弾性緩和により有意な沈降に転じ、マグマの供給が停止したのちの沈降過程における隆起量変化から、マグマ溜まりの概要を求めることが出来るだろうと考えられる。

このように、粘弾性緩和過程からマグマ溜まりの概要を制約するという方法では、弾性層の厚さと地殻の粘性率に依存していることから、これらのパラメータを少なくともある程度は制約しなくてはならない。弾性層の厚さと地殻の粘性率の依存性について検討した結果をまとめる。

弾性層については、弾性層の厚さが薄いほど、マグマ溜まりの膨張により得られた地表面隆起が、粘弾性緩和で減少し難くなる。弾性層が一切なく、有意に粘性緩和が生じる粘性率を持つ粘弾性層の場合、マグマ溜まりの膨張で得られた地表面隆起はほとんど減じられることなくその隆起量を維持し続ける。マグマ溜まりの膨張により分配された応力が粘弾性緩和により再分配されていくが、マグマ溜まり辺りの応力が緩和することにより、地表面は沈降に転じる。一方で、その沈降により生じた地表面辺りの応力が緩和してその沈降を解消しようとする。つまり、粘弾性緩和により地表面の沈降を得るには、沈降により生じた地表面辺りの応力が解消されずに蓄積されていくことが必要になり、有意な応力緩和を許さない弾性層が少なくともある程度の厚さを持って存在する必要があることを示唆している。

次に、マンツルの粘性率 (η_m') がシル状マグマ溜まりの膨張後の粘弾性応答に与える効果について検討した。図 2.3.8 にシル状マグマ溜まりが瞬間的に膨張する深さ D' を 2 としたときのシル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布を示す。

本ケースは、シル状マグマ溜まりが瞬間的に膨張する深さ D' を 2 として、 $D' = 1$ の場合より多くの弾性応力がマンツルに再分配される設定である。シル状マグマ溜まりの瞬間膨張に対する弾性応答で得られた同心円状の初期隆起がその後の粘弾性応答により時間とともに減少していくことがわかり、これは図 2.3.4 の場合と同じである。従って、特にマンツルの粘性率がモデルの一般的な振る舞いを変えるということはない。

② 時間依存を持つマグマ溜まりの膨張に対する粘弾性応答

シル状マグマ溜まりがある時間をかけて膨張することに対する地殻・マン托ルの粘弾性応答を記述する。シル状マグマ溜まりの中心; $x' = y' = 0$ での厚さが図 3.1.9 に示したような時間変化をすることとする。その厚さは、

$$d_0'(t') = d_{0p}' / \Delta t' \quad \text{for } t' \leq \Delta t' \dots\dots\dots (2.4)$$

$$d_0'(t') = d_{0p}' \quad \text{for } t' > \Delta t' \dots\dots\dots (2.5)$$

により規定されるが、 $d_{0p}' = 100$ とし、その何%の隆起量が地表面で得られるのかを調べた。

図 2.3.10 にシル状マグマ溜まりの膨張に伴う変位の分布を示す。シル状マグマ溜まりの膨張が進むに従い地表面の隆起を得ることができ、最大隆起はシル状マグマ溜まりの膨張が終わる $t' = 10$ で得られる。得られる最大隆起量は、瞬間的にシル状マグマ溜まりが膨張した場合の最大隆起量の半分程度でしかない。シル状マグマ溜まりが膨張する過程においては粘弾性緩和が常に同時進行しているからである。

図 2.3.11 は、図 2.3.10 と同じ条件で $D' = 0.5$ とした場合、つまりシル状マグマ溜まりの膨張が弾性層内で生じた場合の結果を示している。この場合、得られる最大隆起は同じくシル状マグマ溜まりの膨張が終わる $t' = 10$ であるが、瞬間的に膨張した場合の 90 %程度の隆起量を得ることができる。弾性層内に再分配された応力は緩和しないので、粘弾性緩和による隆起量の減少が制限されるからである。

図 2.3.12 にシル状マグマ溜まりの真上の地表面 ($x' = y' = z' = 0$) での隆起量の時間変化を示す。シルの深さ $D' = 0.2$ の場合、粘弾性緩和がほとんど許されないので、モデルの応答はほぼ弾性応答に近い。しかし、わずかながらの弾性応力が粘弾性層にも分配され、隆起後にわずかながらの粘弾性応答による地表面沈降が $\Delta t' \leq 10$ の場合に限り観察される。 $\Delta t' \geq 50$ になると、シル状マグマ溜まりの膨張により地表面が隆起する過程において、緩和できる応力はすべて緩和されてしまっている。一方、より粘弾性層に近い深さ $D' = 0.5$ の場合、シル状マグマ溜まりの膨張により粘弾性層内に再分配される応力量も大きくなり、隆起後の粘弾性緩和による沈降量も大きくなる。しかし、 $\Delta t' \geq 50$ になると、シル状マグマ溜まりの膨張により地表面が隆起する過程において粘弾性緩和がほとんど完了してしまい、シルの膨張が止まった後の粘弾性緩和はほとんど起きない。 $D' = 0.5$ の場合に生じる粘弾性緩和量は、 $\Delta t' = 1$ の場合で得られる最大隆起量と $\Delta t' \geq 50$ で得られる最大隆起量との違いに反映される。

シル状マグマ溜まりの膨張がさらに深い粘弾性層で生じると、シル状マグマ溜まりの膨張にともない生じる粘弾性緩和量は、弾性層内での膨張に比べて有意に大きくなる ($D' = 1, 1.5$ の場合)。シル状マグマ溜まりの膨張により地表面が隆起する過程において粘弾性緩和量も大きいので、 $\Delta t' \geq 10$ になると得られる最大隆起量も極端に小さくなってしまふ。 $\Delta t' \geq 50$ で得られる最大隆起量はシル状マグマ溜まり

の最大厚さの数%以下でしかない。しかし、 $\Delta t' < \sim 50$ においてはシル状マグマ溜まりの厚さ増加の速度に粘弾性緩和が追いつけず、シル状マグマ溜まりの膨張が止まった後には有意な地表面沈降が生じることになる。

(3) 数値実験結果のまとめ

本研究で構築した3次元有限要素モデルによる数値実験を行い、火山性地殻変動（地表面の垂直変動）に与える種々のパラメータ依存性を調べた。その結果、以下のような依存性が明確になった。

- ・マグマ溜まりの瞬間膨張による地表面隆起量は、マグマ溜まりの体積変化を規定する3つのパラメータ（マグマ溜まりの厚さ・深さ・赤道半径）に依存し、その厚さが大きいほど、赤道半径が大きいほど、そして浅いところでの膨張ほど、地表面隆起量は大きくなる。また、赤道半径よりも深さに対する依存性のほうが大きいことがわかった。
- ・マグマ溜まりの瞬間膨張による地表面隆起は、その後生じる粘弾性緩和過程により、時間とともに消し去られていく。粘弾性層で膨張した場合、瞬間膨張後、地殻の粘弾性緩和時間（マックスウェル緩和時間）の概ね50~100倍程度の時間スケールで、有意な地表面隆起は消し去られてしまう。一方、弾性層内でマグマ溜まりが膨張した場合（特に弾性層の厚さの半分程度よりも浅いところで膨張した場合）、地殻の緩和時間の数百倍の時間が経過しても有意な地表面隆起は維持されるが、弾性層の厚さの80%より深いところでマグマ溜まりが膨張の場合、粘弾性層内で膨張した場合とほとんど同じ時間スケールで地表面隆起は消し去られていく。
- ・マグマ溜まりの瞬間膨張後の粘弾性緩和で消し去られていく地表面隆起の時間変化、地殻の緩和時間の10倍以内の時間範囲においては、マグマ溜まりの赤道半径にはほとんど依存しない。
- ・マグマ溜まりの瞬間膨張後の粘弾性緩和による地表面隆起の減少は、弾性層の厚さに依存しており、弾性層が薄いほど隆起の減少量は小さくなる。そして、弾性層の厚さが0の場合、マグマ溜まりの瞬間膨張で得られた隆起量は、その後粘弾性緩和が進行しても有意に変化していくことはない。
- ・マンツルの粘性率は、マグマ溜まりの瞬間膨張後の粘弾性緩和による地表面隆起の時間変化に影響を与えうる。しかし、マグマ溜まりの深さが地殻の厚さの50%よりも浅い場合、マンツルの粘性率に有意に依存した地表面変位変化が現れるのは地殻の緩和時間の10倍以上の時間が経過してからである。マグマ溜まりがそれ以上の深さにある場合でも、地殻の緩和時間の10倍以内の時間範囲でマンツルの粘性率が有意に効いてくるのは、地殻の粘性率の10分の1程度に低い場合のみであり、その場合でもマグマ溜まりの赤道半径が地殻の厚さの25%程度以内であれば、マンツルの粘性率はあまり重要ではない。

- ・マグマ溜まりが時間をかけて膨張する場合も、その膨張の過程は常に粘弾性緩和を伴うので、得られる地表面隆起量は弾性体モデルの場合よりも小さくなる。マグマ溜まりの瞬間膨張による地表面隆起がその後の粘弾性緩和により消え去っていくのと同じように、地殻の緩和時間の 50~100 倍以上の時間をかけて成長するマグマ溜まりの様子を地殻変動から捉えることは難しい。
 - ・マグマ溜まりが時間をかけて膨張する場合、それが地殻の緩和時間の 50~100 倍以内の時間スケールでおこなわれれば、有意な地表面隆起を得ることができ、マグマの供給が止まれば、その隆起は粘弾性緩和により沈降に転じ始める。
 - ・マグマ溜まりが時間をかけて膨張する過程において同時に生じる粘弾性緩和が生み出す地表面隆起の減少は、地殻の緩和時間の 10 倍より短い時間スケールにおいては、マグマ溜まりの赤道半径にはあまり依存せず、主にマグマ溜まりの深さに依存する。この特徴により、マグマの供給が止まった後の沈降速度等から、マグマ溜まりの深さや赤道半径を求めることが可能になる。また、求められたマグマ溜まりの深さや赤道半径をもとに、マグマ溜まりの厚さを隆起量の絶対値から求めることが可能になる。
- (4) 粘弾性緩和を考慮した火山性地殻変動解析モデルによる事例検討

粘弾性緩和を考慮した火山性地殻変動解析モデルを北海道東部の屈斜路カルデラで観測された地表面変位 (図 2.3.13) に適用した。その地殻変動から地殻の粘性率やマグマ貫入事象を制約し、火山性地殻変動における粘弾性緩和の効果を検証した。そして得られたマグマ貫入の様子を地球物理観測と比較し、マグマ活動に関する何を地表面変位が反映しているのか考察した。

① 屈斜路カルデラでの観測事象

屈斜路カルデラは、北海道東部に位置する巨大カルデラである。地表直下にはリング状の破碎帯をともなった釜状構造を持っていることが重力観測等により明らかにされている (参 95-参 96)。現在のカルデラ地形は約 0.4 Ma 以前から 約 40 ka の間に生じた 8 回の爆発的噴火により形成されたもので、それ以前の前カルデラ活動は 1.84 Ma 以前から 0.87 Ma にかけて継続していたと考えられている (参 97-参 100)。最も高い火山活動期は 115~120 ka 以前に生じており (参 34)、175 km³ 以上もの火山噴出物をともなっている (参 101-参 102)。後カルデラ活動は約 35 ka に始まり、アトサヌプリや中島火山を約 30~20 ka に形成している (参 103)。直近の噴火は約 1.3 ka と数百年前にアトサヌプリ火山で起こっている (参 102)。

屈斜路カルデラ内及びその周辺の地表面変位は、Japanese Earth Resources Satellite JERS) -1 (ニックネーム Fuyo-1)により、1993 年 5 月から 1998 年 7 月にかけて観測されている。InSAR のデータセットは国土地理院 (2006) (参 104) により解析され、地表面変位が構築されている。1993 年 8 月 13 日から 1995 年 4 月 21 日までの間の LOS (Line-Of-Sight) 変位のコンターを図 2.3.13 に示しているが、アトサヌプリ

り周辺にはっきりとした隆起域が認識される（図は国土地理院（2006）^{（参 104）}より引用）。

観測された事象は、1993年の半ばから後半にかけてアトサヌプリ山周辺が隆起し始めたが、1995年中頃に突然沈降に転じた（図 2.3.13）。隆起は1993年8月13日と1994年9月13日の間のどこかで始まっていると考えられるが、解析を行うためには定義する必要があるため、隆起時期、シン・インフレーション期を表現する最適線は1995年4月21日と1994年9月13日の2つの観測点から最小二乗法により定義した。最適線が変位0の軸と交差する時間により隆起開始時とするが、1993年5月18日の102日後である。同様に、ポスト・インフレーション期の沈降史をあらわす最適曲線を、1995年7月19日を含むそれ以降の9つの観測点から、指数関数を適用した最小二乗法により求めた。最大隆起はシン・インフレーション期の最適線とポスト・インフレーション期の最適曲線との交点とし、またその交点でもってシン・インフレーション期とポスト・インフレーション期の境目とした。従って、シン・インフレーションの期間は587日と定義した。

② 地殻の粘性率を一様と仮定したモデル（UNV）の解析結果

図 2.3.14 に UNV (Uniform Viscosity) モデルを用いて予測された隆起の中心における LOS 変位を D の関数としてプロットした。

観測量から得られた最適曲線にもとづく、時間 $t = t_c = 1200$ 日での比 U_L/U_{L_s} は 0.54806 で、これを図中のそれぞれのパネルに水平の点線として描いている。シルの深さ D は予測量と観測量との交点で制約される。その交点は η_c が 10^{18} Pa s 以下の場合にのみ得られ、仮定したどの弾性層の厚さ H の場合でも同じである。また、交点は弾性層内あるいは粘弾性層内のいずれかで得られる場合もあれば、その両方において得られる場合もある。

図 2.3.15 に UNV モデルにおいてポスト・インフレーション期の異なる時間 (t) で求められたシルの深さを示す。与えられた η_c と W では、粘弾性層内での交点は t_c が進むにしたがい浅くなっていき、そして弾性層内での交点は深くなっていくという傾向がある。この結果は、シルの深さ D が時間とともに変化していることを表しているのではなく、観測量の最適曲線の変動が進むほど大きな予測速度を求めているということを示している。本研究では、ある深さ D で定置したシルを考えているので、最適モデルは時間毎に得られたシルの深さ変化が最も小さいモデルとするが、そのモデルにおけるシルの深さはそれぞれの時間で求めた深さの平均値とする。またある1つの時間でだけ交点が求まったようなモデルは最適モデルの候補から外している。

図 2.3.16 に UNV 最適モデルにおける隆起の中心での LOS 変位の時間変化と観測量との比較を示す。 η_c と W は、どの H の場合でも、それぞれ 10^{18} Pa s、1 km と制約された。 D と d_{cp} は H に依存しており、 $H = 20$ km の場合はそれぞれ 19.5 km、138.09 m、 $H = 10$ km の場合は 9.5 km、32.89 m、そして $H = 5$ km の場合は 5 km、9.06 m と

決められた。DはどのHの場合も、弾性層と粘弾性層との境界付近にシルの深さが決められたわけである。

屈斜路カルデラで観測された地表面隆起の時間変化、とくに隆起後の沈降の時間変化は、粘弾性緩和を考慮した火山性地殻変動解析モデルにより、地殻の粘性率 η_c を 10^{18} Pa s 以下と制約することで説明することができた。地殻の粘性率 10^{18} Pa s は地震後の余効変動から推定されてきた粘性率 $\sim 10^{18} - 10^{20}$ Pa s (参 91、参 105-参 106) の最も低い値に相当する。このことは、熱源としてのマグマが存在しているであろう火山帯においては、妥当な値であると考えられる。実際、室内実験の結果 (参 107-参 110) にもとづき、Newman et al. (2001) (参 86) はマグマ溜まり周囲の地殻岩石の粘性率は $\sim 500 - 600$ °C で $\sim 10^{17} - 10^{19}$ Pa s になると述べている。

同様の粘性率はいくつかの火山帯において推定されている。北アイスランドの Krafla リフトにおける変動から推定された粘性率は $0.8 - 1.1 \times 10^{18}$ Pa s である (参 111-参 112)。アメリカの Three Sisters 火山体で微小重力から推定された地殻変動は、地殻内の 3 km より深いところで粘性率が $\sim 10^{18} - 5 \times 10^{19}$ Pa s 程度であるとしている (参 113)。エチオピアのアファーにおいては、Dabbau における貫入イベント後の変動が、17 km の厚さを持つ地殻下の最上部マントルが 10^{18-19} Pa s の粘性率であることを推定している (参 114-参 115)。

屈斜路カルデラ下の地殻構造は電磁観測 (MT) により明らかにされつつある (参 92 参 116)。比抵抗値の最小値 ~ 1 W·m はアトサヌプリ火山の下深さ 10 km 以深におよんでいるが、その領域は本多・他 (2011) (参 116) において、温度 ~ 800 °C 以上の完全熔融メルトの領域と説明されている。その深さはまた岩石学的に制約されたマグマ溜まりの深さと整合的である (参 117)。本研究においてシルの膨張の深さは ~ 5 km と制約されたが、それは大きなマグマ溜まりをイメージした低比抵抗領域の上方に位置しており、観測された地殻変動は、大きなマグマ溜まりそれ自体の膨張ではなく、そこから上方へ移動して貫入した小規模なマグマ溜まりの膨張を反映していると考えられる。

③ 地殻の粘性率を一様、かつ局所的な低粘性領域を仮定したモデルの解析結果

前節では、地殻の粘性率を一様と仮定したモデル (UNV) により、屈斜路カルデラの事象を検討した。そして、隆起につづく沈降を粘弾性緩和で説明できることを示し、屈斜路カルデラで観測された事象をマグマ溜まり自体の膨張ではなく、マグマ貫入による小規模なマグマ溜まりの膨張とする解釈を得た。本節では、地殻の中にマグマ溜まりのような高温で粘性率の低い箱型の低粘性領域 (LVZ; Low Viscosity Zone) を置いた 3次元有限要素モデルを用い、屈斜路カルデラの事象を検討した。

図 2.3.17 にモデルの概念図を示す。モデルは、厚さ $Z_L = 100$ km をもち、水平方向には、x 及び y 方向に 192 km の広がりを持つ。鉛直方向に地殻とマントルにわかれており、それぞれ t_c 、 t_m の厚さを持つ。本研究においては、 t_c を 40 km とし、屈

斜路カルデラ下において地震学的に制約された地殻の厚さとの調和性を考慮した^(参 118-参 119)。従って、 t_m は 60 km となる。一定の弾性定数としてポアソン比 $\nu = 0.25$ 、剛性率 $\mu = 3 \times 10^{10}$ Pa をもつ線形マックスウェル粘弾性の構成式をモデル全体に適用する。

厚さ $H = 5$ km の最上部地殻は、弾性層として振る舞うほどに高い粘性率を持つようにする^(参 120)。弾性地殻の下の粘弾性地殻は 2 つの亜領域に分割されており、一様な粘性率 $\eta_c = 10^{19}$ Pa s を持つバックグラウンド地殻とその中にある LVZ である(図 2.3.16)。LVZ は水平幅 Ω 、厚さ Θ の次元を持ち、粘性率は空間的に一様な値 η_1 を持つとする。LVZ はまた、水平位置 $x = y = 0$ に中心が置かれ、鉛直オフセットを変数 z_1 で支配する。マントルも空間的に一様な粘性率 η_m を持つとし、その値は地殻のバックグラウンド粘性率 η_c と同じであるとする。

力源としてのシルの貫入は Melosh and Raefsky (1981)^(参 94) により開発されたスプリット・ノード法を用いて導入した。シルの形状は回転楕円体とし、赤道面の深さ D と赤道半径 W で記述されるが、 $D = 4.56$ km、 $W = 2$ km とした^(参 120)。シルの中心での厚さ d_0 は、時間 $t = 0$ から線形増加し、時間 $t = 626$ 日で d_{op} となる。LOS 変位が最大となる地点 (144.410° E、 43.605° N) での変位量が、観測値と同じになるように、それぞれのモデルでの d_{op} が制約される。

なお、解析結果は LOS 変位が最大となる地点；座標位置 (144.410° E、 43.605° N)、アトサヌプリ火山から南西へ ~ 2 km の地点での観測量 X_o と予測量 X_p との不調和を平均二乗根 (M) で評価する。

$$M = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (X_o - X_p)^2} \dots \dots \dots (2.6)$$

ここでの X_o と X_p は、それぞれ観測された LOS 変位 U_o と予測された LOS 変位 U_p を、マグマ貫入終了時 ($t = 626$ 日)における LOS 変位 ($U_{os} = U_{ps} = 19.5$ cm) で規格化したものである ($X_o = U_o/U_{os}$ 、 $X_p = U_p/U_{ps}$)。 N は U_o と U_p を比較した時間の数である。そして、観測量の最適曲線に沿って、マグマ貫入が終了後 1100 日 (i. e., $t = 1726$ 日) まで 50 日間隔で両者の比較を行い M の値を評価した ($N = 21$)。ここではまず、 Ω と Θ で特徴づけられる LVZ と、LVZ 内の粘性率 (η_1) を、LOS 変位が最大となる地点、その一点における変位の時間変化に関する M にもとづいて制約し、そのように制約されたモデルが変位変化の空間的広がりをどの程度説明できるのかを確認した。LOS 変位は鉛直変位成分のみならず水平変位成分をも考慮して得られるので、変動域の中心は必ずしも隆起・沈降という変位の鉛直成分の中心とはならない。

図 2.3.18 にマグマ貫入終了時 ($t = 626$ 日) に LOS 変位が最大となる地点で予測された LOS 変位の時間変化を示す。

η_1 の値にかかわらず、 Θ が5 kmより小さい場合、予測される沈降は測地データと一致しない。これは有意な粘弾性緩和が可能になるLVZのサイズが小さすぎるからであるが、 Ω がどのような値であっても結果は同じであった。一方、 Θ の値がより大きい場合($\Theta \geq 10$ km)、予測量と観測量との不調和は η_1 と Ω に依存する。 η_1 が比較的小さい場合($\eta_1 = 3 \times 10^{17}$ Pa s)、 Ω が比較的大きい($\Omega \geq 10$ km)時には、ポスト・インフレーション期の沈降速度は大きく、測地データと一致しないが、 Ω が比較的小さい時($\Omega = 4$ km)には、 $\Theta \leq 5$ kmの場合のように沈降速度は小さい。 η_1 が大きい時($\eta_1 = 6 \times 10^{17}$ Pa s)、 Ω 値にかかわらず沈降速度は小さすぎて観測データと一致しない。 $\eta_1 = 5 \times 10^{17}$ Pa sを持つモデルは、 $\Omega = \sim 10$ kmのとき、観測データと良く一致しているように見える。しかし、 $\Omega = 30$ kmあるいは4 kmの時、沈降速度は観測よりも小さすぎるように見える。

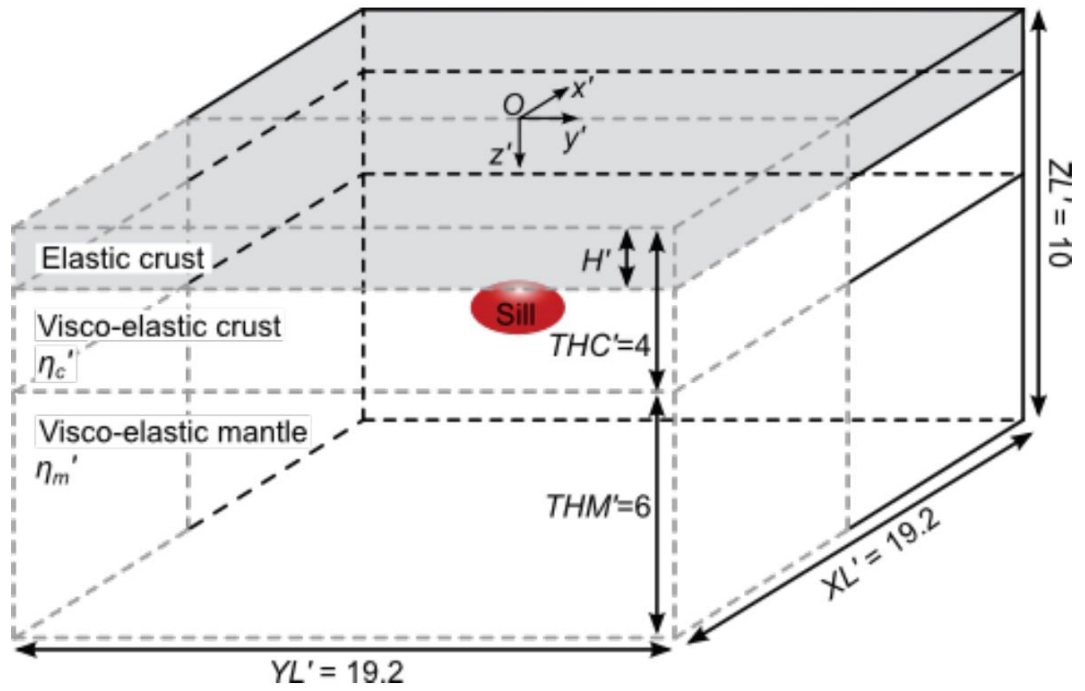
与えられた η_1 と Θ に対して、ポスト・インフレーション期の沈降速度は、 $\Omega = 10$ kmの場合で最も大きく、 $\Omega = 30$ kmや4 kmの場合でより小さくなる。 $\Omega = 30$ kmの場合で遅くなるのは、シン・インフレーション期における応力緩和が大きく、ポスト・インフレーション期における応力緩和が小さくなってしまふからと考えられる。一方で、 $\Omega = 4$ kmで沈降速度が小さくなるのは、応力緩和が許されるLVZのサイズが小さいからである。

屈斜路カルデラにおいて観測されたマグマ貫入後の沈降を、 $\sim 4\text{--}5 \times 10^{17}$ Pa sという粘性率 η_1 を持つLVZのみにおける粘弾性緩和で説明できることを示した。LVZの上面は厚さ5 kmの弾性層の底に一致して存在すること、LVZの水平及び鉛直方向の次元は η_1 に依存しており、 $\eta_1 = 4 \times 10^{17}$ Pa sの場合では、水平方向は10 km以上、鉛直方向は15 km以上と制約された。 $\eta_1 = 5 \times 10^{17}$ Pa sの場合では、鉛直方向の次元は ~ 15 km以上、水平方向の次元は9 \sim 14 kmの範囲と上限・下限ともに制約された。

Newman et al. (2001) ^(参86) は、それまでの実験的研究をもとに、マグマ溜まりとその周囲の岩石の粘性率についてまとめている。それによると、高度に結晶化した流紋岩質メルトは温度670 °C以下で、 $10^{15}\text{--}10^{17}$ Pa sという粘性率を持ち、マグマ溜まり周辺の石英に富んだ母岩は、500 \sim 600 °Cの温度で、 $10^{17}\text{--}10^{19}$ Pa sの粘性率を持つ。これらの値から、LVZの粘性率は、流紋岩質メルトの粘性率の上限と、マグマ溜まり周辺の母岩の粘性率の下限あたりに相当する。

地質学的セッティングにかかわらず、地殻内の粘性率不均質は、地球物理学的に描き出された地殻構造と比較されて議論されてきた ^(参92-参93、参121)。Liu and Hasterok (2016) ^(参121) は、アメリカ西部のコロラド地域における長期変動、特にその短波長成分を十分説明できる動力学モデルの粘性構造と、同地域下の比抵抗値分布とを定量的に関係づけた。それによると、比抵抗値の範囲 $1\text{--}10^{13}$ Ωm は、粘性率にすると $10^{17}\text{--}10^{23}$ Pa sの範囲に相当するとのことである。

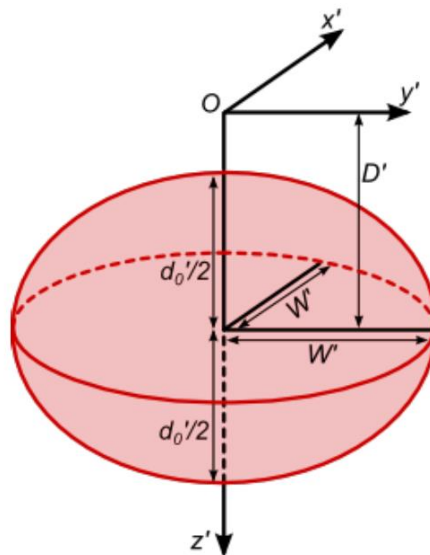
屈斜路カルデラで制約された最小サイズの LVZ を、本多・他 (2011) ^(参 116) によりイメージされた電磁気学的地殻構造との比較において、概略的に描いてみる (図 2.3.19)。概して、LVZ は $10 \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗値領域と良い一致をみせる。この深さはまた、同地域における岩石学的研究とも調和的である ^(参 117)。



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.1 3次元有限要素モデルの模式図

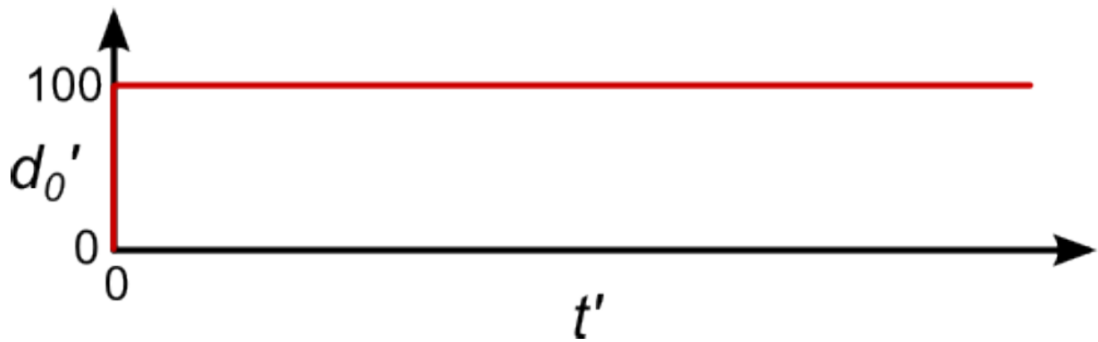
Figure 2.3.1 Schematic diagram of three-dimensional finite element model



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.2 マグマ溜まり (シル状マグマ溜まり) の模式図

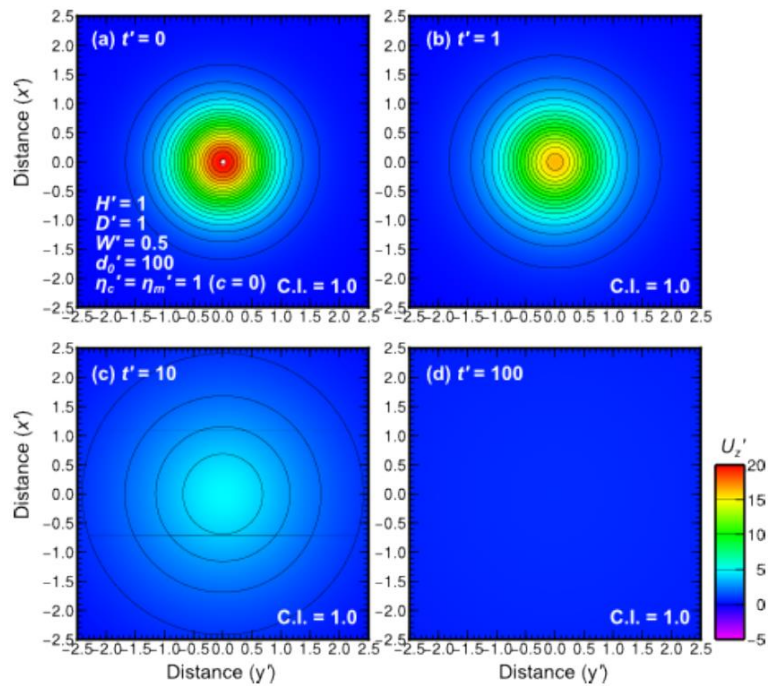
Figure 2.3.2 Schematic diagram of magma reservoir (sill-like magma reservoir)



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.3 シル状マグマが瞬間的に膨張する場合のシル状マグマ溜まりの中心の厚さ d_0' の時間変化

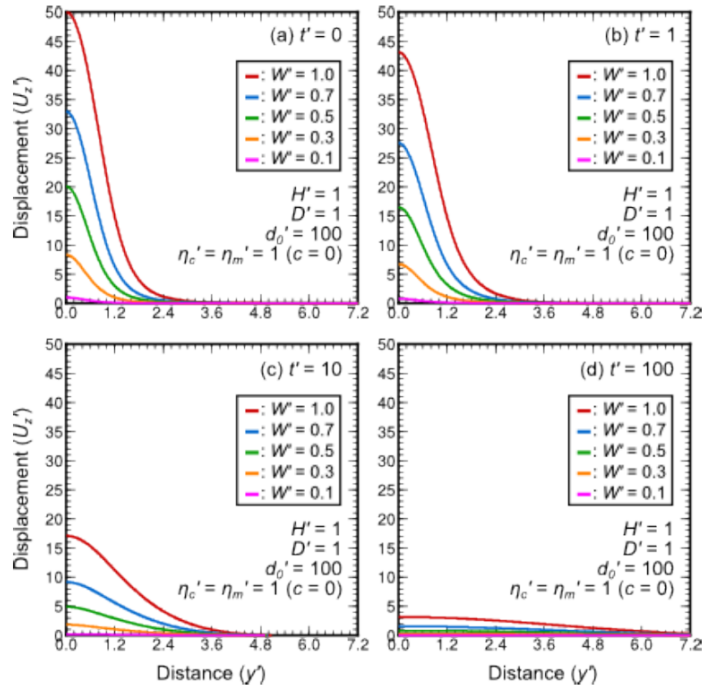
Figure 2.3.3 Temporal change of magma reservoir center thickness (d_0') when instantaneous expansion of sill-like magma



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

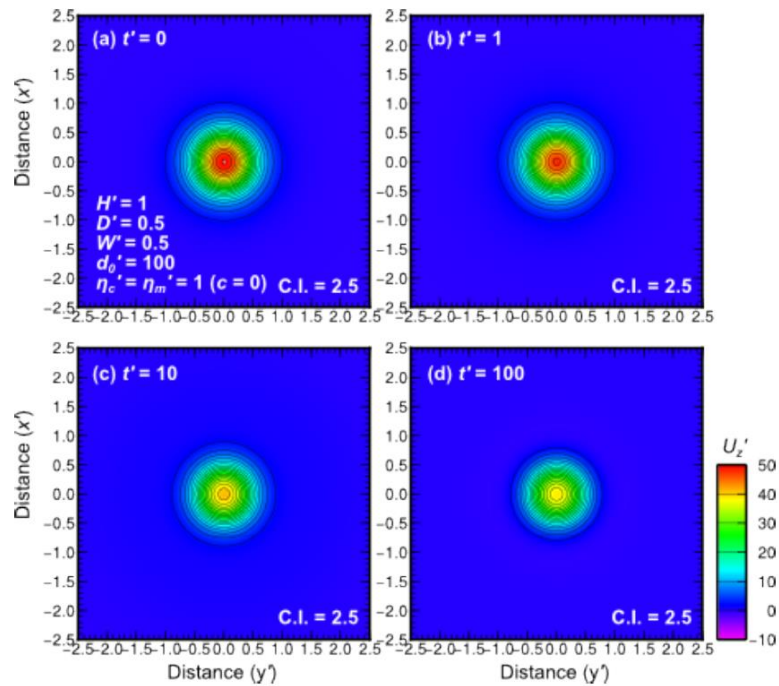
図 2.3.4 シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布 ($D' = 1$ 、 $W' = 0.5$)

