

特集「古今未曾有の日本の月/火星地下世界探査 (UZUME) 計画」 月縦孔地下空洞の磁力探査

清水 久芳¹, 春山 純一²

2020年6月29日受領, 査読を経て2020年9月19日受理

(要旨) 天体の古磁場とその変遷は, 天体進化の情報をもたらす。月においては, 月表面で採取された岩石から1~100 μT におよぶ強い磁場が過去に存在したと推定されること[1], および, 月表面付近の磁化による磁気異常[2]には月磁場が逆転を繰り返していた証拠がみられること[3]から, 月の核がかつてダイナモとして機能していたことが示唆される。一方で, 月ダイナモを駆動するエネルギー源の変遷やダイナモが停止した時期等, 月科学における本質的な疑問が残されている。本論文では, 月縦孔周辺と内部における磁場観測が, 古月磁場の時間変化に関する新たな情報をもたらす可能性があることを紹介し, 月や火星の縦孔を通して地下空洞を調査する「月火星の縦孔・地下空洞直接探査(UZUME)計画」に期待することを述べる。

1. 古月磁場の変遷と 月ダイナモの進化

過去の地球磁場の情報は, 岩石サンプルに基づいた古地磁気学的測定(古地磁気強度や古地磁気方位の, 室内実験による推定)や, 地殻磁化に起因する磁場(磁気異常)の観測から得ることができる。これは, 火成岩や堆積岩が形成された時の地磁気が, それぞれ熱残留磁化と堆積残留磁化として岩石に記録されることによる。これらの磁化は, 岩石形成時以降の地磁気や周辺環境の影響により変化する可能性があるものの, 古地磁気学的測定では様々な測定法や消磁法, 検定を適用することにより, 残留磁化獲得時に周辺に存在した磁場の方位や強度を高い信頼度で推定することができる。一方, 顕著な磁気異常は火山や海洋底にみられるが, これらはそれぞれ火山活動の把握や, 海洋底の年代推定とこれに基づくプレート運動の復元等に用いられており, 磁

気異常から過去の地磁気変化を議論することは稀である。この理由として, 前述の周辺環境の影響により, 磁気異常から地殻の磁化が推定できたとしてもそのままでは過去の磁場を復元したことにはならないことに加えて, 地球上では比較的容易に古地磁気測定のための岩石サンプルを採取することが可能であることがあげられる。これに対し, 月から持ち帰られた岩石サンプルは極めて限られているため, 磁場観測から求めた月の磁気異常は過去の月磁場に関する貴重な情報源として用いられており[3], 今後も磁気異常から得られる情報を活用して古月磁場の推定に努める必要がある。

月表面における磁気異常の原因には諸説あった。一つは隕石等の衝突に起因する衝撃残留磁化である。このモデル[4]では, 衝突によって月から放出されたプラズマが, 月表面に沿って惑星間空間磁場を移流し, 磁力線を衝突の対蹠点に集中させることによる磁場の強化, および, 衝突で生じた地震波が対蹠点で集中することによる地殻圧力の急激な上昇という, 衝突に起因する2つの現象が同時に発生することにより地殻が磁化を獲得するとしている。しか

1. 東京大学地震研究所

2. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
shimizu@eri.u-tokyo.ac.jp

し、セレーネ(かぐや)やルナ・プロスペクタの磁場観測によって明らかにされた孤立した磁気異常は、月磁場が核におけるダイナモ作用によって作られていたことを強く示唆する。たとえば、磁気異常から推定された磁化が示す仮想月磁気極(磁化の原因となった磁場が、月中心におかれた双極子磁場であると仮定して求めた磁極)は、年代によりクラスター化すること、および、クラスター内には、正・逆両方向の月磁場の痕跡が認められることが報告されている[3]。これらは、回転系における均質ダイナモの特徴である(1) 時間平均として、ダイナモ領域外の磁場は自転角速度方向を向く月心双極子(月中心においた双極子)により近似できる、(2) 生成される磁場は逆転を繰り返す(ことがある)、の2点に加えて、(3) 月の極(自転軸)は何回か移動した、と考えると全てが説明できる。したがって、古月磁場は月内部でダイナモ作用により生成されていたと考えてよく、地球と同様に、月の地殻磁化から月の進化にアプローチすることが可能である。

