

阿蘇中岳における高密度空中磁気観測 ～繰り返し空中磁気観測からの磁場時間変化検出の試み～

宇津木充、田中良和 (京大・理)

Height density aeromagnetic survey on Aso Volcano for detection of the geomagnetic temporal change using repeated aeromagnetic survey

Mitsuru Utsugi and Yosikazu Tanaka

(Inst. Geothermal Sci., Grad. School Sci., Kyoto Univ.)

1. はじめに

火山活動による地下の温度変化に伴い地殻中の岩石が温度変化することで、岩石の磁化が変化し、地表に磁場変化が生じる。こうした磁場変化を観測することで、地下の大局的な熱的状態の推移を捉えることが可能である。しかし、磁場はポテンシャル量なので、磁場変化源に対する解像度が低いという問題を本質的に持つ。従って地下の熱的状態変化に関する情報(熱源の位置、大きさ、深さなど)を正確に見積もるためには、時間変化が空間的にどのように分布するかを測定しなければならない。地上観測からそうしたデータを得るためには、活動域近傍で観測点アレイを展開し、多点連続観測を行う必要がある。しかし、火山の活動域近傍の劣悪な環境で、多点の観測点を設置・維持することには非常に多くの困難が伴う。

これに対し、空中観測から時間変化が検出できれば、その空間的な分布を広範な領域について、非常に少ない労力で得る事が出来るであろう。しかも、ラジオコントロールの無人飛行体による観測システムを導入すれば、火山活動が活発化し、人の立ち入りが規制されるような状況に於いてもデータ取得可能である。さらに空中観測を行う事により、活動域地下の磁化構造を推定できるという副次的な利点もある。磁場データから磁場変化源のプロパティを推定するに当たっては、(活動前における)地中岩石の磁化強度分布が重要なパラメータになる。こうしたデータも、静穏期に行われた繰り返し空中観測のデータを解析することで、推定が可能である。

このように、繰り返し空中観測は非常に有用な側面を持つが、他方、時間変化を検出するにあたって問題となるのは観測位置のコントロールである。繰り返し観測から、異なる時期の複数回のデータが得られるが、各々のフライトで全く同じ航跡を飛行することは不可能であり、それぞれのデータの比較から差が得られたとしても、それを火山活動起因のものと、観測位置の違いによるものとに分離する必要がある。この問題を解決するために我々は、静穏期の火山において高密度な空中観測を行い、そのデータを元に、活動域上空の 3 次元的な磁場分布を推定することを考えた。一度、ある時期における磁場分布が求められ、任意の位置における磁場の値を推定する事が可能となれば、それ以降の繰り返し観測に於いては、対象領域の内部でいかなる航跡で飛行したとしても、観測位置の違いによる影響を補正する事が可能となり、時間変化を議論する事が出来る。

こうした事を目的に我々は、2002年6月に阿蘇火山において高密度空中磁気測量を行った。

2. 阿蘇中岳上空における高密度磁場観測

阿蘇火山で最も活動的な中岳第一火口上空の約 2.5 x 2.5km の領域(図 1)において、海拔高度 1370m から 1650m までの約 300m を 30~40m おきに 8 面にわたり、ヘリコプターを用いた磁場観測を行った。この際、ヘリコプターの機体磁気の影響を軽減するため磁場センサーを観測バードに設置し、ヘリから約 20m 吊り下げて磁場全磁力の計測を行った。磁力計は Geometric 社製セシウム光ポンピング磁力計(測定精度 0.01nT、サンプリング 0.1 秒)を用いた。阿蘇山頂古房中のヘリポートにリファレンス磁気点を設置し、そのデータと空中観測データとの単純差から地球外起因の短周期磁場変動の影響を補正した。バードの位置を高精度に補足するため、バード内およびヘリポートに GPS (Ashtech 社製 Z-survey)を設置し、両者のディファレンシャル処理によりバードの飛行航跡を決定した。GPS の測定サンプリングは 1 秒、位置決定精度は水平方向で数センチ、高さ方向で 1m 以下程度であった。本観測における観測システムの概要を図 2 に示す。本観測における総飛行距離は約 12km、測定点数は 87000 点、ヘリコプターの平均時速は約 70km/h であった。各フライト面における飛行航跡、高度および実測磁場データを図 2 に示す。一般に空中磁気測量では、南北もしくは東西に一定間隔、等高度でフライトが行なわれるが、今回はデータ点密度をなるべく高める事を優先して、イレギュラーな測線での観測を行った。

