

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な変更されたコード (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ている。以下には、2019-2020 年度にカルデラ内で取得した新しいネットワーク MT 法データによる 3 次元比抵抗構造解析モデルを示す前に、昨年度の報告書に記載した旧ネットワーク MT 法データによる異なる 3 つの 3 次元比抵抗モデル (モデル 1[図 3.1.5-2], モデル 2[図 3.1.5-3], モデル 3[図 3.1.5-4]) を使用して行った検討作業について再記載しておく。

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

モデル 1 の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 3.1.5-2), 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 3.1.5-2), 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 段階で下げることで、データフィットが徐々に良くなっていくように設定した。まず、1 段階目のインバージョンでは、比較的大きなエラーフロア 20% を与えて計算を行わせることで大局的な構造を求め、最終的に、2 段階目のインバージョンで、1 段階目のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与えると共に、より小さなエラーフロア 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 3.1.5-3 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。

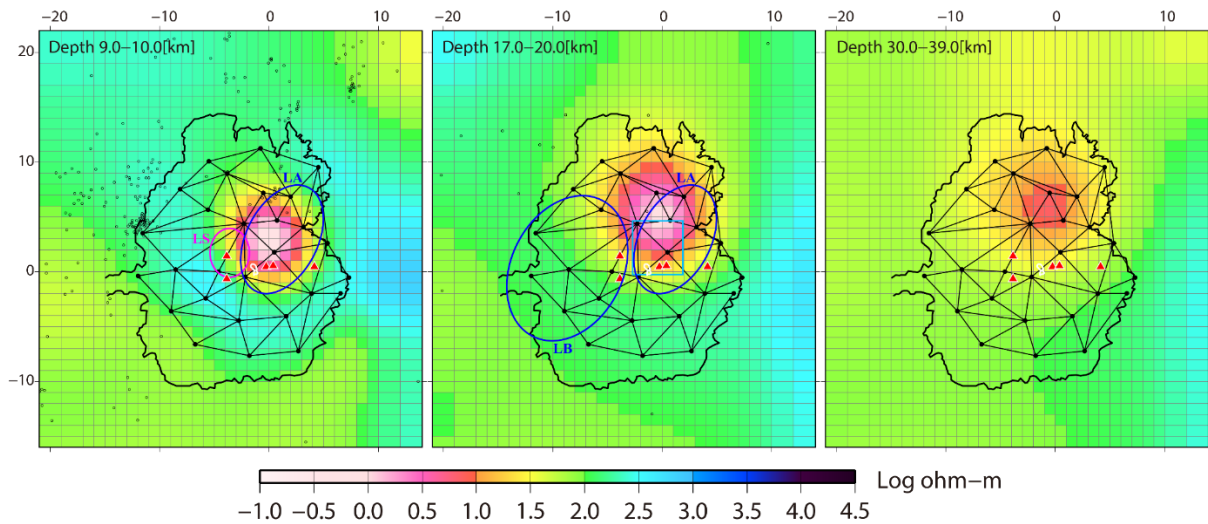


図 3.1.5-3. ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データを使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 3.1.1-1 と同様。

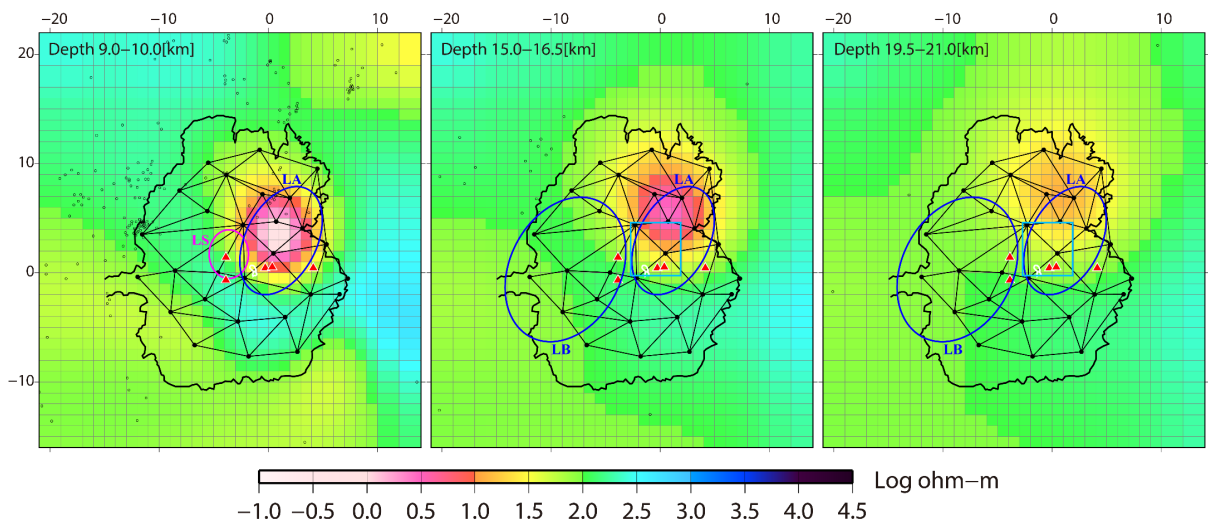


図 3.1.5-4. ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して、さらに、深さ方向のグリッドを細かくして求めた 3 次元比抵抗構造モデル（RMS 残差 1.25）の阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 3.1.1-1 と同様。

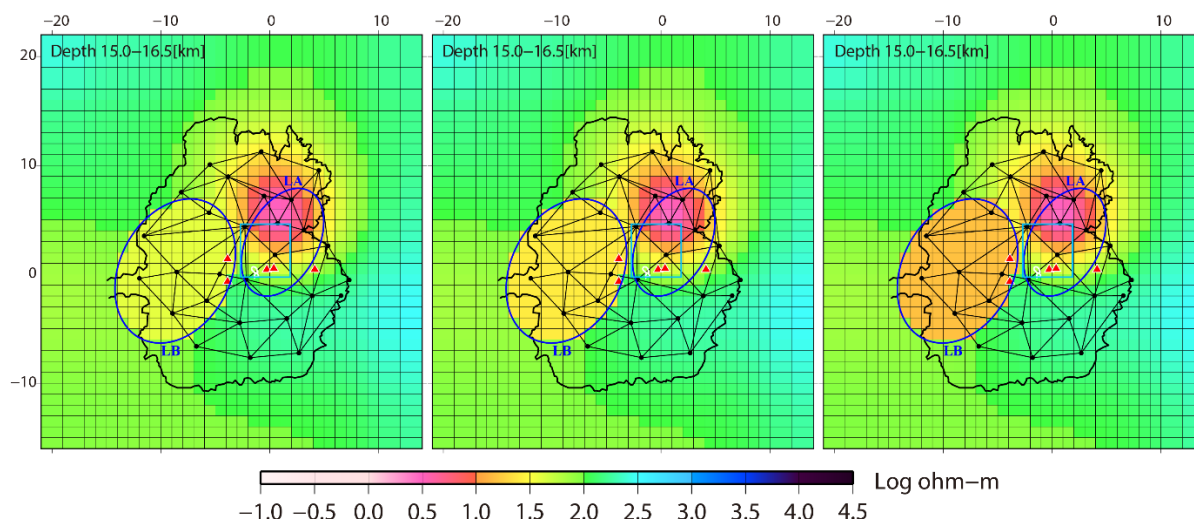


図 3.1.5-5. ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルに、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 15~23km の S 波の低速度異常領域 LB（Abe et al., 2017）の領域に低比抵抗異常領域（深度 15~23km の LB の領域）を置いたフォワード解析による検証モデル例. 各フォワード解析モデルの RMS 残差が最適モデルの RMS 残差 1.25 から変化していることから、長周期のネットワーク MT 法データを図のような網目状に配置すれば、各モデルのような低比抵抗異常領域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 3.1.1-1 および図 3.1.5-1 と同様.

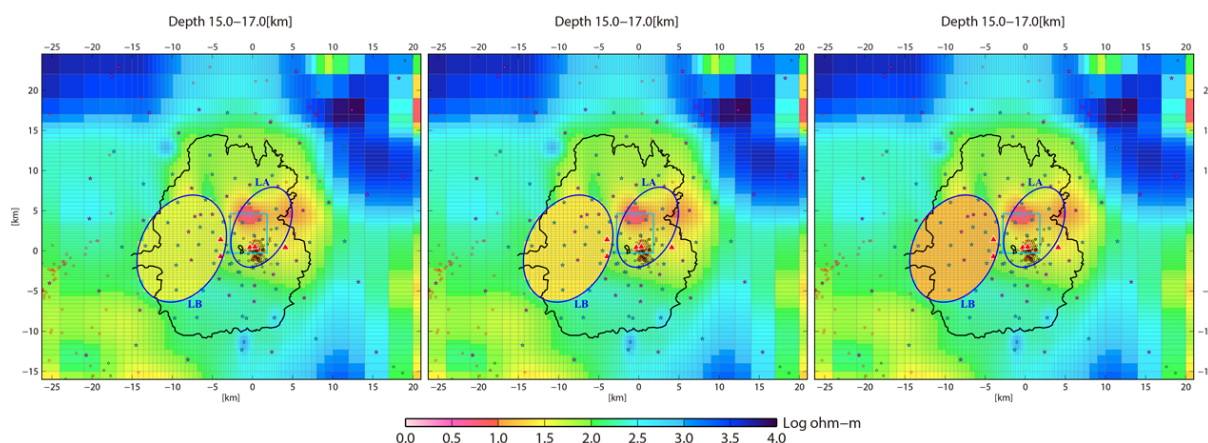


図 3.1.5-6. 2015-2016 年度に取得した 100 観測点の広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデル（Hata et al., 2018a）に、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 15~23km の S 波の低速度異常領域 LB（Abe et al., 2017）の領域に低比抵抗異常領域（深度 15~23km の LB の領域）を置いたフォワード解析による検証モデル例. 各フォワード解析モデルの RMS 残差は最適モデルの RMS 残差 1.82 から、ほぼ変化しない. シンボルについては、図 3.1.1-1 と同様.

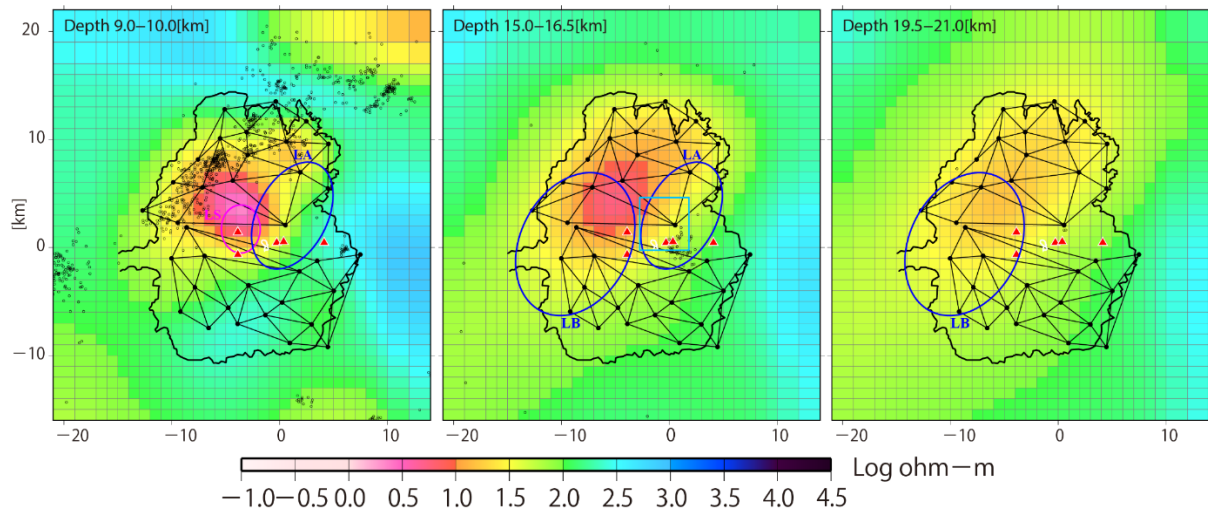


図 3.1.6-1. 新ネットワーク MT 法データ (2019-2020 年度に測定) のダイポールを網目状に配置して、モデル 3 と同じ最適化を図ったグリッドで求めた 3 次元比抵抗構造モデル (RMS 残差 1.70) の阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 3.1.1-1 と同様。

モデル 3：阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル②

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、 $65 \times 12 \times 4$ (測線数 \times 周期数 \times 応答関数の数) となっている。図 3.1.5-4 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 \times 1,100 km \times 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 $100\Omega\text{m}$, 海水 $0.33\Omega\text{m}$ の比抵抗値を与えたモデルである。ここで、地殻での深さ方向のグリッド間隔の違いについて、表 3.1-2 に示しておく。また、本インバージョン解析でも、与えるエラーフロアの値は 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 の最適モデルを得た。

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

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

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). 先ず, 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, 本年度は, 2019-2020 年度にカルデラ内で新しく実施したネットワーク MT 法観測によって取得したデータを用いた 3 次元比抵抗構造解析を実施した (「(6) 新ネットワーク MT 法観測データによる 3 次元比抵抗構造解析モデル」参照).

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 3.1.5-5；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、40Ωm, 30Ωm, 25Ωm, 15Ωm, 10Ωm, 5Ωm 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、40Ωm と 30Ωm 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 カ年プロジェクトにおけるネットワーク 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った（図 3.1.1-5）。

ここで、これまでに取得した 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 3.1.5-6 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 40Ωm, 30Ωm, 25Ωm, 15Ωm, 10Ωm, 5Ωm 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。このことから、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。

(6) 新ネットワーク MT 法観測データによる 3 次元比抵抗構造解析モデル

本年度は、「(5) ネットワーク MT 法の既存データを用いての検討作業」の結果を踏まえて、カルデラ内 7 エリアの電位差観測網で 2019-2020 年度に取得したデータを使用した 3 次元比抵抗構造解析を実施した。本モデルのインバージョン解析では、78 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データを使用している。ダイポール配置については、1990 年代に実施した観測の旧データと全く同じにすることは難しかったので行っていないが、使用周期については、同じ 12 周期（480~20,480 秒）である。従って、入力データサイズは、 $78 \times 12 \times 4$ （測

線数×周期数×応答関数の数)となっている。また、本モデルの初期構造モデルは、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の最適化に考慮したモデル3と同様の、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)である。そして、陸地100Ωm, 海水0.33Ωmの比抵抗値を与えている。図3.1.6-1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。さらに、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ている。最終的に採用した最適モデルのRMS残差は、1.70となっている。

(7) まとめと今後の課題

阿蘇カルデラの下部地殻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目的として、3年にかけて、阿蘇カルデラを完全に覆う領域でのネットワークMT法の観測網を構築した。今年度は、カルデラ外の17エリアにおいて電位差測定を実施し、カルデラを完全に覆う40km四方にわたる領域でのネットワークMT法観測を完了するに至った。併せて、2019年度から行っているカルデラ南外輪(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も継続実施した。また、取得した電磁場データを用いて、3次元比抵抗構造解析に使用するための応答関数を精度よく得るためのデータ解析を行った。さらに、昨年度まで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下部地殻に至る3次元比抵抗構造モデルを求めた。得られたモデルには、カルデラ内の北西域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックが存在した。この特徴は、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., 2016; 2018a), および、既存のネットワークMT法観測データ(1990年代の観測データ)によって求めた3次元比抵抗構造モデルに表れた北東域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックとは異なるものであった。この低比抵抗異常ブロックの存在領域の変化については、低比抵抗異常を作り出す要因の変化なのか、時間変化なのかを含めて慎重に取り扱う必要がある。そこで、さらに短周期側まで利用するデータ幅を広げるとともに、2021年度に取得したカルデラ外17エリアのデータと併せたカルデラを完全に覆うダイポール配置のデータセットを作成し、阿蘇カルデラの地殻のマグマ供給系を議論するための3次元比抵抗構造モデルを構築することが重要だと考えられる。

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】

電源設備を実装した観測定点を中岳第一火口近傍に設け、繰り返し観測を行った結果、電磁応答には明瞭な時間変化がなく、中岳は依然として活発な状態にあることと調和的である。活動の変化に伴う基礎データを取得し、MTの火山活動モニタリングの適応可能性を検討するため、本年度も引き続き定点観測を実施した。これまでの構造解析によって得られている中岳火口直下から深部へ延びる円柱状の低比抵抗域は、地震波や地殻変動の解析から推定されている阿蘇のマグマ供給系とは異なる場所に位置している。そこで、この解析結果の信頼性を確保するために、広帯域MT法とは別の手法である自然電位法に着目した。昨年度に引き続き自然電位のマッピング観測を実施するとともに、熱水系の数値シミュレーションを実施し、観測結果との比較から、雨水の浸透のみでは説明できないファクターを抽出し、その結果から、円柱状比抵抗構造の存在と自然電位法の火山活動モニタリングへの適応可能性を検討し、自然電位の測定結果も特徴的な低比抵抗柱の存在に感度があることを確認した。

【研究内容】

(1) MT 観測定点における繰り返し測定

2018年より繰り返し測定を行っているMT観測定点は図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。しかしながら、2021年10月20日の噴火によって火砕流が発生し、測点410は堆積物によって観測機器が埋没し、被害状況は定かではない。また、測点409は埋没していないものの噴火警戒レベル(2022年03月03日時点でレベル3)は依然として高く、同測点を使つての繰り返し観測は危険であるため行っていない。代替点として図に示した測点022において観測を行った。測点022は測点409から北西に約1km離れており、往生岳の麓に位置する。この測点では2015年12月、および熊本地震後の2017年3月に測定をしている。測点409や410同様、比抵抗構造のインバージョンから求められた第一火口から深部へ伸びる特徴的な低比抵抗柱に対して感度のある測点である(図3.2.1-2)。

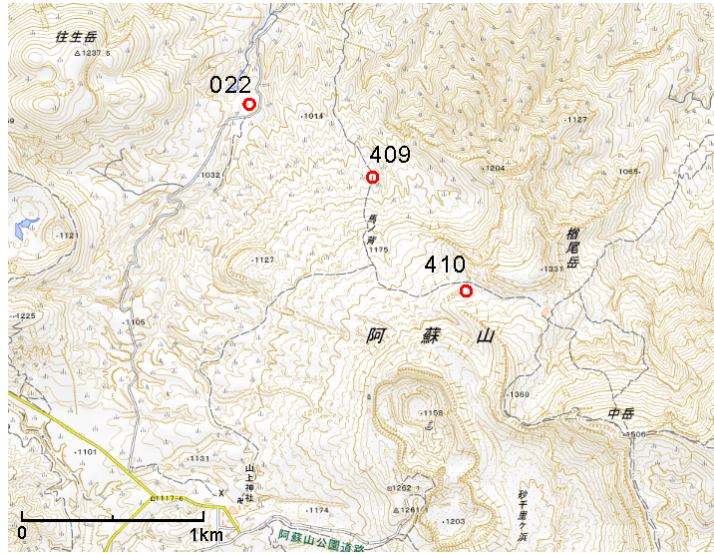


図 3.2.1-1 繰り返し観測点の位置

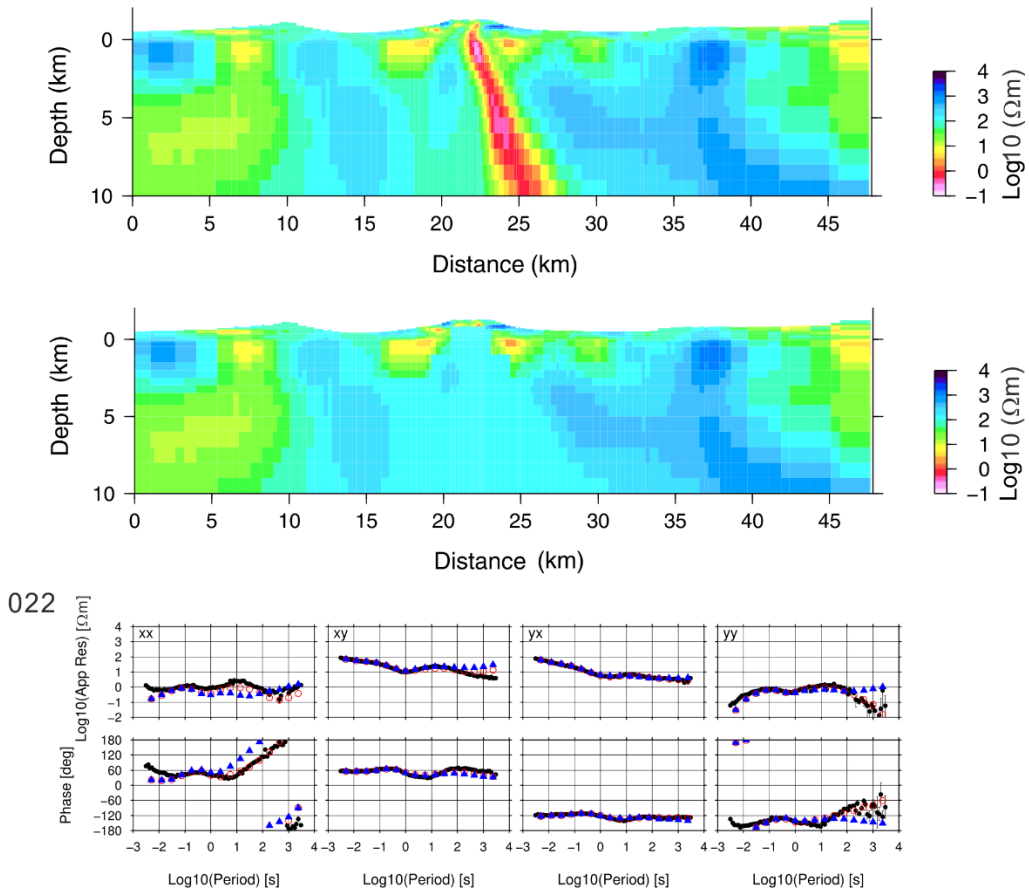


図 3.2.1-2 インバージョンによって求められた最終モデル（上段）に対し，低比抵抗柱を消したモデル（中段）を作成し，その違いを探索曲線でしめした（下段）．探索曲線において黒丸が観測値，赤丸が最終モデル，青三角が消したモデルによる．

図から分かるように、低比抵抗柱を消したモデルの相違は、1 sec よりも長周期側で生じる。とくに XX (X が北方向) の位相, XY と YY の見かけ比抵抗である。測点 022 での観測は 2022 年 2 月 16 日から 21 日の期間に行った。使用した機材は MTU-5A および MTC-80H である。繰り返し観測結果を図 3.2.1-3 に示す。XX の見かけ比抵抗において 1 Hz より高周波側での相違が著しいが、観測機器の配置が測定ごとに異なっており、地表付近の堆積状況を反映しているのかもしれない。一方、感度テストで見られたような 1 Hz よりも低周波 (1 sec よりも長周期) 側での顕著な違いは見られない。この期間、阿蘇山では断続的に噴火が発生しており、噴火活動はおおむね活発であったことと矛盾しない結果であると考えられる。

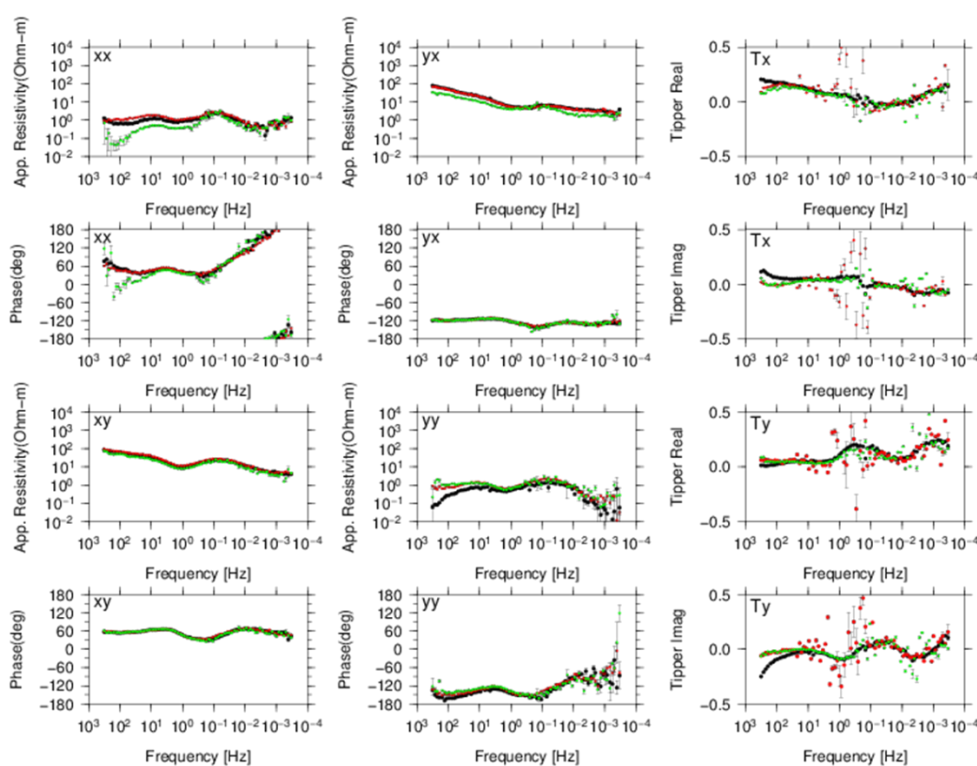


図 3.2.1-3 観測点 022 における繰り返し観測結果。黒丸が 2015 年 12 月, 赤丸が 2017 年 3 月, 緑丸が 2022 年 2 月の結果

代表的な周波数ごとに Phase tensor (Caldwell et al., 2004) を計算した結果を図 3.2.1-4 に示す。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ようだ。いずれにしる顕著な変化は見られない。



図 3.2.1-4 観測点 022 における各時期の Phase tensor. 縦軸は周波数

(2) 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、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、多くの場合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 3.2.2-1 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。

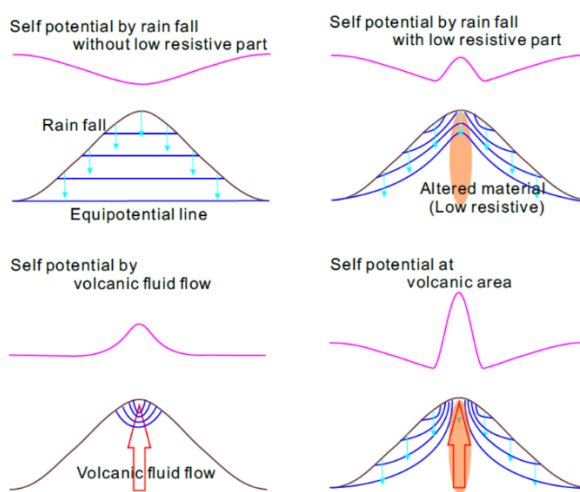


図 3.2.2-1 自然電位定量的解析法概念。

b) 解析手法

まず雨水浸透の計算を行うが、その際には一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3.2.2-2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。500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ている。自然電位の計算はMatsushima et al.(2017)の方法にならっているが、具体的に比抵抗構造を与えているところが従来の方法とは異なる。

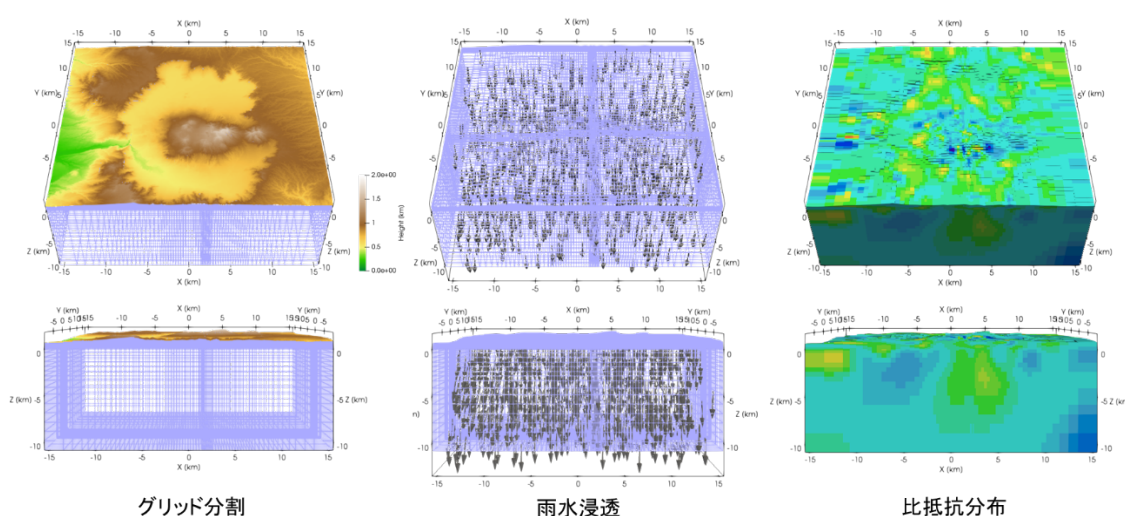


図 3.2.2-2 阿蘇火山地域の自然電位シミュレーション

c) 解析結果

自然電位の測定は、2020年10月13日～15日に88地点、2022年02月15日～21日に63地点、合計151地点で行った。銀塩化銀電極を用いて、100 m間隔で電位差を測定し自然電位分布を作成した(図3.2.2-3)。観測された自然電位分布は、北麓において、標高が上がるにつれて電位が高-低-高の分布を示すことが特徴的である。地形効果として

は、標高が上がるにつれて電位は低下するので、途中から傾向が逆になっていることがわかる。まず、比抵抗値を一定 ($100 \Omega \cdot m$) とし、雨水の浸透による地形効果のみを表現してみた。計算においてはいくつかのパラメーターが存在するが、ここでは迂回係数 (tortuosity) を調節することにより観測地を再現するよう試みた。図 3.2.2-4 は迂回係数を 0.3 にした時の自然電位分布である (図 3.2.2-3 とは電位値のスケールが異なる)。すべての測点における標高と電位値の関係を示したのが図 3.2.2-5 であるが北麓の地形効果をよく再現していることがわかる。しかしながら、標高が増すにつれて観測値との乖離は大きくなり、これは山頂域が低比抵抗になっているためかもしれない。従って、熱水対流に伴う正異常を見出すには、比抵抗の影響を考慮する必要があることを示している。比抵抗値を考慮した場合の電位と標高の関係を図 3.2.2-6 に示す。迂回係数を 0.5、さらに全体の電位を一様に $120mV$ 低くして観測値とのマッチングを図っている。地形効果は明瞭ではなくなっているものの、全体的な電位分布の傾向を再現していると考えられる。この時の計算された電位分布を図 3.2.2-7 に示す。観測値 (図 3.2.2-3) と比較すると、第一火口の北東側で、計算された電位値が相対的に低くなっていることがわかる。第一火口から深部に伸びる特徴的な低比抵抗柱 (図 3.2.1-2) が自然電位に及ぼす影響を考察するために、 $10 \Omega \cdot m$ 以下の領域を全て $5 \Omega \cdot m$ で一様にした場合の自然電位分布を図 3.2.2-8 に示すが、 $1 \Omega \cdot m$ 程度の値を示す低比抵抗柱の比抵抗値を大きくしたために、第一火口の北東側の領域の電位値が低くなっていることがわかる。このことから、自然電位の測定結果も特徴的な低比抵抗柱の存在に感度があることがわかる。観測値 (図 3.2.2-3) から計算値 (図 3.2.2-7) を差し引いた結果を図 3.2.2-9 に示す。低比抵抗柱に感度のある第一火口の北東側で正異常となっており、これは熱水流動に起因するものと考えられる。一方、北西側の山腹に見られる負異常は、比抵抗構造を考慮すると地形効果を再現できなかったために現れていると考えられるが、その原因はよくわからない。今後は、自然電位の観測および解析範囲を拡げるとともに、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、観測結果の再現性を高めるとともに、マグマないしは脱ガス凝縮水やブライン等に起因する自然電位異常をより明確に検出することを目指す。

