

月岩石試料と月探査データに基づく月地殻
の形成過程

Formation processes of lunar crust on the
basis of lunar rock samples and remote
sensing data

2014年12月

早稲田大学大学院先進理工学研究科
物理学及応用物理学専攻
宇宙放射線物理学研究

長岡 央

Hiroshi NAGAOKA

序文

太陽系固体惑星の形成初期過程は、その後の固体惑星の多様性を生む初期段階であるが、未だ十分な理解がなされていない。これは地球型惑星の形成初期の情報があまりにも少ないためである。大型の惑星は、内部の熱的活動により始原的な地殻物質の大半が失われてしまう。地球は現在でも活動が続いているため、惑星形成初期の情報を得ることは非常に困難である。一方で、月は小型であるために熱的活動が比較的早い段階で終了した。月岩石試料の放射性年代測定値からも約45億年前から30億年前という古い結晶化年代値が得られており、月は太陽系形成時から永きにわたる物質進化の情報がよく保存されている天体である。したがって月の起源と進化を理解することは、太陽系の始原物質であるコンドライト隕石から、地球をはじめとする大型岩石惑星への物質進化の理解につながる。

月・惑星の起源や進化を探る上で、その天体の元素組成に関する情報は不可欠である。惑星の元素組成は、その惑星が経験した物質進化の歴史を強く物語っている。月はジャイアントインパクトとよばれる大規模衝突の結果、衝突物が地球近傍で集積し形成されたという説が有力である。月の全岩組成と地球のそれとを比較することで、その衝突モデルに制約を加えられる。また表層での元素分布は、形成後の惑星内物質進化に大きく依存する。従って惑星の元素組成は、惑星自身の起源と進化を制約する最も重要な指標の一つである。衝突起源説において、地球と月との元素組成比は、衝突物の元素組成や衝突時の元素凝集過程を制約する重要な指標である。

未だ謎の残る月の起源と進化を解明するために、日本初の大型月探査衛星「かぐや」が、2007年から2009年にかけて月軌道上からの遠隔観測を行った。この探査により過去最高精度の探査データを我々は手にすることができた。また2000年代以降、砂漠から次々と月隕石の存在が発見され、月試料に関する研究が近年さらに活発化してきた。詳細な月隕石分析データと高精度化した探査データという相補的な関係にある両者を比較することで初めて、極地性の高いアポロ回収試料に大きく依った従来の月地殻モデルだけでは、月隕石研究や最新の遠隔探査データから示唆された事象を説明できないことがわかってきた。本研究は、このような背景を踏まえ、月岩石試料に関する分析データと最新月探査衛星データを統合的に取り扱い、アポロ以降の月モデルを一新し、新しい月地殻モデルを確立することを目的とする。

目次

第1章 序論	1
1.1. 緒言「なぜ月なのか」	2
1.2. 元素組成の重要性	2
1.3. 隕石研究	4
参考文献	5
第2章 月科学	6
2.1. 月の概観	7
2.2. 月の元素	11
2.3. 月の起源	13
2.4. アポロ・ルナ探査時代の月科学	13
2.4.1 月角礫岩の分類	15
2.4.2. 月の高地岩石	16
2.4.3. 月の海の玄武岩	19
2.4.4. マグマオーシャン説	20
2.5. アポロ時代以後の月科学と本研究の意義	21
2.5.1. 月隕石	21
2.5.2. リモートセンシング探査	22
2.5.3. 月隕石研究と月探査衛星データの総合研究の意義	23
参考文献	25
第3章 かぐやによる月遠隔探査	29
3.1. 月探査衛星「かぐや (SELENE)」	30
3.2. かぐや搭載ガンマ線分光計 (Kaguya gamma-ray spectrometer)	33
3.2.1. かぐや搭載ガンマ線分光計の詳細	33
3.2.2. 月面ガンマ線の発生機構	35
3.2.3. かぐや搭載ガンマ線分光計 (KGRS) の観測期間	37
3.2.4. 元素分布地図	38
3.3. 分光カメラ	43
3.4. かぐやGRS, MI, SPによる月斜長岩地殻への科学的成果	45
3.4.1. 高地でのトリウム含有量と地殻厚の反相関	45
3.4.2. 高地のMgナンバー分布	46
3.4.3. 純粋斜長岩 (Pure anorthosite ; PAN) の全球分布	47

3. 5. 月岩石試料研究の位置づけ	49
参考文献	50
第 4 章 月試料に関する分析手法	53
4. 1. 放射化分析	54
4. 1. 1. 中性子放射化分析	54
4. 1. 2. 原理	55
4. 1. 3. 中性子放射化分析の概要	57
4. 2. 薄片観察	68
4. 2. 1. 光学顕微鏡観察	68
4. 2. 2. 電子顕微鏡観察	68
4. 3. 反射分光スペクトロメトリー	69
参考文献	71
第 5 章 月岩石試料分析結果とその考察	73
5. 1. 月隕石研究	74
5. 2. 月隕石 Dhofar 489 グループ	80
5. 2. 1. 月隕石 Dhofar 489 グループ研究	80
5. 2. 2. 月隕石 Dhofar 489 グループ分析結果	81
5. 2. 2. 1. 岩石学的記載と鉱物組成分析結果	83
5. 2. 2. 2. 全岩化学組成結果との比較	92
5. 2. 2. 3. 反射スペクトル分析結果とその考察	92
5. 2. 3. 考察：月隕石 Dhofar 489 グループ中の純粋斜長岩片	94
5. 3. アポロ回収試料 Ferroan anorthosite (FAN) の分析結果と考察	96
5. 3. 1. 先行研究	96
5. 3. 2. 薄片観察結果	96
5. 3. 3. 60015 と他の FAN 試料に関する考察	99
5. 4. 月隕石 NWA 2200	101
5. 4. 1. 月隕石 NWA 2200 先行研究	101
5. 4. 2. 月隕石 NWA 2200 分析結果と考察	101
5. 4. 2. 1. 全岩化学組成結果とその考察	103
5. 4. 2. 2. 岩石学的記載と鉱物組成分析結果	108
5. 4. 3. NWA 2200 のまとめ	112
5. 5. 月隕石 NWA 2977	114
5. 5. 1. NWA 2977 の結晶化年代	114
5. 5. 2. 月隕石 NWA 2977 分析結果と考察	114

5.5.2.1. 全岩化学組成結果と考察	116
5.5.2.2. 岩石学的記載と鉱物組成分析結果	119
5.5.3. NWA 2977 のまとめ	121
参考文献	123
第6章 月岩石試料と月探査データに基づく月地殻組成の議論	130
6.1. 月隕石データと遠隔探査データを結びつけた月地殻モデルの重要性	131
6.2. 斜長岩質角礫岩混合層の化学的特徴	131
6.3. 月純粋斜長岩層の組成	141
参考文献	144
第7章 総括と今後の月探査への展望	148
7.1. 総括	149
7.2. 今後の月探査への展望	150
参考文献	152
謝辞	153
Appendix I. 月の代表的な鉱物	154
研究業績	158

第1章

序論

本章では、太陽系固体惑星の起源と進化を研究する上で、「なぜ月を研究するのか」というその研究動機について述べる。太陽系固体惑星は、始原物質であるコンドライト隕石を礎として、地球をはじめとする大型岩石惑星へと進化を遂げた。その進化の歴史の中で、月は固体惑星の初期進化の歴史をよく保存している天体であり、その成り立ちを繋ぐ重要な過程を、我々に教えてくれる天体である。また、本研究の背景として、固体惑星の起源と進化を研究する上で、その天体の元素組成を把握することの重要性について論じる。元素はその化学的性質により、その母天体が受けた変成や物質進化を大きく反映しながら鉱物を形成するため、岩石惑星の元素組成は、その惑星が経験した物質進化の歴史を強く物語る。

1.1. 緒言「なぜ月なのか」

太陽系には地球を含めて、無数の天体が存在する。天体を構成している成分の一部が物理的な破壊を受け、その母天体から宇宙空間に放出される。この宇宙空間に放出された天体の一部が、宇宙空間を漂流し、地球の引力に引かれ落下してきた場合、これを我々は隕石と呼んでいる。我々は、この隕石を詳しく研究することで、地球にしながら太陽系を構成する地球外物質を知ることができる。隕石の中で、もっとも変成度の低い炭素質コンドライト (carbonaceous chondrite) は、その名の通り炭素、さらに水や有機物といった揮発性成分を多く含んでいる。炭素質コンドライト隕石は、太陽系初期の情報をそのまま残す始原的な物質と考えられている [Anders and Grevesse, 1989; Clayton et al., 1977]。コンドライト隕石中から見つかった白色でカルシウムやアルミニウムに富む凝集物は、CAI (Calcium-Aluminium-rich Inclusions) と呼ばれる。これは原始太陽系星雲から最初に凝縮した物質とされ、太陽系における最も始原的な物質と考えられている [Clayton et al., 1977]。今見積もられている太陽系の平均元素組成は、この炭素質コンドライトの平均組成を参考としている [Anders and Grevesse, 1989]。

そのような始原的な物質が衝突・集積を繰り返し、最終的には地球や火星といった大型の岩石惑星に成長した。しかし、太陽系固体惑星の形成初期過程は、固体惑星のその後の多様性を生むための重要な初期段階であるにも関わらず、その詳細については未だ十分な理解がされていない。これは地球型惑星の形成初期についての情報があまりにも少ないためである。地球のように大型の惑星では、内部の熱的活動により地殻物質の始原的な情報が失われるため、惑星形成初期の情報を得ることが非常に困難である。一方で、月は小型であるために熱的活動が比較的早い段階で終了した。月岩石試料の放射性年代測定値は、約45億年前から30億年前という古い結晶化年代を示す [Nyquist and Shih, 1992; Wieczorek et al., 2006]。しかも月には大気や水がなく風化作用がほとんどおこらないため、非常に古い岩石、地質、地形が豊富に残されており、月は太陽系形成時からの物質進化の情報をよく保存している天体である。したがって月の起源と進化の理解は、太陽系の始原物質であるコンドライト隕石から、地球型惑星への成り立ちを繋ぐ重要な進化プロセスへの理解につながる。

1.2. 元素組成の重要性

惑星科学において、天体の元素組成を求めることは主要課題の一つであり、その起源や進化を探る上で、必要不可欠である。岩石惑星を構成するものは鉄

物であり、結合により鉱物を構成しているのが元素である。元素はその化学的性質により、その母天体が受けた変成や物質進化を大きく反映しながら挙動することから、岩石惑星の元素組成は、その惑星が経験した物質進化の歴史を強く物語っている。

惑星全体での全岩組成について、各元素の存在度や欠乏度を知ることで、その惑星のもととなった始原物質の推定や、惑星集積過程や衝突時の温度状態に起因する元素の蒸発・凝縮モデルに制約を与えることができる。惑星表層の元素組成から、その地殻を形成するために惑星内部で引き起こされた物質進化の歴史を探ることができる。惑星を構成する元素情報は、惑星物質進化を研究する上で最も重要な指標の一つである。

ここでは元素を、その化学的性質により化学的分類、宇宙化学的分類、地球化学的分類のそれぞれでまとめる[海老原, 2006]。

化学的分類

これは、元素の化学的類似性に基づいた分類である。周期表で同じ族に属する元素は、元素の電子配置、特に最外殻の電子配置が似ているため、化学的に似た性質を示す。化学的分類にはアルカリ金属元素 (Li, Na, K, Rb, Cs, Fr)、アルカリ土類金属元素 (Mg, Ca, Sr, Ba, Ra)、ハロゲン元素 (F, Cl, Br, I, At)、貴ガス元素 (He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn)、ランタノイド (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) などがある。

宇宙化学的分類

原始太陽系における元素の凝縮過程で、どの段階で固相に凝縮するかで元素を分類する方法を宇宙化学的分類と呼ぶ。凝縮温度が高い難揮発性元素 (refractory element)、中揮発性元素 (moderately volatile element)、揮発性元素 (volatile element)、高揮発性元素 (highly volatile element) に分けられる。

地球化学的分類

惑星が形成し、その中での火成活動 (地球化学的活動) による元素の分配の傾向については、惑星形成初期における大規模熔融により、まずケイ酸塩 (岩石層) とコア (金属層) に分けられる。その後岩石層は分化し、マントル (mantle) と地殻 (crust) に分かれる。このような惑星形成後の大規模な分化活動に伴う元素の挙動により分類したのが地球化学的分類である。

岩石に取り込まれやすい元素を親石元素 (lithophile element)、金属鉄 (コア) に取り込まれやすい元素を親鉄元素 (siderophile element)、分化の際に

銅と挙動を共にする元素を親銅元素 (calcophile element)、揮発性の高い元素を親気元素 (atmophile element)、岩石が溶融した状態のマグマ (液相) からケイ酸塩層 (固相) が析出する際に固相に取り込まれず液相に濃集する性質をもつ元素を液相濃集元素 (incompatible element) とそれぞれ呼ばれる。液相濃集元素としては、ランタノイドに分類される希土類元素 (Rare Earth Element, REE) や天然放射性元素であるカリウム (K)、トリウム (Th)、ウラン (U) などが有名である。生命を構成する基となる元素は、親生元素 (biophile element) と分類されている [海老原, 2006]。

1.3. 隕石研究

太陽系物質の元素・鉱物組成を知る上で、重要な位置づけとされてきたのが隕石研究である。現在までに太陽系の様々な天体起源の隕石が発見されてきたが、それぞれの隕石がどの天体起源であるかを特定することは容易ではない。しかし、エイコンドライトに分類される月隕石については、アポロ計画やルナ計画で持ち帰られた回収試料が存在したため、回収試料の岩石学・鉱物学・地球化学的類似性をもとに特定が可能であった。母天体の異なる隕石群を詳しく比較すると、岩石・鉱物組成、酸素同位体組成比、元素組成比などに顕著な違いが存在する。その中でも惑星間での違いが顕著に現れるのが酸素同位体比である。酸素には三つの同位体 (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) が存在する。アポロ試料から確認された月の酸素同位体比は、地球のそれと全く一緒であるのに対し、我々が手にしている隕石の中で地球の酸素同位体比と同じ組成を示すものは月隕石しか存在しない。これは月と地球の酸素同位体比が同じ値を示すことを意味しており、月の起源を考える上で重要な証拠となる [長谷部他, 2013]。

小惑星は、地上からの望遠鏡観測による可視・近赤外反射スペクトルを用いて分類されてきた。色々な波長の光を対象物表面に当てたときの、反射率を波長の関数として表したものを反射スペクトルという。鉱物はその種類、組成により、ある特定の波長で吸収を示すことが知られており、その特性を使って、岩石試料の鉱物組成が調査されてきた。地上からの望遠鏡観測により取得された小惑星表面の反射スペクトルと、隕石試料の反射スペクトルとを比較することで、各グループ隕石の母天体推定が可能である。

参考文献

- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 197-214.
- Clayton, R.N. et al., 1977. Distribution of the pre-solar component in Allende and other carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 34, 209-224.
- Nyquist, L.E. and Shih, C.-Y., 1992. The isotopic record of lunar volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2213-2234.
- Wieczorek, M.A. et al., 2006. The Constitution and Structure of the Lunar Interior, in: Jolliff, B.L., Wieczorek, M.A., Shearer, C.K., and Neal, C.R. (Eds.), *NEW VIEWS of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 60, Mineralogical Society America, Virginia, pp. 221-364.
- 海老原充, 「化学新シリーズ 太陽系の化学ー地球の成り立ちを理解するためにー」, 裳華房, 2006 年.
- 長谷部信行, 桜井邦朋, 晴山慎, 唐牛讓, 山下直之, 長岡央, 「人類の夢を育む天体「月」月探査機かぐやの成果に立ちて」, 恒星社, 2013 年.

第2章

月科学

本章では、これまでの月科学研究について述べる。まず 1990 年代の遠隔探査で初めて観測された月全球を概観し、その元素組成に着目しながら月地殻組成の多様性について論じる。次に月科学研究をアポロ・ルナ探査時代とそれ以後に大きく二分し、過去の研究を交えながら解説する。

アポロ・ルナ時代の月科学では、アポロ計画により回収された月岩石試料の研究から提唱されたマグマオーシャン説について示す。最近得られた月全球探査や月隕石研究の結果は、この月地殻形成モデルでは説明できない月地殻組成の多様性を示している。

アポロ・ルナ時代以後の月科学は、月隕石研究と全球遠隔探査により大きな進歩をみた。これらによって、アポロ回収試料では知りえなかった月全球の地殻情報が得られたためである。本研究ではこれらの最新データを統合的に取り扱い、それらの研究から得られる新たな知見を反映させた月地殻研究の必要性について強調する。

2.1. 月の概観

月は地球の周りを公転する衛星である。表 2.1 には月の測地学的な諸量を地球のものと比較した。月は地球同様、太陽系の歴史の中で、初期に分化した天体の一つである。月は地球と比較して小さいことから早期に放射冷却により冷え全球規模で起こるような火成活動が初期に衰え、しかも大気がなく風化作用がほとんど起こらない。そのため月には非常に古い岩石・地質・地形が豊富に残されている。地球と比較して月は明らかに密度が小さいことから、月には金属核がない、もしくは非常に小さいと予想されている。

表 2.1. 月の測地学的諸量[理科年表, 2009].

項目	単位	月	地球
体積	地球体積	0.0203	1
質量	地球質量	0.012300	1
平均半径	km	1738	6378
密度	g/cm ³	3.34	5.52
脱出速度	km/s	2.38	11.18

図 2.1 は、米国の月探査衛星クレメンタイン (Clementine) 搭載の UV-VIS カメラを用いて撮像された月のアルベド画像を示す[Nozette et al., 1994]。月の表面を大別すると、高地 (highland) と呼ばれる白く明るい部分、海 (mare) と呼ばれる黒く暗い部分に分けられる。月の高地は、主に Al、Ca に富む斜長岩 (anorthosite) から成る。月の斜長岩は、斜長石と少量の輝石、カンラン石から構成されている。これは、月の形成初期にあったといわれるマグマ大洋 (Magma Ocean) から晶出した斜長石が表面に集積して地殻 (crust) を形成されたと考えられており、月が形成初期に大規模溶融を経験していたことを物語る[Warren, 1985]。高地は無数のクレータの存在により起伏の激しい地形となっている。一方、海は黒く暗い地域で平坦な地形をしており、主に苦鉄質鋳物に富む玄武岩 (basalt) から成る。月の大部分のクレータは月面に隕石が衝突して出来たものである。海は巨大クレータに流れ出した溶岩が固まって形成されたものとされており、月の表側 (nearside) に多数存在するが、裏側 (farside) にはほとんど存在しない。

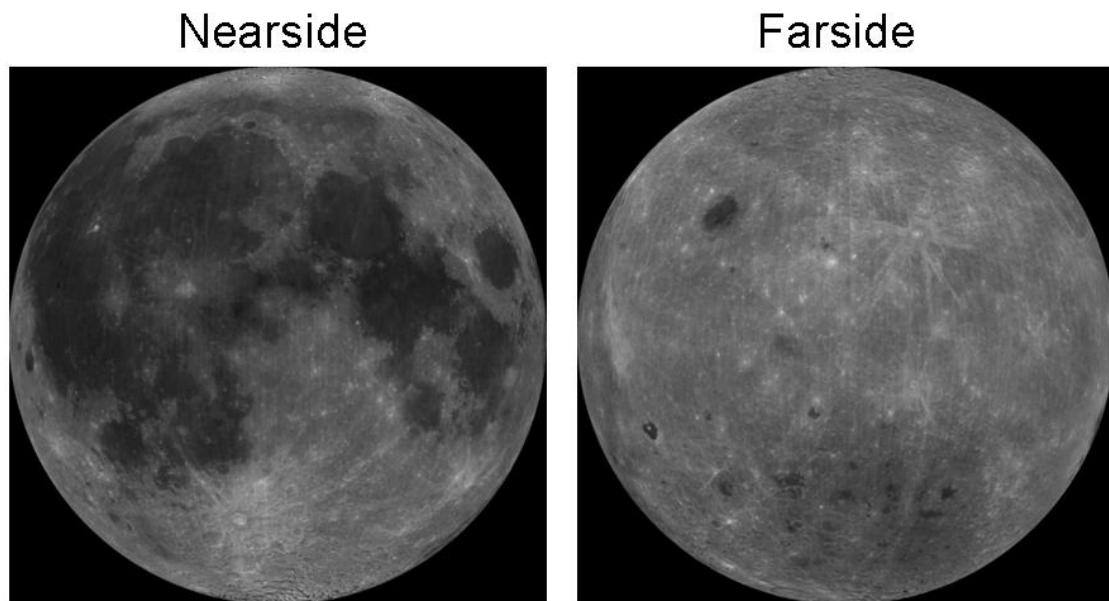


図 2.1. クレメンタインの UV-VIS カメラで撮像された月のアルベド図 [Nozette et al., 1994].

図 2.2 にはクレメンタインの観測結果から得られた月面の FeO 濃度地図を、図 2.3 にはルナ・プロスペクターの観測結果から得られた月面の Th 濃度地図をそれぞれ示す。このような全球探査による元素地図をもとにして、月表層の代表的な地殻区分が Jolliff et al. (2000)により提案された。Jolliff らは、米国の月周回衛星クレメンタインおよびルナ・プロスペクター (Lunar Prospector) の月面元素マッピング結果をもとに、海を除く月表層地殻を大きく三つの特徴的な地域に区分した。

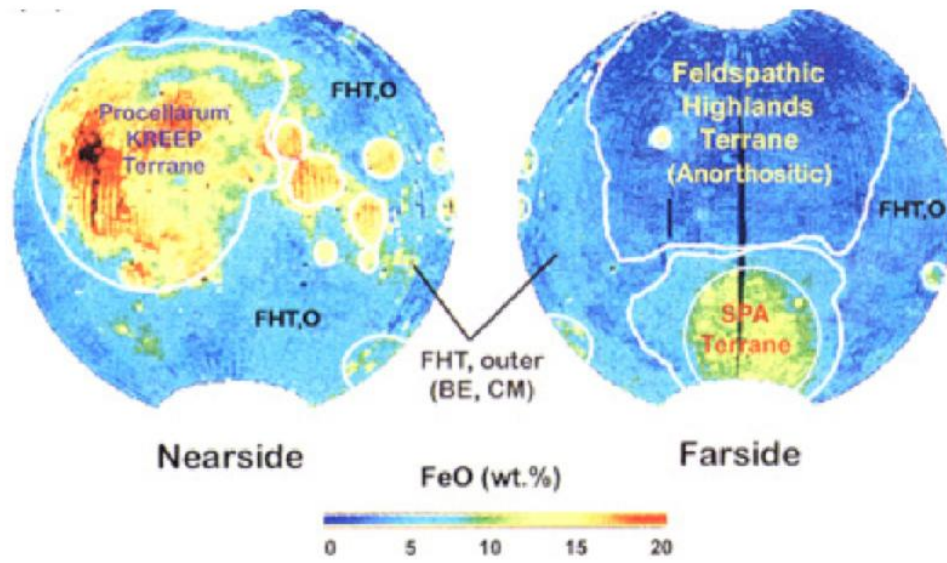


図 2.2. クレメンタインにより得られた月面の FeO 分布図[Jolliff et al., 2000].

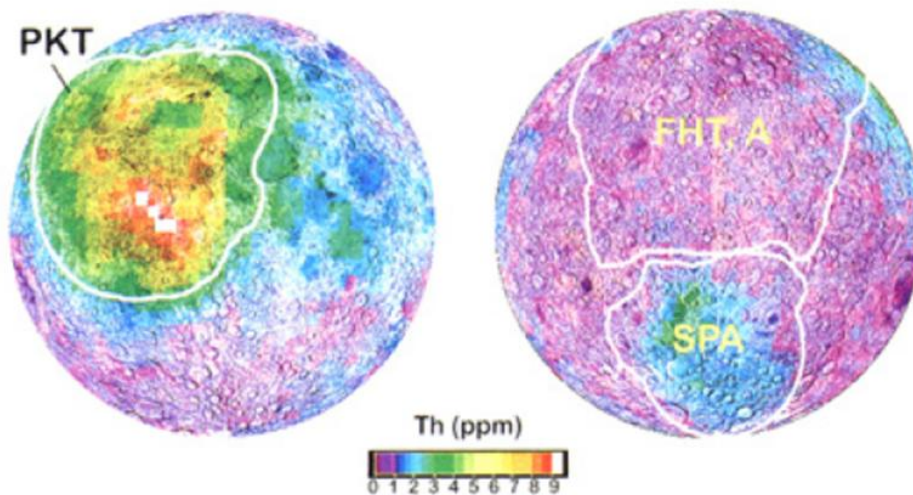


図 2.3. ルナ・プロスペクターにより得られた月面の Th 分布図[Jolliff et al., 2000].

第一は Procellarum KREEP Terrain (PKT) と呼ばれる地域で、表側かつ Th 濃度が 3.5 ppm を越える嵐の大洋 (Oceanus Procellarum) と呼ばれる地域一帯を

指す（月表面の 16%を占める）。KREEP とは、液相濃集元素であるカリウム (K)、希土類元素 (Rare earth element, REE)、リン (P) の頭文字を並べたもので、これらの元素に非常に富む物質を指す[Taylor et al., 1991]。PKT はトリウム (Th)、K などの液相濃集元素に富んだ組成で特徴づけられる。月形成初期に月全体が溶けている状態（マグマオーシャン）から、結晶分化作用が進むと K, Th やウラン (U) といった元素は、そのイオン半径や電荷のために主要な鉱物（斜長石、輝石、カンラン石など）の構造の中に入り込めずに液相に濃集する。このような性質をもつ元素を液相濃集元素 (incompatible element) と呼び、これらの元素は結晶化が進むにつれてマグマ残液に集中する。この KREEP が、月の表側の嵐の大洋から雨の海を取り囲む地域にのみ非常に濃集していることが、全球探査により明らかとなった。

第二は南極エイトケン盆地 (South-Pole Aitken Terrane, SPAT) である。南極エイトケン盆地 (SPA) とは、裏側の南半球に存在する直径 2600 km におよぶ太陽系最大の衝突盆地（インパクトベーズン）で、隕石衝突により地殻が大きく掘り返されている。この地域は PKT 同様に FeO に富んだ組成であるが、Th 濃度に関しては PKT ほどに高い値ではない。さらに SPAT は FeO 濃度により、二つの領域に分けられる。一つは FeO 濃度が 8 wt.% 以上の内領域 (inner region)、もう一つが inner region 周辺の FeO 濃度 5 wt.% 以上のエリアを指し外領域 (outer region) と呼ぶ (図 2.2)。SPAT は下部地殻まで掘り起こされていることが示唆されているが、PKT と比べて Th 濃度が低いことから、PKT とは異なり SPAT の地殻下には KREEP 物質は濃集しておらず、KREEP は表側のみの局地性がみられる。

第三の地域は Feldspathic Highlands Terrane (FHT) と呼ばれている。この領域は、主に斜長岩質な地殻であり月表面の 60%を占める。FeO 及び Th 濃度がともに低く、表側南半球と裏側北半球に広く分布する。さらに、この FHT は FHT-An (FHT-Anorthositic) と FHT-O (FHT-Outer) という地域に分けられる。FHT-An は月裏側の赤道付近から北半球に広く分布し、著しく FeO に乏しい。FHT-O はクレータ放出物や海の玄武岩の混入により FeO 濃度が高く、苦鉄質であるが長石質な地殻と想定されている。

表 2.2 には各地域の FeO 濃度、Th 濃度と各地域の月面で占める割合をまとめた。月地殻はこのように組成の違いにより、幾つかの地域に分けられるがそれぞれの地殻の化学組成は大きく異なり、その組成の違いがこれら異なる地質の複雑な形成過程に因っている。

表 2.2. 各地域の FeO, Th 濃度と月表面を占める割合 [Jolliff et al., 2000].

	FeO (wt. %)		Th (ppm)		% of Area (60° S-60° N)
	Mean	s. d.	Mean	s. d.	
FHT-An	4.2	0.5	0.8	0.3	24.8
FHT-O	5.5	1.6	1.5	0.8	34.7
Other mare	16.2	2.3	2.2	0.7	2.8
OM, mixed	8.8	2.3	1.6	0.8	10.2
PKT-nonm	9.0	1.6	5.2	1.4	2.0
PKT-mare	17.3	1.8	4.9	1.0	7.6
PKT-mixed	10.7	2.6	4.5	2.0	6.9
SPAT-inner	10.1	2.1	1.9	0.4	5.3
SPAT-outer	5.7	1.1	1.0	0.3	5.7

注釈：“Other mare”はFHT-O領域内の海玄武岩 (mare basalts) を指す。“OM, mixed”は“Other mare”周りの“mare basalts”と高地成分の混合領域を指す。“PKT-nonm”はPKT内の海以外の領域，“PKT-mare”はPKT内の海領域。“PKT-mixed”は“PKT-nonm”と“PKT-mare”の混合領域。

2.2. 月の元素

ここでは月化学における元素の分類をより詳細に解説する。月は岩石惑星であり、構成する主要鉱物は、Caに富む斜長石 (O, Na, Al, Si, Ca)、輝石 (O, Mg, Si, Ca, Fe)、カンラン石 (O, Mg, Si, Fe)、イルメナイト (O, Ti, Fe) である。月を構成する元素の中でO, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Feは主要元素とよばれ、これらの元素存在度が月岩石の99%以上を占めている。また微量ではあるが、ThやUといった元素は天然放射性元素であり、その崩壊熱は月の熱進化に影響を与えたと考えられており、月の熱史を読み解く上で重要な元素である。

難揮発性元素

Al, Ca, Th, Uなどが難揮発性元素に分類される。これらの元素は、その凝縮温度の高さから、月形成時の蒸発に伴う散逸はほとんど起らないと考えてよい。したがって、月の難揮発性元素の存在量と、地球のそれとを比較することでその起源物質の制約が可能である。特にThに関しては、探査衛星に搭載されたガンマ線分光計データをもとに、全球Th量が見積もられた [Jolliff et al., 2000; Warren, 2005] が、報告により地球のTh量と比較して1倍から2倍と値

にはばらつきがみられ、より高精度な観測データによる検証を必要とする。

揮発性元素

月岩石試料は、H, C, Nといった揮発性元素に乏しい。またNaやKもその凝縮温度が低いために、揮発性元素として取り扱われる。特にK/U比は親石性の揮発性元素の欠乏を表す指標として用いられる。両元素ともに液相濃集性をもつため、結晶化の際には液相（マグマ）に集まる性質を持つ。しかし、マグマ中の両元素の含有量の比は元の値を保つが、Uは難揮発性なので、蒸発による散逸はない。したがってK/U比の試料分析値は、天体全体の揮発性元素存在度の指標となる。

液相濃集元素

天然放射性元素であるK, Th, Uと、その他にPや希土類元素（Rare Earth Elements, REE）がこのグループに含まれる。これらの元素は、液相のマグマから鉱物が結晶化する際に、固相に取り込まれずに、結晶化の最後のとけ残りに濃集する性質がある。月では、このような元素が濃集している岩石のことをK, REE, Pの頭文字を繋ぎ、KREEPと呼ぶ。KREEPは嵐の大洋（Oceanus Procellarum）とよばれる領域に濃集していることが、ルナ・プロスペクターに搭載されたガンマ線分光計により明らかとなった[Jolliff et al., 2000]。

親鉄元素

親鉄元素は、分化の際に金属鉄と挙動を共にする元素群でNi, Co, Irなどが代表的である。これらの元素は天体に金属核が形成されると、岩石層からは取り除かれ、金属核に取り込まれるため、岩石層では欠乏する。月表層物質中の親鉄元素は、月に降り注ぐ外来隕石からの汚染である場合がほとんどである[Hidaka et al., 2014; Korotev, 2005; Korotev et al., 2006; Nagaoka et al., 2013]。

マグネシウム (Mg) と鉄 (Fe)

Mg（苦）とFe（鉄）を主要元素として含む鉱物である輝石やカンラン石を苦鉄質鉱物と呼ぶ。鉱物の化学的特徴を論じる上で最も重要視されている指標が、マグネシウムナンバー（Mg#）である。Mg#は $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ モル比で表し、鉱物の分化度合を示す指標として地球惑星科学で広く用いられている。MgとFeは、その化学的特性から鉱物に取り込まれる際に特徴的な挙動を示す。マグマオーシャンのように液層から固層に取り込まれる際は、まずMgから優先的に取り込まれ、後期になるにつれFeが多く取り込まれるようになる。したがって初期に

固化したもののほど Mg#が高い。この Mg#を知ることで、結晶化の時間経過を相対的に知ることができる。

2.3. 月の起源

月の起源モデルは、化学組成的制約（酸素同位体比の一致、難揮発性元素の存在量の矛盾など）と力学的制約（月-地球系の角運動量、密度、大きさなど）を矛盾なく説明できなくてはならない。Hartmann, W.K. らによって提唱されたジャイアントインパクト説が現在最も有力視されている[e.g., Hartmann, 1985]。原始地球の集積の最終段階の時期に、火星ほどの大きさの天体が地球に衝突した結果、地球の地殻が蒸発、巻き上げられ、それが材料物質となり現在の月に集積した。月の主要元素組成といった化学的特徴のみならず、母惑星に対する大きさ、密度、角運動量といった力学的性質も説明できることから、今日では最も有力視されている。ジャイアントインパクト説の検証については、力学的シミュレーションによる研究[e.g., Canup and Asphaug, 2001]が盛んであるが、月と地球が同じ酸素同位体を示す分析結果などこのモデルでも現状説明できない観測事実が存在し、このモデルの検証には“より精度の高い元素組成データ”が必要である。

2.4. アポロ・ルナ探査時代の月科学[長谷部他, 2013]

1961年から1972年まで行われた計17回にもおよぶ米国のアポロ計画は、そのうち計6回の有人月面着陸を成功させた大規模な月面探査計画である。1号から10号までは、有人による月面着陸の準備を整える間の期間である。そして1969年7月21日、アポロ11号が初めて有人による月面着陸を成功させた。そこから13号をのぞいて、12号、14号、15号、16号、17号がそれぞれ月面着陸を成功させた。1970～1976年の間には、ソ連が計3回月面着陸を成功させたルナ計画により、無人では初めて月試料の回収に成功した。6回のアポロ探査と3回のルナ探査により、合計で約382 kgにおよぶ月試料が回収された。表2.3には、各着陸探査の着陸地点と回収試料量をまとめた。これらの回収試料により、月物質を直接研究することが可能となり、月惑星科学分野は飛躍的に成長した。

表 2.3. サンプルリターンを行ったアポロ・ルナ探査機[Neal, 2009; 長谷部他, 2013].

