

# 口永良部島火山における全磁力連続観測

京都大学防災研究所 神田 径

京都大学理学研究科 田中 良和・宇津木 充

## 1. はじめに

近年水蒸気爆発を繰り返してきた口永良部島火山は、ここ数年で火山活動の活発化が懸念されており、水蒸気爆発発生場を明らかにするための実験観測に適したフィールドである。最近の活動の中心である新岳は、中央部が約 100m 陥没した直径 200m ほどの火口を有し、その東側には 1945 年、1980 年の活動で形成された北北東 - 南南西方向に約 500m 延びる割れ目火口が見られる。現在は、新岳火口縁およびその南方に位置する古岳火口内に噴気活動が認められる。火山岩は中央北部山麓に玄武岩質溶岩流が見られる他は、輝石安山岩( $\text{SiO}_2$ : 54.31 ~ 60.68%)が大半を占める<sup>1,2)</sup>。

1996 年 3~6 月および 1999 年 8~10 月には、山頂部で地震が多発し、1999 年 11 月には口永良部島東方海域においても群発地震が発生したが、噴火には至っていない。これまでの新岳の水蒸気爆発の際には、前兆的な地震活動がほとんど記録されていない<sup>3,4)</sup>ことを考えると、地震観測だけでは活動の推移を予測することが困難であり、多項目の観測から総合的に爆発発生場を把握する必要がある。本稿では、このような背景のもとに実施された地磁気連続観測について報告する。

## 2. 観測の概要

地磁気全磁力観測は、図 1 に示した山頂部の 3 点で 2000 年 8 月より行っている。火山を構成する岩石には、地下からの高温の熱の供給によって、過去に獲得した磁化を失う性質(熱消磁)がある。本研究の狙いは、水蒸気爆発発生場への、岩石の磁化が失われるような高温の熱の供給を、地表の磁場観測から捉えることにある。熱消磁が発生すると、日本で観測する場合、地磁気は消磁領域の北側で増加、南側で減少する。本研究では、火山性地震の震源域<sup>5)</sup>に対応する、新岳火口直下深さ 600m を中心とした半径 100m の領域の磁化が失われた場合の磁場変化を想定し、新岳火口北側の 1 点および南側の 2 点に磁力計を設置した<sup>6)</sup>。2000 年冬に行われた臨時観測により、これまでの震源域よりやや西側へ浅い震源分布が推定された<sup>7)</sup>が、震源域での磁化消失を仮定する限り、大きな全磁力変化が期待できる場所に磁力計が設置されていることになら

