



Title	6.2 水を始めとした月の軽元素資源
Author(s)	橋爪, 光
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 189-196
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83248
rights	
Note	

The University of Osaka Institutional Knowledge Archive : OUKA

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

The University of Osaka

6.2 水を始めとした月の軽元素資源 [橋爪光]

地球の元素組成は、太陽組成に比べて、揮発性元素、すなわち、水素・炭素・窒素・酸素および希ガス元素に欠乏している。この章では、月面に存在するこれら元素を資源としての観点から評価する。最初にまず全体の概要を述べ、6.2.1 節以下、各論を引用文献と共に紹介する。

将来のエネルギー源の候補である ^3He は、人類が暮らす地球表層では極端に欠乏しているが、太陽風に照射された月表土に含まれるイルメナイト中に相対的に高い濃度で存在する。太陽風の筆頭構成元素である水素は、水惑星・地球の表層にも相対的に豊富に存在するため、 ^3He のような持ち帰り資源としては魅力に乏しいが、人類が将来月面に進出した時は、月面において調達し消費する資源として十分考え得る。水素を多く含むイルメナイトを加工することにより水や酸素を生成させることが出来る。

月中低緯度域においてサンプリングされたアポロ月試料からは、持ち帰られた試料が地球水に汚染されたため、月面上に水が存在する確たる証拠は結局得られなかった。表土試料が保持する太陽風起源水素の大部分は水ではなく水素単体として存在することが示唆された。一方、月の高緯度域・極域における水・水素の分布状況が、近年のリモートセンシングデータにより報告されている。日照域を含む極域全域の表土内には平均 0.1 - 0.5 wt% 程度の水が存在することが示唆されている。一方、クレーターなどの複雑な地形の一部に存在すると考えられる永久影には、上述の極域平均値を大きく上回る濃度 (6 - 22 wt%) の水が存在する可能性が複数報告されているが、議論の最中であり、今後の検証が必要である。

リモートセンシングデータから存在が示唆される月極域の水の起源について概観する。月極域水を定量的に評価するためには、(1) 月の内外から月面全域への揮発性物質の供給、(2) 月面上の揮発性分子の移動、(3) 月面あるいは表土内における揮発性分子の捕獲(埋蔵)、(4) 月面から宇宙空間への揮発性分子の散逸、などの過程を全て理解する必要がある。この内、本章では水の起源・生成候補を中心に述べる。月面水定量に必要な過程の中には月固有の過程もあろうが、一方、小天体一般に拡張可能な過程もあり得る。これらの解明により、地球以外の水惑星が宇宙に存在する条件を考察する「水惑星学」への貢献が期待される。地球の場合、表層全域に水が行き渡っている高バックグラウンドの状況にあるため、個別水分子の詳細な挙動解析は簡単ではない。これに対し、無水に近い低バックグラウンドの状況にある月面では、水の供給・生成・移動・貯蔵・散逸

といった天体上の一連の挙動をつぶさに観察出来るかもしれない。将来、月面水の詳細な分布状況、表土への捕獲状態、更に、水素・酸素同位体組成を、月面に赴いて直接観察することによりここで挙げる一連の考察が検証される。

6.2.1 太陽風起源の資源

(a) ヘリウム

ヘリウムは、惑星材料物質中で欠乏している上に、地球大気から定常的に散逸するため地表では極端に少ない。例えば、地球大気中の $^4\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 比は、現在の太陽風組成の 6×10^{-6} 倍程度である。ヘリウムの中でも ^4He は、惑星材料物質から継承した始原成分に、惑星岩石圏内、特に、地殻中において U や Pu から放射壊変し生成される成分が加わるのに対し、 ^3He は始原成分が支配的なため、地球において更に欠乏している。地球大気の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、現在の太陽風組成の 3×10^{-3} 倍程度である (Sano et al. 1988; Benkert et al. 1993)。地球大気の $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 比は太陽風に比べ 8 桁ほど低く、 ^3He は地球表層において極めて欠乏していることがわかる。太陽風が打ち込まれた月表土試料は極めて高い ^3He 濃度を持つため、地球における欠乏を補う高い価値を持ち得る。地球大気に存在する ^3He 総量は約 10^9 mol である。これは、後で紹介する高いヘリウム濃度を持つ月表土中イルメナイト 10^{17} g に含まれる量に相当する。

