特集「月科学の最先端と今後の展望:月はどこまでわかったか?その2」 月隕石研究による最新の月の描像

荒井朋子

2011年2月1日受領, 2011年2月9日受理.

(要旨)アポロ・ルナ探査により持ち帰られた月の岩石試料は、月の成り立ち及び太陽系の固体天体の起源 や進化を理解するための礎となっている。月は、火山活動が形成初期に限られ、地球ほど岩石種や組成が複 雑でないと想定されていたため、アポロ・ルナ試料の分析により、月の成り立ちはおおむね理解できたと考 えられてきた。しかし、その後の月隕石の発見や月周回衛星による全球探査により、アポロ・ルナ試料が、 多様な組成を持つ月表層の限られた地域を代表するにすぎないことがわかった。月隕石は、月面の無作為な 地点への隕石衝突により、地球にもたらされた月試料であり、月全球の物質を理解する重要な手掛かりであ る。本稿では、月隕石研究によりアポロ時代の定説がいかに修正されているかを示し、最新の月の描像を紹 介する。

1. はじめに

1960年代から70年代にかけて、米国のアポロの有 人探査及び旧ソ連のルナの無人探査により、月試料が 持ち帰られた.アポロは計6回の探査(アポロ11,12, 14,15,16,17号)で382kg、ルナ(ルナ16,20,24号)は 計3回の探査で326gの試料を採集した.アポロ探査 では、各岩石試料が月面のどの地点の、どのような地 形に、どのような産状で存在していたかが、宇宙飛行 士によって詳細に記録されている.試料に付随する採 集地点情報は、試料分析で得られた物質科学データか ら、月の地質や地史を解読する上で極めて重要である. この点において、月物質科学は、母天体が不明の隕石 学とは一線を画す.

アポロ・ルナの試料分析の結果,月の起源や形成過 程に係る我々の理解は格段に進んだ.アポロ・ルナ試 料研究の最も重要な成果は,月の起源と進化に係る二 つの仮説が提唱されたことである.一つは,「マグマ オーシャン説」であり,月高地から発見された斜長石 に著しく富む岩石の起源を説明するために提唱された. もう一つは、「ジャイアントインパクト説」で、初期 地球に火星サイズの天体が衝突し、地球と衝突天体の 一部から月が形成したとする仮説である.この説の主 な根拠は、アポロ・ルナの月試料が地球試料と同等の 酸素同位体比を持つこと、及びこれらの月試料の化学 組成から推定される月のバルク(全体)組成が地球と比 較して揮発性元素(ナトリウムやカリウム)が乏しく、 難揮発性元素(カルシウム、アルミニウム、トリウム など)に富むことである.

一方,これらの試料の採集地点は月の表側の赤道付 近に集中しており,月面の10%に満たない地域しか 網羅していない [1].また,1990年代の月周回衛星ク レメンタイン及びルナプロスペクタの月面分光観測や 元素分布調査の結果,大部分のアポロ着陸地点が微量 元素に濃集する地域(月面の約15%相当)に含まれる ことが明らかになった [2].なお,ルナの着陸地点は, 月表側東半球縁であるため,微量元素濃集地域には含 まれない.従って,月全球の地質や地史を理解するた めには,アポロやルナ試料だけでは不十分であり,大 部分の未探査地域の試料が必要だという認識に至った.

月隕石は、1979年に日本の南極調査隊が南極のや まと山脈で発見して以来、南極及び砂漠で次々と発見

^{1.} 千葉工業大学 惑星探査研究センター tomoko. arai@it-chiba. ac. jp



図1:月隕石の(a)個数と(b)質量(kg)(2010年11月時点) (a)の個数は、地球落下後に割れた複数の破片はまとめて一つと数えたもの.