引用文献

- 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

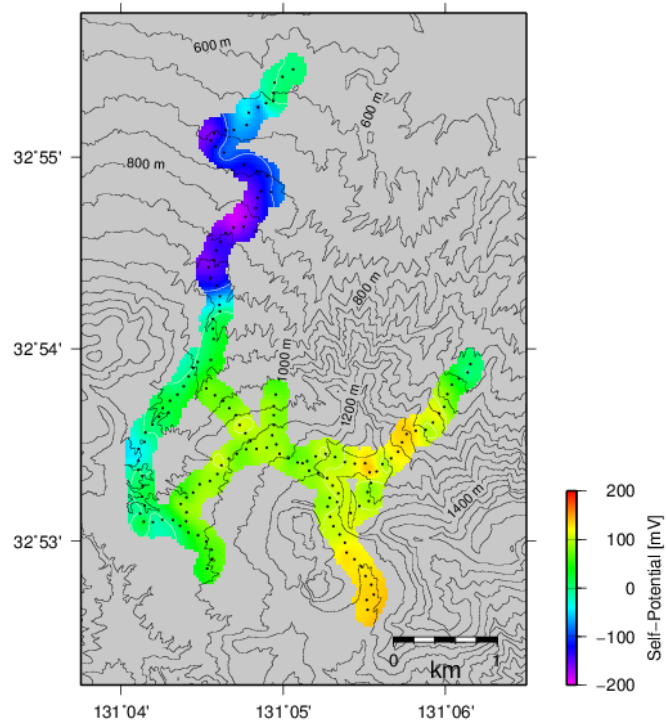


図 3.2.2-3 阿蘇火山地域の自然電位観測結果

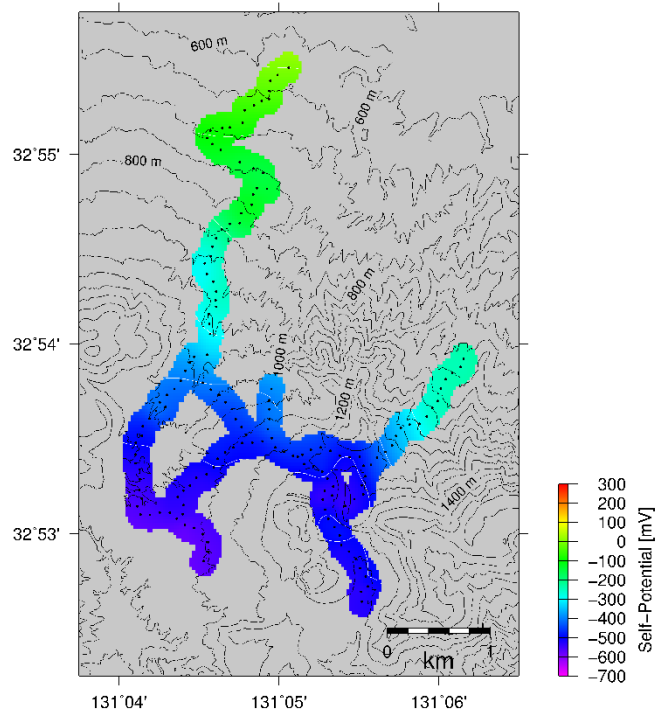


図 3.2.2-4 自然電位計算結果（比抵抗が均質の場合）

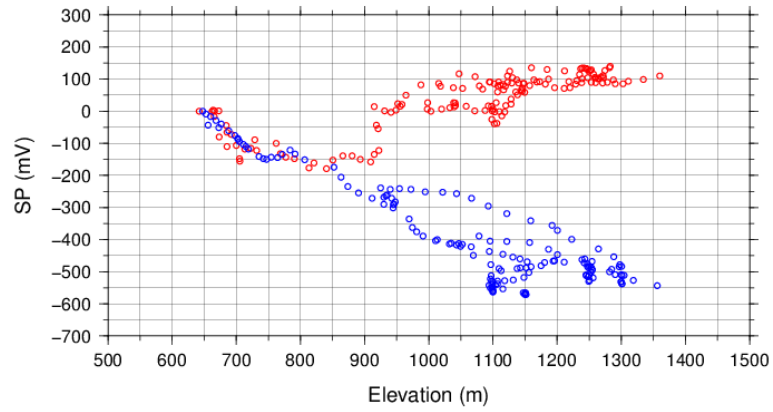


図 3.2.2-5 電位と標高の関係 (赤丸：観測値，青丸計算値)，均質な比抵抗 ($100 \Omega \cdot m$) の場合

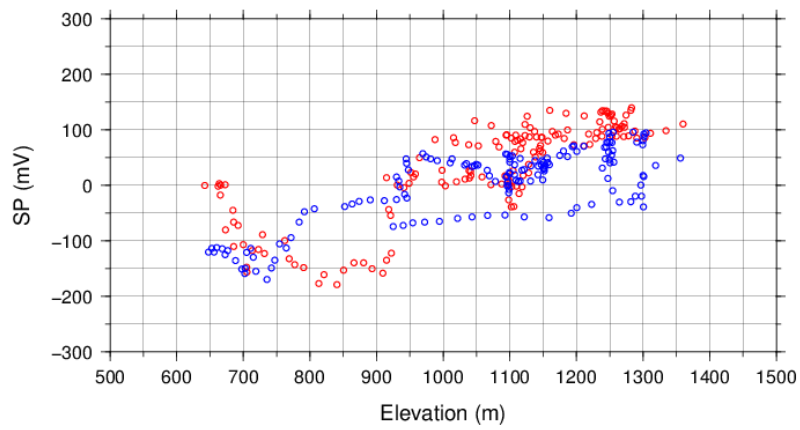


図 3.2.2-6 電位と標高の関係 (赤丸：観測値，青丸計算値)，比抵抗を考慮した場合

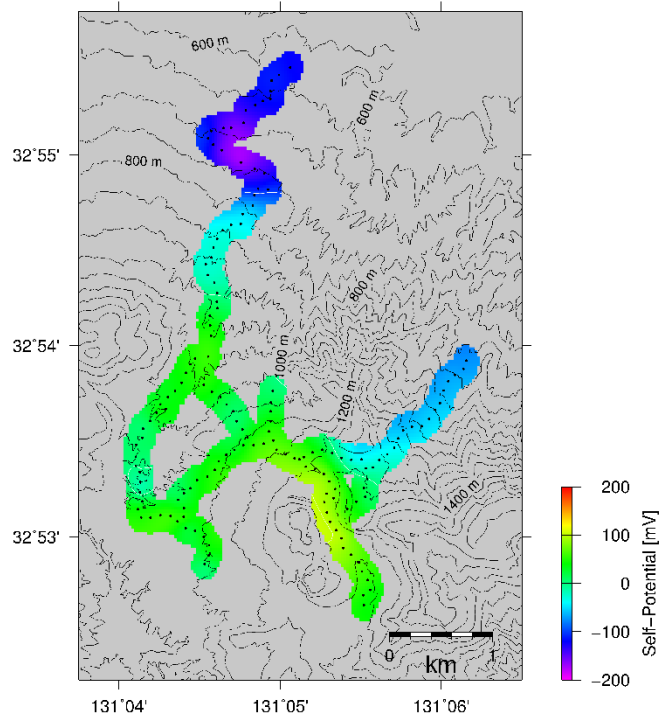


図 3.2.2-7 計算された自然電位分布（比抵抗構造を考慮した場合）

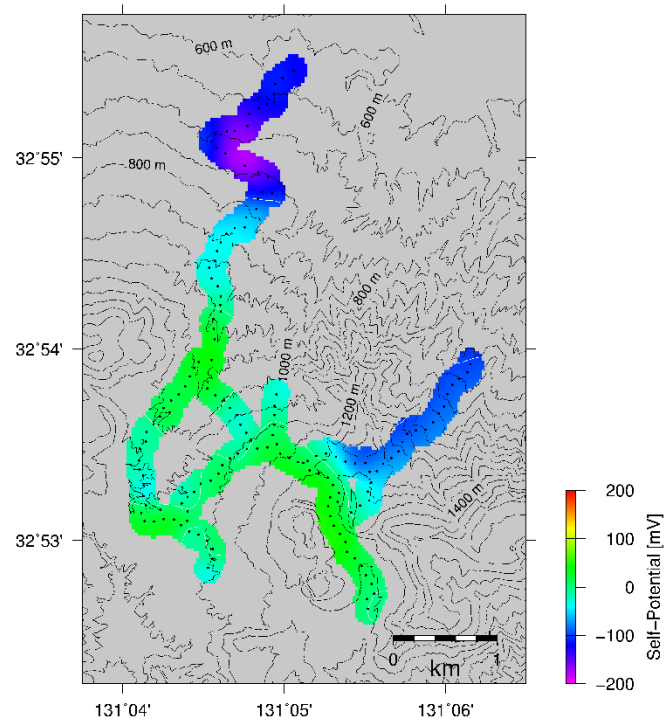


図 3.2.2-8 計算された自然電位分布（低比抵抗柱を消した場合）

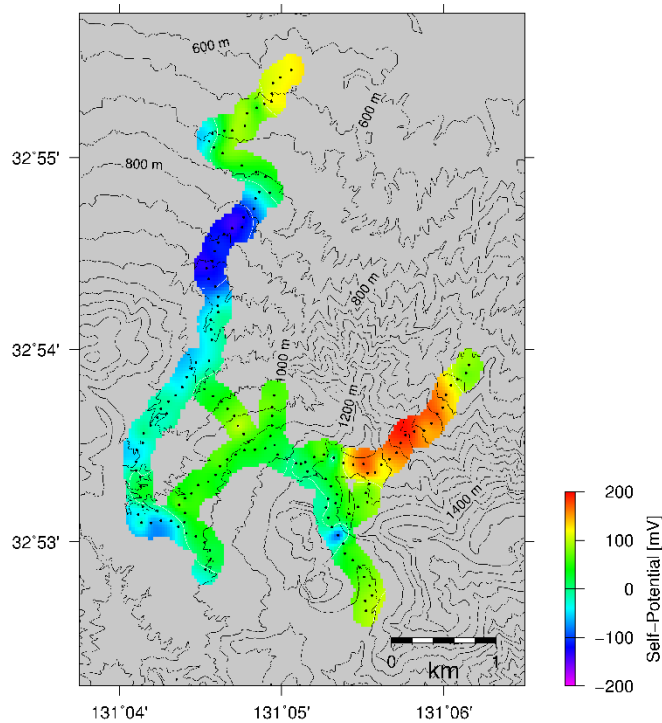


図 3.2.2-9 観測値から計算値を差し引いた電位分布

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.

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として、湖周辺の陸上での観測を実施し、3次元インバージョンにより比抵抗構造を求めた。その結果、特徴的な比抵抗構造として、カルデラ中央やや西寄りに位置する円柱状の低比抵抗域と、カルデラ東縁から南方に伸びる高比抵抗域が検出された。いずれも感度テストの結果、観測データから得られる構造であると考えられる。

【研究内容】

(1) 広帯域 MT 法による比抵抗構造探査

a) はじめに

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 未満が大部分であるが、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査する上で主要な場所であると考えられる。

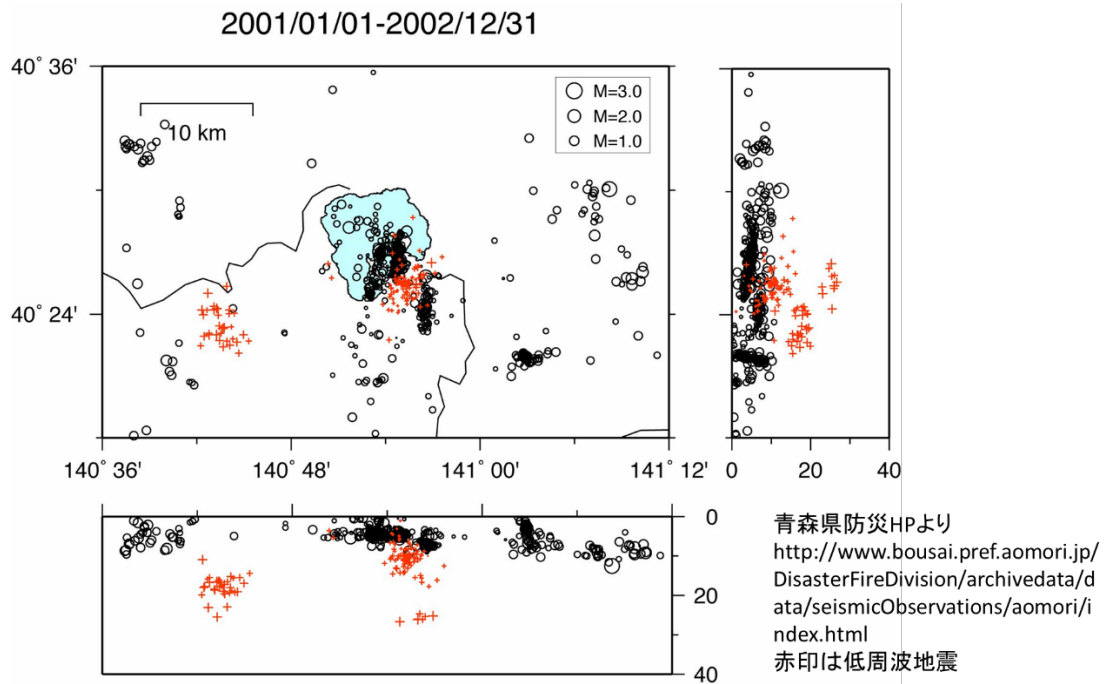


図 3.3-1 震源分布

b) 調査概要

調査地域は十和田湖を挟んで青森県十和田市，平川市，新郷村，秋田県鹿角市，小坂町にまたがる，およそ東西約 30 km，南北約 30km の範囲内である．現地調査は 2021 年 8 月 26 日から 10 月 15 日の期間に行った．広帯域 MT 法の測点（54 地点）の位置を図 3.3-2 に示した．測定成分は電場 2 成分，磁場 3 成分で，測定周波数は 300 Hz～0.001Hz を含む範囲である．測定機器は，Phoenix 社製の MTU5-A を使用した．また，測定データのノイズを取り除くため，リモート点調査地域から南東に約 80 km の位置に設置し，リモートリファレンス処理を行なった．

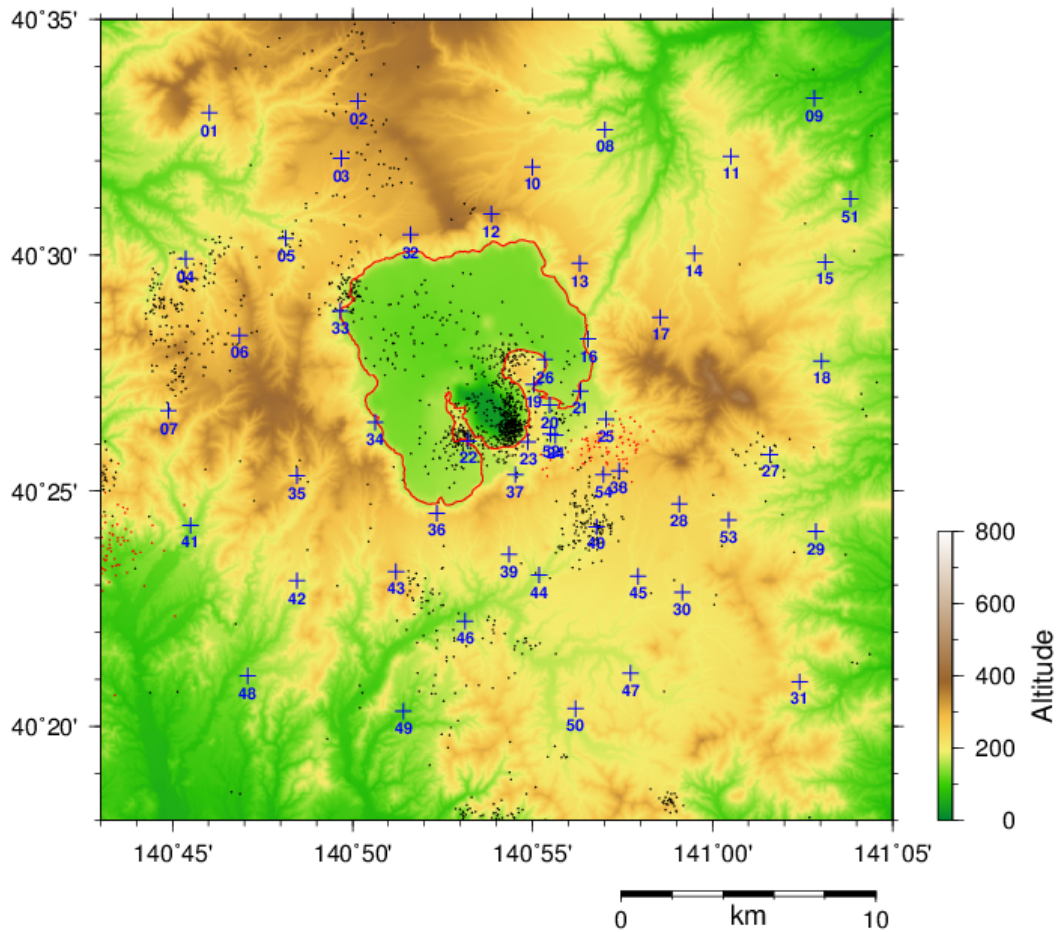


図 3.3-2 観測点配置. 気象庁一元化震源の震央 (赤丸は低周波地震) を併せて示す.

c) 測定結果

南北方向の電場と東西方向の磁場より得られる見かけ比抵抗と位相を XY モード, 東西方向の電場と南北方向の磁場より得られる見かけ比抵抗と位相を YX モードとして, 観測点 5, 9, 21, 22, 34, 40, 42, 47 における見かけ比抵抗および位相曲線を図 3.3-3 に示す. 本地域の特徴として, YX モードの見かけ比抵抗が低周波側に向かって増大し, 結果として XY モードの見かけ比抵抗と隔たりが大きくなる傾向を上げられる. このような傾向は観測域全域にわたって見られる. 低周波側で電場のスペクトル強度は東西方向に比べ南北方向で小さくなり, XY モードの見かけ比抵抗が相対的に小さくなっている. 比対角成分のインピーダンス・テンソルの絶対値が最大となる角度で定義されるインピーダンス・ストライクを見ると (図 3.3-4), 周波数や測点によって違いは見られるものの概ね南北方向を向いている. 90°の不確定性があるものの地質構造の走向方向を示すことから, 2次元性を仮定すれば, 南北ないしは東西の走向を持った構造が当該地域のローカルな構造

を支配している可能性がある。調査地域の東西に南北走向を持つ低比抵抗体、ないしは南北に東西方向の走向を持つ高比抵抗体がある可能性がある。いずれにせよ、このようなローカルな構造自体を求めることはできないが、調査地域内のより局所的な比抵抗コントラストを対象にした構造解析を行う。インダクション・ベクトルの分布を図 3.3-5 に示す。インダクション・ベクトルは磁場の鉛直成分を水平成分の線形結合として表した場合の係数の実数部を用いてベクトル表示したもので一般に低比抵抗異常がある方向を向く。低周波に向かってはほぼすべての測点で北方向を向く。これは、津軽海峡の海峡効果で集中的に電流が流れていることによると考えられる。

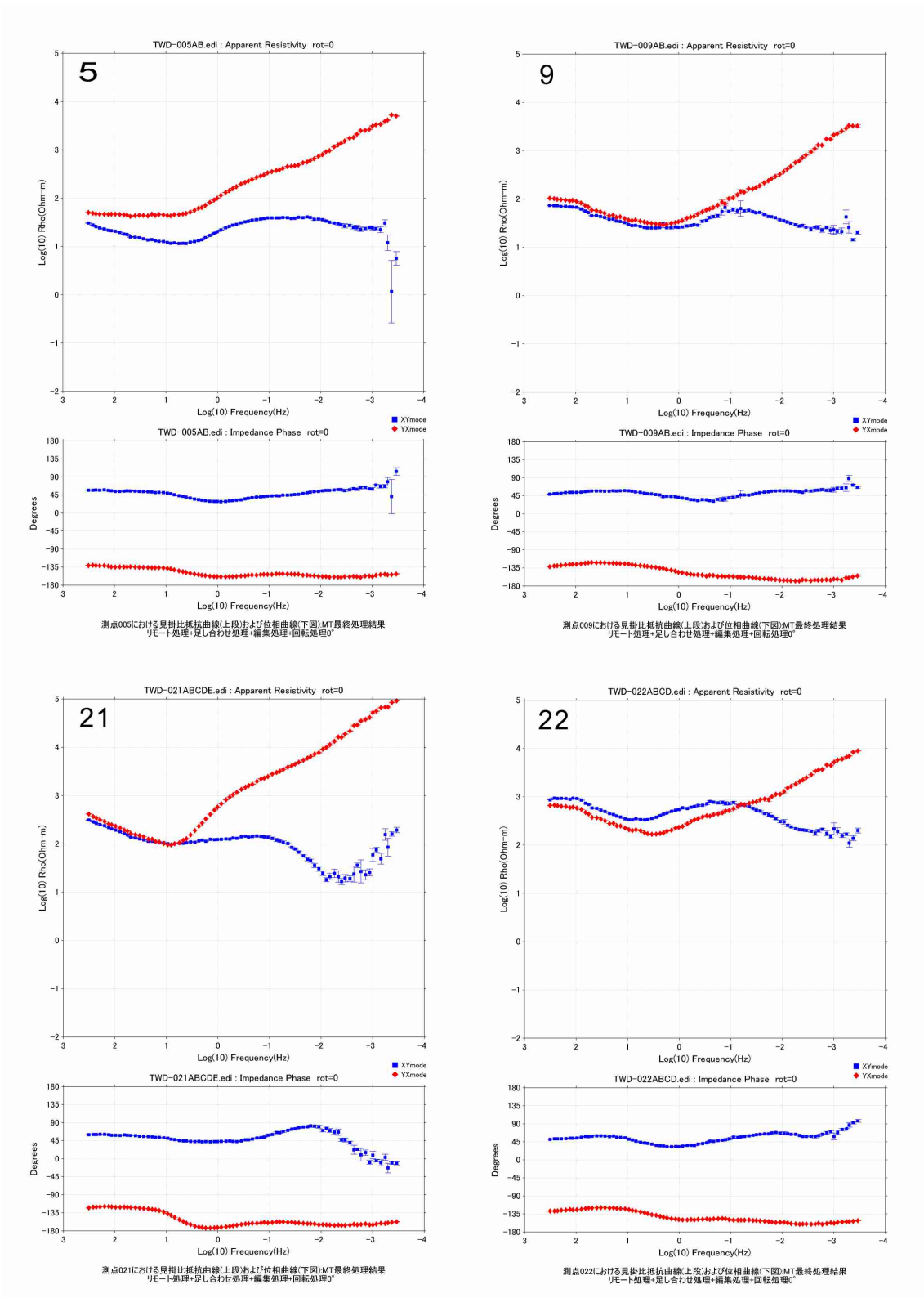


図 3.3-3a 測点 5, 9, 21, 22 における XY モード (青印) と YX モード (赤印) の見かけ比抵抗 (上段) および位相 (下段) 曲線

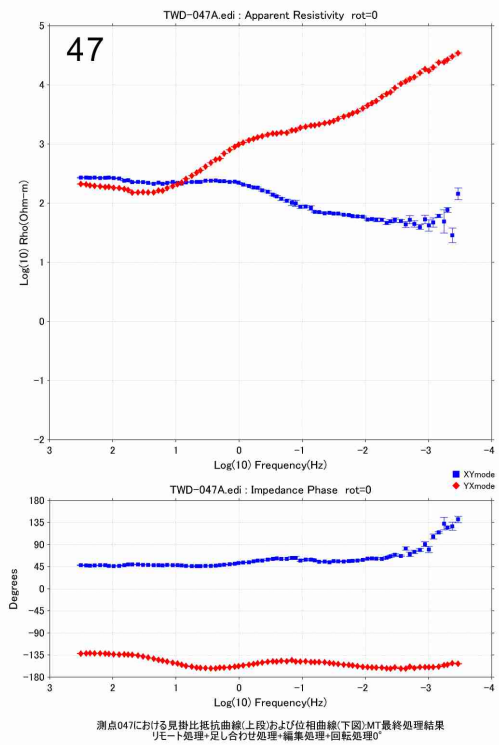
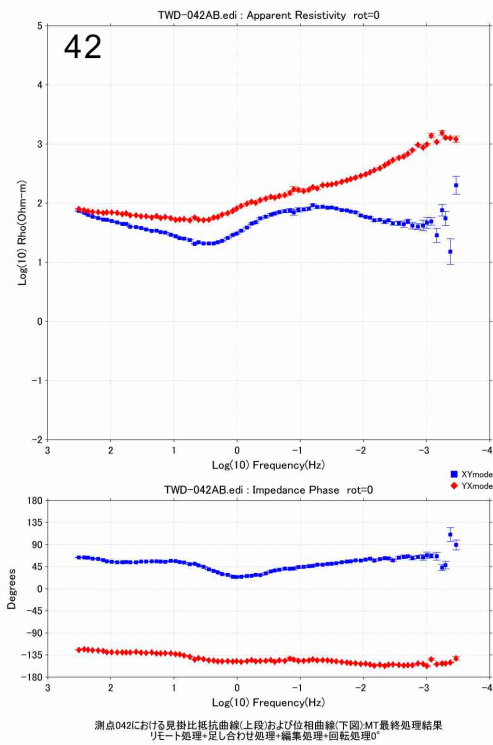
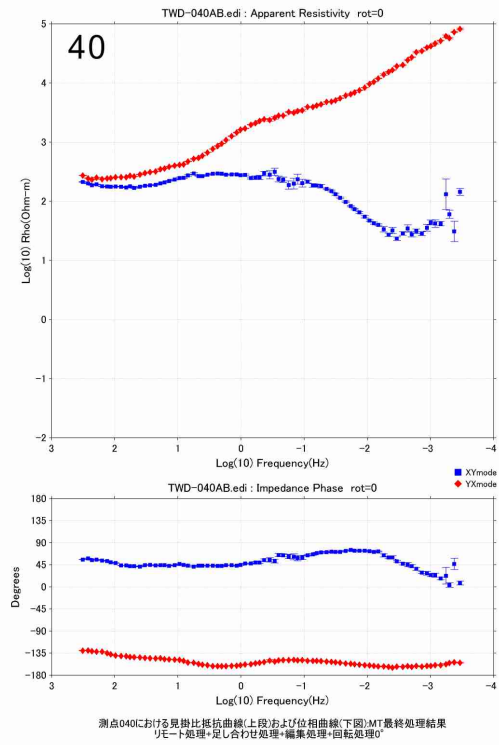
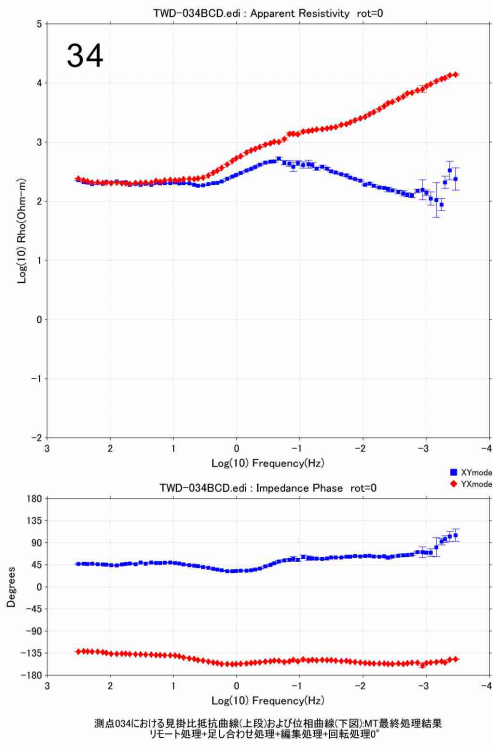


図 3.3-3a 測点 34, 40, 42, 47 における XY モード (青印) と YX モード (赤印) の見かけ比抵抗 (上段) および位相 (下段) 曲線

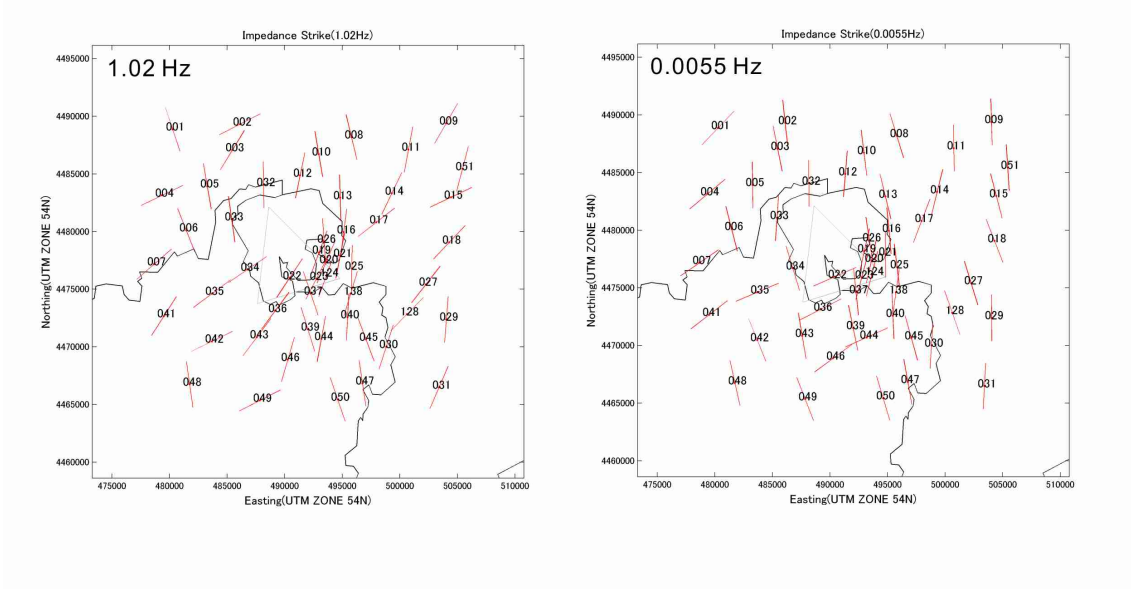


図 3.3-4 周波数 1.02 Hz および 0.0055 Hz におけるインピーダンス・ストライク

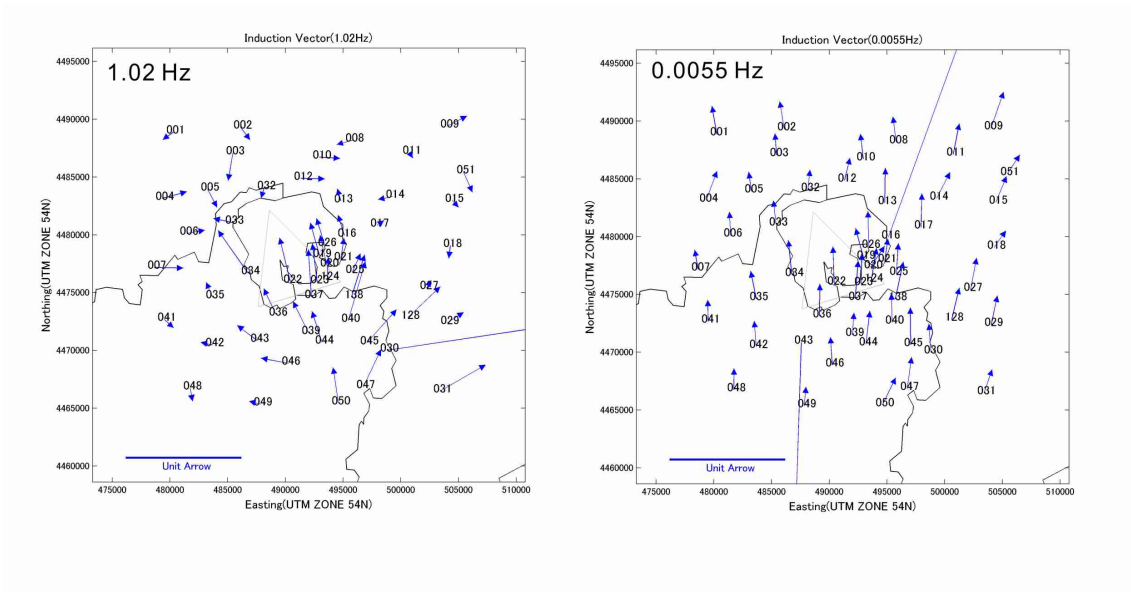


図 3.3-5 周波数 1.02 Hz および 0.0055 Hz におけるインダクション・ベクトル

d) 構造解析

各測点のデータについて 16 周波数 (194-0.00042 Hz) を選び出し、インピーダンス 4 成分とティッパー-2 成分を合わせた MT 応答関数の 6 成分 (複素数なので実部と虚部に分けると 12 成分) を入力データとして、3 次元比抵抗インバージョン解析

