

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】

本研究は、電磁探査法の中でも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、阿蘇カルデラを完全に覆う領域で計画・実施することで、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2年目の研究である。本年度の成果の一つ目は、阿蘇カルデラを完全に覆うことが可能となる24エリア（カルデラ内7エリア，カルデラ外周17エリア）で計画したネットワークMT法観測網（電位差観測網）のうち、カルデラ内の5エリア（昨年度にカルデラ内2エリアについては既にデータ取得済）での観測実施である。本観測によって取得したデータについては、データ解析を進めている。二つ目の成果は、次年度の観測に向けて、カルデラ外周の17エリアの事前調査・整備を完了したことである。また、磁場データに使用するために昨年度に設置した磁力計の保守作業も行っている。さらに、三つ目の成果は、ネットワークMT法の既存データ（1993～1998取得データ）を用いて阿蘇カルデラの深部マグマ溜まりの存在有無の検討作業を3次元比抵抗構造解析によって実施したことである。

【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（ターゲットの深度に感度をもつ周期のデータが含まれていなかった、もしくは、少なかった）ので検出できなかった、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、本プロジェクト研究は、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ものである。さらに、ネットワーク MT 法の新規観測網については、3 次元比抵抗構造解析の深さ方向のモデル解像度に、観測点の面的な分布（広がり）が影響を及ぼすことから、カルデラを完全に覆う 40km 四方にわたる領域を計画している（図 3.1-1）。以下には、今年度を実施した観測、および、検証結果について報告する。

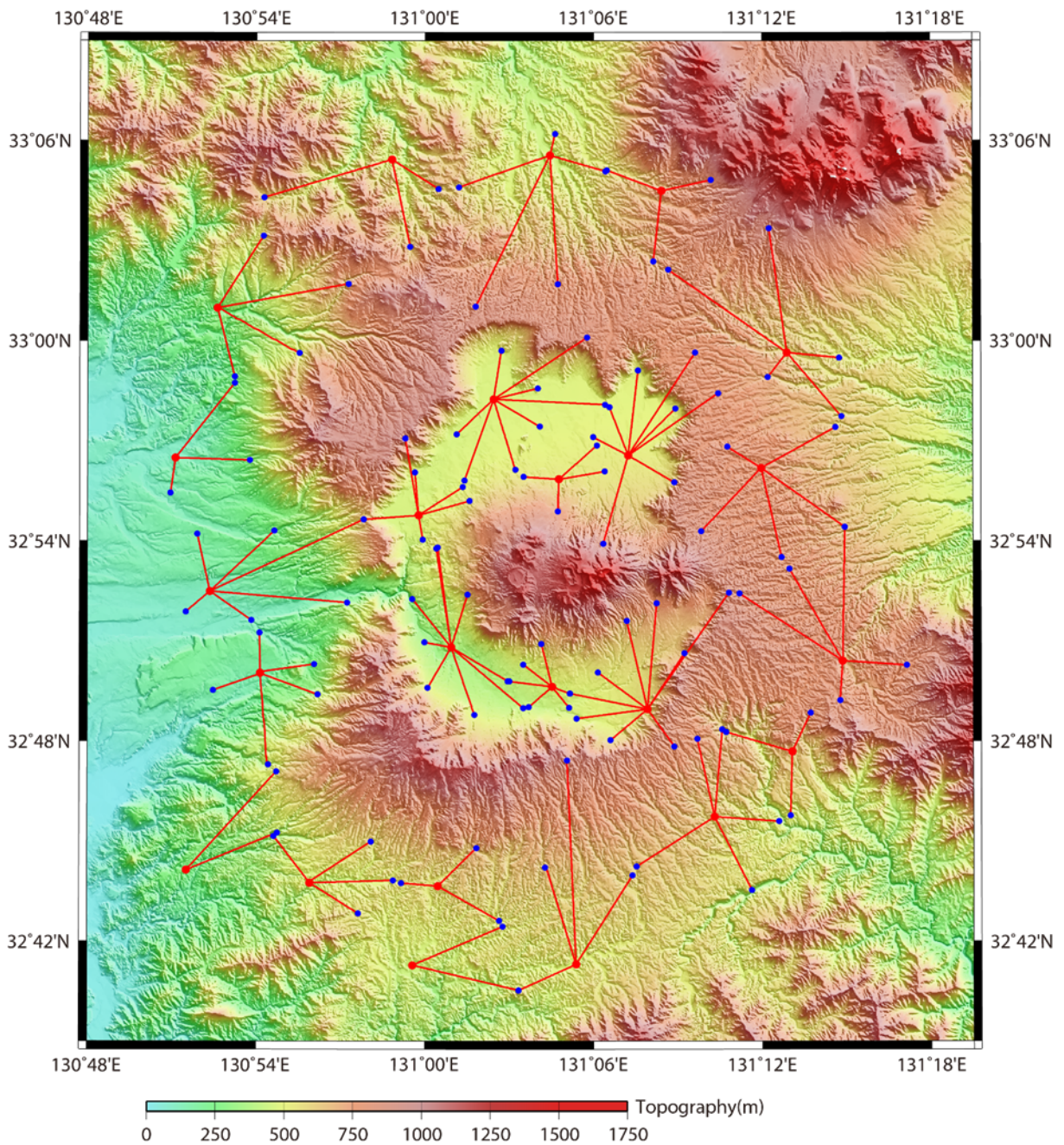


図 3.1-1 3 カ年計画で実施する電位差観測網（ネット）の分布状況【今度調査を踏まえた測点】。●と●は、観測ネットの中心局（電極埋設点）と支点（電極埋設点）を示す。○のエリアは、熊本地震の影響を大きく受けたエリアであり、昨年度の現地調査を踏まえて観測網の構築は困難と判断したエリア。

(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 (ω) 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 3.1-2)。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 10～100m 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。

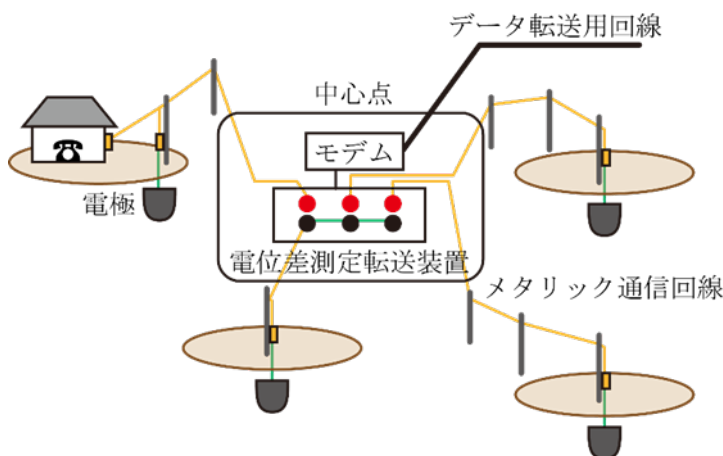


図 3.1-2 ネットワーク MT 法観測、および、測定機器配置の概念図。【上嶋, 1995 より改訂】。

(3) 阿蘇カルデラにおける Network-MT 法観測の概要

ここでは、昨年度からの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。

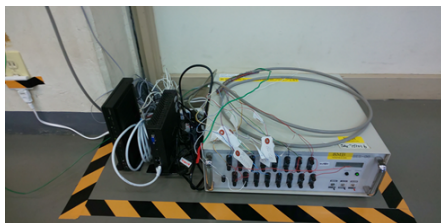
3-1) 電位差観測網の分布状況

図 3.1-1 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。また、カルデラ内に存在する電位差観測網の8エリアについては昨年度に現地調査を終えている。その結果、熊本地震の影響が大きく残っていた1エリア（図 3.1-1）については、本研究観測での使用は困難と判断するに至った。本年度は、カルデラ外周の電位差観測網の17エリアについて現地調査・土地交渉を実施し、図 3.1-1 に示す観測点の配置を確定させた。ここで、実際の電位差測定は、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。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実施することとなる。

3-2) 電位差観測とデータ

本観測では、図 3.1-3 に示すように、電柱の位置に非分極電極 Pb-PbCl₂ [TIERRA_TECNICA 社製] 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 ISDN 回線（または、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。今年度の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、本収録では基本的に1秒サンプリングを使用している。

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：NVR500 [YAMAHA 社製]
(22 幅×16 奥行×4 厚 cm, max 20W)
- ・モデム：NTT からレンタル

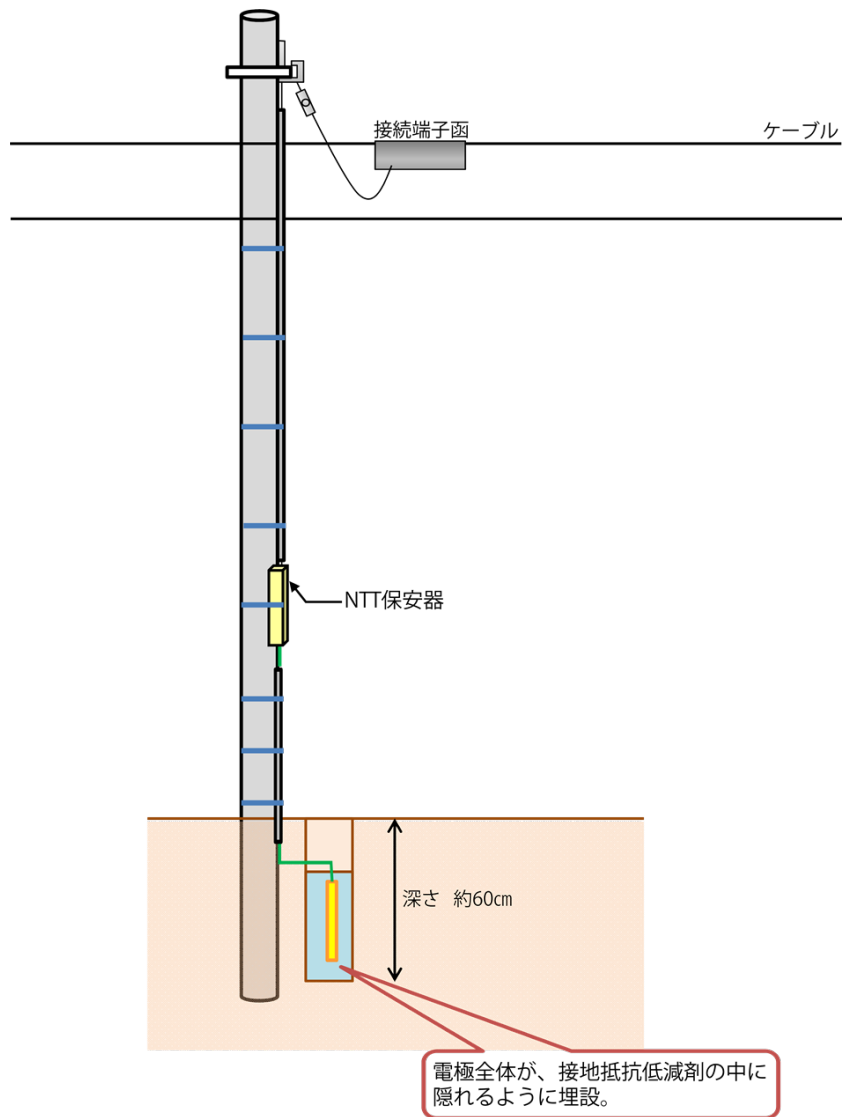


図 3.1-3 電柱位置での電極埋設の概要

本年度の電位差測定については、図 3.1-4 に示す 5 エリアについて実施した（カルデラ内の残り 2 エリアについては、昨年度に観測実施しデータ取得済み）。各エリアの観測点（電極埋設点）情報については、昨年度の実施エリアを含めて表 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確認のために地磁気活動度の異なる日（2020 年 9 月 28 日：擾乱日，2020 年 10 月 25 日：やや擾乱日，2020 年 11 月 26 日：静穏日，2020 年 12 月 6 日：やや静穏日）の波形を、例として図 3.1-5 に示す。磁場データの波形については、図 3.1-6 を参照のこと。

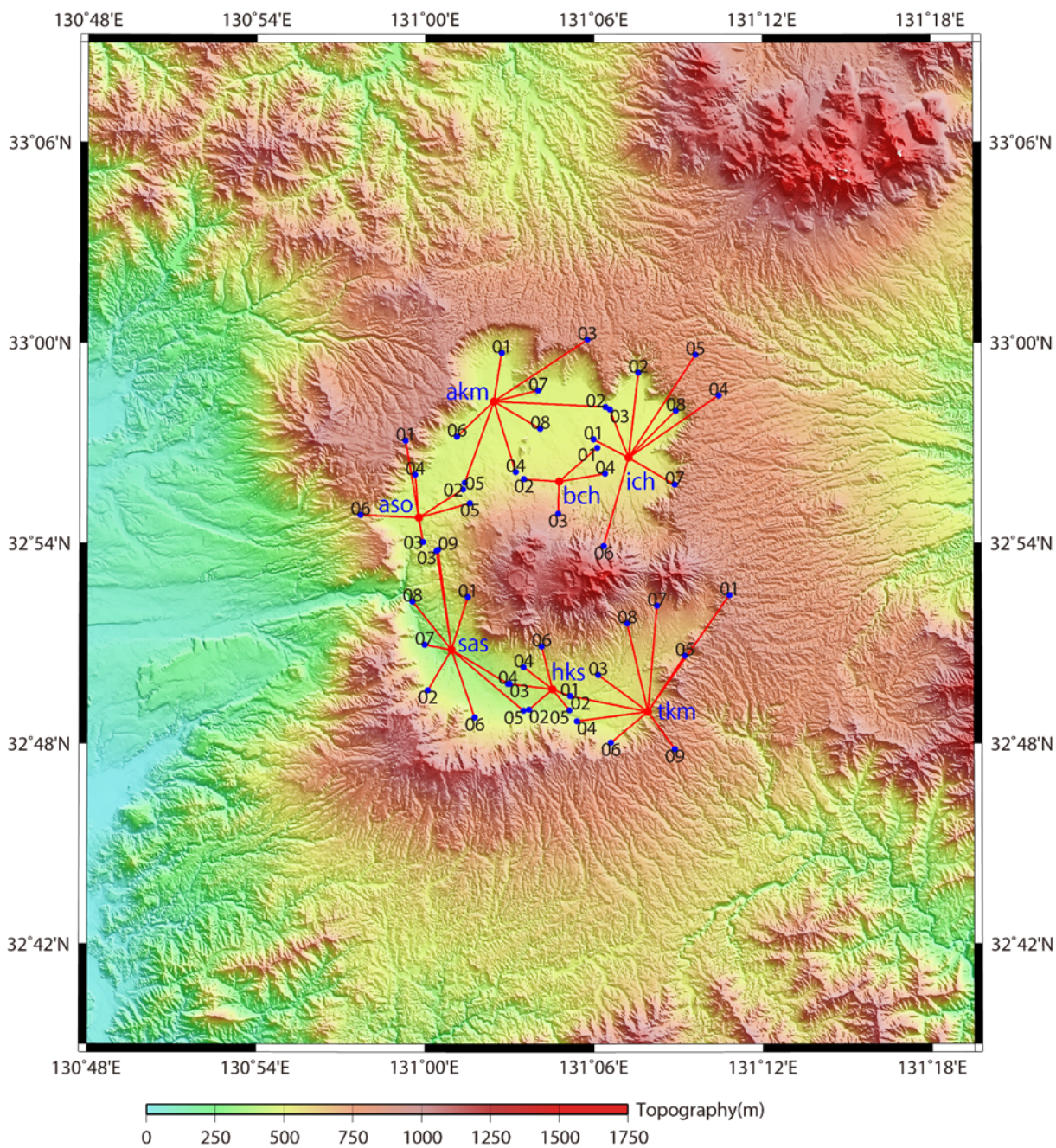


図 3.1-4 2020 年度に電位差測定を実施した 5 エリア（aso, ich, akm, bch, tkm），および，2019 年度に電位差測定を実施した 2 エリア（sas, hks）。●と●は、観測ネットの中心局（グラウンド電極埋設点）と支点（電極埋設点）を示す。

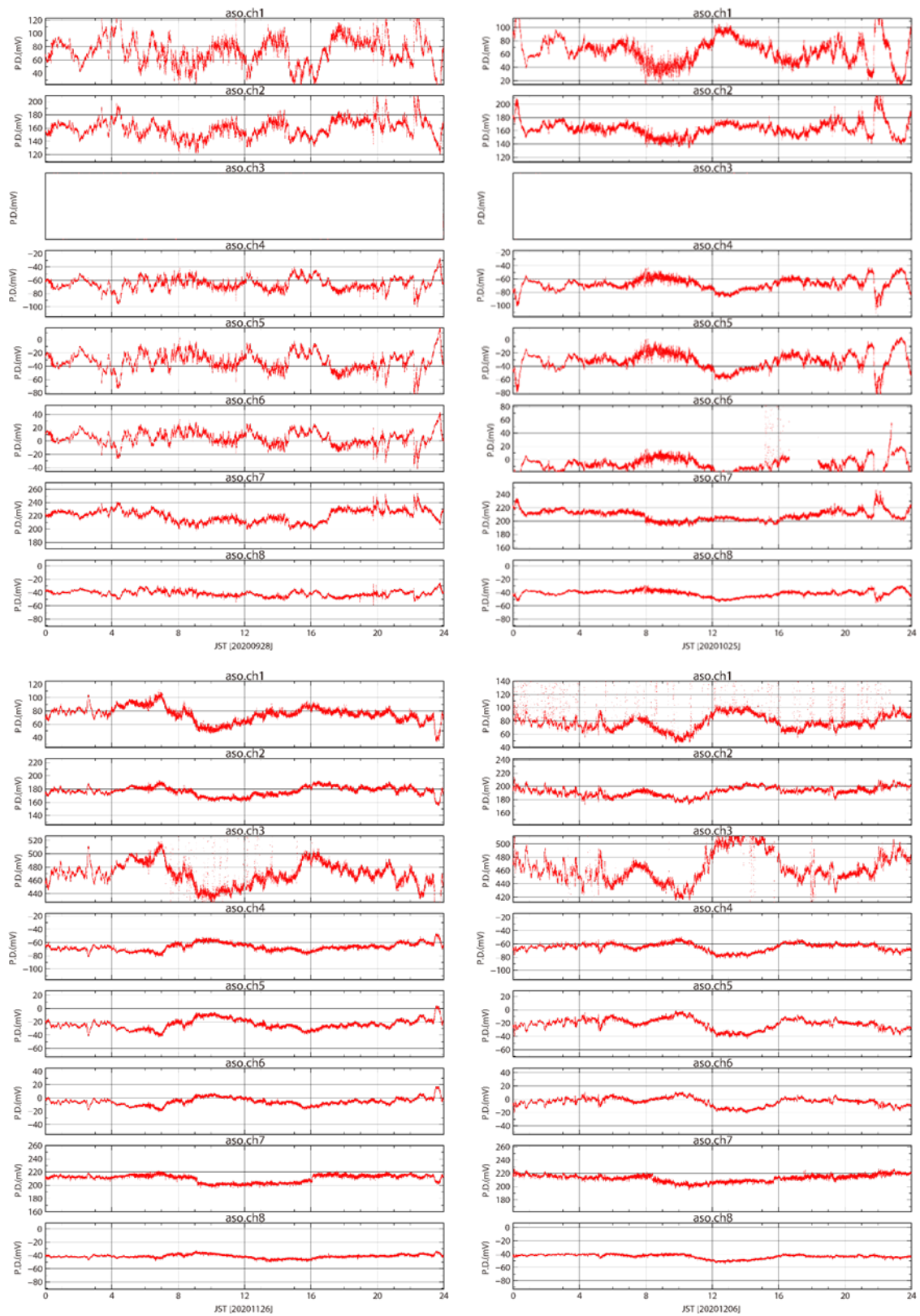


図 3.1-5-1 aso エリアで収録された電位差データの例 (2020 年 9 月 28 日 : 擾乱日, 2020 年 10 月 25 日 : やや擾乱日, 2020 年 11 月 26 日 : 静穏日, 2020 年 12 月 6 日 : やや静穏日)

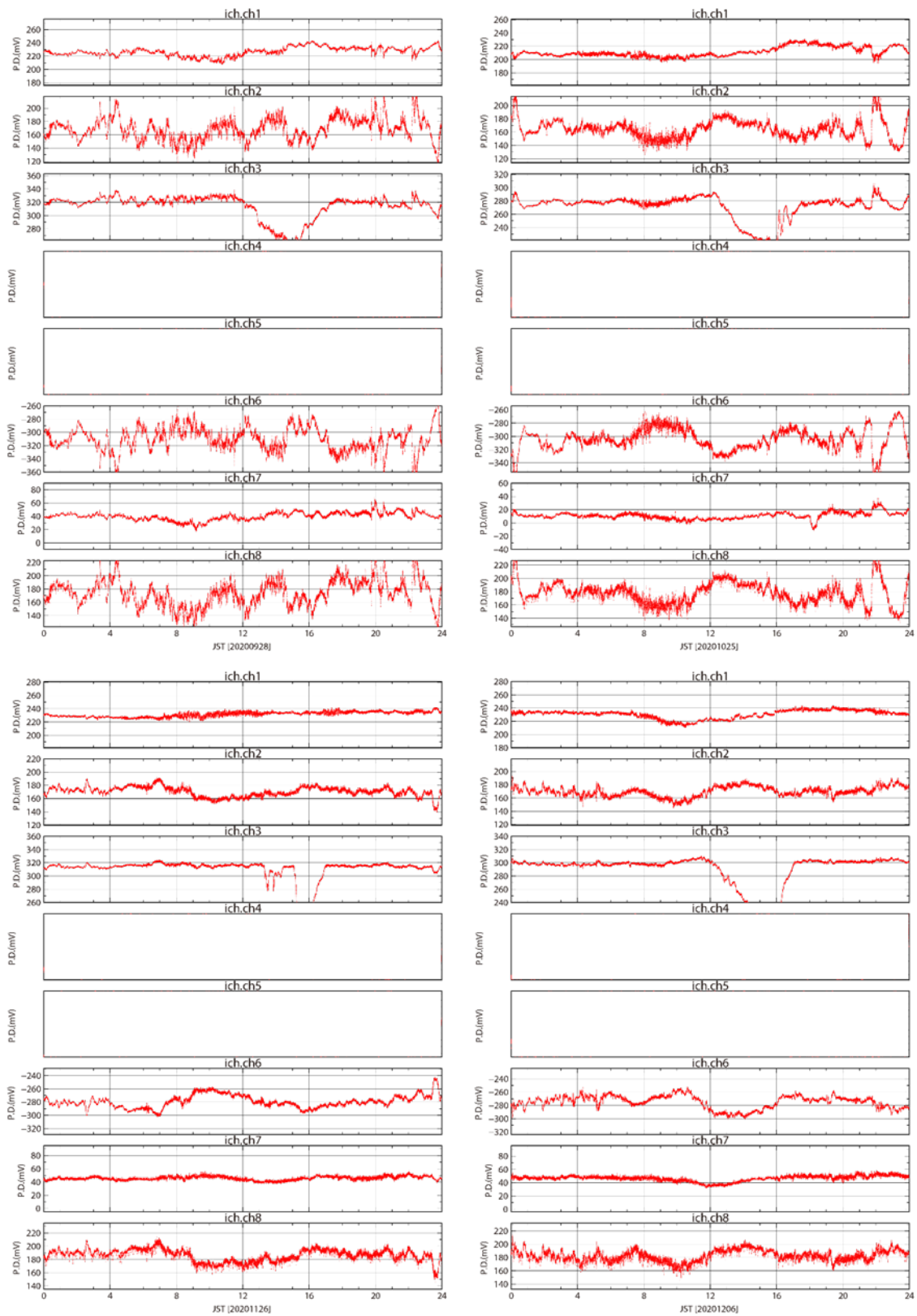


図 3.1-5-2 ich エリアで収録された電位差データの例 (2020 年 9 月 28 日 : 擾乱日, 2020 年 10 月 25 日 : やや擾乱日, 2020 年 11 月 26 日 : 静穏日, 2020 年 12 月 6 日 : やや静穏日)

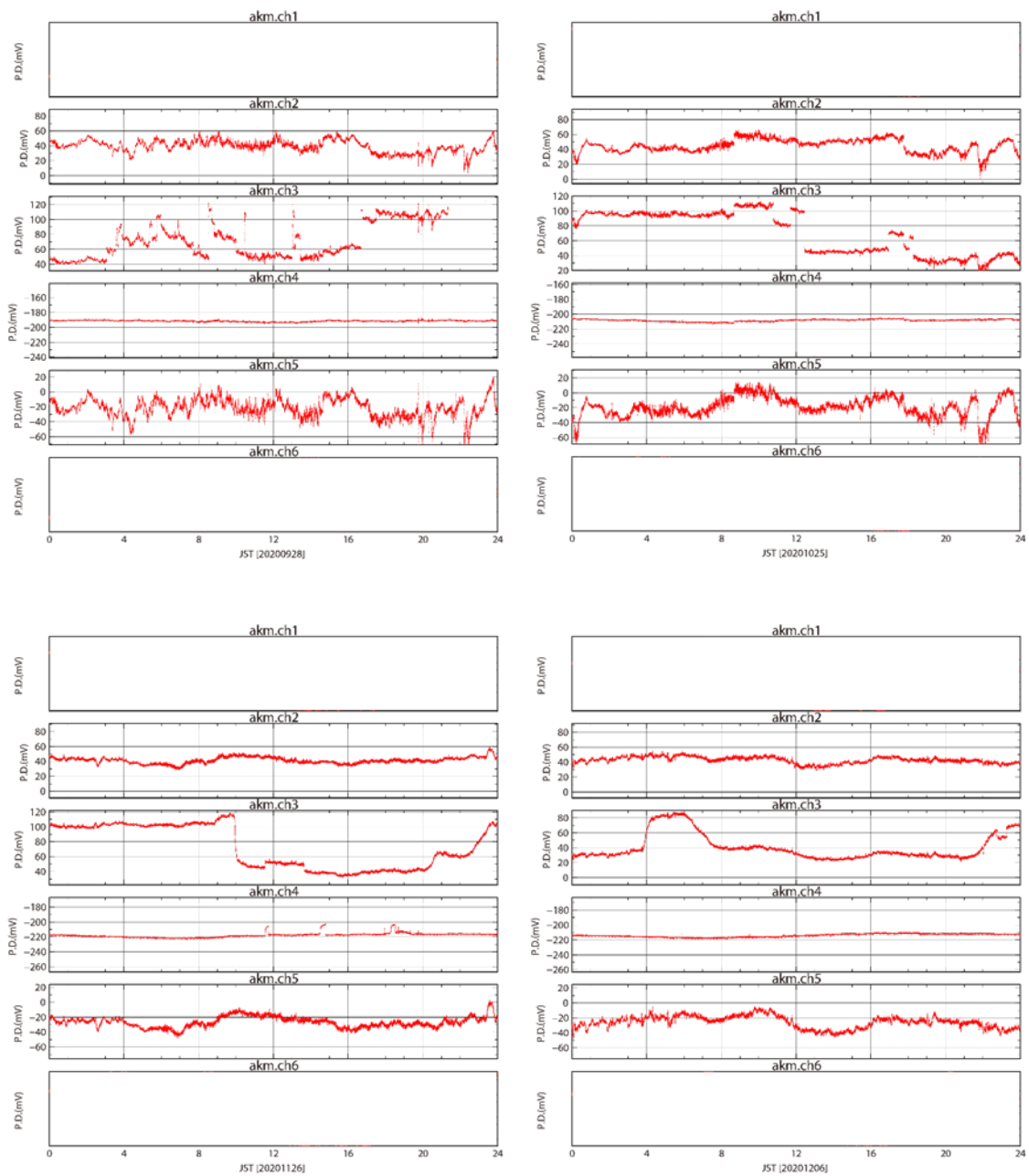


図 3.1-5-3 akm エリアで収録された電位差データの例（2020 年 9 月 28 日：擾乱日，2020 年 10 月 25 日：やや擾乱日，2020 年 11 月 26 日：静穏日，2020 年 12 月 6 日：やや静穏日）

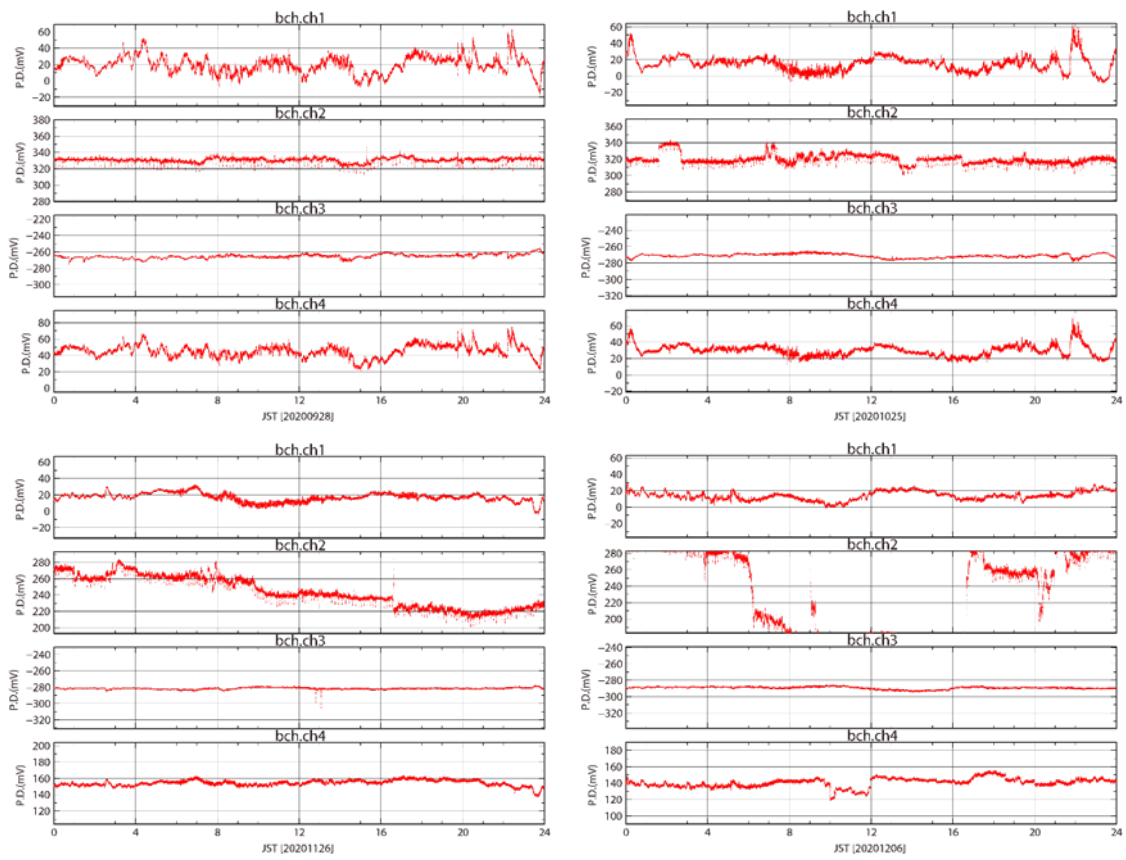


図 3.1-5-4 bch エリアで収録された電位差データの例 (2020 年 9 月 28 日 : 擾乱日, 2020 年 10 月 25 日 : やや擾乱日, 2020 年 11 月 26 日 : 静穏日, 2020 年 12 月 6 日 : やや静穏日)

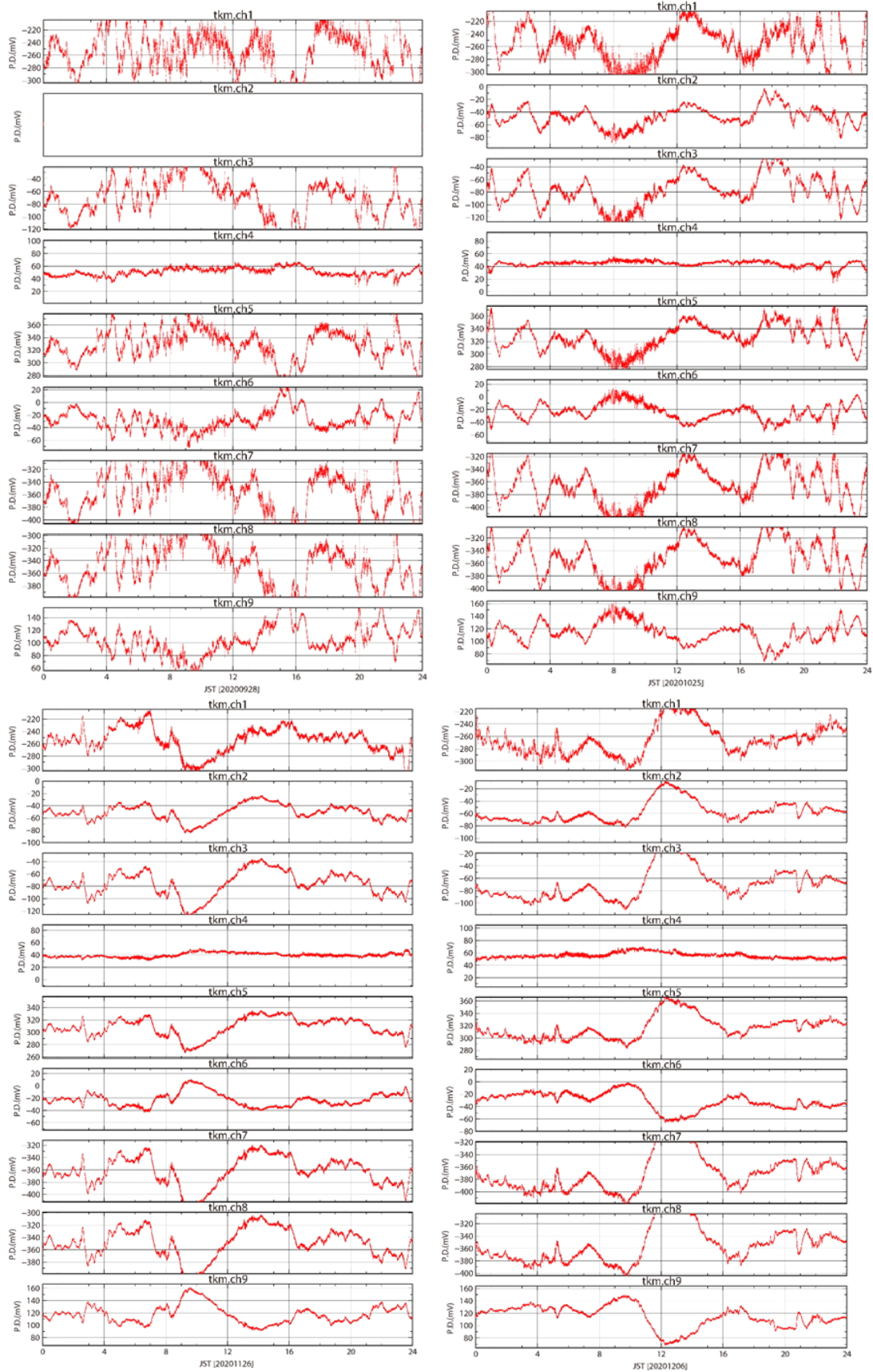


図 3.1-5-5. tkm エリアで収録された電位差データの例 (2020 年 9 月 28 日 : 擾乱日, 2020 年 10 月 25 日 : やや擾乱日, 2020 年 11 月 26 日 : 静穏日, 2020 年 12 月 6 日 : やや静穏日)

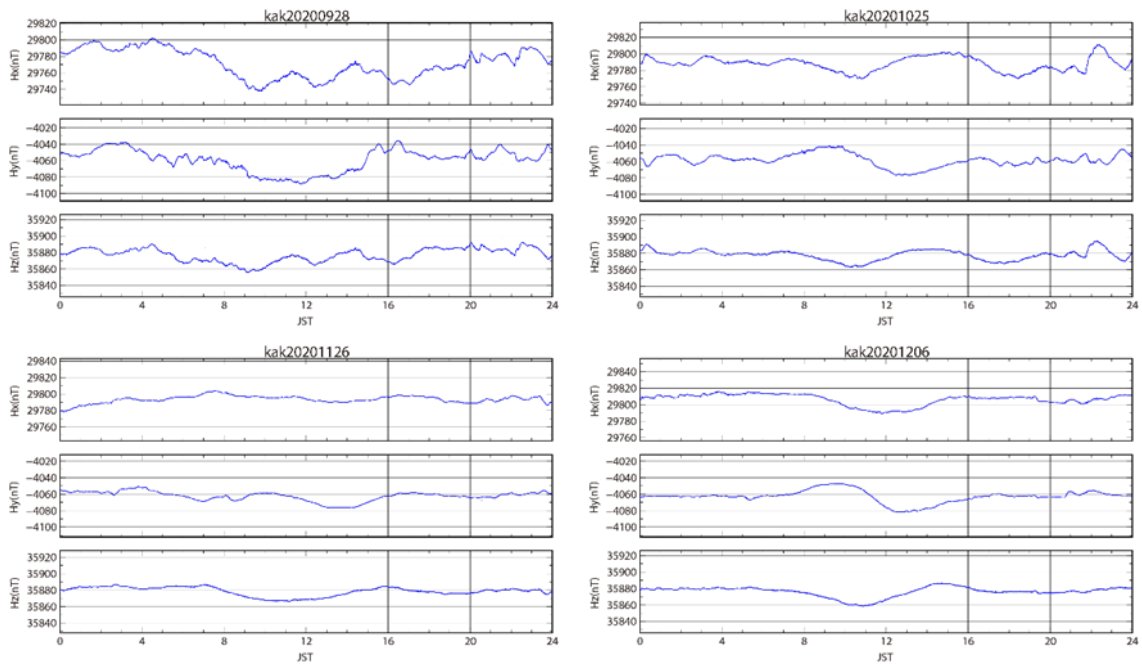


図 3.1-6-1 柿岡地磁気観測所 (kak) で収録された磁場 3 成分データの例 (2020 年 9 月 28 日 : 擾乱日, 2020 年 10 月 25 日 : やや擾乱日, 2020 年 11 月 26 日 : 静穏日, 2020 年 12 月 6 日 : やや静穏日)

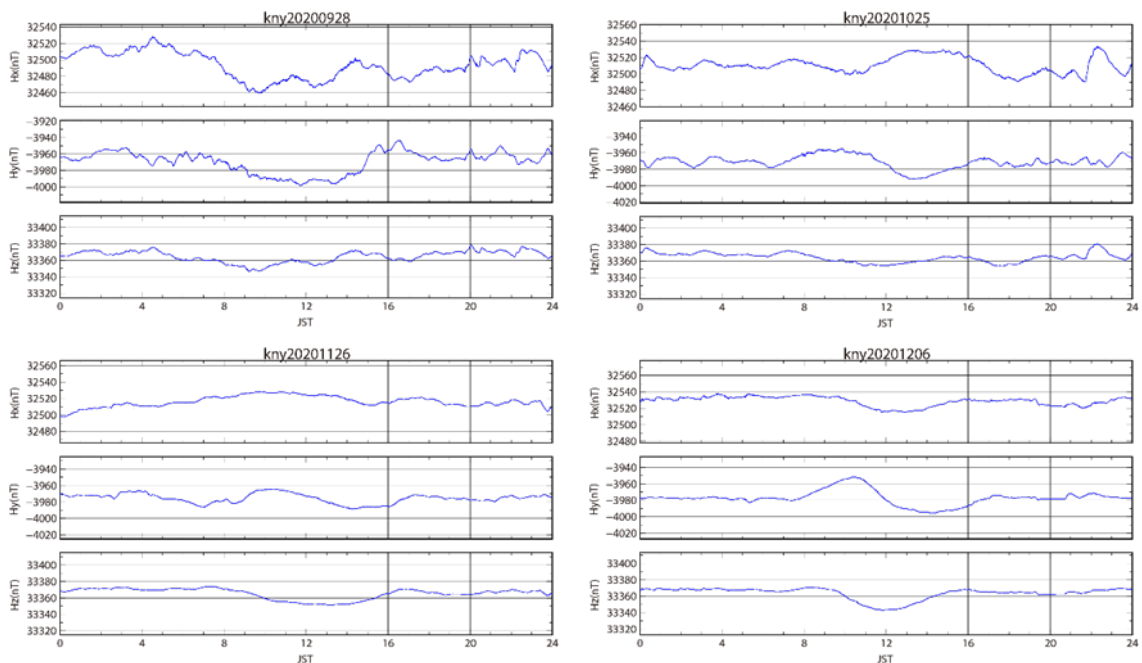


図 3.1-6-2 鹿屋観測施設 (kny) で収録された磁場 3 成分データの例 (2020 年 9 月 28 日 : 擾乱日, 2020 年 10 月 25 日 : やや擾乱日, 2020 年 11 月 26 日 : 静穏日, 2020 年 12 月 6 日 : やや静穏日)

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"	
aso	1	131°2'43.2"	32°59'42.1"	2020/08/20-2020/12/31
	2	131°6'24.5"	32°58'4.91"	
	3	131°5'46.1"	33°0'5.51"	2020/11/13-2021/01/31
	4	131°3'12.9"	32°56'7.9"	2020/08/20-2020/12/31
	5	131°1'24.41"	32°55'48.37"	
	6	131°1'7.7"	32°57'11.5"	
	7	131°4'1.38"	32°58'34.15"	
	8	131°4'5.28"	32°57'25.38"	
	*0	131°2'26.7"	32°58'14.5"	
ich	1	131°5'59.0"	32°57'6.4"	2020/08/20-2020/12/31
	2	131°7'35.0"	32°59'6.25"	
	3	131°6'33.8"	32°58'0.45"	
	4	131°10'26.2"	32°58'25.5"	
	5	131°9'36.97"	32°59'38.31"	
	6	131°6'20.7"	32°53'54.9"	
	7	131°8'52.2"	32°55'45.1"	
	8	131°8'55.0"	32°57'58.1"	
	*0	131°7'14.0"	32°56'33.5"	

akm	1	130°59'18.2"	32°57'4.07"	2020/08/20-2020/12/31
	2	130°1'21.1"	32°55'36.8"	
	3	130°59'55.8"	32°54'2.1"	
	4	130°59'47.8"	32°55'50.4"	
	5	131°1'35.3"	32°55'11.5"	
	6	131°0'18.4"	32°49'33.8"	
	*0	131°59'46.5"	32°54'45.7"	
bch	1	131°6'7.41"	32°56'51.5"	2020/08/20-2020/12/31
	2	131°3'30.4"	32°55'54.9"	
	3	131°4'44.1"	32°54'52.5"	
	4	131°6'24.2"	32°56'4.68"	
	*0	131°4'45.7"	32°55'50.5"	
tkm	1	131°10'48.7"	32°52'26.4"	2020/08/20-2020/12/31
	2	131°5'9.95"	32°49'25.13"	2020/10/23-2020/12/31
	3	131°6'9.16"	32°49'25.13"	2020/08/20-2020/12/31
	4	131°5'23.3"	32°48'40.0"	
	5	131°9'13.6"	32°50'37.5"	
	6	131°6'36.2"	32°48'1.35"	
	7	131°8'14.53"	32°52'7.45"	
	8	131°7'10.61"	32°51'36.14"	
	9	131°8'52.4"	32°47'50.0"	
	*0	131°7'55.0"	32°48'57.0"	2020/09/17-2020/12/31

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。九州では、気象庁鹿屋観測施設（北緯 31°25'27"，東経 130°52'48"）で磁場の常時観測が実施されている。また、本研究では 2019 年度に、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°57'17.472"，東経 131°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°47'58.956"，東経 131°5'26.268"）に 1 台ずつ設置している。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 秒で行っている。それぞれの磁力計の主要な仕様については、以下に示す。

LEMI-420 [LEMI_LL.C.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 $0.0000390625\text{nT/LSB}$
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

(4) データ解析 -応答関数の算出-

3次元比抵抗インバージョン解析におけるインプットデータである応答関数（「(2) Network-MT 法の概念」参照）の算出には、ロバスト処理と相互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) コードを用いている。リモートリファレンス処理法とは、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、測点間で相関のないノイズ（局所的なノイズ）を除去する手法であるので、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。本解析では、リモートリファレンス処理のために、阿蘇地方から 900km 以上離れた気象庁柿岡地磁気観測所（北緯 $36^{\circ}14'07''$ ，東経 $140^{\circ}10'59''$ ）で常時観測されている磁場データを用いた。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データとの相関確認のために地磁気活動度の異なる日（2020年9月28日：擾乱日，2020年10月25日：やや擾乱日，2020年11月26日：静穏日，2020年12月6日：やや静穏日）の波形を、例として図 3.1-6 に示している。

応答関数は、BIRRP コードによって 5~122,880 秒の 30 周期を求めた。また、磁場データには、気象庁鹿屋観測施設（北緯 $31^{\circ}25'27''$ ，東経 $130^{\circ}52'48''$ ）の常時観測データ、および、本研究のために独自にカルデラ南部（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 $131^{\circ}5'26.268''$ ）に設置したフラックスゲート磁力計のデータの 2 パターンを適用した。図 3.1-7 には、昨年度観測で取得した 2 エリア (sas と hks) の電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線を示す。鹿屋(kny)と南外輪 (mgr) の磁場データを使用して求めた応答関数には、大きな差異は存在しないことが判る。さらに、本解析では、推定する地下構造をゆがめるノイズとなりえる電磁場データへの海洋潮汐 (tide) の影響を検討するために (Egbert et al., 1992; 藤井 & シュルツ, 1999), 長周期の電磁場データに含まれる海洋潮汐の影響を除去 (de-tide 処理; 藤井, 2004) した電磁場データを使用した応答関数の算出も行った。その結果は、潮汐の周期に関わるデータを取り除いたデータの応答関数の方が、長周期データ側の推定誤差が大きくなるというものであった (図 3.1-7-8)。この原因としては、本研究では海洋潮汐に左右されない十分なスタック数を稼げる長周期観測を実施できているからと考えられる。

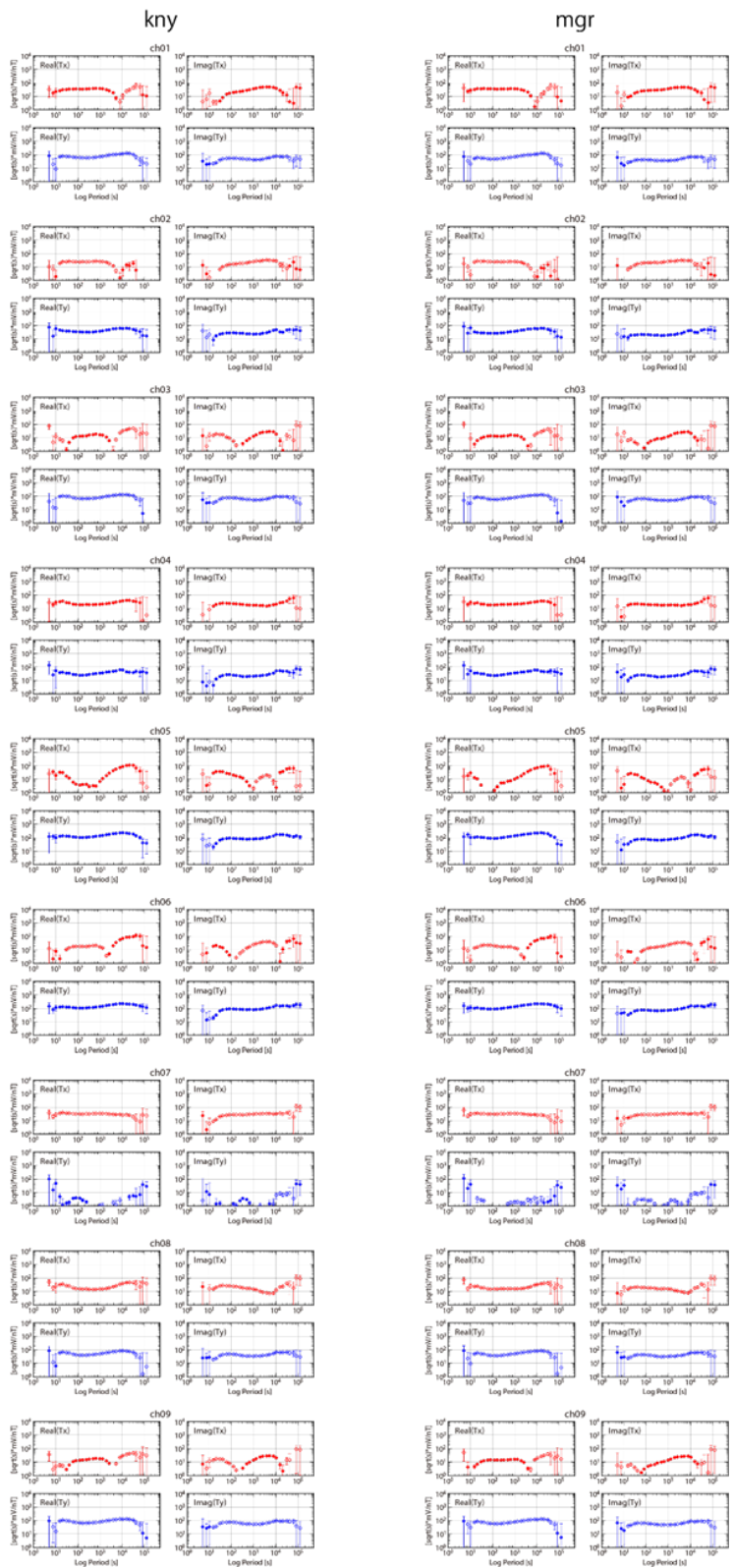


図 3.1-7-1 昨年度に取得した sas エリアの電位差データについて、気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測データ、および、独自にカルデラ南部 (京都大学火山研究センターの南外輪観測坑道の敷地 : mgr) に設置したフラックスゲート磁力計のデータを適用して求めた応答関数の探索曲線。リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた。

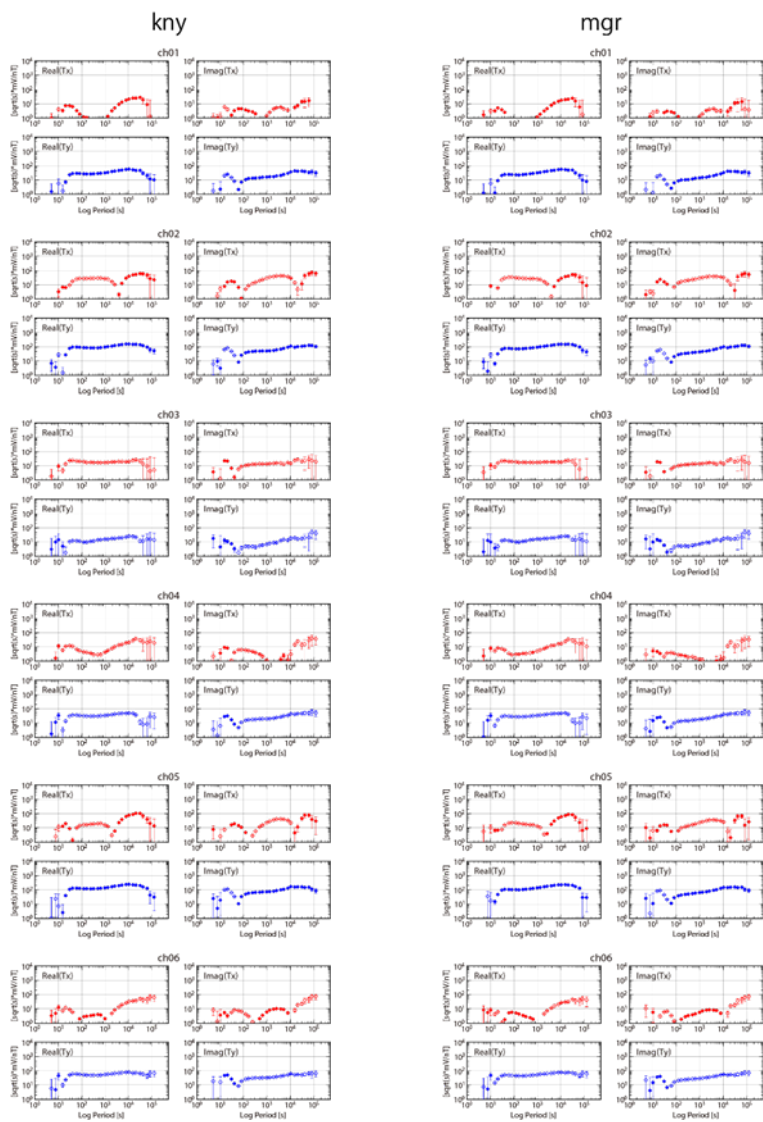


図 3.1-7-2 昨年度に取得した hks エリアの電位差データについて、気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測データ、および、独自にカルデラ南部 (京都大学火山研究センターの南外輪観測坑道の敷地 : mgr) に設置したフラックスゲート磁力計のデータを適用して求めた応答関数の探索曲線。リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた。

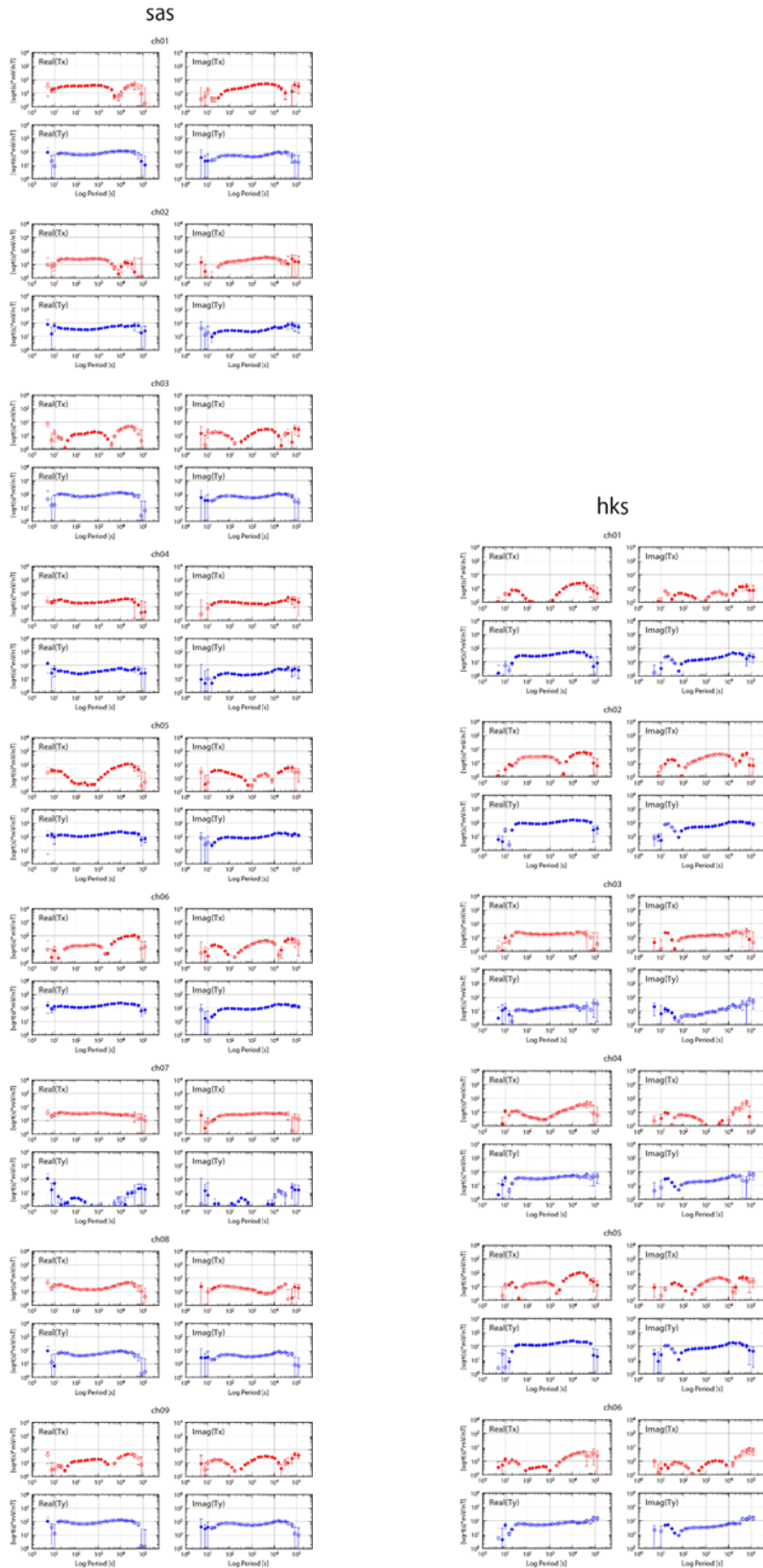


図 3.1-8 海洋潮汐の影響を除去した電磁場データを使用して求めた応答関数の探査曲線. 昨年度に取得した sas, hks の 2 エリアの電位差データ, および, 気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し, リモートリファレンス処理には, 気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた.

ここで、応答関数の ch01, ch02 などのゼロ始まりの二桁数字は、図 3.1-4 の電位差観測網で示した中心局-支点間（ダイポール）の電位差データから求めた応答関数であることを表している。また、二桁数字の最初の数字がダイポールのグラウンド（電位基準）側を表している。さらに、例えば ch12 などのゼロ始まり以外の応答関数は、ch01 と ch02 の電位差データを用いてグラウンドが支点 1（電極埋設点 1）になるように算出した支点 1-支点 2 の間の電位差データから求めた応答関数であることを表している（図 3.1-9）。求めた応答関数の推定誤差は、図 3.1-7 と図 3.1-9 に示した探査曲線のエラーの大きさから見て取れる。一方で、周囲の周期と著しく異なるような外れ値がある場合には、prediction coherence（観測時系列と理論時系列間の coherence）が解析データの S/N 比の判定目安になる。そこで、それぞれの応答関数の prediction coherence を図 3.1-10 に示しておく。prediction coherence は 1 に近いほど、決定精度が高いことを示唆する。図 3.1-10 から、データの質は測線（ダイポール）ごと、周期ごとに異なることが判る。また、グラウンドを変更することによって、決定精度がかなり変わることも判る。この理由としては、グラウンドにした電極埋設点周辺でのノイズ環境が悪い場合、すべてのダイポールの電位差データに多くのノイズが入ってしまうことになるが、混入ノイズの起源が同じ場合には、グラウンド変更によってノイズを上手く除去することができるからだと考えられる。そこで、本研究の 3 次元比抵抗インバージョン解析では、探査曲線の推定誤差、および、prediction coherence の値を考慮して、決定精度の高いダイポールの応答関数を使用するつもりである。

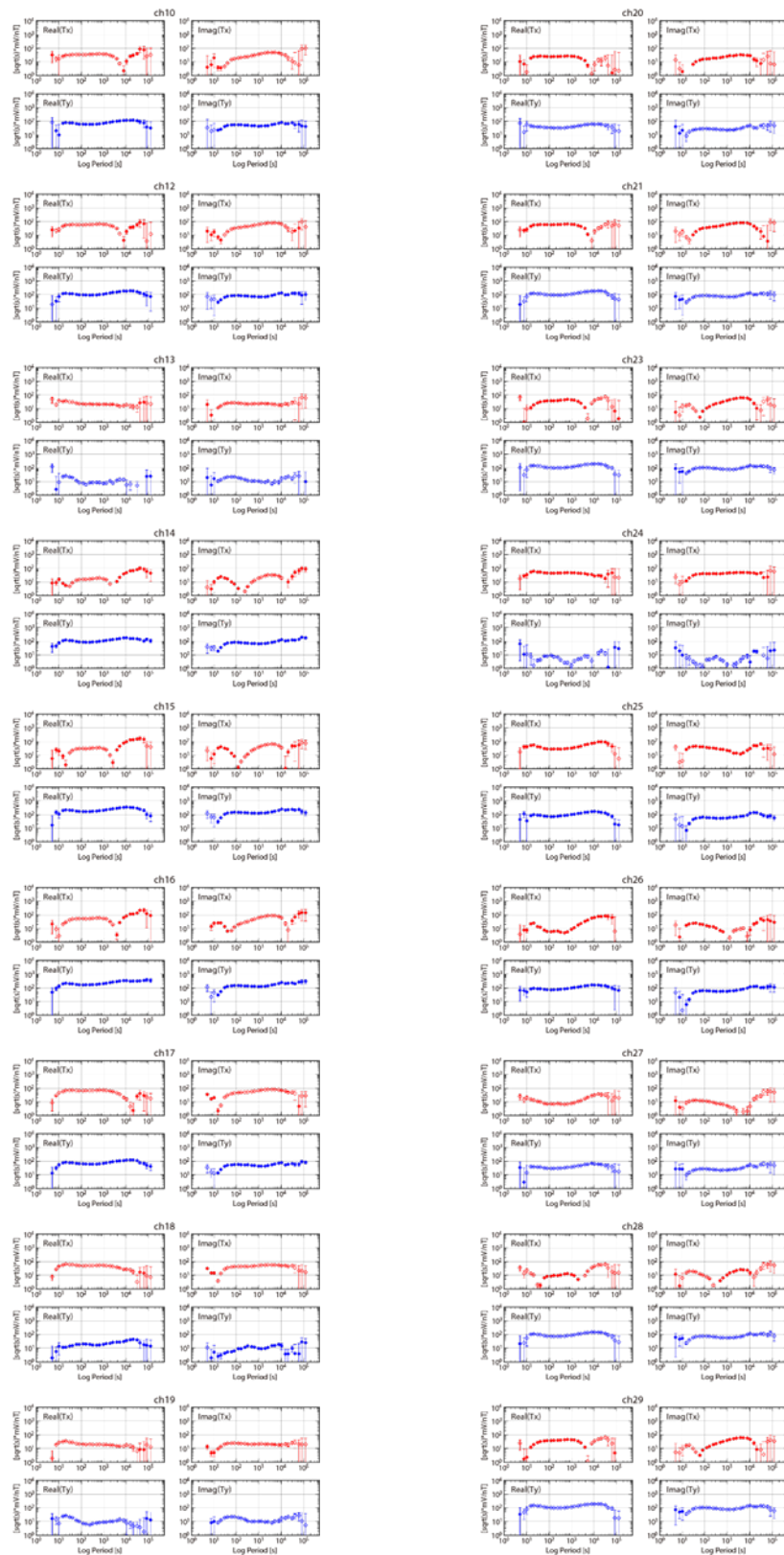


図 3.1-9-1a グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線。昨年度に取得した sas エリアの電位差データ、および、気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた。

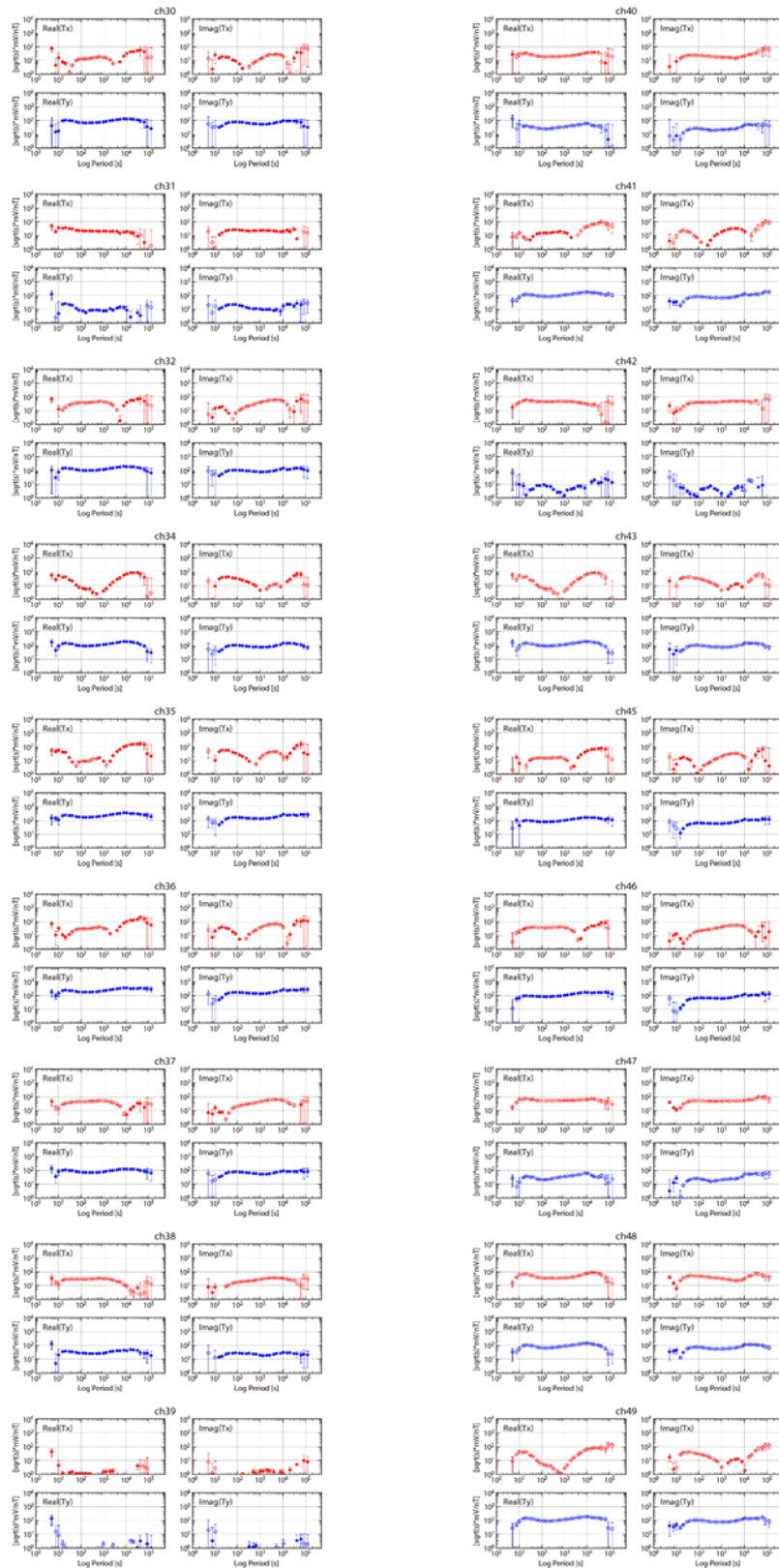


図 3.1-9-1b. グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線. 昨年度に取得した sas エリアの電位差データ, および, 気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し, リモートリファレンス処理には, 気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた.

