

特集「月の火成活動からみた熱進化」

かぐや衛星観測データに基づく月上部の玄武岩質溶岩ユニットのバルク誘電率と空隙率推定

石山 謙¹, 熊本 篤志¹, 小野 高幸¹, 山口 靖², 春山 純一³,
大竹 真紀子³, 加藤 雄人¹, 寺田 直樹¹, 押上 祥子⁴

2013年9月10日受領, 2013年11月25日受理.

(要旨) 数百mの厚みを持った月上部の玄武岩質溶岩ユニットにおいて, SELENE(かぐや)の観測データを用いた新手法を使い, そのバルク誘電率及び空隙率が推定された. 本研究は, 晴れの海の2カ所の溶岩ユニットと嵐の大洋の1カ所の溶岩ユニットで解析し, それらのバルク誘電率は, 晴れの海では1.9~7.0と1.6~14.0, 嵐の大洋では1.3~5.1と推定された. これらのバルク誘電率は, 上部溶岩ユニット中の空隙率が, 晴れの海の溶岩ユニットで9%~71%と0%~78%, 嵐の大洋の溶岩ユニットでは21%~86%に含まれていることを示している. これらの空隙率は主に, 火山灰の空隙成分, 溶岩固有の空隙成分, 隕石衝突由来の空隙成分で説明できる.

1. バルク誘電率の重要性

2007年に打ち上げられた日本の月周回衛星「かぐや」には14の観測装置の1つとして月レーダーサウンダー(LRS)が搭載された. この観測装置の目的の1つは, 様々な月の地下構造を同定することである[1]. LRSは, 4~6MHzで周波数変調した電磁波を放射し, 月面と地下で反射した電磁波(表面エコーと地下エコー)の遅延時間差 Δt を観測した. この遅延時間は, 電磁波が地下を往復伝搬した時間に相当する. この遅延時間から, 地下層の厚さ d は,

$$d = \frac{\Delta t}{2} \cdot \left(\frac{c}{\sqrt{\epsilon_{bulk}}} \right) \quad (1)$$

で求めることができる. c は真空中の光の速度, ϵ_{bulk} は空隙を含んだ地下層の誘電率である. この研究では, ϵ_{bulk} をバルク誘電率と呼ぶ. LRSは, 緯度方向に沿って約80 mの間隔で遅延時間を観測し, 月全球で地下

構造探査を実施することに成功し, さらに, 月の海(玄武岩)領域で地下構造を同定した[2]. 月地下層の厚さの情報は, 月の火山活動史を議論する上で非常に重要なパラメータとなる[e.g., 3]. しかしながら, 地下層の厚さを計算するには, 式(1)からわかるように地下層の誘電率値が必要になる.

今までの月レーダー観測[e.g., 4, 5]において, 地下層の誘電率値として, 月岩石サンプルの平均的なバルク誘電率から8程度の値が使われた. しかし, 月岩石のバルク誘電率の値は4~11[6]のように大きく分散しており, その値に強い根拠がない. したがって, 本研究では, 先行研究[7]で開発された月地下層のバルク誘電率推定方法を使用し, そのバルク誘電率を推定する. 先行研究[7]では, 晴れの海および湿りの海の2カ所の溶岩ユニットのバルク誘電率が推定された. 湿りの海での上部溶岩ユニットのバルク誘電率は, 8程度のバルク誘電率値よりも低い値が得られたが, 2カ所のみの解析のため, 他の領域でのバルク誘電率がどの程度なのかはよくわからない. 本研究では, 解析地点を増やして, 先行研究[7]の結果と合わせることで, 月表層のバルク誘電率値の議論を深める. さらに, 推

1. 東北大学大学院理学研究科

2. 名古屋大学大学院環境学研究科

3. 宇宙科学研究所・宇宙航空研究開発機構

4. 国立天文台

ishiyama@stpp.gp.tohoku.ac.jp

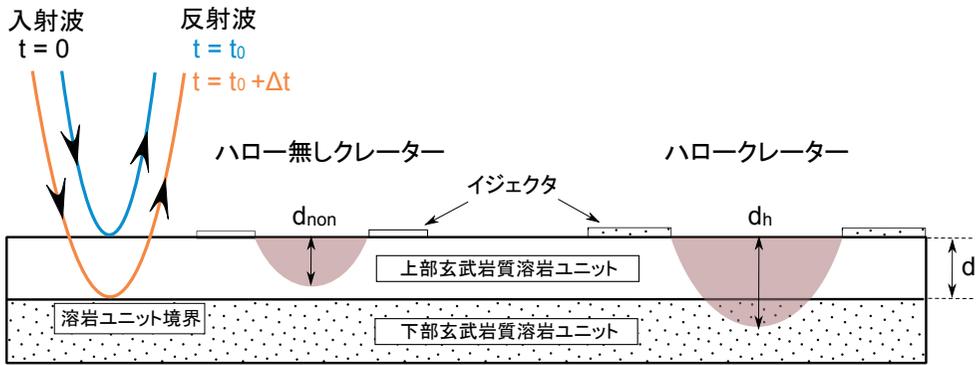


図1：本研究で採用した上部玄武岩質溶岩ユニットのバルク誘電率推定のための月地質構造モデル[7]。上部溶岩ユニットの厚み d は、二種類のクレーター（ハロークレーターとハロー無しクレーター）の掘削深度より $d_{non} < d < d_h$ のように制約される。上部溶岩ユニット中を電磁波が伝搬する時間 Δt を同定することで、上部溶岩ユニットのレーダーでの見かけの深さが調べられた。

定したバルク誘電率から、月表層に含まれる空隙率も推定する。この空隙率の情報は、月表層の岩相の脆さ[7]や月の熱史の議論[8]においても重要であるため、空隙率についても、先行研究[7]の結果と合わせて議論する。

2. 解析方法

2.1 バルク誘電率の推定方法

月の地下層のバルク誘電率は、式(1)から次のように計算できる。

$$\epsilon_{bulk} = \left(\frac{c \cdot \Delta t}{2} \cdot \frac{1}{d} \right)^2 = \left(\frac{d_{radar}}{d} \right)^2 \quad (2)$$

ここで、 d_{radar} (LRSで観測される見かけの深さ)は、式(1)で地下層を真空(つまり、バルク誘電率を1)と仮定した深さに相当するため、地下層の厚さ d とは異なることに注意しなければならない。

