

Title	4.2.5 月の磁場
Author(s)	高橋, 太
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 155-167
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83244
rights	
Note	

Osaka University Knowledge Archive : OUKA

<https://ir.library.osaka-u.ac.jp/>

Osaka University

4.2.5 月の磁場 [高橋太]

一連のアポロ計画による観測以来、現在の月には地球のような核(コア)のダイナモによる全球的な双極子磁場は存在しないが、持ち帰られた月の岩石試料が磁化を保持していること (Fuller and Cisowski 1987) 及び、局所的に磁化した地殻による磁場(磁気異常)が存在することが知られている (Fuller 1974)。磁化の起源は月の岩石や地殻中の磁性鉱物が担う残留磁化である。アポロ計画によって明らかになった月岩石中の残留磁化及び、月磁気異常の存在は、過去の月にはコアのダイナモによる全球的な磁場が存在し、現在に至るまでの間に停止したことを示唆するものであった。しかしながら、こうした磁化がダイナモによる磁場を記録したものであるのか、あるいは他の外部磁場によるものであるのかについて、当時は決定的な結論を得るまでには至らなかった。月が分化した金属コアを持ち、ダイナモをある程度の期間維持できていたのか否かを明らかにすることは、月の内部構造、熱史、そして起源に関する重要な意味を持つ。また、月のような小さな天体のダイナモによる磁場の生成過程を理解することはダイナモの理論において

も重要である。本節では実験的、理論的そして「かぐや」等の周回衛星による観測的手法によって、これまでに得られた月のダイナモ、磁気異常および内部構造に関する知見とその問題点をまとめ、それらが月の起源や進化、そしてダイナモ理論の普遍的特徴を理解する上で持つ意味について概説する

(a) 古月磁場強度測定とダイナモ

アポロによって地球へ持ち帰られた月の岩石試料の磁化を実験的に測定することによって、原理的には過去の月磁場(古月磁場)を復元することができる。岩石が保持している磁化は自然残留磁化 (Natural Remanent Magnetization:以下 NRM と記述する) と呼び、強磁性を示す鉱物の特性を反映するベクトル量である。月岩石の磁化を主に担う代表的物質は鉄-ニッケル合金のカマサイトであり、地球の代表的な磁性鉱物であるチタン磁鉄鉱(チタノマグネタイト)とは大きく異なる。NRM はその獲得過程によって様々な種類があるが、古月磁場を復元する上で最も重要なのが熱残留磁化 (Thermoremanent magnetization: TRM) である。TRM は、溶融あるいは加熱によりキュリー点を越えた岩石が、外部磁場の中で冷却する際に、岩石中に含まれる磁性鉱物がそれぞれのブロッキング温度 (キュリー点よりも低い温度) 以下で獲得する磁化である。惑星磁場程度の弱い磁場中では、獲得する TRM の方向は印加される磁場と並行であり、大きさは印加磁場に比例するという性質がある。この性質を利用することで古月磁場の強度 (Paleointensity) を推定することができる。月岩石試料については試料の熱変質を避けるために、等温残留磁化 (Isothermal remanent magnetization: IRM) や非履歴性残留磁化 (Anhysteretic remanent magnetization: ARM) を TRM の代替として古月磁場強度の推定がなされている。

1980 年代までの月の岩石試料に対する古月磁場強度測定によれば、 $100 \mu\text{T}$ を超えるような結果を与える場合も見られた。現在の地球磁場の強さが地表面で $10 \mu\text{T}$ のオーダーであることを考えれば、これは非常に強い磁場であると言える。理論的な視点からも、月サイズの天体がこれほど強い磁場をダイナモによって生成することを説明することは難しく、月の岩石が持つ残留磁化の起源が月のダイナモによる磁場であるとは考え難い結果であった。当時の古月磁場強度復元の実験についての問題点を挙げるとするならば、測定試料の選別が多くの場合について不適切なものであったと考えられる点である。多くの試料は表層から得られた角礫岩であり、複数回のショックや破壊イベントといった複雑な履歴を経ている。このような試料に対しては、残留磁化がいつ獲得されたものであるのかが明確でなく、測定された残留磁化がそもそも TRM であるのか定かでない事が指摘されている (Lawrence et al. 1998)。また、ショックを免れた試料であっても、残留磁化を担う磁性鉱物が磁場強度の復元に不適切な多磁区粒子 (Multi-domain) である場合、通常、誤った磁場強度を与え得るので、そのような試料は用いられるべきではない。本来、磁場強度の復元においては、試料の選定や、磁化を担う磁性鉱物等について厳しい規準が課されるべきであるが、古月磁場については、当時の実験技術や岩石磁

気学的理解, 得られた試料に関する制限等の事情もあり, 実験結果がかなり緩い条件(あくまでも現在の規準から照らして)で採択されたのかもしれない. いずれにしても, このようにして得られた古月磁場強度データの信頼性は充分とは言えず, 検出された残留磁化は過去の月ダイナモによる磁場を正しく記録していないと評価されてしまう. 以降, 月にダイナモが存在したという考えは次第に影を潜め, 後述するような外部磁場起源モデルが提唱されるに至ったのである.

