

地球磁場の形と変動

— 平均地球磁場と古地磁気永年変化 —

畠 山 唯 達* 渋谷 秀 敏**

Morphology and Variation of Geomagnetic Field: Time-averaged Field and Paleosecular Variation

Tadahiro HATAKEYAMA * and Hidetoshi SHIBUYA **

Abstract

Paleomagnetism has been applied to tectonics studies on the basis of the geocentric axial dipole (GAD) field hypothesis. However, the applicability of the GAD hypothesis is still under investigation in the paleomagnetic community. It is directly connected to the precision of the tectonic movements derived from paleomagnetism, so that the morphology of the geomagnetic field should draw wide attention among Earth scientists. The morphology of the long term geomagnetic features is often represented by the time-averaged field (TAF) and the paleosecular variation (PSV). They are extracted from the paleodirections of lavas erupted during the past 5 My.

The recent TAF and PSV models indicate following; (1) the GAD hypothesis is not strictly accurate, (2) the geocentric axial quadupole (g_2^0) field exists in the TAF and it cannot be neglected, and (3) the inclination anomaly calculated from the averaged paleomagnetic data consists also of the apparent effect of the PSV, which additionally cannot be ignored. These components should be paid close attentions to specially in the case of detailed tectonics such as high-resolution plate motion. The inclination anomaly due to g_2^0 in the TAF and the effect of the PSV would produce a mistake of the paleolatitude, which becomes totally up to several degrees.

Key words : geomagnetic field fluctuation, time-averaged geomagnetic field, paleosecular variation, paleomagnetic direction data, geocentric axial dipole hypothesis, tectonics

キーワード : 地球磁場変動, 平均地球磁場, 古地磁気永年変化, 古地磁気方位データ, 地心軸双極子仮説, テクトニクス

I. はじめに

古地磁気学は大陸移動説の復活とその後のプレート運動の定性的, 定量的な議論に極めて大き

な役割を果たした。そのため, 多くの地球科学者が古地磁気学と聞いてまず頭に浮かべるのはテクトニクス研究であろう。

しかし, 実際にテクトニクス研究で古地磁気

* 岡山理科大学情報処理センター

** 熊本大学理学部

* Information Processing Center, Okayama University of Science

** Department of Earth Sciences, Kumamoto University

データを使ってみると、そのデータには意外に不確かさがあることに気づくはずだ。岩石の磁気記録は他の地球科学的なデータと比べて再現性が悪いことが1つの原因であるが、それ以外にも、地球磁場の持つ性質自身—絶えず激しく変動していること—も影響している。

古地磁気学の大目的の1つは、古地磁気データを解析して地球磁場の性質—どのような形なのか、どのように変動しているのか—を解明することである。得られた性質は、地磁気の起源であるダイナモ作用に制約を与えるだけでなく、テクトニクス研究などで利用する際の限界と利用法の指針を与える。

本稿では、古地磁気データからわかる平均的な地球磁場の形（平均地球磁場、TAF: Time-Averaged geomagnetic Field）とその変動（古地磁気永年変化、PSV: Paleo Secular Variation）の研究の歴史を概観し、現在、これらがどのように考えられているのかを紹介する。

まず、地球磁場変動の研究で良く用いられる手法と、最も単純なTAFモデルである地心軸双極子（GAD）仮説について紹介する。次に、TAFは地心軸双極子よりも複雑な形をしていることについて述べる。その後、PSVに関する考え方と研究の変遷について述べ、最後にTAFとPSVの研究の現在の問題点と将来の方向について議論する。

II．地球磁場変動研究における基本的な考え方

1) 対象となる岩石

古地磁気学で取り扱う試料は大きく分けて考古学試料、堆積岩（堆積物）、火山岩の3種類である。しかし、古地磁気変動研究ではこれらの全てを同等に利用することはできない。

上記のうち、考古学試料は年代が極めて短い（長くても現在から数千年前まで）ので、対象とする期間の地磁気変動を表すことができない。堆積物や堆積岩の試料は時間的に連続であるという大きな利点を持っている。しかし、磁化の獲得過程、特に堆積後の圧密作用や続成作用が磁化にどのような影響を及ぼすかが不明解という欠点があ

る。さらに、堆積物粒子の種類や形状、堆積速度などの要因によって磁化の大きさや方位が変わる可能性がある。

これらに対して火山岩は、極端な変質をしていたり落雷を受けていたりしない熱残留磁化であれば、磁化獲得機構がある程度理解されている。さらに、少なくとも方向に関しては磁化を獲得した時の地球磁場を正しく反映していることもわかっている。

上記のような理由から、本稿のような古地磁気変動研究では一般的に、玄武岩などの火山岩（溶岩流）から得られる熱残留磁化の方位（偏角と伏角）を利用する。

2) 平均とばらつきを用いた、地球磁場変動の統計的な見方

確かに、火山岩の熱残留磁化は信頼性の高い古磁場の方位の情報を持っている。しかし、時間的に不連続かつ不均質である上、年代決定の誤差も地磁気変動の時間スケールより長いことがあり、磁場の時間変動の様子を眺めることができない。そこで、地球磁場変動の解析では、時間変動を調べる代わりに、方位データの分布の平均とばらつきを観察することで地球磁場の特徴を調べる。

地球上の一地点で火山岩の古地磁気データをたくさん取ると、方位の分布が一点の周りにばらつく。火山岩の噴出が長期間（数千～十万年以上）に渡ってランダムに起これば、この分布は時間的に連続変化する地磁気方位からランダムに選んできた方位と同じ分布を持つ。そこで、この分布の平均方位がTAFの方位であり、分布のばらつきがPSVに由来すると考える。

