

# フロンティアセミナー 2008: 地球中心核探査計画

講演者: 浜野洋三

書記: 佐々木 洋平, 岩堀 智子

2009/01/29

## 目次

1	概要	2
2	コアの立場と環境	5
2.1	地球を構成する物質 . . . . .	5
2.2	地震波の伝搬と地球内部構造 . . . . .	6
2.3	地球にはたらく力 . . . . .	8
2.4	エネルギー収支 . . . . .	10
2.5	白亜紀グローバルイベント . . . . .	12
3	装置観測による地球磁場, 惑星磁場	14
3.1	球関数展開 . . . . .	15
3.2	惑星の磁場 . . . . .	16
4	昔の地球磁場変動	20
4.1	岩石と磁性鉱物 . . . . .	20
5	表面磁場とコア	23

地球中心部で何が起こっているのかを調べたい, 現在わかっていることに加えてさらに知るためにはどうすればいいか? 探査方法を考えるのが本セミナーの課題である.

## 1 概要

今日では月や惑星の探査もさかんに行われるようになったが, 地球中心部へは直接観測にはけないため, 結局どうなっているのか, はよくわかっていない. この「概要」では現状を把握することにする.

### 何がわかっているのか

明らかにわかっていることは

- 地球の中心には金属鉄を主成分とする核が存在すること
  - ただし, 純粋な鉄と比してそれほど良い導体ではない
- 中心核は固体の内核と液体の外核から構成されている
- 外核は対流している
  - 地球には固有磁場がある. 磁場の生成維持は外核におけるダイナモ作用である
    - 対流は熱対流・組成対流. 地球の冷却によって駆動されている.

ということである.

### 地震学的観測

核の力学的な構造・物性は地震学的観測から得られている.

- 構造
  - 内核 固体だが「ちゃんとした固体 ( $V_p/V_s \sim \sqrt{3}$ )」ではなく「ふにゃふにゃというか粉の集まりのようなもの (ポアッソン比が変)」。横波が非常に遅い. 内核をつたわる S 波はちゃんとはかられていないので本当はわからない.
  - 外核 液体
- 物性
  - 電気伝導度 理論的・実験的に推定されたものであり, 観測量ではない. 純粋な鉄ではない. 硫黄, 酸素, ケイ素などなんらかの軽元素が存在しているので導電性が低くなっているかも.

粘性率 外核はサイズに比して粘性が極端に低いので激しい乱流状態だろう。直接観測はなし。粘性散逸の程度を知るうえで重要。

Q 核のような高温・高圧な環境でも鉄が導体であると考えてよいのか?

A 金属鉄であれば温度の効果と圧力効果が相殺するので導体と考えられている。金属鉄でない場合には伝導性が悪くなることはありうる。

内核の地震波速度は、内核と外核で弾性定数や体積圧縮率があまり変わらないとし、速度変化を剛性率の変化であるとみなして見積もられている。

## 磁場観測

地震学的に得られた力学的な構造・物性よりもさらに情報が少ない。

- 双極子磁場 ( $l = 1$ ) が卓越。
- 非双極子成分もあり、時間的に変動しているらしい。西方移動。
- 地磁気逆転
  - 頻度：20 万年に 1 回, 100 万年に 5 回
  - 逆転には 1000 年程度かかる。
  - ただしわかっているのは最近 1 億数千万年分。
  - ここ最近は頻繁に逆転している。一番最近の逆転は 80 万年前。
- 人工衛星 (CHAMP, エルステッド等) による観測
  - 核起源としては  $l < 12$  しか見えない。
    - \* 短波長成分は地殻磁場との分離が困難。
    - \* さらに高高度では電離圏起源の磁場も効くので分離困難。
    - \*  $l < 12$  は波長 1000 km 程度。
    - \* 乱流の最小渦は不明。
    - \* 異なる高度で測っても精度上おそらく無理 (その限度が  $l < 12$ )
- 20 万年のうち千年くらいは非双極子成分が卓越
- 観測値があって分布がわかるのはせいぜい 200 年分。
- 200 年以上前については岩石の記録による。
- ある年代の磁場を知りたいければその年代の岩石がある場所へ行かねばならない!
- 双極子の変動程度しかわからない。

## MHD ダイナモシミュレーション

計算機によるシミュレーションが可能になったのはここ 10 数年 (< 20 年, 2008 年現在) のことである.

- 主要な成果
  - 自発的磁場生成が可能
  - 双極子の卓越を再現可能
  - 逆転の再現可能
  - 流体核の物性値の再現は困難
- シミュレーションの現状 ... 磁場は似ているが速度場はモデルごとにばらばら.
- 実際の地球で想定されるよりも高粘性なモデルで再現されている. 磁場を作っているのは長波長の「大きな流れ」であるらしい<sup>1</sup>.
- 内核なしのシミュレーションでは磁軸と回転軸が一致する (これは土星の磁場と似ている).
- 内核を置いた方が下部加熱で定常状態にしやすいので計算しやすい. 内核は絶縁体の方が計算しやすいためまずは絶縁体で計算しておいて導体の計算を行う. 内核の熱境界条件にはあまりよらなそうである.
- シミュレーションと比較するべき実験・観測データが必要.

