

桜島火山における AMT 法比抵抗構造調査

京都大学防災研究所 神田 径・山崎 友也
北海道大学大学院理学研究科
橋本 武志
秋田大学工学資源学部 坂中 伸也・山田 健太
東京工業大学火山流体研究センター
小川 康雄・相澤 広記
産業技術総合研究所 高倉 伸一
東京大学地震研究所 小山 崇夫
金沢大学大学院自然科学研究科
小林 宰
京都大学大学院理学研究科 小森 省吾
桜島電磁気構造探査グループ

1. はじめに

我々は、集中総合観測の一項目として AMT (Audio-frequency Magnetotellurics)法を用いた浅部比抵抗構造調査を行ったので、その概要とこれまでに得られている結果について報告する。桜島では、1955 年より南岳山頂における爆発的噴火活動が継続している。1914 年の大正噴火以後、隆起を続けていた桜島周辺の地盤は、この山頂噴火活動の活発化に伴い、1980 年代には一旦沈降傾向を示すようになった。しかし、噴火活動が低下する 1990 年代前半に再び隆起に転じ、現在でもこの傾向は継続している。このことは、始良カルデラ地下に存在すると考えられているマグマ溜まりにおいて、マグマの蓄積が進行していることを意味している¹⁾。火山活動は、2001 年頃からは極めて低調に推移したが、2006 年 6 月には昭和溶岩を流出した昭和火口において 58 年ぶりに噴火が発生するなど、活発化の兆しが見られる。最近 50 年間は、南岳山頂火口からの爆発的噴火が活動の中心であったが、歴史時代に溶岩流を流出した噴火(天平宝字, 文明, 安永, 大正)では、いずれも山腹に火口を形成している。1946 年の昭和噴火も、約 7 年間の噴火活動を経て溶岩流出に至っており、2006 年に再開した昭和火口の現在の活動においても、溶岩流出を伴うような噴火へと今後発展してゆく可能性もある。火山活動が活発化してきたタイミングで山体の地下構造を把握することは、今後の活動評価を行う上でも重要な資料となりう

る。今回の調査では、山頂部からやや離れた山麓において、過去に大噴火を発生させた大正火口周辺を横切る測線を設定し、電磁場を用いた地下構造調査を行った。上記のような活動状況にある桜島火山の浅部構造を明らかにし、山腹からの噴火可能性を評価することが主たる目的である。

桜島における比抵抗構造調査は、第3回の集中観測以降、第9回まで毎回行われている²⁻⁹⁾。また、気象庁地磁気観測所の業務研究としても過去に実施されていた^{6, 8-12)}。しかし、これらの調査で用いられた手法の多くは、ダイポール-ダイポール法をはじめとする電気探査であったり、測定周波数が8~30Hzに限られているMT法であったり、繰り返し観測による比抵抗構造変化の検出が主な目的であった。唯一、西村・他(1989)⁷⁾により実施された人工電流源を利用したMT法探査から、桜島西麓の海拔下500m程度までの概略の二次元断面が順解析により推定されている。彼らのモデルによれば、溶岩または火山灰層と解釈された第1層が100~200mの厚さで100~1000Ωmの高い比抵抗値を持ち、その下には、50~500Ωmの比抵抗値を持つシラス層と解釈された第2層が、海拔下200~300mまで続く。第3層は1~10Ωmの低比抵抗層で、破碎の進んだ層と解釈されているが、この底面の深さは捉えられていない。本研究で用いた周波数は1~10400Hzであるので、これまで明らかにされていない地表付近から深さ1~2km程度

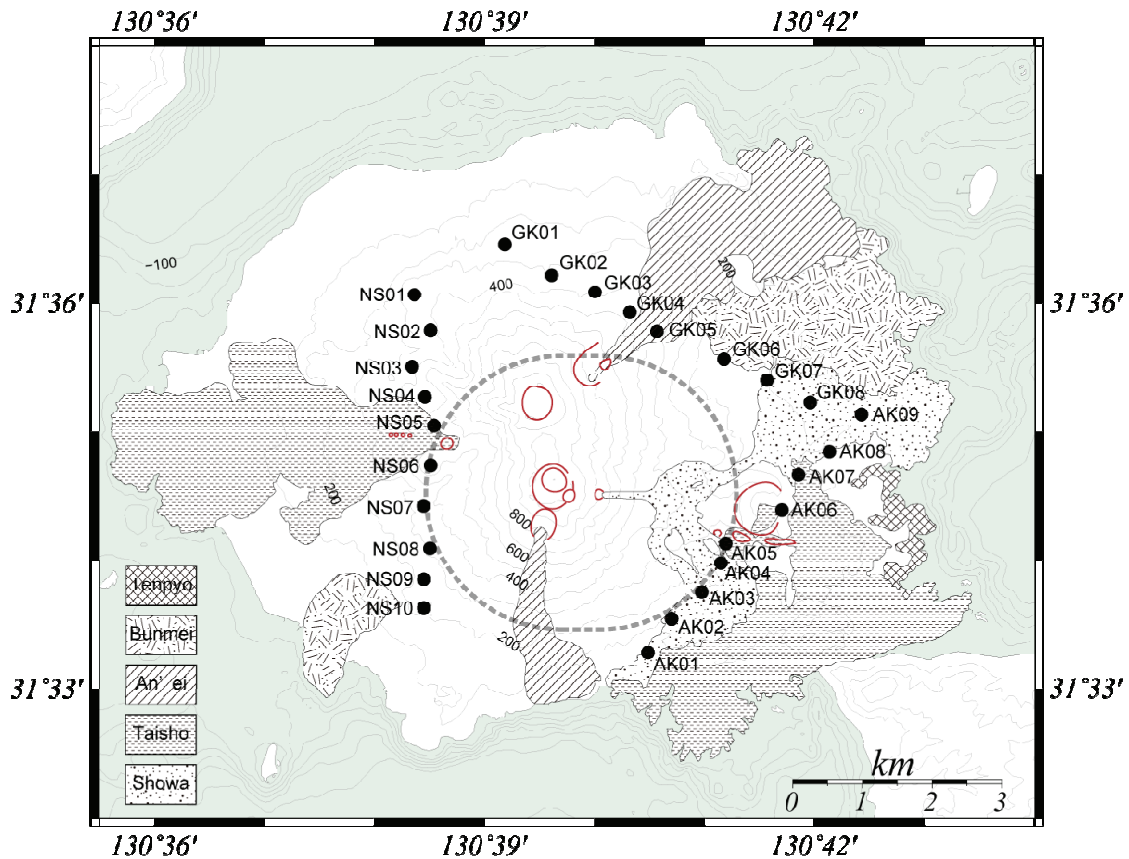


図 1. AMT 観測点位置図。主要な火口および歴史時代の溶岩分布¹³⁾を示す。破線は南岳火口および昭和火口から2kmの立入禁止領域。

までの比抵抗構造の推定が可能である。

2. AMT 観測とデータ

観測は、2007年10月30日から11月4日にかけて実施された。桜島火山では、爆発的な噴火を繰り返す南岳山頂火口ならびに2006年に活動を再開した昭和火口から2km以内が立ち入り禁止となっていることから、山体中央部へアクセスする道路もなく、山体を横切るような測線での観測が難しい。1914年の大正噴火では、山体西側山腹の引の平北側および東側山腹の鍋山の南側リムから溶岩を流出したが、その前後に実施された三角測量により得られた地盤変動の水平成分は、両火口を結ぶような走向を持つテンサイクラックモデルによってよく説明されている¹⁴⁾。貫入ダイクの上端の深さは500m程度であることから、AMT観測によっても十分検出可能である。そこで、山体を取り囲むような3測線(AK, GK, NS)を設定し、山麓の合計27観測点でAMT法による電磁場測定を行った(図1)。

測定装置は、Phoenix Geophysics社製のMTU-5Aシステムで、合計7台を使用した。測定は夜間(20:00~06:00)に行い、時刻同期された5~6観測点のデータが一晩で取得されるので、