TAFやPSVを考える時は一般的に、過去500万年分の火山岩古地磁気方位データを扱う。地域によっては、それより短い期間ではデータが不十分な量になってしまう恐れがある。また、500万年より長い期間では、プレートの運動を考慮しなくてはならなくなり、TAFやPSVの特徴だけを抽出することが困難になる。

3) GAD 仮説

古地磁気学をテクトニクスに利用する場合、ほとんどの研究では、地心軸双極子（GAD）仮説

が成り立つことを大前提としてきた。GAD 仮説とは—地球磁場を長時間平均したものは、地球中心に回転軸と平行に置かれた 1 つの双極子 (Geocentric Axial Dipole: ガウス係数の g_1^0 。ガウス係数については補遺を参照のこと) が作る磁場と等価になる—というものだ。

つまり、十分に長い期間を網羅する火山岩の古地磁気方位データが地球上のある地点で得られる場合、その平均方位は、GAD が作るその地点での磁場ベクトルの方向と一致するものになる。この場合、平均偏角 ($\bar{D}$) は 0 度であり、平均伏角 ($\bar{I}$) と古緯度 (λ) は、

$$\tan \bar{I} = 2 \tan \lambda \quad (1)$$

という関係になる。

また GAD 仮説は—ある地域の古地磁気方位から得られる古地磁気極 (Virtual Geomagnetic Pole: VGP) の長時間平均位置は地理的な北極と一致する—と書き換えることもできる。VGP というのは、観測される古地磁気方位が 1 本の地心双極子 (地心軸双極子とは限らない) だけで作られると仮定した時の北磁極である。

GAD 仮説が成り立てば、岩石が帯磁した時代における地理北極との相対的な位置関係がわかり、他地塊との位置関係や大陸の移動を調べられるようになる。

III. 平均地球磁場研究の変遷

古地磁気学やその結果を利用する地球科学の分野では GAD 仮説が用いられてきた。しかし、その一方で GAD 仮説自身の妥当性に関する議論—TAF を GAD 場だとみなして良いのか?—も行われてきた。本章ではこの議論の流れを紹介しながら、TAF の形について考える。

1) 軸対称な TAF モデル—GAD からのずれ

前述のように、式 (1) などを用いて平均方位から古緯度や極移動曲線を計算するのがテクトニクス研究での常套手段である。しかし、大陸移動などを考えなくてよい過去数百万年間のデータに限ってみると、各サンプリング地域での平均方位

を GAD 由来の磁場方向だけでうまく説明できないことは、以前より知られていた。

Wilson (1970) は世界各地の古地磁気平均伏角 (後期第三紀以降) を試料採取地点の緯度ごとに並べ、それが GAD の作る伏角の分布よりも全体的に北へシフトしていることに気づいた (図 1 (b))。このような傾向の伏角異常によって、地球上のどの緯度においても、VGP は地理的な北極の向こう側 (far-side) に位置することになる。これを負の伏角異常 (negative inclination anomaly) もしくは VGP far-side effect と呼ぶ。

Wilson はこの伏角異常について、地球中心から少し北へずれた双極子 (offset dipole) というモデル (図 1 (a)) で説明したが、これは平均地球磁場が g_1^0 (GAD) 以外に g_2^0 (地心軸四重極子) も含むこととほぼ等しい (Wilson, 1971)。

この g_2^0 の符号は g_1^0 と同じ (正磁極期なら負、逆磁極期なら正) で、大きさは g_1^0 の約 4 % と見積もられている (Hatakeyama and Kono, 2002)。時間的にならした TAF 中での g_2^0/g_1^0 が、変動のスナップショットである現在の地球磁場における g_2^0/g_1^0 (8 % 弱) の半分もあることを考えると、TAF は GAD から大きくずれていると結論づけられる。

一方で、TAF の作る伏角異常から g_2^0 成分を除いても、まだ残差が残る。この残差の緯度依存性が赤道反対称の形になっていることに着目した McElhinny *et al.* (1996a) は、次数が 1 つ高い g_3^0 (地心軸八重極子) を導入したモデルを提示した。彼らのモデルでは g_3^0 の大きさは g_1^0 の 1.7 % である。

これに対して、Hatakeyama and Kono (2002) は g_3^0 成分と思われたものの大部分が実際には存在しない見かけの成分であり、真の TAF では g_3^0 の成分が小さいことを示した (図 2)。この見かけの成分の原因は、古地磁気方位から平均を求めるために単位球面上でのベクトルの平均を計算する時に生じる数学的なものである (Kono, 1997; Hatakeyama and Kono, 2001)。地球磁場変動 (PSV) がある限り必ず見かけの成分は発生する。Hatakeyama and Kono (2002) の見積りによ

