



Title	Magnetotelluric 法探査による火山の比抵抗構造研究 : マグマ供給系と浅部熱水系のイメージング
Author(s)	井上, 智裕
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(理学)
Dissertation Number	甲第15282号
Issue Date	2023-03-23
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.k15282
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/91624
Type	doctoral thesis
File Information	Tomohiro_Inoue.pdf



Magnetotelluric 法探査による火山の比抵抗構造研究

- マグマ供給系と浅部熱水系のイメージング -

(Study on the electrical resistivity structure of volcanoes based on magnetotellurics

- Imaging the magmatic and hydrothermal systems -)

井上智裕

北海道大学院理学院

自然史科学専攻 地震学火山学講座

令和 5 年 3 月

要旨

火山のマグマ供給系・熱水系は、火山活動に強い影響を与えており、これらの理解を深めることは火山学の重要な課題のひとつである。火山活動に伴って異常現象が観測されると、震源や力源などのモデルが提示されるが、その際にマグマ供給系や熱水系が地下構造の描像として与えられていれば、現象間の関係性が理解しやすくなり、活動予測にも貢献できる。一般に、マグマ供給系や浅部熱水系は導電性の流体を含むため、それらは低比抵抗異常を示すことが多い。そこで本研究では、Magnetotelluric (MT) 法探査によるマグマ供給系と浅部熱水系のイメージングを念頭に、北海道内の活動的火山である雌阿寒岳と有珠山を対象として3次元比抵抗構造の解明に取り組んだ。低比抵抗異常の実態を考察する際に、火山で想定される媒質の候補から可能性を絞り込むための、系統的な解釈フローを作成した上で、各フィールドに適用した。

雌阿寒岳では、主に北海道大学や気象庁による地球物理学的モニタリング観測が行われてきたが、地下構造の先行研究は比較的浅部に限られており、マグマ供給系や熱水系の全体像はよく分かっていない。そこで、本研究では新規に展開したMT法探査に加えて先行研究のMTデータも併用し、山体スケールの3次元比抵抗構造を推定した。最も顕著な特徴は、雌阿寒岳の西方深部から火口域に向かう傾いた柱状の低比抵抗異常である。検討の結果、この低比抵抗異常はマグマまたはマグマ性流体の火道である可能性が示された。火口の浅部では、この火道から供給される熱や流体によって熱水だまりや熱水変質帯が形成されていると解釈した。

本研究では、雌阿寒岳と同様、北海道内の活動的火山の中で3次元比抵抗構造がまだ明らかにされていない有珠山でもMT法探査を行った。現状での探査範囲は山頂火口原に限られているが、3次元インバージョンによるモデリングの結果、銀沼火口から小有珠周辺下の海水準下約500m付近に低比抵抗異常が見出された。上述の低比抵抗異常解釈フローに従って検討した結果、この低比抵抗異常は有珠山浅部の熱水系に対応する可能性が高いと判断された。現在準定常的に発生している微小地震は、この低比抵抗域の縁に分布していることから、熱水の存在が山頂の地震活動に寄与している可能性が考えられる。

さらに本研究では、MTインピーダンスの非対角成分が、特に長周期で通常の範囲(0~90°)から逸脱する異常な位相(phases out-of-quadrant: POQ)を示す現象についても考察を掘り下げた。このPOQは、単純な構造では説明が困難であるため長らくモデリングの障害となってきた。媒質異方性や特異な良導体の形状などでPOQを説明した先行研究はいくつかあるものの、他にもPOQを伴うモデルが存在する可能性は残っている。本研究でも雌阿寒

岳の MT データに POQ が含まれていたため構造推定は必ずしも容易ではなかったが、様々な条件を試した結果、地下深部から雌阿寒岳に向かって伸びる傾いた柱状の低比抵抗体を含むモデルが POQ をよく説明できることを発見した。さらに、Synthetic モデルによるフォワード計算で POQ の発現条件を系統的に検討した結果、傾いた低比抵抗柱の傾斜角や長さが POQ の出現に影響することを明らかにした。本研究により、火山地域の MT 法探査において、火道やその先にあるマグマだまりの位置の推定に POQ が有用な手がかりとなり得ることが示された。

本研究で得られた 3 次元比抵抗構造は、雌阿寒岳や有珠山においてモニタリング観測が捉える異常現象の解釈や、噴火ポテンシャル評価にも有益だと考えられる。

目次

第1章 はじめに	7
1.1 火山における比抵抗構造研究の概要と意義	7
1.2 マグマ供給系と深部比抵抗構造	8
1.3 浅部熱水系と浅部比抵抗構造	9
1.4 本論文の目的と構成	10
第2章 Magnetotelluric 法と比抵抗構造研究について	12
2.1 Magnetotelluric 法の基本原理	12
2.2 火山に関わる各種物質の比抵抗について	14
2.3 固液複合の混合則モデルについて	15
2.4 本研究で用いた比抵抗構造解釈の手順について	16
第3章 雌阿寒岳における広域3次元比抵抗構造探査	19
3.1 雌阿寒岳の噴火史と近年の活動	20
3.1.1 雌阿寒岳の地質学的研究と噴火史	20
3.1.2 地球物理学的研究から見た雌阿寒岳の火山活動	21
3.1.3 2016-2017年における雌阿寒岳北東麓の地盤膨張	21
3.2 物理探査による雌阿寒岳の地下構造に関する先行研究	22
3.3 第3章の目的	23
3.4 広帯域 Magnetotelluric 法探査の概要と時系列解析手順	25
3.4.1 フィールド観測の概要	25
3.4.2 時系列データの概要と伝達関数の解析手法	25
3.5 解析結果	26
3.5.1 見かけ比抵抗と位相	26
3.5.2 インダクションベクトルとフェーズテンソル	27
3.5.3 雌阿寒岳周辺に現れた異常位相について	28
3.6 比抵抗構造解析と比抵抗構造モデルの推定	29
3.6.1 構造解析の概要	29
3.6.2 比抵抗インバージョンについて	30
3.6.3 構造解析の結果と比抵抗モデル	31

3.6.4	データのフィッティング	32
3.7	比抵抗構造モデルの確からしさの検討	32
3.7.1	低比抵抗異常 C1	33
3.7.2	低比抵抗異常 C2	34
3.7.3	低比抵抗異常 C3	34
3.8	議論	36
3.8.1	低比抵抗異常 C1 の解釈	36
3.8.2	雌阿寒岳のマグマ供給系	38
3.8.3	雌阿寒岳の浅部熱水系	40
3.8.4	雌阿寒岳の 2008 年噴火と 2016 年地盤膨張について	42
3.8.5	阿寒カルデラの地下構造	44
3.9	第 3 章のまとめ	46
第 4 章	有珠山火口原における浅部 3 次元比抵抗構造探査	81
4.1	有珠山の噴火史と現在の活動	82
4.1.1	有珠山の噴火活動と地質学的研究	82
4.1.2	有珠山山頂火口原における地球物理学的研究	82
4.2	第 4 章の目的	84
4.3	AMT/広帯域 MT 探査の概要	85
4.3.1	フィールド観測の概要	85
4.3.2	伝達関数の解析手法	85
4.4	伝達関数の解析結果	85
4.4.1	見かけ比抵抗と位相	85
4.4.2	インダクションベクトルとフェーズテンソル	86
4.5	浅部比抵抗構造解析と比抵抗構造モデルの推定	88
4.5.1	構造解析の概要	88
4.5.2	浅部比抵抗構造の推定	88
4.5.3	データのフィッティング	89
4.6	比抵抗構造モデルにおける感度テスト	89
4.6.1	有珠山の低比抵抗異常	89
4.7	議論	91
4.7.1	低比抵抗異常の解釈	91
4.7.2	マグマ貫入が想定される有珠新山域について	92

4.7.3 有珠山の浅部熱水系	93
4.8 第4章のまとめ	95
第5章 異常位相が発生する地下構造モデルに関する研究	116
5.1 Magnetotelluric 法探査で観測される異常位相について	117
5.2 異常位相の発生機構に関する先行研究	118
5.3 第5章の目的	119
5.4 フォワード計算による異常位相発現条件の検討	120
5.4.1 異常体の傾斜角度を変えた場合に生じる応答	121
5.4.2 異常体の鉛直長さを変えた場合に生じる応答	122
5.4.3 異常体の傾斜方向を変えた場合に生じる応答	122
5.5 議論	123
5.5.1 Synthetic テストに基づく異常位相の発現条件について	123
5.5.2 雌阿寒岳で観測された異常位相について	123
5.5.3 異常位相の発生原因に関する考察	124
5.5.4 本研究結果と異常位相が観測された火山地域の比較	125
5.6 第5章のまとめ	127
第6章 結論	145
謝辞	147
引用	149
Appendix. 1 インダクションベクトルとフェーズテンソル	160
Appendix. 2 第3章のデータフィッティングの補足資料	163

第 1 章 はじめに

1.1 火山における比抵抗構造研究の概要と意義

電気伝導度の逆数である電気比抵抗(以下, 比抵抗)は, 電気の流れにくさを表す物理量である. 比抵抗は, 形状によらず物質の種類や状態で決定される. 一方, 一般の岩石など, 複数の純物質の混合物からなる物質の比抵抗は, その内部構造が一様であると見なせるサイズをとったときの巨視的な比抵抗 (バルクの比抵抗) として考えることが多い. そのため, 岩石の比抵抗は, 鉱物とその粒間に存在する物質との混合物のバルク比抵抗として考えることができる. 岩石中の間隙に水・メルト・導電性粘土鉱物などの良導性を示す物質が存在する場合には, 岩石のバルク比抵抗は低くなることが知られている (e.g. Nesbitt, 1993; Tyburczy and Waff, 1983; 高倉, 2009). 活動的火山地域では, しばしばこのような良導性物質が存在し, 局所的に存在することから, 火山の地下における比抵抗分布は強い不均質性を示すことが期待される. このような背景から, 火山の地下構造のイメージングを目的とした比抵抗構造研究が多数行われている (e.g. Comeau et al., 2016; Takahashi et al., 2018; Tseng et al., 2020; Aizawa et al., 2022).

比抵抗探査手法の 1 つとして Magnetotelluric 法 (地磁気地電流法, 以下, MT 法) 探査が挙げられる. MT 法は地中を流れる電磁波変動から地下比抵抗構造を推定する手法である. 地磁気 (自然磁場) の擾乱に伴って地表面に入射した磁場に誘導されて電場 (地電流) が生じ, この電場の大きさや方向は地下の比抵抗構造に依存する (MT 法の原理は第 2 章に記述している).

MT 法探査によって得られた観測データをもとに, インバージョンを行うことで地下の比抵抗分布を推定することができる. 水平成層構造を仮定した 1 次元比抵抗解析や, 電磁氣的走向を仮定し, MT 法観測点分布を直線に近似した 2 次元比抵抗解析が古くから行われている. 近年では, 3 次元インバージョンコードの開発 (e.g. Newman and Alumbaugh, 2000; Sasaki, 2004; Siripunvaraporn and Egbert, 2009; Egbert and Kelbert, 2014) や計算機の発展によって, 精力的に 3 次元比抵抗構造解析が行われるようになってきている. 3 次元解析は, 上部地殻の不均質な構造を捉えるために重要なアプローチである. 特に, 火山における比抵抗構造解析では, 地形の影響を取り入れるため 3 次元解析が必須になっている. 近年では, 直方体メッシュ (Siripunvaraporn and Egbert, 2009; Egbert and Kelbert, 2014) や四面体メッシュ (Usui, 2015) を使用した 3 次元比抵抗インバージョンが盛んに行われている.

MT 法探査によって推定された比抵抗構造をもとに, 火山体の描像がイメージされている. 特に火山に関わる物質 (熱水・メルト・粘土鉱物など) の分

布を特定することは、火山におけるマグマ供給系や熱水系がどのように発達しているかを理解するための重要な手法である。

1.2 マグマ供給系と深部比抵抗構造

火山学において、マグマが発生した後、どのようなプロセスでマグマが地表に到達し、その結果、どのような火山活動を引き起こすかを明らかにすることは重要である。このような一連のマグマ供給系の理解は、地殻変動などの火山活動メカニズムの理解に重要な役割を果たす。火山モニタリングによって観測される火山現象（火山性地震、地殻変動など）を基に、地下のマグマがどのように移動または蓄積したかといった概念モデルが考察されている。しかし、変動圧力源や震源からは、マグマだまりから地表までの実際の供給経路は分からない。そのため、平時よりも活動が高まったとみなされる異常現象（一時的な火山性地震数の急増、地盤膨張など）が観測された時、火山内部構造の全体像が明らかになっていれば、地下で何が起きているかを議論する際に有用な情報となる。また、平時に比べて火山現象が活発化した後、次にどのような活動推移に至るかを予測できる可能性がある。

火山のマグマ供給系を明らかにするには、数～数 10 km のスケールが必要である。広帯域 MT (Broad band MT; BBMT) 法探査は、長周期の電磁場変動を計測することに適しており、地下数 km 以深を比抵抗構造としてモデリングすることができる。これまで様々な火山帯で広帯域 MT 法探査が行われており、3次元比抵抗インバージョンによって各火山の広域 3次元比抵抗構造が明らかにされている (e.g. Comeau et al., 2016; Matsushima et al., 2020; Aizawa et al., 2022; Matsunaga et al., 2022)。これまでの研究成果によって、浅部と深部を鉛直方向または斜めにつなぐ低比抵抗異常体の存在が明らかになってきている (e.g. Matsushima et al., 2020; Ichiki et al., 2021)。このような低比抵抗異常体は深部から火口や噴気地帯に向かって伸びており、マグマ・火山ガス・熱水といった火山性流体の通路として解釈されることが多い (e.g. Hill et al., 2009; Ogawa et al., 2014)。

一方、マグマだまりの存在も 3次元比抵抗構造解析によって推定されている (e.g. Aizawa et al., 2014; Diaz et al., 2015)。これらの研究では、深さ 10 km 以深の低比抵抗異常体をマグマだまりと解釈している。例えば、Aizawa et al. (2014)は霧島火山群で広帯域 MT 法探査を行い、低比抵抗異常体の上面に地殻変動源が存在することを明らかにした。そして、彼らは、地殻変動源に対応する場所は、マグマだまりから上昇貫入した領域であることを示唆している。

以上のように、低比抵抗異常体の分布を明らかにすることは、メルトや

マグマ水などの火山性流体の通路やマグマだまりをイメージングすることに役立つ。そして、マグマ供給系を明らかにすることができれば、マグマの移動に関わる現象がどのようなプロセスで発生しているかを明らかにできる。

1.3 浅部熱水系と浅部比抵抗構造

火山の浅部では、天水が地下に浸透し山体内に蓄えられることによって帯水層を形成する。帯水層は火山の熱水系を形成する要素であり、深部から上昇する熱やマグマ性流体などによって熱水となることが多い。帯水層は噴火様式に関わっている可能性があり、帯水層の分布を特定することは、火山活動の理解に役立つことが考えられている (Kagiyama et al. 1999)。また、熱水系と密接に関わっている水蒸気噴火は、水が急激に膨張することによって爆発的に放出される現象である (Barberi et al., 1992; Stix and De Moor, 2018)。水蒸気噴火はマグマ噴火と比べると比較的小規模であるが、高頻度で発生している(御嶽山 2014 年噴火、箱根火山 2015 年噴火、草津白根山 2018 年水蒸気噴火など)。このようなことから、水蒸気噴火の発生を予測する上で、熱水系の理解は必要不可欠である。

水蒸気噴火を引き起こす熱水系の構造に関する概念モデルは、Stix and De Moor (2018) や行竹・萬年 (2021) によってまとめられている。水蒸気噴火を発生させるための重要な構造のひとつは、マグマからの熱や圧力を解放させずに熱水系内部に蓄積させる難透水性の構造(キャップロック構造)である。この難透水性の層と熱水だまりが水蒸気噴火の発生場として重要であると考えられている。難透水性層の下部には、応力や熱が集中する傾向がある (Tanaka et al., 2017; 2018)。そして、応力や熱が集中することによって、地下での増圧や熱消磁による全磁力変化が火山体表面で観測される。

地表面から深さ 2 km までの浅部構造を推定するために、高周波の電磁波を捉えることに適している可聴帯域 MT (Audio-frequency band MT; AMT) 法探査が使用されている。AMT 法探査は、広帯域 MT 法探査に比べて計測機材が軽量であり、計測時間が短いため、多点でデータを得ることができる。AMT 法探査は、地熱活動が活発な地帯や水蒸気噴火が発生する領域を対象に行われている。例えば、雌阿寒岳 (Takahashi et al., 2018)、草津白根火山 (Tseng et al., 2020)、箱根火山 (Yoshimura et al., 2018; Seki et al., 2020)、霧島火山硫黄山 (Tsukamoto et al., 2018) が挙げられる。

これまでの研究成果の蓄積によって、火山浅部に厚さ数 100 m の低比抵抗な領域が広がっていることが明らかになってきた。こういった低比抵抗領域は、熱水や火山ガスによる熱水変質作用によって形成された粘土鉱物層である

と解釈されることが多い。その理由として、熱水変質鉱物であるスメクタイトが低比抵抗を示す他に、スメクタイトが水を含んで膨らむことによって地層の透水性が低くなることが挙げられる（高倉, 2009）。

火山浅部の比抵抗構造を明らかにすることは、浅部熱水系のイメージングに重要である。また、比抵抗構造から浅部熱水系に関わる物質の分布を明らかにできる。こうして明らかになった帯水層や粘土鉱物に卓越した層の分布が水蒸気噴火の発生場の理解につながる。

1.4 本論文の目的と構成

火山モニタリングで観測される地球物理学的現象として地震活動・地殻変動・全磁力変化などが挙げられる。これらのような火山活動が平時に比べて活発化した時に、地下構造の全体像が明らかであれば、その後どのような活動が起こり得るかといった活動推移の予測が期待できる。

マグマ供給系がイメージングできれば、火山体で群発地震や地殻変動が起きた時、マグマ性流体の移動や蓄積がどのようなメカニズムで発生したかを明らかにすることができる。一方、浅部熱水系がイメージングできれば、火山浅部における帯水層の分布や熱水を溜め込む構造を特定でき、比較的発生頻度が高い水蒸気噴火のメカニズムの理解に貢献できる。このようなことから、火山におけるマグマ供給系や浅部熱水系を明らかにすることは、火山活動の理解を深めるために必要である。

北海道内の活動的火山を対象に MT 法探査が行われており、その 2 次元または 3 次元比抵抗構造が徐々に明らかになってきている（e.g. 有珠山; Matsushima et al., 2001; 樽前山; Yamaya et al., 2009; 十勝岳; Tanaka et al., 2022; 雌阿寒岳; Takahashi et al., 2018）。しかし、雌阿寒岳や有珠山の 3 次元比抵抗構造はまだ明らかにされていない。雌阿寒岳では、1996, 1998, 2006, 2008 年に水蒸気噴火が発生した。また、2016 年から 2017 年にかけて雌阿寒岳の北東麓で顕著な地盤膨張が発生しているが、雌阿寒岳の 3 次元的な広域構造は明らかでなく、雌阿寒岳とこの地盤膨張の構造的関係は不明瞭である。また、有珠山では、2000 年にマグマ水蒸気噴火が発生している。これまでの有珠山の噴火周期が約 20~30 年と想定されており、次の噴火活動の理解に向けて火山体内部の全体像が必要である。しかし、有珠山の山頂や山体における 3 次元比抵抗構造はまだ明らかにされていない。

本研究では、雌阿寒岳のマグマ供給系と有珠山の浅部熱水系をイメージングし、それぞれの火山モニタリングで観測された現象と地下構造の関係を明らかにすることを目指す。本研究の目的を達成するために、雌阿寒岳と有珠山で

新規に MT 法探査を行い，3次元比抵抗構造を推定する。

本論文は，以下の形で構成されている。第2章では，MT法の基礎理論と低比抵抗異常の解釈についてまとめている。火山地域に関わる純物質と比抵抗値の関係について述べている。そして，本論文は，2つの火山地域で比抵抗構造を推定しているため，解釈方法を統一するために，火山で想定される媒質の候補から可能性を絞り込むための，系統的な解釈フローを作成した。第3章では，雌阿寒岳のマグマ供給系に着目した比抵抗構造研究を行う。雌阿寒岳のマグマ供給系を含めた広域的な地下構造を推定するため，雌阿寒岳周辺で広帯域 MT 法探査を行い，3次元比抵抗構造を推定する。そして，雌阿寒岳のマグマ供給系の全体像や雌阿寒岳火口域の熱水系との位置関係についての理解を目指す。また，得られた比抵抗構造と雌阿寒岳の火山現象（地震活動，地殻変動，全磁力変化）のソースと比較を行うことで，雌阿寒岳の火山活動の場を考察する。第4章では，本研究における浅部熱水系の研究例を増やす位置付けとして，有珠山における浅部熱水系をイメージングすることを試みる。そのため，有珠山の山頂火口原の AMT/広帯域 MT 法探査を行い，浅部3次元比抵抗構造を推定する。第5章では，雌阿寒岳の広帯域 MT 法探査で観測された特異な MT データ（異常位相）について研究し，特異な MT データを普遍的に説明する新しいモデルを提案することを目指す。

第 2 章 Magnetotelluric 法と比抵抗構造研究について

2.1 Magnetotelluric 法の基本原理

太陽活動や雷などによって発生する地磁気の擾乱に伴って、導電体である大地に電場変動が生じる。この誘導された電流の大きさや方向は地下の比抵抗構造に依存する。MT 法は、この現象を利用し、電場（地電流）と磁場の変動成分から地下比抵抗構造を推定する手法である。

MT 法では、地表における南北・東西・鉛直方向の磁場 3 成分（ここでは北向きを x 、東向きを y 、鉛直下向きを z 方向とする）と、磁場により誘導される電場の南北・東西方向の 2 成分を同時に測定する。入射する電磁場変動を地表面に平行な平面波と仮定して、 z 方向に進行する電磁場を、ある角周波数 ω について電場 (\mathbf{E}) と磁場 (\mathbf{B}) で表すと、

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (1)$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2)$$

と書くことができる。ここで、 $\mathbf{E}_0 \cdot \mathbf{B}_0$ は大地への入射時の振幅、 k は波数。

大気中で変動する電磁場は Maxwell 方程式に従って伝搬し、地中に誘導電流が発生する。均質媒質中に電荷は蓄えられないものとし、電荷密度は 0 であるため、MT 法における Maxwell 方程式は以下の通りになる。

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = 0 \quad (5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (6)$$

このとき、 \mathbf{B} は磁束密度、 \mathbf{D} は電束密度、 \mathbf{j} は電流密度、 t は時間である。また、電気伝導度を σ 、真空中の透磁率と誘電率をそれぞれ μ_0, ϵ_0 とし、以下の構成則を補足的に用いる。

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} \quad (7)$$

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} \quad (8)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon_0 \mathbf{E} \quad (9)$$

ここで、 x, y 方向どちらにも電気伝導度の変化が無く、地表面以下 ($z > 0$ の領域) を一様な半無限媒質導体とした場合の電磁誘導を考える。MT 法の扱う周波数帯では (4) 式の左辺の変位電流： $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$ は伝導電流： \mathbf{j} に比べて極めて小さいため無視できる。(3) 式に (8) 式を代入し、両辺の回転をとることで、(1) の電

場は、(4) と (7) 式を用いて、

$$\begin{aligned}\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} &= \nabla \times -\mu_0 \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \\ \nabla^2 \mathbf{E} &= i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E} \\ k^2\mathbf{E} &= i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E}\end{aligned}\quad (10)$$

に変形できる。同様に磁場も (4) 式から

$$k^2\mathbf{H} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{H}\quad (11)$$

と表すことができる。ここで、

$$k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} = \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}} + i\sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}}\quad (12)$$

としたとき、 $p = \frac{1}{\text{Re}(k)} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}}$ [km] を skin depth と呼び、均質媒質における探査深度の目安となる。 \mathbf{E} が x 成分のみ、 \mathbf{H} が y 成分のみを持つ場合を考えると、

$$E_x = E_{0x}e^{i\omega t - kz}\quad (13)$$

この式の両辺の z 微分をとると、

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -kE_x\quad (14)$$

となり、(3)式と比較すると、

$$\begin{aligned}\frac{\partial E_x}{\partial z} &= -\mu_0 \frac{\partial H_y}{\partial t} = -i\omega\mu_0 H_y \\ -i\omega\mu_0 H_y &= -kE_x \\ k &= i\omega\mu \frac{H_y}{E_x}\end{aligned}\quad (15)$$

と変形することができる。以上から、

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|k|^2} \omega\mu_0 = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2\quad (16)$$

となり、測定した電場と磁場から半無限媒質大地の比抵抗を求めることができる。この時、電場と磁場の比をインピーダンスと呼び、 Z_{xy} で表す。この式変形は水平成層構造 (1D) を仮定したものである。1次元構造 (1D)、2次元構造 (2D)、3次元構造 (3D) は一般的に以下のテンソルの形で表される。

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix}\quad (17)$$

$$\mathbf{Z}_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}\quad (18)$$

$$\mathbf{Z}_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}\quad (19)$$

磁場と電場から計算した応答関数に地下の比抵抗構造に関する情報が含まれている。調査領域内に多数の観測点を配置して様々な周期のインピーダンスから様々な場所の異なる深さの比抵抗の情報を得ることができる。

測定された電場と磁場は時間領域のデータなので、フーリエ変換により周波数領域へと変換し、周波数ごとに MT 応答関数である見かけ比抵抗 ρ と電場と磁場の位相差 ϕ や、ティッパー \mathbf{T} が算出できる。

$$\rho = \frac{|Z_{ij}|^2}{\omega\mu_0} \quad (20)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad (21)$$

$$H_z = (T_x \quad T_y) \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (22)$$

ティッパー \mathbf{T} から算出されるインダクションベクトルとインピーダンステンソル \mathbf{Z} から算出されるフェーズテンソル $\mathbf{\Phi}$ の説明を Appendix. 1 に記載している。

2.2 火山に関わる各種物質の比抵抗について

地球電磁気学的手法で推定された比抵抗構造から地下構造を推測するためには、岩石の電気物性についての理解が必要不可欠である。この章では、火山帯に関わる物質や岩石がとり得る比抵抗についてまとめた。

Kariya and Shankland (1983) は、花崗岩類、玄武岩類、ハンレイ岩類について、高温における乾燥状態の電気比抵抗（電気伝導度）—温度依存性をこれまでの室内実験計測結果からコンパイルして導出した。この室内実験計測によって乾燥岩石が約 500~1000 °C で 1000~10 Ωm の比抵抗を示すことが明らかにされた。

火山帯において、岩石比抵抗に影響を及ぼす純物質は、メルト、マグマ起源の熱水（マグマ水）、天水、導電性粘土鉱物である。

珪長質メルトと玄武岩質メルトに関する電気比抵抗測定実験は古くから報告されている。Gaillard and Marziano (2005) によると、珪長質メルトや玄武岩質メルトの比抵抗は 1 atm, 1150 °C で約 3 Ωm である。また、Murase (1962) は、北海道洞爺湖の昭和新山の溶岩を加熱溶融して比抵抗を計測した。その結果、800 °C から 1400 °C まで加熱溶融した溶岩の比抵抗は、数 100 Ωm から数 Ωm へと低下することがわかった。

熱水には、地下のマグマを起源として形成されるマグマ性熱水 (Magmatic fluid) と、地殻浅部の冷たい天水がマグマ性流体と混合することによ

り生成される熱水 (Hydrothermal fluid) の2つに大きく分類される。マグマ性起源の熱水はマグマから放出された熱水 (マグマ水と呼ばれることが多い) であり、この熱水は揮発性成分に富み、よく $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 流体として近似されることが多い。高温・高圧による $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 流体の実験計測データでは、 $1 \Omega\text{m}$ 以下の極端な低比抵抗値を示すことが知られている (e.g. Quist and Marshall, 1968; Sinmyo and Keooler, 2017)。天水をもとにした熱水は、マグマ性流体があまり含まれないものとして数 Ωm から数 $10 \Omega\text{m}$ の範囲を示す (e.g. Naif et al., 2021)。

第1章で言及したように、スメクタイトなどの熱水変質した粘土鉱物を含む層が数 Ωm の低比抵抗を示すと言われている。しかし、火山浅部の低比抵抗域が完全に不透水と考えることはできず、低比抵抗域が実際にどのような状態であるかは単純でない。Komori et al. (2010)や Komori et al. (2013)は、MT法によって推定された比抵抗構造、掘削岩石試料と検層結果を比較し、地下の低比抵抗異常の実態に迫った。その結果、粘土鉱物と熱水が共存することでバルク比抵抗が下がることもあり、この場合の低比抵抗異常は難透水性と言い切れない。この場合のように、浅部熱水系における低比抵抗異常は、熱水、熱水+粘土鉱物、粘土鉱物のいずれかをできる限り定量的に検討しなければならない。

2.3 固液複合の混合則モデルについて

間隙水を含んだ岩石のような固液複合の比抵抗を計算するために用いられる法則は混合則 (Mixing Law) と呼ばれる (市原・市来, 2011)。混合則には、水を含んだ砂岩の比抵抗を実験計測から経験的に推定したアーチーの法則 (Archie, 1942) と、数理物理学的なアプローチにより立てられた Hashin-Strickman 境界 (Hashin and Strickman, 1962) が代表として挙げられる。

例えば、アーチーの法則は、空隙が流体で飽和していると仮定した場合、岩石全体の比抵抗 ρ_{bulk} が、流体自体の比抵抗とその流体の含有率によって決まる法則である (式 23)。

$$\rho_{bulk} = \alpha \cdot \rho_{liquid} \cdot \phi^{-m} \quad (23)$$

ここで、 α は定数であり、 ρ_{liquid} は流体の比抵抗、 ϕ は空隙率、 m は流体の連結度合いである。 m は定数であり、 $1 \sim 2.5$ の範囲が想定されている。さらに、Glover et al. (2000) はこの式を修正したものを以下のように定式化した。

$$\frac{1}{\rho_{bulk}} = \frac{1}{\rho_{solid}} (1 - \phi)^{\frac{\log(1-\phi^m)}{\log(1-\phi)}} + \frac{1}{\rho_{liquid}} \cdot \phi^m \quad (24)$$

ρ_{bulk} はバルク比抵抗、 ρ_{solid} は固相の比抵抗、 ρ_{liquid} は液相の比抵抗を示している。指数 m が1である場合、このモデルは ρ_{solid} と ρ_{liquid} の比抵抗の並列回路モ

デルとしてみなすことができる。指数 m が大きくなると、液相の連結が悪く比抵抗が高いことに対応している。

アーチーの法則はパラメーターが少ないため、地球表層や上部地殻における岩石の比抵抗を計算する混合法則としてよく利用されている。しかし、上部マントルでは、一般的に空隙は限られ、アーチーの法則は適用できないと考えられる。そのような場合は数理物理的に確立された混合法則を用いてバルク比抵抗が計算される。数理物理的なアプローチによって立式された Hashin and Strikman (1962) による等方性媒質の完全連結(HSc), 完全孤立(HSi) モデルは、以下となる。

HSc モデル：

$$\sigma_{bulk} = \sigma_{liquid} \frac{3\sigma_{solid} + 2\phi(\sigma_{liquid} - \sigma_{solid})}{3\sigma_{liquid} - \phi(\sigma_{liquid} - \sigma_{solid})} \quad (25)$$

HSi モデル：

$$\sigma_{bulk} = \sigma_{solid} \frac{\sigma_{liquid} + 2\sigma_{solid} + 2\phi(\sigma_{liquid} - \sigma_{solid})}{\sigma_{liquid} + 2\sigma_{solid} - \phi(\sigma_{liquid} - \sigma_{solid})} \quad (26)$$

である。ここで、間隙水（液相）、乾燥岩石の電気伝導度をそれぞれ σ_{liquid} 、 σ_{solid} としている。HScモデルと HSiモデルに基づくそれぞれのバルク電気伝導度は、等方的な 2 相混合媒質における電気伝導度の上限と下限を与える。

これまで上述した混合則の式に従って、岩石中における間隙水（液相）の含有率によって岩石比抵抗は変化していくと考えられる。MT 法による比抵抗構造研究で推定される値は、バルク比抵抗（バルク電気伝導度）である。そのため、比抵抗構造の実態を解釈するためには、上述した混合則を使用して、岩石中に含まれる間隙水の割合とバルク比抵抗の関係を算出し、間隙水+岩石の系で低比抵抗異常を説明できるかを考える必要がある。

2.4 本研究で用いた比抵抗構造解釈の手順について

MT 法探査によって推定された低比抵抗異常は、全ての火山帯で共通した手順によって解釈されることはなく、個別の火山帯のケースに合わせて解釈されることが多い。本研究では、雌阿寒岳と有珠山の 2 つの火山帯の比抵抗構造を個別のケースとして解釈することを避けるため、手順を統一して低比抵抗異常を解釈することを試みた。

本研究では、これまでの先行研究成果によっておおよそ考えられる比抵抗値と物質の関係から、解釈のフローを作成した (Fig. 2-1)。解釈フローは、火山帯に関わる物質を特定するための手順であることを前提として作成した。そのため、Fig. 2-1 は、マグマ性起源の熱水、天水とマグマ水が混合した熱水流体

(または地下水)、導電性粘土鉱物(スメクタイトなど)、メルトのいずれかを特定するための解釈フローであることに注意が必要である。また、このフローはあくまでも純物質を絞り込むためのものであるため、解釈フローに当てはめた後、岩石中にどのくらい含まれる必要があるか、推定された物質が現実的に妥当であるかについても検討する必要がある。

本研究の解釈フロー (Fig. 2-1) は、3段階で構成されており、Fig. 2-1の上段から下段に向かって低比抵抗異常の実態を絞り込む。まず、純物質の比抵抗範囲を基に検討していく。解釈する対象の低比抵抗異常が約 $1 \Omega\text{m}$ 以下ならば、マグマ起源の熱水(高塩分濃度の流体)に当てはまるため、岩石中にマグマ起源熱水を含む可能性が高い。一方、対象の低比抵抗異常が $1 \Omega\text{m}$ 以上であった場合、マグマ起源熱水以外の物質も岩石中に含まれる可能性があり、深さの情報をもとに解釈の候補を提案する。

次の判別では、低比抵抗異常が存在する深さをもとに検討している。マグマ起源熱水を含む岩石は数 Ωm を示す場合もあるため、マグマ起源熱水も候補に残している。深部に相当する場合、メルトまたはマグマ起源熱水を含む領域である可能性が高く、マグマ起源熱水とメルトの2つの可能性が残る。一方、浅部に分類された場合、熱水系に関わる物質の可能性が高いため、3段目に移る。

3段目は、ボーリングデータなどの温度情報をもとに検討する。温度によって区分した場合、熱水以外の可能性を検討するため、低温状態の地下水を候補に加えて検討している。低比抵抗異常が存在する深さにおける温度を見積ることができれば、スメクタイトなどの粘土鉱物が安定して存在しているかどうかを判別できる。スメクタイトは温度がおおよそ $90\sim 200^\circ\text{C}$ の環境で安定に存在するが、それより高温では不安定になりイライトが安定となる (Lee et al., 2010)。そのため、低比抵抗異常の深度で約 200°C 以上の高温状態であるならば、粘土鉱物による低比抵抗化は起こりにくいことが考えられる。温度状態が約 200°C 以下の場合、導電性粘土鉱物または導電性粘土鉱物+熱水の場合も考えなくてはならない。その時の方針として、岩石中に熱水のみが含まれる場合の混合則からバルク比抵抗を計算し、熱水のみでは低比抵抗異常を説明できないならば導電性粘土鉱物が含まれる可能性が高い。

以上のように、本研究では、Fig. 2-1の解釈フローを用いることによって、雌阿寒岳と有珠山における解釈手順を統一し、低比抵抗異常の実態を絞り込み、議論した。

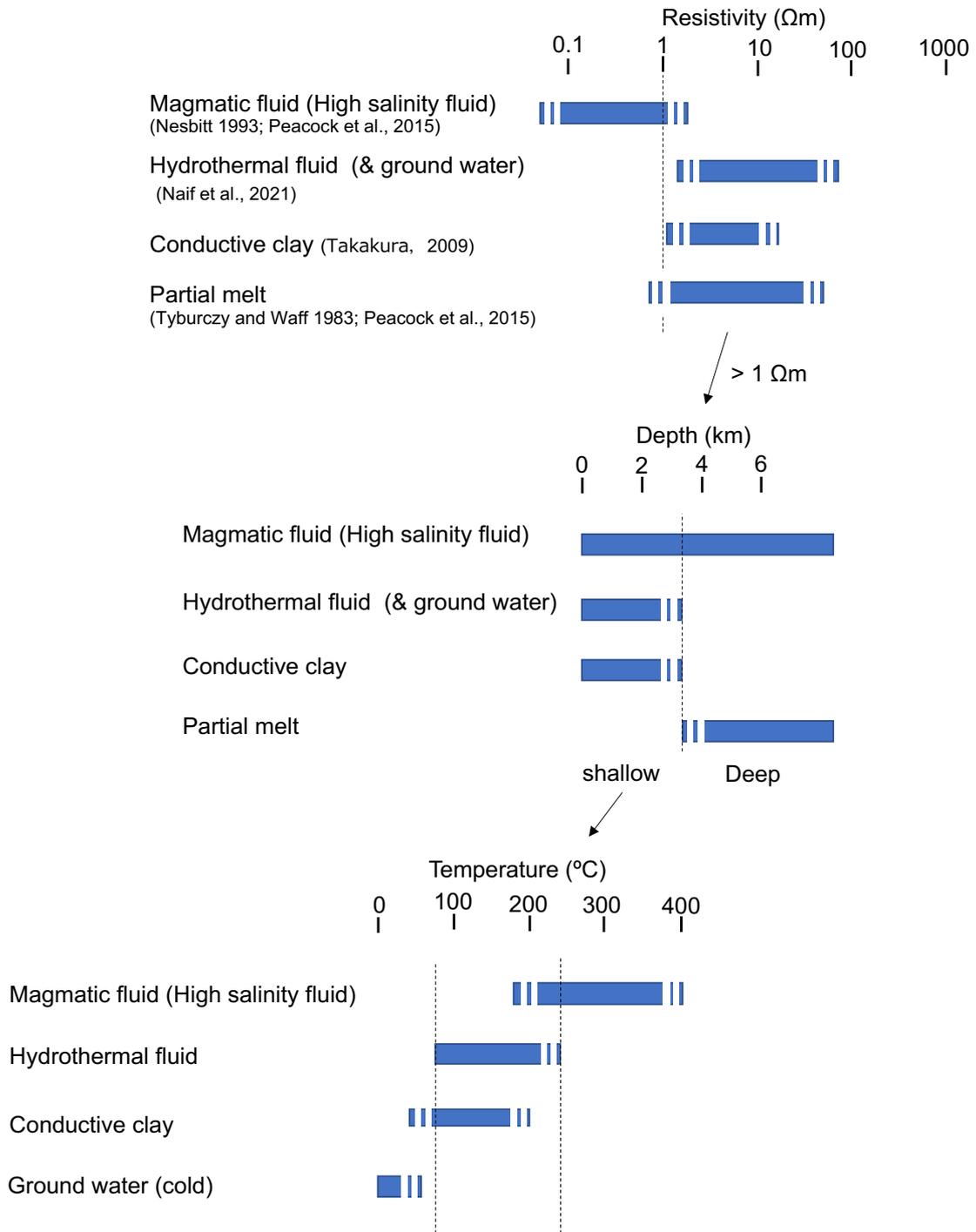


Fig. 2-1 本研究で低比抵抗異常の可能性を検討するために用意した解釈フロー。火山帯で想定される媒質のみを表記している。深さと温度状態はこれまで一般的に知られている値を参照して作成している。マグマ性流体 (Magmatic fluid) と熱水流体 (Hydrothermal fluid) を分けて表記している。

第 3 章 雌阿寒岳における広域 3 次元比抵抗構造探査

3.1 雌阿寒岳の噴火史と近年の活動

3.1.1 雌阿寒岳の地質学的研究と噴火史

北海道東部の阿寒カルデラ内に位置する雌阿寒岳は活火山の1つであり、いくつかの火山体で構成されている複成火山である(Fig. 3-1)。雌阿寒岳は阿寒カルデラの南西に位置し、その山体の形成史は約13000年前から現在まで3分割のステージに分けることができる(勝井, 1951; 和田, 1991; 和田・他, 1998)。ステージIIの約1万4000年前は雌阿寒岳火山で最も爆発的噴火が発生し、その一連の噴火によってナカマチネシリ火口(直径約1 km)が生成された。その後のステージIII(約6500万年前～現在)はナカマチネシリ・阿寒富士・ポンマチネシリ等の活動期である。

雌阿寒岳のマグマ供給系に着目した岩石学的研究は、和田(1989)や和田(1991)が挙げられる。和田(1989)は、火砕物の観察事実を説明できるモデルとして、火道を通る不均質マグマの上昇速度がマグマ混合による均質化速度よりも大きかった可能性を挙げている。和田(1991)は、雌阿寒岳には複数のマグマだまりが存在し、マグマだまり中や火道内でマグマ混合が起こり、多様なマグマを複数の火道から噴出した岩石学的モデルを提案した。

雌阿寒岳では、約1000年前のマグマ噴火に続いて何度も水蒸気噴火を起こしている(勝井, 1994; 和田・他, 1998)。直近の過去1000年間の噴火史は、南・他(2021)による地質学的研究によって明らかにされている。南・他(2021)は、ポンマチネシリ火山体の地質・トレンチ調査を行い、比較的規模が大きい噴火の間にVEI2前後のマグマ水蒸気噴火や水蒸気噴火を繰り返していることを明らかにした。

雌阿寒岳における直近の噴火活動としては、1954年から1966年までにポンマチネシリ火口やナカマチネシリ火口で小規模な噴火が計13回発生した。これらの噴火活動から約20年間の休止期を経て、1988, 1996, 1998, 2006, 2008年にポンマチネシリ火口で小規模な水蒸気噴火が発生した。

一方、阿寒カルデラの北東側に位置する雄阿寒岳では、約5000～2500年前に山頂付近でストロンボリ式噴火が起き、溶岩流が山体北東部に流下した。その後、約2500～1000年前までは、山頂付近で水蒸気噴火が発生していた。現在は、北山腹に弱い噴気活動が記録されており、雌阿寒岳に比べて比較的地熱活動は低いと考えられる。

3.1.2 地球物理学的研究から見た雌阿寒岳の火山活動

雌阿寒岳で発生した 2008 年水蒸気噴火や unrest 事象（平時よりも活動が高まる状態）では、深部から浅部までの空間範囲で先行する現象が捉えられている。深部の現象としては、Takahashi et al. (2012)は、2008 年 1 月に 0-0.5 km BSL で発生した群発地震に先行して、火山性の変動によるものと考えられる地下水位変動を捉えた。彼らは、この現象について深さ 10 km よりも深い位置での地盤収縮と解釈した。この他にも深部で発生する現象として、深部低周波地震が挙げられる。雌阿寒岳の深部低周波地震は深さ約 10~25 km で発生しており（気象庁, 2013）、深部低周波地震は 2008 年水蒸気噴火前に比較的活発化した。

一方、浅部で観測された現象としては、水蒸気噴火に先行した傾斜変化が挙げられる。Aoyama and Oshima (2015)は、火口域付近の傾斜計データから 2008 年噴火の直前に、火口域浅部でダイク状の火道が開いたモデルを推定している。Aoyama and Oshima (2015)で推定されたダイク状の火道は、雌阿寒岳火口域における構造性地震の震源分布（気象庁, 2013）と対応している。このダイクの走向方向（NW-SE 方向）は温泉や噴気地帯といった地熱活動分布とおおよそ対応している。Ogiso and Yomogida (2021)は地震波振幅から相対的な震源位置を推定する手法を雌阿寒岳の火山性微動に適用し、水蒸気噴火に先行する微動の震源が 3 つのフェーズに段階分けできることを提唱した。この 3 段階目の最終段階では、震源域が上昇しており、深部からの急激な熱移動を反映していると解釈した。

2008 年の水蒸気噴火以外の時期においても、平時よりも火山活動が高まるイベントは観測されている。例えば、2013 年には、ポンマチネシリ火口近傍で熱消磁に伴う全磁力の減少が観測されている（Takahashi et al., 2018）。

3.1.3 2016-2017 年における雌阿寒岳北東麓の地盤膨張

2016 年 10 月から 2017 年末にかけて雌阿寒岳の北東麓を中心として、やや広域の膨張性地殻変動が発生したことが報告されている（国土地理院, 2018）。合成開口レーダーによる InSAR データは、雌阿寒岳北東麓と雄阿寒岳山頂直下がそれぞれ膨張したことを示している。2017 年 6 月頃から地殻変動量が低下し、2019 年でほぼ停滞している（北海道大学, 2019）。

GNSS と InSAR データから、この地盤膨張は、雌阿寒岳と雄阿寒岳の間に深さ約 3 km のシルの増圧によるものと推定されており、主にそのシルでマグマの蓄積が起こっていた可能性が示唆されている（北海道大学, 2019）。このシル状圧力源と一緒に球状圧力源も推定されており、雌阿寒岳北東地下約 10 km

と雄阿寒岳直下約 2.3 km に球状圧力源を取り入れることによって、GNSS や SAR の観測結果がよく説明できることを示した。このモデリングの結果、2016 年から 2017 年までの約 1 年間で 1800 万 m³ のマグマまたは熱水が蓄積した可能性がある。

雌阿寒岳の地盤膨張と連動して他の地球物理学的現象も活発化した傾向が捉えられている。ポンマチネシリ火口近傍の地磁気観測では、2015 年 2 月から消磁傾向が観測されており、ポンマチネシリ火口域で熱活動が高まり、地下温度が上昇し他結果、磁性が弱まった場合に生じる磁化の減少として解釈できる。この消磁傾向の期間中に雌阿寒岳浅部の火山性地震も増加している。2015 年末から 2016 年 2 月にかけて深部低周波地震も増加していた。このように雌阿寒岳北東麓で観測される地殻変動と火口域の熱水活動の連動が伺える。

3.2 物理探査による雌阿寒岳の地下構造に関する先行研究

雌阿寒岳周辺において、これまでに行われた MT 法比抵抗探査は、NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization) が行った地熱開発調査の一部とした MT 探査 (NEDO, 1992) や、雌阿寒岳の活動監視に資する研究の一環として行われた AMT 探査 (Takahashi et al., 2018) が挙げられる。しかし、これらの研究で得られている比抵抗モデルは、深さ約 4 km までであることや 2 次元解析であり、これらの探査では、雌阿寒岳の全体像は十分にモデリングされていない。そのため、雌阿寒岳のマグマ供給系の描像については不明瞭である。

NEDO (1992) による探査では電場 2 成分と磁場 3 成分の時系列変動データを取得しているが、阿寒カルデラの東麓を中心に MT 法観測点が展開されているため、雌阿寒岳からやや離れた場所の地下比抵抗構造をモデリングしている。NEDO (1992) による解析の結果、白湯山からフレベツ岳にかけて深さ約 1 km に低比抵抗異常域 (10 Ωm 以下) が現れており、この低比抵抗異常域はフレベツ岳、および白湯山周辺の変質帯等の表面地熱活動と対応づけられている。この低比抵抗異常域が分布している地表面ではボッケ群 (地熱活動) も認められている。

松島・他 (1994) は、雌阿寒岳を東西方向に横断するルート沿いに行った観測 (1 m 深地温, 自然電位, VLF-MT, 地磁気全磁力) 結果をまとめて報告している。VLF-MT で使用された波の周波数は 17.4 kHz であるため、見かけ比抵抗はおおよそ数 10 m までの表層を反映していると考えられる。見かけ比抵抗は、ポンマチネシリ火口、ナカマチネシリ火口で顕著に低くなっており、10 Ωm 以下を示している。また、これらは地温のピークに対応しており、火山活動によ

る熱水変質と温度異常を表していると考えられる。

2013年と2014年には、Takahashi et al. (2018) によって、雌阿寒岳山頂域を北東-南西方向に横断する測線で AMT 探査が行われている。観測している周波数帯域の関係上、感度は深さ約 2 km 程度までである。Takahashi et al. (2018) の 2 次元比抵抗構造解析断面では、ポンマチネシリ火口とナカマチネシリ火口付近の地下数百 m~1 km 深には、ポンマチネシリ火口とナカマチネシリ火口それぞれで低比抵抗層（約 1-10 Ωm ）がイメージングされている。この低比抵抗層は、熱水貯留層または粘土鉱物に富む難透水層と解釈されている。ポンマチネシリ火口直下の火山性地震は低比抵抗層（深さ約 500 m）の中で発生している。また、地磁気全磁力変化の消帯磁源はこの低比抵抗層の内部や上部に位置している。2008 年水蒸気噴火に先行して観測された傾斜変動を説明する開口クラック (Aoyama and Oshima, 2015) は、この低比抵抗層の下部から内部に対応している。これらの観測事実から、雌阿寒岳の火山活動に伴う現象（微小地震、全磁力変化、傾斜変動）が、浅部地下構造と関わっていることがわかる。

比抵抗構造以外の物理探査として、重力探査が阿寒カルデラ全体で行われている。Hasegawa et al. (2009) は重力探査を行い、阿寒カルデラ全域の重力異常図を報告している。重力異常図からフップシ岳西側と阿寒湖の南側に ENE-WSW 方向の 3 つの低重力異常を発見し (Fig. 3-1)、地質学的研究 (長谷川・中川, 2007) と合わせて、これらの低重力異常はカルデラ形成に関わる堆積物と解釈した。

3.3 第 3 章の目的

これまで述べてきたように、雌阿寒岳で観測される火山活動（火口浅部における群発地震、北東麓の地殻変動など）は地下のマグマ供給系と関連があると推測できる。雌阿寒岳の近年の噴火活動は水蒸気噴火であるが、水蒸気噴火と地下深部で発生する低周波地震と連動している可能性が高い。そのため、浅部と深部を結ぶ何らかの供給システムを捉える必要がある。

もし地下構造をイメージングすることができれば、雌阿寒岳における火山活動を構造的な関係として結びつけることができ、雌阿寒岳のマグマや熱水に関わる現象の理解に重要な知見となる。しかし、これまでの先行研究によって解析されている構造では、雌阿寒岳のマグマ供給系の全体像は明らかでない。また、雌阿寒岳山頂域の浅部熱水系が地下のマグマ供給系とどのように関係しているかは明らかでない。地下のマグマ活動と山頂域における活動の関係性を明らかにすることができれば、浅部での火山活動に伴う微小地震・地盤変動・消帯磁といった各種現象にマグマ供給系がどのように影響を及ぼしているかといっ

た理解に役立つ。

本章では、雌阿寒岳のマグマ供給系のイメージングを念頭に3次元比抵抗構造を把握し、雌阿寒岳のマグマや熱水に関わる現象がどのような場で発生しているかを明らかにすることを目指す。

3.4 広帯域 Magnetotelluric 法探査の概要と時系列解析手順

3.4.1 フィールド観測の概要

本研究では、2018年から2022年にかけて広帯域 MT 法探査を新規に合計 61 点実施した。設置の際に、MT 法における X 方向 (E_x と H_x) は磁北に合わせた。本研究で使用した観測点分布を Fig. 3-2 に示す。本研究では、阿寒湖南岸で行われた AMT/BBMT 探査 (茂木・他, 2011) と雌阿寒岳山頂域で行われた AMT 探査 (Takahashi et al., 2018) のデータも一部使用している (Fig. 3-2)。

2018 年と 2019 年に実施した探査では、雌阿寒岳北東麓を中心に広帯域 MT 観測点を展開した。観測機材は、MTU-5A (Phoenix 社) を使用した。電場センサーには Pb-PbCl₂ 電極、磁場センサーにはインダクションコイル (MTC-50, MTC-50H) を使用した。1 観測点につきおよそ 3 日間から 7 日間にわたって電磁場 5 成分 (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) を計測した。ただし、Fig. 3-2 に示す観測点のうち、M20 と M24 では、電場の水平成分と鉛直磁場のみを計測した。サンプリング周波数は、常時 15 Hz サンプリングであり、150 Hz サンプリングと 2400 Hz サンプリングを数分間おきに行うように設定した。

2020 年から 2022 年の探査には、ADU システム (Metronix 社) と E-log システム (NT システムデザイン社) を使用した。ADU システムで計測した地点では電場 2 成分 (E_x , E_y) と磁場 3 成分 (H_x , H_y , H_z) を同時に計測した。E-log システムは電場 2 成分のみを取得した。各観測点で 32 Hz サンプリングで約 10~14 日間にかけて時系列データを取得した。また、比較的人工ノイズが少ないと考えられる夜間 1 時間 (UT16:00~17:00) で 1024 Hz サンプリングで高周波帯域のデータを取得した。

3.4.2 時系列データの概要と伝達関数の解析手法

MT 探査によって得られた時系列データは、比較的ノイズが少なく良質であった。時系列データはどの時間帯でも伝達関数の解析に使用できるものと判断し、計測した全ての時間帯のデータを周波数応答解析に使用した。水平磁場を計測していない観測点 (E-log システムを使用した点など; e.g. M46) は同時取得した観測点の水平磁場データを使用した。

2018 年と 2019 年の観測点におけるデータの解析にあたり、SSMT2000 (Phoenix 社) を使用して、時系列データを 0.003 Hz から 320 Hz までの周波数領域のインピーダンステンソルに変換した。局所的ノイズによるバイアスを除去するために、本研究対象域から約 550 km 離れた岩手県沢内で得られた水平

磁場（日鉄鉱コンサルタント株式会社提供）を使用してリモートリファレンス処理（Gamble et al., 1979）を施した。

2020 年から 2022 年にかけて観測した時系列データは BIRRP コード（Chave and Thomson, 2004）を用いて電磁場 5 成分からインピーダンス 4 成分（ Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} ）とテッパー 2 成分（ T_x , T_y ）を算出した。また、局所的ノイズによるバイアスを除去するために、本研究対象域から約 800 km 離れた鹿児島県大蔵（地熱技術株式会社提供）で得られた水平磁場を使用してリモートリファレンス処理（Gamble et al., 1979）を施した。1 Hz から低周波側の帯域には 1024 Hz サンプリングデータを使用した。計測期間中で自然磁場の擾乱が最も激しかった 3~4 日間を選び、合計約 3~4 時間分のデータを使用して解析を行った。0.002~1 Hz の帯域にかけては 32 Hz サンプリングデータを使用した。0.002 Hz よりも低周波側の解析には、32 Hz サンプリングデータを 1 Hz にダウンサンプリングした後に BIRRP 処理を行った。

E-log システムで計測された電場 2 成分と ADU システムで計測された磁場 2 成分の時系列データには、時刻のズレがあったため、時刻補正を行ってからインピーダンスを算出した。

3.5 解析結果

3.5.1 見かけ比抵抗と位相

2018 年から 2022 年にかけて観測された見かけ比抵抗と位相を Fig. 3-3 に示す。Fig. 3-3 の応答曲線は X 方向を真北に合わせた座標系で描いている。1 s から 10 s の帯域は広帯域 MT 法におけるデッドバンドであり、この帯域のシグナルは弱く伝達関数が決まりにくい（e.g. M41）。約 50 Hz の帯域も北海道の商用電源周波数 50 Hz が乗っているため真のレスポンスが算出されにくい。一部の観測点（e.g. M44, R20, R40）では、100 s 以上の周期帯域の Z_{yx} 成分にバラつきが目立った。観測された時系列データは雌阿寒岳周辺の E_y の振幅は E_x に比べて小さかった。雌阿寒岳周辺は H_x に誘導される電場のシグナルが弱いため、 Z_{yx} 成分のレスポンスが精度良く決まりにくいことが考えられる。全体的な傾向をみると、この地域の電磁ノイズは比較的小さく、周波数に対してスムーズで分散の小さい見かけ比抵抗および位相差曲線が得られた。また、ほとんどのインピーダンスにおいて、電場と磁場のコヒーレンスも 0.6 以上であり、観測電場と観測磁場の相関が良い傾向を示している。いくつかの観測点で観測値にバラつきが見られるが、ほとんどの観測点の全成分はインバージョン解析可能な良好なデータであった。

ポンマチネシリやナカマチネシリの観測点(M42, M43)の特徴として短周期側から長周期側に向かうにつれて見かけ比抵抗が中一低一高と推移していく傾向が見られた。雌阿寒岳よりも西側の観測点 (e.g. M45, M46) は Z_{yx} 成分の長周期帯域 (約 100 s 以上の帯域) に通常の位相の範囲 ($-180^\circ < \phi_{yx} < -90^\circ$) を逸脱する特異な位相差が現れた。阿寒カルデラの北側の観測点 (e.g. Q10, Q20) にも同様に特異な位相差が現れていた。

3.5.2 インダクションベクトルとフェーズテンソル

阿寒カルデラ全体の電磁氣的構造の特徴を掴むために、2018 年から 2022 年にかけて取得した MT 法探査と先行研究の MT 法探査 (茂木・他, 2011; Takahashi et al., 2018) データからインダクションベクトル (Parkinson, 1962) とフェーズテンソル円 (Caldwell et al., 2004) を地図上に示した (Fig. 3-4)。

フェーズテンソルはインピーダンステンソルの実数部分 X と虚数部分 Y を用いて $\Phi = X \cdot Y$ と表される応答関数である。MT フェーズテンソルは楕円として地図上に表される。楕円の主軸方向は電磁氣的走向またはそれに直交する方向を示す。楕円軸の長さはテンソル主値 (Φ_{\max} と Φ_{\min}) を表している。 $\Phi_{\max} \div \Phi_{\min}$ は水平成層に近い構造を意味し、 Φ_{\max} と Φ_{\min} が離れるほど 2D や 3D に近い構造を意味する。インダクションベクトル、フェーズテンソルや Φ_2 の詳細について Appendix 1 に記載した。

高周波数側 (10 Hz 以上) におけるフェーズテンソル円は比較的 $\Phi_{\max} \div \Phi_{\min}$ の傾向が現れていた。座標系の方向に依存しない回転不変量である Φ_2 (Appendix. 1) に注目すると、雌阿寒岳と雄阿寒岳の間の観測点 (e.g. M08, M09) が $60 \sim 70^\circ$ である一方、阿寒カルデラ壁を超えた場所 (e.g. V10, V50) は $40 \sim 50^\circ$ であった。このことから、浅部は水平成層に近い構造であり、阿寒カルデラ内は低比抵抗な領域であることが伺える。雌阿寒岳と雄阿寒岳の間にはボッケ群や地熱活動が活発であることと Φ_2 の傾向は調和的である。また、数 Hz の帯域では、雌阿寒岳の北西麓の Φ_2 が 45° 以上を示しており、雌阿寒岳の北西麓の比較的浅部に低比抵抗層が分布していることが推測できる。

観測点全体の傾向として低周波数側 (1 Hz 以下) におけるフェーズテンソル円は扁平であった。Fig. 3-4 の約 0.01 Hz のように、雌阿寒岳周辺におけるフェーズテンソルの長軸はおよそ $N60^\circ W$ に集中していた。1 Hz 以下における周波数帯域のインダクションベクトルは、雌阿寒岳よりも東側の観測点で南西方向を指していた。反対に、雌阿寒岳よりも西側の観測点のインダクションベクトルは東方向を指していた。フェーズテンソルの長軸が概ね北西-南東方向であり、雌阿寒岳周辺を境にインダクションベクトルが反転していたことを考慮す

ると、阿寒カルデラにおけるリージョナルな電磁氣的走向は概ね NW-SE 方向であり、雌阿寒岳周辺に低比抵抗域が存在することが推測される。

3.5.3 雌阿寒岳周辺に現れた異常位相について

通常、非対角成分 (Z_{xy} , Z_{yx}) における電場と磁場の位相差は、 $0\sim 90^\circ$ の範囲をとる。しかしながら、この範囲から外れる特異な位相差がいくつかの地域で観測されていた (e.g. Jones et al, 1988; Ichihara et al., 2013; Aizawa et al., 2014)。このような位相は長周期で現れることがあり、単純な 1-D や 2-D の比抵抗構造では説明できないために異常位相と呼ばれている。

異常位相は雌阿寒岳よりも西側の観測点 (e.g., M23, M24, M25, M26) に現れていた。雌阿寒岳周辺は海などの極端に低比抵抗を示す特異な地形はないことから雌阿寒岳における特徴的な地下構造が異常位相を発生させる原因であると考えられる。異常位相が生じる原因については第 5 章で議論する。

3.6 比抵抗構造解析と比抵抗構造モデルの推定

3.6.1 構造解析の概要

本研究では、MT 法観測点のインピーダンスとティッパーを用いて雌阿寒岳周辺の 3 次元比抵抗インバージョンを実行した。3 次元比抵抗インバージョンの解析には、オレゴン州立大学で開発された ModEM コード (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) を使用した。

ModEM では、フォワード計算にスタaggerドグリッド有限差分法 (Yee, 1966) が使用されている。インバージョンの評価関数は、

$$\boldsymbol{\phi}(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (25)$$

である。そして、関数 $\boldsymbol{\phi}(\mathbf{m}, \mathbf{d})$ を最小にするように、勾配法を用いてモデルパラメータ (比抵抗) を変化させながら反復計算を行う。(式 25) における中身は、それぞれ、 \mathbf{m} : モデルパラメータ、 \mathbf{d} : 観測データ、 $\mathbf{f}(\mathbf{m})$: フォワード計算によるモデル計算値、 \mathbf{C}_d : 誤差 (分散)、 \mathbf{C}_m : スムージングパラメータ (平滑化パラメータ)、 \mathbf{m}_0 : 初期比抵抗値または前回の計算時のモデルパラメータ、のベクトルである。右辺の第 1 項はモデルパラメータ (ブロックセルに与えた比抵抗値) からフォワード計算したモデル計算値と入力データ (観測値) の残差を表し、その残差を誤差で規格化している。第 2 項は、反復計算 i 回のモデルと反復計算 $i-1$ 回目のモデルの差を表している。 λ は右辺の第 1 項のデータ適合度と第 2 項の滑らかさのバランスをとるトレードオフパラメータであり、ModEM では、大きな値から始まって反復計算回数が大きくなるにつれて小さな値になっていく。インバージョンによって得られるモデルの評価には、以下の RMS misfit (Root Mean Square misfit) 式を用いた。

$$RMS\ misfit = \sqrt{\frac{(\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))}{N_{data}}} \quad (26)$$

N_{data} は入力データ数である。

本研究におけるインバージョンでは、2018 年から 2022 年の新規観測点に加えて、2010 年に阿寒湖畔南岸で得られた広帯域 MT/AMT データ (茂木・他, 2011) と、2013 年と 2014 年の雌阿寒岳山頂域で探査を行った AMT データ (Takahashi et al., 2018) の一部を使用した。Fig. 3-5 にインバージョンに使用したモデルメッシュと観測点分布を示した。1 つの観測点につき最大 16 周期分 (広帯域 MT: 0.003, 0.008, 0.02, 0.04, 0.2, 0.6, 1.4, 3.4, 7.9, 18.5, 45.5, 108.7, 250.0, 595.2, 1449.3, 2941.2 秒; AMT: 0.003, 0.006, 0.01, 0.03,

0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.9, 1.7, 2.3 秒) の MT 応答関数 (インピーダンスとテ
 イッパー) をインバージョンの入力データとした. MT 法のインバージョンで
 は, 重みづけのために周期ごとの入力データに対して誤差 C_d を与える必要があ
 る. しかし, 本研究の探査から推定された観測データの分散をそのまま誤差とし
 て与えると, 分散の小さなデータに強い重みがかかりすぎて, 応答曲線の細かな
 揺らぎまでが有意なものとして評価されてしまい, インバージョンが収束せず,
 観測値を説明できるもでるが得られないという問題が生じる. この問題を回避
 するために, 分散の小さな観測データに対しては, (26) 式の C_d に疑似的な分散
 としてエラーフロアを与えて条件を緩和することが行われる. 本研究では, エラ
 ーフロアはインピーダンステンソルに $\sqrt{|Z_{xy} \cdot Z_{yx}|}$ の 5%, ティッパーテンソル
 に 0.03 を与えた. エラーフロアよりも推定した観測誤差の方が大きい場合, 観
 測誤差をそのまま与えた. モデル空間は $60(x) \times 60(y) \times 79(z)$ にメッシュを切
 り, 実空間の約 $996(x-axis) \times 996(y-axis) \times 652(z-axis)$ km 範囲に対
 応させた. Fig. 3-5 と Fig. 3-6 にインバージョンに使用したメッシュ (観測範囲
 周辺と計算領域全体) を表示した. 水平方向のメッシュサイズは, 観測範囲内で
 中央 (8 km 四方) を 400×400 m のセルに分割し, その周囲に 600 m のセル
 を 5 つ作成した. そして, その周囲を 1000 m のセルが 5 つ囲むように作成した
 (Fig. 3-6). そして, その外側は 1500 m, 2000 m のセルを置いた後, 外側に向
 かうにつれて 2 倍ずつ大きくなるセルを用意した. このように, 本研究はモデ
 ルメッシュを遠方ほどメッシュサイズが大きくなるように設定した. 鉛直方向
 のメッシュ間隔は, 地形を滑らかに表現するために, 海拔 0 m 以上では
 $25 m \times 38$ と $50 m \times 10$ のメッシュ幅, 海拔 0 m 以深は, $100 m \times 2$, $200 m \times 2$,
 $350 m \times 2$, $500 m \times 1$, $1000 m \times 1$, $1500 m \times 1$, $2000 m \times 1$ でメッシュ幅を
 設定した. これより深い場所は, 深さ約 60 km までを細かく見ていくために,
 $3 km \times 10$, $4 km \times 5$ セルを設定した. 4 km のセルより下のセルは 1 層ずつ指
 数関数的に幅を大きくして設定した. Fig. 3-6 に表示したように, 本研究は, 北
 海道と東北地方の海岸線を表現するように初期モデルを作成した. また, 陸や海
 底の地形を反映してモデルを作成した. 大気と海はそれぞれ $10^8 \Omega m$ と $0.3 \Omega m$
 で固定してインバージョンを実行した. スムージングパラメータはどのセルに
 対しても一様に 0.3 を与えた. λ は 10 から 10^{-3} までの範囲で設定した. 初期比
 抵抗は $100 \Omega m$ 一様で始めた.

