

硫黄島の 3 次元磁気構造モデル†

小山薫*¹, 笹原昇*², 熊川浩一*¹, 小野寺健英*², 久保田隆二*³

3 D-magnetic structure model of Io To†

Kaoru KOYAMA *¹, Noboru SASAHARA *², Koichi KUMAGAWA *¹, Ken-ei ONODERA *²
and Ryuji KUBOTA *³

Abstract

We report on the 3 D-magnetic structure model of Io To based on the airborne geomagnetic surveys in January 2007 and December 1998. We used a 3 D-magnetic tomography inversion method where the volcanic edifice was sliced into three horizontal layers (above 250 m, 250-750 m, 750-2500 m in depth) and horizontally divided into prisms with a mesh size of 1 km×1 km. We assumed that each prism possessed a homogeneous magnetization, and analyzed the intensity of the magnetization of each prism using a conjugate gradient method for calculation. The result showed a characteristic feature that the magnetization intensities in the central part of layers 2 and 3 are lower than a circumference part. The result may suggest participation of magma.

1 はじめに

硫黄島では、1980 年（地磁気三成分；大島・他、1982）、1998 年（地磁気全磁力）および 2007 年（地磁気全磁力）に航空磁気測量を行っている。

航空機の利用は、飛行高度、測線・測定間隔の制約および機体磁気補正等の観測精度上の問題点を抱えているが、遠方に位置する海域火山を短時間に広範囲の調査を可能にする（小山・他、2007）。

火山体の磁気構造解析には、構造モデルを多角形水平板の集合体とし各板による磁気異常を求め Talwani (1965) の方法（フォーワード法）や火山体構造モデルを角柱の集合体とし水平面内で

の各柱の磁化強度分布を求める方法（インバージョン法；Okuma, et al., 1994）がある。

しかし、これらの解析方法は鉛直方向の磁化が一定と仮定しており、山体内部における磁化強度分布を求めることができない。

鉛直方向の磁気構造を求める方法として、山体を 3 次元角柱の積み重ねで近似し、鉛直方向を含む角柱の磁化強度分布を推定する 3 次元地磁気トモグラフィ法（植田・他、2001；植田、2006）がある。

今回の解析は、この方法により行った。

使用したデータは 2007 年 1 月と 1998 年 12 月の航空磁気測量の結果である。

2007 年は火山活動によるものと推定される地

†Received December 06, 2007 ; Accepted February 02, 2008

*1 航法測地室 Geodesy and Geophysics Office.

*2 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

*3 川崎地質株式会社 Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd.

殻変動が活発化した時期にあたる（小澤・他，2007）。

2 地磁気データ

2.1 航空磁気測量

測量実施年月日は2007年1月22, 23日と1998年12月9日であり，使用航空機・観測高度等は以下のとおり。

- ・使用航空機：YS-11（羽田航空基地所属LA 701）
- ・使用機器：測位 GPS
全磁力 プロトン磁力計(2秒間隔)
- ・観測高度：670 m
- ・測線：南北方向に30本（2007年）
35本（1998年）
- ・測線間隔：硫黄島島上空0.25海里（2007年）
0.5海里（1998年）
周辺海域1ないし2海里
- ・検測線：東西方向に2本（2007年）
1本（1998年）

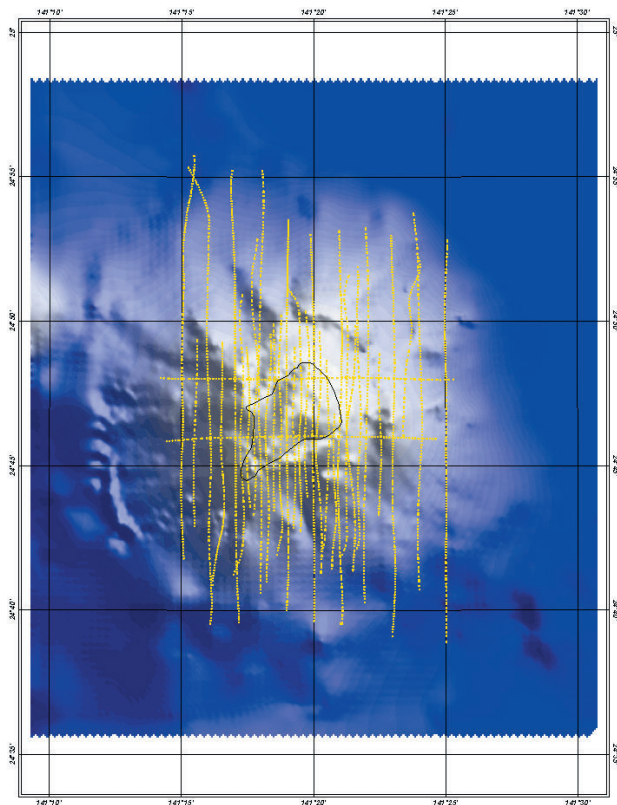


Fig. 1 Track chart of airborne magnetic survey of Iwo Jima in 2007.