Figure 2.3.4 Distribution of sill-like magma chamber during expansion and afterward



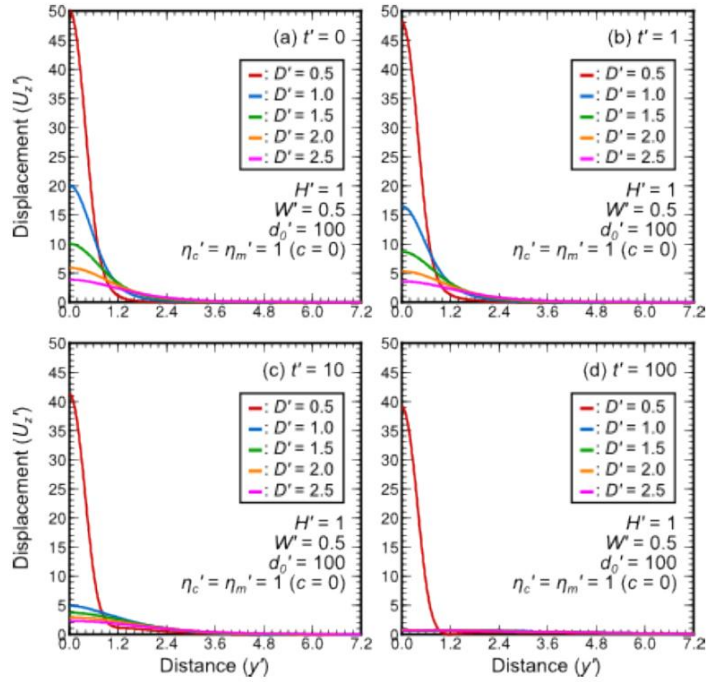
出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.5 シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位プロファイル (赤道半径依存性)
 Figure 2.3.5 Displacement profiles at the time of inflation and subsequent sill-like magma reservoir



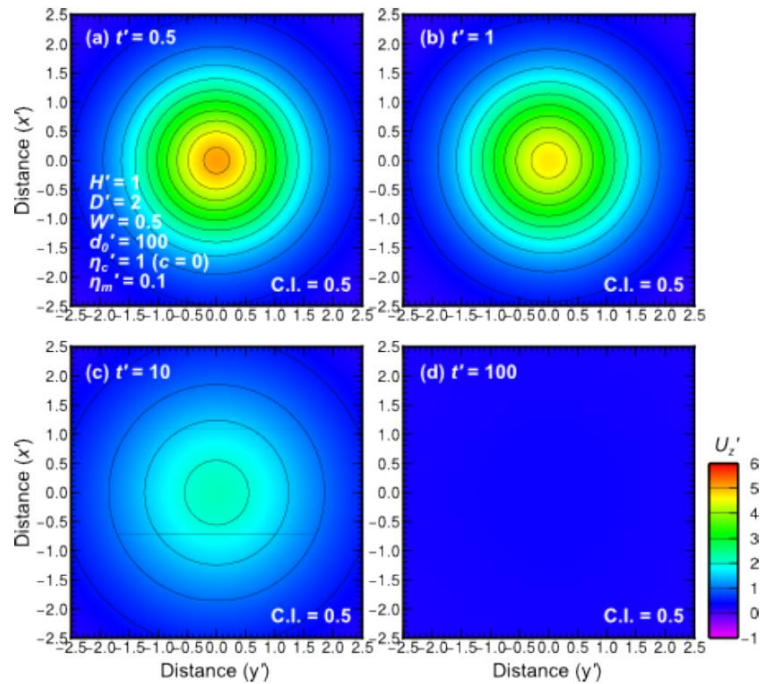
出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.6 シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布 ($D' = 0.5$, $W' = 0.5$)
 Figure 2.3.6 Distribution of sill-like magma chamber during expansion and afterward



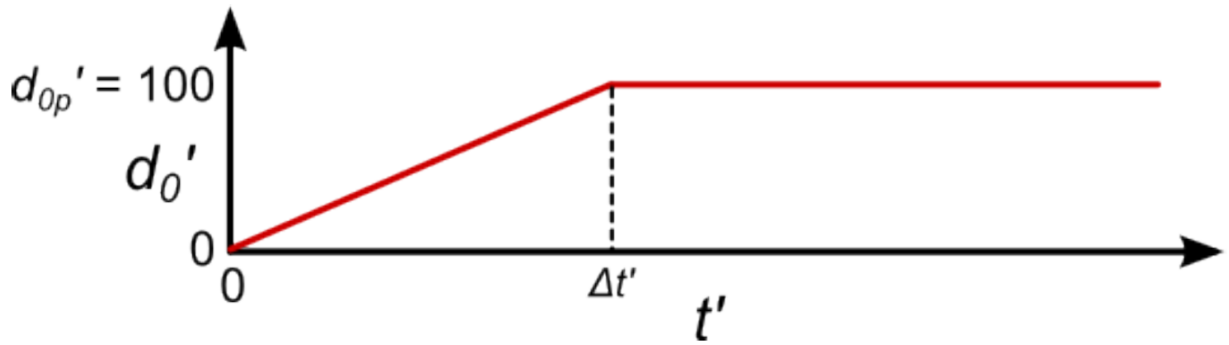
出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.7 シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位プロファイル (シル深さ依存性)
 Figure 2.3.7 Displacement profiles at the time of inflation and subsequent sill-like magma reservoir



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

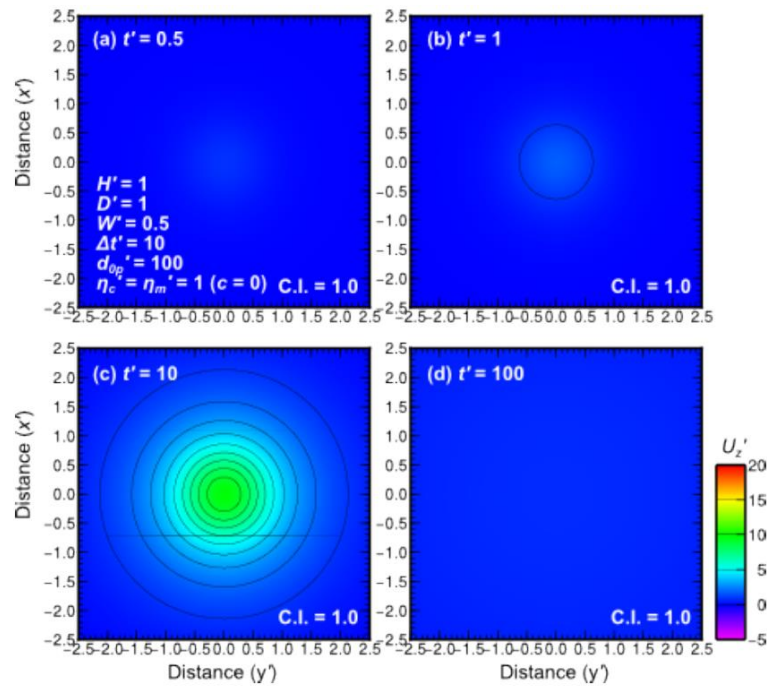
図 2.3.8 シル状マグマ溜まりの膨張時とその後の変位の分布 ($D' = 2$, $W' = 0.5$)
 Figure 2.3.8 Distribution of sill-like magma chamber during expansion and afterward



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.9 シル状マグマが時間をかけて膨張する場合のシル状マグマ溜まりの中心の厚さ d_0' の時間変化

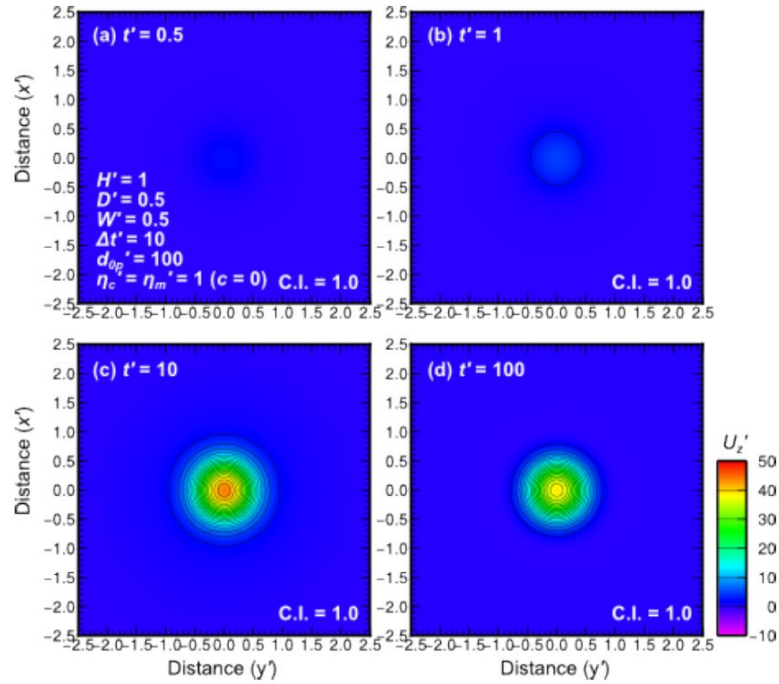
Figure 2.3.9 Temporal change in the thickness of the center of the magma reservoir when the sill-like magma expands over time



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

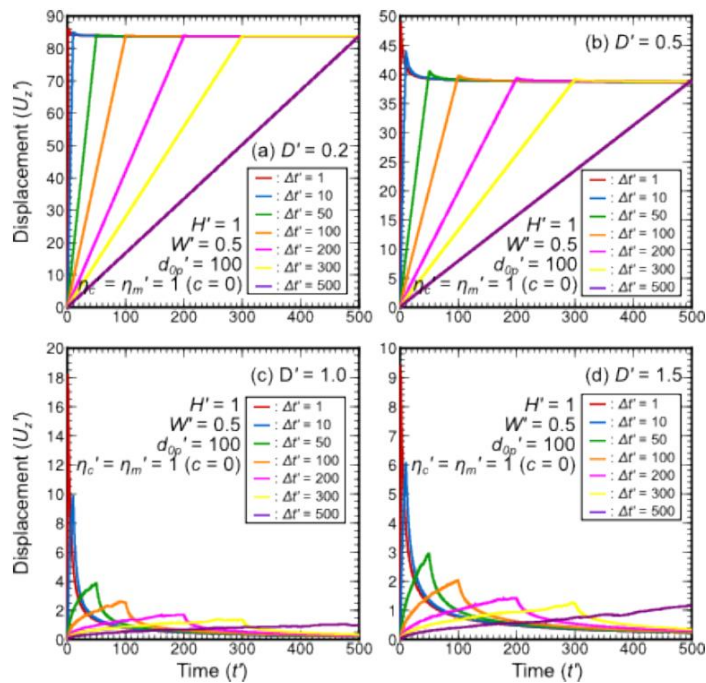
図 2.3.10 シル状マグマ溜まりの膨張に伴う変位の分布 ($D' = 1$, $W' = 0.5$)

Figure 2.3.10 Distribution of displacement due to expansion of sill magma chamber



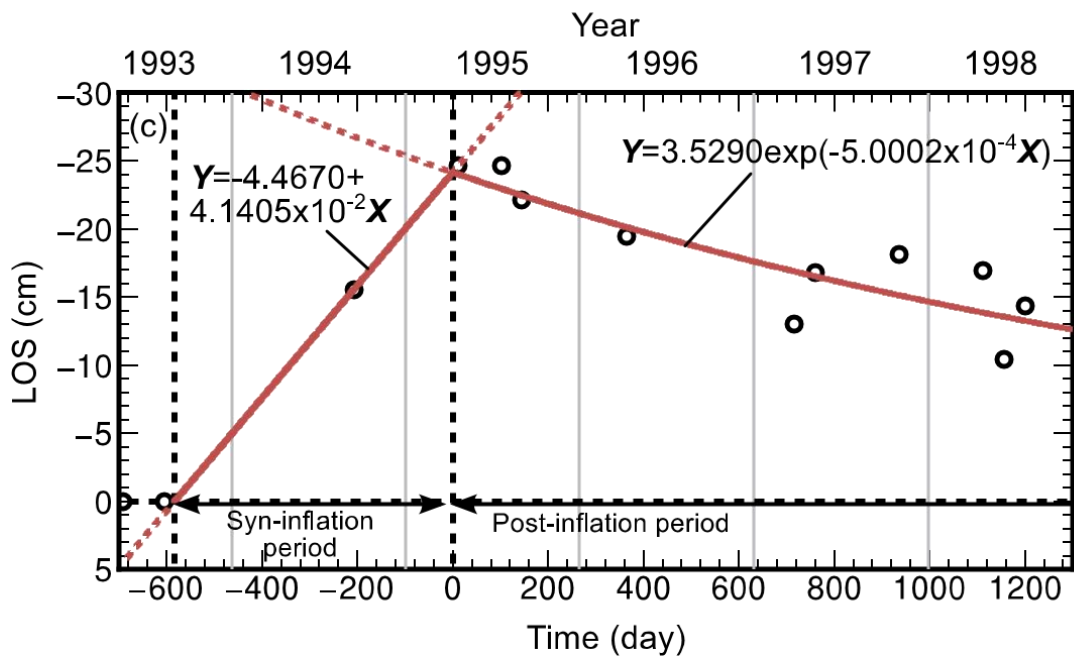
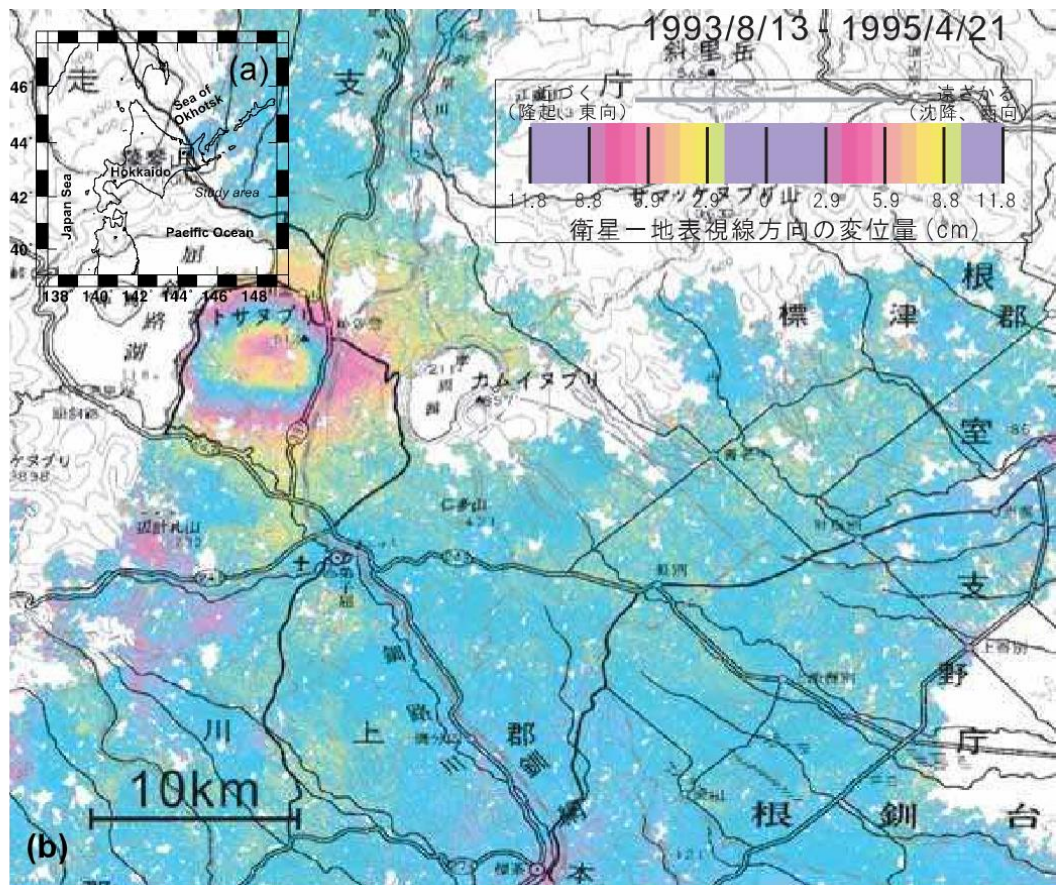
出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.11 シル状マグマ溜まりの膨張に伴う変位の分布 ($D' = 0.5, W' = 0.5$)
 Figure 2.3.11 Distribution of displacement due to expansion of sill-like magma chamber



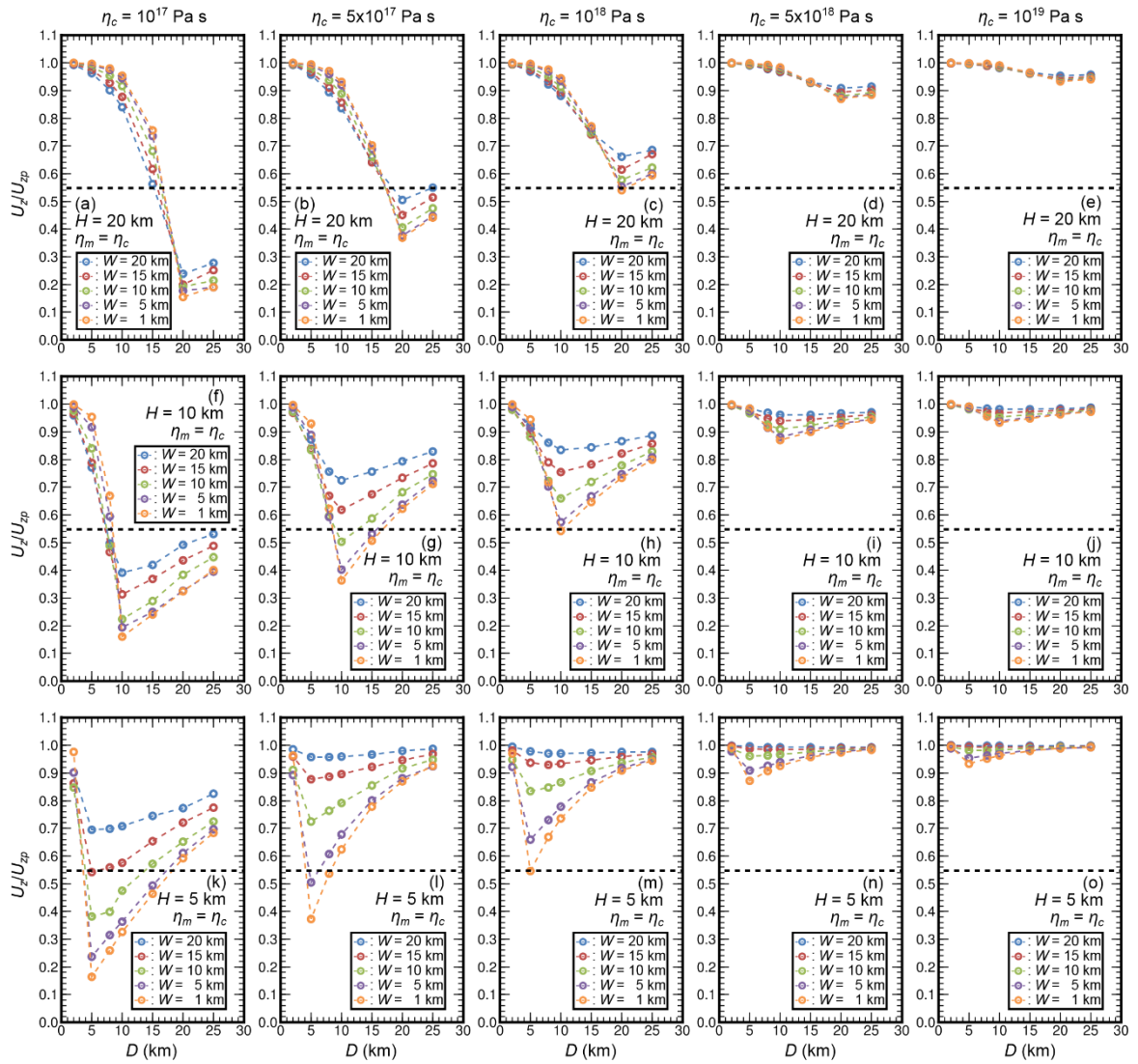
出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.12 $x' = z' = 0$ での垂直変位 U_z' の時間変化
 Figure 2.3.12 Time change of vertical displacement U_z' at $x' = z' = 0$



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

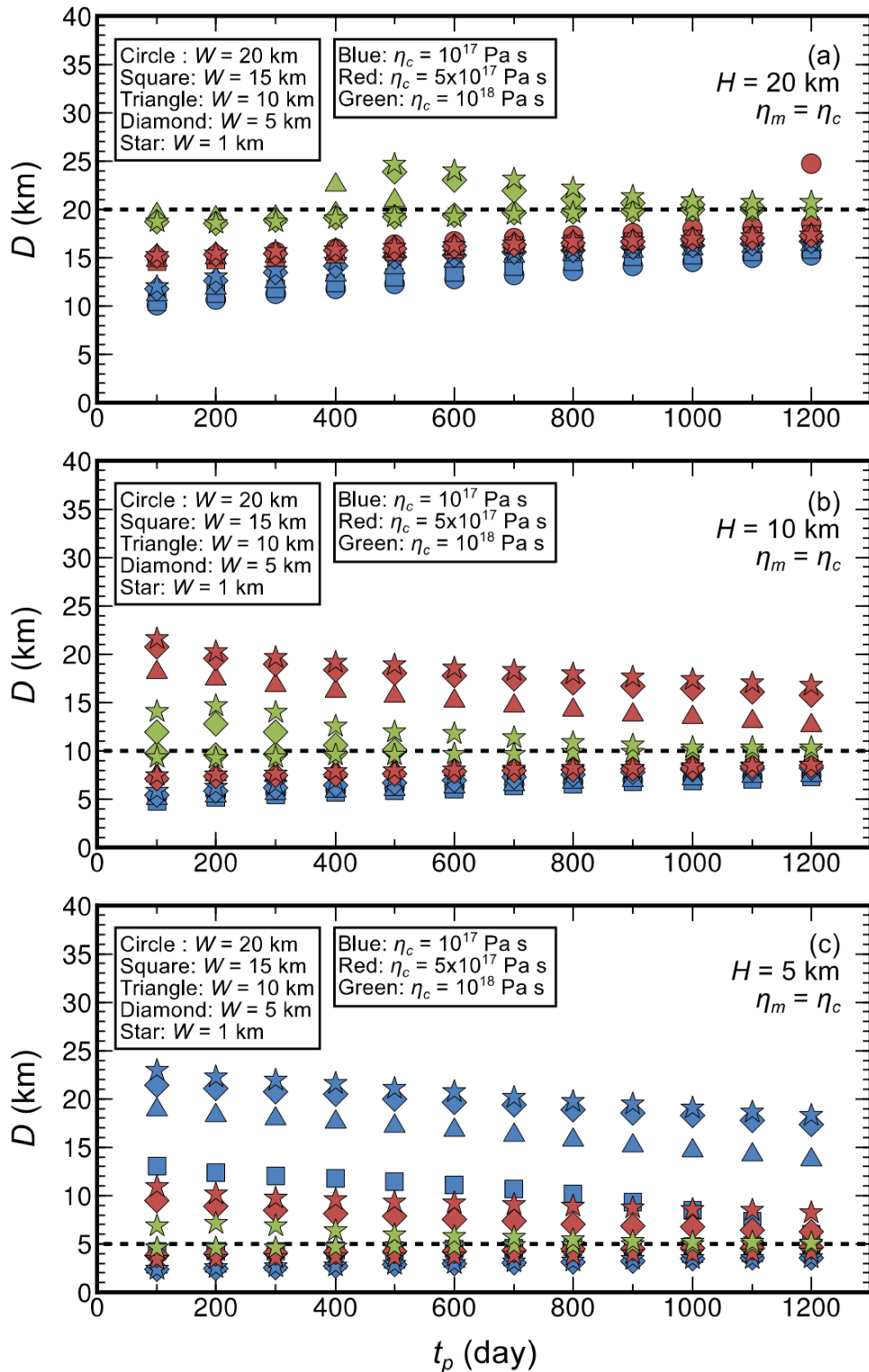
図 2.3.13 本研究で用いた InSAR データ
 Figure 2.3.13 InSAR data used in this study



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.14 UNV モデルを用いて予測された隆起の中心における LOS 変位

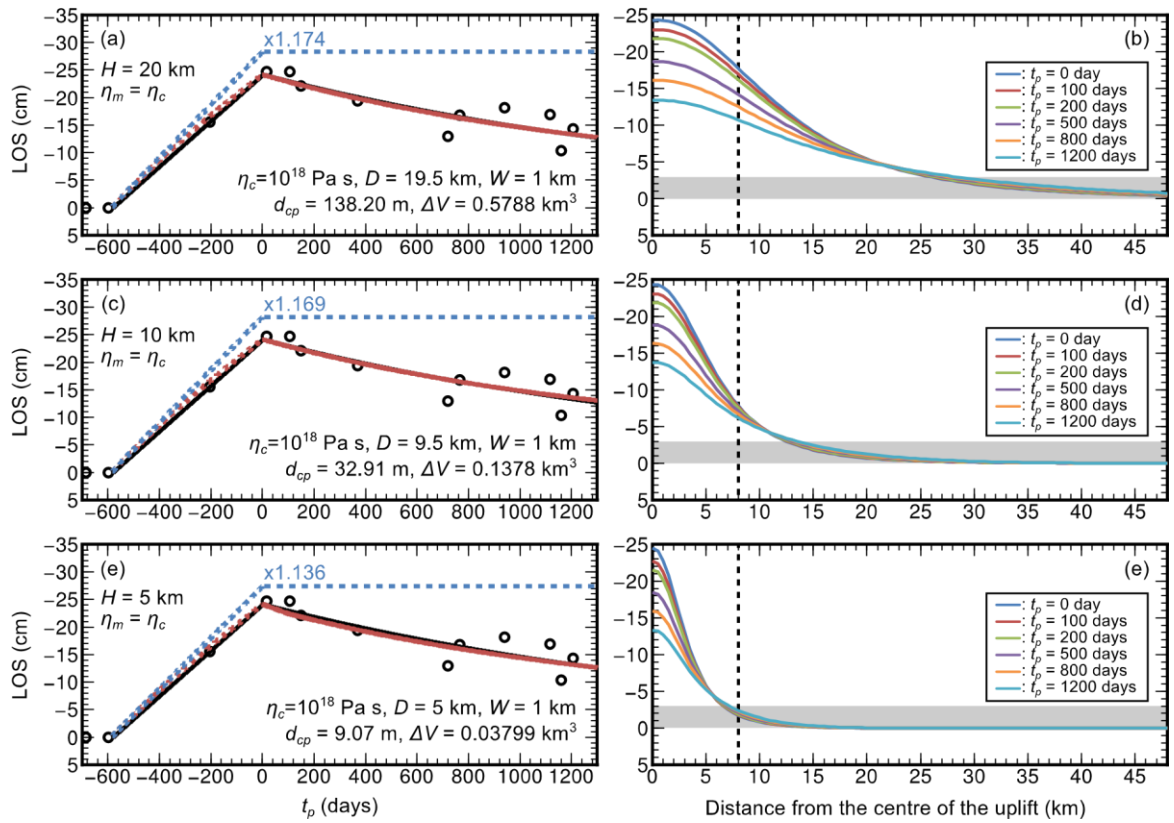
Figure 2.3.14 LOS displacement at the center of the protuberance predicted using the UNV model



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.15 UNV モデルにおいてポスト・インフレーション期の異なる時間(t) で求められたシルの深さ

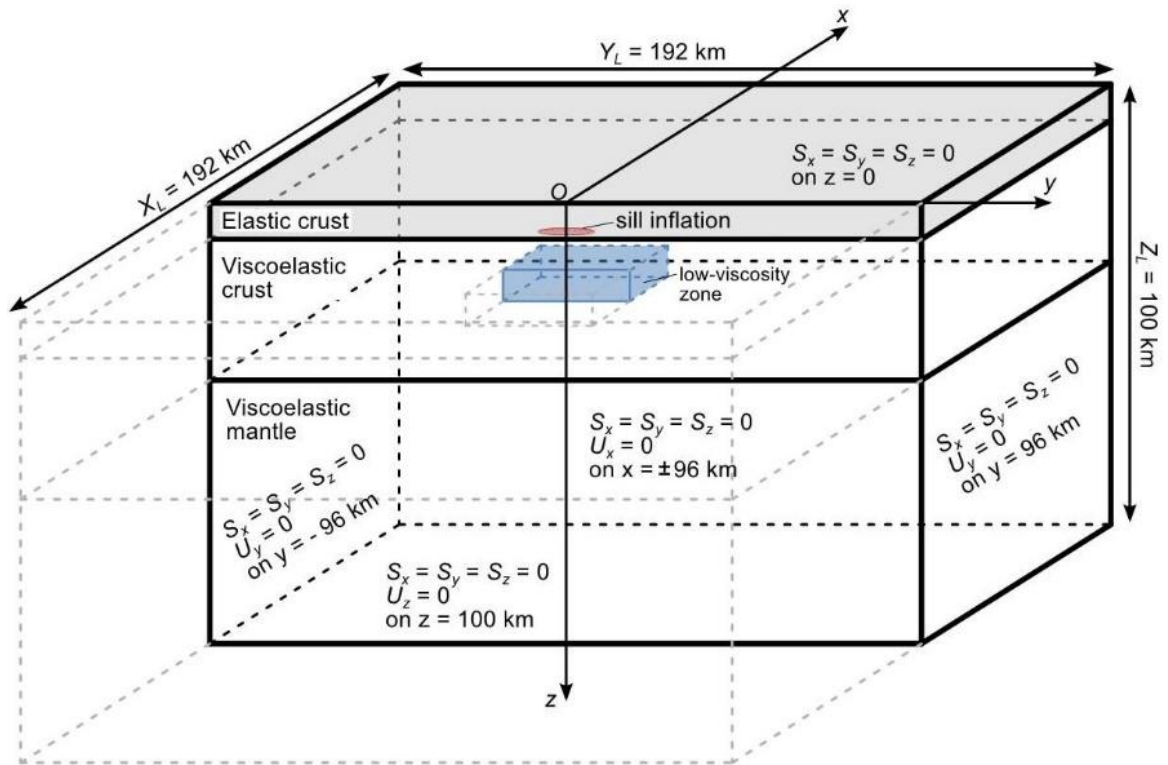
Figure 2.3.15 In the UNV model, the depth of the sill obtained at different times (t) in the post-inflation period



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.16 UNV 最適モデルと観測量との比較

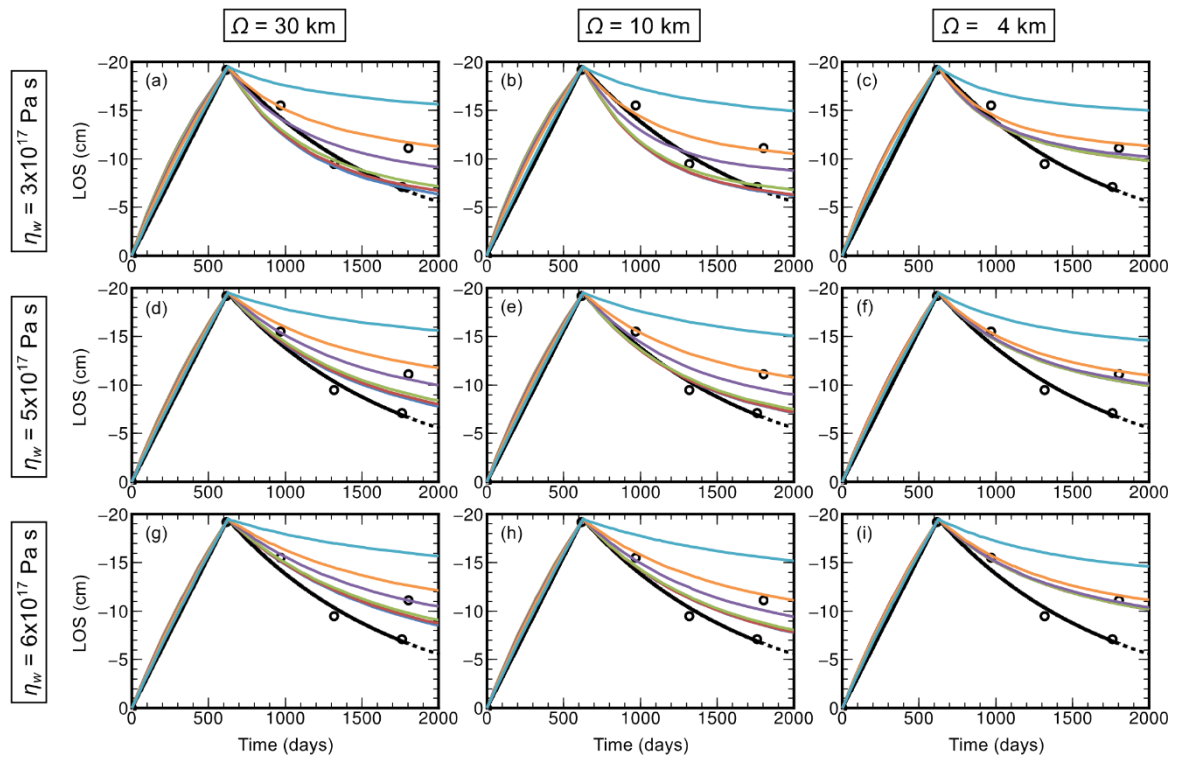
Figure 2.3.16 Comparison of UNV optimum model and observation volume



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.3.17 解析に用いた三次元要素モデルの概念図

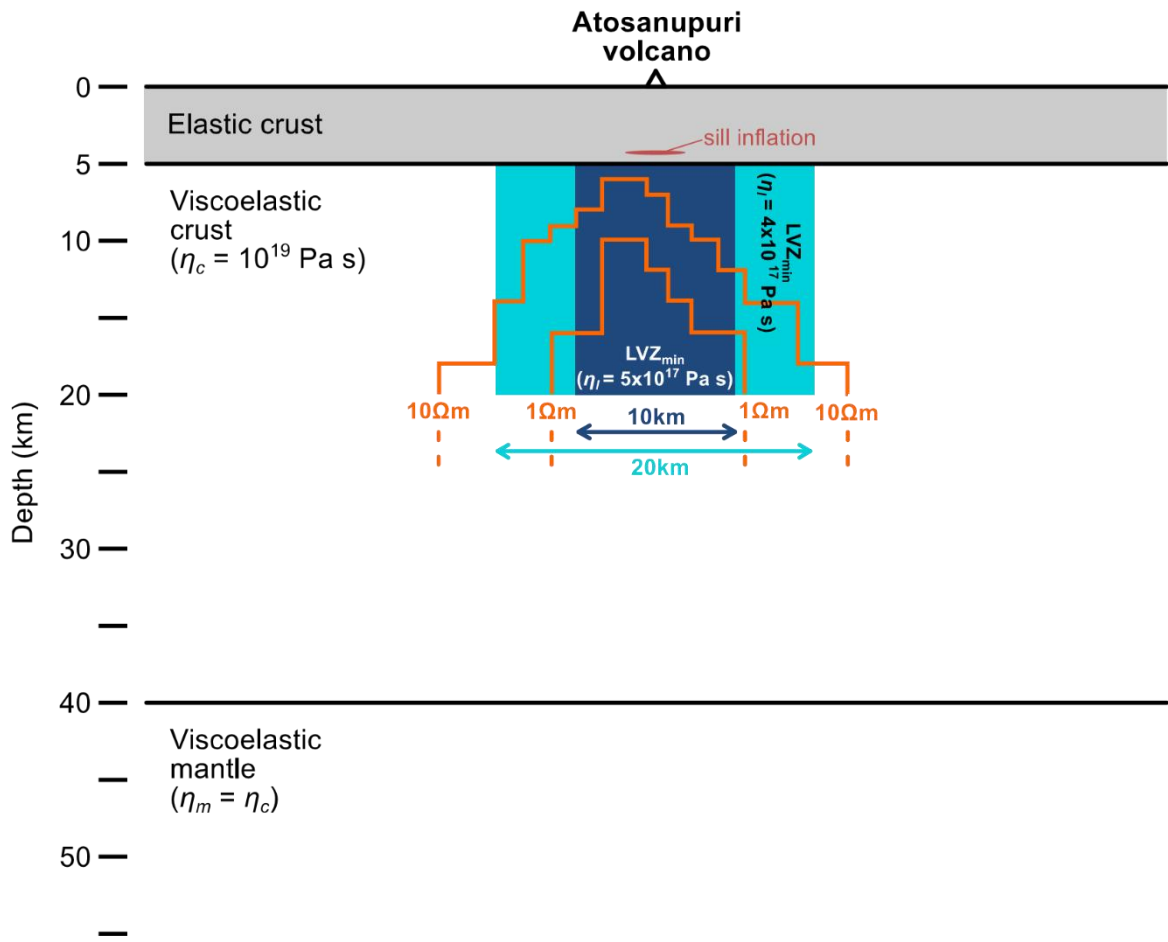
Figure 2.3.17 Conceptual diagram of three-dimensional element model used for analysis



