

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

中性子分光による月表層の水検出の現状

長岡 央¹

2018年12月13日受領，査読を経て2019年1月31日受理。

(要旨) 月の両極域には太陽光の当たらない極低温環境(永久影)が存在し，そのような場所では揮発性の高い物質(水など)が安定して存在しうる。日本では今，極域の水をターゲットとした資源探査の検討が始まった。中性子分光法は天体表層に分布する水素量を測定することができる観測手段であり，月探査を含め今までに多くの惑星探査に用いられてきた。本論文では過去の月探査(ルナ・プロスペクター，ルナ・リコネサンス・オービター)に搭載された中性子分光計の水に関する観測結果をレビューする。さらに中性子分光による水観測の現状の課題点を明らかにし，将来の水探査における中性子分光の果たす役割について議論する。

1. はじめに

日本では，月極域に存在の可能性が指摘されている水に注目し，水をターゲットとした資源探査の実現性と，その観測技術，採掘技術の検討を始めている[1]。これにはISECG(国際宇宙探査協働グループ)を通じた，国際協働の動きが背景にある。水資源探査という観点に加え，地球-月系への水やその他の揮発性成分の供給・輸送過程を理解することは，生命発生に必要な前駆環境形成を理解する上でも非常に意義がある。

地球は形成時から現在まで活動し続けている天体であり，形成初期の揮発性成分の情報を手に入れることは難しい。一方で，月は早期に活動を終えた天体である。したがって，地球では得られない地球-月系への揮発性物質の起源に関する情報を過去から現在まで保存している可能性が高い。さらに，最近のリモートセンシング観測や試料分析の成果により，月には従来考えられていたよりも多くの揮発性成分が残存していることが分かった。

月面に分布する揮発性成分(特に水)の起源としては，彗星や水を多く含む始原的隕石による供給，太陽風由

来の水素と月面酸化物との化学生成，月内部からの火山性ガスによる供給などが考えられる。上記の供給プロセスは月の極域に限定した話ではなく，月面全域で起こりうる可能性がある。したがって，今観測される月の水の起源を考えるためには，供給された水がその後どのようにして月面を移動し，最終的にどこに濃集するのか，という天体表層での移動プロセスについても十分な理解が必要である。月に供給された水はその場にずっととどまるわけではなく，より低温環境へと月表面を移動する(マイグレーション)。月極域の太陽光が当たらない永久影は極低温で安定している。したがって，蒸発温度の低い揮発性物質が，永久影に捕獲されている可能性が高い。

月極域での水の存在を確かめるため，今までに周回機を用いた観測が行われてきた。天体表層の元素組成の観測手段としては，可視・近赤外分光，X線分光，ガンマ線分光，中性子分光が，代表的なものである。その中でも，中性子分光計は天体表層に分布する水(観測対象は水素)を検出する有力な手段の一つである。今までに月[2, 3]，水星[4, 5]，火星[6, 7]，ベスタやケレス[8]の観測のため，周回機や探査車に搭載されてきた実績がある。大気のない，もしくは非常に大気の薄い天体では，銀河宇宙線(GCR)が直接天体表面に

1. 宇宙航空研究開発機構
hiroshi-nagaoka@planeta.sci.isas.jaxa.jp

降り注ぐ。その結果、GCRと天体物質の衝突により、高いエネルギーをもつ中性子が天体表層で生成される。中性子はその後、天体を構成する原子核と散乱を繰り返し減速する。散乱の結果、天体から漏れ出す中性子の量を計測することで、天体表層に分布する水素量の測定が可能である。

本総説では、中性子分光法による天体表層の水素検出の原理を説明し、中性子分光データの特徴を解説する。中性子分光の原理と特徴を踏まえた上で、月面上の水素検出に関する今までの代表的な研究成果についてレビューする。さらに既存の中性子分光観測データの課題点を浮き彫りにし、将来の水探査へ向け中性子分光の果たす役割と位置づけを議論し、将来探査への指針を示す。