(Siripunvaraporn and Egbert, 2009) を行った。最終的な入力データのサイズは、 $54 \times 16 \times 12$ (測点の数 \times 周波数の数 \times 応答関数の数) である。解析領域は南北および東西方向ともに 608 km, 鉛直方向 400.5 km (海水面より上の地形 1700m を含む) である。解析領域の範囲内は、南北および東西方向が 68, 鉛直方向が 69 個のセルで構成した。水平方向のセルは、中心座標を北緯 40.444 度, 東経 140.900 度として、中心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、最小セルの水平サイズは 500×500 m で、最大セルのサイズは中心から最も遠方の 100×100 km である。また、鉛直方向のセルサイズは、海水面よりも上の領域については、100 m とし、海水面よりも下の領域については、100~200,000m で深度が増すにつれて大きくなるように設定した。それぞれのセルに対して、空気と陸地、海水と陸地および湖水と陸地の境界の位置 (すなわち水平セルで表現される地表面) を設定した。地表面を計算するにあたって、日本国内の陸地のセルについては、国土地理院の数値地図 (50 m メッシュ) および湖沼図を使用した。海に位置するセルについては近海については日本海洋データセンターの 500 m メッシュ水深データを、日本海洋データセンターのデータの範囲外の水深および外国の陸地については、The General Bathymetric Chart of the Oceans (<https://www.gebco.net/>) の 30 秒角のデータを用いた。調査範囲におけるグリッド分割と解析用に近似された地表面を図 3.3-6 に示す。

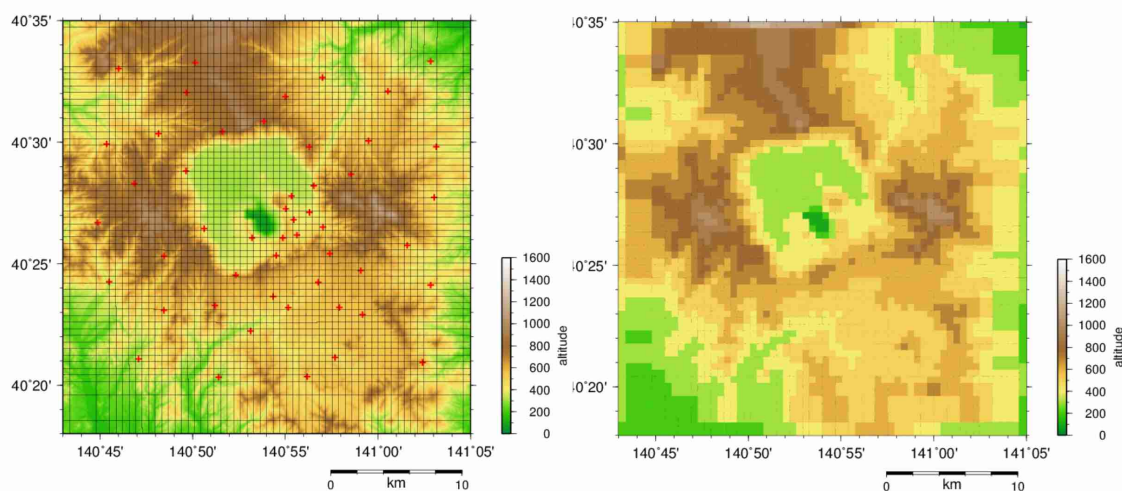


図 3.3-6 調査範囲におけるグリッド分割(左)と近似した地表面(右)。

インバージョンでは海水、湖水および空気をそれぞれ $0.25 \Omega \cdot \text{m}$, $56.4 \Omega \cdot \text{m}$ および $10^8 \Omega \cdot \text{m}$ で一定とし、陸地のブロックの初期値を $100 \Omega \cdot \text{m}$ として変化させ最適な比抵抗構造モデルを求めている。インピーダンスとティッパーのエラーフロアをそれぞれ 5, 10% としたイタレーションを 10 回行い、最も RMS 値の低い 3 回目 (3.6) を最終モデルとした。ただし、RMS 値は比較的大きく、インバージョンに係るパラメーターを調整する余

地があることから、今回得られた最終モデルは暫定的なものであり、今後変更する可能性
があることを断っておく。

観測値と最適モデルの計算値のフィッティングとして、全測点のサウンディングカーブ
を図 3.3-6a~z に示す。観測値を黒丸、最終モデルのレスポンスを赤丸で示す。インピーダ
ンスの対角成分 (Z_{xx} と Z_{yy}) から得られる見かけ比抵抗と位相およびティッパー (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}) から得られる見かけ比抵抗と位相については、比較的良い一致を示してい
ることが確認できる。

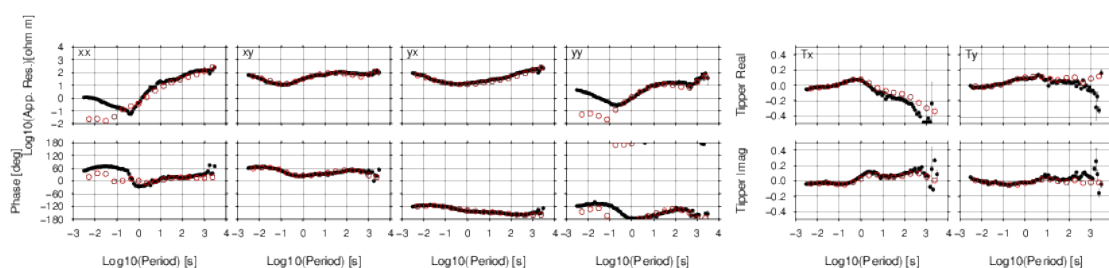


図 3.3-7a 観測点 01 における探索曲線。上段が見掛け比抵抗，下段が位相で，黒丸が観測
値，赤丸が計算値を示す。以下同。

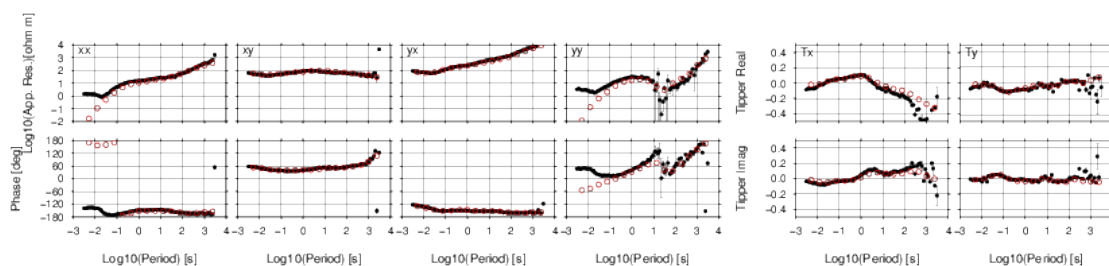


図 3.3-7b 観測点 02 における探索曲線。

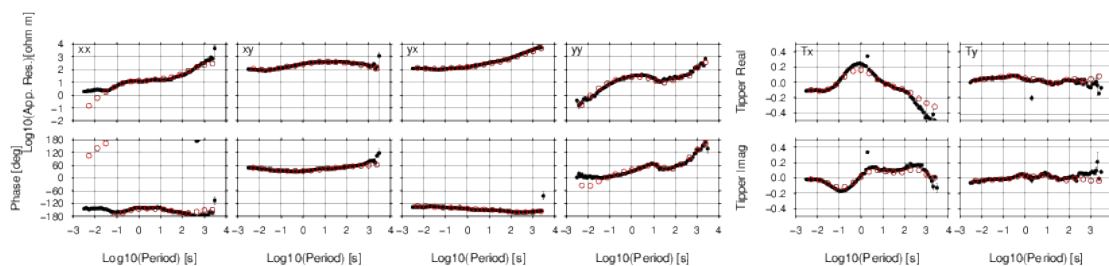


図 3.3-7c 観測点 03 における探索曲線。

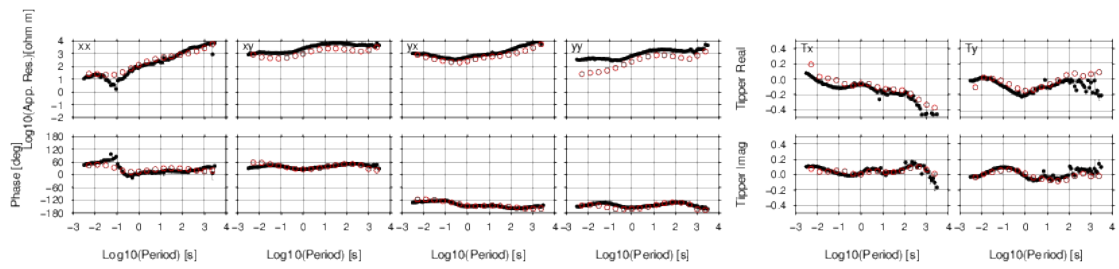


図 3.3-7d 観測点 04 における探査曲線.

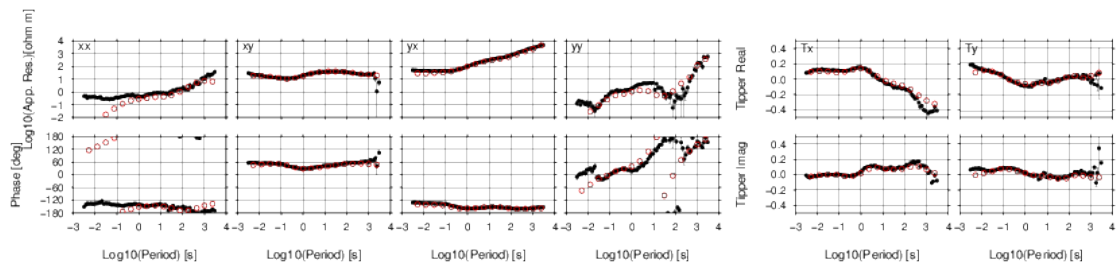


図 3.3-7e 観測点 05 における探査曲線.

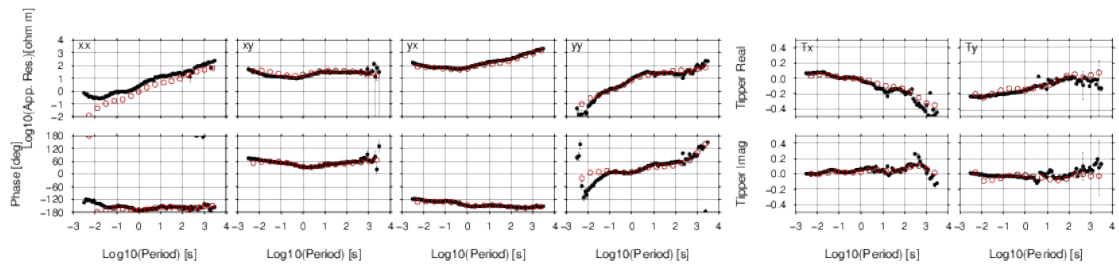


図 3.3-7f 観測点 06 における探査曲線.

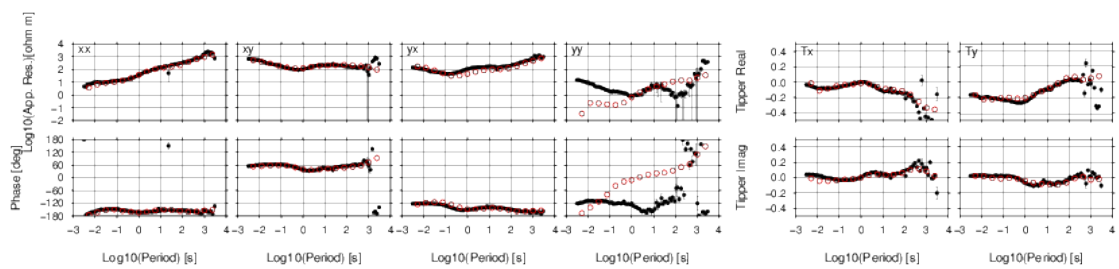


図 3.3-7g 観測点 07 における探査曲線.

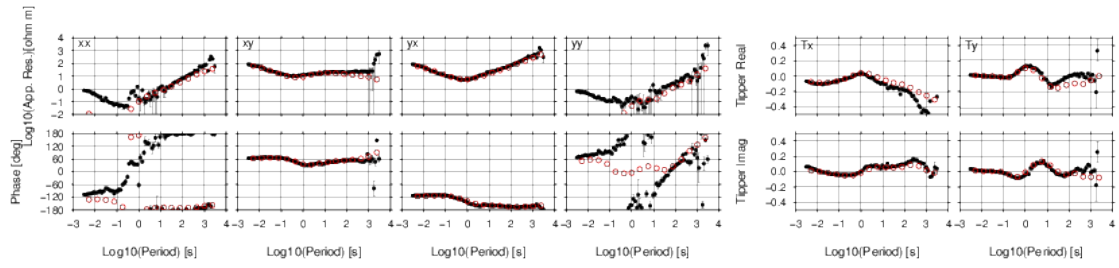


図 3.3-7h 観測点 08 における探査曲線.

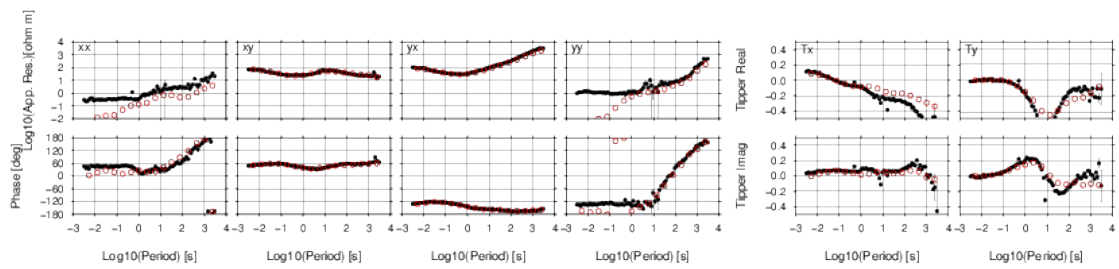


図 3.3-7i 観測点 09 における探査曲線.

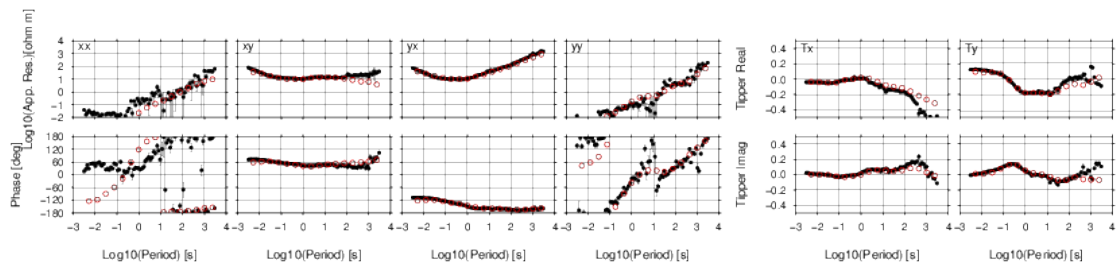


図 3.3-7j 観測点 10 における探査曲線.

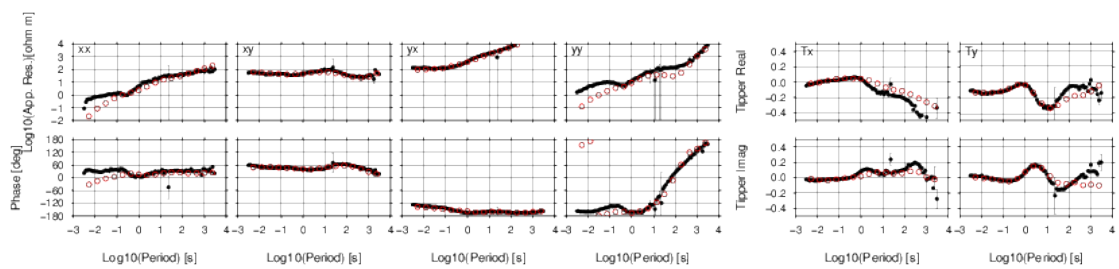


図 3.3-7k 観測点 11 における探査曲線.

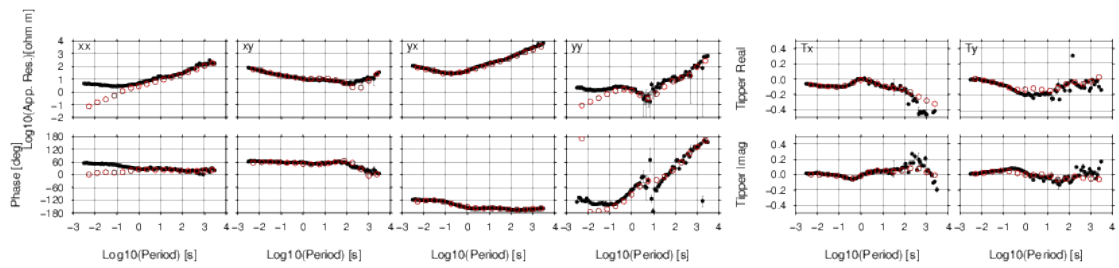


図 3.3-71 観測点 12 における探索曲線.

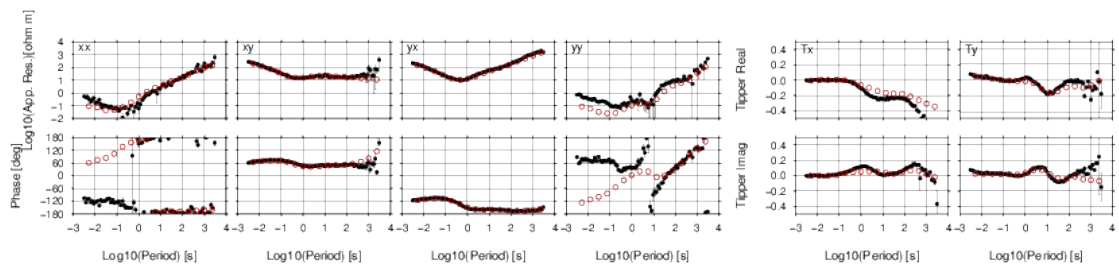


図 3.3-7m 観測点 13 における探索曲線.

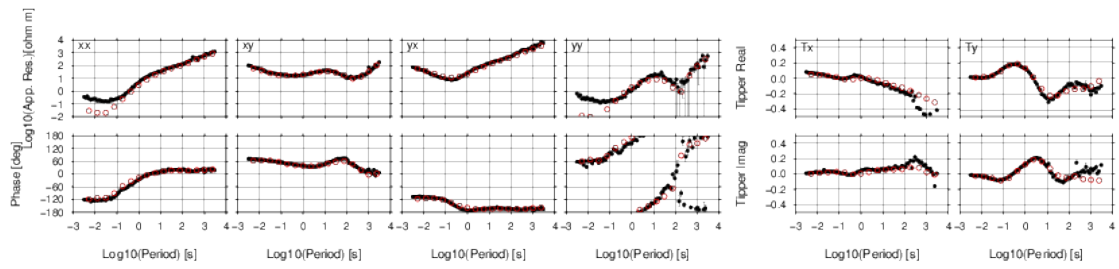


図 3.3-7n 観測点 14 における探索曲線.

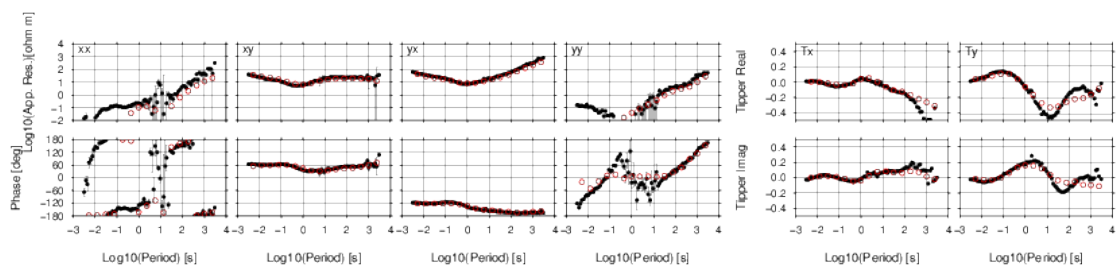


図 3.3-7o 観測点 15 における探索曲線.

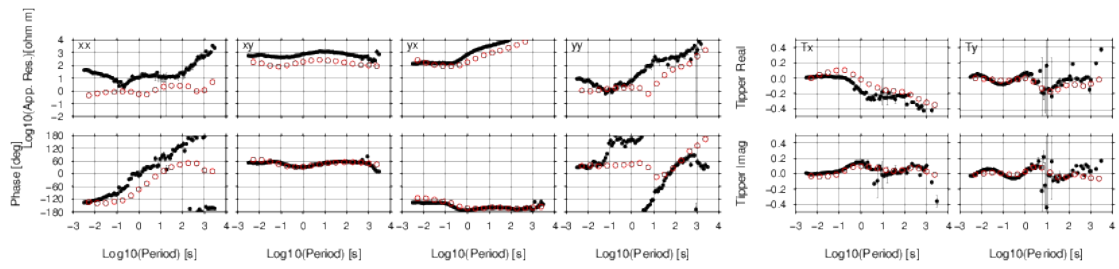


図 3.3-7p 観測点 16 における探索曲線.

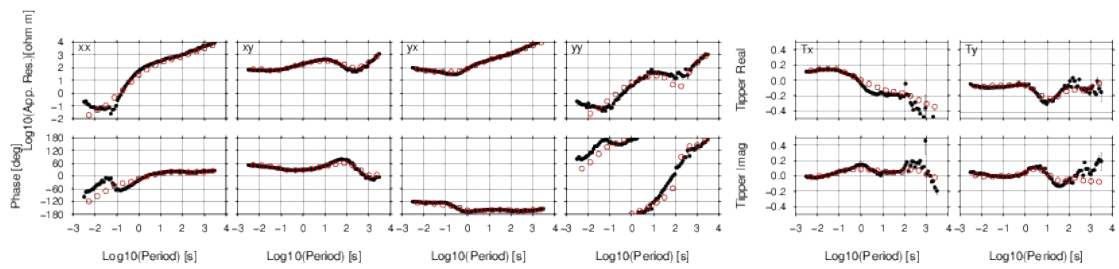


図 3.3-7q 観測点 17 における探索曲線.

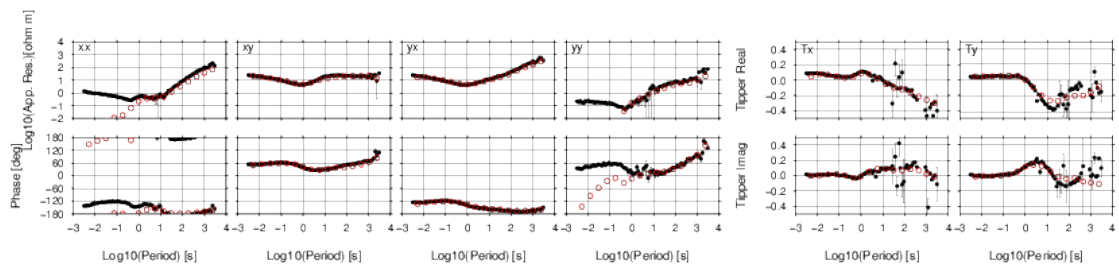


図 3.3-7r 観測点 18 における探索曲線.

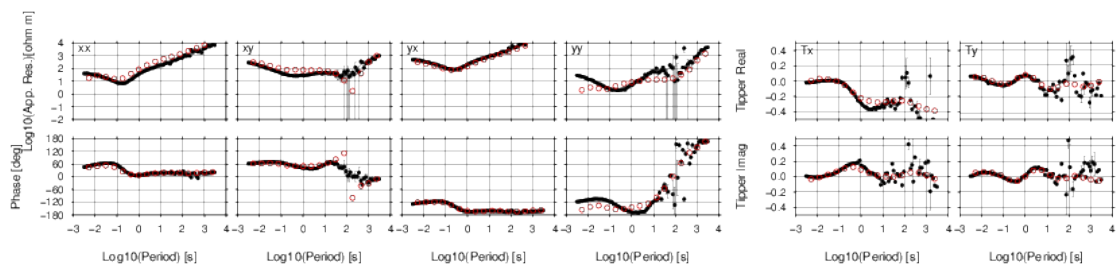


図 3.3-7s 観測点 19 における探索曲線.

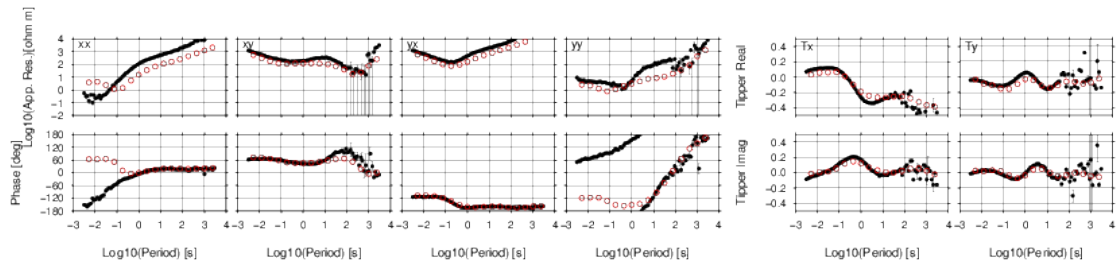


図 3.3-7t 観測点 20 における探査曲線.

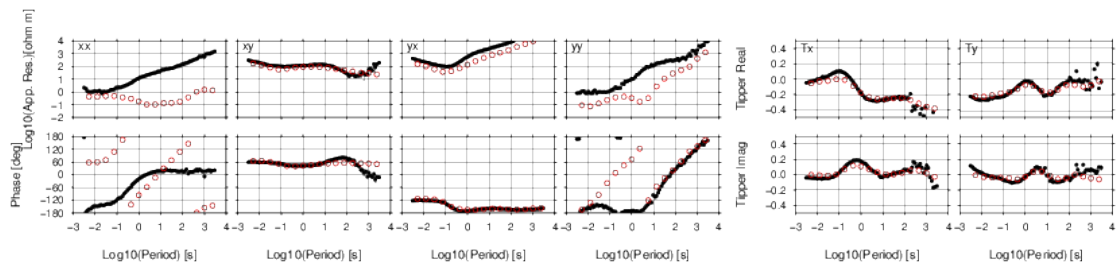


図 3.3-7u 観測点 21 における探査曲線.

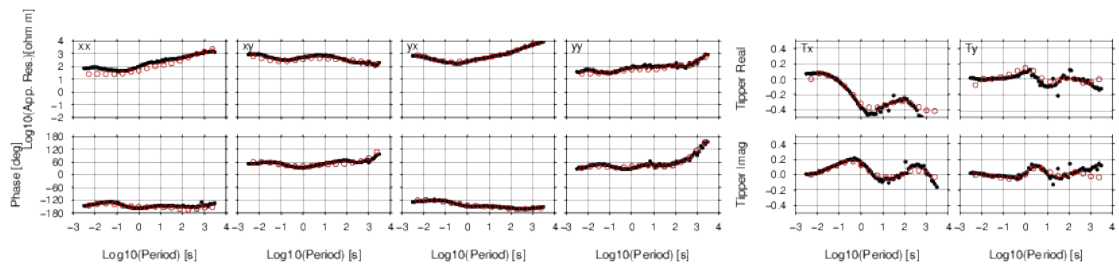


図 3.3-7v 観測点 22 における探査曲線.

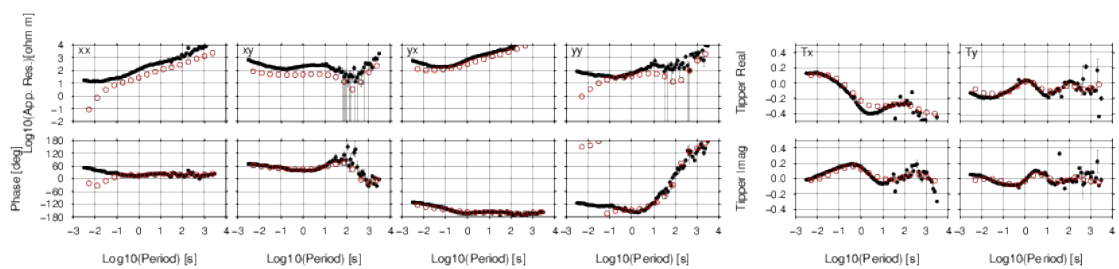


図 3.3-7w 観測点 23 における探査曲線.

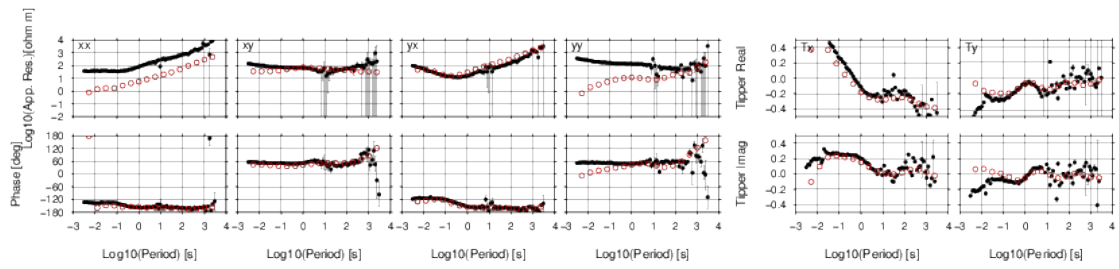


図 3.3-7x 観測点 24 における探査曲線.

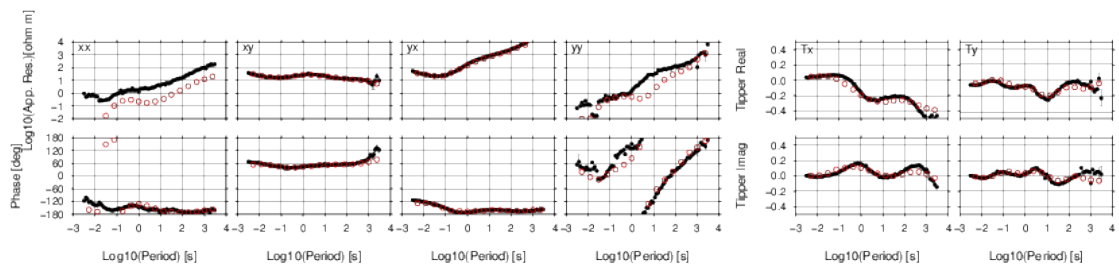


図 3.3-7y 観測点 25 における探査曲線.

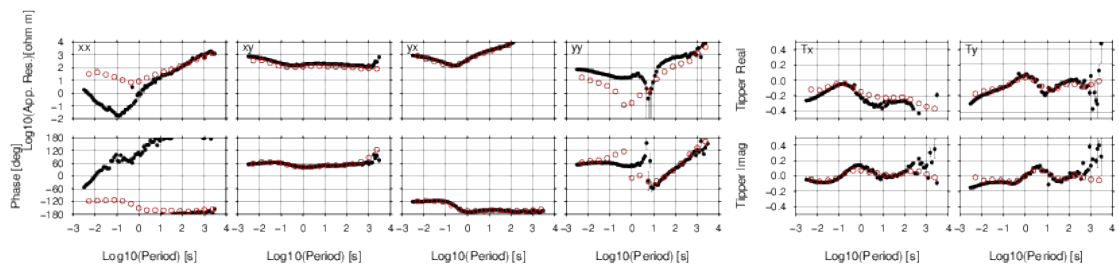


図 3.3-7z 観測点 26 における探査曲線.

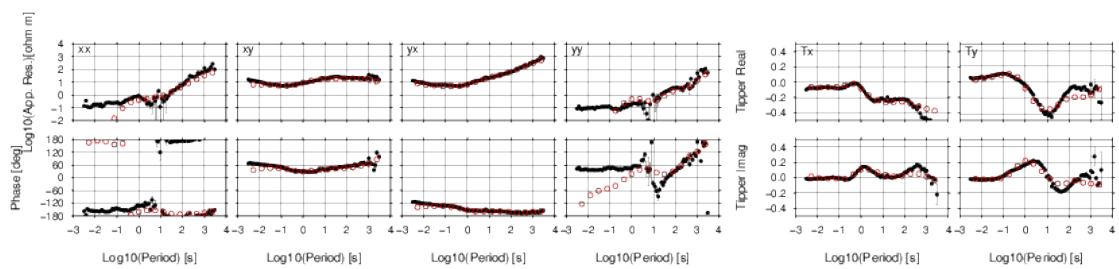


図 3.3-7a 観測点 27 における探査曲線.