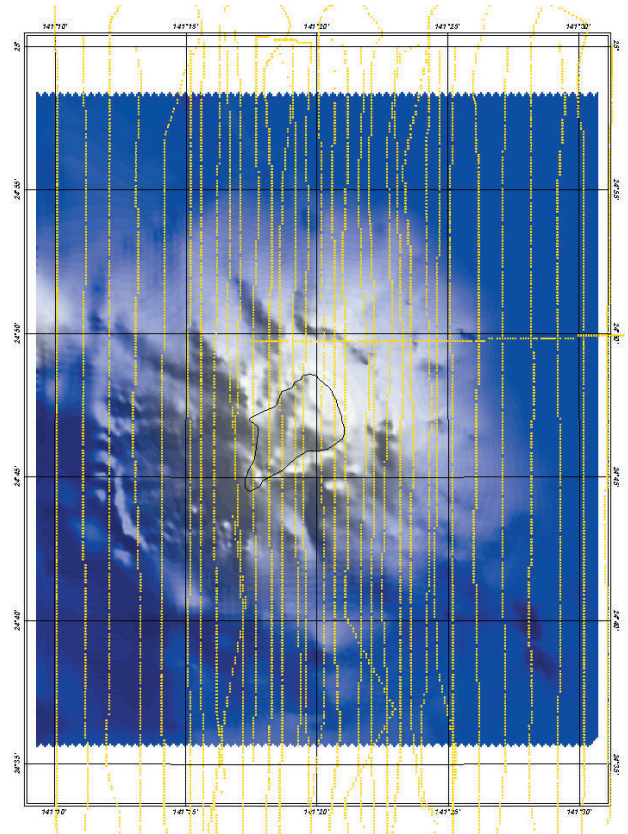


Fig. 2 Track chart of airborne magnetic survey of Iwo Jima in 1998.

- ・交点誤差：平均 3 nT, 標準偏差 27 nT(2007年)
× 38 nT, × 27 nT (1998年)

Fig. 1に2007年，Fig. 2に1998年に実施した硫黄島航空磁気測量の航跡図を示す。

2.2 観測地磁気異常

Fig. 3, Fig. 4に2007年および1998年の測量成果である地磁気異常分布図を示す。Fig. 4の黒枠は2007年に実施した測量範囲を示している。

一般的に現在の地球磁場の方向に帯磁していると考えられる第四紀火山は，山体の南に正異常，北に負異常の分布を示す。

しかしながら硫黄島の磁気異常分布は，山体を中心とする半径約10 kmの範囲内でこれと反対の分布を示している。

1980年の地磁気三成分測量の結果も同様である（大島・他，1982）。

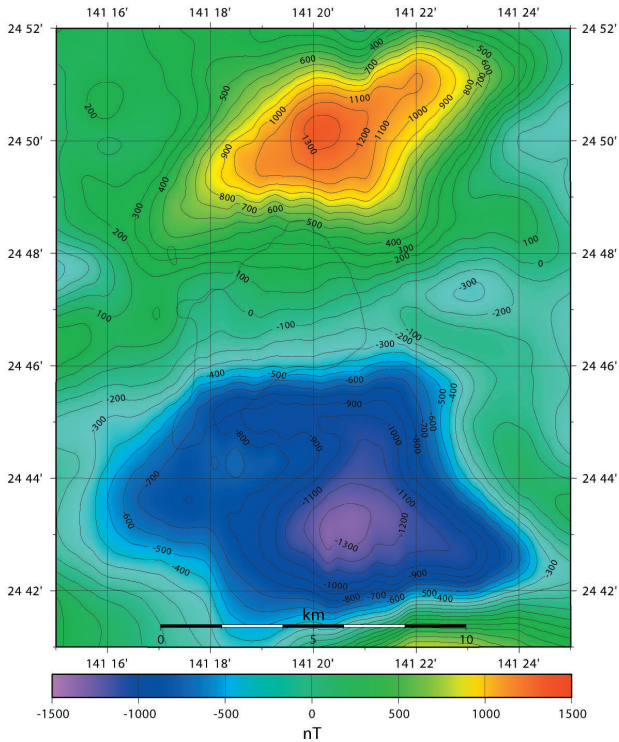


Fig. 3 Observed geomagnetic anomalies in 2007.