太陽風は、月最表面において宇宙空間に向かって暴露された鉱物粒子に $300\text{--}800 \text{ km s}^{-1}$ の速度で打ち込まれ、減速しながら鉱物内を進み、鉱物種に多少依るが $50 \pm 30 \text{ nm}$ を中心に、大部分が 200 nm 以内の深さで止まる。打ち込まれる深さはどの核種も大差ないが、重い同位体がわずかに深くまで打ち込まれることが近年確認された (Grimberg et al. 2006)。照射された太陽風の 90 % 近く (Grimberg et al. 2006) は散乱されずに鉱物内にいったん入射・残留する。しかし、ヘリウム・水素などの軽い元素は、その後の熱的過程により粒子から失われる。熱的過程には、月面で太陽光照射や微小隕石の飛来により鉱物粒子全体が加熱されるイベントの他、太陽風・宇宙線が粒子内で減速する際に解放される運動エネルギーにより粒子内のごく一部が局所的に加熱されるようなイベントも候補になり得る。太陽風軽元素の保持率は鉱物種により異なることが知られている。例えば、月の海玄武岩中主要鉱物の一つであるイルメナイト (FeTiO_3) は、輝石・長石に比べて保持率が高い。Benkert et al. (1993) が、段階エッチング法という手法を用い、月表土粒子を表面から徐々に酸で溶かし、溶解した部分の He/Ar 比がどう変化するかを調べたところ、イルメナイトの表面付近では太陽風組成より 1 桁低い He/Ar 比が見られたが、より深い領域では太陽風組成とほぼ一致する値が見られ、イルメナイトからの He 散逸は限定的で、30 % 前後の He は粒子内に残留していることがわかった。一方、輝石では、 He/Ar は表面で 3 桁ほど、深部でも 1 桁ほど太陽風組成より低い値が見られ、 He の 99 % が打ち込み後に失われたことがわかった。太陽風ヘリウムが専らイルメナイトにおいて保持されているのは、月表土のヘリウム濃度とチタン濃度によい相関が見られることからわかる (Cameron 1992)。10 wt% 程度の全岩 TiO_2 濃度を持つ月表土には 10

$\mu\text{mol g}^{-1}$ 前後のヘリウムが含まれる。イルメナイトだけを月表土から抽出した場合、 $50 \mu\text{mol g}^{-1}$ のヘリウムが検出された (Eberhardt et al. 1972)。太陽風は鉱物表面の厚さ 200 nm 以内の層に大部分が存在するので、粒径の小さいイルメナイトを選択的に抽出すると、さらに高い太陽風の試料中濃度が期待できる。Hintenberger et al. (1970) は、47 wt% を占める $< 50 \mu\text{m}$ サイズの月表土粒子に 81 %のヘリウムが含まれると報告している。

(b) 水素

地球表層圏において、水素は水の形で大量に存在する。海洋・地球大気の総量から見積もった H^3Ar 比は、太陽組成より 97 倍高い。先ほど考察した ^3He の場合とは異なり、太陽風水素を地表に持ち帰った場合の希少価値はほとんどない。むしろ太陽風水素は、月面で人類活動を進める際に現地調達する地産地消型資源と捉えるべきだろう。月表土試料の全岩水素濃度は、 $211 \mu\text{mol-Hg}^{-1}$ を上限とし、大部分の表土試料は $100 \mu\text{mol-H g}^{-1}$ 以下の濃度を示す (Carter 1985; Bustin and Gibson 1992)。月表土中の水素キャリア鉱物は、ヘリウムの場合のように明確に特定されていない。これは、地球に持ち帰られた月表土試料が地球起源の水により汚染されているので、正確な評価が困難なためである (Epstein and Taylor 1974)。しかし、イルメナイトの水素保持能がヘリウムの場合と同様に高いと考えられるため、おそらくはイルメナイトが主要な水素キャリアであると考えられる。イルメナイト中のヘリウム濃度を元に、太陽組成の H/He 比(9.7)を考慮すると、イルメナイト中太陽風水素濃度は、 $500 \mu\text{mol-Hg}^{-1}$ -ilmenite 程度と見積もられる。 TiO_2 濃度 10 wt%の全岩中を考えると、全岩水素濃度は $100 \mu\text{mol-Hg}^{-1}$ -bulk 程度と計算され、月表土において観測された太陽風水素の濃度範囲の上限値と調和的である。

