

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

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***・小坂丈子****

RESULTS OF GEOMAGNETIC SURVEY AND MAGNETIC PROPERTIES OF DREDGED ROCKS AT SEA AROUND IWŌ-ZIMA

Shoichi Oshima,* Toshiro Kaneko,** Ken-ei Onodera,** Hisaho Nakagawa,**
Takashi Tozaki,** Masaaki Mishina*** and Joyo Ossaka****

Received 1981 September 29

Abstract

A land magnetic survey and a three-component aeromagnetic survey of Iwō-zima and its adjacent areas were conducted in 1980. Geomagnetic anomalies obtained show remarkable features of strong normal magnetization for the greater area of the seamount of Iwō-zima, except for the summit portion. On the contrary, the summit area of about 20 km in diameter, including Iwō-zima in its center, shows remarkable anomalies of opposite polarity compared with the surrounding normally magnetized area.

Magnetization of an uniformly magnetized seamount can be computed if its shape and magnetic anomaly are known. On the other hand, the shape of the magnetized body can be computed by two-dimensional Fourier's analysis from its magnetic anomaly if the magnetization is known. Both of these techniques were used to estimate the shape of the magnetized portion and magnetization of the seamount under Iwō-zima.

The computed intensity of magnetization is roughly 1×10^{-2} emu/cc. The estimated shape of the magnetized portion of the seamount shows a deep cavity at its center from the topographic surface to about 2 km in depth, which would be attributable to high temperature of the core of the seamount.

In June 1981, a geological and geophysical investigation in the sea around Iwō-zima was conducted. Dredged rock samples during the cruise were judged as trachyandesites from the results of observation of thin section and chemical analysis. Magnetic properties of the rock samples were also measured, and a maximum intensity of NRM (Natural Remanent Magnetization) of about 2.8×10^{-2} emu/cc was found for rock which contained many small grains of magnetites in the groundmass.

Key Words: Geomagnetism-property of the dredged rocks—Iwo-Zima

* 監理課 Administrative Division, ** 測量課 Surveying Division, *** 東北大学理学部青葉山地震観測所 Aobayama Seismological Observatory, Faculty of Science, Tohoku University,

**** 東京工業大学 Tokyo Institute of Technology

1. 序論

太平洋戦争の激戦地として知られる硫黄島は、戦前には1,000人余の人々が農業や水産業を営んでいた。1944年に戦争の激化に伴って島民の本土疎開がおこなわれ、1945年に米国の支配下となり、1968年に日本に返還されて今日に及んでいる。

硫黄島の地質や岩石について戦前には菊池(1888)、Petersen(1891)、脇水(1907 a, b)、本間(1925)、津屋(1936)により調査されている。米国の統治期間中は、Swenson(1948)、Macdonald(1948)、Krauskopf(1948)、Corwin and Foster(1959)らが地質や火山活動の調査を実施した。日本への同島返還に伴い、1968年に日本政府の調査団が派遣されて各種の調査が実施された。その結果のうち、硫黄島全体の隆起によると考えられる著しい海岸線の前進が関係者の注目するところとなり、以後今日に至るまで多くの調査研究が続けられてきた。小坂他(1972, 1975, 1979)は地形・地質・地球物理学的な調査を行い、硫黄島の火山活動の特徴を報告している。一色(1976)は同島の地質学的調査を実施するとともに、それまでの多数の調査研究成果を総合し、同島の地史について考察している。また高橋・熊谷(1976)は断層分布等について調査し、熊谷(1976)は地震活動の調査結果を報告している。1976年3月からは国立防災科学技術センターと防衛庁によって同島での地震の連続観測が行われている(国立防災科学技術センター, 1977)。

硫黄島周辺の海底地形は、戦前には1934年に日本水路部が測量し、米国統治期間中は1945年に米国海軍が水深200 m以浅について測量した。それらの結果は海図としてのみ残されており、より詳細な調査資料は見出すことができない。

昭和55年度から国土庁が中心となって硫黄島への島民の帰島と開発の可能性を検討するため、火山活動の総合調査が行われてきたが、これまでの調査研究には周辺海域をも含めた地質学・地球物理学的調査が欠けており、中でもまず航空磁気測量を実施する必要があることが指摘され、これを水路部が実施することとなったものである。本稿では1980年に水路部が実施した陸上の全磁力測量結果及び三成分航空磁気測量結果とそれらの解析結果、及び1981年の測量船「昭洋」による同島周辺海域の調査のうち、海底から採取された岩石の磁性等の調査結果を報告する。これらの調査は国土庁の協力により実施されたものである。

2. 硫黄島の火山活動の諸特性

硫黄島は伊豆小笠原弧南部の火山列島のほぼ中央に位置している。伊豆小笠原弧は伊豆半島付近から南硫黄島付近まで南北に分布する島弧海溝系であり、互いに平行に配列するいくつかの構成単元に分けることができる。それらは東から西へ順に伊豆小笠原海溝・小笠原海嶺・小笠原舟状海盆・七島一硫黄島海嶺・西七島海嶺などである。北半部では小笠原海嶺と小笠原舟状海盆は不明瞭となっている。小笠原海嶺は始新世から中新世の古銅輝石安山岩の集塊岩・凝灰岩や石灰岩などの古い火山岩でできている(佐藤, 1969)。七島一硫黄島海嶺は現世の火山フロントで、北から伊豆大島・三宅島・八丈島・青ヶ島・明神礁・スミス島・鳥島・西之島・北硫黄島付近の噴火浅根・硫黄島・南硫黄島付近の福德岡の場等の活火山の列となっている。これらのほとんどがソレライト系列及びカルクアルカリ系列の玄武岩・安山岩・石英安山岩を産するが、硫黄島と福德岡の場ではアルカリ系列の粗面安山岩が採取されている。

北硫黄島付近から硫黄島を経て南硫黄島付近に及ぶ海嶺状の帯を火山列島と呼んでいる。火山列島の東の斜面は、小笠原舟状海盆の水深2,500 m前後の平坦な海底から高まっており、平均傾斜角は6度前後である。火山列島の西側の斜面は、西七島海嶺の南への延長にあたり、平均傾斜は東側斜面より緩やかである。この付近の海底地形の詳細は、1981年の測量成果がとりまとめられる段階で明らかになるはずであるが、ここには海図の水

深値を用い、電子計算機で数値計算によって予測した海底地形の詳細を Figure 1 に示す。火山列島の海嶺は硫黄島付近で水深 600 m~800 m にやや平坦な面をもっている。硫黄島はその平坦面上に築かれた橋状あるいは平坦な円頂丘状の山体の、頂上付近の一部が海面上に現れたものである。

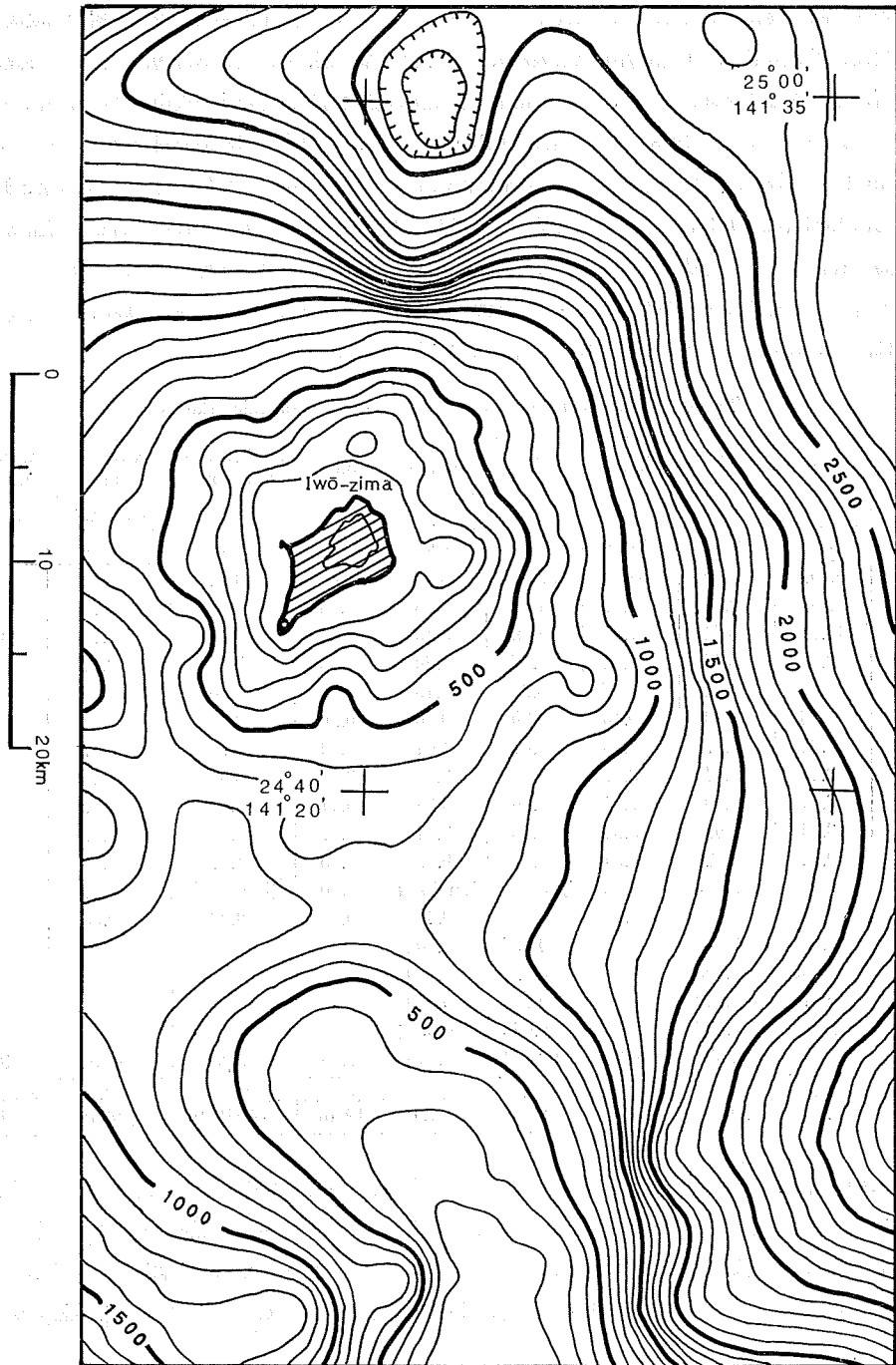


Figure 1 Sea-bottom topography at sea around Iwō-zima

硫黄島の海岸地形は北東—南西に長い(約8 km)楔形で、北東側で幅広く(約4 km)、南西側では幅が狭い。北東側は平坦な円頂丘状の元山に占められており、最高点は海拔約130 mである。南西端には切頭円錐火山の摺鉢山があり、最高点は海拔約160 mである。元山と摺鉢山を結ぶ平地を千鳥ヶ原と呼んでいる。

硫黄島の地質は粗面岩に近い粗面安山岩質の熔岩・凝灰岩・火砕岩・スコリヤ・火山灰などである。津屋(1936)は同島での4日間の調査結果などから、地質分布について下位から、(1)元山凝灰岩層及び摺鉢山凝灰岩層、(2)元山併入岩及び摺鉢山熔岩、(3)摺鉢山火山砂礫層、(4)千鳥ヶ原砂層、(5)段丘砂礫層、(6)砂丘砂礫層、(7)海岸砂礫層などの各層に分類している。岩石の化学分析結果は硫黄島及びその他の火山列島のものについて津屋(1936)及び森本・小坂ほか(1968)等の結果をTable 1に示す。表中第7列の福徳岡の場のデータは、新島を形成した1914年の活動で噴出した浮石の化学分析結果であり、硫黄島の陸上の岩石の化学分析結果と似ている。福徳岡の場は1904年と1914年に浮石及び黒曜石を噴出して新島を形成したが、それらの岩石は斑晶斜長石の成分が硫黄島の岩石のそれと近似しており、また有色鉱物斑晶も硫黄島のものと同種である。それらのことから福徳岡の場の岩石は粗面岩に近いかんらん石・輝石粗面安山岩と考えられている(津屋, 1936)。北硫黄島及び南硫黄島では、表に示すようなソレライト質玄武岩が採取されている。