アポロ計画により取得された月岩石サンプルの古月磁気学的な計測・研究によると、4.2 Ga から 3.2 Ga には月表面に1 μT 以上の磁場が存在したと推定されている[1,5-7]。このうち、3.8 Ga 付近では、月表面において 100 μT におよぶ磁場が存在していた可能性も示唆されている。また、2.5 Ga から 1 Ga においても 1 μT 程度の磁場が存在したという報告もある[8]。月ダイナモの停止時期については未だ議論の余地が残されているが、月磁場はおおよそ 30 億年という長期にわたって内部で生成され続けていた可能性が高い。また、月の核の半径が 300 km 程度であり[9]、双極子磁場が卓越していたと仮定すると、月表面における 1 μT の磁場は核表面における約 200 μT の磁場に相当する。これは、地球の核表面において推定されている現在の磁場強度と同程度であり、地球の核と比較して約0.06%の体積しかもたない小さいダイナモが生成する磁場としては、非常に強いといえる。

月ダイナモの駆動には、月形成から数億年間については冷却に伴う熱エネルギーの放出(熱対流)が重要であるが、小さい核は急速に冷やされるため、10 億年以上にわたって熱対流で磁場を維持し続けることは、おそらく不可能である[10,11]。月ダイナモ

のライフタイムを説明するためには、内核が成長(固化)する際に多量の軽元素を含む液体が内核境界に残され、これが外核内を上昇することによる重力エネルギーの解放(組成対流)[10]や、月の歳差運動によるマントルから核への運動エネルギーの伝達[11]等、熱エネルギー以外のエネルギーで外核内の流れを駆動する必要がある。月の歳差運動をエネルギー源とするダイナモが生じるのは、月の軌道要素進化の見積もりから、約 2.7 Ga 以前であると考えられている[11]。このメカニズムで生成される磁場の時空間的特徴は熱対流や組成対流によって生成される磁場とは大きく異なるため[12]、ある年代においてこの磁場生成メカニズムが支配的であったとすれば、その年代に磁化を獲得した岩石やこれに伴う磁気異常から、ダイナモのエネルギー源が判別できると期待される。

前述のように、月地殻には月磁場の進化過程が記録されており、月ダイナモが磁場を生成していた期間や、月の極の位置が移動した可能性があることを議論できた。今後、月表層付近の磁化から連続的な月磁場時間変化に関する情報が得られれば、月の進化に関する理解をさらに深めることができると期待される。以下に述べるように、「月火星の縦孔・地下空洞直接探査(UZUME)計画」で月縦孔周囲や内部において新たな磁場観測を行うことにより、破碎や礫化の過去を持つ月岩石のサンプルや時間的解像度の粗い磁気異常からは得られないような、月磁場の変遷に関する新たな情報が得られる可能性がある。ただし、地殻が磁化を獲得した年代は、クレーター年代によって推定されるその周辺の月表面の年代と異なる可能性があるため、これに留意して議論を進める必要がある。

2. 月表面における磁場と月地殻の磁化

高度数10~100 km を飛行する月周回衛星磁場データから求められた月表面の磁気異常[2]は、アポロ計画によって実施された月表面における磁場観測の結果[13]と大きく異なることが知られている。例えば、アポロ 12 号と14号の着陸地点における磁場の強さは、それぞれ 40 nT, 40 ~ 100 nT 程度[13]である

ことが報告されているが、衛星観測により求められた月表面における磁気異常の強さはそれぞれ 3.8 nT, 0.9 nT であり[2], 月表面における観測値とくらべて顕著に小さい。これは、月表面で観測された磁場は、表層付近の、短波長成分を含む磁化構造に強く影響を受けるのに対し、衛星飛行高度で測定された磁場から求められた磁気異常は、より大きい空間スケール(飛行高度よりも大きい空間スケール)を持つ磁化を反映するからである。すなわち、アポロ12, 14号着陸地点近傍地下浅部には、局所的な磁化構造が存在すると推察される。