されている.2010年11月時点で約130個が見つかっ ており、月面の65か所の異なる地域から飛来したこ とがわかっている[3](図1).現時点で、月隕石の総 重量は約50kgで、アポロとルナが持ち帰った岩石試 料の約13%に相当する.アポロ・ルナ試料との岩石 鉱物学的類似性、化学組成、同位体組成、同位体年代 の類似性、宇宙線照射履歴からわかる地球までの到達 時間が他の隕石に比べ短いことなどから、月由来であ ることを特定できる.

月隕石は月面の無作為な地点への隕石衝突により, 月表層の岩石が月面を飛び出し,地球に落下したもの であるため,月裏側を含む月全球の地質や地史の貴重 な情報源である.月隕石の分析により,月の全体像が 徐々に明らかになり,アポロ試料に基づく月の成り立 ちの描像が徐々に修正されてきた.本稿では,アポロ 試料と月隕石の違いを示すと共に,最新の月隕石の岩 石・鉱物学的研究成果に基づく新たな月の描像を紹介 する.同位体年代学の研究成果については,[4]を参 照していただきたい.

2. アポロ・ルナ試料分析からわかっ たこと及びそれらに基づく定説

地球から月を肉眼で眺めると、白く明るく見える部 分と黒っぽく見える部分がある.前者は「高地」と呼 ばれ、地殻に相当する地域で、カルシウムやアルミニ ウムを含む斜長石を主に含む斜長岩質岩石が存在す る.一方、後者は「海」と呼ばれ、鉄やマグネシウム を含む輝石やかんらん石,鉄とチタンを含むチタン鉄 鉱などから成る玄武岩という岩石が分布する.「海」は, 玄武岩が地殻を覆っている地域で,直径数100kmの 巨大クレータ(ベースンと呼ばれる)の中を埋めるよう に分布するものが多い.

アポロ11号,12号,15号,17号は海に,アポロ16 号は高地に,アポロ14号は海に隣接する高地にそれ ぞれ着陸し,様々な岩石種を持ち帰った[5,6]. それ らの試料の岩石鉱物組成分析及び同位体組成・年代分 析に基づき,大まかな月の形成史が理解された(図2 a).以下に,アポロ試料分析からわかったことをまと める.引用文献は,個別に引いているもの以外は,文 献[5,6]を参照のこと.

[海の玄武岩]

- (1)地球の火山岩はSiO2濃度の違いから、玄武岩 (45wt% < SiO2 < 52wt%),安山岩(52wt% < SiO2 < 66wt%),流紋岩(66wt% < SiO2)の三種類に分類さ れる.海に分布する火山岩はSiO2に乏しく、鉄に 富む玄武岩質.含水鉱物は稀.
- (2)地球の玄武岩(TiO₂ < 1-2wt%)に比べ,海の玄武 岩は鉄とチタンに富む.チタン濃度の高い玄武岩(高 チタン玄武岩,TiO₂ > 10wt%)は、アポロ11号と 17号地点から、チタン濃度の低い玄武岩(低チタン 玄武岩,TiO₂ = 2-5 wt%)はアポロ12号と15号地 点から、極めてチタン濃度が低い玄武岩(極低チタ ン玄武岩TiO₂ < 1 wt%)はアポロ17号とルナ24号 地点から極少量採集された[7].

- (3)海の玄武岩の主要鉱物は、輝石(主に高Ca輝石)、 斜長石、かんらん石、その他に、チタン鉄鉱、クロム鉄鉱、ウルボスピネル、シリカ鉱物、トロイライト(FeS)、金属鉄などを含む、チタン濃度の違いにより、含まれるチタン酸化物は異なる、例えば、高 チタン玄武岩には、アーマルコライトという月固有の鉱物が含まれる[e.g. 5].
- (4)各着陸地点では、玄武岩とともに火山ガラスも採 集された、着陸地点により、火山ガラスのチタン 濃度は異なり、チタン濃度分布は、同じ時点で採 集された玄武岩と同様である。例えば、アポロ11 号及び17号地点では、チタン濃度の高い(TiO₂ > 10wt%)ブラックガラス、オレンジガラスが、アポ ロ12号、15号地点では、チタン濃度の低い(TiO₂ = 2-5 wt%)グリーングラス、イエローガラスが採 集された [8].
- (5)海の玄武岩の希土類元素パターン(CIコンドライトで規格化したもの)は、負のユーロピウム異常を示す.火山ガラスには負のユーロピウム異常はほとんど見られない.
- (6) 海の玄武岩の同位体年代は約32-38億年前 [9]. 古 いものほどチタンに富む [7].
- (7)アポロ玄武岩のソース(本源)マントルの²³⁸U/²⁰⁴Pb (= μ)は高い(100-500) [10]. ルナ24号玄武岩は,例
 学的にソースマントルのμ値が低い(μ=12-15) [11].