昔も双極子成分が卓越していたというのは必ずしも自明ではないが, 観測点が少ないため, 双極子だとみなして見積もりを行っている. 双極子とみなすことによる矛盾はあまり生じていない. ちなみにプレートテクトニクスを説明する場合には双極子を仮定している.

## 地球中心核探査の課題

- 対流パターン, 乱流の程度 (一番小さな渦はどれくらい?)
- CMB 熱流量やその分布は得られるか?
- 磁場生成メカニズムは?
- 逆転の原因は? シミュレーションでは対流が強い方が磁場が不安定.

---

<sup>1</sup> 逆カスケード?

## 2 コアの立場と環境

コアやマンツルの成り立ちを知ることで新しい探査方法を探るべく、磁場変動と他の活動との関連 (地球回転変動, 気候変動, エネルギー収支) などを考えていく。

- 「成り立ちが違っていたらコアはどうなっているか?」
- 「いま言われていることは本当か?」

を考えてみる。

### 2.1 地球を構成する物質

外側にケイ酸塩のマンツル, 中心に金属の核という二層構造は原始太陽系星雲の組成によっている<sup>2</sup>。

- 宇宙元素存在度 ... Mg, Si, Fe の原子数が同程度。
- 星雲ガスは殆んどが H, He. 濃集した後, 不揮発性の物質が残る MgO, SiO<sub>2</sub>, Fe, (Mg, Fe)SiO<sub>3</sub>, (Mg, Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>
- Fe は O と反応しにくいので, Fe は金属鉄で存在?
  - O が少ない所で地球ができたから? H が多いから?
  - 低温だと FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> もできる。
  - 還元すると Fe に戻るが, O を引き受けられる物質が無い
    - \* H があれば水になる。
  - 星間物質中で水が凝縮している (5AU ぐらい?) と, 鉄の核ができないかも。
- 地球
  - 材料物質は Mg, Si, Fe, O が多い
  - Fe の 90 % が金属鉄としてコアへ, 10 % がマンツルへ。
- 地球半径の 1/3 をコアが占めている。マンツルでは Fe/Mg ~ 1/9 である。
- 中心核 (鉄), その外側にマンツル, 地殻などの岩石

---

<sup>2</sup> 地球のようなコアが形成されるのは必然的か?

## 2.2 地震波の伝搬と地球内部構造

地震波を観測すると通過してきた経路の情報がわかる。現在わかっている地球内部構造の情報は主に地震波観測から得られている。

まずはマントルとコアの境界がわかる。

- S 波が直接到達しない場所がある。S 波を通さないコアがあり、コアが剛性率 0 の液体であることを示している。
- P 波にも直接到達しない場所 (シャドーゾーン) がある。地震波速度が大きく変わる場所があり、屈折が起こっている。

内核の存在が初めてわかったのは自由振動の観測からである (実体波では難しい)。固体であるとみなさないと周期が合わない。PKJKP(=内核を S 波で伝わる波) がわかれば確認できるだろうがまだちゃんとみつかっていない (3~4 例くらいらしい)

(参考)

外核表面にトラップされたような波は観測されているが、上部マントル下部マントルの境界では不連続の程度が小さく見つかっていない。

地殻 マントルよりも地震波速度は遅い。

モホ面 地殻とマントルの境界。大陸では深さ 30-70 km, 海洋ではもっと浅い。境界の深さは場所によってかなり異なる。

上部マントル 深さ 410 km までのマントル層。深くなるほど地震波速度が遅くなる (他の場所では深い場所ほど速い) 低速度層がある。リソスフェアとアセノスフェアの境界か。

マントル遷移層 深さ 410-660km の領域。段階的 (滑らかでなく階段状) に地震波速度が急激に変化する。圧力以外に速度を変化させる要因あり (組成的な変化)。

下部マントル 深さ 660-2900 km のマントル層。地震波速度は深さとともに滑らかに増加する (圧力の増加とともに圧縮されて地震波速度が増す)。

D" 層 マントル最下層

外核

内核

組成の違いで地震波速度に大きな不連続があるのはモホ面とコア-マントル境界。化学組成は同じだが相転移など、状態の差で不連続を生じているのは上部マントル内の低速度層、

マントル遷移層など.

コアの物性値の信頼度, 精度はものによって大きく違う.

密度  $10 \text{ t/m}^3 - 13 \text{ t/m}^3$  観測量とみなしてよい. 一番確かな量. 地震波速度から見積もられる.

体積弾性率 地震波速度から見積もられる. 密度と同程度確かな量で, 観測量とみなせる.

熱膨張率 地表ではどのような物質でも  $10^{-5}$  程度. 圧力による効果はよくわかっていないが, ある範囲内であろうとはみなせる.

熱伝導率 圧力がかかると密になるため伝導率は高くなる. 金属なのでマントルよりは数倍よいだろう. ファクター 2 以内の精度で決まっている.

熱拡散率 金属なのでマントルよりも数倍高い.

比熱

潜熱

電気伝導度 観測量ではない.

粘性率  $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ . マントル ( $\sim 10^{21}$ ) よりも 23 桁と圧倒的に小さい.

動粘性率 マントルの対流運動の速度  $\sim 10 \text{ cm/年}$ , 磁場の西方移動  $3 \times 10^{-4} \text{ m/s}$  から見積もると, 核の粘性はマントルより圧倒的 (5 桁) に小さい. 固体と液体の差である.

