

かぐやデータと月試料の融合研究が拓く月科学

荒井 朋子*

(2009年3月16日受付, 2009年11月2日受理)

Advance in lunar science: Integrated studies of Kaguya data and lunar samples

Tomoko ARAI*

* Planetary Exploration Research Center (PERC),
Chiba Institute of Technology (Chitech),
2-17-1 Tsudanuma, Narashino, Chiba 275-0016, Japan

The Earth's moon has made significant contributions both in advances of space exploration and planetary science. Rock samples returned from the Moon by Apollo and Luna missions provided us with basic understandings of the origin and evolution of Moon, Earth, and other rocky planets in the solar system. Yet, the global compositional data from subsequent orbital satellites (Galileo, Clementine, and Lunar Prospector) and analyses of lunar meteorites have revealed the diversity of the surface composition and the nearside-farside asymmetry of the Moon. These data suggest that the crustal evolution and thermal history of the Moon should be by far more complex than that inferred from the Apollo samples which only represent the central nearside. KAGUYA (SELENE) mission now provides high-precision, high-spatial-resolution and high-energy-resolution remote sensing data on physical and chemical properties of the global Moon. The state-of-art data set, coupled with the latest results of lunar sample analyses, enables us to demonstrate the currently proposed model for a bimodal crustal evolution, and provides clues to answer the primary issues on the lunar origin and evolution.

Key words: MOON, KAGUYA, Apollo samples, Lunar meteorites, Remote sensing

1. はじめに

月は、人間の手により採集された岩石試料があり、地球からの望遠鏡観測や周回衛星によるリモートセンシングデータも豊富に存在する点で、地球外天体としては特異かつ有利な研究対象である。月は地球の唯一の衛星であり、太陽系初期に地球に火星サイズの天体が衝突してできたと考えられている。地球のマントルの一部と衝突物質が月の出発物質である可能性が高く、初期地球から派生してできたという点で地球と月の起源は密接に関連する。また、半径1700 km という惑星級サイズの月は、小惑星よりも長期にわたる多

様な形成史を経ているため、固体惑星の形成過程を理解する鍵を握る。

1960～70年代の米国アポロ計画による有人探査と旧ソ連のルナ計画による無人探査により、月表側赤道付近から約382 kgの岩石試料が持ち帰られた。それらの月試料分析により、月のみならず地球を含む太陽系の固体惑星の起源と進化に係る理解が飛躍的に進んだ (Taylor, 1975; Taylor, 1982; Hartmann *et al.*, 1986; Heiken *et al.*, 1991)。その後、1980～90年代の月周回衛星 (クレメンタイン, ルナプロスペクタ) によるリモートセンシングデータ解析により、表層組成や地形の多様性が明らかになった (たとえば, Jolliff *et al.*, 2000)。また、月隕石の発見により、アポロ・ルナ着陸地点以外の地質・地史情報が得られ、アポロ試料が全球地質を代表していないことが物質科

* 千葉工業大学惑星探査研究センター
〒275-0016 千葉県習志野市津田沼2-17-1

学的にも明らかになってきた (Korotev *et al.*, 2003; Korotev, 2005)。月隕石のサンプル分析と月全球リモートセンシングの融合研究により、全球規模の物理・化学データに基づき、月の起源や進化を議論することが可能になった。その結果、表層や地殻組成・構造、月形成史の多様性や表裏の二分性が明らかになり、月の起源や進化に係る新たな課題や仮説が生まれている。なぜなら、月形成初期のマグマオーシャン結晶化、引き続き長期間の火山活動、隕石衝突など、複合要素の蓄積により、多様な組成・構造を持つ現在の月ができていたためである。

これまでのリモートセンシング探査では、技術的制約から表側と裏側でデータの精度が異なっていたり、エネルギー分解能や検出器感度が低いため観測可能な元素が限られていたり、不十分な観測波長帯により鉱物同定が正しくできていなかったなど、全球データの質・量が揃っておらず不十分であった。また、数100メートルの空間分解能で得られた月面の岩石鉱物データと、通常センチメートル以下の単位で得られるサンプル分析データを相補的に融合することは容易ではなかった。従って、月の起源と進化に関する課題を解決し、仮説を実証するためには、質・量共に全球同等であり、これまで以上に高いエネルギー分解能や空間分解能、そして高い検出効率を持って、月全球の物理・化学データを観測する必要がある。

2007年10月に打ち上げられた我が国の月探査衛星「かぐや (セレーネ)」は、高度100 km の月周回軌道における15種類の観測機器の同時観測により、全球規模において世界最高のエネルギー分解能、空間分解能、高精度の主要・微量元素分布、鉱物分布・組成、重力場、磁場、地形画像を取得した (Kato *et al.*, 2008)。かぐや探査の成功により、人類はようやく月の起源と進化を議論するために必要な科学データを手にすることになる。本稿では、これまでの月科学の成果をまとめ、現状での「月の起源と進化」に係る課題を整理すると共に、かぐや探査の最新成果を紹介し、月科学の今後の展望を述べる。

2. アポロの成果

月面は、隕石衝突でできたクレータが密集する、明るい (反射率が高い) 斜長岩質の高地と、暗く (反射率が低い)、クレータの少ない玄武岩質の海という二種の地域から成る。高地は月形成初期の全球規模のマグマオーシャンが固化してできた地殻に相当すると考

えられている。アポロのサンプルリターン探査により、月の高地と海を構成する岩石種と起源が明らかになった。

1970年代にアポロとルナミッションによって持ち帰られた岩石試料の化学組成、鉱物組成、同位体組成・年代データに基づき、月の地質や岩石・鉱物組成が理解され、月の起源と進化モデルが議論された。アポロの宇宙飛行士達がおこなった地質調査により、月面は数ミクロンから数百ミクロンの粒子状の物質 (表土またはレゴリスと呼ぶ) に覆われていることがわかった。これは、月面への度重なる隕石衝突により岩盤が粉碎されたためである。また、持ち帰られた岩石試料の観察及び分析から、月表層に分布するほぼ全ての岩石はマグマから冷却固化した後、月面への度重なる隕石衝突により角レキ化や衝撃による熱変性を受けていた。従って、月の地殻組成を理解するには、角レキ化や変性を受けた複雑多様な岩石 (以降、角レキ岩) の中から、月初期に形成された地殻岩石を識別・選定することが極めて重要である (Warren, 1993)。実際、アポロ試料から発見された「初期地殻岩石」は大部分が数グラム以下の mm サイズの岩石破片であり、数百グラム以上の岩石は10個程度しか見つかっていない。

アポロ試料に含まれる月地殻岩石は、鉄に富む斜長岩質岩石 (Ferroan Anorthosites, FAN)、マグネシウムに富む岩石、アルカリに富む岩石の三つのグループに分類される (Fig. 1)。それぞれのグループの岩石は、鉱物存在度や鉱物組成の幅があり、それらに応じて岩石名が付けられている (Papike *et al.*, 1998)。FAN は90 vol%以上をカルシウムに富む斜長石が占め、鉄に富む輝石やかんらん石を少量含む。マグネシウムに富む岩石は FAN よりも斜長石の存在度が低く (80 vol%以下)、マグネシウムに富むかんらん石や輝石を含む。アルカリに富む岩石は、比較的 Na に富む斜長石と比較的鉄に富む輝石やかんらん石を含むが、採集サンプルの質量が非常に小さいため (最大でも1.7 g)、鉱物存在度はよくわかっていない。マグネシウムに富む岩石とアルカリに富む岩石の大部分は、リン、カリウム、希土類元素などの液相濃集元素の濃度が FAN と比べ高いのが特徴的である。マグネシウムに富む岩石は FAN の約10~100倍、アルカリに富む岩石は約100~数1000倍と極めて高い。上記の岩石に加え、カリウム (K)、希土類元素 (REE)、リン (P) などの液相濃集元素濃度が高い玄武岩及び衝突溶融起

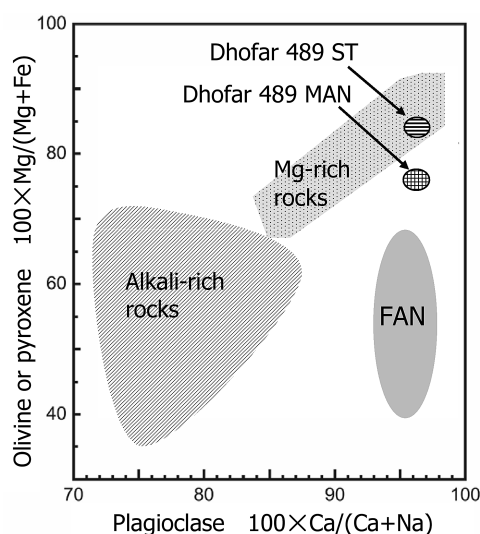


Fig. 1 Mineral compositions of Apollo crustal rocks (Ferroan anorthosites (FAN), Mg-rich rocks and alkali-rich rocks) and magnesian anorthosite (MAN) and spinel troctolite (ST) in lunar meteorite Dhofar 489 plotted in $100 \times \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ ratio of plagioclase versus $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ of olivine or pyroxene.

源のガラス（インパクトメルトと呼ばれる）があり、これらは総称して「KREEP」と呼ばれる。

FAN 試料の大部分は、計6回の着陸探査のうち唯一高地地域に着陸したアポロ16号着陸地点で採集された。一方、マグネシウムに富む岩石、アルカリに富む岩石、KREEP はアポロ14号、15号、17号で採集され、アポロ16号地点ではほとんど見つからない。さらに、アポロ15号及び16号の周回衛星に搭載されたガンマ線検出器で得られた表裏赤道近辺の表裏の鉄およびチタン分布から (Davis, 1980), 少なくとも裏側の赤道付近は、表側の高地組成と近いことが明らかになった。表側高地で発見された FAN の存在に基づき、斜長石が9割以上を占める月高地の起源が論じられ、月形成初期に全球規模で溶融していた「マグマオーシャン（マグマ大洋）説」という概念が導入された（たとえば、Longhi, 1977; Shirley, 1983; Warren, 1985; Warren, 1990など）。マグマオーシャンが冷却固化する過程で、密度の大きいかんらん石や輝石が沈降・集積しマントルを形成し、分化が進んだ鉄に富むマグマオーシャンから、密度の軽い斜長石が表層に浮上・集積し、FAN 組成の地殻を形成したと説明する説である。さらにこのマグマオーシャンからの結晶化過程で、リン、カリウム、希土類元素などの鉱物に入

りにくい元素が濃集した最終残液が地殻とマントルの間で固化することで KREEP 層ができたとするモデルが提唱された (Warren and Wasson, 1979 a)。このマグマオーシャン説は後に、地球や太陽系の固体惑星の形成史における普遍的プロセスと考えられるようになっていく（たとえば、Hofmeister, 1983; Ohtani, 1985; Tonks and Melosh, 1990など）。

FAN の結晶化年代が約45～44億年前と古いのに対し、Mg に富む岩石やアルカリに富む岩石は44～40億年前と新しいことから（たとえば、Papike *et al.*, 1998）、FAN のみがマグマオーシャンから結晶化し、それ以外はマグマオーシャン固化後の火成活動の産物であると考えられている (Nyquist and Shih, 1992)。上記の多様な地殻岩石種をマグマオーシャンからの結晶化ではなく、全球にわたる局所的な火山活動の産物として説明する連続的火山活動説 (Walker, 1983) や、全球を襲った無数の隕石衝突により生じたマグマの海から結晶化したとするインパクトメルト起源説 (Wetherill, 1981) も提唱された。また、マグマオーシャンが固化した後に、密度の軽い斜長石に富む部分が月内部を浮力で上昇して斜長岩質地殻が形成するモデルも発表された (Longhi and Ashwal, 1985)。しかし、これらの説は、鉄に富む斜長岩とそれ以外の地殻岩石の鉱物組成相違や KREEP 岩石の微量元素存在度の均一性をうまく説明できないことから、マグマオーシャン説が月地殻起源の最も有力なモデルとされた (Hartmann *et al.*, 1986)。

海の玄武岩の多くはベースンと呼ばれる直径数100 km 以上の巨大衝突クレータ内を埋めるように分布する。高地の岩石に比べ、隕石衝突の影響が少なく、マグマから固化した状態を保持した岩石試料が多く持ち帰られた。月の玄武岩は地球の玄武岩と比較すると鉄とチタン濃度が高いのが特徴である。玄武岩のチタン濃度は採集地点によって大きく異なり、10 wt% を越すものから、1 wt% 以下のものまである。チタン濃度により、高チタン玄武岩 (>6 wt% TiO_2)、低チタン玄武岩 (1～6 wt% TiO_2)、極低チタン玄武岩 (<1 wt% TiO_2) の三種類に分類される（たとえば、Neal and Taylor, 1992）。高チタン玄武岩はアポロ11号及び17号地点で、低チタン玄武岩はアポロ12号及び15号地点で、極低チタン玄武岩はアポロ17号とルナ24号地点で採集された。低チタン玄武岩の中でもアルミニウム濃度が高い (11 wt% 以上) 玄武岩がアポロ14号地点で採集され、高アルミニウム玄武岩と呼ばれる。極

低チタン玄武岩は角レキ岩中のミリメートルからミクロン単位の破片として報告されているのみであり、アポロ試料の中では非常に稀である。

アポロミッションでは海の玄武岩に加え、火山性ガラスも採集された。火山性ガラスは数10ミクロンから数ミリの直径の球状で、化学組成の違いにより、緑、黄、橙、赤、茶、黒といった様々な色を示す。火山性ガラスは玄武岩と同様に幅広いチタン濃度を持つ ($0.3 \sim 16 \text{ wt\% TiO}_2$) (Delano, 1986)。チタン濃度の高いものは、玄武岩と同様に主にアポロ11号及びアポロ17号地点で見つっている。同程度のチタン量を持つ火山性ガラスと玄武岩を比較すると、ガラスのほうが高い $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比を持つため、火山性ガラスが玄武岩の親マグマである可能性が期待されたが、実験岩石学的制約からその可能性は低いことがわかった (Longhi, 1992)。

海の玄武岩及び火山性ガラスとともに、マグマオーシャン結晶化によりかんらん石などが沈降・集積してできたマン托の部分溶融により発生したと考えられている。海の玄武岩及び火山性ガラスの希土類元素濃度はCIコンドライトの数倍から100倍近く幅広いが、CIコンドライトで規格化した相対濃度は共通して軽希土類元素に乏しく、顕著なユーロピウムの負の異常を示す (Binder, 1985; Shervais and Taylor, 1986; Neal and Taylor, 1992; Shearer and Papike, 1993)。一方、マグマオーシャンの結晶化でできたとされる斜長岩質地殻岩石はCIコンドライトで規格化した相対濃度において軽希土類元素に富み、ユーロピウムの正の異常を持つ。マン托起源の海の玄武岩及びガラスと地殻起源の斜長岩質岩石が相補的な希土類元素濃度を示すことは、月マグマオーシャン存在を支持する証拠だと考えられている (Taylor, 1982)。

海の玄武岩の噴出年代は、高チタン玄武岩が最も古く約38億年~36億年前、低チタン玄武岩は約34億年~32億年前、極低チタン玄武岩は約32億年前である (たとえば, Nyquist and Shih, 1992)。これらのデータから、玄武岩のチタン濃度と噴出年代には相関があると考えられていた。

角レキ化や衝撃により熱変成を受けた岩石は、マグマの組成や結晶化時の環境条件を推定するには適さないが、その同位体年代 (とりわけ熱変成によりリセットされやすい ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代) は、岩石が衝撃を受けた年代、つまり月面に隕石様物体が衝突した年代を知るためには重要な手がかりとなる。高地の角レキ岩やイ

ンパクトメルト破片の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代は38億年から39億年前に集中する (たとえば, Stöffler and Ryder, 2001)。従って、約38~39億年前にアポロの角レキ岩形成の主な原因となった表側のベーゼンを作った隕石衝突が起こったことがわかった。このデータに基づき、この時期に隕石衝突頻度が急増したとする隕石重爆撃期モデルが提唱されたが (Tera *et al.*, 1974; Ryder, 1990)、月形成初期から39億年前にかけて徐々に隕石衝突頻度が減少したというモデル (Hartmann *et al.*, 2000) もあり、決着は着いていない。また、約38~39億年前のベーゼン形成に引き続いて、海の玄武岩の火山活動が始まっていることから、巨大隕石衝突が火山活動を引き起こしたとする仮説が出され (Wieczorek *et al.*, 2001; Elkins-Tanton *et al.*, 2004)、その可能性について現在も議論が続いている。

