

日本及びその周辺における磁場経年変化のRegional Model Regional model of the geomagnetic field changes in and around Japan

京都大学 宇津木充*

Kyoto University Mitsuru UTSUGI

測地部 白井宏樹・渡辺政幸・紀 小麗・何 金蘭

Geodetic Department Hiroki SHIRAI・Masayuki WATANABE・Xiaoli JI・Jinlan HE

九州地方測量部 錦 輝明*

Kyushu Regional Survey Department Teruaki NISHIKI

近畿地方測量部 濱崎英夫*

Kinki Regional Survey Department Hideo HAMAZAKI

国土交通省 藤原 智

Ministry of Land, Infrastructure and Transport Satoshi FUJIWARA

要 旨

国土地理院では、地磁気測量から得られたデータを用いて日本周辺域における標準磁場モデルを構築する研究を行っている。その一環として、本稿では、国土地理院の一等磁気測量及び、測地観測所で得られた地磁気観測データ等を用いて標準磁場モデルの構築を試みた。その具体的な手法としては、藤原他（1998）で用いられた自然直交基底法に加え、空間分布のモデルには、球面の一部についての球面調和解析を導入した。その結果、入力とした観測所の約30年にも及ぶ年平均データを5～10nT程度の精度で表現し得ることが示され、この解析手法の表現性の高さが示された。またこのような結果を基に、今後の標準磁場モデル構築に向けた研究をどの様に進めて行くべきかについての指針を示した。

1. はじめに

地球磁場は、一定なものではなく時間とともに常時変化する。また、その変化率は他の測地観測量と比較しても大きい。さらに、その時間変化量は、場所により異なる。つまり、磁場は時間と場所の両方に依存して変化している。こうした磁場の時空間変化を捕捉するために国土地理院では、図-1の一等磁気点において周期的に一等磁気測量を行い、測地観測所等において連続観測を実施してきた。また、これらの測量から得られた地磁気データを用いて10年毎に磁気図及び磁気偏角一覧図を作成し、日本周辺域における磁場空間分布に関する情報を提供してきた（白井他，2002）。

しかし、日本周辺域の任意の場所において、より詳細な時間変化も含めた情報を提供することが可能ならば、より広い分野で利用されることが期待できる。例えば、大学などの研究機関で行われている火山噴火予知や地震予知をターゲットにした長期磁場観測に対し、地震、火山活動に起因しない時間変化項を除くための補正情報を与える事が出来ると考えられる。

*測地部測地第一課（平成14年度）

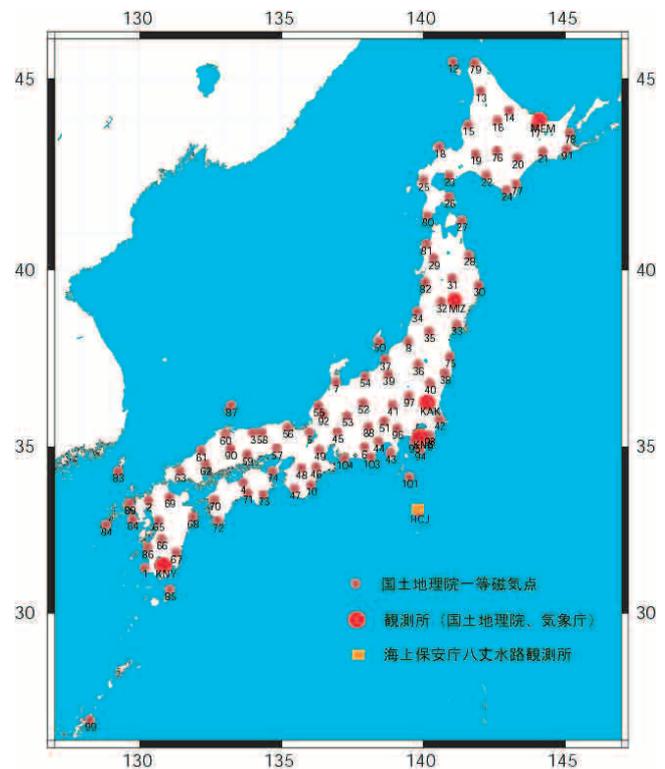


図-1 一等磁気点及び国土地理院，気象庁，海上保安庁の地磁気連続観測点配点図

例えば、全地球規模の磁場標準値を与えるための磁場モデルとしてはIGRF（International Geomagnetic Reference Field）などが提出されている（Mandea and Macmillan, 2000）。このモデルを用いれば地球上の任意の場所、任意の時間における磁場の標準的な値を求めることができる。このことからIGRFは様々な分野で活用されている。しかし、IGRFの主目的は、全地球規模の大局的な磁場変化を表現することであるため、全地球に比べ

れば局地的にすぎない日本周辺域のローカルな磁場変化を高精度で表現することができない。

そこで国土地理院では、国土地理院や気象庁などの地磁気データを利用して、日本周辺における磁場時空間分布を高時間分解能かつ高精度に表現するための地域磁場モデルの構築を試みてきた(藤原他, 1998)。

本稿では、自然直交基底法(NOC: Natural Orthogonal Component analysis)に基づく時系列解析と球面の一部に関する球面調和解析(SCHA: Spherical Cap Harmonics Analysis)に基づく磁場空間分布の解析を併用した地球磁場モデルの構築について紹介する。