探査機	場所	回収量(kg)	帰還日
アポロ 11	静かの海 (Mare Tranquillitatis)	21.6	1969年7月24日
アポロ 12	嵐の大洋 (Oceanus Procellarum)	34.3	1969年11月24日
アポロ 14	雨の海 (Mare Imbrium)	42.3	1971年2月9日
アポロ 15	ハドレイ谷・アペニン山脈 (Hadley Rille/Appenine Mts)	77.3	1971年8月7日
アポロ 16	デカルト高地 (Descartes Highlands)	95.7	1972年4月27日
アポロ 17	晴れの海 (Mare Serenitatis)	110.5	1972年12月19日
ルナ 16	豊の海 (Mare Fecunditatis)	0.10	1970年9月24日
ルナ 20	アポロニウス高地 (Apollonius Highlands)	0.03	1972年2月25日
ルナ 24	危難の海 (Mare Crisium)	0.17	1976年8月22日

2.4.1. 月角礫岩の分類

月面は、隕石衝突でできたクレータが密集する明るい斜長岩質の高地と、暗くクレータの少ない玄武岩の海という二種の地域から成ることは、地球からの望遠鏡観測からも推測されていたが、アポロ・ルナ探査による回収試料を改めて詳細に分析することでそのことを確認することができた。高地は月形成初期の全球規模のマグマオーシャンから固化してできた斜長岩質地殻に相当すると考えられている [Warren, 1985]。回収された多くの岩石は、隕石の衝突により破砕された複数の岩石種が機械的に混合したポリミクト角礫岩である。角礫岩の種類はその中に含まれている岩石片 (clast) や鉱物の種類、岩石片同士をつなぎ合わせているマトリックス (Matrix) の性質により次の 4 つに大きく分類される [Spudis, 2000 ; Stöffler et al., 1980]。それらはレゴリス角礫岩 (regolith breccia)、砕屑岩状角礫岩 (fragmental breccia)、インパクト・メルト角礫岩 (impact-melt breccia)、グラニュリティック角礫岩 (granulitic breccia) である。

レゴリス角礫岩と砕屑岩状角礫岩の大きな違いは、レゴリス角礫岩が、月表層でのみ生成されるガラス球 (impact melt spherule) やアグルティネート (agglutinates) を含んでいることである。アグルティネートは、純粋な鉄の小片、ガラス、鉱物の結晶、小さな岩石片が混ざり合って、ひとかたまりとなったガラス状の凝集物である。また、レゴリス角礫岩は太陽風起源のインプラントガスを多く含む。レゴリス角礫岩は月表層の砂 (ソイル) が隕石衝突により融けて固まったものである。レゴリスそのものは衝突現象で、もともとあった基盤岩 (メガレゴリス) が砕かれ飛び散った破片として生じたものだ。それに対し、砕屑岩状角礫岩はガラス球やアグルティネートをほとんど含んでおらず、太陽風由来の希ガスの含有量もレゴリス角礫岩と比べて明らかに少ない。砕屑岩状角礫岩は基本的に堆積岩であり、隕石衝突の際にクレータから飛び出したいろいろな種類の岩石をつなぎ合わせたものである。それらの特徴からレゴリスよりももっと深い場所に起源をもつ。

三つ目はインパクト・メルト角礫岩である。この角礫岩は、高地の岩石の破片が、一度隕石衝突の熱で溶解したマトリックスにより接合した岩石である。この角礫岩の特徴は、少なくとも直径数 km サイズの衝突クレータの底で急冷されて固化した岩石であることを示唆している。四つ目はグラニュリティック角礫岩である。この角礫岩は、大きな隕石衝突により圧砕作用や長期間にわたる熱変成を受け再結晶した変成岩である。含まれる苦鉄質鉱物が再溶解、再結晶により、全体的に丸みを帯びているのが特徴である [Lindstrom and Lindstrom, 1986]。

それぞれの角礫岩はその起源が異なるため形成場所にもそれぞれに特徴がある（図 2.4）。レゴリス角礫岩は月表面で形成される。月面は幾度もの隕石衝突により広い範囲にわたって混合されるため、レゴリス角礫岩は高地成分・海成分・KREEP 成分の混合の割合が他の角礫岩に比べて高いという特徴を持つ[e. g., Korotev, 2005]。

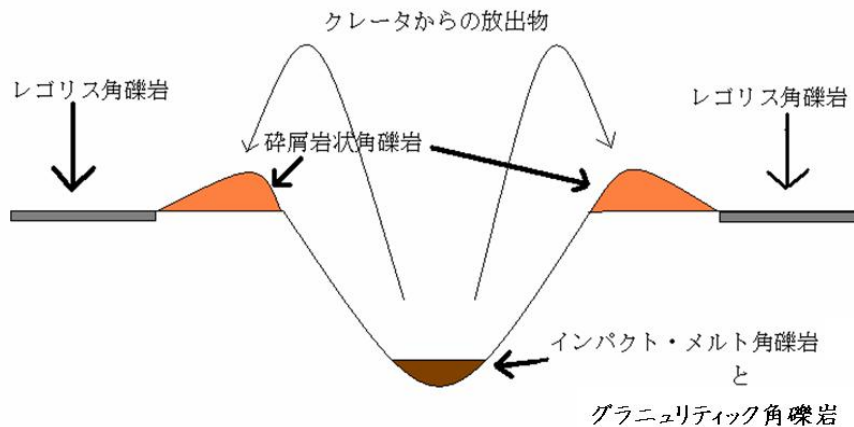


図 2.4. 角礫岩の種類による生成場所の違いの模式図。中央のくぼみが衝突クレータを表す。

2.4.2. 月の高地岩石

アポロ探査により回収された高地岩石の多くは角礫岩であるため、表層での隕石衝突によりかきまぜられ、親鉄元素の汚染を受けたサンプルが多い。そこで、隕石衝突の影響の少ない試料のみを選び出し、それらを高地岩石として、“アルカリ元素や希土類元素（REE）に富む玄武岩（KREEPy basalt）”、“鉄に富む苦鉄質鉍物を含む斜長岩（ferroan anorthosite, FAN）”、“Mg に富む深成岩（Mg-suite）”、および少量の“アルカリに富む斜長岩（alkali anorthosite suite）”に分類した。特に、FAN, Mg-suite, アルカリアノーソサイトに関しては、岩石に含まれる斜長石の An 値と、その斜長石に接している苦鉄質鉍物（カンラン石、斜方輝石）の Mg# という二つの指標を用いて、分類された [Warner et al., 1976; Warren and Wasson, 1977]（図 2.5）。

FAN は主に斜長石と少量の輝石からなる。カンラン石を含むものも回収されているが、その試料は極少数である [Wieczorek et al., 2006]。FAN は、鉍物が粗

粒であること、斜長石の割合が高いことから、斜長石が集積した斜長岩といえる。斜長石はマグマに対して比重が小さいのでマグマ溜まりに沈積することなく、上部に浮いたと考えられる [Warren, 1985]。FAN の結晶化年代は 4.4-4.5 Ga と古いことから、月の初期地殻を形成していたと考えられている [Nyquist and Shih, 1992 など]。斜長石はきわめて Ca に富み (An 値 > 94)、その組成変化が乏しい (図 2.5)。一方、含まれる苦鉄質鉱物は Fe に富み、組成の変化幅が大きい (Mg#50-70 ; Norman and Ryder, 1979)。さらに FAN の中でも、輝石に富むものを “ferroan noritic anorthosite”、数は極めて少ないがカンラン石に富むものを “ferroan troctritic anorthosite” と呼ぶ [Wieczorek et al., 2006]。FAN は、特に液相濃集元素に乏しく、希土類元素濃度は、ユーロピウム (Eu) を除くと炭素質コンドライトの 0.5-1 倍程度と極端に少ない (図 2.6) が、Eu のみ非常に濃集している (正の Eu 異常)。

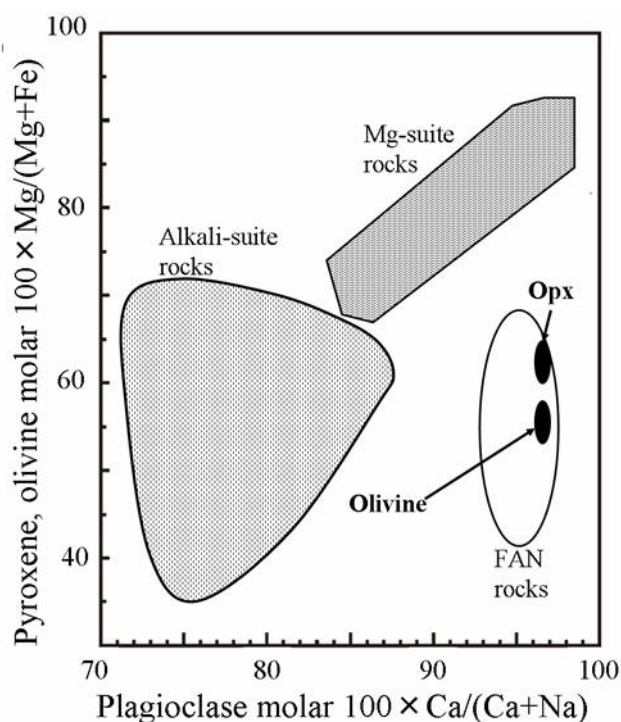


図 2.5. アポロ計画で回収された高地試料中の斜長石の An 値と苦鉄質鉱物 (斜方輝石 (Opx), カンラン石 (Olivine)) の Mg# 比較 [図は Nagaoka et al., 2013 より引用]. 各組成範囲は, Arai et al. (2008) を使用した.

Mg-suite と呼ばれる試料の中には、深成岩組織を保存しているものも報告されている [Dymek et al., 1975]。Mg-suite の希土類元素の含有量はコンドライト

トの数倍から百倍に達する (図 2.6)。Mg-suite の結晶化年代は 4.1-4.4Ga と古い [e.g., Nyquist and Shih, 1992 ; Shih et al., 1993]。Mg-suite は、月マグマオーシャンから分化した一部の Mg に富む成分あるいは始原的な月の内部の部分融解液が、すでに存在している FAN からなる斜長岩地殻の下部に貫入したものと考えられている [James, 1980]。KREEP 成分に富んでいる特徴からその母マグマは KREEP 源物質との同化が指摘された [James, 1980 ; Papike, 1996]。

図 2.5 に示すアルカリに富む斜長岩は、アルカリアノーソサイト [Taylor et al., 1991] と呼ばれる。含まれる斜長石は FAN よりも Ca に乏しく (An75-85)、輝石は Fe に富むため (Mg#=40-70)、FAN や Mg suite と区別できる (図 2.5)。

アルカリ元素や希土類元素に富む玄武岩は、雨の海・嵐の大洋周辺地域 (PKT) に特徴的な岩石で、液相濃集元素に富む玄武岩質角礫岩、あるいはそれらが衝撃により溶融しガラス状になったインパクト・メルトで、KREEP と総称される。KREEP は輝石や斜長石の組成がアルカリアノーソサイトの輝石や斜長石の組成範囲と重複し、全岩の Mg# は FAN と Mg-suite の中間くらいなのに対し、著しく液相濃集元素に富んでおり、マグマオーシャンの最終固結部分であると考えられる。KREEP の希土類元素濃度は、平均的にはコンドライトの 200-600 倍に達し、Eu には強い負の異常が見られる (図 2.6)。KREEP の形成年代は 3.8-4.0 Ga [Nyquist et al., 2001] で、FAN や Mg-suite よりも後の段階で形成したと考えられる [長谷部他, 2013]。

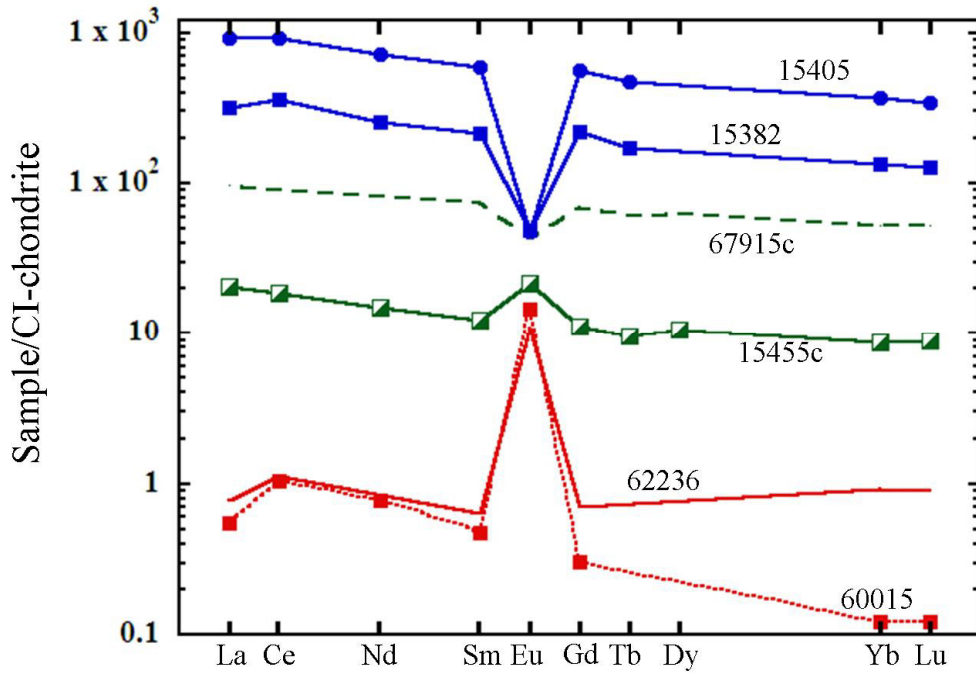


図 2.6. CI コンドライト [Anders and Grevesse, 1989] で規格化した月回収試料中の希土類元素の存在量. 赤線は FAN 試料, 60015 [Ryder and Norman, 1980] と 62236 [Ryder and Norman, 1980] の存在度パターンを表す. 緑線は Mg-suite 試料, 15455c [Ryder, 1985] と 67915c [Taylor et al., 1980] の存在度パターンを表す. 青線は KREEP 玄武岩試料, 15382 [Ryder, 1985] と 15405 [Ryder, 1985] の存在度パターンを表す.

2.4.3. 月の海の玄武岩

海の玄武岩の多くはベーズンと呼ばれる直径数 100 km 以上の巨大衝突クレータ内を埋めるように分布する。高地の岩石に比べ、隕石衝突の影響が少なく、マグマから固化した状態を保持した岩石試料が多く持ち帰られた。海の玄武岩は Ti 濃度により、高チタン (High-Ti, HT)、低チタン (Low-Ti, LT)、極低チタン (Very Low-Ti, VLT) の三種類に分けられる [Taylor et al., 1991]。

Low-Ti 海玄武岩の中には Al_2O_3 に富むものがあり、high-Al (あるいは aluminous low-Ti) 海玄武岩として、通常の low-Ti 海玄武岩と区別する。玄武岩の希土類存在度パターンも、KREEP に見られるように Eu に負の異常をもつ。回収された海の玄武岩の形成年代は約 4.0-3.2 Ga である [Nyquist and Shih, 1992]。海の玄武岩にみられる Ti 含有量の変化は、それらマグマの供給源における組成の不均質性を示唆している。

2.4.4. マグマオーシャン説

月は斜長岩質の厚い地殻で覆われている。アポロ回収試料から見られる月地殻は、その約8割から9割が斜長石で構成されているが、これほど単一の鉱物が大きな割合で惑星地殻を構成するためには、大規模な熔融過程が必要である。月のマグマオーシャン説は、アポロ15号と16号で回収された月斜長岩FANの地球化学・岩石学的研究から、月の表層地殻としてAlとCaに富む斜長岩地殻を形成させるためのモデルとして導かれた[e.g., Warren, 1985]。このモデルでは、約45~46億年前のジャイアントインパクト後に地球近傍で集積した月が、衝突と集積による熱で岩石は熔融を起こし、月の表面はドロドロに溶け、大規模なマグマの海（マグマオーシャン）を形成していた。

マグマオーシャンモデルでは、マグマが宇宙空間への放射冷却により冷えるに従い、密度差による鉱物分離がおきる。温度が下がるにつれ、カンラン石、輝石、斜長石の順番で晶出する。初期に出てくるカンラン石や輝石は密度が $3.3 \sim 3.4 \text{g/cm}^3$ と重く、周りのマグマより比重が大きいため下に沈積して、マントルを形成する。マグマの組成が後期になるにつれFeに富んでくると斜長石が晶出し始め、斜長石は密度が約 2.7g/cm^3 と軽いため、Feなどを含むマグマに対して浮揚し、月表面に集まり地殻を形成する。このようにして、マントルと地殻の分離が起こる。そして最終的に地殻・マントルの固相に取り込まれずに液層にとりのこされたものが地殻とマントルの間で結晶化しKREEP層を形成する。これらの分化が全球規模で起こりFeに富んだ苦鉄質鉱物を含む均質なFAN地殻が表層に形成され、その下に全球的なKREEP層、その下にマントルが形成された。このマントル物質が部分熔融を起こし噴出したものが海である。

FANの斜長石中のカルシウム成分値はほぼ一定であるのに対して、斜長岩中の少量の輝石、カンラン石のMg#は鉄に富んだところで変化する。これは、進化の進んだマグマ（Feに富むマグマ）から大量の斜長石が浮き上り、そのCa組成値はあまり変化せずに斜長石結晶の間にトラップされた液より苦鉄質鉱物が晶出するためである。希土類元素は同じ様な化学的挙動を示すが、Euのみ例外で特異な挙動を示す（Eu異常）。このEu異常を引き起こしているのが斜長石の生成で、Euのみが斜長石中に濃縮する（図2.6）。これは2価のEuは、Caと置換することで、斜長石に取り込まれやすくなるため、マグマから固結した斜長石で覆われた月の高地は、Euが多くなる。一方、斜長石の成分が取り除かれたマグマではEuが欠乏する[長谷部他, 2013]。

2.5. アポロ時代以後の月科学と本研究の意義

アポロ計画で回収された試料データを基にして、月のマグマオーシャン説が提唱され、FAN 組成をもつ月斜長岩地殻モデルが導かれた。しかし、月の岩石試料が採取された地域は、表側かつ赤道域という極限られた領域のみであり [Warren and Kallemeyn, 1991]、しかも PKT と呼ばれる表側にしかない高 Th 濃度の特殊地域付近であったことから、アポロ探査による回収試料は KREEP 物質による汚染を強く受けていた [Korotev, 1997]。1990 年代以降の全球探査により、月全球の地質が明らかになるにつれ、アポロ回収試料は、これすべてで月地殻を代表しているといえず、月地殻はより多様性をもつことがわかった。

1990 年代以降、活発化してきた全球探査や月隕石研究の進歩により、月裏側の情報が得られるようになると、アポロ試料に大きく依存した月地殻形成モデルでは説明できない問題点が浮き彫りとなってきた。月全体の進化を理解する上で、月全球にわたる地質情報が得られる月隕石研究と探査衛星データをもとにした新たな月地殻モデルが必要である。

2.5.1. 月隕石

月隕石は、月面への隕石衝突により、無作為に月面から脱出してきたものであるため、月裏側を含む月全球の地質や地史を知る重要な情報源である。特に斜長石に富む月隕石は、アポロ試料に比べて Th 濃度が大幅に低いことから、大部分が裏側高地に由来する可能性が高い [Korotev et al., 2003 ; Korotev, 2005 ; Takeda et al., 2006]。月隕石の分析では、高精度な元素情報、鉱物情報、同位体情報を絶対値として取得することができるというのが大きな利点である。月裏側高地の地質が徐々に明らかになるにつれ、アポロ試料に基づく月の形成・進化モデルが、修正されつつある。

一般的に月隕石は、FAN と比較して Fe に乏しく Mg に富む傾向にある [Arai et al., 2008 ; Korotev et al., 2003 など]。大部分の FAN の Mg# が 50~70 であるのに対し、斜長石に富む月隕石は Mg# が 60~80 と高い。斜長石に富む月隕石は、液相濃集元素に乏しいことから、アポロ計画で PKT 地域から採集された Mg に富む岩石 (Mg-suite) とはその起源が異なる。Mg に富む斜長岩質な月隕石は、Mg に富む斜長岩 (Magnesian anorthosite) が月裏側高地に分布していることを示唆している [Takeda et al., 2006]。これは全球的なマグマオーシャンから FAN が浮上し、斜長岩地殻全体を形成したとする均質な従来の斜長岩地殻形成モデルでは説明できない。月隕石はアポロ試料のみでは知りえなかった全球的な地殻情報を含んでいる。

2.5.2. リモートセンシング探査

1990年代に入り、衛星による遠隔探査が盛んになり、全球の表層組成分布が明らかになった。その中でも、アメリカのクレメンタインとルナ・プロスペクター二つの探査機は、アポロやルナ計画とは異なり月の全球的な観測を実施し、月表層の一部分だけでない情報を取得したことに大きな意義がある。さらに、アポロ探査計画以後、最大規模の月探査として実行された SELENE 計画は日本初の月探査で、過去最高精度の科学観測機器を搭載し、月全球を観測した。

クレメンタイン[Nozette et al., 1994]は、1994年1月15日に打ち上げられたアメリカの月探査機で、アポロ計画では観測されなかった高緯度地域の調査と月全体の地形および地質情報を得るため、月の極周回軌道上から観測を行った。可視・赤外領域波長の反射スペクトル解析結果から、全球での Fe 濃度地図を作成した(図 2.2)。また、画像解析により、月の南極のクレータ内部に日が全く当たらない領域(永久影)をみつけ、このような地域には極低温状態が維持されるため水が蒸発せず氷の存在で留まっている可能性を示唆した[Nozette et al., 1996]。

ルナ・プロスペクター[Binder, 1998]は、アメリカにより1998年1月に打ち上げられ、同月高度約100kmの月の極周回軌道に投入され、月の探査を開始した。搭載されたガンマ線分光計は、海への鉄元素の集中や、嵐の大洋や雨の海がある月の表北西側(PKT領域)に放射性元素(K, Th)が集中していることを明らかにした(図 2.3)。また、中性子分光計により月の極地方に水素の存在を示唆する観測結果が得られた[Lawrence et al., 2006]。

SELENE(かぐや)[Kato et al., 2010]は月の起源と進化解明のため、2007年9月に日本の種子島宇宙センターから打ち上げられ、2007年12月から2009年6月まで遠隔観測を行った。この探査は、元素分布測定のためのガンマ線分光計、鉱物分布測定用の分光カメラを含む計15個の観測機器が搭載されたアポロ以後では最大規模の遠隔探査である。この探査により過去最高精度の探査データを我々は手にすることができた。かぐやに搭載されたガンマ線分光計と分光カメラの観測結果[Kobayashi et al., 2012; Ohtake et al., 2012]から、月裏側高地は表側高地よりもより初期的な化学組成をもち、形成初期の斜長岩地殻が月裏側高地の赤道域周辺に残されている可能性を始めて示唆した。この領域の Mg# は FAN のものよりも明らかに高く、月隕石から示唆されるように、より Mg に富

んだ斜長岩地殻が月の裏側高地に存在することがわかった [Ohtake et al., 2012]。さらに、分光カメラの分析結果から、FAN で想定していた以上に斜長石に富む斜長岩層が全球的に分布している可能性が示唆された [Ohtake et al., 2009]。このように遠隔探査は全球的な物質分布を取得できるのが利点であり、かぐやの高精度観測により、新たな知見が多く得られた。

2.5.3. 月隕石研究と月探査衛星データの統合研究の意義

ジャイアントインパクト説において、地球と月との元素組成比は、衝突物の元素組成や衝突時の元素凝縮過程を制約する重要なパラメータ指標であるため、難揮発性元素の存在量を決定することは、ジャイアントインパクトの検証にも繋がる。また月の初期組成 (Al, Th 等) は、その後のマグマ分化過程や熱進化を追う上で重要なパラメータであるため、これらの全岩存在度を高精度に決定することでその後の物質進化を制約できる。しかし実際に月の全岩組成を測定することは不可能であるため、Jolliff et al. (2000) や Warren (2005) では、層構造モデルを用いた月全体での Th 量を報告した (表 2.4)。これらのモデルでは、月を地殻 (crust)、マントル (Upper-mantle, Lower-mantle)、核 (Core) の三層に分割し、両者ともマントルの Th 量は、アポロ玄武岩の組成から見積もるが、そもそもマントル中の Th 濃度は地殻と比べて圧倒的に低く、モデルにより大きな差はない (0.025 ppm~0.04 ppm)。これらの先行研究は、地殻中の Th 量の見積もりに、ルナ・プロスペクターの Th 量分布を用いた。その中で Warren (2005) は、Jolliff et al. (2000) で用いられたルナ・プロスペクターによる月面 Th 分布は、Ground truth としてのアポロ回収試料と月隕石の Th 分析値と比較して、明らかに高い値を示し、不整合が生じる問題点を指摘している。このような問題が生じる背景には、過去の遠隔探査から得られたデータへの信頼性という問題が考えられる。特に低濃度領域では精度が悪く、詳細な月モデル化には不十分なデータといえる。

しかし「かぐや」に搭載されたガンマ線分光計から得られる月表層の元素情報は、精度や対象となる元素数において従来のアポロ計画やルナ・プロスペクターに搭載されたガンマ線分光計の観測結果を格段に凌ぐ [Hasebe et al., 2008, 2009]。かぐやガンマ線分光計は、特にルナ・プロスペクターのガンマ線分光計では測定困難だった低 Th 濃度領域である裏側高地の Th 量を高い精度で評価した [Kobayashi et al., 2012]。

本研究では、このような背景を踏まえ、最新の月探査データから得られた地殻情報と、月岩石試料の元素鉱物情報を基に、地殻の形成過程に化学組成への制約を与えるのが目的である。

表 2.4. 月全体での Th 量の見積もり.

	Jolliff et al. (2000)	Warren (2005)
全球 Th 量 ppm	0.14	0.07
地殻厚 km	70	48
地殻占有率 mass%	10.2	7
地殻の Th 量 ppm	1.05	0.71
上部マントル厚 km	400	1390
上部マントル占有率 mass%	49.7	91.8
上部マントル Th 量 ppm	0.04	0.025
下部マントル厚 km	968	-
下部マントル占有率 mass%	39.4	-
下部マントル Th 量 ppm	0.04	-
核の径 km	300	300
核占有率 mass%	0.7	1.23
核の Th 量 ppm	0	0

注釈: Warren (2005) では上部マントルと下部マントルの違いは考慮していない.

参考文献

- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 197-214.
- Arai, T. et al., 2008. A new model of lunar crust: asymmetry in crustal composition and evolution. *Earth Planet. Space* 60, 433-444.
- Binder, A.B., 1998. Lunar Prospector: overview. *Science* 281, 1475-1476.
- Canup, R.M. and Asphaug, E., 2001. Origins of the Moon in a giant impact near the end of the Earth' formation. *Nature* 412, 708-712.
- Dymek R. F. et al., 1975. Comparative petrology of lunar cumulate rocks of possible primary origin: Dunite 72415, troctolite 76535, norite 78235, and anorthosite 63337. *Proceedings of 6th Lunar Planet. Sci. Conf.* pp. 301-341.
- Hartmann, W. K., 1985. Giant Impact on Earth Seen on Moon' s Origin. *GEOTIMES*. 30, 11-12.
- Hasebe, N. et al., 2008. Gammaray spectrometer (GRS) for lunar polar orbiter SELENE. *Earth Planet. Space*, 60, 299-312.
- Hasebe, N. et al., 2009. High performance germanium gamma-ray spectrometer onboard Japanese first lunar mission SELENE (KAGUYA). *J. Phys. Soc. Jpn.* 78 (Suppl. A), 18-25.
- Hidaka, Y. et al., 2014. Lunar meteorite, Dhofar 1428: Feldspathic breccia containing KREEP and meteoritic components. *Meteorit. Planet. Sci.* 49, 921-928.
- James O. B., 1980. Rocks of the early lunar crust. *Procrrdings of 11th Lunar Planet. Sci. Conf.* pp. 365-395.
- Jolliff, B.L. et al., 2000. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins. *J. Geophys. Res.* 105, 4197-4216.
- Kato, M. et al., 2010. The Kaguya Mission Overview. *Space Science Reviews* 154, 3-19.
- Kobayashi, S. et al., 2012. Lunar farside Th distribution measured by Kaguya gamma-ray spectrometer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337-338, 10-16.
- Korotev, R.L., 1997. Some things we can infer about the Moon from the composition of the Apollo 16 regolith. *Meteorit. Planet. Sci.* 32, 447-478.
- Korotev, R.L., 2005. Lunar geochemistry as told by lunar meteorites. *Chem. Der Erde*, 65, 297-346.
- Korotev, R.L. et al., 2003. Feldspathic lunar meteorites and their

- implications for compositional remote sensing of the lunar surface and the composition of the lunar crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 4895–4923.
- Korotev, R.L. et al., 2006. Feldspathic lunar meteorites Pecora Escarpment 02007 and Dhofar 489: Contamination of the surface of the lunar highlands by post-basin impacts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5935–5956.
- Lawrence, D.J. et al., 2006. Improved modeling of Lunar Prospector neutron spectrometer data: Implications for hydrogen deposits at the lunar poles. *J. Geophys. Res.* 111, E08001.
- Lindstrom, M.M. and Lindstrom, D.J. 1986. Lunar granulites and their precursor anorthositic norites of the early lunar crust. *Proc. 16th Lunar Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res.* 91, D263–D276.
- Nagaoka, H. et al., 2013. Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200. *Polar Science* 7, 241–259.
- Neal, C.R., 2009. The Moon 35 years after Apollo: What's left to learn?. *Chemie der Erde* 69, 3–43.
- Norman M. D. and Ryder G., 1979. A summary of the petrology and geochemistry of pristine highlands rocks. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.* pp. 531–559.
- Nozette, S. et al., 1994. The Clementine Mission to the Moon – Scientific Overview. *Science* 266, 1835–1839.
- Nozette, S. et al., 1996. The Clementine bistatic radar experiment. *Science* 274, 1495–1498.
- Nyquist, L.E. and Shih, C.-Y., 1992. The isotopic record of lunar volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2213–2234.
- Nyquist L.E. et al., 2001. Radiometric chronology of the Moon and Mars. In: Bleeker J., Geiss J., Huber M. (Eds.). *The Century of Space Science*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holland, pp. 1325–1376.
- Ohtake, M. et al., 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* 461, 236–240.
- Ohtake, M. et al., 2012. Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. *Nature Geoscience* 5, 384–388.
- Papike, J.J., 1996. Pyroxene as a recorder of cumulate formation processes in asteroids, Moon, Mars, Earth: Reading the record with the ion microprobe. *American Mineralogist* 81, 525–544.
- Ryder, G., 1985. *Catalog of Apollo 15 Rocks*. 1296 p. NASA Johnson Space

- Center Curatorial Facility, Houston.
- Ryder, G. and Norman M.D., 1980. Catalog of Apollo 16 Rocks. 1144 p. NASA Johnson Space Center Curatorial Facility, Houston.
- Shih C.-Y. et al., 1993. Ages of pristine noritic clasts from lunar breccias 15445 and 15455. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 915-931.
- Stoffler, D. et al., 1980. Recommended classification and nomenclature of lunar highland rocks e a committee report. Proceedings of the Conference Lunar Highlands Crust, pp. 51-70.
- Takeda, H. et al., 2006. Magnesian anorthosites and a deep crustal rock from the farside crust of the moon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 247, 171-184.
- Taylor, G.J. et al. 1980. Silicate liquid immiscibility, evolved lunar rocks and the formation of KREEP. Proceedings of the Conference Lunar Highlands Crust, pp. 339-352.
- Taylor, G.J. et al., 1991. Lunar Rocks, in: Heiken, G.H., Vaniman, D.T., French, B.M. (Eds.), *Lunar Sourcebook*. Cambridge Univ. Press, New York, pp. 183-284.
- Warner, J.L. et al., 1976. Genetic distinction between anorthosites and Mg-rich plutonic rocks: new data from 76255. *Lunar Planet. Sci.* VII, 915-917. Abstract.
- Warren, P.H., 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 13, 201-240.
- Warren, P.H., 2005. "New" lunar meteorites: Implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 477-506.
- Warren, P.H. and Kallemeyn, G.W., 1991. Geochemical investigations of five lunar meteorites: Implications for the composition, origin and evolution of the lunar crust. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 4, 91-117.
- Warren, P.H. and Wasson, J.T., 1977. Pristine nonmare rocks and the nature of lunar crust. *Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf.*, pp. 2215-2235.
- Wieczorek, M.A. et al., 2006. The constitution and structure of the lunar interior. In: Jolliff, B.L., Wieczorek, M.A., Shearer, C.K., Neal, C.R. (Eds.), *NEW VIEWS of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 60. Mineralogical Society America, Virginia, pp. 221-364.
- Spudis, P.D. 「月の科学—月探査の歴史とその将来 (訳者: 水谷 仁)」, シュプリンガー・フェアラーク東京株式会社, 2000年.

