

## かぐや衛星観測データに基づいた月玄武岩層の誘電率推定

### Estimation of the permittivity of the lunar basalt layer based on the Kaguya observation data

石山 謙<sup>1\*</sup>, 熊本 篤志<sup>1</sup>, 小野 高幸<sup>1</sup>, 山口 靖<sup>2</sup>, 春山 純一<sup>3</sup>, 大竹 真紀子<sup>3</sup>, 加藤 雄人<sup>1</sup>, 寺田 直樹<sup>1</sup>, 押上 祥子<sup>2</sup>

ISHIYAMA, Ken<sup>1\*</sup>, KUMAMOTO, Atsushi<sup>1</sup>, ONO, Takayuki<sup>1</sup>, YAMAGUCHI, Yasushi<sup>2</sup>, HARUYAMA, Junichi<sup>3</sup>, OHTAKE, Makiko<sup>3</sup>, KATO, Yuto<sup>1</sup>, TERADA, Naoki<sup>1</sup>, OSHIGAMI, Shoko<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 東北大学, <sup>2</sup> 名古屋大学, <sup>3</sup> 宇宙航空研究開発機構/宇宙科学研究本部

<sup>1</sup>Tohoku University, <sup>2</sup>Nagoya University, <sup>3</sup>JAXA/ISAS

かぐや衛星に搭載された Lunar Radar Sounder (LRS) は、複数の月の海で地下エコーを発見した [Ono et al., 2009]。LRS で検出された地下エコーの深さ (T) は、 $T=(c/(E_r^{0.5}))t/2$  で計算され、数百メートル前後のものが多い。c は真空中の光の速さ、t は表面エコーからの地下エコーの遅延時間、 $E_r$  は地下層の比誘電率である。月の表面から採取された玄武岩試料の比誘電率範囲は、4-11 である [e.g., Carrier et al., 1991]。これらの値は、溶岩流の厚みの粗い見積もりとして使用されるが、厳密な溶岩流の厚みを求めるために、我々はより信頼できる玄武岩層の誘電率を調べる必要がある。このため、合成開口処理した LRS データ [Kobayashi et al., 2011]、TC データ [Haruyama et al., 2008] および MI データ [Ohtake et al., 2008] を使用し、湿りの海の Unit 85 [Hackwill et al., 2006]、スミスの海の Unit Sy1 [Hiesinger et al., 2010]、晴れの海の S13 [Hiesinger et al., 2000] において、誘電率推定を我々は行った。比誘電率は、 $E_r=(ct/(2T))^2$  で計算した [Ono and Oya, 2000]。

T を求めるため、Weider et al. [2010] と同様に、衝突クレーターまわりのイジェクタに注目した。隕石が月面に衝突し、月表層とは異なる組成 ( $TiO_2$  や  $FeO$  [wt.%]) の地下層を掘り返した場合、クレーター周辺に形成されたイジェクタは表層の組成とは異なる。我々は、MI データより月表層とイジェクタ組成の比較を行い、表層組成とは異なる組成を示したイジェクタをもつクレーター (以後、ハロー有りクレーター) と、表層組成と同じ組成を示したイジェクタをもつクレーター (以後、ハロー無しクレーター) の判別を各溶岩 Unit 内で行った。また、TC データより、これらのクレーターの深さを調べ、ハロー有りクレーターとハロー無しクレーターの深さの組み合わせにより、それらのクレーター位置付近における層境界の深さの範囲を決定した。その際、地下構造の不均一性を考慮するため、できる限りハロー有りクレーターとハロー無しクレーターは近い位置にある必要がある。本研究では、ハロー有りクレーターの中心から 6km 以内の一番深いハロー無しクレーターを選んだ。一方、 $ct/2$  を求めるため、合成開口処理を行った LRS データを使用した。その LRS データの空間分解能は、軌道方向に 600m、軌道の垂直方向に 5km である [Kobayashi et al., 2011]。本研究では、各クレーター中心から 2.5km 以内の軌道データを使用し、連続した地下エコーが確認された場合のみ、 $ct/2$  が決定した。もし、高地物質をイジェクタに多く含むクレーターならば、一番深い地下エコーの深さは高地と海の境界を反映していると考え、一番深い地下エコーの深さを採用し、誘電率の計算を行った。また、イジェクタに高地物質を多く含まないクレーターならば、一番浅い地下エコーの深さは溶岩流と溶岩流の境界を反映していると考え、一番浅い地下エコーの深さを採用し、誘電率の計算を行った。イジェクタは掘られた層の混合により形成されていると考えられているため [e.g., Weider et al., 2010]、本研究では、もし高地物質がイジェクタに含まれるのであれば、イジェクタは高地と海における  $TiO_2$  や  $FeO$  量の中間の量を示すと仮定し、イジェクタの高地物質の存在の有無を組成量から判断した。

結果として、Unit 85 と Sy1 では、大まかに高地と海の中間組成を示したクレーターが発見され、Unit S13 では発見されなかった。よって、Unit 85 と Sy1 では一番深い地下エコー、Unit S13 では一番浅い地下エコーを使用し、比誘電率を計算した。各 Unit における比誘電率は、Unit 85 で 3.3-6.0、Unit Sy1 で 3.0-5.7、Unit S13 で 1.7-5.8 となった。これらの範囲は、考えられる比誘電率の上限値と下限値の範囲である。また、経験的に比誘電率は、 $E_r=(1.93 \pm 0.17)^p$  として表現され、バルク密度 ( $\rho$ ) の関数である [Olhoeft and Strangway, 1975]。推定したバルク密度は Unit 85 で 1.8-2.7  $g/cm^3$ 、Unit Sy1 で 1.7-2.6  $g/cm^3$ 、Unit S13 で 0.8-2.7  $g/cm^3$  である。アポロ計画で採取された玄武岩粒子 (空隙のない玄武岩) の平均密度は、 $>3.32 g/cm^3$  である [Carrier et al., 1991]。よって、今回推定された誘電率の最大値でさえ、それよりも低い。この原因として考えられる要因は、溶岩の組成、溶岩中の気泡や亀裂、溶岩チューブなどの空隙、地下の低密度のレゴリス層の存在などが挙げられる。以上の観測および推定結果から可能な月の地下の状態を考える。例えば、低い誘電率が空隙だけに起因する場合、空隙率 ( $n$ ) は  $n=1-p/3.32$  として計算できるとすれば、各 Unit における推定した空隙率の下限値は約 18-20% である。したがって、本研究の結果は、少なくとも、その程度の空隙が月の地下数百メートル以内に存在する必要性を示唆することになる。