

2018 年 5 月 8 日

## 月極域探査タスクフォース最終報告

月探査 TF

## 目次

1. 要旨	2
2. TF メンバー	3
3. TF の目標	4
4. 惑星科学・太陽系科学における月科学の重要性	5
5. TF からの提言	7
5.1. 太陽風(SW)と表層環境の相互作用	7
5.1.1. 月面での太陽風プラズマ環境の観測	9
5.1.2. 軽元素同位体分析等	12
5.2. 地殻形成史の解明	16
5.3. 太陽系内の水輸送	19
5.3.1. 太陽系初期の惑星移動の様相を探る鍵	19
5.3.2. 後期重爆撃期(LHB)の最新の知識	21
5.3.3. Grand Tack 期と LHB 期に付加された水の区別	23
5.3.4. 月の探査と並行して必要な研究	26
5.3.5. まとめ	26
5.4. 科学探査プラットフォーム	28
5.5. 物理探査・ボーリング探査のススメ	29
6. 参考文献	31

## 1. 要旨

月極域探査タスクフォース(TF)は惑星科学・太陽系科学における月科学の重要性に鑑みて、国際宇宙探査委員会に対して、太陽風と表層環境の相互作用(セクション 5.1)、地殻形成史の解明(セクション 5.2)、太陽系内の水輸送(セクション 5.3)、科学探査プラットフォーム(セクション 5.4)、という 4 つの科学的課題から提言を行う。さらに、水(氷)探査に関する科学的助言として、物理探査とボーリング探査の必要性について言及している(セクション 5.5)。

### (1) 水(氷)探査に関する科学的助言

水保持層の地質と水捕獲機構に関係があるかに注目(5.2)

早急に物理探査とボーリング探査の研究者を月極域探査のメンバーに招聘し、開発体制を根本的に補強すること(5.5)

### (2) 水(氷)探査の結果から得られる科学の整理

月表層に存在する岩石またはレゴリス試料に含有されている水の起源として、(i) 太陽風と月面との相互作用、(ii) 小惑星や彗星などの外来物質に由来、(iii) 月内部からの供給、が考えられる。D/H 比や O 同位体比に基づく水の起源の同定(質量分析計、微量水分計、熱重量計)。ただし、太陽風起源の水素以外は、同位体比の差が比較的小さく測定誤差を超えて区別することが困難な可能性もある。(5.1)

岩石またはレゴリス試料中の He や Ar の測定から、太陽風照射年代決定および太陽風と相關する非太陽風起源  $^{40}\text{Ar}$  の起源解明(質量分析計、試料加熱装置)(5.1)

極域玄武岩の生成条件の推定(イメージング分光計、微量水分計)(5.1)

北極周辺(特に裏側)と、南極周辺の表側(南極エイトケン盆地の影響を受けていない部分)には初期地殻らしき地域が認められる。初期地殻の発見は世界初の成果となる(イメージング分光計)。また、南極では高純度斜長岩が分布する地域や、高 Ca 輝石の多い地域や低 Ca 輝石の多い地域もあるので、斜長岩地殻の化学組成や、斜長岩直下の地殻が斑レイ岩かノーライトかを解明する手がかりが見つかる可能性がある(イメージング分光計)。(5.2)

地質学的状況証拠によって LHB 期の水が同定できれば、D/H 比から衝突体を推定することが可能(5.3)

### (3) 月極域での科学探査の提言

太陽風プロトンダイナミクス、日陰への侵入プロセス、月面帯電の定量的解明(月面プラズマ粒子観測器(プラズマ粒子計測器と磁力計))重イオン分析(質量分析計)(5.1)

高精度同位体分析に基づく水の起源の同定、特に太陽風以外を起源とする場合の上記(ii)、(iii)の区別・同定(5.1)

南極エイトケン盆地の形成史解明(年代測定装置等、サンプルリターン)(5.1)

その場分析による年代測定により地殻からマントルまでの各地層の形成年代を確定する。(5.2)

サンプルリターンによる詳細分析により微量元素から各地層が形成された際のマグマの組成や体積を推定したり、微量水の定量から月への水の供給や水の蒸散の時期を特定する。(5.2)

サンプル取得して年代測定。LHB 期の水が同定できれば、LHB 時期の絞り込み。さらに、玄武岩、斜長岩地殻、レゴリスなど多層的なサンプルが採取・分析できれば、Grand Tack 期と LHB 期の水の供給源を区別できる可能性(5.3)

#### (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

月面定点プラズマ観測（太陽風や磁場）により、宇宙天気および地球磁気圏環境のダイナミックな変動の理解(5.1)

地球磁気圏からの影響について過去に遡り知見を得ることにより、月—地球系の進化過程の理解(5.1)

月表層試料（特に玄武岩や Pyroclastic deposit 等）の揮発性成分量測定、およびそれに基づく物質移動・分布や月全球での揮発性元素量の推定(5.1)

月の初期地殻や斜長岩直下の地殻の岩石種がわかれば、マグマオーシャンや月全球の化学組成が制約できるかもしれない。そうなれば、月-地球系の起源に迫る研究成果となる。また、放射性物質が高濃度に濃集した地域がみつければ、マグマの分化が最も進んだ状況を確認できるほか、将来の深宇宙探査のための原子力電池用核燃料の採掘鉱山となる可能性もある。(5.2)

細かな月地質年代の測定は、太陽系小天体の衝突進化の履歴を反映しており、LHB の理解に必須(5.3)

今後の月探査は資源利用ミッションと科学ミッションがスコープを共有し、一貫した戦略の下で実現すること。そのような目的のために、資源利用・科学ミッションに共用できる以下のようなインフラを構築すること(5.4)

## 2. TF メンバー

TF リーダー	並木則行 (自然科学研究機構 国立天文台)
TF サブリーダー	春山純一 (宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所)
TF メンバー	吉田二美 (千葉工業大学 惑星探査研究センター)
	三浦弥生 (東京大学 地震研究所)
	佐伯和人 (大阪大学 大学院理学研究科)
	大竹真紀子 (宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所)
	臼井英之 (神戸大学 大学院システム情報学研究科)

### 3. TF の目標

この TF は国際宇宙専門委員会から、極域探査に関して以下の事項について検討および提言をまとめることを諮問されている。

#### (1) 水（氷）探査に関する科学的助言

モデル機器(表 3-1)を用いて、水(氷)を発見/探索するために役立ちそうな科学技術を助言する。

#### (2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理

モデル機器(表 3-1)から得られる観測データを使って、資源探査にとどまらない科学成果を上げることができるか、検討を行う。

#### (3) 月極域での科学探査の提言

水(氷)の資源探査から視野を広げて、月極域科学全体へ寄与しうる観測の提言を行う。その際には、RFI 提案や新しいセンサの提案を含めて考慮する。

#### (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

将来月惑星科学に貢献する観測について、太陽系科学，惑星科学，天文学の観点から検討する。

表 3-1 モデルミッション機器

番号	観測機器	測定量・精度
①	地中レーダー	地下の状況を識別 深度2mまでを探索
②	イメージング分光計	水氷の吸収・反射を測定 波長範囲：可視～近赤外
③	中性子分光計	Hの存在量を測定 水素含有量：100ppm(水0.1wt%)
④	熱重量分析計	揮発性物質の含有量を測定 試料質量：1g～ 測定分解能：1mg 温度範囲：～900K
⑤	質量分析計	化学種の特定 質量範囲：～100
⑥	微量水分計(CRDS)	DH比を測定 検出限界：(数ppb)

#### 4. 惑星科学・太陽系科学における月科学の重要性

日本の月科学と月探査を牽引してきたコミュニティの多くは地球電磁気・地球惑星圏学会 (SGEPSS) と日本惑星科学会に所属している。それぞれのコミュニティは宇宙科学研究所の要請に応じて RFI をまとめており、本 TF も月科学の重要課題を抽出し、検討方針を定めるための基礎資料としている。

太陽地球惑星圏の研究領域の目的・戦略・工程表 (2018 年 2 月 14 日版)

惑星科学／太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表 (2018 年 1 月 29 日版)

太陽地球惑星系科学分野 (STP 分野) がまとめた RFI においては分野全体を A) 地球磁気圏・宇宙プラズマ, 地球大気圏・電離圏と, B) 惑星電磁気圏・大気圏に区分する。そして, B) に関わる探査として, (i) 生命や生命圏環境の探査, (ii) 巨大惑星系-衛星系の電磁気圏・大気圏探査, (iii) 地球型惑星の電磁気圏・大気圏探査, (iv) 太陽・太陽圏探査, (v) 月探査に細分している。さらに, (v) 月探査に関しては, 有人月面活動に向けた重要課題の一つとして, 月極域の水の質と量の調査が提唱されている。

SGEPSS の RFI では, 月の水の分布を理解する為には, 太陽風プロトン起源の水酸基・水分子生成を含む「水の生成・濃集原理」の理解が重要であると書かれており, (v) 月探査を通して (i) 生命や生命圏環境の探査へ貢献するという方向性が示されている。太陽風プロトンの月面分布の理解には, STP 分野が宇宙天気研究で培ってきた太陽風や小天体の帯電などの宇宙環境の知見の活用とその更なる発展が求められる。また, 磁気圏を持たない天体表層が太陽風にさらされて, どのような影響を受けたかを知ることは SGEPSS RFI における主要テーマの一つである。太陽風と表層環境の相互作用は複雑で, 実測データなしには把握が困難な課題である。地球に身近な月で太陽風と表層環境の相互作用を調べることは, 太陽地球系物理学における普遍性を追求するという知的興味からも, 水資源の月面上の輸送過程と保護状態を理解するという実用性からも重要である。

他方, 日本惑星科学会がまとめた RFI (2018 年 1 月 29 日版) では, アストロバイオロジーという世界的潮流の中で, 日本の惑星探査は「太陽系生命環境の持続」の解明に向かうことが提唱されている。特に今後 20 年程度の太陽系探査の科学目標として, 「太陽系における生命生存可能環境の形成と進化の探求」が挙げられている。この科学目標は, 「A. 生命生存可能環境の普遍性」(天体環境群がいかに関与したのか?) と, 「B. 生命生存可能環境の多様性」(反応ネットワークをもつ天体がどこにどれだけ存在するか?) に区分され, さらに

A1. 惑星材料物質・生命前駆物質の分布・移動, 天体への供給

A2. 惑星・衛星の形成・初期分化

B1. 生命前駆物質の形成・進化

B2. 地下熱水環境: 鉱物—水—有機物反応系

B3. 大気（海洋）散逸・光化学反応

B4. 生命およびその痕跡

という 6 テーマに細分化されている。

月科学は上記の A1 と A2 に深く関与する。A1 では、太陽系年代学の基準としての月年代学を再検討し、小惑星・彗星探査の知見と組み合わせることで惑星材料物質の供給過程が明らかとなる。特に生命前駆物質の移動という点では、「水」は非常に重要である。このような観点から、月極域の水探査は、A1 の鍵となる。現在、惑星間空間から地球にもたらされる水は、ことごとく地球の大気海洋の汚染を受けて、地球外「水」のサンプルとして調査することができない。月極域の水は、我々が地球上で手に入れることができる貴重な地球外「水」のサンプルなのかもしれない。もしそうなれば、隕石の化学分析によって太陽系形成論が大きく進展したように、月極域の水分析によって「A. 生命生存可能環境の普遍性」を探究する科学が花開く可能性がある。だが残念ながら、月極域の水を直ちに地球大気・海洋の材料と見做すことはできない。月極域の水には太陽風起源や月内部起源も含まれるからである。月極域探査では、まず太陽風起源、月内部起源、外来起源の水フラックスを定量化することが第一に求められる。

A2 では、月のマグマオーシャンから固化した初期地殻の形成過程が最重要課題として挙げられている。月は地球に最も身近な天体として、他の太陽系内天体に比べて、これまで最も詳しく調査されてきた。岩石天体の形成・進化過程の隅石であり、礎石であり、標石でもある。火星や金星にくらべてもアクセス性が格段に良く、誕生から進化までを観測から実証できる唯一の天体といっても過言ではない。小天体の熱進化から単純に重力天体の進化が外挿できるわけではないが、地球からは抹消されてしまったマグマオーシャンの記録と、初期地殻のサンプルが月で手に入るという点は、「A. 生命生存可能環境の普遍性」探究において非常に重要である。