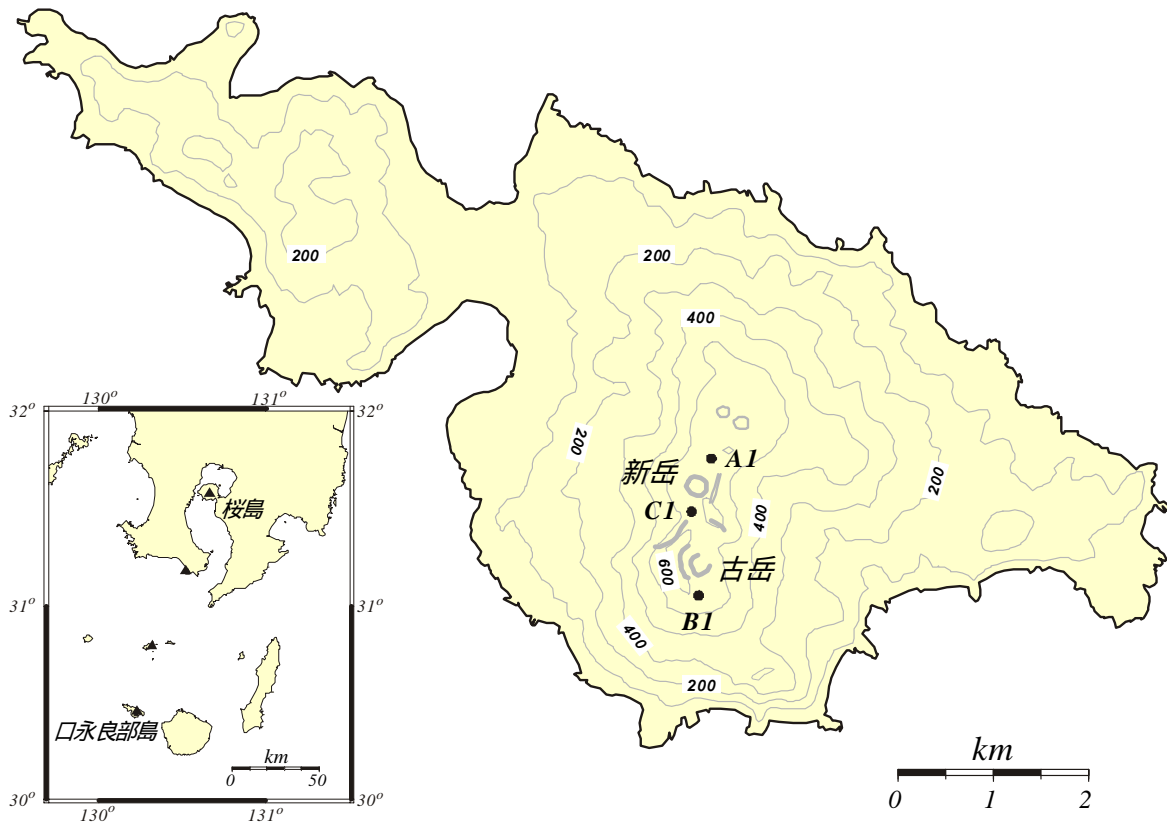


図 1. 口永良部島位置図および全磁力観測点の配置

りはない。

測定には GEM systems 社製のオーバーハウザー磁力計(GSM-19) を用いた。GSM-19 は、オーバーハウザー効果を利用した高感度・低消費電力の磁力計で、0.01nT の分解能と 0.2nT の測定精度を持つ。消費電流は、約 2 秒間の励磁時には 105mA 程度であるが、待機時には 32mA である。電力は、並列に繋いだ DC12V(45Ah) のカーバッテリー 2 個から 太陽電池(22W; 1.5A)で充電しながら供給される。センサーは地表から約 2m の高さに固定され、5 分間隔で測定を行なっている。測定データは内部メモリへ保存されるが、5 分サンプリングの場合、約 600 日間の連続記録が可能である。また、毎日のデータ取得状況を確認するために、オーブコム(orbcomm)という衛星通信サービスを利用して、毎時平均値を桜島の防災研究所火山活動研究センターへ転送している<sup>6)</sup>。

図 2 には、衛星通信で送られてくる毎時平均値のうち、太陽活動の影響を受けにくい夜間(日本時間 0~5 時)のデータのみを用いて平均した日平均値、気象庁地磁気観測所柿岡観測点における全磁力夜間値平均値、および地球規模の地磁気擾乱の程度を表す指標の一つである Ap 指数<sup>8)</sup>を示した。電源関係のトラブルにより A1 が、また、磁力計の不調により B1 が何度か欠測しているが、概ね良好なデータが取得できている。2001 年春頃からは 3 点とも全磁力値が緩やかに減少しているように見えるが、柿岡の全磁力もやや減少傾向にあるので、これは規模の大きな変

動(例えば、永年変化)がベースにあると思われる。新岳南側の2点(C1, B1)では、柿岡に比べ減少量が大きいように見えるので、火山活動に起因するローカルな変動が加わっている可能性もあるが、一般に観測される地磁気変化には様々な原因が複合的に絡み合っているので、この傾向が火山活動に関係しているかどうか、また、いつ頃から変化しているのかについては、図2からは定かではない。