Table 1 Chemical composition of rocks of Volcanic Islands

| | Mt. Suribati, Iwō-zima | | | Motoyama, Iwō-zima | | | Fukutoku-Okanoba | Kitaiwō-zima | Minamiwō-zima |
|-----------------------------------|------------------------|------------|-------------|--------------------|------------|-------------|------------------|--------------|---------------|
| | 摺鉢山 | | | 元山 | | | 福徳岡の場 | 北硫黄島 | 南硫黄島 |
| | No.1 | No.2 | No.3 | No.4 | No.5 | No.6 | No.7 | No.8 | No.9 |
| SiO ₂ | 58.91 | 58.59 | 58.91 | 58.83 | 58.56 | 59.60 | 60.82 | 48.49 | 45.80 |
| TiO ₂ | 0.82 | 0.74 | 0.82 | 1.02 | 0.78 | 0.86 | 0.45 | 0.76 | 0.77 |
| Al ₂ O ₃ | 17.71 | 16.54 | 17.71 | 18.09 | 18.13 | 16.81 | 16.63 | 18.72 | 19.54 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.81 | 5.46 | 2.81 | 1.57 | 1.80 | 0.83 | 1.15 | 2.77 | 6.34 |
| FeO | 2.67 | 1.11 | 2.67 | 5.23 | 5.13 | 5.87 | 3.46 | 8.18 | 5.61 |
| MnO | 0.16 | 0.20 | 0.16 | 0.30 | 0.20 | 0.26 | 0.39 | 0.22 | 0.21 |
| MgO | 0.88 | 0.97 | 0.88 | 1.07 | 1.01 | 1.34 | 1.79 | 5.17 | 6.21 |
| CaO | 3.47 | 3.44 | 3.47 | 3.12 | 3.37 | 3.10 | 3.35 | 12.47 | 12.19 |
| Na ₂ O | 6.01 | 6.20 | 6.01 | 5.96 | 6.34 | 6.11 | 5.62 | 2.02 | 1.89 |
| K ₂ O | 3.94 | 3.69 | 3.94 | 3.68 | 3.61 | 4.17 | 4.21 | 0.33 | 0.54 |
| H ₂ O ⁺ | 0.34 | 2.42 | 0.34 | 0.54 | 0.43 | 0.25 | 1.84 | 0.38 | 0.41 |
| H ₂ O ⁻ | 0.30 | (ign loss) | 0.30 | (ign loss) | (ign loss) | 0.10 | (ign loss) | 0.60 | 0.22 |
| P ₂ O ₅ | 0.49 | 0.37 | 0.49 | 0.51 | 0.46 | 0.50 | 0.22 | 0.05 | |
| (CeY) ₂ O ₃ | 0.001 | 0.007 | | 0.005 | 0.001 | | | | |
| ZrO ₂ | 0.005 | 0.005 | | 0.013 | 0.010 | | | | |
| B ₂ O | 0.142 | 0.129 | | 0.133 | 0.130 | | | | |
| S | 1.313 | 0.527 | | 0.060 | 0.054 | | | | |
| Total | 99.971 | 100.398 | 100.23 | 100.131 | 100.015 | 99.80 | 99.93 | 100.16 | 99.73 |
| 分析者・報告者 | 岩崎(1937) | 岩崎(1937) | 田中・津屋(1936) | 岩崎(1937) | 岩崎(1937) | 田中・津屋(1936) | 地質調査所 脇水(1919) | 津屋(1936) | 小坂・平林(1981) |

一色(1976)は同島の調査を行うとともに、それまでの研究者の論文を参考にして硫黄島の地史を考察し、更新世末あるいは現世に入ってから、熔岩が海底に流出し、引続いてやや爆発的な活動が起こり、火砕物が海底に堆積した後、ドーム状に隆起して現在の地形になったと述べている。唯一の例外は摺鉢山の上半部で、陸上堆積物により構成されている。一色が摺鉢山上半部以外はすべて海底で形成されたと考えた根拠を列記すると以下のとおりである。

○元山の最下位の熔岩流表面が黒曜石状である。また直径5 mをこえる枕状構造の見られる部分もある。

○元山凝灰岩には級化層構造、コンポルト葉理および斜層理がみられ、集塊岩が熔岩流表面の凹所を埋め立てるように堆積している。

○元山中央部の凝灰岩露頭にはさんご化石が着生している。

○摺鉢山最下位の軽石火山礫凝灰岩一角礫岩は、板状斜長石の集合斑晶を有する軽石片と黒曜石からなる。

○その上位の熔岩流下底部は黒色ガラス質であるといわれている。

○火砕岩（凝灰岩）の層理は、一般に海に向かって5度ないし10度傾斜している。

○固結した細粒火砕岩には、空中写真からも読み取れる大まかな節理が、元山最高点を中心にして放射状及び同心円状に見られる。

以上のとおり元山は最高点付近までがすべて海成層であり、総隆起量は130 m以上に達していると考えられるが、さらにここ70年間については全島的に絶え間なく隆起し続けてきたことが分かっている。小坂ほか(1979)によれば、1911年以来の硫黄島の総隆起量は合計約12.5 mに達している。辻ほか(1969)の空中写真等による測定結果によれば、1952年から1968年までの16年間に、元山周辺の海岸付近で9 m、元山山頂部で5 m隆起した。海岸地形も隆起に伴って変化が激しく、例えば1911年当時硫黄島西海岸とその沖約1 kmの釜岩は、水深約40 mの海で隔てられていたが、現在これら両者は幅200 m以上の陸地で接合されている。この地形変化の原因は隆起と漂砂の堆積の両方によるものと考えられる。海部の地形変化は、1934年日本水路部測量の海図(縮尺1/3万、水路軍機第220号、小笠原群島火山列島硫黄島)と1945年米海軍測量の海図(縮尺1/2万、No.97562, NAMPO SHOTO IO JIMA)を比較することにより、ある程度推定することができる。比較の結果、20 m以浅の海底では島の全周にわたって数m隆起しているように見え、それ以深でも浅くなる傾向がみられた。ただし米海軍の海図の水深200 m以深の数値は、日本水路部の海図のデータを書き写したもののようで比較の対象にできなかった。

硫黄島では温泉・火山ガスの噴気など地熱現象も活発である。噴気は島内各所で見られ、その温度は94°C~99°C程度であり、HClやSO₂は含まれず、H₂Sも少ない。したがって同島の下部に高温のガスの供給はあるが地下水かあるいは海水の浸透により、これら諸ガスが吸収されてしまうものと考えられている。湧水・温泉水・火山ガス濃縮水の中には重水素(D)や重酸素(¹⁸O)の濃度が極端に高いものがある(森本・小坂ほか、1968・硫黄島火山活動調査グループ、1981)。

放熱量についても異常に大きい値が見積もられている。それらは4.0~7.3×10⁷ cal/sec(1925年、豊島怒清)、1.8×10⁸ cal/sec(1968年、気象庁)、0.8~1.1×10⁸ cal/sec(1975年、江原幸雄)、1.3×10⁸ cal/sec(1978年、江原幸雄)など1925年以来1×10⁸ cal/sec(540 MW)に近い放熱が続けられてきた。日本の火山で多量の放熱現象が観測された例としては、桜島(1978年小噴火中)2100 MW、十勝岳(1979年)250 MW、浅間山(1977年)140 MW、九重山(1978年)120 MW、霧島山(1978年)85 MW、昭和新山(1977年)70 MWなどであり(Kagiyama, 1981)、噴火中の桜島を除けばいずれも硫黄島の半分以下である。このことから硫黄島の放熱量は膨大であり、しかも長期間にわたって安定した量の放熱が行われていると言える。

噴火現象については1887年以来十数回認められており、これらはすべて水蒸気爆発であった。地震活動は、1976年3月以来の常時観測結果によれば、時に活発化し、日別地震回数で41回に達したこともある。しかし平均的には1日当たり数回程度であり(国立防災科学技術センター、1977)、活発な隆起や放熱現象に比べれば意外な程少ない。

島内各地で行われた電気探査の結果、平均100 m程度より以深に50 Ω mないしそれ以下の低抵抗層が分布している(小坂丈予ほか、1975、1979)。

以上に述べたように、硫黄島の火山活動の特徴は、現世の火山フロントに位置するにもかかわらずアルカリ系列の岩石で構成されていること、長期間にわたり活発な隆起・放熱現象が続いていること、それらに比較して地震活動が低調なことなどである。

3. 陸上磁気測量

Figure 2 に示す島内 44 か所においてプロトン磁力計による全磁力測定が行われた。測量の概要は以下のとおりである。

| | |
|------|------------------------------------|
| 測量期間 | 昭和 55 年 7 月 15 日から 7 月 18 日 (4 日間) |
| 測定者 | 兼子俊朗, 土出昌一 |
| 測定機 | プロトン磁力計 (測機舎製 PPM-739C 型) |

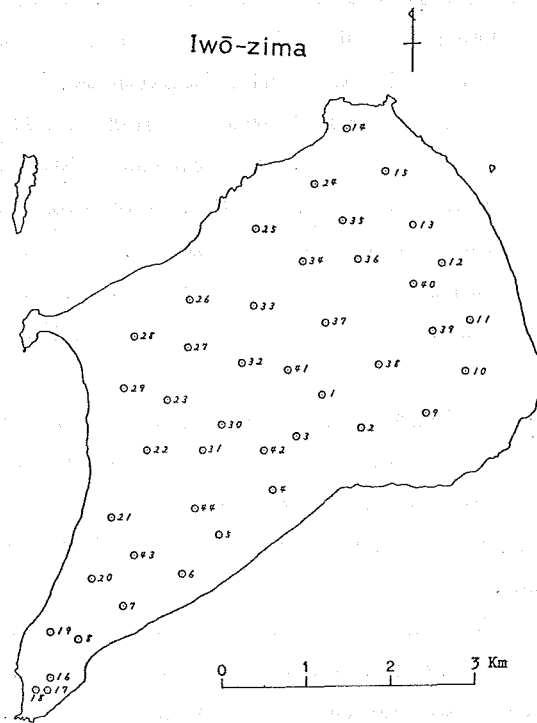


Figure 2 Location of observation points of land magnetic survey

なお、測定高度は地表面から 2.2 m とし、測定点の選定に当たっては人工構築物を避けるとともに、測定点周囲の磁場分布を調査し、できるだけ磁場傾度の小さい地点を選んだ。測定値にはプロトン磁力計が自動的に計測表示する約 8 秒ごとのデータのうち、安定な連続 5 個のデータを選び、その平均値を採用した。

地磁気時間変化の観測は行わなかったが、島の中央部に基準点を設定し、日変化及び磁気嵐等の時間変化の概況把握のため及び測定機の点検のため、ここで 1 日 1 回以上測定を実施した。これら基準点での測定値と、八丈島における連続観測データ(八丈水路観測所・ $33^{\circ}04. '2N$., $139^{\circ}49. '7E$.)の全磁力値の差の較差は最大 21 nT であった。測定期間中の八丈島の全磁力日変化の振幅は約 30 nT であった。硫黄島付近と八丈島では全磁力日変化の様子はかなり異なっていると考えられるが、より長周期の数日間にわたる変化については類似している(大島・森, 1974)、概略の時間変化補正を八丈島のデータを用いて行った。

