

衝突クレーター周辺におけるレーダサウンダ観測と地形・分光カメラ観測の対比に基づく晴れの海表層の誘電率推定

Estimation of the lunar surface permittivity based on Kaguya radar sounder and imager observations

石山 謙^{1*}, 熊本 篤志¹, 小野 高幸¹, 寺田 直樹¹, 加藤 雄人¹, 山口 靖², 押上 祥子²

Ken Ishiyama^{1*}, Atsushi Kumamoto¹, Takayuki Ono¹, Naoki Terada¹, Yuto Katoh¹, Yasushi Yamaguchi², Shoko Oshigami²

¹ 東北大学, ² 名古屋大学

¹Tohoku University, ²Nagoya University

月の火山活動史を議論するためには、溶岩に含まれる鉱物の種類・含有量や溶岩の流出範囲、その年代およびその噴出量を明らかにすることが必要となる。月の海を構成する玄武岩は、複数回にわたって噴出した溶岩が折り重なって層状に堆積したものであることが、分光観測・クレーター年代決定 (Heather et al., 2002; Hiesinger et al., 2003) によって示唆されていたが、かぐや衛星に搭載された Lunar Radar Sounder (LRS) は、これらの溶岩層の境界にある paleoregolith からの反射エコーの検出に成功した (Ono et al., 2009)。LRS は月面の広い領域において連続的な観測を実施し、同一年代に噴出したと考えられる溶岩全体で地下エコーを観測できた場合、地下反射面までの深さを層の厚さと見なすことで、玄武岩の噴出量を月面の様々な領域で調べることが可能となる。しかしながら、LRS の観測から玄武岩層の厚さを推定するには、その玄武岩の誘電率を推定する必要がある。月の岩石資料から得られている誘電率 (4 ~ 11) [e.g., Olhoeft 1975] を典型的な値として仮定することは可能であるが、各領域で誘電率が相違している可能性も高く、正確な厚さを推定する上で問題となる。

本研究は、LRS と同じく、かぐや衛星に搭載された Multi-band Imager (MI; Ohtake et al., 2008) と Terrain Camera (TC; Haruyama et al., 2006) の観測結果を使用し、月表層の玄武岩層の誘電率を推定することを目的とする。解析の対象として、晴れの海にあるクレーター (Bessel A、Bessel D) に着目する。ここでクレーター周囲を覆う玄武岩層の誘電率を ϵ_1 とおく。誘電率推定の手法は以下の通りである。はじめに、クレーターの内壁に露出した層とその境界を MI で得られた分光画像から判別し、次に TC で得られた数値地形データから、露出している玄武岩層の厚さ T を同定する。この T の値と、クレーター近傍での LRS 観測結果から得られる見かけの深さ D 、及び真空中の誘電率 ϵ_0 を用いることにより、 ϵ_1 が推定できる。この手法により誘電率 ϵ_1 の推定が可能となるが、注意すべき点として、厚さ T を決定する際に仮定するクレーター形成モデルが挙げられる。クレーターは隕石が月面に衝突してできたものであるため、クレーターの側壁に見えている層は、地下に存在している層が単に露出しているのではなく、隕石衝突で発生する衝撃波によって変形していると考えられる。そのため本研究では、衝突によって変形した層構造モデルをいくつか仮定し、それぞれのモデルをもとに、玄武岩層の誘電率 ϵ_1 を推定した。

講演では本研究で用いた解析手法の有効性およびクレーターの層構造モデルの妥当性について議論する。また、アポロで採取された岩石資料の誘電率の値と比較する事により、推定された誘電率について考察する。

謝辞: 本研究はかぐやデータアーカイブを通じて、かぐや LISM チームより提供された TC/MI データをもとに行われました。ここに感謝の意を表します。