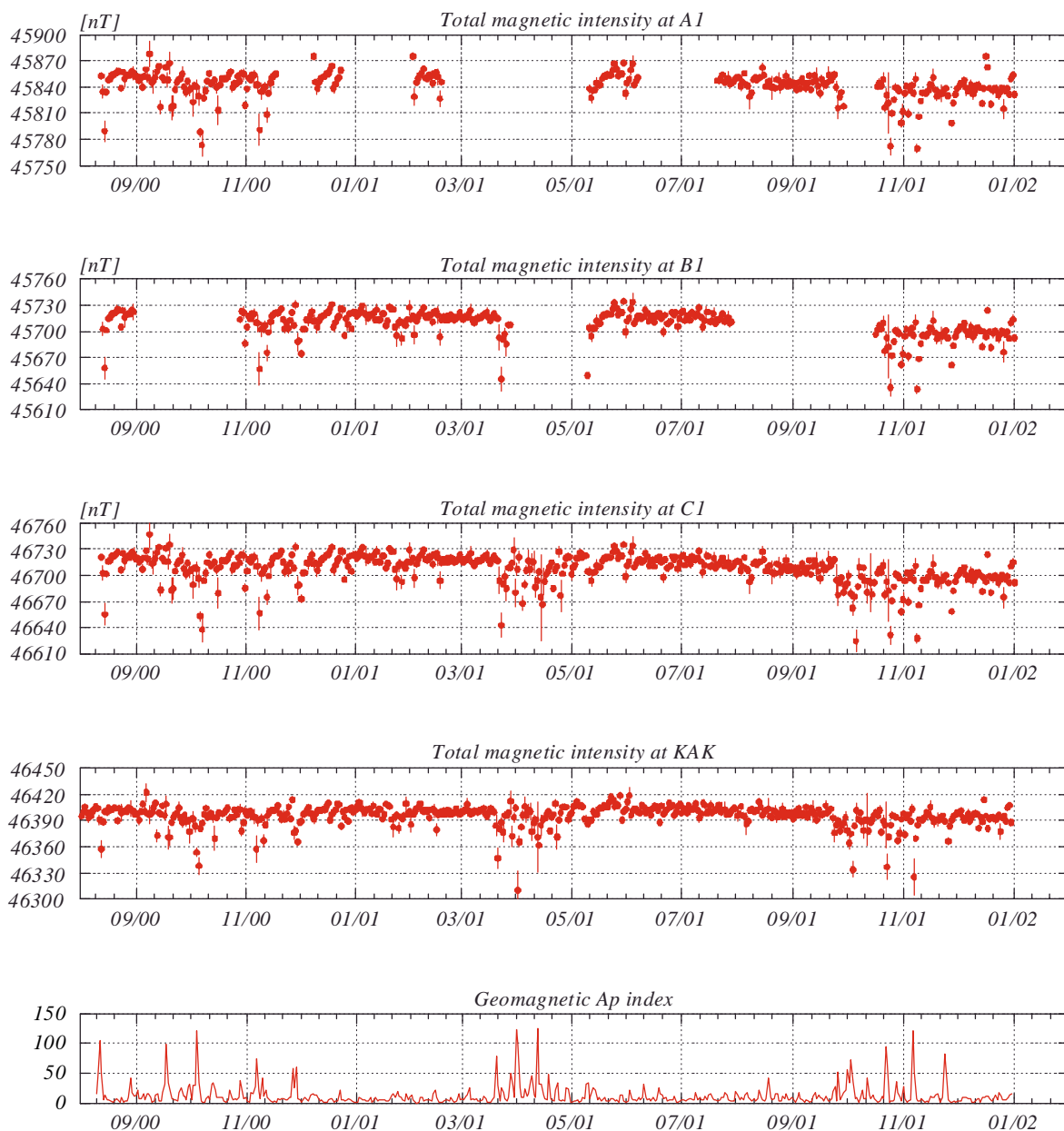


図2. (上3段): 衛星通信により送られてきた全磁力データの夜間値平均値(0:00 ~ 5:00 JST)の時系列プロット(2001年12月31日まで)。A1は新岳火口北, B1は古岳火口南, C1は新岳火口南の観測点。エラーバーは標準偏差。(4段目): 同期間の柿岡の毎分値データから作った全磁力夜間値平均値。(最下段): 一日の地磁気擾乱の程度を表す Ap 指数。数値が大きいほど擾乱も大きかったことを示す。

### 3. 参照データによる補正

火山地域で観測される全磁力データには、大別すると、コアや地殻岩石の帯磁が起源のほぼスタティックと見なせる成分、電離層や太陽活動など地球外に起源をもつ成分、それに火山活動に起因する成分が含まれていると考えられる。地球外に起源を持つ成分には、外部磁場変動とその誘導成分が含まれるが、外部磁場変動は、近傍の2点ではほとんど差がないと見なせるので、両者の差(地点差)を取ることによってある程度は取り除くことができる。しかしながら、誘導成分が同じ場合は稀で、また、外部磁場変動も均一と見なせない場合があり、単純地点差を参照データなどから補正する方法が多く試みられている。Davis et al. (1981)<sup>9)</sup>は、参照点の地磁気3成分および地点差算出に用いたデータを含むローカルな全磁力を用いて予測フィルターを作り、地点差データの補正を行った。本研究でも、この方法を基に単純地点差の補正を試みた。

地点差毎時値データ  $d(t)$  を、時刻  $t$  の  $m$  時間前から  $l$  時間後までの  $m+l+1$  時間の参照データ  $X(t-\tau)$ ,  $Y(t-\tau)$ ,  $Z(t-\tau)$ ,  $T(t-\tau)$  を用いて、

$$d(t) = \sum_{\tau=-l}^m A(\tau)X(t-\tau) + \sum_{\tau=-l}^m B(\tau)Y(t-\tau) + \sum_{\tau=-l}^m C(\tau)Z(t-\tau) + \sum_{\tau=-l}^m D(\tau)T(t-\tau) + \delta(t) \quad (1)$$

のように表現する。ただし、参照データ  $X(t)$ ,  $Y(t)$ ,  $Z(t)$  は参照点における磁場3成分、 $T(t)$  はローカルな全磁力である。 $A(\tau)$ ,  $B(\tau)$ ,  $C(\tau)$ ,  $D(\tau)$  は、それぞれ  $m+l+1$  個の予測フィルターの係数で、各地点差時系列に固有のものであるとする。 $\delta(t)$  は参照データで表現しきれない残りの成分である。まず、 $t = t_{j+1} \sim t_{j+N}$  の  $N$  時間分の地点差データ用いて  $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$  のフィルター係数を決定する。

$$\begin{aligned} s^2 &= \sum_{t=t_{j+m+1}}^{t_{j+N-1}} |\delta(t)|^2 = (\mathbf{d} - \mathbf{W}\mathbf{p})^T \cdot (\mathbf{d} - \mathbf{W}\mathbf{p}) \\ &= \sum_{t=t_{j+m+1}}^{t_{j+N-1}} \left( d(t) - \sum_{\tau=-l}^m A(\tau)X(t-\tau) - \sum_{\tau=-l}^m B(\tau)Y(t-\tau) - \sum_{\tau=-l}^m C(\tau)Z(t-\tau) - \sum_{\tau=-l}^m D(\tau)T(t-\tau) \right)^2 \end{aligned} \quad (2)$$