上記のアポロで採集された岩石と年代データに基づき、月地殻形成史は大まかに以下の三つの時代に分けて理解された (Fig. 2)。

- (1) マグマオーシャンから斜長岩地殻、マン托、KREEP層からなる均質な層構造が形成 (約45~44億年前)
- (2) 高地の火山活動 (Mgに富む岩石、アルカリに富む岩石、KREEP玄武岩の形成) 及び巨大隕石衝突によるベーゼン形成 (約44~39億年前)
- (3) 海の玄武岩火山活動 (約38~32億年前)

3. アポロ以降の成果

3.1 リモートセンシング

3.1.1 多様な月表層組成 1990年代に入り、衛星によるリモートセンシング探査が盛んになり、全球での表層組成分布が明らかになった。まず、1990年に米国のガリレオ探査機が木星軌道投入前に行ったフライバイ時に、月表側西半球と裏側東半球の一部の分光観測を行った (Belton *et al.*, 1992)。ガリレオの観測により、月裏側の南極エイトケン盆地 (South Pole-Aitken basin, ここではSPA盆地と呼ぶ) の様相が明らかにされた (Head *et al.*, 1993)。それ以前は、ルナーオービタとアポロ探査の周回衛星によるリモートセンシング観測から多重リングの一部のみが報告されていた (Stuart-Alexander and Howard, 1970; Stuart-Alexander, 1978)。ガリレオは0.4~1.0ミクロンの可視、近赤外波長域を0.41, 0.56, 0.69, 0.76, 0.99ミクロンの5つのフィルタにより観測を行った

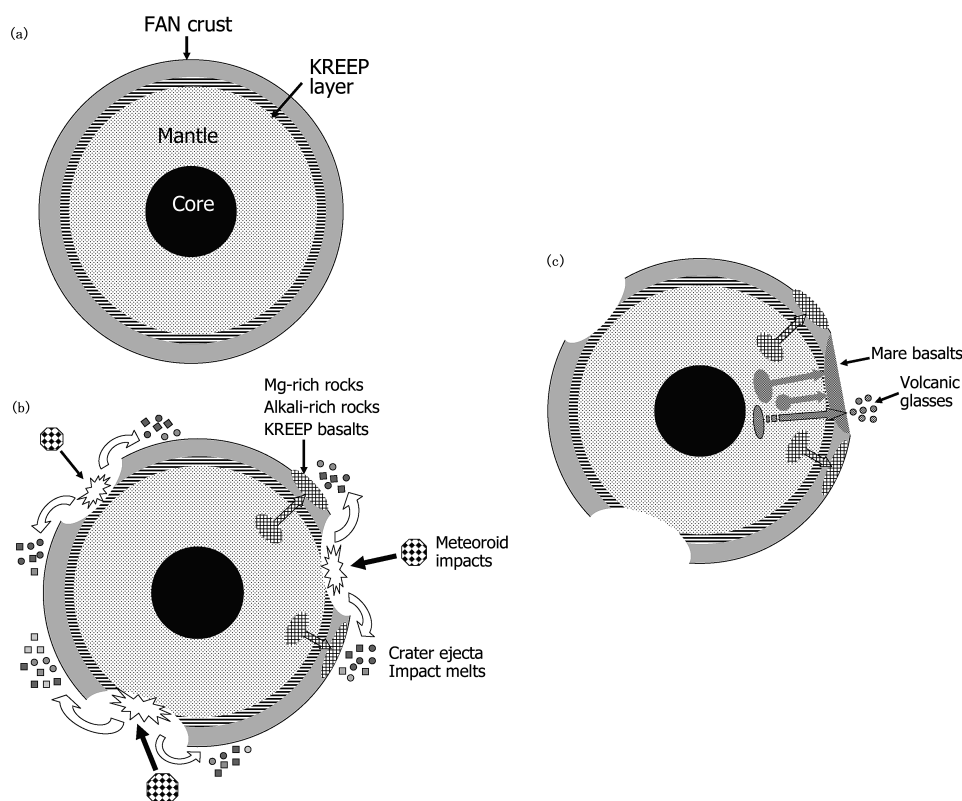


Fig. 2 Cartoon figures of a lunar cross section showing lunar crustal/mantle evolution suggested on the basis of Apollo sample data. (a) Lunar uniform stratigraphy formed by a primordial magma ocean. FAN crust covers the entire surface (~ 4.5 - 4.4 Ga). (b) Basin-forming impact events and pre-mare volcanism generating Mg-rich rocks, alkali-rich rocks and KREEP basalts on the nearside (~ 4.4 - 3.9 Ga). (c) Mare basalt volcanism on the nearside. Basalt erupted mainly within the basins. Volcanic glasses also formed by pyroclastic eruption (~ 3.8 - 3.2 Ga).

(Belton *et al.*, 1992)。これらの5バンドの反射スペクトルデータから裏側を含むガリレオ観測地域の鉱物分布が報告された (Pieters *et al.*, 1993 a)。表側のスペクトルデータについては、アポロ試料の実験室で測定されたスペクトルや地上望遠鏡による観測データ (たとえば, Pieters, 1986) との比較により鉱物組成が推定された (Pieters *et al.*, 1993 a)。

引き続き、1994年の米国のクレメンタイン探査は、可視近赤外波長域の分光カメラ及びレーザ測距システムを搭載し、月全球の鉱物分布と地形の観測を行った (Nozette *et al.*, 1994)。0.415, 0.75, 0.90, 0.95, 1.0 μm の5つのフィルタにより観測された反射スペクトルデータ (空間解像度100~200 m) に基づき、裏側を含めた全球の鉱物分布が明らかになった (Pieters *et al.*, 1994; Tompkins and Pieters, 1999; Pieters

and Tompkins, 1999; Pieters *et al.*, 2000; Pieters *et al.*, 2001)。反射スペクトルデータの波長間の強度比をもとに月面の FeO 濃度及び TiO_2 濃度分布が求められた (Lucey *et al.*, 1995; Lucey *et al.*, 1998 a; Lucey *et al.*, 2000; Gillis *et al.*, 2003)。また、地上局との測距信号のドップラー効果から測定される衛星速度の揺らぎから月の重力場が観測された (Zuber *et al.*, 1994)。ただし、探査機が月の裏側に隠れると、地上との通信が途絶え、衛星速度が測定できないため、クレメンタインでは裏側の重力場は直接観測できず、モデルにより推定されたため精度は非常に粗い (Zuber *et al.*, 1994)。重力場データに基づき、月の質量中心は形状中心に比べて地球側に約2 km ずれていることも明らかになった (Zuber *et al.*, 1994)。この結果は、表側の地殻に比べ裏側の地殻が厚いことを示唆す

るものである。レーザ測距による地形データと重力場データを組み合わせることにより、月の地殻厚さが推定された（たとえば、Zuber *et al.*, 1994; Neumann *et al.*, 1996; Wieczorek and Phillips, 1998など）。推定モデル毎にある程度違いはあるものの、平均して裏側地殻が表側地殻より20~30 km 厚いと考えられた（Jolliff *et al.*, 2000）。

1998年には、米国がルナプロスペクタ探査機を打ち上げ（Binder, 1998）、搭載されたガンマ線検出器により鉄やカリウムなどの主要元素（Lawrence *et al.*, 1998; Lawrence *et al.*, 2002; Prettyman *et al.*, 2006）やトリウム（Lawrence *et al.*, 1998; Lawrence *et al.*, 2000; Lawrence *et al.*, 2003）や希土類元素（Elphic

et al., 2000）などの微量元素の全球分布が明らかになった。

これらのリモートセンシングデータは、アポロ探査からは知りえなかった、複雑多様な月表層組成を明らかにした。クレメンタインの反射スペクトルデータに基づき求められたFeO濃度分布（Lucey *et al.*, 1995）及びルナプロスペクタのガンマ線検出器で観測されたトリウムの濃度分布（Lawrence *et al.*, 1998）を指標に、月全球の表層が三つの地域に区分された（Fig. 3）（Jolliff *et al.*, 2000）。

一つ目は斜長岩質高地に相当する地域で Feldspathic Highland Terrane（略して FHT）と呼ばれる。鉄及びトリウム濃度ともに低く（平均 FeO 濃度は4.2

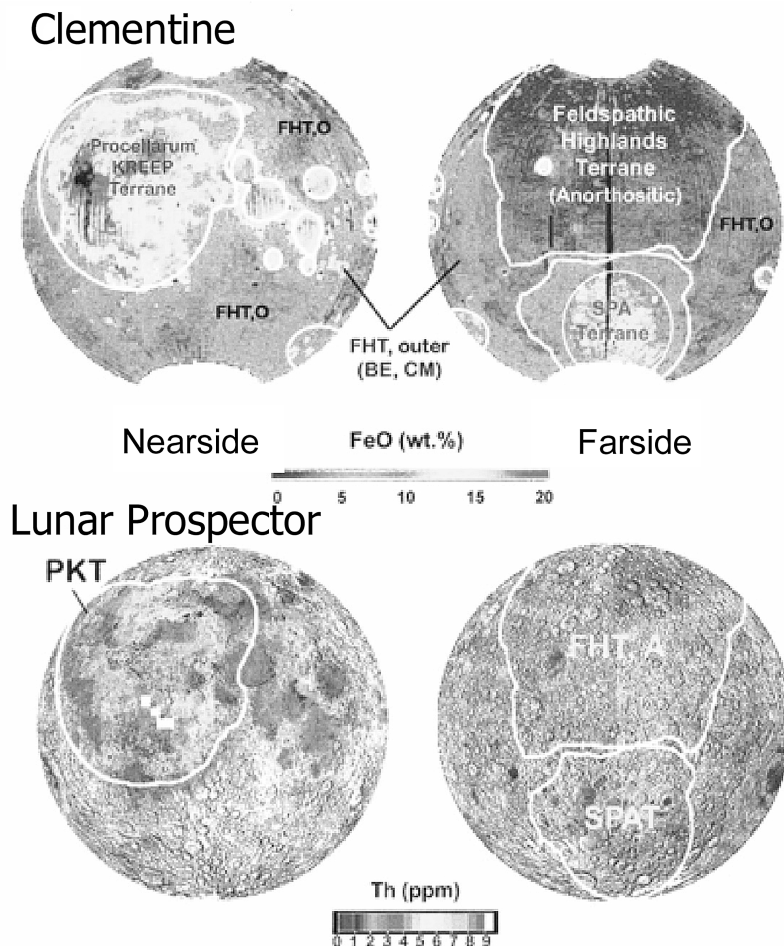


Fig. 3 On the basis of FeO abundance determined by Clementine visible and near-infrared spectra and Th abundance by Lunar Prospector gamma-ray spectra, three geologic terranes are defined, Procellarum KREEP Terrane (PKT), South Pole-Aitken basin terrane (SPAT), and Feldspathic Highland Terrane (FHT). Modified after Jolliff *et al.* (2000).

wt%, 平均トリウム濃度は約0.8 ppm) (Jolliff *et al.*, 2000), 表側南半球と裏側北半球に広く分布する (Fig. 3)。FHTの中でも, 月裏側の赤道付近から北半球に広く分布する, 著しく鉄に乏しく, 全球で最も地殻が厚い地域 (たとえば, Wieczorek and Phillips, 1998) を FHT-Anorthositic (FHT-A) とし, クレータ放出物や海の玄武岩の混入により鉄濃度がやや高い地域は FHT-Outer (FHT-O) と呼ぶ (Jolliff *et al.*, 2000) (Fig. 3)。FHT 由来の岩石は, アポロで採集された FAN や斜長岩質月隕石だと考えられた (Korotev, 2000)。FHT はマグマオーシャン結晶化により形成された初期地殻である可能性が高い (たとえば, Warren and Kallemeyn, 1998)。

二つ目は, 鉄, トリウム共に最も濃度の高い月表側西半球で, 嵐の大洋 (Ocean Procellarum) 及び雨の海 (Mare Imbrium) 周辺に相当することから Procellarum KREEP Terrane (略して PKT) と呼ばれる。PKT は, “High-Th Oval Region” (Haskin, 1998) や “Great Lunar Hot Spot” (Korotev, 2000) に対応する地域で, 月面の16%に及ぶ地域にトリウム, 希土類元素などの微量元素が濃集する (平均トリウム濃度は約9 ppm) (Jolliff *et al.*, 2000; Lawrence *et al.*, 2000; Elphic *et al.*, 2000)。アポロの着陸地点は, PKT 領域内または周辺部であり, アポロ14号地点は PKT の中で最もトリウム濃度が高い地点 (約9 ppm) の一つに相当する。PKT 地域のトリウム濃度分布と鉄濃度分布が一致していないことは, トリウム濃集を生じた現象と鉄濃集を生じた海の火山活動とは異なることを示している (Jolliff *et al.*, 2000)。しかし, 海の玄武岩地域と海の玄武岩が噴出ししない地域の平均トリウム量にあまり差がないことから, 高いトリウム濃度を持つ海の玄武岩も存在することがわかる (Jolliff *et al.*, 2000)。なお, PKT 内の海の玄武岩はトリウム濃度が約3~8 ppm であるのに対し, PKT 外部の海の玄武岩のトリウム濃度は約1~3 ppm と低い。PKT 内でも特にトリウム濃度が高い地域は, アペニン山脈やアルプス山脈と呼ばれる巨大衝突クレータの円状の縁 (リングと呼ばれる) や, クレータにより海の玄武岩の下に埋もれている物質が掘り起こされている場所 (アリストアルコスクレータなど) に相当する (Jolliff *et al.*, 2000)。従って, 月表層にトリウムを濃集させる現象が, 海の玄武岩活動以前に起こったと考えられている (Haskin, 1999)。この地域に海の火山活動が集中することは, 高濃度の放射性熱源元素 (トリウ

ム, カリウム, ウラン) の存在と関連があるとも考えられている (Haskin, 1998; Korotev, 2000; Wieczorek and Phillips, 2000)。高濃度のトリウムを含む物質は, アポロで採集された KREEP 岩石および KREEP インパクトメルトに対応すると考えられている (Jolliff *et al.*, 2000; Korotev, 2000)。しかし, 現状では表層の高濃度トリウム物質がインパクトにより生じたメルト由来なのか, マグマ活動由来なのかはよくわかっていない。また, 表層にある高濃度のトリウム物質が PKT においてどの深さまで続いているのか, 内部組成分布はわかっていない。単純ケースとして高濃度のトリウム物質が地殻全体に均一に存在すると考えるモデルがある一方 (Jolliff *et al.*, 2000), PKT 内のクレータの底, 壁, クレータ放出物の組成分布から, トリウム濃集は表層が最も顕著で, 深くなるほど濃度は低くなると示唆する報告もある (Warren, 2001)。

三つ目は, 鉄, トリウムにやや濃集する (平均 FeO 濃度は10.1 wt%, 平均トリウム濃度は約1.9 ppm)

(Jolliff *et al.*, 2000) 月裏側南極付近の SPA 盆地内と周縁部で, South Pole Aitken basin Terrane (略して SPAT) と呼ばれる。クレメンタインのレーザ測距から, SPA 盆地は直径約2600 km で太陽系最大の衝突クレータであること及び周囲の高地に比べ約12 km 標高が低く, 地殻も20 km 程度薄くなっていることがわかった (Spudis *et al.*, 1994; Smith *et al.*, 1997; Jolliff *et al.*, 2000)。巨大なクレータ直径から掘削深度はマントルまで到達していることが期待される一方, SPA 直下には40 km 近い厚さの地殻が存在すると推定されている (Zuber *et al.*, 1994; Neumann *et al.*, 1996; Wieczorek and Phillips, 1998)。非対称に分布するクレータ放出物から, SPA 盆地の直径に対する浅い掘削深度は, 斜め衝突が原因だと考えられている (Schultz, 1997)。また, PKT と比べて鉄に富む玄武岩噴出の頻度は圧倒的に低い (Pieters *et al.*, 2000)。従って, 比較的高い鉄濃度は, 上部地殻と下部地殻の混合による可能性が高い (Lucey *et al.*, 1998 b)。さらに, 下部地殻まで掘り起こされているにも関わらず, PKT と比べてトリウム濃度が低いことは, PKT とは異なり, SPA 地域の地殻には KREEP 物質が濃集していないことを示唆している (Jolliff *et al.*, 2000)。

