

桜島火山及び始良カルデラにおける空中磁気観測

京都大学大学院理学研究科 宇津木 充・井上 寛之
京都大学防災研究所 神田 径・石原 和弘
高山 鐵朗・為栗 健
産業技術総合研究所 大久保綾子
東京大学地震研究所 小山 崇夫
京都大学名誉教授 田中 良和

1. はじめに

桜島火山は、約2万2千年前の活動によって形成された始良カルデラの南縁に位置し、北岳、中岳および南岳の中央火口丘といくつかの寄生火山から形成されている。記録に残されている大規模な活動としては、文明(1471-76)、安永(1779-82)、大正(1914)などが有り、火口を山体の両側面に形成し、多量の溶岩を流出した。例えば大正の大噴火では、東側に流出した溶岩が瀬戸海峡を埋め、桜島は大隅半島と陸続きとなった。最も新しい溶岩流出は、昭和21年3月

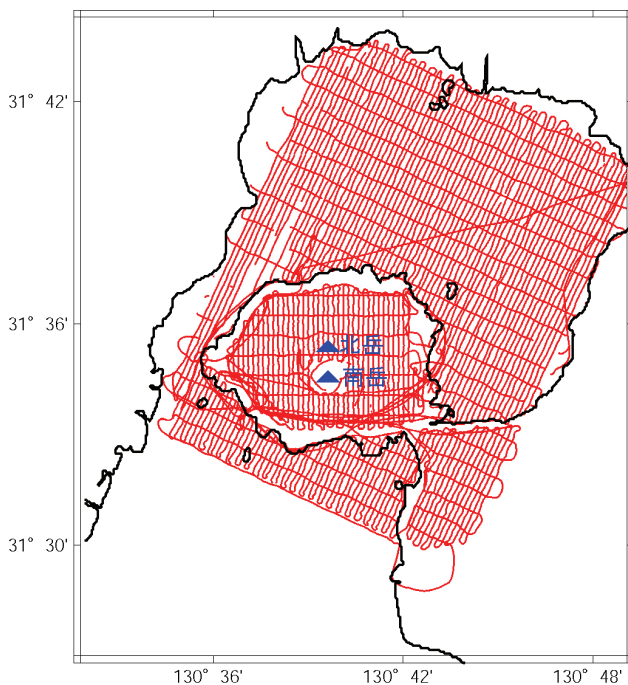


図 1. 桜島・始良カルデラ空中磁気観測全航跡。始良カルデラを含む東西約23km×17kmの領域で空中磁気観測を行った。測線間隔は、主測線(海域で南西-北東、陸域で南北方向)で250m間隔、補助測線(主測線の直行方向)で500m間隔。

に南岳東側山腹火口から発生している。さらにその周辺海域においても、安永噴火の際の貫入溶岩の影響で、現在新島と呼ばれる島が形成されるなど、桜島周辺海域でも活発な火山活動が起こっている。こうした始良カルデラ及び桜島火山でのかつての噴火活動に起因する構造を推定する事を目的に、我々は2007年11月、桜島火山集中観測の一貫として桜島及び始良カルデラにおける空中磁気観測を行った。

