

Title	2.2.1 表面元素組成 バルク組成推定のための表面組成の理解
Author(s)	山本, 聡; 唐牛, 譲
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 21-33
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83228
rights	
Note	

Osaka University Knowledge Archive : OUKA

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

Osaka University

2.2 「かぐや」での日本の貢献:レビュー

2.2.1 表面元素組成 バルク組成推定のための表面組成の理解 [山本聡, 唐牛讓]

ここでは 2007 年打ち上げの日本の月周回探査衛星「かぐや(SELENE)」の成果の中で、特に月バルク組成推定の理解に果たした貢献について述べる。最初に、「かぐや」以前でどのような探査や観測が行われていたかについて簡単に概要を述べるところから始める。地球を始めとする太陽系固体惑星の初期進化過程の全容を解明する上では、他の惑星と比べて比較的簡単なプロセスによって形成と進化過程を経てきた月の理解が欠かせない。月は他の惑星に比べて小型であるために熱的活動が比較的早い段階で弱まっ

たことで、その形成の初期の情報を非常によく保存している。そのため、月の形成過程を明らかにすることで固体惑星の初期形成プロセスを解明する糸口になると期待できる。特に月の地殻とマンツルの形成と進化過程を理解する上で月のバルク組成の推定が重要である。そのためには、月表層の元素組成および鉱物組成の全球分布を把握することが重要である。アポロやルナミッションによる月からの石(以下、月サンプル)や月由来の隕石(以下、月隕石)に対する物質科学的研究により、月の元素組成および鉱物組成に対する詳細な情報が得られてきた。一方、限られた地点からのサンプリングにとどまった月サンプルや、起源地域を特定することが容易でない月隕石に対する知見から月全体の描像を明らかにするには、サンプル分析結果とリモートセンシングによる全球に対する観測データをどのように関連付けるかが重要である。しかし、「かぐや」以前でのリモートセンシングによる月観測では、測定機器の精度が元素濃度測定や鉱物判別を行うのに十分なレベルに達していない問題や、空間分解能が低いためサンプル分析と直接関連付けて解釈する際に大きな不定性が生じるといった問題があった。

もう少し具体的に述べると、「かぐや」以前のガンマ線観測による月表層の元素分布の成果としては、1971・1972年に打ち上げられたアポロ15・16号による観測と1998年に打ち上げられたルナ・プロスペクター探査による観測が挙げられる。しかし、測定器のエネルギー分解能が低いため、元素毎の濃度に対する独立計測が難しく、また月の裏側等では放射性微量元素の濃度が測定限界値を下回るといった問題があった。そのため、ルナ・プロスペクターによる観測結果からは、月のバルク組成の推定を行う上で十分な精度での表面元素の全球濃度分布は分からなかった。アポロミッションでは全球観測すら行われていない。

また「かぐや」以前での反射分光観測による鉱物判別の成果は、大きく地上観測によるものと1994年に打ち上げられたクレメンタイン探査によるものが挙げられる。地上観測ではマウナ・ケア山頂にあるハワイ大学の望遠鏡により連続分光計による観測が行われ、月主要鉱物の分布や高地物質、火山性噴出物の組成に対する理解などが進められてきた。しかし、地上からでは1 km~2 km以下の空間分解能で観測することができないため、様々な鉱物からの寄与が混合した平均スペクトルを観測することになり、地質構造毎に分布するそれぞれの鉱物同定が困難である。そのため、観測結果をサンプル分析結果と直接関連付けて検証することが困難であった。また、地上からの観測では観測対象域が月の表側に限られるといった問題もある。一方、月周回衛星であるクレメンタイン探査では高い空間分解能(約200 m)での月の全球観測が実施され、月の鉱物分布に対する様々な知見がもたらされた。しかしクレメンタイン搭載の分光器は、紫外域~近赤外域に対して、11個の波長領域で反射率を測定するマルチバンドセンサであったため、鉱物の化学組成を決めるなどの細かい判別が困難であること、また1 μm より長波長側を測定する機器に不具合があったため、鉱物判別自体に大きな不定性をもたらすこととなった。実際に、クレメンタインによって成された鉱物分布に対する解釈の多くは、その後の「かぐや」などの観測により誤判別であったことが報告されている。

一方、「かぐや」搭載のガンマ線分光計(Kaguya Gamma-Ray Spectrometer; KGRS)および、スペクトルプロファイラ(Spectral Profiler; SP)とマルチバンドイメージャ (Multi-band Imager; MI)は、それ以前のリモートセンシング観測が抱える問題を克服する性能を持つ。KGRSはK, Th, Uといった放射性微量元素や、宇宙線によって励起されガンマ線を放出する元素の定量測定を行う機器である。従来の探査の測定器と較べて数10倍以上のエネルギー分解能を持つため、従来は不可能であった放射性微量元素の高精度での独立計測が可能となった。さらに従来の探査の測定器よりも元素濃度の測定限界値を低くすることに成功している。SPは空間分解能500mの領域に対して、可視域・近赤外域(0.5 μm ~2.6 μm)の連続分光スペクトルを高波長分解能(6nm~8nm)で取得することができる分光器(ハイパースペクトルセンサ)である。月に対してハイパースペクトルセンサによる全球観測が実施されたのはSPが世界で初めてであった。また、MIは0.4 μm ~1.6 μm の間の9つの波長領域で反射率を測定するマルチバンドセンサであるが、クレメンタインと比べて一桁高い空間分解能(最大20m)を持つ。またクレメンタインと較べてノイズを低く抑えることに成功しており、精度良い鉱物判別が行えるものである。さらにSPとMIの同時観測により、SPで特定された鉱物の空間分布についてMIを使って明らかにするという、相補的戦略が取られている。そのためSPとMIによる高空間かつ高波長分解能でのスペクトル分光学的解析により、月サンプルや月隕石との直接比較・照合ができるようになった。