また、月探査には人類居住圏の拡大という固有な科学テーマがある。純粋科学の枠内に収まり切れないかも知れないが、将来の月面居住圏や、月以遠への活動領域拡大に資する科学もまた、今後の月探査の重要課題に含まれるであろう。

上記の問題意識は SGEPS と日本惑星科学会とで共通のものもあれば、相補的に関連付けられるものもあり、国際的競争力のある意義深い科学課題が浮かびあがってくる。欧米に比して小さな科学コミュニティ、中国よりも限定的な資金投資を考慮すれば、日本の月探査は絞り込んだ科学課題に集中せざるを得ない。そうした観点から、本 TF では SGEPS と日本惑星科学会の掲げる科学テーマをベースに、日本が優先的に行うべき月探査の検討を行うことにする。

## 5. TF からの提言

4 章で述べた月科学の重要性に鑑みて、TF では 5.1 太陽風と表層環境の相互作用、5.2 地殻形成史の解明、5.3 太陽系内の水輸送、5.4 科学探査プラットフォーム、という 4 つの科学的課題について提言を行う。この報告書では、それぞれの課題についてまず「(4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言」のために将来月惑星科学に貢献する重要な科学データを抽出し、そのために必要な観測を「(2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理」（モデルミッション機器によるデータ取得）と、「(3) 月極域での科学探査の提言」（理想的な観測装置の提案）に分けて記述する。一方で、「(1) 水（氷）探査に関する科学的助言」としては、特に 5.5 において物理探査とボーリング探査の必要性について言及している。

### 5.1. 太陽風(SW)と表層環境の相互作用

リモートセンシング観測や月試料分析から、月表層の岩石やレゴリス試料中には H または OH 基が存在することが報告されており（例えば、Anand et al., 2014; Crawford and Joy, 2014; Hauri et al., 2017 のレビュー論文参照）、その一部は H<sub>2</sub>O の形態で存在している可能性がある。Deep Impact に搭載された赤外線分光計による観測では、月の広範囲で H<sub>2</sub>O または OH 基による吸収が見られることが確認され、特に北極付近でもっとも大きく、著者らによれば含有されている鉱物種にもよるが水換算で最大 0.5 wt.% に相当することが指摘されている（Sunshine et al., 2009）。南極域でも中性子分光測定により H 濃度が非常に高い地域が存在するとの報告があるが、H の形態についてはわかっていない（Sanin et al., 2017）。これらの報告は、月極域で H<sub>2</sub>O あるいは OH 基（以下では水と呼ぶ）が濃集している可能性を示唆するが、現時点では不確定性も大きい。

極域に着陸して直接観測を行い水の存在量・形態・起源を明らかにすることは、月の進化や現在の表層環境を知る上でも、また、将来の資源探査の可能性を探る上でも、重要である。水の起源は大別して、(i) 太陽風と月面との相互作用、(ii) 小惑星や彗星などの外来物質に由来、(iii) 月内部からの供給、が考えられる。これまでの研究で、月試料中のアパタイトや無水鉱物内のガラス包有物には水が含まれていることがわかっている。その水素同位体測定結果から、月内部の水は小惑星起源であることが示唆されているが（Barnes et al., 2016; Saal et al., 2013; Füri et al., 2014 など）、一部の結果からは彗星の寄与も示されている（Greenwood et al., 2011 など）。さらに、アポロが回収したレゴリス試料中のアグルチネート・ガラスでは、OH 基の D/H 比は太陽風起源と考えられる低い値を示し（図 5.1-1、水素の供給源は太陽風である可能性を指摘している（Liu, 2012））。

これらのことを踏まえて、まず、(5.1.1)では、月面における宇宙プラズマ（太陽風起源、地球磁気圏起源）のプロトンフラックス量を定量的に把握し、月極域領域での水酸基、水分子生成、または水分子のスパッタリングの可能性を探る基礎データとすることを提案する。さらに(5.1.2)では、表層試料の軽元素同位体分析、岩石鉱物組成・粒径観察等から H や OH 基の絶対量や存在形態、および起源等を同定することについて提案する。これまでに極域月面での太陽風プラズマの直接観測や表層試料の特性分析や H, OH 解析は例がなく、理学的観点からも非常に重要かつ意義深い。

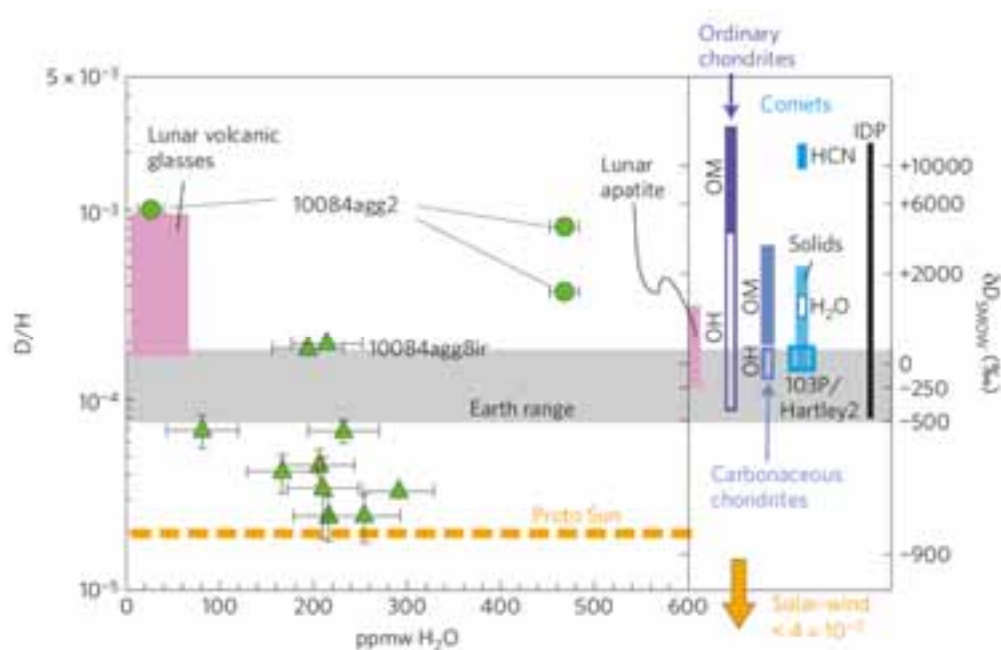


図 5.1-1 アグルチネート・ガラスの D/H 比と OH 量. アグルチネート・ガラス（緑▲・●）の他、月玄武岩中のアパタイトや起源物質候補の D/H 比が記されている（Liu et al., 2012 より引用）

### 5.1.1. 月面での太陽風プラズマ環境の観測

月軌道は、太陽風中が 8 割、地球磁気圏中が 2 割であり、どちらの場合も月面へのプロトン供給が可能である。まずは、太陽風環境中の月に関する模式図を図 5.1-2 示す。巨視的には月の昼側と夜側において、それぞれ正と負の月面帯電として観測される。昼間側では、月面に直接衝突する太陽風プロトン（400 km/s, 10 /cc, 10 eV）と地表からの光電子放出により、月面帯電極性は正となる一方、ウェイク領域では電流成分がほとんど存在せず、熱電子の高エネルギー成分流入により負の月面電位が現れる。また、太陽風プロトンの昼間側での直接月面衝突により、月

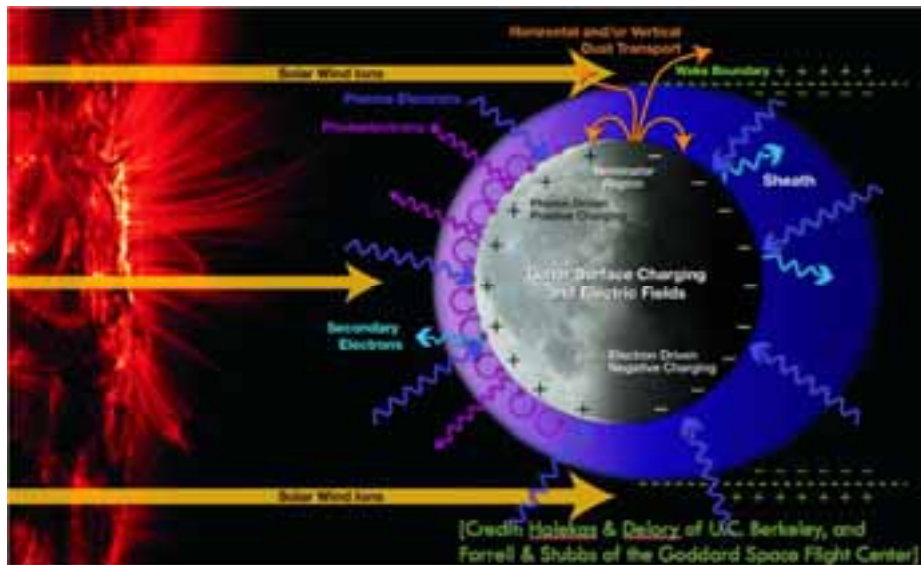


図 5.1-2 太陽風と月面環境（模式図）

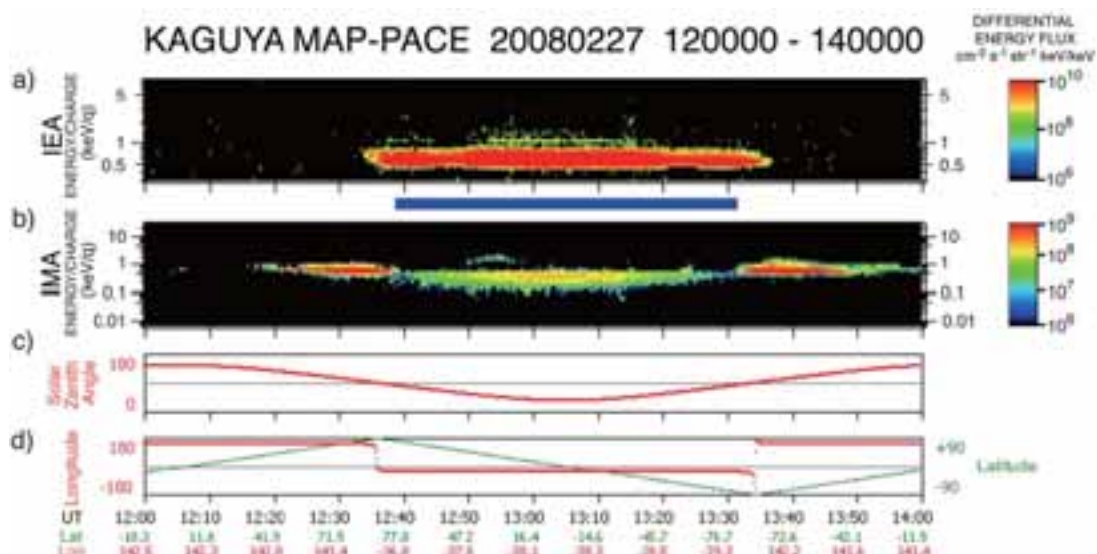


図 5.1-3. かぐや観測による太陽風プロトンの月面散乱 (Saito et al., 2008) . かぐやが昼側月面上空を通過した~12:40—1330 UT に~0.1—0.5 keV の反月面向きイオン(b)が検出

の夜側に太陽風の流れに沿って低密度領域（ウェイク）が形成される (Lyon et al., 1967; Schubert and Lichtenstein, 1974). 太陽風電子はプロトンに比べて熱的な高速成分を持つため、そのような電子はプロトンよりも先にウェイクに侵入する. この状況下ではウェイク内に電子が多くなり, ウェイク境界で電荷分離による内向き分極電場が形成される(Ogilvie et al.,1996). その電場によって太陽風プロトンもウェイクに引き込まれる. 一方, 月が磁気圏プラズマシート滞在中は, 昼側・夜側を問わずプラズマ (0.1/cc, 1keV) が月面に衝突し水素原子が供給される. これらは衛星観測をもとにした月面環境の巨視的な描像であるが, 月面上での局地的な地形, 例えば, クレーターや岩石, 縦孔の日向と日陰の境界における太陽風プロトンのダイナミクスや月面帯電については直接観測がない.