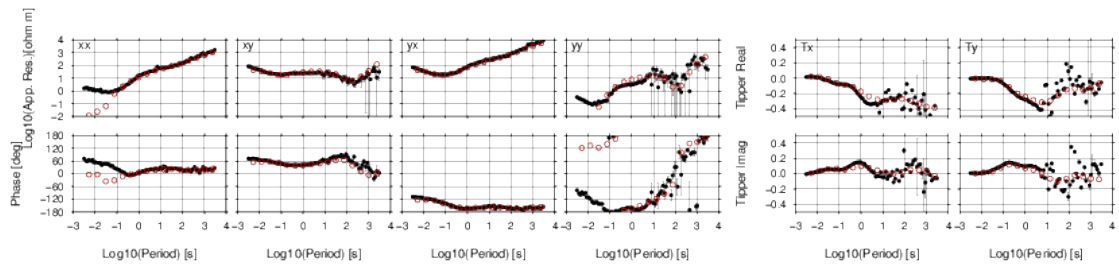


図 3.3-7b 観測点 28 における探索曲線.

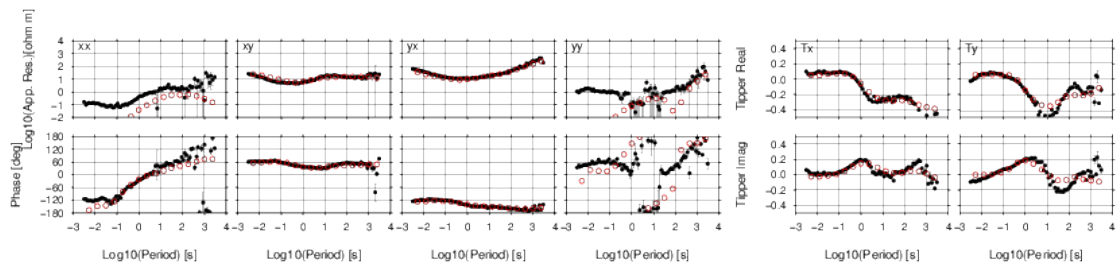


図 3.3-7c 観測点 29 における探索曲線.

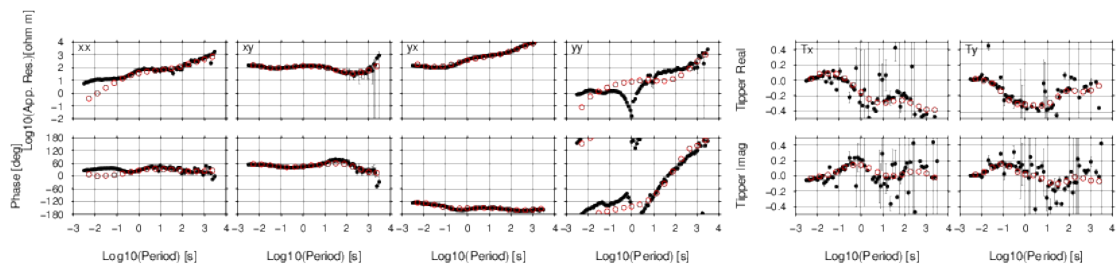


図 3.3-7d 観測点 30 における探索曲線.

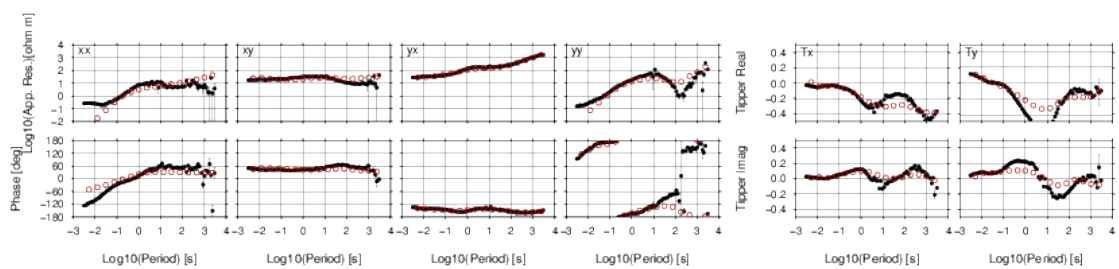


図 3.3-7e 観測点 31 における探索曲線.

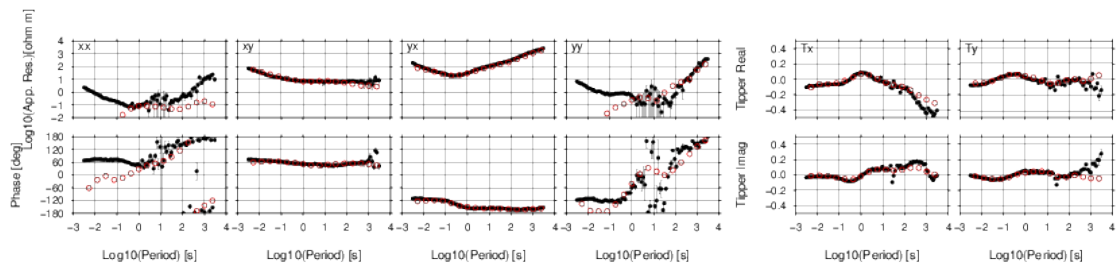


図 3.3-7f 観測点 32 における探査曲線.

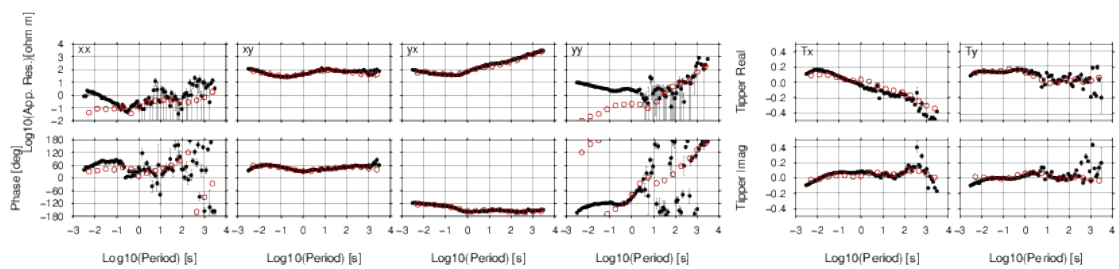


図 3.3-7g 観測点 33 における探査曲線.

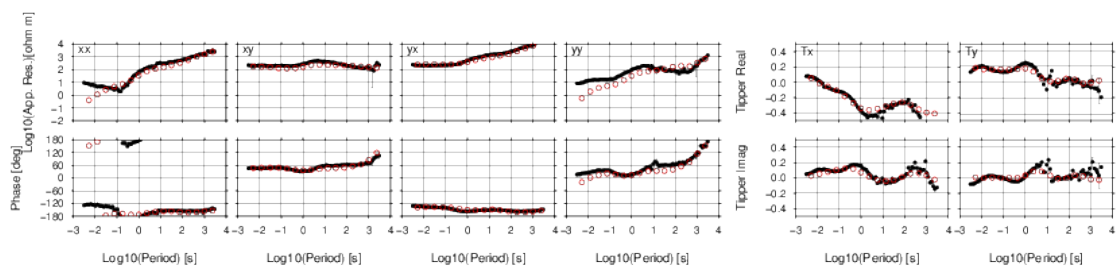


図 3.3-7h 観測点 34 における探査曲線.

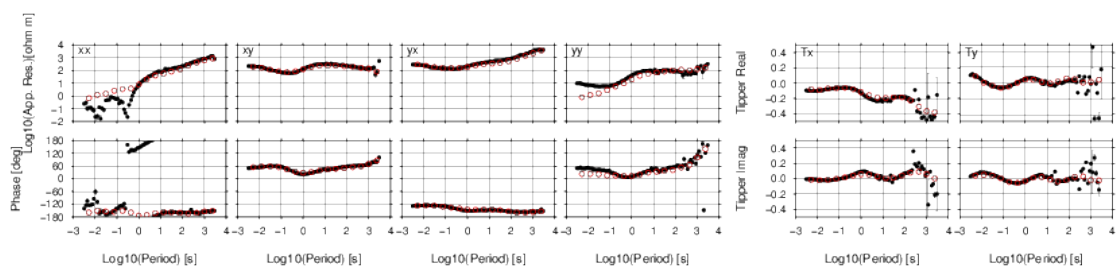


図 3.3-7i 観測点 35 における探査曲線.

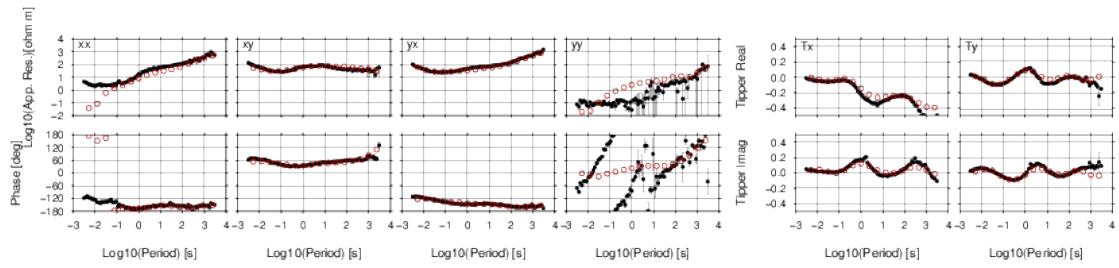


図 3.3-7j 観測点 36 における探査曲線.

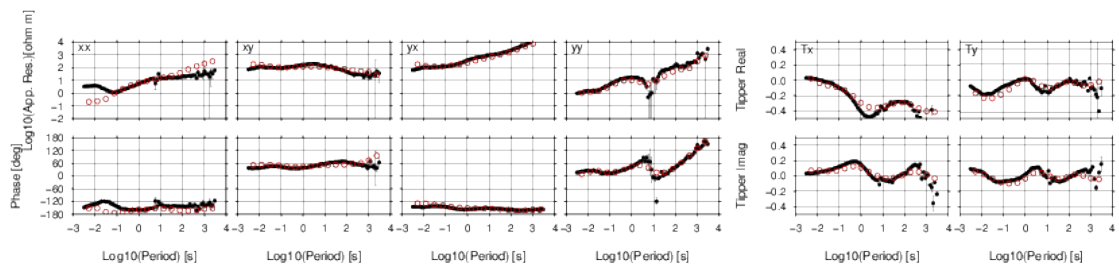


図 3.3-7k 観測点 37 における探査曲線.

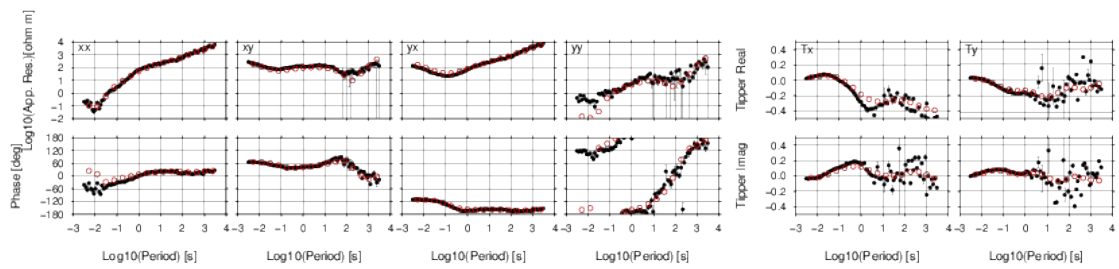


図 3.3-7l 観測点 38 における探査曲線.

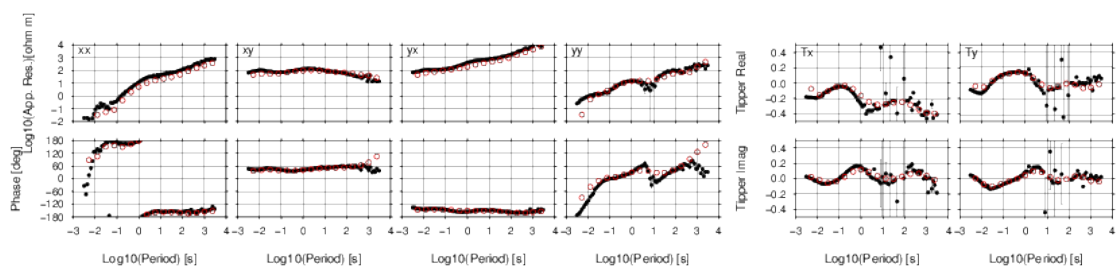


図 3.3-7m 観測点 39 における探査曲線.

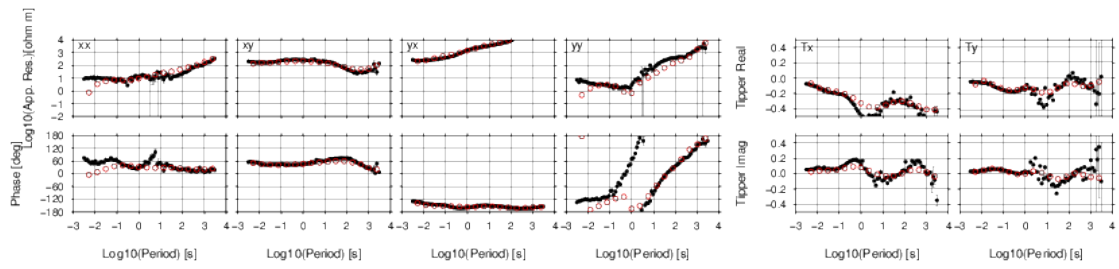


図 3.3-7n 観測点 40 における探査曲線.

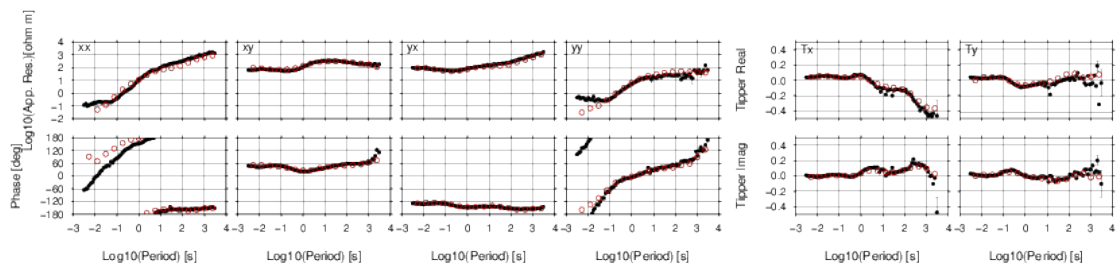


図 3.3-7o 観測点 41 における探査曲線.

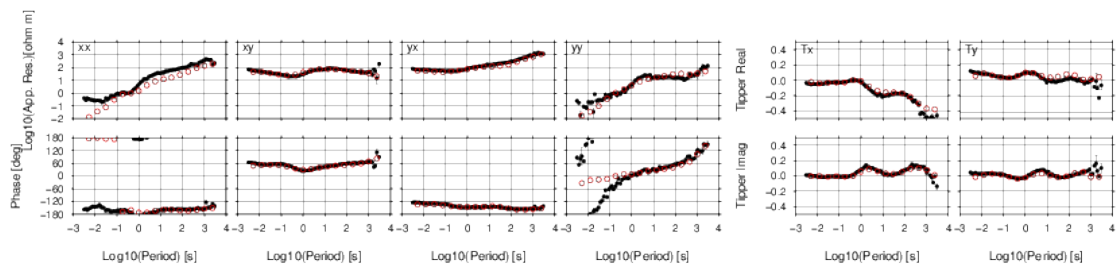


図 3.3-7p 観測点 42 における探査曲線.

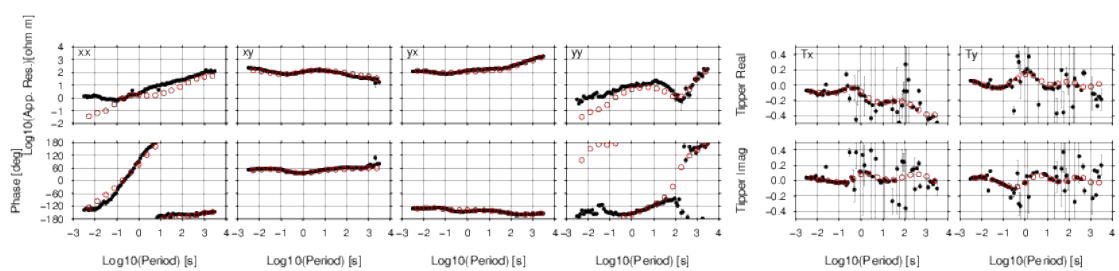


図 3.3-7q 観測点 43 における探査曲線.

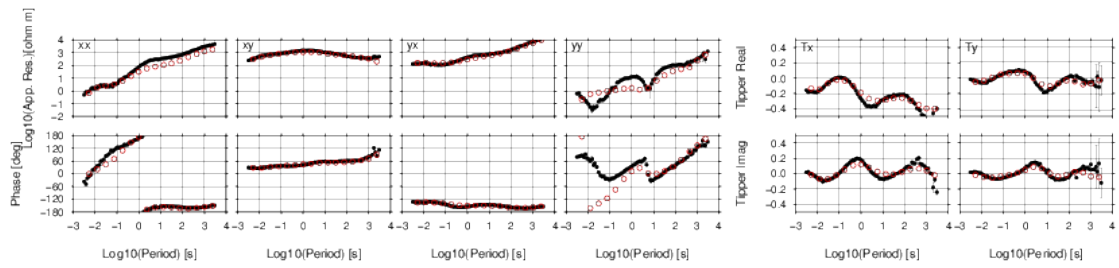


図 3.3-7r 観測点 44 における探査曲線.

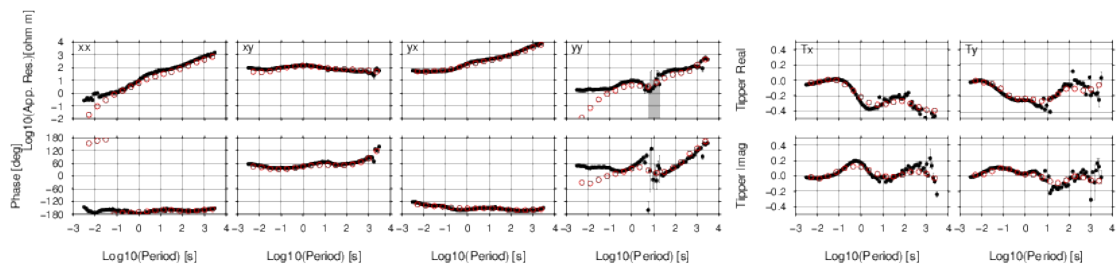


図 3.3-7s 観測点 45 における探査曲線.

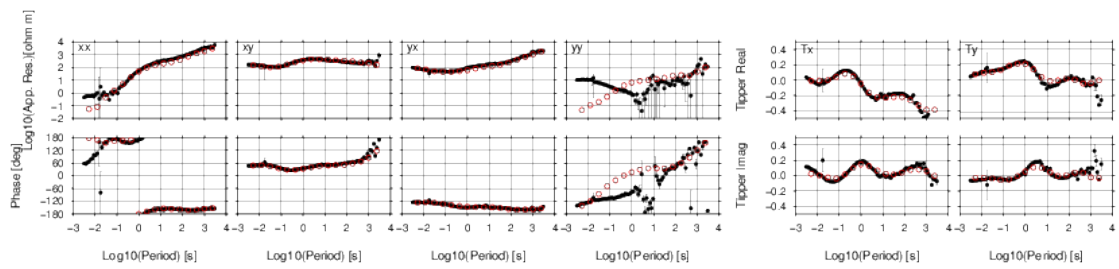


図 3.3-7t 観測点 46 における探査曲線.

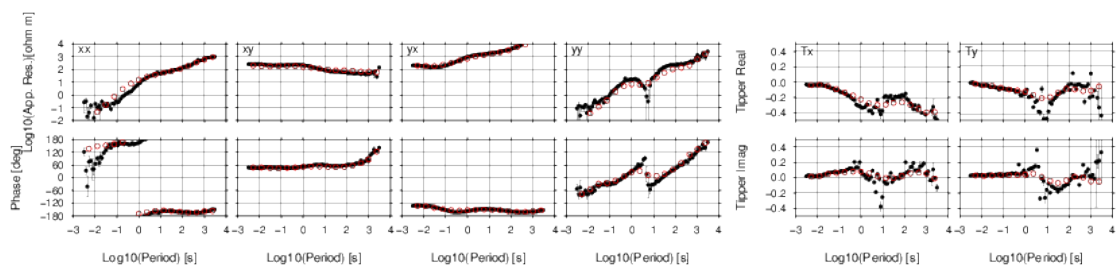


図 3.3-7u 観測点 47 における探査曲線.

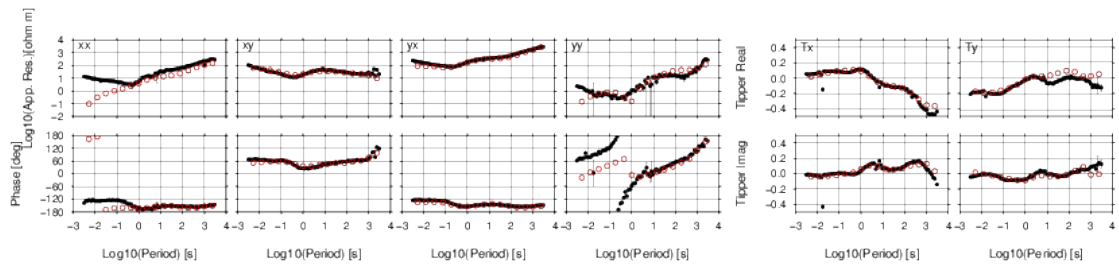


図 3.3-7v 観測点 48 における探査曲線.

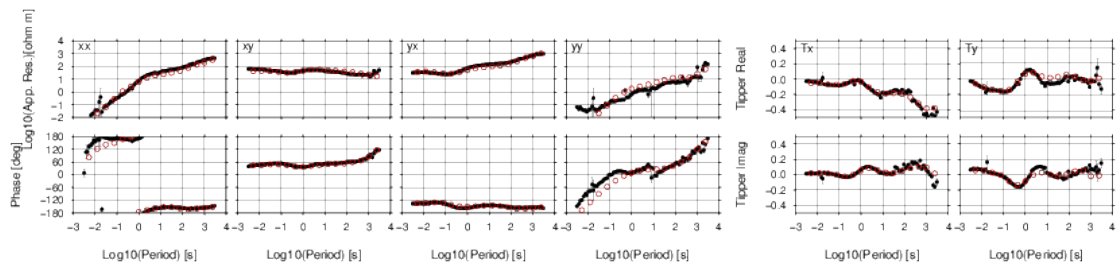


図 3.3-7w 観測点 49 における探査曲線.

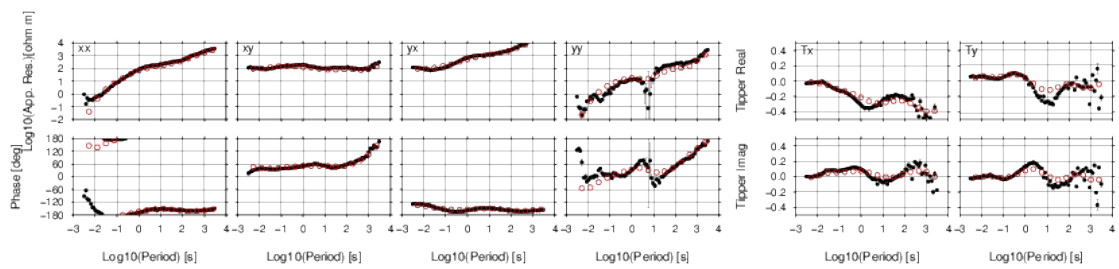


図 3.3-7x 観測点 50 における探査曲線.

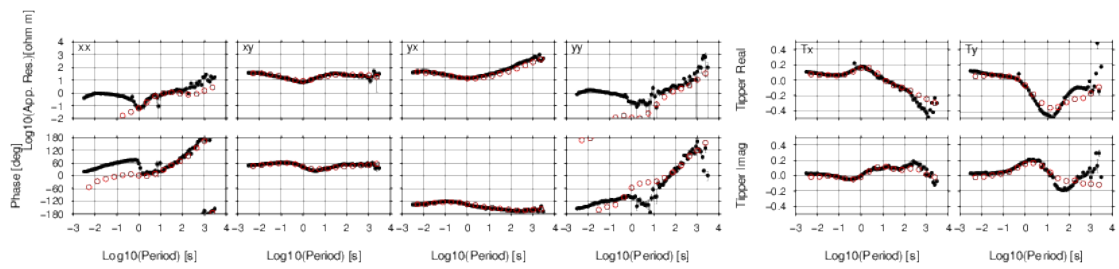


図 3.3-7y 観測点 51 における探査曲線.

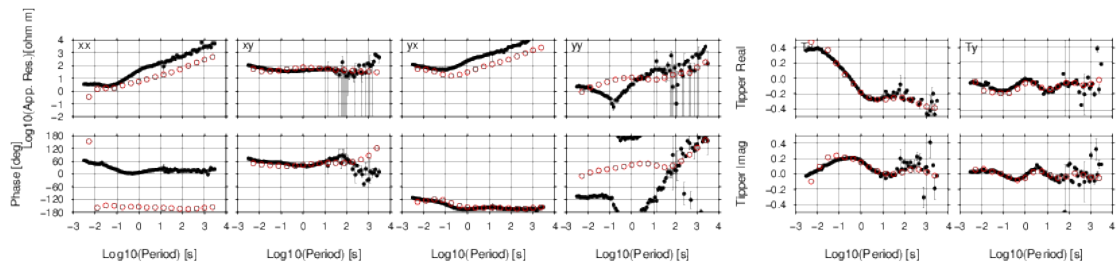


図 3.3-7z 観測点 52 における探査曲線.

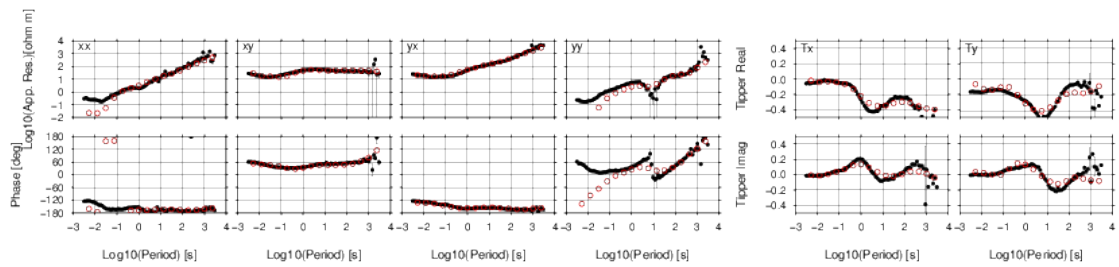


図 3.3-7a 観測点 53 における探査曲線.

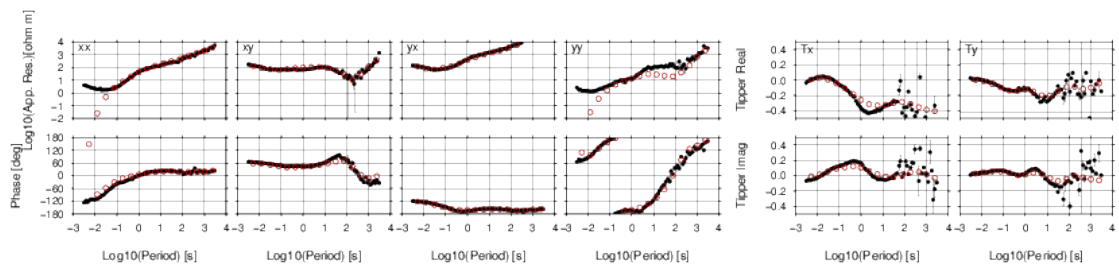


図 3.3-7b 観測点 54 における探査曲線.

インバージョンのデータに使用した 16 周波数について Phase tensor (Caldwell et al.,2004), およびインダクション・ベクトル (Perkinson,1962) の平面分布を図 3.3-7a~z に示す. それぞれ観測値 (左列) と最終モデルのレスポンス (右列) を示している. 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, インダクション・ベクトルは 0.01Hz より低周波で一斉に北方向を向くが, これは既に述べたように津軽海峡の海峡効果を表していると考えられる. Phase tensor, インダクション・ベクトルとも観測値と比較的良好な一致を示し, 最終モデルの妥当性を評価できる.