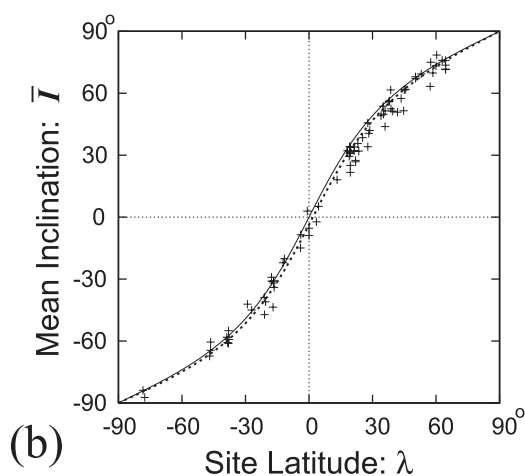
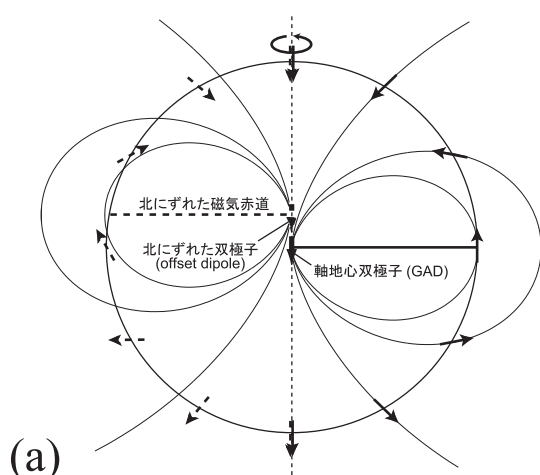


図 1 (a) 地球中心から北へずれた双極子 (offset dipole) の模式図。

図の右側が地心軸双極子による磁力線と地球表面での伏角の様子、左側がずれた双極子による磁力線と伏角の様子。

(b) 古地磁気試料採取点の緯度ごとの伏角の様子。

横軸は緯度、縦軸は平均伏角 ($\bar{I}$) で、十字マークが過去 500 万年間の正磁極期の古地磁気データ (Johnson and Constable (1996) のデータベースから求めた平均)。実線は (1) 式で表される地心軸双極子磁場による伏角の理論値、破線はずれた双極子が作る伏角で、実線よりも北へずれている。

Fig. 1 (a) Schematic diagram of the geocentric dipole (right half) and the offset dipole (left half)

(b) Site latitude (horizontal axis) vs. inclination (vertical axis)

Crosses express the averaged paleomagnetic inclinations during the past 5 My calculated from the database by Johnson and Constable (1996). The solid line shows an inclination due to the GAD field by equation (1) and the broken line indicates inclination due to the offset dipole which shifted northward from the GAD inclinations.

れば、南北半球の緯度 20 度付近で、この効果によって平均伏角の絶対値が 2 度ほど小さく見えてしまう (図 2 の (iv) の線)。

上述のように、火山岩の古地磁気データを用いた TAF に関する研究では、長い間、サンプルの採取地点の経度を考えず、緯度と観測される伏角異常の關係に着目するという形で行われてきた。このように作られたモデルは、 g_l^0 の組み合わせで表される軸対称モデルと呼ばれる。

2) 非軸対称な TAF モデル—インバージョンによるもの

前節では、TAF の軸対称モデルについて述べたが、TAF の非軸対称性を扱った研究もある (例

えば、Merrill and McElhinny, 1977)。このような研究は、軸対称成分を調べる時とは逆に、緯度依存性を無視してデータを並べ、経度に依存する成分だけを求めるものであった。しかし、こうしたやり方では、ガウス係数の g_l^0 や h_l^0 だけを探すことになり、全ての非軸対称成分 ($m \neq 0$) を求めることができない。

そこで、TAF の非軸対称性を明らかにするために、全球から平均方位データを集め、 l が小さい方からたくさんのガウス係数の時間平均を求めることが必要になる。ガウス係数を使って地磁気の微細な構造 ($l \rightarrow$ 大) まで表そうとすると、必要な係数の数は多くなる (l を L まで考える時、

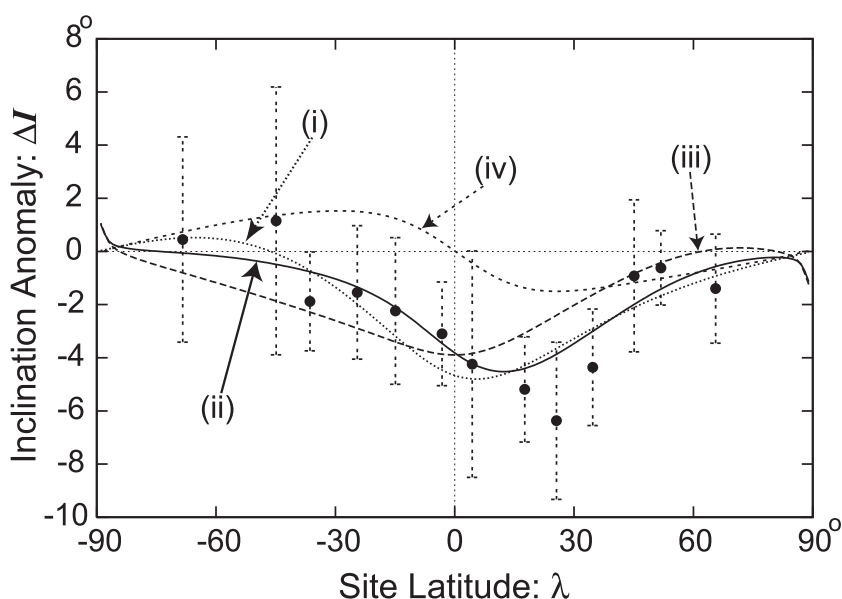


図 2 過去 500 万年間の正磁極期の古地磁方位データと平均地球磁場モデルに見られる伏角異常 ($\Delta I = \bar{I} - I_{GAD}$) .

横軸は試料採取地点の緯度で、経度方向には平均をとっている .