を考え、(2)式が最小となるようなフィルター係数  $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$  を最小二乗法により決定する。ここで、 $\mathbf{d}$  は  $t_{j+m+1} \sim t_{j+N-1}$  の地点差データベクトル、 $\mathbf{p}$  は  $4 \times (m+l+1)$  個のフィルター係数を成分にもつモデルベクトル、 $\mathbf{W}$  は参照データから作られる  $(N-l-m) \times (4 \times (m+l+1))$  の行列、 $\mathbf{W}^T$  はその転置行列である。最小化の条件

$$\nabla_{\mathbf{p}} s^2 = -2(\mathbf{W}^T \mathbf{d} - (\mathbf{W}^T \mathbf{W}) \mathbf{p}) = 0 \quad (3)$$

を適用すると、与えられた  $m$ ,  $l$  についてモデル  $\mathbf{p}$  が求められる。さらに本研究では、参照データとして用いる  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $T$  の成分数およびその組み合わせも可変とし、異なる  $m$ ,  $l$ , [ $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $T$ ] の組み合わせの中から AIC<sup>10)</sup> を最小にするモデルを選択した。ひとたびフィルター係数が決まれば、(1)式から単純地点差の定常的変動成分を除くことができる。

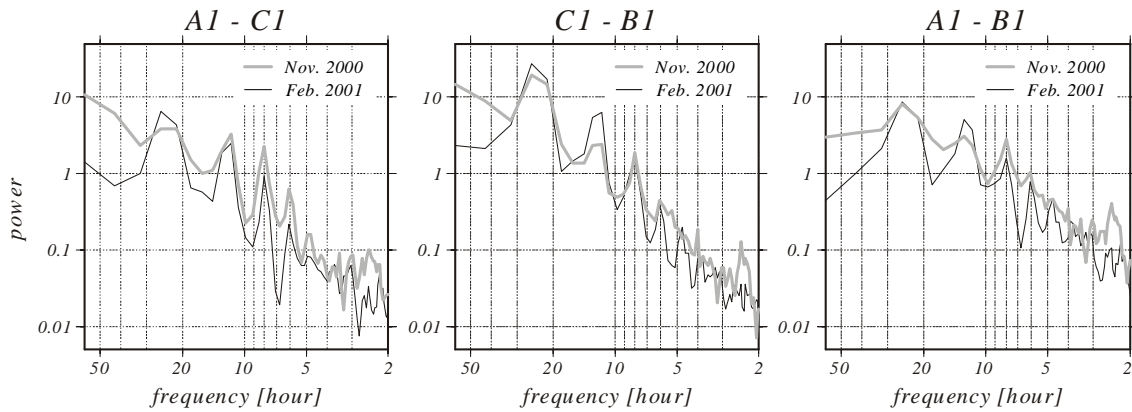


図3. 地磁気擾乱の比較的多い期間(2000年10月27日～11月16日の481時間)および比較的静穏な期間(2001年1月31日～2月18日の421時間)の全磁力毎時値単純地点差のパワースペクトル。

フィルター係数を定めるために用いるデータ区間は、図2において全磁力値が減少しているように見える2001年春以前のデータのうち、3ヶ所同時に取得できた期間から選択した。図3は、外部磁場擾乱の比較的大きな時期(Nov.2000)および比較的静穏な時期(Feb.2000)における全磁力毎時値単純地点差のパワースペクトルである。両期間ともパワーの主なピークは、3つの地点差全てにおいて、ほぼ1日周期とその高調波周期(3時間程度まで)に見られるものの、磁場が荒れている期間のスペクトルでは、特に短周期側でピークがはっきりせず、バックグラウンドのパワーも大きくなっている。磁気嵐の際にしばしば観測される矩形的変動が影響していると思われるが、このことは、磁気擾乱日と静穏日とではフィルター係数を変える必要があること、また、ピークを作る主な物理現象が1日の太陽活動に起因するSqと呼ばれる現象(Solar quiet variation)であるということを示唆する。最大ピークの周期が厳密には24時間ではなく、もう少し長周期側へ広がっているため、O1(周期25.81924時間)やM2(周期12.42059時間)などの海洋潮汐に起因する成分も含まれていると思われる。図2からもわかるように、磁気擾乱日より静穏日の方が圧倒的に多いことやSqが太陽活動の静穏日の現象であることを考慮すると、磁氣的に静穏な期間のデータを用いてフィルター係数を決定し適用する方が、複数のフィルターセットを使用するよりも実用的だと考えられる。

図4に、予測フィルター推定のために用いた単純地点差((1)式の $d(t)$ )と推定されたフィルター係数より計算された予測値( $d(t)-\delta(t)$ )を示す。用いたデータは、図3でスペクトルを示した磁氣的に静穏な2001年1月31日17時から2月18日5時までの421時間の時系列毎時値データである。参照データには、柿岡の地磁気3成分毎時値およびC1の全磁力毎時値を用いた。図3より1日以上周期にピークは見られないので、 $m, l$ それぞれの探索する範囲を0～30までとし、参照データ[X, Y, Z, T]の中から1成分以上を用いる任意の組み合わせ15通りについて(3)式を解き、得られた $31 \times 31 \times 15$ 個のモデルの中からAICを最小にするモデルをフィルター係数として