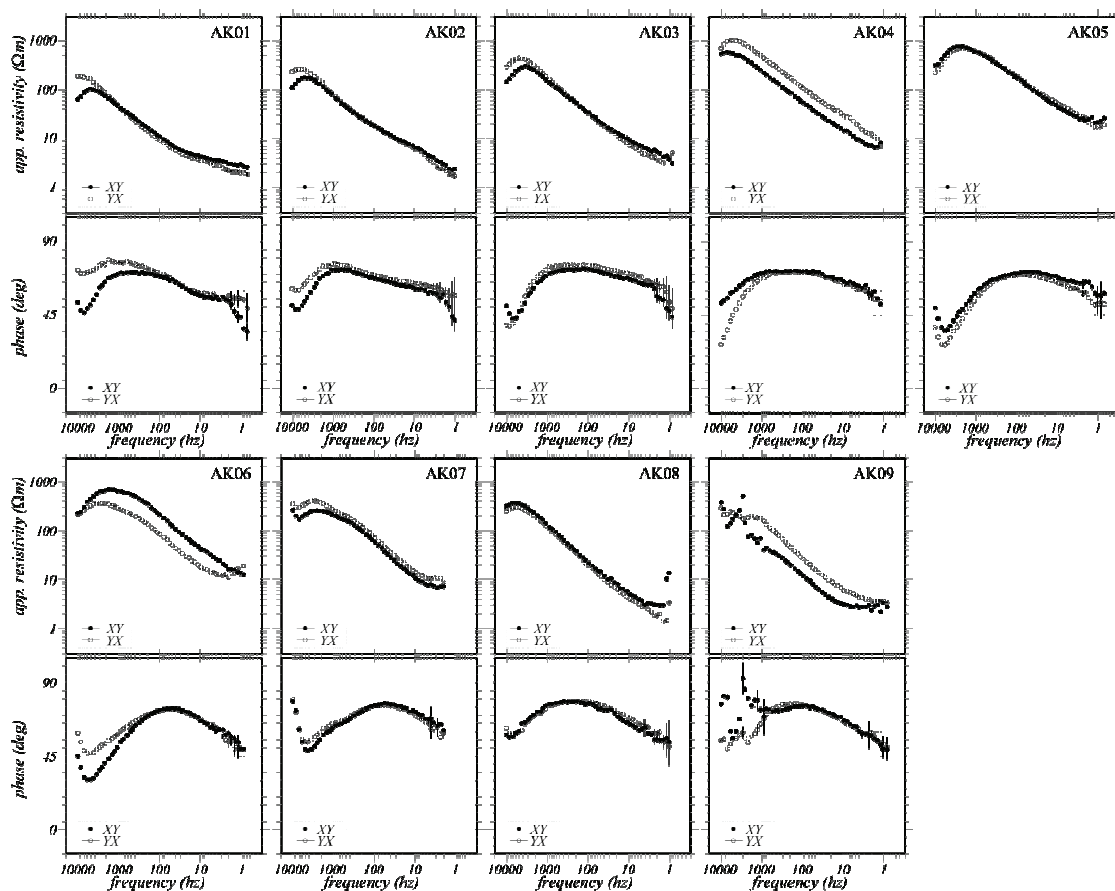


図2(a). 有村一黒神(AK)測線の探査曲線。観測点毎に、黒丸が Z_{xy} 、白丸が Z_{yx} 成分からそれぞれ算出した見かけ比抵抗(上段)および位相(下段)。

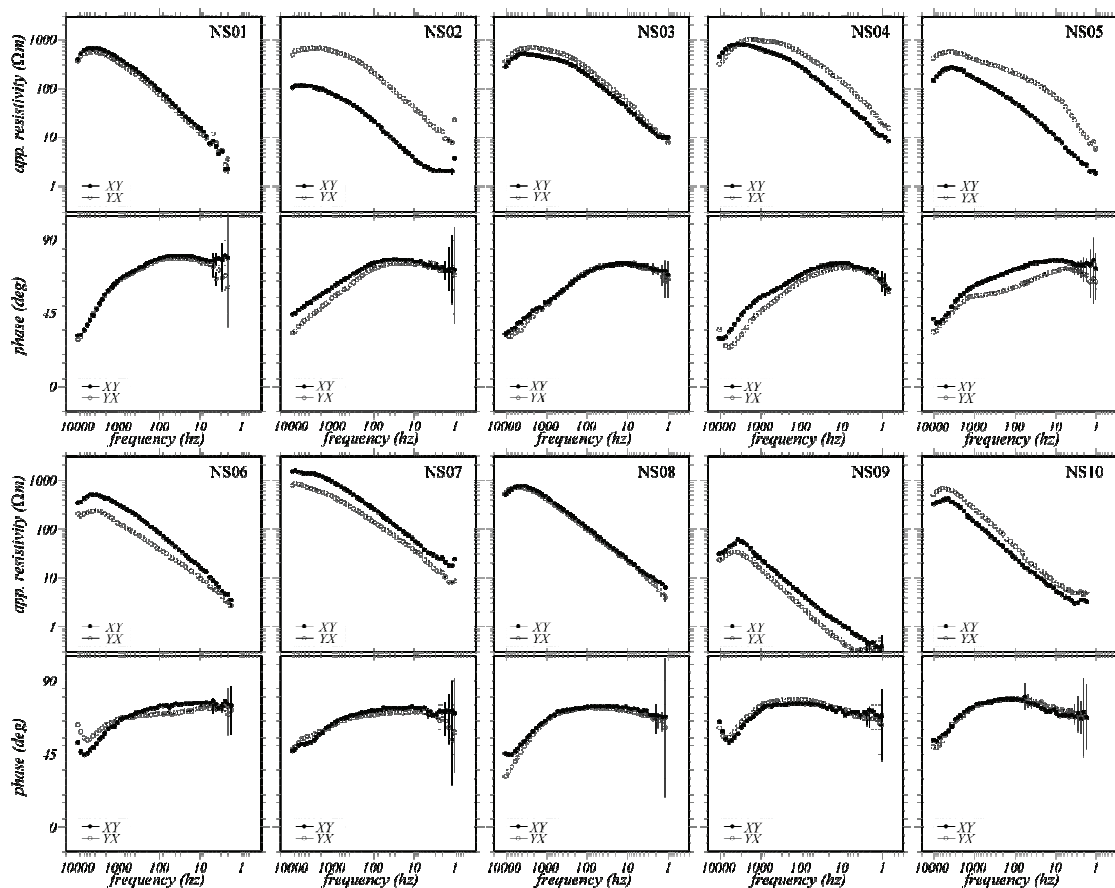


図 2(b). 西麓南北(NS)測線の探索曲線。観測点毎に、黒丸が Zxy, 白丸が Zyx 成分からそれぞれ算出した見かけ比抵抗(上段)および位相(下段)。

それぞれ相互にリファレンス処理した。図 2 に各観測点の見掛け比抵抗および位相の探索曲線を測線毎に示す。今回の測定では、一部の観測点を除いて数千～2Hz 程度まで良好なデータが取得できた。AK09(図 2a)は、砂防ダムの近傍に位置し、土石流監視のための電力の影響と思われる大きなノイズが、高周波数側で混入している。見かけ比抵抗は、数百～千 Ωm 程度の値を示す高周波数側から数 Ωm 程度の低周波数側へかけて、ほぼ単調に減少するという傾向がほぼ全ての観測点で見られる。また、多くの観測点では、XY 成分と YX 成分がほぼ重なっており、一次元的な地下構造であることを示唆している。一方、位相曲線には観測点の場所によって若干の違いがみられる。高周波数側が 30～50 度の低位相で、周波数が低くなるにつれて 70 度を超える高位相へ向かうという傾向は共通して見られる。しかし、より低周波数側では違いが見て取れる。山体南東部の AK 測線では、再び低位相へと下がる傾向が見られるものの、西側の NS 測線では、その傾向は顕著ではなく、高位相を持続する傾向がある。北側の GK 測線では、東側の三点で低位相へ向かう傾向が顕著である。すなわち、低周波数側で再び位相が低くなる特徴は、山体東側に特有のものである。これらの観測点では、第 2 層に期待される低比抵抗層の下面を捉えている可能性がある。

