特集「月科学の最先端と今後の展望:月はどこまでわかったのか?」 月地殻形成条件を用いた マグマオーシャン化学組成制約への試み

酒井 理紗¹, 久城 育夫¹, 永原 裕子¹, 小澤 一仁¹, 橘 省吾¹

(要旨)月がかつて全球規模で融解しているマグマオーシャン状態であったことは、厚さ数十kmの斜長岩質 地殻や、高地に代表される地殻と海の岩石から推定されるマントルが示す相補的なEu異常など、多くの観 測データから推察された地殻形成モデルと整合している。しかしその規模やマグマの化学組成、冷却史につ いては未だに統一的な見解は得られていない、特に初期マグマオーシャンの化学組成は、マグマオーシャン の深さやマントル・地殻が作られるタイムスケールを知る上で不可欠な初期条件となるため非常に重要であ る.本稿では、現在の月の斜長岩質地殻が形成される物理化学条件に着目し、マグマオーシャンを想定した 高温高圧実験と地殻に関する観測事実から月の初期マグマオーシャン化学組成を制約する、新しいアプロー チの概要と結果を示す.

1. はじめに

月は地球から最も近い天体であり,アポロ探査によ り人類が降り立ったことのある唯一の地球外天体でも ある.また,月は太陽系形成後期に原始地球に火星サ イズの原始惑星が斜め衝突して形成された[1]と考え られており,衝突時の相互作用が地球に与えた影響や 岩石天体の進化を考える上で,月の物理化学的状態や 熱進化を理解することは重要である.

月の高地の地殻は、ほとんど純粋なCa斜長石 (CaAl₂Si₂O₈)を主要構成鉱物とする厚さ数+kmの斜 長岩質岩石層よりなると推定されている.このよう な地殻は、深さ数百kmのマグマオーシャン(Lunar magma ocean:LMO)が冷却していく過程で、かんら ん石や輝石が析出・沈降し、分化の進んだLMOから 析出した斜長石が浮上して形成されたと考えられてい る[2,3].このことは月地殻が厚さ数+kmからなる高 純度のCa斜長石を主とする斜長岩からできていると いう岩石学的特徴[4,5]や、高地に代表される地殻と海 の岩石から推定されるマントルが相補的なEu異常を 持つ[6-8]という化学的特徴、高地や海の形成年代[9]な

rsakai@eps.s.u-tokyo.ac.jp

どから強く支持されている.

LMOの物理・化学的状態についてはこれまで多く の推定がなされてきたが、未だに強い制約は与えられ ていない[10-16].近年、日本の月探査衛星「かぐや」 を含めた最新の観測機器を用いた月探査が各国で行わ れ、精度の良い観測データが数多く得られるようにな った.しかし、探査で得られた月表層の岩石・鉱物の 化学組成や地殻の厚さから、モデルを用いて月の熱史 や内部構造を推定するには、モデル計算上不可欠な高 温高圧下でのマグマの密度や粘性などの物性値を理論 から求めることが難しいために、実験岩石学による補 完が不可欠である.

特に初期LMOの化学組成は月全体の化学組成や内 部構造推定の大前提であると同時に、それらをもたら した月の進化を理解する上で不可欠な初期条件である ために、LMOの化学組成に制約を与えることは非常 に重要である.

本研究では、月の形成過程後期においてLMO中で 析出した斜長石が浮上して形成されたと考えられてい る斜長岩質地殻に着目し、斜長石の析出・浮上という 条件を満たすメルトの物性を決定する実験から初期 LMOの化学組成に制約を与えるという新しいアプロ ーチを試みた、特にメルト中のFeO量は斜長石の析出

^{1.} 東京大学理学部

温度、メルトの密度と粘性といった物性値に大きな影響を与えるため、斜長岩質地殻の形成を大きく左右す る重要なパラメーターである.そこで本研究ではまず 初期LMOの化学組成として、地球の地殻+マントル 組成(Bulk Silicate Earth: BSE)からFeO量を変化させ た化学組成を仮定した.それらにつき、かんらん石・ 輝石の異なる分別結晶作用の過程を想定し、斜長石析 出時のLMOの化学組成を求めた.次にその組成を出 発物質とした高温高圧実験を行い、それぞれのメルト の物性を求めることで、アポロ以来の探査による観測 事実と整合的な初期LMOの化学組成範囲を決定する ことを試みた.以下では本研究の具体的な方法と結果 を示す.