我々は、先行研究[7]に基づいた地下構造モデル(図1)を仮定し、 d_{radar} と d の同定から、バルク誘電率を計算した。このモデルでは、月表層は、上部玄武岩質溶岩ユニット(以下、上部溶岩ユニット)と、下部玄武岩質溶岩ユニット(以下、下部溶岩ユニット)から構成されている。これらのユニットには、空隙が含まれており、それぞれ異なる TiO_2 と FeO の含有量を持つと考える。上部溶岩ユニットは、レゴリス・火山灰を含む複数枚の溶岩流から構成され、数百mの厚みを持つ。上部・下部溶岩ユニットの上端には、均一なレゴリス

層がある。レゴリス層は空隙を多く含むため、レゴリス層のバルク誘電率は、溶岩のバルク誘電率よりも低い。また、この層の厚みはLRSの分解能(真空中で75 m [1])以下であるため、レゴリス層の上端及び下端で反射されたエコーは分解されず重なって観測される。

はじめに、上部溶岩ユニットの厚さ d は二種類のクレーターの掘削する深さより制約された。クレーターは、ハローを伴うクレーターと、ハローを伴わないクレーターの2種類に大別できる(図1)。ハローは、隕石衝突で地層を掘り返した際に組成の異なる飛散物(イジェクタ)が、クレーターまわりに堆積することによって生じる。本研究では、表面の溶岩ユニット組成とは異なるイジェクタをもつクレーター(以下、ハロークレーター)と、表面の溶岩ユニット組成と異なるイジェクタをもたないクレーター(以下、ハロー無しクレーター)を TiO_2 や FeO マップを使って識別した。したがって、ハロークレーターは、下部溶岩ユニットまで掘削してできたクレーターであり、一方で、ハロー無しクレーターは、下部溶岩ユニットまで掘削されてないクレーターである。上部溶岩ユニットの厚さは、ハロークレーターとハロー無しクレーターの掘削深度($d_{exc,h}$ と $d_{exc,non}$)から $d_{exc,non} < d < d_{exc,h}$ と制約した。クレーターの掘削深度(d_{exc})は、クレーター直径 D から、経験式 $d_{exc} = 0.84 \times 0.1 \times D$ を用いて推定できる[9]。クレーター直径は、かぐや衛星に搭載された地形カメラ(TC)の観測データから測定した。

本研究では、 TiO_2 と FeO マップは、かぐや衛星に搭載されたマルチバンドイメージャ(MI)の観測デー

タと, Lucey et al. のアルゴリズム [10] に基づいて制作されたもの [11] を使用した. MI は, 太陽光の月面での反射を観測し, 415 nm, 750 nm, 900 nm, 950 nm, 1000 nm, 1050 nm, 1250 nm, 1550 nm の各波長の反射率を測定した [12]. 鉱物はある特有の波長を吸収するため, それを利用することで鉱物分布を調べることができる. しかし, 宇宙線や太陽風, 微小天体衝突により, 鉱物の吸収量が変化することが知られている [e.g., 10]. この影響は宇宙風化と呼ばれており, これは鉱物の含有量の推定に大きな誤差を与える. Lucey らは, 750 nm の反射率を横軸, 950 nm と 750 nm の反射率の比を縦軸とするプロット上で, FeO の含有量の異なる鉱物が, 異なる傾きで並び, 宇宙風化度が大きくなるほどある 1 点に近づくことを見出した. このプロファイルの傾きを求めることによって, 宇宙風化に影響されることなく FeO の含有量を推定することが可能となる. また, Lucey らは, 750 nm の反射率を横軸, 415 nm と 750 nm の反射率の比を縦軸とするプロット上で, TiO₂ の含有量の異なる鉱物が, 異なる傾きで並ぶことも見出し, TiO₂ の含有量に関しても同様の推定手法を提案した [10].

上部溶岩ユニットの見かけの深さ (d_{radar}) は, クレーター付近で, LRS で測定された電磁波の遅延時間から同定された. 上部玄武岩層のバルク誘電率の上限値は, 式 (2) に $d_{\text{exc, non}}$ を代入して求め, その下限値は, 式 (2) に $d_{\text{exc, h}}$ を代入して求めた. LRS の生の観測データには, 様々なクラック成分が含まれているため, それらを低減するための合成開口処理 [13] を行ったデータ (SAR 処理データ) を使用した.

この研究の解析の注意点として, 電磁波の地下反射面が, 上部・下部溶岩ユニット境界に対応しているかを検証する必要がある. それを検証するため, 本研究では, まず LRS データを使用して, 下部溶岩ユニットが月面上のどの溶岩ユニットに該当しているか同定を行った. 次に, その溶岩ユニットの表面組成が, 解析した上部溶岩ユニット上のハロークレーターのイジェクタ組成 (TiO₂ と FeO) に対応していることを確認した. 検証の詳細は, 3 節で改めて述べることとする.

また, 実際の上部溶岩ユニットの厚みは, 図 1 とは異なって不均一であると考えられるため, クレーターとレーダーの測定点間距離はなるべく短いことが望ましい. そこで, 本研究ではその距離が約 10 km 以内の

データのみを使用し, 解析が行われた. この制約は, 上記と同様の理由により, ハロークレーターとハロー無しくレーター間距離にも適用される. しかし, クレーター近傍は, 隕石衝突により層が急激に隆起していることがある [9]. LRS の観測によって, 晴れの海において, 直径が 15 km のクレーター (Bessel クレーター) 近傍で, そのような特徴的な地下構造変形が見つかった [14]. 本研究で解析したクレーターの周辺にも, そのような地下構造変形が見られる領域があるが, 地下エコーと表面エコーが平行になる領域を選ぶことで, 地下構造変形のない領域でクレーター近傍の見かけの深さを推定した.

2.2 空隙率の推定方法

アポロサンプルのバルク誘電率は, そのバルク密度 (ρ_{bulk} [g cm⁻³]) や空隙率 (ϕ) に依存することが経験的・理論的に調べられている [6, 15]. したがって, それらの関係を使うことで空隙率を推定することができる. はじめに, 経験的な関係式について述べる. バルク誘電率とバルク密度は,

$$\epsilon_{\text{bulk}} = 1.919\rho_{\text{bulk}} \quad (3)$$

の関係をもつ [6]. また, バルク密度と空隙率の間には

$$\rho_{\text{bulk}} = (1 - \phi) \cdot \rho_{\text{true}} \quad (4)$$

の関係がある. ρ_{true} [g cm⁻³] は, 空隙を除いた媒質の密度であり, 真密度と呼ばれている. ρ_{true} は,

$$\rho_{\text{true}} = 0.0273 \cdot \text{FeO} + 0.0110 \cdot \text{TiO}_2 + 2.773 \quad (5)$$

で与えられる [16]. ただし, この研究では, FeO [wt.%] と TiO₂ [wt.%] は, ハロー無しくレーターのイジェクタ組成を使用し, 上部溶岩ユニットの真密度が推定される. したがって, 式 (4) より, バルク密度と真密度から空隙率を計算することができる.