なお地球磁場は、大きさと方向をもったベクトル量であるが、本稿では図-2に示す直交する磁場3成分(X:南北成分・Y:東西成分・Z:鉛直成分)について各成分を表現する磁場モデル構築を試みた。

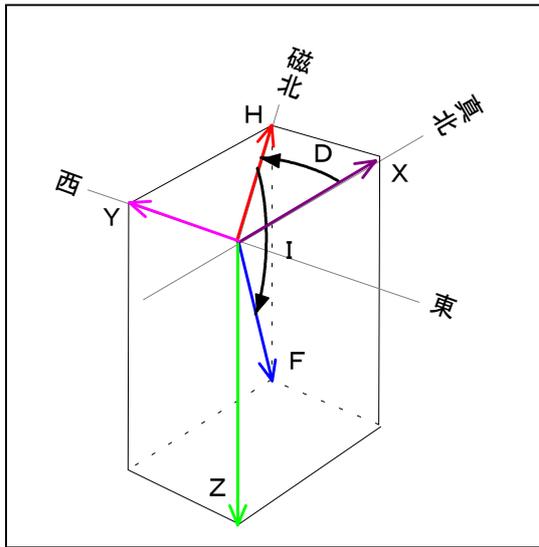


図-2 地球磁場の成分

(D: 偏角, I: 伏角, F: 全磁力, H: 水平分力, Z: 鉛直分力, X: 南北成分, Y: 東西成分)

2. 解析手法

本章では、磁場変化のモデル化のために用いる解析手法について、本稿で行われた解析の結果を示しつつその概説を与える。

2.1 自然直交基底法(NOC)による磁場時空間系列解析

時間と空間に依存する磁場変化を解析するためには、まず磁場変化を時間依存項と空間依存項に分離しそれぞれを独立に扱えるようにする必要がある。そのために本稿では、自然直交基底法という手法を用いる。この手法

の直感的な説明は以下のようなものである。

例えば地球深部に原因を持つような長〜中波長の磁場時間変化を対象にした場合、日本列島程度のスケールでは、どの観測点でも似たような挙動を示すはずである。

図-3(上)に、国土地理院の測地観測所(水沢・鹿野山)及び気象庁地磁気観測所(女満別・柿岡・鹿屋)の5箇所の観測所で得られた地磁気観測データを示す。この図では、1980年の年平均値を基準とした1969年から2001年までの磁場3成分(X・Y・Z)の年平均値の時間推移を示している。この図から各観測点の各成分がまったく独自の変化をしているのではなく、どの点も似たような変化をしていることが分かる。例えば、各観測所の各成分は、1980年から1990年代後半まで直線的に変化(X・Yは減少, Zは増加)し、その後2000年付近で変化が鈍化するという傾向が共通に見られる。

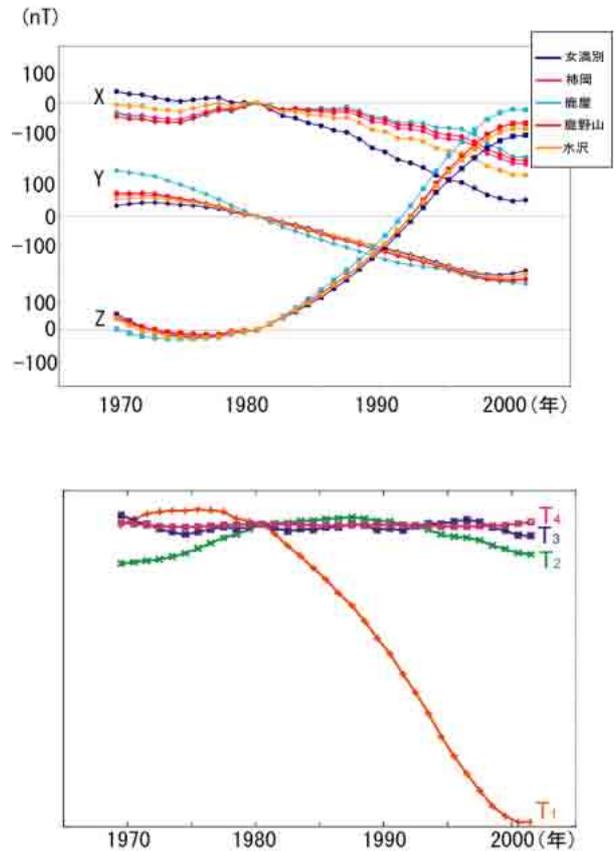


図-3 観測所の磁場データ(上)と時間関数(下)

さらに注意してみると、そのような“似た変化”のパターンには、一目で見て分かるような大きな(時間変化のスケールの長い)変化から、良く見なければ分からないような小さな(時間変化のスケールの短い)変化まで様々なものが含まれている。

