

2.1.4 霧島山における地磁気観測結果

2.1.4.1 はじめに（地磁気連続観測と地磁気繰り返し観測）

地磁気変化を手がかりとして火山内部の状況変化が推定しえることから、近年様々の火山で地磁気観測（全磁力観測）が実施され、火山活動の監視に成果をあげている（中川他, 1984, Sasai et al, 1990, Tanaka, 1993, Tanaka, 1995）。日本では過去20年ほどの間に10を超える火山で火山活動に伴う地磁気変化が捉えられているが、多くの場合、それらの地磁気変化の原因は熱消磁と考えられており、いくつかの例では地下の温度上昇域の場所や規模が推定されている。すなわち、全磁力観測は、地下の熱的な状態を把握することのできる火山活動評価手法のひとつであると言える。

本研究では、火山活動評価に活用することを目指して、霧島山における地磁気観測を2002年から2006年にかけて実施した。霧島山における明治以降の噴火は新燃岳、御鉢で発生しており、この二つの火口が火山監視の対象として特に重要であるため、われわれの地磁気観測では、これらの火口付近に地磁気観測点を配置した。地磁気観測を行った期間、新燃岳の火山活動は概ね静穏な状態であったが、御鉢では2003年12月に火山性微動に伴う傾斜変動が観測され新たな噴気が観測されるというイベントが発生した。御鉢は、近年火山性微動が観測されるようになるなど、火山活動が活発化する傾向がみられている。

なお、霧島山では、1991年頃から地震研究所によって新燃岳を中心とした数点で全磁力連続観測が行われており（根本他, 1998）、その観測では、新燃岳の微噴火の際に火山活動に伴うとみられる地磁気変化が観測されたことがある（鍵山他, 1992）。

火山における全磁力観測の方法は、連続観測と繰り返し観測とに大別することができる。連続観測は、観測点の数だけ観測装置を整備する必要があるためコストがかかるが、高精度で詳細な観測が可能であるため、テレメータによる準リアルタイムの火山活動監視にも活用されている。一方、繰り返し観測は、一般に観測精度の点で連続観測に劣るが、観測点あたりのコストが安価であるため、対象領域に多数の観測点を設置し、地磁気変化の面的な分布を観測することが可能である。地磁気観測における連続観測、繰り返し観測はそれぞれに長所を有しており、火山活動監視ではこれらを適切に組み合わせて実施することが有効である。われわれが実施した霧島山における地磁気観測でも両方の方法を用いており、以下では、前半の2.1.4.2～2.1.4.5節で連続観測について、後半の2.1.4.6～2.1.4.9節で繰り返し観測について述べる。

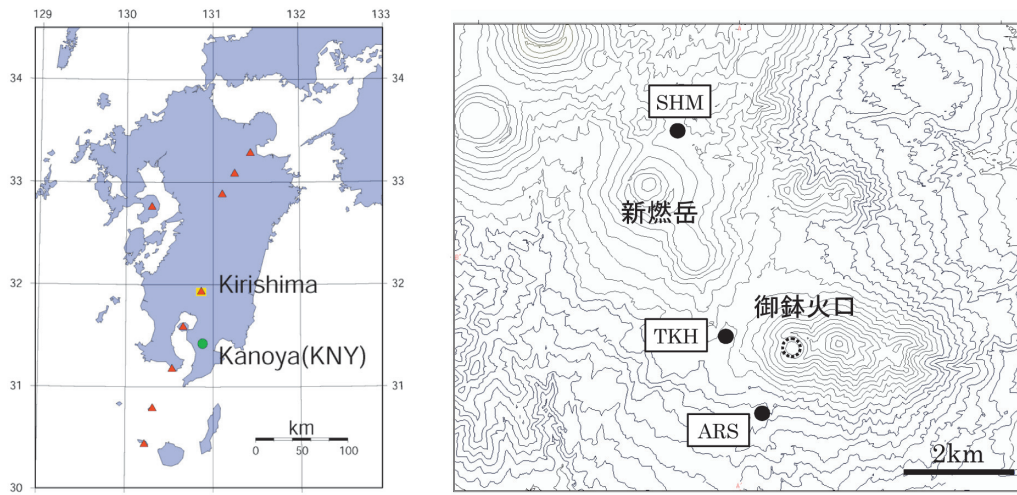


Fig. 2.1.4.1 Positions of active volcanoes including Kirishimayama (red triangle) and KNY, Kanoya magnetic observatory (green circle) are indicated on the left side. Magnetic observation points in Kirishimayama (SHM, TKH, and ARS) are indicated on the right side.

2.1.4.2 地磁気連続観測

Fig. 2.1.4.1に示したように、霧島山の新燃岳と御鉢周辺に地磁気全磁力連続観測点を設置した。観測点は、SHM（新燃岳の北北東約1 km）、TKH（御鉢の西1.2 km）、ARS（御鉢の南南西1.3 km）の3点である。それぞれの観測点では、太陽電池電源を用いて野外用のプロトン磁力計による全磁力観測を行った。センサーは地上高約2.5 mとし、測定値はフラッシュメモリーに現地収録した。測定は基本的に5分間隔で行い、必要に応じて1分間隔とした。

地磁気全磁力は、火山活動に伴う変化（火山性地磁気変化）ばかりではなく、他の様々な要因で変化する。代表的な要因として、電離層や磁気圏を流れる電流がもたらす地磁気擾乱がある。これには磁気嵐などが含まれる。また、地球内部の外核の流体運動に起源を持つ永年変化と呼ばれる磁場変化もある。これらの変化は、火山性地磁気変化として通常期待される変化（～数 nT）よりも振幅が大きいので、観測されたデータそのものから、火山活動に伴う地磁気変化を見いだすことは困難である。ただし、火山性地磁気変化では波長1～2 km程度の成分が卓越すると考えられるのに対して、外部起源の地磁気擾乱、内部起源の永年変化は、ともに地表における地磁気分布の波長が十分に長いため、一つの火山程度の大きさ（～10 km）ではほぼ一様と見なすことができる。そのため、火山周辺で複数点の観測を行い、それを相互に比較すれば火山性地磁気変化の検出が可能である。または、火山に近い場所であれば、火山付近と地磁気擾乱および永年変化の差があまりないと期待できるので、このような点（参照点または基準点）における地磁気の観測値（参照データ）との差をとることで、同様に火山性地磁気変化の検出が期待できる。

ここでは、Fig. 2.1.4.1に示したように、霧島山の約60 km 南に位置する KNY（鹿屋、気象庁地磁気観測所鹿屋出張所）の全磁力値を基準にして、各観測点の全磁力変化を見ることにした。また、周期1日以下の地磁気変化については外部起源の地磁気変化が卓越することが予想されるので、火山性地磁気変化を調べるためのデータとしては、日平均値を用いることにした。各観測点と KNY の差の日平均値を Fig. 2.1.4.2に示した。左図が通常の日平均値、右図が夜間（0～6 時および18～24 時）のデータだけを用いた夜間日平均値である。昼間のデータには電離層を流れる電流によって引き起こされる地磁気日変化があるために、火山性地磁気変化など小さな現象を捉えるデータとしては適さない面がある。微小な経年変化などを明らかにするためには、夜間日平均値を利用するほうがよい場合が多い。