3.6.2 比抵抗インバージョンについて

3.6.1 章の初期モデルやハイパーパラメータで 3 次元比抵抗インバー

ョンを実行した。反復計算数と RMS misfit の関係を Fig. 3-7 に示す。100 Ωm 一様の初期モデルから算出した RMS misfit は 13.84 であった。反復計算数が、ハイパーパラメータである λ が 10^{-3} に到達した 141 回目でインバージョンは終了した。反復計算 141 回目のモデルを初期モデルとしてインバージョンを実行したところ、RMS misfit は 1.50 まで落ち込んだが (Fig. 3-7)、その最終モデルは反復計算 141 回目のモデルと明確な違いは現れなかった。また、反復計算 141 回目のモデルを初期モデルとしてインバージョンを実施してもオーバーフィッティングしてしまう可能性が高い。このようなことから、本研究は、初期比抵抗 100 Ωm 一様モデルが始めたインバージョンにおける反復計算 141 回目のモデルを最終モデルとした。

3.6.3 構造解析の結果と比抵抗モデル

本研究のインバージョンで得られた 3 次元比抵抗モデルの水平断面図を Fig. 3-8 に表示した。雌阿寒岳山頂域周辺に低比抵抗層が点在していた (Fig. 3-8; 0.5 km ASL~0.5 km BSL)。雌阿寒岳周辺には、約 0.5 km BSL から深部にかけて低比抵抗異常 C1 (10 Ωm 以下) が得られた。C1 は、深部につれて西側に向かって傾き下がる斜め柱状の低比抵抗異常体であった。Fig. 3-8 と 3-9 に表示していないが、C1 は約 70 km BSL まで続いていた。また、C1 は約 1.5 km BSL から 3 km BSL の深さで雌阿寒岳北東麓の地盤膨張域側に突き出した形状であった。その一方で、2016 年から 2017 年にかけて発生した地盤膨張源 (シル状圧力源) の位置には低比抵抗異常は明瞭に現れていなかった。

フップシ岳北側に低比抵抗異常 C2 (10 Ωm 以下) が約 0.5 km BSL から約 1.5 km BSL まで広がり、南北方向に伸びていた。この C2 の存在は Inoue et al. (2022) でも指摘したものだが、Inoue et al. (2022) で得られた C2 に比べて深部まで伸びていなかった。しかし、C2 周辺の領域は、C2 より深部では、やや低比抵抗な領域 (約 30 Ωm) であった。また、C2 に接続する形で深さ約 0.5 km BSL に低比抵抗異常 C2t が得られた。

雄阿寒岳直下に鉛直低比抵抗異常 C3 (10 Ωm 以下) が推定された。C1 と C3 の位置関係を見ると、現時点では C3 の約 15 km BSL よりも深部は雌阿寒岳から雄阿寒岳にかけてやや低比抵抗な領域 (約 30~60 Ωm) で解析されている。しかし、本研究のインバージョンで得られたモデルでは、C1 と C3 が深部で連結しているかどうかは明瞭でない。

阿寒カルデラの外側では、C1 と C3 を囲むように高比抵抗な領域が分布していた (Fig. 3-8; e.g. 1.5 km BSL)。特に、高比抵抗異常 R1 はおよそ阿寒カルデラの外壁に対応するように分布していた。また、観測点分布の外側 (南西

や北東のカルデラ壁よりも外側の領域)にも低比抵抗異常が現れていたが、観測点分布から外れているため、本研究では言及していない (e.g. Fig. 3-8; 3km BSL).

3.6.4 データのフィッティング

見かけ比抵抗と位相について、最終モデルから計算した値と観測値のフィッティングを Fig. 3-10 に示した。モデル応答と観測値のフィッティングは概ね良い結果であることが見て取れ、特に雌阿寒岳北東麓や東麓における観測値はよく説明できていた (e.g. M08, M11)。この比抵抗モデルでは、雌阿寒岳西側の観測点 (e.g. M23, M24, M25, M26) の Z_{yx} 成分に現れた異常位相も説明できていた。一方で、約 1 s から 10 s にかけての帯域では観測値とモデル応答のズレがある観測点がいくつか存在した (e.g., M07)。また、観測範囲の端に位置する観測点 (e.g. Q10, Q20) の短周期側の対角成分は観測値とモデル応答にズレが生じていた。これは、計算領域の中心から離れるほどメッシュサイズが粗いため、中心から離れた観測点における短周期側の観測値を説明しづらいことが原因の 1 つと考えられる。雌阿寒岳山頂域のデータは AMT と広帯域 MT データどちらも本研究のインバージョンモデルで概ね説明できていた (Appendix 2)。

インダクションベクトルのフィッティング結果を Fig. 3-11 に示した。雌阿寒岳周辺のインダクションベクトルは、観測された向きや絶対値のフィッティングはおおよそ良好であった。阿寒カルデラ壁周辺 (Fig. 3-11(b)) では、モデル応答のインダクションベクトルの向きはおおよそ観測値と同方向を向いており、概ね観測値とモデル応答は整合的であった。

これらの結果から、本研究の 3 次元比抵抗インバージョンで得られたモデルは観測値を説明できるモデルとして考えられるため、このモデルを最適モデルとした。

3.7 比抵抗構造モデルの確からしさの検討

3 次元比抵抗インバージョンによって得られた各低比抵抗異常 (C1, C2, C3) は、1 Ωm 以下のセルを含んでいた。本研究における最適モデルは反復計算回数が 100 回を超えており、観測値に対してオーバーフィットしている可能性がある。また、低比抵抗異常 C1 は深さ方向に約 70 km 以上伸びており、C1 がどこまで深さ方向に感度を持つか検討しなければならない。

最適モデルの中で、約 10 km 以深に伸びる低比抵抗異常 (C1 と C3) の確からしさを検証するため、次のような手順で応答関数に対する感度をチェックした。まず、Fig. 3-12 のように、低比抵抗異常の下端深度の有意性を確かめ

るために、下端深度を D_{max} として D_{max} より深部の $100 \Omega\text{m}$ 以下の領域を $100 \Omega\text{m}$ (初期比抵抗値) に置き換えたモデルを作成し、フォワード計算によってモデル応答を求めた。次に、さまざまな D_{max} に対して、モデル応答と観測値との RMS misfit を計算した (Fig. 3-13)。当然、最適モデルから構造を変化させると、RMS misfit は増加するが、本研究では、RMS misfit が最適モデルの RMS misfit と比べて 0.1 以上大きくなる場合に有意な変化とみなした。RMS misfit が最適モデルの RMS misfit より 0.1 高いことは、全観測点の平均として、(26)式に与えた誤差 (C_d) に対して、モデル応答と観測値の一致度が、最適モデルから 10% 低下したことを意味する。

3.7.1 低比抵抗異常 C1

D_{max} を変化させながら $100 \Omega\text{m}$ 以下のセルを全て $100 \Omega\text{m}$ に置き換えてフォワード計算を行った。その結果、 D_{max} が 48 km の時に RMS misfit が 1.65 となり最適モデルの RMS misfit=1.63 から上がった (Fig. 3-13)。そして、 D_{max} を徐々に浅くしていくと、徐々に RMS misfit が最適モデル RMS misfit から外れていく傾向を示した。 D_{max} は約 21 km BSL の時、最適モデル RMS misfit が 1.73 (モデル応答が全データに与えた誤差に対して平均 10% 外れるモデル) であった。

D_{max} を変化させた時のモデル応答の変化について Fig. 3-14 に示した。 D_{max} が 21 km よりも浅い時、雌阿寒岳近傍の観測点 (e.g. M23) や阿寒カルデラ北側の観測点 (e.g. R10) において、モデル応答が best fit から乖離した。 $D_{max}=9$ km や $D_{max}=6$ km の時、雌阿寒岳近傍で現れた異常位相が説明できない観測点が現れている (Fig. 3-14; e.g. M23, M26)。しかし、M25 や A07 では、C1 の D_{max} を変化させても異常位相がモデル応答に現れている。C1 の D_{max} を 0.5 km に設定して C1 を全て $100 \Omega\text{m}$ に置き換えても M25 や A07 に異常位相は現れた (Fig. 3-14)。このことから M25 や A07 の Z_{yx} 成分に現れた異常位相は C1 以外の構造に起因している可能性が高い。

次に、C1 のバルク比抵抗について感度テストを行った。C1 に相当するセルの比抵抗値を一様な値で置き換えて RMS misfit を計算した。C1 のうち 0.5~12 km BSL の深さでは $1 \Omega\text{m}$ 以下の領域が大部分を占めていた (Fig 3-15; C1a)。この $1 \Omega\text{m}$ 以下の比抵抗値がインバージョンにおけるオーバーフィッティングの可能性があるため、 $1 \Omega\text{m}$ 以下に相当する領域 C1a のバルク比抵抗を様々な値に置き換えて RMS misfit を計算した (Fig. 3-16)。C1a のバルク比抵抗が 0.05~1 Ωm の時、RMS misfit が 1.73 よりも下回った。本研究では、RMS misfit が 0.1 高くなる時を有意な変化とみなしており、C1a のバルク比抵抗は 1

Ωm 以下である可能性が高い。

C1a の外側に相当する C1b (Fig 3-15) のバルク比抵抗は $10 \Omega\text{m}$ 以下の時に RMS misfit が 1.73 を下回った (Fig. 3-16)。このことから、C1b の領域は $1\sim 10 \Omega\text{m}$ のバルク比抵抗である可能性が高い。

以上の感度テストの結果、C1a と C1b の領域内が一様な低比抵抗異常体と仮定した時、C1a は $0.05\sim 1 \Omega\text{m}$ のバルク比抵抗であり、C1b は $1\sim 10 \Omega\text{m}$ のバルク比抵抗をとり得ることが分かった。

3.7.2 低比抵抗異常 C2

フツプシ岳北側に現れた低比抵抗異常 C2 は、C1 に比べて深部まで伸びていなかったため、バルク比抵抗のみを置き換えて感度テストを行った。C2 の $10 \Omega\text{m}$ 以下に相当するセルを $0.8 \Omega\text{m}$ 以下または $4 \Omega\text{m}$ 以上のバルク比抵抗値に置き換えた時、RMS misfit が 1.73 を上回った。このことから、一様なバルク比抵抗分布を仮定する限りにおいては、C2 は $0.8\sim 4 \Omega\text{m}$ の範囲を取り得る。

3.7.3 低比抵抗異常 C3

C3 の Dmax を変化させた時の RMS misfit の結果を Fig. 3-13 に示した。C1 と同様に、Dmax より深部で $100 \Omega\text{m}$ 以下に当たるセルを $100 \Omega\text{m}$ に全て置き換えてフォワード計算を行った。Dmax が 9km の時に、RMS misfit が 1.63 よりも大きな値に変化したが、C3 を全て $100 \Omega\text{m}$ に置き換えても 1.69 であった。C3 を全て $100 \Omega\text{m}$ に置き換えても RMS misfit が明瞭に変化しない原因は、C3 周辺の観測点が少ないためである。RMS misfit はデータ点数で平均化しているため、低比抵抗異常周辺の観測点数が多いほど RMS misfit の変化率が大きく変化すると推測される。C3 周辺の観測点数は C1 や C2 周辺の観測点数に比べて少ない。そこで、本研究では、C3 の観測点 (T20, T25, T30, T35, U50, U60) に注目して C3 のロバスト性について検討した。まず、最適モデルにおける観測点ごとの RMS misfit を算出した。そして、Dmax を変えたモデルにおける RMS misfit を算出し、その 2 つの RMS misfit の差を Fig. 3-17 に示した。この差は、観測値に対する一致度が最適モデルからどれだけ悪くなったかを表している。C3 の Dmax を変化させた時に RMS misfit が明瞭に変化した地点は U60 と T35 である。C3 の Dmax が 9 km の時、U60 と T35 は最適モデルの RMS misfit から 0.1 大きくなった。C3 に比較的近い観測点 (T20, T25, T30, T35, U60) において、C3 が深さ約 6 km まで続いていなければ、RMS misfit は 1.63 に近づかなかった。また、C3 の bulk 比抵抗が数 $10 \Omega\text{m}$ 以下でなければ、C3 近

傍の観測点は説明できなかつた。

以上のことを考慮すると、C3はC1やC2に比べて最適モデルに大きく影響を与えないことが考えられる。U60やT35等の雄阿寒岳に近い観測点はC3の形状や比抵抗値を反映している可能性が高いものの、本研究のMT法観測点分布では雄阿寒岳直下に現れたC3は不確実性が高いと言わざるを得ない。今後、C3の実態を詳細に把握するためには、雄阿寒岳に広帯域MT法観測点を追加する必要がある。

3.8 議論

3.8.1 低比抵抗異常 C1 の解釈

感度テストの結果より、C1a のバルク比抵抗値として約 0.05~1 Ωm の範囲をとりうるということが明らかになった。以下では、このバルク比抵抗値を示す C1a の物理的実態について、2.4 章で作成した低比抵抗異常の解釈フロー (Fig. 2-1) に沿って検討していく。C1a は 1 Ωm 以下の極端に低い比抵抗であるため、マグマ性起源の熱水 (マグマ性流体) の寄与を想定しなければ説明が難しい。次に、マグマ性流体が岩石中にどの程度含まれていれば、C1a のバルク比抵抗を説明できるかを検討する必要がある。そこで、以下では、液相の連結度もパラメータとして使用できる修正アーチー則 (Glover et al., 2000) を用いて液相の分率とバルク比抵抗の関係を検討した。

まず、液相の分率を見積もるための準備としてマグマ性流体の比抵抗を見積もった。マグマ性流体は H_2O -NaCl 流体で近似されることが多く、火山地帯の比抵抗構造を解釈するために H_2O -NaCl 流体を用いて解釈されることが多い (e.g. Doi et al., 1998)。本研究では、 H_2O -NaCl 流体の比抵抗 (電気伝導度) モデルとして Sinmyo and Keppler (2017) のモデル式を使用した (式 27)。

$$\log \sigma = -1.7060 - \frac{93.78}{T} + 0.8075 \log c + 3.0781 \log \rho + \log \Lambda_0(T, \rho) \quad (27)$$

σ は電気伝導度 (S/m)、 T は温度 (K)、 c は NaCl 濃度 (wt%)、 ρ は圧力と温度から決まる純水の密度 (g/cm^3) である。 $\Lambda_0(T, \rho)$ は、

$$\Lambda_0(T, \rho) = 1573 - 1212\rho + \frac{537062}{T} - \frac{208122721}{T^2} \quad (28)$$

$\Lambda_0(T, \rho)$ は、希釈された水における NaCl のモル導電率 ($\text{S} \cdot \text{cm}^2/\text{mol}$) である (式 28)。温度は、200~400 $^\circ\text{C}$ を仮定し、圧力は深さ方向とおおよそ対応するように 100~270 MPa を想定した。Sinmyo and Keppler (2017) で用いられている塩分濃度範囲をもとに、 H_2O -NaCl 流体における NaCl の塩分濃度は 1~4 wt% を仮定した。

C1a の解釈にあたって、修正アーチー則 (式 24) を用いて、マグマ性流体+岩石におけるバルク比抵抗範囲を見積もった (Fig. 3-18)。NEDO (1992) のポーリングデータを参考にして乾燥岩石の比抵抗 $\rho_{\text{solid}} = 500 \Omega\text{m}$ と仮定した。一方、連結度 m は実際に決める情報がなかったため、本研究では連結度 $m=1$ として飽和状態を仮定して計算した。Fig. 3-18 に C1a がとりうるバルク比抵抗範囲に赤色ハッチをかけて示した。マグマ性流体+岩石の 2 相混合を仮定した場合、液相の分率が約数%から 40 % の範囲で C1a のバルク比抵抗を説明できた。

一方、マグマ性流体が岩石中に約 40%以上含まれている場合は、C1a のバルク比抵抗範囲を説明できなかった。

次に、低比抵抗異常 C1b (1~10 Ωm) を Fig. 2-1 の解釈フローに当てはめると、C1b は 1 Ωm 以上の比抵抗範囲を示す物質 (天水とマグマ性流体が混合した熱水 (Hydrothermal fluid), 導電性粘土鉱物, メルト) に当てはまる。C1b のバルク比抵抗の情報のみでは、まだ物質を絞りこみきれないため、C1b の存在深度をもとに物質を絞り込む。C1b は 0.5 km BSL から 20 km BSL まで分布しており、特に深さ 10 km BSL よりも深部に広く分布している。Fig. 2-1 の解釈フローに当てはめると、C1b の存在深度はマグマ性流体またはメルトの存在深度に当てはまる。マグマ性流体の比抵抗は約 1 Ωm を示す可能性もあるため、C1b はマグマ性流体またはメルトが岩石中に含まれる可能性がある。

そこで次に、岩石中のメルト分率がどのくらいであれば C1b のバルク比抵抗を説明できるかを考えるために、本研究では、雌阿寒岳のマグマ供給系におけるメルトの比抵抗値を見積もった。メルトの比抵抗を決める要因として、温度、含水量、組成が挙げられる。雌阿寒岳の岩石の SiO₂ 量は約 50.0~70.4 wt% と広い範囲にある (和田, 1991; 和田・他, 1998)。雌阿寒岳はステージ I~III まで多様なマグマが噴出しており、地殻浅部のシート状珪長質マグマだまりへ深部から苦鉄質マグマが注入する供給系モデルが考えられている (和田・他, 1998)。本研究のインバージョン解析によって著者が得た比抵抗モデルによれば、低比抵抗異常 C1 は深さ約 20 km よりも浅いため、地殻浅部で存在していると考えられる流紋岩質メルトを仮定する。流紋岩質メルトの比抵抗計算式は Guo et al. (2016) を使用した (式 29)。

$$\log \sigma = 2.983 - 0.0732w - \frac{3528 - 233.8w + (763 - 7.5w^2)P}{T} \quad (29)$$

σ は電気伝導度 (S/m), T は温度 (K), w は含水量 (wt%), P は圧力 (GPa) である。

温度範囲は、和田 (1991) や北海道大学 (2019) による輝石温度計による推定から 500~800 °C を仮定した。含水量に関しては、Kuritani et al. (2021) が熱力学的分析から初生マグマの含水量を制約しており (3.1 ± 1.1, 3.7 ± 1.1 wt%), 約 2~5 wt% を仮定した。以上の仮定した条件から、流紋岩質メルトの比抵抗を見積もった。そして、メルト+岩石の 2 相系がとり得るバルク比抵抗について、マグマ性流体+岩石の系と同様の条件 (乾燥岩石の比抵抗 $\rho_{solid} = 500 \Omega m$, 連結度 $m=1$) を用いて計算した。

C1b がとりうる範囲を Fig. 3-18 に示した。マグマ性流体+岩石の 2 相では、マグマ性流体の液相分率が数%である場合、C1b のバルク比抵抗を説明できた。一方、メルト+岩石を仮定した場合、約 15~75% のメルト分率で C1b のバ

ルク比抵抗を説明できた。C1b のメルト分率が約 15~75%である場合を考えると、液体として振る舞うことができるようなマグマまたは流動困難なマッシュ状マグマのどちらの可能性も残る。以上のことを考慮すると、H₂O-NaCl 流体またはメルトが岩石中に含まれていることで C1b のバルク比抵抗を説明できることが分かった。

C1a と C1b に含まれる物質についてそれぞれ絞り込むことができたため、雌阿寒岳直下に現れた低比抵抗異常 C1 の実態について議論していく。C1a のバルク比抵抗はメルト+岩石の 2 相系で説明できなかつた (Fig. 3-18)。そのため、C1a はマグマ性流体 (マグマ起源の熱水) に富む岩石であることが強く示唆される。C1a の外側にある C1b のバルク比抵抗は、岩石中にメルトまたはマグマ性流体が含まれていても説明できた (Fig. 3-18)。しかし、約 75% のメルトが C1a (マグマ性流体を数%含む岩石) の外側で存在することは考えにくい。メルトは C1a より深い場所に存在していると考えの方が現実的である。これらのことから C1a やその外側はマグマ性流体を含む岩石であり、その深部 C1b はメルトを含む部分溶融体である可能性が高い。

3.8.2 雌阿寒岳のマグマ供給系

この章では、本研究で得られた比抵抗構造と地球物理学的研究と比較して雌阿寒岳のマグマ供給系の描像について議論する。まず、雌阿寒岳の深部 (深さ約 10 km 以深) で発生した火山活動と比較した。雌阿寒岳の低比抵抗異常 C1 は深さ約 20 km まで続いていた。気象庁の一元化震源によれば、雌阿寒岳の深部低周波地震 (Deep low frequency earthquakes: DLFE) は雌阿寒岳直下の深さ約 15~30 km で発生していた。Kurihara and Obara (2021) は日本国内の 52 火山で DLFE を精密に再決定しており、雌阿寒岳の DLFE の震源についても精査した。Kurihara and Obara (2021) で再決定された雌阿寒岳の深部低周波地震の震源の範囲を Fig. 3-19 に示した。DLFE の震源は雌阿寒岳直下の深さ約 15 km から 25 km にかけて分布していた (Kurihara and Obara, 2021)。低比抵抗異常 C1 は雌阿寒岳の直下に鉛直方向ではなく西側に傾いて続いており、C1b の端に DLFE の震源が対応している。一般的に、DLFE の発生メカニズムは、流体によって生じている可能性が示唆されている (Nakamichi et al., 2003)。このことは、低比抵抗異常の端に DLFE が分布していることの原因になる。C1b がメルトまたはマグマ起源の熱水である可能性があり、DLFE の発生は C1b が関与していることが考えられる。Takahashi et al. (2012) では、地下水位変動からモデリングされた深部収縮は、揮発性成分を急激に放出したことに起因すると解釈されている。C1b の上に相当する C1a は深さ約 12 km から雌阿寒岳火口浅部に向かうよ

うに伸びている。C1a はマグマ性流体が岩石中に含まれていなければバルク比抵抗を説明できない (Fig. 3-18)。このことから、C1a よりも深部に相当する領域がマグマだまりに相当し、C1a の領域でマグマ性流体に富むような火道が分布していることが推測される。

次に、雌阿寒岳浅部で発生した火山性地震の震源と C1 の関係について議論する。Fig. 3-19 と Fig. 3-21 に雌阿寒岳浅部で発生した火山性地震の震源 (札幌管区气象台提供) と比抵抗鉛直断面図を示した。Fig. 3-21 では、火山性地震の震源は、C1 から雌阿寒岳の火口 (ポンマチネシリ火口, ナカマチネシリ火口) に向かうように 2 本の柱状として分布していた。C1 の端に震源が分布しており、C1 と震源クラスタの境界が脆性-延性境界である可能性がある。C1 の直上に注目すると、噴気地に対応するような低比抵抗域 (約 1~10 Ωm) と C1 が接続している。一方、火口域の低比抵抗域 CMa や CMb (約 1~10 Ωm) は、C1 から伸びるように分布しているのではなく、やや高比抵抗域を挟んで分布している。このことから、C1 から火口域に向かってマグマ性流体が直接供給されているのではなく、熱や火山ガスが C1 から雌阿寒岳火口域へ供給されている可能性が高い。

一方、2016 年から 2017 年にかけて発生した地盤膨張を説明するシル状圧力源に対応する明瞭な低比抵抗異常は、3 次元比抵抗構造に現れていなかった (Fig. 3-8; 1.5 km BSL, 3 km BSL)。この地盤膨張域における低比抵抗異常の存在については Inoue et al. (2022) で議論されている。地殻変動観測モデルではシルの開口量は推定されているが、シルの厚みは分かっていない。シルが薄い場合には、その内部がマグマや熱水などであっても、地上の MT 法探査からは低比抵抗体として検知できない可能性も疑われる。そこで Inoue et al. (2022) は、マグマや熱水に相当する低比抵抗異常体を置き、地上観測点での MT 応答を計算し、感度があるかどうかを検討した。低比抵抗体の内部を一様な比抵抗 ρ で満たした低比抵抗体の上端を 1.5 km BSL に固定し、厚さを 200, 400 m と変化させた。比抵抗値 ρ については、1 Ωm と 10 Ωm の 2 通りについて検討した。シルの比抵抗が 10 Ωm の場合には、厚さによらず RMS misfit は最適モデルのものとはほぼ変わらず、応答曲線にも明瞭に Ca の影響は現れなかった。一方、比抵抗を 1 Ωm にした場合では、シル状圧力源領域付近の観測点 (M07, 08, 09, 10, 18) のインピーダンスの対角成分 0.1-10s の帯域で応答曲線に明瞭な影響が現れた。この感度テストの結果と部分溶融体や熱水の比抵抗範囲 (Schilling et al., 1997; Gaillard, 2004) を考えると、メルトに乏しい部分溶融体が、雌阿寒岳北東麓におけるシル状圧力源媒質の可能性もある。一方で、シル状圧力源の位置に、メルトに富む部分溶融体が薄く存在する可能性も残っていると Inoue et al. (2022) は結論づけている。

以上の議論をもとに、雌阿寒岳のマグマ供給系についてさらに考察していく。深さ約 12 km よりも深い場所に相当する低比抵抗域 (C1b) は、修正アーチー則によるメルト分率とバルク比抵抗の関係から、メルトを含む部分溶融体の可能性が考えられる。他の活動的火山地帯でも約 12~20 km BSL と同程度の深さに現れている低比抵抗異常は観測されている (e.g., St. Helens: Hill et al. (2009); 霧島火山: Aizawa et al. (2014); Laguna del Maule: Cordell et al. (2018))。そこで、本研究で得られた C1 と他の活動的火山におけるマグマだまりの深度を比較する。多くの活動的火山地帯で採取されるメルト包有物は、マグマだまりが深さ約数 km から 13 km までの範囲内に位置していることを示唆している (Cashman et al., 2017)。C1b が存在する深度は約 12 km であり、C1b はマグマだまりと解釈することも可能である。また、雌阿寒岳のメルト分離深度は、Kuritani et al. (2021) によって、低周波地震の発生深度と対応していることが示されている。このことは、雌阿寒岳のマグマだまりが深部低周波地震が発生している深さ (約 15~25 km) に位置することが推察される。そのため、雌阿寒岳のマグマだまりが C1b よりも深い場所に位置する可能性も十分にある。しかし、C1b (深さ約 12 km BSL) が雌阿寒岳におけるマグマだまりのマグマヘッドである可能性も残る。

そして、マグマ性流体が C1a を中心に西方深部から地表に向かって上昇している可能性が高い。本研究の比抵抗構造から雌阿寒岳のマグマだまりの位置は特定できないが、マグマだまりが深さ約 12 km BSL よりも深部にある可能性を提案できる。Lerner et al. (2020) は様々な火山における地球物理学的観測から推定されるマグマだまりの位置を整理している。その結果、マグマだまりの位置は火山体から水平方向に数 km 程度ずれており、マグマだまりと火山体の水平方向のズレが火山体形成の進化に関わっていることを示唆した (Lerner et al., 2020)。Lerner et al. (2020) がコンパイルした事例をもとに考えると、雌阿寒岳のマグマだまりの位置は雌阿寒岳火山体から水平方向にずれていることは十分に考えられる。また、C1 は深さ約 1.5 km BSL で雌阿寒岳の北東麓と山頂火口域 (ポンマチネシリ火口, ナカマチネシリ火口) に向かって伸びていた (Fig. 3-21)。雌阿寒岳北東麓の地盤膨張域には、シル状圧力源媒質に相当する低比抵抗異常が存在する可能性は残っている (Inoue et al., 2022)。これらのことから、C1 は火道系の一部であり、雌阿寒岳より西方深部から C1 を通して火口域や北東側へマグマ性流体が流入していることが考えられる。

3.8.3 雌阿寒岳の浅部熱水系

本研究の 3 次元比抵抗解析では、雌阿寒岳山頂火口域浅部のメッシュは

Takahashi et al. (2018)の比抵抗断面よりも粗い。Takahashi et al. (2018)の2次元比抵抗解析で現れた低比抵抗層 (C1, C2, C3) に相当するような領域は、本研究の3次元解析でも現れていた。しかし、Takahashi et al. (2018)による低比抵抗層と本研究による低比抵抗層の形状はやや異なっていた。これは、本研究では雌阿寒岳の山頂域のみならず、周辺域を含む山体全体をモデリングの対象としているため、モデルメッシュが彼らのものよりも粗く、かつ、Takahashi et al. (2018)で用いられた AMT 法データの一部のみを使用していることが原因のひとつと考えられる。雌阿寒岳山頂火口域浅部のメッシュは Takahashi et al. (2018)の比抵抗断面よりも粗くても、本研究で得られた比抵抗構造において、低比抵抗層 CMa と CMb (Fig. 3-21) が雌阿寒岳山頂域に分布しており、Takahashi et al. (2018)で解析された低比抵抗層と対応している可能性が高いため、CMa と CMb に着目して議論していく。

低比抵抗層 CMa を本研究で作成した解釈フロー (Fig. 2-1) に当てはめると、CMa は数 10 Ωm であることから熱水流体または部分メルトを含む岩石の可能性が考えられる (Fig. 2-1 の 1 段目)。次に、CMa の存在深度に基づくと CMa は深さ約 1 km よりも浅い場所に存在しているため、熱水流体である可能性が高い (Fig. 2-1 の 2 段目)。このように解釈フローに当てはめると、CMa は岩石+熱水流体である可能性を持つ。CMa の端にあたる領域は、2008 年の水蒸気噴火に先行した火山性微動が集中して起きていた領域である (Ogiso and Yomogida, 2021)。火山性微動は、マグマや熱水などの火山性流体の運動と関係があると考えられている。そのため、CMa が熱水流体に富む領域である可能性は高い。一方、低比抵抗層 CMb も解釈フロー (Fig. 2-1) に当てはめると、熱水流体である可能性をまず検討する必要がある。もし CMb が岩石+熱水流体であるならば、応力や熱が溜まりにくい領域であることが考えられる。しかし、低比抵抗層 CMb にあたる領域では、VT 地震や熱消磁源が発生しており、CMb は応力や熱が集中する構造の可能性もある (Fig. 3-21)。このことは粘土鉱物に卓越した変質層として低浸透率な領域である可能性が高い。しかし、CM が現れた領域には、面的に MT 観測点が存在しないため、CMb の詳細な形状は不明瞭である。そのため、CMb の実態を特定することは困難であり、CMb が熱水または粘土鉱物層である可能性はどちらも残っている。

雌阿寒岳の山頂域周辺浅部で発生した火山性地震はナカマチネシリ火口とポンマチネシリ火口それぞれの直下で発生しており、それぞれの震源は柱状のクラスタとして分布していた (Fig. 3-21)。雌阿寒岳山頂域には、C1 とは別に低比抵抗層 CMa や CMb が存在していた。これらの低比抵抗層は、ポンマチネシリ火口や阿寒富士側を中心に広がっていた。本研究で得られた比抵抗構造によれば、これらの低比抵抗層と C1 の間はやや高比抵抗域 (約 50~80 Ωm)

であった。ナカマチネシリ火口の震源クラスタは C1 と低比抵抗層の間のやや高比抵抗域に分布していた。一方、ポンマチネシリ火口直下の震源クラスタは低比抵抗層を貫いているように分布していた。火口域と C1 が低比抵抗域でつながっておらず、VT 地震の震源が柱状に分布していることを考慮すると、C1 からポンマチネシリ火口やナカマチネシリ火口までマグマ性流体が直接供給されているのではなく、熱や火山ガスが火口域まで供給されている可能性が高い。その熱や火山ガスによって、天水による地下水が熱せられて熱水だまりを形成しているかもしれない。

ポンマチネシリ火口の地磁気全磁力変化から推定される消磁源は、ポンマチネシリ火口よりも南に約 100 m 離れた場所に推定されている (Takahashi et al., 2018)。火山地磁気変化と思われる全磁力変化は、Takahashi et al. (2018) によって 4 つの期間に起こったとして定義されている (2004-2006, 2006-2008, 2008-2009, 2013-2014)。この 4 つの期間それぞれで消磁または帯磁のソースが推定されている。2008-2009 年の消磁源以外の 3 つはおおよそ同じ位置に推定されている。一方、ナカマチネシリ火口の全磁力観測について田中・他 (2016) で報告されている。2014 年から 2015 年にかけての消磁球の最適解は、ナカマチネシリ火口南壁付近、標高 950 m に推定されている (田中・他, 2016)。この消磁球の位置は、3 次元比抵抗構造における表層の低比抵抗層と対応しているように見える。しかし、これらの低比抵抗層は分解能が低いため、詳細な実態は不明である。低比抵抗層の下部に熱消磁が推定された研究例は存在するため、ナカマチネシリ火口の活動とこの極表層の低比抵抗層は何らかの関係があるかもしれない。

以上のことから、雌阿寒岳山頂域の火山性地震と全磁力変化が、表層の低比抵抗層 CMa と CMb に関係している可能性がある。しかし、本研究で得られた比抵抗構造では、ポンマチネシリ火口やナカマチネシリ火口直下における構造の分解能は低い。今後、雌阿寒岳火口域の実態を把握するためには、雌阿寒岳山頂域浅部の 3 次元解析を念頭に AMT 法探査が必要である。

3.8.4 雌阿寒岳の 2008 年噴火と 2016 年地盤膨張について

本章では、雌阿寒岳において最新の噴火である 2008 年水蒸気噴火について議論していく。本研究では、2010, 2014-2015, 2018-2022 年に取得された MT データを使用して解析していることに注意する必要がある。2008 年水蒸気噴火の前後に起きた群発地震を Fig. 3-21(c) に示す。2008 年 1 月から 8 月の期間と 9 月から 12 月にかけての期間に分けて震源をプロットしている (札幌管区気象台より提供)。2008 年水蒸気噴火の前に群発地震が発生しており、その群発

地震は低比抵抗層 CMa から低比抵抗層 CMb の下部にかけて分布していた。CMb の実態は熱水だまりまたは粘土鉱物層かは判別できないが、もし CMb が熱水だまりであるならば、その下部は熱水だまりを溜め込むための低浸透率な領域がなければならない。CMb の下部に圧力が集中し、群発地震が CMb の下部を上端付近として発生したと考えられる。一方、水蒸気噴火前の 2008 年の消磁傾向（2008 年水蒸気噴火における加熱段階と考えられる）を引き起こした熱消磁源もこの群発地震の上端と同様の深さに推定されている（Takahashi et al., 2018）。この熱消磁源は低浸透率な領域で熱が集中したことによって発生していると考えられる。このことから CMb が熱や応力の蓄積に関わっていることが考えられる。Shinohara et al. (2011) は、雌阿寒岳山頂域の噴気の化学的分析から、ポンマチネシリ火口の噴気は岩石のバッファーによって温度低下中の化学反応が支配されており、上昇する火山ガスは高温の岩石などによって表面に到達する途中で再加熱された可能性があることを推測した。このことを考慮すると、熱や応力が集中した部分は高温の岩石に相当しているかもしれない。

3.8.3 章の議論から、CMa は熱水だまりである可能性が高い。Ogiso and Yomogida (2021) は 2008 年に先行した火山性微動のソースを 3 段階のグループに分けている。2 段階目から 3 段階目にかけて熱や熱水が上昇しているような微動震源の移動が現れている。また、微動は、CMa と VT 地震のクラスタが接する付近で発生している (Fig. 3-21)。このことから、CMa からポンマチネシリ火口まで熱や熱水が上昇していることが示唆される。平時において、低比抵抗異常 C1 のマグマ性流体から熱を受けた熱水だまり (CMa) がポンマチネシリ火口に供給されており、2008 年水蒸気噴火の前には、熱水だまり (CMa) から供給される熱水が増加し、CMb の下部に圧力が溜まった可能性がある。

次に、2016 年から 2017 年にかけて発生した地盤膨張域と火口域の関係についても述べる。2016 年から 2017 年に発生した雌阿寒岳浅部の震源を Fig. 3-21(c) に示した。地盤膨張が発生した時期のポンマチネシリ火口直下の震源は、2008 年に起きた群発地震よりも浅部まで到達している。2013 年以降の消磁傾向を示す変動磁源も 2008 年水蒸気噴火に関わる消磁源よりも浅部に推定されていた (Takahashi et al., 2018)。2016 年から 2017 年にかけての雌阿寒岳浅部の地震活動は、ナカマチネシリ火口直下深さ約 2 km にクラスタも分布しており、C1 の上端に近い場所に分布していた (Fig. 3-21(c))。C1 がマグマ性流体の通り道であることを考えると、深部から供給されたマグマ性流体が C1 上端付近に到達した後、C1 の上端付近で地震活動を引き起こした可能性がある。そして、マグマ性流体が主に北東麓へ流入したため、山頂火口域へ熱やガスなどは供給されなかった可能性がある。

3.8.5 阿寒カルデラの地下構造

本研究では、阿寒カルデラ全体に広帯域 MT 法観測点を展開しておりカルデラ全体の 3 次元比抵抗構造を推定できたため、阿寒カルデラの全体像についても議論していく。

雌阿寒岳浅部以外にも阿寒カルデラ内では群発地震が発生している。Fig. 3-22 と Fig. 3-23 には、気象庁の一元化処理によって推定された阿寒カルデラ一帯の震源分布を示す。本研究で推定された低比抵抗異常 C2 は、阿寒湖北岸の群発地震に隣接している。低比抵抗異常 C2 が流体に富む領域であるならば、この C2 の領域が阿寒湖北岸の群発地震の発生に関わっている可能性が高い。また、阿寒湖北岸の群発地震は 2015 年に発生したマグニチュード 5 規模の地震が発生後、およそ 3 年間にわたって地震活動度が高まっていた。地盤膨張が発生した時期（2016 年から 2017 年）と対応しており、C2 と C1 間の距離は数 km とそれほど離れていないことも考慮すると、C2 は雌阿寒岳のマグマ供給系と関係している可能性がある。

低比抵抗異常 C2 に接続している低比抵抗異常 C2t (Fig. 3-8; 0.5 km BSL) は、阿寒カルデラ内に見られる 3 つの低重力異常 (Hasegawa et al., 2009) の 1 つとほぼ一致している。Hasegawa et al. (2009) は、これらの低重力異常域は、カルデラ形成噴火口 (caldera-forming eruption) に伴う陥没火口群が、低密度の火砕物 (pyroclastic rocks) で埋積された構造を反映したものであろうと主張している。この主張に従えば、フップシ岳西側に位置する上述の低比抵抗異常域は、陥没火口を埋積した火砕物に対応している可能性が高い。さらに、この低比抵抗異常域は、深部に伸びる縦長の C2 に接続しているように見える。もし C2 が流体を通すような状態であるならば、C2 がカルデラ形成噴火口の 1 つに関係しているかもしれない。

また、Hasegawa et al. (2009) のブーゲー異常図に顕著な低重力異常域が見られる阿寒湖南岸でも、約 0 km BSL に低比抵抗異常 (約 1~10 Ωm) が現れた。この低重力異常域と低比抵抗異常の規模がおおよそ対応していることから、阿寒湖南岸に位置する低比抵抗異常は火砕堆積物 (pyroclastic deposits) などの低密度な層であることが考えられる。Hasegawa and Nakagawa (2007) では、阿寒カルデラを形成した火砕噴火はいくつかの異なるマグマ系が活動したものと考えられており、Hasegawa et al. (2009) は、この 2 つの低重力異常域も阿寒カルデラを形成した噴火口の一部である可能性を指摘している。しかし、本研究の解析結果では阿寒湖南岸周辺の低比抵抗異常はその深部で C1 のような大規模な低比抵抗体に続いているわけではない。現時点では、この低比抵抗異常がどの

ようにカルデラ形成噴火 (caldera-forming eruption) に関わっているかは不明である。

高比抵抗異常 R1 は阿寒カルデラの南東壁に沿って分布している (Fig. 3-8). R1 と同様に高重力異常域 (約 100 mGal) が阿寒カルデラの南東壁に沿って現れている (Hasegawa et al., 2009). NEDO (1992) では, 本研究で解析された R1 に相当する阿寒地域南東部で基盤岩が地下浅部に潜在すると推定されている. これらのことから高比抵抗体 R1 は阿寒カルデラの基盤岩 (安山岩や溶結凝灰岩) に対応していることが示唆される. また, 本研究で得られた比抵抗構造によれば, 約 3 km BSL よりも深部では, 阿寒カルデラの外側は高比抵抗な領域であり, 阿寒カルデラ内は比較的 low 比抵抗な領域である. 特に, 雌阿寒岳から雄阿寒岳にかけてカルデラ外に比べてやや低比抵抗な領域が分布している (e.g. Fig. 3-8; 5 km BSL). 阿寒カルデラ内の NE-SW 方向には, ボッケ群などの地熱地帯が分布している. このことから, 阿寒カルデラ内の比較的 low 比抵抗な領域は, 地熱活動に関係している可能性がある.

3.9 第3章のまとめ

- ・本研究で得られた3次元比抵抗構造は、雌阿寒岳のマグマ供給系や浅部熱水系を明らかにすることができ、雌阿寒岳のマグマ供給系や熱水系に関わる活動の概念モデルの構築に有用である。
- ・北海道阿寒カルデラ内にある雌阿寒岳を対象に、2018年から2022年で新規に広帯域MT法探査を61点展開した。
- ・上記のデータに、茂木・他(2011)による阿寒湖南岸のAMT/広帯域MTデータとTakahashi et al. (2018)による山頂域のAMTデータを加えて計74点のデータを用いて雌阿寒岳周辺の3次元比抵抗インバージョンを行った。
- ・3次元比抵抗構造モデリングの結果、雌阿寒岳の直下に明瞭な低比抵抗異常C1が解析された。この低比抵抗異常C1は深部に向かうにつれて西側に傾き下がるような形状であった。
- ・感度テストの結果、低比抵抗異常C1は約20 km BSLまで確かな構造であることがわかった。C1内におけるC1aとC1bをそれぞれ一様分布と仮定した場合、C1aは1 Ω m以下である一方、C1bは約1~10 Ω mの比抵抗であることがわかった。
- ・C1aの比抵抗値はマグマ性流体(H₂O-NaCl流体)が岩石中に含まれることによって説明できる。このことから、約0.5 km~12 km BSLに分布しているC1aは、揮発性成分に富むようなマグマ性流体を含む岩石であり、このC1aよりも深部に雌阿寒岳のマグマだまりがある可能性がある。
- ・低比抵抗異常C1は雌阿寒岳の火道の一部であり、雌阿寒岳西方深部からマグマ性流体が上昇している可能性が高い(Fig. 3-24)。
- ・C1から放出された熱やガスなどによって雌阿寒岳火口域の地下浅部で熱水系を形成している可能性がある。
- ・雌阿寒岳火口域浅部にある低比抵抗層C1aは熱水だまりである可能性が高く、2008年の水蒸気噴火は、熱水だまりから上昇した熱水などによって引き起こされたことが支持された。
- ・雌阿寒岳直下に対応する火道系から分岐して北東麓へシル貫入したことによって、雌阿寒岳北東麓で2016年から2017年にかけて地盤膨張が発生した可能性が十分に考えられる(Fig. 3-24)。

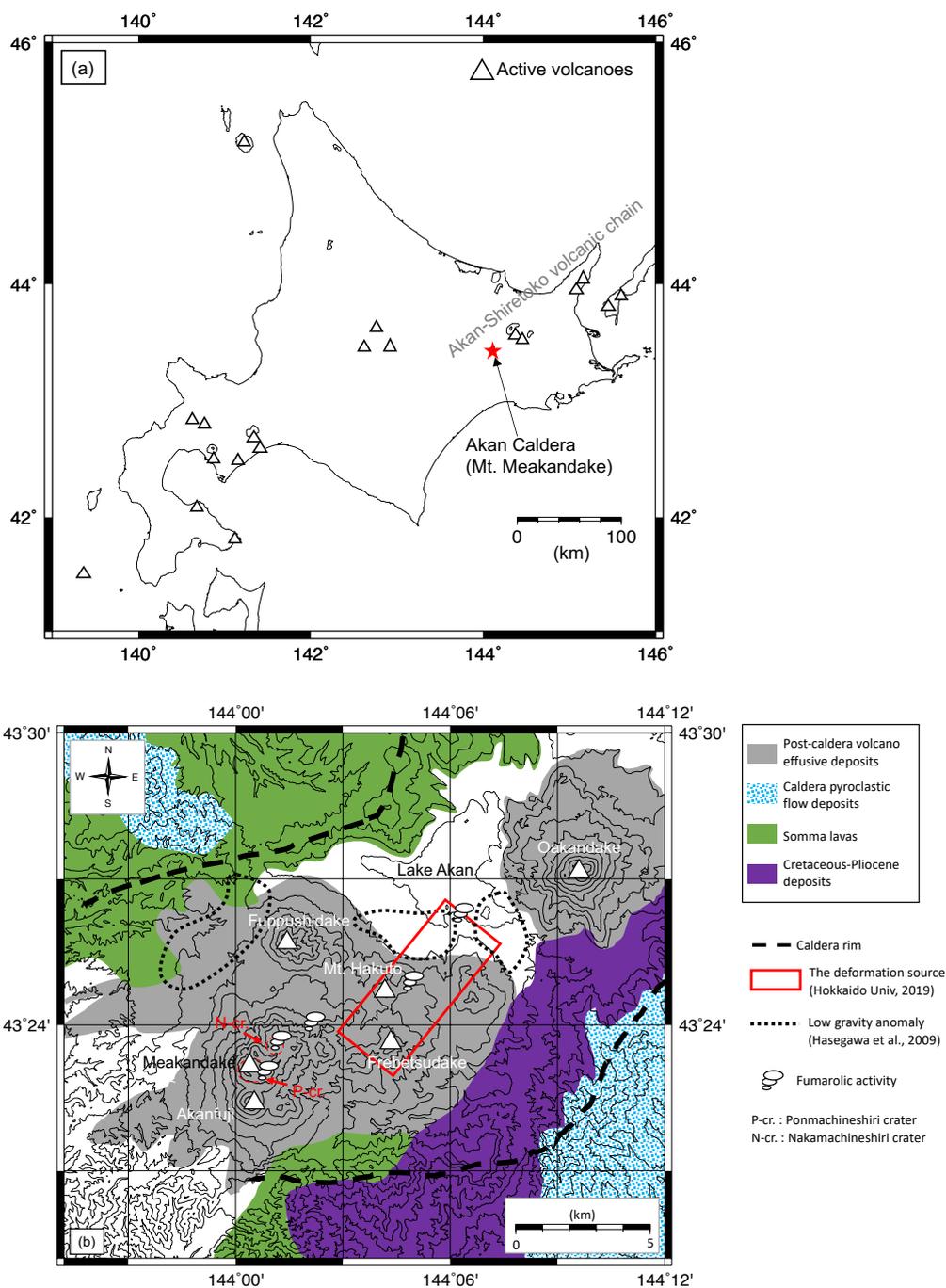


Fig. 3-1 (a)北海道内における活火山の分布と阿寒カルデラの位置図. (b) 阿寒カルデラの地質図の概略 (佐藤, 1965 をもとに作成). 赤い実線は, 2016年から2017年にかけて発生した地盤膨張のシル状圧力源 (深さ約3 km) を示している (北海道大学, 2019). 赤破線は, 雌阿寒岳における主要な火口 (ポンマチネシリ火口, ナカマチネシリ火口) を示している. 黒破線は, Hasegawa et al. (2009) で解析された低重力異常の分布を示している.

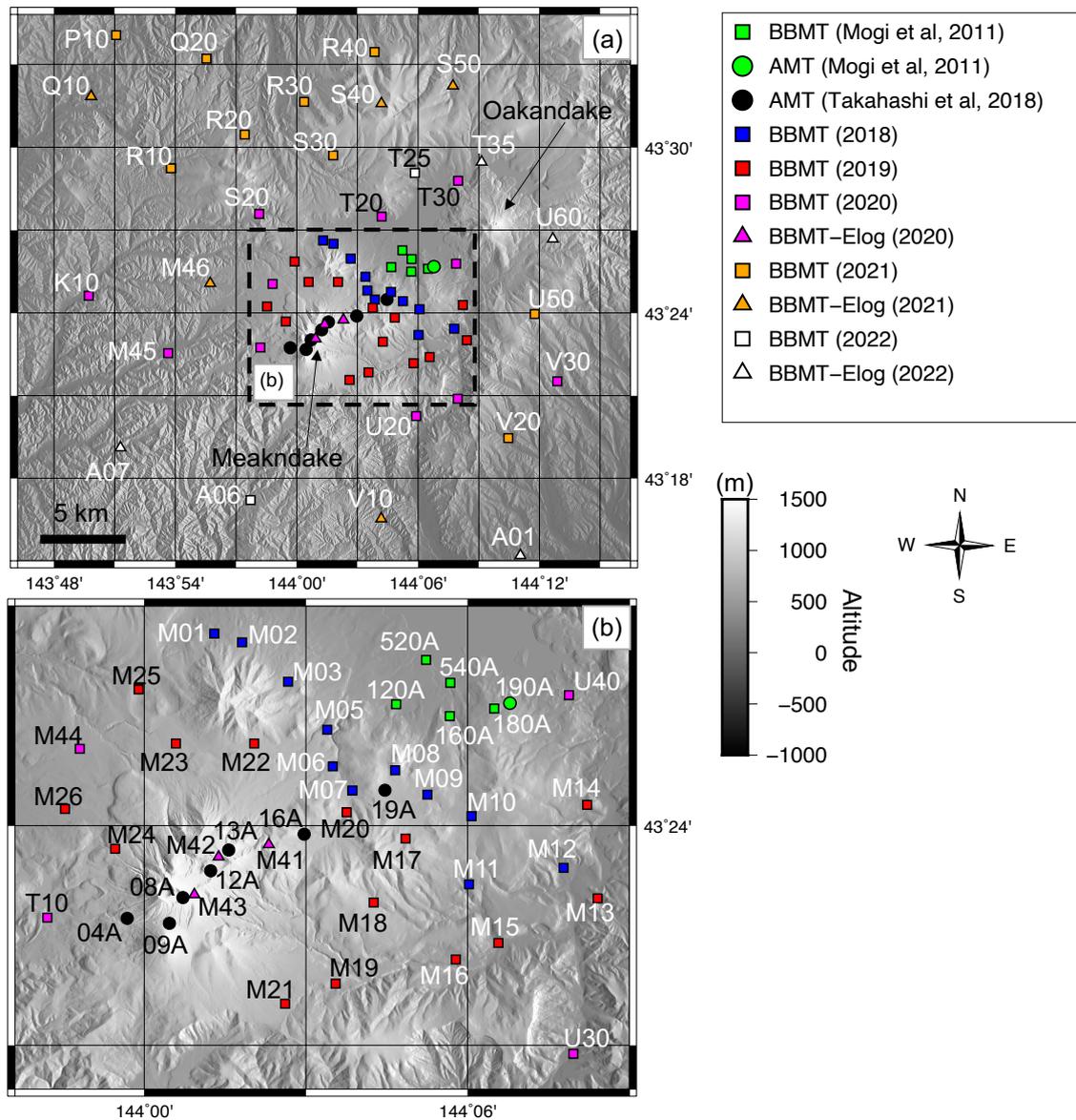


Fig. 3-2 本研究で使用した MT 観測点の位置図. 四角：MTU システムまたは ADU システムを用いて計測した広帯域 MT 法観測点. 三角：E-log システムを用いて計測した広帯域 MT 法観測点. 丸：AMT 観測点. 緑色：茂木・他 (2011) による MT 観測点. 黒色：Takahashi et al. (2018) による AMT 観測点. (a)阿寒カルデラ全体の観測点分布. (b)雌阿寒岳周辺の観測点分布図.

