

令和元年度原子力規制庁委託成果報告書

十和田火山の地下構造調査

東北大学

令和2年2月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

1. はじめに

カルデラ火山はその地形的特性から、その底面が海水ないし湖水に満たされている場合が多く、その地下構造を把握するための構造探査を行う際にカルデラ直上に探査機器を設置することが困難である。しかしながら、このようなカルデラ火山の地下構造を把握することは今後の活動可能性を評価するうえで重要であり、これらの水没カルデラの地下構造探査手法を確立することが求められている。

本事業では水没カルデラを例として十和田カルデラの周囲に探査機器を設置する方法で地下構造を探査する手法の検討を行い、探査計画の作成に必要な情報、知見を収集することを目的とする。十和田火山の最新のカルデラ形成噴火は約1万5千年前の八戸噴火であり、その総噴出量は約56立方km (DRE: 21立方km) である。一般にカルデラ形成を引き起こすマグマだまりの深度は10km以浅が多く、十和田火山についても八戸噴火のようなカルデラ形成噴火のマグマだまりの深度は約5~10km であると考えられる。そこで、本事業では、十和田火山下深さ15km までの地下構造探査を想定し、以下の2項目の調査研究を実施した。

(1) 地震波観測法による探査計画の作成に必要な情報・手法の情報・知見の収集

既存の地震波トモグラフィー解析結果を基に、観測点の拡充・観測点配置の最適化によって十和田火山下の地下構造推定分解能がどの程度向上するか等の検討を行なう。また、桜島等のカルデラ火山での先行研究事例の情報や知見を収集し、地震波干渉法解析等を用いた十和田火山下の想定マグマ溜りのイメージング可能性についても検討する。十和田火山周辺は、地形的環境や関連諸法令の規制等により、地震観測の実施が困難である領域も存在するため、観測実現性の検討のための情報収集もあわせて実施する。

(2) MT法による探査計画の作成に必要な情報・手法の情報・知見の収集

地下を一様かつ平均的な電気伝導度と仮定した中に、十和田カルデラの熱水だまりを模した深さと体積が異なる高電気伝導体を置いたいくつかの3次元電気伝導度モデルでMT法の合成データを計算し、合成データを用いて3次元逆問題を計算して、想定した高電気伝導度モデルをどの程度正しく推定することができるかシミュレーションを行う。合成データは、十和田湖を除く陸上に設置することを想定し、東西南北に118観測点の合成データでシミュレーションを行う。

2. 地震波観測法による探査計画の作成に必要な情報・手法の情報・知見の収集

地震波を用いた地下構造の推定手法は多岐にわたり、爆薬発破・起震車等の人工的な発振源を用いた人工地震探査や自然地震を用いた自然地震探査などが挙げられる。人工震源や自然地震から発せられた地震波（P波やS波などの実体波や反射波、あるいはそれらの変換波）は、地下の速度構造によって観測点への到達時間や振幅が変化するため、それらをデータとして、平均的な構造からの速度偏差や減衰強度の空間分布を推定するというのが、これらの手法の基本的な原理である。火山体直下の地下構造の推定も、これまで人工地震や自然地震を使った解析が精力的に行われてきた。

人工地震を用いた火山体構造探査は、日本国内では、第5次噴火予知計画（平成6年度から11年度）以降、全国の活火山で計画的・継続的に実施されてきた。その結果、多くの活火山に共通した構造に加え、各火山固有の浅部構造が高い空間分解能で明らかにされてきた。その一方、火山浅部に存在する低速度の表層構造のために直達実体波の波線は火山深部に達することができず、人工地震探査で推定できる地下構造はおおよそ深さ4~5 kmまでの領域に限られてきた。また、発振源（人工地震）の数が限定的であるため、3次元の地下構造を推定するためには多数の観測点による稠密観測を実施する必要があり、例えば平成12年度に岩手山で行われた人工地震探査では330点の臨時観測点が展開された。

内陸地震やプレート境界地震などの自然地震を用いた火山体の構造推定も1990年台以降、世界各地で活発に行われてきた。自然地震を用いた場合、波線は火山深部を通過してくるため、火山深部の構造についての情報を抽出することができる。特に、地震活動度の高い日本では、観測点間隔が平均約20 kmである防災科学技術研究所Hi-net観測網や気象庁、大学の定常地震観測点を用いることで、火山直下を含む日本全国の地殻構造を数十km程度の空間スケールで解像できることが先行研究により示されている（表2.1）。一方で、図2.1に示したように、十和田火山周辺は、気象的要因や電力・通信インフラ等の制約から既存定常観測点の密度が低く、想定される十和田火山直下のマグマだまりの空間スケールの解像は困難である。

そこで以下では、まず、十和田カルデラ周辺の陸域に臨時観測点を設置することを想定し、観測点配置を最適化することにより、自然地震を用いた地震波速度トモグラフィーによる地下構造推定分解能がどの程度向上するかの検討を行なう。さらに、常時微動を用いた解析手法などの適用可能性についても検討を行なう。

表 2.1. 広域の地震波トモグラフィーの先行研究例とその解析設定

	解析対象	グリッド間隔	チェッカーボードサイズ
Okada et al. (2015)	東北地方	水平 6 km	水平 20 km
Matsubara and Obara (2011)	日本全国	水平 0.1 度 鉛直 2.5 km (深さ 0~10 km) 鉛直 5 km (深さ 10~40 km)	水平 0.2 度 鉛直 5 km (深さ 0~10 km) 鉛直 10 km (深さ 10~40 km)
Matsubara et al. (2008)	日本全国	水平 0.1 度 鉛直 5 km (深さ~40 km)	水平 0.2 度 鉛直 10 km (深さ~40 km)

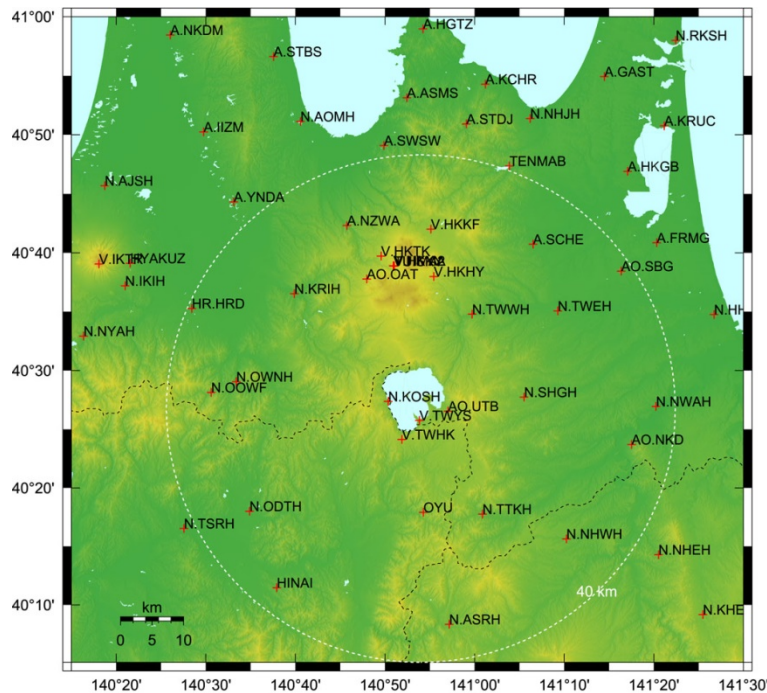


図 2.1. 十和田火山周辺の既設地震観測点分布。全国地震観測データ流通ネットワーク JDXnet に流通している防災科学技術研究所、気象庁、地震予知総合研究振興会、青森県、弘前大学、東北大学の地震観測点及び火山観測点。

2.1 地震波速度トモグラフィー解析

2.1.1 解析手法・モデル設定

地震波速度トモグラフィーは、解析対象領域を離散的に分割し、各分割領域を通過する発振源（地震）からの地震波の走時を観測データとして、地震波速度の空間分布を推定する手法である（例えば、Zhao et al., 1994）。解析領域の分割には、空間を規則的な間隔をもつグリッドで離散化し、グリッドで囲まれるブロック内のモデルパラメータ（地震波速度）は周囲のグリッドにおける値から線形補間することが一般的であり、本調査でもこの手法を用いた。グリッド間隔を小さくし過ぎると各ブロック内を通過する波線数・交差数が減少するため解析結果に影響を与えるため、以下の実際の解析においては、図 2.2 で示した水平方向に約 4.3 km、鉛直方向に 4 km（深さ 30 km 以浅の場合）の間隔でグリッドを配置して解析を行い、そのグリッド原点を緯度・経度・鉛直の各方向に半グリッドずらして解析した計 8 モデルの結果の平均を取ることで分解能の実効的な向上を図った。グリッドを置いた各層の深さは、地殻内については、-1.2, 2.0, 6.0, 10.0, 14.0, 18.0, 22.0, 26.0, 30.0 km の 4 km 間隔であり、それ以深については間隔を拡げていき、深さ 225.0 km までグリッド配置を行った。

震源から観測点への波線の計算には、ベンディング法（例えば Um and Thurber, 1987）が用いられることも多いが、活火山周辺などの速度不均質が強い地下構造では回折波等を取り扱うことができる差分法による波線追跡法が適しており、本調査でも Prodvín and Lecomte (1991) による手法を用いた。波線計算に用いるブロックサイズは、インバージョンのグリッド間隔の 1/10（約 0.4 km）とし、波源近傍では波源の位置するブロックの周囲 4 ブロックはさらに 1/5 に分割することで計算精度を上げた。

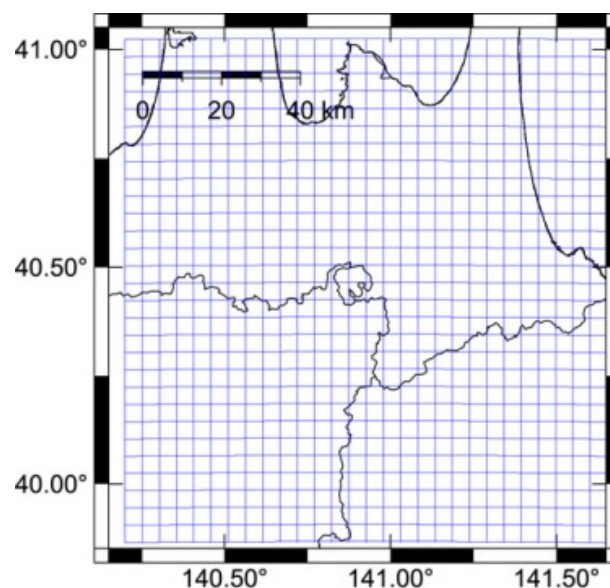


図 2.2. 地震波速度トモグラフィー解析に用いたグリッド配置。

2.1.2 データ

本調査は、十和田火山周辺における観測点網の拡充による地下構造推定能力の向上を検討することが目的であるため、地震波トモグラフィーに用いる地震は、2011年から2018年までの8年間に解析領域周辺で発生したマグニチュード1.8以上のものを選択した(図2.3)。対象となる地震は、地殻内で発生する地震とプレート境界で発生する地震であるが、2011年東北地方太平洋沖地震以降の局所的な地震活動増加によるトモグラフィー結果への影響を軽減するために均質化を行い、最終的には約600個の地震を用いた。

観測点については、既存の定常観測点(図2.1)を仮定した場合と、十和田火山周辺に臨時の観測点を追加した場合の2通りで検討した。既存定常観測点を用いた解析については、気象庁一元化処理による初動着信時刻のデータに加え、東北大学地震・噴火予知研究観測センターにおける手動検出値も用いた。臨時観測点については、用いる地震からの波線経路及び数年間にわたる観測の実現性を考慮して机上で検討を行ない、アクセス道路・インフラが確保できる地点を選定した。検討した複数の観測点配置のうち深さ10 km以浅の地震波トモグラフィーの解像度向上に最も適した観測点配置であった臨時観測点12点の座標を表2.2に、これらの臨時観測点を加えた観測点配置を図2.4に示す。なお、臨時観測点のうち、T01からT04までの4観測点は、2011年東北地方太平洋沖地震後の余震観測で実際に長期間の観測を行った実績のある地点である。

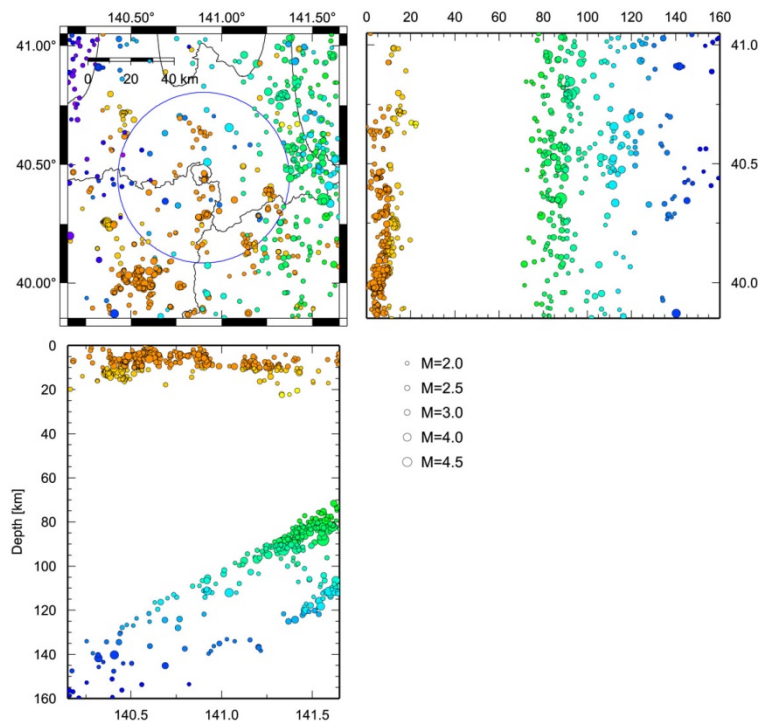


図 2.3. 地震波速度トモグラフィー解析に用いた震源分布。気象庁一元化震源カタログに記載された2011年から2018年に発生したM1.8以上の地震を用いた。丸の大きさとは、それぞれ地震のマグニチュードと深さを表す。

表 2.2. 選定した臨時観測点候補

観測点名	緯度	経度	標高
T01	40.3053	140.8381	238
T02	40.2914	140.6891	156
T03	40.1881	140.8168	231
T04	40.3958	140.7524	306
T05	40.4424	140.6818	233
T06	40.5171	140.7462	313
T07	40.5105	140.8804	1010
T08	40.4938	141.0052	893
T09	40.3785	140.9759	536
T10	40.3812	140.5964	220
T11	40.5709	140.8362	817
T12	40.3862	141.1131	229

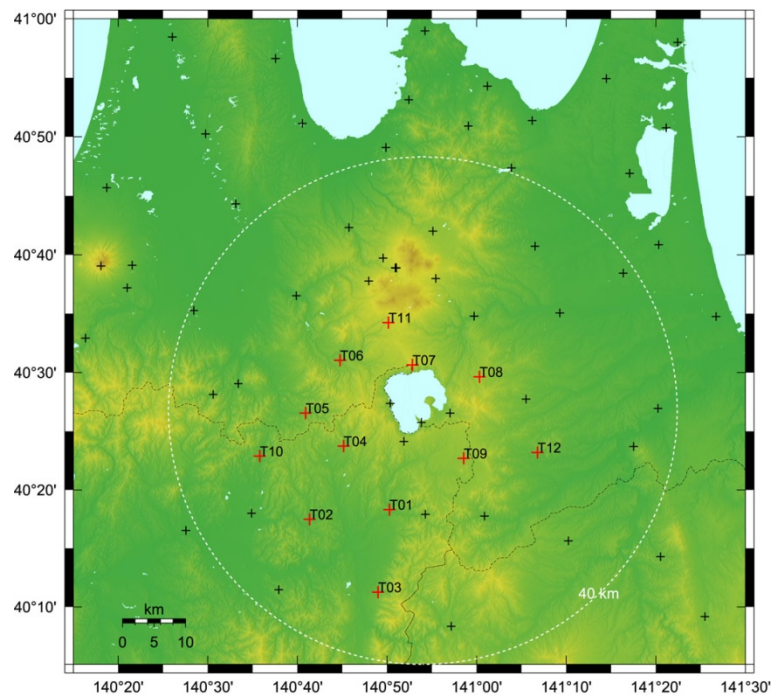


図 2.4. 臨時観測点候補の配置。赤十字で示した T01～T12 が今回の検証に用いた臨時観測点、黒十字が既設の観測点を表す。

2.1.3 解析結果

臨時観測点の有無による構造推定の解像度変化に関する情報として、用いた地震と観測点のデータセットと同じ組み合わせの疑似データを用いたチェッカーボードテストの結果をまず検討する。チェッカーボードテストに用いる疑似データは、インバージョンの初期構造として用いた1次元速度構造 (Hasegawa et al., 1978) に±5%の速度偏差を与えて計算した理論走時に0.05秒の正規乱数を加えたものを用いた。Vp/Vs比が一樣である場合には、波線はP波とS波で共通であることから、以下ではP波速度についての結果を示す。

図2.5は、広域の地震波トモグラフィ解析を行った先行研究で用いられたものと同様の水平方向約17 km × 17 kmのチェッカーボード(4グリッド四方)についての結果であり、(a)が臨時観測点を加えた場合、(b)が既存観測点のみの場合を示したものである。いずれの観測点配置においても十和田火山周辺の領域全体にわたって、概ね空間パターンを復元できているが、観測点密度が特に低い十和田火山の南東側は分解能が劣る。図2.6は、図2.5の半分のサイズのチェッカーボードについての結果であるが、(b)の既存観測点のみの場合に比べ、(a)の臨時観測点を加えた場合には、十和田火山直下の構造を空間パターン・速度偏差量ともにより高精度に復元できることが分かる。

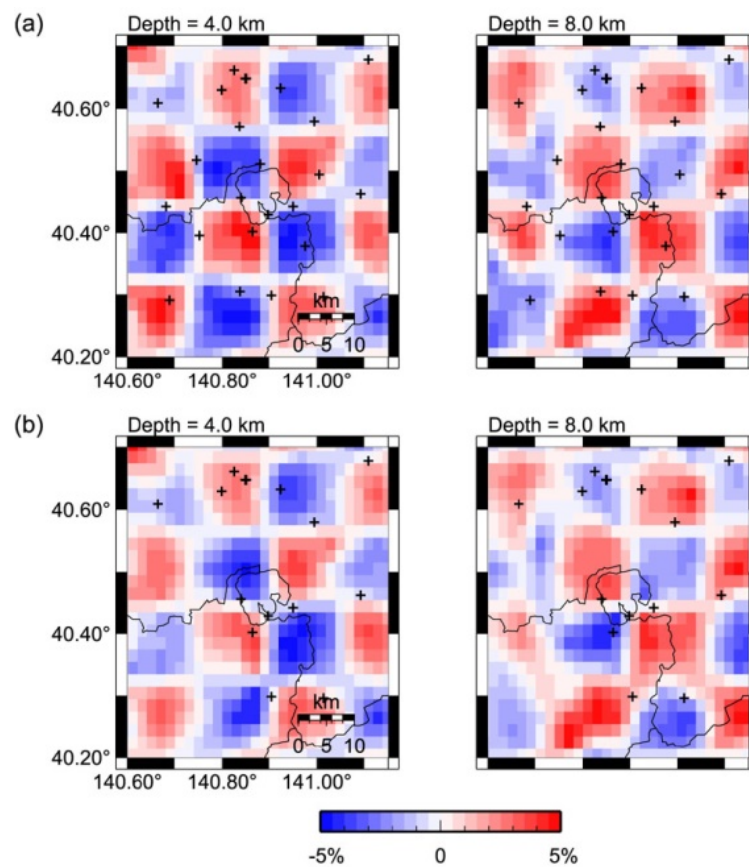


図 2.5. チェッカーボードテストの結果：水平約 17 km × 17 km のパターンの場合。(a) は臨時観測点を加えたときの結果、(b) は既設観測点のみのときの結果。