国立天文台，「平成 21 年版理科年表」，丸善株式会社，2009 年．

長岡央，学士論文，早稲田大学，2007 年度 3 月．

長岡央，修士論文，早稲田大学，2009 年度 3 月．

長谷部信行，桜井邦朋，晴山慎，唐牛讓，山下直之，長岡央，「人類の夢を育む
天体「月」月探査機かぐやの成果に立ちて」，恒星社，2013 年．

第3章

かぐやによる月遠隔探査

本章では、アポロ探査以後最大規模の月探査衛星かぐやの概要とその成果について示す。かぐやに搭載された15個の観測機器の中で、月の元素・鉱物組成を調査する目的をもつ「ガンマ線分光計(KGRS)」、「分光カメラ(MI, SP)」の成果について特に注目する。ガンマ線分光法は、惑星表層の元素組成を全球的に観測するにはとても優れた手法であり、過去の月探査においても、アポロ計画、ルナ・プロスペクターに搭載され、大きな成果を上げた。

KGRS と反射分光観測により、マグマオーシャンから最初期に固化したと考えられる斜長岩地殻が、月裏側高地に残されている可能性が初めて示唆された。また反射分光観測により、初めて観測された苦鉄質鉱物をほとんど含まない純粋斜長岩(PAN)が、大規模クレータの中央丘に普遍的に分布していることが示された。PANは、従来知られていた斜長岩と比較して非常に斜長石に富むことから、従来の月斜長岩形成モデルに大きな修正を加える必要がある。

3.1. 月探査衛星「かぐや (SELENE) 」

月周回衛星「かぐや (SELENE, Selenological and engineering explorer)」は、アポロ以降の月探査機「クレメンタイン [Nozette et al., 1994]」や「ルナ・プロスペクター [Binder, 1998]」をはるかに凌駕する規模の日本初の大型惑星探査機である。かぐやは、2007年9月14日に種子島宇宙センターより打ち上げられた。2007年10月19日に月軌道への投入が確認されると、そこから定常運用開始までは、各観測機器それぞれの動作確認が行われ、12月21日より定常観測運用を実施した。定常運用は高度100kmの周回軌道より、2007年12月21日から2008年10月31日まで行われた。その後、探査機の高度を落として (平均高度50km)、2009年2月12日から2009年6月まで運用を行い、2009年6月10日に月面への制御落下によりその役目を終えた [Kato et al., 2010]。

「かぐや」ミッションは、日本初の大型月探査計画であり、その目的は“月の起源と進化の解明”と“月の資源利用”である。そのため、15種類の観測機器が搭載され、元素分布、地質・鉱物分布、地形・表層構造、重力場分布について、これまでの月探査計画以上の月全域にわたる高精度観測を行った。また、高エネルギー粒子・太陽風プラズマ等の月環境についてこれまでより高精度な観測を行い、さらには、月軌道から地球磁気圏・プラズマ等を観測した。

この月探査機は、主衛星「かぐや」と、2機の子衛星「おきな」 (RSAT) ・「おうな」 (VRAD) から構成されている。主衛星「かぐや」の大きさは2.1m×2.1m×4.2m、打ち上げ時の重量は約2.9トンである。3軸姿勢制御方式の月極周回衛星である。それぞれの観測器の概要をその科学目的ごとに、以下のように簡単にまとめた [e. g., JAXAホームページ; 長谷部他, 2013]。

I. 科学目的：月の元素組成を全球にわたって調査し、全球元素存在度地図を作成すること

ガンマ線分光計 (Kaguya gamma-ray spectrometer, KGRS) [Hasebe et al., 2008]は、銀河宇宙線と月物質との核反応で発生するガンマ線や、天然放射性元素から放出されるガンマ線を測定することで月表層の元素分布を調査する。

X線分光計 (X-ray spectrometer, XRS) [Shirai et al., 2008]は、太陽から放出されるX線に照射された月面物質中の元素が放つ蛍光X線を観測して、月面の元素分布を調べる。

II. 科学目的：可視・近赤外反射スペクトルを全球にわたって測定し、月面の鉱物組成を決定すること

マルチバンドイメージャ (Multi-band imager, MI) は可視光から近赤外領域にかけての広い波長で、月からの反射光を9つの波長バンドで観測し、月表層の鉱物分布を高い空間分解能で取得する [Haruyama et al., 2008 ; Ohtake et al., 2009]。

スペクトルプロファイラ (Spectral profiler, SP) は、月面からの反射スペクトルを可視近赤外領域で連続スペクトルとして取得し、月表層の鉱物分布を取得する [Haruyama et al., 2008 ; Matsunaga et al., 2008]。

III. 科学目的：月の地形、表層構造の調査

地形カメラ (Terrain camera, TC) は高分解能カメラ2台のステレオ撮像により、月表面を立体視することで高精度な3次元画像を取得する [Haruyama et al., 2008]。

月レーダサウンダー (Lunar radar sounder, LRS) は月表層に向けて電波を発射し、月表層からさらに地下へ潜り込んだ電波の反射を取得することで、月の地下構造を明らかにする装置である [Ono et al., 2008]。

レーザ高度計 (Laser altimeter ; LALT) は、地表に対してレーザ光を照射し、その到達時間を計測することで地表の高度を測定する装置である [Araki et al., 2008]。

IV. 科学目的：月の重力場分布の測定

衛星電波源 (Differential VLBI Radio source, VRAD) はリレー衛星およびVRAD衛星に搭載されているS, X帯電波源を対象に、地球局による相対VLBI観測を行い、各衛星の軌道を計測する [Hanada et al., 2008 ; Kikuchi et al., 2008]。

リレー衛星中継器 (Relay satellite transponder, RSAT) は月裏側を飛行中の主衛星の電波をリレー衛星で中継する [Matusmoto et al., 2008]。

V. 科学目的：月周辺環境の測定

月磁場観測装置 (Lunar magnetometer, LMAG) は、月周辺の磁気分布を計測し、月面の磁気異常を調べる [Shimizu et al., 2008]。

粒子線計測器 (Charged particle spectrometer, CPS) は月周辺の宇宙線や宇宙放射線粒子、月面から放射されるラドンなどのアルファ線を計測する、プラズマ観測装置 (Plasma analyzer, PACE) は月周辺のプラズマ環境、特に太陽風などに起因する電子及びイオンの分布を測定する [Saito et al., 2008]。

電波科学 (Radio science ; RS) は月周辺の電波環境を測定する [Imamura et

al., 2008]。

プラズマイメージャ (Plasma imager ; UPI) は月軌道から、地球の磁気圏およびプラズマ圏を画像として観測する [Yoshikawa et al., 2008]。

VI. 目的 : アウトリーチ

High definition television camera (HDTV) は高解像度の月画像を撮影する。

かぐやでは元素組成と鉱物組成を両方取得することに成功した。これらの組成情報は相補的な関係にある。鉱物組成は元素がどのような鉱物として存在しているかを示すが、その中に含まれている元素量を定量化することは困難なため、元素量はGRSのデータで補うことができる。元素濃度情報と鉱物情報を合わせて得ることが可能となり、より詳細な月地殻モデルへの制約が可能となる。

3.2. かぐや搭載ガンマ線分光計 (Kaguya gamma-ray spectrometer, KGRS)

かぐやに搭載されたガンマ線分光計 (KGRS) は、早稲田大学研究グループが開発を行い、運用を進めた。著者もプロジェクトチームの一員として、KGRS データの解析に携わってきた。

3.2.1. かぐや搭載ガンマ線分光計の詳細

「かぐや」に搭載された科学観測機器の一つであるガンマ線分光計 (KGRS) (図3.1) は、主検出器として高純度のゲルマニウム (Ge) 半導体検出器を用いた、これは月探査では初めての試みである [Hasebe et al., 2008]。KGRS には反同時計数を行うため、2つのシンチレータが搭載された。一つは、衛星構体側に置かれた大型のBGOシンチレータであり、衛星構体から発生したガンマ線や、ピークのバックグラウンドとなりうるコンプトン散乱ガンマ線を取り除く役目をおっている。もう一方は、月面側を向くように配置された薄いプラスチックシンチレータであり、月面からのアルベド粒子を取り除くために用いられている。図3.2には半同時計数を行った場合のガンマ線スペクトルと、半同時計数がない場合でのガンマ線スペクトルを示した。判同時計数法を適用することで大幅に連続部 (continuum) の影響を減らすことに成功した。

これまでにもガンマ線分光計は、惑星表面の元素組成を調べる有効な手段として惑星探査に用いられてきた。しかし過去の月探査に用いられた検出器は、アポロ計画ではNaI(Tl) [Harrington et al., 1974]、ルナ・プロスペクターではBGO [Feldman et al., 1999]といずれもシンチレータであったため、そのエネルギー分解能は低い。エネルギー分解能は、各元素の同定能力に直結するため、高いほど、高精度な科学的成果を得ることができる。KGRSでは主検出器に高純度Ge半導体を使用し、従来のシンチレータ検出器と比較して約10倍以上の高エネルギー分解能を達成した [Hasebe et al., 2009]。図3.3には、KGRSが得た月全球ガンマ線エネルギースペクトルと過去探査のそれとを比較した。KGRSは各元素由来のガンマ線ピークを詳細に同定することができ、これまでで最高精度のガンマ線計測に成功した。

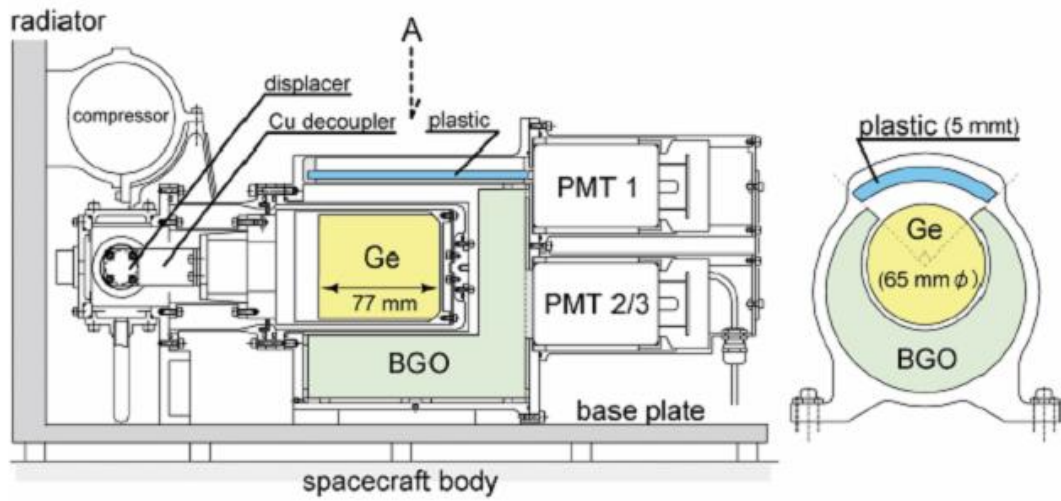


図3.1. かぐや搭載ガンマ線分光計の概要図[Hasebe et al., 2008]. A側が月面側である.

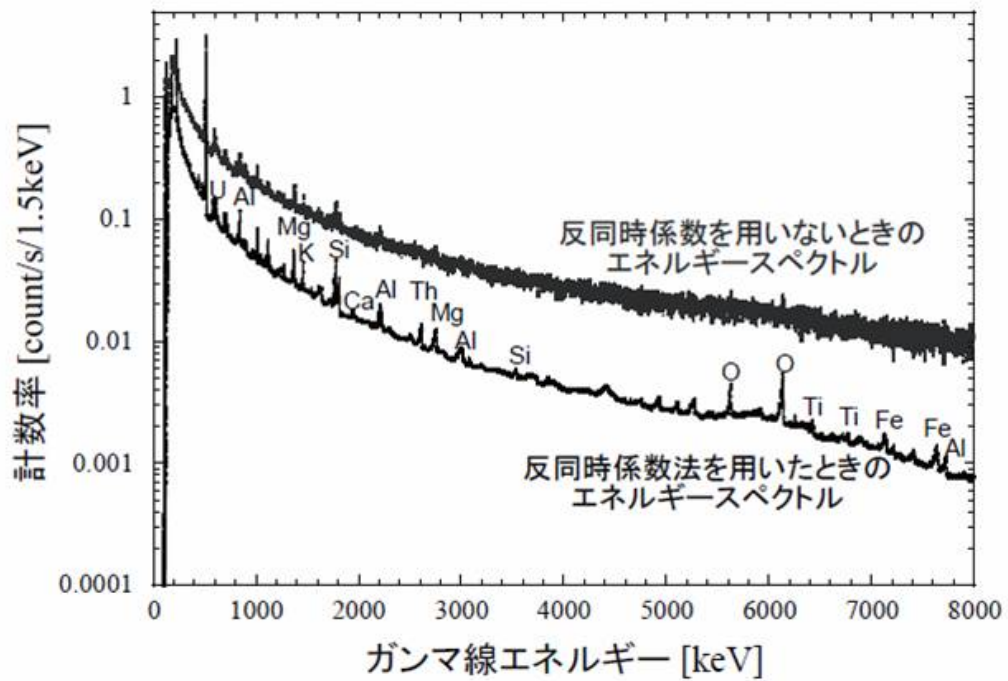


図3.2. 反同時計数法有り無し時のガンマ線エネルギースペクトルの比較[唐牛他, 2008].

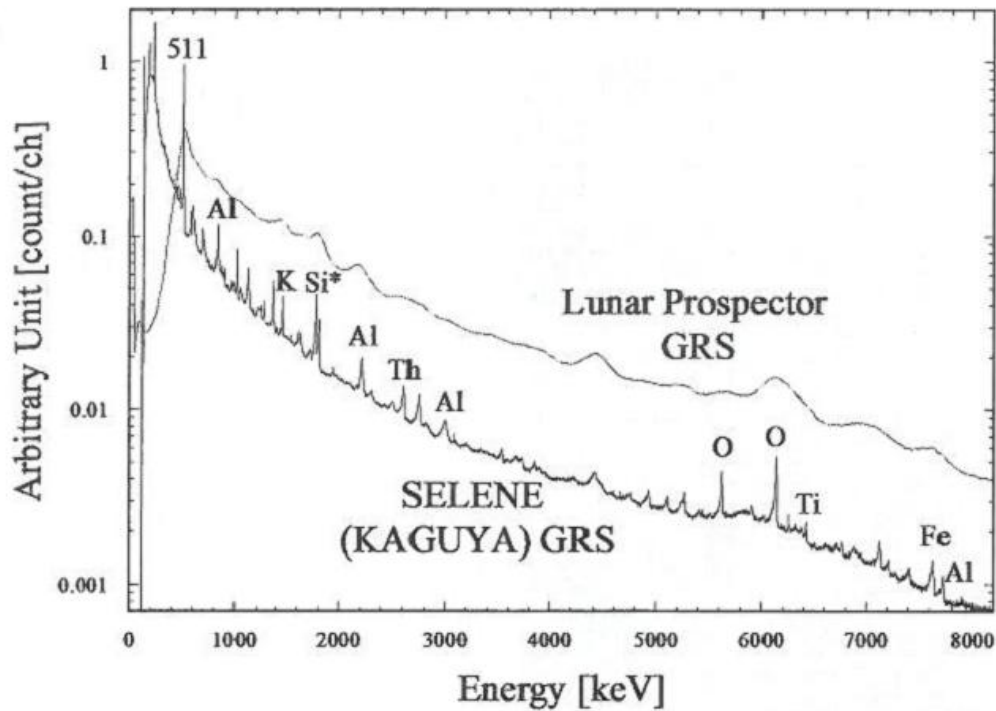


図 3.3. かぐや GRS 取得エネルギースペクトルとルナ・プロスペクター取得エネルギースペクトルの比較[Hasebe et al., 2009].

3.2.2. 月面ガンマ線の発生機構

惑星表面から漏れ出るガンマ線には、大きく分けて2つの発生機構がある。1) 長半減期を持つ天然放射性元素の壊変により発生するガンマ線、2) 銀河宇宙線と表面物質中の原子核との相互作用によって生じるガンマ線がある。図3.4には、月面からガンマ線が発生する機構を模式図として表した。月にはほぼ大気がないためこれらのガンマ線は月面上空にある検出器まで相互作用をすることなくやってくる。

惑星核ガンマ線分光では、これら1)と2)のガンマ線を惑星軌道上から検出し、ガンマ線エネルギースペクトルとしてデータを取得する。エネルギー値から核種を同定し、そのピーク強度からガンマ線の強度を見積もる。

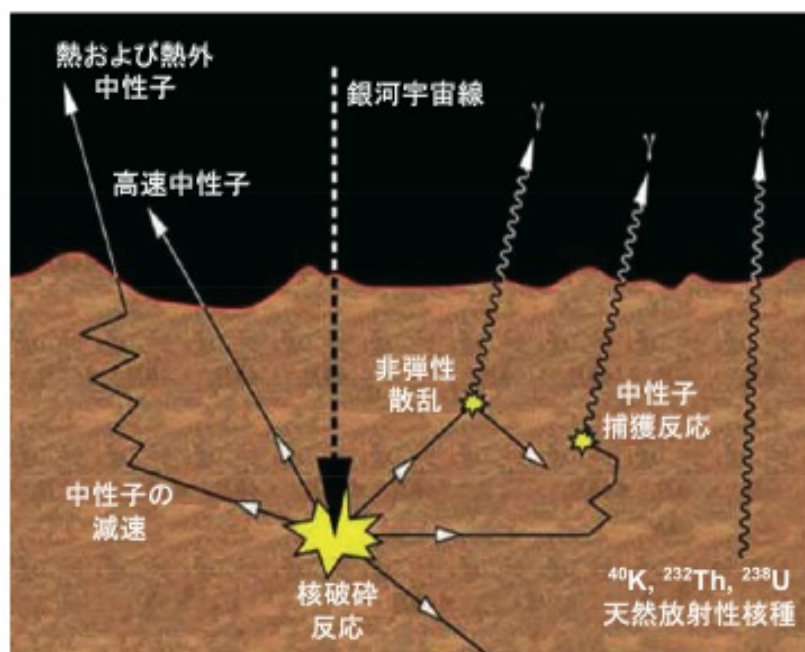


図3.4. 惑星表面から発生するガンマ線の模式図[唐牛他, 2008].

天然放射性元素の自然壊変由来ガンマ線

1) について、月面に存在する天然放射性元素は代表的なものとして ^{40}K 、 ^{232}Th 、 ^{238}U が挙げられる。半減期は、それぞれ ^{40}K が約13 億年、 ^{232}Th が約139 億年、 ^{238}U が約45 億年である。これらの元素が自然崩壊する際に放出するガンマ線は、それぞれの原子核に固有のエネルギーをもつ。 ^{40}K からは、電子捕獲により複合核 ^{40}Ar の励起状態となり、これが基底状態に戻る際に1.461 MeVのガンマ線が放出される。 ^{232}Th は、崩壊して最終的に ^{208}Pb で終わるトリウム系列で、2.615 MeVのガンマ線が最も強い。 ^{238}U は ^{206}Pb で終わるウラン系列をなし、0.609 MeVのガンマ線が最も強い[e. g., 山下, 2006]。

中性子との相互反応で発生するガンマ線

2) について月面の場合、主に陽子から成る銀河宇宙線は、月には大気がほとんど存在しないため惑星表面に直接入射し、二次中性子や二次陽子等を生成する。この中性子や陽子は、どちらもガンマ線を発生させる核反応を引き起こすが、特に中性子の寄与が大きい。生成した中性子は、月面から宇宙へそのまま飛び出すか、もしくは熱エネルギー程度までそのエネルギーを落とし原子核に吸収されるまで、惑星表層の原子核との衝突(反応)を繰り返す。その過程で、a) エネルギーの高い中性子と原子核との非弾性散乱による“非弾性散乱ガンマ線”と、b) 熱エネルギー程度まで減速した中性子が原子核に吸収されることによる“捕獲ガンマ線”の2種類のガンマ線が発生する。これらのガンマ線は発

生した原子核固有のエネルギーを持つ。

これらの核ガンマ線は中性子との反応によって生成されるため、目的の元素が同じ存在量を持つ地域でも中性子強度が強い地域では、ガンマ線強度も強くなる。従って核ガンマ線分光において、元素存在度を知るためには、ガンマ線と同時計測された中性子の複合的な解析が不可欠である。主要元素のガンマ線強度を推定するためには、中性子強度の地域変動に起因するガンマ線強度の変動を補正する必要がある。

3.2.3. かぐや搭載ガンマ線分光計 (KGRS) の観測期間

KGRS取得データは、以下に示すような条件で、三つの観測期間データに分けられている[唐牛他, 2010]。

ピリオド1：2007年12月14日（定常運用開始）から2008年2月16日までのデータ取得期間を指す（実測観測時間32.8日）。Ge結晶への印可電圧は3.1 kVで観測を行った。衛星高度は 100 ± 20 km、 ^{40}K 由来の1461 keVガンマ線ピークでの平均エネルギー分解能8.8 keV、空間分解能は $130 \text{ km} \times 130 \text{ km}$ 。

月食期間：2008年2月20日から2008年2月22日までの月食の間は観測を停止。2008年2月23日に観測開始後、ノイズが多く正常スペクトルが取得できない問題が発生、Ge結晶の印可電圧を下げることで対処し、2008年7月7日より観測を再開。

ピリオド2：2008年7月7日から2008年12月16日（定常運用終了）までのデータ取得期間を指す（実測観測時間78.6日）。Ge結晶への印可電圧は2.5 kVで観測を行った。衛星高度は 100 ± 20 km、 ^{40}K 由来の1461 keVガンマ線ピークでの平均エネルギー分解能16.6 keV、空間分解能は $130 \text{ km} \times 130 \text{ km}$ 。

アニーリング期間：宇宙空間での観測のため、荷電粒子による放射線損傷の影響で、エネルギー分解能が劣化。その対処としてGe結晶のアニーリング (Annealing) を実施。

ピリオド3：アニーリング後、2009年2月10日から2009年5月28日までの低高度観測期間中のデータ取得期間を指す（実測観測時間69.5日）。Ge結晶への印可電圧は2.5 kVで観測を行った。衛星高度は 50 ± 20 km、 ^{40}K 由来の1461 keVガンマ線ピークでの平均エネルギー分解能7.1 keV、空間分解能 $67 \text{ km} \times 67 \text{ km}$ 。

3.2.4. 元素分布地図

I) 天然放射性元素 (K, Th, U) の全球濃度地図 [Kobayashi et al., 2010; Yamashita et al., 2010]

図3.5には、KGRSによる天然放射性元素 K, Th, U の全球濃度地図を示す。表側のPKTと呼ばれる領域に、これらの元素が強く濃集していることが確認できる。

Kの全球地図は、ピリオド1で観測されたエネルギースペクトルをもとに、 ^{40}K の1.461 MeVガンマ線ピークを解析して作成された [Kobayashi et al., 2010]。Kの計数率は、全ピーク面積 (Total peak area) 法 [Gilmore and Hemingway, 1995] により算出されたものである。

Thの全球濃度地図は、ピリオド1とピリオド2の積算スペクトルを用いて、2.615 MeVのガンマ線ピークを使って解析された [Yamashita et al., 2010]。Uの全球濃度地図を作製する際には、Th同様にピリオド1とピリオド2の積算スペクトルを使用し、1.764 MeVのガンマ線ピークを使用し解析した [Yamashita et al., 2010]。ThとUのガンマ線ピークは近傍のガンマ線ピークから成る複合ピークなので、その解析では、Aquarius [Diez, 2009] と呼ばれるピークフィッティングツールが用いられた。高いエネルギー分解能により、1.779 MeVのSiの非弾性散乱ピークとの分離が可能となり、世界で初めてUの全球地図を報告した [Yamashita et al., 2010]。

これらの元素の濃度は、アポロ回収試料のようなground truthにたよらない絶対濃度として報告されており [Kobayashi et al., 2010]、かぐやデータアーカイブにてその濃度データが公開されている。

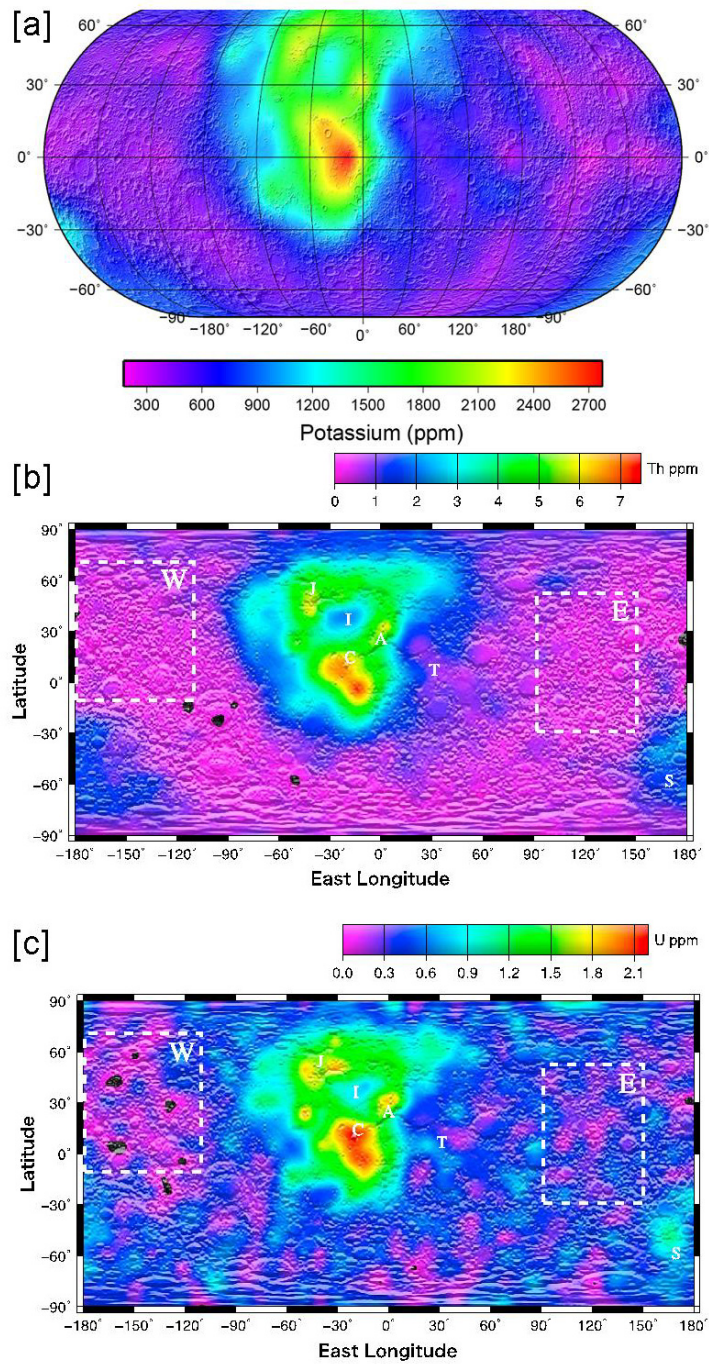


図3.5. KGRSにより観測された月表層の天然放射性元素の分布. [a]が ^{40}K [Kobayashi et al., 2010], [b]がTh, [c]が ^{238}U [Yamashita et al., 2010].

II) 主要元素濃度地図

カルシウム (Ca) の全球濃度分布[Yamashita et al., 2012]

図3.6には、Yamashita et al. (2012)による主要元素Caの全球濃度地図を示す。各ガンマ線スペクトルは2度毎の移動平均法を用いて積算された（積算半径は900 km）。Ca由来のガンマ線ピークは3.737 MeVの非弾性散乱によるガンマ線ピークをAquarius[Diez, 2009]を使用して解析し、そのガンマ線計数率をルナ・プロスペクターで計測された月表層での高速中性子強度分布[Maurice et al., 2004]を使って補正した。濃度変換には、アポロ・ルナ回収試料を“Ground truth”として使用した。Caは斜長石を構成する主要元素なので、斜長岩質地殻である高地で高くなり、海で低くなる（図3.6）。

表側の東側の海（C, F, N）は西側の海（P, I）と比較してCaに富んでいることがわかった。Yamashita et al. (2012)は、その違いは東側の海と西側の海で海を構成する鉱物組成の違いにより生じていることを指摘した。この差はAl含有量との関連性が小さいことから、東側の海は西側の海よりもオーザイトに富んでいることを示唆している[Yamashita et al., 2012]。海の玄武岩は内部マントルが吹き出したもので、表層探査では探れない月内部組成を知る窓という面をもつ。これらの情報は、内部マントル組成の不均質性を示唆している。

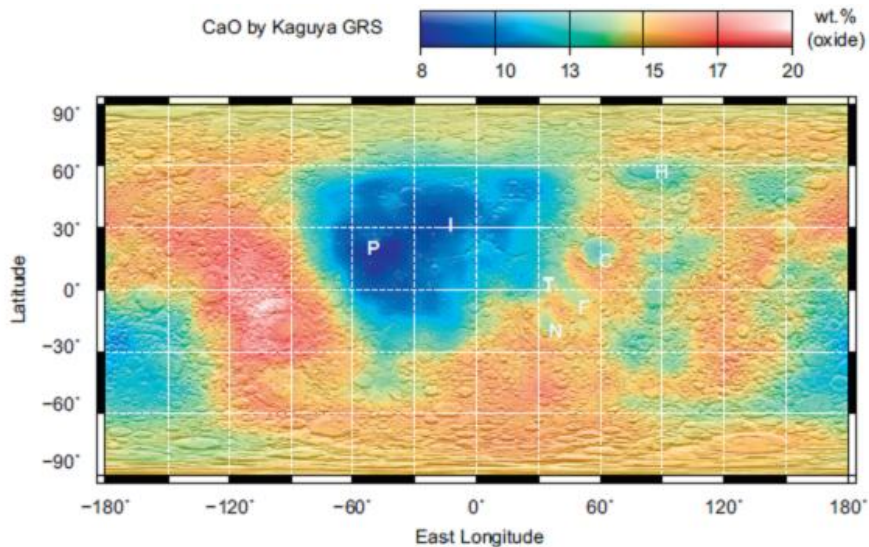


図3.6. KGRSにより観測された月表層のCaO分布[Yamashita et al., 2012]. PはProcenellarum（嵐の大洋），IはImbrium（雨の海），TはTranquillitatis（静かの海），CはCrisium（危難の海），FはFecunditatis（豊かの海），NはNectaris（神酒の海）をそれぞれ指す。

III) 主要元素相対強度分布

シリコン (Si) の全球分布 [Nagaoka et al., 2011]

図3.7には、主要元素Siの初期解析結果である全球強度分布を示す。Si由来のガンマ線ピークは3.539 MeVの熱中性子捕獲反応によるガンマ線ピークを使用した。各スペクトルは1度毎の移動平均法を用いて積算した(積算半径は900 km)。ピーク強度は全ピーク面積法で算出し、そのガンマ線計数率をルナ・プロスペクターで計測された月表層での熱中性子強度分布 [Maurice et al., 2004] を使って補正した。

この結果は初期解析結果なので、最終的なSiの分布としては、まだ報告されていないが、傾向としてSiは、高地で高く海で低い。イルメイトには、そもそもSiは含まれていない。したがってイルメナイトを相対的に多く含む海の方が、高地と比較してSi量が低いことを示していると解釈できる。

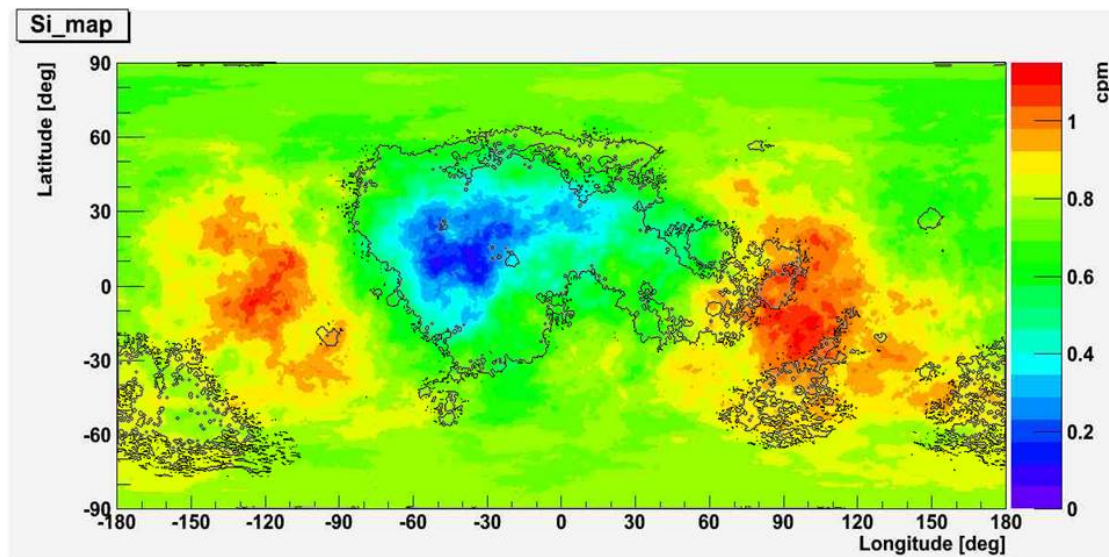


図3.7. KGRSにより観測された月表層のSi分布 [Nagaoka et al., 2011].

チタン (Ti) の全球分布 [Nagaoka et al., 2014; 櫻本, 2013]

図3.8には、主要元素Tiの全球強度分布を示す。Ti由来のガンマ線ピークは1.382 MeVの熱中性子捕獲反応によるものを使用した。各スペクトルは2度毎の移動平均法を用いて積算した(積算半径は600 km)。ピーク強度はAquarius [Diez, 2009]を使用して解析し、そのガンマ線計数率をルナ・プロスペクターで計測された月表層での熱中性子強度分布 [Maurice et al., 2004] を使って補正した。

Tiの含有量は高地と比較して、海で相対的に高くなる。しかし海の中でも強度にばらつきが見られる。特に強度が強いのは、静かの海 (T; 図3.6) と嵐の大洋 (P; 図3.6) である。これは先行研究 (Prettyman et al., 2006) ともよい一致を示す。玄武岩領域でのTi量の差はマグマ源の不均質性を反映している [e.g., Morota et al., 2011]。

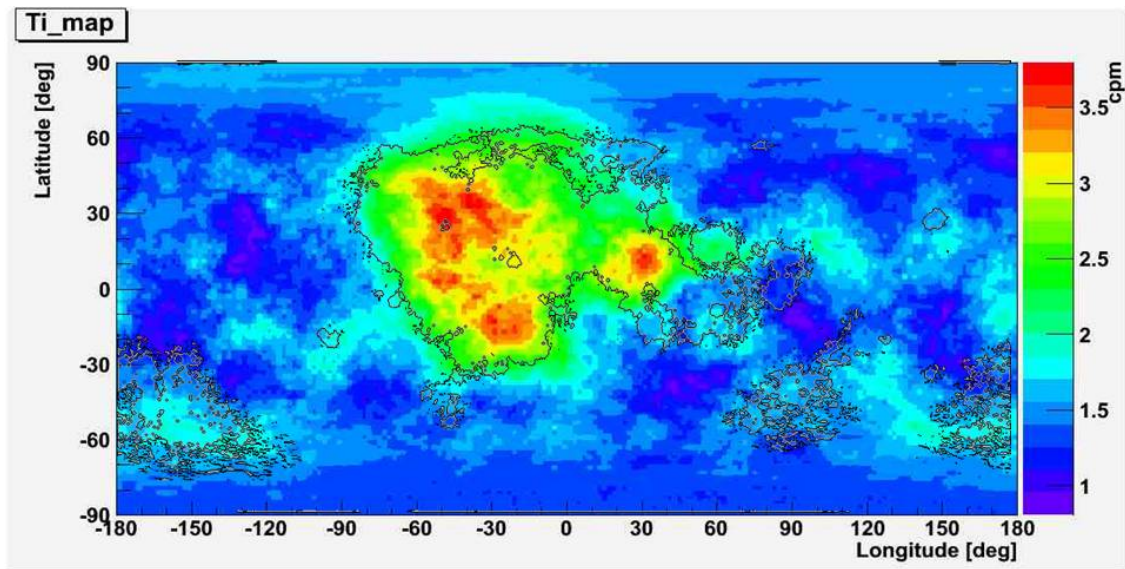


図3.8. KGRSにより観測された月表層のTi分布 [Nagaoka et al., 2014].