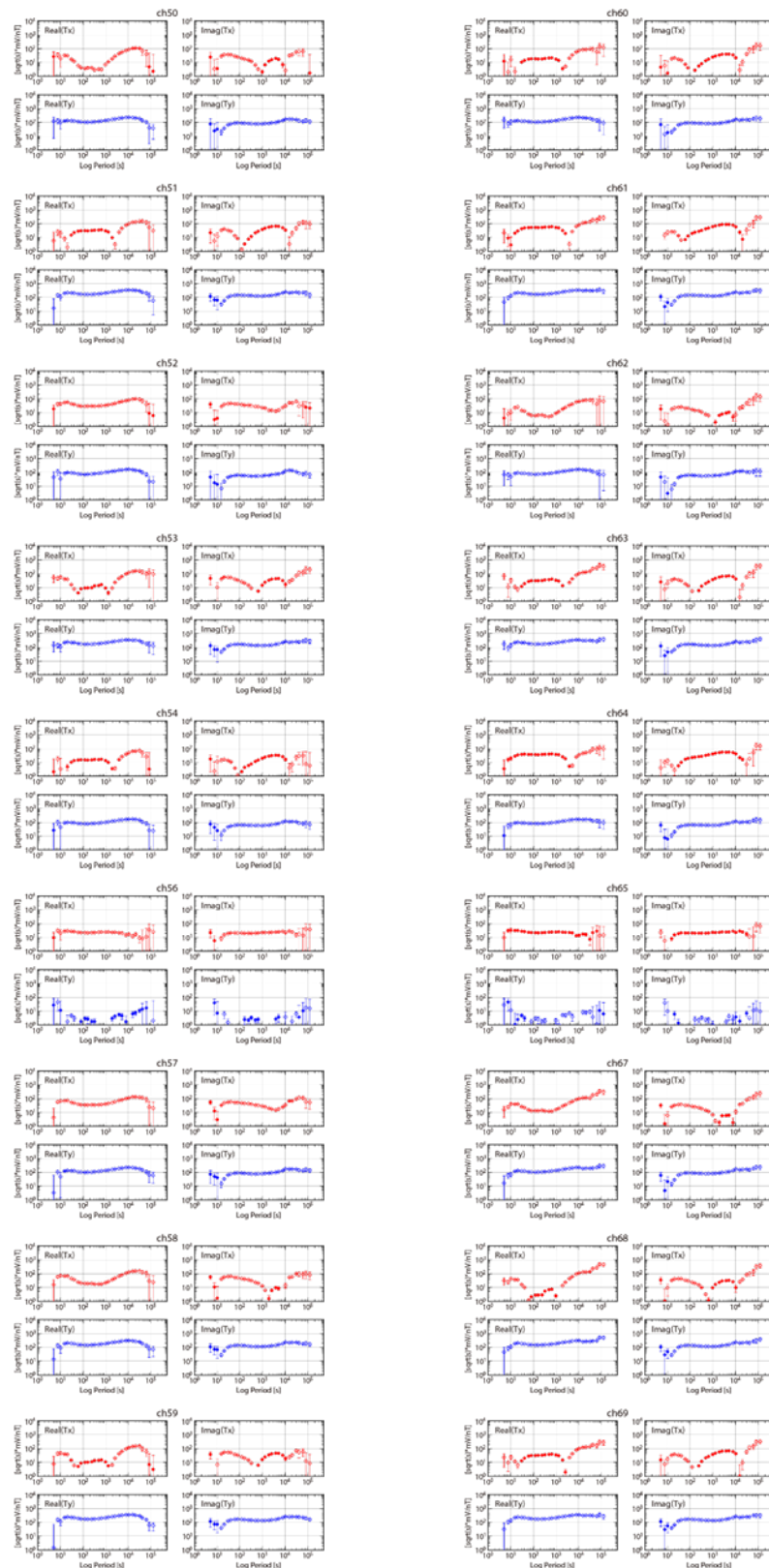


図 3.1-9-1c. グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線. 昨年度に取得した sas エリアの電位差データ, および, 気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し, リモートリファレンス処理には, 気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた.

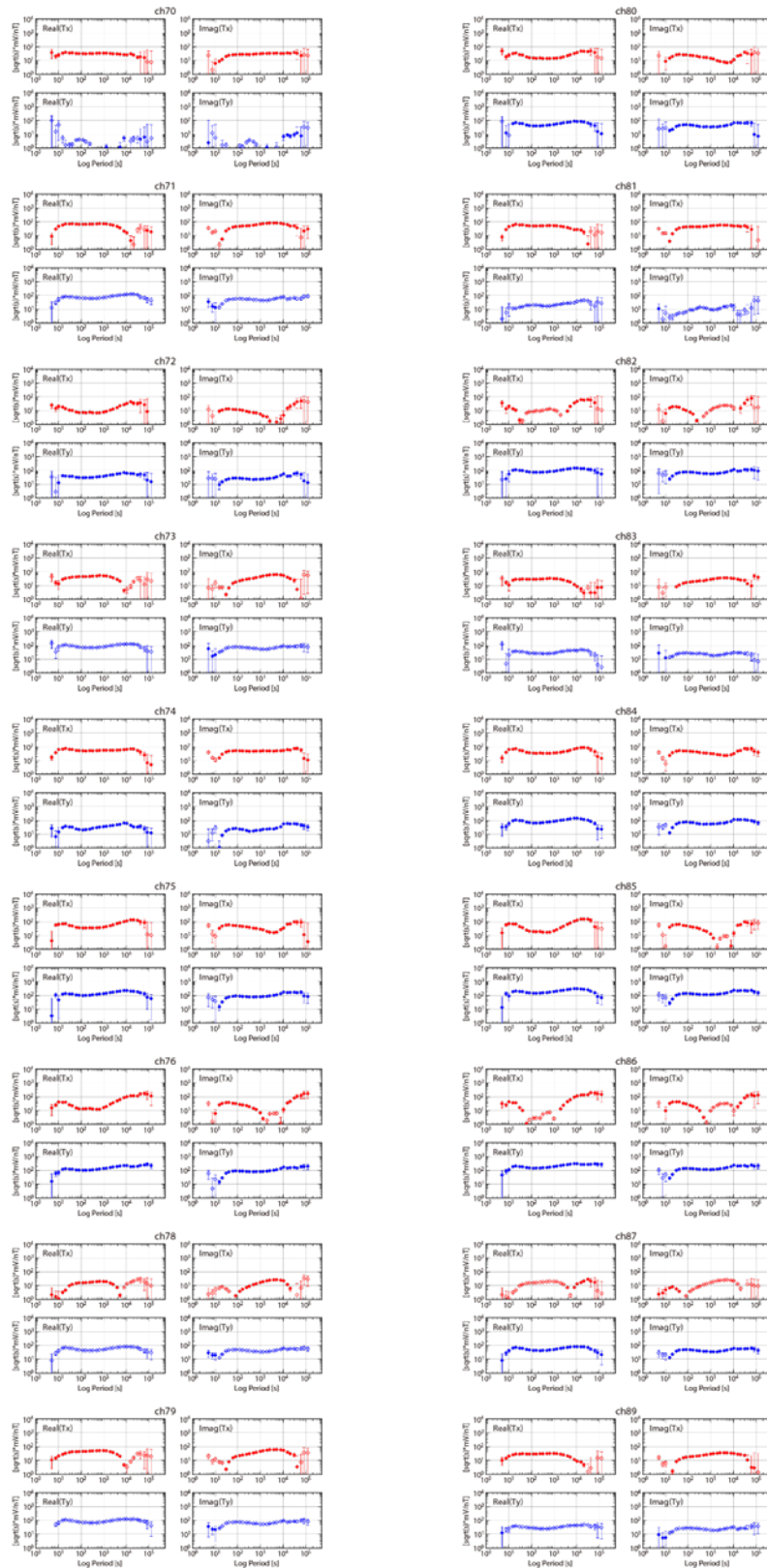


図 3.1-9-1d グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線．昨年度に取得した sas エリアの電位差データ，および，気象庁鹿屋観測施設（kny）の常時観測による磁場データを使用し，リモートリファレンス処理には，気象庁柿岡地磁気観測所（kak）で常時観測されている磁場データを用いた．

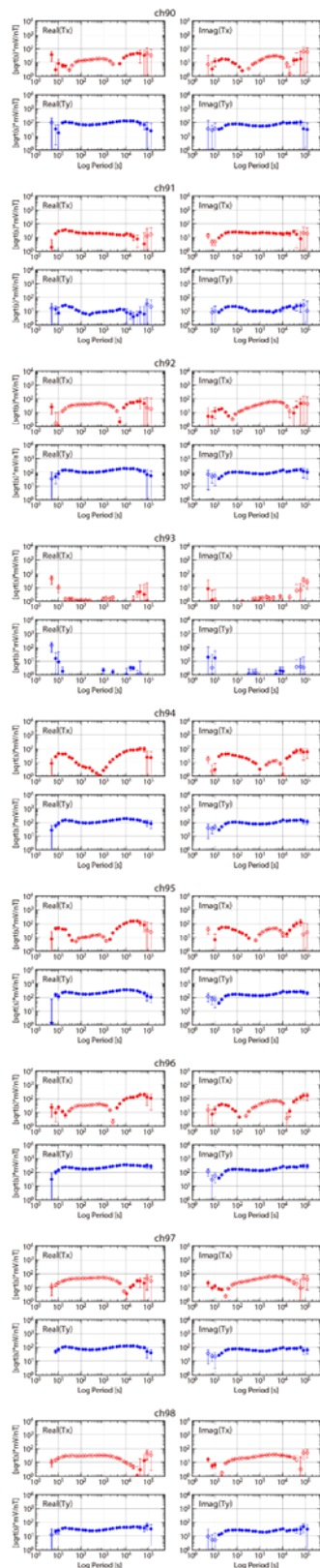


図 3.1-9-1e グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線．昨年度に取得した sas エリアの電位差データ，および，気象庁鹿屋観測施設（kny）の常時観測による磁場データを使用し，リモートリファレンス処理には，気象庁柿岡地磁気観測所（kak）で常時観測されている磁場データを用いた．

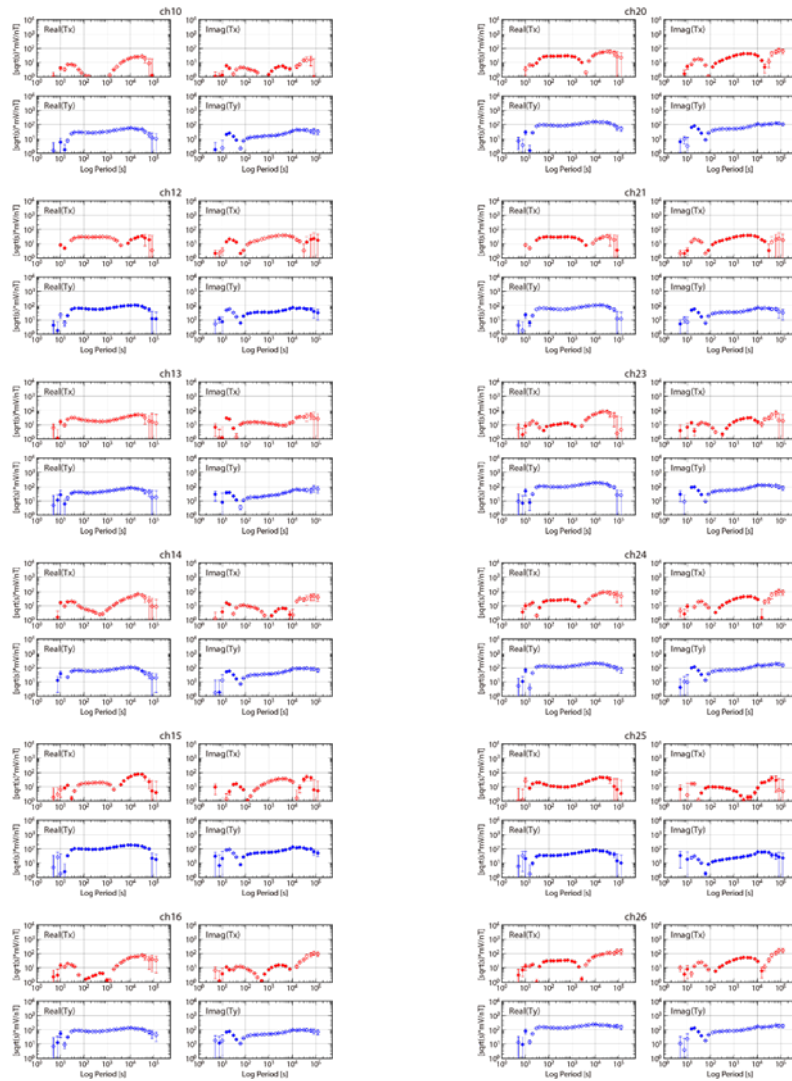


図 3.1-9-2a. グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線. 昨年度に取得した hks エリアの電位差データ, および, 気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し, リモートリファレンス処理には, 気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた.

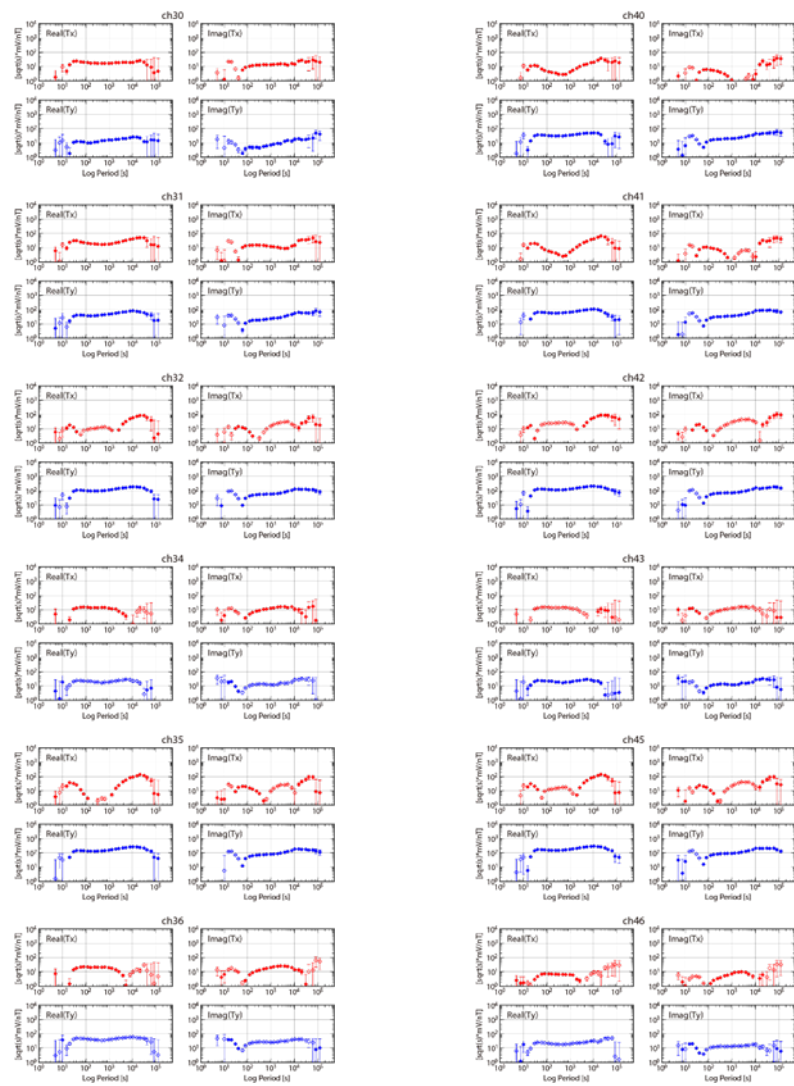


図 3.1-9-2b. グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線。昨年度に取得した hks エリアの電位差データ，および，気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し，リモートリファレンス処理には，気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた。

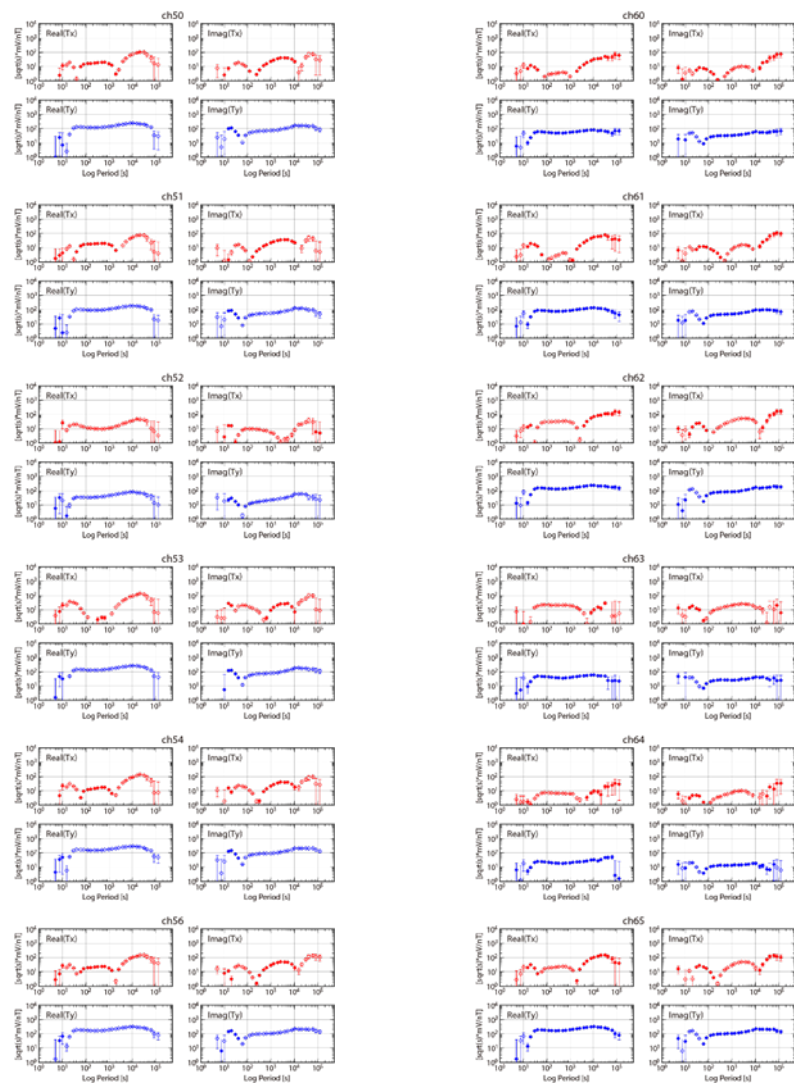


図 3.1-9-2c. グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の探査曲線。昨年度に取得した hks エリアの電位差データ，および，気象庁鹿屋観測施設（kny）の常時観測による磁場データを使用し，リモートリファレンス処理には，気象庁柿岡地磁気観測所（kak）で常時観測されている磁場データを用いた。

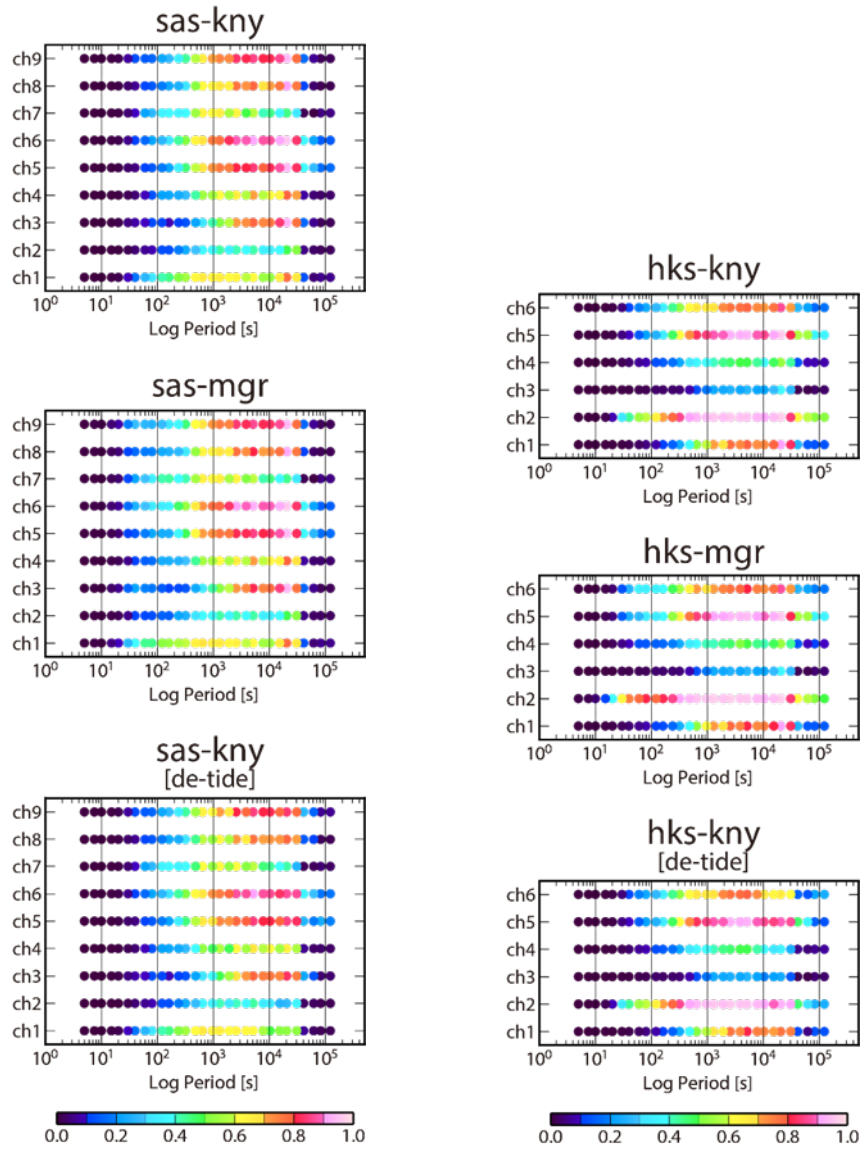


図 3.1-10-1 昨年度に取得した sas, hks の 2 エリアの電位差データについて、気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測データ、および、独自にカルデラ南部 (京都大学火山研究センターの南外輪観測坑道の敷地 : mgr) に設置したフラックスゲート磁力計のデータを適用して求めた応答関数の prediction coherence. リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた。

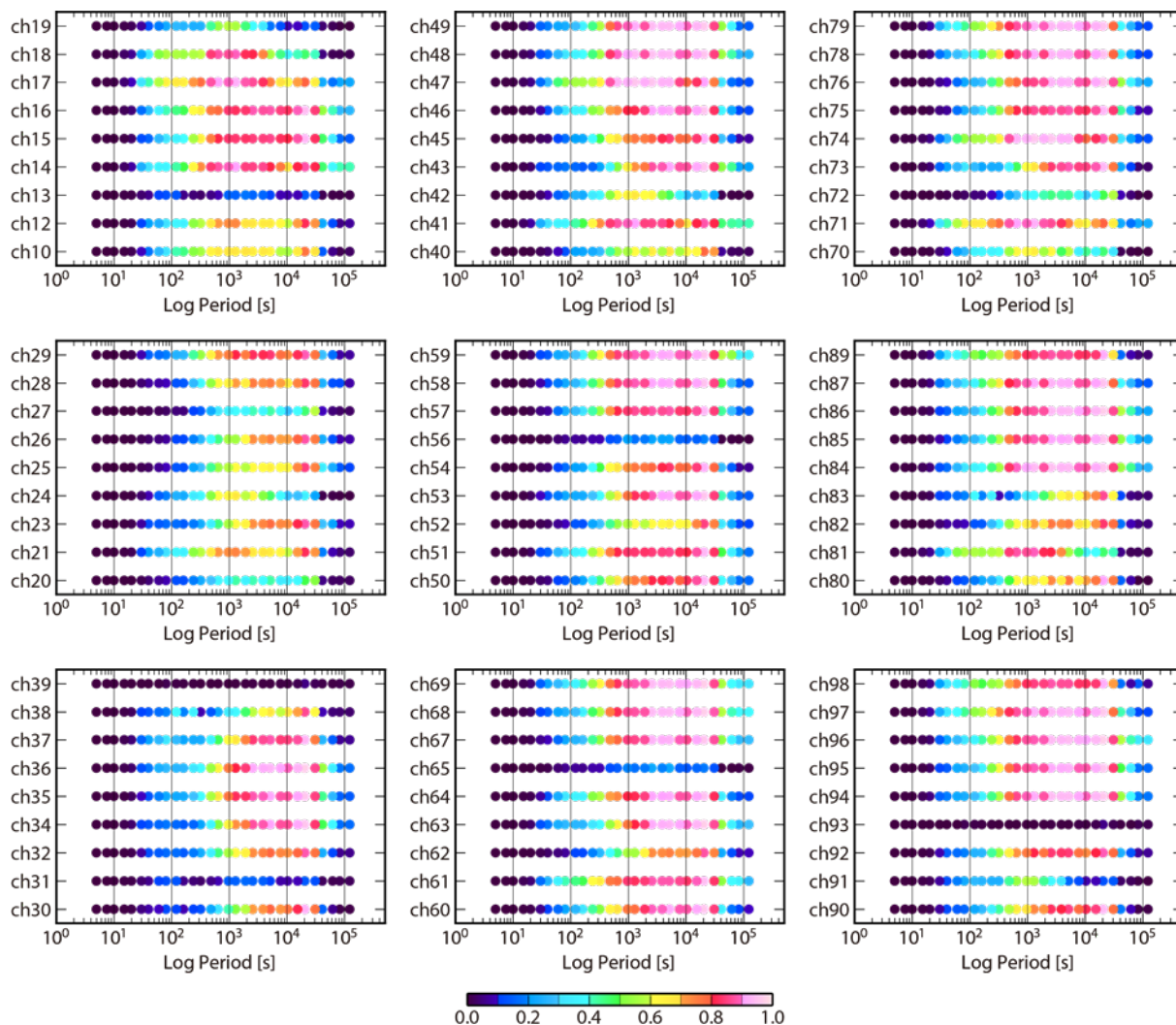


図 3.1-10-2a. グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の prediction coherence. 昨年度に取得した sas エリアの電位差データ, および, 気象庁鹿屋観測施設 (kny) の常時観測による磁場データを使用し, リモートリファレンス処理には, 気象庁柿岡地磁気観測所 (kak) で常時観測されている磁場データを用いた.

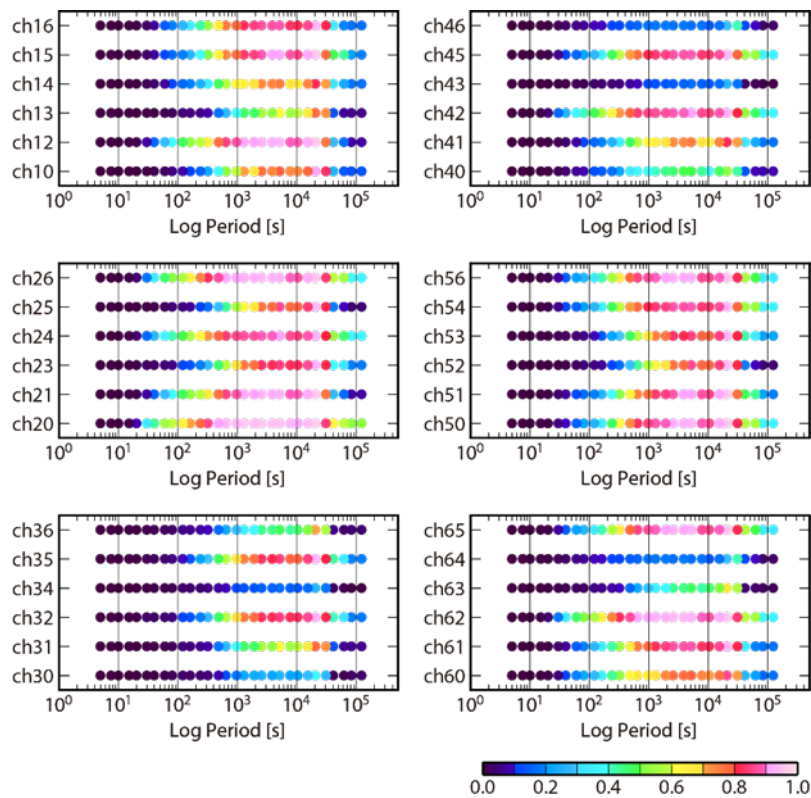


図 3.1-10-2b グラウンド（電位基準）電極を変更することによって作成したダイポールの電位差データを使用して求めた応答関数の prediction coherence. 昨年度に取得した hks エリアの電位差データ、および、気象庁鹿屋観測施設（kny）の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所（kak）で常時観測されている磁場データを用いた。

(5) 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 3.1-11）. 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 3.1-12 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実施している。

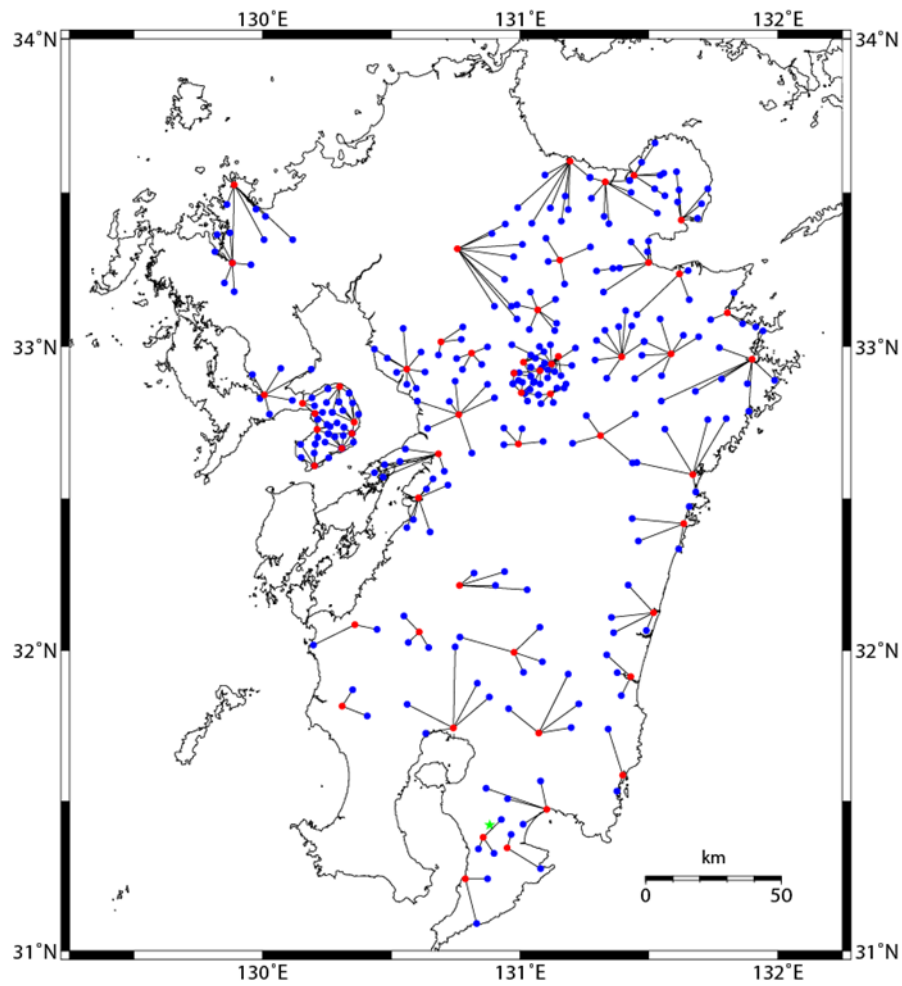


図 3.1-11 1990 年代に実施された九州におけるネットワーク MT 法観測の電位差観測網の分布 (●: 観測ネットの中心点, ●: 支点, ★: 磁場点).

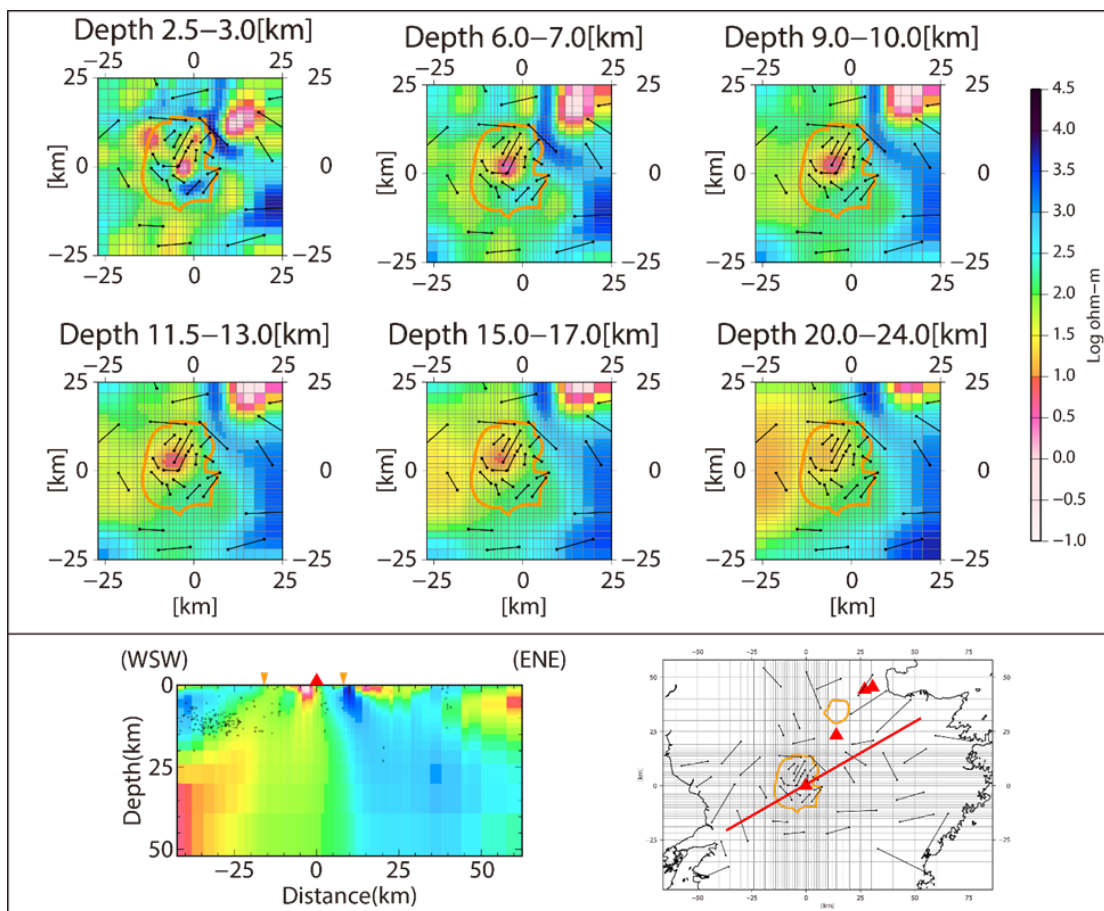


図 3.1-12 既存のネットワーク MT 法データを使用した 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面 (上段), および, 中岳を横断する鉛直断面 (下段). 水平断面上のオレンジ色枠は, 阿蘇カルデラ. 端点に黒丸をもつ黒線は, ダイポールを表す. 鉛直断面上の○は震源分布, ▲は中岳, ▼はカルデラ壁の位置を示す. 地図上の赤線が, 鉛直断面の通過する位置を表す. 【Hata et al., 2018b より改訂引用】

5-1) 3次元比抵抗構造解析

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に変更されたコード (Siripunvaraporn et al., 2004) を使用している. また, インバージョンモデル計算では, 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た. 今年度は, 2018 年度と昨年度の報告書に記載した 3 つのネットワーク MT 法データによる 3 次元比抵抗モデル (モデル 1[図 3.1-13], モデル 2[図 3.1-14], モデル 3[図 3.1-15]) のうち, モデル 3 を使用して検討作業を行ったが, その経緯を整理するためにモデル 1 とモデル 2 についても以下に記載しておく.

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

最初に実施したネットワーク MT の既存データによるインバージョン解析では, 別府-島原地溝の全域に阿蘇カルデラを中心とした 50 ダイポールを配置して (図 3.1-13), 9 周期 (640 ~ 10,240 秒) の応答関数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, 50×9×4 (測線数×周期数×応答関数の数. 応答関数は複素数であることから 2×2

=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 km×580 km×500 km (海水面より上の地形を含まず) の領域について、陸地 100Ωm、海水 0.33Ωm 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 1×1km であり (図 3.1-10)、最大セルのサイズは、60×60km である。また、鉛直方向のグリッドサイズは、0.01~150km 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 段階で下げるごとで、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。先ず、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ア 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。

モデル 2 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル①

モデル 2 は、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したモデルである。図 3.1-14 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、本モデルの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。

モデル 3 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル②

モデル 3 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したモデルである。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 3.1-15 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から、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 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。

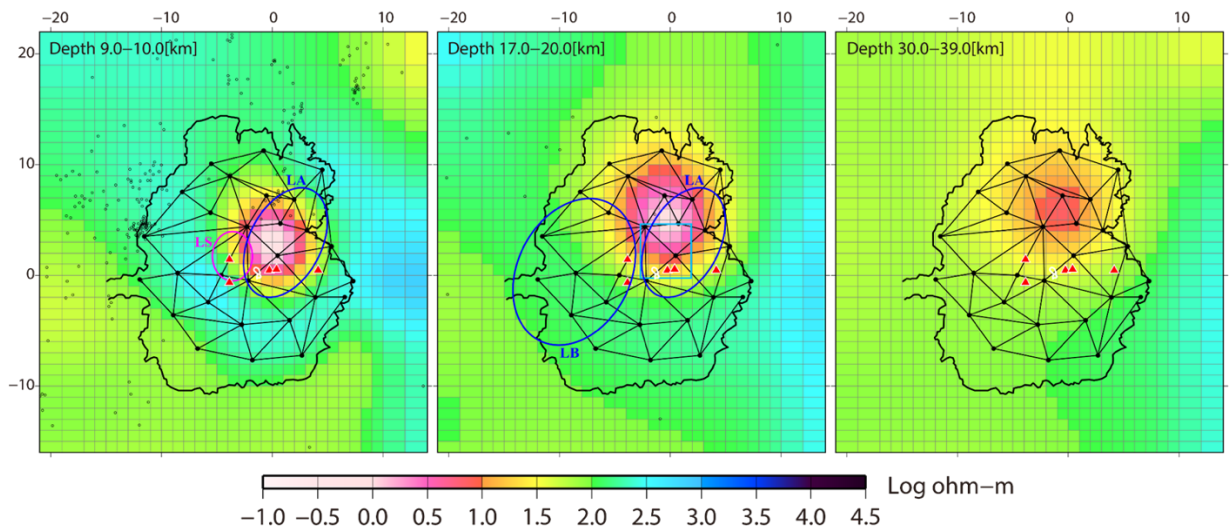


図 3.1-13 ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データを使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。水色枠、青色枠は、それぞれ、深度 15.5km に推定されたシル状の変動源（国土地理院, 2004）、地震波トモグラフィ解析によって推定された深度 8~15km と 15~23km に分布する S 波の低速度異常領域 LA と LB（Abe et al., 2017）の位置を示す

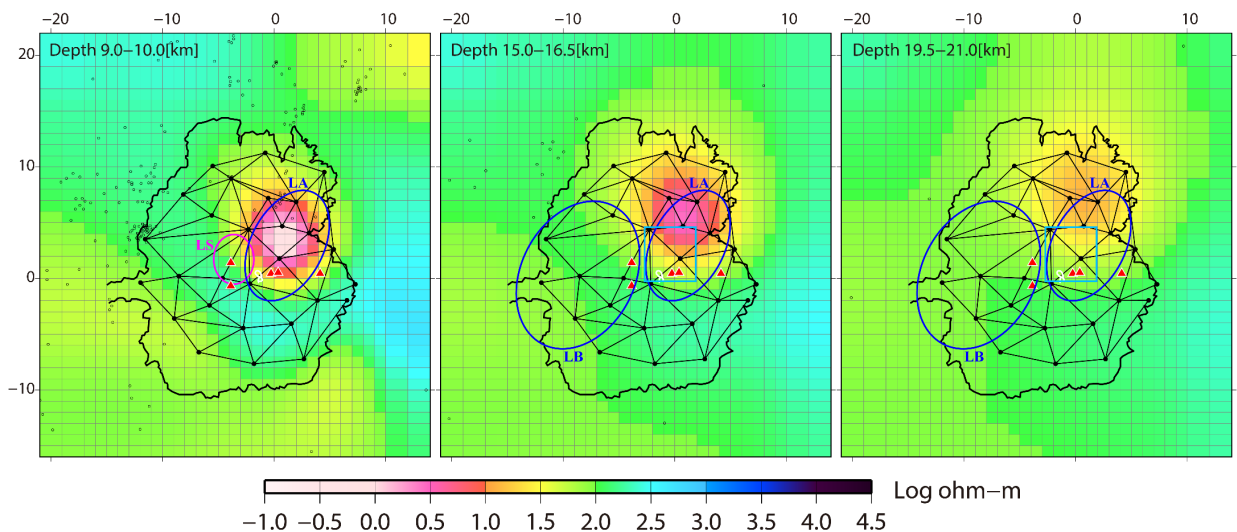


図 3.1-14 ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して、さらに、深さ方向のグリッドを細かくして求めた 3 次元比抵抗構造モデル（RMS 残差 1.25）の阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 3.1-13 と同様。

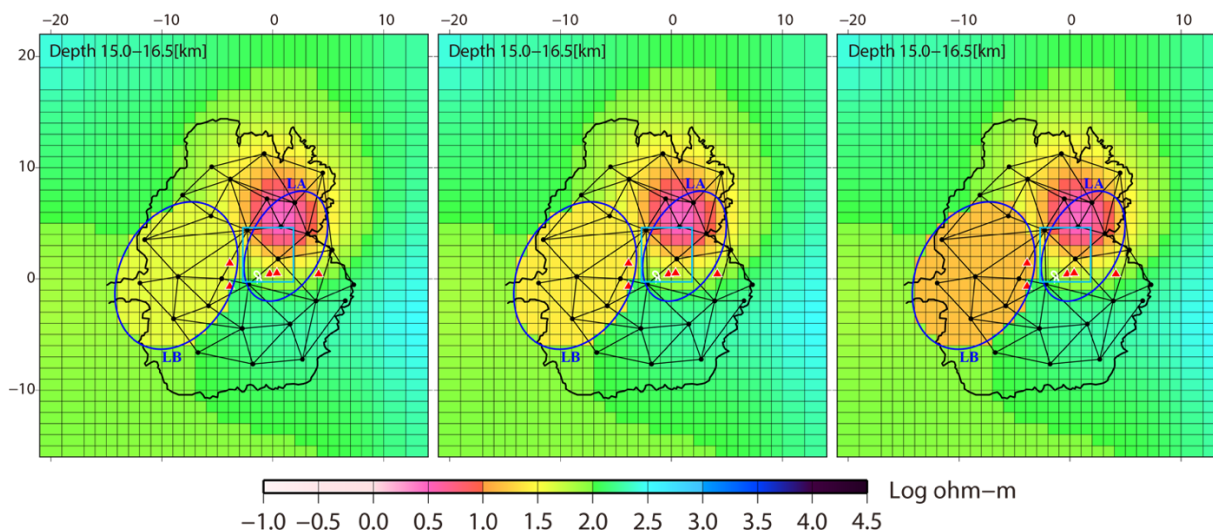


図 3.1-15 ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルに、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 15～23km の S 波の低速度異常領域 LB（Abe et al., 2017）の領域に低比抵抗異常領域（深度 15～23km の LB の領域）を置いたフォワード解析による検証モデル例。各フォワード解析モデルの RMS 残差が最適モデルの RMS 残差 1.25 から変化していることから、長周期のネットワーク MT 法データを図のような網目状に配置すれば、各モデルのような低比抵抗異常領域が存在する場合には、異常として解像することが可能だと考えられる。シンボルについては、図 3.1-13 および図 3.1-11 と同様。

5-2) 3 次元比抵抗構造モデルの比較

上記の 3 つの 3 次元比抵抗モデル（モデル 1-3）を用いた比較検証により、既に以下のような結果が得られている（昨年度の報告書を参照）。まず、モデル 1 とモデル 2 の比較からは、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隙間なく覆うことで、モデルの解像度向上を図れることが示されている。さらに、モデル 2 とモデル 3 の比較からは、下部地殻の深さ方向のグリッドサイズをより細かく設定することで、下部地殻の異常域の上端や下端についての議論の不明瞭さを緩和できることが示唆されている。これらの検証結果を踏まえ、本 3 カ年プロジェクトで新しく取得したネットワーク MT 法観測データの 3 次元比抵抗構造解析では、使用する周期やモデルのグリッド間隔を適正化して、下部地殻までの高解像度モデルを導出することを目指す。

5-3) 3 次元比抵抗構造モデルによる阿蘇カルデラ西部の深部異常域への感度についての検証

ダイポール配置、および、深さ方向のグリッド間隔の最適化を図り、3 次元比抵抗構造モデルの特に下部地殻解像精度の向上を行ったモデル 3 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 に対応するような低比抵抗異常ブロックは検出されなかった。そこで、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、および、LB に対応する領域へのモデル感度をさらに検証するため、最適モデル（モデル 3）において感度検定を実施した。この感度検定は、低速度異常領域 LB の分布する領域（図 3.1-15; 深度 15～23km）に、低比抵抗異常ブロックを挿入した構造モデル（感度検定モデル）を作成し、その感

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	1.0
13.0	1.5	12.0	1.5
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	2.0
		25.0	2.0
		27.0	2.0
		29.0	2.0
		31.0	3.0
		34.0	3.0
		37.0	3.0
		40.0	3.0

度検定モデルに対してフォワード計算を適用するというものである。挿入した低比抵抗異常ブロックの比抵抗値は、 $40\Omega\text{m}$ 、 $30\Omega\text{m}$ 、 $25\Omega\text{m}$ 、 $15\Omega\text{m}$ 、 $10\Omega\text{m}$ 、 $5\Omega\text{m}$ の 6 パターンである。それぞれの感度検定モデルに対して計算された RMS 残差は、1.26, 1.28, 1.30, 1.36, 1.43, 1.55 となり最適モデルに対する RMS 残差 1.25 から増加し、比抵抗値を下げるに従って観測値と一致しない方向にずれていくことを示した。この RMS 残差の変化が、モデル間の有意な差を示す値であるかを確認するため、自由度 $65 \times 4 \times 12 - 1$ (測点数 \times 成分数 \times 周波数 $- 1$) で 95%信頼区間の F 分布検定を行った。その結果、RMS 残差の値が 1.29 を超えるモデルは、最適モデルとは有意な差をもつモデルとして判定できることが分かった。感度検定モデルの RMS 残差は、 $40\Omega\text{m}$ と $30\Omega\text{m}$ の低比抵抗異常ブロックを挿入したモデルを除いて 1.29 を超えることから、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が存在する場合は、モデルに異常として解像出来る可能性が高いと結論付けられる。一方で、3次元比抵抗構造解析の深さ方向のモデル解像度には、観測点の面的な分布(広がり)が影響を及ぼす。そこで、本3カ年プロジェクトで計画しているネットワーク MT 法観測では、既存ネットワーク MT 法観測データのダイポール配置がカルデラ内に限定されるのに対して、カルデラ外側を1周取り巻く配置の40km四方にわたる領域でデータ取得を行うものである(図 3.1-1)。

ここで、2015-2016 年度に取得した 100 観測点の広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデル (Hata et al., 2018a) に対して実施した、同様の手法による下部地殻の異常域への感度検定の結果についても述べておく (図 3.1-16 参照)。低速度異常領域 LB に対応する領域に挿入した低比抵抗異常ブロックの比抵抗値は、同様に $40\Omega\text{m}$, $30\Omega\text{m}$, $25\Omega\text{m}$, $15\Omega\text{m}$, $10\Omega\text{m}$, $5\Omega\text{m}$ の 6 パターンである。それぞれの感度検定モデルに対して計算された RMS 残差は、1.82, 1.82, 1.82, 1.83, 1.83, 1.84 となり最適モデルに対する RMS 残差 1.82 から、ほぼ変化しないことを示した。また、モデル間の有意な差を示す値の指標となる F 分布検定 (自由度 $100 \times 12 \times 16 - 1$ (測点数 \times 成分数 \times 周波数 $- 1$) の 95% 信頼区間で実施) では、RMS 残差の値が 1.84 を超えるモデルが、最適モデルと有意な差をもつモデルとして判定できるという結果であった。この結果、広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデルのみでは、低速度異常領域 LB に対応するような低比抵抗異常の存在を議論するのは難しいということが判った。

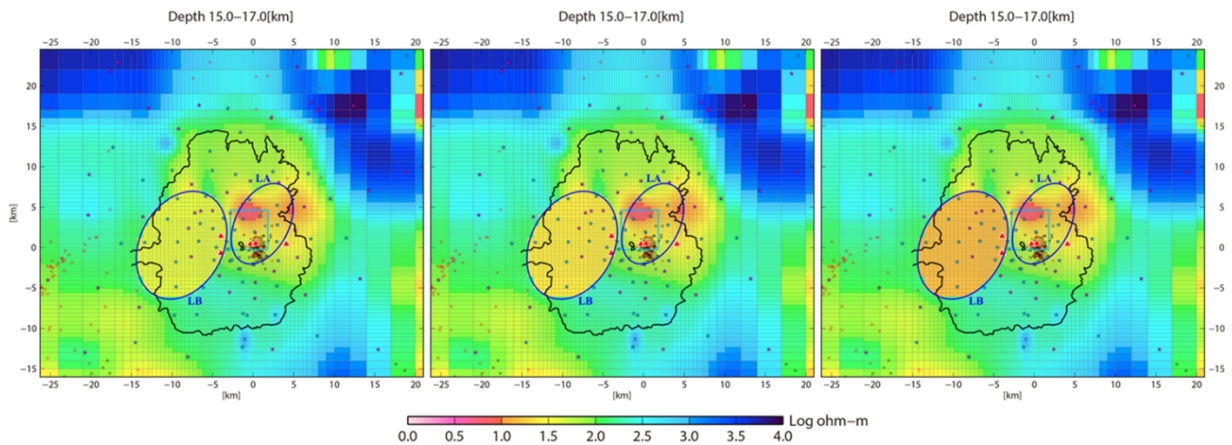


図 3.1-16 2015-2016 年度に取得した 100 観測点の広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデル (Hata et al., 2018a) に、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 15~23km の S 波の低速度異常領域 LB (Abe et al., 2017) の領域に低比抵抗異常領域 (深度 15~23km の LB の領域) を置いたフォワード解析による検証モデル例。各フォワード解析モデルの RMS 残差は最適モデルの RMS 残差 1.82 から、ほぼ変化しない。シンボルについては、図 3.1-13 と同様

(6) まとめと今後の予定

阿蘇カルデラの下部地殻に至る高解像度の 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 年計画の 2 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 法観測網のための現地調査・土地交渉、および、観測を実施した。今年度は、カルデラ外の 17 エリアの事前調査・整備を行うとともに、カルデラ内の 5 エリアにおいて電位差の測定を行った。併せて、カルデラ南外輪 (カルデラ南部) と東外輪 (カルデラ北東部) に設置した磁力計による磁場データの取得作業を継続実施した。また、取得した電磁場データについては、3 次元比抵抗構造解析に使用するためのデータ解析

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にネットワーク MT 法の既存データを使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルを用いて、下部地殻の異常域への感度検定を実施した。その結果、下部地殻に顕著な低比抵抗異常 ($25\Omega\text{m}$ 以下) が存在する場合には、3 次元比抵抗モデルに異常として解像出来る可能性が高いと結論付けられた。一方で、2015-2016 年度に取得した 100 観測点の広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデル (Hata et al., 2018a) は、下部地殻の異常の解像が難しいことが判った。今後は先ず、これまでの検証によって得られた結果を踏まえて、昨・今年度の観測によって得られたカルデラ内の全 7 エリアの電位差データを用いてスタッガード格子の逆解析コードによる 3 次元比抵抗インバージョン解析を実施していく予定である。また、地形や海陸分布をより精度良く表現することに長けた四面体辺要素によるコードを用いた 3 次元比抵抗インバージョンモデルの導出も計画している。さらに、次年度は、カルデラ外の 17 エリアでの観測を順次実施していく。

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.
- Egbert, G.D., Booker, J.R., & Schultz, A. (1992). Very long period magnetotelluric at Tucson Observatory: estimation of impedance, *J. Geophys. Res.*, 97, 15113-15128.
- 藤井郁子 (2004), 確率差分法を用いた火山性全磁力変動の抽出手法, 地磁気観測所テクニカルレポート, 2-1, 1-17.
- 藤井 郁子 & シュルツ A. (1999). 地球磁場観測ネットワークデータの解析手法について (その 1) . CA 研究会 1999 年論文集, 97-104.
- 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】

広帯域 MT 法電磁探査によって求められた比抵抗構造のうち，中岳第一火口直下から北東方向の深部へ延びる極めて低い比抵抗体の実体を把握するため，第一火口に近い 2 ヶ所の測点において繰り返し定点観測を実施し，噴火活動の盛衰に伴う低比抵抗体の変化の有無を調査した．また，自然電位を制約条件とした熱水系の数値シミュレーションによるマグマ性流体流動の解析システムの開発も行った．

【研究内容】

本年度の研究成果として，

- (1) 広帯域 MT 法で得られている比抵抗構造の別手法による再解析
- (2) MT 観測定点における繰り返し測定
- (3) 比抵抗構造の検証に向けた自然電位法の適用について報告を行う．

(1) 広帯域 MT 法で得られている比抵抗構造の別手法による再解析

平成 30 年度までに取得したデータのうち不良な観測点を除いた 99 地点を用いて，3 次元のインバージョン解析を実施して比抵抗構造の解析を実施した．それによると，中岳直下から深度 10 km 程度まで延びる円柱状の低比抵抗体が求められている．比抵抗値は最も小さいところで $1 \Omega\text{m}$ 以下になり極めて低い値を示す．この比抵抗異常域は深部のマグマ溜まりから上方へ延びるマグマ供給系であると解釈することが可能であるが，地震波トモグラフィによって求められている低速度異常域 (Sudo and kong 2001) 等，従来から指摘されているマグマ供給系とは別のものである可能性が高い．これまでは Siripunvaraporn and Egbert (2009) の差分法によるコード WSINV3DMT を用いて 3 次元の比抵抗構造を求めている．その 3 次元比抵抗構造の信頼性をチェックする目的で，別のインバージョン手法である Usui (2015) の有限要素法を用いたインバージョンコード FEMTIC を行い，同様な構造が現れるか調べてみた．

a) 解析手順

用いたデータは昨年度実施したインバージョンと同じである．すなわち，データが不良な観測点を除いた阿蘇カルデラ内外の 99 観測点で得られたもので，電場 2 成分，磁場 3 成分からなる．リモートリファレンス処理を施した 4 成分の MT インピーダンステンソルと 2 成分の鉛直磁場変換関数に対し，周期 0.005~2380 秒のうちの 16 周期を選択してインバージョンを行った．観測点分布図を図 3.2.1-1 に示す．

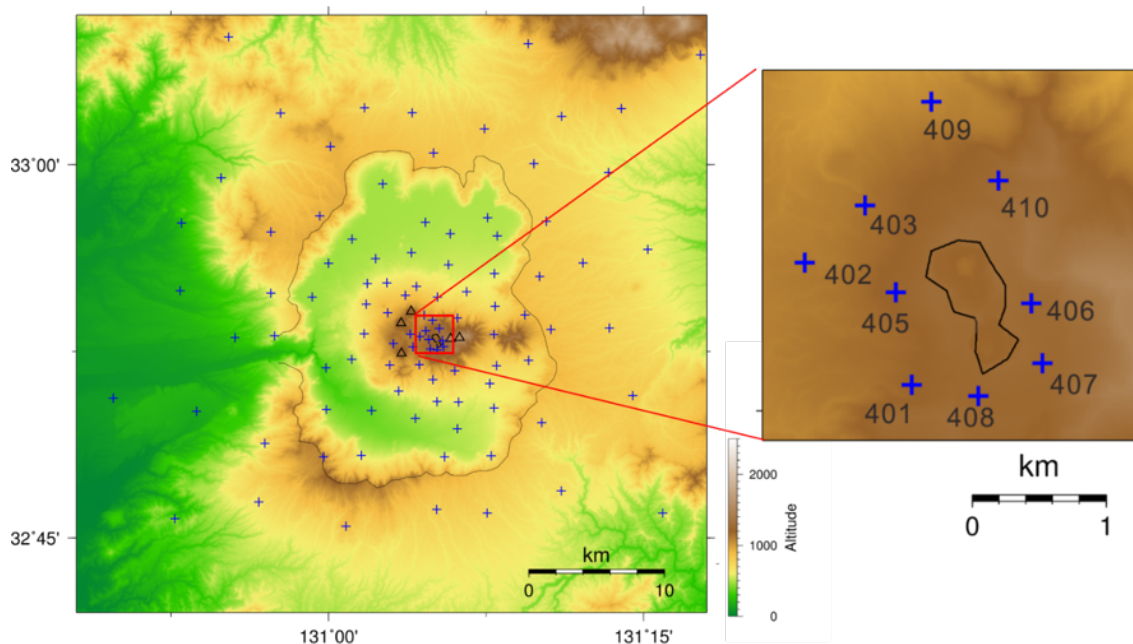


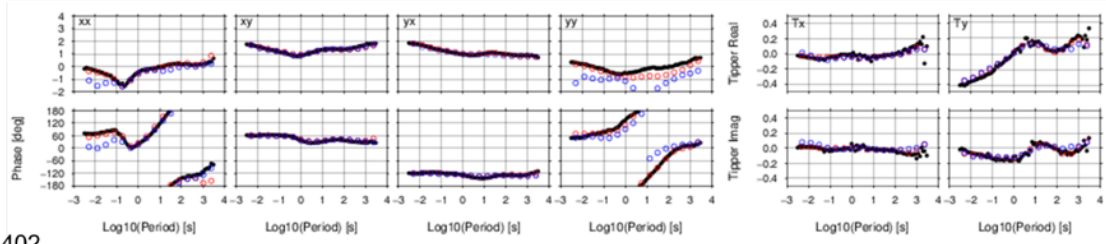
図 3.2.1-1 観測点分布. 火口周辺の 9 観測点については拡大して示す

阿蘇火山を中心にして、200km 四方を解析範囲とした。海岸線のデータは A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database (<https://www.soest.hawaii.edu/pwessel/gshhg/>), 海底は The General Bathymetric Chart of the Oceans (<https://www.gebco.net/>), 陸地は国土地理院 50m メッシュ数値地図および国土基盤情報を用いて地形を与え、表面メッシュを作成し、TetGen (Si,2007)で四面体メッシュを自動生成した。要素の総数は 2,834,699, パラメータセルの総数は 14,107 個である。空気、海の比抵抗はそれぞれ 10^9 , $0.25 \Omega\cdot\text{m}$ で固定し、大地の比抵抗の初期値は $80 \Omega\cdot\text{m}$ とした。エラーフロアは、MT インピーダンスに 5%, 鉛直磁場変換関数に 10% 与えた。

b) 解析結果

目的関数のモデルラフネスとディストーションに係るパラメータを $\alpha=0.5$, $\beta=0.01$ とした場合の結果を以下に示す。RMS は 2.18 であった。観測値と最適モデルの計算値のフィッティングとして、第一火口周辺の 9 観測点についてサウンディングカーブで示す (図 3.2.1-2)。インピーダンスの対角成分 (Z_{xx} と Z_{yy}) とティッパー (T_x と T_y) については、フィッティングにばらつきがあるものの、インピーダンスの非対角成分 (Z_{xy} と Z_{yx}) については、かなり良い一致を示していることが確認できる。図には WSINV3DMT の場合も併せて示すが、それと比べて FEMTIC による今回の計算結果のフィッティングは遜色ないことがわかる。

401



402

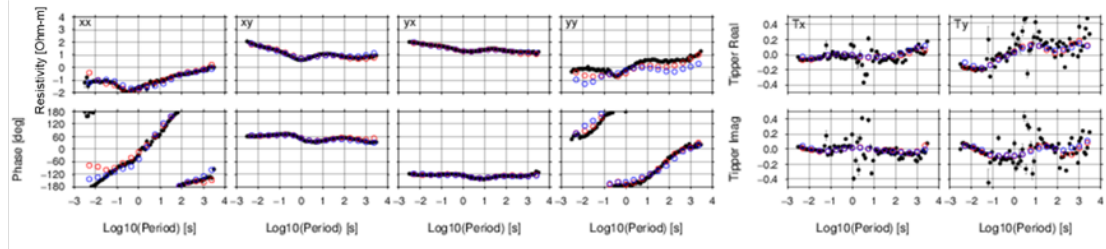
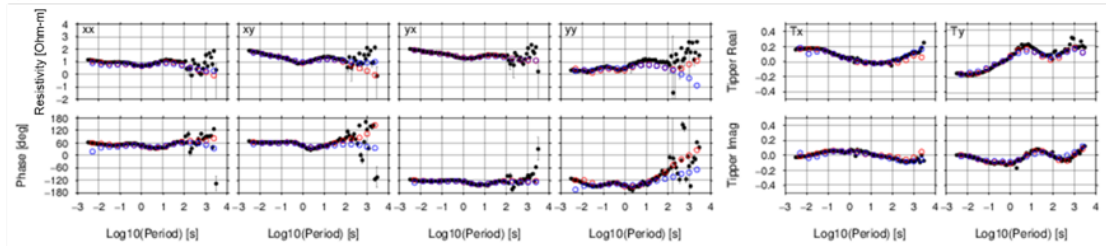


図 3.2.1-2 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗, 下段：位相). 黒丸：観測値, 青丸：計算値 (WSINV3DMT), 赤丸：計算値 (FEMTIC).