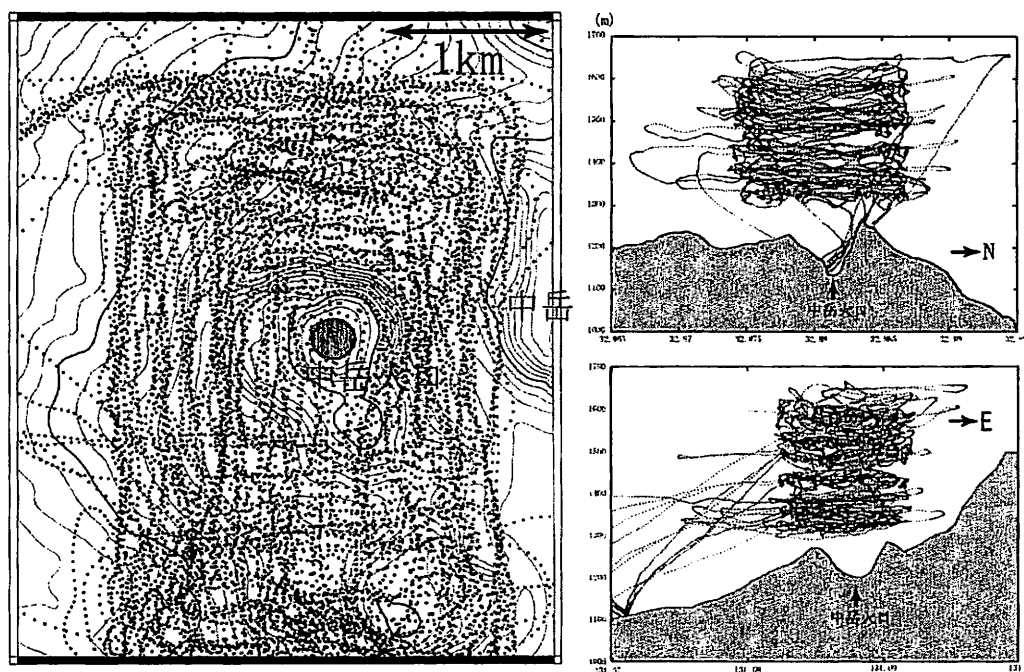


図1 観測領域

阿蘇火山で最も活動的な中岳第一火口上空の約 2.5 x 2.5km の領域においてヘリコプターを用いた磁場観測を行った。各フライトでは、磁場計測点密度が高くなることに重点を置き、航跡が重なることを厭わず計測を行った。図に全航跡のデータ点を示す。但し、図の見易さのため航跡図のデータ点は1秒(測定サンプリングは0.1秒)に間引いたものを図示している。総測定時間は4時間。飛行時のヘリコプターの平均速度は、時速約70km。