現在の太陽風 D/H 比は、地球水素組成に比べて少なくとも 1-2 桁低いことがわかっているが、実は正確な値はわかっていない。あまりにも重水素が欠乏しているため、太陽風が打ち込まれた試料を分析する前や分析中に付加されるわずかな汚染成分、あるいは、宇宙線照射により試料中に生成された核破碎反応起源の重水素が、 D/H 比の測定に著しく大きな影響を及ぼすためである。月表土試料の分析では、 $\text{D/H} = (5 - 8) \times 10^{-6}$ 、すなわち、地球海水の 3 - 5 %の値 (Friedman et al. 1970; Hashizume et al. 2000) が観測されているので、その範囲を上限に、真の太陽組成は更に低い値だろう。

月表土中のイルメナイトは、酸素・水素両方を効率よく抽出出来る有望な水資源鉱物と考えられる。まず、上述のように、イルメナイトは月表土中で最も有望な水素キャリアである。月表土を 600°C 程度に加熱すると、水素は、水ではなく、水素分子として抽出されることから (Carter 1985)、イルメナイトに打ち込まれた太陽風水素は、水素単体として存在すると推察される。一見、水を生成するためには酸素を別途調達する必要があるように聞こえるが、イルメナイトを加工処理することにより、水素だけでなく、更に酸素も抽出できる。イルメナイトを水素雰囲気下で加熱すると、中に含まれる酸化鉄が水素により還元され、水が発生することが実証されている (Gibson et al. 1994)。岩石から酸素を効率よく抽出するためには、鉄のように、還元されやすい金属を多く含む鉱物

を選ぶ必要がある。イルメナイトは月表土中主要鉱物の中で最も高い酸化鉄濃度を持つため、水素だけでなく、酸素発生源としても最も適した鉱物である。

(c) 太陽風の捕獲量

太陽風照射密度は、月の裏側の方が、また、低緯度ほど相対的に高いと考えられている。月の裏側赤道の遠・地球点を 10 とすると、裏側の緯度 60° では 5、また、表側赤道では縁から近・地球点に向かって減少し、近・地球点では 3 以下と見積もられている (Swindle et al. 1992)。太陽風が多く照射された月表土は相対的に高い太陽風軽元素濃度を持ち得る。太陽風が打ち込まれると、太陽風を保持した鉱物表面が徐々にスパッタリングされ、いずれは打ち込まれる量と失う量が釣り合う平衡(飽和)状態に達することが予想される。アポロ着陸地点を想定し見積もられた月表土スパッタリング率は、鉱物種により多少の違いはあるが、概ね $(2-4) \times 10^{-4} \text{ nm year}^{-1}$ 程度と見積もられている (Kerridge 1991)。従って、 2×10^5 年程度月面に暴露されると、典型的な太陽風打ち込み距離である 50 nm の厚みだけ鉱物表面が削られ、平衡状態に近づく。太陽風は、表土内の最上面に位置する鉱物粒子の、さらに、宇宙空間に向いている特定の一面にしか照射されないが、その粒子は、短時間照射されては、他の表土粒子と最表面の位置を交代する。月表土内の粒子は表土層の中の位置が固定されているわけではなく、大小様々な隕石の飛来などにより、深さ 1-10 m の範囲で定期的に攪拌(ガーデニング)されるためだ。仮に全ての月表土粒子が 100 μm サイズだと仮定すると、1 m 厚の表土層を構成する粒子がランダムに照射され、全てが完全に平衡状態に達するのに約 100 億年必要という計算になる。従って、1 m 以上の厚みを持つ典型的な月表土層において全深度において完全に平衡状態に達した表土はおそらくは存在せず、月面上の場所で決まる照射量と TiO_2 含有量に概ね応じた量の太陽風水素・ヘリウム資源が期待できる。