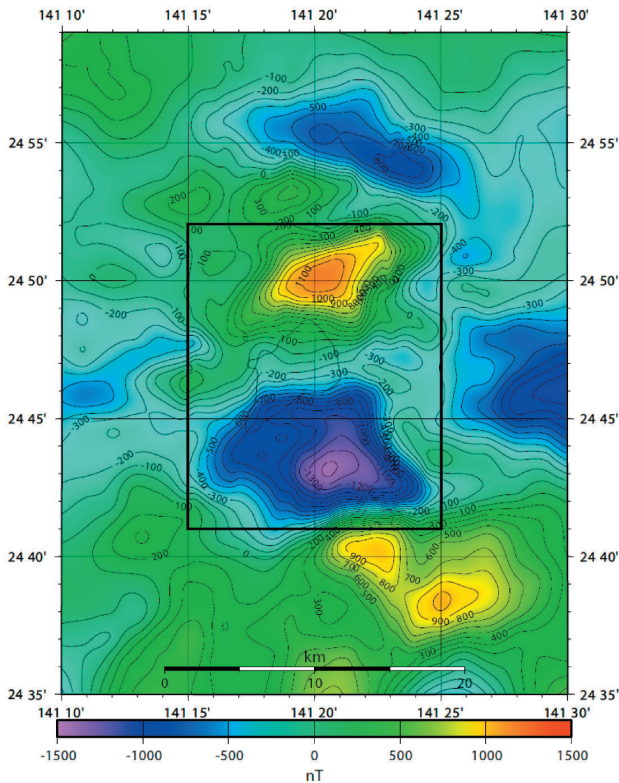


Fig. 4 Observed geomagnetic anomalies in 1998. Black rectangle shows the area of survey in 2007.

3 3次元磁気構造解析

3.1 角柱モデルによる磁場の幾何学的効果

火山体の構造モデルは、250 m メッシュ間隔の地形データを鉛直方向に1層（深度250 mより上）、2層（深度250~750 m）、3層（深度750~2500 m）の3層にスライスし、各層の角柱で4×4=16個が1つの磁化を持つものとして、水平面で1 km×1 kmのブロックに分割した。

これら角柱ブロックの重ね合わせによる磁場への幾何学的効果の計算は Battacharrya (1964) の計算式を用いた。

なお各ブロックの上面、下面深度は等高線の高度もしくは深度に合わせている。

角柱モデル全体の平均磁化強度は、大島・他 (1982) の解析結果である 10.53 A/m を使用し、磁化方向は現在の磁場方向と仮定して伏角 31.7 度、偏角 -2.6 度とした。

解析は、この山体モデルから計算される理論磁気異常と観測された磁気異常との差（残差磁気異常）を使用し、求めた結果に 10.53 A/m を加えている。

Fig. 5 は角柱モデルの概念図である。

緑色の角柱は、硫黄島の陸部を現している。

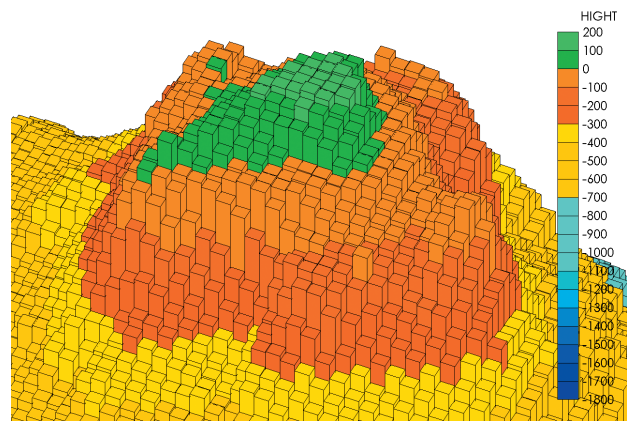


Fig. 5 Prismatic model of the volcanic edifice. Green pixel shows the land part of Io To.