現在ではアポロによる月岩石試料が得られて以来約 40 年が経過し, 測定技術, 岩石磁気学等様々な研究分野が進展することに伴い, 再び月岩石試料が見直されるようになった. Garrick-Bethell et al. (2009)は過去の古月磁場強度実験の問題点を見直し, ショックや破壊イベントを経ておらず, 十分に冷却時間が長いと思われる素性の良い試料を選び, 現在の規準に照らして厳しい実験合格規準を課すことで, 信頼性の高い初生と思われる TRM を検出することに成功した. 彼らの結果によれば, 42 億年前の月には少なくとも $10 \mu\text{T}$ 程度のダイナモ起源の磁場が存在していたことになる. 後続の研究結果によれば, 約 35.6 億年前まで月のコアでダイナモが活動していたことが確認されており, 約 $70 \mu\text{T}$ の古月磁場強度が得られている (Shea et al. 2012; Suavet et al. 2013).

(b) 月磁気異常観測とダイナモ

衛星による月磁気異常の観測はアポロの岩石試料とは異なる情報を与えてくれる. しかしながら, アポロの子衛星による観測は月の赤道付近に限定されており, 磁気異常の全球的な分布が得られたのはルナ・プロスペクターおよび, 「かぐや」による極軌道周回衛星による観測データが得られるまで待たなければならなかった. 磁気異常が残留磁化を獲得するメカニズムと, その際に記録された背景磁場を明らかにすることは, 過去の月ダイナモの進化や, 地下あるいは表層付近の事象との関連性を理解する手がかりとなる.

図 4-28 に「かぐや」およびルナ・プロスペクターの観測データを用いた高度 30 km における磁気異常図を示す. 高度補正には SVM 法という新手法を用いており, 詳細は Tsunakawa et al. (2015)や 5.2.2 節を参照されたい. 1998-1999 年のルナ・プロスペクターによる観測結果では, ライナーガンマやデカルトのような局所的に強い磁気異常と, 晴れの海や雨の海といった若い年代の巨大衝突盆地の対蹠地にクラスター状の強い磁気異常が存在していることが明らかになった (Richmond and Hood 2008). 月の磁気異常は強いものでも高度 30 km で 10 nT 程度であり, 分布も局所的なことから, その成因を月のダイナモによるグローバル磁場に直接結び付けることが難しかった. そこで, ダイナモ説の代りに有力となったのが, 衝突盆地形成時に生じたプラズマが対蹠地に惑星間空間磁場等の外部磁場を集めて衝突残留磁化 (Shock-Remanent Magnetization: SRM)を獲得したとする Basin-forming impact モデルである (Hood 1987). このモデルは必ずしもダイナモによる固有磁場を必要としないことから, 過去の月ダイナモの存在に対して否定的なモデルであった. しかしながら, 全ての磁気異常を Basin-forming impact モデルで

説明することは難しく、磁気異常の成因及び、月ダイナモの有無は長い間未解決の問題であった。こうした状況にほぼ決着を付けたのが前述の古月磁場強度測定実験と、これから述べる「かぐや」およびルナ・プロスペクターによる磁場観測データの解析結果 (Takahashi et al. 2014) という訳である。

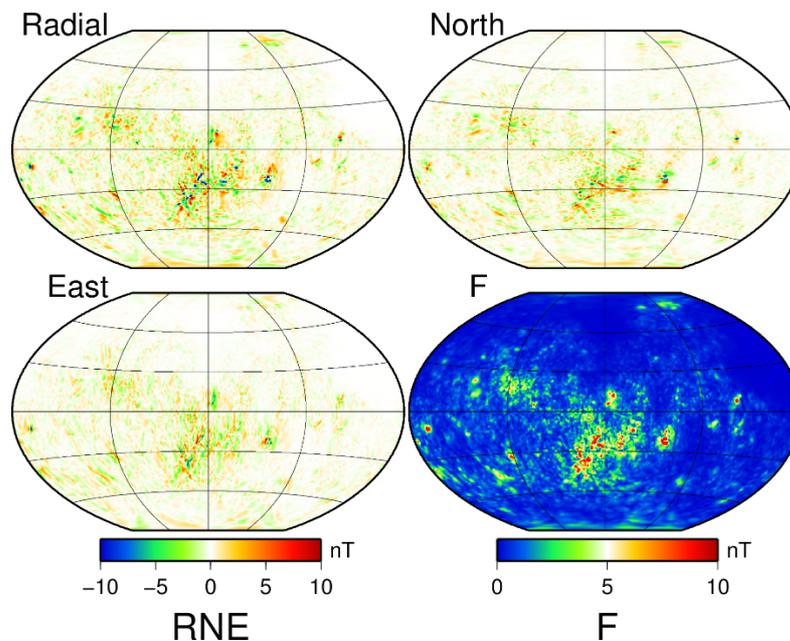


図 4-28 SVM 法による高度 30 km での動径成分(Radial), 北向き成分(North), 東向き成分(East), 全磁力(F)の磁気異常マップ。見やすさのため裏側を中心に置いている。