古地磁気データは McElhinny *et al.* (1996a) による . McElhinny *et al.* (1996a) の軸対称 TAF モデル (i) には、 g_1^0 (GAD) の他に g_2^0 (g_1^0 の 4.3 %)、 g_3^0 (g_1^0 の 1.7 %) と若干の g_4^0 が含まれる . 一方、Hatakeyama and Kono (2002) によるモデル (ii) は、観測される平均方位を真の TAF によるもの (iii) と PSV の影響を平均することによる見かけ上のもの (iv) に分けることができる . 真の TAF から観測される伏角異常 (iii) には赤道反対称な g_3^0 の成分は少ないことがわかる .

Fig. 2 Inclination anomalies of the paleomagnetic data (McElhinny *et al.*, 1996a) and TAF models.

The horizontal axis shows the site latitude and the vertical axis indicates the inclination anomaly (ΔI) by subtracting the GAD-inclination from the averaged inclination in the latitudinal bands. (i) The TAF model by McElhinny *et al.* (1996a) includes g_1^0 , $g_2^0 = 4.3 \% g_1^0$, $g_3^0 = 1.7 \% g_1^0$ and very small g_4^0 . The ΔI by Hatakeyama and Kono (2002) (ii) is divided into the inclination anomaly due to the true TAF (iii) and the apparent effect due to averaging the direction data (iv) . The latter component draws similar aspects, anti symmetric features with respect to the equator, to g_3^0 components in the TAF, and the apparent g_3^0 component of the TAF variation is hardly attributed to the geomagnetic field.

ガウス係数の数は $L(L + 2)$ 個である。しかし、たくさんのガウス係数を求めるためには、地球上に広く均一に分布した多くの地点から古地磁気データを取ることが必要になる。また、各地点でのデータ量が十分である必要もある。そのために、平均ガウス係数 (TAF) を求めることは長い間困難だと考えられてきた。

しかし最近では、信頼できる古地磁気データ

が増えて、いくつかのデータベースが構築された。最も有名なものは IAGA (国際地球電磁気学・超高層大気物理学協会) の古地磁気データベース (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/paleo.shtml>) 中にある Paleosecular Variation for Lavas (PSVL) 0-5 Ma (McElhinny and Lock, 1996) である。また TAF や PSV 研究のために、データを取捨選択したデータベース (Quidelleur

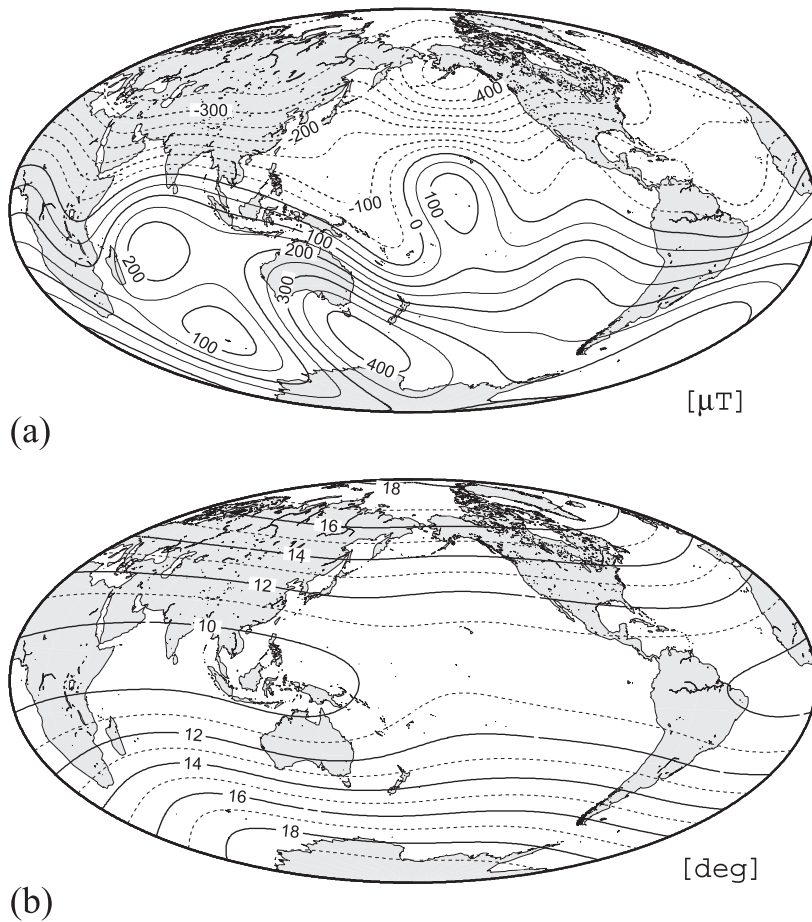


図 3 過去 500 万年間の (a) 平均地球磁場 (TAF) モデルと (b) 古地磁気永年変化 (PSV) モデル (Hatakeyama and Kono, 2002) .
いずれも正磁極期のデータから求めたもの . (a は TAF 磁場のコア表面における動径成分 (Br [μT]) (b) は PSV による地表での VGP のばらつき (ASD [度]) を表す .