403



405

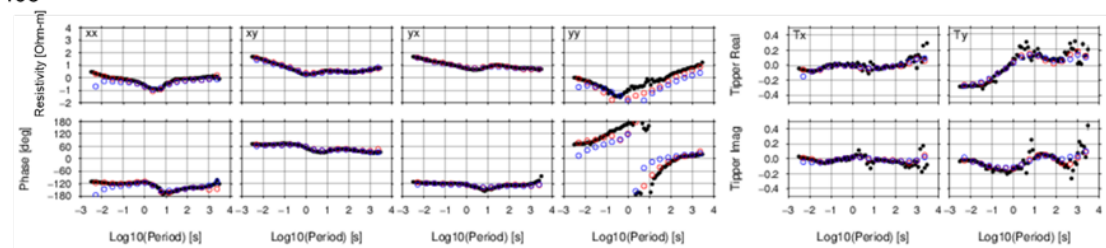
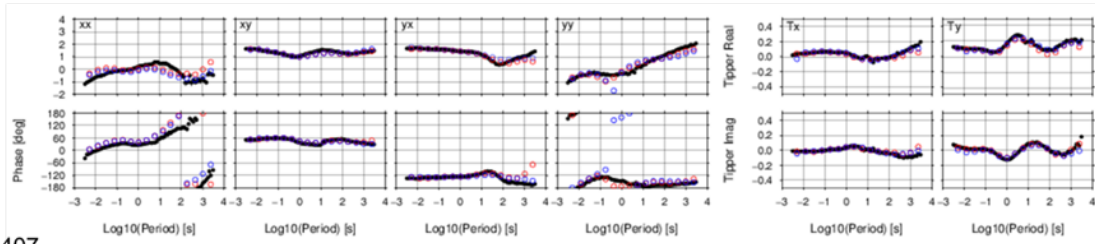


図 3.2.1-2 つづき

406



407

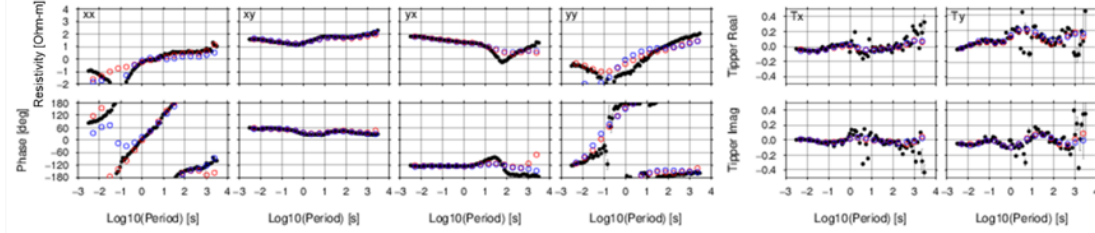
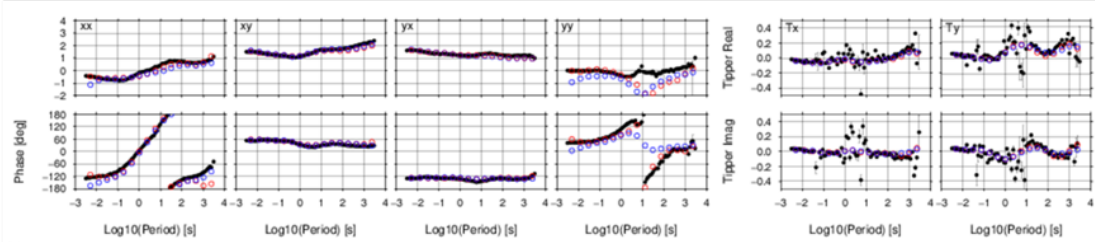


図 3.2.1-2 つづき.

408



409

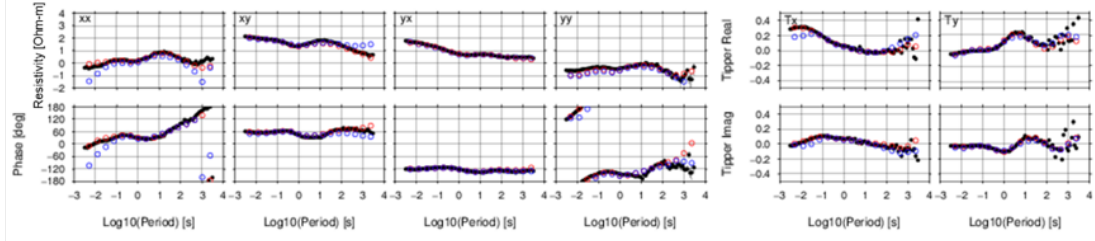


図 3.2.1-2 つづき

410

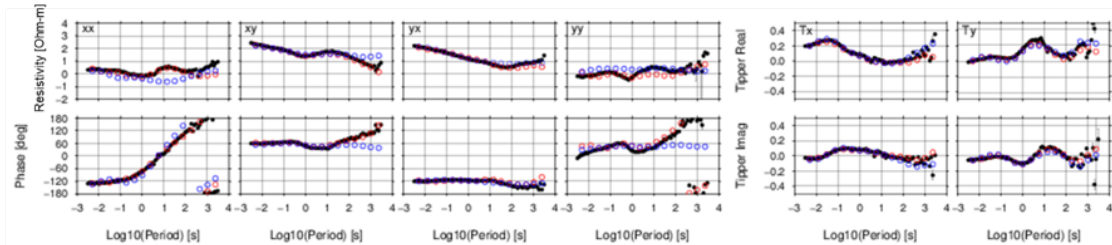


図 3.2.1-2 つづき

次に、周期 1 秒および 182 秒における Phase tensor (Caldwell et al.,2004), および Induction arrow (Perkinson,1962) の分布を観測値, 計算値 (WSINV3DMT) および計算値 (FEMTIC) のそれぞれについて図 3.2.1-3 に示す. Phase tensor はスキュー (β) を 5° のコンター (白線) で, 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, 楕円の色は最大値と最小値の平均値 (Φ_2) を角度で示す. 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. また, Induction arrow は磁場のデータのみから得られる指標で, 各測点で, 異常な磁場データを測定していないかを改めてチェックすることができる. そのベクトルの向きは良導体の方向を向くので, 大局的な構造を把握するのに適している. Phase tensor, Induction arrow とともに観測値と比較的良好一致を示し, 最終モデルの妥当性を評価できる.

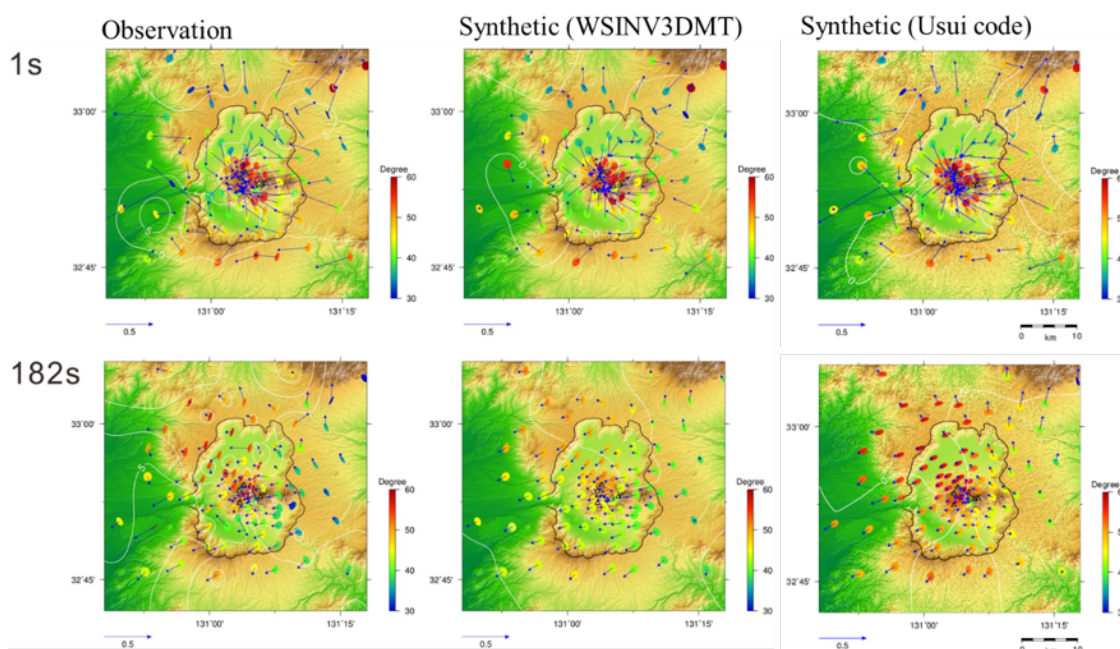


図 3.2.1-3 Phase tensor (楕円) と Induction arrow (矢印). 上段 : 1 s, 下段 : 182 s. 楕円の色はファイズテンソルの最大値と最小値の平均値で, コンターはスキューを示す

求められた比抵抗構造のうち, $5 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の領域をピックアップし, 南側から眺めた図を 3.2.1-4 に, 東側から眺めた図を 3.2.1-5 に示す. いずれも MSINV3DMT の結果を青色, FEMTIC の結果を赤色で示す. 東西方向の位置関係は両者ともよく一致する. 南北方向についてはやや違いがみられ, WSINV3DMT の結果が北方への傾斜を示すのに対し, FEMTIC では鉛直下方へ延びる傾向がある. いずれも, 浅部では第一火口直下へと収斂している. よって, 第一火口直下から円柱状の低比抵抗域が存在するという従来の結論は覆ることはないことが明らかになった. 図 3.2.1-6a~d に海拔下 0 m, 1 km, 2 km, および 3 km の水平断面図を示すが, 上で述べた傾向を確認することができる.

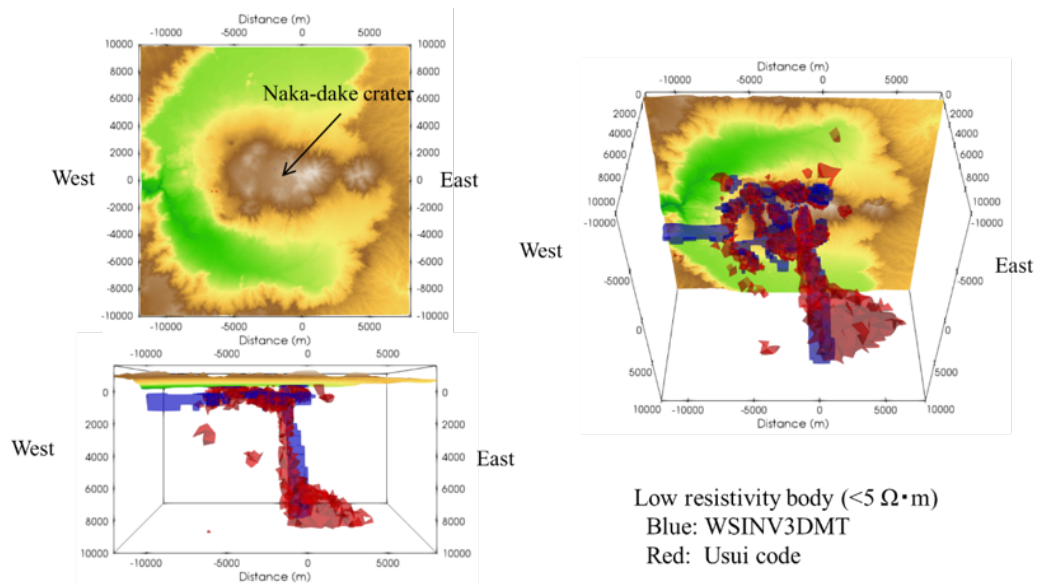


図 3.2.1-4 南側から見た $5 \Omega \cdot m$ 以下の領域 (WSINV3DMT: 青色, FEMTIC: 赤色). 左上: 方向を示す平面図, 左下: 真横から見た図, 右上: 水平から 45° 下から見上げた図

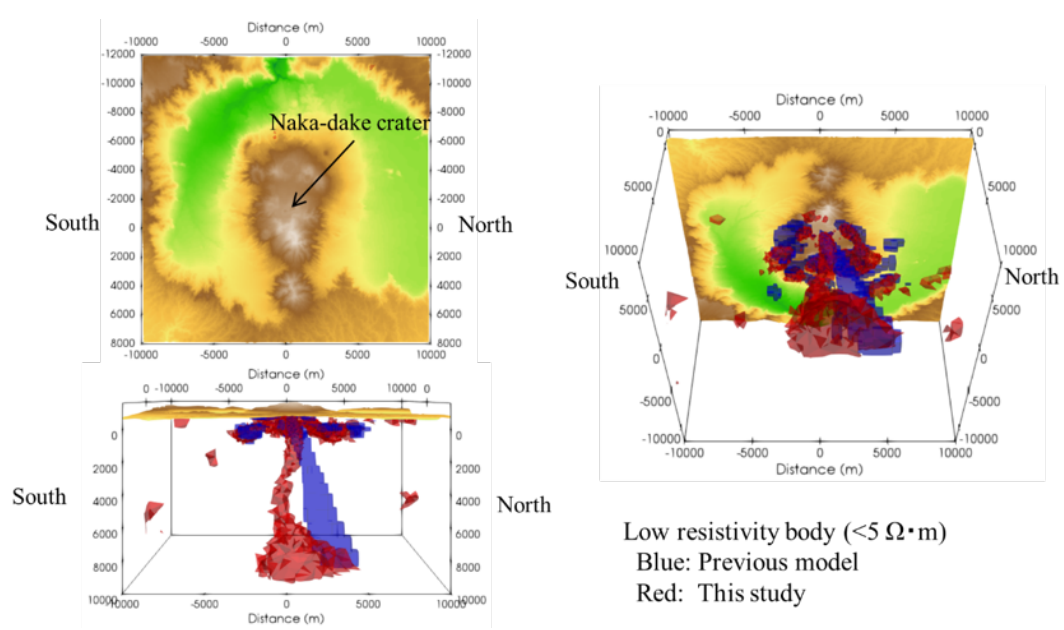


図 3.2.1-5 東側から見た $5 \Omega \cdot m$ 以下の領域 (WSINV3DMT: 青色, FEMTIC: 赤色). 左上: 方向を示す平面図, 左下: 真横から見た図, 右上: 水平から 45° 下から見上げた図

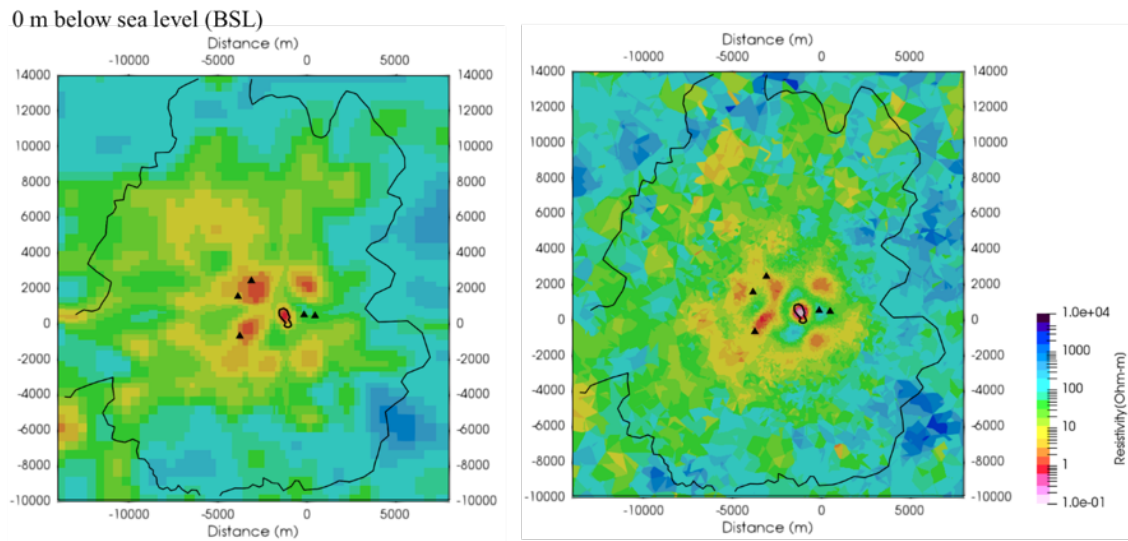


図 3.2.1-6a 海拔下 0 km の水平断面図 (左 : WSINV3DMT, 右 : FEMTIC)

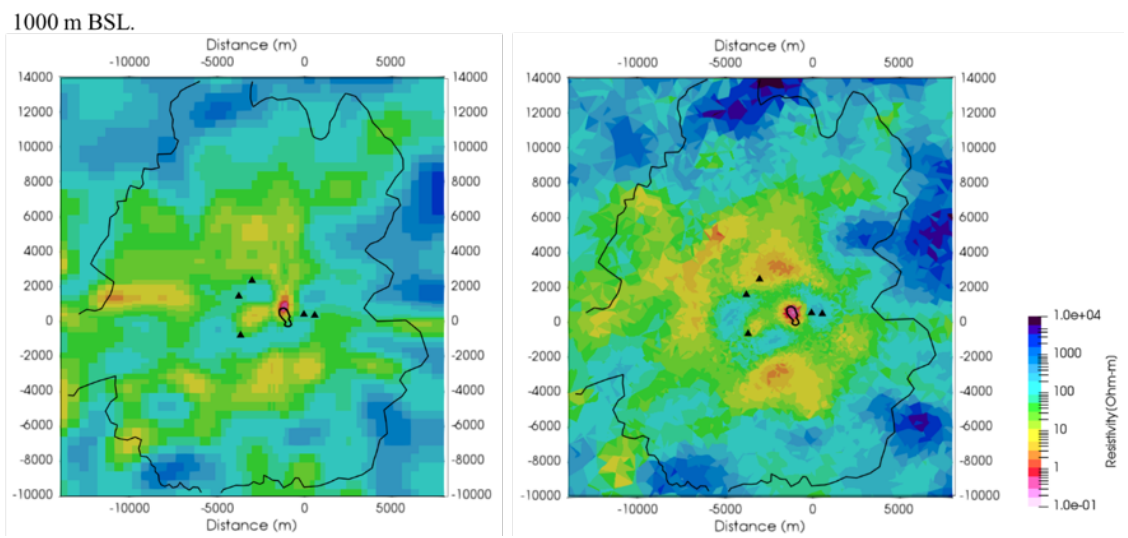


図 3.2.1-6b 海拔下 1 km の水平断面図 (左 : WSINV3DMT, 右 : FEMTIC)

2000 m BSL

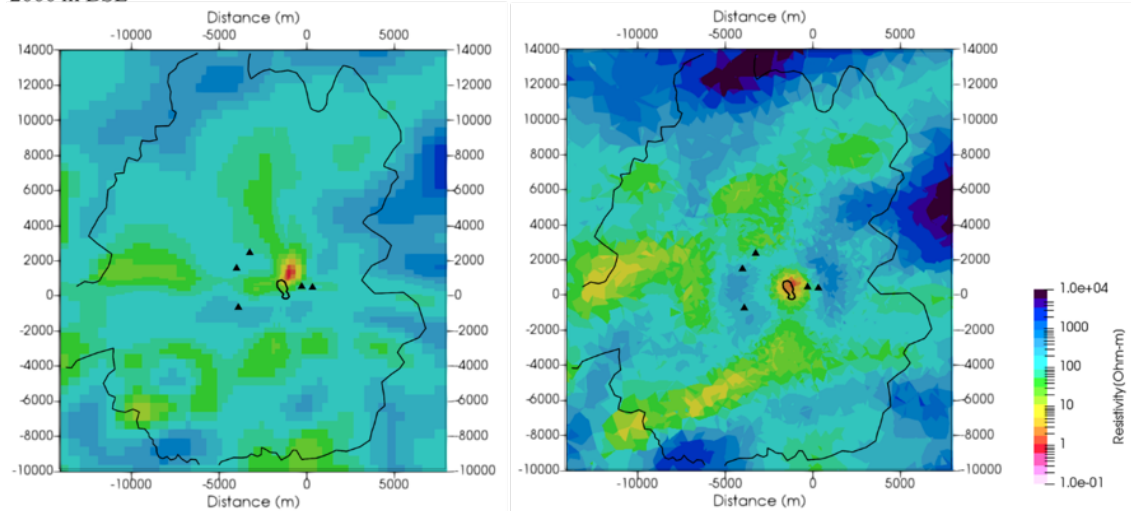


図 3.2.1-6c 海拔下 2 km の水平断面図 (左 : WSINV3DMT, 右 : FEMTIC)

3000 m BSL

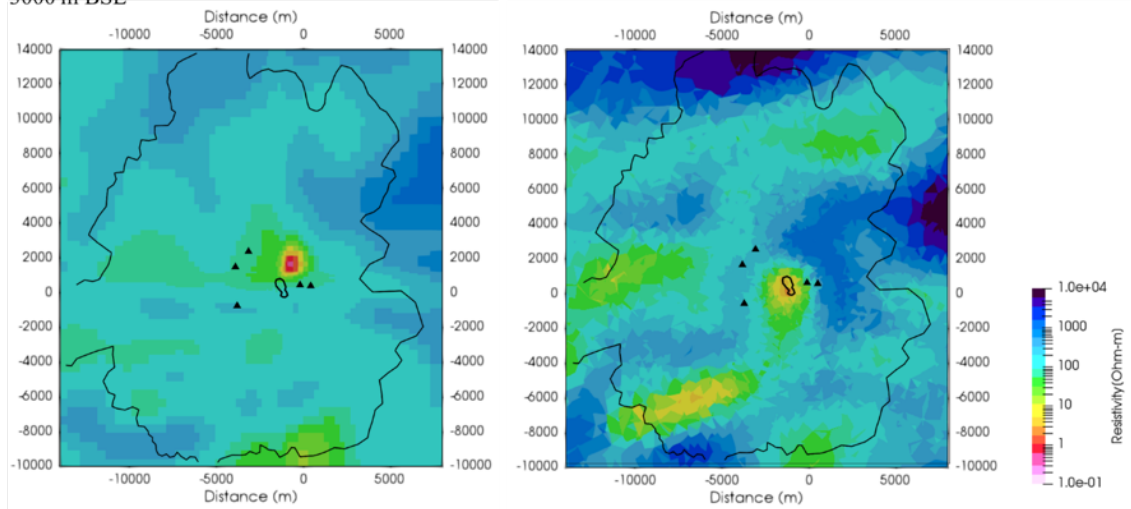


図 3.2.1-6d 海拔下 3 km の水平断面図 (左 : WSINV3DMT, 右 : FEMTIC)

最後に、浅部に熱水系に関する比抵抗構造の比較を行う。図 3.2.1-7 に示した、A-A'および B-B'における比抵抗構造の断面を、それぞれ図 3.2.1-8 および図 3.2.1-9 に示す。WSINV3DMT と FEMTIC の結果はよく似ており、従来の浅部熱水系に関する解釈も異なるインバージョン手法を用いることによって覆ることはないようである。

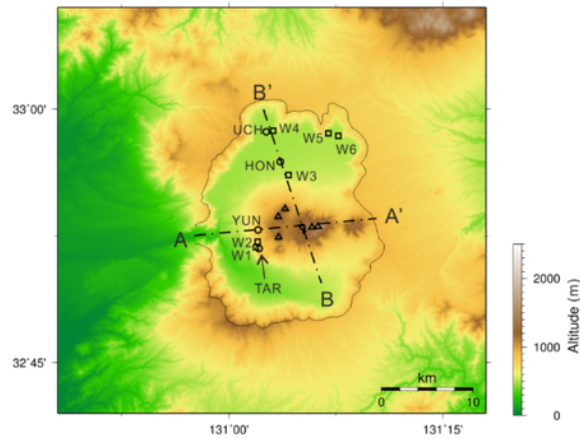


図 3.2.1-7 測線 A-A'および B-B'の位置. TAR:垂玉温泉, YUN:湯の谷, HON:本塚, UCH: 内の牧温泉, W1~6 は既存坑井の位置を示す

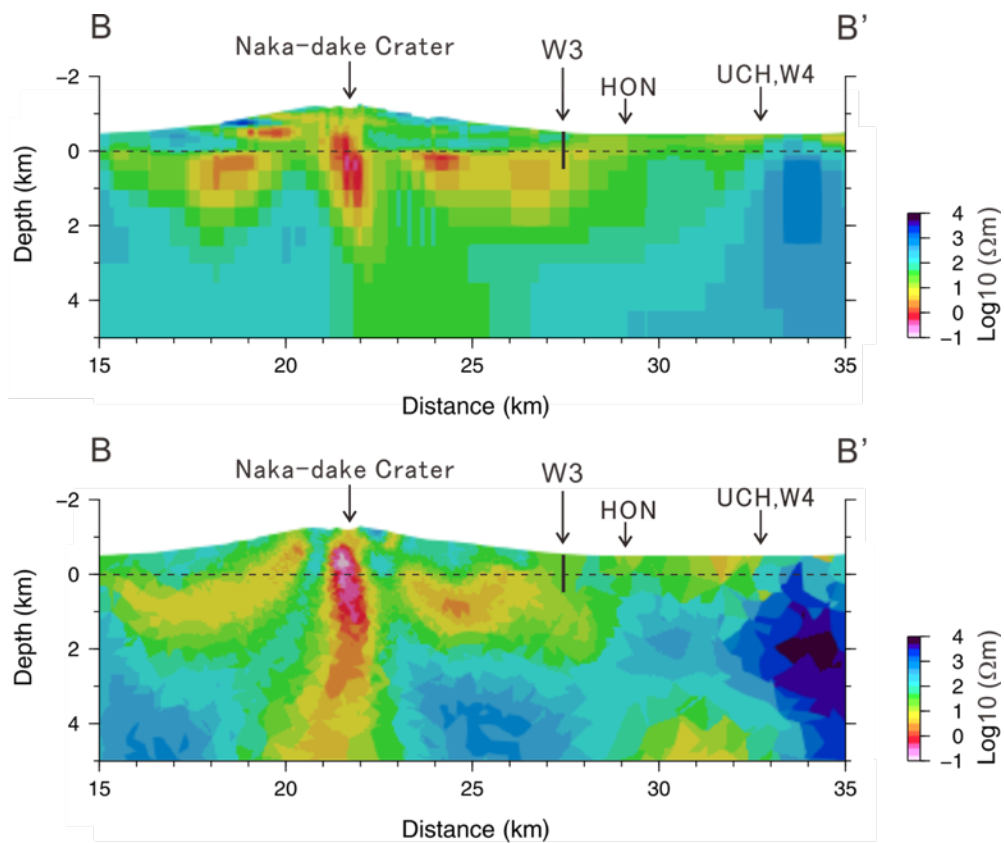


図 3.2.1-8 測線 A-A'における比抵抗断面. 上: WSINV3DMT, 下: FEMTIC の結果

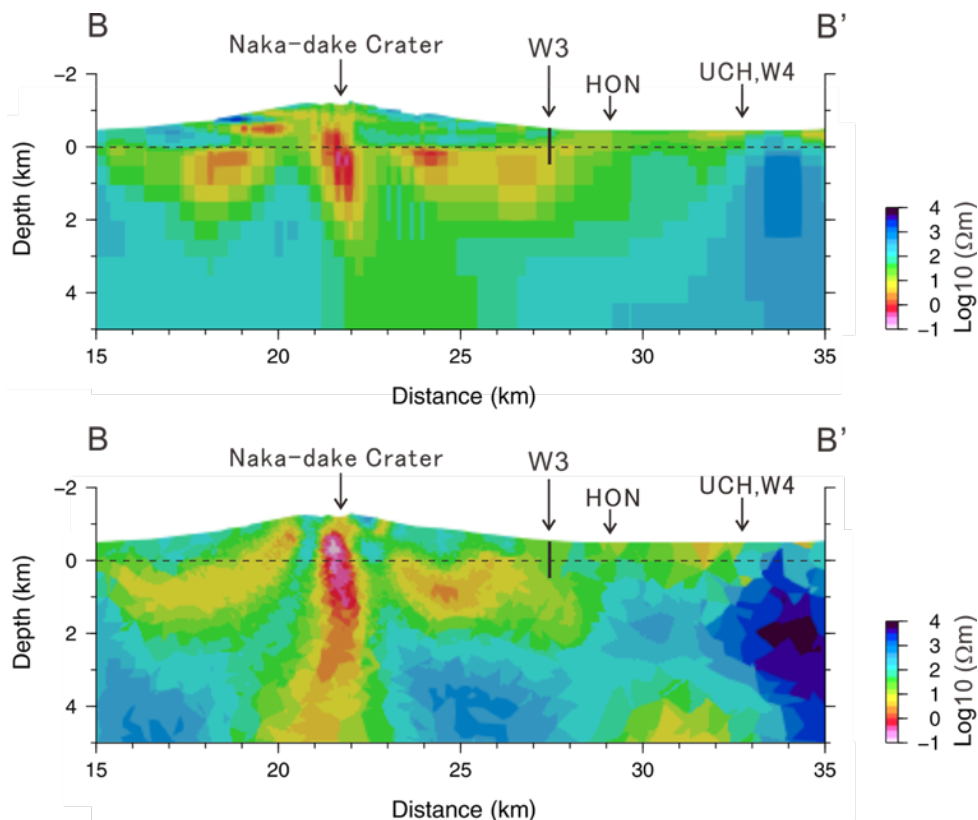


図 3.2.1-9 測線 B-B'における比抵抗断面. 上 : WSINV3DMT, 下 : FEMTIC の結果

(2) MT 観測地点における繰り返し測定

繰り返し測定を行っている MT 観測地点は図 3.2.1-1 に示す 409 および 410 である。浅部構造の解析結果を踏まえ、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ている。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ている。

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、および 2020 年 10 月の 4 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 週間程度としたが、2020 年については 1 週間以内であった。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。2020 年 10 月の観測時は、同年 6 月に連続噴火が終了したのち火山性微動、火山ガス放出量ともに低調な状態を継続している時期にあたる。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 3.2.2-1 に、測点 410 については図 3.2.2-2 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 月の結果をライム色、2019 年 11 月の結果を青色、2020 年 10 月の結果をマゼンタ色で示す。2020 年の測定では十分な観測期間が取れなかったため、3 日分のデータのみの重ね合わせとなっている。その期間、地球磁場の擾乱もみられなかったため、1Hz より低周波側でデータの連続性が悪く信頼できない。1 Hz より高周波側では前回に比べて有意な変化は見られない。

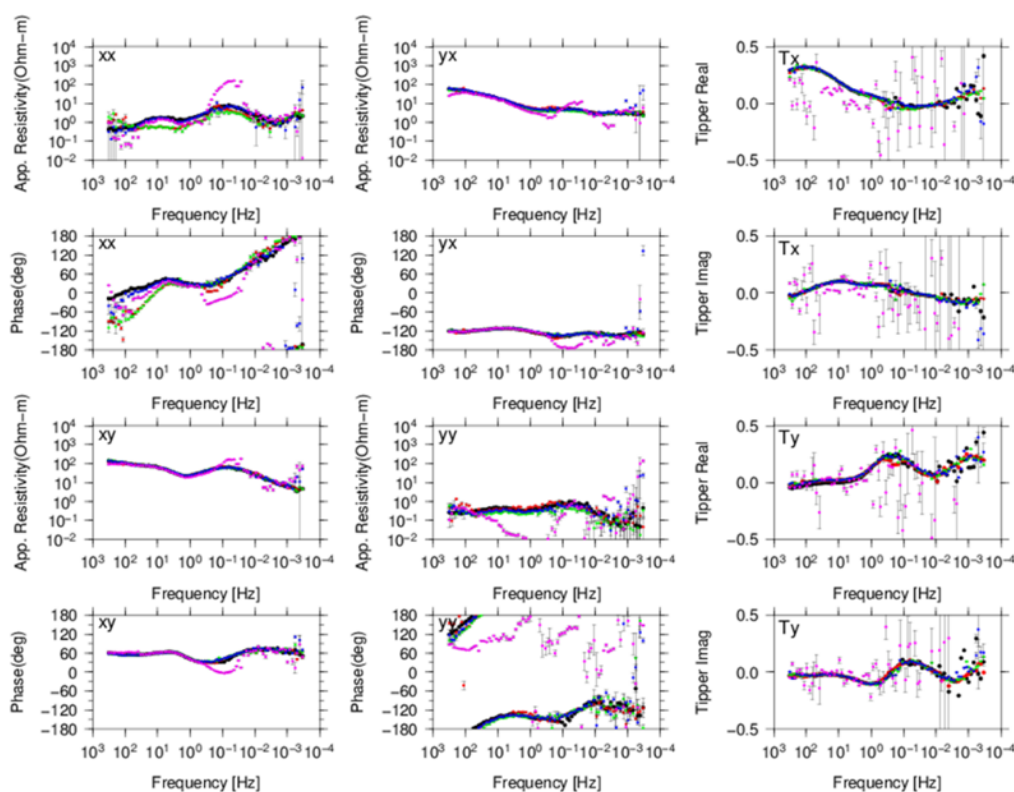


図 3.2.2-1 繰り返し観測点 409 における観測結果

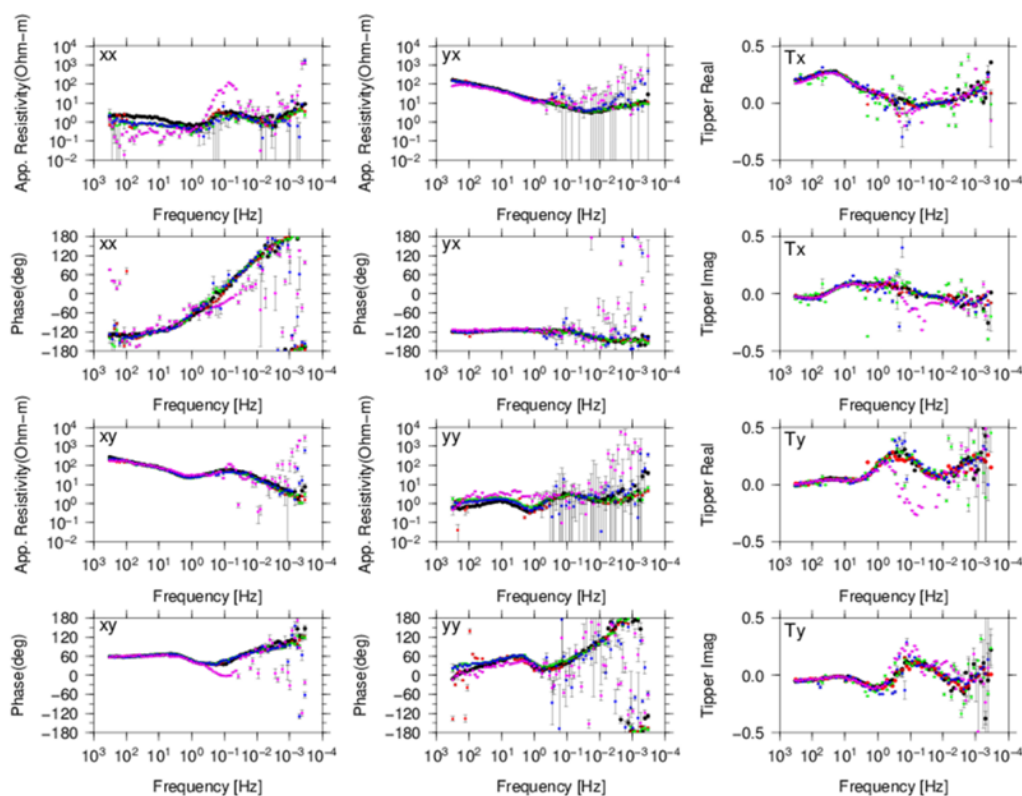


図 3.2.2-2 繰り返し観測点 410 における観測結果

昨年度報告したように、これまで観測時期によって高周波側にわずかなズレが見られるが、これらはいずれも地表付近の火山灰の堆積状況等の環境の差異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 3.2.2-3 に、410については図 3.2.2-4 に示す。2020 年の結果については先に述べたように 1 Hz より低周波側については信頼できない。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。

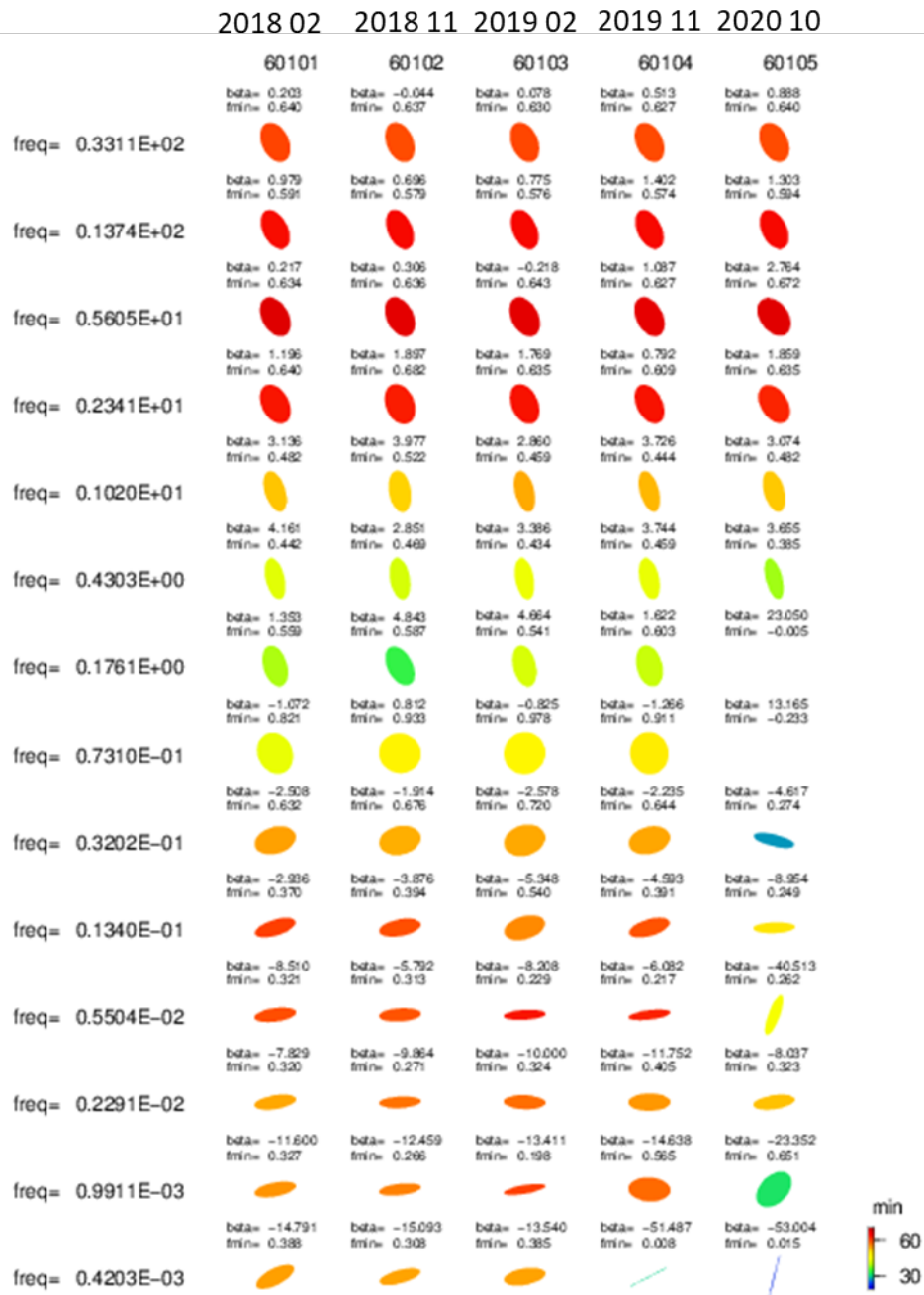


図 3.2.2-3 観測点 409 における各時期の Phase tensor. 縦軸は周波数

2018 02 2018 11 2019 02 2019 11 2020 10

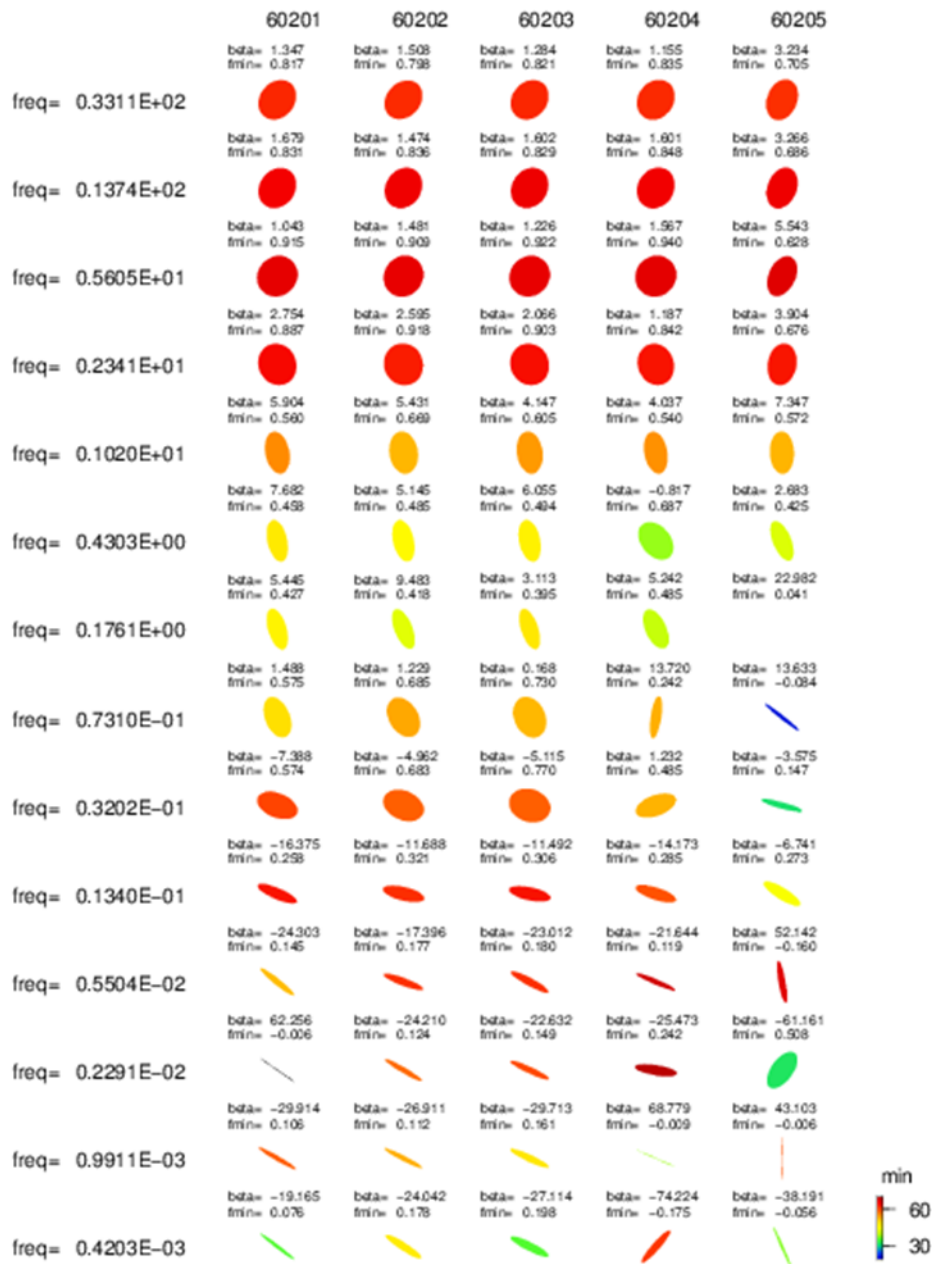


図 3.2.2-4 観測点 409 における各時期の Phase tensor. 縦軸は周波数

(3) 比抵抗構造の検証に向けた自然電位法の適用

a) 原理

自然電位は、なかば定常的に地表に現れる電位分布で、ここではその成因として流動電位を考える。大地の空隙の固液界面に電気二重相が形成されることによってゼータ電位と呼ばれる電位勾配が生じた状態で、液相が流動することによって発生する電位を流動電位

と呼ぶ。多くの場合、ゼータ電位は負で流れとともに正の電荷が運ばれる。流動電位を解消するように大地に拡散電位が生じ、それを地表で観測したものが自然電位である。通常、熱水の上昇域の地表では正異常が発生する。そのため、多くの火山地域や地熱地域において自然電位分布の正異常が観測され、熱水の上昇域であると解釈されている

(Zlotnicki and Nishida, 2003)。ただしゼータ電位は pH に依存し、酸性環境下では小さくなることが知られている (Ishido and Mizutani, 1981)。つまり、熱水の上昇域でも、酸性熱水であれば自然電位の正異常は発生しないことになる。

一方、降雨によっても自然電位は発生し、その場合、地表から深度が増すにつれて電位は小さくなる。そのため、通常、標高が増すにつれて自然電位は低くなり、これを地形効果と呼ぶ。地下に熱水対流がある火山の場合、両者の効果により、火山では麓から山頂に向かって W 字型の自然電位分布を示すことが知られている (Ishido, 2004)。しかしながら、流体の流動によって発生する自然電位は媒質の比抵抗が不均質であることによっても変化する。そのため降雨の浸透のみによっても、見かけ上、異常は生じ得る (Onizawa et al., 2009)。熱水循環が活発なところでは変質帯が発達するが、変質帯は顕著な低比抵抗を示すことがある。従って、自然電位分布から熱水循環を定量的に解析するためには、媒質の比抵抗構造を評価することが重要になる。図 3.2.3-1 はその様子を模式的に示したものである。左上は雨水が均質な比抵抗の大地に浸透した時の大地の電位分布を示し、右上は大地の比抵抗が不均質な場合の電位分布を示す。右上の状況に、火山活動による電位分布 (左下) を加えたものが実際に観測される電位分布 (右下) となる。したがって、火山活動による電位分布 (左下) を得るためには、実際に観測される電位分布 (右下) から不均質な大地を雨水が浸透する際の電位分布 (右上) を差し引くことが必要となる。本報告では、このような手順によって比抵抗構造の影響を取り除き、自然電位の分布状況から中岳火口周辺におけるマグマに伴う流体流動の存在を議論する。

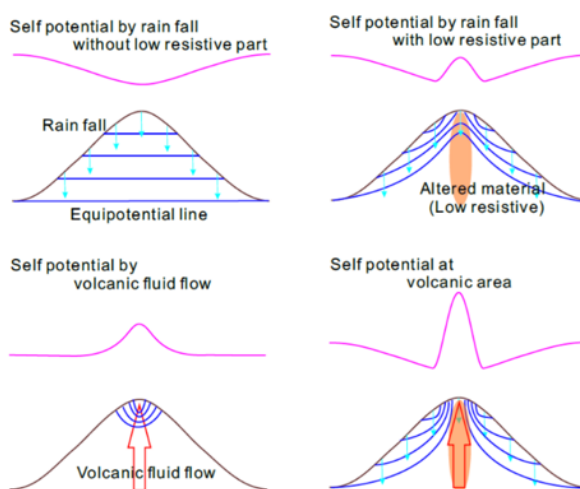


図 3.2.3-1 自然電位定量的解析法概念。

b) 解析手法

まず雨水浸透の計算を行うが、その際には昨年度までに実施した比抵抗の3次元インバージョン解析で用いたグリッドの一部を用いる。すなわち3次元比抵抗構造を求めた際と同じグリッドから、約10 km四方を切り抜き、産総研で所有する熱水系のシミュレータ「STAR」を用いて雨水浸透の数値シミュレーションを行った。地表に阿蘇地域の年平均降水量(3200 mm)を与え、降雨の50%が浸透すると仮定している。図3.2.3-2にシミュレーションのグリッド分布、代表的な地点の雨水浸透の様子と比抵抗構造を示す。流体は水、空気、塩化ナトリウムの3成分系とし、雨水には一般的な塩分濃度(10^{-3} mol/l)を与えた。地表面は温度・圧力一定、その他は断熱・不透水境界とした。ただし、側面に即したグリッドに圧力一定となる質量ソース、底面に即したグリッドに温度一定となる熱量ソースを与えた。媒質の透水係数は 10^{-13} m²とし、海水準より上部では液相飽和度0.2の二相状態を初期値とした。400年間、雨水を浸透させ、その時の水の体積流量分布から、STARのポストプロセッサを用いて自然電位を計算した。ゼータ電位は約-30 mVとした。その際に、各グリッドへ3次元インバージョン解析から既に得られている比抵抗値を与えることを可能にした。その他、自然電位の計算はMatsushima et al.(2017)の方法にならった。

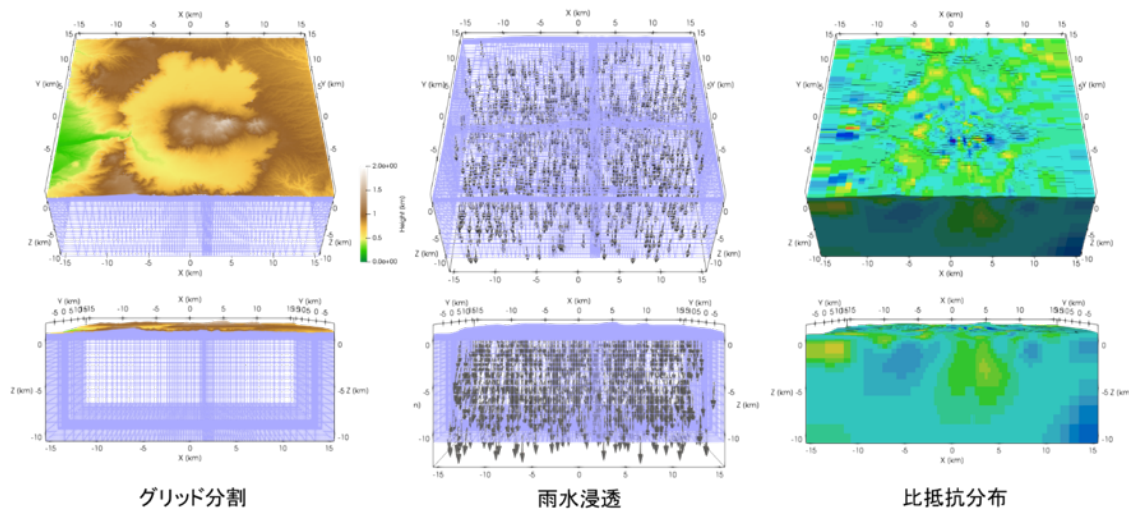


図 3.2.3-2 阿蘇火山地域の自然電位シミュレーション

c) 解析結果

自然電位の測定は、2020年10月13日～15日に行った。銀塩化銀電極を用いて、100 m間隔で電位差を測定し合計88地点の自然電位分布を作成した(図3.2.3-3)。自然電位分布は全体的に平坦で、中岳火口の北東ないし北側の斜面で地形効果と思われる電位分布は示していない。一方、中岳火口の東側の測線で南に向かうと正異常になっていることが

特徴的である。観測範囲が限られているので暫定的ではあるが、数値シミュレーションを実施し、比抵抗の影響を取り除いてみた。数値シミュレーションによって得られた雨水の浸透のみによって生じている自然電位分布として、大地が均質な場合(比抵抗値 $100 \Omega \cdot m$)を図 3.2.3-4 に示す。標高を反映して地形効果を示していることがわかる。次に観測された比抵抗構造を考慮した場合を図 3.2.3-5 に示す。自然電位は比抵抗構造を反映して均質な場合とはだいぶ異なっていることがわかる。観測値(図 3.2.3-3) から比抵抗構造を考慮した数値シミュレーションの結果を差し引くことによって、熱水循環のみにより発生しているみなされる自然電位を評価した(図 3.2.3-6)。比抵抗構造の影響をとり除いた結果を見ると、仙酔峡からの登山道、馬の背の北西部、および第一火口の南東部が正の値になっていることがわかる。一方、馬の背から第一火口東側にかけてゼロから負の値になっている。当該域は、マグマないしは火山性流体の通路とみなされる円柱状の低位比抵抗域の直上部にあたり、火山ガスの上昇(気相の移動では自然電位は発生しない)や、熱水の pH が極めて低くなるとゼータ電位が負から正に転じるので、そのような酸性の熱水の流動によって負異常が現れているのかもしれない。ただし、観測範囲が限られているので、異常のない場所での観測値と計算値の比較を通してのパラメータのマッチングが行われておらず、また、電位分布の全貌も不明である。今後は、自然電位の観測および解析範囲を広げるとともに、緻密な岩体は雨水を浸透しにくいことから透水性の不均質も考慮に入れ、より精度の高いシミュレーションを行い、自然電位の解析からマグマないしは付随した熱水対流の存在を検証する手法の開発を進める。

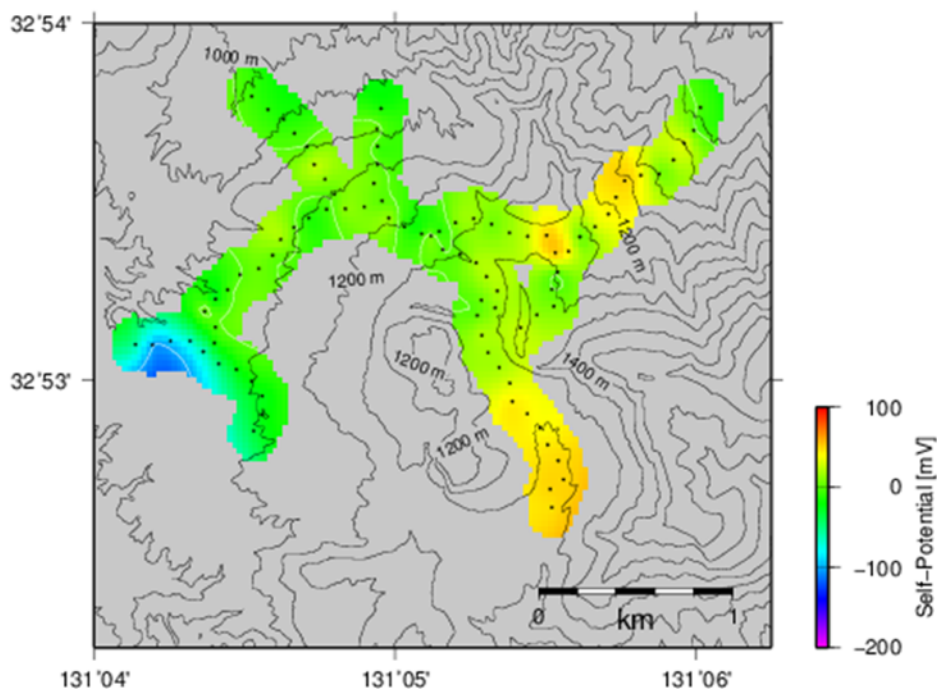


図 3.2.3-3 阿蘇火山地域の自然電位観測結果

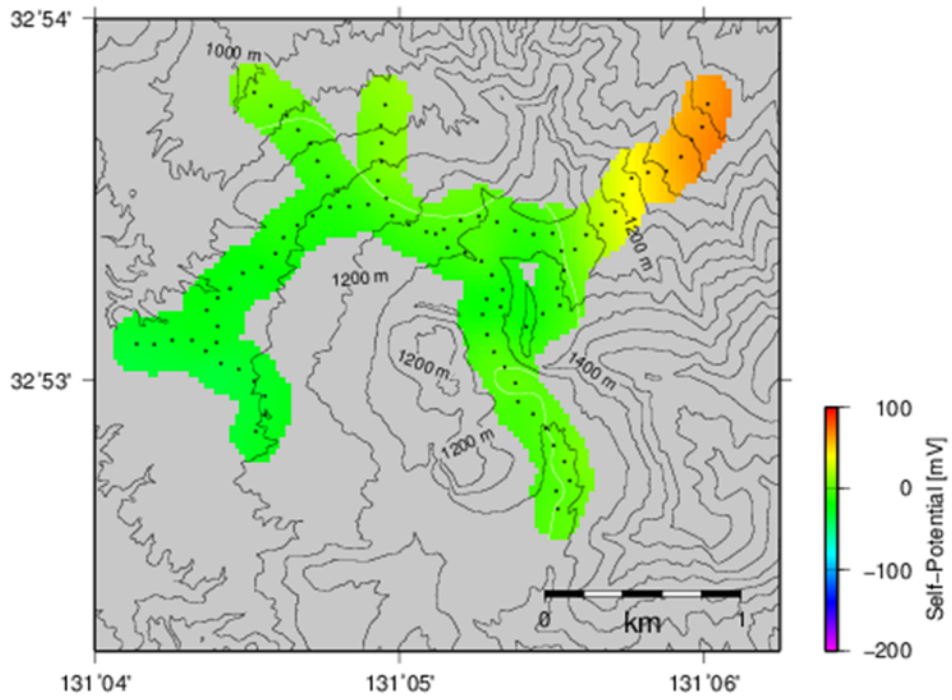


図 3.2.3-4 阿蘇火山地域の自然電位計算結果（均質な比抵抗（100 Ω·m）の場合）

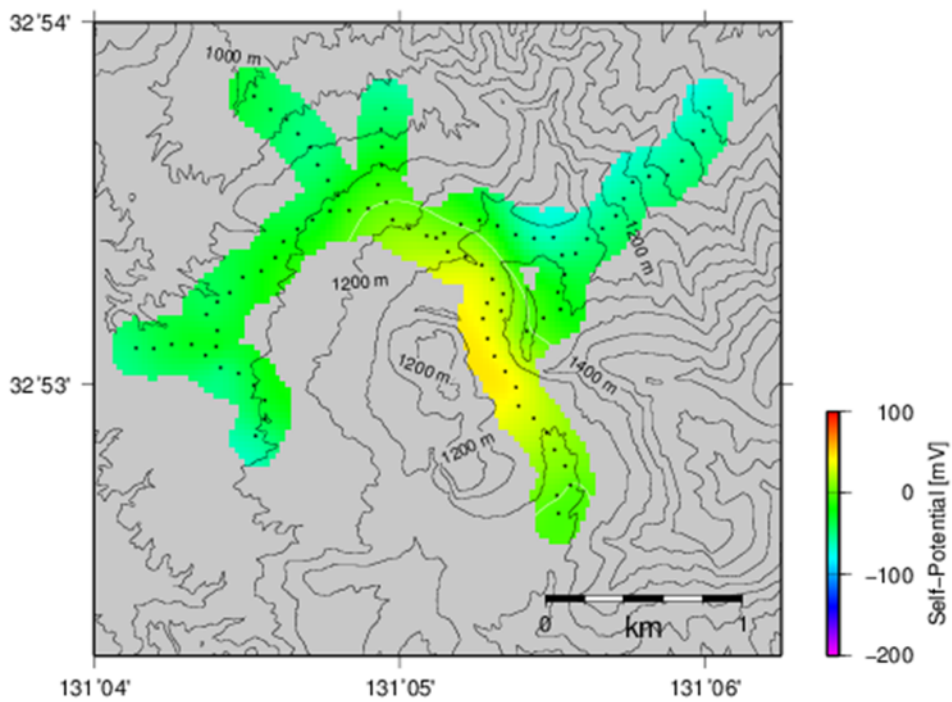


図 3.2.3-5 阿蘇火山地域の自然電位計算結果（比抵抗構造を考慮した場合）

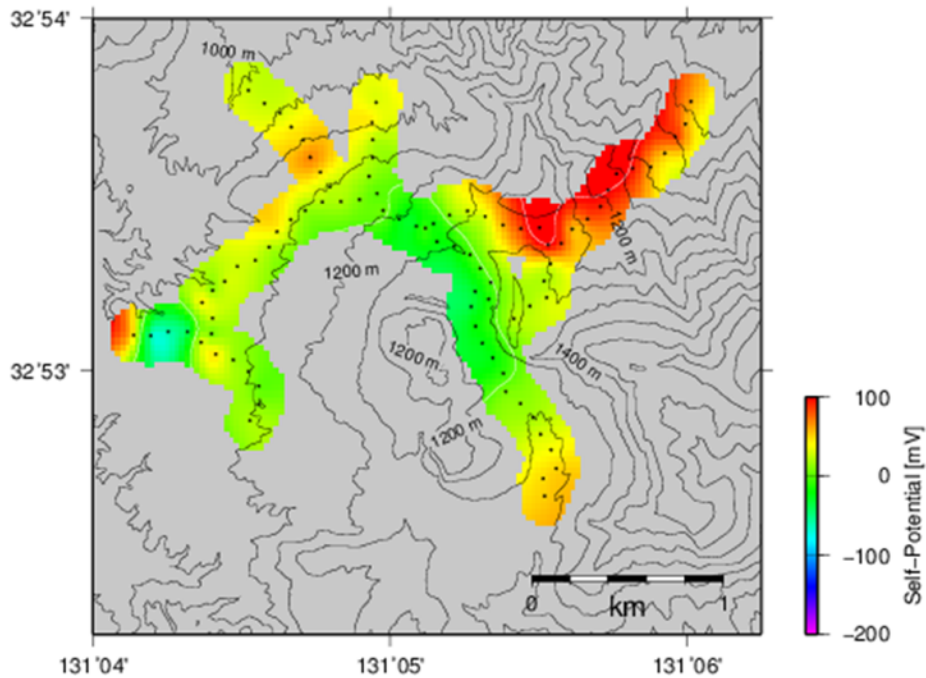


図 3.2.3-6 阿蘇火山地域の自然電位計算結果（比抵抗構造を考慮した場合）

引用文献

- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C. (2004) The magnetotelluric phase tensor. *Geophys.J.Int* 158: 457-469
- Hase H, Hashimoto T, Sakanaka S, Kanda W, Tanaka Y (2005) Hydrothermal system beneath Aso volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure. *J Volcanol Geotherm Res* 143(4):259–277.
doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.12.005.
- Ishido T. (2004) Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes. *Geophys. Res. Lett.* 31
- Ishido T. and Mizutani H. (1981) Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock - water systems and its applications to geophysics. *J.Geophy.Res* 86: 1763-1775.
- Matsushima N., Nishi Y., Onizawa S., Takakura S., Hase H. and Ishido T. (2017) Self-potential characteristics of the dormant period of Izu-Oshima volcano. *Bull. Volcanol.* 79, 86..
- Onizawa S., Matsushima N., Ishido T., Hase H., Takakura S. and Nishi Y. (2009) Self-potential distribution on active volcano controlled by three-dimensional resistivity

structure in Izu-Oshima, Japan. *Geophysical Journal International* 178: 1164–1181.