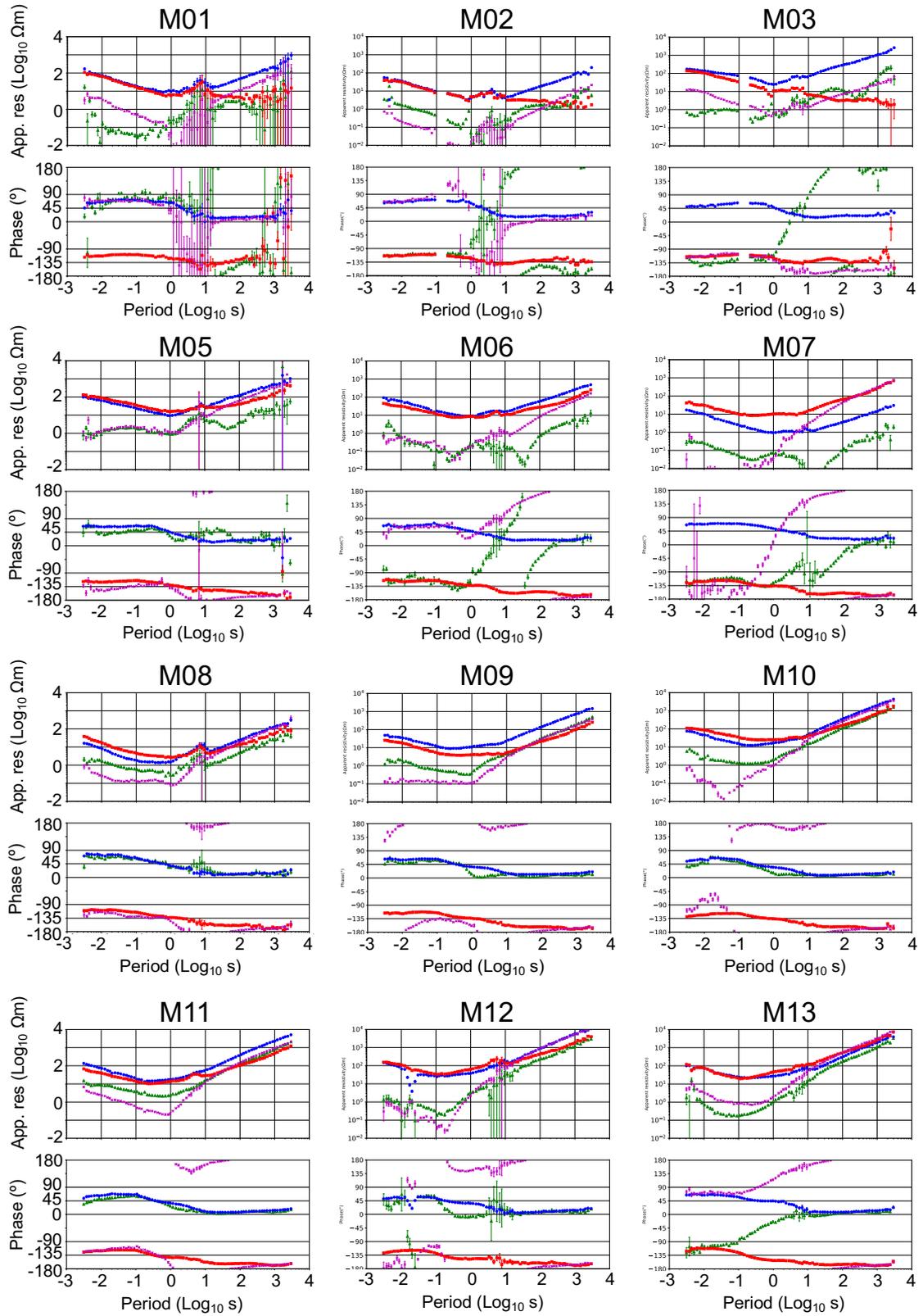


Fig. 3-3 2018年から2022年に観測した地点の見かけ比抵抗と位相の応答曲線。
 緑色： Z_{xx} 成分，青色： Z_{xy} 成分，赤色： Z_{yx} 成分，紫色： Z_{yy} 成分。

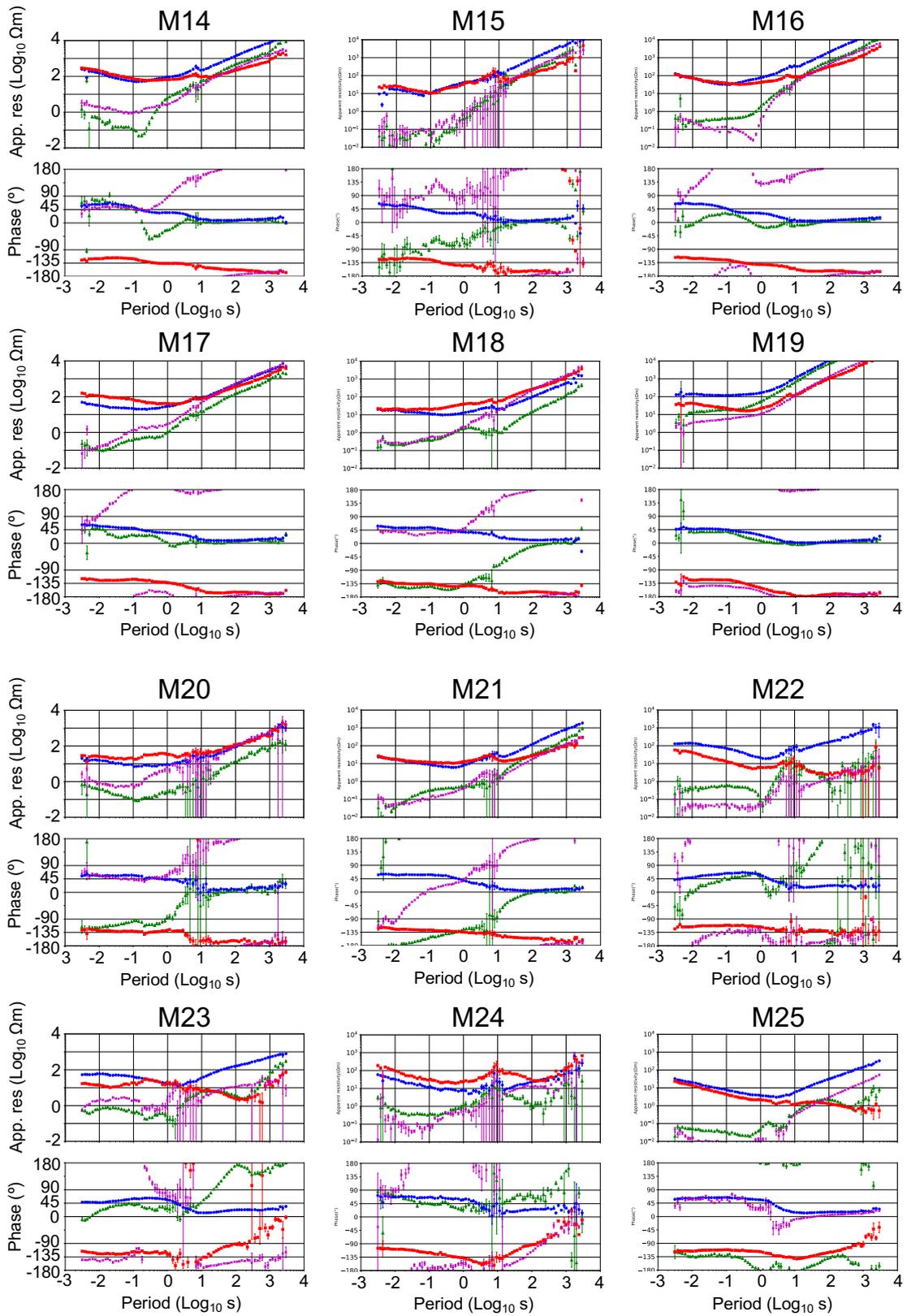


Fig. 3-3 (続き)

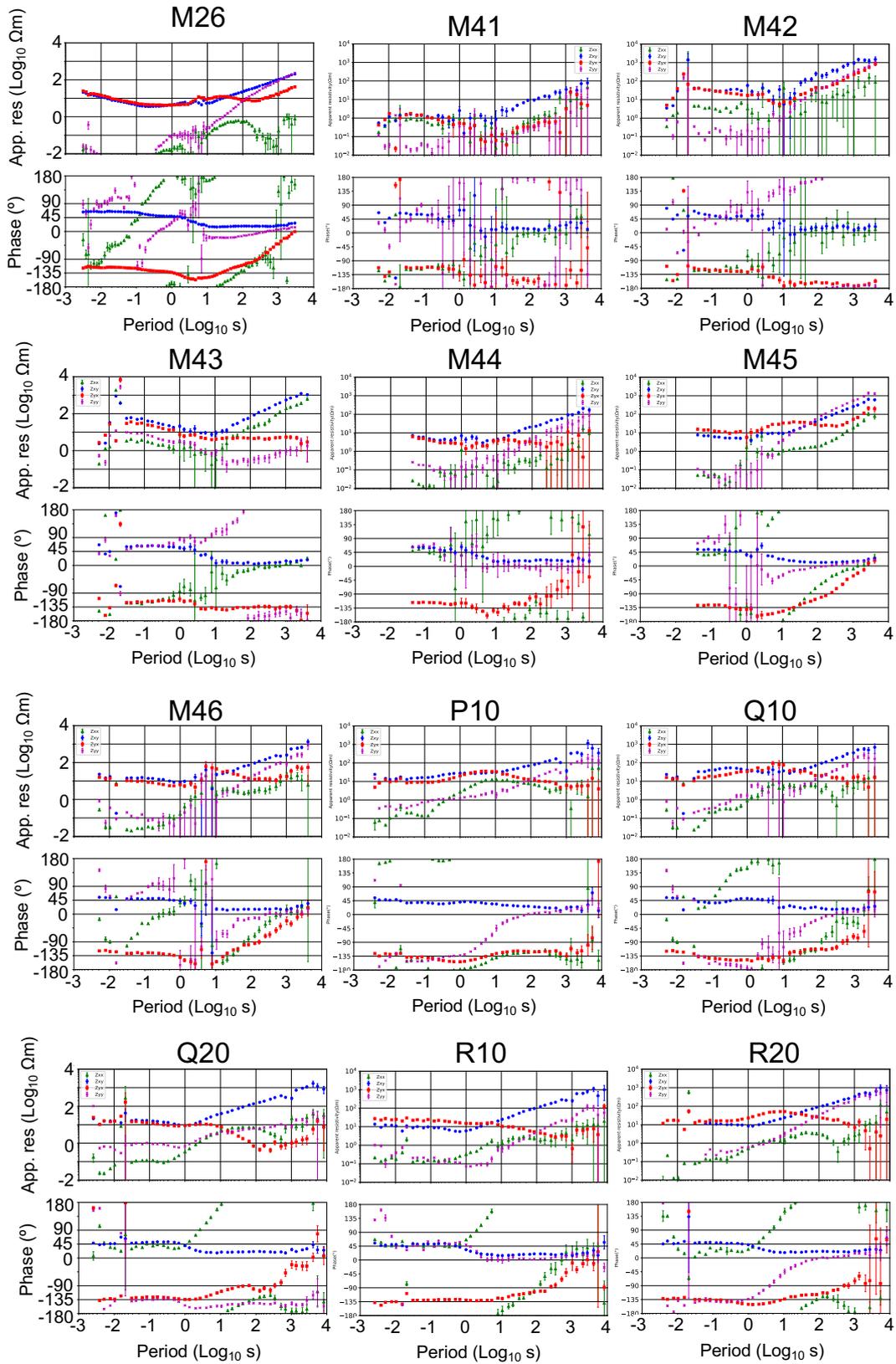


Fig. 3-3 (続き)

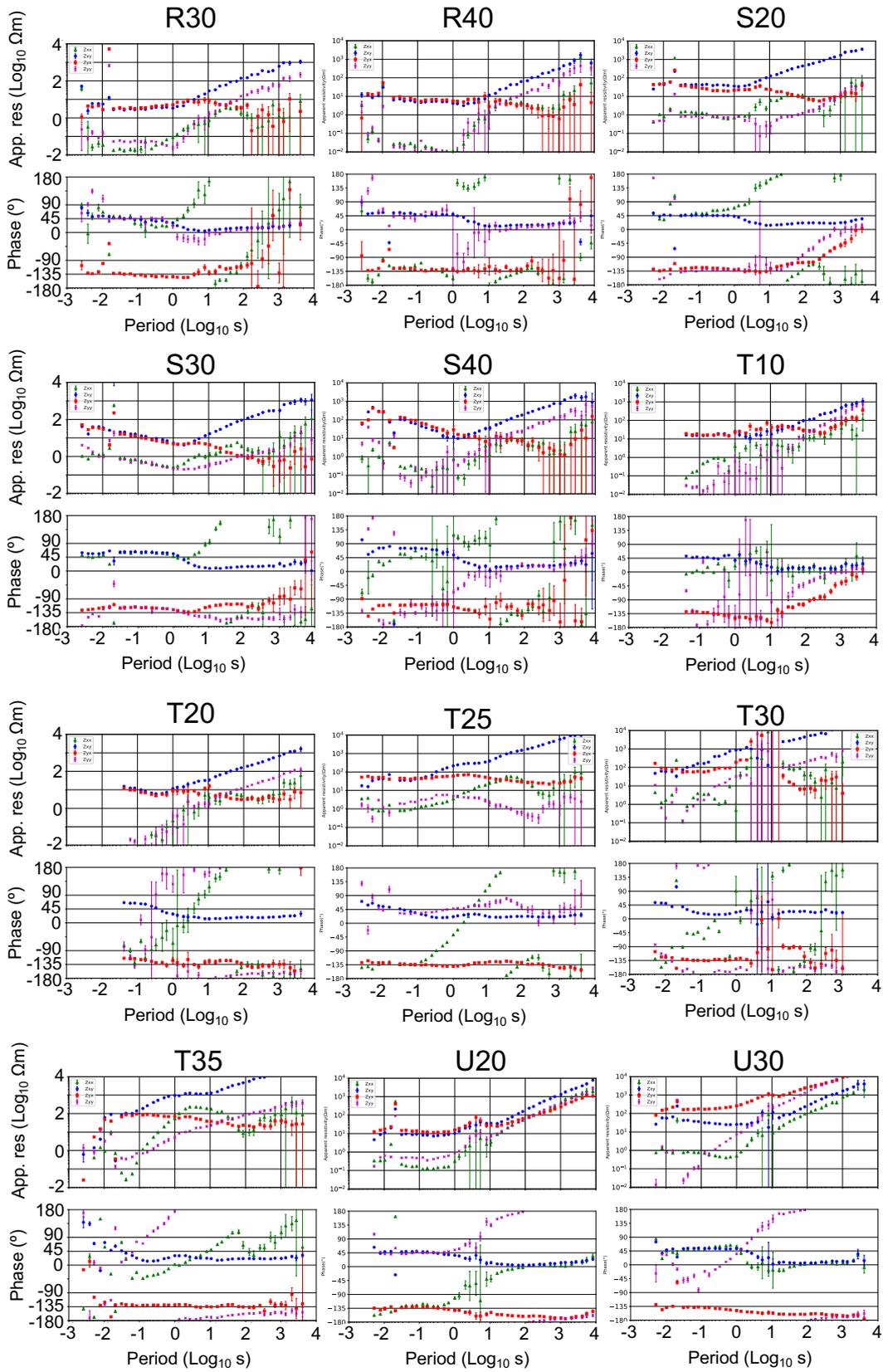


Fig. 3-3 (続き)

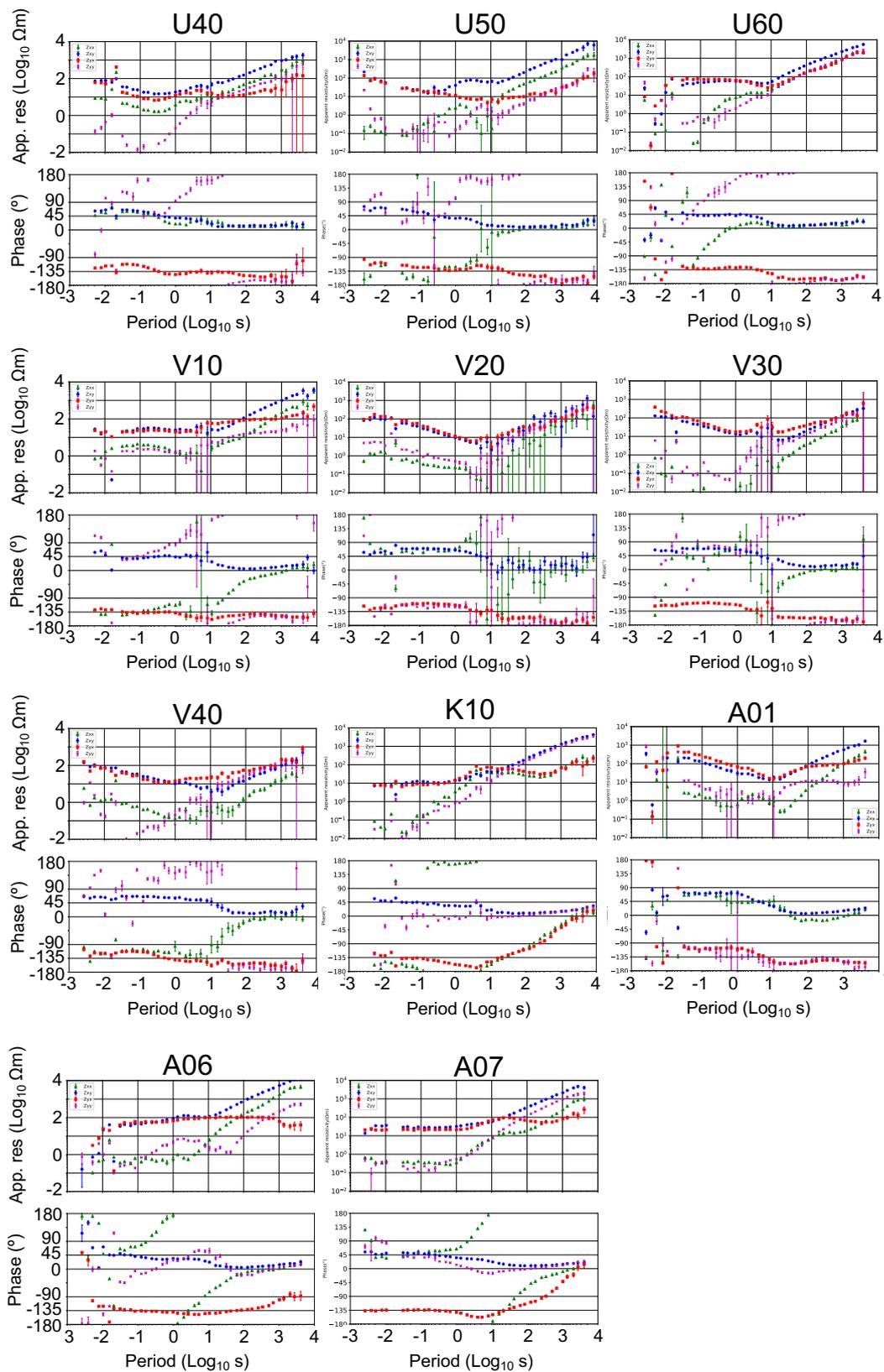


Fig. 3-3 (続き)

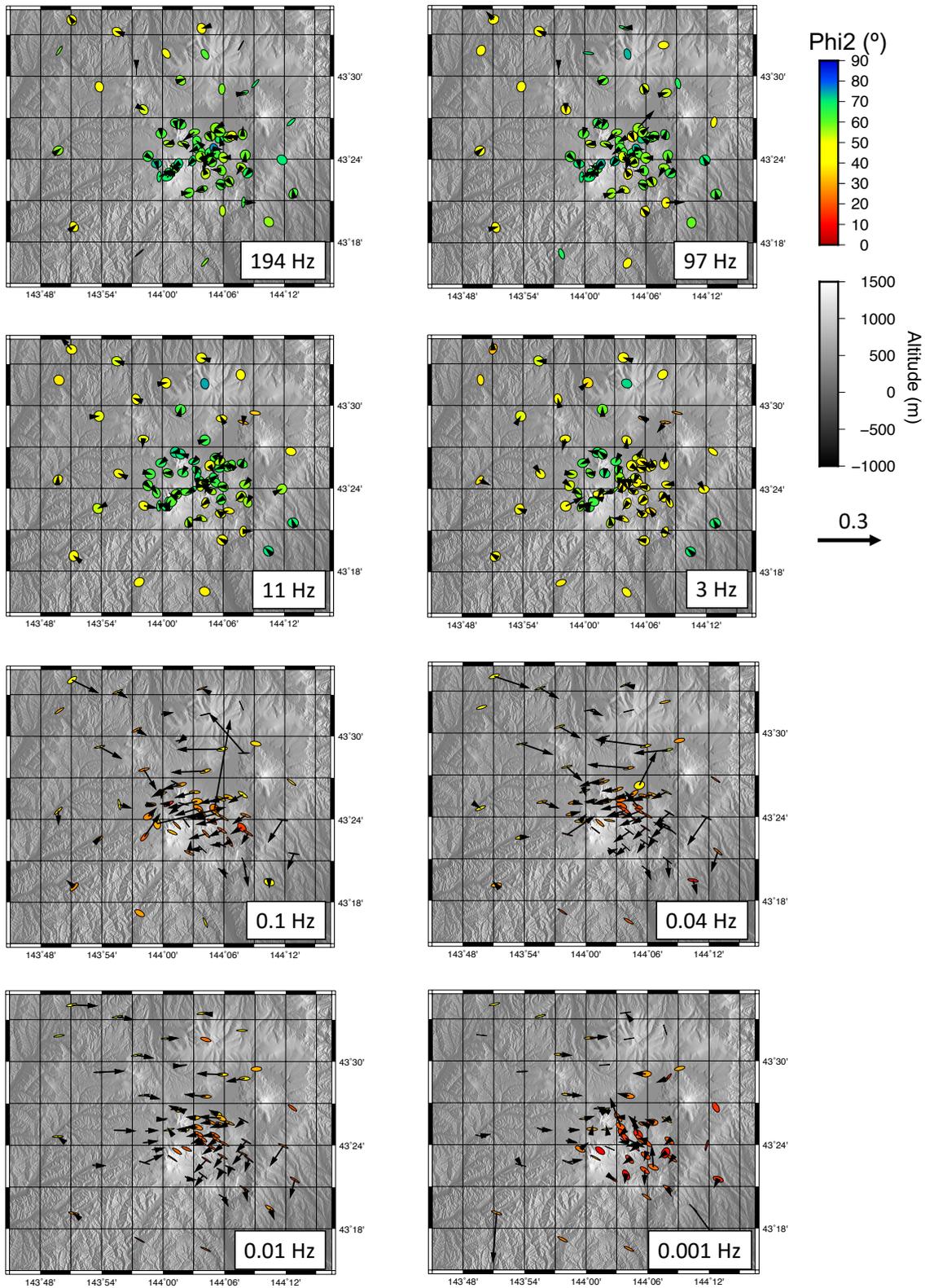


Fig. 3-4 各周波数帯域におけるフェーズテンソル円 (Caldwell et al., 2004)とインダクションベクトル (Parkinson convention). フェーズテンソル円の大きさは長軸で規格化している.

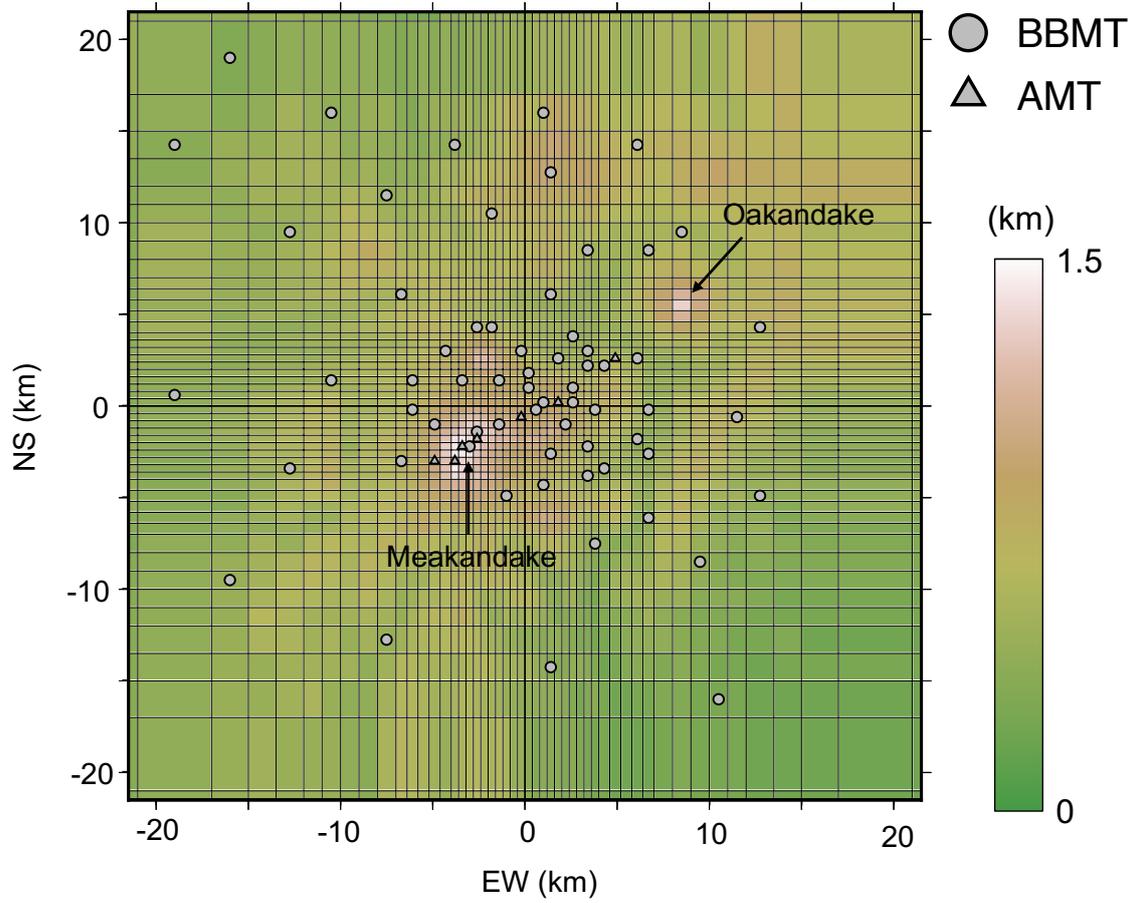


Fig. 3-5 本研究のインバージョンに使用したメッシュと観測点配置. 図中のメッシュは観測範囲のみを取り出して表示している. メッシュのバックグラウンドは標高 (国土地理院による 10 m DEM データをもとに作成) を表している.

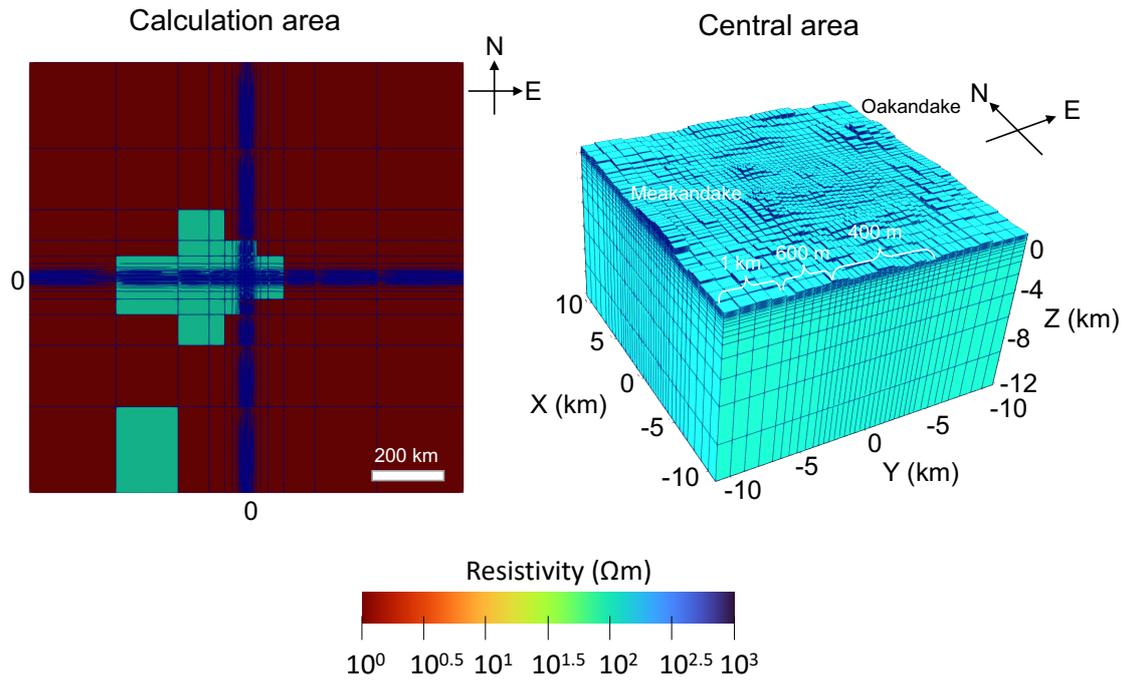


Fig. 3-6 インバージョンに使用した計算領域の全体図（左図）とその中心領域（阿寒カルデラ）を抽出した図（右図）. どちらの図も大気セルを除いて表示している.

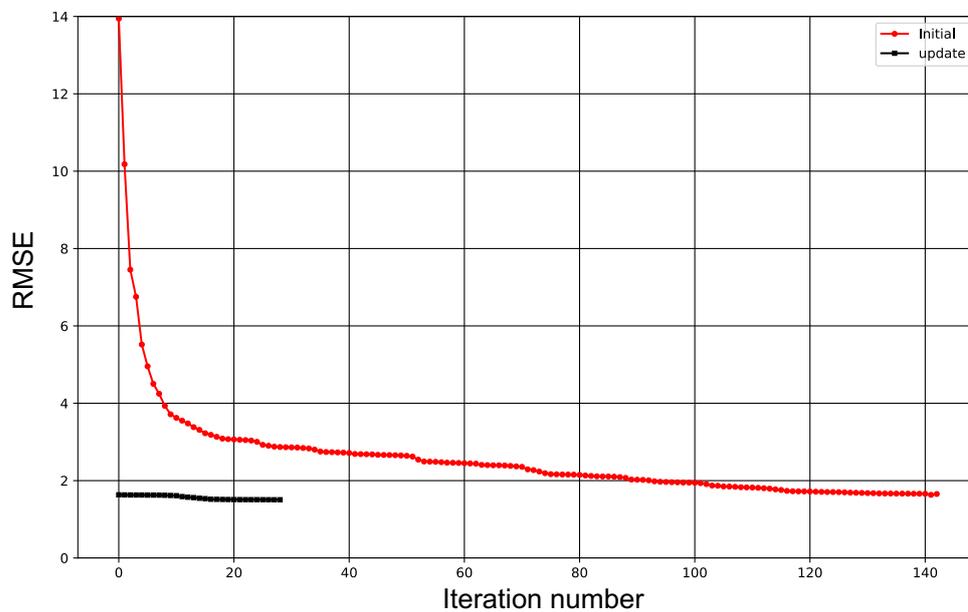


Fig. 3-7 本研究のインバージョンにおける反復計算回数と RMS misfit の関係. 赤線：初期モデル（ $100 \Omega\text{m}$ 一様モデル）から始めた結果. 黒線：1 回目のインバージョンを実行した時の最終モデルを初期モデルとして始めた結果.

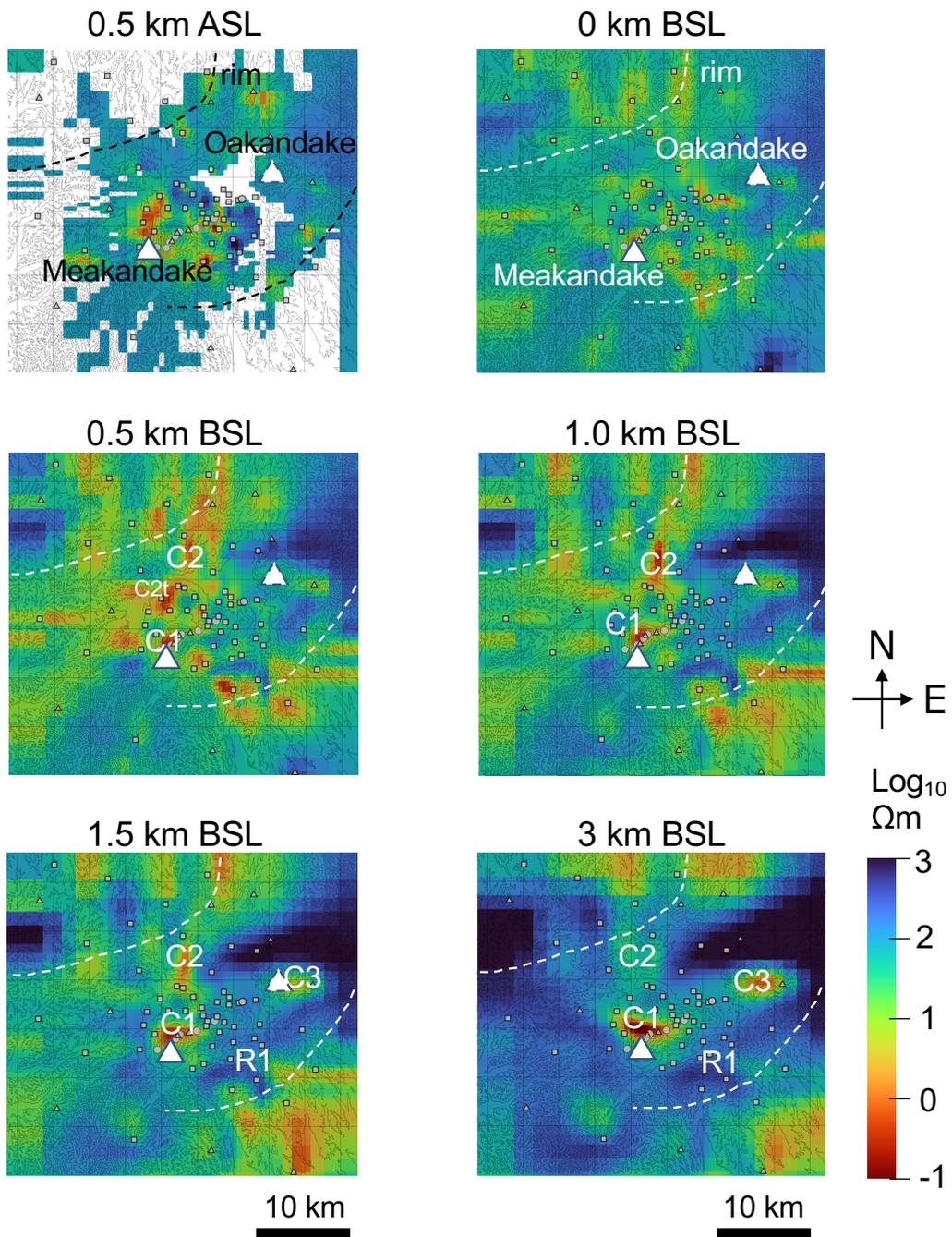


Fig. 3-8 インバージョンで得られた比抵抗水平断面図。観測点分布（灰色）と地形図を同時に表示している。点線は阿寒カルデラ壁を表している。0.5 km ASLの水平断面図は大気セルを取り除いて表示している。

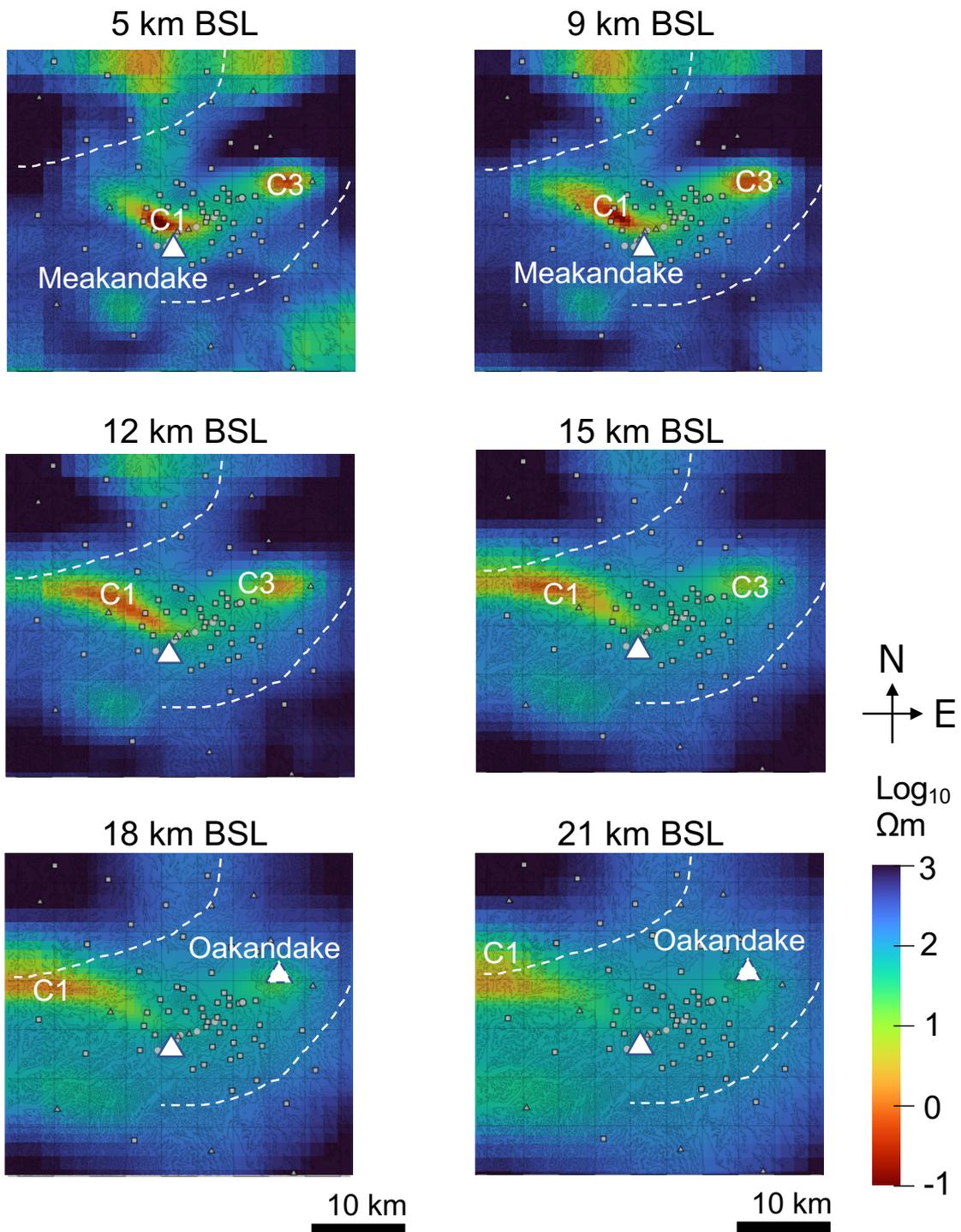


Fig. 3-8 (続き)

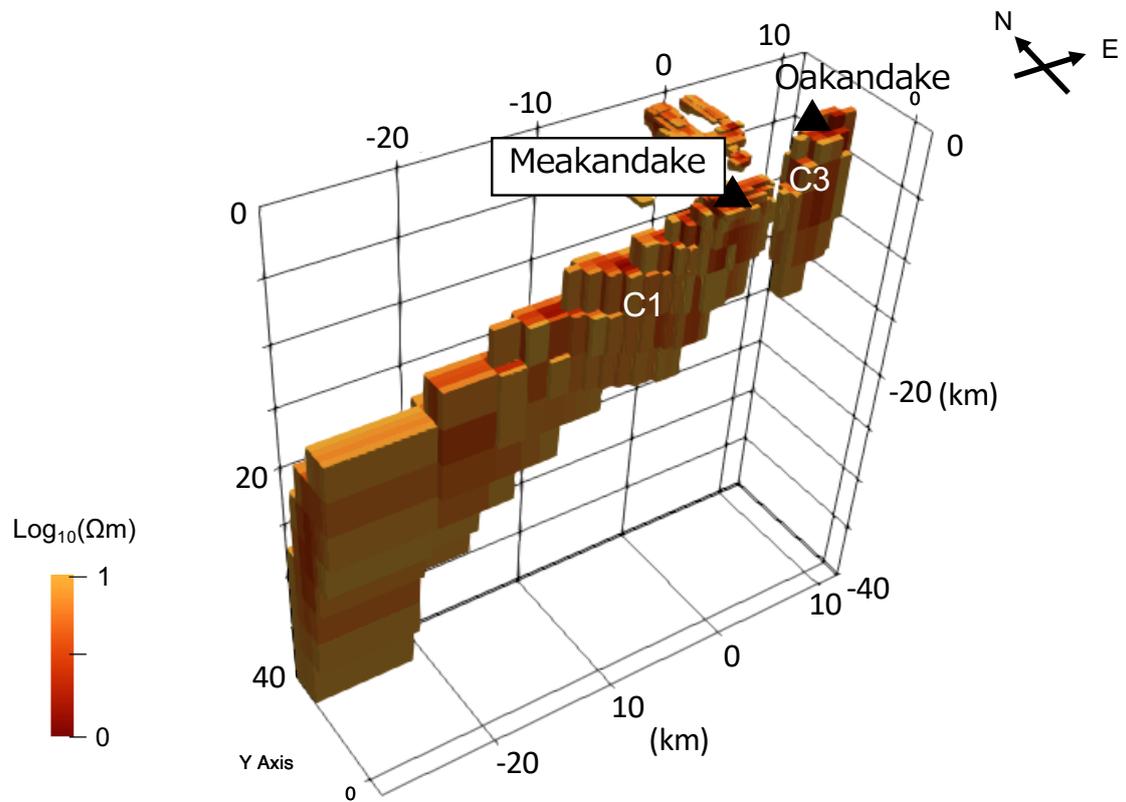


Fig. 3-9 低比抵抗異常に相当する領域 ($10 \Omega\text{m}$ 以下) を抽出した図 (40 km BSL よりも浅い部分). 雌阿寒岳と雄阿寒岳の位置を黒色三角で表示.

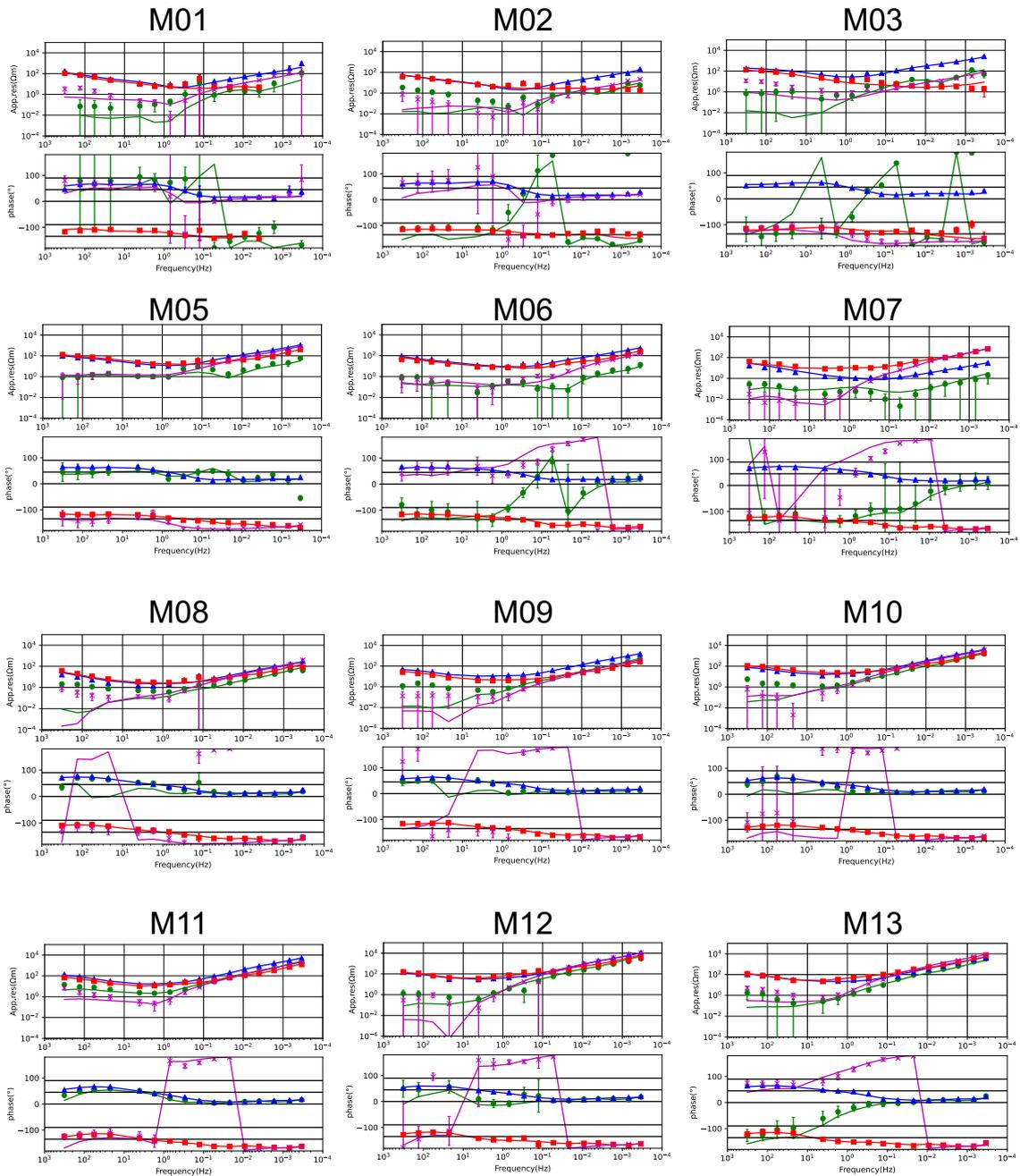


Fig. 3-10 本研究における広帯域MT法観測点の見かけ比抵抗と位相のフィッティング結果. モデル応答は実線で表示している. 緑色: Z_{xx} 成分, 青色: Z_{xy} 成分, 赤色: Z_{yx} 成分, 紫色: Z_{yy} 成分.

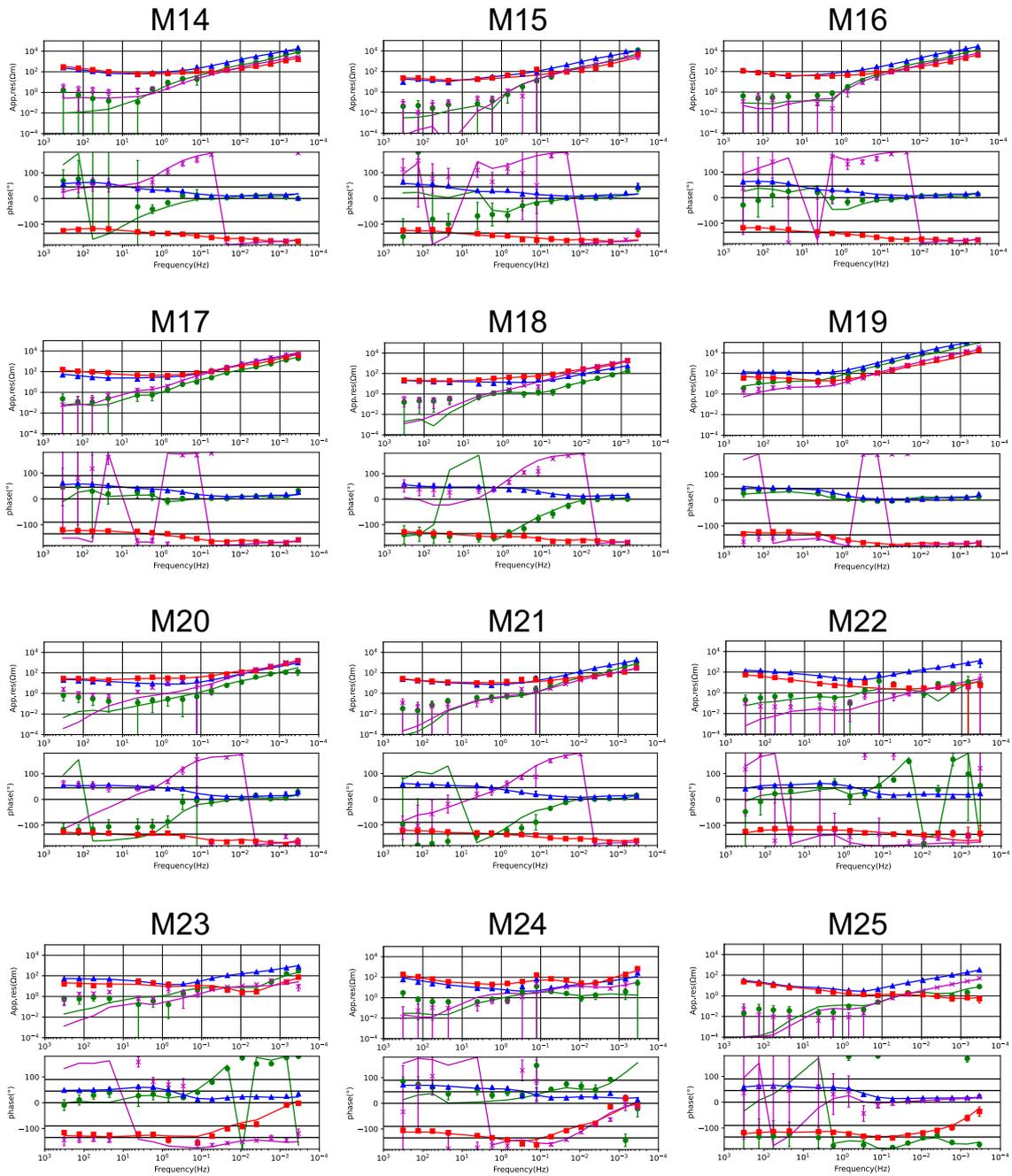


Fig. 3-10 (続き)

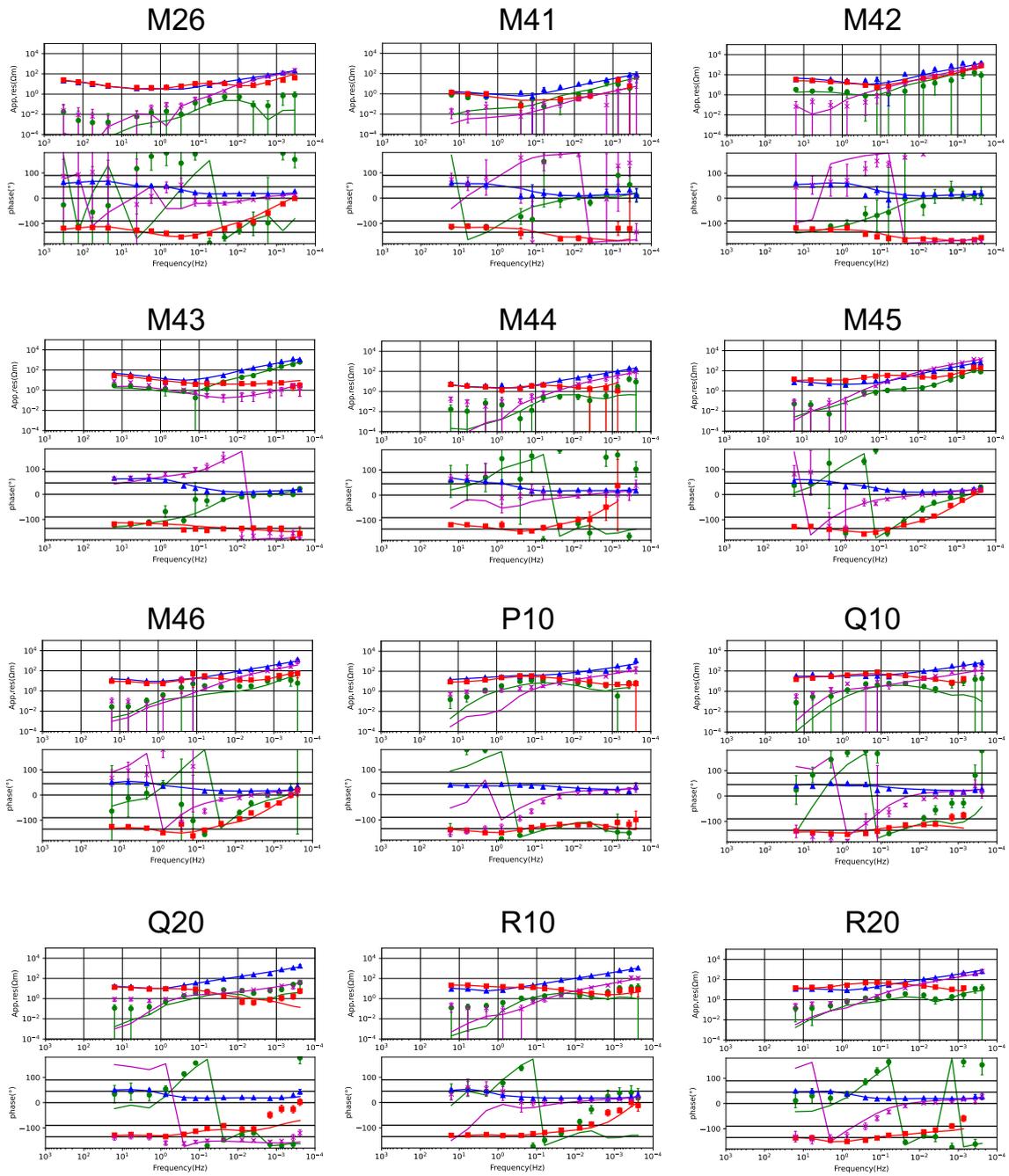


Fig. 3-10 (続き)

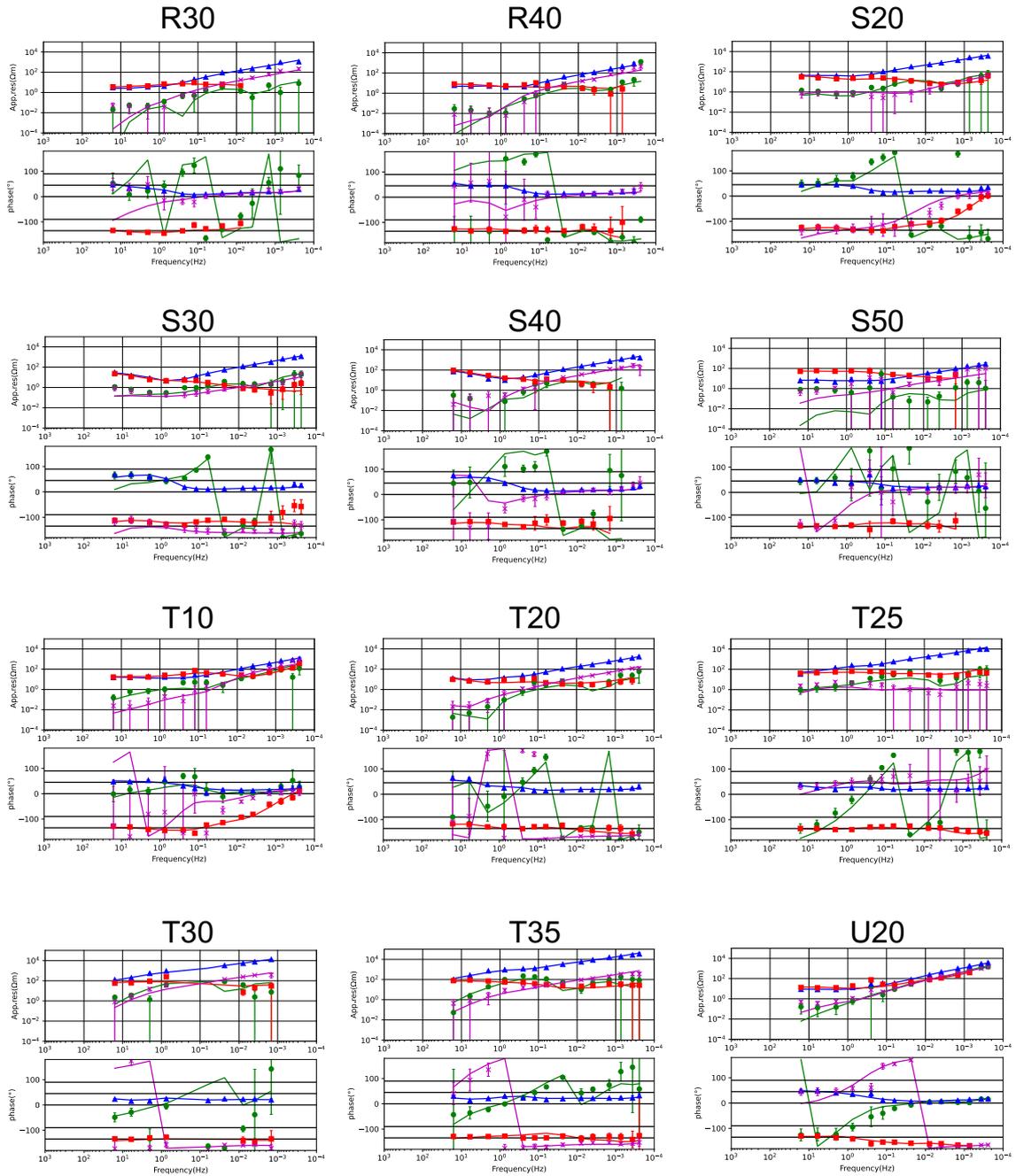


Fig. 3-10 (続き)

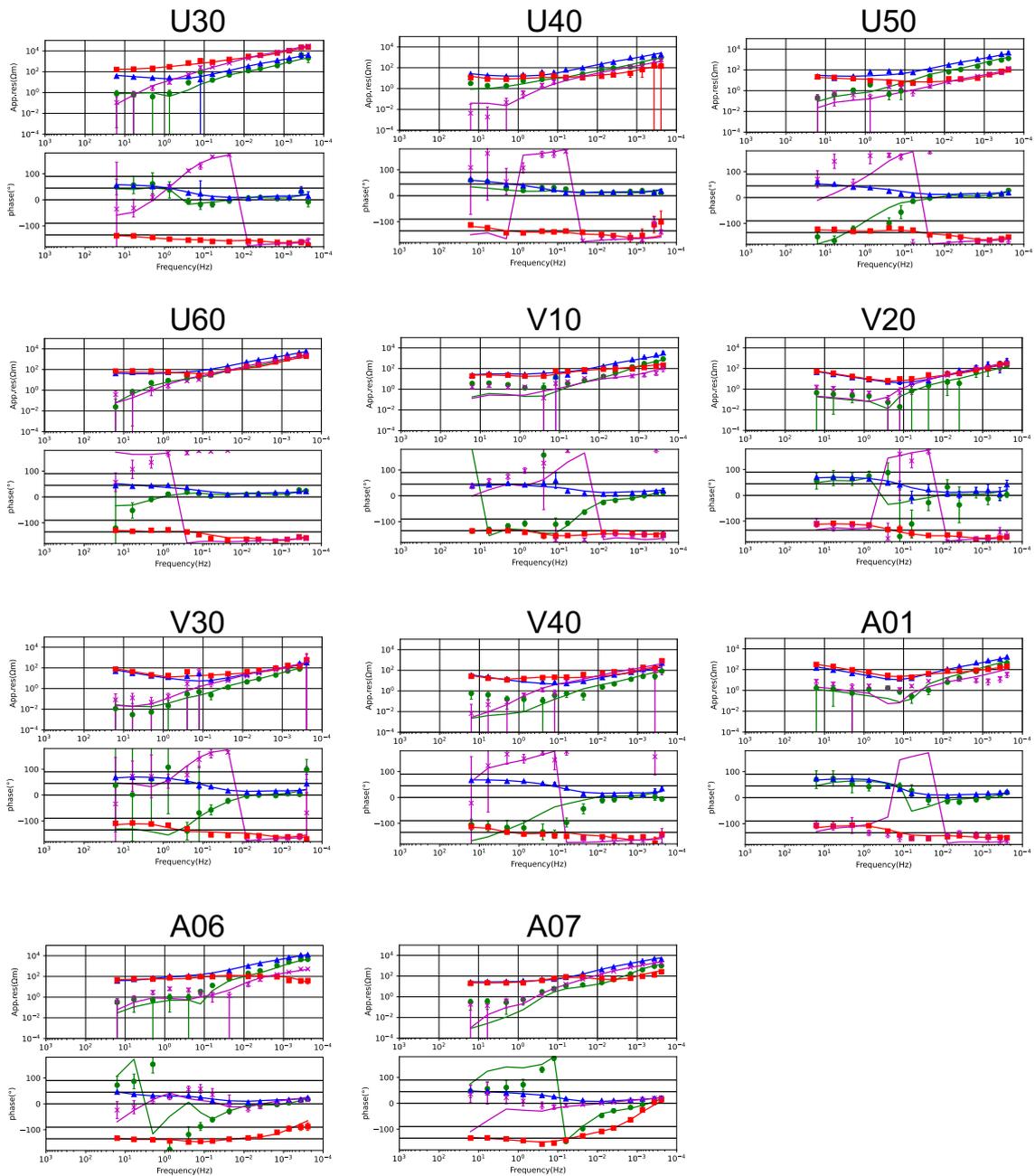


Fig. 3-10 (続き)

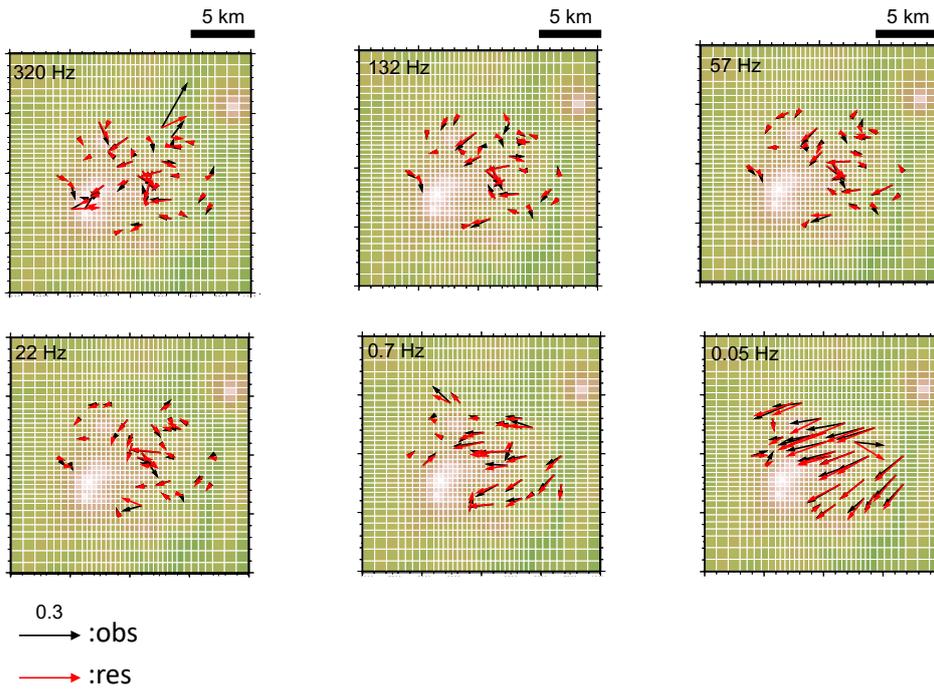


Fig. 3-11 (a)2018 から 2019 年にかけて MTU システムで観測した帯域のインダクションベクトルのフィッティング結果. 黒色：観測値, 赤色：モデル応答.