3.3. 分光カメラ

かぐやに搭載された分光カメラ (LISM) はマルチバンドイメージャ (MI)、スペクトルプロファイラ (SP)、地形カメラ (TC) の三つの総称を指す。それぞれの概要を以下に示す。図3.9には分光カメラの配置図とそれぞれの機器の実際の画像を示す。

マルチバンドイメージャ (MI)

MI は月表層の鉱物が反射する光を、可視から近赤外領域にかけて9つの波長域に分けて取得した、可視光領域は0.415, 0.75, 0.9, 0.95, 1.0 μm 、近赤外領域は1.0, 1.05, 1.25, 1.55 μm (図3.10)。MIは20m(可視光)及び62m(近赤外)という高い空間分解能を有する。MIは鉱物組成の同定とその分布を調べて月面全域の地質区分を行った。

スペクトルプロファイラ (SP)

SPは月表層の鉱物が反射する光を、可視領域(0.52 μm)から近赤外領域(2.6 μm)まで連続スペクトルとして取得し(図3.10)、鉱物組成とその分布を調査する装置である。MIの観測データと組み合わせることで観測対象領域と精度の両方高めることができる。

地形カメラ (TC)

TCは表面の地形を解像度10mという精度で撮像する光学カメラ機器である。2つのカメラを月面に対し、垂直方向から斜め前方と斜め後方に15°傾けて設置して立体視することで、月の3次元地形図の作成を可能としている。

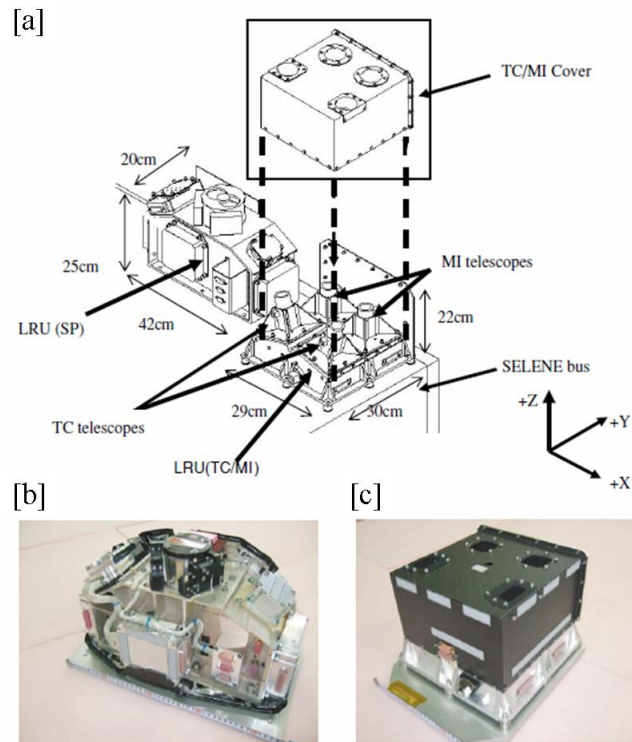


図3.9. [a]MI, SP, TCの配置図. [b]実際のSPの画像, [c]実際のTC (手前側2つの穴がTCカメラ), MI (向こう側2つの穴がMIカメラ) の画像[Haruyama et al., 2008].

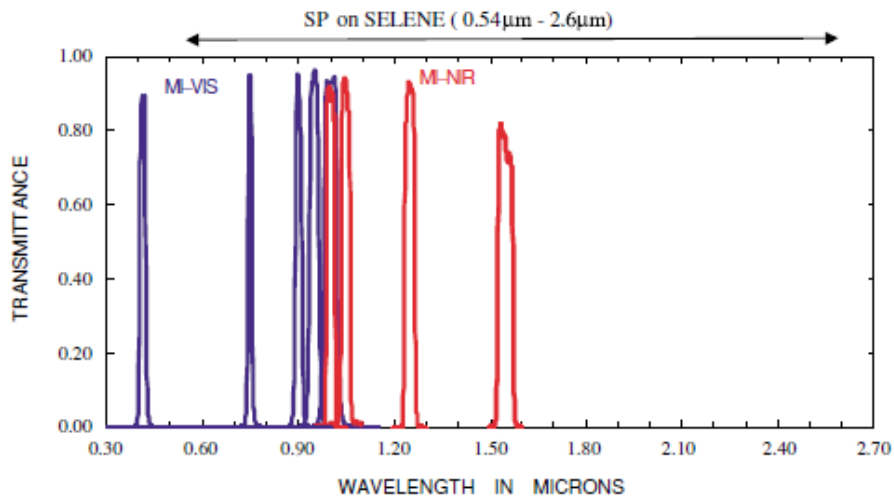


図3.10. かぐやに搭載されたMIとSPの観測波長領域の比較. 青で示された波長バンドはMIで取得された可視光領域バンド帯 (0.415, 0.75, 0.9, 0.95, 1.0 μ m), 赤で示された波長バンドはMIで取得された近赤外領域バンド帯 (1.0, 1.05, 1.25, 1.55 μ m). SPは0.54 μ mから2.6 μ mの連続スペクトルを取得した [Haruyama et al., 2008].

3.4. かぐやGRS, MI, SPによる月斜長岩地殻への科学的成果

かぐやに搭載された観測機器の科学的成果を示す。特に月の化学的特徴を調査した「ガンマ線分光計 (KGRS)」と「分光カメラ (特に MI, SP)」の成果についてまとめる。

3.4.1. 高地でのトリウム含有量と地殻厚の反相関[Kobayashi et al., 2012]

「かぐや」に搭載されたガンマ線分光計 (KGRS) は、ルナ・プロスペクターの GRS の数倍程度の高感度で月面の Th 分布を測定し、特に Th 量が低く測定が困難であった月裏側高地の Th 分布を初めて定量的に評価した[Kobayashi et al., 2012]。月面で最も Th 量が低い地域が、裏側高地の赤道付近に二箇所 (Zone A; Zone B) 存在することを発見した (図 3.11)。Zone A は、月面上で最も Th 量が低い地域でありかつ、かぐやの重力場データから指摘された最も地殻が厚い地域[Ishihara et al., 2009]と一致した。Zone B や月表側の南極周辺もまわりと比較して地殻が厚い場所であり、このような場所でも Th 量の減少がみられる[Kobayashi et al., 2012]。

液相濃集元素の Th は、マグマオーシャンからの結晶化過程でより液相に残る性質があるため、Th 量の少ない地殻ほど、そうでない地殻と比較して相対的に、初期のマグマオーシャンから晶出した可能性が高いことを示唆している。

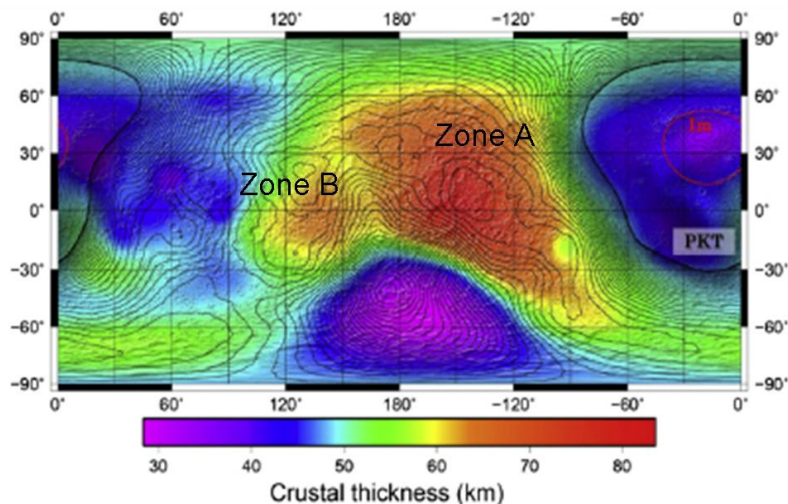


図3.11. KGRSのTh存在量と地殻厚との関係. Th量は等高線で表され、カラーバーは地殻厚を示す. Th量が最も少ない領域を、裏側高地で二箇所 (Zone A, Zone B) 発見した[Kobayashi et al., 2012].

3.4.2. 高地のMgナンバー分布 [Ohtake et al., 2012]

かぐやに搭載されたスペクトルプロファイラ (SP) では、苦鉄質鉱物特に輝石の吸収端の形状から、はじめて月高地領域のMg#地図 (図3.12) を作成した [Ohtake et al., 2012]。その結果から、裏側高地は表側高地と比較してMg#が高いこと、特に月の裏側高地中心部が最もMg#が高いことがわかった。最もMg#の高い領域は、裏側高地の中心付近から少し東側によった領域である。この領域は最もTh量が低いZoneAの領域内で、ディリクレ=ジャクソン盆地という大きな衝突盆地がある。Thが最も少なく、Mg#が最も高い領域であることから、この地域には、月高地の中でも最も初期に固化した地殻が保存されている可能性が高いことがわかった。また、Mg#が裏側高地から表側高地にかけて、段々と小さくなるという観測事実から初期に固化し浮上した斜長岩地殻が対流により、裏側に運ばれることで裏側高地から先に成長していく不均質な斜長岩地殻形成メカニズムが提唱された [図3.13; Ohtake et al., 2012]。

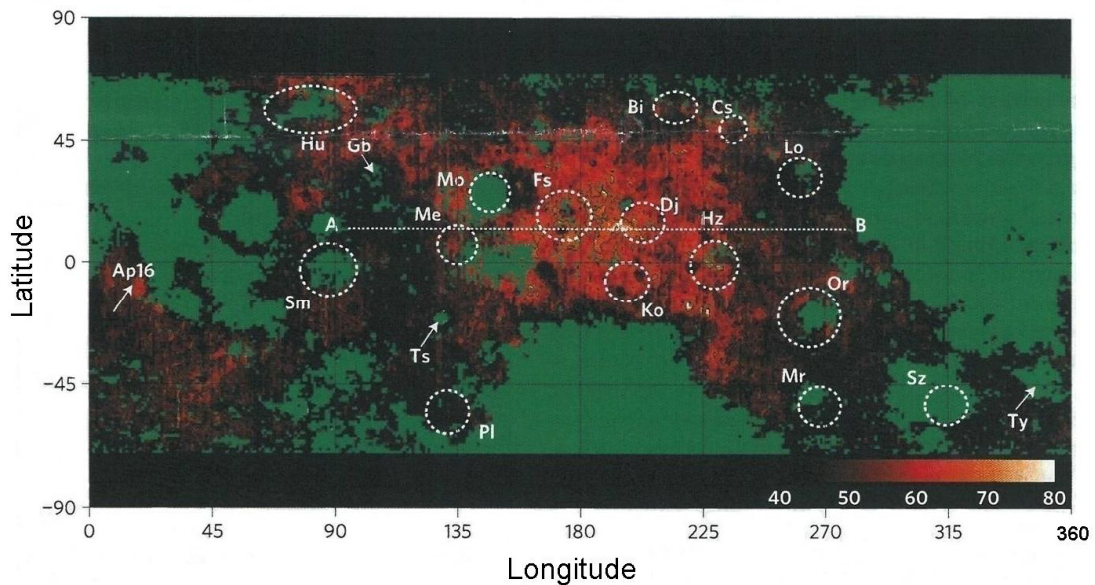


図3.12. SPで決定された月高地のMg#分布 [Ohtake et al., 2012].

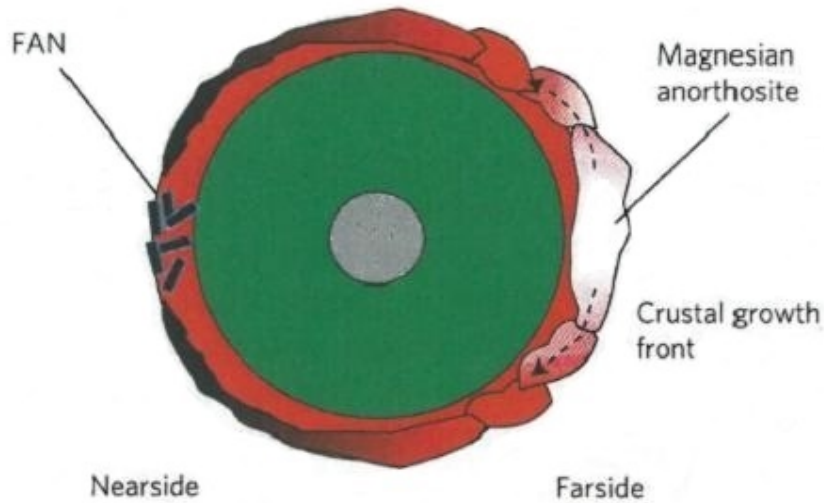


図3.13. 不均質な地殻成長メカニズム [Ohtake et al., 2012].

3.4.3. 純粋斜長岩 (Pure anorthosite ; PAN) の全球分布 [Ohtake et al., 2009]

月高地領域は無数のクレータにより、凹凸の激しい地形をもつ。クレータの形状は、その大きさにより異なる。単純クレータと呼ばれる直径 10~15 km 以下のクレータは、比較的単純なお椀型である (図 3.14)。それより大きな直径 20~30 km のクレータになると底が平らになり、さらに大きなクレーター (直径 30~40 km 以上) になると中央部に丘、縁に階段城壁をもつ複雑なクレータ形状になる (図 3.14)。さらに大きなクレータになると、中央丘はより顕著に現れる。しかし、直径 300 km を超えるような衝突クレータ (ベーズン ; 盆地) になると、中央丘はみられなくなる [長谷部他, 2013]。直径が 100 km を超えるような衝突クレータでは、衝突の際に少なくとも 10 km 前後からそれより深い領域まで掘りぬいており、地殻深部の物質は、クレータの中心部分が丘のように盛り上がる際に表面まで運ばれてくる。この丘は中央丘と呼ばれ、隕石衝突によって月面が掘削された際に、月の深部物質 (10~20 km) が隆起したことで形成された地形である。したがって中央丘を調べることで、月表層探査ではわからない地殻深部の情報を得ることができると期待されている。

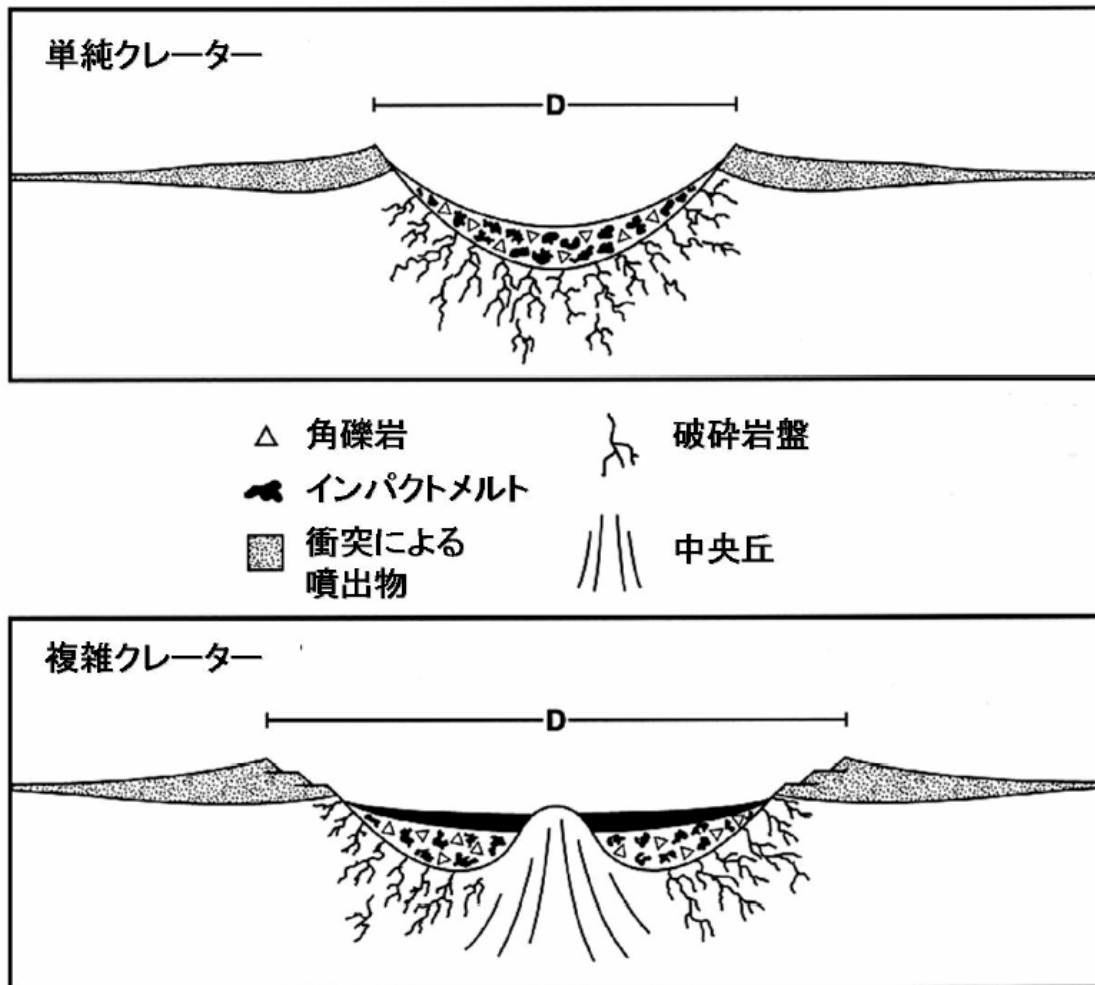


図 3.14. クレーター形成モデル[長谷部他, 2013 ; 提供 NASA].

「かぐや」に搭載されたマルチバンドイメージャー (MI) は、特に高地領域の衝突クレータの中央丘を調査した結果、ほぼ 100% 斜長石で構成される非常に純粋な斜長岩 (Pure Anorthosite, PAN) を発見し、全球にわたるクレータの内部で普遍的に存在していることを初めて報告した [Ohtake et al., 2009]。直径 100 km を超すような衝突クレータの中央丘から PAN が普遍的に観測されたという事実と、その衝突クレータの規模と起源深度の関係から、月の表面から深さが 10 km より下の層に 30 km から 50 km ほどの厚さの PAN 層が月の全球に広がっており、それが地殻を形成している可能性が示唆された [Ohtake et al., 2009; Yamamoto et al., 2012]。アポロ回収試料の FAN や月隕石の研究からは、斜長岩地殻の斜長石含有量は 80~90 % と見積もられてきた。しかし PAN はこれらよりも、さらに高い斜長石含有量である。このような純粋な斜長岩が、月全球に普遍的に存在するとすれば、アポロ試料から導かれたマグマオーシャンの組成

とそのメカニズムを大きく見直す必要がある。

3.5. 月岩石試料研究の位置づけ

かぐやの高精度な分光カメラ観測データは、裏側の斜長岩質地殻が、従来のFANを仮定した斜長岩地殻から予想したMg#よりも、さらに高い値をもつことを示した[Ohtake et al., 2012]。さらにそのような地殻は、Th量が最も少ない地殻領域であることが、KGRSのガンマ線観測により明らかとなった[Kobayashi et al., 2012]。このTh量とMg#の逆相関は、マグマオーシャンからの斜長岩固化の過程を考えた場合、調和的であり、月の裏側高地中心部に最初期に固化した斜長岩地殻が保存されている可能性を示唆している。この裏側高地の化学的特徴は、表側高地からの回収であるアポロ試料研究により提唱された地殻モデルでは説明できないため、月全球からの無作為試料である月隕石のデータとの比較が必要である。

この裏側地殻にもっとも近い化学的特徴を持つ月隕石の候補として、オマーン砂漠で回収されたDhofar 489という月隕石が存在する。この月隕石の全岩組成は、高地由来の月隕石の中で最もTh量に乏しく、最もMg#が高い[Korotev et al., 2006 ; Takeda et al., 2006]。これらの特徴は、この隕石が裏側高地地殻を起源としている可能性を示唆している[Takeda et al., 2006]。また、今まで月隕石研究の立場から、純粋斜長岩 (PAN) に対する岩石学的化学的解釈がなされたことはない[Korotev et al., 2010]。しかし、遠隔探査データで示唆されたようなPAN層が地殻全球に存在するとすれば、それを新たな地殻成分として考慮し、その化学的特徴を反映した地殻モデルが必要である。

かぐやの成果により月全球にわたる元素組成の不均質性や、新たな地殻成分の存在が報告された。これら地殻成分の物質情報をより高精度に抽出するために、本研究では、月隕石や回収試料の分析を行い (4章)、斜長岩質月隕石の化学的特徴と鉱物学的特徴を実際に分析しまとめた (5章)。6章では、月隕石データとかぐやの探査データを直接比較し、新たな月地殻成分の化学的特徴を加味した、最新の月地殻研究を述べる。

参考文献

- Araki, H. et al., 2008. Observation of the lunar topography by the laser altimeter LALT on board Japanese lunar explorer SELENE. *Adv. Space Res.* 42, 317–322.
- Binder, A.B., 1998. Lunar Prospector: overview. *Science* 281, 1475–1476.
- Diez, B., 2009. Determination of planetary surfaces elemental composition by gamma and neutron spectroscopy, Ph.D. thesis, Univ. de Toulouse, Toulouse, France.
- Feldman, W.C. et al., 1999. The Lunar Prospector gamma - ray and neutron spectrometers. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. A*, 422, 562–566, doi:10.1016/S0168-9002(98)00934-6.
- Gilmore, G. and Hemingway, J.D., 1995. *Practical Gamma-Ray Spectrometry* (Wiley, Chichester).
- Hanada, H. et al., 2008. VLBI for better gravimetry in SELENE. *Adv. Space Res.* 42, 341–346.
- Harrington, T. M. et al., 1974. The Apollo gamma - ray spectrometer. *Nucl. Instrum. Methods.* 118, 401–411, doi:10.1016/0029-554X(74) 90644-2.
- Haruyama, J. et al., 2008. Global lunar-surface mapping experiment using the Lunar Imager/Spectrometer on SELENE. *Earth Planet. Space* 60, 243–255.
- Hasebe, N. et al., 2008. Gammaray spectrometer (GRS) for lunar polar orbiter SELENE. *Earth Planet. Space* 60, 299–312.
- Hasebe, N. et al., 2009. High performance germanium gamma-ray spectrometer onboard Japanese first lunar mission SELENE (KAGUYA). *J. Phys. Soc. Jpn.* 78 (Suppl. A), 18–25.
- Imamura, T. et al., 2008. The possibility of studying the lunar ionosphere with the SELENE radio science experiment. *Earth Planet. Space* 60, 387–390.
- Ishihara, Y. et al., 2009. Crustal thickness of the Moon: implications for farside basin structures. *Geophys. Res. Lett.* 36, L19202, <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL039708>.
- Kato, M. et al., 2010. The Kaguya Mission Overview. *Space Science Reviews* 154, 3–19.
- Kikuchi, F. et al., 2008. Simulation analysis of differential phase delay estimation by same beam VLBI method. *Earth Planet. Space* 60, 391–406.
- Kobayashi, S. et al., 2010. Determining the absolute abundances of natural radioactive elements on the lunar surface by the Kaguya gamma ray

- spectrometer. *Space Sci. Rev.* 154, 193–218.
- Kobayashi, S. et al., 2012. Lunar farside Th distribution measured by Kaguya gamma-ray spectrometer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337–338, 10–16.
- Korotev, R.L. et al., 2006. Feldspathic lunar meteorites Pecora Escarpment 02007 and Dhofar 489: Contamination of the surface of the lunar highlands by post-basin impacts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5935–5956.
- Korotev, R.L. et al., 2010. On the origin of the Moon's feldspathic highlands, pure anorthosite, and the feldspathic lunar meteorites. *Lunar Planet. Sci. XXXXI Abstract #1440*.
- Matsumoto, K. et al., 2008. A simulation study for anticipated accuracy of lunar gravity field model by SELENE tracking data. *Adv. Space Res.* 42, 331–336.
- Matsunaga, T. et al., 2008. Discoveries on the lithology of lunar crater central peaks by SELENE Spectral Profiler. *Geophys. Res. Lett.* 35, L23201.
- Maurice, S. et al., 2004. Reduction of neutron data from lunar prospector. *J. Geophys. Res.* 109, E07S04.
- Morota, T. et al., 2011. Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 255–266.
- Nagaoka, H. et al., 2011. Global distribution of silicon by KAGUYA gamma-ray spectrometer. 74th Annual Meeting of the Meteoritical Society, published in *Meteoritics and Planetary Science* 46(Supplement s1), A171, #5239.
- Nagaoka, H. et al., 2014. Distributions of Titanium on the Moon by Kaguya Gamma-Ray Spectrometer (KGRS). 11th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS 2014), Sapporo, Japan, July 28th – Aug. 1st, 2014.
- Nozette, S. et al., 1994. The Clementine Mission to the Moon – Scientific Overview. *Science* 266, 1835–1839.
- Ohtake, M. et al., 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* 461, 236–240.
- Ohtake, M. et al., 2012. Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. *Nature Geoscience* 5, 384–388.
- Ono, T. et al., 2008. Instrumentation and observation target of the lunar radar sounder (LRS) experiment on-board the SELENE spacecraft. *Earth Planet. Space* 60, 321–332.
- Prettyman, T.H. et al., 2006. Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from Lunar Prospector. *J. Geophys. Res.* 111, E12007, doi:10.1029/2005JE002656.

- Saito, Y. et al., 2008. Low-energy charged particle measurement by MAP-PACE onboard SELENE. *Earth Planet. Space* 60, 375-385.
- Shimizu, H. et al., 2008. Ground calibration of the high-sensitivity SELENE lunar magnetometer LMAG. *Earth Planet. Space* 60, 353-363.
- Shirai, K. et al., 2008. Instrumentation and performance evaluation of the XRS on SELENE orbiter. *Earth Planet. Space* 60, 277-281.
- Takeda, H. et al., 2006. Magnesian anorthosites and a deep crustal rock from the farside crust of the moon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 247, 171-184.
- Yamamoto, S. et al., 2012. Massive layer of pure anorthosite on the Moon. *Geophys. Res. Letters* 39, L13201.
- Yamashita, N. et al., 2010. Uranium on the Moon: global distribution and U/Th ratio. *Geophys. Res. Lett.* 37 L10201.
<http://dx.doi.org/10.1029/2010GL043061>.
- Yamashita, N. et al., 2012. The global distribution of calcium on the Moon: Implications for high-Ca pyroxene in the eastern mare region, *Earth Planet. Sci. Lett.* 353-354, 93-98.
- Yoshikawa, I. et al., 2008. Telescope of extreme ultraviolet (TEX) onboard SELENE: science from the Moon. *Earth Planet. Space* 60, 407-416.
- 唐牛讓, 柴村英道, 小林正規, 奥平修, 山下直之, 小林進悟, 晴山慎, 長谷部信行 “月探査衛星「かぐや」搭載ガンマ線分光計で探る月表層の元素分布” 遊星人 Vol 17, No 3, 161-166, 2008.
- 唐牛讓, 小林進悟, 晴山慎, 山下直之, 小林正規, 柴村英道, 長谷部信行 “月探査衛星「かぐや」搭載ガンマ線分光計による高解像度月表層元素分布地図”、遊星人 Vol. 19, No. 2, 89-95, 2010.
- 櫻本晋洋, 学士論文, 早稲田大学, 2013 年度 3 月.
- 長谷部信行, 桜井邦朋, 晴山慎, 唐牛讓, 山下直之, 長岡央, 「人類の夢を育む天体「月」月探査機かぐやの成果に立ちて」, 恒星社, 2013 年.
- 山下直之, 博士論文, 早稲田大学, 2006 年度 4 月.
- JAXA ホームページ
<http://www.isas.jaxa.jp/j/enterp/missions/kaguya/index.shtml>

第4章

月試料に関する分析手法

本章では、本研究で用いた月岩石試料の分析方法についてまとめた。本研究では、希少試料である月岩石試料に対して、少量の試料量から多くの惑星化学的情報を得るために、複数の分析手法を併用した。本研究で用いた分析手法は、中性子放射化分析、電子顕微鏡による X 線分析、可視近赤外反射分光である。岩石試料の全岩化学組成は中性子放射化分析により求め、岩石中の鉱物組成分析には電子線照射による X 線分析、可視近赤外反射分光を用いた。

原子核が熱中性子を吸収した直後に放出される即発ガンマ線を測定して、試料中の元素の定量分析を行う方法を中性子誘起即発ガンマ線分析 (PGA) 法と呼ぶ。中性子を捕獲した核種が不安定核から安定核に壊変する際に放出する壊変ガンマ線を測定して、試料中の元素の定量分析を行う方法を機器中性子放射化分析 (INAA) 法と呼ぶ。中性子放射化分析では、出来る限り同一試料から多くの元素情報を得るために、PGA と INAA を併用した。中性子照射実験は、東海村の実験用中性子原子炉を用いて行った。

電子線照射により発生した特性 X 線のエネルギーから元素を同定し、放射線の強度を測定することで、元素量を決めることができる。電子線はマイクロメートルスケールまで絞ることが容易なので、岩石中の鉱物組成を分析するのに適している。X 線分析については、早稲田大学の走査型電子顕微鏡 (SEM)、東京大学大気海洋研究所の電子線マイクロアナライザ (EPMA) を用いて、月岩石試料中の鉱物組成を決定した。また鉱物はその種類、組成により、可視・近赤外領域の波長で特徴的な吸収を示すことが知られており、その特性を使って、岩石試料の鉱物組成を測定した。岩石表面の可視近赤外反射スペクトルの取得には、宇宙航空研究開発機構相模原実験室の拡散反射測定装置を用いて行った。

4. 1. 放射化分析

放射化することで不安定核種から放出される放射線を測定し、初めにあった安定核種の分析を行う方法を放射化分析という。放射化分析は少量の試料から高確度で多くの元素を同時定量できるため、希少な隕石試料の分析に最適な分析方法の一つである。安定核種を放射化する方法には、原子炉中性子が用いられる。電荷をもたない中性子は、原子核に容易に近づくことができ、特に運動エネルギーの小さな熱中性子は原子核に捕獲される（中性子捕獲反応）。この反応を利用する分析を中性子放射化分析と呼ぶ[伊藤泰男他, 2004]。

4. 1. 1. 中性子放射化分析

中性子捕獲反応では、安定標的核 (target nuclide) が中性子を捕獲するとエネルギーの高い複合核 (compound nuclide) となる。この複合核が 10^{-14} 秒以内に即発ガンマ線 (prompt gamma ray) と呼ばれるガンマ線を放出し、不安定核 (unstable nuclide) となる。この不安定核が再度安定核に壊変する際には、壊変ガンマ線 (decay gamma ray) と呼ばれるガンマ線を放出し、安定核 (stable nuclide) に落ち着く。これらの壊変に伴って放出されるガンマ線のエネルギーとその半減期は、核種固有の値をとる。それらのガンマ線のエネルギーを測定することで核種を同定し、ガンマ線の強度を求めることではじめの安定核種の個数を定量する (図 4. 1)。

原子核が中性子を吸収した直後に放出される即発ガンマ線を測定して、試料中の元素の定量分析を行う方法を中性子誘起即発ガンマ線分析 (neutron-induced prompt gamma-ray analysis、以下 PGA と略記する) 法と呼ぶ。次に中性子を捕獲した核種が不安定核から安定核に壊変する際に放出する壊変ガンマ線を測定して、試料中の元素の定量分析を行う方法を機器中性子放射化分析 (instrumental neutron activation analysis、以下 INAA と略記する) 法と呼ぶ[伊藤泰男他, 2004]。本実験では、出来る限り同一試料から多くの元素情報を得るために、PGA 法と INAA 法を組み合わせる実験を行った。

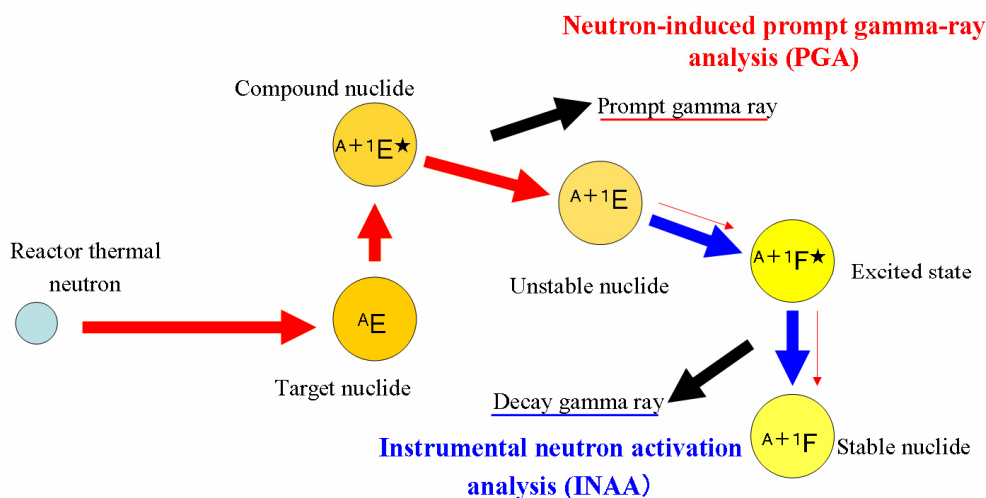


図 4. 1. 中性子放射化分析概念図.

4. 1. 2. 原理

次に中性子放射化分析の原理について説明する。ある安定核種 A に中性子を照射し、 (n, γ) 反応で生成する放射性核種の放射線の強さ A (Activity) [n/s] は、次式で求められる。

$$A = \sigma \phi \frac{w}{M} N_A \theta \{1 - \exp(-\lambda T_i)\} \quad (1)$$

ここで、 ϕ は中性子束 [$\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$]、 σ は中性子放射化断面積 [cm^2]、 w は定量目的元素の質量 [mg]、 M は元素の原子量、 N_A はアボガドロ数、 θ は定量目的元素中における標的核種の同位体存在度、 λ は生成核種の壊変定数 [$1/\text{s}$]、 T_i は中性子の照射時間 [s] をそれぞれ表す。実際に検出器で測定される放射線の強度は、

(1) 式で計算された生成放射能に次の三つの計数を掛けたものである。その一つ目は放射壊変による減衰率である。中性子照射を終了した直後から放射線測定を行うまでの時間を T_c とすると、 $\exp(-\lambda T_c)$ で表せる。二つ目は、放射線の放出率で原子核が一回壊変するごとに測定しようとする放射線が放出される割合を b とする。三つ目は、放射線の検出効率 ε で、検出器が放出された放射線を測定する割合のことである。以上の三つの計数から、実際に検出器で計測される放射線計数率 C は次式で表せる。

$$C = A \varepsilon b \exp(-\lambda T_c) \quad (2)$$

C の単位は、 A の単位としてベクレル (Bq: 1 秒あたりの壊変率) を用いれば cps (1 秒あたりの計数率、counts per second) で与えられる。(1) 式と (2) 式を

組み合わせると、定量値を算出する際の次式を得る[伊藤泰男他, 2004]。

$$C = \sigma\phi \frac{w}{M} N_A \theta \varepsilon b \{1 - \exp(-\lambda T_i)\} \exp(-\lambda T_c) \quad (3)$$

本研究では試料中の元素濃度の定量には、未知試料と一緒に元素組成既知の比較標準試料を同条件で照射し放射線測定を行う比較法を用いた。本研究で用いた元素定量のための計算式を以下にまとめる。未知試料（添え字は x）と比較標準試料（添え字は y）を同条件下で照射すると、(3)式より未知試料中の核種 a の壊変によるガンマ線の計数率 C^x は、

$$C^x = \sigma\phi \frac{w^x}{M} N_A \theta \varepsilon b \{1 - \exp(-\lambda T_i^x)\} \exp(-\lambda T_c^x) \quad (4)$$

と表され、比較標準試料中の核種 a の壊変によるガンマ線の計数率 C^y は、

$$C^y = \sigma\phi \frac{w^y}{M} N_A \theta \varepsilon b \{1 - \exp(-\lambda T_i^y)\} \exp(-\lambda T_c^y) \quad (5)$$

と表せる。単位質量当りの計数率を比較しなくてはならないため、それぞれの質量を m^x 、 m^y として、(4)式、(5)式の両辺をそれぞれの試料の質量で割り、比をとると以下の式が導かれる（本 INAA 実験では $T_i^x = T_i^y$ としている）。

$$\frac{C^x/m^x}{C^y/m^y} = \frac{(w^x/m^x) \exp(-\lambda T_c^x)}{(w^y/m^y) \exp(-\lambda T_c^y)} \quad (6)$$

w/m は試料中の元素濃度を表しているため D と置くと、(6)式は以下のようになる。

$$D^x = D^y \frac{(C^x/m^x)}{(C^y/m^y)} \exp(\lambda T_c^x - \lambda T_c^y) \quad (7)$$

INAA 法による元素定量では (7) 式を用いた。PGA 法による元素定量では、中性子照射と同時にガンマ線を測定しているため T_c を考慮する必要はない。そこで、PGA による元素定量では以下の式を用いた。

$$D^x = D^y \frac{(C^x/m^x)}{(C^y/m^y)} \quad (8)$$

比較標準試料としては、産業技術総合研究所が提供している岩石標準試料 JB-1 と JG-1a[Imai et al., 1995a, 1995b; Terashima et al., 1994]と、スミソニアン博物館が提供している Allende 隕石試料[Jarosewich et al., 1987]を用いた。

4.1.3. 中性子放射化分析の概要

次に実際に本研究で行った中性子放射化分析実験の詳細について記述する。本章では、高地レゴリス月隕石と判明した試料 Northwest Africa (NWA) 2200 を例として示し、中性子放射化分析実験の説明を行う。

PGA 実験施設の概要

最初に PGA 実験を行った。本実験には日本原子力研究所 (JAEA) の研究用原子炉 JRR-3M に設置してある実験利用棟内の即発ガンマ線分析装置を用いた。JRR-3M に設置されている炉心と中性子導管の概要図を図 4.2 に示す。熱中性子は炉心から原子炉外に導管を通して導き出し、試料に中性子を照射し、同時に試料から放出されるガンマ線の測定を行う (中性子ビームのサイズは 20 mm×20 mm)。

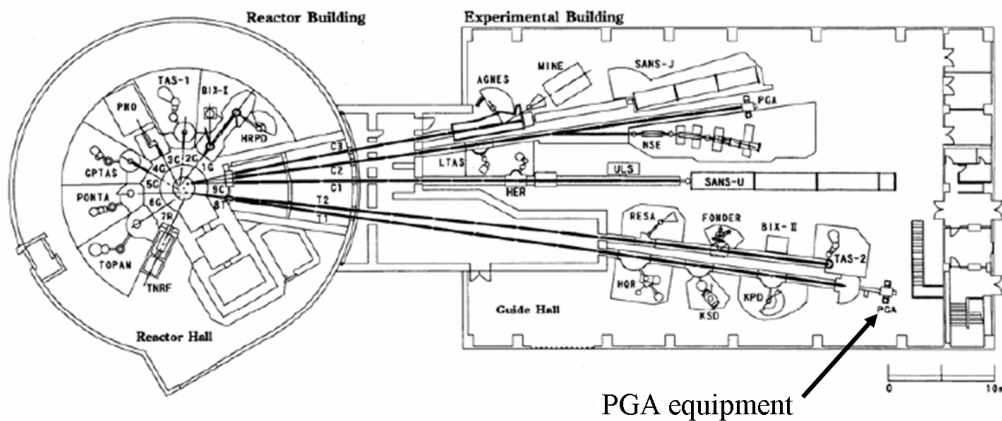


図 4.2. JRR-3M に設置されている中性子導管の俯瞰図 [伊藤泰男他, 2004].