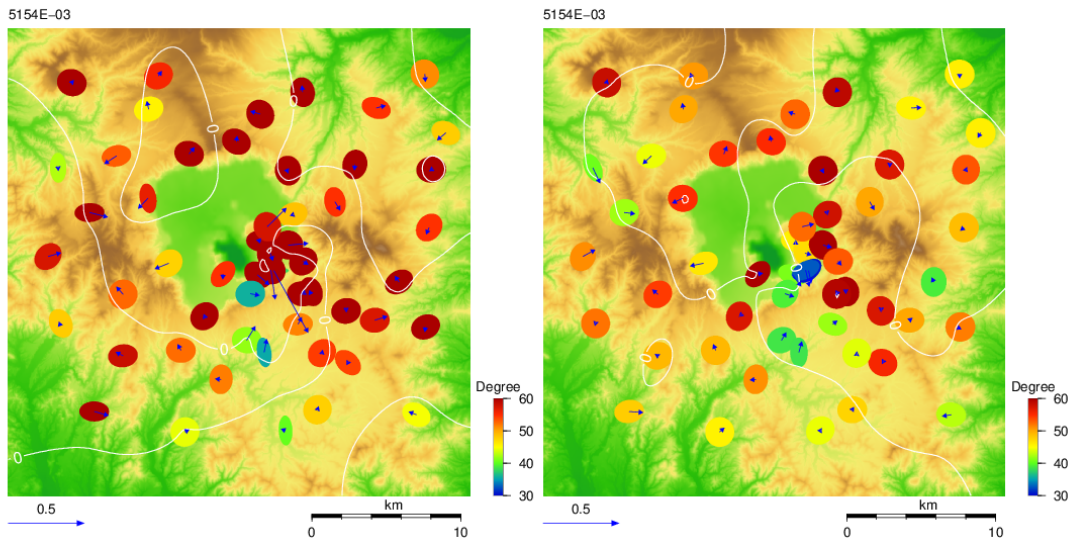


図 3.3-8a 0.005154 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

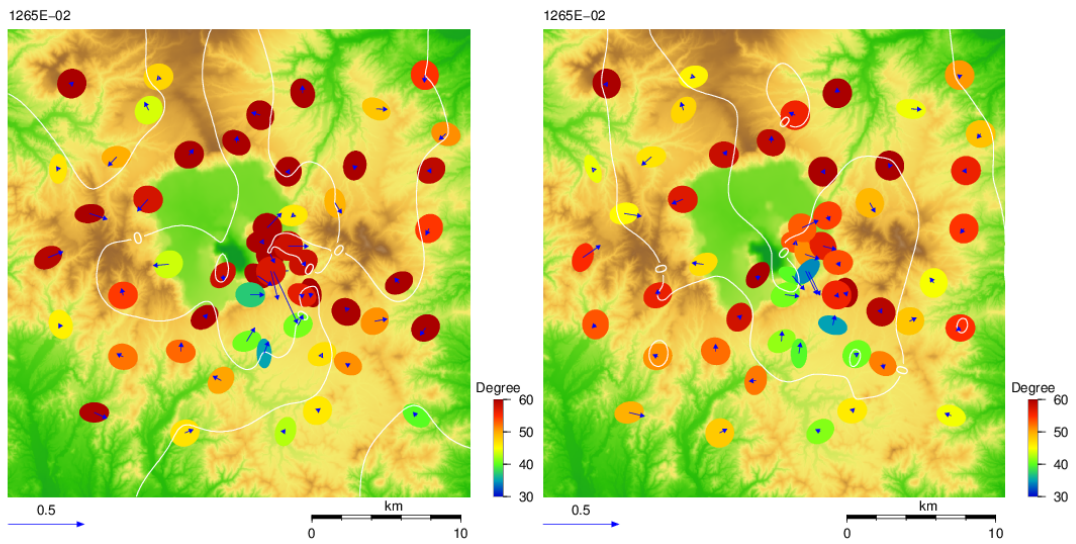


図 3.3-8b 0.01265 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

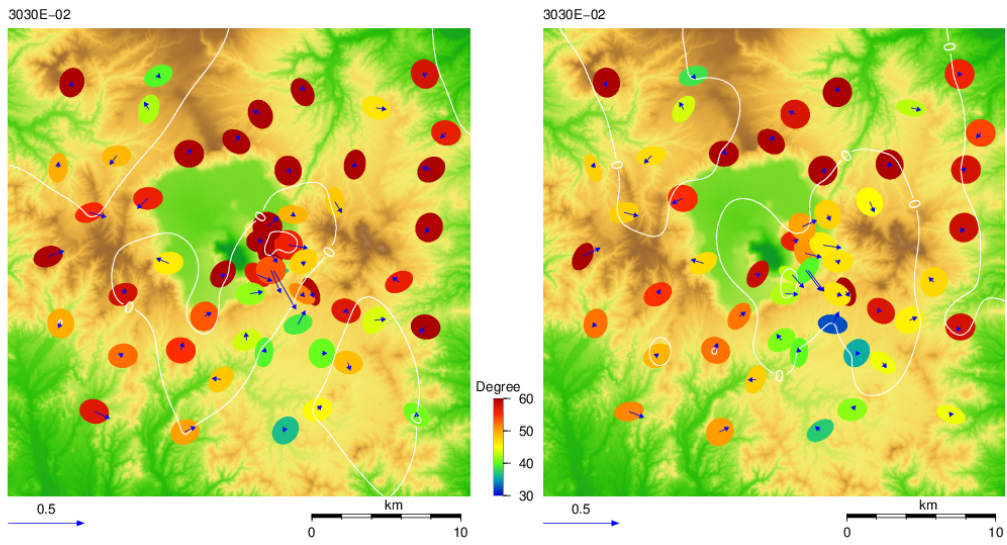


図 3.3-8c 0.0303 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

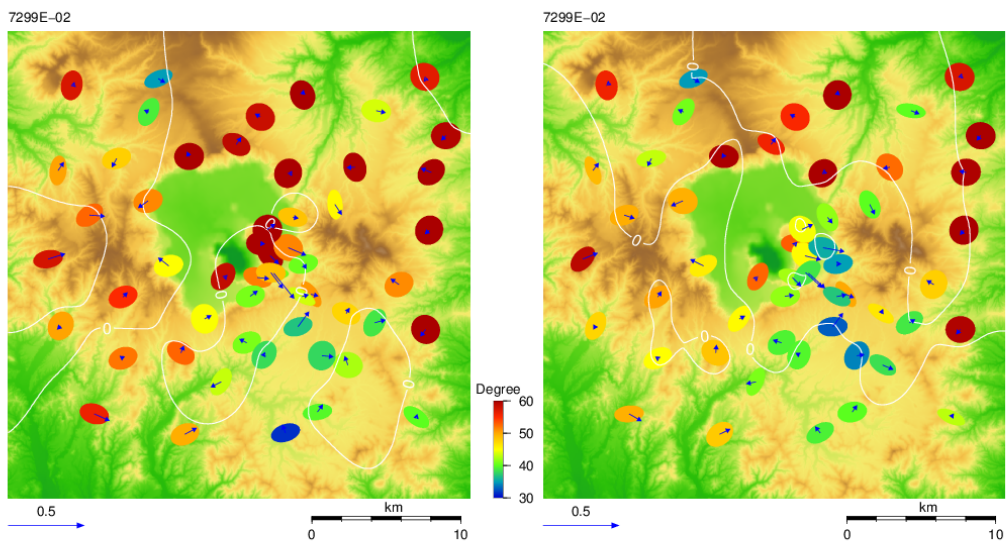


図 3.3-8d 0.07299 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

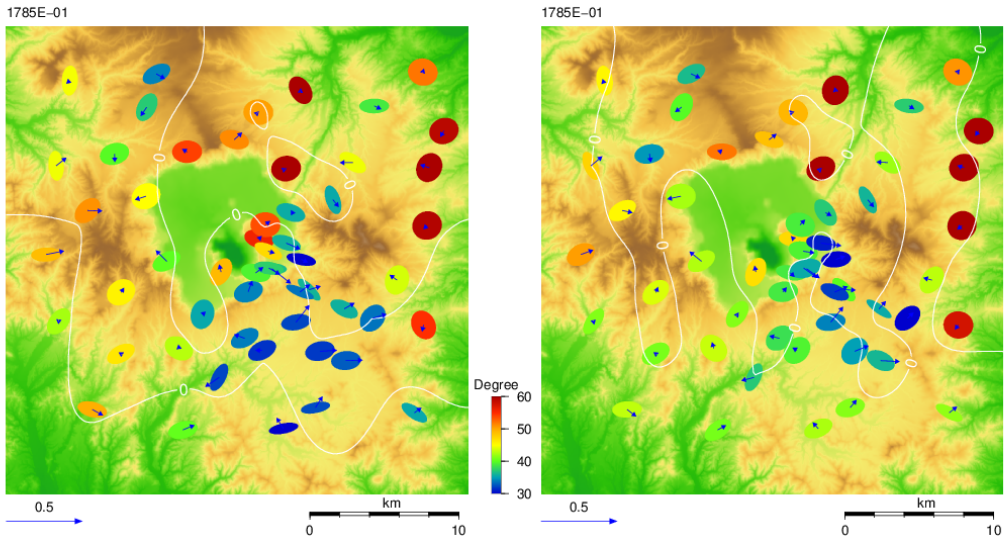


図 3. 3-8e 0.1785 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

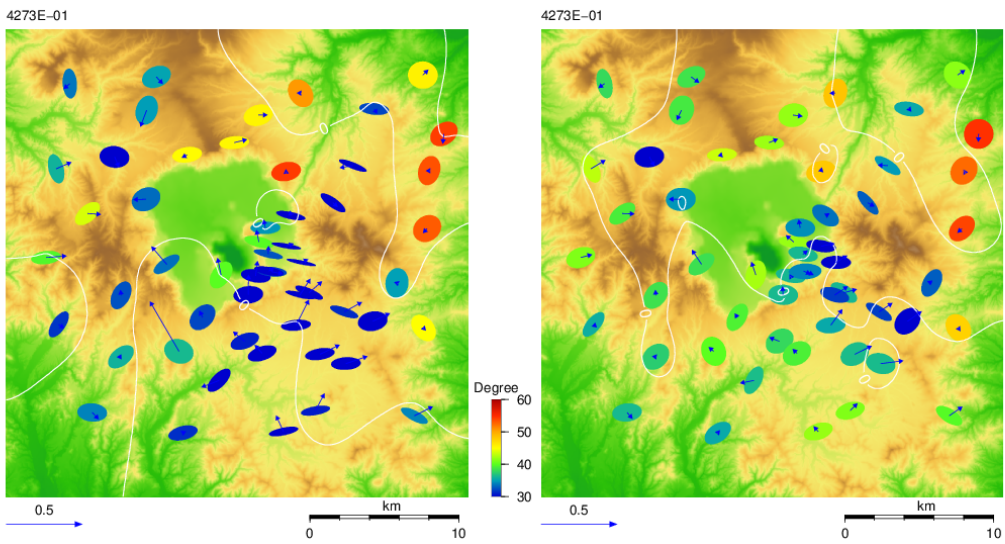


図 3. 3-8f 0.4273 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

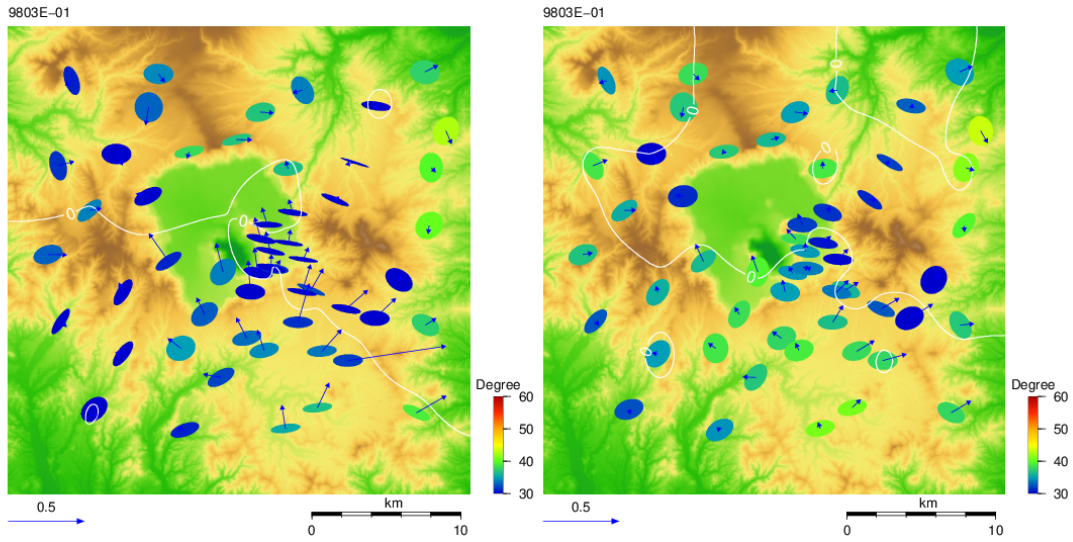


図 3. 3-8g 0.9803 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

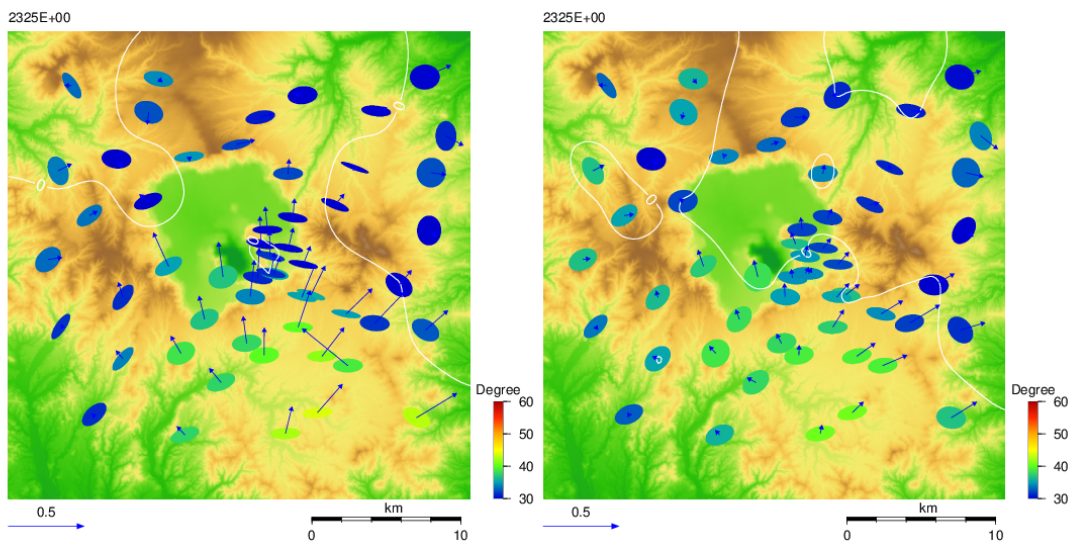


図 3. 3-8c 2.325 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

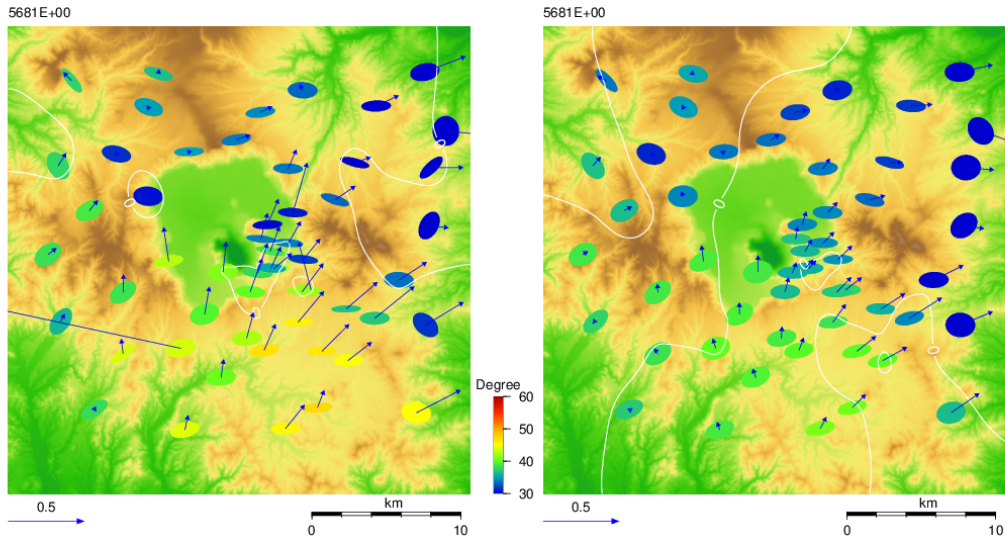


図 3.3-8h 5.681 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

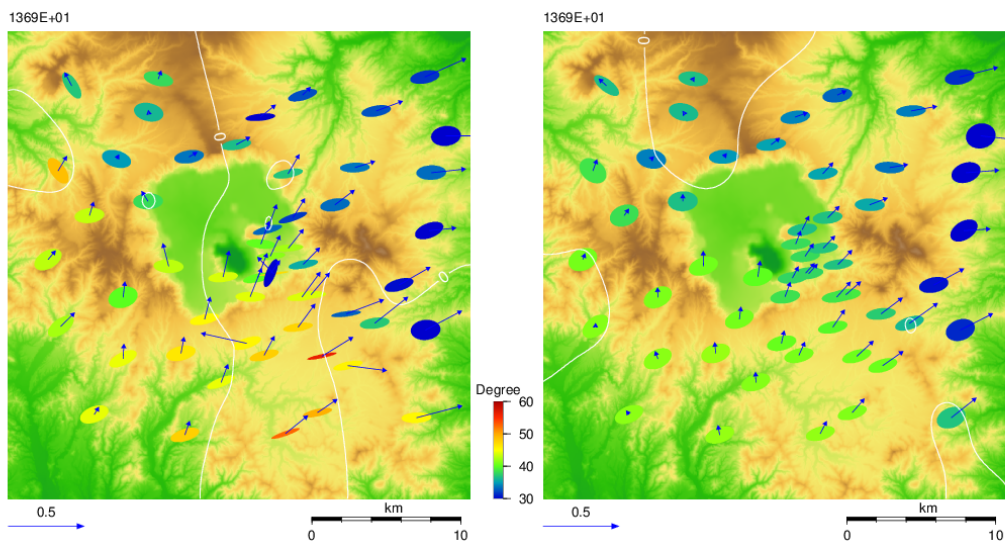


図 3.3-8i 13.69 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

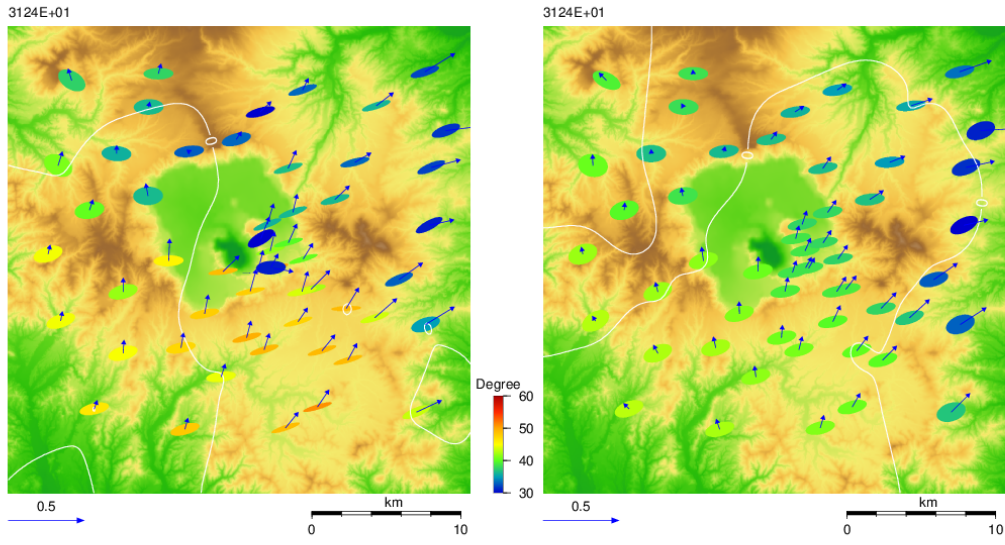


図 3.3-8j 31.24 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

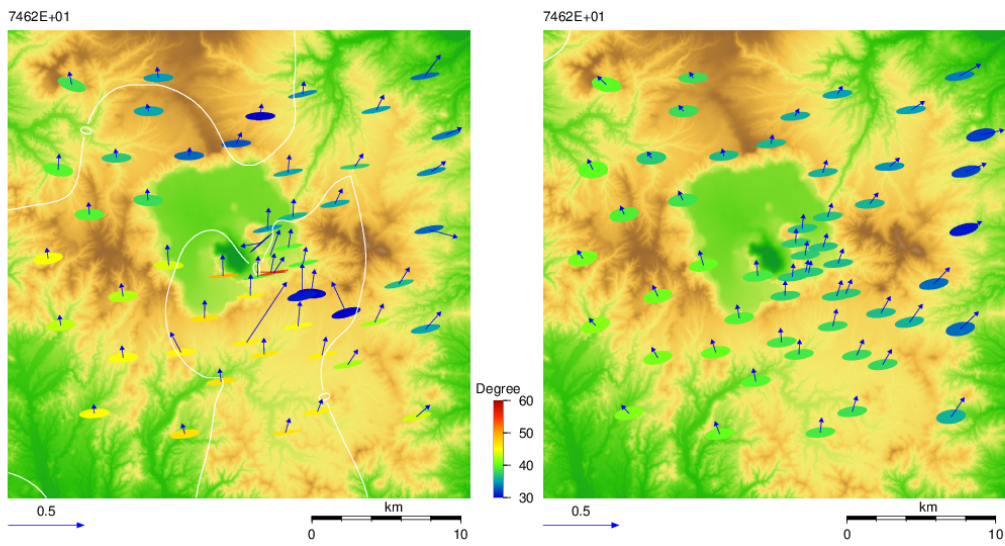


図 3.3-8k 74.62 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

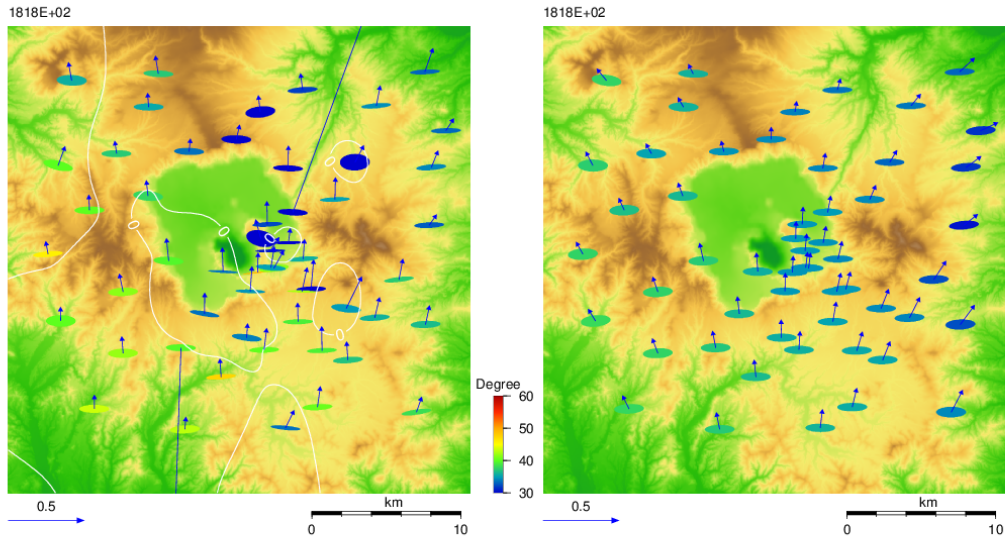


図 3.3-8l 181.8 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

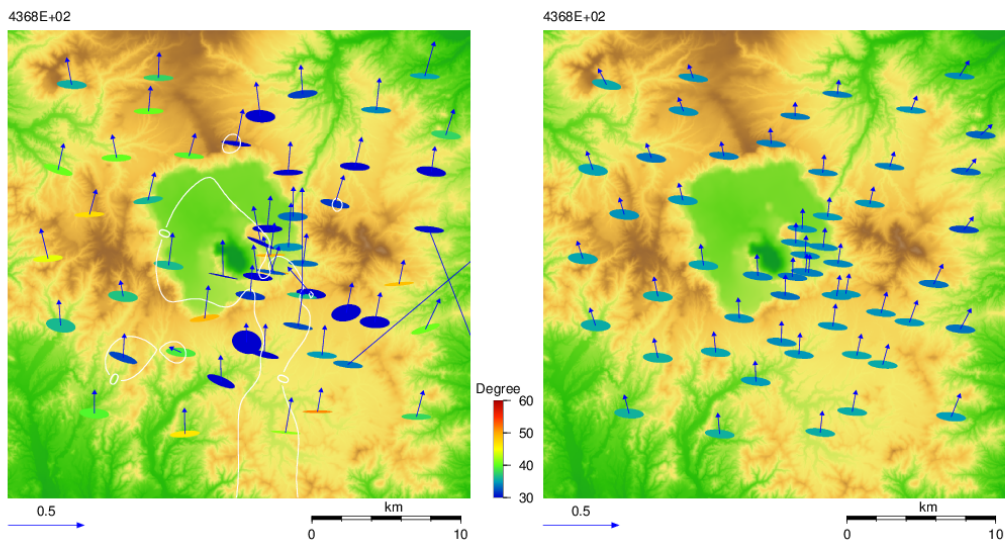


図 3.3-8m 436.8 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

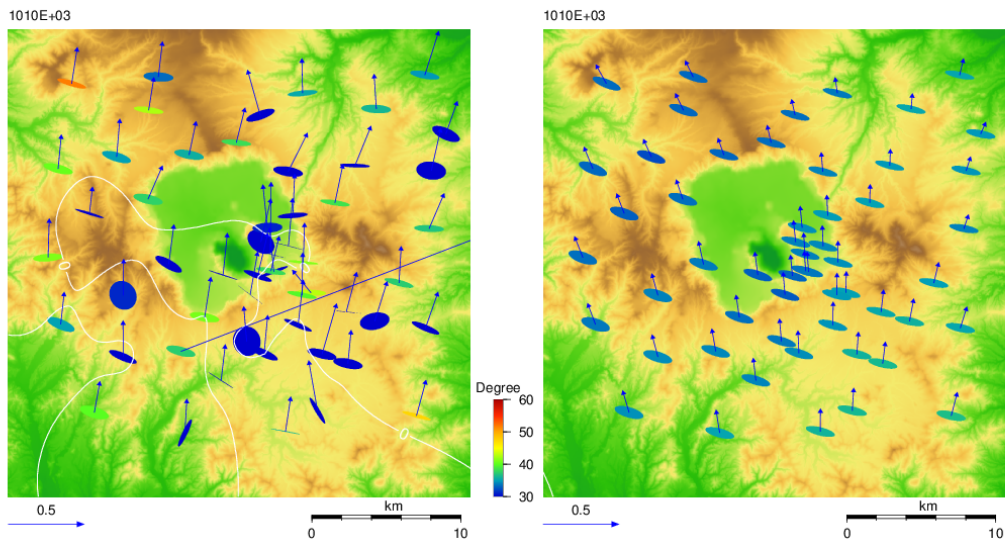


図 3.3-8n 1010 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

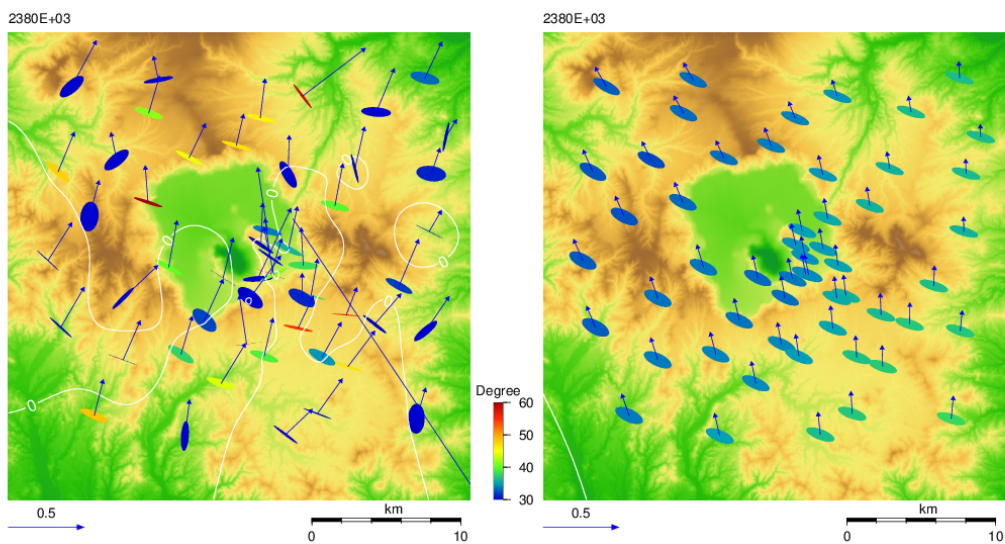


図 3.3-8o 2380 秒の Phase tensor (楕円) とインダクション・ベクトル (矢印).

インバージョン解析により得られた比抵抗構造として、深度 5 km および深度 10 km における水平面分布を図 3.3-9 および図 3.3-10 に示す。カルデラ中央西寄りの数十 $\Omega \cdot m$ 低比抵抗と南東寄りの 1,000~10,000 $\Omega \cdot m$ の高比抵抗が特徴的である。それぞれの図における黒破線に位置の鉛直断面を図 3.3-11 および赤破線における位置の鉛直断面を図 3.3-12 に示す。高比抵抗域はカルデラ縁から南方に延びているように見える。また深度は約 3 km から 15 km に及ぶ。一方、低比抵抗域はカルデラ中央やや西よりを中心として円柱状に表層から深度 10 km 程度まで下方へ延びていることがわかる。深度 1 km 前後で特に比抵抗値が小さく 1 $\Omega \cdot m$ 程度になる。このように低い比抵抗値は、熱水変質より生じたスメク

タイト系の変質鉱物ないしは火山ガスの凝縮により生じた酸性熱水の存在を示唆する。また、震源との関係を見ると、地震波低比抵抗域と高比抵抗域の境界で発生しているように見える。ただし、低比抵抗域は直上に測点のない場所に求められているので、偽像である可能性もある。そこで、感度テストを行ってみた。この特徴的な低比抵抗域を消した比抵抗構造を人為的に作成し、その構造による MT レスポンスをフォワード計算した。その結果を探索曲線で比較し、消していないモデル（すなわち最終モデル）と相違ないようであれば、この低比抵抗域の存在は感度がないことになり観測データからもとめられたものではないことになる。一方、明らかに相違するようであれば、観測データから求められたものと結論される。ただし、このフォワード計算では 9 回目のイタレーションで得られたモデル（RMS 値 4.1）を元にしており最終モデル（イタレーション 3 回目）とは若干比抵抗構造と探索曲線が異なるが、特徴的な比抵抗構造には大差なく感度テストの結論は変わらない。特徴的な低比抵抗域を消したモデルを図 3.3-13 に、そのモデルから得られた探索曲線を図 3.3-14 に示す。この図に見られるように、特徴的な低比抵抗域を消したモデルは元のモデルの探索曲線とは明らかに異なり、特徴的な低比抵抗域は感度があると言える。同様な感度テストを特徴的な高比抵抗域についても行った。図 3.3-15, 16 に見られるように特徴的な高比抵抗域も感度があるようである。

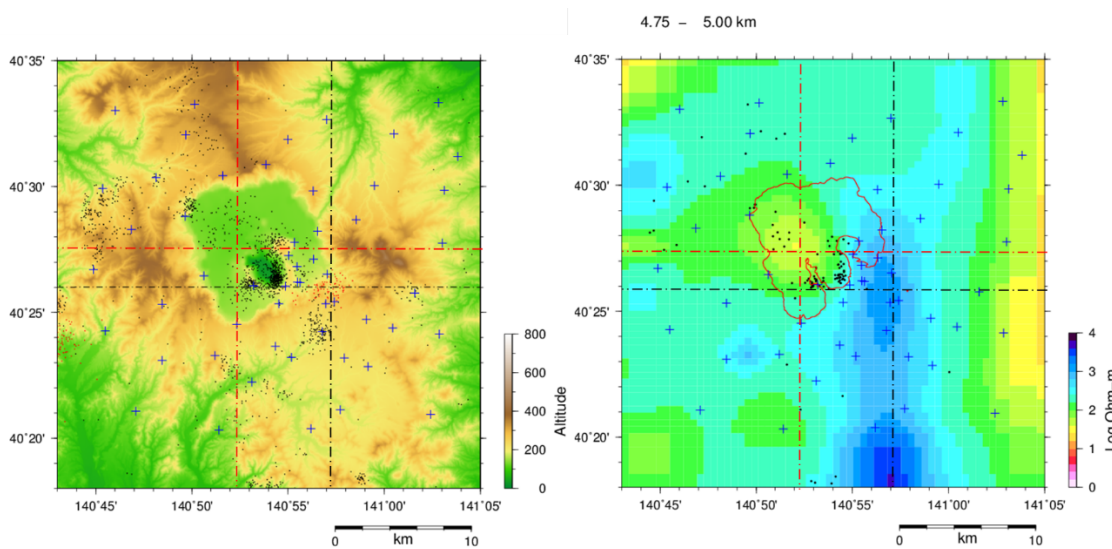


図 3.3-9 深度 5 km における水平比抵抗断面。黒丸は気象庁の一元化震源を示す（以下同）。

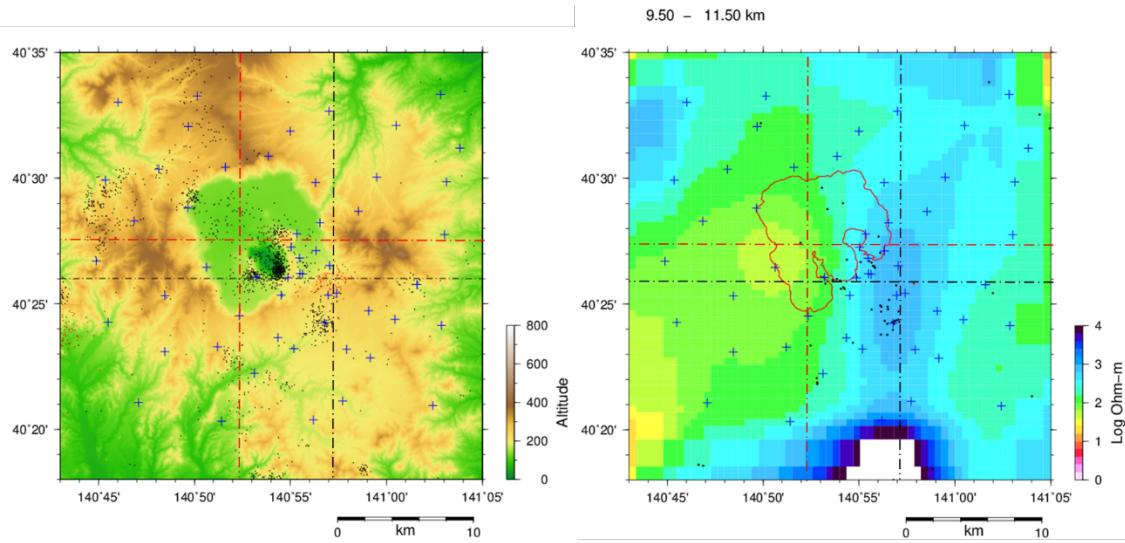


図 3.3-10 深度 10 km における水平比抵抗断面.