では、局所的に強い磁気異常を発生させる磁化構造はどのようなものであろうか。アポロ16号ミッションでは、宇宙飛行士はローバーを駆って広範囲の探査を行ったが、月面磁場測定も着陸点周り距離7 km に渡る範囲において行われ、その結果として、磁場強度は 110 ~ 330 nTと月表面における磁場としては強く、また、磁場勾配も大きいことが報告されている[13]。この地点の磁気異常は、たとえば火成活動により生じた厚さ 1000 m、磁化の強さ(周辺の磁化強度とのコントラスト) 0.6 A/mの、水平方向片側に延びた磁化層("端"をもつ磁化層)が、月面より深さ 1 m の位置に存在するというモデルで大局的に説明できる[14]。ここで、磁化層の"端"の存在が重要となる。つまり、水平方向に無限に広がる層で近似して考えると、一様に磁化した層ではその外部に磁場を作らないが、磁化に端(磁化のコントラスト)があり、磁化構造が一様でなくなることにより磁化層外部に磁場が作られ、この端の付近において強い磁気異常や磁場勾配が得られるのである。

次に、月地殻の磁化強度について考える。人工衛星観測により求められた局所的で強い磁気異常を説明するためには(磁化の空間的な広がりや磁化領域までの深さにも依存するが)平均として0.3 A/m程度の磁化が必要であり、また、ライナーガンマの非常に強い磁気異常を発生させるには、0.42 ~ 1.2 A/mの磁化が必要であると見積もられている[3]。一方、アポロ計画によって得られた月岩石の磁化の測定値は $10^{-5} \sim 10^{-2}$ A/m 程度[15]であり、これは磁気異常から推定された磁化の強さと比べて弱い。この違いの理由は未だ不明であるが、採取された月岩石は、ごく表層の採取地点近傍の局所的な磁化を代表

している可能性があり、また、これらには衝撃による磁化や消磁の影響が残存することも否定できない。したがって、表面そのものではない位置における、衝撃による影響を受けていない岩石の磁化をなんらかの方法で測定・推定できれば、上記の問題に一定の結論を与えることができると期待される。

3. 月縦孔地下空洞における磁場探査

セレーネ以来の観測により発見されている月縦孔は、溶岩チューブ等の地下空洞に開いた水平、鉛直共に数10 m スケールの孔であり[16]、縦孔側壁の観察により、表層付近が層構造をなしている可能性も示唆されている[17]。これらの層が、異なる年代に噴出した溶岩により形成された層であるとする、異なった年代の月磁場の痕跡を、深さによって変化する磁化として残している可能性がある。また、縦孔側壁は磁化した溶岩層の端となり、縦孔周辺や内部において顕著な磁気異常をつくることが期待される。

地球や月、火星の磁気異常分布は、極軌道周回衛星を用いた磁場観測等、磁場を面的に観測することにより求められている[2,18]。月表面においても面的な観測から磁化の情報を得ることが望ましいが、移動が困難である地球以外の天体表面において、面的な観測を行うことは現実的ではないであろう。しかし、限られた観測であっても、月表面における測線を工夫することにより、なんらかの磁化情報を得ることができると期待される。さらに、縦孔の場合には、縦孔壁に沿った深さ方向の磁場プロファイルを観測することも可能である。これは、隕石衝突等による衝撃の影響を受けていない溶岩層の磁化による磁場を観測可能であること、および、(月面における水平方向の局所的な測線に沿った磁場観測では得ることができない)月磁場の時間変化に関する情報をもたらす可能性があることの2点において、特に重要である。したがって、縦孔の周囲や内部における磁場観測により、月の過去の磁場に関する新たな情報が得られると期待される。

UZUME計画に向けて縦孔探査の方法について検討が進められているが、月着陸機や観測機器を搭載したプローブやローバーを用いた縦孔探査の過程において、(1) 縦孔付近をローバーが移動する際

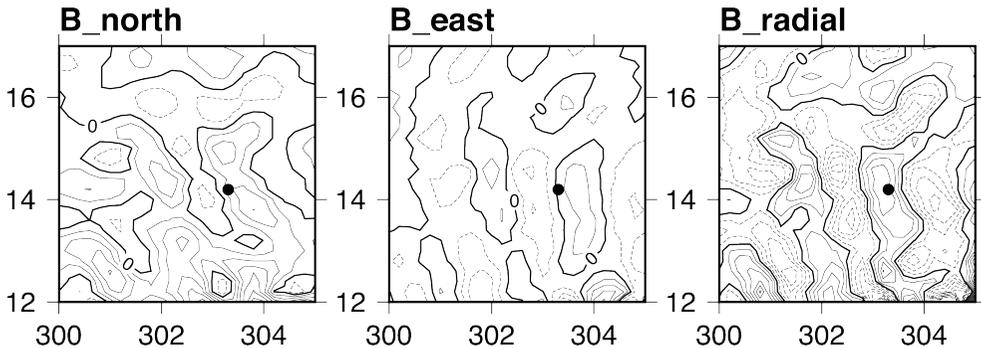


図1: MHH(図中の●)とその周辺における磁気異常分布. 左から, 磁場の北向き, 東向き, 鉛直上向き成分を示している. 等値線の間隔は1 nT. 実線と破線は磁場成分の値がそれぞれ正および負であることを示す.