Fig. 2.1.4.2を見ると、ARS, SHM, TKH 各観測点の時系列にスパイク状の変化が数多くあることがわかる。これは、磁気嵐などの地磁気擾乱の影響である。地磁気擾乱の振幅が大きい場合は、比較的距離の近い2地点であっても、このように全磁力値の差が生じる。特に、2003年10月、11月、2004年11月は、地磁気観測の歴史の中

でも上位にランクされる大規模な磁気嵐が発生したため、KNYの観測値に100nTを超えるような一時的な全磁力の減少がみられ、それと対応するように各観測点とKNYとの差には5nTにおよぶ一時的な増加が見られた。

また、周期の長い変化としてTKH, SHMには明瞭な年周変化がみられる。変動幅はTKHで10nT程度、SHMで3nT程度である。

これらの変化は、いずれも火山活動とは関係のない地磁気変化と考えられる。量的にあまり大きくない火山性地磁気変化を捉えるためには、これらを補正することが不可欠である。

なお、日平均値（左図）と夜間日平均値（右図）を比較すると、ARSやSHMでは、夜間日平均値のほうがデータのばらつきが小さいことがわかる。以下では、主として夜間日平均値を対象として、地磁気擾乱や年周変化の補正について述べる。

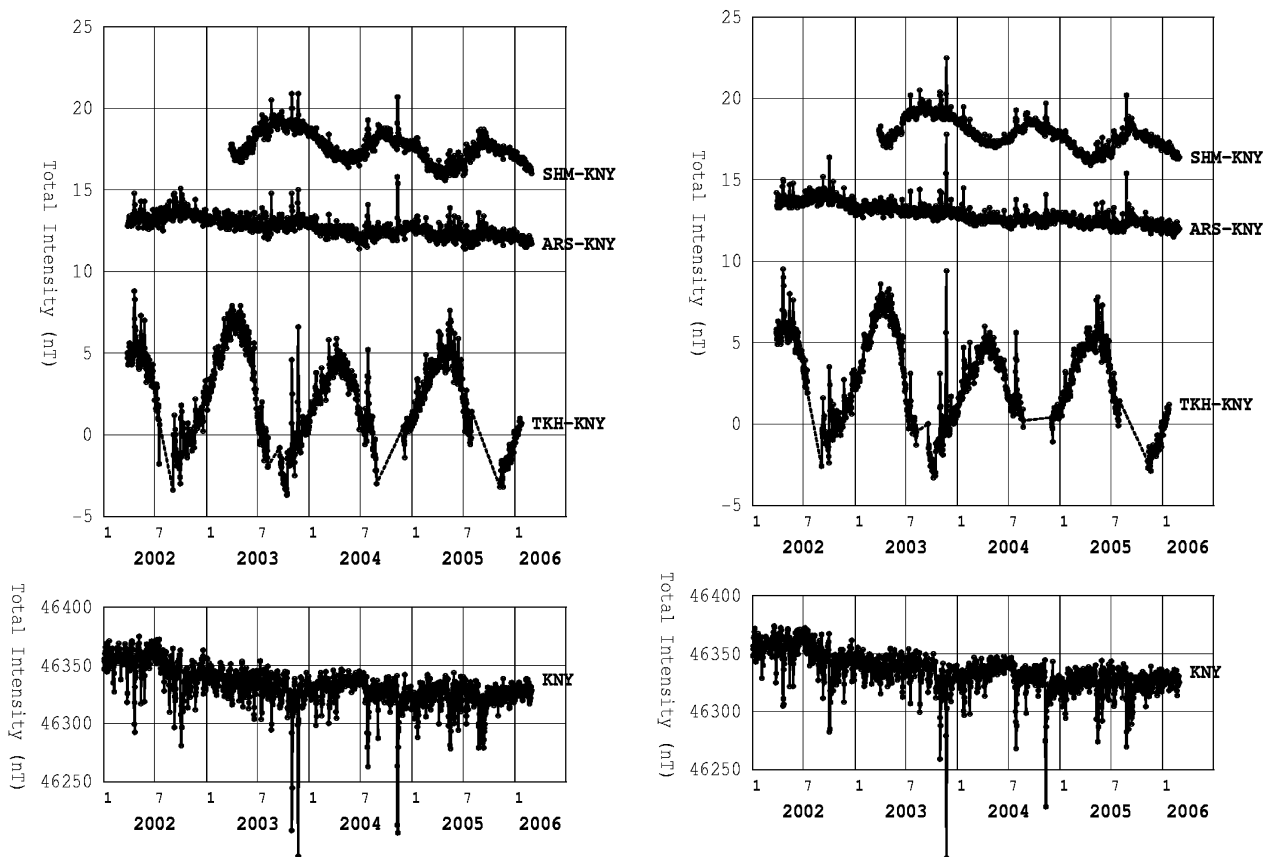


Fig. 2.1.4.2 Variations of the magnetic total intensity at each observation point referred to KNY from 2002 to 2006 (up), and the variations of total intensity observed at KNY (bottom). The daily mean values are presented on the left side, and the nighttime mean values calculated from the data from 0000 to 0600 hours and from 1800 to 2400 hours JST are presented on the right side.

2.1.4.3 地磁気連続観測データにおける地磁気擾乱の補正

Davis et al. (1981) が示したように、2地点間の全磁力差における地磁気擾乱の影響 δF は一般に成分磁場の観測値を用いた補正によって小さくすることができる。ここでは、KNYにおける成分磁場、すなわち北向き成分、下向き成分、東向き成分の変化 (δH , δZ , δD) を用いて地磁気擾乱の補正を試みた。補正では、地磁気擾乱の影響 δF が、

$$\delta F = A \delta H + B \delta Z + C \delta D$$

と近似できると仮定し、係数 A , B , C を最小自乗法によって推定した。

Fig. 2.1.4.3に示したのは、観測を実施した期間の前半にあたる2002年から2004年にかけての2年半ほどの期間について、ARS-KNYの夜間日平均値からとめた月毎の補正係数 A , B , C である。係数の大きさは A が約 -0.02 , B が約 -0.09 , C が約 $+0.01$ である。下向き成分の磁場変化 δZ についての係数 B が、他の成分の係数 A , C に比べて明らかに大きい。また、Fig. 2.1.4.3の各係数には時間変化がみられるが、年周変化などをのぞけば、これらの係数が時間経過とともに系統的に変化する要因があるとは考えにくいので、図にみられる時間変化は推定誤差によると考えられる。推定誤差の大きさは、 A で0.01以下、 B で0.02程度、 C で0.01程度になる。

Fig. 2.1.4.4には、補正前、補正後の残差二乗平均を月毎に示した。2003年11月には巨大な磁気嵐が発生し、その影響で補正前の残差二乗平均が他の月に比べて顕著に大きくなっている。補正によって残差二乗平均は $1/10$ 以下まで小さくなり、補正後は他の月と同程度の大きさになっている。このように、補正係数 A , B , C を用いた地磁気擾乱補正にはかなり明瞭な効果がある。