ところで、いくつかの観測点では、最も高い周波数帯(10400～7000Hz)で位相が急激に高位

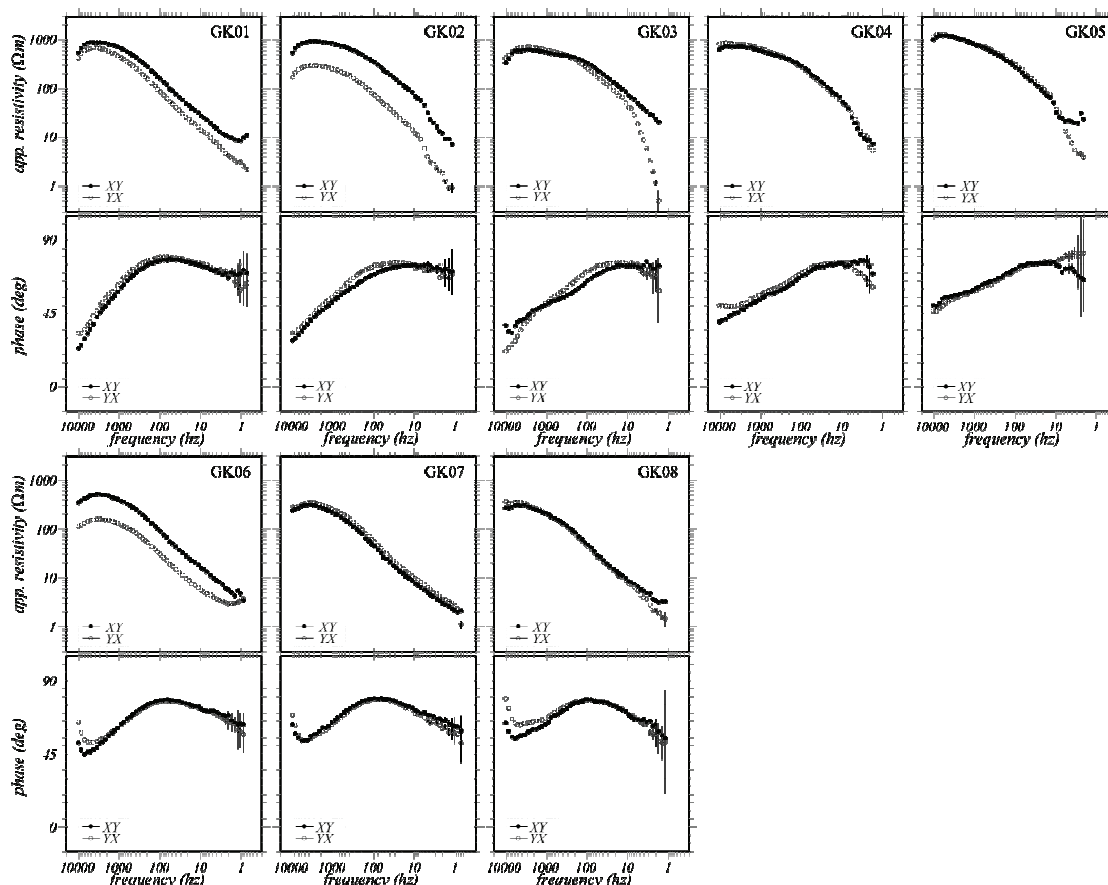


図2(c). 権現—黒神(GK)測線の探索曲線。観測点毎に、黒丸が Z_{xy} 、白丸が Z_{yx} 成分からそれぞれ算出した見かけ比抵抗(上段)および位相(下段)。

相になり、見かけ比抵抗も高比抵抗からやや低くなる、という特徴が見られる。これは、表層の比抵抗値が低くなっているわけではなく、MTU-5A に内蔵されているローパスフィルタの影響である。観測点の接地抵抗が数十 $k\Omega$ と高い場合にはこのようなデータが得られ、モデルによるフィッティングはほぼ不可能であるので、構造解析の際には取り除いている。

得られたデータ全体の大まかな特徴をつかむために、インピーダンスの回転不変量を用いた見掛け比抵抗の分布を見てみる。図3は、回転不変量の一つである $\det(\text{Re}(Z))$ から算出した見掛け比抵抗の空間分布を、代表的な周波数帯毎に示したものである。ここで用いた $\det(\text{Re}(Z))$ は、良導体の分布を適度に反映する量だとされる¹⁵⁾。高周波数から低周波数になるにつれて低比抵抗を示すようになるのは、個別の探索曲線で示した通りであるが、1000Hz程度では、桜島北側の方が南側より平均的な比抵抗が高いという傾向が見て取れる。100Hz程度になると、その中で周囲よりやや高比抵抗の領域が見えてくるようになり、5Hz程度の低周波数までこの傾向は続く。周囲より高比抵抗な領域が見られるのは、AK 測線では鍋山から大正火口にかけて(AK05~AK07)、GK 測線では安永溶岩の周辺(GK03~GK05)、NS 測線では大正火口の北側(NS03~NS04)である。大正火口から引の平にかけて(NS05~NS06)は、むしろ低比抵抗を示している。

