

3 活動的カルデラ火山の地下構造調査

3.1 ネットワーク MT 法観測による阿蘇カルデラの比抵抗構造調査

【実施内容】

阿蘇カルデラでは、これまでの広帯域 MT 法探査により概ね地下 15km 付近までの高解像度 3 次元比抵抗構造を把握するとともに、地殻上部におけるマグマ供給系の経路を明らかにすることができた。一方、更に深部の地殻下部に至る比抵抗構造を高い解像度で得るためには、より長周期のデータを適正な測点配置で取得する必要があることも明らかになっている。そこで、本調査では、阿蘇カルデラを覆う領域において、長周期データの取得に有利なネットワーク MT 法の適正な測点配置による観測を実施し、地殻下部に至る高解像度の 3 次元比抵抗構造を求め、より深部におけるマグマ供給系の存在を検討する。

今年度は、阿蘇カルデラを完全に覆うことが可能な 25 エリアで計画しているネットワーク MT 法観測網（電位差観測網）のうち、カルデラ内の 8 エリアの事前調査・整備を行い、そのうちの 2 エリアにおいて準備観測を実施した。また、磁場データに使用するための磁力計の設置場所選定作業・設置作業を行った。さらに、阿蘇カルデラの地殻下部までの 3 次元比抵抗構造を高い解像度で得るため、ネットワーク MT 法の既存データを用いての構造解析による検討作業を進めた。準備観測で取得したデータについては、初期的なデータ解析を実施した。

【調査・研究成果】

(1) はじめに

本研究に係る前プロジェクト研究によって、阿蘇カルデラにおいては、2015 年度と 2016 年度に取得した全 100 観測点の広帯域 MT 法データによって精度良く求めた 3 次元比抵抗インバージョンモデルを用いて、阿蘇カルデラ北部の深度 20km 付近から中央火口丘へと延びる低比抵抗異常ブロック（図 3.1-1~3.1-4）について、マグマ溜まりとの関係に焦点を当てた検証を行った。そして、当該の低比抵抗異常ブロックは、地球物理的・化学的な先行研究の結果を鑑みれば、中岳火口での現在の活動を支えるマグマの供給経路を反映していると考えられ、さらに、マグマ溜まりが形成されているのは、深度 6km 程度を中心とした領域である可能性が高いと結論付けられた（Hata et al., 2016; 2018a）。一方で、前プロジェクト研究で求めた広帯域 MT 法データによる 3 次元比抵抗モデルには、阿蘇カルデラ西部の深度 15~23km に存在が示唆されている低速度異常領域 LB（e.g., Abe et al., 2017）に対応する低比抵抗異常は検出されなかった。低速度異常領域 LB が流体の存在に起因すると考える場合、低比抵抗異常が検出されなかった理由としては、①広帯域 MT 法データの探査深度が足りなかったため検出できなかった、②電磁気学的に捉えられる異常が存在しなかった、の 2 つの理由が大局的に考えられる。理由①については、より長周期のデータを使用して探査深度をのばすことで検証可能である。理由②については、地殻の比抵抗に最も寄与する要素である間隙流体が、ほぼ連結しない状態で存在しているという可能性が考えられ、この検証は容易ではない。しかしながら、温度にも高い感度をもつ電磁探査法データによって求めた構造モデルに低比抵抗異常が現れないということは、メルトなどの高温の間隙流体が多量に存在する可能性は低いことを示唆するとも考えられる。そこで、本研究では、主に探査深度の問題を解決するために、電話回線設備を利用することで長期にわたって安定したデー

タを取得することが可能なネットワーク MT 法の新規観測網を整備するとともに、地殻下部の高解像度 3 次元比抵抗構造モデルを得ることを目指した検証を実施する。

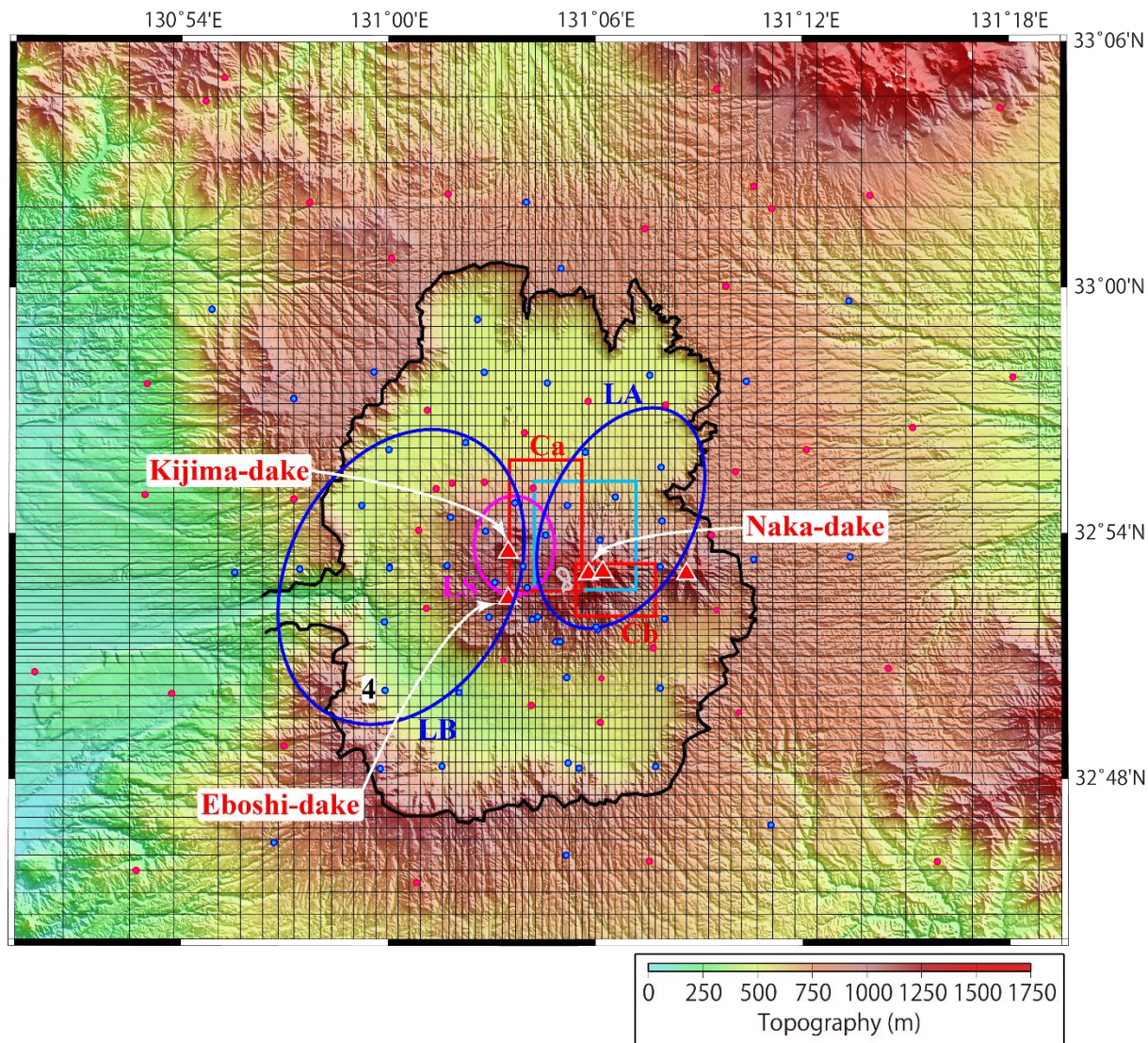


図 3.1-1 阿蘇カルデラ周辺の MT 観測点の位置. ●と●は、2015 年度の観測点、および、2016 年度の観測点. ▲は中央火口丘の火山、灰色枠は中岳第一火口を表す. 赤色枠の領域 (Ca と Cb) は、2015 年度の観測点のみを用いて求めた 3 次元比抵抗モデルの低比抵抗異常の位置 (Hata et al., 2016). 水色枠、青色枠、ピンク色枠の領域は、それぞれ、深度 15.5km に推定されたシル状の変動源 (国土地理院, 2004), 地震波トモグラフィ解析によって推定された深度 8~15km と 15~23km に分布する S 波の低速度異常領域 LA と LB (Abe et al., 2017), 深度 6km に中心をもつ球状の P 波の低速度異常の領域 LS (Sudo & Kong, 2001) の位置を示す (Hata et al., 2018 より引用).

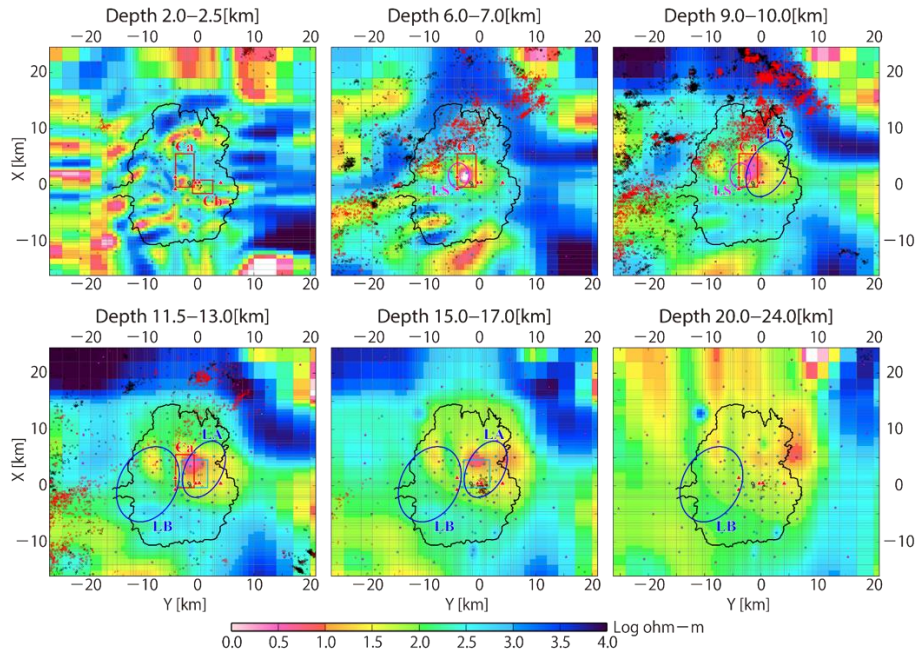


図 3.1-2 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺の水平断面. ★と★は MT 観測点, ○と○は, 2003 年 1 月–2013 年 12 月の期間, 2013 年 1 月–2016 年 12 月の期間の気象庁一元化震源の震源分布を表す. その他のシンボルについては, 図 3.1-1 と同様 (Hata et al., 2018 より引用).

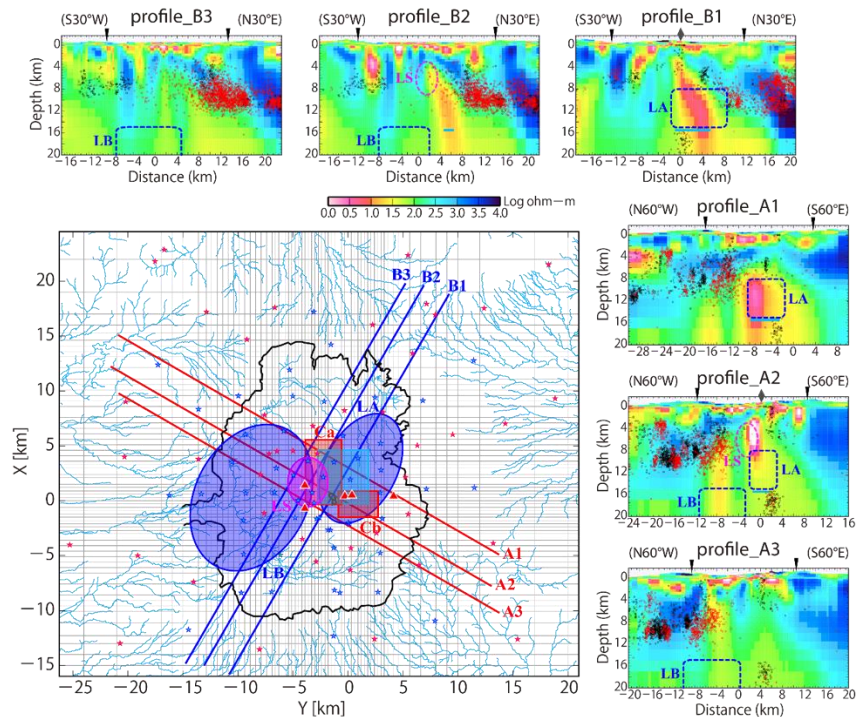


図 3.1-3 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラを横断する鉛直断面. 断面上の▼はカルデラ壁の位置, ◆は中岳第一火口の位置, ○と○は, 2003 年 1 月–2013 年 12 月の期間, 2013 年 1 月–2016 年 12 月の期間の気象庁一元化震源の震源分布を表す. それぞれのカルデラ横断測線は, 地図上の赤線と青線に対応する. ★と★は MT 観測点を示す. その他のシンボルについては, 図 3.1-1 と同様 (Hata et al., 2018 より引用).

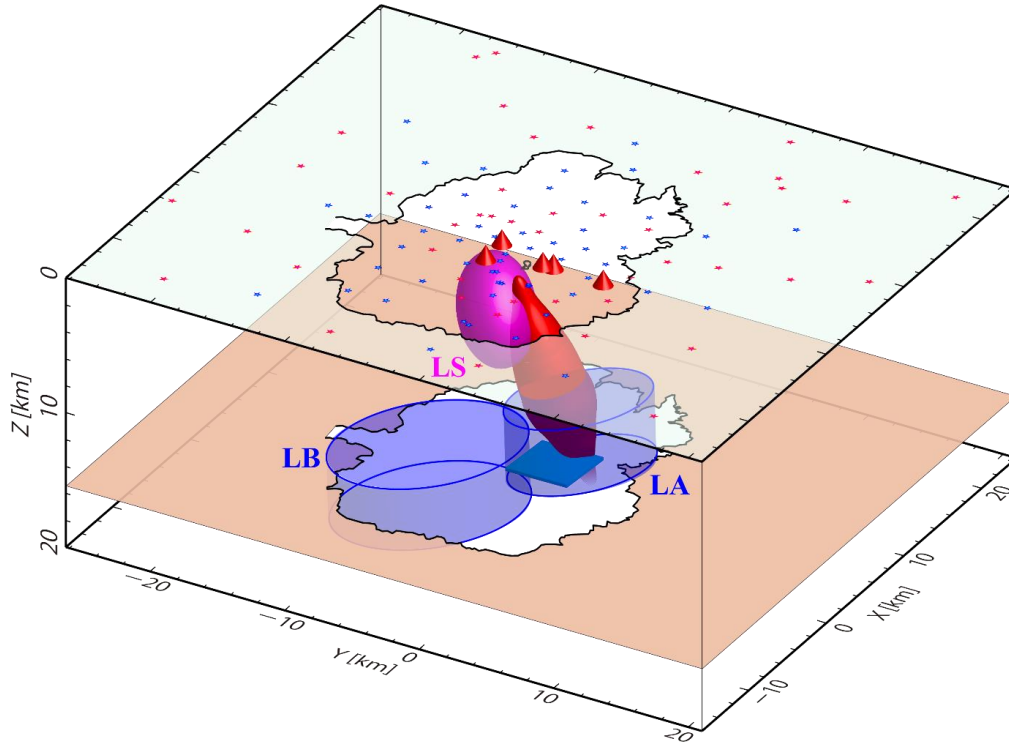


図 3.1-4 3次元比抵抗構造モデルから得られた低比抵抗異常ブロック C1 と先行研究によって得られている異常領域の空間配置. ★と★は MT 観測点, ▲は中央火口丘の火山を示す. その他のシンボルについては, 図 3.1-1 と同様 (Hata et al., 2018 より引用).

(2) Network-MT 法の概念

Network-MT 法は, Magnetotelluric 法 (以後, MT 法) に基礎をおき, Uyeshima (1990) によって応用発展された手法である. また, 基礎理論である MT 法は, Cagniard (1953) によって提案されたものである. MT 法は, 平面電磁場を用いて地下の構造を比抵抗分布として捉える物理探査法であり, その信号源は, 太陽風によって発生する地磁気脈動や雷放電によって発生する空電といった自然電磁場である. 地表から入射し大地に浸透していく電磁場の影響で, 地中では電磁誘導の効果により磁場の変化に伴った誘導電流が生じるが, 大地の比抵抗値は有限であるので, 電磁場エネルギーは熱エネルギーに変換されていく. 従って, 大地に入射した電磁場は, 地下に浸透していく過程で減衰するので, ある周波数の電磁場の減衰の様子を知ることができれば, 逆に大地の比抵抗値を求めることが可能になる. ここで, この地中での電磁場の振舞いは Maxwell 方程式に従うので, Maxwell 方程式から大地の比抵抗値を求めることができることになる. 次に, 2015 年度の報告書に基づいた MT 法測定の原理について記述しておく.

MT 法測定では, 直交する 2 方向 (南北を X, 東西を Y とする) の電場および磁場と鉛直方向の磁場を測定する. 観測される電場 $E(\omega)$ と磁場 $H(\omega)$ の間には, 次式の関係が成り立つ.

$$\begin{pmatrix} E_X(\omega) \\ E_Y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{XX}(\omega) & Z_{XY}(\omega) \\ Z_{YX}(\omega) & Z_{YY}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_X(\omega) \\ H_Y(\omega) \end{pmatrix}$$

Z はインピーダンスと呼ばれ、 2×2 の行列となる。大地が 2 次元ないし 1 次元であると仮定した場合、その行列の対角項は 0 となり、特に 1 次元の場合には非対角項が同じ値となる。地下の構造が 2 次元であることを前提とした解析を行う場合は、南北方向の電場に対応した項を XY モード、東西方向の電場に対応した項を YX モードと呼ぶ。さらに、2 次元性を持つ地下構造を仮定し、その走向と平行する方向を x 方向として電場と磁場をその方向に回転させたとき、前者を TE モード、後者を TM モードと呼ぶ。それぞれのモードについて、各周波数 ($f(\omega)$) のインピーダンスを用いることで、見掛比抵抗 ($\rho_a(\omega)$) が次式のように求められる。

$$\rho_a(\omega) = \frac{0.2}{f(\omega)} |Z(\omega)|^2$$

ここで、見掛比抵抗は、あくまで各周波数での値であり、実際の大地の比抵抗そのものではない。上記の式で示すように、さまざまな周波数の見掛比抵抗からいろいろな深度の大地の比抵抗が求められる。また、MT 法では見掛比抵抗と同時に、各モードそれぞれに対し、周波数毎の磁場変化に対する電場変化の遅れを位相 ($\phi(\omega)$) として次式のように求める。

$$\phi(\omega) = \arg(Z(\omega))$$

位相は見掛比抵抗同様、地下の比抵抗構造によって変化するため、比抵抗構造解析において重要なパラメータとなる。例えば、地下の構造が均質であれば位相は 45 度となる。位相が 45 度より大きな値になる場合は、より深部が低比抵抗であることを、逆に小さな値となる場合は、より深部が高比抵抗であることを示す指標となる。

また、MT 法測定では、通常、水平方向 2 成分の磁場と鉛直方向の磁場も測定するが、それらの間には、次式のような関係が成り立つ。

$$H_z(\omega) = T_x(\omega) \cdot H_x(\omega) + T_y(\omega) \cdot H_y(\omega)$$

磁場の鉛直成分は、水平成分によって誘導された電場が不均一であるときに生じる。ここで、上式の T_x 、 T_y は、ティッパーと呼ばれる。ティッパーは、複素数で表現されるが、その実数部を用いて、ベクトル表示したものをインダクションベクトルと呼ぶ(Parkinson, 1962)。このベクトルは、一般に、低比抵抗異常がある方向を向き、値が 1 に近いほど比抵抗コントラストが大きいことを示すので、地下の比抵抗変化が急激な部分を示す指標となる。

ネットワーク MT 法の基礎理論は MT 法と同様に、自然電磁場を用いることにある。一方で、次に述べる測定方法における違いが、長周期データ取得に関するネットワーク MT 法の優位性を生む。ネットワーク MT 法では、電極として NTT (NIPPON TELEGRAPH AND TELEPHONE CORPORATION) の通信局舎アースや自作の非分極性電極を、さらに、電極をつなぐケーブルとして NTT のメタリック通信回線を利用し、数 km ～ 数 10 km という長基線で電位差測定を行う。そして、電位差データは、メタリック回線が集められた中心点で収録し、日々、公衆回線やネットワーク回線を介して研究室へと転送される (図 3.1-5)。一方で、広帯域 MT 法では、非分極性電極を用いて直交する水平 2 成分の電位差を 10 ～ 100 m 程度の基線で測定し、測定地点においてバッテリー駆動の収録装置でデータ収録を行い、データを回収する。ネットワーク MT 法の優位性は、まずは、基線長を稼げることに起因した、①高い S/N 比のデータを得やすさ、②スタティックシフトの影響の受けにくさ、にある。また上記の 2 つの優位性に加え、NTT の通信回線網を利用するので、③安定した電位差測定を長期間・連続的に実施で

きる、④観測域の拡大が行いやすい（NTTのメタリック通信回線が分布していることが前提条件）、といった優位性も得られる。さらに、磁場データは、観測領域内または近傍にある磁場観測所などで恒久的（長期間かつ連続的）に取得されているデータ、もしくは、長周期のデータ取得に向いているフラックスゲート磁力計を独自に長期設置することで取得・使用する。

MT法観測データについてのインピーダンスに相当する電場（電位差）と磁場の比である周波数応答関数 $T_X(\omega)$ 、 $T_Y(\omega)$ は、ネットワークMT法観測データについては以下に示すような関係が成立することから求められる。

$$V(\omega) = T_X(\omega) \cdot H_X(\omega) + T_Y(\omega) \cdot H_Y(\omega)$$

ここで、 $V(\omega)$ は、ある測線で測定された電位差であり、 $H_X(\omega)$ 、 $H_Y(\omega)$ は、水平磁場2成分である。本研究で最終的に実施する3次元比抵抗構造解析では、応答関数 $T_X(\omega)$ 、 $T_Y(\omega)$ を利用することになる。

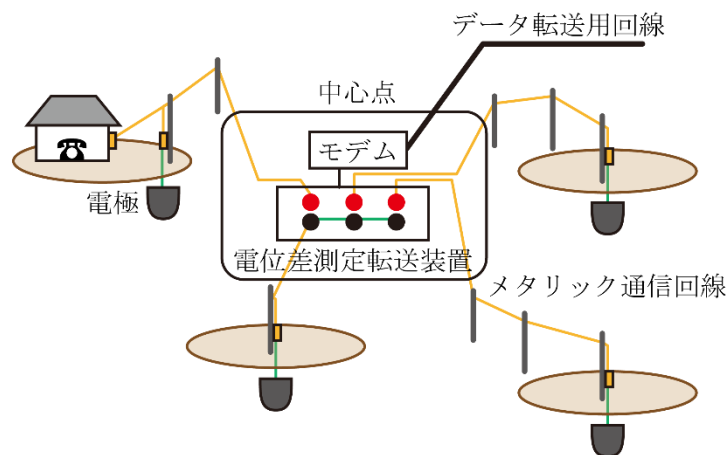


図 3.1-5 ネットワーク MT 法観測，および，測定機器配置の概念図（上嶋，1995 より改訂）。

(3) 阿蘇カルデラにおける Network-MT 法観測の概要

ここでは、2019 年度から 2021 年度までの 3 カ年で、阿蘇カルデラで実施する Network-MT 法観測についての詳細を記述する。

3-1) 電位差観測網の分布状況

図 3.1-6 は、本研究の 3 カ年計画で実施する阿蘇カルデラ全域を覆う領域における、電位差観測網（ネット）の分布状況を示すものである。図中の赤丸は観測ネットの中心局を、青丸は支点（電柱）を表す。図中の電柱使用に向けた NTT との初期協議については、2018 年度に終わっている。本年度は、まず、カルデラ内に存在する電位差観測網の 8 エリアについて、現地調査を実施した。実際の電位差測定は、基本的に、中心局付近の電柱位置に埋設した電極と、各支点の電柱位置に埋設した電極との間の電位差を、電話回線網のメタリック線（専用線）を介して測定するが、使用する電柱付近にノイズ源になるようなものが存在しないかの確認を、現地調査によ

って行っている。今年度の実施内容であるカルデラ内の現地調査、および、土地交渉によって確定した観測点の配置については、図 3.1-7 に示す。また、電位差データの収録は、エリア毎に全てのメタリック線が中心局に集められてくることから、データ収録装置を中心局に設置し行うことが可能となる。

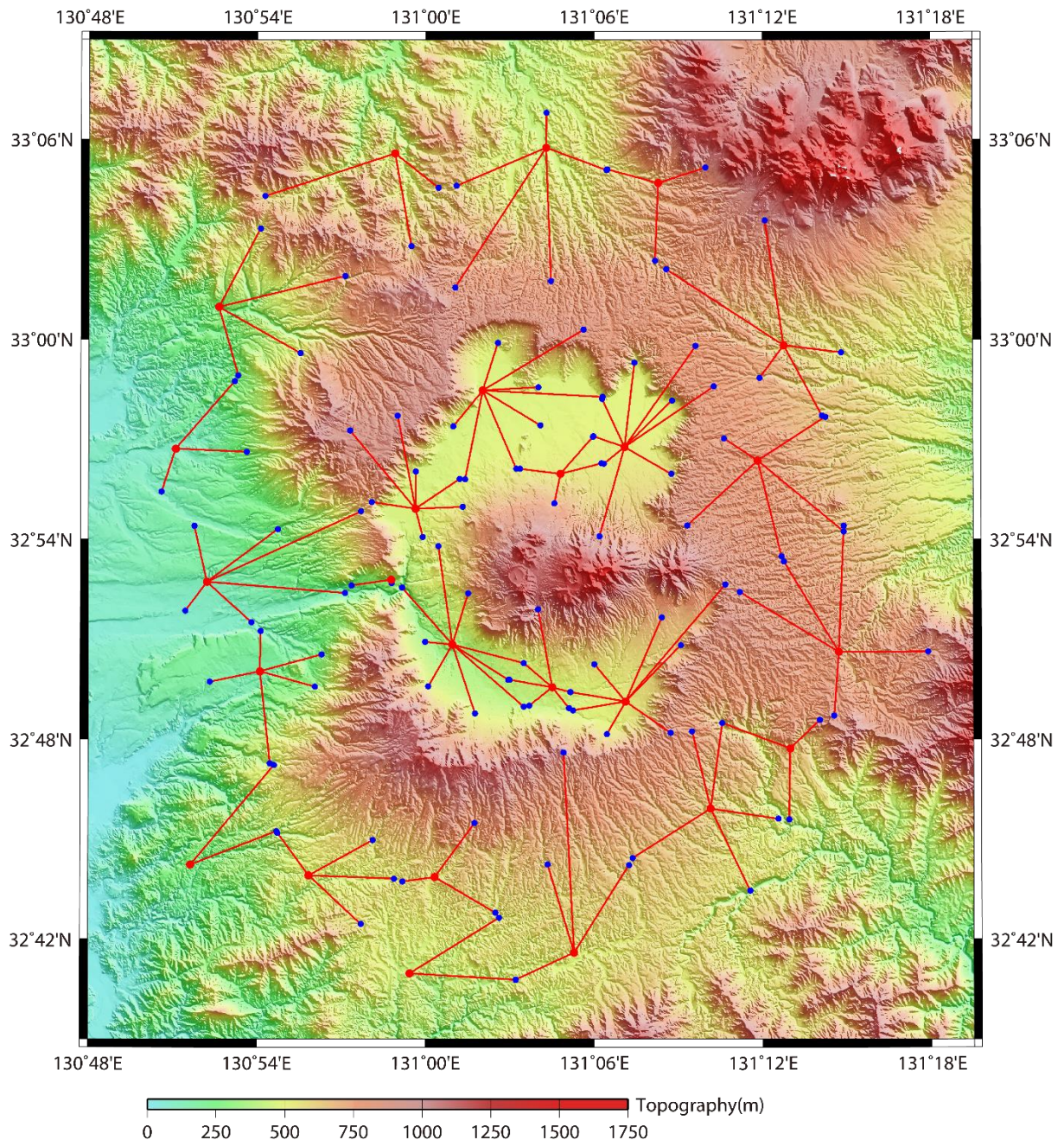


図 3.1-6 3 年計画で実施する電位差観測網（ネット）の分布状況（2018 年度調査による予定点）。●と●は、観測ネットの中心局（電極埋設点）と支点（電極埋設点）を示す。

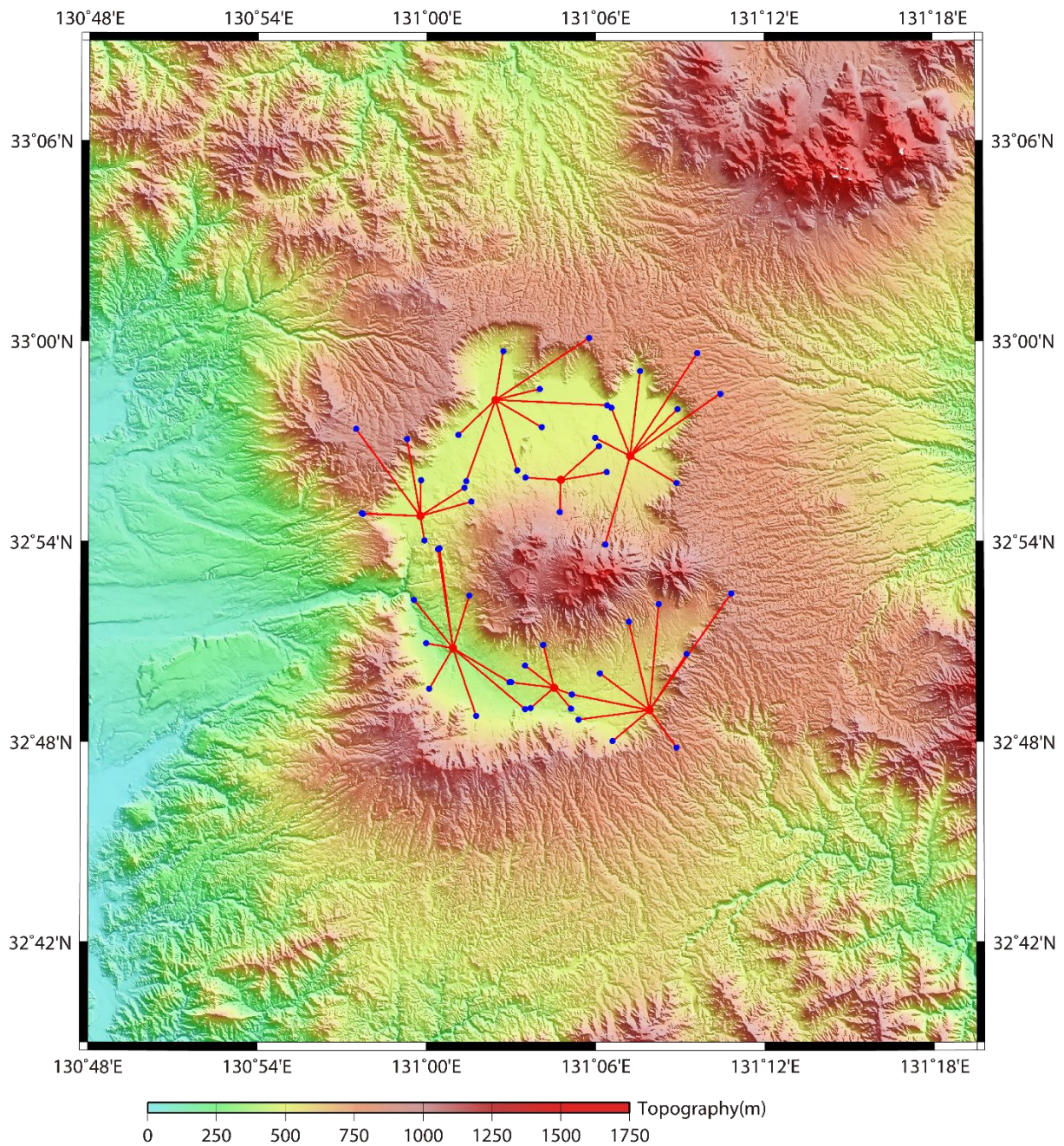


図 3.1-7 2019 年度の現地調査によって確定した観測点の配置。●と●は、観測ネットの中心局（電極埋設点）と支点（電極埋設点）を示す。

3-2) 電位差観測とデータ

本観測では、図 3.1-8 に示すように、電柱の位置に TIERRA TECNICA 社製の非分極電極 Pb-PbCl を埋設し使用している。その際、電極は、接地抵抗を下げるため、接地抵抗低減剤チコージェルを用いて電極が完全にチコージェルで覆われるようにした状態にして埋設している。また、電位差データの収録には、測定したデータを光回線で研究室のパソコンへ直接転送することができる多チャンネルの電位差データ収録装置を使用している。本観測で使用した電位差データ収録装置は、以下に示す 2 種類（タイプ A、タイプ B）の形態である。設定できる収録データの

サンプリング間隔は、電位差測定転送装置の種類で異なっているが、本収録では常に1秒サンプリングを使用している。

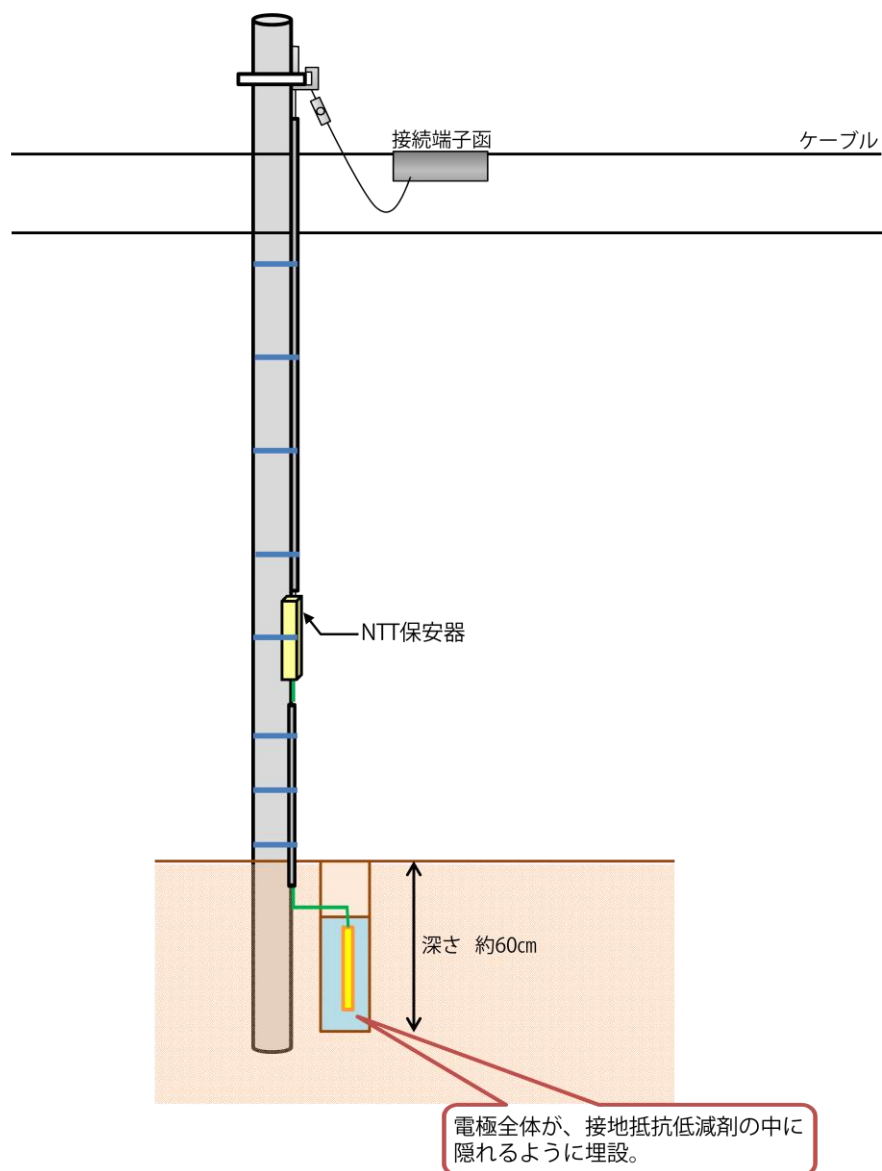


図 3.1-8 電柱位置での電極埋設の概要

タイプ A

- ・電位差測定転送装置：SES96 [Ado_Systems 社製]
(42 幅×50 奥行×17 厚 cm, max 12.5W)
- ・小型 PC：SESNET [Xstech 社製]
(21 幅×26 奥行×6.5 厚 cm, max 24W)
- ・ルーター：RT57i [YAMAHA 社製]
(23 幅×18 奥行×4 厚 cm, max 5W)
- ・モデム：NTT からレンタル

タイプ B

- ・電位差測定転送装置（小型 PC 内蔵）：NETMT-ELOG8 [NT_System_Design 社製]
(34 幅×20 奥行×13 厚 cm, max 6.1W(AC 使用時))
- ・ルーター：RTX830 [YAMAHA 社製]
(22 幅×16 奥行×4 厚 cm, 11W)
- ・モデム：NTT からレンタル

本年度の電位差測定については、図 3.1-9 に示す 2 エリアについて実施した。各エリアの観測点（電極埋設点）情報については、表 3.1-1 に示す。また、収録データについては、磁場データとの相関を確認しやすい擾乱日の波形を図 3.1-10 と図 3.1-11 に示す。今後は、各収録データについてノイズ混入度合を精査し、収録データの S/N 比向上を図っていく予定である。

表 3.1-1. 各エリアごとの測点情報（*印は中心局近傍のグラウンド点）

エリア名	測点_番号	緯度（北緯）	経度（東経）	観測期間
sas	1	131° 1' 31.11"	32° 52' 23.02"	2019/09/27-2020/01/31
	2	131° 0' 5.91"	32° 49' 35.26"	
	3	131° 0' 24.1"	32° 53' 46.0"	
	4	131° 2' 56.83"	32° 49' 47.37"	
	5	131° 3' 30.06"	32° 48' 58.62"	
	6	131° 1' 45.83"	32° 48' 46.43"	
	7	130° 59' 58.9"	32° 50' 57.3"	
	8	130° 59' 33.3"	32° 52' 15.2"	
	9	131° 0' 27.29"	32° 53' 48.18"	
	*0	131° 0' 56.3"	32° 50' 48.2"	
hks	1	131° 5' 9.20"	32° 49' 25.06"	2019/09/27-2020/01/31
	2	131° 3' 41.33"	32° 49' 0.57"	
	3	131° 3' 0.00"	32° 49' 47.0"	
	4	131° 3' 30.27"	32° 50' 17.23"	
	5	131° 5' 7.9"	32° 48' 59.3"	
	6	131° 4' 8.68"	32° 50' 54.7"	
	*0	131° 4' 31.5"	32° 49' 37.3"	

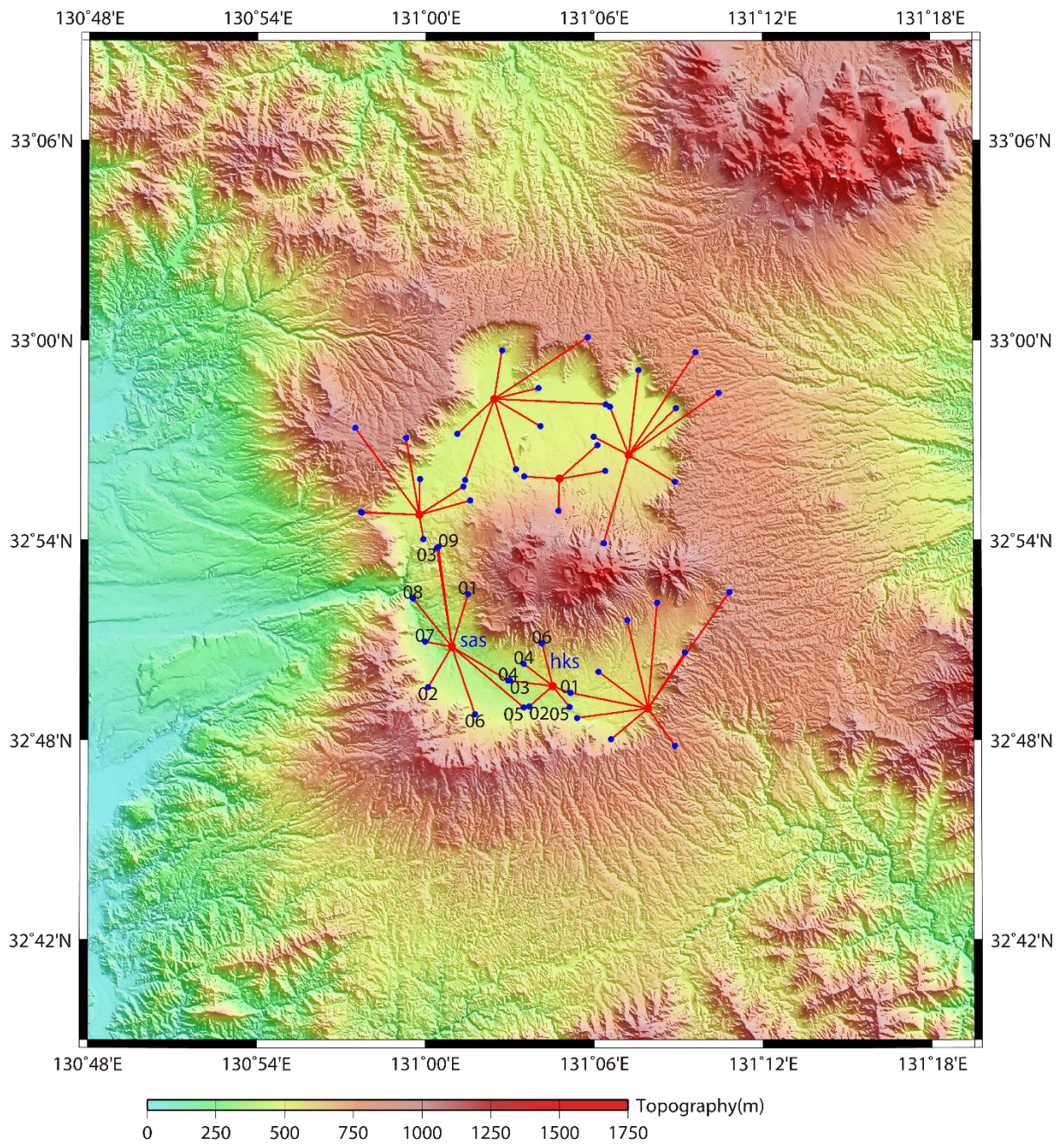


図 3.1-9 2019 年度に電位差測定を実施した 2 エリア (sas, hks). ●と●は、観測ネットの中心局 (電極埋設点) と支点 (電極埋設点) を示す.