月面での太陽風直接観測は, 太陽風プロトンダイナミクスの定量的理解という理学的な観点からも大変重要であるが, さらに, 太陽風プロトンによる水資源生成, および水分子のスパッタリングの可能性を議論する上でも非常に重要である. 本節では, 「(3)月極域での科学探査の提言」の観点から, 月面での太陽風プラズマ環境の直接観測を提案する. 周回機であるかぐや衛星に搭載されたプラズマ環境観測装置 (MAP)により太陽風プラズマ粒子及び磁場が計測された (Saito et al., 2008). 図 5.1-3 示すように, かぐや観測結果から, 月面に入射した太陽風プロトンの約 0.1%~1%程度が正イオンとして上空へ散乱することが明らかになった. 一方, 太陽風プロトンの約 10-20%は月面で散乱する際に中性化され, 高速中性粒子 (ENA) として放出されることが IBEX および Chandrayaan-1 による観測から明らかになった(McComas et al., 2009; Wieser et al., 2009). これらの観測を踏まえて, 次期の月極域探査でも, かぐや衛星の MAP に相当するプラズマ環境計測器を月面に設置することにより, 月極域領域における太陽風プラズマのフラックス量を直接計測することを提案する. この場合, 着陸機にプラズマ観測器を設置し, 定点観測を行うか, もしくはローバーに搭載し, 月面の日向や日陰など様々な環境を移動しながらそれぞれの領域における太陽風プロトンの流量を計測することが考えられる. 月面形状やレゴリス, ダスト粒子, 月面近くの光電子などのより太陽風プロトン計測がどの程度正確にできるかは不明であ

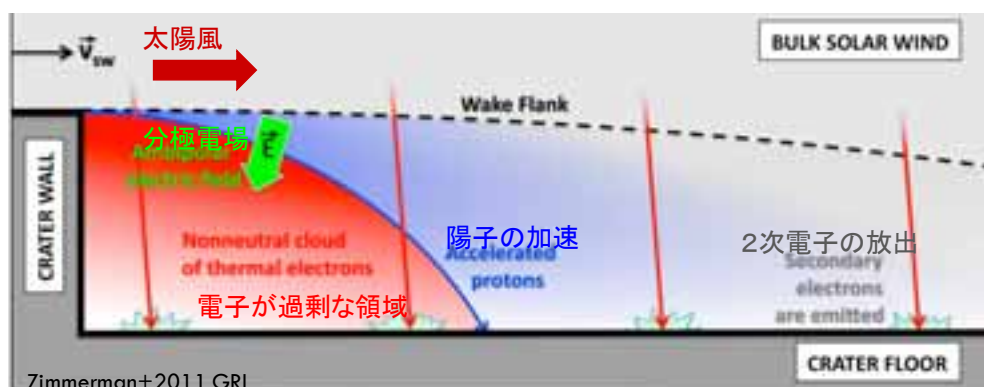


図 5.1-4 極域クレータ日陰における太陽風プロトン, 電子の応答に関する模式図  
(Zeimmerman et al., 2011)

るが、月面での太陽風及び磁気圏起源プラズマ粒子の詳細観測はこれまでにはなく、貴重かつ重要である。プラズマ観測器を月面ローバーに搭載する場合、日向のみならず、水資源が濃集されている日陰や日向/日陰境界領域における太陽風プロトン及び電子分布の詳細観測が可能である。水資源の観点からは、温度が低い日陰におけるプロトン計測が重要である。

また理学的観点からは、太陽風プロトンが極域月面の日陰に侵入するプロセスが非常に興味深い。前述したように、巨視的には月のウェイク境界で電子とプロトンのダイナミクスの差により分極電界が生じ、これによりイオンもウェイクに若干引き込まれる。このアナロジーで、極域月面の局地的な地形、例えば、クレーターや岩石、縦孔の日向と日陰の境界でも太陽風プロトンが分極電界により日陰に引き込ま

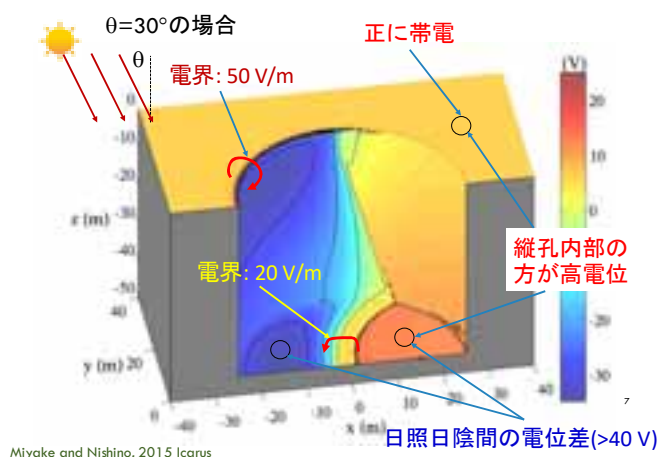


図 5.1-5 縦孔の電位分布

れる可能性がある。一旦日陰に引き込まれたプロトンは日陰に蓄積され密度が高くなることも考えられる。これらについては、直接観測がないため理論や数値シミュレーションによるモデリング研究が行われている (Farrell et al., 2010; Zimmerman et al., 2011, 2012, 2013; Poppe et al., 2012, Miyake and Nishino, 2015)。これらの研究の共通の結論として、クレーターや孔の側壁による太陽光および太陽風プロトンの遮蔽効果が局所的な静電環境を決めることが示唆された。この電場は、プロトンの日陰領域への加速に寄与するが、その3次元構造は月面の幾何形状に大きく依存する (Olhoeft et al., 1974; Criswell et al., 1977; De and Criswell, 1977; Wang et al., 2007)。これらの様子を模式的に図 5.1-4 示す。図中の左側にクレーター壁があり、左から右に太陽風が流れているとする。太陽風方向に光も照射されているため、クレーター壁の右側は日陰となる。黒色の点線が本来の太陽風プロトンが存在する境界線である。本来なら日陰領域には太陽風プロトン流入は少ないが、前述したようにウェイク境界における局所的な分極電界によりプロトンが内向きに加速され、結果として日陰領域に侵入する。ローバーでこの日陰領域におけるプラズマ粒子観測を行うことにより、日陰における太陽風プロトンの流入フラックス量を定量的に得ることができ、極域クレーターや日陰へのプロトン侵入が水酸基、水分子生成、または水分子のスパッタリングにどのように関与しているのかを検討するための基礎データとすることが出来る。また同時に、図 5.1-4 模式図的なプラズマ侵入プロセスの妥当性を検証することができる。

また、下記の 5.1.2 とも関連するが、質量分析計による太陽風中の重イオン( $\text{He}^+$ ,  $\text{C}^+$ ,  $\text{O}^+$ など)の極域での観測も鉱物特性や物質循環の観点から興味深い。一方、希薄な月大気の主成分である  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$  の電離成分に関しては、光励起脱離 (PSD) が月面へのイオン衝突によるスパッタ

リング以上に重要であるとの報告があり(Yokota and Saito, 2005, Sarantos et al. 2008, Potter et al. 2000) , 質量分析計によるこれらの極域観測も月科学として重要である。

月面電位については, 月面での太陽風プラズマフラックス量観測による表面蓄積電荷量から評価できる。表面電位の平衡状態は, 荷電粒子種間の電流バランスが満たされるように決定される(Manka, 1973; Halekas et al., 2011; Stubbs et al., 2014) 。局所的な視点で見ると, 月面の幾何形状に依存して, 局地的に日向と日陰領域が形成されることや, 太陽風プロトンなどの荷電粒子フラックスの条件が場所毎に異なることにより, 月面電位は地形に依存し空間的に非一様となる(Farrell et al., 2007; Farrell et al., 2010) 。月面帯電とそれを取り巻く静電環境のモデリングの一事例として, 図 5.1-5 示すように, Marius 丘に発見されている縦孔(Haruyama et al., 2009, 2012)の電位環境について全粒子プラズマシミュレーション解析が実施された(Miyake and Nishino, 2015) 。日向と日陰の間の月面電位の違いにより, 局所的に大きな電界が生じる可能性がある。これにより帯電した月面ダストの浮遊やローバー表面へのダスト付着などの現象についても考察が可能となる。

#### 5.1.2. 軽元素同位体分析等

これまでの月面探査では水のその場分析が行われたことはなく, 着陸ローバーでの移動により複数地点で月表層試料中の水濃度を測定できれば, リモートセンシング観測データとの整合性や水の存在が極域全体に分布しているか/特定の場所に局在しているかを知る大きな手がかりとなる。モデルミッション機器(表 3-1)として挙げられているの質量分析計, CRDS, 熱重量分析計および上述のプラズマ観測器などにより, 水の分子形態( $\text{H}_2\text{O}$  or OH 基), D/H 比, 酸素同位体比, 鉱物組成, 温度等の環境条件, 太陽風流量を同時に観測することで水の起源を同定することは重要である。D/H 比や酸素同位体比は, 起源物質により異なる比を持つため(図 5.1-1 5.1-6, 特に両元素の同位体組成を測定できれば水起源に迫れる可能性は高い。ただし, 拡散や宇宙線照射起源核種の付加による D/H 比の変化なども起こり得るので, 観測結果を総合的に見て解釈

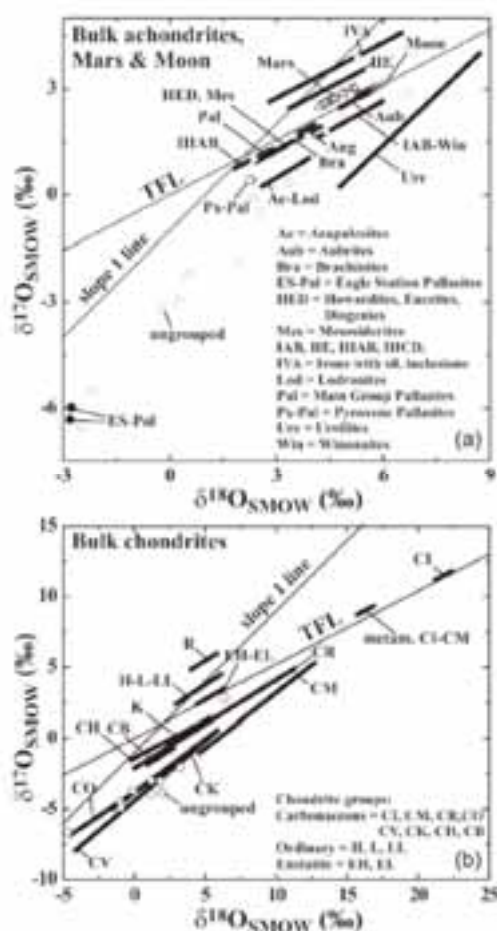


図 5.1-6 惑星物質の酸素同位体組成 (Yurimoto et al., 2007 より引用) 。太陽風の酸素同位体組成については, Genesis 探査で回収された試料の測定により  $\delta^{17}\text{O} = -80.8 \pm 5.0 \text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -102.3 \pm 3.3 \text{ ‰}$ との報告がある (McKeegan et al., 2011) 。

する必要がある。同位体比をより高精度で測定できることが望ましいがリソースには制約もあるため、最小限の“起源物質の絞り込み”および Curiosity に搭載された TLS (Tunable Laser Spectrometer) の実績を踏まえ、まずは D/H 比で 10 ‰、酸素同位体比で数‰程度の誤差で測定できれば有意義ではなかろうか。水の水素の供給源が太陽風である場合には、太陽風の D/H 比は他の惑星試料に比べて有意に（数倍から 1 桁以上）低い値を持っているので識別しやすく、水の水素同位体比と太陽風の挙動との関連はまず着目すべき課題である。水の蒸発過程で D/H 比の分別が生じたとしても、残渣の比は高くなるセンスであるので、水の D/H 比が低ければ太陽風起源である可能性は高い。一方で、水の起源が太陽風以外の場合には、小惑星または彗星が持つような同位体比を示すことが考えられ、それらを明確に区別するには高精度な測定と同位体分別の影響の評価が必要であり、現実性が高いのはサンプルリターンによる研究であろう。しかし、一部には特徴的な同位体組成を持つものもあり、また彗星の D/H 比の範囲は定かではないので、その場分析で同定や新たな発見をもたらす可能性はある。水の高濃度領域が発見できれば、局在する理由や濃集メカニズムの解明を目指す。

水の高濃度領域が発見できない場合でも、玄武岩が見つければ、マントル起源の水を保持している可能性がある。極域玄武岩はアポロ試料の玄武岩と同じである確証はなく、玄武岩の組成や生成条件についてイメージング分光計等を活用し調査することは有益である。その場分析により揮発性元素（水、CO<sub>2</sub>、SO<sub>2</sub> 等）濃度が測定できれば、地球物質による汚染を最小限（機器のバックグラウンドのみ）にしたデータを取得できる。試料を段階的に加熱して揮発性元素を抽出することで（図 5.1-7 アポロ試料の段階加熱測定例）、それらの捕獲サイト（結晶内部か試料表面か）を推測可能で、マントル中の揮発性元素濃度推定に有用と思われる。

