

北陸・近畿・中国における全磁力永年変化(3) ——全磁力永年変化解析への重回帰法の応用——

坂中伸也*・山崎健一・住友則彦・大志万直人

* 京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター

要 旨

近畿地方を中心とする6ヵ所の全磁力連続観測点、鳥取、峰山、天ヶ瀬、鯖江、西天生、ならびに宝立における最近までの全磁力永年変化の様子を報告する。気象庁地磁気観測所の柿岡を基準にしたとき、1990年代中頃までこの地域の全磁力は年率1nT程度で増加していたのに対し、峰山、天ヶ瀬において1998年の1年間に5nT程度の全磁力の減少が見られた。また、これらの観測点に対し、数日程度の地球外磁場擾乱を除去する目的で重回帰法を用いてその有効性を調べた。

キーワード：プロトン磁力計、地磁気永年変化、ピエゾ磁気効果、
単純差法、重価差法、重回帰法

1. はじめに

京都大学防災研究所地震予知研究センターでは、北陸・近畿・中国地方にまたがる地域で、プロトン磁力計による全磁力の連続観測を続けている。本報告ではまず、そのうちの鳥取、天ヶ瀬、鯖江、西天生、宝立、並びに京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センターの峰山観測点での、1999年4月現在まで手元にあるデータについて全磁力永年変化の様子を報告する。

さらに、安定した地磁気永年変化を検出する手法の一つで、重回帰法と呼ばれる手法をこの地域の全磁力永年変化に適用し、その有効性を調べる。重回帰法は、全磁力測定値に含まれる地球外部に起因する磁場擾乱を除去する方法で、複数の観測点の測定値を線形結合して永年変化を予測するものである。

2. 全磁力永年変化

地殻活動起源の地磁気永年変化の原因はいくつか考えられるが、主に地殻の応力分布の変化に対応したピエゾ磁気効果(応力磁気効果)によるものと考

えられる。地磁気観測所、国土地理院、海上保安庁水路部および各大学の地磁気研究グループにより、地震予知計画に基づいた地磁気永年変化精密観測が全国約30地点で行われており、本報告の全磁力連続観測はその一環ととらえることができる。全国の観測点分布はFig.1に示されている(角村ら(1998)の第1図より)。この節の全磁力永年変化の報告は、坂中・住友・大志万(1996)と坂中・住友・大志万(1998)(以下、坂中ら(1998))に続く一連のもので、新たに得られた最近までのデータを加えたものである。まず、今回報告するプロトン磁力計連続観測点の分布をFig.2に示す。TOT(鳥取)、AMG(天ヶ瀬)、SBE(鯖江)、NAM(西天生)、HRJ(宝立)は京都大学防災研究所地震予知研究センター(Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.)の観測点、MYA(峰山)は京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター(Data Analysis Center for Geomagnetism and Space Magnetism, Graduate School of Science, Kyoto Univ.)の観測点である。坂中ら(1998)は1995年の兵庫県南部地震後の峰山での全磁力変化を一部紹介しており、今回報告

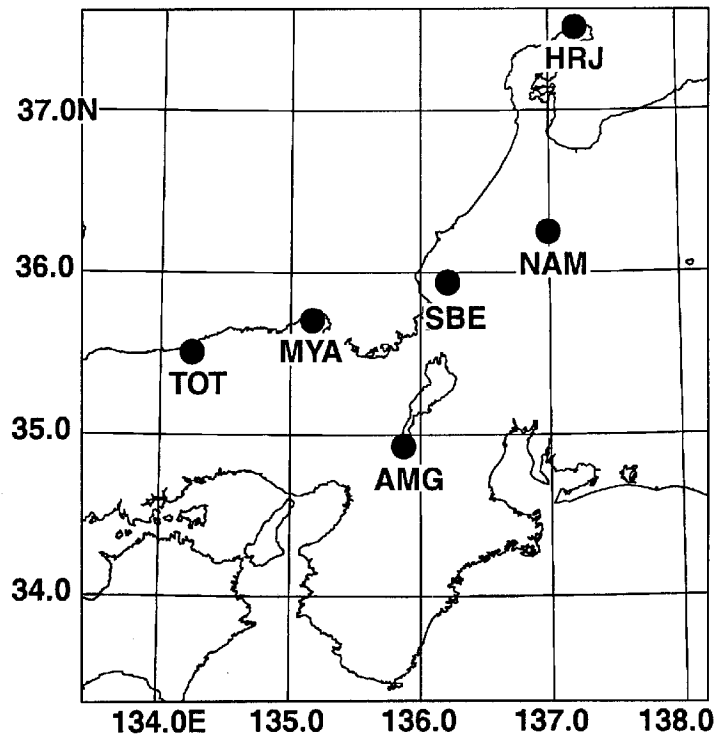


Fig.2 Locations of continuous observation sites of the geomagnetic total intensity (TOT, MYA, AMG, SBE, NAM, HRJ).

の震央距離は70～80kmである。その後 AMG の全磁力変化には特に大きな年周変化は見られない。全磁力地点差の毎年見られる年周変化については、観測点近傍の磁気異常によって増幅される可能性があることが指摘されている。

地殻活動と関連がある可能性のある顕著な磁場変化が報告されることはしばしばあるが、その原因を正確に突き止めることは一般に難しい。観測された異常変化が実際の地殻内の応力変化から起こりうる磁場変化であるかどうかを調べるために、例えば、地殻内応力変化を定量的に考慮に入れた応力地磁気変化モデル構築も有効な手段の1つである。

3. 全磁力永年変化解析への重回帰法の応用

3.1 外部磁場擾乱を除去する方法

地殻活動に伴う地磁気変化は通常 10nT 程度以下と考えられているが、地磁気日変化や数百 nT にも及ぶ地磁気嵐の変化を観測されたデータから除去する必要がある。地磁気永年変化に比べて短周期のこれら外部（固体地球外部）起源の磁場擾乱を除去するための補正方法は、これまでに次のようなものが提唱されている。

1. 単純差 (simple difference method)
Stacey and Westcott (1965)
2. 重価差法 (weighted difference method)
Rikitake (1966), Mori and Yoshino (1970)
3. 重回帰法 (regression method)
山口・住友 (1983), 土井・山口・住友 (1985)
4. 磁場3成分 (変換関数) を使った補正
田中ら (1980), 加藤 (1988)
5. 主成分分析
門倉 (1990)

外部起源の磁場変化が数百 km の範囲でほぼ共通に変化する場合、最も単純で有効な補正方法が観測点間の全磁力の差をとる方法である。これが一般に単純差法と呼ばれる方法であるが、前節 Fig.4 に示した全磁力永年変化もこの方法によって算出されたものである。全磁力夜間値を用いたり、ある一定の時間内での平均値を用いたり、また地磁気嵐が起こった日のデータを避けることなどによってより安定した地点差を得られることがわかっているが (Rikitake, 1966; Mori and Yoshino, 1970), さらに地磁気永年変化の信頼度を向上させるためにいろいろ工夫がなされている。上に挙げたいくつかの方法は、この単純差法を基本とした改良方法と見なすことができる。ここで