2. 中性子分光法による水検出の原理

大気のない、もしくは非常に薄い天体では、GCRが直接天体表面に降り注ぐ。GCRと表層物質との衝突によって、表層物質の原子核から高い運動エネルギーをもつ中性子(高速中性子)が生成される(図1)。したがって、質量数の大きい原子核ほど、GCRとの衝突で多くの中性子を生成する。電荷をもたない中性子は、クーロン力の影響を受けず、原子核と非弾性散乱衝突を繰り返すことで、減速していく(= エネルギーを失う)。高速中性子は原子核との衝突を繰り返し、自身のエネルギーを失うにつれ、熱外中性子、熱中性子となり、最終的に原子核に捕獲される(熱中性子捕獲)(図1)。それぞれの中性子のエネルギー範囲は、高速中性子が500 keV以上、熱外中性子は500 keV ~ 0.025 eV、熱中性子は0.025 eV以下を目安としている。“eV”はエネルギーを表す単位の一つで、電子1つに1Vの電位差を与えた時に得る運動エネルギーである。天体内部で発生した中性子は天体を構成する原子核との散乱の結果、その一部が表層から漏れ出す。天体表層から漏れ出した中性子を天体表面、もしくは衛星軌道上からエネルギー毎に検出するのが中性子分光法である。中性子の減速では、標的となる原子核の質量数が小さいほど効果的に減速される。したがって、1回の衝突で中性子を最も減速させる標的核は、質量が中性子質量とほぼ同じ水素原子核(陽子一個)である。図2には、標的核の質量数(横軸)と1回弾性衝突での中

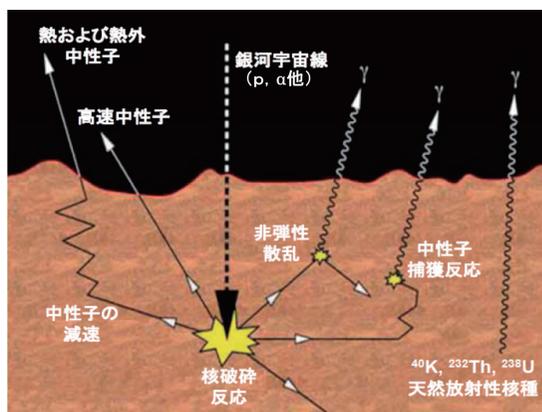


図1：天体表層における中性子発生過程の模式図[9]。宇宙線はその大部分が陽子(p)からなり、次点でHe核(α)、残りがより重い重粒子成分で構成されている。

性子エネルギー残存率(散乱後のエネルギー/入射エネルギー)(縦軸)の関係を示す。この図からもわかる通り、中性子は水素との衝突時に最も自身の運動エネルギーを失い、最も少ない衝突回数で大幅に減速する。さらに、水素の弾性衝突断面積は、その他の主要元素と比較して大きい。その結果、わずかな水素の存在が中性子エネルギーの減衰に大きく寄与する。このような物理的特徴が、中性子分光の水素観測に用いられる。中性子分光で観測できるのは、水ではなくあくまでも水素であることに注意しなくてはならない。そこで、

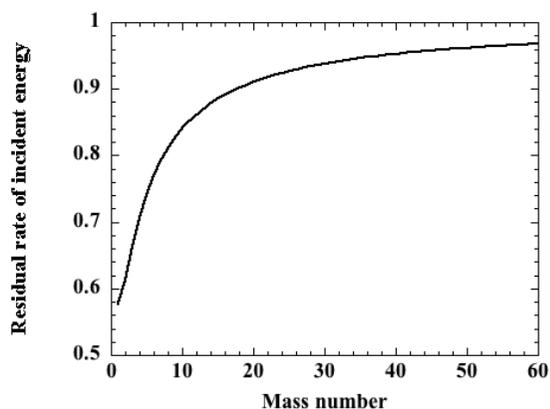


図2：標的核との1回弾性衝突による中性子のエネルギー残存率(散乱後のエネルギー/入射エネルギー)。横軸は標的核の質量数(Mass number)。縦軸は弾性散乱による重心系での等方散乱を仮定した場合の、実験系での弾性衝突一回あたりの入射エネルギーの平均残存率である。散乱後の平均エネルギーとして、2乗平均エネルギー(文献[10]の公式18)を用い、弾性散乱(Q=0)の場合を仮定した。