では、次にこれらの3測定器による観測成果が、月表層での元素分布および鉱物分布の理解に対してどのように貢献してきたかについて、以下のテーマに沿って述べる：(1) 月初期地殻やマンツルの化学組成に対する新しい知見、(2) 月元素組成の全球分布に対する新しい知見、そして(3) 天体衝突による月地殻とマンツルの元素組成の進化に対する新しい知見である。

(a) 月初期地殻およびマンツルの化学組成に対する新しい知見

<月原始地殻由来の斜長岩の発見>

月サンプルや月隕石にも含まれている月の高地地殻は、ほとんどが斜長石から構成される斜長岩から出来ている。月の地殻とマンツルの起源に対するモデルでは、月形成の初期段階は非常に高温なために熔融状態にあり、全球がマグマの海(lunar magma ocean=LMO)で覆われていたと考えられている。月の高地地殻は、LMOの冷却固化過程において斜長石が結晶化し、LMO全体との密度差により浮遊することで形成されたと考えられている。そのためこれらの斜長岩の鉱物組成の詳細を知ることはLMOの冷却固化過程や月バルク組成を知る上で非常に重要である。月サンプルの分析結果から、月高地の斜長岩に含まれる斜長石の割合は82-92%程度であり、それ以外は他の苦鉄質鉱物(カンラン石や輝石)等から成るといことがわかっている。一方、月サンプルで見つかった

ている斜長岩の持つ化学組成がどの程度月全体を反映したものであるかについてはわからない。そのため、地上望遠鏡による月地殻の斜長岩露頭をターゲットとした観測的研究なども行われてきた。しかし、過去の観測では斜長石の持つ分光スペクトルの特徴(斜長石に微量に含まれる Fe^{2+} の電子遷移によって生じる波長 $1.25 \mu\text{m}$ 付近の吸収バンド、以下では斜長石吸収バンドと呼ぶ)は検出されていなかった。

一方、SP を使った観測により、月の高地のクレーター中央丘や壁面で、斜長石吸収バンドを持つ反射分光スペクトルの検出に世界で初めて成功した。また MI を使った 69 個のクレーターに対する詳細解析の結果、その半数以上のクレーターの中央丘で斜長石吸収バンドが確認された。それらの反射スペクトルデータに対して、地上実験室で測定された鉱物のスペクトルとの比較解析を行ったところ、これらは、ほぼ 100%斜長石から成る斜長岩 (Purest Anorthosite =PAN)であることが判明した。月サンプルの中においても、ほぼ斜長石から構成される岩石の存在は知られていた(例えば、アポロ 60015)。しかし、これらの月サンプルは局所的に表層に存在する転石であったため、その起源や存在量に対して制約をつけることは容易ではない。一方、起源に対して大きな制約を与えることができる高地のクレーター中央丘等で、ほぼ単一鉱物の斜長石が普遍的に存在することを「かぐや」が世界に先駆けて発見したことは、月のバルク組成推定の理解においても非常に重要なものである。

さらに SP の全データ(約 7000 万スペクトルデータ)に対するデータマイニング手法を用いた PAN に対する追跡解析を行ったところ、PAN はクレーターの中央丘だけでなく、月の裏側高地に位置する巨大衝突盆地に付随する形でも分布することを突き止めた(図 2-1)。また、太陽風や微小隕石衝突にさらされて変成を受けた(宇宙風化)ことにより斜長石吸収バンドが非常に微細となった PAN (eroded PAN)の露頭が裏側の高地領域に大規模に分布することが SP データにより明らかとなった。これらの PAN および eroded PAN は巨大衝突構造に付随する形で月面上に分布することから、月表層の下には PAN からなる月の原始地殻の大規模な層があり、今から 38-40 億年ほど前に起こった巨大天体衝突によって掘削されたものと解釈される。この場合、衝突掘削モデル解析から、この原始地殻の層は 10 数 km の深さから最大 40-50 km の深さまで広がっていると見積られている。