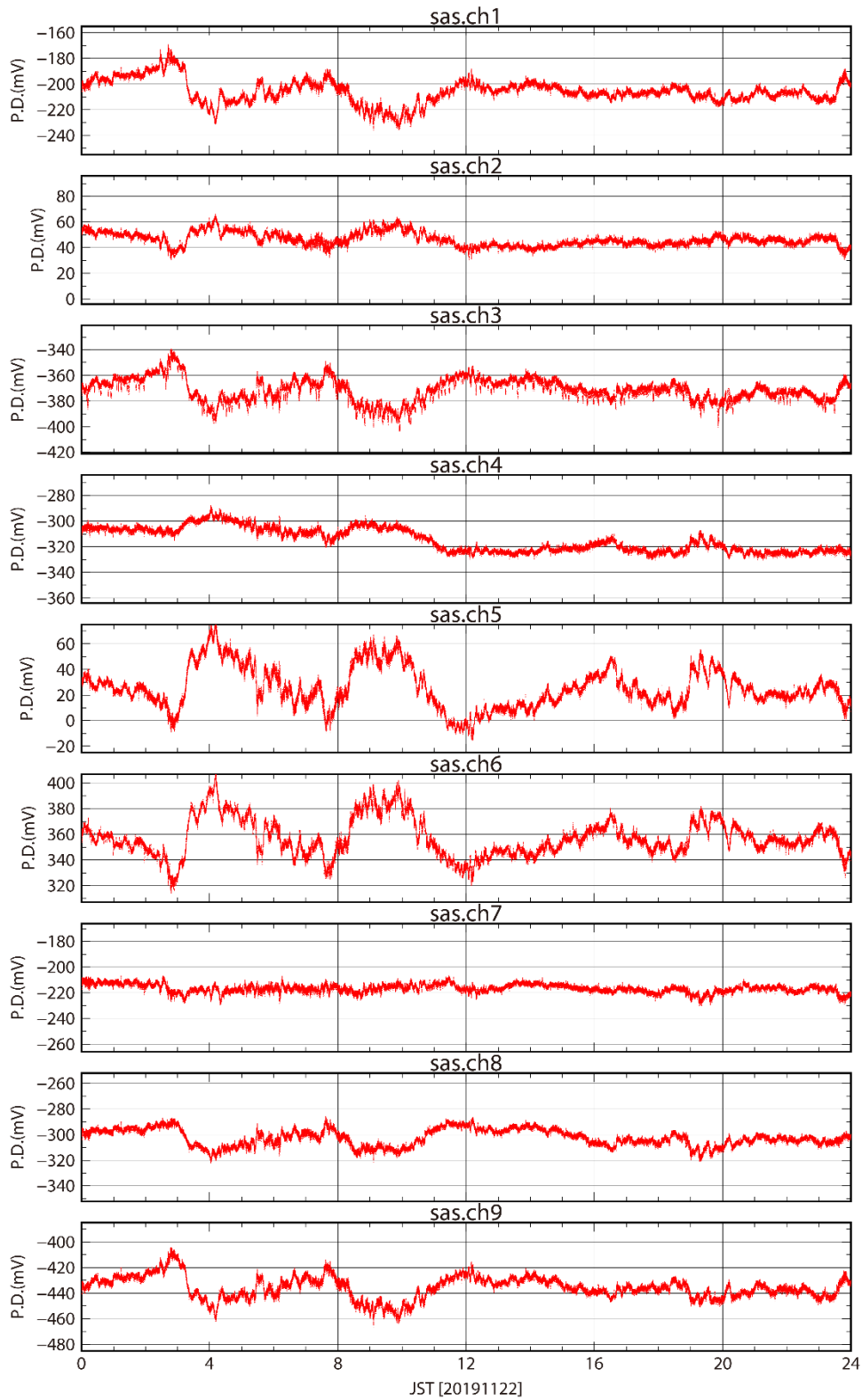


図 3.1-10a sas エリアで収録された電位差データの例 (2019 年 11 月 22 日)

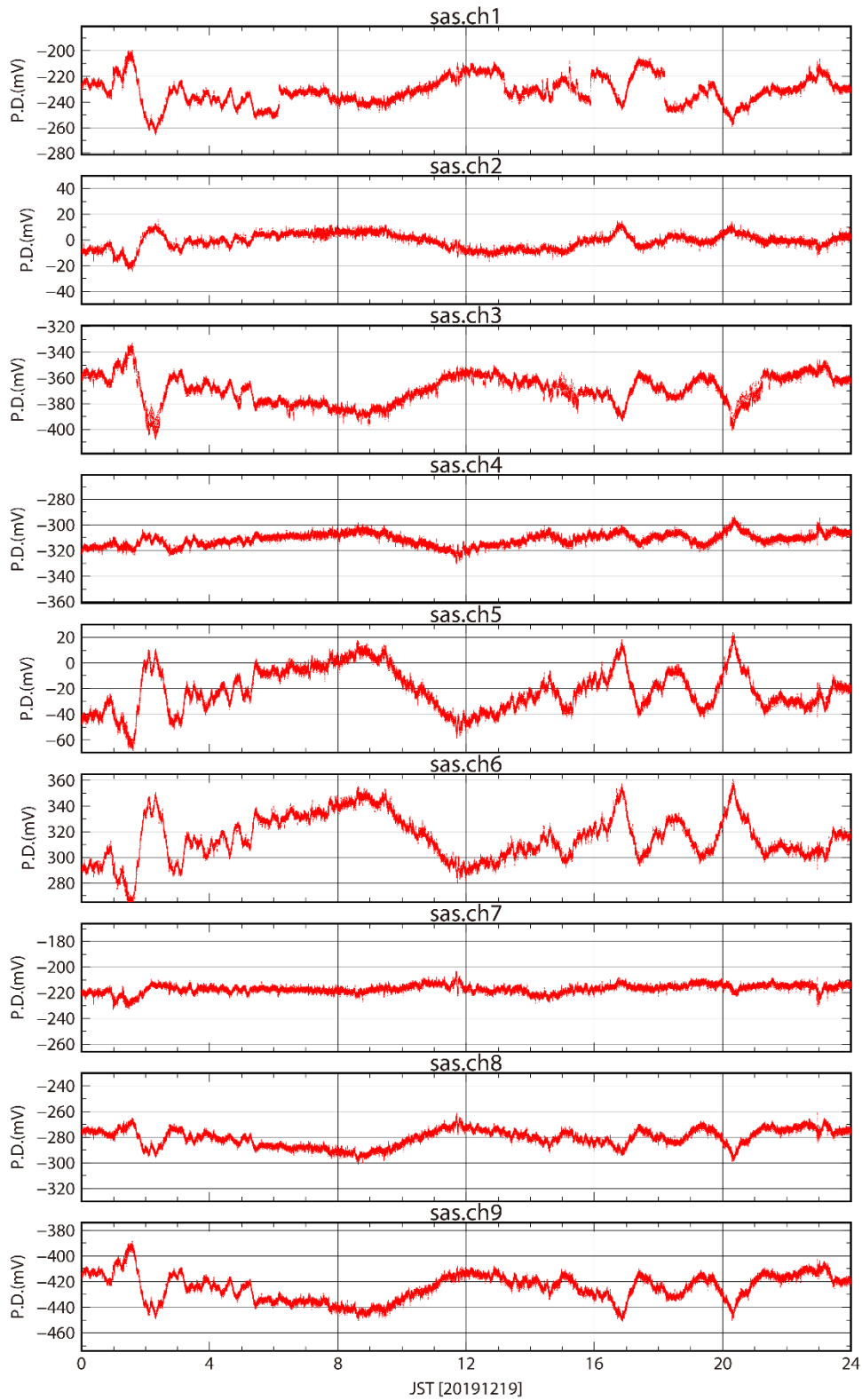


図 3.1-10b sas エリアで収録された電位差データの例 (2019 年 12 月 19 日)

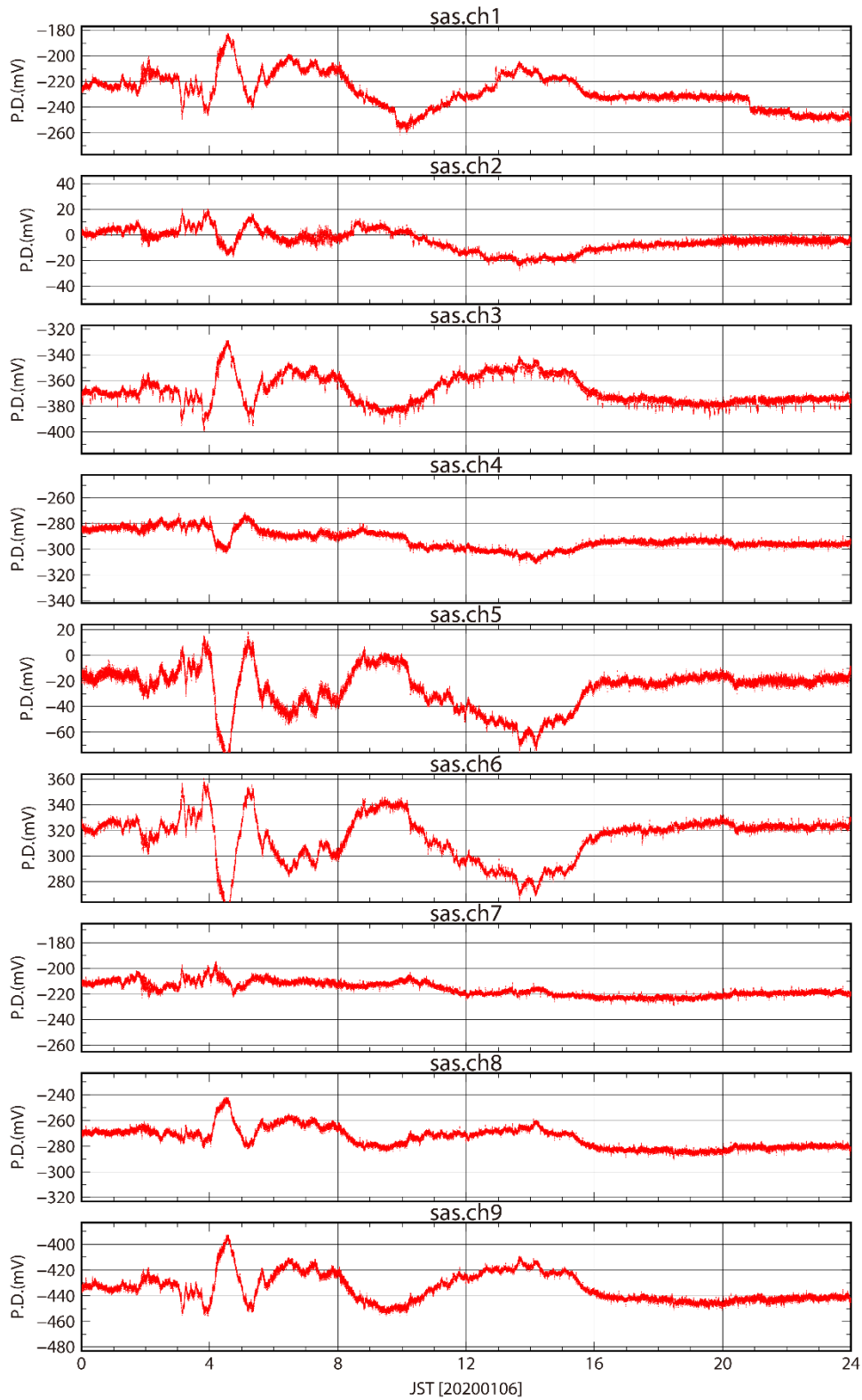


図 3.1-10c sas エリアで収録された電位差データの例 (2020 年 1 月 6 日)

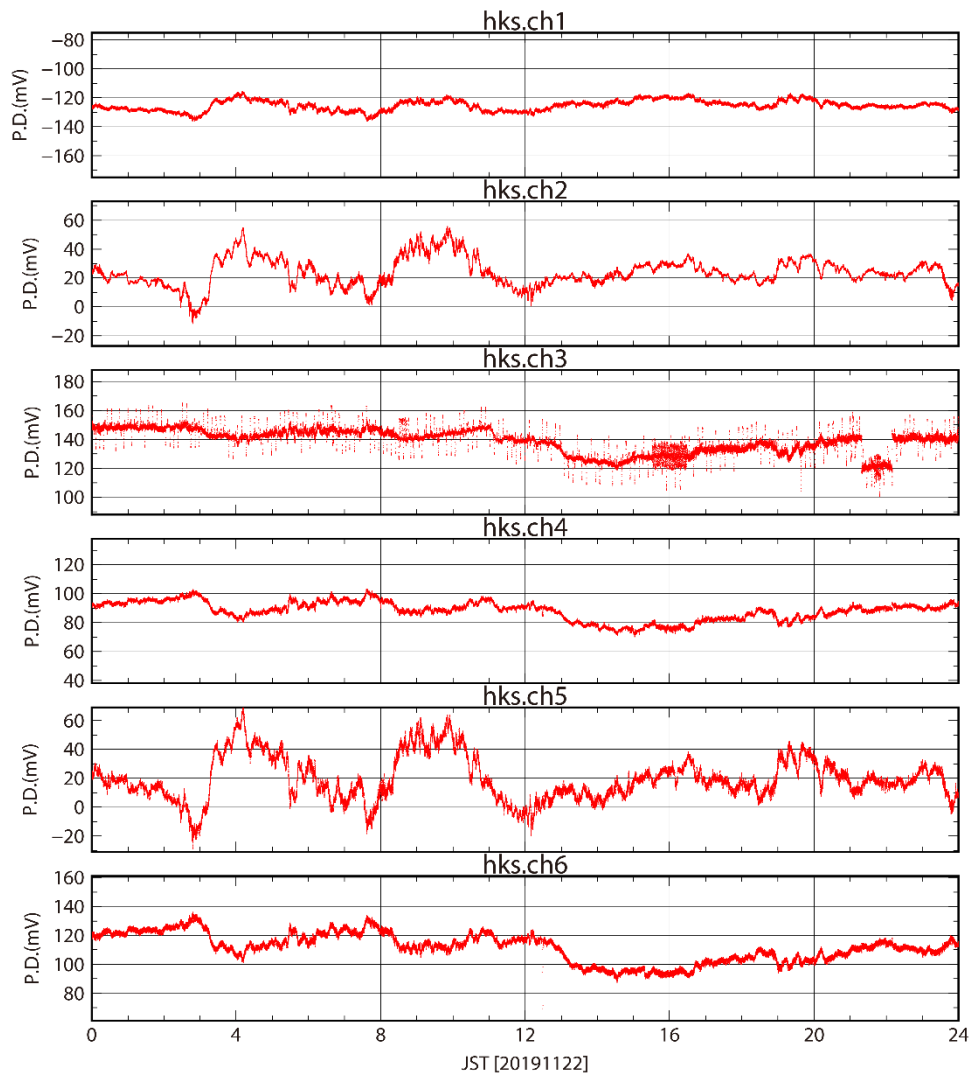


図 3.1-11a hks エリアで収録された電位差データの例 (2019年11月22日)

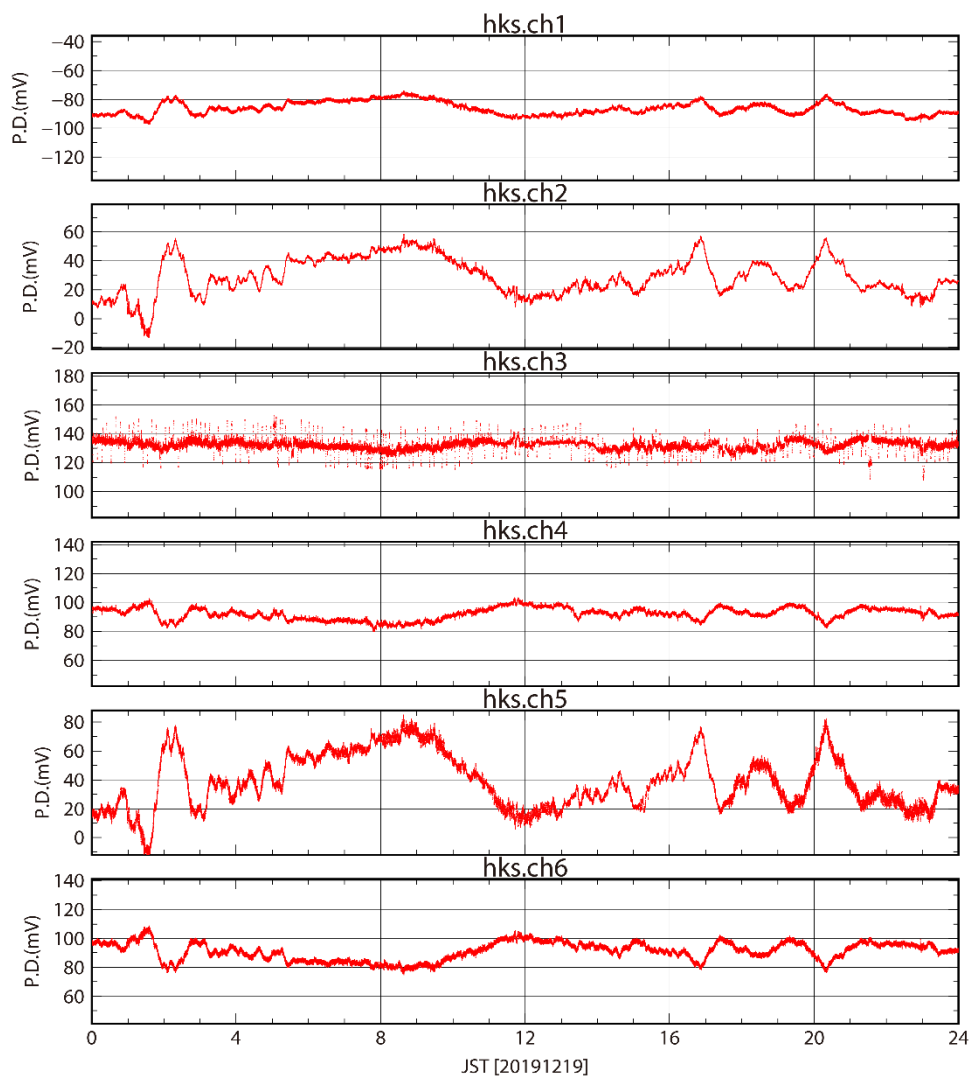


図 3.1-11b hks エリアで収録された電位差データの例 (2019年12月19日)

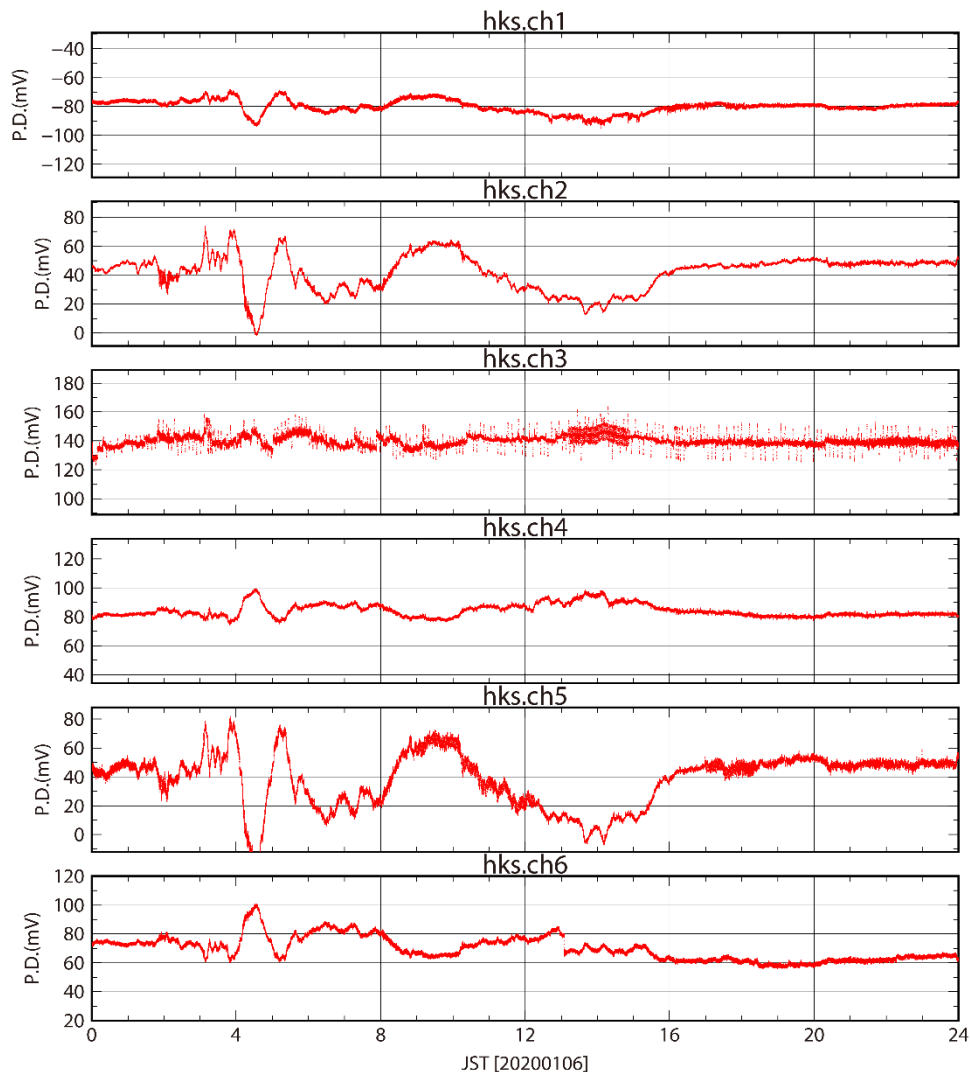


図 3.1-11c hks エリアで収録された電位差データの例 (2020 年 1 月 6 日)

3-3) 磁場観測とデータ

前述したように Network-MT 法では、磁場データは、観測領域内または近傍にある磁場観測所などで恒久的（長期間かつ連続的）に取得されているデータ、もしくは、長周期のデータ取得に向いているフラックスゲート磁力計を独自に長期設置することで取得・使用する。今回の観測では、2 台のフラックスゲート磁力計を、それぞれカルデラ北東部（馬場豆札牧野の杉林：北緯 $32^{\circ}57'17.472''$ ，東経 $131^{\circ}10'25.236''$ ）と南部（京都大学火山研究センターの南外輪観測坑道の敷地：北緯 $32^{\circ}47'58.956''$ ，東経 $131^{\circ}5'26.268''$ ）に 1 台ずつ設置した。設置した 2 台の機器は、カルデラ北東部に埋設した LEMI_LL.C 製の LEMI-420 と、カルデラ南部に埋設した TIERRA_TECNICA 社製の UY44 である。収録は、どちらの磁力計についても、サンプリング間隔 1 秒で行った。それぞれの磁力計の主要な仕様については、以下に示す。収録データについては、擾乱日の波形を図 3.1-12 に示している。

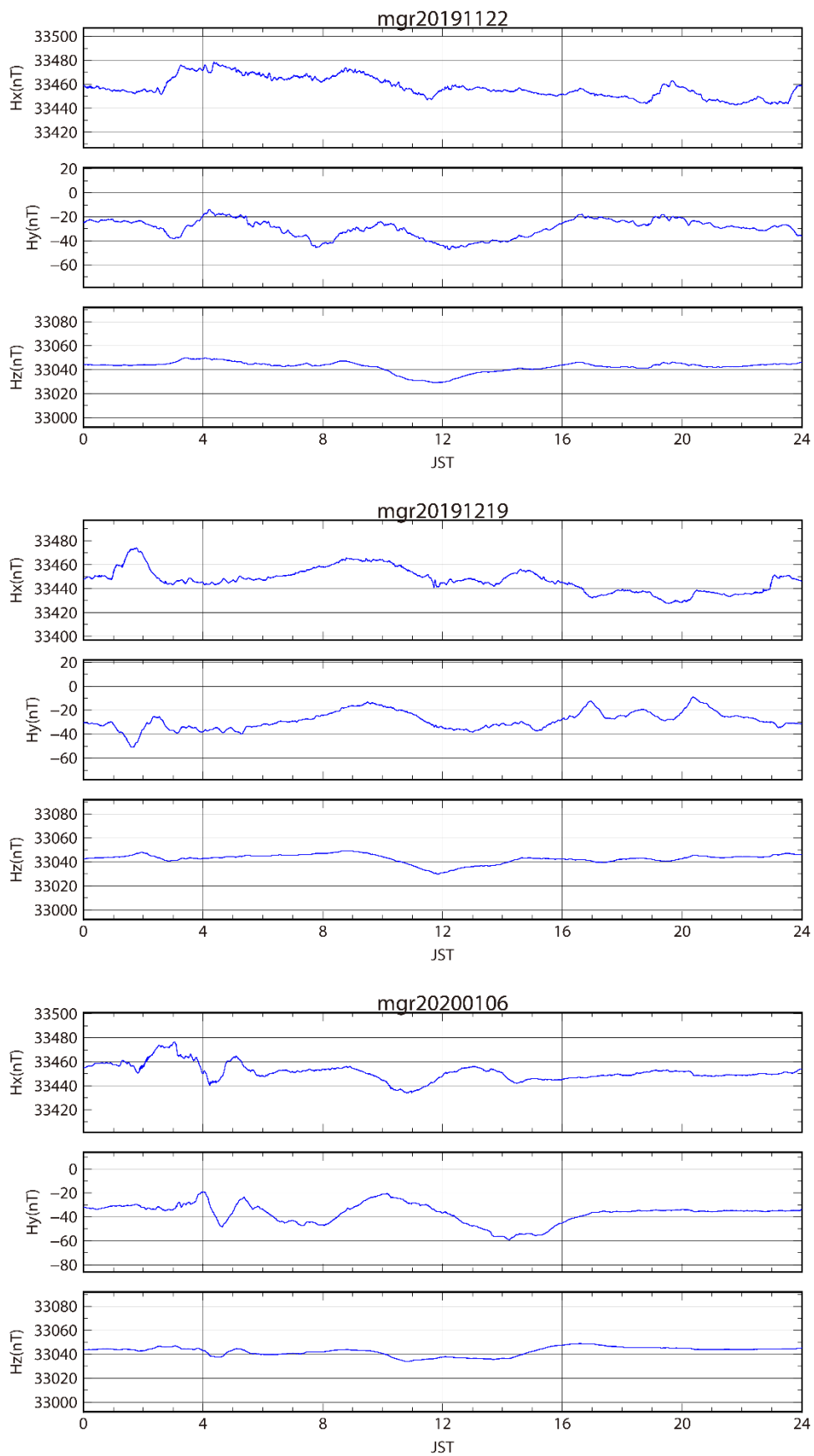


図 3.1-12a カルデラ南部の観測点で収録された磁場 3 成分データの例 (2019 年 11 月 22 日, 2019 年 12 月 19 日, 2020 年 1 月 6 日)

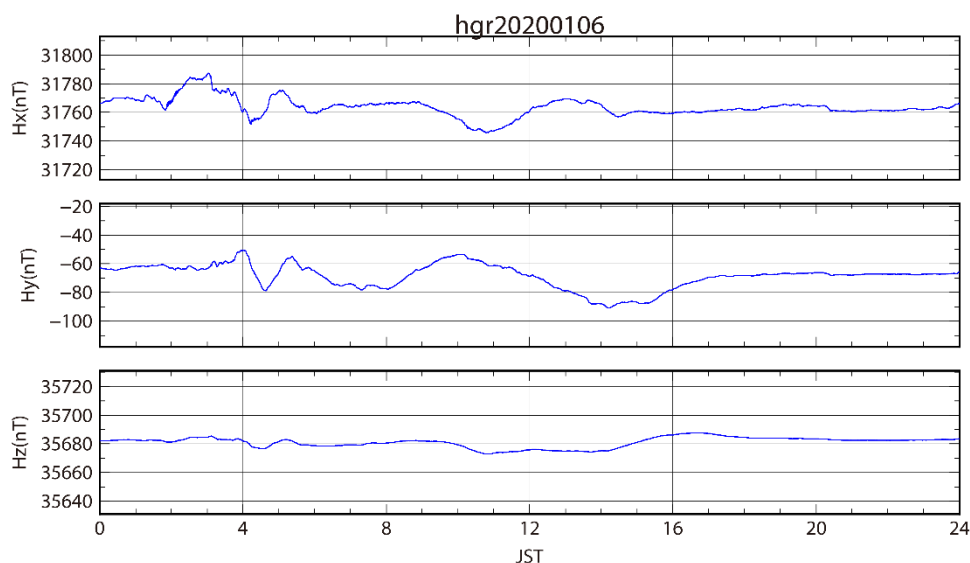


図 3.1-12b カルデラ北東部の観測点で収録された磁場 3 成分データの例 (2020 年 1 月 6 日)

LEMI-420 [LEMI_LLC.製]

- ・ 変化磁場：記録分解能 0.002nT
- ・ 傾斜：直行性誤差 30 分角以下
- ・ 消費電流 (センサー)：1.2W 以下

UY44 [TIERRA_TECNICA 社製]

- ・ 変化磁場：計測範囲 $\pm 327.68\text{nT}$
AD 分解能 0.0000390625nT/LSB
記録分解能 0.0001nT/LSB
- ・ 傾斜：計測範囲 約 ± 900 秒角
AD 分解能 約 0.000107288 秒角/LSB
記録分解能 0.001 秒角/LSB
- ・ 消費電流 (センサー)：約 10W

応答関数の算出の際には、ロバスト処理とリモートリファレンス処理 (Gamble et al., 1979) の両方で電磁場データのノイズ除去処理を行うことによって精度よく応答関数を算出することが可能な Bounded Influence, Remote Reference Processing (BIRRP; Chave and Thomson, 2004) コードを用いることを予定している。また、本解析では、リモートリファレンス処理のために、気象庁柿岡地磁気観測所 (北緯 $36^{\circ}14'07''$, 東経 $140^{\circ}10'59''$) で観測されたデータを用いる。リモートリファレンス処理法とは、測点間で相関のないノイズ (局所的なノイズ) を先ず除去してしまうというものである。リモートリファレンス点のデータに混入するノイズと観測点のデータに混入するノイズとの間に相関がないことを前提にしている。リモートリファレンス点には、観測点のノイズと相関を持つノイズが混入しないように十分に距離をとった点を選ばなければならない。柿岡地磁気観測所のデータについては、本観測で取得している電場、および、磁場データとの比較のため擾乱日の波形を図 3.1-13 に示している。

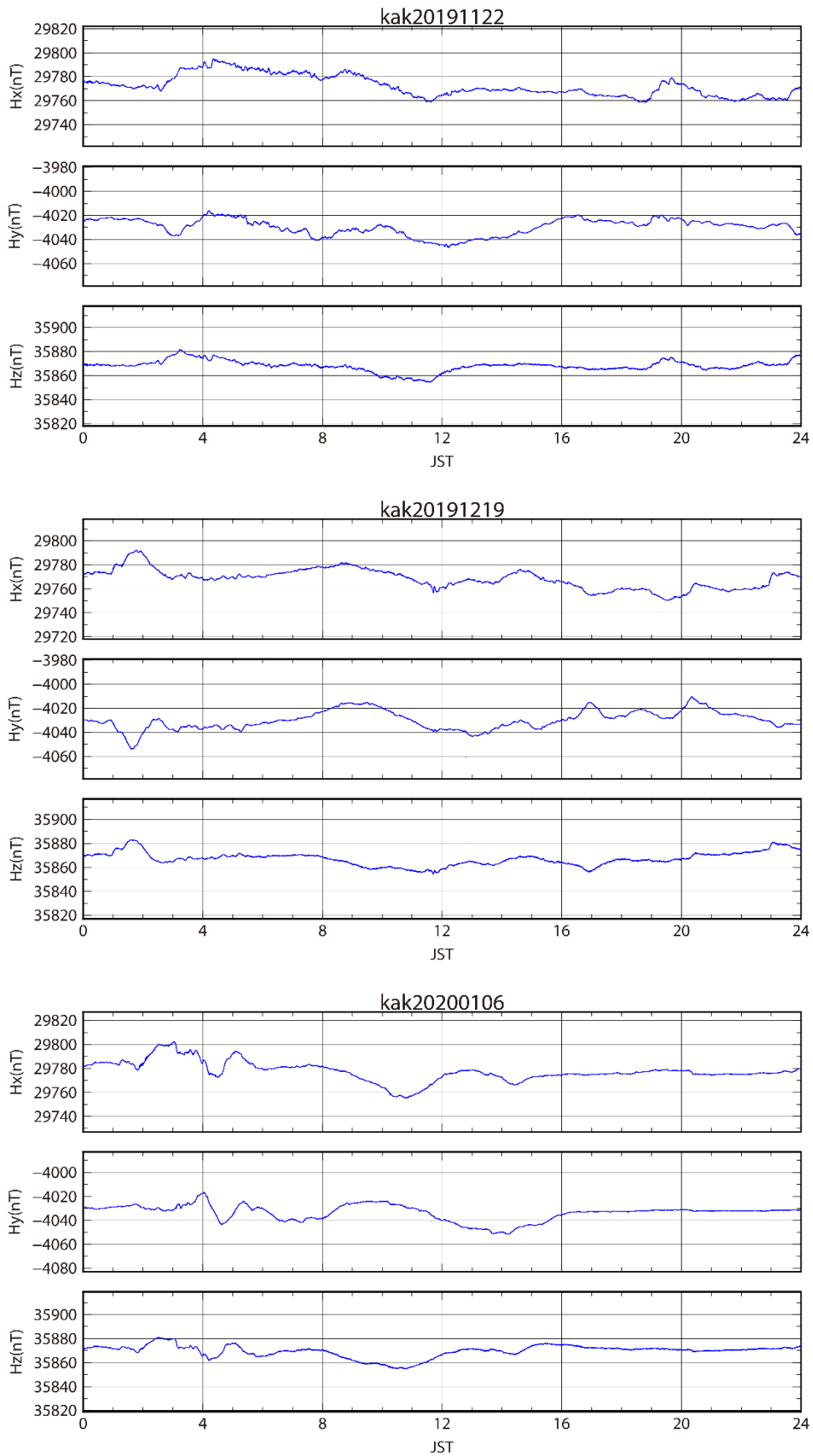


図 3.1-13 柿岡地磁気観測所で収録された磁場 3 成分データの例 (2019 年 11 月 22 日, 2019 年 12 月 19 日, 2020 年 1 月 6 日)

(4) ネットワーク MT 法の既存データを用いての検討作業

阿蘇カルデラを含む九州全域では、1990年代にネットワーク MT 法観測が実施されている(図 3.1-14)。本研究に係る前プロジェクト研究においては、広帯域 MT 法観測データ(周期 0.005~2,380 秒)を用いて求めた阿蘇カルデラ地下の構造と比較検討するために、阿蘇カルデラが位置する別府-島原地溝に沿った領域において、再解析した既存のネットワーク MT 法観測データ(周期 640~10,240 秒)による 3 次元比抵抗構造解析を実施した(Hata et al., 2018b)。この既存データによる 3 次元比抵抗モデルは、広帯域 MT 法観測データによる比抵抗モデル同様に、阿蘇カルデラ地下に大局的な構造として、カルデラ北部の深度 20km 程度から中央火口丘(中岳付近)に向かって延びる顕著な低比抵抗異常のブロックの存在を示唆した。図 14 には、広帯域 MT 法観測データによる比抵抗構造モデルと同じ深度 2-2.5km, 6-7km, 9-10km, 11.5-13km, 15-17km, 20-24km の水平断面図を示す。一方、一般的に探査深度が延びると考えられる長周期データを使用した本モデルにおいても、Abe et al. (2017)で示された阿蘇カルデラ西部の深度 15~23km の低速度異常領域 LB に対応するような顕著な低比抵抗異常ブロックは確認できず、阿蘇カルデラ西部の深部には、少なくとも、数 km を超える厚みを持つ顕著な低比抵抗異常ブロックは存在しない可能性が示唆された。しかしながら、比抵抗構造解析においては、構造解析に使用する周期の他に、観測点配置や観測点の広がり、さらには、モデルのグリッド間隔といった要素が、深さ方向のモデル解像度に影響を及ぼす。そこで、本研究では、新しく取得するネットワーク MT 法観測データの解析によって、特に下部地殻の構造を高解像度で得ることを目指して、既存データを用いて実施できる上記の要素の影響評価を行った。

4-1) 3 次元比抵抗インバージョン解析

インバージョン解析では、測定したネットワーク MT 法データの実際の基線長を考慮できるよう改変されたコード(Siripunvaraporn et al., 2004)を使用した。また、どのインバージョンモデル計算においても、エラーが大きく信頼度が低いと考えられるデータについては、モデル計算に影響しないように設定している。以下には、以降で使用する 3 つの 3 次元比抵抗モデル(モデル 1, 2, 3)のインバージョン解析時の詳細について記述する。モデル 1 とモデル 2 については、2018 年度の報告書でも触れているが、最終的な議論に使用するので記載しておく。

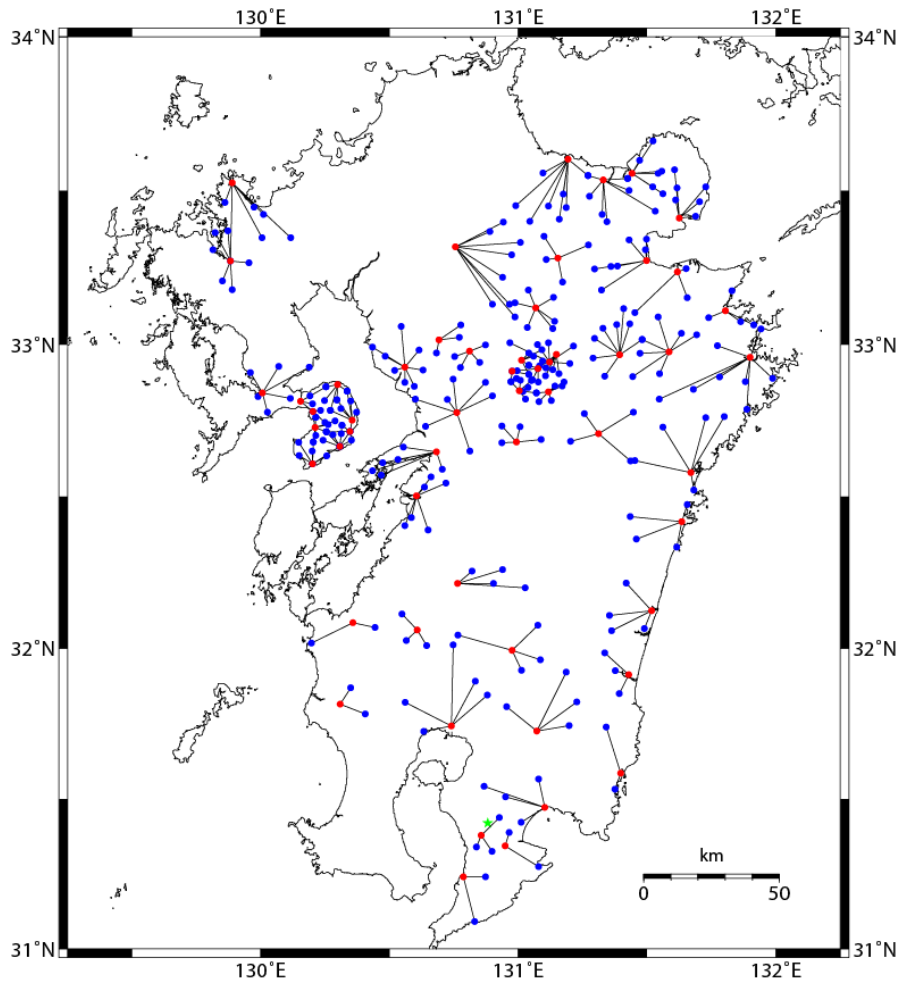


図 3.1-14 1990年代に実施された九州におけるネットワーク MT 法観測の電位差観測網の分布
 (●: 観測ネットの中心点, ●: 支点, ★: 磁場点).

モデル 1: 別府-島原地溝に沿った領域の 3 次元比抵抗構造モデル

既存データを用いたインバージョン解析では、まず、阿蘇カルデラを中心とした 50 測線のダイポール配置で (図 3.1-15), 9 周期 (640~10,240 秒) の応答関数 2 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を行った。入力データのサイズは、 $50 \times 9 \times 4$ (測線数 \times 周期数 \times 応答関数の数。応答関数は複素数であることから $2 \times 2 = 4$ となる。) である。初期構造モデルには、南北 61, 東西 57, 鉛直 34 のセルで構成した $580 \text{ km} \times 580 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ (海水面より上の地形を含まず) の領域について、陸地 $100 \Omega\text{m}$, 海水 $0.33 \Omega\text{m}$ の比抵抗値を与え、海水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。モデル水平面のセルは、阿蘇カルデラから離れるにしたが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、阿蘇カルデラ付近の $1 \times 1 \text{ km}$ であり (図 14), 最大セルのサイズは、 $60 \times 60 \text{ km}$ である。また、鉛直方向のグリッドサイズは、 $0.01 \sim 150 \text{ km}$ で深度が増すにつれて大きくなるように設定した。さらに、インバージョン解析では、与えるエラーフロアの値を 2 段階で下げることで、データフィットが徐々に良くなっていくように設定した。まず、1 段階目のインバージョンでは、比較的大きなエラーフロア 20% を与えて計算を行わせることで大局的な構造を求め、最終的に、2 段

階目のインバージョンで、1段階目のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与えると共に、より小さなエラーフロー5%を与えて計算を行わせることで、RMS 残差 1.45 の最適モデルを得た。

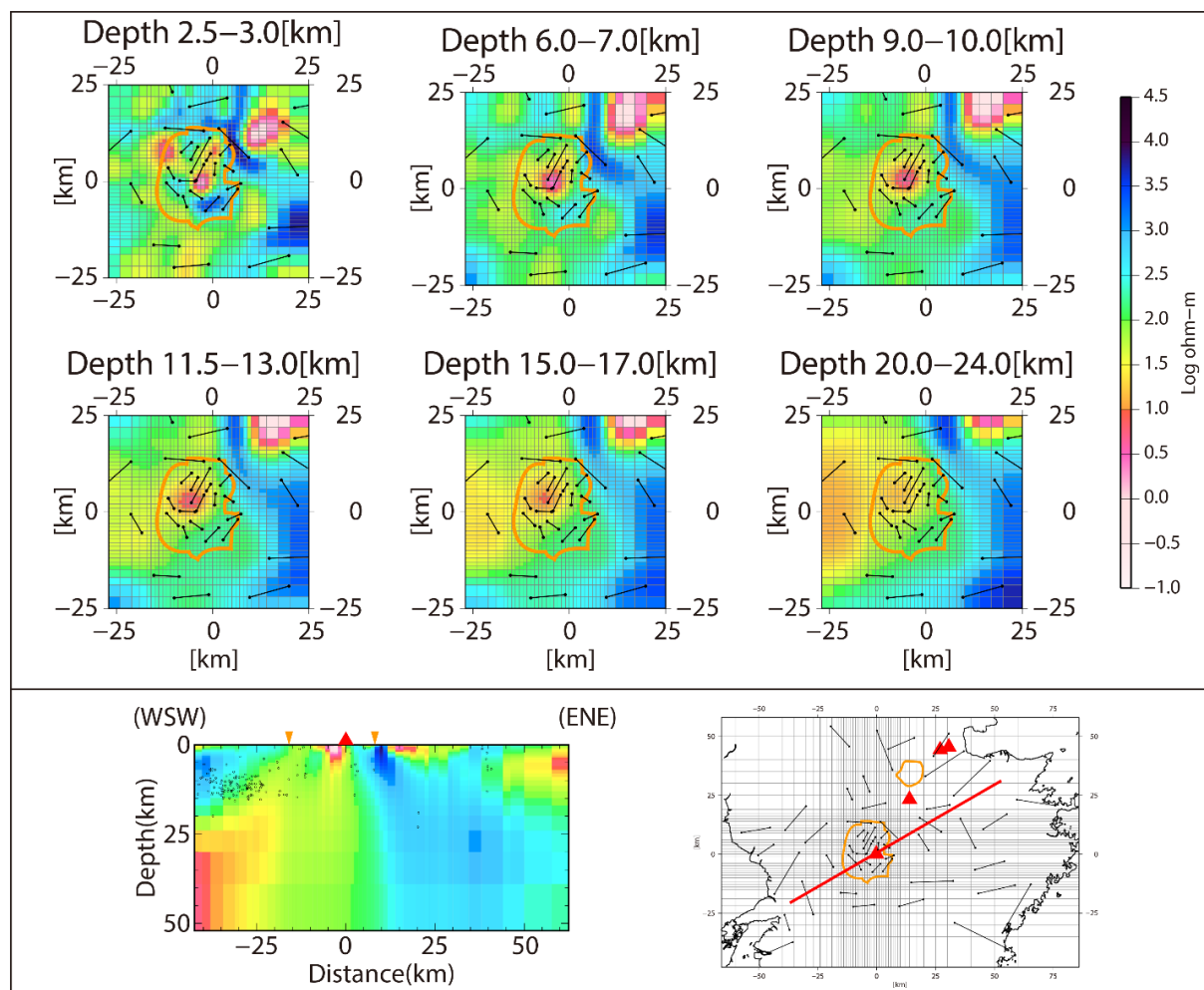


図 3.1-15 既存のネットワーク MT 法データを使用した 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面（上段），および，中岳を横断する鉛直断面（下段）．水平断面上のオレンジ色枠は，阿蘇カルデラ．端点に黒丸をもつ黒線は，ダイポールを表す．鉛直断面上の○は震源分布，▲は中岳，▼はカルデラ壁の位置を示す．地図上の赤線が，鉛直断面の通過する位置を表す（Hata et al., 2018b より改訂引用）．

モデル 2：阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル①

本モデルは、特に、インバージョン解析に用いるデータのダイポール配置と得られる構造の精度の関係を検討するために構築されたモデルである。図 3.1-16 には、カルデラ内に 65 測線のダイポール（仮想ダイポールを含む）を網目状に配置して求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面（9-10km, 17-20km, 30-39km）を示す。本モデルの初期構造モデルは、先のモデル（モデル

1) と同様の、南北 61, 東西 57, 鉛直 34 のセルで構成した 580 km×580 km×500 km (海水面より上の地形を含まず) の領域に、陸地 100Ωm, 海水 0.33Ωm の比抵抗値を与えたモデルである。使用周期も同様に 9 周期 (640~10,240 秒) であるが、ダイポール数が異なることから、インバージョン解析における入力データサイズは、65×9×4 (測線数×周期数×応答関数の数) となっている。また、本インバージョン解析では、与えるエラーフロアの値を 3 段階で下げる設定にした。各段階でのエラーフロアは、20%, 10%, 5% の順で与え、前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を繰り返し、最終的に、RMS 残差 1.23 の最適モデルを得た。

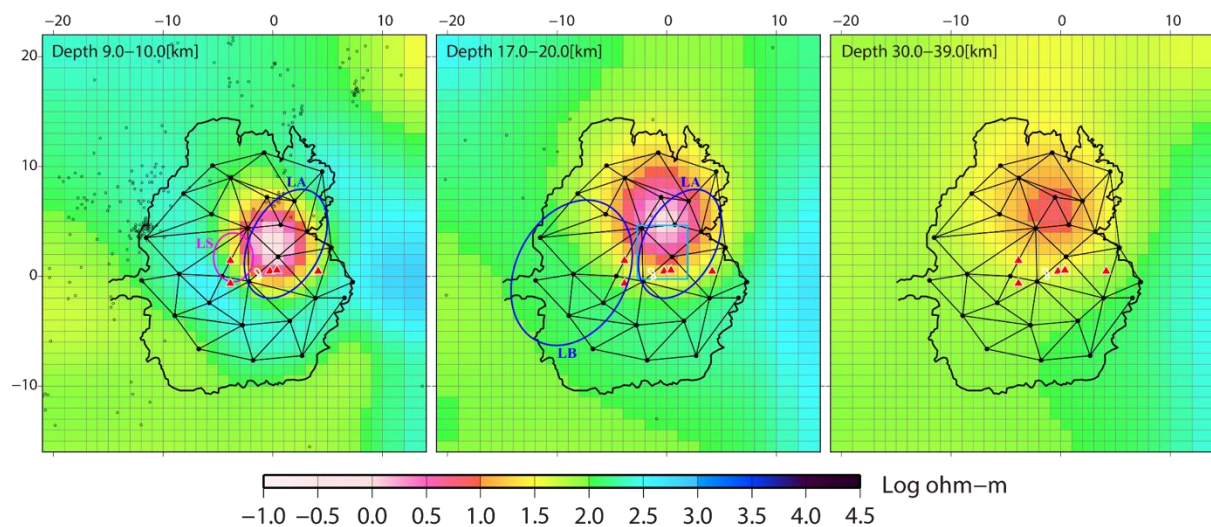


図 3.1-16 ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データを使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 3.1-1 と同様。

モデル 3 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル②

本モデルは、インバージョン解析によって得られる下部地殻の構造の精度向上を図るために、深さ方向のグリッド間隔による影響を評価する目的で構築されたモデルである。使用したデータは、65 測線のダイポール (仮想ダイポールを含む) を網目状に配置したモデル 2 と同様のデータである。一方で、使用周期は、12 周期 (480~20,480 秒) に増やしている。従って、インバージョン解析における入力データサイズは、65×12×4 (測線数×周期数×応答関数の数) となっている。図 3.1-17 には、求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面 (9-10km, 15-16.5km, 19.5-21km) を示す。本モデルの初期構造モデルは、使用する周期を長周期側に伸ばしたこと、および、深さ方向のグリッドを細かくしたこと、セル数 (南北 67, 東西 63, 鉛直 45) と計算領域 (1,100 km×1,100 km×510 km ; 海水面より上の地形を含まず) とともに拡大しているが、陸地 100Ωm, 海水 0.33Ωm の比抵抗値を与えたモデルである。ここで、地殻での深さ方向のグリッド間隔の違いについて、表 3.1-2 に示しておく。また、本インバージョン解析でも、与える

エラーフロアーの値は 20%, 10%, 5%の順の 3 段階で下げる設定にしており, 前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を採用した. そして, 最終的に, RMS 残差 1.25 の最適モデルを得ている.

4-2) 3次元比抵抗構造モデルの比較 - ダイポール配置についての検討 -

インバージョン解析に用いるデータのダイポール配置がモデル解像度へ及ぼす影響については, 2018 年度の報告書でも触れているが, 概ね以下のような検討結果が得られている. 3次元比抵抗モデル (モデル 2) の阿蘇カルデラ内には, 前述してきたモデルと同様に, カルデラ北部から中央火口丘に向かってせり上がってくるような顕著な低比抵抗異常のブロックが存在し, その底部が, より深部へと延長される可能性を示した (図 3.1-16). しかしながら, 本モデルで使用した 20km 以深の鉛直方向のセルサイズは, 数 km サイズで構成されており, 中央火口丘に延びる低比抵抗異常ブロックの底を議論するには粗すぎると考えられた. 一方で, 本インバージョン解析の結果は, 仮想ダイポールを含めた網目状のダイポール配置で対象領域を覆うことで, 特に水平方向については得られるモデルの解像度向上を図れる可能性を示唆するものであった. 従って, 阿蘇カルデラを完全に覆う領域について, 網目状のダイポール配置を組めるようにネットワーク MT 法観測を実施し, 3次元比抵抗構造解析を行うことができれば, さらに深部までの高解像度の比抵抗モデルの導出が期待できる.

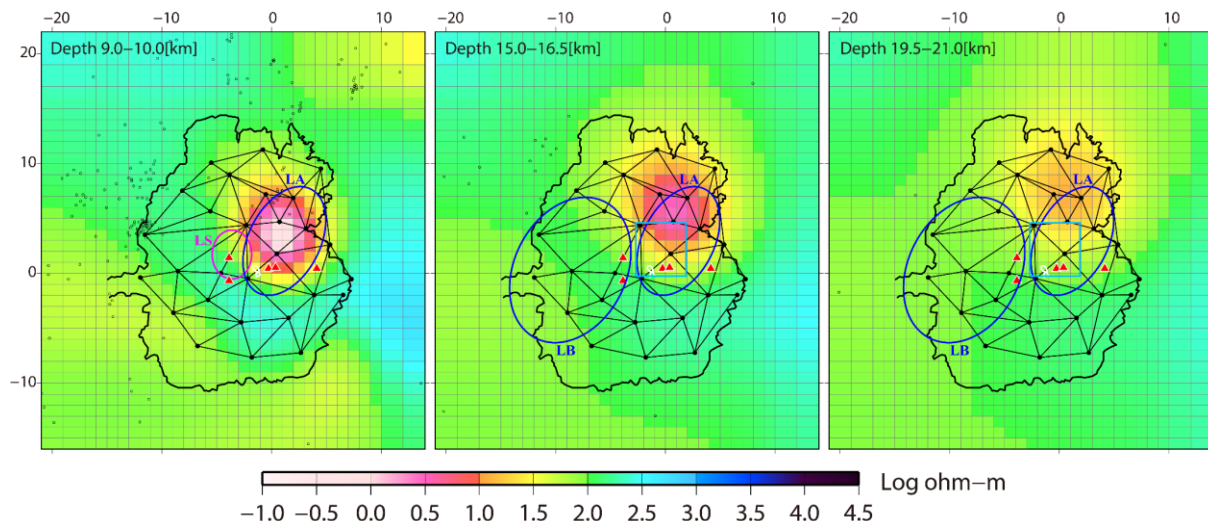


図 3.1-17 ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データを使用して, さらに, 深さ方向のグリッドを細かくして求めた 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面. 端点に黒丸をもつ網目状の黒線は, 各ダイポールを表す. その他のシンボルについては, 図 3.1-1 と同様.

表 3.1-2. モデル 1&2, および, モデル 3 の地殻での深さ方向のグリッド間隔の違い

モデル 1&2		モデル 3	
深度 [km]	グリッド間隔 [km]	深度 [km]	グリッド間隔 [km]
10.0	1.5	10.0	1.0
11.5		11.0	
13.0	1.5	12.0	1.0
15.0	2.0	13.5	1.5
17.0	2.0	15.0	1.5
20.0	3.0	16.5	1.5
24.0	4.0	18.0	1.5
30.0	6.0	19.5	1.5
39.0	9.0	21.0	1.5
		23.0	1.5
		25.0	2.0
		27.0	2.0
		29.0	2.0
		31.0	2.0
		34.0	3.0
		37.0	3.0
		40.0	3.0

4-3) 3次元比抵抗構造モデルの比較 - 下部地殻のグリッドサイズについての検討 -

ダイポール配置がモデル解像度へ及ぼす影響について検討したモデル (モデル 2) では, 上記のように, 中央火口丘に延びる低比抵抗異常ブロックの底を議論するには, 下部地殻 (周辺) の鉛直方向のセルサイズが粗すぎるという懸念が残っていた. また, Abe et al. (2017)で示された阿蘇カルデラ西部の深度 15~23km の低速度異常領域 LB に対応するような低比抵抗異常ブロックの有無をさらに検証するためにも, 鉛直方向のセルサイズの再検討が必要であると考えられた. そこで, 下部地殻の深さ方向のグリッドサイズを細かくしたモデル (モデル 3) を構築し, 3次元比抵抗インバージョン解析を実施した (表 3.1-2). 得られたモデルは, 全てのモデルに共通する特徴であるカルデラ北部から中央火口丘へと連なる低比抵抗異常のブロックの底部が, 深度 20km 付近となることを示すものであった (図 3.1-17). また, 本モデルにおいても, Abe et al. (2017)の低速度異常領域 LB に対応するような低比抵抗異常ブロックは, カルデラ西部に検出されなかった. しかしながら, 比抵抗構造解析においては, 上記で検証してきた使用する周期, および, モデルのグリッド間隔といった要素の他に, 観測点の広がり, 深さ方向のモデル解像度に影響を及ぼす. 本検証で使用した既存ネットワーク MT 法観測データは, カルデラの内側を中心に 20km 四方の領域に分布している. そこで, 本 3 年プロジェクトでは, 新しく

取得するネットワーク MT 法観測データをカルデラの外側を含めた 40km 四方にわたる領域で取得することを計画している (図 3.1-6).