Fig. 3 The combined TAF-PSV model by Hatakeyama and Kono (2002) of the normal polarity epochs for the last 5 My. The top pane (a) shows the radial field (Br [μT]) of the TAF on the core surface. The bottom panel (b) shows the VGP scatter (ASD [deg]) on the Earth's surface due to the PSV.

et al., 1994; Johnson and Constable, 1996) も作られた。

他方, ガウス係数を求めるための新しいインバージョン手法が古地磁気学の分野に導入されるようになった (Gubbins, 1983)。この方法では, 分布が疎で, かつ誤差が大きなデータ空間からでも, 先験的情報の助けを借りてガウス係数の多いモデルを求めることができる。

このように, データと技術の両方の進歩がなされたため, ガウス係数によって表現された過去 500 万年間の TAF モデルが提案されるようになった (Gubbins and Kelly, 1993; Johnson and Constable, 1995; Hatakeyama and Kono, 2002: 図 3 (a))。これら全ての TAF モデルでは, g_2^0 が GAD の次に卓越し, それ以外に顕著な非 GAD 成分は見られない。しかし, 小さいながらもノイ

ズとは明らかに違う非 GAD 成分は存在する。上記モデルの多くから、 g_2^0 をはじめとする非 GAD 成分の大部分が g_1^0 の逆転—即ち、地磁気の逆転—に追従して符号を変えることが明らかになった。

TAF について全体を俯瞰してみると、地球上のある地点で観測される方位の平均は (A) GAD (g_1^0) によるもの、(B) g_2^0 によるもの、(C) その他の軸対称成分、(D) 非軸対称成分、という平均地球磁場の由来のもの、そして (E) 方位を平均することによって発生する見かけ上のもの、に分けて考えることができる。

この内 (C) と (D) はさほど大きくないので、テクトニクスなどの研究で古緯度 (λ) を取り扱う場合にも、これらの項の影響を考える必要はない。しかし、(B) や (E) は緯度によっては数度にもなるので、細かいテクトニクスを議論する際には平均伏角 $\bar{I}$ から式 (1) を用いて古緯度 λ を求めるのでは不十分である。この場合には、 g_2^0 による伏角異常や見かけの伏角異常の補正を考える必要がある。

IV . 古地磁気永年変化 (PSV) モデル

テクトニクスなどに古地磁気データを応用する場合、平均方位から求められる TAF だけが使われ、古地磁気永年変化 (PSV) が考慮されることは極めて少ない。しかし、平均方位 (TAF を反映) と変動の大きさ (PSV を反映) の研究は不可分であり、PSV の理解なしに TAF の理解も進まない。

その理由の 1 つは前章で述べたように、方位データの平均に PSV も影響するからである。もう 1 つは、PSV による方位の変化を網羅できるほど長期間のデータがないと、TAF を扱う際には信頼のできる平均が求められないからである。このため、PSV が古地磁気データにどのように現れてくるかを知っておかなければならない。自分の測っているデータの広がりや PSV モデルのそれとを比較することで、平均方位の信頼性がどれくらい高いかを推測できるのである。

古地磁気永年変化 (PSV) は分散という統計量を扱うので、一地点でのデータ数 (時間に対する

カバー) が少ない場合には、平均方位から求められた TAF と比べて値の確かさが低くなる。そのため、PSV 研究は TAF 研究に比べて進んでいない。以下では、これまでの PSV に関する研究の流れと PSV モデルを見ていきたい。

1) VGP の広がりや古典的 PSV モデル

地球磁場の時間変化を表す最も単純な PSV モデルは、双極子振動 (dipole wobble) モデルである (Creer *et al.*, 1959 など)。文字通り双極子磁場 ($l = 1$) の大きさや方向が変化するモデルである。もし地球磁場とその変動が双極子成分だけに起因するのなら、地球上のあらゆる場所から計算した VGP の位置は常に一致するはずである。しかし、現在の地球磁場がそうでないと同様に、古地磁気学が示す過去の地球磁場でも VGP の位置は観測地点ごとに異なる。つまり、双極子振動だけに依存する PSV モデルは明らかに正しくない。

それに対して Cox (1970) は、古地磁気永年変化によって発生する VGP の分布が観測地点の緯度によって異なることに着目した (図 4)。この VGP 分布のばらつき度合を表す角標準偏差 (ASD: Angular Standard Deviation) は次のように定義される。個数 N のデータ ($i = 1 \dots N$) に対する VGP の平均位置 (もしくは北極) からの VGP の離角を Δ_i とすると、ASD は、

$$ASD \equiv \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_i \Delta_i^2} \quad (2)$$

となる (北極から Δ_i を測る場合、分母は $N - 1$ でなく N になる)。

角標準偏差 ASD は緯度が高くなるほど大きくなる傾向があり、それをうまく説明する様々な PSV モデルが考えられてきたが、その多くは、

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{変動する} \\ \text{変動しない} \end{array} \right\} \times \left\{ \begin{array}{l} \text{双極子} \\ \text{非双極子} \end{array} \right\} \quad (3)$$

という組み合わせで論じられている。

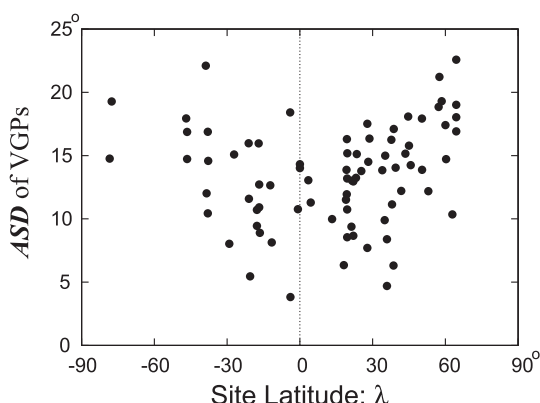


図 4 VGP のばらつきを表す角標準偏差 (ASD) の緯度依存性。

Johnson and Constable (1996) によるデータベース (79 点) から計算した。一般的に ASD は低緯度で小さく高緯度へ行くほど大きくなる。また、ASD の最も小さい場所は赤道より若干 (5 度程度) 北へ寄っていることが読み取れる。これは、TAF において g_2^0 の影響で磁気赤道が北へシフトしていること (図 1) と関連していると考えられる。

Fig. 4 Latitudinal dependence of angular standard deviation (ASD) of virtual geomagnetic poles (VGPs) derived from the paleo magnetic data.