ここで, Maxwell-Garnett の関係式 [17] を用いて, バルク誘電率とバルク密度の関係を理論的に導出してみよう. この関係式は, 有効媒質近似 (effective media approximation) の 1 つであり, 不均一な誘電率媒質を均一な誘電率媒質に近似する理論である. Maxwell-Garnett の関係式は, 球形の空隙が不均一に分布した媒質の等価誘電率を求める理論であり,

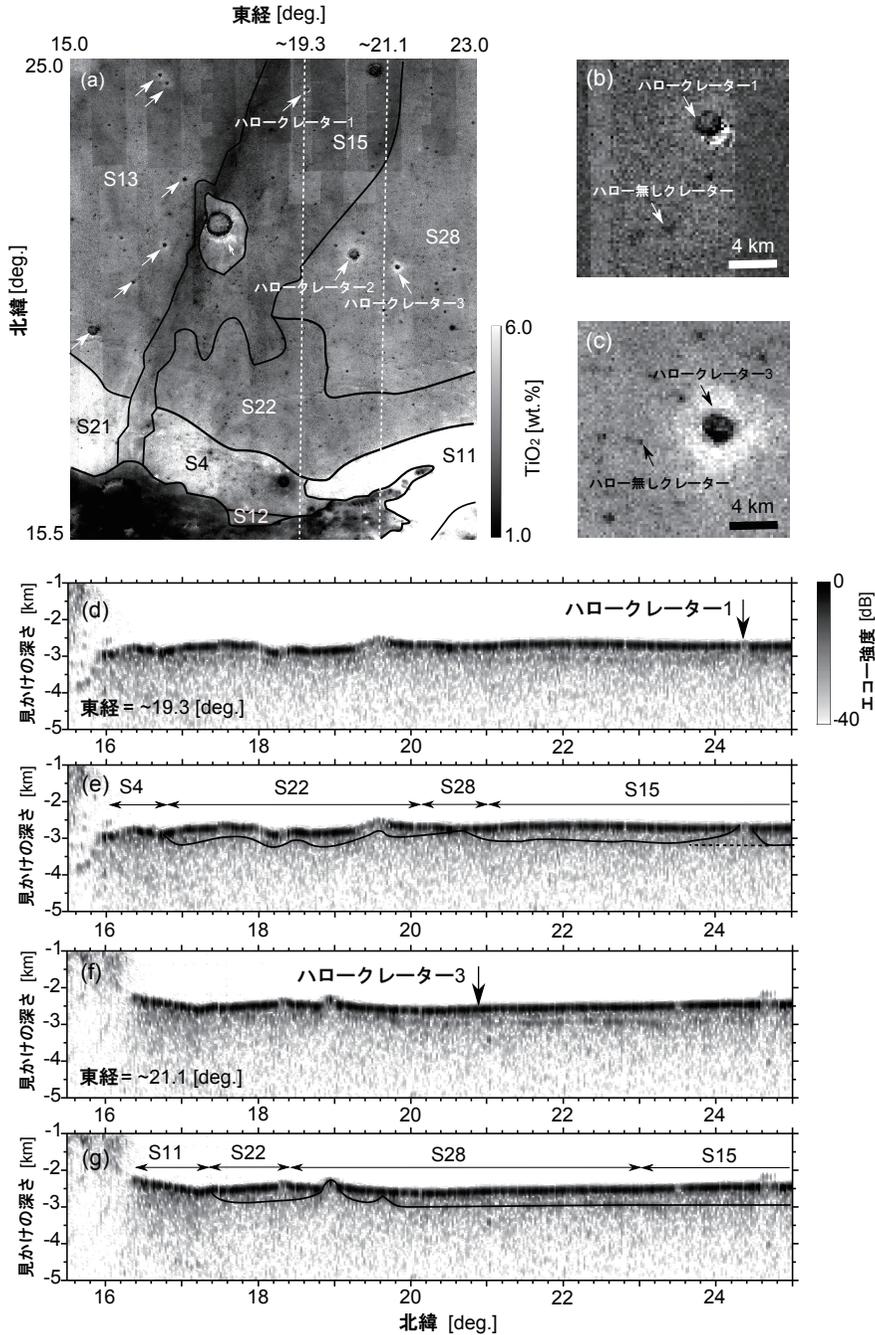


図2：晴れの海における解析結果。(a)晴れの海の南部のTiO₂マップ。溶岩ユニット境界は、黒の曲線で示され、それぞれの溶岩ユニットには、先行研究[18]に従って番号が振られた。また、白の矢印は、ハロークレーターの位置を示し、S15とS28の溶岩ユニットのハロークレーターには番号が振られた。白色の点線は、使用したLRSデータの軌道を示す。(b)ハロークレーター1付近のTiO₂マップの拡大図。(c)ハロークレーター3付近のTiO₂マップの拡大図。(d)~19.3° Eに沿ったLRSデータ。黒の矢印は、LRSデータ付近のハロークレーターの位置を示す。(e) ~19.3° Eに沿ったLRSデータにより同定された地下エコー。黒の曲線は地下エコーのトレース、矢印は月面上の溶岩ユニットの範囲を示す。ハロークレーター周辺では、地下エコーは表面エコーと水平ではない。これは、[14]で指摘されたクレーター近傍の地下構造変形と一致する。黒の点線は、本研究で推定した変形を受ける前の地下境界を示す。(f)~21.1° Eに沿ったLRSデータ。黒の矢印は、LRSデータ付近のハロークレーターの位置を示す。(g)~21.1° Eに沿ったLRSデータにより同定された地下エコー。黒の曲線は地下エコーのトレース、矢印は月面上の溶岩ユニットの範囲を示す。