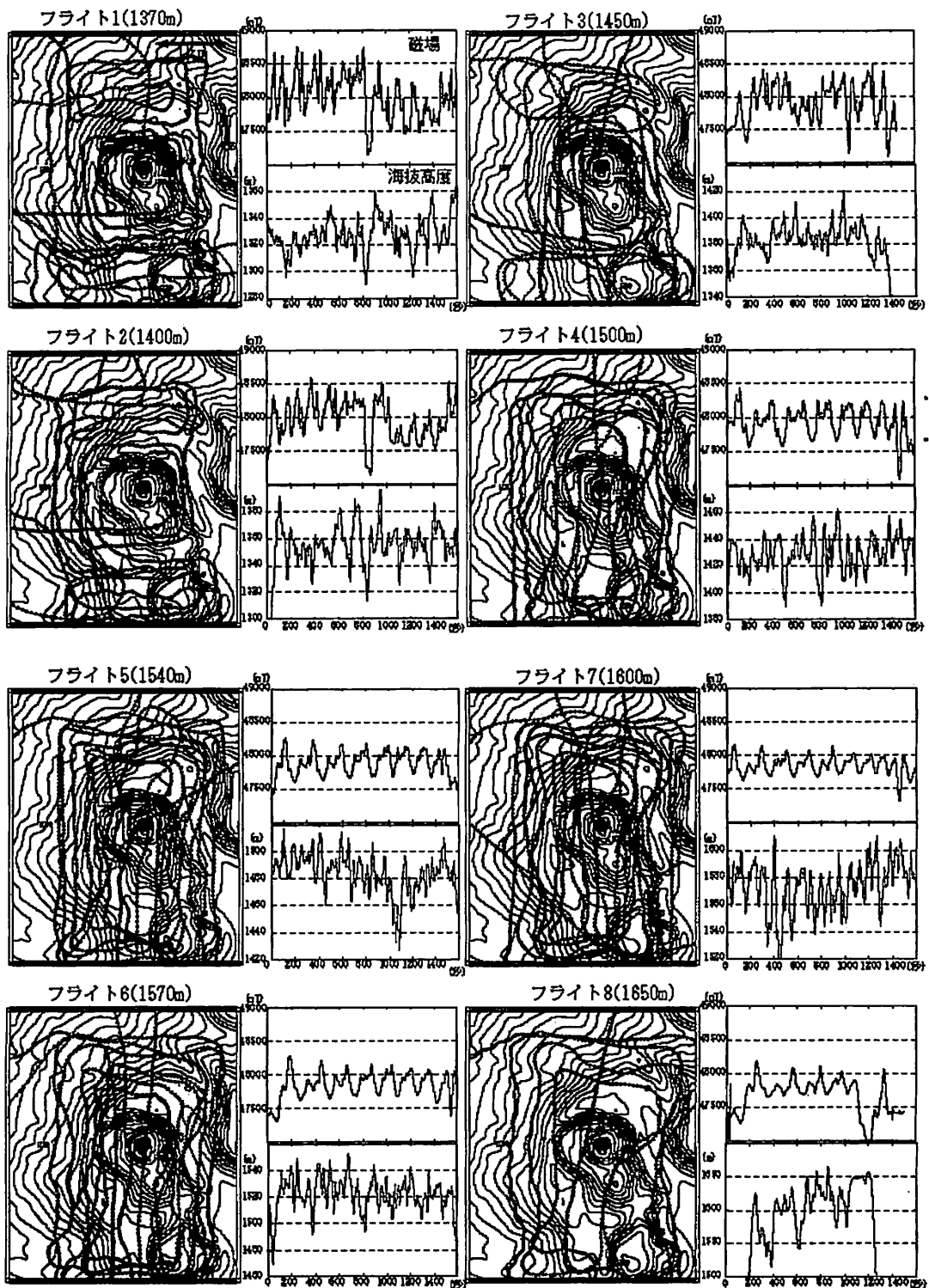


図2 各フライトにおける飛行航跡、観測された磁場及び飛行高度

3. データ解析

得られたデータから 3 次元的な磁場分布を推定するために、観測磁場データからの調和成分抽出を試みた。計測されたデータには、測定時の計測ミスや、観測バードの短周期の揺れによる短波長成分などが含まれる可能性が考えられる。こうしたノイズ含みのデータから調和的な磁場分布のみを抽出することを目的に、equivalent anomaly 法(牧野ほか、1993)による上方・下方接続の方法を応用した。これは、高度による磁場遞減率を表現する調和関数の組を基関数系として選び、それらの重みつき足し合わせで実測データを表現するものである。この操作は、観測面の下に重み関数に対応する等価磁気源を分布させ、実測データをもっとも良く表現するように各々の磁気源の強度を決定する事と等価である。以下にその基本的な考え方を示す。

ある面 S_0 で磁場分布 f が観測されたとする。その観測面 S_0 の上空 S での磁場分布を $F(S)$ とする。ここで $F(S)$ は以下の条件を満たすものとする。