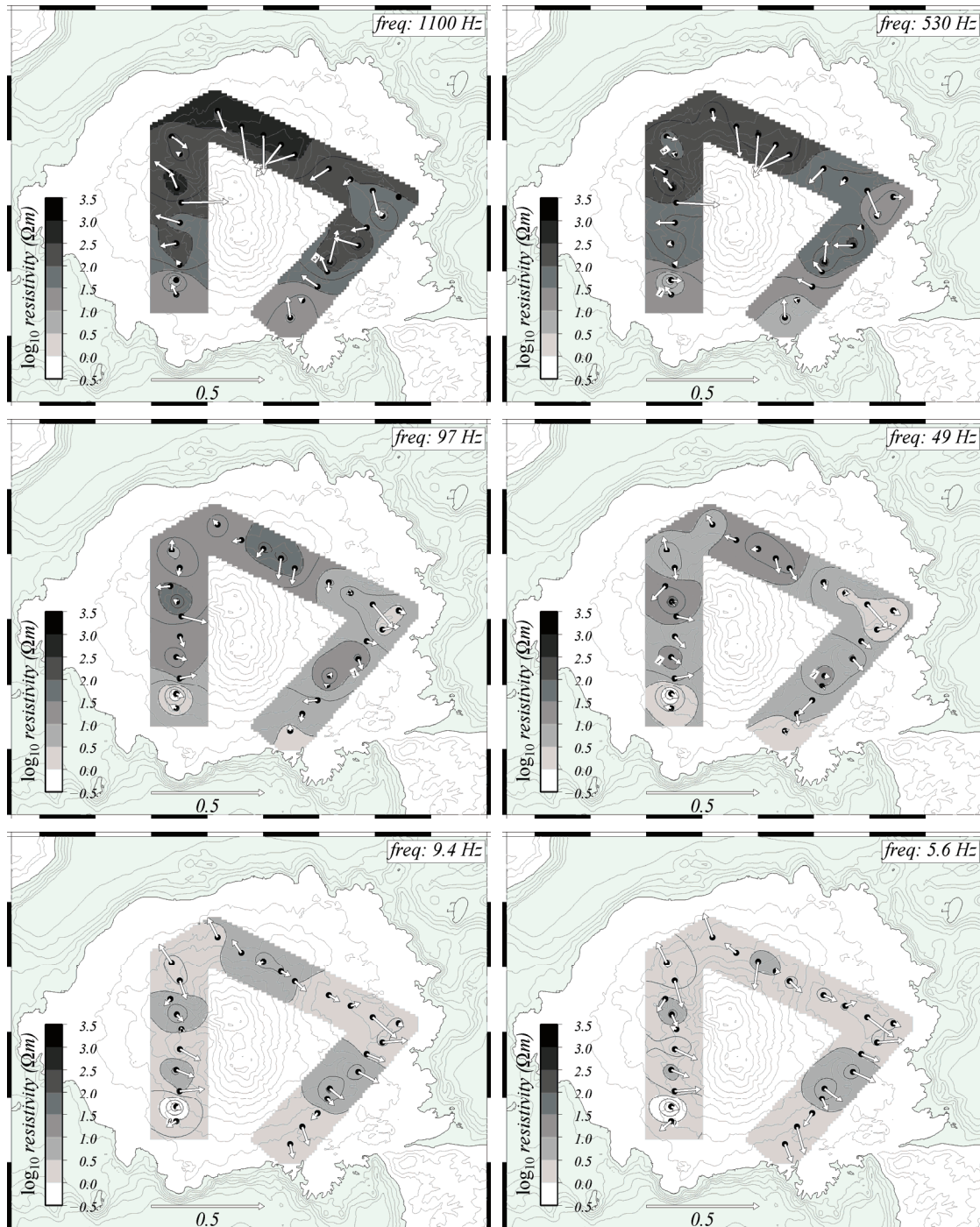


図 3. 1100Hz, 530Hz, 97Hz, 49Hz, 9.4Hz, 5.6Hz における見かけ比抵抗の空間分布およびインダクションベクトルの分布(矢印)。見掛け比抵抗は、インピーダンスの回転不変量の一つである $\det(\text{Re}(Z))$ から算出。表示領域は図 1 と同じ。

次に、インダクションベクトル¹⁶⁾の分布を見てみる(図 3)。インダクションベクトルは、一般に良導体の方向を指す性質があるが、数十～100Hz 程度以上の周波数帯では、良導体がなくても地形的高まりの方向を指す傾向がある¹⁷⁾。図 3 を見ると、1100Hz および 530Hz では、AK・GK 両測線で山体中央部を指す傾向が見取れ、この地形効果を表していると思われる。一方、NS 測線では、NS05 を除いて地形的高まりとは逆の方向を指しており、NS 測線の西側浅部に低比

抵抗体が存在する可能性がある。100Hz 程度になると、その傾向は薄れてゆき、地下構造の比抵抗コントラストを強く反映してくるようになる。49Hz では、良導体である海を指す観測点も見られるようになる。10Hz 以下になると、その傾向がはっきりと見えるようになり、AK 測線のベクトルは西側から南西側を指す。これは、大正噴火以前に桜島が島であったことを考慮すると、海水の影響と思われる。他の測線でも、海を指し示す傾向が見て取れ、特に測線の端の観測点では顕著である。ところが、NS06～NS08 は 10Hz 以下の低周波数において、南岳方向を指すことから、南岳山体地下にも良導体の存在が示唆される。

3. 二次元解析

3. 1. 構造走向

各観測点の phase-sensitive skew¹⁸⁾を見てみると、構造の三次元性の目安とされる 0.3 を超える観測点はほとんどなかったため、概略の構造が二次元構造であると仮定し、二次元解析を行った。図 4 には、測線毎の Groom and Bailey decomposition (GBD)¹⁹⁾ で得られた二次元走向のヒストグラムを示す。AK 測線では、100Hz 以上の高周波数領域で N0-5W(あるいは N85-90E)の走向を示す。10-100Hz では、N20-25E(あるいは N65-70W)の走向が最も卓越するが、10Hz 以下では、N5-10W(あるいは N80-85E)の走向が卓越する。桜島の火口が南北に並ぶことを考慮すると、南北方向に近い走向を持つと考えられる。NS 測線、GK 測線でも全データのヒストグラムではほぼ南北(あるいは東西)の走向が卓越しているが、AK 測線ほど揃っているわけではなくばらつきも大きい。NS 測線では、100Hz 以上の周波数帯で北東(あるいは北西)方向が卓越する傾向も見られる。

以上のように、二次元走向は南北方向に卓越する傾向があるが、本稿では、予察的解析として測線に沿った二次元解析を行った。すなわち、各測線に直行する方向に二次元走向を仮定し、周波数に依存しない distortion パラメータを決定して再び GBD を行った。二次元インバージョンは Ogawa and Uchida (1996)²⁰⁾を使用し、TM モードのうちクオリティの高い 2Hz 以上のデータを使用した。陸上および海底の地形も考慮し、海水の値は $0.33 \Omega \text{m}$ で固定した。

3. 2. AK 測線

図 5(a)にインバージョンの結果得られた比抵抗の二次元断面を示す。また、図 5(b)には、観測データおよびモデルから計算されるデータの擬似断面を示す。見かけ比抵抗も位相の断面も良くデータの特徴を再現できている。比抵抗構造の特徴としては、表層 100m 程度が高比抵抗で、その下に $10 \Omega \text{m}$ 以下の低比抵抗が広がっていて、黒神側(測線の北東側)の方が深いところまで低い値を示している。AK05～AK07 にかけて広がる鍋山の南西側には、数 10～