PKT と SPAT のトリウム濃度差は, KREEP 物質がマグマオーシャン残渣と関連すると仮定すると, マ

マグマオーシャン結晶化の際に KREEP 層が全球均質には形成されなかったことを意味する。KREEP 物質を非対称に濃集させるメカニズムについて様々なモデルが提案されているが (Hess and Parmentier, 2001; Loper and Werner, 2002; Parmentier *et al.*, 2002), 現状ではよくわかっていない。

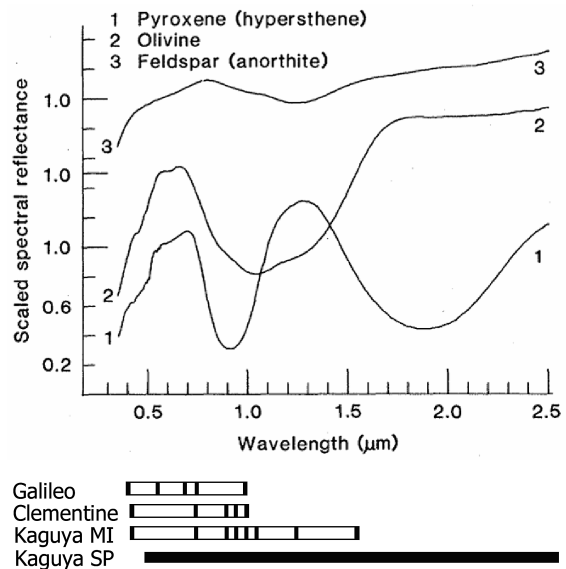
Warren (2005 a) は、マグマオーシャンがほぼ完全に固化し、最終残渣液が濃集する前に SPA 盆地が形成されたために、SPAT にトリウム濃集が存在しない可能性を指摘している。この仮説は、SPA 盆地形成時期がマグマオーシャン固化に先立つことを前提としている。SPA 盆地は、表側の主なベーズンよりも古いことはわかっているが (たとえば, Stöffler *et al.*, 2006), クレータ形成時期の詳細はわかっていない。

以上のように、全球リモートセンシングデータにより月表層組成の多様性が明らかになり、アポロサンプルは月表層の一部 (PKT のみ) を代表するに過ぎないこと、そして従来のマグマオーシャン結晶化による全球均質な層構造形成モデルは見直しが必要であることが明らかになった。

3.1.2 不均質な全球地殻組成

3.1.2.1 リモートセンシングデータに基づく月面

鉱物分布決定方法 リモートセンシング探査で得られる月面反射スペクトルは、月面に存在する鉱物の種類や組成の同定に非常に有効な手段である。月面の反射スペクトルは、月表層の表土 (レゴリス) や岩石中の鉱物の存在度 (混合比) と組成を反映しているからである。月地殻を構成する主要鉱物である斜長石、輝石、かんらん石は、可視近赤外波長域でそれぞれの鉱物に特徴的な吸収を示す (Fig. 4) (たとえば, Adams, 1975)。少量の鉄を含む ($\text{FeO} > 0.1 \text{ wt\%}$), Ca に富む斜長石は $1.25 \mu\text{m}$ 付近に幅広く浅い吸収を持つ (Adams and Gouland, 1978)。輝石は $0.9 \sim 1.0 \mu\text{m}$ 付近に深い吸収, $1.9 \sim 2.0 \mu\text{m}$ 付近にやや浅く幅広い吸収を持つ (Adams, 1975)。かんらん石は $1.05 \mu\text{m}$ 付近を中心とした吸収を持つ (Burns *et al.*, 1972)。さらに、拡散反射スペクトルにおける吸収位置と形状は、鉱物の化学組成 (輝石やかんらん石の $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比, 輝石の $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ 比, 斜長石の $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ 比) と相関関係がある (Adams, 1974; Adams and Gouland, 1978; King and Ridley, 1987; Sunshine and Pieters, 1998)。これらの相関関係を用いて、リモートセンシングで得られる月面反射スペクトルから、月表層に存在する鉱物分布や



Wavelength coverage of Lunar remote sensing cameras

Fig. 4 Diffused reflectance spectra of three major minerals of lunar crust, pyroxene, olivine and plagioclase, with wave length coverage of lunar remote sensing cameras. Modified after Pieters *et al.* (1994).

組成を推定することができる。

リモートセンシングでは、月面に太陽光が反射したときの拡散反射スペクトルを測定するため、基本的には月のごく表層に存在する物質の情報しか得られない。アポロ探査により、月の表層物質は深さにより形状や粒度が異なることがわかっている。大気のない月面では度重なる隕石衝突による衝撃で岩石は角レキ化され、ミクロン単位の細粒の砂 (表土またはレゴリスと呼ばれる) で覆われている。その厚さは、海では数メートル程度、高地では約10 mの厚さに達する (Quaide and Oberbeck, 1975; Oberbeck, 1977)。高地の場合、レゴリス層の下にミクロンからセンチメートルスケールの岩石片と表土が混合した物質 (メガレゴリスと呼ばれる) が2~3 kmの厚さで存在し、さらにその下に地殻岩盤が存在すると考えられている (たとえば, Hörz *et al.*, 1991)。ある地点のレゴリスは、月面の水平方向及び深さ方向の物質が掻き混ぜられたものであるため、直下に存在する岩盤の組成とは必ずしも一致しない。

レゴリスは、長期間宇宙空間に曝される間、月面への太陽風や微小隕石の衝突を継続的に受ける。その結果、レゴリス中の鉱物が蒸発・再凝結する際に、蒸発

しなかった鉱物の表面にナノメートル単位の微小鉄粒子が付着する。この現象を宇宙風化と呼ぶ。宇宙風化により生じたレゴリス中の微小鉄粒子は鉱物粒子の透過率を下げるるとともに色を赤く変化させる。その結果、宇宙風化を受ける前の表土の反射スペクトルは変化し、それぞれの鉱物に特徴的な吸収が消えてしまう傾向がある（たとえば、Hapke *et al.*, 1975; Pieters *et al.*, 1993 b; Pieters *et al.*, 2000など）。実際、月面の大部分の反射スペクトルは宇宙風化の影響で鉱物特有の吸収が劣化し、鉱物分布や組成の同定が難しい。従って、月面の鉱物分布や組成を調べるためには、宇宙風化を受けていない場所、例えば隕石衝突により表層レゴリスの下から風化を免れたメガレゴリスや地殻岩石が掘り起こされている場所や急な斜面で表層レゴリスが滑り落ちている場所を狙う必要がある（Tompkins and Pieters, 1999）。

3.1.2.2 クレメンタインデータによる月面鉱物決定の注意点 現状の月面鉱物分布は、クレメンタイン衛星の可視・近赤外波長域の反射スペクトルデータ及び地上望遠鏡観察による反射スペクトルデータに基づき決められている。地上望遠鏡データは上記三種の鉱物の必要な波長域を網羅するが地球側に限定される。クレメンタインは全球の反射スペクトルデータを取得したが、観測波長帯は0.415, 0.75, 0.9, 0.95, 1.0 μm の5つに限定されるため、三種類の鉱物を判別するに不十分である（Fig. 4）。従って、これまでに報告されている月面の鉱物分布は、波長域が不十分な反射スペクトルデータに基づいていることは留意しておくべきである。また、裏側については地上望遠鏡データが無い場合、鉱物分布決定精度は表側に比べさらに低いことも特筆すべきことである。また、月試料研究から、月表層物質はセンチメートルからメートル単位で鉱物存在度が不均質であることがわかっているため、数100メートルの空間精度のクレメンタインデータでは、地域的な組成多様性を正確に把握することは困難であった。

3.1.2.3 地殻組成の二分性 FHTは月形成初期にできた地殻に相当する可能性が高いため、FHTの岩石・鉱物組成は、地殻組成さらにはマグマオーシャン組成を推定する重要な手がかりとなる。FHT表層の鉱物分布を知るためには、比較的小さなクレータ（直径が10 km以下）により地下数100 mから数km程度の物質が掘り起こされている場所が適当である（Cintala and Grieve, 1994）。また、FHT深部に存

在する月地殻の岩石組成を知るために、サイズの大きいクレータ（直径数10 kmから数100 km程度）の中央丘やクレータリングが適している。なぜなら、このような場所は、クレータ形成時に地下数kmから数10 kmの地殻深部が隆起し、露出していると考えられているからである（Cintala and Grieve, 1994）。このように風化を受けていない表層や地殻岩石の反射スペクトル解析から、表側と裏側のFHTの中で、鉱物分布や化学組成が異なることがわかった。

Lucey (2004) は、FHTで地下数100 mから数km程度の物質が掘り起こされている地域に着目し、全球のFHT表層の鉱物分布を推定した。その結果、表側FHTでは低カルシウム輝石が多いのに対し、裏側FHTでかんらん石が多いことが明らかになった。さらに、同様の地域において斜長石の存在度が85%以上の場所の $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比の分布を調べた結果、裏側FHTでは比較的マグネシウムに富む（ $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比 >0.7 ）のに対し、表側FHTは比較的铁に富む（ $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比 <0.7 ）ことがわかった（Lucey and Cahill, 2006）。以上から、FHT表層は、裏側では斜長石とマグネシウムに富むかんらん石から成り、表側では斜長石と鉄に富む低カルシウム輝石から成るという傾向が見えてくる。

直径100 kmを超す巨大衝突クレータの中央丘やリングの反射スペクトル解析から、FHTにおける地殻岩石の組成もわかってきた。表側の多重リングクレータのリングにはほぼ100%斜長石からなる斜長岩（ $\text{FeO} < 0.1 \text{ wt}\%$ ）が露出することから、斜長岩質岩石が表側地殻の少なくとも地下10~20 kmの深さに分布すると推定された（Bussey and Spudis, 2000）。さらに、地上望遠鏡の反射スペクトルから、多重リングクレータのリングで露出する斜長岩は、斜長石と低カルシウム輝石からなる表層物質の下から掘り起こされていることがわかった（Hawke *et al.*, 2003）。表側FHT表層における低カルシウム輝石の存在は、前述のLucey (2004)の報告と調和的である。表層に分布する、やや鉄に富み（ $\text{FeO} = 2 \sim 6 \text{ wt}\%$ ）、低カルシウム輝石を含む物質の起源は、鉄に乏しい斜長岩質の上部地殻と、鉄に富み（ $\text{FeO} = \sim 10 \text{ wt}\%$ ）、低カルシウム輝石を含む下部地殻が度重なる隕石衝突により掘削・混合されたものだと考えられている（Bussey and Spudis, 2000; Hawke *et al.*, 2003）（Fig. 5）。裏側FHTでも同様に、巨大クレータのリングに鉄量の極端に少ない（ $\text{FeO} < 1 \text{ wt}\%$ ）斜長岩質岩石が見つ

かっており、そのクレータ放出物には、より鉄に富む ($\text{FeO} = 2 \sim 6 \text{ wt\%}$) 物質が確認されている (Hawke *et al.*, 2003)。従って、裏側地殻の少なくとも地下数 10 km の深さに斜長岩質岩石が分布することがわかった。Hawke *et al.* (2003) では、鉄量の多いクレータ放出物に寄与する鉱物が何かについては触れていないが、裏側 FHT 表層には少量のかんらん石が存在するという報告 (Lucey, 2004) を考慮すると、かんらん石が鉄濃度上昇に関与している可能性が高い。表側 FHT と同様の層構造を仮定すると、裏側 FHT は斜長岩質の上部地殻と斜長石とかんらん石からなる下部地殻で構成されていることが推定される (Arai *et al.*, 2008) (Fig. 5)。以上をまとめると、表側と裏側で地殻の鉱物分布および組成の二分性が見えてくる (Arai *et al.*, 2008) (Fig. 5)。

一方、109個の衝突クレータ (直径40 km から180 km) の中央丘の鉱物分布の解析結果では、地殻の浅いところほど斜長石存在度が高く、深くなるにつれて低カルシウム輝石の存在度が増えるという傾向が報告されているが、表裏地殻の鉱物分布の相違は報告されていない (Tompkins and Pieters, 1999)。また、彼らは、月地殻組成が数100 m 規模 (例えば一箇所の中央丘において) でも、全球的規模でも複雑多様であると指摘している。従って、上述のように提案された表側裏側の月地殻組成の二分性が真の二分性なのか、見かけの二分性なのかは現状でははっきりしない。この問題に決着を着けるためには、全球規模および局所的規模の双方から月地殻組成の多様性を正確に理解する必要がある。クレメンタインの反射スペクトルデータの空間解像度と観測波長帯では、これ以上の議論は

困難であった。

3.2 月隕石

地球上では、太陽系の様々な天体起源の隕石が発見されているが、それぞれの隕石がどの天体起源であるかを特定することは容易ではない。しかし、月隕石は、アポロやルナの試料との岩石・鉱物学・地球化学的類似性を基に特定が可能である。また、宇宙線照射履歴から推定できる地球までの到達時間が他天体起源の隕石に比べて極端に短いことも決め手となる (たとえば, Warren, 1994)。月隕石は月面の無作為な地点への隕石衝突により月面を脱出したものであるため、月全球の化学組成・鉱物組成を知る重要な手がかりである。現在、約100個の月隕石が南極や砂漠で発見されており、約56箇所の異なる月面に由来していると考えられている (たとえば, Lucey *et al.*, 2006; Korotev, 2009など)。斜長石に富む月隕石は、アポロの斜長石に富む試料と比べ、トリウム濃度が一桁、または二桁低いことから、大部分が裏側 FHT に由来する可能性が高い (Pieters *et al.*, 1983; Korotev *et al.*, 2003; Korotev, 2005; Nyquist *et al.*, 2006)。

通常、月隕石が広大な月面のどの衝突クレータが月隕石をはじき出したのか特定することは非常に難しい。しかし、極めて特徴的な組成を持つ場合や、複数項目の物質科学データが揃っている場合、飛び出し位置の推定が可能となる。例えば、月試料の中で最もウランやトリウムの濃度が高い SaU 300 は PKT 内の Lalande Crater ($9^\circ \text{W} 5^\circ \text{S}$) 起源である可能性が高いと報告された (Gnos *et al.*, 2004)。また、結晶質の玄武岩である YAMM 隕石 (Yamato 793169, Asuka 881757, MET 01210, MIL 05035 の4つのペア隕石の総称) (Arai *et al.*, 2007 a) は、結晶化年代

(Misawa *et al.*, 1993; Torigoye-Kita *et al.*, 1995; Nyquist *et al.*, 2007; Terada *et al.*, 2007 a), 月面飛び出し年代、埋没深度データ (Nagao and Miura, 1993; Nishiizumi *et al.*, 1992; Nishiizumi *et al.*, 2006) が揃っている。これらのデータに基づき、YAMM 隕石は月表側南西縁 Schiller-Schickard 地域に分布するレゴリスに埋もれた古い玄武岩 (cryptomaria と呼ばれる) 由来で、Schickard Crater 内の直径1.4 km のクレータ起源 (53°W , 44.5°S) である可能性が高いと考えられている (Arai *et al.*, 2009)。

現在発見されている月隕石の総重量は約38 kg で、アポロで採集された試料の重量の1割に相当する。これらの月隕石は岩石組成の違いから Table 1 に示す4

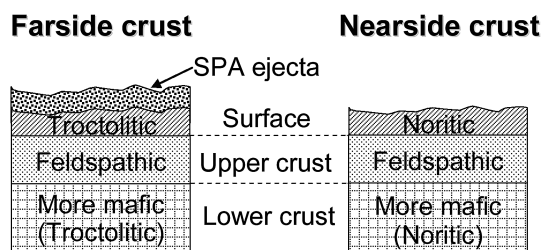


Fig. 5 Schematic crust stratigraphy of the nearside and farside from Arai *et al.* (2008). The stratigraphy is suggested on the basis of combined results of remote-sensing studies of Clementine visible and near-infrared spectra and sample studies of lunar meteorite Dhofar 489.

Table 1 List of lunar meteorites with various rock types.

Rock types	Number*	Mass (kg)
Feldspathic breccias	30	13.0
Mare basalts/breccias	10	5.9
Mixtures of the above two	11	18.0
KREEP-rich breccias	5	0.9
Total	56	37.8

*Meteorites which were broken into pieces after landing on the Earth are counted as one meteorite.