ここで例として取り上げたのは ARS-KNY のみであるが、SHM-KNY, TKH-KNY についても類似の結果がえられている。

このようにして求めた係数を適当な期間について平均した値 (Table 2.1.4.1) を用いて、全観測期間について地磁気擾乱補正を行った結果を Fig. 2.1.4.5に示した。この図は夜間日平均値についての結果であり Fig. 2.1.4.2の右図に対応している。両者を見比べると、Fig. 2.1.4.2にみられるスパイク状の短期的な変化は、Fig. 2.1.4.5では全くみられなくなっている。これは、地磁気擾乱補正が大きな効果を持つことを示すとともに、Fig. 2.1.4.5に見られるような短期的な変化の大部分は地磁気擾乱の影響であることを示している。短期的な変化の振幅がかなり小さくなったことで、各観測点、特に SHM-KNY, TKH-KNY の年周変化がより明瞭になった。

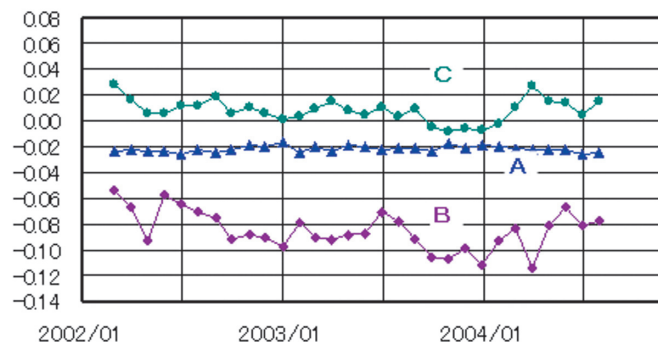


Fig. 2.1.4.3 Coefficients of geomagnetic disturbance correction ($\delta F = A \delta H + B \delta Z + C \delta D$) calculated for the nighttime mean value of ARS-KNY for each month.

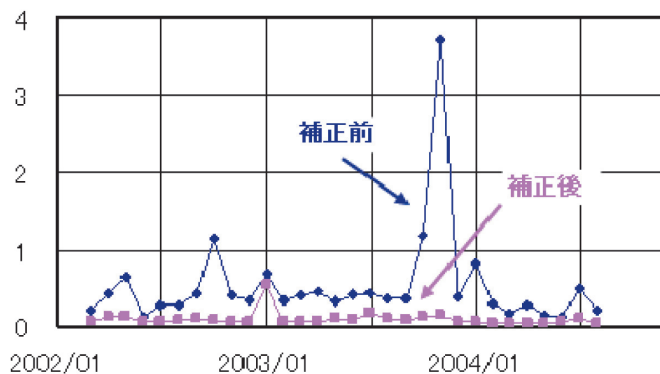


Fig. 2.1.4.4 Variance in the nighttime mean value of ARS-KNY (dark blue) and that after the geomagnetic disturbance correction (purple).

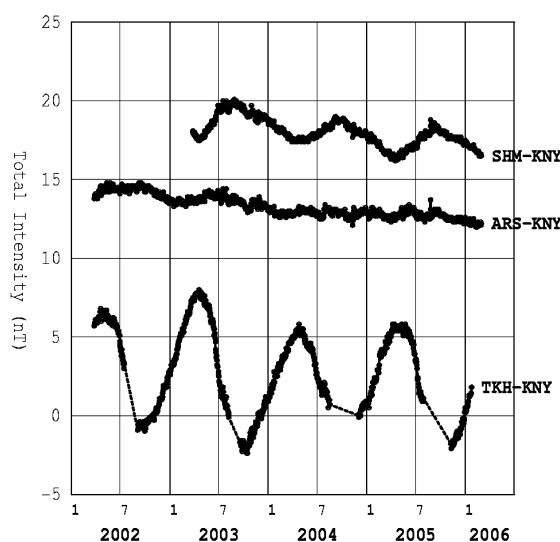


Fig. 2.1.4.5 Nighttime mean value of magnetic total intensity at each observation point referred to KNY after the geomagnetic disturbance correction.

Table 2.1.4.1 Coefficients of the geomagnetic disturbance correction for nighttime mean values.

	A	B	C
ARS	-0.0225	-0.0899	+0.0061
SHM	-0.0181	-0.0493	+0.0003
TKH	-0.0467	-0.0722	+0.0130

2.1.4.4 地磁気連続観測データにおける年周変化の補正

Utada et al. (2000) は、霧島山、伊豆大島などのいくつかの地磁気観測点にみられる全磁力の年周変化について検討し、それらが地中温度の年周変化が引き起こす観測点付近の局所的な地磁気変化によることを明らかにした。われわれの地磁気連続観測でも、TKH や SHM には明瞭な年周変化が見られるが、これらも地中温度の変化に伴うものとして説明することが可能である。

地中温度の年周変化は、気温変化が地中に伝搬して生じると考えられる。そこで Fig. 2. 1. 4. 5にみられる全磁力の年周変化を補正することを念頭において、地表気温の変化から地中温度の推定を試みた。推定に当たって、温度変化は熱伝導によって伝搬すると仮定し、Utada et al. (2000) が霧島山えびの高原における地中温度観測の結果からえた熱拡散係数 $\kappa = 1.34 \times 10^{-7}$ を用いた。また、気温のデータとしては、鹿児島県溝辺のアメダス観測点のものを用了。

推定した地中温度の変化を Fig. 2. 1. 4. 6に深さ0.5m から深さ2.5m まで0.5m ごとに示した。図の推定地中温度では、周期1年の変化が主要な成分であり、深さが大きくなるにつれて振幅が小さくなるのがわかる。また、深さとともに年周変化の位相ずれが大きくなっている。深さ0.5m の推定地中温度には周期1ヶ月程度の変化もみられるが、深くなるにつれてこのような変化は見られなくなり、次第に周期1年の正弦波に近づく。Fig. 2. 1. 4. 5の地磁気変化と類似がみられることから、地中温度を地磁気の年周変化の原因とみなすことが妥当であることがわかる。変化の位相を見る限り、TKH や SHM の年周変化は深さ1.5m 付近の地中温度が最も影響を与えているとみられる。なお、地中温度と地磁気の年周変化が正相関であるか逆相関であるかは、観測点付近の地下の磁化分布に依存する。

実際に地磁気変化の年周変化の補正を行う際には、Fig. 2. 1. 4. 6に示したような推定地中温度変化を用いる方法と、年周変化を正弦波で近似する方法を、それぞれ試みた。それら結果によれば、詳細な比較をすれば2つの方法による差があるものの、どちらかの方法が明らかに勝るといえるほどの差はなかった。方法の簡便さという観点からすれば、後者の年周変化を正弦波で近似する方法が、むしろ勝るのかもしれない。

