# Mare Imbriumにおける 溶岩流の鉛直構造 <sub>大嶽久志1,平田成1,水谷仁2</sub>

月の地殻の生成過程は、微惑星の集積・衝突エ ネルギー解放により生成されたマグマオーシャン からの斜長岩分離(浮上)と、その後のマントル 部分溶融に起因する火成活動の2段階に分けられ る[1].月の海は前者の過程で月面全域に形成され た斜長岩地殻(高地)の上に、後者の過程で部分 的に溶岩流が流出して出来たものである.体積は 地殻の1%以下であるが[2]、マントルの部分溶融 から生じる様々な玄武岩組成を持つため、玄武岩 の組成・分布について調べることはマントルの組 成・部分溶融度の空間的な分布および時間的な変 化を把握することに繋がり,月内部の熱史を解明 する上で重要な制約を与えることになる[3].

本研究ではClementineにより撮像された高空間 解像度の分光画像データを用い,月で最大級の溶 岩流地形であるMare Imbrium(雨の海)を対象に 以下のことを行う.

●表層の溶岩流組成の空間的分布をクレータ年代 学手法による年代ユニットと比較することにより、組成の年代変化を調べる。



図1 Mare Imbrium全体図

1 宇宙開発事業団先端ミッション研究センター 2 宇宙科学研究所比較惑星学部門 ●様々な大きさ(深さ)のクレータ内部の岩石組 成に着目して地下溶岩流の組成を調べ,鉛直構 造や流出の規模などを把握する.

これにより溶岩流組成の時間的変化の様子を捉 え,高圧実験結果との比較を行いつつ,マントル 組成の進化に制約を与えることを目標に研究を進 めている.以下に,現在までの解析で得られた結 果をまとめる.

## 1. Previous studies on Mare Imbrium

#### 1.1 全体の規模

Mare Imbrium (図1) は中心がおよそ西経20°, 北緯35°に位置し,直径約1000km,その溶岩流の 厚さが中央で1km以上あり[4],月で最も厚い溶岩 流地形の1つである.溶岩流の荷重による沈降の影 響で形成された割れ目地形 (rille)がApennine Bench上に見られ,溶岩流に覆われているものも 含めるとrilleがよく発達しており,大量の溶岩流に より大きな応力が発生したと考えられる[4].重力異 常 (マスコン) はMare SerenitatisやMare Crisiumなど と共に大きな値 (約400mgal) を示す[5].

#### 1.2 溶岩流の識別・噴出年代

Apollo・Luna Orbiterで得られた高解像度の写真 により,詳細な溶岩流崖が観測され[6,7],各溶岩 流のクレータ年代が $D_L$ 法<sup>i±1</sup>により識別された[8] (図2).それによると大規模な溶岩流が約36億年 前 ( $D_L$ =316-350m)にあり,32億年前 ( $D_L$ >195m) までに1kmの厚さの溶岩流で覆われた.最後に25 ~30億年前 ( $D_L$ =140-195m)に南西部の火口 (Euler  $\beta$ )から溶岩流が少なくとも3度発生し, Imbrium中央,そしてSinus Iridum南部へ流れ着い たと考えられる[6] (図3).地上からの観測では, レーダ観測 (波長70cm) [9]やWhitaker[10]による



図2 D<sub>L</sub>法による年代区分(Boyce, 1975)

注1) クレータ斜面の傾きに着目した年代推定法[13]. D<sub>l</sub>は斜面の傾斜が1°にまで形状が崩れているクレータのうち,最 大のものの直径である.小さなクレータほど形状の経年変化(斜面の傾きが水平に近づく)が大きいため,D<sub>l</sub>が 大きな領域は年代が古い.

分光観測においても溶岩流の識別がされている.

#### 1.3 溶岩流の化学組成

(a) 反射スペクトルから得られる地質区分

Pieters[11]は0.3~1.1μmの反射スペクトルデー タ[12]などを用いて海の玄武岩を表1のように分 類し,表側の海全域について玄武岩の分類を行っ た(図4).