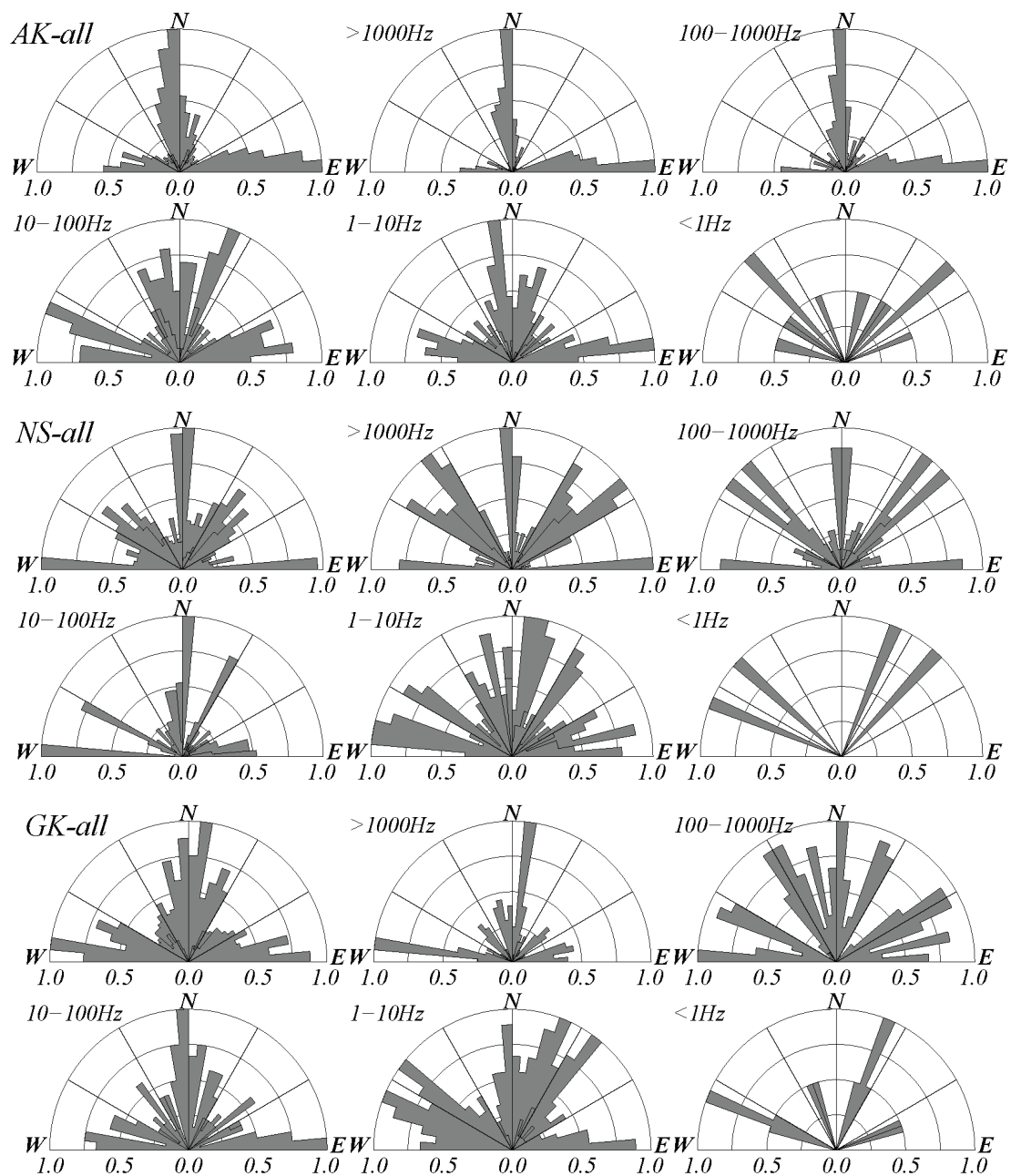


図 4. 上から AK 測線, NS 測線, GK 測線における GBD の結果得られた構造の二次元走向の周波数帯域別のヒストグラム。各測線とも左上に全周波数帯のヒストグラムが示されている。頻度は 5 度間隔に集計し, 最大頻度が 1 になるように規格化している。

100 Ω m 程度のやや高比抵抗が低比抵抗層の下に見られる。この部分は, 測線南西側(有村側)の観測点の低位相に対応しているものと思われる。ちなみに TM, TE 両モードを使ったインバージョン結果でもほぼ同じ傾向が得られており, 図 5(a)は, 妥当な構造モデルと思われる。

この断面の解釈には, AK08 の近傍にある黒神観測井のボーリング資料²¹⁾を参考にする(図 6)。孔井地質は, 上から 100m ほどが 8 世紀に鍋山から流出した安山岩溶岩で, その下 240m までがスコリア質の凝灰角礫岩, さらにその下 380m までが軽石や火山岩塊を含む凝灰角礫岩となっている。これを重ねると, ちょうど高比抵抗層の下面付近に安山岩溶岩の境界があることから,

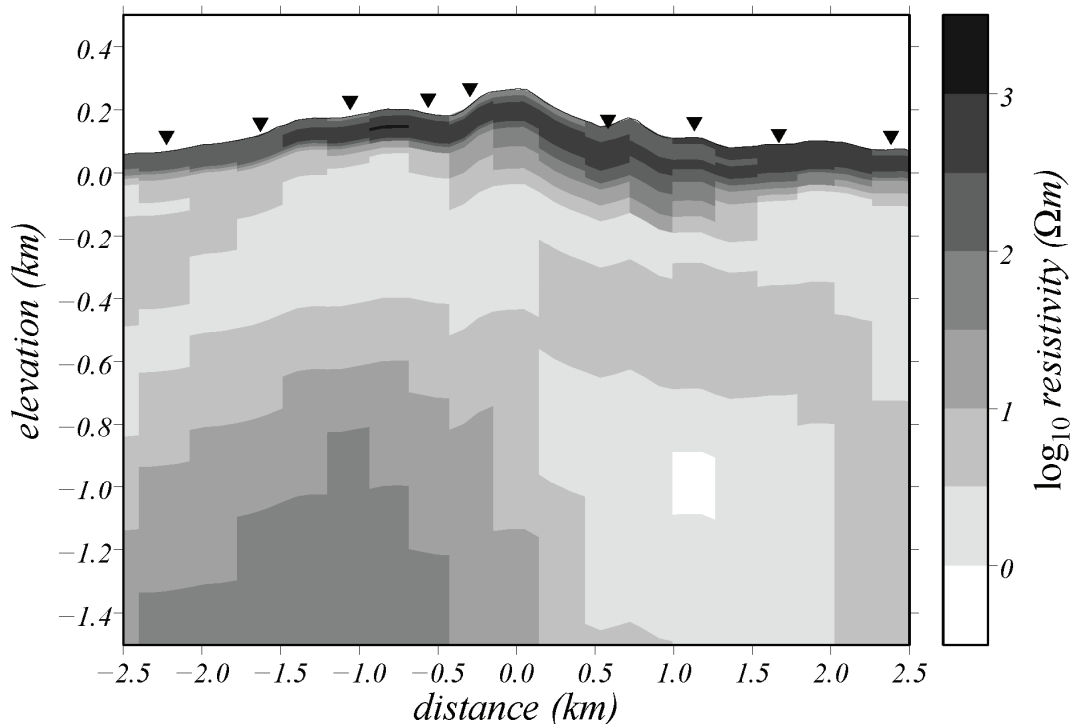


図 5(a). AK 測線の二次元比抵抗断面

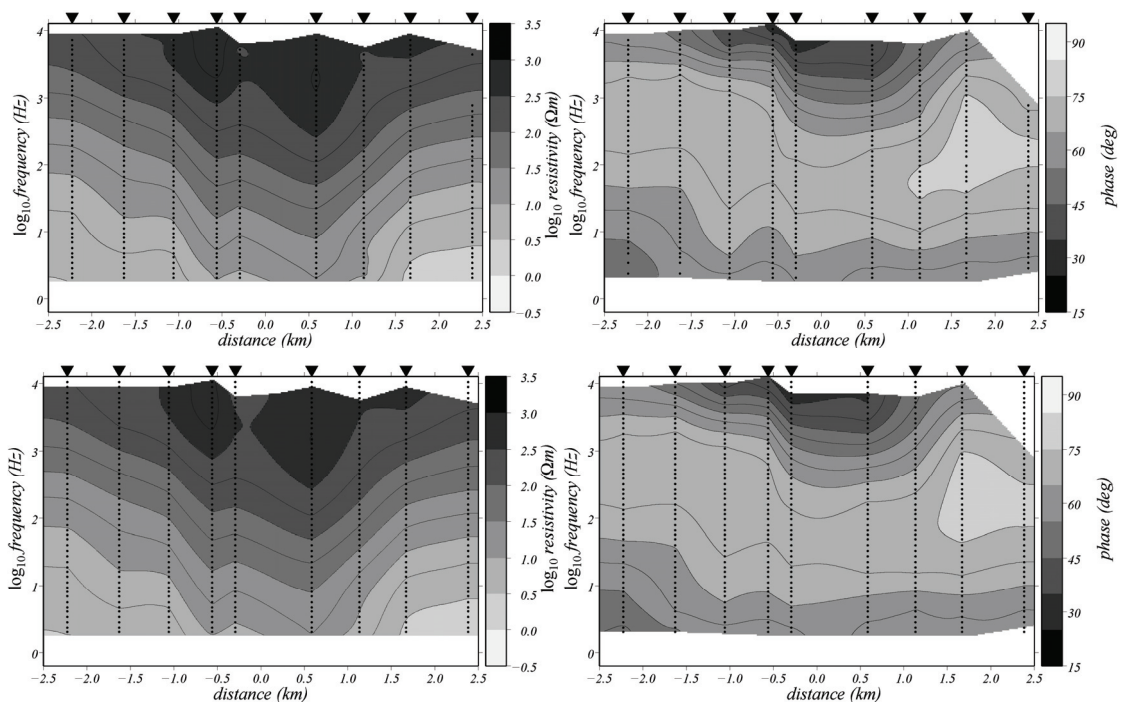


図 5(b). TM モードデータ(上段)およびモデルから再現される計算値(下段)の擬似断面。左列が見かけ比抵抗, 右列が位相の断面をそれぞれ示す。

第1層は溶岩層と解釈できる。次に第2層の低比抵抗について検討する。温度検層データでは、ちょうど溶岩層を境に温度低下が見られる。これは、空隙の大きな第2層に地下水、あるいは大正噴火以前の海岸線に近いことから、海水が混入していると考えられる。つまり、第2層は帯水層と解釈することができる。鍋山の南西側では、この低比抵抗層が厚くなっているが、これは大