2. 初期LMO化学組成の仮定

月の初期LMOの化学組成として、BSEの主成分 (SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO)から、メルトの物性 に最も強く影響を与えると考えられるFeO量を4~ 20wt%まで変化させた5つの化学組成を仮定した(表 1).FeO量の多い組成は酸化的なマントルに対応し、 FeO量の少ない組成は還元的なマントルを想定してい る.以後、初期LMOの化学組成はFeO量(FeO₀)で表 すことにする.例えばFeO₀=8.2wt%はBSEに対応する. 本論ではメルトの物性に最も強く影響を与えると考え られるFeO₀量が斜長岩質地殻の形成に与える効果に 着目するため、FeO₀量のみを変化させ、他成分(SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO)の比はBSEと同じとした.

表1:仮定した初期LMOの化学組成

[wt%]	FeO_{0}	FeO ₀ =8.2	FeO_{0}	FeO_0	FeO_0
	=6	(BSE)	=13	=17	=20
SiO_2	46.6	45.5	43.1	41.1	39.6
Al_2O_3	4.6	4.5	4.3	4.1	3.9
FeO	6.0	8.2	13.0	17.0	20.0
MgO	39.2	38.3	36.3	34.6	33.3
CaO	3.7	3.6	3.4	3.2	3.1

3. An析出時のLMO化学組成の決定

初期LMOが冷却していき,析出したかんらん石・ 輝石が分離し,斜長石が析出し始めるときのLMO の組成をMELTS/pMELTS[17,18]を使って求めた. MELTS/pMELTSは主に地球のMORB(Mid-ocean ridge basalt)を対象にした岩石融解実験のデータのコ ンパイルに基づき、ある温度、圧力下での相平衡を熱 力学計算するプログラムである.実験データの質・量 にばらつきがあるため、系の組成や温度・圧力条件に よって計算結果の信頼性にもばらつきがあり、特に地 球上の組成とは異なるマグマ系を取り扱う必要がある 場合には、実験データに基づく外挿になるために不確 定性が増加する.天然系のマグマの取り扱いを目的と したプログラムなので、組成にはTiO₂, Fe₂O₃, Na₂Oが 含まれている必要があるため、熱力学計算を行う際に はTiO₂, Fe₂O₃, Na₂O はMELTS/pMELTSで計算でき る範囲内で最小とし、系に酸素の出入りはないものと して計算を行った.すなわちfo₂は分化に伴い変化する.

3.1 結晶分別過程

前章で仮定した初期LMOの化学組成について,次 のようなかんらん石・輝石の分別結晶モデルを考えた. 初期LMOは 1000 kmと仮定した.はじめは対流が激 しいため,析出したかんらん石・輝石は分離できずに メルト中に捕捉され,LMOの中央の深さでメルトと 平衡になるとする.LMOの冷却に伴い結晶の割合が 高くなり、メルトの粘性が上がって対流は弱まる.や がてある臨界結晶化度(≡X)に到達すると,対流によ り結晶をメルト中に捕獲しておくことができなくなり, 一気に結晶の分別が起こり,月マントルとして球殻状 に沈積する.結晶沈積によって浅くなったLMOにつ いて同様に、平衡結晶化、臨界結晶化度Xに達したら 分離、というプロセスを繰り返す.

臨界結晶化度Xは0から60%の範囲で変化させた. X=0%は結晶が析出した瞬間に分離する最大分別結晶 過程ということになる.また上限の60%は,地球の 火山活動を対象とした実験的研究から,結晶と混合 したメルトの粘性が無限大になるとされる値である (Einstein-Roscoeの式,[19,20]).臨界結晶化度Xが大 きいということは対流が非常に激しい状態を,Xが小 さいということは結晶が比較的容易にメルトから分離 できるということを表し,対流の弱いLMOであるこ とを意味している.

図1に計算で得られた斜長石析出時のメルトのFeO 量(以後FeO*と呼ぶ)を示す.線の違いは初期LMOの FeO量(FeO₀)の違いであり、それぞれの線で×から



 図1:計算で得られた斜長石析出時のメルトの組成.線の違いは 初期LMOのFeO₀量の違いであり、それぞれの線で×から
へ向けて臨界結晶化度Xが0から60%に変化する. 3.2節で示すFe6, Fe11, Fe16, Fe26はFeO₀=4, 6, 8.2, 13%を初期値とし、臨界結晶化度X ~ 0%に対応する組成(図の× 印)を基に作成した.