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.18 マグマ貫入終了時に LOS 変位が最大となる地点で予測された LOS 変位の時間変化

Figure 2.3.18 Time change of LOS displacement predicted at the point where LOS displacement becomes maximum at the end of magma penetration



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.19 制約された低粘性領域の概略図

Figure 2.3.19 Schematic of constrained low viscous region

2.3.2 カルデラ火山の地下構造調査

カルデラ火山の地下構造の調査として、阿蘇カルデラ及び始良カルデラを対象とした調査を行った。阿蘇カルデラについては、カルデラ周辺が全て陸域であることから MT 法による周密な探査を行った。始良カルデラについては、カルデラの大部分が海没していることから、地震波トモグラフィによる探査を行った。なお、始良カルデラについては、後カルデラ火山である桜島が活発な火山活動を継続しており、この活動に起因すると考えられる地盤変動が観測されていることから、広域な地盤変動観測も同時に行った。

(1) 阿蘇カルデラにおける MT 低比抵抗構造

阿蘇カルデラは南北約 25 km、東西約 18 km の世界最大級のカルデラであるが、外側を含めた広い範囲が陸上にあるため物理探査を行うには適地である。カルデラの構造や成因、マグマ供給系のモデルを作成するための基礎データを構築するために、当該カルデラをモデルフィールドとして MT 法による電磁探査を行った。

これまでに行われている電磁気調査とその他の物理探査について簡単にまとめておく。田中・他 (1981) (参¹²²) は中岳火口周辺においてシュランベルジャー法探査 (電極配置方法) を行い、深度 100 m 程度の電気伝導度分布を得た。Handa and Tanaka (1999) (参¹²³) は、中岳火口を含む中央火口丘西部域において VLF、ELF-MT 法及び CSMT 法による電磁探査を行い、地下数百 m 以浅の比抵抗構造を求めた。より深い構造として Kanda et al. (2008) (参¹²⁴) は中岳火口周辺で高密度 AMT 観測を行い、火口周辺の海拔下 500 m 程度までの詳細な比抵抗分布を求めた。その結果、地表下 300 m～海拔 0 m 付近まで数 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗層が水平方向に広がっていることが明らかになった。この低比抵抗領域には溶存成分に富んだ熱水が多く存在することが示唆されている。阿蘇カルデラ全域を対象とした、より広域なものとしては、まず、Handa et al. (1998) (参¹²⁵) による ELF 及び VLF 周波数帯を用いた MT 法探査が挙げられる。彼らはカルデラ内外の 200 地点で観測を行い、カルデラ下の高比抵抗基盤 (白亜紀花崗岩類) を見出している。その後、高倉・他 (2000) (参¹²⁶)、宇津木・他 (2009) (参¹²⁷) は、広帯域 MT 法探査を行い、カルデラを北東 - 南西に横切る複数の測線において海拔下 5 km までの詳細な比抵抗構造を得ている。それによると、上部はカルデラ堆積物に相当する 1～10 $\Omega \cdot m$ 前後の低比抵抗層、下部は 100 $\Omega \cdot m$ 以上の先第三系の基盤岩類に相当する高比抵抗層からなることが示された。特に高比抵抗基盤はカルデラ中央部で隆起しており火山活動との関連が考えられている。

Komazawa (1995) (参¹²⁸) は重力データを用いた解析によりカルデラ全域の詳細な密度構造を求めその成因を議論している。その結果を用いて、高倉・他 (2000) (参¹²⁶) は重力基盤構造と比抵抗基盤構造の比較を行い、中央火口丘の下では両者に違いがみられ、前者がより浅くなっていることを示した。その原因について重力基盤の上部が破碎され熱水により満たされているためと推測している。より深部のマグマに関連すると思われる観測として以下が挙げられる。Sudo and Kong (2001) (参¹²⁹) は地震波トモグラフィにより海拔下 6 km 付近に低速度域を見出している。国土地理院 (2004) (参¹³⁰) の GPS 連続観

測では 15 km 付近にシル状の変動源が推定され、この変動減の直下では深部低周波地震が観測されている^(参¹³¹)。Tsutsui and Sudo (2004)^(参¹³²) は発破を震源とした反射法解析を行い、海拔深度 1~10 km における明瞭な反射面を同定した。Abe et al. (2010)^(参¹³³) はレーザー関数を用いて地震波速度構造解析を行い、深度 15~20 km に低速度異常領域を観測し、最大で 15 %程度の部分熔融に由来すると推定している。今までの電磁気観測で得られているものに比べ、より深部の比抵抗構造を求め、これらの観測結果と比較することが、本研究の課題の一つとなる。

① 調査地域

調査地域は熊本県阿蘇市及び南阿蘇村を中心としたおよそ 50 km 四方の範囲内で、平成 27 年度に 56 点、平成 28 年度に 45 点、平成 29 年度に 10 地点で調査を行った。北は熊本県南小国町、西は熊本県菊陽町、東は大分県竹田市、南は熊本県山都町と 14 市町村にまたがる。本地域は概ね山間部に位置しており、人工構造物が多い市街地ではないものの、道路沿いには電灯線や電話線が、また阿蘇山を囲むように高圧送電線があり、測定データに影響を与えることが懸念されたため、周辺環境を確認し、主要な道路からは 100 m 以上離すなどの対策を行った。

本調査では、Phoenix 社製の MT 探査システムを使用した。最大 16 セット (2 セットはリモート点) を併用し、測定能率の向上を図った。データの品質を向上させるため人工ノイズの少ない夜間 18 時~翌朝 8 時に測定し、1 点あたり最低 2 晩以上のデータを取得することにした。測定期間中に、気象庁が発表する地磁気変動の程度を示す K 値が最大 3 以上とならない場合には、最長 7 日間まで測定するか、測定位置を近傍に変えて再測定を行った。測定周波数は、320~0.000343 Hz までの 80 周波数である。

② 3次元比抵抗構造解析

一連のデータ処理によって求めた MT 法データの 80 周波数 (320 Hz~0.000343 Hz) から 16 周波数 (194 Hz、79 Hz、33 Hz、13.7 Hz、5.6 Hz、2.34 Hz、1.02 Hz、0.43 Hz、0.176 Hz、0.073 Hz、0.032 Hz、0.0134 Hz、0.0055 Hz、0.00229 Hz、0.00099 Hz、0.00042 Hz) を選び出し、インピーダンス 4 成分とティッパー 2 成分を合わせた MT 応答関数の 6 成分を入力データとした 3次元比抵抗インバージョン解析^(参¹³⁴)を行った。入力データについては、エラーが大きく信頼度の低いと考えられるデータを使用しないこととし、全ての測点について周波数毎に全成分の取捨選択を行った。全体として、平成 27 年度に取得した 55 点と、平成 28 年度に取得した 45 点のデータを使用した。最終的な入力データのサイズは、100×16×12 (測点数×周波数×応答関数の数) である。ここで、応答関数の数は、MT 応答関数が複素数であることから 6×2=12 となる。

本解析では、初期構造モデルに平成 27 年度に取得した 55 点のデータによって求めたモデル (2016 解析モデル^(参¹³⁵)) を使用し、南北 1400 km、東西 1400 km、鉛直

1001.79 km (海水面より上の地形 1.79 km を含む) の領域に、海水 0.33 Ω_m 、空気 108 Ω_m の比抵抗値を与え、海水と空気以外のブロックの比抵抗値を変化させ最適な構造モデルを求めた。構造モデルは、南北 106、東西 100、鉛直 74 のセルで構成した。水平面のセルは、中央火口丘から離れるに従って大きくなっていくように設定しており、最小セルのサイズは、中央火口丘付近の 0.3×0.3 km であり、最大セルのサイズは 150×150 km である (図 2.3.20)。また、鉛直方向のグリッドサイズは、地形効果の影響を出来る限り考慮する目的のため、海水面よりも上の領域については、0.01~0.06 km と細かくした。一方で、海水面よりも下の領域については、0.01~300 km で深度が増すにつれて大きくなるように設定した。

③ 3次元比抵抗構造モデル

3次元インバージョン解析により得られた比抵抗構造モデルの水平断面を代表的な深度 2-2.5 km、6-7 km、9-10 km、11.5-13 km、15-17 km、20-24 km について図 2.3.21 に、中央火口丘を横断する 6 測線の深度 20 km までの鉛直断面を図 2.3.22 に示す。

鉛直断面の profile A1、A2、A3 は、N60° W-S60° E 方向の断面であり、profile B1、B2、B3 は、それらと直交する断面である。また、profile A2、B1 は、中岳第一火口を横断している。さらに、全ての断面には、地震の震源 (黒丸：2003 年 1 月~2013 年 12 月の期間の気象庁一元化震源、赤丸：2014 年 1 月~2016 年 12 月の期間の気象庁一元化震源) をプロットしている。

図 2.3.21 の水平断面を見ると、阿蘇カルデラ内には、中岳の周辺に顕著な低比抵抗異常のブロック C1 が、深さ約 20 km から地表面に向かうに従って北から南へと移動するように存在する。この低比抵抗異常 C1 は、2016 解析モデルでも得られていた異常であるが、その形状がよりシャープに捉えられ、解析点数を増やしたことにより解像度が向上している。また、図 2.3.22 の鉛直断面 (profile A2、B1) を見ると、低比抵抗異常ブロック C1 は、中岳第一火口の下へと伸びていることが分かることから、低比抵抗異常 C1 は、中岳第一火口の現在の活動に関連したマグマに起因した異常であると示唆される。

次に、最適モデルにおいて、マグマ供給系との関連が示唆される顕著な低比抵抗異常 C1 に対して実施した感度検定を行った。感度検定では、低比抵抗異常を含む領域の 40 Ω_m 以下のブロックを 40 Ω_m のブロックに置き換えた構造モデル (感度検定モデル) を作成し、その感度検定モデルに対してフォワード計算を行った。置き換えに指定した領域は、南北方向 6.9 km、東西方向 5.7 km、深さ方向 1.5-24 km である (図 2.3.23)。感度検定モデルに対して計算された RMS 残差は、1.95 となり最適モデルに対する RMS 残差 1.82 から増加し、観測値と一致しない方向にずれることを示した。この RMS 残差の変化が、モデル間の有意な差を示す値であるかを検定するため、自由度 $100 \times 12 \times 16 - 1$ (測点数×成分数×周波数-1) で 95%信頼区間の F 分布

検定を行った。その結果、RMS 残差の値が 1.84 を超えるモデルは、最適モデルとは有意な差をもつモデルとして判定できることが分かった。感度検定モデルの RMS 残差は 1.95 であることから、低比抵抗異常 C1 は、得られた最適モデルにとって必須であり、高い信頼度を有する構造であると結論付けられる。

④ 比抵抗構造の解釈

阿蘇カルデラ内の上部地殻には、中岳の北側から中岳第一火口に向かって延びる北傾斜の低比抵抗異常のブロック C1 が存在する。2016 構造モデル^(参 135)では、この異常に対応する低比抵抗異常ブロックの底を、深度 15 km 程度と推定したが、さらに 20 km 程度まで低比抵抗を示す領域が延長される可能性が示された。この低比抵抗異常は、阿蘇カルデラにおける GPS 連続観測データの解析から報告されているシル状の変動源の深度 15.5 km^(参 130)、及び、地震波トモグラフィによって報告されている深度 6 km に中心をもつ球状の低速度異常領域^(参 129)を通過しながら上昇するような経路をたどる。つまり、低比抵抗異常 C1 は、阿蘇カルデラの上部地殻に存在するマグマ供給系（マグマの移動経路）に起因した異常であると考えられ、そのトップ部分がか中岳第一火口下にあることから、中岳第一火口の現在の活動との関連が示唆される。また、阿蘇カルデラの上部地殻におけるマグマ供給系は、定常的に同じ経路が使用されていると推察される。

そこで、低比抵抗異常ブロック C1 の上層部分（深度 2-9 km）の約 90 km³の体積のメルト分率の見積もりを行った。

平均比抵抗値をバルクの値として、C1 の上層部分のメルト分率の見積もりを行った。この見積もり計算では、まず、2014 年 11 月 26~27 日に中岳第一火口で噴出したスコリアの化学分析結果^(参 136)から Na₂O 3.26 wt.%, SiO₂ 58.62 wt.%, 1,113 °C ≈ 1,386 K、含水量 1.0~2.0 wt.% を使用してケイ酸塩メルトの比抵抗値を SIGMELTS^(参 137)で求めた。そして、Hashin-Shtrikman のメルト完全連結の式^(参 138)を用いてメルトの割合を計算した。なお、マグマ溜まりの圧力は、静岩圧として仮定（深さ 6 km（164.64 MPa）、地殻の密度を 2,800 kg/m³とした）ケイ酸塩メルトの比抵抗値は、0.56-0.64 Ωm と得られた。

最終的に、低比抵抗異常 C1 の上層部分の比抵抗値 40 Ωm の体積は、89.3 km³で、この低比抵抗異常には、ケイ酸塩メルトの比抵抗値である 0.56-0.64 Ωm の領域は、6.3 km³であると見積もられ、全体としては約 10%程度の熔融度であることが分かった。

(2) 地球化学的アプローチによるマグマ物性推定手法の検討

活火山では、地下深部のマグマ溜まりから揮発性成分の過飽和あるいはマグマの固化による脱ガスにより、常時マグマ性熱水流体が放出され上昇していると考えられている（図 2.3.24）。カルデラ火山においても、大規模なマグマ溜まりが地下に存在する場合、多量の熱水流体を地殻内部に放出していると考えられる。地下深部のマグマ溜まり

から放出される熱水流体は NaCl-HCO₃ (もしくは CO₂) -SO₄ 型 (以下、NaCl-HCO₃(-SO₄) 型とする) であると考えられており (参¹³⁹⁻¹⁴⁰)、火口から放出されるマグマ起源ガス (HCl-SO₂-CO₂) あるいはそれが地下水に混入してできる強酸性熱水 (HCl-H₂SO₄ 型) と比較して化学組成が大きく異なる。深部で発生した熱水流体は、断層や古い火道等の透水性の良い水みちを利用して上昇し、地殻浅部の地下水系に混入し、最終的には河川に流出する。従って、NaCl-HCO₃ 型の深部起源の熱水流体の混入及びその変動が地下水系等において捉えられれば、その分布やフラックス等から深部マグマ溜まりの情報を得ることが期待できる。

① 阿蘇カルデラの火山性流体調査

カルデラ火山周辺の地下水観測や火山ガス観測により、深部マグマ起源の熱水フラックス (深部マグマ溜まりの情報) 及びマグマ起源ガスフラックス (浅部マグマ溜まりの情報) を求めることができれば、カルデラの深部マグマ溜まりやその周囲の地殻の状態及び浅部のマグマの脱ガス活動などが把握できると考えられる。そこで、阿蘇カルデラにおいて、地下水、湧水、温泉水、河川水の地球化学的調査を実施し、マグマ供給系の空間的広がりやマグマ起源揮発性物質のフラックスについて検討を行った。

a カルデラ外側周辺部の河川調査

マグマ起源熱水上昇の広域分布の解明のための現地調査を阿蘇カルデラの外側周辺において行った。調査地点は、白川、坪井川流域 9 ヶ所、菊池川流域 21 ヶ所、筑後川 (大山川) 流域 20 ヶ所、大野川流域 25 ヶ所、五ヶ瀬川流域 18 ヶ所、緑川流域 39 ヶ所、合計 132 ヶ所である。

マグマ起源物質の河川系への供給量を推定するためには、河川に含まれるマグマ起源成分濃度と河川流量値が必要である。一般に、河川は流量観測を行っても、伏設している流量が観測できないため、正確な流動量を推定するのは難しい。まず国土交通省の河川流量観測値 (平均流量・平水流量・低水流量 (参¹⁴¹)) と降水量値 (参¹⁴²) 等を用いて検討を行った。その結果、フラックス計算に用いる河川流量値は、年降水量、蒸発量及び流域面積から年平均流量を求め、その 0.65 倍量と仮定した。

b 水質分析とその結果

マグマ起源の成分濃度を求めるには、人為起源や海塩起源の成分を差し引く必要がある。河川水試料の化学分析を行なったところ、NO₃、NH₄、NO₂ の各イオン濃度が高い地点が相当数見られた。NO₃、NH₄、NO₂ の各イオンは硫酸アンモニウムや硝酸アンモニウムといった化学肥料に起因すると考えられる。そこで、N が検出される試料の Cl イオン、SO₄ イオン濃度の補正を行った。

さらに、河川水中に含まれる Cl イオン及び SO₄ イオンの起源としては、マグマ起源物質以外にも、降水に含まれる可能性 (例えば海塩起源) がある。宮本・古澤

(2016) (参¹⁴³) を参考に、マグマ起源揮発物質のフラックス計算時に降水に含まれる海塩起源の Cl イオン及び SO₄ イオン濃度を除去した。

人為的及び降水の影響を除去し Cl イオン濃度が 5 mg/L 以上、SO₄ イオン濃度が 15 mg/L 以上あるような河川調査地点が多数存在する地域は、マグマ起源の Cl あるいは S の供給地域であると考えた。

c マグマ起源熱水の上昇域の分布

図 2.3.25 に河川水の人為的な影響を除去した Cl イオン濃度と SO₄ イオン濃度の関係を示す。玉名、菊池、熊本及び八代地域の深層地下水と阿蘇カルデラ内北西部萱原付近で得られる深層地下水の Cl イオン濃度と SO₄ イオン濃度 (参¹⁴⁴) の関係も同時に示した。

これまでに、阿蘇カルデラ内を流れる白川と黒川の河川水の Cl イオンと SO₄ イオンはマグマ起源であることを示しており、菊池川支流の 2 点、筑後川 (大山川) 支流の 4 点、及び大野川支流の 1 点を除き Cl イオン濃度と SO₄ イオン濃度の関係は類似する。

菊池川支流の 2 点は、Cl イオン濃度と SO₄ イオン濃度がそれぞれ (279, 316 mg/L) と (205, 184 mg/L) となり、河川調査を行なった地点の中で際立って高く、阿蘇カルデラ内北西部萱原付近で得られる深層地下水の Cl イオン濃度と SO₄ イオン濃度の関係に非常に類似している。阿蘇カルデラ内北西部萱原付近で得られる深層地下水の SO₄ イオンの濃度と硫黄同位体比の関係から、マグマ起源であると考えられることから、菊池川流域の河川の Cl イオンと SO₄ イオンの起源はマグマ起源であると考えられる。

筑後川 (大山川) 支流の 4 点は Cl イオン濃度が 2 mg/L 程度であるのに対し SO₄ イオン濃度が最高で 58 mg/L にもなる地点である。同様に調査地域内 (津江) にある温泉や南小国町の湯田温泉でも、SO₄ イオン濃度が Cl イオン濃度に比べ非常に高い温泉水が得られる。これらのことを考え合わせると、筑後川 (大山川) の上流地域には、湯田川の流域にある湯田温泉のような、Cl イオン濃度に乏しく、SO₄ イオン濃度が非常に高い深層地下水が他にも湧出している可能性が考えられるが、マグマ起源物質が付加されているのかについては現状では明らかではないので、さらに詳細な調査が必要であると考えられる。

d マグマ起源揮発性物質の地下水系へのフラックスの推定

マグマ起源ガスの地下水系へのフラックスを推定するため、カルデラ周辺の河川を、筑後川 (大山川)、菊池川、大野川、緑川 (外輪山側)、五ヶ瀬川 (外輪山側)、緑川+五ヶ瀬川 (九州山地側) の各水系に分け、河川を流下している Cl と S の量を推定した。計算は以下のように行なった。

- ・各河川において人為的な影響及び降水に含まれる海塩を除去した Cl 及び SO₄ イオン濃度を計算し、これをマグマ起源揮発物質濃度とする。

- ・各水系において平水時の河川流量（平均流量×0.65）の推定値を求める。
- ・各水系における平水時の河川流量とマグマ起源 C1 と S 濃度を用いて各々の流域に上昇する C1 及び S のフラックスを計算する。

図 2.3.26 に各水系における C1 と S の上昇量 (ton/day) を示す。

最大の C1 と S の放出が見られるのは白川（阿蘇カルデラ）であり、その量は C1 で 18 ton/day、S で 41 ton/day である。その他の地域は、C1 に関しては菊池川で 12 ton/day と白川の 2/3 割程度の放出量が推定されるが、それ以外の地域は 0.2-1.9 ton/day と、多くても白川の 1/10 程度であると計算された。一方、S に関しては一番放出量が多い菊池川でも 2.5 ton/day と白川の 1/10 以下であり、その他の地域は 0.2-1.2 ton/day 程度と、多くても白川の 1/30 以下であると計算された。菊池川の C1 フラックスが高い理由が不明であるが、それ以外の地域では C1、S フラックスともに非常に低く、阿蘇火山からのマグマ起源ガスの地下水系への影響は、白川（阿蘇カルデラ内）以外ほとんどないと推定される。

図 2.3.26 には、熊本平野中央部にある水前寺・江津湖、及び下六嘉湧水群、及び竹田盆地にある竹田湧水群における C1 と S のフラックスの計算結果も示している。

水前寺・江津湖湧水群、及び下六嘉湧水群は上流の緑川に比べて S のフラックスが高い。これは、地下水流動系の影響と推定され、各水系におけるフラックスを考察するときに、熊本平野と竹田盆地に存在する湧水群については、上流域で伏没した地下水が起源になっており、別の独立した系としてフラックスを考慮する必要がないと考えられる。

以上の調査結果から、阿蘇カルデラの外側における河川系へ供給されるマグマ起源物質の C1、S フラックス量は、菊池川、筑後川（大山川）、大野川、五ヶ瀬川及び緑川の各流域において考えられ、合計 16.1 ton/day 及び 5.1 ton/day と見積もられた。阿蘇カルデラ内の河川を通して流下する C1、S フラックス（それぞれ 17.9 ton/day 及び 41.1 ton/day）と比較すると、C1 フラックスはほぼ同量、S フラックスは約 1/8 の量である。阿蘇カルデラの周辺地域では、河川系に供給される S フラックスは阿蘇カルデラ内が全体の約 90 % であり、カルデラの外側への S の供給は少ないことがわかる。また、C1 フラックスは阿蘇カルデラ内が 53 %、カルデラの外側では菊池川流域が 35 % であったが、その他の地域は小さい。菊池川流域は阿蘇カルデラから 10-20 km 離れており、阿蘇火山に関連した活動であるかどうかは検討する必要がある。菊池川流域内に上昇するマグマ起源の C1 の原因については、現時点ではよくわからないが、フラックス (12 ton/day) がかなり大きいことから、地下に熱水を供給するマグマ活動が存在する可能性がある。

② 深部マグマの状態推定手法の検討

本節では、地下水に混入するマグマ起源熱水成分の化学的特徴及びフラックスを用いたマグマ溜まり活動の状態推定の手法について述べる。

a マグマ溜まりの状態と脱水プロセスの関係を検討

大規模カルデラ噴火を引き起こすマグマは珪長質マグマである。巨大な珪長質マグマ溜まりは、地殻へ大量供給された苦鉄質マグマの、1) 結晶分化作用、あるいは、2) 地殻岩石の溶融によってできると考えられている。本節においては、以下に記す簡単なモデルを仮定し、苦鉄質マグマから珪長質マグマの生成、固化に至るプロセスで放出される熱水組成を検討した。

- ・結晶分化作用で供給された苦鉄質マグマの20~25%程度の珪長質マグマが生成され、残りは結晶化し沈積岩（斑レイ岩など）を形成する。
- ・苦鉄質マグマからの熱及び熱水により地殻岩石が溶融する場合は、結晶分化作用時より多く（1~2倍）の珪長質マグマが生成される。
- ・珪長質マグマの生成量は放出される熱水組成に影響するが、成因の違いは熱水組成に影響しない。

珪長質マグマの生成・固化に伴う熱水放出を簡単に取り扱うため、一般的ケースとして、マントルから供給された苦鉄質マグマの25%が珪長質マグマになる場合について検討を行った。

マグマに含まれる揮発物質（ H_2O 、Cl種、 CO_2 、S種）は、それぞれが溶解度の関係から過飽和になった場合にマグマ中に気泡として存在し、マグマに溶存している揮発物質はそのまま保持され、気泡は時間の経過とともにマグマから分離され熱水流体として放出されると考える。マグマ中に溶存している揮発物質で溶解度がよくわかっているのは H_2O と CO_2 である。Cl種については、NaCl、KCl、HClなどがマグマ-熱水流体の分配に関与し、マグマの組成依存性があるため複雑である。現状では、マグマの組成に応じた分配係数を利用できないため、ある程度の不確かさを許容した上で推定するという方法をとる。また、S種についてはマグマ-熱水環境下で SO_2 、 H_2S 、 SO_4^{2-} 、 S^{2-} など多様な存在形態をとるため、マグマの化学組成に加えて酸化還元状態にも依存することなどにより、詳細はまだよくわかっていない。以下、マグマから分離される熱水流体の化学組成を取り扱う上で、 H_2O と CO_2 の溶解度は篠原・風早（1994）^(参145)にまとめられたデータを用い、Cl種のマグマと熱水間の分配は、珪長質マグマ-熱水間ではShinohara et al.（1989）^(参146)、苦鉄質マグマでは100 MPa（深度~4 km）以下でClが脱ガスする^(参147)とし、100 MPa時の分配値についてはShinohara et al.（1989）^(参146)のデータから類推した値を用いる。S種についてはデータ不足のため取り扱わない。なお、浅部マグマ溜まりやマグマ火道最上部から放出される火山ガス及び火山ガスに伴い形成される

強酸性の熱水については、カルデラ噴火に関連するマグマ活動ではないと考え、本節では扱わない。

マグマ溜まりから放出される熱水の特徴を求めめるため、以下に示す単純化したマグマ溜まりの進化のシナリオ(モデル)を用いた(図 2.3.27、図 2.3.28;ただし両図の違いは圧力(深さ)の違いだけである)。図 2.3.27 に示した進化は 1 から 4 (四角の中の数字) へと進行し、最終的に、花崗岩体の形成かカルデラ噴火のどちらかの結果となる。

- 1) 最初期に珪長質マグマを生成する元になる苦鉄質マグマが存在する。その苦鉄質マグマがある深度(圧力)で、揮発物質に飽和すれば気泡を生じる。その気泡はマグマから熱水流体として分離されマグマとは独立に上昇する。
- 2) その結果、気泡を失った苦鉄質マグマができる。
- 3a) 苦鉄質マグマが結晶分化作用(あるいは、地殻物質の溶融)により、その重量の 25 %に相当する珪長質マグマを生成する。珪長質マグマは、苦鉄質マグマからほぼすべての揮発物質を受け取り、苦鉄質マグマは結晶化し固化(斑レイ岩形成)する。珪長質マグマは過飽和になり、気泡を形成し、熱水を放出する。
- 3b) 苦鉄質マグマが貫入等によりそのまま固化すれば、斑レイ岩が形成される。その際、揮発物質はほぼすべてが熱水流体として地殻内に放出される。
- 4a) 珪長質マグマが熱水放出を行い、最終的に固化し花崗岩体を形成する。
- 4b) 生成した珪長質マグマが上昇し、カルデラ噴火を引き起こす。

図 2.3.27 (深度 4 km) 及び図 2.3.28 (深度 8 km) で扱った事例では、初期苦鉄質マグマの揮発成分濃度を H_2O : 2 wt.%, CO_2 : 0.2 wt.%, Cl : 0.1 wt.%とした。これらの値は本来、対象とする火山で個別に推定するべきものである。ここでは、風早・篠原(1994)^(参 148)にまとめた値を参考にして設定している。この初期値から出発して、ある圧力における揮発成分の過飽和部分が気泡に移行する。そのときの気泡とメルトの H_2O 、 CO_2 組成は風早・篠原(1994)^(参 148)で計算できる。気泡に移動する Cl 種は、扱いが難しいが、ここでは 200 MPa では苦鉄質マグマから気泡に Cl 種が移動しない^(参 147)とし、珪長質マグマでは、Shinohara et al.(1989)^(参 146)の分配係数を用いた。100 MPa では、どちらのマグマも Cl 種が気泡に移動するとした^(参 146-参 147)。この設定条件で計算すると、深度 4 km (100 MPa) にマグマ溜まりが存在する場合は、初期苦鉄質マグマは発泡しており、気泡では CO_2/H_2O 比(モル比)が約 5 になり、 C/Cl 重量比は約 7 である。 CO_2 に富んだ流体が放出される。この苦鉄質マグマが気泡の流体を放出したあとに引き続く過程として、2つのケースを考えた。そのひとつ 3a) は、苦鉄質マグマが結晶分化作用を起こし、75%を結晶化し沈積岩として斑レイ岩を生成し、残った 25%部分は珪長質マグマになる。なお、ここでは結晶分化としているが、計算上は、苦鉄質マグマがその 25%

の重量にあたる地殻物質を溶融させ珪長質マグマを生じて同じ結果になる。珪長質マグマは、揮発成分に過飽和であり、気泡を生じて熱水流体として放出する。熱水流体の C/Cl 比は、約 0.3 である。このときほとんど全ての CO₂ がメルトから気泡に移動する。100 MPa の高圧環境では熱水流体の Cl 種は NaCl が主体であり(参 146-参 147)、NaCl-CO₂ 型の熱水流体となる。つまりカルデラ噴火の準備過程では、このような組成の熱水流体が地殻浅部に上昇し、湧出あるいは地下水系に混入する。もうひとつのケース 3b) は、苦鉄質マグマが地殻内で貫入固化する場合である。このときは、溶存していた揮発成分がほぼ全部熱水流体として放出されるので、その熱水流体の C/Cl 重量比は、約 0.5 となる。3a) で生じた珪長質マグマは、大規模カルデラ噴火を引き起こす可能性のあるマグマである。この珪長質マグマは、そのまま脱ガス、固化して花崗岩体を形成する場合 4a) とカルデラ噴火に移行する 2 つのケースが考えられる。3a) の花崗岩形成過程においては、CO₂ をほぼ失った珪長質マグマが固化するので、放出される熱水流体は NaCl 型になり、その C/Cl 重量比は約 0.0005 である。

一方、図 2.3.28 に示した深さ 8 km (200 MPa) にマグマ溜まりが存在した場合については、初期のマグマ組成が 4 km (100 MPa) のマグマ溜まりの場合と同じであっても、放出される熱水流体の組成が異なってくる。以下、4 km の場合との違いについて簡単に記載する。図 2.3.28 (200 MPa; 深さ 8 km) の 1) の初期苦鉄質マグマから放出される CO₂ に富んだ流体は、CO₂/H₂O 比で 14 程度になり、深さ 4 km の場合よりも CO₂ に富む。しかし、高圧化では過飽和になる成分量が少ない(気泡の体積が小さい)ため、2) の苦鉄質マグマの揮発成分量は、4 km の場合より多い。3a) の珪長質マグマ生成により放出される揮発成分と 3b) の苦鉄質マグマの固化時に放出される熱水流体の成分 (C/Cl 比) は 4 km の場合とあまり変わらない。花崗岩形成時に放出される熱水流体の C/Cl 比は約 0.03 となり、4 km の場合(約 0.0005) よりも高くなるが、1) 、3a) 及び 3b) の状態で放出される熱水流体の C/Cl 比とは明瞭に区別できる。

以上のモデルを、マグマ溜まりの圧力(深さ)と放出される熱水流体の組成(C/Cl 重量比)の関係として図示したのが、図 2.3.29 である。種別の異なるマグマ溜まりとその状態において、C/Cl 比の異なる熱水流体が放出される。苦鉄質マグマが地殻内に上昇し、発泡したときには、C/Cl 重量比 (C/Cl > 7) が最も高い熱水流体を放出する。発泡深度が深いほど C/Cl 比は高くなる。その苦鉄質マグマが地殻内で貫入などによって固化したときは、C/Cl 比が約 0.5 (供給されたマグマの揮発物質比に近い) の熱水流体を放出する。一方、珪長質マグマは、その成因が結晶分化作用か地殻溶融にかかわらず、生成の原因となる苦鉄質マグマの揮発物質の関与の仕方によって決まる。図 2.3.29 では、苦鉄質マグマの 25 %にあたる量の珪長質マグマができた場合について示している。珪長質マグマの生成はカルデラ噴火の準備

段階ということになる。このとき揮発物質に飽和するため熱水流体を放出するが、その C/Cl 比は約 0.3 である。この値は、苦鉄質マグマが固化する場合とほぼ同じであり、C/Cl 比のみから両者の場合の区別は困難である。地下にあるマグマの種別を別の手法で推定する必要がある。最後に、珪長質マグマが固化するとき、つまり、花崗岩を形成するときは、CO₂の大部分が失われたあとであるため、C/Cl 比は非常に低い値 (<0.03) になり、その深度が浅いほど低くなる。従って、花崗岩形成期は、他のマグマプロセスと容易に区別できると考えられる。

単純なモデル計算ではあるが、珪長質マグマの初期脱ガスにより放出される熱水流体の組成と固化過程における組成は C/Cl 比でみた場合、非常に大きな違いとなって現れると予想される。従って、調査・観測等により得られる火山性の温泉水や火山近傍の深層地下水に混入するマグマ成分などの C/Cl 比を推定できれば、地下に存在する珪長質マグマの状態がどのようなものであるかを判断する指標の一つとなりうると考えられる。

b 阿蘇カルデラのマグマ溜まりの状態の推定

阿蘇カルデラ周辺地域におけるマグマ溜まりの状態を推定するため、Cds/Cl 比 (Cds : マグマ起源の炭素濃度) の検討を行った。塩素濃度が 100 mg/L 以上の試料については、ハロゲン元素比を用いた三成分混合解析から求めたマグマ水起源の塩素 (Cl_{magma}) を用いて Cds/Cl_{magma} の値を算出し、塩素濃度が 100 mg/L 以下の試料については全塩素濃度を用いて Cds/Cl_{total} の値を算出した。この場合は、Cl_{magma}<Cl_{total} のため、Cds/Cl 比は実際より過小評価することになる。図 2.3.30 に阿蘇カルデラ内外の温泉水、湧水に含まれる (a) Cl 濃度、(b) Cds 濃度、(c) Cds/Cl 重量比の分布を示す。