太陽風にはヘリウムも約 5%含まれるので、粒子を加熱し捕獲されているヘリウム同位体を質量分析計で測定し、鉱物観察や上記 5.1.1 で得られる物理環境情報とも組み合わせて、太陽風照射モデルを構築する。

ネオン同位体からは銀河宇宙線照射履歴が明らかになる可能性がある。ただし、生成率の推定が必要で、その場分析では取得情報に制約もあり不確定性は大きいかもしれない（サンプルリターンの場合には、複数核種を組み合わせでより確からしい宇宙線照射年代・履歴が得られることが期待できる）。

また、アポロ探査や月隕石研究により、月表層では月内部から拡散で放出されたと思われる核種（<sup>40</sup>Ar, <sup>129</sup>Xe, <sup>131-136</sup>Xe など）が存在することが報告されている（Manka and Michel, 1971; Hodges, 1975; Eugster et al., 2001 およびそこでの引用文献を参照）。さらに、かぐやの観測により、月が地球磁気圏プラズマシートを通過する際に地球高層大気起源の酸素イオン（O<sup>+</sup>）が検出されている（Terada et al., 2017）。これらの一部は太陽風とともに粒子表層に再打ち込みされた可能性が指摘されているが、実証データは乏しく探査による検証が必要である。その量は打ち込まれた年代、表層温度、化学組成、地球-月系の軌道進化などに関連があるはずである。岩石試料中および月表面（希薄大気）における太陽風やその他の起源のイオン・中性粒子（例えば、H, He, N, O, Ar）のその場分析データが有益である。極域というこれまでの探査とは異なる物理



## 5.1 太陽風(SW)と表層環境の相互作用

### (1) 水（氷）探査に関する科学的助言

#### (2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理

月表層に存在する岩石またはレゴリス試料に含有されている水の起源として、(i) 太陽風と月面との相互作用、(ii) 小惑星や彗星などの外来物質に由来、(iii) 月内部からの供給、が考えられる。D/H 比や O 同位体比に基づく水の起源の同定（質量分析計、微量水分計、熱重量計）。ただし、太陽風起源の水素以外は、同位体比の差が比較的小さく測定誤差を超えて区別することが困難な可能性もある。

岩石またはレゴリス試料中の He や Ar の測定から、太陽風照射年代決定および太陽風と相関する非太陽風起源  $^{40}\text{Ar}$  の起源解明（質量分析計、試料加熱装置）  
極域玄武岩の生成条件の推定(イメージング分光計、微量水分計)

#### (3) 月極域での科学探査の提言

太陽風プロトンダイナミクス、日陰への侵入プロセス、月面帯電の定量的解明（月面プラズマ粒子観測器(プラズマ粒子計測器と磁力計)) 重イオン分析（質量分析計）  
高精度同位体分析に基づく水の起源の同定、特に太陽風以外を起源とする場合の上記(ii), (iii)の区別・同定

南極エイトケン盆地の形成史解明（年代測定装置等、サンプルリターン）

#### (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

月面定点プラズマ観測（太陽風や磁場）により、宇宙天気および地球磁気圏環境のダイナミックな変動の理解

地球磁気圏からの影響について過去に遡り知見を得ることにより、月-地球系の進化過程の理解

月表層試料（特に玄武岩や Pyroclastic deposit 等）の揮発性成分量測定、およびそれに基づく物質移動・分布や月全球での揮発性元素量の推定



図 5.1-8 太陽風と表層環境の相互作用についての科学的課題と観測データの概念

## 5.2. 地殻形成史の解明

月の地質地域はおおまかに PKT (嵐の大洋 KREEP 地域), FHT (長石質高地地域), SPA (南極エイテン盆地地域) に三分される (図 5.2-1). SPA は熱源物質の濃度が低く, PKT と SPA の地域差はマントル深部にまで及ぶことが示唆される(Lucey et al.(1995), Jolliff et al. (2000)).

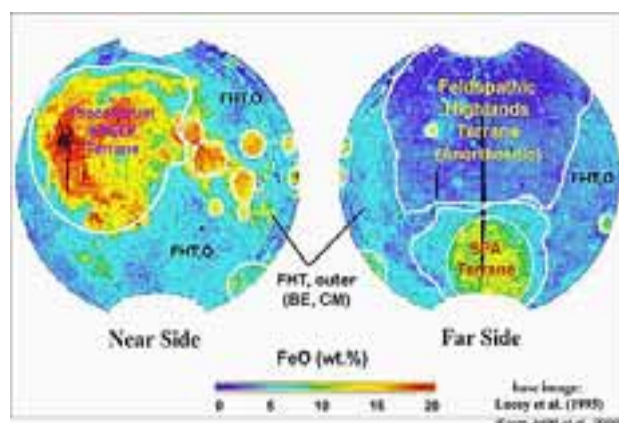


図 5.2-1 月の三大地質地域 (Jolliff et al.(2000)より)

一方, 月周回探査や月隕石研究により, 月の初期の地殻である高地部分にも地域差があり, 同じ斜長岩地殻でも  $Mg/Fe$  の異なるバリエーションを持つことが分かってきた. 斜長岩地殻の  $Mg/Fe$  は裏で高く, 表で低い (Ohtake et al.(2012), Crites & Lucey (2015))(図 5.2-2).

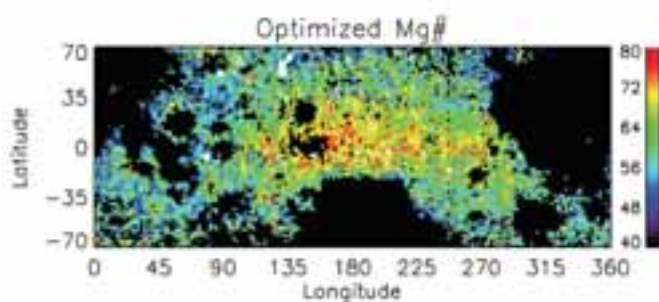
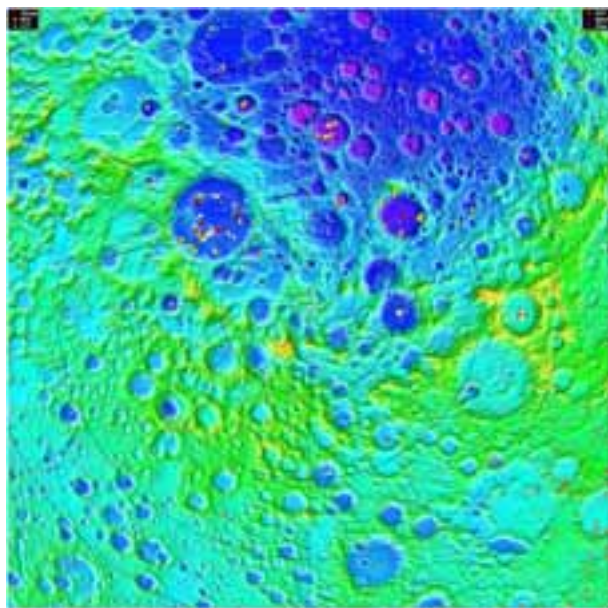


図 5.2-2 月の高地の  $Mg\# (=Mg/(Mg+Fe) \text{ atomic ratio})$  マップ (Crites&Lucey(2015)より)

マグマの一般的な化学組成変化トレンドから, 初期地殻は  $Mg/Fe$  が高いと考えられるので, 月地殻の  $Mg/Fe$  のバリエーションができた原因として, (a) 初期月地殻が(今の)裏側から生成され始め, 徐々に成長した, とか, (b)地域によるオーバーターンの有無や程度の違いによって  $Mg/Fe$  の差ができた, など, いろいろな説が考えられる. この謎を解明するためには初期地殻らしき地域への着陸探査が必須であるが, まだ行われていない. 初期地殻と思われるのは, 北極周辺 (特に裏側) と, 南極周辺の表側 (南極エイテン盆地の影響を受けていない部分) である. 米国,

中国、インドなどは、SPA からのサンプルリターンの構想がある。サンプルリターンでは隕石重爆撃期の有無や cryptmare の生成年代など地史を制約する情報が期待されている(Jolliff et al. (2017))。ただ、地史が複雑なので、探査の難易度は高い。また SPA 地域にあるシュレディンガー盆地はかんらん石が存在する (Yamamoto et al.(2010))。斜長岩地殻直下の地層の手掛りが採取出来るかもしれない。さらに周辺には高 Ca 輝石の多い地域や低 Ca 輝石の多い地域もあるので、斜長岩地殻の直下が斑レイ岩かノーライトかを解明する手がかりも見つかる可能性がある(図



5.2-3) . 月の初期地殻や斜長岩直下の地殻がわかれば、マグマオーシャンや月全球の化学組成が制約できるかもしれない。そうなれば、月-地球系の起源に迫る研究成果となろう。

図 5.2-3 月の南極付近の特定鉱物濃集地点 (山本聡氏提供)

また、極域に限らないが Th 高濃度地域が見つければ将来核燃料物質を採掘する鉱山となりうることも留意しておきたい。

地質探査で注意すべき点を挙げる。まず、極域のリモートセンシング観測は測光条件が悪く、可視近赤外分光による地質マップの精度が低下することに注意が必要である。また、鉱物の反射スペクトルが温度によって変化することも今後の要検討課題である (Hinrichs et al.(1999))。月の表面が巨大衝突によって掘り返され、放出物が降り積もり、ほとんどの場所は数百 m の深さまで混合されている (Petro and Pieters(2008)) ことにも注意せねばならない。例えば南極エイテン盆地の形成時には、その放出物が全月を数百mから数 km の深さで覆ったとも考えられる (Petro and Pieters(2008))。表層が混合される月において、岩体の形成された元の場所の情報を読み取ることができる露頭と言えるのは、以下の 3 つの場合である。第一の露頭は、混合層の影響が気にならないほどの広大な地質ブロック、例えば、前出の FHT,SPA,PKT といった大規模に分布する地質地域である。これら地域の岩石学的特徴は、粉碎混合されたレゴリスにもかなりな程度保存されていると考えられる。第二の露頭は、クレーター中央丘である。直径 100 km 程度

以上のサイズのクレーターが多くは、中央に中央丘とよばれる高さ 1000~2000 m クラスの山を持っている。中央丘は衝突の衝撃で地下数 km~30 km 前後の深さの物質が地表に飛び出してきたものだと考えられるので、地下探査の天窓として活用することができる (Tompkins and Pieters (1999))。中央丘の可視近赤外リモートセンシング画像から、斜長岩地殻の直下はノーライトに近い岩石であることが示唆された研究例 (Lemelin et al. (2014)) もある。第三の露頭は、衝突によってできた巨大盆地構造の縁の部分である。クレーター底は、衝突熔融した物質で再埋立されるので、もともと地下にあった物質は、放出物として、クレーター周辺に堆積していたり、クレーターの壁面に現れる (例えば Yamamoto et al. (2010))。例えばシュレディンガークレーターには、高純度斜長岩 (PAN) 地殻を示唆する物質や、斜長岩地殻直下のノーライト的な岩石層の存在を示唆する物質、カンラン岩マントルを示唆する物質が見られる (Yamamoto et al. (2010))。

近年の新しい月科学の知見として、月のマントルは地球の中央海嶺玄武岩 (MORB) と同程度に水分を含んでいるという研究例が続々と発表されている (Hauri et al. (2018))。月地殻の主要鉱物に OH が含まれないのはなぜか？いつ水は月や地球に付加されたのか？月の表層の水はいつ抜けたのか？実は、月の地下のごく一部地域に水が濃集しているだけなのか？さまざまな問題が山積している。我々は天体への水の供給過程や岩石型天体のマグマオーシャンの分化過程に関して、重要な何かを見落としていると思われる。地殻からマントルまでの各層の岩石の含水量を測定することで、月の分化過程や水の移動の歴史を読み解くことができると期待される。