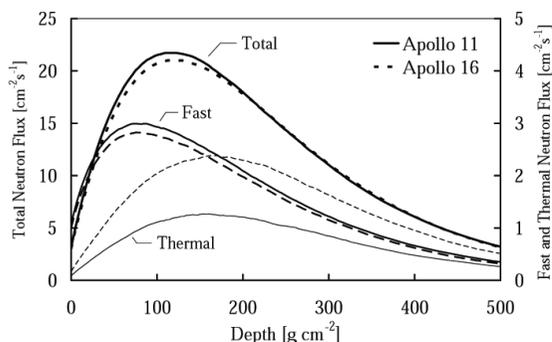


図3：中性子束の深さ依存性(文献[11]の図4をそのまま引用)．左側の縦軸はTotal(総量)，右側の縦軸はFast(高速中性子)，Thermal(熱中性子)に対応している．熱外中性子束の深さプロファイルはTotalに概ね対応している．文献[11]では各中性子のエネルギー範囲を以下のように区切っている：熱中性子 < 0.4 eV, 0.4 eV < 熱外中性子 < 1 MeV, 1 MeV < 高速中性子．

観測された水素がすべて水，つまり化学式 H_2O (水質量の9分の1が水素質量に相当)の形態で存在していると仮定した場合の水濃度である水等価水素量(water equivalent hydrogen, WEH)が中性子分光では用いられる．

天体内で生成する中性子量は，天体表面層を構成する元素組成の影響を受ける．アポロ回収レゴリス試料の組成を模した土壤に，GCRを打ち込んだ場合の月面内での中性子束の深さ依存性をシミュレーションにより計算した結果を図3に示す[11]．シミュレーションでは，静かの海(玄武岩質)から回収された鉄(Fe)やチタン(Ti)に富むアポロ11号試料(15.3 wt% FeO, 7.8 wt% TiO_2)，高地(長石質)から回収されたFeやTiの含有量が低いアポロ16号試料(5.1 wt% FeO, 0.54 wt% TiO_2)を用いた[11]．アポロ11号試料は16号試料と比較して重い元素(Fe, Ti)を多く含み，土壤の平均原子質量数が大きい(22.9 vs. 21.7)．発生する高速中性子の量が多い．一方で，FeやTiは熱中性子捕獲反応の確率が，他の月の主要元素に比べて1桁以上高い．そのためアポロ11号土壤内で熱中性子がよく捕獲され，熱中性子束は少なくなる．図3の横軸に着目すると，ある深さにおける中性子束が読み取れる．全中性子束(Total)は深さ100 $g\ cm^{-2}$ 程度で最大となる．これは土壤の密度を2 $g\ cm^{-3}$ と仮定した場合に，表面から深さ50 cm程度に最大値をとることを意味している．この図をみてわかるように，中性子束はある

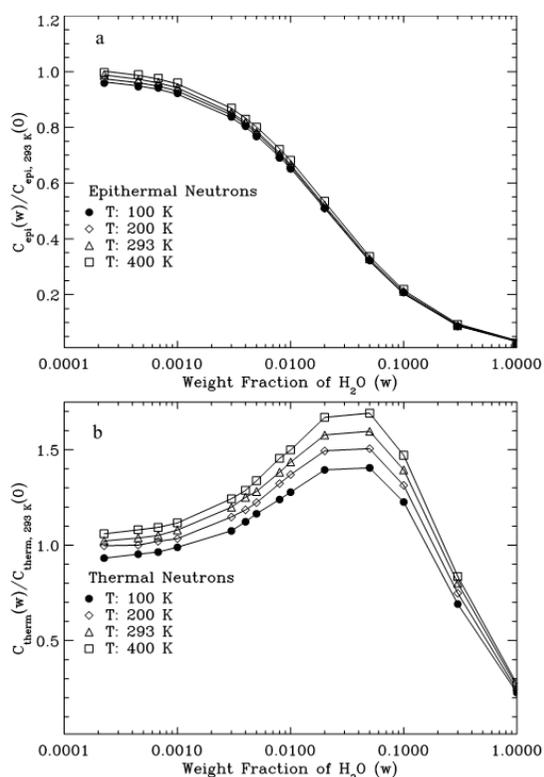


図4：水(重量分率)を土壤に添加した場合に，土壤表面から漏れ出す(a)熱外中性子と(b)熱中性子の計数比(温度293 Kの無水土壤表面から漏れ出す中性子計数率(Counts(0))で規格化)．シンボルの違いは仮定した月面土壤の温度の違いを表す(文献[12]の図12をそのまま引用)．