Fig. 2. 1. 4. 7には、地磁気擾乱補正に加えて正弦波による年周変化の補正を行った全磁力変化を示した。各観測点の補正に用いた係数は Table 2. 1. 4. 2にまとめた。補正では、1年を周期とした正弦波

$$P \sin \omega t + Q \cos \omega t$$

で年周変化が表せると仮定し、最小自乗法で求めた係数 P, Q を用いた。また、正弦波の振幅及び位相、すなわち

$$\sqrt{P^2 + Q^2}, \arctan \frac{P}{Q}$$

も表に示した。

地中温度を用いた補正が、正弦波近似による簡便な補正と同程度の結果しかもたらさなかったことについてはいくつかの要因があろう。ひとつには、用いた気温のデータが必ずしも地磁気観測点付近の気温変化を表していない可能性があるという点である。気温のデータを用いた鹿児島県溝辺までは霧島山から約20km の距離があり、また数百m以上の標高差もある。別の要因として、地中温度は降水の浸透によっても変化するため、ここで行ったように熱拡散を仮定した推定だけでは定量的に十分ではない可能性があることもあげられる。また、全磁力に年周変化をもたらしている地中温度は単一の深度のものではなく、様々な深さの温度が影響していると考えられることも要因として考えられる。いずれにせよ、地中温度を年周変化の補正に用いる方法はさらに改善の余地がある。

Fig. 2. 1. 4. 7の地磁気擾乱補正および年周変化補正を行った全磁力変化をみると、補正によって TKH や SHM では年周変化がみられなくなり、火山性地磁気変化の検知力が大きく改善されたことがわかる。ARS, SHM については、1 nT を超えるような火山性地磁気変化があれば検出可能であろう。また、この図からは、ARS-KNY, SHM-KNY に明らかに経年変化があることもわかる。量的には小さい経年変化であるが、2地点の変化は相互に類似している。これは、おそらく霧島山付近と基準とした KNY 付近の全磁力の永年変化の差によるものであろう。IGRF (国際標準磁場) から期待される2004年における霧島山と KNY の永年変化の差は-0.2nT/yr 程度であり、図に示したデータと整合的といえる。

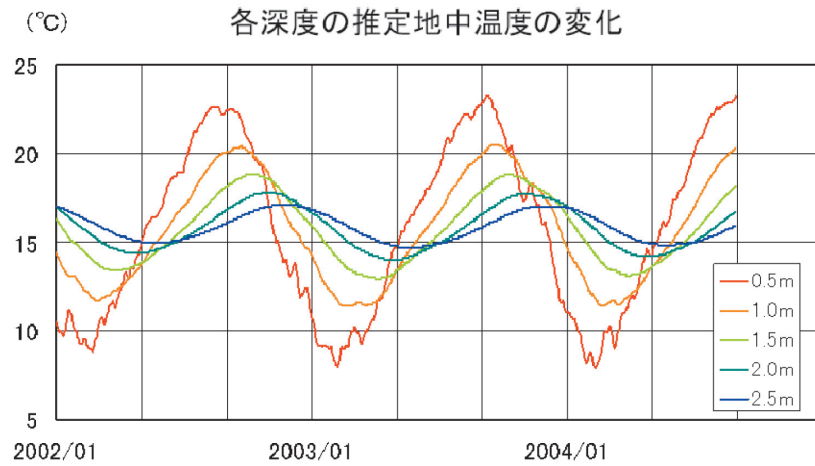


Fig. 2.1.4.6 Underground temperatures at various depths estimated from the daily mean temperature at Mizobe, an AMeDAS station in Kagoshima prefecture. They were estimated based on thermal diffusion and assumed thermal diffusivity of the earth $\kappa = 1.34 \times 10^{-7}$ (Utada et al., 2000).

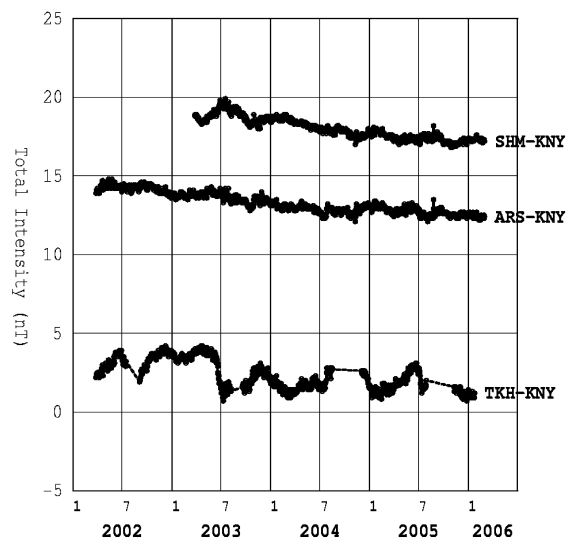


Fig. 2.1.4.7 Nighttime mean values at observation points referred to KNY after the annual variation correction.

Table 2.1.4.2 Coefficients of the annual variation correction for the nighttime mean values.

	P (nT)	Q (nT)	振幅 (nT)	位相 (°)
ARS	-0.13	-0.14	0.19	-132
SHM	-0.86	0.10	0.86	174
TKH	3.62	-1.00	3.75	-15

2.1.4.5 地磁気連続観測データにおける火山活動に伴う変化

地磁気連続観測を行った2002年から2006年の霧島山の火山活動として、御鉢の活動があげられる。この活動で、御鉢では2003年12月に新たな噴気口から従来よりも強い噴気があがるようになり、また火山性微動に同期した短期的な傾斜変動も2003年12月から2004年4月にかけて4回発生した（2.1.3節参照）。

ARS 観測点は、御鉢の新たな噴気口から南に1 km ほどのところに位置し、地磁気擾乱補正と年周変化補正を行った Fig. 2.1.4.7の結果では1 nT 程度の火山性地磁気変化の検出能力があると考えられるが、御鉢の活動の時期に対応した特有な全磁力変化は見られない。すなわち傾斜変動を引き起こした一連のイベントに伴う変化は、ARS の地磁気観測では検出されなかったといえる。

2.1.4.6 地磁気繰り返し観測

以下では、霧島山における地磁気繰り返し観測の結果について述べる。

明治以降をみると霧島山における噴火は新燃岳と御鉢で発生しており、これらの地域の観測を行うことが火山監視上重要である。地磁気繰り返し観測では、Fig. 2.1.4.8に示したように、これらの地域を対象とした。

われわれの観測では、火口直下の比較的浅い場所（深さ1 km 程度まで）に起因する地磁気変化、たとえば火山活動の活発化に伴う熱消磁などを捉えることを想定しており、火口および火口に比較的近い領域に観測点を配置している。図に示したように火口から概ね1 km 以内を目安として、新燃岳周辺にMS01～MS14の14点（Fig. 2.1.4.9）、御鉢周辺にMT01-MT11の11点（Fig. 2.1.4.10）の地磁気繰り返し観測点を設置した。各観測点では非磁性の合成樹脂製の境界杭を地面に打ち込み全磁力観測点の標石とした。

各観測点における磁場の測定には携帯型プロトン磁力計を用いた。測定にあたっては、繰り返し観測ごとに標石からの高さ2.00m の点にセンサーの中心がくるようにプロトン磁力計を設置し、10秒間隔で5分間の測定を行った。また、周辺の環境変化などにもなう局所的な磁場変化などが把握できるように、標石上1.50m における同様の測定を2分間行った。