[高地の岩石]

- (8)アポロ16号地点とそれ以外の地点から採取された 「海の玄武岩でない」岩石試料では、岩石種、化学組成、 同位体年代・組成ともに全く異なる。
- (9) アポロ16号地点では斜長岩質岩石が採集された.カルシウムに富む(An値[=100×Ca/(Ca+Na)]>95) 斜長石と,鉄に富む(mg#[=100×Mg/(Mg+Fe)]=40-60)低カルシウム輝石を少量(主に10vol%以下)含むため,Ferroan anorthosite(FAN)と呼ばれた.
- (10)FANの同位体年代(Sm-Nd系列)は、約44-45億年前[9].
- (11)アポロ14号,15号,17号地点からは、マグネシウムに富む岩石(ここでは高Mg岩石と呼ぶ)が採集された.主な岩石種はノライト(斜長石+低カルシウム輝石)とトロクトライト(斜長石+かんらん石)

で、ダナイト(主にかんらん石),ガブロノライト(斜 長石+低カルシウム輝石+高カルシウム輝石),ス ピネルトロクトライトも少量あり.

- (12)高Mg岩石の同位体年代(Sm-Nd系列)は、約42-44億年前[9].
- (13)高Mg岩石の希土類元素濃度は、CIコンドライトの数10-100倍と高い[6].
- (14)アポロ14号地点から、ややナトリウムに富む斜 長石(An値=70-90)を含む岩石片やシリカに富む岩 石片も少量発見された。
- (15)アポロ15号と17号地点から、微量元素に富む玄 武岩(カリウム、希土類元素、リンなどに富むこ とから"KREEP"玄武岩と呼ばれる)が見つかった [12-13].アポロ14号地点からは、KREEP成分に富 むインパクトメルト角レキ岩が多く見つかった [14]. これらの微量元素濃度はCIコンドライトの数100 倍から1000倍で、CIコンドライトで規格化したパ ターンは、軽希土類元素に富む.
- (16)インパクトメルトの多くが共通して約39億年前のAr-Ar年代を持つ[9].

上記のアポロ試料の研究成果から、下記の定説と月 史(図2a)が推定された.引用文献は、個別に引いて いるもの以外は、文献[15,16]を参照のこと.

[定説]

- ①海の玄武岩がマントル部分溶融によると考えると、 月マントルは鉄とチタンに富む.[根拠(1-2, 4)]
- ②実験岩石学的制約から、海の玄武岩及び火山ガラス のソースマントル(部分溶融が生じたマントル)の深 さは200-500 km [e.g. 17-18]. 従って、マグマオーシ ャンの深さは少なくとも200-500 kmである.[根拠 (3, 4)]
- ③海の玄武岩のソースマントルは、マグマオーシャン が斜長石を結晶化した時期、あるいはその後に固化 した部分に相当する.一方、火山ガラスは、マグマ オーシャンが斜長石を結晶化する前に固化した(よ り始原的な)部分に由来する.[根拠(5)]
- ④海の玄武岩の結晶化年代から、海の火山活動期間は約32-38億年前.[根拠(6)]
- ⑤海の火山活動では、チタンに富むマントルから部分 溶融が始まり、時間が経つにつれ、チタンに乏しい マントルが部分溶融した[19].チタンに富む分化度 の高い層はマントル上部にあると考えられるため、