2. 観測

空中磁気観測は、2007年10月29

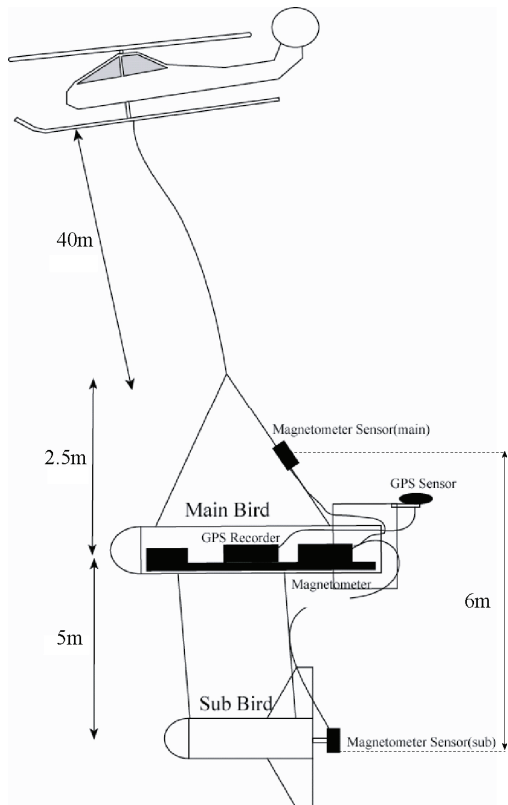


図2 観測システム概念図

日～11月2日までの計5日間に涉り行われた。図1に観測飛行の全航跡を示す。磁場の場合南北方向の測線が磁気異常を効率的に測定しやすいため、南北(海域では南西-北東)方向の測線を主測線、その直交方向を補助測線とした。測線間隔(両隣の測線との間隔)は主測線で250m, 補助測線で500mとした。桜島島外では主測線を計70本, 補助測線を計23本, 海拔高度150mを目安として観測を行い, 島内では主測線37本, 補助測線7本, 対地高度300mを目安として観測を行った。総飛行時間は28時間, 測線長は約2000kmに及ぶ。