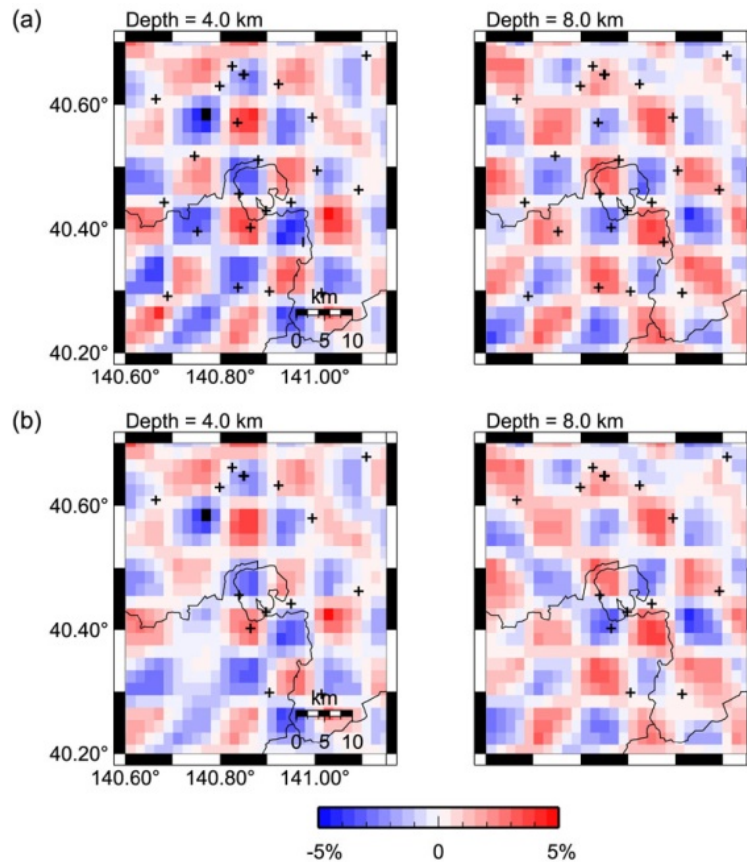


図 2.6. 図 2.5 と同じ。ただし、水平約 8.6 km × 8.6 km のパターンの場合。

観測網の拡充・観測点配置の最適化により十和田火山近傍における解像度が改善し、速度偏差量の推定精度が向上することが確認できたため、想定されるマグマだまりの検出可能性を検討することを目的に、単一の深さグリッド上の矩形領域にのみ-5%の速度偏差を与えた場合について復元性の確認を次に行う。用いた地震と観測点の組み合わせ及び疑似データの作成方法は、チェッカーボードテストの場合と同様である。

図 2.7 は、(a) が深さ第 3 層 (6.0 km)、(b) が深さ第 4 層 (10.0 km) のそれぞれの面にシル状のマグマだまりを模した約 8.6 km × 8.6 km (水平方向 2 グリッド四方) の低速度領域を設定した場合についてのインバージョン結果を示したものである。トモグラフィーにおいてグリッド間の地震波速度は線形補間して扱うことを考慮すると、与えた低速度領域の空間分布は概ね再現できている。速度偏差の復元率は、(a) が 88% (-4.40%の速度偏差)、(b) が 75% (-3.73%の速度偏差) である。

図 2.8 は、同様に球状に近い形状をしたマグマだまりを模して水平方向に約 4.3 km × 4.3 km (1 グリッド四方) の低速度領域を設定した場合についての結果を示したものである。この場合、与えた低速度領域の空間分布は概ね再現できるものの、図 2.7 に比べ鉛直方向への広がりやや大きく復元される。これは、震源の均質化を行ったとはいえ、プレー

ト境界地震からの鉛直に近い波線が内陸地震からの水平に近い波線に比べて相対的に大きな重みを持つてしまうことに一因があると考えられる。また速度偏差の復元率も、(a) が 77% (-3.85%の速度偏差)、(b) が 63% (-3.15%の速度偏差) に留まる。

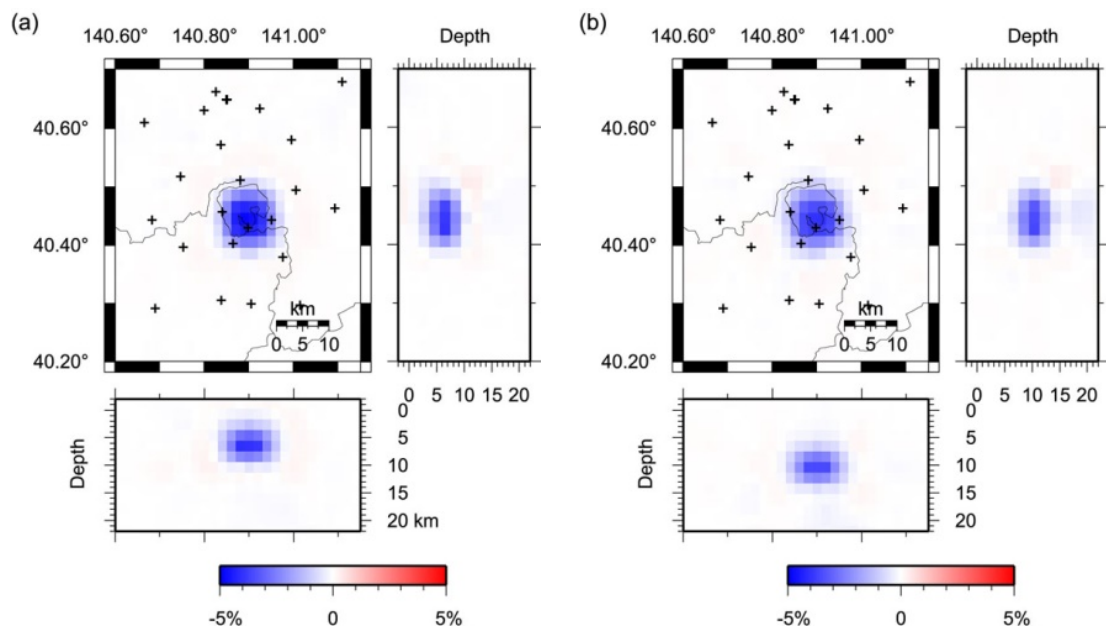


図 2.7. シル状マグマだまりを模した低速度領域の回復テストの結果。約 8.6 km 四方の低速度領域（偏差 -5%）を (a) 深さ 6.0 km と (b) 8.0 km に設定した。

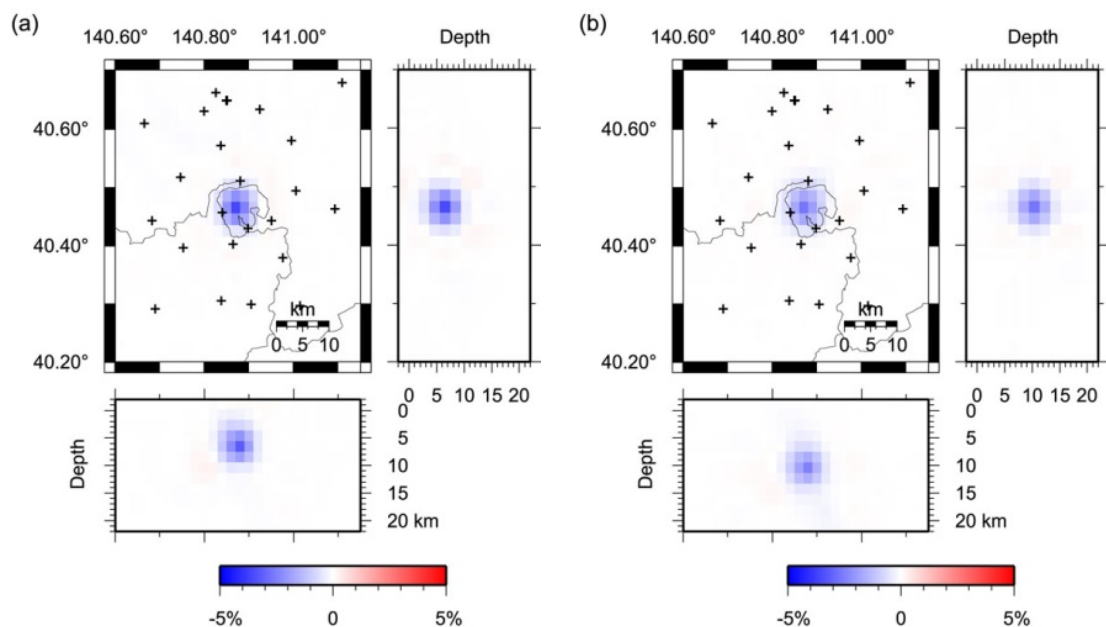


図 2.8. 図 2.7 と同じ。ただし、球状に近い約 4.3 km 四方の低速度領域を設定した場合。

以上の検討から、地震波速度トモグラフィーによるマグマだまりの検出は、10 km 弱四方の水平方向の広がりを持つものであれば十和田火山周辺に臨時観測点を展開することで可能であると考えられるが、マグマだまりの大きさが 5 km 以下のような小さなものである場合、観測点密度の制約から検出やその速度偏差量・マグマ蓄積量の評価はやや困難であると考えられる。

本調査では、P 波速度構造の推定を仮定したが、流体の存在により敏感な S 波速度や P 波・S 波の速度比 (V_p/V_s 比) の構造推定を行う場合、検測数が P 波に比べて少ない S 波を解析する必要があるため、より長期の継続観測を行うことや、表層構造の影響を受けにくい孔底式観測点の設置などを検討する必要があると考えられる。

2.2 その他の解析手法

地震波干渉法による構造推定 近年、海洋波浪や人間活動に伴う振動などを励起源とする常時微動から波動伝播を抽出する地震波干渉法を用いた地下構造推定が、日本列島規模（例えば Nishida et al., 2008）や火山周辺域（例えば、Nagaoka et al., 2012）で行われている。地震波干渉法では 2 観測点で観測した常時微動の相互相関関数から観測点間を伝播する地震波を抽出することができるが、その地震波は表面波に卓越することから、抽出した表面波の分散関係を用いて地下の速度構造を推定することになる。この手法では、観測点ペア毎に表面波分散関係が得られるため、原理的には観測点数の二乗の数のデータを構造推定に用いることができ、観測網の内側の解析領域については波線の交差数も多くとることができることが利点として挙げられる。このため、十和田火山のような水没したカルデラ構造においても、図 2.4 のような臨時観測点を設置し、カルデラ周辺部に十分な方位カバレッジをもった観測網を構築することで、カルデラ直下の構造を推定できる可能性が考えられる。

一方で、海洋波浪等を起源とする常時微動から抽出される表面波は周期数秒以上のレイリー波に卓越するため、構造推定の分解能は波長及び表面波分散関係の深さ依存性（感度カーネル）に依存し、特に深さ方向の分解能は実体波を用いた地震波トモグラフィーに比べて劣る傾向がある。図 2.9 は、気象庁 JMA2001 一次元速度構造モデル(上野・ほか, 2002) に対するレイリー波基本モードの感度カーネルを示したものである。レイリー波の位相速度 C_R は S 波速度 (β) に主に感度があり、十和田火山直下のマグマだまりの想定深度である深さ 5~10 km の速度構造を推定するためには、周期数秒から 10 秒程度の表面波分散関係を精度よく観測データから推定する必要があることが分かる。

常時微動には、台風や全球的な気象要因により卓越する波動伝播方向に年周期的な変動が見られることが多くの先行研究で報告されているため、地震波干渉法による構造推定を行う場合には、固有周期 1 秒の地震計や広帯域地震計による臨時観測を数年間実施する必要があると考えられる。

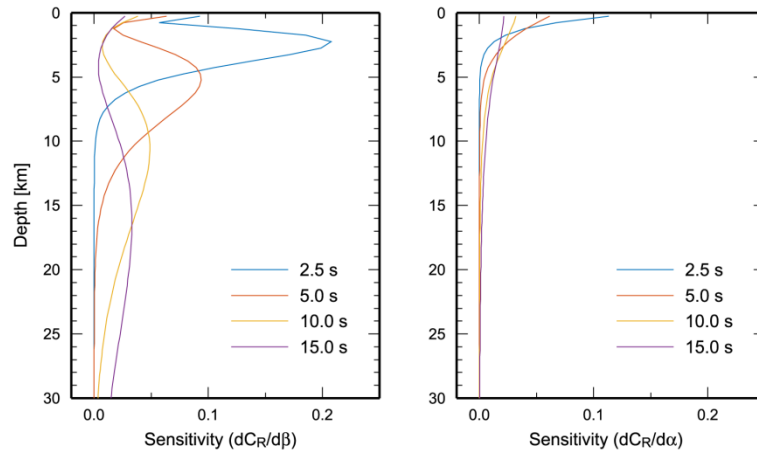


図 2.9. 気象庁 JMA2001 一次元速度構造モデルに対するレイリー波基本モード位相速度の感度カーネル。左右のパネルは、S 波速度 (β) と P 波速度 (α) に対するカーネルをそれぞれ表す。

レシーバー関数解析による構造推定 遠地地震から放射された地震波は、観測点に到達するまでの間に速度不連続面を通過し、そのとき P 波から S 波への変換波が発生する。レシーバー関数解析は、遠地地震の P 波部分の水平動成分から上下動成分をデコンボリューション等により除去することで算出される（例えば、Langston, 1979）。このデコンボリューション操作により、両成分に共通に含まれる震源時間関数等の影響を消すことができ、また入射角が小さい入射地震波の場合には P 波の多重反射の寄与を弱めて PS 変換波を強調することができる（例えば、Ammon, 1991）。この手法は、東北日本におけるプレート沈み込みのイメージング（例えば、Kawakatsu and Watada, 2007）や、火山深部のシル状マグマだまりの検出（例えば、Abe et al., 2017）など幅広い対象に適用が行われてきた。

一方で、通常のレシーバー関数解析においては、入射角の小さな鉛直に近い波線をもつ遠地地震を選択して用いることが望ましい等の制約もあるため、新規に臨時観測点を設置した場合、十分なデータ量を得るためにはやや時間を要するといった難点がある。十和田カルデラ周縁部には、西側に防災科学技術研究所 Hi-net の小坂観測点 (N.KOSH)、南東側に青森県の宇樽部観測点 (AO.UTB) が位置し、それぞれ約 20 年近くの観測データが蓄積されているが、南側に位置する気象庁火山観測点の発荷峠南 (V.TWHK) と十和田湖畔休屋 (V.TWYS) はいずれも 2016 年 12 月に観測を開始したばかりであり、十和田湖の北側には既設の定常観測点は存在しない (図 2.1)。これらのことを考慮すると、レシーバー関数解析によって十和田火山直下のマグマだま리를検出するためには、臨時観測点を設置した後、相応の観測期間を要すると考えられる。

参考文献

- Abe, Y., T. Ohkura, T. Shibutani, K. Hirahara, S. Yoshikawa, and H. Inoue (2017), Low-velocity zones in the crust beneath Aso caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analyses. *J. Geophys. Res.*, 122, 2013-2033.
- Ammon, C. J. (1991), The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- Hasegawa, A., N. Umino, A. Takagi (1978), Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, 47, 43-58.
- Kawakatsu, H. and S. Watada (2007), Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle. *Science*, 316, 1468-1471.
- Langston, C. A. (1979), Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- Matsubara, M. and K. Obara (2011), The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate. *Earth, Planets, Space*. 63. 663-667.
- Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara (2008), Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography. *Tectonophysics*, 454, 86-103.
- Nagaoka, Y., K. Nishida, Y. Aoki, M. Takeo, and T. Ohminato (2012), Seismic imaging of magma chamber beneath an active volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 333-334, 1-8.
- Nishida, K. and H. Kawakatsu and K. Obara (2008), Three-dimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters. *J. Geophys. Res.*, 113, B10302.
- Okada, T., T. Matsuzawa, N. Umino, K. Yoshida, A. Hasegawa, H. Takahashi, T. Yamada, M. Kosuga, T. Takeda, A. Kato, T. Igarashi, K. Obara, S. Sakai, A. Saiga, T. Iidaka, T. Iwasaki, N. Hirata, N. Tsumura, Y. Yamanaka, T. Terakawa, H. Nakamichi, T. Okuda, S. Horikawa, H. Katao, T. Miura, A. Kubo, T. Matsushima, K. Goto, and H. Miyamachi (2015), Hypocenter migration and crustal seismic velocity distribution observed for the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku - Oki earthquake in NE Japan: implications for crustal fluid distribution and crustal permeability. *Geofluids*, 15, 293-309.

- Prodvin, P. and I. Lecomte (1991), Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.*, 105, 271-284.
- Um, J., and C. Thurber (1987), A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 972-986.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994), Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events. *J. Geophys. Res.*, 99, 22,313-22,329.
- 上野寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎淳, 浜田信生 (2002), 気象庁の震源決定方法の改善－浅部速度構造と重み関数の改良－. *験震時報*, 65, 123-134.

3. MT法による探査計画の作成に必要な情報・手法の情報・知見の収集

西暦 915 年の十和田火山噴火 (VEI5) は日本国内の有史以降最大の噴火である (気象庁, 2013)。安山岩質マグマや地下の熱水あるいは熱水変質帯を構成する粘土鉱物は、いずれも電気比抵抗 (以下、比抵抗) が高々 $10\Omega\text{m}$ であるため、比抵抗構造探査によってマグマ・熱水溜りをイメージングすることが期待でき、実際に多くの火山において比抵抗構造探査が盛んに行われている (例えば相澤, 2016)。しかし、現在の十和田火山は中央部がカルデラ湖に覆われており、湖底での地球物理学的な構造探査装置の設置は高コストであること等の理由により困難であるため、十和田火山のような大きなカルデラ湖をもつ火山直下の地球物理学的構造探査ではその分解能が悪くなる傾向がある。加えて、湖水が高周波の電磁波を減衰させることも分解能が悪くなる原因の一つである。

本章では、湖底観測装置を設置しないことを前提として十和田火山直下の深さ 15 km 程度までを対象に、マグマ・熱水溜りを模した低比抵抗体を含む比抵抗構造モデルを 2 種類設定し、モデルから計算される比抵抗構造探査の観測データが低比抵抗体の有無でどの程度変化するか検討する。また、マグマ・熱水溜りを模した比抵抗構造モデルによって計算された擬似観測値を用いて逆問題解析を行うことにより仮定したモデルをどの程度復元できるかの 2 種類の調査を行う。これにより、湖底での観測データがない場合に十和田火山直下のマグマ熱水溜りをイメージングするための比抵抗構造探査がどの程度可能であるかを検討する。

3.1 低比抵抗体の有無による観測データへの影響調査

3.1.1 MT法と地磁気変換関数

比抵抗構造探査には主として電気探査法と電磁探査法があり、前者は人工励起源、後者は自然励起源か人工励起源を用いる。対象探査深度が数 km を超える比抵抗構造探査では、専ら自然電磁場変動を励起源に使用した電磁探査法である地磁気地電流法 (MT 法) が用いられる。MT 法は水平電場時間変動と水平磁場時間変動の周波数応答関数から周波数 (探査深度・側方スケール) による比抵抗の変化傾向を読み取る見かけ比抵抗、位相を観測する手法で、基本原理は以下の式で表される。

$$\begin{bmatrix} E_x(f) \\ E_y(f) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(f) \\ H_y(f) \end{bmatrix} \quad (1)$$

$$\rho_{a ij}(f) = |Z_{ij}(f)|^2 / (2\pi f \mu) \quad (2)$$

$$\phi_{ij}(f) = \text{Arg}(Z_{ij}(f)) \quad (3)$$

ここで、 $E_i(f)$ 、 $H_i(f)$ はそれぞれ複素数の電場及び磁場のフーリエスペクトル、 $Z_{ij}(f)$ が複素数の周波数応答関数 (MT インピーダンステンソル)、 $i, j = x, y$ であり x, y はそれぞれ南北及び東西方向、 f は周波数、 $\rho_{a ij}(f)$ は見かけ比抵抗、 μ は透磁率、 $\phi_{ij}(f)$ が位相である。しかし、1975 年前後に観測点周辺の地形やごく表層の比抵抗不均質が引き起こす観測点効果 (Galvanic Distortion) が発見され、任意の地下 3 次元比抵抗分布の下では見かけ比抵抗、位相に対するこの観測点効果の厳密な補正は現時点で行うことはできない。従って、観測された見かけ比抵抗と位相で比抵抗構造の傾向を分析すると、誤った傾向を捉えてしまう。そこで 2004 年にこの影響を受けない位相テンソルが開発され、現在 MT 探査データは位相テンソルで議論されるようになりつつある。十和田火山において観測を行う場合に、観測点効果がない同じ条件下で観測データを比較することを想定し、以下のシミュレーションにおけるデータはこの位相テンソルを中心に記述する。位相テンソルは、

$$\begin{bmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} X_{xx}(f) & X_{xy}(f) \\ X_{yx}(f) & X_{yy}(f) \end{bmatrix} + im \begin{bmatrix} Y_{xx}(f) & Y_{xy}(f) \\ Y_{yx}(f) & Y_{yy}(f) \end{bmatrix} \quad (4)$$

とした場合、

$$\Phi(f) \equiv \begin{bmatrix} X_{xx}(f) & X_{xy}(f) \\ X_{yx}(f) & X_{yy}(f) \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} Y_{xx}(f) & Y_{xy}(f) \\ Y_{yx}(f) & Y_{yy}(f) \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} \Phi_{xx}(f) & \Phi_{xy}(f) \\ \Phi_{yx}(f) & \Phi_{yy}(f) \end{bmatrix} \quad (5)$$

と定義される。 im は虚数単位で、 X_{ij} 、 Y_{ij} ($i, j = x, y$) は実関数である。この位相テンソルから読み取れる情報は、構造不均質の異方性 (構造の次元)、各観測点直下の鉛直方向の 1 次元的な比抵抗の傾向である。これらを読み取るために位相テンソルはテンソルの主軸を求めめるための対角化を行う。対角化は水平座標の回転を表す回転行列によって、以下のよう表される。

$$\Phi(f) = \begin{bmatrix} \cos(\alpha - \beta) & -\sin(\alpha - \beta) \\ \sin(\alpha - \beta) & \cos(\alpha - \beta) \end{bmatrix}^T \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(\alpha + \beta) & -\sin(\alpha + \beta) \\ \sin(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{bmatrix} \quad (6)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}} \right) \quad (7)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \right) \quad (8)$$