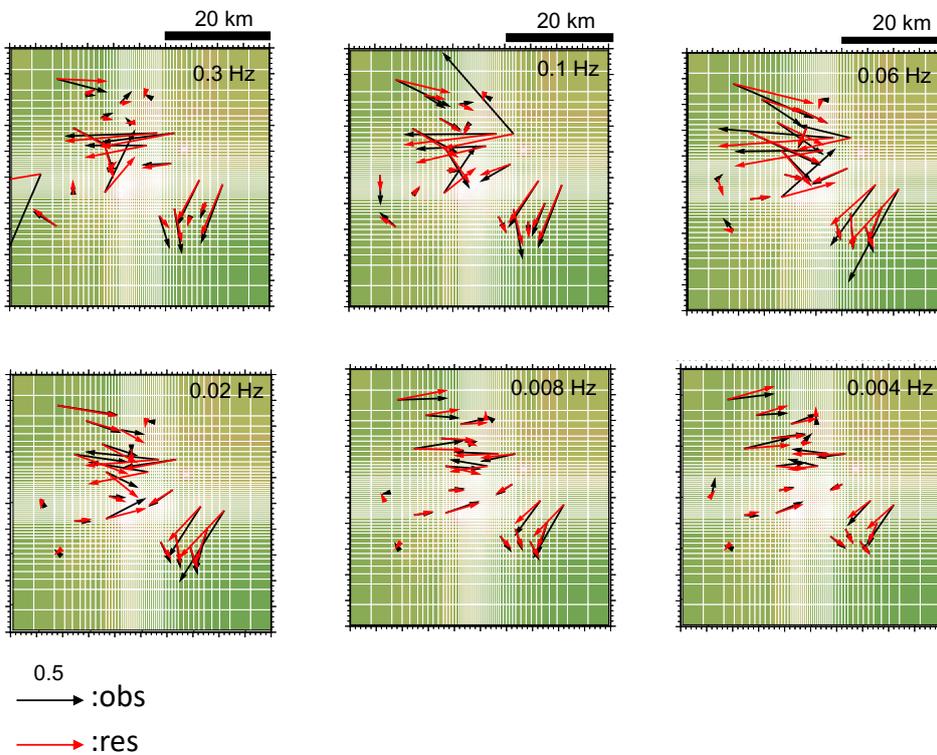


Fig. 3-11 (b)2020 から 2022 年にかけて ADU システムで観測した帯域のインダクションベクトルのフィッティング結果. 黒色：観測値, 赤色：モデル応答.

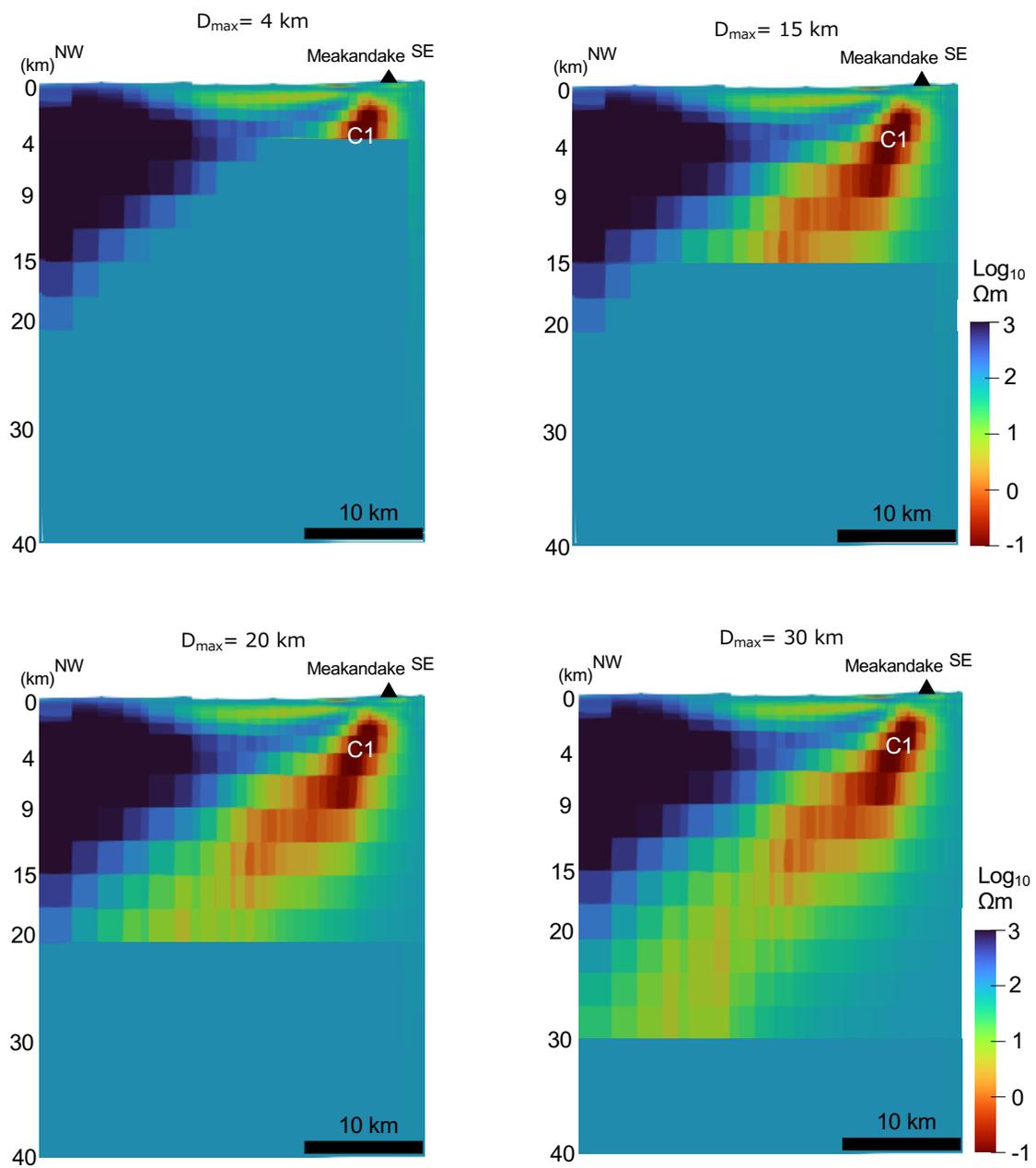


Fig. 3-12 (a)低比抵抗異常 C1 の下限を変化させた時のモデル (NW-SE 断面).
 $D_{max}= 4 \text{ km}, 15 \text{ km}, 20 \text{ km}, 30 \text{ km}$ の時の比抵抗鉛直断面図を表示.

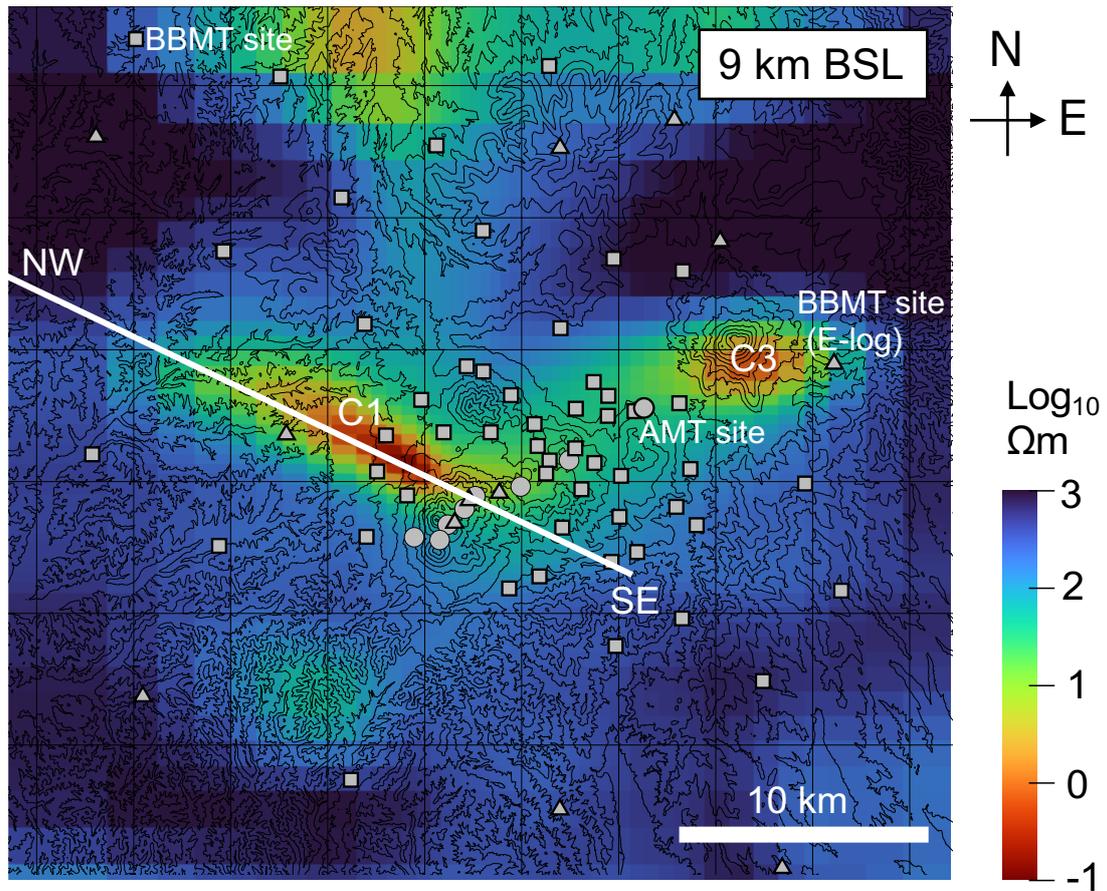


Fig. 3-12 (b) 本研究の比抵抗水平断面図と(a)における鉛直断面の位置関係.

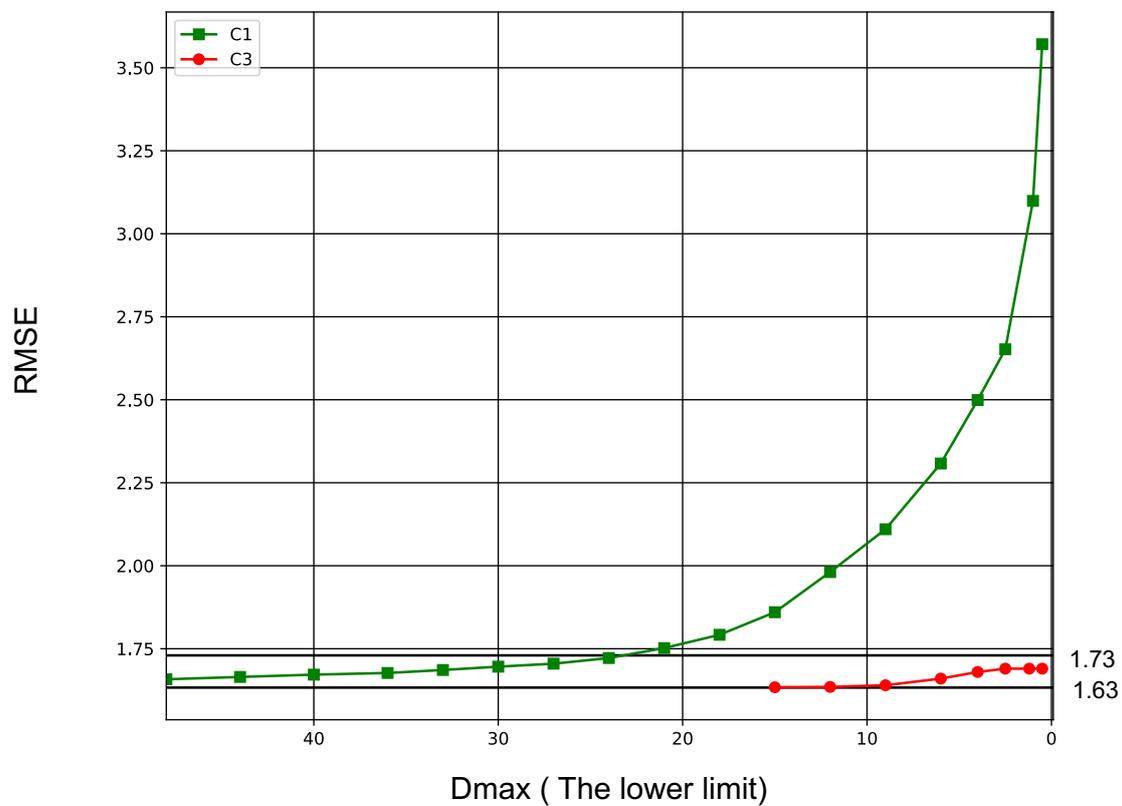


Fig. 3-13 低比抵抗異常 C1 と C3 の下限 (Dmax) を個別に変化させた場合における感度テスト結果. 緑色 : C1, 赤色 : C3.

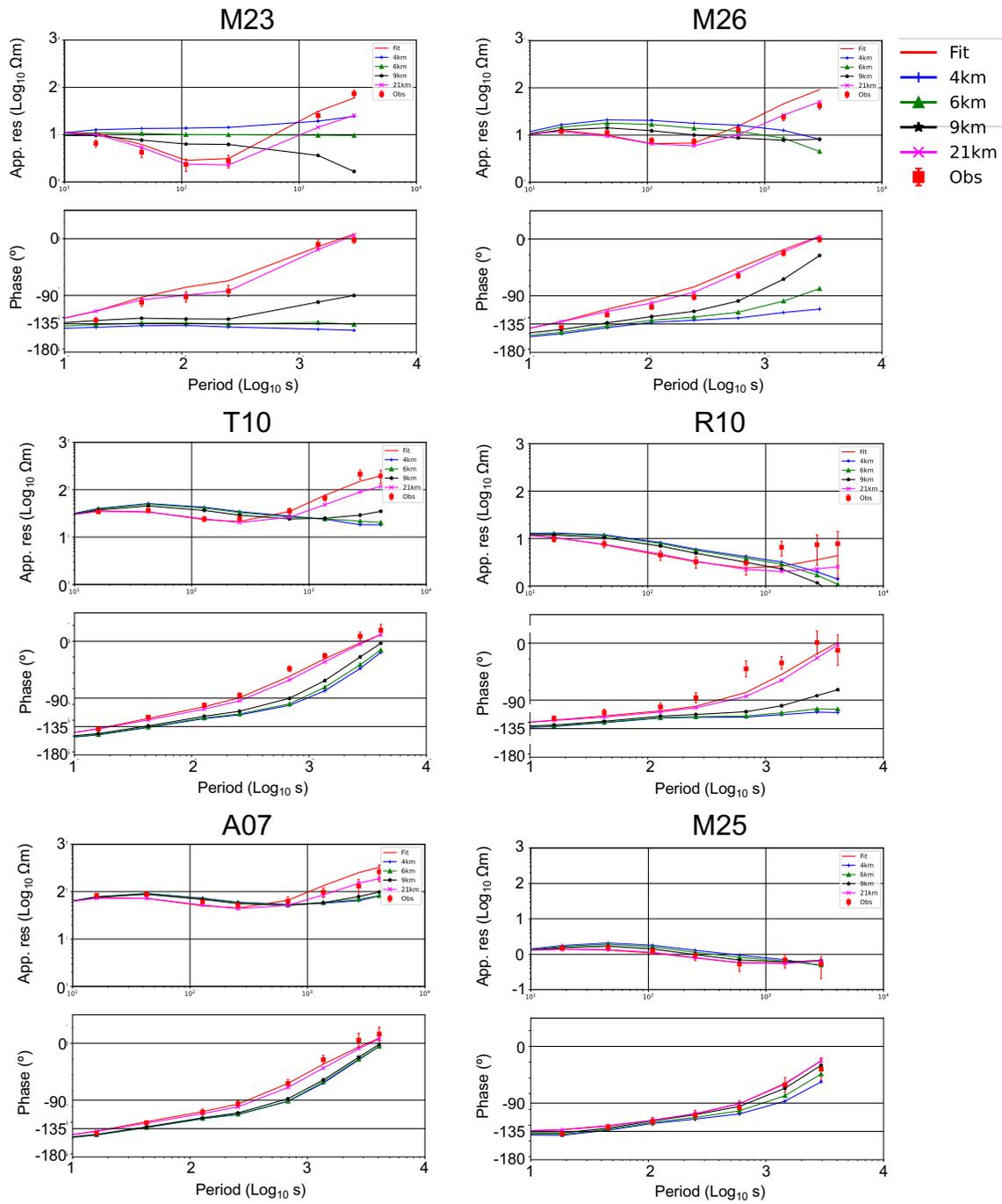


Fig. 3-14 低比抵抗異常 C1 の D_{max} を変化させた時 (4 km, 6 km, 9 km, 21 km) における Z_{yx} 成分のモデル応答. 10 s から長周期側を表示している. 赤色: 観測値, 赤線: 最適モデルの応答, 青色: $D_{max}=4$ km, 緑色: $D_{max}=6$ km, 黒色: $D_{max}=9$ km, 薄赤色: $D_{max}=21$ km.

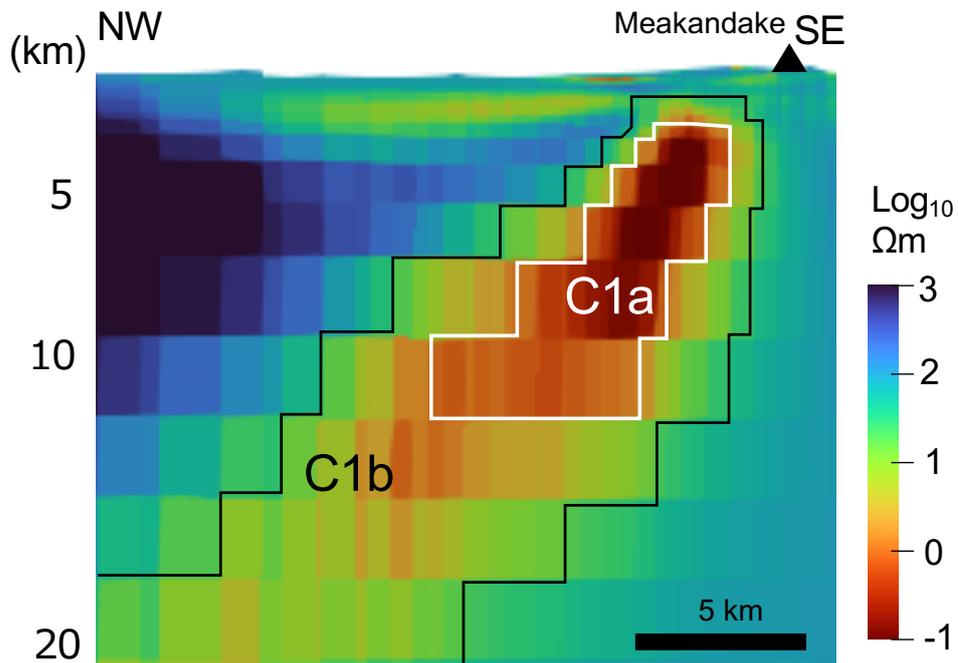


Fig. 3-15 低比抵抗異常 C1 における C1a ($1 \Omega\text{m}$ 以下) と C1b ($1 \sim 10 \Omega\text{m}$) の領域. 雌阿寒岳山頂域を NW-SE 方向に横切った鉛直断面図 (Fig. 3-12(b)) を表示している.

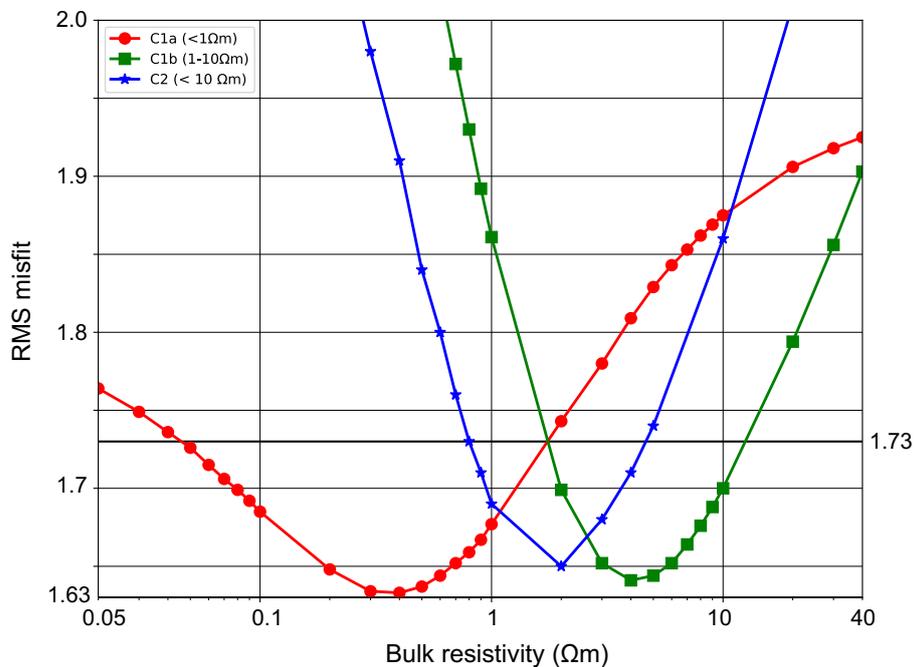


Fig. 3-16 低比抵抗異常 C1a ($1 \Omega\text{m}$ 以下), C1b ($1 \sim 10 \Omega\text{m}$), C2 ($10 \Omega\text{m}$ 以下) のバルク比抵抗を変化させた時のそれぞれの RMS misfit の変化. 赤色: C1a, 緑色: C1b, 青色: C2.

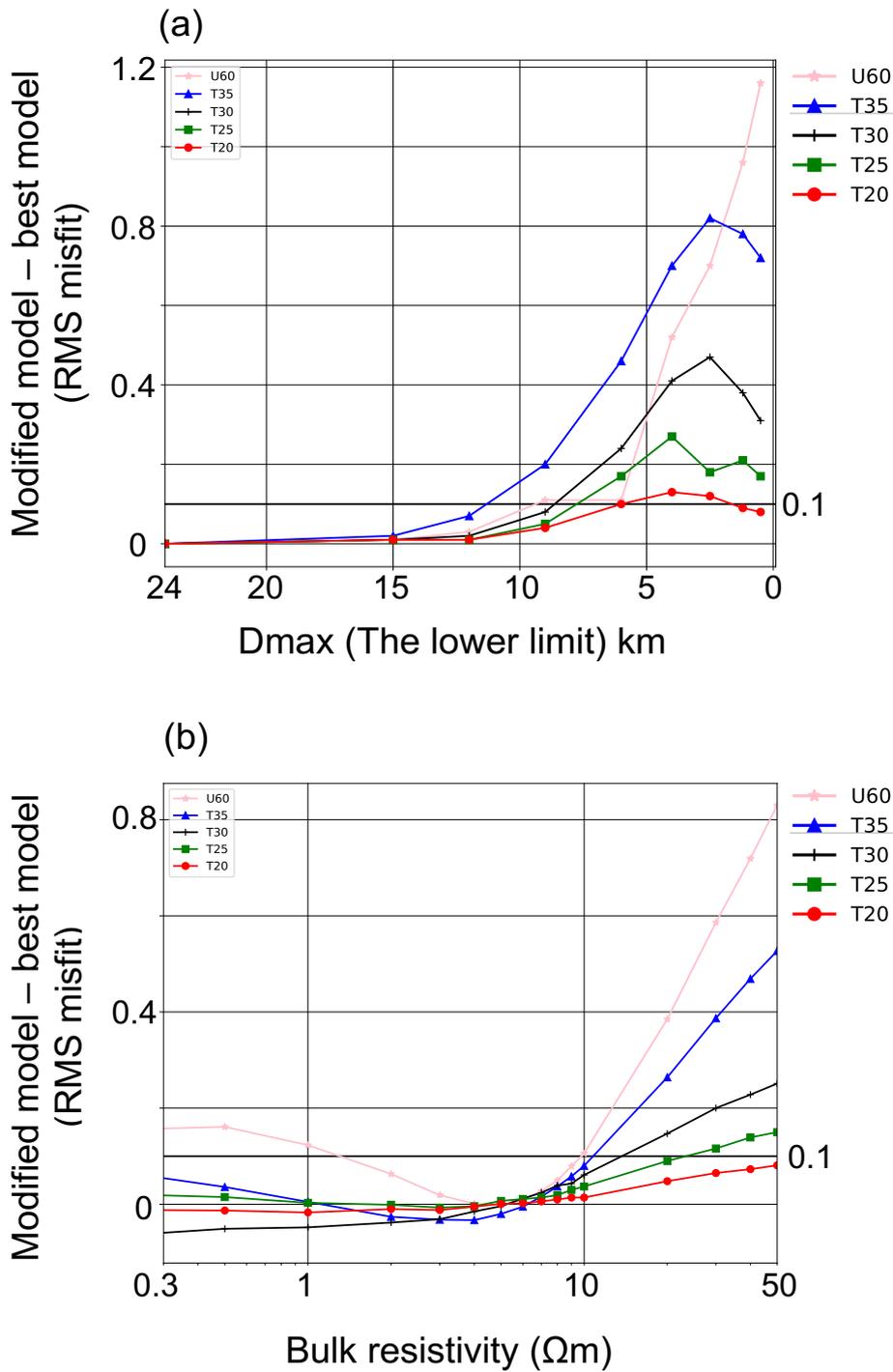


Fig. 3-17 低比抵抗異常 C3 の D_{max} (a) またはバルク比抵抗 (b) を変化させたモデルの RMS misfit と最適モデルの RMS misfit の差. 雄阿寒岳周辺の MT 法観測点 (U60, T35, T30, T25, T20) における変化をプロットしている.

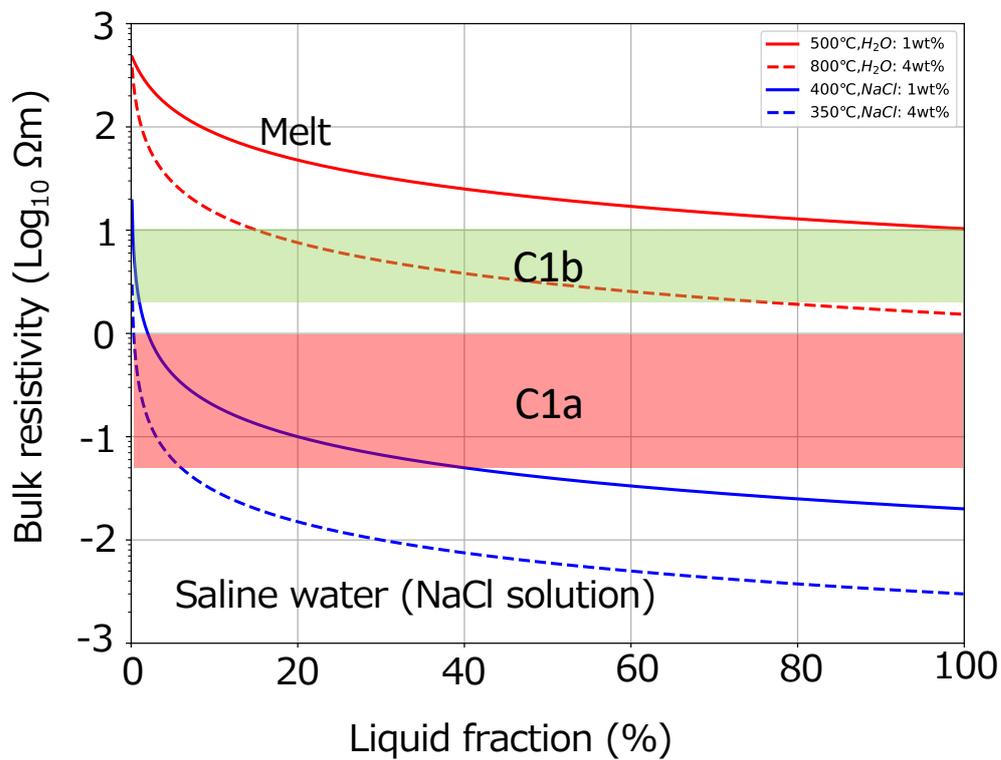


Fig. 3-18 修正アーチー則 (Glover et al., 2000) を用いたバルク比抵抗と液相分率の関係. 赤線: メルトと乾燥岩石の組み合わせ, 青線: 塩分に富む流体 (H₂O-NaCl 流体) と乾燥岩石の組み合わせ. 実線: メルトまたは H₂O-NaCl 流体で見積もられた最大比抵抗. 破線: メルトまたは H₂O-NaCl 流体で見積もられた最小比抵抗. 赤色のハッチ: C1a のバルク比抵抗範囲. 緑色のハッチ: C1b のバルク比抵抗範囲.

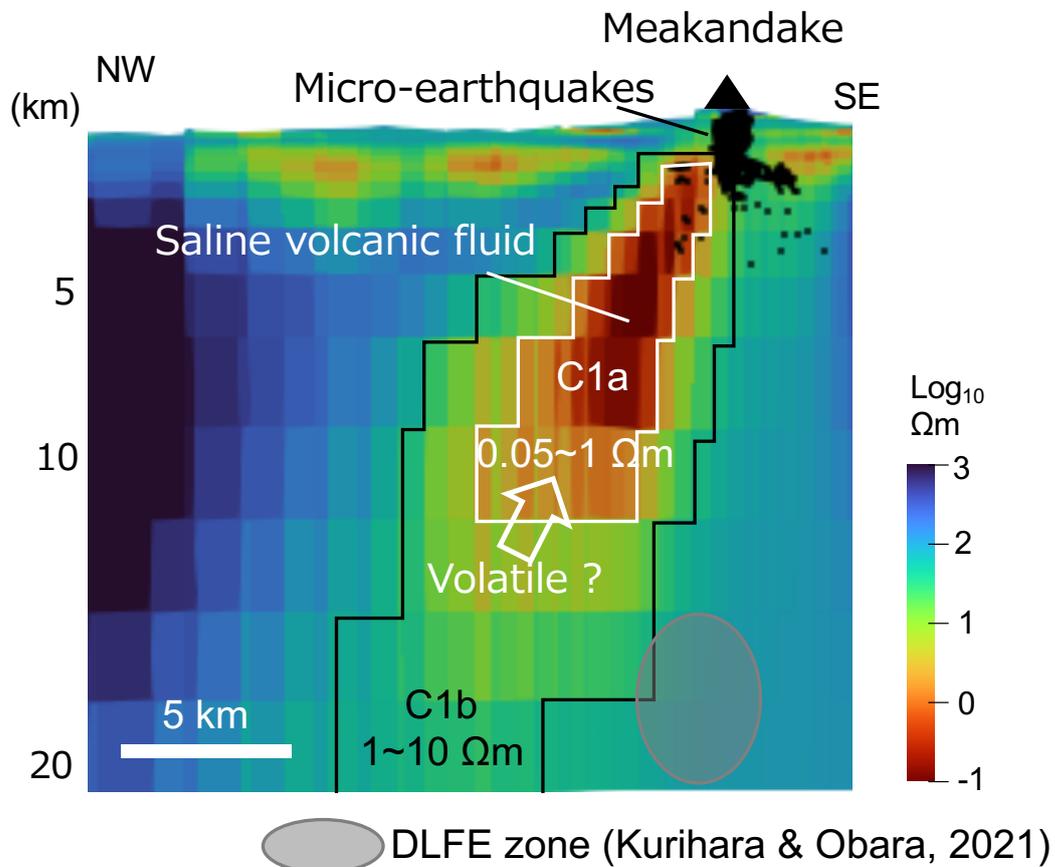


Fig. 3-19 (a)本研究で得られた比抵抗構造と震源クラスタの位置関係. 雌阿寒岳山頂域をNW-SE方向に横切った鉛直断面図を表示している. 低比抵抗異常C1a ($<1 \Omega m$)に相当する領域を白線, C1b ($1-10 \Omega m$)に相当する領域を黒線で囲っている. Kurihara and Obara (2021)で推定された深部低周波地震(DLFE)が分布している範囲を灰色で表示. 雌阿寒岳浅部で2004-2019年に発生した微小地震は札幌管区気象台より提供.

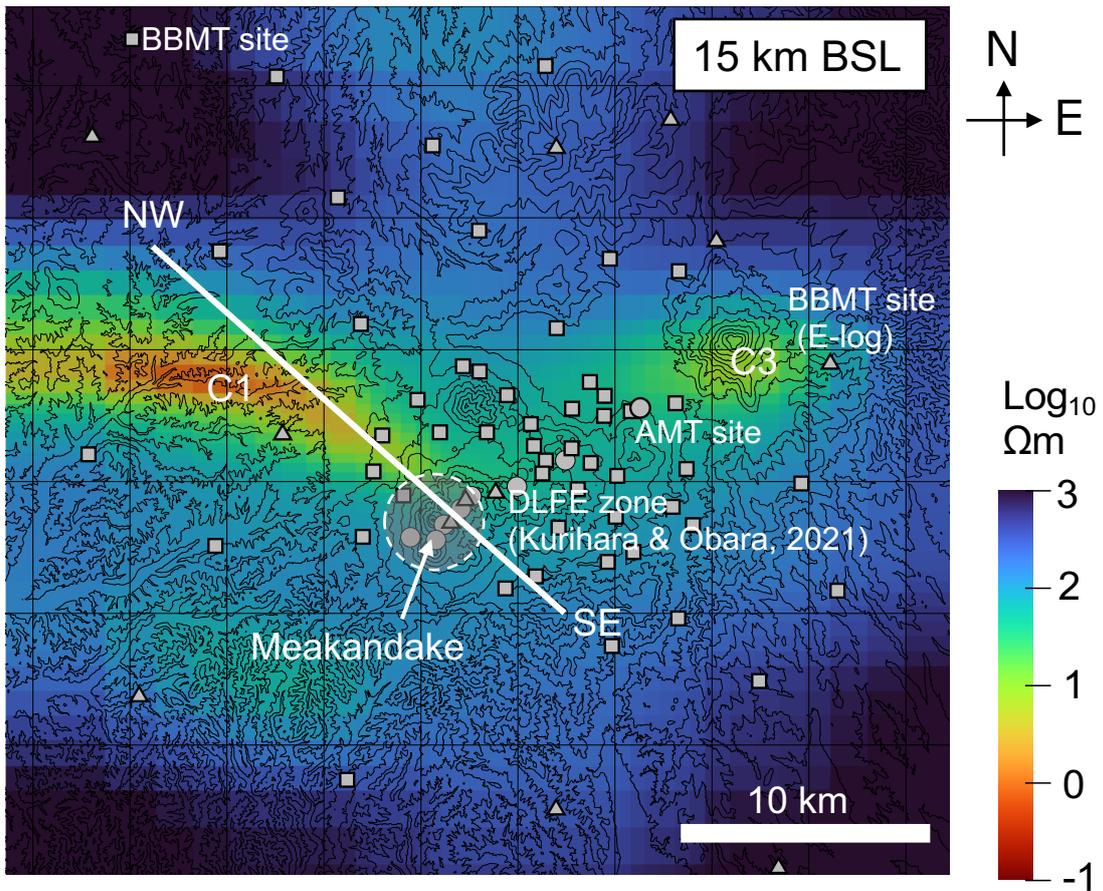


Fig. 3-19 (b)水平比抵抗断面図（15 km BSL）と雌阿寒岳における深部低周波地震発生域（白色破線で囲まれている領域）の比較. 白線はNW-SEの鉛直断面図(a)の位置を示している.

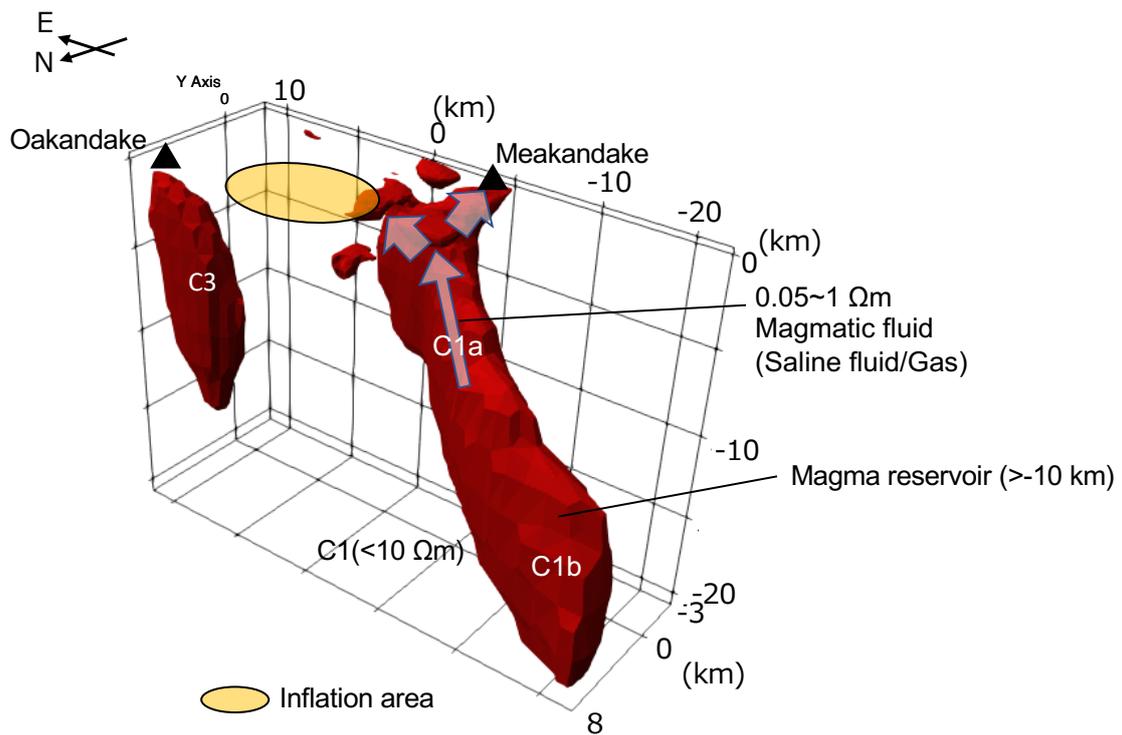


Fig. 3-20 低比抵抗異常 C1 と C3 の位置関係. 10 Ωm 以下の領域のみを表示. C1 中に C1a と C1b が存在している. 2016 年から 2017 年にかけて発生した地盤膨張域を橙色のハッチで表示. 雌阿寒岳と雄阿寒岳の位置を黒色三角で示している.

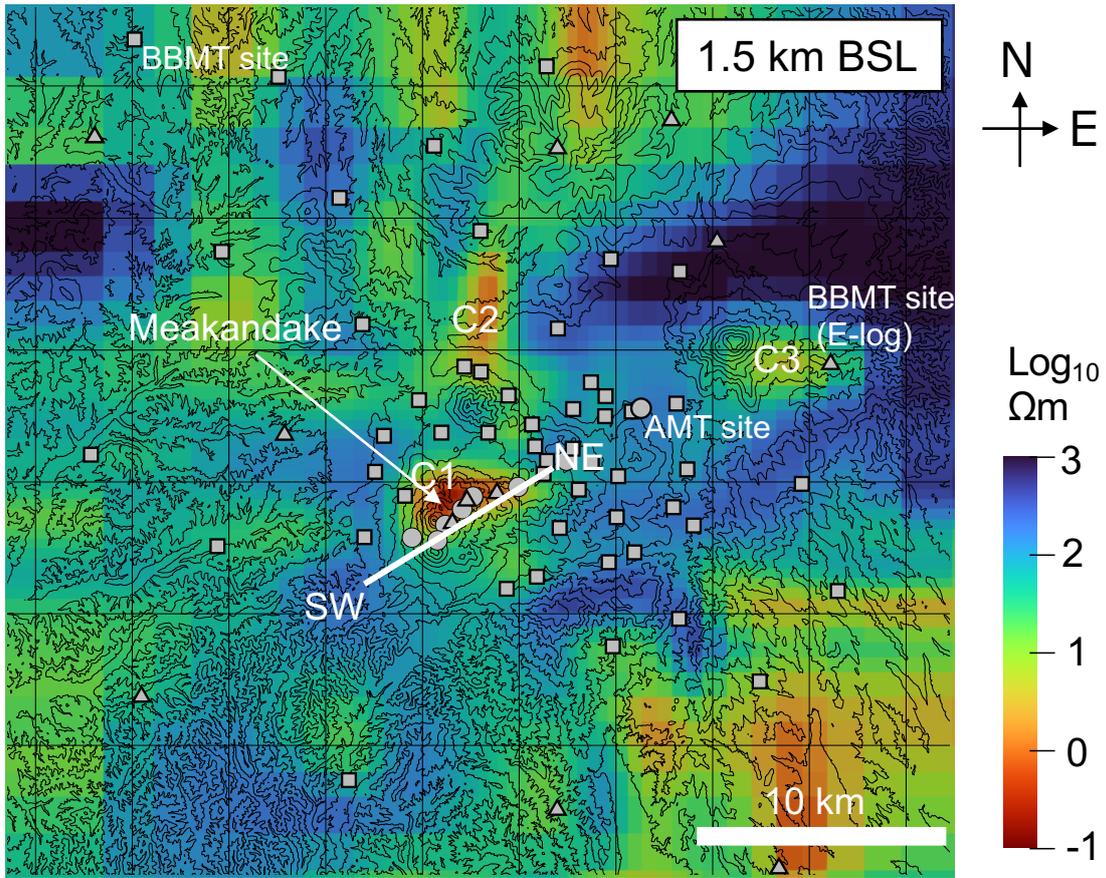


Fig. 3-21 (a) 雌阿寒岳山頂域を横切る NE-SW 断面の位置図(b & c).

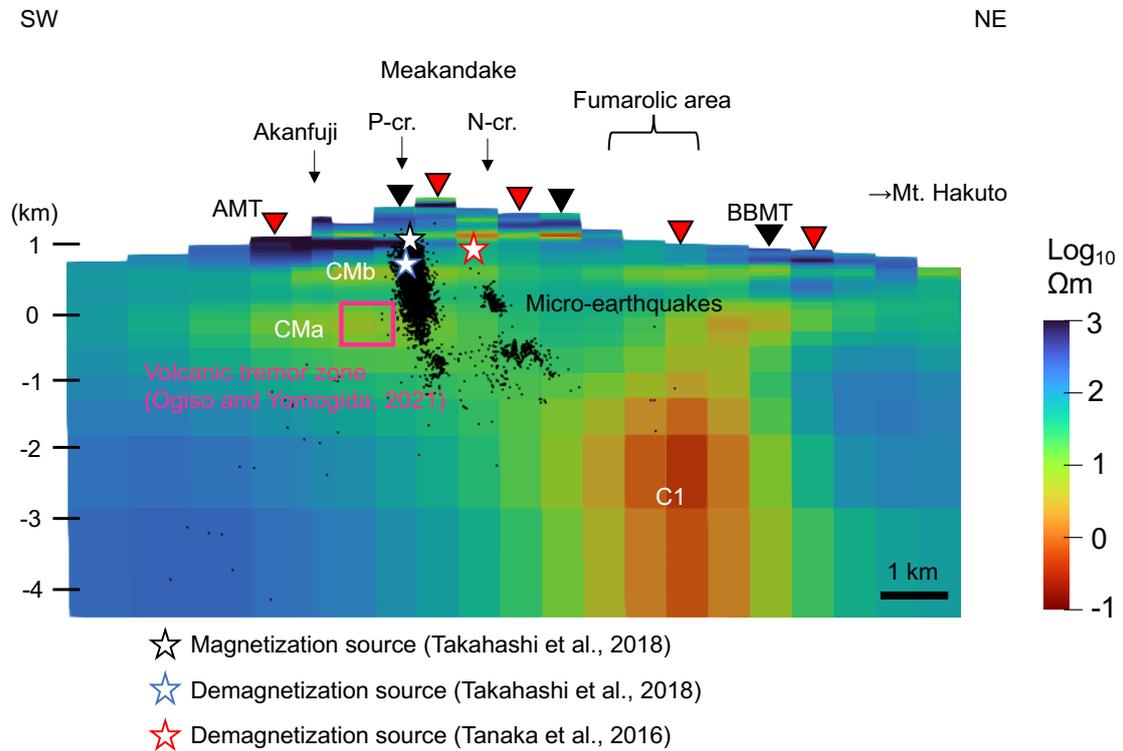


Fig. 3-21 (b) 雌阿寒岳浅部の鉛直比抵抗断面図. 雌阿寒岳山頂域を NE-SW 方向に横切った断面を表示. ポンマチネシリ火口における全磁力変化を説明する帯磁ソースと消磁ソースの位置を表示 (Takahashi et al., 2018). ナカマチネシリ火口における全磁力変化を説明する消磁ソースの位置を表示 (田中・他, 2016). 雌阿寒岳浅部の微小地震 (2004—2019 年) は札幌管区気象台より提供. BBMT: 広帯域 MT 法観測点. AMT: Audio-MT 法観測点. P-cr.: ポンマチネシリ火口. N-cr.: ナカマチネシリ火口.

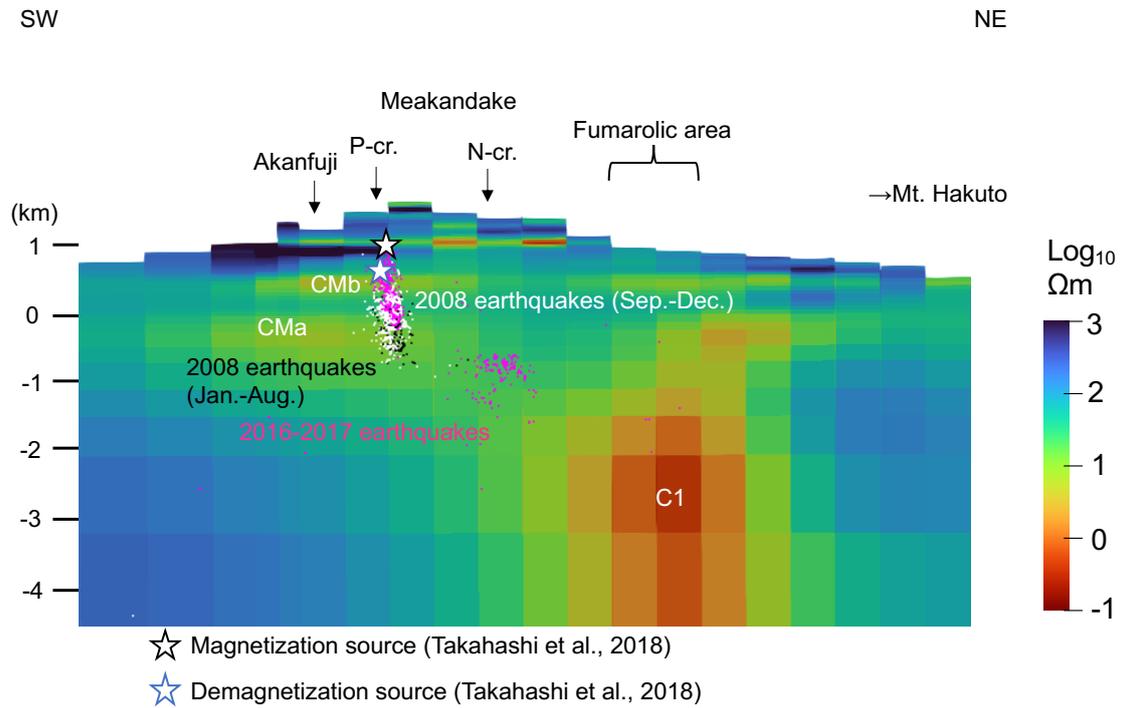


Fig. 3-21 (c) 雌阿寒岳の浅部火山性地震の震源（2008年，2016—2017年）と帯磁ソース（2013—2014年）と消磁ソース（2008—2009年）の位置関係．2008年の火山性地震は1月から8月の期間（黒色）と9月から12月の期間（白色）で分けて表示している．P-cr.：ポンマチネシリ火口，N-cr.：ナカマチネシリ火口．

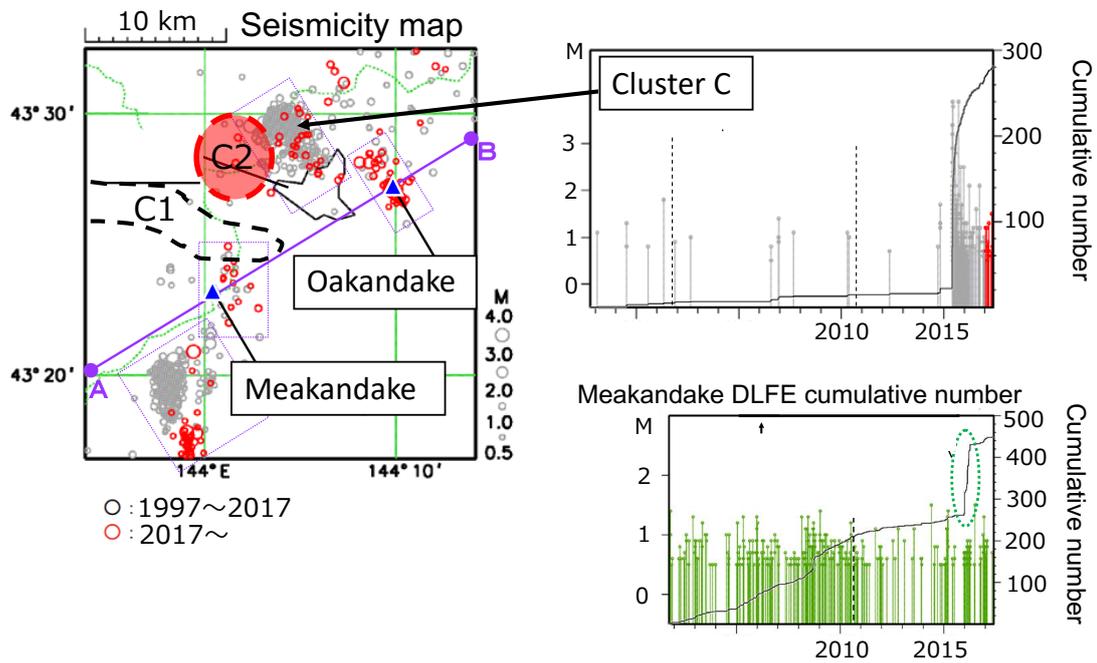


Fig. 3-22 本研究における低比抵抗異常と阿寒カルデラ周辺の震源分布. (左図) 気象庁の一元化処理による阿寒カルデラ周辺の地震分布. 黒点線: 低比抵抗異常 C1, 赤円: 低比抵抗異常 C2. (右上図) 阿寒湖北岸の群発地震(クラスター C)の M-T 図. (右下図) 雌阿寒岳の深部低周波地震の M-T 図.

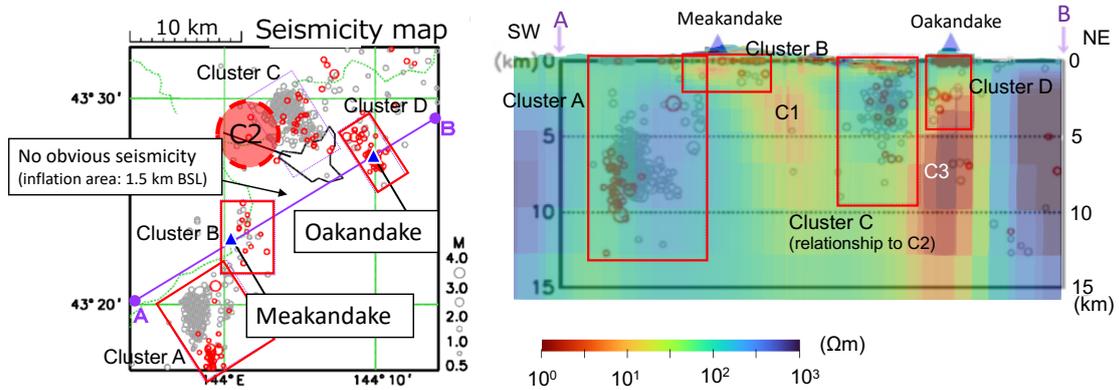


Fig. 3-23 比抵抗構造鉛直断面と阿寒カルデラ周辺の震源分布. それぞれの震源クラスターは以下のようにラベリングされている. クラスター A: 阿寒カルデラ南西側, クラスター B: 雌阿寒岳周辺, クラスター C: 阿寒湖北岸, クラスター D: 雄阿寒岳周辺

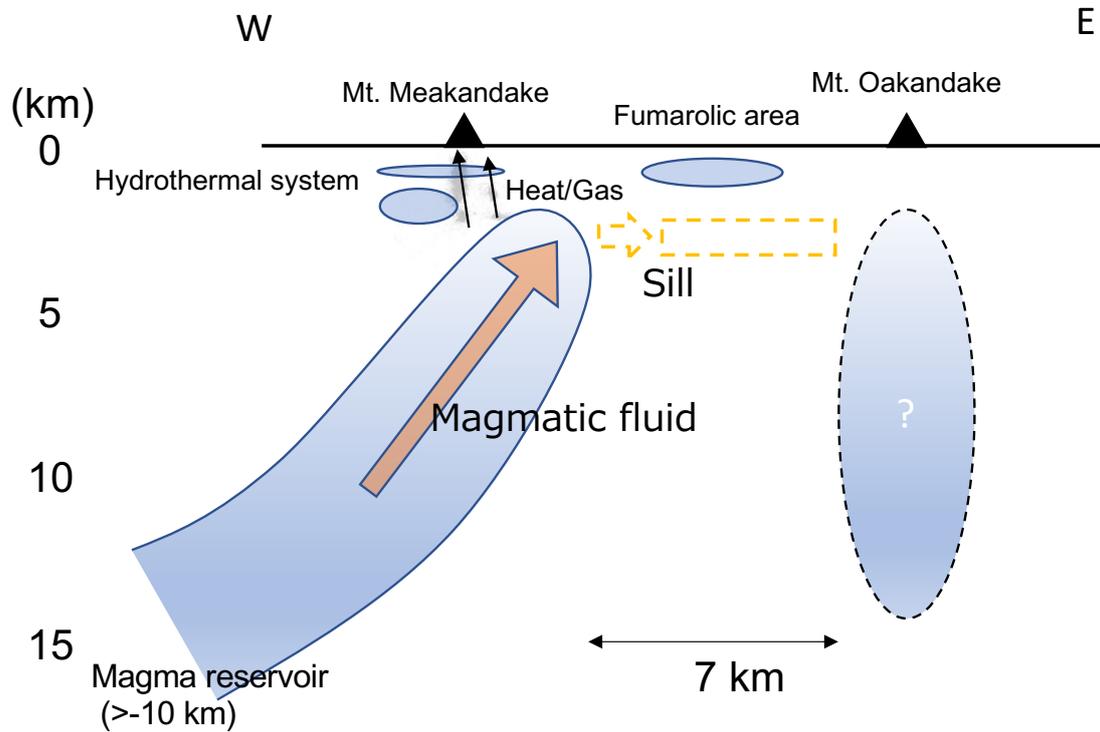


Fig. 3-24 雌阿寒岳周辺の全体像の概念図. 本研究における低比抵抗異常の位置を青色の領域で表示している. 黄色四角: 2016年から2017年にかけて発生した地盤膨張から推定されたシル状圧力源の位置 (北海道大学, 2019). シル状圧力源の厚さは不明. 灰色の点群: 2004年から2019年にかけて発生した雌阿寒岳浅部の火山性地震を表示 (札幌管区気象台から提供).

第 4 章 有珠山火口原における浅部 3 次元比抵抗構造探査

4.1 有珠山の噴火史と現在の活動

4.1.1 有珠山の噴火活動と地質学的研究

有珠山は、北海道洞爺カルデラの南側に位置する活火山である (Fig. 4-1). 有珠山は、玄武岩―苦鉄質安山岩の外輪とデイサイト質の火山体で構成されている。有珠山は約 1~2 万年前に玄武岩―玄武岩質安山岩の溶岩やスコリア (有珠外輪山溶岩) が噴出し、円錐状の成層火山を作った (曾根屋・他, 2007). 約 7000~8000 年前, 有珠山の山頂部は大きく崩壊して、馬蹄形カルデラ (U 字型の窪地) ができた (曾根屋・他, 2007). その後, 長い休止期間を経て, 1663 年に有史上初の噴火をして以降, 噴火活動が再開した (横山・他, 1973; 曾根屋・他, 2007). 中川・他 (2005) や曾屋・他 (2007) による古記録の解析及び地質学的調査から, 19 世紀以前の噴火履歴と噴火様式が明らかにされており, 2000 年までの間に少なくとも 9 回 (1663 年, 17 世紀末, 1769 年, 1822 年, 1853 年, 1910 年, 1943~1945 年, 1977~1078 年, 2000 年) のマグマ噴火またはマグマ水蒸気爆発/水蒸気噴火が記録されている (中川・他, 2005; 曾屋・他, 2007). これらの噴火と休止期の間隔はおおよそ 20~30 年である。有珠山の噴火期における活動は, さまざまな場所で発生している (Fig. 4-1). また, それぞれの噴火期では, 山頂火口では噴火が繰り返し起きており, マグマ噴火やマグマ水蒸気爆発/水蒸気噴火が発生している。現在, 山頂火口原内では, 銀沼火口や I 火口で噴気が確認されている。

4.1.2 有珠山山頂火口原における地球物理学的研究

有珠山山頂火口原では, 2 次元比抵抗構造が推定されている (Ogawa et al., 1998; Matsushima et al., 2001). Ogawa et al. (1998) は, 南西―北東方向に測線を伸ばし AMT 法探査を展開し, 深さ約 750 m までの 2 次元比抵抗構造断面を推定した。彼らは, 推定された構造から, 有珠新山側に 1977 年噴火に関わる貫入マグマがあり, 周囲に変質した母岩が分布しているモデルを提案した。Matsushima et al. (2001) は有珠山のマグマだまりを特定するために, 広帯域 MT/AMT 法探査を用いて Ogawa et al. (1998) よりも深部を対象に 2 次元比抵抗構造を推定した。この解析断面図によると有珠山の山頂域は比較的比抵抗な層が発達しており, Matsushima et al. (2001) は山麓で掘削された坑井データ (柱状図や電気検層) と比較し, 表層から深さ約 2 km にかけて山体に広がる低比抵抗域は新第三系の地層であることが分かった。また, Matsushima et al. (2001) の解析でも有珠新山の直下に Ogawa et al. (1998) でも見られた高比抵抗

域が認められた。

有珠山の火口原における熱活動についても研究が盛んに行われている。Matsushima (2003)は、1999年の放熱率を推定し、1977年噴火後の20年間の放熱率の時間変化を明らかにした。そして、そのデータを用いて数値シミュレーションを行い貫入マグマの冷却を再評価した。熱活動による放熱率は 2×10^7 Jと推定され、貫入量 ($6 \times 10^{17} \text{ m}^3$) であり、その推定貫入量とMT探査から観測される冷却した貫入体積と調和的である。長谷・他(2009)は、有珠山山体内部の熱水系の全体像を明らかにするために、自然電位調査と地下水流動の数値シミュレーションによる熱水系モデリングを行った。長谷・他(2009)による自然電位調査によって北屏風から銀沼火口にかけて観測された高電位異常は、その直下に垂直方向に伸びる同心円状の低比抵抗異常体がなければ再現できなかった。長谷・他(2009)では、この同心円状の低比抵抗異常体は、有珠山の熱水対流域の上端から地表まで伸びる噴気経路周辺に形成された変質帯と推定されている。また、有珠山の熱水対流域はキャップロック層の存在によって地表まで達していない可能性があることが示唆されている。

火山の熱活動の研究として、全磁力観測も有用な手法である。岩石の磁性は、温度や圧力によって変化することが知られており、地下岩石の温度や応力状態の変動に伴って地上で観測される全磁力が変化する。有珠山では繰り返し全磁力観測が行われている(橋本・他, 2007; Hashimoto, 2022)。Hashimoto (2022)は、有珠山の山頂火口原で地磁気全磁力キャンペーン観測を行い、2007年から2021年の期間に継続的な着磁傾向を捉えた。そして、磁気双極子モデルをもとに火口原直下(銀沼火口付近)深さ約500~700 mの位置に帯磁ソースが推定された。

有珠山では、いくつか測地学的研究も行われている(e.g. Jousset & Okada, 1999; Jousset et al., 2003; Wang and Aoki, 2019)。Jousset et al. (2003)は、GPS計測データから、山頂火口で2000年噴火前後に鉛直方向5.8 m・水平方向3.6 mほど隆起したことを捉えた。Wang and Aoki (2019)は1992年から2017年までのInSARデータを精査し、山頂火口原での長期変動を明らかにした。そして、山頂火口原の地盤沈降の長期的変動をモデリングし、山頂火口原に局所的に観測された地盤沈降は1977年噴火時の貫入マグマの冷却による熱弾性変形によるものと解釈した。このように、非噴火期でも有珠山の山頂火口原で測地学的変動が捉えられている。

Aoyama et al. (2009)は、有珠山の山頂火口原で臨時緻密地震観測を行い、非噴火期に発生している微小地震を観測した。彼らは、微小地震活動の震源分布を精密に決定しており、銀沼火口周辺に微小地震の震源が集中していることが明らかになった。また、彼らはこれらの微小地震の発震メカニズムも推定してお

り、これらの微小地震のメカニズムは、有珠新山側に下がる dip-slip 型であった。この震源メカニズムは有珠新山域の溶岩ドームが南側に対して沈降していることと対応していたため、有珠新山下の貫入マグマの冷却によって説明できるかもしれないことを示唆した。

4.2 第 4 章の目的

有珠山山頂火口原では、噴火期においてマグマ水蒸気噴火や水蒸気噴火が繰り返し発生している。山頂火口原は、噴火期に火山活動（地殻変動など）が高まる領域であり、モニタリング観測が行われている。最新の 2000 年噴火終息後の静穏期である現在も、山頂火口原では地殻変動、準定常的な微小地震活動、全磁力変化などが観測されており、その状態を監視することは有珠山の火山活動度を評価する上で重要である。一方で、有珠山では過去に幾つかの比抵抗探査が行われているが、3次元比抵抗構造はまだ明らかにされていなかった。山頂火口原の詳細な地下構造が明らかになれば、火山モニタリングと併せて活動の推移予測ができる。

本章の目的は、熱水系が発達していると想定される有珠山山頂火口原の浅部を 3次元比抵抗構造でモデリングし、有珠山の浅部熱水系の場を明らかにすることを目的とした。

4.3 AMT/広帯域 MT 探査の概要

4.3.1 フィールド観測の概要

2021年と2022年にMTU-5Aシステム(Phoenix社)を用いてAMT/広帯域MT法探査を実施し、合計35地点で電磁場5成分を計測した(Fig. 4-2)。AMT法を用いた地点では、それぞれの観測点で約2~12時間計測を行った。AMT法探査点のリモートリファレンス処理(Gamble et al., 1976)をするために、最低2地点は同時計測をAMT法で行った。AMT法探査のサンプリング周波数は常時150 Hzで計測し、2400 Hzや24000 Hzのサンプリングは数分おきに行った。広帯域MT法探査は4点実施し、約10日間計測を行った。広帯域MT法探査では、常時15 Hzサンプリングで行い、150 Hzと2400 Hzサンプリングを数分間隔で行った。Fig. 4-2における全観測点では、MT法におけるX方向(E_x と H_x)を磁北に合わせて設置した。

4.3.2 伝達関数の解析手法

AMT/広帯域MT探査によって得られた電磁場5成分から、SSMT2000(Phoenix社)を使用して伝達関数(インピーダンスとティッパー)を推定した。AMT探査では、それぞれのサンプリング周波数の帯域(24000 Hz, 2400 Hz, 150 Hz)ごとに、1000~10800 Hz, 60~1000 Hz, 0.1~60 Hzの周波数帯域の伝達関数を推定した。全ての観測点でリモートリファレンス処理(Gamble et al., 1976)を行ったが、リモートリファレンス処理には、AMT法観測点どうしで相互に参照した。広帯域MT探査では、それぞれのサンプリング周波数の帯域(2400 Hz, 150 Hz, 15 Hz)ごとに、60~1000 Hz, 0.1~60 Hz, 0.0001~0.1 Hzの周波数帯域で解析した。本研究対象域から約550 km離れた岩手県沢内で得られた水平磁場(日鉄鉱コンサルタント株式会社提供)を使用してリモートリファレンス処理を施した。

4.4 伝達関数の解析結果

4.4.1 見かけ比抵抗と位相

AMT法探査によって得られた見かけ比抵抗と位相をFig. 4-3に示す。全体的な傾向として、見かけ比抵抗が高周波から低周波側に向かって下がり続けており、位相は見かけ比抵抗と調和的だった。一部の観測点では、約0.5 Hz

から低周波側にかけて見かけ比抵抗が一定またはやや高くなるように推移していた (e.g. B10, C40). 有珠山の銀沼火口や I 火口周辺で計測した観測点 (B20, B30, B40) は, 約 10000 Hz から約 1 Hz にかけて約 20~30 Ωm と見かけ比抵抗が他点と比べて低かった. 銀沼火口や I 火口の近傍では低比抵抗な領域が分布していることが推測される. 有珠新山や大有珠側の観測点 (D10, D20, D30, D40, D50) は, 非対角成分の見かけ比抵抗が約数 100 Ωm から低周波側に向かうにつれて下がり続けていた. 有珠新山や大有珠側には, 表層の溶岩などの高比抵抗域から深部に向かって低比抵抗な領域が存在する可能性が伺える. 外輪沿いの観測点 (Z10, Z20, Z30, Z40) も見かけ比抵抗が低周波側に向かうにつれて下がる傾向を示しており, 外輪沿いも深部につれて低比抵抗な領域であることが考えられる.