(5) まとめ

阿蘇カルデラの地殻下部に至る高解像度の 3 次元比抵抗構造を求め、地殻深部におけるマグマ供給系の存在有無を検討および評価することを最終的な目的とする 3 カ年計画の 1 年目の研究として、阿蘇カルデラを完全に覆う領域でのネットワーク MT 法の適正な測点配置による観測を計画した。計画した 25 エリアのネットワーク MT 法観測のうち、先ず、カルデラ内の 8 エリアの事前調査・整備を行った。結果的に、立野エリアを除く 7 エリアにおいて、観測網を構築することを決定した。また、そのうちの 2 エリアにおいて準備観測を実施した。併せて、磁場データに使用するための磁力計の設置場所選定作業を行い、カルデラ南外輪 (カルデラ南部) と東外輪 (カルデラ北東部) に磁力計を設置した。取得したデータについては、時刻補正をはじめとした初期的なデータ解析を実施した。

さらに、阿蘇カルデラの地殻下部までの 3 次元比抵抗構造を高い解像度で得るため、ネットワーク MT 法の既存データを用いての構造解析による検討作業を進めた。得られた比抵抗モデルは、前プロジェクトにおいて広帯域 MT 法データによって求められたモデルに存在した中央火口丘へと延びる北傾斜の低比抵抗異常ブロックが、阿蘇カルデラ内の上部地殻に分布することを支持するものであった。また、インバージョン解析に用いるデータのダイポールをカルデラ内で網目状に配置した結果、さらに深部までの高解像度の比抵抗モデルを得られる可能性が示された。一方で、下部地殻 (周辺) の鉛直方向のセルサイズが粗すぎる場合、上部の低比抵抗異常の影響から偽像が発生してしまうことも示された。そこで、本研究では、鉛直方向のセルサイズについて再検討を行った。

引用文献

- Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K., Yoshikawa, S., & Inoue, H. (2017). Low-velocity zones in the crust beneath Aso caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analyses. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 2013–2033.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of the Magneto Telluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophysics*, 18, 605–635.
- Chave, A.D., & Thomson, D.J. (2004). Bounded influence estimation of magnetotelluric response functions. *Geophysical Journal International*, 157, 988–1006.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., & Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, 44, 53–68.
- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., and Utsugi, M. (2016). Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, *Geophys. Res. Lett.*, 43.

- Hata, M., Matsushima, N., Takakura, S., Utsugi, M., Hashimoto, T., & Uyeshima, M. (2018a). Three - Dimensional Electrical Resistivity Modeling to Elucidate the Crustal Magma Supply System Beneath Aso Caldera, Japan. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 123, 6334–6346.
- Hata, M., Uyeshima, M., Tanaka, Y., Hashimoto, T., Oshiman, N., & Yoshimura, R. (2018b). Three - Dimensional Electrical Resistivity Distribution Beneath the Beppu-Shimabara Graben with a Focus on Aso Caldera, Southwest Japan Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 123, 6397–6410.
- 国土地理院. (2004). 阿蘇火山周辺の地殻変動. 噴火予知連絡会会報, 88, 106-110.
- Parkinson, W.D. (1962). The Influence of Continents and Oceans on Geomagnetic Variations. *Geophysical Journal International*, 6, 441-449.
- Siripunvaraporn, W., Uyeshima, M., & Egbert, G. (2004). Three-dimensional inversion for Network-Magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, 56, 893–902.
- Sudo, Y., & Kong, L.S.L. (2001). Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, 63, 326-344.
- Uyeshima, M. (1990). Application of network MT method to the study of electrical conductivity structure in the eastern part of Hokkaido. PhD thesis, Univ. of Tokyo.
- 上嶋 誠 (1995), 通信回線網を用いて地球内部をのぞく試み-ネットワーク MT 法-, 電子情報通信学会誌, 78-6, 584-588.

3.2 MT 定点観測による火山活動観測手法の検討

【実施内容】

MT 法による火山活動モニタリングへの応用可能性を検討するため、3次元比抵抗構造が既に明らかになった阿蘇カルデラにおいて、中岳第一火口の近傍に観測定点を設け、火山活動に伴う電磁場応答経時変化の検出可能性の検討を新たに実施する。また、地球化学的調査結果を参照しつつ、熱伝達および流体流動の数値シミュレーションを実施することによって、観測されている低比抵抗域の時系列変動についてモデリングを行う。今年度は、阿蘇火山浅部の比抵抗構造に関する再解析を実施するとともに、中岳北側に MT 観測定点を設置して繰り返し観測を開始した。

【調査・研究成果】

(1) 阿蘇火山浅部の比抵抗構造に関する再解析

昨年度は 2015 年度に測定したデータに、2017 年度に測定したデータを加え 3次元インバージョンを実施したが、本年度はこれに 2016 年度に測定したデータを加え、全データを用いた 3次元インバージョンを行ったので、その結果について報告する。浅部の比抵抗構造を求めるにあたって 2015 年に観測した 56 地点のうち S/N 比の悪い観測点(007, 026, 036, 037, 038, 046, 126)を除いた 49 地点のデータ、2016 年に測定した 46 地点のうち S/N 比が悪く撤収した観測点(201, 207, 214, 215, 218)を除いた 41 地点と 2017 年に測定した 9 地点の合計 99 地点のデータを用いた。測点分布については既に報告済みであるが、全測点を記したものを改めて図 3.2-1 に示す。

解析手順についてはほぼ昨年と同じである。ただし、解析領域の中心部の水平方向の最小セルサイズを 300m から 100 m にした。解析領域は南北 1400 km, 東西 1400 km, 鉛直 1001.7 km (海水面より上の地形 1.7 km を含む) である。解析領域の範囲内は、南北 114, 東西 108, 鉛直 70 個のセルで構成した。セルサイズの変更に伴い、空気と陸地および海水と陸地の境界の位置(すなわち水平セルで表現される地表面)を再計算した。水平位置が異なる各セルの地表面を計算するにあたって、日本国内の陸地のセルについては、国土地理院の数値地図(50 m メッシュ)を昨年度と同様に使用した。海に位置するセルについては近海については日本海洋データセンターの 500 m メッシュ水深データを、日本海洋データセンターのデータの範囲外の水深および外国の陸地については、GEBCO(大洋水深総図)の 30 秒角(約 500 m)のデータを昨年度と同様に用いた。

得られた解析結果を図 3.2-2 に示す(Matsushima et al., 投稿中)。最終モデルの RSM 値は 2.1906 であった。特徴的な低比抵抗柱は、第 1 火口直下から深くなるにつれて北北東に傾斜し、図には含まれないが深度 15 km 程度の低周波地震群(気象庁地震カタログ)およびシル状の地殻変動源(国土地理院 2014)に向かって延びている。この低比抵抗柱は第一火口直下に位置していることから、第一火口の噴気活動にみられる酸性熱水や高温の火山ガスをもたらすマグマを表すと考えるのが自然である。一方で、全体をグマ火道とみなすにはその幅が大きすぎるため、マグマの周囲に発達しているブラインの層も含んでいるのではないかと考えられる。

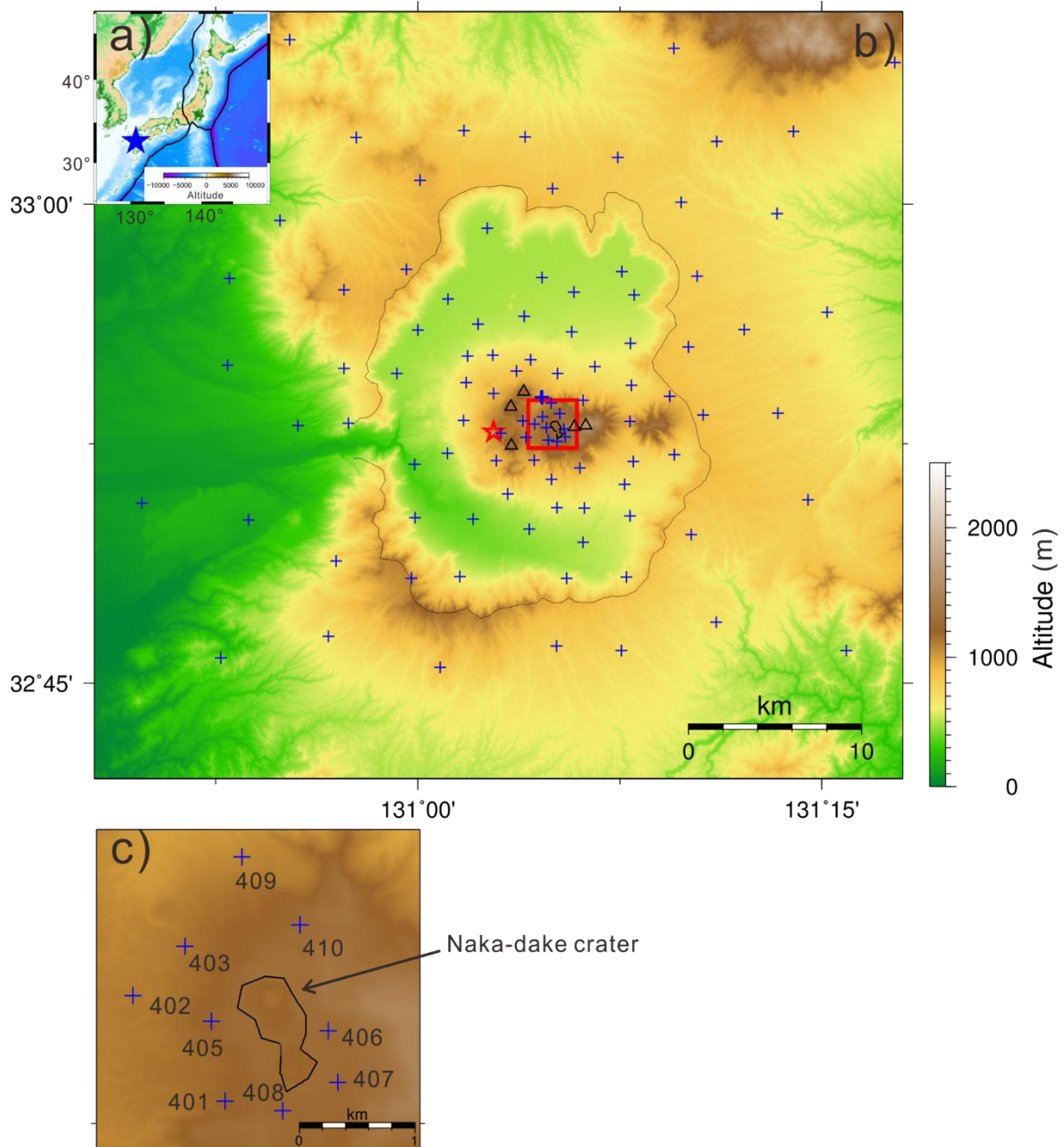


図 3.2-1 a) 日本地図. 阿蘇火山の位置を青星印で示す. b) 阿蘇火山の地形図. クロスが MT 法の測点を示す. 三角は主な中央火口丘, 赤星印は地殻変動源 (大倉・及川, 2012) の水平位置を示す. 赤枠の範囲を c に示す. c) 中岳火口周辺の地形. クロスは火口周辺の MT 観測点. Matsushima et al. (投稿中)より抜粋.

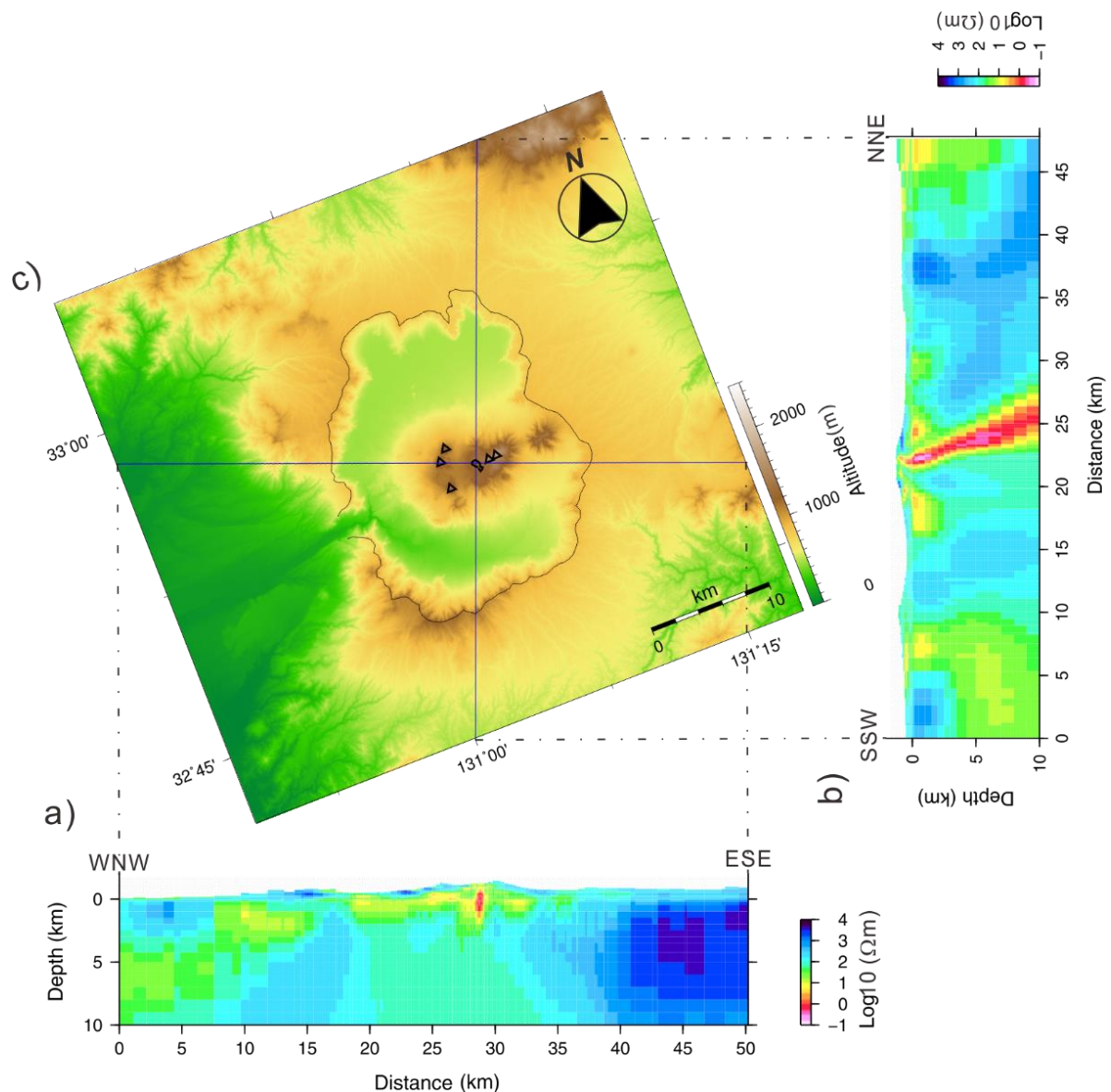


図 3.2-2 a) 西北西－東南東方向の比抵抗鉛直断面. b) 南南西－北北東方向の比抵抗鉛直断面図. c) 断面の測線位置図. Matsushima et al.(投稿中)より抜粋.

すでに得られている Hata et al. (2018) との違いを図 3.2-3 に示す. この図は阿蘇火山下の $5 \Omega \cdot \text{m}$ より低い領域を抽出したもので, 青色が Hata et al. (2018)によって, 赤色が Matsushima et al. (投稿中) によって解析された領域である. 山頂部の測定データを加えることによって, 10km より浅で低比抵抗柱が東に移動していることが分かる. そのため, 地震波速度構造 (Sudo and kong, 2001) や地殻変動 (大倉・及川, 2012) から推定されている草千里ヶ浜下の深度 5 km 程度に位置するマグマ溜まりとは重ならない. このことは, 別のマグマ供給系が存在していることを示唆している.

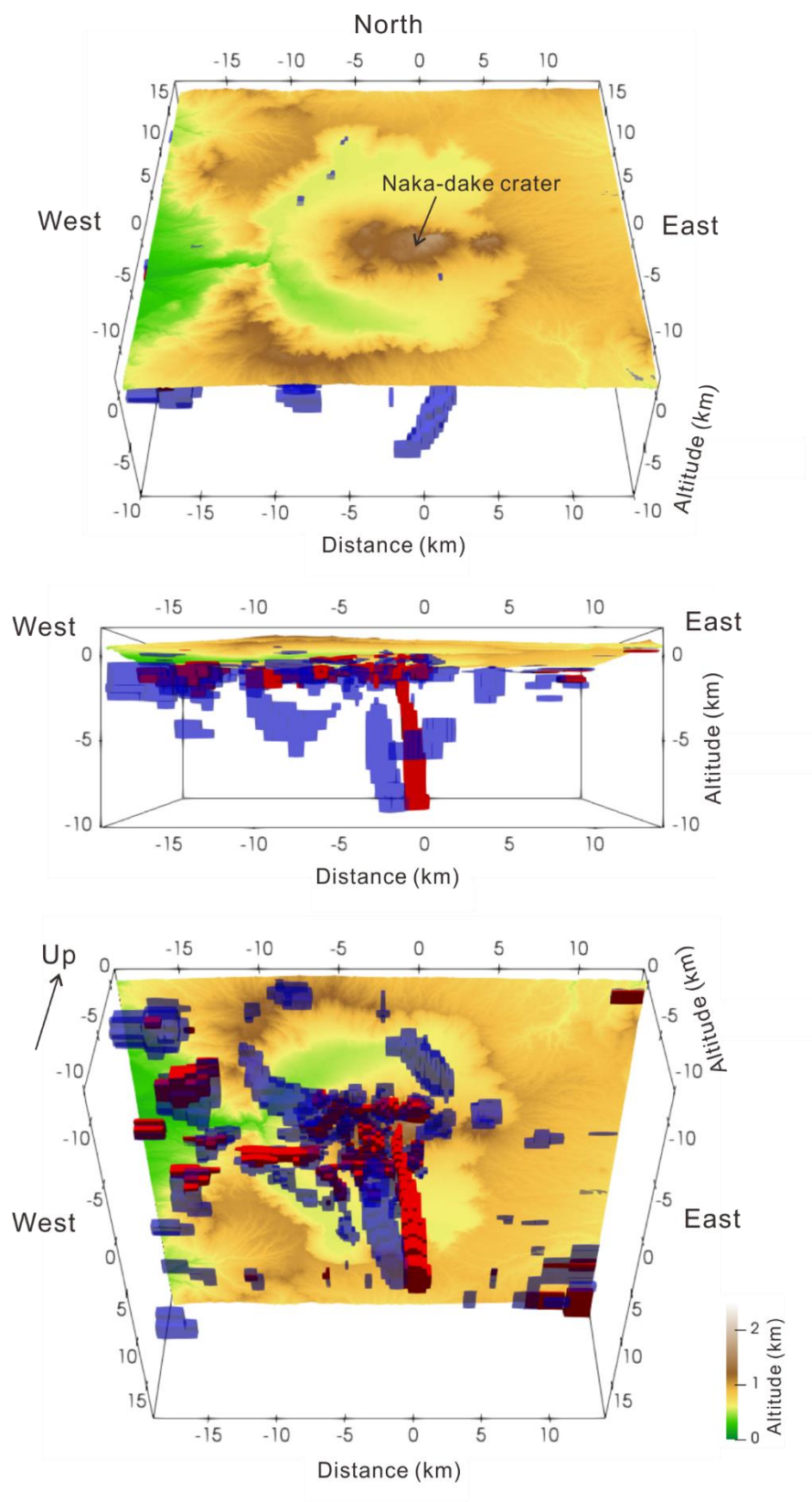


図 3.2-3 $5 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の比抵抗を示す領域. 青は Hata et al. (2018), 赤は今回の結果. Matsushima et al. (投稿中)より抜粋.

(2) MT 観測地点における繰り返し測定

新たに設置した MT 観測地点の位置を図 3.2-4 に示す。同じ範囲における再解析された比抵抗構造の水平断面を図 3.2-5 に示す。ここでは深度を各図の左上に示しているが、海水準を基準としてそれより浅部はマイナスで表示されている。また、図 3.2-4 に示した測線における鉛直断面を図 3.2-6 に示す。浅部の構造を再解析した結果を踏まえ、第一火口から北北東に傾斜する低比抵抗柱の近傍ないしはその直上に位置する測点として 409, 410 を選択した。各測点では、ソーラーパネルとバッテリーを設置し、データ収録装置を接続すれば、1 週間に 1 回程度のカード交換が必要となるが連続測定ができるような体制を整えた。また磁場センサーと電極も埋設したままとし、それらの設置場所の違いによる見かけの変化を避けるようにした。

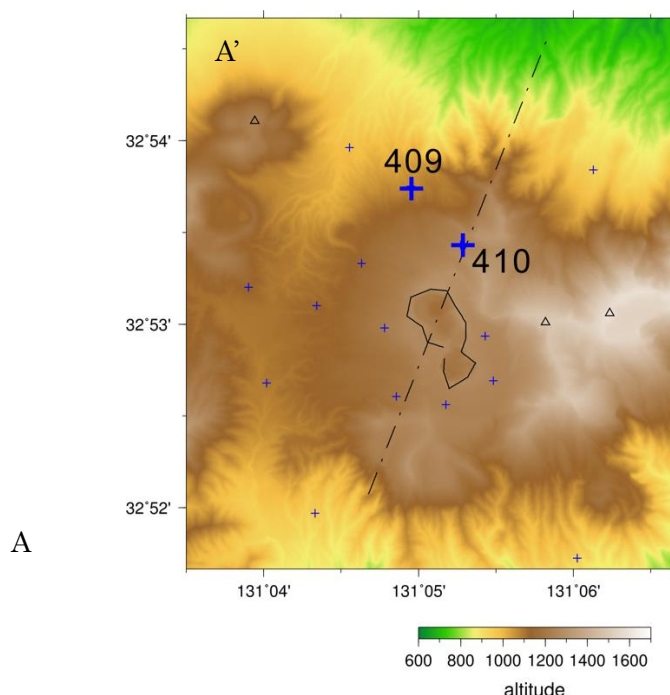


図 3.2-4 繰り返し観測点 (409, 410) の位置を示す地形図。

2018 年 2 月の観測以降、現在までに、2018 年 11 月、2019 年 2 月、2019 年 11 月の 3 回繰り返し観測を行っている。地球磁場の変化が大きくなると低周波側の十分なデータが取得できないことから、それぞれの観測期間を 2 週間程度とした。2018 年 2 月と 11 月の観測の間には 5 月から 10 月にかけて火映現象が観測されている。第 3 回目の観測の後、2019 年 4 月以降は火映現象と噴火が頻発している。特に 2019 年 11 月の観測時には、常時火山灰を含む噴煙を放出している連続噴火 (2019 年 7 月に開始) の期間に対応している。

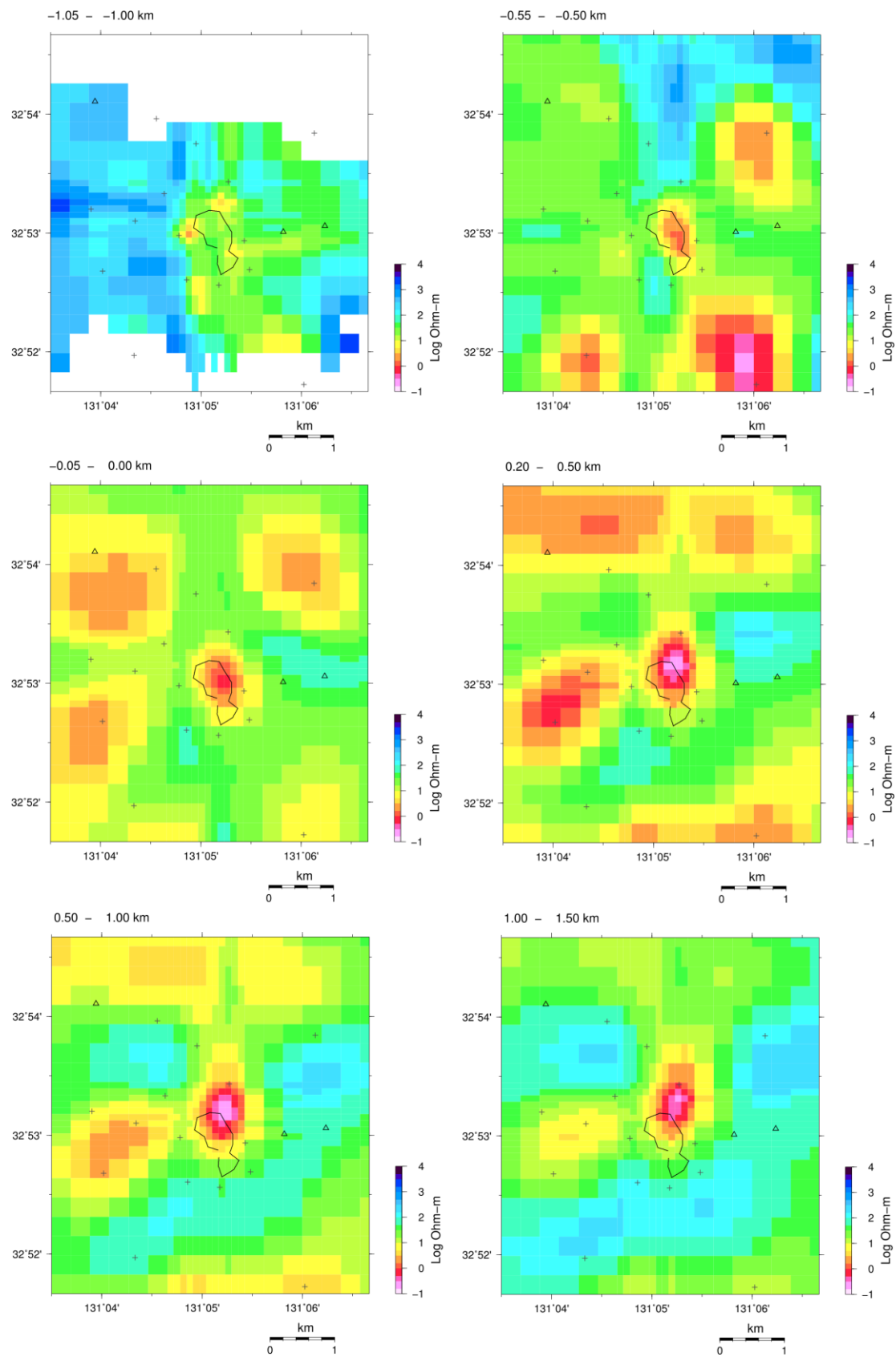


図 3.2-5 比抵抗の水平分布図. 各図の左上に解析された深度 (海水準を基準にして下方を正) を示す.

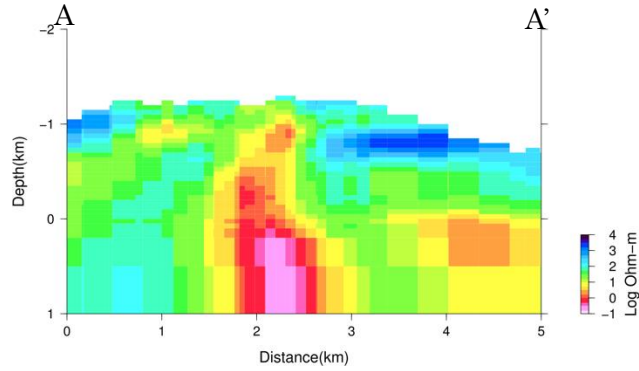


図 3.2-6 比抵抗の鉛直断面図. 測線の位置は図 3.2-4 に示す.

各時期の測定によって得られたサウンディングカーブについて、測点 409 については図 3.2-7 に、測点 410 については図 3.2-8 に示す. 両図とも、2018 年 2 月の結果を黒色、2018 年 11 月の結果を赤色、2019 年 2 月の結果を緑色、2019 年 11 月の結果を青色で示す.

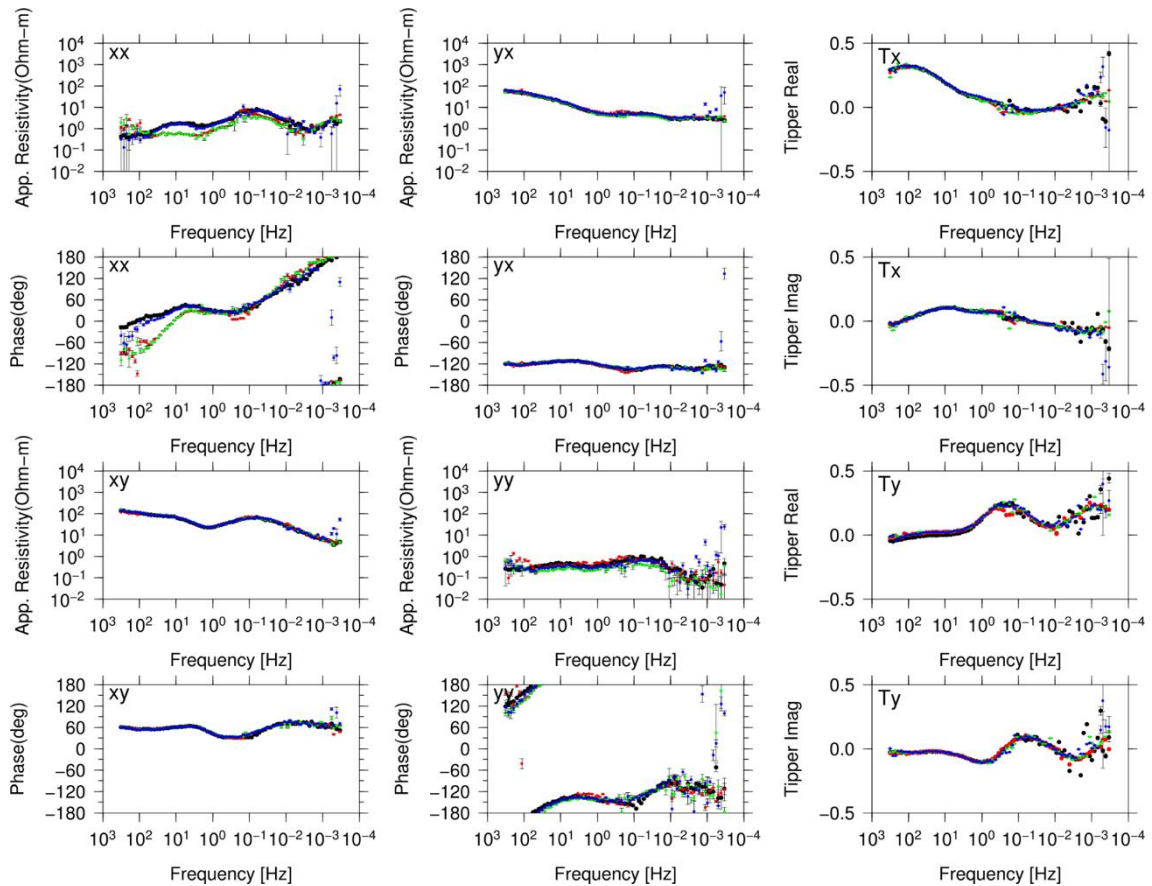


図 3.2-7 繰り返し観測点 409 における観測結果.

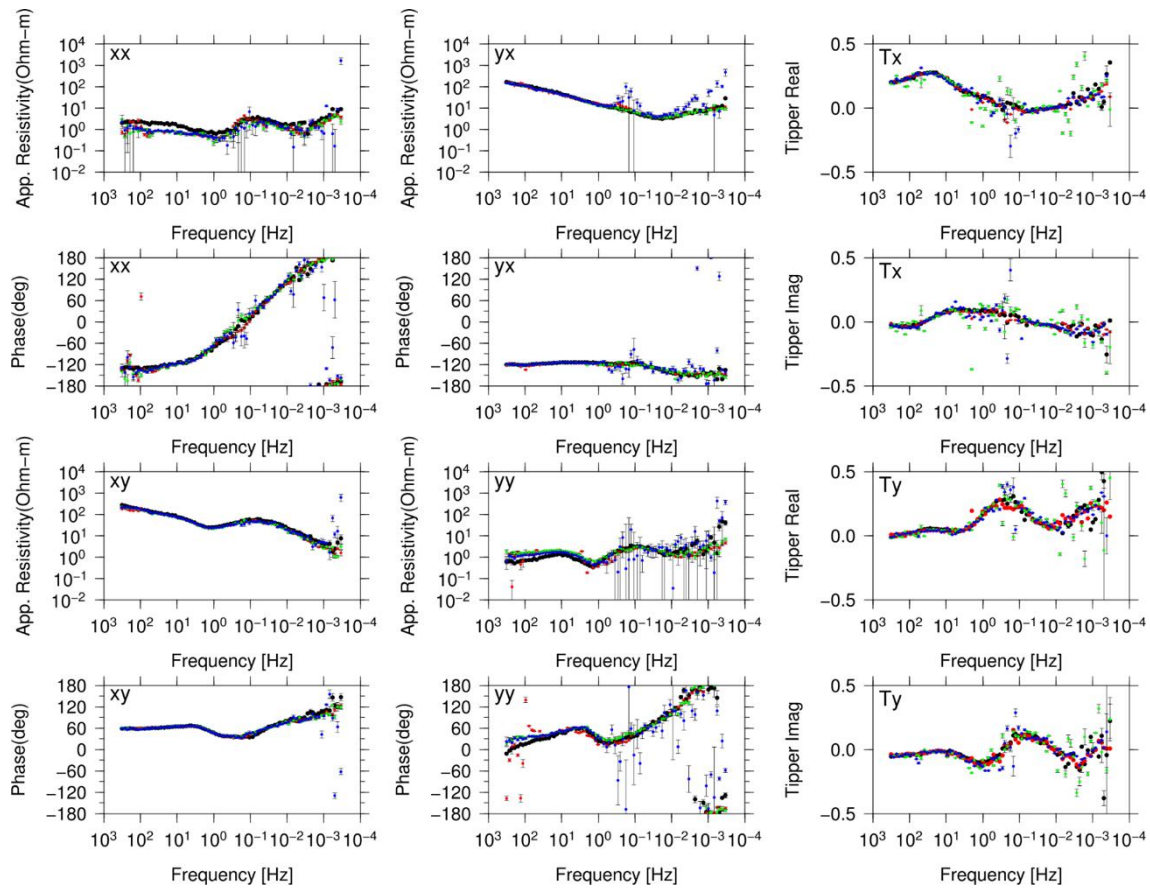


図 3.2-8 繰り返し観測点 410 における観測結果.

これらの結果を見ると、409 の xx 成分の見かけ比抵抗と位相において、2018 年 2 月に較べて、2018 年 11 月、2019 年 2 月の結果がずれていることが分かる。また、410 の xx 成分の見かけ比抵抗と yy 成分の見かけ比抵抗と位相において、2018 年 11 月、2019 年 2 月、2019 年 11 月の結果がほぼ同じ値を示すのに対し、最初の 2018 年 2 月の結果だけがずれていることが分かる。しかし、これらはいずれも高周波側のわずかなものであるため、地表付近の何かしらの変動を反映しているものと考えられる。代表的な周波数ごとに Phase tensor (Caldwell et al., 2004) を計算した結果を、409 については図 3.2-9 に、410 については図 3.2-10 に示す。各図とも縦軸は周波数、横軸は時期を示す。Phase tensor の楕円の長軸は 2 次元構造が卓越する場合の走行ないしは走行に直交する方向を表す。楕円の色は Phase tensor の最大値と最小値の平均値を角度で、暖色 ($>45^\circ$) の場合は、深度が増すにつれて抵抗値が下がる傾向を、寒色 ($<45^\circ$) の場合は深度が増すにつれて抵抗値が上がる傾向を示す。Phase tensor は Galvanic distortion のような地表付近の不均質の影響を受けない。そのためか、いずれも、サウンディングカーブでみられた高周波側のずれを反映するような違いは見受けられない。

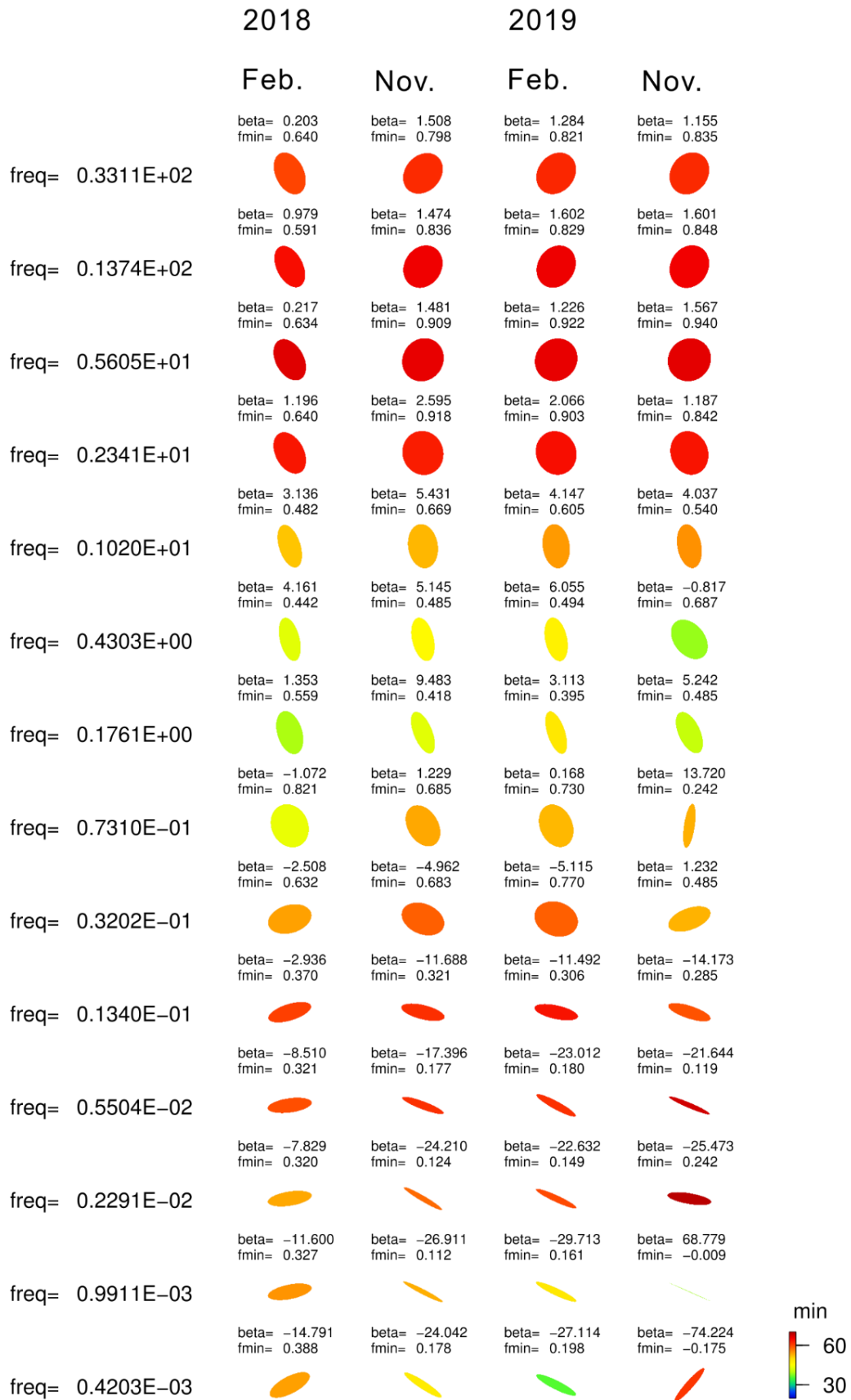


図 3.2-9 観測点 409 における各時期の Phase tensor. 縦軸は周波数.

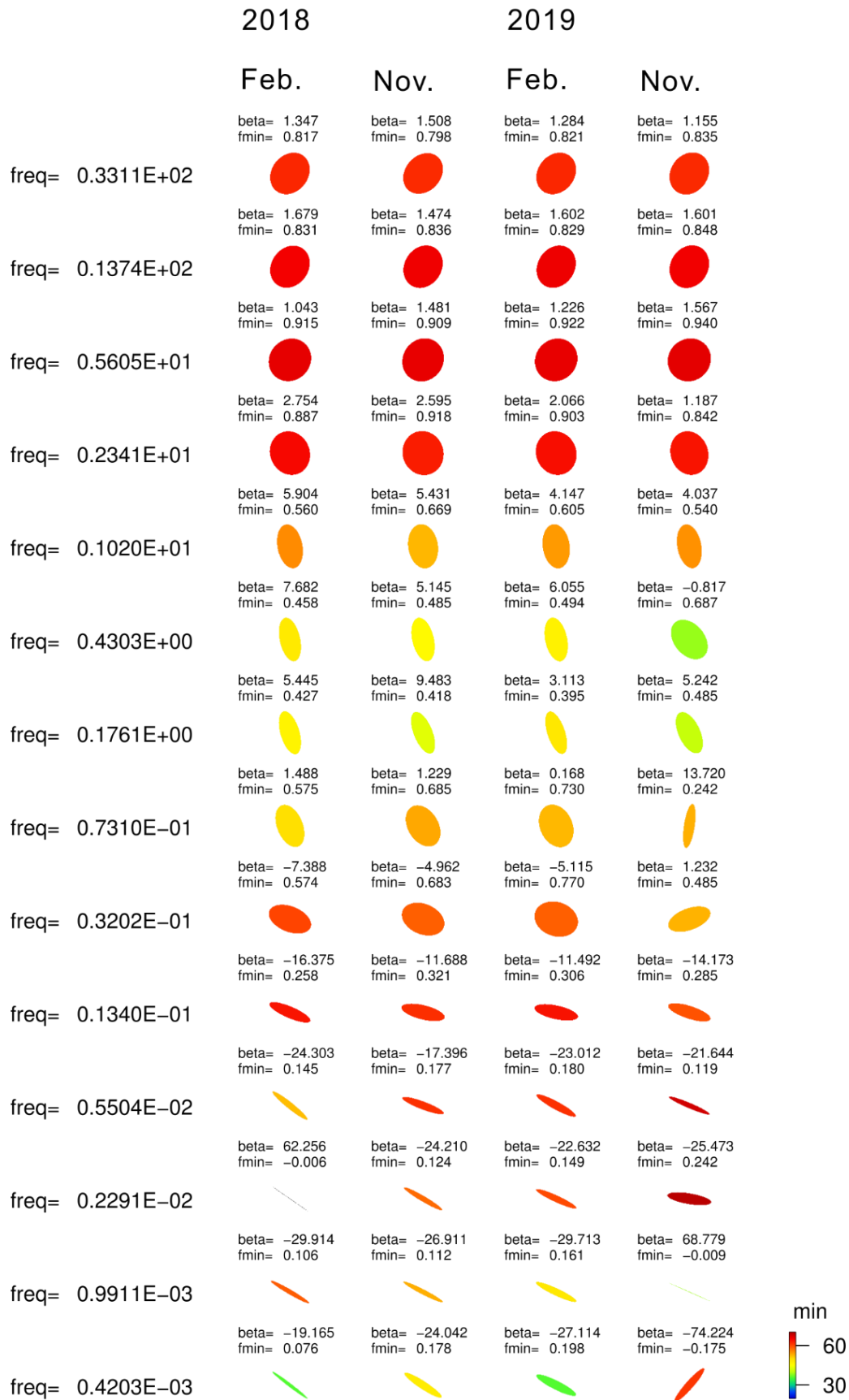


図 3.2-10 観測点 409 における各時期の Phase tensor. 縦軸は周波数.

(3) 想定される変化

現在のところ、繰り返し観測には有意な変化は認められないが、低比抵抗柱の頂部の移動に伴って想定される変化の検討を行った。図 3.2-11 はその頂部が地表まで到達したことを想定したものである。海水準で $3 \Omega \cdot m$ より小さいセルを選択し、それらのセルが水平方向で占める範囲を鉛直上方に延ばし、その範囲内にある $1 \Omega \cdot m$ より大きいセルの比抵抗値を $1 \Omega \cdot m$ にしたモデル（最上段）を与え、そのモデルに対するレスポンスを火口に近い測点 406, 繰り返し観測を行っている測点 409 と 410 について示した。各図で黒が測定値、赤丸が図 3.2-6 のモデル、青三角がここで想定されたモデルに対するレスポンスを示す。これを見ると、繰り返し観測点では、低比抵抗柱の頂部の情報への移動に伴う顕著な変化は観測されることが分かる。次に図 3.2-12 は低比抵抗柱の頂部が後退した場合を想定したものである。地表から海水準下 500 m の深度まで $30 \Omega \cdot m$ 以下のセルを $30 \Omega \cdot m$ にしたモデル（最上段）をあたえ、そのレスポンスを同じように計算した。これを見ると、もし、低比抵抗柱の頂部が後退するようなことが起こると、場合によっては、繰り返し観測点において変化が観測されることが分かる。引き続き、火山活動の推移に伴う変化の有無を調べるために繰り返し観測を行う予定である。

引用文献

- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C. (2004) The magnetotelluric phase tensor. *Geophys.J.Int* 158: 457-469
- 国土地理院 (2004) 阿蘇火山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報 88:106–110.
- Matsushima N, Utsugi M, Takakura S, Yamasaki T, Hata M, Hashimoto T, Uyeshima M (submitted) Magmatic-hydrothermal system of Aso Volcano, Japan, from electrical resistivity structures. *Earth Planet and Space*.
- Hata M, Matsushima N, Takakura S, Utsugi M, Hashimoto T, Uyeshima M (2018) Three-dimensional electrical resistivity modeling to elucidate the crustal magma supply system beneath Aso caldera, Japan. *J Geophys Res Solid Earth* 123. doi:10.1029/2018JB015951.
- 大倉敬宏・及川純 (2012) 阿蘇火山における GPS 観測. 月刊 34:706–711.
- Sudo Y, Kong SL (2001) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso volcano, Kyushu, Japan. *Bull Volcanol* 63(5):326–344. doi:10.1007/s004450100145.