磁気異常を解析することによって得られる重要な情報の一つにソースの磁化方位がある。ソースの位置と磁化方位が分かれば、それらから仮想的な双極子の極を決定することができる。これはソースが磁化を獲得した当時の背景磁場が月中心に置かれた双極子磁場だと仮定した場合の極に対応する。古地磁気学における前提として地心軸双極子(Geocentric Axial Dipole: GAD) 仮説というものがある。これは、十分に長い期間の平均的な古地磁気極の位置は自転軸と一致するというものであり、コアのダイナモ作用によって生成される磁場が持つ重要な性質と考えられる。この原理を月の磁気異常に適用しようというわけである。つまり、この解析は強度測定とは異なり、磁場のベクトル量としての方位に着目しているのである。手順としては以下ようになる。(1) 孤立した適切な磁気異常から磁化ソースの位置と方位を逆問題として推定する。(2) 仮想月磁気極(Virtual Selenomagnetic Pole: VSP) の位置を求める。(3) 得られた VSP の分布を検討する。もしも各磁気異常が月のダイナモによる双極子磁場を記録したものであれば、得られた VSP は平均的な極(古月磁気極)の周りに分布するはずである。解析結果を図 4-29

に示す。VSP は北半球と南半球の両方で高緯度と中・低緯度に偏って分布している。VSP が南北両半球に分布しているということは、月の磁場が「逆転」という現象を起こしていた可能性を示唆している。逆転は過去の地球磁場でも確認されている、磁気双極子の向きが反転する現象である。そこで北半球のVSPについては反対の極を採用して、全てのVSPを南半球に集めてみよう。その結果、VSPのまとまりが非常に良くなり、現在の月の自転軸付近と、東経0度付近、緯度30-45度周辺の二か所にVSPが集中していることが分かる(図4-30)。ルナ・プロスペクターのデータに対する解析からも同じような結果が得られており、信頼性の高い結果であると言えよう。

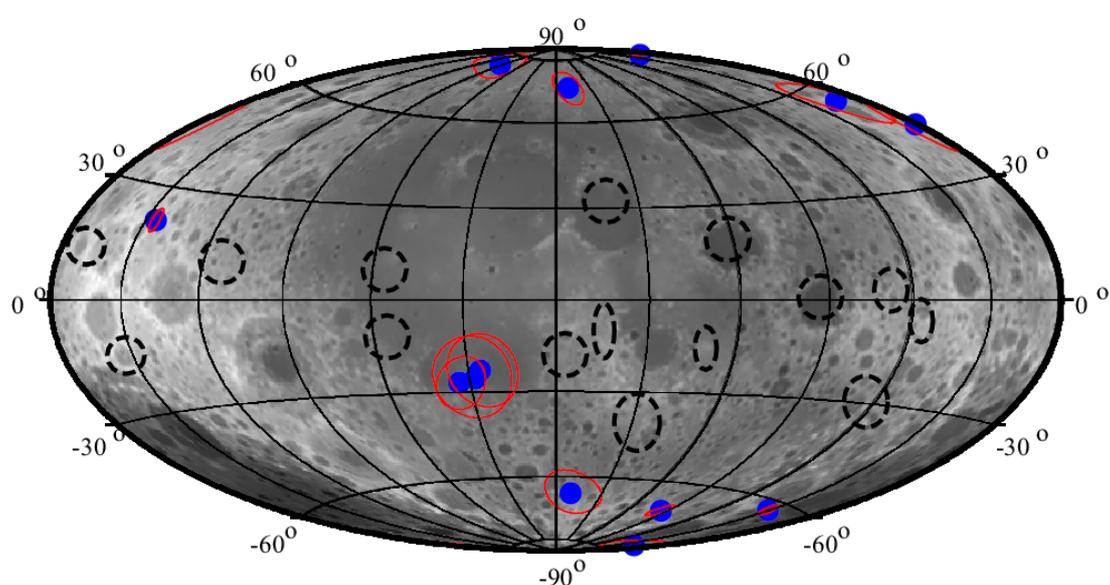


図 4-29 月面における仮想月磁気極(VSP)の分布(青丸). 赤線は誤差楕円を表す. 黒い波線はVSPの導出に用いた磁気異常地域を表す. Takahashi et al. (2014)のデータを使用.