地磁気全磁力分布測定結果を Figure 3 に示す。最大値は元山中央部の 40,485 nT、最小値は二ツ根浜付近の 38,977 nT で、その差は 1,500 nT に達する。

硫黄島陸上の全磁力分布は、大局的には北部で大きく南部で小さい。この傾向は後述する高度 1,000 m における航空磁気測量の結果とも合っており、硫黄島付近の地下 2 km 付近に深及び同島周辺に存在する磁性岩体の形状に起因するものである。さらに詳しく測量結果を見ると、この大局的な傾向に重複して局地的な地磁気異常分布が見られる。それらは地表付近のごく浅い地層内に磁性岩体（熔岩等）が分布していることを示している。それら浅在性の磁性岩体が分布すると予想される場所は、全磁力分布の様子から、千鳥ヶ浜北部、元山中央部、離岩付近の海岸から日出浜に至る海岸一帯および摺鉢山付近等（Figure 3 参照）である。井戸ヶ浜付近の負の異常域は、この付近で浅在性の磁性岩体が凹部を形成しているか欠除しているためと思われる。なお太平洋戦争中多量に打込まれた砲弾のうち、1,000 トンから 2,000 トンが不発弾として残存している模様で、砲弾の一部には強磁性金属も含まれているが、磁場傾度の小さな場所を選んで測定するという操作によって、その影響をある程度除去することができたものと考えられる。

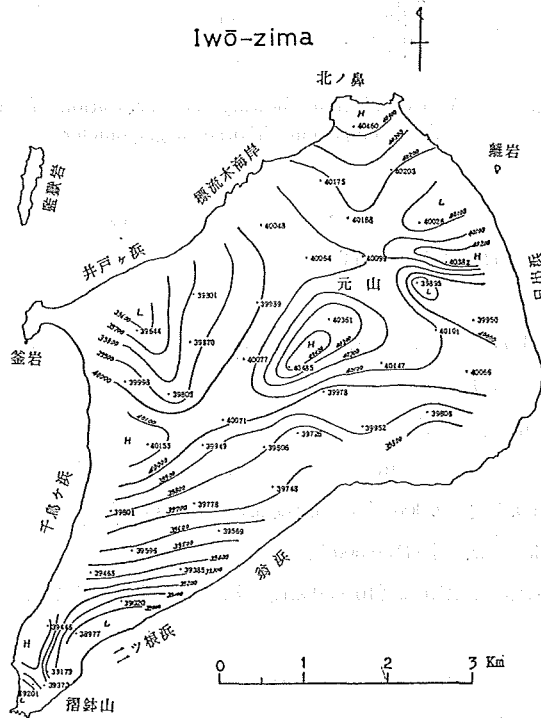


Figure 3 Geomagnetic total intensity distribution of Iwō-zima

4. 航空磁気測量

水路部では 1979 年にデジタル記録方式の三成分航空磁気儀を製作し、第三管区海上保安本部羽田航空基地所属 LA-701 号機 (YS-11 型) に搭載した。航空磁気儀はフラックスゲート型磁力計及び姿勢角測定用の運動測定装置等で構成されている。測定機の概要は以下のとおりで、フラックスゲート型磁力計は斉藤ほか (1979) によって開発された方式のものと同様の回路構成である。なお、これらをまとめてブロックダイアグラムとして Figure 4 に示す。

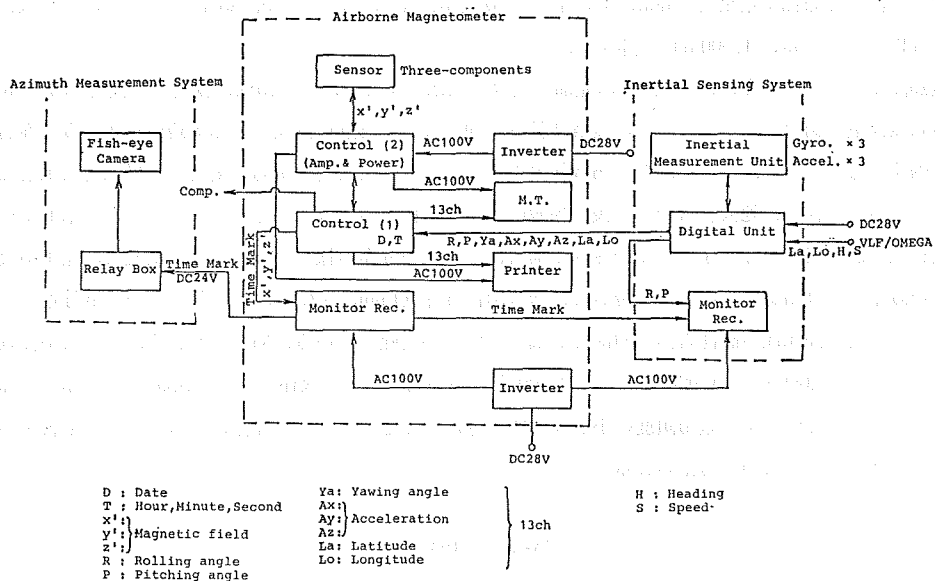


Figure 4 A block diagram showing the composition of the three-component airborne magnetometer

- 航空磁気儀（測機舎製）
 - 方式 三成分リングコアセンサー・フラックスゲート型磁力計
 - 測定範囲 $-60,000 \text{ nT} \sim +60,000 \text{ nT}$
 - 応答速度 10 Hz
 - 精度（分解能） 3 nT (1 nT) ただし気象庁地磁気観測所での比較測定結果による値
 - 出力 地磁気三成分 アナログ及びデジタル
 - 運動測定装置（日本航空電子工業製）
 - 測定項目 姿勢角（ローリング角，ピッチング角，ヨーイング角）及び三軸加速度
 - 精度（分解能） 姿勢角 0.1 度 (0.006 度)，加速度 0.05 G (0.0004 G)
 - 測位機（Global Navigation Inc. 製 GNS-500A 型）
 - 入力 世界各地の VLF 9 局 (10~30 kHz) 及び OMEGA 8 局 (10.2~13.6 kHz) の電波
 - 測定間隔 1 秒
 - 出力 緯度，経度，機首方位，対地速度，その他
 - 方位測定装置（日本光学製）
 - 構成 魚眼カメラ，モータードライブ，リレーボックス等
 - 撮影間隔 1 分
- また，航空磁気測定の作業の概要は以下のとおりであった。
- 測量期間 1980 年 10 月 16 日から 10 月 22 日までのうち 4 日間
 - 測量班 兼子俊朗（班長），中川久穂，登崎隆志，小野寺健英，坂本政則，岩根信也，熊坂文雄，三股哲生
 - 航空機 海上保安庁 LA701 号機 (YS-11 型)
 - 測定高度 1,000 m

○ 測定コース 硫黄島を中心とする半径 130 km の範囲の放射状 7 測線

Figure 5 に測定コースのうち硫黄島付近の一部を図示する。航空磁気儀は測量前後に気象庁地磁気観測所（茨城県・柿岡）へ持ち込み、標準磁気儀との比較測定を実施し、三成分リングコアセンサー各軸の方向及び感度に関する補正係数を決定するとともに、精度を確認した。方法は航空磁気儀のセンサーを絶対観測台上で 5 度ないし 10 度おきに回転し、航空磁気儀の出力と地磁気観測所のデータから算出した航空磁気儀各軸方向の地磁気成分を比較するものである。その結果航空磁気儀出力の標準偏差は 3 nT であったが、誤差の原因は主にセンサーを乗せた回転台を 5 度ないし 10 度ごとに回転する際の角度の設定誤差と思われ、磁気儀そのものの精度は 3 nT 以内であると考えられる。

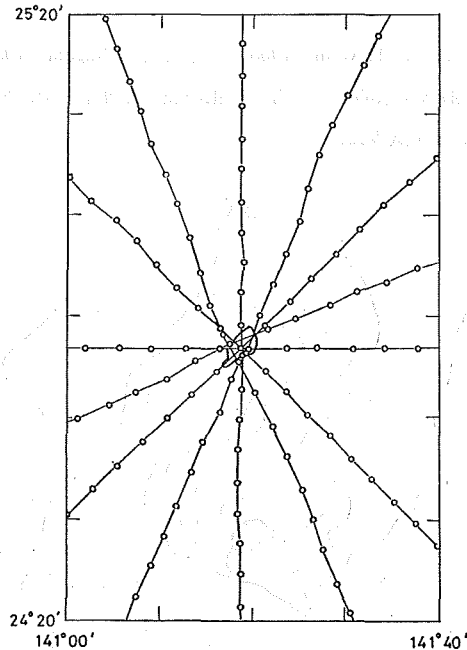


Figure 5 Tracks of three-component airborne magnetic survey in the vicinity of Iwō-zima. Flight altitude was 1,000 m.

硫黄島での航空磁気測量データの処理は、水路部で開発されたソフトウェア（海上保安庁・1978）により行った。データ処理に使用した電子計算機は日本電気製 ACOS システム 700 である。地磁気異常値は、米国 NASA が地磁気三成分測定のため打上げた MAGSAT 衛星のデータから算出された MGST(6/80) を標準磁場として算出した。地磁気各成分の異常分布を Figure 6-1~6-4 に示す。

硫黄島の地磁気異常分布の測定結果は、火山列島の海嶺をも含めた広い領域については正帯磁のモデルの磁場に似ているが、硫黄島及びその近傍の地磁気異常分布は、あたかも逆帯磁のモデルの磁場に似ている。例えば ΔX では広域的には硫黄島の南方沖に正の異常域、北方沖に負の異常域が分布しているが、硫黄島を中心とする半径約 10 km 以内の範囲では極性が全く逆で南側に負、北側に正の異常が分布している。このように広域的には正帯磁の山体の場合の異常分布を示すが、硫黄島を中心とする半径約 10 km 以内の範囲では逆帯磁の山体の場合の異常分布のような結果となる状況は、他の ΔY , ΔZ , ΔF についても見られる。硫黄島は現在活動中の火山であり、中心部が逆帯磁であるとは考えられない。この逆帯磁のような異常分布の原因は磁気基盤の形状に起因するものと考えられる。例えば磁気基盤の形状が、山体の中心部で深い凹部を形成しているような場合も今回の測量

結果に似た地磁気異常分布を示すであろうと思われる。なお硫黄島で測定された地磁気異常分布から、最大振幅（最大値と最小値の差）は全磁力で1,800 nTであり、山頂からの高度約1,000 m前後で測定された値としてはきわめて大きく、硫黄島の基盤はきわめて強く磁化した岩石で構成されているといえる。富士・箱根・伊豆諸島方面の航空磁気測量の前例から、全磁力異常の最大振幅と山頂～測定面間の高度差を見てみると、富士山・1,000 nT・1,600 m（水路部測量・未公表資料）、箱根・800 nT・600 m（Hagiwara, 1965, 加藤愛雄測定）、伊豆大島・2,000 nT・450 m（海上保安庁水路部, 1979）、三宅島・1,300 nT・600 m（Utashiro *et al.*, 1972）などであり、硫黄島の全磁力異常の振幅は伊豆大島のそれに匹敵する大きいものである。硫黄島の陸上に分布する粗面安山岩は、酸化鉄の含有量等から一見このような大きい地磁気異常を発生している原因岩体としては考え難いように思われる。

以上のことを定量的に検討するため、Talwani (1965) の方法及び Nagata (1938) の方法から導かれた Hahn (1965) の方法により、磁性岩体の形状を求めるとともに磁化の強さを推定した。Figure 7 に示すようにこの2つの方法をくり返して結果を得ることを試みた。