表1 スペクトルによる玄武岩の区分 (Pieters, 1978)

Values	UV/VIS ratio (rel. to MS2)	Albedo (normal)	$l \mu m$ band	$2 \mu m$ band
High	H: high	B: bright (>9.5%)	S: strong (e.g. MS2)	P: present (e.g. MS2)
	h: med. high (1.02-1.05)	I: intermediate (8-9.5%)	G: general (e.g. Ap12)	
	m: medium (0.99-1.02)	D: dark (<8%)	W: weak (e.g. Ap11)	A: absent (e.g. Ap11)
Low	L: low (<0.99)			−: unknown (e.g. no data)

その結果とBoyce et al.[8]によるクレータ年代 (図2)を合わせると、おおよそ36~33億年前 ( $D_L=251-315m$ )の玄武岩はLBSとLBG(局所的に hDSA,mIG)、33~30億年前( $D_L=196-250m$ )は mIGとhDSA、25~20億年前( $D_L=140-195m$ )は hDSAに対応する.この分類と玄武岩のTiO<sub>2</sub>含有量 との相関関係[11]を使うと、Imbrian期(38~32億 年前)からEratosthenian期(32~10億年前)へと 年代が若くなるにつれてTiO<sub>2</sub>量が増える傾向にあ る.Soderblom and Lebofsky[13]は年代が古い順に スペクトルが青→赤→青になるとしているが、 Pieters[11]の玄武岩分類ではおおよそ赤→青となっ ている.

#### (b) 元素分布

Lunar Prospector搭載のガンマ線分光計により月 面全体のK, Th, Ti, Fe分布が測定された[14].フッ トプリントが150km×150kmと荒いためMare



図3 Eratosthenian期の溶岩流 (Schaber, 1973)

注2) K, Ba, Rb, Cs, REE, Th, U, Zrなどの液相濃集元素に富む岩石.マグマオーシャンが内部から冷えて固まっていく過程で最後まで液相に存在するため、地殻のすぐ下の層を構成すると考えられている.

Imbriumの溶岩流のクレータ年代と詳細な比較は 出来ないが,おおよそ古い溶岩流の方が若いもの よりK,Thが多い傾向が見られる.又,Mare Imbriumの南にあるCopernicusクレータからFra MauroのApollo14号着陸点にわたる領域など Imbrium盆地周辺はK,Thの存在量が最大である. このKREEP-rich岩石<sup>it2</sup>がImbrium盆地生成時の ejectaなのか,他に起因するものなのかは不明で ある.

(c) Apollo15号試料の分析結果

主要元素やREEなどにより表2のようにolivine normativeとquartz(pigeonite) normativeの2種類に分 類され、各々の存在の形態から、図5の様にquartznormは広範囲に厚く分布し、その上にolivine-norm がローカルに存在すると考えられる[15]. Quartznormの層の下には、KREEP-richな岩石の源の候補 であるApennine Bench formationが存在する可能性 がある[16]. グルーブ間の違いは、2つの原因が考えられ、1 つはK,Rb,Zr,YとREEの違いから、olivine-normは quartz-normより部分溶融が進んだマグマから生成 されたという考え方と、もう1つはNi量の違いから、 マグマ中の異なる深さで生成されたという考え方 である.また、各グループ内の組成の違いは表層 付近で起きたolivine (olivine-norm), pigeonite (quartz-norm)の結晶分化によるものと考えられる[15].

Apollo15号回収試料にはその他にも例外的なも のが含まれていた.グリーンガラスは火山起源で あり,生成深さは400±50kmと考えられる[17]. KREEPなどの特徴をもつ岩石も見つかっている[15].