次に即発ガンマ線の測定に用いた即発ガンマ線分析装置の概要図を図 4.3 に示す。分析感度及び検出限界の大幅な改善のために、ガンマ線バックグラウンドを低下させるための工夫を以下にまとめる [米沢仲四郎, 2002]。

- ・ 試料周りの遮蔽材料及び構造材料には即発ガンマ線発生量が少ない LiF タイル及びフッ化樹脂を使用
- ・ 試料の照射雰囲気として、中性子の散乱断面積が小さく、即発ガンマ線量が少ない He を使用
- ・ BGO 検出器を反同時計数として用い、コンプトンバックグラウンドの影響を低減

PGA 実験詳細

PGA 実験の詳細を示す。まず月隕石試料 NWA 2200 の塊試料 (233 mg) を洗浄した FEP (fluorinated ethylene polyethylene) フィルムで二重に熔封した。比較標準試料として用意した JB-1 [Imai et al., 1995a, 1995b; Terashima et al., 1994] も同様に FEP フィルムに熔封した。これらの試料に対して JRR-3M に設置してある即発ガンマ線分析装置を用いて、個別に約 2 時間熱中性子 ($1.6 \times 10^8 \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) を照射し、同時に放出される即発ガンマ線を測定した。中性子照射中の分析装置内には He ガスを充填して、試料を 4 フッ化エチレン樹脂製の試料箱に中性子ガイドビームに対して 45 度傾けて設置した。得られた NWA 2200 の即発ガンマ線エネルギースペクトルを図 4.4 に示す。PGA 実験では、主要元素 (Si, Ti など) の定量を目的とした。

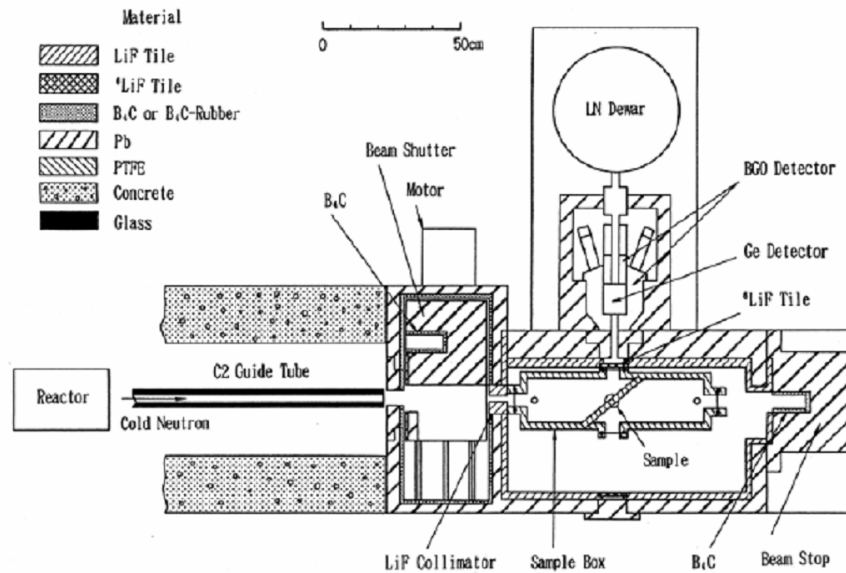


図 4.3. JRR-3M における即発ガンマ線分析装置の概要図 [伊藤泰男他, 2004].

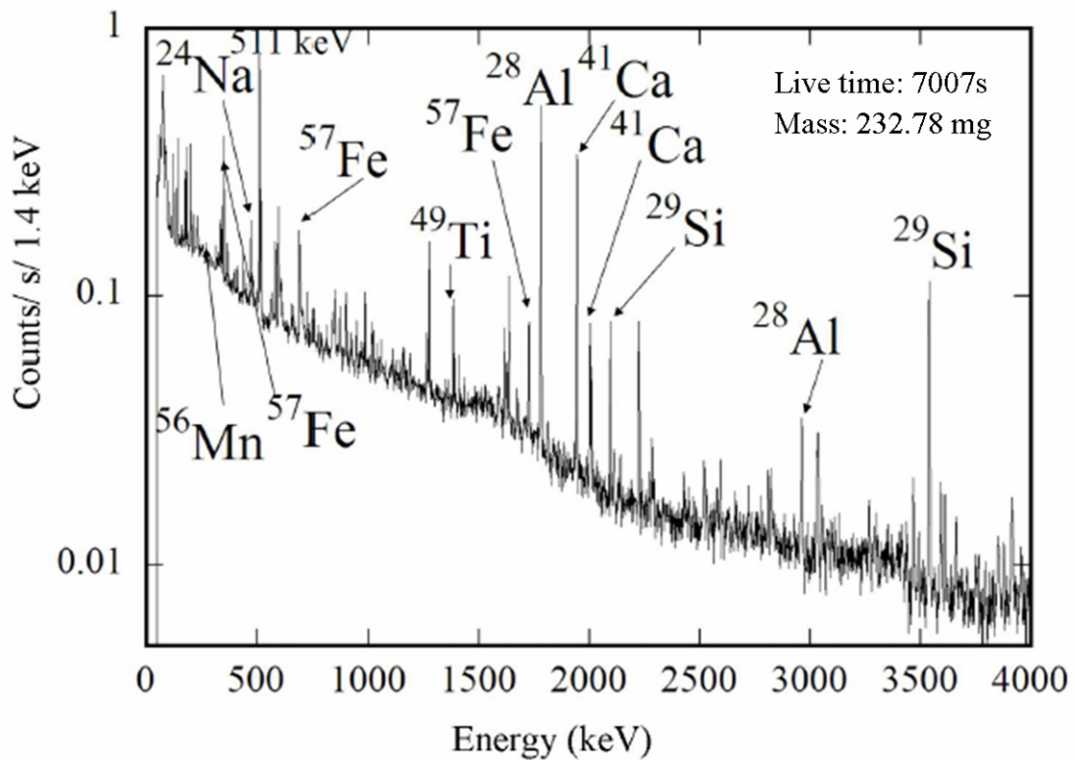


図 4.4. PGA による月隕石 NWA 2200 の即発ガンマ線エネルギースペクトル [Nagaoka et al., 2008].

INAA 実験の概要

次に本研究では、半減期の異なる元素をより多く定量するため、半減期に応じて中性子照射時間の異なる INAA 分析実験を、2 度日本原子力研究所 (JAEA) の研究用原子炉 JRR-3M 内原子炉棟 (図 4.5) で行った。照射時間を 10 秒間 (短時間照射) と 10 分間 (長時間照射) の 2 回に分けて測定した。短時間照射実験では、JAEA の原子炉棟の放射化分析用照射設備 PN-3 を用いて、試料に 10 秒間熱中性子を照射した。短時間照射では、半減期が数分から半日の核種 (Mg や V など) を定量した。長時間照射では、原子炉棟の水力照射設備 HR-1 を用いて、試料に 10 分間、熱中性子を照射した。長時間照射では、半減期が半日から一年以上の核種 (希土類元素など) を定量した。

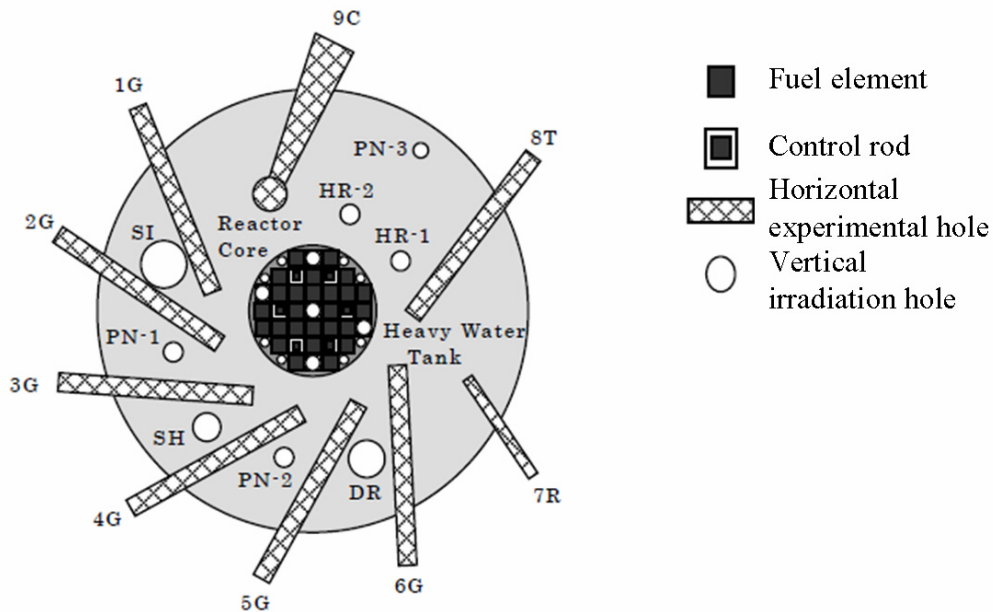


図 4. 5. JRR-3M の炉心構造 [伊藤泰男他, 2004].

INAA 実験の詳細

PGA 照射済み塊試料 (NWA 2200, 233 mg) を一定期間冷却後 (約 1 年間)、化学組成分析用試料 (77 mg) と薄片観察用試料 (151 mg) の二つに分けた。そして岩石の組成を均質化するため、化学組成分析用試料を洗浄したメノウ乳鉢を用いて粉末にした後、NWA 2200 粉末試料 (40.51 mg) を INAA 用に分取した。

試料は洗浄した高純度ポリエチレン袋で二重に密封した。比較標準試料として、JB-1 (44.34 mg) [Imai et al., 1995a, 1995b; Terashima et al., 1994] と Allende (44.76 mg) [Jarosewich et al., 1987] を高純度ポリエチレン袋で二重に密封したものを用意した。INAA は測定する元素の半減期に応じて、中性子照射時間の異なる二通りの測定を行った。

最初に短時間照射 INAA を行った。JAEA の JRR-3M (PN-3 照射孔) で試料に 10 秒間熱中性子照射 (最大フラックス $1.5 \times 10^{13} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) を行い、照射後冷却期間 (数分間) をおいて、施設内に設置してある Ge 半導体検出器で 5 分間、試料からの壊変ガンマ線を測定した。得られた NWA 2200 の壊変ガンマ線エネルギースペクトルを図 4.6 に示す。主要元素 (Mg, Al, Ca, Mn など) の定量を目的とした。

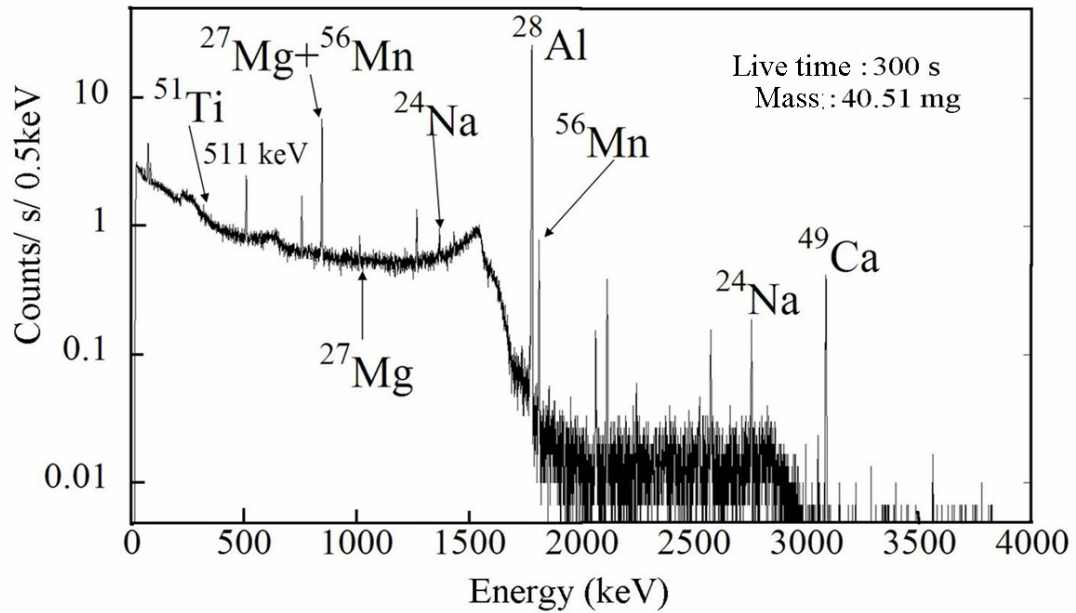


図 4.6. INAA（短時間照射）による NWA 2200 の壊変ガンマ線エネルギースペクトル[Nagaoka et al., 2008].

短時間照射 INAA 後、約 1 年間の冷却期間をおいて、長時間照射 INAA を行った。JAEA の JRR-3M (HR-1 照射孔) で試料に対し 10 分間熱中性子照射（最大フラックス $9.6 \times 10^{13} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）を行い、首都大学東京の RI 研究施設に設置されている Ge 半導体検出器を用いて約半年にわたって複数回ガンマ線の測定を行った。壊変ガンマ線の測定は核種の半減期に応じて冷却期間を設け、1 回（冷却期間：1 日）、2 回（冷却期間：9 日）、3 回（冷却期間：1 ヶ月）、4 回（冷却期間 40 日）、5 回（冷却期間：半年）と計 5 回測定した。得られた NWA 2200 の壊変ガンマ線エネルギースペクトルの一例を図 4.7 に示す。

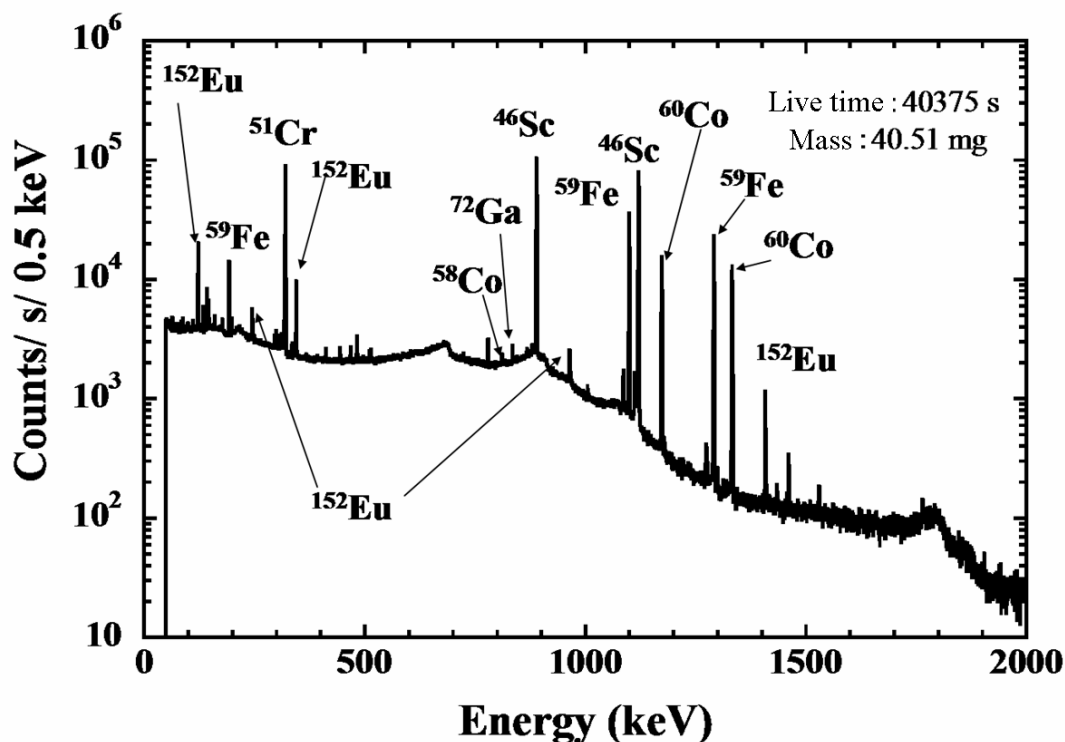


図 4.7. INAA (長時間照射) による NWA 2200 の壊変ガンマ線エネルギースペクトル (冷却期間 40 日) .

スペクトル分析と元素濃度の定量

元素定量には比較法を用いた。濃度既知の標準試料として JB-1 および Allende を同条件で照射した。各元素由来のガンマ線ピークのピーク強度の算出には、コベル法[伊藤泰男他, 2004]を用いた。

図 4.8 には、INAA (長時間照射) 後、4 回目 (冷却期間 40 日間) に測定された NWA 2200 の ^{59}Fe のガンマ線ピークを示した。コベル法は、正味のピーク強度 (S_p) をピーク領域の全計数値 (N_p) からベースラインの計数値 (B) を減ずることで求めるものである。ベースラインの計数値は、ピーク領域の両側に設定したベースライン領域の計数値 (N_l , N_h) から求める。ピーク強度 (S_p) 及びその計数誤差 (σ_N) は次式で表される。

$$S_p = N_p - \beta_l N_l - \beta_h N_h \quad (9)$$

$$\sigma_N = \sqrt{(N_p + \beta_l^2 N_l + \beta_h^2 N_h)} \quad (10)$$

β_l , β_h は N_l , N_h をベースラインの計数値へ換算するための換算計数である。ただし、

$W_p = h - l + 1$, $W_l = l' - l'' + 1$, $W_h = h'' - h' + 1$ とすると、

$\beta_l = \frac{W_p}{2W_l}$, $\beta_h = \frac{W_p}{2W_h}$ である [e. g., 伊藤泰男他, 2004 年]。

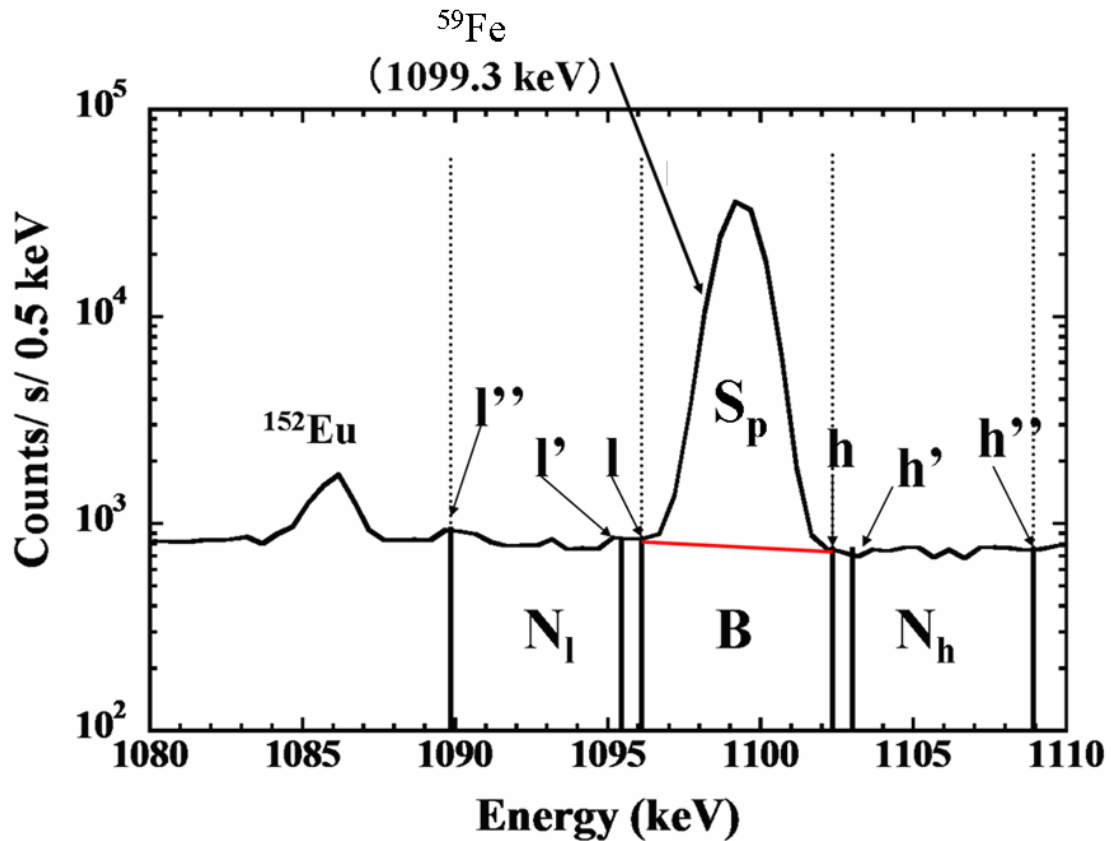


図 4. 8. INAA (長時間照射) 後, 4 回目 (冷却期間 40 日間) に測定された NWA 2200 の ^{59}Fe のガンマ線ピーク.

中性子放射化分析により得られた定量値が持つ誤差は、次に示す二つの要因をもとに評価した。精度に関する誤差はガンマ線の計数に関する計数誤差、確度に関する誤差は標準試料の文献値がもつ誤差に由来する。

1) 計数誤差 (1σ で定義) : PGA における NWA 2200 の元素濃度の計数誤差は、1.1% (Al) から 28.0% (Mn) 以内、JB-1 のそれらは 1.4% (Na) から 12.5% (Mn) 以内であった。短時間照射 INAA における NWA 2200 の元素濃度の計数誤差は、0.5% (Al) から 31.4% (V) 以内、JB-1 のそれらは 0.6% (Al) から 6.0% (Mg) 以内であった。長時間照射 INAA における NWA 2200 の元素濃度の計数誤差は、

0.1% (Na) から 23.0% (Au) 以内、JB-1 のそれらは 0.1% (Sc, Cr, Fe) から 29.4% (Ga) 以内、Allende のそれらは 0.3% (Ir) から 4.4% (Au) 以内であった。それぞれの分析で求められた計数誤差を表 4.1a にまとめた。

2) 各標準試料の文献値が持つ誤差：JB-1 試料文献値が持つ誤差は 0.8% (Si) から 27.0% (Ta)、Allende 試料文献値が持つ誤差は 1.4% (Ni) から 12.2% (Ir)。それぞれの標準試料の濃度値がもつ誤差を表 4.1b にまとめた。

表 4.1a. 放射化分析における計数誤差 (1σ counting statistics) のまとめ.
月隕石試料 NWA 2200 と比較標準試料 (JB-1, アエンデ (Allende) 隕石) について示す. 数値は計数率に対する相対誤差 (百分率) を表す [Nagaoka et al., 2013].

元素	PGA		INAA “短時間照射”		INAA “長時間照射”		
	NWA 2200	JB-1	NWA 2200	JB-1	NWA 2200	JB-1	Allende
Na	5.1	1.4	11.6	1.5	0.1	0.2	n. u.
Mg	b. d.		14.3	6.0	n. m.		
Al	1.1	1.7	0.5	0.6	n. m.		
Si	3.1	3.0	n. m.		n. m.		
K	b. d.		n. m.		8.7	6.5	n. u.
Ca	1.4	2.2	3.2	4.4	3.8	6.8	n. u.
Sc	n. m.		n. m.		0.2	0.1	n. u.
Ti	5.6	1.5	20.4	5.2	n. m.		
V	n. m.		31.4	2.1	n. m.		
Cr	n. m.		n. m.		0.2	0.1	n. u.
Mn	28.0	12.5	2.8	1.3	n. m.		
Fe	6.5	4.7	n. m.		0.3	0.1	n. u.
Co	14.6	9.7	n. m.		0.4	0.2	n. u.
Ni	b. d.		n. m.		13.0	n. u.	0.6
Zn	n. m.		n. m.		3.5	0.8	n. u.
Ga	n. m.		n. m.		15.1	29.4	n. u.
Sr	n. m.		n. m.		8.9	3.7	n. u.
La	n. m.		n. m.		8.5	1.2	n. u.
Ce	n. m.		n. m.		2.8	0.3	n. u.
Sm	8.4	2.7	n. m.		2.2	0.8	n. u.
Eu	n. m.		n. m.		2.0	0.9	n. u.
Gd	n. m.		n. m.		11.0	3.9	n. u.
Tb	n. m.		n. m.		15.3	5.2	n. u.
Yb	n. m.		n. m.		8.5	4.8	n. u.
Lu	n. m.		n. m.		10.6	5.5	n. u.
Hf	n. m.		n. m.		4.3	1.0	n. u.
Ta	n. m.		n. m.		15.3	1.6	n. u.
Ir	n. m.		n. m.		7.2	n. u.	0.3
Au	n. m.		n. m.		23.0	n. u.	4.4
Th	n. m.		n. m.		9.6	0.4	n. u.

表 4.1a の注釈 : b. d. は検出限界以下 (below the detection limits) . n. m. は測定対象外元素 (element not measured) . n. u. は定量未使用元素 (elemental data not used for determining the concentration in NWA 2200) . JB-1[Imai et al., 1995a, b ; Terashima et al., 1994]とアエンデ隕石 [Jarosewich et al., 1987)]は比較標準試料である.

表 4.1b. 比較標準試料の参照濃度値の誤差 (JB-1[Imai et al., 1995a, b; Terashima et al., 1994], アエンデ (Allende) 隕石 [Jarosewich et al., 1987]). 数値は濃度値に対する相対誤差 (百分率) を表す.

元素	JB-1	Allende
Na	4.3	n.u.
Mg	2.1	n.u.
Al	1.4	n.u.
Si	0.8	n.u.
K	4.9	n.u.
Ca	1.3	n.u.
Sc	7.1	n.u.
Ti	4.5	n.u.
V	9.5	n.u.
Cr	14.8	n.u.
Mn	7.2	n.u.
Fe	3.4	n.u.
Co	13.6	n.u.
Ni	n.u.	1.4
Zn	11.6	n.u.
Ga	16.2	n.u.
Sr	6.5	n.u.
La	11.1	n.u.
Ce	10.0	n.u.
Sm	9.7	n.u.
Eu	10.1	n.u.
Gd	9.6	n.u.
Tb	23.2	n.u.
Yb	12.2	n.u.
Lu	9.4	n.u.
Hf	16.9	n.u.
Ta	27.0	n.u.
Ir	n.u.	12.2
Au	n.u.	6.7
Th	7.6	n.u.

注釈 : n. u. は定量未使用元素 (elemental data not used for determining the concentration in NWA 2200) .

4.2. 薄片観察

薄片観察では、光学顕微鏡による岩石組織の観察と、電子顕微鏡による組成分析を行った。本研究では、国立極地研究所 (National Institute of Polar Research, NIPR) にて、鉱物観察用試料をもとに薄片試料を作成した。

4.2.1. 光学顕微鏡観察

岩石組織の観察には、早稲田大学理工学術院総合研究所長谷部研究室が所持するオリンパス製の偏光顕微鏡 CX31-P を用いた。

4.2.2. 電子顕微鏡観察

本研究では、走査型電子顕微鏡 (scanning electron microscope, SEM) と電子プローブ・マイクロアナライザー (electron probe microanalyzer, EPMA) を用いて、薄片試料の表面観察と鉱物組成分析を行った。SEM 並びに EPMA 分析を行う前に、薄片表面に炭素蒸着を行った。

加速した電子線を物質に照射し、放出される二次電子、反射電子、特性 X 線を検出した。試料に含まれる元素からは、個々に様々な波長 (エネルギー) の特性 X 線が放出される。計測には、波長分散型分光計 (wavelength dispersive spectrometry, WDS) とエネルギー分散型分光計 (energy dispersive spectrometry, EDS) の 2 種類を用いた。

EDS では、広いエネルギー範囲を一度に計測でき、多元素同時分析を短時間で行うことができる。しかし、同時にすべての元素由来の X 線ピークを観測してしまうため、複合ピークの解析が障害となる。また、得られる X 線強度も小さいので、定量分析にはあまり使用されない。WDX は、結晶により分光するため高分解能スペクトルが得られ、各特性 X 線に適した分光結晶を選んで測定すれば、ピークのかぶりも最小限に抑えられ、定量分析に用いられる。

SEM 観察

SEM による薄片観察には、早稲田大学物性計測センターラボの日立製作所製 SEM S-3000N を使用した。SEM は試料表面を電子線で走査することで、試料から放射される反射電子を測定し、試料表面の反射電子画像を撮像した。さらに、この装置に付属する EDS を使用して、薄片試料の成分分析、元素のマッピングを行った。薄片試料全体で X 線スペクトルを取得し、目的元素 Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni の $K\alpha$ 線の強度分布から、それぞれの元素マ

ッピングを行った。

EPMA 分析

薄片中の鉱物組成の定量分析には、東京大学大気海洋研究所の JEOL JXA-8900 EPMA を用いた。定量分析での電子ビームの設定は、印加電圧が 15kV、ビームカレントは 12 nA で、ビーム径は $0\mu\text{m}$ （実際は試料照射の際に、ビーム径は広がり $5\mu\text{m}$ から $10\mu\text{m}$ ほどになる）と設定した。分光結晶は、TAP (Thallium Acid Phthate) 結晶、PET (Pentaerythritol) 結晶、LiF 結晶を使用した。定量した元素は、Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni である。各元素の標準試料は、酸化物試料を用意した。酸化物の鉱物およびガラスの定量には、Bence and Albee 法 [Bence and Albee, 1968] を用いて補正した。

上記の元素の定量値は、すべて酸化物の値として得られる。鉄はすべて FeO として存在しているとして計算した。月環境では Fe_2O_3 を考慮する必要はない。定量値の総和が 97 wt.% から 103 wt.% の間に含まれるデータ点のみ使用した [Nagaoka et al., 2013, 2014]。

4.3. 反射分光スペクトロメトリー

色々な波長の光を対象物表面に当てたときの、反射率を波長の関数として表したものを反射スペクトルという。鉱物はその種類、組成により、ある特定の波長で吸収を示すことが知られており、その特性を使って、月表層の鉱物組成が調査されてきた [e. g., Ohtake et al., 2010, 2013 ; Pieters et al., 2013 ; Besse et al., 2013]。特に可視・近赤外領域の波長を用いた測定が行われている。図 4.9 には、月岩石を構成する主要鉱物の反射スペクトルを示す。反射スペクトルの吸収は、遷移金属（特に Fe）の電子遷移により引き起こされる。斜長石 (plagioclase) は、1.25 ミクロン付近になだらかな吸収をもつ。カンラン石 (olivine) は、1.05 ミクロン付近に吸収中心をもつ。斜方輝石 (orthopyroxene) は 0.90-0.95 ミクロンと 1.8 ミクロン付近に強い吸収をもつ。単斜輝石 (clinopyroxene) は 1.0 ミクロン付近に吸収中心をもつ。

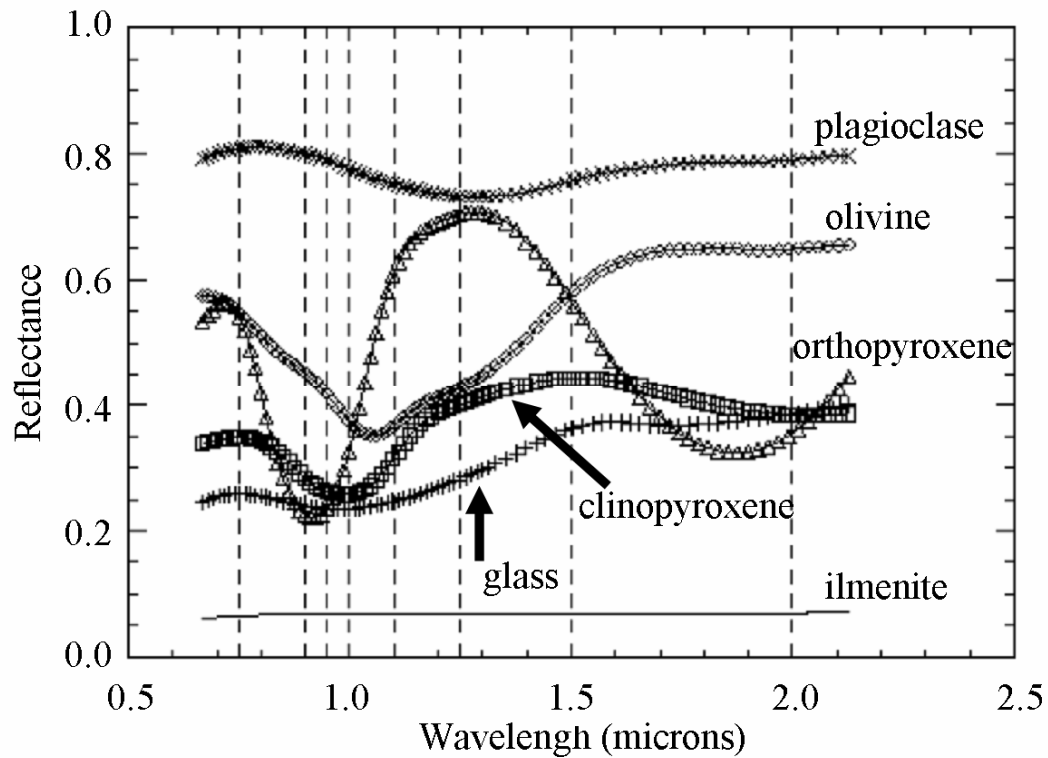


図 4.9. 月の代表的な鉱物の反射スペクトル [Lucey et al., 2006].