携帯型の磁力計を用いることや、観測点の環境が必ずしも万全ではないことから、繰り返し観測のそれぞれの測定データは、連続観測に比べると大きなばらつきを伴うことがある。そのため、ばらつきの影響を小さくするために、各分の00秒を中心とする前後30秒間、計1分間の測定値の平均を行って、各分00秒の観測値としている。

観測値から、火山活動とは関係のない電離層や磁気圏など地球外部起源の地磁気擾乱、外核に起源がある永年変化を除去するために、ARS（御鉢の南南西1.3km）の全磁力連続観測を基準とし差し引いて用いた。ARS は霧島山の地磁気連続観測点の中では最も質の良い観測データが得られる点であり、また、観測期間中ARS に火山活動の影響が見られず基準として適切であることは、これまでに述べてきた結果から確認することができる。

霧島山における地磁気繰り返し観測は年2回から4回の頻度で実施した。以下では2002年から2005年にかけて行った全磁力繰り返し観測の結果について述べる。

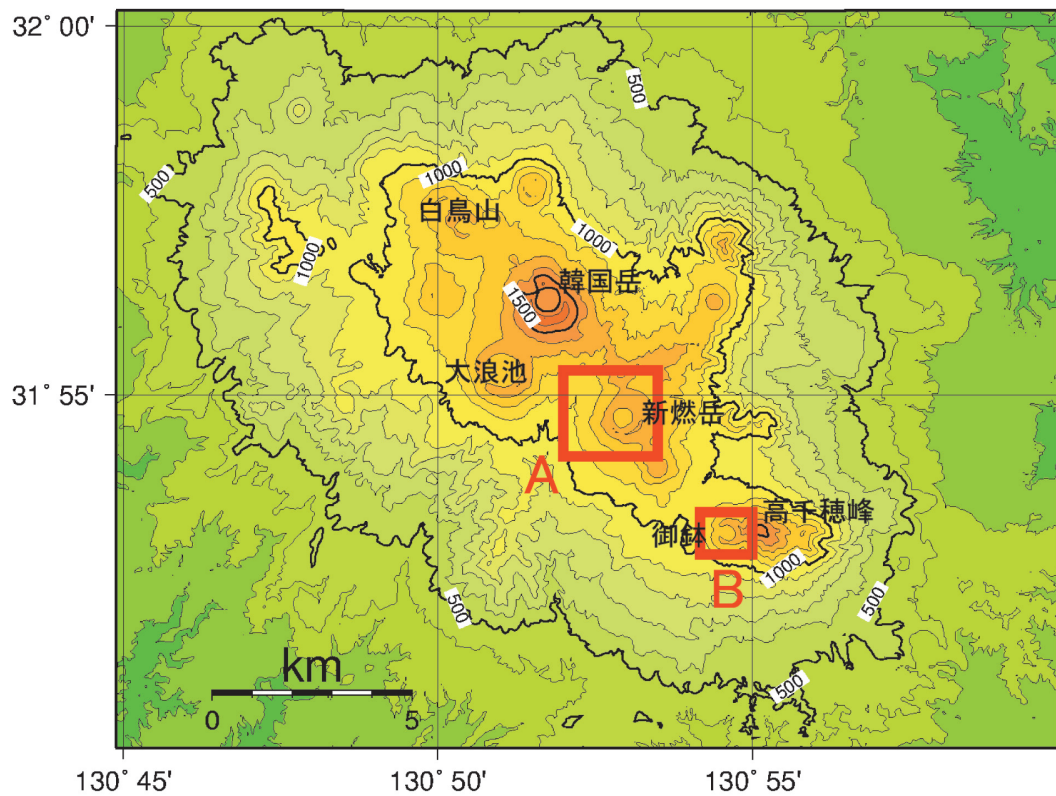


Fig. 2.1.4.8 Regions in Kirishimayama in which geomagnetic repeated observations were carried out. A. Around Shinmoedake. B. Around Ohachi.

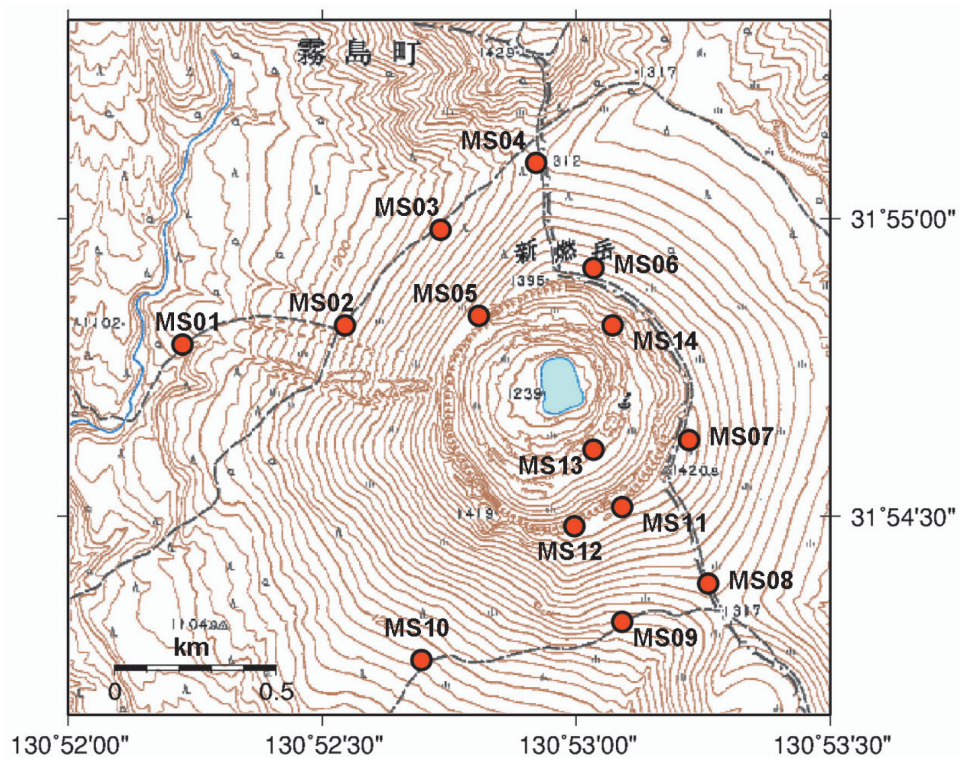


Fig. 2.1.4.9 Locations of observation points around Shinmoedake (red circle). Map area corresponds to region A in Fig. 2.1.4.8.