図4 各タイプの玄武岩の分布 (Pieters, 1978)



図5 Apollo15号回収試料による層構造推定(Wilhelm, 1987)

	Olivine normative	Quartz normative
Major element	SiO2<46%, FeO>21%, TiO2>3.62-0.157MgO	SiO2>47%, FeO<20.5%, TiO2<3.62-0.157MgO
Norm	olivine:4-19%, Ilmenite:4-5%	olivineなし, Ilmenite: 3-4%
Trace	Sr:90-100ppm, Ni:40-50ppm	Sr:110-130ppm: Ni<10ppm
element	K/U=2551(mean)	K/U=3095(mean)
REE	lower	higher
平均年代	32.6億年前	33.0億年前

表2 Apollo15号回収試料の分類 (Rhodes and Hubbard,1973)

## 2. Analytical method

#### 2.1 Clementine画像補正

Clementine衛星は約2ヶ月間にわたって月全域の 分光撮像を初めて行った[18]. 搭載された複数の 観測機器の内,本研究に用いたUVVIS(紫外・可 視域)カメラの性能を表3にまとめる.

ClementineのUVVISデータはそれ以前の地上からの観測[e.g. 12]やGalileo[19]による撮像データ(数km/pixel)と比較して特に空間分解能が高くなっており、岩石の詳細な分布を調べることが可能であ

#### 表3 UVVISカメラの性能

波長	415, 750, 900, 950, 1000nm	
瞬時視野角	255 mrad (空間分解能100~300m/pix)	
視野角	5.6×4.2 deg	
階調	8 bit	
S/N	20~80	
その他	JPEG(DCT)非可逆圧縮	

ることが大きな特徴である.

北緯10~60°, 西経0~45°に含まれる原画像を圧 縮解凍して接合し, Clementineサイエンスチーム より公開されている補正式[20]に従ってDN値を絶 対反射率に変換した.この補正式には素子感度偏 差や暗電流等のオフセットの除去,垂直転送中の 露光の影響などが考慮されている.また,反射率 への変換にはApollo16号のソイルを実験室で測定 した反射スペクトルを標準反射率として用いている.

反射率の太陽光入射角への依存性は5波長およ び全域で共通のものが使われている.このように して生成されたモザイク画像例(750nm)が図1で ある.比演算や5波長のスペクトル抽出のために 各波長の画像間でレジストレーション(位置合わ せ)が行われた.

#### 2.2 FeO, TiO<sub>2</sub>分布図の作成

Lucey et al.[21]はClementine/UVVISの幾つかの波 長画像を用いて岩石中のFeOとTiO2量(重量%)を 求めるアルゴリズムを開発した.FeOは750nmと 950nm画像から求められ,これは珪酸塩鉱物中の Fe<sup>2+</sup>が多いほど2µm帯の吸収が深くなり,宇宙風 化作用により反射率が下がると同時に1µm吸収帯 が浅くなるという性質を利用している.TiO2は 415nmと750nm画像から求められ,TiO2を含み不透 明鉱物であるイルメナイトが多いほど反射率が下 がってスペクトルの傾きが緩やかになることと, 逆に宇宙風化作用により傾きが急になる性質が使 われている.

式の係数は反射率の種類(双方向,半球反射率) 等により若干異なると考えられるため[21],係数 の部分のみ新たに求め直した.具体的には415, 750,950nm画像中のApollo11~17号試料回収地点 の値(双方向の絶対反射率)と各試料のFeO, TiO<sub>2</sub>測定値を比較し,Lucey *et al.*[21]の式の形と最 も相関係数が高くなるような係数を求めた.結果 を以下に示す.

(a) FeO算出式

$$\theta_{Feo} = \arctan\left(\frac{\left(\frac{R_{950}/R_{750}}{R_{750}} - 1.493\right)}{R_{750} - 0.0}\right)$$
  
FeO = 55.55 ×  $\theta_{Feo}$  - 57.16

(b) TiO<sub>2</sub>算出式

$$\theta_{TiO2} = \arctan\left(\frac{\left(\frac{R_{413}/R_{750}}{0} - 0.539\right)}{R_{750} - 0.119}\right)$$
  
TiO2 = 9.45 ×  $\theta_{TiO2}^2$  - 15.64 ×  $\theta_{TiO2}$  + 7.04

#### 2.3 鉛直方向の岩石組成分布

前項までの過程により得られたFeO, TiO<sub>2</sub>分布

図を用いてさらに地下方向の岩石組成情報の抽出 を行った.そのためにクレータ底部付近の画素 を選んでFeO, TiO<sub>2</sub>量を使う.この考え方は Antonenko *et al.*[22]などによってHevelius formation の堆積層より地下にある,つまりOrientale盆地生 成以前の溶岩流 (cryptomare) を検出する際に使 われた.