理論的な推定値は,  $10^{-6}$  だが, この値でのダイナモシミュレーションは非常に難しい. 観測的な上限は  $\sim 1$  程度 (自転軸変動から) である.

物質粘性でなく渦粘性が大規模な流れを決めていると考えたと  $\sim 1$  程度である (これでもまだシミュレーションは達成できていない). これより大きいと, マントルをひきずりそうなので, 多分これが上限値ではないだろうか.

- 粘性率 ... 地震波速度の減衰からもとめることは原理的には可能だがいまのところコアでの減衰の検出はできていない.
- 複数回反射 (CMB で下から反射) したような波だと振幅の比率が使える.

ダイナモシミュレーションでは実際のコアで想定される物性とは違うものが用いられている. 無次元数で表わすと

- プラントル数  $Pr$   
マントル:  $\sim 10^{23}$   
コア:  $0.1 \sim 1$
- エクマン数  $Ek$   
マントル:  $\sim 10^8$

コア:  $\sim 10^{-15}$  ( $\sim 10^{-9}$ )

– 計算できているのは  $10^{-6}$  程度まで.

- レイリー数  $Ra$   
 マントル:  $10^6 \sim 10^7$   
 コア:  $\sim 10^{18}$  ( $\sim 10^{14}$ )

エクマン数  $10^{-9}$  の計算は将来的にも現実的でなさそうである. レイリー数が本当にそんなに大きいのかという点については検討すべきかもしれない.

### 2.3 地球にはたらく力

- 自己重力  
 重力加速度はマントル中ではほぼ一様だが, 核では中心に近いほど小さい. 圧力は密度がわかっているのだから.
- 遠心力
- コリオリ力 ... 流体運動に効く  
 金星に磁場がないのは自転が遅いからと言われることがあるが, そうではない. 一年に一回の自転速度でも磁場を作ることはできる. 金星に磁場がないことについては有力な説は二つあり, マントルのブランケット効果であたためたために熱対流が弱いという説とコア全凍結説 (マントルがやわらかいので初期に急激に冷える) がある. 金星表面には昔の磁場の痕跡はないが, これは過去になかったことの証拠ではなく, キュリー点を超えているためだろう.
- 潮汐力

### 地球の回転とその変動

地球の回転に関して, 扁平率が有用な情報となる. 実際の地球と剛性率ゼロとした静水圧平衡地球モデルでは扁平率に差がある.

- 現在の地球扁平率:  $f = \frac{1}{298.257}$
- 静水圧平衡地球の扁平率 (剛性率ゼロ):  $f_H = \frac{1}{299.627}$

この差, 大小関係 ( $f > f_H$ ) については次の二つの説がある.

- 実際の地球は過去の速い自転速度を記憶している (より扁平だった).



この場合、地球の粘性率は高い。一億年分の記憶。

- 最終氷期の大陸氷床の影響。二万年分の記憶。粘性率は低い。

粘性が高いほど昔の記録を残していると考えられるので、後者の方が粘性は低いことになる。

現在では後者の説が有力である。少なくともスカンジナビアで影響が見えており、いまでも一年に数 cm 隆起している。氷床がとけることで慣性モーメントが変化し、自転速度が変わる。

核 (特に外核) は水平方向に均質であるため、マンツルの回転速度変化に対する核の応答を検出するのは難しい。内核の不均質構造からマンツルに対する内核の動きを測れば核の粘性の情報が得られるかもしれない。ただし、簡単な見積もりを行うと、内核の振動周期は重力だけで決まって粘性率はあまり効かないようだ。

隕石衝突によるスピナップおよびスピンドアウンは非常に小さく、氷床等の方が効く。

地球の自転速度を変える要因となるものは月との関係と慣性モーメントである。自転に関する現象には以下のものがある。大きく分けて自転周期の変動と自転軸方向の変動である。

ミランコビッチサイクル メカニズムがわかっている。自転軸傾斜角が  $21.5 \sim 24.5^\circ$  の範囲で四万年周期で変動。

LOD (Length of Day) 変化 VLBI により周期一日以下の変動も検出できる。

月の潮汐摩擦と地球自転の長期変動 レーザー観測から、月は地球から一年に数 cm 遠ざかるのが知られている。月は加速されて遠ざかり、地球の自転は減速される。

チャンドラー章動 地表から見て自転軸が振幅  $\sim 10\text{m}$  程度で円運動する。

地球が剛体だとすると 300 日周期 (=オイラー周期) で軸が変動する。実際には 14 ヶ月かけて地球の変形による慣性モーメントの変化に追隨して自転軸が移る。

極運動 季節変化による 12 ヶ月周期の振動がチャンドラー章動 (14 ヶ月周期) の振幅が同程度。両者の足し合わせにより、6 年周期で極運動が変動する。

(注) 以前は地震によるという説もあったが現在では海と大気の間運動量交換説が主流。

極移動 6 年周期の変動の他に永年変化が起こっている。数億年かけて極が地球を一周す

る. 原因はよくわかっていない.

グリーンランドの氷がとけることによって慣性モーメントの主軸が変わることに起因??

大陸も動いているので見かけの移動と真の移動の分離が必要!

Q 昔の一日の長さはどうはかるのか?