geomagnetic changes on 1995.7.15

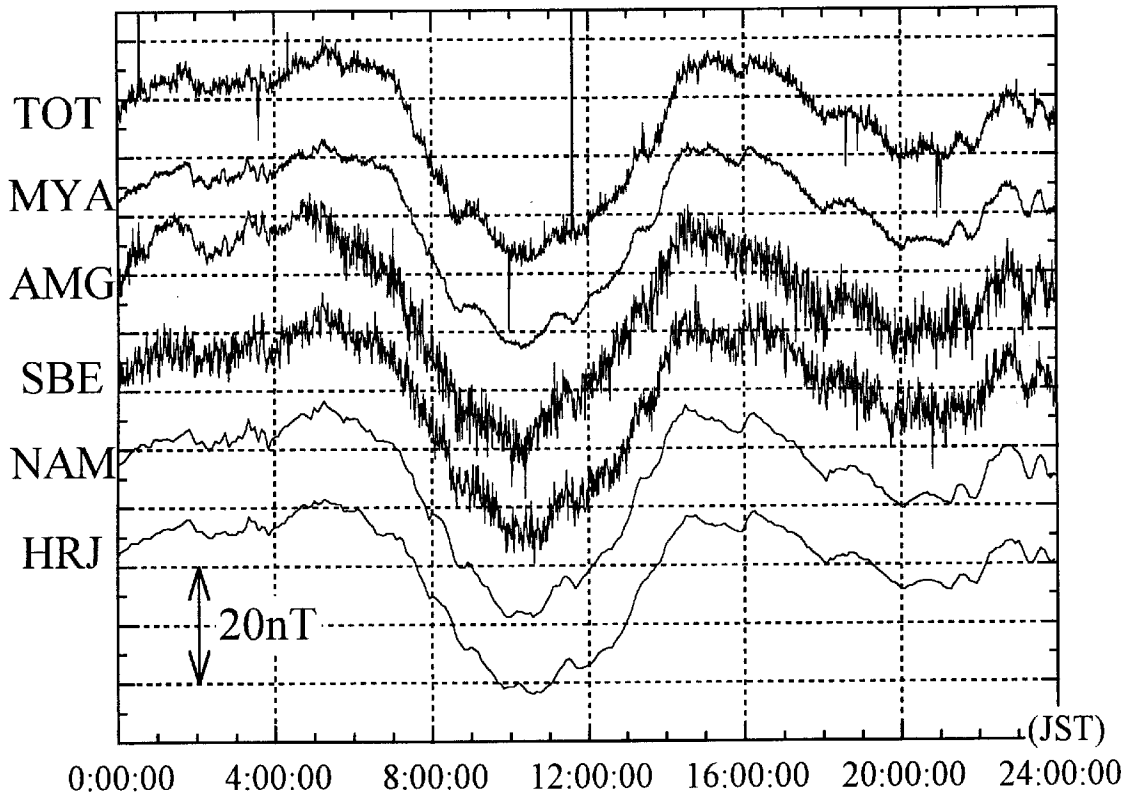


Fig.3 Daily geomagnetic changes at each observation site. Labels of abscissa are denoted by JST (Japan Standard Time). Data acquired on 1995.07.15 are shown as examples.

は山口・住友 (1983), 土井・山口・住友 (1985) (以下, 土井ら (1985)) が用いた重回帰法と呼ばれている方法を前節で報告している観測点のデータに適用し, その有効性を調べる。

3.2 重価差法と重回帰法

ある 2 地点 A, B の全磁力の値が, それぞれ性質の違う N 個の変動成分を持つとすると,

$$\begin{aligned} F_A &= F_A^{(0)} + \Delta F_A \\ &= F_A^{(0)} + \Delta F_{A1} + \Delta F_{A2} + \cdots + \Delta F_{AN} \quad (1) \\ F_B &= F_B^{(0)} + \Delta F_B \\ &= F_B^{(0)} + \Delta F_{B1} + \Delta F_{B2} + \cdots + \Delta F_{BN} \quad (2) \end{aligned}$$

と表すことができる。 $F_A^{(0)}$, $F_B^{(0)}$ は主磁場のある時点でのそれぞれの初期値。ここで,

$$\Delta F_{A1} = \alpha \Delta F_{B1} \quad (3)$$

となるような重み係数 α を考え, 1 つの変動成分を除去しようとするのが重価差法である。以下では, 外部磁場擾乱を取り除くために今注目している観測点

を主観測点, 擾乱を取り除くために使う観測点を参照観測点と呼ぶことにする。

一般に, 変動の成分に線形性を仮定すると, N 個の成分を除去するためには N カ所の参照観測点が必要である。例えば, 主観測点 A での磁場変動を, 3 カ所の参照観測点 B, C, D の磁場変動を用いて除去する場合は, 適当な初期値 $F_A^{(0)}$, $F_B^{(0)}$, $F_C^{(0)}$, $F_D^{(0)}$ を与え, 残差

$$\Delta F_A - \alpha \Delta F_B - \beta \Delta F_C - \gamma \Delta F_D \quad (4)$$

を求め, これの二乗和を最小にするように (最小二乗法) 係数 α , β , γ を決定する。この計算操作によって 3 つの成分の変動を除去したことになる。このように参照観測点を 2 カ所以上用いる方法をここでは重回帰法と呼ぶ。

一方, 全磁力変動 ΔF は, 地磁気変化の 3 成分 ΔX , ΔY , ΔZ を用いて, 近似的に次式で表される (地球内部起源の主磁場が変動分に比べて大きいため)。

$$\Delta F = a \cdot \Delta X + b \cdot \Delta Y + c \cdot \Delta Z \quad (5)$$

ここで a , b , c は観測点の伏角, 偏角にも関係する係

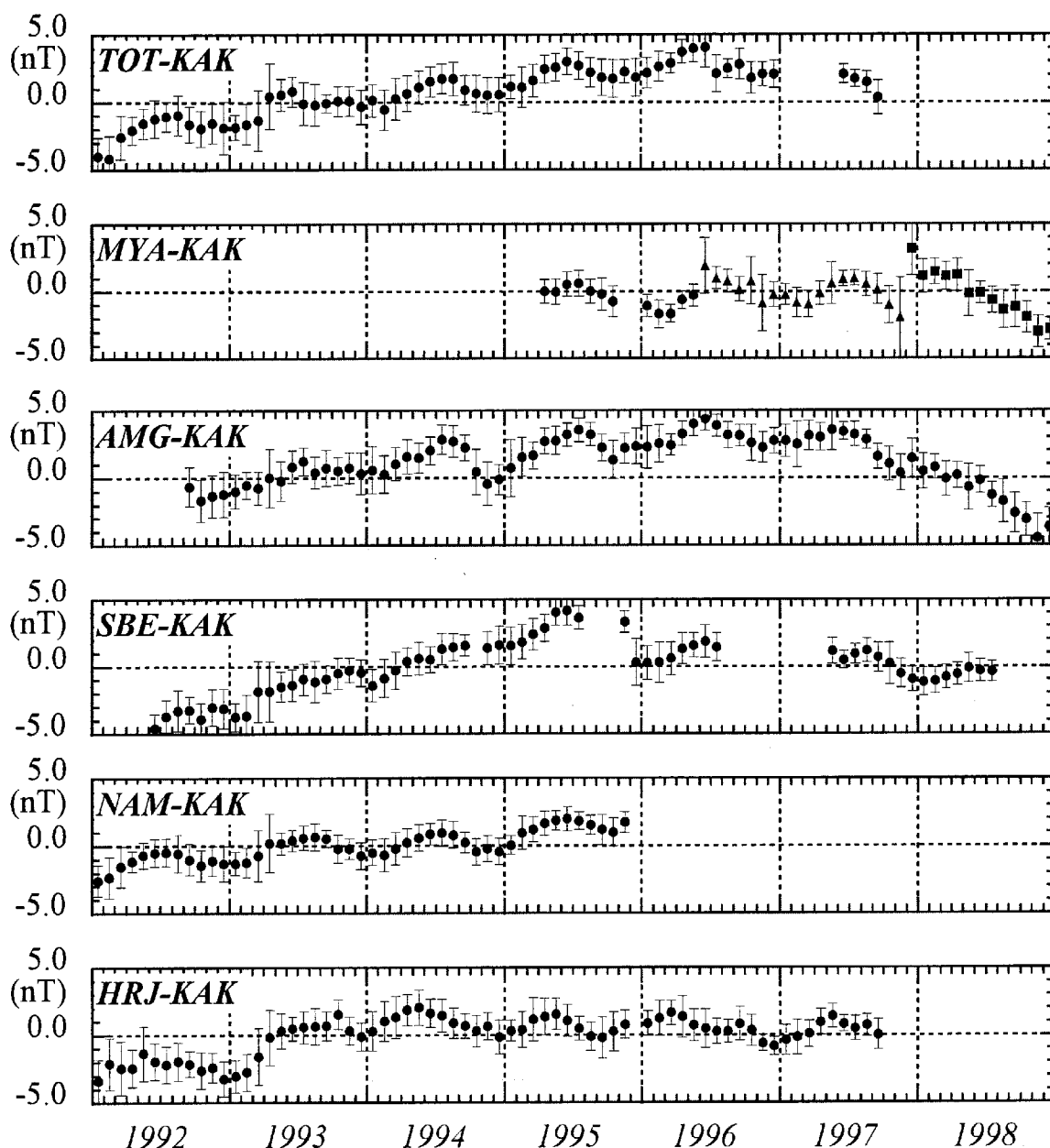


Fig.4 Secular variations of the geomagnetic total force at each station referring to KAK from the beginning of 1992 to the end of 1998. Monthly mean values are plotted. Error bars are denoted by standard deviation.