3.2 3次元磁気インバージョン

Fig. 6 は角柱モデルに使用したデータの地形図である。

図中の白枠は Fig. 7~Fig. 9 の磁化強度分布図

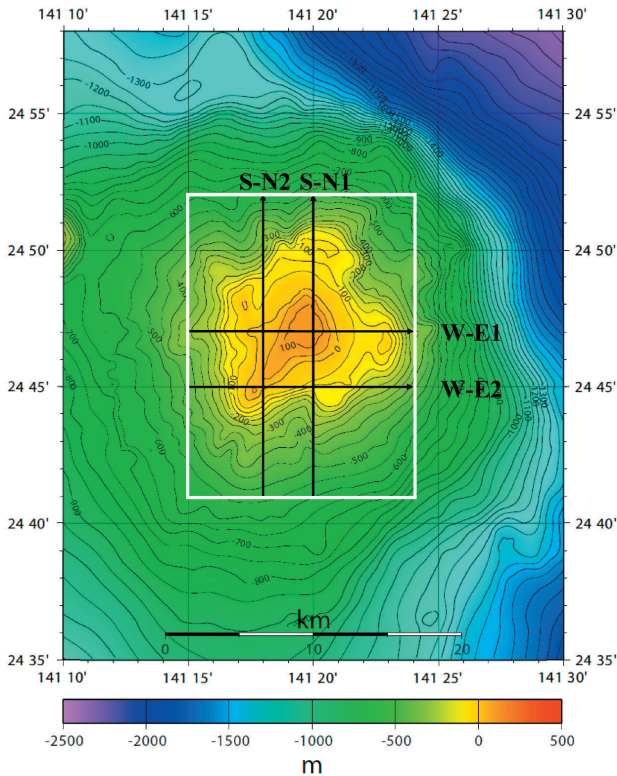


Fig. 6 Topography around Io To. White box shows the area of analysis of magnetization intensity (Fig. 7- Fig. 9). Black lines show the location of profiles in Figs. 10-15.

の範囲，黒線は Fig. 10～Fig. 15 の磁化強度の断面図の位置を示す。

今，観測点 i における残差磁気異常を ΔT_i とし，各角柱ブロック j での磁化強度偏差を ΔJ_j とすると，観測方程式は次式となる。

$$\Delta T_i = \sum_j B_{ij} \cdot \Delta J_j + F$$

$$i = 1 \sim m, \quad j = 1 \sim n$$

m : 観測点数 n : 角柱ブロック数

T_i : 観測磁気異常

P_i : 理論磁気異常

ΔT_i : 残差磁気異常 ($T_i - P_i$)

B_{ij} : P_i における j 番目の角柱による幾何学的効果

ΔJ_j : j 番目の角柱ブロックの磁化強度偏差

F : 場のバイアス値

上式で計算された残差磁気異常を用い地磁気トモグラフィ的インバージョン法 (植田, 2006) により 3 次元磁化強度を求めた。

多量の未知パラメータ ΔJ_j を含む方程式を比較的安定に解く方法として最近地震トモグラフィ等で多く用いられている改良共役勾配法 (CG 法: Conjugate gradient method; Bjorck and Elfving, 1979) を使用した。

CG 法は最小自乗法のように正規方程式を用いないことから，大規模な係数行列によるインバージョンに広く使用されており，高速かつ安定な解が得られる特徴がある。

本稿では繰り返し計算回数 20 回で交点誤差の標準偏差 27 nT の一定値に達したのでこれを最適解とした (Ueda, 2007)。

4 解析結果

2007 年のデータの解析結果について，各層の磁化強度分布を Fig. 7～Fig. 9 に示す。また，Fig. 6 で示した東西線，南北線における磁化強度断面分布を Fig. 10～Fig. 13 に示す。

先に述べたように，各図中の磁化強度の値は，CG 法によって求めた磁化強度偏差 ΔJ_j に 10.53 A/m を加えている。

4.1 磁化強度分布図

・第 1 層 Fig. 7 (深度 250 m より上)

島中央部を中心とする直径約 9 km の円内が周囲と比べ磁化強度が低くなっている。

・第 2 層 Fig. 8 (深度 250-750 m)

第 1 層と同様に島中央部を中心とする直径約 9 km の円内が周囲と比べ磁化強度が低くなっており，この外縁部は (南西側を除く) 島内と比べて低くなっている。

・第 3 層 Fig. 9 (深度 750-2500 m)

第 1 層，2 層と同様に島中央部を中心とする直径約 9 km の円内が周囲と比べ磁化強度が低くなっており，その分布が周辺部に比べて急激に低くなっている。

4.2 磁化強度断面分布図

・W-E 1 東西線磁化強度断面図 (Fig. 10)