---

## 5.2 地殻形成史の解明

---

### (1) 水 (氷) 探査に関する科学的助言

水保持層の地質と水捕獲機構に関係があるかに注目

### (2) 水 (氷) 探査の結果から得られる科学の整理

北極周辺 (特に裏側) と、南極周辺の表側 (南極エイトケン盆地の影響を受けていない部分) には初期地殻らしき地域が認められる。初期地殻の発見は世界初の成果となる (イメージング分光計)。また、南極では高純度斜長岩が分布する地域や、高 Ca 輝石の多い地域や低 Ca 輝石の多い地域もあるので、斜長岩地殻の化学組成や、斜長岩直下の地殻が斑レイ岩かノーライトかを解明する手がかりが見つかる可能性がある (イメージング分光計)。

### (3) 月極域での科学探査の提言

その場分析による年代測定により地殻からマントルまでの各地層の形成年代を確定する。

サンプルリターンによる詳細分析により微量元素から各地層が形成された際のマグマの組成や体積を推定したり、微量水の定量から月への水の供給や水の蒸散の時期を特定する。

### (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

月の初期地殻や地殻直下の岩石種がわかれば、マグマオーシャンや月全球の化学組成が制約できるかもしれない。そうなれば、月-地球系の起源に迫る研究成果となる。また、

放射性物質が高濃度に濃集した地域がみつければ、マグマの分化が最も進んだ状況を確認できるほか、将来の深宇宙探査のための原子力電池用核燃料の採掘鉱山となる可能性もある。



図 5.2-4 斜長岩直下の地殻・初期地殻の発見についての科学的課題と観測データの概念

### 5.3. 太陽系内の水輸送

#### 5.3.1. 太陽系初期の惑星移動の様相を探る鍵

事の真偽は確かめられていないが、太陽系初期に起こった惑星移動により太陽系の物質が広い範囲で混合されてという仮説がある。この仮説は現在の太陽系小天体の軌道分布や物質分布から確からしいと考えられるが、その詳細は分かっていない。その詳細を紐解く鍵が月面にあるかもしれない。

太陽系の微惑星は太陽系の温度勾配にしたがって、太陽に近い領域から無水微惑星、含水微惑星、氷微惑星のゾーンに分かれて形成された。原始太陽系星雲がまだ残る中でそれらの微惑星が衝突合体して原始惑星へと成長する中で動径方向の移動が生じ、原始惑星周辺の微惑星が散乱、広い範囲で混合されたという仮説がある(Grand Tack model, Walsh et al. (2011))。この仮説は火星の質量が地球型惑星の中で極端に小さい理由を説明しようとしたものであったが、シミュレーションの結果は火星の質量を制限するとともに、メインベルトに岩石小惑星(無水微惑星)のみならず、水や氷を含む天体(含水微惑星、氷微惑星)が含まれることを示唆した。一方、メインベルト小惑星の観測では、いくつかの Themis 族のメンバーで水の吸収(3 $\mu$ m の吸収)が発見され(例えば, Rivkin & Emery (2010)), また活動小惑星(もしくはメインベルト彗星)とよばれる氷を含

む可能性のある天体も発見された(例えば, Jewitt (2017))ことから, Grand Tack model が予想するような微惑星の混合が実際に起こったと考える研究者も多い.

惑星移動による動乱期は, Grand Tack の後にもう一度あったという予想があり(Nice Model, Tsiganis et al. (2005)), それが後期重爆撃期(アポロサンプルの年代分析や月のクレーターのサイズ分布などから推測される月に太陽の天体が集中して衝突した時期)に相当する. Nice Model は, 多くのカイパーベルト天体が特に海王星との平均運動共鳴にあることやカイパーベルトに異なる力学グループが存在すること (Resonant, Scatters, Classical, Detached), 木星トロヤ群の軌道分布を説明できること(Morbidelli et al. (2005)), 後期重爆撃期のタイミングを説明できること(惑星形成が終わった後しばらくして天体が内側は落ちてくるタイミング. Gomes et al. (2005)では大量のカイパーベルト天体がまず一気に内側に落下し, その後メインベルト小惑星も部分的に月のクレーターリングに貢献したとしている)などにより多くの研究者の注目を集めた. このモデルは最初の発表以来多くの改良が重ねられ, 主に初期惑星の位置と氷惑星の一つが木星との近接遭遇で木星の軌道長半径が段階的に変化する(Jumping Jupiter シナリオ, Brasser et al. (2009))という二つの点が変更された. これらの変更によりその予測と観測の間の違いは少なくなってきたが, 現在もまだ議論が続いている.

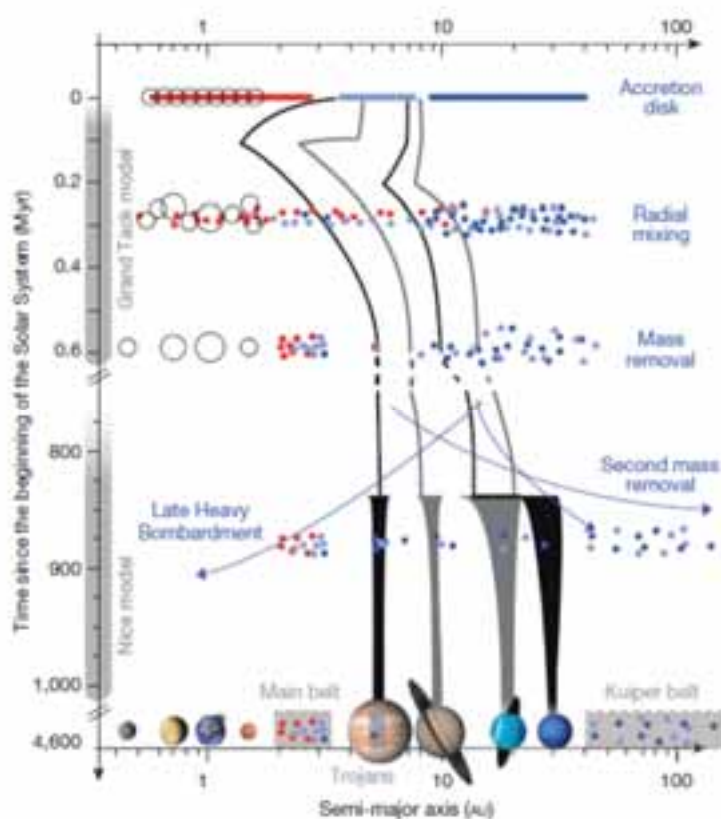


図 5.3-1 Grand Tack と Nice モデルを組み合わせた太陽系形成モデル. 太陽系で起こった可能性のある惑星移動, 小天体の動径方向の混合, 質量大放射などを経て, 最終的に現在の太陽系でみられる惑星と小天体の分布へ進化する様子を表す(DeMeo and Carry (2014)).

また、四つの大惑星(木星，土星，天王星，海王星)を現在まで生き残らせるために，太陽系の動乱期には五つの惑星があり，一つの氷惑星が散乱されて四つが生き残ったという説もある(Nesvorný (2011)). この方が惑星と微惑星の重力散乱期を経て四つの惑星が生き残る確率が高いからである．

以上述べたように，太陽系の惑星形成期とその後の惑星が現在の軌道に落ち着くまでの期間の我々の知識は明確な理解には程遠く，数値シミュレーションで探るには限界があることは明確である．的確に理解するには観測により現在の太陽系から状況証拠を集めてインプットすることが重要である．この状況証拠となりうるものの一つが，月面の観測で予想される後期重爆撃期の真偽の調査であり，もし後期重爆撃期があったとすればその時の天体の種類と流入用の見積もりであろう．月面の調査は太陽系史の最も混沌としている時代を紐解く重要な手がかりを与えうる．

### 5.3.2. 後期重爆撃期(LHB)の最新の知識

LHB に関しては主に，「いつ起こったか?」「単発のイベントか? 惑星集積過程に関連する長期的イベントか?」について歴史的論争があった．LHB の理解を妨げている主な要因は (1)月の海の絶対年代の決定精度が悪すぎる，(2)内部太陽系への衝突体の質量 vs time flux の制約するための情報がない事である．しかし，小天体と月面や地球型惑星のクレーターサイズの調査から，メインベルト小惑星が月面や地球型惑星に落ちて来た時期があったという状況証拠はある(Strom et al. (2005)).

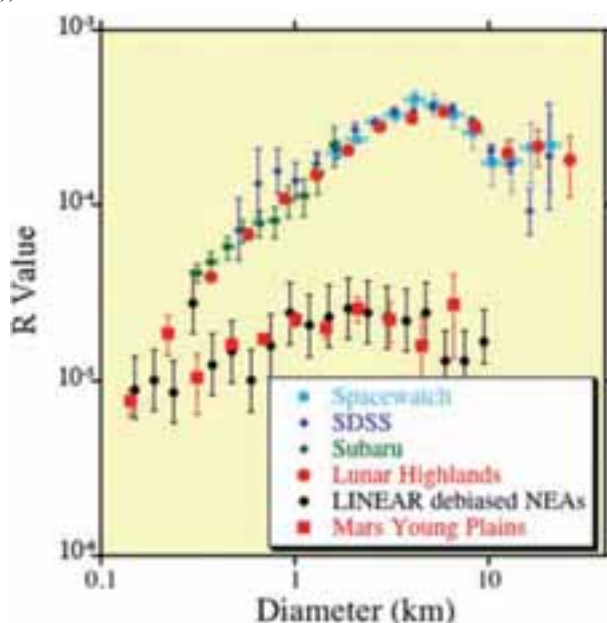


図 5.3-2 メインベルト小惑星，近地球小惑星，および，クレーターサイズ分布から推定した月と火星への衝突体のサイズ分布の比較．赤い点はクレーターのサイズ分布から推測したもので，その他は望遠鏡によるサーベイ観測から求めた各天体群のサイズ分布である．Spacewatch, SDSS, Subaru はメインベルト小惑星のサイズ分布，LINEAR は近地球小惑星のサイズ分布を表す．この

図から、メインベルト小惑星のサイズ分布は、LHB の衝突クレーターに相当すると思われる月の高地のクレーターを形成した衝突体とほぼ同一のサイズ分布を示し、近地球小惑星のサイズ分布は、LHB 後の比較的若い表面のクレーターを形成した衝突体とほぼ同一のサイズ分布を示すことがわかった。

GRAIL や Mars Reconnaissance Orbiter, Apollo サンプルの再測定などによる最新の情報とデータ解析からわかった LHB の最新知見では、以前 38 億年前と言われていた LHB の年代は 42 億年前まで遡ることになった。また、全ての basins が 2 億年以内に形成されたという仮説は除外される可能性が出て来た。月の表側は全体的に Imbrium からのエジェクタで resurfacing されたらしいことがわかった(Bottke & Norman (2017))。また Marchi et al. (2013) は月、Vesta からの隕石 (HED 隕石)、H-コンドライトの  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age は 34-41 億年前という共通の年代を示し、 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age は 10 km/s を超える超高速衝突を反映したものと解釈できることから、この高速衝突は、大惑星の移動により多くのメインベルトの天体が大きい離心率の軌道になり、高速で衝突したものと考えることができる。つまり、月とメインベルトは距離的に離れているにも関わらず、同じ bombardment を経験したらしく、これが LHB であるとの論文の著者らは解釈している。

このような新たな証拠から、おそらく LHB が起こったことは確からしい。時期についてはまだ幅があるので、月面でできるだけ古いサンプルを取得して年代測定を行う必要がある。

さらなる課題は LHB 期に流入した天体の種類(大別すればメインベルト小惑星か、より揮発性物質の多い彗星(Nice model や Jumping Jupiter シナリオを信じればカイパーベルト起源と考えられる)のどちらか、あるいはどちらも)を探ることである。これには 5.1 節で挙げられた D/H 比、酸素同位体比等の測定が行われれば、手がかりが得られると考えられる。小惑星と彗星の D/H 比は大きく異なることが知られている。原始太陽系星雲の D/H 比に比べて太陽系の内側にある地球や月、始原的なコンドライトなどは約 6 倍高く、彗星は 10-20 倍高い(Altwegg et al. (2015))。ただし、これまで調べられた彗星の多くはオールト雲起源で、Nice model や Jumping Jupiter シナリオが予測するカイパーベルト起源であることが確かな彗星の D/H 比が測定されたことないため、現在の D/H 比の差を小惑星か彗星かを区別する指標とするのは危険かもしれない。様々な D/H 比を生み出す過程の理論的研究も並行して進めていく必要があろう。