反射スペクトル測定

月試料の反射スペクトル測定には、相模原の宇宙航空研究開発機構相模原キャンパス実験室の JASCO 拡散反射測定装置を用いた。分光スペクトルは 0.3 マイクロメートルから 2.5 マイクロメートルの波長間を、0.05 マイクロメートルごとに取得した。分光スペクトルの幾何学設定は入射角が 30° 、放出角が 0° で設定した。反射スペクトル分析は、鉱物分析用岩石試料から薄片試料を作成した際に、薄片研磨した面に対して行った [Nagaoka et al., 2014]。

参考文献

- Bence, A.E. and Albee, A.L., 1968. Empirical Correction Factors for the Electron Microanalysis of Silicates and Oxides. *The Journal of Geology* 76, 382-403.
- Besse, S. et al., 2013. One Moon, many measurements 2: Photometric corrections. *Icarus* 226, 127-139.
- Imai, N. et al., 1995a. 1994 compilation values for GSJ reference samples, "Igneous rock series" (letter). *Geochemical J.* 29, 91-95.
- Imai, N. et al., 1995b. 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "igneous rock series". *Geostandards Newsl.* 19, 135-213.
- Jarosewich, E. et al., 1987. *The Allende Meteorite Reference Sample*. Smithsonian Institution Press, Washington, D.C.
- Lucey, P.G. et al., 2006. Understanding the lunar surface and space-Moon Interactions. In: Jolliff, B.L., Wieczorek, M.A., Shearer, C.K., Neal, C.R. (Eds.), *NEW VIEWS of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 60. Mineralogical Society America, Virginia, pp. 83-219.
- Nagaoka, H. et al., 2008. Application of neutron activation for elemental analysis in lunar meteorite NWA 2200. *Radiation Detectors and Their Uses, High Energy Accelerator Research Organization (KEK) 22*, 114-125, 2008.
- Nagaoka, H. et al., 2013. Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200. *Polar Science* 7, 241-259.
- Nagaoka, H. et al., 2014. Implications for the origins of pure anorthosites found in the feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group. *Earth Planet. Space* 66, 115.
- Ohtake, M. et al., 2010. Deriving the Absolute Reflectance of Lunar Surface Using SELENE (Kaguya) Multiband Imager Data. *Space Sci. Rev.* 154, 57-77.
- Ohtake, M. et al., 2013. One Moon, Many Measurements 3: Spectral reflectance. *Icarus* 226, 364-374.
- Pieters, C. et al., 2013. One Moon, many measurements 1: Radiance values. *Icarus* 226, 951-963.
- Terashima, S. et al., 1994. 1993 compilation of analytical data for major elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series". *Bull. Geol. Surv. Jpn.* 45, 305-381.

伊藤泰男，海老原充，松尾基之，「放射化分析ハンドブック」，丸善株式会社，2004年。

長岡央，学士論文，早稲田大学，2007年度3月。

長岡央，修士論文，早稲田大学，2009年度3月。

米沢仲四郎，“原子炉中性子による即発 γ 線分析”，BUNSEKI KAGAKU 51，61-96，2002。

第5章

月岩石試料分析結果とその考察

本章では、4章で紹介した分析手法を用いて得られた月岩石試料の分析データをもとに、それらの化学的・岩石学的特徴を議論した。斜長岩地殻由来の月隕石は、すべて表層での隕石衝突による混合を受けた角礫岩であり、苦鉄質鉱物を多く含む。したがって苦鉄質鉱物をほとんど含まない Purest Anorthosite (PAN) の存在については、月隕石研究の立場から今まで言及されていない。

本研究では裏側高地が起源とされる月隕石 Dhofar 489 グループから発見された純粋斜長岩片に着目した。岩石学・鉱物学的研究から、これらの岩石片は、従来想定されていた月斜長岩よりも、斜長石に非常に富み、PAN層に由来している可能性が高いことを本研究で示した。さらに、これら純粋斜長岩片に含まれる苦鉄質鉱物の Mg# は、岩石片毎で大きな組成変化をもつことがわかった。

アポロ 16 号で回収された最も斜長石に富む斜長岩 (サンプルナンバー 60015) について、薄片観察を行い、再解釈を行った。

月隕石 Northwest Africa (NWA) 2200 については、放射化分析と薄片観察を併用し、その化学的特徴と起源について考察した。この隕石は月斜長岩質レゴリスを起源としており、含まれる岩石片、及びその全岩組成ともに PAN 組成を起源としていることがわかった。

月隕石 NWA 2977 については、放射化分析と薄片観察を併用し、その化学的特徴と起源について考察した。この月隕石は、極低 Ti (VLT) のマグマからの生成物で、その組織は深成岩的である。全岩組成は KREEP との関連性を示唆している。

5.1. 月隕石研究

月隕石は、その昔月表層に外来隕石が衝突した際に、宇宙空間に放出された月の岩石が数万～数百万年間宇宙空間を漂った後、地球の重力に捕まり地球に落下したものである。月隕石を分析することで、どのような元素組成、鉱物組成をもつのか、何時固化したのか（固化年代）、何年前に地球に落ちたか（落下年代）、宇宙空間をどれほどの期間漂っていたか（移動年代）、月表層のどの程度の深さに何億年にわたって存在していたか（滞留年代）、といった情報を引き出すことができる。表 5.1 には現在見つかっている月隕石をその岩石学的特徴に分けてまとめた。

アポロ 16 号は月表側の斜長岩高地から試料採集を行った。外来隕石の爆撃などによる圧砕作用で粉々に砕かれた状態（角礫岩）の試料の多くは、採取地点が PKT 領域に近いこともあり、KREEP の汚染を受けているものが多い[Korotev, 1997]。その中でも FAN のように結晶化年代が古く、KREEP の汚染を受けていない斜長岩の地球化学的研究をもとに、月の斜長岩地殻は初期のマグマ大洋から浮上し、一様に FAN 地殻が形成されたとする説（マグマオーシャン仮説）が唱えられ、月地殻の形成モデルとして広く受け入れられてきた[Taylor et al., 1991; Warren, 1985]。

一方で月隕石は全球に広がる斜長岩高地の岩石をサンプリングしている。斜長岩高地の大部分は裏側に広がることから、斜長岩に富む月隕石の大部分は裏側高地に由来すると予測できる。高地由来月隕石のすべては角礫岩である。角礫岩は月面での長年の隕石暴露により周辺の岩石が平均的に混ぜ合わされたもので、その岩石は起源地域の平均組成を代表しているとみなすことができる。ルナ・プロスペクターやかぐやに搭載されたガンマ線分光計の解析結果により明らかにされたように、アポロ探査機が着陸した地域はすべて表側のトリウムが濃集した地域またはその近辺であったのに対し、裏側高地地域は月全球で最もトリウム濃度が低い地域であり、液相濃集元素に枯渇している高地由来月隕石の起源地域である可能性が高い。表 5.1a には現在報告されている高地由来月隕石の名称と角礫岩の分類、その平均元素組成 (Al_2O_3 , FeO, MgO, Mg#, Th) をまとめた。大部分の FAN の Mg# が 50–70 であるのに対して高地由来月隕石の Mg# は 60–80 と高いことから、表側高地に比べて裏側高地がマグネシウムに富むことを示唆している[e.g., Arai et al., 2008; Takeda et al., 2006]。

表 5.1a. 高地由来月隕石 (Highlands meteorite) の平均化学組成 (Al_2O_3 , FeO, MgO, Th, Mg number) .

名称	分類	参考論文	Al_2O_3 (wt.%)	FeO (wt.%)	MgO (wt.%)	Th (ppm)	Mg#
Dar al Gani (DaG) 400	RG	Warren et al., 2005	27.0	3.72	4.81	0.37	69.7
*MacAlpine Hills (MAC) 88104/05	RG	Lindstrom et al., 1991	28.1	4.31	4.13	0.41	63.0
Queen Alexandra Range (QUE) 93069/94	RG	Korotev et al., 1996 Warren et al., 2005	28.9	4.30	4.44	0.52	64.8
*DaG 262	RG	Bischoff et al., 1998 Warren et al., 2005	27.4	4.39	5.27	0.40	68.1
Dhofar 025	RG	Cahill et al., 2004 Warren et al., 2005	26.4	4.90	6.45	0.63	70.1
Pecora Escarpment (PCA) 02007	RG	Korotev et al., 2006	26.5	6.26	6.70	0.41	65.6
Yamato 791197	RG	Fukuoka et al., 1986 Ostertag et al., 1986 Warren and Kallemeyn, 1991 Yanai and Kojima, 1991	26.1	6.65	6.44	0.35	63.3
*Allan Hills (ALHA) 81005	RG	Warren and Kallemeyn, 1986	25.7	5.49	8.19	0.29	72.7

Northwest Africa (NWA) 2200	RG	Nagaoka et al., 2013	30.1	4.26	3.47	0.42	59.2
Dhofar 1428	RG	Korotev, 2012	28.9	4.20	4.66	0.41	66.4
Shisr 160	RG	Korotev, 2012	30.0	3.90	3.52	0.26	61.7
Shisr 161	RG	Korotev, 2012	25.2	5.94	8.17	0.17	71.0
Jiddat al Harasis (JaH) 348	FR	Korotev, 2012	27.7	5.51	4.99	0.26	61.7
Dhofar 490/1084	FR	Korotev, 2012	30.1	4.10	3.99	0.44	63.4
Dhofar 081	FR	Greshake et al., 2001 Warren et al., 2005	31.6	3.12	2.60	0.20	59.8
*Yamato 82192/82193 /86032	FR	Bischoff et al., 1987 Warren and Kallemeyn, 1987, 1991	27.1	4.74	5.65	0.20	68.0
NWA 482	IM	Warren et al., 2005	29.1	3.90	4.13	0.23	65.4
Dhofar 302	IM	Korotev, 2012	30.2	3.16	4.92	0.33	73.5
Dhofar 1436/1443	IM	Korotev, 2012	27.1	5.57	5.78	0.36	64.9
Dhofar 1527	IM	Korotev, 2012	24.5	7.95	8.23	0.50	64.8
Shisr 162	IM	Korotev, 2012	30.8	3.15	3.90	0.17	68.8
Shisr 166	IM	Korotev, 2012	29.3	4.13	3.97	0.42	63.1
NWA 4932	IM	Korotev et al., 2009	21.8	8.55	9.15	0.50	65.6
Dhofar 733	GR	Foreman et al., 2008	29.5	3.27	5.37	0.10	74.5
NWA 3163 et al	GR	Hudgins et al., 2011	25.8	6.00	5.86	0.11	63.5
*Dhofar 026 et al	GR	Warren et al., 2005	29.0	4.04	4.02	0.36	63.9

NWA 4936	GMB	Korotev et al., 2009	24.7	5.94	8.60	1.95	72.1
*Dhofar 489 group	IM or CMB	Korotev et al., 2006 Takeda et al., 2006	27.4	3.27	7.27	0.07	79.8
Sayh al Uhaymir (SaU) 449	GRB	Korotev, 2012	23.0	7.86	9.06	-	67.2
Dhofar 1528	Brec cia	Korotev, 2012	24.4	6.05	9.07	1.43	72.8

注釈 : RG = regolith breccia, FR = fragmental breccia, IM = impact-melt breccia, GR = granulitic breccia, GMB = glassy-matrix breccia, CMB = crystalline-matrix breccia, GRB = glassy-regolith breccia.

*分析試料量が報告されているものについては加重平均をとった.

表 5. 1b. Th に富んだ領域を起源 (Th > 3.5 ppm) とする月隕石 (Th-rich rocks) の平均化学組成 (Al₂O₃, FeO, MgO, Th, Mg number) .

名称	分類	参考論文	Al ₂ O ₃ (wt. %)	FeO (wt. %)	MgO (wt. %)	Th (ppm)	Mg#
NWA 4472/4485	RG	Korotev et al., 2009	17.8	9.26	9.38	6.99	64.3
SaU 169	IM	Gnos et al., 2004	15.9	10.7	11.1	32.70	64.9
	RG	同上	17.5	11.1	7.94	8.44	56.1
Dhofar 1442	RG	Korotev, 2012	13.6	13.7	8.21	14.80	51.6
Calalog Creek	RG	Korotev et al., 2009	20.5	9.66	7.51	3.95	58.1

注釈 : RG = regolith breccia, IM = impact-melt breccia.

表 5. 1c. 高地成分と海成分両方を含む月隕石 (Mingled) の平均化学組成 (Al_2O_3 , FeO, MgO, Th, Mg number) .

名称	分類	参考論文	Al_2O_3 (wt. %)	FeO (wt. %)	MgO (wt. %)	Th (ppm)	Mg#
NWA 4819	RG	Korotev et al., 2009	22.1	7.03	7.41	1.50	65.2
NWA 5207	RG	Korotev et al., 2009	23.3	7.56	7.50	0.35	63.9
Dhofar 1180	RG	Korotev et al., 2009	22.6	9.22	6.17	0.90	54.4
NWA 2995/6	RG	Korotev et al., 2009	20.6	9.75	8.08	1.73	59.6
Yamato 793274/ 981031	RG	Korotev et al., 2003a Warren and Kallemeyn, 1991	18.5	11.9	8.54	1.08	56.1
NWA 5153	RG	Korotev et al., 2009	17.3	12.7	8.95	1.54	55.7
QUE 94281	RG	Arai and Warren, 1999	15.8	14.3	8.50	0.91	51.4
NWA 4884	RG	Korotev et al., 2009	17.0	13.7	8.85	0.93	53.5
Meteorite Hills (MET) 01210	RG	Korotev et al., 2009	17.0	16.0	6.22	0.85	40.9
NWA 3136	RG	Korotev et al., 2009	13.9	15.4	10.3	1.29	54.5
*Elephant Moraine (EET) 87521/96008	RG	Korotev et al., 2003a Warren and Kallemeyn, 1991	13.2	18.2	6.79	0.95	40.0
Dhofar 925/961	RG	Korotev et al., 2009	20.2	9.28	9.66	1.90	65.0

表 5.1d. 海玄武岩由来の月隕石 (Mare basalts, MB ; Basaltic regolith, BR ; Olivine cumulate, OC) の平均化学組成 (Al_2O_3 , FeO, MgO, Th, Mg number) .

名称	分類	参考論文	Al_2O_3 (wt.%)	FeO (wt.%)	MgO (wt.%)	Th (ppm)	Mg#
Yamato 793169	MB	Korotev et al., 2003a	11.5	21.0	5.67	0.75	32.5
		Warren and Kallemeyn, 1993					
Asuka 881757	MB	Korotev et al., 2003a	10.0	22.4	6.18	0.46	33.0
		Warren and Kallemeyn, 1993					
Miller Range (MIL) 05035	MB	Joy et al., 2008	8.9	20.7	7.79	0.28	40.2
LaPaz Icefield (LAP) 02204/5	MB	Anand et al., 2006	10.0	22.0	6.27	2.24	33.6
		Day et al., 2006					
		Joy et al., 2006					
NWA 032/479	MB	Barrat et al., 2005	9.0	22.3	8.04	1.94	39.1
		Fagan et al., 2002					
Northeast Africa (NEA) 003	MB	Haloda et al., 2009	8.0	21.8	13.6	0.43	52.6
NWA 773	BR	Fagan et al., 2003 Jolliff et al., 2003	9.4	18.6	13.7	2.09	56.8
	OC	同上	4.6	19.3	25.5	1.37	70.2

5.2. 月隕石 Dhofar 489 グループ

5.2.1. 月隕石 Dhofar 489 グループ研究

Dhofar 489 は月隕石の中で最も Th 濃度が低いこと、さらに Fe や希土類元素濃度も低いことなどの理由から、裏側の高地起源であることが初めて示された月隕石である [Takeda et al., 2006]。Dhofar 489 の化学的特徴として、Th や Fe、希土類元素の濃度が低いことだけでなく、最も Mg に富む (全岩 Mg# = ~80) 角礫岩であることが報告されている [Korotev et al., 2006 ; Takeda et al., 2006]。マグマオーシャンから鉱物が結晶化する際は、結晶化が進むにつれて、晶出する苦鉄質鉱物の Mg# は小さくなり Fe に富むようになる一方で、Th のような液相濃集元素の含有量が高くなる傾向にある。

Dhofar 489 中に含まれる斜長岩片中のカンラン石は、FAN と比較して明らかに Mg に富み、このような斜長岩をマグネシアンアノーソサイト (magnesian anorthosite, MA) と呼ぶ [Takeda et al., 2006]。その鉱物組成をアポロ計画で持ち帰られた Mg-suite と FAN の鉱物組成 (図 2.5) と比較すると、それらのちょうど中間にプロットされる [Takeda et al., 2006]。Mg-suite は、KREEP という Th 濃度の高い物質と関連があるのに対して、Dhofar 489 は Th 濃度が極端に低いことから、Mg-suite とは異なる Mg に富む斜長岩が、月には存在していることを示唆している。また、スピネルトロクトライト (spinel troctolite, ST) と呼ばれる岩石片が、Dhofar 489 中から発見された [Takeda et al., 2006]。ST は、高圧化で安定し結晶化することから、より深い領域 (深さ 10 数 km 以上) に起源をもつと推測された [Takeda et al., 2006]。そのような岩石片を含む Dhofar 489 の起源クレータは、10 数 km ほどの深さまで掘り返されているはずで、クレータのスケーリング則によると、Dhofar 489 の起源クレータは、直径が百数 km ほどにおよぶ大規模な衝突クレータであると予測できる [Takeda et al., 2006]。Takeda et al. (2006) では、これらの岩石片は再溶融化した角礫岩の組織をもっているものの、アポロ回収試料には存在しない Mg に富む岩石が月の裏側に広く存在していることを示した。

月隕石 Dhofar 489 は 34.4 グラムが、オマーンの砂漠から回収された。その採取地から離れた場所から、Dhofar 303, 305, 306, 307, 309, 310, 311, 730, 731, 908, 909, 911, 950, 1085 の 14 つ月隕石が回収された [e. g., Korotev et al., 2006]。Dhofar 489 は Dhofar 303 らとは少し離れた場所から回収されたが、その組成や岩石学的特徴からもともとと同じグループの岩石であることが示唆された。また Nishiizumi and Caffee (2006) による宇宙線照射年代の測定結果 (移動年代など) から、Dhofar 489 は Dhofar 980, 911, 1085 と元々はエントリーペア (地球大気圏突入時までには同じ岩石) であることが結論付けられた。こ

これらの先行研究を踏まえた上で、Dhofar 489 とそのペアの隕石群を Dhofar 489 グループと呼ぶ。

Takeda et al. (2007, 2008) は、Dhofar 489 グループに分類されている Dhofar 307, 309 について岩石学的に記載している。これらの岩石には Mg に富んだカンラン石を含む斜長岩 (MA) が含まれている。その他にはスピネルを含むカンラン石斜長岩 (ST)、Mg に富むカンラン石を含む角礫岩 (インパクト・メルト角礫岩やグラニュリティック角礫岩) の存在も報告されている。スピネルトロクトライト中のカンラン石は、マグネシアンアノーソサイト中のカンラン石よりもさらに Mg に富んでいる ($Mg\# > 80$) [Takeda et al., 2006]。また別の先行研究 [Treiman et al., 2010] では、Dhofar 309 中から Mg に富むカンラン石を含む角礫岩 (Magnesian troctolitic granulite) の存在が報告されている。かぐやの全球観測により、ディリクレ=ジャクソン盆地を含む月裏側高地中心部が、最も $Mg\#$ に富み、Th 濃度が少ないことがわかった [Kobayashi et al., 2012; Ohtake et al., 2012]。この領域は、マグマオーシャンから最初期に固化した斜長岩地殻が保存されている地域として注目されており、Dhofar 489 の起源地域の候補として考えられている [Takeda et al., 2012]。

かぐやの反射分光データから、ほぼ斜長石で構成された純粋な斜長岩 (PAN) の存在が月全球に普遍的に存在することが示唆された [Ohtake et al., 2009]。Dhofar 489 中に含まれていた “d2” と呼ばれる岩石片は、先行研究で Fe 含有量 (0.46 wt. %) が極端に低いことから、苦鉄質鉱物をほとんど含まない斜長岩であることが示唆された [Takeda et al., 2006]。しかし先行研究は、かぐやの観測以前であったため、PAN の存在は知られておらず、この岩石片についても岩石学的研究はなされなかった。

Dhofar 489 中から発見された Mg に富んだ斜長岩 (Magnesian anorthosite) や Mg に富む角礫岩の存在と、斜長石に非常に富む斜長岩石片は、従来のアポロ回収試料 FAN を主体とした月地殻形成モデルでは考慮されていない。本研究では、これら Dhofar 489 グループ中の斜長岩石片を詳細に分析し、アポロ 16 号で回収された表側の斜長岩やその他の月隕石と詳細比較をすることで、岩石学的・鉱物学的・地球化学的特徴を明らかとする。本研究では、Dhofar 489 グループの Dhofar 489 と Dhofar 911 を用いて分析実験を行った。

5.2.2. 月隕石 Dhofar 489 グループ分析結果

ここでは Dhofar 489 と Dhofar 911 の分析結果をまとめる。本研究における Dhofar 489 の一連の分析には、Dhofar 489 の塊試料 (試料量 6.83 g) を用いた [Takeda et al., 2006; Nagaoka et al., 2014]。図 5.1 には Dhofar 489, Dhofar

911 の試料分取を示した。Dhofar 489 試料は最初に sample a, sample b, sample c, sample d の4つに分割され、Sample c, dは先行研究[Takeda et al., 2006]にて、Dhofar 489 の全岩化学組成決定に使用した。d 試料をさらに二つに分割し、それぞれを d1 と d2 と呼ぶ。

Sample a はさらに3つに分割し、“Sample a3” から3つの薄片 (polished thin section, PTS) を作成した。薄片作成は、国立極地研究所の山口亮博士に協力を得た。JAXA/ISAS の加藤学名誉教授のご厚意により提供された月隕石試料 Dhofar 911 は、まず先行研究にて反射スペクトルを取得し[Takeda et al., 2012]、その後2つに分け、片方 (sample x) から薄片試料 (PTS x-1) を1つ作成した。図 5.2 に、Dhofar 489 (PTS a3-1, PTS a3-2, PTS a3-3) と Dhofar 911 (PTS x-1) の4枚の薄片写真をそれぞれ示す。

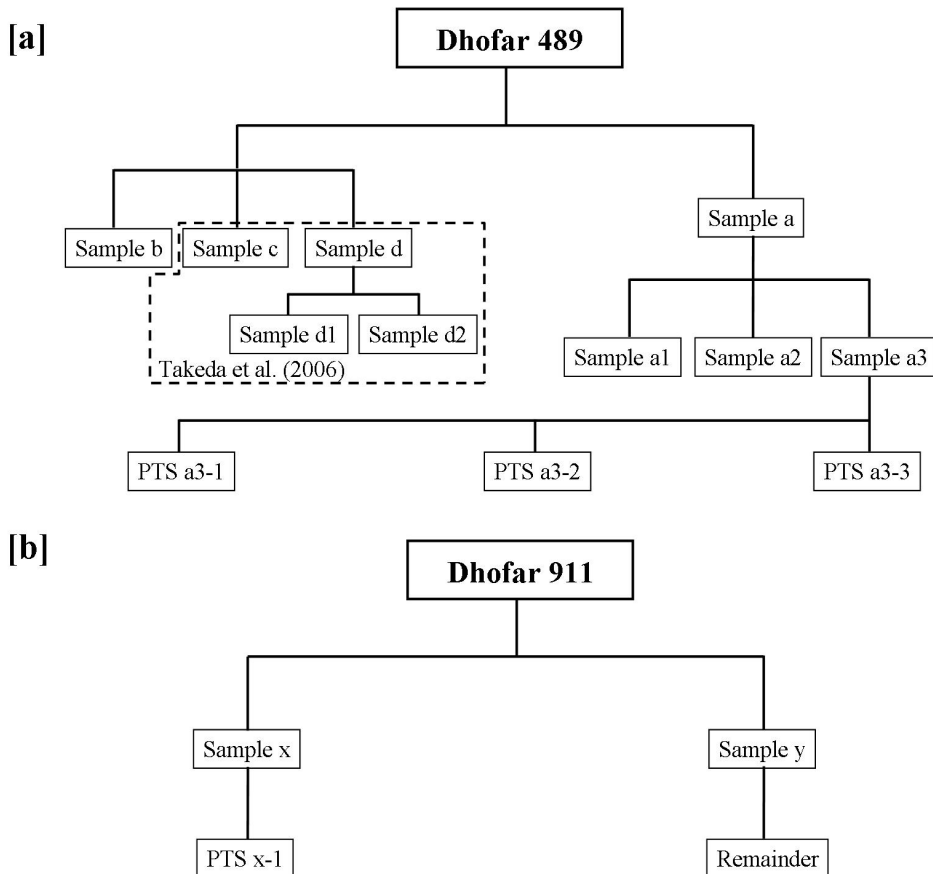


図5.1. [a]Dhofar 489と[b]Dhofar 911の試料分割模式図 [Nagaoka et al., 2014]. Dhofar 489を4つの塊試料に分取後、sample c, dは全岩化学組成分析に使用した[Takeda et al., 2006]. Sample aはさらに三つに分割し、その内の一つの試料片 (sample a3) から、三つの薄片試料を作成. Dhofar 911の岩石試料は二つにわけて、片方 (sample x) から薄片試料を一つ作成.

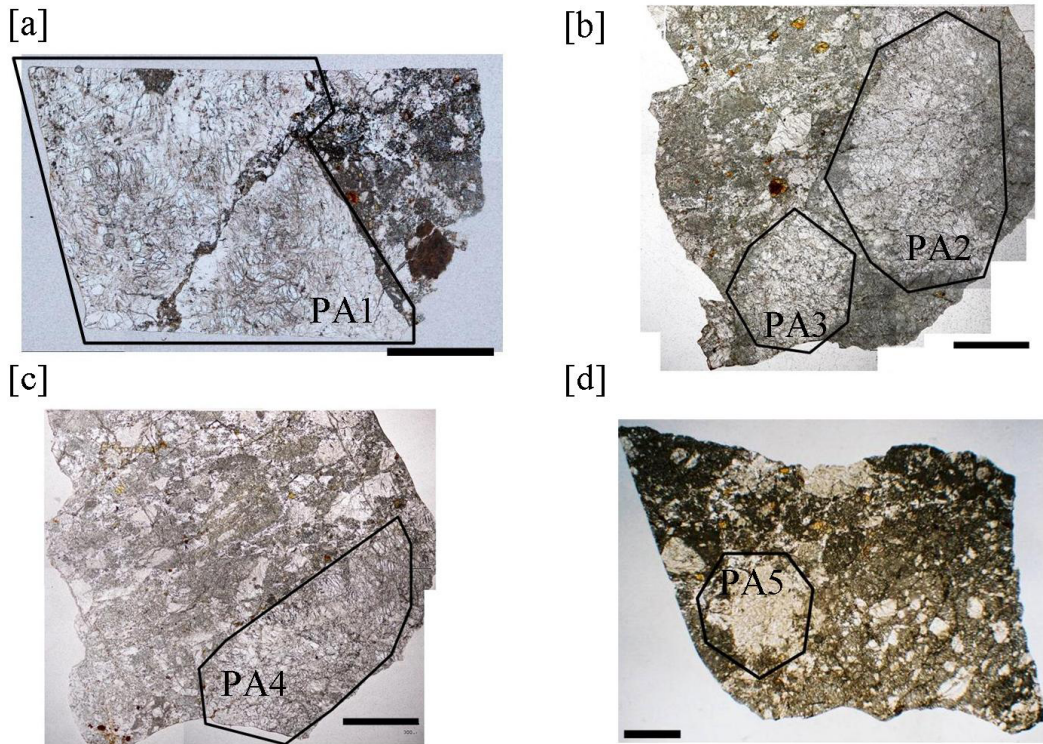


図5.2. 薄片[a]PTS a3-1, [b]PTS a3-2, [c]PTS a3-3, [d]PTS x-1の顕微鏡写真[Nagaoka et al., 2014]. スケールバーは1 mm. PA (Pure anorthosite)は純粋斜長岩を指す.

5.2.2.1. 岩石学的記載と鉱物組成分析結果

Dhofar 489 の3つの薄片 (PTS a3-1, PTS a3-2, PTS a3-3) と Dhofar 911 の1つの薄片 (PTS x-1) から5つの大きな (> 1 mm) 純粋斜長岩石片 (PA, pure anorthosite; PA1, PA2, PA3, PA4, PA5) を発見した。Dhofar 489, Dhofar 911 には大きな斜長岩片と小さな鉱物破片が含まれ、それらを暗色なマトリックスが繋ぎとめている。含まれる斜長岩片は、純粋斜長岩 (PA) とグラニュリティック角礫岩片の2つに分類した。ここでは、Dhofar 489 と Dhofar 911 の岩石学的記載と分析結果を示す。

Dhofar 489 は、灰色の結晶質マトリックスの中に鉱物破片と、斜長岩質な岩石片を含む。今回作成した3つの薄片の中には、先行研究で発見された Mg-Al スピネルを含む“スピネルトロクトライト”の岩石片は見つからなかった。またインパクト・メルト角礫岩 (impact-melt breccia) やグラニュリティック角礫岩 (granulitic breccia) も含まれていない。PTS a3-1 (4.3×2.5 mm) に含

まれる大きな斜長岩石片を純粋斜長岩 PA1 と名付けた (図 5. 2a)。この PA1 は、d2 岩石片 [Takeda et al., 2006] の一部である。PTS a3-2 (5. 3×4. 9 mm) に含まれていた 2 つの純粋斜長岩石片を PA2、PA3 と名付けた (図 5. 2b)。PTS a3-3 (5. 1×4. 5 mm) に含まれていた純粋斜長岩石片を PA4 と名付けた (図 5. 2c)。

含まれる鉱物破片は、カンラン石と斜長石が主である。角張ったオレンジ色のカンラン石片 (最大で 0. 3mm ほど) が、これらの薄片には共通して含まれており (図 5. 3a)、カンラン石の組成は Mg に富んでいる (例: Mg#73-88 in PTS a3-1)。含まれる斜長石片は大小様々だが (最大で 1 mm ほど)、これらの化学組成は一樣である (例: An₉₆₋₉₇ in PTS a3-1)。結晶質マトリックスの化学組成は長石質 (例: 平均 31 wt. % Al₂O₃ in PTS a3-1) で、そのバルク組成は Mg に富んでいる (例: Mg#79 in PTS a3-1)。これらの結果は、先行研究の Dhofar 489 マトリックスの記載とほぼ一致する (カンラン石の Mg#71-87, 斜長石の An₉₃₋₉₉; Takeda et al., 2006)。

Dhofar 911 もまた Dhofar 489 のマトリックスの組織とよく似ており、暗い結晶質のマトリックスの中に、鉱物破片と岩石片を含む。PTS x-1 (7. 6×5. 4 mm) には、大きな純粋斜長岩石片とグラニュリティック角礫岩が含まれており、この純粋斜長岩石片を PA5 と名付けた。他の Dhofar 489 グループの薄片から見られる “スピネルトロクトライト” 岩石片やインパクト・メルト角礫岩 [Takeda et al., 2007, 2008] は、PTS x-1 中には見られなかった。PTS x-1 に含まれる鉱物破片は、Dhofar 489 薄片同様、カンラン石と斜長石が主である。角張ったオレンジ色のカンラン石片も含まれており (図 5. 3b)、その組成も Mg に富んでいる (Mg#73-86)。含まれる斜長石片は大小様々だが (最大で 1 mm ほど)、これらの化学組成 (An₉₆₋₉₇) も一樣である。結晶質マトリックスの化学組成は長石質 (平均 30 wt. % Al₂O₃ in PTS x-1) で、そのバルク組成は Mg に富んでいる (Mg#78 in PTS x-1)。これらの結果は、Dhofar 489 マトリックスの記載結果とほぼ一致し、Dhofar 489 と Dhofar 911 がもともとエントリーペアであったという先行研究 [Nishiizumi and Caffee, 2006] を支持する結果を得た。

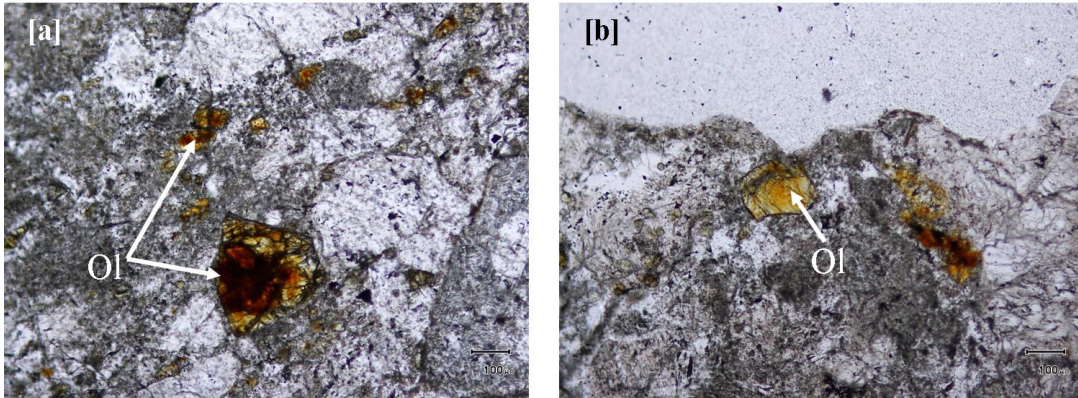


図5.3. Dhofar 489グループ岩石のマトリックスに含まれるカンラン石の顕微鏡写真. [a]にDhofar 489 (PTS a3-2) 中のカンラン石片, [b]にDhofar 911 (PTS x-1) 中のカンラン石片を示す. 図中のスケールバー (黒線) は100 μ m.