阿蘇カルデラ内の Cl は 90 %以上がマグマ起源であるが Cl 濃度(図 2.3.30 (a)) 自体は 500 mg/L 以下で比較的低濃度である。また、カルデラ周辺でも 1/3 以上の Cl がマグマ起源である。図 2.3.30 (b)から、マグマ起源の炭素である Cds も、Cl と同様にカルデラ内外に存在していることがわかる。図 2.3.30 (c)に示した Cds/Cl 比は、前述したように低濃度の Cl の水 (<100mg/L) について以外は C_{magma}/Cl_{magma} 比と同じであり、低濃度の Cl の水は過小評価された C_{magma}/Cl_{magma} 比を意味する。以下、前節で示した C/Cl 比とマグマ溜まりの活動の関係を用いて、阿蘇カルデラの地下の状態を推定した。

図 2.3.30 (c)から、阿蘇カルデラ内外の Cds/Cl 比は 0.1 以上であり、多くは 1 以上の値を示す。この値が 1 以上というのは、図 2.3.29 に示したように、苦鉄質マグマが地殻内に供給され過剰部分のマグマ性揮発物質が熱水流体として放出、上昇している場合に相当する。阿蘇カルデラでは、中央及び南側がこの状態つまり苦鉄質マグマが供給されていることを示唆する。一方、カルデラ内の北部では Cds/Cl 比は 0.1~1 の範囲にあり、苦鉄質マグマの固化あるいは珪長質マグマの生

成を示唆している値を示す。前節でも示したように、これらの区別は C/C1 比ではできない。苦鉄質マグマの固化あるいは珪長質マグマの生成を区別する手法として、放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) や硫黄同位体比を用いる方法を検討しているが、硫黄同位体比の不確実性が大きいため、詳細な評価は難しい。定性的ではあるが水質の統計解析の結果、カルデラ内の北側の湧出水の特徴として、F イオンを含むことが明らかになっている。カルデラ内北側では、地下数百 m に花崗岩が存在し、F イオンはその岩体から抽出された可能性があるため、湧出水はより深部から供給されてきたマグマ起源熱水を含むことが示唆されている。

(3) 始良カルデラにおける地震波速度構造と地殻変動観測

① 地震波速度構造

南九州で発生する地震を用いて地震波 3 次元速度構造を求めるための地震観を行った。南九州には、防災科学技術研究所の Hi-Net 観測点、気象庁、鹿児島大学、京都大学の地震観測網が整備されているが、始良カルデラ下の地下構造を詳細に求めるためには、観測点数が不足していると考えられる。そこで、本研究では、地震観測点として、広帯域地震計及び短周期 (1Hz) を合計 20 点増設した。増設した観測点を既存の観測点とともに、図 2.3.31 に示す。

図 2.3.31 に示す 79 の観測点で得られた地震波 (181 回) を用い解析を行った。なお、解析結果の信頼性を評価するため、チェッカーボードテストを行った。その結果、深さ 10 km までは全領域について、深さ 20 km、30 km については始良カルデラ内については疑似データを再現できているが、その外側は、再現できていなかった。従って、深さ 30 km までの始良カルデラの領域では、信頼できる速度構造が得られたと考えられる。

始良カルデラ周辺の地震波速度構造を図 2.3.32 (深さ 1, 5, 10, 15, 20 km における P 波及び S 波の速度分布) 及び図 2.3.33 (深さ 25, 30, 40, 50 km における P 波及び S 波の速度分布) に示す。

深さ 5 km 及び 10 km においては、速度構造の不均質は顕著ではないが、深さ 15 km においては不均質が顕著である。始良カルデラの中央部において、P 波、S 波とも低速度となっているが、特に S 波は 2 km/s 以下の値が得られており、速度の低下が顕著である。S 波の速度低下が著しい部分は、ノードの設定範囲 (水平方向のグリッドノード間隔: 7.5km) から考えて、カルデラ全域に及ぶようなものではなく、カルデラ中央部に集中している。また、地盤変動観測から圧力源が求められている位置におおむね一致している。

② レシーバー関数解析による地下構造

遠方において発生した地震の波は観測点近くでは鉛直に近い角度で入射するが、地下に構造の境界があれば、P 波初動に引き続き、境界において P 波から S 波に変換された波が観測される。この波をレシーバー関数として評価することにより地下構造

の境界を検出する。地下構造の境界として最も顕著に表れるのは地殻とマンツルの境界であるモホ面であるが、マグマ溜まりがあれば、モホ面の深度異常、あるいは不明瞭化として解析される地下構造に現れることが期待できる。

解析に使用した観測点（図 2.3.34）は、桜島島内の京都大学防災研究所の常設観測点のデータを用い解析を試みた。解析結果として、レーザー関数の水平分布を図 2.3.35 に示す。また、東西断面における分布を図 2.3.36 に示す。

水平分布についてみてみると、深さ 10 km までは、桜島島内においては正となるレーザー関数が得られているが、始良カルデラの中心部では波線が通らないためにレーザー関数を得ることができなかった。深さ 20 km～30 km では、レーザー関数が負となる領域が卓越しており、特に深さ 25 km では桜島から始良カルデラの中央部まで負の領域が広がっている。

東西断面についてみてみると、桜島及び始良カルデラの中央部にかけての領域では、15 km から 30 km の深さでは、レーザー関数が負となる領域があり、北部に行くにしたがって負の領域が拡大していることがわかる。3 次元速度構造（図 2.3.32、図 2.3.33）では、始良カルデラの中央部の深さ 15 km 付近は低速度となっており、15 km 付近において現れるレーザー関数の負の領域は、15 km 以下の低速度層の上面に対応するものと推定される。

桜島火山地震の震源位置との関係のみてみると、火山構造性地震の多くはレーザー関数が正となる領域で発生するが、深さ 30 km 前後の震源をもつ深部低周波地震は負となる領域で発生している。レーザー関数が負となる場所は低速度層の上面に位置するので、深部低周波地震は低速度の領域において発生している可能性が高いと考えられる。

③ 始良カルデラ周辺の地殻変動

地下構造の異常に対応する場所においてマグマの蓄積による地盤の隆起・膨張が地表面に現れるかどうか GNSS の連続観測によって調査を行った。

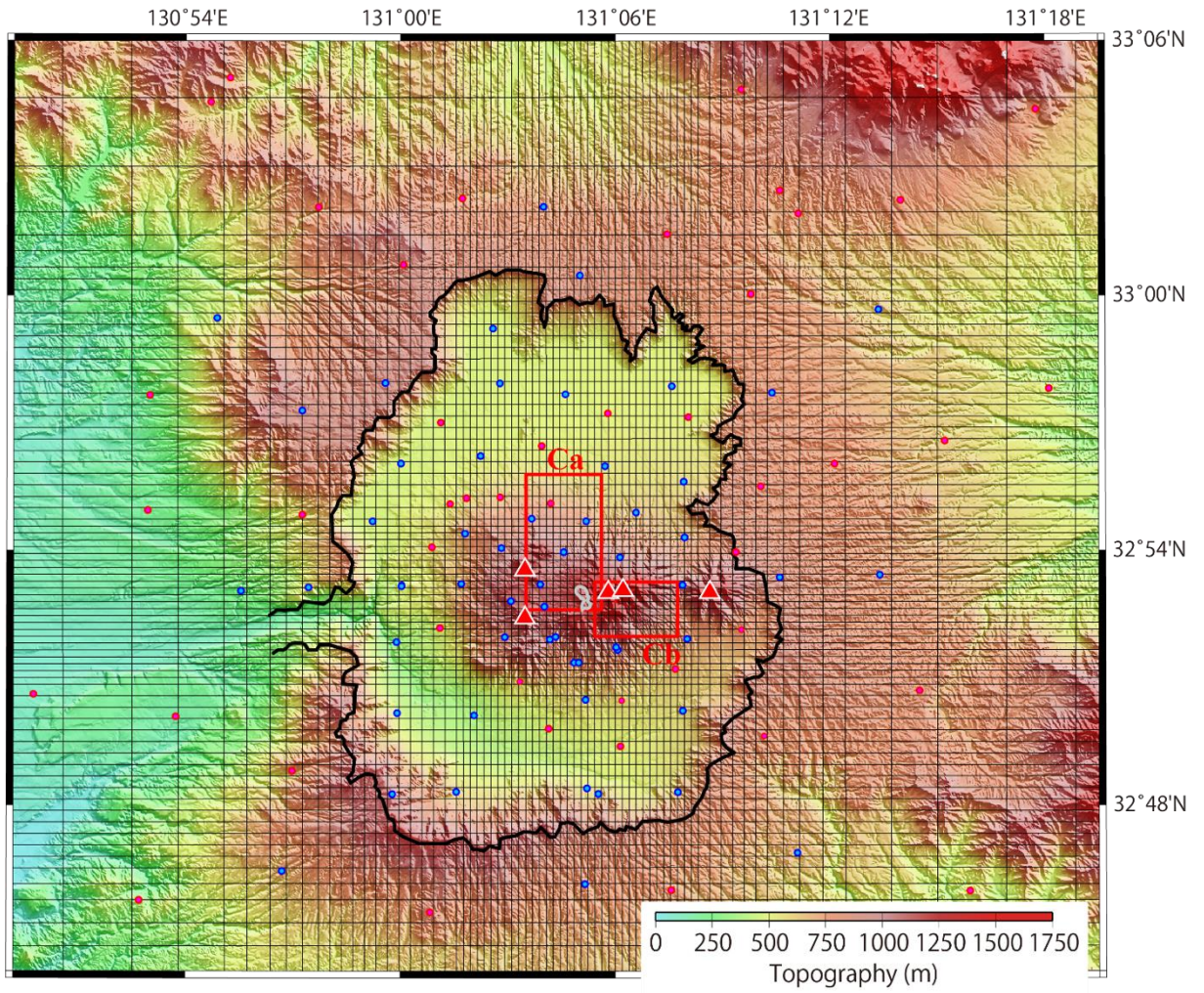
図 2.3.37 に GNSS 観測点の位置を示す。京都大学防災研究所では 1994 年から始良カルデラ周辺及び桜島において GNSS 観測を続けているが、その後、GEONET 観測点が整備され、始良カルデラから 20 km 圏内でも 28 点が稼働している。一方、1914 年桜島噴火に伴う地盤変動は、始良カルデラの直近だけでなく、南九州全域に及んでおり、鹿児島県の北西部において沈降量が大きいことが知られている。そこで、本研究では、鹿児島県北西部において GNSS 観測点を、GENET 観測点の間を補完するように設置し観測を行った。

桜島西部の SVOG を基準として基線解析した結果を図 2.3.38 に、図 2.3.39 に始良カルデラと桜島の長期変化（2010～2018 年）を示す。一年間の変化は少ないが、長期的には変動していることがわかる。特に、2015 年以降では、それ以前（2011～2014 年）に比べて変動量が大きくなっている事実が認められる。

次に、過去の地殻変動と圧力源について検討した。

1914年桜島噴火後には、南九州一円で地盤沈下が水準測量により検出され、その沈降量は、最大84 cmに及んだ。国土地理院に保管されている1890年以降2007年に至るまでの水準測量データを整理し、南九州地域の上下変動の特性を明らかにした。水準測量は1回の測量で南九州全域を行うに至っていないが時間的に近い測量を1回の測量とみなすことにより、1890年から1895年までの初回の測量以降、1914年、1932・36年、1960年、1968年、1975・76年、1997年、2005・06・07年の8回の測量結果を整理した。始良カルデラに近い水準点では1914年噴火後、大きく沈降したが、その後の1932・36年以降の測量では、隆起に反転し、その後も隆起を続けている。一方、1914年の測量でカルデラ近傍の水準点と同様に地盤沈下を示したカルデラの中心から20～40 km離れた水準点は、1932・36年の測量でも依然として沈降を続けた。図2.3.40に始良カルデラの中心からの距離と1914年～1932・36年の期間の上下変動の関係を示す。地盤変動はカルデラの中心からおよそ20 km以内は、隆起を示すが、20～40 km離れた水準点は沈降を続けたことになる。これと同様の変動パターンは、始良カルデラ近傍の隆起が顕著であった1960年～1968年の期間にも検出された(図2.3.41)。一方、桜島南岳の噴火活動が激しかった期間に相当する1975・76年～1997年の期間では、始良カルデラに近い場所では沈降を示すが、西側20 km以遠、東側40 km以遠では隆起の傾向がみられ、始良カルデラに近い場所と離れた場所では逆の極性をもって変動するようにも見える。1914年～1932・36年の期間について、始良カルデラ下の浅い膨張源(5 km深)と深い収縮源(18 km深)によって地盤上下変動をモデル化すると、水準点の上下変動を概ね説明できる。地殻に始良カルデラ下の浅い膨張源と深い収縮源によって、上下変動をモデル化できることは1960年～1968年の期間でも同様である。

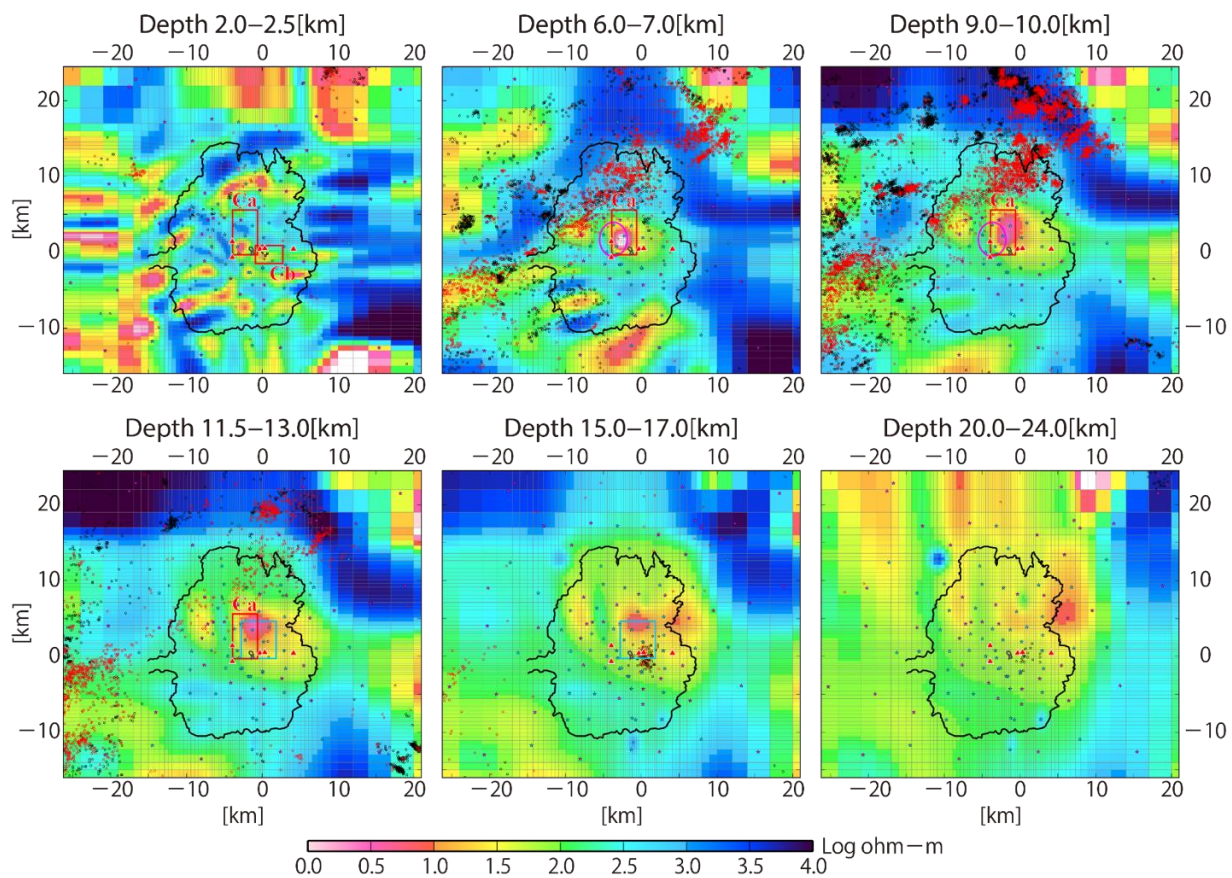
これまで、水準測量やGNSS観測によって始良カルデラ下の圧力源は深さ10 km前後に求められてきたが、これらの結果は、それよりも浅い場所及びさらに深い下部地殻付近の圧力源についても検討する必要があることを意味する。地盤変動がカルデラ中心から50 km付近まで検出できることは、カルデラ近傍の測量だけでは、深部に存在する圧力源を検出できないことを示唆している。



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.20 阿蘇カルデラ周辺の MT 観測点の位置図

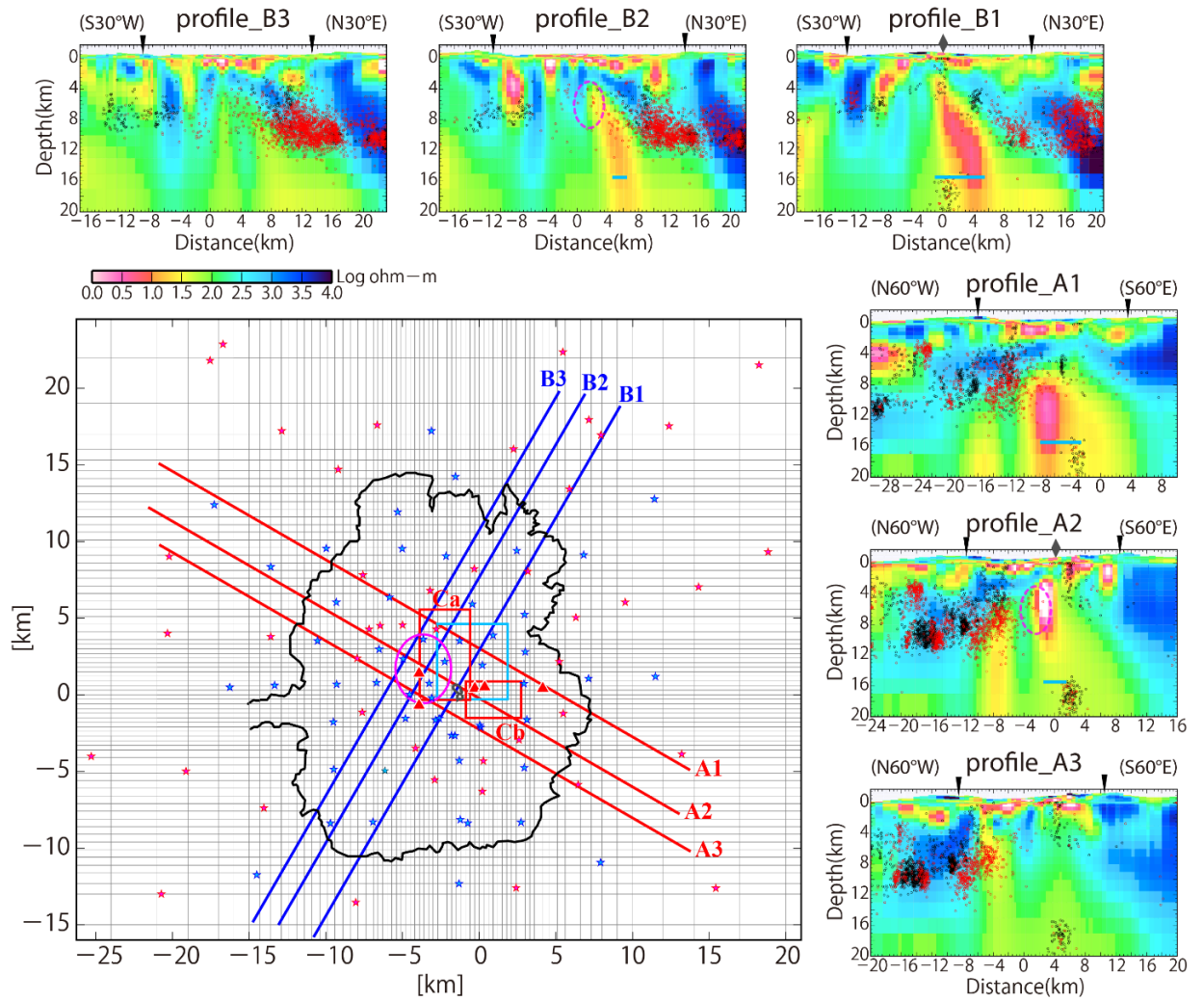
Figure 2.3.20 Location map of MT observation points around Aso caldera



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.21 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺の水平断面

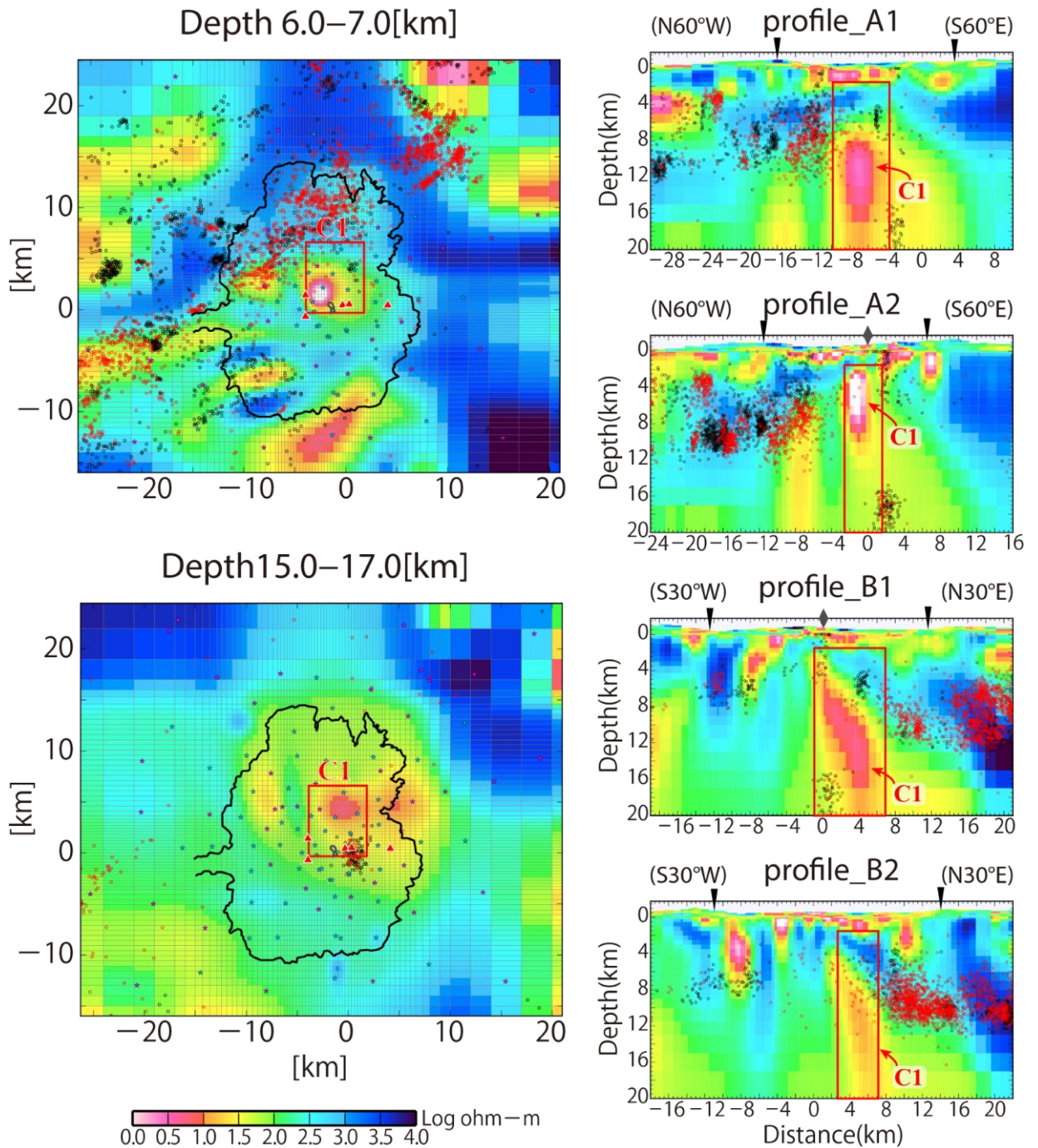
Figure 2.3.21 Horizontal cross section around the Aso caldera of 3 dimensional resistivity structure model



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.22 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラを横断する鉛直断面

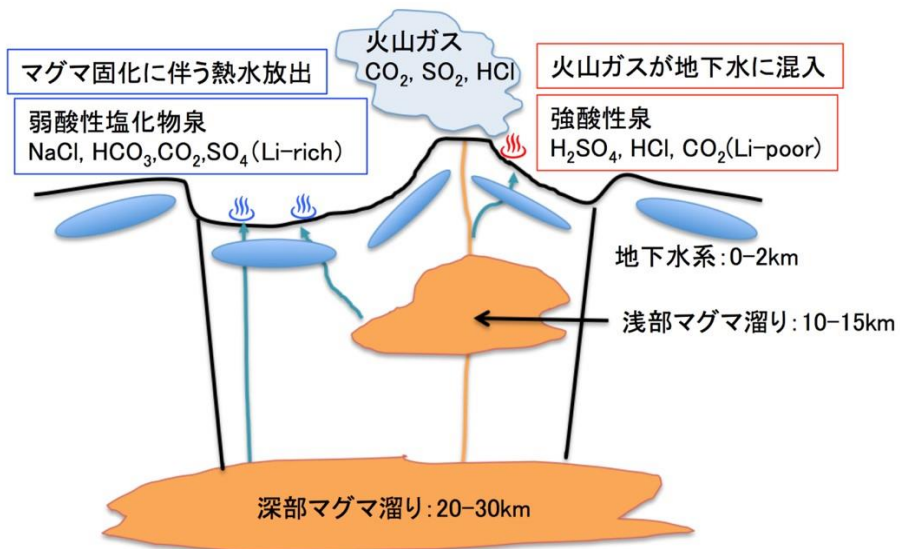
Figure 2.3.22 Vertical section crossing the Aso caldera of 3 dimensional resistivity structure model



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.23 感度検定モデル C1 で置き換えに指定した領域

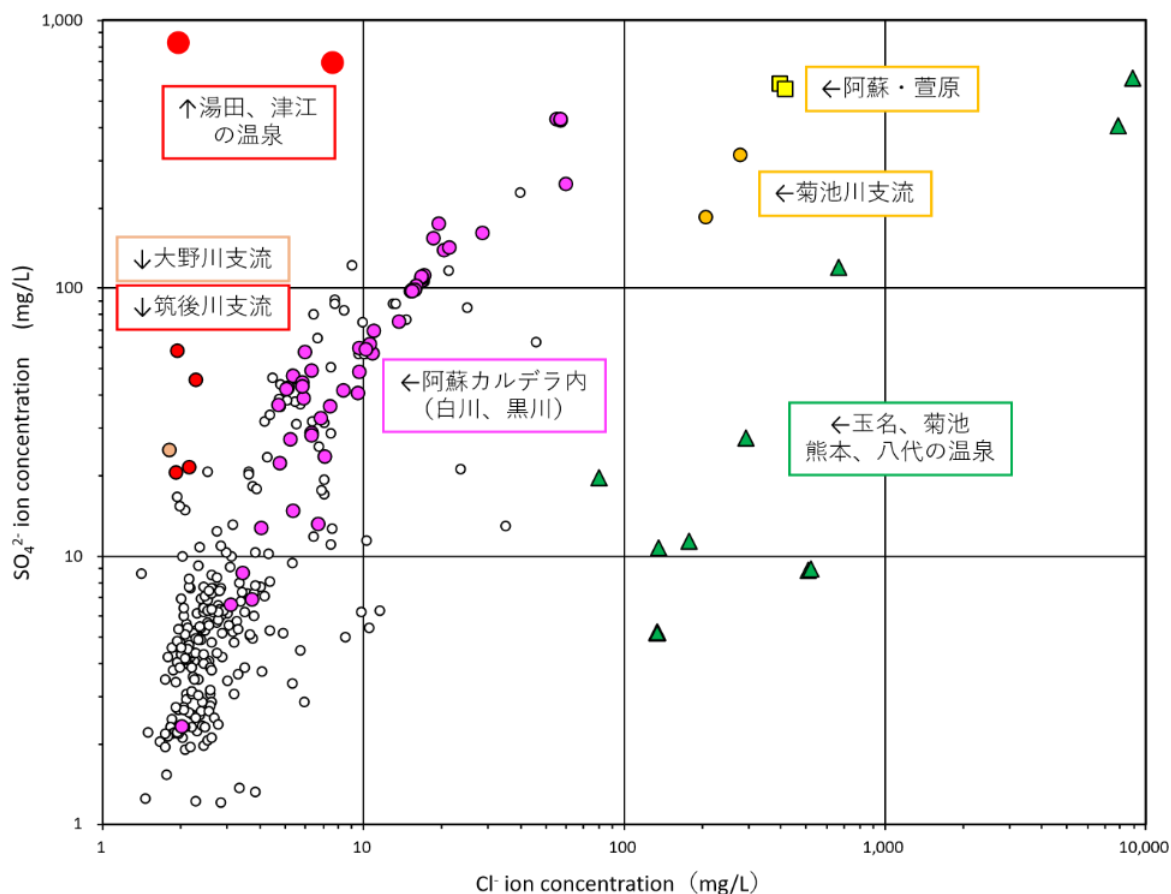
Figure 2.3.23 The area specified for replacement in sensitivity test model C1



出典) 産業技術総合研究所 (2017) (参21)

図 2.3.24 マグマ溜りから放出される熱水流体の組成

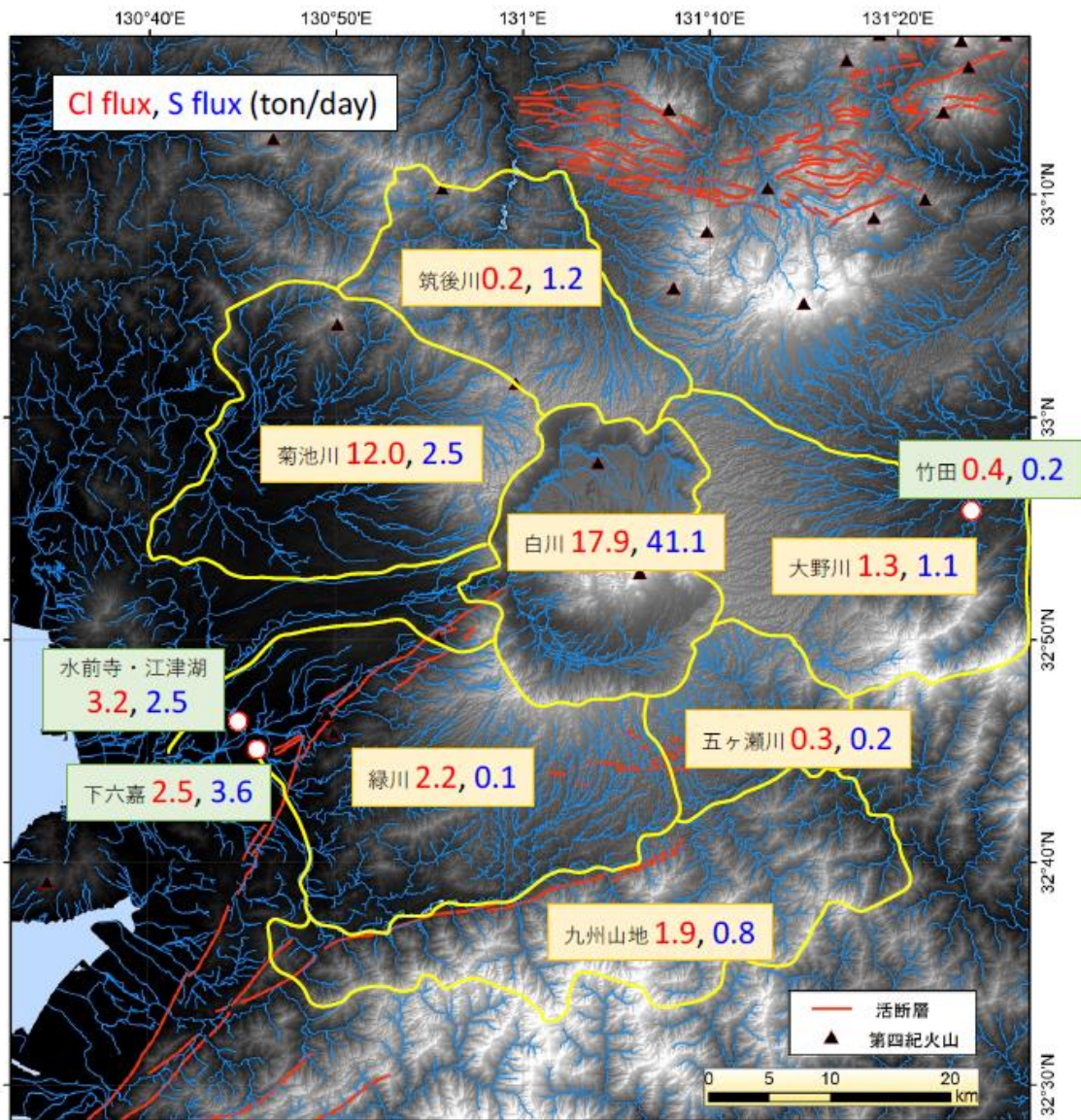
Figure 2.3.24 Composition of hydrothermal fluid released from magma reservoir



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.3.25 熊本県中部地域 (九州山地の北部から熊本市及び阿蘇カルデラ周辺の地域) の河川水の人為的な影響を除去した Cl⁻ イオンと SO₄²⁻ イオン濃度の関係

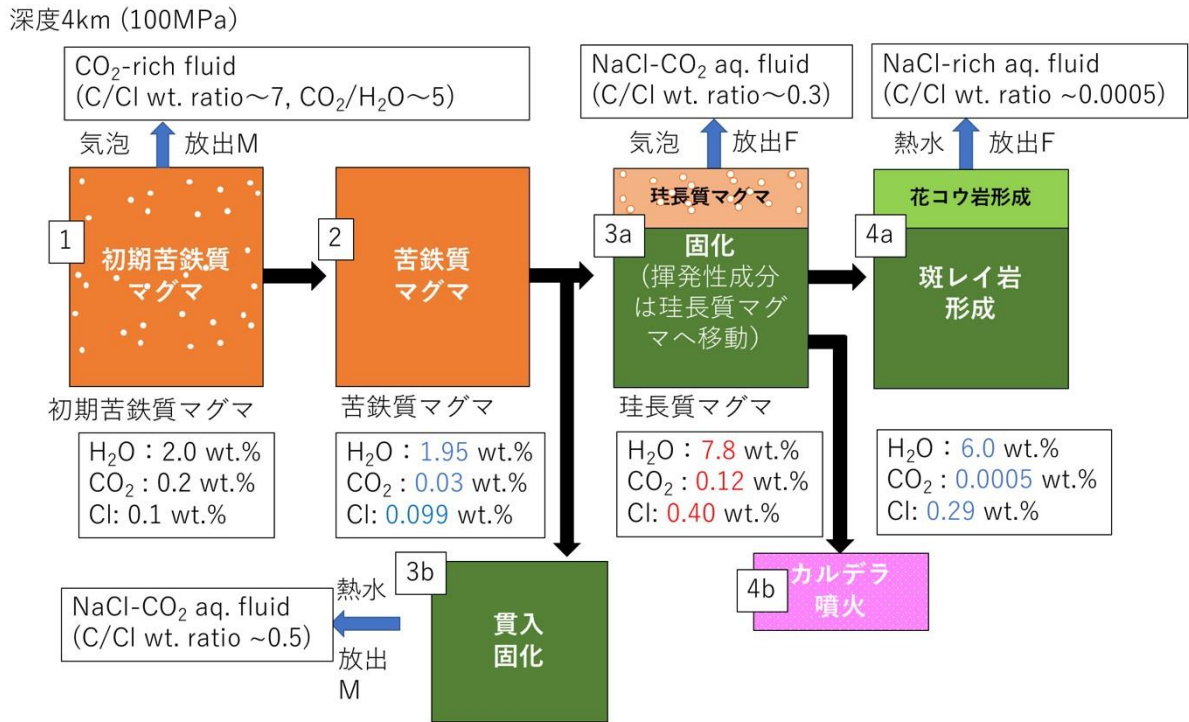
Figure 2.3.25 Relationship between Cl⁻ and SO₄²⁻ concentration which removed artificial influence of river water in the central part of Kumamoto prefecture (area from Kumamoto City and Aso Caldera from the northern part of the Kyushu mountains)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参³⁰)