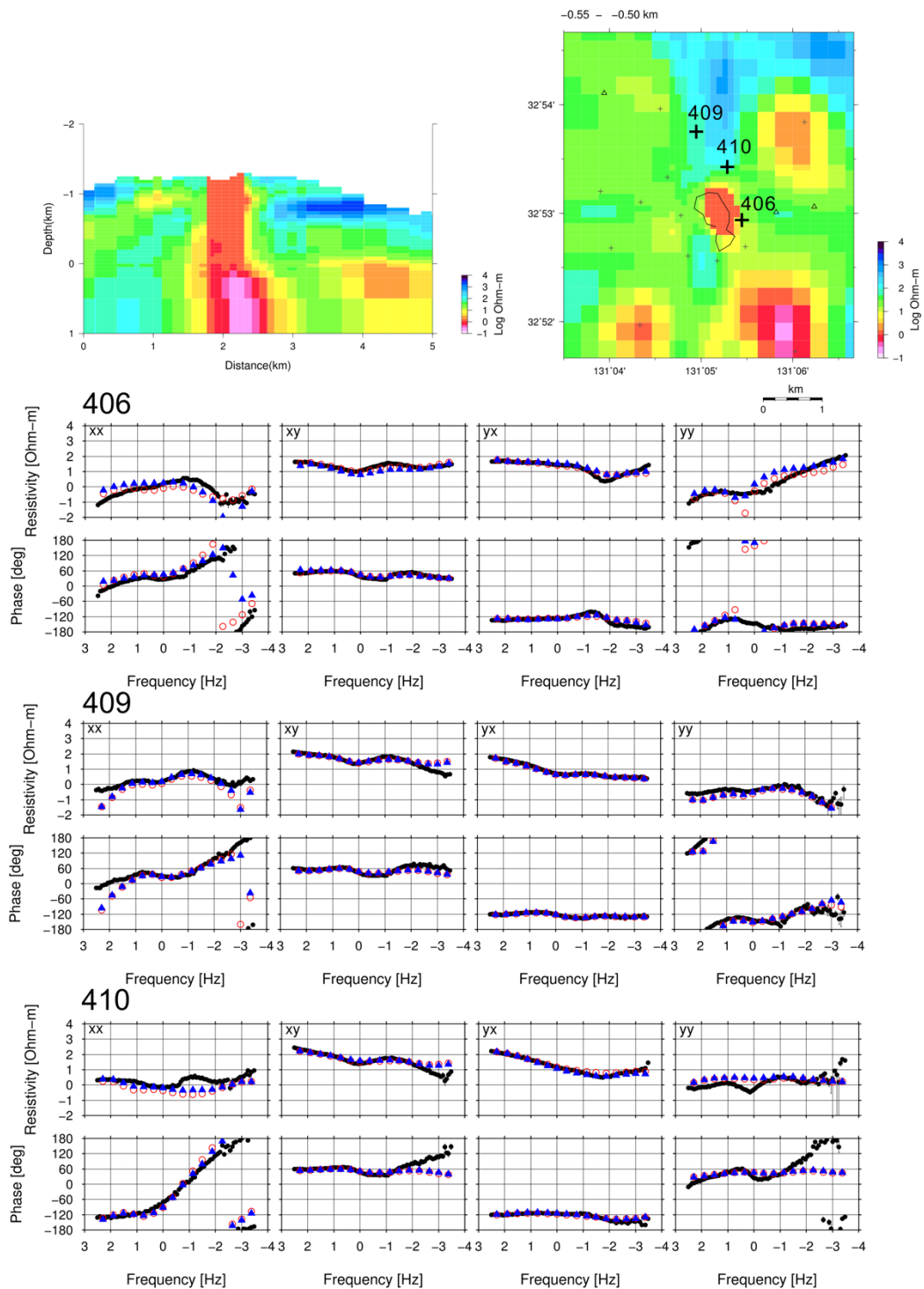


図 3.2-11 低比抵抗域が地表まで延びたモデル（上段）におけるレスポンス（下段）。観測点 406, 409, 410（位置は上段の図を参照）におけるサウンディングカーブを示し、黒が 2018 年 2 月の観測値，赤丸が図 3.2-6 のモデルのレスポンス，青四角がこのモデルのレスポンスを示す。

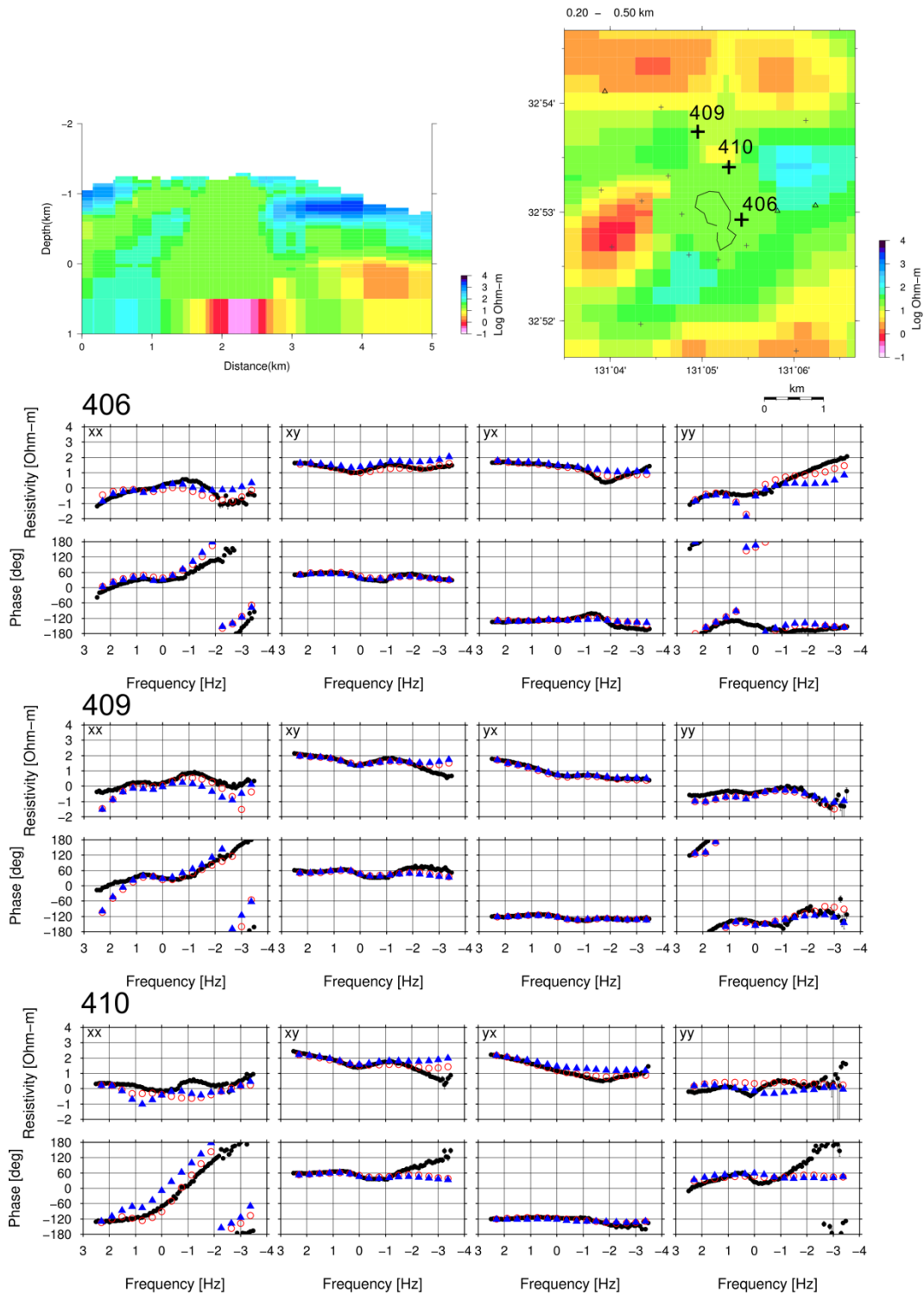


図 3.2-12 低比抵抗域が地表まで延びたモデル（上段）におけるレスポンス（下段）。観測点 406, 409, 410（位置は上段の図を参照）におけるサウンディングカーブを示し、黒が 2018 年 2 月の観測値、赤丸が図 3.2-6 のモデルのレスポンス、青四角がこのモデルのレスポンスを示す。

3.3 カルデラ火山の地下構造調査に関する海外動向調査

【実施内容】

巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究における有益な情報を得るため、2019年12月9日-15日の期間に George R. Moscone Convention Center で開催された、2019 AGU Fall Meeting (アメリカ地球物理学連合 (American Geophysical Union, AGU) 秋季大会) に参加し、活動的カルデラの観測データの評価やそれらに基づくモデル化等の最新情報収集を行った。

【調査・研究成果】

2019 AGU Fall Meeting は、地球物理学分野における世界最大規模の国際的な学会の秋季大会で、参加者は年々増加し、今年度は 30000 名を超えた。発表数とセッション数はそれぞれ 6000 件、2900 件近くにおよぶ。プログラムや要旨、一部の発表内容は web (<https://agu.confex.com/agu/fm19/meetingapp.cgi>) 上に公開されている。この学会への出席は、カルデラ火山の地下構造調査に関わる幅広い最先端の貴重な情報を得るためには、必要不可欠なものである。

セッション名において "caldera" が含まれているものは 2 つ、"Caldera-Rift Systems and New Insights into Basaltic Volcano Dynamics" および "Magmatism, Tectonics, and Faulting in Rifts, Arcs, Ridges, Calderas, and Volcanic Fields: Understanding Processes, Timescales, and Their Interactions", であるが、"Geodynamics of Large Silicic Magma Bodies in Earth's Upper Crust from a Volcanic and Plutonic Perspective" など関連が深いセッションが他にも多くある。また、abstract に "caldera" が含まれているものは 200 にもおよび様々なセッションで活発に議論されていた。特に、巨大噴火プロセスの中でも、カルデラ陥没に着目すると、データが豊富にあるキラウエア火山 2018 年噴火に関する発表の充実さが際立っていた。既に、論文としても多く発表 (e.g., Neal et al., 2019; Lundgren et al., 2019; Segall et al., 2019; Andersen et al., 2019) されているが、公表された論文より、より進んだ研究成果や、今後の研究の進展の方向性などに関しては、一步踏み込んだ議論が、発表・質疑応答だけではなく発表者との会話などを通じて可能である。これらは、今後の研究を進めていく上で重要な指針となりうる。

ここでは、主に地殻変動データから得られる知見とその限界や今後の研究の展望に関するものに着目しまとめる。GNSS データや InSAR 解析などにより、地殻変動は高時空間分解能でほぼリアルタイムで得ることができるようになった (例えば、図 3.1.1)。ただし、地殻変動観測によってもたらされる情報は、マグマだまりの圧力変化、ダイクの大きさや厚さや過剰圧といった運動学的情報のみであり、マグマ輸送過程が力学的に妥当なものである保証はない。

異なる感度を持つ地殻変動観測と地震活動観測を組み合わせることによって、火山現象の理解および予測能力の向上が図られることはよく知られており、事例研究も進められている。地殻変動観測のみからは、地殻変動をもたらす圧力源の形状を精度よく求めることは困難であるが、キラウエア火山 2018 年噴火は、豊富なデータを元に、ダイクをトリガーとする地震活動のモデル化がなされていた。これらは、火山活動の予測に役立つ可能性はあるが、解決すべき課題もまだ多く残されている。

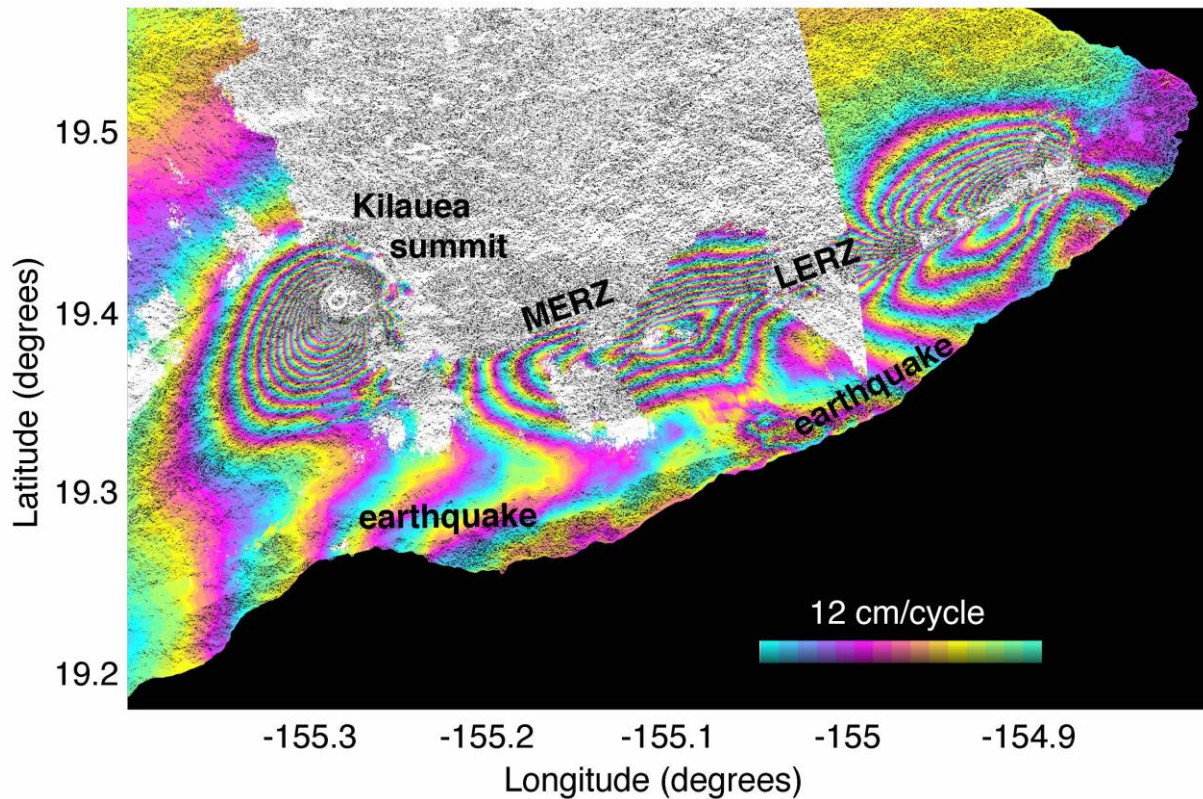


図 3.3.1 Sentinel-1 の時系列解析による累積変動と ALOS-2 の差分干渉 SAR 画像によるキラウエア火山 2018 年噴火にともなう様々な地表変動. 画像のカラースケール 1 サイクルは 12 cm の変動量を表し、衛星が遠ざかる向きに、シアン-マゼンダ-黄色の順番に変化してもとの色に戻るように表示した (Lundgren and Tanaka 2019 に加筆・修正). キラウエア山頂南西側の縞模様は、山頂直下とカルデラの圧力源の収縮による沈降を示す. MERZ の縞模様は、山頂と MERZ におけるマグマの収縮による沈降を示す. これは、LERZ における岩脈貫入と溶岩流出を引き起こした. 海岸に向かう粗い縞模様はキラウエア火山南山腹において 2018 年 5 月 4 日に発生した M 6.9 の地震によるものである.

理論的な噴火モデルは、より多くの観測データを取り込むことが可能であり、より多くの噴火プロセスに関する重要なパラメータを推定することができる可能性がある. 地殻変動観測から求められるのはマグマの圧力や体積の "変化" であり、マグマだまりの体積は求めることができない. しかし、観測を通じてマグマだまりの体積を拘束することは、火山活動の理解および予測に重要である. キラウエア火山 2018 年噴火に関しては、火道流モデルおよびそれにカップリングしたマグマだまりの変形モデル、それらによる地殻変動モデルを用いたインバージョン手法により、マグマだまりの体積なども推定されていた.

このような地殻変動観測と地震観測や物理モデルなどを組み合わせた融合研究は今後の火山地殻変動観測研究の発展に重要なテーマであろうことが強く示唆されていた.

表 3.3.1 は、学会に参加することにより得られた情報も含め、比較的よく研究されているカルデラ崩壊に関わる観測データをまとめたものである. このような知見の蓄積は、巨大噴火にい

たる長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火自体の推移およびその時間スケールの制約条件を与えるために不可欠であろうと考えられる。

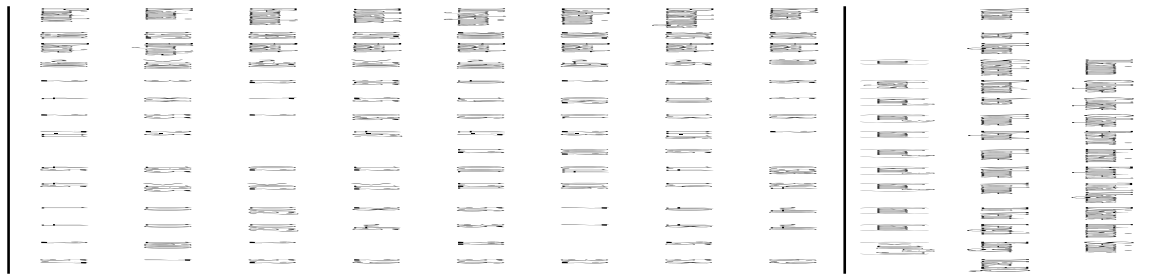


表 3.3.1 1900 年以降のカルデラ崩壊に関わる観測データ。(Gudmundsson et al. 2016 に Lundgren et al. 2019, Segall et al. 2019, Anderson et al. 2019 のデータを用いて加筆・修正)

以上、収集した知見は、カルデラ形成噴火マグマの実験岩石学的検討 (2-6 章) などに反映されている。

引用文献

- Andersen, K.R. et al. (2019) Magma reservoir failure and the onset of caldera collapse at Kīlauea Volcano in 2018. *Science*, **366**, eaaz1822.
- Gudmundsson, T. et al. (2016) Gradual caldera collapse at Bárðarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. *Science*, **353** (6296) aaf8988.
- Lundgren, P. R., Bagnardi, M., Dieterich, H. (2019) Topographic changes during the 2018 Kīlauea eruption from single - pass airborne InSAR. *Geophysical Research Letters*, **46**, 1-9.
- Lundgren, P., Tanaka, A. (2019) Sentinel-1 の時系列解析による累積変動と ALOS-2 の差分干渉 SAR 画像によるハワイ島キラウエア火山 2018 年噴火にともなう様々な地表変動. 地学雑誌, **128**, Cover03_01-Cover03_02. doi:10.5026/jgeography.128.Cover03_01
- Neal, C. A. et al. (2019) The 2018 rift eruption and summit collapse of Kīlauea Volcano. *Science*, **363** (6296), 367–374.
- Segall, P., Anderson, K. R., Johanson, I., Miklius, A. (2019) Mechanics of inflationary deformation during caldera collapse: Evidence from the 2018 Kīlauea eruption. *Geophysical Research Letters*, **46**, 11782-11789.

4 活動的カルデラ火山の地球化学的調査

4.1 希土類元素組成および重元素同位体組成によるマグマ種別判定、マグマ起源熱水流体の上昇過程推定法の検討

【実施内容】

希土類元素は、深部から上昇するマグマ起源熱水流体の履歴を保持する可能性がある。カルデラ火山体内部だけでなく、その周辺も含めて地下水の希土類元素組成を比較することで、地下水に含まれるマグマ起源熱水流体を海水や天水から識別すると同時に、母岩との反応と帯水層分布・深度を推定する。これにより、マグマ成分の影響の広がりや移動経路等について流体循環に関する情報を得ることができる。今年度は、トリプル四重極誘導プラズマ質量分析計（ICP-MS）を導入し、地下水中の希土類元素定量分析ルーチン化に向けて分析手法の確立を進めるとともに、熱水中の希土類元素の特性の検討、解析のために必要となるカルデラ火山周辺の岩石・海水などの既存データの収集を開始した。

【調査・研究成果】

4.1.1 トリプル四重極誘導プラズマ質量分析計（ICP-MS）の導入

トリプル四重極誘導プラズマ質量分析計（ICP-MS）は、第一四重極と第二四重極を備える高周波誘導結合プラズマ質量分析装置である。ターゲット化合物と異なる質量数を持つ化合物が第一四重極で排除されるため、リアクションセル内での化学反応がよりシンプルになり、かつ第二四重極でイオンをフィルタリングし、ターゲットイオンのみを検出器へ送ることができる。温泉水に含有される高濃度のマトリクス干渉を抑えつつ、できるだけ自動的かつ連続的に高精度で地下水中の希土類元素を測定することを目的として導入された。高マトリクス溶液試料である温泉水・地下水試料中に溶存する極微量（ppt～ppb レベル）の希土類元素組成を、高精度で多試料について測定するためには、装置の最適化が不可欠である。従来は、標準添加法を用いて、1 試料につき 5 つの添加濃度の異なる試料を作成し 1 セットとして測定することで、1 試料中の含有量を算出していた。中～重希土の元素は、希土類の中でも低含有量であることが多く、安定した測定結果を出すために 1 セットを複数回繰り返すこともある。このため、分析数は試料数の 5 倍以上に膨れ上がり、非常に効率が悪い。しかし、トリプル四重極により、マトリクスを抑えつつ感度が上がり、安定しやすくなった。このため、スパイク法の適用を試みている段階である。スパイク法では、質量数が重ならない濃縮同位体を試料分析の際に一定量を自動的に加えることで、シグナルの安定性を確認しつつ、分析で生じる様々な変動を補正することができる。スパイク法で測定することが可能になれば、1 試料につき 1～3 試料程度で測定結果を確定することができるだろう。検出限界が 0.1-1 ppt であることが標準試料の繰り返し測定によって確認されたため、試料によっては濃すぎることを想定し、希釈率を数段階に変える必要があるが、それでも、試料数は 3 倍程度で済むだろう。また、希土類元素に特化した最適化を行ったことで、測定時間を短縮させることができると考えている。今後は、分析手法のルーチン化を進めていく。

4.1.2 カルデラ火山周辺の関連物質（地殻構成岩石、海水）の希土類元素組成

希土類元素は揮発性成分よりも流体に分配されにくいため、深部から上昇するマグマ起源熱水

流体の挙動の履歴を保持する可能性がある。海水中に高含有量で含まれる塩素などの揮発性成分と独立な情報を得るために、希土類元素組成について、基盤を構成する岩石や堆積物、海水や天水と比較し、マグマ起源熱水流体とこれらとの間で生じた反応について検討する。これにより、熱水流体の上昇過程、マグマ成分の広がりや移動経路など、流体循環に関する情報を得ることが期待される。本年度は、海底カルデラ火山周辺の関連物質（地殻構成岩石、海水）について、公表データの収集を行なった（Haraguchi et al., 2018）。図 4.1.2-1 は、始良カルデラ周辺に露出する地殻構成岩石の希土類元素組成をコンドライトで規格化したものである。実線は花崗岩類、点線は河川堆積物を示す。始良カルデラ周辺で既存の公表されている希土類元素データは、緯度 31.11136-32.15811、経度 130.1201-131.4676 の範囲であり、データ数は 47 点あるが、岩石種は花崗岩類に偏っており、特に中希土は元素が抜けているものが多い。また、測定法が様々で、蛍光 X 線分析装置 (XRF)、偏向光学系蛍光 X 線分析装置 (polarized XRF)、原子吸光分光光度計 (AA)、機器中性子放射化分析 (INAA)、若しくはこれらを併用したものであり、測定した時代も 1987 年以降から現在までと幅広く、データの精度と確度という視点からも、対比として使用することは難しいことが分かった。従って、対象地域に露出する色々な岩石種について、同一の条件で測定を行なうことが不可欠と考えられる。

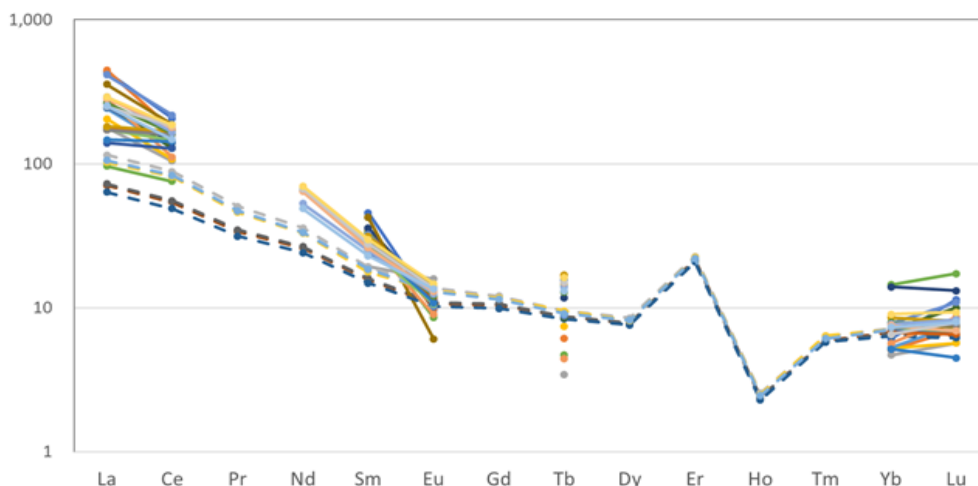


図 4.1.2-1 始良カルデラ周辺の地殻構成岩石の希土類元素組成

天然物質中の希土類元素濃度をコンドライトで規格化している。実線は花崗岩類、点線は河川堆

次に、塩素などの揮発性成分から指摘されている海水の影響について、温泉水中の希土類元素組成からその寄与を検証する。マグマ熱水中の希土類元素組成を測定することはできないので、阿蘇カルデラ内で得られた試料が、天水や地殻との反応による組成変化を受けておらず、マグマ熱水の組成を示すものと仮定し、海水との混合によってどのような組成変化をするか調べる。マグマ熱水と海水が混ざる割合をパラメータとし、混合物として生成される温泉水の濃度を試算した結果を図 4.1.2-2 に示す。各線は、20%-80%の海水混入率の結果である。近海の海水のデータは見つからなかったため、北太平洋の深層海水 (Bruland, 1983) を代用した。その結果、マグマ熱水中の濃度は海水より 2 桁ほど高いため、海水の混合率がかなり大きくなると希土類元素濃度

に影響を与えないことが分かった。また、希土類元素パターンについても、北太平洋の深層海水は特異な特徴を示さないため、マグマ熱水の希土類元素パターンを大きく変えるような変化は見られないことも明らかとなった。ただ、海水はCe 負異常を示すことが知られており、関与する可能性がある近海の海水を測定することが必須と言える。

なお、この試料が採取されたエリアでは、ヘリウム同位体比やC/Cl 比 (>10) が高く、苦鉄質マグマの供給に伴い放出された熱水流体が深部から上昇していると考えられることから、試料はよりマグマ熱水に近いと考えられ、推定した値は妥当と考えている。

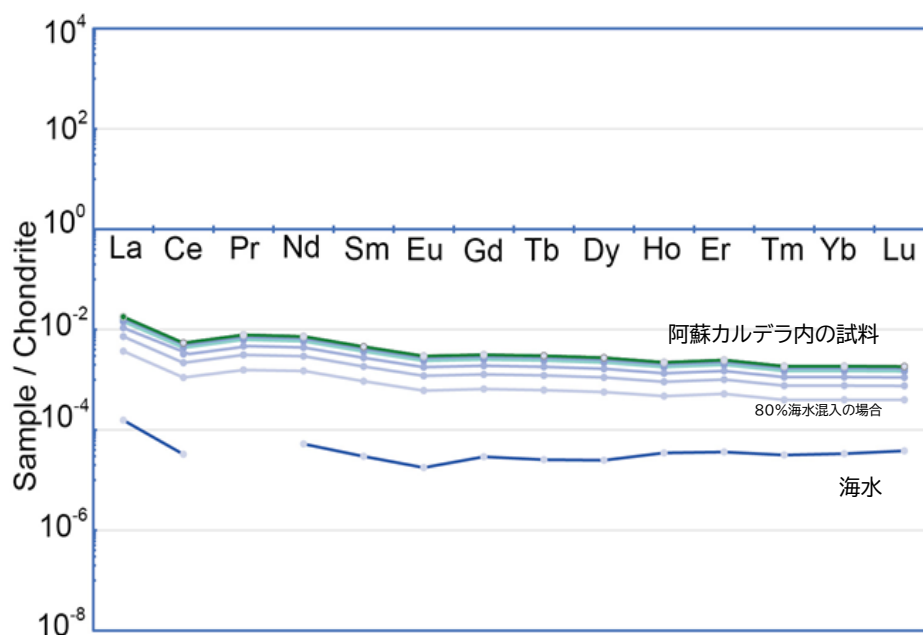


図 4.1.2-2 希土類元素組成から見る阿蘇カルデラ内熱水に対する海水の影響

最も高濃度のデータ（緑）は阿蘇カルデラ内で採取された試料，最も低濃度のデータ（青）は北太平洋の深層海水中の希土類元素組成を示し，他は 20%毎に海水を混合させた場合の計算値を示

4.1.3 マグマと熱水間の希土類元素分配

流体とマグマ間の希土類元素分配について実験的研究は少ないが、鉱床資源的観点から花崗岩マグマと流体間の分配については実験や数値モデリングが幾つかある (e.g., Webster and Holloway, 1980; Bai and Koster Van Groos, 1999). 特に、流体中の塩化物イオン濃度が希土類の分配に与える影響については多くの指摘があり (e.g., Kravchuk et al., 1995; Lukanin and Dernov-Pegarev, 2010), 温度圧力と同様に、元素分配に効いてくることは確かと考えられる。ここでは、数値計算による希土類元素の振る舞いについて、3 kbar から 0.5-0.3 kbar, 約 800 度での 7.6 wt% H₂O や 0.25 wt% Cl を含有した花崗岩メルトの減圧による脱ガス過程を想定した結果を紹介し、希土類元素の組成変化について考えてみる。

図 4.1.3-1(a)は、脱ガス駆動の減圧により生成された流体中の塩素や希土類元素の濃度が、減圧とともに、元素によって振る舞いが変わることを示している。脱ガス初期は高塩素流体の生成に

伴い、希土類元素全体が流体に入りやすいため高濃度になるが、脱ガスが進むにつれ、塩素濃度の低下と共に希土類元素の濃度も下がる。より高圧下では希土類間の分別は大きくないので、滑らかな上に凸のパターンを示すが、より低圧になると、イオン半径が大きく流体に入りやすい軽希土側が強く分別し、シャープなパターンを示す。Eu 異常については、脱ガス初期には高塩素流体の生成に伴い、通常三価の希土類に対し、二価も合わせ持つ Eu の負異常が現れる。更に脱ガスが進み減圧し塩素濃度が下がると、Eu 正異常が現れ始める。開放系では、閉鎖系に比べ、より低濃度の塩素流体で強い元素分別が生じることが分かる (図 4.1.3-1(b))。この研究では、花崗岩メルト中の水の溶解度と、メルトと水溶液の間の塩素の分配係数は、実験に基づき得られ、希土類の分配係数は塩素濃度との経験則に基づき、圧力を減らすごとに平衡を仮定して算出されている。天然において、流体は、このような圧力下では、マグマ中に保持されて上昇するよりも、マグマから分離して上昇すると考えられるので、開放系の結果が指標となるだろう。

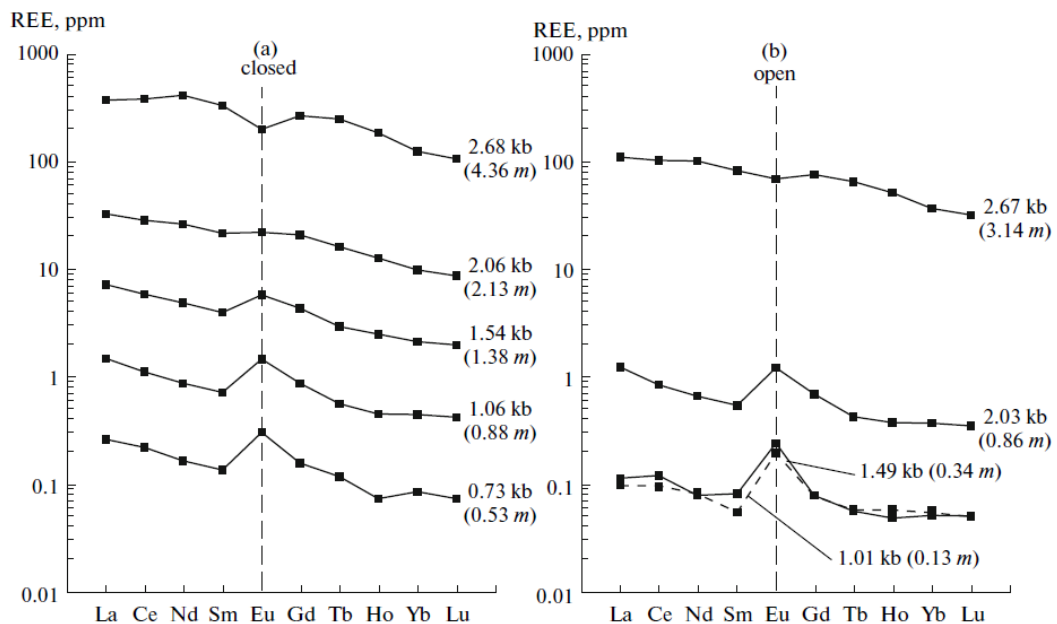


図 4.1.3-1 花崗岩メルトの脱ガス減圧に伴う流体中の希土類元素パターンの変化

(a)閉鎖系(b)開放系。縦軸は濃度 ppm, 横軸は元素。付記された数値は圧力 (kbar), 括弧は塩素濃度を示す。After Lukanin and Dernov-Pegarev, 2010, Fig.7

図 4.1.3-2 は、Eu の異常の原因について、少ない実験 (点線) に基づき、数値計算した結果 (実線) を示す。縦軸は異常の強さと捉えることができ、横軸は塩素濃度であり、実線に付記された数字は酸化状態の違いを示す。塩濃度が高い場合は Eu 負異常が生じ、還元的な条件ほど負異常の程度は強くなる。一方、塩濃度が低い場合は、正異常が現れやすく、より酸化的な条件ほど異常は強くなる。転移の閾値は、この実験条件では、流体中の塩素濃度が約 2 mol/l である。実際に、天然の試料では Eu の正負異常が観察されており、その異常の程度も様々である。メルトと平衡な流体は、希土類元素を主に塩化物錯体として含有していると考えられ、初生マグマ中の塩素や水の含有量が重要であるが、加えて、マグマの酸化還元状態、流体がマグマから分離し地表に至

るまでの力学などによって、希土類元素のパターンや濃度、そして Eu のように異なる価数をもつ元素の異常の程度が大きく変わることを組み込んだ解析を行なう必要がある。

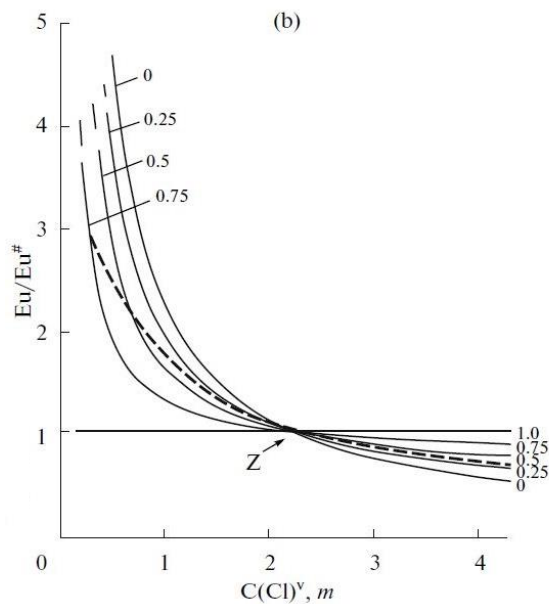


図 4.1.3-2 Eu 異常に対する流体中の塩濃度，酸化状態の関係

縦軸は Eu 異常，横軸は流体中の塩素濃度(mol/l)，付記された数値は酸化状態の指標 ($\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{3+}+\text{Eu}^{2+}$) を示す。Z は Eu 異常が変化する交点。After Lukanin and Dernov-Pegarev, 2010, Fig.16

一方、シリケートメルトの組成に対する希土類の振る舞いについては、実験条件に制約があるが、生成する流体に明瞭なトレンドの違いを生じると考えられる (Flynn and Burnham, 1978)。実験物質は，pegmatite と jadeite-nepheline gel であるが、シリカ量としては 74% と 55% に相当する。これらと塩化物を含んだ流体との間で、希土類元素の温度 800 °C 圧力 4 kb 下での挙動の違いを図 4.1.3-3 に示す。注目すべきは、● (jadeite-nepheline gel) と ■ (pegmatite) の希土類元素間の違いである。同じ条件下において、●は■よりも流体に入る濃度が 5-10 倍程度低く、■では軽希土と重希土の間で 2 倍程度の差が出る。Eu についてはいずれも正異常を示すが、■では極端に大きな正異常を示すことになっている。縦軸が fluid 中の濃度と melt 中の濃度比のため、前述の図やコンドライト規格化した図と単純に比較することはできないが、シリカの多いメルトほど、塩化物流体中の希土類元素濃度が高くなり、かつ軽希土ほど濃度が上がることが分かる。しかし、実験は限られた条件で行なわれたものであり、例えば、▲ (pegmatite) で圧力だけを低くした条件では濃度が高くなっている。これは、図 4.1.3-3 に示される高圧ほど高濃度になるという結果とは異なるものであり、定量的にシリケートメルトの組成が与える影響を議論するためには、塩素濃度や酸化状態などの要素も加えて考える必要があることを示唆している。

シリカ量に伴って希土類元素の振る舞いが異なることは、分子理論的にも疑いがない (e.g., Burnham, 1975)。Si 原子と O 原子が作る SiO_4 四面体の重合体は、シリカ量が少ないほど重合体を

作りにくい。解重合ではメルトの構造がオープンになるため、三価の希土類元素は八面体配位に入りやすくなり、元素間の相対的な分別は生じにくいと考えられる。従って、玄武岩から生じる流体では希土類元素は相対的に少なく、また Eu 異常は生じにくく、希土類のトレンドも緩やかになる。また、マグマ中の水が多ければ、より八面体配位に入りやすい状態になるため同様の効果が生じるだろう。

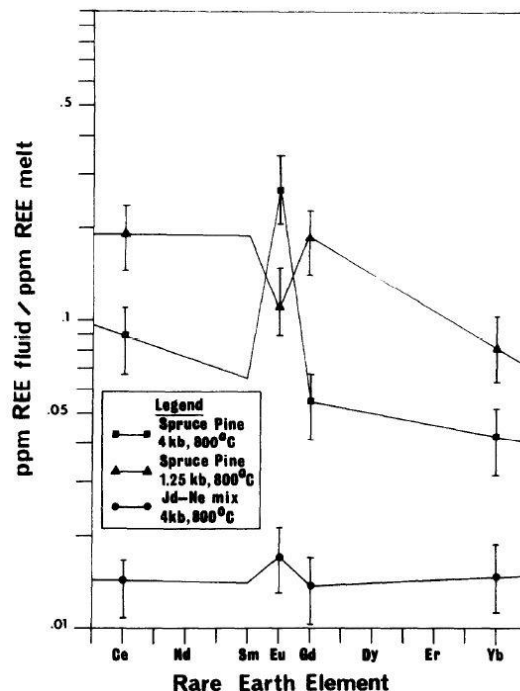


図 4.1.3-3 メルト組成に対する希土類元素パターンの違い

縦軸は流体とメルト間の濃度比、横軸は元素を示す。一定温度 800 °C 下、0.914 mol/l 塩素濃度で行なった流体メルト間での実験結果。●は jadeite-nepheline gel を用いた実験結果で、■は pegmatite を用いた結果、▲はより高圧での pegmatite を用いた結果を示す。After Flynn and Burnham, 1978, Fig.7

4.3 まとめと今後の課題

上述のように、マグマと流体間での希土類元素の振る舞いについて、実験や理論から得られる情報は限られている。加えて、採取して得られる試料は、マグマ起源熱水流体を含んでいたとしても、地表に至るまでどのような過程（分配が生じるかどうかも含め）を経ているか分からない。従って、カルデラ火山体内部や周辺の温泉水・湧水が、湧出する周辺の天然物質や天水とどのような接触をしているかを、データから解き明かすことが最善策と考えている。このために、非公表データも含めて、周辺の岩石や海水などの天然物質の化学組成データをまとめ、温泉水・湧水データとともに解析し、岩石との反応、天水の寄与や帯水層での滞留などのプロセスについて評価する。これにより、マグマと平衡な流体が地表に出るまでの間に生じる過程における組成変化を解き明かすことに繋がると考える。

今後は、まず、C/Cl 比や $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を用いた手法によりカルデラ火山直下に存在するマグマの種類・状態についての検討がすでに行われている阿蘇カルデラ等の深層地下水について、希土類元

素を用いた手法の適用を試みる。その際に、塩素などの主溶存元素やヘリウム同位体比など、これまでその有用性が指摘されている元素だけでなく、全データを統合して解析を行なうことが重要と考える。

【引用文献】

- Bai, T. B. and Koster Van Groos, A.F. (1999) The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La and Ce between Granitic melts and coexisting Aqueous fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63(7/8)**, 1117-1131
- Bruland, K.W. (1983) Trace elements in seawater. *Chemical Oceanography*, **8**, 157-220
- Burnham, C.W. (1975) Water and magmas; a mixing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 1077-1084
- Flynn, R.T. and Burnham, C.W. (1978) An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 685-671
- Haraguchi, S., Ueki, K., Yoshida, K., Kuwatani, T., Mohamed, M., Horiuchi, S. and Iwamori, H. (2018) Geochemical database of Japanese islands for basement rocks: compilation of domestic article. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **124(12)**, 1049-1054, doi:10.5575/geosoc.2018.0027
- Kravchuk, I.F., Ivanova, G.F., Varezhkina, N.S. and Malinin, S.D. (1995) Fractionation of rare-earth elements in the Felsic Fluid-magma systems. *Geokhimiya*, **3**, 337-385
- Lukanin, O.A. and Dernov-Pegarev, V.F. (2010) Partitioning of rare earth elements between and aqueous chloride fluid phase and melt during the decompression-driven degassing of granite magmas. *Geochemistry International*, **48(10)**, 961-978, Doi: 10.1134/S0016702910100022
- Webster, E.A. and Holloway, J.R. (1980) The partitioning of REE's, Sc, Rb and Cs between a Silicate Melt and a Cl Fluid. *EOS*, **61(46)**, 1152

4.2 マグマ起源成分および放射性塩素を用いたマグマの状態・種別判別法の妥当性、適用限界の検討

【実施内容】

阿蘇カルデラ火山深部に存在する流体がマグマであるか否か、マグマの種別、マグマ起源熱水の上昇過程を推定するために開発した放射性塩素同位体法および C/Cl 比を用いたマグマの活動状態の推定手法の妥当性を検討するため、日本の他のカルデラ火山においても同手法を用いた地下のマグマの状態の推定が可能かどうかを試み、同手法の適用性を評価する。今年度は、同手法の妥当性検討のため、九重火山を対象とした地下水調査および解析を行う。また、始良カルデラや鬼界カルデラ等の海底カルデラ地域等において、地下水への海水の混入が想定される場合について C/Cl 比、放射性塩素同位体を用いた手法の適用の可否の検討を開始する。今年度は、予察的に始良カルデラ周辺の地下水調査および解析を行う。

【調査・研究成果】

4.2.1 C/Cl 手法の改良と考察

本章では、産総研(2019)において提案した C/Cl 法の使用パラメータ(Cl の分配)の変更による改良とその適用上の問題及び適用に関する注意点をまとめる。

1) C/Cl 手法の改良

産総研(2019)においては、マグマ溜りの状態を推定するために C/Cl 法を適用するにあたって、熱水流体中の Cl 濃度(wt%)とメルト中の Cl 濃度(wt%)の比(Cl の分配値: $D_{Cl}^{fluid/melt}$)を Beermann et al. (2015)にコンパイルされたデータから、現実の苦鉄質マグマおよび珪長質マグマに近いデータから選別して、苦鉄質マグマおよび珪長質マグマのそれぞれについて、

$$D_{Cl}^{fluid/melt}(\text{mafic}) = 1$$

$$D_{Cl}^{fluid/melt}(\text{felsic}) = 40$$

としていた(詳しくは、産総研(2019)の 3.2.1.2.6 章を参照)。なお、C はほぼ全てが CO₂ の形態である。この分配値が C/Cl 比に与える影響が大きいため、今回さらに検討を行い、Webster (1992) および Signorelli and Carrol (2000)のデータを元に、

$$D_{Cl}^{fluid/melt}(\text{felsic}) = 10 \quad (\text{at } 2.0 \text{ kb})$$

$$D_{Cl}^{fluid/melt}(\text{felsic}) = 5 \quad (\text{at } 1.5 \text{ kb})$$

$$D_{Cl}^{fluid/melt}(\text{felsic}) = 2 \quad (\text{at } 1.0 \text{ kb})$$

とした。なお、 $D_{Cl}^{fluid/melt}(\text{mafic})$ については変更ない。Cl の分配値にはマグマの組成依存性や共存ガスの種類による依存性が確認されており、現在の知識では完全な形で Cl 分配値を決定することができない。特に珪長質マグマに関しては、使用した Cl の分配値はアルカリ流紋岩のデータであり、日本の火山に適用するには問題があると認識している。今後、さらに Cl の分配に関するデータが増え、詳細化がされれば、より信頼性の高い手法となると考えられる。なお、気相に分配される Cl は 2kb 以上の高圧下では、(Na,Ca)Cl が卓越し、逆に 1kb 以下の低圧下では HCl が卓越する(Shinohara, 2009)。1kb 以下(4km 以浅)の環境は、マグマ溜まりよりもむしろ火道の存在環境であり、HCl を含む酸性流体(火山ガスを含む)は火道系を通じて放出された熱水流

体の特徴と考えることができる。したがって、本手法では 1kb 以下の状態はマグマ溜まりの状態を反映しない可能性が高いため取り扱わない。

図 4.2.1-1 に示したシナリオモデルは、産総研(2019)において示したものであるが、今回は海底カルデラである始良カルデラを取り扱うため、これまでの阿蘇カルデラの場合と地下水の素性が異なる。図中の帯水層は陸上カルデラでは、天水起源の希薄な地下水が主体であり、マグマ起源成分の抽出は比較的簡単であるが、始良カルデラの場合は、帯水層の主成分が海水になっているため、マグマ起源成分の検出が困難になる可能性がある。本章では、海水主体の帯水層の場合における C/Cl 法の適用性についても検討を行う。図 4.2.1-1 に示した各マグマ溜まりの状態において放出される熱水流体は大きく組成が異なるため、下記のように分類する。

MD-1: 深部(5kb~深度 20km)に供給された苦鉄質マグマが揮発物質に過飽和となり発泡し脱ガスして生じた熱水流体,

MD-2: 上部地殻(2kb~深度 8km)に供給された苦鉄質マグマが揮発物質に過飽和となり発泡し脱ガスして生じた熱水流体,

MS-1: 深部(5kb)に供給された苦鉄質マグマの固化に伴い放出された熱水流体,

MS-2: 上部地殻(2kb)に供給された苦鉄質マグマの固化に伴い放出された熱水流体,

FD-3: 上部地殻(1-2kb)で苦鉄質マグマの供給により生成した珪長質マグマが揮発物質に過飽和となり発泡し脱ガスして生じた熱水流体,

FS-3: 上部地殻(1-2kb)で生成された珪長質マグマの固化に伴い放出された熱水流体。

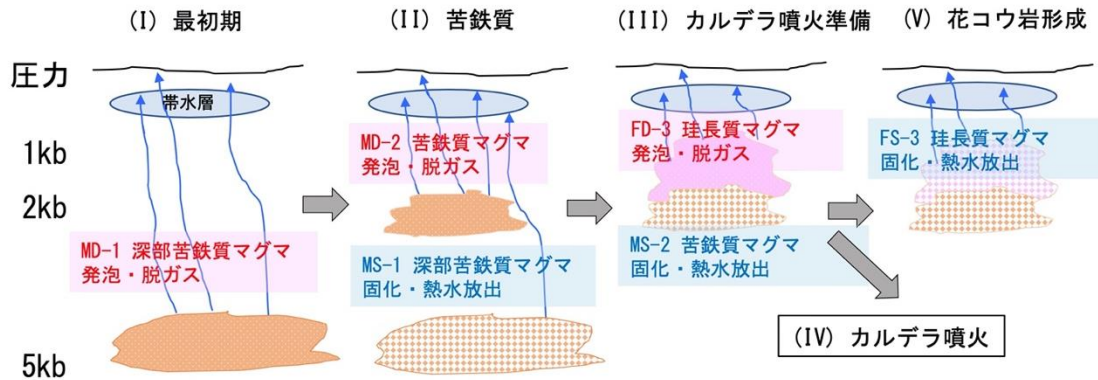


図 4.2.1-1 マグマ溜まりの進化モデル (産総研, 2019)

次に、産総研(2019)において示したマグマ溜まりの進化モデル (図 4.2.1-1) に沿って、各マグマ溜まりの状態において放出される熱水流体の C/Cl 比を Cl の分配値を変更して再計算した結果を図 4.2.1-2 に示す。本図は、最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ $H_2O=1\sim3$ wt%, $CO_2=0.2$ wt%, $Cl=0.1$ wt% として計算した結果 (H_2O 濃度を変化させた) を示した図である。産総研(2019)で示した図と比較した場合、全体の傾向は多少の違いを生じるが、大きく変わらない。また、産総研(2019)において、適用した阿蘇火山ほかの C/Cl 比の手法による解釈についてもかわることはない。つまり、 $C/Cl > 1$ の場合は、苦鉄質、珪長質にかかわらず、溶融マグマが発泡し、地下のマグマ溜まりから熱水流体が放出されて地表付近に上昇している状況を示して

いる。また、 $C/Cl < 1$ の場合は 2 kb までのマグマ溜まりの深さ（地下 8 km に相当）では、苦鉄質、珪長質にかかわらず、マグマ溜まりの固化が進行し、その際に放出された熱水が上昇している状況を示している。次に、最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ $H_2O=2$ wt%, $CO_2=0.2$ wt%, $Cl=0.05\sim 0.2$ wt% として計算した結果（Cl 濃度を変化させた）を図 4.2.1-3 に示す。本図からわかるように、図 4.2.1-2 と同様に $C/Cl=1$ を境界にして、マグマ溜まりの状態の区分ができる。

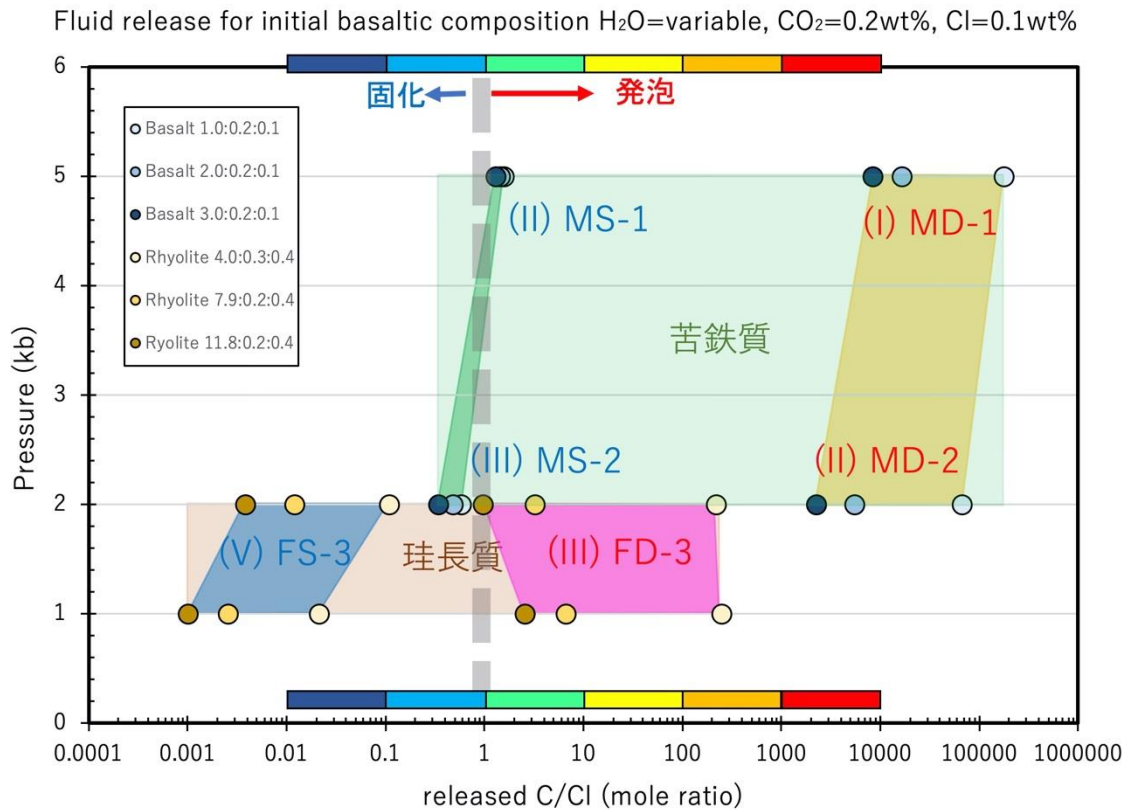


図 4.2.1-2 マグマ溜まりの進化モデルの各プロセスで放出される熱水流体の C/Cl の変化（その 1）
最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ $H_2O=1\sim 3$ wt%, $CO_2=0.2$ wt%, $Cl=0.1$ wt% として計算。

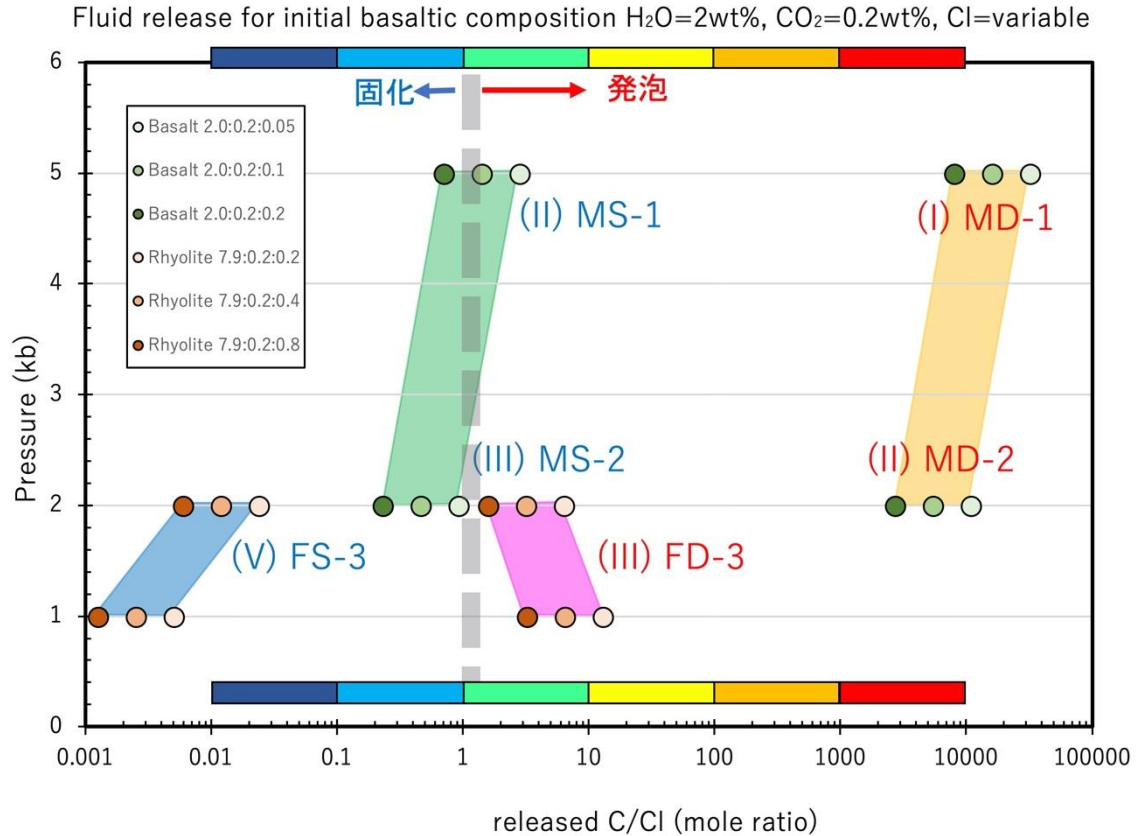


図 4.2.1-3 マグマ溜りの進化モデルの各プロセスで放出される熱水流体の C/Cl の変化 (その 2)
最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ H₂O=2 wt%, CO₂=0.2wt%, Cl=0.05~0.2wt%として計算.