数である。また、地磁気変化3成分の間には、

$$\Delta Z = A \cdot \Delta X + B \cdot \Delta Y \quad (6)$$

が成り立つことが経験的に知られており、 A 、 B はCA変換関数 (transfer function) と呼ばれている (A 、 B は一般的には複素数)。式 (5)、(6) より ΔZ を消去すると、

$$\Delta F = p \cdot \Delta X + q \cdot \Delta Y \quad (7)$$

と表すことができる。式 (5)、(7) は、全磁力変動 ΔF が地磁気3成分、または水平2成分の線形結合で表

すことができることを示している。このことは、式 (4) で表されるようないくつかの参照観測点での全磁力変動を用いた補正方法 (外部磁場変動除去) と、地磁気変化3成分または水平2成分を用いた補正方法が同等であると見なすことができる。ただし全磁力の参照観測点は少しずつ違った成分を含むような適切なものを選ぶ必要がある。

以下に具体的な重価差法、重回帰法の算出式を記す。

(1) 重価差法

重価差法によって参照観測点 B のデータを用いて

主観測点 A の短周期磁場変動を除去する場合、残差

$$\sum_{i=1}^M e_i^2 = \sum_{i=1}^M (\Delta F_{Ai} - \alpha \Delta F_{Bi})^2 \quad (8)$$

を最小にするような係数 α を求めることになる。ここで M はデータ数である。以下では和の記号を単に $\sum$ と表記する。式 (8) を α で偏微分すると、

$$\frac{\partial \sum e^2}{\partial \alpha} = -2 \sum \Delta F_A \Delta F_B + 2\alpha \sum \Delta F_B^2 \quad (9)$$

となり、残差が極小値を取る条件、すなわち式 (9) の値が 0 になるように α を定めると、

$$\alpha = \frac{\sum \Delta F_A \Delta F_B}{\sum \Delta F_B^2} \quad (10)$$

となる。

(2) 参照点が 2 つのときの重回帰法

重価差法の場合と同様に、残差

$$\sum e^2 = \sum (\Delta F_A - \alpha \Delta F_B - \beta \Delta F_C)^2 \quad (11)$$

を最小にするような α, β を求める。

$$\frac{\partial \sum e^2}{\partial \alpha} = 2\alpha \sum \Delta F_B^2 - 2 \sum \Delta F_A \Delta F_B + 2\beta \sum \Delta F_B \Delta F_C \quad (12)$$

$$\frac{\partial \sum e^2}{\partial \beta} = 2\beta \sum \Delta F_C^2 - 2 \sum \Delta F_A \Delta F_C + 2\alpha \sum \Delta F_B \Delta F_C \quad (13)$$

より、

$$\begin{bmatrix} \sum \Delta F_B^2 & \sum \Delta F_B \Delta F_C \\ \sum \Delta F_B \Delta F_C & \sum \Delta F_C^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum \Delta F_A \Delta F_B \\ \sum \Delta F_A \Delta F_C \end{bmatrix} \quad (14)$$

を解くと、それぞれの参照点についての重み係数は、

$$\begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \end{bmatrix} = \frac{1}{\sum \Delta F_B^2 \sum \Delta F_C^2 - (\sum \Delta F_B \Delta F_C)^2} \begin{bmatrix} \sum \Delta F_C^2 & -\sum \Delta F_B \Delta F_C \\ -\sum \Delta F_B \Delta F_C & \sum \Delta F_B^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sum \Delta F_A \Delta F_B \\ \sum \Delta F_A \Delta F_C \end{bmatrix} \quad (15)$$

となる。

(3) 参照点が 3 つのときの重回帰法

同様に、残差

$$\sum (\Delta F_A - \alpha \Delta F_B - \beta \Delta F_C - \gamma \Delta F_D)^2 \quad (16)$$

を最小にするような重み係数 α, β , および γ を求める問題である。式 (16) を α, β , および γ で偏微分し、式 (16) が極小値をとる条件を考えると、

$$A\xi = b \quad (17)$$

$$A = \begin{bmatrix} \sum \Delta F_B^2 & \sum \Delta F_B \Delta F_C & \sum \Delta F_B \Delta F_D \\ \sum \Delta F_B \Delta F_C & \sum \Delta F_C^2 & \sum \Delta F_C \Delta F_D \\ \sum \Delta F_B \Delta F_D & \sum \Delta F_C \Delta F_D & \sum \Delta F_D^2 \end{bmatrix} \quad (18)$$

$$\xi = \begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \\ \gamma \end{bmatrix} \quad (19)$$

$$b = \begin{bmatrix} \sum \Delta F_A \Delta F_B \\ \sum \Delta F_A \Delta F_C \\ \sum \Delta F_A \Delta F_D \end{bmatrix} \quad (20)$$

が導かれる。これを解析的に解いてもよいが、ガウスの消去法などの数値計算によって重み係数を求めるのが便利である。参照点が 4 つ以上の重回帰法で重み係数を決める場合も同様な計算方法の流れに従えばよい。

3.3 参照観測点の選び方

重価差法や重回帰法のための参照観測点を選ぶにあたって、次のことがいえる。主観測点の全磁力変動と全く無関係に変動している観測点を参照観測点としても補正の効果がない。また、同種の変動成分をもつ観測点ばかりを参照観測点として複数選んでも効率よく外部磁場擾乱を取り除くことはできない。一般には、主観測点から比較的距離に近い観測点（ただし地殻活動起源の磁場変化が共通に現れない程度）と比較的距離が遠い観測点を組み合わせた参照点の組を選ぶとよいであろう。主観測点での地殻活動起源による磁場変化をモニターするためには、適切な参照観測点の組を把握しておくことが重要である。

山口・住友 (1983) は 1981 年の全磁力夜間値を使って、TOT (鳥取) については AHK (阿蘇山麓)・YAT (ハヶ岳)・KNY (鹿屋)、KAK (柿岡) については KNZ (鹿野山)・MIZ (水沢)・MTZ (松崎) を重回帰法の参照点として選べば式 (4) で表されるような全磁力変動の残差が最小になることを示した。また、土井ら (1985) は、参照観測点の組み合わせがただ 1 組だけであると、残差に異常変動があった場合、どの観測点が真に異常な変化をしたかを同定できないことから、3 つの参照点を用いる場合でも、少なくとも 4 つの参照点を用意すべきとした。土井ら (1985) は、MMB (女満別)、OMZ (御前崎)、TOT (鳥取)、KNY (鹿屋) についての最適な参照観測点を示し、TOT については MIZ (水沢)、YAT (ハヶ