Zlotnicki, J. and Nishida, Y. (2003) Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. *Surv. Geophys.* 24: 291-338.

Siripunvaraporn W, Egbert G (2009) WSINV3DMT: Vertical Magnetic Field Transfer Function Inversion and Parallel Implementation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 173(3-4), 317–329.

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.

3.3 十和田カルデラにおける比抵抗構造探査の予備的検討

【実施内容】

十和田火山を対象とした MT 法による地下構造調査の準備のため、文献調査を行い、調査計画を検討した。特に、陸上観測点の 2 次元配置で、中湖下の浅部およびカルデラ下の深部に 3 次元的な比抵抗異常がある場合に検知できるかを検討した結果、今回設定した比抵抗コントラストでは 2 次元の解析から検知することはできないという結論になった。

【研究内容】

十和田火山活動では、6.1 万年前以降の大規模な火砕流噴火によって十和田カルデラが形成され、その後 1.5 万年前以降に、十和田カルデラ内で活動を開始した小規模な成層火山の活動の後期に中湖カルデラが形成されている（工藤他，2019）。十和田火山活動で最新の噴火は、西暦 915 年に発生しており、この噴火は過去 2000 年間に於いて日本国内で起きた最大規模の噴火としても知られている。十和田湖の水深は 100 m 以浅が大部分であるが、中湖は急峻な崖に囲まれ中央部は約 330 m になり十和田湖の最深部となっている。中湖は最新の噴火口と推定されている（工藤他，2010）が、中湖最深部で熱水プルームの存在が示唆されている（Oikawa et al., 2015；平成 26 年度報告書）ほか、時々群発的な地震活動をしていること（青森県地震観測システム，図 3.3-1）から、十和田火山の地下構造を探索する上で主要な場所であると考えられる。昨年度実施された MT 法探査のシミュレーションによると、およそ 30 km 四方に 5 km 間隔で配置した観測点のデータを用いて、湖底から 5 km の深度以深に位置する 5 km 四方の大きさの、 $1 \Omega \cdot m$ の比抵抗値を持ったマグマないしは熱水のコントラストを求めるのは難しい（東北大学，令和元年度原子力施設等防災対策等委託費 十和田火山の地下構造調査）。ただしシミュレーションでは湖底の観測点を除いている。ここでは、中湖をターゲットとしたより細かい構造を、陸上の 2 次元的な観測点配置から探査し得るかシミュレーションを行ってみた。

まず、十和田湖の中央部を中心として、600 km 四方で深さ方向に 400 km の領域を設定しグリッドに分割した。水平方向のグリッドの大きさは、最小値が 250m で中心から離れるに従い大きくなり最大で 100 km である。鉛直方向は、最上部は 100 m であるが、次に述べる湖に対応する高度では最も薄いところで 10 m、そこから深度を増すにつれて厚くなり最も厚いところで 200 km に設定している。その領域の上面を海拔高度 1.7 km として、地形データより、領域を空気、海、湖、大地に分割した。用いた地形データは、海底は The General Bathymetric Chart of the Oceans (<https://www.gebco.net/>)、陸地は国土地理院 50m メッシュ数値地図および国土基盤情報である。次に大地について後に述べる任意の場所にマグマないしそれに付随した熱水の領域として $1 \Omega \cdot m$ を与え、地表に想定した観測点における MT インピーダンスをフォワード計算により求めた。用いたソフトは、インバージョンに用いているのと同じ MSINV3DMT (Siripunvaraporn and Egbert, 2009)である。その際、空気、海、湖、大地の比抵抗はそれぞれ 10^9 , 0.33, 50, 100 ないし $500 \Omega \cdot m$ とした。MT インピーダンスを求めた観測点配置を図 3.3-2 に示す。陸上の 2 次元配置で、中湖下の浅部およびカルデラ下の深部に 3 次元的な比抵抗異常がある場合に検知できるかを検討した。

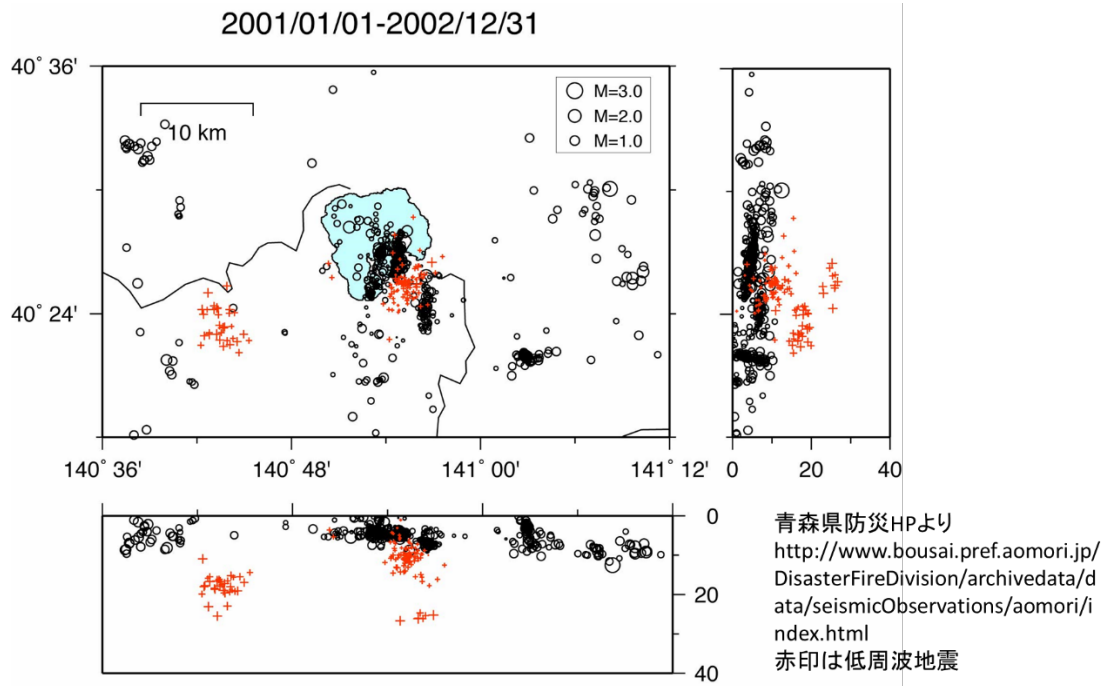


図 3.3-1 十和田火山周辺の震源分布

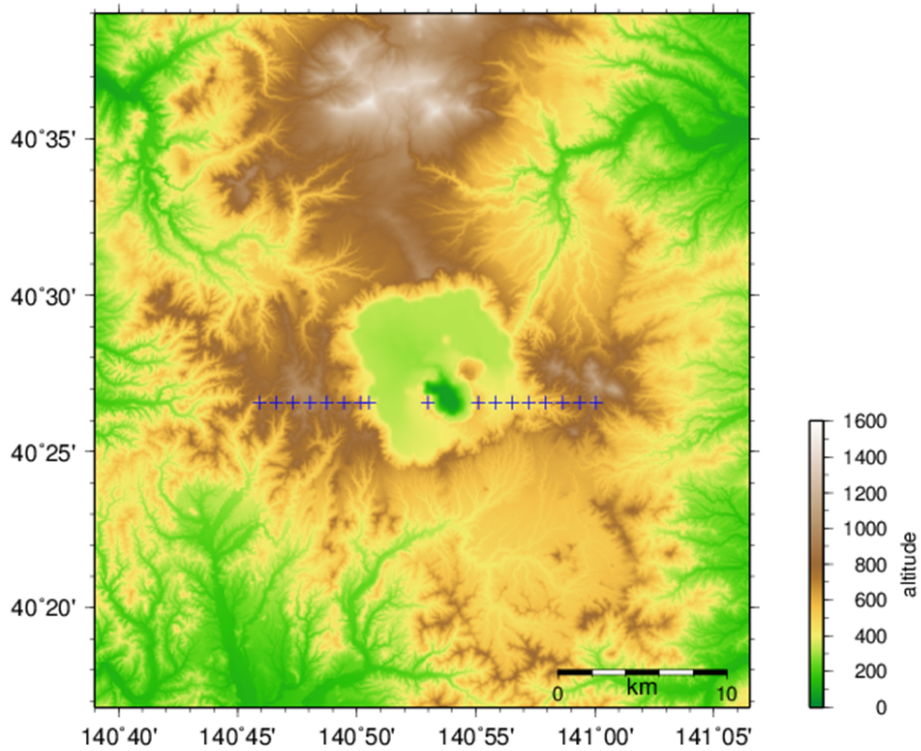


図 3.3-2 観測点配置

次に、得られた MT インピーダンスに、それぞれの値の 5% を標準偏差とした正規乱数から模擬データを作り、Ogawa and Uchida (1996) の手法により 2 次元のインバージョン解析を行った。その際に観測点配置にいたがって、2 次元断面のブロックを改めて分割している。また、空気と海は比抵抗値を固定し、大地は初期値を $100 \Omega \cdot \text{m}$ とした。湖は考慮していない。南北方向を構造の走向とした TM モードと TE モードの両モードにおける見かけ比抵抗と位相を用いた。320 Hz (0.003125 s) ~ 0.00034 Hz (2941 s) の 40 周波数を対象とし、エラーフロアは 5% とした。2 ケースについて行っており、それぞれ $1 \Omega \cdot \text{m}$ を設定した場所を図 3.3-3, 3.3-5 に、2 次元インバージョンの結果を、図 3.3-4 および図 3.3-6 に示すが、今回設定したコントラストでは 2 次元の解析から検知することはできないという結論になった。

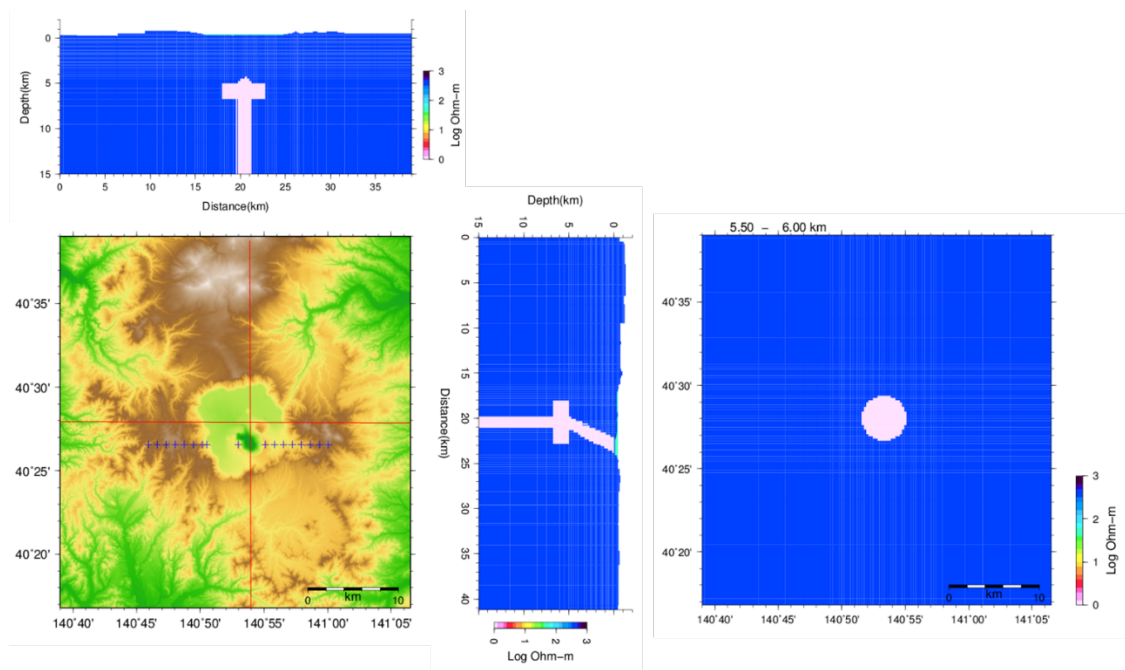


図 3.3-3 左図：地形図の赤線に沿った想定モデルの南北および東西断面。右図：想定モデルの海拔深度約 5 km の水平断面

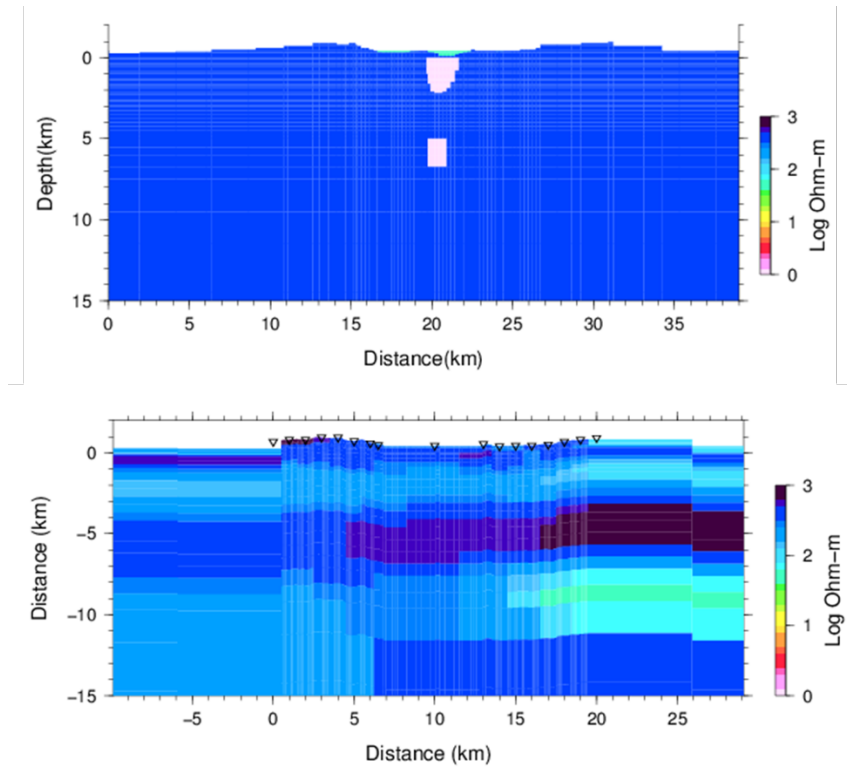


図 3.3-4 上図：想定モデルの観測点を含む測線での断面，下図：2次元インバージョンの結果

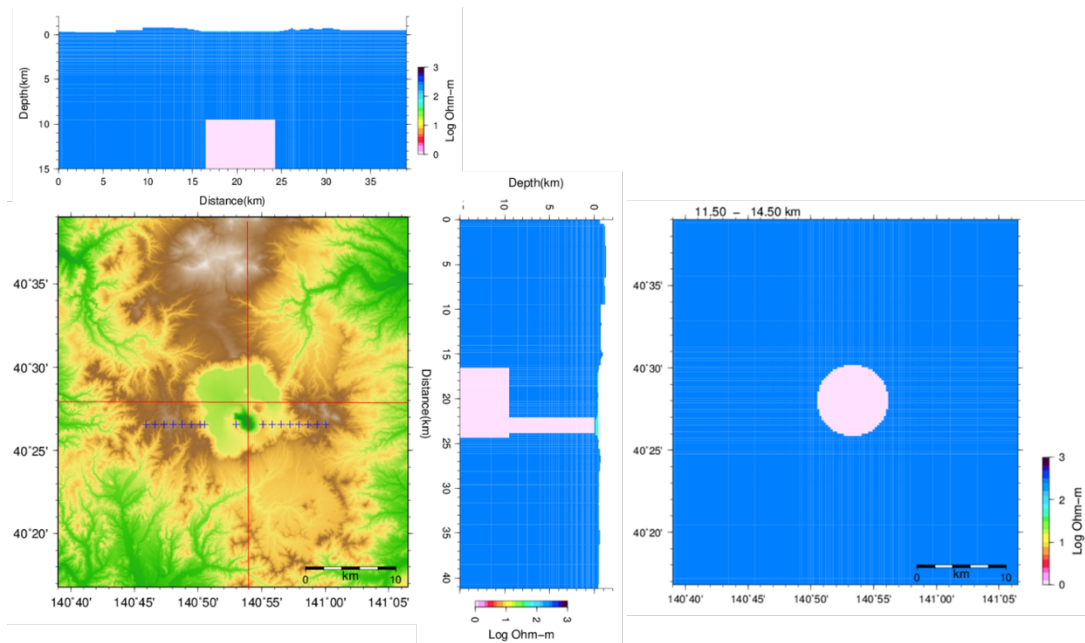


図 3.3-5 左図：地形図の赤線に沿った想定モデルの南北および東西断面．右図：想定モデルの海拔深度約 10 km の水平断面

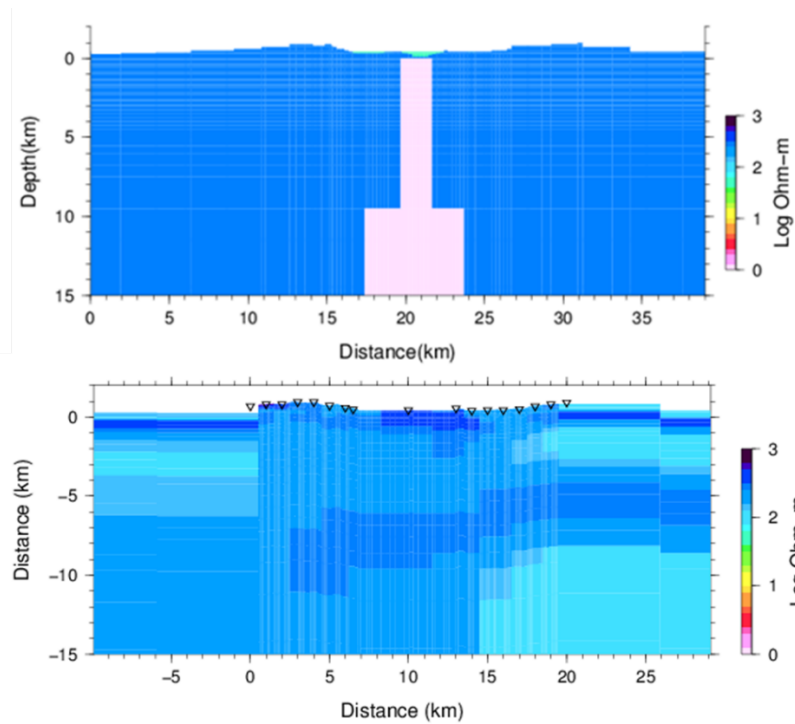


図 3.3-6 上図：想定モデルの観測点を含む測線での断面，下図：2次元インバージョンの結果

引用文献

- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志 (2019) 十和田湖地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 192p.
- 工藤 崇 (2010) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成 時期と噴火推移. 火山, 55, 89-107.
- Oikawa T., Kudo T., Osamu I., Sugimoto Y. and Matsumoto Y. (2015) Detailed morphology and structure of a caldera lake: lake Towada (Towada Caldera), NE Japan Arc, Abstract, IAVCEI 2015.
- Ogawa Y. and Uchida T. (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophys. J. Int., 126,69-76.

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、他の化学成分に比べて深部から上昇するマグマ起源熱水流体の履歴を保持する可能性がある。カルデラ火山体内部だけでなく、その周辺も含めて地下水の希土類元素組成を比較することで、地下水に含まれるマグマ起源熱水流体を海水や天水から識別すると同時に、母岩との反応と帯水層分布・深度を推定する。これにより、マグマ成分の影響の広がりや移動経路等について流体循環に関する情報を得ることができる。今年度は、カルデラ内で採取された試料について、希土類元素を測定し、69 試料の定量値を得た。カルデラの狭い領域で多様な組成パターンが検出されたが、火山性流体に近いと考えられるパターンをもつ流体を抽出することができた。主要溶存元素の多変量解析に基づいた分類では、希土類元素パターンは単一ではなく、阿蘇カルデラの試料は、水の異なる形成過程を反映していることが分かった。以上のクラスタの分布および組成上の特徴は、クラスタ分析/独立成分分析解析が、地下水の起源と循環に関わる独立なソース・プロセス、特に火山性成分の検出・識別に有効であることを示唆している。

【調査・研究成果】

4.1.1 阿蘇カルデラの希土類元素組成

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、産総研 (2020) ではトリプル四重極誘導プラズマ質量分析計 (ICP-MS) の最適化を行いつつ、スパイク法での分析作業のルーチン化を行った。これにより、従来の標準添加法より分析効率が上がり、1 試料につき 1~3 測定程度で測定結果を確定できるようになった。検出限界は 0.1~1ppt である。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た。

阿蘇カルデラ及び周辺で採取した産総研が保有する既存水試料から、試料のカテゴリ (温泉水、河川水、湧水) と主要溶存元素組成、及びカルデラ内を網羅するという基準で選んだ 96 試料について希土類元素分析を行い、そのうち 69 試料について希土類元素組成を確定した (表 4.1.1-1)。幾つかの試料は、希釈率を変えて複数回測定を行った。69 試料の採取地点を図 4.1.1-1 に示す。



図 4.1.1-1 希土類元素組成を得た 69 試料の採取地点

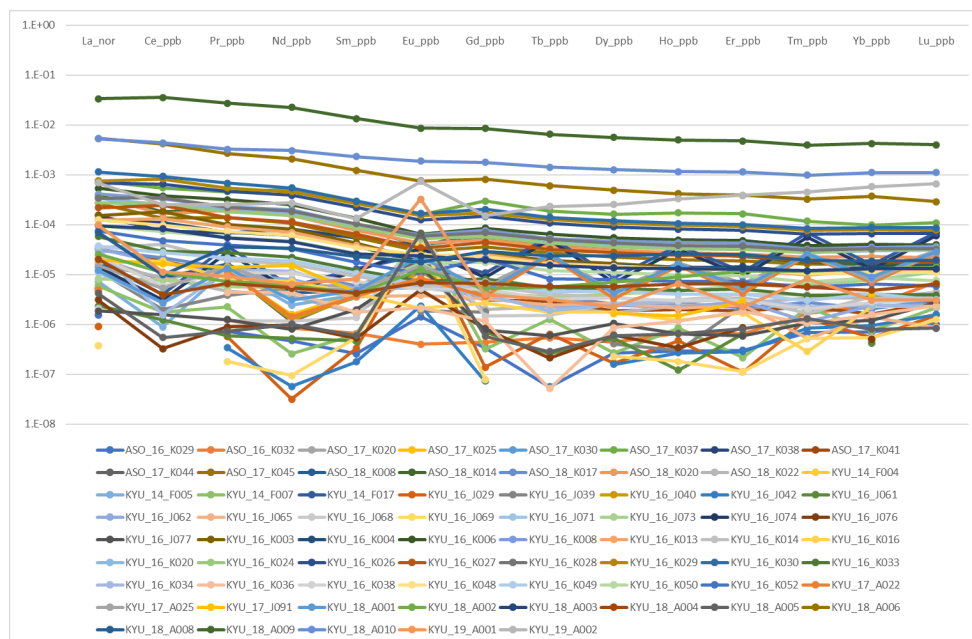


図 4.1.1-2 枯渇マントルで規格化した流体中の希土類元素組成

測定で得られた 69 試料中の希土類元素組成を，枯渇したマントル組成で規格化した．試料は，地域と年度で並べられており，シンボルと色は自動表示のため同じものではなく，区分けはしていない

内訳は，同一地点の繰り返し測定試料を含む温泉水 38 試料，湧水 7 試料，河川水 18 試料である．希土類元素組成が確定しなかった試料については，原因と再測定が可能かなどを今後検討する．分析で得られた 69 試料の希土類元素組成を，枯渇マントルで規格化し，図 4.1.1-2 に示す．

日本列島のようなプレートの沈み込み帯にある島弧は，始源マントルよりも枯渇した微量元素組成をもっていることが分かっている．枯渇マントルで規格化することで，プロセスによる濃度変化や，マントル以外の成分の付加や取り去りの程度を知ることができる．69 試料の希土類元素濃度は，枯渇マントルよりも低く，それらの規格化した濃度は， $10^{-7} \sim 10^{-2}$ 程度と幅広い．また，組成パターンは，フラットなものが多いが，Eu に突出したパターンやギザギザのパターンを示すものも見られる．図 4.1.1-3 は，採取地点の状況から，温泉水，河川水，湧水に分けられたカテゴリ毎の希土類元素組成を示す．議論しやすくするために，通し番号と Sample ID を付記する．高い濃度を示す 3 試料 (66_KYU_18_A009 ; 67_KYU_18_A010 ; 64_KYU_18_A006) は，いずれも温泉水である (図 4.1.1-3a)．最も高い 66_KYU_18_A009 の濃度は，有馬温泉の金泉や炭酸泉に匹敵するが (Nakamura et al., 2015)，他の 2 試料はこれよりも 1 桁以上低く，3 試料ともやや左上がりのフラットなパターンを示す．また，低い濃度の 3 試料も温泉水である．パターンがフラットではないため，元素による違いはあるが，低濃度の Nd で比較してみると，3 試料は (28_KYU_16_J069 ; 20_KYU_16_J029 ; 23_KYU_16_J042) であり，Eu の強い正異常や幾つかの元素に弱い異常があり，滑らかさがないパターンになっている．パターンが多様ではあるが，温泉水試料の軽希土類元素と重希土類元素の比 (La/Lu) を見ると，平均値 3.98 であり，全体としては軽希土類元素と重希土類元素の差が大きくはない．一方，阿蘇カルデラの河川や湧水は，概して温泉水より濃度が高い (図 4.1.1-3b,c)．例えば，有馬温泉近郊の河川の濃度は，検出限界

の 10^{-8} 程度であり (Nakamura et al., 2015), 阿蘇カルデラ内の河川水は濃度が高いと言える (図 4.1.1-3b). また, ほぼ同じようなやや左上がりの滑らかなパターンを示す. 軽希土類元素と重希土類元素の比 (La/Lu) は, 平均値で 11.00 である. 例外として, Gd や Tm に異常が見られる試料 (55_KYU_16_K052 ; 40_KYU_16_K016) もある. 一方, 湧水は, 概ね左上がりであるが, Ce など幾つかの元素に軽度の異常があり, 河川よりも滑らかさが少ないパターンになっている. また, 軽希土類元素と重希土類元素の比 (La/Lu) の平均値を取ると, 湧水は 11.72 であり, 左上がりの程度は河川よりも強いことが分かる. 従って, 軽希土類元素と重希土類元素の比は, 湧水 > 河川 > 温泉水の順になっており, 阿蘇カルデラの地下水には, 強く元素分別した流体が関与していることが分かる. このような希土類元素の広い濃度幅や様々な組成パターンは, 流体の起源が複数あり, それらが混合するなどのプロセスを経ていることを示唆する. 希土類元素の挙動は, 酸化・還元状態や主要溶存元素の影響を受けることが分かっており, 上記の結果からも試料のカテゴリでは分類できないことが分かる. そこで, 試料のカテゴリに関わらず, 化学組成から独立な要素を抽出し, 希土類元素組成の解析の手かかりとする. 流体の化学組成を第一義的に支配しているのは, 主要溶存元素組成である. そこで, 次の章で, 高濃度に含まれる主要溶存元素組成を統計的に解析する.

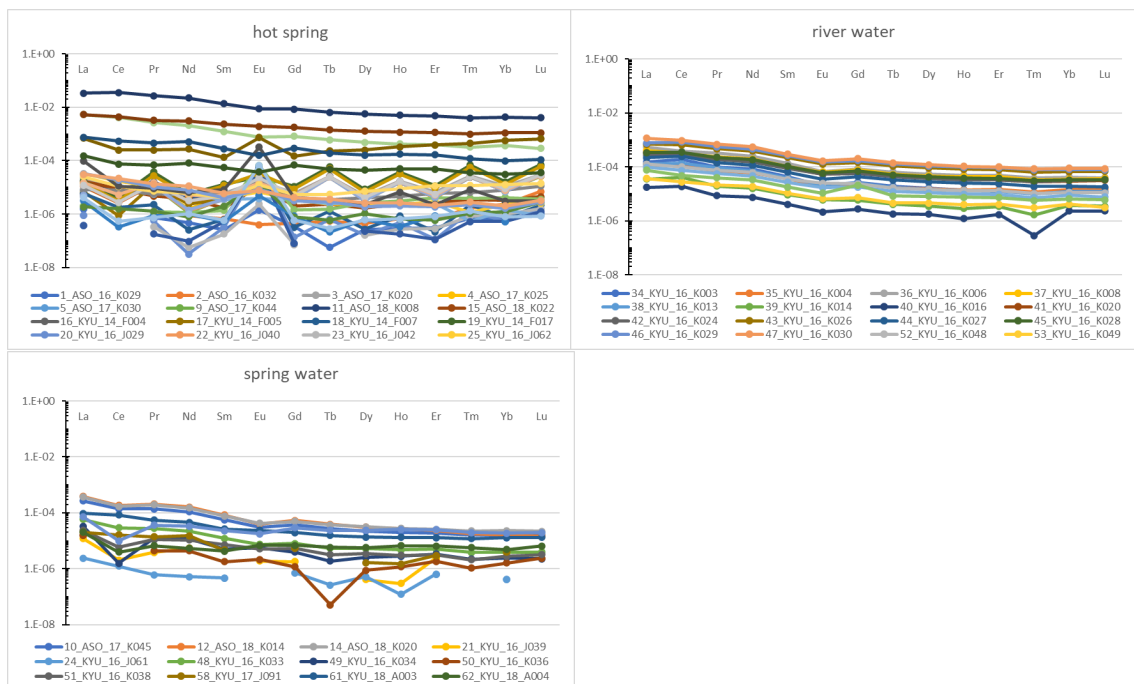


図 4.1.1-3 カテゴリ毎の希土類元素組成

測定で得られた 69 試料中の希土類元素組成 (図 4.1.1-2) をカテゴリ毎に示す. カテゴリは温泉水 (hot spring), 河川水 (river water), 湧水 (spring water) に分けられる. カテゴリ毎の試料数は, 温泉水 38 試料, 河川水 18 試料, 湧水 13 試料である. 試料名は, 通し番号を先頭に付けた Sample ID とする.

表 4.1.1-1 阿蘇カルデラの流体中の希土類元素濃度

希土類元素濃度は ppb で示し、[-]は検出限界以下を示す。本文中では、serial number と sample_ID の項を合わせて試料名としている（例：1_ASO_16_K029）。

serial number	Sample_ID	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	ASO_16_K029	0.00029	-	0.00008	0.00027	0.00006	0.00014	0.00012	0.00000	0.00013	0.00003	0.00011	0.00004	0.00026	0.00006
2	ASO_16_K032	0.00103	-	0.00013	0.00050	0.00016	0.00004	0.00016	0.00004	0.00023	0.00008	0.00023	0.00010	0.00086	0.00041
3	ASO_17_K020	0.00415	0.00424	0.00167	0.00348	0.00143	0.00168	0.00214	0.00180	0.00243	0.00197	0.00230	0.00158	0.00406	0.00176
4	ASO_17_K025	0.00099	-	0.00120	0.00092	0.00100	0.00169	0.00140	0.00169	0.00169	0.00172	0.00144	0.00148	0.00269	0.00154
5	ASO_17_K030	0.00102	-	0.00127	0.00082	0.00083	0.00203	0.00141	0.00171	0.00170	0.00174	0.00147	0.00147	0.00280	0.00161
6	ASO_17_K037	0.14651	0.30018	0.04905	0.29825	0.06653	0.01518	0.10682	0.01324	0.08201	0.01999	0.05758	0.00713	0.03624	0.00634
7	ASO_17_K038	0.02947	0.04127	0.00736	0.04750	0.01307	0.00361	0.02467	0.00339	0.02238	0.00566	0.01679	0.00214	0.01134	0.00205
8	ASO_17_K041	0.00624	0.01038	0.00112	0.00450	0.00097	0.00079	0.00113	0.00020	0.00095	0.00023	0.00066	0.00013	0.00059	0.00016
9	ASO_17_K044	0.00103	-	0.00128	0.00067	0.00095	0.00189	0.00138	0.00171	0.00183	0.00176	0.00144	0.00148	0.00255	0.00157
10	ASO_17_K045	0.05151	0.07497	0.01494	0.06321	0.01357	0.00284	0.01306	0.00195	0.01134	0.00231	0.00659	0.00098	0.00594	0.00093
11	ASO_18_K008	0.00313	0.00473	0.00173	0.00253	0.00115	0.00163	0.00178	0.00178	0.00215	0.00188	0.00184	0.00153	0.00307	0.00162
12	ASO_18_K014	0.07451	0.10082	0.02189	0.09404	0.01992	0.00388	0.01898	0.00269	0.01554	0.00306	0.00815	0.00108	0.00593	0.00085
13	ASO_18_K017	0.00588	0.01198	0.00146	0.00644	0.00141	0.00073	0.00147	0.00025	0.00133	0.00031	0.00075	0.00017	0.00274	0.00019
14	ASO_18_K020	0.07001	0.09289	0.02062	0.08754	0.01863	0.00407	0.01773	0.00258	0.01576	0.00318	0.00894	0.00134	0.00839	0.00128
15	ASO_18_K022	0.00323	0.00485	0.00051	0.00218	0.00040	0.00109	0.00072	0.00016	0.00087	0.00027	0.00092	0.00020	0.00122	0.00026
16	KYU_14_F004	0.00112	-	0.00132	0.00077	0.00098	0.00082	0.00148	0.00178	0.00181	0.00185	0.00160	0.00158	0.00259	0.00175
17	KYU_14_F005	0.00140	0.00049	0.00141	0.00140	0.00095	0.00161	0.00149	0.00173	0.00187	0.00178	0.00159	0.00151	0.00277	0.00159
18	KYU_14_F007	0.00116	0.00098	0.00024	0.00015	0.00015	0.00618	0.00012	0.00009	0.00014	0.00010	0.00007	0.00013	0.00027	0.00012
19	KYU_14_F017	0.00335	0.00224	0.00397	0.00336	0.00313	0.00237	0.00386	0.00409	0.00435	0.00435	0.00400	0.00409	0.00579	0.00410
20	KYU_16_J029	0.00018	-	0.00006	0.00002	0.00008	0.00572	0.00005	0.00005	0.00008	0.00005	0.00004	0.00008	0.00020	0.00009
21	KYU_16_J039	0.00230	0.00110	0.00041	0.00316	-	0.00018	0.00064	-	0.00021	0.00003	0.00083	-	0.00139	-
22	KYU_16_J040	0.00090	-	0.00125	0.00073	0.00087	0.00106	0.00134	0.00169	0.00176	0.00176	0.00145	0.00148	0.00259	0.00159
23	KYU_16_J042	-	-	0.00004	0.00003	0.00004	0.00023	0.00003	-	0.00008	0.00003	0.00010	0.00005	0.00035	0.00009
24	KYU_16_J061	0.00045	0.00068	0.00006	0.00030	0.00011	-	0.00025	0.00002	0.00026	0.00001	0.00022	-	0.00015	-
25	KYU_16_J062	0.00634	0.00954	0.00110	0.00468	0.00098	0.00066	0.00122	0.00017	0.00124	0.00025	0.00103	0.00007	0.00087	0.00015
26	KYU_16_J065	0.00159	0.00437	0.00061	0.00313	0.00085	0.00037	0.00116	0.00017	0.00137	0.00024	0.00085	0.00003	0.00051	0.00005
27	KYU_16_J068	0.00039	-	0.00013	0.00068	0.00033	0.00620	0.00053	0.00011	0.00137	0.00036	0.00142	0.00024	0.00152	0.00021
28	KYU_16_J069	0.00007	-	0.00002	0.00006	0.00013	0.00499	0.00003	-	0.00011	0.00002	0.00004	0.00003	0.00020	0.00007
29	KYU_16_J071	0.00214	0.00146	0.00143	0.00181	0.00116	0.00159	0.00151	0.00174	0.00193	0.00178	0.00172	0.00150	0.00293	0.00161
30	KYU_16_J073	0.00157	0.00425	0.00061	0.00324	0.00123	0.00161	0.00152	0.00025	0.00207	0.00054	0.00210	0.00038	0.00285	0.00066
31	KYU_16_J074	0.00278	0.00171	0.00294	0.00274	0.00280	0.00324	0.00316	0.00350	0.00347	0.00366	0.00328	0.00340	0.00470	0.00350
32	KYU_16_J076	0.00060	0.00018	0.00010	0.00056	0.00013	0.00047	0.00030	0.00001	0.00031	0.00004	0.00030	-	0.00019	-
33	KYU_16_J077	0.00036	0.00086	0.00013	0.00046	0.00047	0.00138	0.00028	0.00004	0.00053	0.00008	0.00021	0.00006	0.00043	0.00016
34	KYU_16_K003	0.02958	0.10153	0.01072	0.04720	0.01030	0.00193	0.00952	0.00135	0.00836	0.00162	0.00490	0.00064	0.00438	0.00067
35	KYU_16_K004	0.02388	0.06101	0.00768	0.03503	0.00891	0.00174	0.00865	0.00122	0.00769	0.00158	0.00503	0.00068	0.00521	0.00088
36	KYU_16_K006	0.10293	0.20883	0.03396	0.14621	0.03220	0.00626	0.03049	0.00449	0.02765	0.00564	0.01634	0.00231	0.01497	0.00230
37	KYU_16_K008	0.07926	0.18131	0.02500	0.11442	0.02436	0.00610	0.02766	0.00374	0.02355	0.00503	0.01476	0.00196	0.01289	0.00213
38	KYU_16_K013	0.02403	0.07315	0.00968	0.04106	0.00919	0.00208	0.00895	0.00120	0.00745	0.00148	0.00438	0.00058	0.00444	0.00070
39	KYU_16_K014	0.00675	0.02195	0.00209	0.00934	0.00223	0.00058	0.00211	0.00028	0.00177	0.00033	0.00116	0.00010	0.00133	0.00020
40	KYU_16_K016	0.00334	0.01034	0.00092	0.00428	0.00099	0.00020	0.00097	0.00012	0.00088	0.00014	0.00060	0.00002	0.00084	0.00013
41	KYU_16_K020	0.06485	0.13686	0.02304	0.10076	0.02271	0.00504	0.02184	0.00311	0.01920	0.00393	0.01169	0.00167	0.01103	0.00182
42	KYU_16_K024	0.05230	0.14336	0.01959	0.08940	0.02115	0.00507	0.02043	0.00297	0.01830	0.00375	0.01116	0.00166	0.01139	0.00192
43	KYU_16_K026	0.13308	0.35973	0.05029	0.22613	0.05330	0.01200	0.05243	0.00752	0.04586	0.00937	0.02698	0.00390	0.02422	0.00390
44	KYU_16_K027	0.04214	0.13356	0.01495	0.06685	0.01530	0.00328	0.01587	0.00227	0.01396	0.00284	0.00822	0.00111	0.00685	0.00104
45	KYU_16_K028	0.06516	0.19220	0.02389	0.10784	0.02512	0.00572	0.02466	0.00354	0.02176	0.00445	0.00290	0.00184	0.01191	0.00191
46	KYU_16_K029	0.14564	0.45282	0.05864	0.26817	0.06369	0.01456	0.06179	0.00904	0.05450	0.01112	0.03217	0.00459	0.02936	0.00454
47	KYU_16_K030	0.22026	0.51643	0.07337	0.31691	0.07119	0.01609	0.07256	0.00987	0.06028	0.01219	0.03490	0.00502	0.03228	0.00501
48	KYU_16_K033	0.01116	0.01613	0.00296	0.01293	0.00294	0.00071	0.00290	0.00038	0.00269	0.00055	0.00176	0.00023	0.00145	0.00023
49	KYU_16_K034	0.00628	0.00086	0.00133	0.00677	0.00123	0.00053	0.00142	0.00013	0.00127	0.00032	0.00118	0.00013	0.00089	0.00013
50	KYU_16_K036	0.00302	-	0.00047	0.00255	0.00042	0.00021	0.00042	0.00000	0.00044	0.00014	0.00064	0.00006	0.00058	0.00014
51	KYU_16_K038	0.00451	0.00325	0.00118	0.00622	0.00172	0.00049	0.00186	0.00022	0.00172	0.00035	0.00107	0.00012	0.00101	0.00018
52	KYU_16_K048	0.02414	0.05383	0.00785	0.03588	0.00826	0.00240	0.00831	0.00115	0.00743	0.00151	0.00445	0.00063	0.00406	0.00064
53	KYU_16_K049	0.00719	0.01533	0.00231	0.01079	0.00254	0.00062	0.00259	0.00032	0.00231	0.00046	0.00141	0.00018	0.00151	0.00018
54	KYU_16_K050	0.01842	0.04026	0.00602	0.02721	0.00632	0.00163	0.00633	0.00086	0.00556	0.00113	0.00335	0.00043	0.00317	0.00044
55	KYU_16_K052	0.01450	0.02644	0.00425	0.01924	0.00424	0.00101	0.00747	0.00057	0.00404	0.00085	0.00251	0.00034	0.00237	0.00034
56	KYU_17_A022	0.00094	-	0.00124	0.00083	0.00088	0.00082	0.00131	0.00169	0.00167	0.00174	0.00147	0.00147	0.00254	0.00159
57	KYU_17_A025	0.00293	0.00293	0.00157	0.00301	0.00118	0.00141	0.00187	0.00174	0.00222	0.00183	0.00178	0.00151	0.00286	0.00162
58	KYU_17_J091	0.00388	0.00895	0.00150	0.00880	0.00109	-	0.00197	-	0.00084	0.00017	0.00103	-	0.00143	-
59	KYU_18_A001	0.00234	0.00150	0.00145	0.00181	0.00114	0.00220	0.00169	0.00176	0.00211	0.00189	0.00195	0.00155	0.00327	0.00169
60	KYU_18_A002	0.00494	0.00602	0.00078	0.00351	0.00098	0.00119	0.00190	0.00039	0.00360	0.00105	0.00405	0.00071	0.00475	0.00082
61	KYU_18_A003	0.01831	0.04554	0.00583	0.02683	0.00620	0.00225	0.00694	0.00108	0.00686	0.00151	0.00449	0.00072	0.00475	0.00076
62	KYU_18_A004	0.00388	0.00216	0.00070	0.00315	0.00102	0.00065	0.00243	0.00041	0.00289	0.00076	0.00225	0.00034	0.00176	0.00038
63	KYU_18_A005	0.00081	0.00030	0.00008	0.00059	0.00014	0.00652	0.00021	0.00002	0.00030	0.00008	0.00028	0.00008	0.00029	0.00005
64	KYU_18_A006	1.03984	2.30810	0.28990</											

4.1.2 多変量解析

温泉水，湧水，河川水などの化学組成変化を生み出す独立な要素を抽出するためには，組成に関する多変量統計解析が有効である．多変量解析は，データを選別せず，かつ，できるだけ多くのデータを解析することが望ましい．そこで，阿蘇カルデラだけでなく，阿蘇カルデラを含む九州中部のおよそ 120 km（東西）×80 km（南北）の領域に分布する 590 試料（図 4.1.2-1）（高橋ほか（2018）および未公表データ）を対象とする．これにより，カルデラ独自の特徴があれば，火山域の特徴として抽出することができるであろう．高橋ほか（2018）には，100 を超える記載および数値データ項目が含まれるが，今回は，その中から Na, K, Mg, Ca, Li, Cl, SO₄, HCO₃, F, NO₃, Br, Total C の 12 項目が揃っている 590 試料のデータを解析した．より項目数を増やすと，対象項目をデータにもつ試料総数が減る一方，より項目数を減らすと，データ次元・情報が減少する．両者のバランスを検討し，今回は 12 項目・590 試料を用いることとした．

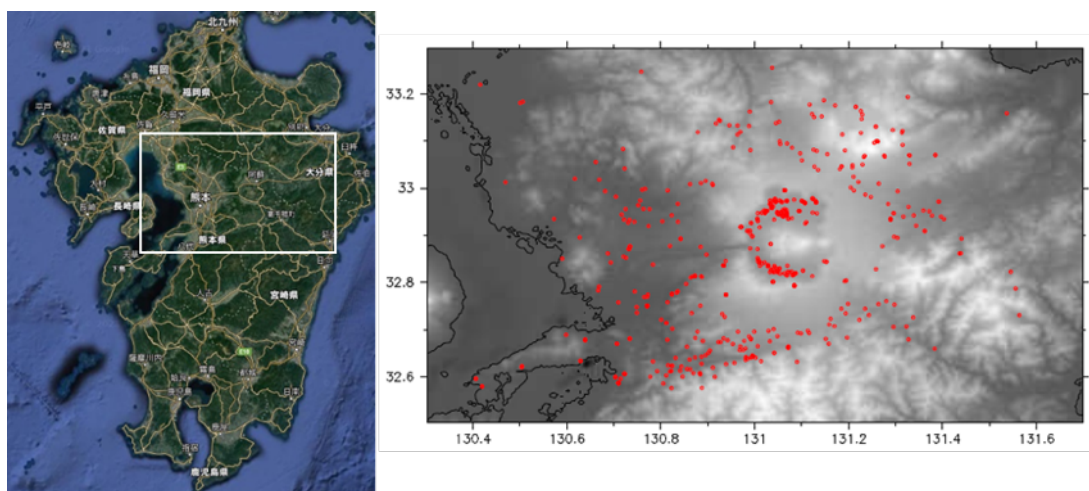


図 4.1.2-1 統計解析の研究対象地域と試料採取地点

統計解析の研究対象地域（経度 130.3–131.7° E，緯度 32.5–33.3° N）における試料採取地点（赤○）を示す．阿蘇カルデラを含む周辺地域で採取された流体の主溶存元素組成は，高橋ほか（2018）及び未公表データを用いる．左図は Google Earth を利用した．

主成分分析（Principal Component Analysis, PCA）は，代表的な統計的手法の一つであるが，データ分布が正確に多変量正規分布（joint Gaussian distribution）に従う時以外は，独立な要素を抽出することができず，独立成分分析（Independent Component Analysis, ICA）あるいは白色化されたデータに基づくクラスタ分析（whitened data-based K-means Cluster Analysis, whitened KCA）を用いる必要がある（Iwamori et al., 2017）．本研究のデータの頻度分布を図 4.1.2-2 に示す．解析に用いる主要溶存元素 Na, K, Mg, Ca, Li, Cl, SO₄, HCO₃, F, NO₃, Br, Total C の全ての元素について，590 試料の濃度データの頻度分布は，正規分布から大きくはずれていることが分かる．いずれも，低濃度部分での密集とまばらな高濃度部分への広がりが見られる．濃度の対数をとった分布をみると，（対数）正規分布に近づくが，バイモーダルや偏りなどの非正規性がみられる（図 4.1.2-3）．従って，このデータ分布では，主成分分析で独立な要素を抽出す

することはできない。そこで、独立成分分析（ICA）および白色化されたデータに基づくクラスタ分析（KCA）を行うこととした。手法及び手順は、Iwamori et al. (2020)に従う。概要としては、固有値解析に基づきクラスタ数の目処をつけ、対数・白色化したデータに対し、ICA と KCA による統計解析を繰り返し、最終的にクラスタ数を決定し、分類分けする。

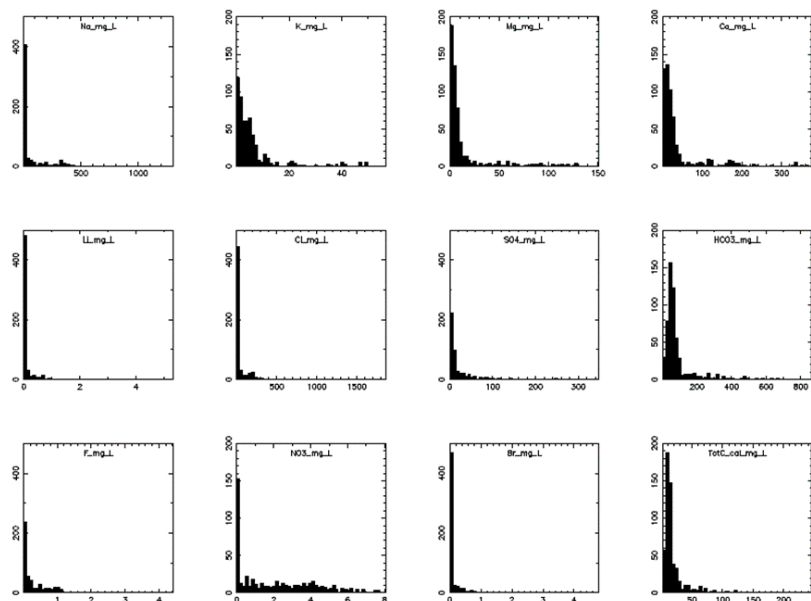


図 4.1.2-2 主溶存元素濃度の頻度分布（線形プロット）

統計解析の研究対象地域（経度 130.3–131.7° E，緯度 32.5–33.3° N）における 590 試料の主要溶存元素 12 項目の濃度（mg/l）の頻度分布を示す。但し、主要な分布を分かりやすくするために、極端に高い値など、データ数が少ない高濃度部分は省くように横軸を調整している。

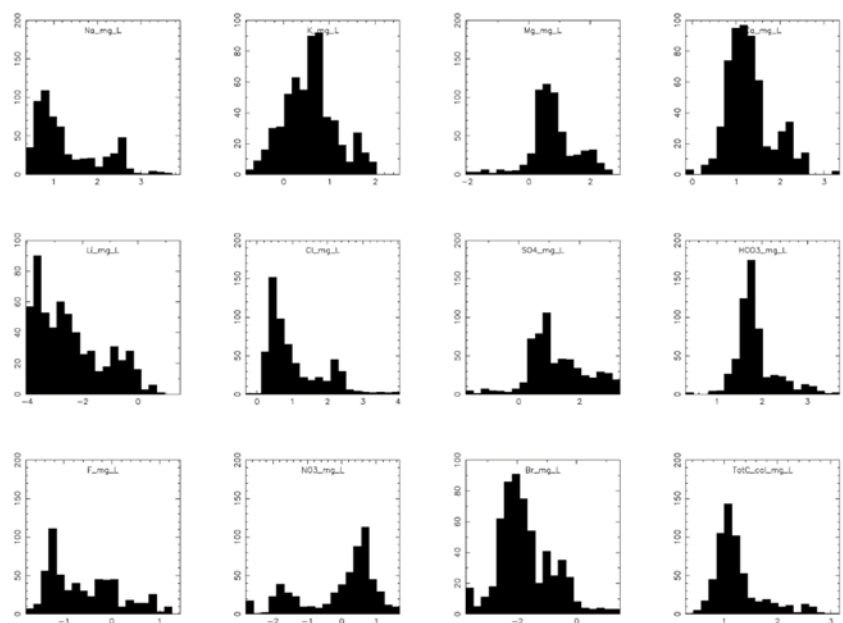


図 4.1.2-3 主溶存元素濃度の頻度分布（対数プロット）

統計解析の研究対象地域（経度 130.3–131.7° E，緯度 32.5–33.3° N）における 590 試料の主要溶存元素 12 項目の濃度（mg/l）の対数頻度分布を示す。

今回は、組成および地理的空間でのまとまりが比較的良好なクラスタ数=8の結果について、各クラスタの特徴付けを行った(図 4.1.2-4)。特徴を把握しやすくするため、対数を取り白色化したデータの各クラスタの平均値(対数表示)を大きめのシンボルで示し、データを小さな点で示す。更に、Na 平均値が小さいクラスタから順に、クラスタ 1,2,,,8 と番号をつけ、他の元素については、Na 平均値で決めたクラスタ番号に従って並べた。その結果、12項目について、Na 平均値で並べた順とほぼ一致するが、幾つかの元素の振る舞いの違いがクラスタを分けていることが分かる。例えば、Li, Cl, Br, C は Na 平均値と同様に、クラスタ番号が上がるほど平均濃度は高くなる。一方で、K では、クラスタ 3,6 が低く、Mg や Ca はクラスタ 6 で最も低い平均濃度となる。SO₄ はクラスタ 8 で最も低く、NO₃ ではクラスタ 6~8 で平均値が低くなっている。クラスタ 6 は高濃度であるが、陽イオンでは K や Mg や Ca、陰イオンでは SO₄ と NO₃ が顕著に低いという複合的な特徴を持つ。クラスタ 1 は基本的に最も低い濃度であるが、SO₄, NO₃ は中間的な濃度を取るという特徴がある。これらは、例えば、2 元素を使った元素比や元素-元素プロットでは把握しきれない複合的な特徴である。元素は、質量数や価数だけでなく、共存する他の元素や化合物の影響を受けており、元素比はその特徴を簡易的に見る時には優れているが、万能ではないことが分かる。

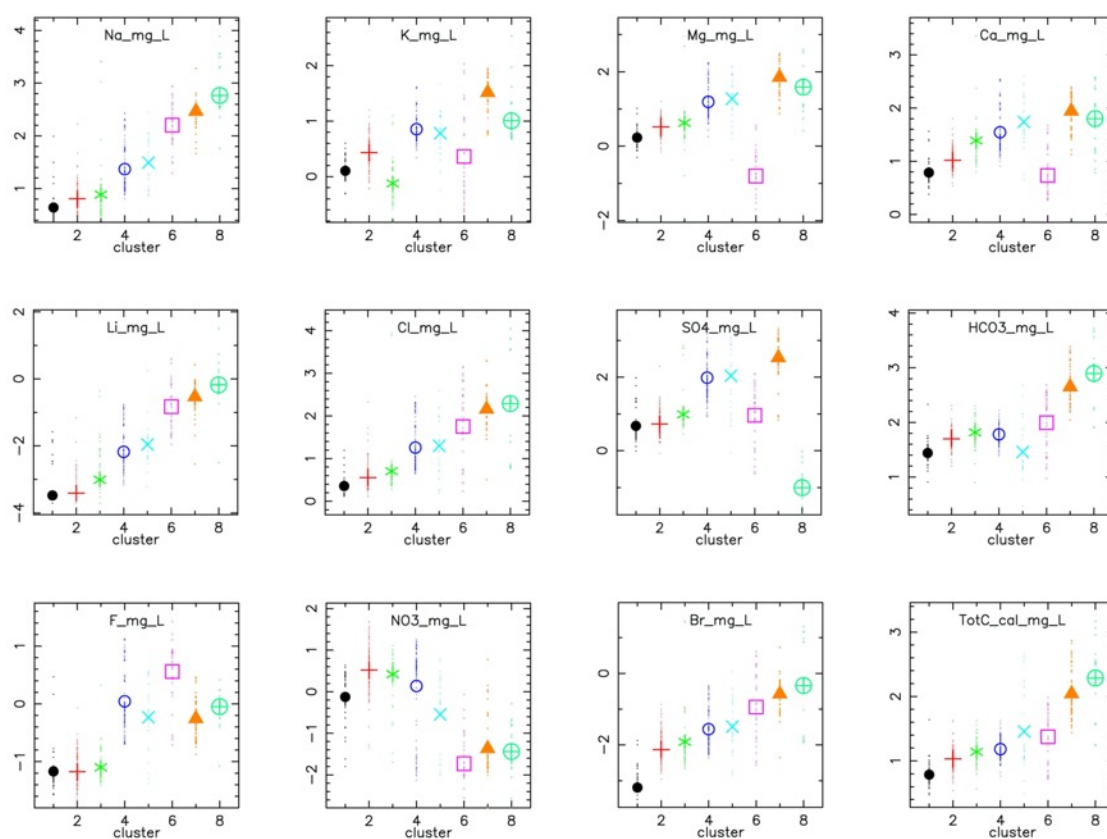


図 4.1.2-4 クラスタの主溶存元素組成の特徴

主溶存元素 12 項目について、クラスタ番号と平均値及び濃度幅統計解析の研究対象地域(経度 130.3-131.7° E, 緯度 32.5-33.3° N)における 590 試料の主溶存元素 12 項目の濃度(mg/l)の対数頻度分布を示す。大きいシンボルは平均値, 小さな点はデータを示す。

次に、8つのクラスターの地理的分布を、広域（図 4.1.2-5）とカルデラ域（図 4.1.2-6）について、標高を濃淡で示した地形図と地質図とに示す。8つのクラスターは、広域で見ると、カルデラを中心とした同心円状と言える分布を示す。カルデラの外側に向かって、Na, Li, Cl, HCO₃, Br, Total C の、クラスター毎の平均値が減少する。高濃度クラスター 7 は、阿蘇カルデラに顕著に集まって分布し、また、九重連山にも分布が見られる。クラスター 7 は火山に強く関連する流体とみて良いだろう。阿蘇カルデラの縁にはクラスター 4 が取り囲むように分布している。これは、九重連山には見られず、かつ、比較的低濃度であることから、例えば、カルデラの縁に集まる伏流水など、火山の構造の違いに起因する流体と思われる。阿蘇カルデラと九重連山に分布するクラスター 7 は、部分的にクラスター 5 を部分的に伴っているように見える。クラスター 5 は、そのクラスター番号に見合うような平均的な濃度を示すが、HCO₃ は最も低く、火山性ではあるが、何らかのプロセスを更に経た流体と考えられる。クラスター 2, 1 は阿蘇カルデラから遠ざかるように分布しており、平

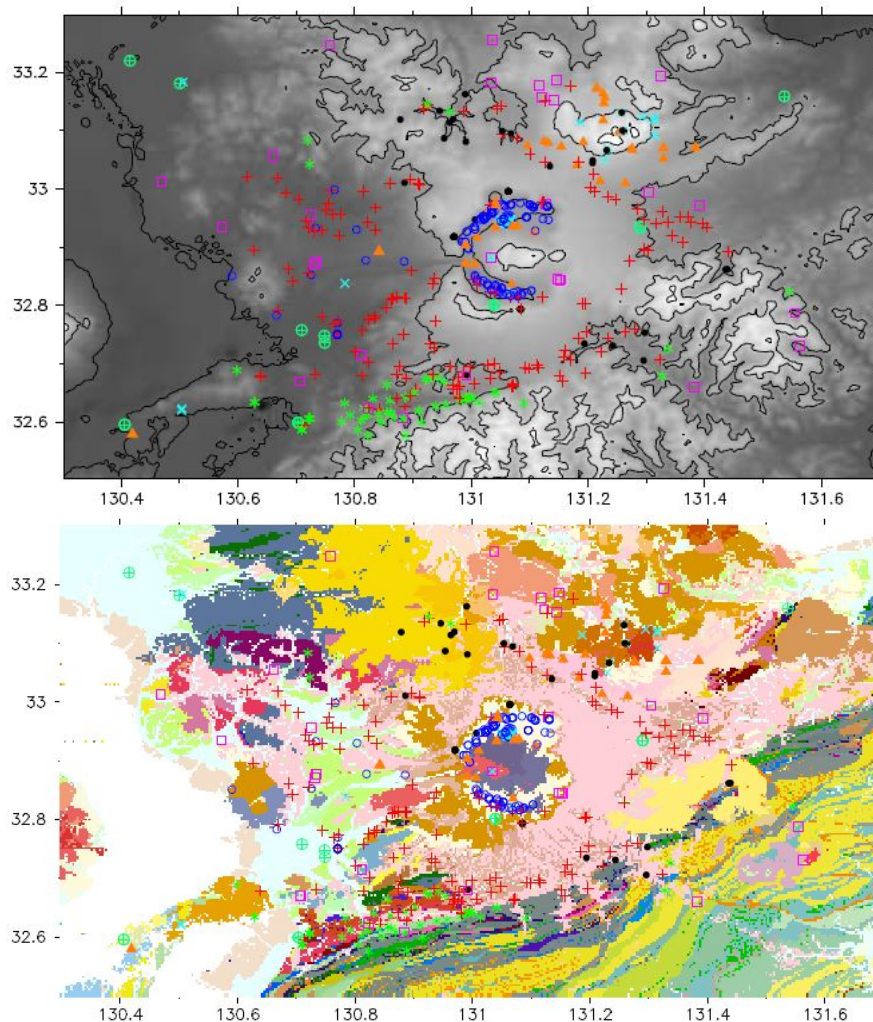


図 4.1.2-5 クラスターの広域地理的分布

研究対象地域（経度 130.3–131.7° E，緯度 32.5–33.3° N）における 590 試料のクラスター解析結果を示す。シンボルと色はクラスター番号に対応しており、図 4.1.2-4 と同じ。地質図の色は、産総研シームレス地質図に従う（産総研地質調査総合センター，2015）。

均元素濃度が下がる傾向にある。クラスタ 2 は、火砕流や溶岩流などの火山性堆積物の裾に分布しており、阿蘇火山全体の伏流水と見られる。基本的に元素濃度は低いですが、 NO_3 が最も高い。これは肥料などの人為的な影響があるかもしれない。クラスタ 3 は、地質図と重ねた図でみると、中生代の付加体の層沿いに湧出しており、これらに起因する流体であり、火山性流体とは関係がないと考えられる。クラスタ 8 は最も高い平均濃度を示すが、 SO_4 が最も低く、火山性流体との関係はないと思われる。