部分溶融深度は、時間が経つにつれ深くなっていっ た.マントル組成は、水平方向には均質であり、マ グマオーシャン分化の結果、深さ方向にのみ組成多 様性が生じ、チタン濃度幅が生じた. [根拠(6)]

- ⑥海の火山活動の熱源は、放射性同位元素の壊変熱である。高いμ値は放射性熱源が濃集するマグマオーシャン残渣(KREEP物質)の関与による.[根拠(7)]
- ⑦FANの結晶化年代(約4445億年前)はマグマオーシャンの結晶化年代を示す一方,高Mg岩石の結晶化年代(約42-44億年前)はマグマオーシャン固化後の二次的マグマ活動を示す,[根拠(10),(12)]
- ⑧高地に分布する地殻は鉄に富む斜長岩(FAN)質であり、大部分の地殻は均質にFANで構成されている、FANは結晶化が進んだ鉄に富むマグマオーシャン(約70%結晶化)から、密度の軽い斜長石が結晶化・浮上してできた初期地殻である [20-21]. [根拠(9)]
- ⑨表側高地で,東半球と西半球では化学組成や地殻形成史に違いがある.[根拠(8-14)]
- ⑩マグマオーシャンは、かんらん石→低Ca輝石→斜 長石の順序で結晶化した.マントルは結晶化前半、 FAN地殻は結晶化後半の産物である[22-23]. [根拠 (6)]

- ① Mgに富む岩石(分化度が低い)が高い微量元素 濃度を示すことは、結晶分化の観点から矛盾す る.この矛盾は、高Mg岩石を生じたマグマ活動が、 KREEP物質との同化作用や交代作用に起因する. [根拠(13)]
- (2)高濃度の微量元素を含むKREEP物質はマグマオーシャン結晶化の最終残渣(95%以上結晶化)に由来する可能性が高い.結晶化年代の若いKREEP玄武岩は、二次的なマグマ活動時に何らかのプロセスによりKREEP物質が混入してできた.[根拠(15)]
- ③表側の巨大クレータ(ベースンと呼ぶ)は、約39億 年前に集中して形成された(隕石重爆撃期).[根拠 (16)]
- ④月バルク組成は難揮発性元素(Ca, Al, Ti, Uなど)に
 富む. [根拠(2) (4) (9) (15)]
- ⑤月のマグマ活動や本源マグマには水の関与はない ("Born dry"). [根拠(1)]
- ⑩月史は「マグマオーシャン結晶化」、「高地の火山活動」、「海の火山活動」の三つのステージに分けられ、高地の火山活動の終焉と海の火山活動の開始に隕石 重爆撃が関わりを持つ(図2a).

(a) 45億年前 44億年	E前 39億年前	32億年前
マグマオーシャンから 43億年前 隕石重爆撃期? の地殻形成 → ····· →		
Feに富む斜長岩(FAN) [斜長石+低Ca輝石]	高地の火山活動	
	Mgに富む岩石 アルカルに富む岩石 KREEP玄武岩 高AI玄武岩,高K玄武岩 高AI玄武岩,高K玄武岩] €TI
(b) 45億年前 44億年前 39億年前 28.7億年前		
(b) 45億年前 44億年	F前 39億年前	28.7億年前
(b) 45億年前 44億年 マグマオーシャンから 4 の地殻形成	F前 39億年前 	28.7億年前 ┃ 動
(b) 45億年前 44億年 マグマオーシャンから 4 の地殻形成 Mgに富む斜長岩(MAN) P [斜長石+かんらん石]	F前 39億年前 43億年前 ^{隕石重爆撃期?} 海の火山活動 ····· KT固有の火山活動 海の玄武岩	28.7億年前 動

図2:月史の概要 (a)アポロ時代の理解,(b)月隕石研究による理解

月隕石研究により修正された アポロ時代の定説とその根拠

月隕石研究により、2章で挙げたアポロ試料研究に 基づく定説の多くは修正されている.ここでは、修正 された定説、新たな理解と仮説、及びその根拠となる 月隕石研究成果を紹介する.