このような磁場時間変化を表現するために、時系列データ H を表現するフィッティング曲線を求めることを考える。こうした解析には、一般に時間 t についての多項式

$$H = \sum_{k=0}^N a_k \cdot t^k = a_0 + a_1 \cdot t + a_2 \cdot t^2 + \dots$$

が用いられる。しかし、地球磁場の時間変化をモデル化する場合、短周期変化も含めて十分な精度で表現するためには、高次の多項式で表現しなければならず効率が悪くなる。そこで本稿では、NOC解析を用いる。NOC解析でも同じように観測データを表現するフィッティング曲線を求めるのであるが、この際、フィッティングの基本関数系として t^k のような一般的な形の関数を用いるのではなく、先に述べたような、いくつかの“共通に見られる変化のパターン”そのものを用いる。こうする事で、基本関数そのものに実際の磁場変化の様相を先見的に含めることが出来る。このため、NOC解析を用いる事で磁場時間変化をより高精度に表現する事が可能となる。NOC解析ではこのパターンを求めるために、多変量解析の一手法である主成分分析を応用したものをを用いる。この手法によれば、入力とする各観測点の磁場連続データから相関と振幅の度合いに応じて順序付けされた形で共通するパターンが、互いに独立な数値関数として求められる。これを「時間関数」と呼ぶ。NOC解析では、各々の観測点の磁場時系列データ H を

$$H = \sum_{k=1}^N X_k \cdot T_k \tag{1}$$

$$= X_1 \cdot T_1 + X_2 \cdot T_2 + \dots + X_N \cdot T_N$$

の形で表現する。ここでは T_k 時間関数 (のベクトル) を表し $X = (X_1, X_2, \dots, X_N)$ はその重みである。ここで T_k のインデックス “k” は相関の度合いに応じて時間関数を並べ替えたときの順序を表す (一般に T_k は、k が小さいほど相関が高く、k が大きくなるに従って相関が低い変化のパターンを表すようにラベル付けされる)。時間関数は、入力の時系列の数である観測点数 \times 成分数 (図-3の場合、5 [観測点] \times 3 [成分] の計15個) の主成分が求められるが、k が大きい時間関数の寄与は非常に小さいため、和を取る数 (式 (1) の N) は 3 ~ 4 程度に留めるのが一般的である。今回の解析でも 4 番目までの時間関数 (T_1, T_2, T_3, T_4) を使用した。

ここで、時間関数 T_k は空間 (場所) によらず時間のみ依存する。これは T_k が各観測点に共通に見られる時間変化のパターンを意味することからも分かる。また

(1) 式の重み関数 X は「空間関数」と呼ばれる。空間関数 X は、 T_k で表されるパターンの磁場変化が各々の観測点でどれだけの強度を持つか、すなわち磁場変化の平均的な振幅 (に比例した量) を表しているとして解釈できる。こうしたことから空間関数は、場所のみに依存し時間に依存しないものとなる。従って (1) 式を基に各観測点における空間関数、すなわち時間に依存しない磁場強度の空間分布が得られる。

このように (1) 式を基礎として、磁場変化を時間のみ依存する項と空間のみに依存する項とに分離して扱う事が可能となる。

ただし、時間関数 T_k を求めるためには、全ての入力データが連続した時系列である必要がある。しかし、一等磁気測量で得られるデータは時間的に離散していて連続していない。したがって、観測所の連続データと一等磁気測量の離散データとを扱うためには、以下のような手順を踏む。

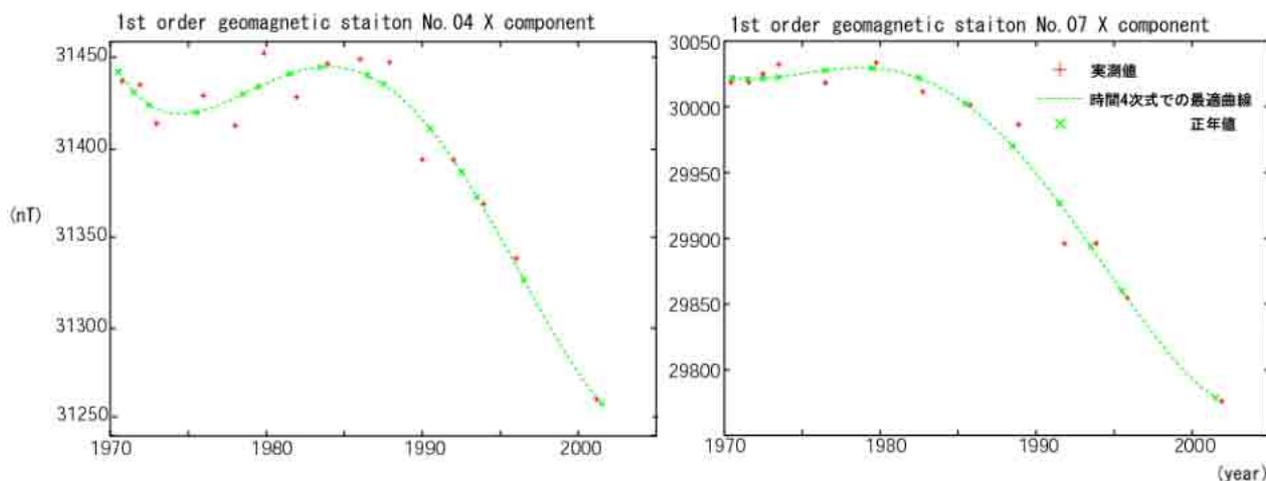


図-4 一等磁気測量における実測値と時間4次式の最小二乗で求めた観測年値

1. 観測所の連続データを用いてNOC解析を行い、 T_k (時間関数) を求める。
2. これと一等磁気点のデータを用いて (1) 式から X (空間関数) を最小二乗的に求める。