1. F は、調和関数 W の重みつき重ね合わせ、即ち等価磁気源を分布させる事で以下のように表される。

$$F(S) = \sum W(S; S') \cdot e(S')$$

2. 面 S_0 上で $F(S=S_0)=f$ が成り立つ。

上記 1, 2 の条件から、面 S_0 上で

$$f = (F(S=S_0)) = \sum W(S_0; S') \cdot e(S')$$

が成り立つから、これを最小二乗的に解く事で重み関数 e を求める事が出来る。上の式は、 S' 上に強度 e で分布する磁場ソースによって作られる磁場(磁場源の形態は W の形により規定される)と等価であり、等価磁気源 e による磁場分布と見なす事も出来る。

牧野ほか(1993)では、この調和関数 W として

$$W = -\frac{(z_0 - z)}{\sqrt{(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2}}$$

(x_0, y_0, z_0) : 磁場の値を推定する点の座標、 (x, y, z) : 等価磁気源の位置座標

を用いている。一般に磁場上方・下方接続を行う際には、比較的高高度における一面の空中観測データを

対象にする。このような場合、磁気異常源(地殻岩石)はフライト面の下にあり、従ってこれらによる磁場は高度が高くなるに従って距離減衰する。この事を表すための調和関数として凶器の関数を用いる。しかし、図 1 を見ても明らかなように、我々の観測に於いては、阿蘇中岳・高岳の山体(磁気異常源)が、フライト領域のすぐ東側に存在している。従ってこれらによる磁気異常は、鉛直方向のみならず水平方向(中岳・高岳から遠ざかる方向)にも遞減率を持つはずである。こうした事を考慮して、我々は以下の調和関数

$$W = -(\mathbf{n} \cdot \nabla) \frac{1}{\sqrt{(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2}}$$

を用いた。

ここに \mathbf{n} は、地表の法線ベクトルである。これにより、中岳・高岳山体から遠ざかる方向の磁場通減率を考慮して、3次元磁場分布の推定を行った。今回の観測のサンプリングは 10Hz であったが、解析に当たってはこれを 1 秒毎に平均化したデータを用いた。また、重み関数に対応する等価磁気源としては、グリッド間隔 25m で地表面に分布させた。この処理により得られた中岳上空の磁場空間分布の推定値、および実測値との差をそれぞれ図 3、図 4 に示す。実測値との残差から、実測データに含まれるノイズや短波長のばらつきが除かれ、おおむね ± 数 nT 程度の精度で実測値を再現できていることが分かる。