●へ向けて臨界結晶化度Xが0から60%に変化する.

計算結果から、初期LMOのFeO量(FeO₀)が多いほ ど斜長石析出時のLMOのFeO*量が多く、SiO₂量が少 ないことがわかる.また臨界結晶化度Xが小さくなる ほど、つまり平衡結晶作用から最大分別結晶作用に近 くなるほどFeO*量が多くなる.この図からわかるよ うに、斜長石析出時のメルトのFeO*量とSiO₂量には 一定の関係がある(図の網掛け領域).同様の関係は他 の元素についても成り立つ.

3.2 出発物質

図1の網掛け領域に含まれる,表2に表される4組成 (それぞれのFeO*量を用いてFe6,Fe11,Fe16,Fe26 と呼ぶ)のメルトについて物性を決定する実験を行っ た.Fe6,Fe11,Fe16,Fe26はそれぞれFeO₀=4,6, 8.2,13%を初期値とし,臨界結晶化度X ~ 0%に対応 する最大分別結晶を仮定してMELTS/pMELTSによ り計算して求めた組成を基に作成した.混合した試薬 を白金るつぼに入れ,CO₂/H₂混合ガスにより内部の 酸素分圧を10⁷-10⁸ atmに制御したシリコニット炉で, メルトの融点(~ 1250-1300°C:MELTSで計算)より 100-150°C高い温度で溶融した後,急冷してガラスにし, タングステンカーバイトとめのう乳鉢を用いて粉砕し, サイズが数μm程度の粉末にした.融解から急冷,粉 砕までの上記プロセスを5回繰り返し,出発物質のガ ラスとした.ガラス組成の決定およびその均質性の確 認は,EPMAを用いて行った.ガラスは均質であっ たが,組成は当初予定よりSiO2成分にわずかに富むも のであった.ただし,この組成のずれは今後の議論を 大きく変えるものではない.

表2:実験に用いた斜長石析出時のLMO化学組成

[wt%]	Fe6	Fe11	Fe16	Fe26
SiO_2	48.4	46.7	44.8	40.8
Al_2O_3	19.1	18.0	17.2	13.6
FeO	6.3	11.2	15.9	25.9
MgO	10.9	10.1	10.1	8.0
CaO	15.1	13.8	11.8	11.5
Na_2O	0.16	0.16	0.19	0.13
TiO_2	0.06	0.05	0.04	0.05

3.3 斜長石の浮上/沈降実験

斜長石析出時のLMO中で実際に斜長石が浮上でき るかどうかの実験を行った.実験は白金カプセル(高 さ~10 mm,内径~4.5 mmの円筒型)に表2に示した それぞれの組成のガラスを詰め、中央に~1mm径の ほぼ純粋な天然Ca斜長石(CaAl₂Si₂O₈)単結晶を置き、 ピストンシリンダー型高温高圧実験装置を用いて斜長 石析出時のLMOを想定した温度圧力条件下(~1275-1350°C,~0.5, 1.0 GPa;それぞれ月の深さ100, 200 kmに対応)で5分間保持した後、急冷した試料をカプ セルの長軸方向に平行に研磨し、斜長石が元の位置か ら浮上したか沈降したかを判断した.

3.4 メルトの粘性測定実験

Fe11, Fe16, Fe26の各メルトの粘性をKushiro (1976) [21]の方法を用いて測定した. 白金カプセルに ガラスを詰め,上端にOl(かんらん石)球(直径~0.4-0.5 mm)を置き,実験に用いた. Ol 球は天然のかん らん石(Fo₉₀)を用いて作成した. ピストンシリンダー 型高温高圧実験装置を用いて1285 - 1350°C, 0.5 - 1.0 GPaの条件下で2-4分間保持し,急冷した試料をカプ セルの長軸方向に研磨し,Ol球の沈んだ距離を測定し た. 粘性は以下のストークスの法則から計算した.