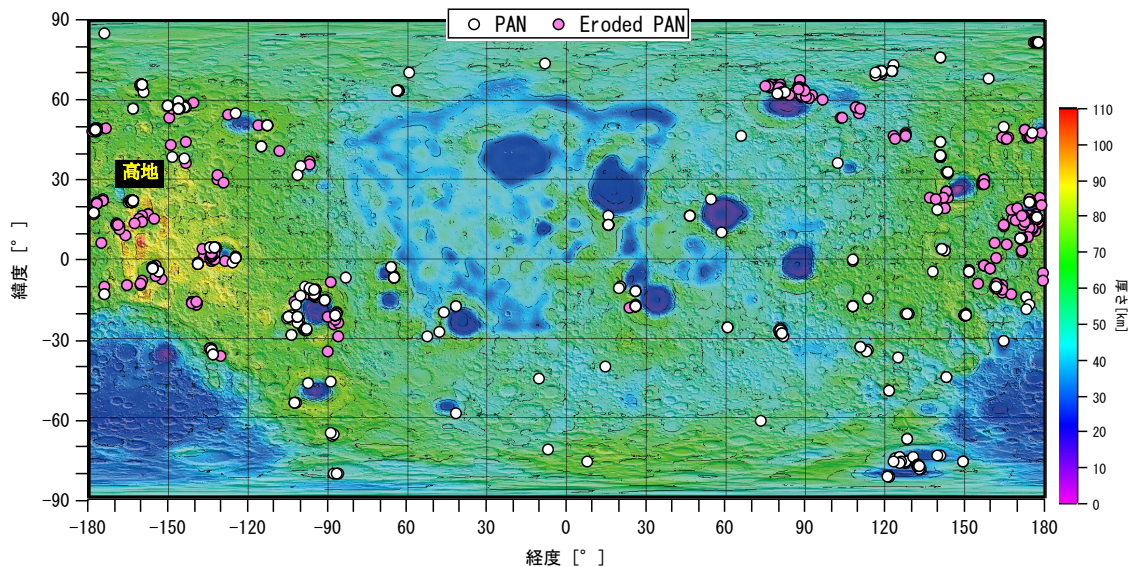


図 2-1 「かぐや」が明らかにした斜長石に富む露頭の全球分布。PAN は斜長石を特徴づける $1.25 \mu\text{m}$ 吸収を明瞭に示す場所，eroded PAN は斜長石が宇宙風化等を受けて $1.25 \mu\text{m}$ 吸収が微細になったスペクトルを示す場所である (Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012, 2015a)。背景は、「かぐや」搭載レーザ高度計による月高度モデルと、子衛星を利用した 4 ウェイドップラー観測によって得られた月の重力場モデルに基づいて推定された地殻厚データ (Ishihara et al. 2009)。紫から水色の領域が地殻の薄いところ，黄色や赤い領域が地殻の厚いところに相当する。経度 0° が月の表側中心に相当する。

「かぐや」により発見された PAN からなる大規模原始地殻の存在は，単純なマグマの溶融固化過程だけでは純粋な斜長岩を形成することが難しいため，LMO において斜長石だけを効率的・選択的に集める地殻生成メカニズムがあったことを意味する。また，斜長石はその構成元素に Ca と Al といった難揮発性元素を含むことから，大規模原始地殻の存在は月全体のこれらの元素の濃度がこれまでの解釈よりも高かったことを示唆しており，月の起源において Ca や Al の濃集過程があったことを意味する。そのため，月サンプルを元に構築された月バルク組成と LMO シナリオは再検証と修正が必要がある (Matsunaga et al. 2008; Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012, 2015a)。

<マントル由来のカンラン石の発見>

また，SP は世界で初めてマントル起源と考えられる鉱物 (カンラン石) の露頭を発見した。「かぐや」以前では，月のマントルの詳細な構造と組成についてよくわかっていなかった。その大きな理由としては，マントルを構成する物質は通常月の深部にあり，月の表面には現れないからである。一方，巨大天体衝突により地下深部にあるマントル物

質が掘削されれば、月表面にもマントル起源物質はもたらされると考えられる。そのため、過去の地上観測やクレメンタイン探査では、巨大衝突構造を中心に、例えば地球のマントルを構成する主要鉱物であるカンラン石をターゲットとした研究がなされてきた。しかし、過去の地上観測やクレメンタイン探査ではカンラン石に富む領域は月面の8箇所(例えば、コペルニクスクレータやアリストアルコスクレータ等)について報告されていたにすぎず、それらの起源が月マントルに由来するのか、それとも地殻下部に貫入してきたマグマ由来なのかについても、よくわかっていなかった。

一方、SPを使ったカンラン石の持つ吸収バンド(Fe^{2+} の電子遷移によって生じる0.85, 1.05, 1.25 μm の吸収バンド)に着目したデータマイニング解析により、月面上でカンラン石吸収バンドを持つスペクトルを245箇所を検出することに成功した。これは全SPデータに対する割合でわずか0.0004%程度であり、月面上で非常に稀な領域でしかカンラン石が露頭として存在していないことを意味する。また245の検知地点は殆どが直径1~10 kmの小さなクレータ等の特定期域に集中しており、その特定地域毎に分類すると、カンラン石が見つかるのは月面上の34箇所になることが分かった。34箇所のうち3箇所は、過去にカンラン石のスペクトルが検知されたと報告されていた場所と同じであるが(地上望遠鏡による2箇所とクレメンタイン探査による1箇所)、クレメンタイン探査で報告されていた残りの5箇所については、カンラン石の持つ吸収バンドは検知されなかったことから誤判断であると考えられる。