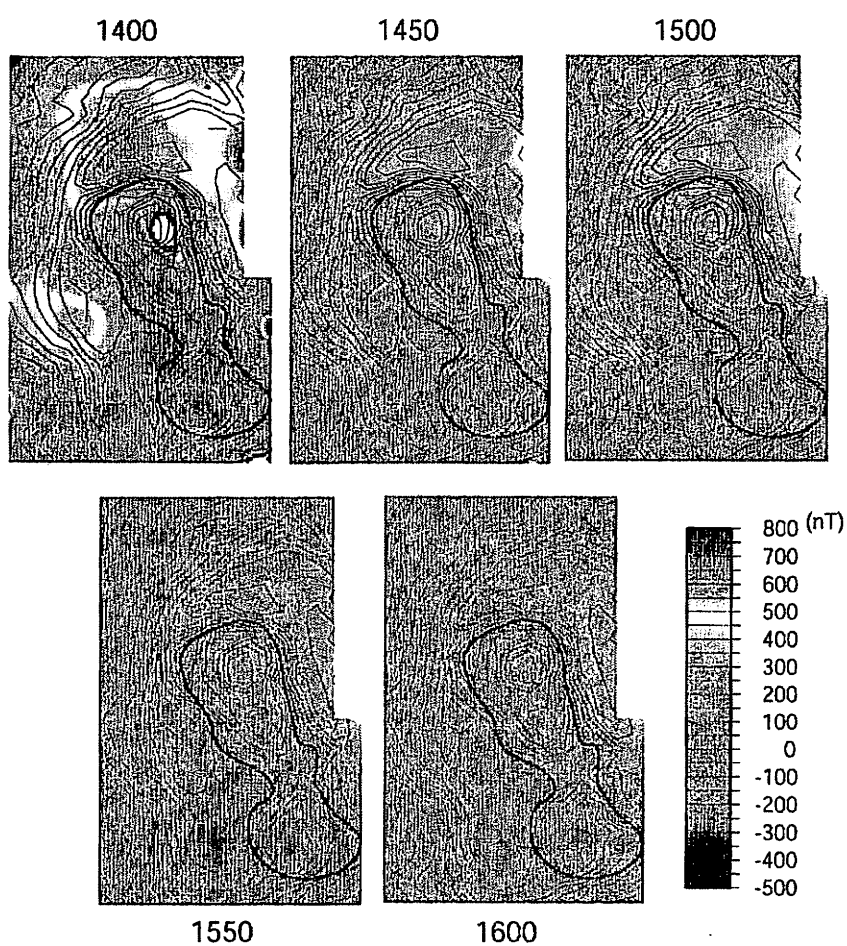


図 3 equivalent anomaly 法により求められた阿蘇・中岳上空の磁場 3 次元分布。
左からそれぞれ海拔 1400,1450,1500,1550 及び 1600m の等高度面上の磁気異常を表す。

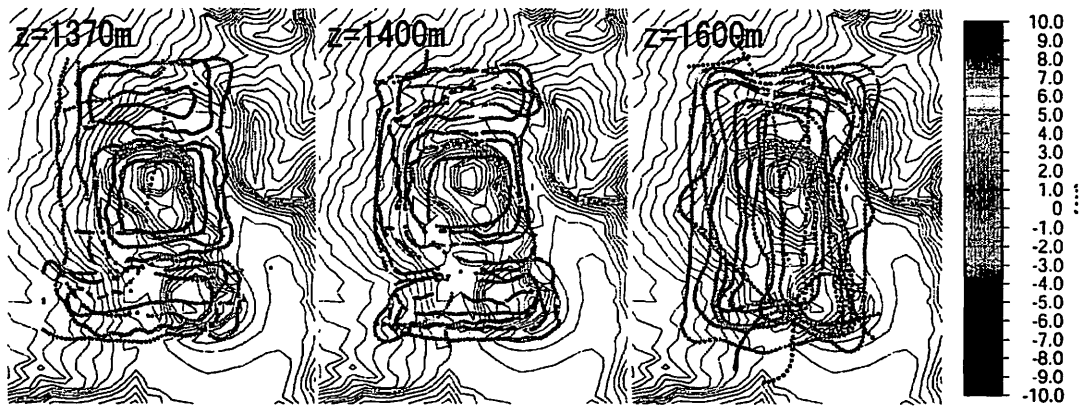


図4 推定された磁場分布と、入力とした観測データとの残差。

それぞれ対地 1370m, 1400m 及び 1600m のフライトデータについて、推定値と観測値との残差を示す。

4. 推定された3次元磁場分布の精度検証

前節で得られた磁場分布について、その精度を見積もるため、阿蘇中岳上空で異なる時期に行われた空中磁気観測データとの比較を行った。この領域では2005年9月に、文部科学省の産学官連携イノベーション創出事業補助金(独創的革新技術開発研究提案公募精度)により、京都大学、九州大学、応用地質株式会社及び電力中央研究所の共同で空中磁気観測が行なわれた。その飛行航跡を図5に示す。このうち、図5の測線1、2、3の一部が、本研究の解析領域中を飛行している。尚、2005年フライトの対地高度は概ね100mである。これらのデータについて推定され