広帯域 MT 法探査 (A20, A30, A50) は約 320 Hz から約 1 Hz にかけて見かけ比抵抗が下がり, 約 1 Hz から低周波側にかけて約 10 Ωm の値が続いていた. 約 0.01 Hz よりも低周波側では Z_{xy} と Z_{yx} のモードが異なる傾向を示していた (A20, A50). このことから有珠山付近では, 深い場所に数 10 Ωm の領域があり, それよりも深部では 2 次元または 3 次元的な構造であることが伺える.

一方, A40 の観測点における約 1 Hz 以下の帯域のデータは, バラつきが激しく分散も大きかった. 1 週間以上かけて計測を行ってリモートリファレンス処理を行った A40 における応答曲線のデータ品質は改善されなかった.

4.4.2 インダクションベクトルとフェーズテンソル

有珠山火口原におけるインダクションベクトル (Parkinson, 1942) とフェーズテンソル円 (Caldwell et al., 2004) を地図上に示した (Fig. 4-4). 観測点 F20 と G20 のティッパーは分散が大きく外れ値の可能性が高いため, F20 と G20 は Fig. 4-4 にインダクションベクトルとして描画していない.

フェーズテンソル円に注目すると, 高周波数側から低周波数側にかけて火口原全体がやや楕円形のフェーズテンソル円であった. それらの中でも銀沼火口や I 火口周辺のフェーズテンソル円は外輪沿いの観測点に比べてより扁平度が高い傾向が見える. 2 次元または 3 次元的な構造が強いほどフェーズテンソルの扁平度が高いことが知られており, 外輪沿いに比べて銀沼火口や I 火口の周辺は 2 次元または 3 次元的な構造であることが推測される.

回転不変量である Φ_2 (Appendix. 1) は, 約 1000 Hz よりも高周波側では, おおよそその観測点が 45° 以下を示していた. 約 500~1000 Hz の帯域では, 外輪や大有珠周辺の観測点は 45° 以上を示しており, その帯域の層より下が高比抵抗であることが伺える. 一方, 約 500~1000 Hz の帯域で I 火口や銀沼火

口周辺の観測点は 45° 以上であることから、低比抵抗な領域であることが伺える。約 200 Hz から低周波側の Φ_2 は 45° 以上を示していることから、その帯域は高比抵抗な領域であることが伺える。

約 500 Hz から 10000 Hz の帯域のインダクションベクトルは、概ね有珠山外輪の内側を向いていた。I 火口や銀沼火口周辺の観測点 (e.g. B30, B40, C10, C20) は有珠新山に向くベクトルであった。約 500 Hz よりも低周波側の帯域のインダクションベクトルは、おおよそ南西または北東方向に向く傾向が見られた。

以上のことから考えると、I 火口や銀沼火口周辺は周囲と比較して低比抵抗な領域であることが伺える。また、約 200 Hz よりも低周波側は高比抵抗な領域を示すため、低比抵抗層が深部まで広がっている可能性は低い。一方、大有珠一有珠新山側や外輪の領域は深部に向かうにつれて低比抵抗から高比抵抗な領域であることが伺える。

4.5 浅部比抵抗構造解析と比抵抗構造モデルの推定

4.5.1 構造解析の概要

本研究では、ModEM コード (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) を使用し、有珠山浅部の 3 次元比抵抗構造を推定した。一部の MT データ (e.g. F20 のティッパー, G20, A20) において品質が悪い観測値は使用せずに 3 次元比抵抗インバージョンを行った。入力周波数帯域として、AMT 観測点では約 0.4~7200 Hz 帯域にかけて 16 周波数を使用した。広帯域 MT 観測点では約 0.0003~320 Hz の帯域にかけて 16 周波数を使用した。エラーフロアはインピー

ダンステンソルに $\sqrt{|Z_{xy} \cdot Z_{yx}|}$ の 5%, ティッパーテンソルに 0.02 を与えた。

これらのエラーフロアよりも観測誤差が大きいデータには C_d として観測誤差をそのまま与えた。

メッシュ作成には MFB (ModEM File Builder; Tanaka 2022) を使用した。Fig. 4-5 のように、モデル空間は $66(x) \times 66(y) \times 41(z)$ 個のメッシュに切り、実空間の約 $122(x-axis) \times 122(y-axis) \times 258(z-axis)$ km 範囲に対応させた。水平方向のメッシュサイズは、観測範囲内で中央を 60×60 m のセルに分割した後、その周囲を 600 m のセルを 5 つ作成し囲んだ。その周囲を 1000 m のセルで 5 つ囲むように作成した。そして、その外側は 1500 m, 2000 m のセルで置いた後、外側に向かうにつれて 2 倍ずつ大きくなるセルを用意した。このように観測範囲の外側は遠方ほどメッシュサイズを大きくなるように設定した。鉛直方向のメッシュ間隔は、地形をできるだけ滑らかに表現するために、海拔-300 m までは鉛直方向 50 m のセルを設定した。その下に厚さ 100 m のセルを 10 個置き、200 m, 400 m, 800 m, 1000 m のセルを 1 個ずつ置いた。それよりも下は、厚さを 2 倍ずつ大きくして鉛直方向 258 km まで計算領域となるように設定した。初期比抵抗は $100 \Omega\text{m}$ 一様で設定した。大気と海はそれぞれ $10^8 \Omega\text{m}$ と $0.3 \Omega\text{m}$ で固定してインバージョンを実行した。スムージングは全てのセルに対して一様に 0.3 を与えた。 λ は 10 から 10^{-3} までの範囲で設定した。

4.5.2 浅部比抵抗構造の推定

4.5.1 章のパラメータ設定で 3 次元インバージョンを行った結果を Fig. 4-6 と Fig. 4-7 に示した。初期比抵抗のモデル応答と観測値の RMS misfit は 10.9 であり、反復計算が 130 回繰り返され、 λ が 10^{-3} を下回ったため計算が終了した。この時、RMS misfit が 1.50 であり、反復計算のモデルの中で最小であった。

本研究のインバージョンによって有珠山火口原の西側に低比抵抗異常 CU1 (約 10 Ω m) が得られた。この CU1 は約 0~0.8 km BSL に広がっていた (Fig. 4-6)。また、有珠新山や大有珠の直下に、低比抵抗異常 CU2 が解析されており、CU2 は約 0~0.8 km BSL に広がっていた。

CU1 や CU2 とは別に、比較的小規模な低比抵抗異常 CU3 や CU4 が得られた。CU3 は西山の北側を中心に分布しており、CU1 や CU2 よりもやや浅部に位置していた。一方、CU4 は大有珠の南側に位置しており、約 0~0.8 km BSL (CU1 や CU2 と同じ深さ) に分布していた。

小有珠から銀沼火口周辺の約 0.5 km BSL よりも浅部には高比抵抗領域 RU が広がっていた。有珠山の北外輪や南外輪の表層部は高比抵抗な領域が広がっていた。

4.5.3 データのフィッティング

最終モデルのレスポンスと観測データのフィッティングを Fig. 4-8 に示す。モデル応答は高周波側から低周波側まで観測値を概ね説明できていた。特に、山頂火口原内の観測点 (e.g. B20, B40, B50) は、与えた誤差内にモデル応答が収まっており、観測値のインピーダンス 4 成分を概ね説明できていた。広帯域 MT 法で観測した点 (A20, A30, A50) のモデル応答も約 0.001 Hz まで観測値を説明できていた。Fig. 4-9 にはインダクションベクトルのフィッティング結果をインバージョンに使用した地形モデルに図示している。一部の観測点 (F30, G10, Z30, Z40) を除いて全周波数帯域のインダクションベクトルの向きや大きさは観測値と整合的であった。平均全周波数帯域において、本研究で得られた比抵抗構造からフォワード計算されたインピーダンスやテッパーが概ね観測値と整合的であり、全データ (インバージョンに入力したデータ) における RMS misfit が 1.5 であることから、この比抵抗モデルは観測データを説明できるモデルと考えられる。

以上のことから本研究のインバージョンで得られた比抵抗構造 (Fig. 4-6; Fig. 4-7) を最適モデルとして議論していく。

4.6 比抵抗構造モデルにおける感度テスト

4.6.1 有珠山の低比抵抗異常

本研究では、インバージョンによって得られた比抵抗構造に現れている

低比抵抗異常について感度テストを行った。インバージョンで得られたモデルはオーバーフィットしている可能性がある。本研究では、低比抵抗異常を一様な比抵抗分布と仮定して感度テストを行った。それぞれの低比抵抗異常（10 Ωm 以下）のバルク比抵抗を一様な値に置き換えたモデルを作成し、そのモデル応答と観測値の misfit を計算した (Fig. 4-10)。CU1 は、比抵抗値を 1 Ωm 以下または 10 Ωm 以上の値で置き換えた時に RMS misfit が 1.6 を超えた。RMS misfit が最適モデルの RMS misfit より 0.1 高いことは、全観測点の平均として、モデル応答と観測値の一致度が、(26)式に与えた誤差 (C_d) に対して 10%，最適モデルから低下したことを意味する。第 3 章（雌阿寒岳）の感度テストと同様に RMS misfit が 0.1 上がった RMS misfit=1.60 のモデルは有意な変化であるとみなした。そのため、CU1 が一様なバルクと仮定したとき、CU1 の比抵抗範囲は 1~10 Ωm である。CU1 のほかに、バルク比抵抗を置き換えた時に RMS misfit が 1.60 を超えた低比抵抗異常は CU3 である (Fig. 4-10)。CU3 を 10 Ωm 以上のバルク比抵抗に置き換えた時、RMS misfit が 1.60 を超えた。その一方で、極端な低比抵抗 (e.g. 0.5 Ωm) を与えても RMS misfit が 1.60 を超えなかった。このことから、CU3 の比抵抗値の上限は約 10 Ωm であるが、下限については不明瞭である。

有珠新山や大有珠に広がる低比抵抗異常 CU2 と火口原東側に位置する CU3 は、バルク比抵抗を 0.5~50 Ωm の範囲で様々な値に置き換えても RMS misfit は 1.6 を超えなかった。特に、CU4 の場合は、RMS misfit がほぼ 1.5 であった。これらのことから低比抵抗異常 CU2 と CU4 は感度が低い領域である可能性が高く、CU2 と CU4 の形状については制約できていないことが考えられる。このため、CU2 と CU4 は、詳細に議論することは難しいため、議論の対象としない。

4.7 議論

4.7.1 低比抵抗異常の解釈

感度テストの結果、低比抵抗異常 CU1 のバルク比抵抗は 1~10 Ωm であることが分かった。Fig. 2-1 の解釈フローに当てはめると、CU1 のバルク比抵抗の範囲から熱水流体・メルト・導電性粘土鉱物の可能性が考えられる。そして、CU1 の存在深度から熱水流体または導電性粘土鉱物の可能性が高い。最後に、温度情報をもとに CU1 の物質を検討すべきだが、有珠山火口原での深さ約 700 m までの地温実測値はない。そのため、CU1 が熱水流体・粘土鉱物・熱水流体+粘土鉱物のいずれかである可能性を考える。まず、CU1 は熱水流体である可能性を考える。熱水流体の比抵抗を仮定するため、大島・松島 (1999) で空隙率推定に使用されている地下水比抵抗を参照した。大島・松島 (1999) は既存資料を用いて深さ約 700~980 m までの温度補正済みの地下水比抵抗を算出している (大島・松島, 1999; Table. 2)。それをもとに、本研究では、深さ約 700~1000 m 付近に位置する熱水の比抵抗を 1 Ωm と仮定した。修正アーチー則 (Glover et al., 2000) を用いて、バルク比抵抗と空隙率の関係を検討した。その結果、低比抵抗異常 CU1 は岩石中に熱水が含まれていることでも説明が可能である。しかし、CU1 の温度が 200 $^{\circ}\text{C}$ 以下であり、CU1 が粘土鉱物に卓越した低浸透率な層の可能性もある。もし CU1 が粘土鉱物層であるならば、CU1 の上層 (高比抵抗域 RU) が熱水だまりに相当すると考えられる。

長谷・他 (2009) は、有珠新山直下深さ約 0~500 m BSL に位置する鉛直貫入岩体の周囲に熱水対流域 (約 1 Ωm) が存在するモデルで数値シミュレーションを行っている。このシミュレーション結果から、長谷・他 (2009) は、熱水対流域は地表からある程度離れており、キャップロック層によって熱水系が制限されているモデルを提案している。そのため、約 0~500 m BSL に位置する CU1 が熱水だまりを反映している可能性は高い。

低比抵抗異常 CU3 は、CU1 と同じく数 Ωm の可能性が高い (Fig. 4-10)。Fig. 2-1 の解釈フローに当てはめると、低比抵抗異常 CU3 は粘土鉱物、熱水流体、メルトの可能性が考えられる。次に、深さ情報からは、熱水流体または粘土鉱物が考えられる。CU3 は約 100~300 m BSL の深さで地形に沿うように現れている (Fig. 4-7; A-A'断面)。CU3 の周辺 (西山の北側) には、明瞭な噴気活動が見られないことから、CU3 周辺は比較的低温な環境が推測できる。有珠山の帯水層が約 0 km BSL に分布しているならば、CU3 では地表に浸透した天水が地形に沿って帯水層を形成している可能性がある。また、CU3 の北西側は、有珠山 2000 年噴火時にマグマ水蒸気噴火が発生した領域であり、2000 年の噴

火活動（小規模な水蒸気噴火の繰り返し）で西山西麓と金毘羅周辺に複数の火口を形成している。CU3 と有珠山 2000 年噴火時の活動域が対応していることを考えると、CU3 が金毘羅—西山西麓の水蒸気噴火やマグマ水蒸気噴火と関係がある可能性がある。

4.7.2 マグマ貫入が想定される有珠新山域について

3次元比抵抗インバージョンと感度テストの結果、有珠新山と大有珠周辺直下に位置する低比抵抗異常 CU2 の感度は低い。Ogawa et al. (1998) と Matsushima et al. (2001) による 2次元比抵抗解析では、有珠新山の直下 0~数 100 m BSL に鉛直高比抵抗体（約 100~1000 Ωm ）が認められている。この高比抵抗体は 1977 年の噴火活動に関わるマグマ貫入の残存であることが考えられている。本研究で得られた 3次元比抵抗構造には、100~1000 Ωm の高比抵抗に相当するような領域は現れていない。そこで、本研究は、Ogawa et al. (1998) と Matsushima et al. (2001) で現れた高比抵抗体を 3次元比抵抗構造に反映させてフォワード計算を行い、本研究で得られた MT データが高比抵抗体に感度をもつか調べた。

本研究における Synthetic テストでは、1977 年貫入マグマのモデルとして有珠新山直下に 500 m (N-S) \times 500 m (E-W) \times 1000 m (depth) の鉛直高比抵抗モデル RUS1 を仮定した (Fig. 4-11)。高比抵抗モデル RUS1 のバルク比抵抗は、100, 500, 1000, 5000, 10000 Ωm の 5 パターンで設定した。その結果、RMS misfit はそれぞれ 1.51, 1.53, 1.53, 1.54, 1.54 であった。これらは、最適モデルの RMS misfit = 1.50 と差が 0.1 に満たなかった。高比抵抗モデルを組み込んだ周辺の観測点のモデル応答を見ても、高比抵抗モデルを反映している応答は明瞭に現れていなかった。

本研究の 3次元比抵抗構造解析には広帯域 MT データも使用しており、本研究の 3次元比抵抗インバージョンによって得られた 3次元比抵抗構造は広帯域 MT データも概ね説明できていた。そこで、広帯域 MT 法探査のデータがどのように有珠新山域の構造に制約を与えるかを検討した。有珠新山域の高比抵抗 RUS1 モデルにおける A30 と A50 の広帯域 MT データを Fig. 4-12 に表示した。A30 と A50 の広帯域 MT データの非対角成分 (Z_{xy} , Z_{yx}) において、高比抵抗体 RUS1 を組み込んだモデルの応答は、最適モデルのモデル応答とほぼ変わっていない。対角成分 (Z_{xx} , Z_{yy}) には、約 0.1~10 Hz の帯域で RUS1 モデルと最適モデルの応答に明瞭な変化が現れていた。また、Matsushima et al. (2001) の広帯域 MT 観測点に相当する観測点のモデル応答もフォワード計算により算出した (Fig. 4-13)。Matsushima et al. (2001) の広帯域 MT 観測点のモデル応答

でも、非対角成分には最適モデルと RUS1 モデルの応答に明瞭な変化は現れず、対角成分の約 0.1~10 Hz の帯域に明瞭な変化が現れている。

以上のことから、本研究の AMT/BBMT 探査データでは、有珠新山一大有珠にかけて深さ約 1 km 程度の構造には感度が低い。高比抵抗体 RUS1 に相当する領域の比抵抗分布を明らかにするには、この周辺で良質な対角成分の広帯域 MT データを取得する必要がある。

4.7.3 有珠山の浅部熱水系

有珠山の山頂火口原では、非噴火期でも準定常的な地震が発生している。Aoyama et al. (2009)は臨時地震観測網を展開し、非噴火期にも銀沼火口付近に微小地震が発生していることを明らかにした。この微小地震の震源域と 3 次元比抵抗構造の位置関係を Fig. 4-14 に示す。震源域は高比抵抗域 RU と対応しており、この領域で破壊が発生していることが考えられる。Aoyama et al. (2009)では、U 字型断層の内側が沈降するようなメカニズムが推定された。この推定結果は、小有珠ドームの沈降をもたらした断層系が弱面となり、準定常的な微小地震活動に影響を与えていることが考えられている。U 字型断層の有珠新山一大有珠側は、感度が低く、詳細な議論はできないが、U 字型断層に沿うような低比抵抗/高比抵抗境界は現れている (Fig. 4-6; 50 m BSL)。この低比抵抗/高比抵抗境界が U 字型断層面の一部を反映している可能性がある。

CU1 の上に高比抵抗域 RU があり、RU の地表には I 火口や銀沼火口が存在している。このことから CU1 から放出された蒸気が RU を通って地表まで上昇している可能性がある。RU の周囲は低比抵抗域 (約 10 Ω m) である。RU がガスや蒸気に富む領域であるならば、この低比抵抗域は、熱水変質によって導電性粘土鉱物が卓越した領域であることが考えられる。また、Hashimoto (2022)によって推定された着磁域も RU の位置と対応している。Hashimoto (2022)は着磁域と微小地震発生域 (Aoyama et al., 2009)が対応している領域を放熱率が高い領域と推定しており、この領域が地下のマグマシステムとつながっている可能性を提案している。RU の直下には熱水だまりと考えられる低比抵抗異常 CU1 が存在するため、マグマシステムとつながっている可能性は高く、より深部を含めた地下構造の推定が必要である。

Hernandez et al. (2001)による山頂火口源の CO₂ flux の観測から、2000 年噴火前に銀沼火口や I 火口、小有珠、北西外輪における CO₂ flux が増加していた。これらの領域の直下は小規模な低比抵抗域としてイメージングされている (Fig. 4-7; B-B'断面)。この低比抵抗域に沿って火山ガスや熱水などの火山性流体を放出している可能性が高い。

西山の方に分布している低比抵抗異常 CU3 は、地下水に富む岩石の可能性がある。CU3 は浅部から深部に向かうにつれて地形に沿うように分布していた。CU3 は表層から約 500 mBSL までは広がっている。八幡 (2002) は、2000 年に金比羅で発生したマグマ水蒸気爆発の深度を地質学的手法から推定している。八幡 (2002) では、火山灰中に含まれる岩片や粘土鉱物の種類、結晶粒子の比の変化から、マグマ水蒸気爆発の深度は約 1000 m またはそれ以深であり、その後の水蒸気爆発は深度数 100 m から地表の間の地点で繰り返し進行したものと推定されている。CU3 は 2000 年噴火に関わる活動域の中心 (金比羅) からやや離れているが、2000 年噴火に関わる水蒸気爆発は CU3 の付近 (金比羅山の南) でも発生している。八幡 (2002) による水蒸気爆発の深度と、CU3 が地下水を含む岩石層であることを考慮すると、西山から金比羅にかけて帯水層が分布し、その帯水層の起源は CU3 と関係があり、マグマ水蒸気爆発—水蒸気爆発に関わる構造であることが考えられる。

外輪の表層に分布する高比抵抗域は、これまでの 2 次元比抵抗構造断面 (Ogawa et al., 1998; Matsushima et al., 2001) でも現れている。本研究で 3 次元構造解析を行ったことにより、表層の高比抵抗域が外輪にそって分布していることが明らかになった。この高比抵抗領域は、1663 年噴出物の下に存在する有珠外輪山溶岩 (曾屋・他, 2007) に対応していた。間隙水などを多く含まない岩石の比抵抗値は高くなることが知られている。表層の高比抵抗領域は外輪山溶岩と解釈できる。

4.8 第4章のまとめ

- ・本研究で得られた3次元浅部比抵抗構造は、有珠山山頂火口原の浅部熱水系をイメージでき、有珠山の熱水系で発生する現象の概念モデルに有用である。
- ・本研究によって、3次元比抵抗構造と山頂火口原で発生している地震活動・磁化変化のソースとの位置関係が明らかになった。
- ・2021年と2022年に有珠山の山頂火口原で新規にAMT探査31点と広帯域MT探査4点を展開した。
- ・上記の観測で得られたデータを使用して3次元比抵抗インバージョンを行い、有珠山山頂域浅部の3次元比抵抗構造を推定した。
- ・約500 m BSL付近に銀沼火口よりも南西側を中心として低比抵抗異常CU1が現れた。このCU1は本研究においてロバストな構造であり、一様な比抵抗分布を仮定すると約1~10 Ωm のバルク比抵抗範囲を持つことが明らかになった。
- ・有珠新山や大有珠の周辺域約500 m~1000 m BSLは、本研究における探査では比抵抗構造の制約が不十分であった。この問題は、広帯域MT法探査を行うことで改善されるかもしれない。
- ・低比抵抗異常CU1は熱水対流域である可能性が高く、流体を通しやすい領域であることが考えられる。
- ・CU1の直上に分布している高比抵抗域RUは、微小地震の震源や着磁域と対応していることから、熱水などを含まない岩体であることが考えられる。
- ・RUの周囲に低比抵抗域が存在し、RUの縁に銀沼火口やI火口といった噴気地が見られることから、RUの縁に沿って火山ガスや熱水などの火山性流体が地表に供給されている可能性が考えられる。
- ・低比抵抗異常CU3は、天水などが蓄えられている領域である可能性が高く、2000年噴火にかかわる帯水層の一部であることが考えられる。
- ・有珠山山頂の北側と南側における外輪の表層に分布する高比抵抗域は、間隙水を多く含まない外輪山溶岩を反映している可能性が高い。
- ・CU1やRUが、地下のマグマシステムとつながっている可能性は高く、今後、CU1よりも深部を含めた地下構造の推定が必要である。

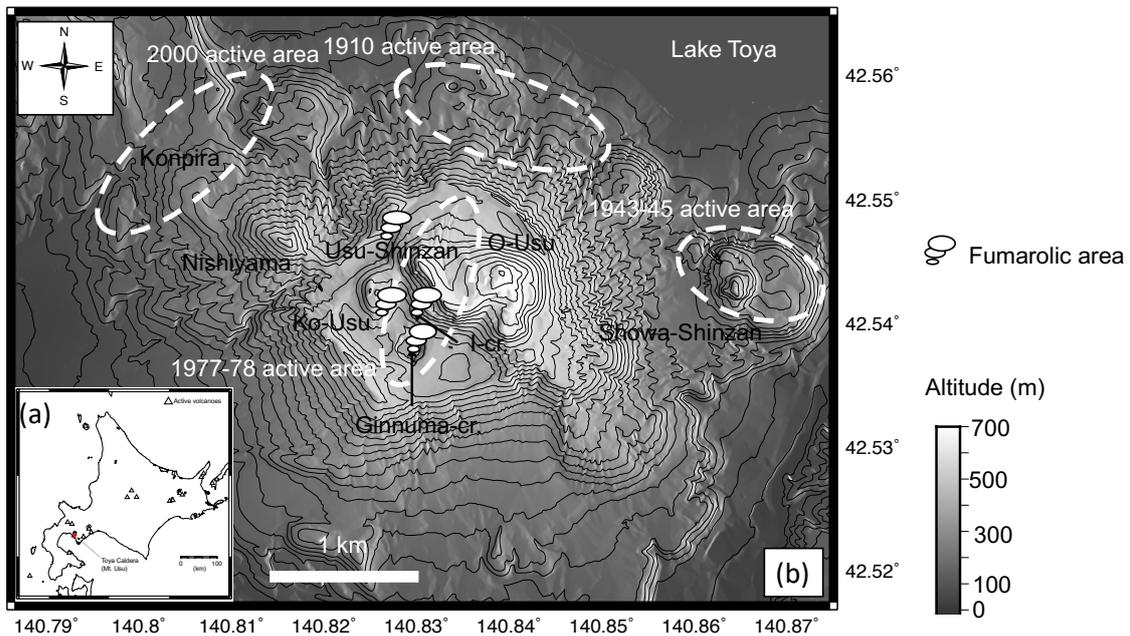


Fig. 4-1 (a)洞爺カルデラの位置図 (赤色星印). (b) 有珠山周辺の地形図. 1910, 1943-1945, 1977-1978, 2000 年それぞれの主な噴火活動の領域を表示している.

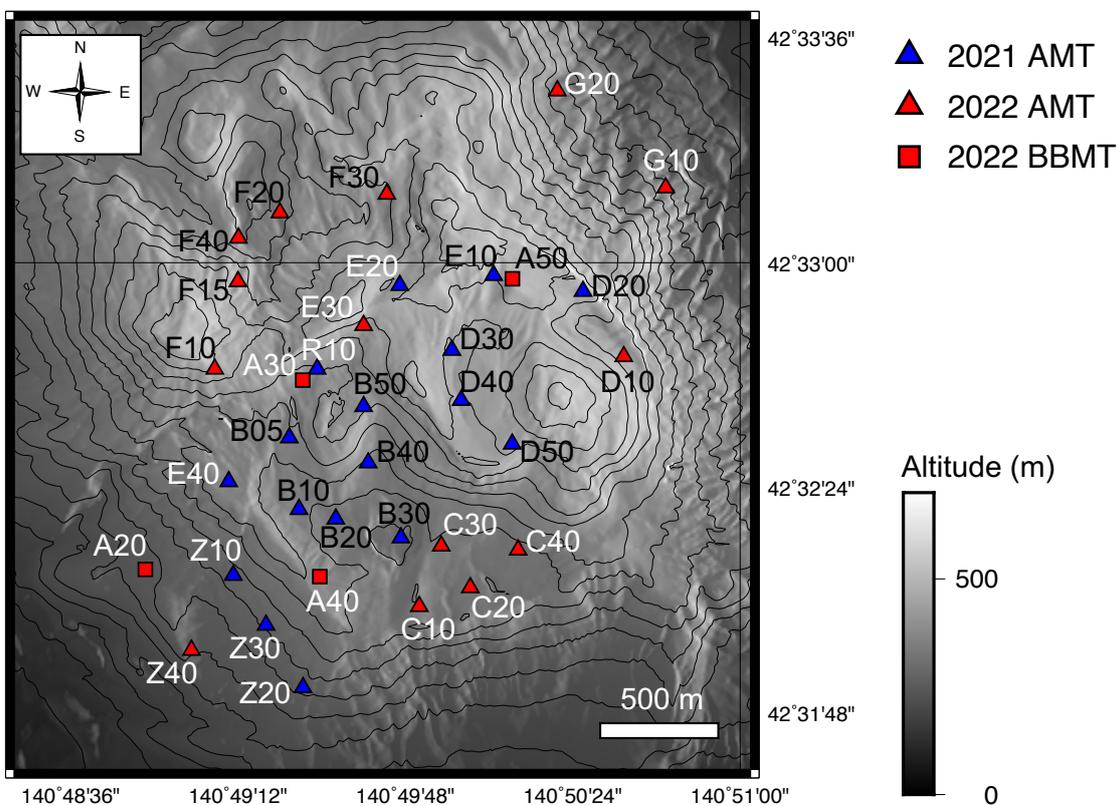


Fig. 4-2 本研究で行なった有珠山山頂火口原周辺における AMT 法探査と広帯域 MT 法探査の観測点位置図.

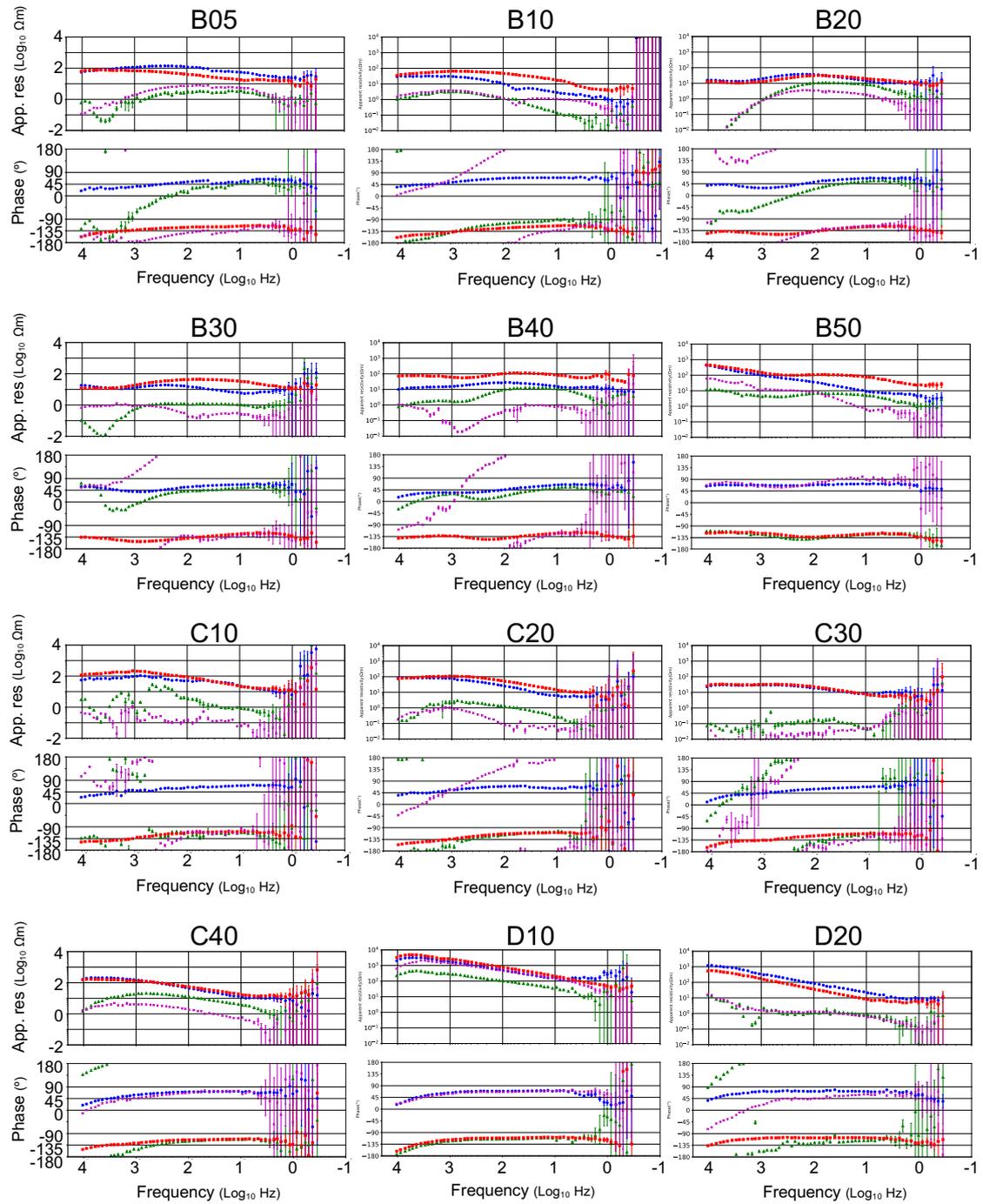


Fig. 4-3 2021 年から 2022 年にかけて実施した MT 法観測点の見かけ比抵抗と位相の応答曲線. 緑色 : Z_{xx} 成分, 青色 : Z_{xy} 成分, 赤色 : Z_{yx} 成分, 紫色 : Z_{yy} 成分.

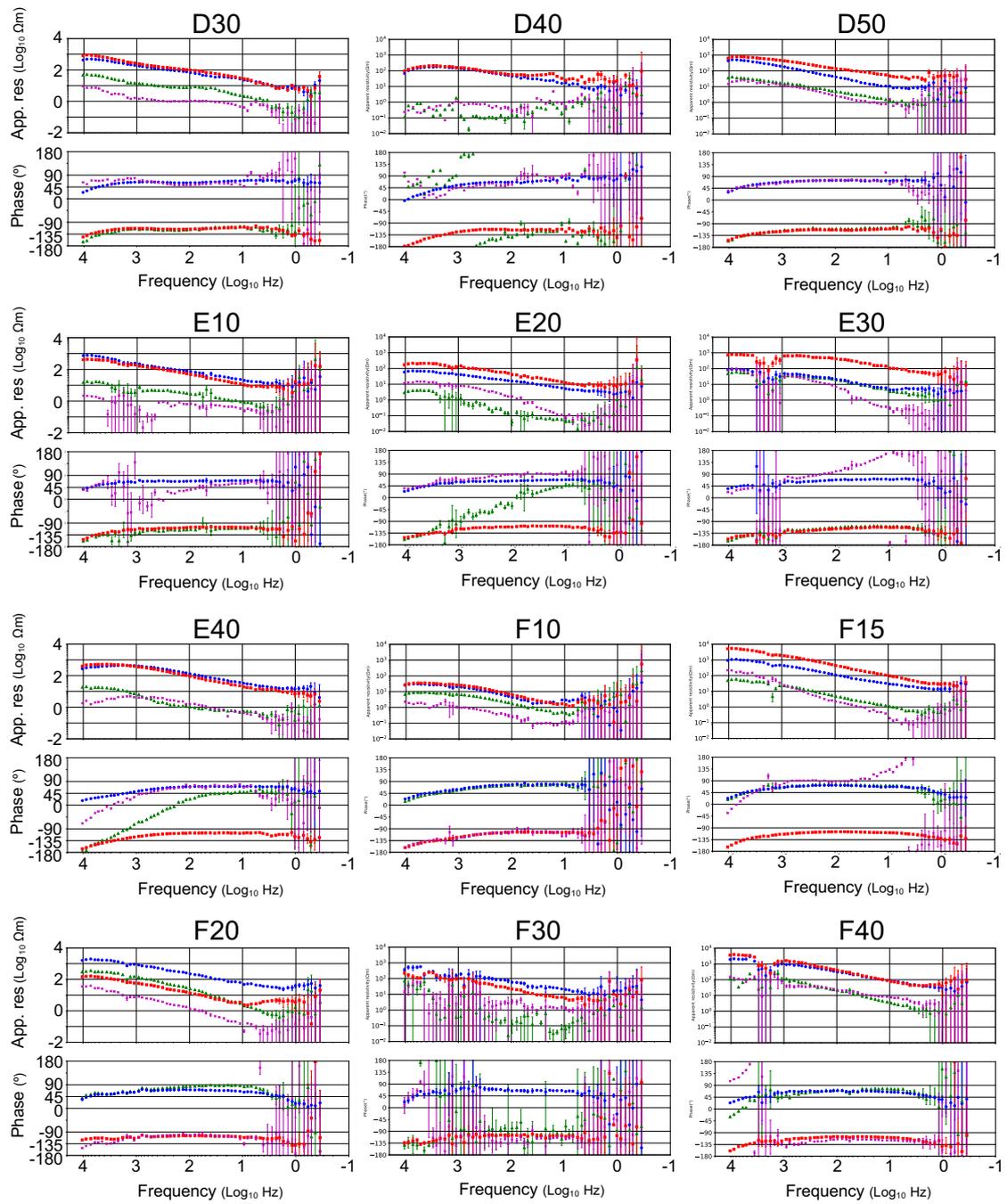


Fig. 4-3 (続き)

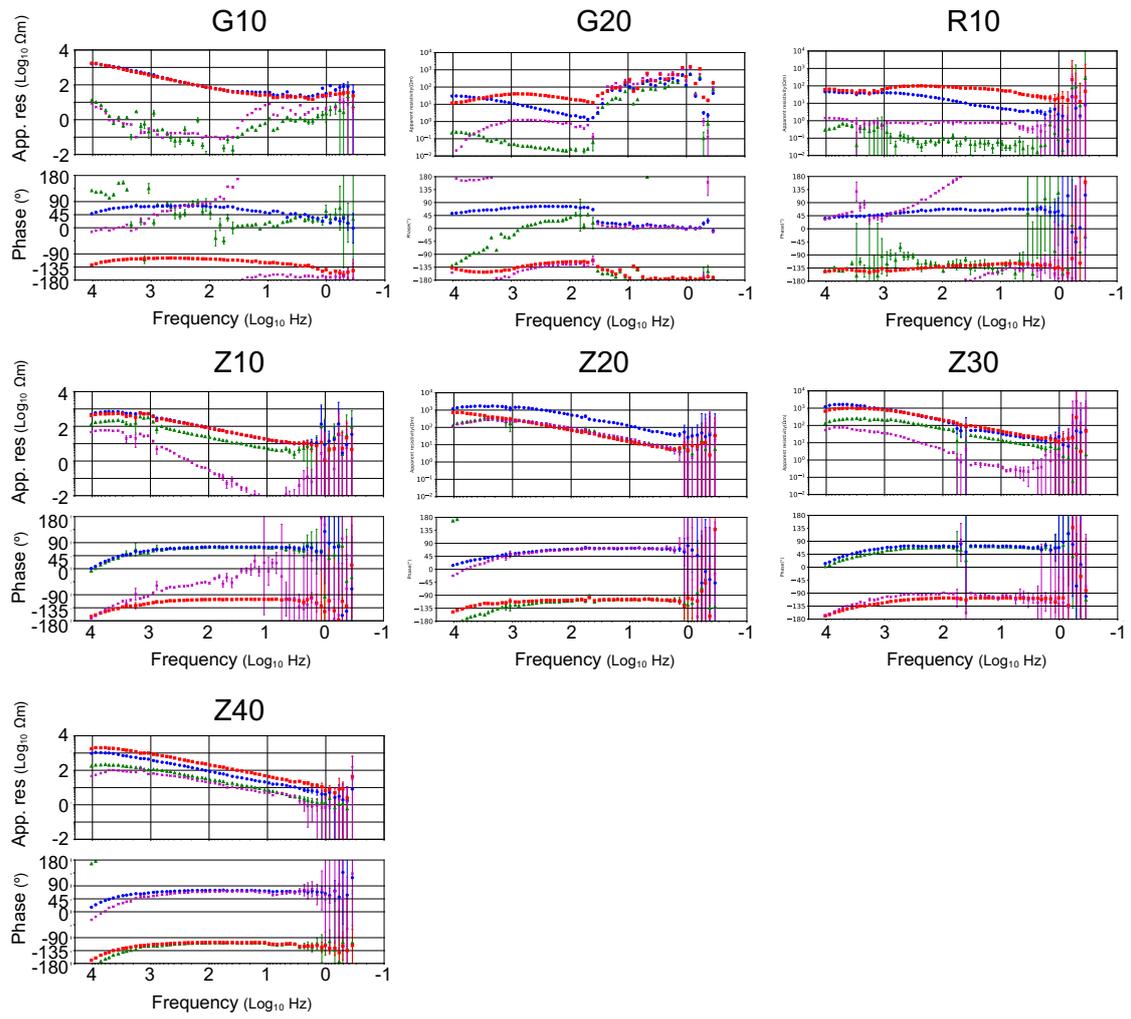


Fig. 4-3 (続き)

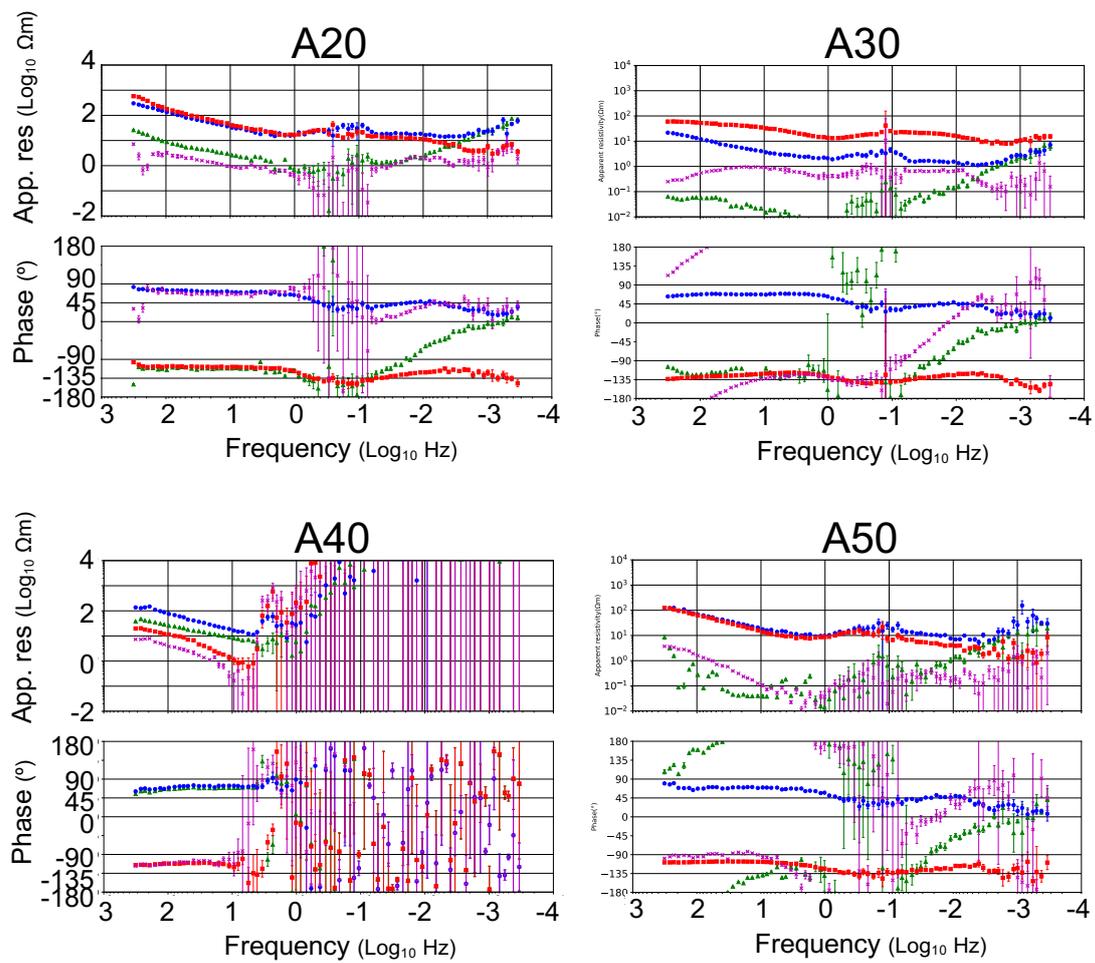


Fig. 4-3 (続き)

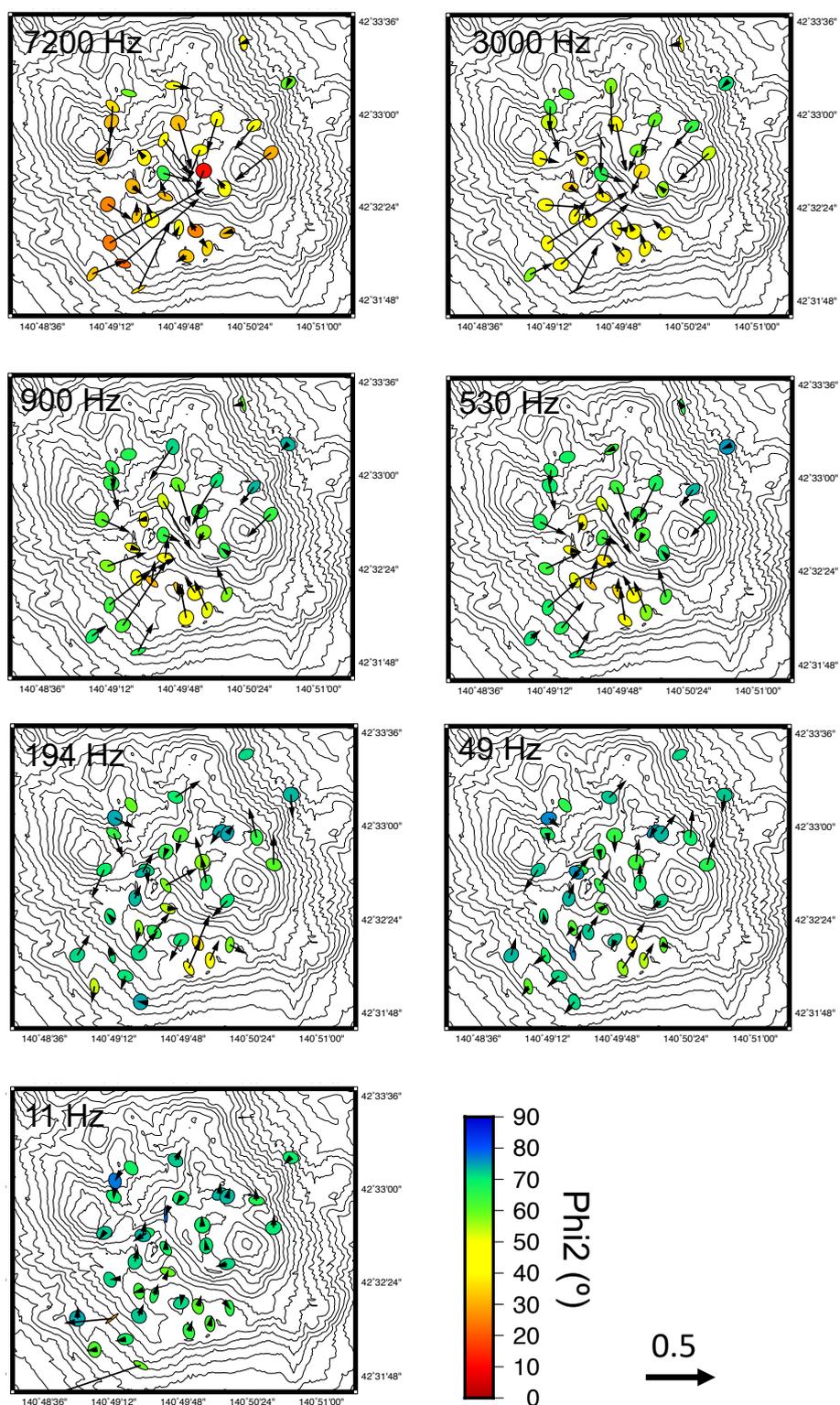


Fig. 4-4 各周波数帯域におけるフェーズテンソル円 (Caldwell et al., 2004)とインダクションベクトル (Parkinson convention). フェーズテンソル円の大きさはそれぞれの長軸で規格化している.

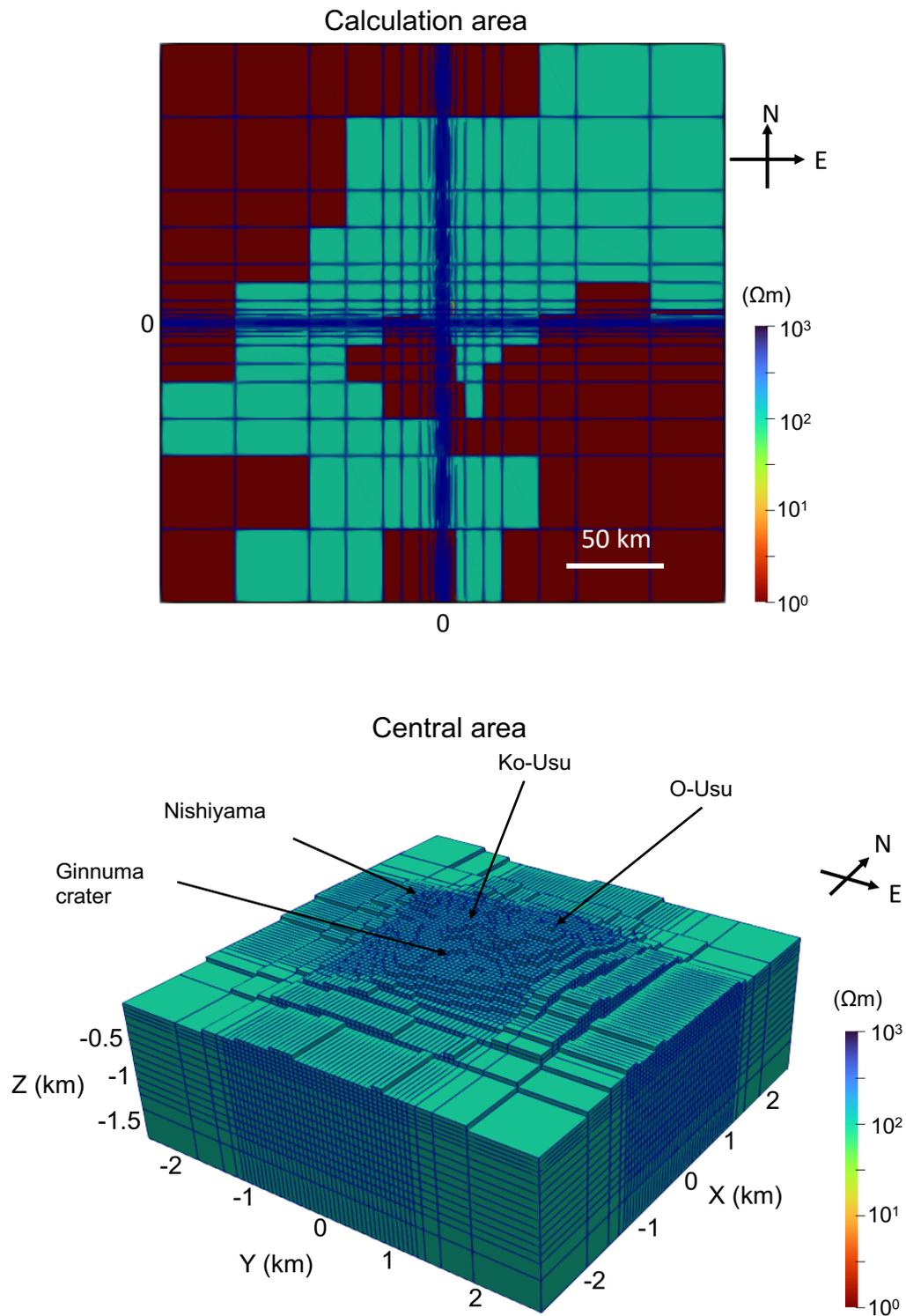


Fig. 4-5 インバージョンに使用した計算領域の全体図（上図）とその中心領域（有珠山山頂火口原）を抽出した図（下図）. どちらの図も大気セルを除いて表示している.