深さをピークとし，深くなるにつれて減衰していく．土壤内の全中性子束の内，土壤の密度にもよるが深さ1 mから2 m程度までのものがその多くを占める．図3はある深さでの中性子束を示したものである．したがって，これら中性子の中にはその後，土壤内の原子核と衝突し，運動エネルギーを失うもの，最終的には中性子捕獲により土壤内で消失するものも含まれる．そのため，実際に表面から漏れ出す中性子の起源深度は中性子のエネルギーにもよるが，より浅いものとなる(数10 cmから1 m程度)．漏れ出す中性子の強度は，中性子が土壤内で生成し月面から漏れ出すまでの間に，通過する土壤組成の影響も受ける．土壤組成が深さ方向にも均質であった場合，アポロ11号サイトとアポロ16号サイトでの漏れ出す中性子強度は，高速中性子では約20%程度，熱中性子では約3倍異なる[11]．

図4は，水素を含まない月面土壤組成(無水土壤)に

対して、水素を段階的に添加していき、表面から漏れ出す中性子の計数率をシミュレーション計算した結果である[12]。シンボルの違いは、月面土壤の温度の違いを表している。縦軸は、無水土壤(温度293 Kの場合)の表面から漏れ出す中性子計数率(Counts(0))で規格化してある。横軸は、土壤中の水濃度(WEH)を重量分率で表している。土壤の組成は、アポロ計画で回収された月斜長岩の元素組成を用いた。添加する水の量によって、第一に熱外中性子、次に熱中性子の計数率が大きく変化する(図4)。特に熱外中性子の計数率は、水素を添加していくことで大きく単調減少する。これは図2にも示す通り、中性子の運動エネルギーの減衰に水素の存在が大きく依存するためである。一方で、熱中性子はある水の添加量までは増加するが、その後減少する。これは水素原子核が土壤内に増えることで、図3の熱中性子の深さ分布が複雑に変化するためと考えられる。一方、高速中性子はこれら二つの中性子と比較すると変化量は少ない。中性子(特に熱中性子)は月面土壤の温度によっても、計数率が変化するので、計測の際にはこの点についても留意して観測データを精査する必要がある。中性子分光による水観測では、シミュレーションで仮定した無水土壤の中性子量(特に熱外中性子)と観測値との間の差が、土壤に含まれる水素量に対応づけられる。

月面から漏れ出す中性子束は、1)月面組成(Fe, Ti量など)、2)水素含有量、に大きく依存する。前者は特に熱中性子と高速中性子、後者は熱外中性子と熱中性子に大きく影響を与えるため、中性子分光の水探査では3つの中性子(高速・熱外・熱)を同時に計測することが重要である。さらに、中性子分光による水探査では、観測された中性子の変化量と水素存在量を対応づけるためのシミュレーション計算が必須である。しかし、実際の観測土壤の組成に深さ方向・平面方向に想定していない不均質性があった場合や、水の存在形状(一様や層状など)に違いがあった場合、これらは不確定性要素となる。この課題点に関する解決策は、4章にて議論する。

3. 中性子分光法による過去研究のレビュー

本章では、過去の月探査機に搭載された中性子分光計による水の観測結果についてレビューを行う。月探

査において中性子による水観測が行われたのは、1998年に打ち上げられたルナ・プロスペクター(LP)と、2009年に打ち上げられたルナ・リコネサンス・オービター(LRO)に搭載された中性子分光計の二例である。

3.1 LP中性子分光の研究成果

LPは1998年1月に米国により打ち上げられた探査機で月極軌道を周回し、月の化学組成や内部構造を調査した[13]。化学組成探査としてガンマ線分光計と中性子分光計が搭載され、月全球の元素組成が取得された初めての大規模探査であり、その科学目的の一つが極域の水氷探査であった。LP以前に打ち上げられた米国の探査機クレメンタインのレーダー観測により、極域に水氷の存在を示唆する観測結果が得られた[14]。LPではこの成果を踏まえ、さらなる強固な水氷存在の証拠を得るために、中性子分光計[2]を搭載し極域の詳細な観測を行った。中性子分光計の空間分解能は、低高度観測時(高度30 km)で44-46 kmである[15]。