6.2.2 月極域の水に関するリモートセンシングデータ

彗星に向かうため 2009 年以前に月に何度かフライバイしたディープ・インパクト搭載の 1.05-4.5 μm 赤外線分光計は、月面からの反射光の中に、水または水酸基によると考えられる、2.81 μm および 2.95 μm 付近に極大値を持ち、2.7 μm から 3.6 μm まで連続的に見られる吸収を確認した (Sunshine et al. 2009)。赤道付近から北極域までの広範な領域で上記の吸収が見られたが、北極付近において最も大きな吸収が確認された。彼らは、その吸収は 0.5 wt%以下($< 550 \mu\text{mol-Hg}^{-1}$)の水によるものではないかと解釈している。この論文では、もう一点興味深い報告がされている。中低緯度域における水の吸収量が、地域による違いは小さいのに対して、時間によって明確に変化する。朝において最大の吸収量が見られ、昼にほぼ消滅し、夕方に近づくともた朝に近い吸収量に回復する。彼らは、これは地表面温度の変化と連動し、暖かい地点から冷たい地点に水分子が月面上を移動している痕跡ではないかと解釈している。冷たいところを目指して揮発性分子が天体上を移動するマイグレーションという過程が詳しく解明されると、月極域水分子の起源解明につながる。

月極域が中低緯度より高い水素濃度を持つことは中性子分光法という手法でも確認されている (Miller et al. 2012; Sanin et al. 2017). 中性子分光法は、銀河宇宙線が月面に入射した際に表土内深さ数 m 以内において発生する熱外中性子の水素による吸収、あるいは、反応により発生するガンマ線を検出する手法であり、数 wt%以下の濃度の水を高い感度で検知できる。上述の赤外線分光法では表土の最表面を中心に水を検出しているのに対して、中性子分光法では中性子が効率よく発生する表土内 10 cm 以深を中心に見ている可能性がある。ルナ・プロスペクター (LP)やルナ・リコネッサンス・オービター (LRO)によりこの手法を用いた水探査が進められた。彼らの解析によると、南北の極域それぞれ緯度 80 度以上において低緯度域より有意に高い水素濃度、極域全体の平均値として 0.1 wt% (Miller et al. 2012), 場所によっては 0.5 wt%程度まで (Sanin et al. 2017) の水に相当する水素量、すなわち、 $100\text{-}500\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{Hg}^{-1}$ の水素濃度が認められた。原理上、中性子分光法で検出出来るのは水分子ではなく水素原子なので、水素の化学形は区別できない。しかし、極域における太陽風フラックスは低緯度域より小さいと考えるのが自然なので、極域で広範に見られた高濃度の水素は、試料に直接打ち込まれた太陽風以外の形の水素、例えば、水による可能性が高い。