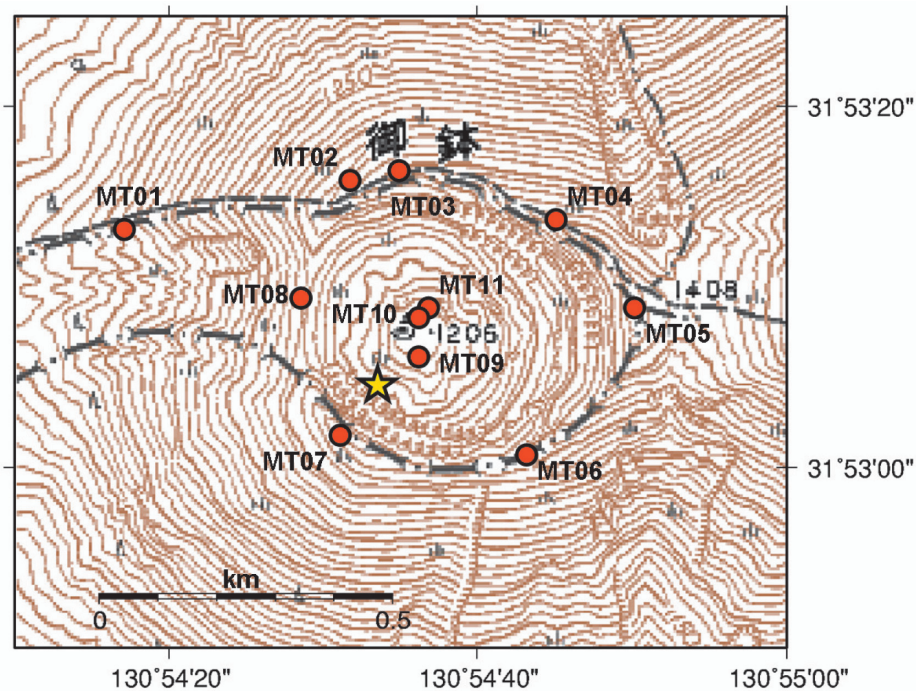


Fig. 2.1.4.10 Locations of observation points around Ohachi (red circle) and newly observed fumarole (star). Map area corresponds to region B in Fig. 2.1.4.8.

2.1.4.7 新燃岳における地磁気繰り返し観測の結果

Fig. 2.1.4.11の左図に、新燃岳付近の各観測点の全磁力値が時間経過とともにどのように変化したかを示した。その際、MS04には2004年6月と11月の間で全磁力の観測値に200nTを超えるギャップ（時系列のシフト）がみられたため、ギャップ補正を行った。ギャップ補正では、前後の時系列がなめらかにつながるようにギャップ量（+235.3nT）を推定した。このギャップの前後で観測点の標石（合成樹脂杭）の位置が多少移動したとみられており、部外者による標石の改埋が行われたらしい。

新燃岳では、1959年に爆発的噴火が発生した後は、1991年にごく小規模な噴火があったのみで、表面的な活動が静穏な状態が10年余り続いている。地下では群発地震や火山性微動が発生しており火山監視の必要性は高いものの、観測期間にあたる2002年から2005年にかけての時期には特記すべき火山活動はなかった。そのため、Fig. 2.1.4.11に示した全磁力変化は、火山活動が静穏な時期に、火山活動以外の要因でどの程度の変化が生じるかを示す資料ともいえる。

たとえば2003年11月の繰り返し観測は巨大磁気嵐の発生にぶつかり、MS09で10nT以上全磁力が小さく観測されたほか、MS06, 07, 08などいくつかの観測点で影響がみられた。その大きさは、地球外部起源の地磁気擾乱からうける影響の目安となる。また、MS05では、約10nTの年周変化が明瞭にみられた。これは連続観測の節でも述べたように、地中温度の影響であろう。MS13では、観測開始後約1年間にわたって15nTにおよぶ地磁気ドリフト状の減少がみられたが、原因はよくわからない。

Fig. 2.1.4.11からわかるように、著しい地磁気擾乱の影響や年周変化などをのぞけば、新燃岳周辺の多くの観測点では、観測期間をととして2-3nT程度の全磁力変動が見られるのみである。従って、地磁気擾乱の影響を避ける、または適切な補正をすることで、2-3nTを超えるような火山性全磁力変化を検出することができると考えられる。

2.1.4.8 御鉢における地磁気繰り返し観測の結果

御鉢は地形が急峻であるため、地磁気観測に好適な点を選ぶことが容易ではなかったが、観測点の配置を考え、観測環境が必ずしもよくない場合でも観測点の設置を行った。そのため観測点によっては、磁場傾度が大きいためにプロトン磁力計のシグナルの減衰が著しく、測定値のばらつきが大きくなることもあった。MT03はそのような観測点の一つである。

御鉢付近の各観測点の全磁力値が時間経過とともにどのように変化したかを図 (Fig. 2.1.4.11右) に示した。MT03は観測値のばらつきが非常に大きいためこの図には採用しなかった。また、MT11は2004年3月と6月の間で観測値に-20nTのギャップ (時系列のシフト) がみられたため、ギャップ補正を行った。ギャップ補正では、前後の時系列がなめらかにつながるようにギャップ量を推定したが、データの連続性は保証されていないので注意が必要である。また、ギャップの原因は不明である。

御鉢には、明治から大正にかけて活動的な時期があり、多くの噴火記録が残されている。その後は数十年にわたって静穏な状態であったが、2003年頃からは火山性微動が観測されるようになるなど、再び火山活動が活発化する傾向がみられる。2003年12月には新たな噴気口から従来よりも強い噴気をあげるようになり、また火山性微動に同期した短期的な傾斜変動という興味深い現象も発生した (2.1.3節参照)。この現象に呼応するように、火口底南部の観測点 MT09では、2004年から2005年にかけての約1年間にわたって10nT 弱の全磁力増加が観測された (Fig. 2.1.4.11右)。MT09は年周変化のほとんどない観測点とみられるため、これは有意な変化であるといえる。また、この変化は、図中に星印で示した新しい噴気口付近の地下での温度上昇があったとすれば定性的に説明可能である。ただし、変化をとらえたと思われるのは MT09観測点だけであり、原因などについて詳細を述べることは困難である。

この他では、MT02で観測期間を通じて顕著な全磁力の増加が観測された。後述のように、これは火山活動に伴う変化ではないらしい。また、MT01, 04, 05, 06にも、量的には小さいものの経年的全磁力変化がみられた。