横軸の -5000 m と +3500 m 付近を境に全体と

3 D-magnetic structure model of Io To

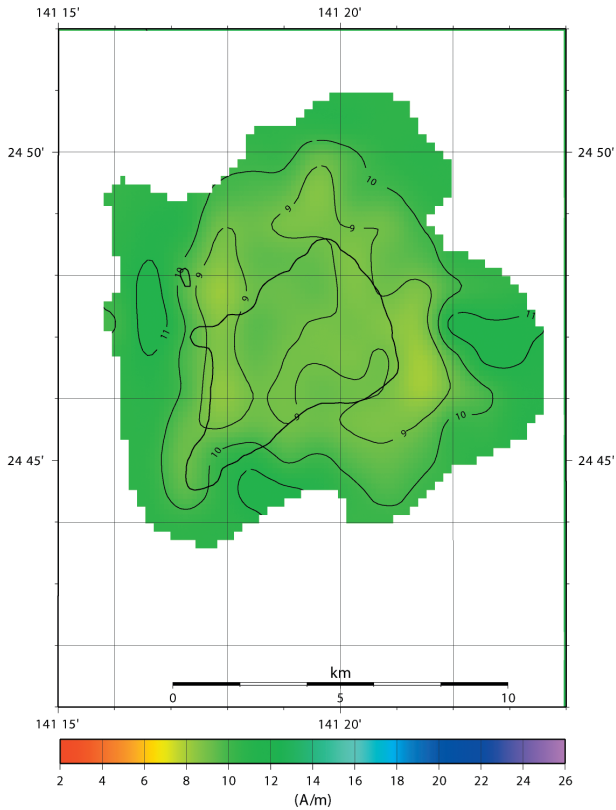


Fig. 7 Result of 3 D-magnetic inversion method at layer 1 (above 250 m in depth).

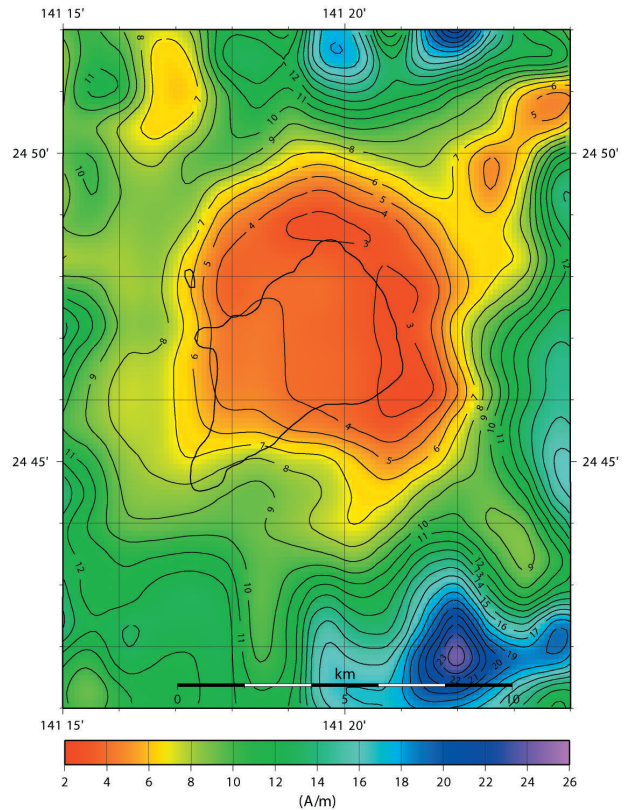


Fig. 9 Result of 3 D-magnetic inversion method at layer 3 (750-2500 m in depth).