純粋斜長岩片 (*Pure anorthosite*)

以下に Dhofar 489 と Dhofar 911 中から発見された 5 つ純粋斜長岩片の記載と分析結果を示す。図 5.4 には、各岩石片の元素分布図 (Ca, Fe, Mg) から画像合成した RGB 図を示す。図 5.5 と図 5.6 には、それぞれの岩石片の顕微鏡写真を示す。

PA1 (3.6 \times 2.5mm) は、99%以上斜長石 (An_{95-96}) で構成されており、少量のカンラン石 (Fo_{61-63}) と斜方輝石 ($Wo_6En_{57}Fs_{37}-Wo_3En_{65}Fs_{32}$; Mg#60-66) とトロイライト (FeS) を含む (図 5.4a, 図 5.5a)。カンラン石、輝石の結晶の大きさは 0.05 mm 以下と小さく、これらの苦鉄質鉱物は自形半自形の大きな結晶質斜長石 (結晶サイズは最大 1.6 mm) の隙間に存在する (図 5.5b)。大きな斜長石にはアルバイトツイニング (albite twinning) ラメラが観察できる (図 5.5b)。含まれる苦鉄質鉱物のサイズは、斜長石と比較して明らかに小さいが、形状は角張っている (図 5.7)。組織の一部は地球上での汚染により、砂漠で生成した炭酸塩に網目状に浸食されているが、もともとの結晶質な斜長石組織が残っている (図 5.5c)。小さな苦鉄質鉱物を取り囲むようにして粗粒な結晶質斜長石が残っており、この岩石片が集積岩由来の斜長岩の一部であったことを示唆している。PA1 中の鉱物の化学組成を表 5.2 にまとめた。

PA2 (1.9 \times 3.4 mm) は、ほぼ 100%斜長石 (An_{94-97}) で構成されており (図 5.4b)、様々な大きさ (<0.5 mm) の角張った斜長石がみられる (図 5.6a)。斜長石のグレインサイズは、明らかに PA1 のものより小さい (図 5.6a)。PA2 は少量のピジョン輝石 ($Wo_{10}En_{66}Fs_{24}$; Mg#71-72) とトロイライトを含む。含まれる苦鉄質鉱物の組成は均質である (Mg#71-72)。PA2 は、PA1 と比較してより細粒な斜長石か

らなる斜長岩の一部と考えられる。

PA3 (1.7×1.7 mm) は、PA2 同様に細粒で角張った斜長石からなる岩石片である (図 5.6b)。この岩石片は 99% 以上の斜長石 (An_{95-97}) からなり少量のカンラン石と低 Ca 輝石と単斜輝石を含む (図 5.4c)。鉄に富むカンラン石 (Fe_{57}) とオージャイト ($Wo_{34}En_{20}Fs_{46}$; Mg#29) が岩石片の上部で見つかった (図 5.4c)。岩石中央部からは、より Mg に富むピジョン輝石 ($Wo_{12}En_{62}Fs_{26} - Wo_{12}En_{63}Fs_{25}$; Mg#69-71) とオージャイト ($Wo_{33}En_{49}Fs_{18}$; Mg#72) が見つかった。含まれる苦鉄質鉱物の組成は不均質である (Mg#30-70)。

PA4 (1.7×3.9 mm) は、強く衝撃を受けた斜長石からなる岩石片であり (図 5.6c)、99% 以上が斜長石 (An_{94-96}) で構成され、少量のカンラン石 (Fe_{64-68}) とピジョン輝石 ($Wo_{11}En_{63}Fs_{26}$; Mg#70) とトロイライトを含む (図 5.4d)。苦鉄質鉱物の組成は均質である (Mg#64-70)。

PA5 (1.9×1.9 mm) は 98.6% の斜長石 (An_{95-96}) と 1.0% のカンラン石 (Fe_{75-85}) と少量のトロイライトから構成される (図 5.4e)。最も大きな斜長石は 1mm を超え、PA1 同様に粗粒な斜長石が残っている。小さなカンラン石は大きな結晶質斜長石の隙間に結晶化している。部分的にオリジナルな斜長石結晶は残っているが、全体的に隕石衝突による衝撃を受けており、その亀裂の隙間には地球で生成した炭酸塩による汚染を受けている (図 5.6d)。粗粒な斜長石の存在から、PA1 と同様に集積岩であると考えられる。PA5 中の鉱物の化学組成を表 5.2 にまとめた。

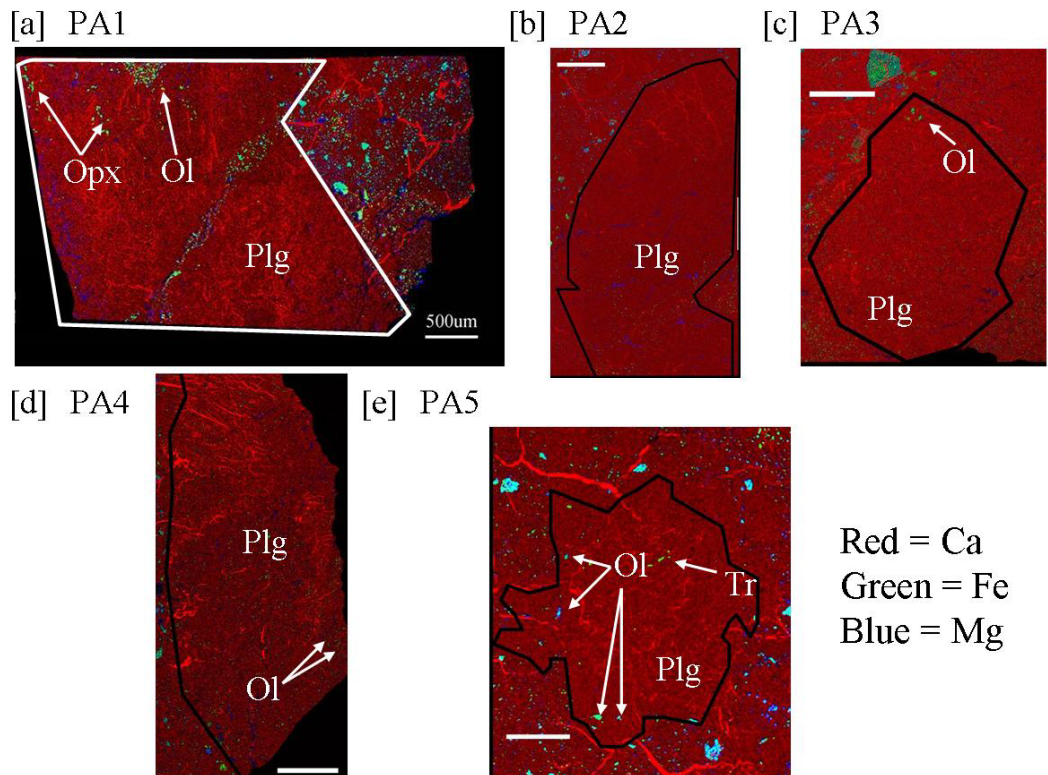


図 5.4. 5つの純粋斜長岩片 (PA1, PA2, PA3, PA4, PA5) の RGB 図 [Nagaoka et al., 2014]. [a] は Dhofar 489 PTS a3-1 中の PA1 岩石片, [b]は Dhofar 489 PTS a3-2 中の PA2 岩石片, [c]は Dhofar 489 PTS a3-2 中の PA3 岩石片, [d] は Dhofar 489 PTS a3-3 中の PA4 岩石片, [e]は Dhofar 911 PTS x-1 中の PA5 岩石片の RGB 図である. 赤は $\text{CaK}\alpha$ X 線の強度分布, 緑は $\text{FeK}\alpha$ X 線の強度分布, 青は $\text{MgK}\alpha$ X 線の強度分布を表している. スケールバーはすべて $500\ \mu\text{m}$. Plg (plagioclase) は斜長石, Ol (olivine) はカンラン石, Opx (orthopyroxene) は斜方輝石, Tr (troilite) はトロイライトを指す.

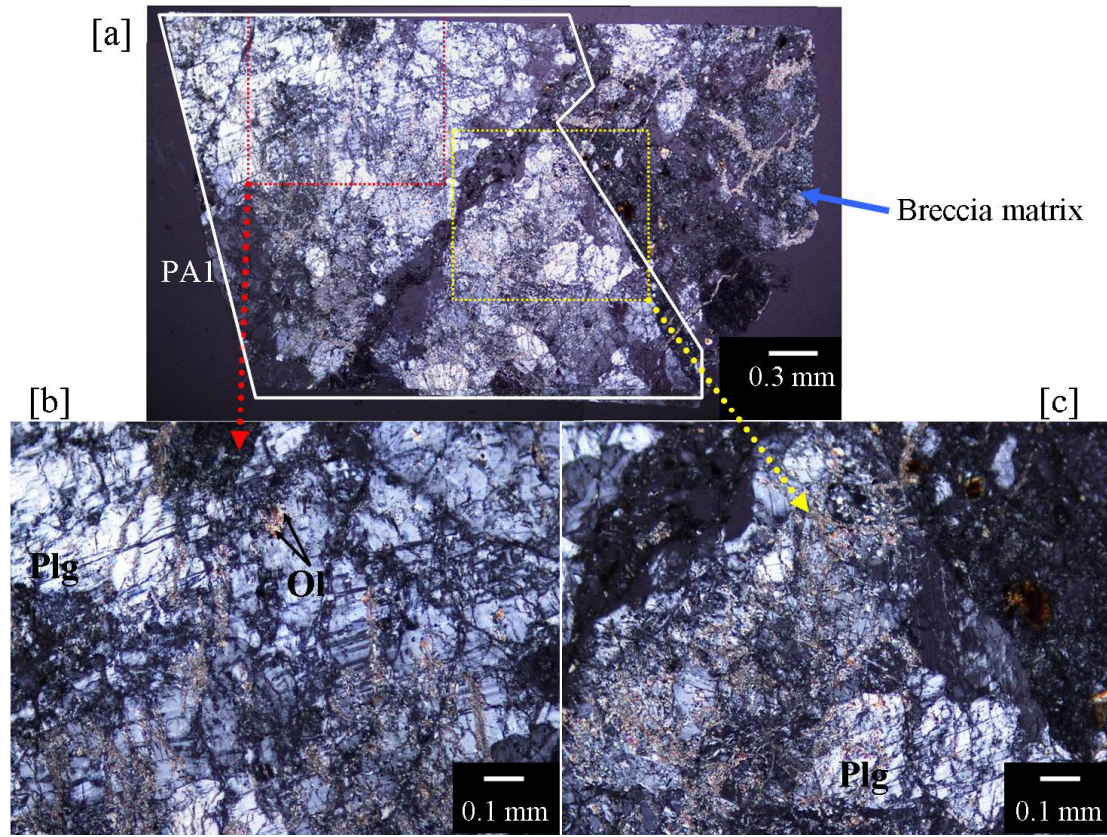


図 5.5. PA1 岩石片の偏光顕微鏡写真 [Nagaoka et al., 2014]. [a] は岩石片全体図, [b]と[c] は詳細写真. [b]は[a]中の赤点線で囲まれた範囲の拡大図で, [c]は[a]中の黄色点線で囲まれた範囲の拡大図である. 一部の岩石片組織には炭酸塩が網目状に侵食している.

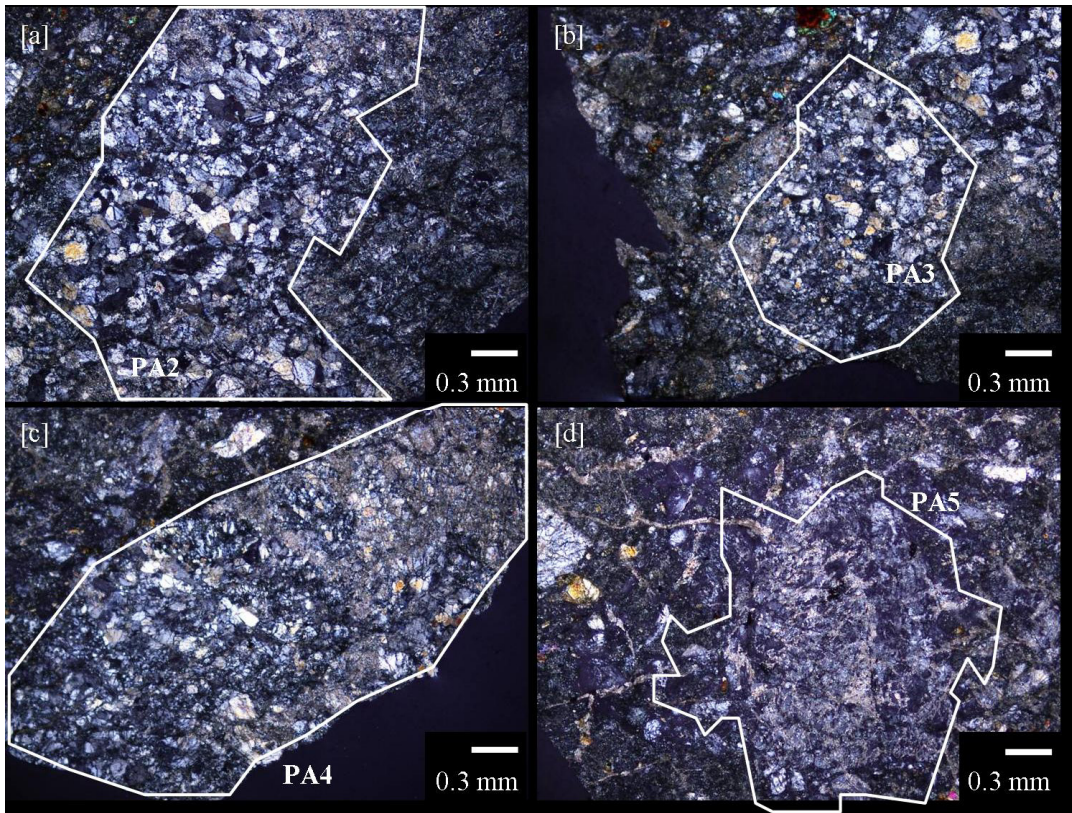


図 5.6. 純粋斜長岩片の偏光顕微鏡写真[a]PA2, [b]PA3, [c]PA4, [d]PA5. スケールバーはすべて 0.3 mm [Nagaoka et al., 2014].

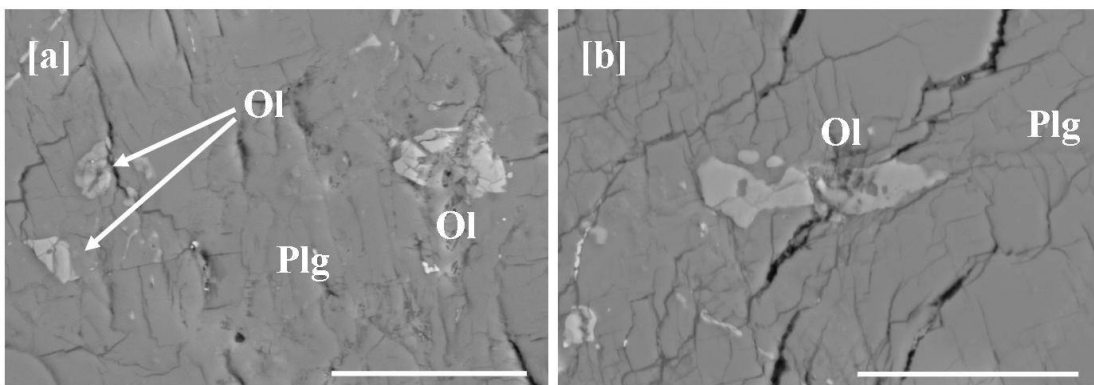


図 5.7. PA1 に含まれる苦鉄質鉱物の反射電子画像[Nagaoka et al., 2014]. Plg = plagioclase (斜長石), Ol = olivine (カンラン石). スケールバーは 50 μ m.

表 5.2. 純粋斜長岩 (PA1, PA5) の平均鉱物組成 (wt.%) [Nagaoka et al., 2014].

No.	PA1 中の鉱物						PA5 中の鉱物			
	Plg		Ol		Opx		Plg		Ol	
	6		2		3		5		7	
Oxide	Con.	SD	Con.	SD	Con.	SD	Con.	SD	Con.	SD
SiO ₂	43.89	0.51	36.72	0.39	50.02	0.92	44.85	0.17	38.20	1.14
TiO ₂	b. d.		0.14	0.04	0.84	0.24	b. d.		b. d.	
Al ₂ O ₃	34.65	0.27	0.61	0.02	1.76	0.35	35.13	0.15	0.67	0.62
Cr ₂ O ₃	b. d.		0.06	0.00	0.34	0.04	b. d.		0.06	0.02
FeO	0.17	0.03	31.10	0.65	21.69	1.48	0.16	0.02	18.89	3.11
MnO	0.05	0.02	0.47	0.07	0.47	0.02	b. d.		0.21	0.05
MgO	0.15	0.03	28.20	0.89	21.47	2.65	0.21	0.04	40.31	3.12
CaO	19.14	0.24	0.69	0.09	2.30	0.65	19.05	0.08	0.29	0.21
Na ₂ O	0.46	0.04	0.04	0.01	0.07	0.02	0.49	0.03	0.10	0.05
K ₂ O	b. d.		b. d.		b. d.		0.02	0.00	b. d.	
P ₂ O ₅	0.15	0.01	b. d.		b. d.		0.17	0.00	b. d.	
V ₂ O ₃	b. d.		b. d.		0.05	0.01	b. d.		b. d.	
Total	98.66		98.03		99.01		100.08		98.73	
Mg [#]	63		61.8		63.8		70		79.1	
An	95.8		-		-		95.5		-	
Ab	4.2		-		-		4.4		-	
Or	-		-		-		0.1		-	
Cation										
Ca	2.883		0.122		0.382		2.823		0.048	
Mg	0.034		7.007		4.836		0.044		9.356	
Fe	0.020		4.335		2.747		0.019		2.472	

表 5.2 の注釈: b. d. は below detection limit の略で検出限界以下であることを示す. No. は number of analyzed grains の略で測定した結晶の数. Con. は concentration の略で濃度. SD (standard deviation) は測定した鉱物組成の標準偏差 (1σ) を表す, したがってこの値は岩石片内での鉱物組成が持つ組成幅を反映している.

グラニュリティック角礫岩 (*Magnesian anorthosite with granulitic breccia texture*)

以下に Dhofar 911 から発見されたグラニュリティック角礫岩の記載と分析結果を示し、その結果を Dhofar 489 中から発見された Magnesian anorthosite (MA1) の結果と比較した。

Dhofar 911 薄片 (PTS x-1) 中から発見された大きな岩石片の一つは、96% が斜長石 (An_{96}) からなり、3% のカンラン石と、少量のトロイライトを含む。図 5.8a には、この岩石片の薄片写真を示す。この写真左側のアメーバ状に集積したカンラン石はどの粒子も丸みを帯びた形をしていることから、これらのカンラン石は熱による再溶融を経験しており、この岩石片はグラニュリティック角礫岩である可能性が高い。アメーバ状に集まったカンラン石 (Fo_{85}) は非常に Mg に富んだ組成をもつ。さらにこの岩石片の中央部には非常に小さなカンラン石が含まれており、そのカンラン石 (Fo_{53}) は鉄に富んでいる。

図 5.8b には Dhofar 489 中から発見された同様な組織をもつ MA1 岩石片を示す。この岩石片は、95% の斜長石と 5% のカンラン石からなり、カンラン石 (Fo_{79}) は Mg に富んでいる [Takeda et al., 2006]。この両者は、その鉍物存在量も同等であり、両者にみられるアメーバ状に集まったカンラン石組織といった類似点からも、その起源が特に近い岩石片である。一方で、これらの岩石片は、純粹斜長岩片とは、鉍物量比とその組織共に明らかに異なることから、その起源を明確に区別し、これらの岩石片をグラニュリティック角礫岩として分類した。Dhofar 911 のカンラン石 (Fo_{85}) は、Dhofar 489 のもの (Fo_{78}) より若干 Mg に富んでいる。

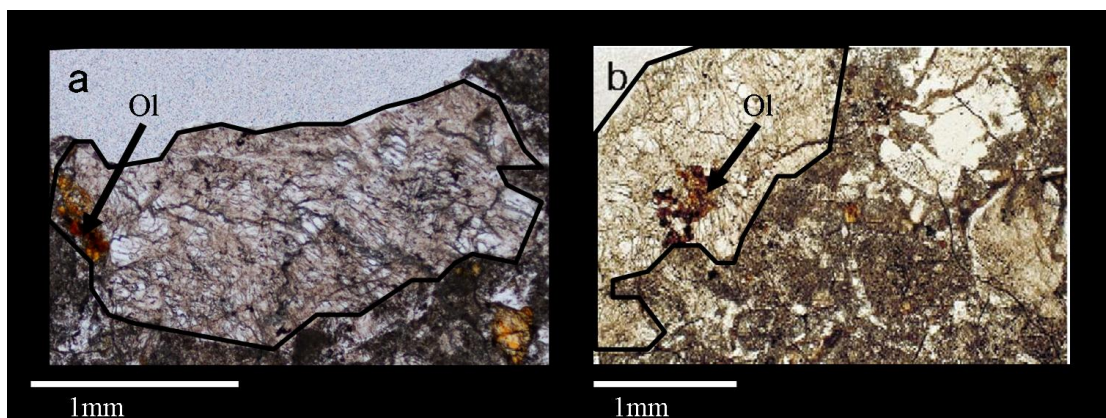


図 5.8. [a] Dhofar 911 中のグラニュリティック角礫岩片 [Nagaoka et al. 2014], [b] Dhofar 489 中の MA1 岩石片 [Takeda et al., 2006].

5.2.2.2. 全岩化学組成結果との比較

PA1 岩石片 (d2 片) については全岩化学組成が報告されている。Takeda et al. (2006) で報告された d2 岩石片の分析の際には、炭酸塩などの地球での汚染による影響を取り除く化学的処理は施していない。したがって、Dhofar 489 の全岩組成 (特に主要元素) は、カルサイトのような炭酸塩の汚染の影響を数%ほど受けている可能性が高い [Korotev, 2012]。実際 PA1 の組織にはカルサイトが網目状に侵食している。しかし、我々の EPMA データは、顕微鏡画像をもとに汚染部分を除外して測定しており、得られた測定データは、97 % < Total < 103 % の範囲に入る測定データのみを使用しているため、炭酸塩の汚染による影響は無視できるほどに小さい。

PA1 中の親鉄元素含有量は Co で 1.6 ppm [Karouji et al., 2004]、Ni (< 18 ppm) と Ir (< 3 ppb) については検出限界以下と明らかに少ない。Ni/Co ratio (< 11) は、外来隕石 (CI コンドライトの Ni/Co は 21.9; Anders and Grevesse, 1989) からの汚染の影響は見られず、極めて小さい値である。さらに PA1 岩石片の全岩希土類元素存在量は、通常の高地由来隕石の 10 分の 1 以下と明らかに少なく、Eu を除きコンドライトの平均値よりも少ない [Takeda et al., 2006]。その存在度パターンには顕著な正の Eu 異常もみられ、これらの結果を総合的にみると、PA1 岩石片は、外来隕石からの汚染の影響が限りなく小さい (= 隕石衝突による変成度が低い) 純粋な斜長岩であることを支持している。

5.2.2.3. 反射スペクトル分析結果とその考察

図 5.9 には、Dhofar 489 “PA1” 岩石片の反射スペクトルを示す。PTS a3-1 を作成した際に、切り出された a3 試料の切断面から反射スペクトルを取得した。PA1 の反射スペクトルを、Dhofar 911 中の PA5 岩石片と Dhofar 911 のマトリックス (Bx) のそれらと比較した [Nagaoka et al., 2014; Takeda et al., 2012]。

PA1 岩石片のスペクトルは、1000 nm と 1250 nm 付近で特徴的な吸収を示す。1250 nm 付近の吸収は、斜長石の存在による影響を強く受けている。かぐやの反射スペクトルの観測結果から月面には、ほぼ斜長石のみで構成された純粋斜長岩石 (PAN) が分布していることが報告された。これはとくに 1250 nm に特徴的な吸収を示す [Ohtake et al., 2009]。斜長石の 1250 nm の吸収はもともと弱く、多少の苦鉄質鉱物を含むだけで、950 nm 付近の輝石と 1050 nm 付近のカンラン石の強い吸収帯の影響でかき消されてしまう。PA1 の反射スペクトルでは、1250 nm の吸収帯が確認できる。1000 nm 付近の吸収帯は、岩石片の中央を横断する溶融ベイン (図 5.2a) と、マトリックスに分布するカンラン石・輝石の破片の

影響による。PA5 岩石片のスペクトルでは、特に 1250 nm 付近で強い吸収を確認できる。この結果は PA5 がほぼ斜長石で構成された純粋斜長岩片であることを示しており、薄片観察の結果ともよい一致を示す。

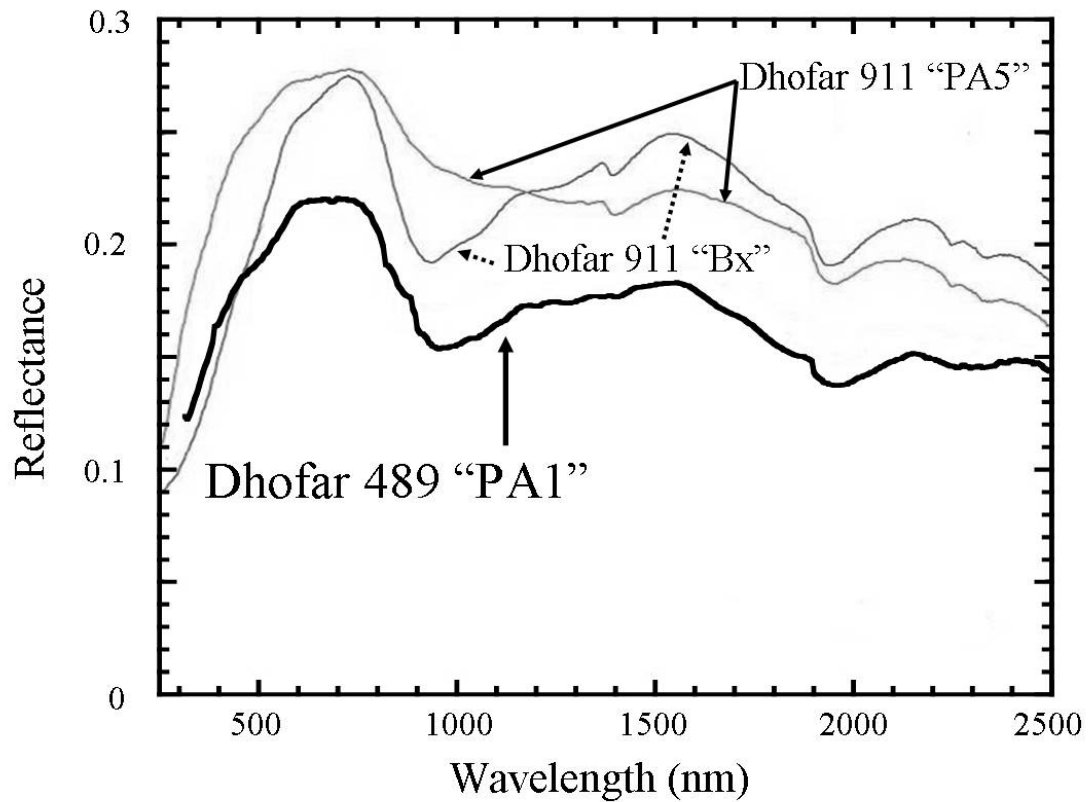


図 5.9. 純粋斜長岩片の反射スペクトル[Nagaoka et al., 2014]. Dhofar 489 中の PA1 岩石片のスペクトルを Dhofar 911 中の PA5 岩石片のスペクトルの結果 [Takeda et al., 2012]と比較.

5.2.3. 考察：月隕石 Dhofar 489 グループ中の純粋斜長岩片

ここでは5つの大きな純粋斜長岩片 (PA1, PA2, PA3, PA4, PA5) の鉱物・岩石学的特徴について議論する。これら岩石片は、その組織の違いに基づき、3つのグループに分類した。組織の違いは、主に衝突により受けた衝撃による変成度合いに大きく依っているようである。

グループ1にはPA1とPA5が含まれる。これら岩石片中の斜長石のグレインサイズは、最大で2 mm 近くに及ぶ。粗粒な斜長石を含んでいることが、このグループに含まれる岩石片の特徴である。粗粒な斜長石と斜長石の境界部分には、とても小さな苦鉄質鉱物が結晶化している。PA1中に含まれる苦鉄質鉱物は、図5.7に示すように角張った形状をしている。この粒子形状は、熱変成を受けたグラニュリティック角礫岩の特徴ともいえる丸みを帯びた苦鉄質鉱物の粒子形状 (e.g., Lindstrom and Lindstrom, 1986) とは異なる。また、アルバイトツィニング (albite twinning) と呼ばれる結晶組織 (同一結晶内に決まった方向に見られる筋) が粗粒な斜長石に残っていることから、PA1は火成岩由来の粗粒な斜長岩の一部であるという結論にいたった。もし、この岩石片がグラニュリティック角礫岩を生成させるような二次的熱変成を受けた場合、アルバイトツィニング組織は焼きなましにより消えてしまう [Takeda et al., 2006]。小さく角張った苦鉄質鉱物を覆うように自形半自形の斜長石が大きく成長し結晶化している。これらの組織からこの岩石片は熱による変成は受けていない、マグマから結晶化した斜長岩片の一部であると結論づけた。

グループ2にはPA2とPA4が含まれる。これらの岩石片は、PA1の斜長石粒子と比較して、明らかに細粒な斜長石から構成されているのが特徴である。この組織は、これら岩石片がより粗粒な斜長岩 (例: PA1) もしくは、大きな斜長石単結晶のようなものから、インパクトの衝撃で変形、破砕を経験してできたものだろう。含まれる苦鉄質鉱物のMg#は各岩石片内で一様である。PA2中のピジョン輝石のMg#は71から72、PA4中のカンラン石のMg#は64から68、ピジョン輝石のMg#は70である。

グループ3にはPA3が含まれる。この岩石片もグループ2同様に、PA1の斜長石と比較して明らかに細粒の斜長石結晶で構成されているのが特徴である。グループ2の岩石片との違いは、含まれる苦鉄質鉱物のMg#が不均質であること (Mg#30-70)。これより、この岩石片は様々な組成をもった純粋斜長岩片の混合物であると考えた。

グループ1のPA1岩石片組織では、小さな苦鉄質鉱物を覆うように結晶化した粗粒な斜長石が観察できる。この組織を基に、純粋斜長岩の起源について、以下の二通りの起源を考察した。1) マグマから高温段階で晶出した斜長石が成

長集積する過程で、その粒子と粒子の隙間に少量のマグマ残液を捕獲した。その後、温度が低下するにつれ、捕獲残液から少量の苦鉄質鉍物が結晶化して PA1 のような粗粒な組織をもつ純粋斜長岩が形成した。2) 粗粒な斜長石結晶が、隕石衝突等のイベントにより、変形もしくは再結晶化した。グループ 2 とグループ 3 の純粋斜長岩は 2) の過程でできた可能性が高い。

本研究では、岩石学的鉍物学的研究、全岩組成データ、反射スペクトルデータを基にして、Dhofar 489 グループ中から発見した純粋斜長岩片の記載とその起源について考察した。これら 5 つの岩石片は、ほぼ 100% 斜長石で構成されており、少量の苦鉄質鉍物を含んでいる点が共通である。衝突による影響を強く受けているものもある中、PA1 はその中で最もマグマから晶出したであろう結晶質な斜長石組織を保存しており、斜長石の最大サイズは 1 mm 以上と粗粒であることから、集積岩由来であると推測した。含まれる苦鉄質鉍物の Mg# に関しては、PA1 中のカンラン石 (Fo_{61-63})、斜方輝石 (Mg#60-66) とともに均質である。PA2 中のピジョン輝石 (Mg#71-72)、PA4 のカンラン石 (Fo_{64-68}) とピジョン輝石 (Mg#70)、PA5 のカンラン石 (Fo_{75-85}) も同様に、Mg# は各岩石片内 (数 mm 以内) でほぼ均質である。一方で、これらの斜長岩片の間では、斜長石の An 値 (An_{94-97}) にはほぼ変化はみられないが、幅広い Mg# (Mg# 57-85) の変化が見られた。この変化については 6 章で議論する。

5.3. アポロ回収試料 Ferroan anorthosite (FAN) の分析結果と考察

5.3.1. 先行研究

アポロ計画により回収された斜長岩は、比較的鉄に富む苦鉄質鉍物を含むことから Ferroan anorthosite (FAN) と呼ばれ、鉍物（特に斜長石）が粗粒であること、斜長石の割合が高い（容積比で 90%前後）ことから、斜長石が集積した斜長岩とされてきた。アポロ時代のマグマオーシャン説では、FAN 地殻は月全球に広く分布し、初期斜長岩地殻を代表する地殻物質として考えられてきた。アポロ FAN サンプルの一部については、高い斜長石含有量 (>98%) をもつ試料もいくつか報告されている [Dixon and Papike, 1975; James et al., 1989; McGee 1993; Warren 1990]。しかし同じサンプルナンバーの試料中でも、部位の違いにより斜長石存在量や鉍物組成の不均質性は存在する。先行研究では、FAN に分類される試料をその鉍物量比や鉍物組成の違いをもとに複数のカテゴリーへ分類した結果 (anorthositic ferroan (AF), mafic ferroan (MF), anorthositic sodic (AS), mafic magnesian (MM) [James et al., 1989, 2002; Floss et al., 1998])、その不均質性は異なるカテゴリーに属する斜長岩の混合状態であると説明できることがわかった。FAN の中でも大きな塊大の試料 (>1g) について、その斜長石含有量の平均値を算出すると約 96% [Wieczorek et al., 2006] となる。しかしこの値は、60015 というサンプルにより、大きくバイアスがかかっていることが指摘されている [Wieczorek et al., 2006]。60015 は FAN の中でも最も大きく (FAN 全体の約半分を占める)、最も斜長石に富んでいる。60015 を除いた場合、FAN 全体での斜長石の平均含有量は 93%程度となる [Wieczorek et al., 2006]。

本研究では、回収斜長岩の代表的な位置づけとされてきた FAN の中でも、とくに斜長石に富む 60015 の岩石学的鉍物学的研究を行った。60015 はアポロ 16 号により回収された斜長岩で 5.57kg と、その総量はアポロ回収 FAN の半分近くを占める。その全岩組成は、特に Al_2O_3 含有量が高く、親鉄元素の含有量が極めて低いため、外来隕石からの汚染が少ない斜長岩であることが報告されている [e.g., Dixon and Papike, 1975; McGee, 1993; Sclar et al., 1973; Warren, 1993]。本研究では、JAXA の大竹真紀子博士の協力の下、NASA から拝借した薄片試料 (60015, 129) を用いて、60015 の岩石学的鉍物学的研究を行った。

5.3.2. 薄片観察結果

60015, 129 (20×7mm) は、斜長石と小さな輝石で構成されている。図 5.10 に

は 60015, 129 の薄片写真を示す。先行研究では 60015 は隕石衝突による強い衝撃を受けており、一部溶融部分があることも報告されている [Dixon and Papike, 1975; Sclar et al., 1973]。含まれる輝石の平均サイズは 0.1mm ほどで斜長石の大きさと比較して小さいが、その粒子形状は角張っている (図 5.10a, b)。薄片中の苦鉄質鉱物の含有量は 2% 以下と少なく、98% 以上が斜長石で構成されている。この結果は、他の 60015 薄片からも確認されており (113, 122, 123 [Dixon and Papike, 1975])、60015 試料は全岩で斜長石に非常に富んでいる岩石試料である。少量含まれる苦鉄質鉱物は、斜方輝石、オーザイト。カンラン石は見つからなかった。