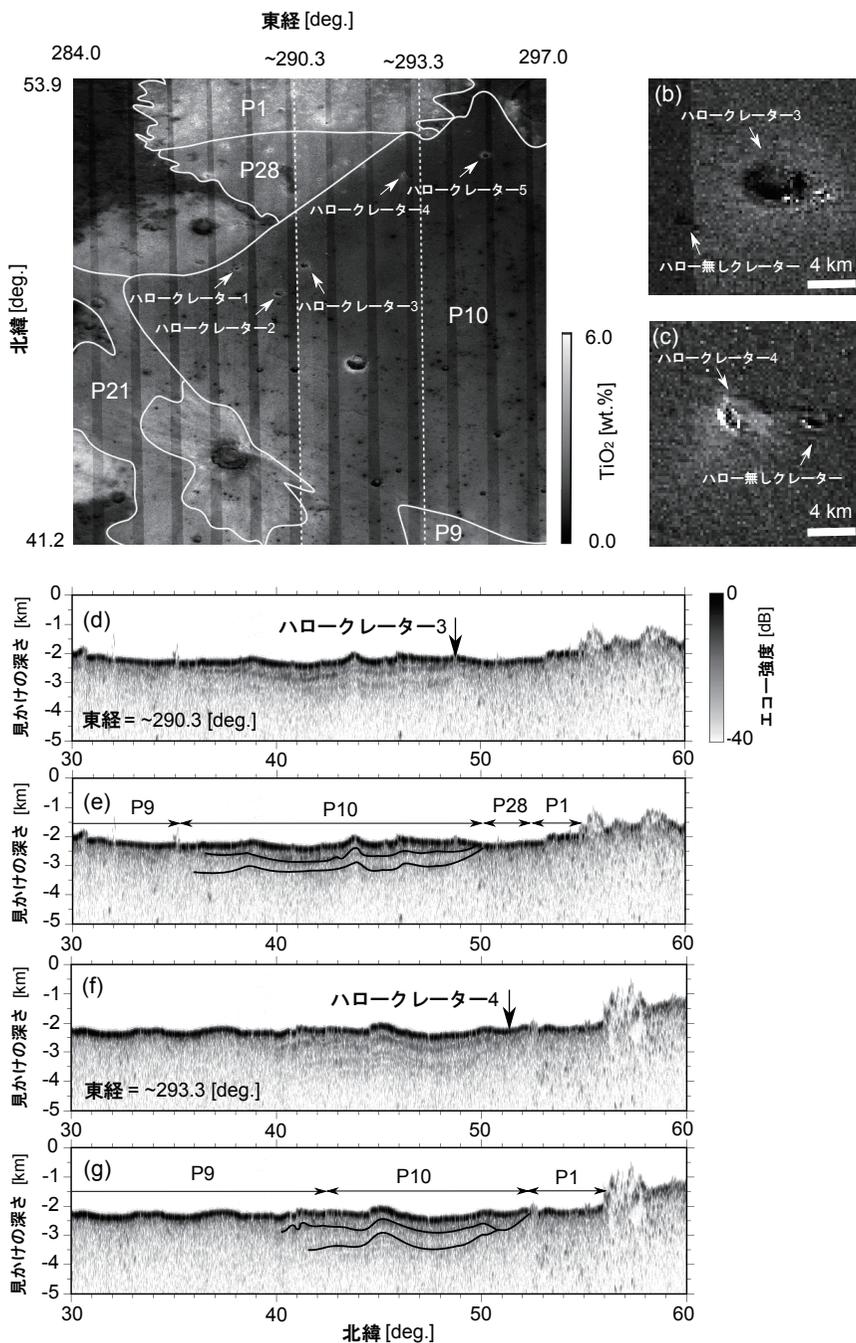


図3：嵐の大洋における解析結果。(a)嵐の大洋の北部の TiO_2 マップ。溶岩ユニット境界は、白の曲線で示され、それぞれの溶岩ユニットには、先行研究[19]に従って番号が振られた。また、白の矢印は、ハロークレーターを示し、ハロークレーターには番号が振られた。白色の点線は、使用したLRSデータの軌道を示す。(b)ハロークレーター3付近の TiO_2 マップの拡大図。(c)ハロークレーター4付近の TiO_2 マップの拡大図。(d) $\sim 290.3^\circ \text{E}$ に沿ったLRSデータ。黒の矢印は、LRSデータ付近のハロークレーターの位置を示す。(e) $\sim 290.3^\circ \text{E}$ に沿ったLRSデータにより同定された地下エコー。黒の曲線は地下エコーのトレース、矢印は月面上の溶岩ユニットの範囲を示す。(f) $\sim 293.3^\circ \text{E}$ に沿ったLRSデータ。黒の矢印は、LRSデータ付近のハロークレーターの位置を示す。(g) $\sim 293.3^\circ \text{E}$ に沿ったLRSデータにより同定された地下エコー。黒の曲線は地下エコーのトレース、矢印は月面上の溶岩ユニットの範囲を示す。

$$\frac{1}{\rho_{bulk}} \cdot \frac{\epsilon_{bulk} - 1}{\epsilon_{bulk} + 2} = \frac{1}{\rho_{true}} \cdot \frac{\epsilon_{basalt} - 1}{\epsilon_{basalt} + 2} \quad (6)$$

の関係がある[15]。ここで、 ϵ_{basalt} は空隙を全く含まない玄武岩の誘電率である。また、球形の空隙の誘電率は1とする。アポソイルサンプルでは、 $\rho_{bulk} = 1.7 \text{ g cm}^{-3}$ の時、 $\epsilon_{bulk} = 2.75$ であるため[15]、これらの値を(6)に代入すると、

$$0.217 = \frac{1}{\rho_{true}} \cdot \frac{\epsilon_{basalt} - 1}{\epsilon_{basalt} + 2} \quad (7)$$

となる。式(7)を式(6)に代入することで、バルク誘電率とバルク密度の理論的な関係は、

$$\epsilon_{bulk} = \frac{1 + 0.43 \cdot \rho_{bulk}}{1 - 0.22 \cdot \rho_{bulk}} \quad (8)$$

と求まる。この理論的な関係式(8)は、経験的な関係式(3)とほぼ一致する[7]。本研究では、経験的な関係式(3)と(4)を用いて、空隙率を推定した。空隙率の上限値と下限値は、バルク誘電率の上限値と下限値から求めた。

3. 解析結果

本研究では、先行研究[18, 19]で区分された上部溶岩ユニット上で解析を行った。それらの溶岩ユニットには個別の名称が与えられている。MIデータで作成したチタンマップを使って、晴れの海でS15とS28と名付けられた溶岩ユニット[18]、および嵐の大洋でP10と名付けられた溶岩ユニット[19]において、ハロークレーターを発見することができた(図2(a)と図3(a))。それらの溶岩ユニットのバルク誘電率の推定結果を順に示す。全ての結果は、表1にまとめられている。