これら34箇所のカンラン石に富む場所は、月の地殻厚が相対的に薄い場所に位置する巨大衝突盆地の周囲に分布することが分かった(図2-2)。一方、月の裏側の地殻の厚い部分ではカンラン石の露頭は見つからない。このことより、巨大天体衝突により地殻の下に存在していたマントル物質が掘削され周囲に分布したと考えられる。

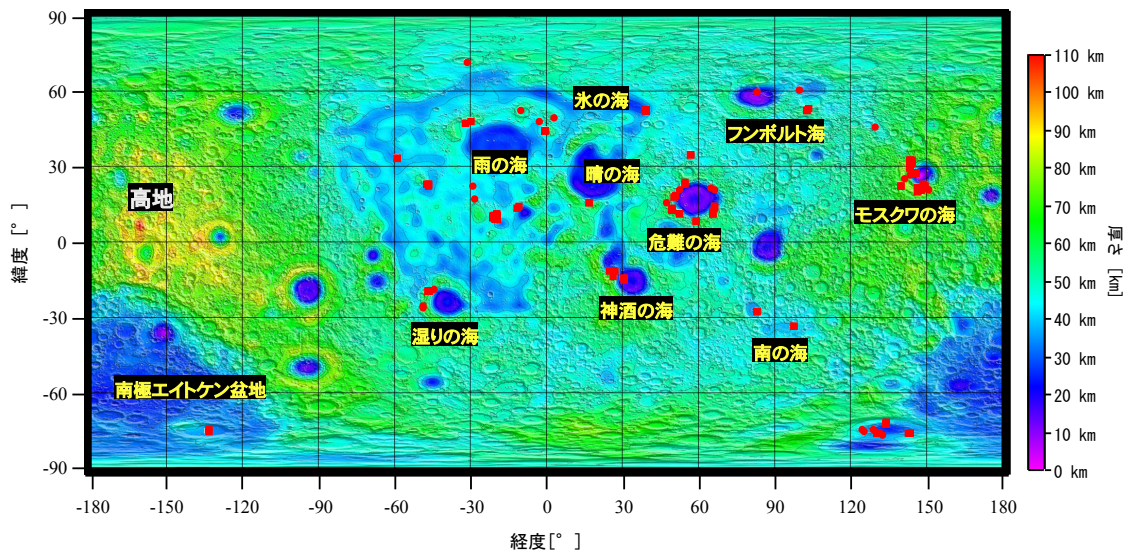


図 2-2 34 箇所のカンラン石に富む場所(赤丸) (Yamamoto et al. 2010). 背景は、「かぐや」によって得られた地殻厚データ (Ishihara et al. 2009).

また SP で観測されたスペクトルデータと地上実験室で測定された鉱物スペクトルデータとの比較解析により、発見されたカンラン石に富む多くの岩石のスペクトルは、マントル起源と考えられるダカンラン岩(90 %以上がカンラン石からなる岩石；ダナイト)のものに非常に近く、一方、マントルの部分溶融によりカンラン石を含むマグマが斜長岩地殻に貫入することで生成されたトロクトル岩(カンラン石と斜長石から構成される岩石；トロクトライト)とは一致しないことも分かった。これにより、月表面で検出されたカンラン石にはマントル起源のものが含まれることが裏付けられた。

標準的な LMO モデルでは、冷却固化過程において最初に晶出するカンラン石は LMO 全体に比べて高い比重を持つことから、マントル深部に沈積したと考えられる。この場合、上部マントルがカンラン石に富んでいたとは考えにくい。一方、衝突盆地形成でマントル由来のカンラン石が掘削されたのであれば、これらの衝突盆地が形成された 38—40 億年前に、上部マントルにカンラン石に富む層があったことを意味する。そのため、標準 LMO モデルだけでは説明がつかず、深部に沈積したカンラン石を上部マントルに輸送する何らかの機構(例えば、LMO 固化後の重力的不安定によりマントルの層構造が逆転するマントルオーバーターン現象等)が必要となる。このようにマントル起源のカンラン石の露頭発見は、月マントルの化学組成だけでなく、LMO 進化とマントル構造モデルに対して大きな制約条件を与えるものである (Yamamoto et al. 2010).

(b)月元素組成の全球分布に対する新しい知見

<高地領域における LMO 由来の放射性微量元素および Mg/Fe 比の元素分布>

天然放射性元素である K, Th, U の放射壊変熱は熱源として月の熱進化に重要な影響を及ぼすため、これらの元素の全球分布を明らかにすることは、月のバルク組成だけでなく月の熱史を考える上でも重要である。これらの元素は液相濃集元素と呼ばれ、LMO の冷却固化過程において液相に取り残されやすい性質を持つ。そのため、固化過程の初期に晶出した月地殻に含まれる K, Th, U の含有量は非常に少なくなると考えられる。ルナ・プロスペクター探査では月の表側の玄武岩の海に対する Th 分布の測定に成功しているが、主に斜長岩地殻で形成される裏側高地については、濃度が $1 \mu\text{g g}^{-1}$ 以下であったためにその詳しい分布は明らかにされていない。また、月の熱史にとって最も大きな影響を及ぼす U の分布についてはエネルギー分解能が低いため、独立計測が不可能であった。