$$\eta = \frac{2}{9} \frac{r^2 (\rho_{ol} - \rho_{mell})g}{\nu/f} \tag{1}$$

rはOI球の半径, pol, pmdlはそれぞれOI球とメルトの 密度, vはOI球の終端速度, f は白金カプセルの壁面 に対する補正(Faxen correction)である[22]. OI 球の 密度は,常圧・1気圧のかんらん石密度と圧縮率・ 熱膨張係数[23]を用いて推定した.温度上昇中や急冷 中にOI球が沈む可能性があるため,同じ条件で時間 を変化させた実験を複数回行い,補正するべき時間to を求め,実験時間tに対して実効時間(t-to)を計算して 終端速度vを求め,粘性を決定した.またメルトの密 度は以下のように決定した.OI球と一緒にメルトよ り密度の小さいBN(窒化ホウ素)球をカプセルの下端 に置き,OI球の沈降した距離とBN球の浮上した距離 に対し,ストークスの法則の式をたて,それらを連 立することで,メルトの密度と粘性を同時に求めた. Fe11, Fe16それぞれの組成について7.5kb, 1320-1325

°Cの温度圧力下での実験により決定したメルトの密 度はMELTS/pMELTSの計算によるメルトの密度と ±0.1g/cm³の範囲内で調和的であったことから、実験 を行っていない他の温度圧力条件でのメルトの密度に ついてはMELTS/pMELTSの計算結果を用いた。

4.結果

4.1 斜長石の浮上/沈降

実験を行った4種のメルトのうち, Fe11, Fe16, Fe26の3つについては、0.5 GPa, 1.0 GPa で斜長石 は浮上した. Fe6については、斜長石は1.0 GPa では 浮上したが、0.5 GPaでは初めの位置からほとんど動 かなかった. このことは、FeO*≤6%のメルトは密度 が小さく、月の深さ100 km(=0.5GPa)の地点で斜長 石を浮上させることができないことを示している.よ って厚さ数十kmの月の斜長岩質地殻を作るにはこ の組成は不適切であると判断し、粘性測定の実験は Fe11, Fe16, Fe26の組成のメルトについて行った.

4.2 メルト粘性

図2にFe11, Fe16, Fe26のメルトの粘性測定結果 を示す.実験結果から、斜長石析出時には、粘性は温 度圧力変化よりもメルトのFeO*量に大きく依存する 事がわかる.また、粘性は圧力にほとんど依存しない か、弱い負の依存性を持つ.FeO*量と圧力を固定し、



図2: Fe11, Fe16, Fe26のメルトの粘性測定結果.粘性はメルトのFe0*量に強く依存する.圧力依存性については、ほとんどないか、弱い負の依存性が認められる.

異なる温度で実験を行った結果から,活性化エネルギ ーは~230-320 kJ/molと求められた.

5.考察

5.1 対流メルト中での斜長石の浮上条件

初期LMO中では対流が起きていることが想定され、 対流中で析出した斜長石が分離するためには、十分に 大きな上昇速度を持つことが必要となる.対流が起き ていたかどうかを確認するためRayleigh数を計算する と、斜長石が析出時のメルト組成について~10¹⁹²¹とな り、斜長石が析出するときのLMOでも非常に激しい 乱流状態の対流が起きていることがわかった.このよ うな激しい対流中で結晶がメルトに捕捉されずに分離 する条件を表す無次元量として、Rouse数(S)がある [24]. Rouse数(S)は結晶の終端速度u_{term}をメルトの対 流速度v_{conv}で割り定数倍したものであり(式(2))、1よ り大きいときに結晶はメルトから分離することができ る.

$$S = b \ \frac{u_{\text{term}}}{v_{\text{conv}}} > 1 \tag{3}$$

ここでbは定数であり, Tonks and Melosh(1990) [24] に従ってここでは42という値を用いる. 斜長石の上昇 速度utermとメルトの対流速度vconvは次のように表され る.

$$\mathbf{u}_{\text{term}} = \frac{1}{18} \frac{\mathbf{D}^2 (\rho_{\text{melt}} - \rho_{\text{An}}) \mathbf{g}}{n} \tag{4}$$

$$\mathbf{v}_{\text{conv}} = \{\alpha \mathbf{g} \kappa \Delta \mathbf{T} (\mathbf{C} \ \mathbf{Ra}^{1/3})\}^{1/3}$$
(5)

Dは斜長石の直径, ρ_{melt} , ρ_{A_s} はそれぞれメルトと 斜長石の密度(共にMELTSにより計算), aは熱膨張 率, κ は熱拡散係数, Δ Tは熱対流を駆動する温度差 (ここでは~10Kと仮定[25]), Cは定数(~0.089), Ra はRayleigh数である.メルトの密度 ρ_{melt} , 粘性 η , Rayleigh数RaはメルトのFeO*量に依存する量で,本 実験の密度粘性測定の結果により求まった密度, 粘性 を用いた.今回計算した条件内ではRa~10¹⁹²¹となっ た.これらの式を変形して,想定するメルト中で浮上・ 分離できる斜長石の粒径の条件に書き直すと

$$D > D^* \sim \frac{1}{3} \sqrt{\frac{\eta \mathbf{v}_{\text{conv}}}{(\rho_{melt} - \rho_{An})g}}$$
(6)