テンソルの主軸は図 3.1 のように楕円で表記される。一般にテンソルの主軸は固有値、固有ベクトルを表しており、その方向のベクトルについては変換によって方向を変化させず振幅だけを変化させるという意味である。従って位相テンソルの主軸は位相テンソルの各成分が意味する周波数応答関数の実部と虚部の比、即ち MT 法の位相情報はこの方向のみ他の方向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。結果的に位相テンソル楕円は、円形 ($\Phi_{max} = \Phi_{min}$) の場合に構造が 1 次元構造、楕円形 ($\Phi_{max} \neq \Phi_{min}$) の場合は、 $\beta = 0$ のときに 2 次元構造で Φ_{max} または Φ_{min} の方向 (即ち α か $\alpha + 90^\circ$) が走向、 $\beta \neq 0$ のときに 3 次元構造であることをそれぞれ示している。各観測点直下の鉛直方向の 1 次元的な比抵抗の傾向は、位相テンソルの行列式の平方根の位相である、

$$\Phi_2 = \arctan(\sqrt{\Phi_{max}\Phi_{min}}) \quad (9)$$

が MT 法の位相と同等であると考えて傾向を読み取ることができる。2 つの位相テンソル Φ_1 、 Φ_2 を比べて類似性を表す場合、テンソル主軸の長さ変化の算術平均もしくは幾何平均に加え、以下のテンソルの主軸楕円表記が提案されている (Peacock et al., 2012)。

$$\Delta\Phi_{diff} = I - (\Phi_1^{-1}\Phi_2) \quad (10)$$

ここで I は 2 行 2 列の単位行列、 Φ_1^{-1} は Φ_1 の逆行列を示す。この $\Delta\Phi_{diff}$ に関する楕円表記の意味は、もし 2 つの位相テンソルの主軸の方向が同じであるが最大主軸と最小主軸が反対である場合、 $\Delta\Phi_{diff}$ の楕円は円に近づき、2 つの位相テンソルの主軸の方向が同じであるが長さが異なる場合、 $\Delta\Phi_{diff}$ の楕円は短軸・長軸の方向は変化せずアスペクト比が増加し、2 つの位相テンソルが完全に同じである場合、楕円は消滅する。

MT 法と類似の手法として地磁気変換関数がある。地磁気変換関数は鉛直磁場時間変動と水平磁場時間変動の周波数応答関数で、水平方向の比抵抗不均質のコントラストの情報を持っている。計算機の能力向上と 3 次元比抵抗構造の計算コードが開発されたため、MT 法と地磁気変換関数の情報を併せて情報量を増やし比抵抗構造の逆問題解析を行うことが一般的となっている。本報告においても地磁気変換関数も同時にシミュレーションに用いる。地磁気変換関数を表記する際はインダクション・ベクトルが用いられるが、以下では表示を割愛する。

3.1.2 モデルの設定

モデルの座標系は右手系で真北を x 、真東を y 、鉛直下向きを z として、座標系の中心を十和田湖中心付近の北緯 $40^\circ 28'$ 、東経 $140^\circ 53'$ とした (図 3.2 参照)。陸上の地形は考慮せず、地表面を $z=0$ とした。計算領域は x 、 $y=[-218 \text{ km}, 218 \text{ km}]$ 、 $z=[-154 \text{ km}, 500 \text{ km}]$ 、電磁場差分計算のためのメッシュ数は x 方向 58、 y 方向 58、 z 方向 64 である。図 3.2~4 に平面図での計算メッシュ分布、図 3.5 に $z \geq 0$ の鉛直断面のメッシュ分布を示す。

想定した比抵抗モデルは空中、湖水 (十和田湖)、海水 (海洋)、立方体のマグマ・熱水溜り、それ以外の一様な地球内部、の 5 種類の比抵抗の異なる媒質から構成される。マグマ・熱水溜りを模した立方体の低比抵抗体を図 3.6、3.7 に示す。立方体は深さを 5 km として x - y 平面上での中心を座標系の中心とし、一辺が 5 km と 10 km の 2 種類のモデルを考慮した。比抵抗値はいずれも $1 \Omega \text{ m}$ とした。深さ 5 km は十和田湖下の地震活動が 5 km 付近に集中していることを踏まえて設定した (図 3.6、3.7 参照)。一辺が 5 または 10 km の立方体

の場合、体積はそれぞれ 125、1000 km³ となり、西暦 915 年の噴火時の推定噴出量 2.1 km³ (気象庁, 2013) を大幅に上回るが、この一辺 5 または 10 km の低比抵抗立方体は地下の mush 部分に含まれる変質帯なども含めて想定しているため、体積は 915 年噴火の噴出量を上回っても差し支えないと判断した。ここでは一辺 10 km の立方体が観測による検出条件を最も緩めた場合の上限、一辺 5 km の立方体が現実的なマグマ熱水溜りを想定している。十和田湖については水深を一様に 200 m とし、湖水の比抵抗を 5 Ωm (例えば花石・他, 2011) とした。計算モデルに取り入れた十和田湖の平面図上の形状を図 3.8 に示す。海水については、計算メッシュで設定した平面上での各水平メッシュ内での平均海底深度が z 方向の計算メッシュ境界に近い深さまでを海底とした。z=0 から海底までを海水として 0.3 Ωm とした。モデルに取り入れた海洋を平面図上で図 3.9、10 に示す。上記以外の地球内部は一様に 500 Ωm と置いた。

3.1.3 低比抵抗体の有無による観測データの変化

観測点は中心座標を中心とする地表面に 5 km 刻みの 11×11 の格子点上に設定した (図 3.2、3 参照)。但し湖内に位置する 3 観測点を除外して、計 118 観測点での MT データ及び地磁気変換関数を計算、解析する。周期は最長 2048 秒、最短 0.015625 秒 (周波数 64 Hz) 間のオクターブ刻み 18 周期とした。

周波数領域の電磁場及び MT インピーダンステンソル、地磁気変換関数の計算については Siripunvaraporn et al. (2005)、Siripunvaraporn and Egbert (2009) による 3 次元比抵抗構造解析コード、WSINV3D を用いた。WSINV3D は Staggered Grid の差分計算による 3 次元比抵抗構造での周波数領域の電磁場計算 (Smith, 1996) を実装する MT インピーダンステンソル・地磁気変換関数から逆問題を解いて 3 次元比抵抗構造を推定する並列計算コードである。

シミュレーションは前節で説明した 2 種類の低比抵抗体を置いた場合と置かない場合の 3 種類のモデルにおいて 118 観測点で観測される MT データ及び地磁気変換関数をそれぞれ計算し、① 図 3.1 で示される位相テンソル楕円と (9) 式で表される Φ_2 、② 2 種類のマグマ・熱水溜りがあるモデルそれぞれとマグマ・熱水溜りが無いモデルとの観測量の違いを (10) 式の主軸楕円と 2 主軸の変化の算術平均、をそれぞれ図示することで、低比抵抗体の有無によって観測で得られる MT データの変化が期待できるかを示す。②における位相テンソルの算術平均による主軸変化量 ($\Delta \Phi$) については、低比抵抗体が無いモデルで計算された

(1) 式において、 Z_{ij} の実部・虚部全ての誤差を周波数毎に $\sqrt{|Z_{xy}Z_{yx}|}$ の 5 % として誤差伝搬則から Φ_{max} または Φ_{min} の誤差 ($\delta \Phi$) を計算し、その値を用いて規格化残差で表す。即ち、

$$\Delta \Phi = \frac{1}{2} \frac{|\delta \Phi_{max}| + |\delta \Phi_{min}|}{\delta \Phi} \quad (11)$$

ここで $\delta \Phi_{max}$ 、 $\delta \Phi_{min}$ が 2 主軸の変化量である。尚、誤差伝搬則から計算される Φ_{max} 、 Φ_{min} の誤差、 $\delta \Phi$ は等しい。 $\Delta \Phi$ が 1 を超えた場合、5 % 以上主軸が変化することを意味し、ここではそれを観測量が有意に変化したと定義する。

3.1.4 擬似観測データに基づく逆問題解析の設定

WSINV3Dにおける逆問題の解は、モデル（比抵抗構造）から計算値と観測値の残差と、求めるモデルと予め与えたモデルからのずれが空間的に拡散方程式に従わない度合いの和を最小にするようにモデルを求めている。具体的には、

$$W = (\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal}) + \lambda^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (12)$$

を最小化する。ここで、 \mathbf{d} はデータベクトル（MT インピーダンステンソルと地磁気変換関数を並べた列ベクトル）、下付きの obs、cal は観測値と計算値を意味する。 \mathbf{m} はモデルパラメータベクトル（空間を分割した各直方体内の比抵抗を並べた列ベクトル）、 \mathbf{m}_0 は予め与えた基準となるモデル、 \mathbf{C}_d は対角項がデータベクトルに対応するデータの分散、 \mathbf{C}_m があらかじめ与えた拡散方程式の解である。 λ はハイパーパラメータと呼ばれ、第 1 項の重み付き残差平方和と第 2 項の拡散方程式からのずれの和の重みづけを行うが、第 1 項がハイパーパラメータを変数と置いた場合に極小値が存在することが分かっているので、そこでの値でハイパーパラメータを決定する。ここで未知数は \mathbf{m} で、 \mathbf{d}_{cal} が \mathbf{m} の改訂にしたがって変化する。計算は周波数毎に分割して並列計算を行う(18 並列)。ここで設定した逆問題は、低比抵抗体を仮定した 2 モデルに対して前節で計算された 118 観測点、18 周期毎の MT 周波数応答関数と地磁気変換関数に対して、MT 周波数応答 Z_{ij} の実部・虚部全ての誤差を

$\sqrt{|Z_{xy}Z_{yx}|}$ の 5% とし、さらにその値を 1 標準偏差とする正規分布ノイズを加えて擬似データとする。地磁気変換関数については、 H_x, H_y にかかる変換関数の実部・虚部毎に各変換関数の振幅の 5% を誤差とし、それを 1 標準偏差とする正規分布ノイズを加えて擬似データとする。 \mathbf{m}_0 についてはマグマ・熱水溜りが無いモデルを与える。またモデルパラメータベクトル \mathbf{m} については、空中と湖水部分と海水部分は既知として値を与え、変数として扱わない。逆問題の終了判定は規格化残差二乗和(normalized root mean squared misfit、以下 RMS misfit)が 1.0 を下回ったところで終了する。RMS misfit は、

$$RMS\ misfit = \frac{1}{N} \sqrt{(\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal})} \quad (13)$$

で定義される。N はデータの個数である。RMS misfit が 1 を下回ると、WSINV3D は λ が最大となるよう解を探索するが、本報告書では RMS misfit が 1 を下回った $\lambda=1$ の場合を解とした。以上の計算は東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターに設置されているリアルコンピューティング（株）製 AMD Opteron 6386SE RC Server Calm III とインテルフォートラン 2018 を用いた。

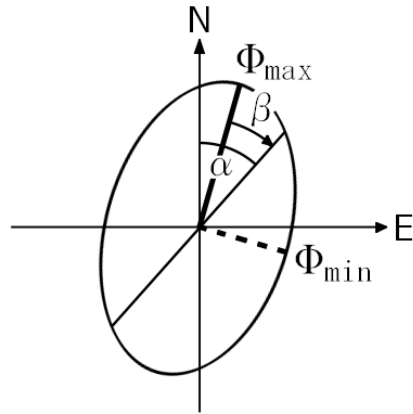


図 3.1. 位相テンソルの楕円表示。N が真北、E が真東になる。

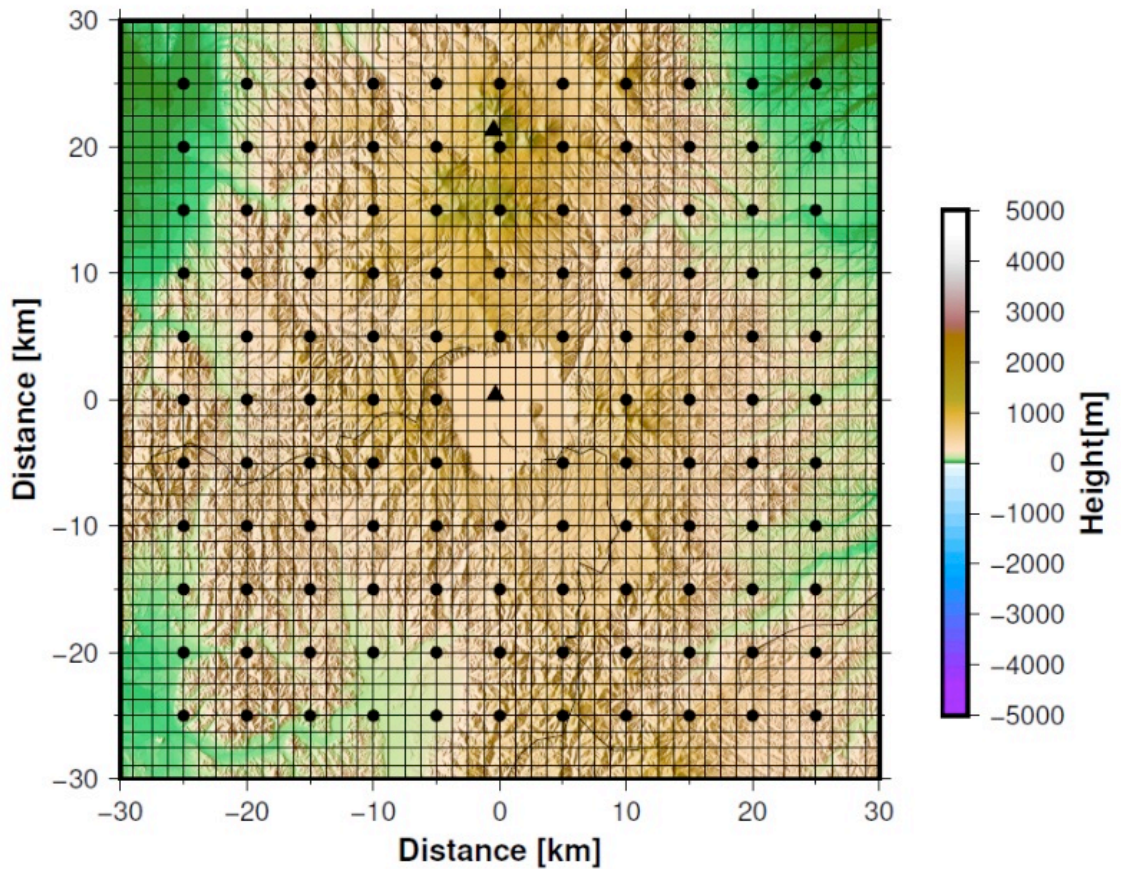


図 3.2. 計算に設定したメッシュの大縮尺の平面図 ($z=0$ 座標面)。北向きが x 軸、東向きが y 軸。十和田湖との位置関係を示すために地表面の地形図イメージを重ねた。計算では陸上の地形は考慮していない。黒丸が設定した観測点(全 118 点)。

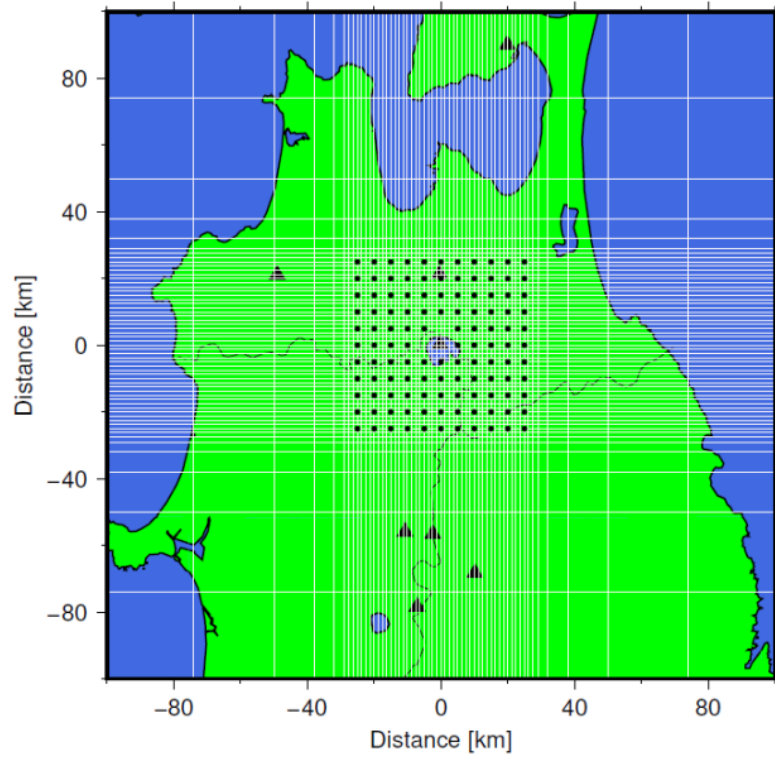


図 3.3. 計算に設定したメッシュの中縮尺の平面図。観測点周辺のみメッシュを細かくしている。

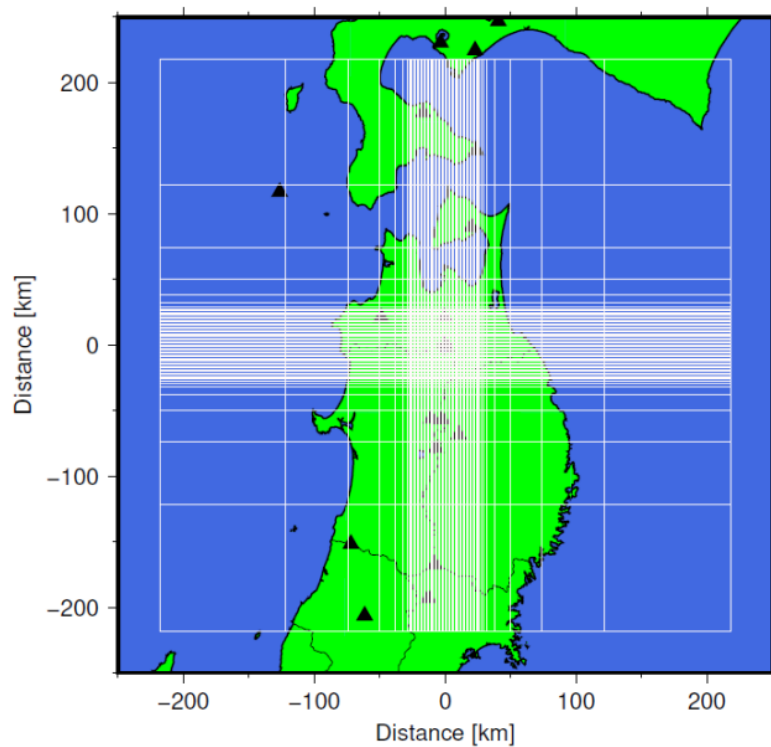


図 3.4. 計算に設定したメッシュの小縮尺の平面図。図中白線の最外枠が x - y 平面上での全計算領域。

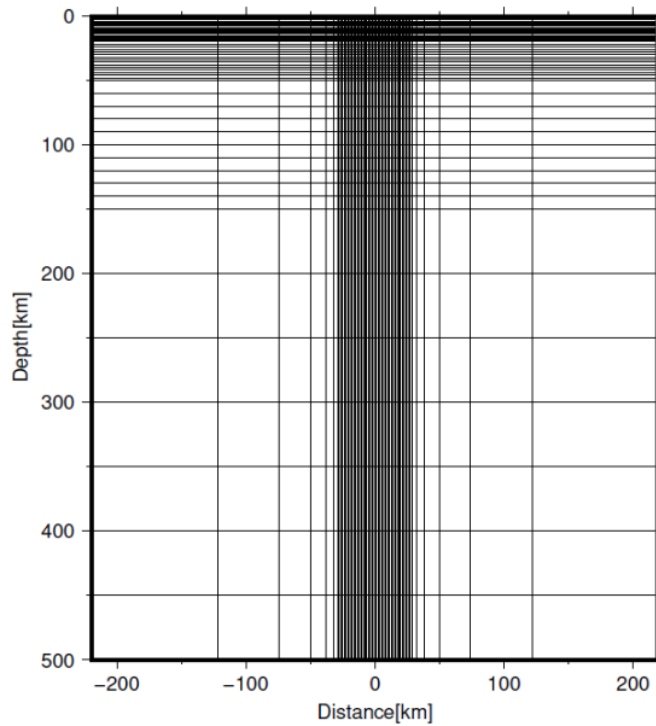


図 3.5. 計算に設定した $z \geq 0$ の領域のメッシュ分布を示した断面図。縦軸が z 軸, 横軸が x または y 軸。

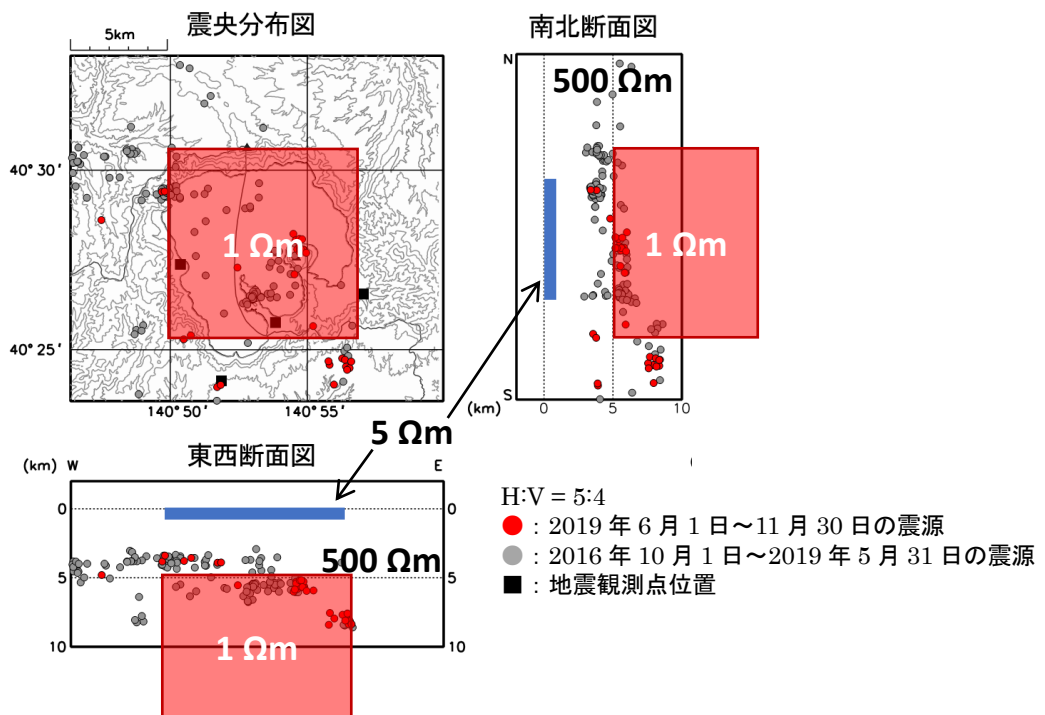


図 3.6. 想定したマグマ・熱水溜りを模した 1 辺 10 km の低比抵抗立方体。気象庁(2019)の震源分布図に重ねた。水平と鉛直スケールは 5:4。立方体の比抵抗は $1 \Omega m$ 、十和田湖の湖水は $5 \Omega m$ 、十和田湖の深さは 200 m、海水、マグマ・熱水溜り、空中、湖水以外の地中領域は $500 \Omega m$ と仮定している。