ASDs are calculated from the database by Johnson and Constable (1996). ASD is low in low-latitude sites and is higher in high-latitude regions. The lowest zone of ASD is located on the northern hemisphere, consistent with the shift of the geomagnetic equator due to g_2^0 in the TAF (Fig. 1).

3) ガウス係数の平均と標準偏差に着目した PSV モデル

上述のように、シンプルな変動モデルを扱ってきた PSV 研究は、1988 年になって大きな転機を迎えた。現在の磁場は変動する地磁気のスナップショットであるが、緯度ごとにその経度方向平均をとると、いわば時間平均をとったかのような効果があり、PSV が見えてくる、という考え方が Cox (1970) 以来の主流であった (McFadden *et al.*, 1988 など)。

一方で、徐々にデータの数が増え、質も良くなってくると、個々のガウス係数の変動そのものを調べる試みも出てきた。

ただし変動と言っても TAF 同様、時間変化

そのものを調べることはできない。そこで Constable and Parker (1988) はガウス係数にも古地磁気方位データと同様の仮定を与えた。それは、各ガウス係数 $\{g_l^m, h_l^m\}$ は独立に変動し、その分布は正規分布になる、というものである。そして、ガウス係数分布の分散 $\{\sigma_{g_l^m}, \sigma_{h_l^m}\}$ が PSV に対応すると考えることにした (平均ガウス係数 $\{\bar{g}_l^m, \bar{h}_l^m\}$ が TAF として扱われていることは前章で示したとおりである)。Kono and Tanaka (1995) はこのモデルを基にして、各ガウス係数の分散が作り出す観測値 (ASD) を具体的に計算し、ASD の緯度依存性には球面調和関数の $l = 2, m = 1$ 項の変動 $\sigma_{g_2^1}, \sigma_{h_2^1}$ が関与していることを明らかにした。

その後、インバージョンを用いて $\{\sigma_{g_l^m}, \sigma_{h_l^m}\}$ を求める試みも行われた。ただし、VGP のばらつきから PSV だけを求めることはできない。偏角や伏角といった古地磁気方位を表す量や VGP の緯度経度などはガウス係数の非線形関数なので、TAF ($\{\bar{g}_l^m, \bar{h}_l^m\}$) と PSV ($\{\sigma_{g_l^m}, \sigma_{h_l^m}\}$) を古地磁気データの平均と分散から同時に求める必要がある。

Hatakeyama and Kono (2002) はその計算を行い、TAF (非軸対称なもので) と PSV (軸対称ないくつかの成分) を併せたモデルを提唱した (図 3 (a, b))。このモデルは方位のばらつきの緯度依存性を定量的に説明した。

3) 非軸対称な PSV モデル

ここまでは軸対称な PSV モデルについて言及してきたが、非軸対称なモデルも考えることができる (例えば, Constable and Johnson, 1999)。しかし非軸対称な PSV は TAF に比べてはるかに検出するのが難しい。というのは、PSV は平均からの偏差を問題にしているため、その誤差は平均の誤差に比べてかなり大きく、モデル計算の不確かさも大きいからである。

それでも ASD など観測値が経度に依存するという議論は古くからある。Doell and Cox (1971) によって提案された Pacific Dipole Window 仮説はその例である。彼らは、現在の地球磁場では太平洋地域が非双極子成分の小さな領域になってい

ること、ハワイの古地磁気記録から得た PSV が同じ緯度の他の地域より小さいことなどに着目した。そして、太平洋地域は、過去数百万年に渡って非双極子磁場が小さく、双極子の変動が見えやすい地域であると主張した。その後、彼らはデータの統計方法で批判されたが (McElhinny *et al.*, 1996b), Shibuya *et al.* (1995) はハワイだけでなく中部～南太平洋に渡るもう少し広い範囲の PSV 異常があると主張し、議論はいまだに燃っている。

V. TAF-PSV 研究の問題点と将来

上記のような TAF と PSV の研究は信頼のあるデータの蓄積によって進歩し、より詳細なものになっていった。しかし、より良い TAF と PSV のモデルを築くためには、いくつか乗り越えなければならない問題がある。その多くは手法的なものというより、下記のようなデータの問題である。

1) 堆積物データを使う必要性

古地磁気学では試料が採取できる場所に限りがある。例えば、過去 500 万年間の火山岩が対象であれば、その期間に噴火した火山が存在する地域からしかデータは得られない。これに対し全球的な解析をするためには、全球になるべく一様で密なデータ点があることが望ましい。そこで空間的カバレッジを良くするために、海底から採取される堆積物のデータも取り扱う必要が出てくる。

すでにいくつかの解析 (Kelly and Gubbins, 1997; Johnson and Constable, 1997) では堆積物データの伏角の平均値が火山岩の古地磁気平均方位と併せて利用されている。しかし、まだ十分に両者の質が比較されていないので、堆積物データが本当に火山岩データと一緒に利用できるかの再評価が必要である。それでも、堆積物データの質、量ともに向上したので、その特徴を生かして磁場変動の時間連続的な解析も行われるようになってきた。現在までに過去 3000 年ほどの連続的な全球解析が行われている (Hongre *et al.*, 1998; Constable *et al.*, 2000)。今後さらに長期間に渡る連続データを用いた磁場変動の解析がな