阿蘇カルデラ域を拡大して詳細にみると、広域で見いだされたと同様に、同心円状と言える構造が見られる。クラスタ 7, 5, 4, 2 がこの順で中心から外側に分布し、平均濃度が下がる、すなわち薄くなる傾向になっている。カルデラ中心から同心円状に火山性流体の寄与が薄くなっている、と考えられる。図 4.1.2-6 に、クラスタの地理的分布と地質図と重ねたものを示す。クラスタ 7 とクラスタ 5 は、玄武岩および珪長質の岩体・溶岩をとりまくように分布している。この 2 つのクラスタは、阿蘇カルデラ以外では、久住山付近を中心とする九重連山に特徴的に出現し、やはりマグマ活動に伴うものであると言える。阿蘇カルデラでは、クラスタ 7 は、主として苦鉄質溶岩の縁に見られるが、北側のカルデラ壁内側の珪長質溶岩の中（地点 A, 地点 B）にも数試料見られる。クラスタ 5 は、北側の本塚に局所的に分布しており、珪長質溶岩の状態に関係するのかもしれない。また、1 試料ではあるが、西側の珪長質溶岩の縁（63_KYU_18_A005）にも見られる。これらの特徴は、第一義的には地質を反映していると言えるが、必ずしも一致しない泉源も見られることから、状態を反映しているのかもしれない。この点については、希土類元素の結果と合わせ、次の項で考えてみる。いずれにしても、本項の結果は、従来の地下水の化学組成分類では検出できないものであり（図 4.1.2-7）、多変量解析の成果と言える。

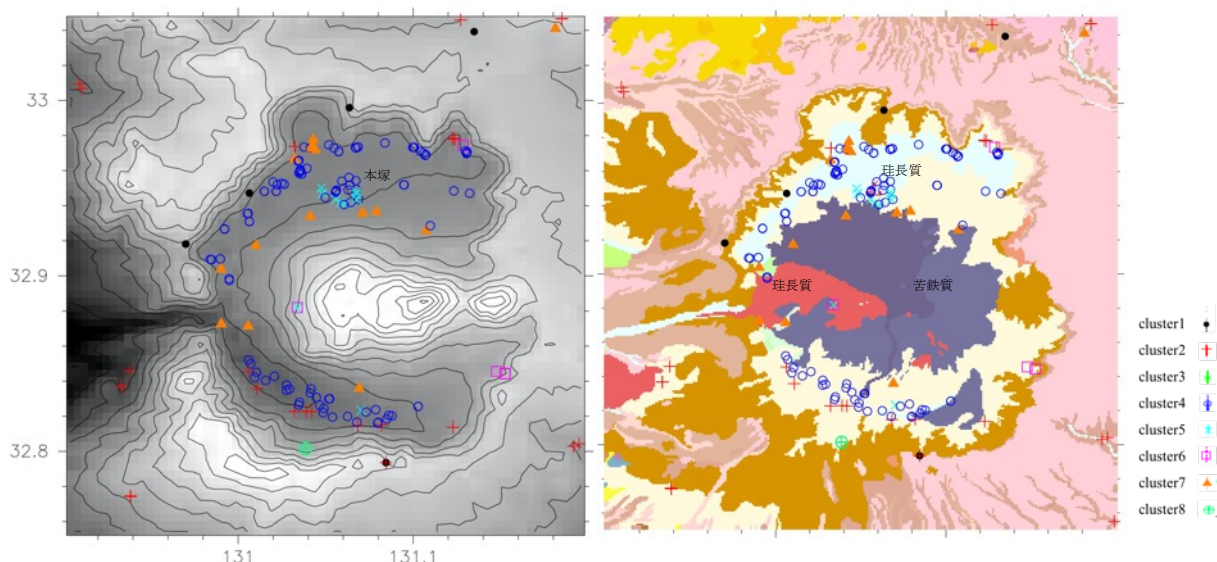


図 4.1.2-6 カルデラにおけるクラスタの地理的分布

阿蘇カルデラにおけるクラスタ解析結果を示す。シンボルと色はクラスタ番号に対応しており、図 4.1.2-4 と同じ。地質図の色は、産総研シームレス地質図に従う(産総研地質調査総合センター, 2015)。

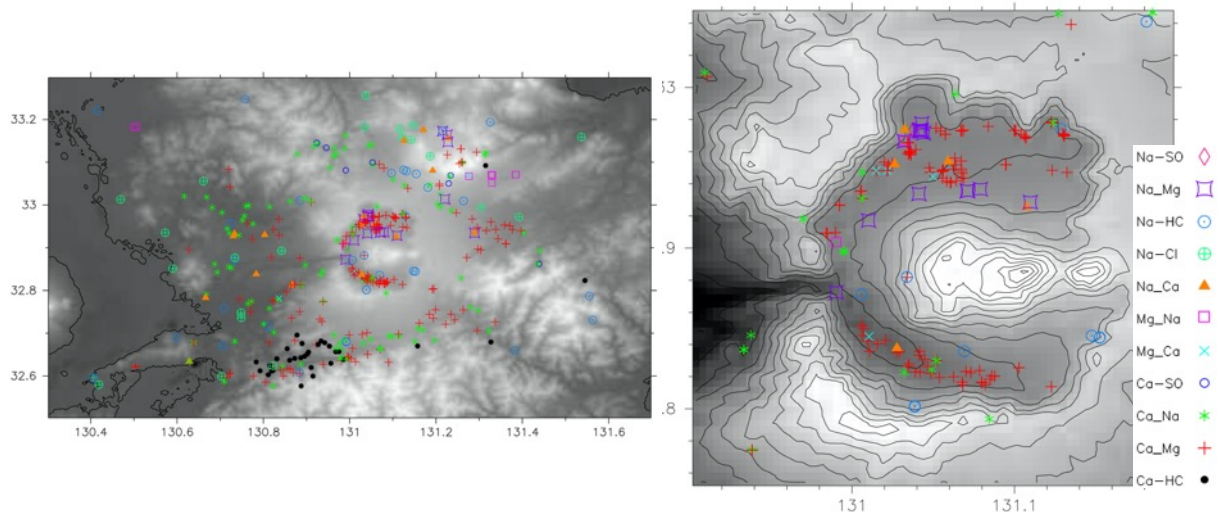


図 4.1.2-7 従来の地下水の化学組成分類による地理的分布

従来の化学組成分類による分布を示す。主溶存元素のうち、含有量が多い元素とその組み合わせなどを元に分類されている。

4.1.3 希土類元素組成

図 4.1.3-1 は、主要溶存元素の多変量解析から提案された 8 クラスタの分類に従って、希土類元素測定を行ったカルデラ内の試料を分けている。各クラスタで、希土類元素パターンは必ずしも同じではなく、例えば、クラスタ 5 は、左上がりのフラットなパターン (51_KYU_16_K038 ; 6_ASO_17_K037) と、下に凸で Eu に正異常を持つパターン (63_KYU_18_A005) の 2 種が見られる。また、クラスタ 6 にも、左上がりのフラットなパターン (64_KYU_18_A006 ; 26_KYU_16_J065) と下に凸で Eu に正異常を持つパターン (33_KYU_16_J077) が見られる。この下に凸で Eu に正異常を持つパターンは、有馬温泉でも見られ、帯水層での沈殿物形成を経た流体と考えられている (Nakamura et al., 2016)。図 4.1.3-2 に、クラスタに分けた試料の地理的分布を示す。カルデラ内の位置や地質に関わらず、また、同じ温泉の異なる井戸からの試料 (例えば、63_KYU_18_A005 ; 64_KYU_18_A006) でもパターンが異なっていることから、多変量解析を行った主要溶存元素 12 項目と希土類元素組成は、水の異なる形成過程を記録していると考えられる。

火山性と考えられるクラスタ 7 は、試料数が多いにも関わらず、比較的均一なパターン (ギザギザ) を示している。しかし、縦軸を変えてクラスタ 7 だけを詳細に見ると (図 4.1.3-3)、標高に沿った規則性が見られる。3 試料 (60_KYU_18_A002; 25_KYU_16_J062; 27_KYU_16_J068) は 500m の等高線沿いに分布しており、いずれも均一なパターンとは異なる独自の形状を示す。北西に位置する 2 試料 (60_KYU_18_A002; 25_KYU_16_J062) については、軽希土類元素側に強く上がっており、ベースとなる水の形成後に、軽希土類元素に富む流体の影響を追加で受けていると思われる。標高 500m よりやや低いところにある 2 試料 (22_KYU_16_J040; 59_KYU_18_A001) と、更にやや低いところにある地点 A と地点 B (図 4.1.3-2) は、同程度の濃度を示し、また、均一なパターン (ギザギザ) を示す。特記すべきは、地点 A の 1 試料 (15_ASO_18_K022) と地点 B の 1 試料 (30_KYU_16_J073) であり、その希土類元素パター

ンは均一なものとは明瞭に異なる。これら 2 試料は、川沿いに湧出する地点 B の温泉群よりも、川から少し離れたところに湧出している。一方、標高 500m よりやや高いところにある 2 試料 (17_KYU_14_F005; 56_KYU_17_A022) は明らかに濃度が低く、逆に、標高約 300m にある 1 試料 (19_KYU_14_F017) は、クラスタ 7 の中で最も濃度が高い。標高と濃度には負の相関があるように見られ、標高 500m の泉源は何らかの共通した過程、例えば、希土類元素パターンを変えるような流体の添加、があると考えられる。カルデラ底には、火山性流体に直結する流体が存在する可能性があるかもしれない。但し、これらの試料は採取されてから希土類元素の分析までに数年が経過しており、例えば、酸に溶解しない不可視で微細な沈殿物や、ガス成分のリークなどにより、試料に何らかの分別が生じている可能性もあるため、採取し直して検討する必要がある。

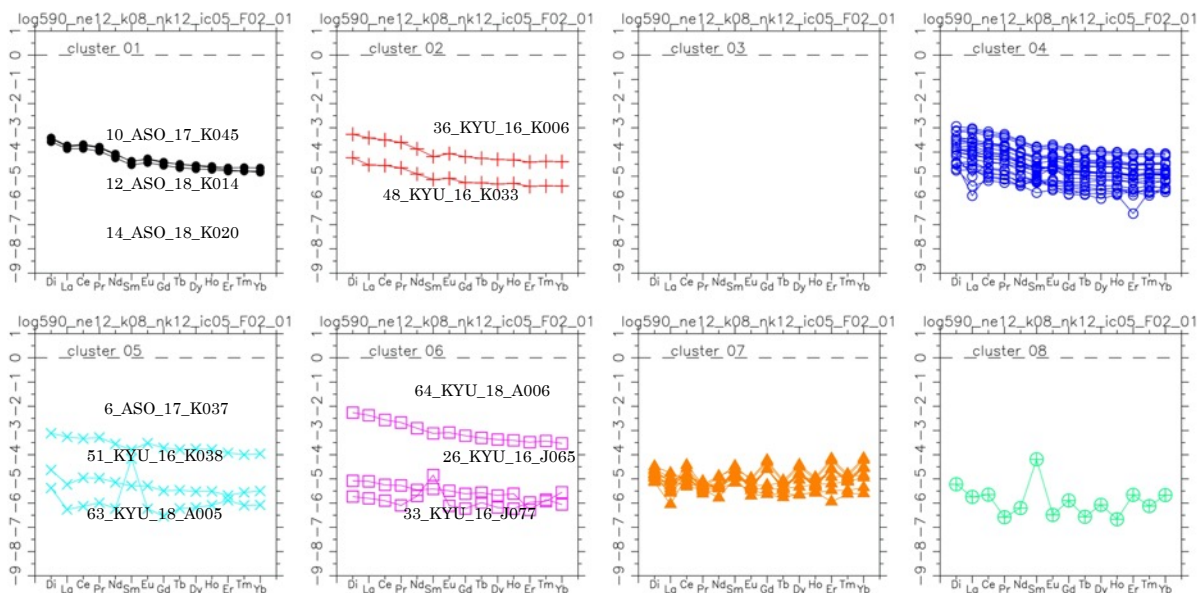


図 4.1.3-1 クラスタ毎の希土類元素組成

クラスタ 1~8 に分けられた試料の、希土類元素濃度を枯渇マントルで規格化した組成を示す。議論に使われている試料については、試料 ID を付記している。クラスタ 3 はカルデラ外にのみ分布するため、希土類元素組成はない。

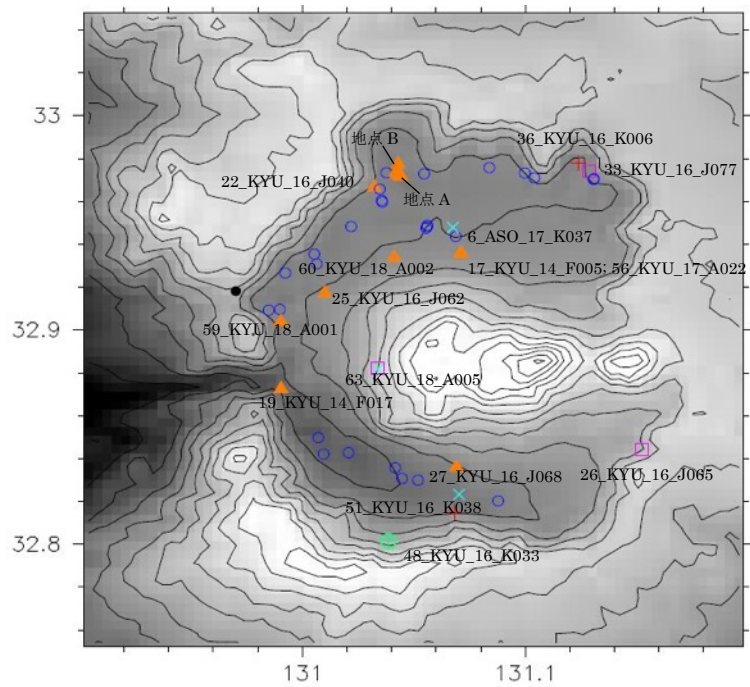


図 4.1.3-2 希土類元素データがある試料のクラスタ地理的分布

希土類元素組成が得られた試料のカルデラ内のクラスタ分布を示す。議論に使われている試料については、試料 ID を付記している。シンボルと色はクラスタ番号に対応しており、図 4.1.3-1 と同じ。

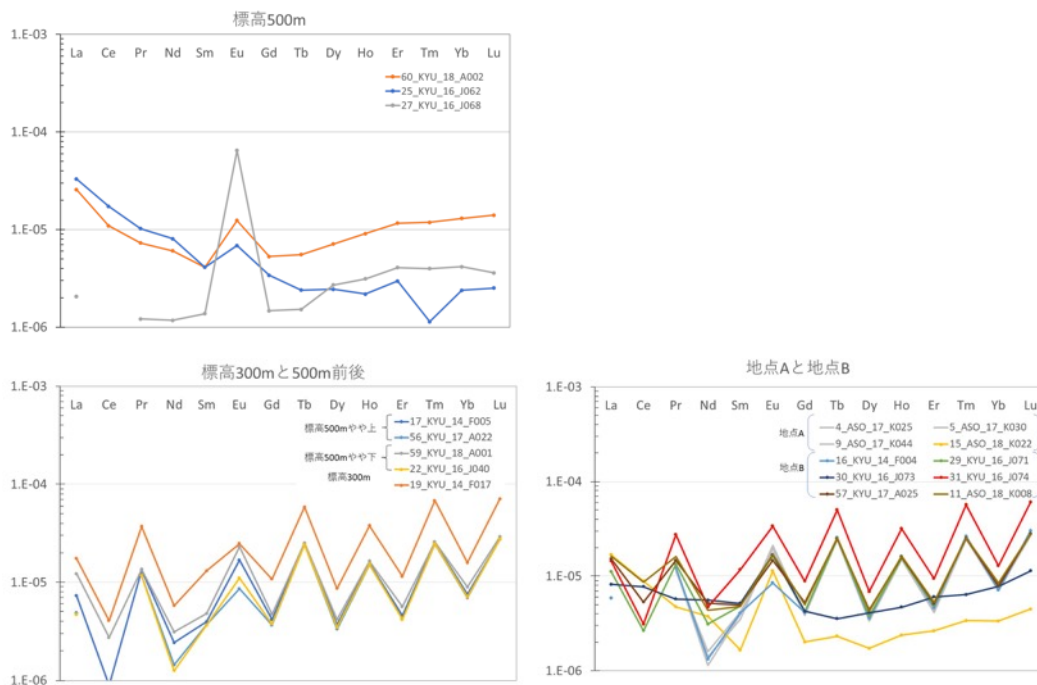


図 4.1.3-3 クラスタ7の試料の希土類元素組成

クラスタ7に分類される試料の希土類元素組成を枯渇マンントルで規格化した。図 4.1.3-1 のクラスタ7と同じデータであるが、詳細に比較するため縦軸を変えている。また、標高との関係を示すために、試料数が多い地点 A と地点 B を別にし、標高 500m と標高 300m とに分けている。

一方、クラスタ 4 は、低濃度の試料に例外はあるが、試料数が多いにも関わらず、大半の試料が同じパターンを示す。主として、カルデラ壁の内側際に分布し、水が集まりやすく出やすい構造に直結する浅所で循環する天水と思われるが、希土類元素の濃度は高く、そのパターンはクラスタ 1,2 に比べてやや左上がりであり、火山性ガスの影響を受けていると考えられる。なお、クラスタ 3 はカルデラ外にのみ分布するため、今回の希土類元素分析には入っていない。

4.1.4 まとめと課題

カルデラ内で採取された試料について、希土類元素を測定し、69 試料の定量値を得た。カルデラの狭い領域で多様な組成パターンが検出されたが、火山性流体に近いと考えられるパターンをもつ流体(クラスタ 7,5)を抽出することができた。主要溶存元素の多変量解析に基づいた分類では、希土類元素パターンは単一ではなく、阿蘇カルデラの試料は、水の異なる形成過程を反映していることが分かった。以上のクラスタの分布および組成上の特徴は、KCA/ICA 解析が、地下水の起源と循環に関わる独立なソース・プロセス、特に火山性成分の検出・識別に有効であることを示唆している。今後は、クラスタ 7 とクラスタ 5 の試料の希土類元素分析や Sr などの重元素同位体比分析をカルデラ外も含めて重点的に行い、クラスタ 4 との関係を探りながら、深部から来ているマグマ性流体のパターンを明らかにすることで、マグマの状態を把握する。これには、クラスタ 8 の解析も鍵になると考えている。

引用文献

- Iwamori, H., Yoshida, K., Nakamura, H., Kuwatani, T., Hamada, M., Haraguchi, S. and Ueki, K. (2017) Classification of geochemical data based on multivariate statistical analyses: Complementary roles of cluster, principal component, and independent component analyses. *Geochem. Geophys. Geosys.* 18, 994–1012, doi:10.1002/2016GC006663
- Iwamori, H., Nakamura, H., Chang, Q., Morikawa, N., Haraguchi, S. (2020) Multivariate statistical analyses of rare earth element compositions of spring waters from the Arima and Kii areas, Southwest Japan. *Geochemical Journal*, 54(4), 165-182, <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0583>
- Nakamura, H., Chiba, K., Chang, Q., Nakai, S., Kazahaya, K., Iwamori, H. (2015) Rare Earth Elements of the Arima Spring Waters, Southwest Japan: Implications for Fluid-Crust Interaction during Ascent of Deep Brine. *Journal of Geology & Geophysics*, 04, 217, doi:10.4172/jgg.1000217
- Nakamura, H., Chiba, K., Chang, Q., Morikawa, N., Kazahaya, K. and Iwamori, H. (2016) Origin of the Arima-type and associated spring waters in the Kinki District, Southwest Japan. *J. Geol. Geophys.* 5, 1000240, doi:10.4172/2381-8719.1000240.
- 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 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 31 年度事業報告書。
- 産総研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(詳細版,データ更新日:2015 年 5 月 29 日),<https://gbank.gsj.jp/seamless/> GSJ, AIST, 20 万分の 1 日本シーム

レス地質図

高橋正明ほか (2018) 深層地下水データベース (第 2 版), 地質調査総合センター研究資料集, no.
653

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。また、海底カルデラ火山における適用性の可否も検討し、問題点および課題を示す。今年度は、海底カルデラ地域における C/Cl 比や放射性塩素同位体を用いた手法について適用性評価を引き続き行った。海水混入のある試料について始良カルデラ周辺地下水の既存データに加え、時期の異なる採水により各成分濃度・濃度比の変動を把握し、ハロゲン元素 (Cl, Br, I) や Li を用いたマグマ起源 C/Cl の補正法の精密化をはかっている。また、同じ海底カルデラである鬼界カルデラの地下水についても検討を行った。さらに、阿蘇カルデラで有効性が確認された本手法について、カルデラ湖を有する火山への適用性の確認のため、十和田カルデラにおいて追加調査を実施した。

【調査・研究成果】

4.2.1 C/Cl-Cl/H₂O 法

本章では、産総研 (2020) において提案した C/Cl 法及び Cl/H₂O 法の両方を用いた手法(C/Cl-Cl/H₂O 法)について示し、始良カルデラ、十和田カルデラ等において、C/Cl-Cl/H₂O 法の適用上の問題及び適用に関する注意点をまとめる。なお、今回はマグマ起源の Cl の割合を求めるに際し、I のデータが不足していたため、Br, Cl のデータのみ利用した。本章で実施予定の項目であった I 及び Li は、時期の異なる採水により各成分濃度・濃度比の変動を把握した 6 地点の検討に利用する。これらの結果は 4.4 章に示した。

1) マグマ溜まり進化モデル

マグマ溜まりの進化モデルは、当初、深部のマグマ活動が想定される阿蘇カルデラを元に 25km までのマグマ溜まりについてモデル化していた。今回、十和田カルデラ、九重火山、鬼界カルデラ等を対象とするため、より一般的なマグマ溜まりモデルとして 2 kb 以下 (8 km 以浅) のマグマ溜まりの状態変化を簡略化して取り扱う (図 4.2.1-1)。

以下に図 4.2.1-1 に示した本モデルの概念を簡単に示す。(I)最初期に苦鉄質マグマが地下 2 kb (8 km) にマグマ溜まりを形成し、発泡・脱ガスする。その際放出される熱水流体を MD (Mafic degassing) 流体とする。(IIa)苦鉄質マグマはその熱により上部の地殻を熔融、あるいは、結晶分化作用により、珪長質マグマ溜まりを形成する。この際、苦鉄質マグマが 4 に対し珪長質マグマは 1 生成するとしている (産総研 2018)。珪長質マグマが発泡・脱ガスして放出した熱水流体を FD(Felsic degassing)流体とし、1-2 kb の圧力で放出されるものとする。また、(IIb)の苦鉄質マグマの固化に伴い放出された熱水流体を MS(Mafic solidification)流体とする。この(IIa)の珪長質マグマ溜まりは、(III)固化して花コウ岩を形成するか、あるいは、(IV)カルデラ噴火に移行する。この(III)期に放出される熱水流体を FS(Felsic solidification)流体とする。

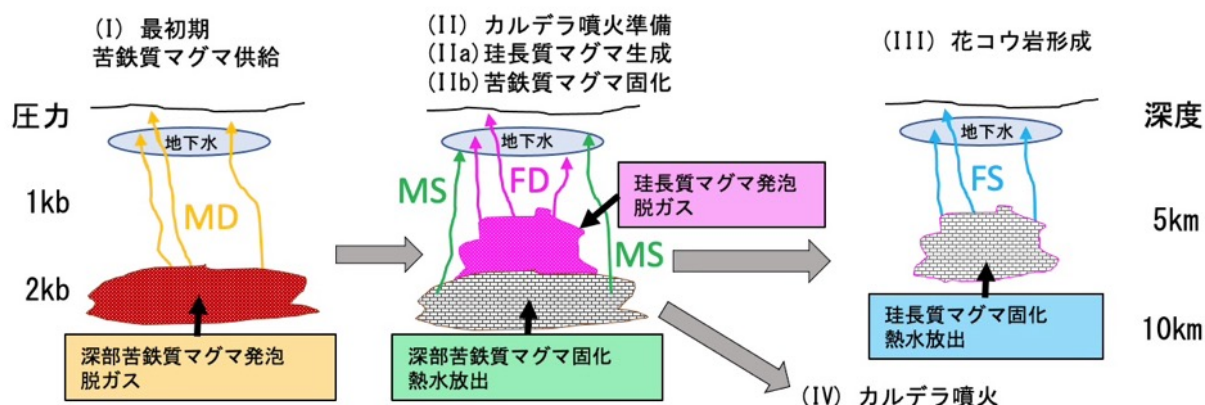


図 4.2.1-1 マグマ溜まりの進化モデル. 産総研(2019)のモデルを元に 2 kb (8 km)より浅いプロセスに簡略化した. (I)~(III)期に対応する MD, MS, FD, FS は各マグマプロセスによって放出される熱水流体を表す (本文参照).

次に、マグマ溜まりの進化モデル (図 4.2.1-1) に沿って、マグマ溜まりの各状態において放出される熱水流体の C/Cl 比と Cl/H_2O 比の関係を計算した結果を図 4.2.1-2 に示す. 計算方法は、産総研(2019; 2020)を参照されたい. 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 $H_2O=1.5, 2.0, 2.5$ wt%, $CO_2=0.2$ wt%, $Cl=0.05, 0.10, 0.15$ wt%として計算した結果を示した. MD, MS については苦鉄質マグマ溜まりの深さを 2 kb (8 km)として示し, FD, FS については、珩長質マグマ溜まりの深さを 1 kb, 1.5 kb, 2 kb (4-8 km) の範囲で計算した. 図 4.2.1-2 の結果から、放出される熱水流体は以下に示す特徴があることがわかる. 最初期の(I)で放出される熱水流体 MD は Cl/H_2O 比が低く C/Cl 比が高い. (IIa)の珩長質マグマの発泡・脱ガスによる熱水流体 FD は、珩長質マグマ溜まりの深さにより、 Cl/H_2O が大きく変化する. (IIb)の苦鉄質マグマ固化に伴う MS は Cl/H_2O 比が高い. (III)の花コウ岩形成期の FS は Cl/H_2O が高く、 C/Cl 比が低い.

2) C/Cl - Cl/H_2O 法の適用上の注意

理論上の問題点として、MD 流体のように非常に CO_2 濃度が高い熱水流体では正確な Cl の分配データがない. C/Cl 比が高い場合は、大きな不確実性を伴っていると考えられる. 図 4.2.1-2 の結果を実際の地下水に適用する際は、 C/Cl 比が高い値を持つ熱水が FD 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. FD 流体の Cl/H_2O 比は低いが、この値への影響については不明である. また、実際にはマグマ溜ま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は高い CO_2 濃度を持った MD 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、MD 流体の C/Cl 及び Cl/H_2O 比は大きな不確実性を伴う. 結論としては、前述と同様に $C/Cl > 100$ 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. さ

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-Cl/H₂O 法は適用すべきではない。

実際の地下水を用いて検討する場合は、地下水の分析からマグマ起源熱水の組成を推定する際に含まれる誤差や仮定の不確実性の問題がある。この問題点については、実際に地下水を適用する際に述べる。

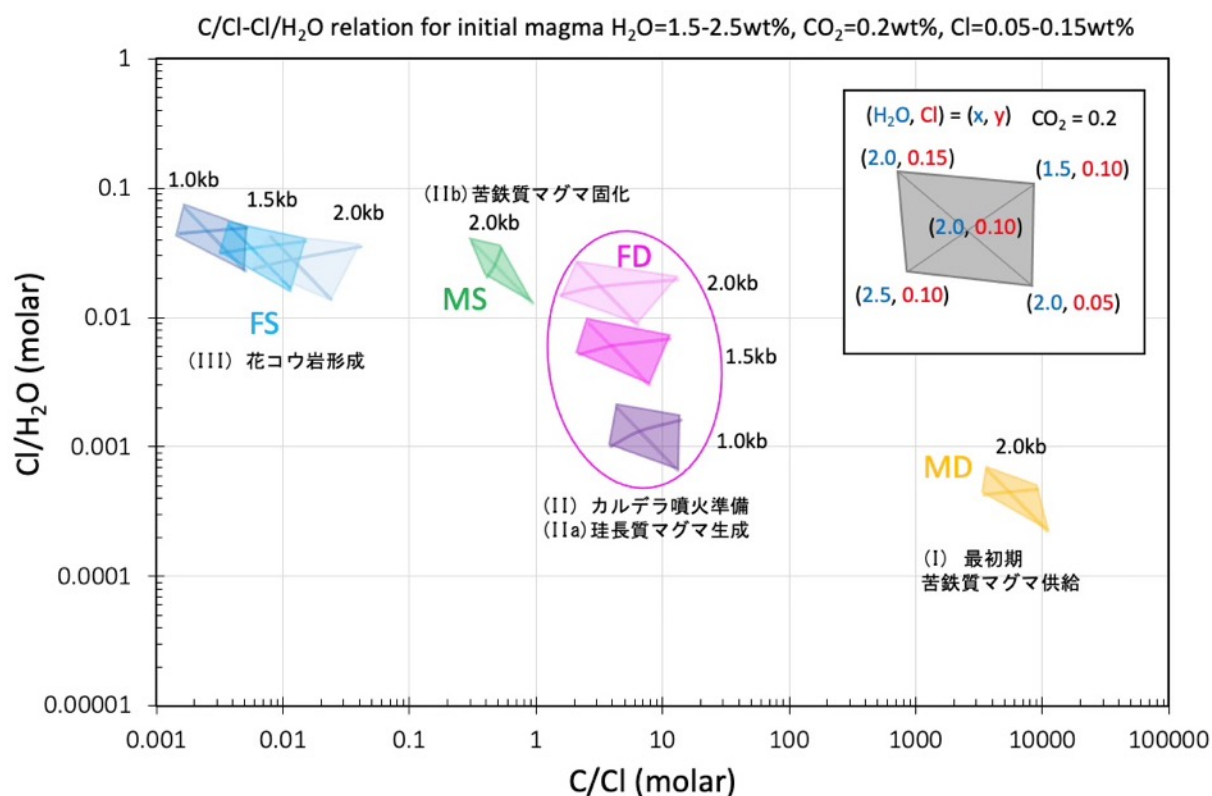


図 4.2.1-2 マグマ溜まりの進化に伴い放出される熱水流体の C/Cl 及び Cl/H₂O の関係。

図 4.2.1-1 の進化モデル(I)~(III)に基づいて MD, MS, FD, FS の各熱水流体の C/Cl 及び Cl/H₂O 比を産総研(2019; 2020)に示した手法を用いて計算した。基準の苦鉄質供給マグマは、H₂O=1.5-2.5 wt%, CO₂=0.2 wt%, Cl=0.05-0.15 wt%とした。マグマの H₂O 及び Cl 濃度の変化に伴う範囲を図中に示した。また、計算した圧力も図に示している。

3) 地下水に含まれるマグマ起源の Cl/H₂O 比の検討

C/Cl-Cl/H₂O 法を実際に適用するには、地下水の分析値からマグマ起源成分の Cl/H₂O 比を求めなければならない。Cl の起源分離は Cl-Br-I のハロゲン元素を用いればマグマ起源 Cl の割合を求めることができる(産総研, 2019; 2020)。本節では、I のデータに限られることから、予察的に Br/Cl 比を用いたマグマ起源 Cl (もしくは海水起源 Cl) の割合を求めた。Cl/H₂O 比を求めるには、さらに H₂O の起源分離が必要になる。地下水の水素・酸素同位体比(δD, δ¹⁸O)とそれに含まれる海水起源の Cl 濃度を用いて、マグマ起源の H₂O の割合を求める手法と結果について示す。

3-1) 始良カルデラの地下水

まず、始良カルデラ周辺の地下水を用いた場合について本手法の例を示す。図 4.2.1-3 に始良カルデラ周辺の地下水の δD , $\delta^{18}O$ を示す。地下水の Cl 濃度は 10 mg/L 以下のほぼ天水そのもの水から 10,000 mg/L 以上の海水が多く混合した地下水まで幅広い値をもつ。図 4.2.1-3 の 2 本の天水線は、その範囲内に Cl<10 mg/L の天水起源の地下水が収まるように決定した。Cl-Br-I 法により海水、堆積物間隙水（続成流体）、マグマ水の起源分離が可能であるが、今回は I 濃度データが全ての地下水試料について揃っていないため、Br-Cl 法によりマグマ起源 Cl と海水起源 Cl を分離した。産総研(2020)によれば、始良カルデラ周辺には、堆積物間隙水（続成流体）起源の Cl が非常に少ないことがわかっている。したがって、本地域では Br-Cl 法で十分な精度で起源分離が可能であると考えられる。Br/Cl 比（重量）は海水=0.00358 及びマグマ水=0.00025 であり、約 15 倍の違いがある。この特徴を利用して地下水の Cl の起源分離を行い、海水起源の Cl の割合とマグマ起源の Cl の割合が求められる。さて、始良カルデラ地域は内海であり、錦江湾の海水は太平洋の海水に比べて Cl 濃度が少し低い。今回は錦江湾の海水の Cl 濃度、 δD , $\delta^{18}O$ 値がわかっているので、それぞれの地下水について、この海水の値と Br-Cl 法による海水起源 Cl の割合を用いて、海水の寄与を差し引いた修正値（Cl 濃度、 δD , $\delta^{18}O$ ）を求めることができる。その結果を図 4.2.1-4 に示す。地下水が天水、海水、マグマ水の混合であるならば、この海水成分を除去した補正值を示した図は、単純な天水-マグマ水の混合になるはずである。数個のデータが天水線から離れたところにプロットされるが、これらの点は最初から天水-海水の混合線からずれていたもので、おそらく同位体的に変質した古い海水が関与したものと思われる。変質の程度を解明することは不可能なので、これらのデータは今回用いない。

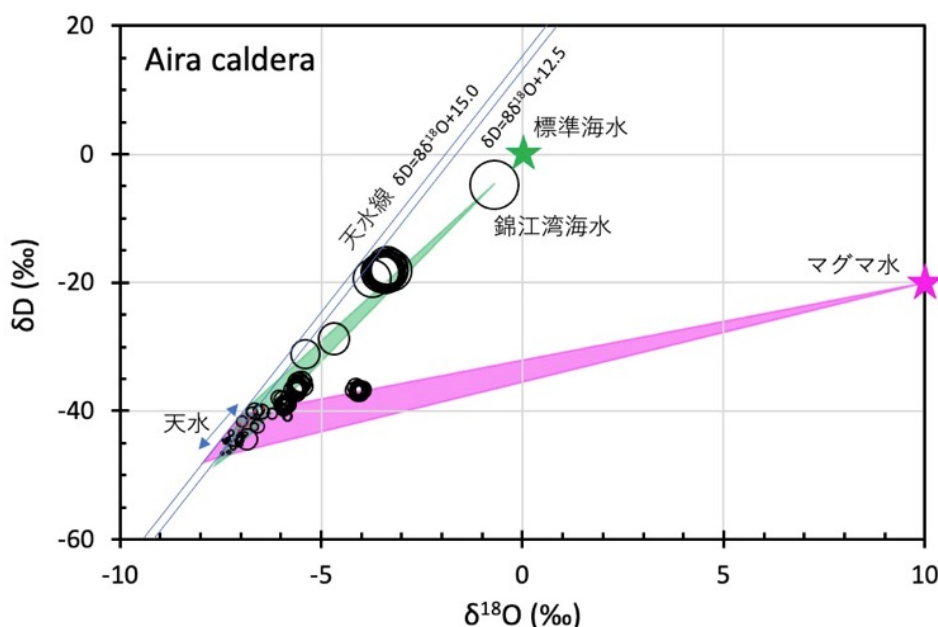


図 4.2.1-3 始良カルデラ周辺の地下水の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係。錦江湾の海水、マグマ水（推定値）と天水起源の地下水が包含される 2 本の天水線、さらに各混合線についても示す。円の大きさは Cl 濃度の大小を表している。

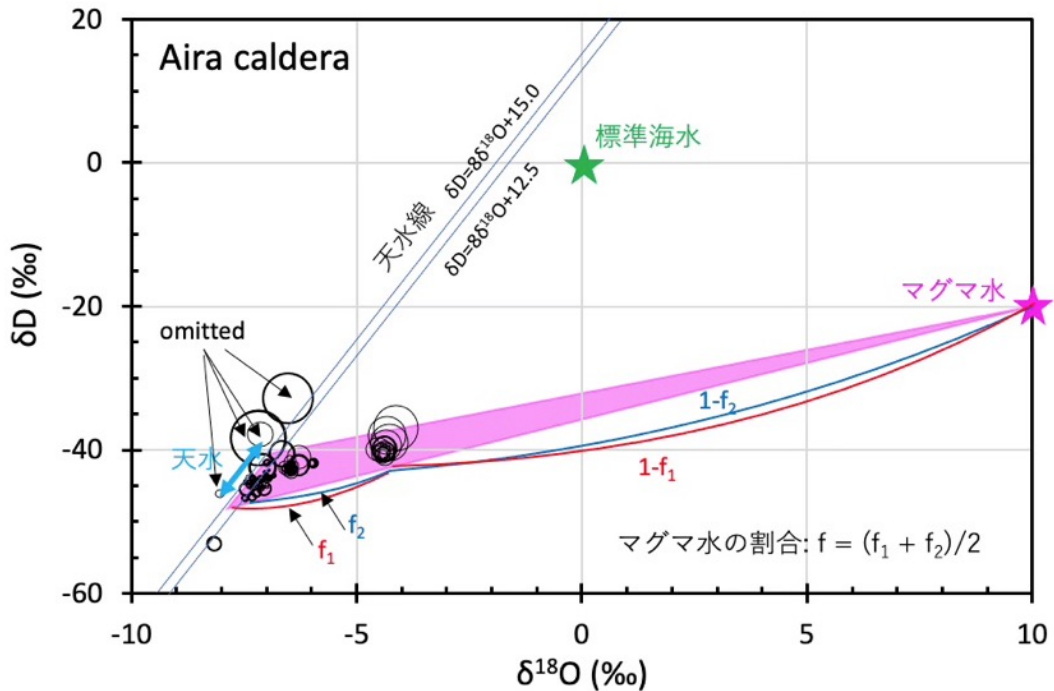


図 4.2.1-4 始良カルデラ周辺の地下水について海水混合の補正後の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係。

マグマ水（推定値）と天水起源の地下水が包含される 2 本の天水線，さらに各混合線についても示す。円の大きさは Cl 濃度の大小を表している。マグマ水の割合の計算方法を示した（詳しくは本文参照）。

図 4.2.1-4 より，海水補正した地下水の同位体比は，マグマ水-天水の混合関係にある。この関係から，地下水に含まれるマグマ水の割合を求めることができる。具体的には，天水には範囲があるため，2 本の天水線それぞれとマグマ水の関係からマグマ水の割合を計算し，平均値をマグマ水の割合（幅から誤差を算出）を求めた。本手法では，地下水は岩石と同位体交換反応を行っていないと仮定している。後述するが，九重火山における事例のように地熱による地下水循環システムができている地域では，地下水が高温で岩石と酸素同位体交換反応を起こし， $\delta^{18}O$ 値が高くなる場合がある。この場合は，マグマ水の割合を過大評価してしまうため，最終的に Cl/H₂O 値は過小評価になる。

3-2) 九重火山，十和田カルデラ，鬼界カルデラの地下水

九重火山，十和田カルデラ，鬼界カルデラの地下水の水素及び酸素同位体比の分布を，それぞれ図 4.2.1-5，図 4.2.1-7，図 4.2.1-9 に示す。また，前節で示した始良カルデラにおいてマグマ起源水の割合を求める際に利用した海水の寄与を差し引いた図（図 4.2.1-4）を九重火山，十和田カルデラ，鬼界カルデラについてしめたものが，それぞれ図 4.2.1-6，図 4.2.1-8，図 4.2.1-10 である。

九重火山では、図 4.2.1-5 に示したように海水の寄与が少なく、ほぼマグマ水-天水の混合で説明できる。海水成分の除去補正した図 4.2.1-6 では、図 4.2.1-5 の同位体比分布とほとんど変わらないことがわかる。

十和田カルデラの地下水の同位体比（図 4.2.1-7）は、マグマ水-天水の混合で説明できない地下水（塩水）が多数存在することを示している。図 4.2.1-8 に示したように、海水成分の除去の補正を行なった後では、マグマ水-天水の混合線内に全ての地下水が収まる。

最後に、鬼界カルデラ（薩摩硫黄島）の結果（図 4.2.1-9）については、海水との混合系のものが多いことがわかる。ここでは、マグマ水の値は、硫黄岳山頂噴気ガスの同位体比を用いている。海水除去の図 4.2.1-10 では、1 点を除いて、マグマ水-天水の混合で説明可能となった。本地域の地下水は、硫黄岳周辺のもの強酸性であり、山頂噴気の影響を受けている。本来は、取り除くべきデータであるが、ここでは海水補正の意義確認のため同時に表している。

以上より、4 箇所の火山において、多くの地下水について Br/Cl 比により海水成分の割合を求め、海水成分を取り除くことができることを確認した。しかしながら、海水の混合比率が高い場合や始良カルデラ周辺で見られた変質海水の混合と思われる事例などでは、本手法による海水成分の取り除くことが不可能な場合があることがわかった。

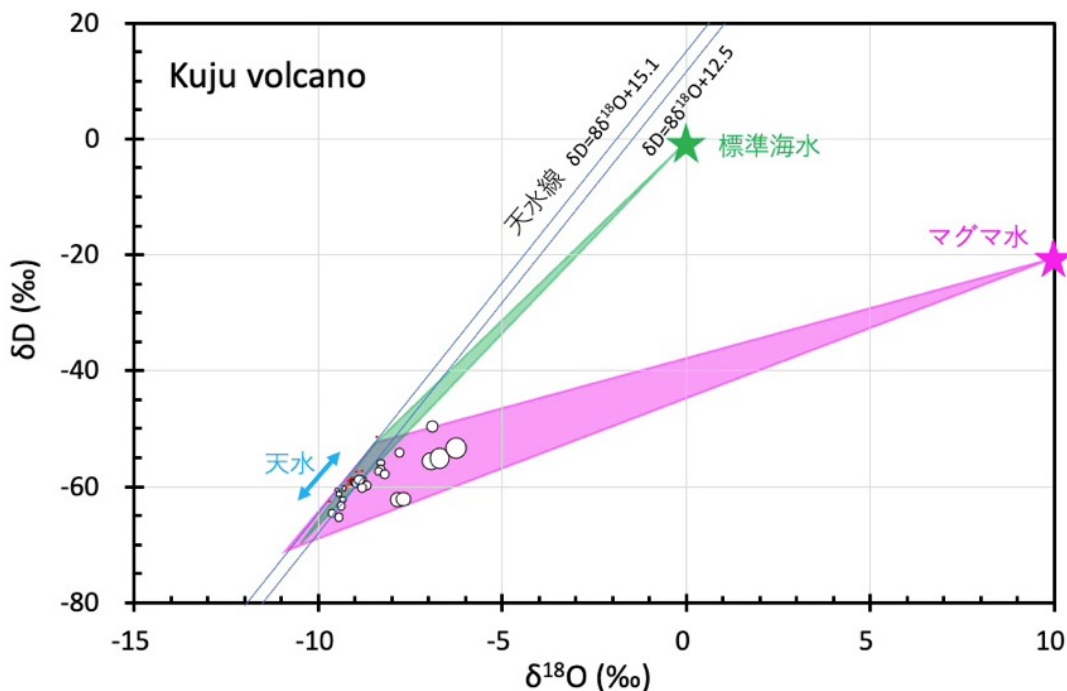


図 4.2.1-5 九重火山周辺の地下水の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係。海水、マグマ水（推定値）と天水起源の地下水（赤い小さな点）が包含される 2 本の天水線、さらに各混合線についても示す。地下水の○の大きさは Cl 濃度の大小を示す。

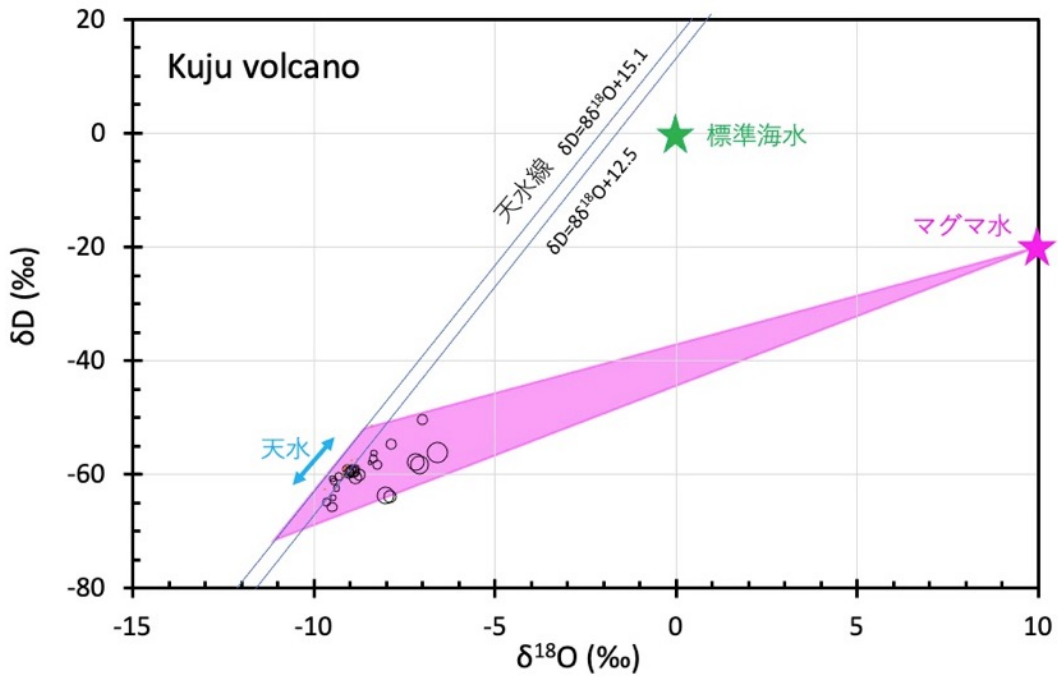


図 4.2.1-6 九重火山周辺の地下水について海水混合の補正後の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係. マグマ水 (推定値) と天水起源の地下水が包含される 2 本の天水線, さらに各混合線についても示す. 地下水の \bigcirc の大きさは Cl 濃度の大小を示す.

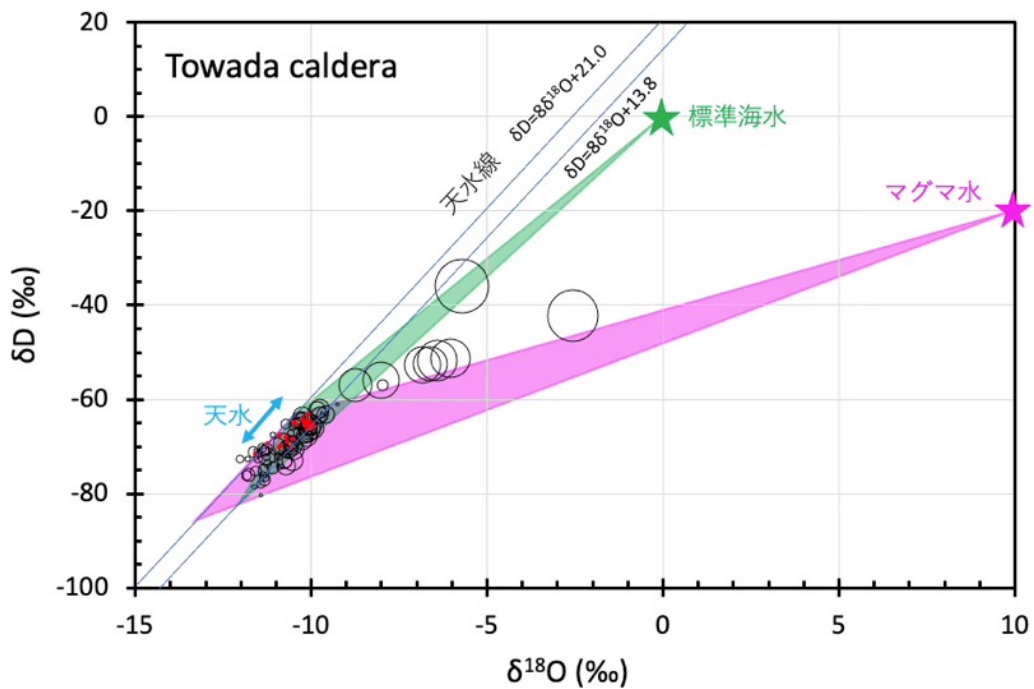


図 4.2.1-7 十和田カルデラ周辺の地下水の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係. 海水, マグマ水 (推定値) と天水起源の地下水 (赤い小さな点) が包含される 2 本の天水線, さらに各混合線についても示す. 地下水の \bigcirc の大きさは Cl 濃度の大小を示す.

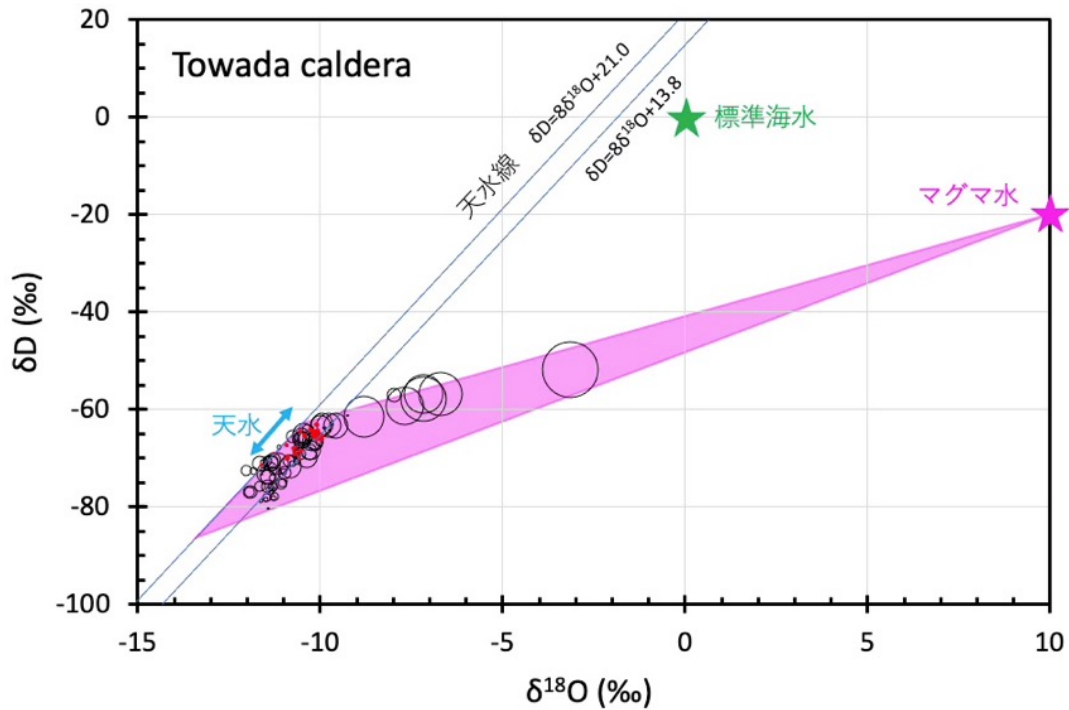


図 4.2.1-8 十和田カルデラ周辺の地下水について海水混合の補正後の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係. マグマ水（推定値）と天水起源の地下水が包含される 2 本の天水線，さらに各混合線についても示す. 地下水の○の大きさは Cl 濃度の大小を示す.

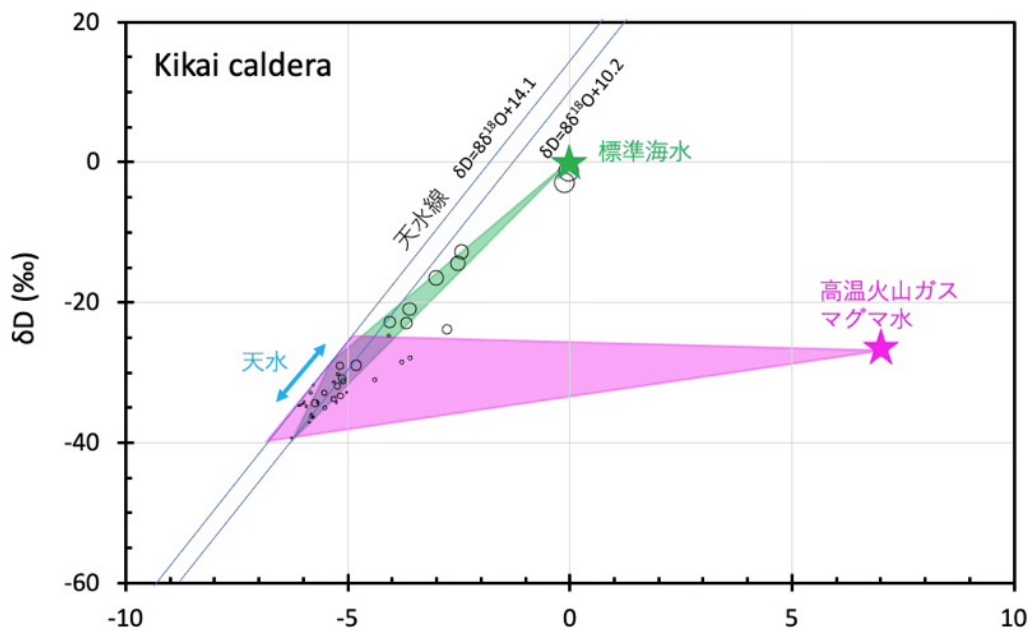


図 4.2.1-9 鬼界カルデラ（薩摩硫黄島）の地下水の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係. 海水，マグマ水（推定値）と天水起源の地下水が包含される 2 本の天水線，さらに各混合線についても示す. 地下水の○の大きさは Cl 濃度の大小を示す.

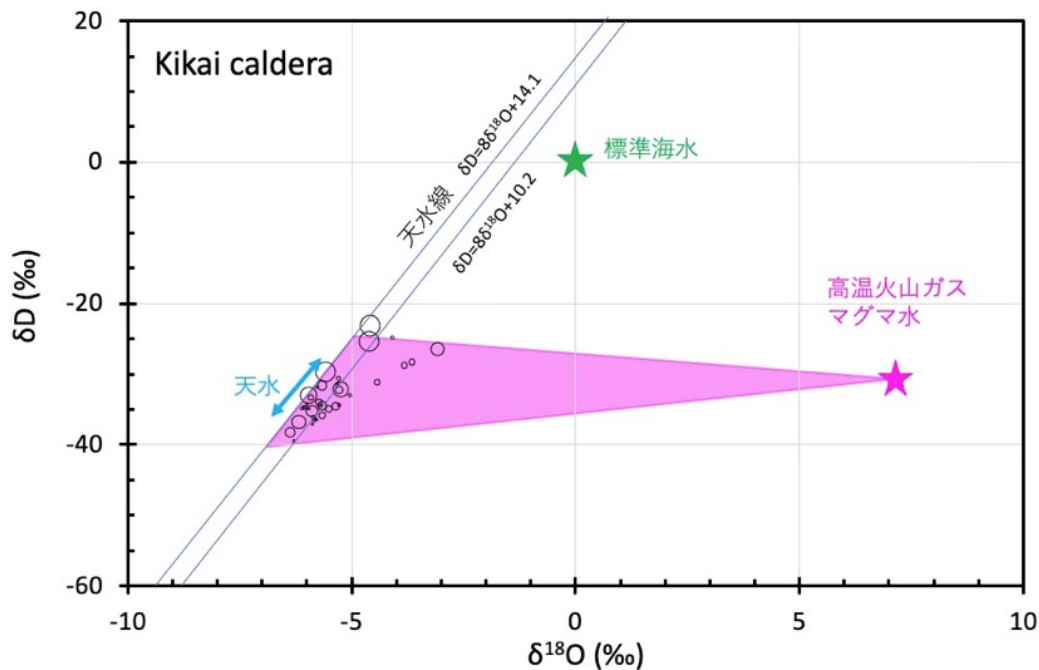


図 4.2.1-10 鬼界カルデラ（薩摩硫黄島）の地下水について海水混合の補正後の δD 及び $\delta^{18}O$ の関係。マグマ水（推定値）と天水起源の地下水が包含される 2 本の天水線，さらに各混合線についても示す。地下水の○の大きさは Cl 濃度の大小を示す。

4) 各火山への C/Cl-Cl/H₂O 法の適用

地下水試料に含まれるマグマ起源の Cl/H₂O 比は前節において示した手法で計算した。また，C/Cl 比の計算は，産総研(2018; 2019)で示した方法と同様であるが，マグマ起源 Cl の割合を求めるときに Cl-Br-I 法を用いず，前節に示した Cl/H₂O 比の決定と同様に Br-Cl の関係のみを用いた。

4-1) 始良カルデラ

図 4.2.1-11 に始良カルデラ周辺の地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比と Cl/H₂O 比の関係を示した。また，図 4.2.1-12 に始良カルデラ周辺の a)C/Cl 比と b)Cl/H₂O 比の分布を示した。図 4.2.1-12 からわかるように，多くの地点で Cl/H₂O や C/Cl 比が精度不良のため値を決定できなかった。しかしながら，それでも両方の比の値が得られた地点数は 16 地点であり（図 4.2.1-11），始良カルデラ周辺の地下のマグマ溜まりの状況を見ることができると考えられる。

図 4.2.1-11 より，MS に近い値のグループと FD のグループがあり，1 地点では MD の影響を受けていることがわかる。MS と FD のグループは C/Cl 比で 1 を境に分類が可能である。この結果は産総研(2019; 2020)で推定した分類と同じである。図 4.2.1-12 a)の C/Cl 分布から，これらの FD グループ，すなわち珪長質マグマ溜まりの生成に関連するグループは，カルデラ北部の一部，カルデラ西部の鹿児島市内及びカルデラ南部に集中している。また，MS グループ，すなわち苦鉄質マグマの固化に関連するグループは，特定地域に集中していない。MD の特徴，すなわち苦鉄質マグマの供給を示す地点がカルデラ東部と鹿児島市北部に見られる。

一方、図 4.2.1-12 b)の Cl/H₂O 分布は、カルデラ北部で高く、カルデラ東部～南部にかけて低い値を示す。このように C/Cl 比及び Cl/H₂O 比が地域的にまとまった特徴を示していることは、これらの値が地下深部のマグマ溜まりの状況を反映していることを支持する。

前述したように、Cl/H₂O 比は、地下水が高温で岩石と酸素同位体交換反応を起こした場合、マグマ起源水の割合を過大評価、すなわち Cl/H₂O を過小評価する欠点がある。酸素同位体交換反応の影響がない場合には、Cl/H₂O 比からマグマ溜まりの深度に関する情報が得られる。図 4.2.1-11 においても C/Cl 比において MS 領域となる地点の地下水の多くが低い Cl/H₂O 比を示しており、酸素同位体交換反応の進行が疑われる。岩石との酸素同位体交換反応の程度は、正確に決定できないため、この反応が生じている場合には Cl/H₂O 比のみの利用は限定的となる。逆に C/Cl 比は、地下水系で CO₂ の気泡によるロスが起きた場合に C/Cl を過小評価してしまうが、気泡の有無や pH などによって、この影響を受けているかどうか判別が可能である。始良カルデラでは、C/Cl 比を過小評価したと考えられる地点は C/Cl 比が最も高い 1 地点 (MD と判定)のみである。

以上より、始良カルデラ周辺の地下水を検討した結果、16 地点において海水の影響を除外した上で Cl/H₂O 及び C/Cl 比の評価ができた。始良カルデラでは、Cl/H₂O 比には信頼性の問題があるが、C/Cl 比の利用により地下のマグマ溜まりの状態を判定できると考えられる。

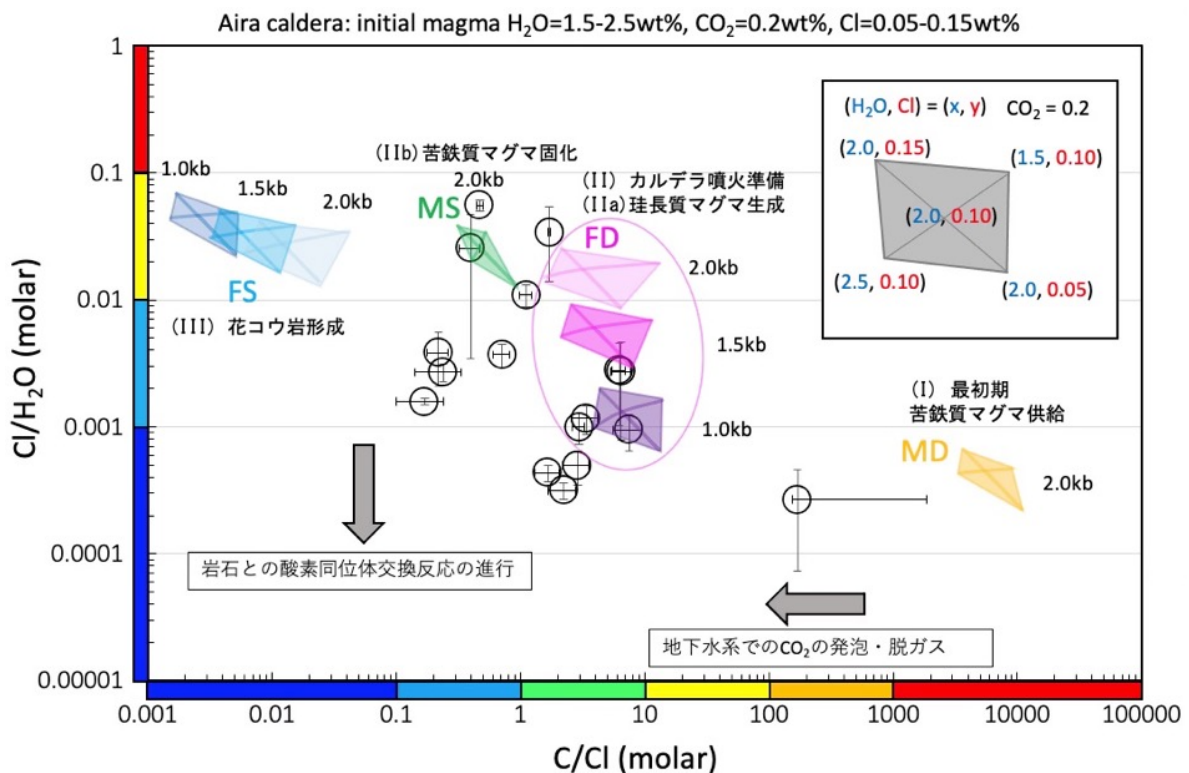


図 4.2.1-11 始良カルデラ周辺の地下水の C/Cl 比と Cl/H₂O の関係図。4.2.1-2 のマグマ溜まり進化モデルによる各マグマプロセスにおける理論的なマグマ起源熱水流体の組成範囲を合わせて示した。

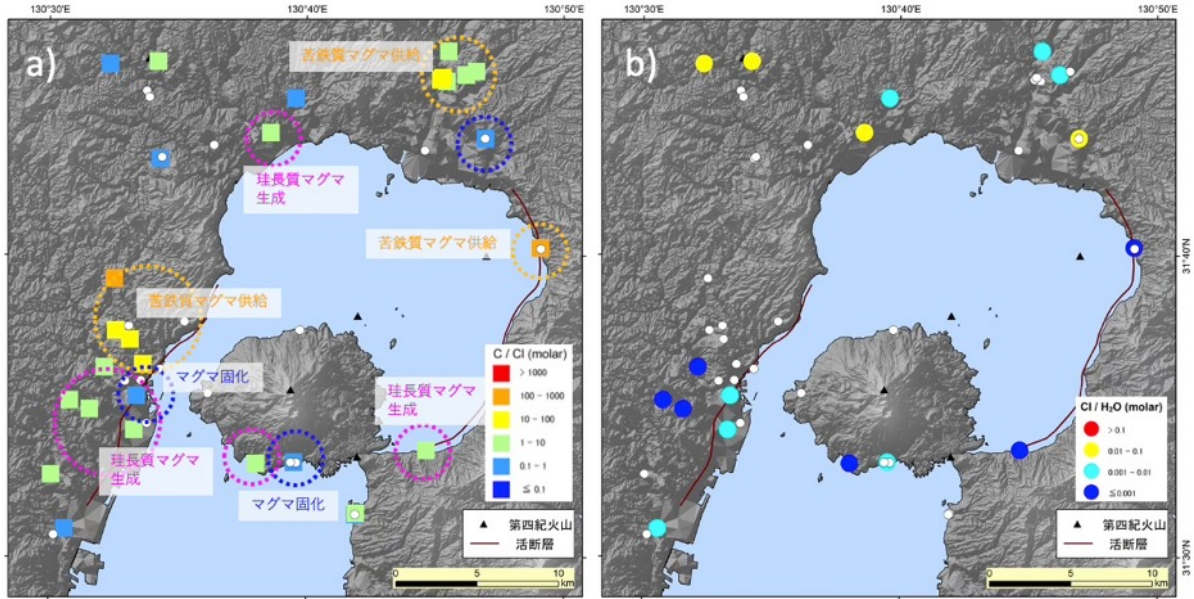


図 4.2.1-12 始良カルデラ周辺の地下水の a)C/Cl 比の分布と b) Cl/H₂O の分布. a)及び b)の色分けは、それぞれ図 4.2.1-11 の横軸及び縦軸のカラーバーに対応する. a)には、想定されるマグマ溜まりの状態を破線円で示した. 白丸は精度が悪いため値を決定できなかった地点. 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012), 地形データは基盤地図情報(国土地理院)による.