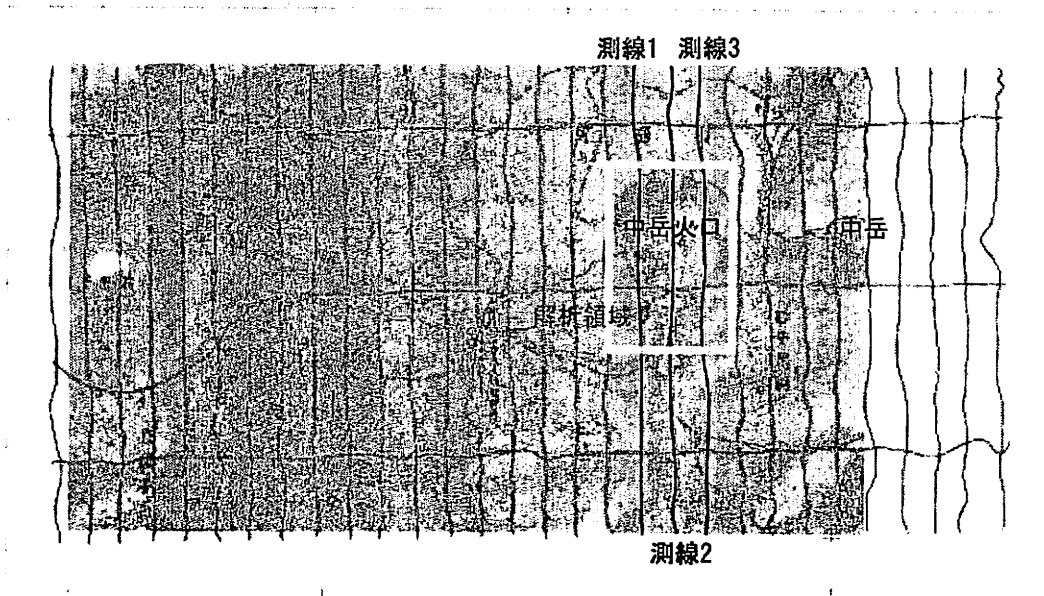


図5 2005年9月に行われた空中磁気観測飛行航跡(対地高度100m)

図中の四角で囲まれた領域は、高密度観測から3次元磁場分布を推定した領域。

た磁場との比較を行った結果を図6に示す。ところで、阿蘇中岳では2002年以降火山活動起因の磁場変化は低調で、2002年6月と2005年9月の間での時間変化は概ね数nT程度であり(図7)、従って100m上空では1nT以下の変化しか現れないはずである。従って図6の結果から、2002年推定値と2005年実測値との差は概ね1~数nT程度である事が分かり、これが今回の磁場推定値の精度レベルであると言える。