されるようになるだろう。

2) 古地磁気強度を含むデータを用いた解析

Hatakeyama and Kono (2002) の TAF-PSV モデルでは、方向データだけでは強度がないために、GAD のばらつきを良く決めることができない、という理論的限界が示された。これを回避するためには、強度と方向の両方が揃った古地磁気ベクトルデータを用いる必要がある。この解析は理論的に線形なので、方向データだけから求めるものと比べて安定した答えが容易に見つかるはずである。

しかし、古地磁気強度を求める手法は方向だけを求めるもよりかはるかに困難で、測定が成功するサンプルの数が少ない。そのため、今までに発表された強度と方向の揃ったデータは、方位のみのデータと比べて著しく数が少なく質も悪い。Kono *et al.* (2000) は実際に強度と方向が揃ったデータだけを用いて解析を行ったものの、良い結果を得ることができなかった。今後の解析には、強度と方向のあるデータの中でも特に信頼のできるものを、これまで用いてきた古地磁気方位のみのデータと組み合わせる必要があるだろう。

3) 最近の地球磁場との比較

古地磁気データから求められる TAF と PSV のモデルは、数百万年の期間の中の数千～数十万年スケールの変動を代表する平均とばらつきを提供する。当然、現在の地球磁場は地磁気永年変化のスナップショットであり、ごく最近の磁場変動もこの長期変動の中に入っているはずである。TAF-PSV モデルの妥当性を検証するひとつの手段として、これら最近の地球磁場のデータやモデルと比較することがある。

利用できるものは、過去 100 年間の IGRF (国際標準地球磁場) や、大航海時代以来調べられてきた伏角・偏角の過去数百年間の変化から求められた地球磁場変動モデル (Bloxham and Gubbins, 1985 など)、そして前述の堆積物と考古地磁気データから求められた過去数千年の変動モデルである。また、地球上の各地点での偏角、伏角の変動の様子も参考になるだろう。

VI. ま と め

地球磁場の変動は考えられてきたものよりも複雑で、平均的な地球磁場が必ずしも地心軸双極子とは一致しない、ということがこれまでの古地磁気学の成果からわかってきた。古地磁気学をテクトニクスなどに応用する時は常にこの点に注意する必要がある。

狭い範囲のテクトニクスの研究で、VGPを利用して地塊との相対的な位置関係を論じる場合は、GADの作る方位からのずれは地点間で相殺されるのであまりな問題にはならない。しかし、ある大陸の極移動曲線を精密に描くような場合には、単純な古緯度を用いると、数度程度の系統誤差が生じることを考慮しなければならない。

この誤差の補正法は現在の所、我々古地磁気研究者の間でも合意できているものがない。今後、さらに詳細な変動の様子、できれば時間変動そのものを長期間とらえて、より良い地球磁場変動モデルを確立し、平均方位データに対する補正法を提供できるようにしたいと考えている。

謝 辞

本稿は岡山大学固体地球研究センターの河野 長先生に強く影響を受けて執筆した。横山由紀子、松島政貴両博士には、論文の細部にまで非常に丁寧な査読をしていただき、貴重なご意見をいただいた。畠山は科学研究費補助金(課題番号:16740258)の支援を受けてこの研究を行った。感謝いたします。

文 献

Bloxham, J. and Gubbins, D. (1985) The secular variation of Earth's magnetic field. *Nature*, **317**, 777-781.
Constable, C.G. and Johnson, C.L. (1999) Anisotropic paleosecular variation models: Implications for geomagnetic field observables. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **115**, 35-51.
Constable, C.G., Johnson, C.L. and Lund, S.P. (2000) Global geomagnetic field models for the past 3000 years: Transient or permanent fluxlobes? *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **358**, 991-1008.
Constable, C.G. and Parker, R.L. (1988) Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 m.y. *J. Geophys. Res.*, **93**, 11569-11581.
Cox, A.V. (1970) Latitude dependence of the angular