となる。D*は浮上できる斜長石の最小の粒径(臨界 粒径)である、実験により求めた粘性を用いて、初期 FeOoと臨界結晶化度Xを変化させたLMOの化学組成 それぞれについて D*を計算すると図3のようになる. メルト中のFeO*量が少ないほど、すなわち初期LMO のFeO₀量が少ないほど、また臨界結晶化度Xが大きく なるほど、メルトの粘性が大きくなるため臨界粒径 D*は大きくなり、粒径が大きくないと斜長石は対流 LMOから浮上・分離できないことがわかる.ここで、 LMOからの結晶分化に直接由来すると思われる斜長 石の結晶の粒径として、アポロ15号で採取された高 地の斜長岩15415から報告されている。破砕も再溶融 も経験していない粒子サイズ1.8 cm[26, 27]をとると, 少なくともこの粒径の斜長石が浮上するためには、臨 界粒径D*が1.8 cmよりも小さくなるメルトでなければ ならない. 図に示した3組成の他に様々な組成につ いてD*を計算した結果から、初期FeOoが11wt%以上 である組成のメルトは、X=0-60%の範囲では分別結晶 作用の臨界結晶化度によらず斜長石は浮上・分離でき. FeO₀< 6 wt%のメルトはどのような臨界結晶度によ っても斜長石は浮上・分離できないことが結論された. また初期組成がBSEに近いFeO₀=8.2 wt%では臨界結 晶化度Xが0に近い、すなわち最大分別結晶作用に近 い場合のみ、斜長石が浮上・分離できるということに



33. 対流するLMO中で斜長石が析出後に浮上・分離することのできる最小の粒径(臨界粒径). 異なる線は異なる初期マグマオーシャン中のFeO量(FeO₀)を現し、それぞれ×から ●へ向けて結晶分離の臨界結晶化度Xが0から60%に変化する.

なる.

5.2 FAN中のMg#からの制約条件

初期LMOのFeOo量をさらに制約するため、月の ferroan anorthosite (FAN) に含まれる輝石のMg# (Mg/(Mg+Fe))をモデル計算結果と比較する. FAN はその組成、年代からLMOの冷却過程の終盤におい て形成したと考えられており、含まれる輝石のMg# は0.4-0.75である[28]. 一般に, FeOはMgOに比べて液 相に残りやすいため、分化が進むにつれて、マグマの Mg#は小さくなり、そのマグマから析出するかんら ん石や輝石のMg#もマグマの分化に伴い小さくなる と考えられる. このことから斜長石析出後に最初に析 出する輝石のMg#は、FAN中の輝石のもつ最も高い Mg#(~0.7-0.75)と同等か、それより高い必要がある. 5.1節での考察から、臨界結晶化度によらず斜長石が 浮上するためには、初期FeO₀は11 wt%以上であるこ とが示唆されたので、ここでは初期FeOか11 wt%以 上の場合について考える. 臨界結晶化度X=0-60%のと きに、斜長石と同時に、もしくはそれより後に析出す る輝石のMg#を図4に示した.図に示した3組成の他 に様々な組成について計算した結果,初期FeO₀が13 wt%以下の組成のメルトであれば、臨界結晶化度によ



図4:初期FeO₀=13, 17, 20wt%において臨界結晶化度X=0, 20, 40, 60の場合に斜長石析出と同時に、もしくはそれより後 に析出する輝石のMg#の値。下部のヒストグラムは報告さ れているFAN中の輝石のMg#を示す[28].