の磁場連続観測, (2) プローブの縦孔侵入後, 観測機器が縦孔底部まで降下する際の連続的な磁場観測, および, (3) 観測機器が縦孔底部に到達した後のその場における磁場観測, の3つの観測は実現できる可能性があると考えられる. この論文では, (1) として縦孔外部を一周する測線上での磁場観測, (2) として縦孔側壁に沿った深さ方向の測線上での磁場観測, (3) として縦孔外部と底部のある点における磁場観測を想定して議論を進める. 磁場観測を用いた地殻磁化とその空間分布の推定可能性に関する議論は, より体系的にパラメータを変化させたモデリングによる調査や, 逆問題による磁化構造の復元可能性の考察に基づくことが望ましい. しかし, ここではそのような研究の第一ステップとして, 仮定したモデル磁化分布が, 分解能 0.01 nT, 確度 1 nT 程度のベクトル磁力計を用いた観測により検出できるか否かという点から議論を行う.

ここから具体的な例として, マリウス丘地域の縦孔[16](Marius Hills Hall, 以下MHH と略す)を考える. MHH は 14.2 N, 303.3 E に位置する直径50 m, 深さ 40~50 m の縦孔であり[19,20], この付近では図1に示すような磁気異常分布が推定されている[2]. MHH の位置で推定されている磁場強度は約 4 nT であるが, 前述のように, 表層付近に存在する局所的な磁化により, これより強い可能性がある.

MHH 周辺と内部における上記 (1)~(3) の観測

を想定し, 単純化した磁化モデルを用いて磁場のフォワードモデリングを行った[21]. 本論文では, MHH を直径 50 m, 深さ 40 m の, 鉛直方向に中心軸をもつ円筒状の空洞と考え, 月表面と縦孔底面は水平であると仮定した. 一方で, MHH では縦孔底部から水平方向に地下空洞(溶岩チューブ)が存在することが Lunar Radar Sounder (LRS) [22]や重力場観測[23]により示唆されている. 縦孔底に横方向に広がる地下空洞は, 縦孔周辺や縦孔壁に見られる溶岩層の磁化を議論する上で本質的な存在であるが, ここでは問題を単純化するために無視する. したがって, この論文では観測磁場に影響を与える地殻磁化構造として, 水平方向に無限に広がる厚さ 40 m の磁化層に, これを貫く円筒状の空洞が存在するモデルを考える.

まず, 最も単純な場合として, 縦孔周辺領域の磁化が一様であるモデルについて考える. これは, 定常とみなせる磁場中で磁化層が作られた場合を想定したモデルである. このモデルの磁化方位を伏角 26.8度, 偏角0度と仮定した. この方位は, 月ダイナモによって作られる磁場が月心軸双極子磁場であると仮定した際に, MHH の緯度において期待される磁場方位である. 比較のために, 磁化の伏角が50度の場合についてもモデル計算を行った. 磁化強度は, アポロサンプルの磁化を参照し 1×10^{-3} A/m と仮定したが, 仮定した磁化強度と磁場は比例関係にあるため, 磁化強度が異なる場合についても計算結