3.1 晴れの海の溶岩ユニットS15

晴れの海のS15の溶岩ユニットにおいて、ハロークレーターを1つ見つけることができた。この研究ではこのクレーターをハロークレーター1と呼ぶ(図2(a))。まず、LRSで見られる下部溶岩ユニットと対応する月面上の溶岩ユニットを同定し、その組成とハロークレーターのイジェクタ組成を比較する。ハロークレーター1のイジェクタ組成(TiO_2 と FeO)は、明確にS15の溶岩ユニット組成(TiO_2 と FeO)と異なっており(図4(a))、大まかに晴れの海のS4の溶岩ユニット組成と一致する。これは、図2(d)と図2(e)で示したように、S4の上にS15の溶岩ユニットが横たわっているためだと考えられる。ハロー無しくレーターは、ハロークレーターの中心から約10 km以内のものを解析に用いた。そのイジェクタ組成はS15の溶岩ユニット組成とも一致している(図4(a))。そこで、式(2)を用いて、この溶岩ユニットの厚みとその見かけの深さの比からバルク誘電率を計算した。

はじめに、晴れの海の溶岩ユニットS15の厚みをハロークレーターとハロー無しくレーターの掘削深度から制約する。このクレーターの掘削深度は、クレーター直径から推定された。TCの観測によれば、ハロークレーターの直径は3.32 kmであり、ハロー無しくレーターの直径は1.71 kmであったため(図2(b))、掘削深度は、それぞれ、279 mと144 mと求められた。よって、晴れの海のS15の溶岩ユニットの厚みは144～279 mの範囲内に含まれると推定された。一方で、それらのクレーター近傍では、LRSによって、約 19.3°E 、 23.6°N から約 19.3°E 、 24.6°N の範囲で、隕石衝突で形成された典型的な地下構造変形が同定された(図2

表1：月溶岩ユニットで推定されたバルク誘電率および空隙率。

| 溶岩ユニット | 表面年代 | バルク誘電率 | 空隙率 [%] | バルク密度 [g cm^{-3}] | 真密度 [g cm^{-3}] |
|--------|------|----------|---------|------------------------------|----------------------------|
| 湿りの海 | | | | | |
| 85* | 3.25 | 2.8～5.5 | 19～51 | 1.6～2.6 | 3.2 |
| 晴れの海 | | | | | |
| S13* | 3.49 | 4.2～18.0 | 0～33 | 2.2～4.4 | 3.3 |
| S15 | 3.44 | 1.9～7.0 | 9～71 | 1.0～3.0 | 3.3 |
| S28 | 2.84 | 1.6～14.0 | 0～78 | 0.7～4.0 | 3.3 |
| 嵐の大洋 | | | | | |
| P10 | 3.44 | 1.3～5.1 | 21～86 | 0.4～2.5 | 3.2 |

※溶岩ユニット85とS13の結果は先行研究[7]、本研究で解析した溶岩の表面年代は先行研究[18, 19]に基づく。

(e). その範囲の外の地下エコーの見かけの深さは380 mであったため、もしその深さが隕石衝突する前のクレーター近傍の見かけの深さと一致するならば、晴れの海のS15の溶岩ユニットのバルク誘電率は、1.9~7.0の範囲内であると推定された。式(3)より、このバルク誘電率は、 $1.0\sim 3.0\text{ g cm}^{-3}$ のバルク密度に相当した。

また、このバルク密度に基づき、その溶岩ユニットの空隙率を推定した。MIの観測によれば、ハロー無しクレーターのイジェクタ組成は、 TiO_2 が2.73 wt.%, FeO が16.90 wt.%であった。よって、溶岩ユニットS15の真密度は、式(5)より 3.3 g cm^{-3} であった。この真密度とバルク密度の相違は、溶岩ユニットS15の中に含まれる空隙で説明することができる。式(4)を用いて、空隙率の範囲を推定すると、9%~71%となった。

3.2 晴れの海の溶岩ユニットS28

晴れの海の溶岩ユニットS28では、2つのハロークレーターが見いだされた。この研究では、それらをハロークレーター-2と3と呼ぶ(図2(a))。ハロークレーター-2は、Deseilligny Craterという名称でも知られている。まず、LRSで見られる下部溶岩ユニットと対応する月面上の溶岩ユニットを同定し、その組成とハロークレーターのイジェクタ組成を比較する。このクレーターのイジェクタ組成(TiO_2 と FeO)は、明確にS28の溶岩ユニット組成(TiO_2 と FeO)と異なった(図4(b))。これは、図2(f)と図2(g)で示したように、S11の上にS28の溶岩ユニットが横たわっているためだと考えられる。ハロークレーター-2と3のイジェクタ組成は、S11の溶岩ユニット組成と一致しなかったが、S11とS28の溶岩ユニット組成の中間の値を示した。これは、イジェクタ組成が、それらの溶岩ユニットの混合物であるためだと考えられる。また、本研究では、ハロー無しクレーターは、ハロークレーターの中心から約10 km以内のものを用いたが、ハロークレーター-2は直径が8.24 kmと大きく、このクレーター付近では、そのハローで表面が覆われているため、S28と同じ組成のハロー無しクレーターは見いだされなかった。一方で、ハロークレーター-3の直径は、3.56 kmであったため、その近傍でS28と同じ組成の1.21 kmの直径をもったハロー無しクレーターが見出された(図4