らずFANに含まれる輝石の最も高いMg#が説明でき るが、初期FeO₀がより高い場合は臨界結晶化度Xが大 きい(~60%)場合にのみ説明できるということがわ かった。

6. まとめ

本研究では、月の斜長岩質地殻の形成条件に着目し て、かんらん石・輝石が分別した後のLMO中で析出 した斜長石が浮上・分離するための条件と月の斜長岩 の特徴から初期LMOの化学組成に制約を与えること を試みた.具体的には、メルトの物性を実験的に決定 し、それを用いた対流メルト中での斜長石浮上・分 離の条件と、斜長石と同時に析出した輝石のMg#が FANに含まれる輝石の最も高いMg#を説明しなけれ ばならないという条件を用いた.これらの考察により, かんらん石・輝石の分別結晶作用の臨界結晶化度に よらず条件を満たす初期LMOのFeOo量は、前者では FeO₀>11 wt%. 後者ではFeO₀<13 wt%の場合である ことがわかったので、両者を合わせて考えると11-13 wt%の範囲であると考えることができる.分別結晶作 用時の臨界結晶度を考慮すると、臨界結晶化度Xが小 さい (X~0%)場合には初期FeOa量は~8-13 wt%の 範囲でも、Xが大きい(X~60%)場合には初期FeO₀

量は~11-20 wt%の範囲であれば斜長石が浮上・分離 できる.すなわち、FeO₀量が8wt%以上であれば、無 条件にあるいは条件次第で、月の斜長岩地殻をつくる ことができる.このFeO₀量は地球の地殻+マントル 組成(BSE)のFeO₀量~8.2 wt%よりも多い.このこと は、原始地球に衝突した天体がもともとFeOに富んだ 組成であった、もしくは月形成過程でマントルが酸化 的になったといった可能性を示唆する.

今後は、メルトのFeO量以外の他成分がメルトの物 性に与える影響を調べる実験を行い、同時にLMOの 冷却や結晶分離過程のより現実的な物理モデル、また 探査による最新の観測事実を取り入れ、これらを統合 的に考える事で初期LMOの化学組成により強い制約 を与えていくことを計画している.

謝 辞

丁寧で的確な査読をしてくださった佐伯和人さんと, シンポジウムでの発表の機会,また本稿を書く機会を 与えてくださり,かつ原稿にコメントをしてくださっ た荒井朋子さんに深く感謝致します.

参考文献

- [1] Hartmann, W. K. & Davis, D. R. 1975, Icarus 24, 504
- [2] Wood, J. A. et al., 1970, Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1, 965.
- [3] Lucey, P. G. et al., 1995, Science 268, 1150
- [4] Ishihara Y. et al., 2009, GRL 36, L19202
- [5] Ohtake M. et al., 2009, Nature 461, 236
- [6] McKay, G. A. 1982, Lunar Planet. Sci. XIII, 493
- [7] McKay, G. A. et al., 1989, Workshop on Lunar and Volcanic Glasses, LPI.
- [8] Taylor, R. S. 2001, Solar System Evolution: A New Perspective (2nd ed.) Cambridge Univ. Press.
- [9] Shearer, C. K. & Papike, J. J. 1999, Geochim. Cosmochim. Acta 53, 3331.
- [10] Longhi, J. 1981, Proc. Lunar Planet. Sci. 1001
- [11] Taylor, S. R. 1982, Planetary Science: A Lunar Perspective; LPI Houston.
- [12] Mueller, S. et al., 1988, J. Geophys. Res. 93, 6338
- [13] Jones, J. H. & Delano, J. W. 1989, Geochim.

Cosmochim. Acta 53, 513.

- [14] Warren, P. H. 2005, Meteorit. Planet. Sci., 40, 477
- [15] Taylor, S. R. et al., 2006, Geochim. Cosmochim. Acta 70, 5904.
- [16] Khan, A. et al., 2007, Geophys. J. Int. 168, 243
- [17] Ghiorso, M. S. & Sack, R. O. 1995, Contr. Miner. Petrol., 119, 197
- [18] Ghiorso, M. S. et al. 2002, Geochem. Geophys. Geosys. 3, doi: 10. 1029/2001GC000217
- [19] Marsh, B. D. 1981, Contr. Miner. Petrol., 78, 85.
- [20] Murase, T. et al. 1985, J. Volcano1 Geotherm. Res. 24, 193
- [21] Kushiro, I. 1976, J. Geophys. Res. 81, 6347
- [22] Shaw, H. R. 1963, J. Geophys. Res, 68, 6337
- [23] Clark, S. P. edit., 1966, Handbook of Physical Constants, Geol. Soc. Am., Mem. 97.
- [24] Tonks, W. B. & Melosh, H. J. 1990, in Origin of the Earth, 151.
- [25] Rossby, H. T., 1964, Deep-Sea Res., 12, 9
- [26] James, O. B. 1972, Science 175, 432.
- [27] Wilshire, H. G. et al., 1972, Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1083.
- [28] Lucey, P. et al., 2006, Rev. Min. Geochem. 60, 83.