図 2.3.26 熊本県中部地域 (九州山地の北部から熊本市及び阿蘇カルデラ周辺の地域) の各水系における Cl、S のフラックス量

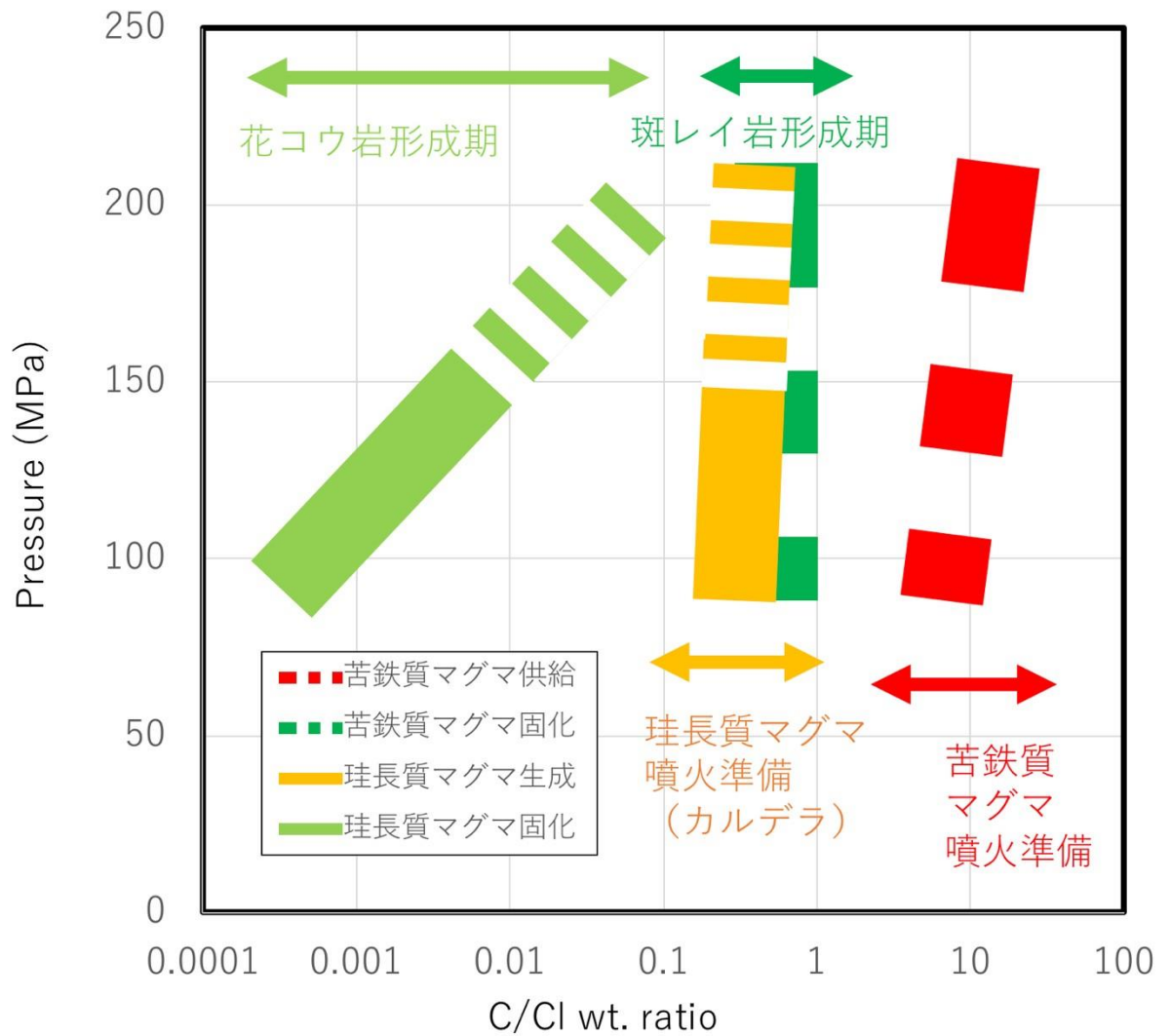
Figure 2.3.26 Amount of flux of Cl, S in each aqueous system of the central part of Kumamoto prefecture (area from the northern part of the Kyushu mountainous area to around Kumamoto city and Aso caldera)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.3.27 マグマ溜まりの進化に伴い放出される揮発物質の化学的特徴 (100 MPa; 深さ 4 km)

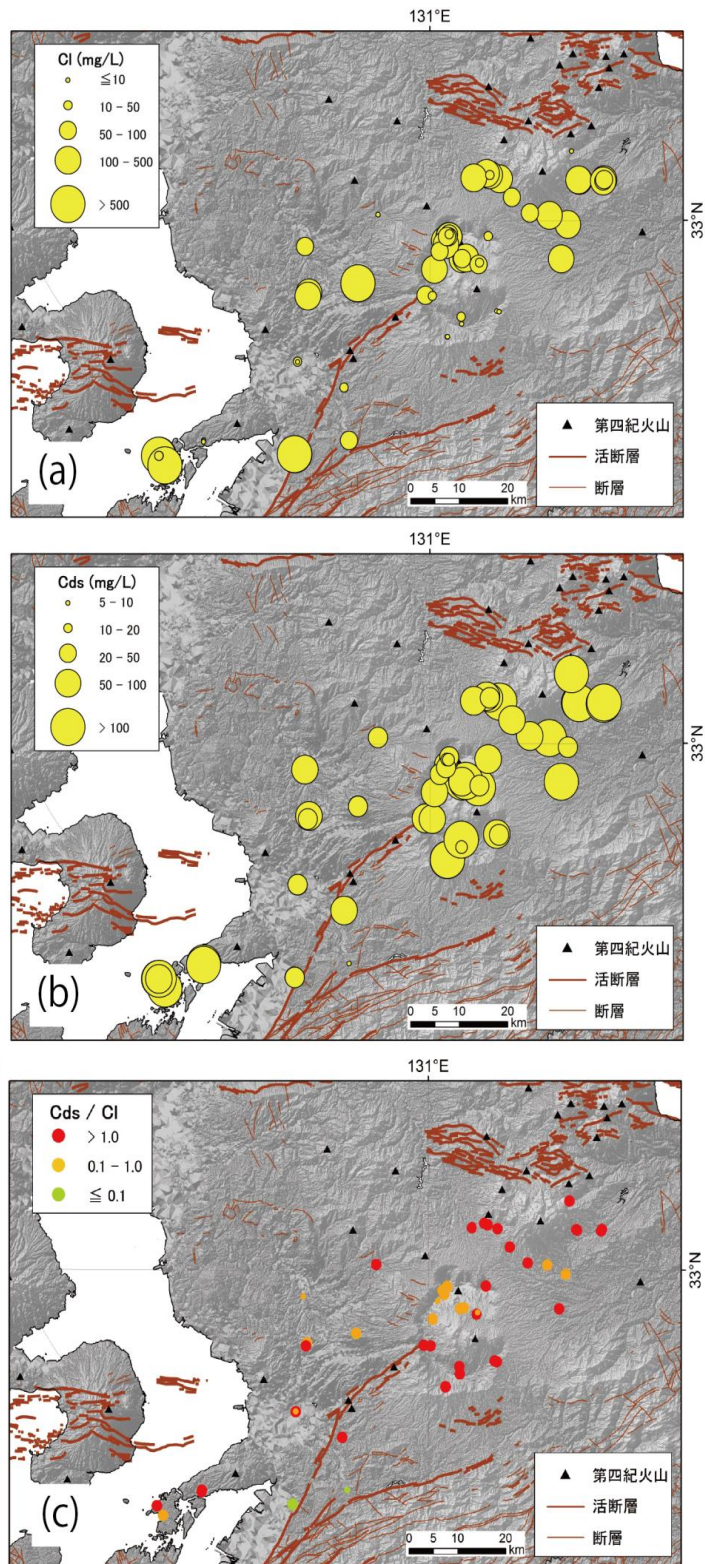
Figure 2.3.27 Chemical characteristics of volatile substances released with evolution of magma reservoir (100 MPa; depth 4 km)



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.3.29 マグマ溜まりの進化に伴い放出される熱水流体の C/Cl 重量比と圧力 (深さ) の関係

Figure 2.3.29 Relationship between C/Cl weight ratio and pressure (depth) of hydrothermal fluid released with evolution of magma chamber

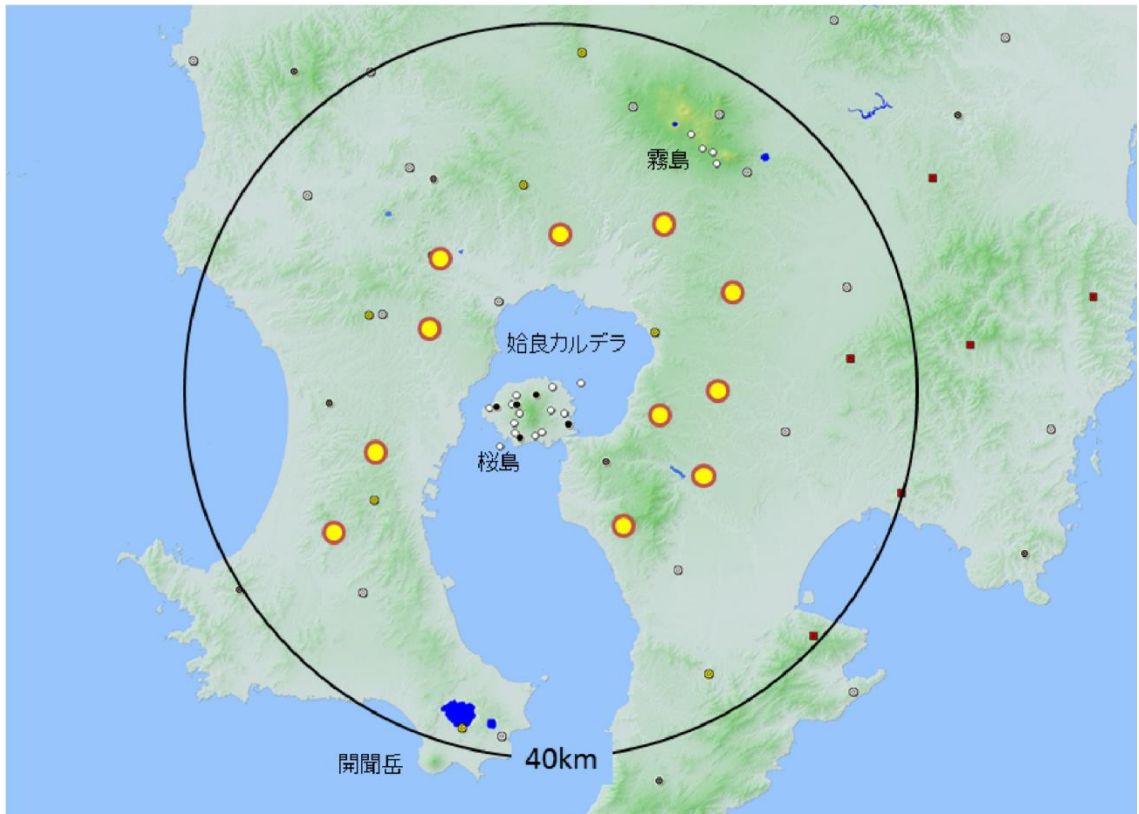


出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参 30)

図 2.3.30 阿蘇地域における水試料の (a) Cl 濃度、(b) Cds 濃度、(c) Cds/Cl 比

Figure 2.3.30 Water samples in the Aso area

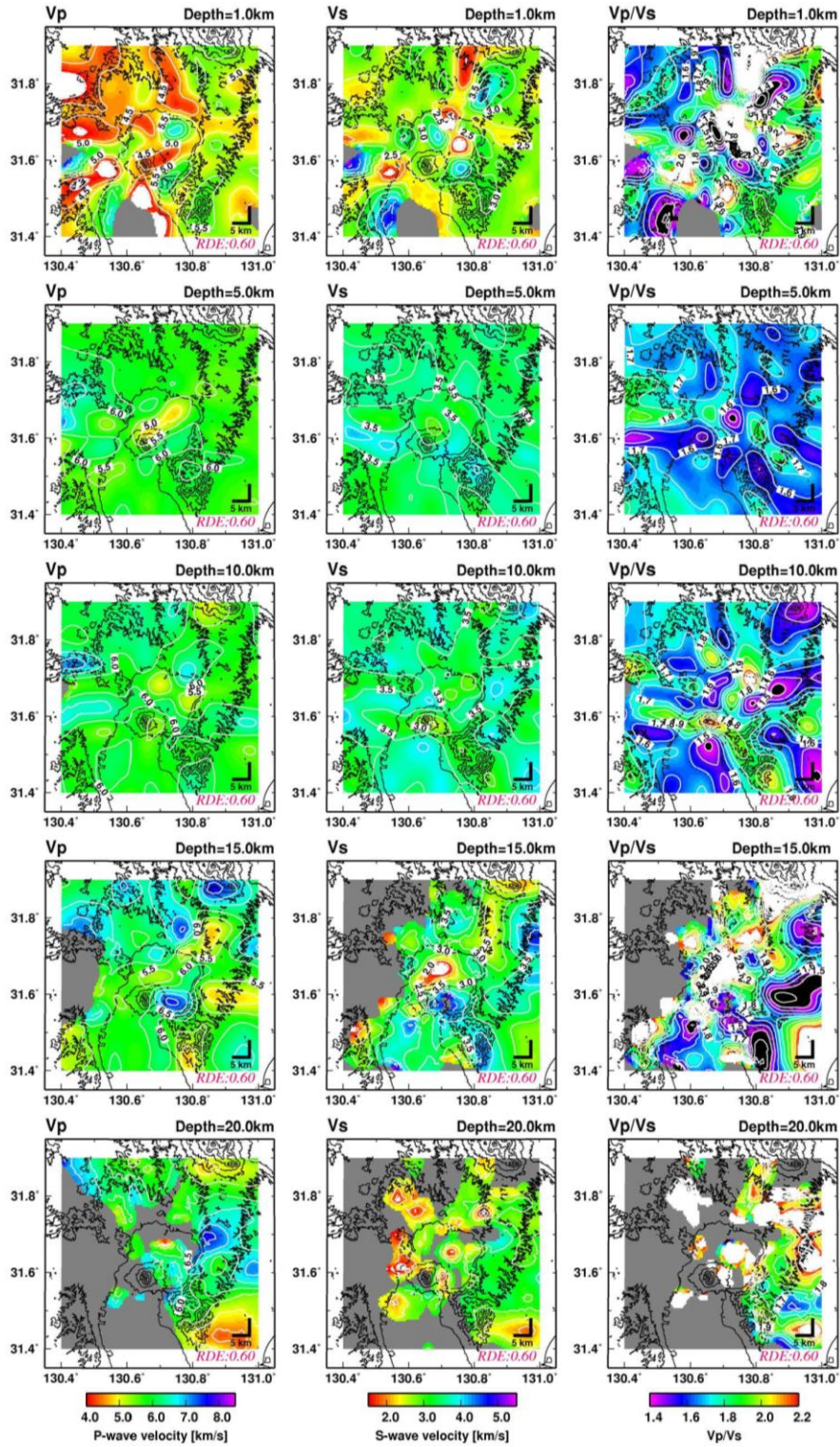
(a) Cl concentration, (b) Cds concentration, (c) Cds / Cl ratio



出典) 産業技術総合研究所 (2018) (参30)

図 2.3.31 トモグラフィ解析に用いた地震観測点の位置

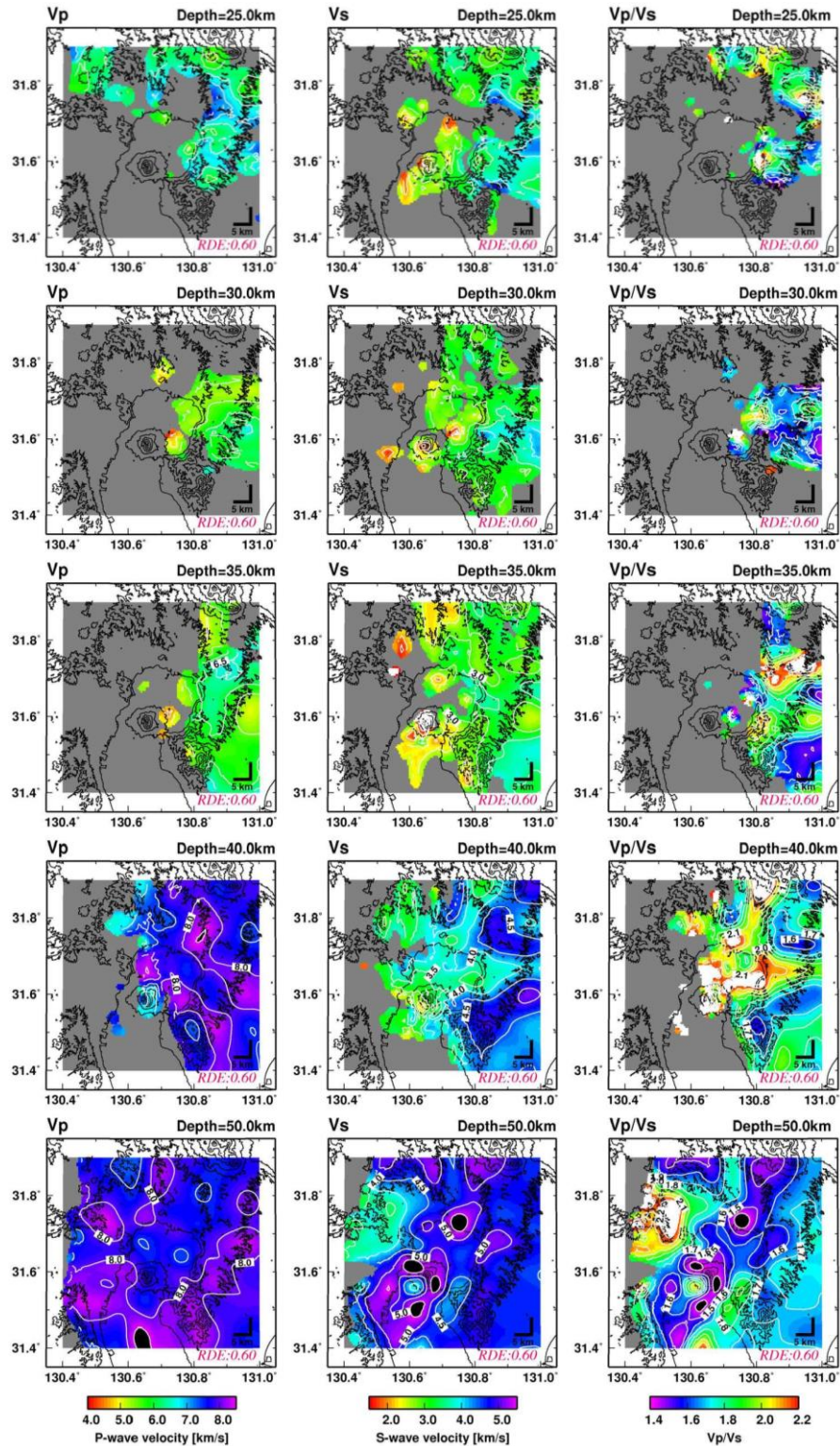
Figure 2.3.31 Position of earthquake observation points used for tomographic analysis



出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.32 深さ 1、5、10、15、20 km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6)
 白色と黒色はカラーインデックスを外れる値

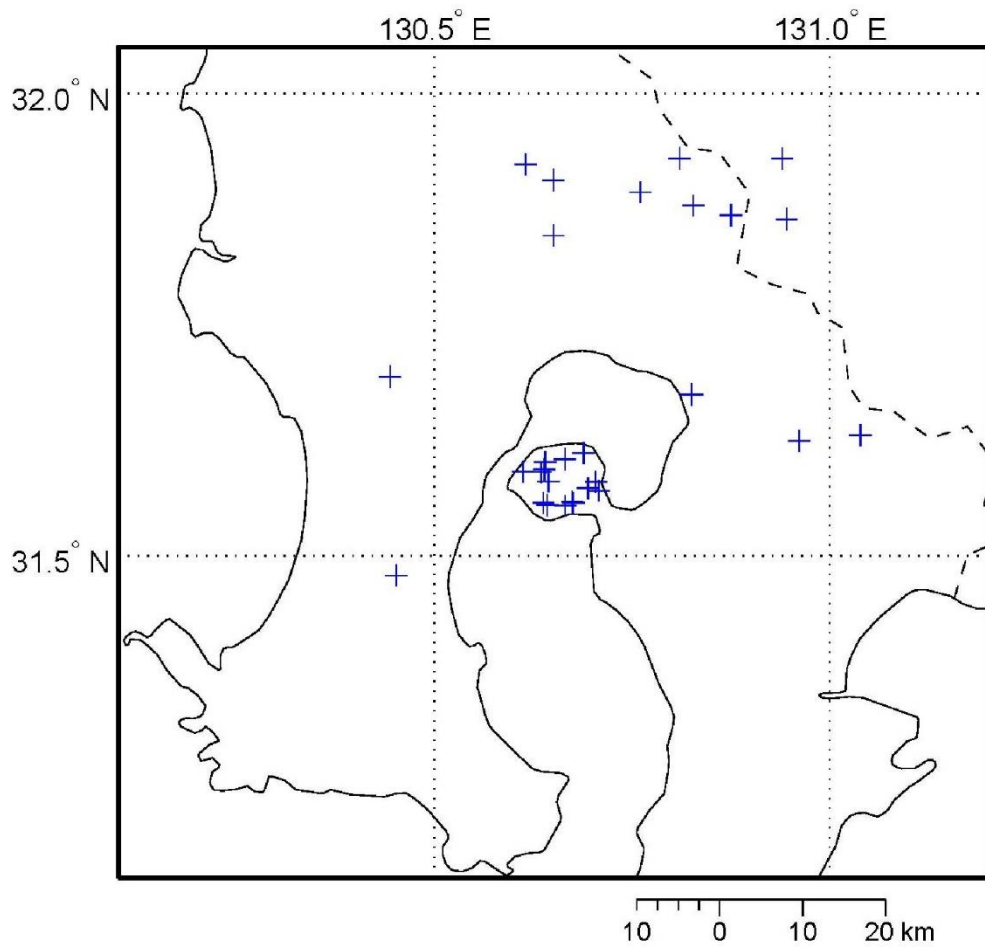
Figure 2.3.32 The velocity distribution of P wave and S wave (RDE> 0.6) at depths 1, 5, 10, 15, 20 km



出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.33 深さ 25、30、35、40、50 km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6)
 白色と黒色はカラーインデックスを外れる値

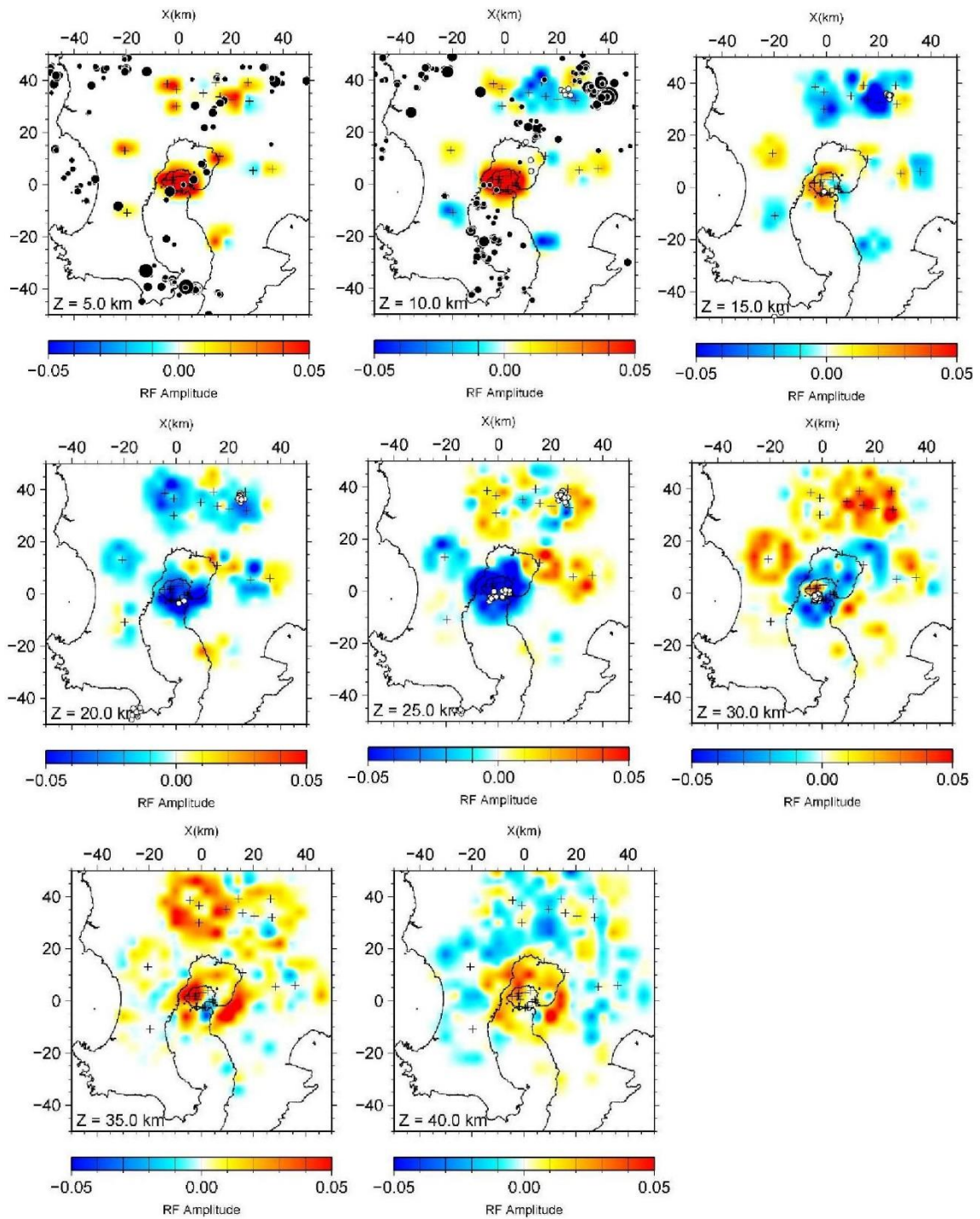
Figure 2.3.33 The velocity distribution of P waves and S waves (RDE> 0.6) at depths of 25, 30, 35, 40, 50 km



出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参149)

図 2.3.34 レシーバー関数解析に用いた地震観測点の位置

Figure 2.3.34 Position of earthquake observation points used for receiver function analysis

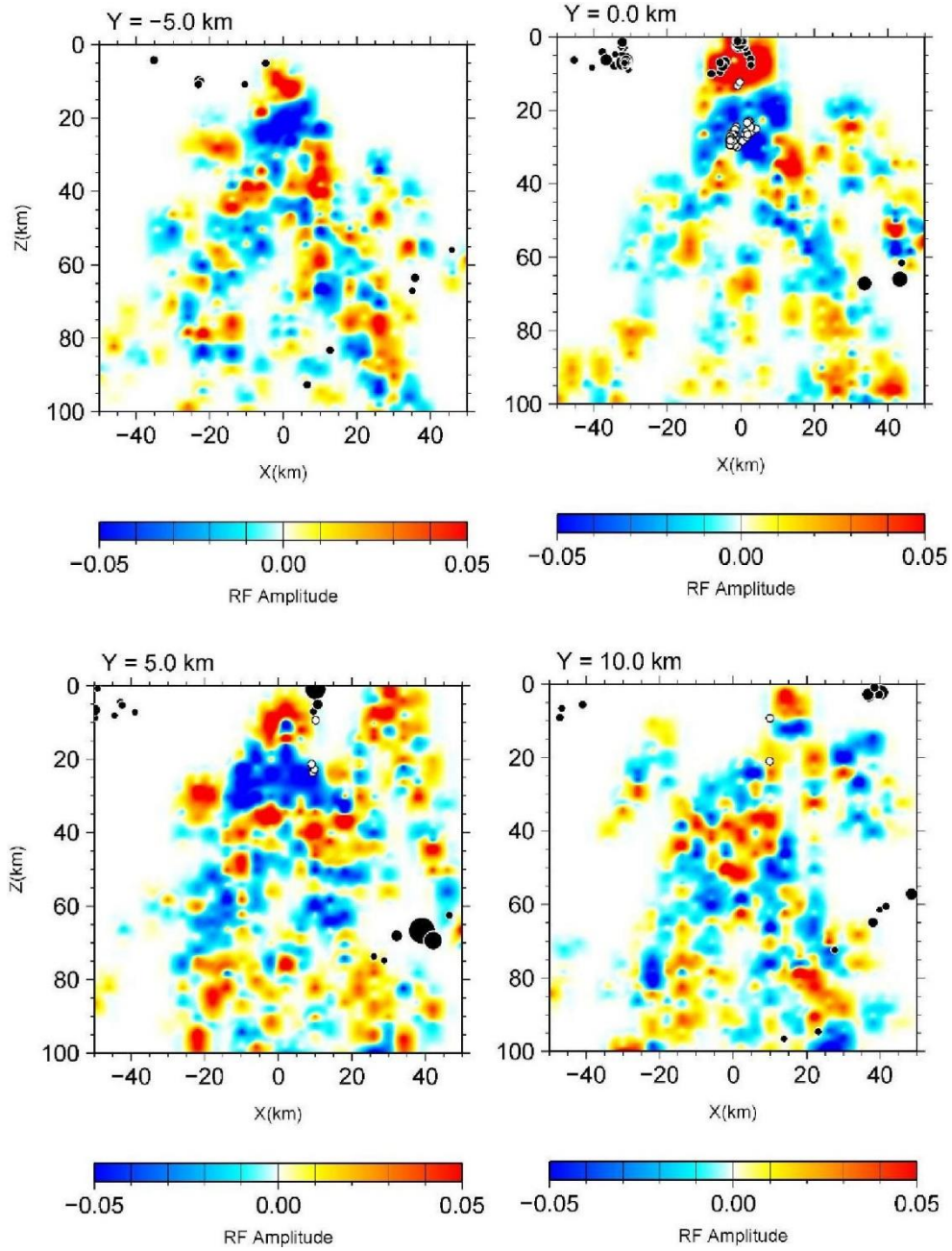


出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.35 レシーバー関数解析結果の深さごとの水平分布

丸は深さごとの地震の震源位置 (黒丸は火山構造的な地震、白丸は深部低周波地震)

Figure 2.3.35 Horizontal distribution for each depth of receiver function analysis result

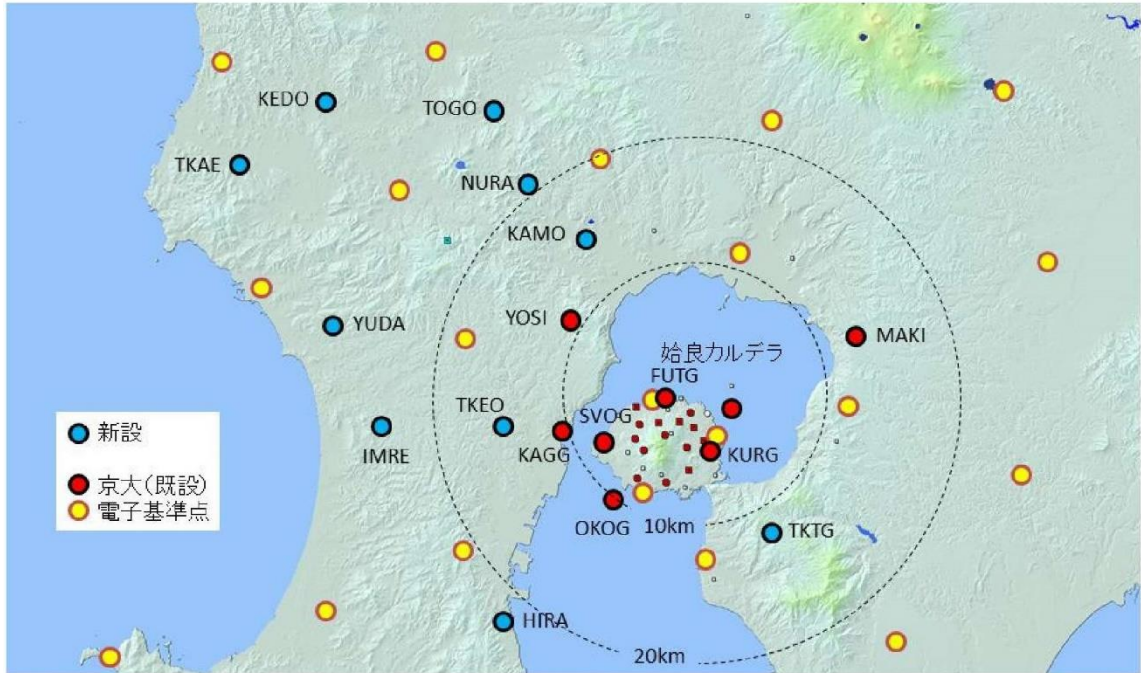


出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.36 レシーバー関数解析結果の東西分布

丸は深さごとの地震の震源位置（黒丸は火山構造成地震、白丸は深部低周波地震）、 $X=0$, $Y=0$ となる原点は桜島南岳火口の位置、 Y は南北方向への距離を示し、 $+$ が北方向。