2) Cl/H₂O について

C/Cl 比と同様に、Cl/H₂O 比についても再計算を行った。その結果を図 4.2.1-4 及び図 4.2.1-5 に示す。図 4.2.1-4 は最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ H₂O=1~3 wt%, CO₂=0.2 wt%, Cl=0.1 wt%として計算した結果であり、図 4.2.1-5 は H₂O=2 wt%, CO₂=0.2 wt%, Cl=0.05~0.2 wt%として計算した結果である。どちらの結果も、概ね同じ傾向であり、Cl/H₂O 比に関しては、苦鉄質、珪長質にかかわらず、溶融マグマが発泡し熱水流体が放出された場合は、その熱水の Cl 濃度が海水より低い濃度を持つ。また、苦鉄質、珪長質にかかわらず、地下でのマグマ固化にともない、海水よりも高い Cl 濃度を持つ熱水流体が放出されることがわかる。各マグマプロセスに対応する熱水の Cl 濃度の変化は、比較的大きく、海水の数十分の一の Cl 濃度から海水の数倍以上までの範囲となり、2桁以上の幅がある。図 4.2.1-2 に示す C/Cl 比の特徴と、この Cl/H₂O 比の特徴から、溶融マグマが発泡し熱水流体が放出された場合 (図 4.2.1-1 の MD-2, FD-3 など) は、低い Cl 濃度と高い C/Cl 比を持ち、地下でマグマ固化にともない放出された場合 (図 4.2.1-1 の MS-2, FS-3 など) では、高い Cl 濃度と低い C/Cl 比を持つ。さらに、図 4.2.1-4 及び図 4.2.1-5 において、珪長質マグマの発泡により放出される熱水流体は、苦鉄質マグマのそれよりも、Cl/H₂O 比が数倍~数 10 倍高くなることが示唆されており、地下水に混入するマグマ起源熱水の Cl 濃度が推定できれば、熱水放出源が苦鉄質か珪長質かを区別できる可能性がある。原理的には、天水・海水・マグマ水の混合により形成される地下水のそれぞれの起源水の混合比

がわかれば、マグマ水の Cl 濃度を推定することができるが、起源水の混合比は水の同位体比を用いる手法しかない。天水の同位体比は比較的大きな幅があるため、マグマ水の Cl 濃度を精度よく決定するのは難しい検討事項になるが将来の課題としたい。

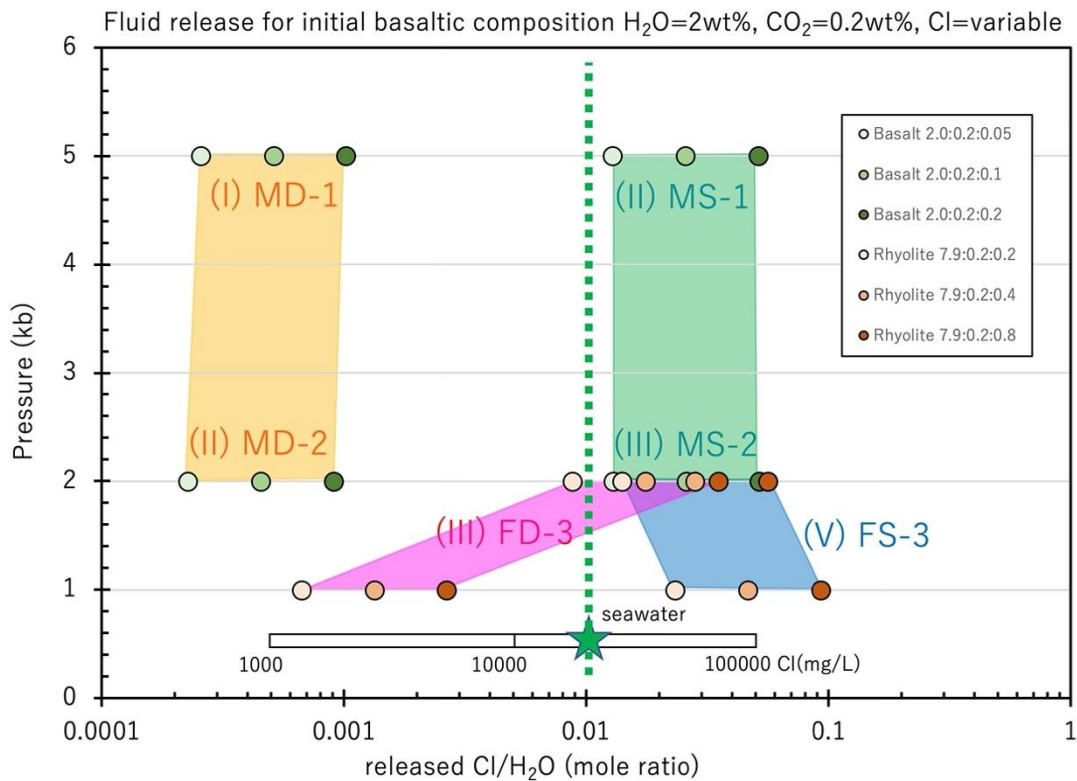


図 4.2.1-4 マグマ溜りの進化モデルの各プロセスで放出される熱水流体の Cl/H₂O の変化 (その 1)
 最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ H₂O=2 wt%, CO₂=0.2wt%, Cl=0.05~0.2wt%として計算.

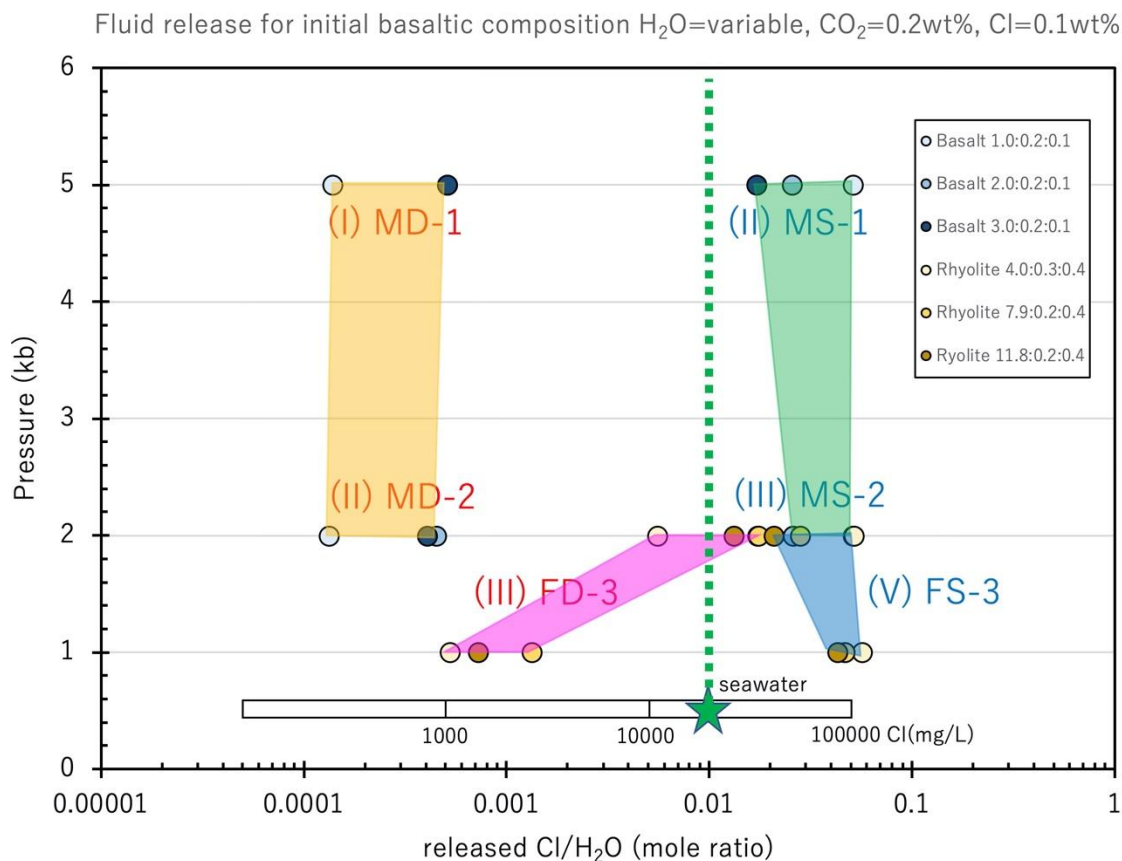


図 4.2.1-5 マグマ溜りの進化モデルの各プロセスで放出される熱水流体の Cl/H_2O の変化 (その 2)
 最初期の苦鉄質マグマの揮発性物質の濃度をそれぞれ $H_2O=1\sim 3\ wt\%$, $CO_2=0.2\ wt\%$, $Cl=0.1\ wt\%$ として計算.

3) C/Cl 法の適用上の注意点

ここで C/Cl 法すなわち図 4.2.1-2~3 に示した図の適用に関して注意すべき点について以下に記載する.

1) 図 4.2.1-2 及び図 4.2.1-3 において, 非常に高い C/Cl 比の熱水流体が MD-1 及び MD-2 (苦鉄質マグマの発泡脱ガス) のプロセスで放出される. この MD-1 及び MD-2 流体の Cl/H_2O 比は図 4.2.1-4 及び図 4.2.1-5 に示したように非常に低い Cl 濃度を示す. このような高い CO_2 濃度を示す H_2O-CO_2 熱水流体系における微量の Cl の分配は, 実際には実験条件で設定されたことがなく不明点が多い. したがって, C/Cl 比の値そのものは大きな不確実性を伴っていると考えられる. C/Cl 法を示した図 4.2.1-2 及び図 4.2.1-3 の結果を実際に適用する際は, 次に C/Cl 比が高い値を持つ熱水が FD-3 であり, その比は $C/Cl < 100$ 程度であるから, $C/Cl > 100$ の場合は, 苦鉄質マグマの発泡によるものと考えてよいであろう.

2) 図 4.2.1-1 に示したマグマ溜りの進化モデルで, 放出された熱水流体はそのままの組成を保持したまま帯水層の地下水に混入すると仮定して図 4.2.1-2~5 の計算を行っている. しかし, 実際にはマグマ溜りから放出された熱水は, その上昇過程の P-T 状態の変化 (特に高温低圧時) に応じて高濃度の NaCl 熱水と CO_2 主体のガス相に分離する可能性がある. その可能性が高いのが MD-1 及び MD-2 の高い CO_2 濃度を持った熱水流体である. この場合, もともと

高い C/Cl 比を持つ熱水流体がさらに高い C/Cl 比になるため、1)と逆方向ではあるが、MD-1 及び MD-2 の熱水流体の C/Cl 比は大きな不確実性を伴う。結論としては、1)と同様に C/Cl>100 の場合は、苦鉄質マグマの発泡によるものと考えてよいであろう。

3)先に述べたように、地下水に HCl を含む酸性熱水の混入がある場合は、マグマ溜まりではなく火道系から放出された熱水流体である可能性があるため、低圧下での利用を考慮していない本 C/Cl 法は適用すべきではない。

4.2.2 九重火山への適用例

本章では、九重火山地域の地下水・湧水を対象に、C/Cl 比を用いたマグマの状態推定手法の適用性について評価するとともに、地下水中の放射性塩素同位体を用いた手法の適用の可否を検討する。九重火山は、周囲に古い先九重火山があり、九重火山自体は最近の 10 万年間で西部から東部に活動中心を移動している。そのため、地下におけるマグマ活動の累積による問題が少ないと考えられ C/Cl 法の適用性評価に適していると考えられる。対象とした地下水および湧水試料の採取位置を図 4.2.2-1 に示す。

4.2.2.1 C/Cl 比を用いた手法の適用性評価

1) 地下水・湧水の化学的特徴

九重火山の周辺の地下水に供給されるマグマ起源物質について、地域ごとの化学成分の特徴を明確とするために、統計手法による解析を実施した。解析は図 4.2.2-1 に示した試料の一部を用いている。地下水の化学組成のバリエーションが、複数の端成分の混合によって形成されたと仮定して、主成分分析と最小二乗法による最適化計算により解析を行った。主成分分析では、Cl, SO₄, NO₃, マグマ起源炭素 (C_{ds}) による解析を行い、累積寄与率が 80%を超えるように、第 3 主成分得点までを最適化計算で用いた (仮想端成分は 4 つになる)。4 つの仮想端成分は、マグマ起源物質が卓越すると考えられる 2 成分と人為汚染と思われる NO₃ で特徴付けられる成分、化学成分の濃度が非常に低い浅層地下水成分からなると考えられる結果となった。マグマ起源物質の成分は、SO₄ と C_{ds} に卓越するものと、Cl・Li・F・Br に卓越するものであった。

算出された仮想端成分の化学的特徴と地下水試料に対する寄与から示された地域ごとのマグマ起源物質の供給の特徴と、試料採取時に遊離ガスが確認された地点を図 4.2.2-2 に示す。ここで示した遊離ガスの一部は試料が採取できており、CO₂ 濃度が 99.5% で、その炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) は -9.2‰ と、マグマ起源の CO₂ の供給を示すものであった。化学成分の特徴として、九重火山の北西側で Cl 成分が卓越しており、その他の地域では SO₄ と C_{ds} が見られる。遊離ガスは東側で確認されている。また、南側は、マグマ起源成分の寄与が低い地点が多い。このように地下水へ供給されるマグマ起源物質の化学的特徴には、地域ごとに明瞭な違いが見られる。

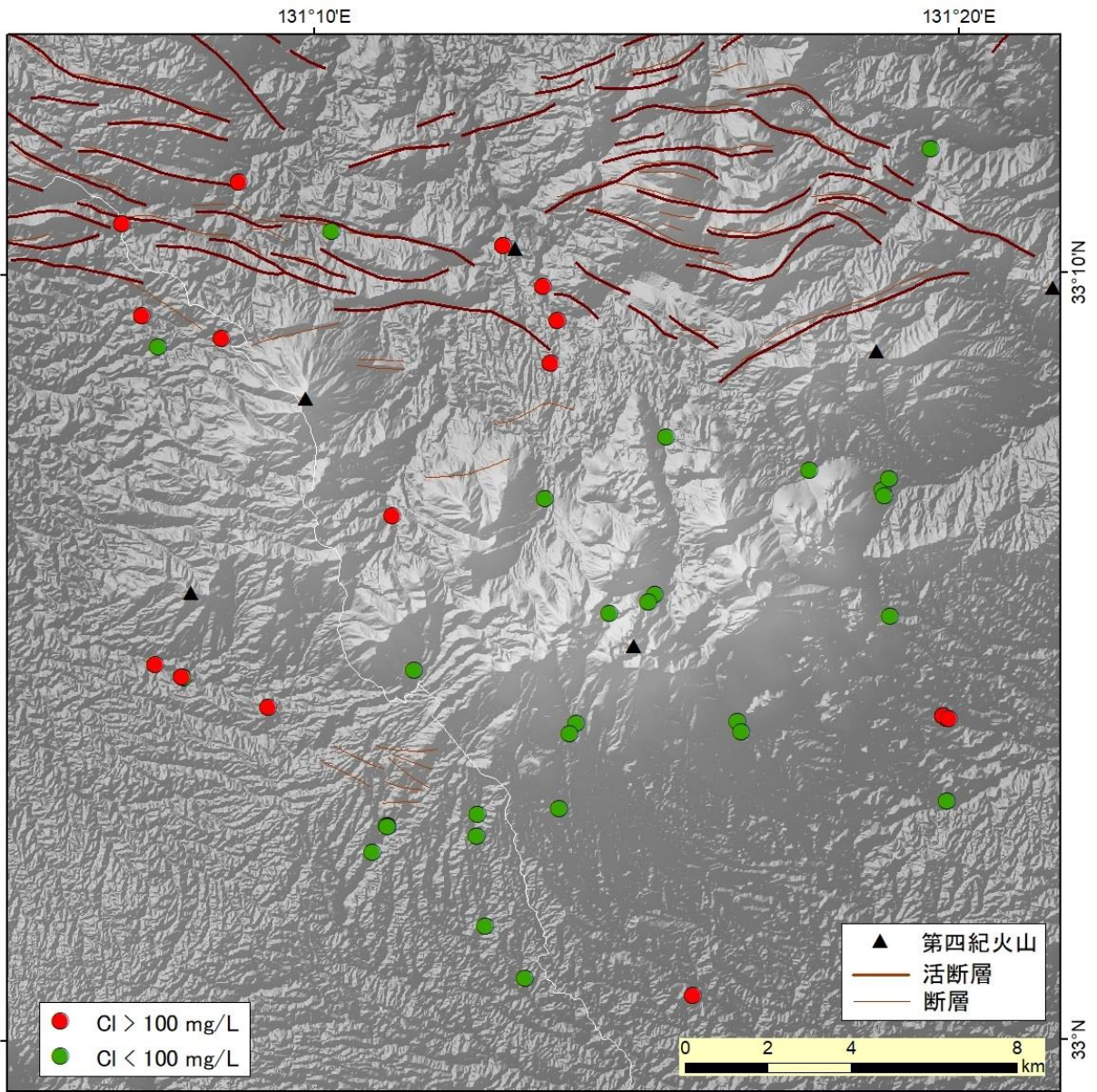


図 4.2.2-1 九重火山地域における試料採取位置

断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012)による。

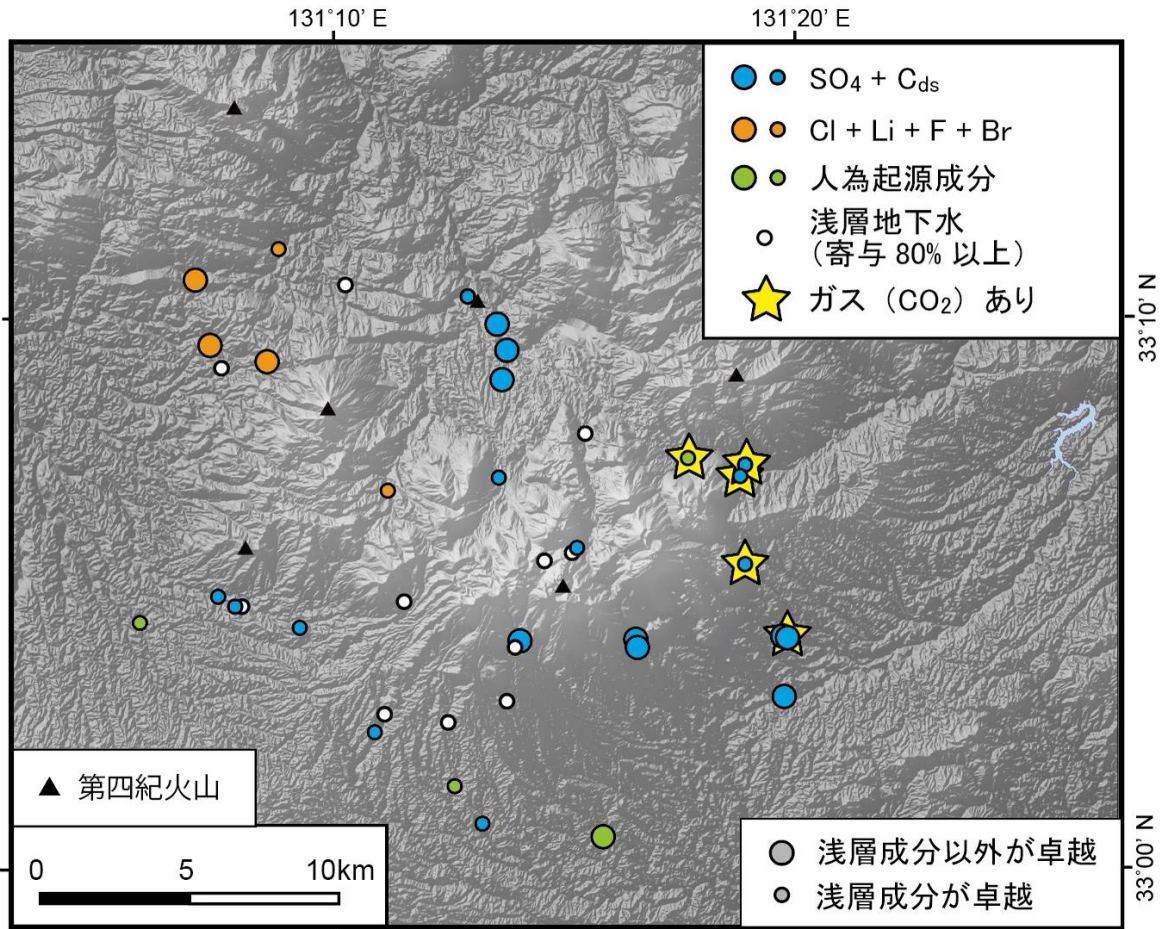


図 4.2.2-2 九重火山周辺の地下水試料に供給されるマグマ起源物質の化学成分の地域別特徴
 浅層地下水成分の寄与が 80%以下である地下水試料について、浅層地下水以外で寄与が高い成分の化学組成の特徴を示した。小さい白丸は浅層地下水成分の寄与が 80%を超える試料である。その他の小さい丸は、浅層地下水成分の寄与が最も高く、2 番目に寄与が高い成分で色分けしている。大きい丸は、浅層地下水以外の成分の寄与が最も高い試料である。第四紀火山は西来ほか(2012)による。

2) マグマ起源の C/Cl 比

C/Cl 比を用いてマグマの状態を推定する際には、地下水中のマグマ起源の C 及び Cl 濃度を推定する必要がある。まず、マグマ起源の炭素濃度 (C_{ds}) は、水試料中に含まれる溶存無機炭素 (DIC) のうち、地表付近の生物活動に起因する炭素成分を取り除いたもので、 $\delta^{13}\text{C}$ を指標に用いて計算される (産総研, 2018; 2019)。また、地下水に含まれる Cl は、その起源として、マグマ水だけでなく、海水や堆積物間隙水 (油田・ガス田付随水を含む)、天水 (降水に含まれる海塩起源など) などが含まれる。そこで、これまでの研究で、ハロゲン元素比 (I/Cl 比および Br/Cl 比) を用いたマグマ起源の Cl 濃度の推定を行ってきた (産総研, 2018; 2019)。産総研 (2019) では、「海水」「堆積物間隙水」「マグマ水」「天水」の四成分の Cl・Br・I 濃度を仮定して混合解析を行った。しかし、前章 (4.2.1 章) で述べたように、マグマの活動状態により放出される熱水に含まれる Cl 濃度は大きく変化するため、限られた地域を対象とした解析においても、マ

グマ水の Cl 濃度がある値に仮定して計算に用いることは適切でない可能性がある。そのためここでは、濃度をベースとした計算ではなく、Br/Cl 比および I/Cl 比を用いた三成分（海水・堆積物間隙水・マグマ水）の Cl に関する混合解析を行った（産総研, 2018）。なお、天水のハロゲン元素濃度は、他の端成分に比べて極めて低いため、ある程度 Cl 濃度が高い試料（Cl>100 mg/L）では天水の寄与を無視できる。

地下水の Cl 濃度が 100 mg/L 以上の地下水試料の I/Cl 比および Br/Cl 比を図 4.2.2-3 に示す。地下水試料(g)中の塩素成分に対する「海水(s)」「油田・ガス田付随水(c)」「マグマ水(m)」の割合 R を、以下の 3 式および表 4.2.2-1 に示した各端成分の I/Cl 比および Br/Cl 比を用いて、三成分混合解析によりそれぞれ計算した。

$$R_s + R_c + R_m = 1 \quad (1)$$

$$(I/Cl)_g = (I/Cl)_s R_s + (I/Cl)_c R_c + (I/Cl)_m R_m \quad (2)$$

$$(Br/Cl)_g = (Br/Cl)_s R_s + (Br/Cl)_c R_c + (Br/Cl)_m R_m \quad (3)$$

海水の端成分は、鹿児島湾で採取した海水を分析して用いた。また、マグマ水の端成分は地域により異なるため、試料が三成分の混合曲線の範囲内におさまるように仮定した。

三成分混合解析によって得られた水試料中の塩素の起源を図 4.2.2-4 に各地点における円グラフで示した。塩素の起源は主にマグマ水と海水の混合であることがわかる。ここで海水成分は、九重火山地域の地下に分布するグリーンタフ相当層中に存在する古海水だと考えられる（松本, 1984; 産総研, 2019）。

表 4.2.2-1 三成分混合解析における端成分の I/Cl 比および Br/Cl 比（九重火山地域）

	海水	スラブ水	堆積物間隙水
I/Cl (molar, 10 ⁻⁶)	0.70	35	2000
Br/Cl (molar, 10 ⁻³)	1.56	0.5	5.5

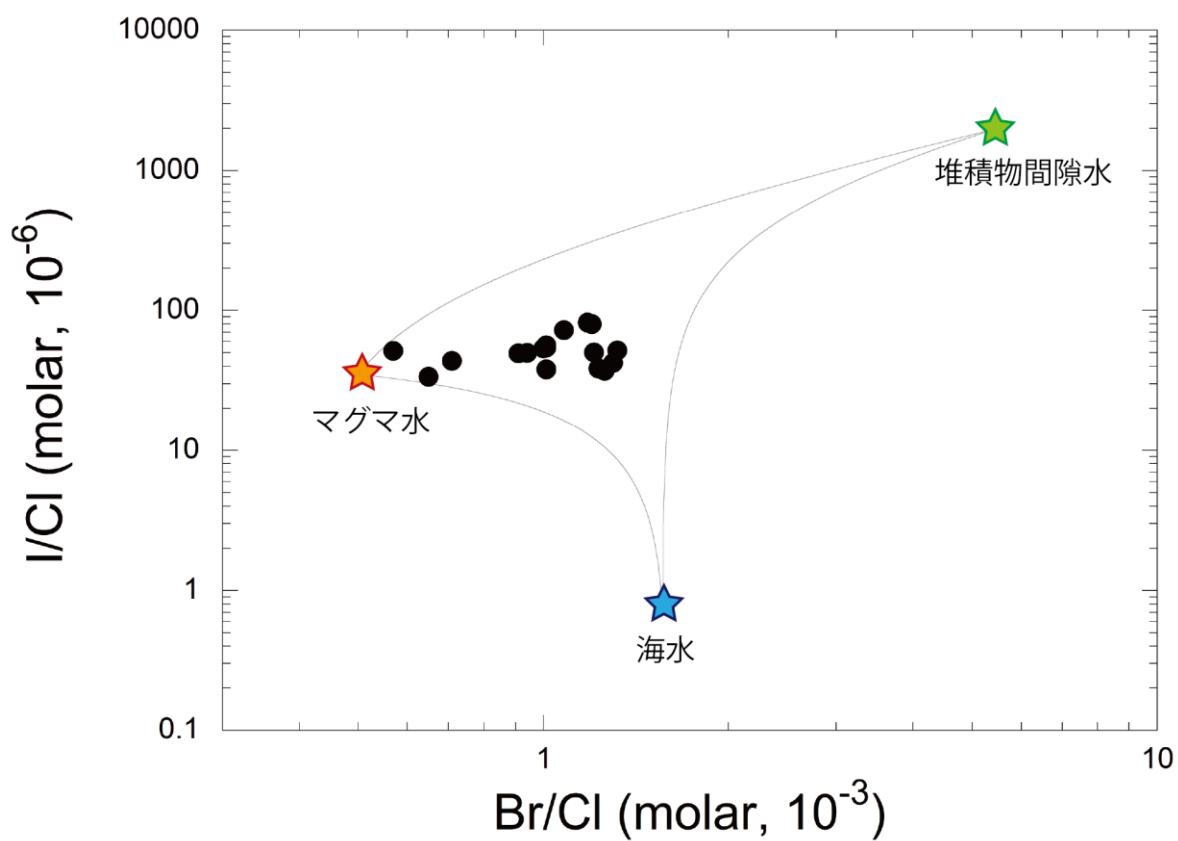


図 4.2.2-3 九重地域で採取された水試料 (Cl>100mg/L) の I/Cl 比および Br/Cl 比の関係
 三成分混合解析に用いた端成分 (マグマ水・海水・堆積物間隙水) とそれらの混合曲線を示した。

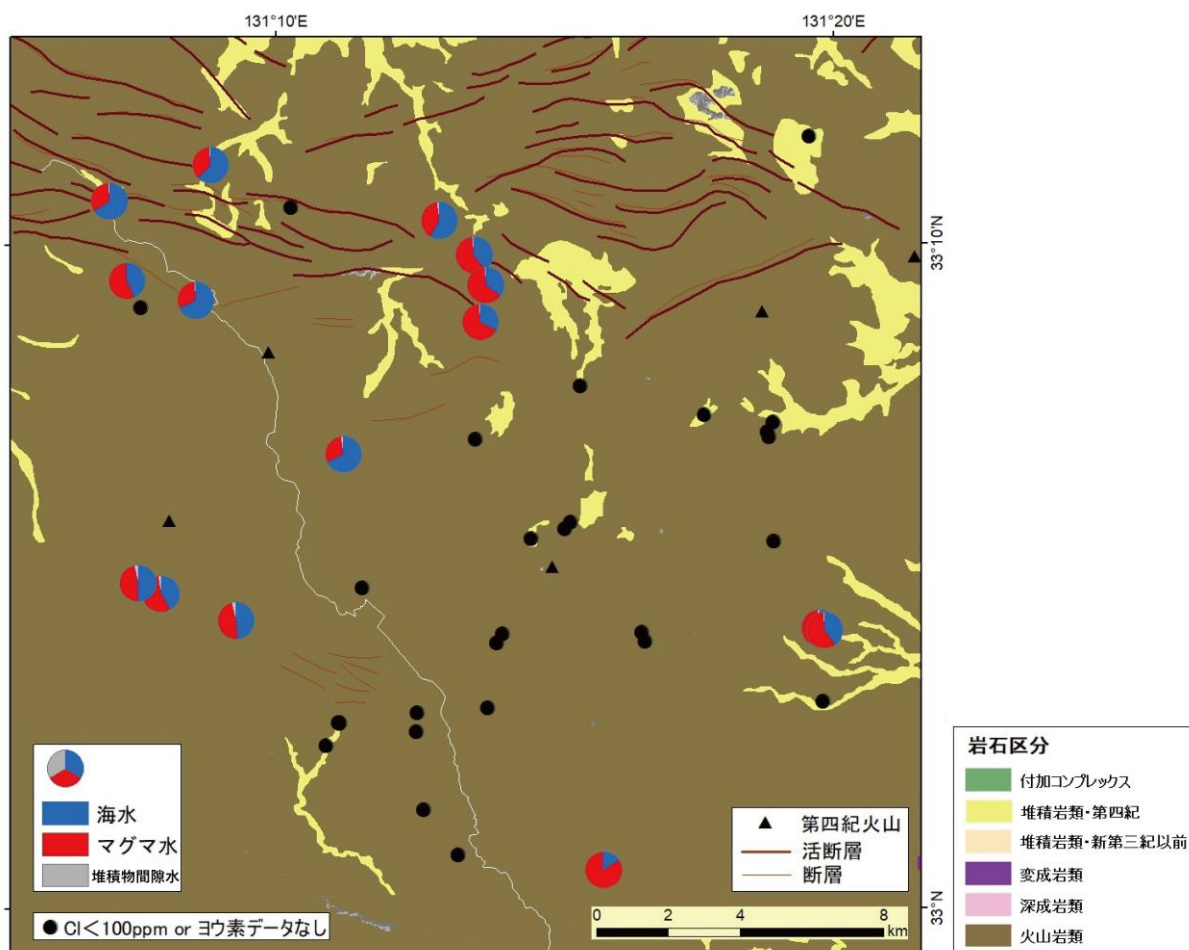


図 4.2.2-4 九重地域におけるハロゲン元素比を用いた三成分混合解析によって算出した「海水」「マグマ水」「堆積物間隙水」の割合。

岩石区分および断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012)による。

次に、ハロゲンの三成分混合解析で求めた地下水中のマグマ水起源の Cl 濃度 (Cl_magma, 図 4.2.2-5(a)) とマグマ起源の炭素濃度 (Cds, 図 4.2.2-5(b)) を用いて、 C_{as}/Cl_{magma} を計算した (図 4.2.2-5(c))。試料中の Cl 濃度が 100mg/L 以下の場合、雨水起源 Cl (0.2 mg/L, 後藤ほか, 2002) を差し引いた Cl 濃度を Cl_magma と同等に扱った (図 4.2.2-5(c)中の□印)。この場合、実際の C_{ds}/Cl_{magma} 値を過小評価している可能性がある。 C_{ds}/Cl_{magma} の計算において、マグマ起源炭素 Cds の割合が 50%以下の試料、Cl 濃度が 10 mg/L 以下かつ Cds 濃度が 10 mg/L 以下の試料は、起源解析において信頼性が低くなるため除外試料とした (図 4.2.2-5 中の×印)。 C_{ds}/Cl_{magma} が最も高い 1 地点については、遊離ガス中に含まれる CO₂ 量を計測して計算を行った (産総研, 2019)。

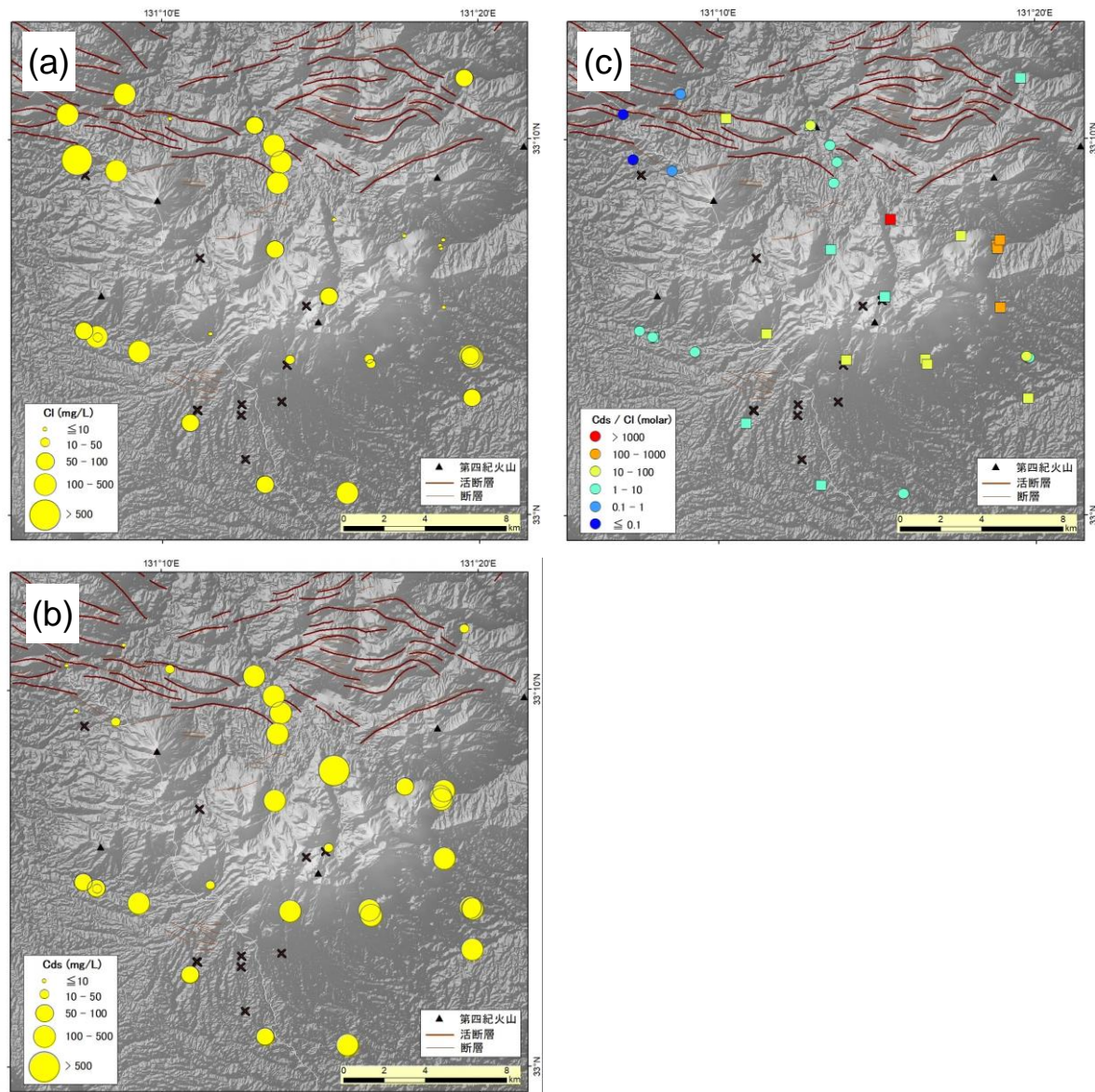


図 4.2.2-5 九重地域の水試料におけるマグマ起源の Cl 濃度 (a), Cds 濃度 (b), および C_{ds}/Cl_{magma} モル比 (c) の分布

×: 解析対象外となった試料 (マグマ起源炭素の割合が 50%以下, または, Cl 濃度が 10 mg/L 以下かつ Cds 濃度が 10 mg/L 以下の試料)。断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012)による。(c): マークの色は, 図 4.2.1-2 および図 4.2.1-3 に示した C/Cl 比と対応している。○: 三成分混合解析によるマグマ水起源 Cl 濃度を用いた試料, □: 試料の塩素濃度から雨水の塩素濃度を引いて Cl_{magma} 値とした試料

3) C/Cl 比の分布と解釈

九重火山地域における C/Cl 法の適用性の評価を行うため, まず, 九重火山における火山活動期の分布を示す。川辺ほか(2015)に基づく九重火山の噴火による火山形成の活動期の分布を図 4.2.2-6 に示す。今回調査した地下水・湧水はおよそ 22 万年前より活動を開始した九重火山およびその周辺の先九重火山 (30 万年前より古い) を含む領域になる。九重火山の活動は概ね西側が古

く東側が若い傾向が見られる。図 4.2.2-6 では、同時に地下水・湧水の Cl 濃度も 100 mg/L を境として色を分けて示す。先九重火山及び九重火山第 1 期の古い活動期に属する火山の周辺で Cl 濃度が高く、九重火山第 2 期以降の若い活動期に属する火山体の周辺では Cl 濃度が低い特徴が見える。また、図 4.2.2-2 に示した水質特徴の分布と本図を比較すると、古い活動期の火山体の周辺では Cl が卓越し、若い活動期の火山体周辺では Cds（および遊離 CO₂ ガス）や SO₄ が卓越する傾向が見られる。この分布傾向から、古い活動期の火山体の地下にあったマグマはすでに固化したため、Cl が主体のマグマ起源水が地下水に含まれ、若い活動期の火山体では、現在も地下でマグマ活動が継続しているため Cds や SO₄ のマグマ成分がみられるとする解釈が可能である。

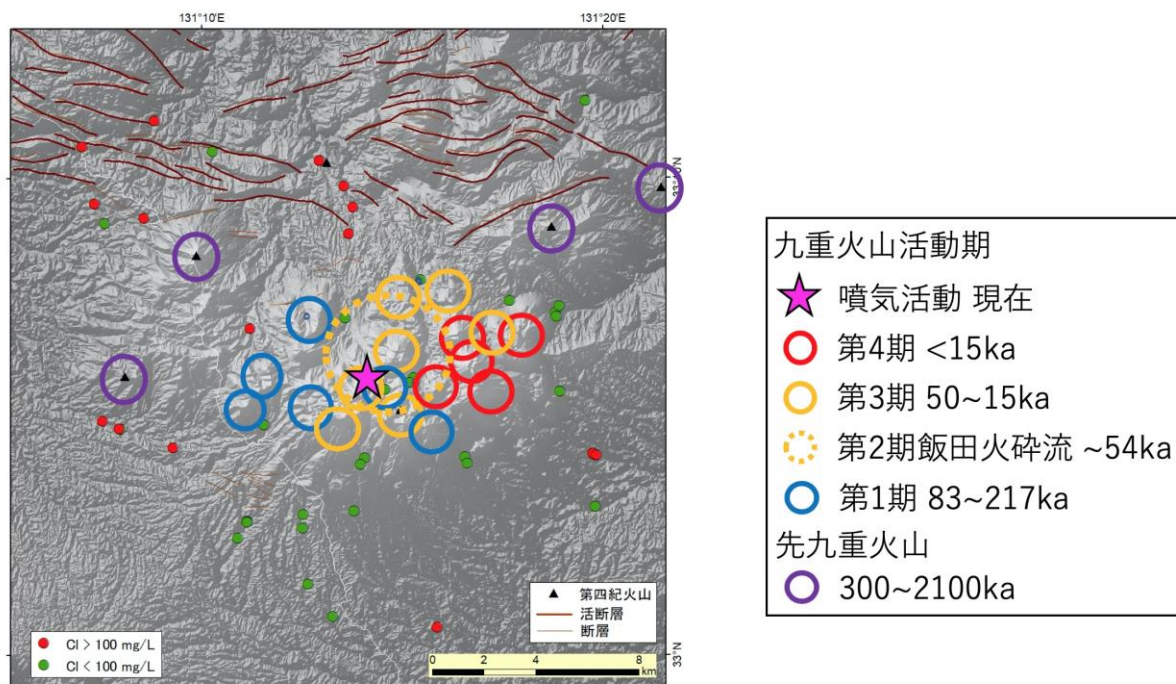


図 4.2.2-6 九重火山活動期の区分と活動年代（川辺ほか(2015)に基づく）及び調査した地下水・湧水の Cl 濃度の関係

断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015)，第四紀火山は西来ほか(2012)による。

次に、より詳細に検討するため、この活動期の分布と図 4.2.2-5(c)に示したマグマ起源の C/Cl 比の分布、並びに地下水流動の推定方向を図 4.2.2-7 に示す。火山体は一般に空隙率が高いため、大量の地下水を賦存する水がめとなる（たとえば、風早・安原，1994）。地下水は重力ポテンシャル流動するため、比較的透水性の高い火山体では火山体において深く浸透したのち放射状に地形に沿って地下を流動する（風早・安原，1994；Ohwada et al.,2012）。したがって、地下水や湧水の試料採取地点はその直下のマグマ溜まりの情報を保持するのではなく、流動開始点あるいは流動経路上の情報を持つ。図 4.2.2-7 には地形から読み取った大まかな地下水流動方向を矢印で示している。この地下水流動特性を考慮すると、最も若い A（第 4 期）の領域にある火山体（黒岳，大船山など）から流下する地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比は、10 以上の値を持つ。

図 4.2.2-2 に示した水質特徴からこの A 領域から流下する地下水は遊離 CO₂ を含むものも多い。B (第 2~3 期) の領域は、現在も比較的高温の硫黄山における噴気活動があり、周辺にはその影響を受けたと考えられる酸性の温泉が存在する。これらの噴気・酸性温泉活動は、マグマ溜まりから直接もたらされたものではなく、より浅いマグマ火道等から脱ガスしたマグマガスに関係していると考えられるため、C/Cl 比の手法の観点からすると除外する必要がある (図 4.2.2-7 中の噴気活動影響域)。B の領域から流下する地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比は、1-10 の範囲にある。D の領域 (先九重火山体) から流下する地下水の C/Cl 比は、0.01~10 の範囲にあるが、その中で高い値は C 領域からの地下水も含まれると考えられる。D 領域のみから流下する地下水は、先九重火山の涌蓋山 (図中北西の D) でみられ、低い C/Cl 比 (0.01~1) が特徴である。最後に C 領域から流下する地下水についてであるが、今回の調査からは Cds の精度上の問題から C/Cl 比を算出していない。しかしながら、その地下水は地熱発電所の熱水と酷似しており、NaCl 型であり、さらに図 4.2.2-2 に示した水質特徴では、D 領域に含まれる涌蓋山周辺の地下水と同じ特徴がある (図 4.2.2-2 中のオレンジ) ため、C 領域は D 領域と同じ特徴とみなして考察してよいであろう。