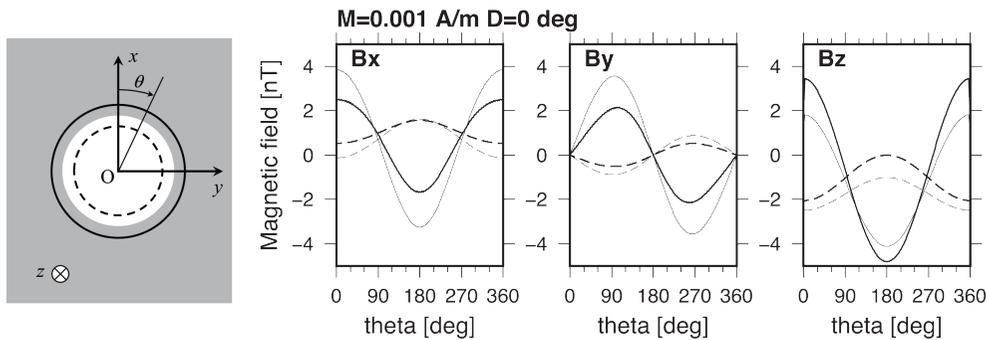


図2: 月表面の縦孔周辺および内部における磁場成分の方位依存性。左図は縦孔(白い部分)とその周辺の平面図である。右図は磁化強度 1×10^{-3} A/m, 偏角0度, 伏角26.8度(太線)または50.0度(細線)の一般的な地殻磁化モデルによる磁場成分を示しており, B_x, B_y, B_z はそれぞれ北向き, 東向き, 鉛直下向き成分である。実線は月表面から高度 0.5 m, 縦孔中心軸から 30 mの位置(左図の実線の円, 縦孔の縁から 5 mの位置)における磁場, 破線は縦孔底部から0.5 mの高さにおいて, 縦孔中心軸から 20 mの位置(左図の破線の円, 縦孔の側面から 5 mの位置)の磁場を表す。

果を適宜定数倍することにより議論できる。また, このモデルに対しては, (1) に相当する縦孔外部を一周する測線による観測と, (3) の縦孔外部と底部における観測を想定した。

図2に, 月表面から高度 0.5 m, 縦孔中心軸から 30 m(縦孔の縁から 5 m)の円周に沿った測線における磁場分布(実線)と, 縦孔底部から0.5 m 上部, 縦孔中心から 20 m(縦孔の縁から内側に 5 m)の円周に沿った測線における磁場分布(破線)を示す。図2左図に示されているように, (x, y, z) 座標は地磁気の慣習に則って, それぞれ北向き, 東向き, および, 鉛直下向きを表す。また, 太線と細線はそれぞれ, 伏角が26.8度と50度の場合である。 B_x 成分と B_z 成分は, 北からの方位角(θ)に対して同位相の変化を示し, B_y 成分はこれらとは位相が 90 度ずれている。従って, 鉛直成分と水平成分の位相の比較から磁化の偏角の方位が推定できる。また, 磁化の伏角と磁場成分の振幅の対応が, 水平成分(伏角が大きい方が大きい)と鉛直成分(伏角が大きい方が小さい)で異なることを用いて, 縦孔周辺を一周する観測から伏角に関する情報も得ることができる。ここで, 磁場成分の精度が 1 nT 程度であるとする, 1×10^{-3} A/m 以上の磁化強度であればシグナルの検出は可能であるが, これより1桁以上小さい磁化の場合には, シグナルを検出することが困難であり, 想定した磁場観測から磁化を推定することはできない。この他,

縦孔周辺の観測から偏角が求められていれば, (3) で想定した観測により求められる縦孔外部と底部付近の1点における磁場成分の差(図中の実線と破線の差)から, 磁化強度の推定値を(1)の観測とは独立に得ることが可能となる。また, 底部における観測位置によって磁化強度への感度が異なることを考慮して, 最適な観測地点を決定することも可能である。

次に, 縦孔周辺領域で伏角と偏角はそれぞれ一様であるが, 磁化強度が深さ方向に変化している場合について考える。これは, 火成活動によって流出した溶岩層がその年代の月磁場強度に対応する磁化を獲得した場合を想定したモデルである。ここでは, 厚さ5 m の磁化強度が異なる層が8層重なっている場合について考える。ただし, 月磁場強度の短期的な変化は明らかではないので, 磁化強度分布は最大10倍程度の違いがあると仮定して適当に与えた。深さ方向の磁化分布を明らかにすることが月磁場時間変化の情報を得ることの手がかりとなるので, ここでは観測方法として, (2) の月縦孔側壁付近の深さ方向の測線で観測することを想定した。

図3に, 縦孔側壁から1 m 離れた3地点(左図の A, B, C)における磁場ベクトルの深さ方向のプロファイルを示す。それぞれの地点において異なった変化をすることが確認できるが, 縦孔壁に沿って深さ方向に 2×10^{-3} A/m 程度の磁化の差があれば, 1 nT 程度の精度の磁場成分観測により磁化強度分