一方、KGRS は $1 \mu\text{g g}^{-1}$ 以下の Th, U の独立計測が可能であることから、月の全球に渡って高精度での K, Th, U の濃度分布を得ることに成功した。この結果、Th の濃度分布は月高地の地殻厚と逆相関関係を示し、最も地殻厚が厚くなる月裏側の中心領域において Th 濃度がもっとも低くなることが分かった(図 2-3a)。このことは、月地殻の結晶晶出過程は全球で一様ではなく、少なくとも月の表側と裏側における地殻形成過程が不均一であった可能性を意味する。また、月の裏側の U 濃度分布は東側高地と西側高地で差があり、東側高地で 1.6 倍ほど高い(図 2-3b)。一方、Th 濃度ではそのような東西非対称構造は見られない。U と Th は地球化学的挙動が同じであることから、月面上における U 濃度の非対称性構造が、月地殻形成後の火成活動等で生じたものとは考えにくい。そのため、LMO の組成の中で既に液相濃集元素毎に有意な不均質があったと考えられる。これは月の地殻形成と LMO の冷却固化過程のモデルに対して重要な制約条件を与えるものである。また後述する KGRS によって計測された CaO 濃度のデータにおいても高地領域において不均質があることが見つかっている。

また、SP データを使ったスペクトル解析により月高地のレゴリス中に含まれる Mg と Fe の量比(Mg 数= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ (モル %) と定義される)についての全球分布についても明らかにされている。LMO 冷却に伴い鉱物が析出する過程では、Fe よりも Mg の方が析出する鉱物に取り込まれやすく、残ったマグマには Fe が残存する傾向がある。言い換えると、LMO 初期に晶出した苦鉄質鉱物ほど Mg 数は高く、後期に晶出した苦鉄質鉱物ほど Mg 数は低くなる。月サンプルで回収された斜長岩には、微量ながら苦鉄質鉱物が含まれており、これらの苦鉄質鉱物は Fe に富む(低い Mg 数=Mg 数の典型値が 40~70, 平均が 60 程度)ことから、月の原始地殻は LMO の冷却固化過程がある程度進んだ Fe に富むマグマの中で晶出した岩石からなると考えられてきた(苦鉄質鉱物が鉄に富む(Mg 数が低い)斜長岩ということから Ferroan Anorthosite=FAN と呼ばれる)。しかし、月サンプルは月の表側の限定された地点で回収されたものであり、FAN が月全体を反映するものであるかはわからない。実際に FAN よりも Mg 数の高い始原的な斜長岩(Magnesian Anorthosite と呼ばれる)が、月の裏側由来と考えられている月隕石から

見つかっている。しかし、「かぐや」以前の描像では月の原始地殻は FAN が支配的であるとされていた。

一方、SP の持つ 6 nm～8 nm の高波長分解能により、月高地のレゴリス中の斜長岩に含まれる僅かな苦鉄質鉱物の Mg 数の同定が可能となった。そのような Mg 数判別は、「かぐや」以前のリモートセンシング観測では不可能であった。実際に、全 SP データに対する解析から、Mg 数の高地領域全体の分布を推定した結果、月サンプル回収が行われた月の表側では Mg 数は 42～69 であり FAN と同程度であることが分かった。一方、月の裏側では FAN と比べて Mg 数の高いものが支配的であり(Mg 数の典型値が 50～80)、月の裏側の地殻厚が一番高くなる場所で Mg 数も最大になることがわかった。このことは、LMO が完全に固化する以前に、LMO の初期組成分布において月の表裏での非対称があったか、または月の表裏で LMO の固化進化過程が異なっていたことを意味する (Ohtake et al. 2012; Kobayashi et al. 2012; Yamamoto et al. 2016; Yamashita et al. 2010, 2012)。

<高地領域における Ca に富む輝石の分布>

また、SP を使ったスペクトル解析により、高地領域の衝突クレーターで Ca に富む輝石 (High Ca-pyroxene; HCP)が多く含まれる露頭が多数発見されている。月の主要鉱物の一つである HCP は主に月の海領域に多く含まれている。それに対して高地領域では、斜長石や Ca に乏しい輝石 (Low Ca-pyroxene; LCP)などの苦鉄質鉱物が混合したものからなると考えられてきた。一方、SP データを使ったデータマイニング解析により、HCP が多く含まれる露頭を持つクレーターは、月の裏側の高地領域に大規模に分布することが明らかとなった。過去の地上観測によりチコクレーターなどで、スペクトル的に HCP が支配的な露頭の存在について報告はなされてきた。一方、地殻の厚い裏側高地領域においても、HCP が支配的な露頭が大規模に分布することを見つけたのは「かぐや」が初めてである。従来は、月原始地殻に含まれる苦鉄質成分は LCP が支配的であると考えられてきたことから、この発見は LMO から月原始地殻が固化進化する段階のマグマ組成に対して、新たな制約条件を与えるものである (Ogawa et al. 2011; Yamamoto et al. 2015b)。