この2段階の計算手順を踏んで、各観測所、一等磁気点における空間関数を求める。

本稿では、図-3 (上) に示した5箇所の観測所データを用いて図-3 (下) の時間関数を求めた。この際に、磁場3成分を同時に主成分分析にかけることで各成分に共通の時間関数を求めた。

また一等磁気測量のデータは、測量日における磁場 (X 成分) の日平均値であるが、これに時間4次式をあてはめ観測年正年 (1月1日) の値に化成したものをを用いた (図-4)。こうしたデータセットから年を時間単位とした解析を行った。NOCを基にした解析の方針は藤原他 (1998), Burdelnaya et al. (1999) と同様である。

2. 2 球面調和解析 (SCHA) による空間関数連続分布の導出

前節のNOC解析から各観測点における離散的な空間関数の分布が求められる。しかし、任意の場所における磁場変化の値を求めるためには空間関数の連続分布が必要となる。このために、本稿ではSCHAと呼ばれる解析手法を用いた。

ここで、磁場の空間分布 \mathbf{X} は必ず以下の方程式を満たす事が知られている。

$$\begin{cases} X = \nabla \Phi \\ \nabla^2 \Phi = 0 \end{cases} \quad (2)$$

ここで Φ は磁気ポテンシャルと呼ばれる。また ∇, ∇^2 は空間についての勾配、及び滑らかさを計算する演算子で

$$\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial r}, \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta}, \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right),$$

$$\nabla^2 = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2}$$

である。ここで r, θ, λ は地球中心を原点に持つ球座標を表す。(2) 式の2番目の式を満たす関数の性質を“調和的である”と言う。ここでNOC解析により求められた空間関数の分布も、ある意味磁場 (強度) 分布であることから、これもまた (2) 式を満たすような分布を持っていることが期待される。ところで、調和的な関数の一つとして球面調和関数と呼ばれる関数の組 $Y_l^m(r, \theta, \lambda)$ が知られている。すなわち

$$\nabla^2 Y_l^m(r, \theta, \lambda) = 0$$

が成り立つ。

$Y_l^m(r, \theta, \lambda)$ は調和的だから、それに重み g_l^m を掛けて有限個足し合わせたもの

$$\Phi(r, \theta, \lambda) = \sum_{l,m} g_l^m \cdot Y_l^m(r, \theta, \lambda) \quad (3)$$

もまた調和関数になるはずである。従って、(2) 式において $\Phi(r, \theta, \lambda)$ を (3) 式の形にあらわし、離散的な空間関数の分布を基に重み係数 g_l^m を最小二乗的に求めることで、空間関数の連続分布を求めることができる。この係数 g_l^m を「ガウス係数」と呼ぶ。

実際の観測データには、人工擾乱や計測誤差など様々なノイズ (性質の悪い磁場成分) が含まれている可能性がある。こうしたノイズ含みのデータの中から、調和的な (性質の良い) 成分のみを抽出するというのがこの解析の意図である。同様の考え方の基に、IGRFにも同じような解析手法が用いられている。ただし、IGRFでは球面調和関数として地球全体 (全球) で (2) 式を満たす関数を用いているが、この方法は本稿のように磁場観測点が限られた領域にしかない場合には適さない。そこで、日本列島を含む球面の一部 (Spherical Cap: 図-5) で調和的となるような関数の組を用いる。このような球面調和関数は、位数 (全球について調和的な球面調和関数の場合整数) を非整数に拡張することで定義することができる。その詳細についてはHeines (1985) を参照されたい。