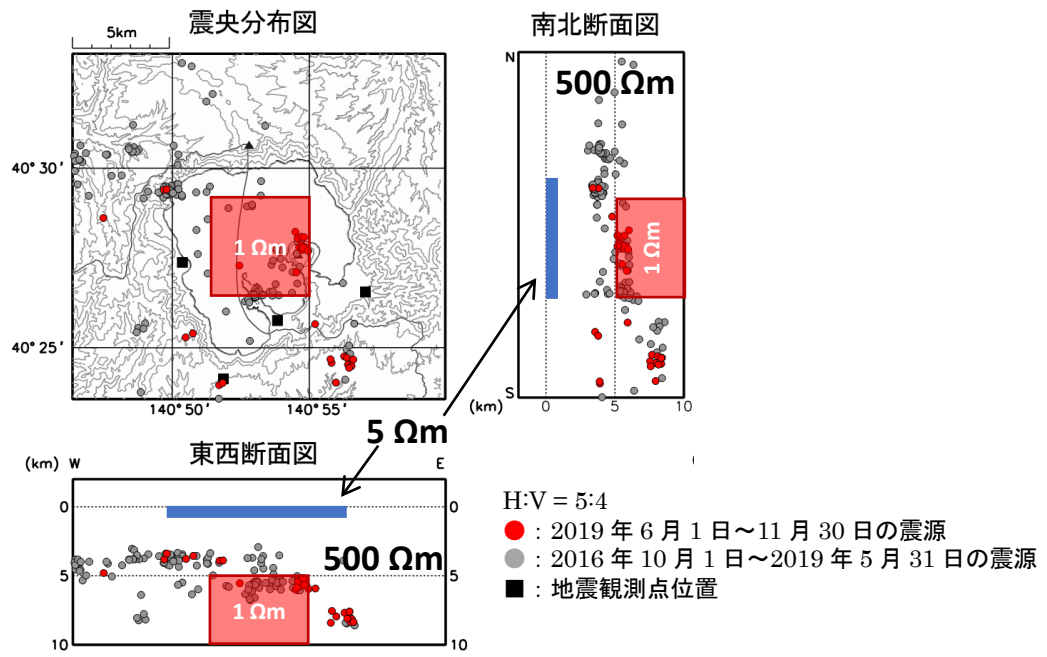


図 3.7. 図 3.6 に同じ。ただし、1 辺 5 km の低比抵抗立方体の場合。

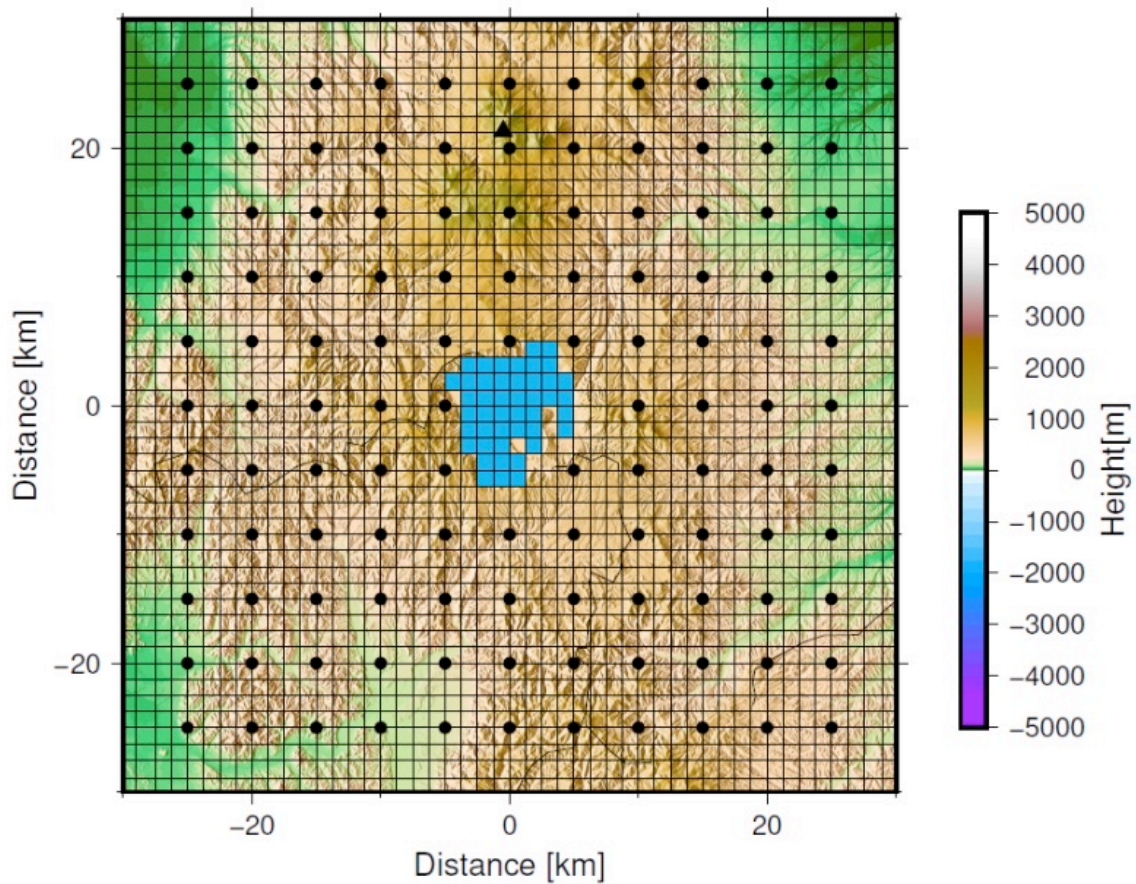


図 3.8. 比抵抗構造モデルに設定した十和田湖の形状（水色の領域）。深さは一律に 200 m とし、湖水の比抵抗は $5 \Omega m$ とした。

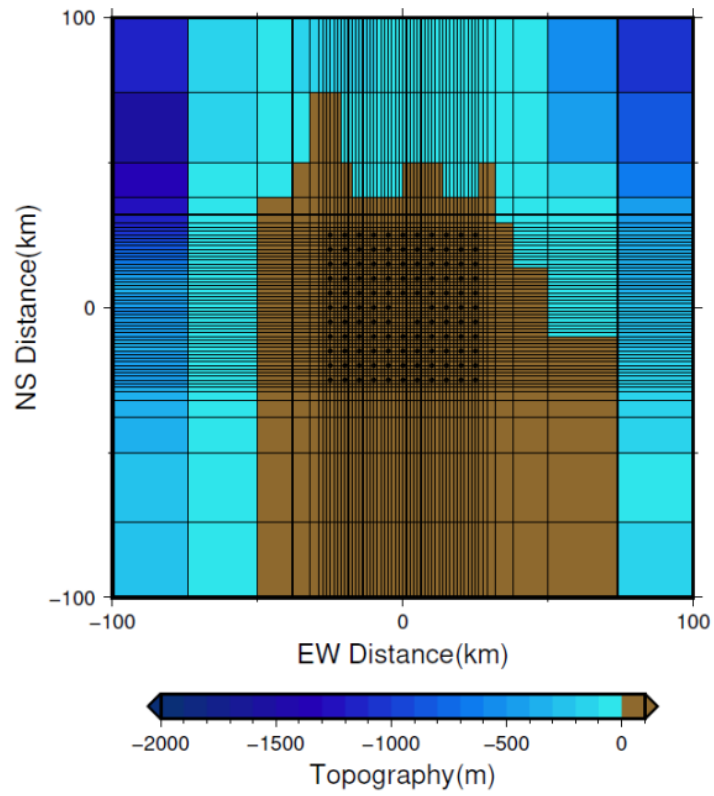


図 3.9. 比抵抗構造モデルに設定した海域の中縮尺の平面図。海底は水平メッシュ内の平均海底深さを設定し、その深さまでを $0.3 \Omega\text{m}$ と仮定した。

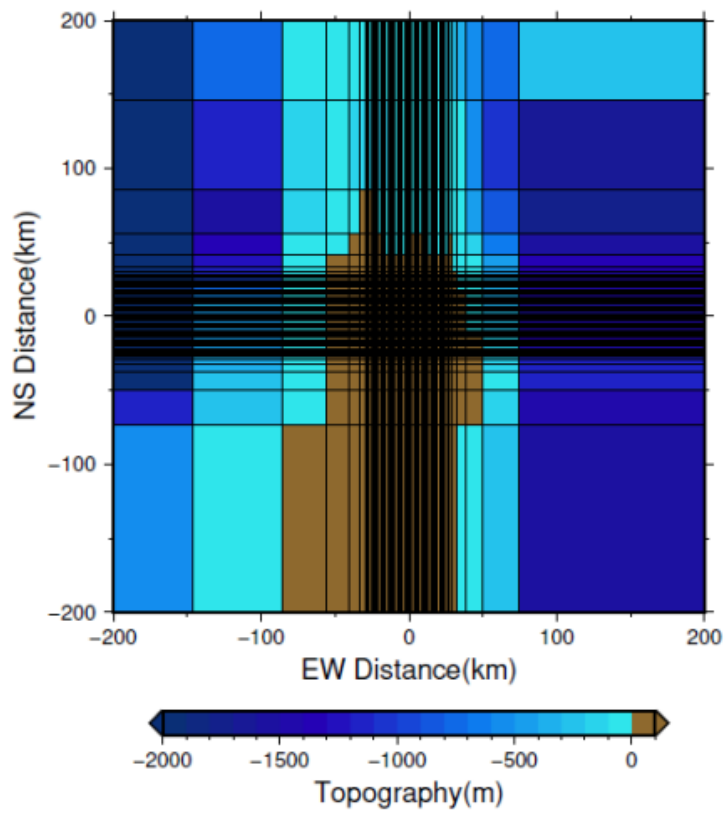


図 3.10. 図 3.9 に同じ。ただし、小縮尺の平面図。

3.2 結果

3.2.1 低比抵抗体の有無による観測データの変化

図 3.11 は、低比抵抗立方体が無いモデル及び 1 辺が 10 km の低比抵抗立方体を仮定したモデル (図 3.6) によって計算される位相テンソル楕円 (図 3.1) と(9)式の Φ_2 及び(10)式による両者の差の楕円表示と主軸変化の算術平均の規格化残差を異なる周期または周波数毎に平面図で示したものである。図 3.12 は同様に 1 辺が 5 km の低比抵抗体を仮定したモデル (図 3.7) の場合の結果を示したものである。ただし、位相テンソル楕円は全観測点で Φ_{\max} を同じ長さで規格化している。

図 3.11 を見ると、周期 256 秒より長周期及び周波数 8 Hz より高周波では、違いが見られるのは十和田湖周辺に限られており、楕円形状もアスペクト比が大きいままで主軸の方向の変化は小さく、且つ主軸の長さ変化も殆んどが有意に変化していない。一方、周期 128 秒から周波数 4 Hz の帯域では顕著な変化が期待でき、特に 1~128 秒の周期帯ではほぼ全ての観測点で変化が見られる。2 decade 以上の帯域で広域に変化が観測されるため、逆問題においても 1 辺 10 km の低比抵抗立方体の場合には、その存在を検出できると考えられる。

一方で図 3.12 の 1 辺が 5 km の低比抵抗立方体モデルの結果を見ると極めて限られた周期帯 (周期 2 秒から周波数 4 Hz 程度)、かつ限られた領域 (十和田湖周辺のみ) のみでしか顕著な観測量の変化が期待できない。特に周期 32 秒より長周期側及び周波数 8 Hz より高周波側ではほとんど観測量の変化が期待できない。これらのことから、逆問題において 1 辺 5 km の低比抵抗立方体を復元するのは困難であることが予想される。

$\Phi_{\max} \gg \Phi_{\min}$ であるため図 3.11、3.12 で Φ_2 が見辛い。図 3.11 のモデルの場合には、周期 16 秒~周波数 8 Hz において、十和田湖周辺の観測点のみにおいて Φ_2 が 50° を超えている。それ以外の帯域と周期 16 秒~周波数 8 Hz の十和田湖周辺以外の観測点では Φ_2 は $40^\circ \sim 50^\circ$ の範囲に収まっている。図 3.12 のモデルの場合では、全ての観測点、全ての帯域において $40^\circ \sim 50^\circ$ の範囲に収まっている。低比抵抗立方体が無いモデルでも全ての観測点、全ての帯域において $40^\circ \sim 50^\circ$ の範囲に収まっている。

3.2.2 擬似観測データに基づく逆問題解析の結果

図 3.13~15 は、1 辺 10 km の低比抵抗立方体を仮定したモデルで計算した値と地磁気変換関数から 3.1.4 節で記述した方法で擬似データを作成し、そのデータを用いて逆問題を解いた結果を示したものである。図 3.13 は得られた結果を深さ毎に平面図で示したものの、図 3.14 は様々な緯度における東西断面図、図 3.15 は様々な経度における南北断面図である。WSINV3D による逆問題は、1 回目のイタレーションで RMS misfit が 1.0 を下回り、 $\lambda=1$ では RMS misfit は 0.871 である。得られた結果を比抵抗の値と境界の形状という 2 つの観点で見ると、擬似データを作成する際に用いた比抵抗の値である $1 \Omega\text{m}$ は逆解析によって $20 \Omega\text{m}$ 程度まで復元できている。境界の形状を見ると、元の 1 辺 10 km の立方体から低比抵抗部分が滲みだした範囲は片側 5 km 程度である。ただし、比抵抗値も形状もハイパーパラメータに依存することに注意する必要がある。したがって、定性的には低比抵抗体が存在してかつ概ね 1 辺 10 km の立方体程度の広がりであることを認識できると考えら

れる。

同様に、図 3.16～18 は 1 辺 5 km の低比抵抗体モデルの場合の結果を示す。この場合も 1 回目のイタレーションで RMS misfit が 1.0 を下回り、 $\lambda=1$ では RMS misfit は 0.824 である。前節では、低比抵抗体の有無によって観測されるデータの違いは周期と観測点の両者に対して限定的であると結論したが、逆解析においても、比抵抗が最も低いブロックで 200 Ωm 以上で、背景の 500 Ωm と殆んど大差がない。この結果から、1 Ωm という非常に高伝導度の低比抵抗体が存在するという判断を下すことは困難であり、今回の探査条件では 1 辺 5 km の低比抵抗立方体を検出することは不可能と考えられる。

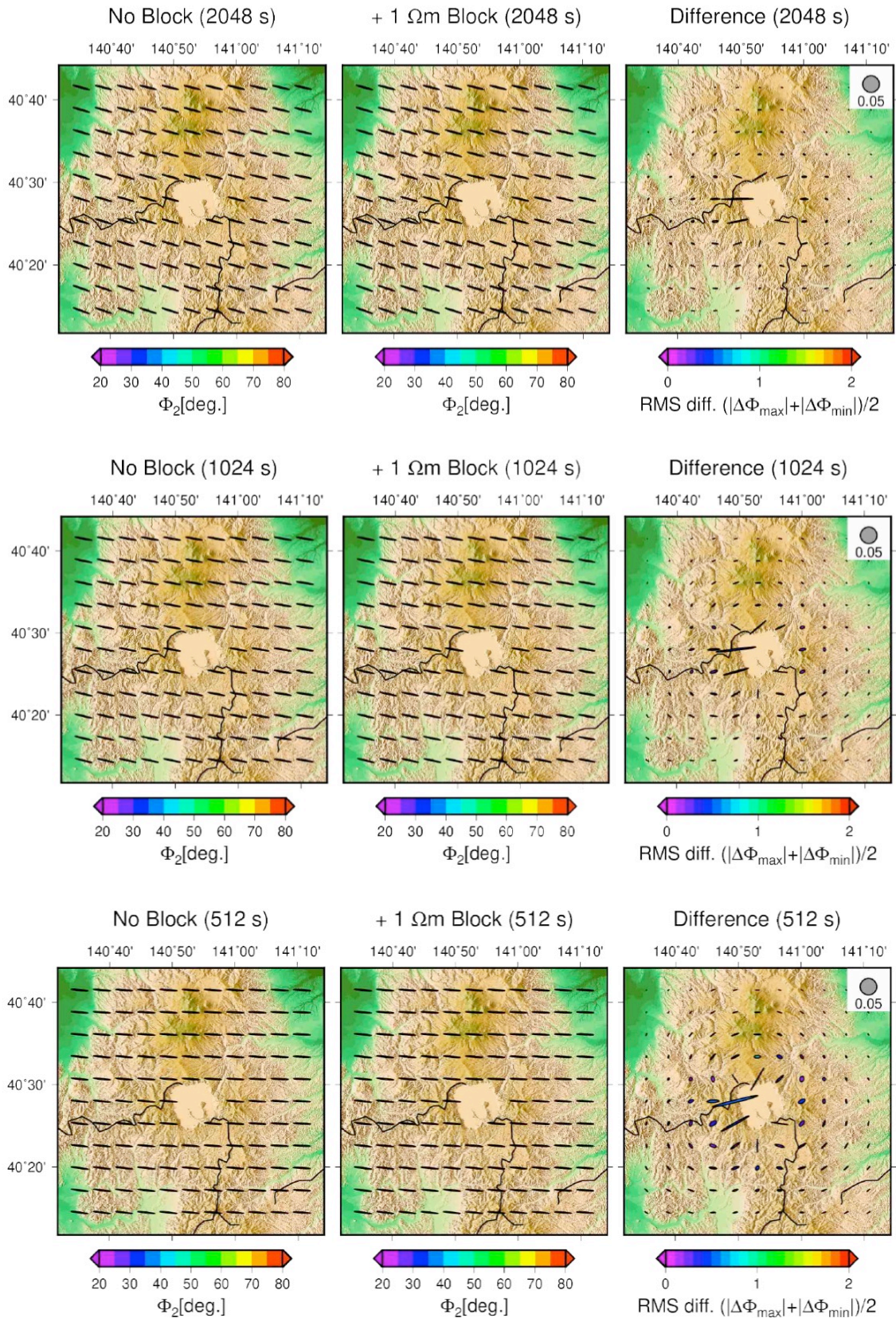


図 3.11. (左) 低比抵抗立方体が無い場合の位相テンソル楕円と Φ_2 、(中央) 図 3.6 のモデルを仮定した場合の位相テンソル楕円と Φ_2 、(右)(10)式による両者の差の楕円表示と主軸変化の算術平均の規格化残差。周期 2048~512 秒の場合を示す。 Φ_2 については本文参照。