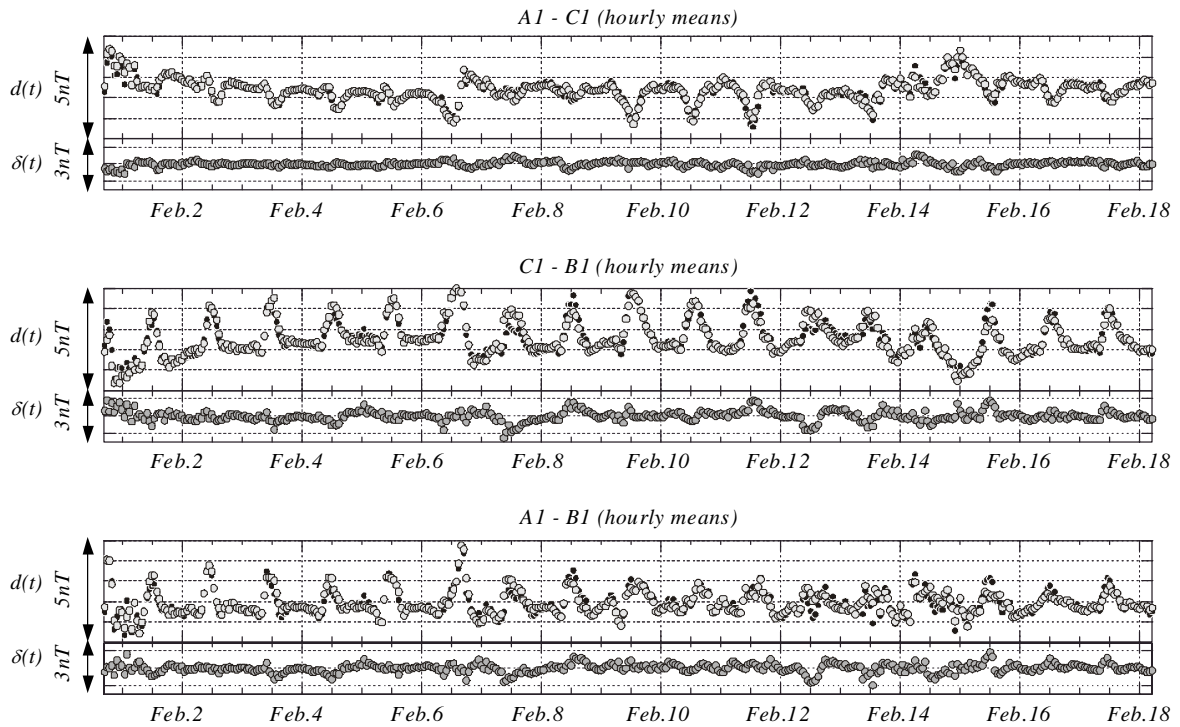


図 4. (各段上図): フィルター係数決定に用いた 2001 年 1 月 31 日 17:00 から 2 月 18 日 5:00 までの全磁力毎時値地点差データ( $d(t)$ ; 黒丸)および推定したフィルター係数を用いて(1)式から予測した結果( $d(t) - \delta(t)$ ; 白丸)。 (各段下図): データと予測値との残差( $\delta(t)$ )。

採用した。表 1 に最適モデルの  $m$ ,  $l$  の値および参照データの組み合わせを示す。図 4 を見ると 3 つの地点差ともに残差はほぼ  $\pm 1nT$  の間で予測できているが,  $C1 \cdot B1$  では, 日変化成分が他の 2 つに比べて大きいいためか RMS 誤差がやや大きい(表 1)。

図 5 には, 図 4 で示した地点差データとその予測値のパワースペクトルを示す。一番残差の大きかった  $C1 - B1$  では, 十数時間の周期や 3 時間より短周期側でフィッティングが悪い。また  $A1 - B1$  では, 他の 2 つの地点差に比べパワーの大きい周期 4 時間より短周期側であまりデータを表現できていない。恐らく,  $A1$  と  $B1$  の距離が他の地点差間の約 2 倍あることに起因するためで, 両方の場所で短周期成分が同一と見なせず, 単純地点差では十分にに取り除けていないことを示唆している。 $A1 - C1$ ,  $C1 - B1$  が全ての参照データを用いるのに対し,  $A1 - B1$  では, 柿岡の Y 成分(東西成分)を使わず, 参照する過去のデータ数が少ないモデルが最適となったことも両観測点の位置関係に因っていると考えられる。

#### 4. 全磁力変化

図 2 で示した全データ期間に対し, 決定したフィルター係数を用いて(1)式により予測した後, 毎時値から夜間平均値を作った結果を夜間値単純地点差とともに図 6 に示す。欠測期間と重なるためははっきりしないが,  $A1 - C1$  および  $C1 - B1$  については, 2001 年 4 ~ 5 月頃からそれぞれ観