2. 1. 観測システム

本観測では, 低高度かつ高密度の飛行を行い僅少な磁気異常を含め観測を行うため, ヘリ

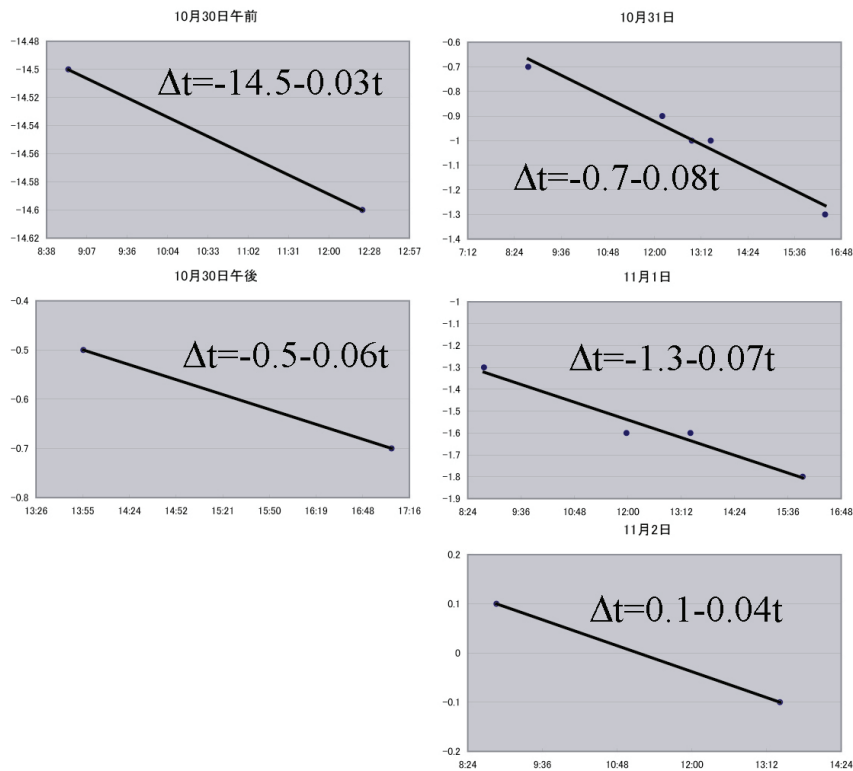


図3. 時刻校正結果。時刻校正の結果, 一日の測定中磁力計の内部クロックに0.2~0.4秒程度, 線形的にずれが生じている事が分かった。

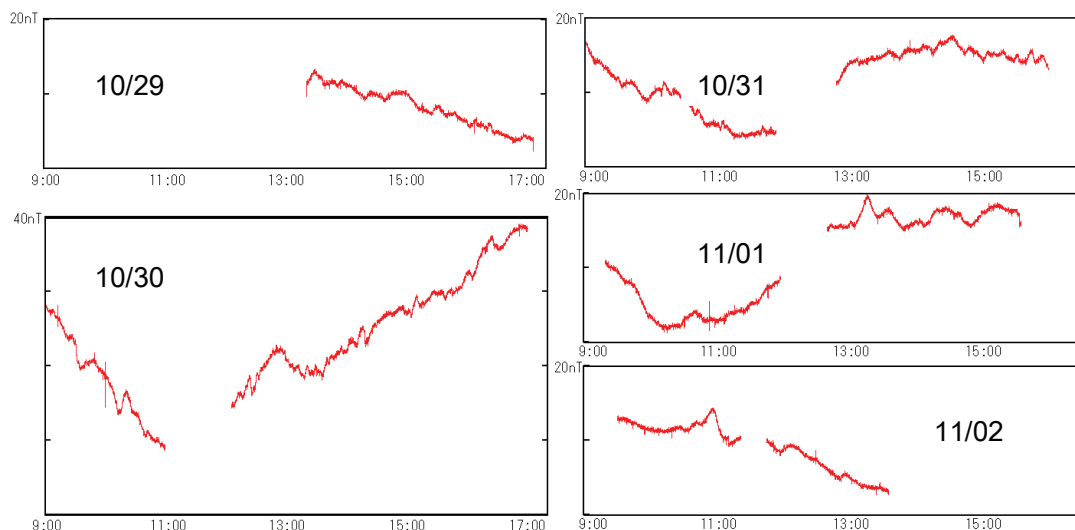


図 4. 測定期間中(10/29～11/2)のリファレンス磁場データ

コプターに観測バードを曳航させる方法を用いた。図 2 に本観測で用いた観測システムの概念図を示す。機体磁気の影響を避けるため、観測バードをロープでヘリコプターから吊るし機体から 40m 離して曳航する。観測バード内には、磁力計(Geometrics 社製・セシウム磁力計 G-858)アンプを搭載し、磁力計センサーをメインバード上部及びサブバードに設置した。これにより高度の異なる 2 点(高度差 6m)での磁場全磁力値を測定し、全磁力及びその垂直勾配を同時計測した。また、ヘリポートに磁場リファレンス点を設置(GEM System 社製・オーバーハウザー磁力計 GEM-11)し、観測期間中の磁場を同時計測した。メインバード尾部には、GPS センサーを設置しバード内部の GPS アンプ(ライカ社製 2 周波 GPS・SR520)で位置情報をカインマティックモードで計測した。磁場及び GPS の測定サンプリングはそれぞれ 0.1 秒、1 秒で、観測飛行の平均速度(海域で 80km/h、陸域で 60km/h)を考慮すると磁場が 1.7～2.2m、GPS が 17～22m スペーシングの計測である。

2. 2. データ処理

本観測で使用した磁力計は時刻設定が手動でしか行えず、時刻に任意性が残る。この為、GPS 時計を用いた校正システムを用い時刻校正を行った。この結果各フライト期間中の時刻ずれが図 3 のように求まった。この結果を線形補完し時刻校正情報を得た。このうち 10/30 午後のフライトでは、14.5 秒の大幅なずれが生じた。この原因として、10 月 30 日午前の観測開始直前に、バッテリー接続不良の為一時磁力計が停止したが、この際にシステム異常を生じ磁力計内部のクロックがずれた事が考えられる。

こうして得られた校正情報を元に時刻校正を施した観測データと、ヘリポートのリファレンスデータの単純差を取ることで地球外起因の磁場時間変化の影響を除去した。図 4 に、この期間の