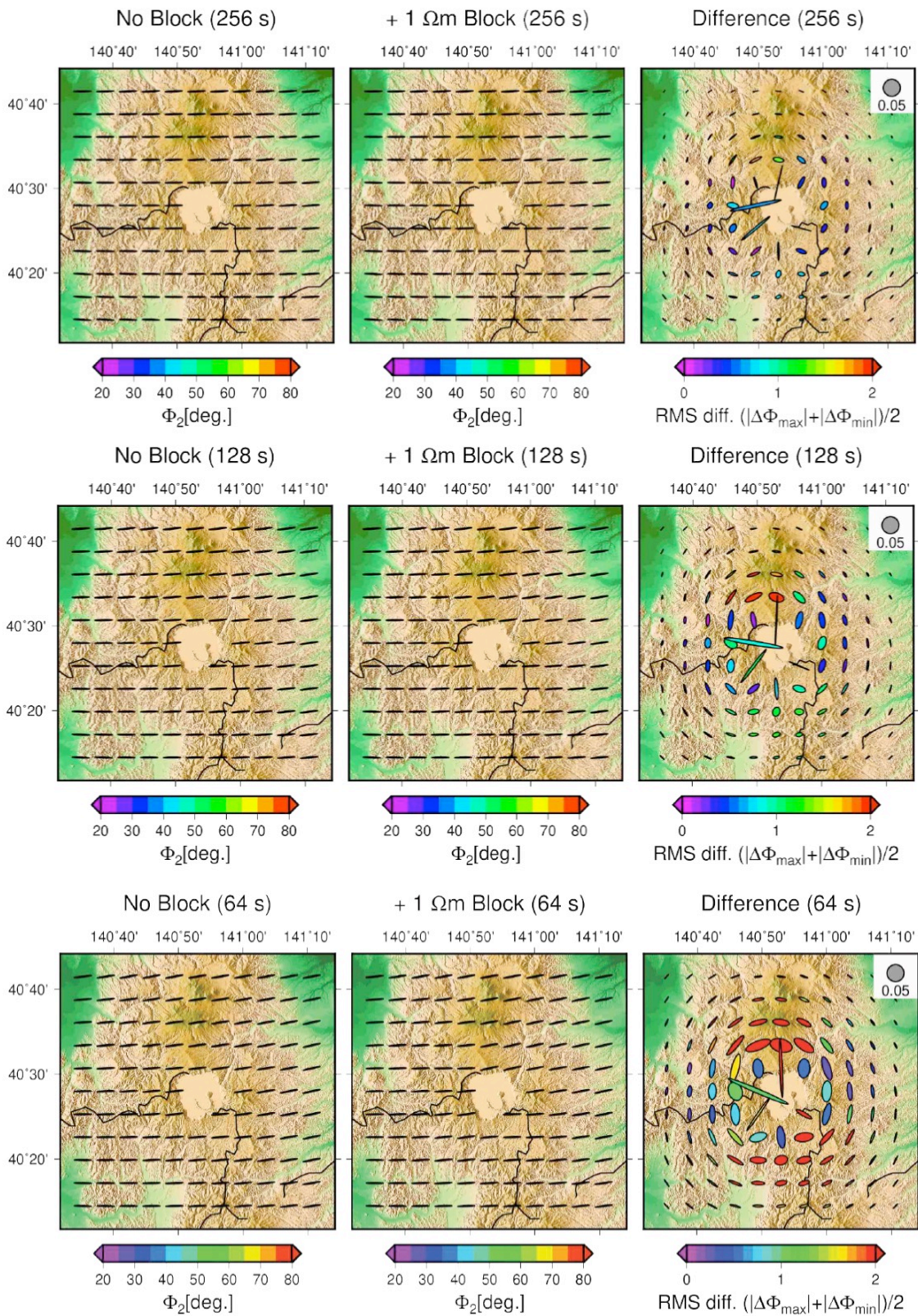


図 3.11. (続き) 周期 256~64 秒の場合。

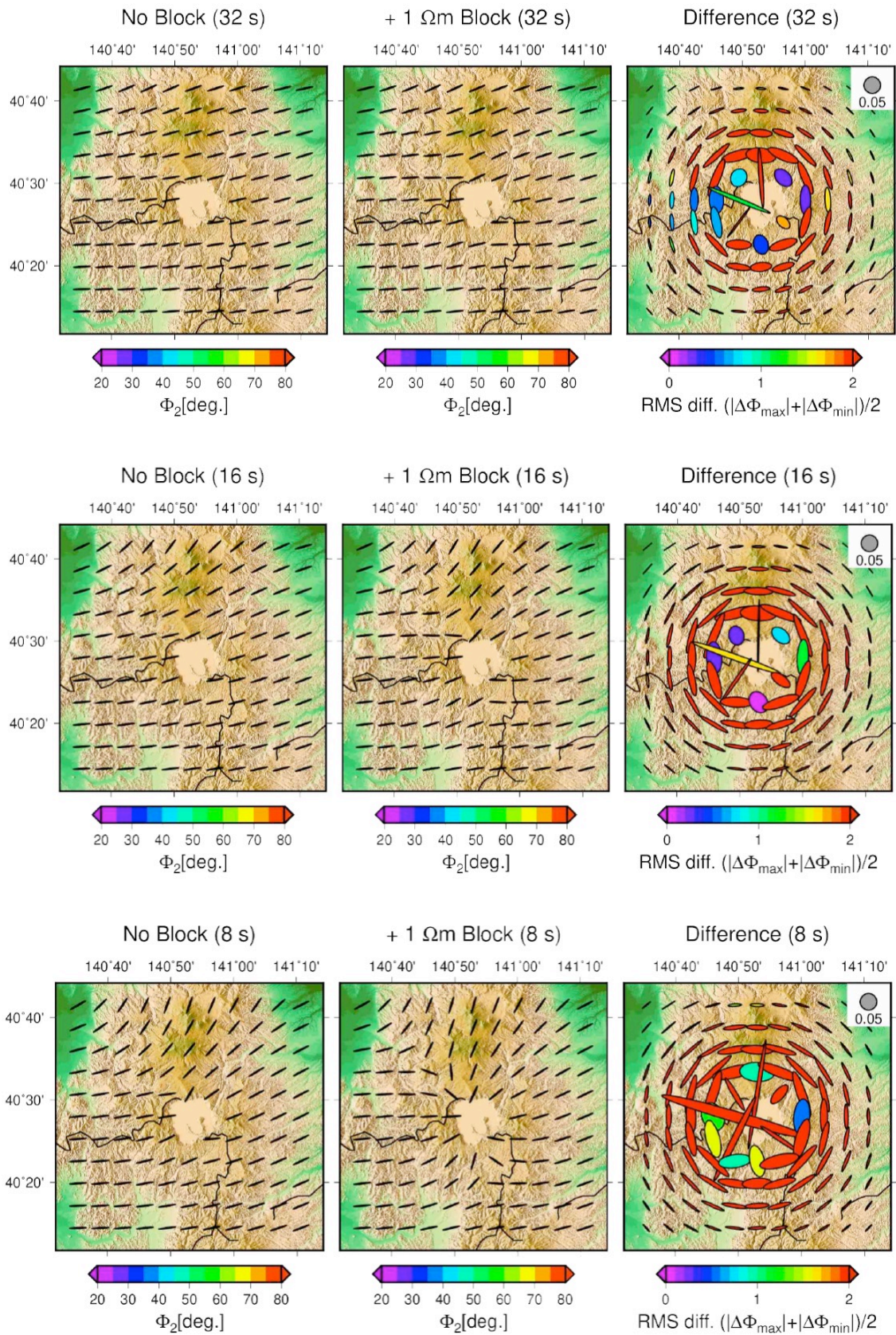


図 3.11. (続き) 周期 32~8 秒の場合。

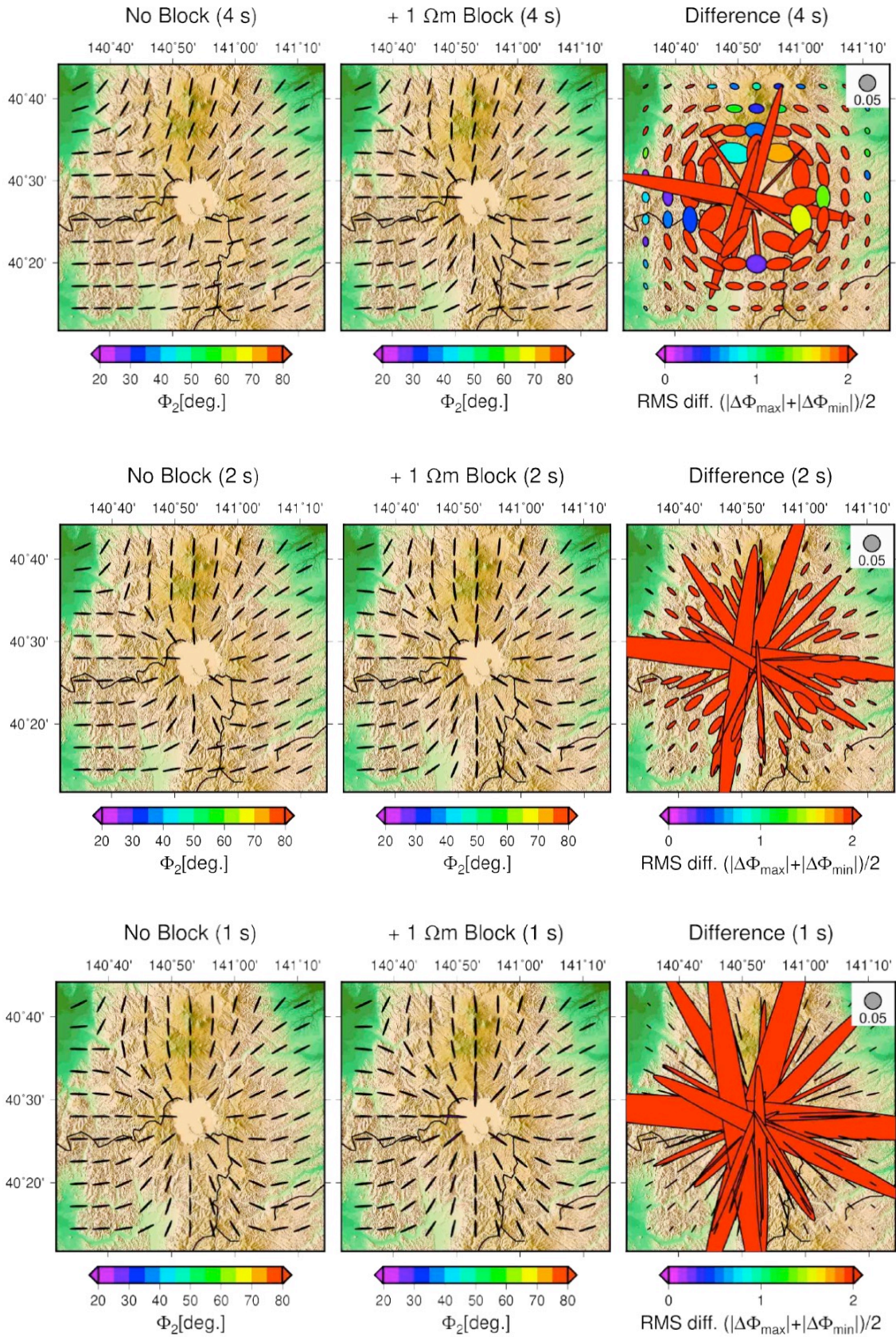


図 3.11. (続き) 周期 4~1 秒の場合。

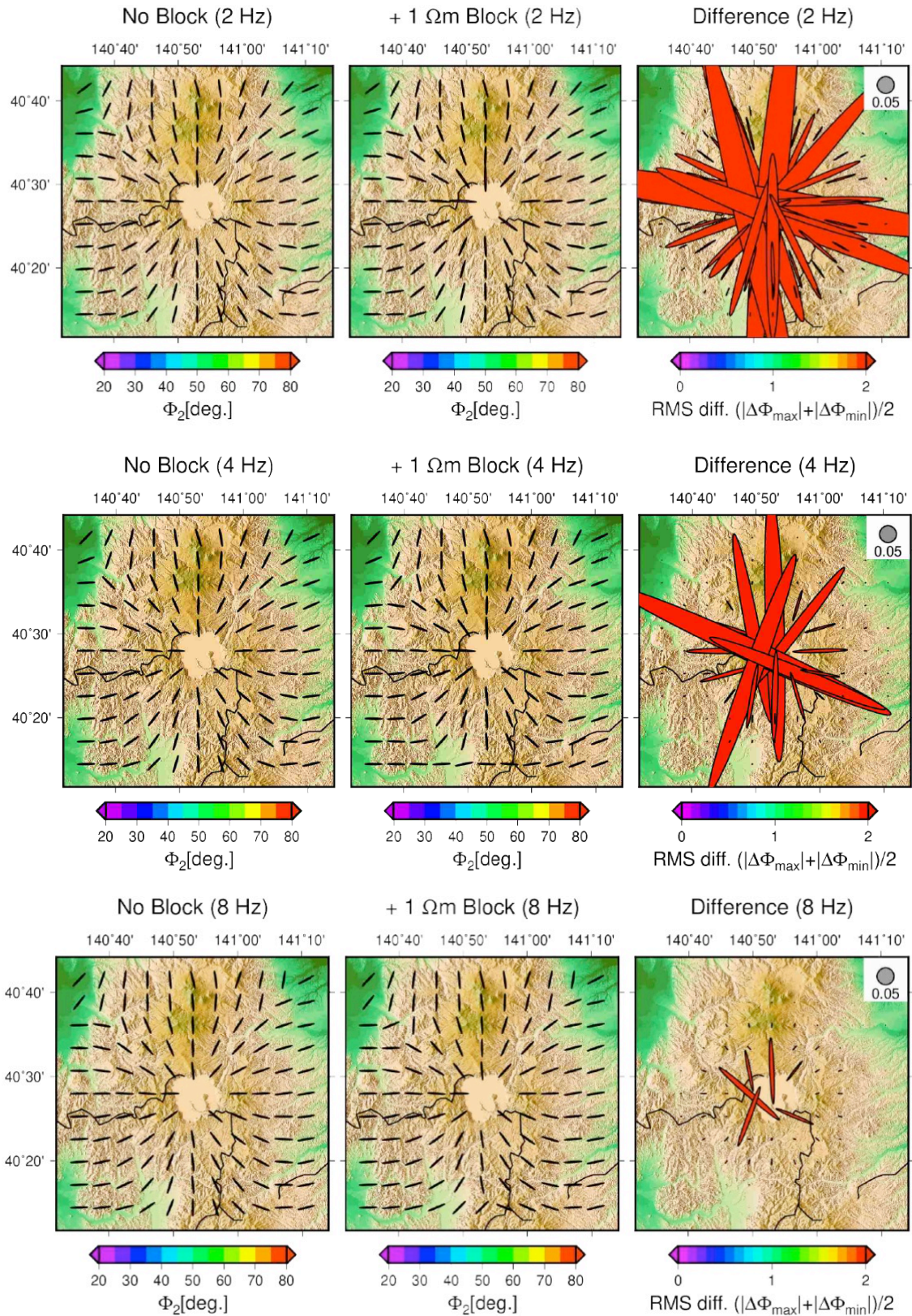


図 3.11. (続き) 周波数 2~8 Hz の場合。

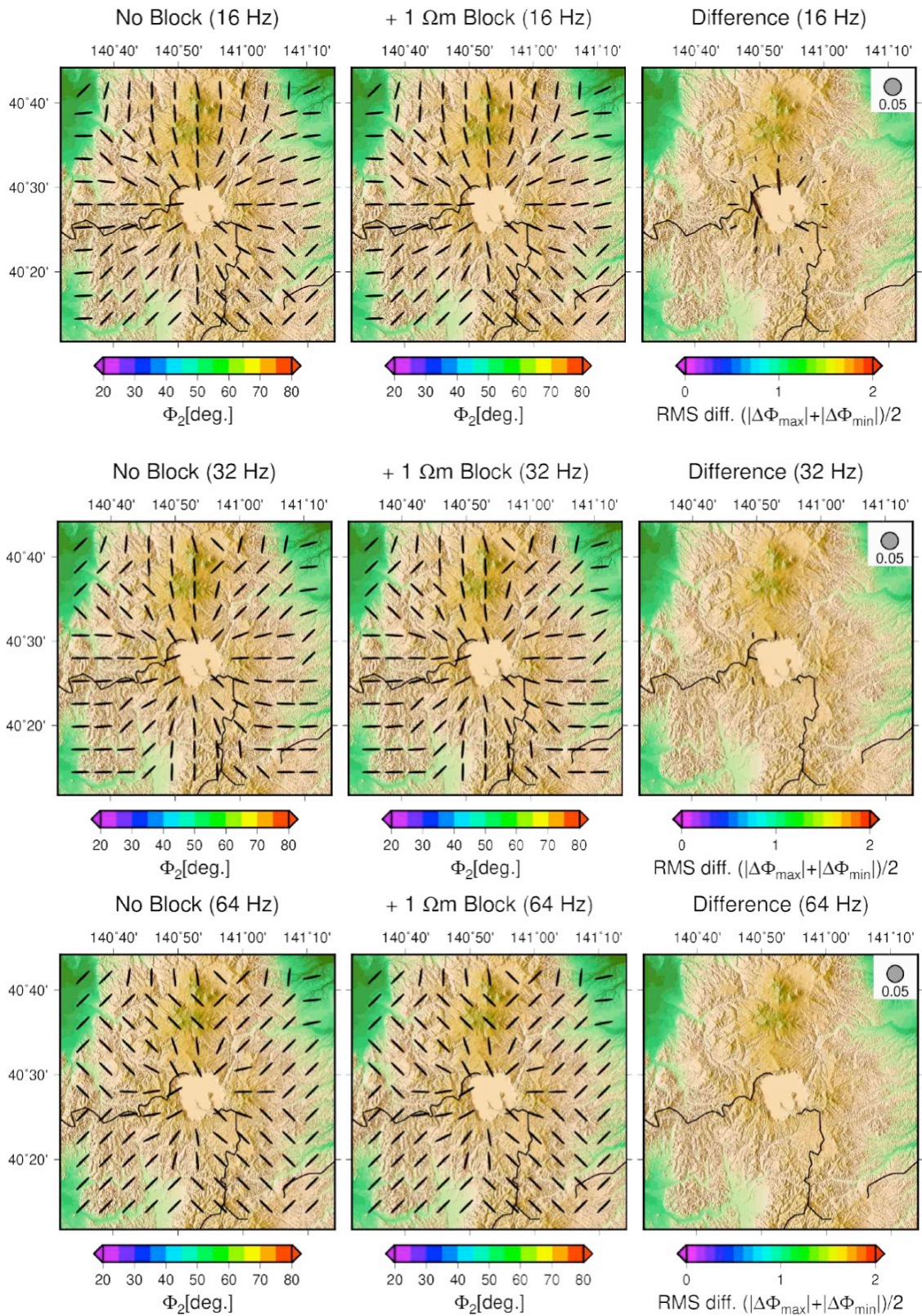


図 3.11. (続き) 周波数 16~64 Hz の場合。

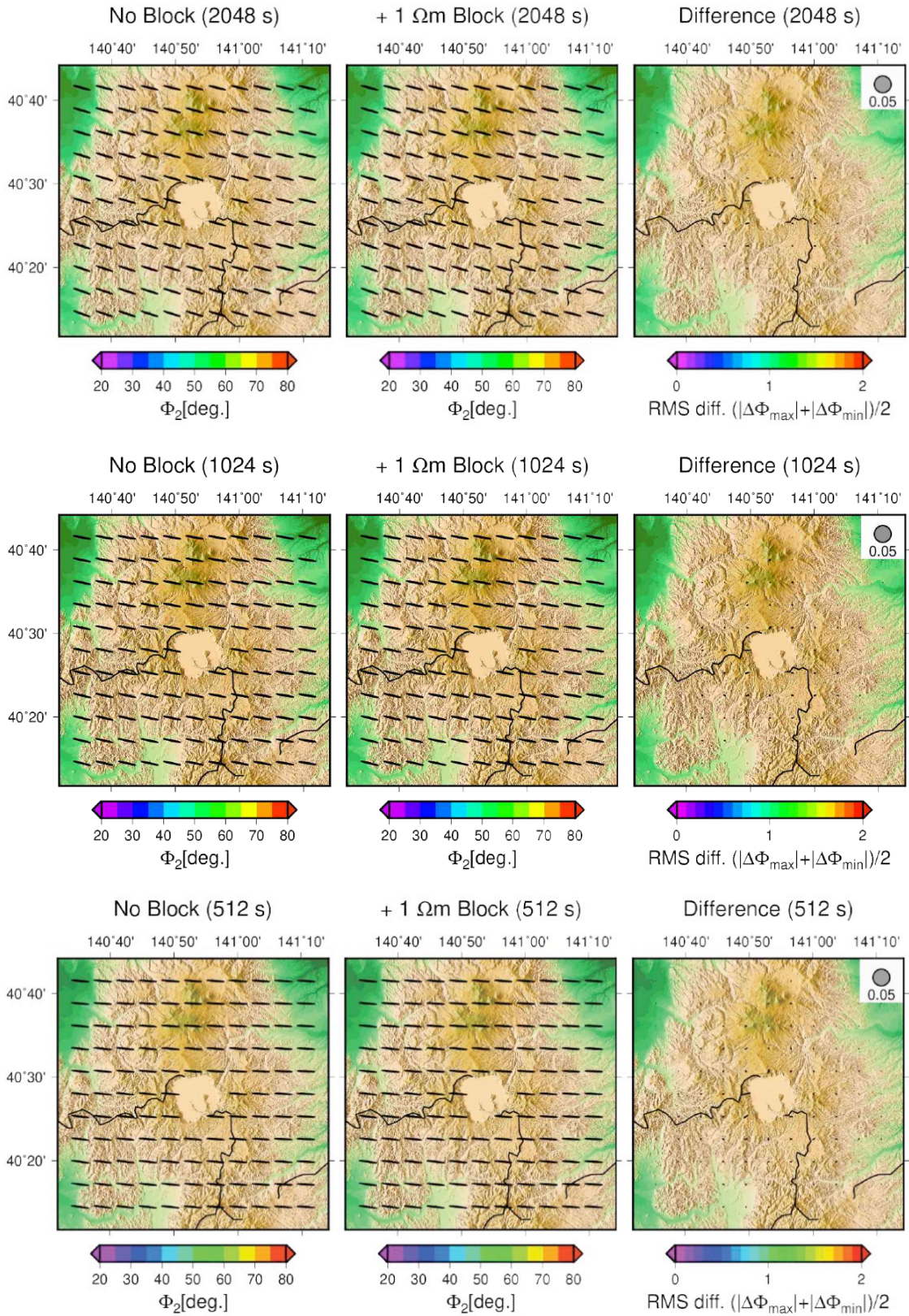


図 3.12. 図 3.11 と同じ、ただし図 3.7 のモデルを仮定した結果。周期 2048～512 秒の場合。

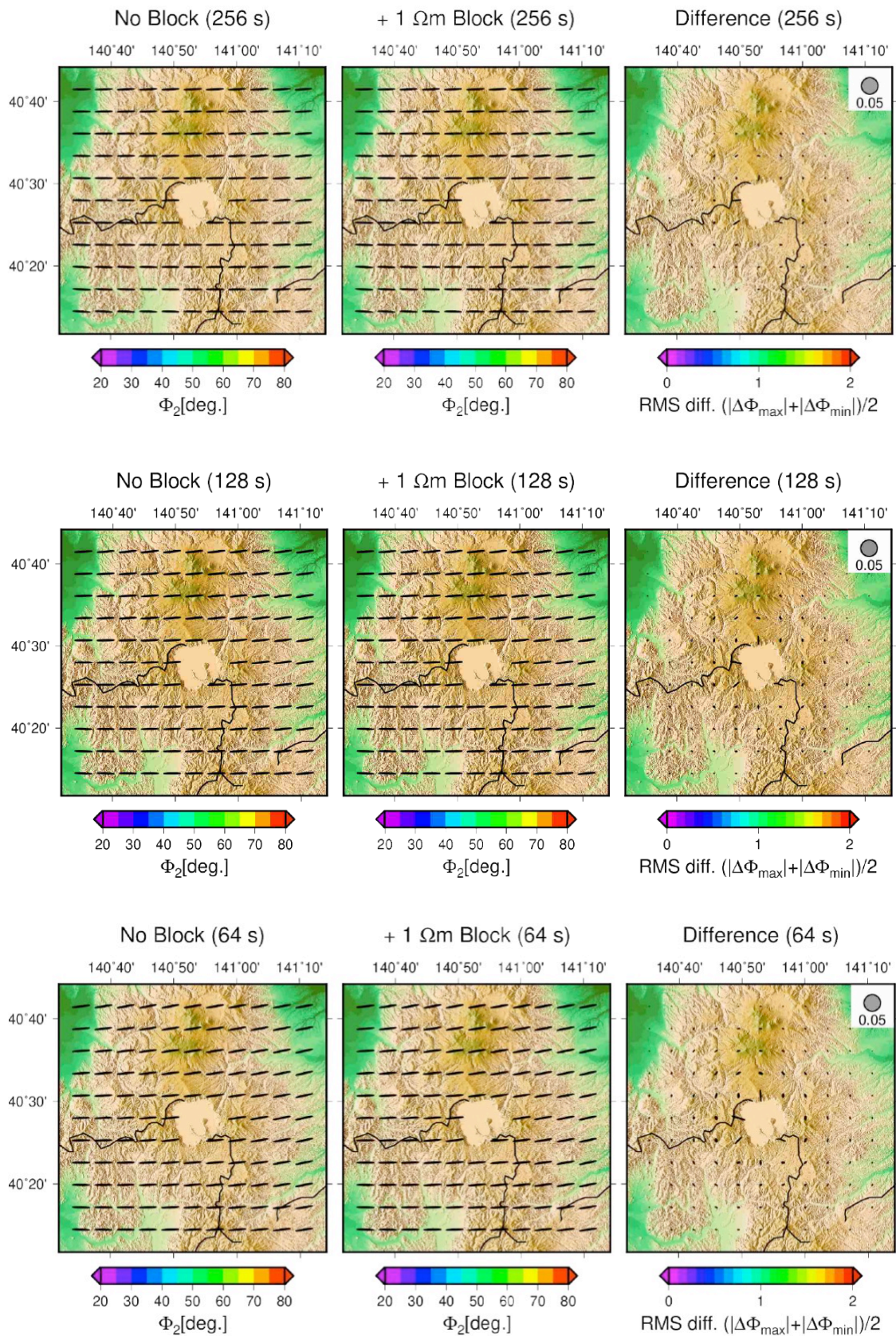