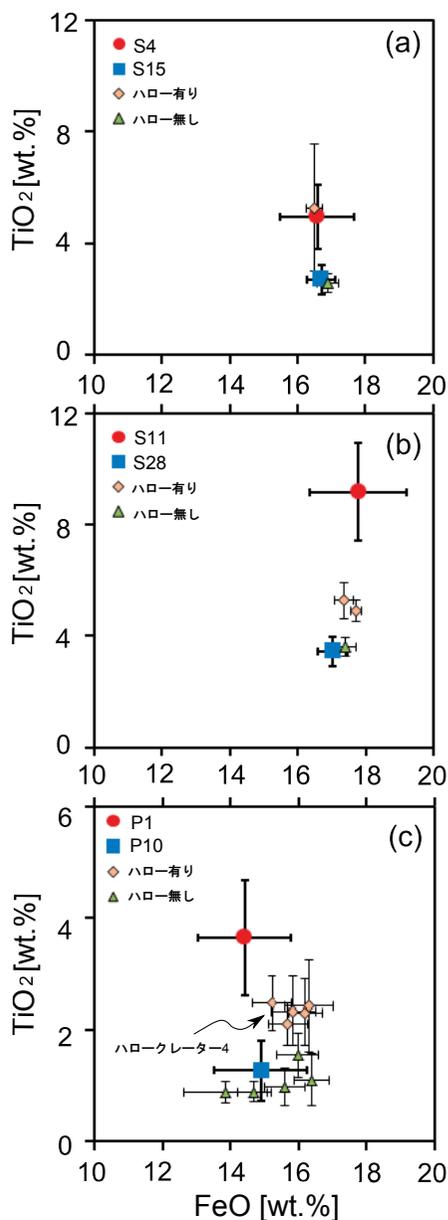


図4: ハロークレーターとハロー無しクレーターのイジェクタ、および溶岩ユニットの表面の TiO と FeO の含有量。四角はハロークレーターを含む溶岩ユニットの組成、丸はハロークレーターが削掘していると推定される溶岩ユニットの組成、ひし形はハロークレーターのイジェクタ組成、三角はハロー無しクレーターのイジェクタ組成を示す。(a)晴れの海のS15とS4の溶岩ユニットにおける組成の比較。(b)晴れの海のS28とS11の溶岩ユニットにおける組成の比較。(c)嵐の大洋のP1とP10の溶岩ユニットにおける組成の比較。黒の矢印は、ハロークレーター4のイジェクタ組成を示す。

(b)).

次に、式(2)より、この溶岩ユニットのバルク誘電率を求めた。はじめに、晴れの海の溶岩ユニットS28の厚みをハロークレーター3とその近傍のハロー無しクレーターの直径から掘削深度を求め、晴れの海の溶岩ユニットS28の厚みの範囲を推定した結果、102~299 mであった。一方、それらのクレーター近傍では、地下エコーが同定され(図2(f)と2(g))、その見かけの深さは380 mであった。したがって、晴れの海の溶岩ユニットS28のバルク誘電率は、1.6~14.0の範囲に含まれると推定された。式(3)より、このバルク誘電率は、 $0.7\sim 4.0\text{ g cm}^{-3}$ のバルク密度に相当した。

また、このバルク密度に基づき、その溶岩ユニットの空隙率の推定を行った。ハロー無しクレーターのイジェクタ組成は、 TiO_2 が3.62 wt.%、FeOが17.39 wt.%であった。よって、式(5)を用いて、S28の溶岩ユニットの真密度を求めると 3.3 g cm^{-3} となった。S15の溶岩ユニット中に含まれる空隙率は、式(4)より、-23%~78%と推定された。空隙率の推定範囲の下限がマイナスになった原因は、比較的小さく浅いハロー無しクレーターしかない場合、真密度を上回る過大なバルク密度が推定され、その結果として、空隙率がマイナスとなった。しかし、現実にはバルク密度が真密度を上回ることはないため、本研究では空隙率の推定範囲下限値を0%とした。したがって、晴れの海の溶岩ユニットS28の空隙率は、0%~78%の範囲に含まれると推定された。

3.3 嵐の大洋の溶岩ユニットP10

嵐の大洋のP10の溶岩ユニットにおいて、ハロークレーターが5つ見出された(図3(a))。この研究では、それらをハロークレーター1から5と名付ける(図3(a))。まず、LRSで見られる下部溶岩ユニットに対応する月面上の溶岩ユニットを同定し、その組成とハロークレーターのイジェクタ組成を比較する。これらのクレーターのイジェクタ組成(TiO_2 とFeO)は、明確にP10の溶岩ユニット組成(TiO_2 とFeO)と異なる(図4(c))。これはP10の溶岩ユニットが、組成の異なるある溶岩ユニットの上に横たわっているためだと考えられる。一方、これらのハロークレーターの付近では、図3(d), 3(e), 3(f), 3(g)に示すように2枚の地下反射面が同定された。浅い方を地下エコー1、深い方を

地下エコー2と呼ぶ。

はじめに、本研究で同定した2つの地下エコーがどの溶岩ユニット境界からのものなのかを調べた。層序学的に考えて、3.44 Ga前に噴出したP10の溶岩ユニットの下に横たわっている溶岩ユニットは、それよりも古いものである。つまり、P9からP1の溶岩ユニット、または、それらよりも古い溶岩ユニットがその候補になる。P9の溶岩ユニットは、3.47 Ga前にできたもので、P10の南部に位置しており(図3(a))、P10の下にP9の溶岩ユニットが堆積している可能性がある。しかし、P10の溶岩ユニットの下で同定された2つの地下エコーは、どちらもP10とP9の溶岩ユニット境界と一致しなかった(図3(e), 3(g))。したがって、LRSで同定した2つの地下エコーは、P9の溶岩ユニットからのものではない。P1の溶岩ユニットは、3.59 Ga前に噴出したもので、P10の北に位置しており、その溶岩ユニット境界で、地下エコー1および2の端と一致していた(図3(g))。したがって、P1の溶岩ユニットが、P10の下に横たわっていると推定される。図3(e)からは、月面上のP10とP28の溶岩ユニット境界が地下エコー1および2の端と一致しているが、P28はP10の溶岩ユニットよりも若い溶岩であるため、P28の溶岩ユニットがP10の下に堆積していることは層序学的にありえない。P28がP10の北に露出していたP1の溶岩ユニットを部分的に覆っていると考えれば、P10の下にP1の溶岩ユニットが横たわっていると考えることができる。P1とP28の溶岩ユニット間で、地下エコーが同定されていない理由は、LRSの分解能よりもP28の溶岩ユニットの厚さが非常に薄いためだと考えられる。したがって、2つの地下エコーのうち、どちらかが、P1の溶岩ユニットの表面である。もし、地下エコー1がP1表面であれば、地下エコー2は、P1とそれよりも古い溶岩ユニットの境界である。また、もし地下エコー2がP1表面であれば、地下エコー1は、P8からP2のどれか、もしくは月面上に露出していない3.59 Ga前から3.44 Ga前に噴出した溶岩ユニットとP10の境界である可能性がある。

本研究で発見した5つのハロークレーターのイジェクタ組成(TiO_2 とFeO)に着目すると、P10とP1の溶岩ユニットの表面組成(TiO_2 とFeO)の中間の値を示している(図4(c))。ハロークレーターのイジェクタ組成は、上層と下層の溶岩ユニットの組成の混合にな

るため、今回見出されたハロークレーターは、P1上面まで掘削していると推定された。そこで、ハロークレーター4付近の地下エコーに着目した。その付近では、P1に対応する地下エコーは1つしかない(図3(f), 3(g))。そのため、我々は、ハロークレーター4とその近傍のハロー無しクレーターのみから、その付近のP10の溶岩ユニットの厚みを制約し、そのバルク誘電率を推定した。バルク誘電率は、式(2)を用いて、P10の溶岩ユニットの厚みと見かけの深さの比より計算された。