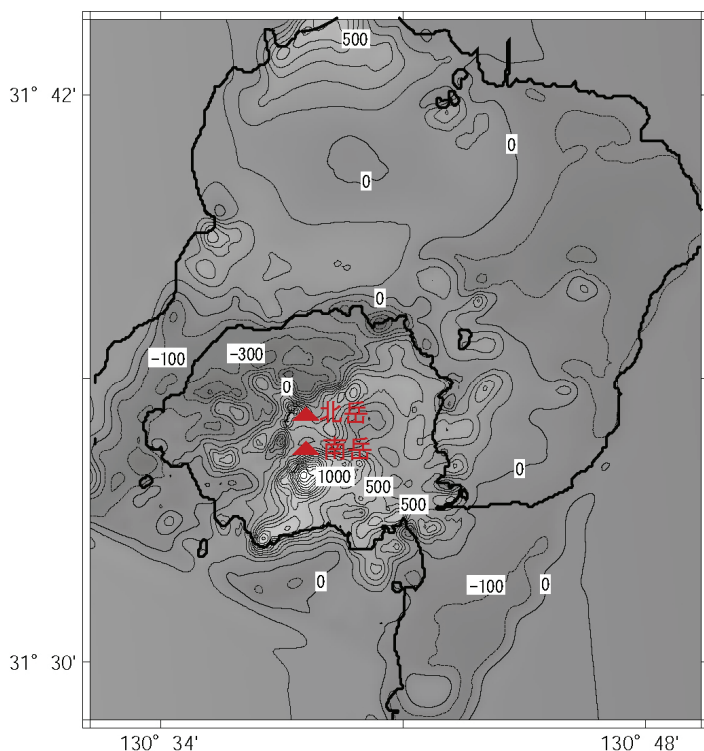


図 5. 測定高度面上における磁気異常。コンター間隔は 100nT, 図中の単位は nT。

異常により、島の北側に低磁気、南側に高磁気異常域が見られる。さらにその北側に高磁気異常域が広がる。この傾向は、行武ほか(1975)の空中磁気及び地上観測から得られた磁気異常の傾向に一致する。島内では、南岳の南側斜面に 1600nT にも及ぶ極めて大きな正の磁気異常が見られる。また、新島及びその周辺の地形の高まり部分、始良カルデラ北縁の神造島周辺に 300~500nT の局所的な高磁気異常域が見られる。

3. 磁化構造解析

3. 1. 平均磁化

得られた磁気異常データから、観測領域周辺の平均磁化を求めた。解析方法は Battacharyya(1964) 及び Grauch(1986)に従い、地殻が一様に帯磁すると仮定した場合の磁気異常分布が、観測された磁気異常に最も相関が高くなるよう地殻磁化の値を求めた。その結果桜島及び始良カルデラの平均磁化は 3.5A/m となった。この値は、桜島と同じく安山岩質溶岩を主体とする雲仙火山の 2.9A/m, 阿蘇火山の 2.1A/m, 口永良部島火山の 2.1A/m などに比して大きい値を示している。

3. 2. 一次元解析による浅部磁化強度分布

リファレンス磁場の計測結果を示すが観測実施期間中の磁場擾乱の振幅は比較的小さかった。さらに IGRF 地球磁場標準モデルとの差を取ることで磁場の空間的な傾動を除去した。GPS データについては、バード内の GPS データに、桜島火山活動研究センター(SVO)の GPS 連続観測データを用いたディファレンシャル処理を施すことで高精度な飛行位置情報を得た。