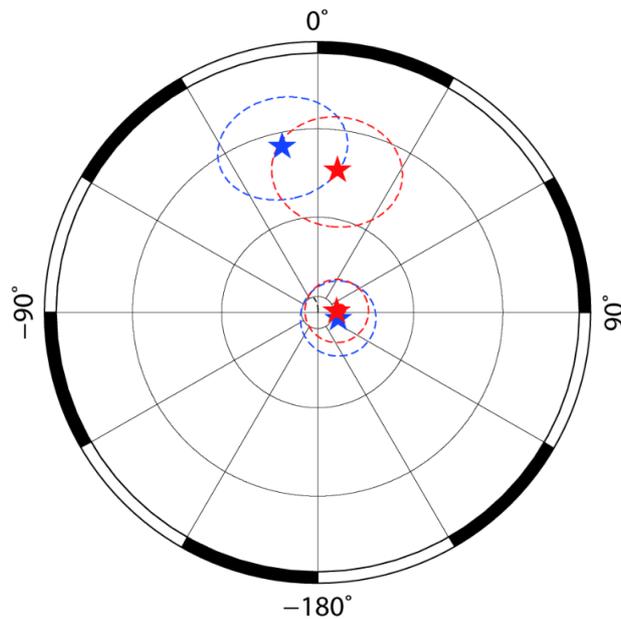


図 4-30 各仮想月磁気極(VSP)から求めた南半球における平均古月磁気極(星印). 各波線は誤差楕円を表す. 青は「かぐや」データによる結果. 赤はルナ・プロスペクターデータによる結果. Takahashi et al. (2014)のデータを使用.

磁極の集中が二か所に見られるという結果は何を意味するのか. GAD 仮説が月に対しても成り立っているならば, この結果は以下の三点を示していると考えられる. (1) 過去の月にはコアのダイナモ作用による双極子磁場が存在していた. (2) 月の磁場は地球磁場と同様な逆転を起こしていた. (3) 過去の月の自転軸は東経 0°付近, 緯度にして, 現在から 45-60 度異なる場所に有った. (1), (2)は過去の月のダイナモは逆転を起こす双極子型のダイナモであったことを意味し, 月ダイナモモデルを規定する上で重要な拘束条件である. そしてまた, この結果は月の孤立型磁気異常の多くは過去の月のダイナモによる磁場を記録したものであることを示唆している.

一方で, クラスター状の磁気異常の成因についてはどうであろうか. 図 4-28 によれば, 最も若い衝突盆地に分類される雨の海と東の海においては, 対応する対蹠地である南極エイトケン盆地の一部と縁の海においてクラスター状磁気異常が確認できるが, 雨の海, 東の海自体には殆ど磁気異常が確認できない. これらの海では衝突時にダイナモが既に停止していたために磁気異常が消磁された一方で, 対蹠地において Basin-forming impact による磁気異常が形成されたと考えることもできるが, 火成活動等による他の可能性も議論されている (Purucker et al. 2012). 晴れの海や危機の海では, やはりその対蹠地に非常に強いクラスター状磁気異常が確認されるが, 晴れの海, 危機の海内部にも有意な磁気異常が存在しており, ダイナモ起源であることが示唆されている. 従って, ダイナモの停止年代としてはネクタリス代とインブリウム代の間のどこかということが示唆される. 今後は各磁気異常の成因及び形成年代に対する個別の解析が, 月ダイナモの年代

を推定する上で、より重要になってくるであろう。この点については 5.2.2 節にて詳しく触れることにする。また、(3)は過去の月で真の極移動 (True Polar Wander) が起きていたことを意味している。月の極移動については本節の最後に述べることにして、次に月の熱史とダイナモとの関連について考えてみよう。

(c) 月熱史モデルとダイナモ

近年盛んに行われている一連の古月磁場強度実験の結果は月の内部構造とその熱進化に関する非常に強い制約条件となる。ダイナモによるグローバル磁場の存在は月が分化した金属コアを持つこと、それが全てあるいは一部溶融していて、ある年代まで活発に対流していたことを意味する。次の段階としては、より定量的に月の金属コアの大きさと、月ダイナモがいつ開始して、いつ停止したのかということをはっきりとすることが重要となる。金属コアの大きさの推定については月震、回転変動、重力場、電磁応答などの手法があるが、詳細は他節 (例えば 4.2.1) に譲り、最大で半径 450 km 程度と見積もられている事を指摘するに留め、ここでは月ダイナモの年代、駆動メカニズム及びそのエネルギー源について考えてみよう。