MT07, 08には数 nT から10nT の大きさの年周変化があった。

このような観測データの特徴をふまえると、御鉢周辺の地磁気繰り返し観測では、火山活動に伴って数 nT の全磁力変化が生じれば検出が可能であると考えられる。

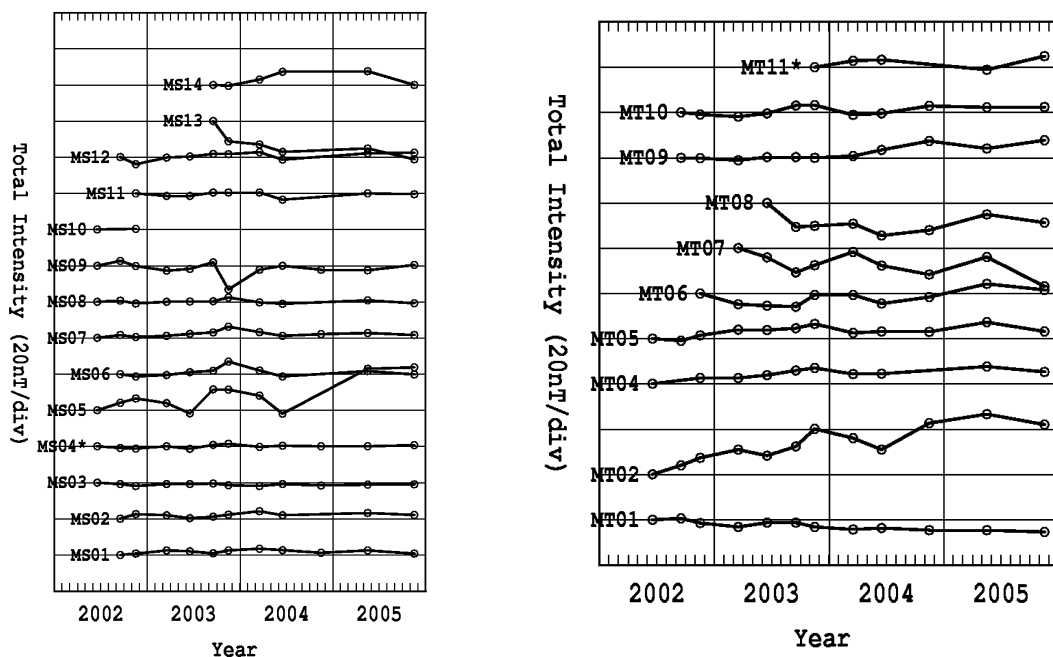


Fig. 2.1.4.11 Total intensity variation at each observation point found by repeated geomagnetic observations, around Shinmoedake (left) and around Ohachi (right).

2.1.4.9 地磁気繰り返し観測における MT02の変化

繰り返し観測では、各観測点において標石上2.00mの全磁力測定とともに標石上1.50mの全磁力を測定しており、これらから全磁力の鉛直勾配を算出している。鉛直勾配は観測点周辺の磁場環境の変化に敏感であるため、観測点が人工もしくは自然の局所的な擾乱を受けている場合には、鉛直勾配の異常な変動として検出することができる。これを利用して、大きな経年的増加傾向がみられた MT02の観測値を検討した。

Fig. 2.1.4.12に MT02において観測された全磁力変化 ($H=2.0\text{m}$) と鉛直勾配変化 (Z-grad) を示した。ともに系統的な増加がみられ、その大きさはそれぞれ $+8\text{ nT/yr}$ および $+4\text{ nT/m/yr}$ ほどである。鉛直勾配変化は他の観測点に例のないほど大きなものであり、両者の比率である鉛直勾配変化/全磁力変化は約 $0.5/\text{m}$ に及んでいる。

この観測データと比較するために、深さ10m および深さ100m に位置する磁気ダイポールについて、それに起因する全磁力変化、鉛直勾配変化、両者の比率を計算した (Fig. 2.1.4.13)。磁気モーメントはそれぞれ 10^2 Am^2 , 10^5 Am^2 とした。図には地表におけるそれぞれの変化の分布を示したが、磁気ダイポールの位置が深さ10m の場合 [A] と深さ100m の場合 [B] を見ると、全磁力変化については、長さのスケールが10倍異なるものの、同じ大きさの変化、すなわち最大 10 nT 程度の変化がもたらされていることがわかる (Fig. 2.1.4.13上)。それに対して鉛直勾配変化は、最も変化が大きいところで、Aの場合、約 3 nT/m 、Bの場合、約 0.3 nT と、AがBに比べて10倍大きい (Fig. 2.1.4.13中)。また、鉛直勾配変化と全磁力変化の比率についても、Aの場合がBの場合に比べて10倍大きい (Fig. 2.1.4.13下)。全磁力変化および鉛直勾配変化の大きさは、それぞれ磁気モーメントの大きさに比例して変化するが、両者の比率は磁気モーメントの大きさには依存しない量である。全磁力変化が大きい領域について、この比率をみると、Aの場合は $0.3/\text{m}$ 程度、Bの場合は $0.03/\text{m}$ 程度であり、磁気ダイポールが浅い場合、比率が大きくなることがわかる。

MT02で観測された比率は約 $0.5/\text{m}$ であり、磁気ダイポールの深さが数mの場合に相当する。したがって MT02については、観測点から数m以内に全磁力変化および鉛直勾配変化の原因があると推定される。観測点付近の急峻な地形を考慮すると、周辺で経年的な地形の変化が生じているのではないかとと思われる。したがって MT02で観測された変化は火山活動に関連した全磁力変化とは考えにくい。

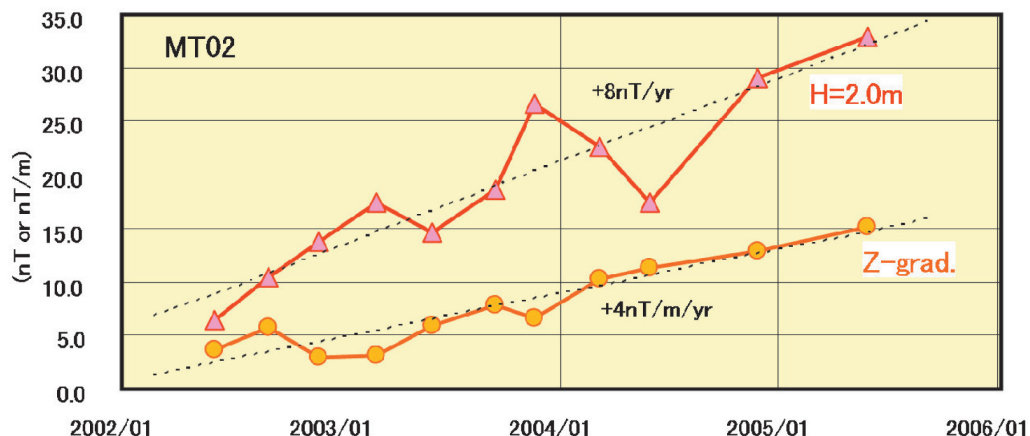


Fig. 2.1.4.12 Results of observation at MT02 around Ohachi. Variation of total intensity ($H = 2.0\text{ m}$) and variation of vertical gradient of total intensity (Z-grad) are indicated.