[定説①の修正]

月隕石として発見された玄武岩には、高チタン玄武 岩はない、すべて低チタン玄武岩あるいは極低チタン 玄武岩である [e.g. 24-27]. これは、チタンに富むソー スマントルがPKT 固有であること及び、マントル組 成が水平方向に不均質であることを示している. ま た、アポロの結晶質玄武岩に比べ、月隕石中の玄武岩 質角レキ岩は、高いmg#を持つ [e.g. 25, 26, 28]. マグ マ噴出後、月表層で冷却固化する際に、厚さ数10メ ートルの溶岩流内で分化が起こると、初期に結晶化し たMgに富む箇所は溶岩流の下部に集積することが想 定される.アポロ試料で多く採集された結晶質の玄武 岩は、相対的に鉄に富む、溶岩流の比較的上部を代表 していた可能性が高い. それに対し. 隕石衝突による 衝撃・破砕により、溶岩流の垂直方向成分が混合した 角レキ岩の場合, 溶岩流内の組成幅や冷却速度幅をよ り正確に網羅する.アポロ玄武岩試料は、玄武岩流内 で分化度の高い、鉄に富む箇所を代表する傾向にある ことが指摘されている[28].

[定説③の修正]

負のユーロピウム異常に乏しい月隕石が発見された ことにより(例えばYAMM隕石 [29]),海の玄武岩の ソースマントルが斜長石晶出前に結晶化した,より始 原的な物質由来である場合もあることがわかった.

[定説④の修正]

月隕石玄武岩の同位体年代は、43.5 憶年前 [30]から 28.7 憶年前 [31]に及ぶ.アポロ・ルナ試料の同位体年 代(約32-38 億年前)から推定されていたよりも、約10 億年も長く月の火山活動が続いたことがわかった.

[定説⑤の修正]

チタン濃度の低い玄武岩で,古い同位体年代を持つ (43.5 憶年前 Karahali 009 [30]),38.7 憶年前 YAMM 玄 武岩 [32-33] ものが発見されたため,結晶化年代とチ タン濃度の相関関係は見かけ上のものであったことが 判明した.

[定説⑥の修正]

月隕石玄武岩の中で、希土類元素濃度が低く、非常 に低いµ値を持つソースマントル起源のものが発見 された(Asuka 881757, Yamato 793169: µ \cong 10) [32-33]. このµ値は、ルナ24号玄武岩のソースマントルと同 等に低い、アポロ玄武岩とルナ24号・月隕石玄武岩 のµ値の違いは、マグマ活動の熱源にKREEP物質 が関与する度合の地域差(PKTの内部と外部)による ものか、あるいは放射壊変熱以外の熱源(隕石衝突に よる外部熱源や上昇プルーム [34]など)によるものか、 月の火山活動の熱源を説明する新たな仮説が必要にな ってきた [28].

[定説⑧の修正]

斜長石に富む月隕石 Dhofar 489 から、マグネシウム に富むかんらん石を少量含む斜長岩片(MAN)が発見 され [35]. FANだけが地殻岩石でないことがわかっ た、また、この隕石の微量元素濃度がすべての斜長 石に富む岩石の中で最も低いことから(Th<0.1 ppm), この隕石は裏側地殻起源である可能性が非常に高い [35]. アポロ16号が採取した表側地殻が、鉄に富む低 Ca輝石と斜長石からなるのに対し, 裏側地殻起源で あるDhofar489隕石がマグネシウムに富むかんらん石 と斜長石からなる事実を考慮すると、地殻組成が表側 と裏側で異なる可能性がある [36]. 表裏地殻組成の二 分性の原因としては、現状複数の可能性が考えられる. 同一のマグマからの結晶化を仮定すると、マグネシウ ムに富み、かんらん石が多いことは、結晶分化の初期 (より始原的な)段階を示す.一方,鉄に富み,輝石が 多いことは、後期(より分化的な)結晶分化段階を意味 する. 表側裏側の地殻が全球マグマオーシャンから結 晶化した場合, 裏側地殻は表側地殻に比べ, マグマオ ーシャン結晶化のより初期段階の産物であることにな る. 初期に結晶化した岩石がなんらかの要因で選択的 に裏側に集積したのか、あるいは裏側に比べ、表側に 熱源が多いため、表側がより長期にわたり結晶分化が 継続した結果として、より分化的な組成を示すことに なったのかもしれない [36]. もう一つの可能性として は、表側地殻と裏側地殻が異なるマグマ起源であるこ とが考えられる. 裏側地殻がマグマオーシャンの結晶 化による初期地殻であるのに対し、表側地殻は大規模 な隕石衝突により、初期地殻が溶融・固化あるいは変 成した二次地殻なのかもしれない [36]. トロクトライ