初期成果は1998年のFeldman et al.[16]により報告された。この論文では両極域における熱外中性子と高速中性子の計数率結果を示し、熱外中性子のフラックスが低緯度領域の平均値と比較して、北極域で4.6%、南極域で3.0%減少することを報告した。一方で両極域での高速中性子の優位な変動は観測されなかった。両極域にて熱外中性子の計数率が、低緯度領域と比較して優位に減少していること、熱外中性子の計数率が少ない領域が永久影周辺に該当することは、極域に濃集した水氷によるものと推測し、これはクレメンタインのレーダー観測による結果と整合的な結果であることを報告した。

その後、Lawrence et al.[12]では水を添加した月面土壤を模した中性子発生シミュレーションの計算結果とLPの観測結果とを比較することで、両極域に濃集する水素の濃度分布図を報告した(図5)。両極域では平均100-150 ppm程度の水素の濃集が観測された。これらの濃集域では、厚さが5~15 cmほどの乾燥したレゴリス層の下に平均的に分布していると仮定した場合のシミュレーション結果と、観測値がよい一致を示した。このような濃集形態を解釈可能な水の起源として、水が一回の彗星衝突イベントにより月面に供給されたとする、現在の深さのレゴリス層が積もるまで

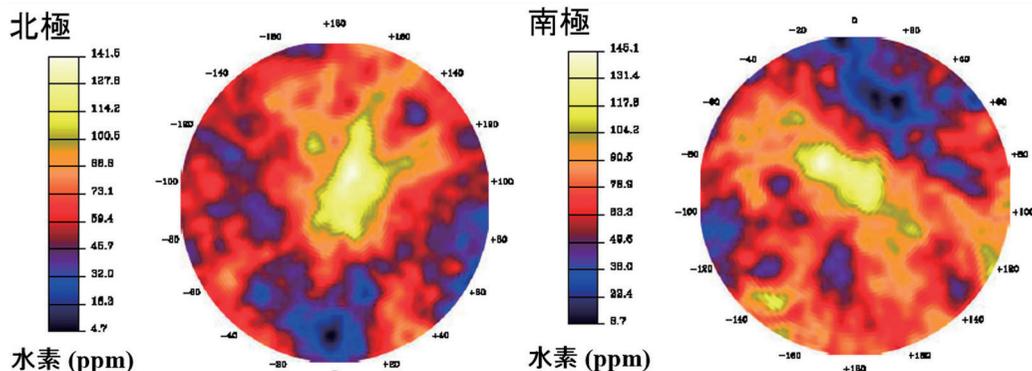


図5：LPに搭載された中性子分光計により検出された北極(左図)と南極(右図)での水素濃度マップ(文献[12]の図15を改変)。
北緯70°以上, 南緯70°以上をそれぞれ図示している, それぞれの図の中心が, 北極と南極に対応する。

には, 1000万年ほどのガーデニング期間が必要となると見積もられた[12].

LPの中性子分光計は極域の観測結果だけでなく, 極域を含む月高地領域(白く明るい領域)の全域に分布する水素についてもその濃度分布が明らかにされている[17]. 月高地領域における水素濃度は最大で120~150 ppmで, その最大値の大半は極域に分布している. 水素濃度が低い領域は, 比較的若い衝突クレータの周辺領域に一致していることもわかった. 高地領域における水素分布の結果から, 低緯度・中緯度の水素は太陽風からの水素のインプラメンテーションによるものであり, 若い衝突クレータ領域では衝突による熱で水素の蓄積がリセットされた可能性が高いと推測されている[17].

3.2 LRO中性子分光の研究成果

ルナ・リコネサンス・オービター(LRO) [18]は2009年6月米国により打ち上げられた周回探査機であり, この探査機にはロシアの研究チームが開発した中性子分光計(LEND) [3]が搭載された. LROとLPにおける観測データの大きな違いの一つが, それぞれで得られた中性子分布情報の空間分解能の違いである. LROに搭載された中性子分光計には月面からの中性子が入射する窓周辺にコリメーターが設置されている. これにより中性子が検出器へ入射する領域を制限することで, 衛星の真下から到達する中性子の割合が上昇し, 検出器の空間解像度が向上する. その結果, 高度50 kmでの空間分解能は約10 km程度である[19].