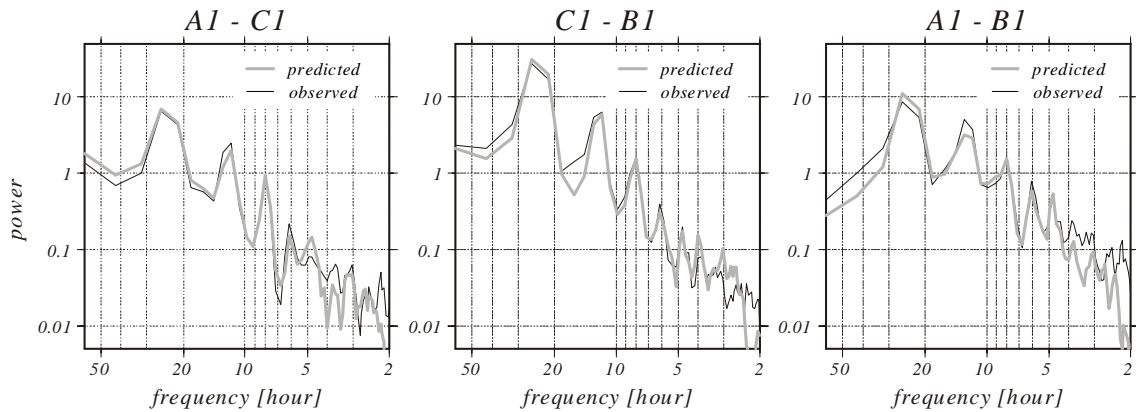


図5. 図4で示した地点差データおよびその予測値のパワースペクトル

測値が予測値から外れ始めている。また、A1 - B1 についても 2001 年 7 月には既に予測値から外れた変動を示している。図6最下段に示した両者の残差で見ると、A - C1 や C1 - B1 では 2001 年 4 月頃から、A1 - B1 についても 2001 年 5 月頃から増加および減少を示している。すなわち、新岳火口南の C1 観測点がまず減少を始め、その後遅れて古岳南の B1 観測点も減少し始めたことを意味する。この時点では、あるいは A1 観測点が増加を始めた可能性もあるが、図2の全磁力値を見ると、A1 観測点に顕著な増加傾向が見えないので、その可能性は低いと考える方が妥当であろう。その後は、C1 と B1 が異なる変化率で減少を続けるが、2001 年 10 月半ば頃までに A1 - B1 および A1 - C1 がほぼ同じ変化量を示し、11 月終わり頃までは一旦その変化が止まった状態で推移し、再び増加しているように見える。2001 年 3 月以前の C1 - B1 の残差を見ると、最大でも 1nT 程度の振幅しかないので、2001 年 8 月頃から C1 と B1 の減少率が逆転し、11 月頃からはほぼ同じ変化率で減少していると考えられる。

この間の火山活動を京都大学防災研究所の KUC 点<sup>11)</sup>(新岳火口縁から西約 350m)の火山性地震回数で見してみる。月間の地震回数が 300 個を超えた 1999 年 10 月の群発地震活動のピークを境に回数は徐々に減少し、2000 年 3 月以降は、群発地震発生以前よりはやや多いながらも月間 20 ~ 50 個程度で推移していた。2001 年 2 月頃からやや回数が増えはじめ、5 月には 1 週間の欠測期間があるにもかかわらず月 100 個を越える少し多い状態となった。6 月以降は再び減少傾向となり、8 ~ 9 月には月 40 個程度まで減少したが、10 月には 100 個、11 月は 73 個、12 月は 65 個と依然やや多い状態が続いている。KUC 観測点の地震回数は、2001 年 3 月 20 日 ~ 5 月 7 日の期間、観測系の更新や欠測等によりデータの整合性がないため、気象庁福岡管区气象台の A 点<sup>12)</sup>(新岳火口縁から北北西約 100m)の 2001 年の地震回数も参考にすると、やはり 2001 年 2 月頃から増えた地震回数が 5 月に最多となっている<sup>13)</sup>。その後の傾向も KUC 観測点と同様で、6 月以降は徐々に減り、10 月にやや多くなっているが、基本的には減少傾向にある<sup>14)</sup>。つまり、全

表 1. AIC 最小化により求められた最適モデルのパラメータと RMS 誤差

地点差	m	l	参照データ	RMS
A1 - C1	9	1	X,Y,Z,T	0.166
C1 - B1	9	0	X,Y,Z,T	0.310
A1 - B1	6	1	X,Z,T	0.262

磁力が C1, B1 点で減少し始めた時期は, 1999 年の群発地震後, 再び地震が増加した時期と一致しており, 地磁気変化が火山活動と関連している可能性がある。

火山活動に起因する全磁力変化の原因には, 本研究で想定している熱磁気効果の他には圧磁気効果と界面導電効果が考えられる。全磁力変化が依然進行中であるので結論を出すのは早計であるが, 新岳火口周辺での繰り返し GPS 測量によれば, 2000 年 12 月 ~ 2001 年 12 月にかけて水平変動に顕著な変化は見られない<sup>15)</sup>ことから, 圧磁気効果による変化は考えにくい。また, 間隙水圧により駆動される流体流動が作る電流をソースとするので, 観測されたような時間スケールの大きな磁場変化を作るには, 圧磁気効果と同様に地盤変動が観測されるはずである<sup>16)</sup>からここでは除外して考える。