通常、コアのダイナモは流体状の外核の対流によって駆動される。対流を生じさせる浮力源として考えられるのは熱と組成である。熱対流の主要なエネルギー源として考えられるのはコアの永年冷却効果と固体内核の成長に伴う潜熱の開放である。一方で組成対流は、内核が成長する際に軽元素が液相に残されることによって化学的な浮力が生じることによって駆動される。いずれもコアの冷却によって励起されることから、コア-マントル境界 (Core-Mantle Boundary: CMB) での熱流量が熱史を特徴付ける上で重要になる。CMB での熱流量はコアの上層であるマントルのダイナミクスに依存して決定されるが、熱史計算によると純粋に熱対流のみを考えた場合、ダイナモは 41 億年前頃には停止してしまうことが知られている (Konrad and Spohn 1997; Laneuville et al. 2013)。

こうした困難を解決する一つのアイデアとして、コアの熱対流の開始を遅延させるというモデルがある。ジャイアントインパクトによる月形成後、冷却が進むに従い、マグマオーシャンが固化することにより化学的に成層したマントルが形成される。最初に、カンラン石や輝石が晶出して下側に沈み月マントルを形成する。その後に、斜長石が晶出すると、浮上して地殻を形成する。固化が進行すると、イルメナイトが晶出し、残滓には放射性元素を含む KREEP が濃集する。マントルの上に横たわるイルメナイトはマントルよりも高密度であるので、重力不安定によって上下の構造が逆転するマントルオーバーターンを引き起こす。その際にイルメナイト層は上部の KREEP 層をある程度巻き込みながら沈んでいき、最終的に月の CMB 上に溜まったはずである。この層は放射性元素の崩壊に伴う発熱によって暖められることで浮力を得て、再度浮上していく。コア側から見れば、CMB の上に溜まった層はブランケットとなってコアの冷却を妨げるように作用する。一方で、再浮上時には一時的に熱流量を増加させるように働く。この結果、熱対流によるダイナモ作用の開始は遅延され、一時的な熱流量の増加によって短期

間ながらダイナモ作用が維持され得るとというのがこのモデルの趣旨である。Stegman et al. (2003)によるマントル対流シミュレーションによれば、この熱ブランケット効果によって、41-38億年前までダイナモ作用の開始を遅延させて、35億年前まで活発なダイナモを維持できる可能性が示されている。このモデルは数値ダイナモシミュレーションによって双極子磁場が形成され得ることが確認されている数少ない例である (Takahashi and Tsunakawa 2009)。とはいえ、月のコアにおいて熱対流のみでダイナモ作用を実現しようとする、比較的短い期間でしかダイナモを維持することができず、より長期間ダイナモを安定に維持するには他のメカニズムを考える必要性が強く示唆されていた

月の磁場を長期間生成・維持する代替機構として、力学的な作用によるダイナモ (Mechanical dynamo) が提案されている。月の場合、歳差駆動型ダイナモ (Precession-driven dynamo: Dwyer et al. 2011) と衝突駆動型ダイナモ (Impact-induced dynamo: Le Bars et al. 2011) の二種類が考えられているが、これらはいずれも月の外部からの作用によってコアの流れが励起される。月のコアとマントルは、月形成後間もない頃、月・地球間の距離が26-29地球半径程度の時に歳差運動を開始する (Meyer and Wisdom 2011)。歳差運動はコア内部に流体力学的不安定を引き起こし、その結果、生じる流れがダイナモ作用を起こして磁場を生成するというのが歳差駆動型ダイナモモデルである。エネルギー的な見積もりによると、ダイナモ作用を起こすのに必要なエネルギーは月が地球から48地球半径の距離に離れるまで、歳差運動によって賄うことが可能である。月の軌道進化には不確定な部分が多いが、この距離は概ね27億年前に相当する。

衝突駆動型ダイナモも同様に流体力学的不安定 (楕円不安定: Elliptical instability) によって励起される流れによってダイナモ作用が引き起こされるとするモデルである。このモデルでは不安定を生じさせる原因として、巨大衝突盆地を形成する隕石衝突に伴うマントルの一時的な秤動と、同期回転からずれることによる潮汐変形を考えている。楕円不安定によって成長した流れは数千年間程度持続するが、このモデルによって駆動されるダイナモの年代は最後の巨大衝突盆地である東の海の形成以前に限られるのが難点である。

地球を始めとして岩石質天体において長期間安定なダイナモ作用の形態として尤もらしいのは固体内核の成長に伴う組成対流によって駆動されるダイナモである。アポロの月震データの再解析 (Weber et al. 2011) では、半径240 km程度の内核が現在も存在している可能性が示されており、過去に組成対流によってダイナモ作用が働いていた可能性もある。三次元マントル対流モデルとコアの一次元熱史モデルを結合させた熱化学進化計算 (Laneuville et al. 2014; Scheinberg et al. 2015) によれば、初期のコアに6 wt%程度の硫黄が含まれている場合、100-200 km程度に内核が成長し、数十億年間または現在に至るまでダイナモによって磁場が維持され得るという結果が示されている。このような場合、どのようにしてダイナモを停止させるかという問題が新に生ずる。例えば、Laneuville et al. (2014) は内核の成長につれて外核中の硫黄濃度が上昇することで、コア