4-2) 九重火山

図 4.2.1-13 に九重火山周辺の地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比と Cl/H₂O 比の関係を示した. また, 図 4.2.1-14 に九重火山周辺の a)C/Cl 比と b)Cl/H₂O 比の分布を示した. 図 4.2.1-14 からわかるように, 多くの地点で Cl/H₂O や C/Cl 比の値を決定できた. したがって, 九重火山周辺の地下のマグマ溜まりの状況をこれらの値の分布から推定することができると思われる.

図 4.2.1-13 より, C/Cl 比から FS, MS のグループ, FD のグループと MD のグループが存在することがわかる. 産総研(2019; 2020)及び始良カルデラについて先述した結果と同様に FS, MS と FD, MD のグループは C/Cl 比で 1 を境に分類が可能である. 図 4.2.1-14 a)の C/Cl 分布から, MD のグループ, すなわち苦鉄質マグマの供給に関連するグループは九重火山東部にある. また, FD グループ, すなわち珧長質マグマ溜まりの生成に関連するグループは, 九重火山の中央～南東部に広く分布する. さらに MS, FS のグループは九重火山の北西部の古い火山地域と九重火山から南東に離れた地域に集中する. この内北西地域では現在地熱開発が行われており, 既に固化したマグマの岩体を天水が循環するシステムができている場所である.

一方, 図 4.2.1-14 b)の Cl/H₂O 分布から, 九重火山の南東部山麓で高い Cl/H₂O 比を示しており, 図 4.2.1-13 では FD に分類される. この地域では, 2 kb 以上の深度で珧長質マグマが発生している可能性がある. また, C/Cl 比において FS, MS と判定された北西部の古い火山地域では, Cl/H₂O 比が全て低い値を示しており, 循環する地下水と高温の岩石の間で酸素同位体交換反応が進行していることを強く示唆する(図 4.2.1-13). 九重火山では, 一部の FD グループを除い

て、全体的に $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ 比が低い傾向を示している。九重火山は、地下水の流動が山体の形成や地形などにより制約されており、浅層地下水が広域に流動している。したがって、産総研(2020)が示したように、地下水流動経路とともに C/Cl 比の分布を解釈しなければならない。結果から推定されるマグマ溜まりの状態の全体像は産総研(2020)で検討した結果と同様であるので、本項においては省略する。

以上より、九重火山においては、 $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ 比が始良カルデラの事例よりも大きく、岩石との酸素同位体交換反応の影響を受けていることが推定された。

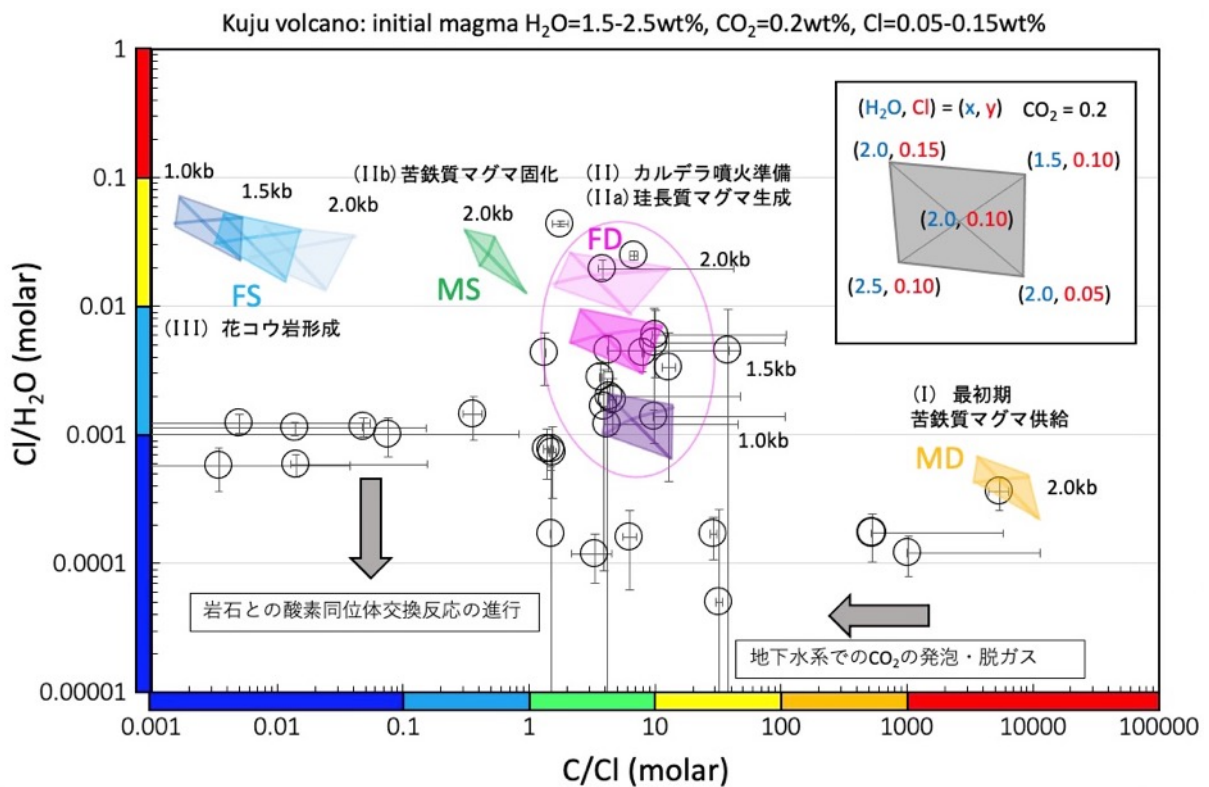


図 4.2.1-13 九重火山周辺の地下水の C/Cl 比と $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ の関係。図 4.2.1-2 のマグマ溜まり進化モデルによる各マグマプロセスにおける理論的なマグマ起源熱水流体の組成範囲を合わせて示した。

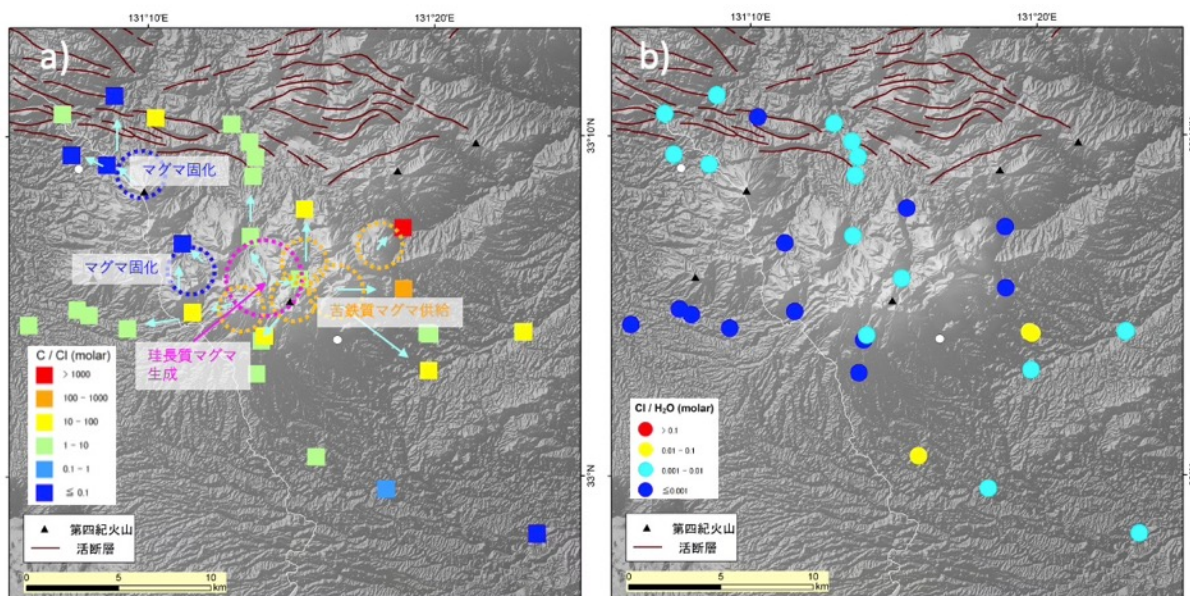


図 4.2.1-14 九重火山周辺の地下水の a) C/Cl 比の分布と b) Cl/H₂O の分布. a) 及び b) の色分けは, それぞれ図 4.2.1-13 の横軸及び縦軸のカラーバーに対応する. a) には, 想定されるマグマ溜まりの状態を破線円で示した. 白丸は精度が悪いため値を決定できなかった地点. 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012), 地形データは基盤地図情報(国土地理院)による.

4-3) 十和田カルデラ

図 4.2.1-15 に十和田カルデラ周辺の地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比と Cl/H₂O 比の関係を示した. また, 図 4.2.1-16 に九重火山周辺の a) C/Cl 比と b) Cl/H₂O 比の分布を示した. 図 4.2.1-16 からわかるように, 多くの地点で Cl/H₂O や C/Cl 比の値を決定できたが, カルデラ東部では Cl/H₂O 比が決められなかった. これは, これらの地下水が全て Cl を微量にしか含まないためである.

図 4.2.1-15 より, C/Cl 比から FS, MS のグループ, FD のグループと MD のグループが存在することがわかる. また, FS, MS と FD, MD のグループは C/Cl 比で 1 を境に分類が可能である. 図 4.2.1-16 a) の C/Cl 分布から, 十和田カルデラ西部に FD, MD のグループが集中する地域がある. この地域は, 苦鉄質マグマの供給があり, しかも, 珪長質マグマを生成していると考えられる. カルデラ北部にも同様の特徴を持つ地域が存在するが, その場所は八甲田火山である. さらに, MS, FS のグループはカルデラ内及びカルデラ西部に広域に存在する. 十和田カルデラ周辺においては, Cl/H₂O 比は高い値を示す地点が多く, 始良カルデラや九重火山と比較しても, 岩石との酸素同位体交換反応の程度は低い, あるいは, 無視できるものと考えられる. 以上より, 十和田火山では, 新しいマグマの供給はカルデラ西部にあり, 苦鉄質マグマの供給とともに珪長質マグマが生成している段階にあると思われる.

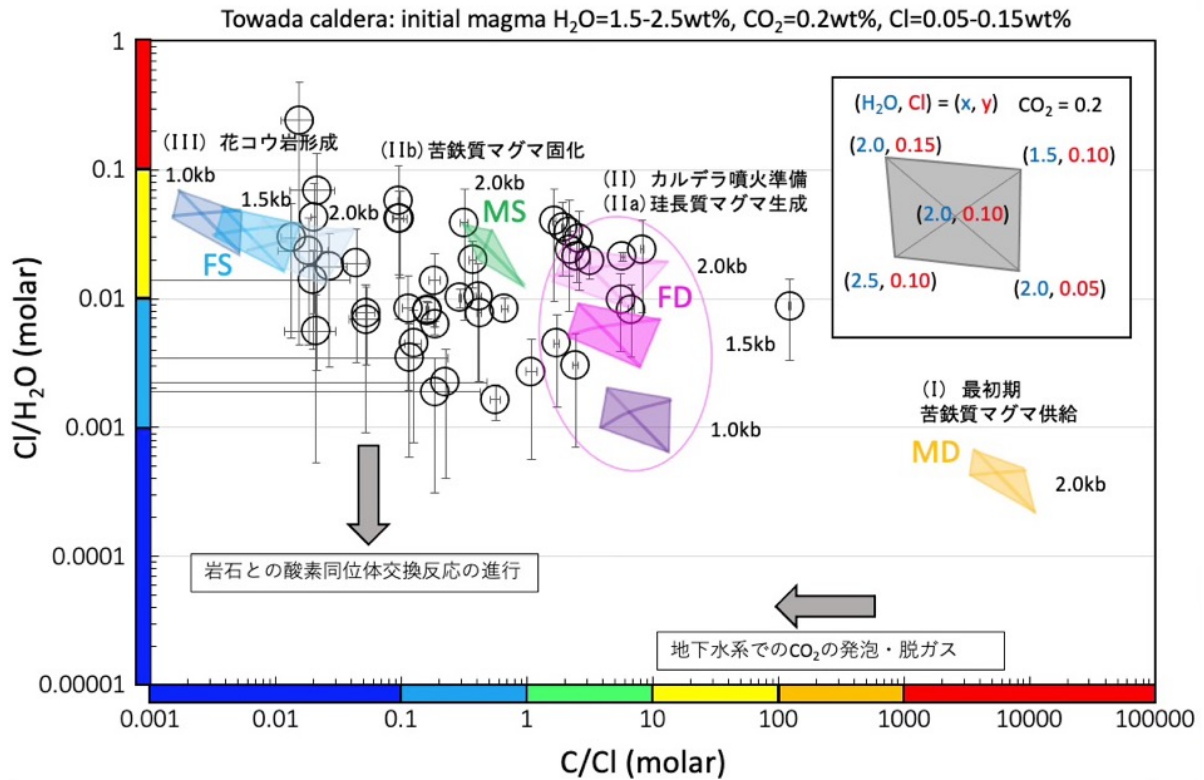


図 4.2.1-15 十和田カルデラ周辺の地下水の C/Cl 比と Cl/H₂O の関係. 図 4.2.1-2 のマグマ溜まり進化モデルによる各マグマプロセスにおける理論的なマグマ起源熱水流体の組成範囲を合わせて示した.

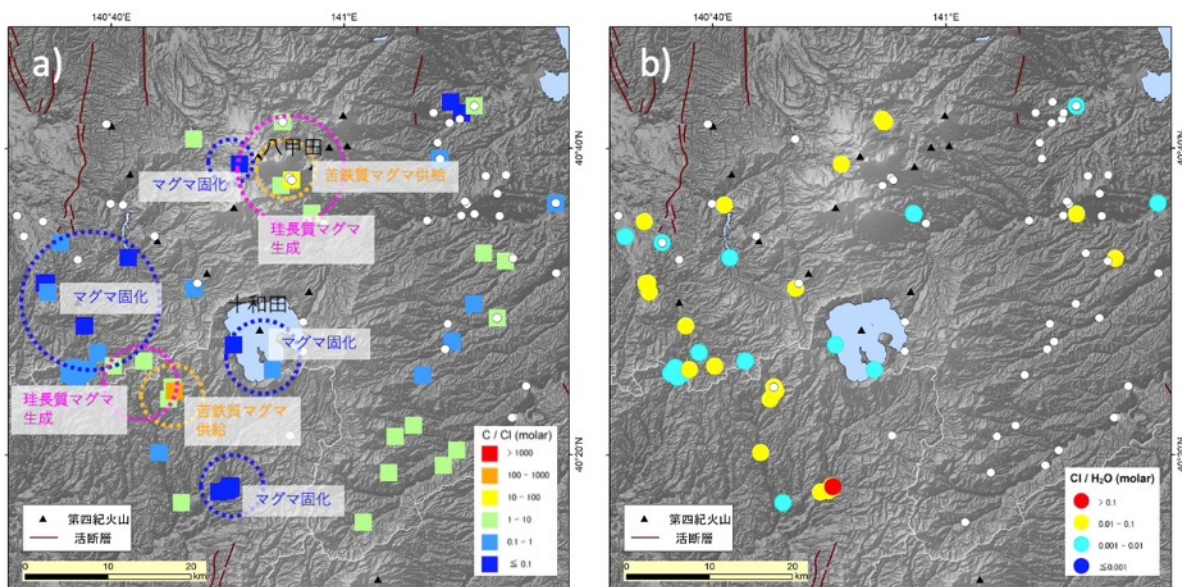


図 4.2.1-16 十和田カルデラ周辺の地下水の a) C/Cl 比の分布と b) Cl/H₂O の分布. a) 及び b) の色分けは, それぞれ図 4.2.1-15 の横軸及び縦軸のカラーバーに対応する. a) には, 想定されるマグマ溜まりの状態を破線円で示した. 白丸は精度が悪いため値を決定できなかった地点. 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012), 地形データは基盤地図情報(国土地理院)による.

4-4) 鬼界カルデラ (薩摩硫黄島)

図 4.2.1-17 に鬼界カルデラ (薩摩硫黄島) の地下水に含まれるマグマ起源の C/Cl 比と Cl/H₂O 比の関係を示した。これらのデータは高橋ほか(2018)に収録されている既存データを用いた。また、図 4.2.1-18 に薩摩硫黄島の a)C/Cl 比と b)Cl/H₂O 比の分布を示した。鬼界カルデラは薩摩硫黄島、竹島の 2 島が外輪山の一部として僅かに海上にあり、ほとんどが海中に没している。薩摩硫黄島では約 7900 年前のカルデラ噴火の後に流紋岩質の溶岩ドームと苦鉄質のスコリア丘がある。図 4.2.1-18 からわかるように、地下水の採取地点が限られており、しかもそのほとんどが前述したように硫黄岳の火山ガスを溶解した温泉水と海水を混入したものである。一部の地下水で Cl/H₂O や C/Cl 比の値を決定できたが、これらは既に CO₂ を失った地下水であり、しかもマグマ溜まりから放出された熱水のものとは考えられない。したがって、C/Cl 比や Cl/H₂O の解釈はここでは行わない。薩摩硫黄島には、海底から湧出する温泉水が数カ所あることがわかっており、そのうち硫黄島港では CO₂ を含む温泉水の湧出がある。鬼界カルデラのマグマ溜まりの状態は Kazahaya et al.(2002)が大規模なマグマ溜まりの存在と苦鉄質マグマの供給があることを示している。このような海中カルデラにおいて地下水の手法が適用可能であるかどうか、さらに、岩石学的に推定されたマグマ溜まりの状態と整合的であるかどうかを検討するため、海底湧出温泉水の採取、分析を行なうことが望ましい。

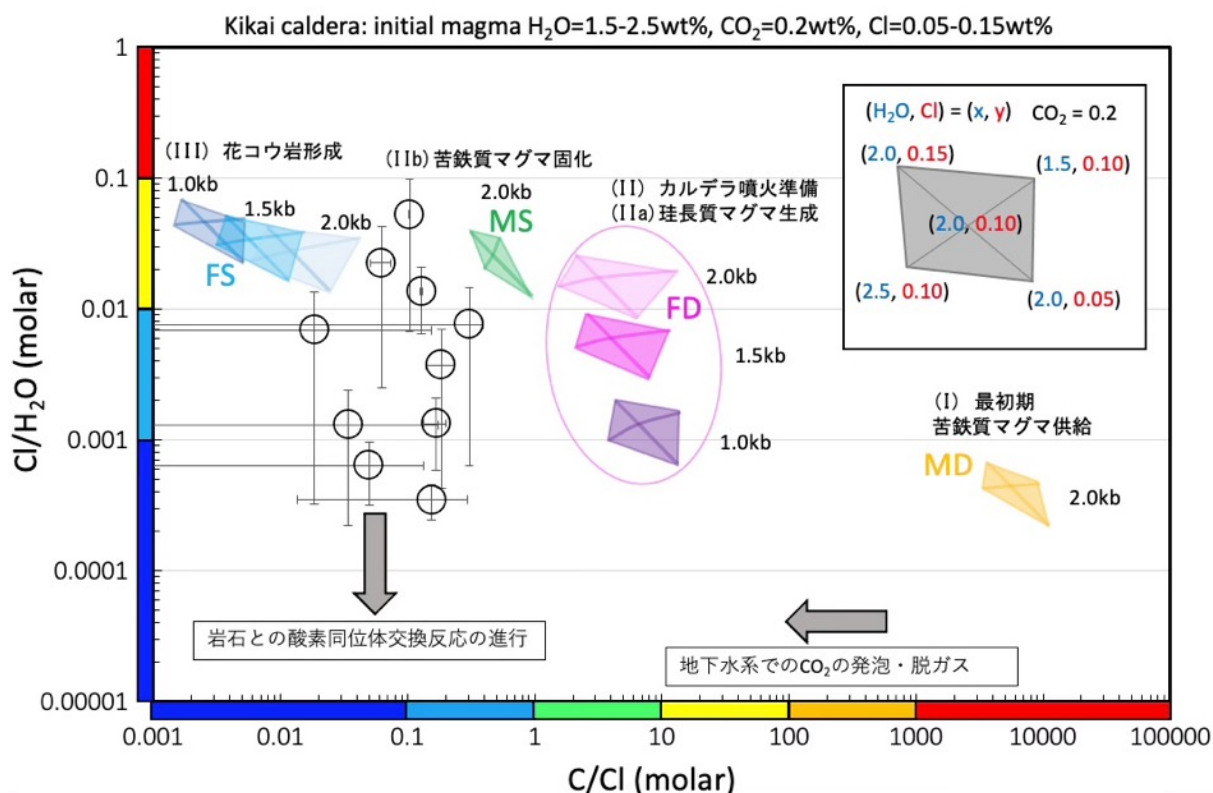


図 4.2.1-17 鬼界カルデラ (薩摩硫黄島) の地下水の C/Cl 比と Cl/H₂O の関係。図 4.2.1-2 のマグマ溜まり進化モデルによる各マグマプロセスにおける理論的なマグマ起源熱水流体の組成範囲を合わせて示した。

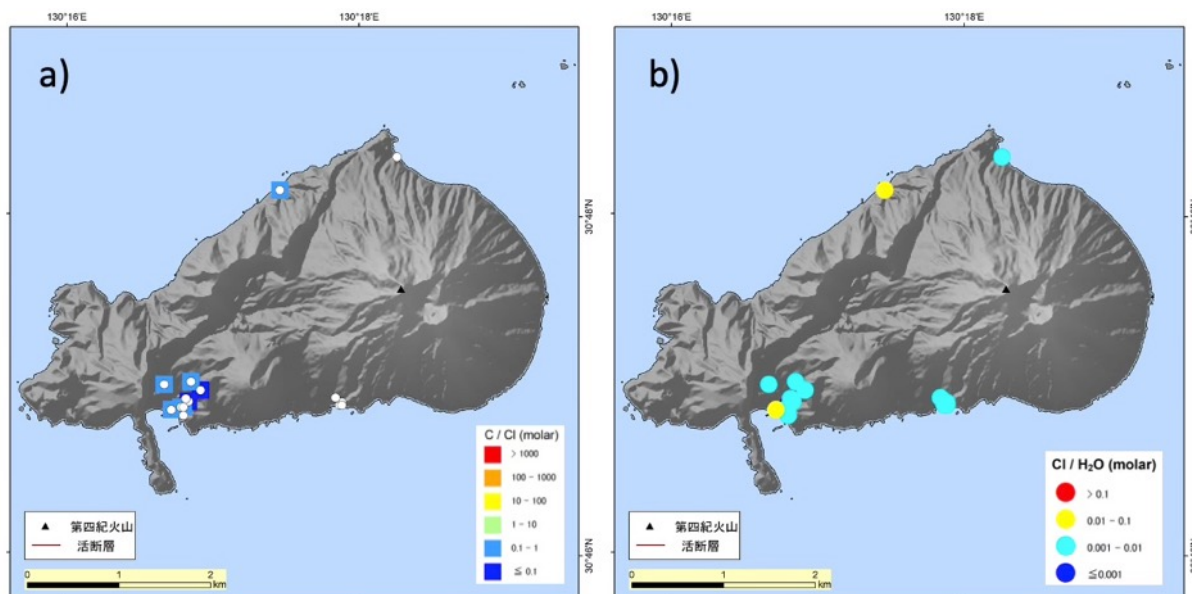


図 4.2.1-18 薩摩硫黄島の地下水の a) C/Cl 比の分布と b) Cl/H₂O の分布. a) 及び b) の色分けは、それぞれ図 4.2.1-17 の横軸及び縦軸のカラーバーに対応する. 白丸は精度が悪いため値を決定できなかった地点. 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012), 地形データは基盤地図情報(国土地理院)による.

4.2.2 放射性塩素同位体比 (³⁶Cl/Cl 比) を用いた手法の検討

始良カルデラへの適用性について

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部にあるマグマの種別判定法として放射性塩素同位体比 (³⁶Cl/Cl 比) を用いた手法を提案してきた(産総研, 2018; 2019). 産総研(2020)では, この手法の海底カルデラへの適用性の検討を行うために, 始良カルデラ周辺の深層地下水の ³⁶Cl/Cl 比の特徴の把握を開始した. 沿岸部の深層地下水について ³⁶Cl/Cl を用いた解析を行う場合, C/Cl 比を用いた手法同様に海水起源の Cl の影響を評価し, 海水成分を取り除いたうえで解析を行う必要がある. しかし, 現在の海水中の ³⁶Cl/Cl は $7.1 \pm 0.8 \times 10^{-16}$ と非常に低い値を持つ (Fifield et al., 2012). 一方, 上部マントルの部分熔融により生じた初生マグマの ³⁶Cl/Cl 比は理論的には 5×10^{-17} と計算され, その後, 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 $1-2 \times 10^{-15}$ という低い値を示している(産総研, 2018; 2019). これらの値は加速器質量分析計の検出限界に近い値であり, 海水とマグマの ³⁶Cl/Cl 比の区別はつきがたく, 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 ³⁶Cl/Cl 比の値を同定することは非常に難しいと思われる. ここでは, 深層地下水の水質・各種同位体の結果とあわせて Cl の起源を明らかにした上で, ³⁶Cl/Cl 比の値が示す意味について考察し, カルデラ火山深部にあるマグマの種別判定にどのように貢献できるかについて考察する.

表 4.2.2-1 に始良カルデラ周辺の深層地下水中の ³⁶Cl/Cl 比およびトリチウム, ³He/⁴He 比, その他の化学組成の結果を示す. ³⁶Cl/Cl 比は検出限界以下 $\sim 9.6 \times 10^{-15}$ 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。Li/Cl 比が $2.3 \times 10^{-4} \sim 1.9 \times 10^{-2}$ (重量比), Br/Cl 比も $0.74 \times 10^{-3} \sim 1.7 \times 10^{-3}$ (mol 比) と大きな変動幅を示している。また, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比も $0.06 \sim 7.2 \text{ Ra}$ (大気補正後の corrected 値) と地殻起源ヘリウムが主成分である試料から上部マントル値に近い値を示す試料まで非常に大きな変動を示している。これらの値は, 本年度調査を拡大したことにより, 産総研(2020)に示した結果よりもより広い変動幅を示しており, 始良カルデラ周辺においては様々な起源をもつ深層地下水が賦存していると思われる。

これらの深層地下水の δD , $\delta^{18}\text{O}$ の特徴を見ると試料 I, S, E, G, K などの試料はこの地域の天水の値に近いと思われる湧水の値に比べて δD , $\delta^{18}\text{O}$ ともに高い値を示し, 海水の値の方向にずれている (図 4.2.2-1)。これらの深層地下水の Cl は海水の混入によるものと解釈できる。J 地点については, δD , $\delta^{18}\text{O}$ は海水ではなくマグマ水の方角にずれているように見える。ただし, Br/Cl 比 (と I/Cl 比) の特徴は海水に近い。また, A, B, C, D, F, H, L, M, N, O, P, Q や R 地点は比較的 Cl 濃度が薄く δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値からは Cl の起源については分かりづらいが, このうち B, F, L, M, N, O, P, Q, R 地点の Br/Cl 比は $1.28 \sim 1.65 \times 10^{-3}$ (mol 比) と海水の値 (約 1.3×10^{-3}) の値に近く, これらの試料についても Cl の起源は海水が主たるものであると思われる。残りの A, C, D, H 地点については Br/Cl 比が $7.4 \sim 9.0 \times 10^{-3}$ と明らかに海水よりも低く, マグマ水に向かってシフトしている。

桜島内, 鹿児島市街地とも δD , $\delta^{18}\text{O}$, Br/Cl 比などから Cl の起源はいずれも海水が主体であるが, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の地域分布 (図 4.2.2-2) を見ると, 桜島内の深層地下水 (B, I, K, S) はいずれも低い値を示す一方で, 鹿児島市街地では海岸沿い (R) を除く 5 地点 (F, J, L, P, Q) は比較的高い値を示している。また, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の地域分布も桜島と鹿児島市街地では全く異なっている (図 4.2.2-3)。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気と同程度かあるいはそれよりも低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示す。マグマ中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比同様, 海水起源の塩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中の Cl は古い海水を起源に持つといえる。また, 深層地下水の滞留時間が長いために, 溶存成分の特徴はその長い滞留期間に加わった積算値となり, 必ずしも現在加わっているマグマ起源流体の特徴を反映していないことになる。このような場合には, 4.4 章で行っているような定期的な観測を行い, その微小な溶存成分の変動の特徴から, 変動要因がマグマ起源流体の混入量の変化によるものかどうか, C/Cl 比の高い苦鉄質マグマ起源の流体の影響かあるいは C/Cl 比の低い珪長質マグマ由来の流体の影響であるか, あるいは海水の新たな侵入によるものかなどの議論を行える可能性がある。

一方で, 錦江湾北西部の 4 地点 (C, D, E, G) は桜島内や阿蘇カルデラで見られた低い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比, 高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示す。このうち C および D 地点は Br/Cl 比が 8×10^{-4} と海水に比べて約半分の値となっており, マグマ起源流体の影響が大きいものと思われる。始良カルデラの場合, 現在のカルデラを形成した始良火砕噴火は, 約 3 万年前と推定されており, 阿蘇カルデラの約 9 万年と比べると若く, マグマの種別の違いによる $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の進化の程度の違いは少ないと予測

され、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比から議論することは難しいかもしれない。ただし、マグマ起源の Cl を多く含み、流体の滞留による $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の上昇や $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低下の見られない錦江湾北西部などは、さらに調査しその他の手法による検討を行う必要があると思われる。

表 4.2.2-1 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 (産総研(2020)のデータを含む)

Sample ID	水温 (°C)	pH	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	Br (mg/L)	Li/Cl (重量比)	Br/Cl (mol比)	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$	^3H (TU)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (cor Ra) ^S		
KYU_13_A001	A	50.6	7.0	0.64	219	0.44	2.90E-03	8.99E-04	7.17E-15 ± 8.42E-16	<0.03	3.78	
KYU_13_A013	B	48.0	6.5	0.90	1415	4.08	6.38E-04	1.28E-03	1.26E-15 ± 6.91E-16	1.81 ± 0.04	6.04*	
KYU_14_A005	C	28.2	5.9	1.83	830	1.52	2.20E-03	8.10E-04	1.29E-15 ± 6.75E-16	0.49 ± 0.02	6.94	
KYU_14_A006	D	43.0	7.3	0.41	921	1.67	4.45E-04	8.02E-04	2.71E-15 ± 8.85E-16	<0.04	7.19	
KYU_18_C003	E	45.4	6.8	1.89	7352	25.52	2.57E-04	1.54E-03	1.27E-15 ± 8.65E-16	<0.03	5.80	
KYU_18_C004	F	43.0	8.2	0.46	501	1.73	9.23E-04	1.53E-03	9.53E-15 ± 1.55E-15	0.04 ± 0.01	0.07	
KYU_18_C008	G	54.6	7.4	1.82	6395	22.37	2.85E-04	1.55E-03	1.19E-15 ± 7.31E-16	<0.03	5.24	
KYU_18_C010	H	40.8	6.7	2.26	117	0.20	1.92E-02	7.43E-04	9.62E-15 ± 1.46E-15	<0.03	2.02	
KGS_19_A001	I	54.2	6.7	2.78	10315	36.29	2.69E-04	1.56E-03	4.47E-16 ± 5.59E-16	0.05	0.02	7.15
KGS_19_A003	J	48.8	7.7	1.97	1982	6.21	9.92E-04	1.39E-03	6.53E-15 ± 1.29E-15	<0.03	1.00*	
KGS_19_A005	K	38.7	5.9	0.88	3055	10.61	2.88E-04	1.54E-03	8.30E-16 ± 6.22E-16	1.07	0.03	6.98
KGS_19_A007	L	48.9	7.5	1.14	1810	6.25	6.32E-04	1.53E-03	4.51E-15 ± 1.08E-15	0.05	0.04	0.67*
KYU_20_A001	M	44.2	6.9	0.78	3289	11.15	2.37E-04	1.50E-03	4.93E-16 ± 5.66E-16	0.03	0.01	0.19
KYU_20_A002	N	51.3	7.5	0.56	1418	4.62	3.97E-04	1.45E-03	3.98E-15 ± 1.12E-15	0.14	0.01	6.15
KYU_20_A006	O	56.8	7.8	0.14	239	0.78	5.67E-04	1.45E-03	1.02E-14 ± 1.87E-15	0.39	0.02	6.52
KYU_20_A008	P	46.0	8.0	0.52	503	1.66	1.04E-03	1.47E-03	8.76E-15 ± 1.50E-15	<0.03	1.02	
KYU_20_A010	Q	57.8	8.1	0.45	444	1.61	1.02E-03	1.61E-03	7.84E-15 ± 1.42E-15	<0.03	0.06	
KYU_20_A013	R	49.8	7.7	1.28	2002	7.46	6.42E-04	1.65E-03	2.40E-15 ± 9.84E-16	<0.03	0.68	
KYU_20_A015	S	58.2	6.5	2.84	11057	42.69	2.57E-04	1.71E-03	-4.05E-18 ± 4.96E-16	<0.03	3.97	

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

* He同位体比データは他の分析値とは異なる時期に採取した試料の分析値

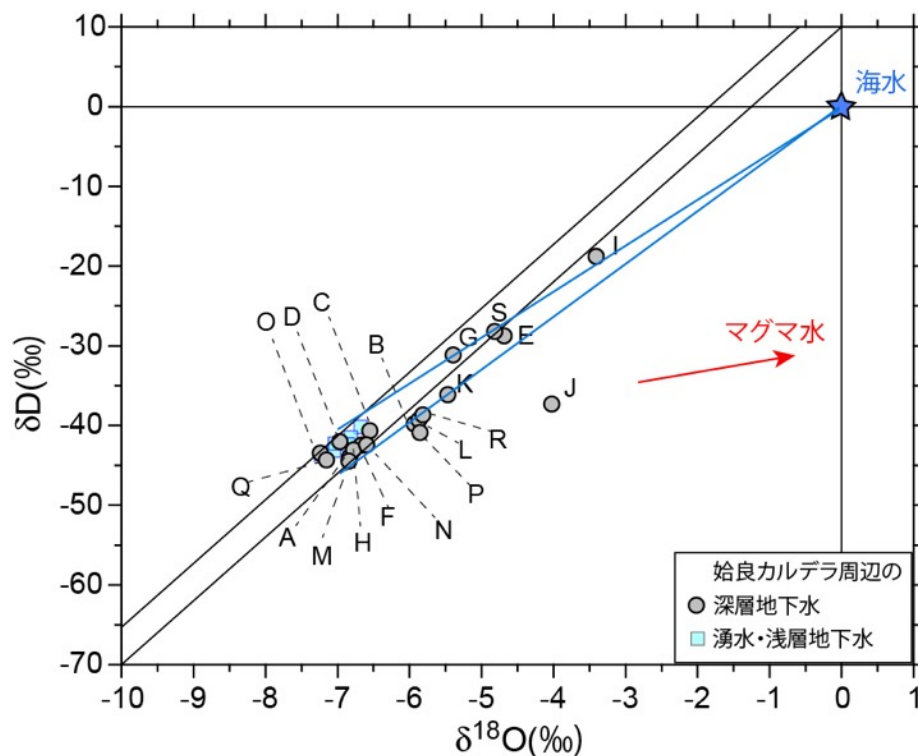


図 4.2.2-1 湧水・深層地下水のうち $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の分析を行った試料の δD , $\delta^{18}\text{O}$ の特徴

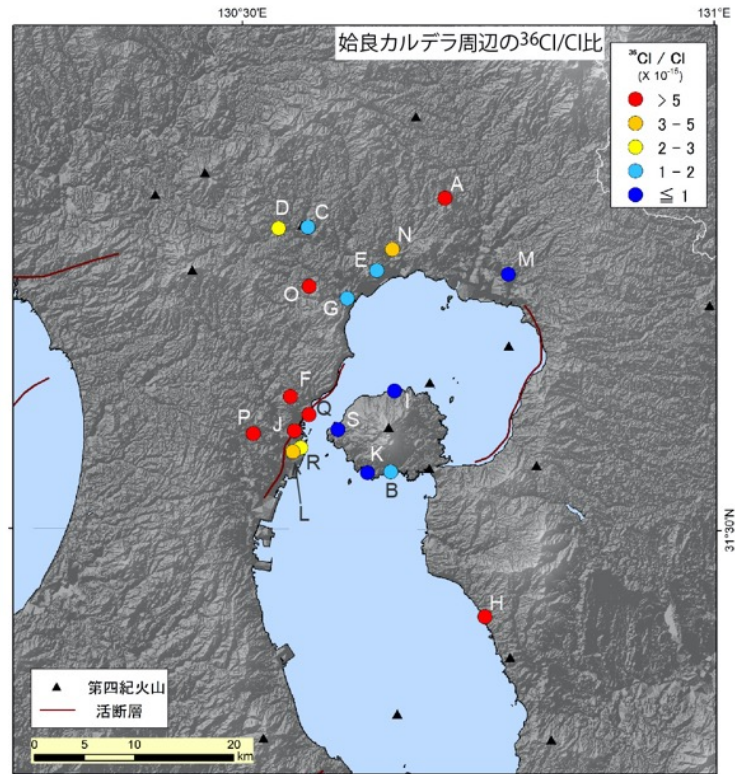


図 4.2.2-2 始良カルデラ周辺における湧水・深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比. 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012), 地形データは基盤地図情報 (国土地理院) による.

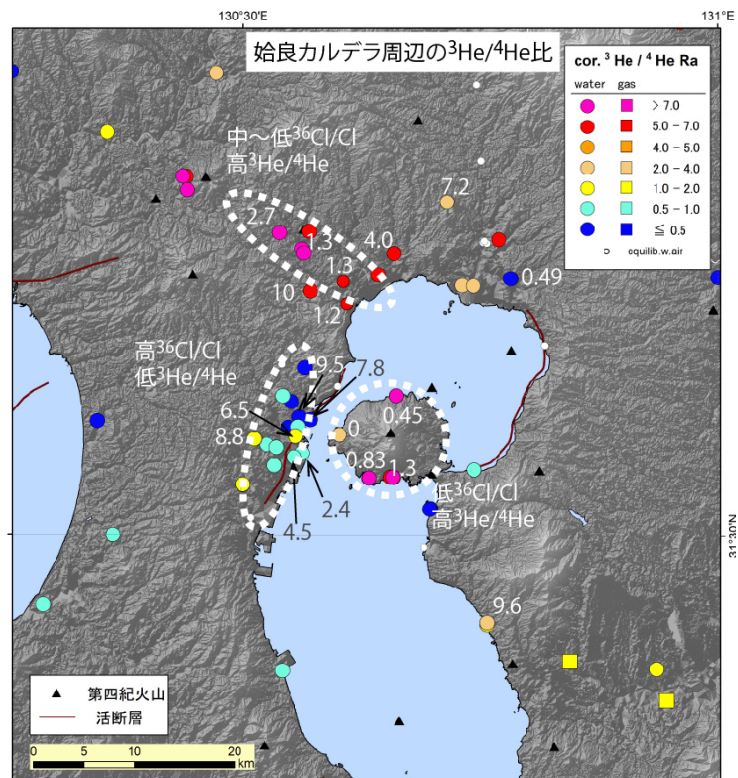


図 4.2.2-3 始良カルデラ周辺における湧水・深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比. 図中の数値は $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比 ($\times 10^{-15}$) を示す. 断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015), 第四紀火山は西来ほか(2012), 地形データは基盤地図情報 (国土地理院) による.

5) まとめと課題

5-1) C/Cl-C/H₂O 法

マグマ溜まり進化モデルを 2 kb 以下の領域に限定し単純化した上で、そのモデルに基づき各マグマ溜まりの状態に対応して放出される熱水流体の C/Cl 比と Cl/H₂O 比について再計算した。溶融マグマが発泡し熱水流体が放出された場合は、低い Cl 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。C/Cl 比=1 を境界にしてマグマの供給、生成は C/Cl>1 を示し、C/Cl<1 ではマグマ固化を示す。さらに、珪長質マグマの生成により放出される熱水流体は、Cl/H₂O 比が 1-2 kb の範囲で大きな圧力依存性を示し、高圧側では、低圧時の数倍～数 10 倍高くなることが示唆される。地下水に混入するマグマ起源熱水の Cl 濃度がある程度正確に推定できれば、C/Cl-Cl/H₂O 法として、熱水放出源のマグマの種別や圧力を区別できる可能性がある。

実際に、本手法を始良カルデラ、九重火山、十和田カルデラ等の周辺地下水に適用した結果、いくつかの留意すべき点が明らかになった。マグマ起源水の割合を決定する際に地下水の δD , $\delta^{18}O$ を用いる事になるが、地下水に含まれる海水成分の除去において、混合する海水が変質した海水の場合うまくいかないことがある。さらに、地下水の $\delta^{18}O$ が地下で高温の岩体等と酸素同位体交換反応を起こした場合は、マグマ水の割合を過大評価(場合によっては 1-2 桁)することがある。特に九重火山ではこの問題が顕著であり、C/Cl 比でマグマ固化を示す地下水は全て酸素同位体交換反応の影響があると考えられた。一方、十和田カルデラ周辺の地下水のように、この影響をほぼ受けていないと考えられる事例もあった。これらの事例研究は、Cl/H₂O 法の問題も明らかにしたが、マグマ溜まりの状態把握を目的にした C/Cl-Cl/H₂O 法の妥当性を裏付ける結果も多く得られたと結論できる。

鬼界カルデラ(薩摩硫黄島)の事例では、諸般の事情により現地調査が行えなかったため、既存地下水データを利用して検討を行った。ほとんどが海没しているカルデラ火山の評価は、難しい課題であるが、海底から湧出する温泉水が多数存在するため、それらのデータ取得を行うことにより、鬼界カルデラの状態評価を行える可能性がある。

事例研究では、多くの地下水データが湧水や、既存の利用中の坑井であり、その利用目的も深度もまちまちである。したがって、火山によっては C/Cl-Cl/H₂O 法の利用にあたり精度面で大きな問題を生じ、特に始良カルデラ、十和田カルデラでは多くの地点で C/Cl 比あるいは Cl/H₂O 比を決定できなかった。しかし、これらは C/Cl-Cl/H₂O 法の妥当性を否定するものではなく、掘削等による良好な地下水試料が採取されれば、より正確なマグマ溜まりの情報を得ることができるものと考えられる。

5-2) ³⁶Cl 法 : 始良カルデラへの適用例

昨年度に引き続き、³⁶Cl/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 ³⁶Cl/Cl 比の特徴を把握した。³⁶Cl/Cl 比、³He/⁴He 比、 δD , $\delta^{18}O$ 、および溶存化学組成より、始良カルデラ周辺においては、地下水およびその溶存成分の滞留時間が地域によって異なることが明らかになりつつある。この場合、滞留時間の長い地下水については必ずしも現在加わっているマグマ起源流体の特徴を反映していないことになる。今後、C/Cl 比、C/Cl-

Cl/H₂O 法など他の手法によりマグマの種別・状態などが得られた地点についてこの滞留時間も考慮した現在の状態を評価するための解析を検討する必要がある。

また、始良カルデラの場合、現在のカルデラを形成した始良火砕噴火は、約 3 万年前と推定されており、阿蘇カルデラの約 9 万年と比べると若く、マグマの種別の違いによる ³⁶Cl/Cl 比の進化の程度の違いは少ないと予測される。この点についても検討が必要である。

【引用文献】

- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2012) Ultra sensitive measurements of ³⁶Cl and ²³⁵U at the Australian National University. Nucl. Instr. and Meth. B. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.nimb.2012.04.028>
- Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito, G. (2002) Degassing process of Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Supply of volatile components from a deep magma chamber. Earth Planets Space, 54, 327-335.
- 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.
- 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.
- 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.
- 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 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 31 年度事業報告書.
- 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.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・清水 徹・宮越昭暢・戸崎裕貴・東郷洋子・稲村明彦・半田宙子・仲間純子・中村有理・竹内久子・大丸 純・清水日奈子・尾山洋一・大和田道子・切田 司 (2018) 深層地下水データベース(第 2 版), 地質調査総合センター研究資料集, no.653.

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】

これまでの予備的な調査によって、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と同様に、海底での温泉湧出の検知を示唆する結果が得られている pH—ORP 曳航観測を、別府湾沿岸域（大分県）において実施し、それにより検知される低 pH・低 ORP エリアと先行のラドン曳航観測の結果との対比により、pH や ORP 測定の前用の有効性を検証した。また、pH—ORP 観測と同様なセンサーを内蔵するフローセルに海水を流して測定する方式の溶存水素濃度計を新たに曳航観測に組み込むことを目的として、その性能評価を実施した。さらに、海底の温泉湧出や火山ガス流出が想定される地点において、それらの存在を直接確認し湧出・流出状況を記録するための有力な観測ツールとなりうる水中ドローンの探査能力や映像記録性能などの検証を実施した。

【調査・研究成果】

4.3.1. はじめに

カルデラ火山からのマグマ起源流体の放出について、土壌からの二酸化炭素（CO₂）の放出を測定するような、対象に直接対面する手法は、海底や湖底からの放出を観測するために用いることができない。そこで、海水や湖水があってもマグマ性のガス成分を検出できる手法が求められる。平成 31 年度（令和元年度）には、CO₂—ラドン（²²²Rn）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曳航観測システムの評価を行い、海底湧出する流体の影響を認識することに成功した（産総研，2019）。

令和 2 年度においては、pH や酸化還元電位（ORP : Oxidation-Reduction Potential）を指標とした新しい観測システムの導入に関する研究を実施した。これらの指標は CO₂—²²²Rn 曳航観測装置と同様に、マグマ起源流体の影響を強く受けた海底温泉等の探査に有効であると予想され、曳航観測装置としては、pH—ORP システムの方が、CO₂—²²²Rn システムよりもシンプルな構成でマシントラブルに陥りにくく、実用性が高いことが期待されることから、新しいシステムの指標としての検証を実施することとした。

また、CO₂ 濃度計同様に、火山ガスの海底流出の検出に有効であって、軽量かつコンパクトで現地調査での利用が適していると考えられる溶存水素濃度計を曳航観測システムに組み込むことを目指して、その性能評価を別府温泉の噴気地帯で実施した。さらに、実際の海底湧出の様子を映像として記録することを想定した水中ドローンの性能評価を姫島（大分県）沿岸にて実施した。

4.3.2. pH-ORP 曳航観測装置の検証

観測装置の検証のために以下の 2 項目の観測等を実施した。（1）沿岸の陸水における ORP の実情を知り、曳航観測データの参考とするために、別府湾周辺の陸域で温泉水、地下水、河川水の ORP を中心とした水質データの特徴を明らかにした。（2）CO₂ を主成分とする気泡を伴う鉱泉水の海底湧出を実際に見ることが出来る姫島（大分県）の沿岸海域と、別府市から大分市の西大分地区の別府湾の沿岸において、曳航観測による ORP 等の水質測定を実施し、海底湧出の検出

が可能かどうかを調べた。

4.3.2.1. 測定機器・曳航観測装置

ORP の計測には、TOA-DKK 社製の ORP 計 RM30P と同社製の ORP 複合電極 PST-2739C を用いた。複合電極中の比較電極は銀—塩化銀電極で、測定精度は ± 2 mV である。電極の内部溶液の温度が同時に計測され、その繰返し精度は $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ である。測定時の温度を用いて、測定に用いた比較電極と標準水素電極の電位差を補正して、ORP 計の測定値から Eh 値を算出した。以後の Eh 値は全て電極による電位差を補正している。

pH と電気伝導度 (EC) の計測には、TOA-DKK 社製の EC/pH 計 WM-32EP と pH 複合電極 GST-2729C と EC 電極 CT-57101B を用いた。測定精度は、pH が ± 0.02 pH、E.C. が $\pm 0.5\%$ FS である。水温の測定には、温泉、地下水、河川水については ebro 社製デジタル温度計 TFX410 を用い、海水では EC 電極に内蔵されている温度計の指示値を用いた。観測点や調査場所の位置情報 (緯度経度) は、GARMIN 社製の GPSmap 62SCJ により取得した。

曳航観測では、全長約 5 m の小型船舶 (プレジャーボートあるいは漁船) で観測対象となる海域を走航しながら計測データを得た。およその速度 5 km/h でゆっくりと走航しながら、船舶の前方から深さ 1 m 程に取り付けた水中ポンプによって海水をホースで汲み上げ、図 4.3.2-1 に示すように各種センサーを取り付けたフローセルに流して水温、ORP、pH、EC を 1 分に 1 回の頻度で計測し、データをロギングした。

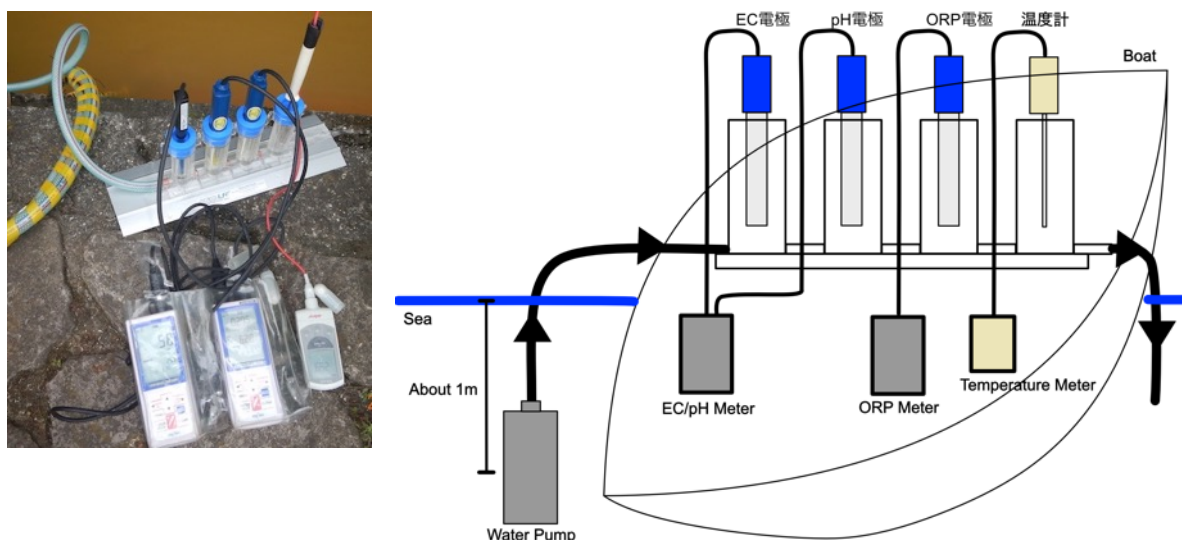


図 4.3.2-1 曳航観測装置。(左) 各種水質センサーを取り付けたフローセル。(右) 曳航観測フローセル方式水質計測ユニットの概念図。

4.3.2.2. 陸域の温泉水、地下水、河川水の酸化還元電位

別府湾の沿岸海水の曳航観測データとの比較のために、2013 年 6 月 6 日から 2018 年 9 月 1 日にかけて実施した別府地域の河川水、温泉水、地下水の調査 (図 4.3.2-2) の結果を検討した。エ

アリフト・ポンプによる動力揚湯の温泉では、送り込まれる空気により ORP が変化する可能性があるため、調査対象の温泉は自噴泉に限定した。それぞれの観測地点において、ORP, pH, EC, 水温、位置情報の計測がされている。pH と Eh の関係 (図 4.3.2-3) では、ほとんどの陸水試料は P_{O_2} が 10^{-25} と 10^{-45} のラインに沿ってプロットされた。以下では、河川水、地下水、温泉水・鉱泉水、のそれぞれに分けて pH と Eh の関係を詳しく見ていく。

河川水

河川水は R-01 と R-02 の 2 点を除き $P_{O_2}=10^{-25}$ のラインに沿ってプロットされる (図 4.3.2-3)。主要河川 (朝見川, 境川, 春木川, 平田川, 新川) のほとんどでコンクリート三面張りとなっており、河川水は伏流することなく河口まで流下する。そのため、河川水は上流から下流まで大気に曝された状態に置かれることになり、高い Eh 値を示したと思われる。R-01, 02 は、温泉排水の混入が報告されており (大沢, 2018), その影響を受けて低い Eh を示したと考えられる。

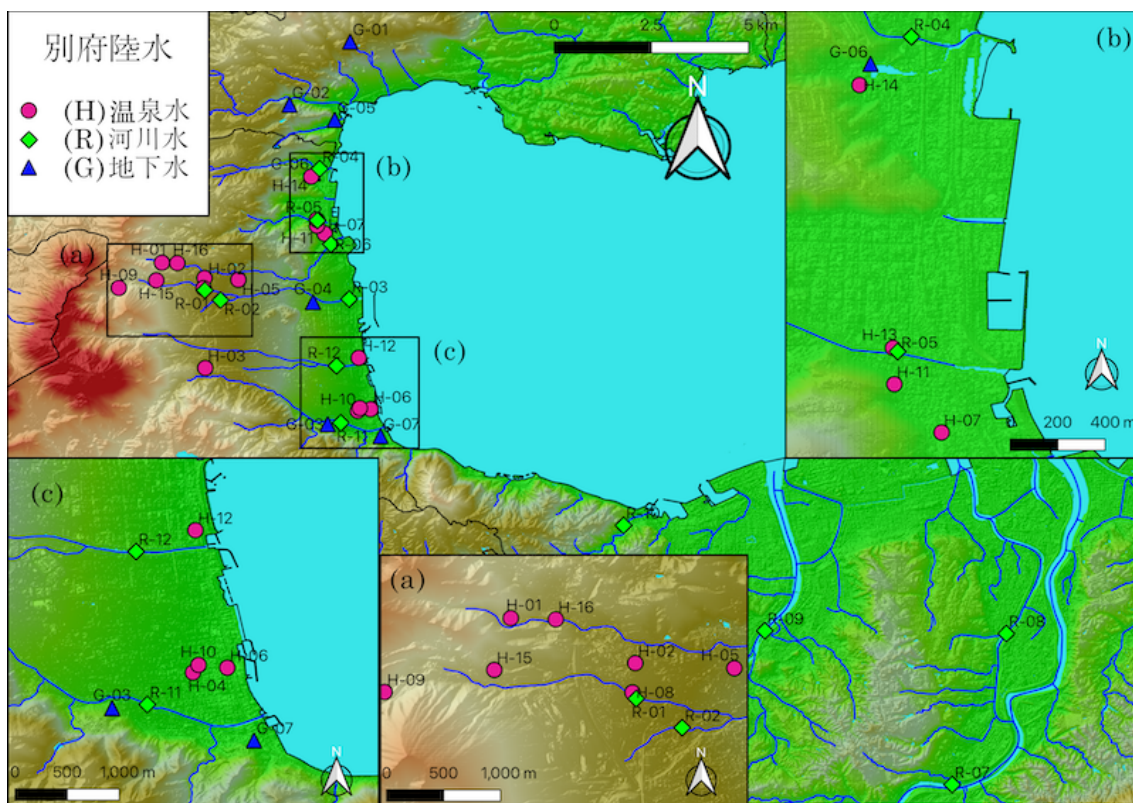


図 4.3.2-2 別府湾周辺における陸水の水質調査地点。国土数値情報および国土地理院数値標高データを使用。

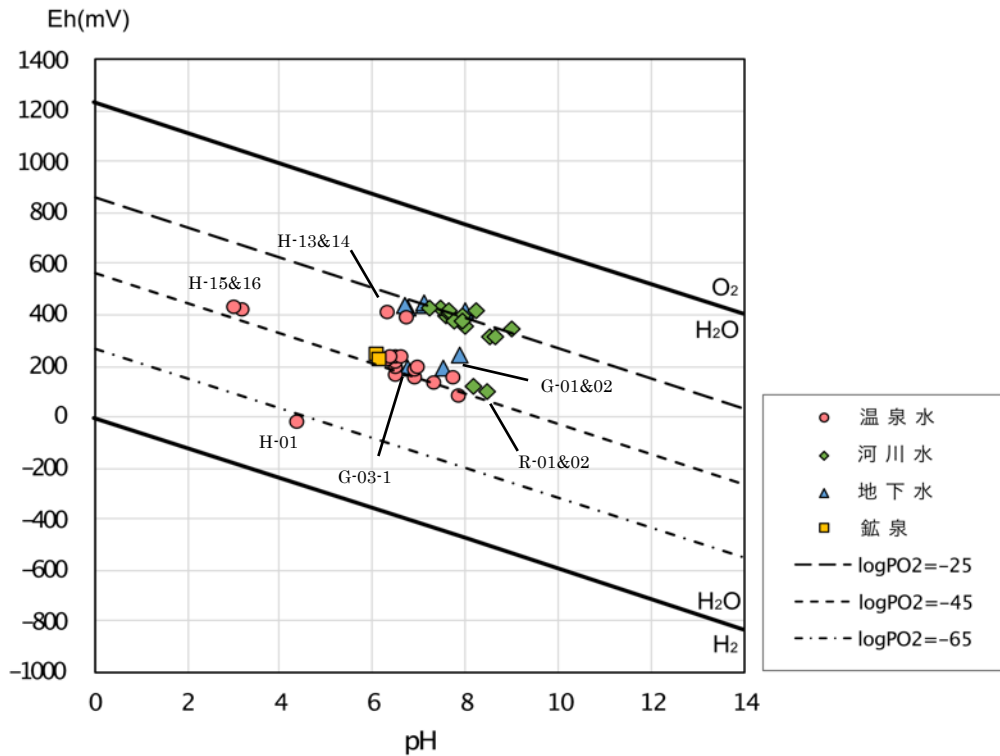


図 4.3.2-3 別府湾沿岸陸域の温泉水，地下水，河川水 Eh-pH 図。■は姫島の拍子水温泉水の鉱泉水（大沢ほか，2015）。2本の実線は25°Cにおける水の安定領域の上限と下限（水の生成・分解に関わる反応のpH-Eh関係）を，3本の点線は P_{O_2} が 10^{-25} ， 10^{-45} ， 10^{-65} のときの水のEhとpHの関係を示す。

温泉水

温泉水は，H-01，13，14の3点を除き $P_{O_2}=10^{-45}$ のラインに沿ってプロットされる（図4.3.2-3）。地理的に異なる位置にある姫島で採取された鉱泉水も同様の位置にプロットされた。これらの温泉水は，炭酸鉄（ $FeCO_3$ ）と水酸化第二鉄（ $Fe(OH)_3$ ）からなる酸化還元平衡でコントロールされた系のpH-Eh関係のライン（図4.3.2-4(a)の1)の点線）付近にプロットされる。これは温泉の湧出状況と合致する。

一方で，H-01は，図4.3.2-4(a)のライン6)，7)，8)や図4.3.2-4(b)の $SO_4^{2-}/H_2S_{(aq)}$ の境界線上付近にプロットされる。H-01地点は H_2S 臭の強い別府温泉明礬地区の薬師寺裏の噴気地噴気地に自然湧出する硫酸イオンに富む温泉であり，これも湧出状況と合致している。また，H-13と14は， $P_{O_2}=10^{-25}$ のライン付近にプロットされた（図4.3.2-3）。pHを調節しながら，空気に十分曝した水のORPを測定すると， $Eh = 840 - 47pH$ が得られるが（大河内，2005），このラインと $P_{O_2}=10^{-25}$ のラインがかなり近いことから，H-13と14の温泉は，湧出前に大気に十分曝される

環境に置かれていたことが示唆される。

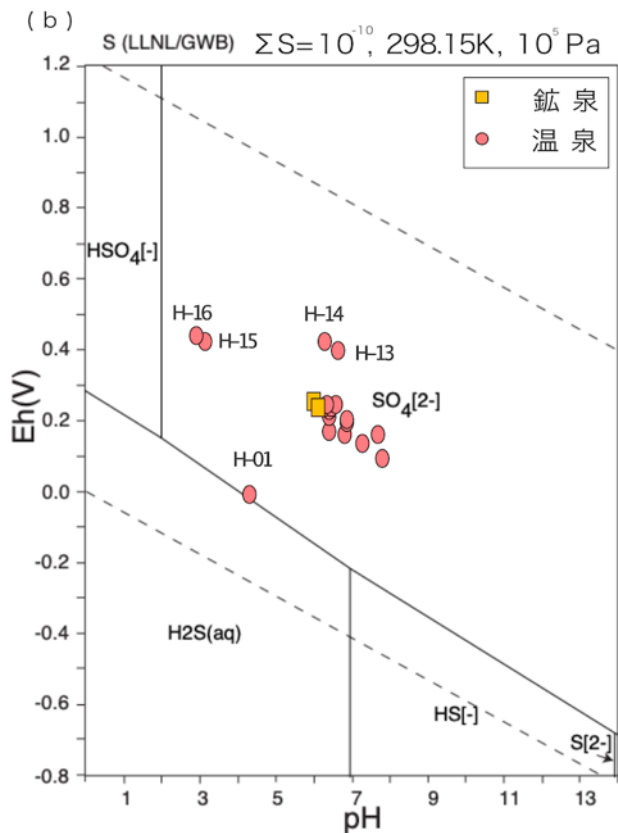
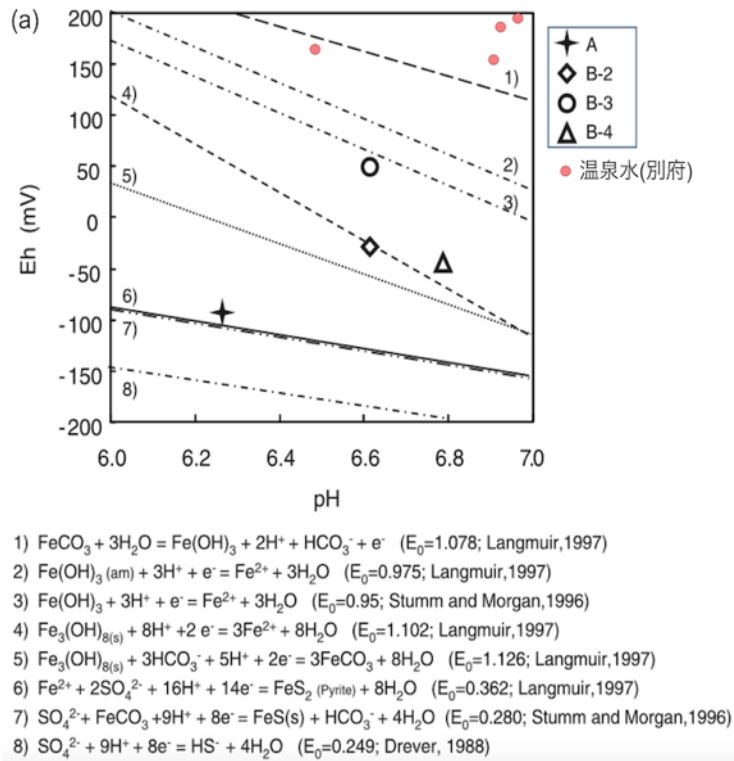


図 4.3.2-4 本研究に関する化学平衡・化学種の Eh-pH 図. (a): 岩月ほか (2009). (b): 竹野 (2005).