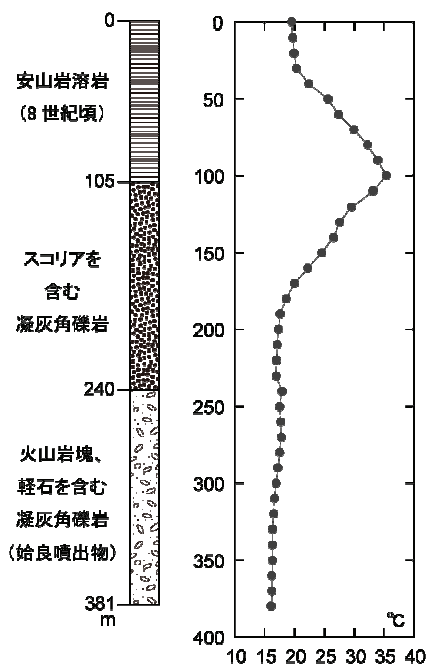


図 6. 黒神観測井の地質柱状図(左図)および温度検層結果(右図)。縦軸の数値は地表からの深さを表す。

正噴火の火口に近いこともあり、熱変質を受けて比抵抗が低下している可能性もある。鍋山の南西側地下の高比抵抗体については、大隈半島から桜島南部へと繋がる残差重力の高異常が観測されている地域に対応することから²²⁾、基盤構造の盛り上がりが見えている可能性がある。

3. 3. NS 測線

図 7(a)にインバージョンの結果得られた比抵抗の二次元断面を示し、図 7(b)には、観測データおよびモデルから計算されるデータの擬似断面を示す。第 1 層が高比抵抗で第 2 層が低比抵抗というのは AK 測線と同様の構造であるが、測線中央から北側にかけては第 1 層の高比抵抗がかなり厚くなっている。また、測線中央部の深部には数十 Ωm のやや高い比抵抗も見られる。データとモデルのフィッティングは良いが、この深部の高比抵抗体に対応するようなものがデータでも計算値でも明瞭ではない。三次元構造を無理やり二次元で解析しているために生じる虚像の可能性はある。TM, TE 両モードを使ってインバージョンした場合には、浅いところから図 7(a)とやや異なる結果が得られており、二次元解析の妥当性も検討しなければならないだろう。

比抵抗断面の解釈については、ハルタ山観測井のボーリング資料²³⁾を参考にする(図 8)。ただしハルタ山は溶岩ドームであるので、深度の数値は、深さではなく海拔高度で表している。孔井地質は、上から 20m 程度は火山灰等の堆積物で覆われているが、その下 300m 以上は安山岩溶岩で占められ、海拔高度約 50m になって火山砕屑物が出てくる。これを比抵抗構造と照らし合わせてみると、AK 測線と同様、第 1 層の高比抵抗層と第 2 層の低比抵抗層の境界付近にちょうど安山岩溶岩の下面が対応する。従って、第 1 層は溶岩層と解釈されるが、この高比抵抗層の下部では 100 Ωm 程度とやや抵抗が低い。西村・他(1989)⁷⁾により示された桜島西麓の二

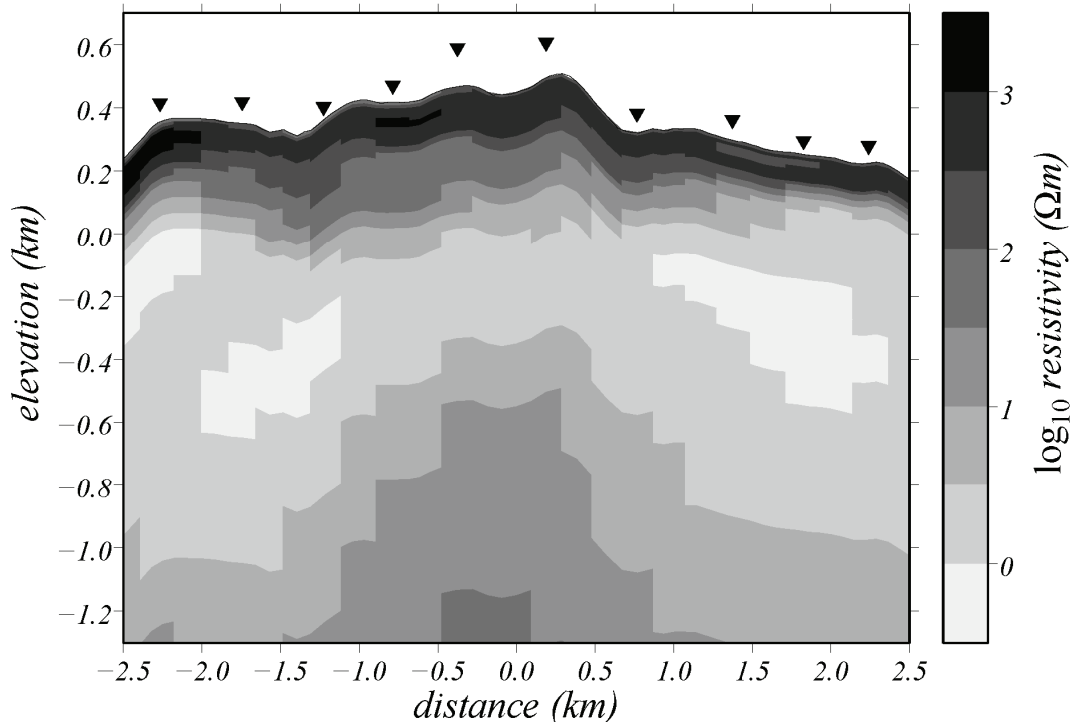


図 7(a). NS 測線の二次元比抵抗断面

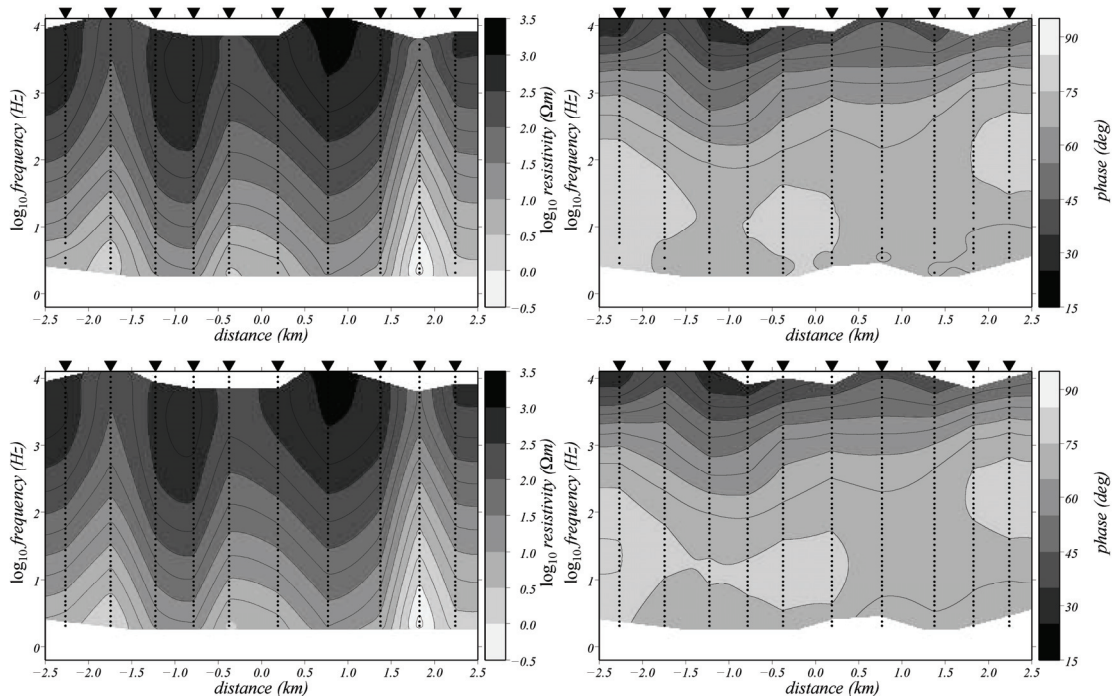


図 7(b). TM モードデータ(上段)およびモデルから再現される計算値(下段)の擬似断面。左列が見かけ比抵抗, 右列が位相の断面をそれぞれ示す。

次元構造では、この中間的比抵抗層は図 7(a)より厚く分布し、シラス層と解釈されている。しかし、温度検層データを見てみると、比抵抗がやや低下する標高 250m 付近から若干の温度低下が認められる。黒神観測井に比べて温度変化は小さいものの、この溶岩層の下部にも地下水が混入しているものと思われる。そうすると、第 2 層は、地下水も含まれるかもしれないが、山体中央