A 波打ち際の石の縞 (海洋潮汐によってできる) を数えることによって推定する (公転速度一定として縞 (=日数) を数える). 珊瑚は季節変動も反映しており, 必ずしも年変化がわからない.

気候変動 (氷期/間氷期の変動) と磁場の変動パターンが似ているように見える. 原因はまだわかっていない. 氷の分布によって慣性モーメントが変わることで自転速度が変わり, 磁場が変化した?

## 2.4 エネルギー収支

核の状態や磁場を考えるうえで, 核の熱状態を知ることが肝要である. ここでは核の温度状態を知るために核, 地球全体の熱収支を把握する.

地球に入ってくるエネルギー  $168 \text{ W/m}^2$  (表面積で積分すると  $\sim 40 \text{ TW}$ ).

太陽定数=地球軌道に到達するエネルギー  $1370 \text{ W/m}^2$  のうち, 地表に到達する分を全表面で平均 (つまり  $\times 1/4$ ).

地殻熱流量 平均  $80 \text{ mW/m}^2$

- 温度勾配と熱伝導率を測る.
- 海の方が日射の変化による昼夜の差が小さいので測りやすい. 海底の未固結堆積物に「槍」をさして測る. 熱伝導率は物を採取して測定する機会が多いがその場で測定する場合もある.

地球から出ていくエネルギー  $40 \text{ TW}$

- 放射性元素 (U,Th,K) による発熱<sup>3</sup>  $\sim 20 \text{ TW}$
- 地殻・マントルの冷却  $\sim 10 \text{ TW}$
- 核の冷却  $\sim 10 \text{ TW}$

<sup>3</sup> 放射性元素は岩石に入りやすいが, K は核に入るかもしれない.

大気や海洋はおおよそ平衡状態にあるが、地球内部は冷却している。コアの冷却率 10 TW は上限値。コアの半径は地球半径の約半分なので表面積は 1/4 程度、なので全体の冷却量 (40TW) の 1/4 の 10TW という見積もりである (地震波トモグラフィーから得た境界層の水平方向不均質の程度を用いた見積もりもある?)。ただし、10 TW とすると 10 億年程度で内核が現在の大きさになる。

内核がいつできたかはわかっていない。45 億年前にできたという説もあれば、約 26 億年前に磁場や地球の活動が活発になった時期があり、この頃内核ができたという説もある。最近ではこの 10 億年から 15 億年にできたという認識が主流か? 初期の温度の見積もりにも依存する。

内部の温度は観測できないが、いくつかの判断材料がある。地殻熱流量  $80 \text{ mW/m}^2$  は温度勾配に換算すると 100m で 3 度に相当する。地震波観測から核-マントル境界でマントルが固体、核が液体であることがわかっていることと合わせると、マントルでは対流が起きていると推測される (全部熱伝導で運ばれるとすると温度勾配が大きくなりすぎてマントルが固体であることと合わない)。地球中心の温度は 6000 K 程度と見積もられている。

マントル対流シミュレーションでは CMB 熱流量を考えず、内部熱源のみで計算する場合が多かったが、従来考えられていたよりもコアからの熱流量は大きかったかもしれない。

コアからマントルへの熱流量はダイナモを考えるうえでも重要である。ダイナモシミュレーションは熱対流が主流である。マントル対流シミュレーション以前、熱流量が小さく見積もられていた時代には組成対流が必須だと思われていたが、熱対流のみで磁場はできるという計算結果が得られている。

マントルの対流とコアの対流が地球活動の源である。どちらも対流だが物性 (粘性率、電気伝導度など) が大きく違う。

#### マントル対流の特徴

- 粘性率: 非常に高い。温度・圧力に依存。
- 降状応力
- 非ニュートン粘性
- 相転移: マントル遷移層
- 組成変化

- 大陸の存在: 軽い物質がマントルの上に浮いている.
- 内部加熱:

#### コア対流の特徴

- 柱状対流パターン: コリオリ力がきくため, 自転軸方向にパターンが依存する. マントルの地震波速度にも不均質を作っているかもしれない.
- 磁場生成:
- 組成対流:

## 2.5 白亜紀グローバルイベント

最近 1 億 5 千年分の古地磁気データから, 磁場の逆転頻度は 2 億年程度のスケールで変動していることがわかってきた. そのなかで, 3~4 千万年間逆転しない時期があったらしいことがわかっている.

プレートの拡大速度や火成活動と比較すると, 磁場の逆転が起こっていない時期にはマントルの活動が活発らしい. 海水準からは逆転のない時期に温暖だったことが示唆されている.

逆転しなかった時期の磁場強度は調べているところだが, 強かったという説が優勢になりつつある<sup>4</sup>. 年代は決められない. 2 億 5 千万年前 (生物の大量絶滅の時期) にも逆転しない時期があったかもしれない.

相関があるように見えるが因果関係はわかっていない.

このイベントは大陸の配置は現在と多少異なるが大きくは変わらない.

ダイナモシミュレーションでは対流が活発な方が逆転しやすいという結果が出ており, このイベント時のデータとは逆の傾向である. 磁場はコアの対流, 火成活動はマントルの対流に対応しているため, 両者のずれに原因があるかもしれないと考えてマントルシミュレーションを行った例があるが, マントル層の上部と下部の熱流量の変動は逆位相にはならな

---

<sup>4</sup> 信頼できるデータがだせるのは一グループだけ??