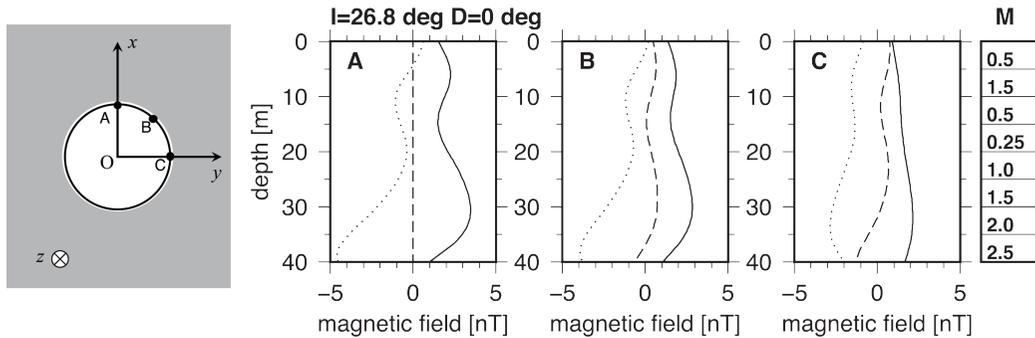


図3: 層ごとに磁化強度が異なるモデルに対する、縦孔側面から 1 m の地点(左図のA, B, C)における磁場3成分の深さ方向のプロファイル。磁化の伏角を26.8度、偏角を0度とした。実線は B_x (北向き)、破線は B_y (東向き)、点線は B_z (鉛直下向き)成分を表す。M は各層で仮定した磁化強度を表し、単位は 10^{-3} A/m である。

布に関する情報を得ることができる。最後に、磁化方位が深さによって異なる場合について考える。まず、月表面から 40 m の厚さの層が、その内部で等しい厚さの2層構造をしており、両層で磁化の強さ(1×10^{-3} A/m)と伏角(26.8度)は等しいが、偏角は上層で 0 度、下層で45度と、層により偏角が 45 度異なるモデルを考える。(これは、何らかの要因で磁場方位が急激に 45 度変化した場合に対応するが、磁場方位を変化させる要因については深入りしないことにする。)ここでも観測方法として、(2) の月縦孔側壁付近の深さ方向の測線で観測することを想定する。

図4に、仮定した磁化モデルに対する地点A, B, C (図3左図参照)における磁場の深さ方向のプロファイルを示す。参考のため、偏角が層内部で一様な場合(上下層ともに磁化の偏角は 0 度)の結果も示した(細線)。与えた磁化強度では、 B_x , B_z 成分の両モデル間の差は約 0.3 nT、また、 B_y 成分の差は 1 nT 程度である。この観測から数十度程度の偏角の差を検出するためには、ここで想定したモデルの磁化強度より5 倍程度以上(5×10^{-3} A/m)強い磁化が必要がある。また、比較のため、上層と下層で磁化方位が逆向きの場合、つまり、層が形成される途中で月磁場逆転が発生した場合についての計算結果を図5に示す。この場合は、どの地点のプロファイルでも符号が変わる磁場成分が存在し、最大-最小振幅も 5 nT

程度であるため、ここで仮定した磁化強度で検出は十分可能である。

4. 克服すべき課題

前章では縦孔周辺と内部における磁場観測による磁化情報の検出可能性を示したが、これらはいくまで理想的な磁化モデルと観測条件を想定した場合に対する結果である。しかし実際の観測環境は単純ではなく、複雑な状況が磁場観測値に多大な影響を与える。

観測値への影響が大きい要素として、縦孔側壁の形状があげられる。側壁の凹凸が存在することは磁化が複雑な空間分布をすることと等価であり、この影響を正しく評価しなければ、信頼性の高い磁化の見積りはできない。また、移動体を用いた磁場観測値には磁場の時間変化と空間分布の両者が含まれており、なんらかの方法でこれらを分離する必要がある。さらに、実際に磁場観測値を解析する際には、磁力計を搭載した移動体や、磁力計の周辺に設置された他機器による磁気ノイズの影響を除去する必要もある。