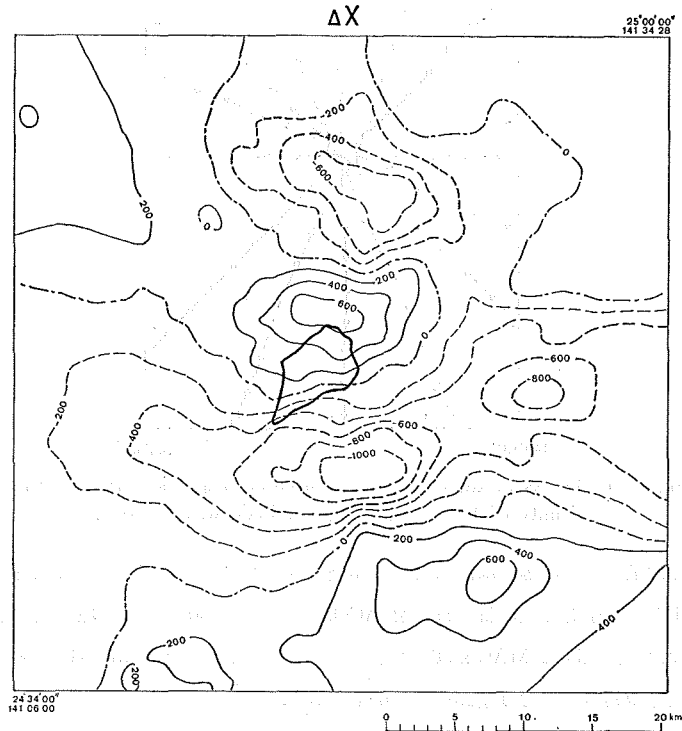


Figure 6-1 Distribution of north-component geomagnetic anomaly in the adjacent area of Iwō-zima, at altitude 1,000 m. Reference field is MGST 6/80. Contour interval is 200 nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative values

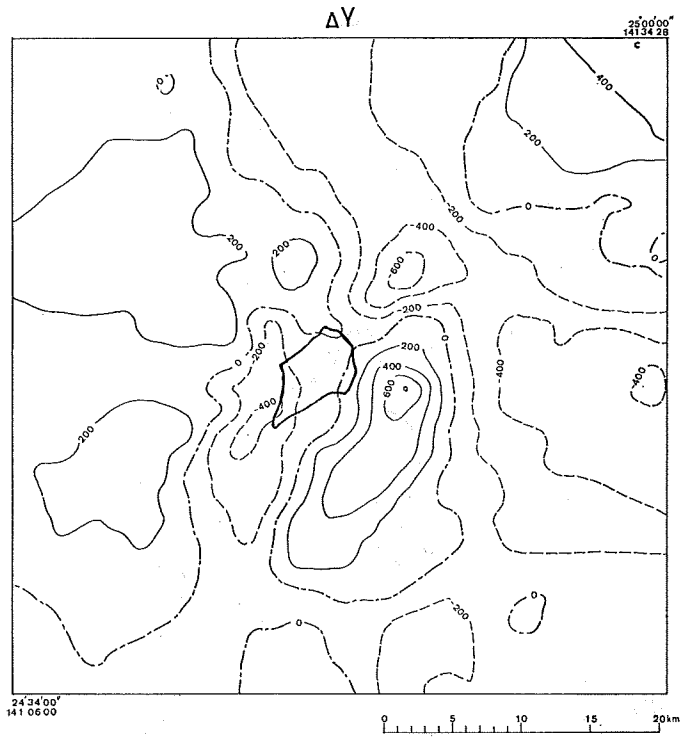


Figure 6-2 Distribution of east-component geomagnetic anomaly

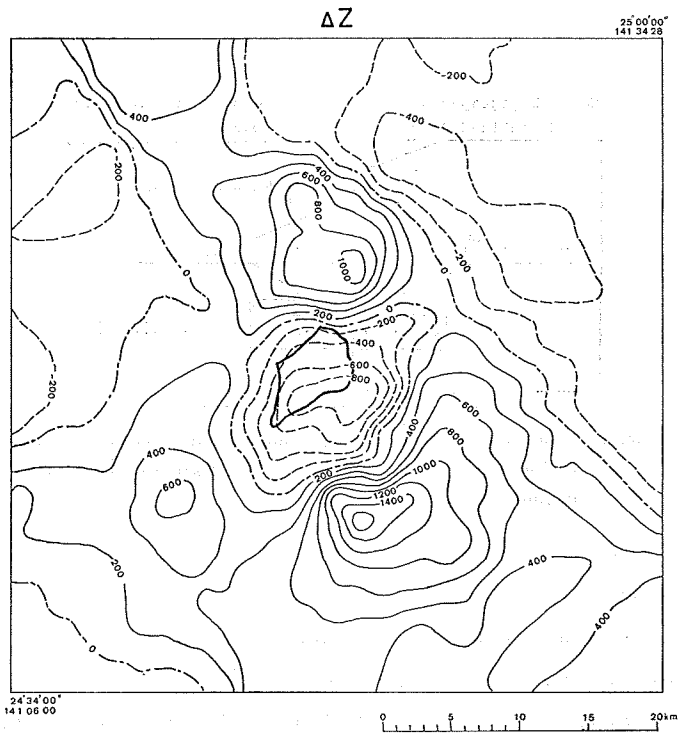


Figure 6-3 Distribution of vertical component geomagnetic anomaly

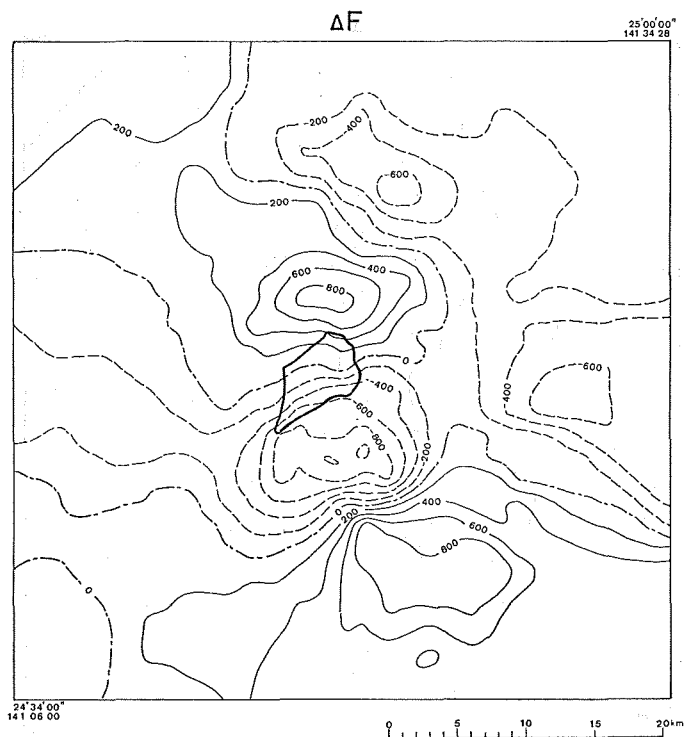


Figure 6-4 Distribution of total intensity geomagnetic anomaly

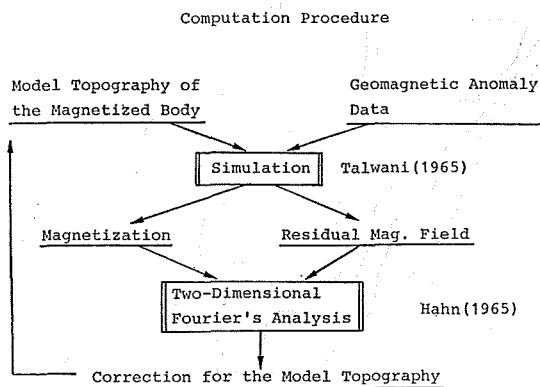


Figure 7 Schematic diagram showing computation procedure to obtain best-fit model of topography of the magnetized body and its magnetization

Talwani (1965) の方法は、山体の地形と山体上空の地磁気異常分布から、山体の磁化の強さと方向を求めるもので、磁化した山体の地形は多角形の等高線で近似するものである。その際、山体の磁化は均一であると仮定する。地磁気異常の計算値を $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z, \Delta F$ (北向, 東向, 鉛直, 全磁力各成分) とし、磁化の XYZ 成分を J_x, J_y, J_z , 山体の地形に関する体積積分を $V_i (i=1\sim6)$ とすると、

$$\Delta F = J_x (V_1 \cos D \cos I + V_2 \sin D \sin I + V_3 \sin D) + J_y (V_2 \cos D \cos I + V_4 \sin D \cos I + V_5 \sin I) + J_z (V_3 \cos D \cos I + V_5 \sin D \cos I + V_6 \sin I) \quad (1)$$

$$\Delta X = J_x V_1 + J_y V_2 + J_z V_3 \quad (2)$$

$$\Delta Y = J_x V_2 + J_y V_4 + J_z V_5 \quad (3)$$

$$\Delta Z = J_x V_3 + J_y V_5 + J_z V_6 \quad (4)$$

などと表される。今回は航空磁気観測のデータのうち硫黄島を中心とする $48 \times 48 \text{ km}^2$ の範囲のデータから面的内挿計算により、 31×31 個の等間隔格子点の各点の値を算出し、それらを用いて J_x, J_y, J_z を求めた。ところで、上記の式から J_x, J_y, J_z が山体の内部で均一であるとの仮定の下に J_x, J_y, J_z を求める場合は、いくつかの方法が可能である。そしていずれか1成分の地磁気異常分布が測定されているならば、 J_x, J_y, J_z すべてを最小自乗法によって求めることが可能である。また上記の(2)~(4)式を用いて格子点の各点ごとに J_x, J_y, J_z を算出することも可能である。今回それらすべての方法により磁化を算出することを試みてみた。磁化した山体の地形モデルは、水路部刊行の大洋水深図 G1505 を参考にして作成した。そのうち硫黄島付近だけを図示したのが Figure 8 である。このモデルは Figure 7 に示す計算を何回かくり返し実行して得られたものである。計算の結果得られた J_x, J_y, J_z の値を Table 2 に示す。表には磁化の偏角及び伏角の値も示した。それらの値は、硫黄島付近の現在の地球磁場の偏角(-3度)及び伏角(35度)とはかなり異なっている。 J_x は ΔX から、 J_y は ΔY から、 J_z は ΔZ からそれぞれ算出した磁化率を用いて計算した値を表に*で示した。

硫黄島付近の岩石の磁化の方向は、現在の地球磁場の方向とほぼ同じであると考えられるにもかかわらず、このような計算結果となった。この方法では、一様に帯磁しているものと仮定して、その帯磁の強さと方向を決めるものであるが、この領域の磁場分布をみるならば、帯磁の非一様なことは容易に推察され、したがって得られた結果が現実と違ってくることも十分考えられる。ここで得られた結果の良否の指標としてこれらのモデル計算による近似結果の標準偏差と

$$\text{Goodness Ratio} = \sum \{ |\Delta H_i| / |r_i| \}, \Delta H = \Delta X \text{ or } \Delta Y \text{ or } \Delta Z \text{ or } \Delta F, r = \text{residual}$$