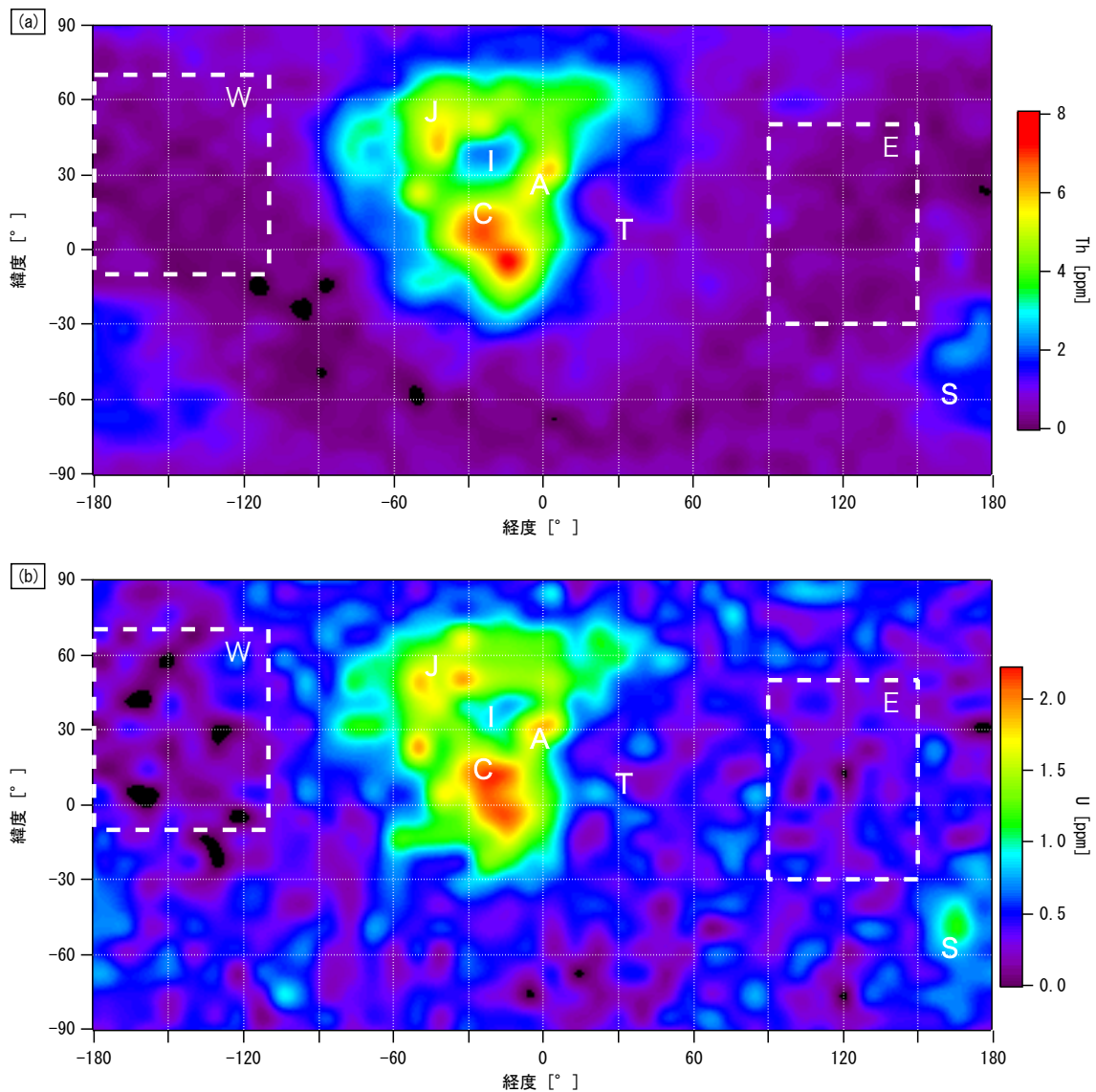


図 2-3 KGRS によって明らかにされた (a) Th 存在度, (b) U 存在度 のマップ (Yamashita et al. (2010) の元データから作成). アルファベットは 次の地名を示す: (A) アペニンベンチ; (C) コペルニクス; (I) 雨の海; (J) ジュラ 山脈; (S) 南極エイトケン盆地; (T) 静かの海, 東側高地 (E の破線四角領域) と西側高地 (W の破線四角領域) で Th の濃度に違いが見られないのに対し, U の濃度には違いが有ることが分かる.

<海領域における CaO 量の全球分布の解明>

さらに KGRS により, Ca の詳細な月全球分布図も明らかにされている (図 2-4). 月の岩石分類においては, 月面上の Mg, Al, Si, Ca 等の元素濃度分布図を明らかにすることが重要であるが, 過去の探査ではこれらの元素の絶対濃度に対する信頼がおける全球分布データが得られていなかった. 一方 KGRS は Ca について精度の高い濃度分布を得

ることに成功した。それにより、月の表側に分布する海玄武岩の Ca 濃度に、1000 km スケールで非対称性構造があり、月表側の西側にある雨の海や嵐の大洋では Ca に乏しい (CaO 濃度換算で約 8 wt%)海玄武岩が支配的であるが、東側の危難の海や豊かの海等では Ca 量が相対的に高くなることが分かった。海玄武岩が月の内部の部分熔融により噴出してきたものだと考えると、この 1000 km スケールでの非対称構造は、月のマントル組成に大規模な不均質性があることを示していると考えられる (Yamashita et al. 2012).