つに分類される。月隕石には月面に分布する主な岩石種が含まれ、月隕石が月面をランダムにサンプリングしていることをわかる。月隕石の分析により、アポロ試料研究からは知りえなかった全球の地質や地史の多様性が明らかになっている。その中でもアポロ時代の常識を覆す重要な成果を以下に紹介する。

3.2.1 海の火山活動の多様性 アポロ・ルナ玄武岩の同位体年代に基づき、約38～32億年前に海の玄武岩の火山活動が起こったと考えられてきた。月隕石からは、最古の玄武岩は43.5億年前 (Kalahari 009)

(Terada *et al.*, 2007 b) であり、最若のものは28.7億年前 (NWA 773) (Borg *et al.*, 2004) と幅広い結晶化年代の玄武岩が見つかった。従って、海の火山活動が従来想定されていたよりも約8億年以上も長期に及んでいたことが明らかになった。

月隕石として発見された海の玄武岩は全てチタン量が低く (<3.8 wt%)、大部分はTiO₂濃度が1～2 wt%である (たとえば, Arai and Warren, 1999; Lucey *et al.*, 2006; Arai *et al.*, 2009など)。これは高いチタン量 (TiO₂>10 wt%) が特徴的なアポロ玄武岩とは対照的である。クレメンタインの反射スペクトルデータから推定された海のチタン濃度分布は、高チタン玄武岩の存在度が低いことを示しており (Giguere *et al.*, 2000), 月隕石起源の玄武岩の低いチタン濃度と調和的である。アポロ着陸地点 (アポロ11号や17号地点) が偶然にもチタン濃度の高い玄武岩が分布する地域であった結果といえる。月隕石起源の海の玄武岩は、アポロの海の玄武岩と比べ微量元素濃度の幅は小さい。アポロサンプルでは、トリウム濃度は約0.5～4 ppmと幅広いが (Taylor *et al.*, 1991), 月隕石の場合は0.5～2.1 ppmとなっている (Lucey *et al.*, 2006)。ルナプロスペクタによる海のトリウム元素分布から、アポロ着陸地点を含む PKT 地域に噴出する玄武岩 (Jolliff *et al.*, 2000) は PKT 外部の玄武岩と比べ、トリウム

量が高いことがわかっている。月隕石には PKT 外部の海に由来する玄武岩が含まれる可能性が高い。月隕石玄武岩がアポロ玄武岩より低いトリウム濃度を持つことは、リモートセンシングデータと調和的である。

アポロ玄武岩は CI コンドライトで規格化した希土類元素の相対濃度分布において、軽希土類元素に乏しく、負のユーロピウム異常を持つという特徴がある (Binder, 1985; Shervais and Taylor, 1986; Neal and Taylor, 1992; Shearer and Papike, 1993)。しかし、月隕石玄武岩の中には、CI コンドライトの10倍程度の濃度で、負のユーロピウム異常をほとんど持たず、軽希土類元素から重希土類元素までほぼ平らなパターンを示すものがある (Yamato-793169及び Asuka-881757) (たとえば, Warren and Kallemeyn, 1993; Arai *et al.*, 1998など)。2章で述べたように、負のユーロピウム異常を持つアポロ玄武岩の希土類元素濃度は、海の玄武岩がマグマオーシャン結晶化によって生じたマントルに由来すると考える根拠の一つである。負のユーロピウム異常を持たない上記の玄武岩隕石は、月マントルが必ずしも負のユーロピウム異常を持たないことを示す。これらの玄武岩は、マグマオーシャン結晶化初期に負のユーロピウム異常を生じる多量の斜長石結晶化が起こる前に形成したマントル起源なのかもしれない (Misawa *et al.*, 1993)。

上記の Yamato-793169及び Asuka-881757は、アポロ玄武岩と比較して、一桁低い²³⁸U/²⁰⁴Pb (μ 値=10～20) 値を持つ (Misawa *et al.*, 1993; Torigoye-Kita *et al.*, 1995)。また、玄武岩質月隕石 Dhofar 287A や MET 01210も同様に低い μ 値が報告されている (Terada *et al.*, 2007 b; 2008)。 μ 値は放射性熱源元素に富むマグマオーシャン残渣である KREEP と密接に関係していると考えられており、アポロ玄武岩の高い μ 値 (100以上) (Tatsumoto *et al.*, 1971) から、KREEP 成分がマグマ生成の熱源となっていると示唆

されてきた (Haskin, 1998; Korotev, 2000; Wieczorek and Phillips, 2000)。しかし、この説は YAMM 玄武岩の低い μ 値と相容れない。アポロ玄武岩が採集された PKT 地域以外の火山活動では、KREEP 成分の混合無しでマントル溶融が起こったのか、あるいは放射性熱源以外の熱源起源があったのか、月の火山活動の熱源を説明する新たなモデルが必要となってきた。

3.2.2 ネオジム同位体組成と年代からみる月地殻の起源 斜長岩質地殻の同位体組成は、月地殻および月の起源解明の大きな鍵である。アポロ16号で採集された FAN のネオジム同位体組成は、初生 $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値がコンドライト物質と比べ正の異常を示す (60025: 0.9 ± 0.5 (Carlson and Lugmair, 1988), 62236: 3.1 ± 0.9 (Borg *et al.*, 1999), 67215: 0.8 ± 1.4 (Norman *et al.*, 2003))。FAN がコンドライトと同等の希土類元素組成を持つマグマオーシャンの結晶化でできた場合、 $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値は0あるいは負の異常を示すはずである。従って、正の異常を持つ $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値は、FAN がコンドライトよりも相対的に高い Sm/Nd 比を持つ、つまり軽希土類元素に枯渇するマグマから生成したことを意味する。さらにマグマオーシャン組成が月バルク組成にほぼ等しいとすると、月の材料物質は始原的組成ではなく、軽希土類元素に枯渇した組成を持つことになる (Boyett and Carlson, 2007)。例えば、初期地球あるいは地球への衝突天体が、天体規模の結晶分化過程を経た結果を反映しているのかもしれない。

一方、FAN がマグマオーシャン起源でないために $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値が正の異常を持つと考える説もある (Longhi, 2003; Nyquist *et al.*, 2006; Boyett and Carlson, 2007)。コンドライト組成のマグマオーシャンから輝石 (重希土類元素を選択的に取り込む鉱物) に富むマントルが形成し、そのマントルの再溶融により FAN ができたと考えれば、軽希土類元素に枯渇する特徴を説明できる。

FAN の Sm-Nd 同位体年代は、古いもので45.4億年前、新しいものは42.9億年前と約2.5億年もの違いがある (67016: 4.54 Ga (Alibert *et al.*, 1994), 60025: 4.44 Ga (Carlson and Lugmair, 1988), 62236: 4.29 Ga (Borg *et al.*, 1999))。マグマオーシャンの最終残渣固化の平均モデル年代44.2億年 (Nyquist and Shih, 1992) を考慮すると、42.9億年前の結晶化年代を持つ62236はマグマオーシャン固化後に形成された可能性が高い。しかし、古い結晶化年代を持ち、マグマオーシャン起源の可能性が高い

60025が、何故正の異常がある $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値を持つのか答えは出ていない。

これらの議論に一石を投じる月隕石の分析結果が最近発表された。南極産月隕石 Yamato-86032中の斜長石に富む岩石片が、コンドライトに比べ負の異常を示す初生 $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値を持つと報告された (Nyquist *et al.*, 2006)。始原的な希土類元素濃度を持つマグマオーシャンから結晶化した地殻岩石かもしれないと注目を集めている。他方、問題はさらに複雑になってきた。地殻岩石が正と負の双方の異常を示す初生 $\varepsilon^{143}\text{Nd}$ 値を持つのは何故か、マグマオーシャン起源の地殻と非マグマオーシャン起源の地殻が存在するのか、また月の材料物質の組成は地殻の同位体組成にどう関与しているのか。月地殻および月の出発物質解明を目指し、斜長石に富む月隕石のネオジム同位体組成分析が現在も進められている。

3.2.3 裏側地殻起源の月隕石 アポロ16号が月表側 FHT から FAN を採集したのに対し、月隕石は全球に広がる FHT の岩石をサンプリングしているため、月の全球地殻組成を知る重要な手がかりである。また、FHT の大部分は月の裏側に分布するため、斜長石に富む月隕石は月裏側から来た可能性が高い。斜長石に富む月隕石の全ては角レキ岩であり、結晶質のものはない。斜長石に富む月隕石が、アポロの斜長岩質岩石よりもトリウム濃度 (0.5 ppm 以下) が一桁低いことは (Korotev *et al.*, 2003)、裏側 FHT 起源の可能性を支持する。

一般的に月隕石はアポロの斜長石に富む試料 (主に FAN) と比べ、鉄に乏しくマグネシウムに富む。大部分の FAN の $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比 [=mg#] が50~65であるのに対し、斜長石に富む月隕石はmg#が60~73と高い (Fig. 1)。斜長石に富む月隕石がマグネシウムに富むことから、アポロ探査で PKT 地域から採集された Mg に富む岩石とは異なる、マグネシウムに富む岩石が FHT に広く存在すると考えられている (Korotev *et al.*, 2003; Warren *et al.*, 2005)。斜長石に富む月隕石は10~25%程度のかんらん石及び低カルシウム輝石を含む。かんらん石の存在度には幅があり、マグネシウム濃度が高い岩石ほどかんらん石の存在度は高いという正の相関関係が報告されている (Korotev *et al.*, 2003)。これらの月隕石の組成分布は、月地殻には鉄に富む低カルシウム輝石と斜長石からなる FAN タイプの岩石に加え、マグネシウムに富むかんらん石と斜長石を含む岩石が存在することを示

唆する。

インパクトメルト角レキ岩 Dhofar 489は斜長石に富む月隕石の中で最もトリウム濃度が低く (0.06 ppm) (Takeda *et al.*, 2006; Korotev *et al.*, 2006), 鉄及び希土類元素濃度も最も低いため (アポロの約1/10), 裏側 FHT 起源である可能性が最も高い (Takeda *et al.*, 2006)。また, この隕石は, 斜長石に富む月隕石の中で最もマグネシウムに富み, かんらん石の存在度が最も高い。再結晶化したインパクトメルトからなるマトリクスの中に, マグネシウムに富む (mg# = 75~77) かんらん石を少量 (約3.5 vol%) 含む斜長岩 (Magnesian anorthosite, MAN), 斜長石と約25 vol%のマグネシウムに富むかんらん石 (mg# = 84~85) と少量のスピネルから成る岩石 (Spinel troctolite, ST) 及びかんらん石の鉱物片が混在する (Takeda *et al.*, 2006)。

MAN と ST は同一隕石中に共存すること, 共に斜長石とかんらん石が主要構成鉱物であることから, 同一のマグマから結晶化した可能性が高い (Arai *et al.*, 2007 b)。また, マトリクスに点在する粗粒 (幅1.1 mm) のかんらん石の鉱物片も, MAN と ST と共通の母マグマから結晶化したと考えられる。ST では, 粗粒な斜長石の結晶中に直径0.2~0.5 mm の半自形のかんらん石の結晶が含まれている。この岩石組織は, かんらん石が斜長石より先に結晶化したことを示す。ST 中のかんらん石は, MAN 中のかんらん石よりも存在度が高く, mg# も高い。これらの鉱物学的特長を考慮すると, Dhofar 489隕石中の岩石片やかんらん石碎片は, かんらん石→斜長石という順番に結晶化が起きた一連のマグマ結晶化過程で生じた岩石であると説明できる (Arai *et al.*, 2008)。

かんらん石と斜長石からなる岩石はアポロ試料中では稀である (Papike *et al.*, 1998)。かんらん石と斜長石を含む ST や MAN はマグマオーシャンから結晶化したのだろうか? マグマオーシャン組成は, 複数の研究者が提案しており (reviewed by Hugh *et al.*, 1988; 1989), コンドライト組成に類似する組成, 地球の上部マントルと同等の組成, あるいはそのどちらでもない, よりアルミニウムに富む組成など様々である。どの組成のマグマオーシャンでも, かんらん石が最初に結晶化するが, 引き続き結晶化する鉱物が輝石か斜長石かは組成によって異なる。地球の上部マントル組成を用いたマグマオーシャン結晶化再現実験 (低圧下) の結果, かんらん石に引き続き, 低カルシウム

輝石, そして最後に斜長石が晶出することがわかった (Walker *et al.*, 1973; Hodges and Kushiro, 1974) (Fig. 6)。かんらん石と斜長石からなる MAN や ST, そして引き続き FAN を作るためには, マグマオーシャンから, かんらん石→斜長石→輝石の順で結晶化が進む必要がある (Fig. 6)。そのような鉱物晶出順序を実現するためには, マグマオーシャンの組成が一般的に想定される地球マントル組成やコンドライト組成 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.5 \sim 4.6 \text{ wt}\%$) よりはるかに高いアルミニウム濃度 ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 10 \text{ wt}\%$) を持たなければならない (Walker *et al.*, 1973; Hodges and Kushiro, 1974; Hess, 1994)。ST に数 vol% 含まれるスピネルの存在を考慮すると, さらに高いアルミニウム濃度が必要になる。一方, マグマオーシャンで結晶化の起こる深さ (= 圧力条件) が鉱物晶出順序に大きく影響を及ぼすことも指摘されている (Longhi, 1978; Warren and Wasson, 1979 b)。深さ300 km (15 kb 相当の圧力下) では, 地球マントル組成やコンドライト組成でも, かんらん石と斜長石からなる岩石が生成する (Warren and Wasson, 1979 b)。従って, マグ

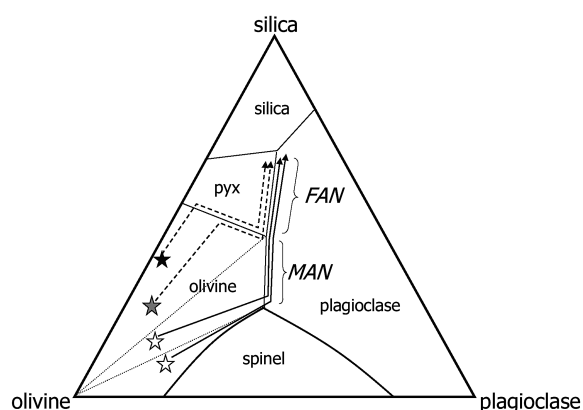


Fig. 6 Lunar magma ocean crystallization paths (schematic) at low pressure plotted onto the olivine-plagioclase-silica pseudoternary phase diagram (projection from high-Ca pyroxene) of Walker *et al.* (1973). A solid star shows a composition of ordinary chondrite, a gray star shows a composition of terrestrial upper mantle, and open stars are compositions of silicate portion of the moon from educated guesses. Dashed lines indicate crystallization sequences of olivine → low-Ca pyroxene → plagioclase. Solid lines indicate those of olivine → plagioclase → low-Ca pyroxene.

マグマオーシャンで結晶化が起きる深さについては議論があるが、マグマオーシャンの底で結晶化が起きると考えるモデルが最も受け入れられている (Longhi, 1978; Warren and Wasson, 1979 b; Langmuir, 1989)。従って、MAN/ST がマグマオーシャンから結晶化した可能性は高い。MAN/ST の同位体年代や同位体組成が求められれば、この議論に更なる制約を与えることができる。

3.3 月試料分析とリモートセンシングデータから見える地殻組成の二分性

裏側地殻起源の Dhofar 489 に含まれる MAN/ST とアポロが採集した表側地殻岩石 FAN は、対照的な鉱物分布と組成を示す。前者が斜長石とマグネシウムに富むかんらん石からなるのに対し、後者は斜長石と鉄に富む輝石からなる。月隕石とアポロ試料の分析データを統合した結果、月全球地殻が均質に FAN 組成を持つのではなく、表側と裏側で月地殻の組成が異なることが明らかになった。さらに、月試料が示す表裏地殻の鉱物分布と組成の相違は、3.1 章で述べたクレメンタインの反射スペクトルデータが示唆する表裏地殻組成の二分性と調和的である (Fig. 5)。共存する鉱物が安定に存在する圧力条件から、ST は 10~30 km の深さ起源であると推定されている (Takeda *et al.*, 2006)。従って、Dhofar 489 隕石には、Fig. 5 で示すところの裏側の上部地殻と下部地殻が混在している可能性が高い。現時点では、表半球と裏半球では地殻組成が均質なのか、あるいは表から裏にかけて連続的に組成が変化しているのか、地殻組成の詳細な分布はわからない。しかし、アポロ時代には、全球均質に FAN が分布するとされてきた斜長岩質地殻が、表半球と裏半球で組成が異なることが明らかになり、形成初期の月の描像は大きく変わる (Fig. 7 a)。

全球地殻がマグマオーシャン起源だと仮定すると、マグマオーシャン結晶化時にどのように表裏地殻組成の違いが生じたのだろうか？ 一般的にマグマから冷却・固化する際、玄武岩質マグマが高温状態である結晶分化の初期段階では、マグネシウムに富む岩石が生成し、より低温の結晶化過程の後期段階では、鉄に富む岩石ができる。鉄とマグネシウムの比という視点から見ると、よりマグネシウムに富む裏側地殻がより鉄に富む表側地殻よりも先にマグマオーシャンから結晶化したと考えられる。また、前節で述べた結晶過程における鉱物晶出順序 (かんらん石→斜長石→輝石) を想定すると、かんらん石に富む裏側地殻が輝石に富む

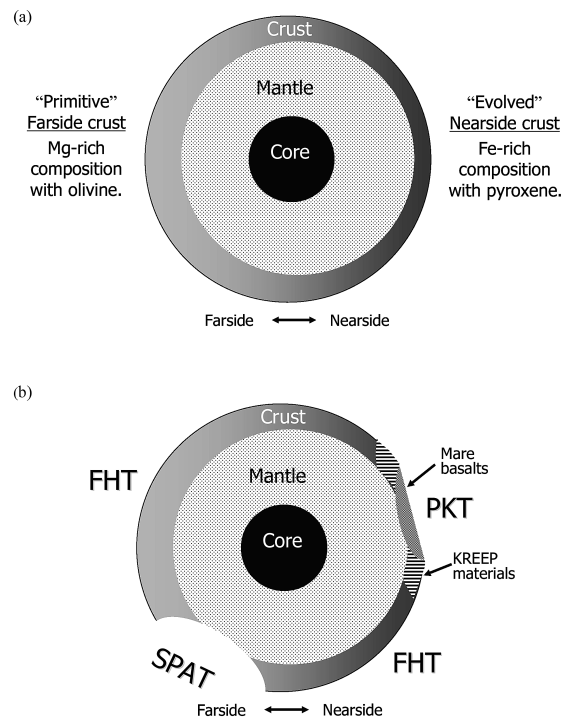


Fig. 7 Cartoon figures of a lunar cross section showing, (a) a bimodal crustal composition of the nearside and farside, as a result of bimodal differentiation of a magma ocean. (b) the present Moon with the three geologic terranes. The last dreg of a magma ocean enriched in KREEP is concentrated in the nearside PKT region.