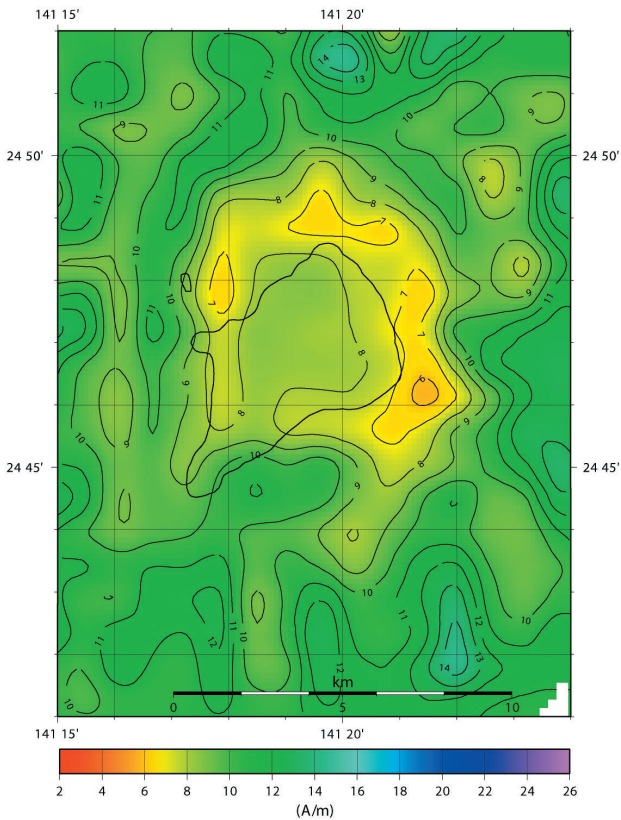


Fig. 8 Result of 3 D-magnetic inversion method at layer 2 (250-750 m in depth).

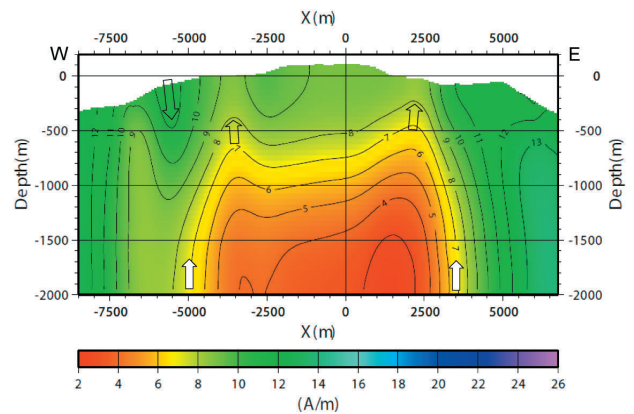


Fig. 10 Profile W-E 1 of magnetization intensity.
The location of this profile is shown in Fig. 6.

してドーム状に低磁化強度域が存在しており、その上面の縁は突き出ているという独特の形状をしている。

また、低磁化強度域の境界付近の磁化強度勾配が極めて大きいのも特徴であり、横軸 -5500 m 付近に磁化強度の谷がみられる。

・ S-N 1 南北線磁化強度断面図 (Fig. 11)

横軸の -4000 m と +5000 m 付近が低磁化強度

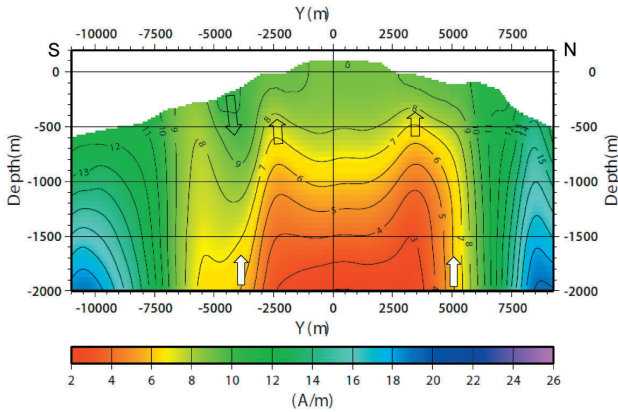


Fig. 11 Profile S-N 1 of magnetization intensity.
The location of this profile is shown in Fig. 6.

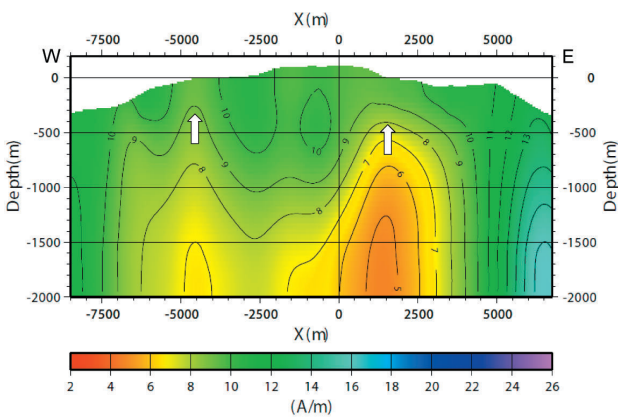


Fig. 12 Profile W-E 2 of magnetization intensity.
The location of this profile is shown in Fig. 6.