Figure 2.3.36 East-West distribution of receiver function analysis result

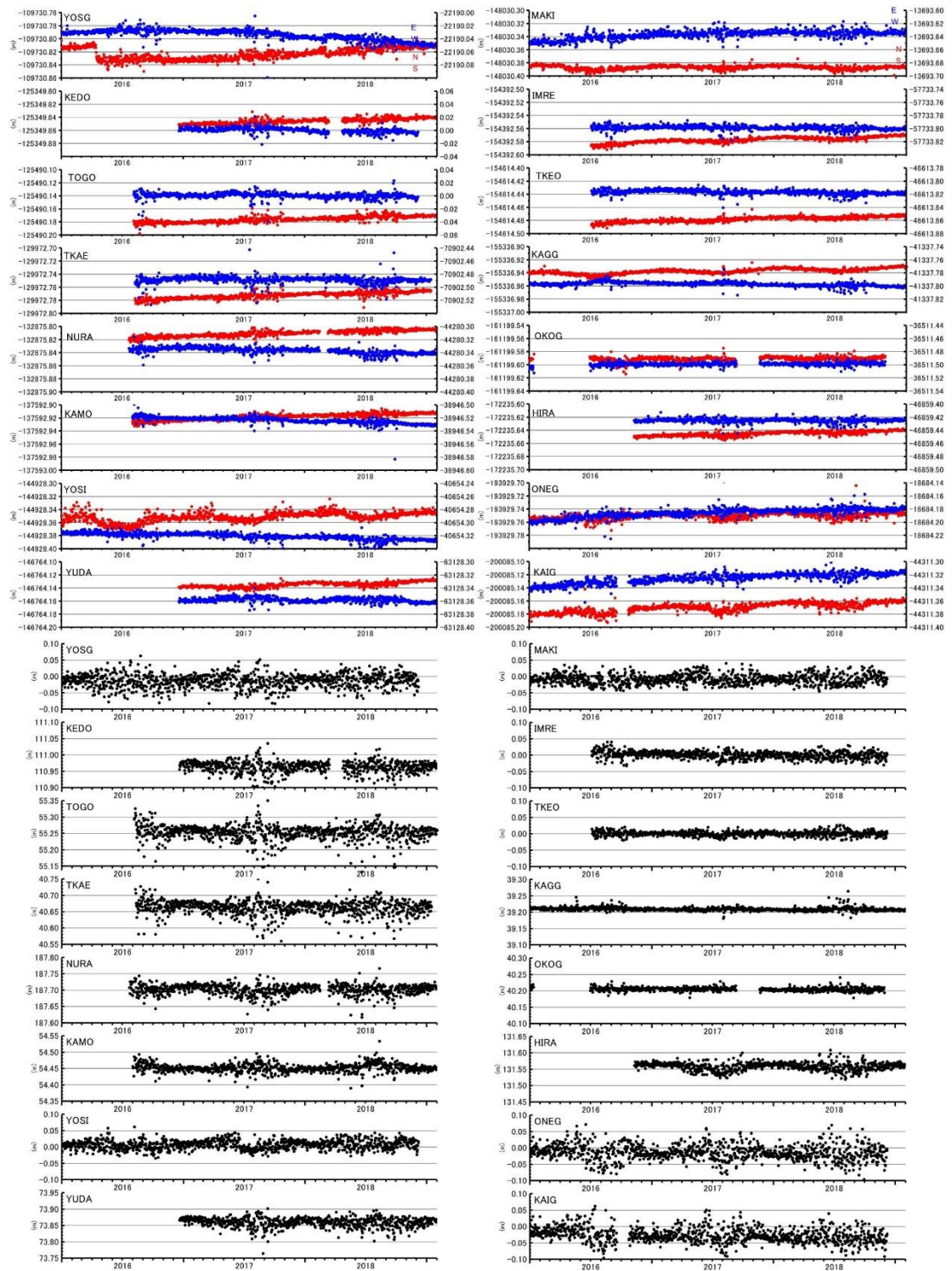


出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.37 GNSS 観測点の位置図

赤丸は京都大学防災研究所の連続観測点、黄丸は GEONET 観測点、青丸は本プロジェクトで増設した観測点

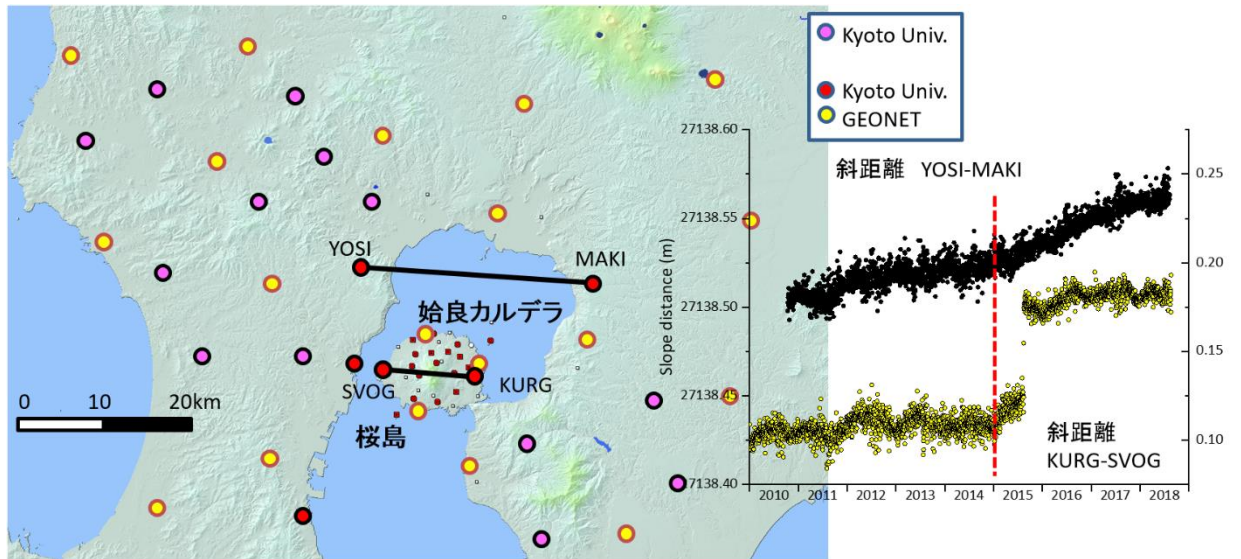
Figure 2.3.37 Location map of GNSS observation point



出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.38 始良カルデラ北西部の地盤変動 (2016 年 1 月～2018 年 1 月)

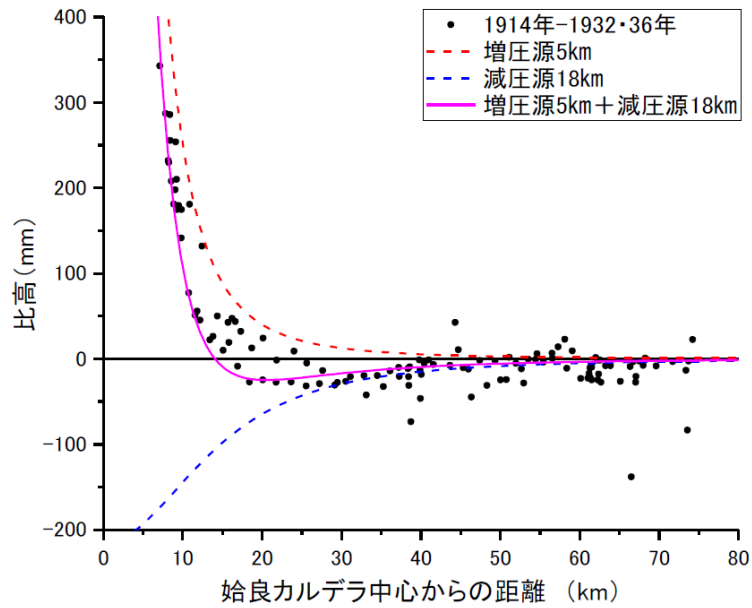
Figure 2.3.38 Ground deformation in the northwestern part of Aira caldera (January 2016 – January 2018)



出典) 産業技術総合研究所 (2019) (参 149)

図 2.3.39 始良カルデラの長期的な地盤変動

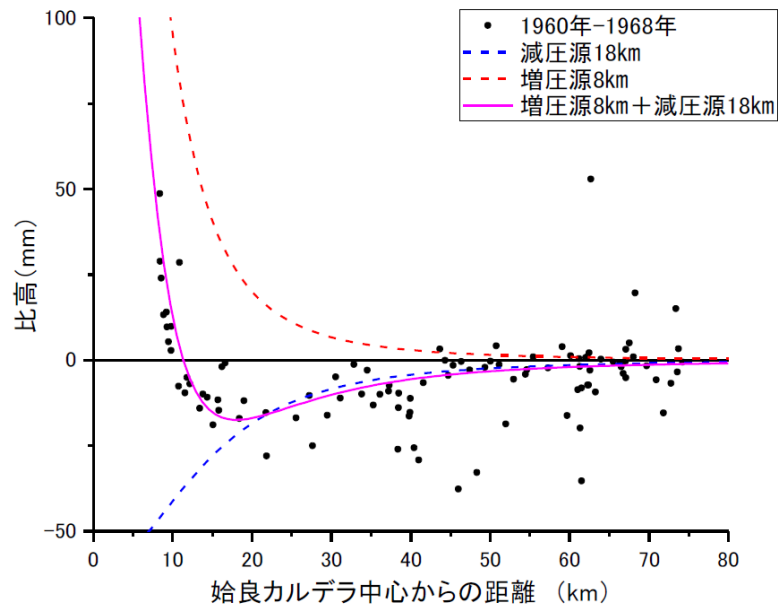
Figure 2.3.39 Long term ground deformation of Aira caldera



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.40 始良カルデラの中心からの距離と 1914 年～1932, 36 年の期間の上下変動の関係

Figure 2.3.40 The relationship between the distance from the center of Aira caldera and the vertical variation of the period from 1914 to 1932, 36



出典) 産業技術総合研究所 (2016) (参2)

図 2.3.41 始良カルデラの中心からの距離と 1960 年～1968 年の期間の上下変動の関係

Figure 2.3.41 The relationship between the distance from the center of Aira caldera and the vertical variation of the period from 1960 to 1968

2.3.3 まとめ

カルデラ火山の活動を想定した地下のマグマ溜まりの状態（温度、圧力条件等）と広域地殻変動パターンに関する粘弾性緩和の効果を考慮した火山性地殻変動数値シミュレーションモデルを構築し、マグマ溜まりの形状や圧力変化、地下構造等の不確かさを踏まえた解析を行い、マグマ溜まりの存在条件と地殻変動量の関係を推定した。また、カルデラ火山の地下構造の調査として、阿蘇カルデラにおいてMT法、始良カルデラにおいて地震波速度構造による地下構造調査をそれぞれ実施した。その結果、阿蘇カルデラでは、中岳の地下2～9 kmに低比抵抗領域が存在すること、始良カルデラでは、カルデラ中心付近の地下15 kmに低速度領域が存在することが明らかになった。

さらに、阿蘇カルデラの深部流体の化学組成を分析することにより、カルデラの中央及び南側に苦鉄質マグマが供給されていることを示唆する結果が得られ、現在の中岳の火山活動と整合することを示した。

2.4 海外のカルデラ火山調査

海外のカルデラ火山のモニタリング状況、アンレスト事象（噴火を伴わない平常時とは異なる異常事象と定義する。）や地下構造に関する研究成果やモニタリング状況を中心とした最新知見を調査した。米国、イタリア、ニュージーランドのカルデラ火山について以下にまとめる。

2.4.1 米国のカルデラ火山（イエローストーン、ロングバレー）

米国には、イエローストーンやロングバレー等の巨大噴火を起こしたカルデラ火山が存在する。これらのカルデラ火山は、米国地質調査所（USGS: United States Geological Survey）が中心に監視を行っているが、イエローストーンカルデラは、ユタ大学が観測の一部や観測機器の管理を行っている。これらの観測データから、カルデラ火山地下のマグマ溜まりに関する詳細な情報を得ている。以下にイエローストーンカルデラとロングバレーカルデラのアンレスト事象とモニタリングについてまとめる。

(1) イエローストーンカルデラ

イエローストーンカルデラは、主に米国ワイオミング州に位置し、大半のエリアがイエローストーン国立公園に指定されている。現在のイエローストーンカルデラは、スネークリバー平野の東端に位置しているが、中新世中期以降、スネークリバー平野に沿って西から東へ火山活動場が移動しながら活動が継続している。この一連の火山活動は、上部マントル内に存在するホットスポット又はマントル内の溶融異常が原因と考えられている（図 2.4.1）。

カルデラを含むイエローストーン火山の活動履歴については、Christiansen (2001) ^(参 150) が記述している。現在のイエローストーン火山地域で最初のカルデラ形成噴火は、Huckleberry Tuff を噴出した約 2.1 Ma の噴火で、噴出量は約 2,500 km³ と推定されている。その後の約 1.3 Ma の Mesa Falls Tuff が 280 km³、約 0.64 Ma の Lava Creek Tuff が 1,000 km³ 以上であると考えられている ^(参 151)。現在のイエローストーンカルデラの地形は、Lava Creek Tuff を噴出した巨大噴火により形成され、その後、氷河による浸食や大規模な溶岩の噴出により現在の地形が形成されたと考えられている（図 2.4.2）。

イエローストーンカルデラ内の最も新しい大規模噴火は約 72 ka で、流紋岩質の溶岩が噴出した ^(参 152)。

イエローストーンカルデラのアンレスト事象は、主に、1972 年以降の地震活動と地殻変動が挙げられる。カルデラ周辺とその内部で多数の地震が発生しており、1975 年の M6.1 の地震や近隣の山岳地帯での 1959 年の M7.5 に近い地震 ^(参 153) による地震活動の被害を受けている。また、同カルデラ内の小規模な群発地震として最大の群発地震が 1985 年に起き、同時にカルデラが沈下した ^(参 152-参 154)。さらなる群発地震は 2004 年、2009 年、2010 年 1~4 月に記録された。後者の群発地震には M3.0 超の地震が 16 回含まれている。カルデラ内で発生した地震は、深さ 5 km 未満の領域での群発地震で、カルデラ周辺で

の地震は、深さ 15 km 程度の領域で発生している。また、カルデラ内の地震の多くは、大規模な熱水系が発達し、活発な活動がみられる地域 (Norris Junction, Yellowstone Lake, Old Faithful, West Thumb) で発生している。

イエローストーンとその周辺地域では地盤変動も起きている。図 2.4.3 にイエローストーンカルデラ内部で地殻変動が大きい Norris Geyser Basin と Sour Creek Dome における水準測量、GPS キャンペーン及び InSAR による地殻変動量と地震の発生回数の変化を示す^(参 155)。地盤変動としては、1976~1983 年に年 23 mm 隆起、その後、沈降に転じ、隆起と沈降を繰り返す。2004 年以年 70 mm の隆起が起こる。このようなイエローストーンカルデラの地殻変動は、地下構造、地震の震源分布等を考慮すると、地下のマグマ変化ではなく、熱水系の変化の影響を示唆していると考えられている^(参 155)。

最新の知見では、1984~2011 年に発生した 4520 回の地震観測記録を用いた地震波トモグラフィ (図 2.4.4) から、カルデラの地下 5~15 km の深さに地殻の 5-15 %が部分熔融した 200~600 km³ の広がりを持つマグマリザーバー (広義のマグマ溜まり) が存在していることが示唆されている^(参 156)。

(2) ロングバレーカルデラ

ロングバレーカルデラは米国カリフォルニア州の東部に位置し、カルデラの大きさは 30 km×15 km で (図 2.4.5)、カルデラ形成噴火は、0.76 Ma に Bishop Tuff を噴出した噴火であると考えられている^(参 157)。この後、カルデラ内に再生ドームが形成された。カルデラ北西部では、最も新しい約 250 年前の (安山岩質) 噴火を含めて、これより小規模な噴火も起き、Mono-Inyo dome を形成した^(参 157-参 158)。

ロングバレーカルデラでの最新の火山活動は、約 250 年前の Mono-Inyo Chain で、この地域のほとんどは、過去に起きた大規模噴火による堆積物で覆われている^(参 159)。カルデラ内には Mammoth Mountain がある。Mammoth Mountain はカルデラ境界の崖上にあるデイサイト質の成層火山で、過去数十年間火山活動を示している^(参 160)。

ロングバレーのアンレスト事象は、1979 年に始まり、1980 年 5 月 25 日にはマグニチュード 6 の地震が 3 回発生した^(参 161)。これをきっかけに USGS は、この地域に対して公式の地震災害監視 (Earthquake Hazard Watch) を発行した。その後もマグニチュード 6 の地震が体感された。一方、1979 年夏から 1980 年にかけて、同カルデラ内では約 25 cm の隆起が記録された^(参 157-参 162)。隆起は、1984 年半ばまで群発地震を伴って少しずつ (7 cm) 続いた^(参 157-参 163)。これと同時に、同カルデラのわずか 2~3 km 南でも最大でマグニチュード 5.9 の地震活動が続き^(参 157)、その結果 1982 年 5 月に、潜在的火山災害通知 (Notice of Potential Volcanic Hazard) が発行された。この通知は、経済や観光産業に多大な影響を及ぼした^(参 161) が、1984 年に火山災害通知は廃止された。

その後、この地域内での近地震系列や 1 日平均 5~10 回記録される小規模地震を含めて、低いレベルで継続した。1989~2005 年には高濃度の CO₂ ガスが放出される事象が発生した^(参 157-参 164)。2003 年以降、顕著な地盤変動は発生していない。

上記のロングバレーカルデラの 1970 年代後半以降継続するアンレスト事象において、群発地震の繰り返し発生、再生ドームの約 80 cm の隆起、カルデラ南西縁の Mammoth Mountain 斜面におけるマグマ性二酸化炭素の放出、その他の上部・中部地殻でのマグマ移動に係る兆候について、Mammoth Mountain と Inyo Mono 火山列と、カルデラ下の中部～上部地殻内に存在するマグマ源の位置、大きさとその関連性、並びに、これらのマグマ源が下部地殻や上部マントル内のマグマ供給系との関係について検討している。その結果、1978 年～2004 年のアンレスト事象から推定されるマグマ源を以下のように推定している。

- ・再生ドームの中央部の深さ 6 km～7 km の小さな膨張源
- ・その下位には、カルデラ内の SMSZ の西側ローブ下のどこかに膨張源が存在
- ・Mammoth Mountain 及び南斜面下の深さ 10 km～20 km における中部地殻内で発生する低周波地震と網状の玄武岩質岩脈もしくはシル
- ・地震波トモグラフィ解析より、深さ 15 km～30 km に P 波速度領域が存在

上記から、再生ドーム下の深さ 6 km～7 km 付近に 0.3 km^3 (径 1 km～2 km 以上) の物質が付加したと考えられた。

また、 CO_2 ガスの放出事象については、深さ 10 km～20 km の中部地殻内の網状の玄武岩質岩脈やシル上部から運搬された CO_2 に富んだマグマ性流体の多量放出によるものと考えられる。流体の上昇の際には、群発地震が発生し、1989 年の 11 ヶ月間の群発地震では、地表変動とともに CO_2 の放出を伴った (参 165)。

最新の研究では、ロングバレーカルデラの地下構造を、MT 法による三次元比抵抗構造が示された (参 166)。図 2.4.6 にロングバレーカルデラの 3 次元比抵抗構造を示す。顕著な低比抵抗領域が、再生ドーム下 2～8 km (2～5 %の部分溶融帯) にある。また、Mammoth Mountain 下に深さ 8 km にも低比抵抗領域 (5～10 %の玄武岩質部分溶融物) が推定されている。

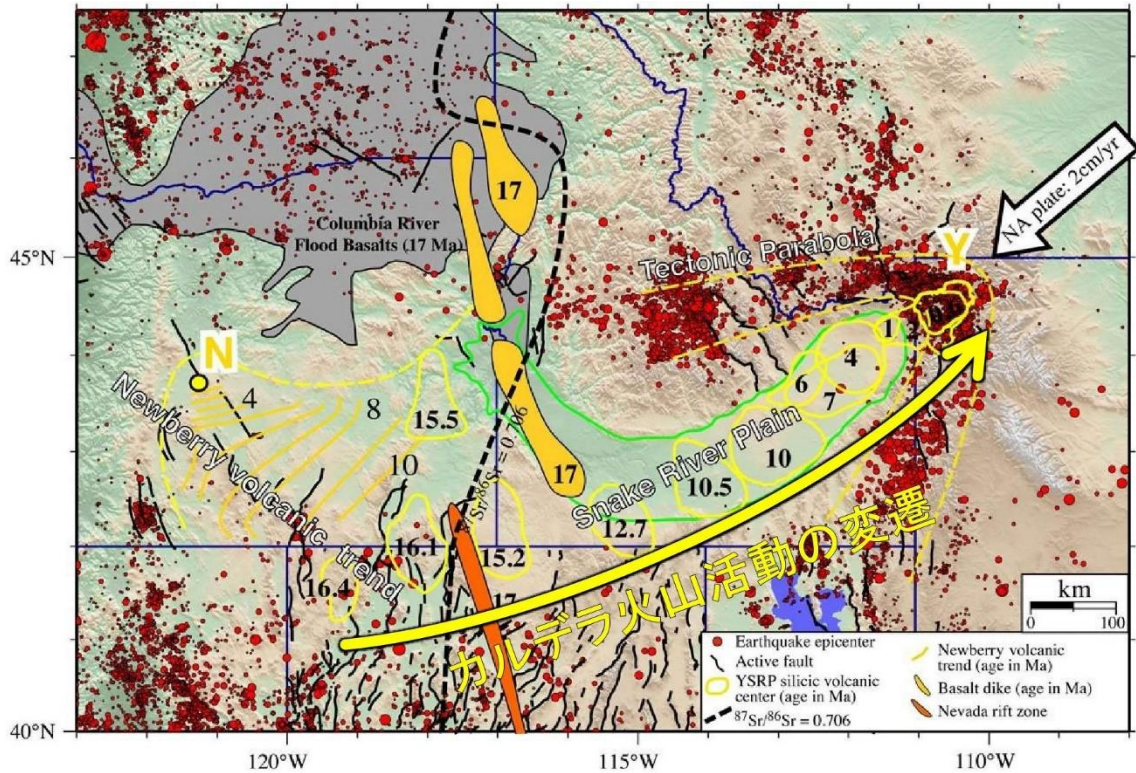


図 2.4.1 イエローストーンカルデラ周辺の火山活動履歴 (Smith et al. (2009) (参 155) に加筆)

Figure 2.4.1 Volcanic activity history around the Yellowstone caldera (Add to Smith et al., 2009)

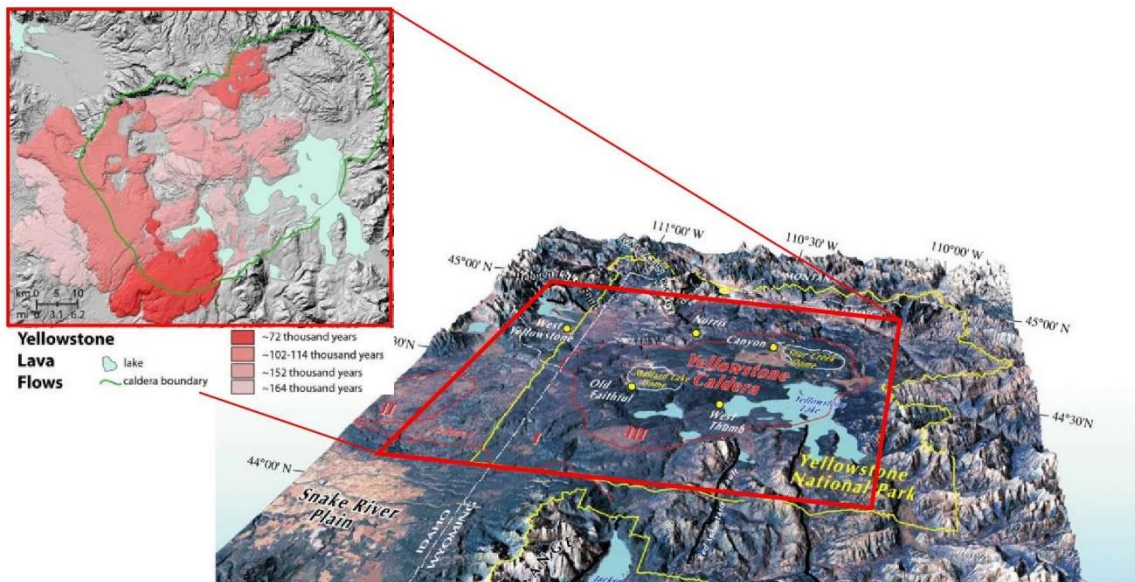


図 2.4.2 現在のイエローストーンカルデラの地形 (Smith et al. (2009) (参 155) に加筆)

Figure 2.4.2 Current Yellowstone Caldera terrain (Add to Smith et al., 2009)

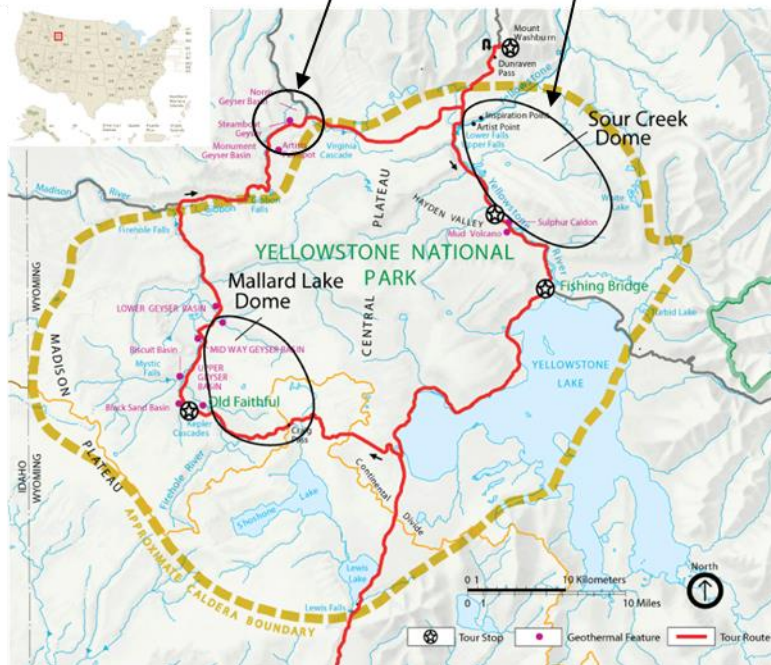
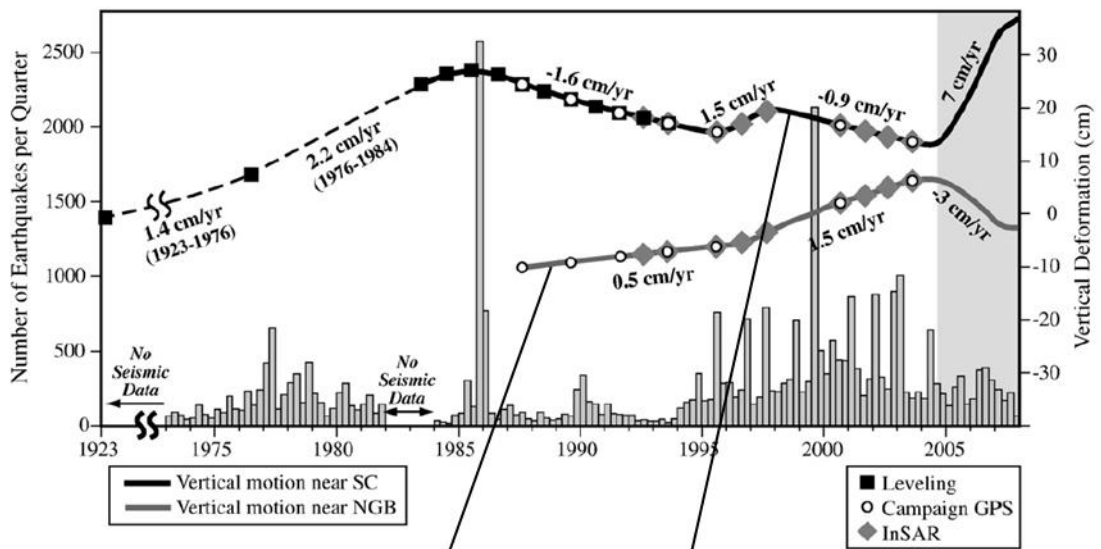


図 2.4.3 Norris Geyser Basin と Sour Creek Dome における水準測量、GPS キャンペーン及び InSAR による地殻変動量と地震の発生回数の変化 (Smith et al. (2009) (参¹⁵⁵) に加筆)

Figure 2.4.3 Changes in crustal deformation and number of occurrences of earthquakes by leveling survey, GPS campaign and InSAR at Norris Geyser Basin and Sour Creek Dome (Add to Smith et al., 2009)

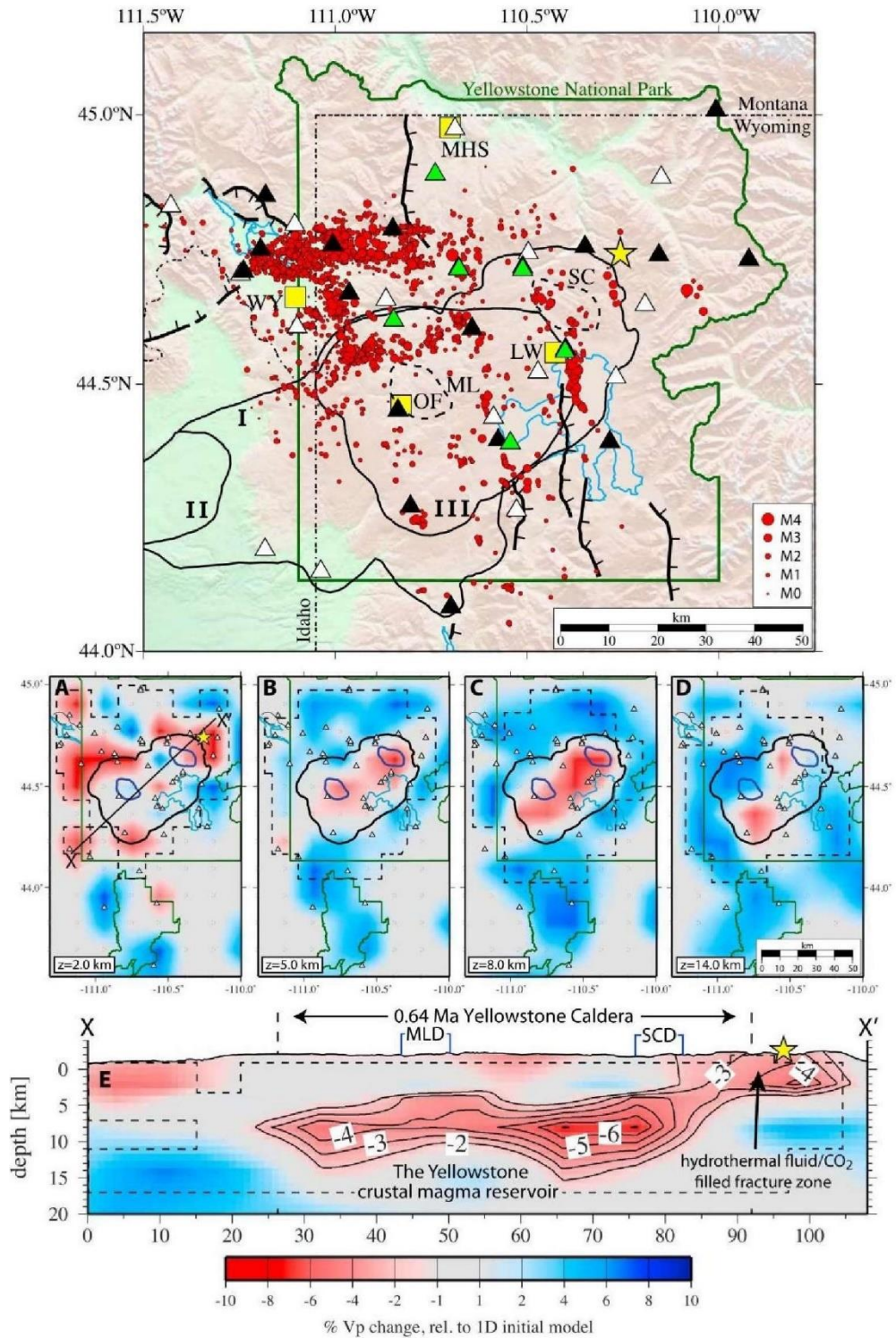


図 2.4.4 イエローストーンカルデラの地震観測点と地震波速度構造 (Farrell et al. (2014) (参¹⁵⁶) を編集)

△及び□は地震観測点、○は震源及びその強度、☆は間欠泉の位置

Figure 2.4.4 Location of earthquake observation point and Seismic Velocity Structure of Yellowstone Caldera (Modified from Farrell et al., 2014)

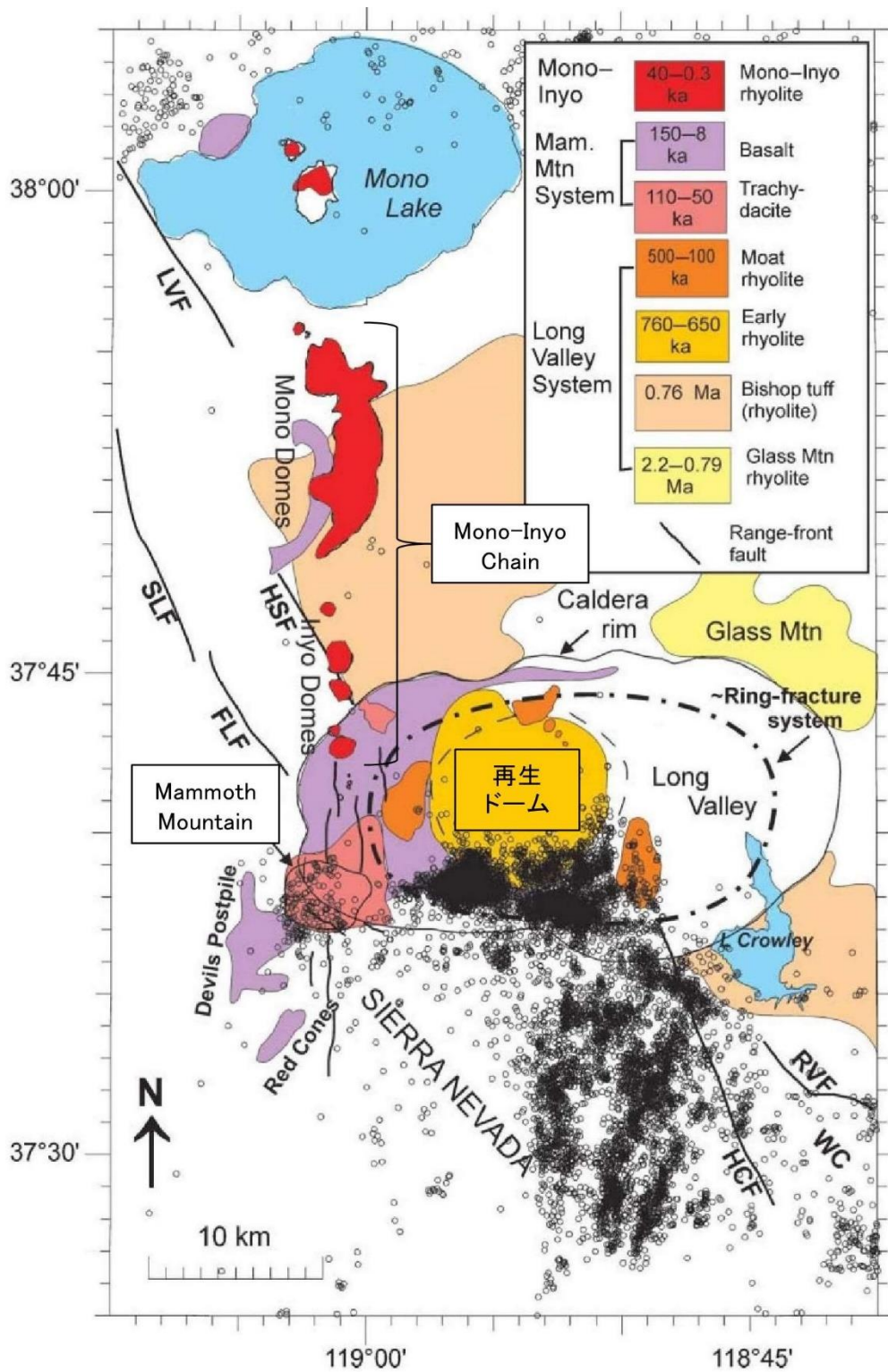


図 2.4.5 ロングバレーカルデラの概要 (Hill (2006) (参¹⁵⁷) に加筆)
 Figure 2.4.5 Outline of Long Valley Caldera (Add to Hill, 2006)