かった。たとえマントルに熱源を配置してもそこが上昇するとその下の部分も上昇し、別の場所で下降し、マントルが全体的に動くので上下で位相差を作ることができないだろう。

コアの活動はマントルがコアからどれくらい熱を吸い出すかによっているので、コアで時間差を作るのはむずかしい。マントル最下層の D' 層 (対流に加わらない) で作れるかもしれないが、その場合熱流量が減ってしまうので難しい。

ダイナモシミュレーションと逆傾向になるのはパラメータの違いか? グリッド数が足りないせいかな? そもそも個々のイベントに相関がないのか?

ダイナモシミュレーションの結果をよりくわしく比較することが糸口となるかもしれない。従来は外から見える磁場に注目していたが、内部の構造にも注目するとよいかもしれない。

対流が活発な方が逆転しやすくなるというのは水平方向に均質な条件を与えた場合であり、コア表面に不均質な熱流量分布を与えるとコアの流れは地球とはちがうパターンになる。この場合逆転が起こらなくなる。ただし、こういった計算例は少ない。

### 3 装置観測による地球磁場, 惑星磁場

装置観測が可能になったのは 16 世紀以降. それ以前のことは古地磁気から調べる. 空間分布が測られるようになったのは 1900 年以降. 他の惑星を調べると磁場があるのは特異ではない.

地磁気三要素 主に北半球で測られたので下向きを正にとる.

偏角分布 「真の北」(自転軸が地表と交わる場所)からのずれ. 比較的低緯度でも 10~29° ずれている

伏角分布 水平面からのずれ. 高緯度ほど上向き(南半球), 下向き(北半球). 0 になる場所は地理的な赤道とはずれている.

磁場強度分布 低緯度と高緯度で 2 倍程度違う. ただし緯度のみによらない. 「目玉」がある. 磁束密度 [T] で表す. 1T は大きいので  $\mu\text{T}$  や nT を使うことが多い. 日本付近では 45,000 [nT], 小さい所で 15,000 - 20,000 [nT]

地球磁場は太陽風により軸対称から変形している. 地表に荷電粒子が入り込むのを防ぐバリアーの役目をしている. ちなみにコアの対流が止まってから磁場がなくなるまでには数万年かかる(電気伝導度から decay time を求める). 逆転時には磁場が 1/10 くらいになるが, そのタイムスケールが大事?(参考: 映画「ザ・コア」). 固有磁場がないと太陽風が大気につづかってはぎとられるかもしれない(参考: 火星, 金星).

- 南米大陸では同緯度の他の地域とくらべて磁場強度が弱い. 人工衛星軌道に荷電粒子が入り込む.
- 数千年程度磁場が弱くなることによる生命への影響は小さいと考えられている.
  - 恐竜絶滅との関連が調べられたがおそらく直接の影響はない. 絶滅後にも弱い時期は何度もあった.
  - 磁場がなくなってもしばらくは大気のシールド効果がある. また, 海の生物はさらに海のシールド効果もあるので大丈夫.
  - ただし宇宙線の影響はあるかもしれない.

地球磁場発見の歴史:

紀元前 鉄をひきつける石があることがわかった.

~10 世紀頃 中国で鉄をひきつける石が南北を指すことがわかっていらしい. 時間的に

変化することも知られていた?

15~16 世紀 (航海時代) 場所によって磁石の指す方向が違ってくるようになった。複数の場所で装置観測が行われるようになった。

16~17 世紀 地球が磁石になっていることがわかってきた。

1840 年頃 磁場強度が測られるようになった。これで三成分が揃った。

1970 年頃 磁場が逆転していることがわかってきた<sup>5</sup>。

古地磁気学は当初、磁場そのものの研究よりもプレートテクトニクス<sup>6</sup>の立証に活用された。

### 3.1 球関数展開

- ラプラス方程式を変数分離して解く。
  - $\propto r^l$  の項 ...  $r \rightarrow \infty$  で  $\infty$ , 外部起源. 電離圏起源の磁場等.
  - $\propto \frac{1}{r^{l+1}}$  の項 ...  $r \rightarrow 0$  で  $\infty$ , 内部起源. ダイナモによる磁場.
- ガウス係数で球面上の分布を表す. 地球上の磁場のパターンを重ね合わせで表す.

一番のご利益はある球面上で測った値から内部起源のものと外部起源のものを分離できることだ。絶縁体ならばある場所で値がわかれば上下違った場所での値がわかる。余緯度  $\theta$  は厳密には地心緯度を使う。双極子モーメントのベクトルを地表に伸ばして地磁気極を決める<sup>6</sup>。

次数ごとのエネルギーに直すという手法も用いられる。高次の項は直線上に減衰している。地表での値からコア-マントル境界での値を出す<sup>7</sup>。コア-マントル境界では  $l > 2$  では次数にあまりよらず小さい。  $l = 1$  が卓越している。地表・コア-マントル境界ともに  $l = 2$  成分が小さいが、理由はわからない。軸対称成分  $R_l$  と非軸対称成分 ( $r_l^{nz}$ ) にわけると、卓越しているのは  $g_1^0$  であり、non-zonal な  $l = 1$  は卓越していない。自転軸方向の双極子だけが卓越している。