こうして得られた、飛行高度面上における磁気異常分布を図 5 に示す。桜島火山のつくる磁気

得られた磁気異常結果を用い、一次元解析(ダイポールマッピング)による浅部磁化強度の水平分布を求めた。解析手法は以下の通りである。

地殻を垂直方向に伸びる角柱に分割し、各々の角柱内で磁化及び偏角・伏角が一様であると仮定する。ここでこの角柱の磁化は、表層から深部にかけての磁化分布の平均値を表すが、磁場は減衰の影響が大きい事から、実質的に浅部域の磁化分布を強く反映することとなる。解析領域は飛行領域を含む図 6 の領域とし、これを水平 500 x 500m, 海拔下 5km まで伸びる角柱に分割した。但し各々の角柱表面は、

50m メッシュの地形データを用い実際の地形に対応した凹凸を与えている。解析領域端部の影響により見かけ上の磁化分布のトレンドが生じることを回避するため、端部の角柱は解析領域の外 10km まで伸ばしている。入力とした磁場データには 1 秒毎の平均値を用いた。又、角柱の磁気偏角・伏角は、現在の地球磁場と同じ方向を向く(偏角=6.0° W, 伏角 = 45.1°)と仮定した。未知パラメータ数は 3000, 入力データ数は約 3500 である。解の安定性を高めるため、磁化分布が滑らかであるとした先見情報を仮定し、ハイパラメータ(先見情報を拘束条件とした場合の重み係数)の最適値を ABIC 最小化法で求めた。解くべき方程式は以下である。

$$\begin{pmatrix} \mathbf{F} \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{A} \\ \alpha \cdot \mathbf{C} \end{pmatrix} \cdot \mathbf{J}$$

F : 観測データ

J : 磁化分布

A_{ij} : j 番目の単位磁化の角柱が i 番目の観測点に作る全磁力

C : 磁化分布の滑らかさ(2 階微分)

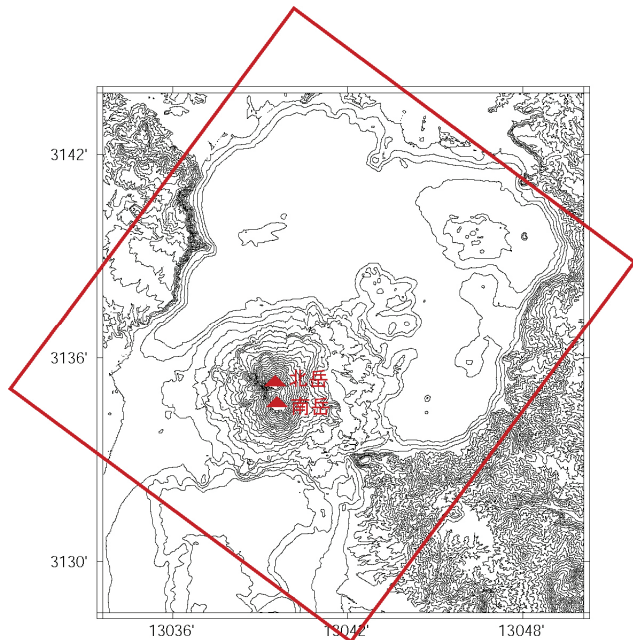


図 6. 解析領域。東西 30km, 南北 25km の領域(図中の四角)の領域を一次元解析の解析領域とした。この領域を角柱上のブロックに分割し、各々のブロックの磁化を求めた。