岳), OMZ (御前崎), AHK (阿蘇山麓), KNY (鹿屋) から参照点を 3 つ選ばせよとした。

本報告では、まず、それぞれの観測点で欠測が少なく比較的データが揃っている 1993 年について、TOT, AMG, SBE, NAM, HRJ において最適な参照観測点を調べる (データセットの存在については Fig.4 の月平均値が与えられているところを参照)。参照観測点としてこれらの点と、KAK (柿岡), KNY (鹿屋), MMB (女満別) を考慮に入れた (位置については Fig.1 参照)。ここでは、山口・住友 (1983) や土井ら (1985) と同様、夜間午前 0 時 40 分～3 時 00 分までの、1nT 単位の 10 分値 15 個 (CA 夜間値) の全磁力平均値をその日を代表する値として用いた。この値には通常数日間続く磁気嵐に関連した変動 (Dst), 継続時間は 1～3 時間であるが平均化によってもなお除去できない地磁気湾型変化、海流の影響や年周変化も含まれていると考えられる。山口・住友 (1983) に従って、参照観測点のデータにかかる重み係数を各月毎に決定する。式 (1), (2) の $F_A^{(0)}$, $F_B^{(0)}$ にあたる初期値については、本報告では各月毎の全磁力平均値を用いた。山口・住友 (1983) が用いた初期値は明確ではないが、ある年の KAK の磁場を基準としてそれぞれの観測点毎に決められた、化成値 (reduced value, 例えば住友 (1975)) と呼ばれる値を初期値に用いる方法も考えられる。

まず参照観測点が 1 ヶ所の場合、すなわち重価差法の場合を示す。Table 1, 2 に、観測点相互間の単純差、重価差の標準偏差をそれぞれ示した。表中の値は 1993 年の各月毎に計算した、残差の標準偏差の 1 年間 (12 ヶ月分) の平均値 (平均標準偏差) である。また括弧内の数値は月別標準偏差のばらつきを示す標準偏差である。標準偏差の平均値を求めるとき、4nT を越える大きな標準偏差を示す月の値を異常値として除外した。のちに示す重回帰法の場合の残差の標準偏差の平均値を求める場合も、4nT を越える月は計算から外している。Table 1, 2 より、どの観測点の組み合わせにおいても、単純差をとった場合よりも重価差をとった場合に残差のばらつきが小さくなっていることがわかる。

ここで、重価差の平均標準偏差が年によってどのくらい変化しているのかを、TOT—KAK, TOT—KNY, TOT—MMB について Table 3 に記しておく。これらの観測点の組み合わせによる重価差の標準偏差は、1981 年については山口・住友 (1983) によるものを記した。表中の値の意味は Table 1, 2 と同じである。参照点として MMB を用いたときはどの年をとっても比較的標準偏差は大きく、KAK, KNY を用いたときは比較的標準偏差は小さい。少なくと

も 1980 年代の初めから 1990 年代にかけて、これらの性質は変化していないと思われる。

Table 2 より、TOT, AMG, SBE, HRJ の各観測点については重価差法の参照観測点として NAM を選ばせ、他のどの観測点を参照点として選んだときより残差についての平均標準偏差が小さくなることがわかる。NAM が主観測点の時は、HRJ を参照点にしたときにばらつきが小さくなる。次に参照観測点が 2 ヶ所の時の重回帰法を用いるにあたって、これらの平均標準残差が最小となるものを参照観測点の 1 つとして採用する。Table 4 に、2 番目の参照点として他の観測点を 1 ヶ所加えた場合、すなわち参照観測点が 2 ヶ所の場合の重回帰法での残差の平均標準偏差を示す。この中から、平均標準偏差の小さい参照点を選んで 2 番目の参照点とし、さらに重回帰法の 3 番目の参照点として残りの観測点を選んだときの平均標準偏差を Table 5 に示した。どの主観測点においても、参照点を増やしてゆくと残差のばらつきが小さくなっていくのがわかる。参照点が 3 ヶ所の場合の最も残差が小さくなる組み合わせは、それぞれ、

TOT—NAM·MMB·KAK (HRJ, KNY)

AMG—NAM·KAK·MMB

SBE—NAM·KAK·HRJ

NAM—HRJ·TOT·AMG

HRJ—NAM·SBE·KNY

である。土井ら (1985) が示したように、3 ヶ所の参照点を用いる場合でも 4 ヶ所以上の、望ましい (残差の平均標準偏差が小さくなる) 参照観測点を挙げるとすると、それぞれの主観測点について、

TOT : NAM·MMB·KAK·HRJ·KNY

AMG : NAM·KAK·MMB·HRJ·TOT·SBE

SBE : NAM·KAK·HRJ·KNY·TOT

NAM : HRJ·TOT·AMG·KAK

HRJ : NAM·SBE·KNY·KAK·MMB·TOT

となる。どの主観測点についても、NAM や HRJ を参照点に用いたときに効果的に平均標準偏差を小さくすることができる。次に 2 番目または 3 番目の参照観測点を選ぶ場合、KAK, TOT, KNY, MMB などの遠い距離にある点を選ぶとよいことが多い。初めに予想したように、少しずつ違った変動成分を含む参照点を組み合わせることによって、より効果的に外部磁場擾乱を除去することができることがわかる。また、NAM や HRJ が参照点として効果的な理由は断定することはできないが、まず 1 つには参照点として主観測点から適度な距離にあること、また、NAM や HRJ の地下の電気伝導度構造によって、著しく特殊な磁場変動を誘導しないことなどが推定される。

離島や半島などの、海流などの影響が磁場に現れ

Table 1 Averaged values of standard deviations over 1 year (1993) calculated from 12 values of monthly standard deviations for reduced residuals in case of the simple difference method. Standard deviations for monthly standard deviations themselves are shown in parentheses.

	TOT	AMG	SBE	NAM	HRJ	KAK	KNY	MMB
TOT (鳥取)	—	1.42 (0.45)	1.23 (0.30)	0.82 (0.30)	1.16 (0.35)	1.92 (0.62)	2.89 (0.93)	3.19 (0.85)
AMG (天ヶ瀬)	1.42 (0.45)	—	2.02 (1.00)	1.18 (0.24)	1.70 (0.45)	1.62 (0.45)	2.68 (0.85)	3.75 (0.82)
SBE (鯖江)	1.23 (0.30)	2.02 (1.00)	—	1.03 (0.37)	1.18 (0.43)	1.87 (0.64)	3.27 (0.84)	3.15 (0.96)
NAM (西天生)	0.82 (0.30)	1.18 (0.24)	1.03 (0.37)	—	0.87 (0.29)	1.59 (0.56)	2.74 (0.70)	3.18 (0.85)
HRJ (宝立)	1.16 (0.35)	1.70 (0.45)	1.18 (0.43)	0.87 (0.29)	—	1.95 (0.75)	3.10 (0.81)	2.76 (0.72)

Table 2 Averaged values of standard deviations over 1 year (1993) calculated from 12 values of monthly standard deviations for reduced residuals in case of the weighted difference method. Their standard deviations are shown in parentheses. Variations of total intensity at stations shown at the left column are reduced by those of total intensity at stations shown at the upper row.

	TOT	AMG	SBE	NAM	HRJ	KAK	KNY	MMB
TOT (鳥取)	—	1.12 (0.26)	1.14 (0.28)	0.75 (0.25)	0.98 (0.28)	1.65 (0.53)	1.49 (0.54)	2.69 (0.86)
AMG (天ヶ瀬)	1.21 (0.33)	—	1.72 (0.85)	0.92 (0.18)	1.23 (0.29)	1.56 (0.44)	1.50 (0.50)	2.88 (0.95)
SBE (鯖江)	1.11 (0.29)	1.65 (1.07)	—	0.96 (0.34)	1.10 (0.43)	1.55 (0.56)	1.56 (0.63)	2.65 (0.94)
NAM (西天生)	0.76 (0.28)	0.85 (0.17)	0.99 (0.37)	—	0.70 (0.34)	1.37 (0.43)	1.26 (0.49)	3.47 (0.75)
HRJ (宝立)	0.95 (0.31)	1.07 (0.27)	1.07 (0.43)	0.68 (0.34)	—	1.53 (0.54)	1.46 (0.52)	2.30 (0.69)

Table 3 Yearly averaged values of standard deviations for 1981, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996 in case of the weighted difference method.