表側地殻よりも先に結晶化する。このように一連の結晶分化過程での地殻形成を想定すると、裏側地殻はマグマオーシャン結晶化初期に生成した「原始的」岩石で、表側地殻は結晶化後期にできた「分化的」岩石だと位置づけられる (Fig. 7 a)。表裏地殻組成の差をマグマオーシャンの結晶分化度の違いにより説明するこのモデル (Arai *et al.*, 2008) は、表側 PKT 地域に濃集する液相濃集元素の存在と調和的である (Fig. 7 b)。マグマオーシャン結晶化の後期に生成した物質が表側地殻を形成し、最終残液が表側 PKT 周辺で固化したと考えることができる。

月の表側にマグマオーシャン結晶化後期の岩石や残液が選択的に配置した原因として、表側と裏側の熱的条件の違いが挙げられる。何らかの原因で表側に熱源が多く、裏側と比べマグマオーシャン固化のタイミングが遅く、分化が進んだ可能性がある。あるいは、表裏の熱条件の違いが原因で、水平方向の大規模な対

流が生じ、マグマオーシャンから結晶化した固相が選択的に裏側に集積した可能性もある (Loper and Werner, 2002)。表側の熱的条件が優位な原因は、地球の潮汐加熱や地球からの輻射熱が可能性として挙げられるが、定量的な評価はされておらず、現状は憶測の域を出ない (Arai *et al.*, 2008)。また、バズンを形成した巨大隕石衝突が表側への熱源供給となる可能性も指摘されているが (Morota and Furumoto, 2003)、このモデルでは現在の月の表側が公転の進行方向に向いていたという仮定が必要となる。従って、表側と裏側の分化の二分性の原因についてはさらなる議論が必要である。

4. 「月の起源と進化」に係る課題と 「かぐや」の成果の位置付け

4.1 地殻の起源とマグマオーシャン組成

これまでの研究結果から、月地殻形成にマグマオーシャンが関与していたことは明らかである。アポロで採集された FAN の起源を説明するために、マグマオーシャン結晶化後期の鉄に富むマグマから、密度の小さい斜長石が選択的に浮上し、斜長岩質地殻が生成したと考えるモデルが提案され、地殻形成メカニズムの通説とされてきた (例えば, Warren, 1985; 1990 など)。しかし、月隕石に多く存在するマグネシウムに富む斜長岩質岩石の存在は、彼の提案するマグマオーシャン結晶化モデル (Warren, 1985; 1990) では説明がつかない。マグマオーシャン固化の初期段階に結晶化したマグネシウムに富むかんらん石と斜長石はマグマオーシャンを浮上し地殻を形成したのか? あるいは、上昇対流に乗って積極的に浅部に移動したのか (Arai, 2008)? マグネシウムに富む斜長岩質岩石形成の実現性についてはさらなる評価が必要である。また、月隕石中のマグネシウムに富む斜長岩質岩石片がマグマオーシャン起源ではないと主張する研究者もいる (Warren *et al.*, 2005)。現在、マグネシウムに富む斜長岩質岩石の起源特定を目指し、それらの同位体組成分析が進められている。

また、FAN 試料の極めて高い斜長石存在度や低カルシウム輝石の存在、及びネオジムの同位体年代や同位体組成から、マグマオーシャン固化後の二次的なマグマ活動が地殻形成に関与すると考える研究者もいる (Borg *et al.*, 1999; Longhi, 2003; Nyquist *et al.*, 2006; Boyet and Carlson, 2007)。全球地殻が初期マグマオーシャンの結晶化でできたのか、二次的マグマ

活動に由来するのか、斜長岩質地殻には鉄に富むものとマグネシウムに富むものが存在するのか、もし存在する場合、二分的に存在するのか全球に混在するのか。これらの課題を解決するには、全球地殻の鉱物分布と mg# の情報が不可欠である。

マグマオーシャン組成についても依然議論は続いている。コンドライト組成なのか地球の初期マントル組成なのか、あるいはどちらでもない、よりアルミニウムに富む組成なのか? 全球地殻 (主に FHT 及び SPAT) の鉱物分布と鉱物組成 (mg#), そして鉱物分布・組成から推定される鉱物結晶化順序が、マグマオーシャン組成に対する決定的な制約となる。とくに、地殻中のかんらん石の分布はマグマオーシャン組成と結晶化過程、及び結晶化が起こった深さを推定する重要な鍵となる。

クレメンタインの観測波長域 (0.415~1.0 μm) はかんらん石の吸収位置 (1.05 μm) より短いため (Fig. 3), かんらん石の同定精度は非常に粗い。従って、地殻に存在する斜長石、かんらん石、輝石の存在度を正確に推定するためには、必要十分な観測波長域での反射スペクトルデータが必要である。

かぐやに搭載されるマルチバンドイメージャ (MI) は、かんらん石、斜長石、輝石の総ての鉱物の吸収を網羅する観測波長域 (0.415~1.55 μm) を持ち (Fig. 3), かんらん石の分布を正確に決定できる (Ohtake *et al.*, 2008)。空間分解能は可視領域で 20 m, 近赤外領域で 62 m であり、クレメンタインの空間分解能に比べて一桁高い。かんらん石や輝石のスペクトルの吸収位置に基づき、鉱物の mg# を推定可能である。また、自身の観測データに基づき作成したデジタル地形モデルを用いて測光補正が可能である。スペクトルプロファイラ (SP) は空間分解能 500 m で、全球表層の可視・近赤外領域 (0.5~2.6 nm) の連続反射スペクトルを取得する (Haruyama *et al.*, 2008)。連続スペクトルからは、ガウシアンフィッティング解析により、鉱物の存在度や組成を確度良く推定することが可能である (Sunshine *et al.*, 1990; Sunshine and Pieters, 1993; 1998)。従って、MI データから得られる高空間分解能の二次元鉱物分布と、SP データを用いた正確な鉱物存在度と組成の推定結果を組み合わせることで、月全球の鉱物分布と組成をこれまでにない空間精度と確度で決定することが可能になる。

かぐやの X 線蛍光分析器 (X-ray fluorescence spec-

trometer: XRS) (Shirai *et al.*, 2008) は空間分解能 20 km で地球表面のマグネシウムと鉄の分布を観測する。XRS の元素データから FHT や SPAT の広域での mg# 分布を理解することができる。かぐやのガンマ線分析器 (Gamma-ray spectrometer: GRS) (Hasebe *et al.*, 2008) はルナプロスペクタと比べはるかに高いエネルギー分解能を有し、全球表層のウラン、トリウム、カリウム、鉄などの元素について、正確な濃度分布を決定する。

4.2 二分性の起源

月は表側と裏側で様々な二分性を持つ。表側に集中する海の玄武岩火山活動、PKT における微量元素濃集、PKT における斜長岩質地殻の欠如、表側裏側の地殻厚さの違い、表側裏側の地殻組成の違いなどが挙げられる。これらの二分性は、主に「マグマオーシャン分化の二分性」「熱史の表裏二分性」に起因すると考えられ、この二つの二分性自体が相互に関係する可能性も高い。これまでのリモートセンシング探査では、技術的制約から、表側と裏側で重力場データの精度が異なっていたり、エネルギー分解能や検出器感度が低いため観測可能な元素が限られていたり、不十分な観測波長帯により鉱物同定が正しくできていなかったなど、全球データの質・量が揃っておらず、全球規模での二分性を議論する上で不十分であった。月の二分性の起源を紐解くためには、質・量共に全球同等の物理・化学データが必須である。かぐやは、これまでにない高空間解像度・高精度・高エネルギー分解能で、全球の表層鉱物分布、元素組成、地形、重力場、磁場を探査する (Kato *et al.*, 2008)。かぐや探査で取得する、月全球の物理・化学データは「月の二分性」の正しい理解とその起源解明に威力を発揮することが期待される。

4.3 月の起源

4.3.1 現状の月起源モデル 月の起源の主要な制約は、地球に比べ小さい月の密度 (地球が 4.45 g/cm^3 に対し月が 3.34 g/cm^3) と地球と類似する酸素同位体比である。月の小さい密度から、金属鉄の核が地球に比べて圧倒的に小さい (地球の核が 30 wt% に対し月の核は数 wt%) と考えられている (Hood, 1986)。核とマントルの分離が起こった後の初期地球へ火星サイズの天体が斜め衝突し、月が形成したとする「ジャイアントインパクト説」 (たとえば, Cameron, 2000) は、月が地球に比べ金属鉄が少ないこと、及び地球-月系の角運動量をうまく説明できるため、現

時点で最有力モデルである。

ここで留意すべき点は、ジャイアントインパクト説は地球物理学的観点から有力であるが、地球化学的観点からは必ずしもそうではないということである。原始太陽系星雲中では酸素同位体は不均質に分布していたため、酸素同位体比は惑星を作った材料物質や原始太陽系星雲における惑星形成が起こった場所に依存すると考えられている (たとえば, Clayton, 1993)。月と地球の同時集積説は、月と地球が等しい酸素同位体比を持つ条件を満足する。また、ジャイアントインパクトから月と地球の酸素同位体比を説明するモデルもある。数値シミュレーションの結果から月の材料物質は主に衝突天体に由来すると考えられていることから (Canup and Asphaug, 2001; Canup, 2004), ジャイアントインパクト後に地球のマグマオーシャンと月の材料物質 (衝突物質) が混合・均質化した結果、月と地球の酸素同位体比が均一になったという説も発表されている (Pahlevan and Stevenson, 2007)。

月のバルク化学組成は同位体組成と並び、月の起源を解明する重要な手がかりである。しかし、月の地殻とマントルの組成情報が不十分であるためモデルに依存する部分が多い。月の化学組成、とくに難揮発性元素 (Al, Ca, U, Th, REE など) が、地球のケイ酸塩部分 (マントル+地殻:以降, 初期マントルと呼ぶ) の組成とどの程度違うのかという点が月の起源を見極める有力な指標となる。研究者達は各々のモデルに基づき推定した月の化学組成を元に、月起源の議論を展開している。月と地球初期マントルの難揮発性元素濃度が同等であるとする説 (Warren, 2005 b; Longhi, 2006) もあれば、月が1.5倍ほど難揮発性元素に富むと考えるモデルもある (Taylor *et al.*, 2006)。各々の推定化学組成を手がかりに、ジャイアントインパクトモデルを支持する研究者もいれば (Warren, 2005 b; Taylor *et al.*, 2006), それ以外のモデルを提唱する研究者もいる (Jones and Palme, 2000)。月のバルク組成から月の起源を議論する際、単純に地球の初期マントル組成と比較してよいのか、(ジャイアントインパクトモデルの場合) 衝突天体からの寄与をどの程度考慮すべきなのか、議論は単純ではない。しかし、議論の基盤となる制約条件である月のバルク組成をできるだけ高い精度で求めることが、現状の第一級課題であることを留意すべきである。

4.3.2 月バルク組成 (主要元素) 従来、月は地球や太陽系始原物質 (コンドライト隕石) に比べ、難揮

発性元素に富むと考えられてきた。その根拠の一つが、月に大量に分布する斜長岩質地殻の存在である。斜長岩を構成する斜長石の主要構成元素であるカルシウムとアルミニウムは、代表的な難揮発性元素である。主にかんらん石と輝石から構成されるマントルはカルシウムとアルミニウムに乏しいため、この二つの元素の月バルク組成推定には地殻の組成と体積（地殻厚さ）が決め手となる。地殻に含まれる斜長石の存在度がわかれば、正確にカルシウムとアルミニウム量を見積もることができる。月試料分析結果とクレメンタインデータに基づく最新の地殻モデルでは、上部地殻の Al_2O_3 濃度は約30 wt%（斜長石存在度約87 vol%）で、下部地殻の Al_2O_3 濃度は約27 wt%（斜長石存在度約79 vol%）と推定されている（Wieczorek *et al.*, 2006）。3.1節で述べたように、クレメンタインの反射スペクトルに基づく鉱物分布決定精度は低い。また、クレメンタインの重力場データは表と裏で精度は異なるため、地殻の厚さ決定精度も表と裏で異なる。

十分な観測波長域を持つかぐやの MI 及び SP で得られる反射スペクトルデータに基づき、全球地殻（月全球 FHT 表層および衝突クレータの中丘やクレータリングに露出した地殻深部物質、SPAT の底やクレータ放出物）の鉱物分布を高い確度で決定することが可能である。また、かぐや探査では、二機の子衛星を用いて表裏同一の精度で重力場データが得られる（Namiki *et al.*, 2009）。重力場データとレーザ高度計で得られる詳細な地形データ（Araki *et al.*, 2009）に基づき、全球同精度で地殻厚さの決定を行うことができる。深さ方向の濃度分布についてはかぐや探査以降も仮定をおく必要があるが、全球表層及び地殻の鉱物分布が求められ、地殻厚さが全球同精度で求められることにより、バルク組成の推定精度が向上することは間違いない。

4.3.3 月バルク組成（微量元素） 月が難揮発性元素に濃集するとされるもう一つの根拠は、アポロ探査で測定された地殻熱流量である。ウランやトリウムは難揮発性の微量元素であると同時に、長期寿命の放射性同位元素である。これらの放射性元素の壊変による発熱が惑星内部の主要熱源であるため、地殻熱流量を測定することにより、ウランやトリウムのバルク存在度を推定することが可能である。アポロ15号と17号着陸地点で測定された地殻熱流量はそれぞれ21 mW/m²、14 mW/m²で、月全体の平均値は18 mW/m²と見積もられた（Langseth *et al.*, 1976）。この値が定常的

な熱流量だと仮定して、月のバルクウラン濃度は46 ppbと推定された（Langseth *et al.*, 1976）。月のウラン濃度は、地球のケイ酸塩部分（地殻+マントル）のウラン濃度（20 ppb）（たとえば、Ringwood, 1979; Taylor, 1982）の二倍以上に相当する。ただし、アポロの測定された地殻熱流量値が月全体の平均値かどうか不明であることや測定場所や表土の影響による熱伝導率の不確定性（Rasmussen and Warren, 1985; Warren and Rasmussen, 1987）を考慮すると、上記の値は最大値と考えるのが妥当である。アポロ15号地点はトリウムなどの熱源元素が濃集する PKT 地域内であり、アポロ17号地点も PKT 周辺部に相当するため、上記の値は過剰に見積もっている可能性が高い。さらに、アポロ15号と17号地点で7年間に渡って計測された熱流量が継続的に増加していることが近年明らかになり、当時見積もられた熱流量（Langseth *et al.*, 1976）が約2倍高く見積もられている可能性も報告されている（Saito *et al.*, 2008）。従って、アポロの熱流量測定結果に基づく、バルクのウラン、トリウムの推定値の議論は見直しが必要である。