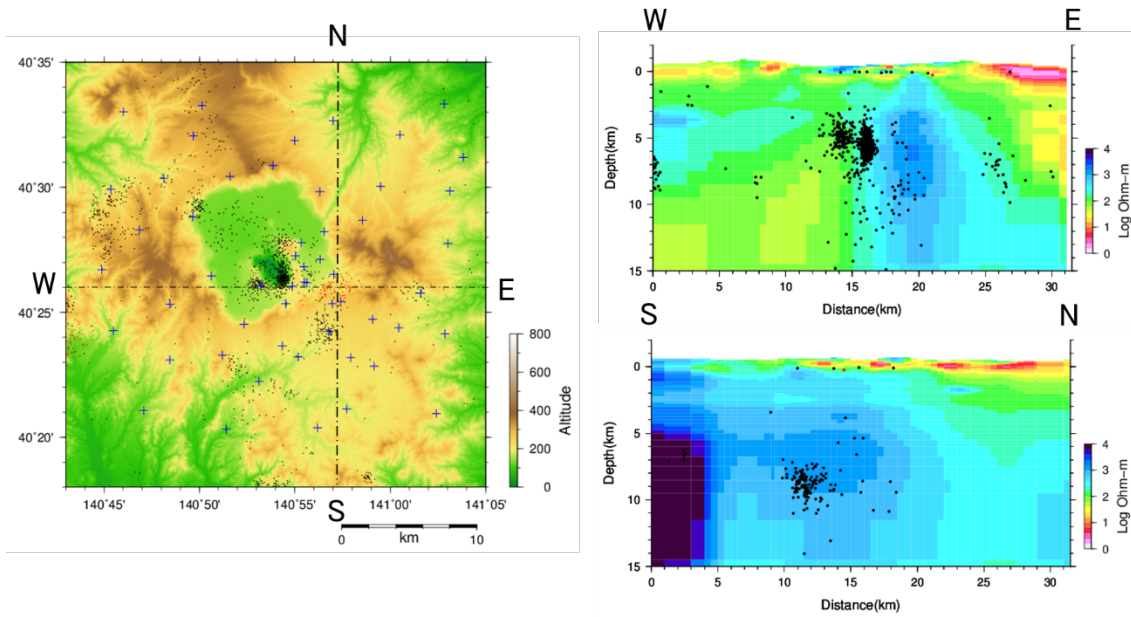


図 3.3-11 黒破線（左図）の位置における東西および南北方向の鉛直断面（右図）.

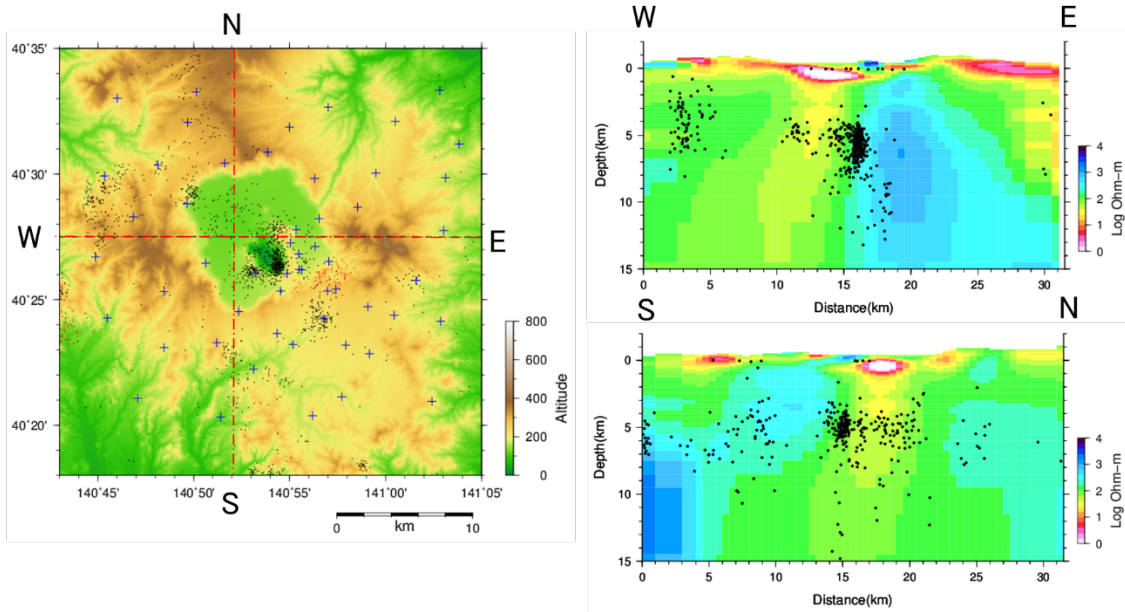


図 3.3-12 赤破線（左図）の位置における東西および南北方向の鉛直断面（右図）。

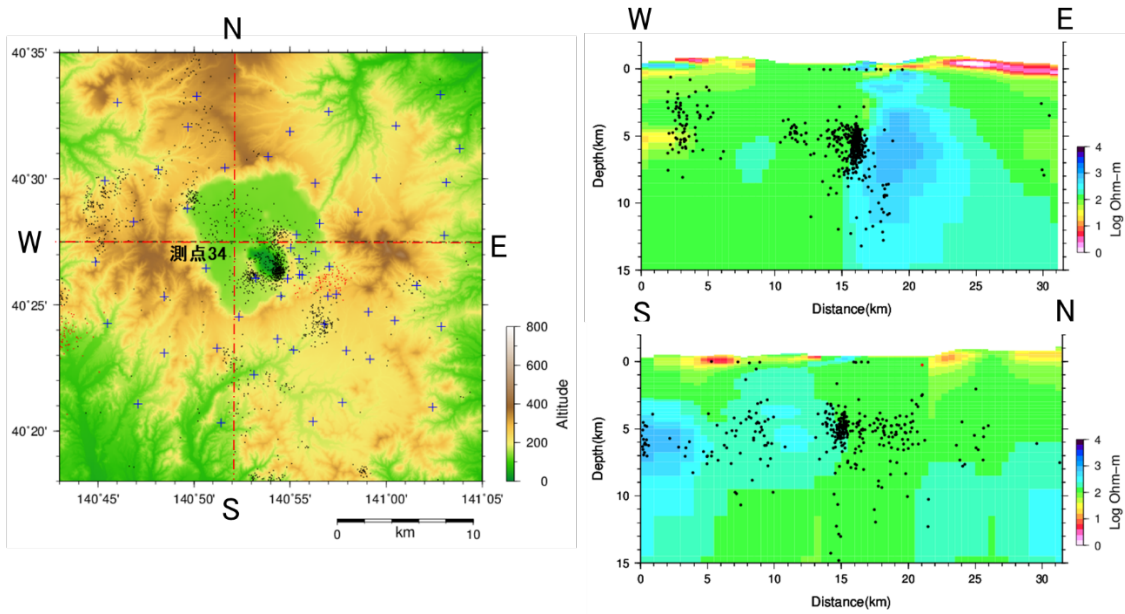


図 3.3-13 特徴的な低比抵抗域を消した感度テストのためのモデル。

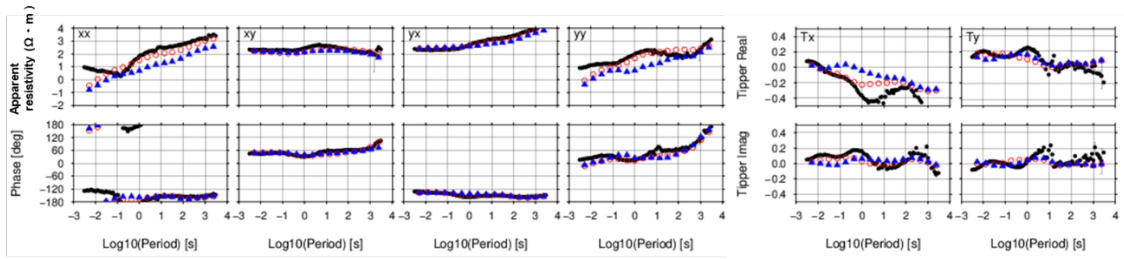


図 3.3-14 測点 34 における探査曲線. 青三角が比抵抗域を消したモデルのレスポンス, 赤丸は元のモデルのレスポンスで黒丸は観測データ.

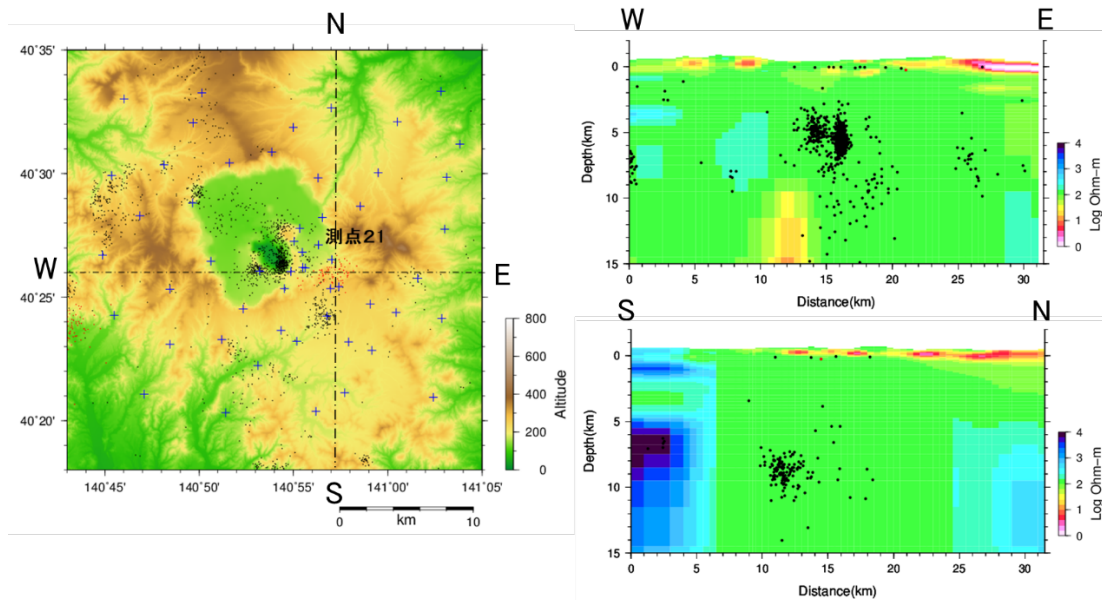


図 3.3-15 特徴的な高比抵抗域を消した感度テストのためのモデル.

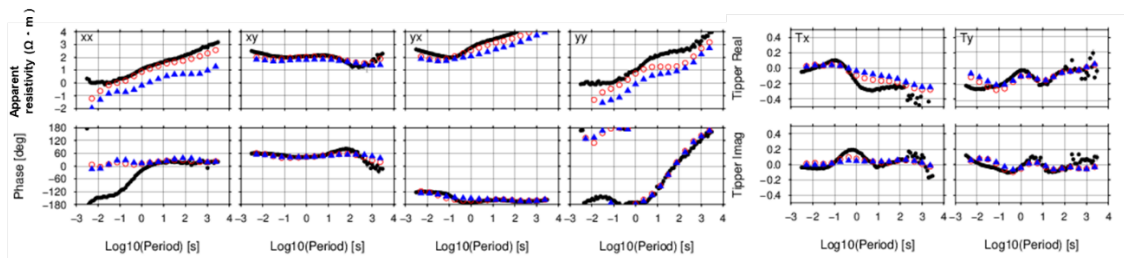


図 3.3-16 測点 21 における探査曲線. 青三角が比抵抗域を消したモデルのレスポンス, 赤丸は元のモデルのレスポンスで黒丸は観測データ.

e) おわりに

特徴的な比抵抗構造として、カルデラ中央やや西寄りに位置する円柱状の低比抵抗域と、カルデラ東縁から南方に延びる高比抵抗域が検出された。いずれも感度テストの結果、観測データから得られる構造であると考えられる。今後は、他の観測結果との比較を通じて、これらの地質学的な解釈を進める。今回得られている最終モデルは RSM 値が 3.5 であるが、インバージョンに係る各種パラメーターを調節することにより、RMS 値がより小さい観測データをより満足するようなモデルが得られる可能性が高い。また、低比抵抗域の直上には観測点がないので、近接する陸上にて測点を追加して解析を進めたい。

引用文献

- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C. (2004) The magnetotelluric phase tensor. *Geophys.J.Int* 158: 457-469
- 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 (2010a) 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.
- Siripunvaraporn W, Egbert G (2009) WSINV3DMT: Vertical Magnetic Field Transfer Function Inversion and Parallel Implementation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 173(3-4), 317-329.

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、引き続き阿蘇カルデラ及び周辺の地下水の希土類元素データを取得し、高次元データ AI 統計解析も用いて、マグマの種別・上昇過程を特定する手法としての有用性について検討した。また、始良カルデラについても希土類元素データを取得した。特に阿蘇カルデラの解析結果、天水系 3 つと火山性流体 2 つを抽出することが出来た。火山性流体の組成変化の成因は今後の検討課題であるが、中央火口丘由来の流体に Eu 負異常がないことは、起源とするマグマが花崗岩質でないことを示している。

【調査・研究成果】

4.1.1 阿蘇カルデラと始良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 0.1~1 ppt 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、測定時間を短縮することができるようになった。

産総研 (2021) では、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。本年度は、阿蘇カルデラ内を重点的に調査・試料採取し、化学分析を行った。また、広域についても、既存の試料を選定し分析を行った。始良カルデラについては、既存の試料の中で温泉水を優先的にしつつ、対比のための湧水と河川水の試料も選定しながら分析を行った。これら分析を行った試料の採水地点は図 4.1.1-1 に示し、希土類元素濃度は表 4.1.1-1 と表 4.1.1-2 に示す。希土類元素組成は枯渇マンタル濃度 (Workman and Hart, 2005) で規格化し、図 4.1.1-2~図 4.1.1-5 に示した。阿蘇カルデラ及び周辺は計 67 試料で、その内訳は、温泉水 56 試料、湧水 7 試料、河川・湖水 4 試料である。始良カルデラ周辺は計 83 試料で、その内訳は、温泉水 48 試料、湧水 32 試料、海水 3 試料である。但し、同一地点の繰り返し測定試料を含む。

沈み込み帯のマンタルは、沈み込むプレートに由来する流体が枯渇しているマンタルに付加する構図になっている。そこで、分析で得られた流体の希土類元素組成を、枯渇マンタルで規格化することで、島弧を構成する岩石や堆積物などと比較することが容易になる。岩石との反応プロセスによる濃度変化や、マンタル以外の成分の付加や取り去りを知ることに繋がる。阿蘇カル

デラ及び始良カルデラ周辺の流体試料の希土類元素濃度（図 4.1.1-2；図 4.1.1-3）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} ～ 10^{-1} 程度と幅広い。また、希土類元素パターンはフラットなものが多いが、Ce や Eu の異常を示すパターンや、全体的にギザギザのパターンを示すものも見られる。図 4.1.1-4 と図 4.1.1-5 に、阿蘇カルデラ及び始良カルデラ周辺の試料について、採取地点の状況から、温泉水、湧水、河川・湖水、海水に分けられたカテゴリ毎の希土類元素組成を示す。

阿蘇カルデラ及び周辺の試料について、中希土（mid-REE）である Gd を基準として比較すると、高い Gd 濃度を示す 3 試料（KYU_19_A022；KYU_19_A011；KYU_19_A016）は、温泉水、湧水、河川水である（図 4.1.1-4）。最も高い温泉水 KYU_19_A022 の Gd 濃度は 3.12 ppb であり、有馬温泉の金泉（1.77 ppb）や炭酸泉（4.25 ppb）に匹敵する高濃度である（Nakamura et al., 2015）。また、他の 2 試料はこれよりも 1 桁程度低いが、湧水や河川水としては極めて濃度が高く、この地域に湧出する多くの温泉水よりも高いことが分かる（図 4.1.1-4）。

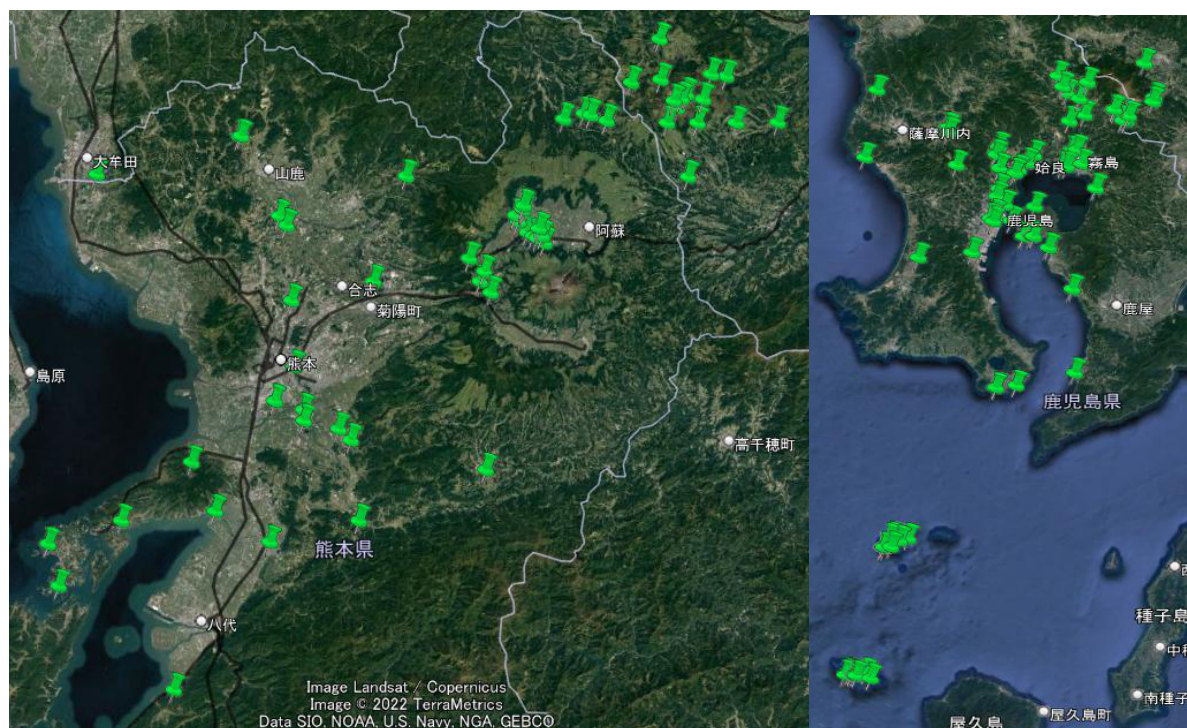


図 4.1.1-1 希土類元素組成を得た試料の採取地点

左図中の阿蘇カルデラについては、新たに調査・採水し、分析を行った地点を示す。阿蘇カルデラ周辺及び広域の試料については、既存試料を選定し、分析を行った地点を示す（67 試料）。右図の始良カルデラ及び周辺の試料については、既存試料を選定し、分析を行った地点を示す（83 試料）。Google Earth Pro (7.3.4.8248 (64-bit))を使用。

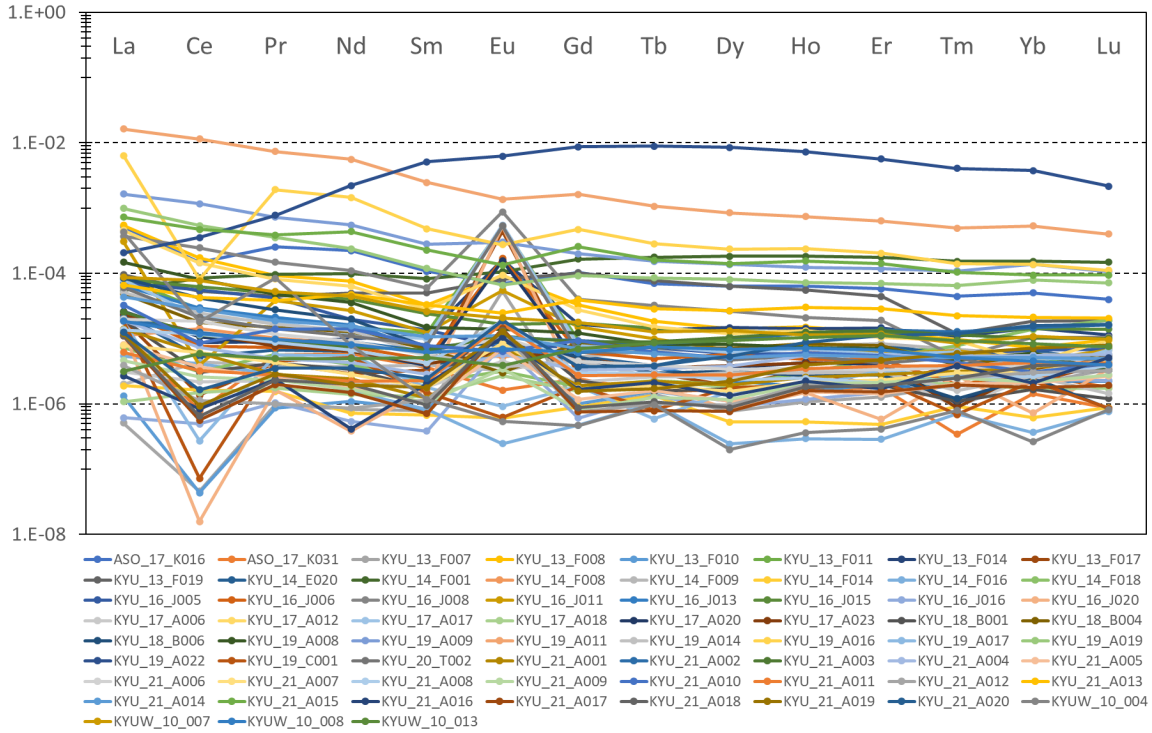


図 4.1.1-2 枯渇マンテルで規格化した流体中の希土類元素組成

阿蘇カルデラ及び周辺の流体試料中の希土類元素組成を、枯渇したマンテル組成 (Workman and Hart, 2005) で規格化した。シンボルと色は自動表示である。

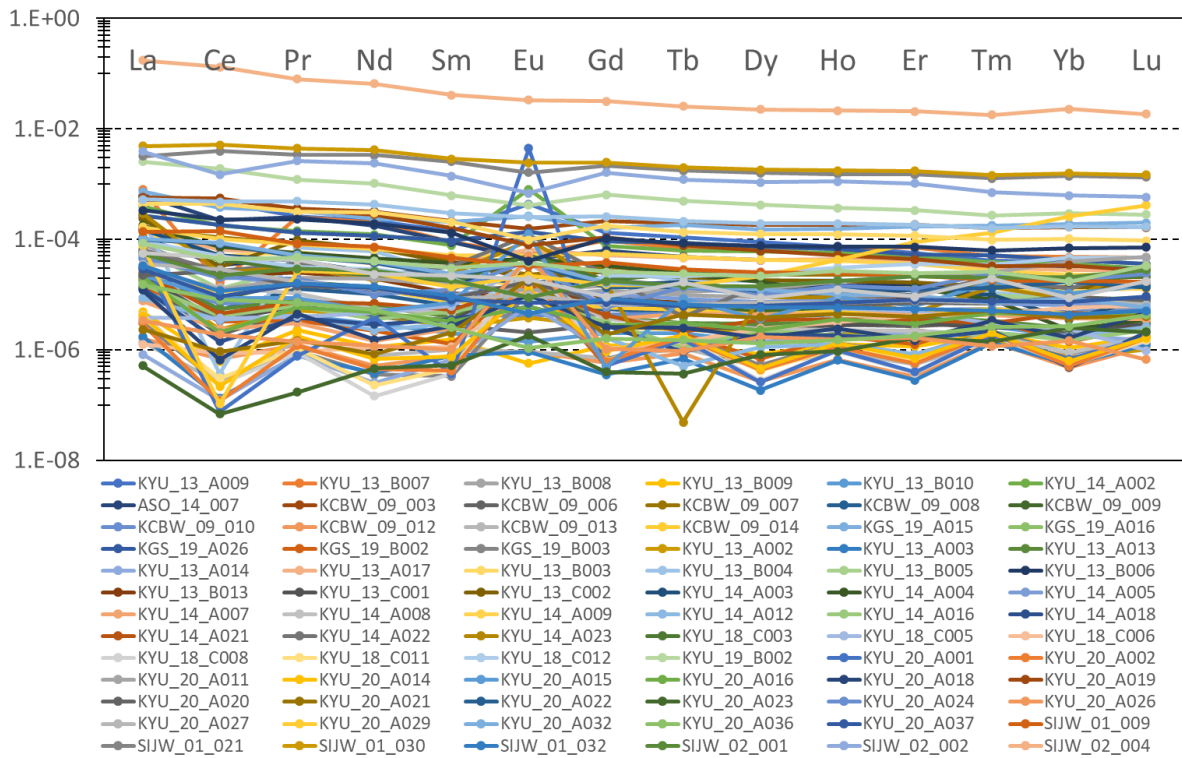


図 4.1.1-3 枯渇マンテルで規格化した流体中の希土類元素組成

始良カルデラ及び周辺の流体試料中の希土類元素組成を、枯渇したマンテル組成で規格化した。シンボルと色は自動表示である。

一方、希土類元素パターンはこれら 3 試料で明瞭に異なる。温泉水 KYU_19_A022 は、軽希土 (LREE) に向かって左下がりになる独特なパターンを示す。これは、KYU_19_A022 以外の 55 試料の温泉水が示す多様なパターン (例えば、Ce や Eu の異常を伴うほぼフラットなパターンや LREE に向かって左上がりになるパターン、Eu の正異常を伴う W 型のパターン) とは明瞭に異なる。W 型のパターンとは、沈殿物を生成した後の上澄みと考えられており (Nakamura et al., 2015, 2016), 阿蘇カルデラ内の試料でも観察されている (産総研, 2021)。KYU_19_A022 が示す LREE に向かって左下がりになる独特なパターンは、阿蘇カルデラ内では見られず、カルデラ壁から 18 km 強離れていることから、阿蘇カルデラとは無関係な起源を持つ泉源と考えられる。56 試料の温泉水に見られるパターンの多様性は、温泉水の起源や湧出するまでのプロセスによって、希土類元素組成が多様に変化することを示すと同時に、大多数を占める試料に見られるように、この地域の普遍的なパターンが存在することを示す。しかし、既存の温泉水の研究で、これらのパターンは既に知られており、地質やテクトニクスに関係なく、流体が経る一般的と呼べるプロセスが存在することも示唆している。

湧水 KYU_19_A011 は、LREE に向かって左上がりのフラットなパターンになっている。低濃度 2 試料 (KYU_19_C001 ; ASO_17_K031) には、Ce, Eu や Tm など異常が見られるが、中濃度の 4 試料には、明瞭な異常はなく概ね左上がりの直線的なパターンである。この左上がりの直線的なパターンは温泉水にも見られるが、W 型のパターンは湧水には見られない。湧水と温泉水の上昇過程の違いで、W 型が生成することを示唆している。河川水・湖水は図 4.1.1-4 の下にまとめているが、そのパターンは明瞭に異なり、Ce に負異常がある 2 試料が河川水で、異常のない 2 試料は湖水である。天水には Ce 異常はないため、河川に流入する流体の寄与と考えられる。

温泉水 56 試料の軽希土類元素と重希土類元素の比 (La/Lu) は平均値 17.26 であり、湧水 29.89 と河川水・湖水 35.75 に比べると有意に低い。しかし、阿蘇カルデラ内を重点的に調べた昨年度の結果 (温泉水 3.98, 湧水 11.72, 河川 11.00) と比較すると、どのカテゴリも顕著に La/Lu 比が高く、熊本全域では強く分別した流体が多く存在しており、阿蘇カルデラは火山性の均質な特徴を持つと言える。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。

始良カルデラ及び周辺の試料について、中希土 (mid-REE) である Gd を基準として比較すると、高い Gd 濃度を示す 3 試料 (SIJW_02_004 ; SIJW_01_030 ; SIJW_01_021) は、温泉水と海水 2 試料である (図 4.1.1-5)。最も高い温泉水 SIJW_02_004 の Gd 濃度は 11.36 ppb であり、海水 2 試料の濃度 0.88 ppb (SIJW_01_030) と 0.77 ppb (SIJW_01_021) と比べても、非常に高い。海水の希土類元素濃度は位置や深さによって変化するが、例えば、太平洋と大西洋の深層海水の Gd 濃度の平均値は 0.13 ppb (Li, 1991) であり、温泉水 SIJW_02_004 は極めて高いと言える。しかし、SIJW_02_004 以外の温泉水 47 試料は、阿蘇カルデラ及び周辺の温泉水 (図 4.1.1-4) と比較しても同レベルの濃度であり、火山域で見られる一般的な組成と考えて良いだろう。湧水は、濃度が高い 1 試料 (SIJW_02_002) を除くと、温泉水と同レベルであり、かつ、濃度幅が広い。試料数に違いはあるものの、阿蘇カルデラ及び周辺の湧水と濃度幅は同程度であり、火山域の湧水には火山性噴出物や火山性流体の影響があることが分かる。

希土類元素パターンは、これら 3 試料 (SIJW_02_004 ; SIJW_01_030 ; SIJW_01_021) で類

似している。温泉水 SIJW_02_004 は、LREE に向かって緩やかな左上がりのパターンを示す。これは、47 試料の温泉水が示す多様なパターン（例えば、Ce や Eu の異常を伴うほぼフラットなパターンや LREE に向かって左上がりになるパターン、Eu の正異常を伴う W 型のパターンなど）の一つであり、温泉水として特異ではないと思われる。一方、海水 2 試料は、明瞭な元素異常を示さず、やや左上がりのフラットなパターンを持っている。温泉水 48 試料の軽希土類元素と重希土類元素の比 (La/Lu) は平均値 7.58 であり、湧水の平均値 7.33 とほぼ同じである。海水は平均値 2.97 であるため、やはり温泉水のパターンとは異なると認識すべきだろう。温泉水と同様に、湧水には Ce, Eu など異常が見られるが、Eu の負異常と正異常の双方がある点が特異である。負異常は阿蘇カルデラでは見られなかった。

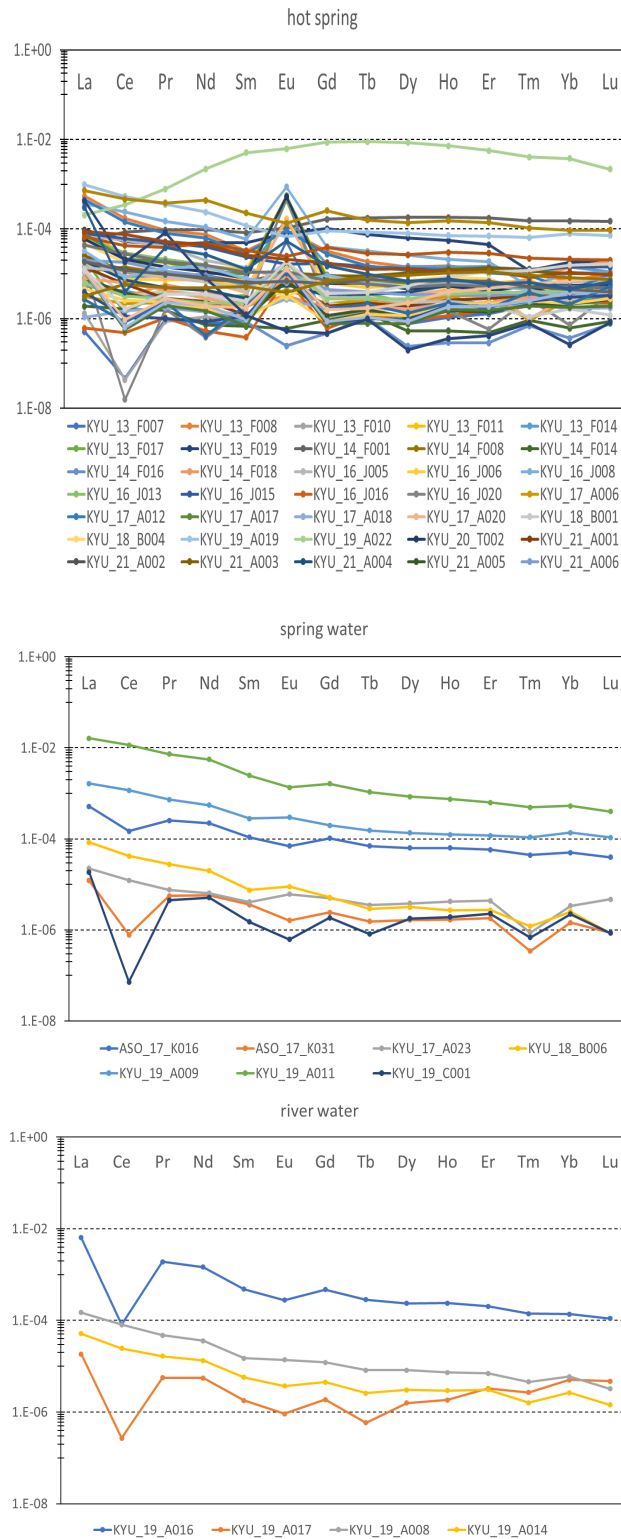


図 4.1.1-4 阿蘇カルデラのカテゴリ毎の希土類元素組成

測定で得られた阿蘇カルデラ及び周辺の全 67 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), 湧水 (spring water), 河川・湖水 (river water) に分けられる。カテゴリ毎の試料数は, 温泉水 56 試料, 湧水 7 試料, 河川・湖水 4 試料である。枯渇したマントル組成で規格化し, シンボルと色は自動表示である。