本研究ではさらに、クレータの深さ情報も加え て鉛直方向の組成分布を求めた。クレータの深さ はクレータ直径との関係式[23]を用いて求めた。 用いたクレータはMare Imbrium内に分布する、ほ とんどが直径10km以下の新鮮なクレータである。

> Depth from ground level = $0.196 \times D^{1.010} - 0.036 \times D^{1.014}$

ここで注意が必要なのは、クレータ底部の物質 が周辺の層構造をそのまま反映しているとは限ら ないことである.おそらくクレータ生成により掘 り出された岩石の平均の組成か、ある深さに重み 付けを持った混合物の様なものと考えられる.今 後は混合物のunmixingモデル(混合する前の各層 のFeO・TiO2含有量を、混合過程の逆を考えるこ とにより求めるモデル)を採り入れて深さ方向 の組成分布をなるべく定量的に求めたいと考えて いる.

今回はクレータ底部の画素のみの情報を使い, 0~200m, 200~400m, 400~800m, 800m以上の 深さのクレータで近い組成の岩石が近距離内に見 られるときは,その深さ・領域で同じ組成の溶岩 流が広がっているとみなして,各深さにおける溶 岩流組成の分布を求めた。このクレータ深さの数 値を鉛直構造のスケールにそのまま結びつけるこ とは出来ないが,深いクレータほど地下深いとこ ろの組成が見えるので,鉛直構造のおおよその傾 向を把握できると考えられる. Mare Imbriumにおける溶岩流の鉛直構造/大嶽・平田・水谷

## 3. Results and discussions

plate 1にクレータの深さと組成を図にした例を 示す.この様なデータを用いて4種類のクレータ 深さごとの溶岩流の広がりを求めた.

その際にFeO, TiO<sub>2</sub>量に応じて各々3段階に分類 し直している.TiO<sub>2</sub>量はPapike *et al.*[24]により 1.5%以下のものをVLT (Very low-Ti), Neal *et al.*[25]により6%以上のものをHT (High-Ti) とし, 1.5~6%をLT (Low-Ti) と分類した.FeOについ ては玄武岩のFeO量は8.5-9.5%以上であり,高 地の岩石は3-9%である[26].それ以外については 分類例がないので,本解析でのFeO量の分布を見 て,10~14%をLF (Low-Fe),14~16%をMF (Middle-Fe),16%以上をHF (High-Fe) とした. その結果を図6に示す.この図より以下のことが 分かる.

TiO<sub>2</sub>分布:

・0-200mはLTがほとんどを占めるが, 深くなるに 従ってVLTの割合が大きくなる.

・VLTは0-400mでは主にMare Imbrium周縁部に分 布するが、深いところでは中央の方にも存在する.

・HTは浅いところにしか見られない. 表層では25 ~30億年前の若い溶岩流に相当する.

#### FeO分布:

・0-400mはHF, MF, LF共に同程度に存在し,そ れより深いとLFの割合が大きくなる.

・LFは800mまでは主にMare Imbrium周縁部に分布 するが、より深いところでは中央の方にも存在する. ・HFは400mまでのみ存在する.

なおMare Imbrium周縁部は33~36億年前の溶岩 流が分布する(図1).以上により、VLTかつLFの 溶岩流が36~33億年前にImbrium盆地全体を大規 模に覆い、32億年前以降に中央付近をLTかつ

MF/HFの溶岩流が流出した.

月の内部構造モデル(e.g. [27])ではHT溶岩流 のsourceはLT・VLTに比べて浅い所にあり、マグ マオーシャン後の再融解でHTは38~36億年前, LT・VLTは34~32億年前に溶岩流として地表に流 出したと考えられている.本研究の結果とあわせ ると、38~36億年前にHT、36~33億年前にVLT, 32億年前以降にLTが流出したと考えられる.そし てMare ImbriumにおいてはVLTが盆地全体を覆う ほどの規模であることが分かった.また、HTが表 層にしか見られない原因は、VLTの層より地下深 い層なので検出できなかったこと、もしくはこの 領域におけるマントルのTiO2量が少なかったこと が挙げられる.