初期成果論文であるMitrofanov et al. [19]では, 南極域の熱外中性子の計測結果から, 極域の複数点において, 優位に熱外中性子の計数率が減少する場所があり, その場所は必ずしも永久影と一致しているわけではないことを発見した. さらに, カベウスクレータ周辺の中性子計測結果を基にして, LCROSSの落下地点が決められた. LCROSS計画ではカベウスクレータに衝突体を落下させ, 巻上った表層土壌を近赤外分光することで, 水含有量の計測を行った. その結果, レゴリスには 5.6 ± 2.9 wt%の水が含まれていたと発表した[20]. カベウスクレータに見られる非常に強い熱外中性子の減少は水素の濃集と見られ, その減衰量から見積もられた計算結果は, 0.5~4.0 wt% WEHの水を含む層が乾燥したレゴリス層の下に分布していることを示唆した. この濃度値の幅は, 水濃度導出時のシミュレーション計算において, 水を含むレゴリス層の上面に幾何学的に配置した水を含まない乾燥した土壌(ただし水素含有量は100 ppm)の厚さが変化することに対応している. 乾燥土壌の厚さが40, 50, 60 cmと変化した場合, 下にある水を含む層の水素含有量は600, 1200, 4500 ppmと変化する. 水素4500 ppmがすべて水として存在していた場合, 約4 wt% WEHの水が乾燥土壌の下に存在していることになり, この数値はLCROSSの報告値(5.6 ± 2.9 wt%)ともよい一致を示すことが論文では述べられている.

後のMitrofanov et al. [21]では, 両極域全域における熱外中性子の観測結果(熱外中性子の強度分布図)を示した(図6). その分布図では, 熱外中性子の強い減

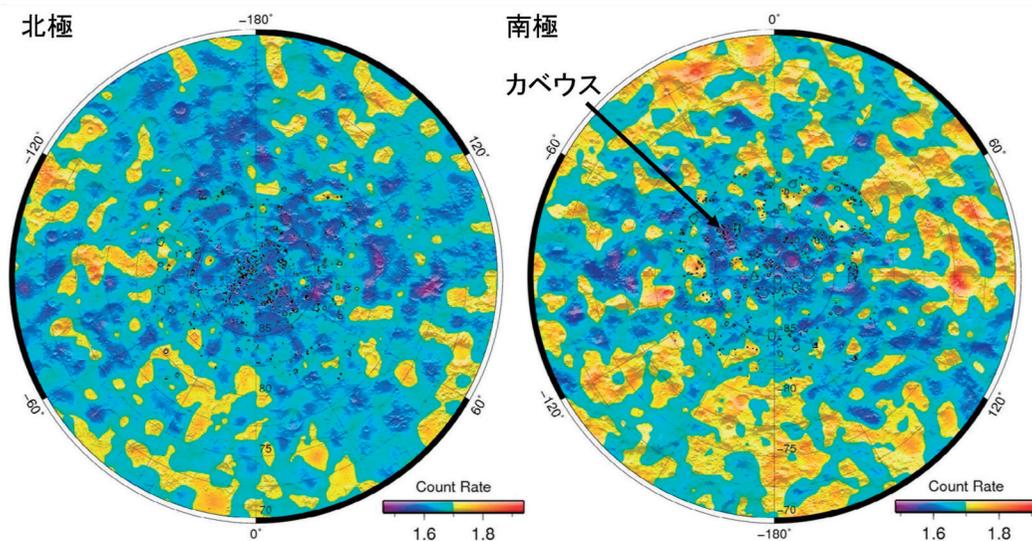


図6：LROに搭載された中性子分光計(LEND)により、両極域で観測された熱外中性子計数率の分布図(文献[21]の図1を改変)。
図中の黒い線は永久影領域を囲んでいる。

衰が見られる地点が複数あり，“日照域に含まれる場所”，“永久影に含まれる場所”の両方が存在する。LPの観測結果では、水素濃集と永久影に強い相関関係があると指摘されていたが、より空間分解能の高いLROの観測結果では、その相関関係が必ずしも当てはまらないという結果となった。その後、Sanin et al. [22]ではシミュレーション結果をもとに、観測された熱外中性子の計数率を表層レゴリスの上面1 mまでに含まれる平均水濃度に変換した結果を両極域の水濃度分布を報告している。多い地点では400～600 ppm程度の水素濃集が見られ、これがすべて水として月面に存在していた場合、その濃度は0.5 wt% WEHに達する。

4. 課題抽出と将来探査への展望

3章では月周回機LPとLROに搭載された中性子分光計の観測結果の水に関する主たる成果について紹介した。本章ではこれら観測結果を基に、中性子分光から導かれた水素の観測データの課題点を抽出し、将来探査への展望について議論する。月の水を科学・資源両面の視点から将来の探査項目として位置付けるのであれば、月面に分布する水に関して、“どこに”“なにが”“どれだけ”あるのかを詳細に調べ、その濃集原理を理解することが必要であり、かつ水の総量の正確な