を Table 3 に示す。またモデル計算結果を Figure 9-1~9-4 に示す。

次に Hahn (1965) の方法によって、前記の Talwani の方法で最終的に使用した磁性体モデルの地形の修正量を算出した。磁性岩体の地形をその量だけ修正すれば、測定された地磁気異常分布とモデルから計算された地磁気異常分布はよく一致するはずのものである。磁化の強さと方向は Table 2 の*印のもの、つまり ΔX から算出した $J_x, \Delta Y$ から算出した $J_y, \Delta Z$ から算出した J_z を採用し、算出した。Hahn の方法ではまず地磁気異常分布を2次元フーリエ級数に展開する。例えば ΔZ が $r \times r$ 個の格子点について得られる場合これを2次元フーリエ級数に展開して

$$\Delta Z = \sum_{m=0}^a \sum_{\kappa=0}^a [P_m^\kappa \cos \{2\pi(\kappa x + m y) / A\} + Q_m^\kappa \sin \{2\pi(\kappa x + m y) / A\}] \quad (5)$$

$$G = r/2, A = r\delta s \quad (\delta s \text{ は格子点の間隔})$$

次に ΔZ を測定面から Δd だけ下方の面を中心とする磁性岩体表面の起伏によって表現することを考える。そのため、まず ΔZ に Δd だけ downward continuation をほどこす。(5)式の右辺の各項のうち特定の m 及び κ に関する一項を partial wave C_m^κ と呼ぶことにすると、 C_m^κ を整理して

$$C_m^\kappa = P_m^\kappa \cos \{2\pi(\kappa x + m y) / A\} + Q_m^\kappa \sin \{2\pi(\kappa x + m y) / A\} \\ = R_m^\kappa \cos \{2\pi(\kappa x + m y) / A - \phi_m^\kappa\} \quad (6)$$

C_m^κ に Δd だけ downward continuation をほどこしたものを $C_m^{\kappa'}$ とすると

$$C_m^{\kappa'} = C_m^\kappa \exp(2\pi \Delta d \sqrt{\kappa^2 + m^2} / A) \quad (7)$$

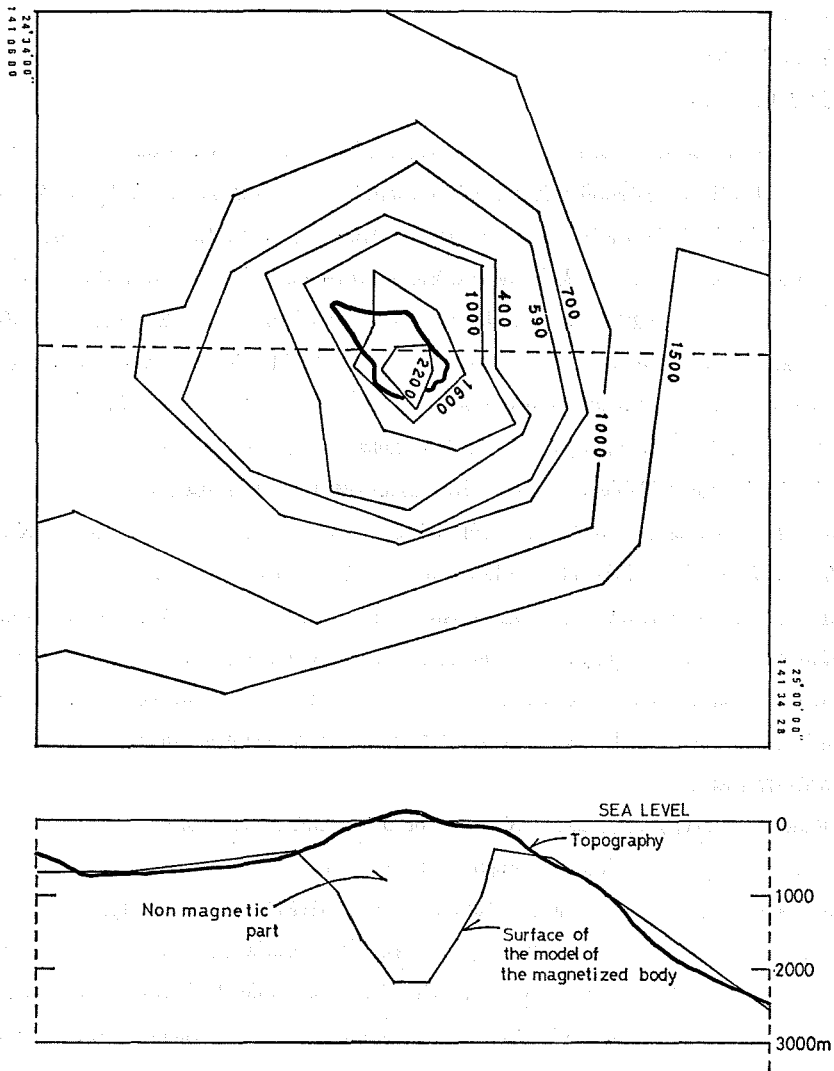


Figure 8 A model of topography of the magnetized body in the adjacent area of Iwō-zima. Unit: meters. A N-S cross section was given on the right of the figure along the dotted line on the left half.

Table 2 Calculated magnetization of Iwō-zima from the geomagnetic anomaly distributions. Unit : 10^{-3} emu/cc

| Magnetization Mag. Field | J | J_x | $J_r(D)$ | $J_z(I)$ |
|--------------------------------|-------|-------|----------------|--------------|
| ΔX | 9.82 | 6.61* | -0.79 (-6°.8) | 7.23 (47°.8) |
| ΔY | 11.25 | 9.31 | -2.72*(-16°.3) | 5.69 (34°.1) |
| ΔZ | 11.68 | 8.44 | -2.32 (-15°.3) | 7.74*(43°.7) |
| $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$ | 12.46 | 9.26 | -4.96 (-24°.7) | 7.18 (42°.1) |
| ΔF | 11.97 | 7.47 | -4.01 (-28°.2) | 8.45 (51°.4) |
| * | 10.53 | 6.61 | -2.72 (-22°.4) | 7.74 (51°.2) |

したがって ΔZ に Δd だけ downward continuation をほどこした値 $\Delta Z'$ は

$$\Delta Z' = \sum_{m=0}^G \sum_{k=0}^G C_m^{k'} \tag{8}$$

次に r_m^k を

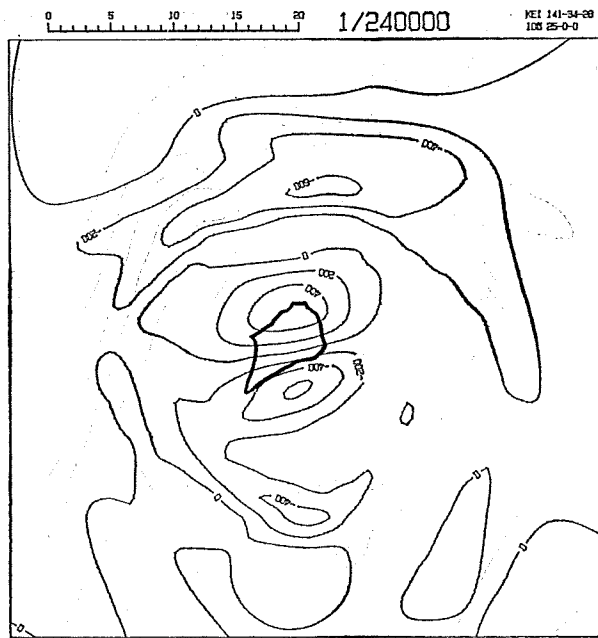
$$r_m^k = R_m^k / \{4\pi J^2 (\sin^2 I_r + \cos^2 I_r \cos^2(\alpha + \delta)) \sqrt{k^2 + m^2} / \Lambda\} \tag{9}$$

と定めておく。(9)式で J は磁化の絶対値, I_r は磁化の伏角, α は partial wave C_m^k の波に直角で水平な方向と x 軸 (格子点の座標を定めたときの座標軸で北向きに近い方の軸) のなす角, δ は磁北から x 軸までの角度である。これらにより partial wave C_m^k に対応し, 測定面から Δd だけ下方の面を中心とする, 強さ J , 伏角 I_r に帯磁した磁性岩体表面の起伏 z_m^k は, 次のように表すことができる:

$$z_m^k = -r_m^k \cos \{2\pi(\kappa x + m y) / \Lambda - \varphi_m^k - \pi/2 + I_r'\} \tag{10}$$

Table 3 Goodness of fit of the simulation calculation.

| | Standard Deviation | G. Ratio $\Sigma \Delta T_i / \Sigma R_i $ |
|------------|--------------------|---|
| ΔX | 271 nT | 1.14 |
| ΔY | 194 | 1.25 |
| ΔZ | 317 | 1.40 |
| ΔF | 291 | 1.29 |



KEI 141-34-0
100 24-34-0

KEISAN - X
HEIGHT= 1.0

Figure 9-1 Distribution of computed geomagnetic anomaly (north-component).

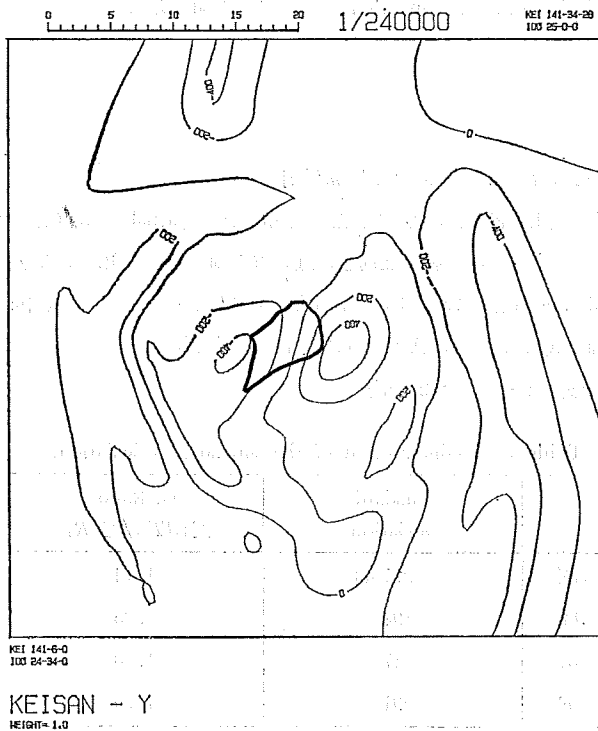


Figure 9-2 (east-component)

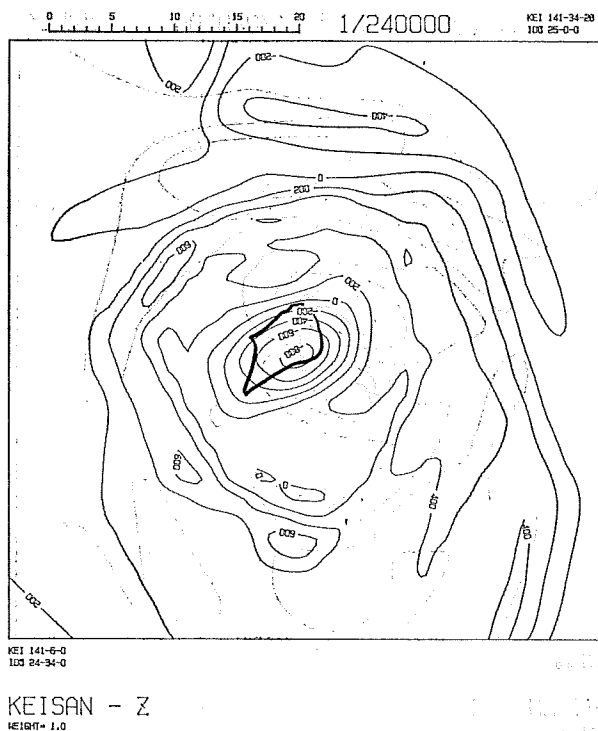


Figure 9-3 (vertical component)