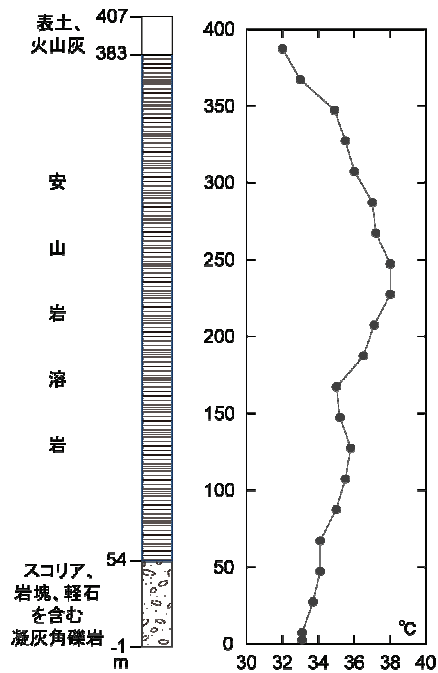


図 8. ハルタ山観測井の地質柱状図(左図)。および温度検層結果(右図)。縦軸の数値は海拔高度を表す。

部に近いことを考慮すると、地下水の下部への浸透を妨げる変質層という解釈も可能であろう。中央深部の高比抵抗体については、前述のように対応するデータが明瞭ではなく、虚像の可能性がある。

3. 4. GK 測線

図9(a)にインバージョンの結果得られた比抵抗の二次元断面を示す。また、図9(b)には、観測データおよびモデルから計算されるデータの擬似断面を示す。モデルは、GK03 の高位相を表現しきれていないが、概して良いフィッティングを示している。GK 測線でも、他の測線同様、第1層が100～数千 Ωm の高比抵抗で第2層が1～数十 Ωm の低比抵抗であるという構造が見られる。第1層の厚さは、GK05を境に北西側で300-400mと厚く、南東側では200m程度である。また、この第1層の下部は100 Ωm 程度とやや低くなっており、高比抵抗と低比抵抗との中間層とも言える。第2層の低比抵抗層は南東側で厚くなっているが、測線中央部の低周波側データの質もあまりよくないことから、GK05より北西側では低比抵抗層の下面を捉えていない可能性がある。さらに、低比抵抗層の下には高比抵抗の盛り上がりが見られる。このうち、黒神側(南東側)の盛り上がりについては、位相の低下に対応しているものと思われるが、測線中央部付近の高比抵抗体については、データとの対応が明瞭ではなく、また、上述のようなデータの質の問題もあり、検討の余地がある。

GK 測線周辺では、海水面より下に到達する参照可能な深い井戸が存在しない。地質は、基本的に北岳の山体を作る溶岩で覆われ、その上をGK04-GK05では安永溶岩や文明溶岩が覆っているが、GK07より南東側では昭和溶岩が覆っている(図1)。他測線における解釈を参考に