従って, 地下の温度変化を反映した熱磁気効果であるとするれば, 新岳火口の南側 2 点で減少していることから, これは熱消磁的変動である。図 6 で示した期間までに, C1, B1 点における全磁力減少量がほぼ同じであることを考えると, 従来行なわれてきた等価磁気ダイポールソースによる解釈では難しい。C1 が先行して変化しているので, 温度上昇の中心は C1 点北側の新岳火口付近直下と思われるが, その後 A1 をあまり変化させず B1 を C1 と同等に減少させるには空間的に広がったソースを考える必要がある。現段階ではこの程度の定性的な解釈にとどまっているが, 岩石サンプルの温度特性や 2001 年 1 月 31 日に行なった空中磁気測量の結果<sup>17)</sup>などを考慮して, 時間空間的なモデル化を行なう必要がある。

## 5. おわりに

2000 年 8 月より口永良部島火山山頂部において地磁気全磁力の連続観測を行なっている。これまでのところ, 2001 年 4 月頃から火山活動に起因すると考えられる地磁気変化が観測されており, 最近の活動火口である新岳火口付近直下を中心とする温度上昇で解釈するのが妥当である。予測の難しい水蒸気爆発を繰り返した火山であるので, 現在観測されている温度変化についての時間空間的に詳細なモデル化を行ない, 爆発発生場の挙動を明らかにしてゆく必要がある。

## 謝 辞

本研究を行なうにあたって, 鹿児島県消防防災課, 上屋久町役場および同口永良部島出張



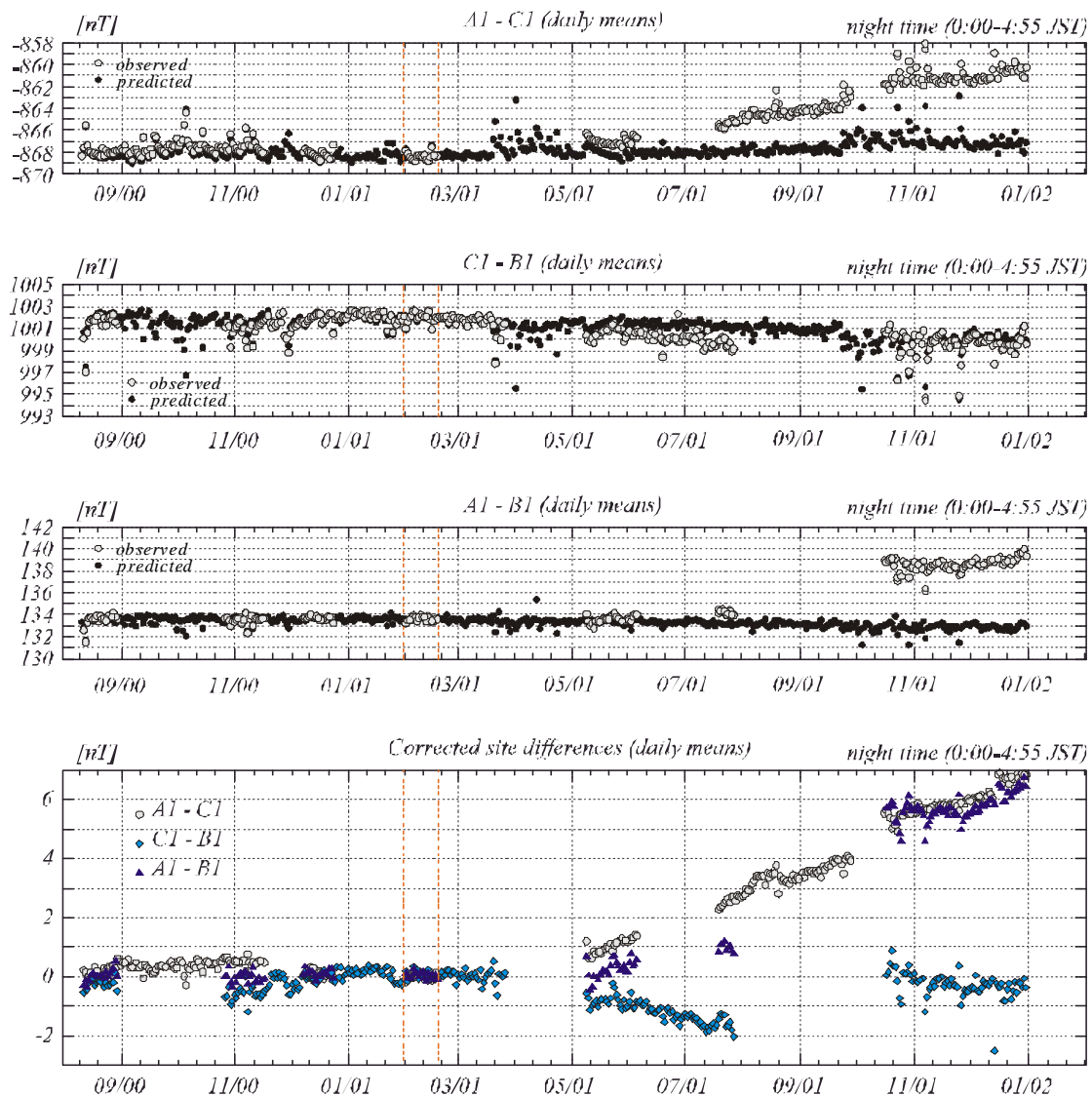


図 6. (上 3 段): 2001 年 12 月 31 日までの夜間値日平均値の単純地点差(白丸)および参照データを用いて計算したその予測値(黒丸)。(最下段): データと予測値との残差。2 本の点線で挟まれた期間は、図 4 で示したフィルター係数決定に用いたデータ期間に対応する。