見積もりが求められる。“どこに”とは水の水平方向、垂直方向の分布，“なにが”は水の化学種，“どれだけ”は水の存在量(化学種毎に定量)を意味している。

従来の周回機による観測データ(中性子分光と近赤外分光による)を基に、報告された水の化学種や深さ分布、存在量については、必ずしも整合性が取れている訳ではない[23]。水の起源と輸送・濃集過程を理解する上で、それぞれの観測対象が水素、構造水、分子水、吸着水、水氷いずれに分類されるのか、非常に重要な問題である。また、観測による濃度の報告値についても、その取扱いには注意が必要である。これは表面で観測された濃度がどの深さまでを反映したものなのか、それぞれの観測手法によって情報の起源深度が異なるからである。たとえば、中性子分光計は表面からおおよそ数10 cmから1 m程度内に含まれる水素量を取得できるが、検出した水素が、いずれの化学種の状態でも月面に存在しているのかを判別することはできない。一方で、近赤外分光はある特定の波長を観測することで、水の化学種を同定することができるが、観測できるのは極表層の情報であるため(数mm程度まで)、中性子のもつ深さ方向の情報とは大きく異なる。例えば極表層にのみ付着した霜のようなものを観測している場合、観測可能深度が浅い方法では、レゴリス中の水の濃度を過剰評価してしまう可能性が存在する。

中性子分光は水探査項目の内、“どこに”というキーワードに強く貢献できる手法である。LP観測からLRO観測の間で、観測データの空間分解能が向上したことにより(44 km→10 km)、観測された水素濃度の最大値が大幅に増加している(150 ppm→600 ppm)。これは極域に濃集する水素の分布が局所的なものであることを示唆している。したがって、このような水素濃集の局所性を考えると、極ではよりローカルなスケールに高濃度の水素が濃集している可能性も期待できる。しかし、軌道上からの既存の中性子観測データは、月面の広い領域から漏洩する中性子を観測したものである。したがって、中性子の観測データは反射スペクトルの観測データ(空間分解能 数10 m-数100 m)と比較して、空間分解能が大きく劣る(中性子分光では10~50 km程度)。資源探査の観点から要求される10 mスケール[1]の空間分解能での水探索は、周回機に搭載した中性子分光観測では非常に困難である。このギャップを埋めることが将来探査における課題である。

また、2章でも述べたように、無水土壤の仮定や土壌組成の不均質性は水素定量の不確定性につながる大きな要因である。しかし、これまでに実際に月面土壌を掘削し、掘削試料中の水素量と掘削場所での中性子強度の比較を行い、仮定の是非を検証した例はない。月面での水の分布形状(一様、もしくは層状など)は、未だ不確定性が大きい。このような不確定性を極力低減することで、高精度な水の分布情報を得ることが、水資源探査に求められる。精度の高い観測を行うためには、基準点となる無水土壤の高精度観測とシミュレーションモデルとの対応づけが必要である。

そこで、既存の中性子データより高空間分解能な水平分布の把握と、高精度な定量値取得の手段として、探査車を用いた観測の必要性を提案する。火星では、すでにCuriosity搭載の中性子分光計[7]が移動しながら中性子を観測し、走路上での水素の定量に成功している[24]。探査車に中性子分光計を搭載し、移動しながら中性子を測定することで、水平方向に非常に高い空間分解能で中性子観測を行うことができる。得られるデータは数メートル四方程度の空間分解能をもつ中性子強度の平面情報であり、探査車は走行しながらリアルタイムで中性子を観測することで、“どこに”強い水素の濃集があるかをみつけだすことができる。まずは、日照域にて水素濃集の可能性が非常に低い場所で

中性子観測を行う、この観測結果が無水土壤の基準点となる。この時、土壌に多少の水素が含まれていても、その絶対量が把握できればよい。したがって、同時にボーリングを行い、サンプルを採取して赤外分光や質量分析等により詳細に水の化学種とその存在量を調べ、水の絶対量と層序分布を得る。その後は探査車を走らせ、基準点と比較して強い水素濃集を示す中性子変動が見られる場所で探査車の走行を止めて、さらに赤外分光や質量分析による長時間の観測を行う。中性子分光計は探査車に搭載することで、水素が極域のどこに濃集しているか、数m四方の空間分解能で探索を行い、詳細分析を行う最適地を決定することができる。この点において、中性子分光は極域における水探査に大きく貢献することができるだろう。