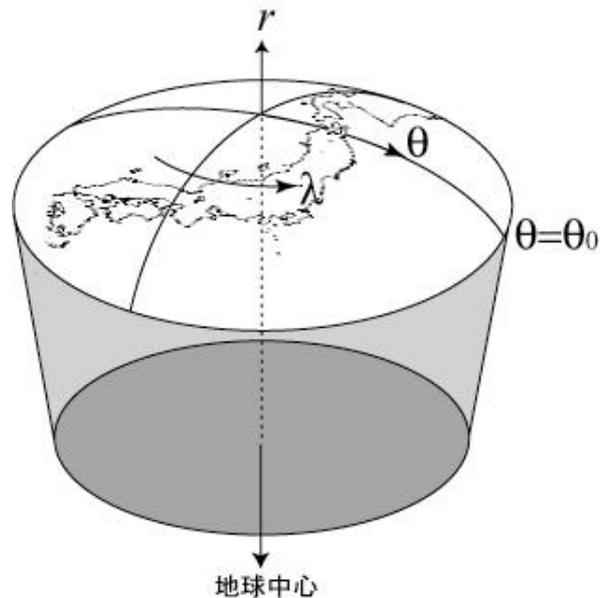


図-5 日本列島を含む球面 (地球) の一部

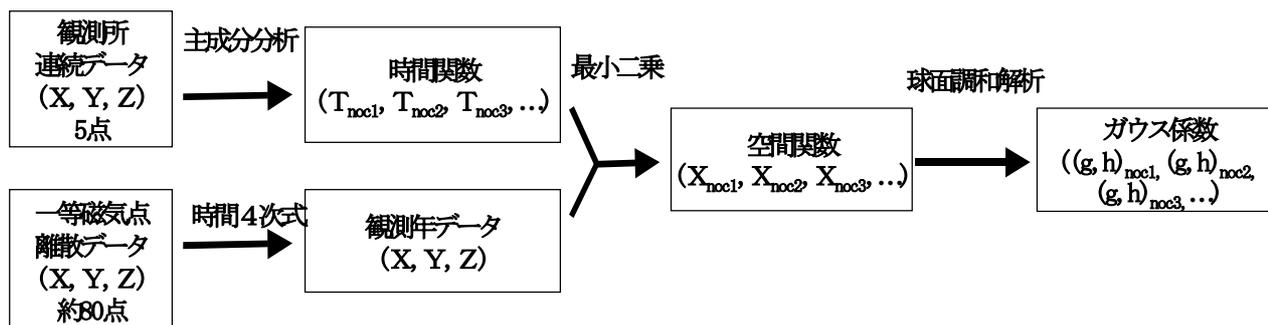


図-6 磁場モデルの解析のながれ

こうして (3) 式により任意の位置における空間関数の値が算出され、これと (1) 式から任意の場所における磁場時間変化を推定することができる。以上が「磁場変化のモデル化」の具体的な内容である。

なお、磁場モデルの解析のながれを図-6に示す。

3. 解析結果と解析方法の評価

前章で示した解析手法を用いて、5箇所の観測所の連続データ、約80点の一等磁気繰り返し測量データ及び海上保安庁八丈水路観測所の連続データ（各々 X, Y, Z の3成分）を使用して磁場変化の連続分布を求めた。なお、八丈水路観測所での磁場観測は1980年からであり他の観測所より観測期間が短いため、時間関数の導出には用いず一等磁気測量の離散データと同様に扱った。

また、SCHAにおいては (37° N・137° E) を極にもつ Spherical Cap を用いて、求める最小二乗係数（ガウス係数）の最大次数を4とした。ここで一般に、SCHAで空間関数の連続分布を導出する際に Spherical Cap の縁の影響で誤差が大きくなってしまふ事が知られている。そうした影響は解析領域の大きさ（図-5の θ ）を大きめにとる事で軽減される (Torta, 1992)。こうしたことから本稿では、キャップの大きさを観測点が分布する領域よりも大きい余緯度30°の領域にとった。また、一等磁気測量データは、測量が行われた年のそれぞれの観測点における磁場年代表値として扱っているが、本来一等磁気測量のデータは測量日（及びその前後数日）の日平均値である。従って、観測所から得られる年平均値（1年間の磁場データの平均値）とは代表値としての意味が異なる。こうした代表値としての性質の違いも、誤差が生じる原因と考えられる。こうしたこともあり、SCHAによる空間関数の連続分布導出の際に一等磁気点と観測所については、重みを変えて処理を行った。

こうした解析の結果を図-7に示す。この図では、各観測点で得られた空間関数 (a)、これを入力とし、SCHAから再合成された空間関数 (b) 及び入力と合成値との残差 (c) を示している。各成分とも中部・東海地方を除き概ね数%の精度で空間関数の分布が表現されていること

が分かる。ここで、中部・東海地方で特に誤差が大きくなっているが、これはこの地方では1990年後半に測量されている点が少なく、データ時系列が十分得られていない事が原因と考えられる。特に1990年代後半から磁場変化の傾向に大きな変化が見られており、こうした事が空間関数の算出にあたって悪影響を及ぼしている可能性が考えられる。

次に、得られたガウス係数を基に各観測所の磁場時系列の合成値と実測値との比較を行った結果を図-8に示す。この図の横軸は、1980年を0年と表示しており、1980年の磁場の値が0nTとなるように表示している。この結果から、磁場時系列の合成値は、およそ5~10nT程度で実測値を再現できていることが分かる。こうした精度は、火山噴火予知などをターゲットにした磁場長期連続観測に対しても、補正情報として十分な精度を持っていると考えられる。

4. 今後の展望

空間関数を算出するのに利用した一等磁気点データは、日本全国を周期的に繰り返し観測しデータ取得するために、非常に労力がかかる。今後は、限られた人員・予算の状況において、これまで行われてきたような時間・空間的密度で一等磁気測量を持続することは困難になりつつある。そのような状況をふまえると、その他の観測データの活用が不可欠になると思われる。

4. 1 地球電磁気連続観測装置の利用

そこで今後は、地球電磁気連続観測装置による連続観測データも使用した磁場モデルの構築を考えるべきである。

現在、国土地理院では、水沢、江刺及び鹿野山の測地観測所における地磁気連続観測のほか、全国11点で無人の地球電磁気連続観測装置による地磁気連続観測を展開している（図-9）（田辺, 1997）。これらの観測点では、サンプリング間隔1分で磁場3成分（H・D・Z）の変化量及び全磁力（F）の測定が行われている。こうしたデータを使用することで、時間分解能の高い磁場モデル