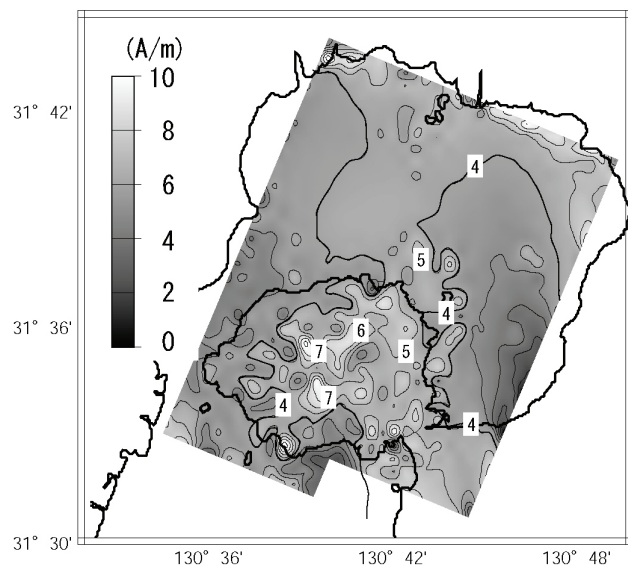


図 7. 一次元解析から得られた地殻浅部磁化構造

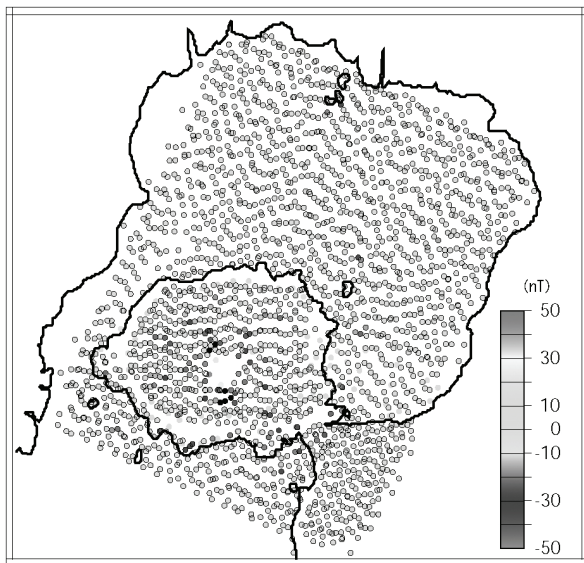


図 8. 入力データと計算値との誤差

を計算するオペレータ

α : ハイパラメータ

この解析により得られた磁化分布を図 7 に、入力データとの残差を図 8 に示す。桜島島内の地形の起伏が激しい場所で 50～100nT 程度の残差が生じているが、その他の場所では概ね 10nT 以下、元の磁気異常の振幅に対し数%程度の誤差で観測値が再現されている。

一次元解析の結果を見ると、島内では南岳の南側、北岳の北西側に特に磁化の強い領域が分布している。この領域は北

岳・南岳溶岩類の分布域で、表層に高磁化の溶岩が厚く分布していることを示唆していると考えられる。

また、北岳から北東側へ延びる高磁化帯、南岳の東側に広がる高磁化帯が見られる。これらの領域の表層は、それぞれ安永及び文明溶岩流、昭和及び大正溶岩流の流下域と良い一致を示している。特に、安永溶岩に対応する高磁化域は、さらに海域にまで広がっている。安永噴火の際には、北岳北東側の安永火口から流出した安永溶岩が海域まで流下し、その後海底への溶岩の貫入により桜島北東側の海底が盛り上がり、新たな島(新島)が形成された。図 7 から、新島、安永諸島及びその周辺部の地形の高まりで磁化が 5～6A/m と高い値を示しているが、この高磁化域は安永火山への海中への流出域及び地下に貫入したマグマの存在を示すと考えられる。

3. 3. 二次元解析による磁化構造

前節で表層磁化の水平分布が求められたが、さらに深さ方向の磁化構造を求めるため図 9(a) の Line1～3 の測線において 2 次元の磁化構造解析を行った。入力データとしては、Line1～3 と交差する観測点における磁場観測値からプロファイルを作成し、これに余弦関数テーパ型フィルターをかけて短波長成分を除いたものを用いた。地下構造としては、東西方向に地殻が一樣に帯磁すると仮定。さらに 3 層構造を仮定し、各々の層内の磁化は一樣と仮定する。その上で、入力データを最も良く説明するよう、各層の磁化及び層厚を非線形最小二乗法で求めた。この解析の結果を図 9(b), (c), (d) に示す。これら 3 測線の地下断面では、第 1 層及び第 3 層で磁化が強く、第 2 層で弱くなる傾向を示している。第 3 層については、カルデラ縁から中心部に