5. まとめ

中性子分光では、大気のないもしくは非常に薄い天体の表層から漏れ出る中性子を計測する。中性子分光は、探査による実測と天体表層を模擬したシミュレーション計算の両面からのアプローチにより、土壌に含まれる水素濃度を知ることができる非常に有力な手段である。今までに月周回機に搭載された中性子分光計による水の観測例は、ルナ・プロスペクターとルナ・リコネサンス・オービターの二例がある。どちらの観測でも両極域において水素濃集を確認している。しかし、それぞれの観測で報告された最大濃度値は異なっており、これは空間分解能の違いによる水素濃集の局所性に起因している可能性が考えられる。しかし、衛星軌道上からの中性子分光観測では、これ以上の空間分解能の改善は困難である。さらに、実際に掘削試料中の水素量と掘削場所での中性子強度の比較を行い、シミュレーションにおける無水土壤の仮定の是非を検証した例はない。これらは既存のリモートセンシングによる中性子データがもつ不確定性である。また、中性子分光の対象は水素であることから、この水素が化学的にどのような結合状態で存在しているかを判別できない。これら課題解決を含めた将来の水資源探査に向けて、探査車に中性子分光計を搭載した高空間分解能平面探査を提案する。中性子分光計を搭載することで、水素が極域のどこに濃集しているか、数m四方の高空間分解能探索を実現できる。これにより、水素濃

集が見られる地点を掘削し、掘削試料中の水の化学種特定とその絶対量把握を行う。中性子分光は、詳細分析を行う最適地を探索できる点で水探査への貢献は非常に大きいといえる。

謝 辞

聖マリアンナ医科大学の晴山慎博士には、本原稿への懇切丁寧な査読を頂きました、厚く御礼申し上げます。本特集号のゲストエディターであるJAXA/ISASの大竹真紀子博士には、原稿の編集作業、並びに原稿への助言をいただき、感謝申し上げます。本稿作成の一部では、日本学術振興会の特別研究員奨励費(18J01786)の助成を受けている。

参考文献

- [1] 大竹真紀子ほか, 2019, 遊星人 28, 53.
- [2] Feldman, W. C. et al., 1999, Nuclear Inst. Methods Phys. Res. A 422, 562.
- [3] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Space Sci. Rev. 150, 183.
- [4] Goldsten, J. O. et al., 2007, Space Sci. Rev. 131, 339.
- [5] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Planet. Space Sci. 58, 116.
- [6] Boynton, W. V. et al., 2004, Space Sci. Rev. 110, 37.
- [7] Mitrofanov, I. G. et al., 2012, Space Sci. Rev. 170, 559.
- [8] Prettyman, T. H. et al., 2011, Space Sci. Rev. 163, 371.
- [9] 唐牛讓ほか, 2008, 遊星人 17, 161.
- [10] Hareyama, M. et al., 2016, Nuclear Inst. Methods Phys. Res. A 828, 145.
- [11] Yamashita, N. et al., 2008, Earth Planets Space 60, 313.
- [12] Lawrence, D. J. et al., 2006, J. Geophys. Res. 111, E08001.
- [13] Binder, A. D. et al., 1998, Science 281, 1475.
- [14] Nozette, S. et al., 1996, Science 274, 1495.
- [15] Maurice, S. et al., 2004, J. Geophys. Res. 109, E07S04.
- [16] Feldman, W. C. et al., 1998, Science 281, 1496.
- [17] Lawrence, D. J. et al., 2015, Icarus 255, 127.
- [18] Vondrak, R. et al., 2010, Space Sci. Rev. 150, 7.
- [19] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Science 330, 483.
- [20] Colaprete, A. et al., 2010, Science 330, 463.
- [21] Mitrofanov, I. G. et al., 2012, J. Geophys. Res. 117, E00H27.
- [22] Sanin, A. B. et al., 2017, Icarus 283, 20.
- [23] 仲内悠祐, 2019, 遊星人 28, 45.
- [24] Tate, C. G. et al., 2018, Icarus 299, 513.