dispersion of the geomagnetic field. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **20**, 253-269.
Creer, K.M., Irving, E. and Nairn, A.E.M. (1959) Paleomagnetism of the Great Whin Sill. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **2**, 306-323.
Doell, R.R. and Cox, A. (1971) Pacific geomagnetic secular variation. *Science*, **171**, 248-254.
Gubbins, D. (1983) Geomagnetic field analysis - I. stochastic inversion. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **73**, 641-652.
Gubbins, D. and Kelly, P. (1993) Persistent patterns in the geomagnetic field over the past 2.5 Myr. *Nature*, **365**, 829-832.
Hatakeyama, T. and Kono, M. (2001) Shift of the mean magnetic field values: Effect of scatter due to secular variation and errors. *Earth. Planets Space*, **53**, 31-44.
Hatakeyama, T. and Kono, M. (2002) Geomagnetic field model for the last 5 Myr: Time-averaged field and secular variation. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **133**, 181-215.
Hongre, L., Hulot, G. and Khokhlov, A. (1998) An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **106**, 311-335.
Johnson, C.L. and Constable, C.G. (1995) The time-averaged geomagnetic field as recorded by lava flows over the past 5 Myr. *Geophys. J. Int.*, **122**, 488-519.
Johnson, C.L. and Constable, C.G. (1996) Paleosecular variation recorded by lava flows over the last 5 Myr. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **354**, 89-141.
Johnson, C.L. and Constable, C.G. (1997) The time-averaged geomagnetic field: Global and regional biases for 0-5 Ma. *Geophys. J. Int.*, **131**, 643-666.
Kelly, P. and Gubbins, D. (1997) The geomagnetic field over the past 5 Myr. *Geophys. J. Int.*, **128**, 315-330.
Kono, M. (1997) Paleosecular Variation in field directions due to randomly varying Gauss coefficients. *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 615-631.
Kono, M. and Tanaka, H. (1995) Mapping the Gauss coefficients to the pole and the models of paleosecular variation. *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 115-130.
Kono, M., Tanaka, H. and Tsunakawa, H. (2000) Spherical harmonic analysis of paleomagnetic data: The case of linear mapping. *J. Geophys. Res.*, **205**, 5817-5833.
McElhinny, M.W. and Lock, J. (1996) IAGA paleomagnetic databases with Access. *Surv. Geophys.*, **17**, 575-591.
McElhinny, M.W., McFadden, P.L. and Merrill, R.T. (1996a) The time-averaged paleomagnetic field 0-5 Ma. *J. Geophys. Res.*, **101**, 25007-25027.
McElhinny, M.W., McFadden, P.L. and Merrill, R.T. (1996b) The myth of the Pacific dipole window. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**, 13-22.
McFadden, P.L., Merrill, R.T. and McElhinny,

- M.W. (1988) Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *J. Geophys. Res.*, **93**, 11583 11588.
- Merrill, R.T. and McElhinny, M.W. (1977) Anomalies in the time-averaged paleomagnetic field and their implications for the lower mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 309 323.
- Quidelleur, X., Valet, J.-P., Courtillot, V. and Hulot, G. (1994) Long-term geometry of the geomagnetic field for the last five million years: An updated secular variation database. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1639 1642.
- Shibuya, H., Cassidy, J., Smith, I.E.M. and Itaya, T. (1995) Paleomagnetism of young New Zealand basalts and longitudinal distribution of paleosecular variation. *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 1011 1022.
- Wilson, R.L. (1970) Permanent aspects of the Earth's non-dipolemagnetic field over upper Tertiary Times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **19**, 417 437.
- Wilson, R.L. (1971) Dipoleoffset - The time-average palaeomagnetic field over the past 25 million years. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **22**, 491 504.

(2004 年 12 月 10 日受付, 2005 年 2 月 21 日受理)

補 遺

「ガウス係数と地球磁場の形」

本稿ではしばしば「ガウス係数」と言う係数群が登場する．これはフーリエ展開と同様の考え方で，平面での三角関数の代わりに球面調和関数で展開した係数で地球表面の磁場を表そうとするものだ．ガウス係数は，通常 g_l^m と h_l^m で表される．添字 l, m はそれぞれ次数，位数と呼ばれる整数である．これらはそれぞれ，縦（緯度）方向と横（経度）方向の波数の和，および，横方向の波数を示し， $l \geq 1, 0 \leq m \leq l$ の範囲をとる．

つまり， l が大きくなるほど，空間的に細かい変化を表す．さらに，同じ l に対しても， $m = 0$ だと軸対称になり， m が大きくなるほど経度方向の変化の波長が短くなる（その分緯度方向の波長は長くなる）．

また， g_l^m と h_l^m は経度方向の位相（腹と節の位置）が違うだけで， g_l^m は腹（山）が経度 0 度の子午線にくる $\cos$ 成分， h_l^m がそれと直交して節が経度 0 度にくる $\sin$ 成分を表している．本稿で出てくる主なガウス係数が表す地球磁場（鉛直成分）を図 5 に記すので参考にされたい．

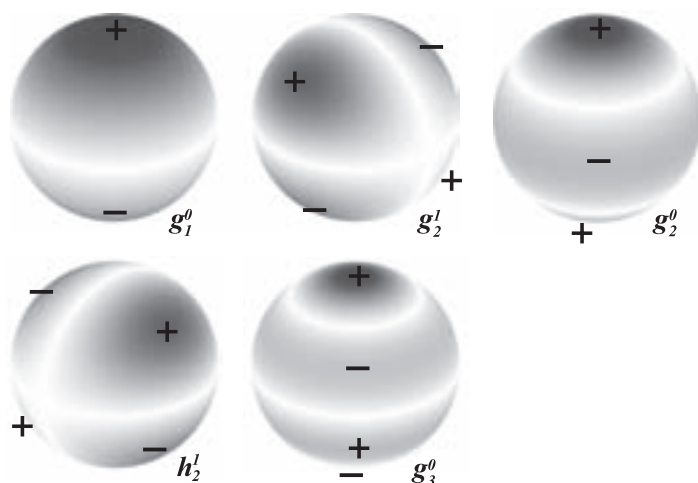


図 5 ガウス係数の表す球面調和関数の形のうち，本稿で用いる特徴的なもの．

地球を斜め上方から見た図で左手前が経度 = 0 度の子午線になる．各ガウス係数が正の時，磁力線は『+』の領域から出て『-』の領域に入る．

Fig. 5 Shapes of some elements of the spherical harmonics represented by the Gauss coefficients used in the text. These figures are projected from the oblique position and the standard meridian is located on the left anterior of the sphere. In such case that each coefficient is a positive value, the magnetic field lines upwell from the domains of “+” and sink into the domains of “-”.