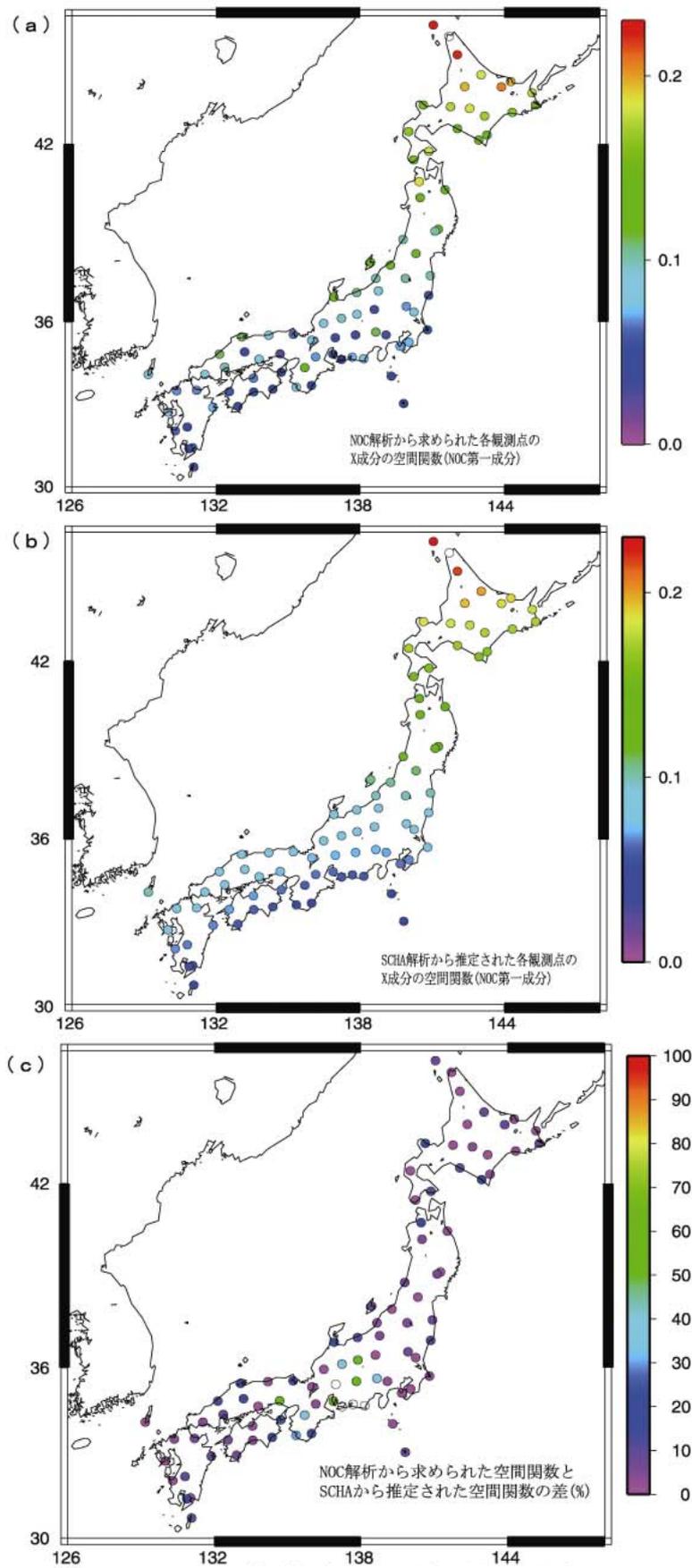


図 - 7 一等磁気点における空間関数の分布

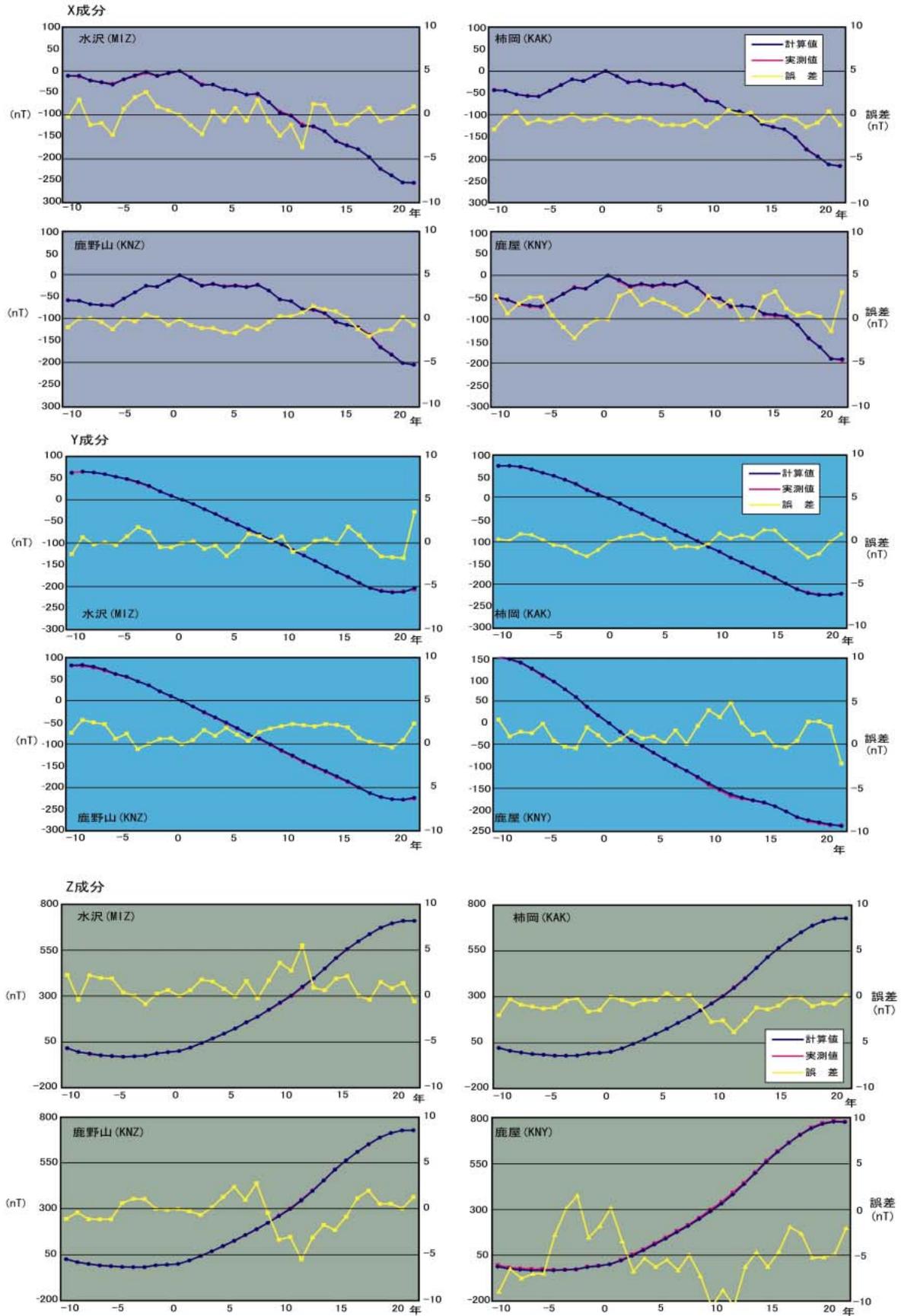


図 - 8 観測所における実測値と NOC による計算値 (NOC=4)

を構築することが期待される。

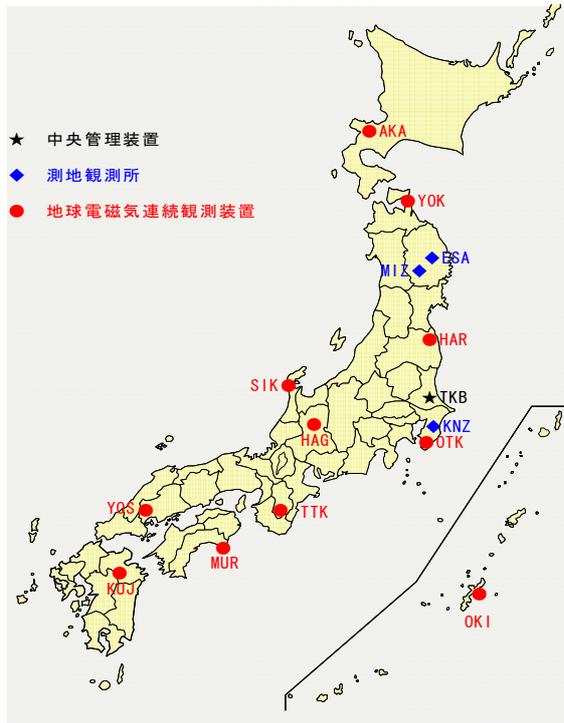


図-9 国土地理院の地磁気連続観測点配点図

しかし現実には、観測点周辺の観測環境により人工ノイズ等の影響を受け、高品質のデータを取得することが困難な状況の観測点もある。例えば、図-10は、地球電磁気連続観測装置の原町 (HAR) と鹿野山測地観測所 (KNZ) の2003年5月4日の全磁力値毎分値 (00:00~23:59UT) の時系列データである。原町のグラフに見られるスパイク状のデータの飛びは、観測装置周辺の環境により日中を中心とした人工的なノイズが含まれていると考えられる。