図 3.12. (続き) 周期 256~64 秒の場合。

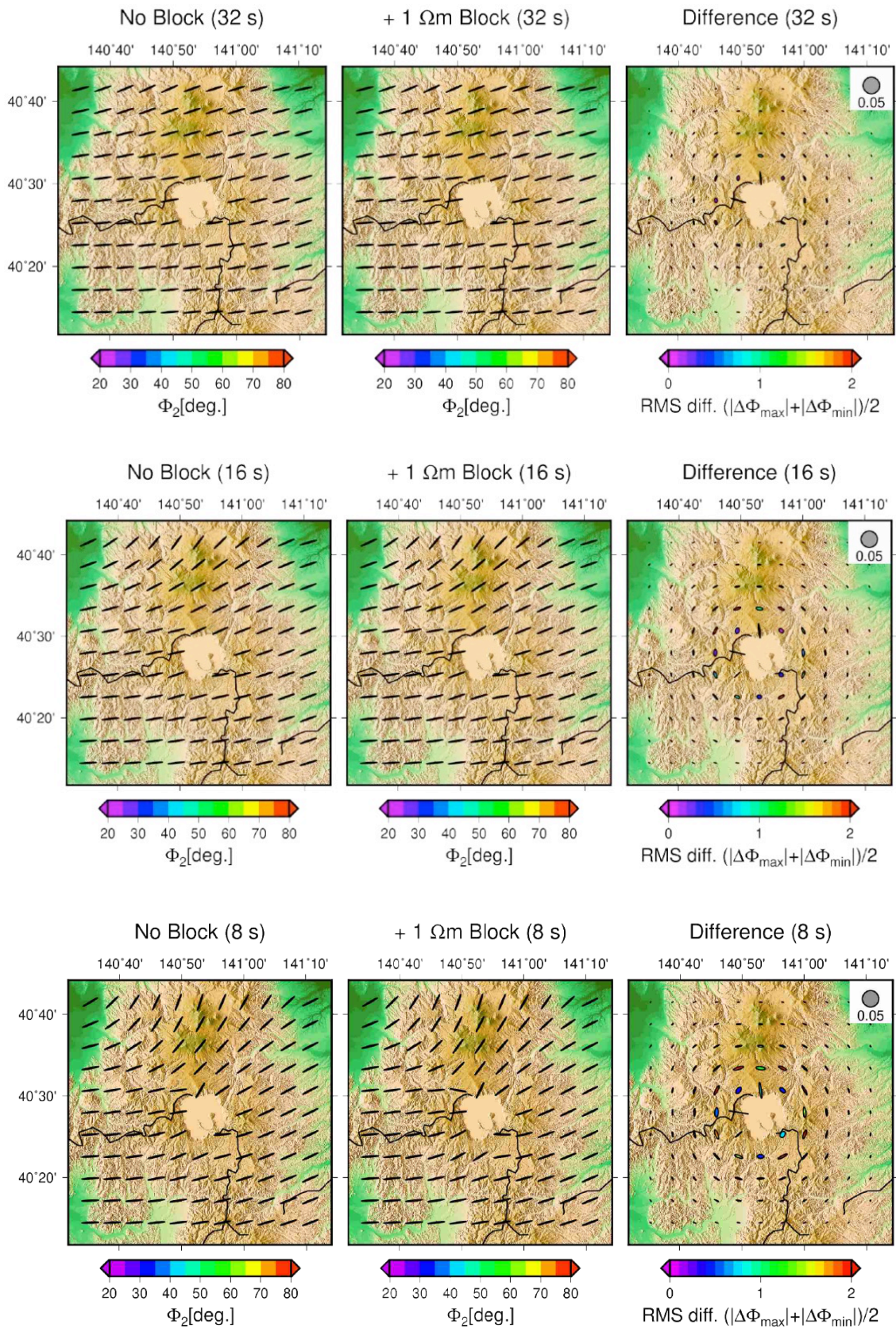


図 3.12. (続き) 周期 32~8 秒の場合。

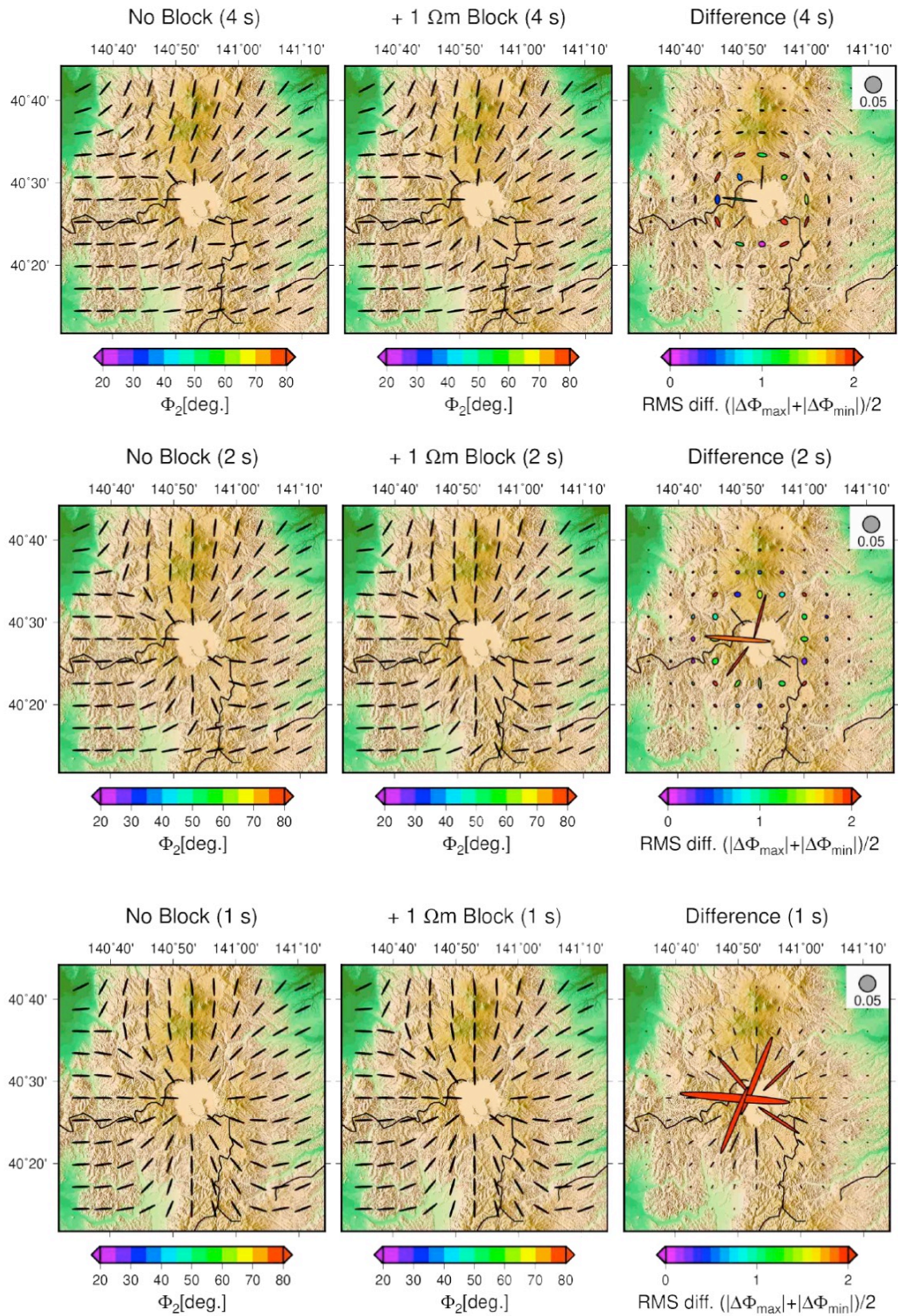


図 3.12. (続き) 周期 4~1 秒の場合。

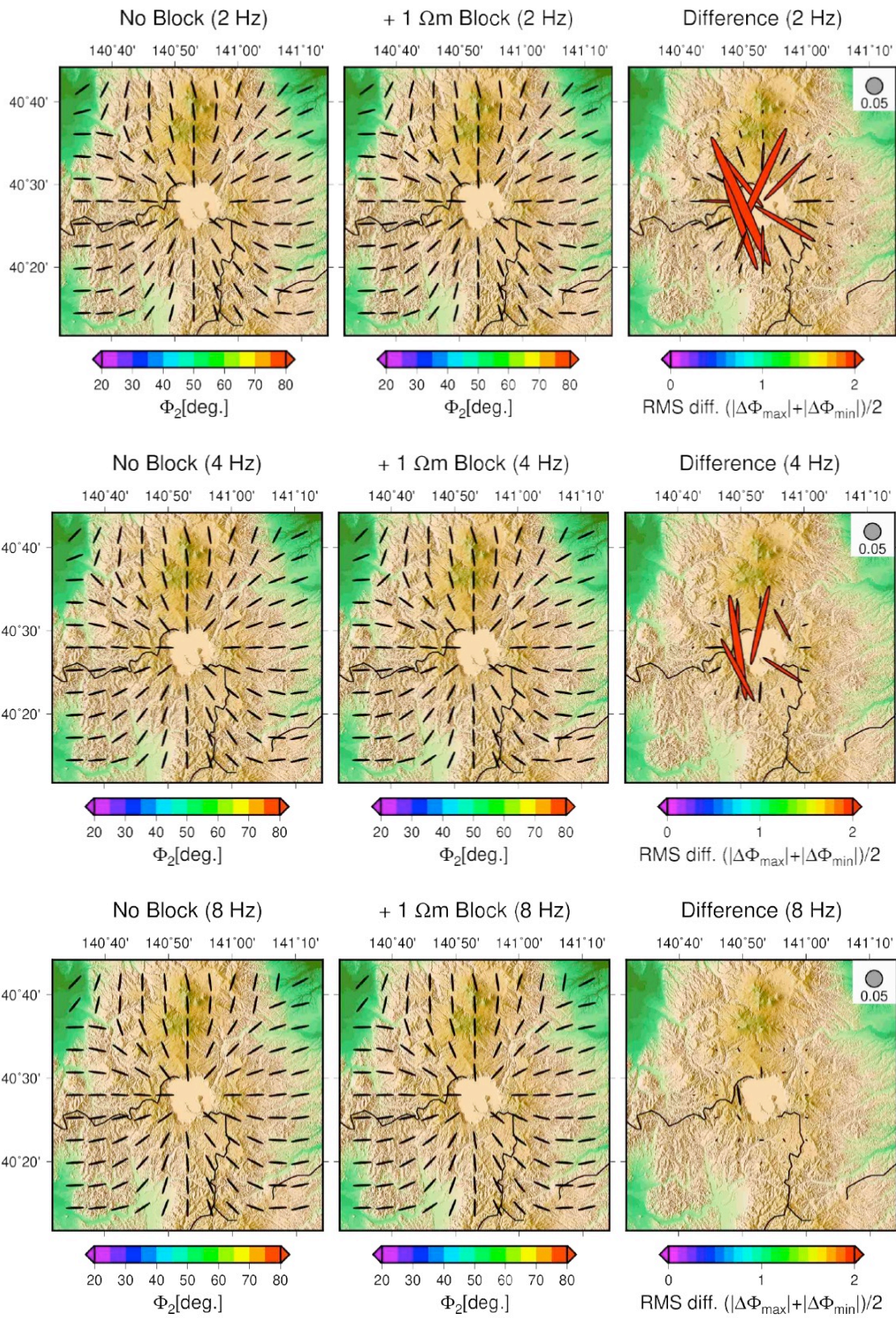


図 3.12. (続き) 周波数 2~8 Hz の場合。

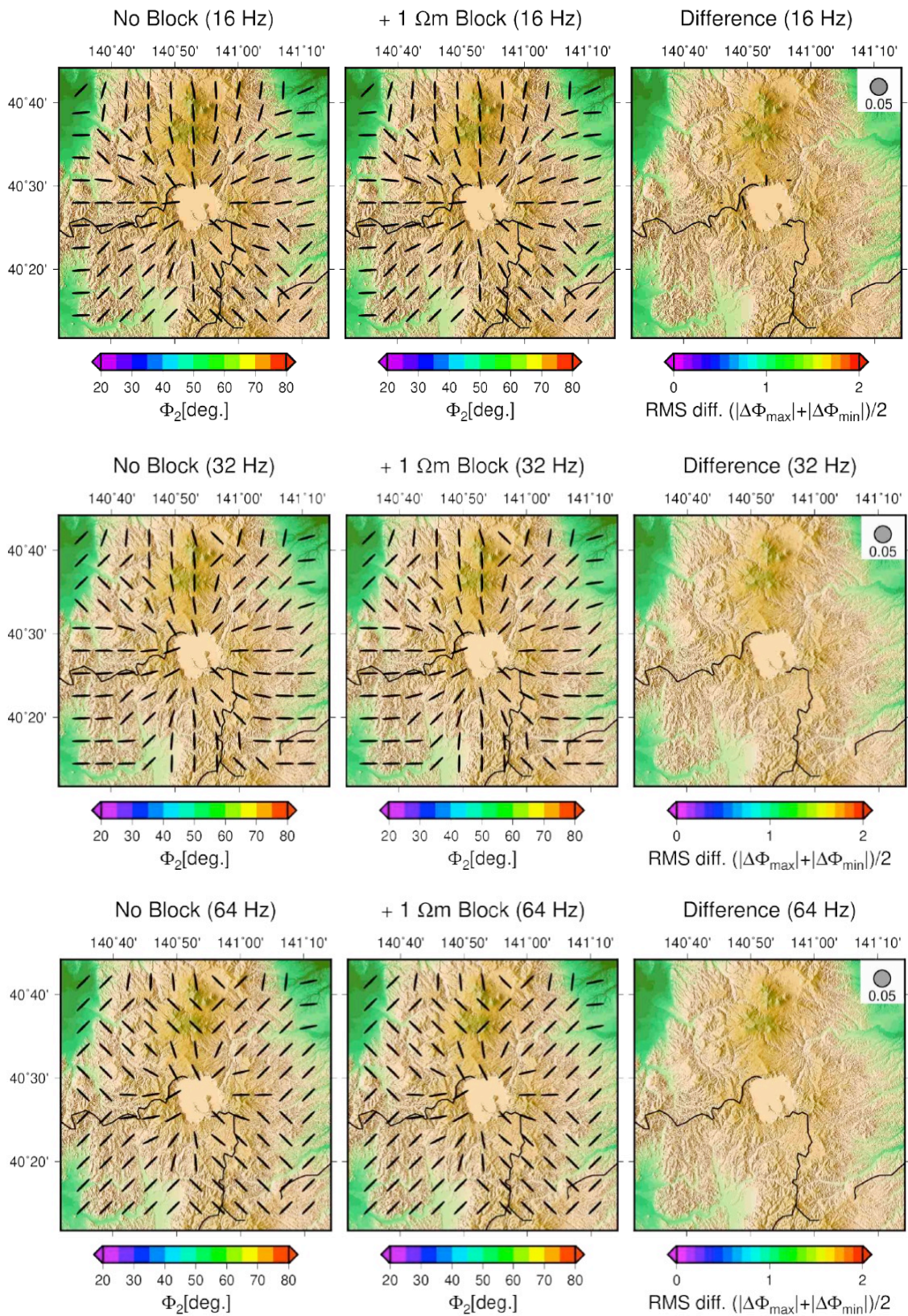


図 3.12. (続き) 周波数 16~64 Hz の場合。

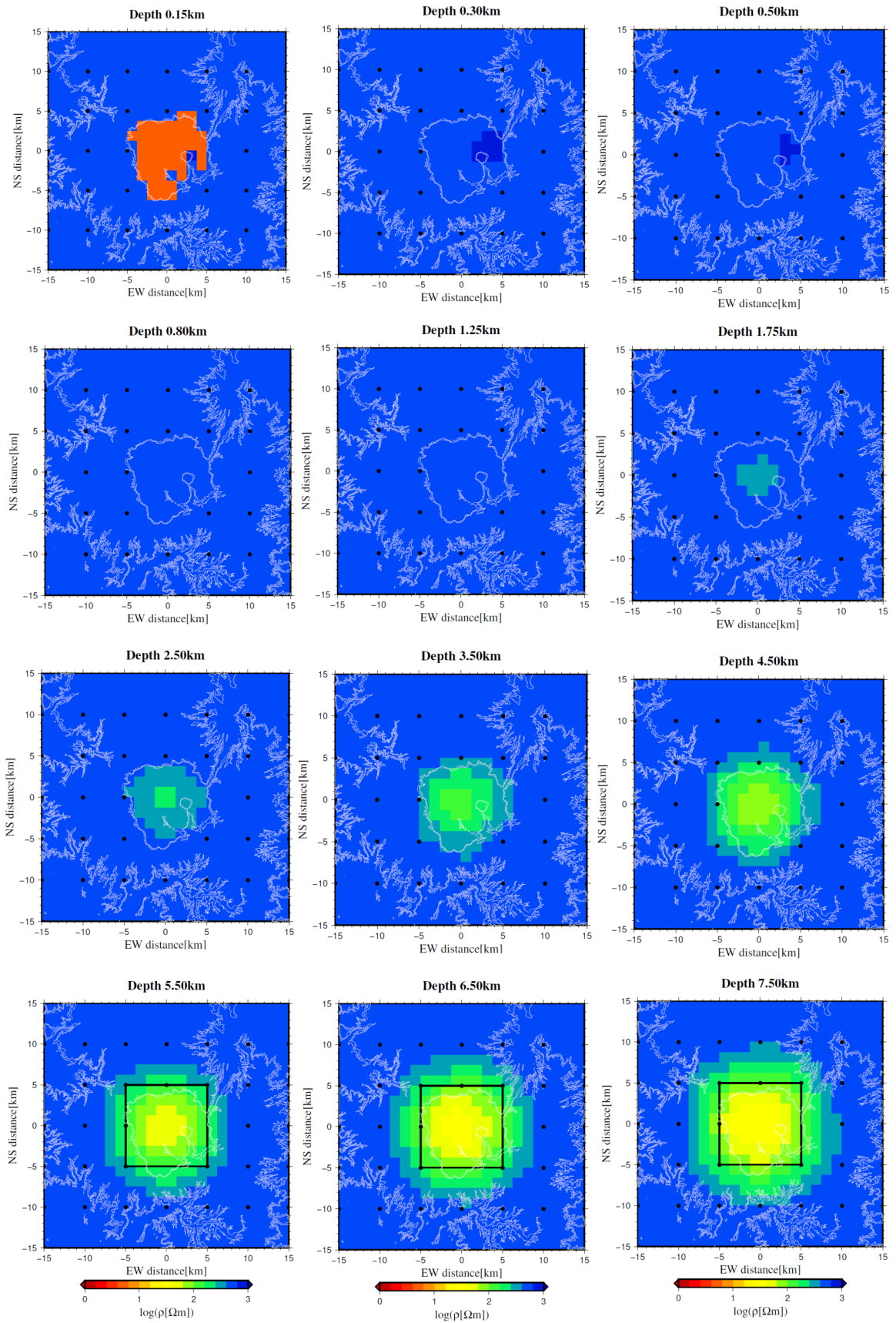


図 3.13. 図 3.6 のモデルによる擬似データに基づく逆問題から得られた比抵抗モデル平面図(深さ 0.15~7.5 km)。白線は十和田湖の位置を示すための標高 450 m と 500 m の地形等高線。太線は低比抵抗体立方体モデルの位置。黒点は観測点の位置。