ト中のかんらん石が二次的に部分溶融し,低カルシウム輝石に置き換わることが月隕石研究から報告されている[37].初期地殻の二次溶融・変成が月地殻の鉱物分布の差異を生じた可能性もある.

[定説⑪の修正]

斜長石に富む月隕石には、斜長石とかんらん石か らなるトロクトライト岩石片が普遍的に存在する [35, 38-39]. また、Dhofar 489中には、トロクトライトと MANの岩石片が共存することから、これらの岩石は、 かんらん石→斜長石という結晶化過程で生成したと考 えられる.従って、FANとは異なり、低Ca輝石に飽 和しない組成のマグマからも地殻が形成された可能性 が高い.地殻の母マグマ組成が異なる要因については、 [定説⑧の修正]で述べたいくつかの仮説を参照のこと.

[定説91]の修正]

高Mg岩石の岩石成因説は、月隕石研究による修正 は今のところない.ただし、クレメンタイン及びルナ プロスペクタによるリモートセンシング探査により、 アポロ12,14,15号地点はThなどの微量元素に富む地 域(Procellarum KREEP Terrane,略してPKT)である ことが判明した[2].このため、これらの地点で採集 されたKREEP成分に富む高Mg岩石は、PKT固有の マグマ活動の産物だと現在は理解されている(図2b).

[定説13の修正]

月隕石由来のインパクトメルト岩石のAr-Ar年代 が、39億年前に集中することから[40]、39億年前の隕 石重爆撃期は現状も支持されている.一方、裏側起源 のインパクトメルト角レキ岩試料では、Ar-Ar年代が 39億年前より古いものが発見されたり、(Dhofar 489: 42.3億年前 [35])、アポロ試料でも古いAr-Ar年代を 持つものもあるため、隕石重爆撃説に異論を唱える研 究者もおり、決着はついていない。

[定説⑭の修正]

月隕石からは高チタン玄武岩が見つかっていないこ と、及び月リモートセンシング研究から高チタン玄武 岩の存在度が低いことがわかったことから [41],月の チタン存在度はアポロ時代の見積もりより低いと考え られている.一方、月地殻岩石として、月隕石からト ロクトライトが多く見つかっていることは、マグマオ ーシャン組成が従来想定されていた地球マントル組成 やコンドライト組成(Al₂O₃ = 2.5 - 4.6 wt%)よりはる かに高いアルミニウム濃度(Al₂O₃ > 10 wt%)を持つ ことを示唆する [e.g. 23]. 従って,現時点では,月が 地球と比べ,難揮発性元素に富むか否かは議論が続い ている.

[定説15の修正]

最近のアポロの火山ガラスの分析結果より,月マ ントルが数100ppmの水を含む可能性が示されている [42].

[定説16の修正]

39億年前以前の玄武岩が見つかっていることから [30],海の火山活動は39億年前以前も活動していたこ とがわかった.従って,海の火山活動の開始時期と隕 石重爆撃期の一致は,不十分なサンプリングによる見 かけのものであったと理解されている.