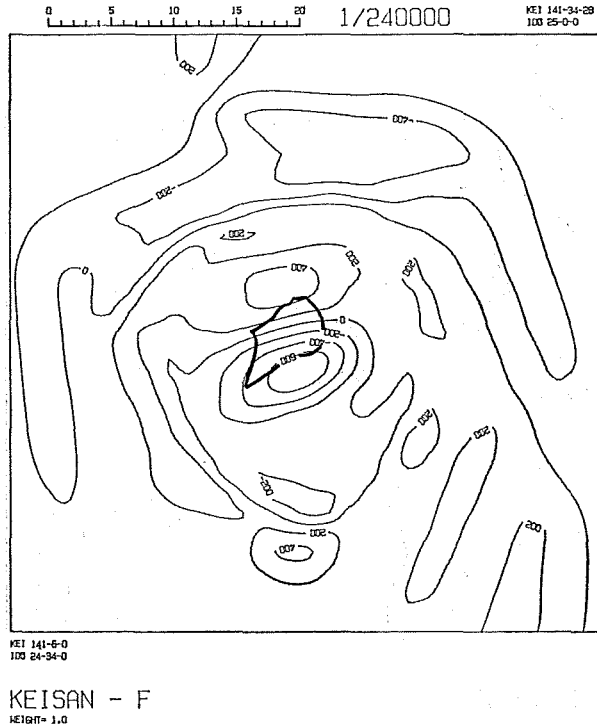


Figure 9-4 (total intensity)

ただし $I_r' = \tan^{-1} \{ \tan I_r / \cos(\alpha + \delta) \}$

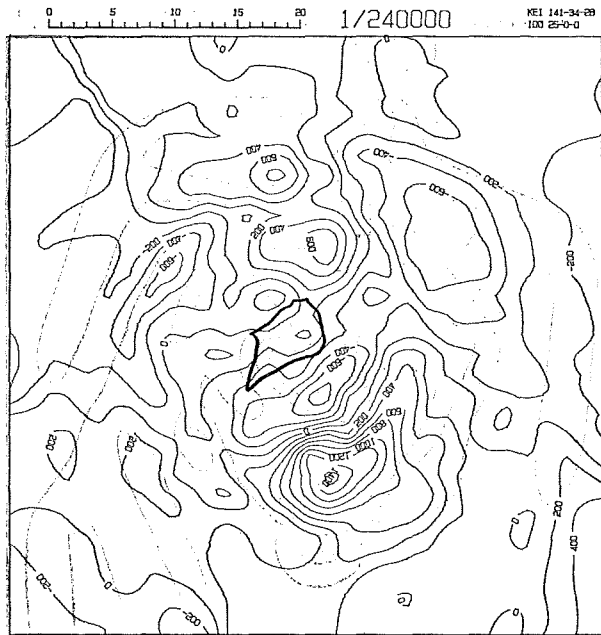
したがって磁性岩体表面の起伏は、 $\sum_{m=0}^a \sum_{k=0}^a z_m^k$ として求めることができる。

全磁力についても類似の手続で計算し、磁性岩体の表面の起伏を求めることができる。その場合は

$$z_m^k = -r_m^k \cos \{ 2\pi(\kappa x + my) / \Lambda - \varphi_m^k - \pi + I_r' + I_l' \}, I_r' = \tan^{-1} \{ \tan I / \cos(\alpha + \delta) \} \quad (11)$$

実際の計算手続では、 ΔZ の linear trend をあらかじめ除いておくこと、求められた起伏についても適当なフィルターによりごく短波長の成分を除去することなどの工夫が必要である。また計算領域の端に近い部分については、結果の信頼度は低いことも考慮しなければならない。

鉛直成分の測量データと前記の Talwani の方法によるモデル計算結果との差を、Figure 10 に示す。この値から海面下 700 m の面を中心とした磁性体の起伏を算出した。Figure 11 が ΔZ の差から求めた結果である。 ΔF の差から求めた結果もこれとほぼ同じであった。したがって一様帯磁とするならば Figure 8 の硫黄島の磁性岩体のモデルをこの計算結果を使って補正すれば、より実測値に近いモデル計算結果が得られるものと考えられる。つまり硫黄島の南々東方に高さ 1,600 m の山体、北方に高さ 800 m の山体を付加するとともに、北東方に 800 m、北西方に 400 m の深さのくぼみを設けるならば、モデルは改善されるであろうことを示している。しかし現在の海底の上に山体を付加することは实际的でない。これらの山体を付加すると測量結果がよく説明できる部分は、仮定した磁化よりさらに強く磁化しているものと推定される。硫黄島とその近傍についてはほとんどモデルを修正する必要はないが、所々に 200 m 程度の厚さの磁性岩体を付加する必要があることが示されている。例えば硫黄島の元山から北側の海岸にかけてもそのような結果となっている。硫黄島は表面付近は冷却されて岩石はキュリー点より低く、内部はキュリー点より高温である可能性があり、磁性岩体は地表付近にも



KEI 141-6-0
100 24-34-0

ZANSA - Z
HEIGHT = 1.0

Figure 10 Residual values of vertical component (obs. - comp.).

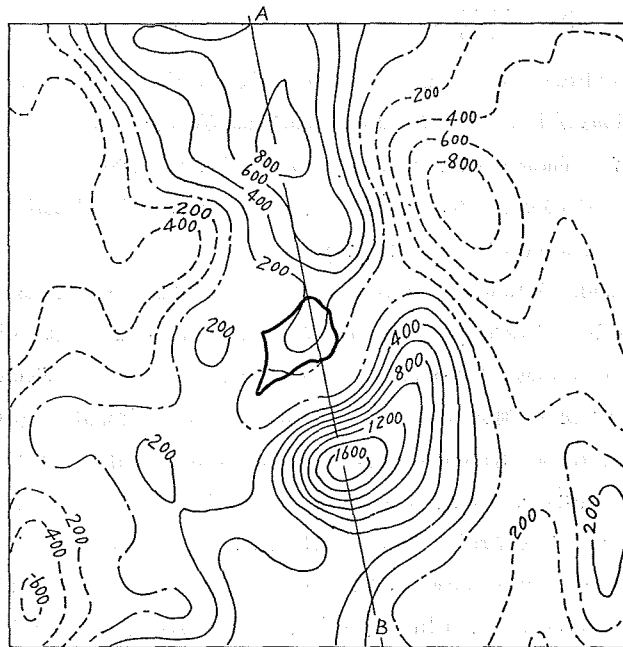


Figure 11 Depth correction for the surface of the magnetized body. Unit: meters.

存在すると考えられる。海面下 700 m (測定面下 1,700 m) 付近の厚さ 200 m の帯磁層と同振幅の地磁気異常を測定面 (高度 1,000 m) に及ぼす地表付近の帯磁層の厚さを算出した結果は、ほぼ 150 m 程度であった。したがって地表付近に厚さ約 150 m の帯磁層を付加するならば、モデルはさらに改善される可能性がある。

これらの計算結果を参考にして、硫黄島付近の帯磁の状況を表したモデルを Figure 12 に示す。ただし地表付近の帯磁層の厚さの算出結果は、より深部の磁性岩体の形状の仮定のしかたに左右されるものであって、一意性は無く一例を示すものにすぎない。しかし、陸上磁気測量の結果でも元山付近に浅在性の帯磁層が分布していることが分かっており、このことと以上の計算結果は調和的である。

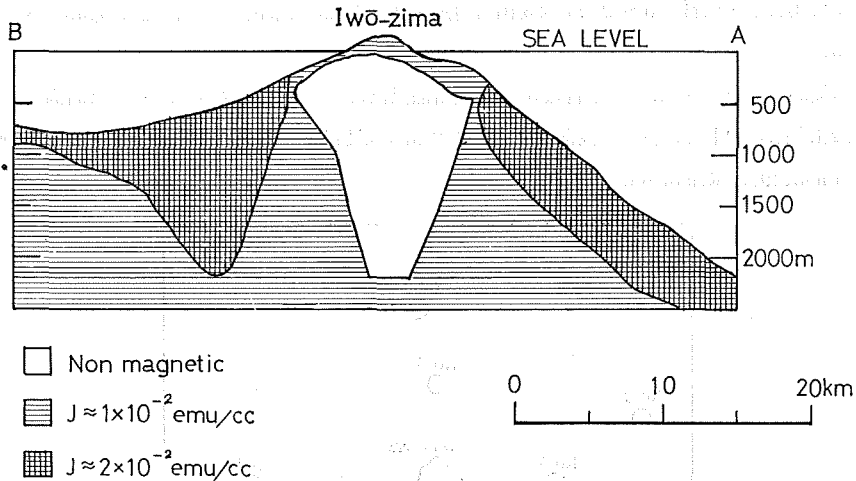


Figure 12 Schematic section of distribution of magnetization in the adjacent area of Iwō-zima along the line A-B shown in the Figure 11.

5. 硫黄島周辺海域の岩石

硫黄島では顕著な隆起現象がみられるが、火山の山体の大部分は海面下にあるので海域の隆起現象を把握することも重要であると判断される。また磁気測量の結果から硫黄島付近に強く磁化した岩石が分布していると予想されたが、それらは硫黄島陸上の粗面安山岩に類似の岩石であるか、北硫黄島や南硫黄島のようなソレライト質玄武岩に類似の岩石であるのかを確認することも必要となった。しかし、硫黄島内での調査に比べ、それをのせている山体についてはほとんど調査がなされておらず、硫黄島周辺海域の地質・地球物理学的調査が不可欠であると考えられ、1981年6月に水路部測量船「昭洋」(1,800トン)による硫黄島周辺海域の調査(地形調査・音波探査・地磁気全磁力測量・重力測量・底質採取)が実施された。それらについては別途詳細な報告が予定されているが、ここでは海底から採取された岩石の磁性等について若干の結果を述べる。

底質採取地点は Figure 13 のとおり、No.1~8の8地点であり、それらの位置及び水深等を Table 4 に示す。それら各地点で採取された底質は以下のとおりである。

- No.1 茶褐色火山礫集塊岩、やや円磨された黒色~灰色安山岩礫・黒灰色多孔質火山礫・パミス円礫・緑色ないし白茶色凝灰岩礫等 (Figure 14), 水深212 m.
- No.2 黒色(一部茶褐色)新鮮スコリア質礫岩(にぎりこぶし大)~細礫(Figure 15), 水深 543 m.
- No.3 白茶~灰色パミス細礫・発泡性多孔質スコリア垂円礫(もろく軽い), いずれも酸化鉄による変色著しい, 水深 212 m.

- No. 4 白茶色のやや風化したパミス小円礫・黒色スコリア (2~5 mm), いずれもきわめて多孔質, 水深 499 m.
- No. 5 15 cm 大の新鮮な海底露岩とみられる石炭様の黒色安山岩質熔岩塊, 中央部急冷ガラス相, 外側はハイロクラスタイト様のクラック多数, 茶褐色のパミス円細礫・数 cm 大の黒色熔岩角礫・スコリア 亜円礫 (Figure 16), 水深 1,525 m.
- No. 6 黒色スコリア質亜円礫~細礫 (20~2 mm)・パミス細礫 (Figure 17), 水深 569 m.
- No. 7 15 cm 大黒色偏平板状安山岩質熔岩塊, 表面ガラス質, 1 cm 大の斜長石斑晶が多数点々とし, もろく手で割れる・同質の5~2 cm 大安山岩角礫・2~1 cm 白茶色パミス円礫 (Figure 18), 水深 1,660 m.
- No. 8 岩盤からかいた5 cm大の熔岩礫3個, 破断面黒色松ヤニ状で光沢あり, 古い破断面等には茶色の酸化鉄が塗料状に付着, 表面及び内部に2 mm程度以下の球果状の穴を多数有するが硬質である (Figure 19), 水深 579 m.