磁場から磁化を見積もることにも問題が内在する。観測された磁場から磁化を求める逆問題には一意性がないため、磁場以外の情報を用いて条件を課して推定する必要がある。

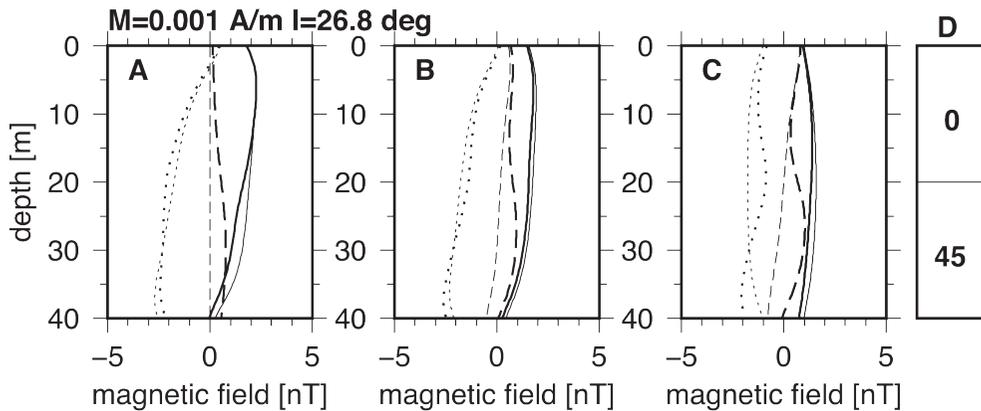


図4: 上層と下層で磁化の偏角が異なるモデルに対する、縦孔側面から 1 m の地点(図3左図のA, B, C)における磁場3成分の深さ方向のプロファイル。実線は B_x (北向き), 破線は B_y (東向き), 点線は B_z (鉛直下向き)成分を表す。磁化の伏角は両層ともに 26.8度, 磁化強度は 1×10^{-3} A/m を仮定した。D は各層で仮定した偏角を表し, 単位は度である。

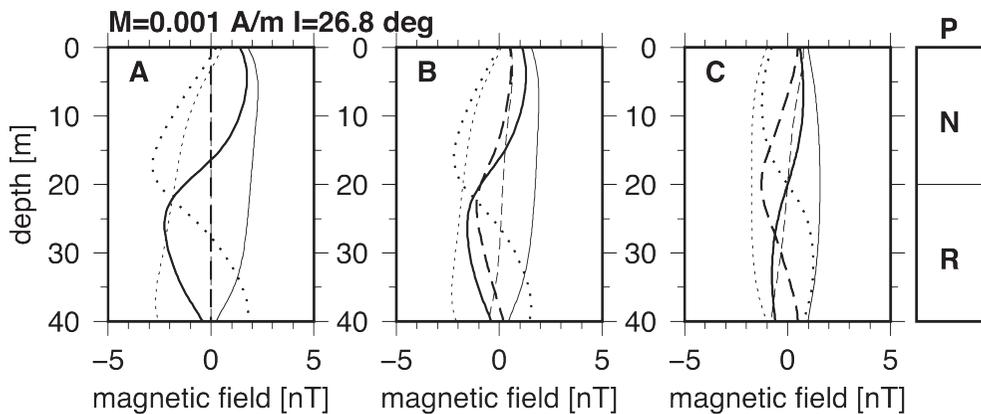


図5: 上層と下層で磁化が逆方向を向いているモデルに対する、縦孔側面から 1 m の地点(図3左図のA, B, C)における磁場3成分の深さ方向のプロファイル(太線)。実線は B_x (北向き), 破線は B_y (東向き), 点線は B_z (鉛直下向き)成分を表す。上層の磁化の伏角は26.8度, 偏角は0度, 磁化強度は両層共に 1×10^{-3} A/m を仮定した。P は磁場の極性を表し, N がノーマル(正磁極, 磁場が北向き), R がリバーズ(逆磁極, 磁場が南向き)を表す。参考のとして磁化が伏角26.8度, 偏角0度, 磁化強度 1×10^{-3} A/m で一様なモデルに対する磁場成分も示した(細線)。

磁化が求められたとしても、これには岩石形成時に獲得した磁化に加え、その後に岩石が獲得した2次的な磁化も含まれる。さらに、岩石の磁化は、岩石の組成と磁場獲得時の環境に依存し、周辺磁場と岩石磁化の関係も複雑であるという問題もある。