以上の二例は、月極域の緯度 1 度程度以上、つまり 30 km 以上の比較的広い範囲における平均的な水濃度の推定値だが、より局所的(<10 km)な範囲において、クレーターの縁などで常時日の当たらない永久影の中に、これらの濃度を大幅に上回る量の水が存在するのではと期待されている。ただし、暗く複雑な地形におけるリモートセンシングは大変難しく、現状では、非常に不確定性が高い情報であることは十分理解する必要がある。Zuber et al. (2012) は LRO 搭載の高度計に組み込まれたレーザーによりシャクルトンクレーター周辺を調べたところ、クレーター底面・壁面付近はクレーター周囲に比べて反射率が高いことを発見した。宇宙風化では逆に反射率が下がるはずなので、彼らは、これは水氷の存在によるのではないかと推測し、表層数 μm 中に最大 22 %の氷が存在すると見積もった。これに対し、Haruyama et al. (2008) は、この観測された高い反射率は、鉄を含まない長石によるもの、と解釈し、表面氷の存在にやや否定的な見解を示している。見積もりの不確定性を最大限考慮しても表土中の水存在度は 7.5 %以下だと結論している。Thomson et al. (2012) は、LRO 搭載の合成開口レーダーを用い推定を行った。円偏向比率が表土中の氷濃度により変化し得る事を用い見積もった結果、クレーター内部の表土層 1 m 中に 5~10 wt%の水氷が存在し得ると結論した。エル・クロス (LCROSS) ミッションでは、カベウスクレーターにペネトレーターを打ち込み、巻き上げられた噴出物を近赤外分光計で観測した (Colaprete et al. 2010)。観測されたスペクトルの中に水蒸気の吸収による寄与が見られ、その吸収量から推定されるクレーター内表土中の水濃度は $5.6 \pm 2.9\text{ wt\%}$ だと報告している。Strycker et al. (2013) はこの実験を地上から観測し、エジェクタの質量をより詳しく求め、 $6.3 \pm 1.6\text{ wt\%}$ という補正值を報告した。ただし、水蒸気の定量に用いられたエル・クロス搭載分光計の観測波長域は 1.3 - 2.3 μm であり、水の他にも多くの分子種による強い吸収が期待される波長域なので、これ

らによる吸収の可能性を完全に排した上での結論では必ずしもないことに注意が必要である。

6.2.3 月面への水供給と極への水濃集の理論

月面への揮発性元素供給源として、様々な起源を持つ揮発性元素含有物質、例えば、太陽風、隕石、彗星、および、月岩石圏などが考え得る。月面は、月・地球軌道への太陽・諸惑星物質輸送を実証的・定量的に解明するための魅力的な研究の場を提供する。長期にわたる月面へのこれら諸物質の供給の痕跡が月表土中に記録されているかもしれない。しかし、現状において、月面への揮発性物質供給量、その経年変化、更に、月面上での移動過程、月面における捕獲過程、月面からの散逸過程の見積には大きな不確定性があり、全貌解明に向けて今後の研究の進展が期待される。以下では、これまでに得られている証拠から導かれる、月面上の揮発性物質挙動に関する部分的な示唆を紹介する。

(a) 月面への水供給・月面における水生成過程

月面には複数の供給源候補が存在することは上に述べたが、どれが支配的な揮発性元素供給源なのか明らかではない。また、各揮発性元素供給源の間で元素組成が大きく異なるので、必ずしも一つの供給源が月面への全ての揮発性元素の供給を支配するとは限らない。例えば、月表土の太陽風同位体研究 (Hashizume et al. 2000) からは、同じ試料に捕獲された窒素と始原アルゴンが異なる起源を持つことが示唆されている。 ^{36}Ar は専ら太陽風を起源とするのに対し、窒素の場合、太陽風以外に微小隕石 (Love and Brownlee 1993) が重要な供給源らしい (Hashizume et al. 2002)。同じように、月面表土に水が存在するとしても、水を構成する水素と酸素が同じ起源を持つとは限らない。太陽風は、O/H 原子数比率が 10^{-3} 以下であるため、それだけでは水を作れない。後述するように、月起源の酸素と月面で化学反応することによりはじめて水分子・水酸基が作られたかもしれない。一方、微小隕石・彗星には、高い濃度の水・水酸基が存在するため、月面へ衝突したこれら惑星物質が蒸発することにより、ただちに水が発生し得る。月面水生成量を推定する際には、水素の供給だけに注目するのではなく、それと結合する酸素の生成・供給過程も考慮に入れた見積を行う必要がある。

月表土中豊富に見られるイルメナイトを高温下水素雰囲気中で還元する事により水を生成出来ることを先に述べたが、同じ反応が、プラントではなく月面において自然に進行したかもしれない。月表土中イルメナイト粒子表面の厚さ 200 nm の非晶質層を透過電子顕微鏡で詳細に観察すると、酸化鉄が還元された数十 nm サイズの金属鉄が豊富に見られる (Keller and McKay 1997)。金属鉄の生成は、金属との結合から解放された酸素の生成を意味する。この酸素が鉱物中で周囲に存在する水素と結合すると水・水酸基が生成される。太陽風程度のエネルギーを持つ水素イオンを鉱物に打ち込むと水酸基が生成されることは実験的にも確認されている (Ichimura et al. 2012)。鉱物中に含まれる水酸基は、水として抽出することが出来る。例えば、鉱物中に水酸基を含む隕石を 5 分程度 600°C 前後に加熱すると、水分子として抽出することが出来る (e.g., Baker et al. 2002)。