ルナプロスペクタのガンマ線検出器で観測結果から、表層の平均トリウム濃度は1.58 ppbと推定された（Prettyman *et al.*, 2006）。月隕石分析値を用いた下限値補正および PKT におけるトリウム濃度の深さ方向分布傾向（Warren, 2001）を考慮した結果、地殻全体でのトリウム濃度が約0.73 ppb、月バルク組成で約0.07 ppbと推定されている（Warren, 2005 b）。この値は、地球の初期マントルのトリウム濃度（約0.08 ppb）（McDonough and Sun, 1995）と変わらない。以上から、月が難揮発性微量元素を濃集するという概念は崩れつつある。トリウムだけでなく、ウランの月バルク濃度からも、月の難揮発性微量元素濃集度合いを評価する必要がある。しかし、ルナプロスペクタのガンマ線検出器では、エネルギー分解能と検出器感度が低かったため、ウランの濃度決定はできなかった。

かぐやの GRS は、高いエネルギー分解能（ルナプロスペクタの6倍）及び高い検出器感度により、ウラン及びトリウムの双方の絶対濃度決定が可能となる（Hasebe *et al.*, 2008）。また、かぐや探査では、二機の子衛星を用いて表裏同一の精度で重力場データが得られる（Namiki *et al.*, 2009）。重力場データとレーザ高度計で得られる詳細な地形データ（Araki *et al.*, 2009）に基づき、全球同精度で地殻厚さの決定を行

うことができる。深さ方向の濃度分布についてはかぐや探査以降も仮定をおく必要があるが、全球表層のウラン及びトリウム濃度が得られ、地殻厚さが全球同精度で求められることにより、バルク組成の推定精度が向上することは間違いない。

5. 「かぐや」の最新成果

5.1 斜長石100%の地殻岩石 (Purest anorthosites, PAN) の発見

かぐやの MI 及び SP の反射スペクトルデータによる最新の研究成果のうち、最も注目すべきは斜長石吸収の検知に成功したことである (Matsunaga *et al.*, 2008; Ohtake *et al.*, 2009)。斜長石は1250 nm 付近に幅広く浅い吸収を持つが (Adams and Gouland, 1978)、輝石やかんらん石に比べ吸収が浅いので (Fig. 3)、少量 (5 vol%以上) の輝石やかんらん石が共存すると斜長石の吸収は見えなくなる。月の地殻には、高い存在度で (90 vol%以上) 斜長石が存在することは、表側高地から持ち帰られたアポロ試料や斜長石に富む月隕石の分析からわかっていたが、これまでのリモートセンシングの反射スペクトルデータからは、斜長石の吸収は確認できていなかった。地上望遠鏡の観測では、1.05 μm 付近の斜長石の吸収はほとんど確認できないため、輝石やかんらん石の吸収が無く、のっぺりとした反射スペクトルを斜長石の同定基準としていた (Bussey and Spudis, 2000; Hawke *et al.*, 2003)。また、クレメンタインデータでは、斜長石吸収の判別に必須の1.0 μm より長い波長のデータがなかったので、斜長石の存在をスペクトルから直接確認することはできなかった (Tompkins and Pieters, 1999他)。斜長石の吸収が検知されない理由として、隕石衝突の衝撃により斜長石の結晶構造破壊 (Adams *et al.*, 1979) や月表面における宇宙風化の影響 (Lucey, 2002) が考慮されてきた。

かぐやの MI データを用いて月の全球に分布する衝突クレータの中央丘や多重リングクレータのリングに露出する岩石の反射スペクトルデータを解析した結果、斜長石がほぼ100%の純度の高い斜長岩 (Purest anorthosites, PAN) が深さ4 km から30 km の深さの全球地殻に普遍的に存在することが明らかになった (Ohtake *et al.*, 2009)。この研究結果は、月地殻の斜長石を反射スペクトルから検知した初めての例である。10メートルオーダーの空間解像度、斜長石・輝石・かんらん石を適切に判別するために必要な波長

域、地形効果補正能力という三つの条件が揃って初めて斜長石検知が可能になったわけである。さらに、上部地殻が100%斜長石から成るという結果は、上部地殻の Al_2O_3 濃度は、従来の推定値 (約30 wt%)

(Wieczorek *et al.*, 2006) よりも約6 wt%高いことを示唆しており、月バルク組成の議論にも影響を及ぼす。今後は、斜長石と共存する少量の輝石やかんらん石の分布及び組成を調べ、表裏の地殻組成の二分性モデルの検証を目指す。

5.2 熱史の表裏二分性

かぐやの重力場データから、月の熱史が表裏で異なっていたことが明らかになった (Namiki *et al.*, 2009)。かぐやでは、二機の子衛星を用いて、世界で始めて月の裏側の重力場の直接観測に成功した。これまで、月の裏側については観測データが乏しく、東西南北に伸びた筋状の重力異常が報告されていたが、このような重力モデルは月表面のクレータ地形と整合しないため、疑問視されてきた (Zuber *et al.*, 1994)。かぐやの重力分布観測の結果、クレータ地形と呼応する重力異常が月の裏側でも確認された (Namiki *et al.*, 2009)。ここで注目すべきは、クレータ地形に伴う重力異常の形状が表側と裏側で異なっていることである。裏側では、クレータ周囲に環状に負の重力異常が存在するが、表側ではクレータを埋めるように円形に正の重力異常が存在する。地球では、密度の大きいマントルの上に密度の小さい地殻が乗っており、地殻が厚いところと比べ、地殻が薄いところほどマントルが隆起し、マントルと地殻境界が浅い。これは地殻がマントルに浮いて釣り合っているため、この釣り合いをアイソスタシーと呼ぶ。月の表側では、地球と同じことが起こっており、隕石衝突で地殻が薄くなったところはその分マントルが隆起し、正の重力異常が生じている。さらに、クレータ内に噴出した海の玄武岩も正の重力異常に寄与している。一方、裏側ではアイソスタシーを保つためのマントル隆起が起きていない。この違いは、裏側ではクレータ形成時にマントルが冷たく、固い状態であったため、マントル隆起が起きなかったが、表側ではマントルが暖かく、柔軟な状態でマントル隆起が起きたと説明できる。つまり、巨大衝突クレータが形成された約38~39億年前以前の月内部は表側が高温で、裏側が低温だったことを意味する (Namiki *et al.*, 2009)。

地形カメラ (Terrane Camera (TC)) は1ピクセル10 m という驚異的な高空間解像度で、月表層の詳細

細な地形を撮像する (Haruyama *et al.*, 2008)。TC の高精度地形画像を用い、クレータ密度分布から年代を推定する手法により、月全球の玄武岩噴出年代が決定された (Haruyama *et al.*, 2009)。その結果、表側では10億年前近くまで溶岩が噴出していたのに対し、裏側における溶岩噴出は約25億年前までと比較的古く、表側では裏側に比べより長期間火山活動が起こっていたことが明らかになった。この結果は、表裏の重力異常の形状相違から推定される表側裏側地殻の熱史の違いと調和的であり、裏側に比べ表側のマントルも長期間熱かったことを示している。上記の研究結果と表側 PKT 表層に濃集する熱源元素を考慮すると、表側裏側の熱史の二分性は表面だけではなく、内部にまで及んでいることがわかる。マグマオーシャン分化の二分性に由来する地殻組成の二分性 (Arai *et al.*, 2008) と熱源元素の表側への濃集が、その後の月の熱史や分化 (多様化) 過程を支配した可能性もある。かぐやで得られる物理・化学データの統合により、今日見られる月の二分性・多様性から、月の起源と進化の道筋を遡る手がかりが揃ってきた。

6. 月科学の今後の展望

アポロ探査に始まり、サンプル分析とリモートセンシングの両輪で、月科学は着実に発展してきた。探査で得られるリモートセンシングデータとサンプル分析で得られる物質科学データは、データの性質も量も異なるため独立して議論されることが多い。しかし、互いのデータの短所を補い合う位置付けにあるため、融合して議論することは非常に重要である。リモートセンシングデータはメートルあるいはキロメートルスケールの物理・化学特性の空間 (平面) 分布情報を提供してくれるため、地域的な平均組成を議論したり、月全球を巨視的に捉えるために不可欠である。一方、サンプルデータからは通常 cm 以下の微視的な情報しか得られないが、詳細かつ精度の高い地質や地史情報 (岩石・鉱物の組織や組成、鉱物組成から推定される冷却速度や埋没深度、同位体組成や同位体年代、宇宙線照射履歴など) が得られる。従って、二者を融合することにより、月の起源から今日の月に至るまでの様々な現象を様々な空間スケールと時間情報に基づき理解することが可能になる。アポロの隕石衝突ガラスや玄武岩の年代とリモートセンシングのクレータ画像を組み合わせることで、月面の年代を推定するクレータ年代学 (Hiesinger *et al.*, 2003他) はサンプル分析

とリモートセンシングの融合の良い例である。

サンプルデータは、リモートセンシングのデータ解析のための基準値を提供するという役割もある。クレメンタインの反射スペクトルデータは、アポロ16号地点の表土の反射スペクトルデータを基準値としている (Pieters *et al.*, 1994)。また、ルナプロスペクタのトリウムや鉄濃度の下限値は、斜長石に富む月隕石データに基づき下方修正されている (Gillis *et al.*, 2004; Warren, 2005 b)。サンプルデータがリモートセンシングデータ解析精度向上に不可欠である。

このように、リモートセンシングとサンプル分析は相補的な関係にあり、これまでも多くの融合研究がなされてきた。しかし、空間分解能とデータの質において、リモートセンシングデータとサンプルデータの間には大きな隔たりがあり、相補の効果は不十分であった。かぐや探査により、数メートル空間分解能の地形画像や数10メートルオーダーの反射スペクトルデータが入手可能となり、リモートセンシングデータとサンプルの空間解像度のギャップは格段に縮められる。また、かぐやの良質なスペクトルデータにより、実験室で測定されるサンプルの反射スペクトルデータと直接比較・照合することが可能になり、地殻組成の決定精度は飛躍的に向上する。かぐやのデータを手にした今、ようやくサンプルとリモートセンシングデータの相補的融合が威力を発揮するときが来たと言える。今後、かぐやの複数機器から得られる月の物理・化学データとサンプル分析の最新研究成果との融合により、月の起源と進化に関する理解がより一層進む事が期待される。

月の起源と進化の全貌解明には、月の内部構造や深さ方向の組成分布が不可欠である。深さ方向の情報を得るためには、内部構造探査 (地震波トモグラフィや地殻熱流量測定) が必須である。また、かぐやデータ研究から明らかになる、月の形成史の鍵を握る地点のサンプルリターン探査も合わせて必要である。今後、科学的にも技術的にもさらにレベルの高い探査を遂行し、着実にかつ戦略的に月科学そして太陽系地球惑星科学が発展していくことを心から期待する。

謝 辞

著者に本論文を執筆する機会を与えてくださいました北海道大学の塚本尚義博士に感謝いたします。また、本稿に対し注意深い査読と有益なコメントをくださいました京都大学の小木曾哲博士、広島大学の寺田

健太郎博士に深く感謝致します。

引用文献

- Adams, J. B. (1974) Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *Journal of Geophysical Research* **79**, 4829–4836.
- Adams, J. B. (1975) Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock-forming minerals. In: *Infrared and Raman-Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals* (ed., C. Karr, Jr.), Academic, New York, 91–116.
- Adams, J. B. and Gouland, L. H. (1978) Plagioclase feldspars: Visible and near infrared diffuse reflectance spectra as applied to remote sensing. *Proceedings of 9th Lunar and Planetary Science Conference*, 2901–2909.
- Adams, J. B., Horz, F. and Gibbons, R. V. (1979) Effects of shock-loading on the reflectance spectra of plagioclase, pyroxene, and glass. *Lunar and Planetary Science* **10**, 1–3 (abstract).
- Alibert, C., Norman, M. D. and McCulloch, M. T. (1994) An ancient Sm-Nd age of a ferroan noritic anorthosite clast from lunar breccia 67016. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 2921–2926.
- Arai, T., Papike, J. J., Shearer, C. K., Warren, P. H. and Takeda, H. (1998) Ion microprobe investigations of pyroxene and plagioclase from ancient mare basalt A881757. *Lunar and Planetary Science* **XXIX**, CD-ROM #1497.
- Arai, T. and Warren, P. H. (1999) Lunar meteorite QUE 94281: Glass compositions and other evidence for launch pairing with Yamato 793274. *Meteoritics and Planetary Science* **34**, 209–234.
- Arai, T., Misawa, K. and Kojima, H. (2007 a) Lunar meteorite MIL 05035: Mare basalt paired with Asuka-881757. *Lunar and Planetary Science* **XXXVIII**, CD-ROM #1582
- Arai, T., Takeda, H., Yamaguchi, A. and Ohtake, M. (2007 b) Lithology of lunar farside crust. *Meteoritics and Planetary Science* **42**, A14.
- Arai, T., Takeda, H., Yamaguchi, A. and Ohtake, M. (2008) A new model of lunar crust: Asymmetry in crustal composition and evolution. *Earth Planets Space* **60**, 433–444.
- Arai, T. (2008) Magnesian anorthosite: A new class of lunar crustal rock and implication for crustal genesis. *Meteoritics and Planetary Science* **43**, A179.
- Arai, T., Hawke, B. R., Giguere, T. A., Misawa, K., Miyamoto, M. and Kojima, H. (2009) Antarctic lunar meteorites Yamato-793169, Asuka-881757, MIL 05035, and MET 01210 (YAMM): Launch pairing and possible cryptomare origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, in press.
- Araki, H., Tazawa, S., Noda, H., Ishihara, Y., Goossens, S., Sasaki, S., Kawano, N., Kamiya, I., Otake, H., Oberst, J. and Shum, C. (2009) Lunar global shape and polar topography derived from Kauya-LALT Laser Altimetry. *Science* **323**, 897–900.
- Belton, M. J. S., Head, J. W., Pieters, C. M., Greeley, R., McEwen, A. E., Neukum, G., Klaasen, K. P., Anger, C. D., Carr, M. H., Chapman, C. R., Davies, M. E., Fanale, F. P., Gierasch, P. J., Greenberg, R., Ingersoll, A. P., Johnson, T., Paczkowski, B., Pilcher, P. B. and Veverka, J. (1992) Lunar impact basins and crustal heterogeneity; New western limb and farside data from Galileo. *Science* **255**, 570–576.
- Binder, A. (1985) Mare basalt genesis: Modeling trace elements and isotopic ratios. *Proceeding of 16th Lunar and Planetary. Science Conference, part 1, Journal of Geophysical Research* **91**, D201–213.
- Binder, A. (1998) Lunar Prospector: Overview. *Science* **281**, 1475–1476.
- Borg, L., Norman, M., Nyquist, L., Bogard, D., Snyder, G., Taylor, L. and Lindstrom, M. (1999) Isotopic studies of ferroan anorthosite 62236: A young lunar crustal rock from a light rare-earth-element-depleted source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 2679–2691.
- Borg, L. E., Shearer, C. K., Asmerom, Y. and Papike, J. J. (2004) Prolonged KREEP magmatism on