の固化が ICB (Inner Core Boundary: 内核境界) からではなく、CMB から始まる鉄雪モードに変わることによってダイナモが停止する可能性を議論している。すなわち、月ダイナモの年代を決定することは月内部の化学組成に対する制約条件へも繋がり得るのである。

古月磁場強度から現在確認されている月ダイナモの活動期間は 42 億年前から 35.6 億年前の少なくとも約 7 億年間である。この程度の期間活動的なダイナモを維持することができるメカニズムは歳差運動と組成対流であるが、単一のプロセスに限る必要性は無く、複数のプロセスが時間とともに入れ替わったり、同時に働いていたと考えても良からう。その上でこれまでの理解に基づき、明らかにすべき点は月のダイナモ作用が主にどのメカニズムによっていつ開始して、いつどのようにして停止したのかを明らかにすることである。モデルに対する拘束条件には第一義的にはダイナモの活動期間と、古月磁場強度を用いることが考えられる。しかしながら、各モデルから推定される磁場強度については、これまで特に言及してこなかった。というのも、各モデルから推定された磁場強度に基づいて定量的議論をするには、特段の注意が必要だからである。磁場強度の推定には 3 次元の MHD (Magnetohydrodynamic) ダイナモの数値シミュレーションに基づいて得られたスケーリング則が利用されている (e.g., Christensen and Aubert 2006)。このスケーリング則は元来コアの対流を駆動する浮力を供給するエネルギーフラックスと磁場強度とを関連付けるべくして構築されたものである。従って、対流駆動型でないダイナモへこのスケーリング則を適用できる可能性は全く明らかではない。特に、力学的ダイナモにおいては、ダイナモ作用によって実際に磁場が生成・維持されるのか否かが数値シミュレーションによって十分に確認されているわけではない。歳差運動によって駆動されるダイナモについては、生成される磁場は非双極子型であり (Tilgner 2005)、双極子型磁場を対象とする現スケーリング則を適用するには無理があるとすら思われる。現状では各種モデルの理論が先行しており、磁場が生成される物理過程の検討が殆どなされていない。従って、熱史計算に基づいて磁場強度を適切に推定するには各種駆動メカニズムに対する数値ダイナモモデリングによる詳細な検討が今後必要であり、この過程を経ること無しに、月ダイナモを駆動するメカニズムを明らかにすることは出来ないであろう、ということをつけ加えておこう。

これまでは月深部、とりわけコアのダイナミクス等を中心に記述してきたが、月の熱史を理解するには、マンツルの電気伝導度構造を知ることも重要である。電磁探査については 4.2.1 節に述べられているように、アポロ 12 号とエクスポローラー 35 号による月面・周回軌道上での同時磁場観測が行われている。結果として、図 4-31 に示すような太陽風中昼間側での磁場応答関数と見かけの電気伝導度構造が求められている (Hobbs et al. 1983)。電気伝導度構造は月内部の構成物質を推定できれば、アレニウス則を用いて温度構造に変換することができる (e.g., Constable 2007)。Khan et al. (2006a) は岩石実験データを用いたフォワード計算による電磁応答、質量、慣性モーメントと、観測データとの比較を確率論的に行うことで温度、電気伝導度、密度等の内部構造を推定する手法を提案している。