また,月隕石中のKREEPに富む角レキ岩の年代分 析から,KREEP組成を持つマグマ活動は39.3-43.5億 年前まで続いたことがわかり,アポロ研究結果と調和 的である[43-44].39億年前以降のKREEP玄武岩が見 つかっていないことと,隕石重爆撃が関係するか否か はまだよくわからない.

4. 月隕石が示す月の新たな描像

月隕石分析により,アポロ時代の定説が塗り替えら れ,新たな月の描像が示されつつある.月バルク組成, マグマオーシャン組成,地殻形成過程や機構,月の火 山活動史や熱源,隕石衝突が月形成史に与える影響な ど,月の起源と進化の本質に関わる理解が,大幅に修 正されていることがわかる.以下に,新たな理解と仮 説をまとめる.また,最新理解に基づく月史を図2b に示す.

- 高チタン玄武岩はPKT固有であり、月の玄武岩の チタン濃度は地球の玄武岩と概ね同等である。
- アポロの玄武岩は、玄武岩流の中で分化度が高い、
 鉄に富む組成を代表する傾向にある。
- 玄武岩のソースマントルの主要・微量元素組成,同位体組成は、水平方向に不均質であり、特にPKT 内外での違いは顕著である。
- 海の火山活動期間は従来考えられていたよりも長い (43.5-28.7億年前).
- 月の火山活動の熱源は、放射壊変熱以外の可能性も あり、
- マグネシウムと微量元素に富む高地の火山活動は、

PKT 固有のものである.

- 表側と裏側の斜長岩質地殻は、鉱物分布と化学組成 (mg#)が異なる可能性があり、マグマオーシャン からの全球一様な結晶化では、地殻成因が説明でき ない。
- 初期地殻が斜長石とかんらん石からなるとすると、
 マグマオーシャン組成は従来の見積もりより数倍アルミニウムに富む可能性あり.
- •月は"Born dry"ではない可能性あり.
- 隕石重爆撃期と海の火山活動の開始時期は関連がな い.
- ・隕石重爆撃期は依然賛否両論あり.

5. さいごに

本稿では、アポロ時代の定説と比較しながら、月隕 石研究に基づく最新の月の描像を説明したが、月の本 質的理解にはまだまだ至っていない、月の起源と進化 を正しく理解するためには、月の形成年代、マグマオ ーシャン固化年代、月バルク組成、月の内部構造と組 成、月の熱史、月の火山活動の熱源、月の現在の活動 状態、隕石重爆撃の有無など、いまだによくわかって いない課題を解決する必要がある.

月は、地球へのジャイアントインパクトにより生ま れ、マグマオーシャンを経て天体規模の分化を経験し つつ, 隕石衝突の歴史を克明に記録する, 太陽系固体 天体の中でも稀有な存在である. 月科学研究は, 1 AUでの地球形成に付随する大規模衝突現象とその産 物を理解するという視点と、溶融分化を経た小惑星と の共通点・相違点を理解するという二つの視点から、 太陽系における地球―月系の成り立ちを明らかにする 学問に他ならない. そのためには、最新仮説の実証を 目指し、かぐや探査で得られた全球表層の物理・化学 データの解析、月隕石とアポロ・ルナ試料の継続的分 析(地球岩石や分化隕石との比較研究を含む).実験や 理論研究を戦略的に進めるとともに、本質的課題解決 に有効な地点への着陸探査やサンプルリターン探査を 計画することが重要である.これらの多角的な研究が 有機的に融合し, 月の理解がさらに一層進むことを心 より期待する.

謝 辞

有益なコメントをしてくださった匿名の査読者の方 に深く感謝いたします.