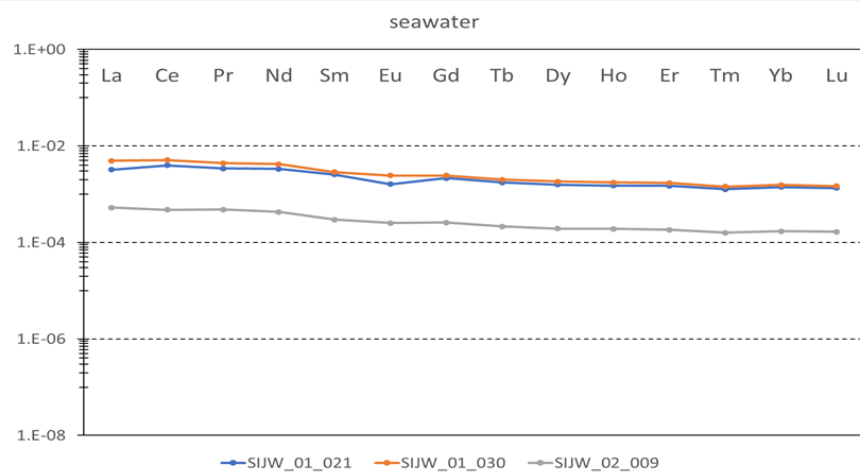
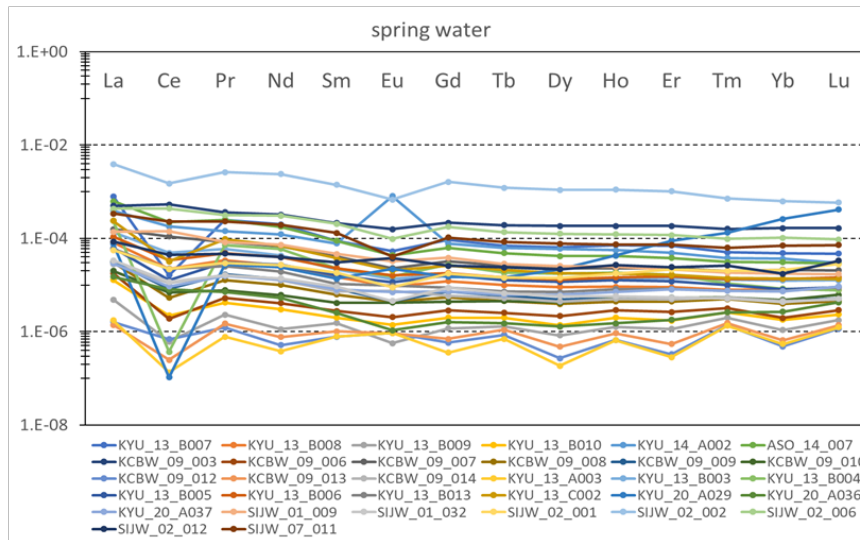
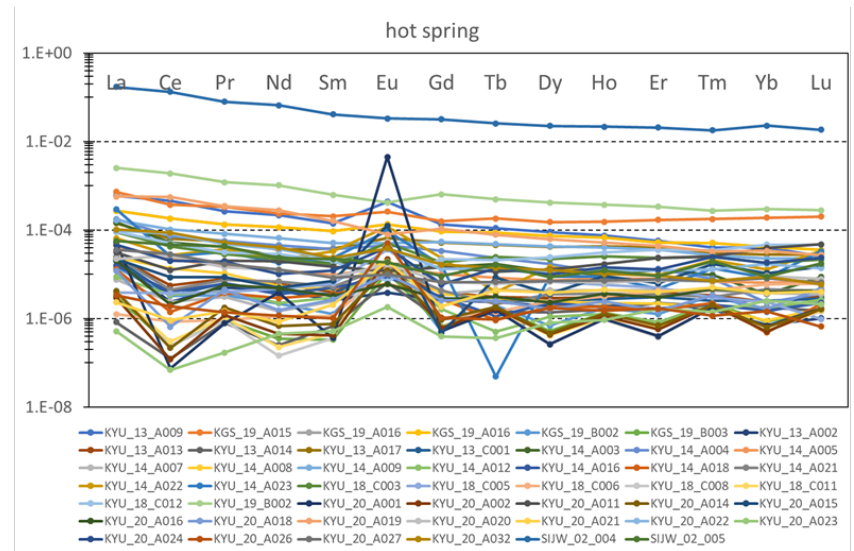


図 4.1.1-5 始良カルデラのカテゴリ毎の希土類元素組成

測定で得られた始良カルデラ及び周辺の全 83 試料中の希土類元素組成 (図 4.1.1-3) をカテゴリ毎に示す。カテゴリは温泉水 (hot spring), 湧水 (spring water), 海水 (seawater) に分けられる。カテゴリ毎の試料数は、温泉水 48 試料, 湧水 32 試料, 海水 3 試料である。枯渇したマンタル組成で規格化し, シンボルと色は自動表示である。

表 4.1.1-1 阿蘇カルデラ及び周辺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。

sample_D	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ASO_17_K016	0.09953	0.08083	0.02732	0.12939	0.02584	0.00670	0.03689	0.00491	0.03188	0.00727	0.02012	0.00266	0.01823	0.00231
ASO_17_K031	0.00232	0.00043	0.00060	0.00338	0.00086	0.00016	0.00087	0.00011	0.00084	0.00019	0.00063	0.00002	0.00052	0.00005
KYU_13_F007	0.00010	0.00003	0.00011	0.00047	0.00019	0.00510	0.00032	0.00010	0.00039	0.00012	0.00044	0.00012	0.00074	0.00019
KYU_13_F008	0.10443	0.09549	0.00996	0.04409	0.00779	0.00892	0.01171	0.00129	0.00724	0.00174	0.00427	0.00058	0.00264	0.00055
KYU_13_F010	0.00025	0.00002	0.00009	0.00063	0.00019	0.00092	0.00036	0.00011	0.00056	0.00018	0.00072	0.00016	0.00094	0.00024
KYU_13_F011	0.01613	0.01531	0.00225	0.00885	0.00288	0.05054	0.00332	0.00055	0.00338	0.00089	0.00221	0.00042	0.00142	0.00042
KYU_13_F014	0.00457	0.00483	0.00096	0.00575	0.00265	0.01539	0.00599	0.00094	0.00743	0.00164	0.00508	0.00066	0.00524	0.00066
KYU_13_F017	0.00383	0.00074	0.00045	0.00170	0.00080	0.04237	0.00100	0.00021	0.00095	0.00037	0.00065	0.00025	0.00077	0.00025
KYU_13_F019	0.01832	0.02915	0.00482	0.02890	0.01195	0.00771	0.03635	0.00538	0.03195	0.00640	0.01555	0.00071	0.00671	0.00111
KYU_14_E020	0.00451	0.00287	0.00072	0.00369	0.00092	0.00061	0.00191	0.00027	0.00316	0.00083	0.00287	0.00032	0.00235	0.00027
KYU_14_F001	0.01038	0.04701	0.01026	0.05694	0.01961	0.01024	0.05922	0.01232	0.09235	0.02092	0.06177	0.00922	0.05565	0.00861
KYU_14_F008	0.00212	0.00787	0.00109	0.00490	0.00156	0.00050	0.00248	0.00052	0.00335	0.00079	0.00215	0.00031	0.00143	0.00021
KYU_14_F009	0.00039	0.00242	0.00041	0.00216	0.00095	0.00031	0.00189	0.00046	0.00348	0.00089	0.00294	0.00041	0.00210	0.00032
KYU_14_F014	0.00036	0.00089	0.00017	0.00042	0.00016	0.00006	0.00033	0.00009	0.00026	0.00006	0.00017	0.00006	0.00022	0.00005
KYU_14_F016	0.00104	0.00228	0.00030	0.00092	0.00020	0.00002	0.00017	0.00007	0.00012	0.00003	0.00010	0.00004	0.00013	0.00004
KYU_14_F018	0.00142	0.00169	0.00061	0.00233	0.00051	0.00030	0.00065	0.00016	0.00102	0.00034	0.00174	0.00047	0.00503	0.00112
KYU_16_J005	0.01380	0.03034	0.00445	0.01155	0.00327	0.00071	0.00274	0.00051	0.00298	0.00067	0.00184	0.00035	0.00244	0.00039
KYU_16_J006	0.00504	0.00421	0.00078	0.00434	0.00115	0.01615	0.00226	0.00034	0.00288	0.00055	0.00166	0.00012	0.00103	0.00010
KYU_16_J008	0.07071	0.13460	0.01588	0.06375	0.01439	0.08384	0.01447	0.00226	0.01335	0.00242	0.00658	0.00031	0.00379	0.00061
KYU_16_J011	0.05909	0.00217	0.00411	0.01565	0.00299	0.00528	0.00541	0.00069	0.00341	0.00089	0.00204	0.00039	0.00169	0.00039
KYU_16_J013	0.01238	0.01629	0.00227	0.00945	0.00166	0.00083	0.00144	0.00025	0.00115	0.00021	0.00064	0.00011	0.00080	0.00013
KYU_16_J015	0.01563	0.03423	0.00529	0.02322	0.00576	0.00159	0.00614	0.00102	0.00647	0.00144	0.00436	0.00072	0.00522	0.00081
KYU_16_J016	0.00012	0.00027	0.00011	0.00031	0.00009	0.00076	0.00022	0.00009	0.00045	0.00014	0.00052	0.00011	0.00086	0.00013
KYU_16_J020	0.00257	0.00001	0.00017	0.00022	0.00040	0.05042	0.00059	0.00014	0.00042	0.00017	0.00020	0.00016	0.00027	0.00020
KYU_17_A006	0.00059	0.00120	0.00024	0.00120	0.00044	0.00043	0.00078	0.00018	0.00131	0.00037	0.00114	0.00005	0.00097	0.00021
KYU_17_A012	0.08718	0.08003	0.00875	0.03663	0.00675	0.00899	0.00982	0.00105	0.00602	0.00151	0.00360	0.00056	0.00157	0.00055
KYU_17_A017	0.01520	0.01187	0.00193	0.00695	0.00237	0.05296	0.00285	0.00053	0.00312	0.00081	0.00198	0.00038	0.00116	0.00039
KYU_17_A018	0.00021	0.00081	0.00019	0.00082	0.00031	0.00026	0.00056	0.00016	0.00089	0.00022	0.00072	0.00012	0.00062	0.00010
KYU_17_A020	0.00504	0.00587	0.00088	0.00388	0.00092	0.01497	0.00154	0.00026	0.00178	0.00050	0.00141	0.00006	0.00110	0.00019
KYU_17_A023	0.00434	0.00679	0.00081	0.00371	0.00098	0.00059	0.00178	0.00025	0.00193	0.00048	0.00152	0.00005	0.00124	0.00027
KYU_18_B001	0.00373	0.00166	0.00045	0.00197	0.00041	0.00191	0.00081	0.00011	0.00086	0.00020	0.00068	0.00007	0.00061	0.00007
KYU_18_B004	0.00937	0.00979	0.00159	0.00742	0.00166	0.00029	0.00312	0.00051	0.00359	0.00097	0.00270	0.00024	0.00201	0.00032
KYU_18_B006	0.01619	0.02315	0.00297	0.01151	0.00180	0.00086	0.00187	0.00020	0.00160	0.00031	0.00096	0.00007	0.00092	0.00005
KYU_19_A008	0.02843	0.04452	0.00510	0.02079	0.00357	0.00132	0.00437	0.00058	0.00414	0.00084	0.00243	0.00027	0.00217	0.00019
KYU_19_A009	0.31539	0.64293	0.07802	0.31959	0.06732	0.02865	0.07126	0.01074	0.06888	0.01429	0.04096	0.00649	0.05001	0.00619
KYU_19_A011	3.13404	6.32671	0.78581	3.25599	0.59184	0.13018	0.58390	0.07467	0.42760	0.08573	0.21999	0.02949	0.19378	0.02309
KYU_19_A014	0.00988	0.01356	0.00178	0.00773	0.00137	0.00035	0.00161	0.00018	0.00154	0.00034	0.00108	0.00010	0.00097	0.00008
KYU_19_A016	1.22339	0.04465	0.20405	0.84530	0.11566	0.02650	0.16934	0.01984	0.11911	0.02739	0.07060	0.00841	0.04995	0.00643
KYU_19_A017	0.00355	0.00015	0.00060	0.00322	0.00043	0.00009	0.00067	0.00004	0.00079	0.00021	0.00114	0.00016	0.00185	0.00027
KYU_19_A019	0.18884	0.29465	0.03800	0.13848	0.02847	0.00635	0.03283	0.00599	0.04053	0.00833	0.02444	0.00390	0.02883	0.00415
KYU_19_A022	0.03968	0.19371	0.08341	1.29190	1.22032	0.59777	3.11627	0.62457	4.30603	0.83527	1.96974	0.24368	1.37240	0.12592
KYU_19_C001	0.00357	0.00004	0.00048	0.00298	0.00036	0.00006	0.00066	0.00006	0.00090	0.00022	0.00080	0.00004	0.00081	0.00005
KYU_20_T002	0.01158	0.01162	0.00151	0.00639	0.00190	0.05106	0.00220	0.00044	0.00237	0.00063	0.00146	0.00031	0.00101	0.00032
KYU_21_A001	0.00271	0.00326	0.00030	0.00141	0.00029	0.00070	0.00068	0.00015	0.00098	0.00029	0.00098	0.00019	0.00131	0.00026
KYU_21_A002	0.00399	0.00687	0.00100	0.00522	0.00155	0.00101	0.00333	0.00059	0.00485	0.00140	0.00475	0.00077	0.00540	0.00093
KYU_21_A003	0.00493	0.00621	0.00095	0.00431	0.00159	0.00104	0.00321	0.00062	0.00526	0.00144	0.00465	0.00069	0.00375	0.00058
KYU_21_A004	0.00366	0.00407	0.00053	0.00251	0.00068	0.00055	0.00118	0.00024	0.00191	0.00063	0.00197	0.00032	0.00202	0.00034
KYU_21_A005	0.00153	0.00204	0.00026	0.00106	0.00023	0.00067	0.00041	0.00011	0.00055	0.00017	0.00050	0.00012	0.00077	0.00016
KYU_21_A006	0.00382	0.01008	0.00124	0.00525	0.00133	0.00099	0.00162	0.00028	0.00171	0.00041	0.00116	0.00022	0.00138	0.00026
KYU_21_A007	0.00152	0.00340	0.00046	0.00164	0.00042	0.00082	0.00062	0.00013	0.00079	0.00025	0.00080	0.00018	0.00112	0.00027
KYU_21_A008	0.00263	0.00635	0.00094	0.00389	0.00102	0.00176	0.00107	0.00021	0.00117	0.00028	0.00073	0.00015	0.00097	0.00022
KYU_21_A009	0.00089	0.00141	0.00025	0.00098	0.00025	0.00033	0.00030	0.00009	0.00059	0.00024	0.00074	0.00015	0.00079	0.00016
KYU_21_A010	0.00629	0.00473	0.00150	0.00824	0.00186	0.00061	0.00330	0.00044	0.00254	0.00071	0.00190	0.00026	0.00114	0.00024
KYU_21_A011	0.00118	0.00176	0.00029	0.00130	0.00054	0.00162	0.00097	0.00019	0.00140	0.00040	0.00132	0.00023	0.00156	0.00024
KYU_21_A012	0.00075	0.00062	0.00011	0.00050	0.00027	0.00115	0.00027	0.00007	0.00048	0.00022	0.00066	0.00015	0.00112	0.00019
KYU_21_A013	0.01277	0.02344	0.00412	0.02753	0.00792	0.00239	0.01404	0.00201	0.01355	0.00347	0.00999	0.00134	0.00775	0.00119
KYU_21_A014	0.00833	0.01541	0.00202	0.00907	0.00257	0.00107	0.00253	0.00041	0.00258	0.00065	0.00182	0.00031	0.00189	0.00028
KYU_21_A015	0.13886	0.25918	0.04123	0.25388	0.05439	0.01290	0.09239	0.01118	0.07044	0.01771	0.04929	0.00628	0.03421	0.00548
KYU_21_A016	0.00052	0.00046	0.00025	0.00024	0.00049	0.00100	0.00060	0.00015	0.00068	0.00026	0.00059	0.00023	0.00076	0.00030
KYU_21_A017	0.00210	0.00031	0.00021	0.00087	0.00017	0.00137	0.00027	0.00005	0.00038	0.00018	0.00053	0.00012	0.00065	0.00011
KYU_21_A018	0.00211	0.00036	0.00025	0.00116	0.00023	0.00129	0.00031	0.00008	0.00044	0.00021	0.00066	0.00015	0.00140	0.00023
KYU_21_A019	0.00229	0.00051	0.00031	0.00112	0.00042	0.00122	0.00056	0.00012	0.00112	0.00045	0.00164	0.00035	0.00259	0.00046
KYU_21_A020	0.00239	0.00090	0.00037	0.00206	0.00058	0.00181	0.00131	0.00027	0.00271	0.00101	0.00387	0.00071	0.00574	0.00096
KYUW_10_004	0.08197	0.01001	0.00903	0.00464	0.00028	0.00005	0.00017	0.00007	0.00010	0.00004	0.00014	0.00005	0.00010	0.00005
KYUW_10_007	0.01683	0.04230	0.00560	0.02592	0.00627	0.00200	0.00639	0.00089	0.00663	0.00130</				

表 4.1.1-2 始良カルデラ及び周辺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。

sample_D	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
KYU_13_A009	0.114414	0.254540	0.028186	0.126234	0.033714	0.041586	0.047582	0.007701	0.045406	0.008585	0.019832	0.002426	0.014533	0.001478
KYU_13_B007	0.152750	0.008970	0.026698	0.115875	0.021059	0.005100	0.033640	0.004824	0.032731	0.008218	0.024393	0.003021	0.017574	0.002735
KYU_13_B008	0.015718	0.012057	0.003595	0.015275	0.003557	0.000881	0.004342	0.000691	0.004566	0.001058	0.003130	0.000478	0.002970	0.000456
KYU_13_B009	0.000932	0.000338	0.000248	0.000655	0.000367	0.000054	0.000423	0.000091	0.000421	0.000147	0.000398	0.000120	0.000396	0.000103
KYU_13_B010	0.002470	0.001222	0.000450	0.001741	0.000479	0.000134	0.000715	0.000140	0.000692	0.000229	0.000603	0.000156	0.000659	0.000135
KYU_14_A002	0.075518	0.098071	0.015242	0.071344	0.018518	0.077604	0.027518	0.004377	0.030169	0.006422	0.017017	0.002275	0.013316	0.001717
ASO_14_007	0.119857	0.122824	0.026715	0.103243	0.021147	0.004140	0.022601	0.003396	0.021058	0.004855	0.013192	0.001860	0.011211	0.001679
KCBW_09_003	0.095477	0.292209	0.038747	0.186146	0.050808	0.015112	0.077620	0.013500	0.093119	0.021147	0.064347	0.009500	0.060540	0.009594
KCBW_09_006	0.003415	0.001042	0.000560	0.002358	0.000669	0.000196	0.001028	0.000178	0.001087	0.000331	0.000920	0.000191	0.000714	0.000169
KCBW_09_007	0.030204	0.060220	0.008974	0.039691	0.009790	0.002213	0.011479	0.001838	0.011376	0.002618	0.008003	0.001211	0.007710	0.001204
KCBW_09_008	0.005907	0.002915	0.001373	0.005853	0.001492	0.000427	0.001945	0.000317	0.001996	0.000506	0.001533	0.000299	0.001449	0.000261
KCBW_09_009	0.006063	0.004621	0.001820	0.007874	0.001979	0.000431	0.002585	0.000416	0.002492	0.000607	0.001850	0.000319	0.001687	0.000299
KCBW_09_010	0.003870	0.003817	0.000825	0.003520	0.000991	0.000405	0.001559	0.000316	0.002152	0.000595	0.001863	0.000323	0.001742	0.000355
KCBW_09_012	0.000309	0.000380	0.000131	0.000300	0.000185	0.000090	0.000209	0.000060	0.000136	0.000076	0.000114	0.000083	0.000175	0.000067
KCBW_09_013	0.000267	0.000136	0.000159	0.000449	0.000242	0.000088	0.000249	0.000077	0.000239	0.000107	0.000189	0.000092	0.000239	0.000080
KCBW_09_014	0.005390	0.006174	0.001721	0.007288	0.001735	0.000725	0.002098	0.000366	0.002223	0.000579	0.001717	0.000326	0.001659	0.000285
KGS_19_A015	0.140764	0.206220	0.035567	0.137619	0.048910	0.025157	0.056818	0.012687	0.075869	0.017771	0.058660	0.010637	0.069519	0.011605
KGS_19_A016	0.052462	0.100218	0.014304	0.067293	0.022634	0.013004	0.033500	0.006102	0.037380	0.007795	0.018404	0.003065	0.015294	0.002076
KGS_19_A026	0.052462	0.100218	0.014304	0.067293	0.022634	0.013004	0.033500	0.006102	0.037380	0.007795	0.018404	0.003065	0.015294	0.002076
KGS_19_B002	0.002769	0.001793	0.000362	0.001271	0.000303	0.000214	0.000183	0.000135	0.000350	0.000201	0.000437	0.000202	0.000513	0.000156
KGS_19_B003	0.000604	0.000134	0.000100	0.000206	0.000079	0.000162	0.000238	0.000126	0.000264	0.000153	0.000286	0.000130	0.000312	0.000088
KYU_13_A002	0.003812	0.001295	0.000541	0.002523	0.000625	0.000366	0.000940	0.000167	0.000964	0.000215	0.000784	0.000094	0.000264	0.000059
KYU_13_A003	0.000336	0.000074	0.000083	0.000220	0.000188	0.000089	0.000128	0.000049	0.000094	0.000075	0.000099	0.000080	0.000198	0.000072
KYU_13_A013	0.004721	0.003059	0.000849	0.003531	0.000940	0.001117	0.001400	0.000216	0.001474	0.000346	0.001347	0.000200	0.000874	0.000182
KYU_13_A014	0.000159	0.000068	0.000085	0.000146	0.000161	0.0000619	0.000345	0.000100	0.000690	0.000185	0.000777	0.000113	0.000655	0.000087
KYU_13_A017	0.027534	0.035093	0.005865	0.020821	0.009123	0.006283	0.018554	0.003238	0.021143	0.004959	0.013935	0.001826	0.010212	0.001630
KYU_13_B003	0.025929	0.026994	0.006287	0.024761	0.005223	0.001301	0.006098	0.000990	0.006688	0.001574	0.004887	0.000781	0.004540	0.000732
KYU_13_B004	0.045346	0.000203	0.000724	0.034644	0.005416	0.001483	0.009699	0.001278	0.008830	0.002122	0.005813	0.000653	0.003071	0.000449
KYU_13_B005	0.011923	0.006956	0.003241	0.015879	0.003856	0.001104	0.005834	0.000894	0.005867	0.001457	0.004174	0.000954	0.002928	0.000524
KYU_13_B006	0.020753	0.018589	0.005142	0.023030	0.005481	0.001531	0.006494	0.001009	0.006589	0.001680	0.005356	0.000803	0.004910	0.000849
KYU_13_B013	0.011352	0.012258	0.002679	0.011195	0.002524	0.000925	0.003134	0.000505	0.003559	0.000935	0.002876	0.000453	0.002707	0.000519
KYU_13_C001	0.004215	0.001868	0.000668	0.002342	0.000838	0.001353	0.001037	0.000174	0.001263	0.000320	0.001073	0.000153	0.000917	0.000165
KYU_13_C002	0.045692	0.017538	0.010336	0.040637	0.008951	0.001942	0.009296	0.001472	0.009103	0.002013	0.005761	0.000843	0.005015	0.000783
KYU_14_A003	0.028662	0.028449	0.004381	0.014709	0.004508	0.001699	0.005132	0.001182	0.005753	0.001148	0.004302	0.000587	0.001309	0.000501
KYU_14_A004	0.034069	0.040099	0.006059	0.026364	0.008856	0.004295	0.012051	0.001631	0.008646	0.001239	0.004647	0.000479	0.000832	0.000210
KYU_14_A005	0.008528	0.012185	0.001625	0.007295	0.002327	0.001365	0.003621	0.000578	0.003697	0.000938	0.002719	0.000411	0.002387	0.000400
KYU_14_A007	0.001457	0.001310	0.000331	0.000851	0.000578	0.001781	0.001297	0.000315	0.002196	0.000505	0.001545	0.000255	0.001362	0.000207
KYU_14_A008	0.004568	0.007452	0.001137	0.003200	0.001107	0.002033	0.001283	0.000205	0.001227	0.000260	0.000757	0.000108	0.000326	0.000099
KYU_14_A009	0.032069	0.056359	0.008717	0.038252	0.012282	0.004897	0.019473	0.003365	0.021719	0.004697	0.012383	0.001604	0.008286	0.001373
KYU_14_A012	0.001679	0.001883	0.000452	0.001309	0.000713	0.001395	0.000583	0.000036	0.000560	0.000144	0.000289	0.000121	0.000628	0.000153
KYU_14_A016	0.003018	0.002239	0.000657	0.002062	0.001189	0.000821	0.001114	0.000079	0.001133	0.000212	0.000592	0.000124	0.000551	0.000131
KYU_14_A018	0.002491	0.000780	0.000406	0.001679	0.000855	0.000586	0.000987	0.000065	0.000936	0.000208	0.000539	0.000134	0.000177	0.000121
KYU_14_A021	0.004776	0.002465	0.000792	0.004007	0.001264	0.001413	0.001530	0.000150	0.001770	0.000417	0.001227	0.000183	0.001676	0.000248
KYU_14_A022	0.012496	0.014678	0.003910	0.012478	0.007913	0.011396	0.008271	0.000276	0.007318	0.001293	0.003386	0.001261	0.004687	0.001979
KYU_14_A023	0.056747	0.013942	0.003387	0.010655	0.005595	0.009247	0.005817	0.000003	0.004482	0.001009	0.001665	0.000815	0.003093	0.001914
KYU_18_C003	0.017388	0.023479	0.003039	0.012933	0.003976	0.004864	0.006613	0.001724	0.011120	0.002901	0.008050	0.001496	0.006678	0.001230
KYU_18_C005	0.000733	0.002047	0.000429	0.002738	0.001470	0.003498	0.002316	0.000460	0.003486	0.000658	0.001741	0.000180	0.000862	0.000056
KYU_18_C006	0.000241	0.000467	0.000099	0.000656	0.000268	0.001300	0.000376	0.000099	0.001236	0.000361	0.001474	0.000259	0.002160	0.000358
KYU_18_C008	0.000826	0.000132	0.000096	0.000084	0.000087	0.005237	0.000202	0.000115	0.000138	0.000109	0.000132	0.000110	0.000193	0.000085
KYU_18_C011	0.000728	0.000169	0.000113	0.000132	0.000112	0.000252	0.000228	0.000116	0.000209	0.000121	0.000214	0.000116	0.000191	0.000089
KYU_18_C012	0.017593	0.027595	0.003349	0.016629	0.004677	0.000669	0.007854	0.001478	0.012267	0.003545	0.012409	0.002068	0.017023	0.002700
KYU_19_B002	0.486656	1.048460	0.128476	0.596450	0.149329	0.039865	0.228718	0.034478	0.211399	0.042859	0.117042	0.016406	0.108109	0.016173
KYU_20_A001	0.010039	0.000041	0.000084	0.002246	0.000087	0.001706	0.000185	0.000108	0.000131	0.000112	0.000139	0.000108	0.000247	0.000097
KYU_20_A002	0.000570	0.000065	0.000129	0.000263	0.000100	0.002086	0.000220	0.000119	0.000220	0.000128	0.000199	0.000121	0.000186	0.000096
KYU_20_A011	0.006066	0.006867	0.002157	0.011372	0.003567	0.001130	0.005132	0.000794	0.006480	0.001967	0.008172	0.001528	0.014406	0.002758
KYU_20_A014	0.000797	0.000119	0.000189	0.000395	0.000180	0.001186	0.000338	0.000128	0.000232	0.000149	0.000245	0.000122	0.000230	0.000094
KYU_20_A015	0.004303	0.004719	0.000932	0.002889	0.001707	0.012062	0.000170	0.000592	0.001821	0.001040	0.002165	0.001013	0.003883	0.000855
KYU_20_A016	0.004010	0.001135	0.000619	0.002796	0.000784	0.000578	0.000987	0.000216	0.001155	0.000418	0.001032	0.000279	0.001468	0.000254
KYU_20_A018	0.002301	0.000360	0.000478	0.000889	0.000646	0.000958	0.000924	0.000175	0.000822	0.000277	0.000519	0.000202	0.000603	0.000283
KYU_20_A019	0.110093	0.304206	0.036903	0.163645	0.038273	0.007639	0.038479	0.005466	0.031466	0.005918	0.015218	0.001981	0.012384	0.001574
KYU_20_A020	0.004308	0.014642	0.00											

4.1.2 阿蘇カルデラのマグマの種別

産総研(2019)において C/Cl によって提案された地域分け (図 4.1.2-1 上) に従って, 阿蘇カルデラ内の地域毎の希土類元素組成 (図 4.1.2-1 下) を示す. 北西縁, 中, 西, 南縁の 4 つに分けられ, C/Cl 比に違いが見られると指摘されている (産総研, 2019). 希土類元素濃度としては, 北西縁や西で高く, かつ組成幅がある. 中や南縁では低く, 組成幅が小さい傾向にある (図 4.1.2-1 下). 希土類元素パターンを比較すると, Eu 正異常を伴う W 型が顕著なのは南縁で, 西にも一つあるが, 中や北西縁では明瞭ではない (図 4.1.2-1 下). これは沈殿を生じる環境, 例えば帯水層の発達に地域差があることを示すと考えられる. また, 試料数を見ると明らかに北西縁が多く, 北西に偏る山体の構造を顕著に反映していると考えられる. いずれの地域も顕著な Eu 負異常は見られず, 珪長質マグマが関わっているとは考えにくい.

花崗岩質マグマと平衡にあるマグマ性流体の希土類元素組成を図 4.1.2-2 に示す. Yang (2019) は花崗岩質マグマと平衡にある流体の組成を算出し, カナダのニューブランズウィック州レイクジョージ貫入岩体の花崗閃緑岩と石英長石斑岩を例として, 希土類元素組成の変化を示している. 希土類元素組成はコンドライトで規格化しているもので, 枯渴マントルで規格化するよりも左上がりの傾きがやや鈍化しているが, 着目すべきは Eu 異常である. 花崗閃緑岩と石英長石斑岩 (いずれもピンク) では軽度の Eu 負異常であるのに対し, マグマ性流体 (黒線) には強い Eu 負異常が現れる. これは, 流体と花崗岩質メルト間の Eu の分配係数が, 他の希土類元素と比べ極端に低い (メルト側に残りやすい) からである. 例えば, メルト中の Cl 濃度 1.23 mol/l の場合は, Sm は 0.094 であるのに対し, Eu は 0.005 と桁違いで低くなる. メルト中の Cl 濃度 3.02 mol/l の場合は, Sm は 1.123 であるのに対し, Eu は 0.381 である (Table 4, Yang, 2019). 図 4.1.2-1 に示したように, 阿蘇カルデラでは, いずれの地域でも顕著な Eu 負異常は見られず, むしろ正異常があり, 珪長質マグマが関わっているとは考えにくい.

図 4.1.2-3 は, 選定した 11 試料のストロンチウム同位体比である. いずれも, 日本列島の第四紀火山岩の示す枯渴的な組成の範囲に入るが, 西南日本広域に分布する花崗岩類の組成幅 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7050-0.7130) とは一致しない (e.g., Fig.8, Nakamura et al., 2014). このことから, これらの流体の生成に珪長質マグマが関与したとは考えにくい.