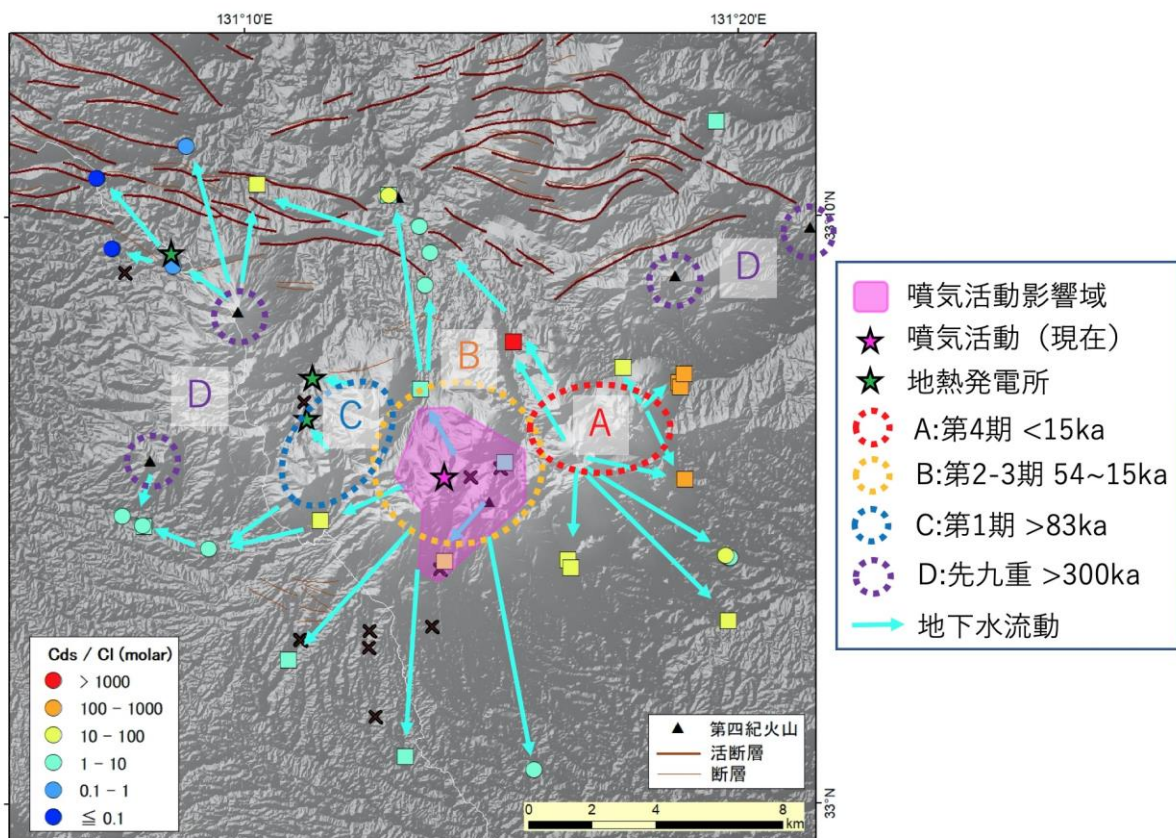


図 4.2.2-7 地下水中のマグマ起源の C/Cl 比の分布と九重火山活動期及び地下水流動の関係

断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012)による。

最後に、九重火山における C/Cl の分布特徴をマグマ活動と C/Cl 比の関係 (図 4.2.1-3) と比較検討した結果を図 4.2.2-8 に示す。C/Cl 比から得られるマグマ溜まりの状態を下記にまとめる。

- 1) 活動期が 15000 年より若い A 領域では、C/Cl 比が 10-10000 の範囲にあり、マグマ溜まりは苦鉄質マグマの供給活動に相当すると考えられる。
- 2) 活動期が 15000～54000 年の期間の B 領域では、C/Cl 比が 1-100 の範囲にあり、マグマ溜まりでは、苦鉄質マグマの供給によって、珪長質マグマが発生し熔融状態にあると考えられる。
- 3) 活動期が 83000 年より古い C,D 領域では、C/Cl 比が 0.01-10 の範囲にあり、新しいマグマの供給がなく、過去に活動した苦鉄質もしくは珪長質マグマは固化していると考えられる。

九重火山においては、数 10 万年以上にわたる火山活動に伴い活動中心が西から東に移動し、マグマ溜まりの進化が個別に評価できた可能性がある。図 4.2.1-1 に示したマグマ溜まりのモデルは時間とともに進化するモデルであり、火山の活動時期の違いと C/Cl 比の値はよく整合していると考えられる。

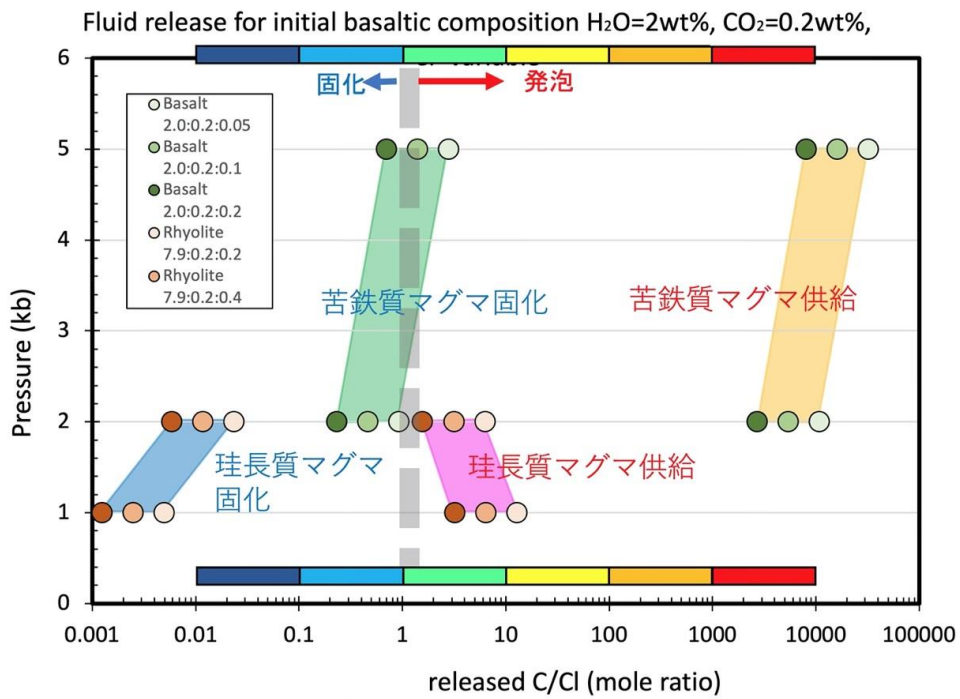
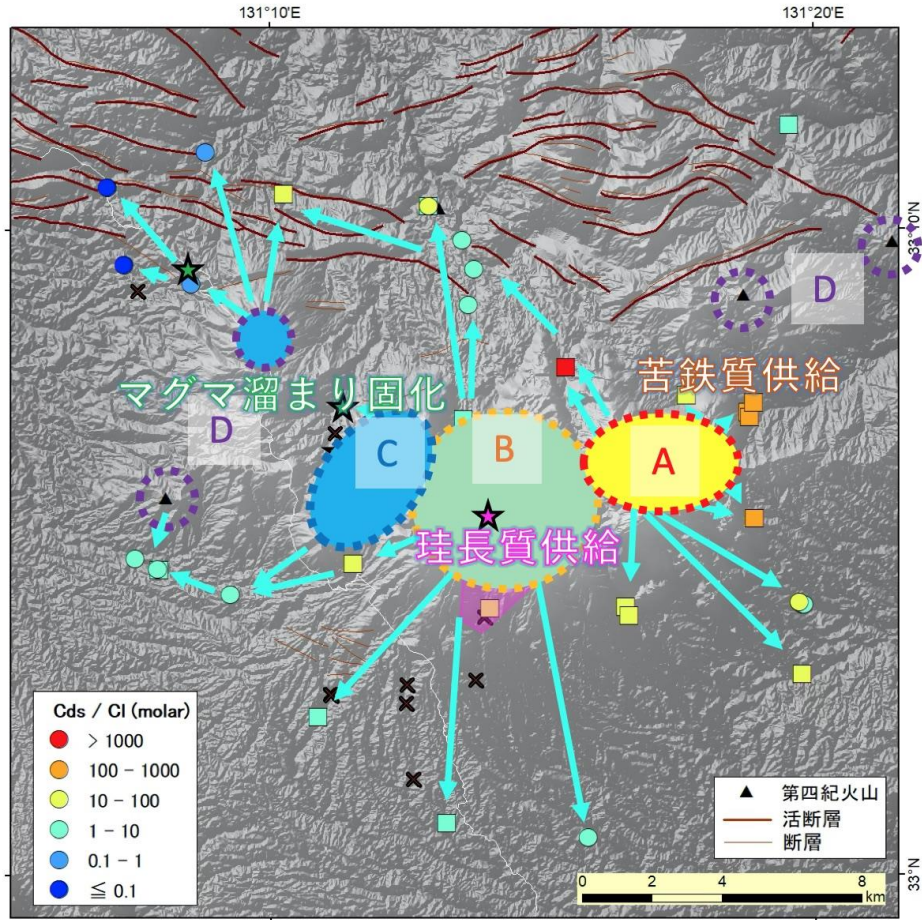


図 4.2.2-8 C/Cl 法によるマグマ溜まりの状態

A~D の領域の色は下図のカラーバーに相当する C/Cl 比を示す. 上図: 図 4.2.2-7 の結果と C/Cl 法を適用した結果からわかるマグマ溜まりの状態. 下図: 図 4.2.1-3 に解析結果を加筆したもの.

4.2.3 始良カルデラへの適用例

本章では、始良カルデラ地域の地下水・湧水を対象に、C/Cl比を用いたマグマの状態推定手法の適用性について評価するとともに、地下水中の放射性塩素同位体を用いた手法の適用の可否を検討する。対象とした地下水および湧水試料の採取位置を図4.2.3-1に示す。

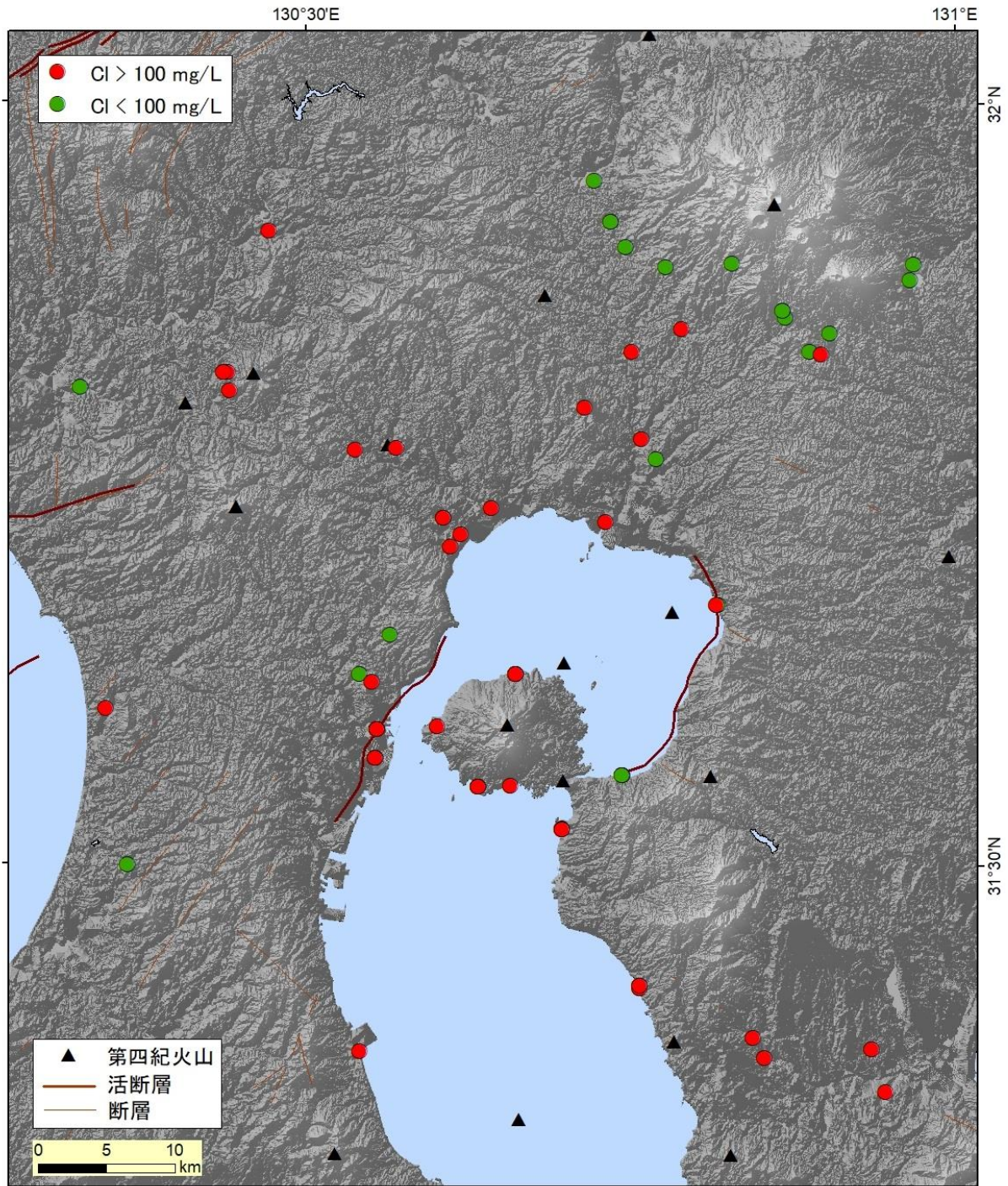


図 4.2.3-1 始良地域における試料採取位置

断層の情報は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012)による

4.2.3.1 C/Cl 比を用いた手法の適用性評価

1) 地下水・湧水の化学的特徴

始良カルデラの周辺の地下水に供給されるマグマ起源物質の地域的特徴を抽出するために、九重火山地域でも行った統計手法による解析を実施した（図 4.2.3-2）。解析は図 4.2.3-1 に示した試料の一部を用いている。この地域では、地下水試料の化学組成に対する海水の影響が強いと予想されるため、まず、海水の寄与が高い地下水試料を抽出するための解析を実施した。34 試料の地下水のデータセットに鹿児島湾で採取した海水のデータを追加して、Li, Cl, F, Cds を指標とした解析を実施すると、海水試料の寄与がほぼ 100%となる仮想端成分が計算できた。この仮想端成分の化学組成を最小二乗法によって計算すると、多くの化学成分で現海水の 50~70%くらいの濃度を示した。内海である鹿児島湾で採取した海水は、天水による希釈の影響を受けていると考えられ、そのデータを海水組成として解析を実施したためと思われる。一方、この仮想海水成分は Ca・DIC 濃度や δD や $\delta^{13}C$ の値が、現海水とは異なる結果となった。これは、海水が長期間地層中に滞留したときに組成変化を起こしてできる所謂古海水（長期間地層内で停滞した海水）の影響による可能性があり、現海水そのものだけが海水成分として混入したのではないと考えられる。しかし、古海水を含めた海水成分の寄与が高い成分であることは間違いのないと思われる。この仮想端成分の寄与が 55%以下の 31 試料に対して、再度、解析を実施した。得られた仮想端成分は、Cl・SO₄・Br 濃度が非常に高い成分、前述成分より Cl・SO₄ 濃度が一桁小さいが高い Cds と Li 濃度を示す成分、Cds 濃度が高い成分、F 濃度が高い成分となった。Cds と F で特徴付けられた端成分は、その他の化学成分の濃度が低い（この 2 つの端成分の寄与が高い試料は、図 4.2.3-2 で小さなマークで示している）。

上記の 4 つの端成分の寄与率を勘案して、地域分布を示すと図 4.2.3-2 のようになる。海水の寄与が高い試料は、桜島より北側の沿岸近くにある。その近くには高い濃度の Cl・SO₄・Br で特徴付けられた端成分が寄与する地点がある。これらの化学成分は、海水にも多く含まれる成分であり、どれも沿岸近くに位置することから、海水そのものでは無いにしても、海水を起源とする水の影響を示と考えられる。実際、ハロゲン元素による解析では、海水の影響が強いことが示されている（次項参照）。その他の地域では、Cds を含む端成分が広く分布しているが、これも火山起源 CO₂ の寄与を示しているかについては不明である。また、図 4.2.3-2 中の南東側と北西側には Cds に加えて Cl を含むような端成分の寄与が見られる。

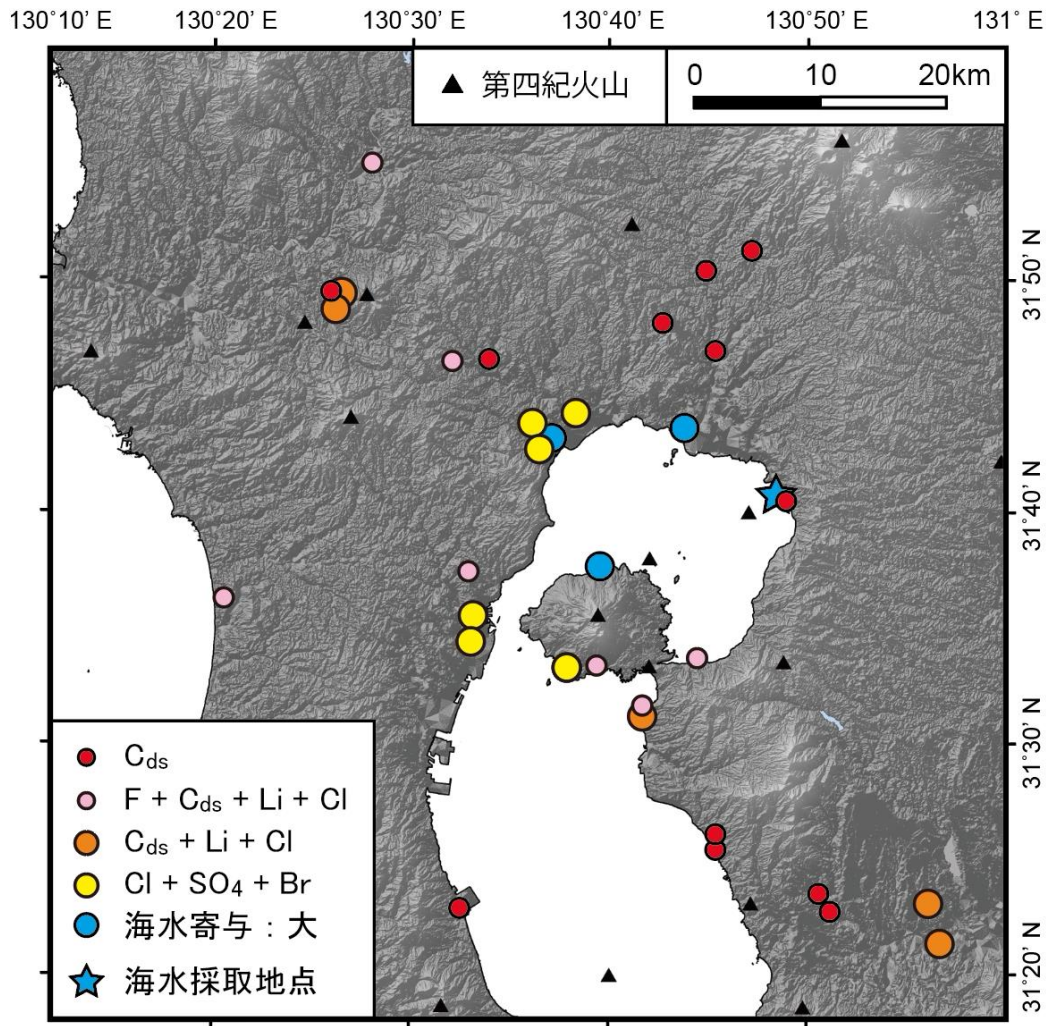


図 4.2.3-2 始良カルデラ周辺の地下水試料の化学組成に寄与する仮想端成分の地域別特徴
 C_{ds} や F で特徴付けられる端成分は化学組成の濃度が低いため、これらの端成分の寄与が高い試料は小さいマ
 ークで示した。解析に用いた海水試料の採取地点は星印で示している。

2) マグマ起源の C/Cl 比

九重地域と同様に、Cl 濃度が 100 mg/L の試料について、Br/Cl 比および I/Cl 比の関係から三成分混合解析を行った (図 4.2.3-3)。始良カルデラ地域の場合は、対象地域が広く、試料の I/Cl 比の取りうる範囲が広がったため、試料が三成分の混合曲線内に入るように端成分マグマ水の I/Cl 比を 2 パターン (マグマ水 1 と 2) 仮定し、2 通りの解析を行った。解析の結果、2 パターンの両方で解が得られた場合は平均値を採用した。解析に使用した端成分の I/Cl 比および Br/Cl 比を表 4.2.3-1 に、得られた試料中の塩素の起源を図 4.2.3-4 に示す。沿岸付近 (桜島含む) で採取された試料は、Cl の起源のほとんどが海水であることが分かった。

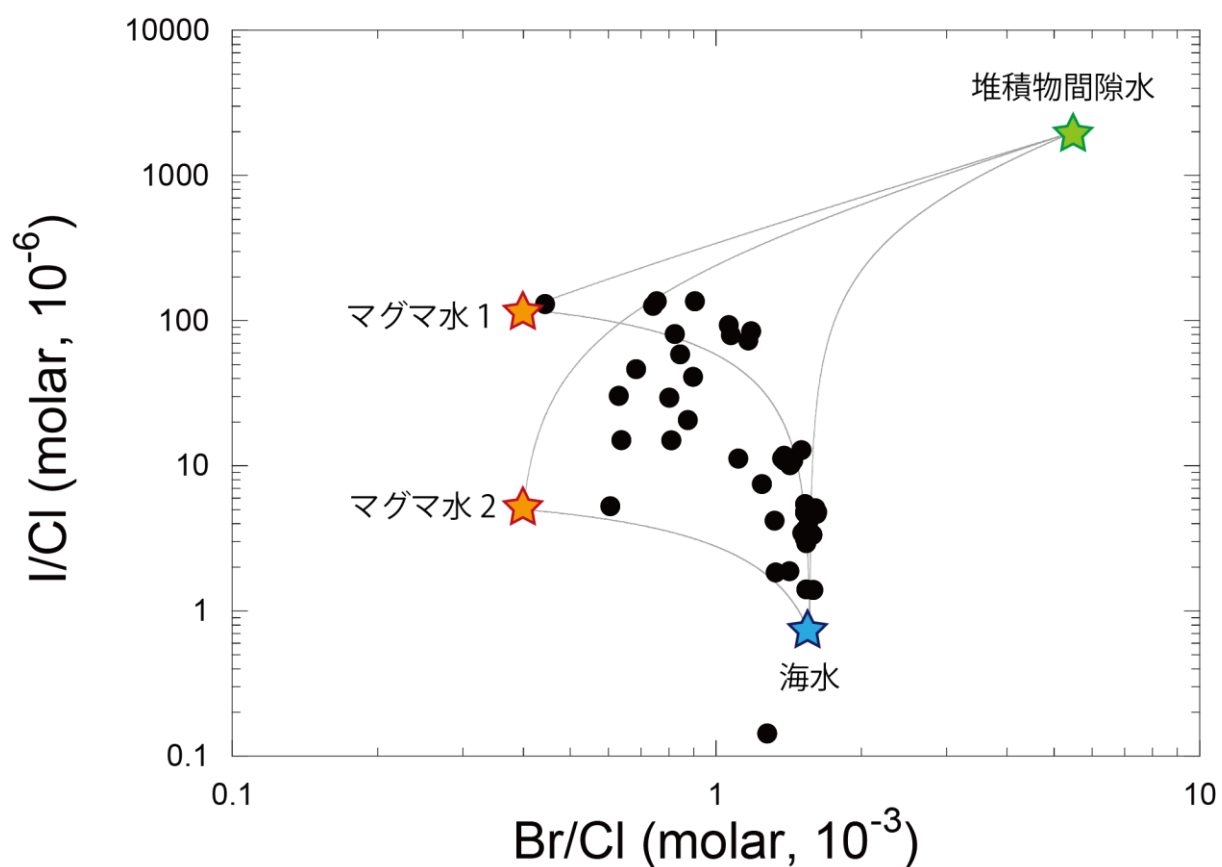


図 4.2.3-3 始良カルデラ地域で採取された水試料 ($\text{Cl} > 100 \text{ mg/L}$) の I/Cl 比および Br/Cl 比の関係
三成分混合解析に用いた端成分 (マグマ水・海水・堆積物間隙水) とそれらの混合曲線を示した。

表 4.2.3-1 三成分混合解析における端成分の I/Cl 比および Br/Cl 比 (始良カルデラ地域)

	海水	スラブ水 1	スラブ水 2	堆積物間隙水
I/Cl (molar, 10^{-6})	0.70	120	5	2000
Br/Cl (molar, 10^{-3})	1.56	0.4	0.4	5.5

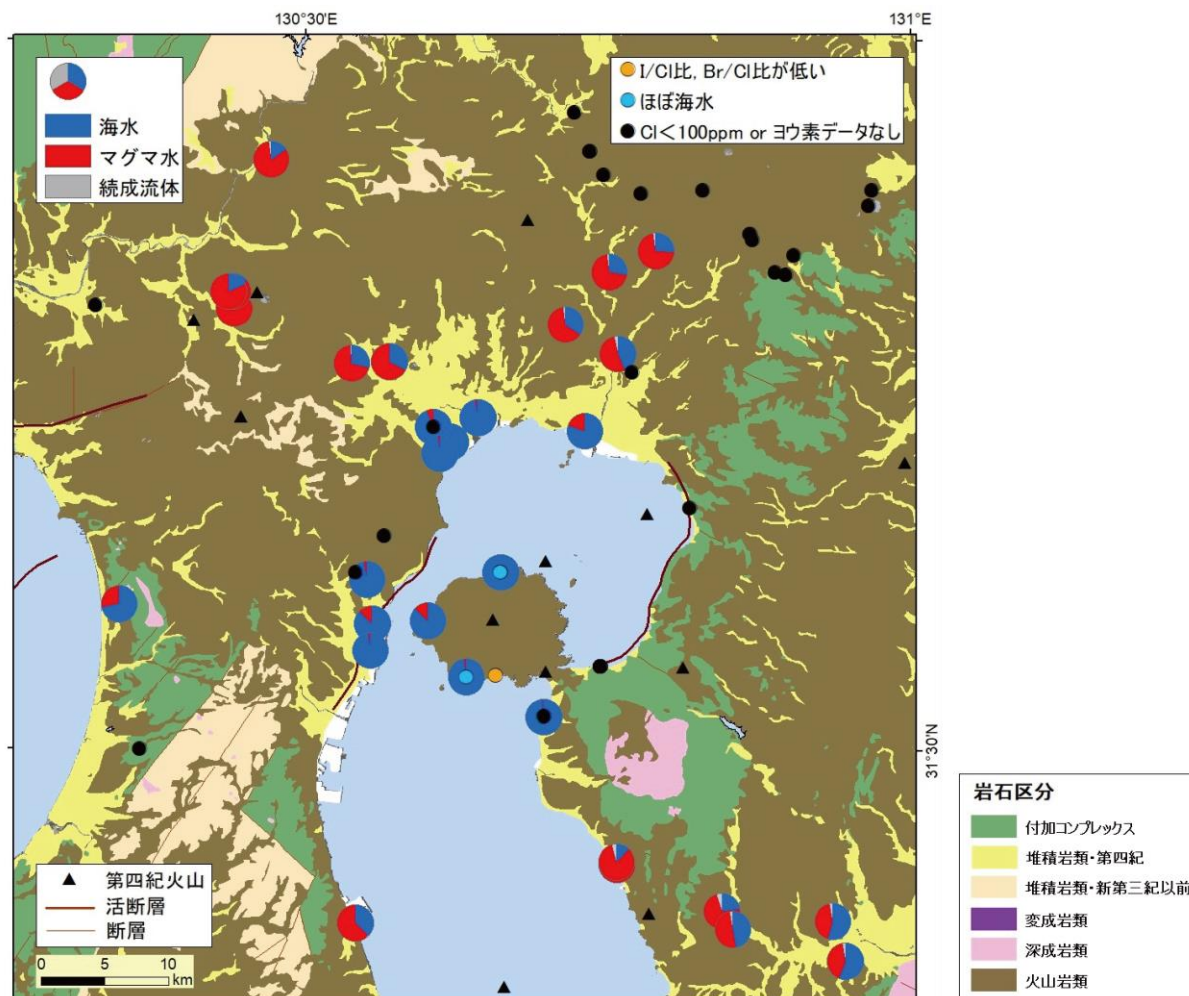


図 4.2.3-4 始良カルデラ地域における、ハロゲン元素比を用いた三成分混合解析によって算出した「海水」「マグマ水」「堆積物間隙水」の割合。

混合曲線から外れた試料で、プロット位置からほぼ海水と判断できる試料は水色の小さい丸、I/Cl 比および Br/Cl 比が海水よりも低かったサンプルをオレンジ丸で示した。岩石区分および断層の情報は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2015)、第四紀火山は西来ほか(2012)による。

次に、九重地域と同様の方法で求めたマグマ水起源の Cl 濃度、Cds 濃度、 Cds/Cl_{magma} の結果を図 4.2.3-5 に示す。始良カルデラ地域の場合、海水の割合が非常に高い試料が鹿児島湾周辺で多くみられたが、Cl の起源として海水の割合が高い場合には、マグマ水起源の Cl の割合が低くなるため、 Cl_{magma} の値の信頼性が低くなると考えられる。そのため、マグマ水起源の Cl の割合が 10%以下の試料については、図 4.2.3-5(c)において□印で表記し、参考値として示した。

現時点では、始良カルデラのような海底カルデラの場合、カルデラ内での地下水試料採取の困難さに加えて、地下水に海水が多量に混入するため、地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比の信頼性の評価が難しい。そのため、マグマ溜まりの状態推定のための C/Cl 法の適用性について即断できる状況にないと考えられる。今回の報告では、これまでの手法を用いて C/Cl 比を決定できた地下水もあるが、かなり多くの調査地点において、評価が難しい状況であるため、C/Cl 比の解釈については保留することとしたい。しかし、4-4 章において後述するが、定期観測によっ

て、マグマ起源化学種の変動を精度よく捉えることができれば、海水混入率が高い場合でも C/Cl 比を決定できる可能性がある。今後は、分析精度と解析精度についてより詳細に検討を行い、定期観測の結果も考慮した上で算出される C/Cl 比の妥当性について検討を行う必要がある。

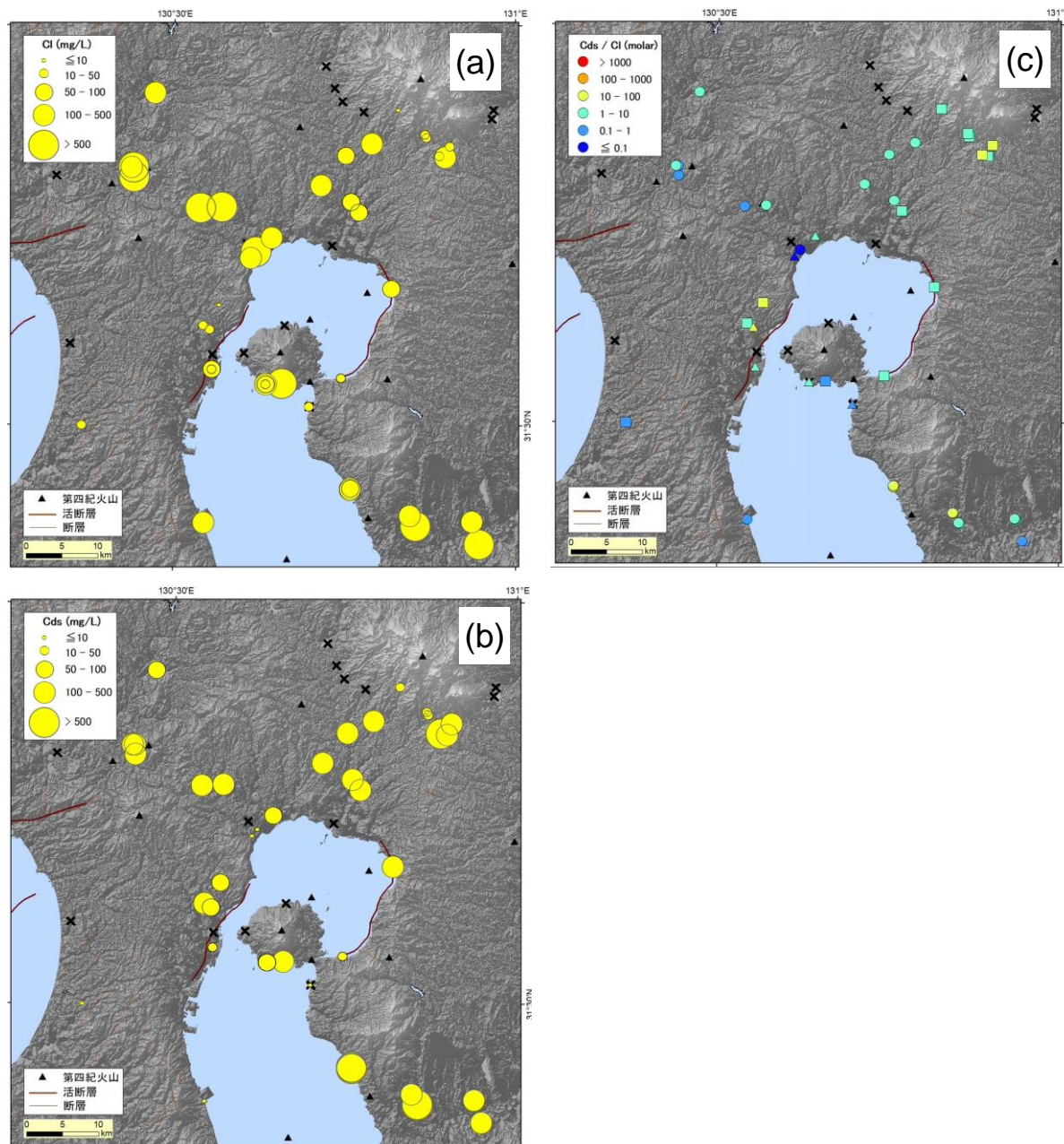


図 4.2.3-5 始良カルデラ地域の水試料におけるマグマ起源の Cl 濃度 (a), Cds 濃度 (b), および C_{ds}/Cl_{magma} モル比 (c) の分布

×：解析対象外となった試料（マグマ起源炭素の割合が 50%以下，または，Cl 濃度が 10 mg/L 以下かつ Cds 濃度が 10 mg/L 以下の試料）。断層の情報は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2015)，第四紀火山は西来ほか(2012)による。(c)：マークの色は，図 4.2.1-2 および図 4.2.1-3 に示した C/Cl 比と対応している。○：三成分混合解析によるマグマ水起源 Cl 濃度を用いた試料，□：試料の塩素濃度から雨水の塩素濃度を引いて Cl_{magma} 値とした試料，△：三成分混合解析で計算した Cl_{magma} の割合が 10%以下の試料，

4.2.4 放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比) を用いた手法の検討

4.2.4.1 九重火山への適用例

深部マグマから放出された熱水の組成は、マグマの組成（苦鉄質であるか、珪長質であるか）とマグマの活動状態（マグマの供給が継続され発達中であるか固化段階にあるか）を反映する。地表付近から採取された熱水においても熱水の起源を特定した上で適切な化学・同位体成分を選定すれば、熱水の供給源のマグマの組成・活動状態を特定できる可能性を持つ。

産総研（2018, 2019）では、地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と同様にマグマ中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比がマグマの組成とマグマの滞留時間の関数であることを利用し、そこから放出される流体中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比からカルデラ火山深層にあるマグマが苦鉄質であるか珪長質であるかを推定する手法を提案した。阿蘇カルデラ火山内の湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の時間変化に関するモデル計算を行った結果、阿蘇カルデラにおいては大規模な珪長質マグマの存在を示す証拠はないことが示唆された。本稿ではこの手法の妥当性を検討するため九重火山に適用した結果を検討する。

産総研(2019)において九重火山周辺の一部の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比のデータを取得した。その結果は阿蘇カルデラ内と比べて明らかに $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は高いものであった。ただし、九重周辺の深層地下水はすべてトリチウムが検出されており、核実験起源・宇宙線起源 ^{36}Cl の寄与があり、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高くなった可能性を指摘していた。本事業では、九重火山についてさらにいくつかの地点においてデータを取得し、上記事項を考慮に入れつつ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を用いた手法の適用性について検討する。

表 4.2.4-1 に本年度取得した $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比およびトリチウム、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比、その他の化学組成の結果を産総研（2019）のデータとともに示す。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は $1.9\sim 6.0 \times 10^{-15}$ と比較的高い値を示した。 Li/Cl 比はいずれの試料も 2×10^{-3} 以上と高い値を示し、 Br/Cl 比も海水に比べて明らかに低くマグマ起源水の方向にずれており、 Cl はマグマ起源が主体であると思われる。

産総研（2019）でも指摘していたように、九重火山周辺における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は阿蘇カルデラに比べて全体的に高い。本年度の調査によりさらにそれが明確となっている。また、一部例外はあるものの全体的に九重火山の名でも西部やそれよりさらに西部地域の方が $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は高くなっている（図 4.2.4-1）。

川辺ほか(2015)では、九重火山の噴火ステージを以下のように第1期から第4期までの4つのステージに分けている。第1期は、九重火山活動開始から飯田火砕流より前の活動（200～54 ka）で、西部地域の山々（黒岩山、合頭山、獵師山）と中部地域の山々の一部（沓掛山、鳴子山、硫黄山）が形成された。第2期は飯田火砕流の噴火活動（54 ka）であり、第3期は、飯田火砕流より後の火山活動で中部地域の扇ヶ鼻、星生山、中岳、三俣山などと東部地域の基底部（台の山など）が掲載された（54～15 ka）。第1期から第3期は、一部を除きいずれも普通角閃石斑晶を含む安山岩、一部デイサイトの火山活動である。第4期は、およそ 15 ka から東部地域の平治岳で始まった苦鉄質マグマの噴出以降の活動期で平治岳、大船山、北大船山、黒岳などが形成された。また、九重火山周辺の古い火山として、西側に涌蓋火山群（1.0～0.3 Ma）などがある。

深層地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が、マグマの組成によりその上昇の程度は違うものの、いずれにおいても時間とともに増大することは産総研（2018, 2019）においても述べられている。上記の九重火山の形成史を考えると、西部の方が $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高いものが多いことは九重火山の活動時期が

西部の方が古いことと整合的に見える。ただし、いずれの試料もトリチウムが検出されており、トリチウムが検出されなかった阿蘇カルデラの深層地下水に比べて天水起源 ^{36}Cl の影響について検討する必要があると思われる (図 4.2.4-2)。

図 4.2.4-3 では九重火山の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比とトリチウム濃度の関係を図示した。データはばらつくものの大まかにみてトリチウム濃度の高い試料ほど $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高いように見える。トリチウムが検出されることは比較的最近の天水の混入の指標であるため、最近の降水中の宇宙線起源 ^{36}Cl が含まれている可能性は否定できない。トリチウムは半減期 12.3 年で壊変されるため、その濃度から最近の天水の寄与率について見積もることは難しい。

天水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度は、広島平野浅層地下水・湧水において Cl 濃度が約 5 mg/L 、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が $100 \pm 60 \times 10^{-15}$ (Tosaki et al., 2017)、熊本県荒尾市沿岸部の浅層地下水 2 地点において $18 \text{ mg/L} \cdot 11 \times 10^{-15}$ 、 $12 \text{ mg/L} \cdot 286 \times 10^{-15}$ (小野ほか, 2014)、2004~2009 年のつくばにおける降水に対して $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が $41 \pm 6 \times 10^{-15}$ というデータが得られており (Tosaki et al., 2012)、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は比較的大きな変動幅がある。例えば、天水の端成分として Tosaki et al. (2017) の Cl 濃度が 5 mg/L 、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を $100 \pm 60 \times 10^{-15}$ 、マグマ起源水の濃度を $10,000 \text{ mg/L}$ と仮定してマグマ起源 Cl の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を計算すると、地点 A のマグマ起源 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は $2.2 \pm 1.1 \sim 0.2 \pm 1.7 \times 10^{-15}$ と大きく異なる。天水の端成分のおき方次第で計算値は大きく異なるが、九重火山周辺の浅層水についての $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は現在のところ得られていない。1950~60 年代の核実験以前の涵養のようなトリチウムが含まれていない比較的古い天水に比べて、現在の天水は核実験以前の値に戻りつつあるものの、浅層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は地域・地下水ごとに大きく異なり、それに伴う補正も大きな不確実性を伴う。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を用いたマグマ種別の解析のためには、トリチウムが含まれるような比較的若い地下水が混入している場合は解析には注意を要する。

表 4.2.4-1 九重火山周辺における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比、 ^3H 濃度およびその他の化学組成

	水温 (°C)	pH	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	Br (mg/L)	Li/Cl (重量比)	Br/Cl (重量比)	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$	^3H (TU)	reference [#]
九重火山周辺										
A	36.4	6.4	0.81	298	0.68	2.74E-03	2.27E-03	$2.80\text{E-}15 \pm 9.84\text{E-}16$	0.34 ± 0.02	This Work
B	94.7	8.1	3.87	1409	4.00	2.75E-03	2.84E-03	$3.04\text{E-}15 \pm 1.01\text{E-}15$	0.06 ± 0.02	This Work
C	55.0	6.8	1.74	393	1.17	4.41E-03	2.98E-03	$3.11\text{E-}15 \pm 9.53\text{E-}16$	1.09 ± 0.03	This Work
D	46.6	6.3	0.74	214	0.48	3.48E-03	2.26E-03	$1.86\text{E-}15 \pm 8.00\text{E-}16$	0.14 ± 0.02	This Work
E	76.1	7.2	0.85	298	0.82	2.87E-03	2.76E-03	$5.18\text{E-}15 \pm 1.32\text{E-}15$	0.92 ± 0.03	This Work
F	62.3	6.9	0.94	243	0.65	3.84E-03	2.65E-03	$4.05\text{E-}15 \pm 9.10\text{E-}16$	0.28 ± 0.02	(a)
G	55.1	6.8	0.63	174	0.47	3.63E-03	2.70E-03	$3.08\text{E-}15 \pm 7.94\text{E-}16$	0.49 ± 0.02	(a)
H	43.8	6.7	0.46	136	0.38	3.36E-03	2.81E-03	$6.03\text{E-}15 \pm 1.04\text{E-}15$	0.74 ± 0.03	(a)
I	96.7	8.2	3.95	1386	3.15	2.85E-03	2.27E-03	$9.77\text{E-}16 \pm 5.11\text{E-}16$	0.10 ± 0.02	(b)

#: (a) 産総研(2019), (b) 産総研未公表データ

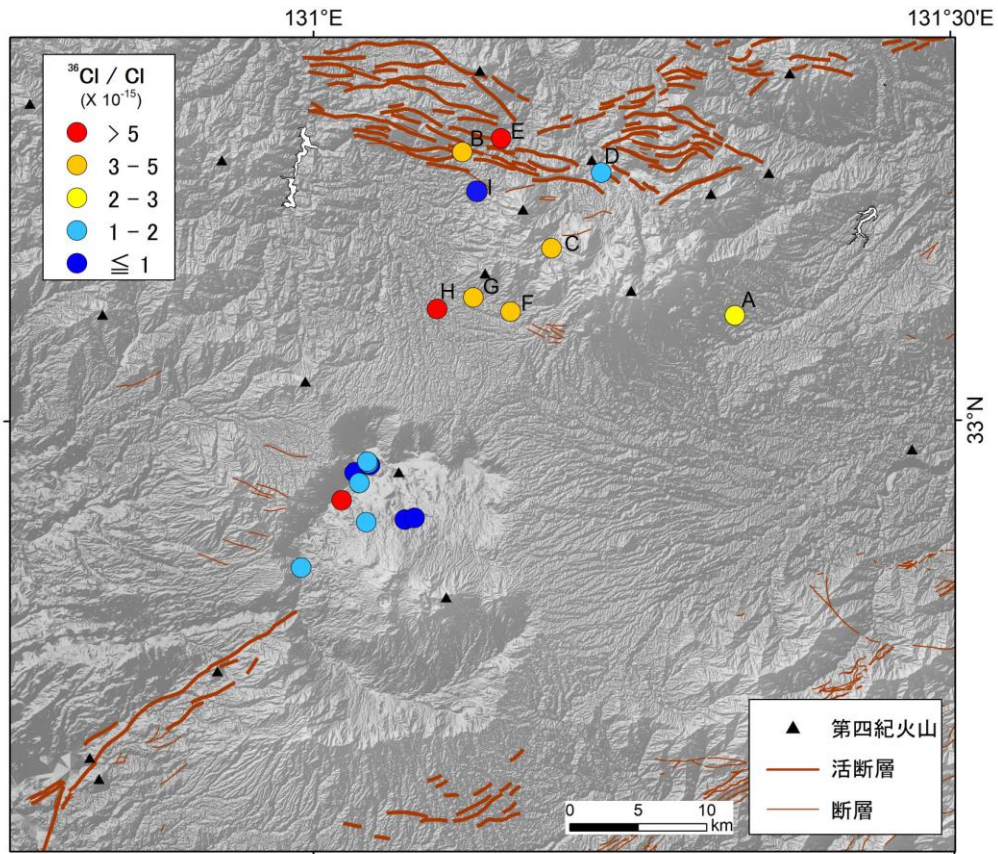


図 4.2.4-1 九重火山周辺における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比

図中には産総研(2018, 2019)による九重火山のデータおよび比較のため阿蘇カルデラ内の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比も示した。

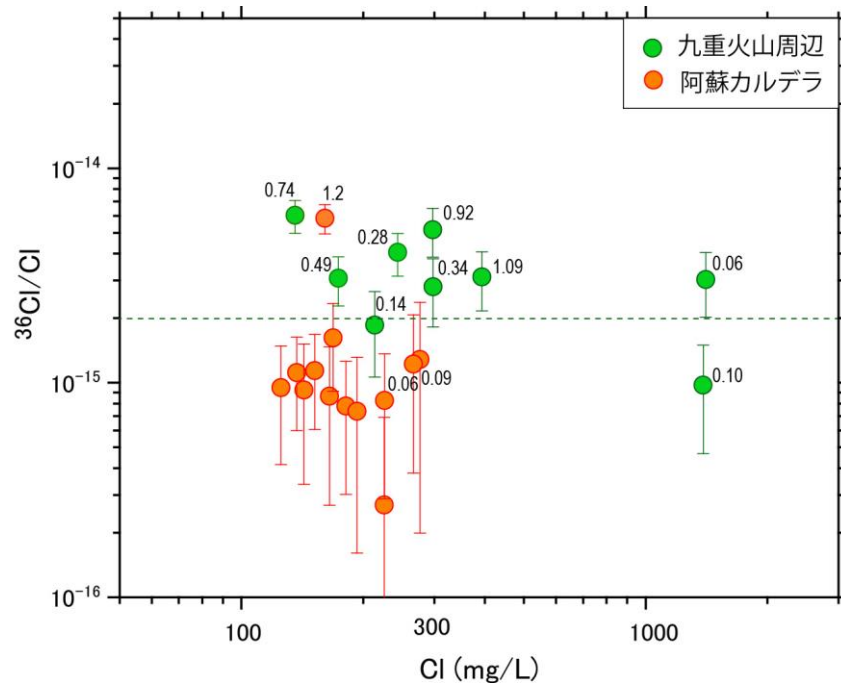


図 4.2.4-2 九重火山における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と Cl 濃度の関係

参考のため阿蘇カルデラのデータ(産総研, 2018; 2019)もプロットしている。プロットに添えた数字はトリチウム濃度(TU)。

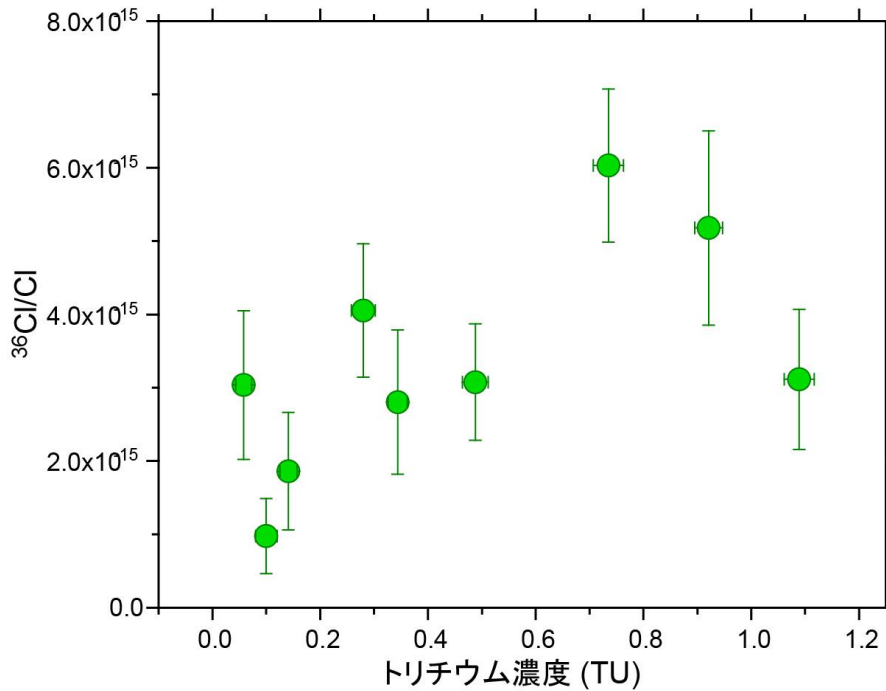


図 4.2.4-3 九重火山における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と ^3H 濃度の関係

4.2.4.2 始良カルデラへの適用例

阿蘇カルデラなど陸上カルデラにおいてカルデラ火山深層にあるマグマの種別判定法として放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比) を用いた手法を提案してきた (産総研, 2018; 2019) . 本事業より, この手法に対する海底カルデラへの適用性の検討を行う. 本年度は, まず, 始良カルデラ周辺の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の特徴を把握した. 本手法を海底カルデラに適用する場合には, 海水起源 Cl が大いに影響することが考えられる. 現海水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は $7.1 \pm 0.8 \times 10^{-16}$ と非常に低い値を持つ (Fifield et al., 2012) . 上部マントルの部分溶融により生じた初生マグマの $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は理論的には 5×10^{-17} と計算され, その後に地殻内に滞留したのちにマグマから放出された熱水はマグマの組成・滞留時間に依存するものの阿蘇カルデラにおいて $1\text{-}2 \times 10^{-15}$ という低い値を示している (産総研, 2018; 2019) . これらの値は現代の加速器質量分析計においても検出限界に近い値となっている. つまり, 採取された深層地下水に海水の混入が大きい場合は, マグマ起源 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の値を同定することは非常に難しいと思われる. そこで, 前節において行った Cl の起源解析と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比より $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の意味するもの, マグマの種別・状態解析においてどのような知見が得られるかを検討する.