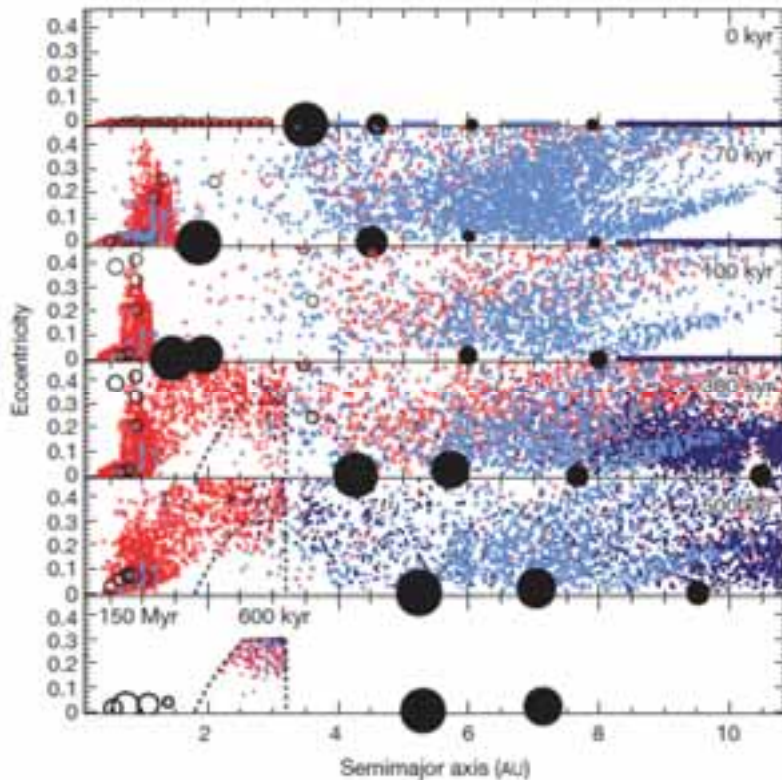


図 5.3-4 木星，土星，天王星，海王星は，内向きと外向きの移動を伴う大きな黒い丸，地球型惑星は白い丸，無水微惑星(0.3 から 3.0AU に位置する)，含水微惑星(初期の惑星間)，氷微惑星(8.0 から 13.0AU)はそれぞれ赤い点，薄い青い点，濃い青い点で示されている．破線で囲まれた領域は凡そメインベルト領域を表す．

一方，Gomes et al. (2005)のシミュレーションによれば，LHB 期には海王星に散乱された大量の彗星(カイパーベルト天体)が内部太陽系に侵入する．続いて図 5.3-4 (Walsh et al. (2011))に示されるような微惑星で構成されるメインベルト小惑星も月に落下して彗星衝突によるクレーターを上書きするが，地球型惑星領域に流入した氷微惑星の全量は明らかに Grand Tack 期に比べて多い．前節で述べたように，彗星(氷微惑星)とメインベルト小惑星(無水微惑星+含水微惑星(～炭素質コンドライト))の D/H 比は大きく異なるので，Grand Tack 期に得た水と LHB 期に付加された水は D/H 比を使って区別できる可能性がある．

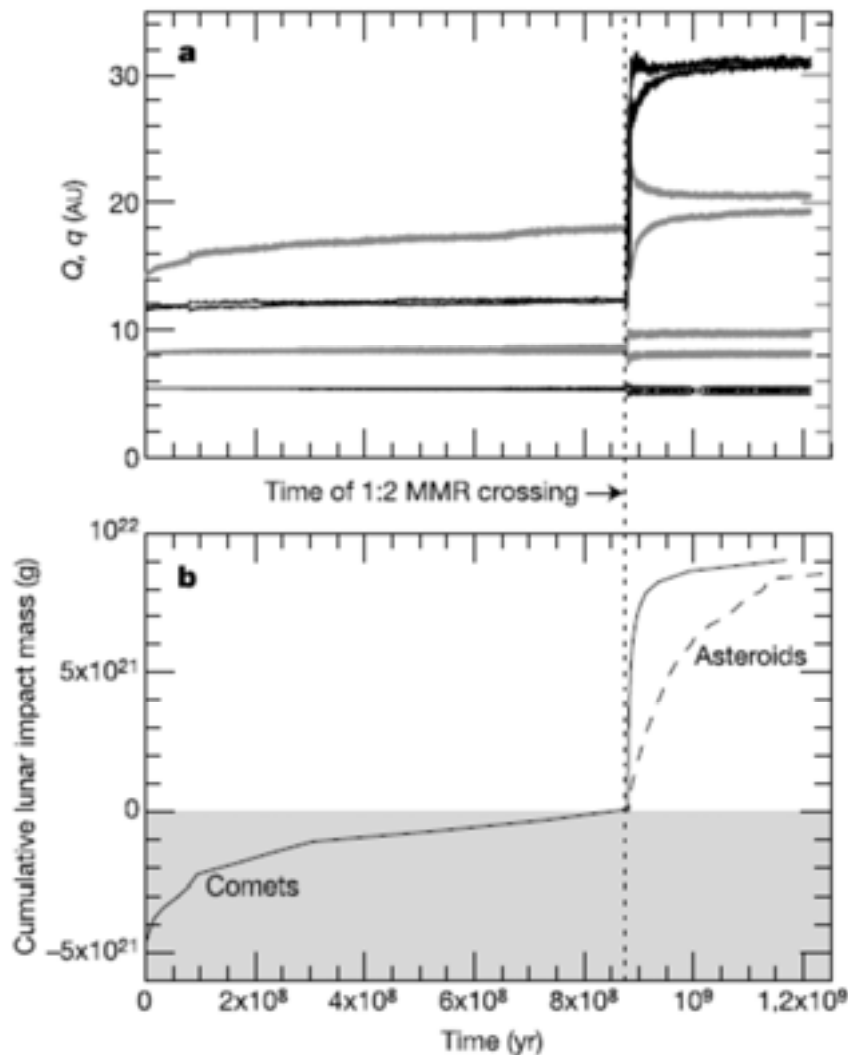


図 5.3-5 惑星移動に関連した内部太陽系への質量流入. このシミュレーションでは 880Myr に木星と土星が 1:2 平均運動共鳴を通過したときに, 大量の彗星が月に衝突する. その後遅れてほぼ同量のメインベルト小惑星も月に衝突する.

LHB 期には月の地殻表面は衝突で混合されるとしても, この時期に衝突した天体から負荷された水はマントル深部には到達しないとすれば, マントル起源の水の D/H 比と地殻表面とで D/H 比を測定し違いを見ることで, Grand Tack 期に取り込まれた微惑星起源の水(マントル部)と, LHB 期にカイパーベルトやメインベルトから落ちてくる天体起源の水(月の表層部)を区別できないだろうか? 月の表層には太陽風起源の水も付加されるが, これは D/H 比が小惑星や彗星に比べてずっと低いので(図 5.3-3 (Altwegg et al. (2015)参照)見分けがつくだろう. マントル物質は地表に出てきている玄武岩を採取することで, 掘削することなくマントルの水を調べることができる.

#### 5.3.4. 月の探査と並行して必要な研究

Grand Tack や LHB の時期にどれほどの量の水／氷が地球-月系にもたらされたのか？主な供給源は含水微惑星か？氷微惑星か？当時の水／氷は現在も月や地球の内部に残っているのか？などは大変興味深い問題である．これらの問いに答えるには，巨視的には天体の軌道進化のモデリング，太陽系小天体の軌道分布やサイズ分布の観測的研究，衝突クレーターの形成の物理，クレーター年代学などの知識が必要で，微視的には岩石や隕石に含まれる物質の同位体分析などの手法が必要だろう．天体の軌道進化のモデリング(例:初期条件として5つの大惑星から始まる Jumping Jupiter モデル)と太陽系小天体の軌道/サイズ/taxonomy 分布の観測的研究(例:SDSS, Pan-STARRS, すばる望遠鏡によるサーベイ)は精力的に進められており，NEAs から TNOs までの軌道／サイズ分布の膨大なカタログが作られつつあり，メインベルト( $D > \text{数 } 100\text{m}$ )から木星トロヤ群( $D > \text{数 km}$ )までのサイズ分布はほぼ決まった．また現在のメインベルトの taxonomic 分布もかなり明らかになり，太陽系の外縁部に見られる taxonomic type と同じ type の天体(D-type)が数は少ないが，メインベルトの inner 領域( $a < 2.5\text{au}$ )まで入り込んでいる事が分かっている．彗星ではないこのような外縁部の天体が太陽系の内側領域へと入り込む機会は惑星移動の機会をおいて他にない．

天体の軌道進化のモデリングと太陽系小天体の軌道分布やサイズ分布の観測的研究は太陽系内の小天体の軌道進化および衝突進化の履歴を明らかにし，地球型惑星領域に水や氷を含んでいると予想される天体がどのくらい運ばれてきたかの基礎データを提供する．一方で，上記のような天体群が天体表面に衝突した年代やインパクトフラックスについては，天体表面に残っている衝突クレーターを手がかりにするしかない．衝突クレーターの大きさは天体表面の組成(岩石か氷かなど)や衝突速度(これは前述の研究から衝突体の軌道がわかれば算出可能である)によって異なり，衝突クレーター形成の物理は室内実験や衝突シミュレーションで実験的に解き明かしていく必要があるだろう．この際衝突される天体の物質と衝突体起源の物質を区別するために，衝突クレーター付近に飛散するエジェクタ(天体表面に落下するものや宇宙空間の放出されるものの量などの情報も含めて)の軌跡に焦点をあてたシミュレーションが重要である．

さらに衝突クレーター形成の形成年代を推定するには天体表面の地質(絶対)年代が分かっていることが肝要である．月表面の探査でより細かな地質年代の測定が進むことが期待される．

#### 5.3.5. まとめ

以上のように，月における水の探査と分析は太陽系史において重大な局面である惑星移動期の様相や，月ばかりでなく（月と同様に衝突を経験する）地球への水の供給源に解明においても極めて重要な役割を果たすはずである．

さらに月における水の探査と分析は LHB の様相を詳細に説明するためにも重要で，LHB の過程が明確に理解できれば，太陽系形成史を明らかにすることにつながる大変インパクト大きい研究成果をもたらす．LHB の主な衝突体の起源(小惑星 or 彗星)の特定は惑星移動を制約するために必要な要素である．これは月-地球系のみならず，他の惑星(主に火星)にもたらされた水の

起源にも関連する。LHB の時期の特定には月面の様々な場所で絶対年代の測定が必要である。LHB 期とさらに古い Grand Tack 期に供給された水を区別することができるとすれば、深さの異なる地域(マントル部と地殻部)での D/H 比および酸素同位体の測定が必要であろう。月の表側が全体的に Imbrium からのエジェクタで resurfacing されたのなら、大きな衝突盆地のエジェクタは概ね月面全体に降っているはずなので、古い情報が残っていると思われる露頭(5.2 節で言及)での調査が適切と思われる。

### 5.3 太陽系内の水輸送

#### (1) 水（氷）探査に関する科学的助言

#### (2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理

地質学的状況証拠によって LHB 期の水が同定できれば、D/H 比から衝突体を推定することが可能

#### (3) 月極域での科学探査の提言

サンプル取得して年代測定。LHB 期の水が同定できれば、LHB 時期の絞り込み。さらに、玄武岩、斜長岩地殻、レゴリスなど多層的なサンプルが採取・分析できれば、Grand Tack 期と LHB 期の水の供給源を区別できる可能性

#### (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

細かな月地質年代の測定は、太陽系小天体の衝突進化の履歴を反映しており、LHB の理解に必須



図 5.3-6 太陽系内の水輸送についての科学的課題と観測データの概念

#### 5.4. 科学探査プラットフォーム

将来月探査は資源利用・有人活動の観点からミッションが立案されると予想される。一方、4章で述べた月科学の重要性から、科学探査の観点も決して欠かすことができない。むしろ、今後の月探査では資源利用・有人活動ミッションと科学ミッションがスコープを共有し、一貫した戦略の下で実現されることで相乗的効果を上げることが期待できる。そのような目的のために、今回の月極域探査では将来の資源利用・科学ミッションの基盤を構築することが大変重要と考えられる。こうした月研究基盤を本報告では科学探査プラットフォームと呼ぶことにする。

科学探査プラットフォームの第一の例は、越夜可能な着陸機の長期利用である(ISECG, pp. 16-17)。着陸機のステーション化によって将来の物理探査ネットワークハブの構築、長期間の月表層環境のモニタリングやX線やEUVを用いた撮像による地球磁気圏観測や太陽観測など、将来月科学のみならず月を観測拠点として太陽地球系科学(STP)の大きな発展が見込まれる。