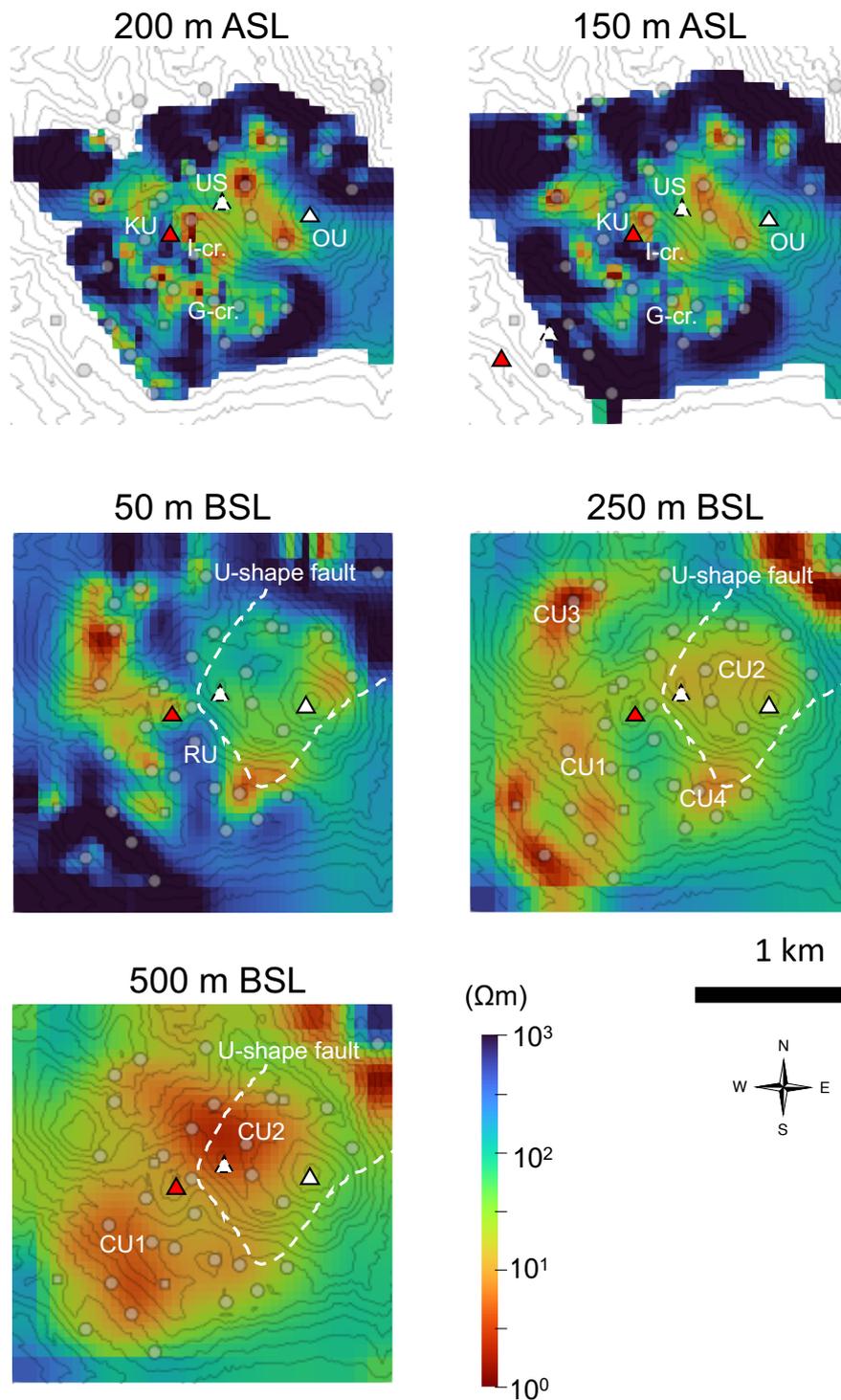


Fig. 4-6 イイバージョンで得られた比抵抗構造の水平断面図。観測点分布（灰色）と地形図を同時に表示している。大気セルを取り除いて表示している。US：有珠新山，OU：大有珠，KU：小有珠，I-cr.：I火口，G-cr.：銀沼火口。50 m，250 m，500 m BSL の水平断面図に U 字型断層を表示。

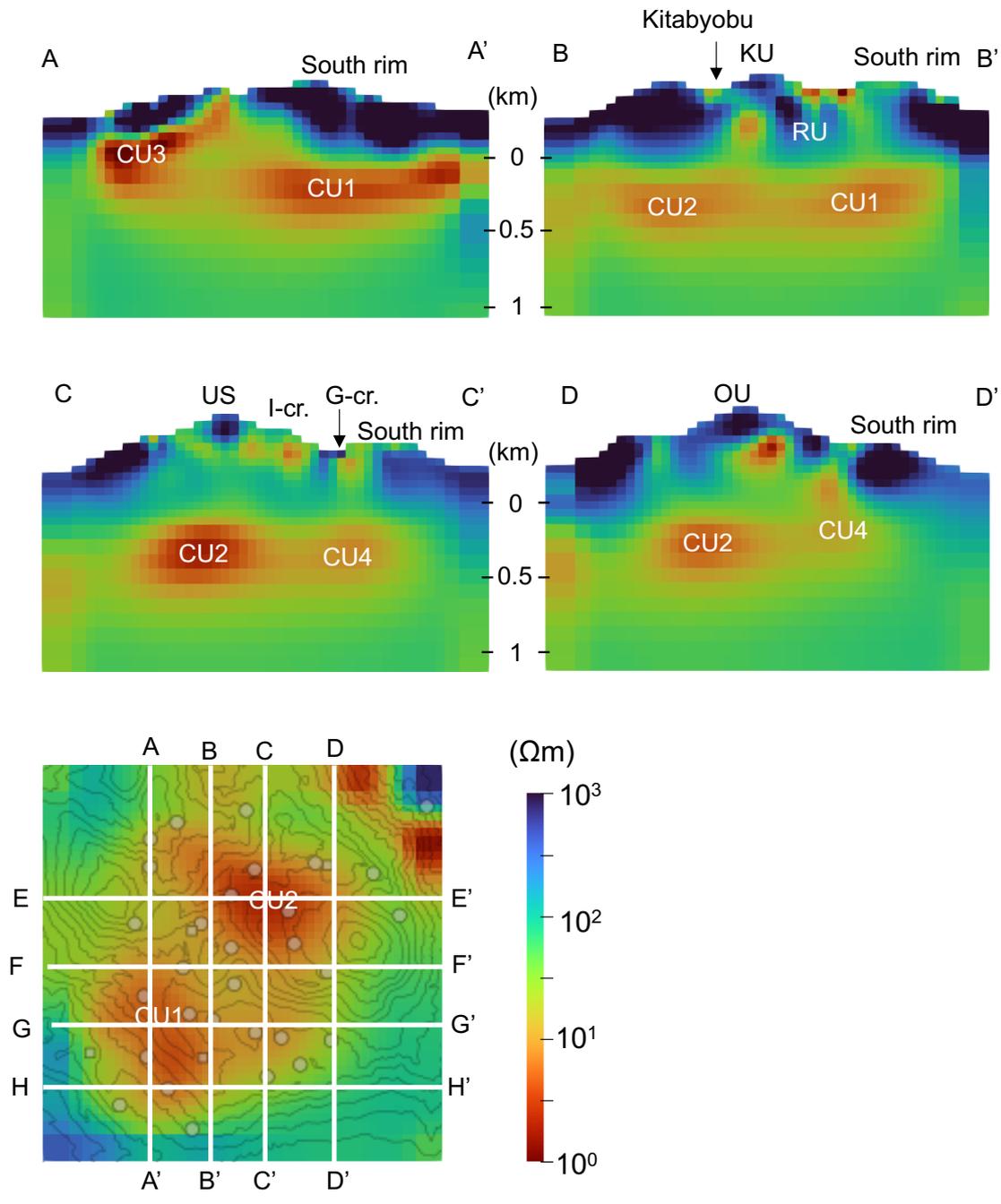


Fig. 4-7 インバージョンで得られた比抵抗構造の鉛直断面図。US：有珠新山，OU：大有珠，KU：小有珠，NY：西山，I-cr.：I火口，G-cr.：銀沼火口。

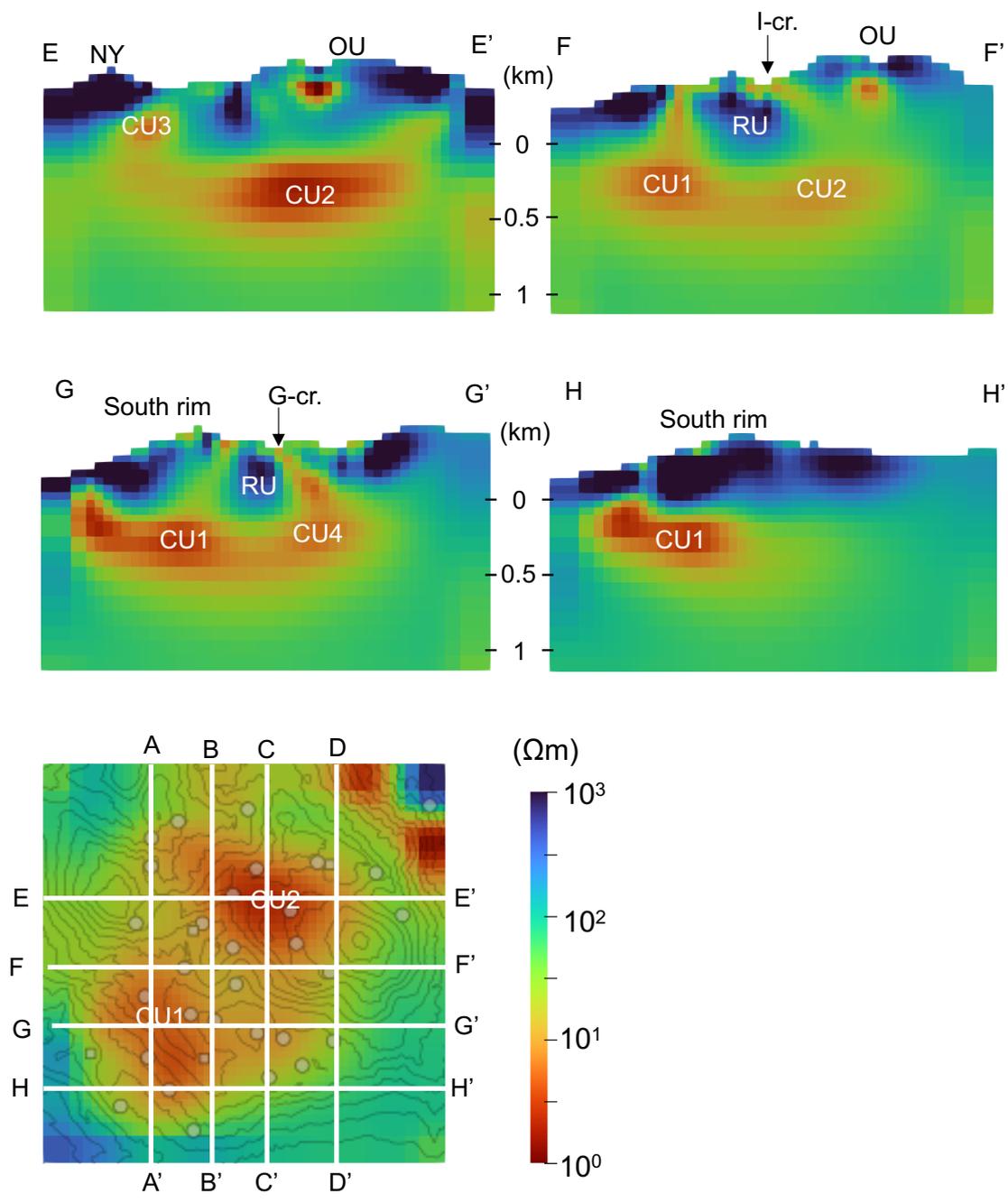


Fig. 4-7 (続き)

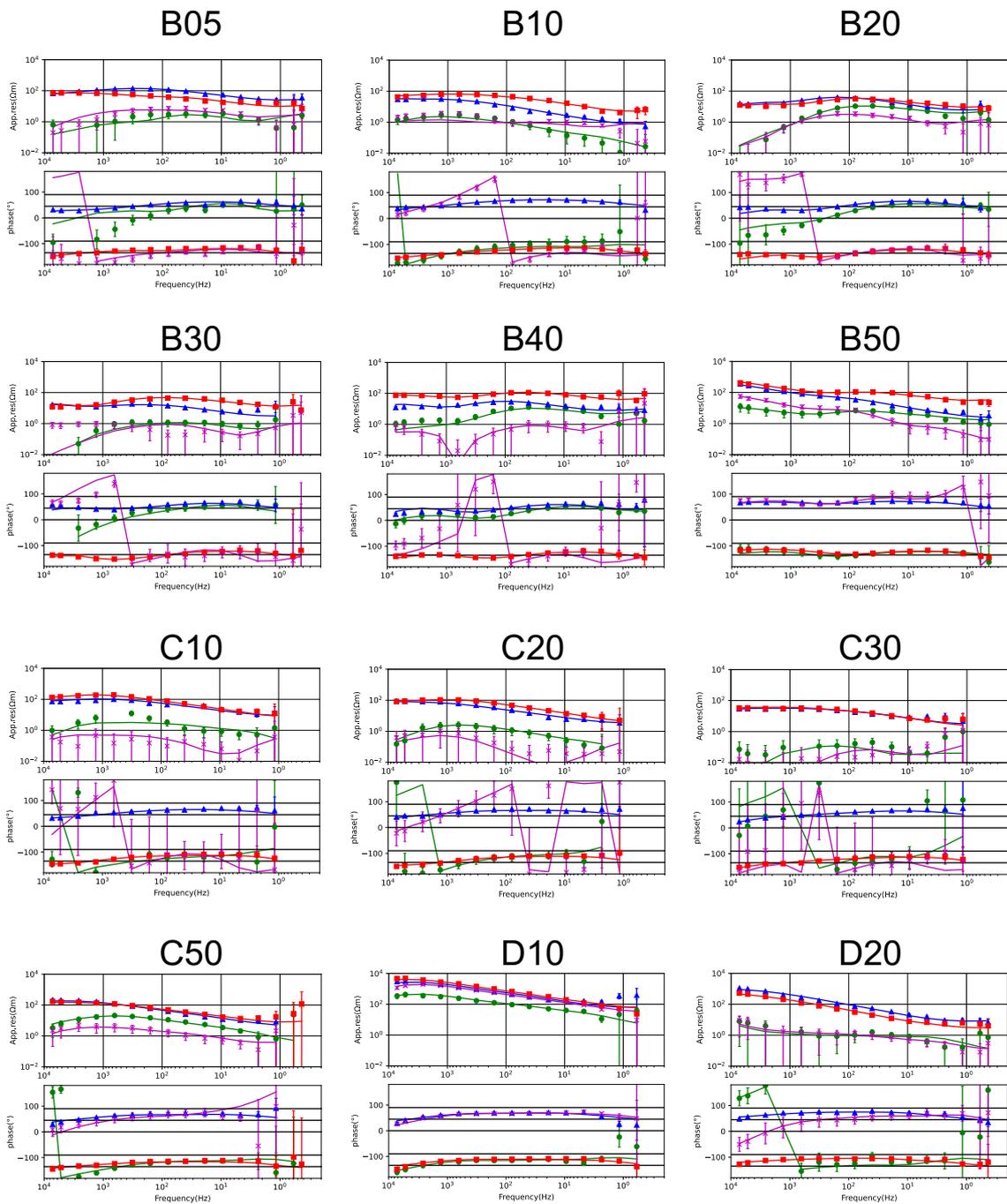


Fig. 4-8 見かけ比抵抗と位相のフィッティング結果. モデル応答を実線で表している. 緑色 : Z_{xx} 成分, 青色 : Z_{xy} 成分, 赤色 : Z_{yx} 成分, 紫色 : Z_{yy} 成分.

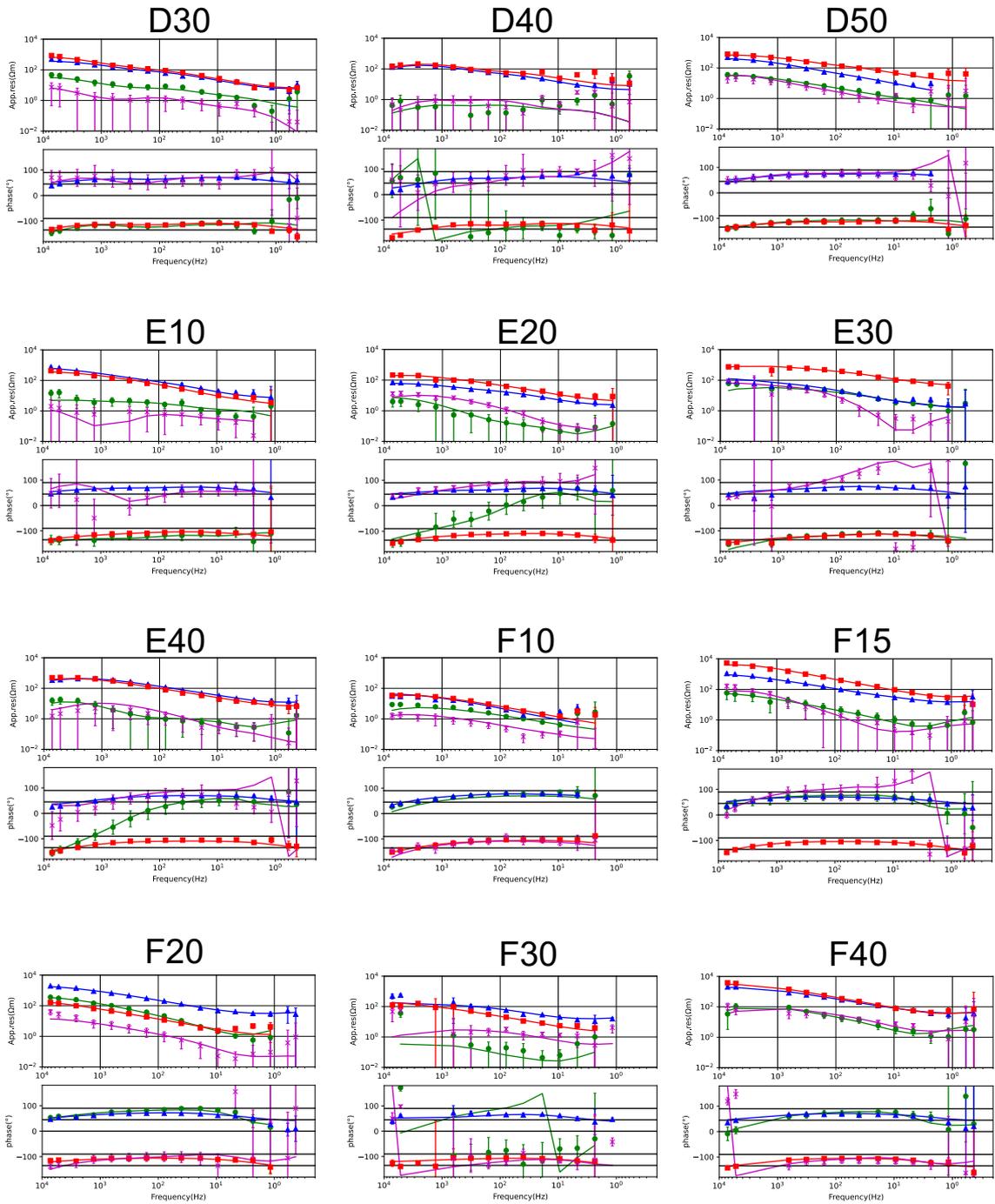


Fig. 4-8 (続き)

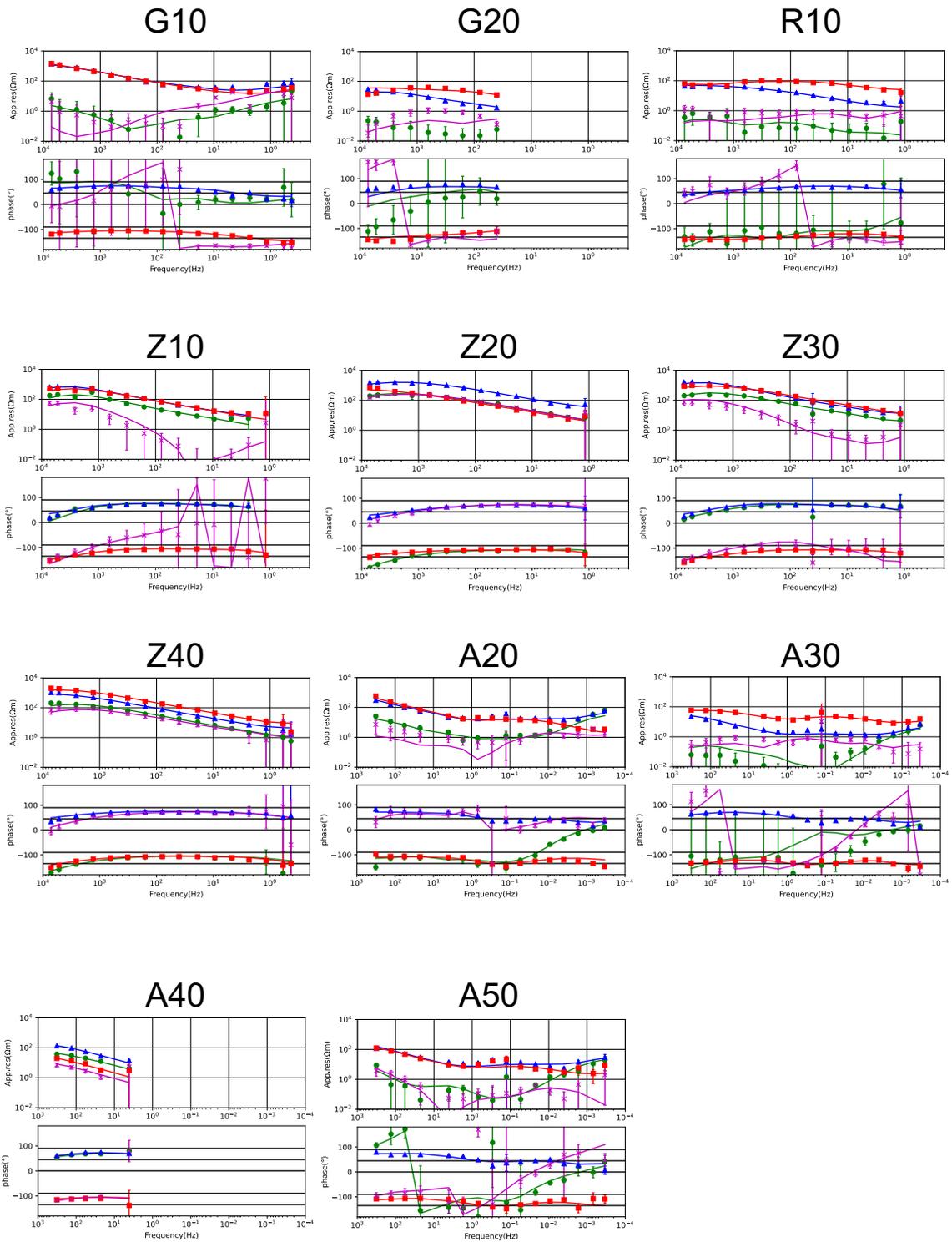


Fig. 4-8 (続き)

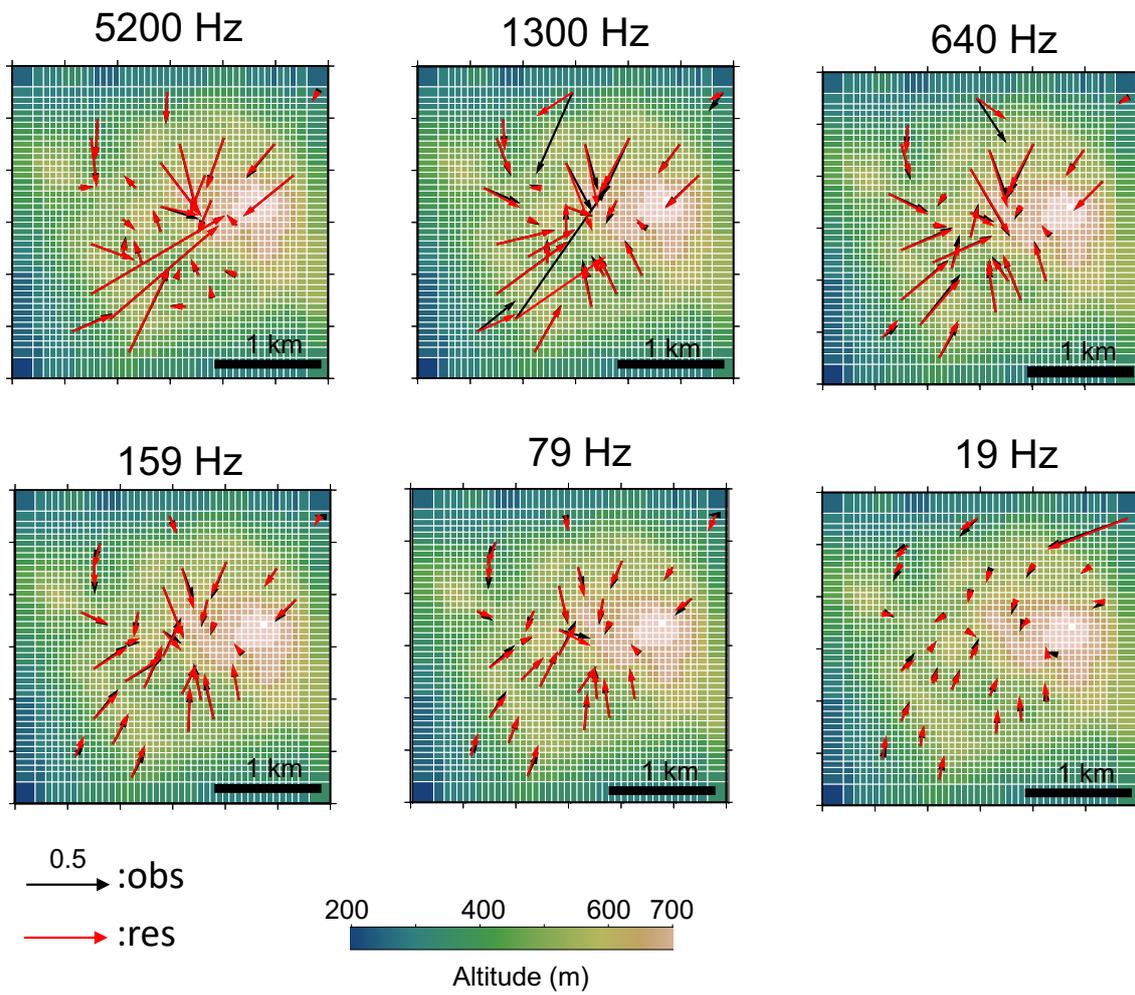


Fig. 4-9 インダクションベクトル (Parkinson convention) のフィッティング結果. 黒色：観測値，赤色：モデル応答.

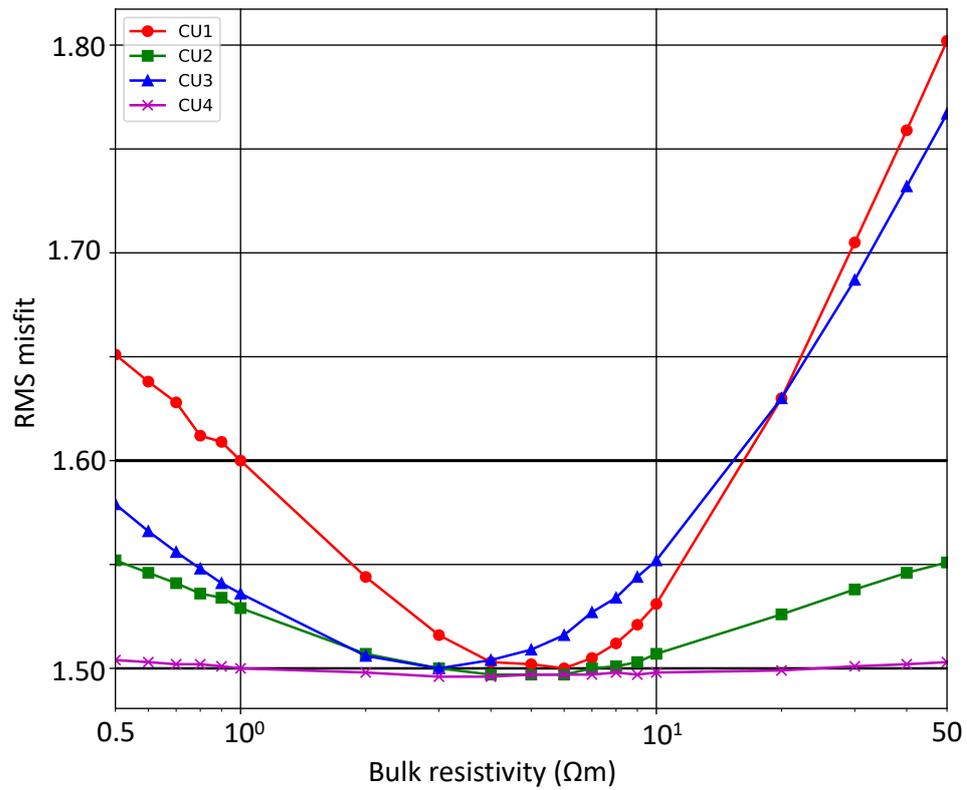


Fig. 4-10 低比抵抗異常 CU1, CU2, CU3, CU4 のバルク比抵抗を変化させた時のそれぞれの RMS misfit の変化. 赤色 : CU1, 緑色 : CU2, 青色 : CU3, 紫色 : CU4.

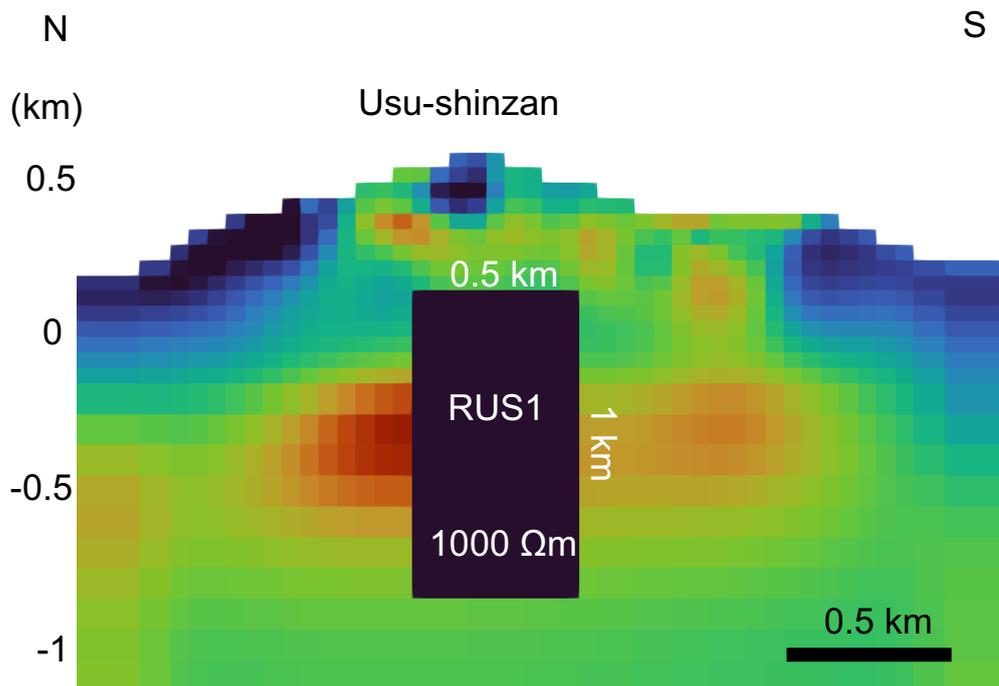


Fig. 4-11 有珠新山下に高比抵抗異常モデル RUS1 を最適モデル (Fig. 4-6) に組み込んだ Synthetic モデルの鉛直断面図. Ogawa et al. (1998)や Matsushima et al. (2003)をもとに高比抵抗モデルを反映させている.

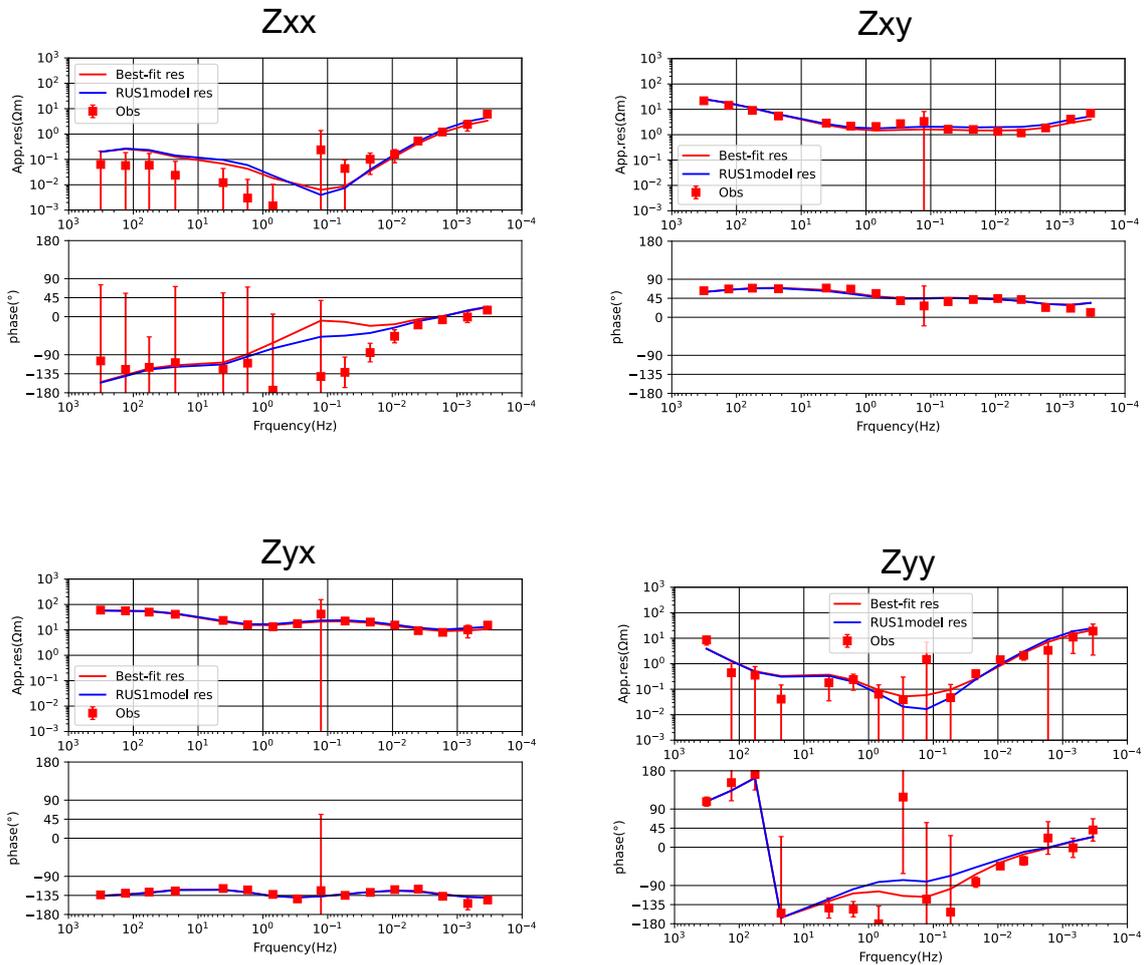


Fig. 4-12 (a)RUS1 を組み込んだ Synthetic モデル (RUS1 モデル) と最適モデルからフォワード計算によって算出されたモデル応答. 広帯域 MT 法観測点 A30 のインピーダンス 4 成分を表示. 赤線: Best-fit モデルの応答曲線, 青線: RUS1 モデルの応答曲線.

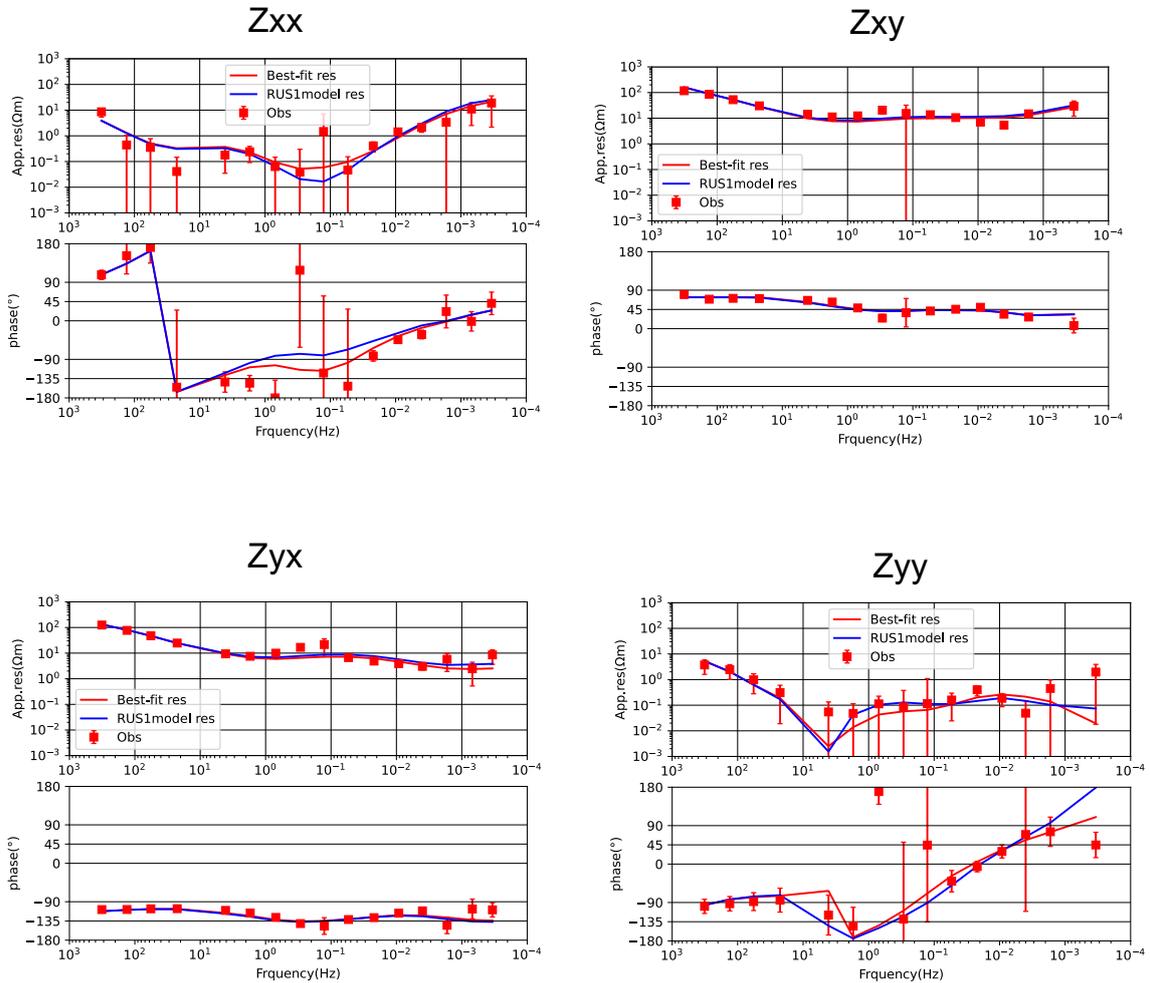
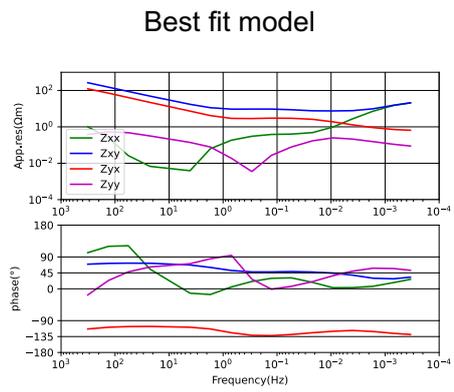
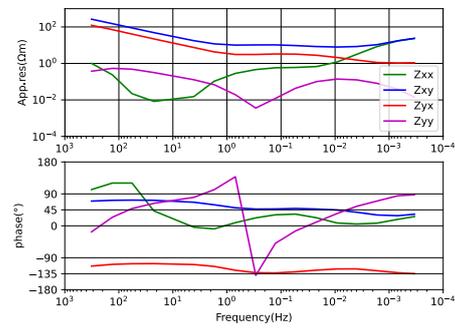


Fig. 4-12 (b) RUS1 を組み込んだ Synthetic モデル (RUS1 モデル) と最適モデルからフォワード計算によって算出されたモデル応答. 広帯域 MT 法観測点 A50 のインピーダンス 4 成分を表示. 赤線: Best-fit モデルの応答曲線, 青線: RUS1 モデルの応答曲線.

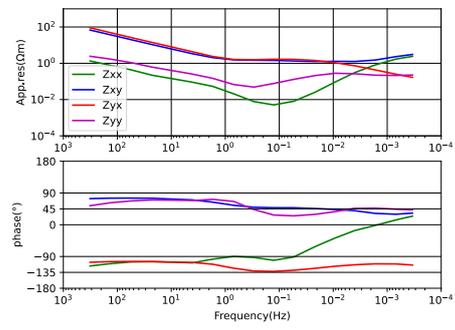
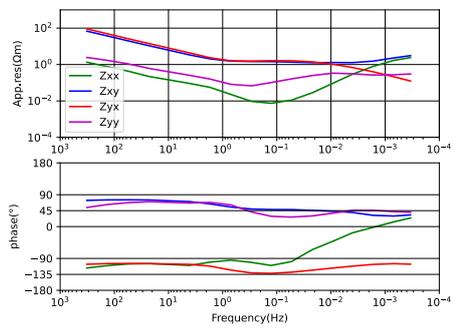
Matsushima et al. (2001) site2



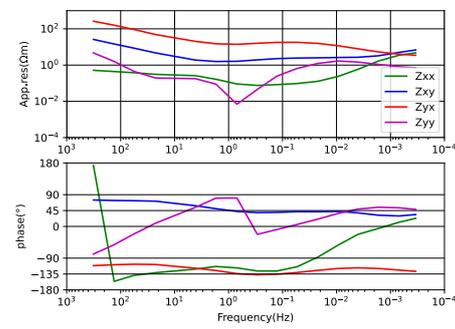
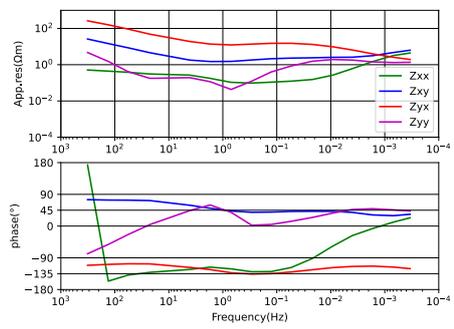
RUS1 model



Matsushima et al. (2001) site3



Matsushima et al. (2001) site14



Matsushima et al. (2001) site16

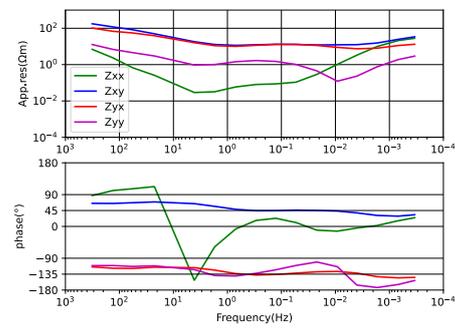
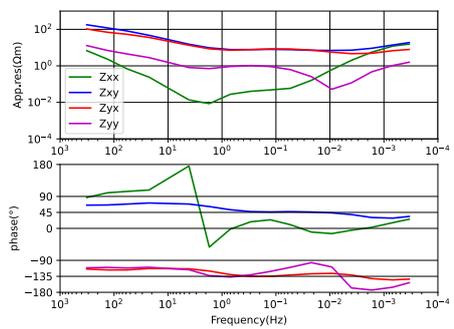


Fig. 4-13 Matsushima et al. (2001) による広帯域 MT 法観測点の位置に相当する地点でフォワード計算した最適モデルの応答曲線と RUS1 モデルの応答曲線。緑： Z_{xx} 成分，青： Z_{xy} 成分，赤： Z_{yx} 成分，紫： Z_{yy} 成分。

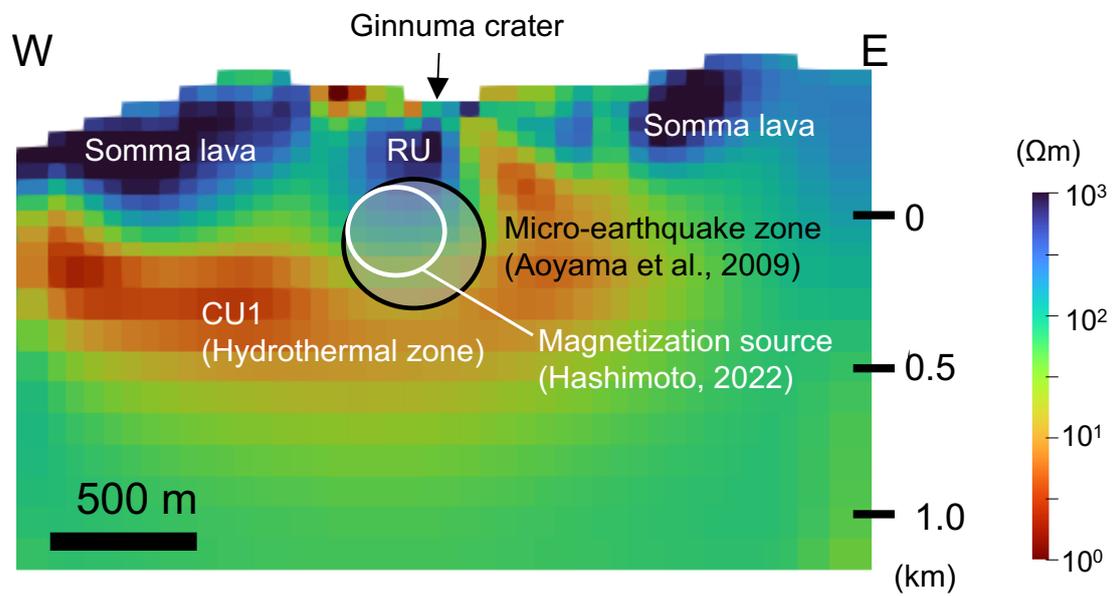


Fig. 4-14 本研究における比抵抗構造と非噴火期における微小地震 (Aoyama et al., 2009) と帯磁ソース (Hashimoto, 2022) の比較. 比抵抗鉛直断面図は Fig. 4-7 の G-G'断面を使用した.

第5章 異常位相が発生する地下構造モデルに関する研究

5.1 Magnetotelluric 法探査で観測される異常位相について

Magnetotelluric 法探査によって観測される応答関数において、インピーダンステンソルの非対角成分の位相は通常 $0\sim 90$ 度または $-180\sim -90$ 度の範囲にあるが、この範囲を大きく逸脱する特異な位相応答が観測されることがある (e.g. Jones et al., 1988; Heise and Pous 2003; Ichihara et al., 2013; Raju et al., 2022; Li et al., 2022). 通常の位相範囲から逸脱した位相は異常位相 (または Phase out-of-quadrant: POQ) と呼ばれている. これまでの各地で行われた MT 法探査において、異常位相は非対角成分における 10 s 以上の長周期でのみ観測される. 異常位相は古くから報告されているが、その発生原因は現在も未解明な部分が多い. 異常位相を説明するには単純なモデルでは困難であり、長らくモデリングの障害となってきた. 単純な 1 次元または 2 次元の比抵抗構造では、異常位相を説明できないため、MT データを正確に解釈する上で問題が生じていた. そのため、異常位相問題と呼ばれ、異常位相が観測された地点におけるデータは 1 次元または 2 次元のモデリングに使用されないことも多い. 近年では、3 次元インバージョンコードが開発され (e.g. Newman and Alumbaugh, 2000; Sasaki, 2004; Siripunvaraporn and Egbert, 2009; Egbert and Kelbert, 2014; Usui, 2015), 3 次元比抵抗構造が推定されたことによって異常位相を説明できるモデルがいくつか得られてきている.

例えば、火山における MT 法探査において、霧島火山群や九重硫黄山で Z_{xy} 成分に異常位相が観測されている (Aizawa et al., 2014; Aizawa et al., 2021). これら 2 つの火山地域でそれぞれ 3 次元比抵抗モデリングが行われており、異常位相まで再現できた 3 次元比抵抗構造が得られている. Aizawa et al. (2014) は、3 次元比抵抗モデリングによって霧島火山群直下に大規模な低比抵抗異常の存在を明らかにした. そして、感度テストの結果、この低比抵抗異常は霧島火山群周辺に現れた異常位相を再現するために必要であった. 一方、Aizawa et al. (2021) では、九重硫黄山の MT 法探査で観測された異常位相は海の影響やその他の影響が多くあると考えられており、異常位相の発生に関しては詳細に議論されていない.

火山地域以外では、岡崎・他 (2017) は、四国西部での広帯域 MT 法観測 (吉村・他, 2016) で得られた異常位相が地下構造に起因している可能性を検証している. 岡崎・他 (2017) は異常位相が得られた領域を対象とした MT 法観測を行った. 観測点近傍にある人工物などによる影響の可能性も検証するため、方位を変えた 2 種類の電極配置を設定している. その結果、岡崎・他 (2017) で得られた応答曲線は、吉村・他 (2016) の応答曲線と調和的であり、異常位相も再現され、異常位相が四国西部の地下構造に起因していることをより強固に

している。

上述したように、いくつかの地域で異常位相が観測されることがある。しかし、異常位相の発生メカニズムを研究した例は少なく、異常位相が発生する原因は未だ明らかでない。

5.2 異常位相の発生機構に関する先行研究

1次元または2次元構造解析が主流な時代において、異常位相は単純なモデル（等方性の比抵抗構造）で説明できなかった。Pek and Verner (1997)は、異方性の軸を持つ層を2次元モデルに組み込み、この異方性の層が地電流を偏向させるため、地電流が表面異方性のブロック上で反転する可能性があることを示した。そして、Heise and Pous (2003)は上述の2次元構造モデルで異常位相を誘発させるために必要な条件を研究した。Heise and Pous (2003)は異方性ブロックをモデルに組み込むことによって Variscan terrenes で実際に得られた異常位相データを説明することに成功した。しかし、異常位相が現れる条件として、異方性ブロックが比較的浅い（深さ 650 m 以浅）場所に幅広く分布していることが必要であった。

Ichihara and Mogi (2009)は、Synthetic モデルを用いたフォワード計算によって異常位相が発生する条件を検討している。Ichihara and Mogi (2009)は、海水や導電性堆積物などの広域に分布している低比抵抗域が観測点近傍の低比抵抗域と組み合わさることで、水平にL字型として良導体が分布し、 Z_{yx} 成分に異常位相が発生することを明らかにした。

一方、Pina-varas and Dentith (2018)は、Ichihara and Mogi (2009)のL字型良導体でなくとも異常位相が発生するモデルを提案した。Pina-varas and Dentith (2018)は、L字型のような特殊な3次元構造がなくても、比抵抗コントラストを $2 \Omega\text{m}/10000 \Omega\text{m}$ と強くすることで Z_{xy} 成分と Z_{yx} 成分に異常位相を発生させることを明らかにした。L字型良導体の構造では、良導体の接触角部分のみに異常位相が見られる一方で、Pina-varas and Dentith (2018)のモデルは広域に異常位相が観測できるモデルである。また、Pina-varas and Dentith (2018)のモデルでは、 Z_{xy} 成分と Z_{yx} 成分どちらにも異常位相が出現している。

これらのように異常位相を説明するためのモデリング研究は筆者の知る限りでは未だ少ないのが現状である。媒質異方性や特異な良導体の形状など異常位相を説明した先行研究はいくつかあるものの、他にも異常位相を伴うモデルが存在する可能性は残っている。

5.3 第5章の目的

MT 法探査で観測されることがある異常位相は、特徴的な構造によって生じていることが考えられている。異常位相がどのような条件で発生するかを明らかにすることによって、MT 法におけるモデリング研究に貢献することができる。しかし、未だ異常位相の発生機構は不明瞭であり、異常位相を伴う地下構造モデルがある可能性が残っている。

本研究において、雌阿寒岳における広帯域 MT 法探査では、雌阿寒岳よりも西側の観測点で異常位相が観測された。3次元比抵抗モデリングとその感度テストの結果、傾いた柱状の低比抵抗異常体 (Fig. 3-8; C1) が地下深部まで伸びているモデルで異常位相を説明できることを発見した。しかし、斜め柱状の低比抵抗異常体と異常位相の発現条件の関係には議論の余地が残っている。そのため、異常位相の発現条件を系統的に調べる必要がある。

第5章では、斜め柱状低比抵抗異常体を基に、異常位相がどのような条件で発現するかを検討した。

5.4 フォワード計算による異常位相発現条件の検討

異常位相の発現条件を詳細に調べるために、Synthetic モデルを用いて探索を行った。40 km (X) × 40 km (Y) × 40 km (Z) の領域を 1 km (X) × 1 km (Y) × 1 km (Z) のメッシュで分割し、外側の領域を 2 km, 4 km, 8 km, 16 km, 32 km, 64 km, 128 km, 256 km のメッシュで作成した 1000 Ωm の一様媒質なモデルを設定した。この一様モデルの X 方向は南北方向、Y 方向は東西方向に対応している。

この一様なモデルに低比抵抗異常を組み込み、ModEM コード (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) でフォワード計算を行い、メッシュ上で周期帯 1.4, 3.4, 7.8, 18, 45, 108, 250, 595, 1449, 2941 秒 (第 3 章でインバージョンに使用した周期の 1 秒以上の帯域) のインピーダンステンソルを算出した。そして、インピーダンステンソルを用いてそれぞれのメッシュ上の位相を計算した。

本研究では、 Z_{xy} 成分と Z_{yx} 成分を比較しやすくするため、 Z_{xy} 成分と Z_{yx} 成分の通常の位相範囲を 0° から 90° として変換して表示した。また、インピーダンステンソルから、 Z_{yx} 成分の位相と比較できるように、磁場変動が北を向き最大振幅になる時の誘導電場の向き (ベクトル: $Re(Z_{xx}), Re(Z_{yx})$) を算出した。また、 Z_{xy} 成分の位相と比較できるように、磁場変動が東を向き最大振幅になる時の誘導電場の向き (ベクトル: $Re(Z_{xy}), Re(Z_{yy})$) を算出した。

誘導電場のベクトルの算出方法は Uyeshima et al. (2001) や Ichihara et al. (2013) で用いられている手法を参照した。

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos(\varphi)e^{i\alpha} \\ \sin(\varphi)e^{i\alpha} \end{pmatrix} \quad (30)$$

(式 30) で表されるベクトルは、地理的北から時計回りに φ の方向に単位強度の線形偏光磁場変動による電場である。インピーダンステンソルを実部と虚部を Re と Im で表すと、

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Re(Z_{xx}) + Im(Z_{xx})i & Re(Z_{xy}) + Im(Z_{xy})i \\ Re(Z_{yx}) + Im(Z_{yx})i & Re(Z_{yy}) + Im(Z_{yy})i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos(\varphi)e^{i\alpha} \\ \sin(\varphi)e^{i\alpha} \end{pmatrix} \quad (31)$$

ここで、 $\alpha (= \omega t)$ は磁場変動の位相を表している。ベクトル: $(Re(Z_{xx}), Re(Z_{yx}))$ は、南北方向の単位正弦磁場変動 ($\varphi = 0$) による時間領域の電場として認識できる。この時の磁場は最大振幅に向かう北の変動を指す ($\alpha = 0$)。ベクトル: $(Re(Z_{xy}), Re(Z_{yy}))$ は、東西方向の単位磁場変動 ($\varphi = \pi/2$) が最大振幅で東を向いている時の誘導電場のベクトルである。

一方、虚部で表されるベクトル: $(Im(Z_{xx}), Im(Z_{yx}))$ は、単位正弦磁場変動の方向が南向きから北向きに変化し、その振幅が 0 ($\alpha = -\pi/2$) の時の誘導

電場を示す。また、ベクトル： $(Im(Z_{xx}), Im(Z_{yy}))$ は、振幅が0で西から東に変化している時の誘導電場を示す。

斜め柱状低比抵抗異常体の形状について定量的に検討するため、本研究では、傾斜角度と鉛直長さ（深さ）を Fig. 5-1 のように設定した。鉛直長さは低比抵抗モデルの上端から下端までの長さ L として定義した。傾斜角度 θ は上端のセルと下端のセルを結んだ直線と地表面の間の角度と定義した。

5.4.1 異常体の傾斜角度を変えた場合に生じる応答

鉛直長さと傾斜方向を固定し、傾斜角度を変えた場合の Synthetic テストを行った。鉛直長さ $L=10$ km、傾斜方向を中心座標から Y 軸における負の方向（西側）に設定した。傾斜角 $\theta=45^\circ$ の時のモデル応答を Fig. 5-2 に示した。この図では、斜め柱状低比抵抗異常体の上端を黒枠で示した。低比抵抗柱が傾斜する側に異常位相（ 90° 以上）が現れていた（Fig. 5-2 (c)&(d)）。異常位相が現れたセルの見かけ比抵抗と位相の応答を見ると、約 10 s から長周期側にかけて通常の Z_{yx} 成分の quadrant（本研究では第 1 象限（ $0\sim 90^\circ$ ）または第 3 象限（ $-90\sim -180^\circ$ ）として定義）から外れていることが分かる。一方、 Z_{xy} 成分には異常位相は現れていない。次に、Fig. 5-2(c)と(d)の誘導電場の向きに注目する。Fig. 5-2 中のベクトルは、磁場が北向きに増加しつつある時の誘導電場の向きを表示している。全体的に東から西方向に電流が流れる傾向が見て取れる。しかし、異常位相が現れたセルでは、ベクトルの向きが西から東になっていた。一方、応答曲線において、短周期で Z_{yx} 成分の見かけ比抵抗が大きく、長周期に向かうにつれて下がっていくことも、 Z_{yx} 成分の異常位相に付随する特徴である。

Fig. 5-3 は傾斜角度 $\theta=63^\circ$ の斜め低比抵抗モデルの Synthetic テスト結果を示している。Fig. 5-3 (c) と (d) の各セル上における Z_{yx} 成分の位相分布を見ると、斜め低比抵抗異常モデルの最上端の層に対応する領域で約 50° の位相分布を示し、傾斜側に異常位相が現れたセルは認められなかった。傾斜側のセルの見かけ比抵抗と位相曲線を見ると（Fig. 5-3(b)）、 Z_{xy} 成分と Z_{yx} 成分には、約 1 s から 2000 s の周期帯で異常位相は現れていない。また、磁場が北を向き最大振幅になる時の誘導電場の向き（ベクトル： $Re(Z_{xx}), Re(Z_{yy})$ ）は全体的に東から西への電流の流れとして現れており、Fig. 5-2(c)のような一部のベクトルが反転するセルは見られなかった。

傾斜角度 $\theta < 45^\circ$ 、 $L=10$ km の場合における Synthetic テストを Fig. 5-4 に示した。Fig. 5-4 に表示したモデルでは、異常位相が認められるセルが傾斜角 $\theta = 45^\circ$ の場合よりも多かった。そして、異常位相が現れたセルの誘導電場の向きも Fig. 5-4 と同様に、周囲のベクトルと逆向きを示す傾向が現れていた。

5.4.2 異常体の鉛直長さを変えた場合に生じる応答

傾斜角度と傾斜方向を固定して、鉛直長さのみを変化させた場合の Synthetic テストを行った。Fig. 5-5 に傾斜角 $\theta = 63^\circ$ 、傾斜方向を Y 軸における負方向（西側）、鉛直長さ $L=30$ km の斜め低比抵抗モデルを組み込んだ時のモデル応答を示す。Fig. 5-5 の Synthetic モデルの傾斜角と傾斜方向は、Fig. 5-3 の Synthetic モデルと同じである。傾斜角度 $\theta = 63^\circ$ 、鉛直長さ $L=10$ km の斜め低比抵抗モデル（Fig. 5-3）では、異常位相が現れなかった。Fig. 5-5 のモデルでは、傾斜側に異常位相が現れている。異常位相が現れたセル上の位相曲線を見ると（Fig. 5-5(b)）、約 10 s から長周期側で異常位相が現れていた。

Fig. 5-6 に傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、傾斜方向を Y 軸における負方向（西側）、鉛直長さ $L=30$ km の斜め柱状低比抵抗モデルを組み込んだ時のモデル応答を示す。傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、 $L=10$ km の斜め柱状低比抵抗モデルの応答（Fig. 5-2）と比較すると、Fig. 5-2 よりも異常位相が観測される領域は広い。斜め柱状低比抵抗モデルが鉛直方向に伸びた場合において、異常位相が出現する範囲が広がっていた。

5.4.3 異常体の傾斜方向を変えた場合に生じる応答

傾斜角度と鉛直長さを固定して、傾斜方向を変化させたケースの Synthetic テストを行った。まず、X の正方向（北向き）に傾斜させた時の Synthetic テストの結果を Fig. 5-7 に示す。この Synthetic モデルでは、 Z_{yx} 成分に異常位相が現れなかったが、 Z_{xy} 成分に異常位相が現れた。位相の値は 0 度を下回っているが、Fig. 5-7(b)を見ると、位相が 180° を超えて -180° 側へと連続していることが伺える。そのため、長周期になるにつれて位相が右肩上がりになる傾向は Z_{yx} 成分の時と同様である（e.g. Fig. 5-2(b)）。東西方向に磁場変動が起きた時の誘導電場の向きは、異常位相が現れたセル上で北から南方向へ電流が流れる傾向であった。これは、全体的な傾向と逆向きを示すベクトルであった。

Fig. 5-8 に北西側に傾斜させた（ $N45^\circ W$ ）斜め低比抵抗モデル（傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、鉛直長さ $L=10$ km）の Synthetic テスト結果を示した。この時も傾斜側に異常位相が発生したが、 Z_{xy} 成分と Z_{yx} 成分のどちらにも異常位相が発生した。

5.5 議論

5.5.1 Synthetic テストに基づく異常位相の発現条件について

傾斜角度と鉛直長さのパラメータの組み合わせを変えた Synthetic テストの結果を Fig. 5-9 に示す. Fig. 5-9 には, 中心座標 $((X, Y, Z)=(0, 0, 0))$ を上端とした時, 斜め柱状低比抵抗モデルの下端の座標をプロットしている. Fig. 5-9 を見ると, Y 軸における約-10 km を境に異常位相が発生するか否か区分できそうであるが, 約-10 km よりも西側に低比抵抗モデルが伸びていても異常位相が出現しないケースがある (e.g. $L=25$ km, $\theta=63^\circ$; Fig. 5-9 中の $(Y, Z) = (-12, -25)$). 異常位相が出現したパターンをもとに Fig. 5-9 に異常位相が出現する境界を引いた. Synthetic モデルの作成においてセルの形状やメッシュ間隔に制限があるため, 網羅的に調べることはできていない. しかし, 本研究で行った Synthetic テストによると, 低比抵抗異常体が傾斜することによって異常位相が発生することが分かった.

異常位相が発生する条件として柱状低比抵抗体であることが必要かについて検討するため, 直角二等辺三角形の低比抵抗モデルについても検討した (Fig. 5-10). この低比抵抗モデルでは長周期に異常位相が現れなかった. このことから, 異常位相の出現は, 傾斜するだけではなく斜め柱状である可能性が高い. また, 直角二等辺三角形の低比抵抗モデルでは, 誘導電流が低比抵抗モデル内を通過していた (Fig. 5-10 (c) & (d)). 一方, 斜め柱状の低比抵抗モデルでは, 傾斜側の誘導電流が周囲の流れと反対に向かっており, その領域で異常位相が発生していた (e.g. Fig. 5-2). このことから, 斜め柱状低比抵抗モデルの場合, 誘導電流の流れが変わるために異常位相が出現したことが推察される.

傾斜角度が同じでも鉛直長さ (深さ) が変われば, 異常位相が出現することがあった (Fig. 5-9). Fig. 5-9 を見る限り, 傾斜角度が 45° よりも小さければ比較的浅部までしか伸びていなくても異常位相は出現していた. 一方, 傾斜角度が 45° よりも大きい場合, 斜め低比抵抗モデルが深部まで伸びていなければ異常位相は現れなかった (e.g. $\theta=63^\circ$). これらのことから, 異常位相の出現は傾斜角度と長さに依存することが推察される.