- 時間平均：非双極子成分が消える。
- さらに経度方向に平均：自転軸方向をむいた双極子のみ残る。

<sup>5</sup> 榛名山の例のように獲得残留磁化がまわりの磁場と逆方向になるものもあるが、古地磁気学では地球磁場方向に磁化されたとみなしている。逆転も受け入れられている。

<sup>6</sup> 地磁気極  $\neq$  磁極 (双極子以外の成分も含む。南北の極は対称からずれる) である。磁極は伏角が  $90^\circ$  になる場所で、2 点より多くなることも考えられる。ただし、実際には非双極子成分が小さいので 1 点ずつ。

<sup>7</sup> マントルを  $\mu_0$  としている。

長期間データをとると地理的な極が推定できる. どれくらいの時間で平均すればいいかが問題. 1 万年では足りない? 逆転時のパターン変化を知りたいが, 一番新しい逆転時で堆積物のデータがあるのが 10 点程度なので球関数展開ができない.

- ダイナモシミュレーション

$l = 1$  卓越

$l = 2$  小さめ

$l > 3$  flat

という地球磁場に似た傾向は複数のモデル計算で得られている. 流れ場のパターンは計算によってまちまちだが  $r = 2R_{\text{CMB}}$  あたりの磁場は似ている. コア中のポロイダル磁場はかなり異なる. 流れ場はもっと違う. なぜ外で見る磁場が似るかは不明だが何か理由はありそう. コア-マントル境界の直下の磁場は似ているかもしれない? コアの環境というよりも幾何学的な配置によっているかもしれない.

- コアの凹凸で磁場を作る?
- D'' 層で作られた磁場が見えている?
- カラムによる磁場は西方移動と同じタイムスケールでゾーナルに移動するだろう. 地球固有の境界条件で固定されているかもしれない. データの期間が短いので「停滞成分」とされている目玉が実際は動くのか止まっているのか不明.
- 地殻起源の磁場
  - コア起源との分離はできない. 14~60 次を地殻起源と考えられている.  $l < 14$  がないわけではないが見えない. 実際のパターンは違うかもしれない.
  - 次数毎のエネルギーのグラフで, 傾きのある部分をコア起源, 14 次以上の平坦な部分を地殻起源とみなす. ただし, 一般的に単純に波長だけで起源を決めてはいけない (例, 火星).

流れのパターンはどう決まっているのか? コア-マントル境界の凹凸?

### 3.2 惑星の磁場

コアがある惑星では磁場があるのが一般的. グローバルな磁場をもつものは地球磁場とよく似ている. 特に地球と似ているのは木星.

グローバルな磁場を持つ惑星:

双極子 地球, 木星, 土星, ガニメデ, 水星?

非 (軸?) 双極子 天王星, 海王星



(双極子を仮定して解析しているのが非軸双極子なのか非双極子なのかは不明)

ローカルな磁場を持つ惑星:

残留磁化 月, 火星, 金星?

誘導磁場 イオ?, カリスト, エウロパ

- 自転軸からのずれ (Stevenson 2003)

地球, 木星, 水星, ガニメデ 傾き  $\sim 10^\circ$

土星  $\sim 0^\circ$

天王星  $\sim 60^\circ$

海王星  $\sim 50^\circ$

- 天王星, 海王星の磁場が大きく傾いている理由

- \* 逆転している? (というのはご都合主義?)

- \* 流体層が薄い?

- \* そもそもどこで何が磁場を作っているか不明

- 地球と木星では境界条件が違うはずなのに磁場の形が似ているのはなぜか?

- 土星磁場は軸双極子成分が圧倒的に大きいのはなぜか?

- \* 木星よりも内側で磁場を作っていて, 外側を導体が差動回転していて非軸対称成分を消している?

- \* 内核なしシミュレーションで  $g_{10}$  が卓越するという結果を得ている.

磁場がどこで生成されているかわからない天体もあるが, 観測とシミュレーションの比較が手がかりとなることが期待される.

各天体の磁場とその起源

火星 磁気異常が大きい (短波長). 火星 4Ga 以前にはダイナモが駆動されていたがいまはない.

- 全凍結で流体層がなくなった?

- プレートテクトニクスからスタグナントリッドへの移行?

- コアの対流が弱い?

水星 内核が 70% 以上だとダイナモを作りにくいかもしれない.

金星 過去のことはわからない.

- 内核なしという説もあるが有力ではない?

- プレートテクトニクスの有無による?
- 昔は磁場があったかもしれない.
- 水がないのでマントルが固く, 冷えにくいから?
- resurfacing 時にダイナモ?
- キュリー点を超えているため残留磁化がなく, 過去の磁場の有無などはわからない.
  - マグネタイトだとキュリー点を超えているが鉄だと残留磁化があるかもしれない. しかし表面には金属鉄はなさそう.
  - 山の上に残留磁化があるかもしれない.
  - \* ただし一度でもキュリー点を超えたら消えてしまうので, 山の上からとってきて磁化がなくても必ずしも昔なかったことにはならない.

## 木星

- 地球磁場と形が似ている.
- どこで磁場を作っているかわからない (むしろ磁場から推定できないか?).
- 放射線帯が強いので探査は難しいか.

## 土星

- 深いところでダイナモ?