第二の例は、多目的ローバーの設置である(ISECG, p. 17)。定型の観測パッケージをローバーが自ら交換するように設計することで、多種多様な資源利用・科学観測の需要に応えることができる。今回の月極域探査において、ローバーや着陸機に搭載される観測装置のインターフェース共通化を図り、それを公開することで様々なアイデアを促し、資源利用、有人探査、科学の各分野において新たな科学観測の芽が育つと期待される。

第三の例はデータリレー衛星の設置である(ISECG, p. 25)。これらのインフラ整備は、長期的・戦略的な月探査に必須である。

搭載機器 IF の共通化は観測条件が制約されるという点で科学観測にとってのデメリットとなるが、科学探査プラットフォームが整備・維持できれば、観測機会が増えて科学的に大きなメリットとなる。その後のミッションは小型衛星(あるいは超小型衛星)、小型ロケット必要物資を届けることで成果があがるようになり、コスト低減も見込まれる。宇宙科学研究所で生まれたイブシロンロケットやSLIM技術の活用可能性を大きく広げることにもつながる。さらに、月面で挑戦的科学技术を培うことで深宇宙探査への応用や、海外ミッション応募への門戸拡大、宇宙産業へのスピノフが期待される。

---

#### 5.4 科学探査プラットフォーム

---

##### (1) 水（氷）探査に関する科学的助言

—

##### (2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理

—

##### (3) 月極域での科学探査の提言

—

##### (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

今後の月探査は資源利用ミッションと科学ミッションがスコープを共有し、一貫した戦略の下で実現すること。そのような目的のために、資源利用・科学ミッションに共用できる以下のようなインフラを構築すること

(例1) STP 用観測拠点として、越夜可能な着陸機の長期利用

(例2) 月面の資源利用，科学観測のための多目的ローバーの設置

(例3) 長期的・戦略的な月探査のためのデータリレー衛星の維持

など

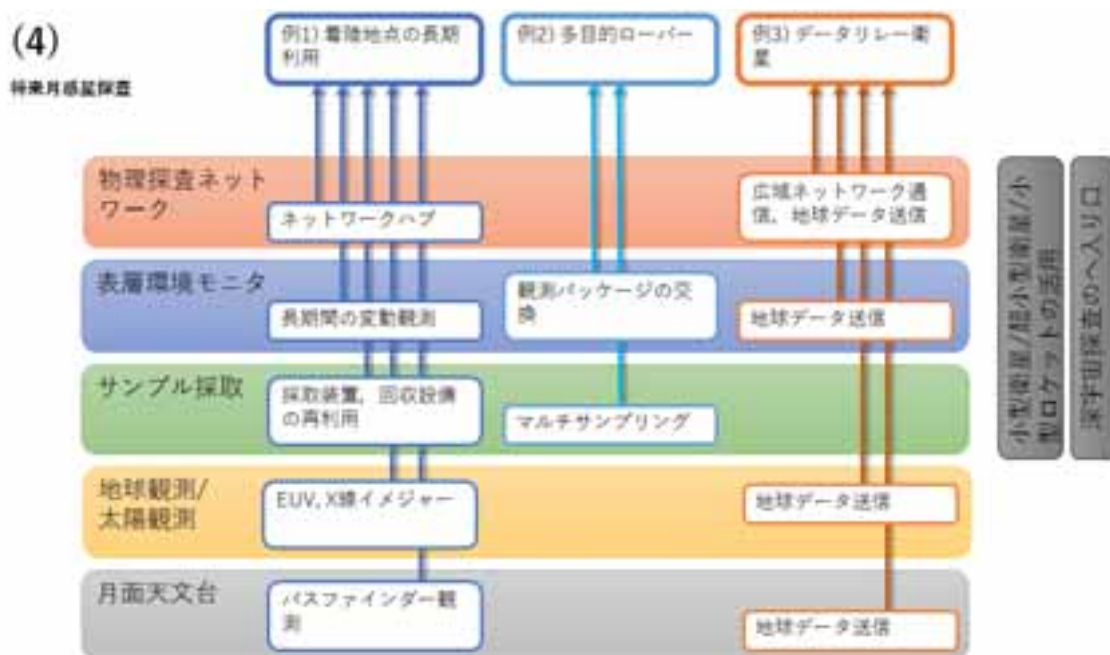


図 5.4-1 科学探査プラットフォームによる将来月科学への寄与の例.

## 5.5. 物理探査・ボーリング探査のススメ

現状の水(氷)探査では、まず月極域における水(氷)の存在確認から始めるべきことをミッションとして明確にしておくべきである。地球での資源開発(例えば石油掘削)と対比するならば、現状は石油の見つかりそうな地域について地質調査を行い、その埋蔵量や埋蔵深度を調べて、資源として採算がとれるかを検討する段階であろう。そのような状況で地質調査を担うのは、「物理探査」と呼ばれる分野の研究者である。物理探査では、石油掘削であれ、地下熱水利用であれ、標準的な手法が確立している。即ち、弾性波探査、電気探査、磁気探査、重力探査、地温探査、放射能探査である(佐々ほか,1993)。また、月極域探査ではボーリングも実施されるが、地上と海洋での「ボーリング探査」からは多くの知見・経験が得られている。

地上と月面の環境の相違は大きいですが、物理探査やボーリング探査の手法は、月極域水(氷)探査にも直ちに応用が可能と考えられる。そのような観点でモデルミッション機器のリストを見直すと、必ずしも物理探査・ボーリング探査に必要な十分な観測装置がリストアップされているとは言い難い。このような不足は、現状の体制において物理探査とボーリング探査に精通したメンバ

一がこのミッションチーム内にいないために生じている。今回の TF メンバーも宇宙科学研究者から選ばれたため、タスク(1)について十分に踏み込んだ検討はできなかった。月資源探査は JAXA にとって新しいタイプのミッションであり、新しいプレイヤーが必要とされる。月極域探査実現のためには、また有効に資源探査を実施するためにも、早急に物理探査とボーリング探査の研究者を月極域探査のメンバーに招聘し、開発体制を根本的に補強することを強く推奨する。

5.5 物理探査のススメ

- (1) 水（氷）探査に関する科学的助言  
早急に物理探査とボーリング探査の研究者を月極域探査のメンバーに招聘し、開発体制を根本的に補強すること
- (2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理  
—
- (3) 月極域での科学探査の提言  
—
- (4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言  
—

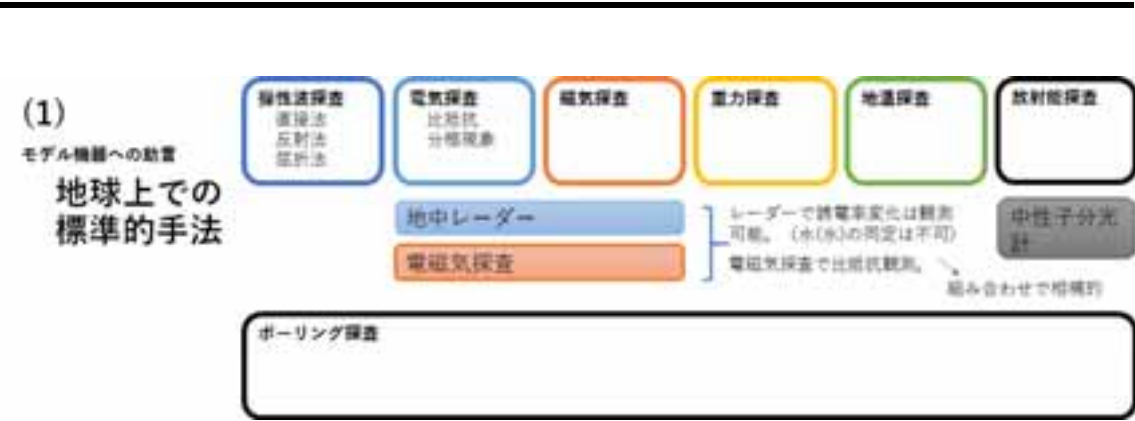


図 5.5-1 月極域水の物理探査の概念

## 6. 参考文献

- Altwegg et al. (2015) "67P/Churyumov-Gerasimenko, a Jupiter family comet with a high D/H ratio". *Science*, 347, 1261952
- Anand M., Tartese R., and Barnes J. J. 2014. Understanding the origin and evolution of water in the moon through lunar sample studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 372:20130254.
- Barnes J. J., Kring D. A., Tartese R., Franchi I. A., Anand M., and Russell S. S. 2016. An asteroidal origin for water in the Moon. *Nature Communications* DOI: 10.1038/ncomms11684.
- Bottke & Norman (2017) "The Late Heavy Bombardment" *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 45:619-647
- Brasser et al. (2009) "Constructing the secular architecture of the Solar System II: The terrestrial planets". *A&A*, 507, 1053–1065.
- Crawford I. A. and Joy K. H. 2014. Lunar exploration: opening a window into the history and evolution of the inner Solar System. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 372:20130315.
- Criswell, D. R., and B. R. De (1977), Intense localized photoelectric charging in the lunar sunset terminator region: 2. Supercharging at the progression of sunset, *J. Geophys. Res.*, 82(7), 1005-1007, doi: 10.1029/JA082i007p01005.
- Crites, S.T. and Lucey, P.G., 2015, Revised mineral and Mg# maps of the Moon from integrating results from the Lunar Prospector neutron and gamma-ray spectrometers with Clementine spectroscopy, *American Mineralogist*, 100, 973–982.
- De, B. R., and D. R. Criswell (1977), Intense localized photoelectric charging in the lunar sunset terminator region: 1. Development of potentials and fields. *J. Geophys. Res.*, 82 (7), doi: 10.1029/JA082i007p00999.
- DeMeo, F. E. and B. Carry, *Nature*, 505, 629-634 (2014) doi:10.1038/nature12908.
- Eugster O., Terribilini D. Polnau E., and Kramers J. 2001. The antiquity indicator argon-40/argon-36 for lunar surface samples calibrated by uranium-235-xenon-136 dating. *Meteoritics & Planetary Science* 36, 1097-1115.
- Farrell, W. M., T. J. Stubbs, R. R. Vondrak, G. T. Delory, and J. S. Halekas (2007), Complex electric fields near the lunar terminator: The near-surface wake and accelerated dust, *Geophys. Res. Lett.*, 34(14), L14201, doi: 10.1029/2007GL029312.
- Farrell, W. M., T. J. Stubbs, J. S. Halekas, R. M. Killen, G. T. Delory, M. R. Collier, and R. R. Vondrak (2010), Anticipated electrical environment within permanently shadowed lunar craters. *J. Geophys. Res.*, 115, E03004, doi: 10.1029/2009JE003464.
- Füri E., Deloule E., Gurenko A., and Marty B. 2014. New evidence for chondritic lunar water from combined D/H and noble gas analyses of single Apollo 17 volcanic glasses. *Icarus* 229:109-120.