表 4.2.4-2 に本年度取得した $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比およびトリチウム, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比, その他の化学組成の結果を示す. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は $0.4\text{-}9.6 \times 10^{-15}$ と阿蘇カルデラや九重火山と比べて大きな変動幅を示した. また, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を測定した試料の中でも, Li/Cl 比が $2.7 \times 10^{-4}\text{-}1.9 \times 10^{-2}$, Br/Cl 比も $1.7 \times 10^{-3}\text{-}3.5 \times 10^{-3}$ (いずれも重量比) と大きな変動幅を示した. また, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は $0.7\text{-}7.2 \text{ Ra}$ (大気補正後の corrected 値) と上部マントル値に近い試料から, 地殻起源ヘリウムが主成分である試料まで非常に大きな変動を示している.

図 4.2.4-4 に $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の地域分布を示した. 桜島内の深層地下水 (B, F, H) はいずれも低い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示す一方で, 鹿児島市街地の 2 地点 (G, I) は比較的高い値を示している. また,

阿多カルデラ北西部、錦江湾北部においても高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示している。ハロゲン元素比による Cl の起源解析では、桜島内の深層地下水の Cl の起源はいずれもほぼ海水、鹿児島市街地においてもほぼ海水となっている。ここで興味深いのは、同じ海水起源でも桜島内は低い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比、鹿児島市街地ではいずれもやや高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示していることである。図 4.2.4-5 に始良カルデラ周辺における深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と Cl 濃度の関係を示した。この図で明らかなように、桜島内の深層地下水は海水と天水の混合範囲に入るのに対し、鹿児島市街地の深層地下水では、混合範囲より明らかに $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高い方向にずれている。さらに、桜島内の深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が上部マントル値に近い高い値を示すのに対し、鹿児島市街地の深層地下水は大气かあるいはそれよりも低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示す（表 4.2.4-2, 図 4.2.4-6）。マグマ中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比同様、海水においても地層中に滞留する時間が長くなるとともにその $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は上昇し、放射平衡値に近づく（例えば、馬原ほか, 2006）。また地下水中のヘリウム同位体比は地殻起源ヘリウム起源 ($< 0.1\text{Ra}$) を溶解するため、滞留時間が長くなるとともに低下する（例えば、Morikawa et al., 2005）。桜島内・鹿児島市街地の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の特徴は整合的であり、鹿児島市街地の深層地下水は古い海水、桜島内の温泉は比較的若い海水を起源に持つといえる。ここで、カルデラ火山下にあるマグマの状態・種別を解析する上で考慮に入れるべき事項があげられる。深層地下水の滞留時間が長い場合、溶存する化学成分の濃度はその長い滞留中に加わった平均値となる。この場合、滞留時間の長い地下水ほど得られた化学成分からのマグマの状態・種別推定について、いつの時代の特徴を示しているのかを検討する必要があることを表しているように見える。深層地下水の化学成分からマグマの状態・種別推定を行う場合は、その地下水の起源・年代を明らかにしたうえで評価する必要がある。その際に、海底カルデラ火山においては、深層地下水の Cl の起源が主に海水である場合は、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が地下水の滞留時間推定として機能することが考えられる。

一方、Cl の主要な起源がマグマであることが考えられる錦江湾北西部（地点 A, C, D）や阿多北部カルデラ（地点 E）では異なる解析を施す必要がある。図 4.2.4-5 では天水と海水の混合線を図示したが、Cl の起源が海水ではなくマグマ起源の場合、マグマ起源 Cl の端成分濃度が不明なため、天水起源 ^{36}Cl の寄与を取り除いたマグマ起源 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の見積もりは現時点では難しい。ただし、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の傾向を見ると、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の低いものほど $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は高いように見える。今後これが、マグマの種別の違いによるものか、滞留時間の違いによるものかを検討する必要がある。

最後に、九重カルデラで解析上問題となったトリチウム濃度について言及しておく。九重カルデラではトリチウム濃度が高いものほど $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高い傾向がおおまかに見られ、トリチウムが検出される地下水においては注意が必要であることを指摘した。始良カルデラにおいては、トリチウムが検出限界である一方で $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高い試料や、トリチウム濃度が高いにもかかわらず $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が低い試料が見られている（図 4.2.4-5）。トリチウムを含むような若い天水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が地域によって大きく異なることは以前に述べた。また、始良カルデラ周辺の深層地下水は（海水起源であるものが多いが）Cl 濃度が比較的高い。そのためトリチウムが含まれる深層地下水においても天水による $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の上昇の影響は少ないことが考えられる。その場

合、天水の寄与によりトリチウムの検出される試料においても解析可能な場合もあることを示唆している。

表 4.2.4-2 始良カルデラ周辺における深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比, ^3H 濃度, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比およびその他の化学組成

	水温 (°C)	pH	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	Br (mg/L)	Li/Cl (重量比)	Br/Cl (重量比)	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$	^3H (TU)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (cor Ra) ^S
始良カルデラ周辺										
A	50.6	7.0	0.64	219	0.44	2.90E-03	2.03E-03	7.17E-15 ± 8.42E-16	<0.03	3.78
B	48.0	6.5	0.90	1410	4.08	6.38E-04	2.88E-03	1.26E-15 ± 6.91E-16	1.81	4.99
C	28.2	5.9	1.83	830	1.52	2.20E-03	1.83E-03	1.29E-15 ± 6.75E-16	0.49	6.94
D	43.0	7.3	0.41	921	1.67	4.45E-04	1.81E-03	2.71E-15 ± 8.85E-16	<0.04	7.19
E	40.8	6.7	2.26	117	0.20	1.92E-02	1.68E-03	9.62E-15 ± 1.46E-15	<0.03	2.02
F	54.2	6.7	2.78	10300	36.29	2.69E-04	3.52E-03	4.47E-16 ± 5.59E-16	0.05	7.15
G	48.8	7.7	1.97	1980	6.21	9.92E-04	3.13E-03	6.53E-15 ± 1.29E-15	<0.03	1.00 ^{&}
H	38.7	5.9	0.88	3060	10.61	2.88E-04	3.47E-03	8.30E-16 ± 6.22E-16	1.07	6.98
I	48.9	7.5	1.14	1810	6.25	6.32E-04	3.45E-03	4.51E-15 ± 1.08E-15	0.05	0.67 ^{&}

^S $^3\text{He}/^4\text{He}$ は大気の寄与を差し引いた値 (corrected値) を記している。1Ra = 1.4×10^{-6}

[&] 水質・ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, ^3H 分析用試料とは採取時期が異なる。

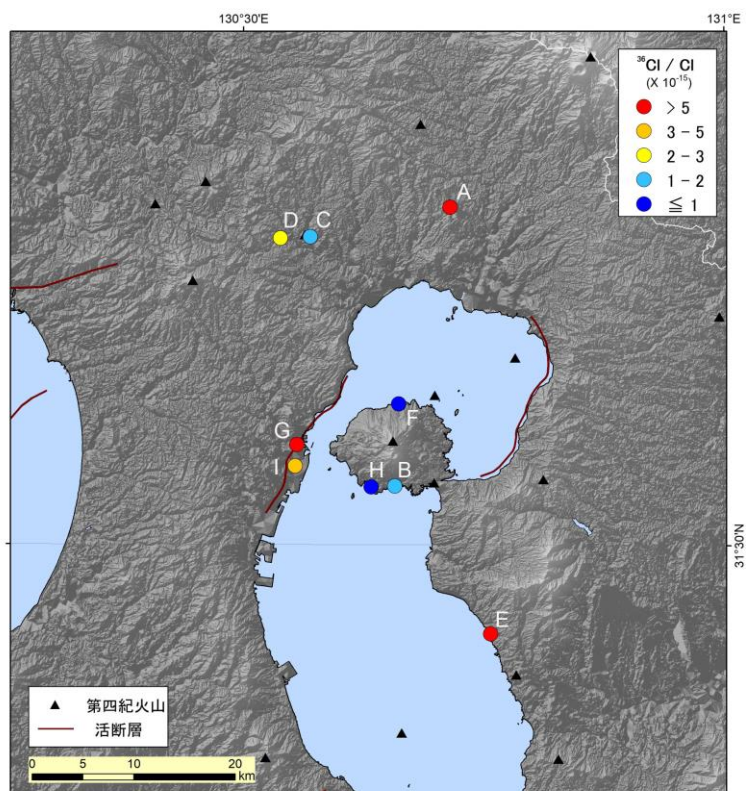


図 4.2.4-4 始良カルデラ周辺における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比

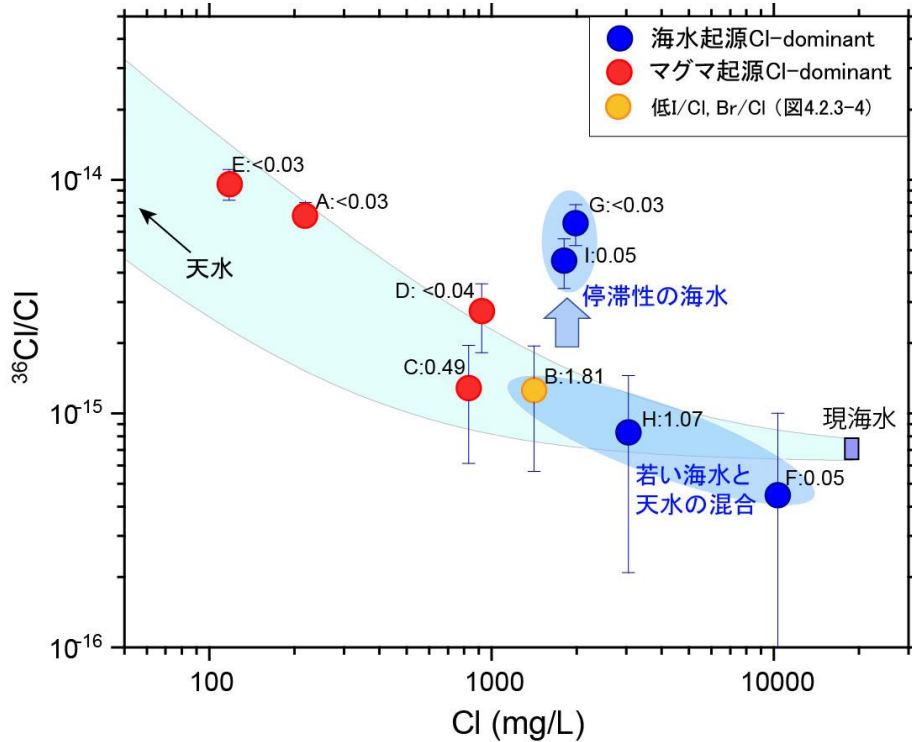


図 4.2.4-5 始良カルデラ周辺における深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と Cl 濃度の関係

●は海水起源 Cl, ●はマグマ起源 Cl が主要な地点を意味する. また●は海水よりも I/Cl, Br/Cl が低くハロゲン元素比による各成分寄与率が計算できなかった地点 (図 4.2.3-4). 図中の薄い水色の枠は, 現海水と天水の混合の範囲を示す. 端成分として現海水を Cl 濃度を 19,000 mg/L, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を $7.1 \pm 0.8 \times 10^{-16}$ (Fifield et al., 2012), 天水を Cl 濃度を 5 mg/L, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を $100 \pm 60 \times 10^{-15}$ として計算した. 図中の数字はトリチウム濃度を示す.

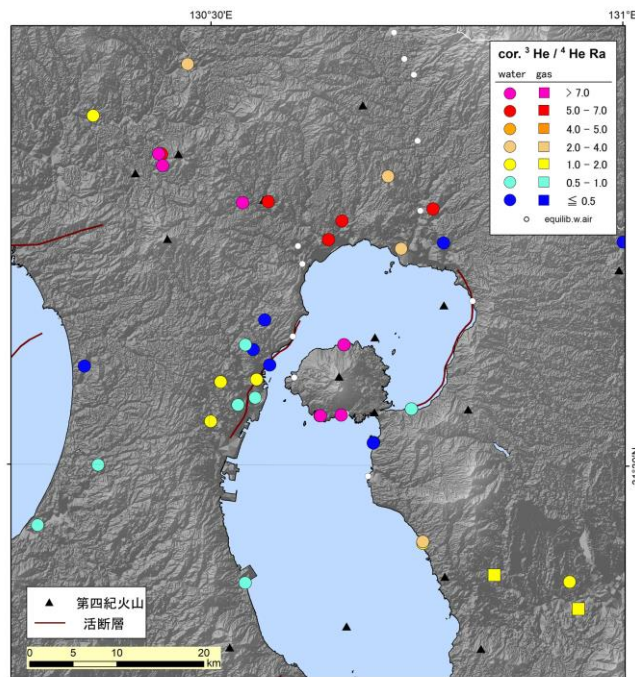


図 4.2.4-6 始良カルデラ周辺における湧水・深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比

[まとめと課題]

・ C/Cl 手法の改良と考察

C/Cl 法の Cl 分配値を最適な値に更新し、マグマ溜まり進化モデルに基づき各マグマ溜まりの状態に対応する放出熱水の C/Cl 比と Cl/H₂O 比について再計算した。熔融マグマが発泡し熱水流体が放出された場合は、低い Cl 濃度と高い C/Cl 比を持ち、地下でマグマ固化にともない放出された場合では、高い Cl 濃度と低い C/Cl 比を持つ。さらに、珪長質マグマの発泡により放出される熱水流体は、苦鉄質マグマのそれよりも、Cl/H₂O 比が数倍～数 10 倍高くなることが示唆され、地下水に混入するマグマ起源熱水の Cl 濃度が推定できれば、Cl/H₂O 法として、熱水放出源が苦鉄質か珪長質かを区別できる可能性がある。

・ 九重火山への適用例

九重火山の活動期（年代等）と C/Cl 比に関係あることがわかった。火山活動期が古いほどその周辺の地下水の C/Cl 比が低く、活動期が新しいほど C/Cl 比が高い傾向がある。九重火山の調査は地下水・湧水であり、地下水の流動により火山体から離れたところに影響が出現する。そのため、地下水流動を推定し、マグマ起源成分の供給場所について検討を行った。その結果、以下に示すマグマ溜まりの状態が推定された。1) 活動期が 15000 年より若い第 4 期では、C/Cl 比が 10-10000 の範囲にあり、マグマ溜まりは苦鉄質マグマの供給活動に相当する。2) 活動期が 15000～54000 年の期間の第 2～3 期では、C/Cl 比が 1-100 の範囲にあり、マグマ溜まりでは、苦鉄質マグマの供給によって、珪長質マグマが発生し熔融状態にある。3) 活動期が 83000 年より古い第 1 期および先九重火山では、C/Cl 比が 0.01-10 の範囲にあり、新しいマグマの供給がなく、過去に活動した苦鉄質もしくは珪長質マグマは固化している。

九重火山においては、数 10 万年以上にわたる火山活動に伴うマグマ溜まりの時間的進化が活動の場が西から東へ移動することにより、地下水の組成の違いに現れていると考えられる。地下水の C/Cl 比から予想されるマグマ溜まりの状態は、九重火山の過去のマグマ活動の時間軸に沿って整合的であり、C/Cl 法の適用に関して、本地域で有効性の確認ができたと考えられる。

また、C/Cl 法に加えて、Cl/H₂O 法もマグマ種を分離できる可能性があり、本地域においても、Cl/H₂O 法の適用性評価を検討すべきである。

・ 始良カルデラへの適用例

始良カルデラは、海底カルデラでありカルデラ内での地下水試料採取の困難さに加えて、地下水に海水が多量に混入している。ハロゲン 3 元素を用いた Cl の起源同定に関しては、海水が多量に混合しても原理的には可能であり、どの程度の信頼性で計算できているのか評価が必要である。今回は C/Cl 比に関しては、精度上問題があると考えられるものを排除した上で結果を示したが、結果の考察は行わなかった。

今後は、C/Cl 手法に加えて、Cl/H₂O 法を適用する等の検討が可能であり、C/Cl 値の精度向上と合わせて課題としたい。

・放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比) を用いた手法の検討：九重火山への適用例

九重火山周辺における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は阿蘇カルデラに比べて全体的に高い。本年度の調査によりさらにそれが明確となった。また、一部例外はあるものの、全体的に九重火山の中でも西部地域の方が $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は高くなっている。九重火山の形成史を考えると、西部の方が $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高いものが多いことは九重火山の活動時期が西部の方が古いことと整合的に見える。ただし、いずれの試料もトリチウムが検出されており、トリチウムが検出されなかった阿蘇カルデラの深層地下水に比べて天水起源 ^{36}Cl の影響について検討する必要があると思われる。浅層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は地域・地下水ごとに大きく異なり、それに伴う補正も大きな不確実性を伴うため、九重地域の降水あるいは浅層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を把握したうえで解析を行う必要がある。

・放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比) を用いた手法の検討：始良カルデラへの適用例

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を用いた手法の海底カルデラへの適用性検討のため、始良カルデラ周辺の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の特徴を把握した。深層地下水に海水の混入が大きい場合は、マグマ起源 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の値を同定することは非常に難しく、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は海水を含む深層地下水の滞留時間の指標となる。例えば、Cl の起源がほぼ海水である鹿児島市街地の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は高く、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は火山フロント周辺にも関わらず低い値を示し、地下水の滞留時間が長いことを示しているように見える。このような場合、地下水中の化学成分濃度は地下水滞留中に加わった成分の平均値となり、マグマの状態・種別推定を行うにあたって、いつの時代の特徴を示しているのかを検討する必要があることを表しているように見える。一方、ハロゲン元素比からは Cl の起源が主にマグマ起源であると見積もられた錦江湾北西部や阿多北部カルデラ近辺の地点においても $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の大きな変動が見られた。この変動と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比には相関がみられており、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 法を用いた解析を行うにあたって、天水起源 ^{36}Cl や地下水の滞留時間などの把握も課題としてあげられる。

【引用文献】

- Beermann, O., Botcharnikov, R.E. and Nowak, M. (2015) Partitioning of sulfur and chlorine between aqueous fluid and basaltic melt at 1050°C, 100 and 200 MPa, *Chem. Geol.* 418, 13.2.1.257.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2012) Ultra sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{235}U at the Australian National University. *Nucl. Instr. and Meth. B.* doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.nimb.2012.04.028>
- 後藤卓哉・宇野木理恵・田中俊昭・糸井龍一 (2002) 九重火山の噴気地帯周辺の雨水の化学特性と HCl ガス放出量の経年変化. *九大地熱・火山研究報告*, 11, 113-120.
- 川辺禎久・星住英夫・伊藤順一・山崎誠子(2015) 九重火山地質図, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 風早康平・安原正也(1994) 湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動過程, *日本水文科学会誌*, 24, 107-119.

- 馬原保典, 中田英二, 大山隆弘, 宮川公雄, 五十嵐敏文, 市原義久, 松本裕之 (2006) 化石海水の同定法の提案 – 太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価 –, 地下水学会誌, 48, 17-33.
- 松本徭夫(1984) 九重火山群. アーバンクボタ, 22, 50-55.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region, by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02406, doi:10.1029/2004GL021501.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 地質調査総合センター速報, 60, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小野昌彦, 本高雄大, 嶋田 純, 長谷川琢磨, 中田弘太郎, 利部 慎, 工藤圭史 (2014) 沿岸域における地下水位の回復に伴う地下水塩水化現象の解明—熊本県荒尾市における事例—. 地下水学会誌, 56, 189-208.
- Ohwada, M., Kazahaya, K., Itoh, J., Morikawa, N., Takahashi, M., Takahashi, H.A., Inamura, A., Yasuhara, M. and Tsukamoto, H. (2012) Passive degassing of magmatic volatiles from Iwate volcano, NE Japan, based on three-dimensional measurement of helium isotopes in groundwater. *J. Geophys. Res.*, 117, p. B02204, 10.1029/2011JB008532
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 事業 平成 29 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備) 事業 平成 30 年度事業報告書.
- Shinohara, H. (2009) A missing link between volcanic degassing and experimental studies on chloride partitioning. *Chem. Geol.* 263, 51-59.
- Signorelli, S. and Carroll, M.R. (2000) Solubility and fluid–melt partitioning of Cl in hydrous phonolitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 2851–2862.
- Tosaki, Y., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T. and Nagashima, Y. (2012) Measurement of the ^{36}Cl deposition flux in central Japan: natural background levels and seasonal variability. *J. Environ. Radioactivity*, 106, 73-80.
- Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochem. J.*, 51, 263-275.
- Webster, J.D. (1992) Water solubility and chlorine partitioning in Cl-rich granitic systems: effects of melt composition at 2 kbar and 800 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 679–687.

4.3 ラドン曳航観測による海底カルデラ火山等におけるマグマ起源流体の観測及びフラックス推定法の新規開発

【実施内容】

沿岸域の海底地下水湧出の検出に実績のあるラドン曳航観測を、海水に満たされている始良カルデラや鬼界カルデラ、湖水に満たされている十和田カルデラに応用して、海底や湖底の温泉湧出の検出を試みる。また、マグマ起源流体の影響を強く受けた海底温泉・湖底温泉の探査に有効であると予想される溶存炭酸濃度の連続測定を、試験的にラドン曳航観測に合わせて行い、マグマ性ガス流出域の特定およびフラックス推定手法の開発を試みる。今年度は、ラドン曳航観測と併用する DIC 濃度連続測定のテストを、CO₂ ガスを含む海底ガス湧出が確認されている大分県・姫島の沿岸海域で実施し、次年度からの本格調査に備えた。

【調査・研究成果】

4.3.1. はじめに

陸上のカルデラ火山を対象として調査を実施する場合には、土壌からの二酸化炭素 (CO₂) の放出を測定するため、地表面に CO₂ フラックスメーターを設置しての観測や土壌に細い調査孔をさく孔して土壌ガス中の CO₂ 濃度の測定を調査側線にそって多くの地点で順次観測することが可能であるが、海底のカルデラ火山を対象とした場合には、海水が存在するために同様の手法を用いることはできない。そこで、海面上から海底からのマグマ性の流体を検出するための新しい手法が求められる。その指標として、沿岸域の海底地下水湧出の検出に実績のあるラドン (²²²Rn) が有望である。我々は、大分県の別府湾沿岸の海底湧水や海底温泉の湧出の探索のための観測を経験しており (例えば、岸田, 2019), そこで使用したラドン (²²²Rn) 曳航観測が活用できる可能性がある。また、海底湧水がマグマ起源流体であるか、陸域の天水起源地下水が海底において湧出しているのかを見分けるためにはその他の化学成分濃度・同位体のデータも必要となる。さらに、地表カルデラと同じく CO₂ のようなガス成分の遊離・選択的な上昇なども考慮に入れる必要があるため、CO₂ を含む複数の観測項目も同時に測定する必要がある。そこで、本調査では、ラドン曳航観測をベースにして、マグマ揮発性物質を検出するという観点から新たに CO₂ センサーを組みこんだ測定ユニット (CO₂-Rn 観測ユニット) を制作し、それと併用する形で、pH、酸化還元電位 (ORP)、電気伝導率 (EC)、水温などの一般水質項目についてもフローセルを使用して連続的にデータ取得を行うことにした。本年度は、その CO₂-Rn 観測ユニットとフローセル水質測定ユニットを組み合わせた新たな曳航観測システムの実用性の評価を行うために、CO₂ ガスを主体とした流体の海底湧出が確認されている大分県の姫島 (大沢・三島, 2017) で実証試験を行った。

4.3.2. 観測手法

観測装置の概要

大分県の別府湾沿岸の海底湧水や海底温泉の湧出の探索に使用した ²²²Rn 曳航観測システム (例えば、岸田, 2019) をベースにして、マグマ揮発性物質を検出するという観点から新たに CO₂ センサーを組みこんだ測定ユニット (CO₂-Rn 観測ユニット) を制作した。さらに、pH、酸化還

元電位 (ORP), 電気伝導率 (EC), 水温などの一般水質項目についてもフローセルを使用して連続的にデータ取得を行えるようにした。

CO₂-Rn 観測ユニットにおける CO₂ の測定装置として, Vaisala 社の高精度 CO₂ 測定プローブ GMP343 を使用した。この装置は, 測定対象のガスで満たされたチャンバー内において, 小型ファイラメントより発信させたパルス光をミラーにあてて反射させ, シリコンベースのファブリーペロー干渉計 (FPI) を通過させた後に赤外線検出器 (IR) において光の減衰を検知するものである。小型 FPI を電氣的に調整し測定波長を CO₂ ガスの吸収帯と基準帯 (光の減衰のない波長領域) の間で変更させて測定を行い, 2 つの信号の比より求められる CO₂ ガスの光吸収度の違いから濃度を算出する。222Rn 濃度を測定するための装置には, 内部にシリコン半導体検出器を有する静電捕集型のラドン濃度測定器である RAD7 (DurrIDGE 社) を使用した。この装置の測定原理は, 222Rn が α 壊変して生成される 218Po が正に帯電していることを利用し, 218Po を静電場で検出器の表面に集め, α 壊変する際に放出するエネルギー (6.00 MeV) を検出するものである。RAD7 を用いて海水中の 222Rn 濃度を連続的に測定する場合には, 気液平衡装置である RAD AQUA を使用する。ポンプで汲み上げた海水から気液平衡装置を用いて空気中に Rn を追い出させ, 閉鎖系をつくってポンプで空気を循環させることで, 検出器に 222Rn を導入して濃度を測定する。

データの空間解像度は, 船の移動速度と測定装置のデータ取得間隔によって決定されるが, データ取得間隔が短いと半導体検出器で捉える 218Po のカウント数が減るため測定精度の低下につながるため, 2 台の外部ポンプで気液平衡装置から RAD7 までの試料導入部分を高効率化するデュアルループ法 (例えば, 杉本ほか, 2017) を採用し, 測定ラインの中に CO₂ 測定プローブを組みこむことで, 同一の測定ラインを通過するガスに含まれる CO₂ 濃度および 222Rn 濃度を測定できるようにした (図 4.3.2-1, 図 4.3.2-2)。2 台の外部ポンプにはダイアフラム式の真空ポンプを使用し, 電源として小型バイク用のバッテリーを用いた。1 次ポンプにおいて 7.5 L/min, 2 次ポンプで 5.0 L/min の流量が確保されるようフローメータで調節したが, 測定ラインを通過した空気が気液平衡装置へ戻りきれなくなる問題が生じた。そのため, ラインを構成するチューブ径などを試行錯誤的に変化させ, 流量を確保できるよう調節した。また, バッテリー電圧の低下など, 何らかの要因でポンプ流量のバランスが崩れた際にラインの中に海水が引き込まれてしまう危険を避ける目的で, パイプ取り付け式液面検出センサーをチューブに取り付け, 観測ユニット内のラインに液体が侵入した場合にはポンプが緊急停止するよう工作した。

曳航調査に際して, 海水を組み上げる水中ポンプには小型のビルジポンプを使用した。ポンプは 2 台用意し, 1 台を CO₂-Rn 観測ユニット用, 1 台をフローセル用とした。フローセルではポータブルタイプの pH メーター, EC メーター, ORP メーター, および温度計の各センサーをセットしてデータを取得する (図 4.3.2-2 (d))。なおフローセルを通過した後の海水は排水用チューブを通じて直接, 海に排出されることになっているため, センサー類の測定値を確認しながら任意のタイミングでチューブから採水を行う事が可能である。また, これら曳航観測に関わる測定装置類とは別にポータブルタイプの GPS およびソナーも用意し, 航行中の緯度・経度および水深についても随時測定が行えるようにした。

大分県姫島における曳航観測システムの実証試験および測定条件

CO₂-Rn 観測ユニットとフローセル水質測定ユニットを組み合わせた新たな曳航観測システムの実用性の評価を行うために、2019年10月29日および30日に、CO₂ガスを主体（86.5%、大沢・三島、2017）とした流体の海底湧出が確認されている大分県の姫島で実証試験を行った（図4.3.2-3）。曳航観測システム全体が正常に動作することの確認に加え、マグマ性流体のようなCO₂を多く含む流体が海底より湧出している地域において曳航観測を行った場合、実際にどのようなデータが得られるものであるのかについての確認を行った。

西浦港沖における曳航ルートを図4.3.2-4に、観測の様子を図4.3.2-5に示す。海底からの気泡の上昇が確認された地点（図4.3.2-4の星印）を基準として直上、より沿岸側、より沖合側など、相対的な位置関係を変えながら海岸線に平行（南北方向）な方向に8つの曳航ルートでの観測を行った（図4.3.2-4）。各ルートの曳航距離はNo.4を除けば、いずれも南北方向に対して約300mとなった。No.1～No.7の観測を10月29日に行い、No.8のみ10月30日の観測となった。

各測定装置におけるデータ取得間隔については、CO₂濃度、水温計、pH、ORP、ECでは1分間隔、²²²Rnは5分間隔とした（後述するように10月30日分データについては2分間隔に変更）。ただし、フローセルにセットした水温計にはデータロガー機能がついていなかったため、連続データは得られていない。また、曳航速度については、一定速度での航行状態（停船はしない）を保ちつつも、可能な限り低速での移動を試み、平均的には300mの測線をおよそ5分かけて移動することになった。そのため、曳航速度はおおよそ60m/分である。

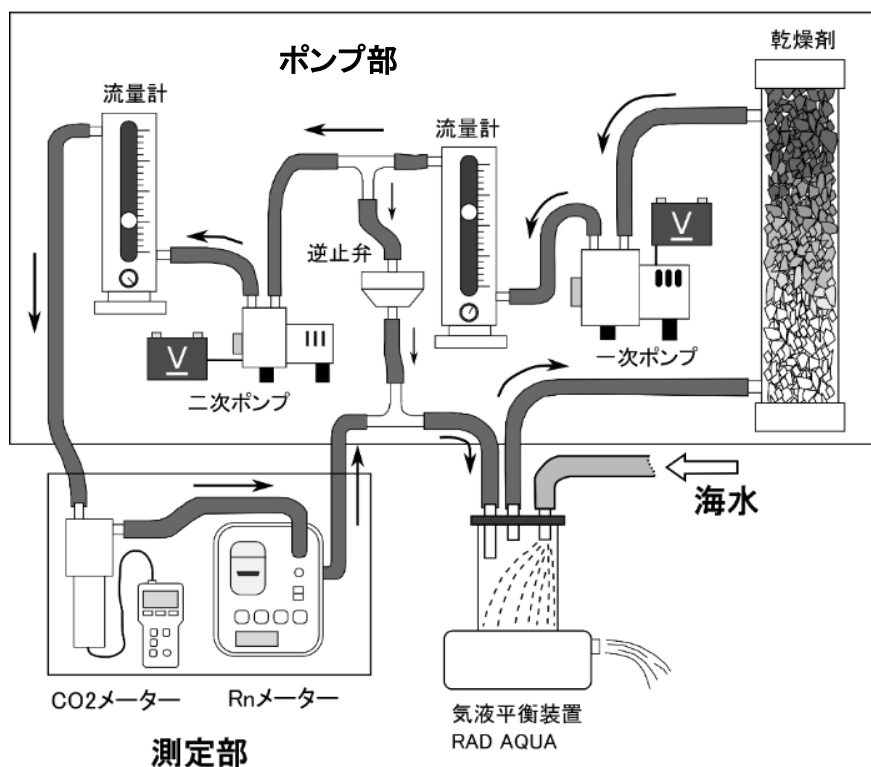


図 4.3.2-1 CO₂-Rn 観測ユニットの概念図

デュアルループ法による測定ラインに、高精度 CO₂ 測定プローブ（GMP343）を直列に組み込んだ。

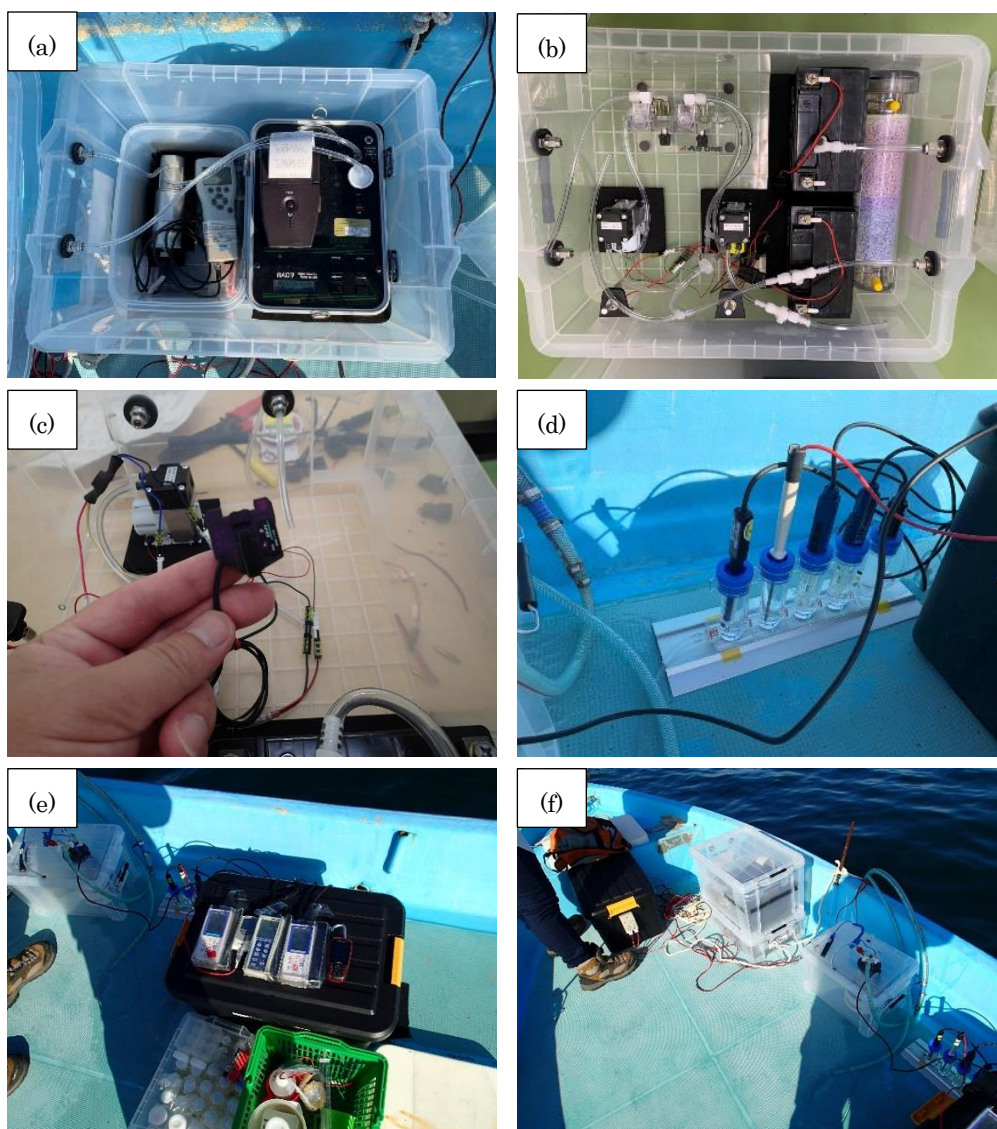


図 4.3.2-2 観測システム

(a) CO₂-Rn 測定部，(b) ポンプユニット，(c) 液面検出センサー，(d) フローセルユニット．水中ポンプにより汲み上げられた海水は，常時セル内を流れる．(e) フローセルの測定器類．リアルタイムで測定値を確認でき，状況次第では採水することも可能．(f) ポンプ稼働時の状況．舳先から CO₂-Rn 測定ユニット，気液平衡装置，フローセルと並ぶ．

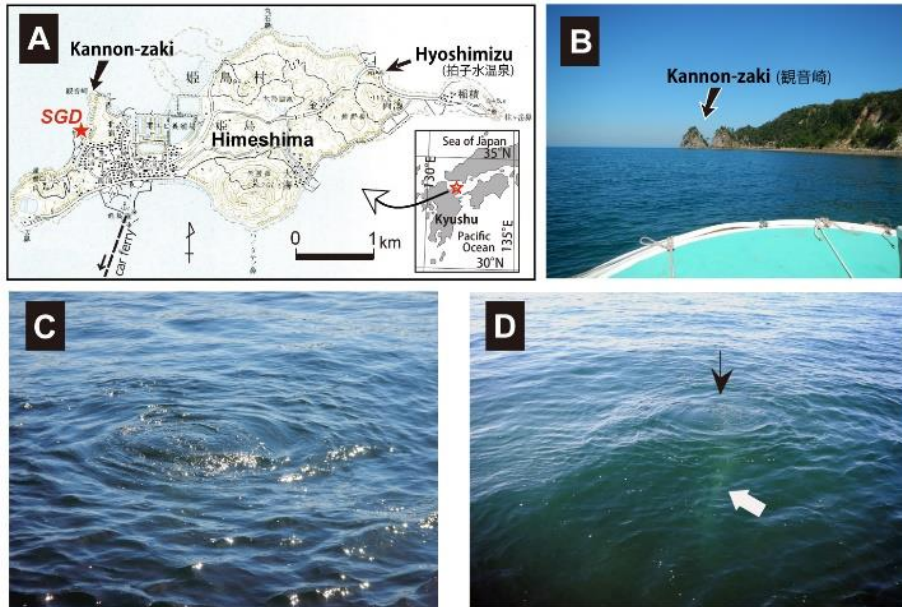


図 4.3.2-3 大分県姫島，西浦港沖における遊離ガスの湧出エリア（大沢・三島，2017）
 姫島における湧出地点（A の SGD），湧出地点の遠景（B），海面で確認できる湧昇ガス（C, D の矢印）と湧出して
 くる遊離ガス（D:白矢印）

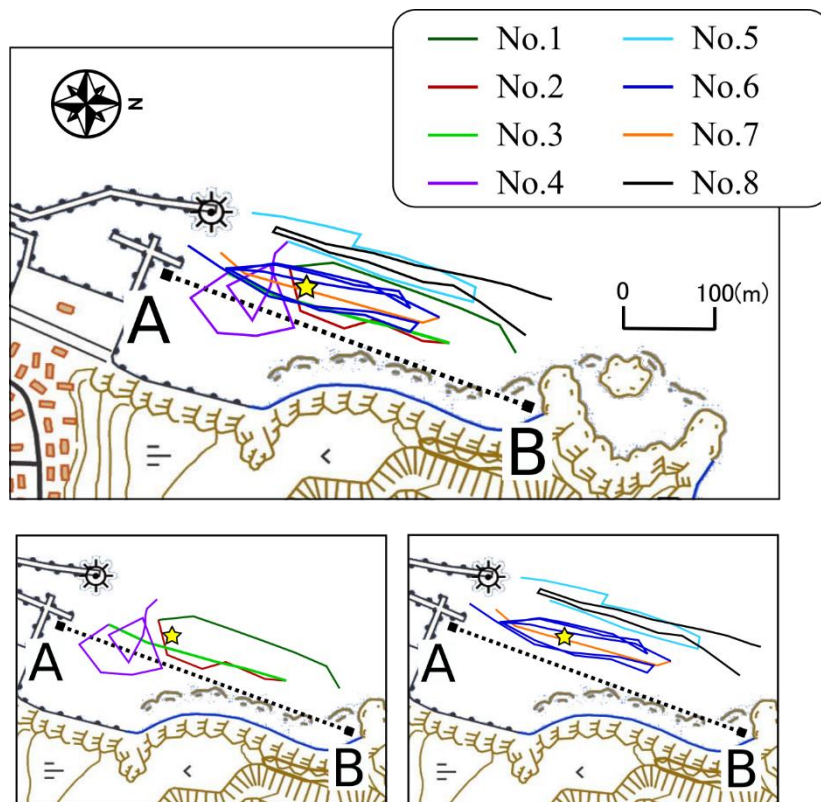


図 4.3.2-4 西浦港沖の海域における曳航ルート（航路）の分布図
 上図：観測した全ルート．下図（左）：No.1～No.4 の曳航ルート，下図（右）：No.5～No.8 の曳航ルート．図中
 星印で示したのが海底からの気泡の上昇が確認された地点である．図中の A-B の点線は，図 4.3.3-1～6 の横軸
 に対応する．

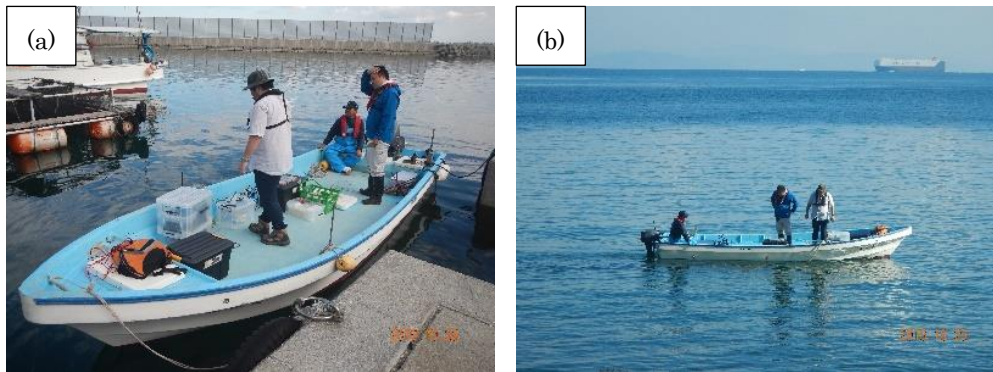


図 4.3.2-5 西浦港沖の海域における観測

(a) 観測システムの積込状況. 3~4 人乗りの船であれば曳航システムの積載は可能である. (b) 曳航調査の遠景. 曳航船の中央やや前よりのホースを通じて海水が汲み上げられる.

4.3.3. 観測結果および結果の評価

姫島における実証観測で得られた結果を図 4.3.3-1~6 に示す. 図 4.3.3-1~3 は, $\text{CO}_2\text{-Rn}$ 観測ユニットで測定された結果を示し, それぞれ CO_2 (ガス) 濃度 (図 4.3.3-1), 気液平衡装置内における水温 (図 4.3.3-2), ^{222}Rn 濃度 (図 4.3.3-3) である. 図 4.3.3-4~6 は, フローセルによって観測された結果であり, それぞれ pH (図 4.3.3-4), ORP (図 4.3.3-5) および EC (図 4.3.3-6) のデータである. ^{222}Rn 濃度 (図 4.3.3-3) 以外のグラフでは, 各曳航ルートで得られたデータプロットの間を, 測定された時系列順に滑らかな線でつなぎ, 曳航の時間経過に対してデータがどのように推移していったのかを確認できるようにしている (線上には測定値がないことに注意). ただし, ^{222}Rn 濃度については測定間隔が 5 分間であり, 今回の曳航ルートの航路 (約 300 m) の長さや船の移動速度の関係から, 一回の曳航観測で得られるデータ数が少なかったため, データプロットのみを表示した. また, 図 4.3.3-1~6 の右側には, 各グラフ内で曳航ルート No.8 のデータが取る値の範囲を灰色のバーで表示した.

グラフの横軸にとった距離については図 4.3.2-4 に示した A-B を観測断面として設定したものであり, 各測定点の座標を線分 A-B 上に投影したときの点 A からの距離として表している. なお, 曳航観測を行ったルートにおいて水深はほぼ一定であり No.1~No.7 では約 4.0 m, No.8 については約 5.0 m の水深が観測された. この水深の差は潮の干満の影響によるものである.