ハロークレーター4とハロー無しクレーターの直径は、それぞれ、5.41 kmと2.75 kmであったため、P10の溶岩ユニットの厚みは231~454 mと推定された。それらのクレーター近傍で地下エコーの見かけの深さは523 mであったため、P10のバルク誘電率は1.3~5.1と推定できた。式(3)より、このバルク誘電率は、 $0.4\sim 2.5 \text{ g cm}^{-3}$ のバルク密度に相当した。ハロー無しクレーターのイジェクタ組成は、 TiO_2 が0.89 wt.%, FeO が13.85 wt.%であるから(図4(c))、P10の溶岩ユニットの真密度は、式(5)より 3.2 g cm^{-3} であった。この真密度とバルク密度の相違は、P10の溶岩ユニット中の空隙率を反映し、式(4)を用いて、21%~86%の空隙率と推定された。

4. 考察

本研究では、3つの異なる上部玄武岩質溶岩ユニット上でバルク誘電率と空隙率の推定を試みた。それらの結果は、先行研究[7]の結果と合わせて表1にまとめた。本研究では、特に晴れの海のS15と嵐の大洋のP10の溶岩ユニットにおいて比較的狭い範囲のバルク誘電率を推定することができた。それらは、先行研究[7]の結果ともよい整合性を示す。もし、上部溶岩ユニットが海全体で同じバルク誘電率をもつならば、表1より、そのバルク誘電率は4.2~5.1に制約される。このバルク誘電率は、従来の月レーダー観測[e.g., 4, 5]で想定したバルク誘電率(約8)と比べると低く、従来の研究では比較的高い誘電率の値を想定していたことがわかった。また、制約されたバルク誘電率から推定された空隙率は、21%~33%である。この空隙率は、アポロ玄武岩サンプルの空隙率[20]よりも高い。この高い空隙率の原因は、先行研究[7]で議論したように、

アポロ玄武岩サンプルには含まれてない空隙が、月の上部溶岩ユニット中に含まれていると考えられるためだと考えられる。4.1節では、先行研究[7]での上部溶岩ユニット中の空隙の考察を紹介し、4.2節では推定した空隙率の月の熱的進化過程への影響を考える。

4.1 上部溶岩ユニット中の空隙

この節では、推定した上部溶岩ユニットの空隙率について、どのような要因によるもので構成されているのかを考察する。

上部溶岩ユニットの空隙は3種類の要因、すなわち火山灰[21]や、溶岩固有の空隙[22]、隕石衝突由来の空隙[20, 23]で構成される。溶岩固有の空隙とは、溶岩中に含まれる揮発性ガス成分の脱ガスより生まれる気孔と、溶岩の急冷に伴う岩石中のマイクロな亀裂やマクロな亀裂がある。隕石衝突由来の空隙とは、隕石が岩石に衝突することで生まれる亀裂であり、マイクロな亀裂[20]とマクロな亀裂[23]がある。

上部溶岩ユニットは複数の溶岩流によって構成されているため、その溶岩流の間に、不均一に火山灰が堆積している可能性はある。また、月の大気は非常に薄いため、隕石衝突による寄与がある。アポロ玄武岩サンプルには、溶岩固有の空隙と、溶岩急冷由来および隕石衝突由来のマイクロな亀裂が含まれており、その空隙率は約7%である[20]。月サンプルカタログ(<http://curator.jsc.nasa.gov/lunar/compendium.cfm>)に基づく、アポロ玄武岩サンプルの多くは約10cm以下であるため、隕石衝突由来のマクロな亀裂は含まれていない。この研究で制約された空隙率(21%~33%)の内、約7%は溶岩固有の空隙と、溶岩急冷由来や隕石衝突由来のマイクロな亀裂で構成され、残りの14%以上は、溶岩流の間に不均一に堆積した火山灰や、溶岩急冷由来および隕石衝突由来のマクロな亀裂で説明できるかもしれない。

月サンプルカタログより、アポロ玄武岩サンプルの中には約50%程度の空隙率をもったもの(Apollo sample 15016)がある。しかし、そのようなサンプルは非常に少なく、月の海領域に普遍的に存在しているとは考えにくい。一方で、最近、月の高地領域における重力場調査から、深さ数kmまでに約20%の空隙率が含まれている領域があることが明らかにされた[24]。本研究で解析した上部溶岩ユニットも、高地ほどでは

ないが、約30億年間は衝突の経験をしていることから、上部溶岩ユニットには、マクロな亀裂が入り、非常に脆くなっている可能性がある。

もし、上部溶岩ユニットが主に隕石衝突に由来する亀裂で説明できるならば、本研究と先行研究[7]で推定した空隙率やバルク誘電率は、表面年代に依存する可能性がある。しかし、表1から空隙率と表面年代には関係性は見いだせなかった。この理由は、本研究と先行研究[7]で解析した領域の表面年代(2.84~3.49 Ga)では、すでに隕石衝突による玄武岩中の空隙の生成が飽和してしまい、空隙率に明確な差がでないのかもしれない。空隙率と表面年代の関係を調べるためには、他の手法やデータ(重力場など)と組み合わせて、調べる必要があるだろう。

4.2 推定した空隙率の月の熱的進化過程への影響

空隙率は熱伝導率に関わり、これは、月が形成された時から今日に至るまで、どのように冷却していったかを調べるために非常に重要なパラメータである。本研究では、その重要性を示すために、月表層の熱伝導率を考慮した熱的進化モデルの研究[8]を紹介する。その研究では、3Dマントル対流モデルと表層付近の熱伝導率を考えて、部分溶融が存在している期間を調べ、月の火山活動時代を説明できるかを考えている。モデルでは、月の表面から地殻・マントル境界までの層を浅い方から順に(a)細粒層(厚さ2~5 cm)、(b)レゴリス層(厚さ15 m)、(c)メガレゴリス層(厚さ25 km)、(d)地殻(厚さ35~70 km)に分割し、それぞれの熱伝導率を $10^{-3} \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、 $0.01\sim 0.03 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、 $0.2\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、 $3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ と仮定している。