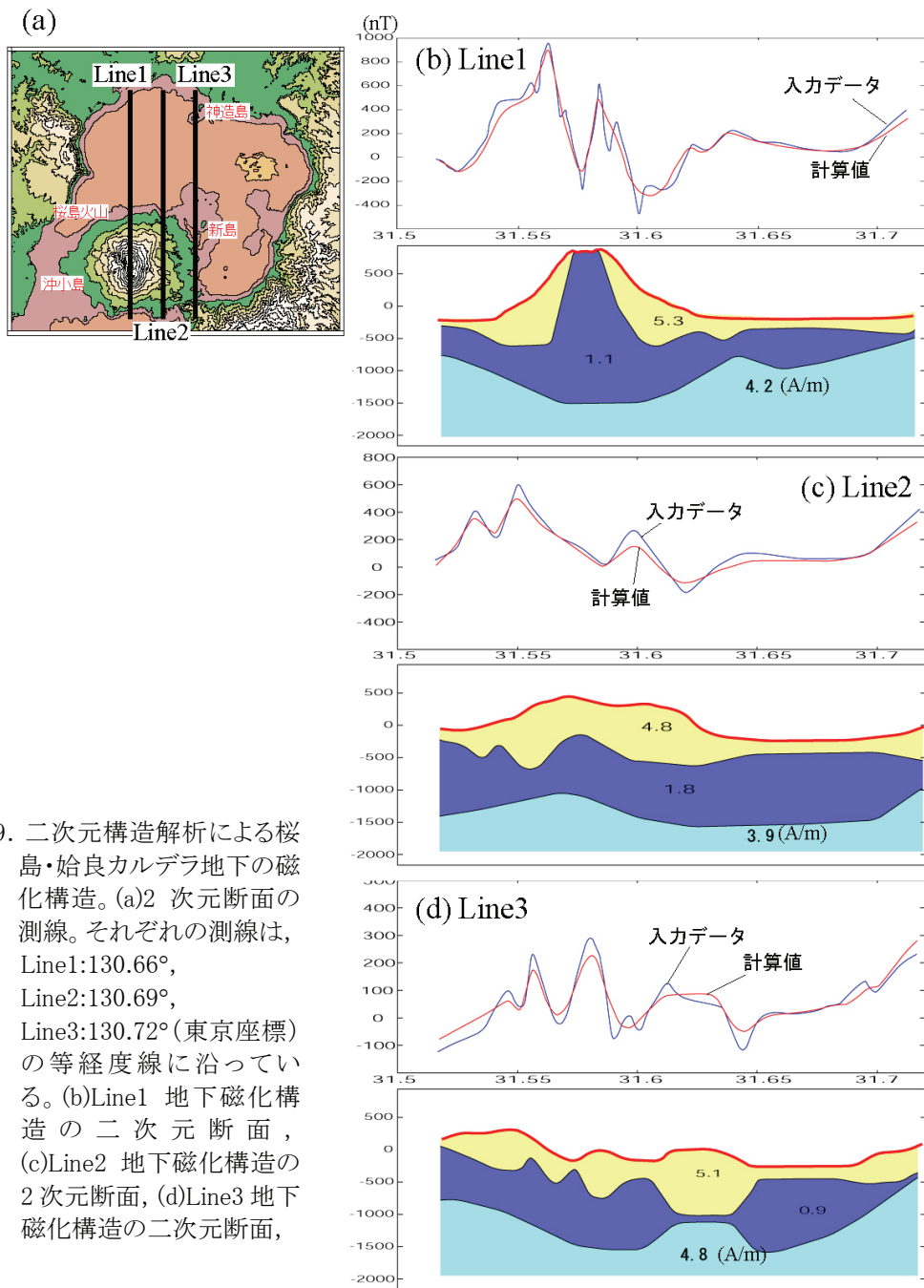


図 9. 二次元構造解析による桜島・始良カルデラ地下の磁化構造。(a)2次元断面の測線。それぞれの測線は、Line1:130.66°, Line2:130.69°, Line3:130.72°(東京座標)の等経度線に沿っている。(b)Line1 地下磁化構造の二次元断面、(c)Line2 地下磁化構造の二次元断面、(d)Line3 地下磁化構造の二次元断面、