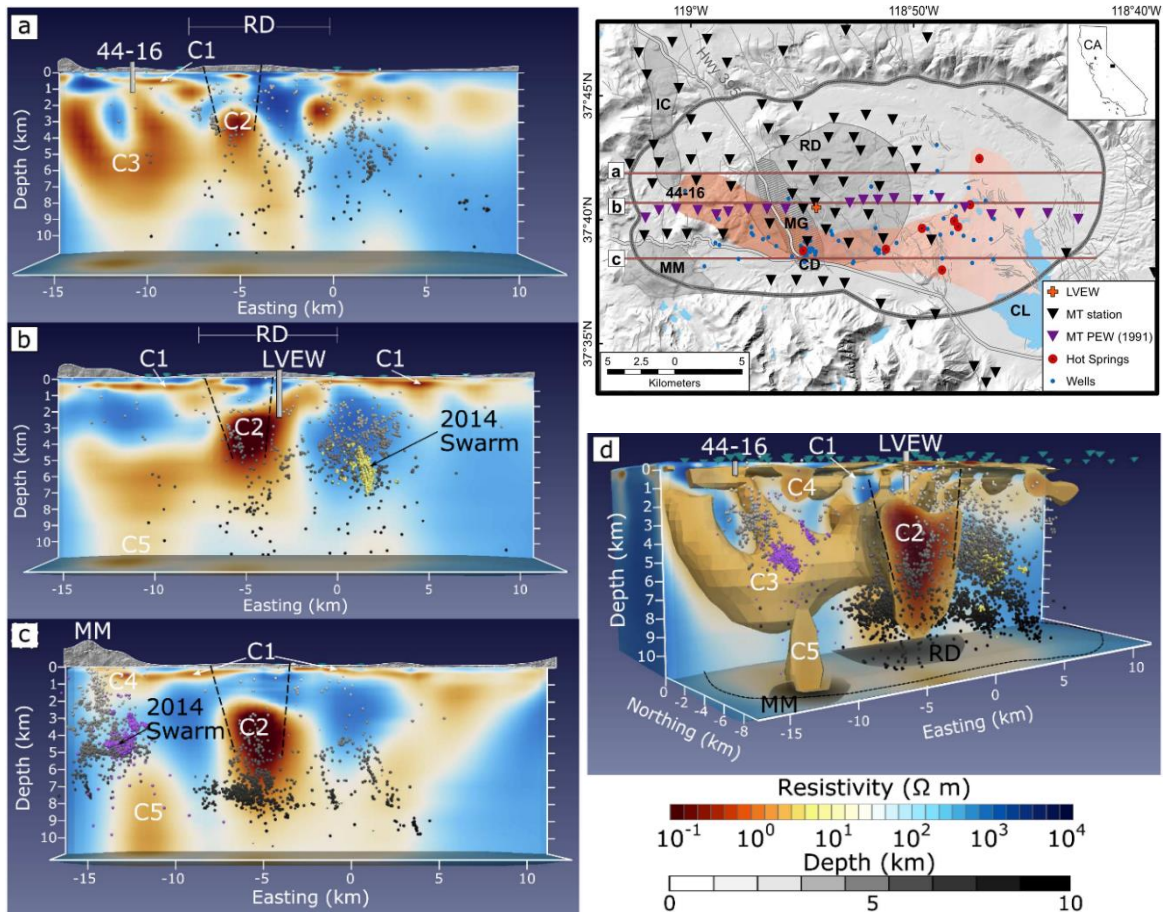


図 2.4.6 ロングバレーカルデラの 3 次元比抵抗構造

●はカルデラ内で発生した地震の震源。黄色と紫色の●は 2014 年の群発地震

RD : 再生ドーム、MM : Mammoth Mountain (Peacock et al. (2016) (参 166) を編集)

Figure 2.4.6 Three dimensional resistivity structure of Long Valley caldera

(Modified from Peacock et al., 2016)

2.4.2 イタリア（カンピフレグレイ）

カンピフレグレイカルデラは、イタリア南部の大都市であるナポリ市近傍に位置している。直径は約 13 km で、カルデラの南側半分が Pozzuoli 湾となっており海中に水没している、一方、北側の半分は陸域であると同時に、多くの噴気口や水蒸気噴火による火口が点在する活発な火山活動が継続している。カンピフレグレイカルデラは、約 39 ka に約 300 km³の大規模な火砕流(Campanian Ignimbrite)を伴うカルデラ形成噴火を起こし、約 15 ka に VEI6 規模の火砕流を伴う噴火 (Neapolitan Yellow Tuff, 40 km³) を起こしている。その後は、カルデラ内で多くの火山活動 (約 10 ka, 8 ka, 4.7~3.0 ka) が起こって現在に至っている。

カンピフレグレイカルデラのモニタリングは国立火山物理学研究所 (INGV)、ベスビオ火山観測所で行われている。ベスビオ火山観測所では、カンピフレグレイ、ベスビオ火山以外に、イスキア (Ischia)、ストロンボリ (Stromboli) 火山の観測も行われている。

有史時代にカンピフレグレイでは、地盤変動、熱水系の変化、ガスの放出や地震活動など、数多くのアンレスト事象が起こっている。1538 年の噴火後、カンピフレグレイでは噴火を一切伴わない群発地震が周期的に発生している (1564 年、1582 年、1594 年、1970~72 年、1983~84 年など) (参¹⁶⁷)。

地盤変動は、紀元 1~2 世紀に建築されたと考えられるローマ時代の建築物に記録されている (参¹⁶⁸)。この建築物には、高さ 13 m の大理石の柱が 3 本ある (図 2.4.7)。この柱の市場床面から約 4 m のところに、海産軟体動物が作った 3 m の帯状の穴がある。これは、この地域が 2 ka に海中に沈下し、その後再び隆起したことを示している。1538 年の噴火後、ポッツォーリ周辺の陸地の海拔は、1800 年代半ばまで大きくは変わっていないと考えられている (参¹⁶⁷)。ポッツォーリでは、現在の海水面よりも 14 m 下の海底に他のローマ時代の遺跡が発見されており、激しい地盤変動を実証している (参¹⁶⁸⁻¹⁶⁹)。

その後、1969~1972 年にかけてポッツォーリで、有感地震 (当時、地震活動の監視が行われていなかった。) をともなわない約 1.5 m の地殻変動が発生した (参¹⁷⁰)。そして、1970 年、ポッツォーリの 3,000 人に対して避難命令が出され大規模な混乱を引き起こした (参¹⁶⁹)。

1982~1984 年の火山活動は、地域の地熱地帯 (ソルファターラ) における噴気孔放出物の地球化学的な変化、及び H₂S や CH₄ などのガス濃度の増加で始まった (参¹⁷⁰⁻¹⁷¹)。これは、ポッツォーリ周辺で約 3.5 m の隆起が発現する前に発生した (参¹⁷²)。その後 (7 カ月後)、最大マグニチュード 4.0 の群発地震が発生した (参¹⁷⁰)。1983 年には約 4 万人が避難した。重力測定の結果は、地表下のマグマ溜まりが大きくなっていることを示していると解釈されたが、震源の上方移動は起きなかった (参¹⁷⁰)。1984 年秋までに、地球化学的な変化、地震活動、及び隆起は減少し始めた (参¹⁷⁰)。その後、2004~2006 年に、群発地震が始まった (参¹⁷³)。

カンピフレグレイカルデラは、約 15 ka の約 40 km³を噴出した Neapolitan Yellow Tuff

以降、カルデラ内で多くの火山活動（約 10 ka、8 ka、4.7～3.0 ka）が起こって現在に至っており、カルデラ内は多くの噴出物が堆積し、噴出履歴についても不明な点が多い。カルデラの地下構造についても、多くの報告が地下数 km 程度の構造を示すにとどまっております、アンレスト事象の解釈には至っていない^(参 174-参 177)。



図 2.4.7 ポッツォーリ港の遺跡
Figure 2.4.7 Ruins of Pozzuoli Harbor

2.4.3 ニュージーランド（タウポカルデラ）

タウポカルデラはニュージーランドの北島の中央部に位置し、タウポ火山域 (TVZ: Taupo Volcanic Zone) で最も南にあるカルデラである (図 2.4.8) (参 178)。タウポ火山は少なくとも 33 万年間活動している (参 179-参 180)。330~65 ka の噴火履歴は、その後に起きた火山活動の影響でよく分かっていない (参 181)。65~27 ka の間には、タウポ火山の中央部から約 10 回の噴火があったと考えられている (参 182-参 183)。過去 6.5 万年間のタウポからの平均マグマ流量は $0.2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ であり、単一の流紋岩質火山としては世界で最も生成量が多い (参 181-参 184)。

タウポカルデラは、27 ka のオルアヌイ噴火 (参 181、参 185-参 186) によって形成されたと考えられている。オルアヌイ噴火の噴出量は 530 km^3 で、それが数カ月間にわたって群発的に噴出したと考えられている (参 187)。噴火様式はマグマと水の複合的な相互作用が推定され、大規模な火砕流や広範囲に降灰をもたらした (参 187)。また、噴火による堆積物が大量の水せき止めたダムを形成し、巨大な洪水を引き起こしたと考えられている。

ニュージーランドでは GNS science が火山監視業務に当たっている。タウポカルデラ周辺には、7 台の常設地震計と 3 カ所の強震計による地震観測と 6 カ所の GPS 観測が行われている。また、タウポ湖周辺には湖水位観測計が 22 カ所設置されている。

オルアヌイ噴火の後の活動として分かっている 28 回の噴火のうち 27 回は火砕物 (テフラ及び/または火砕流) が堆積し、溶岩の噴出のみで構成される噴出物は 1 回だけであった。静穏期は約 20~6,000 年の間でさまざまであり、噴火の規模も、 $0.01\sim 35 \text{ km}^3$ とさまざまだった (参 181-参 183)。

タウポ火山の中央部からの最新の噴火が起きたのは紀元 232 ± 5 年であり (参 188)、この噴火でカルデラの形状が変わったと考えられている (参 181)。この噴火により、広範な降灰、及び溶結凝灰岩を形成する火砕流が最長 70 km 遠方に到達した (参 189)。その後、湖の水位は上昇し、約 30 m 高くなった (参 190)。そして、洪水を引き起こした。

19 世紀半ば以降のアンレスト事象に関する記録として、1895 年、1922 年、1964~65 年、1983 年の 4 回の事象がタウポカルデラで起こっている (参 191)。

1895 年の火山活動は 8 月 17 日のマグニチュード 8 クラスの地震である。この地震により建築物などに大規模な被害が発生した (参 192)。

1922 年 4 月から 1923 年 1 月まで有感地震が 10 カ月間続いた記録があり、この期間中、最も激しい揺れは 6 月 10 日に起き、6 月 25 日には 8 時間で 57 回の地震が発生したとされている。この地震にともなって亀裂や断層、地滑り、温泉や間欠泉の活動の微細な変化が報告された。3.7 m の沈下によって、タウポ湖北側のファカイポ湾の海岸線が落ち込み、同時に地割れから何百もの湧水が発生して洪水を引き起こした。タウポ、オルアヌイ、ワイラケイでも地震が発生している (Evening Post、1922 年 6 月 28 日、7 月 7 日、7 月 14 日)。

1964 年 9 月~1965 年 1 月にかけて発生した地震は、1964 年 12 月にピークとなってマ

マグニチュード 4.8 に達した^(参 193)。2 カ月間にマグニチュード 2.7 を超える地震が 1,100 回体感された^(参 194)。地震活動は 1965 年 2 月までに減少し、1965 年 12 月に小規模な群発地震が発生した。これらの地震に伴う地殻変動や湧水以上などは観測されていない。

1983 年の 2 月と 6 月には地震活動が群発し、1 日に最高 30 回の余震が記録された。カイアボ断層の西側ブロックでは、55 mm の隆起の後、同等の沈下が起きた^(参 195)。

タウポカルデラも日本の始良カルデラ等と同様に、カルデラの大半の領域が水没しているため、カルデラの地下構造についての研究は進んでいない。カルデラ周辺の陸域 (TVZ) については、いくつか報告がある^(参 196-参 198) が、マグマ溜まりを示唆するような顕著な低比抵抗領域や低速度領域は観測されていない。

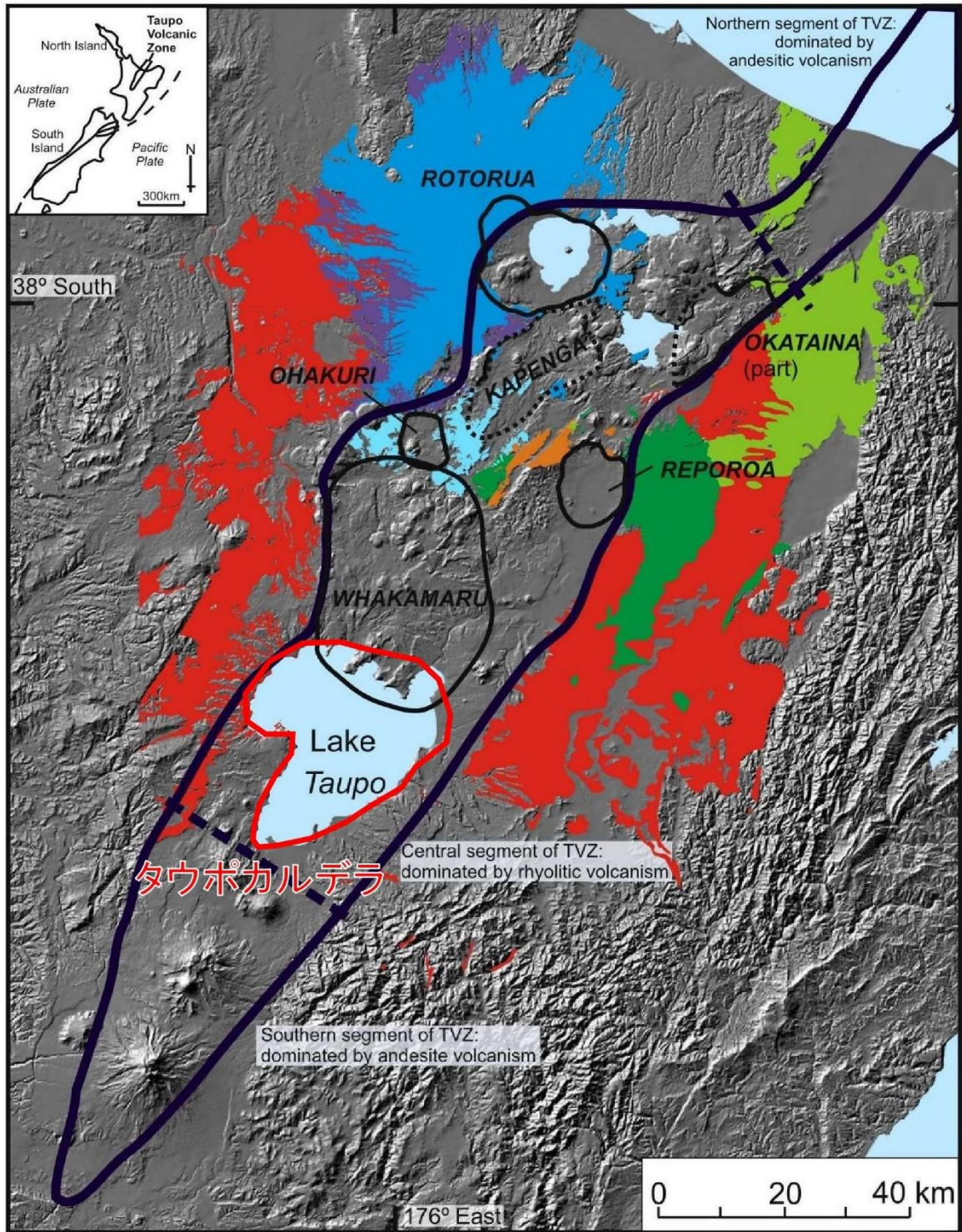


図 2.4.8 タウポカルデラの概要 (Gravley et al. (2016) (参¹⁷⁸) に加筆)
 Figure 2.4.8 Outline of Taupo Caldera (Add to Gravley et al., 2016)

2.4.4 まとめ

海外のカルデラ火山として、イエローストーン、ロングバレー、カンピフレグレイ、タウポで発生したアンレスト事象と地下構造について調査した。

調査したカルデラ火山では、いずれもアンレスト事象が発生しており、主なアンレスト事象は地震活動であった。記録された地震活動は2種類あり、一つは建築物に被害を及ぼすような大きな地震活動、もう一つは有感又は微弱な群発地震であった。群発地震には地殻変動を伴う場合があった。その後の調査等において、群発地震の震源域にはマグマの存在を示唆する低速度領域や低比抵抗領域が確認されている。これまでカルデラ内で発生したアンレスト事象全てを説明した研究成果は得られていないが、発生要因は、地下の熱水活動やマグマ貫入による地震活動や地殻変動と考えられている。

3. 火山影響評価に係る科学的知見に基づく火山活動評価の考え方

2.において、大規模噴火及び巨大噴火の準備過程に関する知見とカルデラ火山の地下構造に関する知見が得られた。以下に、得られた知見を基に、長期の活動休止期間を持つ火山の活動評価の考え方、過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価のための考え方及び地下構造評価手法の考え方について記述する。

3.1 長期の活動休止期間を持つ火山の活動評価の考え方

評価ガイドにおいて、完新世に活動した火山は、気象庁によりおおむね1万年以内に活動した火山として活火山に区分されることから、将来の活動可能性を否定できない火山として原子力発電所への影響評価を求めている。一方、完新世以前に活動した火山については、将来の活動可能性を個別に評価することを求めている。この評価に当たっては、評価ガイドでは階段ダイヤグラムを作成し、活動履歴を基本とする評価指標が記載されている。2.1において平均マグマ噴出率（平均マグマ噴出率＝最終噴火から遡った時間間隔での噴出量÷最終噴火から遡った時間間隔）を算出し、この噴出率が上昇あるいは下降傾向にあるかを判断するとともに、火山活動として高噴出率期と低噴出率期の噴出物の組成変化をそれぞれ検討することで、噴出率の変化に解釈を与える事例を示した。

火山活動が高噴出率期にあるときのマグマの化学組成は、マントルからのマグマ供給率が高いことを示唆するものであった。このような平均マグマ噴出率が数千～数万年間持続するケースは希であり、ほとんどの火山では平均マグマ噴出率が変化する。高噴出率期から低噴出率期への変化は、マントルからのマグマ供給率が低くなったことを示唆している。その例である赤城火山の事例では、噴出率の変化が地殻の同化作用等による組成変化に対応しており、下部地殻を熔融させるためには十分な量のマグマがマントルから供給される必要があるが、マグマの供給が停止したことにより、活動停止に至ったものと解釈できる。一方、別の事例として那須火山の事例では、マグマ組成に変化が見られないことから、これは長期間同じマグマ溜まりが存在し続けていることを示しており、新たなマグマ供給がない場合、火山活動は終息へ向かうことになる。さらに、大山火山の事例では、定性的ではあるがマントルでのマグマ成因まで含めた検討を行った。

上述したように、平均マグマ噴出率は、火山活動を通じて高い時期と低い時期が存在しており、高噴出率期に大規模な噴火を繰り返した火山においても、その後低噴出率期に変化している。この高噴出率期と低噴出率期ではマグマプロセスに違いがあると解釈出来ることから、活動の消長や噴出量の変化、マグマ組成の変化を合わせて評価することにより、現在の火山の状態を考える際の判断指標の一つとなり得ると考えられる。

3.2 過去に巨大噴火を起こした火山の現状評価のための考え方

大規模な火砕流を伴う巨大噴火は、有史以降発生していない。このため、噴火の準備期間や前兆現象などが明確になっていない。一方、日本において過去に巨大噴火を起こした火山の多くはカルデラ形成噴火後の後カルデラ活動期にあり、顕著な地殻変動や地震活動は観測されていないため、レストの状態が継続していると考えられる。2.1と2.2において、過去の巨大噴火のいくつかの事例について、地質学及び岩石学的な詳細調査に基づいて噴火の準備過程を示した。

カルデラ形成を伴う巨大噴火を起こすためには、その前提として、その噴出量に相当するマグマを地下に蓄積しておく必要がある。そこで、巨大噴火の準備過程の一つとして噴火直前のマグマ溜まりの深さを噴出物の化学組成から推定した。本研究で推定したカルデラ火山は、鬼界カルデラ（鬼界アカホヤ噴火：深さ 5 ± 2 km）、阿蘇カルデラ（阿蘇4噴火：深さ 2~8 km）、始良カルデラ（入戸火砕流噴火：深さ 4~5 km）であり、噴火直前のマグマ溜まりはおおむね深さ 10 km よりも浅い場所に蓄積していたと考えられる。この値は、カルデラ地形がマグマの大量噴出によりマグマ溜まりの天井崩壊によって形成されたとするモデルから制約されるマグマ溜まりの深さと調和的である。一方、マグマが蓄積した時間についてはさらに検討が必要であるが、支笏カルデラのカルデラ形成噴火では、斜方輝石中の Mg・Fe の相互拡散速度から見積もられたマグマが蓄積時間は 100 年以上と推定された。

カルデラ形成噴火以前の前カルデラ期からカルデラ形成までの火山活動については、十和田カルデラや支笏カルデラでは、九州の阿蘇や始良カルデラとは異なり、低噴出率期が継続した後にカルデラ形成噴火に至っていた。また、準備過程のマグマ組成の変遷やマグマ供給系の変化を推定した結果、九州の阿蘇カルデラ（阿蘇4噴火）や始良カルデラでは、噴出したマグマ組成に特徴が認められた。すなわち、阿蘇カルデラでの阿蘇3噴火（約 120 ka）から阿蘇4噴火（約 90 ka）にかけての時期には、噴出物のマグマ組成が苦鉄質から珪長質へ変化していくことが認められた。一方、始良カルデラでは、始良福山噴火（約 90 ka）以降にマグマ組成の大きな変化はなく、珪長質マグマを噴出し続けカルデラ形成噴火に至ったことが認められた。

定性的ではあるが、巨大噴火に至る準備過程としては、マグマを蓄積するための時間を要すること、前カルデラ期の噴出物が珪長質マグマ又は珪長質マグマに組成変化している場合が挙げられる。マグマ溜まりの深さや蓄積時間については、より定量的な評価につながる知見になると考えられる。

現時点では事例が少ないが、他のカルデラ火山での事例についての知見も踏まえ、現状評価の考え方として、巨大カルデラの噴火準備が開始されているか否かの判断指標の第一段階として、深さ 10 km 以浅でのマグマの蓄積の有無と後カルデラの火山活動において珪長質マグマの蓄積を示唆する噴出物の有無を確認することが重要である。

3.3. 過去に巨大噴火を起こした火山の地下構造の観測手法と評価の考え方

2.3において、カルデラ火山の地下構造を調査した結果、調査に適した地球物理学的観測を行うことでカルデラ地下での高温のマグマ等の流体の存在を示唆する低比抵抗領域や低速度領域を従前と比べより明らかにできることが示された。地殻変動については、検討した始良カルデラのケースでは、比較的深い場所に変動源が存在すると考えられる広域的な地殻変動が継続している。一方、阿蘇カルデラのケースでは、地下10 km以浅に中岳の活動に関連する低比抵抗領域が観測されているものの、広域的な地殻変動は観測されていない。

観測中に、レストの状態にあるカルデラ火山の地殻変動や地震活動の変化が捕らえられてアンレストの状態に移行した際、その活動の評価をレストの状態と判断した地下構造の状態にどのような変化が生じたのかを解釈することが有効である。つまり、アンレストの状態での変動要因を掌握するため、現在、地下深部に存在している圧力源の上面深さの情報を得るとともに、その圧力源に起因する変動を観測する手法が有効で、この深さが10 kmより浅くなった場合は、深部圧力源の上昇や部分的なマグマ貫入等があったことが推察され、地下構造に変化が生じたと考えられる。なお、水没しているカルデラでの地下深部に存在している圧力源の上面深さの情報を正確に得る手法については引き続き検討が必要である。

3.4 今後の課題

平成25～30年度までに、過去に巨大噴火を起こした火山について噴火の準備過程に関する知見として、噴火直前のマグマ溜まりの深さや巨大噴火に至るまでの活動の変遷に関する情報が得られたが、マグマ蓄積時間や空間的な変化についての知見は十分得られておらず、また、調査した事例も少ない。噴火に至るまでのマグマの時空間変化に関する知見を得るための調査手法としては、噴火によって得られた斑晶の生成年代を推定する手法や斑晶の化学組成、ガラス包有物の詳細分析により、巨大噴火のマグマプロセスを推定しうることがわかった。

今後は、本プロジェクトで調査対象とした火山以外の火山について調査を進め、調査事例を増やすとともに、過去に巨大噴火を起こした火山を対象に、マグマ蓄積過程に関する知見を得ることが噴火の準備過程を理解するために必要である。

一方、地震波トモグラフィやMT法によりカルデラ火山の地下構造を把握する手法の有効性が得られたが、地下10 km以深の構造を十分な解像度で推定するには、長期観測の必要性が示唆されるとともに、観測手法についても観測対象とする深さに応じた手法を適用する必要があることがわかった。また、深部流体の化学分析と地球化学的なモデルに基づく解析から地下のマグマの状態を推定し得ることを示したが、他の火山についても検討し適用事例を増やすことが必要である。

平成 27～30 年度までに、噴出物量推定等に資する降灰シミュレーションに関する知見として、地質調査による降灰物の粒径分布等の実測値に関する情報と初期粒径分布推定の手法に関する知見が得られたが、降灰シミュレーションと実測値との比較検討では、火口から遠方の地点で両者が乖離する傾向が認められた。この乖離の要因については、シミュレーションコード上の特性か、今回検討に用いた噴出物によるものかの判別が現時点ではつかないため、さらなる地質データ拡充や噴出物の凝集に関する検討なども併せて実施することが必要である。

4. 結論

(1) 成果の要点

本プロジェクトでは、低頻度の自然現象である火山活動が原子力施設に及ぼす影響を評価するための知見を得るため、以下の4項目について平成25年度から平成30年度まで調査・研究を行い以下のような知見が得られた。なお、①～③の研究の内、噴出物推定等に資する降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討を除いて、独立行政法人原子力安全基盤機構の委託研究（平成25年度火山活動の可能性評価基準及び火山モニタリング評価基準整備整備、受託先：独立行政法人 産業技術総合研究所及び平成25年度大規模噴火事例調査、受託先：国立大学法人 北海道大学）及び原子力規制庁の原子力施設等防災対策等委託費（平成26～30年度火山影響評価に係る技術知見の整備、受託先：国立研究開発法人 産業技術総合研究所、平成27年古地磁気方位決定による噴火間隔見積りに関する研究、受託先：国立大学法人 茨城大学、平成28年度大規模噴火の相対的時間推移に関する古地磁気学的研究、受託先：国立大学法人 熊本大学、及び平成29～30年度マグマ溜まりの形成・噴火プロセスの時間スケールに関する研究、受託先：国立大学法人 茨城大学）事業により実施した。

① 火山活動の評価のための調査・研究（平成25～平成30年度）

国内にある56の火山について既往文献の情報を基に活動履歴を整理し、噴出量と時間関係を示す階段ダイヤグラムを作成した。これらの火山のうち、29火山について平均マグマ噴出率を算出し、噴出率が上昇あるいは下降傾向にあるかを判断するとともに、高噴出率期と低噴出率期の噴出物の組成変化をそれぞれ検討した。そして、大山火山や赤城火山を代表的な事例として、噴出物の化学組成の変化から噴出率の変化の要因がマグマ供給系の違いに起因することを明らかにした。また、過去に巨大噴火を起こした十和田カルデラ、支笏カルデラの噴火事例を詳細に調査し、前カルデラ期からカルデラ形成期を経て後カルデラ期に至るまでの噴火史、その期間中の噴出物の変遷を取りまとめた。また、支笏カルデラ形成時の噴火堆積物から具体的なカルデラ形成噴火の推移として、プリニー式噴火から大規模な火砕流噴火を起こした後、有意な休止期間を経てカルデラ陥没に至ったことを示した。

② 噴火規模及び影響範囲推定のための調査・研究（平成25～平成30年度）

過去に巨大噴火を起こした火山として、阿蘇カルデラ等の噴出物の岩石学的検討を行い、噴火直前のマグマの温度及び圧力条件から、噴火直前に留まっていたマグマの深さを推定した。その結果、調査したカルデラ火山はおおむね10 km以浅にマグマが蓄積していたことがわかった。巨大噴火の準備過程に関しては、十和田カルデラや支笏カルデラでは、九州の阿蘇や始良カルデラとは異なり、低噴出率期が継続した後カルデラ形成噴火に至っていた。また、準備過程のマグマ組成の変遷やマグマ供給系の変化を推定した結果、九州の阿蘇カルデラ（阿蘇4噴火）や始良カルデラでは、噴出したマグマ組成に特徴が認められた。すなわち、阿蘇カルデラでの阿蘇3噴

火（約 120 ka）から阿蘇 4 噴火（約 90 ka）にかけての時期には、噴出物のマグマ組成が苦鉄質から珪長質へ変化していくことが認められた。一方、始良カルデラでは、始良福山噴火（約 90 ka）以降にマグマ組成の大きな変化はなく、珪長質マグマを噴出し続けカルデラ形成噴火に至ったことが認められた。

噴出物推定等に資する降灰シミュレーションのパラメータ設定に関する検討では、各種パラメータのうち、地質学的情報から検討可能な初期粒径分布について、既往研究の等層厚線図を用いた 2 つの推定方法を考案した。また、留意点として、試料採取の際には、等層厚線図を考慮したうえ、満遍なく広範囲で採取するのが良いことが示された。

③ 火山活動に係る地下構造評価手法のための調査・研究（平成 27～平成 30 年度）

カルデラ火山の活動を想定した地下のマグマ溜まりの状態（温度、圧力条件等）と広域地殻変動パターンに関する粘弾性緩和の効果を考慮した火山性地殻変動数値シミュレーションモデルを作成し、マグマ溜まりの形状や圧力変化、地下構造等の不確かさを踏まえた解析を行い、マグマ溜まりの存在条件と地殻変動量の関係を検討した。また、カルデラ火山の地下構造の調査として、阿蘇カルデラにおいて MT 法、始良カルデラにおいて地震波速度構造による地下構造調査をそれぞれ実施した。その結果、阿蘇カルデラでは、中岳の地下 2～9 km に低比抵抗領域が存在すること、始良カルデラでは、カルデラ中心付近の地下 15 km に低速度領域が存在することが明らかになった。

さらに、阿蘇カルデラの深部流体の化学組成を分析することにより、カルデラの中央及び南側に苦鉄質マグマが供給されていることを示唆する結果が得られ、現在の中岳の火山活動と整合することを示した。

④ 海外のカルデラ火山調査（平成 26～平成 30 年度）

海外のカルデラ火山として、イエローストーン、ロングバレー、カンピフレグレイ、タウポで発生したアンレスト事象と地下構造について調査した。

（2）目的の達成状況

上記の通り、過去に大規模噴火または巨大噴火を起こした火山について調査・研究を行い、当初の計画どおり火山活動の評価に関する知見、噴火規模及び影響範囲推定に関する知見、火山活動に係る地下構造評価手法に関する知見及び海外のカルデラ火山に関する知見を蓄積するとともに、火山活動評価の考え方を示すことができた。

（3）成果の活用等

本研究成果のうち、過去に大規模噴火または巨大噴火を起こした火山を対象に、火山の活動履歴を示す階段ダイヤグラム作成の事例や活動履歴のパターン情報、噴出物の地質学的及び岩石学的な調査を行うことで得られるマグマ噴出率やマグマ起源物質の変化に関する知見を整理し、長期間の活動休止状態にある火山の活動評価の考え方を示す NRA 技報として取りまとめる予定である。また、大山火山の大山生竹テフラの噴出規模が既往研究で

考えられてきた規模を上回るとの新知見が得られたことから、規制委員会として事業者への報告徴収命令を発出した。

参考文献一覧

- 参1 山元孝広、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図、地質調査総合センター研究資料集、no. 613、産業技術総合研究所地質調査総合センター、<https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2014/openfile0613.html>、2015、2019年3月1日閲覧
- 参2 国立研究開発法人産業技術総合研究所、平成27年度原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）成果報告書、441p、2016
- 参3 小林哲夫、味喜大介、佐々木寿、井口正人、山元孝広、宇都浩三、桜島火山地質図（第2版）、火山地質図、no. 1、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2013
- 参4 守屋以智雄、赤城火山の地形及び地質、前橋営林局、64p、1968
- 参5 守屋以智雄、赤城火山の形成史、火山、vol. 15、no. 3、pp. 120-131、1971
- 参6 高橋正樹、関慎一郎、鈴木洋美、竹本弘幸、長井雅史、金丸龍夫、赤城火山噴出物の全岩化学組成—分析データ381個の総括—、日本大学文理学部自然科学研究所紀要、vol. 47、pp. 341-400、2012
- 参7 守屋以智雄、日本の火山地形、東京大学出版会、135p、1983
- 参8 Kobayashi, K. and Nakamura, E., Geochemical evolution of Akagi volcano, NE Japan: Implications for interaction between island-arc magma and lower crust, and generation of isotopically various magmas, *Journal of Petrology*, vol. 42, no. 12, pp. 2303-2331, 2001
- 参9 Yamamoto, T., Kudo, T. and Isizuka, O., Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan, *Earth, Planets and Space*, vol. 70, DOI: 10.1186, 2018
- 参10 山元孝広、伴雅雄、那須火山地質図、火山地質図、no. 9、地質調査所、1997
- 参11 山元孝広、テフラ層序から見た那須茶臼岳火山の噴火史、地質学雑誌、vol. 103、no. 7、pp. 676-691、1997
- 参12 Ban, M. and Yamamoto, T., Petrological study of Nasu-Chausudake Volcano (ca. 16 ka to Present), northeastern Japan, *Bulletin of Volcanology*, vol. 64, no. 2, pp. 100-116, 2002
- 参13 津久井雅志、大山火山の地質、地質学雑誌、vol. 90、no. 9、pp. 643-658、1984
- 参14 福元和孝、三宅康幸、大山火山、弥山溶岩よりも新期に形成された三鉢峰溶岩ドームと清水原火砕流、第四紀、vol. 26、pp. 45-50、1994
- 参15 荒川宏、大山火山北西部における火山麓扇状地の形成、地理学評論、Series A、vol. 57、no. 12、pp. 831-855、1984
- 参16 Kimura, J.-I., Tateno, M. and Osaka, I., Geology and geochemistry of Karasugasen lava dome, Daisen-Hiruzen Volcano Group, southwest Japan, *Island Arc*, vol. 14, no. 2, pp. 115-136, 2005