このモデルを用いた数値計算の結果、部分溶融の時代は、4.4 Ga前(月の分化が完了した時)から約2 Ga前まで続くことが示され、月の火山活動時代にも一致することが示された。また、部分溶融が約2 Ga前まで続く要因として、地殻の厚さや月表層に堆積する多孔質な層(特に、メガレゴリス層)などが指摘された。月はマグマオーシャンから冷えて月全球が地殻(斜長岩)で覆われることになるが、マントルの熱は地殻を通して逃げるため、地殻の厚さが月の冷却に影響する。また、月表層の多孔質な層は、地殻の平均的な熱伝導率よりも低い熱伝導率であるために、地殻内の熱を逃

げにくくする断熱層として働き、マントル内で長期に高温が保たれ、部分溶融する期間(マントル温度がソリダスを超える期間)が長くなる。その結果として、月の火山活動が長期間持続した可能性が示唆された。しかしながら、彼らの研究では様々な仮定が入っているため、今後、本研究で求められた月上旬溶岩ユニットの空隙率(21%~33%)や重力場解析の結果をこうした熱的進化モデルに反映していくことで、月の熱的進化過程の解明に貢献していくことが可能であると考えられる。

5. 結論

我々は、地形・分光カメラ観測と地下レーダー観測を組み合わせた手法[7]を用いて、玄武岩質の上部溶岩ユニットのバルク誘電率を推定した。そのバルク誘電率は、その地形カメラで観測される上部溶岩ユニットの厚みと、レーダーで観測される見かけの深さの比から計算された。上部溶岩ユニットの厚みは、分光カメラによってイジェクタの組成(TiO_2 と FeO)の違いから識別された2種類のクレーター(ハロークレーターとハロー無しクレーター)の掘削深度から制約された。この掘削深度は、地形カメラによって同定された。バルク誘電率は、海領域の3カ所の上部溶岩ユニットで解析が行われ、晴れの海のS15とS28の溶岩ユニットでは、それぞれ1.9~7.0、1.6~14.0と推定され、嵐の大洋のP10の溶岩ユニットでは、1.3~5.1と推定された。これらの結果と先行研究[7]の結果を踏まえると、従来の月レーダー観測[e.g., 4, 5]で想定されてきた8程度のバルク誘電率は、比較的高い値であることがわかった。

推定したバルク誘電率からバルク密度を求めると、晴れの海のS15の溶岩ユニットで $1.0\sim 3.0 \text{ g cm}^{-3}$ 、S28の溶岩ユニットで $0.7\sim 4.0 \text{ g cm}^{-3}$ 、嵐の大洋のP10の溶岩ユニットで $0.4\sim 2.5 \text{ g cm}^{-3}$ と推定された。また、上部溶岩ユニットの真密度は、上部溶岩ユニットの組成(TiO_2 と FeO)より、S15の溶岩ユニットで 3.3 g cm^{-3} 、S28の溶岩ユニットで 3.3 g cm^{-3} 、P10の溶岩ユニットで 3.2 g cm^{-3} と推定された。したがって、真密度とバルク密度の比から空隙率を推定すると、S15の溶岩ユニットで9%~71%、S28の溶岩ユニットで0%~78%、P10の溶岩ユニットで21%~86%であ

った。これらの空隙率は、先行研究の結果[7]とも整合的で、溶岩固有の空隙や隕石衝突由来のミクロな亀裂だけで説明することは難しい。したがって、上部溶岩ユニット中に、火山灰や、溶岩急冷由来および隕石衝突由来のマクロな亀裂が含まれるだろう。また、そのような溶岩ユニットにマクロな亀裂が多く入れれば、低い熱伝導率をもち、マントルからの熱を断熱する層として振る舞う。本研究の成果は、月の海領域における熱的進化過程を議論する上でも重要な情報になるかもしれない。

謝 辞

査読において、多くの有益で建設的なコメント頂いた京都大学の山路敦先生に感謝いたします。また、お亡くなりになった小野高幸先生には、今まで多くのご指導・支援をして頂きました。この場をかりて、ご冥福をお祈り致します。本研究は、かぐや衛星によって取得された観測データを使用しました。かぐやプロジェクトチームの全ての方々に厚く御礼申し上げます。なお、本研究は、東北大学国際高等研究教育機構の助成を受けています。

参考文献

- [1] Ono, T. and Oya, H., 2000, *Earth Planets Space* 52, 629.
- [2] Ono, T. et al., 2009, *Science* 323(5916), 909.
- [3] Weider, S. Z. et al., 2010, *Icarus* 209(2), 323.
- [4] Peeples, W. J. et al., 1978, *J. Geophys. Res.* 83(10), 3459.
- [5] Oshigami, S. et al., 2009, *Geophys. Res. Lett.* 36, L18202.
- [6] Carrier, W. D. et al., 1991, *Lunar source book: A user's guide to the Moon* (New York).
- [7] Ishiyama, K. et al., 2013, *J. Geophys. Res. Planets* 118(7), 1453.
- [8] Ziethe, R. et al., 2009, *Planetary and Space Science* 57, 784.
- [9] Melosh, J., 1989, *Impact Cratering: A Geologic Process* (New York).
- [10] Lucey, P. G. et al., 2000, *J. Geophys. Res.* 105(E8),

- 297.
- [11] Otake, H. et al., 2012, 43rd Lunar Planet. Sci. Conf., Abstract 1905.
- [12] Ohtake, M. et al., 2008, *Earth Planets Space* 60, 257.
- [13] Kobayashi, T. et al., 2012, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 50(6), 2161.
- [14] Oshigami, S. et al., 2012, *Icarus* 218(1), 506.
- [15] Fa, W. and Wieczorek, M. A., 2012, *Icarus* 218, 771.
- [16] Huang, Q. and Wieczorek, M. A., 2012, *J. Geophys. Res.* 117, CiteID E05003.
- [17] Dolgaleva, K., 2012, *Photonics Nanostruct. – Fundam. Appl.* 10(4), 369.
- [18] Hiesinger, H. et al., 2000, *J. Geophys. Res.* 105(E12), 29, 239.
- [19] Hiesinger, H. et al., 2003, *J. Geophys. Res.* 108(E7), CiteID 5065.
- [20] Kiefer, W. S. et al., 2012, *Geophys. Res. Lett.* 39, L07201.
- [21] Taylor, G. J. et al., 1991, *Lunar source book: A user's guide to the Moon* (New York).
- [22] Robertoson, E. C. and Peck, D. L., 1974, *J. Geophys. Res.* 79(32), 4875.
- [23] Cooper, M. R. et al., 1974, *Rev. Geophys. Space Phys.* 12(3), 291.
- [24] Wieczorek, M. A. et al., 2012, *Science* 339(6120), 671.