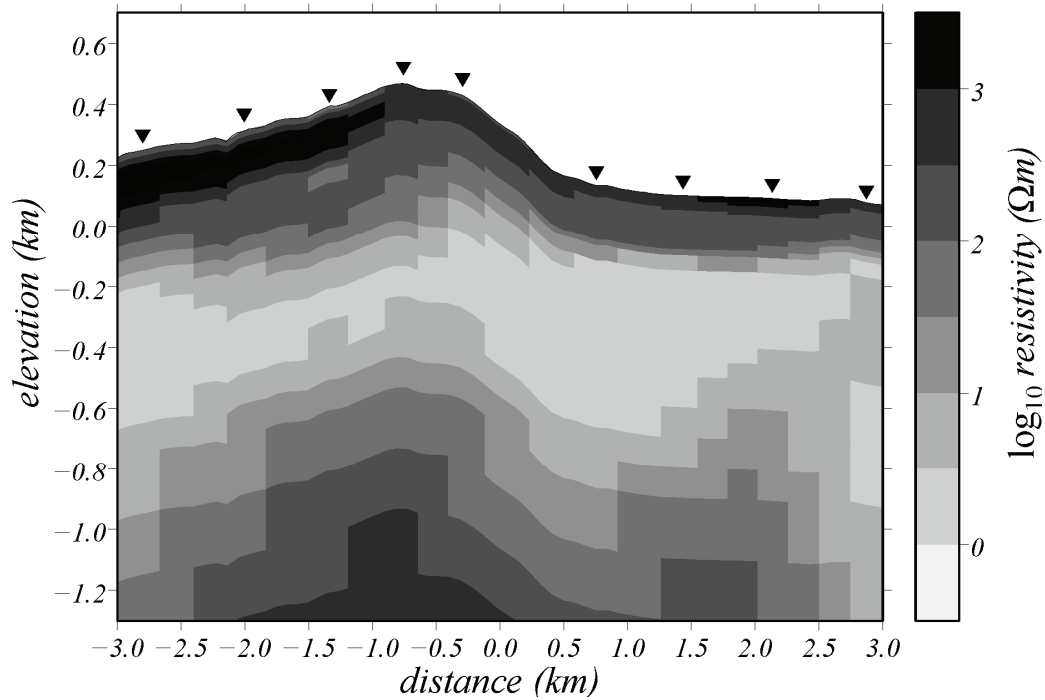


図 9(a). GK 測線の二次元比抵抗断面

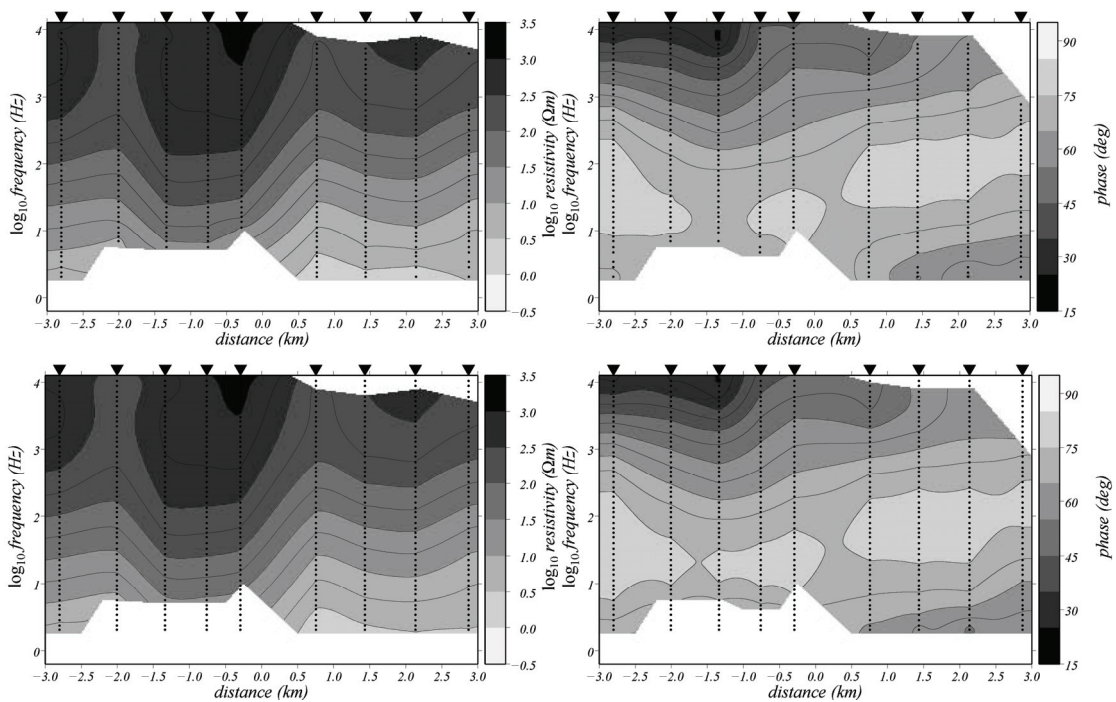


図 9(b). TM モードデータ(上段)およびモデルから再現される計算値(下段)の擬似断面。左列が見かけ比抵抗, 右列が位相の断面をそれぞれ示す。

すると, 第1層の高比抵抗層は安山岩溶岩であるが, その下部のやや比抵抗が低下している層については, NS 測線で解釈されたように地下水の混入によるものと思われる。第2層の低比抵抗層については, 帯水層および変質層であろう。第1層が薄い GK06 より南東側は黒神の地獄河原に位置することから, AK 測線の結果(図 5a)と併せて考えると, 桜島の南東側～東側では,

他地域に比べて安山岩溶岩が薄く分布していることが明瞭である。

4. おわりに

桜島火山山麓において浅部比抵抗構造を推定するための AMT 法探査を実施し、予察的な二次元解析の結果、以下のことが明らかになった。

- (1) 桜島山麓の浅部比抵抗構造は、表層溶岩に対応する高比抵抗層、その下の(海)水を含む低比抵抗層で表現できる。第 1 層の高比抵抗層は、桜島西側～北西側で厚く、東側～南東側で薄い。
- (2) AK 測線では、鍋山周辺の地下で高比抵抗層が厚く分布している。また、鍋山の南西側やや深部では、基盤の盛り上がりに対応する可能性のあるやや高比抵抗体が見つかった。
- (3) NS 測線では、測線の北側では溶岩層が厚いが、その下部には地下水の混入もあると思われる。基盤の盛り上がりに見える高比抵抗体は虚像の可能性はある。
- (4) GK 測線では、測線の北西側で溶岩層が厚く、南東側で薄く分布している。溶岩層の下部は、やはり地下水の混入によりやや比抵抗が低下している。

今後は、三次元構造解析も含めたモデルの検討が必要である。また、基盤構造が見えつつあるので、観測点を増やし、より低周波数帯のデータを取得することも課題である。

謝 辞

桜島における AMT 観測を実施するにあたり、国土交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所ならびに同桜島砂防出張所、鹿児島森林管理署、鹿児島県危機管理防災課、鹿児島市安心安全課にご協力をいただきました。記してお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 井口正人(2006): マグマの蓄積過程にある始良カルデラ, 月刊地球, 第 28 巻, 115-121.
- 2) 行武毅・吉野登志男・歌田久司・河村謙・永野哲郎・加藤誼司・馬場広成・仲谷清・田中良和・増田秀晴(1980): 桜島における電気抵抗測定, 第 3 回桜島火山の集中総合観測報告書, 55-62.
- 3) 田中良和・増田秀晴・行武毅・河村謙・水野喜昭・永野哲郎・馬場広成・池田清・福島秀樹(1982): 桜島における双極子法電気抵抗測定, 第 4 回桜島火山の集中総合観測報告書, 59-67.
- 4) 田中良和・増田秀晴・行武毅・河村謙・永野哲郎・仲谷清・外谷健・池田清(1986): 桜島にお

- ける大地比抵抗観測, 第 5 回桜島火山の集中総合観測報告書, 61-69.
- 5) 西村進・茂木透・桂京造(1988):桜島火山における ELF・MT 法による比抵抗構造, 第 6 回桜島火山の集中総合観測報告書, 73-79.
 - 6) 唐牛公平・仲谷清・酒井晴男・池田清・菅原政志・大和田毅・福島秀樹・山本哲也・加藤諠司・桑島正幸・上井哲也・田中良和・増田秀晴(1989):桜島およびその周辺における地球電磁気観測, 第 7 回桜島火山の集中総合観測報告書, 47-58.
 - 7) 西村進・Edy M. Arsadi・桂郁雄・山田悦久・茂木透・西田潤一・楠健一郎(1989):ELF・MT 法および CSA・MT 法による桜島火山の比抵抗構造, 第 7 回桜島火山の集中総合観測報告書, 59-63.
 - 8) 窪田将・小池捷春・池田清・福島秀樹・熊坂信之・脇野洋一・手島聡・清水幸弘・山本哲也・石井美樹・田中良和・増田秀晴(1995):桜島における地球電磁気観測, 第 8 回桜島火山の集中総合観測報告書, 45-54.
 - 9) 山崎明・豊留修一・伊藤暢宏・池亀孝光・岩瀬由紀・熊谷佳子・室松富二男(1998):桜島における地球電磁気観測, 第 9 回桜島火山の集中総合観測報告書, 79-90.
 - 10) 徳本哲男・仲谷清・福島秀樹・菅原政志・酒井晴夫(1988):桜島における地下比抵抗測定, 地磁気観測所技術報告, 第 27 卷, 38-43.
 - 11) 福島秀樹・山本哲也・仲谷清・酒井晴夫・菅原政志・脇野洋一・手島聡・池田清・大和田毅(1988):桜島における ELF-MT 法による比抵抗観測, 地磁気観測所技術報告, 第 28 卷, 63-71.
 - 12) 福島秀樹・山本哲也・上井哲也・池田清・仲谷清(1989):桜島における ELF-MT 法による比抵抗観測(2), 地磁気観測所技術報告, 第 29 卷, 139-144.
 - 13) 福山博之・小野晃司(1981):桜島火山地質図, 火山地質図1, 地質調査所.
 - 14) Hashimoto, M. and Tada, T. (1992): A model for crustal deformations associated with the 1914 great eruption of Sakurajima volcano, Kagoshima, Japan, Tectonophysics, Vol. 205, 427-436.
 - 15) Szarka, L. and Menvielle, M. (1997): Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor, Geophys. J. Int., Vol. 129, 133-142.
 - 16) Parkinson, W. D. (1962): The influence of continents and oceans on geomagnetic variations, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 6, 441-449.
 - 17) Müller, A. and Haak, V. (2004): 3-D modeling of the deep electrical conductivity of Merapi volcano (Central Java): integrating magnetotellurics, induction vectors and the effects of steep topography, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 101, 129-154.

- 18) Bahr, K. (1988): Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, Vol. 62, 119–127.
- 19) Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1989): Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, 1913–1925.
- 20) Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996): A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, Vol. 126, 69–76.
- 21) 宇都浩三・味喜大介・内海茂・石原和弘(1999): 桜島火山ボーリングコアの K–Ar 年代と古地磁気測定—火山活動史解明への複合的取り組み—, 京都大学防災研究所年報, 第 42 号 B1, 27–34.
- 22) 駒澤正夫・中村佳重郎・山本圭吾・井口正人・赤松純平・市川信夫・高山鐵朗・山崎友也 (2008): 桜島の重力異常について, 本報告書, 69–74.
- 23) 味喜大介・宇都浩三・内海茂・石原和弘(2000): 桜島火山ボーリングコアの K–Ar 年代と古地磁気測定(続報), 京都大学防災研究所年報, 第 43 号 B1, 1–6.

(Received on March 14, 2008)