	1981	1992	1993	1994	1995	1996
TOT—KAK	1.5 (0.4)	1.9 (0.4)	1.7 (0.5)	1.5 (0.2)	1.5 (0.5)	1.2 (0.3)
TOT—KNY	1.1 (0.2)	1.5 (0.5)	1.5 (0.5)	1.3 (0.4)	1.3 (0.4)	1.1 (0.3)
TOT—MMB	2.8 (1.0)	2.9 (0.4)	2.7 (0.9)	2.4 (0.6)	2.3 (0.4)	1.7 (0.3)

るような観測点は参照点として適切ではないと考えられているが、今回調べた観測点については、参照点として特に避けたほうがよいものは見当たらない。参照点が1ヵ所の場合は、Table 2 などからもわかるように、用いる参照点によって残差のばらつきが違ふ。参照点が2ヵ所以上になると、Table 4, 5 より、1番目の参照点として適切なものを選ぶ限り、2番目の参照点によって残差のばらつきはそれほど大きくは違わない。

適切な参照観測点を調べるにあたって、データセットがよく揃っている1993年1年間のデータを用いたが、その他の年に残差のばらつきがどうなっているかをTable 6 に示す。ここでも月毎に決定した値をもとに年間の平均標準偏差を示してある。1993年に残差の小さくなったそれぞれの主観測点についての参照点の組み合わせについて示した。年によって若干のばらつきがあるが、どの年も比較的小さな値を示している。

3.4 重回帰法の重み係数について

次に、残差の標準偏差が小さな参照観測点を用いたときに、重回帰法の各参照観測点にかかる重み係数(重回帰係数)が月毎にどのように変化するかを調べてみる。1992年から1995年までの、3つの参照観測点の重み係数を主観測点毎にFig.5~9に示した。月毎の残差の標準偏差の値を棒グラフでともに示した。主観測点、参照観測点のいずれかのデータが得られていない月、または重回帰法を適用しても残差の標準偏差が大きな月(>3nT)については重み係数を示していない。月毎の標準偏差の大きさと重み係数のばらつきは相関があるようには見えない。

ここで参考のために、主観測点TOTについてAHK, YAT, KNYを参照点に用いたときの重み係数の変動をFig.10に示す。これは土井ら(1985)の第2図である。ある重み係数の組を数ヵ月から数年の長期にわたって使うためには、このように、少なくとも3つの係数の大きさの順番が変わらないくらいに重み係数の値が安定していることが望ましい。しかし、本報告での残差が小さくなる参照点の組についての、それぞれの主観測点における重み係数の変動は安定しているとは言い難い。Fig.5~9でその値を●で示した1番目の参照観測点に対する係数が平均すれば最も大きい、3つの重み係数の大きさの順番が一定でなく、月によってまちまちである。

土井ら(1985)も指摘しているように、ここでも係数間の相補関係が見受けられる。例えば、主観測点SBEのFig.7で言えば1992年9月、1993年2月、1994年6月、1995年4月などである。1つの係数が

大きくなれば他の係数が小さくなるこのような関係がどの主観測点においても見られる。この相補関係を伴う変動が大きくなることによって係数の値が不安定になり、時には係数の値の大きさの順番が入れ替わってしまう。しかし、このような重み係数の相補的な性質から、例えば重み係数の年平均値を用いたとしても、それぞれの月の残差の標準偏差はさほど大きくならないと予想できる。標準偏差のちょっとした大小によって、重み係数の値が大きな影響を受けると考えられる。

また、ここではある主観測点の最適参照点の組を求めるために、残差のばらつきが最小になる組を選んだが、重み係数の値の安定性を重視して最適参照点を選ぶべきかもしれない。重み係数の不安定は、同種の磁場変動成分を含む参照点を複数選んでいることを表す可能性があり、今後の検討課題である。参照観測点候補をもっと増やせば、それぞれの主観測点におけるもっと効果的な参照点を見つけることができる可能性が高くなるだろう。

3.5 残差変動の例

ここでAMGにおける残差変動の例をFig.11に示しておく。夜間の日平均値をもとに、1993年7月から1993年の終わりまでの6ヵ月間の、(a) NAMとの単純差、(b) NAMとの重価差、(c) NAMとKAKを使った重回帰法によるもの、(d) NAM, KAK, MMBの3ヵ所の参照点を使った重回帰法によるものを示した。重み係数は月毎に算出したものを使用している。

Fig.11 (d)の値が示されていない部分は、TOTでの欠測によるものである。グラフ(a)~(d)で表される残差の1993年の年間平均標準偏差はTable 1, 2, 4, 5より、1.18, 0.92, 0.83, 0.78と順に小さくなる。Fig.11より、1ヵ月以内の短周期変動に着目すると、効果的に除去されている変動と、除去されにくい変動があるのがわかる。式(1), (2)の $F_A^{(0)}$, $F_B^{(0)}$ にあたる初期値を月平均値に選び、式(4)などで表される残差を計算しているため、Fig.11の1ヵ月平均値はあらかじめは除去されていることになる。従ってFig.11には1ヵ月より長い変動は含まれていない。

4. 議論

今回地球外部起源の磁場擾乱を全磁力測定値から除去する目的で、重回帰法を用いたが、本報告では除去する磁場擾乱の継続時間が数日から10日くらいのものを念頭においている。全磁力夜間値から求めたその日を代表する1日値をもとに、1ヵ月を単位に重回帰係数を求めていることから、このターゲットにし

Table 4 Averaged values of standard deviations over 1 year (1993) calculated from 12 values of monthly standard deviations for reduced residuals in case of the regression method with two reference stations.

	TOT	AMG	SBE	HRJ	KAK	KNY	MMB
TOT—NAM	—	0.72 (0.23)	0.72 (0.24)	0.71 (0.23)	0.70 (0.26)	0.72 (0.24)	0.65 (0.25)
AMG—NAM	0.89 (0.18)	—	0.89 (0.18)	0.89 (0.17)	0.83 (0.16)	0.85 (0.18)	0.87 (0.17)
SBE—NAM	0.91 (0.27)	0.94 (0.30)	—	0.87 (0.31)	0.86 (0.28)	0.89 (0.31)	0.89 (0.28)
NAM—HRJ	0.49 (0.24)	0.53 (0.19)	0.60 (0.32)	—	0.61 (0.34)	0.55 (0.28)	0.82 (0.64)
HRJ—NAM	0.77 (0.57)	0.79 (0.52)	0.72 (0.48)	—	0.73 (0.51)	0.73 (0.52)	0.75 (0.52)

Table 5 Averaged values of standard deviations over 1 year (1993) calculated from 12 values of monthly standard deviations for reduced residuals in case of the regression method with three reference stations.

	TOT	AMG	SBE	HRJ	KAK	KNY	MMB
TOT—NAM·MMB	—	0.64 (0.25)	0.63 (0.22)	0.61 (0.20)	0.61 (0.19)	0.61 (0.21)	—
AMG—NAM·KAK	0.81 (0.16)	—	0.81 (0.16)	0.81 (0.14)	—	0.82 (0.16)	0.78 (0.15)
SBE—NAM·KAK	0.83 (0.26)	0.84 (0.27)	—	0.81 (0.27)	—	0.83 (0.25)	0.84 (0.28)
NAM—HRJ·TOT	—	0.38 (0.09)	0.44 (0.22)	—	0.39 (0.22)	0.41 (0.20)	0.40 (0.18)
HRJ—NAM·SBE	0.69 (0.50)	0.71 (0.47)	—	—	0.69 (0.49)	0.68 (0.48)	0.69 (0.49)

ている擾乱の継続時間が決まってくる。

重価差法や重回帰法を用いる場合、変動分を与えるための基準値となる、ある時点での初期値にどのようなものを用いるかで擾乱の除去率が変わってくる可能性がある。初期値からずれた値を中心に磁場変動が起こっている場合、本報告で紹介したような単純な定式化による重回帰法ではうまく擾乱の振幅率を表すことができない。本報告で用いたように、重回帰係数（重回帰法による重み係数）を与えるための区間（時間幅）での平均値を用いることはその意味では妥当と思われる。

このように1ヵ月平均値を初期値として、1ヵ月間のデータで決めた重回帰係数によって求められた

補正後の値は、1ヵ月よりも長い現象には関係しないことになる。または1ヵ月より長い現象に対しては補正の効果がないとも言えるため、しばしば全磁力測定値に現れる年周変化は除去できないことになる。地殻活動に伴う現象は、10日～数年程度のタイムスケールをもつと考えられていることから、1ヵ月以上の長さをもつ地殻活動起源以外の磁場変動を除去するためには、本報告での手順とは少し違った方法に拠らねばならないだろう。年周変化のような磁場変化を重回帰法によって取り除くなら、例えば1ヵ月平均値をもとにして1年毎の重回帰係数を決定するなどすればよいだろう。ただし、もととなる1ヵ月平均値の信頼性を考慮するのはもちろん、そのような長周

Table 6 Yearly averaged values of standard deviations in case of the regression method with three reference stations.