5.5.2 雌阿寒岳で観測された異常位相について

Synthetic テストの結果と雌阿寒岳で観測された異常位相 (第 3 章) について検討するため, 雌阿寒岳の低比抵抗異常 C1 の傾斜角と鉛直長さを読み取り Fig. 5-9 にプロットした. その結果, 異常位相が発生すると思われる領域にプロ

ットされた。このことは、雌阿寒岳の異常位相が斜め柱状の低比抵抗モデル (Fig. 3-8; C1) によって出現している可能性を支持している。また、これまでの Synthetic テストによるモデル応答曲線 (e.g. Fig. 5-2(b)) の見かけ比抵抗曲線は、低くなる傾向から約 100 s を境に一定または少し高くなるような傾向に変化している。この見かけ比抵抗曲線における傾向は、雌阿寒岳で異常位相が現れた MT 探査点の Z_{yx} 成分の傾向と似ている。これらのことから、雌阿寒岳の低比抵抗異常 C1 が斜め柱状の可能性であることは信頼性が高く、C1 が異常位相の出現に関係している可能性が高い。

5.5.3 異常位相の発生原因に関する考察

これまでの Synthetic テストの結果をふまえて、斜め柱状低比抵抗異常体モデルで異常位相が発生する原因について議論していく。これまでの Synthetic テストの結果で異常位相が発生したモデルの共通点として、異常位相が発生する領域で誘導電場の向きが周囲のベクトルと反転する点がある。この傾向は、Ichihara and Mogi (2009) の L 字型良導体における Synthetic テストの結果でも見られていた。このことから、異常位相が発生する条件として、誘導電場の向きが通常とは逆になることが本研究でも支持された。

$\theta = 45^\circ$, $L = 10$ km の西向きに傾斜する斜め柱状低比抵抗異常体モデル (Fig. 5-2 のモデルと同じ) における深さごとにフォワード計算した 1449 s 周期の誘導電場 (北向きに増加しつつある磁場に対して) の向きと大きさの分布を示した (Fig. 5-11)。Fig. 5-11 には、誘導電場の向きを規格化したベクトルで表示し、電場強度をカラーマップで表示した。この電場強度の大きさは、それぞれのベクトルの大きさに対応している。ベクトルの向きは $Z = 0$ km の地表面で低比抵抗モデルの傾斜側に現れていたが、 $Z = -1$ km から $Z = -9$ km までの深さではベクトルが反転する傾向は見られなかった。また、誘導電場の大きさの分布を見ると、良導体の上部では、斜め柱状低比抵抗モデルの傾斜側 (Fig. 5-11; 西側) の電場が比較的小さく、 $Z = 0$ km から $Z = -3$ km にかけて徐々に電場強度の不均質な広がり小さくなっていった。一方、良導体の下部に相当する $Z = -8$ km から $Z = -10$ km にかけては、傾斜側 (Fig. 5-11; 西側) で電場強度が比較的大きかった。斜め低比抵抗柱の最下端に当たる $Z = -10$ km では、周囲のベクトルと異なる方向 (東側; Y の正方向) に向くベクトルが確認できた。深さごとの誘導電場の強度と向きから考えると、斜め低比抵抗柱の構造では、電流が地表面で吸い込まれ、最下端で湧き出しが起こっていることが考えられる。

一方、異常位相が出現しなかった場合の低比抵抗異常の形状 ($\theta = 63^\circ$, $L = 10$ km の西向きに傾斜) における各深さの 1449 s 周期の誘導電場 (北向きに

増加しつつある磁場に対して)の向きと大きさの分布を示した (Fig. 5-12). Fig. 5-11 と異なり, 地表と低比抵抗異常体の最下端における誘導電場の向きが周囲のベクトルに対して反転する傾向は見られなかった. これは電流が, 東から西へ一方通行のように流れていることが考えられる. また, Fig. 5-11 と比べて低比抵抗異常体周辺の電場強度が比較的小さかった. これらのような結果は, 傾斜角度がある程度大きいと, 低比抵抗異常体に電流が吸い込まれずに通過することが考えられる. Fig. 5-11 と Fig. 5-12 の結果を比較すると, 低比抵抗異常体の上端と下端が横方向にズレて接続していることによって, 誘導電場の流れが変わったため異常位相が発生することが考えられる.

本研究の Synthetic モデルは地表面から深部に伸ばした低比抵抗モデルで行っている. その場合, 約 10 s から長周期にかけて 90° を超えるような位相が認められた (Fig. 5-2). Fig. 5-13 に約 1 s, 3 s, 8 s, 18 s 周期におけるインピーダンステンソルから算出した Z_{yx} 成分の位相分布と, 北向きに増加しつつある磁場に対しての誘導電場の向きを表示した. その結果, 短周期側 (約 10 s) でも長周期側 (約 100~2000 s) と同様に異常位相が認められている. また, 誘導電場の向きも長周期側 (約 100~2000 s) と同様な傾向が現れている. この結果によると, 異常位相の発生は周期に依存せず, 比抵抗構造に起因している可能性が高い. そして, 地表面から低比抵抗体が伸びているため, 異常位相が短周期側でも発生した可能性がある. MT 法の特長上, 短周期側は比較的浅部を反映し, 長周期になるにつれて深部の情報を反映している. この MT 法の特長を考慮すると, 異常位相が現れた周期帯は, 斜め柱状低比抵抗体の上端と下端の深度を推定する情報となる可能性があり, 3次元比抵抗モデリングに有用な手がかりとなる.

5.5.4 本研究結果と異常位相が観測された火山地域の比較

斜め低比抵抗柱の傾斜方向は, インピーダンス非対角成分のどちらに異常位相が現れるかを決定する要因であり, 傾斜方向は異常位相の出現の有無に影響を及ぼさなかった.

本研究における Synthetic テストの結果 (Fig. 5-9) と異常位相が観測された火山地域の 3次元比抵抗モデルを比較した. MT 法探査によって観測された異常位相が 3次元比抵抗モデルで概ね説明されていた地域, 新燃岳 (Aizawa et al., 2014), 九重硫黄山 (Aizawa et al., 2022), 草津白根山 (Matsunaga et al., 2022) を比較対象とした. 各地域の活動的火山体直下に解析された低比抵抗異常体の上端と下端の位置を読み取り Fig. 5-9 のプロットと比較した (Fig. 5-14).

九重硫黄山と草津白根山の斜め低比抵抗柱は, Fig. 5-14 における異常位相が出現すると予想される範囲にプロットされた. この結果は, 斜め低比抵抗柱

によって異常位相が出現している可能性が高いことを示唆する。九重硫黄山の広帯域 MT 法探査で得られた斜め低比抵抗柱は、異常位相と何らかの関連があることが示唆されている (Aizawa et al., 2022)。草津白根山に現れた斜め低比抵抗柱について、Matsunaga et al. (2022)は、揮発性分に富むマグマ性流体を含む岩石として考えている。そして、この低比抵抗柱が傾いた側の広帯域 MT 法観測点に異常位相は出現していた。本研究の結果と照らし合わせると、草津白根山と九重硫黄山のそれぞれ直下に解析された低比抵抗異常が異常位相の出現に関わっている可能性が高い。

Aizawa et al. (2014)によって得られた霧島火山群直下の低比抵抗異常は、おおよそ北方向に傾いた低比抵抗柱であった。異常位相は、低比抵抗柱よりも北側にある広帯域 MT 法の観測点の Z_{xy} 成分に出現していた。本研究の結果と照らし合わせると、異常位相が出現しない場合の低比抵抗異常体の形状であった。しかし、Aizawa et al. (2014)のデータフィッティングの結果 (Aizawa et al., 2014; Fig. 7 (e.g. 512 s)) を見ると、新燃岳よりも北側における観測点 Z_{xy} 成分の長周期のモデル応答 (位相) は、観測値と約 45° の差が生じているように見える。そのため、低比抵抗柱をより傾斜させることによって、新燃岳よりも北側の観測点に現れた異常位相応答をこれまでよりも説明できるかもしれない。

本研究は、斜め柱状の低比抵抗異常体が異常位相の出現に関係していることを示した。そして、斜め柱状低比抵抗異常体は、マグマ性流体などに富む岩石のような火道に相当することが想定される。そのため、異常位相に着目することによって、火道やその先にあるマグマだまりの位置の推定に有用であることが考えられる。

5.6 第5章のまとめ

- ・雌阿寒岳における広帯域 MT 法探査で観測された異常位相の発現条件をより系統的に検討するために Synthetic テストを行った。
- ・傾斜角度、鉛直長さ、傾斜方向のパターンを変えた斜め柱状低比抵抗モデル ($1 \Omega\text{m}$) を作成してフォワード計算を行い、メッシュ上における約 1 s から約 2000 s までのインピーダンステンソルを計算した。
- ・傾いた斜め柱状低比抵抗モデルの場合、その異常体の傾斜側に 90° を超える位相(異常位相)が発生することがわかった。
- ・斜め柱状低比抵抗モデルの傾斜角度や鉛直長さが異常位相を発生させる原因であることがわかった。また、傾斜方向によって Z_{xy} 成分または Z_{yx} 成分のどちらに異常位相が発生するかが変わる。
- ・雌阿寒岳の低比抵抗異常 C1 の傾斜角度・鉛直長さ・傾斜方向のパターンは、本研究による Synthetic テストで明らかにした異常位相の発現条件に当てはまった。このことは、雌阿寒岳で観測された異常位相は斜め柱状の低比抵抗異常 C1 によって発生していることを支持した。
- ・フォワード計算で求めたインピーダンステンソルから磁場変動に対応する誘導電場を計算した。異常位相が現れたセルの誘導電場の向きは、周囲のベクトルと反転する傾向が現れた。周囲の誘導電場に対して反転するような歪みが異常位相を発生させている可能性がある。
- ・異常位相が現れたモデルでは、低比抵抗柱の上端部に電流が吸い込まれ、その下端部から電流が湧き出していることが確認できた。
- ・斜め柱状低比抵抗モデルの実態は、火山におけるマグマ性流体などを深部から供給する火道であることが推察される。本研究は、火道やその先にあるマグマだまりの位置といった構造推定に異常位相が有用な手がかりとなり得ることを示している。

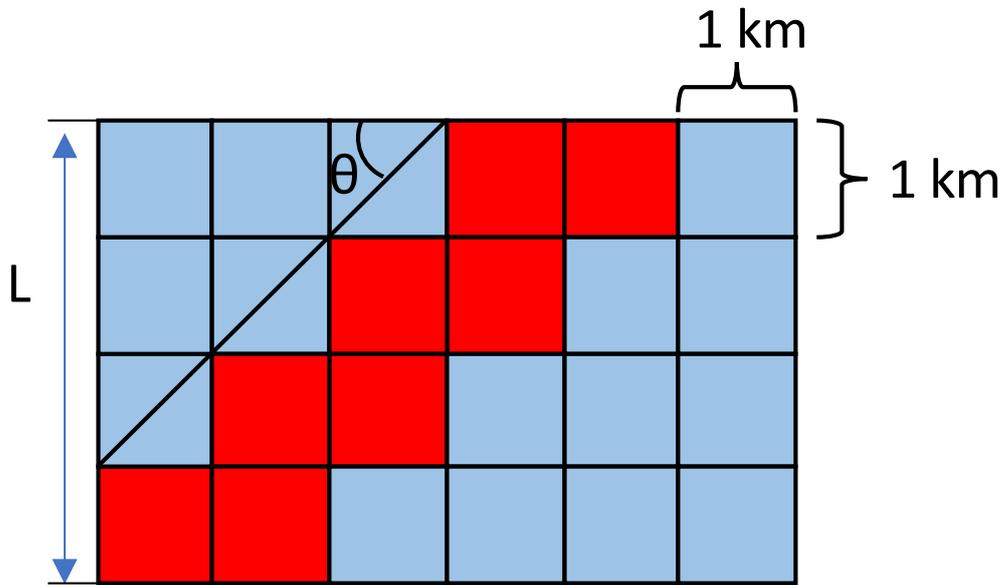


Fig. 5-1 (a)傾斜角度が 45° の場合における Synthetic モデルとそのパラメータ.
 青色セル：一様媒質に相当するセル，赤色セル：低比抵抗モデル. L ：低比抵抗
 モデルの鉛直長さ， θ ：低比抵抗モデルの傾斜角度.

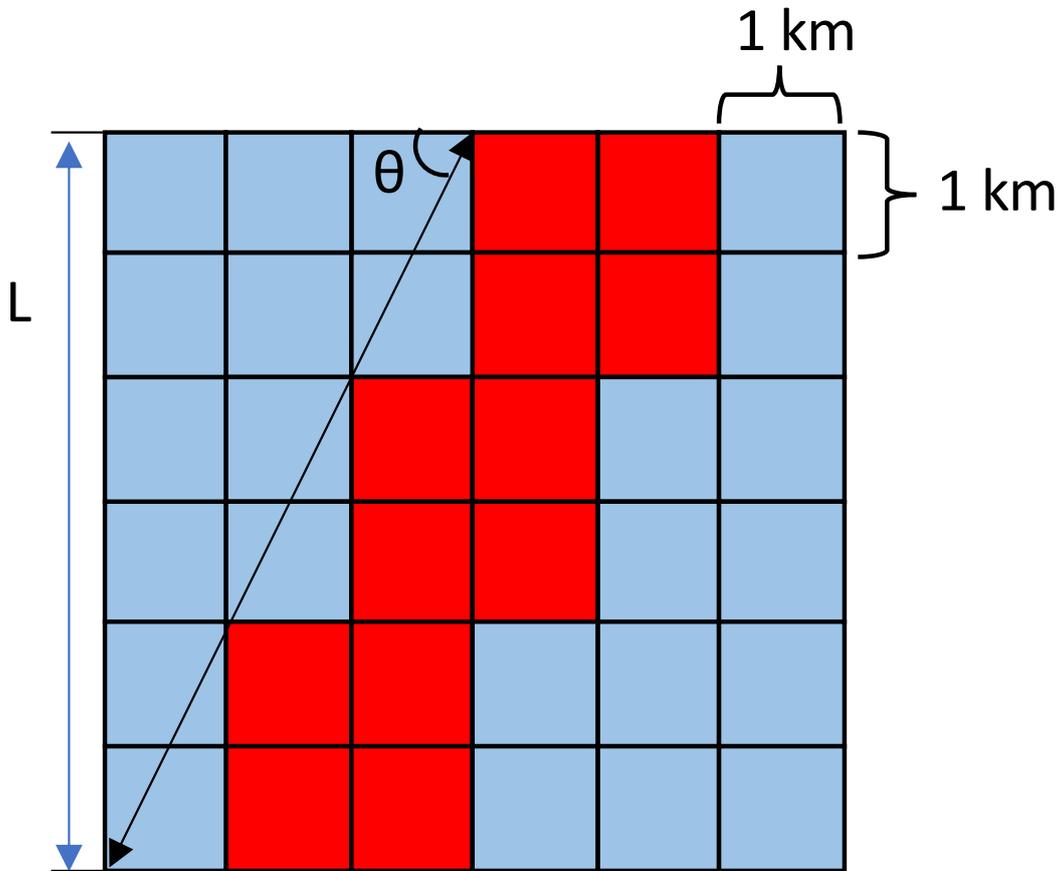


Fig. 5-1 (b)傾斜角度が 63° の場合における Synthetic モデルとそのパラメータ.
 青色セル：一様媒質に相当するセル，赤色セル：低比抵抗モデル.

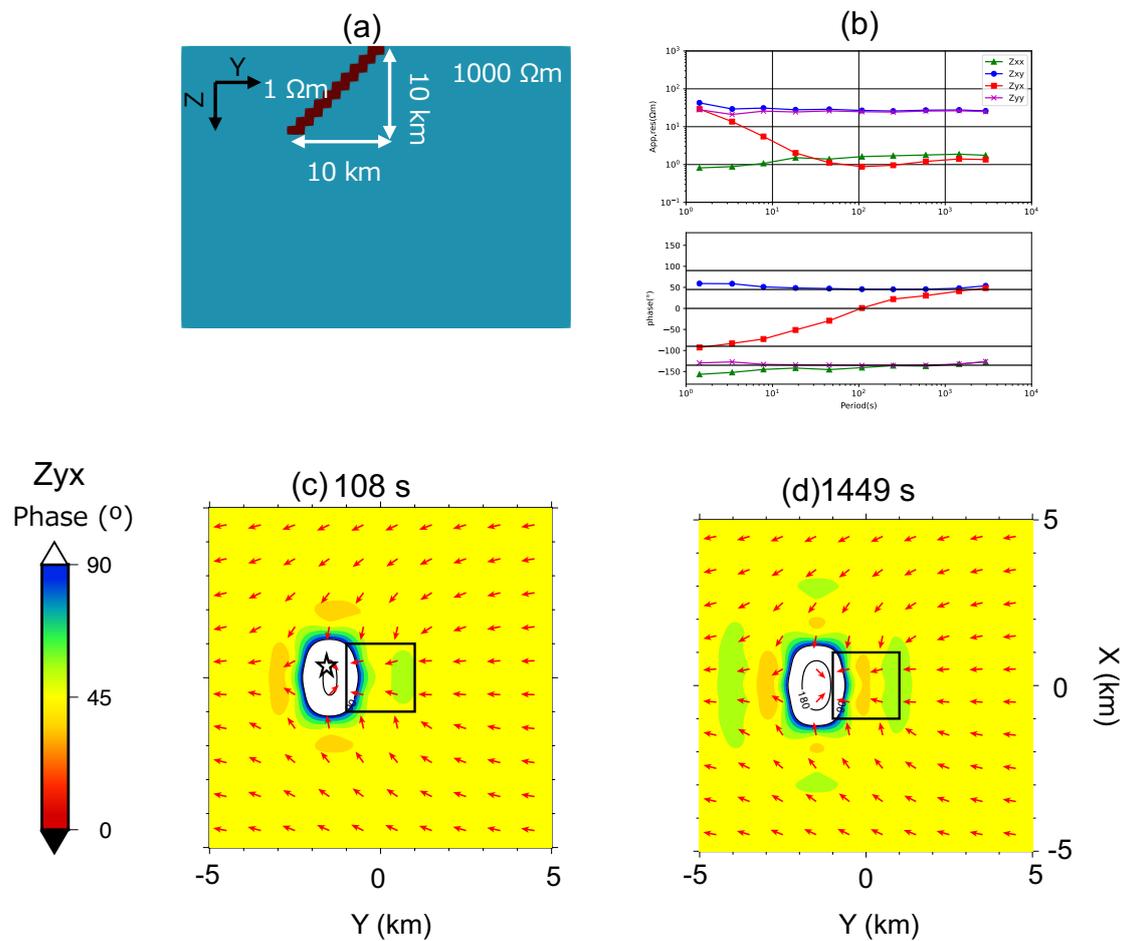


Fig. 5-2 傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、鉛直長さ $L = 10$ km の斜め低比抵抗異常体を組み込んだ場合のモデル応答. (a) Y 方向（東西）に横切った Synthetic モデル鉛直断面図. (b) 異常位相が観測されたセル ((c) に星印で表示) のモデル応答. (c) フォワード計算による 108 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは, X 方向（南北方向）に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している. (d) フォワード計算による 1449 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布.

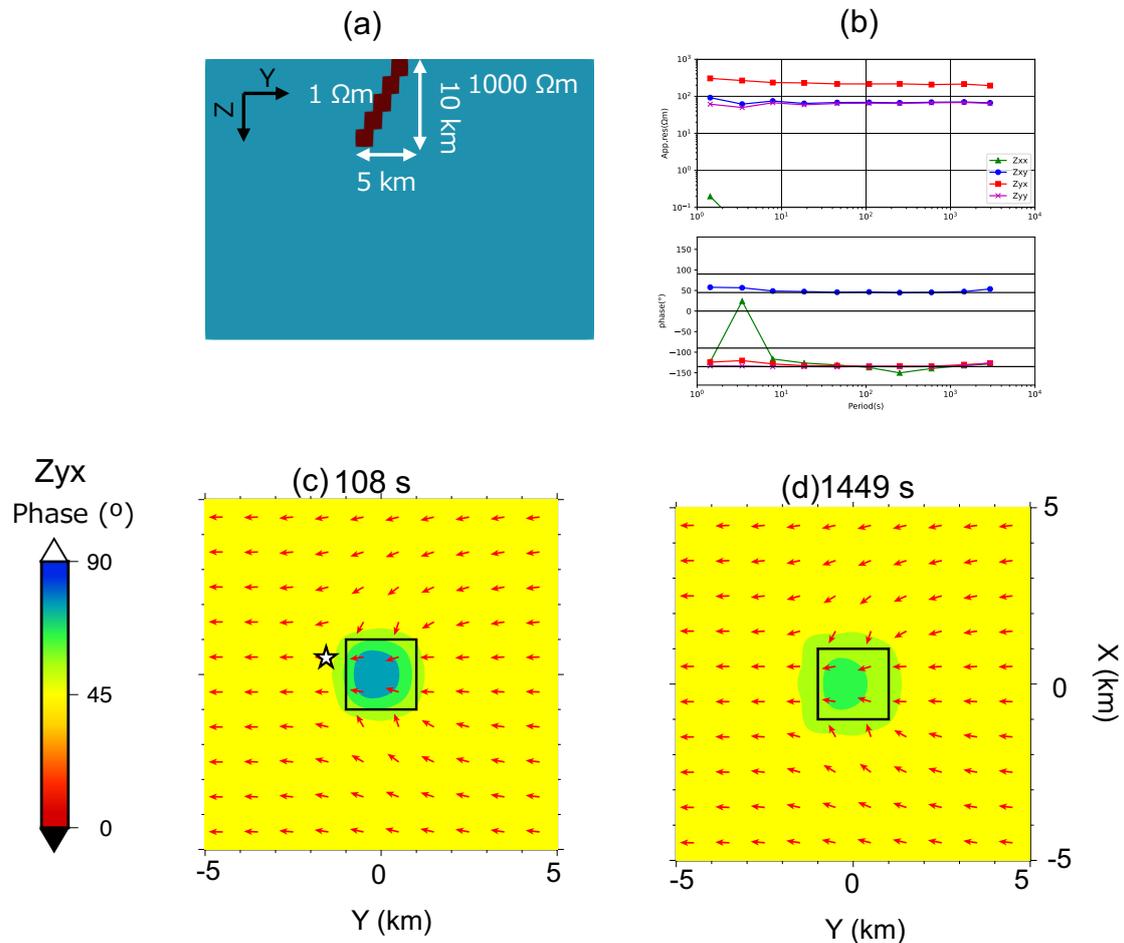


Fig. 5-3 傾斜角 $\theta = 63^\circ$ 、鉛直長さ $L = 10$ km の斜め低比抵抗異常体を組み込んだ場合のモデル応答. (a) Y 方向（東西）で横切った Synthetic モデル鉛直断面図. (b) 斜め低比抵抗モデルにおける傾斜側のセル（(c) に星印で表示）のモデル応答. (c) フォワード計算による 108 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは、X 方向（南北方向）に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している. (d) (フォワード計算による 1449 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布.

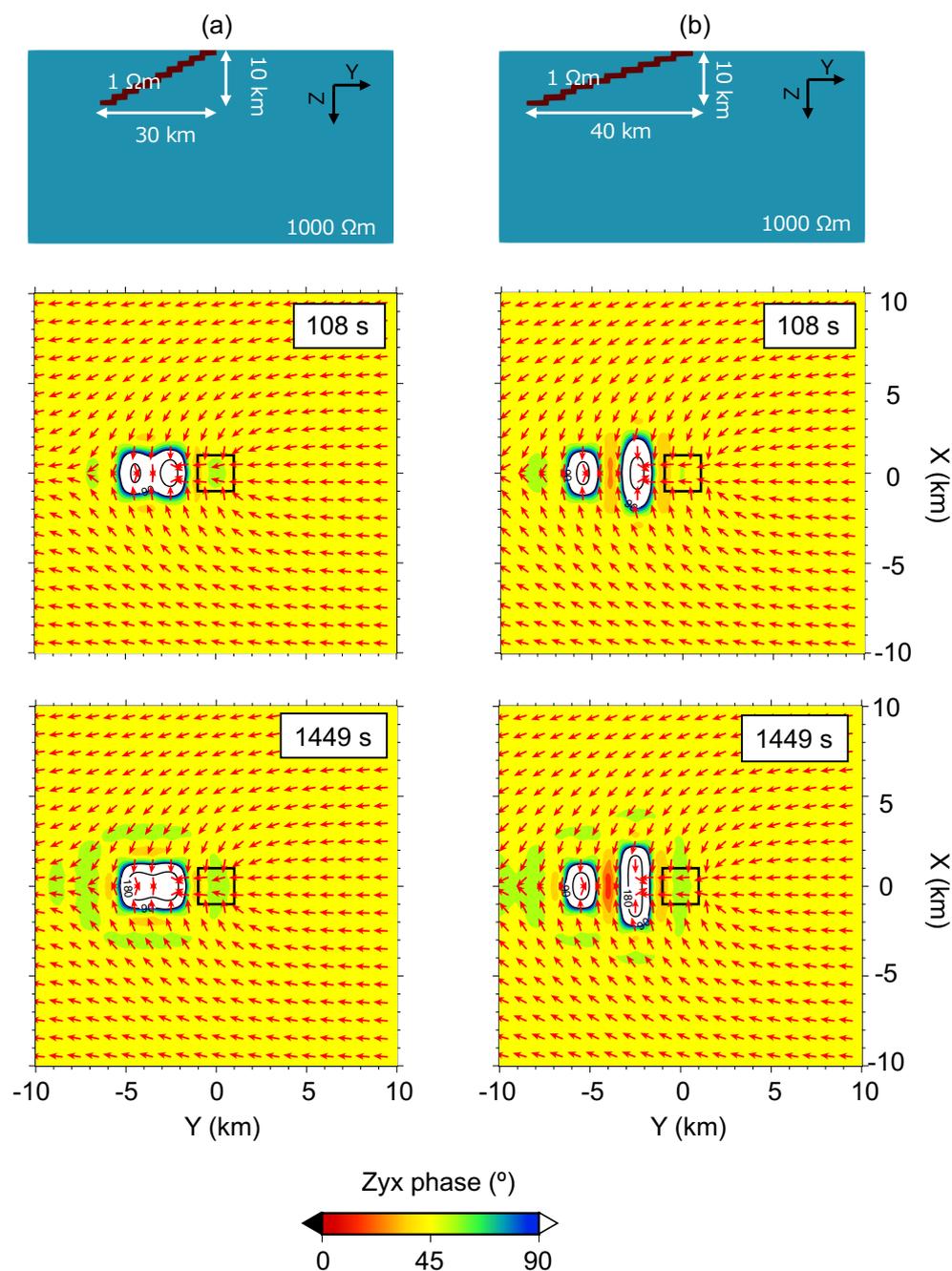


Fig. 5-4 傾斜角 $\theta < 45^\circ$, $L=10 \text{ km}$ の斜め低比抵抗異常体を組み込んだモデルと位相分布 ((a)傾斜角 $\theta = 18^\circ$, (b)傾斜角 $\theta = 14^\circ$). 上段: Y 方向 (東西) に横切った Synthetic モデル鉛直断面図. 中段: Synthetic モデルからフォワード計算された 108 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. 下段: Synthetic モデルからフォワード計算された 1449 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは, X 方向 (南北方向) に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している.

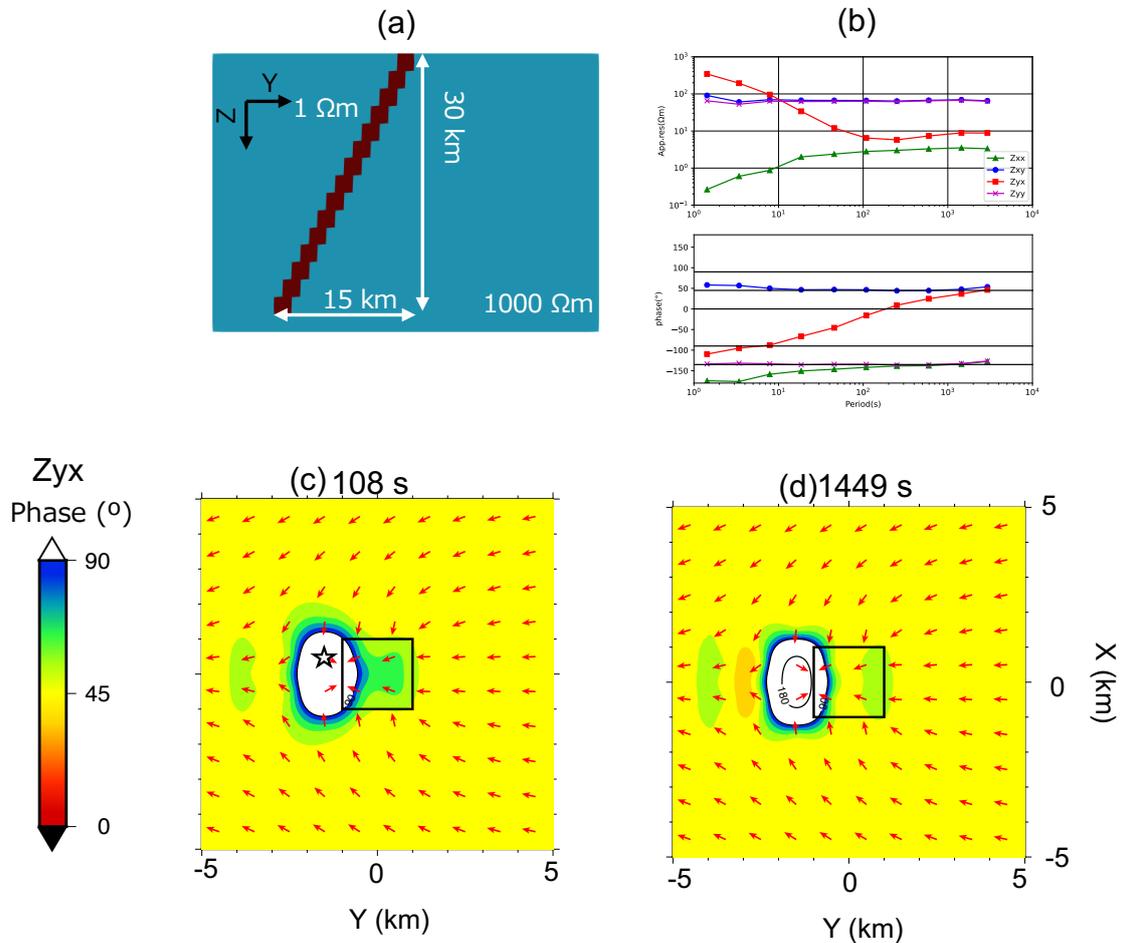


Fig. 5-5 傾斜角 $\theta = 63^\circ$ 、鉛直長さ $L = 30 \text{ km}$ の斜め低比抵抗異常体を組み込んだ場合のモデル応答. (a) Y 方向（東西）に横切った Synthetic モデル鉛直断面図. (b) 異常位相が観測されたセル ((c) に星印で表示) のモデル応答. (c) 108 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは、X 方向（南北方向）に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している. (d) 1449 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布.

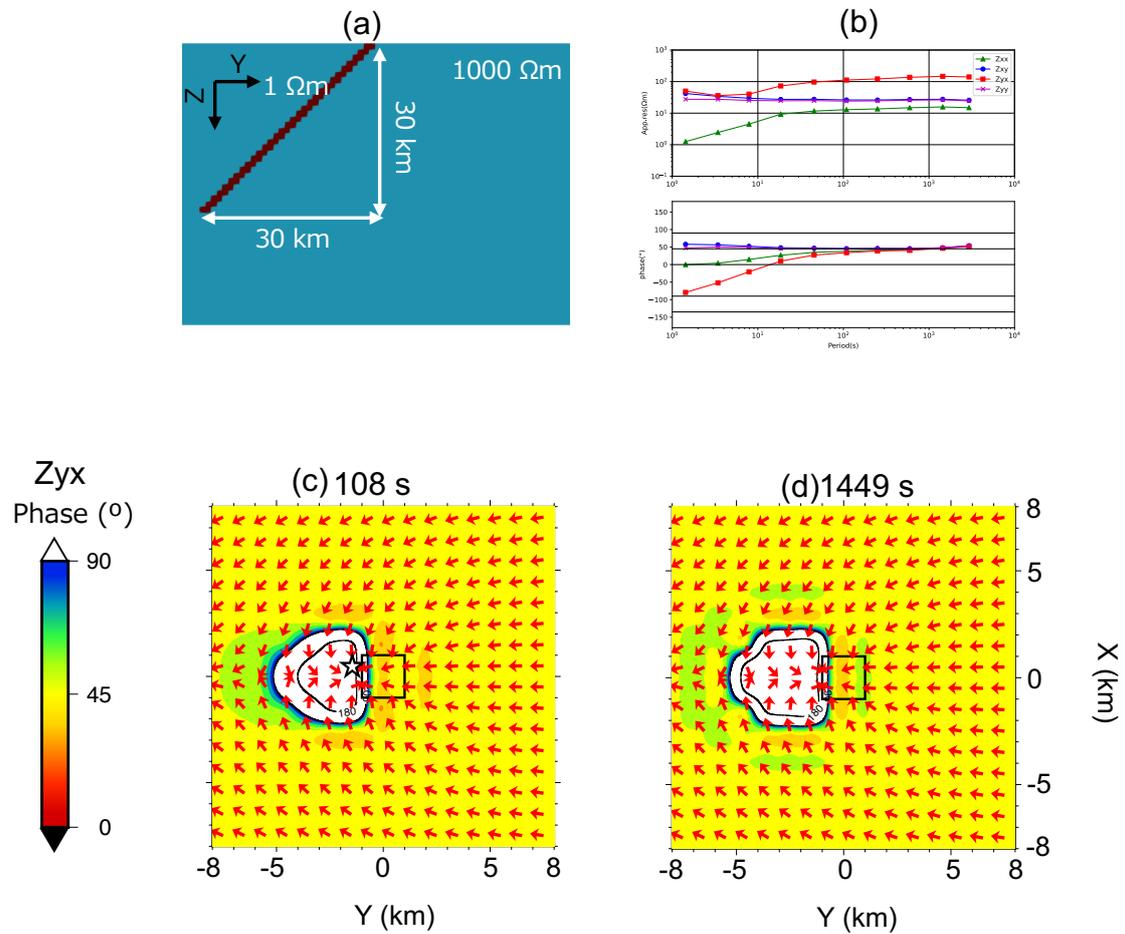


Fig. 5-6 傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、鉛直長さ $L = 30 \text{ km}$ の斜め低比抵抗異常体を組み込んだ場合のモデル応答. (a) Y 方向（東西）に横切った Synthetic モデル鉛直断面図. (b) 異常位相が観測されたセル ((c) に星印で表示) のモデル応答. (c) 108 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは、X 方向（南北方向）に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め柱状低比抵抗モデルの上端の領域を示している. (d) 1449 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布.

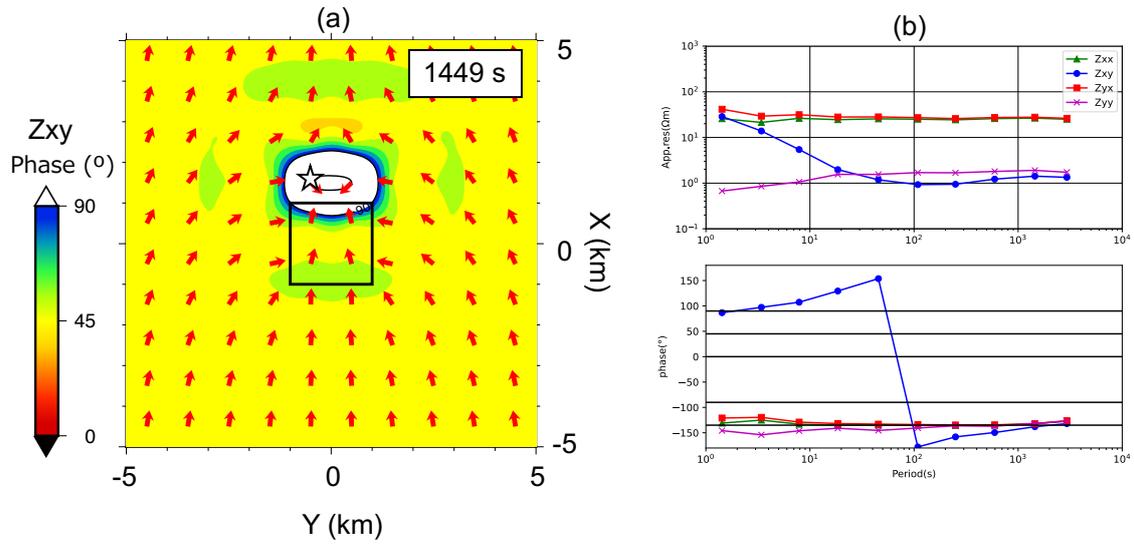


Fig. 5-7 X 方向（北向き）に傾斜させた柱状の低比抵抗異常体（傾斜角 $\theta = 45^\circ$ ，鉛直長さ $L=10$ km）を組み込んだモデルの Synthetic テスト結果. (a) 108 s 周期の Z_{xy} 成分の位相分布. ベクトルは，Y 方向（東西方向）に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 灰色実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している. (b) 異常位相が観測されたセル（(a) に星印で表示）のモデル応答.

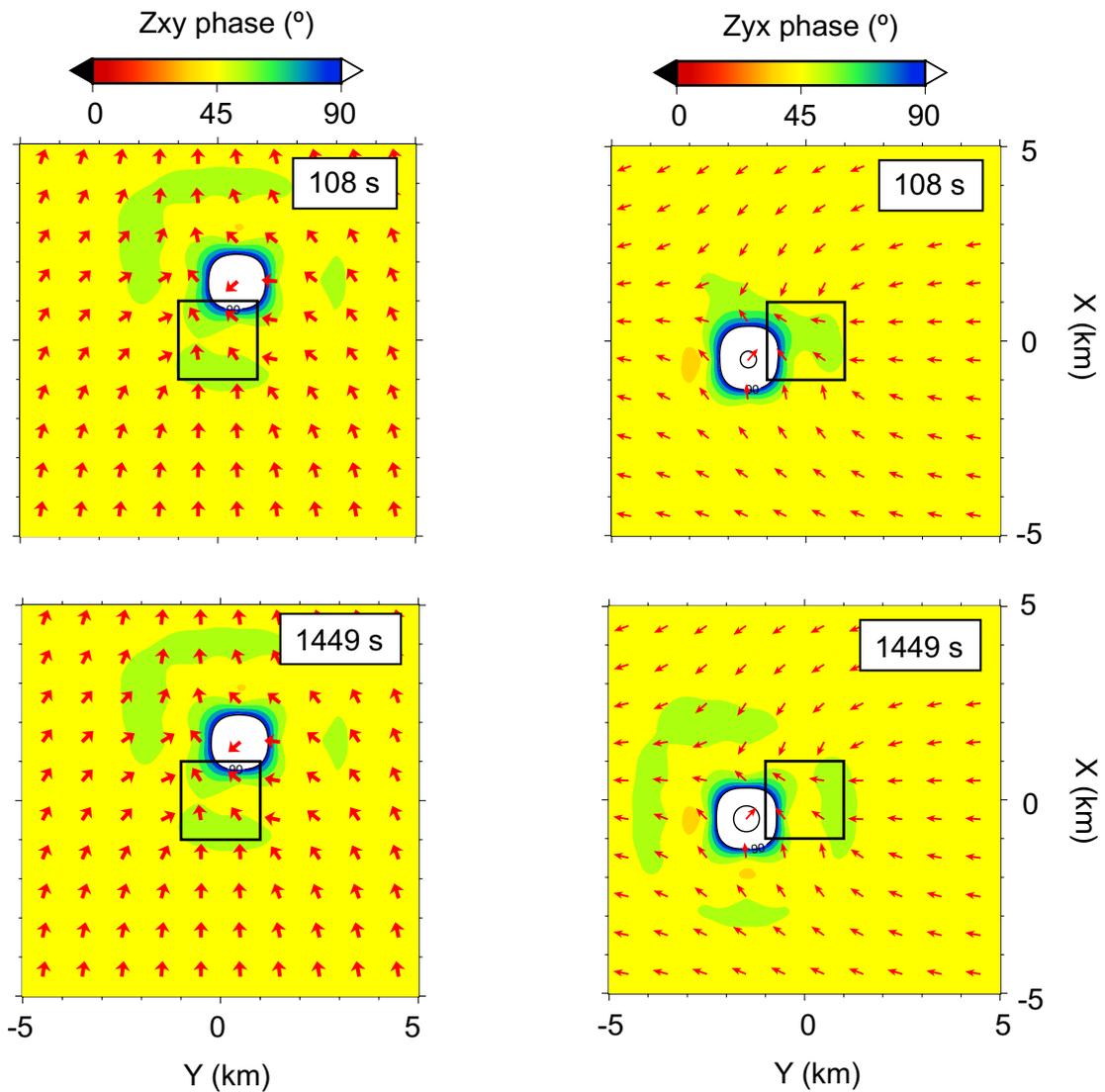


Fig. 5-8 X 方向（北）から西に 45° 回転させた方向（ $N45^\circ W$ ）に沈み込む斜め低比抵抗異常体（傾斜角 $\theta = 45^\circ$ ，鉛直長さ $L = 10$ km）を組み込んだモデルの Synthetic テスト結果（左： Z_{xy} 成分の位相，右： Z_{yx} 成分の位相）．黒色実線は低比抵抗モデルの上端の水平分布を表示．左図に表示しているベクトルは東西方向の磁場変動が起きた時の誘導電場を表示．右図に表示しているベクトルは南北方向の磁場変動が起きた時の誘導電場を表示．

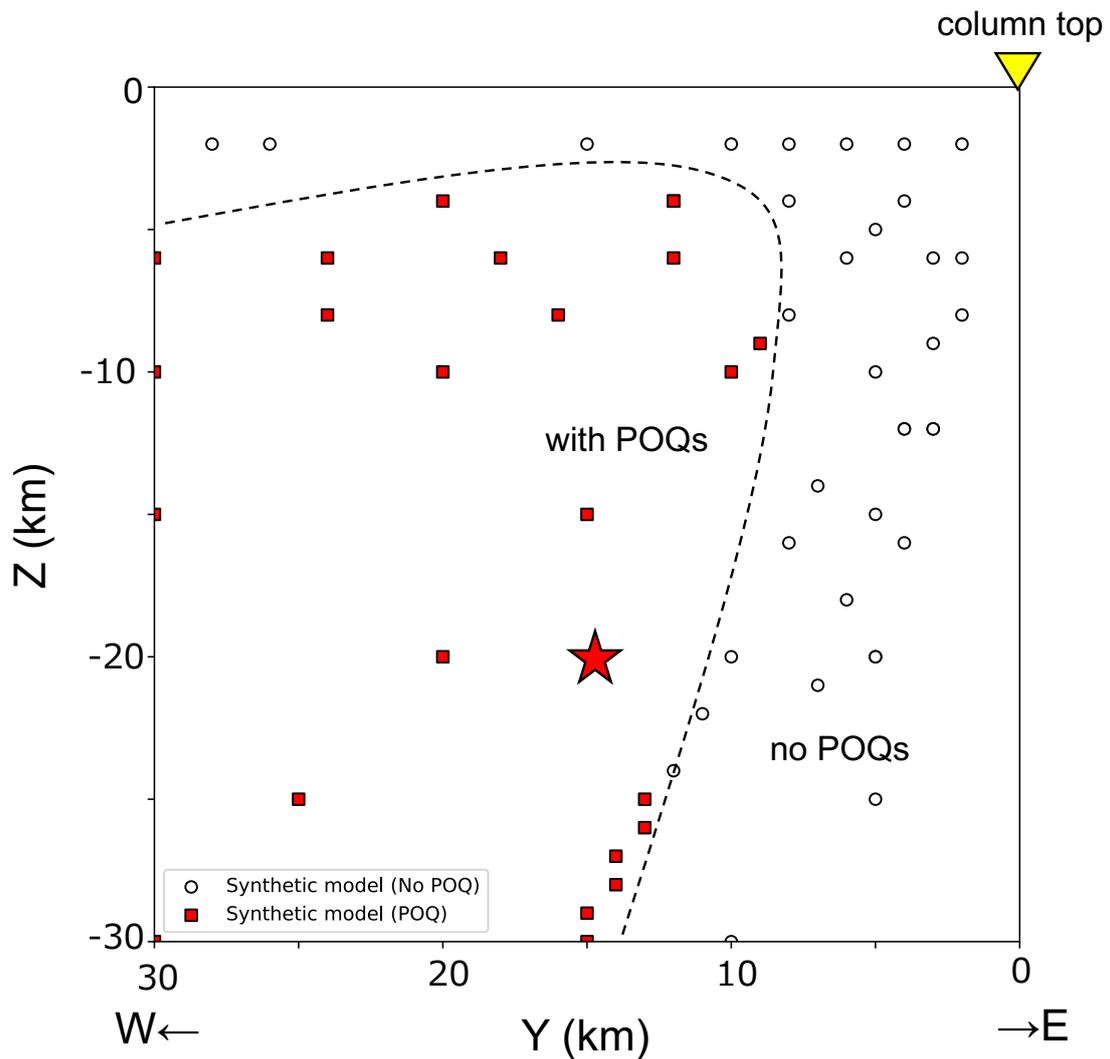


Fig. 5-9 本研究で行った Synthetic テストの結果. それぞれの Synthetic モデルにおける斜め低比抵抗モデルの下端の位置をプロットしている. 横軸: Synthetic テスト中における Y 軸方向 (東西方向), 縦軸: Synthetic テスト中における Z 軸方向 (深さ方向). 異常位相 (POQ) が発生したモデルを赤い四角, 異常位相が現れなかったモデルを白丸で表示している. 赤い星印は第 3 章でモデリングされた雌阿寒岳の低比抵抗異常 C1 に相当するモデルを表している.

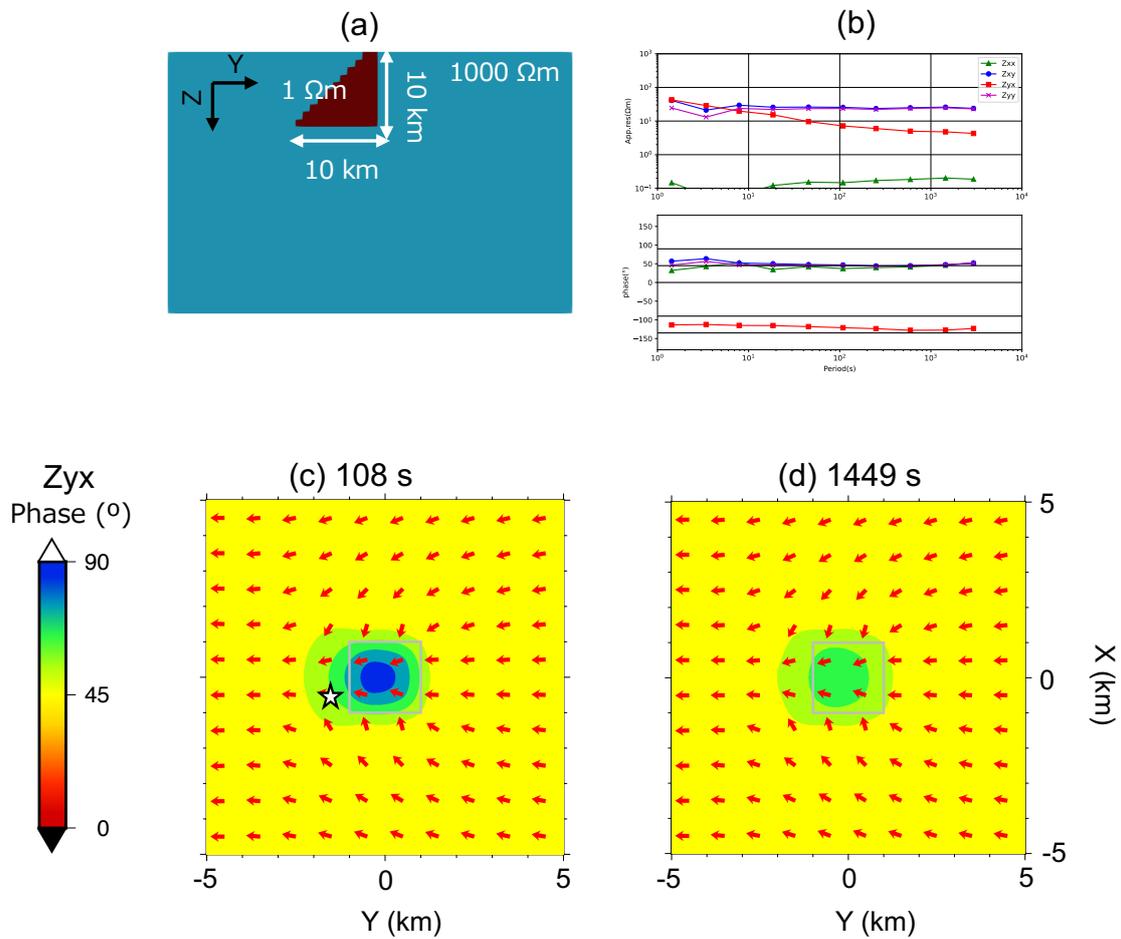


Fig. 5-10 傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、鉛直長さ $L = 10$ km の直角二等辺三角形形状の低比抵抗モデルの Synthetic テスト結果. (a) Y 方向（東西）に横切った Synthetic モデル鉛直断面図. (b) 傾斜側のセル（(c) に星印で表示）のモデル応答. (c) 108 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは、X 方向（南北方向）に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している. (d) 1449 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布.

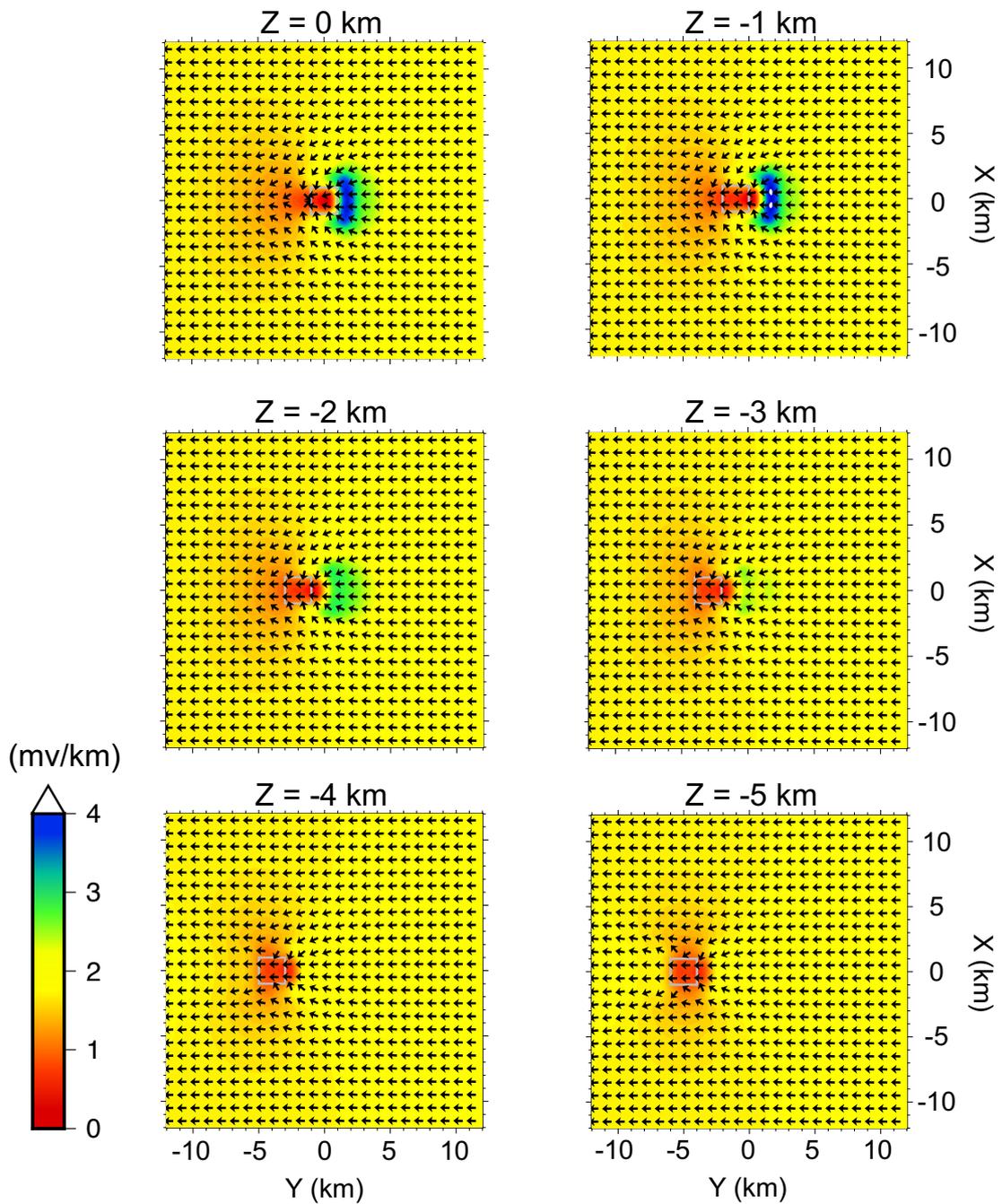


Fig. 5-11 $\theta = 45^\circ$, $L = 10 \text{ km}$, 西へ傾斜させた斜め柱状低比抵抗モデルにおける誘導電場の分布. 1449 s において, 南北方向 (X 方向) に磁場変動が起きた際の誘導電場の向きと大きさを深さごとに表示している. 灰色実線: 水平断面 (X-Y) における低比抵抗異常体のセル ($1 \Omega\text{m}$) の領域を表示している.

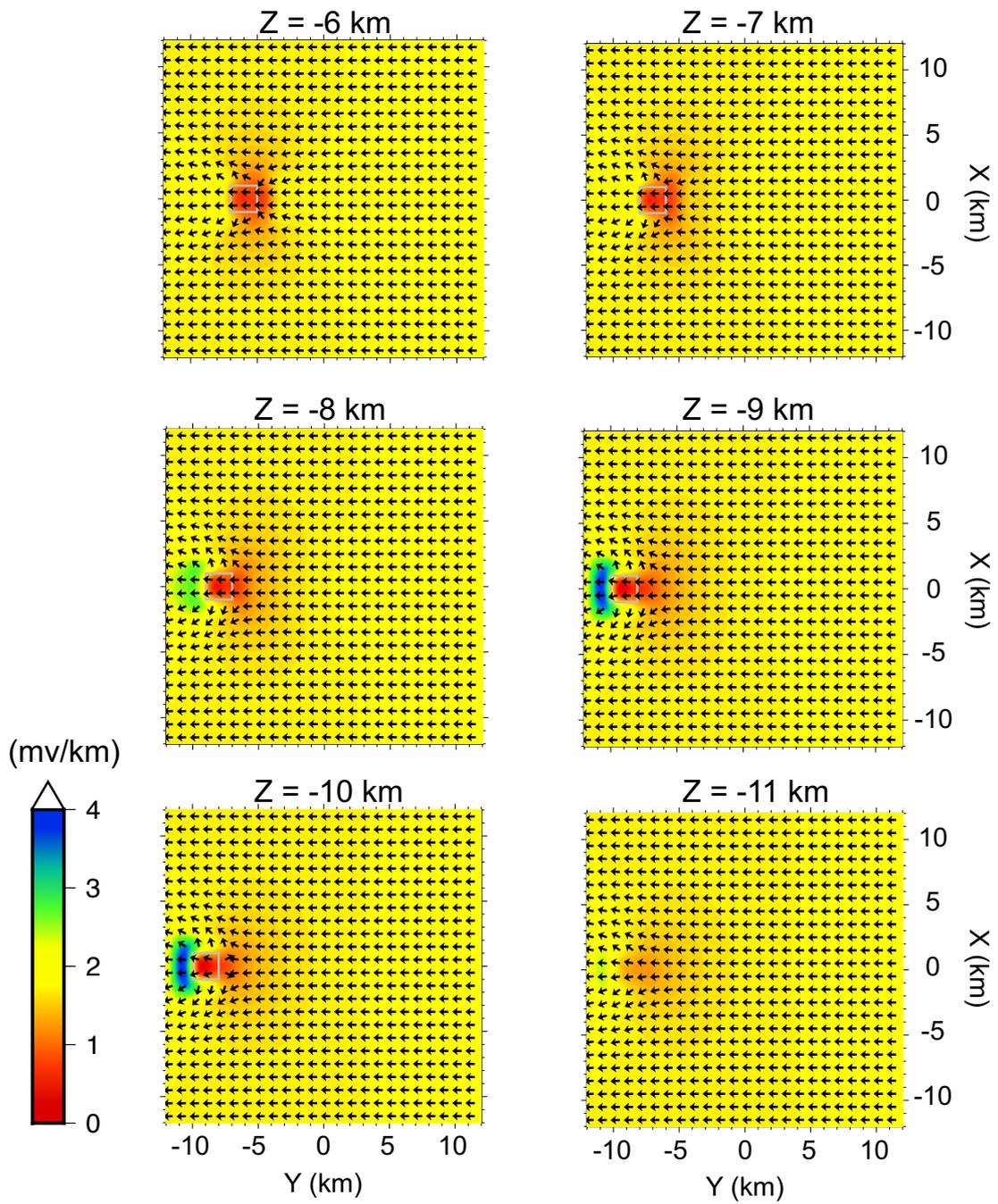


Fig. 5-11 (続き)

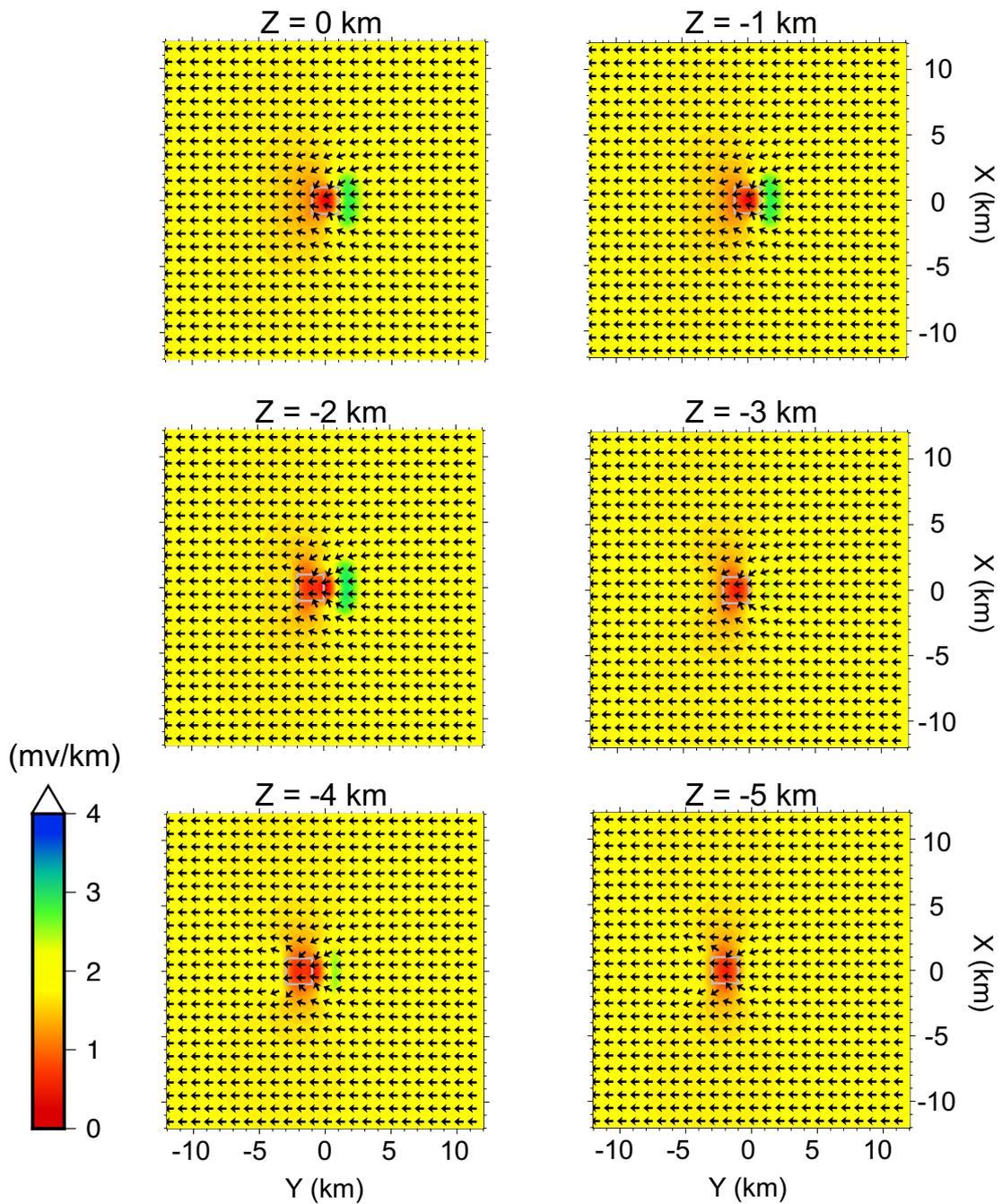


Fig. 5-12 $\theta = 63^\circ$, $L = 10$ km, 西へ傾斜の斜め柱状低比抵抗モデルにおける誘導電場の分布. 1449 s において, 南北方向 (X 方向) に磁場変動が起きた際の誘導電場の向きと大きさを深さごとに表示している. 灰色実線: 水平断面 (X-Y) における低比抵抗異常体のセル ($1 \Omega\text{m}$) の領域を表示している.