## 天王星・海王星

- 薄い H<sub>2</sub>O 層でダイナモ?

磁場の時間変動を周期で分類すると次のようになる.

1s 以下 人為的なノイズ

1s~1年 主に外部起源の変動

数十年以上 主に内部起源の変動

コアはどこまで短周期の変動を作れるか?

磁場変動は地磁気観測所で観測されている. 地上観測所の利点は長期間にわたる観測が可

能なことである。地磁気観測所は予算等の都合で日本含め各地で閉鎖される傾向にあり、連続的な観測が困難になっている。代替手段として考えられるのは人工衛星だが、寿命が短いので連続的に打ち上げて確保する必要がある。観測所は地点数が少ない(特に南米)ので球関数展開するには足りない。

#### 磁気嵐

- 太陽風の強さが変化して磁気圏を圧縮 → リングカレント (電流) → 北向き成分が変動。 → 2,3 日で回復。
- さらにリングカレントによって地球内部の表面付近で磁場が誘導される。

観測されるのはリングカレントが外部に作る磁場変動と内部の誘導磁場の重ね合わせである。後者の振幅は前者の約半分である。誘導磁場の強さは内部の電気伝導度によっている。外部起源の磁場の変動から内部の電気伝導度を求められる!

## 4 昔の地球磁場変動

### 4.1 岩石と磁性鉱物

磁性鉱物は主に鉄の酸化物である。

- 造岩鉱物
  - ケイ酸塩 - Fe を含まないもの 反磁性  $\text{SiO}_2$  など
  - Fe を含むもの 常磁性
  - 金属 月の岩石や隕石などで見られる. Fe, Ni など.
  - 水酸化物
  - 硫化物
  - 酸化物 地球でよく使われる.

ほとんどの物質は反磁性であり、磁場をかけると打ち消すように電流が流れる。

物質の磁性

反磁性 磁場をかけると打ち消す方向に磁場を生じる。

常磁性 磁場をかけるとスピンの方向が磁場の方向を向くが、磁場を除くと戻るので古地磁気学には使えない。

強磁性, フェリ磁性 磁場を取り除いても残る。

温度がキュリー点を超えるとスピンの方向がバラバラになる。岩石の磁場の方向を議論する前に残留磁化の安定性を確認しなければならない。形状磁気異方性が安定性に影響する。年代決定も重要である。

- 残留磁化 ... ある時期の磁場の方向を記憶。
  - 熱残留磁化：火山岩
  - 堆積残留磁化：堆積物
  - 化学残留磁化：変成岩
  - 等温残留磁化
  - 粘性残留磁化
  - 圧残留磁化
  - 非履歴残留磁化

– 回転残留磁化

- 熱, 堆積, 化学はあるアクションに対して磁気モーメントが動けなくなる. そのアクションの起こった時期の磁場の方向がわかる.
- 等温, 粘性, 圧力はアクションを伴わないので年代決定できず, あまり使えない.
- 熱残留磁化

- Neel の理論高温から常温まで冷やすと, 緩和時間は 1 秒から 45 億年程度まで長くなる. 非常に安定と言える.

考古地磁気学では 遺跡のかまどの石等から磁場の方向を調べる. 年代決定に考古学を用いる. 磁化されてから現在まで石自体の向きが保存されていたことを示すことが重要 (これは考古地磁気学に限らない). 測定値に地心双極子磁場を仮定して地磁気極を決めると, 地理的な極のまわりを地磁気極が回っているらしいことがわかってきた.

北米サンプルが示す地磁気極とヨーロッパサンプルが示す地磁気極は大きく違う. これらは大西洋を閉じるように大陸を合わせるとよく合うが, そのうえで各年代のデータを合わせて極移動曲線を描くと, 大陸だけでなく古地磁気極も動いていたらしいことがわかる.

コアのを知るには磁場の強度の変化を知ることが重要である.

- 堆積物: 相対古地磁気強度<sup>8</sup>
  - 連続的な変化がわかるのが利点
- 火山岩: 絶対古地磁気強度
  - 瞬間的な記録なので連続的な変化は得られず, 年代の解像度は低い.

過去 200 年間に限っては地磁気観測データがあるので連続変動がわかる. 過去 1 万年程度までは考古学的遺物や火山岩から準連続変動がわかる. さらに過去の磁場については誤差が大きく, 連続変動はわからない.

#### 絶対古地磁気測定

- $F = (\text{NRM}/\text{TRM}) \times F_{\text{Lab}}$
- テリ工法: 温度を段階的に上げながら測定する.

<sup>8</sup> 堆積物の磁化については実験室での再現が難しいので「相対」強度になる.