- Gibson Jr E. K. and Moore G. W. 1972. Inorganic gas release and thermal analysis study of Apollo 14 and 15 soils. *Proceedings of the Third Lunar Science Conference (Supplement 3, GCA) 2*:2029-2040.
- Gomes et al. (2005) "Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets". *Nature*, 435, 466–469
- Greenwood J. P., Itho S., Sakamoto N., Warren P., Taylor L., and Yurimoto H. 2011. Hydrogen isotope ratios in lunar rocks indicate delivery of cometary water to the Moon. *Nature Geoscience* DOI: 10.1038/NGEO1050.
- Halekas, J. S., Y. Saito, G. T. Delory, and W. M. Farrell (2011), New views of the lunar plasma environment. *Planetary Space Sci.* 59(14), 1681-1694, doi: 10.1016/j.pss.2010.08.011.
- Haruyama, J., K. Hioki, M. Shirao, T. Morota, H. Hiesinger, C. H. van der Bogert, H. Miyamoto, A. Iwasaki, Y. Yokota, M. Ohtake, T. Matsunaga, S. Hara, S. Nakanotani, and C. M. Pieters (2009), Possible lunar lava tube skylight observed by SELENE cameras, *Geophys. Res. Lett.*, 36 (21), L21206, doi: 10.1029/2009GL040635.
- Haruyama, J., T. Morota, S. Kobayashi, S. Sawai, P. G. Lucey, M. Shirao, and M. N. Nishino (2012), Lunar holes and lava tubes as resources for Lunar science and exploration. In: Badescu, V. (Ed.), *Moon, Perspective Energy and Material Resources*. Springer, Berlin, Heidelberg, Germany, pp. 139-163, doi: 10.1007/978-3-642-27969-0\_6.
- Hauri E. H., Saal A. E., Nakajima M., Anand M., Rutherford M. J., Van Orman J. A., and Le Voyer M. 2017. Origin and Evolution of Water in the Moon's Interior. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* DOI:10.1146/annurev-earth-063016-020239.
- Hauri, E.H., Weinreich, T., Saal, A.E., Rutherford, M.C., and Orman, J.A.V, 2018, High pre-eruptive water contents preserved in lunar melt inclusions, *Science*, 333, 213-215.
- Hinrichs, J.L., Lucey, P.G., Robinson, M.S., Meibom, A., and Krot, A.N., 1999, Implications of temperature-dependent near-IR spectral properties of common minerals and meteorites for remote sensing of asteroids, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1661-1665.
- Hodges R. R. 1975. Formation of the lunar atmosphere. *The Moon* 14, 139-157.
- Jewitt (2017) "The Active Asteroids" *AJ*, 143:66 (14pp)
- Jolliff, B.L., Gillis, J.J., Haskin, L., Korotev, R.L. and Wieczorek, M.A. , 2000, Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crustal-mantle origins, *Journal of Geophysical Res.*, 105, 4197-4216.
- Jolliff, B.L., Watkins, R.C., Petro, N.E., Moriarty, D.P., Lawrence, S.J., Head, J.W., Pieters, C.M., Hagerty, J.J., Ferguson, R.L., Hare, T.M., Gaddis, L.R., and Hayne, P.O., 2017, Selecting and certifying landing sites for MOONRISE in South Pole-Aitken Basin, *Lunar and Planetary Science XLVIII*, 1326.
- Lemelin, M., Lucey, P.G., Song, E., and Taylor, G.J., 2014, Lunar central peak mineralogy and iron content using the Kaguya Multiband Imager: Reassessment of the compositional structure of the lunar crust, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 869–887.

- Liu Y. 2012. Direct measurement of hydroxyl in the lunar regolith and the origin of lunar surface water. *Nature Geoscience* 5:779-782.
- Lucey, P.G., Taylor, G.J., and Malaret, E., 1995, Abundance and Distribution of Iron on the Moon, *Science*, 268, 1150-1153.
- Lyon, E. F., H. S. Bridge, and J. H. Binsack (1967), Explorer 35 plasma measurements in the vicinity of the moon, *J. Geophys. Res.*, 72, 6113.
- Manka R. H. and Michel F. C. 1971. Lunar atmosphere as a source of lunar surface elements. *Proceedings of the Lunar Science Conference* 2, 1717-1728.
- Manka, R. H. (1973), Plasma and potential at the lunar surface. In: Grard, R. J. L. (Ed.), *Photon and Particle Interactions with Surfaces in Space*. Reidel, Dordrecht, Netherlands, pp. 347-361.
- Marchi et al. (2013) "High-velocity collisions from the lunar cataclysm recorded in asteroidal meteorites". *Nature Geoscience*, 6, 303–307
- McComas, D. J., F. Allegrini, P. Bochsler, P. Frisch, H. O. Funsten, M. Gruntman, P. H. Janzen, H. Kucharek, E. Möbius, D. B. Reisenfeld, N. A. Schwadron (2009), Lunar backscatter and neutralization of the solar wind: First observations of neutral atoms from the Moon, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12104, doi:10.1029/2009GL038794.
- McKeegan H. D., Kallio A. P. A., Heber V. S., Jarzebinski G., Mao P. H., Coath C. D., Kunihiro T., Wiens R. C., Nordholt J. E., Moses Jr R. W., Reisenfeld D. B., Jurewicz A. J. G., and Burnett D. S. 2011. The oxygen isotopic composition of the Sun Inferred from captured solar wind. *Science* 332:1528-1532.
- Miyake, Y., and M. N. Nishino (2015), Electrostatic environment near lunar vertical hole: 3D plasma particle simulations, *Icarus*, 260, 301-307, doi: 10.1016/j.icarus.2015.07.011.
- Morbidelli et al. (2005) "Chaotic capture of Jupiter's Trojan asteroids in the early Solar System". *Nature*, 435, 462–465
- Nesvorný (2011) "Young Solar System's Fifth Giant Planet?". *ApJL*, 742, L22.
- Ogilvie, K. W., Steinberg, J.T., Fitzenreiter, R.J., Owen, C.J., Lazarus, A.J., Farrell, W.M. and Torbert, R.B. (1996). Observations of the lunar plasma wake from the WIND spacecraft on December 27, 1994. *Geophysical Research Letters* 23: doi: 10.1029/96GL01069. issn: 0094-8276.
- Ohtake, M., Takeda, H., Matsunaga, T., Yokota, Y., Haruyama, J., Morota, T., Yamamoto, S., Ogawa, Y., Hiroi, T., Karouji, Y., Saiki, S., and Lucey, P.G., 2012, Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials, *Nature Geoscience*, 5, 384-388.
- Olhoeft, G. R., A. L. Frisillo, and D. W. Strangway (1974), Electrical properties of lunar soil sample 15301, 38, *J. Geophys. Res.*, 79(11), 1599-1604, doi: 10.1029/JB079i011p01599.
- Petro, N.E. and Pieters, C.M., 2008, The lunar-wide effects of basin ejecta distribution on the early megaregolith, *Meteorit. Planet. Sci.*, 43, 1517–1529.

- Poppe, A. R., M. Piquette, A. Likhanskii, and M. Horányi (2012), The effect of surface topography on the lunar photoelectron sheath and electrostatic dust transport, *Icarus*, 221(1), 135-146, doi: 10.1016/j.icarus.2012.07.018.
- Potter, A. E., R. M. Killen, T. H. Morgan, Variation of lunar sodium during passage of the Moon through the Earth's magnetotail, *J. Geophys. Res.*, 105(E6), 15073-15084, 2000.
- Rivkin & Emery (2010) "Detection of ice and organics on an asteroidal surface". *Nature*, 464, 1322–1323
- Saal A. E., Hauri E. H., Van Orman J. A., and Rutherford M. J. 2013. Hydrogen isotopes in Lunar volcanic glasses and melt inclusions reveal a carbonaceous chondrite heritage. *Science* DOI:10.1126/science.1235142.
- Saito, Y., S. Yokota, T. Tanaka, K. Asamura, M. N. Nishino, M. Fujimoto, H. Tsunakawa, H. Shibuya, M. Matsushima, H. Shimizu, F. Takahashi, T. Mukai, T. Terasawa (2008), Solar wind proton reflection at the lunar surface: Low energy ion measurement by MAP-PACE onboard SELENE (KAGUYA), *Geophys. Res. Lett.*, 35, L24205, doi:10.1029/ 2008GL036077.
- Sanin A. B., Mitrofanov I. G., Litvak M. L., Bakhtin B. N., Bodnarik J. G., Boynton W. V., Chin G., Evans L. G., Harshman K., Fedosov F., Golovin D. W., Kozyrev A. S., Livengood T. A., Malakhov A. V., McClanahan T. P., Mokrouso M. I., Starr R. D., Sagdeev R. Z., Tret'yakov V. I., and Vostrukhin A. A. 2017. Hydrogen distribution in the lunar polar regions. *Icarus* 283:20-30.
- Sarantos, M., Killen, R. M., Surjalal, S. A., Slavin, J. A., 2008. Influence of plasma ions on source rates for the lunar exosphere during passage through the Earth's magnetosphere. *Geophys. Res. Lett.* 35, L04105. doi:10.1029/2007GL032310.
- Schubert G. and B. R. Lichtenstein. (1974), Observations of Moon-plasma interactions by orbital and surface experiments. *Reviews of Geophysics* 12:4, 592
- Simoneit B. R., Christiansen P. C., and Burlingame A. L. 1973. Volatile element chemistry of selected lunar, meteoritic, and terrestrial samples. *Proceedings of the Fourth Lunar Science Conference (Supple 4, GCA)* 2:1635-1650.
- Strom et al. (2005) "The Origin of Planetary Impactors in the Inner Solar System". *Science* 309, 1847-1850
- Sunshine J. M., Farnham T. L., Feaga L. M., Groussin O., Merlin F., Milliken R E., and A'Hearn M F. 2009. Temporal and spatial variability of lunar hydration as observed by the deep impact spacecraft. *Science* 326:565-568.
- Terada K., Yokota S., Saito Y., Kitamura N., Asamura K., and Nishino M. 2017. Biogenic oxygen from Earth transported to the Moon by a wind of magnetospheric ions. *Nature Astronomy* DOI:10.1038/s41550-016-0026.
- Tsiganis et al. (2005) "Origin of the orbital architecture of the giant planets of the Solar System". *Nature*, 435, 459–461
- Tompkins, S. and Pieters, C.M., 1999, Mineralogy of the lunar crust: Results from Clementine, *Meteorit. Planet. Sci.*, 34, 25–41.

- Walsh et al. (2011) "A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration". *Nature*, 475, 206–209
- Wang, X., M. Horanyi, Z. Sternovsky, S. Robertson, and G. E. Morfill (2007), A laboratory model of the lunar surface potential near boundaries between sunlit and shadowed regions, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16104, 1-5, doi: 10.1029/2007GL030766.
- Wieser, M., S. Barabash, Y. Futaana, M. Holmström, A. Bhardwaj, R. Sridharan, M.B. Dhanya, P. Wurz, A. Schaufelberger, K. Asamura (2009), Extremely high reflection of solar wind protons as neutral hydrogen atoms from regolith in space, *Planet. Space Sci.*, 57(14/15), 2132–2134, doi: 10.1016/j.pss.2009.09.012.
- Yamamoto, S., Nakamura, R., Matsunaga, T., Ogawa, Y., Ishihara, Y., Morota, T., Hirata, N., Ohtake, M., Hiroi, T., Yokota, Y., and Haruyama, J., 2010, Possible mantle origin of olivine around lunar impact basins detected by SELENE, *Nature Geoscience*, 3, 533-536.
- Yokota, S., and Y. Saito (2005), Estimation of picked-up lunar ions for future compositional remote SIMS analyses of the lunar surface, *Earth Planets Space*, 57, 281.
- Yurimoto H., Kuramoto K., Krot A. N., Scott E. R. D., Cuzzi J. N., Thiemens M. H., and Lyons J. R. 2007. Origin and evolution of oxygenisotopic compositions of the solar system. *Protostars and Planets V (Tucson: University Arizona Press)* 849-862.
- Zimmerman, M. I., W. M. Farrell, T. J. Stubbs, J. S. Halekas, and T. L. Jackson (2011), Solar wind access to lunar polar craters: Feedback between surface charging and plasma expansion, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19202, doi: 10.1029/2011GL048880.
- Zimmerman, M. I., T. L. Jackson, W. M. Farrell, and T. J. Stubbs (2012), Plasma wake simulations and object charging in a shadowed lunar crater during a solar storm, *J. Geophys. Res.*, 117, E00K03, doi: 10.1029/2012JE004094.
- Zimmerman, M. I., W. M. Farrell, and T. J. Stubbs (2013), Recursive plasma wake formation on the Moon and its effect on polar volatiles. *Icarus*, 226, 992-998, doi: 10.1016/j.icarus.2013.06.013.
- 地球電磁気・地球惑星圏学会 (2018) 太陽地球惑星圏の研究領域の目的・戦略・工程表 (2018年2月14日版), pp. 33, [http://sprg.isas.jaxa.jp/researchTeam/spacePlasma/symposium\\_record/mokuteki\\_senryaku\\_koutei/STP\\_RFI20180213\\_v3p6.pdf](http://sprg.isas.jaxa.jp/researchTeam/spacePlasma/symposium_record/mokuteki_senryaku_koutei/STP_RFI20180213_v3p6.pdf).
- 日本惑星科学会 (2018) 惑星科学／太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表 (2018年1月29日版), pp. 32, [https://www.wakusei.jp/~RFI\\_kaitei2017/for\\_all/](https://www.wakusei.jp/~RFI_kaitei2017/for_all/).
- International Space Exploration Coordination Group (2018) *The Global Exploration Roadmap*, pp. 31, NASA HQ, Washington, <https://www.globalspaceexploration.org/>.
- 佐々宏一, 芦田譲, 菅野強 (1993) 建設・防災技術者のための物理探査, pp. 219, 森北出版, 東京.