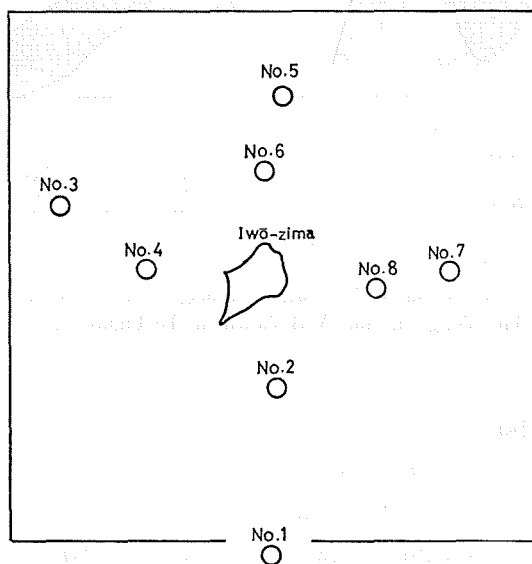


Figure 13 Dredged points and their site numbers.

Table 4 Position and depth of the dredged sites.

| Site | Lat. | Long. | Depth |
|-------|-----------|------------|-------|
| No. 1 | 24°33'.3N | 141°19'.9E | 212 |
| No. 2 | 24 41.5 | 141 20.2 | 543 |
| No. 3 | 24 50.5 | 141 08.6 | 212 |
| No. 4 | 24 47.3 | 141 13.2 | 499 |
| No. 5 | 24 55.8 | 141 20.7 | 1525 |
| No. 6 | 24 52.2 | 141 19.7 | 569 |
| No. 7 | 24 47.3 | 141 29.7 | 1660 |
| No. 8 | 24 46.3 | 141 25.6 | 579 |



Figure 14 Dredged samples of site No. 1.



Figure 17 Dredged samples of site No. 6.



Figure 15 Dredged samples of site No. 2.

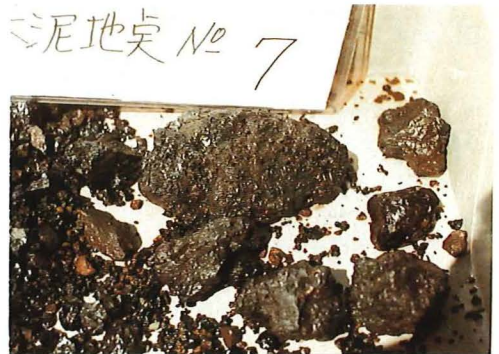


Figure 18 Dredged samples of site No. 7.

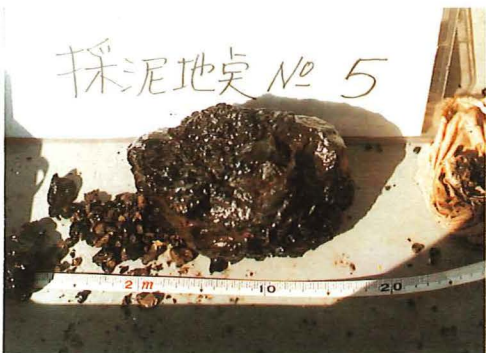


Figure 16 Dredged samples of site No. 5.



Figure 19 Dredged samples of site No. 8.

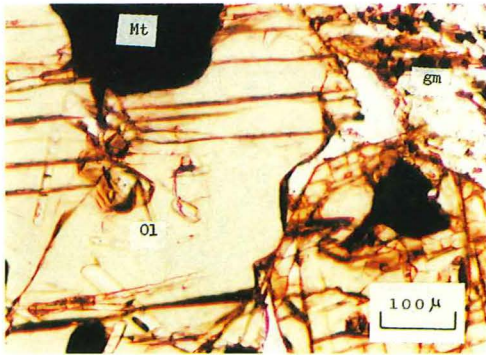


Figure 20 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 1-10 of site No. 1 (trachyandesite). Mt: Magnetite
Ol: Olivine gm: groundmass

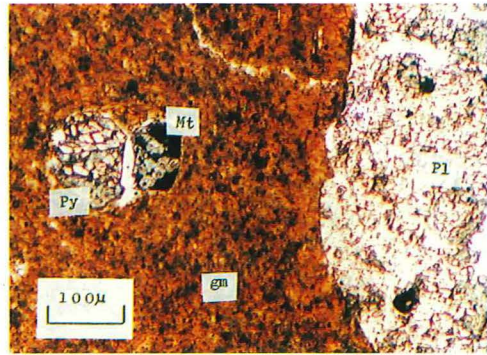


Figure 23 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 7-2 of site No. 7 (trachyandesite). Py: Pyroxene

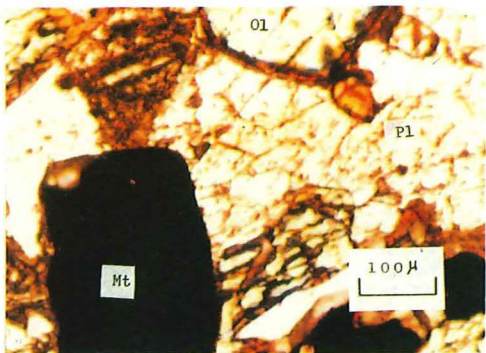


Figure 21 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 1-20 of site No. 1 (trachyandesite). Pl: plagioclase

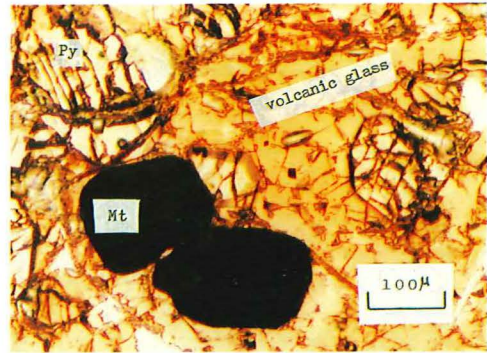


Figure 24 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 8-2 of site No. 8 (trachyandesite).

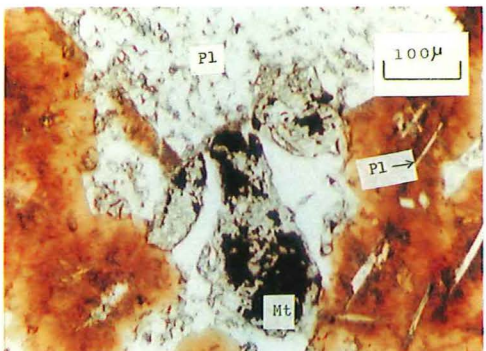


Figure 22 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 5-2 of site No. 5 (trachyandesite, obsidian).

以上の岩石のうち、この地点で産出されたと思われるいくつかのものについて、磁性測定と顕微鏡観察が東京大学海洋研究所石井輝秋・中田正夫・古田俊夫各氏らによって行われた。その結果を Table 5 に示す。また、これらの岩石の化学分析が東京工業大学で実施された。その結果の一部を Table 6 に示す。なお、Sample No. 5-1 と 5-2 及び 8-1 と 8-2 はそれぞれ同一の岩塊を分割したものではないが、同一地点で採取されて外見上全く同じに見えるものである。これらはすべて硫黄島陸上の粗面安山岩に類似の岩石であったが、陸上に比べや塩基性のものがあり、SiO₂ 含有量が3~6%少ない。より深部にさらに塩基性の岩石が存在する可能性もある。

Sample No. 7-2 の岩石は極めて強い磁性を示し、NRM は 2.81×10^{-2} emu/cc である。航空磁気測量のデータから予測される NRM は 1×10^{-2} emu/cc 程度であり、このような岩石は硫黄島付近の強い地磁気異常の原因岩として十分な磁性を有する。この7-2の岩石は石基中に数十ミクロンの自形の細粒磁鉄鉱を多く含んでいる (Figure 23)。これに対し、例えば1-10の岩石は石基中の磁鉄鉱等の粒子が粗く、NRM は弱い。磁性測定を行った岩石の薄片の顕微鏡写真を Figure 20~24 に示す。

Table 5 Magnetic and other physical properties of dredged rock samples and descriptions of the thin sections

| Site | Sample | Density g/cc | κ emu/cc/Oe | NRM emu/cc | Curie Pt. °C | Q-ratio | J_s emu/g |
|-------|--------|-----------------|-----------------------|-----------------------|-----------------|---------|----------------|
| No. 1 | 1-10 | 2.38 | 1.1×10^{-3} | 3.33×10^{-4} | 345 | 0.8 | 1.636 |
| No. 1 | 1-20 | 2.16 | 5.7×10^{-4} | 4.21×10^{-4} | 380 | 18.5 | 1.088 |
| No. 5 | 5-2 | 2.79 | 2.4×10^{-4} | 3.46×10^{-3} | 360 | 36.0 | 0.749 |
| No. 7 | 7-2 | 2.60 | 4.2×10^{-4} | 2.81×10^{-2} | 325 | 166.4 | 1.343 |
| No. 8 | 7-2 | 2.39 | 2.7×10^{-4} | 1.00×10^{-4} | 390 | 1.3 | 0.317 |

- 1-10 plagioclase-aegirinaugite-olivine-magnetite trachyandesite
- 1-20 plagioclase-augite-olivine-magnetite trachyandesite
- 5-2 glassy plagioclase-augite-magnetite trachyandesite
- 7-2 plagioclase-augite-olivine-magnetite trachyandesite
- 8-2 plagioclase-augite-olivine-magnetite trachyandesite

Table 6 Chemical composition of dredged rock samples

| Site No. | 5 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|
| Sample No. | 5-1 | 7-2 | 8-1 |
| SiO ₂ | 56.20% | 57.18% | 53.06% |
| Al ₂ O ₃ | 16.70 | 17.83 | 17.21 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.96 | 4.06 | 2.28 |
| FeO | 6.43 | 3.50 | 5.06 |
| MgO | 1.92 | 1.68 | 2.94 |
| CaO | 3.61 | 3.84 | 3.88 |
| Na ₂ O | 6.44 | 6.11 | 6.52 |
| K ₂ O | 3.22 | 3.16 | 3.00 |
| H ₂ O(-) | 0.10 | 0.53 | 0.61 |
| H ₂ O(+) | 1.21 | 1.16 | 3.32 |
| TiO ₂ | 1.03 | 0.80 | 0.93 |
| MnO | 0.26 | 0.23 | 0.23 |
| P ₂ O ₅ | 0.76 | — | 0.60 |
| Cl | 0.14 | — | 0.35 |
| Total | 99.89 | 100.08 | 99.99 |

分析者：小坂・平林・二本

6. 考察

すでに述べたとおり、硫黄島の陸上からは 220 MW ないし 540 MW という膨大な量の放熱が、ここ 60 年以上にわたり続いている。ところで 1981 年 6 月の「昭洋」による調査によれば、水深 200 m 以浅の海域で隆起現象が見出されているほか、海底の数か所からの噴気現象も認められており、火山活動が海域に及んでいることが確かめられた。仮に水深 200 m 以浅の海域で陸上と同程度の放熱が行われているとするならば、総放熱量は上記の陸上からの放熱量の数倍に達するであろう。この長期間安定して続けられている膨大な放熱と活発な隆起現象を考え合わせるならば、地下に高温物質の供給が続けられているものと考えるのが妥当であろう。

硫黄島陸上での重力測定結果からは、地表付近より高密度な地層が島の中央の元山中心部に向かって下り、凹部を形成していて、中央部には局地的に高密度の岩体が存在するものと考えられている（小坂ほか、1975、江原幸雄測定）。1981 年 3 月に水路部が実施した硫黄島陸上の重力測定結果も全く同様であった。