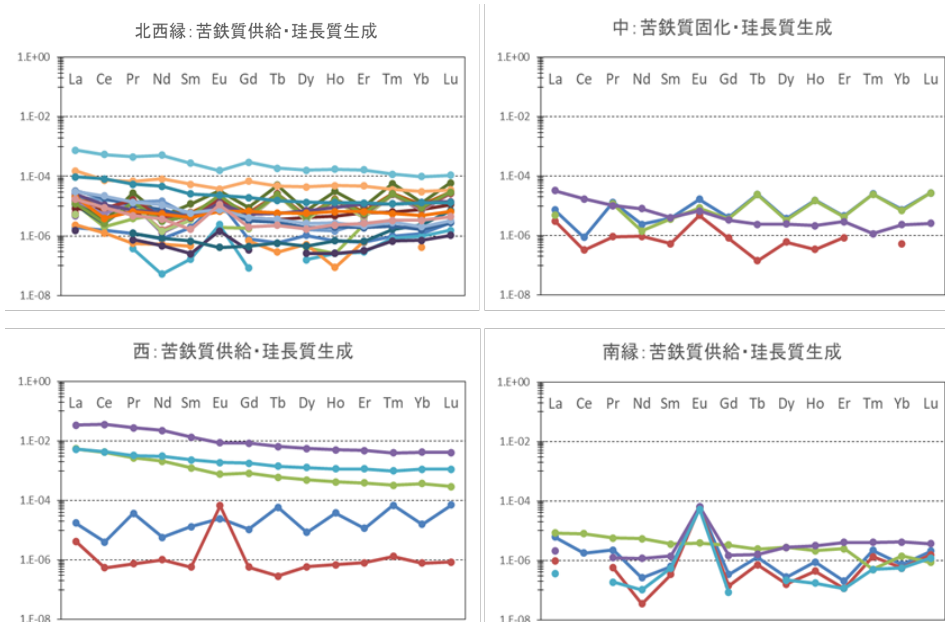
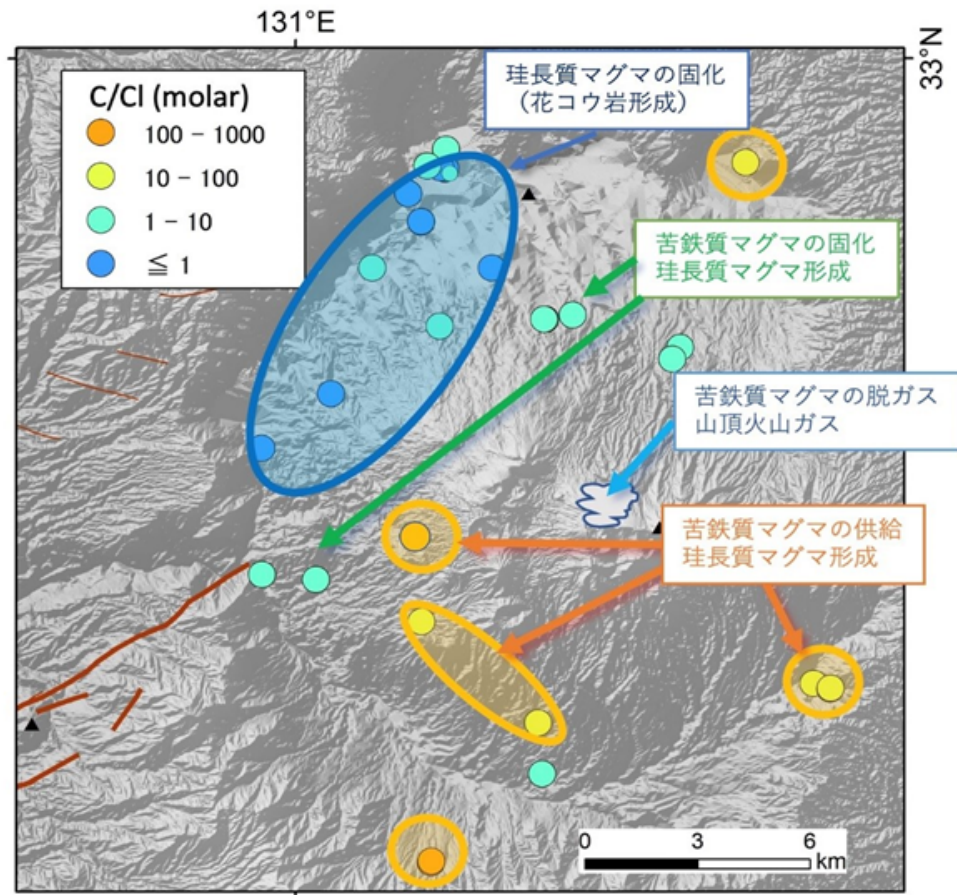


図 4.1.2-1 C/Cl 比による地域分けと希土類元素組成の対比

阿蘇カルデラ内の流体試料の C/Cl 比による 4 つの地域分け (産総研, 2019) に従った希土類元素組成の比較を示す (下図)。枯渇したマンテル組成で規格化し、シンボルと色は自動表示である。4 つの地域分け (北西縁, 西, 中, 南縁) は, 上図中の矢印と囲みの色 (青, 緑, 水色, オレンジ) に対応する。

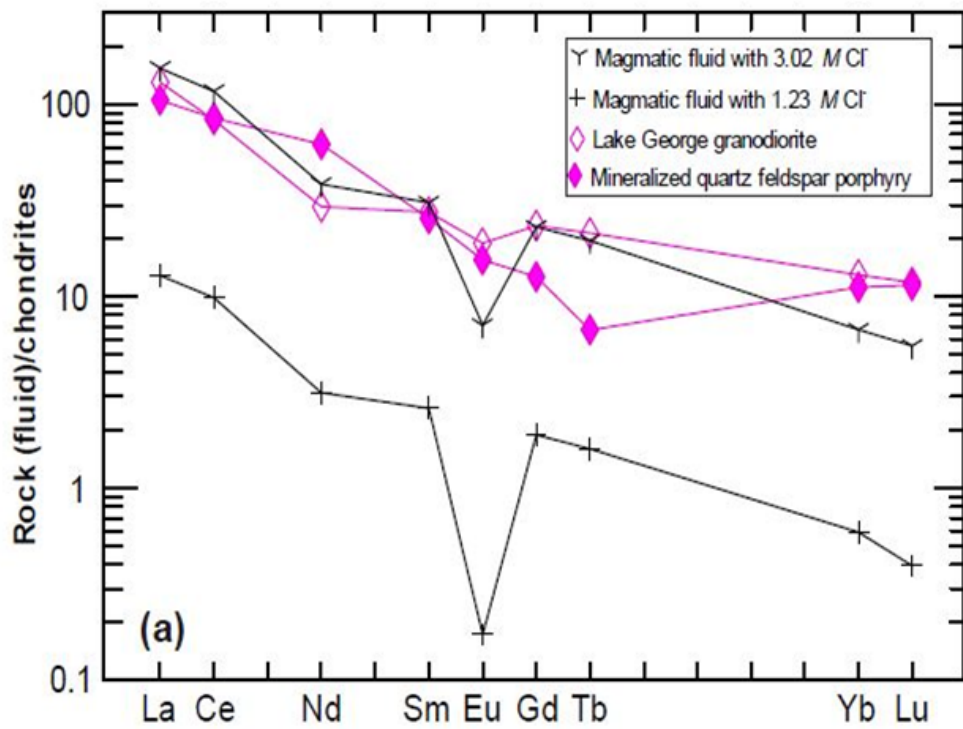


図 4.1.2-2 マグマ性流体と花崗岩類の希土類元素パターンの比較 (Yang, 2019)

レイクジョージの花崗閃緑岩と石英長石斑岩，マグマ性流体の希土類元素組成をコンドライトで規格化した比較を示す．計算で得られるマグマ性流体は，Cl濃度によって濃度が大きく変わると同時に，Cl濃度が低いとEu負異常がより強くなることが示されている (Fig.5, Yang, 2019)．

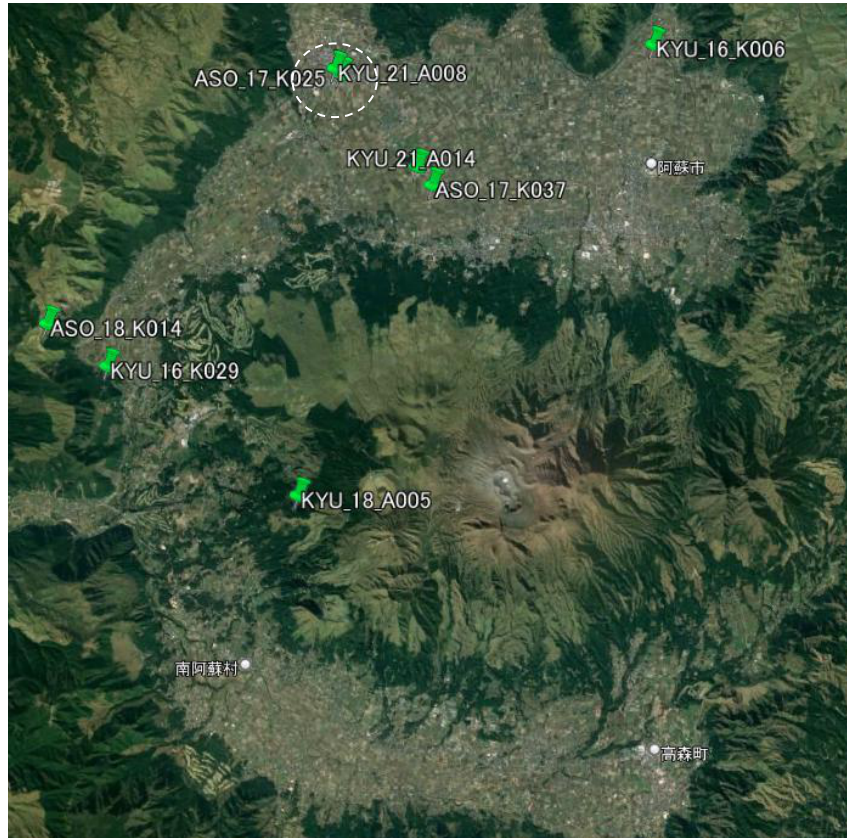
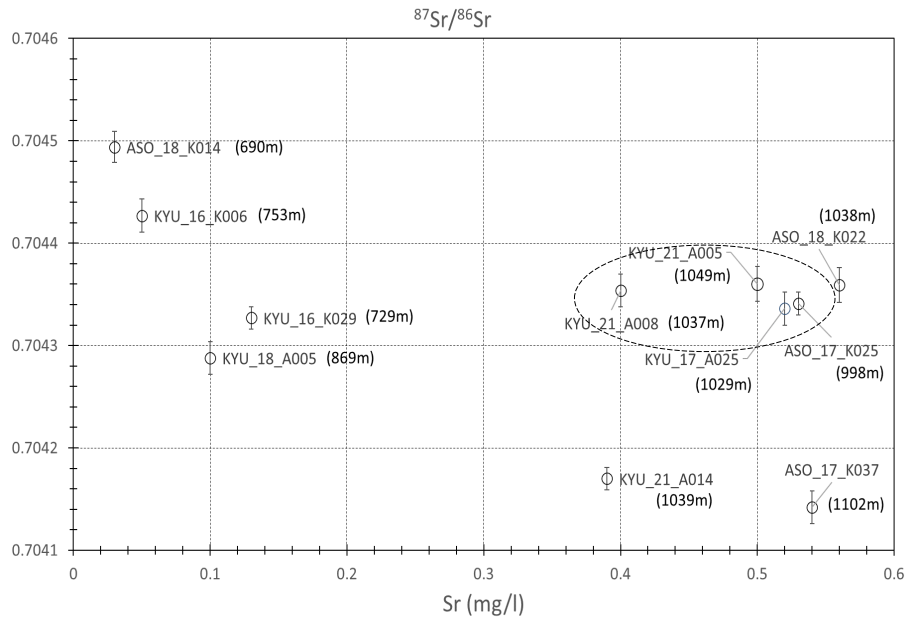


図 4.1.2-3 ストロンチウム濃度と同位体比プロット

阿蘇カルデラの流体 11 試料のストロンチウム濃度とその同位体比を示す（上図）。エラーバーは分析誤差 2σ 。黒点線の試料採取地点は、下図中の白点線内に密集している。Google Earth Pro (7.3.4.8248 (64-bit))を使用。

4.1.3 阿蘇カルデラの統計解析

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がかりとする。流体の化学組成を第一義的に支配しているのは、主溶存元素組成である。そこで、昨年度に引き続き、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) の領域に分布する地下水について、溶存元素組成データ (高橋ほか, 2018) 及び未公表データを統計解析し、また過去の研究成果を統合して解釈することにより、組成的特徴とその空間分布の成因あるいは生成機構を推定した。統計解析の方法は、昨年度と同様に白色化されたデータに基づくクラスタ解析を用いた (Iwamori et al., 2017; 2020)。

その結果、阿蘇カルデラ内及び阿蘇火山をとりまく地域の両方において、同心円状の空間構造 (8つのクラスタ) が存在し、特定の元素 (Na, Li, Cl, HCO₃, Br, Total C) のクラスタ毎の平均値が外側に向かって減少することが分かった (産総研, 2021)。カルデラ内だけに注目した場合、主に4つのクラスタ (#2, 4, 5, 7) が同心円状に分布し、そのうちの2つ (#5, 7) 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 (図 4.1.2-4)。この2つのクラスタは、久住山付近を中心とする九重火山にも出現することから、マグマ活動に伴うものであると考えられる (産総研, 2021)。

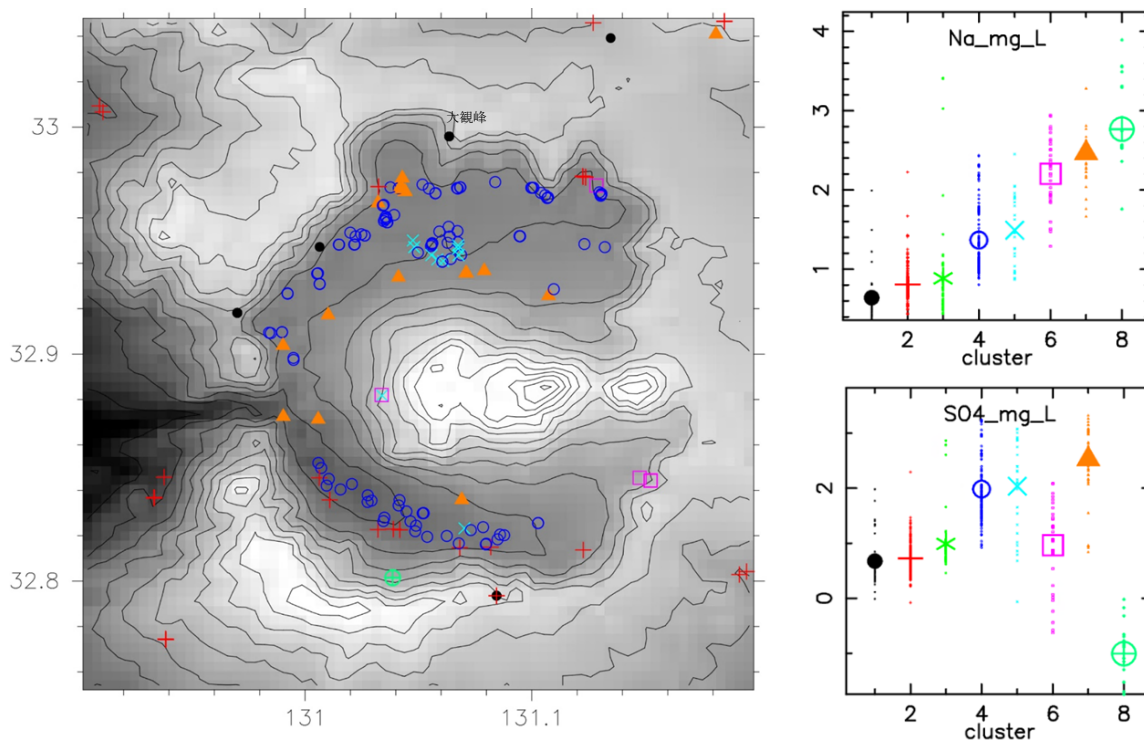


図 4.1.2-4 阿蘇カルデラにおけるクラスタ分布と元素濃度

九州中部 590 試料・12 分析項目からなるデータセットについて、白色化データクラスタ解析で得られた結果を示す。左図は、阿蘇カルデラにおけるクラスタの分布を示す。右図は、8つのクラスタの平均対数濃度と濃度幅を示す。Na 濃度が小さいクラスタ (クラスタ番号1) から順番に並べている。地形図は、産総研地質調査総合センター (2015) を使用。

まず、カルデラ壁の北側に分布する3つのクラスタ（1：●， 2：+， 4：○）の分布に注目する。平均Na濃度は、クラスタ1が最も低く、次にクラスタ2とクラスタ4の順である。（図4.1.2-4右上）。クラスタ1（●）はカルデラ壁の標高の高い部分（およそ550 m～750 m）に沿って分布する。一方、クラスタ2（+）は標高～500 mに沿って分布する。また、クラスタ4（○）はカルデラ底に分布する。次に、各試料の涵養標高を、利部ほか（2011）に従って以下に求める。利部ほか（2011）は、阿蘇カルデラ内の3つの異なる標高地点において採水を行い、阿蘇カルデラに適応可能な地下水涵養線を描いた。この涵養線に基づき、地下水の δD 値から涵養標高を求めることができる。この結果を、地図上に試料の位置と共に数値で示す（図4.1.2-5）。各採水地点には、求めた涵養標高の数値を100分の1で示し（例：700 mを07，1000 mを10と表記する）、同時に、相対的な数値の大きさを、文字のサイズでも表す。

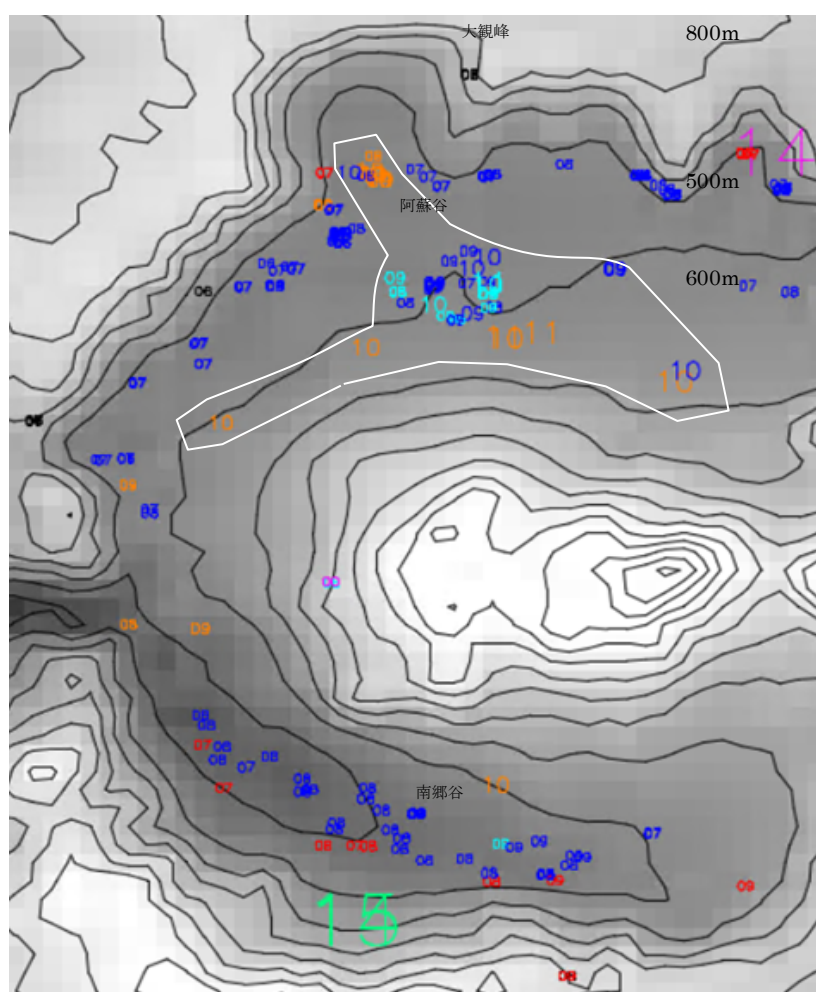


図 4.1.2-5 阿蘇カルデラにおける試料のクラスタ分布と涵養標高

各試料について求めた涵養標高を数値（100分の1）で示し、色はクラスタシンボル（図4.1.2-4）と同様である。数値の相対的な大きさを、文字のサイズでも示す。等高線は100 m毎であり、代表的な数値（500 m, 600 m, 800 m）を付記する。地形図は、産総研地質調査総合センター（2015）を使用。

そこで、図4.1.2-5に示した涵養標高と採水地点の関係を見ていく。クラスタ1（黒字）の涵養標高は、採水地点（500～750 m）とほぼ変わらない。クラスタ2（赤字）の涵養標高は、採水地

点 (~500 m) より明らかに高い。クラスタ 4 (青字) の涵養標高は、採水地点 (500 m 以下) よりかなり高く、ほぼ外輪山の頂部に相当する。従って、カルデラ底からカルデラ壁を上る外側に向かって、クラスタ 1 (●), クラスタ 2 (+), クラスタ 4 (○) の順に涵養標高が高くなる。クラスタ 1 (●) は、標高の低い涵養源から極短距離・斜面の浅い部分を通して染み出す。クラスタ 2 (+) は、より標高の高い涵養源からより長い距離・斜面の少し深い部分を通り、媒質としての火山噴出物と反応して少し高い溶存イオン濃度を獲得しつつ、カルデラ壁と底の境界あたりに湧出する。クラスタ 4 (○) の涵養源の標高は、外輪山の平坦頂部付近であり、外輪山深部を通して長距離を流下し、濃度を高めながらカルデラ底部に至る。クラスタ 4 (青) の試料数の多さは、涵養源面積の広さに起因すると思われる。これらの結果は、島野 (1997) が指摘する次の特徴に定性的には対応する：カルデラ壁側の試料は溶存成分が相対的に少なく、山麓部よりも、より高標高に位置するほど溶存成分量が少ない。これは、標高上部に位置するほど涵養源である降水と岩石・土壌類との接触が少なく、流動時間が短いことを示唆している (島野, 1997)。

一方、火山性と考えられる 2 つのクラスタ (5: ×, 7: ▲) は、それぞれ平均 Na 濃度が 4 番目と 2 番目に高く、また、平均 SO₄ 濃度が 2 番目と 1 番目に高い特徴を示す (図 4.1.2-4 右上下)。クラスタ 7 (▲) は、中央火口丘をとりまくように分布するが、大観峰から南へ望むカルデラ壁北側の「北に向かってえぐれた盆地」部分にも分布する。また、盆地の南側には、クラスタ 5 (×) が分布する。天水系と同様に、涵養標高を見積もった結果を図 4.1.2-5 に示す。クラスタ 7 (オレンジ) の涵養標高は、採水地点 (500 m 付近) より遙かに高く、外輪山を形成するカルデラ壁の高さ (~900 m) を超えることから、外輪山側からの地下水ではないことが分かる。クラスタ 5 (水色) の涵養標高は、採水地点よりも高いが、クラスタ 7 (オレンジ) より低い傾向にある。図中の白線の領域は、涵養標高が概ね 09 (950 m) を超え、10~11 (1000~1100 m) に達するクラスタ (7, 5, 一部の 4) を囲んでいる。これらは、中央火口丘側から供給されている流体が関与している可能性が高く、また、クラスタ 5 (水色) は、クラスタ 7 (オレンジ) とクラスタ 4 (青) の間に出現する傾向があり、組成的にも中間的である (HCO₃ を除く)。これらの結果は、島野 (1997) が指摘する次の特徴に定性的には対応する：カルデラ壁側の試料は主に Ca-HCO₃ 型であり、中央火口丘側については主に Ca-SO₄ 型あるいは Ca-SO₄ 型と CaHCO₃ 型の中間型の水質組成を呈している。中央火口丘側に位置する試料は相対的に溶存成分量が多く、SO₄²⁻ が卓越する地点では、火山活動に関連した地層部分を地下水が流動してきたことを示している (島野, 1997)。

図 4.1.2-6 に、本解析で得られた流体の流れとクラスタ毎の希土類元素組成を示す。外輪山を涵養源とする天水系 3 つの希土類元素組成は、いずれもやや左上がりの似通ったパターンを示す。その濃度は、外輪山の上部から来るクラスタほど高い傾向があり、主成分 Na 元素と同じ順 (4→2→1) に薄くなっている。一方、火山性のクラスタの希土類元素組成は、天水系とは明瞭に異なるパターン (クラスタ 7) と、複合的なパターン (クラスタ 5) がある。クラスタ 5 (水色) のパターンは、W 型や天水に類似したものなど、複数が混合した流体と考えられ、主成分元素組成が中間的であることと整合的である。クラスタ 7 (オレンジ) の希土類元素濃度は、天水系より低い傾向にある。クラスタ 7 (▲) のうち、熊本市方面に張り出して分布する泉源は涵養標高がやや低く (800~900m)、中央火口丘が西へ張り出すことに対応するように見える。南郷谷の、特に

最南～南東部のクラスタ 2 (+) やクラスタ 4 (○) は、阿蘇谷に比べ涵養標高が少し高い。これは、全体に標高が高い地形を反映していると考えられる。カルデラ壁の北東、南東、南の 3 地点には、涵養標高最大 1500 m を示すクラスタが 2 つ (□, ⊕) ある。中岳・高岳火口丘の最大標高付近から供給された可能性もあるが、広域的に見ると、阿蘇カルデラ外のみ分布することからも、異なる基盤岩 (変成岩) に由来すると考えられる。

以上をまとめると、カルデラ壁の中を浸透しながら、構成する火山性堆積物から元素を獲得する天水系と、中央火口丘に由来する薄い火山性流体とそれらの混合流体によって、カルデラ壁・外輪山の形をなぞる同心円状構造が形成されていることが明らかになった。また、クラスタ 7 (オレンジ) の一部の泉源について、再調査を行い、希土類元素濃度を測定した結果、既存の試料と組成が変化していることが分かった。この組成変化の成因は今後の検討課題であるが、火口内で腐食した岩石に含まれる斜長石由来の Eu 正異常が加わった特徴を示すと考えられ、クラスタ 7 に Eu 負異常がないことは、中央火口丘由来の流体が花崗岩質でないことを示している。

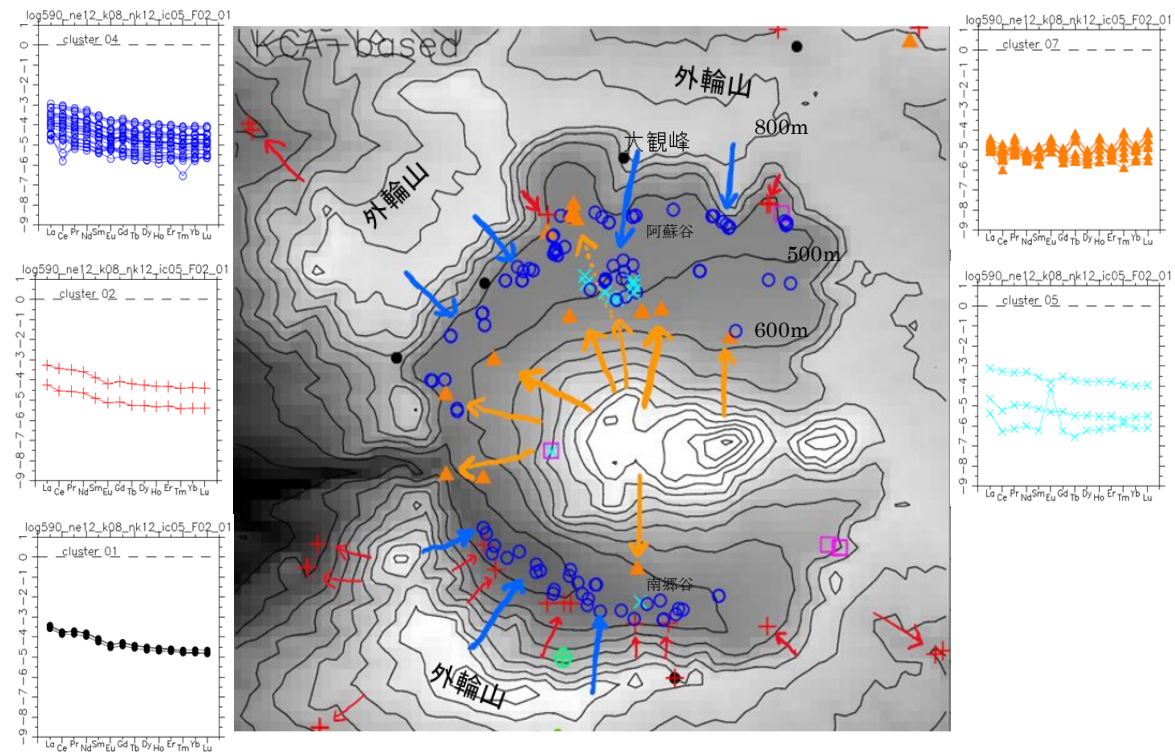


図 4.1.2-6 涵養標高と推定される地下水の経路

地下水の流れを示す矢印は、クラスタと同じ色 (図 4.1.2-4) で描かれている。各矢印の起点は涵養源で、矢印の先端は採水した泉源の位置に対応する。等高線は 100 m 毎であり、代表的な数値 (500 m, 600 m, 800 m) を付記する。左 3 つのグラフは、天水系 3 つ (クラスタ 4, 2, 1) のクラスタ毎の希土類元素組成を示す。右 2 つのグラフは、火山性 2 つ (クラスタ 7, 5) のクラスタ毎の希土類元素組成を示す。地形図は、産総研地質調査総合センター (2015) を使用。

4.1.4 まとめと課題

阿蘇カルデラ及び周辺と始良カルデラ及び周辺で採取された試料について、希土類元素を測定

し、試料の定量値を得た。マグマの種別については、阿蘇カルデラの全試料の希土類元素のパターンが、花崗岩質マグマと平衡なマグマ性流体とは明瞭に異なることから、珪長質マグマが関わっているとは考えにくい。花崗岩質には、最も分かりやすい指標として Eu 負異常があり、元素分配を経るため、花崗岩質のマグマ性流体には花崗岩よりも強い Eu 負異常が現れる。しかし、阿蘇カルデラでは、いずれの地域でも顕著な Eu 負異常は見られず、むしろ正異常があり、珪長質マグマが関わっているとは考えにくい。阿蘇カルデラでは、溶存イオンを平等に扱うクラスタ分類を行うことで、阿蘇カルデラの水系が同心円状構造を形成していることを見出し、個々の泉源について涵養標高を求めたことで、水の流れを把握することに成功した。その結果、天水系 3 つと火山性流体 2 つを抽出した。天水系 3 つは、外輪山の一番高いフラットな地形で溜まった天水が、火山性堆積物層を浸透しながら十分に反応した高い希土類元素濃度を獲得し、カルデラ壁の底面で湧き出るもの（クラスタ 4）、中くらいの涵養標高から来ているので、希土類元素濃度がやや高くなるもの（クラスタ 2）、天水がほぼそのまま湧出した湧き水で、岩石との反応があまりないため希土類元素濃度は低くなるもの（クラスタ 1）に分けられる。火山性流体と考えられるクラスタ（クラスタ 7,5）は、中央火口丘に由来し、マグマが関与した流体と考えられる。中央火口丘に由来する流体は北側に偏った分布をしており、Cl 濃度が高くなっている。陽イオンや希土類元素に見られるように、流体の濃度としては高くないが、山体の北側傾斜の構造によって流れ下って付加するガス成分により Cl が高くなり、北側に強く出る C/Cl 分布に繋がっていると考えられる。阿蘇カルデラを考える上で、まず熊本広域を対象とし、九重連山との比較から始めることで、火山性のクラスタが明らかになると同時に、カルデラを形成する外輪山からの流体の存在が明瞭な違いであると分かった。今後、カルデラ火山における流体の起源を考えていく上で、重要な指標となるだろう。

今後は、希土類元素組成によるマグマ種別の適用性の妥当性を評価するため、始良カルデラなど他地域の解析を進めることが必要である。

【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>
- 利部 慎・嶋田 純・島野安雄・樋口 覚・野田尚子 (2011) 阿蘇カルデラ内における地下水の流動機構. *日本水文科学会誌*, 41, 1, 1-17.
- Li, Y. (1991) Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3223-3240.
- Nakamura, H., Fujita, Y., Nakai, S., Yokoyama, T., Iwamori, H. (2014) Rare Earth Elements

- and Sr-Nd-Pb Isotopic Analyses of the Arima Hot Spring Waters, Southwest Japan: Implications for Origin of the Arima-type Brine. *Journal Geology & Geosciences*, 3:161. doi: 10.4172/2329-6755.1000161
- 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 (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 (2021) 令和 2 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 令和 2 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.
- 島野安雄 (1997) 阿蘇カルデラ内における湧水の水文化学的研究. 宇都宮文星短大紀要, 8, 43-67.
- 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.
- Workman, R.K. and Hart, S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 53-72.
- Yang, X.-M. (2019) Using Rare Earth Elements (REE) to Decipher the Origin of Ore Fluids Associated with Granite Intrusions. *Minerals*, 9, 426, doi:10.3390/min9070426