	1992	1993	1994	1995
TOT—NAM·MMB·KAK	0.78 (0.32)	0.61 (0.19)	0.57 (0.09)	0.63 (0.54)
TOT—NAM·MMB·HRJ	0.80 (0.43)	0.61 (0.20)	0.59 (0.13)	0.42 (0.13)
TOT—NAM·MMB·KNY	0.77 (0.29)	0.61 (0.21)	0.56 (0.08)	0.64 (0.55)
AMG—NAM·KAK·MMB	0.73 (0.16)	0.78 (0.15)	0.87 (0.30)	0.78 (0.38)
SBE—NAM·KAK·HRJ	0.87 (0.14)	0.81 (0.27)	0.70 (0.12)	0.63 (0.11)
NAM—HRJ·TOT·AMG	0.43 (0.12)	0.38 (0.09)	0.41 (0.15)	0.32 (0.13)
HRJ—NAM·SBE·KNY	0.53 (0.32)	0.68 (0.48)	0.36 (0.25)	0.28 (0.12)

期磁場変動成分すべてに対する線形性、またそれぞれの成分の位相差がないことが前提なのは勿論である。一方今回ターゲットにした継続時間が数日の Dst 等はこれらの前提条件を大きく外れることはない。

また、1 日より短い磁場変動を除去するために重回帰法を用いる場合も注意が必要である。例えば地磁気日変化などは観測点によって位相差があることが知られており、位相差を考慮した定式化が必要であろう。地磁気永年変化を 1 回数分～数十分の繰り返し測量で検出する場合（例えば後藤ら（1994））、この問題が絡んでくるため、今後の研究課題である。

本報告で取り上げた、重回帰法によって継続時間が数日の磁場変動を除去することに関してもなお以前から残っている課題がいくつかある。一度決めた重回帰係数は数年くらいの期間にわたって有効に使えることが望ましい。主観測点と参照観測点に固有のこの重回帰係数をどのくらいの期間にわたって同じ値を使うことができるのか、また、どのような重回帰係数を長期にわたって使えばよいのかを明らかにすること。また、重回帰法が有効であるためには補正したあとの値のばらつきの標準偏差をどのくらいまで小さくすればよいのかということ。また、重回帰法の参照観測点を 4 つ以上にしたときの有効性はどうか、などが挙げられる。ばらつきの標準偏差をどのくらいまで小さくすればよいのかという問題は、今回のように、最小単位が 1nT で用意されている全磁力夜間値をもとにしている場合、山口・住友（1983）、土

井ら（1985）または本報告のように標準偏差を 1nT 以下まで落としていれば十分と思われる。今回用いたデータセットに関しては全ての観測点で 0.1nT 単位までの 1 分値が得られているため、それらのデータも使用可能である。

地殻活動起源の磁場変化を検出するための補正方法として、今回は重価差法を拡張した重回帰法による補正方法にのみのを絞ったが、地磁気 3 成分を使った補正方法や主成分分析を使った補正方法なども考慮に入れて、より総合的な分析が望まれる。

5. まとめ

本報告の全体の内容を箇条書風にまとめておく。

峰山と天ヶ瀬の全磁力が 1998 年の 1 年間に柿岡に比べて約 5nT もの減少を示した。これは 1990 年代中頃まで続いていた西日本の全磁力が柿岡に対して微増（約 1nT/年）してきたことと違う傾向である。

夜間の日平均値を用いて、重回帰法によって地球外部起源の磁場変動の除去を試みた。京都大学防災研究所の各全磁力観測点について、柿岡、鹿屋、女満別の全磁力データも参照して最適な参照観測点を選んで重回帰係数を決定すると、擾乱による全磁力データのばらつきの標準偏差をすべての観測点で 1nT 以下にすることができた。

京都大学防災研究所の各全磁力観測点で重回帰法を用いるときに、参照観測点の 1 つとして NAM（西

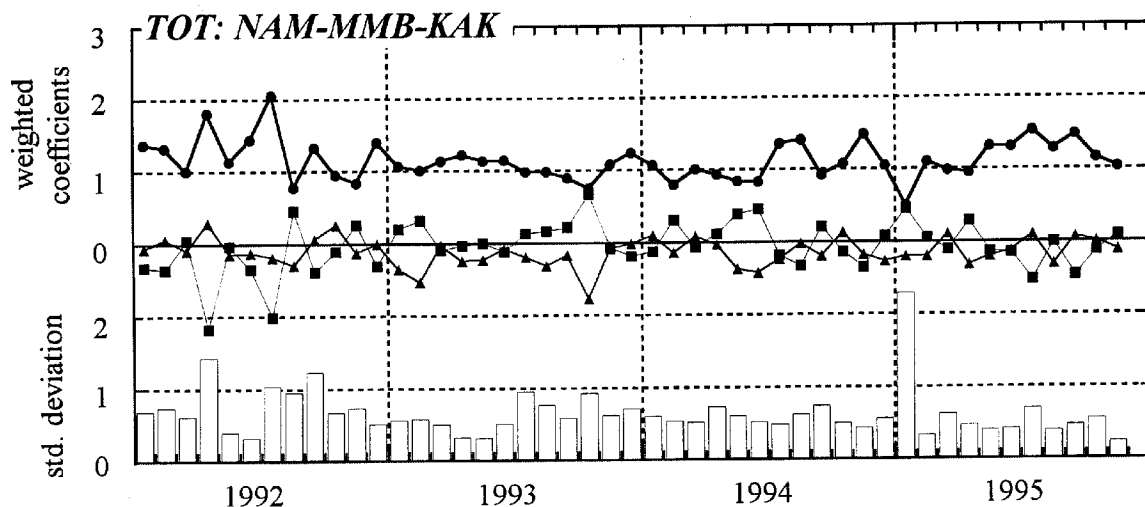


Fig.5 Monthly changes of weighted coefficients at TOT in case of the regression method with three reference stations. The coefficients in respect of reference stations NAM, MMB and KAK are denoted by marks ●, ▲ and ■ respectively. Monthly values of standard deviation are shown by bar graphs.

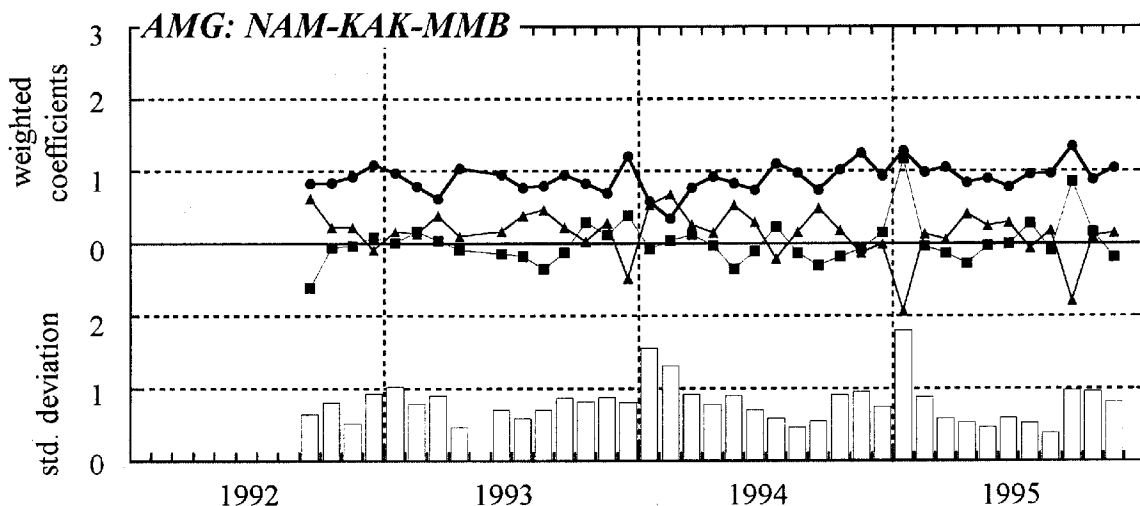


Fig.6 Monthly changes of weighted coefficients at AMG in case of the regression method with three reference stations. The coefficients in respect of reference stations NAM, KAK and MMB are denoted by marks ●, ▲ and ■ respectively.