## 4. Future study

前にも述べたように本研究の段階ではクレータ の深さは深いか浅いかの目安に過ぎないものであっ たが、今後はunmixing等のモデルも用いてVLTな どの溶岩流がどれくらいの厚さ・広がりで堆積し ているかを求め、溶岩流の組成・流出量の時間変 化を把握することが次の課題であると考えてい る.さらに高圧実験結果との比較を行いつつ、マ ントル組成の進化に制約を与えることを目標に研 究を進める方針である.



High-FeO (>16wt%) ///// Middle-FeO (14-16wt%) HIIII Low-FeO (10-14wt%)

High-Ti (>6wt%) ///// Low-Ti (1.5-6wt%) Wery low-Ti (<1.5wt%)

図6 各々の深さにおけるFeO,TiO<sub>2</sub>分布

NII-Electronic Library Service



Plate-1 TiO2分布図のカラー版

#### 76

### 参考文献

- [1] Taylor, S.R., 1989:Tectonophysics, 161, 147-156.
- [2] Head, J.W., and L. Wilson, 1976: Rev. Geophys., 14, 265-300.
- [3] Head, J.W., and L. Wilson, 1992:Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 2155-2175.
- [4] De Hon, R.A., 1979:Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 10th, 2935-2955.
- [5] Konopliv, A.S., et al., 1998:Science, 281, 1476-1480.
- [6] Schaber, G.G., 1973:Proc. Lunar Sci. Conf., 4th, 73-92.
- [7] Schaber, G.G., J.M. Boyce, and H.J. Moore, 1976: Proc. Lunar Sci. Conf., 7th, 2783-2800.
- [8] Boyce, J.M., and A.L. Dial, 1975:Proc. Lunar Sci. Conf., 6th, 2585-2595.
- [9] Schaber, G.G., and R.E. Eggleton, 1970:Nature, 226, 1236-1239.
- [10] Whitaker, E.A., 1972: Moon, 4, 348-355.
- [11] Pieters, C.M., 1978:Proc. Lunar Sci. Conf., 9th, 2825-2849.
- [12] Pieters, C.M., and T.B. McCord, 1976:Proc. Lunar Sci. Conf., 9th, 2825-2849.
- [13] Soderblom, L.A., and L.A. Lebofsky, 1972: J. Geophys. Res., 77, 279-296.
- [14] Lawrence, D.J., et al., 1998:Science, 281, 1484-1489.
- [15] Rhodes, J.M., and N.J. Hubbard, 1973:Proc. Lunar Sci. Conf., 4th, 1127-1148.
- [16] Wilhelms, D.E., 1987:U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1348, 302pp.
- [17] Delano, J.W., 1979:Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 10th, 275-300.
- [18] Nozette, S., et al., 1994: Science, 266, 1835-

1839.

- [19] Belton, M.J.S., et al., 1992:Science, 255, 570-576.
- [20] http://www.planetary.brown.edu/clementine/ calibration.html
- [21] Lucey, P.G., D.T. Blewett, and B.R. Hawke, 1998: J. Geophys. Res., 103, 3679-3699.
- [22] Antonenko, I., J.W. Head, and C.M. Pieters, 1997:Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 28th, 47-48.
- [23] Pike, R.J., 1974:Geophys. Res. Lett., 1, 291-294.
- [24] Papike, J.J., and D.T. Vaniman, 1997:Geochim. Cosmochim. Acta, supp.9.
- [25] Neal, C.R., and L.A. Taylor, 1992:Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 2177-2211.
- [26] Haskin, L., and P. Warren, 1998:in Lunar Sourcebook, 357-474, Cambridge Univ. Press, NewYork.
- [27] Taylor, S.R., and P. Jakes, 1974:Proc. Lunar Sci. Conf., 5th, 1287-1305.