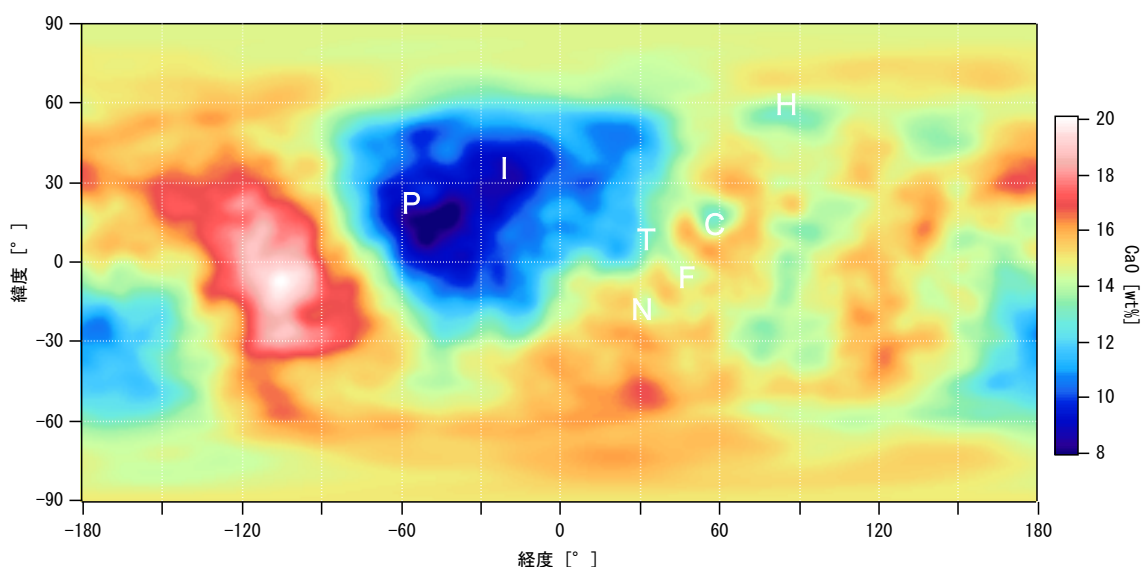


図 2-4 KGRS によって明らかにされた CaO 存在度のマップ (Yamashita et al. 2012 の元データから作成). アルファベットは次の海を示す：(C) 危難の海; (F) 豊かの海; (H) フンボルトの海; (I) 雨の海; (N) 神酒の海; (P) 嵐の大洋; (T) 静かの海.

以上、KGRS や SP で得られた高地や海領域における放射性微量元素濃度や Mg 数および Ca 量の非対称分布により、LMO の冷却固化過程と月内部組成は均質一様でないことが分かった。このような非対称性モデルを提唱した研究は過去にもあったが、具体的にどの元素がどのような濃度分布で非対称性を示すのかを定量的に示したのは、「かぐや」が初めてである。また、高地領域において HCP に富む露頭が大規模に分布することは、月原始地殻の固化段階のマグマ組成に対しても、新たな制約条件を与えるものである。これらのことは、月サンプルが示す組成データが必ずしも月のバルク組成を代表しているものではないという事の観測的証拠でもあることから、従来の月サンプルを元に構築された月バルク組成と LMO シナリオに対して再検証と修正を行う必要があることを意味する。

(c) 天体衝突による月地殻とマントルの元素組成の進化に対する新しい知見

元素および鉱物の表層分布から月のバルク組成について推定を行う上では、月地殻形成後、天体衝突により月表層の元素・鉱物組成分布がどのように変わっていったのかを明らかにすることも重要である。というのは、月地殻表層は、火成活動による内因的変成だけでなく、天体衝突による外因的変成の影響も受けているからである。実際に、先述した地殻下層の PAN や地殻の下にあるマントル物質が月表層に露出しているのは天体衝突による掘削の結果である。しかし、過去に起こった巨大天体衝突により、具体的にどの元素にどのような変動が生じうるのかについては、これまで理解があまり進んでいなかった。

そこで、「かぐや」探査チームにより、太陽系最大の衝突クレーターの一つと考えられている、月の南半球に位置する直径 2600 km の南極エイトケン盆地 (South Pole-Aitken basin: SPA) に対して、SP と MI を使った詳細スペクトル解析が行われてきた。その結果、SPA 中央部の最も深くなる場所に位置するクレーターの中央丘が、普遍的に LCP に富むことを明らかにした。従来のクレメンタイン探査による SPA に対する鉱物判別研究では、そのような LCP に富む中央丘の存在は知られていなかった。LCP に富む中央丘は SPA の中央領域の代表的なクレーターで普遍的に見つかることから、SPA の地下に均質な LCP の層構造が存在することが考えられる。一方、SPA 中央部のクレーター中央丘の周囲には、LCP ではなく HCP が支配的な均質層が広がっていることが MI による詳細解析から明らかにされている。これらの均質な LCP や HCP の層の起源として、巨大天体衝突により月の表層地殻物質とマントル物質が大規模に溶融し、その冷却過程で再固化する際に産出されたものである可能性が考えられる。つまり、月面上で過去に起こった大規模衝突では、衝突溶融による二次地殻の形成が重要な役割を果たしたことを意味する。