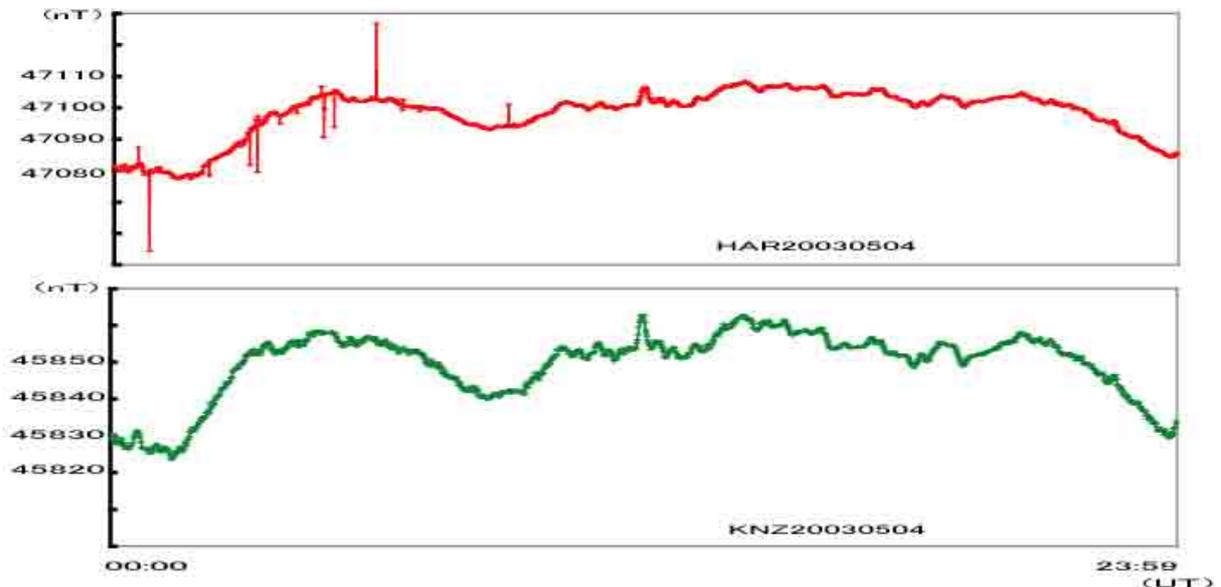


図-10 地磁気毎分値時系列データ (全磁力値)

また、現時点では、地球電磁気連続観測装置の観測データの蓄積が少ないこともあり、本稿で用いたように連続データの年平均値を使用し時間関数を算出する方法を利用することは、難しいと思われる。

こうした事を考慮した上で、11点の連続観測装置データの利用方法として以下のような方法が考えられる。

11点の地球電磁気連続観測装置のデータは、本来は連続データであるが、これを (ノイズでデータが悪い部分を除いた) 欠測含みの離散データと位置づける。その上で、観測所と比較的データ品質が良い連続観測点を選んで時間関数を求め、その他の観測点については、本稿で一等磁気測量データを扱ったのと同様に最小二乗的に空間関数を求める。この方法を用いることでノイズの影響を除去しながらモデルを構築することが可能になると考えられる。

4. 2 プロトン磁力計による全磁力連続観測点網の利用

本稿の調和解析を主体とした解析手法を用いた場合、磁場3成分をモデル化するためのデータとして全磁力データを利用することができる (例えばGolovkov et al., 2000)。

磁場3成分を観測するためには、一般にフラックスゲート磁力計が用いられるが、このデバイスは外気の温度変化に敏感に反応する為、坑道や縦穴の中にセンサーを設置するなどして温度変化対策を施す必要がある。このため観測設備が大掛かりになり多額の設置費用が必要となる。またフラックスゲート磁力計で求められるのは、各成分の変化量であり絶対値を求めるためには、別途定期的に基線値観測が必要なので、維持に多くの予算と人員を必要とする。

これに対し全磁力値を測定するプロトン磁力計は、安定的に移動し、維持にかかる労力が大幅に軽減される。こうしたことから、現在展開されている3成分連続観測点網をベースとしてその間をプロトン磁力計による全磁力の連続観測点網で補足することで、コストと手間の軽減を図る事が可能になると考えられる。さらには、全磁力連続観測点は多くの大学・研究機関が独自に持っているため、そうした機関と連携しデータを利用させていただく事ができれば、効率的にモデル構築のためのデータを得る事ができるようになるかもしれない。

以上のことを踏まえ、種々の入力データセットを用いどのような精度でモデル構築が可能かを今後検討していく予定である。

謝 辞

磁場モデル作成には、多くの観測データが必要であり、これまで地磁気測量に従事されてきたすべての方々に感謝いたします。特に、気象庁地磁気観測所、海上保安庁海洋情報部の貴重なデータを使用させていただきました。ここに記して関係者に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- Burdelnaya I. A., S. V. Filippov, V. P. Golovkov, S. Fujiwara, T. Tanabe, S. Nishi, M. Kaidzu, and S. Matsuzaka (1999), Regional orthogonal models of the geomagnetic field changes over the Far East, *Earth Planets Space*, Vol. 51 (No. 4), pp. 287-296.
- 藤原智・田辺正・西修二郎・松坂茂・V. P. ゴロブコフ・S. V. フィリポフ (1998) : 日本及び極東地域における地磁気変化モデルの作成, 国土地理院時報, 89, 12-17.
- Golovkov V. P., T. N. Bondar, and I. A. Burdelnaya (2000) Spatial-temporal modeling of the geomagnetic field for 1980-2000 period and a candidate IGRF secular-variation model for 2000-2005. *Earth Planets Space*, Vol. 52 (No. 12), pp. 1125-1135.
- Hines G. V. (1985) Spherical cap harmonic analysis, *J. G. R.*, V. 90. P. 2583-2591.
- Mandea M. and S. Macmillan (2000) International Geomagnetic Reference Field—the eighth generation. *Earth Planets Space*, Vol. 52 (No. 12), pp. 1119-1124.
- 白井宏樹・錦輝明・佐藤秀幸・宇津木充・仲井博之・森田美好・門脇俊弘・湯津堂亨 (2002) : 磁気図2000.0年値の作成, 国土地理院時報, 99, 1-8.
- Torta J. M., A. Garcia, J. J. Curto and A. De Santis (1992), New representation of geomagnetic secular variation over restricted regions by means of spherical cap harmonic analysis: application to the case of Spain, *Phys Earth Planet. Inter.*, 74, 209-217.
- 田辺正 (1997) : 全国に設置した地球電磁気連続観測装置, 国土地理院時報, 87, 4-12.