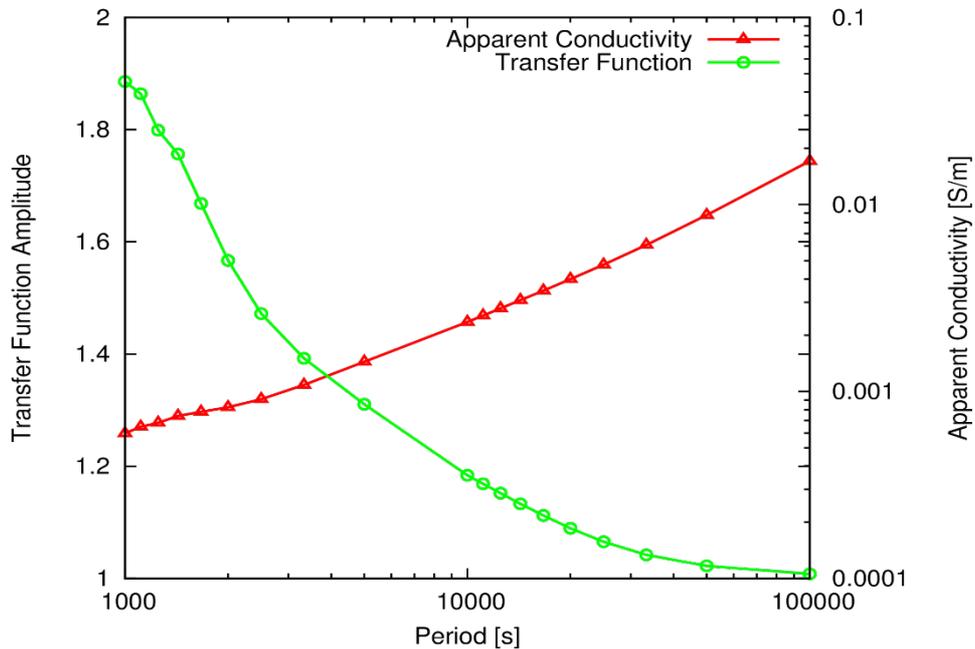


図 4-31 各周期での月の磁場応答関数と見かけ電気伝導度構造。Hobbs et al. (1983)による。

電磁探査では内部で誘導された磁場と外部磁場とを分離する必要があることから、月表面と軌道上における同時磁場観測が要求される。現状では応答関数の決定に用いることが可能な観測データが上記による1例である。こうした状況により、推定された内部電気伝導度構造はインバージョンの手法による違いはあれ、月表面から深さ 300 km の範囲では、 $10^{-6} - 10^{-3} \text{ S m}^{-1}$ 程度と3桁近い不確実性があり (Hood et al. 1982)、温度構造推定にも大きな影響がある。着陸機を採用する将来探査での同時磁場観測によって、不定性の範囲をより狭めることが期待される。一方で、軌道上の単独観測データにおいても、ある種の仮定を用いて内外分離を行うことが検討されている。こうした手法が確立されれば、「かぐや」のデータを活用できる可能性が広がるので、こうした方面への努力も必要である。

(d) 月極移動

真の極移動とは、地殻と自転軸の位置が相対的に移動する事象である。通常、天体は最大慣性モーメントを持つ主軸周りに自転するのが安定であるので、内部の質量分布が変わるなどして最大慣性主軸の方向が変わると、自転軸もそれに追従して方位を変える。その結果、自転軸が地殻に対して移動する。ここで、自転軸は慣性系において固定されていることに注意されたい。月において真の極移動が起きていたということは、月内部の質量分布を変えるような劇的な事象があった事を意味する。その原因として考えられるのは巨大隕石の衝突やマンツルのオーバートーン等である。磁気異常の解析から見つ

けられた極移動は比較的規模の大きなものである。地球ではカンブリア紀初期に 90 度近い極移動 (Inertial Interchange True Polar Wander) が起きていたことが知られている (Kirschvink et al. 1997)。大規模な極移動を説明するには、このような最大慣性主軸が入れ替わるほどの慣性モーメントの変化を伴う事象が必要かもしれない。

過去の極の位置は重力場観測や測距に基づく測地学的手法によって、過去の月慣性モーメントテンソルを計算することによって求めることができるが (Garrick-Bethell et al. 2014)、先に示したような磁場を利用する方法もある。加えて、極付近の水素の分布を用いることによって、極移動を発見するという興味深い試みもある (Siegler et al. 2016)。彼らはルナ・プロスペクターの中性子分光計データから得られた、極付近に貯まった(水の氷由来と思われる)水素の分布において、最大値を取る場所が 5 度程度とわずかながら現在の自転軸からずれていることに着目し、このずれが北と南とで互いに対蹠的になっていることを発見した。このような南北で対蹠的な分布をとることは、その場所が過去の自転軸の極であり、その後現在の自転軸に極移動を起こしたとすると上手く説明できる。更に、三次元の熱化学マントル対流モデルから、PKT 領域の地下の低密度異常によって、極移動を起こすのに十分な量の慣性モーメント変化が生じることが示された。この研究結果は、月表面の特徴的な元素分布から月の地質学的・地球物理学的な進化過程を知ることができる可能性を示す好例と言える。

また、「かぐや」搭載のプラズマ観測装置(PACE)によって月へ向かって飛来する地球大気起源のプラズマが確認されている (Terada et al. 2017)。かつて、月の磁極地域では月ダイナモによる磁場と地球磁場は磁力線でつながっていたと考えられており、古月磁気極周辺では地球起源のプラズマなどが他地域よりも豊富に存在する可能性がある。こうした物質に関する観測が将来なされれば、四十数億年前に地球および月のダイナモが存在していたことと、月極移動が起きたことの物質的証拠となるかもしれない。