■は姫島の拍子水温泉の鉱泉水 (大沢ほか, 2015).

地下水

地下水は、河川水と同様に $P_{O_2}=10^{-25}$ のラインに沿ってプロットされるものと、それよりも Eh が低くプロットされるものに分けられる (図 4.3.2-3). G-03-1 を除いて、 $P_{O_2}=10^{-25}$ のラインに沿う地下水は別府市の地下水で、低 Eh の地下水は日出町のものである (図 4.3.2-2). データの数が少なく確実ではないが、別府市側から別府湾に流出する地下水の Eh 値は相対的に高い可能性がある。

4.3.2.3. 海水の Eh の温度依存性

Eh の分析には温度依存性があることが知られており、前述の比較電極と標準水素電極の電位差は温度補正が可能である。しかし、その他の温度依存性のあるパラメータは、計算で求めることは難しいため、実験的に確認することになる。ここでは、測定データ、特に曳航観測で得られる海域データを比較する際に、海水の Eh 分析に関する温度依存性を実験的に確かめた。

別府湾の南岸の高崎山下海岸にある水族館「うみたまご」において、沿岸中層からポンプで組み上げられ、京都大学地球熱学施設本館地下の冷暗所で一年以上保存されていた海水を実験に使用した。ビーカーに分取した海水試料を、湯浴や冷蔵庫により、別府湾の海水温として想定される $10^{\circ}\text{C}\sim 40^{\circ}\text{C}$ の間の温度にして、マグネティック・スタラーを用いて静かに攪拌しながら 1 時間以上時間をかけて Eh を測定した。その際、温度が大きく変わらないよう、 16°C 以下の場合には冷蔵庫の中で、 30°C 以上の場合には、スタラーの加温機能を用いて加温しながら測定した。ORP 計測値は 4.3.2.1 節の記載と同じく、電位差の補正により Eh に変換した。

水温と Eh の関係を図 4.3.2-5 に示す。実験室の空気の影響を考慮に入れ、測定容器として、口を開けたビーカー (開放系) と、口をキッチン・ラップで覆ったフラスコ (閉鎖系) を比較した結果、両者の Eh の温度依存性の違いは $0.15\text{ mV}/^{\circ}\text{C}$ 未満であり、ほとんど変わらないとみなすこととした。温泉、地下水、河川水の Eh 測定は大気開放系で行っているのに対し、曳航観測のフローセルを使った Eh 測定は閉鎖系とみなせるため、閉鎖系と開放系のデータポイントが大きく隔たらないということは、温泉、地下水、河川水の Eh 測定値と、曳航観測における海水の Eh 測定値を比較できるということを意味している。本実験の開放系と閉鎖系を区別せずにデータの回帰分析を行った結果、Eh の温度変化は $-1.47\pm 0.11(\text{mV}/^{\circ}\text{C})$ と求められた。以後の海水試料の Eh 測定では、この海水温と Eh の温度依存係を補正し、 25°C の時にとる Eh 値に規格化して示す。

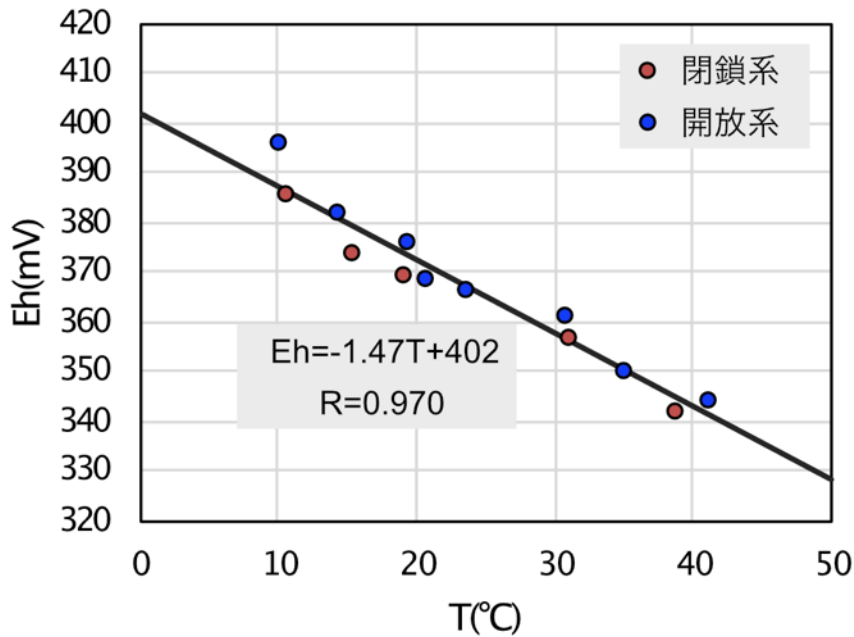


図 4.3.2-5 実験室内で求めた別府湾海水試料の温度と Eh の関係. 開放系：口を開けたビーカーで測定. 閉鎖系：口をキッチン・ラップで覆ったフラスコで測定.

4.3.2.4. 曳航観測（姫島）

大分県の国東半島の北端沖に位置する火山島である「姫島」の西側の西浦沿岸海域で見られる CO₂ ガスを伴う海底鉱泉湧出付近で、2019 年 10 月 29 日に曳航観測を実施した。曳航観測は、海岸線に沿った方向に何度も往復するような形で行われた。

姫島沿岸の海水の Eh—pH は、別府地域の酸化的な河川水 ($P_{O_2}=10^{-25}$) と大多数の温泉水と地下水 ($P_{O_2}=10^{-45}$) の間にプロットされた (図 4.3.2-6)。大気と接する表層の海水も河川水と同じように酸化的な値を持つとすれば、この関係は、酸化的な海水に地下水や温泉水が混合することで生じていると考えられる。海水の Eh は、270 mV～312 mV の範囲で、その分布は 280 mV 以下、280 mV～290 mV、290 mV より大きいという 3 つに区分できる。この 3 区分を観測地点と対比して示したものが、図 4.3.2-7 となる。同図には、鉱泉水の海底湧出によってもたらされた CO₂ ガスを伴う気泡 (大沢・三島, 2017) の確認地点も併せてプロットした。この図から、Eh が 280 mV 以下の相対的に還元的な海水が分布するエリアと気泡確認エリアとが非常に近く、気泡の存在が低 Eh に関与していることを伺わせる。また、Eh が 280mV より大きく 290mV 以下の地点が海岸に沿うように細長く伸びているが、観測のために用いた小型船舶を操舵する地元の漁師の話「海況が良好な時に気泡が見られる地点は、気泡が定常的に確認される地点から観音崎の方向に海岸線に並行に帯状の範囲で見ることができる」と符合する。気泡の確認されるエリアの

海水の EC が周辺海水のそれよりも低いことから (大沢・三島, 2017), 海底からはガスだけでなく水も一緒に湧き出していると考えられる. 湧出する水として想定されるものは, 島の東側に湧出する拍子水温泉の鉱泉水 (大沢ほか, 2015) と同様な Eh と EC が海水より低い淡水である. しかし, Eh が低いほど EC が低くなる関係は, 海水では認められず (図 4.3.2-8), 上記のような淡水の寄与は明確に示されなかった. これらのことから, この海域に見られる Eh 値が 290mV 以下の海水は, 海底ガス湧出の影響を受けたものと考えられる.

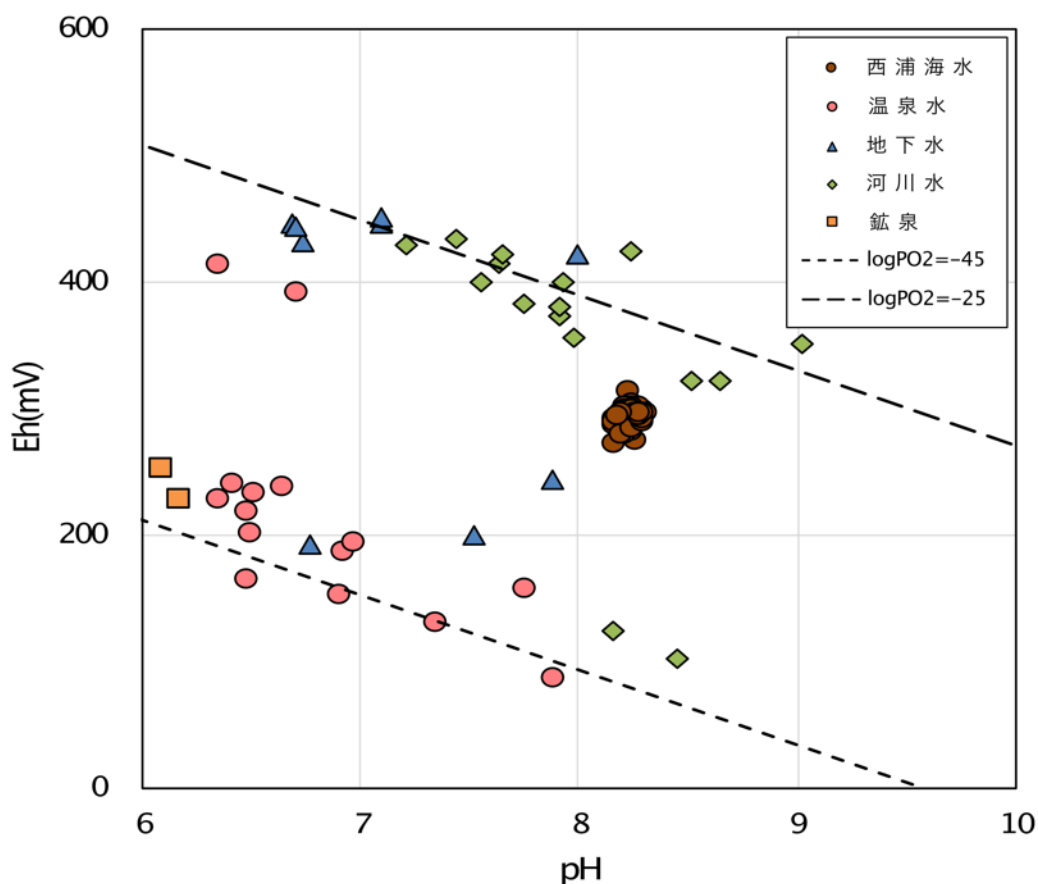


図 4.3.2-6 姫島西浦沿岸海水と別府湾沿岸の温泉水・地下水・河川水の Eh-pH 図. ■は姫島の拍子水温泉の鉱泉水 (大沢ほか, 2015).

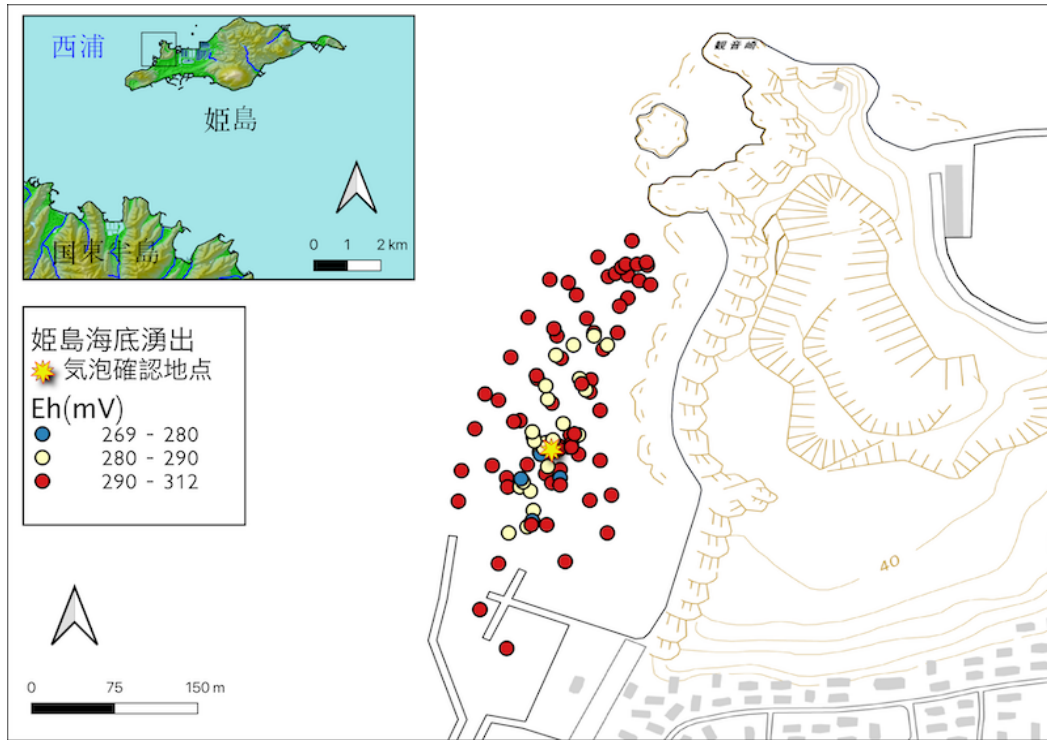


図 4.3.2-7 姫島西浦沿岸海水の Eh 値の分布と気泡確認地点。観測当日、気泡は $N33^{\circ}43'44.17''$ 、 $E131^{\circ}38'27.98''$ からおよそ 10m 以内の範囲で確認された。国土数値情報および国土地理院数値標高データ、国土地理院・地理院タイルを使用。

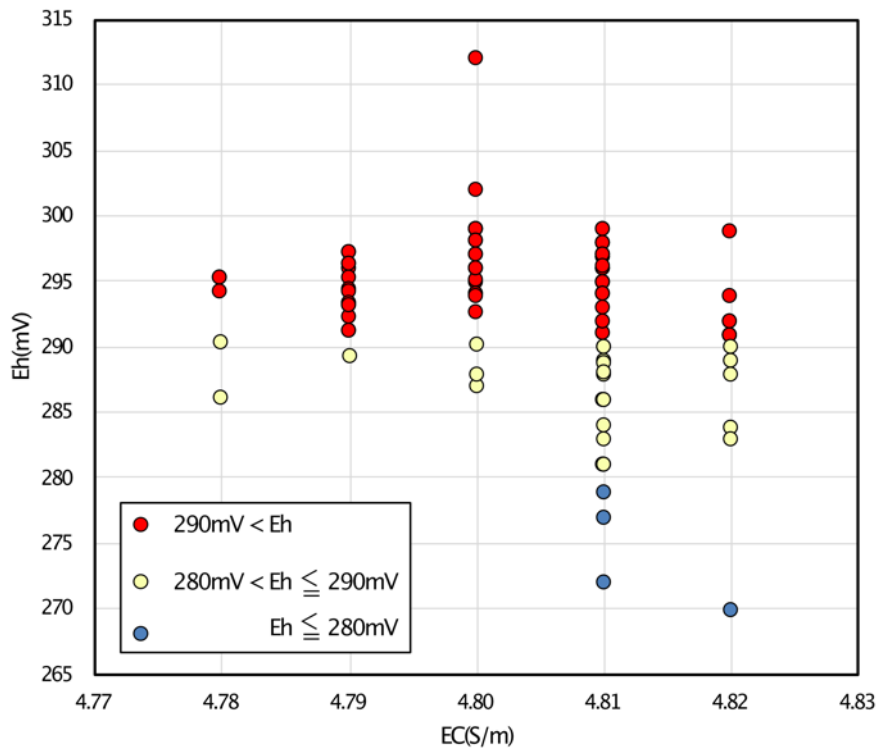


図 4.3.2-8 姫島西浦沿岸海水の Eh と EC の関係

4.3.2.5. 曳航観測（別府湾）

別府市から大分市の西大分地区の別府湾海岸に沿って、2019年8月21日に曳航観測を実施した（図4.3.2-9）。航路を南北方向に取っている地域と東西方向にとっている地域の2つに観測域を分割し、別府温泉（別府市）に近い方を「別府周辺」、西大分（大分市）に近い方を「大分市方面」とした。朝10時頃に「別府周辺」の最北端（図4.3.2-9のA）から計測を始め、順次南下し、「別府周辺」の南端付近まで進み、その後進路を東へと変え、海岸に沿って西大分付近まで船を進めた。その後進路を反転し、往路よりやや沖合を通過して「大分市方面」の西端付近まで進めて曳航観測を終了した。「大分市方面」の観測について、東向きを往路、西向き復路と記載する。

別府湾の曳航観測データから作成したEh—pHを図4.3.2-10に示す。姫島の海水と同様に、河川水と温泉水・地下水に特徴的な $P_{O_2}=10^{-25}$ と $P_{O_2}=10^{-45}$ のラインの間にプロットされた。大分市方面のデータポイントはEh、pHとも比較的まとまりがあるが、「別府周辺」のデータはそれらに比べて低pH側に横に広がる傾向にある。

別府市内の河川（朝見川、境川、春木川、平田川、新川）は、温泉排水の影響を受けることが多くの研究で示されており（例えば、大沢ほか、2007や酒井ほか、2011）、新川や平田川、温泉排水の影響のない冷川においても、河口付近で相対的に低いpHが報告されている。別府沿岸海水に見られる低pHは、河川水の影響を特徴的に受けた結果である可能性がある。

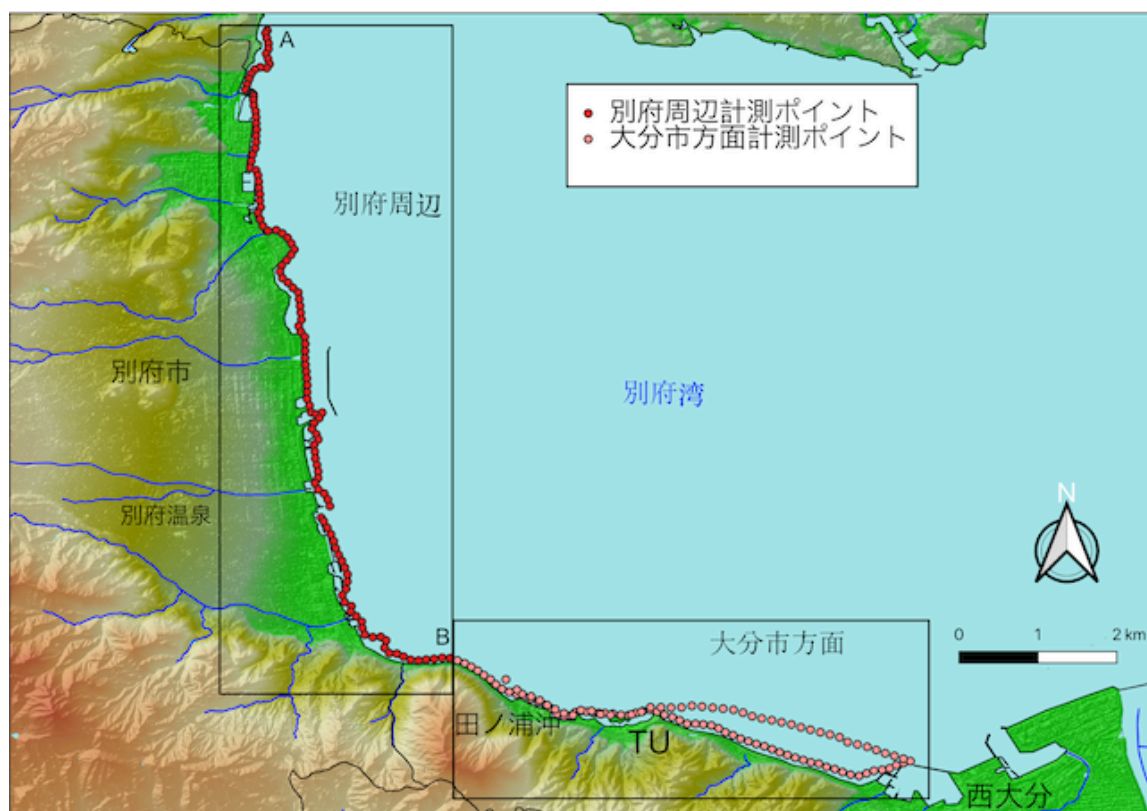


図4.3.2-9 別府湾における曳航観測の測定データ取得地点。国土数値情報および国土地理院数値標高データを使用。

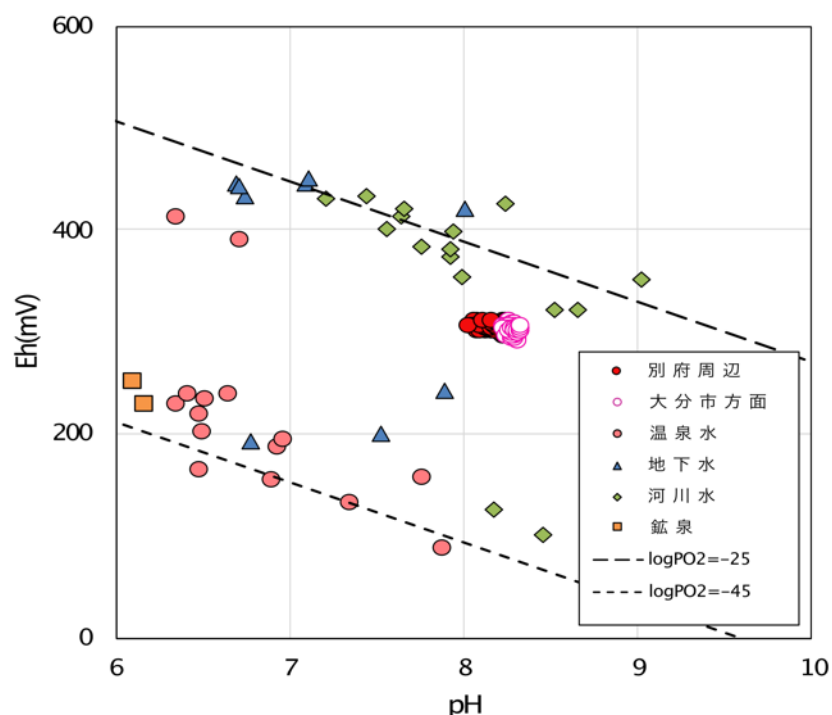


図 4.3.2-10 「別府周辺」と「大分市方面」の海水と別府湾沿岸の温泉水・地下水・河川水の Eh-pH 図.

「別府周辺」沿岸海水の Eh の分布

「別府周辺」における曳航観測で得られた海水の Eh は、河口付近では周囲に比べて比較的高い値になっている (図 4.3.2-11). その一方で、周囲に対して相対的に Eh の値が低くなっている地点もあった. これらの地点を rLEh (relative low Eh) とし、順に番号をふって、rLEh1~7 とした. 河口付近の比較的高い Eh は、大気に曝された高い Eh を示す河川水 (図 4.3.2-3) の影響として容易に理解できる. 河川付近のポイントの Eh と EC の負の相関関係も (図 4.3.2-12), 海水に比べて Eh が高く、EC の低い河川水との混合を示すと考えられる. この中でも、朝見川、新川、平田川の河口付近の海水は、相対的に Eh が高く EC が低く、より河川水の流出の影響を強く受けていると思われる.

大沢ほか (1994) では別府南部地域において、泉質の異なる熱水が異なる深さで層構造を成して流れていることを示し、温泉流動経路を推定した. その後、大沢・由佐 (1996) でも、同様な考えに基づいた別府北部地域における温泉流動経路が示され、両者を合わせることで、別府温泉地域全体の温泉流動経路の推定図が作成できる (図 4.3.2-13). rLEh2~5 は、概ね温泉流動経路の末端に位置し、Eh の低い温泉水の流出域であると見て問題ないと思われる. 一方、rLEh1, 6, 7 は、温泉の流動に明確に対応させることができない. しかし、これらの地点は、それぞれ朝見川断層、亀川断層、平道断層を走向方向に別府湾へ延長した辺りの沿岸に位置するように見える

(図 4.3.2-14). また、温泉流動経路の末端のひとつに対応した地点であった **rLEh5** は、推定される鉄輪断層の走向の延長方向にあると見ることもでき、**rLEh1, 6, 7** が断層密集地帯の岩盤中に発達した亀裂を通した海底地下水湧出の存在を示唆している。

rLEh1 の **EC** と **Eh** は、河口付近のデータポイントから示された負の相関関係の線上に乗っており (図 4.3.2-12), 他の **rLEh** 地点よりも **Eh** の値が高いことから、高 **Eh** である河川水の影響を排除できない。しかし、他の **rLEh** 地点と比べて、隣接する観測地点への変化がなだらかであることから (図 4.3.2-11), 低 **Eh** 流体がスポット的に流出するのではなく、面的に拡散する漏出型の湧出である可能性があり、海水中の拡散によって流出する地下水の影響がならされたため、他の **rLEh** よりもやや高い **Eh** 値を示すとも考えられる。

rLEh6 地点は、水温が下がっていないことや (図 4.3.2-11 (c)), この観測ポイントの陸側には別府温泉ほど高温ではないものの温泉が存在することから (吉川ほか, 1977), 海底温泉の湧出の可能性は高いと考える。最も低い **Eh** 値を示す **rLEh7** は、地下水や温泉水の海底流出が強く示唆されるが、海水温はさほど高くなく (図 4.3.2-11 (c) の **rLEh6** と **7** を比較すると分かりやすい), またこの付近の陸側における温泉井掘削では高温の情報は得られていないことから、地下水が湧出していると考えるのが自然である。

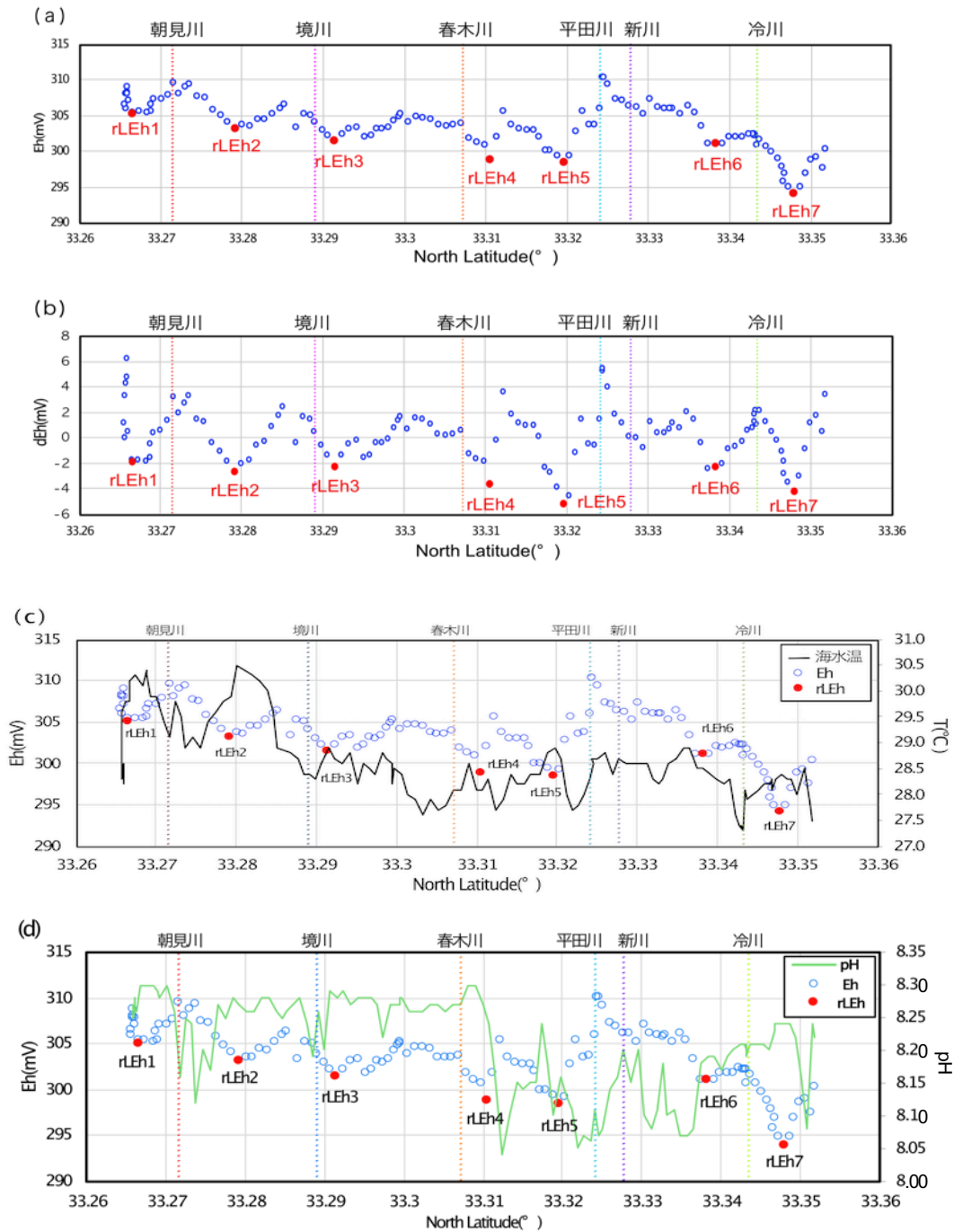


図 4.3.2-11 「別府周辺」沿岸海水の曳航観測結果. (a) : Eh, (b) : dEh (測定地点とその前後 10 地点の移動平均値と測定値の差. ただし, 測定開始地点からの 10 点は, 測定開始からその地点までとその後 10 地点の平均を使用). (c) : Eh と水温, (d) : Eh と pH. rLEh : relative low Eh. 周囲に対して相対的に Eh の値が低くなっている地点.

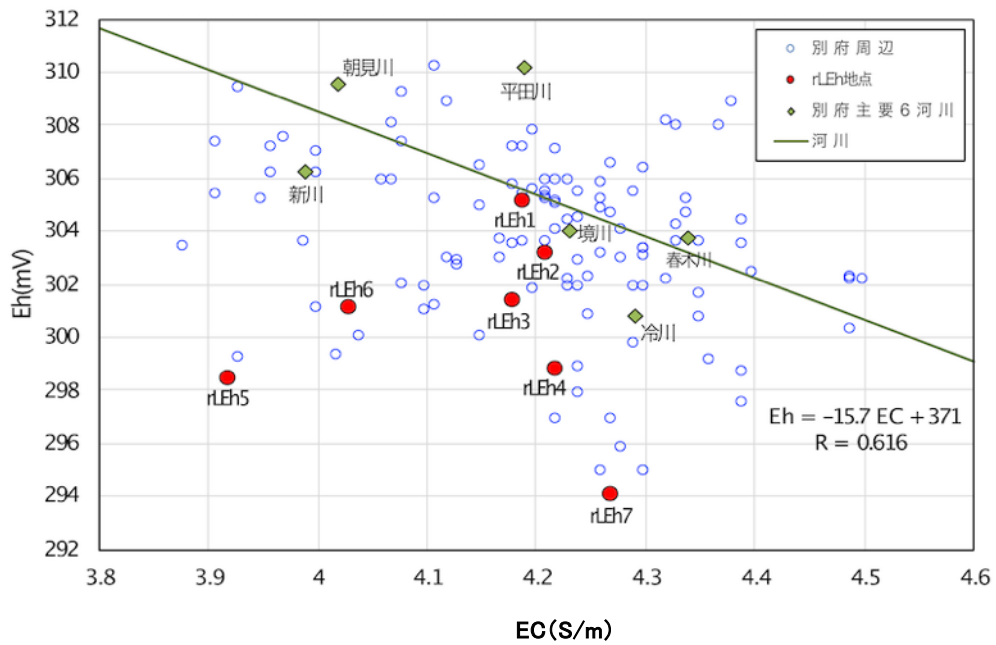


図 4.3.2-12 「別府周辺」沿岸海水の Eh-EC. ◆：別府市の主要 6 河川（冷川，新川，平田川，春木川，境川，朝見川）の河口に一番近い海水の計測地点.

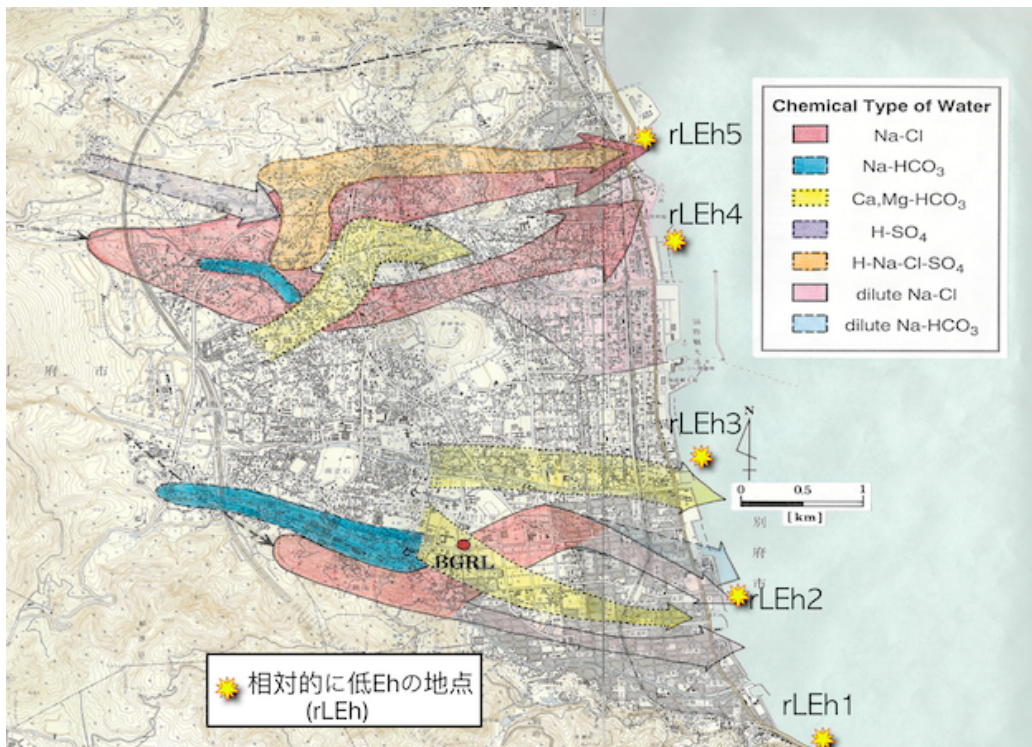


図 4.3.2-13 別府地域の熱水流動経路の予想図と rLEh の位置. 熱水流動経路の予想図は大沢ほか (1994) および大沢・由佐 (1996) を合わせて作成した. 国土地理院地形図を使用.

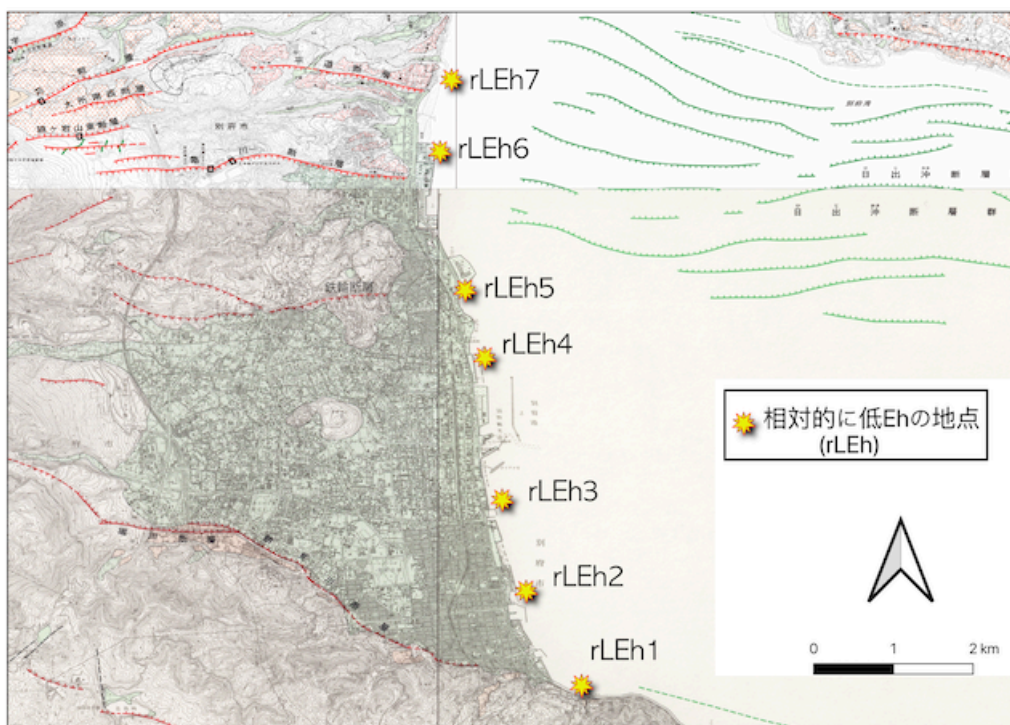


図 4.3.2-14 断層と rLEh の位置. 国土地理院地形図, 都市圏活断層図を使用.

「大分市方面」沿岸海水の Eh の分布

「大分市方面」への曳航観測は、「別府周辺」との境界地点をスタート地点として半時計方向に往復で行われ、田ノ浦海水浴場（図 4.3.2-9 の TU）より東の往路は復路より沖合に設定された。Eh が低下する地点が 2 点見られ、それぞれ rLEh8 と 9 とした（図 4.3.2-15）。rLEh の 8 と 9 の両方で海水温が高くなっており、全体的に EC が高いほど Eh も高い傾向を持ち（図 4.3.2-16）、低 Eh・低 EC の地下水・温泉水と相対的に高 EC・高 Eh の海水が混合した関係が示唆される。

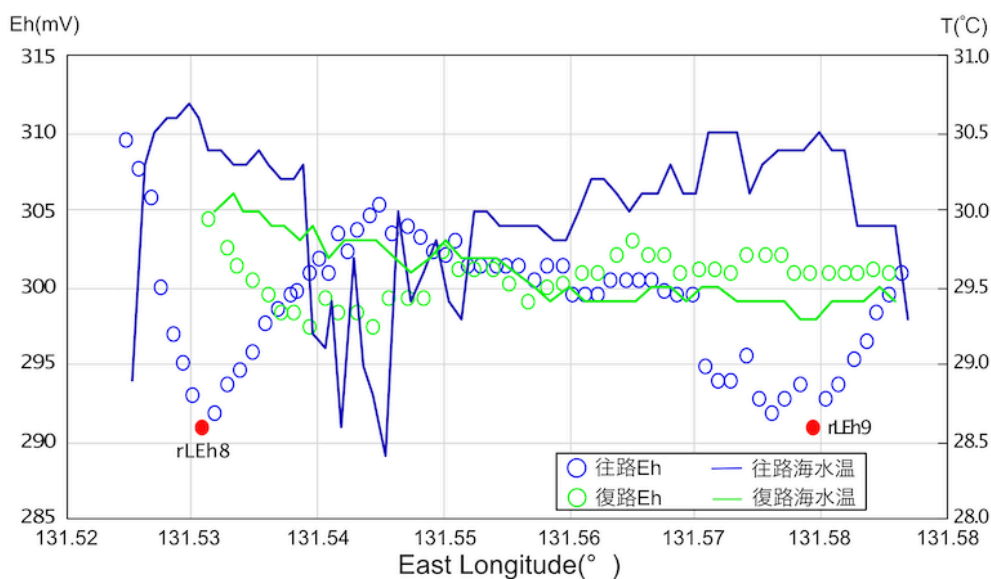


図 4.3.2-15 「大分市方面」沿岸海水の Eh と水温の分布

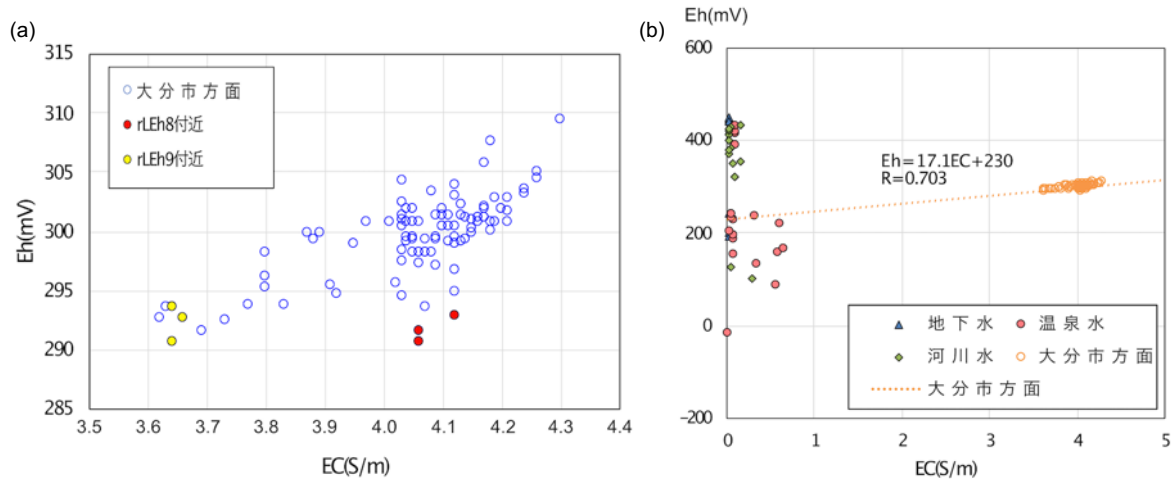


図 4.3.2-16 「大分市方面」沿岸海水の Eh と EC. (a) 曳航観測結果. rLEh8, 9 は, 該地点とその前後の 1 地点を示している. (b) 曳航観測結果に別府湾沿岸の陸水データも合わせて示している. 点線は「大分市方面」の沿岸海水データに対して最小二乗法を適用して求めた近似直線で, その回帰式を付している.

「大分市方面」には, 「別府周辺」のように, rLEh の位置と対比できる地下温泉の流動経路図は存在せず, 詳細な比較検討は行えないが, 過去に観察できた気泡の噴出 (野満ほか, 1941) や現在の温泉の情報が参考となる.

rLEh8 と対応する既存報告は, 野満ほか (1941) で海底温泉湧出との関連性を知る目的でガス組成分析のための気泡の採取が行われた「田ノ浦沖」ではないかと推定される (野満ほか (1941) の図が詳細でなく, その場所の特定が困難である). rLEh8 エリアの Eh と EC は, 地下水・温泉水—海水混合トレンドに乗らず (図 4.3.2-16 (a)), 低い Eh を示す. その低下度合いは, 「大分市方面」の観測で, 最も地下水あるいは温泉水の混入の影響を受けたと考えられる海水と同レベルである. このような関係と似た特徴が, 海底から CO₂ の気泡の流出が確認されている姫島西浦沿岸の海域でも認められている (図 4.3.2-8). 現在は気泡の湧昇を確認できない「田ノ浦沖」であるが, 今も, 流出量が少ないながらもガスの海底流出は存在し, 溶存ガスとして海水に含まれており, このエリアで低い Eh を生み出しているのではないかと想像される. rLEh8 地点の曳航観測は, 往路と復路でほぼ同じであるが, 復路において明瞭な Eh 低下が見られていない. しかし, 復路においては, 約 0.01° (距離にしておよそ 1 km) 東にある Eh のブロードな低下エリアが認められ, 往路観測と同様に海水温の上昇が見られることから, このエリアが rLEh8 に対応している可能性がある.

rLEh9 は, 「大分市方面」の沿岸部に存在する数少ない温泉である神崎温泉付近に位置する. 復路観測において, rLEh9 地点相当の低 Eh エリアが出現しなかったのは, 水深のある沖合での

観測であるためと思われる。rLEh9 エリアの海水は最も低いレベルの EC と Eh であり、地下水あるいは温泉水の混入の影響を強く受けているとして説明できる。

「大分市方面」の沿岸海水に特徴的に認められた Eh と EC の正の相関関係を近似したラインが、低 Eh の温泉水に向かっていることから、河川の影響が少なく、海水と地下水あるいは温泉水の混合を反映していると考えられる。観測範囲からさらに東へ数 km から 10km ほど移動すると一級河川の大分川や大野川が存在するが、その影響は及んでおらず、「別府周辺」に比べても河川の影響が小さいことがわかる。このような状況は、大きな河川を持たない姫島と共通するところが多い。

ラドン曳航観測結果との比較

岸田 (2019) は、別府地域の沿岸海水のラドン濃度と塩分のデータと陸水のデータを利用して、沿岸海水に対する河川水や地下水・温泉水の混合について、“起原水混合状態解析図” (例えば、杉本ほか, 2017) を用いた解析を実施した。その結果、ラドン濃度が比較的低い河川水と海水の混合と、それより相対的にラドン濃度が高い地下水・温泉水と海水の混合を区別した。さらに、地下水・温泉水—海水の混合過程について、地下水・温泉水の混合割合を高・中・低の 3 段階のミキシングに分類した。岸田 (2019) で示された温泉水や地下水が高い混入率で海水に流出する、高ミキシングエリアと、rLEh の位置を比較すると (図 4.3.2-17), rLEh2, 7 の 2 地点で高ミキシング地点との一致が認められる。rLEh2 付近の水温は、周囲と比較して 1°C 以上高くなっており (図 4.3.2-11), 古くから「海門寺温泉脈」として知られている優勢な熱水の流路と位置が一致することから、低い Eh 値は海底温泉湧出の存在を指し示していると言って良いだろう。rLEh7 地点については、すでに述べたように、温泉湧出ではなく海底地下水湧出の可能性が高い。

rLEh の 3, 4, 5 は、概ね温泉流動経路の末端に位置しているが、岸田 (2019) によるミキシングダイアグラム解析の結果は、温泉水や地下水の高い混入率で海水に流出しているエリアであることを示していない。岸田 (2019) は、河川流入との区別のためのミキシングライン境界を、地下水・温泉水の流入を厳しめに判断するように、ラドンが放射壊変や大気への飛散によって濃度を減じない最大のラインに設定している。そのため、地下水や温泉水の混合があっても、その量が少ない場合には、河川流入型と判別されてしまい、rLEh との不一致の原因となった可能性が考えられる。

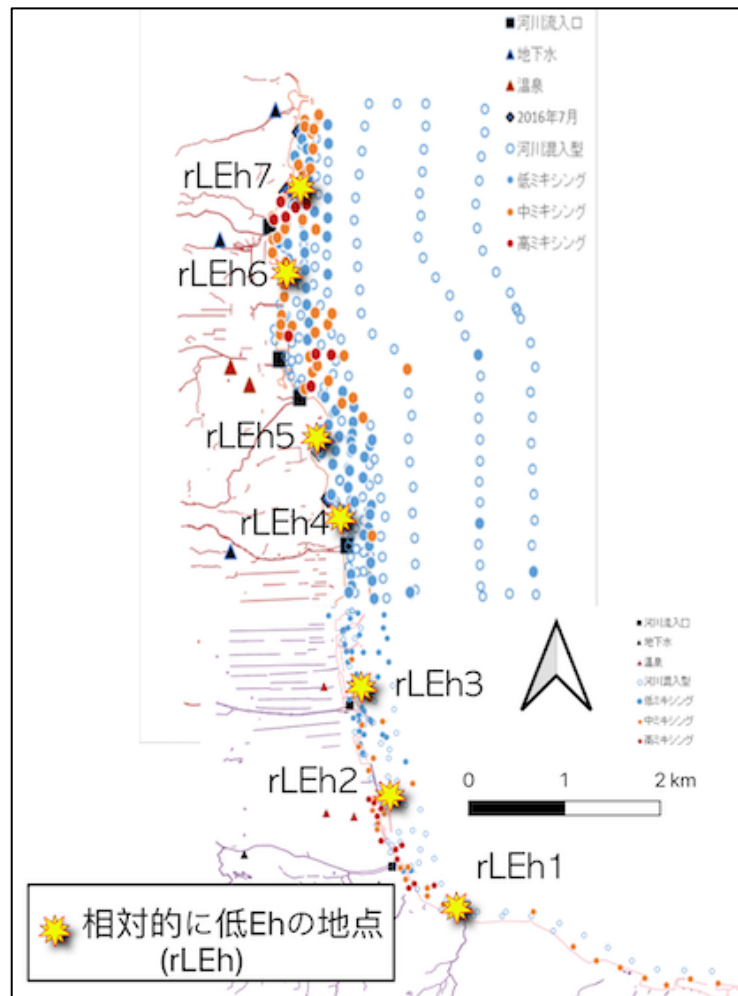


図 4.3.2-17 rLEh 地点とラドン曳航調査の結果（岸田，2019）の比較。岸田（2019）に加筆

4.3.3. フローセル方式の溶存水素濃度計の性能評価

フローセル方式の溶存水素濃度計を用いることで、火山ガスの海底流出の検出に対応可能と考えられ、その性能評価を実施した。

4.3.3.1. 測定機器

微量の溶存水素を計測することができる TOA-DKK 社製ポータブル溶存水素計 DH-35A（図 4.3.3-1）を用いた検証を実施した。この装置は、隔膜型ポーラログラフ電極方式で、 $\mu\text{g/L}$ オーダでの高感度測定が可能であり、 H_2 ガス濃度 100%から 0%に低下させたときの応答性能は 90% 応答で 30 秒以下である。校正は大気校正法を採用している。フローセル方式であるために外気の影響を受けることなく測定できる。2 電源動作電源で AC 電源のほか電池動作も可能で、本体が防滴構造となっているため、曳航観測に向いている。分析値の出力はメーター直読とアナログ出力 (0-1V) のみであるので、出力電圧にあったデータロガー（日機装サーモ製高精度 8CH データロガー-N543RV）を接続して連続測定に対応できるようにした。

R 2 年度に導入した フローセル方式 溶存H₂濃度計



電極内蔵のフローセル



図 4.3.3.-1 計測値ロギング用のデータロガーを追加した溶存水素計

4.3.3.2. 溶存水素計の操作性と性能

フローセル方式ポータブル溶存水素濃度計 (TOA-DKK 製 DH-35A) の屋外における操作性および分析感度の検討として、別府温泉明礬地区の薬師寺裏の噴気地において、噴気が吹き込んでいる湧水を利用した検証を実施した。湧水をポリバケツに採取し、その下部に取り付けたホースを溶存水素計のフローセルに接続して、バケツを高い位置に掲げて湧水試料をフローセルへ自然流下させて連続測定し、データロガーに出力電圧を記録した。測定濃度レンジに対応した電圧差に応じた出力電圧から濃度を求め、5ppb の溶存 H₂ を精度良く検知できることが分かった (平均値 = 5.3 ppb, C.V.% = 2.6)。また、噴気が吹き込む前の湧水の H₂ 濃度は 0.6ppb であり、高感度なポータブル分析装置であることを確認した。なお、ロートを使って湧水に吹き込んでいるガスをビニール袋に集め、光明理化学製水素ガス検知管 137U で測定したところ、水素濃度は 1% であった。軽量 (約 2kg)・コンパクト (約 250mm 幅×160mm 高×95mm 奥) で持ち運び易く、現場で非常に簡単な操作で分析できることが確認された。

4.3.4. 水中ドローンの試験運用

水中ドローンは小型無人潜水機のことであり、水中の対象物を潜水せずに遠隔観察するためのツールとして近年注目されて漁業、水難救助などの分野で導入が進んでいる。有線遠隔操作により水中を自由に移動させ、搭載した高性能カメラと高輝度照明装置により機体の操縦と撮影を行える性能を有していることから、船上から海底の温泉湧出や火山ガス流出を直接確認し、その様子を記録する観測ツールになりうると期待される。

本研究で使用した水中ドローンは CHASING M2 で、性能は以下の通りである。最大潜航可能水深 100 m、最大速度 1.5 m/s、大きさ 380×267×165 (mm)、重量 4.5 kg 未満、3 段階調光 2000 ルーメンの LED を 2 基搭載、200 万画素、1/2.3 インチ CMOS センサーカメラ搭載で 4K 1080p の動画と高画質静止画を撮影、平均稼働時間 2~4h (ライトの使用で変わる)。

海底の温泉や火山ガスの流出を追認する直接的な手段として、曳航観測システムによって存在位置を絞り込んだ姫島の西浦沿岸において、水中ドローン (小型無人潜水機) の試験運用を実施し、海底ガス湧出の様子を映像に収めることに成功した (図 4.3.4-1)。観測では、Wi-Fi を用いて船上 (現地) と研究室をオンライン会議システム (この時は Zoom を使用) で接続することで、現地に出向けない研究者が、観測対象を視認して意見を述べることや、記録を行うことが可能であった。なお、噴出と調査の様子は <http://www.vgs.kyoto-u.ac.jp/JPN/challenge/index.htm> で視聴することができる。



図 4.3.4-1 姫島西浦沿岸における水中ドローンによる海底ガス噴出の観察風景

4.3.5. まとめと課題

沿岸を低速で航行する小型船舶の船上へ連続的に海水を汲み上げて海水の化学成分濃度を測定する、いわゆる曳航観測による海底温泉湧出の検出を目的として、酸化還元電位（ORP）測定の適用性について様々な観点から野外並びに実験室において検討や検証を実施した。

Eh—pH の関係を用いることで、大気に曝されて酸化的な河川水と、概ね河川水より還元的な温泉水と地下水を区分できた。曳航観測によって入手される別府湾沿岸や姫島（大分県）の西浦沿岸におけるデータは、ともに Eh—pH 図上で、河川水が示す Eh—pH の関係ラインと温泉水・地下水の多くが示す Eh—pH の関係ラインに挟まれた領域内にプロットされ、Eh によって海水への温泉水や地下水の混入の影響評価を行うことが大いに期待できることが示された。

姫島の西浦沿岸海域での曳航観測で得た Eh の地理的分布の検討から、CO₂ ガスの湧昇が盛んなエリアの海水が周辺のそれより相対的に低い Eh 値（280 mV 以下）を示すことが明らかとなった。さらに、西浦の海岸に沿って線状に分布するとされる海底ガス噴出を反映したと考えられる周辺海水の Eh よりやや低い Eh 値（280 mV～290 mV）を示す帯状の Eh 分布を捉えることに成功し、水中ドローンを用いることで、実際の湧出状況を観察できることが確認された。

「別府周辺」での曳航観測では、ラドン曳航調査で示された海底湧出の検出ができ、さらにラドン曳航調査では判定が難しかったエリアにおいても、別府温泉の地下の熱水流動経路から予想される海底湧出域でも低い Eh 値の地点を見出せた。これは、沿岸海域における曳航観測による面的な ORP 測定によって海底温泉湧出の検出が高い確度で行える可能性を示すと考えている。また、「大分市方面」での曳航観測で、周辺より高い水温を示す相対的に低い Eh のエリアが複数検出され、EC との間に見られる関係から、海底温泉湧出と認識されるもの以外にも、姫島で見られる海底ガス流出に相当するような現象の存在が示唆され、新たな曳航観測法の検証的事例となった。

本研究によって、海底温泉湧出検出に対する曳航観測装置による ORP 測定の有効性を十分に示すことができたと考え、沿岸海水の低 Eh の原因であると考えている温泉水や地下水の Eh—pH の関係を規定している酸素分圧(P_{O_2})が、どのような物質や化学反応によって決められているのかについて、今後の検討・考察が必要と思われる。また、CO₂—Rn 曳航観測システム、pH—ORP 曳航観測システムを用いた海底や湖底の温泉湧出の検出について、他の地域における観測や、フローセル方式溶存水素計を用いた検証が今後必要である。

【引用文献】

岩月輝希・森川佳太・細谷真一・吉川英樹（2009）深部地下水の物理化学パラメータ（pH, 酸化還元電位）の測定とその留意点. 地下水学会誌, 51(3), 205-214.

- 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. 京都大学院理学研究科修士論文, 40p.
- 野満隆治・瀬野錦藏・福本實・石井正己 (1941) 別府温泉の海底湧出と海洋學的要素に就いて. 地球物理, 4(4), 307-360.
- 大河内正一 (2005) 新たな水の評価法—生体に望ましい水—. 無機マテリアル学会誌, 12, 416-422.
- 大沢信二 (2018) 別府温泉における新たな地熱開発の現状と影響. 「馬場健司・増原直樹・遠藤愛子編著 地熱資源をめぐる水・エネルギー・食料ネクサス 3.4 章」 近代科学社, 東京: 107-119.
- 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. 火山学会誌, 62(1), 31-36.
- 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. 温泉科学会誌, 64, 354-368.
- 大沢信二・山崎一・高松信樹・山田誠・網田和宏・加藤尚之 (2007) 温泉から河川への有用金属元素の流出—未利用温泉資源量に関する基礎調査と研究—. 大分県温泉調査研究会報告, 58, 21-30.
- 大沢信二・由佐悠紀 (1996) 温泉水の化学組成から推定される別府温泉北部地域の地下温泉水の流動経路. 「地熱流体流動過程と地下構造に関する研究」科学研究費補助金報告書 1996.
- 大沢信二・由佐悠紀・北岡豪一 (1994) 別府温泉南部地域における温泉水の流動経路. 温泉科学会誌, 64(4), 354-368.
- 酒井拓哉・川野田実夫・大沢信二・馬渡秀夫・山田誠・三島壮智 (2011) 別府地域の河川水質への温泉排水の影響評価. 大分県温泉調査研究会報告, 62, 47-58.
- 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.
- 杉本亮・大河内允基・山崎大 (2017) 沿岸海域に湧き出す地下水を可視化する方法. 「日本水産学会監修 小路淳・杉本亮・富永修 編 水産学シリーズ 185 地下水・湧水を介した陸—海のつながりと人間社会 3 章」, 38-53, 恒星社厚生閣, 東京.
- 竹野直人 (2005) Eh—pH 図アトラス 熱力学データベースの相互比較. 地質調査総合センター研究資料集 No.419.
- 吉川恭三・由佐悠紀・北岡豪一・野田徹郎 (1977) 別府市内内竈門地区の温泉調査. 大分県温泉調査研究会報告, 28, 1-10.