CO_2 濃度の観測結果について

図 4.3.3-1 に示すように, CO_2 濃度については曳航ルート No.1~No.7 までと No.8 とで, 測定値が大きく異なった. 曳航ルート No.5 と No.8 は航路の一部が重なっており (図 4.3.2-4), 水平座標としては同様の座標域で曳航調査を行ったが, 得られた CO_2 濃度には 150 ppm 程度の違いがみられた. No.1~No.7 の観測を行った 10 月 29 日午後 (観測時刻, 12:35~14:25) は, 観測エリア一帯が干潮の時間帯 (干潮時 15:31) であり, 海岸線から沖合に向けて潮の流れが形成

されていたことが想定される。一方、曳航ルート No.8 の観測を行った 10 月 30 日の午前（観測時刻、10:05~11:00）は、満潮（満潮時 10:17）の時間帯にあたり、沖合から海岸線側へ向けて押し寄せる潮の流れが卓越する状態にあったと思われる。したがって、図 4.3.2-4 の星印付近の海底で湧出した流体の影響を受けた海水は、29 日では沖合側まで分布域を広げたが、30 日には海岸側に分布するのみであったと考えられ、その結果、同じ様な座標域で曳航観測を行ったにもかかわらず、測定された CO₂ 濃度に違いがみられたと考えられる。曳航ルート No.8 は、pH（図 4.3.3-4）や ORP（図 4.3.3-5）でも、他の曳航ルートのデータ範囲と比べて有意に狭い。このことから、No.8 で測定されたデータは、沖合の海水による影響を色濃く反映したものであると考えることで、観測データにみられる傾向の違いを説明することが可能である。そこで以降では、曳航ルート No.1~No.7 の結果と No.8 の結果とを分けて扱うことにする。

流体の湧出地点（図 4.3.2-4 の星印）の近傍を通過した曳航ルート No.6（青色）および No.7（橙色）で測定された CO₂ 濃度が、部分的に 600 ppm 以上の値を示して他のルートよりも高いが（図 4.3.3-1）、海面上において気泡の上昇が確認された範囲（図 4.3.3-1 の黄色で網掛けした領域）と測定値との関係を見ると、必ずしもガスの湧出箇所の上上において値が最大値、あるいは極大値を示す訳ではなく、No.6 や No.7 に見られる様に流体上昇域から少しはずれた領域において CO₂ 濃度が極大値を示す場合もあることが分かった。

曳航ルート No.1~No.5 では、特定の地点が高濃度を示すような濃度分布とはなっておらず、水平方向の座標変化に対して増減が少ないため、海底湧出する流体の影響を受けた水塊を検知できていないと考えられるかもしれないが、CO₂ 濃度は全体的に 550 ppm~600 ppm の範囲にあり、沖合の海水を反映したと思われる No.8 と比較して、平均的に 100 ppm かそれ以上高い濃度を示した。したがって、曳航ルート No.1~No.5 は潮の流れの作用等によって湧出流体の影響を受けた水塊の分布範囲が広がった結果、曳航観測を行ったエリア一帯の平均的な CO₂ 濃度のベースラインが押し上げられた状態にあったのではないかと推測する。

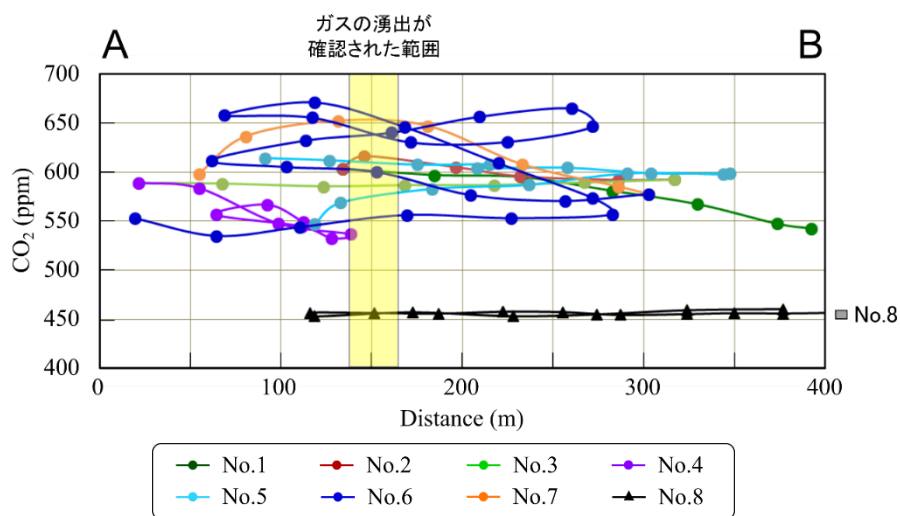


図 4.3.3-1 各曳航ルートにおいて測定された CO₂ 濃度分布

水温の観測結果について

曳航ルート No.1~No.7 はその殆どが 22.6~22.8℃の水温を示しており、No.8 では、22.3~22.5℃と相対的に低い水温であり、No.1~No.7 と No.8 で異なる傾向が見られた。

大沢・三島 (2017) は、西浦港沖の気泡を伴う流体の上昇域における海水と周辺海水の水温を測定しているが、その時の測定結果では流体上昇域の海水の水温は 25.5℃と周辺海水 (26.2℃) に比べてやや低い値を示していた。この測定が行われたのが 8 月であり、海水温が高い時期にあったことを考慮すれば、ガスを伴う流体の湧出温度は 25.5℃以下であるものと思われる。さらに大沢・三島 (2017) は、ガス組成にみられる特徴から、西浦港沖の海底湧出流体は姫島東部に湧出する拍子水温泉 (鉱泉) に類似すると指摘しており、拍子水温泉の水温が 25.0℃を少し下回る (大沢ほか, 2015) ことを考慮すれば、西浦港沖の湧出流体の温度は、25.0~25.5℃の範囲と推定される。今回、調査が行われたのは 10 月後半であり、曳航観測が行われていた時間帯の気温は、気象庁の国見観測点の気象データによれば、およそ 22℃ (29 日), 20℃ (30 日) 程度であった (<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, 2020 年 1 月閲覧)。No.1~No.7 で測定された水温は、25℃よりはやや低い値であったが、気温の影響を受けた周辺の海水よりも高いものであり、湧出流体の影響を受けた結果であると考えられなくもない。前項において、潮の流れの関係により観測対象エリア内全域で CO₂ 濃度の平均値が押し上げられたのではないかと推察したが、水温においても、この考えに調和的な測定結果が得られたといえる。

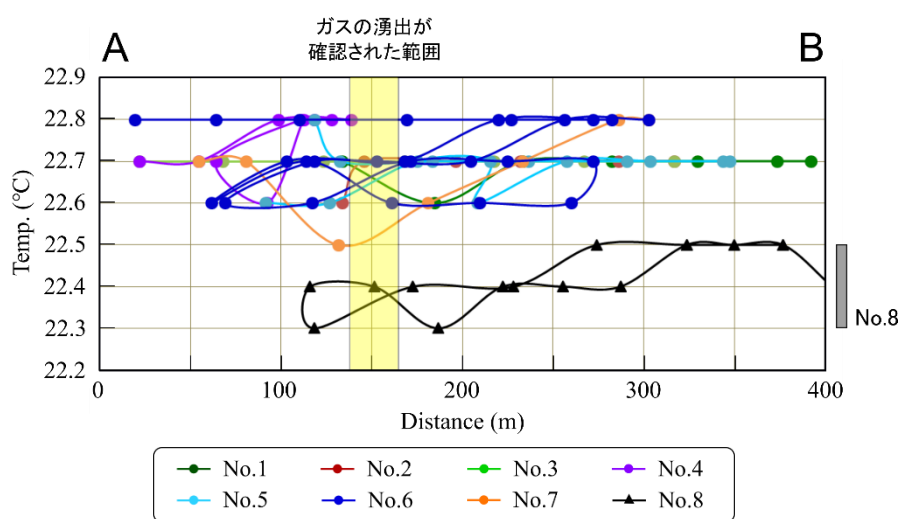


図 4.3.3-2 各曳航ルートにおいて測定された水温分布

²²²Rn 濃度の観測結果について

²²²Rn 濃度は全ての曳航ルートで 0~2.4 (dpm/L; dpm は 1 分間あたりの崩壊数を表わす) の範囲の値をとったが、特に曳航ルートの違いや測定点の座標の違いなどが反映されたようなデータは得られなかった (図 4.3.3-3)。この様なデータが測定されたことの要因の一つとしては、²²²Rn のデータ取得間隔が 5 分であることに対し、今回の曳航ルートの距離が約 300 m、船の平均航行

速度が 60 m/分と、航路の片道距離に対して平均 1 回の測定しか行えなかったことがあるのではないかと考える。

測定間隔を 5 分に設定しているのは、半導体検出器で捉える信号のカウント数を増やし、測定精度を向上させることが目的であったが、曳航ルート No.8 の観測に際しては試験的に測定間隔を 2 分へと変更して観測を実施した。結果は図 4.3.3-3 における黒の三角形のプロットに示されているように、他の曳航ルートで得られた結果と大差のないデータが得られた。曳航調査において測定されるデータには、曳航ルートの総延長（距離）、曳航船の移動速度、水深、海底より湧出している流体の量、海水との濃度差などの諸要素に、さらにデータ取得間隔の関係までが反映されたものとなっており、これらを総合的に考慮した上でデータの評価を下す必要がある。今回の結果については、上述した様に測定データ数が少ないこともあり、その評価および解釈については難しい部分を含んでおり今後の検討課題の一つであると考えている。

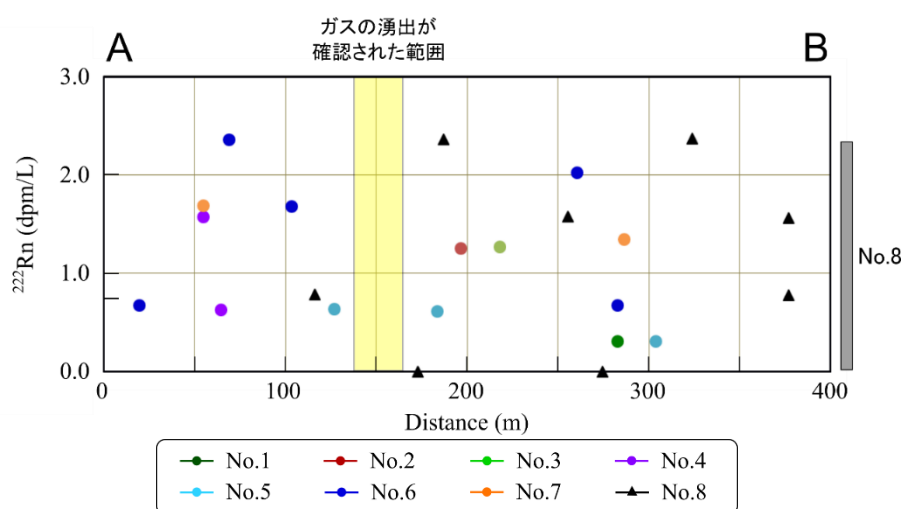


図 4.3.3-3 各曳航ルートにおいて測定された ^{222}Rn 濃度分布

pH の観測結果について

曳航ルート No.1～No.3 および No.5 のほとんどが、No.8 よりも相対的に低い pH (8.1 以下) を示した (図 4.3.3-4)。No.4 および No.6 では、No.8 よりも高い pH を示した地点もあるが、これらは CO_2 濃度が 550～600 ppm と低く、湧出流体の影響が小さいと推定される地点において、高い pH を示している。No.6 や No.7 では、A 点からの距離 100 m の付近において pH が 8.05 を下回るが、これらは CO_2 濃度が 600 ppm を超えている。このように、 CO_2 濃度と pH の値については部分的ではあるものの緩やかな逆相関、すなわち CO_2 が多く含まれている海水ほど、pH が低くなる関係があることが示された。

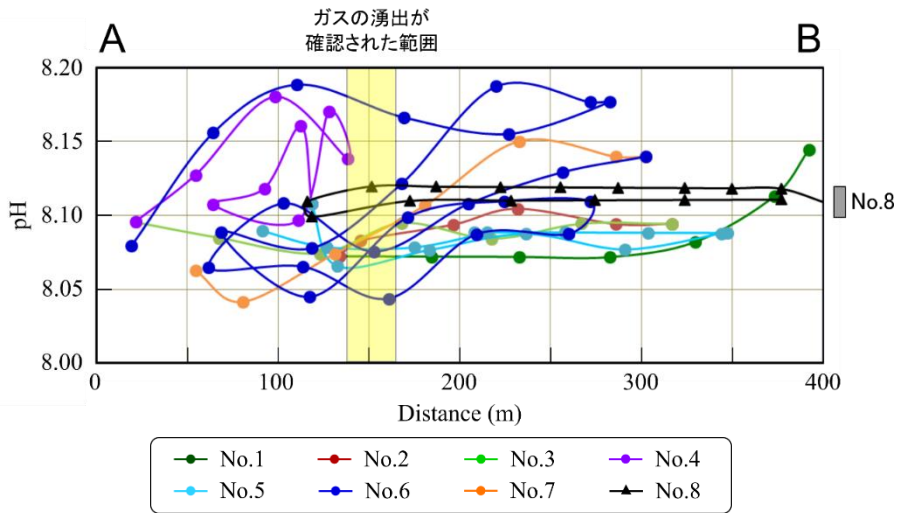


図 4.3.3-4 各曳航ルートにおいて測定された pH 分布

ORP の観測結果について

曳航ルート No.1～No.7 の全てで、No.8 よりも低い ORP 値を示した (図 4.3.3-5)。これら測定値の違いは、海面上にて気泡の上昇が確認された場所の近傍で曳航を行った No.6 および No.7 において顕著であり、最も低い ORP が記録された No.6 の 120 m 地点と No.8 の平均値とでは 30 mV ほどの違いがみられた。ORP にみられた関係は今回、得られたすべてのデータの中で、最もガスの湧出地点の近傍における値の変化が明瞭に示されており、海底湧出する流体の位置を検出する上で ORP を用いることの有効性が示されたと考える。

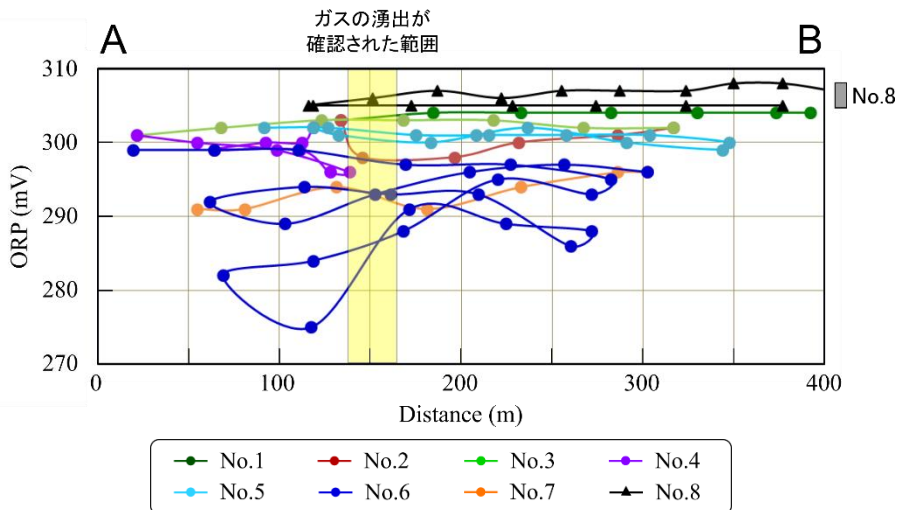


図 4.3.3-5 各曳航ルートにおいて測定された ORP 分布

EC の観測結果について

曳航ルート No.1～No.5 と No.6, No.7 の EC の変動域がほぼ同じ (4.79～4.82 S/m) であり、No.1～No.7 と比較して、No.8 の EC の変動範囲があまり変わらず (図 4.3.3-6)、CO₂ 濃度、pH

および ORP とは異なる傾向が認められた。大沢・三島 (2017) は、海底湧出する流体の上昇域に位置する表面海水の EC が 4.80 S/m, その周囲における表面海水の EC が 4.86 S/m と報告しており、その差は 0.06 S/m である。今回、測定された EC は、必ずしも流体の上昇域の近傍で値が低下する傾向は示されなかったが、No.2, No.4, No.5 では 0.02~0.03 S/m 程度, No.7 では 0.04 S/m の EC の低下する区域があった。EC の低下が測定された区域 (距離) は、曳航ルートごとに異なっているため、評価が難しい部分もあるが、流体湧出域と周辺海水を直接測定した場合の EC の差と同程度の値の違いが認められたことを考慮すれば、湧出流体による影響量の差が観測結果に反映されたと判断しても良いように思われる。

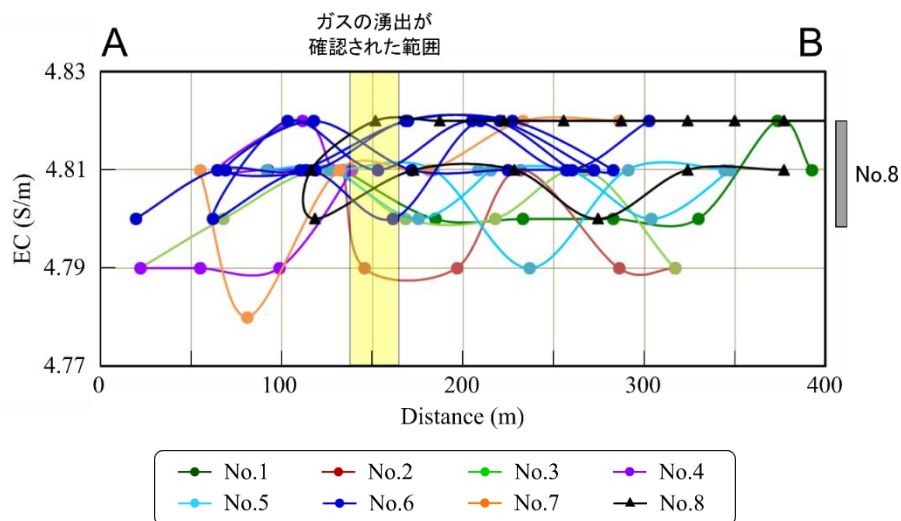


図 4.3.3-6 各曳航ルートにおいて測定された EC 分布

4. まとめ

水域に形成されているカルデラ火山のカルデラ周縁部において、マグマ性流体の湧出域を検知することを主な目的として、海底湧水の検出に有用である Rn の検知とマグマ起源流体の同定や遊離ガスの検出に必要な CO₂ の化学成分を同時に観測するための曳航観測システム (CO₂-Rn ユニットおよびフローセル) を構築した。すでに Rn の曳航観測については有用性が示されているため、本調査では CO₂ 等を同時に検出する本システムの実証試験として、CO₂ ガスを伴う流体の上昇が明らかにされている大分県姫島の海域において曳航観測を行った。その結果、CO₂ 濃度、pH、ORP については、流体上昇域の周辺において、海底湧出する流体の影響を受けたと思われる海水と影響のない海水を、明瞭な違いとして認識できた。本調査地域のように CO₂ 遊離ガスが顕著に観測される地域においては Rn/CO₂ 比が低いことが考えられるため、マグマ性流体起源の Rn の認識は必ずしも明瞭ではなかったが、CO₂・pH などによってマグマ性流体が検出できることが実証されたといえる。マグマ起源流体の地表への湧出は、その上昇過程においてガス成分の遊離などが考えられるため、地表付近での検出は溶存化学成分が検出されやすい場合と、遊離ガス成分が検出されやすい場合などさまざまである。今回の事例でいえば一部の水質項目 (²²²Rn や EC) において解釈が難しいデータが観測された場合であっても、他の水質項目の結果を用いるこ

とで海底流出する流体の影響を見出すことが可能であると考えられる。これは、複数の水質項目を並列に測定する曳航観測システムの有効性を示す事例の一つであると考えられる。

今年度は、曳航観測システムの試験を主眼とした観測を行ったため、採水調査は行わなかったが、曳航観測中にフローセルのセンサーの測定値を視認しながらの航行が可能であることが確認できている。そのため、水質データにマグマ性流体の影響を示唆するような値の変化をリアルタイムで確認することができ、効率的な採水が実施できると考えられる。曳航調査の結果に、水質化学組成（希土類元素など）や同位体組成（水素・酸素安定同位体比、炭素同位体など）のデータ解析なども加えることで、マグマ性流体の上昇域の特定のみではなく、流体のフラックスや化学・同位体的性質に関する諸情報についても入手できると考えられる。

【引用文献】

岸田立（2019）ラドン曳航調査による別府湾沿岸における海底温泉湧出の検出。京都大学大学院理学研究科 修士論文，40P.

大沢信二，三島壮智，酒井拓哉，長尾敬介（2015）姫島火山に湧出する鉱泉「拍子水温泉」の地球化学的研究。温泉科学，64，354-368.

大沢信二，三島壮智（2017）姫島火山の沿岸海底から放出されている遊離ガスの化学・同位体組成。火山，62，31-36.

杉本亮，大河内充基，山崎大輔（2017）「地下水・湧水を介した陸—海のつながりと人間社会」第3章 沿岸海域に湧き出す地下水を可視化する方法。恒星社厚生閣，38-53.

4.4 地下水による火山活動推移観測項目の検討

【実施内容】

カルデラ火山の火山活動の変化を捉えるモニタリング手法としての地下水観測項目について検討するため、始良カルデラで地下水調査を行い、水質・同位体組成を把握し、調査地点を設定する。調査地点においては年数回程度の定期試料採取・分析を行い、各成分の変動を考慮に入れ、火山活動の変化を捉える観測項目としての適応性を検討する。今年度は、ベースライン測定に必要な始良カルデラ沿岸及び周辺域、火山活動による地下水水質変動の有無を見るため桜島周辺の温泉等を調査対象とした。また、得られた結果の微小な変動から、変動のベクトルを用いたマグマ活動の状態を推定する手法を、今後継続して検討する。

4.4.1 定期観測地点の設定と特徴

地下水による始良カルデラの火山活動モニタリングのための観測項目の検討のため、カルデラ周辺部の採水可能な民間の井戸 5 箇所 (A-1 から A-5) を選定し (図 4.4.1-1)、月一回の定期観測を 2019 年 8 月から開始した。定期観測を続けることにより、火山活動に関連する水質要素の変化を検出することが期待され、その変化からマグマに関するどのような情報が得られるのかについて、情報の種別や意義を検討することが目的である。

各観測地点では、採水を行うとともに、水温、導電率、pH を現地で測定している。選定した地点の特徴を示すため、水の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$)、水素同位体比 (δD) 及び Cl 濃度の関係を図 4.4.1-2 及び図 4.4.1-3 に示す。鹿児島湾の海水は内海であるため、天水による希釈があり、標準海水よりも Cl 濃度が低く、同位体組成もやや異なる。また、図 4.4.1-2 に示したように、マグマ水の同位体組成の範囲は大きく変化しない。しかし、マグマ水の Cl 濃度は、マグマの活動に伴う脱ガス形態の違いにより Cl 濃度が大きく異なる (4.2 章参照) ことから、図 4.4.1-3 に示すような広いエリアとなって現れる。

各観測点の同位体組成や Cl 濃度の特徴について、以下に示す。A1 は Cl 濃度が最も高く (10000 mg/L 以上 ; 図 4.4.1-3)、同位体的には、天水と海水の混合系 (図 4.4.1-2) と考えられる。A2, 3 及び 4 は、Cl 濃度は 2000-3000 mg/L であり、同位体的には天水-マグマ水混合系 (図 4.4.1-2) であると考えられるが、海水の寄与も考慮される (図 4.4.1-3)。また、A5 は Cl 濃度が約 20 mg/L 程度であり、同位体組成も天水そのものである。素性の異なる地下水系においては、火山活動の影響の現れ方も異なることが予想され、最終的にはその影響について検討することも重要である。このような観点から観測地点の選定が行われた。

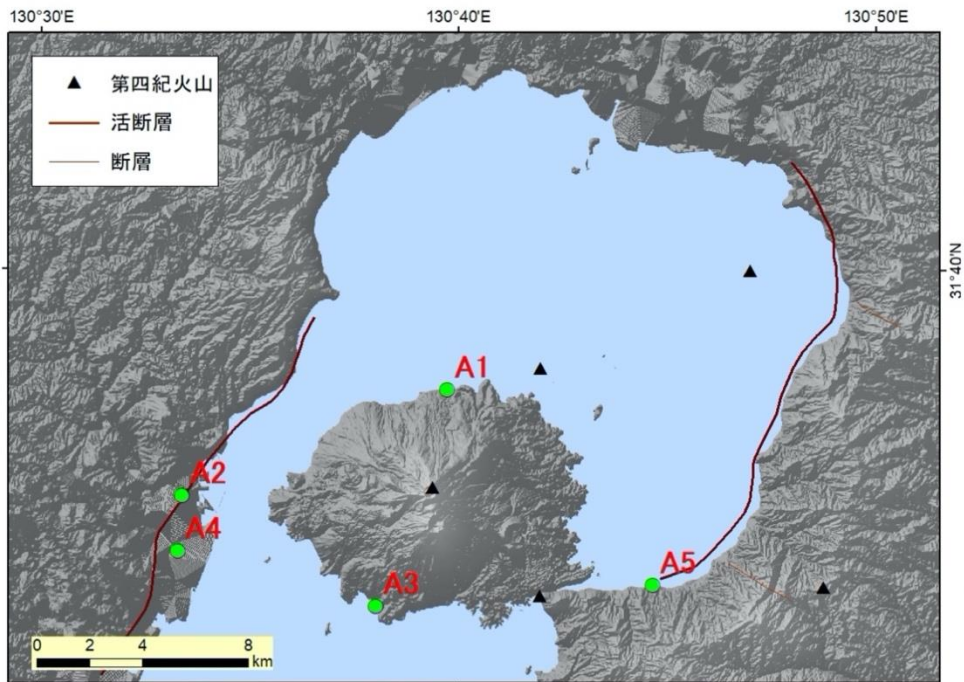


図 4.4.1-1 始良カルデラの火山活動モニタリングの観測項目の検討のための定期観測井の位置
 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012)による.

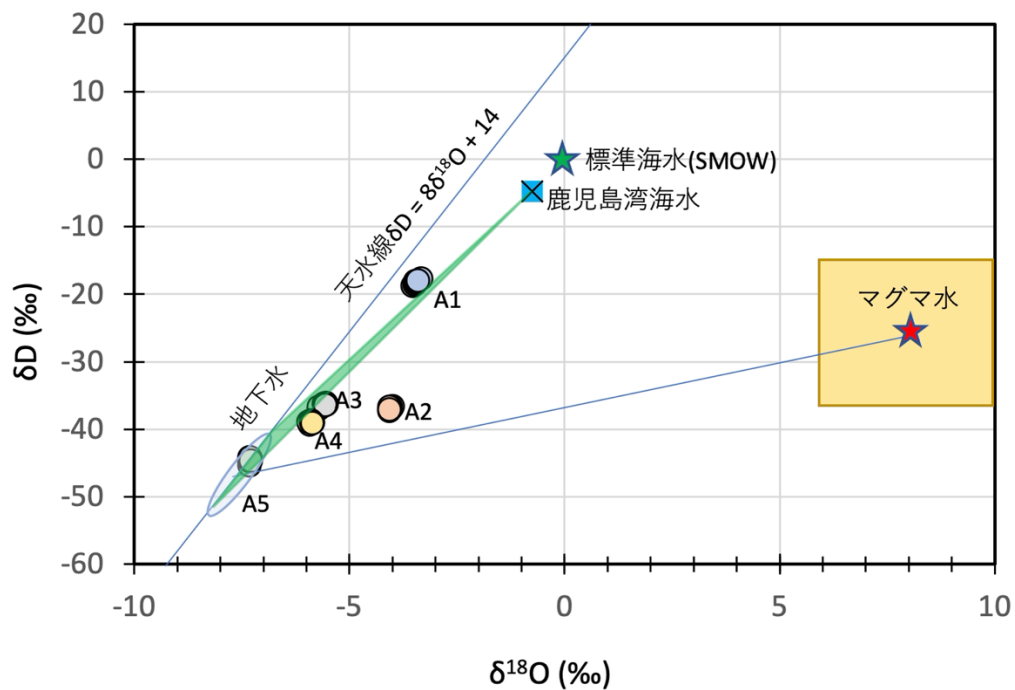


図 4.4.1-2 定期観測井における地下水の同位体組成 (δD-δ¹⁸O)
 マグマ水の同位体組成の範囲は Giggenbach (1992) による.

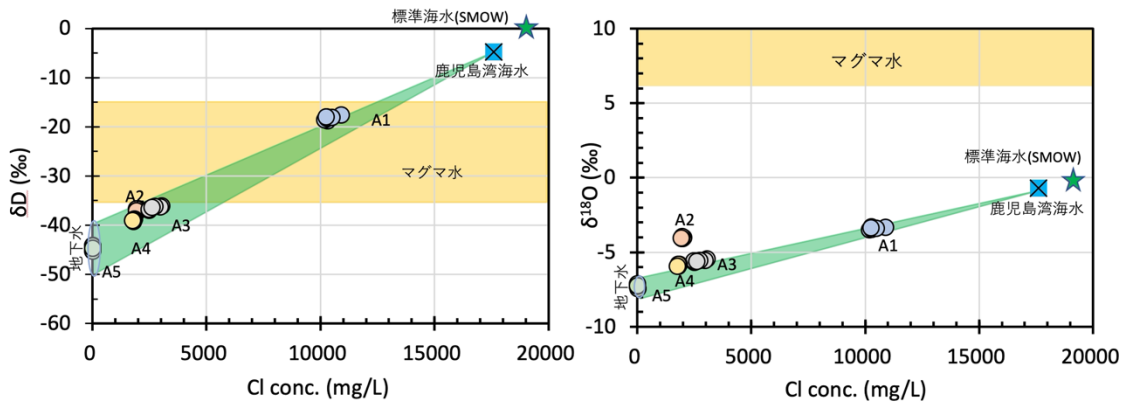


図 4.4.1-3 定期観測井における地下水の δD -Cl 濃度 (左) と $\delta^{18}O$ -Cl 濃度 (右) の関係

4.4.2 定期観測地点の水質変動の解析手法

これまでに行われてきた定期的な地下水観測による火山活動モニタリングは、火山性成分を含む温泉等について、火山性成分の変動をモニタリングすることを主眼としており、経験的な変動に基づく解釈についてはいくつかの成果があるものの、マグマ活動の種別や活動マグマの状態変化を推定するまでには至っていない。ここで検討する定期観測結果の解析手法の根幹は、4.2章で進めているマグマ起源 Cl の分離や C/Cl 比を用いたマグマ溜まりにおけるマグマ活動の種別推定手法の延長上にある。具体的には、定期観測による微小な変動から、1) 地下のマグマ溜まり活動の種別の推定、及び、2) その変動量の意義について、主にカルデラ内のマグマの活動状態との関連性を検討可能とする手法の開発が目標である。

現在までに、2019年8月から2020年1月までの6回の定期観測結果がA1-A5の5地点全てで得られている。以下に、同位体比や水質等の変動の解析手法と変動の解釈の方法について述べる。詳細を検討するに足るデータ量ではないことは明らかであるため、今回は結果の解釈は行わない。

1) 水の同位体組成

図 4.4.2-1 に地下水試料の δD と $\delta^{18}O$ の変化を、6回の観測の測定値の平均値を 0 とし、その絶対偏差 (平均値からの差) により示す。A1-A5 地点のデータは、ほぼすべてが分析精度の範囲内にある。しかしながら、いくつかの地点では明瞭な変動トレンドが見られ、特に A1 及び A3 で顕著である。これは、産総研における分析精度が、公称値よりもかなり良いため明確となったと思われる。図 4.4.2-1 には、マグマ水、及び、海水の混合による変化ベクトルも合わせて示した。変動データがトレンドを持つ場合、海水の混合率の変化なのか、マグマ水の混合率の変化なのかを推定することができる。したがって、高精度のデータの集積により、ある場所の地下水の変動が何の成分により変化するかについて検出する上で有効である。

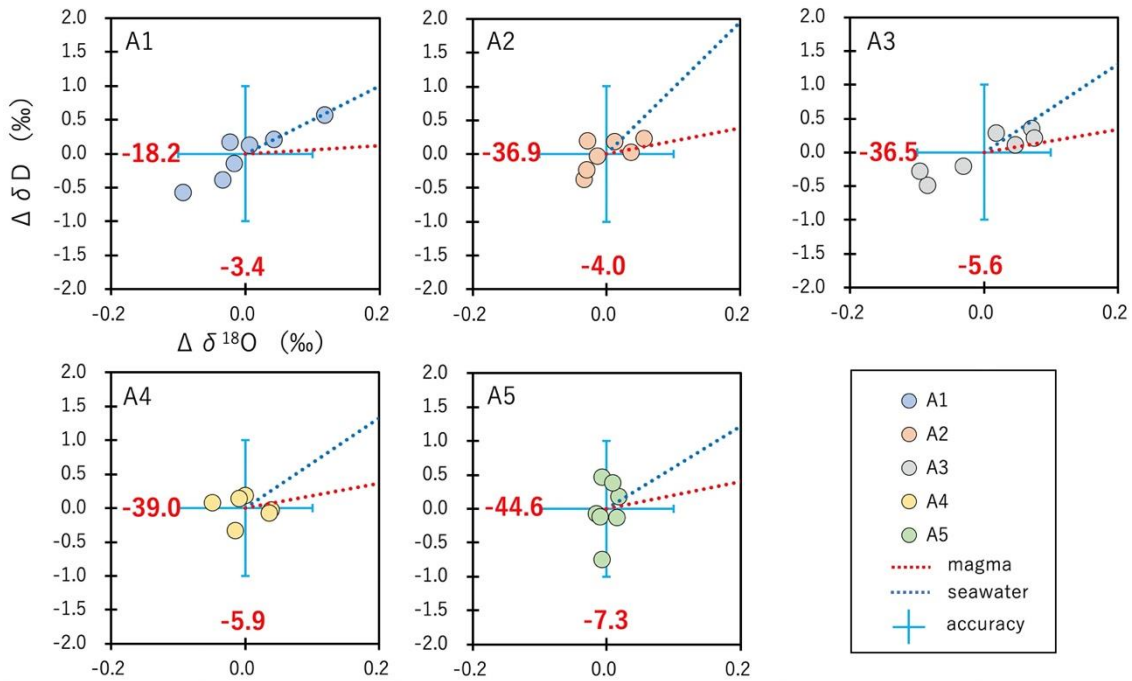


図 4.4.2-1 定期観測井における地下水の同位体組成の変化

6回の観測の測定値の平均値(赤数字)からの差により示している。分析精度として、確度の公称値を青色のエラーバーで示している。マグマ水、及び、海水の混合による変化ベクトルを点線で示している。

2) ハロゲン元素比

図 4.4.2-2 に I/Cl (重量比) と Br/Cl (重量比) についての変化図を示す。分析精度よりも大きな変化が見られるが、主に I/Cl 比が変動していることがわかる。この I/Cl—Br/Cl 系では、A5 地点を除く A1-A4 地点では、海水混入トレンドとマグマ水混合トレンドのベクトルが、方向は違うもののほぼ並行であるため、どちらの原因によりこのトレンドが形成されたか解釈が困難である。そのため、他のデータの変動と合わせて評価する必要がある。A5 地点の変動はマグマ水では説明できず、海水のトレンドに近い。この地下水の Cl 濃度は平均 22 mg/L 程度であり、天水に含まれる海塩起源の Cl の混入で十分説明が可能である。

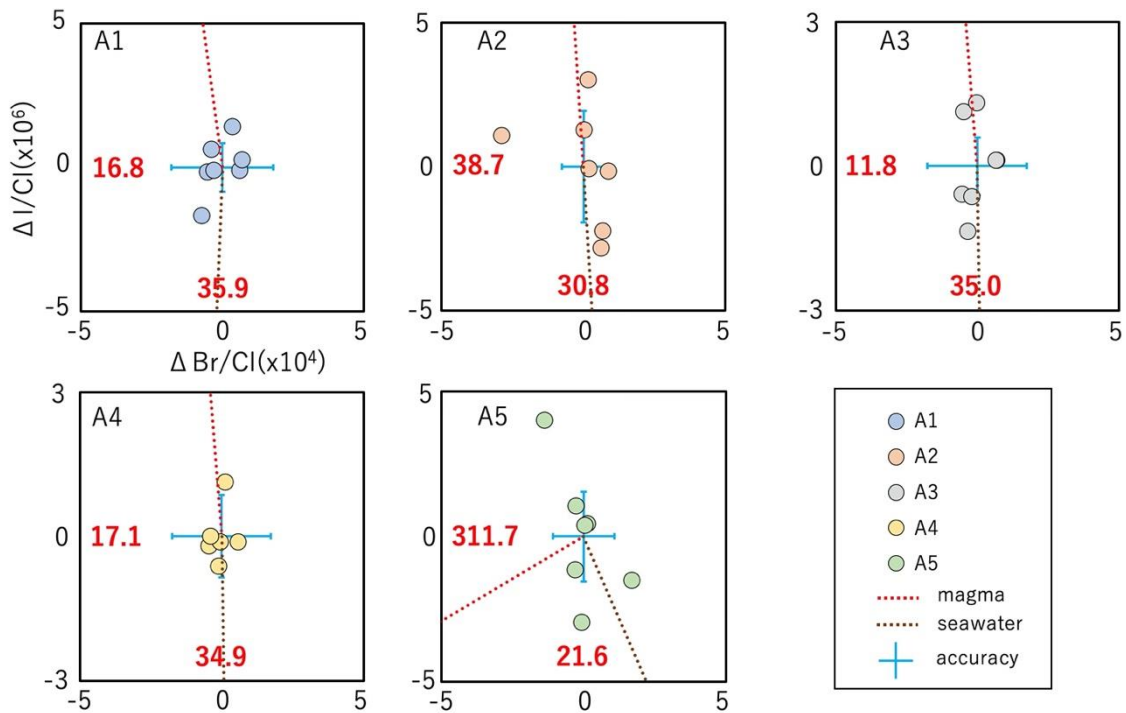


図 4.4.2-2 定期観測井における地下水の I/Cl (重量比) と Br/Cl (重量比) の変化

6回の観測の測定値の平均値(赤数字)からの差により示している。分析精度として、確度の公称値を青色のエラーバーで示している。マグマ水、及び、海水の混合による変化ベクトルを点線で示している。

3) Li/Cl 比と Cl 濃度

図 4.4.2-3 に Li/Cl 比 (重量比) と Cl 濃度の変化図を示す。A3 を除き Li/Cl 比も Cl 濃度も分析精度内の変動である。この図では基本的な表記は前 2 図と同じであるが、マグマ水のベクトルがマグマの活動状態の違いにより大きく変化している。これは、4.2.1 章の図 4.2.1-1 のマグマ溜まりの活動状態によって、マグマから放出される熱水流体の Cl 濃度が大きく変化する (4.2.1 章の図 4.2.1-4, 図 4.2.1-5) ためである。本図では、図 4.2.1-4 に示される各プロセスの Cl 濃度の幅を用いて、ベクトルの範囲を色分けした領域で示している。A3 はトレンドが見られるが、マグマ水とも海水とも異なる可能性がある。今後他の成分とも合わせて検討する必要がある。

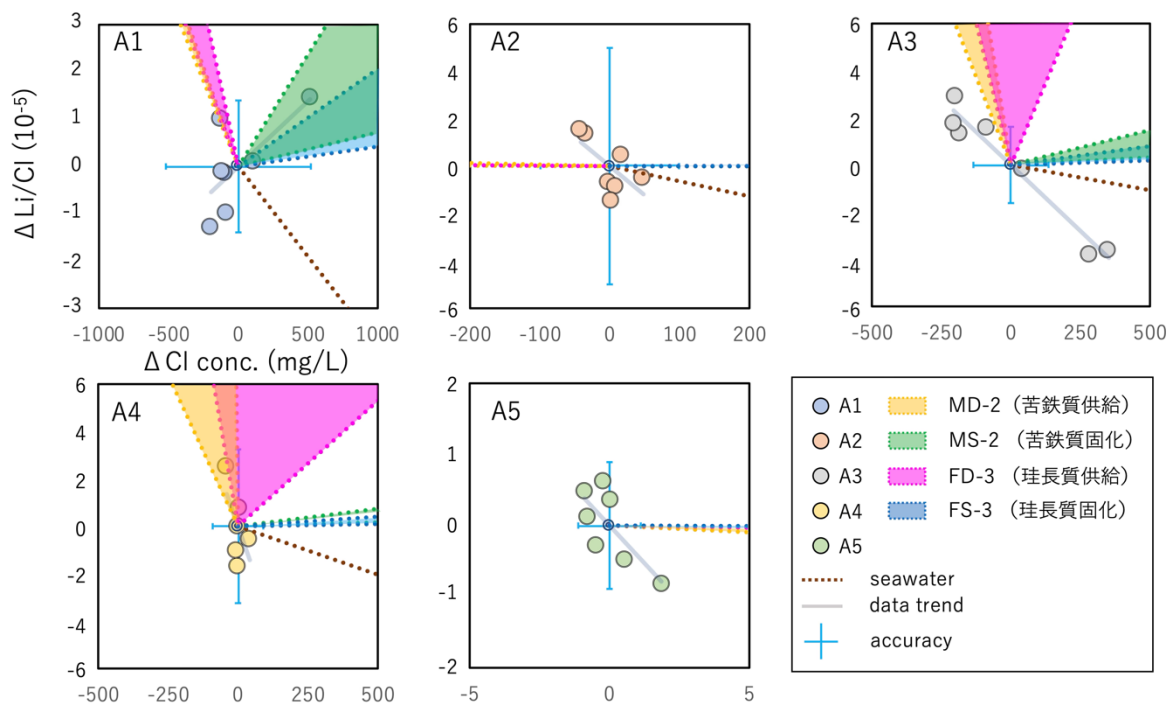


図 4.4.2-3 定期観測井における地下水の Li/Cl 比（重量比）と Cl 濃度の変化

6 回の観測の測定値の平均値（赤数字）からの差により示している。分析精度として、確度の公称値を青色のエラーバーで示している。マグマ水、及び、海水の混合による変化ベクトルを点線で示している。A1~A5 の色付きの領域は、4.2.1 章の図 4.2.1-2 から図 4.2.1-5 のマグマの状態の色と同じであり、ベクトルが幅を持っていることを示す。

4) Cds 濃度と Cl 濃度

図 4.4.2-4 に Cds 濃度（mg/L）と Cl 濃度の変化図を示す。Cds 濃度が分析精度を超えて変動している可能性がある。ばらつきは比較的大きめで、Cds 濃度の分析精度の検討が必要かもしれない。

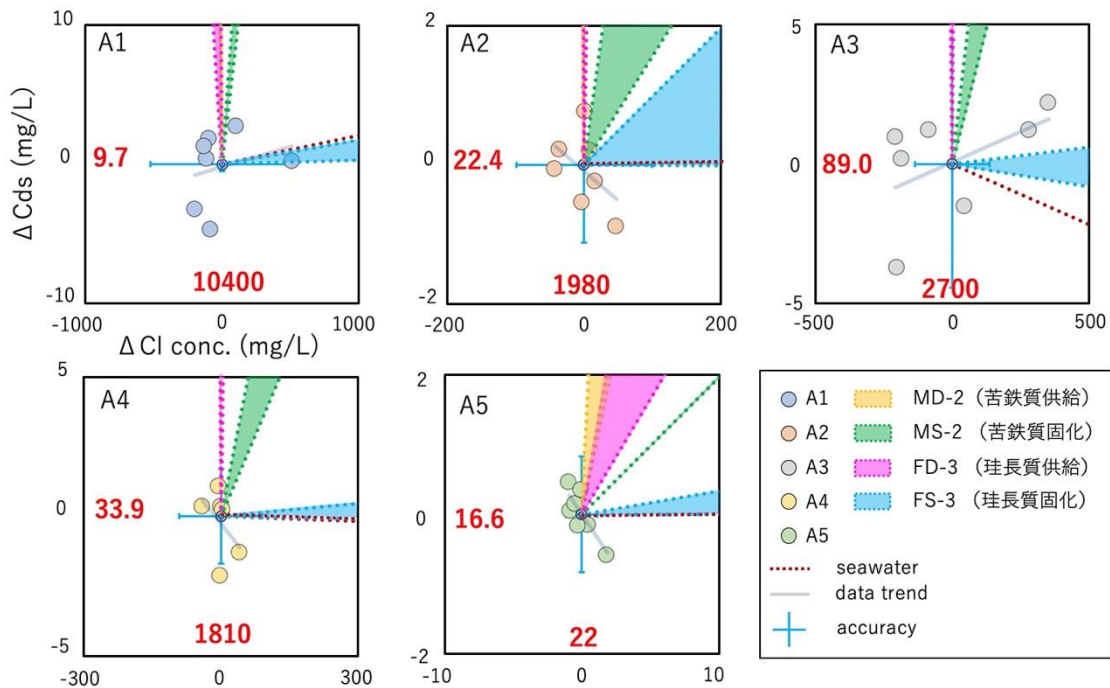


図 4.4.2-4 定期観測井における地下水の Cds 濃度と Cl 濃度の変化

6 回の観測の測定値の平均値 (赤数字) からの差により示している。分析精度として、確度を青色のエラーバーで示している。マグマ水、及び、海水の混合による変化ベクトルを点線で示している。A1~A5 の色付きの領域は、4.2.1 章の図 4.2.1-2 から図 4.2.1-5 のマグマの状態の色と同じであり、ベクトルが幅を持っていることを示す。

[まとめと課題]

火山活動推移を把握するための観測項目の検討のため、マグマに関する成分の微小な変動トレンドから、1) マグマ活動に関する変動かどうか判定、さらには、2) 変動のベクトルを用いてマグマ活動の状態を推定するための手法を検討した。本手法は、海水が多く含まれる地下水でも、微小な変動を捉えることができれば、マグマ活動の評価が可能である。本手法は定期観測による変化のベクトルを精度よく決定する必要があるため、まずは、対象とする分析データの精度向上が最も重要である。そのため、同一試料の繰り返し分析による精度向上などを、今後、検討、実践すべきであると考えられる。また、今回検討したのは、上述の 4 種類の水質・同位体パラメータのみであり、マグマに関連するパラメータについては、さらに広い範囲で水質変動を検討する価値があると思われる。

【引用文献】

Giggenbach, W.F. (1992) Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic system along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**, 495–510.

西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 地質調査総合センター速報, 60, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.

平成 31 年度「巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究」に関する検討委員会報告

【第 1 回検討委員会】第 1 回検討委員会

日時：令和元年 7 月 29 日（月）13：30～15：20

場所：航空会館 203 会議室（東京都港区新橋）

出席者：

検討委員：

- 小川康雄 委員（東京工業大学）
- 大場 武 委員（東海大学）
- 金子克哉 委員（神戸大学）
- 前野 深 委員（東京大学地震研究所）

オブザーバー

- 安池由幸（原子力規制庁）
- 西来邦章（原子力規制庁）

説明者

- 山元孝広（産業技術総合研究所）
- 宮城磯治（産業技術総合研究所）
- 森川徳敏（産業技術総合研究所）
- 中川光弘（北海道大学）
- 宮坂瑞穂（北海道大学）
- 畑 真紀（東京大学地震研究所）

議事内容：平成 31 年度研究計画について

委員コメントへの回答：

研究の目標

- ・将来の火山火山活動ポテンシャル評価とは何なのか、わかりにくい。最終的なアウトプットはなにか。数値的なものにする？
>>数値化は困難であろう。事業者が出した結果に対して規制庁が審査するのに必要な、科学的知見を整備することが目的である。
- ・多くのカルデラ火山が対象となっているが、ひとつの火山で網羅的に調べないのはなぜか？
>>もちろん網羅的なのがよいが、それは基本的には事業者がやるべきものである。本委託研究ではものは、何を調査すれば何がわかるかの例を示すことが目的である。

カルデラ噴出物の岩石学的検討

- ・顕微ラマンと NanoSIMS によるガス成分分析の使い分けは、どうなっているのか？
>>NanoSIMS では微量な測定は得意だが、顕微ラマンよりも分析に手間と時間がかか

る。精度と効率の必要性に応じて使い分ける。

・洞爺カルデラを対象としたカルデラ噴火の詳しい推移は、この研究プロジェクトの方向とは異なるのではないか。

>>推移を調べるとともに、岩石学(時間推移, 噴出孔, 噴火前の注入)も行なう。準備過程。巨大な噴火なので、多数のユニットから構成される。どこのユニットが代表的か調べる必要がある。

阿蘇カルデラの MT 地下構造調査

・深部構造を明らかにするために、さらに広域のネットワークも使うのか？

>>もし今年度で検出できなければより広域のネットも使う。

・現状としては大きなマグマ溜まりはないということによいのか。

>>見えていない。

カルデラ火山の地球化学的調査

・C/Cl, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を用いた深部マグマ溜まりの判別方法の仮定は？塩素同位体比進化曲線の全体は、ずっと同じマグマがあると仮定するのか？

>>モデル計算は、連続的にマグマが供給されるケースで行なっているほか、何段階かでマグマが供給された場合の計算も行っている。

【第2回検討委員会】

日時：令和元年12月25日(水) 13:30~16:00

場所：航空会館 202会議室

出席者：

検討委員

小川康雄 委員 (東京工業大学)

大場 武 委員 (東海大学)

金子克哉 委員 (神戸大学)

前野 深 委員 (東京大学地震研究所)

説明者

山元孝広 (産業技術総合研究所)

下司信夫 (産業技術総合研究所)

森川徳敏 (産業技術総合研究所)

宮城磯治 (産業技術総合研究所)

中川光弘 (北海道大学)

畑 真紀 (東京大学地震研究所)

オブザーバー

原子力規制庁 3 名（廣井，西来，安池）

原子力規制庁事業者選定委員 3 名（伴，石嶺，柵山）

議事内容：平成 31 年度研究成果について

カルデラ噴出物の岩石学的検討

・始良カルデラのマグマ溜まりマグマだまりは，噴火前に揮発性成分に飽和しているのか。また，始良のマグマの結晶度が高いと考えた理由は？

>>飽和していると考えている。また，全岩組成を MELTS で計算すると高い結晶度が示されるので，噴火前に加熱等により融けたと考えた。

・始良カルデラ噴火の「直後」とはどのぐらいの年代スケールか

>>数万年ぐらいと考えている（つまり現在も含まれる）。

・洞爺・支笏地域ではなぜ一回しかカルデラをつくっていないのか。九州と異なるのか？。

>>北海道南部では，まだ大規模火山活動が始まってから間もないのかもしれない。

・カルデラ噴出物の放射非平衡には 40 万年必要なのか，20 万年ではだめか。

>>それでは不足である。その数字の解釈については今後の課題。

阿蘇カルデラの MT 地下構造調査

・下部地殻を探索するには 1000 秒周期で十分ではないか，2 万秒は長すぎる。データがオーバースペックではないか。

>>理論上ではそうだが，阿蘇は浅部に低比抵抗域があるため周期を長くとしている。

・九地域にはもっと広域の既存データがある。それを利用しては？

>>それらは単独の観測点でありであり，ネットワークを組めない。

・比抵抗異常と物質をどう結びつけるのか

>>マグマを仮定して比抵抗をモデル計算を行い，評価をしている。

カルデラ火山の地球化学的調査

・地殻内に存在する有機物や化石水の影響はどう除去するのか

>>炭素は炭素同位体，塩素についてはハロゲン元素比を用いて補正する

・C/C1，C1 同位体比を海水の混合した始良で使うのは困難ではないのか。

>>海水の混合の影響が少ない試料が得られるならば，使えると考えられる。

・ラドン曳行を測定するとなぜマグマ活動がわかるのか。

>>ラドンは湧水を検出するためであり，測定ターゲットは二酸化炭素等である。

始良カルデラの評価には海域の湧水についても調査する必要があるので，次年度にラドン曳航により湧水箇所を特定し，試料採取を行い，それを希土類元素分析等に回すことを考えている。