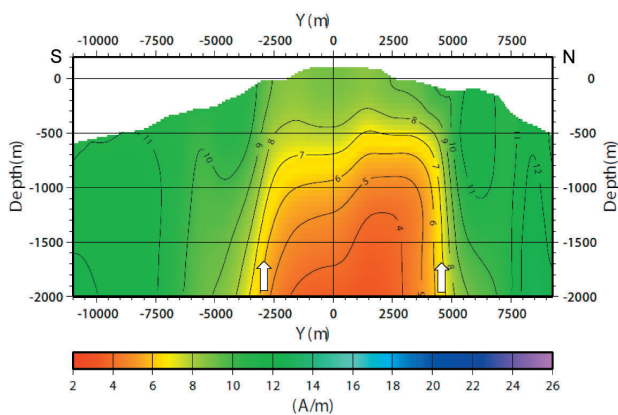


Fig. 13 Profile S-N 2 of magnetization intensity. The location of this profile is shown in Fig. 6.

域の境界であり東西線断面と同様の特徴を有している。

横軸 -4500 m 付近に磁化強度の谷がみられる。

・ W-E 2 東西線磁化強度断面図 (Fig. 12)

横軸の -4500 m と +1500 m 付近において低磁化強度域の突出が Fig. 10 より激しくなっている。

・ S-N 2 南北線磁化強度断面図 (Fig. 13)

横軸の -3000 m と +4500 m 付近を境界としてドーム状の低磁化強度域がみられるが、上面縁の突出がない。

4.3 1998年の解析

1998年のデータについて、2007年と同じ条件で解析した磁化強度断面分布を Fig. 14, Fig. 15 に示す。これら断面図にも2007年と同様にドーム状の低磁化強度域や低磁化強度域の谷がみられる。またその低磁化域の磁化強度が1998年より2007年のほうが相対的に若干小さくなっている

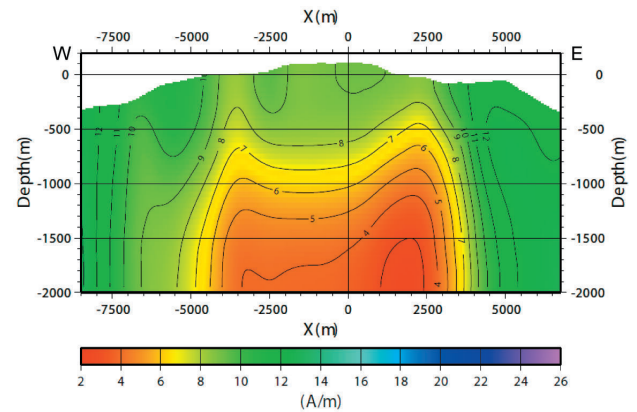


Fig. 14 Profile W-E 1 of magnetization intensity from 1998 survey data.

The location of this profile is shown in Fig. 6.

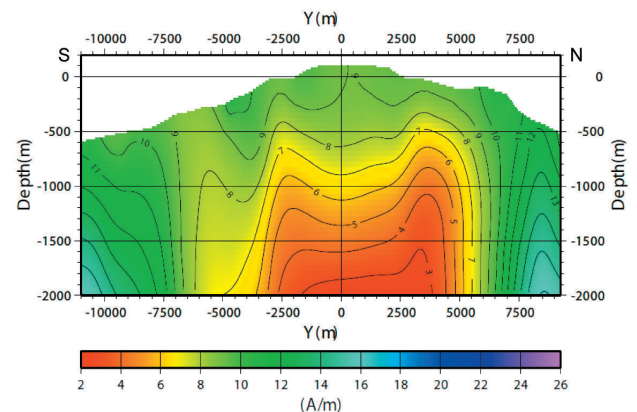


Fig. 15 Profile S-N 1 of magnetization intensity from 1998 survey data.

The location of this profile is shown in Fig. 6.

が、この変化が有意であるかどうかは、今後も繰り返し観測を多く実施し、検証していく必要がある。

5 考察

前項でも述べたように本解析による2007年の硫黄島内部の磁気構造にはFig. 10, Fig. 11に示すように少なくとも深度2000 m付近までの低磁化強度域がみられ、その形状は全体的形にはドーム状であり、その上面の縁が突き出ているという特異なものである。また、Fig. 10の横軸-5500 m, Fig. 11の横軸-4500 m付近に磁化強度分布の谷間が存在している。

Fig. 10の断面線(W-E1)の場合、その付近に阿蘇台断層、Fig. 11の位置(S-N1)にも旧千鳥飛行場の断層群が存在している(大八木・井口, 1985)。

1998年においても、この分布形状は2007年とほとんど変化がない。

このような低磁化強度域を生じさせる要因が火山活動による熱消磁であるとすれば、マグマまたは熱水がこのような形状で貫入している可能性がある。

大島・他(1982)は、「硫黄島周辺の海底から採取された岩石は、陸上の岩石より塩基性であり、キュリー点も325°C~390°Cである事から、同火山の内部にはより塩基性の岩石が存在し、地下の非磁性領域はこれらの温度より高温になっている」と考察している。