さらに、SP データを使ったデータマイニング解析により、LCP の全球分布を調べたところ、同様の LCP に富む露頭領域が月の表側に位置するプロセラルム盆地 (嵐の大洋とも呼ばれる) の縁にも分布することがわかった (図 2-5)。これも、プロセラルム盆地を形成した天体衝突により、月の地殻およびマントル深部が掘削および溶融し、その後の冷却過程において生成された二次地殻の痕跡であると考えられる。これらの発見により、現在の月表層の元素組成は、必ずしも LMO が固化した形成直後の姿を表しているわけではないことが明らかとなった。これらのことから、月のバルク組成を月表層の鉱物および元素分布から考えていく上では、過去に起こった巨大天体衝突による二次地殻形成の影響も考慮する必要がある (Nakamura et al. 2009, 2012; Ohtake et al. 2014)。

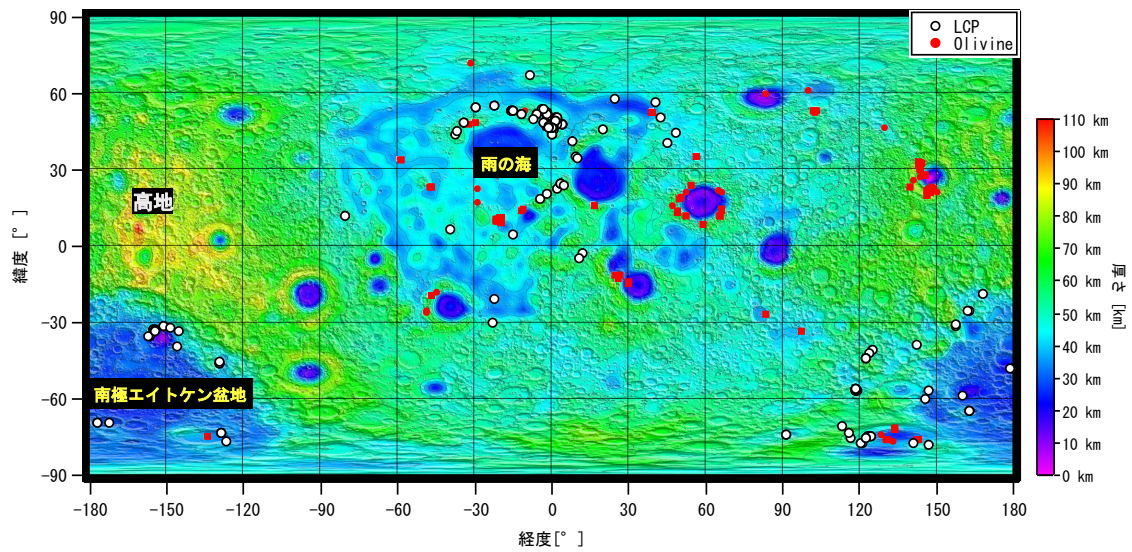


図 2-5 LCP に富む場所(白丸) (Nakamura et al. 2012), 比較のためにカンラン石の場所も赤丸で示した (Yamamoto et al. 2010). 背景図は, 「かぐや」による地殻厚データ (Ishihara et al. 2009).

このように, 「かぐや」搭載の KGRS, SP および MI の 3 測定器による観測成果によって得られた月表層の元素・鉱物分布に対する新しい知見は, 従来の月バルク組成や LMO シナリオに対して再検証と修正を求めるものであった. さらに, 「かぐや」により得られた精度の高い元素・鉱物分布のデータにより, 様々な月サンプルや月隕石との直接比較・照合研究が行われている. 例えば, 月の裏側由来と考えられる月隕石において Mg 数が高いことおよび Th 濃度が低いことは, KGRS および SP の観測事実とよく一致しており, これらの月隕石の起源地域に対する強い制約条件を与えた. 同様に, KGRS や MI の月表層元素濃度分布地図をもとに, これまでに 100 個以上発見されている月隕石の起源地域同定の試みが行われている. 採取地点が既知の月サンプルと異なり, 起源地域がわからない点が月隕石研究の大きな不定性であった. もし月隕石の起源地域が同定できれば, その地域からのサンプルリターンに成功したことと同様の意味を持ち, 月地殻の形成過程に対する理解が飛躍的に進むことであろう. また, 月裏側起源と考えられる月隕石の中に PAN を探す研究なども行われており, 「かぐや」の探査結果が月隕石研究に対して大きな貢献を果たしていると言える. さらに先に見たように, 必ずしも月の表層物質は LMO が固化した形成直後の姿をそのまま保持している訳ではなく, 天体衝突により二次的な変成や, 表面物質の拡散・攪拌の影響を受けている. 月隕石の分析研究だけではこの影響を理解しながら月地殻の形成過程を理解することは難しく, 月全体の現在の姿を詳しく知る必要がある. このような視点からも「かぐや」のリモートセンシングによる全球観測データのさらなる詳細研究は物質科学的研究の立場からも期待されている.