参考文献

- Warren, P. H. and Kallemeyn, G. W., 1991, Proc. NIPR Symp. Antarct. Met. 4, 91.
- [2] Jolliff, B. L. et al., 2003, Geochim. Cosmochim. Acta 67, 4857.
- [3] http://meteorites.wustl.edu/lunar/moon_meteorites. htm.
- [4] 三澤啓司, 2011, 遊星人 本号.
- [5] Heiken, G. H. et al. (eds), 1991, Lunar Source Book (Cambridge: Cambridge University Press).
- [6] Papike, J. J. et al., 1998, Planetary Materials: Review in Mineralogy vol.36 (Washington D. C.: The Mineralogical Society of America).
- [7] Neal, C. R. and Taylor, L. A., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta 56, 2177.
- [8] Delano, J. W., 1986, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16th, D201.
- [9] Nyquist, L. E. and Shih, C. Y., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta 56, 2213.
- [10] Tatsumoto, M. et al., 1971, Proc. 2nd Lunar Sci. Conf., 1521.
- [11] Unruh, D. M. and Tatsumoto, M., 1978, in Mare Crisium, 679.
- [12] Ryder, G. et al., 1977, Earth Planet. Sci. Lett. 35, 1.
- [13] Ryder, G., 1987, Proc. Lunar Sci. Conf. 17th, E331.
- [14] Warren, P.H. and Wasson, J. T., 1979, Rev. Geophys. Space Phys. 17, 73.
- [15] Hartman, W. K. et al. (eds), 1986, Origin of the Moon (Houston: LPI).
- [16] Taylor, S. R., 1982, Planetary Science: A Lunar Perspective (Houston: LPI).
- [17] Binder, A. B., 1982, J. Geophys. Res. 87(S1), A37.
- [18] Longhi, J., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta 56, 2235.
- [19] Snyder, G. A. et al., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta

56, 3809.

- abstract#2379.
- [20] Warren, P. H., 1985, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 13, 201.
- [21] Warren, P. H., 1990, Am. Miner. 75, 46.
- [22] Longhi, J., 1978, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 285.
- [23] Warren, P. H. and Wasson, J. T., 1979, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th, 2051.
- [24] Jolliff, B. L. et al. (eds), 2006, New Views of the Moon: Reviews in mineralogy and geochemistry vol. 60, (Washington D. C.: The Mineralogical Society of America).
- [25] Arai, T. et al., 1996, Met. Planet. Sci. 31, 877.
- [26] Arai, T. and Warern, P. H., 1999, Met. Planet. Sci. 34, 209.
- [27] Korotev, R. L. et al., 2003, Antarct. Met. Res. 16, 152.
- [28] Arai, T. et al., 2010, Geochim. Cosmochim. Acta 74, 2231.
- [29] Warren, P. H. and Kallemeyn, G. W., 1993, Proc. NIPR Antarct. Met. 6, 35.
- [30] Terada, K. et al., 2007, Nature 450, 849.
- [31] Borg, L. et al., 2004, Nature 432, 209.
- [32] Misawa, K. et al., 1993, Geochim. Cosmochim. Acta 57, 4687.
- [33] Torigoye-Kita, N. et al., 1995, Geochim. Cosmochim. Acta 59, 2621.
- [34] 趙大鵬, 荒井朋子, 2011, 遊星人 本号.
- [35] Takeda, H. et al., 2006, Earth Planet. Sci. Lett. 247, 171.
- [36] Arai, T. et al., 2008, Earth Planet. Space 60, 433.
- [37] Arai, T., 2011, Proc. Lunar and Planetary Symposium, in press.
- [38] Korotev, R. L. et al., 2003, Geochim. Cosmochim. Acta 67, 4895.
- [39] Korotev, R. L. et al., 2006, Geochim. Cosmochim. Acta 70, 5935.
- [40] Cohen, B. A. et al., 2000, Science 290, 1754.
- [41] Giguere, T. A. et al., 2000, Met. Planet. Sci. 35, 193.
- [42] Saal, A. et al., 2008, Nature 454, 192.
- [43] Joy, K. T. et al., 2009, Lunar Planet. Sci. XL, abstract#1708.
- [44] Arai, T. et al., 2010, Lunar Planet. Sci. XLI,