(e) まとめ

月の磁場の成因とその進化を明らかにすることは月内部のダイナミクスを理解する上で欠かせない。これらはコアの硫黄濃度や CMB 熱流量、コア・マントルの熱進化をより強く制約することにつながる。そのために、今後古月磁場強度測定、ダイナモ理論、磁気異常解析、電磁場観測がそれぞれ目指すべき方向性の一案を以下に示して本節の結びとしよう。

月磁場の絶対強度そして方位の永年変化は月のダイナモを理解するための基本データであり、ダイナモモデルを規定する上でも重要である。近年アポロ試料の解析が精力的に進められているが、現在の解析は概ね地球上の岩石試料(チタン磁鉄鉱等の鉄酸化物)から得られた知見に基づくものであり、月岩石の磁化を担う磁性鉱物である鉄-ニッケル合金に関する岩石磁気学的理解は充分とはいえない。仮に月ダイナモの磁場強度をより精密に(例えば古地磁気強度測定と同程度である誤差約 10%) 復元することを目指

すのであれば、月岩石に対する岩石磁気学的理解を進めて、より適切な強度復元方法を選択あるいは開発する必要がある。あるいは、将来ミッションによって新たな月岩石試料を獲得することを視野にいれるのであれば、従来の知見に基づく強度測定に適した鉄酸化物が存在し得る地点を探し、選定しておく等の戦略も必要であろう。水氷が存在するとされる極地域は鉄酸化物が存在する可能性があり、有力な候補地となろう。また、適切に方位付けされた試料を得ることができれば、古月磁場の方位と絶対値を同時に得ることができる。これはリモートセンシングでは得られない大きな利点であり、月ダイナモの駆動メカニズムを規定し、その進化を理解する上で重要なデータとなる。

肝心の月ダイナモの駆動源については、近年様々なモデルが提案されているが、その多くは十分に検証され、物理的素過程が理解されているわけではない。まずは3次元の数値ダイナモシミュレーションによって各モデルの支配的物理過程を理解して、それぞれが適当な強さの双極子磁場を生成、維持できるのか否かを確認する必要がある。その後は古月磁場強度データとの比較に耐えられる適切なスケーリング則の構築が求められるであろう。これらが揃ってようやく、月ダイナモの駆動メカニズムを詳細に検討できるようになる。

衛星観測による磁気異常データは強度測定とは独立に方位データを利用することができる点で、依然として重要である。大規模なクラスター状の磁気異常及び、小規模なクレーターに対応する単一の磁気異常の成因を明らかにすることによって、ダイナモの年代や極移動の起きた回数や年代を制約できる可能性がある。とはいえ、現在利用可能なデータの空間解像度はせいぜい1度程度である (Tsunakawa et al. 2015, および 5.2.2 節を参照)。解析に適しているのは 100 km サイズのクレーターと対応する磁気異常までと考えられ、その数は充分とはいえまい。より小さな、例えば 10 km オーダーのサイズの磁気異常が解析可能になれば、より定量的な議論が可能になることが期待される。詳細は 5.2.2 節でも述べているが、磁気異常の空間解像度は観測高度やパスの密度といった、軌道の3次元的な分布によって定まる。つまり観測高度が低いことも重要であるが、経度方向への観測パスの密度を高めることも必要である。単一の衛星観測において、高度を下げつつ経度方向の観測密度も高めることは容易ではない。経度方向に対する観測密度を高めるには、例えば、複数回の衛星探査によって観測機会を増やす、または、異なる軌道傾斜角での複数台同時観測といった方法が考えられよう。

内部構造探査については、地震計によるあらたな月震データの取得による、より詳細な構造の解明が最重要な観測である (4.1, 4.2.1)。一方で、電磁探査による電気伝導度構造の決定も依然として重要な課題である。電磁探査については、グローバルな構造と局所的な構造のどちらを取るかで、方向性が変わり得る。グローバルな場合、内外分離が行えるよう、周回機と着陸機あるいは、異なる高度を周回する周回機2台による同時観測を1年間程度行うことで、月表面からコアに対応する周期での応答関数が得られる可能性がある。この場合、表面における観測地点として、磁気異常が存在する箇所は避け

るようにならなければならない。局所的かつ数 10 km ほどの比較的浅部の地下構造に着目するのであれば、電場と磁場を観測する MT (Magneto-Telluric)観測が強力な手法となり得る。とはいえ、月表面は接地抵抗が大きく電場測定が困難であることが予想されるうえ、無人で行う場合には電磁両立性 (Electromagnetic compatibility: EMC) を含めて技術的にも難しいことが予想される。MT 観測は実現できれば月電場という新しい情報が得られる点で、非常に魅力的であるが、現時点ではグローバル観測による電気伝導度構造探査が現実的な方向性であろう。軌道の離心率と傾斜角を大きく取れば、上記の経度方向に高密度な磁気異常観測とも両立が可能になるかもしれない。