- the Moon indicated by the youngest dated lunar igneous rock. *Nature* **432**, 209–211.
- Boyett, M. and Carlson, R. W. (2007) A highly depleted moon or a non-magma ocean origin for the lunar crust. *Earth and Planetary Science Letters* **262**, 505–517.
- Burns, R. G., Huggins, F. E. and Abu-Eid, R. M. (1972) Polarized absorption spectra of single crystals of lunar pyroxenes and olivines. *Moon* **4**, 93–102.
- Bussey, D. B. J. and Spudis, P. D. (2000) Compositional studies of the Orientale, Humorum, Nectaris, and Crisium lunar basins. *Journal of Geophysical Research* **105** (E2), 4235–4243.
- Cameron, A. G. W. (2000) Higher resolution simulations of the Giant Impact. In: *Origin of the Moon* (eds., Hartman, W. K., Phillips, R. J. and Taylor, G. J.), Lunar Planetary Institute, Houston, 133–144.
- Canup, R. M. (2004) Simulations of a late, lunar forming impact. *Icarus* **168**, 120–122.
- Canup, R. M. and Asphaug, E. (2001) Origin of the Moon in a giant impact near the end of Earth's formation. *Nature* **412**, 708–712.
- Carlson, R. W. and Lugmair, G. W. (1988) The age of ferroan anorthosite 60025: oldest crust on a young Moon? *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 119–130.
- Cintala, M. J. and Grieve, R. A. F. (1994) The effects of differential scaling of impact melt and crater dimensions on lunar and terrestrial craters: Some brief examples. In: *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution* (eds., B. O. Dressler, R. A. F. Grieve and V. L. Sharpton), Geol. Soc. America, Spec. Paper **293**, Boulder, Colorado, USA, 51–59.
- Clayton, R. N. (1993) Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **21**, 115.
- Davis, P. A. (1980) Iron and titanium distribution on the Moon from orbital gamma ray spectrometry with implication for crustal evolutionary models. *Journal of Geophysical Research* **85**, 3209–3224.
- Delano, J. (1986) Pristine lunar glasses: Criteria, data and implications. *Proceedings of 16th Lunar and Planetary Science Conference, Part 2, Journal of Geophysical Research* **91**, D201–213.
- Elkins-Tanton, L. T., Hager, B. H. and Grove, T. L. (2004) Magmatic effect of the lunar late heavy bombardment. *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 17–27.
- Elphic, R. C., Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Barraclough, B. L., Maurice, S., Binder, A. B. and Lucey, P. G. (2000) Lunar rare earth element distribution and ramifications for FeO and TiO₂: Lunar Prospector neutron spectrometer observations. *Journal of Geophysical Research* **105** (E8), 20,333–20,345.
- Giguere, T. A., Taylor, G. J., Hawke, B. R. and Lucey, P. G. (2000) The titanium contents of lunar mare basalts. *Meteoritics and Planetary Science* **35**, 193–200.
- Gillis, J. J., Jolliff, B. L. and Elphic, R. C. (2003) A revised algorithm for calibration TiO₂ concentrations from Clementine UVVIS data: a synthesis of rock, soil and remotely sensed TiO₂ concentrations. *Journal of Geophysical Research* **108** (E2), 5009, doi: 10.1029/2001JE001515.
- Gillis, J. J., Jolliff, B. L. and Korotev, R. L. (2004) Lunar surface geochemistry: global concentrations of Th, K, and FeO as derived from Lunar Prospector and Clementine data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68** (18), 3791–3805.
- Gnos, E., Hofmann, B. A., Al-Kathiri, A., Lorenzetti, S., Eugster, O., Whitehouse, M. J., Villa, I. M., Jull, A. J. T., Eikenberg, J., Spettel, B., Krahenbuhl, U., Franchi, I. A. and Greenwood, R. C. (2004) Pinpointing the Source of a Lunar Meteorite: Implications for the Evolution of the Moon. *Science* **305**, 657–660.
- Hapke, B., Cassidy, W. and Well, E. N. (1975) Effects of vapor-phase deposition processes on the optical, chemical and magnetic properties of the lunar regolith. *The Moon* **13**, 339–353.
- Hartmann, W. K., Phillips, R. J. and Taylor, L. A. (1986) *Origin of the Moon*. Lunar and Planetary

- Institute, Houston, 781 pp.
- Hartmann, W. K., Ryder, G., Dones, L. and Grinspoon, D. H. (2000) The time-dependent intense bombardment of the primordial Earth-Moon system. In: *Origin of the Earth and Moon* (eds., R. M. Canup and K. Righter), Univ. Arizona Press, 493–512.
- Haruyama, J., Matsunaga, T., Ohtake, M., Morota, T., Honda, C., Yokota, Y., Torii, M., Ogawa Y. and the Lism Working Group (2008) Global lunar-surface mapping experiment using the Lunar Imager/Spectrometer on SELENE. *Earth, Planets and Space* **60**, 243–255.
- Haruyama, J., Ohtake, M., Matsunaga, T., Morota, T., Honda, C., Yokota, Y., Abe, M., Ogawa, Y., Miyamoto, H., Iwasaki, A., Pieters, C. M., Asada, N., Demura, H., Hirata, N., Terazono, J., Sasaki, S., Saiki, K., Yamaji, A., Torii, M. and Josset, J. (2009) Long-lived volcanism on the lunar farside revealed by SELENE Terrain Camera. *Science* **13**, 905–908.
- Hasebe, N., Shibamura, E., Miyachi, T., Takashima, T., Kobayashi, M., Okudaira, O., Yamashita, N., Kobayashi, S., Ishizaki, T., Sakurai, K., Miyajima, M., Fujii, M., Narasaki, K., Takai, S., Tsurumi, K., Kaneko, H., Nakazawa, M., Mori, K., Gasnault, O., Maurice, S., D'Uston, C., Reedy, R. C. and Grande, M. (2008) Gamma-ray spectrometer (GRS) for lunar polar orbiter SELENE. *Earth, Planets and Space* **60**, 299–312.
- Haskin, L. A. (1998) The Imbrium impact event and the thorium distribution at the lunar highlands surface. *Journal of Geophysical Research* **103**, 1679–1689.
- Hawke, B. R., Peterson, C. A., Blewett, D. T., Bussey, D. B., Lucey, J. P. G., Taylor, G. J. and Spudis, P. D. (2003) Distribution and mode of occurrence of lunar anorthosite. *Journal of Geophysical Research* **108** (E6), 5050, doi: 10.1029/2002 JE 001890.
- Head, J. W., Murchie S., Mustard, J. F., Pieters, C. M., Neukum G., McEwen, A., Greeley, R., Nagel, E. and Belton M. J. S. (1993) Lunar impact basins: New data for the western limb and farside (Orientale and South-Aitken basins) from the first Galileo Flyby. *Journal of Geophysical Research* **98** (E9), 17,149–17,181.
- Heiken, G., Vaniman, D. T. and French, B. M. (1991) *Lunar Source Book: A User's Guide to the Moon*. Cambridge University Press, 736 pp.
- Hess, P. C. (1994) Petrogenesis of lunar troctolites. *Journal of Geophysical Research* **99** (E9), 19,083–19,093.
- Hess, P. C. and Parmentier, E. M. (2001) Thermal evolution of a thicker KREEP liquid layer. *Journal of Geophysical Research* **106** (E1), 28,023–28,032.
- Hiesinger, H., Head, III, J. W., Wolf, U., Jaumann, R. and Neukum, G. (2003) Ages and stratigraphy of mare basalts in Ocean Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. *Journal of Geophysical Research* **108** (E7), 5065, doi: 10.1029/2002 JE 001985.
- Hodges, F. N. and Kushiro, I. (1974) Apollo 17 petrology and experimental determination of differentiation sequences in model moon compositions. *Proceedings of Lunar and Science Conference* **5th**, 505–520.
- Hofmeister, A. M. (1983) Effect of a Hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution. *Journal of Geophysical Research* **88**, 4963–4983.
- Hood, L. L. (1986) Geophysical constraints on the lunar interior. In: *Origin of the Moon* (eds., W. K. Hartman, W. K., Phillips, R. J. and G. J. Taylor), Lunar Planetary Institute, Houston, 361–410.
- Hörz, F., Grieve, R., Heiken, G., Spudis, P. and Binder, A. (1991) Lunar surface processes. In: *Lunar Source Book: A User's Guide to the Moon* (eds., G. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French), Cambridge University Press, 61–120.
- Hughes, S. S., Delano, J. W. and Schmitt, R. A. (1988) Apollo 15 yellow-brown glass: Chemistry and petrogenetic relations to green volcanic glass and olivine-normative mare basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 2379–2391.
- Hughes, S. S., Delano, J. W. and Schmitt, R. A.

- (1989) Petrogenetic modeling of 74220 high-Ti orange volcanic glasses and the Apollo 11 and 17 high-Ti mare basalts. *Proceedings of 19th Lunar and Planetary Science Conference*, 175–188.
- 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 Research* **105**, 4197–4216.
- Jones, J. H. and Palme, H. (2000) Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon. In: *Origin of the Earth and Moon* (eds., K. Righter and R. M. Canup), University of Arizona Press, Tucson, 197–216.
- Kato, M., Sasaki, S., Tanaka, K., Iijima, Y. and Takizawa, Y. (2008) The Japanese lunar mission SELENE: Science goals and present status. *Advances in Space Research* **42**, 294–300.
- King, T. V. V. and Ridley, W. I. (1987) Relation of the spectroscopic reflectance of olivine to mineral chemistry and some remote-sensing implications. *Journal of Geophysical Research* **92**, 11457–11469.
- Korotev, R. L. (2000) The great lunar hot spot and the composition and origin of the Apollo mafic (“LKFM”) impact-melt breccias. *Journal of Geophysical Research* **105**, 4317–4345.
- Korotev, R. L., Jolliff, B. L., Zeigler, R. A., Gillis, J. J. and Haskin, L. A. (2003) Feldspathic lunar meteorites and their implications for compositional remote sensing of the lunar surface and the composition of the lunar crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 4895–4923.
- Korotev, R. L. (2005) Lunar geochemistry as told by lunar meteorites. *Chemieder Erde* **65**, 297–378.
- Korotev, R. L., Zeigler, R. A. and Jolliff, B. L. (2006) Feldspathic lunar meteorites Pecora Escarpment 02007 and Dhofar 489: Contamination of the surface of the lunar highlands by post-basin impacts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 5935–5956.
- Korotev, R. L. (2009) http://meteorites.wustl.edu/lunar/moon_meteorites.htm.
- Langmuir, C. H. (1989) Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature* **340**, 199–205.
- Langseth, M. G., Keihm, S. J. and Peters, K. (1976) Revised lunar heat-flow values. *Proceeding of 7th Lunar Science Conference*, 3143–3171.
- Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Barraclough, B. L., Binder, A. B., Elphic, R. C., Maurice, S. and Thomsen, D. R. (1998) Global elemental maps of the Moon: The Lunar Prospector gamma-ray spectrometer. *Science* **284** (5382), 1484–1489.
- Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Barraclough, B. L., Binder, A. B., Elphic, R. C., Maurice, S., Miller, M. C. and Prettyman, T. H. (2000) Thorium abundances on the lunar surface. *Journal of Geophysical Research* **105** (E8), 20,307–20,331.
- Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Elphic, R. C., Little, T. H., Prettyman, T. H., Maurice, S., Lucey, P. G. and Binder, A. B. (2002) Iron abundances on the lunar surface as measured by the Lunar Prospector gamma-ray and neutron spectrometers. *Journal of Geophysical Research* **107** (E12), 5130, doi: 10.1029/2001 JE 001530.
- Lawrence, D. J., Elphic, R. C., Feldman, Prettyman, T. H., Gasnault, O. and Maurice, S. (2003) Small-area thorium features on the lunar surface. *Journal of Geophysical Research* **108** (E9), 5102, doi: 10.1029/2003 JE 002050.
- Longhi, J. (1977) Magma oceanology 2: Chemical evolution and crustal formation. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference* **8th**, 601–621.
- Longhi, J. (1978) Pyroxene stability and the composition of the lunar magma ocean. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference* **9th**, 285–306.
- Longhi, J. (1992) Experimental petrology and petrogenesis of mare volcanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2235–2251.
- Longhi, J. (2003) A new view of lunar ferroan anorthosites: Post magma ocean petrogenesis. *Journal of Geophysical Research* **108** (E8), 5083, DOI 10.1029/2002 JE 001941.
- Longhi, J. (2006) Petrogenesis of picritic mare magmas: Constraints on the extent of early lunar dif-

- ferentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 5919–5934.
- Longhi, J. and Ashwal, J. D. (1985) Two-stage model for lunar and terrestrial anorthosites: petrogenesis without a magma ocean. *Proceedings of 15th Lunar and Planetary Science Conference*, C571–C584.
- Loper, D. E. and Werner, C. L. (2002) On lunar asymmetries 1. Tilted convection and crustal asymmetry. *Journal of Geophysical Research* **107** (E6), 5046, 10.1029/2000 JE 001441.
- Lucey, P. G., Taylor, G. J. and Malaret, E. (1995) Abundance and distribution of iron on the Moon. *Science* **268**, 1150–1153.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T. and Hawke, B. R. (1998 a) Mapping the FeO and TiO₂ content of the lunar surface with multispectral imagery. *Journal of Geophysical Research* **103**, 3679–3699.
- Lucey, P. G., Taylor, G. J., Hawke, B. R. and Spudis, P. D. (1998 b). FeO and TiO₂ concentrations in the South Pole-Aitken basin: Implications for mantle composition and basin formation. *Journal of Geophysical Research* **103**, 3701–3708.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T. and Jolliff, B. L. (2000) Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing Clementine UVVIS images. *Journal of Geophysical Research* **105** (E8), 20, 297–20, 305.
- Lucey, P. G. (2002) Radiative transfer mode constraints on the shock state of remotely sensed lunar anorthosites. *Geophysical Research Letters* **29** (10), 124-1–124-3.
- Lucey, P. G. (2004) Mineral maps of the Moon. *Geophysical Research Letters* **31**, L 08701.
- Lucey, P. G. and Cahill, J. (2006) Magnesian rock types in the lunar highlands: Remote sensing using data from Lunar Prospector and Clementine. *Lunar and Planetary Science XXXVII*, Abstract 1660.
- Lucey, P., Korotev, R. L., Gillis, J. J., Taylor, L. A., Lawrence, D., Campbell, B. A. R., Feldman, E. B., Hood, L. L., Hunten, D., Mendillo, M., Noble, S., Papike, J. J., Reedy, R. C., Lawson, S., Prettyman, T., Gasnault, O. and Maurice, S. (2006) Understanding the lunar surface and space-Moon interactions. In: *New View of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **60** (eds., B. L. Jolliff, M. A. Wiczorek, C. K. Shearer, and C. R. Neal), Mineralogical Society of America, 83–219.
- Matsunaga, T., Ohtake, M., Haruyama, J., Ogawa, Y., Nakamura, R., Yokota, Y., Morota, T., Honda, C., Torii, M., Abe, M., Nimura, T., Hiroi, T., Arai, T., Saiki, K., Takeda, H., Hirata, N., Kodama, S., Sugihara, T., Demura, H., Asada, H., Terazono, J. and Ohtake, H. (2008) Discoveries on the lithology of lunar crater central peaks by SELENE Spectral Profiler. *Geophysical Research Letters* **35**, CiteID L 23201.
- McDonough, W. F. and Sun, S. -S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–253.
- Misawa, K., Tatsumoto, M., Dalrymple, G. B. and Yanai, K. (1993) An extremely low U/Pb source in the Moon: U-Th-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar isotopic systematics and age of lunar meteorite Asuka 881757. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 4687–4702.
- Morota, T. and Furumoto, M. (2003) Asymmetrical distribution of rayed craters of the Moon. *Earth and Planetary Science Letters* **206**, 315–323.
- Nagao, K. and Miura, Y. (1993) Noble gases and ⁸¹Kr-terrestrial age of Asuka-881757 lunar meteorite. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites* **6**, 76–87.
- Namiki, N., Iwata, T., Matsumoto, K., Hanada, H., Noda, H., Goossens, S., Ogawa, M., Kawano, N., Asari, K., Tsuruta, S., Ishihara, Y., Liu, Q., Kikuchi, F., Ishikawa, T., Sasaki, S., Aoshima, C., Kurosawa, K., Sugita, S. and Takano T. (2009) Farside gravity field of the moon from four-way doppler measurements of SELENE (Kaguya). *Science* **13**, 900–905.
- Neal, C. R. and Taylor, L. A. (1992) Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2177–2211.
- Neumann, G. A., Zuber, M. T., Smith, D. E. and