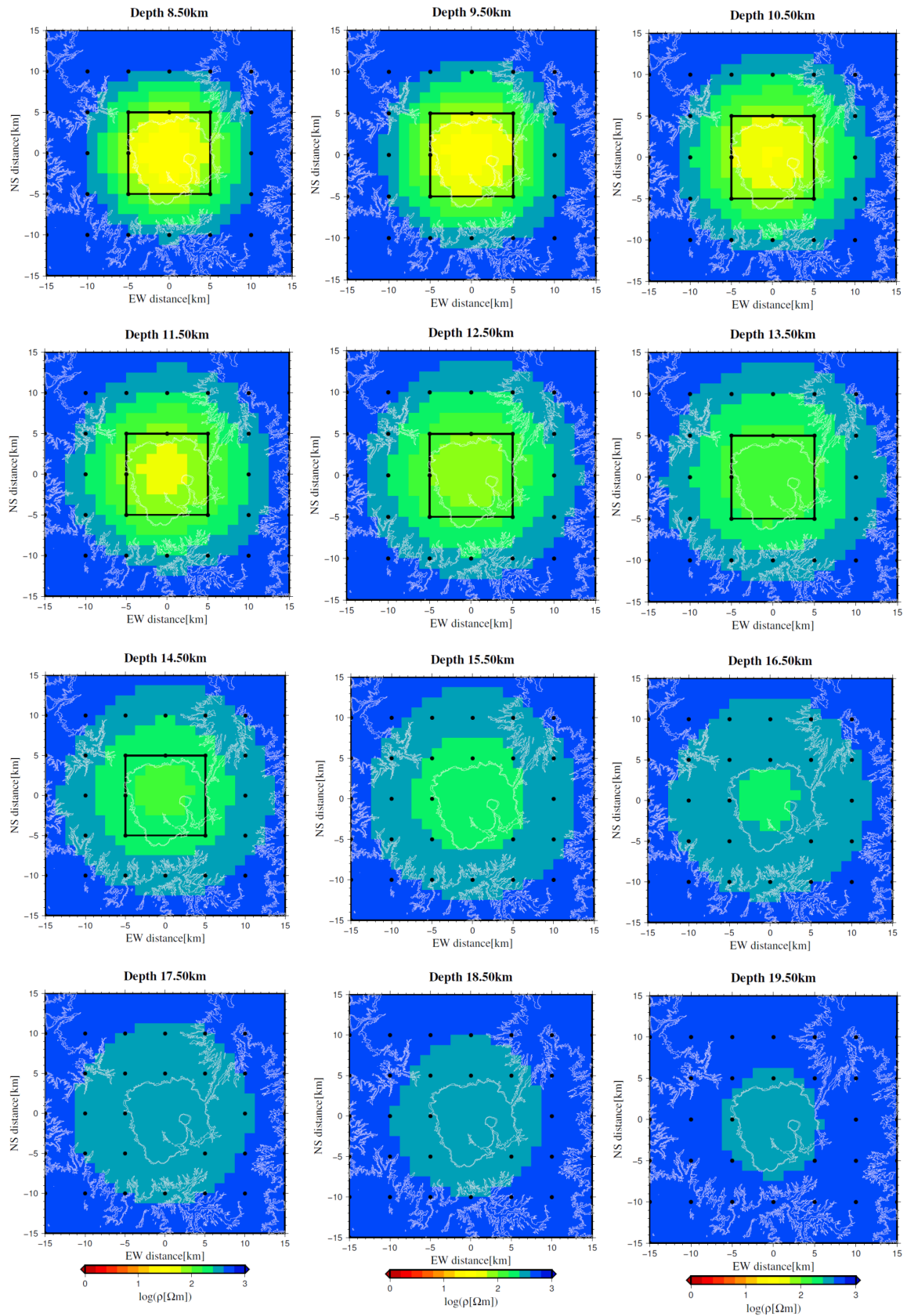


図 3.13. (続き) 深さ 8.5~19.5 km の場合。

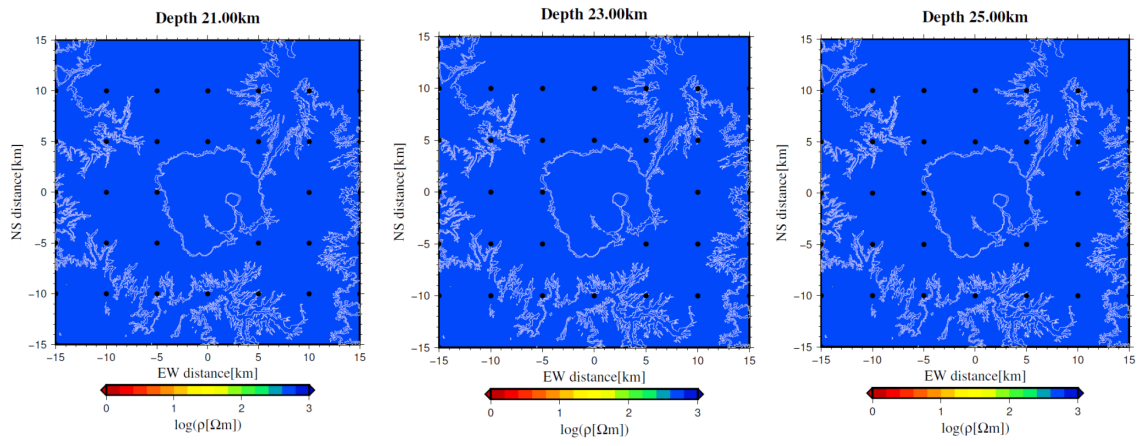


図 3.13. (続き) 深さ 21.0~25.0 km の場合。

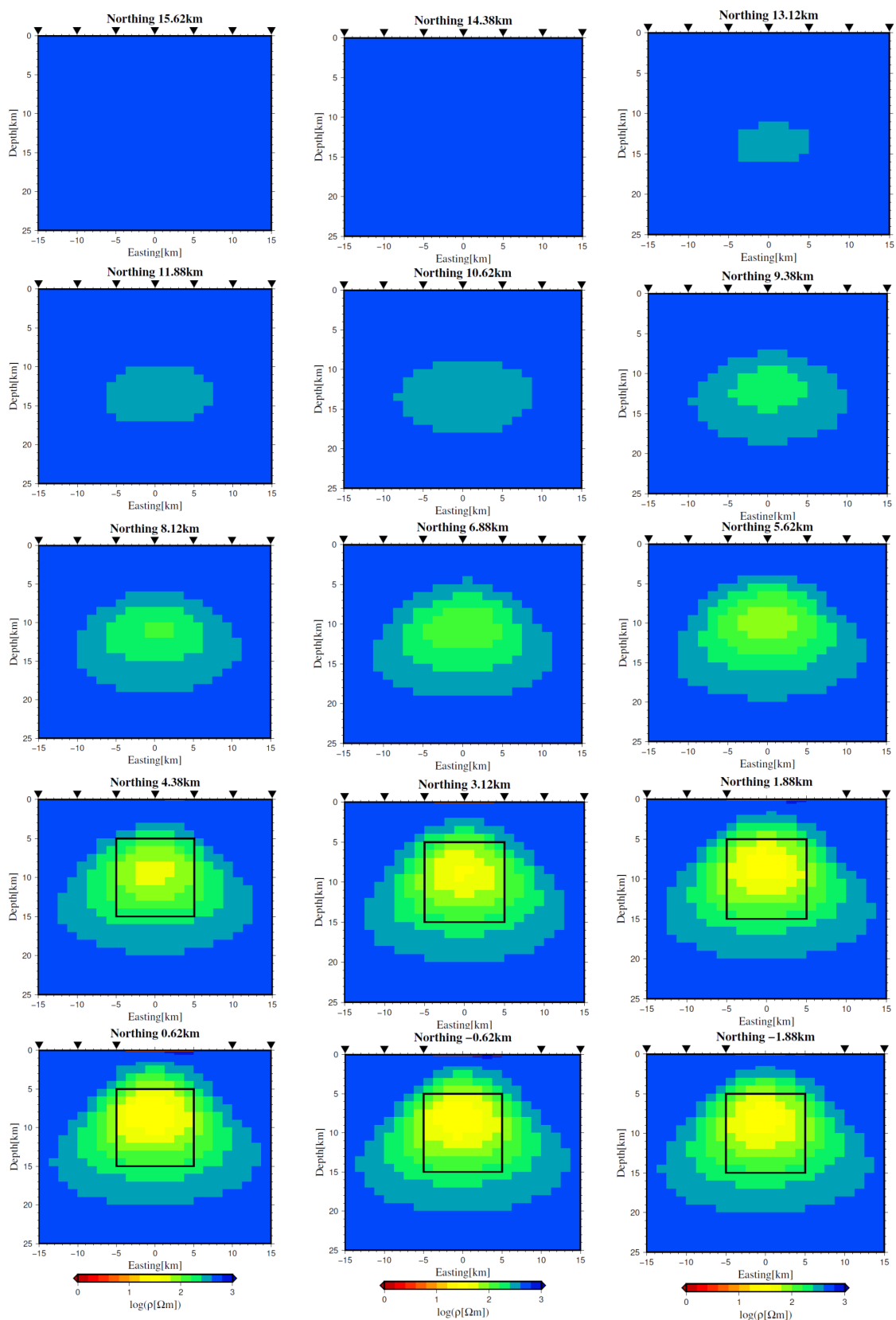


図 3.14. 図 3.13 に同じ。ただし、東西断面図(南北座標 15.62~-1.88 km)を示す。逆三角点は 2.5 km 以内の距離にある観測点の投影位置。