天生)やHRJ(宝立)を選ぶと、磁場擾乱を効果的に除去することができる。

参照点を2カ所以上使う重回帰法においては、参照点として、NAM(西天生)、HRJ(宝立)などの比較的近距离にある観測点と、KAK(柿岡)、KNY(鹿屋)、MMB(女満別)など比較的遠距離にある観測点とを組み合わせると、より効果的に磁場擾乱を除去できる。

謝 辞

天ヶ瀬での観測では、京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの古澤保・大谷文夫・森井互・山

田勝諸氏に、鯖江での観測では平野憲雄氏に、鳥取での観測では矢部征氏、西天生・宝立の観測では和田安男氏に大変お世話になった。京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センターの家森俊彦氏から峰山の磁場データをいただいた。また、東京大学地震研究所の笹井洋一氏管理のftpサイトから、CA夜間値・柿岡の地磁気バイナリーデータを取得・使用した。各位に厚く謝意を表したい。

参考文献

加藤誼司(1988):変換関数による全磁力地点差(桜島・阿蘇)の補正について, Memoirs of the Kakioka

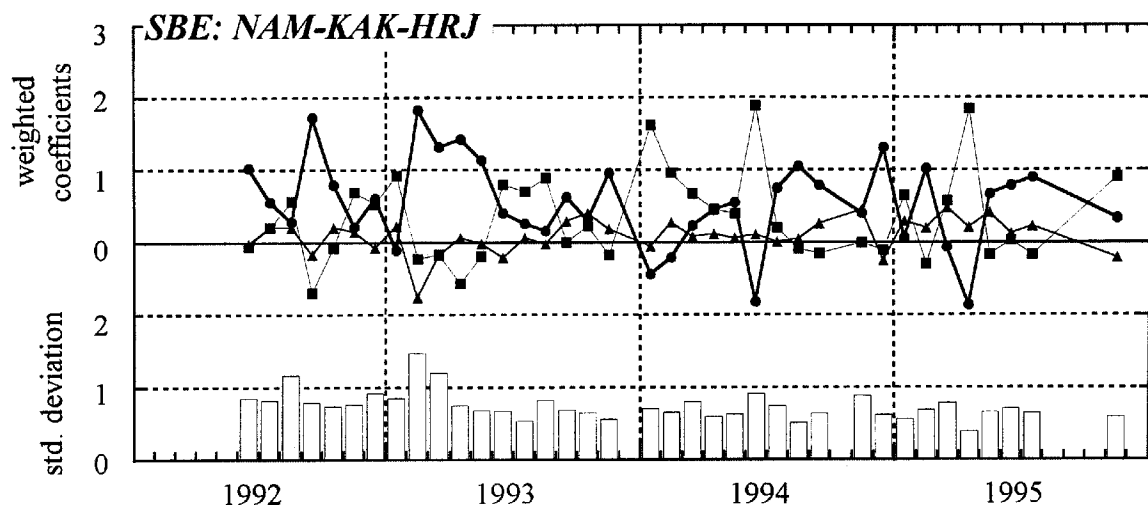


Fig.7 Monthly changes of weighted coefficients at SBE in case of the regression method with three reference stations. The coefficients in respect of reference stations NAM, KAK and HRJ are denoted by marks ●, ▲ and ■ respectively.

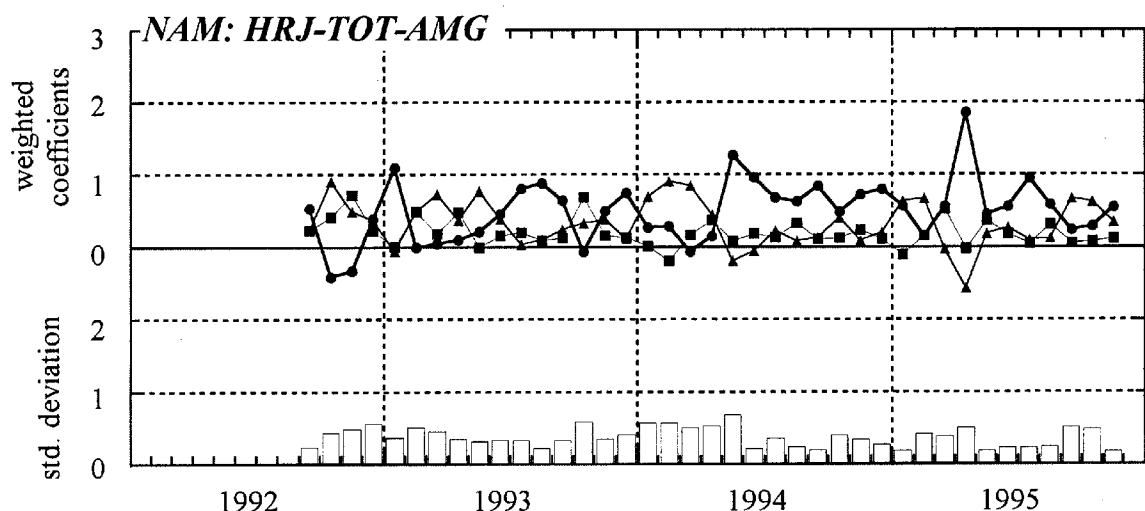


Fig.8 Monthly changes of weighted coefficients at NAM in case of the regression method with three reference stations. The coefficients in respect of reference stations HRJ, TOT and AMG are denoted by marks ●, ▲ and ■ respectively.

Magnetic Observatory, Vol. 22, No. 2, pp. 63-72.

門倉真二 (1990) : 地磁気観測所永年変化観測データの新しい解析法, CONDUCTIVITY ANOMALY 研究会論文集, pp. 151-158.

後藤忠徳・坂中伸也・堀友紀・和田安男・住友則彦・大志万直人 (1994) : 能登半島沖地震に関連した全磁力変化, 京都大学防災研究所年報, 第 37 号 B-1, pp. 281-291.

坂中伸也・住友則彦・大志万直人 (1998) : 北陸・近畿・中国における全磁力永年変化について, 京都大学防災研究所年報, 第 39 号 B-1, pp. 273-285.

坂中伸也・住友則彦・大志万直人 (1998) : 北陸・近畿・中国における全磁力永年変化について (2), 京都大学防災研究所年報, 第 41 号 B-1, pp. 119-131.

住友則彦 (1975) : 西南日本における全磁力測定結果, 九十九地学, 第 10 号, pp. 22-23.

田中良和・増田秀晴・川村・大地洗・加藤諄司・馬場広成・吉野登志男 (1980) : 阿蘇火山地域での全磁力測量—(1977), 阿蘇火山の集中総合観測 (第 1 回) 報告 (1977 年 8 月～12 月), pp. 31-39.