- 過去の磁場強度の変動を知るため、サンプルから得た強度を伏角等を使って双極子の大きさに換算する。
- 測定結果にばらつきがあるのは年代決定の精度にくらべて磁場の変動が速いためか。
- 堆積物<sup>9</sup>はある程度時間をかけて堆積するものなので、得られる磁場はある期間での平均とみなす。これがある種のフィルタになっているかもしれない。
- 強度であれば複数点のデータをスタックすることができるが、方向に関してはそういうことはできない(点が多ければ球関数展開できるだろう)。

Sint-800 堆積物のデータのある時期の火山岩のデータでキャリブレーション。酸素同位体の標準変化曲線<sup>10</sup>で時刻合わせしてスタッキングしている。

- 数万年周期が卓越している。ミランコビッチ・サイクルだとすると、ダイナモシミュレーションにはその効果をいれていないので再現できないことになる。

ミランコビッチ・サイクルは磁場によらないものだから、ミランコビッチ・サイクルによる気候変動は磁場と直接の相関はないはずである。両者に似たパターンが見られるのは原因が共通だからかもしれない。

ミランコビッチ・サイクルがコアに与える影響は小さく、磁場に直接影響すると考えるよりは、氷期と間氷期で慣性モーメントが変わることによって自転速度が変わってコアの動きが変わると考える方が良さそうである。

気候が変わることによって磁性鉱物の量も変わりうる。鉱物の粒子サイズが変わることによっても磁性獲得の効率が変わる。強度の変動を調べる際にはいろいろと規格化は考慮されているが、強度の変化と粒子サイズの違いによる獲得効率の変化の区別はまだちゃんとはできていない。

磁場強度を変動させる要因としては、内核の形成のほか、マントル対流が二層対流から一層対流へ移行したことなどが考えられている。

<sup>9</sup> 堆積「岩」ではなく未固結のもの。堆積岩は使えない。

<sup>10</sup> 気候変動に対応している。

## 5 表面磁場とコア

絶縁体ではトロイダル磁場は存在できないため、地表で観測ができない。コアの運動を理解するためにはポロイダル磁場に加えてトロイダル磁場も知りたい! なんとか観測する手段はないものか?

地球磁場の特徴を再現するようなシミュレーションも行われているが、計算の正当性を示すのに十分なコアの情報がない。また、地球流体核相当の低い粘性を計算するには至っていない(計算機の限界による)。パラメータが違うのに双極子が似ているのはなぜか? 計算機の性能向上だけで解決するのは(当分)無理そうであり、新たな方向が必要である。新たな観測量からコア内の速度場や磁場を求めたい = 「地球中心核探査計画」!

シミュレーションでは境界条件を表すのにスペクトル法が有利であり、主流である。有限差分法や有限要素法との比較は有効かもしれない。

自転速度や形状を固定して行ったシミュレーションの結果を見ると、エクスカージョンや逆転は気候ではなく内在的な要因によるように見える。

レイリー数を上げると逆転頻度が上がるという結果を得ているが、実際の地球のようなレイリー数を使うと現在再現されている磁場もまた変わってしまうのではないか??

$\alpha\omega$  ダイナモ  $\alpha$  効果と  $\omega$  効果の繰り返しによってトロイダル磁場とポロイダル磁場が互いに強め合い、磁場を保持する。流れ場によっては  $\alpha^2$  ダイナモというものもある。

$\omega$  効果 流体運動によってポロイダル磁場からトロイダル磁場を生成

$\alpha$  効果 流体運動によってトロイダル磁場からポロイダル磁場を生成

$\alpha\omega$  ダイナモと  $\alpha^2$  ダイナモではトロイダル磁場とポロイダル磁場の比が異なるため、磁場からコアの中の流れを推定する材料となりうる。

磁場の時間変動や双極子の卓越具合はレイリー数に依存している。

- $Ra/Rac$  が小さい領域: 双極子が大きい。

$Ek, Em$  がともに増大

- 中間領域: 双極子が大きいですが、相対的に他の成分の大きくなっていく  
Ek は増大, Em は頭打ち.
- Ra/Rac が大きい領域: 非双極子ダイナモになる.  
Em/Ek < 1, 時間変動は極めて大きい.

Ra が大きくなると, TC 内の流れが活発になり, トロイダル磁場の構造も変わる. ネルギー比 (Em/Ek) の逆転がおこるとトロイダル磁場が見えなくなる.

コア内のトロイダル磁場 ( $B_\phi$ ) は

- Low-Ra では 増大
- Mod-Ra では TC 内の高緯度部分で大きくなる
- High-Ra では TC 内が強い.

コアで作られた磁場はマントルを通過して地表へ出ているが, 中の磁場変動はマントル通過後に地表でどう現れるか? 電気伝導度に水平方向の不均質があるとして電気伝導度の空間微分を考えると, ポロイダル磁場の式にトロイダル磁場の微分の項が含まれて分離できなくなる. 不均質の効果によって, トロイダル磁場から作られたポロイダル磁場を地球磁場から抜き出すのは難しい.

トモグラフィーの不均質とマントル底の磁場  $B_z$  の不均質のパターンが似ているため (Li & Romanowicz 1996), 不均質の効果に着目されている. ポストペロプスカイトは電気伝導度が非常に高いので, ポストペロプスカイトの分布で不均質を作っている可能性がある. 核-マントル境界の凹凸については, まだよくわからない. コアとマントルで密度差が大きいので, 凹凸はあっても  $\sim 1$  km だと考えられている. 地震波からは核-マントル境界の凹凸と D' の不均質は独立に出せないなので解釈は人によって違う.

トロイダル磁場を測る手段として, 電場をはかるといいかもしれない. 過去に試みられたがあまり信じられていない. かなり困難.

気象 (や海洋) 分野でもシミュレーションで large eddy を使っているが, 答え合わせできるという点で強い. ダイナモでもそういう答え合わせをするために, ぜひ新しい観測量を見つけないところである.