向かい上端深度が深くなる傾向を示している。こうした傾向は、Yokoyama(1975)や、中条ほか(1976)で求められている始良カルデラの重力基盤の傾向と一致する。しかし、重力基盤深度の最新深度は海拔下 2.5km と求められており、今回の解析で得られた第 3 層(最も深いところ地下 1.5km)はこれより浅く求められている。また、始良カルデラの基盤は四万十層であり花崗岩を主体としたものであると考えられているが、第 3 層の磁化 3.9~4.8A/m は花崗岩の磁化としては高すぎる。図 7 の一次元解析の結果からは、カルデラ北縁で比較的磁化が高く、カルデラ形成前の古い岩体である神造島周辺で 5~6A/m という平均磁化より高い磁化を示している。また、

桜島南東の大隈半島側には第三紀層が露出しているが、それにあたる領域の磁化も 5A/m 程度の値を示している。こうした事から、第 3 層は重力基盤そのものではなく、基盤上部に分布する高磁化層を示しているのかもしれない。第 1 層の高磁化層については 100m~500m 程度の厚さをもつ。特に Line3 の新島周辺では第 1 層の厚さが急激に厚くなり、それに対応して第 3 層の上端深度も浅くなっている。前述のようにこの領域には、安永噴火の際に地下からマグマが貫入したと考えられているが、この領域で高磁化層の厚さが増している事は地下に高帯磁の貫入岩体の存在を示唆するものと考えられる。また、桜島北岳・南岳を縦断する測線(Line1)では、北岳北部、南岳南部に厚く分布する高帯磁の第 1 層が北岳・南岳直下で消失し、第 2 層目の弱磁化層がせりあがっている。これは、活発な活動を続ける南岳直下で地温が高くなり地殻磁化が弱められている事を示しているのかもしれない。

しかし今回の 2 次元解析では各層内の磁化が一様であると仮定しているため、水平方向に溶岩の岩質の違いによる磁化不均衡などがあってもそれらは層の厚みの違いとして計算されてしまう。そういった意味で 2 次元解析から得られる各層の厚さがどれだけ正確な深さ情報を反映しているかは疑わしい。元々今回用いた、各層が一様磁化した 2 次元モデルでは火山域のような複雑な地質構造を持つ状況に適応するには無理があり、より精密な磁化構造を求めるためには、3 次元的な磁化構造解析が必須であると考えられる。

参 考 文 献

- 1) Bhattacharyya, B. K. (1964): Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, Vol. 29, 517-531.
- 2) Grauch, V. J. S. (1987) ; A new variable-magnetization terrain correction method for aeromagnetic data, *Geophysics*, Vol. 52, 94-107.
- 3) 中条純輔・村上文敏 (1976): 鹿児島湾の物理探査の予察, *地質調査所月報*, 第 27 巻, 12, 35-54.
- 4) 大久保綾子・田中良和・北田直人・宇津木充・清水 洋・松島 健(2003): 雲仙火山における空中磁気測量について, *京都大学防災研究所年報*, 第 46 号 B, 739-747.
- 5) 宇津木充・田中良和・神田径・松島 健(2002): 口永良部島火山における空中磁気測量
- 6) Yokoyama I. (1975) Gravity anomalies of the volcanic regions in the southern Kyushu, Japan, *National Report of the Geodynamics Project*, No.5, 66-67.

(Received on March 10, 2008)