角村悟・石井美樹・栗原隆治・山本哲也・笹井洋一・住友則彦 (1998) : 地磁気全磁力夜間値の永年変化, CONDUCTIVITY ANOMALY 研究会論文

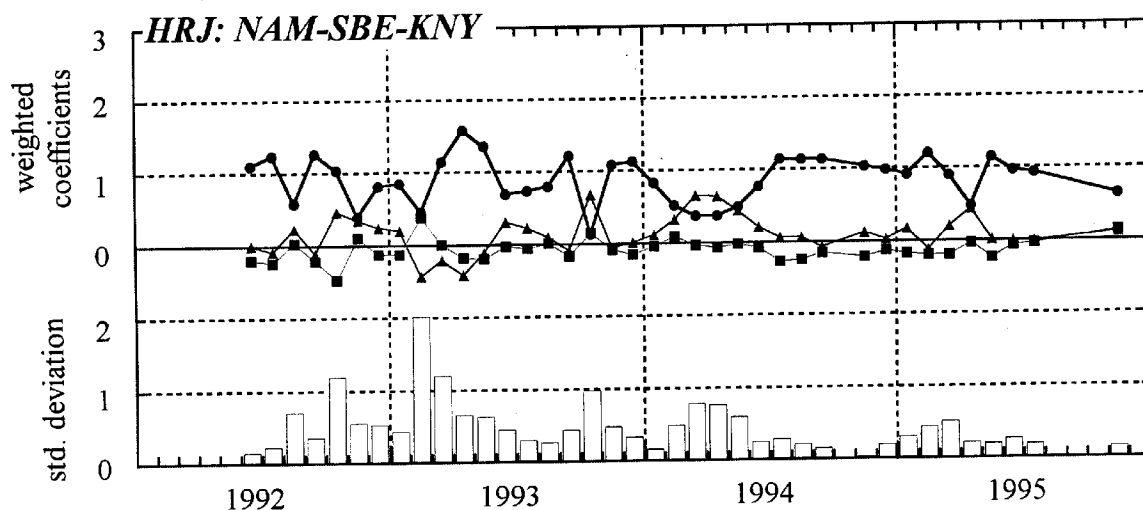


Fig.9 Monthly changes of weighted coefficients at HRJ in case of the regression method with three reference stations. The coefficients in respect of reference stations NAM, SBE and KNY are denoted by marks ●, ▲ and ■ respectively.

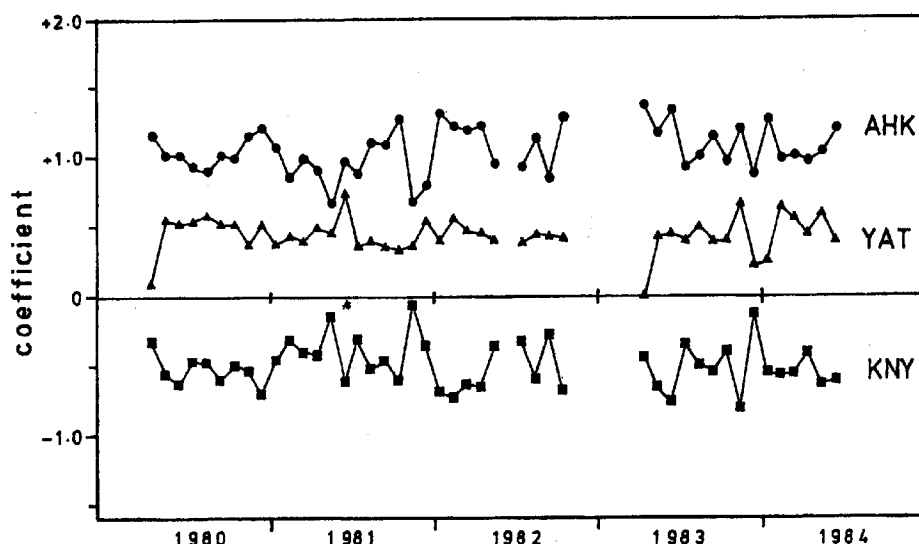


Fig.10 Weighted coefficients determined in each month at TOT in case of the regression method with three reference stations AHK, YAT, KNY (after Fig.2 by Doi et al., 1985).

集, pp. 1-8.

土井恵治・山口覚・住友則彦 (1985): 全磁力永年変化解析への重回帰法の応用 (II), 京都大学教養部地学報告, 第 20 号, pp. 86-94.

古澤保 (1996): 地殻変動連続観測による兵庫県南部地震, 阪神・淡路大震災-防災研究への取り組み-, 京都大学防災研究所, pp. 34-42.

山口覚・住友則彦 (1983): 全磁力永年変化解析への重回帰法の応用, 京都大学教養部地学報告, 第 18 号, pp. 45-57.

Mori, T. and Yoshino, T. (1970): Local difference in variations of the geomagnetic total inten-

sity in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 48, pp. 893-922.

Rikitake, T. (1966): Elimination of non-local changes from total intensity values of the geomagnetic field, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 44, pp. 1041-1070.

Stacey, F. D. and Westcott, P. (1965): Seismomagnetic effect-limit of observability imposed by local variations in geomagnetic disturbances, nature, Vol. 206, pp. 1209-1211.

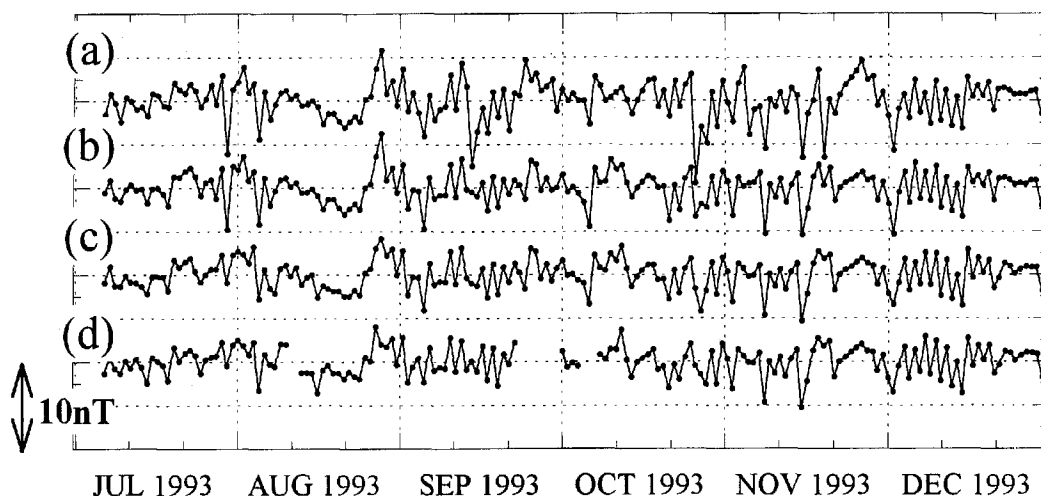


Fig.11 Reduced residuals at AMG from JUL.1993 to DEC.1993. (a) The simple differences referring to NAM, (b) the weighted differences referring to NAM, (c) residuals by the regression method with reference stations NAM and KAK, and (d) residuals by the regression method with NAM, KAK and MMB are shown.

Secular Changes in the Geomagnetic Total Force in Hokuriku, Kinki and Chugoku Districts (3) —An Application of the Regression Method to the Analysis in the Geomagnetic Secular Changes—

Shin'ya SAKANAKA*, Ken-ichi YAMAZAKI, Norihiko SUMITOMO
and Naoto OSHIMAN

* Aso Volcanological Laboratory, Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

Synopsis

The secular changes of the geomagnetic total force obtained from proton precession magnetometer observations are shown at 6 stations Tottori, Mineyama, Amagase, Sabae, Nishi-Amo and Horyu in the western part of Japan. Decreases by up to about 5nT in the geomagnetic total force referring to Kakioka Magnetic Observatory were observed at Mineyama and Amagase during one year in 1998, whereas the geomagnetic total force in the western part of Japan had increased until the beginning of 1990's at the rate of about 1nT/year against Kakioka in the eastern part of Japan.

Some results of application of the regression method to the analysis in the geomagnetic secular changes are also shown in order to remove the magnetic disturbances from the ionosphere and/or the magnetosphere.

Keyword: proton precession magnetometer; geomagnetic secular variation; piezomagnetic effect; simple difference method; weighted difference method; regression method