また硫黄島における熱的データから江原(1985)は、「元山地域を中心に広範囲な地熱活動が存在し、地中から大気中に放出される熱量は 10^8 cal/secという莫大なものである」と考察している。

海上重力測定の解析結果から植田(1985)は、硫黄島の平均密度は2.48 g/ccで、その残差異常値は同島中心部に-6~-8 mgalの負異常、その外縁部に+5~+8 mgalの正異常をみだし、この分布が低重力異常を伴うカルデラの特徴とよく一致していると考察している。

これらのことから2007年1月頃の硫黄島内部構造の状況は、カルデラ内に熱い物質が少なくとも深度2000 m付近まで存在し、その形状は直径約9000 mのドーム状であり、その上面縁が突出し、各断層地形付近に磁化強度の谷が存在していることが明らかになった。

6 おわりに

火山体の均一な磁化からのずれは、内部の岩体の違いや熱消磁の影響が表現されていると考えられ火山活動に起因することが多く、3次元地磁気インバージョン法による内部磁氣的構造の把握は火山活動の状況を検討するのに有用であることが確認された(植田, 2006; Ueda, 2007)。

硫黄島の噴火様式の解明に貢献するため、本稿で示された3次元磁気構造を説明できる火山活動モデルを今後も検討していく必要がある。

要 旨

2007年と1998年に実施した硫黄島の航空磁気測定のデータを用いて、鉛直方向を含む角柱構造モデルの磁化強度分布の推定が可能である3次元地磁気トモグラフィ法(植田, 2006)によって硫黄島の磁気構造モデルの解析を行った。

参考文献

- Bhattacharyya, B.K. (1964), Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, **29**, 517-531.
- Bjorck, A. and T. Elfving (1979), Accelerated projection methods for computing pseudo inverse solutions of systems of linear equations, *BIT*, **19**, 145-163.
- 江原幸雄(1985), 硫黄島の地熱活動, *地学雑誌*, **94**, **6**, 516-527.
- 小山薫・熊川浩一・植田義夫(2007): 最近の航空磁気測定について, *海洋情報部技報*, **25**, 87-95.
- 大久保泰邦(1993): 空中磁気探査におけるインバージョンとその地熱地帯への応用, *地質調*

査月報, 44, 8, 483-525.

- Okuma,S.,Makino,M. and Nakatsuka,T. (1994),
Magnetization intensity mapping in and
around Izu-Oshima Volcano, Japan., *J. Geo-
mag. Geoelectr.*,**46**, 541-556.
- 大島章一, 兼子俊朗, 小野寺健英, 中川久穂, 登
崎隆志, 三品正明, 小坂丈予 (1982): 硫黄
島周辺海域の磁気測量結果と海底から採取さ
れた岩石の磁性, *水路部研究報告*, **17**, 289
-316.
- 大八木則夫・井口隆 (1985), 硫黄島の地質, *地
学雑誌*, **94**, **6**, 436-445.
- 小澤拓・上田英樹・島田政信・村上亮・飛田幹
男・矢来博司・和田弘人・雨貝知美・藤原み
どり・藤田英輔・鶴川元雄 (2007), PALSAR
/InSARにより得られた小笠原硫黄島の2006
年火山活動活発化に伴う地殻変動 (速報),
防災科学技術研究所研究報告, **71**, 11-22.
- Talwani,M. (1965), Computation with the help of
a digital computer of magnetic anomaly
caused by bodies of arbitrary shape, *Geophys-
ics*, **30**, 797-817.
- Ueda,Y. (2007), A 3 D magnetic structure of Izu
-Oshima Volcano and their changes after the
eruption in 1986 as estimated from repeated
airborne magnetic surveys, *Journal of Vol-
canology and Geothermal Research*, **164**, 176-
192.
- 植田義夫 (2006), 三宅島の3次元磁気構造と2000
年噴火によるその変化, *火山*, **51**, **3**, 161-
174.
- 植田義夫, 中川久穂, 小野寺健英, 鈴木晃, 熊川
浩一, 久保田隆二 (2001): 2000年噴火以前
の三宅島の3次元磁気構造—地磁気トモグラ
フィーの試み—, *水路部研究報告*, **37**, 16-
19.
- 植田義夫 (1985), 硫黄島周辺の海上重力, *地学
雑誌*, **94**, **6**, 497-501.