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、昨年度に引き続きカルデラ火山の火山活動の変化を捉える手法としての地下水観測項目について検討するため、昨年度に選定した観測地点の地下水試料の繰り返し調査をひき続き行った。観測地点においては1～2か月ごとの定期試料採取・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している。

【調査・研究成果】

4.4.1 定期観測地点と水質特徴

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温泉用井戸5箇所(A-1からA-5)を選定し、月一回の定期観測を2019年8月から開始した(産総研, 2020)。今回はA-6地点の湧水を新たに設定し、2020年4月から定期観測を開始した。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できると考えられる。

定期観測地点を図4.4.1-1に示す。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。現地観測によって得られた水温、pH、電気伝導度、および水質組成、水の水素・酸素同位体比(δD , $\delta^{18}O$)、溶存無機炭素同位体比($\delta^{13}C_{DIC}$)の分析結果は表4.4.1-1の通りである。選定した地点の特徴を示すため、水試料の δD , $\delta^{18}O$ 及びCl濃度の関係を図4.4.1-2及び図4.4.1-3に示す。

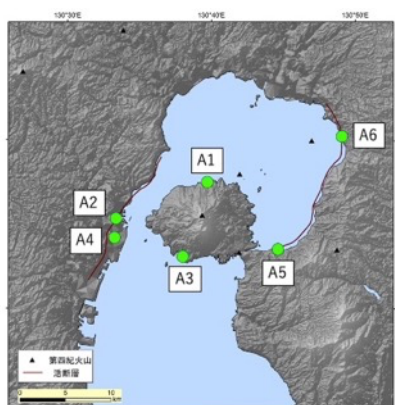


図 4.4.1-1 始良カルデラの火山活動モニタリング項目の検討のための定期観測井(A1～A6)
断層の情報は産総研地質調査総合センター(2015)、第四紀火山は西来ほか(2012)、地形データは基盤地図情報(国土地理院)による

表 4. 4. 1-1a) 定期観測地点 (A1, A2) の現地観測データ, 水質・同位体分析結果

Sample Name	SampleID	Sample_Date	Temp (°C)	pH	Cond (µS/cm)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	SO4 (mg/L)	HCO3 (mg/L)	F (mg/L)	Br (mg/L)	δD(‰)	δ ¹⁸ O(‰)	δ ¹³ C _{DIC} (‰)	
A1	KGS_19_A001	2019/07/08	54.2	6.7	28700	5453.6	158.9	337.3	774.5	2.78	10315	489.6	435.1	0.57	36.29	-18.8	-3.41	-19.37	
	KGS_19_A008	2019/08/07	50.2	6.5	28500	5381.4	161.5	333.1	776.9	2.72	10203	480.0	447.6	0.55	36.08	-18.6	-3.51	-19.15	
	KGS_19_A013	2019/09/18	53.1	6.8	28800	5597.4	169.1	341.1	784.1	2.86	10300	491.5	440.9	0.53	37.59	-18.4	-3.46	-18.38	
	KGS_19_A016	2019/10/15	54.0	6.6	29600	5773.9	139.8	342.4	754.8	3.21	10912	517.9	440.1	0.66	38.74	-17.6	-3.33	-18.48	
	KGS_19_A025	2019/11/12	54.6	6.8	28600	5564.1	162.6	335.6	772.4	2.86	10285	491.8	445.5	0.57	37.29	-18.0	-3.30	-18.65	
	KGS_19_A028	2019/12/18	55.6	6.7	30000	5440.8	158.2	343.3	774.4	2.94	10503	510.5	440.5	0.54	37.39	-18.1	-3.40	-18.16	
	KGS_19_A033	2020/01/17	55.2	6.6	29200	5449.1	154.9	337.9	767.1	2.97	10268	502.8	441.5	0.63	37.58	-18.0	-3.38	-18.44	
	KGS_19_A038	2020/02/04	56.5	6.5	30100	5738.0	156.6	340.2	773.8	2.88	10826	492.1	430.8	0.63	39.93	-17.5	-3.41	-18.35	
	KGS_19_A043	2020/03/09	56.4	6.7	28900	5843.2	138.5	339.5	749.3	3.17	10945	505.2	436.5	0.68	37.19	-18.2	-3.32	-17.18	
	KGS_20_A057	2020/06/09	55.8	6.7	27500	5705.6	152.4	316.0	719.4	3.30	10636	500.6	443.9	0.74	37.60	-18.5	-3.53	-17.88	
	KGS_20_A062	2020/07/08	53.1	6.5	28900	5618.8	171.1	343.4	797.6	2.71	10458	502.8	432.3	0.58	37.83	-18.0	-3.41	-18.96	
	KGS_20_A068	2020/08/05	51.8	6.5	27200	5503.4	180.1	340.6	804.7	2.87	10164	498.0	455.9	0.52	38.27	-18.2	-3.50	-18.93	
	KGS_20_A073	2020/09/09	53.1	6.6	27900	5333.8	168.9	326.1	724.5	2.52	10123	496.8	451.1	0.53	36.87	-18.3	-3.44	-18.99	
	KGS_20_A081	2020/10/07	52.7	6.8	27600	5755.3	153.9	349.3	758.7	3.11	10719	514.6	434.7	0.60	38.38	-17.4	-3.36	-18.36	
	KGS_20_A086	2020/11/11	54.8	7.0	28400	5424.5	174.9	344.9	763.2	2.81	10261	501.5	449.4	0.52	35.72	-17.2	-3.45	-19.22	
	KGS_20_A092	2020/12/09	55.5	6.9	27700	5420.5	174.2	344.4	760.5	2.81	10301	505.4	445.9	0.52	36.05	-18.1	-3.46	-18.96	
	KGS_20_A098	2021/01/13	55.4	6.9	20400	5440.9	176.4	350.7	769.1	2.86	10379	507.9	444.5	0.53	37.36	-18.1	-3.45	-18.45	
	A2	KGS_19_A003	2019/07/09	48.8	7.7	7260	1341.6	19.5	6.3	49.5	1.97	1982	112.1	257.4	1.75	6.21	-37.3	-4.03	-13.46
		KGS_19_A006	2019/08/06	48.1	7.9	7370	1351.4	20.0	6.4	49.2	1.97	1993	111.8	259.2	1.53	5.01	-36.9	-4.10	-13.25
		KGS_19_A011	2019/09/17	48.8	7.5	6950	1390.8	21.0	6.9	52.4	2.01	2001	112.2	257.6	1.83	6.19	-36.9	-4.04	-13.23
KGS_19_A019		2019/10/16	47.7	7.8	6570	1370.6	19.7	6.4	51.7	2.02	2032	116.7	258.9	1.90	6.35	-36.7	-4.03	-13.23	
KGS_19_A021		2019/11/11	48.8	7.6	6660	1353.7	20.0	5.9	49.9	1.95	1986	115.0	261.7	1.73	6.38	-36.7	-3.95	-13.20	
KGS_19_A026		2019/12/16	49.1	7.6	7080	1330.0	19.4	6.1	50.4	1.97	1949	115.6	253.7	1.68	6.29	-36.7	-4.08	-13.09	
KGS_19_A031		2020/01/16	50.1	7.7	6920	1334.2	19.4	6.1	50.4	1.97	1942	117.6	255.7	1.76	6.34	-37.1	-4.06	-13.22	
KGS_19_A036		2020/02/03	49.2	8.0	6790	1347.3	19.3	5.0	47.9	1.98	1957	113.2	260.1	1.87	6.44	-36.5	-4.09	-13.28	
KGS_19_A041		2020/03/09	47.8	7.7	6750	1392.2	20.2	6.0	51.1	2.01	2072	117.9	261.0	1.73	4.19	-36.3	-4.14	-13.06	
KGS_20_A046		2020/04/21	48.9	7.8	6930	1379.3	20.3	6.2	51.5	2.02	2025	119.3	252.7	1.78	5.90	-36.8	-4.19	-13.27	
KGS_20_A052		2020/06/08	48.3	7.9	6920	1389.1	23.4	7.8	50.6	2.04	1997	116.5	260.3	1.52	4.08	-37.3	-4.10	-13.31	
KGS_20_A060		2020/07/07	48.8	7.7	6820	1368.2	22.6	7.7	50.4	1.98	2083	123.0	253.6	1.96	6.76	-36.8	-4.08	-13.58	
KGS_20_A066		2020/08/04	48.6	7.2	6900	1382.6	24.6	6.7	52.7	2.05	1994	119.8	257.2	1.89	6.85	-36.6	-4.01	-13.83	
KGS_20_A072		2020/09/08	47.8	7.5	6730	1370.3	21.7	7.7	48.7	1.96	1966	118.1	257.0	1.78	6.58	-36.7	-4.01	-13.51	
KGS_20_A078		2020/10/06	48.3	7.8	6960	1372.1	21.0	8.2	53.5	2.03	2004	118.3	250.2	1.67	2.56	-36.5	-4.07	-13.39	
KGS_20_A084		2020/11/10	49.2	7.9	6770	1350.7	22.6	8.7	54.5	2.02	1991	120.2	252.0	1.62	5.90	-36.7	-4.04	-13.38	
KGS_20_A090		2020/12/07	50.1	7.6	6900	1356.0	22.4	8.8	54.5	2.03	2000	120.9	250.7	1.65	5.61	-36.7	-4.02	-13.45	
KGS_20_A096		2021/01/13	48.7	7.9	7150	1355.0	22.9	10.1	56.8	2.02	2000	123.3	249.2	1.74	6.10	-36.7	-4.03	-13.27	

表 4. 4. 1-1b) 定期観測地点 (A3, A4) の現地観測データ, 水質・同位体分析結果

Sample Name	SampleID	Sample_Date	Temp (°C)	pH	Cond (µ S/cm)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	SO4 (mg/L)	HCO3 (mg/L)	F (mg/L)	Br (mg/L)	δD(‰) by MS	δ ¹⁸ O(‰) by MS	δ ¹³ C _{DIC} (‰)	
A3	KGS_19_A005	2019/07/16	38.7	5.9	10540	1804.5	99.1	184.7	105.5	0.88	3055	461.3	335.7	1.46	10.61	-36.2	-5.47	-12.04	
	KGS_19_A010	2019/08/07	38.7	6.0	9760	1764.5	97.3	176.5	100.8	0.85	2984	449.2	341.8	1.46	10.30	-36.3	-5.57	-11.92	
	KGS_19_A015	2019/09/18	38.3	6.0	8690	1553.1	91.5	146.6	87.9	0.85	2518	389.2	339.4	1.46	9.00	-36.7	-5.69	-12.13	
	KGS_19_A018	2019/10/15	38.4	6.0	8300	1478.9	85.6	143.8	89.2	0.88	2502	389.7	341.7	1.54	8.65	-37.0	-5.60	-11.91	
	KGS_19_A023	2019/11/12	38.1	6.2	8610	1520.4	90.2	147.4	91.4	0.85	2497	391.4	332.6	1.40	8.75	-36.8	-5.61	-11.63	
	KGS_19_A030	2019/12/18	38.4	6.1	9230	1608.7	90.4	164.5	98.7	0.88	2747	427.2	329.6	1.41	9.58	-36.2	-5.56	-11.64	
	KGS_19_A035	2020/01/17	38.2	6.0	9200	1579.7	89.2	160.5	97.9	0.89	2618	415.9	334.8	1.46	9.36	-36.4	-5.63	-11.79	
	KGS_19_A040	2020/02/04	38.3	6.1	9390	1658.0	95.5	167.4	99.1	0.88	2742	419.0	331.3	1.55	9.98	-35.9	-5.53	-11.80	
	KGS_19_A045	2020/03/10	38.4	6.0	9900	1792.5	98.2	184.0	107.1	0.90	3169	486.8	333.7	1.51	11.18	-36.0	-5.55	-11.63	
	KGS_20_A055	2020/06/09	38.6	6.0	11060	2023.6	110.2	212.8	116.2	0.94	3392	515.1	322.5	1.49	11.61	-35.4	-5.49	-11.88	
	KGS_20_A063	2020/07/08	38.2	6.1	10400	1870.4	103.4	187.9	103.1	0.86	3157	485.6	330.9	1.68	11.52	-35.6	-5.57	-11.92	
	KGS_20_A069	2020/08/05	35.6	6.0	6830	1224.6	75.8	114.9	72.2	0.69	1964	308.3	293.7	1.26	7.22	-38.0	-6.05	-11.86	
	KGS_20_A074	2020/09/09	38.6	5.9	7210	1265.0	79.1	112.0	72.6	0.72	2062	333.8	341.2	1.43	7.38	-38.0	-5.83	-12.08	
	KGS_20_A080	2020/10/07	38.3	6.2	7030	1237.0	76.8	117.1	78.2	0.81	2010	326.2	326.6	1.32	7.05	-38.3	-5.97	-12.05	
	KGS_20_A085	2020/11/11	38.1	6.1	7440	1291.9	81.5	126.1	83.8	0.82	2121	341.1	330.4	1.33	7.18	-38.0	-5.87	-11.86	
	KGS_20_A091	2020/12/09	37.8	6.2	7410	1348.6	84.0	133.6	88.2	0.84	2236	358.3	333.1	1.36	7.62	-37.6	-5.74	-11.85	
	KGS_20_A097	2021/01/13	37.1	6.1	8440	1444.1	87.6	147.6	95.4	0.85	2419	383.6	328.5	1.39	8.40	-37.3	-5.72	-11.97	
	A4	KGS_19_A007	2019/08/06	48.9	7.5	6590	1286.6	17.3	16.9	50.1	1.14	1810	265.5	282.8	1.22	6.25	-39.3	-5.87	-11.05
		KGS_19_A012	2019/09/17	48.9	7.3	6650	1323.0	17.7	17.8	51.3	1.17	1807	265.6	281.5	1.27	6.31	-38.9	-5.90	-11.05
		KGS_19_A020	2019/10/16	48.1	7.6	6480	1299.9	16.8	18.0	52.1	1.19	1851	271.8	280.3	1.32	6.40	-38.8	-5.83	-11.00
KGS_19_A022		2019/11/11	48.7	7.3	6530	1299.8	17.3	16.6	50.9	1.15	1804	266.8	284.1	1.20	6.33	-38.8	-5.95	-10.88	
KGS_19_A027		2019/12/16	48.3	7.5	6810	1283.9	16.8	17.0	52.2	1.19	1813	267.7	277.8	1.20	6.32	-39.0	-5.81	-11.02	
KGS_19_A032		2020/01/16	48.7	7.5	6550	1290.0	16.9	17.1	52.1	1.19	1769	266.9	280.3	1.24	6.29	-39.1	-5.94	-11.07	
KGS_19_A037		2020/02/03	48.2	7.7	6570	1303.8	16.7	15.8	48.7	1.15	1791	263.2	281.8	1.32	6.52	-39.0	-5.94	-11.07	
KGS_19_A042		2020/03/09	48.4	7.4	6580	1323.3	17.3	17.1	54.0	1.18	1889	273.6	279.7	1.26	6.43	-39.0	-5.94	-10.86	
KGS_20_A047		2020/04/21	48.2	7.6	6560	1332.2	17.5	17.7	53.8	1.21	1840	263.7	279.0	1.23	6.33	-39.0	-5.91	-10.97	
KGS_20_A053		2020/06/08	49.1	7.5	6640	1315.7	20.3	18.3	52.1	1.20	1816	267.2	277.0	1.15	5.96	-39.3	-5.92	-11.11	
KGS_20_A061		2020/07/07	48.9	7.4	6640	1316.0	19.7	18.1	51.8	1.16	1830	271.0	276.9	1.37	6.41	-39.0	-5.95	-11.06	
KGS_20_A067		2020/08/04	49.6	7.3	6510	1305.8	20.2	17.7	52.5	1.20	1785	266.5	280.8	1.34					

表 4.4.1-1c) 定期観測地点 (A5, A6) の現地観測データ, 水質・同位体分析結果

Sample Name	SampleID	Sample_Date	Temp (°C)	pH	Cond (µS/cm)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	SO4 (mg/L)	HCO3 (mg/L)	F (mg/L)	Br (mg/L)	dD(‰) by MS	d ¹⁸ O(‰) by MS	δ13C_DIC (‰)	
A5	KGS_19_A002	2019/07/08	35.3	9.0	447	69.5	0.3	0.0	1.3	0.04	22	16.8	83.5	4.18	0.05	-45.4	-7.28	-7.23	
	KGS_19_A009	2019/08/07	34.4	9.0	344	69.5	0.6	0.0	1.3	0.04	22	18.1	88.0	3.37	0.05	-44.7	-7.28	-7.34	
	KGS_19_A014	2019/09/18	35.1	9.2	369	71.9	0.7	0.0	1.4	0.04	23	17.3	86.2	3.43	0.05	-44.2	-7.29	-7.36	
	KGS_19_A017	2019/10/15	35.2	8.9	329	71.3	0.7	0.0	1.4	0.04	24	18.2	88.2	3.73	0.05	-44.4	-7.44	-7.29	
	KGS_19_A024	2019/11/12	34.7	9.0	357	70.8	0.4	0.0	1.2	0.04	21	13.4	85.2	4.24	0.04	-44.7	-7.12	-7.02	
	KGS_19_A029	2019/12/18	35.4	9.6	352	69.7	0.5	0.0	1.3	0.04	22	17.7	82.2	4.12	0.05	-44.2	-7.29	-7.26	
	KGS_19_A034	2020/01/17	34.7	9.5	357	69.6	0.5	0.0	1.3	0.04	22	17.5	84.3	4.01	0.05	-44.7	-7.24	-7.18	
	KGS_19_A039	2020/02/04	35.2	9.2	385	70.5	0.5	0.0	1.2	0.04	21	16.2	85.1	3.99	0.05	-44.5	-7.33	-7.25	
	KGS_19_A044	2020/03/10	35.0	8.8	347	71.0	0.4	0.0	1.3	0.04	23	18.1	85.9	4.21	0.05	-44.4	-7.36	-7.21	
	KGS_20_A049	2020/04/20	35.1	9.3	343	70.3	0.3	0.0	1.2	0.04	21	17.8	83.8	4.16	0.04	-44.5	-7.46	-7.15	
	KGS_20_A056	2020/06/09	35.2	9.1	339	71.8	0.4	0.0	0.9	0.04	22	13.5	83.1	4.23	0.05	-44.8	-7.40	-7.35	
	KGS_20_A059	2020/07/06	35.3	8.7	318	70.7	0.5	0.0	1.0	0.04	22	11.3	85.8	4.19	0.05	-45.0	-7.40	-7.37	
	KGS_20_A064	2020/08/03	35.5	8.6	363	71.2	0.3	0.0	0.8	0.04	21	15.0	87.8	4.21	0.05	-44.7	-7.34	-7.34	
	KGS_20_A065	2020/09/08	34.9	8.7	477	71.9	0.5	0.0	0.6	0.04	22	15.1	88.6	4.04	0.05	-45.1	-7.31	-7.40	
	KGS_20_A076	2020/10/05	34.9	9.2	321	72.9	1.3	0.1	1.6	0.04	24	17.1	85.7	4.19	0.05	-45.0	-7.36	-7.37	
	KGS_20_A082	2020/11/10	34.9	9.2	329	69.4	0.6	0.0	1.6	0.04	21	17.8	86.3	3.85	0.04	-44.7	-7.38	-7.29	
	KGS_20_A088	2020/12/07	34.8	8.7	360	68.5	0.7	0.1	1.9	0.04	22	17.2	84.6	4.02	0.05	-44.5	-7.35	-7.35	
	KGS_20_A094	2021/01/11	34.6	9.0	340	68.6	0.5	0.1	2.0	0.04	21	16.7	83.7	3.91	0.05	-44.9	-7.34	-7.44	
	A6	KGS_20_A051	2020/04/20	19.7	5.1	480	51.6	4.5	13.6	20.6	0.01	73	47.5	92.1	0.11	0.24	-44.6	-7.11	-8.98
		KGS_20_A054	2020/06/08	20.1	5.1	512	47.5	4.8	13.0	22.6	0.01	66	26.0	96.1	0.13	0.22	-45.1	-7.08	-9.00
KGS_20_A058		2020/07/06	20.6	5.1	372	33.8	3.9	10.8	17.9	0.01	40	17.3	96.1	0.12	0.13	-45.3	-7.08	-8.96	
KYU_20_A017		2020/07/31	20.9	5.5	353	33.7	4.0	11.0	18.4	0.01	38	9.0	91.1	0.13	0.14	-45.1	-7.09	-8.98	
KGS_20_A064		2020/08/03	21.4	4.8	365	35.3	4.3	11.0	18.1	0.01	42	16.1	92.5	0.14	0.15	-45.0	-7.08	-9.06	
KGS_20_A071		2020/09/08	20.3	4.8	344	32.8	4.2	8.9	16.7	0.01	38	23.3	89.9	0.16	0.13	-45.2	-6.98	-8.92	
KGS_20_A077		2020/10/05	20.2	4.8	358	31.9	3.7	9.3	17.6	0.01	37	8.8	91.5	0.11	0.12	-45.1	-7.10	-8.91	
KGS_20_A083		2020/11/10	19.9	4.9	374	30.4	4.5	10.0	17.5	0.01	34	96.7	91.2	0.10	0.10	-44.9	-7.02	-9.00	
KGS_20_A089		2020/12/07	19.8	4.7	126	27.3	3.7	9.6	17.2	0.01	30	11.2	89.3	0.11	0.10	-44.9	-6.99	-8.76	
KGS_20_A095		2021/01/11	19.4	5.0	359	32.0	4.0	10.4	17.8	0.01	38	27.6	90.0	0.12	0.13	-45.0	-6.98	-9.13	

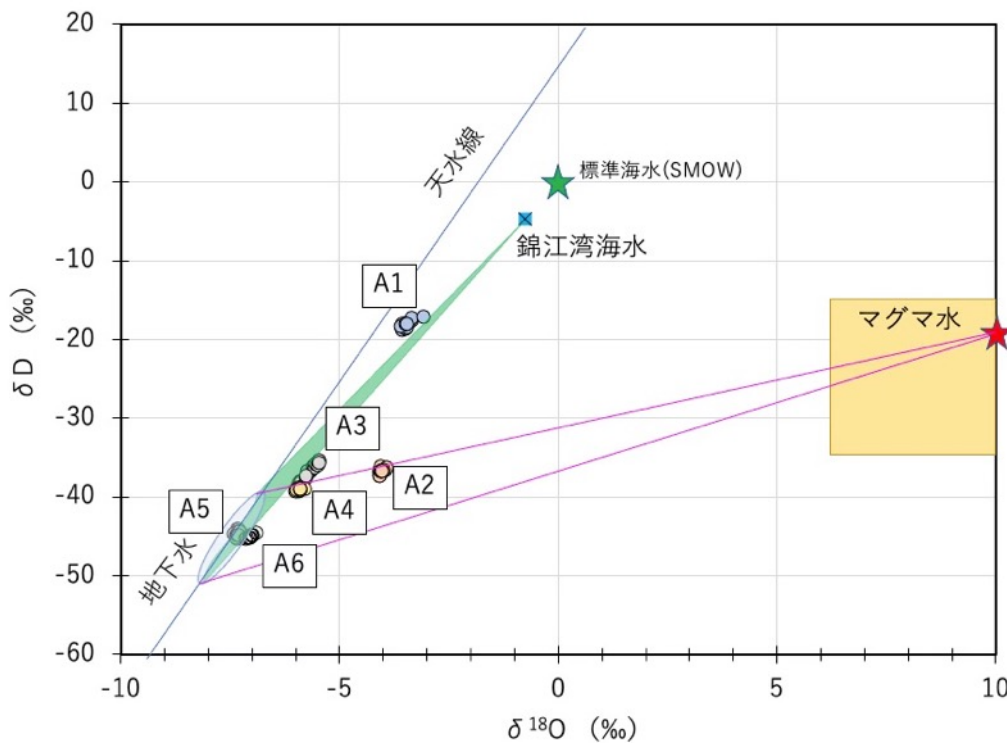


図 4.4.1-2 定期観測井における地下水の同位体組成 (δD-δ¹⁸O). マグマ水の同位体組成の範囲は Giggenbach (1992) による. 天水と海水との混合領域及びマグマ水の範囲を合わせて示した.

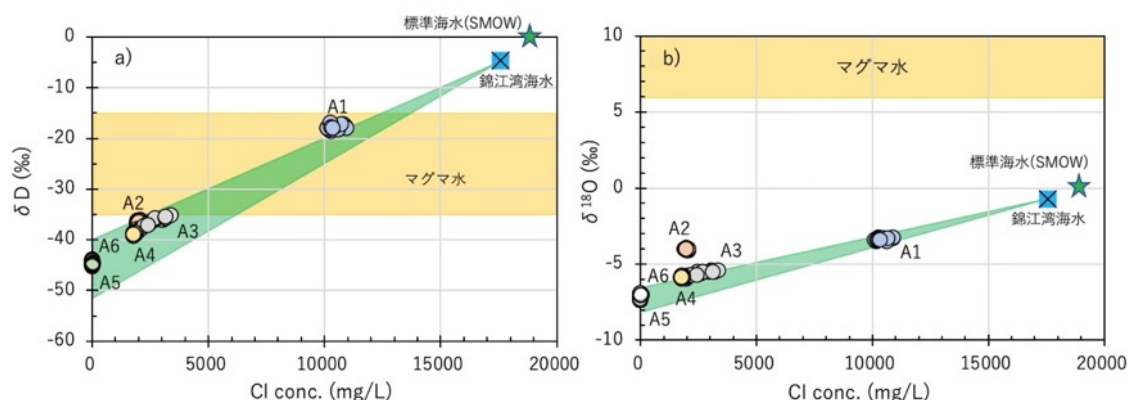


図 4.4.1-3 定期観測井における地下水の a) δD -Cl 濃度と b) $\delta^{18}O$ -Cl 濃度の関係. 天水と海水との混合領域及びマグマ水の範囲を合わせて示した.

図 4.4.1-2, 図 4.4.1-3 において錦江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, 同位体組成は天水にシフトした値を持つ. 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 Giggensbach (1992)の範囲にあると考えられる. ここでは, 4.2.1 章で用いた値をマグマ水の値とした. マグマ水の範囲は, 図 4.4.1-3 に示した Cl 濃度との関連図になると, 大きな幅を持つ. これは 4.2.1 章で示したように, 各マグマプロセスにより放出される Cl/H₂O 比が大きく変化するためである. 各観測点の同位体組成及び 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 (10,000 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. しかしながら, 図 4.4.1-2 及び図 4.4.1-3a に見られるように, A1 は海水と天水の混合線から微妙に外れている. これは 4.2.1 章で議論したように, 海水の端成分が錦江湾の海水ではなく, 変質した海水であることによるものと考えられる. A2, 3 及び 4 は, Cl 濃度は 2,000-3,000 mg/L であり, 基本, 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, 特に A3 では顕著な海水の寄与がある (図 4.4.1-3). また, A5 及び A6 は Cl 濃度がそれぞれ約 20 mg/L 及び約 50 mg/L 程度であり, 同位体組成も天水に近い.

4.4.2 定期観測地点の水質変動

本章で示す定期観測結果の解析手法は, 4.2.1 章で進めているマグマ起源の C/Cl-Cl/H₂O 法を用いたマグマ溜まりにおけるマグマ活動の種別推定法の応用である. 具体的には, 定期観測による各成分の微小な変動から, 変動にかかわる端成分の原因について明らかにし, 可能であれば, 地下のマグマ溜まり活動の種別の推定に用いることができる(産総研, 2020). 4.2.1 章で示した C/Cl-Cl/H₂O 法は, 地下水に長期間にわたり付加されたマグマ起源成分の特徴から, 地下水の滞留時間に相当する期間における平均的なマグマ溜まりの状態を推定する手法である. 本章で用いる手法は, 現在の地下水系の組成を変動させる成分が抽出でき

るので、現在進行形の火山活動とその原因を明らかにすることが期待される。2019年8月から2021年1月までの17回の観測結果がA1-A5の5地点、2020年4月から2021年1月まで10回の観測結果がA6地点で得られている。今回検討した変動成分は、地下水の δD 、 $\delta^{18}O$ 、Cl濃度、 C_{ds} （マグマ起源炭素）濃度、 Li/Cl 、 Br/Cl 、 I/Cl である。各指標の平均値を0とし、その偏差（平均値との差）により、定期観測地点の変動トレンドを示す（図4.4.2-1～6）。それぞれについて、マグマ起源の端成分値（あるいは範囲）がわかっているものを用いている。なお、 C_{ds} 濃度は、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、 $\delta^{13}C$ を指標に用いて計算される（産総研, 2018; 2019）。以下に各観測地点におけるこれまで変動特性についてまとめる。

1) A1 地点

本地点は4.2.1章において C/Cl 比も Cl/H_2O 比も決定できなかった地点であり、天水と変質海水が混合していると考えられる地点である。図4.4.2-1 a)は、海水の混合を示すトレンド上にデータがあることがわかる。同図 b)は、 Li/Cl と Br/Cl についての同様の関係を示したものであるが、海水かマグマ水のいずれの混合関係か判断が難しい。同図 c)の I/Cl と Br/Cl 比の関係でも海水とマグマ水の混合関係を示すベクトルが似ているため判別不能である。同図 d)の Li/Cl と Cl^{-1} の関係では、海水の混合線から外れたベクトルを示す。これは混合する変質海水の Li 濃度が高くなっている場合が考えられる。例えば、風早ほか(2014)は、油田灌水のような続成作用を受け変質した海水の Li 濃度が上昇していることを示している。同図 e)は C_{ds} 濃度と Cl 濃度の関係を示したものであるが、同図 d)と同様に海水との混合関係が見られない。変質海水に含まれる炭素成分が影響した可能性がある。以上のように、混合の端成分が素性のよくわからない変質海水の場合は、変化トレンドの解釈が困難になることを示している。

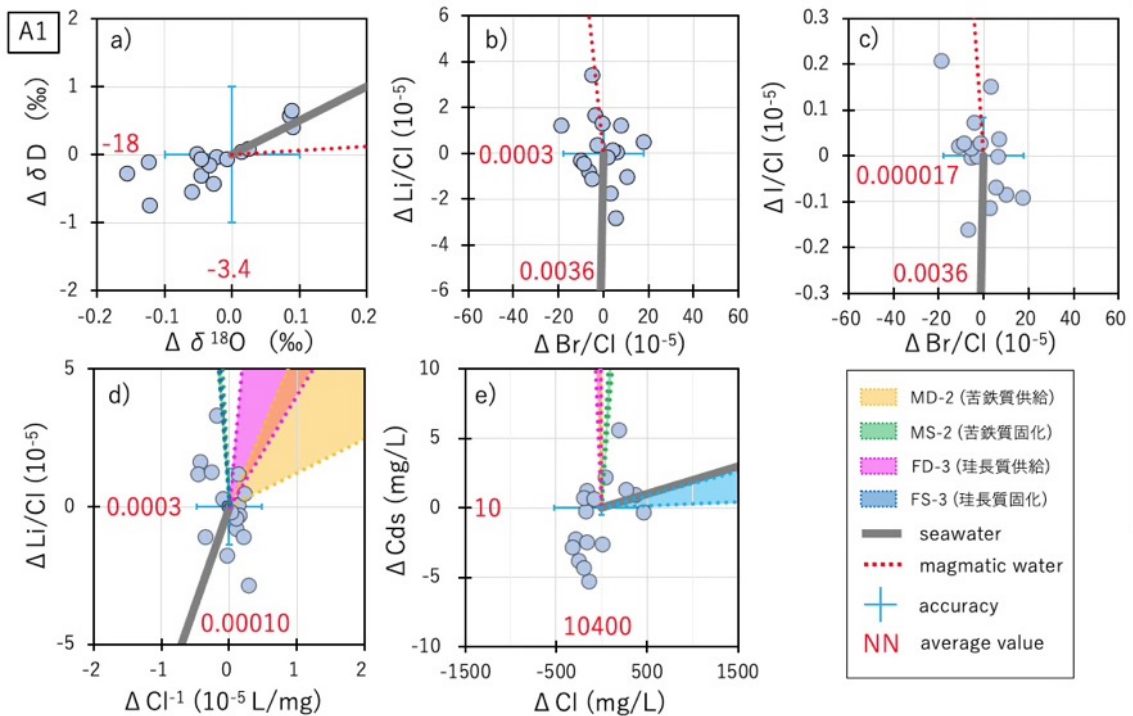


図 4.4.2-1 定期観測井 A1 における地下水の各種化学・同位体組成の変化。各図ではそれぞれのデータの平均値からの偏差を表している。平均値は赤の数字で示した。各図には、海水の混合線及びマグマ水の混合線（領域）を示す。

2) A2 地点

本地点は 4.2.1 章に示した手法では $C/Cl=0.17$, $Cl/H_2O=0.0016$ である。 C/Cl 比からは、図 4.2.1-2 によれば、苦鉄質マグマの固化に関連する熱水流体(MS)の混入が考えられる。また、 Cl/H_2O 比が低いので岩石との酸素同位体交換反応が疑われる。本地点は図 4.4.1-2 において、明瞭に天水がマグマ水と混合していると考えられる地点である。図 4.4.2-2 a)に示した δD と $\delta^{18}O$ の関係では、マグマ水との混合を示すトレンドに見える。同図 b)の Li/Cl と Br/Cl の関係では、 Br/Cl 比の変動が大きくみえ、データのトレンドは海水ともマグマ水とも一致しない。同様のことが同図 c)の I/Cl と Br/Cl の関係でも見られる。一部の Br/Cl が低い点を除けば、マグマ水との混合を示すトレンドにある。ただし、この同図 c)では、マグマ水と海水の区別ができない。同図 d)の Li/Cl と Cl^{-1} の関係では、マグマ水のトレンドの内、苦鉄質マグマの供給、あるいは、珪長質マグマの生成に関するトレンドが見られる。本地点の地下水組成そのものは長期間の平均として苦鉄質マグマの固化に伴う熱水の混入が推定されているが、現在起きている変動は、新たなマグマ供給を示している可能性がある。同図 e)の C_{ds} 濃度と Cl 濃度の関係でも、変化トレンドはマグマ起源の熱水の混入を示しており、この熱水はマグマの供給・生成に関連するものとして矛盾しない。

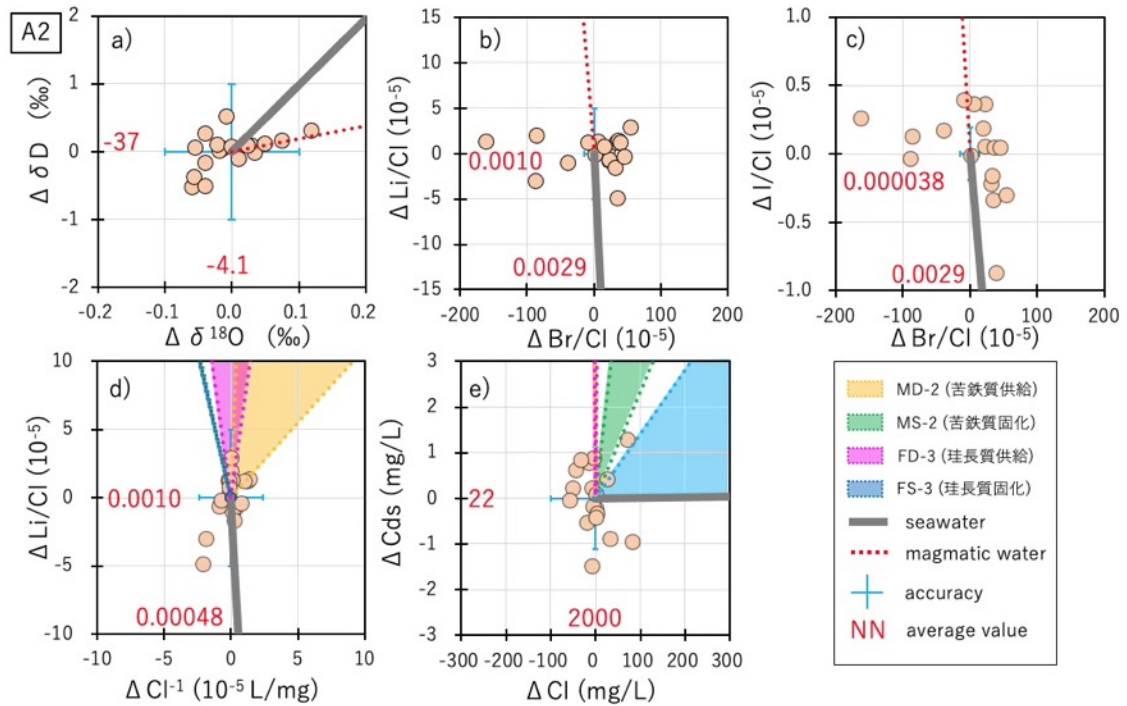


図 4.4.2-2 定期観測井 A2 における地下水の各種化学・同位体組成の変化。各図ではそれぞれのデータの平均値からの偏差を表している。平均値は赤の数字で示した。各図には、海水の混合線及びマグマ水の混合線（領域）を示す。

3) A3 地点

本地点は 4.2.1 章に示した手法では $C/Cl=7.5$ 、 $Cl/H_2O=0.0009$ である。 C/Cl 比からは、図 4.2.1-2 によれば、珪長質マグマの生成に関連する熱水流体(FD)の混入が考えられる。また、 Cl/H_2O 比は非常に低いので岩石との酸素同位体交換反応が疑われる。本地点は図 4.4.1-2 において、天水が海水及びマグマ水の両方と混合していると考えられる地点である。図 4.4.2-3 a)に示した δD と $\delta^{18}O$ の関係では、海水との混合を示すトレンドに見えるが、少量のマグマ水の付加を示す可能性がある。同図 b)及び c)では、海水あるいはマグマ水との混合で矛盾しない。ただし、同図 d)の Li/Cl と Cl^{-1} の関係ではマグマ水でも海水でもないトレンドが見える。このベクトルはマグマ水と海水の両方が混合に関与した場合で説明可能である。同図 e)でも同様に海水とマグマ水の両方の混合の可能性が挙げられる。このようなトレンドを示す地下水系は、単純な 1 つの地下水系ではなく少なくとも別のもう一つの地下水系の存在が必要である。これは課題であるが、より詳細な混合システムの検討を行うことにより、混合するマグマ水が上述した珪長質マグマの生成に関連する熱水流体 FD に対応するものかどうかかわかると考えられる。

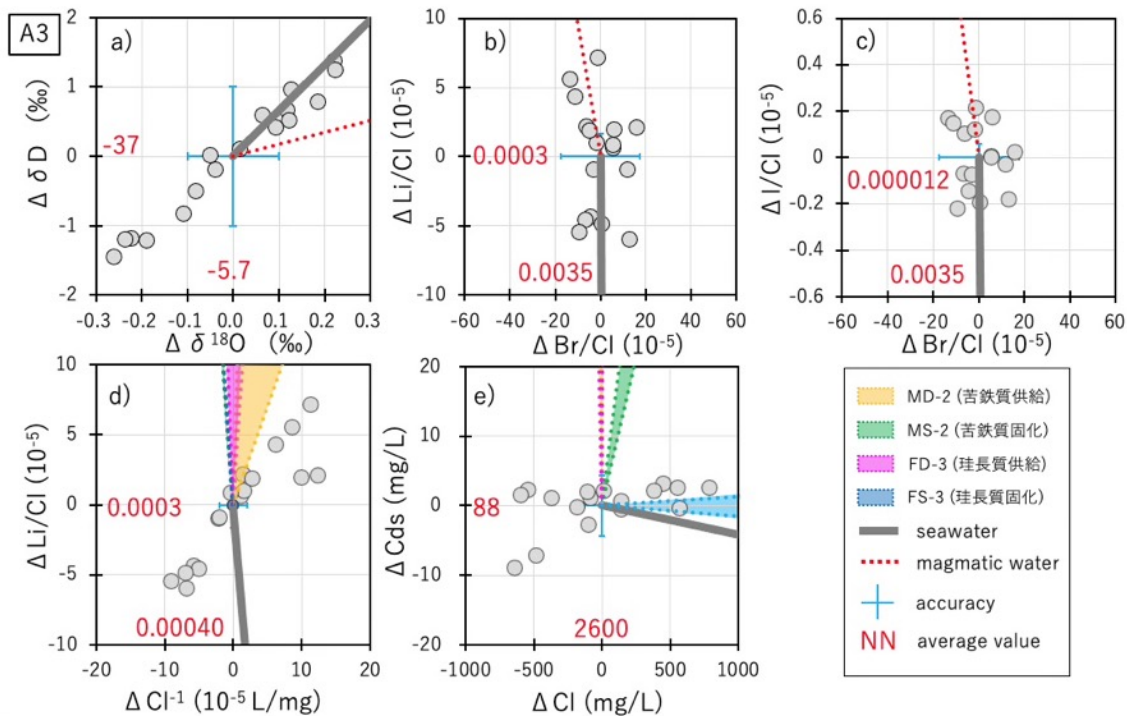


図 4.4.2-3 定期観測井 A3 における地下水の各種化学・同位体組成の変化。各図ではそれぞれのデータの平均値からの偏差を表している。平均値は赤の数字で示した。各図には、海水の混合線及びマグマ水の混合線（領域）を示す。

4) A4 地点

本地点は 4.2.1 章に示した手法では $C/Cl=3.4$, $Cl/H_2O=0.0011$ である。 C/Cl 比からは、図 4.2.1-2 によれば、珪長質マグマの生成に関連する熱水流体(FD)の混入が考えられる。また、 Cl/H_2O 比は非常に低いので岩石との酸素同位体交換反応が疑われる。本地点は図 4.4.1-2 において、天水がマグマ水あるいはマグマ水と海水の両方と混合していると考えられる地点である。図 4.4.2-4 a)に示した δD と $\delta^{18}O$ の関係では、マグマ水との混合を示すトレンドに見える。同図 b)及び c)では、大きな変動が見られない。同図 d)の Li/Cl と Cl^{-1} の関係では海水ではないマグマ水の混合トレンドが見える。このベクトルは苦鉄質マグマの供給、あるいは、珪長質マグマの生成に関するトレンドに見える。同図 e)でも同様に苦鉄質マグマの供給、あるいは、珪長質マグマの生成に関するトレンドに見える。したがって、本地点は、珪長質マグマの生成に関連する熱水流体(FD)が元々混入した地下水系に、新たに FD もしくは MD の熱水流体が混合している可能性が考えられる。

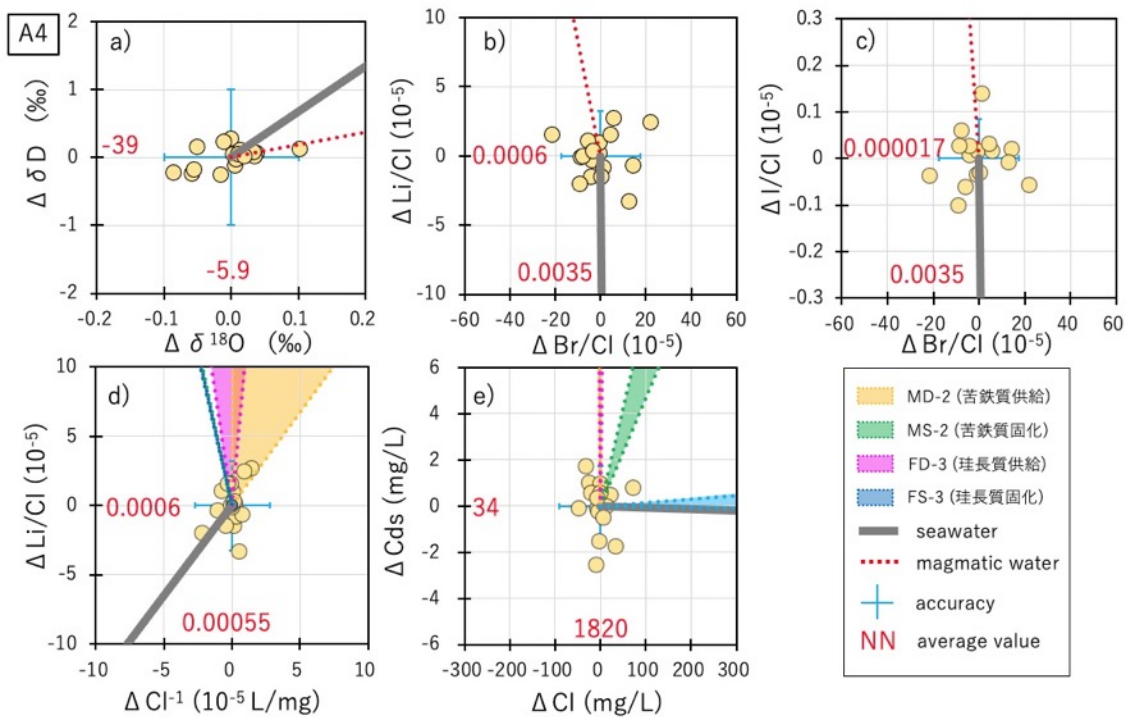


図 4.4.2-4 定期観測井 A4 における地下水の各種化学・同位体組成の変化。各図ではそれぞれのデータの平均値からの偏差を表している。平均値は赤の数字で示した。各図には、海水の混合線及びマグマ水の混合線（領域）を示す。

5) A5 地点

本地点は 4.2.1 章に示した手法では $C/Cl=3.0$, $Cl/H_2O=0.0010$ である。 C/Cl 比からは、図 4.2.1-2 によれば、珪長質マグマの生成に関連する熱水流体(FD)の混入が考えられる。また、本地点の Cl/H_2O 比は非常に低いので岩石との酸素同位体交換反応が疑われる。本地点の Cl 濃度はわずか 22 mg/L で、図 4.4.1-2 において、同位体的には天水のみと考えられる地点である。図 4.4.2-5 a)に示した δD と $\delta^{18}O$ の関係では、誤差範囲内に収まっており変動が見られない。同図 b)及び c)では、全体にばらついており特徴的な変動は見られない。同図 d)の Li/Cl と Cl^{-1} の関係では海水の混合トレンドが見える。また、同図 e)でも同様に海水の混合によるトレンドに見える。これらの海水のトレンドは、海水そのものが混入したというより、降水起源の海塩が混入したと考えるのが妥当である。したがって、本地点は、元々の珪長質マグマの生成に関連する熱水流体(FD)の影響を受けているが、変動していない系であると考えられる。

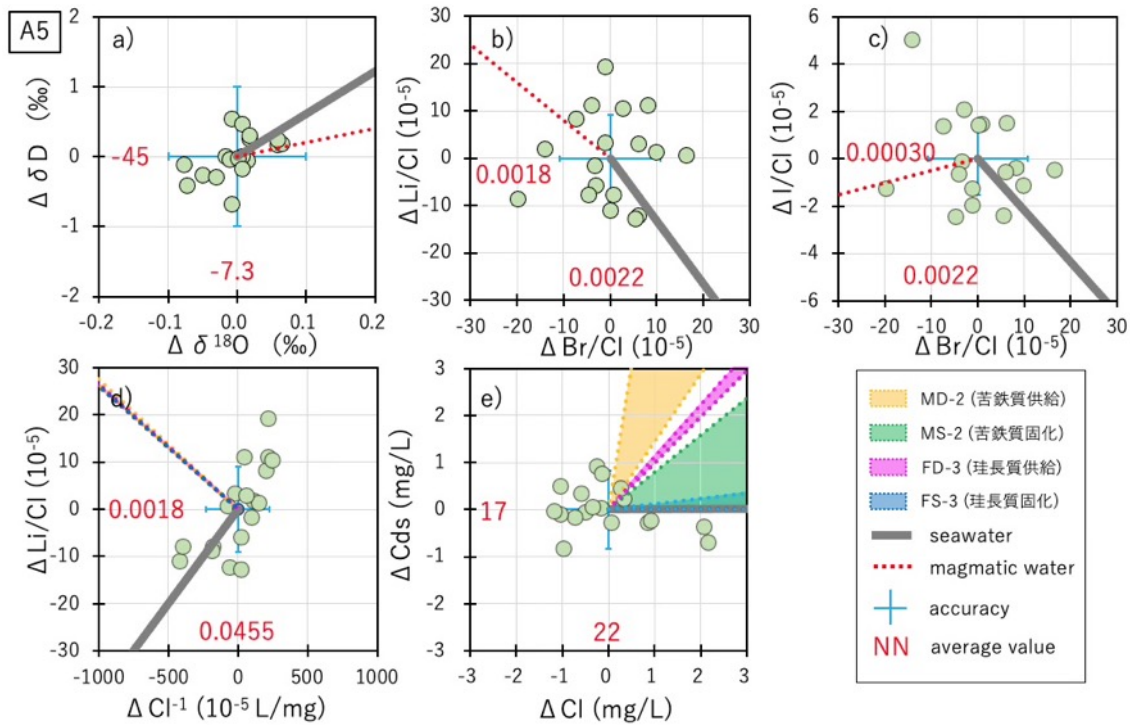


図 4.4.2-5 定期観測井 A5 における地下水の各種化学・同位体組成の変化。各図ではそれぞれのデータの平均値からの偏差を表している。平均値は赤の数字で示した。各図には、海水の混合線及びマグマ水の混合線（領域）を示す。

6) A6 地点

本地点は 2020 年に新たに加わった観測地点であるため、データ数は他の地点と比較して少ない。4.2.1 章に示した手法では $C/Cl=170$ 、 $Cl/H_2O=0.0003$ である。 C/Cl 比からは、図 4.2.1-2 によれば、苦鉄質マグマの生成に関連する熱水流体(MD)の混入が考えられる。また、本地点の Cl/H_2O 比は非常に低が苦鉄質マグマの発泡・脱ガスによる熱水流体組成としては矛盾しない。本地点の Cl 濃度はわずか 55 mg/L であり天水に近い値であるが、図 4.4.1-2 によれば同位体的には天水に若干のマグマ水が付加したと考えられる地点である。図 4.4.2-6 a)に示した δD と $\delta^{18}O$ の関係では、マグマ水の混合が見られる。同図 b)及び c)では、全体にばらついており特徴的な変動は見られない。同図 d)の Li/Cl と Cl^{-1} の関係ではマグマ水ではなく海水の混合トレンドが見える。また、同図 e)では海水の混合ではないと思われるが全体にばらついている。本地点は、珪長質マグマの生成に関連する熱水流体(FD)の影響を受けている地下水であるが、変動に関する詳細は今後データが増えた時点で検討する。

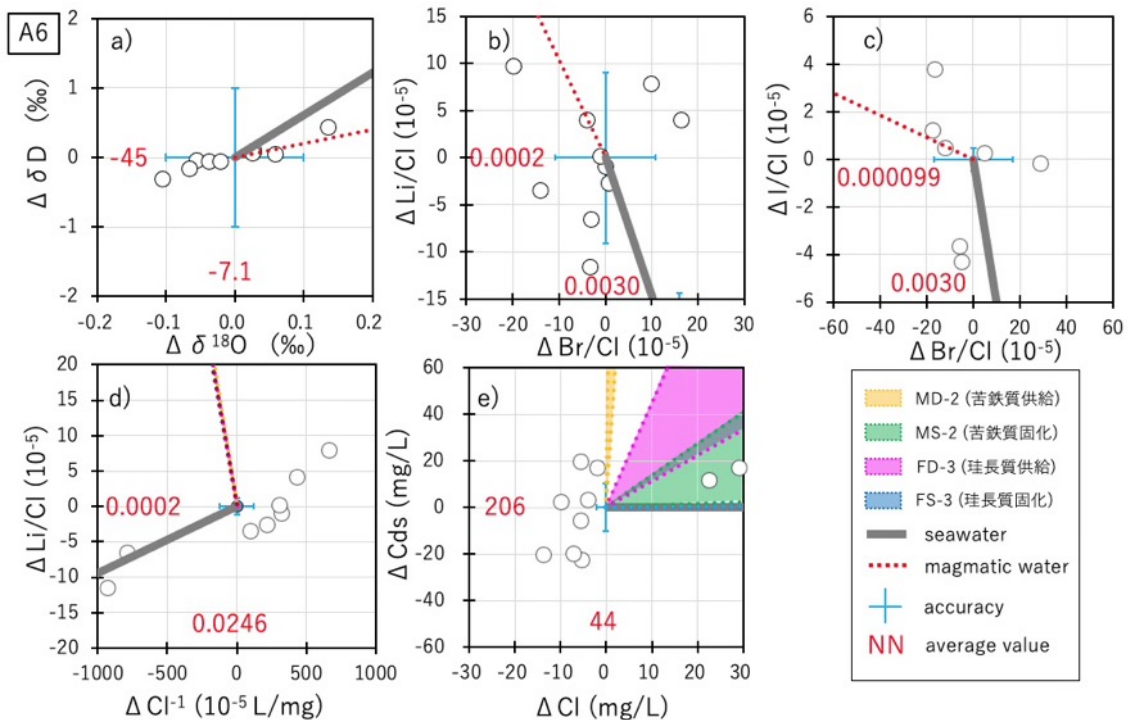


図 4.4.2-6 定期観測井 A6 における地下水の各種化学・同位体組成の変化。各図ではそれぞれのデータの平均値からの偏差を表している。平均値は赤の数字で示した。各図には、海水の混合線及びマグマ水の混合線（領域）を示す。

4.4.3 まとめと課題

昨年度から引き続き、火山活動推移を把握するための観測項目の検討のため、マグマに係る成分の微小な変動トレンドを用いた、1) マグマ活動に係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、マグマ活動の状態評価が可能であると考えられる。

今回検討した観測地点のいくつかでは、2年間のデータ集積により海水の混合やマグマ水の混合などのトレンドが見られた。さらに A2 においては、元々の地下水系が苦鉄質マグマ固化に伴う熱水の混合で長期的に地下水系が形成されているにもかかわらず、現在の状況を示すと考えられるデータの変動はマグマの供給・生成に関連する熱水の混合を示していると考えられた。今後はさらに別の水質・同位体パラメータを検討項目に加え、マグマに関連するパラメータについて広い範囲で水質変動を検討することが望ましいと考えられる。

【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.

風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, **44**, no. 1, 3-16.

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 (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.

産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 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 31 年度事業報告書.

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.

付録：令和2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】

日時：令和2年6月25日（木）10：00～12：00

場所：Microsoft Teams によるリモート会議

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）
- 廣井良美（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）
- 中村仁美（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）

議事内容：令和2年度研究計画について

委員コメントへの回答：

[巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究]

[岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究]

・対象とするカルデラが多く、解明することの全体像がわかりにくい。プレゼンをわかりやすく。

→（全体像をわかりやすくする。それぞれのカルデラについて、成果時にわかりやすく到達点を示す。

→担当者により手法に差がある。マグマだまりの温度・圧力条件をとらえ、時間変化がとらえられれば将来予測につながる。日本の主要なカルデラについて一通り着手しているため、対象が広がっている。

・石英斑晶は、何の成分の累帯を見ているのか。

→カソードルミネッセンス像での累帯は石英中の微量なTiによるもの。

・阿蘇のメルト包有物の研究について、大規模噴火の前駆的噴火で、ガスに不飽和な

マグマが脱ガスとはどういうことか. マグマが $<0.5\text{bar}$ とは, 地表付近ということか.
→苦鉄質マグマが全脱ガスに近いということ. 圧力条件では低圧で分化したと考えられる.

・マグマ自体が必ずしも地表にある必要はないか.

→低圧で脱ガスする場合とは, 必ずしも地表である必要はない. 深いマグマだまりで脱ガスする条件について, 今年度, 制約を与えたい.

・マグマの滞留時間は数年~数十年とみてよいか. そうならば, その時間スケールで地球物理学的に検知できると考えてよいか.

→石英斑晶は数年~数十年. 全体のマグマ滞留時間として何が妥当か, 累帯構造イベントが何に対応するかを検討予定. 地物との対応はそれを合わせて理解する.

・日本以外のカルデラ例では時間スケールは違うのか.

→研究によって, 用いる鉱物や滞留時間の定義もさまざま. マグマができてからの時間としては3-4桁長い時間が通説. 始良カルデラについて, そのような長いマグマ滞留時間と, 石英斑晶の記録する短い時間との関係解明が究極的課題.

→拡散では短い時間だが, ジルコンでは数十万~100万年の時間. 定対象で幅広なので, 手法による違いを明らかにするのがこれからの課題.

・石英斑晶に関連して, ほかの斑晶では始良の場合可能か. 石英使用のメリットは.

→始良カルデラでは, 輝石斑晶でより長いタイムスケールを見たい. 拡散が早い Fe-Ti 酸化物では, 石英の記録との整合性をとりたい.

・阿蘇について, 火口の位置は不確実だと思うが, 仮定して体積を求めるのか.

→阿蘇カルデラ内の火口位置の制約は難しく, 各噴火の相対的な噴出量の大小をオーダーで見積もって比較できる精度をめざす.

[洞爺カルデラの大規模噴火事例の検討]

・U-Th 非平衡は, 若い年代に使えると考えていいか.

→そうである.

・希土類のパターンや Eu の異常は結晶分化作用で説明可能か.

→他の可能性も含め, そこを検討する予定.

・放射非平衡について, 支笏の方が社台期より変質の影響がないと考えられるのか.

→支笏は4万年前でサンプル保存がよい. 社台は6万年前で, 試料が含水して変質している可能性. 岩石学的検討には影響がないが, 同位体への影響があったのかもしれない.

・広域テフラについて, 火山ガラス組成変化を見る予定とあるが, 層序により違いはあるのか.

→ユニットごとに違うことがわかっている.

[活動的カルデラ火山の地下構造調査]

- ・既存のネットワークとは何が違うのか。
→これまでのネットワークでは観測点をカルデラの外側に拡張できなかった。カルデラ観測のためにはカルデラ外にも拠点を広げる必要がある。
- ・地震波速度異常から見積もるメルト量はどのくらいか。それに相当する比抵抗値は出そうか。
→先行研究で15%以下のメルトと報告されている。数10Ωm以下に相当し、その程度あれば、捉えらえると考える。
- ・今までのモデルでの数値は。
→1Ωm以下では50%ほどメルトがあると計算されている。数10Ωmでは、流動的なメルトがあるとは判定されない。
- ・地震波からは、マッシュではなく溶けているものが必要なのか。
→流動的なメルトは1Ω以下である必要があるが、その領域は広くないため、マグマ溜まりは大きくない。
- ・LB領域があるなら検知できると考えているか。
→感度検定から、15–21kmについても感度があると考えている。
既存のデータから感度検定を行っていききたい。
- ・過去のデータと現在のデータとを合わせて解析するのか。
→それも検討している。
- ・今回のネットワークなら、シグナル弱くても取得できると期待されるか。
→長期間では取れると期待するが、自然環境に依存する電磁気観測にとって、現在は状況がよくない。ノイズ除去などをためす予定。

[活動的カルデラ火山の地球化学的調査]

- ・希土類について、有馬では沈殿生成の影響強いようだが、既存研究で、マグマが間違いなく希土類組成に反映されている研究事例はあるか。
→パターンとして同じものはある。例えば火山域の玄武岩質の火山岩が出るところの温泉水では左上がりとなり、有馬のW型のようにはない。ただしどこで何が沈殿しているか、マグマとどれほど平衡かかは不明。水は地表に上がるまで様々なものを溶してしまう。
- ・希土類以外のコンサバティブな元素（二次鉱物に入らない成分Cl, Cs, Bなど）を測定してはどうか。
→測定しているが振る舞いが多様。統計解析には入れられていない。
ほかに、水素、酸素、Heも重要。
- ・マグマ種別の判別はどう行うのか。

→希土類元素のパターンや傾きの違いから、rhyolite や basalt を判別する。Eu の出方の違いなど。

・水の上昇過程について、分離の圧力などについてのアイディアは。

→できるだけ行いたい、帯水層などの観測による情報が必要。

【第2回検討委員会】

日時：令和3年1月18日（月）10：00～12：00

場所：Microsoft Teams によるリモート会議

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）

廣井良美（原子力規制庁）

岩森光（東京大学）

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）

中村仁美（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）

議事内容：令和2年度研究の成果について

委員コメントへの回答：

[巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究]

[岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究]

・十和田について、高圧実験から圧力の推定をしたときに斜長石の組成があわない件、どうかんがえるのか。

→現在は水飽和でしか行なっていない。今後、水不飽和の実験を行なう方針。

・石英の陰極線発光像で求めた拡散でレジデンスタイムの推定を行なう件。微量元素の濃度は別途測定しているのか。

→陰極線発光では主にチタンをみている。チタンは濃度が比較的高いので EPMA で定

量できる。EPMA は空間分解能があまり高くないのでプロファイルは陰極線発光，濃度は EPMA，という使い分けをする。

・それぞれの火山を比較してはどうか。

→最終的にはそうする。

・阿蘇の層序について。年代はどのぐらい制約をあたえられているか。

→年代はあまり制約ができていない。現在，主要なポイントで得られている年代を，レスで内挿している。年代測定を追加したい。

・喜界について。小アビの噴火は今後やらないのか？ 小瀬田はいきなり古いので，その間をみたほうがよいのではないか？

→ご指摘のとおり。小瀬田は 58 万年前と，とびぬけて古い。小アビを含めて，長瀬とアカホヤの間のものなども，可能なかぎり対象とする予定。

・マグマ溜まりの条件について。普通の活火山とカルデラでなにが違うのか。

→現在 NRA 委託研究ではカルデラだけを対象にしている。貯留深度やボリュームが違う可能性はある。カルデラの場合，かなり浅いところを天井にしている，という共通点がある。

[洞爺カルデラの大規模噴火事例の検討]

・洞爺の CP，CR の岩相特徴づけを確認させてほしい。均質・不均質など。

→CR と CP はガラスの組成はそれぞれまとまる。灰色と縞状はその間に。

・シリカはほとんど変化しないのに，カリだけ変化するのは何故か。

→それが洞爺の特徴である。

・ウラン鉛放射非平衡について。有珠がわかかえるということか？

→そうではない。外輪山と歴史時代で，トリウムの同位体比がまったく違う。だから結晶分化ではできない。ということ。

・結晶に乏しいものが先にでて，多いものが後に噴出するのは何故か。

→それぞれの同位体比が異なるので，単にマグマ溜まりの下方に結晶があるというようなモデルでは説明できない。

・支笏では，洞爺の CP に相当するものが出ているのか。

→支笏でも CR，CP に相当するものがある。

・洞爺のステージ 1，ステージ 2 の時間が明瞭にわかる件，他の手法で年代をチェックできないのか。

→原子力規制庁が古地磁気試料を採取しているが，差がでなかったと聞いている。古地磁気では差がでないが，下位の層序がかたまる程度の時間間隙だと考える。

→今回は交流消磁で測定したので，信頼円が大きすぎた。熱消磁をすれば精度が向上するが，それに適した試料を得る必要がある。

・地磁気のセキュラーバリエーションで時間間隙がわかるには，どのぐらい精度が必

要か.

→地磁気の変移速度による. 50年で数度うごくことがあるので, 1度程度の分解能があればよい.

[活動的カルデラ火山の地下構造調査]

・西側の異常域が大きいとフィットがわるくなるようにみえる.

→西側にはその大きさの異常がないことを支持する.

・観測網を西側にもっと広げると結果が変わるかもしれない

→そのとおりなので, 今年度はカルデラの外側までひろげた.

・西側の異常域を検出するには, 周期帯としては何秒ぐらいが敏感なのか. 地殻なので2000秒もあれば十分とどくのではないか

→阿蘇の場合, 浅いところに導電体があるので, 深いところに届かないようだ. そこで, より広域のネットワーク MT を行なった.

・広域のネットワークは, 探査深度を高めるが, 空間分解能は低下するのではないか?

→様々なデータをコンバインした解析を考えている.

・カルデラ西側の低速度層 LB の件. 地震で見えていて MT で見えないことをうまく説明できる方向はないのか?

→前回は, 探査深度が届いていなかった. 今回は探査深度が確実に届いているはずなのに見えなかった. MT では見えないということを確定させる. そのうえで, 地震と電磁気でなにが見え, 見えないのかを考える.

・LA(深度8~15km)は見えているのに, LB(15~20km)は見えないのは何故か.

→LBのほうが深い大きい, という位置付けになる.

・地震波で検出された異常域が電磁気でとらえられない理由はなにか. 浅いところに低比抵抗があるためか.

→そのとうりだ. 理論的には数十kmまで届くはずだが, 浅いところに低比抵抗があるので, みえない.

・地震のほかに, 独立で推定できる他方法はあるのか.

→2万秒までの周期のデータをいれれば, つかまるはず. しかし見えない.

・さらに周期を大きくとることは可能か.

→2万秒なら見えるはず.

・他に, 地震と比較できる独立な地球物理探査方法はないのか.

→思いつかない. 重力も, むづかしいだろう.

[活動的カルデラ火山の地球化学的調査]

・希土類パターンについて. 右さがりと水平の2パターンは, それぞれなにを反映しているのか.

- パターンは5つか6つありそうだ.すくなくとも2つではない.これから検討する.
- ・クラスターは主成分によってわかれている.それは地表の岩石に一致している.ということは, マグマそのものをとらえていないのではないか?
- かならずしも, クラスターは主成分と完全に対応しているわけではない.
- ・複数の火山で比較してみてもどうか(雲仙:デイサイト・富士山:玄武岩)
- 阿蘇の希土類元素の濃度はとても薄い.
- 珪長質だと希土類元素濃度が高くなるはず. これについても今後検討する.