所の関係各所には、土地使用などに関してご協力をいただきました。解析に用いた参照点のデータは気象庁地磁気観測所で長年にわたり取得されているものです。地磁気指数は、京都大学地磁気世界資料解析センター(World Data Center for Geomagnetism, Kyoto)で公開されているものを使用しました。また、観測点の維持に協力していただいた秋田大学の坂中伸也さん、京都大学の相沢広紀さん、火山活動研究センターのスタッフ、そして、地震回数を教えていただいた鹿児島地方気象台に感謝申し上げます。本研究の経費の一部は、文部科学省科学研究費(奨励研究(A): 12740261)、および東京大学地震研究所共同研究プログラム(2000 - G - 10)の援助を受けました。

## 参 考 文 献

- 1) 松本唯一 (1934): 口永良部島の地質に就いて, 火山第 1 集, 第 2 巻, pp.1 - 19.
- 2) Matsumoto, H. (1960): The chemical characteristics of the lavas from Ryukyu volcanic zone, Kyusyu, Japan, Kumamoto J. Sci., Ser. B. Sec.I, Geology, Vol.4, pp.13 - 29.
- 3) 吉川圭三・江藤庸夫・西 潔 (1968): 口永良部島の地球物理学的調査, 京都大学防災研究所年報, Vol.11 A, pp.133 - 140.
- 4) 角田寿喜 (1974): 噴火の前兆としての地震活動 - 口永良部島新岳 1973 年 11 月 5 日の噴火 -, 鹿児島県の地震と火山, 第 6 巻, pp.67 - 70.
- 5) 山本圭吾・井口正人・高山鐵朗・石原和弘 (1997): 1996 年口永良部島火山の地震活動の活発化について, 京都大学防災研究所年報, Vol.40 B-1, pp.39 - 47.
- 6) 神田 径・田中良和・宇津木 充・井口正人・石原和弘 (2001): 衛星通信を利用した口永良部島火山における地磁気全磁力連続観測, 防災研究所年報, Vol.44 B-1, pp.327 - 332.
- 7) 井口正人・山本圭吾・高山鐵朗・前川徳光・西村太志・橋野弘憲・八木原 寛・平野舟一郎 (2001): 口永良部島火山における火山性地震の特性 - 2000 年集中総合観測 -, 京都大学防災研究所年報, Vol.44 B-1, pp.317 - 326.
- 8) 例えば, Mayaud, P. N. (1980): Derivation, meaning and use of geomagnetic indices, Geophysical Monograph 22, Am. Geophys. Union, Washington D. C. USA.
- 9) Davis, P. M., Jackson, D. D., Searls, C. A., and McPherron, R. L. (1981): Detection of tectonomagnetic events using multichannel predictive filtering, J. Geophys. Res., Vol.86, pp.1731 - 1737.
- 10) Akaike, H. (1973): Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, in 2nd Inter. Symp. on Information Theory (Petrov, B. N. and Csaki, F. eds.), Akademiai Kiado, Budapest, pp.267 - 281.
- 11) 京都大学防災研究所 (1992): 薩南諸島における火山活動(1991 年 1 月~1992 年 5 月), 火山噴火予知連絡会会報, 第 53 号, pp.101 - 107.
- 12) 福岡管区气象台・鹿児島地方气象台 (2000): 口永良部島の火山活動 - 1999 年 7 月~9 月 -, 火山噴火予知連絡会会報, 第 75 号, pp.117 - 118.
- 13) 鹿児島地方气象台 (2001): 口永良部島, 第 90 回火山噴火予知連絡会資料(その 3), pp.77-78.
- 14) 鹿児島地方气象台 (2002): 口永良部島, 第 91 回火山噴火予知連絡会資料(その 3), pp.42-43.

- 15) 井口正人・山本圭吾・味喜大介・高山鐵朗・寺石眞弘・園田保美・藤木繁男・鬼澤真也・鈴木敦生・八木原 寛・平野舟一郎 (2002): 口永良部島火山における最近の地殻変動, 平成 13 年度防災研究所研究発表講演会, P-54.
- 16) Zlotnicki, J. and Le Mouel, J. L. (1988): Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): 1985-1987, J. Geophys. Res., Vol.93, pp.9157 - 9171.
- 17) 宇津木 充・田中良和・神田 径・松島 健 (2001): 口永良部島火山における空中磁気測量, 薩摩硫黄島・口永良部島火山の集中総合観測(本報告書), 117-123.

(Received on November 11, 2001)