一方、活動中の火山の磁気測量結果から、今回と同様山頂の下に非磁性の岩体が予測されているものに、桜島（Utashiro *et al.*, 1972; Vacquier and Ueda, 1967）、岩木山（高木ほか、1972）、秋田駒ヶ岳（三品、1971）、有珠山（Nishida *et al.*, 1981）などの例がある。これらはいずれも火山体内部が高温であるため、磁性が失われているものと解釈されている。硫黄島周辺の海底から採取された磁性の強い岩石のキュリー点は 325°C であり、硫黄島の山体内部も類似の岩石で構成されているのであれば、硫黄島の地下 2,000 m 程度まで分布している非磁性の領域は、これらの温度より高温になっているものと考えられる。

今回、海底から採取された岩石の中には NRM の大きい岩石も見出されたが、石基中の磁鉄鉱が粗粒である場合は NRM がきわめて弱いことが見出された。

これまでに磁気測量が行われた多くの海山では、山体の上部が非磁性であると見られている（Harrison, 1971; Uyeda and Richards, 1966; Richards *et al.*, 1967; Francheteau *et al.*, 1970; Vacquier and Ueda, 1967）。その原因は玄武岩の粘土鉱物化（Bonatti, 1967）ともいわれている。しかし、今回見出されたような磁鉄鉱の粒径と NRM の強さの関係が他の岩石についても成立つならば、火山体内部では冷却速度が遅く、そのため磁鉄鉱が粗粒になり、結果として山体のかなりの部分が非磁性であるかのような地磁気異常を及ぼすことも考えられる。

硫黄島の粗面安山岩は、現世の火山フロントに産するアルカリ岩で、その成因は説明されていない。火山列島の火山岩のうち、化学分析のなされたものを示すと Figure 25 のとおりである。北硫黄島（津屋、1936）及び南硫黄島（海上保安庁水路部採取、小坂丈予分析）にはソレライト質玄武岩が見出されており、硫黄島とその周辺海域及び南硫黄島の北 5 km の海底活火山福德岡の場からは粗面安山岩（津屋、1936）が得られている。北硫黄島及び南硫黄島では現在火山活動は認められておらず、風化侵食によって現在の地形となっただけのこと及び植物が繁茂している状況などから、火山活動は長く休止しているものと考えられる。したがって、ごく最近の火山活動に限って考えるならば、ソレライト質玄武岩の産出に次いで硫黄島及び福德岡の場のアルカリ岩の活動が行われたものであろう。これら異質の火山岩が接近して産出された原因として、噴出時期の違いや、この付近のベニオフ帯が伊豆マリアナ海溝から西へ、急傾斜となっているためマグマ生成過程が違うことなどが考えられる。

今回の底質採取ではソレライト質の岩石は採取されなかったが、硫黄島付近で強い地磁気異常が見出されたこと、粗面安山岩を産する福德岡の場からわずか 5 km の南硫黄島でソレライト質玄武岩が見出されていること、ハワイの諸火山の場合ソレライト質玄武岩に次いで少量のアルカリ岩を産すること（Macdonald, 1972）などから、硫黄島の山体の基盤がソレライト質玄武岩である可能性も残されている。

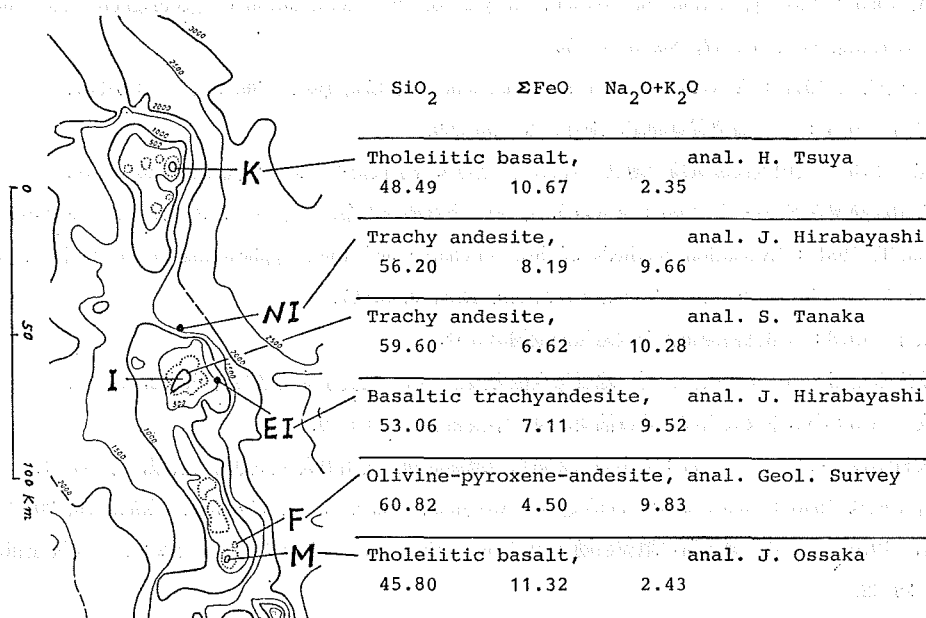


Figure 25 Sea-bottom topography at sea in the adjacent area of Volcanic Islands and chemical composition of rock samples. K: Kitaiwō-zima
 NI: North off Iwō-zima I: Iwō-zima EI: East off Iwō-zima
 F: Fukutoku-okanoba M: Minamiwō-zima

7. おわりに

本調査の実施に当たっては、海上自衛隊第四航空群硫黄島航空基地分遣隊司令以下隊員の方々の熱心な御協力をいただいた。また、第三管区海上保安本部羽田航空基地長以下隊員の方々の御努力に負うところが大きい。東京大学海洋研究所小林和男教授及び石井輝秋、中田正夫、古田俊夫各氏からは岩石の磁性測定等につきデータの提供とともに、有益な御助言をいただいた。国土庁地方振興局特別地域振興課の方々には調査の進行に関し多々御協力いただいた。1981年の海洋調査については「昭洋」及び測量班の方々の御努力によるものであり、また測量課桂忠彦氏から有益な御助言をいただいた。これらの方々には厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

Bónatti, E. 1967 : Mechanisms of deep-sea volcanism in the South Pacific, *Research in Geochemistry*, **2**, 453-491.
 Corwin, G., Foster, H.L. 1959 : The 1957 explosive eruption on Iwo jima, Volcano Islands, *Amer. Jour. Sci.*, **257**, 161-171.
 rancheteau, J., Harrison, C.G.A., Sclater, J.G., Richards, M.L. 1970 : Magnetization of Pacific seamounts: A preliminary polar curve for Northeastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, **75**, No. 11, 2035-2061.
 Hagiwara, Y. 1965 : Analysis of the results of the aeromagnetic surveys over volcanoes in Japan (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 529-547.

- Hahn, A. 1965 : Two applications of Fourier's analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies, *J. Geomag. Geoelec.*, **17**, No. 3-4, 195-225.
- Harrison, C.G.A. 1971 : A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, **36**, No. 2, 349-357.
- 本間不二男 1925 : 硫黄島地質見聞記, *地球*, **4**, 290-309.
- 一色直記 1976 : 火山列島硫黄島の地質と岩石, 国立防災科学技術センター研究速報, **23**, 5-16.
- 硫黄島火山活動調査グループ 1981 : 硫黄島火山活動調査概要報告書, ジャパンテクニカルソフトウェア.
- Kagiyama, T. 1981 : Evaluation methods of heat discharge and their applications to the major active volcanoes in Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 87-97.
- 海上保安庁 1978 : 水路部観測報告全国磁気測量編第3号.
- 海上保安庁水路部 1979 : 相模湾付近の地磁気全磁力異常分布, 地震予知連絡会会報, **22**, 79-82.
- 菊池 安 1888 : 小笠原及火山群島地質摘要, *東洋学芸雑誌*, **5**, 64-69.
- 国立防災科学技術センター 1977 : 火山列島硫黄島の地震活動, 火山噴火予知連絡会会報, **8**, 56-61.
- Krauskopf, K.B. 1948 : Notes on the geology of Iwo Jima, *Trans. Amer. Geophys. Union*, **29**, 207-210.
- 熊谷貞治 1976 : 火山列島硫黄島の地震活動 (1974.5-6, 1975.2), 国立防災科学技術センター研究速報, **23**, 29-42.
- Macdonald, G.A. 1948 : Petrography of Iwo Jima, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **59**, 1009-1018.
- Macdonald, G.A. 1972 : Volcanoes, Prentice-hall
- 三品正明 1971 : 秋田駒ヶ岳の地磁気および重力・火山, 第2集, 第16巻, 第2・3号, 98-102.
- 森本良平・小坂丈予・羽鳥徳太郎・井筒屋貞勝・浦部和順・高橋善男・岡田義光・平林順一・伊佐喬三・磯部宏 1968 : 小笠原硫黄島の異常隆起と最近の火山現象について, *地学雑誌*, **77**, 255-283.
- Nagata, T. 1938 : Magnetic anomalies and corresponding subterranean mass distribution, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **16**, 550-577.
- Nishida *et al.* 1981 : Geomagnetic survey on Toya Caldera and Usu Volcano, Abstracts 1981 IAVCEI symposium-Arc volcanism (Tokyo and Hakone), 262-263.
- 大島章一・森 俊雄 1974 : 水路部磁気測点でのプロトン磁力計連続観測結果について, *測地学会誌*, **20**, 第1-2号, 70-76.
- 小坂丈予他 1972 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書, 東京都総務局三多摩島しょ対策室.
- 小坂丈予他 1975 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書 (第II報), 東京都総務局三多摩島しょ対策室.
- 小坂丈予他 1979 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書 (第III報), 東京都総務局三多摩島しょ対策室.
- Petersen, J. 1891 : Beitrage zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijō and Miyakeshima, *Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst.*, **Ⅷ**, 59S.
- Richards, M.L., Vacquier, V., Van Voorhis, G.D. 1967 : Calculation of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys, *Geophysics*, **32**, 678-707.
- 斉藤尚生・湯元清文・田村忠義・瀬戸正弘・早坂 孝 1979 : 飛翔体搭載用リングコア型磁力計による高感度地磁気観測, 東京大学宇宙航空研究所報告, **15**, 第3号(B), 461-477.
- 佐藤任弘 1969 : 海底地形学, *ラティス*
- Swenson, F.A. 1948 : Geology and ground-water resources of Iwo Jima, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **59**, 995-1008.

- 高木章雄・三品正明・河野俊夫 1972 : 岩木山における航空磁気測量, 東北地域災害科学研究 (昭和 46 年度), 105-109.
- 高橋 博・熊谷貞治 1976 : 火山列島硫黄島の断層分布, 国立防災科学技術センター研究速報, **23**, 19-24.
- Talwani, M. 1965 : Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, **30**, No. 5, 797-817.
- 辻昭治郎・栗山 稔・鶴見英策 1969 : 小笠原諸島調査報告, 国土地理院時報, 第 37 集, 1-18.
- 津屋弘遠 1936 : 火山列島硫黄島に就いて, 火山, **3**, 28-52.
- Utashiro, S., Takigawa, U., Oshima, S., Kondo, T. 1972 : Aeromagnetic and marine magnetic survey around Japan, Researches in Hydrography and Oceanography Commemoration Publication of the Centenary of the Hydrographic Department of Japan, Tokyo.
- Uyeda, S., Richards, M. 1966 : Magnetization of four Pacific Seamounts near the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 179-213.
- Vacquier, V., Uyeda, S. 1967 : Palaeomagnetism of nine seamounts in the Western Pacific and of three volcanoes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 815-848.
- 脇水鉄五郎 1907a : 新島調査報告, 震災予防調査会報告, No. 56, 1-24.
- 脇水鉄五郎 1907b : 硫黄島列島に就て ベヨネス岩附近海底火山の噴出, 地学雑誌, **19**, 537-550, 639-654.