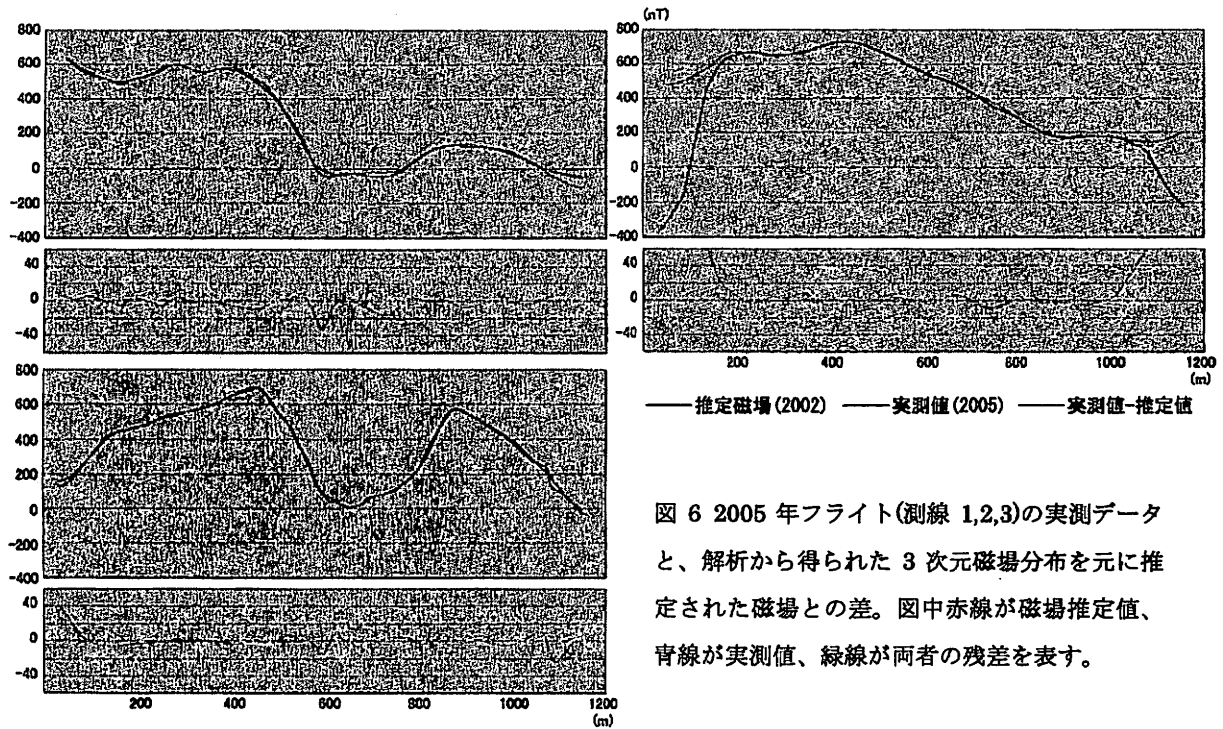


図6 2005年フライト(測線1,2,3)の実測データと、解析から得られた3次元磁場分布を元に推定された磁場との差。図中赤線が磁場推定値、青線が実測値、緑線が両者の残差を表す。

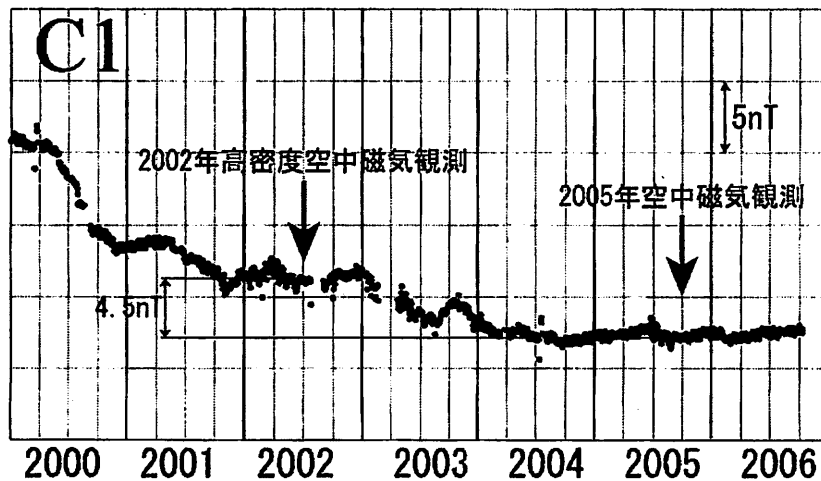


図7 中岳火口西側の地上連続観測点(C1)から得られた、2000年~2006年の磁場変化。

但し、図 7 で数 nT~10nT 程度の比較的大きな残差を示す部分に着目すると、それらの空間的な波長は 100~300m 程度である。これに対し阿蘇火山では、これまでの地上観測の結果から、火山活動に伴う磁場変化は数百 m~1km 程度の空間的な波長を持つ事が知られている。またこれまでの阿蘇火山における火山地磁気効果の最大振幅は、地上で 20~30nT 程度である事が分かっている(Tanaka,1993, 橋本ほか、2001)。従って上空 100m で期待される磁場変化は数 nT~10nT 程度である。こうした事から、磁場変化の振幅に加えその空間的な波長も合わせて議論する事で、阿蘇火山における火山動起因の磁場変化を繰り返し空中観測から検出する事は十分可能であると考えられる。

引用文献

- ・ 橋本武志ほか(2001)、阿蘇火山における地磁気変化について(1991-2000 年)、京都大学防災研究所年報、第 44 号 B-1,333-343.
- ・ 牧野雅彦,ほか(1993) 相違なる高さにおいて観測された磁力値から磁気異常の 3 次元分布を求めること,物理探査学会第 88 回学術講演会論文集,p502-507.
- ・ Tanaka Y(1993) Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990, JVGR,56, 319-338.