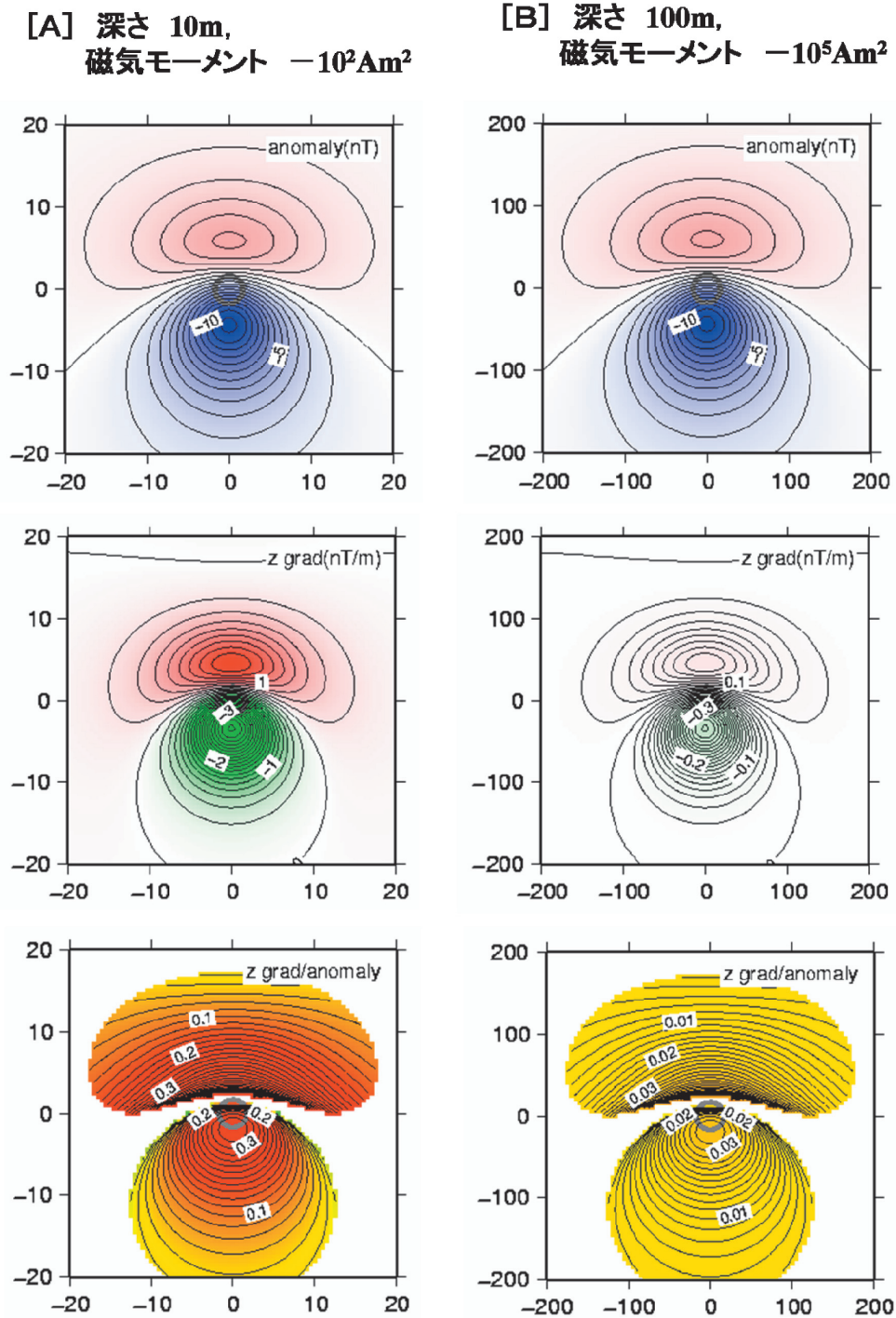


Fig. 2.1.4.13 Magnetic field changes expected at the surface, change of total intensity (up), change of vertical gradient (middle), and the rate of changes (bottom), made by a magnetic dipole located beneath the center of the area. The ordinate indicates the positions in meters in the north-south direction, and the abscissa indicates those in the east-west direction. [A] presents the case of a dipole located at a depth of 10 m with the dipole moment of -10^2Am^2 , and [B] presents the case of a depth of 100 m and a dipole moment of -10^5Am^2 . The inclination of the geomagnetic field is assumed to be 45 degrees, and the dipole moments are parallel to it. The negative value of the dipole moment means demagnetization.

2. 1. 4. 10 地磁気繰り返し観測データと火山活動に伴う全磁力変化

以上のように、新燃岳周辺および御鉢周辺の地磁気繰り返し観測の結果について検討を行った。また、これらの繰り返し観測について火山性地磁気変化の検出能力の評価を行った。

新燃岳周辺の観測点では、地磁気擾乱の影響や年周変化の大きい MS05などをのぞけば、観測期間をとおしての全磁力変動は2 - 3 nT の範囲に収まっていた。したがって、新燃岳の火山活動に伴って2 - 3 nT を超える火山性地磁気変化が生じれば検出できると考えられる。

御鉢周辺の観測点については、MT09観測点で火山活動に伴う地磁気変化が観測されたとみられるが、現象の詳細はよく分かっていない。また、多くの観測点で量的には小さいものの経年的な全磁力変化がみとめられたほか、数 nT ほどの年周変化がみられる観測点もあった。これらを考慮すると、御鉢周辺では数 nT を超える規模の火山性地磁気変化が生じれば検出可能とみられる。

なお、どちらの地域でも、全磁力の年周変化がみられる観測点があったが、何年かにわたって年4回程度の繰り返し観測を行えば、ほぼ年周変化の様子が把握できると考えられ、火山性地磁気変化の検出能力向上も期待される。また、毎年同じ時期に繰り返し観測を行うことも経年変化の検知能力改善への寄与が大きいだろう。

(山本哲也)

謝辞

鹿児島地方気象台および福岡管区気象台火山監視・情報センターの方々には地磁気観測点の地点選定および全磁力繰り返し観測等にご協力いただきました。ここに謝意を表します。

参考文献

- Davis, P. M., D. D. Jackson, C. A. Searls and R. L. McPherron, 1981: Detection of tectonomagnetic events using multichannel predictive filtering, *J. Geophys. Res.*, **52**, 91-103.
- 鍵山恒臣・歌田久司・増谷文雄・山口勝・笹井洋一・田中良和・橋本武志, 1992: 霧島火山群・新燃岳1991-92年微噴火と電磁気観測, 地磁気観測所技術報告, **32**, 279-296.
- 中川一郎・笹井洋一・歌田久司・石川良宣・小山茂・大地洗・徳本哲男, 1984: 1983年10月三宅島噴火に関連した地磁気変化, *火山*, **29**, S101-S112.
- 根木まろか・鍵山恒臣・増谷文雄・長田昇・宗包浩志, 1998: アルゴスシステムによる火山観測, *火山*, **43**, 167-172.
- Sasai, Y., T. Shimomura, Y. Hamano, H. Utada, T. Yoshino, S. Koyama, Y. Ishikawa, I. Nakagawa, Y. Yokoyama, M. Ohno, H. Watanabe, T. Yukutake, Y. Tanaka, T. Yamamoto, K. Nakaya, S. Tsunomura, F. Muromatsu and R. Murakami, 1990: Volcanomagnetic effect observed during the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, *J. Geomag. Geoelectr.*, **42**, 291-317.
- Tanaka, Y., 1993: Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso Volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **47**, 325-336.
- Tanaka, Y., 1995: Volcanomagnetic effects on the Unzen Volcano (1990-1992), *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 325-336.
- Utada, H., M. Neki and T. Kagiya, 2000: A study of annual variations in the geomagnetic total intensity with special attention to detecting volcanomagnetic signals, *Earth Planets Space*, **52**, 91-103.