- Lemoine, F. G. (1996) The lunar crust: Global structure and signature of major basins. *Journal of Geophysical Research* **101**, 16, 841–16, 864.
- Nishiizumi, K., Arnold, J. R., Caffee, M. W., Finkel, R. C. and Southon, J. (1992) Cosmic ray exposure histories of lunar meteorites Asuka 881757, Yamato 793169, and Calalong Creek. *Papers presented to the 17th symposium on Antarctic Meteorites*, 129–132 (abstr.).
- Nishiizumi, K., Hillegonds, D. J. and Welton, K. C. (2006) Exposure and terrestrial histories of lunar meteorites LAP 02205/02224/02226/02436, MET 01210 and PCA 02007. *Lunar and Planetary Science XXXVIII*, Lunar Planet. Inst., Houston, #2369 (abstr.).
- Norman, M. D., Borg, L. E., Nyquist, L. E. and Bogard, D. D. (2003) Chronology, geochemistry, and petrology of a ferroan noritic clast from Descartes breccia 67215: Clues to the age, origin, structure, and impact history of the lunar crust. *Meteoritics and Planetary Science* **38**, 645–661.
- Nozette, S., Rustan, P., Pleasance, L. P., Horan, D. M., Regeon, P., Shoemaker, E. M., Spudis, P. D., Acton, C. H., Baker, D. N., Blamont, J. E., Buratti, B. J., Corson, M. P., Davies, M. E., Duxbury, T. C., Eliason, E. M., Jakosky, B. M., Kordas, J. F., Lewis, I. T., Lichtenberg, C. L., Lucey, P. G., Malaret, E., Massie, M. A., Resnick, J. H., Rollins, C. J., Park, H. S., McEwen, A. S., Priest, R. E., Pieters, C. M., Risse, R. A., Robinson, M. S., Simpson, R. A., Smith, D. E., Sorenson T. C., Breugge, R. W. V. and Zuber, M. T. (1994) The Clementine Mission to the Moon- Scientific overview. *Science* **266**, 1835–1839.
- Nyquist, L. E. and Shih, C. -Y. (1992) The isotope record of lunar volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2213–2234.
- Nyquist, R. L., Bogard, D., Yamaguchi, A., Shih, C. -Y., Karouji, Y., Ebihara, M., Reese, Y., Garrison, D., McKay, G. and Takeda, H. (2006) Feldspathic clasts in Yamato-86032: Remnants of the lunar crust with implications for its formation and impact history. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 5990–6015.
- Nyquist, L. E., Shih, C. -Y., Reese, Y. and Bogard, D. D. (2007) Sm-Nd and Rb-Sr ages for MIL 05035: Implications for surface and mantle sources. *Lunar and Planetary Science XXXVIII*, Lunar Planet. Inst., Houston, #1702 (abstr.).
- Oberbeck, V. R. (1977) Application of high explosive cratering to planetary problems. In: *Impact and Explosion Cratering* (eds., D. J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill), Pergamon, New York, 45–66.
- Ohtake, M., Haruyama, J., Matsunaga, T., Yokota, Y., Morota, T., Honda, C. and Lism Team (2008) Performance and scientific objectives of the SELENE (KAGUYA) Multiband Imager. *Earth, Planets and Space* **60**, 257–264.
- Ohtake, M., Matsunaga, T., Haruyama, J., Yokota, Y., Morota, T., Honda, C., Ogawa, Y., Torii, M., Miyamoto, H., Arai, T., Hirata, N., Iwasaki, A., Nakamura, R., Hiroi, T., Sugihara, T., Takeda, H., Otake, H., Pieters, C. M., Saiki, K., Kitazato, K., Abe, M., Asada, N., Demura, H., Yamaguchi, Y., Sasaki, S., Kodama, S., Terazono, J., Shirao, M., Yamaji, A., Minami, S., Akiyama, H. and Josset, J. (2009) The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* **461**, 236–240.
- Ohtani, E. (1985) The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **38**, 70–80.
- Papike, J. J., Ryder, G. and Shearer, C. K. (1998) Lunar samples. In: *Planetary Materials, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **36** (ed., J. J. Papike), Mineralogical Society of America, 5-1–5-234.
- Parmentier, E. M., Zhong, S. and Zuber, M. T. (2002) Gravitational differentiation due to initial chemical stratification: origin of lunar asymmetry by the creep of dense KREEP? *Earth and Planetary Science Letters* **201**, 473–480.

- Pahlevan, K. and Stevenson, D. J. (2007) Equilibration in the aftermath of the lunar-forming giant impact. *Earth and Planetary Science Letters* **201**, 438–449.
- Pieters, C. M., Hawke, B. R., Gaffey, M. and McFadden, L. A. (1983) Possible lunar source areas of meteorite ALHA 81005: Geochemical remote sensing information. *Geophysical Research Letters* **10**, 813–816.
- Pieters, C. M. (1986) Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy. *Reviews of Geophysics* **24**, 557–578.
- Pieters, C. M., Head, J. W., Sunshine, J. M., Fischer, E. M., Murchie, S. L., Belton, M., McEwen, A., Gaddis, L., Greeley, R., Neukum, G., Jaumann, R. and Hoffmann, H. (1993 a) Crustal diversity of the Moon: Compositional analyses of Galileo solid state imaging data. *Journal of Geophysical Research* **98** (E9), 17,127–17,148.
- Pieters, C. M., Fischer, E. M., Rode, O. and Basu, A. (1993 b) Optical effects of space weathering: The role of the finest fraction. *Journal of Geophysical Research* **98**, 20817–20824.
- Pieters, C. M., Staid, M. I., Fischer, E. M., Tompkins, S. and He, G. (1994) A sharper view of impact craters from Clementine data. *Science* **266**, 1844–1848.
- Pieters, C. M. and Tompkins, S. (1999) Tsiolkovsky crater: a window into crustal process on the lunar farside. *Journal of Geophysical Research* **104**, 21935–21949.
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S. K., Keller, L. P., Hapke, B., Morris, R. V., Allen, C. C., McKay, D. S. and Wentworth, S. (2000) Space weathering on airless bodies: Resolving a mystery with lunar samples. *Meteoritics and Planetary Science* **35**, 1101–1107.
- Pieters, C. M., Head, J. W., Gaddis, L., Jolliff, B. L. and Duke, M. (2001) Rock types of South Pole-Aitken basin and extent of basaltic volcanism. *Journal of Geophysical Research* **106**, 28001–28022.
- Prettyman, T. H. and Hagerty, J. J., Elphic, R. C., Feldman, W. C., Lawrence, D. J., MaKinney, G. W. and Vaniman D. T. (2006) Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from Lunar Prospector. *Journal of Geophysical Research* **111** (E12007), doi: 10.1029/2005 JE 002656.
- Quaide, W. L. and Oberbeck, V. R. (1975) Development of the mare regolith: Some model considerations. *The Moon* **13**, 27–55.
- Rasmussen, K. L. and Warren, P. H. (1985) Megaregolith thickness, heat flow, and the bulk composition of the Moon. *Nature* **313**, 121–124.
- Ringwood, A. E. (1979) *Origin of the Earth and Moon*. Springer-Verlag, New York, 295.
- Ryder, G. (1990) Lunar samples, lunar accretion, and the early bombardment of the Moon. *EOS AGU Transactions* **71**, 313–333.
- Saito, Y., Tanaka, S., Horai, K. and Hagermann, A. (2008) The long term temperature variation in the lunar subsurface. *Lunar and Planetary Science* **XXIX**, Abstract, 1663.
- Schultz, P. H. (1997) Forming the South Pole-Aitken basin: The extreme games. *Lunar and Planetary Science* **XXVII**, 1259–1260 (abstract).
- Shearer, C. K. and Papike, J. J. (1993) Basaltic magmatism on the Moon: A perspective from volcanic picritic glass beads. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 4785–4812.
- Shervais, J. W. and Taylor, L. A. (1986) Petrologic constraints on the origin of the Moon. In: *Origin of the Moon* (eds., W. K. Hartmann, R. J. Phillips, and G. J. Taylor), Lunar Planetary Institute, Houston, 173–202.
- Shirai, K., Okada, T., Yamamoto, Y., Arai, T., Ogawa, K., Shiraishi, H., Iwasaki, M., Arakawa, M., Grande, M. and Kato, M. (2008) Instrumentation and performance evaluation of the XRS on SELENE orbiter. *Earth, Planets and Space* **60**, 277–281.
- Shirley, D. N. (1983) A partially molten magma ocean model. *Proceedings of 13th Lunar and Planetary Science Conference*, A 519–A 527.
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Neumann, G. A. and Lemoine, F. G. (1997) Topography of the Moon from Clementine lidar. *Journal of Geophysical*

- Research* **102**, 1591–1611.
- Spudis, P. D., Reisse, R. A. and Gillis, J. J. (1994) Ancient multiring basins on the Moon revealed by Clementine laser altimetry. *Science* **266**, 1848–1851.
- Stöffler, D. and Ryder, G. (2001) Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units: Chronological standard for the inner solar system. In: *Chronology and Evolution of Mars* (eds., R. Kallenbach, J. Geiss, and W. K. Hermann), Kluwer, 9–54.
- Stöffler, D., Ryder, G., Ivanov, B. A., Artemieva, N. A., Cintala, M. J. and Grieve, R. A. F. (2006) Cratering history and lunar chronology. In: *New View of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **60** (eds., B. L. Jolliff, M. A. Wieczorek, C. K. Shearer, and C. R. Neal), Mineralogical Society of America, 519–596.
- Stuart-Alexander, D. E. and Howard, K. A. (1970) Lunar maria and circular basins- A review. *Icarus* **12**, 440–456, 1970.
- Stuart-Alexander, D. E. (1978) Geologic map of the central farside of the Moon. *U. S. Geological Survey Map I-1047*.
- Sunshine, J. M., Pieters, C. M. and Pratt, S. F. (1990) Deconvolution of mineral absorption bands: an improved approach. *Journal of Geophysical Research* **95**, 6955–6966.
- Sunshine, J. M. and Pieters, C. M. (1993) Estimating modal abundances from the modified Gaussian model. *Journal of Geophysical Research* **98**, 9075–9087.
- Sunshine, J. M. and Pieters, C. M. (1998) Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research* **103**, 13675–13688.
- Takeda, H., Yamaguchi, A., Bogard, D. D., Karouji, Y., Ebihara, M., Ohtake, M., Saiki, K. and Arai, T. (2006) Magnesian anorthosites and a deep crustal rock from the farside crust of the moon. *Earth and Planetary Science Letters* **247**, 171–184.
- Tatsumoto, M., Knight, R. J. and Doe, B. R. (1971) U-Th-Pb systematics of Apollo 12 lunar samples. *Proceedings of 2nd Lunar Science Conference*. 1521–1546.
- Taylor, S. R. (1975) *Lunar Science: A Post-Apollo View*. Pergamon, New York, 372 pp.
- Taylor, S. R. (1982) *Planetary Science: A Lunar Perspective*. Lunar Planetary Institute, Houston, 481 pp.
- Taylor, S. R. (1986) The origin of the Moon: Geochemical consideration. In: *Origin of the Moon* (eds., W. K. Hartman, R. J. Phillips, and G. J. Taylor), Lunar Planetary Institute, Houston, 125–143.
- Taylor, G. J., Warren, P. H., Ryder, G., Delano, J., Pieters, C. M. and Lofgren, G. (1991) Lunar rocks. In: *Lunar Source Book: A User's Guide to the Moon* (eds., G. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French), Cambridge University Press, 183–284.
- Taylor, S. R., Taylor, G. J. and Taylor, L. A. (2006) The Moon: A Taylor perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 5904–5918.
- Tera, F., Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J. (1974) Isotopic evidence for a terminal lunar calaclysm. *Earth and Planetary Science Letters* **22**, 1–21.
- Terada, K., Sasaki, Y., Anand, M., Joy, K. H. and Sano, Y. (2007 a) Uranium-lead systematics of phosphates in lunar basaltic regolith breccia, Meteorite Hills 01210. *Earth and Planetary Science Letters* **259**, 77–84.
- Terada, K., Anand, M., Sokol, A. K., Bischoff, A. and Yuji, S. (2007 b) Cryptomare magmatism 4.35 Gyr ago recorded in lunar meteorite Kalahari 009. *Nature* **450**, 849–852.
- Terada, K., Sasaki, Y., Anand, M., Sano, Y., Taylor, L. A. and Horie, K. (2008) Uranium-lead systematics of low-Ti basaltic meteorite Dhofar 287 A: Affinity to Apollo 15 green glasses. *Earth and Planetary Science Letters* **270**, 119–124.
- Tompkins, S. and Pieters, C. M. (1999) Mineralogy of the lunar crust: Results from Clementine. *Meteoritics and Planetary Science* **34**, 25–41.
- Tonks, W. B. and Melosh, H. J. (1990) The physics of crystal settling and suspension in a turbulent

- magma ocean. In: *Origin of the Earth* (eds., H. E. Newsom and J. H. Jones), Oxford University Press, New York, 151–174.
- Torigoye-Kita, N., Misawa, K., Dalrymple, G., Tatsumoto, M. (1995) Further evidence for a low U/Pb source in the Moon: U-Th-Pb, Sm-Nd, and Ar-Ar isotopic systematics of lunar meteorite Yamato-793169. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 2621–2632.
- Walker, D., Grove, T. L., Longhi J., Stolper, E. M., and Hays, J. F. (1973) Origin of lunar feldspathic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **20**, 325–336.
- Walker, D. (1983) Lunar and terrestrial crustal formation, *Proceedings of 14th Lunar and Planetary Science Conference*, B17–B25.
- Warren, P. H. and Wasson, J. T. (1979 a) The origin of KREEP. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **17**, 73–88.
- Warren, P. H. and Wasson, J. T. (1979 b) Effects of pressure on the crystallization of a “chondritic” magma ocean and implication for the bulk composition of the Moon. *Proceeding of 10th Lunar and Planetary Science Conference*, 2051–2083.
- Warren, P. H. (1985) The magma ocean concept and lunar evolution. *Annual review of earth and planetary sciences*, 13201–13240.
- Warren, P. H. and Rasmussen, K. L. (1987) Megaregolith insulation, internal temperature, and bulk uranium content of the Moon. *Journal of Geophysical Research* **92**, 3453–3465.
- Warren, P. H. (1990) Lunar anorthosites and the magma-ocean plagioclase-flotation hypothesis: Importance of FeO enrichment in the parent magma. *American Mineralogist*, **75**, 46–58.
- Warren, P. H. (1993) A concise compilation of petrologic information on possibly pristine nonmare Moon rocks. *American Mineralogist* **78**, 360–376.
- Warren, P. H. and Kallemeyn, G. W. (1993) Geochemical investigation of two lunar mare meteorites; Yamato-793169 and Asuka-881757. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites* **6**, 35–57.
- Warren, P. H. (1994) Lunar and martian meteorite delivery services. *Icarus* **111**, 338–363.
- Warren, P. H. and Kallemeyn, G. W. (1998) Pristine rocks, remote sensing, and the lunar magmasphere hypothesis. In: *Workshop on New Views of the Moon: Integrated Remotely Sensed, Geophysical, and Same Datasets* (eds., B. Jolliff and G. Ryder), Lunar and Planet. Inst., Houston, Texas, 75–76.
- Warren, P. H. (2001) Compositional structure within the lunar crust as constrained by Lunar Prospector thorium data. *Geophysical Research Letters* **28** (13), 2565–2568.
- Warren, P. H. (2005 a) The Moon. In: *Meteorites, Comets, and Planets: Treatise on Geochemistry*, 1 (ed., A. M. Davis), Elsevier, 559–599.
- Warren, P. H. (2005 b) “New” lunar meteorites: Implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon. *Meteoritics and Planetary Science* **40**, 477–506.
- Warren, P. H., Ulf-Moller, F. and Kallemeyn, G. W. (2005) “New” lunar meteorites: Impact melt and regolith breccias and large-scale heterogeneities of the upper lunar crust. *Meteoritics and Planetary Science* **40**, 989–1014.
- Wetherill, G. W. (1981) Nature and origin of basin-forming projectiles. In: *Multi-ring Basins* (eds., P. Schultz and R. B. Merrill), Pergamon, New York, 1–18.
- Wieczorek, M. A. and Phillips, R. J. (1998) Potential anomalies on a sphere: Applications to the thickness of the lunar crust. *Journal of Geophysical Research* **103**, 1715–1724.
- Wieczorek, M. A. and Phillips, R. J. (2000) The “Procellarum KREEP Terrane”: Implications for mare volcanism and lunar evolution. *Journal of Geophysical Research* **105** (E8), 20,417–20,430.
- Wieczorek, M. A., Zuber, M. T. and Phillips, R. J. (2001) The role of magma buoyancy on the eruption of lunar basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **185**, 71–83.
- Wieczorek, M. A., Jolliff, B. L., Khan, A., Pritchard, M. E., Weiss, B. P., Williams, J. G., Hood, L. L., Righter, K., Neal, C. R., Shearer, C. K.,

- McCallum, I. S., Tompkins, S., Hawke, B. R., Peterson, C., Gillism, J. J. and Bussey, B. (2006) The constitution and structure of the lunar interior. In: *New View of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **60** (eds., B. L. Jolliff, M. A. Wieczorek, C. K. Shearer, and C. R. Neal), Mineralogical Society of America, 221–364.
- Zuber, M. T., Smith, D. E., Lemoine, F. G. and Neumann, G. A. (1994) The shape and internal structure of the Moon from the Clementine Mission. *Science* **266**, 1839–1843.