このように、縦孔とその周辺での磁場観測に基づ

いた古月磁場の議論には様々な困難が伴うが、将来の探査で古月磁場強度等の情報が得られた場合、それら岩石が形成された年代周辺の磁場の大きな傾向としてとらえられるであろうことに留意して、より有意義な議論や解釈をするために、事前の研究準備を十分に行う必要がある。

5. UZUME 計画への期待

月のような小型の天体でどうして磁場が形成されたのか。その詳細の解明は、一般の惑星・衛星の磁場生成、そして消失の理解を深めるであろう。天体の固有磁場は、宇宙放射線から天体を遮蔽することで生命の発現・進化・絶滅などにも大きく関わる要因の一つであり、これまでもまして一層の理解が求められている。

月磁場観測による磁化の推定と、それに基づいた古月磁場情報の抽出には、たしかに困難が伴う。しかし、月表面における磁場観測は、磁化を通して過去の天体におけるダイナモ形成や内部進化に関わる新たな情報をもたらすことができる有望な観測であるため、是非とも達成すべきものである。

今世紀になって発見された月の縦孔においては強い磁気異常が期待され、また、1地点において月磁場の変遷に関する情報を得られる可能性があるため、月進化を議論するための情報が得られる観測地点として最適な地点の一つであるといえる。縦孔やその下に広がる地下空間は、月面での基地建設候補地でもあり、今後繰り返し探査が行われ、更には人が長期滞在するミッションも恒常的になされるようになると考えられる。従って、将来的には、溶岩チューブ内のフレッシュな岩体や縦孔壁の各層の岩体が、サンプルとして数多くもたらされることが期待される。持ち帰られたサンプルの古地磁気計測結果と縦孔における磁化の比較により、古月磁場変化に関するより確実な情報が得られ、月の過去の磁場の生成と衰退の歴史の解明が飛躍的に進むことも期待される。

現在検討が進められているUZUME 計画では、たとえば初号機で縦孔形状の詳細と磁場環境の調査を行い、この結果をふまえて、成果を最適化する測線や観測方法、解析方法を決定し、その後の探査において移動体を用いた磁場観測を実施する、というように、長期的な戦略をもってこの難題に挑戦していくことが可能であり、また、求められよう。

参考文献

- [1] Runcorn, S. K., 1996, *Geochimica Cosmochimica Acta* 60, 1205.
- [2] Tsunakawa, H. et al., 2015, *J. Geophys. Res. Planets* 120, 1160.
- [3] Takahashi, F. et al., 2014, *Nature Geoscience* 7, 409.
- [4] Hood, L. L., 1987, *Geophys. Res. Lett.* 14, 844.
- [5] Garrick-Bethell, I. et al., 2008, *Science* 203, 356.
- [6] Shea, E. K. et al., 2012, *Science* 335, 453.
- [7] Suavet, C. et al., 2013, *PNAS* 110, 8453.
- [8] Tikoo, S. M. et al., 2017, *Science Adv.* 3, e1700207.
- [9] Shimizu, H. et al., 2013, *Icarus* 222, 32.
- [10] Laneuville, M. et al., 2014, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 401, 251.
- [11] Dwyer, C. A. et al., 2011, *Nature* 479, 212.
- [12] Lin, Y. et al., 2016, *Physics of Fluids* 28, 066601.
- [13] Dyal, P. et al., 1974, *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 568.
- [14] Strangway, D. W. et al., 1973, *Nature* 246, 112.
- [15] Fuller, M. and Cisowski, S. M., 1987, in *Geomagnetism vol. 2* (ed. Jacobs, J. A.), 307.
- [16] Haruyama, J. et al., 2009, *Geophys. Res. Lett.* 36, L21206.
- [17] Robinson, M. S. et al., 2012, *Planetary and Space Science* 69, 18.
- [18] Morschhauser, A. et al., 2014, *J. Geophys. Res. Planets* 119, 1162.
- [19] Haruyama, J. et al., 2012, *Moon* (ed. V. Badescu), 139.
- [20] Haruyama, J. et al., 2016, *Trans. JSASS Aerospace Tech. Japan* 14, Pk_147.
- [21] 清水久芳, 2019, 第63回宇宙科学技術連合講演会予稿集, 3C06.
- [22] Kaku, T. et al., 2017, *Geophys. Res. Lett.* 44, 10155.
- [23] Chappaz, L. et al., 2017, *Geophys. Res. Lett.* 43, 105.10.1002/2016GL071588.