同じようにして月表土中イルメナイトにイオン照射や微小隕石衝撃などのエネルギーを加えれば、鉱物表面から局所的な水の抽出を繰り返すことが可能だろう。

(b) 月面上の水の移動・捕獲過程

月面への太陽風照射や諸惑星物質の降着は、月面のほぼ全域において起こり得る。表土から解放され、月面に遊離した水分子は月面上を飛行し、一部は月重力圏を離脱し、他は再び月面に衝突をする。中・低緯度域など高温な昼側月面に衝突した水分子は、再び月面に放出される。この過程を繰り返しながら、偶然極域や夜側月面に到来した水分子は月面鉱物上に吸着される。この移動過程をマイグレーションと呼ぶ。月面の同じ場所で昼夜において変化する水の吸収強度から、温暖な昼から寒冷的な夜に向かい水分子が経度方向に移動している、という解釈が提示されている (Sunshine et al. 2009)。

マイグレーション過程において、揮発性元素が荷電粒子として移動するのか、中性分子・原子として移動するのか、区別して考察する必要がある。荷電粒子としての振る舞いは電磁気学的に明快に解析できるのに対し、中性分子挙動の観察・理解 (e.g., Futaana et al. 2012) は容易ではない。長期にわたる月面上の水挙動を理解するには、月面上の正確な分子イオン化過程と共に、中性分子としての挙動理解が欠かせない。

表土内において揮発性分子を固定する過程を解明するためには、分子種単独で決まる熱力学的性質である凝縮とともに、分子と鉱物表面との相互作用である吸着に関する理解が不可欠である。低温下での鉱物表面への水や二酸化炭素の吸着効率は、特に火星寒冷域における水・二酸化炭素の振る舞いを解明する鍵だと目され、70年代から実験が進められてきた (e.g., Fanale and Cannon 1971)。90年代以降、鉱物には様々な活性化エネルギーの吸着スポットが存在するため、単一の活性化エネルギーを仮定して外挿すると大きな誤差を生むことが分かってきた (e.g., Zent and Quinn 1997)。近年、実際の月表土を用い低温下での水の吸着効率を実測すると、同じ鉱物種でも、宇宙風化度合が異なると桁違いに吸着効率が異なり、またその温度依存性も変化することがわかった (Poston et al. 2015)。

(c) 月の極における水の貯蔵過程

月表土内において、鉱物への分子の吸着を繰り返しながら、表面から内部に向かって水蒸気が運ばれるポンピング効果という過程が提案されている (Schorghofer and Taylor 2007)。これは、夜間月表土最表面において結露した水が、日照開始と共に蒸発し、その一部が日照熱よりも速く表土内を拡散する現象である。月表土内部の数十 cm 厚の部分は、日照に伴い温度が大きく上下する。この深さ領域において昼間に温度上昇するのは、日照熱が表土表面から内部に向かい拡散するためだが、全く同様に、水蒸気も内側に向かって拡散しうる。表土の空隙率が高いと熱伝導率は下がるのに対し、水蒸気を始めたとした気体の拡散係数は上がり、熱よりも気体が速く表土内を拡散するようになる。逆に、夜間、日中に内部に伝搬した日照熱が今度は月面・宇宙空間に向かい拡散するが、表土

内部の温度が低いと水の大部分は吸着・凝縮したままで蒸気圧が低いため、熱と同じようには月面に運ばれず、結局表土内部に留まることが出来る。月極域の日照域において、月表土数十 cm より深い部分では昼夜とも 100-130 K 程度の一定温度に維持される。この低温一定の領域において水の吸着・凝縮が効率的に起これば、月面表層から運ばれた水は、持続的にそこに蓄積されることになる。