- 参17 Katoh, S., Handa, K., Hyodo, M., Sato, H., Nakamura, T., Yamashita, T. and Danhara, T., Estimation of eruptive ages of the late Pleistocene tephra layers derived from Daisen and Sambe Volcanoes based on AMS-14C dating of the moor sediments at Ohnuma Moor in the Chugoku Mountains, Western Japan, *Nature and Human Activities*, no. 11, pp. 29-50, 2007
- 参18 町田洋、新井房夫、大山倉吉軽石層-分布の広域性と第四紀編年上の意義、*地学雑誌*, vol. 88, no. 5, pp. 313-330, 1979
- 参19 竹本弘幸、大山倉吉軽石層とこれにまつわる諸問題、*駒澤地理*, no. 27, pp. 131-150, 1991
- 参20 須藤茂、猪股隆行、佐々木寿、向山栄、わが国の降下火山灰データベース作成、*地質調査研究報告*, vol. 58, no. 9.10, pp. 261-321, 2007
- 参21 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火山影響評価に係る技術知見の整備、565p、2017
- 参22 Legros, F., Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 96, no. 1-2, pp. 25-32, 2000
- 参23 Defant, M. J. and Drummond, M. S., Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere, *Nature*, vol. 347, pp. 662-665, 1990
- 参24 Morris, P. A., Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan, *Geology*, vol. 23, no. 5, pp. 395-398, 1995
- 参25 Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T., Re-initiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time, *Geological Society of America Bulletin*, 2005, vol. 117, pp. 969-986, 2005
- 参26 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, no. 4, pp. 305-325, 2007
- 参27 長橋良隆、深谷桃子、木村純一、常青、佐川拓也、中川毅、池原研、KR15-10 乗船研究者一同、SG06 プロジェクトメンバー一同、大山倉吉テフラと山陰 1 テフラの層序と年代：若狭湾沖堆積物コアと水月湖 SG06 コアによる検討、*日本地質学会第 123 学術大会講演要旨*, pp. 154, 2016
- 参28 Smith, A. L., Roobol, M. J., Mattioli, G. S., Fryxell, J., Daly, G. E. and Fernandez, L. A., The Volcanic Geology of the Mid-Arc Island of Dominica, Lesser Antilles—The Surface Expression of an Island-Arc Batholith, *Special Paper of the Geological Society of America*, vol. 496, 249p, 2013

- 参29 丸山正、齋藤勝、富山県南砺市法林寺地区のボーリングコアにおける火山ガラスを含む大山倉吉テフラ (DKP) の認定とその北陸地域の活断層の活動性評価における意義、地質調査研究報告、vol. 65, no. 1.2, pp. 1-9, 2014
- 参30 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、560p、2018
- 参31 古澤明、ガラス包有物の主成分分析によるテフラ識別の試み:大山テフラ DKP, DSP, DNP の識別を例として、地質学雑誌、vol. 114, no. 12, pp. 618-631, 2008
- 参32 Martin, H., The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids, *Lithos*, vol. 46, no. 3, pp. 411-429, 1999
- 参33 Hayakawa, Y., Pyroclastic geology of Towada volcano, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, vol. 60, no. 4, pp. 507-592, 1986
- 参34 町田洋、新井房夫、新編火山灰アトラス、東京大学出版会、336p、2003
- 参35 山縣耕太郎、支笏およびクッタラ火山のテフロクロノロジー、地学雑誌、vol. 103, no. 3, pp. 268-285, 1994
- 参36 Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G. P., Knight, R. J. and Siems, D. F., Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S., eds., *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Phillippines*. University of Washington Press, Seattle, pp. 687-731, 1996
- 参37 国立大学法人熊本大学、平成 28 年度原子力規制庁委託成果報告書大規模噴火の相対的時間推移に関する古地磁気学的研究、22p、2017
- 参38 Druitt T. H. and Sparks, R. S. J., On the formation of calderas during ignimbrite eruptions, *Nature*, vol. 310, pp. 679-681, 1984
- 参39 Kimura, J.-I., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y. and Chang, Q., Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterizations of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 16, no. 7, pp. 2147-2174, 2015
- 参40 小野晃司、曾屋龍典、細野武夫、薩摩硫黄島の地質、地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)、地質調査所、80p、1982
- 参41 Kawanabe Y. and Saito, G., Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years, *Earth Planets Space*, vol. 54, no. 3, pp. 295-301, 2002
- 参42 Saito, G., Stimac, J., Kawanabe, Y. and Golf, F., Mafic inclusions in rhyolites of Satsuma-Iwojima volcano: evidence for mafic-silicic magma interaction. *Earth Planets and Space*, vol. 54, no. 3, pp. 303-325, 2002

- 参43 Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. and Kawanabe, Y., Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 108, pp. 11-31, 2001
- 参44 Saito, G., Kazahaya, K. and Shinohara, H., Volatile evolution of Satsuma-Iwojima volcano: degassing process and mafic-felsic magma interaction. *Developments In Volcanology*, vol. 5, pp. 129-146, 2003
- 参45 Putirka, K., Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection, *Geology*, vol. 36, no. 4, pp. 283-286, 2008
- 参46 Papale P., Moretti R. and Barbato D., The compositional dependence of the saturation surface of H₂O + CO₂ fluids in silicate melts, *Chemical Geology*, vol. 229, pp. 78-95, no. 1-3, 2006
- 参47 Asimow, P. D. and Ghiorso, M. S., Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, vol. 83, no. 9, pp. 1127-1132, 1998
- 参48 Ghiorso, M. S. and Sack, R. O., Chemical mass-transfer in magmatic processes. 4. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 119, no. 2-3, pp. 197-212, 1995
- 参49 Ghiorso, M. S. and Gualda, G. A. R., An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 169, no. 6, 2015
- 参50 Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V. and Carley, T. L., Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems, *Journal of Petrology*, vol. 53, issue 5, pp. 875-890, 2012
- 参51 小野晃司、松本ゆき夫、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、145 p、1977
- 参52 星住英夫、阿蘇-4/3 降下火砕物—阿蘇-4 噴出以前の阿蘇火山活動史、日本火山学会講演予稿集、p. 92、1990
- 参53 Kaneko, K., Kamata, H., Koyaguchi, T., Yoshikawa, M. and Furukawa, K., Repeated large-scale eruptions from a single compositionally stratified magma chamber : An example from Aso volcano, Southwest Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 167, no. 1-4, pp. 160-180, 2007

- 参54 Lepage, L. D., ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry, *Computers & Geosciences*, vol. 29, no. 5, pp 673-678, 2003
- 参55 Anderson, J. L. and Smith, D. R., The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry, *American Mineralogist*, vol. 80, no. 5, pp. 549-59, 1995
- 参56 Tatsumi, Y. and Suzuki, T., Tholeiitic vs. calc-alkalic differentiation and arc crust evolution: constraints from melting experiments on an IBM basalt, *Journal of Petrology*, vol. 50, no. 8, pp. 1575-1603, 2009
- 参57 Frantz, J. D. and Eugster, H. P., Acid-base buffers; use of Ag+AgCl in the experimental control of solution equilibria at elevated pressures and temperatures, *American Journal of Science*, vol. 273, no. 3, pp. 268-286, 1973
- 参58 Chou, I-M., Permeability of precious metals to hydrogen at 2kb total pressure and elevated temperatures, *American Journal of Science*, vol. 286, pp. 638-658
- 参59 Chou, I-M., Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor, *American Mineralogist*, vol. 63, no. 7-8, pp. 690-703, 1978
- 参60 Dixon, J. E., Stolper, E. M. and Holloway, J. R., An experimental study of H₂O and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic liquids. Part I: Calibration and solubility results, *Journal of Petrology*, vol. 36, no. 6, pp. 1607-1631, 1995
- 参61 北川淳一、支笏カルデラ形成時のマグマ溜まりの構造と噴出プロセス、北海道大学大学院理学院修士論文、112p、2000
- 参62 Allan, A. S. R, Morgan, D. J., Wilson, C. J. N. and Millet, M. A., 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
- 参63 Andersen, D. J. and Lindsley, D. H., Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, vol. 73, no. 7-8, 1988
- 参64 荒牧重雄、鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物、*地質学雑誌*、vol. 75、no. 8、pp. 425-442、1969
- 参65 下司信夫、宮城磯治、斎藤元治、エネルギー分散型エックス線分析装置による火山ガラス含水量の簡易定量法、*火山*、vol. 62、no. 1、pp. 13-22、2017

- 参66 Walker, G. P. L., The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 8, no. 1, pp. 69-94, 1980
- 参67 Bonadonna, C. and Houghton, B. F., Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits, *Bulletin of Volcanology*, vol. 67, no 5, pp 441-456, 2005
- 参68 Sparks, R. S. J., Wilson, L. and Sigurdsson, H., The Pyroclastic Deposits of the 1875 Eruption of Askja, Iceland, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, vol. 299, pp. 241-273, 1981
- 参69 Adams, N. K., de Silva, S. L., Self, S., Salas, G., Schubring, S., Permenter, J. L. and Arbesman, K., The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru, *Bulletin of Volcanology*, vol. 62, pp. 493-518, 2001
- 参70 Fisher, R. V., Maximum size median diameter + sorting of tephra, *Journal of Geophysical Research*, vol. 69, pp. 341-355, 1964
- 参71 Carey, S. N. and Sigurdsson, H., Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 87, IssueB8, pp. 7061-7072, 1982
- 参72 古川竜太、中川光弘、樽前火山地質図、火山地質図、no. 15、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2010
- 参73 Mastin, L. G., Guffanti, M., Servranckx, R., Webley, P., Barsotti, S., Dean, K., Durant, A., Ewert, J. W., Neri, A., Rose, W. I., Schneider, D., Siebert, L., Stunder, B., Swanson, G., Tupper, A., Volentik, A. and Waythomas C. F., A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 186, no. 1-2, pp. 10-21, 2009
- 参74 Hager, B. H., King, R. W. and Murray, M. H., Measurement of crustal deformation using the global positioning. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 19, pp. 351-382, 1991
- 参75 Dvorak, J. J. and Dzurisin, D., Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, *Reviews of Geophysics*, vol. 35, no. 3, pp. 343-384, 1997

- 参76 Massonnet, D. and Feigl, K. L., Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, vol. 36, no. 4, pp. 441-500, 1998
- 参77 Dzurisin, D., Volcano geodesy: challenges and opportunities for the 21st century, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A-Mathematical Physical And Engineering Sciences*, vol. 358, pp. 1547-1566, 2000
- 参78 Pritchard, M. E. and Simons, M., A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, vol. 418, no. 6894, pp. 167-171, 2002
- 参79 Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, vol. 36, no. 2, pp. 99-134, 1958
- 参80 Fialko, Y., Khazan, Y. and Simons, M., Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy, *Geophysical Journal International*, vol. 146, no. 1, 181-190, 2001a.
- 参81 Fialko, Y., Simons, M. and Khazan, Y., Finite source modelling of magmatic unrest in Socorro, New Mexico, and Long Valley, California. *Geophysical Journal International*, vol. 146, no. 1, 191-200, 2001b
- 参82 Pritchard, M. E., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S. and Webb, F., Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw=8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations, *Geophysical Journal International*, v. 150, no. 2, pp. 362-376, 2002
- 参83 Bonafede, M., Dragoni, M. and Quarenì, F., Displacement and stress fields produced by a centre of dilation and by a pressure source in a viscoelastic half-space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy, *Geophysical Journal International*, vol. 87, no. 2, pp. 455-485, 1986
- 参84 Segall, P., *Earthquake and volcano deformation*, Princeton University Press, Princeton, 432p, 2010
- 参85 Dragoni, M. and Magnanensi, C., Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 56, no. 3-4, pp. 316-328, 1989

- 参86 Newman, A. V., Dixon, T. H., Ofoegbu, G. and Dixon, J. E., Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 105, no. 3, pp. 183–206, 2001
- 参87 Dieterich, J. H. and Decker, R. W., Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 80, no. 29, pp. 4094–4102, 1975
- 参88 Del Negro, C., Currenti, G. and Scandura, D., Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: Application to Etna volcano during the 1993–1997 inflation period, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 172, no. 3–4, pp. 299–309, 2009
- 参89 Yamasaki, T., Houseman, G. A., Hamling, I. and Postek, E., OREGANO_VE: a new parallelised 3D solver for the general (non-)linear Maxwell visco-elastic problem: validation and application to the calculation of surface deformation in the earthquake cycle, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 12, EGU2010-7244-1, EGU General Assembly 2010, 2–7 May 2010, Vienna, Austria, 2010
- 参90 Yamasaki, T. and Houseman, G. A., The signature of depth-dependent viscosity structure in post-seismic deformation. *Geophysical Journal International*, vol. 190, no. 2, pp. 769–784, 2012a
- 参91 Yamasaki, T. and Houseman, G. A., The crustal viscosity gradient measured from postseismic deformation: a case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 351–352, pp. 105–114, 2012b
- 参92 Yamasaki, T., Wright, T. J. and Houseman, G. A., Weak ductile shear zone beneath a major strike-slip fault: Inferences from earthquake cycle model constrained by geodetic observations of the western North Anatolian Fault Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 119, no. 4, pp. 3678–3699, 2014
- 参93 Yamasaki, T. and Houseman, G. A., Analysis of the spatial viscosity variation in the crust beneath the western North Anatolian Fault, *Journal of Geodynamics*, vol. 88, pp. 80–89, 2015
- 参94 Melosh, H. J. and Raefsky, A., A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 71, no. 5, pp. 1391–1400, 1981

- 参95 八幡正弘、屈斜路カルデラ - 基礎構造とカルデラの形成過程との関連についての検討 -、地団研専報、vol. 36、pp. 191-208, 1989
- 参96 Ichihara H., Mogi, T., Hase, H., Watanabe, T. and Yamaya, Y., Resistivity and density modelling in the 1938 Kutcharo earthquake source area along a large caldera boundary, *Earth, Planets and Space*, vol. 61, pp. 345-356, 2009
- 参97 勝井義雄、佐藤博之、5 万分の 1 地質図幅「藻琴山」および同説明書、北海道開発庁、42p、1963
- 参98 広瀬亘、中川光弘、北海道東部、屈斜路カルデラ地域の新生代火山岩類の K-Ar 年代と第四紀火山活動史、*地質学雑誌*、vol. 101、no. 1、pp. 99-102, 1995
- 参99 Goto, Y., Funayama, A., Gouchi, N. and Itaya, T., K-Ar ages of the Akan-Shiretoko volcanic chain lying oblique to the Kurile trench: Implications for tectonic control of volcanism, *Island Arc*, vol. 9, no. 2, pp. 204-218, 2000
- 参100 長谷川健、中川光弘、伊藤順一、山元孝広、北海道東部、釧路地域に分布する第四系の年代：高分解能テフラ層序に基づく対比と編年、*地質学雑誌*、vol. 117、no. 12、pp. 686-699、2011
- 参101 Hasegawa, T., Nakagawa, M. and Kishimoto, H., The eruption history and silicic magma systems of caldera-forming eruptions in eastern Hokkaido, Japan, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 107, no. 1, pp. 39-43, 2012
- 参102 Hasegawa, T. and Nakagawa, M., Large scale explosive eruptions of Akan volcano, eastern Hokkaido, Japan: A geological and petrological case study for establishing tephro-stratigraphy and -chronology around a caldera cluster, *Quaternary International*, vol. 398, pp. 39-51, 2016
- 参103 隅田まり、守屋以智雄、屈斜路火山、小疇尚、野上道男、小野有吾、平川一臣編、日本の地形 2 北海道、東京大学出版会、pp. 109-118、2003
- 参104 国土地理院、干渉 SAR で捉えられた屈斜路湖東岸の火山性地殻変動、地震予知連絡会会報、vol. 75、pp. 59-61、2006
- 参105 Burgmann, R. and Dresen, G., Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 36, pp. 531-561, 2008
- 参106 Ryder, I., Wang, H., Bie, L. and Rietbrock, A., Geodetic imaging of late postseismic lower crustal flow in Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 404, pp. 136-143, 2014

- 参107 Jaoul, O., Tullis, J. and Kronenburg, A., The effect of varying water contents on the creep behavior of Heavitree quartzite, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 89, no. B6, pp. 4298-4312, 1984
- 参108 Patterson, M. S. and Luan, F. C., Quartzite rheology under geological conditions, In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 54, pp. 299-307, 1990
- 参109 Luan, F. C. and Patterson, M. S., Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 97, no. B1, pp. 301-320, 1992
- 参110 Ivins, E. R., Correction to "Transient creep of a composite lower crust 2. A polymineralic basis for rapidly evolving postseismic deformation modes" by Erik R. Ivins, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 105, no. B2, pp. 3229-3232, 2000
- 参111 Hofton, M. A. and Foulger, G. R., Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland: 1. Modeling the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 101, no. B11, pp. 25403-25421, 1996a
- 参112 Hofton, M. A. and Foulger, G. R., Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland: 2. Implications of the model derived from the 1987-1992 deformation field, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 101, no. B11, pp. 25423-25436, 1996b
- 参113 Zurek, J., William-Jones, G., Johnson, D. and Eggers, A., Constraining volcanic inflation at Three Sisters Volcanic Field in Oregon, USA, through microgravity and deformation modeling, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 13, no. 10, 2012
- 参114 Nooner, S. L., Bennati, L., Calais, E., Hamling, I. J., Wright, T. J., Buck, W. R. and Lewi, E., Post-rifting relaxation in the Afar region, Ethiopia, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L21308, 2009
- 参115 Hamling, I. J., D'Anastasio, E., Wallace, L. M., Ellis, S. M., Motagh, M., Samsonov, S., Palmer, N. G. and Hreinsdottir, S., Crustal deformation and stress transfer during a propagating earthquake sequence: the 2013 Cook Strait sequence, Central New Zealand. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, vol. 119, no. 7, pp. 6080-6092, 2014

- 参116 本多亮、山谷祐介、市原寛、長谷英彰、茂木透、山下晴之、大山倫敦、上嶋誠、中川光弘、屈斜路カルデラ周辺における MT 法による比抵抗探査、北海道大学地球物理学研究報告, no. 74, pp. 45-55, 2011
- 参117 Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N. and Morishita, Y., Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 231-232, pp. 50-60, 2012
- 参118 Katsumata, A., Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands estimated by travelttime analysis, *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, vol. 115, no. B4, 2010
- 参119 Iwasaki, T., Levin, V., Nikulin, A. and Iidaka, T., Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka, *Tectonophysics*, vol. 609, pp. 184-201, 2013
- 参120 Yamasaki, T., Kobayashi, T., Wright, T. J. and Fukahata, Y., Viscoelastic crustal deformation by magmatic intrusion: A case study in the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 349, pp. 128-145, 2018
- 参121 Liu, L. J. and Hasterok, D., High-resolution lithosphere viscosity and dynamics revealed by magnetotelluric imaging, *Science*, vol. 353, no. 6307, pp. 1515-1519, 2016
- 参122 田中良和、江頭庸夫、中村貞美、須藤靖明、増田秀晴、スタッキング電気探査装置の開発と阿蘇火口周辺における電気探査について、京都大学防災研究所年報、no. 24(B-1)、 pp. 21-28、1981
- 参123 Handa, S. and Tanaka, Y., The Electric Low-resistivity Layer Beneath the Active Crater of Aso Volcano, Japan, *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, vol. 44, no. 4, pp. 191-200, 1999
- 参124 Kanda, W., Tanaka, Y., Utsugi, M., Takakura, S., Hashimoto, T. and Inoue, H., A preparation zone for volcanic explosions beneath Naka-dake crater, Aso volcano, as inferred from magnetotelluric surveys, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* vol. 178, no. 1, pp. 32-45, 2008
- 参125 Handa, S., Suzuki, A. and Tanaka, Y., The Electrical Resistivity Structure of the Aso Caldera, Japan, *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, vol. 43, no. 1, pp. 15-23, 1998
- 参126 高倉伸一、橋本武志、小池克明、小川康雄、MT 法による阿蘇カルデラの比抵抗断面、2000 年 CA 研究会論文集、Conductivity Anomaly 研究会、pp. 23-30、2000
- 参127 宇津木充、鍵山恒臣、小森省吾、井上寛之、橋本武志、小山崇夫、小川康雄、神田徑、山崎友也、長町信吾、石田憲久、広帯域 MT 観測から推定される阿蘇カルデラ

の比抵抗構造、第4回阿蘇火山の集中総合観測報告、京都大学理学研究科地球熱学研究施設火山研究センター、pp. 31-42、2009

- 参128 Komazawa, M., Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, vol. 41, no. 1, pp. 17-45
- 参129 Sudo, Y. and Kong, L. S. L., Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Bulletin of Volcanology*, vol. 63, no. 5, pp. 326-344, 2001
- 参130 国土地理院、阿蘇火山周辺の地殻変動、噴火予知連絡会会報、vol. 88、pp. 106-110、2004
- 参131 Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T. and Hasegawa, A., Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophysical Journal International*, vol. 154, no. 3, pp. 811-828, 2003
- 参132 Tsutsui, T. and Sudo, Y., Seismic reflectors beneath the central cones of Aso Volcano, Kyushu, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 131, no. 1-2, pp. 33-58, 2004
- 参133 Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K. and Kato, M., Crustal structure beneath Aso Caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 195, no. 1, pp. 1-12, 2010
- 参134 Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., WSINV3DMT: Vertical Magnetic Field Transfer Function Inversion and Parallel Implementation, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 173, no. 3-4, pp. 317-329, 2009
- 参135 Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T. and Utsugi, M., Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, *Geophysical Research Letters*, vol. 43, no. 20, pp. 10720-10727, 2016
- 参136 Saito, G., Ishizuka, O., Ishizuka, Y., Hoshizumi, H. and Miyagi, I., Petrological characteristics and volatile content of magma of the 1979, 1989, and 2014 eruptions of Nakadake, Aso volcano, Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol. 70, DOI: 10.1186, 2018
- 参137 Pommier, A. and Le Trong, E., "SIGMELTS": A web portal for electrical conductivity 515 calculations in geosciences, *Computers & Geosciences*, vol. 37, no. 9, pp. 1450-1459, 2011

- 参138 Hashin, Z. and Shtrikman, S., A variational approach to the theory of effective magnetic permeability of multiphase materials, *Journal of Applied Physics*, vol. 33, no. 10, p. 3125, 1962
- 参139 風早康平、高橋正明、安原正也、西尾嘉朗、稲村明彦、森川徳敏、佐藤努、高橋浩、大沢信二、尾山洋一、大和田道子、塚本斉、堀口桂香、戸崎裕貴、切田司、西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴、*日本水文科学会誌*、vol. 44、no. 1、pp. 3-16、2014
- 参140 風早康平、西南日本における温泉水の成因について：スラブ起源深部流体の特徴と分布、*温泉科学*、vol. 64、no. 3、pp. 282-288、2014
- 参141 国土交通省、水文水質データベース、<http://www1.river.go.jp/>、2019年3月1日閲覧
- 参142 国土交通省、国土数値情報ダウンロードサービス、<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>、2019年3月1日閲覧
- 参143 宮本俊、古澤尚英、熊本県の酸性雨長期モニタリング調査結果（2015年度）-県内4地点における降水試料調査結果、http://www.pref.kumamoto.jp/common/UploadFileOutput.ashx?c_id=3&id=18481&sub_id=1&flid=94341、2016、2019年3月1日閲覧
- 参144 高橋正明、風早康平、安原正也、塚本斉、佐藤努、高橋浩、森川徳敏、清水徹、宮越昭暢、戸崎裕貴、東郷洋子、稲村明彦、半田宙子、仲間純子、中村有理、竹内久子、大丸純、清水日奈子、尾山洋一、大和田道子、切田司、深層地下水データベース（第2版）、地質調査総合センター研究資料集、no. 653、2018
- 参145 篠原宏志、風早康平、マグマの脱ガス-熱水流体の放出過程-、*地質学論集*、vol. 43、pp. 120-132、1994
- 参146 Shinohara, H., Iiyama, J.T. and Matsuo, S., Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions: I. Partition of NaCl-KCl, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, no. 10, pp. 2617-2630, 1989
- 参147 Stelling, J., Botcharnikov, R. E., Beermann, O. and Nowak, M., Solubility of H₂O- and chlorinebearing fluids in basaltic melt of Mount Etna at T=1050-1250° C and P=200 MPa, *Chemical Geology*, vol. 256, no. 3-4, pp. 102-110, 2008
- 参148 風早康平、篠原宏志、マグマの上昇・噴火における揮発性成分の役割、*地質学論集*、vol. 43、pp. 53-62、1994
- 参149 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、486p、2019

- 参150 Christiansen, R. L., The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 729-G, 145p., 2001
- 参151 United States Geological Survey, Summary of Eruption History, https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/yellowstone/geo_hist_eruptions.html , 2019年3月1日閱覽
- 参152 Christiansen, R. L., Lowenstern, J. B., Smith, R. B., Heasler, H., Morgan, L. A., Nathenson, M., Mastin, L. G., Muffler, L. J. P. and Robinson, J. E., Preliminary assessment of volcanic and hydrothermal hazards in Yellowstone National Park and vicinity, U.S. Geological Survey Open-file Report 2007-1071, 94p, 2007
- 参153 Dzurisin, D., Christiansen, R. L. and Pierce, K. L., Yellowstone-Restless volcanic giant, U.S. Geological Survey Open-file Report 95-59, 2p, 1995
- 参154 Waite, G. R. and Smith, R. B., Seismic evidence for fluid migration accompanying subsidence of the Yellowstone Caldera, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 107 , no. B9, pp. ESE 1-1-ESE 1-15, 2002
- 参155 Smith, R. B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C. M., Farrell, J., Waite, G. P., Husen, S., Chang, W. L. and O 'Connell, R., Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 188, pp. 26-56, 2009
- 参156 Farrell, J., Smith, R. B., Husen, S. and Diehl, T., Tomography from 26 years of seismicity revealing that the spatial extent of the Yellowstone crustal magma reservoir extends well beyond the Yellowstone caldera, Geophysical Research Letters, vol. 41, no. 9, pp. 3068-3073, 2014
- 参157 Hill, D. P., Unrest in Long Valley Caldera, California 1978-2004, In: Troise, C., De Natale, G. and Kilburn, C. R. J. (eds.) Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas, Geological Society, London, Special Publications, vol. 269, pp. 1-24, 2006
- 参158 Bursik, M. and K. E. Sieh, Range front faulting and volcanism in the Monobasin, eastern California, Geophysical Research, v. 94, no. B11, p. 15587-15609, 1989
- 参159 Hildreth, W., Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 136, no. 1-3, pp. 169-198, 2004

- 参160 Hughes, G. R., Reinvestigation of the 1989 Mammoth Mountain, California seismic swarm and dike intrusion, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 207, no. 3-4, pp. 106-112, 2011
- 参161 Mader, G. G. and Blair, M. L., *Living with a volcanic threat: response to volcanic hazards, Long Valley, California, Portola Valley, CA*, William Spangle and Associates, 105p, 1987
- 参162 Savage, J. C. and Clark, M. M., Magmatic resurgence in Long Valley caldera, California: Possible cause of the 1980 Mammoth Lakes earthquakes. *Science*, vol. 217, no. 4559, pp. 531-533, 1982
- 参163 Savage, J. C. and Cockerham, R. S., Earthquake swarm in Long Valley, California, January 1983: Evidence for dike inflation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 89, no. B10, pp. 8315-8324, 1984
- 参164 Sorey, M. L., Farrar, C. D., Evans, W. C., Hill, D. P., Bailey, R. A., Hendley, J. W. and Stauffer, P. H., *Invisible CO₂ Gas Killing Trees at Mammoth Mountain, California*, U.S. Geological Survey Fact Sheet, 172-96, 2p. 2000
- 参165 Hill, D. P. and Prejean, S. G., Volcanic unrest beneath Mammoth Mountain, California, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 146, no. 4, pp. 257-283, 2005
- 参166 Peacock, J. R., Mangan, M. T., McPhee, D. and Wannamaker, P. E., Three - dimensional electrical resistivity model of the hydrothermal system in Long Valley Caldera, California, from magnetotellurics, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 43, no. 15, pp. 7953-7962, 2016
- 参167 Dvorak, J. J. and Gasparini, P., History of earthquakes and vertical ground movement in Campi Flegrei caldera, Southern Italy: comparison of precursory events to the A.D. 1538 eruption of Monte Nuovo and of activity since 1968, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 48, no. 1-2, 77-92, 1991
- 参168 Dvorak, J. J. and Mastrolorenzo, G., The mechanisms of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy, *Geological Society of America Special Paper*, vol. 263. p.47, 1991
- 参169 Barberi, F., Corrado, G., Innocenti, F. and Luongo, G., Phlegraean Fields 1982-1984: Brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area, *Bulletin Volcanologique*, vol. 47, no. 2, pp. 175-185, 1984

- 参170 Barberi, F. and Carapezza, M. L., The Problem of Volcanic Unrest: The Campi Flegrei Case History, In: Scarpa, R., Tilling, R. I. (eds.) Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, pp. 771-786, 1996
- 参171 Carapezza, M., Gurreri, S. M., Nuccio, P. and Valenza, M., CO₂ and H₂S concentrations in the atmosphere at the Solfatara of Pozzuoli, Bulletin Volcanologique, vol. 47, no. 2, pp. 287-293, 1984
- 参172 De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., Pappalardo, L., Battaglia, M. and Boschi, E., The Campi Flegrei caldera: unrest mechanisms and hazards, Geological Society, London, Special Publications, vol. 269, pp. 25-45, 2006
- 参173 Saccorotti, G., Lokmer, I., Bean, G. J., Di Grazia, G. and Patanè, D., Analysis of sustained long-period activity at Etna Volcano, Italy, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 160 pp. 340-354, 2007
- 参174 Troiano, A., Di Giuseppe, M. G., Patella, D., Troise, C. and De Natale, G., Electromagnetic outline of the Solfatara-Pisciarelli hydrothermal system, Campi Flegrei (southern Italy), Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 277, pp. 9-21, 2014
- 参175 De Siena, L., Del Pezzo, E. and Bianco, F., Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 115, no. B9, pp. 1-18, 2010
- 参176 Zollo, A., Maercklin, N., Vassallo, M., Dello Iacono, D., Virieux, J. and Gasparini, P., Seismic reflections reveal a massive melt layer feeding Campi Flegrei caldera, Geophysical Research Letters, vol. 35, no. 12, 2008
- 参177 Zollo, A., Judenherc, S., Auger, E., D'Auria, L., Virieux, J., Capuano, P., Chiarabba, C., de Franco, R., Makris, J., Michelini, A. and Musacchio, G., Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3-D active seismic imaging. Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 19, 2003
- 参178 Gravley, D. M., Deering, C. D., Leonard, G.S. and Rowland, J. V., Ignimbrite flare-ups and their drivers: A New Zealand perspective, Earth-Science Reviews, pp. 65-82, 2016
- 参179 Pringle, M. S., McWilliams, M., Houghton, B. F., Lanphere, M. A. and Wilson, C. J. N., ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Quaternary feldspar: Examples from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, Geology, vol. 20, no. 6 pp. 531-534, 1992

- 参180 Wilson, C. J. N., Houghton, B. F. and Lloyd, E. F., Volcanic history and evolution of the Maroa-Taupo area, central North Island. Royal Society of New Zealand bulletin, vol. 23, pp. 194-223, 1986
- 参181 Wilson, C. J. N., Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano, New Zealand, Philosophical Transactions of the Royal Society A, vol. 314 pp. 205-306, 1993
- 参182 Vucetich, C. G. and Howorth, R., Late Pleistocene tephrostratigraphy in the Taupo district, N.Z. Journal of Geology and Geophysics, vol. 19, no. 1, 1976
- 参183 Wilson, C. J. N., Gravley, D. M., Leonard, G. S. and Rowland, J. V., Volcanism in the central Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Tempo, styles and controls, In: Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S.K., Hoskuldsson, A. (eds) Studies in volcanology : the legacy of George Walker. London: Geological Society. Special publications of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior 2, pp. 225-247, 2009
- 参184 Crisp, J. A., Rates of magmaemplacement and volcanic output, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 20, no. 3-4, pp. 177-211, 1984
- 参185 Bard, E., Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 62, no. 12, pp. 2025-2038, 1998
- 参186 Wilson, C. J. N., Switsur, V. R. and Ward, A. P., A new ^{14}C age for the Oruanui (Wairakei) eruption, New Zealand. Geological Magazine, vol. 125, no. 3, pp. 297-300 1988
- 参187 Wilson, C. J. N., The 26.5 ka Oruanui eruption, New Zealand: an introduction and overview, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 112, no. 1-4, pp. 133-174, 2001
- 参188 Hogg, A., Lowe, D. J., Palmer, J., Boswijk, G. and Ramsey, C. B., Revised calendar date for the Taupo eruption derived by ^{14}C wiggle-matching using a New Zealand kauri ^{14}C calibration data set, The Holocene, vol. 22, pp. 439-449, 2012
- 参189 Wilson, C. J. N. and Walker, G. P. L., The Taupo eruption, New Zealand, I. General aspects. Philosophical Transactions of the Royal Society A, vol. 314, pp. 199-228, 1985
- 参190 Manville, V. R., White, J. D. L., Houghton, B. F. and Wilson, C. J. N., Paleohydrology and sedimentology of a post-1.8 ka breakout flood from

- intracaldera Lake Taupo, North Island, New Zealand, Geological Society of America Bulletin, vol. 111, pp. 1435-1447, 1999
- 参191 Johnston, D. M., Scott, B. J., Houghton, B. F., Paton, D., Dowrick, D. J., Villamor, P. and Savage, J., Social and economic consequences of historic caldera unrest at Taupo Volcano, New Zealand and the management of future episodes of unrest, Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, vol. 35, no. 4, pp. 215-230, 2002
- 参192 Eiby, G. A., A descriptive catalogue of New Zealand earthquakes. Part I. Shocks felt before the end of 1845, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 11, pp. 16-40, 1968
- 参193 Eiby, G. A., The Modified mercalli scale of earthquake intensity and its use in New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 9, pp. 122-129, 1966
- 参194 Gibowicz, S. J., Variation of frequency-magnitude relationship during Taupo earthquake swarm of 1964-65, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 16, pp. 18-51, 1973
- 参195 Otway, P. M., Blick, G. H. and Scott, B. J., Vertical deformation at Lake Taupo, New Zealand, from lake levelling surveys, 1979-99, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 45, pp. 121-132, 2002
- 参196 Bannister, S. C., Bourguignon, S., Sherburn, S. and Bertrand, T., 3-D Seismic Velocity and Attenuation in the Central Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Imaging the Roots of Geothermal Systems, Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 7p, 2015
- 参197 Bertrand, E. A., Caldwell, T. G., Bannister, S., Soengkono, S., Bennie, S. L., Hill, G. J. and Heise, W., Using array MT data to image the crustal resistivity structure of the southeastern Taupo Volcanic Zone, New Zealand, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 305, p. 63-75, 2015
- 参198 Stern, T. and Benson, A., Wide-angle seismic imaging beneath an andesitic arc: Central North Island, New Zealand, Journal of Geophysical Research, vol. 116, B09309, 2011

付録：用語解説

以下は本報告書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ります。

- ka
kilo annum。千年前を表す単位。「1 ka = 1000 年前」。
- Ma
Million annum。百万年前を表す単位。「1 Ma = 100 万年前」。
- 階段ダイヤグラム
横軸に噴出年代、縦軸に累積噴出量を取り、対象とする火山の噴火履歴をまとめたもの。
- 見かけ体積
火山噴出物の量を表す用語のうち、火山噴出物の空隙率や堆積密度等に関わらず、火山噴出物が堆積したままの状態での量を求めたもの。特に断りがない限り（DRE 等）はこちらを指す。
- DRE 体積
Dense Rock Equivalent。火山噴出物の量を表す用語のうち、噴出物が地表に噴出する前であるマグマの状態での体積に換算したもの。
- VEI
Volcanic Explosivity Index。日本語では火山爆発指数。火山の爆発規模を噴出量によって0（0.00001km³未満）から8（1,000km³以上）の段階で区分した指標。
- 大規模噴火
本報告書では、噴出量が1～数十 km³程度の噴火を指す。
- 巨大噴火
本報告書では、大量の火砕流によって広域的な地域に重大かつ深刻な災害を引き起こすような噴火で、噴火規模としては、数十 km³程度を超えるような噴火を指す。
- レスト
本報告書では、カルデラ火山において顕著な地震活動や地殻変動等がない静穏状態を指す。
- アンレスト
本報告書では、噴火を伴わないが上記のレストの状態では観測されなかった地震活動や地殻変動等が観測された状態を指す。

主な執筆者一覧

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