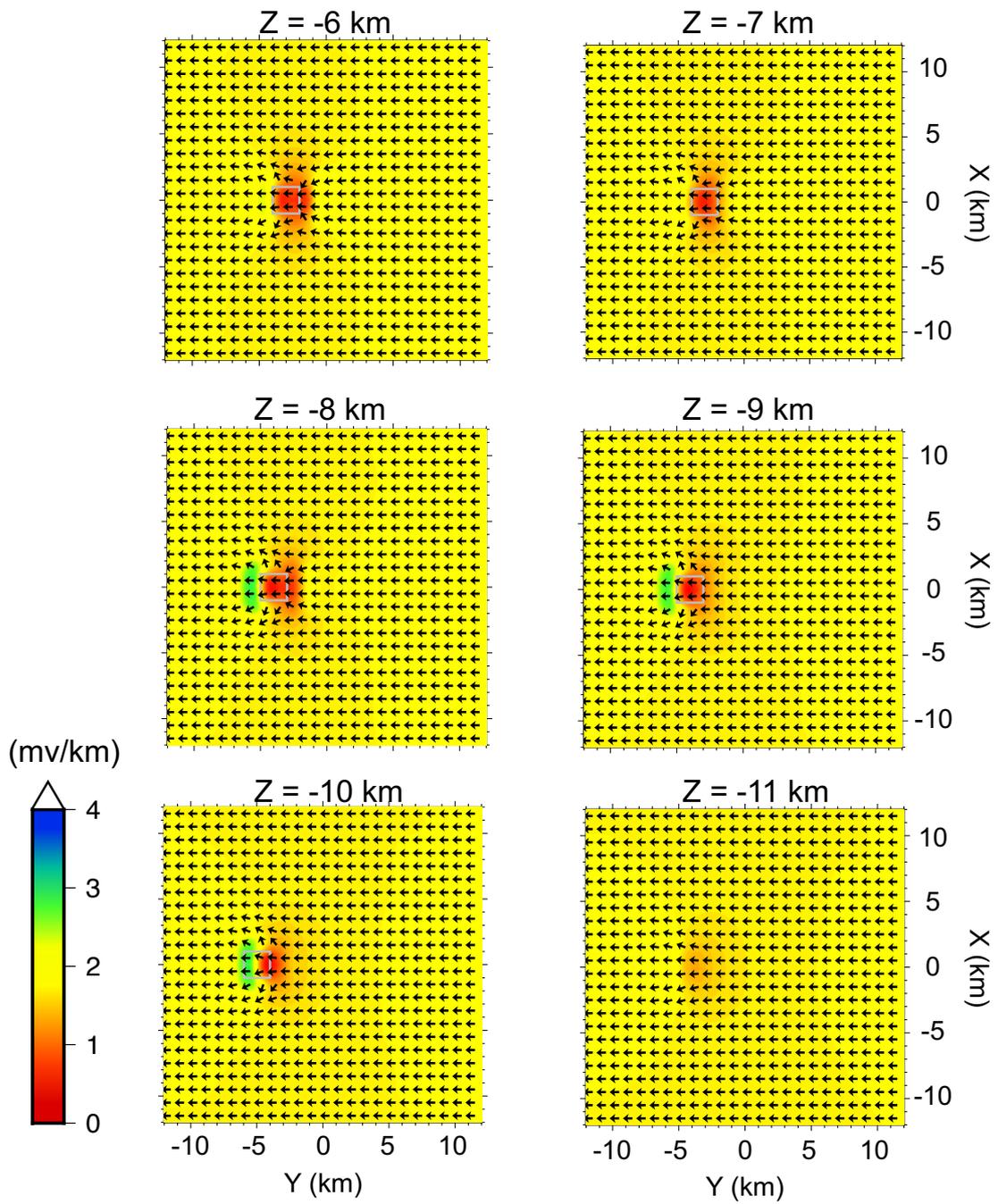


Fig. 5-12 (続き)

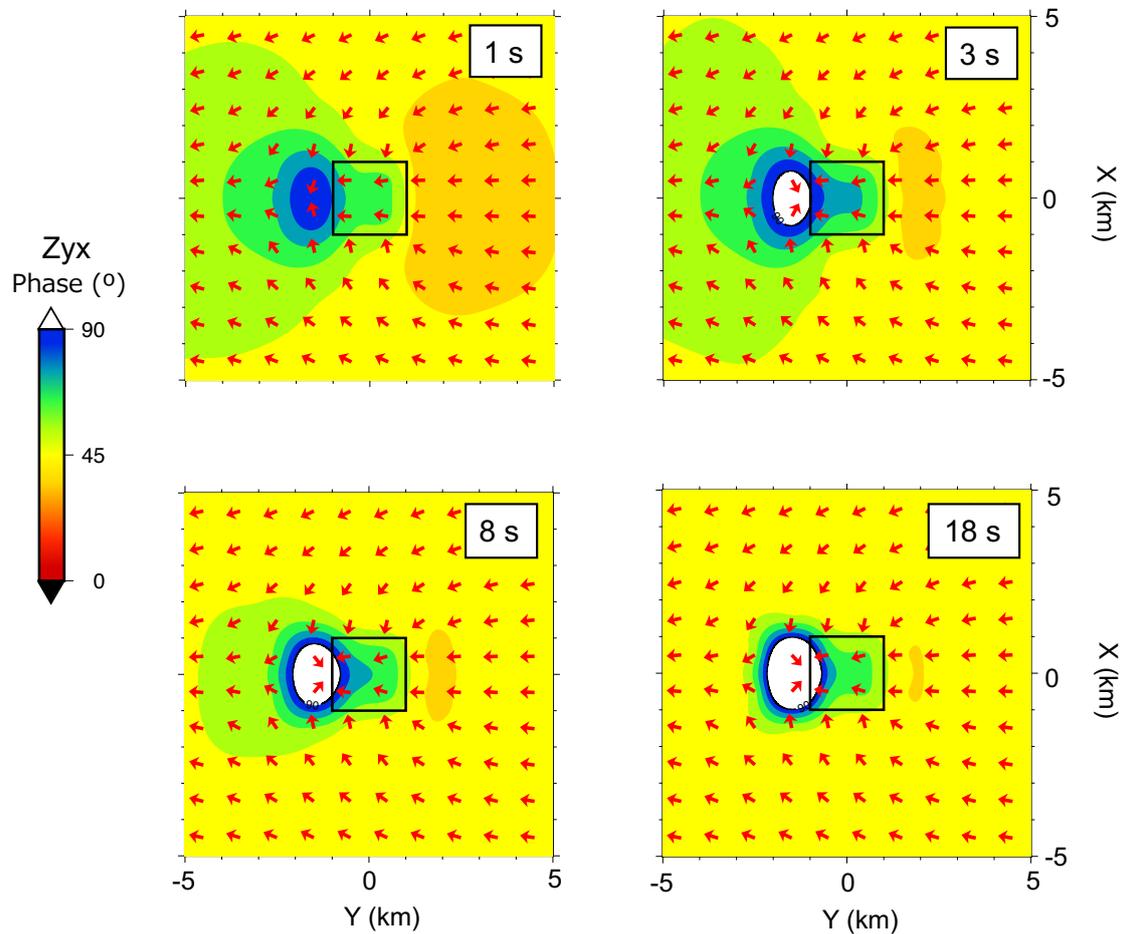


Fig. 5-13 傾斜角 $\theta = 45^\circ$ 、鉛直長さ $L = 10$ km の斜め低比抵抗モデルを組み込んだ場合のモデル応答. フォワード計算による約 1, 3, 8, 18 s 周期の Z_{yx} 成分の位相分布. ベクトルは, X 方向 (南北方向) に磁場変動が生じた時の誘導電場の向きを示している. 黒実線は斜め低比抵抗モデルの上端の領域を示している.

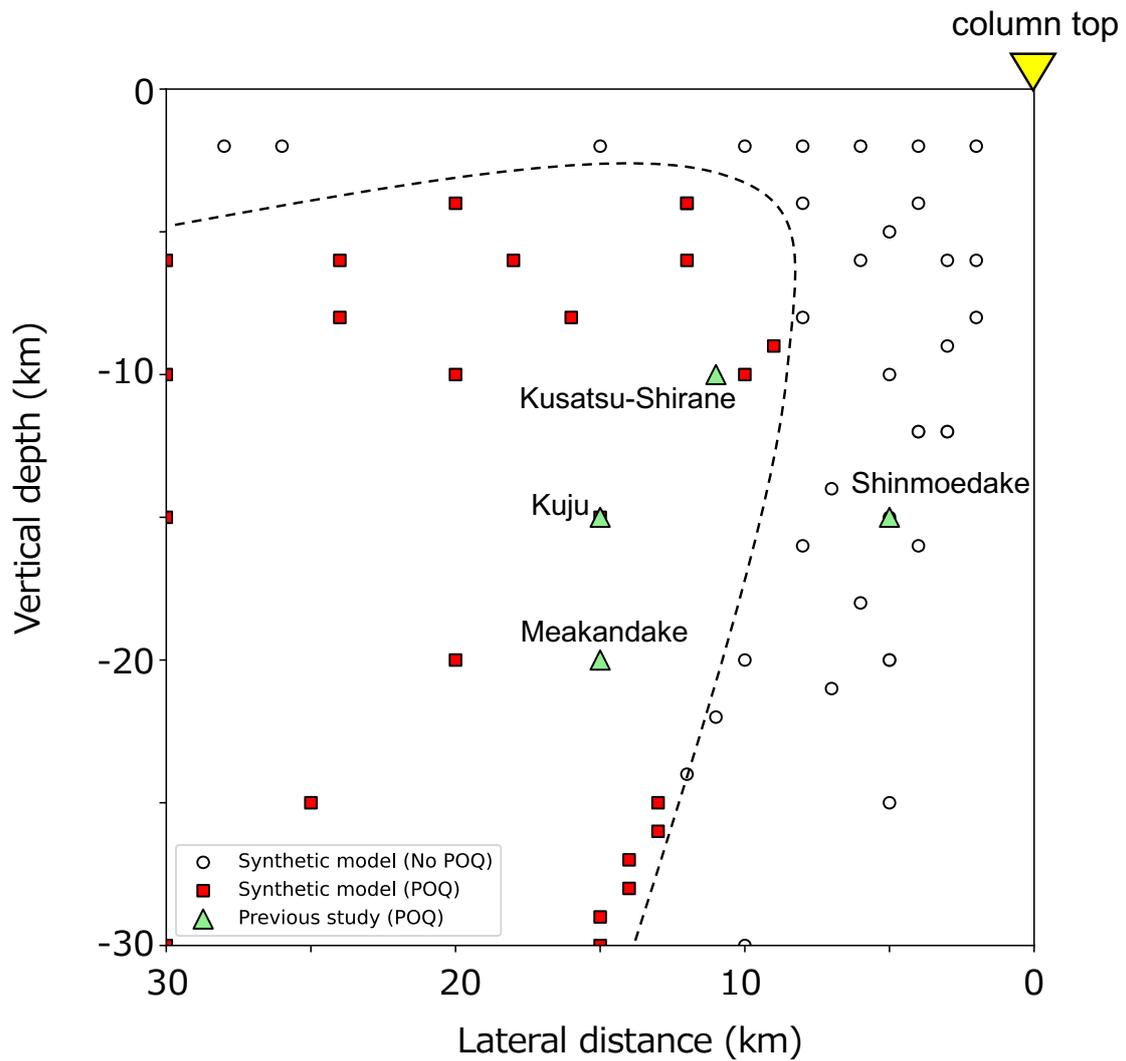


Fig. 5-14 本研究で行った Synthetic テストの結果 (Fig. 5-9) と先行研究で得られた低比抵抗異常体を比較した図. 先行研究の低比抵抗異常体の上端を(0, 0)として下端をプロットした. 新燃岳 C1; Aizawa et al., 2014, 草津白根山 C2; Matsunaga et al., 2022, 九重硫黄山 C1; Aizawa et al., 2022, 雌阿寒岳 C1; 本論文における第 3 章.

第6章 結論

本研究では、火山におけるマグマ供給系と浅部熱水系のイメージングを念頭に北海道内の活動的火山である雌阿寒岳と有珠山で MT 法探査を行った。MT 法探査で得られたデータをもとに、雌阿寒岳の広域 3 次元比抵抗構造と有珠山山頂火口原の浅部 3 次元比抵抗構造を推定した。インバージョンによって得られた低比抵抗異常の考察には、共通の解釈フローを用いてそれぞれの火山帯に適用し、2つの火山帯において系統的に解釈することを試みた。

雌阿寒岳の 3 次元比抵抗構造には、雌阿寒岳の西方深部から斜めに伸びる柱状の低比抵抗異常 C1 ($10 \Omega\text{m}$ 以下)が見出された。この低比抵抗異常は、感度テストと混合則モデルによる見積りから、この低比抵抗異常はマグマ性流体を含む岩石である可能性が高い。また、この低比抵抗異常 C1 は雌阿寒岳火口域の表層まで到達しておらず、C1 の上端から雌阿寒岳火口域に向かって火山性地震の震源が柱状に分布していた。一方、雌阿寒岳北東麓のマグマ貫入を示唆するシル状圧力源の位置が C1 の外側に位置していた。これらのことから、斜め柱状の低比抵抗異常 C1 は雌阿寒岳の火道の一部であり、雌阿寒岳のマグマだまりと地盤膨張域と山頂火口域を結びつけている可能性が高い。本研究は、雌阿寒岳のマグマ供給系と浅部熱水系の描像を明らかにし、地下構造を通して雌阿寒岳の深部や浅部で発生する異常現象間の位置関係やその結びつきを明らかにした。本研究によるマグマ供給系の描像は、地殻変動や地震活動などが活発化した際の噴火ポテンシャルの評価に有用である。

次に、本研究では、有珠山の浅部 3 次元比抵抗構造には、銀沼火口と小有珠周辺の海水準下約 500 m BSL に低比抵抗異常 CU1 (約 $10 \Omega\text{m}$) が分布していることを明らかにした。この低比抵抗異常 CU1 は、熱水だまりである可能性が高く、CU1 から地表に向かって火山ガスや熱水が上昇している可能性がある。有珠山山頂域の非噴火期に発生している現象（微小地震、帯磁ソース）は、低比抵抗域 CU1 の直上の高比抵抗異常 RU に対応していた。CU1 が熱水だまりである可能性を考慮すると、山頂火口原の火山活動域（微小地震域、全磁力変化を引き起こす領域）は、熱水活動と関わる可能性があり、その直上で熱水に関わる現象が発生しているかもしれない。このように、本研究で得られた比抵抗構造は、有珠山山頂域で発生する現象の理解や噴火様式などの噴火ポテンシャル評価に有用である。

さらに本研究では、MT インピーダンスの非対角成分が、長周期で通常の範囲 ($0\sim 90^\circ$ または $-180\sim -90^\circ$) から逸脱する異常な位相を示す現象についても考察を掘り下げた。Synthetic モデルによるフォワード計算で異常位相の発現条件を系統的に検討した結果、傾いた低比抵抗柱の傾斜角度や長さが異常位相

の出現に影響することを明らかにした。本研究により、火山地域の MT 法探査において、火道やその先にあるマグマだまりの位置の推定に異常位相が有用な手がかりとなり得ることが示された。

本研究を通して、雌阿寒岳のマグマ供給系と浅部熱水系、有珠山山頂火口原の浅部熱水系について3次元比抵抗構造をもとにイメージングした。近年、水蒸気噴火が発生し、地下のマグマ活動が現在も活動的である雌阿寒岳のマグマシステムと浅部熱水系がどのように結びついているかを明らかにした。また、有珠山山頂火口原の浅部熱水系に関する変動現象が発生している場を明らかにした。本研究で得られた3次元比抵抗構造は、今後、雌阿寒岳や有珠山のマグマや熱水に関わる異常現象の解釈や、噴火様式などの噴火ポテンシャル評価に有用である。

謝辞

北海道大学理学研究院地震火山観測センター、橋本武志教授には、研究活動から論文の執筆まで様々な形でご指導を頂きました。博士論文作成だけでなくフィールド観測や学会発表等で大変お世話になりました。また、雌阿寒岳や有珠山の MT 法探査では、観測点設置前の下見・土地交渉からデータ取得・解釈までの一連を通して、研究活動に必要なことを多く学ばせて頂きました。

博士論文の副査を引き受けて下さった高橋浩晃教授、青山裕教授、栗谷豪教授、田中良助教には、博士論文に関わる貴重な助言やご指摘を頂きました。

火山ゼミでは、青山裕教授と田中良助教から雌阿寒岳や有珠山の地下構造解釈や議論について自身では気づかなかった点をご指摘頂き、本研究を大いに発展させることができました。青山裕教授には、雌阿寒岳や有珠山の火山性地震と比抵抗構造の関係について多くのアドバイスを頂きました。私自身の副指導教員である田中良助教には、フィールド観測や研究活動の場面でお世話になりました。また、火山研究に関する議論だけでなく日常でも多くの激励を頂き大変お世話になりました。また、村上亮名誉教授には、火山ゼミや談話会で雌阿寒岳の地盤膨張に関する議論に関して助言を頂きました。火山ゼミの他にも、地震・津波分野のゼミに参加させて頂き、センター教員の谷岡勇一郎教授、高橋浩晃教授、西村裕一准教授、勝俣啓准教授、村井芳夫准教授、大園真子准教授、山中悠資講師から他分野の視点によるアドバイスを頂き、阿寒カルデラの地震活動に関する議論を深めることができました。また、教員方には、日常やセンター行事の際に多くの励ましや助言を頂きました。

産業技術総合研究所の山谷祐介主任研究員と名古屋大学の市原寛講師には、雌阿寒岳の比抵抗構造研究に関する議論を深めて頂いた。山谷祐介主任研究員には、雌阿寒岳のマグマ供給系についてアドバイスを頂きました。市原寛講師には、雌阿寒岳の MT 法探査の下見や観測に御同行頂き、観測や進路に関して様々なアドバイスを頂きました。九州大学の相澤広記准教授には、雌阿寒岳の MT 法探査や学会等で大変お世話になりました。東京大学の上嶋誠教授には、MT データの時系列解析や比抵抗構造推定に関して大変お世話になりました。東京工業大学の神田径准教授には、私の修士課程時代から、研究に関する助言を頂いたほかに、MT 法探査の機材を快く貸して頂き、大変お世話になりました。

雌阿寒岳の MT 法探査では、現地観測の際に 北大地震火山センター・高田真秀氏、鈴木敦生氏、岡田和見氏、同研究室の伊藤凌氏、岩間陽太氏、渋谷桂一氏、成田葵氏、北大工学院・鈴木浩一先生、青山健太郎氏、宇郷翼氏、小嶋洸輝氏、田代貴久氏、山際嵩也氏、綿谷椋多氏、名古屋大学の小池遥之氏、堀川信一郎氏、九州大学の安仁屋智氏、大久保歩夢氏、千葉大学の金子柊氏には、現

地観測でご協力を頂きました。東大地震研・東工大・秋田大学から観測機材を借用しました。本研究は、文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第2次）」の支援を受けました。また、本研究は東大地震研共同利用の援助を受けました（共同利用コード 2020-F2-04, 2021-F2-04, 2022-F2-04）。東工大・松永康生博士には、E-log システムで取得したデータの解析でアドバイスを頂きました。雌阿寒岳の比抵抗構造解析の際に、茂木透名誉教授と山谷祐介主任研究員から阿寒湖南岸の AMT/広帯域 MT データを頂きました。また、産業技術総合研究所と気象庁から山頂域の AMT データを頂きました。ご対応くださった高倉伸一様、高橋幸祐様、松島喜雄様に感謝いたします。

有珠山の MT 法探査では、北大地震火山センター・鈴木敦生氏、同研究室の伊藤凌氏、岩間陽太氏、八木優人氏、青山健太郎氏、潘若華氏、大石健登氏には、現地観測でご協力頂きました。観測機材は、東工大と産業技術総合研究所からお借りしました。快く観測機材を貸して下さった東工大の神田径准教授、産業技術総合研究所の松島喜雄主任研究員に感謝いたします。また、雌阿寒岳と有珠山の現地観測にあたり観測点の設置場所を快く提供してくれた方々・観測機材の移動や保管に関してご対応くださった宿泊先に感謝申し上げます。

本研究では、MT 応答関数を求める際のリモートリファレンス処理において、日鉄鋳コンサルタント株式会社や地熱技術開発株式会社の運用する常時観測点のデータを使用しました。雌阿寒岳の震源データは札幌管区気象台から提供して頂きました。観測点配置図や背景には国土地理院の 10 m メッシュ標高データを使用しました。海底地形データとして海上保安庁の 500 m メッシュモデルを使用しました。図の作成には Generic Mapping Tool (Wassel and Smith, 1998), Matplotlib (Hunter, 2007), ParaView (Kitware 社)を用いました。

中島悠貴博士や安田裕紀博士からは、日々の生活やゼミの中で多くの励ましを頂いたほか、博士論文や就職活動について貴重なアドバイスを頂きました。事務室の小林康子さん、中村元美さん、森奈津子さんには、出張時の事務手続きなど多様な形でお世話になりました。技術職員の鈴木敦生さん、高田真秀さん、岡田和見さんからは、野外観測時に観測のアドバイスや貴重な話をして頂き大変お世話になりました。北大地震火山センターの研究員、学生、OB、OG の皆様には日々の学生生活で多く支えられ、楽しく研究活動を進めることができました。成田翔平博士には、私の修士時代に火山ゼミや日々の生活の中で大変お世話になりました。中垣達也氏や Rinda Nita Ratnasari 氏は、私の地震ゼミへの参加を快く承諾して頂き、私の博士課程を有意義なものにして頂きました。また、日々の研究生活の中で柘植鮎太氏、西川空良氏とマグマや熱水に関わる現象について議論をさせて頂きました。最後に、これまで陰ながら支えてくれた両親に感謝いたします。ここに、私がお世話になった全ての方々に感謝いたします。

引用

- Aizawa K, T. Koyama, H. Hase, M. Uyeshima, W. Kanda, M. Utsugi, R. Yoshimura, Y. Yamaya, T. Hashimoto, K. Yamazaki, S. Komatsu, A. Watanabe, K. Miyakawa and Y. Ogawa (2014) Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119:198–215, doi: 10.1002/2013JB010682
- 相澤広記 (2016) 火山電磁気観測の進展, *火山*, 61, 2, pp 345-365, doi: doi.org/10.18940/kazan.61.2_345
- Aizawa K, M. Utsugi, K. Kitamura, T. Koyama, M. Uyeshima, N. Matsushima, S. Takakura, H. Inagaki, H. Saito and Fujimitsu (2022) Magmatic fluid pathways in the upper crust: insights from dense magnetotelluric observations around the Kuju Volcanoes, Japan, *Geophysical Journal International*, 228, 755-772, doi: 10.1093/gji/ggab368
- Aoyama H, S. Onizawa, T. Kobayashi, T. Tameguri, T. Hashimoto, H. Ohshima and H. Y. Mori (2009) Inter-eruptive volcanism at Usu volcano: Micro-earthquakes and dome subsidence, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 3-4, pp 203-217, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.09.009
- Aoyama H and H. Oshima (2015) Precursory tilt changes of small phreatic eruptions of Meakan-dake volcano, Hokkaido, Japan, in November 2208, *Earth Planets Space* 67:119, doi: 10.1186/s40623-015-0289-9
- Archie G. E (1942) The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, *Transactions of the AIME*, 146, pp 54-62, doi: 10.2118/942054-G
- Barberi F, A. Bertagnini, P. Landi and C. Principe (1992) A review on phreatic eruptions and their precursors, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52, pp 231-246, doi: 10.1016/0377-0273(92)90046-G
- Caldwell TG, HM. Bibby and C. Brown (2004) The magnetotelluric phase tensor, *Geophysical Journal International*, 189:251-267, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x
- Chashman K.V., R.S.J Sparks, J.D. Blundy (2017) Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes, *Science*, 355, 6331, doi: 10.1126/science.aag3055
- Chave A.D. and D.J. Thomson (2004) Bounded influence magnetotelluric response function estimation, *Geophysical Journal International*, 158, 457-

- 469, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x
- Comeau M. J., M. J. Unsworth and D. Cordell (2016) New constraints on the magma distribution and composition beneath Volcan Uturuncu and the southern Bolivian Altiplano from magnetotelluric data, *Geosphere*, 12, pp 1391-1421, doi: 10.1130/GES01277.1
- Cordell D., M. J. Unsworth and D. Diaz (2018) Imaging the Laguna del Maule volcanic field, central Chile using magnetotellurics: Evidence for crustal melt regions laterally-offset from surface vents and lava flows, *Earth and Planetary Science Letters*, 488, pp 168-180, doi: 10.1016/j.epsl.2018.01.007
- Diaz D., W. Heise and F. Zamudio (2015) Three-dimensional resistivity image of the magmatic system beneath Lastarria volcano and evidence for magmatic intrusion in the back arc (northern Chile), *Geophysical Research Letters*, 42, pp 5212-5218, doi: 10.1002/2015GL064426
- Egbert GD and A. Kelbert (2012) Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical journal International*, 189:251–267, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x
- Gaillard F (2004) Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure, *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 1-2, pp 215-228, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00639-3
- Gaillard F and G. I. Marziano (2005) Electrical conductivity of magma in the course of crystallization controlled by their residual liquid composition, *Journal of Geophysical Research*, 110, B06204, doi: 10.1029/2004JB003282
- Gamble T.D., W.M. Goubau and J. Clarke (1979) Magnetotellurics with a remote magnetic Reference, *Geophysics*, 44, 53-68, doi: 10.1190/1.1440923
- Glover P. W. J., Hole M. J. and Pous J (2000) A modified Archie's law for two conducting phases, *Earth and Planetary science letters*, 180, pp 369-383, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00168-0
- 国土地理院 (2018) 雌阿寒岳周辺の地殻変動, 噴火予知連絡会会報, 128, 5-19
- 長谷川健, 中川光弘 (2007) 北海道東部, 阿寒カルデラ周辺の前—中期更新世火砕堆積物の層序, *地質学雑誌*, 113, 2, 53-72, doi: 10.5575/geosoc.113.53
- Hasegawa T, A. Yamamoto, H. Kamiyama and M. Nakagawa (2009) Gravity structure of Akan composite caldera, eastern Hokkaido, Japan: Application of lake water corrections, *Earth Planets Space*, 61, 933-938, doi: 10.1186/BF03353205
- 長谷英彰, 橋本武志, 西田泰典, 宇津木充, 井上寛之, 佐波瑞恵 (2009) 自然電位観測から推定される有珠火山の熱水系, *日本地熱学会誌*, 31, 1, p. 27~37,

doi: 10.11367/grsj.31.27

- 橋本武志, 茂木透, 西田泰典, 高田真秀, 鈴木敦生, 前川徳光 (2007) ドーム状隆起に伴う磁場変化—有珠山 2000 年噴火時の全磁力変化再検討—, 北海道大学地球物理学研究報告, 70, pp 123-135, doi: 10.14943/gbhu.70.123
- Hashimoto T (2022) Post-Eruptive Persistent Cooling Beneath the Summit Crater of Usu Volcano as Revealed by Magnetic Repeat Surveys, *Journal of Disaster Research*, 17,5, pp 630-638, doi: 10.20965/jdr.2022.p0630
- Hashin Z and Strikman S (1962) A variational approach to theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials, *Journal of Applied Physics*, 33, 3125, doi: 10.1063/1.1728579
- Heis W and Pous J (2003) Anomalous phases exceeding 90 degrees in magnetotellurics: anisotropic model studies a field example, *Geophysical Journal International*, 155, 1, pp 308-318, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02050.x
- Hernandez P. A., K. Notsu, J. M. Salazar, T. Mori, H. Okada, G. Virgili, Y. Shimoike, M. Sato and N. M. Perez (2001) Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan, *Science*, 292, 5514, pp 83-86, doi: 10.1126/science.1058450
- Hill G.J, T.G. Caldwell, W. Heise, D.G. Chertcoff, H.M. Bibby, M.K. Burgess, J.P. Cull and R.A.F. Cas (2009) Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data, *Nature Geoscience*, 2, pp 785-789, doi: 10.1038/NGEO661
- 北海道大学 (2019) 平成 30 年度北海道受託研究「北海道における火山に関する研究」雌阿寒岳
- Hunter J (2007) Matplotlib: A 2D Graphics Environment, *Computing in Science & Engineering*, 9, 3 pp 90-95, doi: 10.1109/MCSE.2007.55
- Jousset P and H. Okada (1999) Post-eruptive volcanic dome evolution as revealed by deformation and microgravity observations at Usu volcano (Hokkaido, Japan), *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 89, pp 255-273, doi: 10.1016/S0377-0273(99)00003-7
- Jousset P, H. Mori and H. Okada (2003) Elastic models for the magma intrusion associated with the 2000 eruption of Usu Volcano, Hokkaido, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125, pp 81-106, doi: 10.1016/S0377-0273(03)00090-8
- Ichiki M, T. Kaida, T. Nakayama, S. Miura, M. Yamamoto, Y. Morita and M. Uyeshima (2021) Magma reservoir beneath Azumayama Volcano, NE Japan,

- as inferred from a three-dimensional electrical resistivity model explored by means of magnetotelluric method, *Earth Planets and Space*, 73:150, doi: 10.1186/s40623-021-01451-y
- Ichihara H and Mogi (2009) A realistic 3-D resistivity model explaining anomalous large magnetotelluric phases: the L-shaped conductor model, *Geophysical Journal International*, 179, pp 14-17, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04310.x
- 市原寛, 市來雅啓 (2011) 地殻・上部マントルの電気比抵抗構造：観測の原理・精度と物性データの現状, *岩石鉱物科学*, 40, pp 73-90, doi: 10.2465/gkk.110131b
- Ichihara H, T. Mogi and Y. Yamaya (2013) Three-dimensional resistivity modelling of a seismogenic area in an oblique subduction zone in the western Kurile arc: Constraints from anomalous magnetotelluric phases, *Tectonophysics*, 603, pp 114-122, doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.020
- 井上智裕, 橋本武志 (2019) MT 法による雌阿寒岳北麓の比抵抗構造探査：序報, *北海道大学地球物理学研究報告*, 82, pp 25-38, doi: 10.14943/gbhu.82.25
- Inoue T, T. Hashimoto, R. Tanaka and Y. Yamaya (2022) A broadband magnetotelluric survey for Mt. Meakandake volcano with special attention to the unrest during 2016-2017, *Earth Planets Space*, 74:114, doi: 10.1186/s40623-022-01673-8
- Japan Meteorological Agency (Ed) (2013) National Catalogue of the Active Volcanoes in Japan, 4th ed Japan Meteorological Agency, Tokyo
- Jones AG, RD. Kurtz, DW. Oldenburg, DE. Boerner and R. Ellis (1988) Magnetotelluric observations along the lithoprobe southeastern Canadian Cordilleran transect, *Geophysical Research Letters*, 15:677-680, doi: 10.1029/GL015i007p00677
- 勝井義雄 (1951) 雌阿寒岳の地質, *北海道地質要報*, 16, 7-16
- 勝井義雄 (1994) 阿寒の地形・地質, *財団法人前田一步園財団創立 10 周年記念 阿寒国立公園の自然 1993*, 263-306
- Kagiyama T, H. Utada, T. Yamamoto (1999) Magma ascent beneath Unzen Volcano, SW Japan, deduced from the electrical resistivity structure, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89, pp 35-42, doi: 10.1016/S0377-0273(98)00120-6
- Kariya K and Shankland T. J (1983) Electrical conductivity of dry lower crustal rocks, *Geophysics*, 48, pp 52-61, doi: 10.1190/1.1441407

- Kelbert A, N. Mequbel, GD. Egbert, K. Tandon (2014) ModEM: a modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66:40–53, doi: 10.1016/j.cageo.2014.01.010
- Komori S, T. Kagiya, H. Hoshizumi, S. Takakura and M. Mimura (2010) Vertical mapping of hydrothermal fluids and alteration from bulk conductivity: Simple interpretation on the USDP-1 site, Unzen Volcano, SW Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, pp 339-347, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.019
- Komori S, T. Kagiya, S Takakura, S. Ohsawa, M. Mimura and T. Mogi (2013) Effect of the hydrothermal alteration on the surface conductivity of rock matrix: Comparative study between relatively-high and low temperature hydrothermal systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 264, pp 164-171, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.08.009
- Kurihara R and K. Obara (2021) Spatiotemporal characteristics of relocated Deep Low-Frequency Earthquakes beneath 52 volcanic regions in Japan over an analysis period of 14 years and 9 months, *Journal Geophysical Research: Solid Earth*, 126, 10, doi: 10.1029/2021JB022173
- Kuritani T, E. Sato, K. Wada, A. Matsumoto, M. Nakagawa, D. Zhao, K. Shimizu, T. Ushikubo (2021) Conditions of magma generation at the Me-akan volcano, northern Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 417, 10.1016/j.jvolgeores.2021.107323
- Lee J. O., Kang. I. M. and Cho W. J. (2010) Smectite alteration and its influence on the barrier properties of smectite clay for a repository, *Applied Clay Science*, 47, 1-2, pp 99-104, doi: 10.1016/j.clay.2008.10.007
- Li Xin, D. Bai, Y. Chen, Y. Deng, S. Zhang and S. Xue (2022) Magnetotelluric signatures of Neoproterozoic subduction, and subsequent lithospheric reavation and thinning beneath central South China, *Tectonophysics*, 833, doi: 10.1016/j.tecto.2022.229365
- Matsunaga Y, W. Kanda, T. Kouyama, S. Takakura and T. Nishizawa (2022) Large-scale magmatic-hydrothermal system of Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, revealed by broadband magnetotellurics, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 429, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2022.107600
- 松島喜雄, 岡崎紀俊, 市川隆一, 道脇政則, 西田泰典 (1994) 雌阿寒岳における地球電磁気および地温調査, *北海道大学地球物理学研究報告*, 57, pp 1-10. doi: 10.14943/gbhu.57.1
- Matsushima N, H. Oshima, Y. Ogawa, S. Takakura, H. Satoh, M. Utsugi and Y.

- Nishida (2001) Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, using magnetotelluric soundings, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109, p. 263-277, doi: 10.1016/S0377-0273(00)00320-6
- Matsushima N (2003) Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano, *Earth Planets and Space*, 55, p. 559-568, doi: 10.1186/BF03351788
- Matsushima N, M. Utugi, S. Takakura, T. Yamasaki, M. Hata, T. Hashimoto and M. Uyeshima (2020) Magmatic-hydrothermal system of Aso Volcano, Japan, inferred from electrical resistivity structures, *Earth Planets and Space*, 72:57, doi: 10.1186/s40623-020-01180-8
- 南裕介, 中川光弘, 佐藤鋭一, 和田恵治, 石塚吉浩 (2021) 雌阿寒岳火山ポンマチネシリにおける過去 1000 年間の火山活動史, *火山*, 66, 211-217
- 国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) (1992) 地熱開発促進調査報告書 No. 26 阿寒地域
- 茂木透, 山谷祐介, 橋本武士, 秋田藤夫, 柴田智郎, 高橋徹哉, 田村慎 (2011) 阿寒湖温泉での MT 探査, *物理探査学会第 125 回学術講演回論文集*, 講演番号 40, pp 147-150
- Murase T (1962) Viscosity and related properties of volcanic rocks at 800 °C to 1400 °C, *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, 7, Geophysics, 1(6), pp 487-584
- 中川光弘, 松本亜希子, 田近淳, 広瀬亘, 大津直 (2005) 有珠火山の噴火史の再検討: 寛文噴火 (1663 年) と明和噴火 (1776 年) に挟まれた 17 世紀末の先明和噴火の発見, *火山*, 50, 2, pp 52, doi: 10.18940/kazan.50.2_39
- Nakamichi H, H. Hamaguchi, S. Tanaka, S. Ueki, T. Nishimura and A. Hasegawa (2003) Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophysical Journal International*, 154, pp 811-828, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01991.x
- Naif S, K. Selway, B.S. Murphy, G. Egbert and A. Pommier (2021) Electrical conductivity of the lithosphere-asthenosphere system, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 313, 106661, doi: 10.1016/j.pepi.2021.106661
- Nesbitt B.E (1993) Electrical resistivities of crustal fluids, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, pp 4301-4310, doi: 10.1029/92JB02576
- Newman G. A and D. L. Alumbaugh (2000) Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients, *Geophysical Journal International*, 140, 2, pp 410-424, doi: 10.1046/j.1365-246x.2000.00007.x
- 岡崎智久, 吉村令慧, 山崎健一, 小松信太郎, 大志万直人 (2017) 特異な位相応

答に向けた MT 観測, 京都大学防災研究所年報, No. 60 B

- Ogawa Y, N. Matsushima, H. Oshima, S. Takakura, M. Utsugi, K. Hirano, M. Igarashi and T. Doi (1998) A resistivity cross-section of Usu volcano, Hokkaido, Japan, by audiomagnetotellurics soundings, *Earth Planets Space*, 50, p. 339-346, doi: 10.1186/BF03352120
- Ogawa Y, M. Ichiki, W. Kanda, M. Mishina and K. Asamori (2014) Three-dimensional magnetotelluric imaging of crustal fluids and seismicity around Naruko volcano, NE Japan, *Earth Planets and Space*, 66, 158, doi: 10.1186/s40623-014-0158-y
- Ogiso M and K. Yomogida (2021) Estimation of relative source locations from seismic amplitude: application to earthquakes and tremors at Meakandake volcano, eastern Hokkaido, Japan, *Earth Planets Space*, 73:29, doi: 10.1186/s40623-021-01366-8
- 大島弘光, 松島喜雄 (1999) 有珠山浅部の水環境—既存資料の解析—, 北海道大学地球物理学研究報告, 62, pp 79-97, doi: 10.14943/gbhu.62.79
- Parkinson WD (1962) The influence of continents and oceans on geomagnetic variations, *Geophysical Journal International*, 6:441-449, doi: 10.1111/j.1365-246X.1962.tb02992.X
- Peacock J.R., M.T. Mangan, D. McPhee and D.A. Ponce (2015) Imaging the magmatic system of Mono Basin, California, with magnetotellurics in three dimensions, *Geophysical Research Letters*, 120, 11, pp 7273-7289, doi: 10.1002/2015JB012071
- Pek J and Verner T (1997) Finite-difference modelling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic media, *Geophysical Journal International*, 128, 3, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05314.x
- Pina-Varas P and M. Dentith (2018) Magnetotelluric data from the Southeastern Capricorn Orogen, Western Australia: an example of widespread out of-quadrant phase responses associated with strong 3-D resistivity contrasts, *Geophysical Journal International*, 212, 1022-1032, doi: 10.1093/gji/ggx459
- Pommier A, F. Gaillard, M. Pichavant and B. Scaillet (2008) Laboratory measurements of electrical conductivities of hydrous and dry Mount Vesuvius melts under pressure, *Journal of Geophysical Research*, 113, B05205, doi: 10.1029/2007JB005269
- Quist A. S. and W. L. Marshall (1968) Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800.degree. and at pressures to 4000 bars, *Journal of Physical Chemistry*, 72(2), pp 684-703, doi:

10.1021/j100848a050

- Raju K, P. K. Patro, U. K. Borah, S. Srivastava and K. C. Reddy (2022) Evolution of eastern segment of the Central India Tectonic Zone: an insight from a magnetotelluric study, *Geophysical Journal International*, 230, pp 272-287, doi: 10.1093/gji/ggac073
- Sasaki Y (2004) Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data, *Earth Planets Space*, 56, pp 239-248, doi: 10.1186/BF03353406
- 佐藤博之 (1965) 5 万分の 1 地質図幅説明書「阿寒湖」, 地質調査所
- Shinohara H, N. Matsushima, K. Kazahaya and M. Ohwada (2021) Magma-hydrothermal system interaction inferred from volcanic gas measurements obtained during 2003-2008 at Meakandake volcano, Hokkaido, Japan, *Bulletin of Volcanology*, 73, pp 409-421, doi: 10.1007/s00445-011-0463-2
- Schilling F, G. Partzsch and H. Brasse (1997) Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 103, 1-2, pp 17-31, doi: 10.1016/S0031-9201(97)00011-3
- Seki K, W. Kanda, K. Mannen, S. Takakura, T. Koyama, R. Noguchi, Y. Yukutake, M. Ishikawa, M. Fukai, M. Harada and Y. Abe (2020) Imaging the source region of the 2015 phreatic eruption at Owakudani, Hakone Volcano, Japan, using high-density audio-frequency magnetotellurics, *Geophysical Research Letters*, e2020GL091568, doi: 10.1029/2020GL091568
- Sinmyo R and H. Keppler (2017) Electrical conductivity of NaCl-bearing aqueous fluids to 600 °C and 1 GPa, *Contributions to Mineralogy and petrology*, 172, 4, doi: 10.1007/s00410-016-1323-z
- Simpson F and K. Bahr (2005) *Practical Magnetotellurics*, the University Press, Cambridge, the United Kingdom
- Siripunvaraporn W and G. Egbert (2009) WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173, pp 317-329
- 曾屋龍典, 勝井義雄, 新井田清信, 堺幾久子, 東宮昭彦 (2007) 有珠火山地質図 (第 2 版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- Stix J and J. M. de Moor (2018) Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing, *Earth Planets and Space*, 70:83, doi: 10.1186/s40623-018-0855-z
- 高倉伸一 (2009) 粘土鉱物を含有する岩石比抵抗—間隙水の塩分濃度と温度が及ぼす影響—, *物理探査*, 62, 4, pp 385-396, doi: 10.3124/segj.62.385

- Takahashi H, Shibata T, Yamaguchi T, Ikeda R, Okazaki N, Akita F (2012) Volcanic strain change prior to an earthquake swarm observed by groundwater level sensors in Meakan-dake, Hokkaido, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215-216, pp 1-7, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.11.006
- Takahashi K, S. Takakura, N. Matsushima and I. Fujii (2018) Relationship between volcanic activity and shallow hydrothermal system at Meakandake volcano, Japan, inferred from geomagnetic and audio-frequency magnetotelluric measurements, *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 349, 351-369, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.11.019
- 田中良, 橋本武志, 鈴木敦生 (2016) 雌阿寒岳ナカマチネシリ火口の全磁力変化と熱活動, *北海道大学地球物理学研究報告*, 79, pp 15-23, doi: 10.14943/gbhu.79.15
- Tanaka R, T. Hashimoto, N. Matsushima and T. Ishido (2017) Permeability-control on volcanic hydrothermal system: case study for Mt. Tokachidake, Japan, based on numerical simulation and field observation, *Earth Planets and Space*, 69:39, doi: 10.1186/s40623-017-0623-5
- Tanaka R, T. Hashimoto, N. Matsushima and T. Ishido (2018) Contention between supply of hydrothermal fluid and conduit obstruction: inferences from numerical simulations, *Earth Planets and Space*, 70:72, doi: 10.1186/s40623-018-0840-6
- Tanaka R, Y. Yamaya, M. Tamura, T. Hashimoto, N. Okazaki, R. Takahashi and T. Mogi (2021) Three-dimensional inversion of audio-magnetotelluric data acquired from the crater area of Mt. Tokachidake, Japan, *Earth Planets and Space*, 73:172, doi: 10.1186/s40623-021-01502-4
- Tanaka R (2022) Simple Graphical Pre- and Post-Processor for 3-D Magnetotelluric Inversion, *Journal of Disaster Research*, 17, 5, pp 639-643, doi: 10.20965/jdr.2022.p0639
- Tseng K.H, Y. Ogawa, Nurhasan, Tank S.B, N. Ujihara, Y. Honkura, A. Terada, Y. Usui and W. Kanda (2020) Anatomy of active volcanic edifice at the Kusatsu-Shirane volcano, Japan, by magnetotellurics: hydrothermal implications for volcanic unrests, *Earth Planets and Space*, 72(1):161, doi: 10.1186/s40623-020-01283-2
- Tsukamoto K, K. Aizawa, K. Chiba, W. Kanda, M. Uyeshima, T. Koyama, M. Utsugi, K. Seki and T. Kishita (2018) Three-dimensional resistivity structure of Iwo-Yama volcano, Kirishima volcanic complex, Japan: Relationship to

- shallow seismicity, surface uplift, and a small phreatic eruption, *Geophysical Research Letters*, 12, pp 821-828, doi: 10.1029/2018GL080202
- Tyburczy J. A. and Waff H. S (1983) Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: Geophysical significance and implications for charge transport and melt structure, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88, pp 2413-2430, doi: 10.1029/JB088iB03p02413
- Usui Y (2015) 3-D inversion of magnetotelluric data using unstructured tetrahedral elements: applicability to data affected by topography, *Geophysical Journal International*, 202, pp 828-849, doi: 10.1093/gji/ggv186
- Uyeshima M, H. Utada and Y. Nishida (2001) Network-magnetotelluric method and its first results in central and eastern Hokkaido, NE Japan, *Geophysical Journal International*, 146, 1, pp 1-19, doi: 10.1046/j.0956-540x.2001.01410.x
- 和田恵治 (1989) 雌阿寒岳外輪山形成期における不均質なマグマの混合メカニズム, *火山*, 34, pp 89-104, doi: 10.18940/kazanc.34.2_89
- 和田恵治 (1991) 雌阿寒岳におけるマグマの混合と進化, *火山*, 36, pp 61-78
- 和田恵治, 池上宏樹, 稲葉千秋 (1998) 雌阿寒岳の岩石の化学組成—マグマの多様性—, *北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告*, 32, pp 43-59
- Wang X and Y. Aoki (2019) Post-eruptive Thermoelastic Deflation of Intruded Magma in Usu Volcano, Japan, 1992-2017, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, pp 335-357, doi: 10.1029/2018JB016729
- Wessel P and Smith WHF (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans Am Geophys U* 79(47):579, doi: 10.1029/98EO00426
- 八幡正弘 (2002) 有珠火山 2000 年噴火におけるマグマ水蒸気—水蒸気爆発による破碎深度とその時間的变化, *火山*, 47, 4, pp 263-278, doi: 10.18940/kazan.47.4_263
- Yamaya Y, T. Mogi, T. Hashimoto and H. Ichihara (2009) Hydrothermal system beneath the crater of Tarumai volcano, Japan: 3-D resistivity structure revealed using audio-magnetotellurics and induction vector, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, pp 193-202, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.09.008
- Yee K (1966) Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 14, 3, pp 302-307, doi: 10.1109/TAP.1966.1138693
- 横山泉, 勝井義雄, 大場与志男, 江原幸雄 (1973) 有珠山—火山地質・噴火史・

活動の現況及び防災対策, 北海道防災会議, pp 254

吉村令恵, 山崎健一, 小川康雄, 中川潤, 川崎慎吾, 小松信太郎, 米田格, 大内悠平, 岡崎智久, 鈴木惇史, 齋藤全史郎, 寺石槇弘 (2016) 京都大学防災研究所年報, No. 59 B

Yoshimura R, Y. Ogawa, Y. Yukutake, W. Kanda, S. Komori, H. Hase, T. Goto, R. Honda, M. Harada, T. Yamazaki, M. Kamo, S. Kawasaki, T. Higa, T. Suzuki, M. Tani and Y. Usui (2018) Resistivity characterisation of Hakone volcano, Central Japan, by three-dimensional magnetotelluric inversion, *Earth Planets and Space*, 70:66, doi: 10.1186/s40623-018-0848-y

行竹洋平, 萬年一剛 (2021) 水蒸気噴火の発生場と噴火過程の観測, *地学雑誌*, 130, 6, pp 731-753, doi: 10.5026/jgeography.130.731

Appendix. 1 インダクションベクトルとフェーズテンソル

インピーダンス Z とティッパー T から、地下の比抵抗構造の不均質性や、リージョナルな電磁氣的走向の指標となるインダクションベクトル (以下, IV) と、フェーズテンソル (Caldwell et al., 2004) (以下 PT) を求めることができる. 複素数で表される地磁気変換関数を用いて, (22) 式のようにある周波数における地磁気 3 成分のデータを表すことができる. (22) 式の T の成分をそれぞれ,

$$T_x = A_{real} + iA_{imag} \quad (A1-1)$$

$$T_y = B_{real} + iB_{imag} \quad (A1-2)$$

と表したとき,

$$abs(IV) = \sqrt{A_{real}^2 + B_{real}^2} \quad (A1-3)$$

$$dir(IV) = \tan^{-1}(B_{real}/A_{real}) \quad (A1-4)$$

で定義されるベクトルとして IV は表される (北向きに x 方向, 東向きに y 方向である). MT 法では, 入力となる磁場は地表面と平行な平面波を仮定しているため, 鉛直磁場はゼロであるが, 大地の電気伝導度に水平方向の不均質がある場合には, 誘導電流も一様ではなくなるため, 二次磁場に鉛直成分が生じる. このため, 鉛直磁場と水平磁場の比であるインダクションベクトルは, 水平方向の電気伝導度付近質を表す指標として使われる. T の実数部から得られる IV は, 総体的に低比抵抗な領域を指し (Parkinson convention に基づく定義), 比抵抗のコントラストが大きいほどその振幅が大きいという性質がある.

一方 PT は, Z を,

$$Z = X + iY. \quad (A1-5)$$

と表したとき,

$$\Phi = X^{-1}Y \quad (A1-6)$$

で定義される. ここでは X と Y はそれぞれ実数の行列である. (A1-6) 式のように PT はインピーダンステンソルの全成分から算出される. 地表付近の不均質な電気伝導度異常の影響 (ガルバニックディストーション) を, D , 真の Z を $Z_R = X_R + iY_R$, $X = DX_R$, $Y = DY_R$ と表すとき, 観測値から計算される $PT\Phi$ は,

$$\begin{aligned} \Phi &= X^{-1}Y \\ &= (DX_R)^{-1}DY_R \\ &= X_R^{-1}D^{-1}DY_R \\ &= X_R^{-1}Y_R \\ &= \Phi_R \quad (A1-7) \end{aligned}$$

となり、D が消えるため、PT はガルバニックディストーションの影響を受けないという性質があり、地下構造の次元性やリージョナルな電氣的走向を示す指標として用いられる。PT を特異値分解すると、

$$\Phi = R_{(\alpha-\beta)}^T \begin{pmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{pmatrix} R_{(\alpha+\beta)} \quad (A1-8)$$

と変形でき、Fig. A-1 のような楕円で表すことができる。一般に、テンソルの主軸は固有値や固有ベクトルを表しており、そのベクトルの意味は、座標系の変換によって方向を変化させずに振幅だけを変化させることである。従って、MT 法における位相情報は、他の座標系との位相情報が混合せず、大きさのみが変化することを意味する。結果的に、地下の比抵抗構造が1次元的（水平成層構造）であれば、 $\Phi_{max} = \Phi_{min}$ となり、等円を描く。2次元的な構造（ある1方向に走向をもつ構造）では、 $\Phi_{max} \neq \Phi_{min}$ となり、主軸の方向が地下の走向に一致するような楕円を描き、3次元的構造では、 $\beta \neq 0$ となるような楕円を描く。 β は skew angle ($^{\circ}$) と呼ばれ、 β の値が大きいほど3次元構造の影響が大きい性質を持つ。また、 α は基準軸（x 軸）と PT 楕円の軌道長半径の角度を表し、 $\alpha - \beta$ が PT 楕円主軸の方向を示す。

観測点ごとの鉛直方向の比抵抗の傾向は、

$$\Phi_2(\text{Phi2}) = \tan^{-1}(\sqrt{\Phi_{max} \cdot \Phi_{min}}) \quad (A1-9)$$

として表すことができる。ある周波数における (A1-9) 式の回転不変量 Phi2 を算出することによって、その周波数の電磁波浸透深度より直下の比抵抗変化の傾向が分かる。

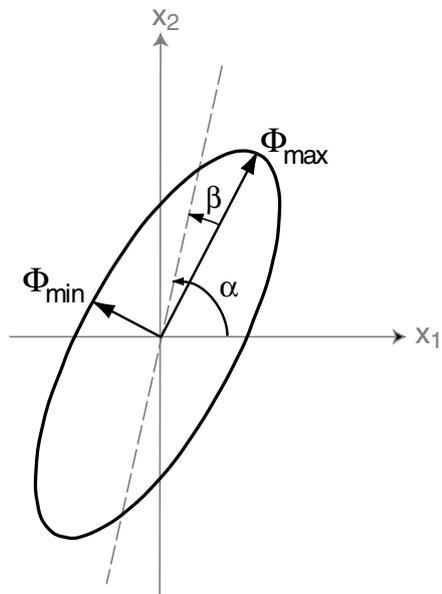


Fig. A1-1 PT 楕円の図. テンソルの主軸を表す楕円軸の長さは, テンソルの主値 (または特異値) に比例する. 長軸または短軸の方向は, 大地の電氣的走向を示す (Caldwell et al., 2004).

Appendix. 2 第3章のデータフィッティングの補足資料

本研究では、3次元インバージョンの際に、阿寒湖畔の広帯域 MT/AMT データ（茂木・他, 2011）と雌阿寒岳山頂域の AMT データ（Takahashi et al., 2018）を一部使用した。Appendix 2 では、先行研究のデータのフィッティング結果について記載した。

本研究のインバージョンで得られた3次元比抵抗構造は、阿寒湖畔の広帯域 MT 法探査のデータを概ね説明できていた。インピーダンス対角成分のデータにおける高周波側は、一部、観測値とモデル応答にズレが生じていた。これは、阿寒湖畔の浅部のメッシュが水平方に比較的粗いことが原因の可能性はある。

2013–2014 年に行なった AMT 探査のうち阿寒富士に設置した観測点（09A）のデータは、3次元性が強かったため、Takahashi et al. (2018) の比抵抗構造解析に使用されていない。本研究では、その AMT 探査データも3次元比抵抗インバージョンに使用した。Takahashi et al. (2018) の AMT データのフィッティングは概ね良好であり、本研究の3次元比抵抗構造は観測値を概ね説明できていた。特に、08A（ポンマチネシリ火口）、09A（阿寒富士）、19A（雌阿寒岳北東麓）の観測点はよく説明できていた。一方、12A（ナカマチネシリ火口）のインピーダンスの対角成分では、観測値とモデル応答にズレが生じていた。本研究の比抵抗構造におけるナカマチネシリ火口浅部に対応する部分は、観測値を説明できるようなモデルに改善する必要がある。

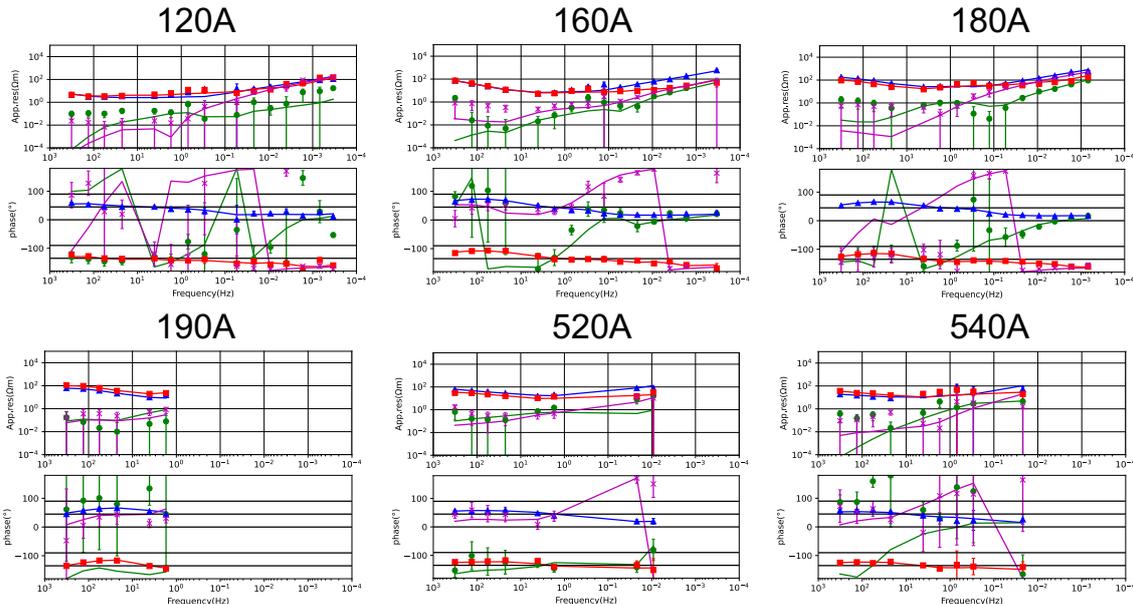


Fig. A2-1 本研究のインバージョンにおける茂木・他(2011)の広帯域MT/AMTデータに対するフィッティングの結果. モデル応答を実線で表している. 緑色: Z_{xx} 成分, 青色: Z_{xy} 成分, 赤色: Z_{yx} 成分, 紫色: Z_{yy} 成分.

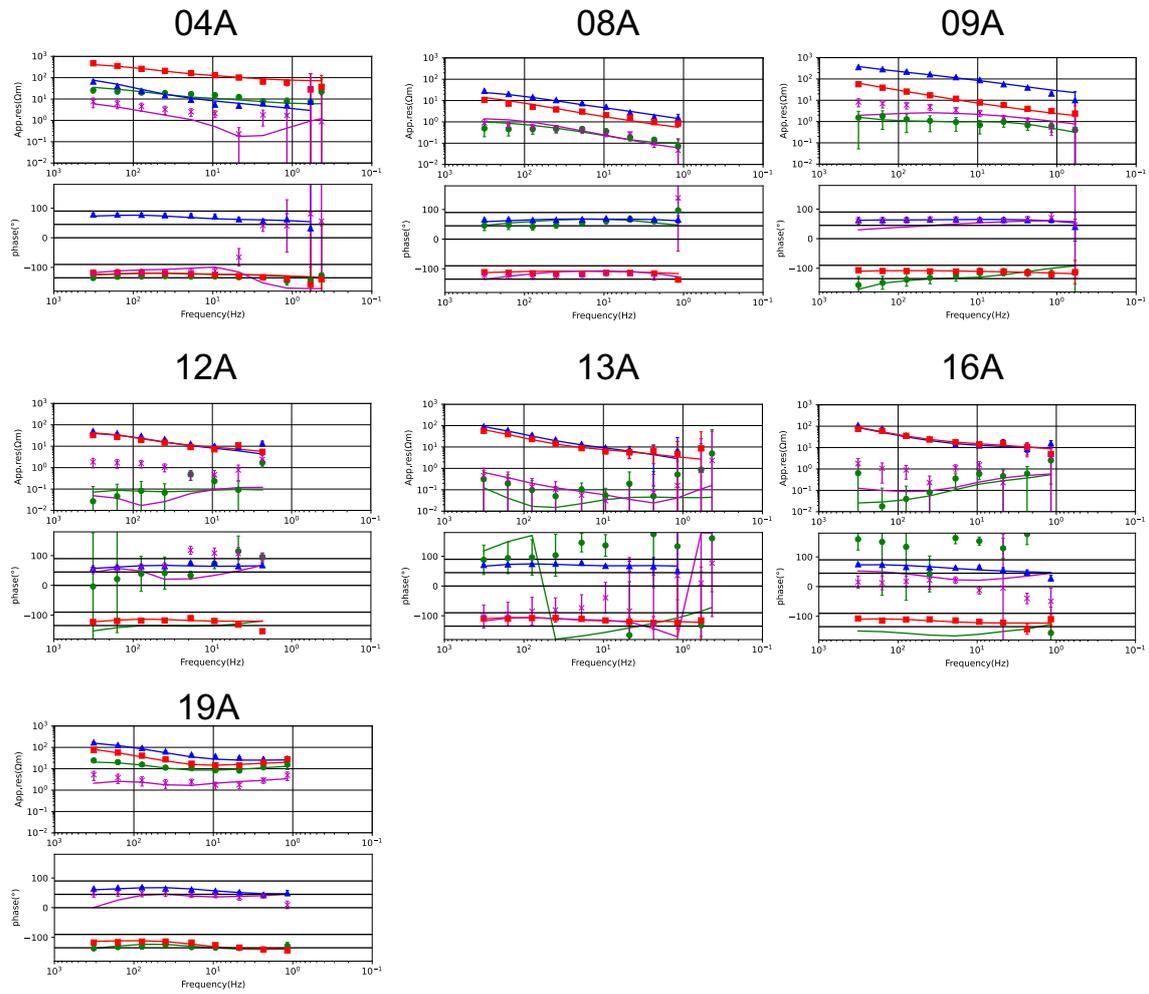


Fig. A2-2 本研究のインバージョンにおける Takahashi et al. (2018) の AMT データに対するフィッティングの結果. モデル応答を実線で表している. 緑色: Z_{xx} 成分, 青色: Z_{xy} 成分, 赤色: Z_{yx} 成分, 紫色: Z_{yy} 成分.