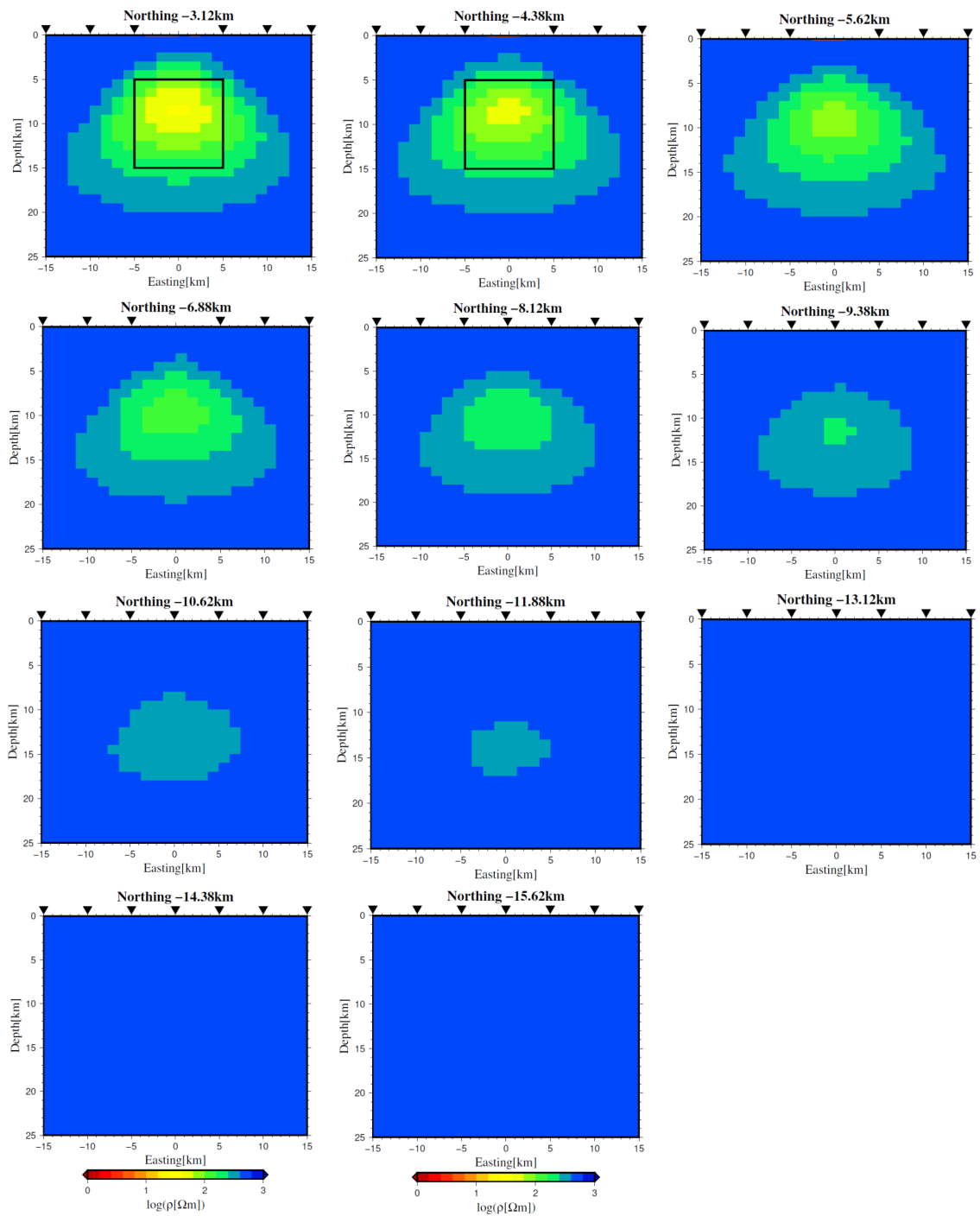


図 3.14. (続き) 南北座標-3.12~-15.62 km の場合。

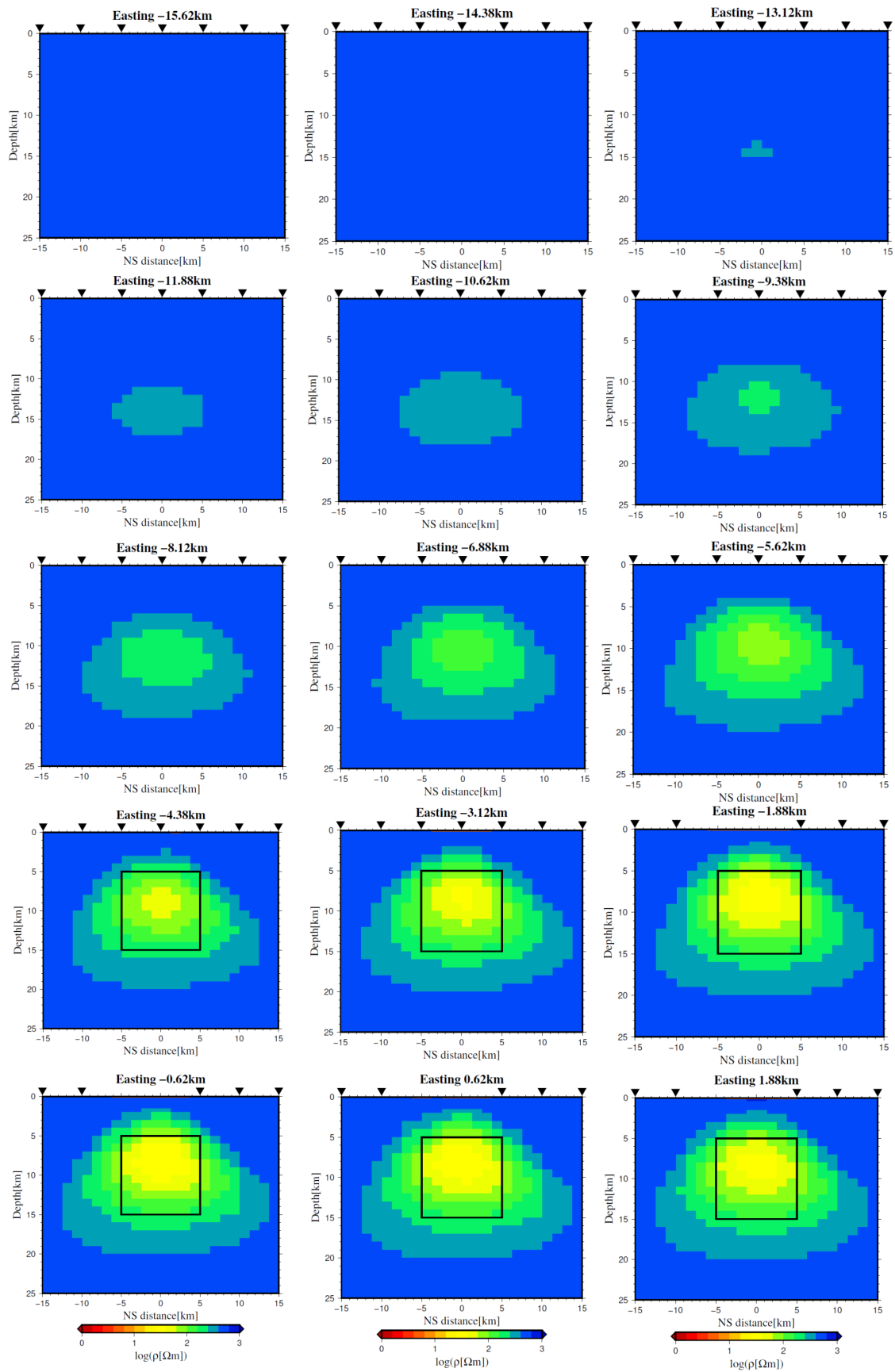


図 3.15. 図 3.14 に同じ。ただし、南北断面図(東西座標-15.63~1.88 km)を示す。

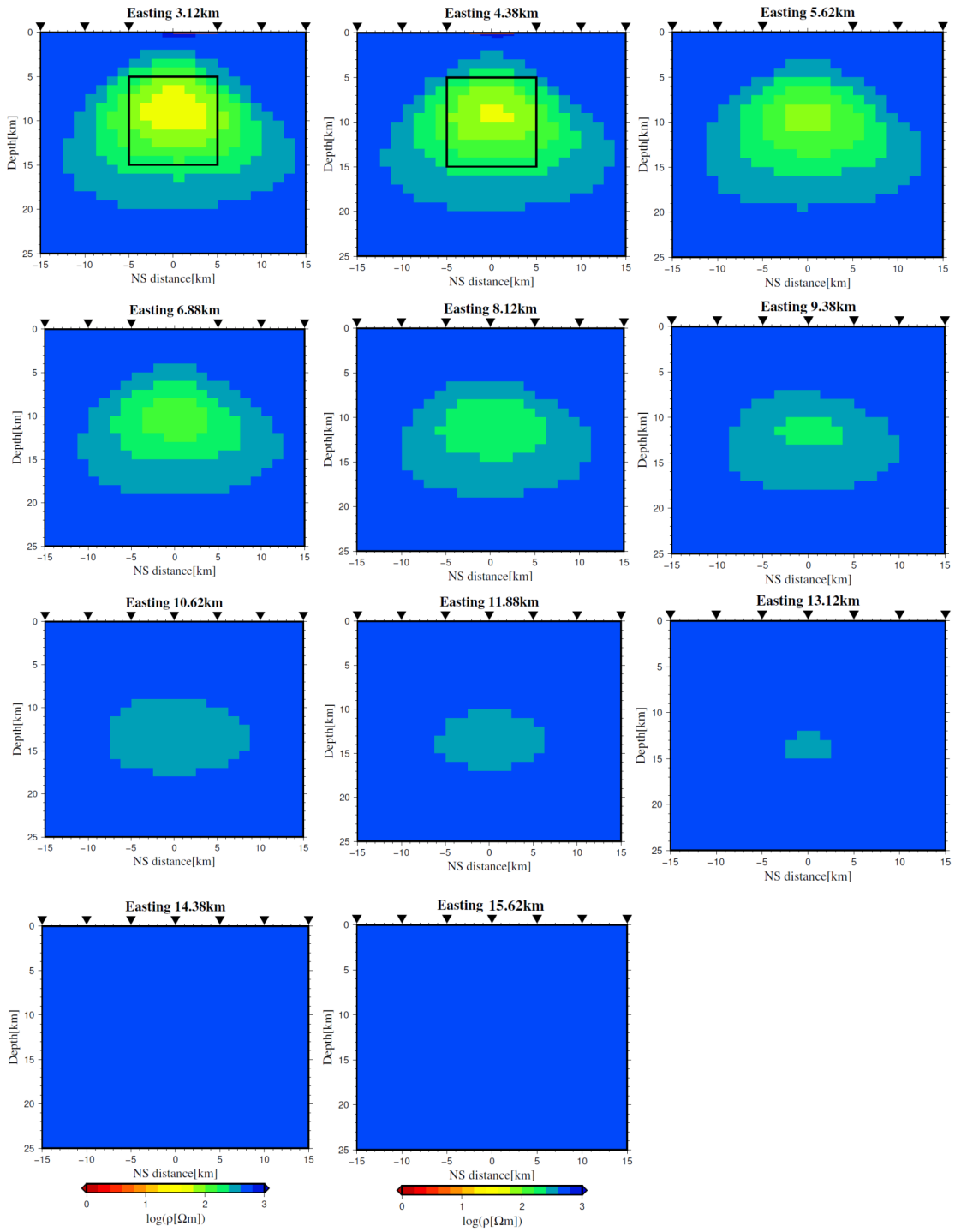


図 3.15. (続き) 東西座標 3.12~15.62 km の場合。

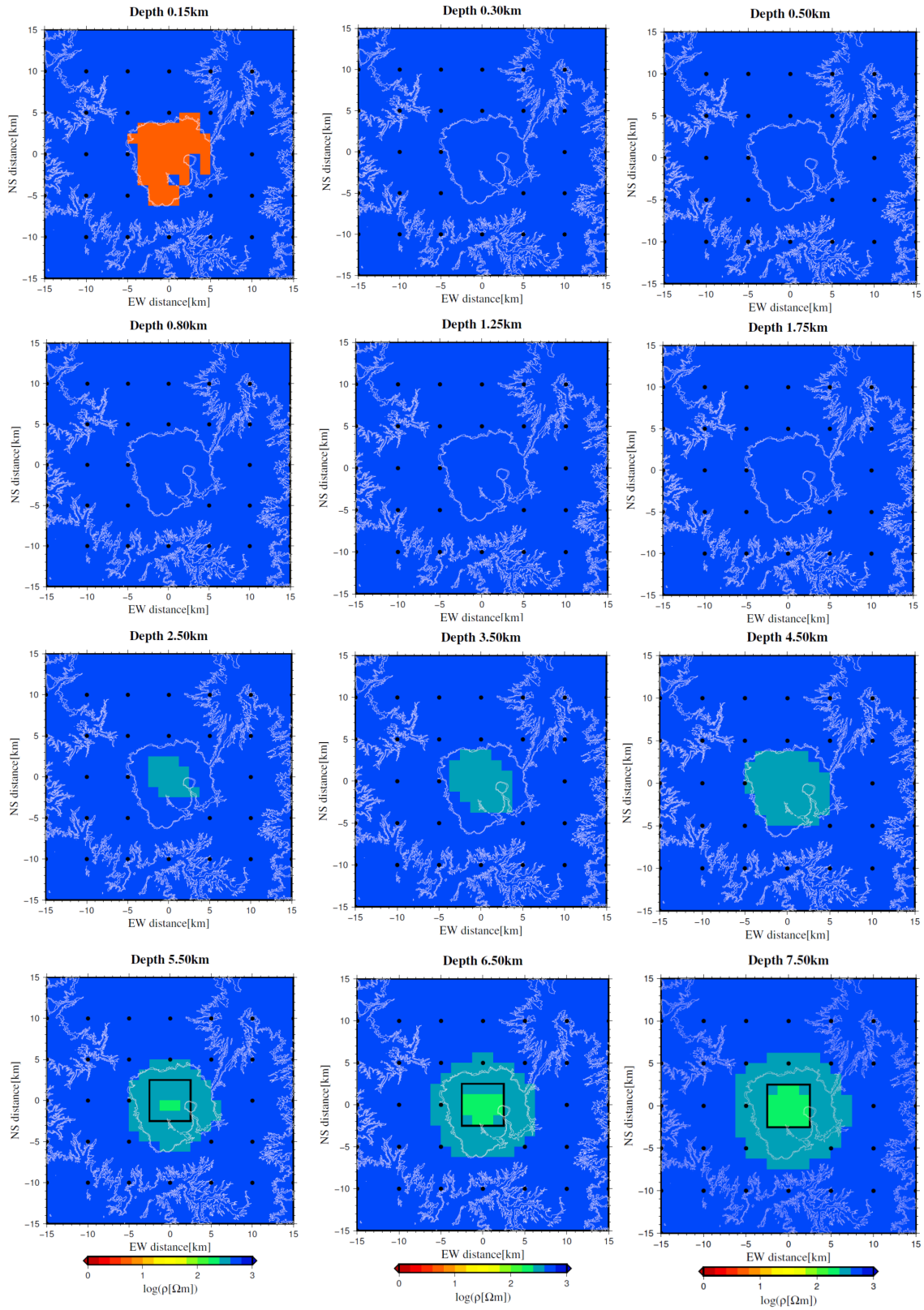


図 3.16. 図 3.13 に同じ。ただし、図 3.7 のモデルを用いた場合。深さ 0.15~7.5 km の場合。

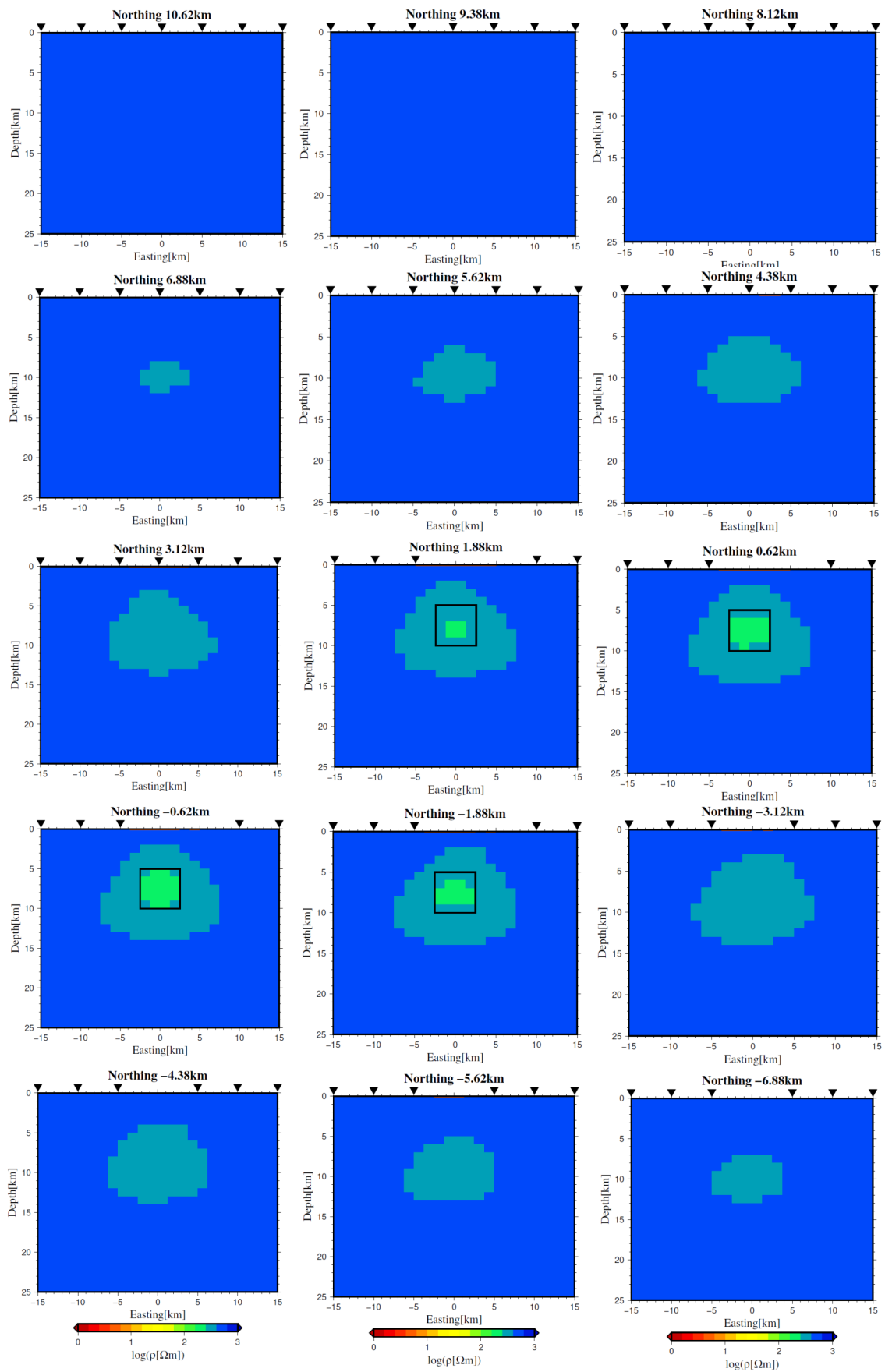


図 3.17. 図 3.16 に同じ。ただし、東西断面図(南北座標 10.62~-6.88 km)を示す。

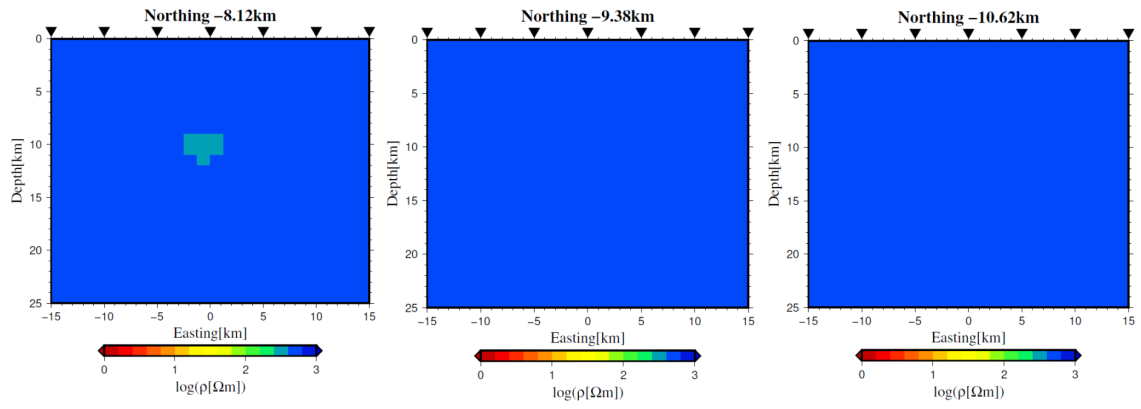


図 3.17. (続き) 南北座標-8.12~-10.62 km を示す。

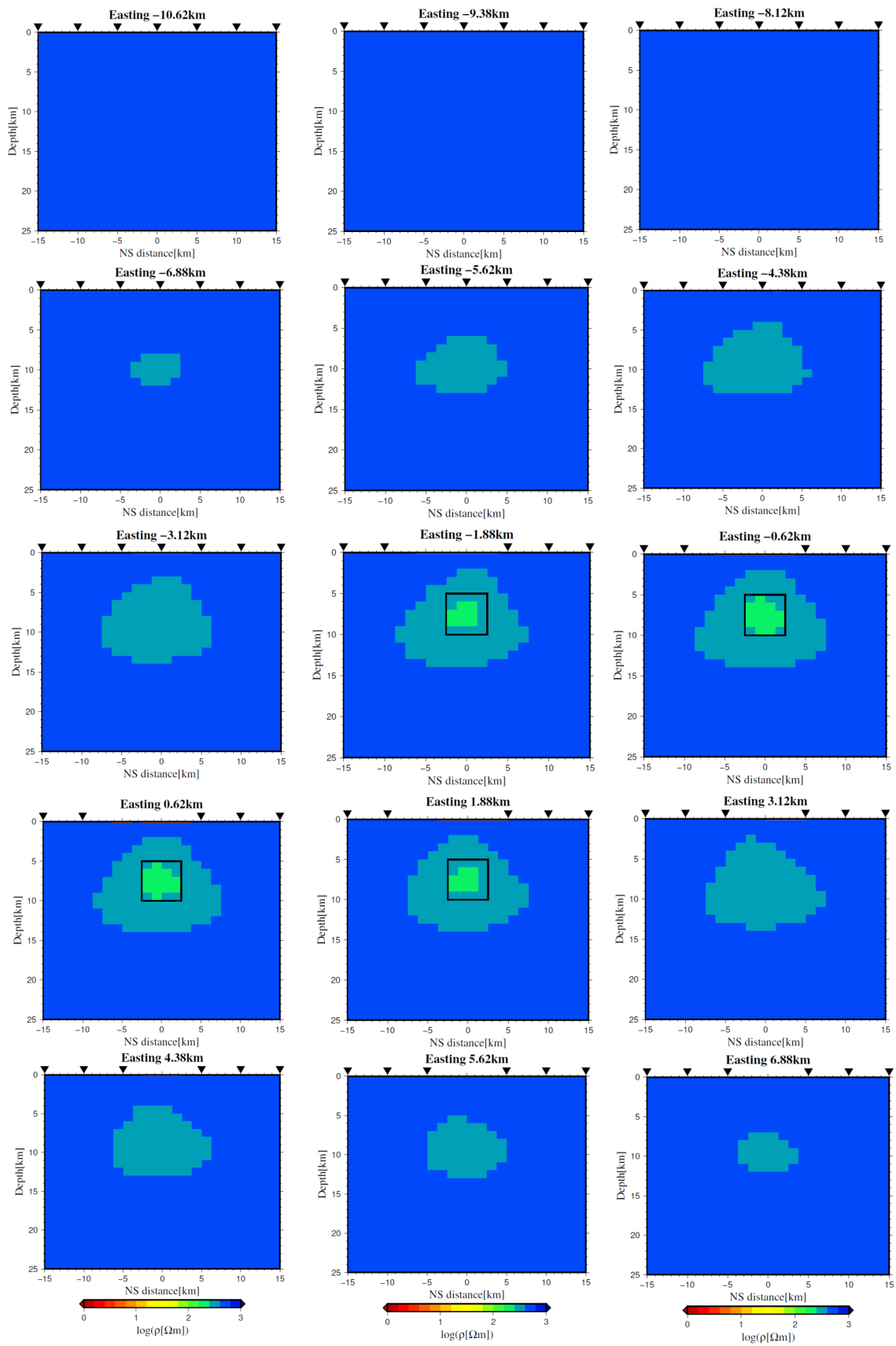


図 3.18. 図 3.17 と同じ。ただし、南北断面図(東西座標-10.62~6.88 km)を示す。

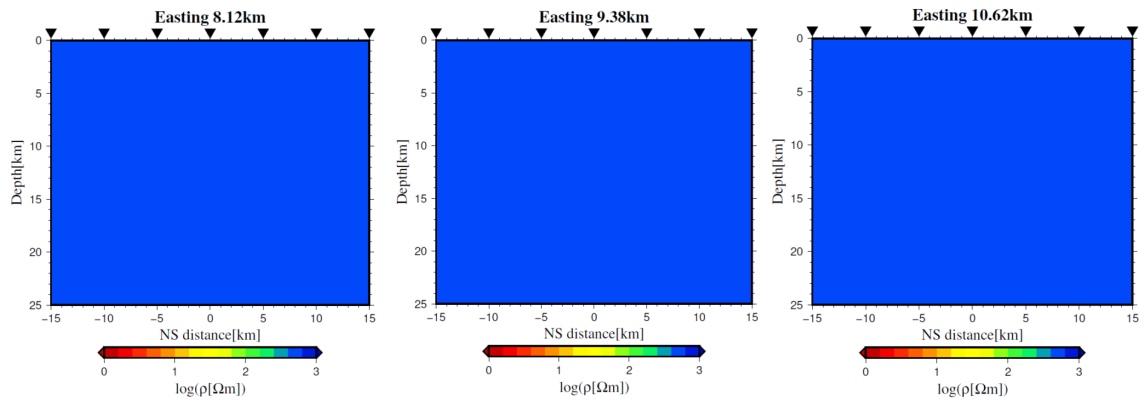


図 3.18. (続き)東西座標 8.12~10.62 km を示す。

参考文献

- 相澤広記, 2016, 火山電磁気観測の進展, 火山, 61 (2), 345-365.
- 花石竜治, 野沢直史, 工藤香織, 斎藤輝夫, 2011, 奥入瀬溪流における泡出現の原因の考察, 青森県環境保健センター研究報告, 22, 34-40.
- 気象庁, 2013, 日本活火山総覧 (第4版). 気象庁, 352-360.
- 気象庁, 2019, 「第145回火山噴火予知連絡会資料 (その6-2)」, <https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/shiryo/145/145_6-2.pdf>, pp.28.
- Peacock, J. R., S. Thiel, P. Reid, G. Heinson, 2012, Magnetotelluric monitoring of a fluid injection: Example from an enhanced geothermal system, Geophys. Res. Lett., 39, L18403
- Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury, M. Uyeshima, 2005, Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, Phys. Earth Planet. Inter., 150, 3-14.
- Siripunvaraporn, W., G. Egbert, 2009, WSINV3DMT Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation, Phys. Earth Planet. Inter., 173, 317-329.
- Smith, T. J., 1996, Conservative modeling of 3-D electromagnetic fields, Part I: Properties and error analysis, Geophysics, 61 (5), 1308-1318.

4. 結論

十和田火山直下の深さ 5~10 km に想定されるカルデラ噴火マグマだまりの検出を目的として、地震波観測法（地震波速度トモグラフィ解析・地震波干渉法解析・レシーバー関数解析）及び MT 法に基づく地下構造探査に必要な情報・知見の収集を行い、以下のような結論が得られた。

地震波観測法では、2.1.3 節に示したように、十和田カルデラ直下のマグマだまり（低速度領域）が 10 km 四方程度の水平方向の広がりを持つ場合であれば、カルデラ周辺において臨時地震観測網を展開し 10 年程度観測を継続することで、それを検出し速度偏差量を推定することは可能であることが分かった。一方、マグマだまりの大きさが 5 km 四方以下と小さい場合は、カルデラ周辺の陸上観測点のみを用いてマグマだまりの大きさや蓄積量の評価はやや困難であることが判明した。また、地震波干渉法やレシーバー関数による解析についても、十和田カルデラ周辺では既設定常地震観測網の観測点密度が低いため、マグマだまりの検出のためには臨時観測の実施と長期間にわたる既設観測点のデータ蓄積が必要である。本報告では、実現可能性のある臨時観測点の候補地点についても検討結果を示した。

MT 法では、3.2.2 節に示したように、マグマだまり（低比抵抗体）が 1 辺 10 km の立方体であれば、インバージョン解析によって低比抵抗体をイメージングできるものの、その比抵抗値の復元率は低く、現実的な観測データからマグマだまりであるか否かの判別はできないが、低比抵抗領域の有無は検知可能であると考えられる。さらに小規模の 1 辺 5 km のマグマだまりを想定した場合には、比抵抗体のイメージング自体が困難であることが分かった。十和田カルデラのような水没カルデラの場合、湖底での MT 観測を行わないという前提では、マグマだまりのイメージングは困難である。

一般的に、メルトや水などの存在は、地震波速度（P 波及び S 波速度）と電気伝導度（比抵抗）に異なる影響を与え、特に比抵抗値は流体の存否や変化によって敏感に反応する。その一方で、比抵抗構造推定は、異方性の有無やシルのような極端な形状を有する構造の推定は不得手であるため、地震学的な構造調査の結果と対比を行うことが不可欠である。したがって、十和田カルデラ直下に想定されるマグマの蓄積状況の評価のためには、臨時地震観測点による地震学的観測・調査と湖底における MT 観測を含めた電磁気学的調査の両者を併用する必要がある。