斜長石：斜長石は最も含有量の高い構成鉱物である (98% 以上)。自形・半自形の斜長石の An 値は均質である (An_{96-97})。この結果は、他の 60015 薄片に関する報告と一致している (An_{95-98} [Sclar and Bauer, 1974]; $An_{96.4-97.1}$ [Dixon and Papike, 1975])。

輝石：60015, 129 中、18 個の斜方輝石と 3 個のオーザイトを確認した。斜方輝石の平均組成は $Wo_2En_{64}Fs_{34}$ 、オーザイトの平均組成は $Wo_{45}En_{41}Fs_{14}$ 。斜方輝石の Mg# (62-68) は、他の 60015 薄片観察結果 (63 [Dixon and Papike, 1975]; 63-64 [McGee, 1993]) と一致し、含まれる斜方輝石の組成は均質である。オーザイトの Mg# (73-77) も、他の薄片観察結果 (74-75 [Dixon and Papike, 1975]; 76 [McGee, 1993]) と一致し、組成は均質である。

カンラン石：薄片内にカンラン石は存在しない。ほかの薄片からも存在の報告はない [e. g., Dixon and Papike, 1975]。

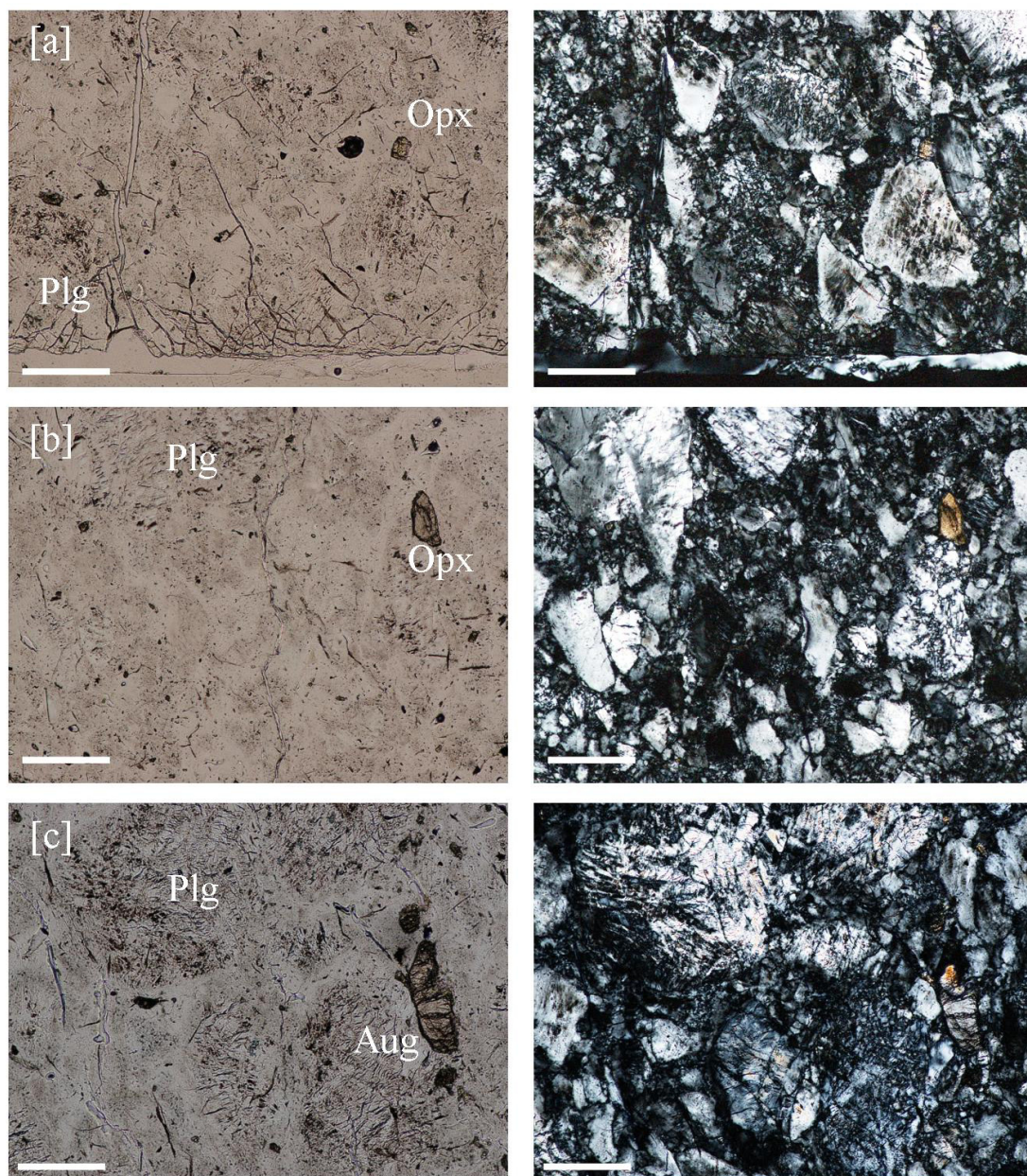


図 5.10. 薄片試料 60015, 129 の顕微鏡写真 (左図が透過顕微鏡、右図が偏光顕微鏡による画像) [Nagaoka et al., 2014]. [a]と[b]は斜長石の結晶 (Plg) とそれに接して存在する斜方輝石 (Opx) の画像, [c] には最も大きなオーグジャイト (Aug) の結晶をそれぞれ示す. スケールバーは 0.3 mm.

5.3.3. 60015 と他の FAN 試料に関する考察

輝石組成はマグマから結晶化する際の物理環境や化学組成を反映している。従ってマグマ分化を探るための、最も重要なトレーサーの一つとして考えられている。図 5.11 には、アポロ計画で回収された FAN 試料の中でも比較的大きな試料[Wieczorek et al., 2006]を選択し、その斜長岩中の輝石の化学組成を、文献毎にシンボルを分け輝石台形にまとめた。

アポロ試料の中で FAN と分類されている試料は、基本的にその低い親鉄元素含有量ゆえに隕石衝突の影響が少ない岩石として考えられてきた [Warren, 1993]。60015 はアポロ FAN の中でもっとも大きい試料である。60015 薄片中の斜方輝石組成 (En_{62-67}) は、他の FAN 試料と比較して、ほぼ均質である (図 5.11a)。60015 は FAN と分類されている試料の中で最も大きなサンプルであるが、報告されている薄片の斜長石含有量はどれも高く (>98%)、含まれている輝石の組成も均質である。James et al. (1989) の分類では 60015 は AF に分類されるだろうが、60015 のもつ岩石学的鉱物学的特徴によると、表側から回収された純粋斜長岩の一部である可能性を示唆している。一方で図 5.11b に示す 60025 のように含まれる輝石の組成が変化に富んでいるものもある。60025 は斜長石の存在量も場所により不均質性を示し (70%-99% ; Dixon and Papike, 1975 ; James et al., 1991 ; Warren and Wasson, 1977)、これらは 60025 が AF と MM という異なる FAN からなる角礫岩であるためだと考えられる [Floss et al., 1998 ; James et al. 1991 ; Ryder, 1982 ; Takeda et al., 1976]。

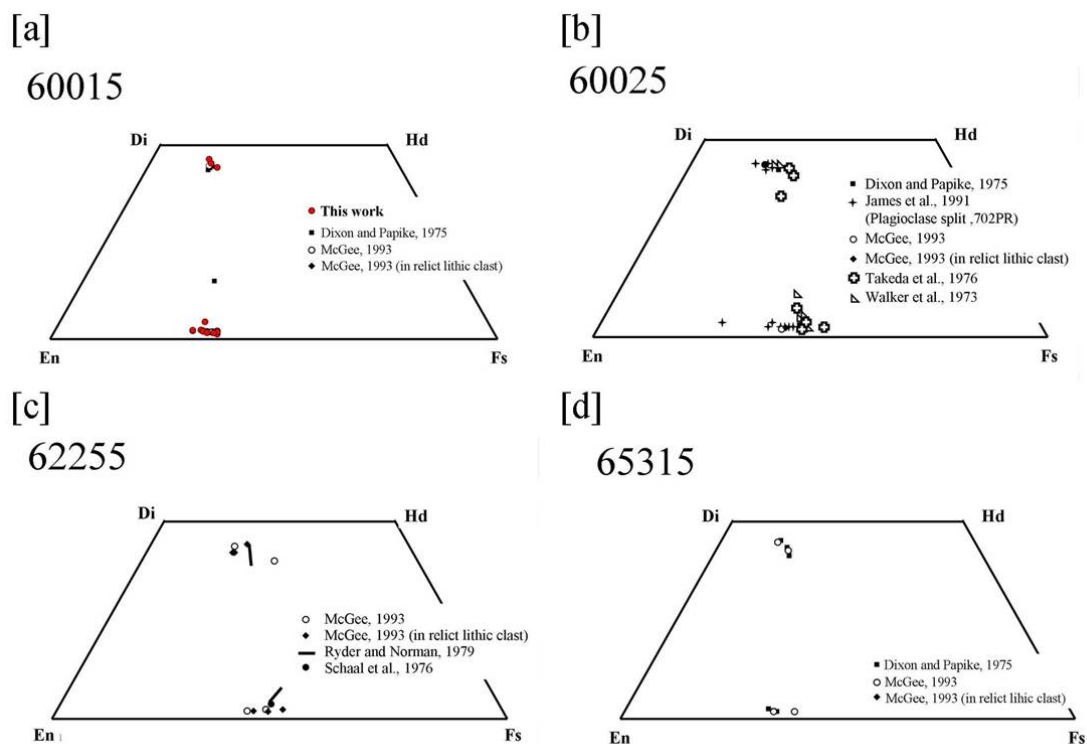


図 5. 11. アポロで回収された FAN 岩石試料の輝石組成[Nagaoka et al., 2014], [a]60015, [b]60025, [c]62255, [d]65315. 輝石データは以下の文献を参照した, Dixon and Papike (1975), James et al. (1991), McGee (1993), Ryder and Norman (1979), Schaal et al. (1976), Takeda et al. (1976), Walker et al. (1973).

5.4. 月隕石 NWA 2200

NWA 2200 は、2004年8月にモロッコで発見された月高地由来の隕石で、総重量は552 gであった[Connolly et al., 2006]。

5.4.1. 月隕石 NWA 2200 先行研究

この隕石は、先行研究で行われた薄片観察の結果から、1) 鉄に富む苦鉄質鉍物を含む斜長岩 (ferroan anorthosite, FAN) を源物質としたインパクト・メルト角礫岩であること、2) 少量の海由来の玄武岩小片を含んでいることが報告された[Kuehner et al., 2005]。また、Korotev et al. (2008)により、NWA 2200 の全岩化学組成の初期解析結果が報告された。しかし、まだこの隕石についての詳細な化学組成・鉍物組成は報告されておらず、その起源については未だ解明されていない。また NWA 2200 を構成する岩石片の多くが FAN に由来している可能性が高いことから、Dhofar 489 とは全く異なる起源地域の組成を反映している。本研究ではこの月隕石について詳細な全岩化学組成・鉍物組成分析を行った。

5.4.2. 月隕石 NWA 2200 分析結果と考察

本研究における NWA 2200 の一連の分析には、試料量 233 mg の塊試料を用いた(図 5.12)。図 5.13 には NWA 2200 の試料分割をまとめた。まず塊試料全岩(233 mg)を PGA 分析に使い、その後二つに分割、片方はメノウ乳鉢で粉末化させ、その一部(40.5 mg)を INNA による全岩組成分析に用いた。もう片方から、薄片試料を作成した。

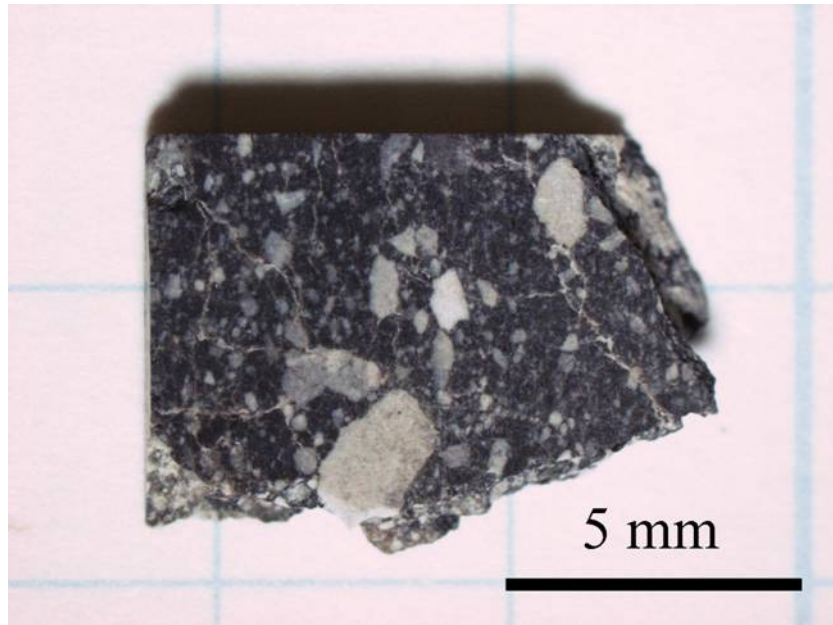


図 5.12. 月隕石 Northwest Africa (NWA) 2200 の塊試料.

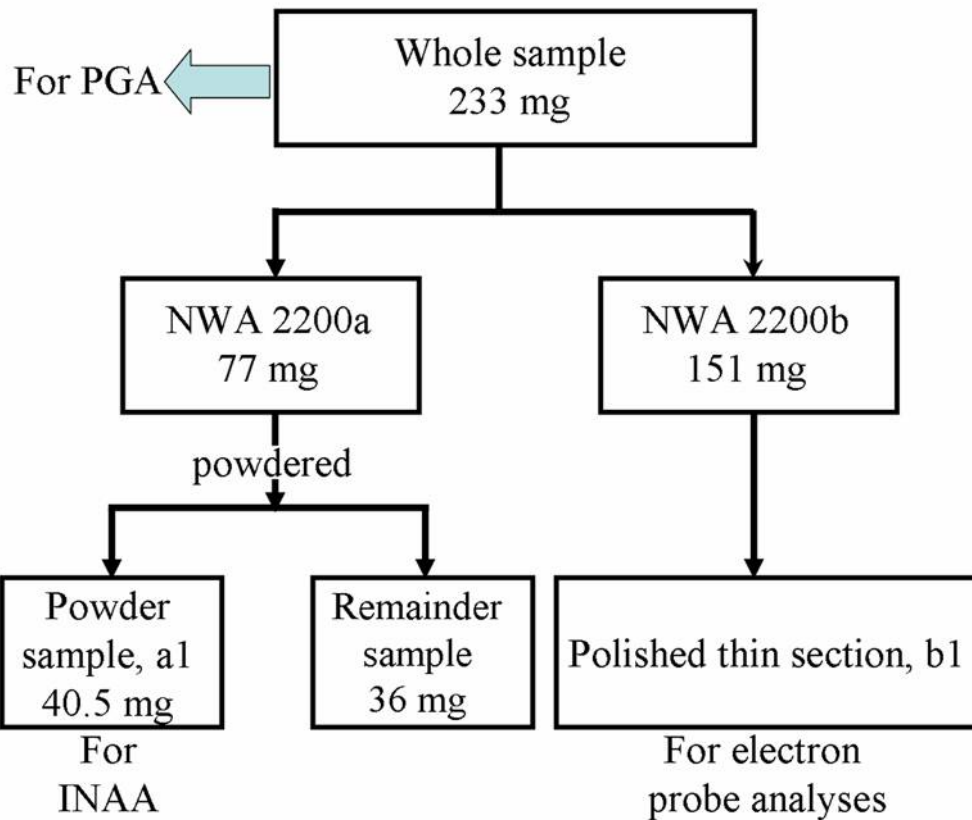


図 5.13. NWA 2200 試料の試料分割模式図[Nagaoka et al., 2013].

5.4.2.1. 全岩化学組成結果とその考察

表 5.3 に放射化分析による NWA 2200 の分析結果をまとめた。放射化分析法では、 Fe^0 と Fe^{2+} を区別して定量できない。従って、本研究による Fe 定量値は Fe^0 と Fe^{2+} を合わせた値である。比較のために Korotev et al. (2008) による NWA 2200 の報告値、さらに 8 つの高地由来月隕石の全岩化学組成平均値からもとめた月上部地殻平均化学組成 [Korotev et al., 2003b] をまとめた。Si 濃度は INAA で決定することはできない、また INAA による Ti 定量値は、PGA のものと比較して精度が悪い [Latif et al., 1999]。したがって表 5.3 のデータでは、 SiO_2 と TiO_2 は PGA によるものを用いて、その他の元素は INAA により決定した定量値を使用した。定量した元素の内、主要元素 (Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe) は酸化物の量に換算してまとめた。

本研究による NWA 2200 の定量値は、Ni を除いては Korotev et al. (2008) による報告値と 10%以内でよい一致を示したが、本研究による Ni 濃度 (290 ppm) は Korotev et al. (2008) の報告値 (175 ppm) と比較して約 66 %高い。NWA 2200 の Al_2O_3 濃度 (30.1 wt. %) は、現在報告されている高地隕石 (i. e., 22-31 wt. % Al_2O_3 ; 表 5.1a) の中でも、最も高い部類に含まれる。NWA 2200 の Mg# (59) は、今まで報告されている月隕石の中で最も低い (表 5.1a)。

表 5.3. NWA 2200 の全岩組成[Nagaoka et al., 2013]と高地月隕石組成の平均比較 (the typical feldspathic crust* [Korotev et al., 2003b]) .

酸化物 (wt.%)	NWA 2200 (This work)	NWA 2200 (Korotev et al., 2008)	Typical feldspathic crust (Surface)*
SiO ₂	42.9 (1.9)	n. r.	44.7 (0.3)
TiO ₂	0.17 (0.02)	n. r.	0.22 (0.04)
Al ₂ O ₃	30.1 (0.6)	n. r.	28.2 (1.0)
Cr ₂ O ₃	0.0693 (0.0102)	0.0737	0.096 (0.014)
FeO	4.26 (0.15)	3.95	4.4 (0.5)
MnO	0.0550 (0.0040)	n. r.	0.063 (0.004)
MgO	3.47 (0.55)	n. r.	5.4 (1.4)
CaO	16.6 (1.0)	n. r.	16.3 (0.9)
Na ₂ O	0.325 (0.015)	0.330	0.35 (0.03)
K ₂ O	0.0501 (0.0060)	n. r.	0.027 (0.008)
Total	98.0 (2.3)	-	-
Mg#	59.2	-	69
微量元素 (Ir と Au は ng/g, その他は μg/g)			
Sc	7.28 (0.52)	6.95	8.0 (1.0)
V	14.3 (4.7)	n. r.	n. r.
Co	22.5 (3.1)	n. r.	17 (3)
Ni	290 (38)	175	185 (45)
Sr	170 (20)	n. r.	150 (12)
La	2.58 (0.36)	n. r.	2.3 (0.6)
Ce	6.89 (0.72)	n. r.	6.0 (1.6)
Sm	1.19 (0.12)	1.09	1.1 (0.3)
Eu	0.784 (0.081)	0.796	0.78 (0.05)
Gd	1.6 (0.2)	n. r.	1.3 (0.3)
Tb	0.28 (0.08)	n. r.	0.23 (0.05)
Yb	0.84 (0.13)	n. r.	0.89 (0.2)
Lu	0.11 (0.02)	n. r.	0.13 (0.03)
Hf	0.75 (0.13)	n. r.	0.8 (0.2)
Ta	0.196 (0.061)	n. r.	0.11 (0.02)
Ir	15 (2)	n. r.	7.5 (2.8)
Au	13 (3)	n. r.	2.8 (1.0)
Th	0.42 (0.05)	0.40	0.37 (0.11)

表 5.3 の注釈：NWA 2200 の括弧内の数値は測定誤差, Korotev et al. (2003) の括弧内の数値は月隕石組成の標準偏差. n. r. (not reported)は報告値なし.

考察：親鉄元素組成

親鉄元素とは、ケイ酸塩鉱物と比較して金属鉄に付随するようにして金属相に入りやすい元素であり、Ni, Co, Ir などが挙げられる。月地殻を晶出させるような火成活動では、地殻で親鉄元素が欠乏する。従って月角礫岩試料中に存在する親鉄元素は、親鉄元素を多く含むコンドライトや鉄隕石のような外来隕石により月外部からもたらされたものである。特にレゴリス角礫岩は、垂直方向、水平方向に外来隕石衝突によりガーデニングを受けて、混合を受けているので、外来隕石由来の親鉄元素を多く含む傾向にある [Korotev, 2005 ; Korotev et al., 2006]。

図 5.14 は月高地由来の隕石について Ni 濃度を横軸に、Co, Ir 濃度をそれぞれ縦軸にとり、角礫岩の種類に分類してプロットしたものである。NWA 2200 中の親鉄元素 (Ni, Co, Ir) の含有量は高地由来隕石のものと比較しても、明らかに高いグループに含まれる。マイクロメテオライトやクレータを作るような大きな隕石の衝突による角レキ化作用を受けた月表層物質は、月外部の隕石物質との混合を受けて親鉄元素の含有量が高くなることが報告されている [Korotev, 2005 ; Korotev et al., 2006]。NWA 2200 に含まれる親鉄元素の存在量は、高地隕石中でも高く、レゴリス角礫岩の範囲に含まれる。

また本研究による Ni 濃度 (290 ppm) と Korotev et al. (2008) の Ni 濃度 (175 ppm) との間の違いは、試料採取場所の違いによる、月外部由来隕石物質からの親鉄元素の汚染度の差によるものと推測した。ここでは始原的コンドライト (CI chondrite ; Fe 濃度は 19.04 wt.%, Ni 濃度は 11000 ppm) [Anders and Grevesse, 1989] による汚染と仮定し、Ni 濃度分の CI コンドライト成分 (本研究では CI 成分 2.6%, Korotev et al. (2008) では CI 成分 1.6%) を、それぞれの化学組成から差し引いた。その結果、本研究による NWA 2200 の Fe 濃度は 2.88 ± 0.18 wt.% と見積もられ、一方で Korotev et al. (2008) の Fe 濃度は 2.81 wt.% となりほぼ一致する。従って、本研究における分析値と Korotev et al. (2008) の報告値の違いは、サンプル採取場所による外来隕石の汚染度の差により説明可能である。

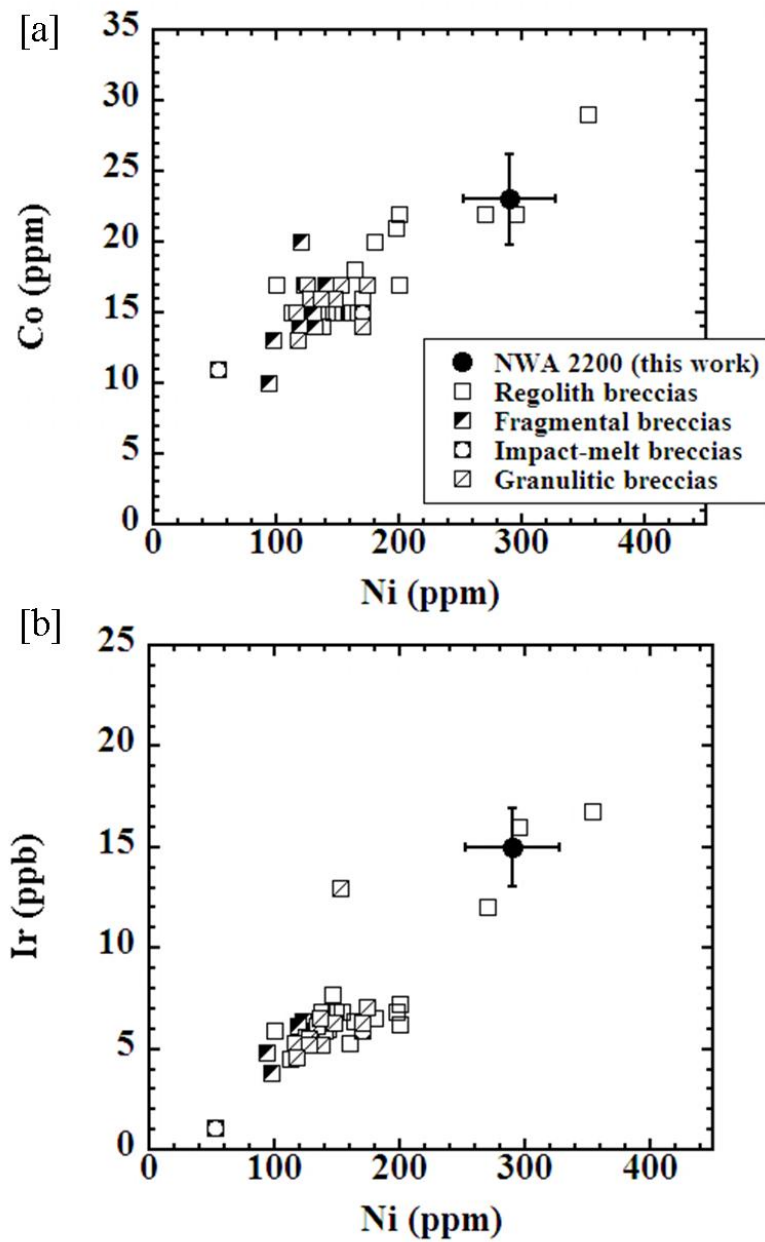


図 5.14. NWA 2200 と斜長岩質月隕石の親鉄元素存在量の比較 (Ni, Co, Ir) . 各月隕石の角礫岩分類は表 5. 1a に順じている. 親鉄元素のデータは以下の文献を参照にしている ; Bischoff et al. (1987, 1998), Cahill et al. (2004), Fukuoka et al. (1986), Greshake et al. (2001), Koeberl et al. (1989), Korotev et al. (1996, 2006), Lindstrom et al. (1991), Nishiizumi et al. (1996), Ostertag et al. (1986), Palme et al. (1991), Takeda et al. (2006), Thalmann et al. (1996), Warren et al. (2005), Warren and Kallemeyn (1986, 1987, 1991), Yanai and Kojima (1991).

考察：希土類元素組成

希土類元素 (rare earth elements ; REE) は、液相濃集元素に分類される。ルナ・プロスペクターや、かぐやに搭載されたガンマ線分光計による全球元素マッピングの結果から、そのような元素 (K, Th) が月の表側の嵐の大洋付近に濃集していることが判っている [Jolliff et al., 2000]。図 5.15 には、NWA 2200、高地月隕石の平均値 [Korotev et al., 2003b]、アポロ 16 号で採取されたレゴリスの希土類元素濃度を CI コンドライトの値で規格化した存在量を縦軸にプロットした。嵐の大洋に近い表側から採取されたアポロ 16 号着陸地点付近のレゴリスは、右肩下がり Eu に負の異常をもつ存在度パターンを示しており、明らかに KREEP 物質 (図 2.6) の汚染を受けている。一方で NWA 2200 のパターンは、右肩下がり Eu に正の異常を持つパターンを示し、月高地由来の隕石の存在度パターンとよい一致を示す。この結果から、NWA 2200 は、アポロ 16 号着陸地点とは異なり KREEP 物質の枯渇した高地由来であることは明らかである。

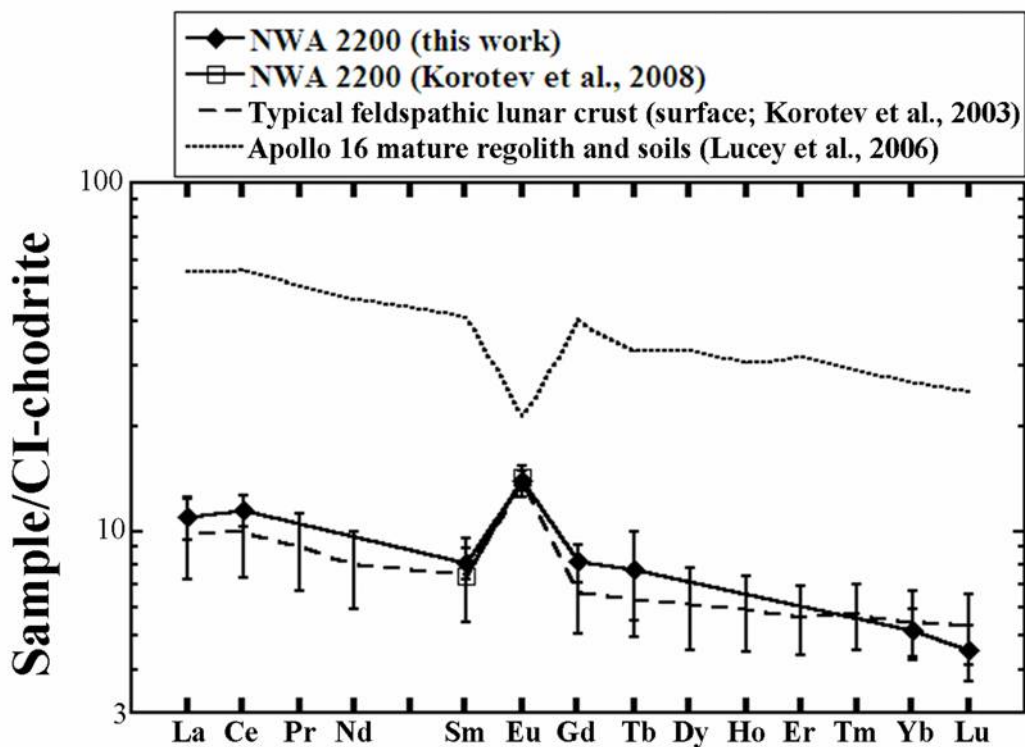


図 5.15. CI コンドライトで規格化した月岩石の希土類元素存在量 [Nagaoka et al., 2013], NWA 2200 [this work ; Korotev et al., 2008], 高地月隕石の平均組成 [Korotev et al., 2003b], アポロ 16 号で回収されたレゴリスとソイルの平均組成 [Lucey et al., 2006]. CI コンドライトの組成は Anders and Grevesse (1989) を用いた。

5.4.2.2. 岩石学的記載と鉱物組成分析結果

図 5.16 には、NWA 2200 の薄片写真を示す。NWA 2200 はガラス質の小片や石英の小片が混在しており、それらの小片の周りを黒いガラス質のマトリックスが埋めている。そのマトリックス中からは、直径数 $10\mu\text{m}$ から $100\mu\text{m}$ ほどの球状衝突ガラス (impact glass spherule) が複数発見された。図 5.17 は NWA 2200 マトリックス中の球状衝突ガラスの反射電子像である。このような組織をもつ高地角礫岩は、Stoffler et al. (1980) の月高地角礫岩の分類基準に基づくと、レゴリス角礫岩に分類される。先行研究では、この月隕石はインパクト・メルト角礫岩に分類されたが、我々の詳細な薄片観察の結果、NWA 2200 をレゴリス角礫岩と分類した。

NWA 2200 に含まれる岩石片のほとんどは、表層での隕石衝突による角礫化作用を受けており、再熔融再結晶またはガラス化を経験している。比較的大きな岩石片として“斜長岩質グラニュリティック角礫岩 (Ferroan anorthositic granulitic breccia)”、“ポイキロブラストグラニュリティック角礫岩 (Poikiloblastic granulitic breccia)”、“インパクト・メルト角礫岩 (Glassy melt breccia with an intersertal texture)”というそれぞれ異なる衝突歴史を持つ角礫岩の岩石片を発見した。

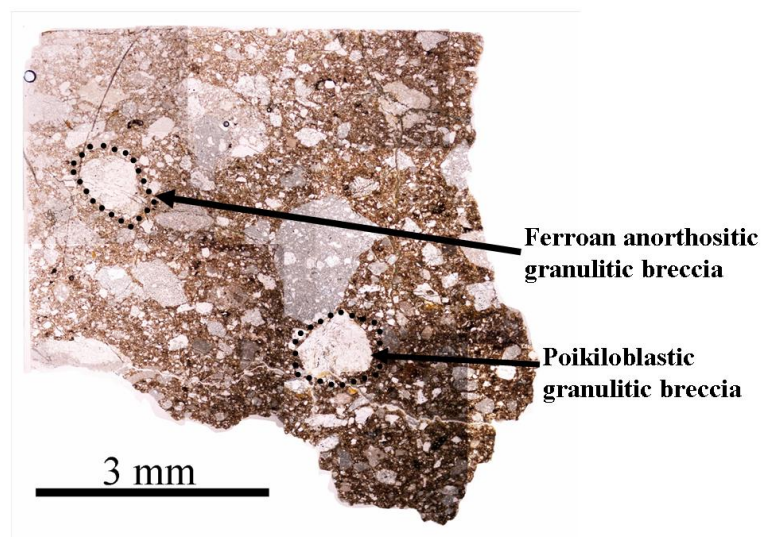


図5.16. NWA 2200の薄片写真[Nagaoka et al., 2013].

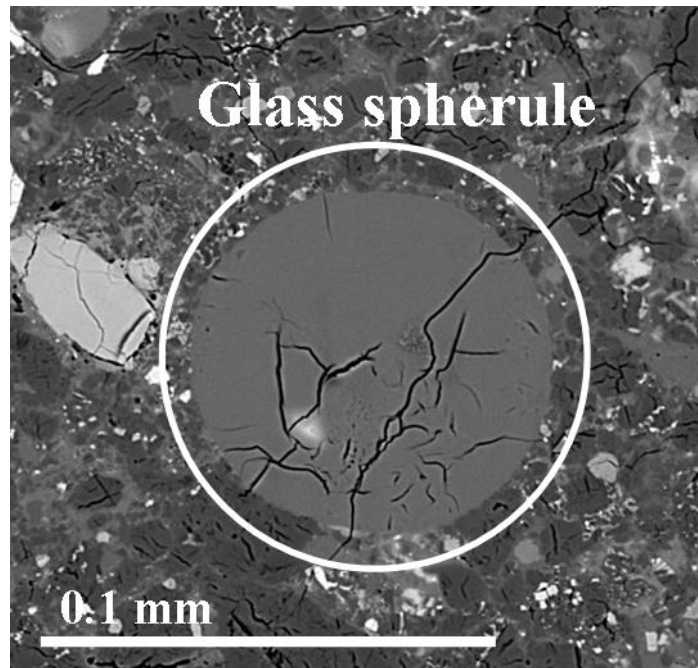


図 5.17. NWA 2200 マトリックス中の球状衝突ガラス [Nagaoka et al., 2013].

斜長岩質グラニュリティック角礫岩 (*Ferroan anorthositic granulitic breccia*)

図 5.18 には、Ferroan anorthositic granulitic breccia の薄片写真(図 5.18a)と RGB 図(図 5.18b)を示す。この岩石片(0.7×0.7 mm)は、面積比として、78.0% 斜長石、15.4% カンラン石、4.3% 斜方輝石、2.0% オージェイト、0.3% クロマイトで構成されている(図 5.18b)。苦鉄質鉱物の粒子サイズは 0.1 mm 以下。この岩石片中の鉱物の形状は、岩石片写真の右下と左上で大きく異なる。右下に分布する苦鉄質鉱物の粒子サイズは、カンラン石で最大 100 μm、輝石で最大 50 μm であり、その形状は角張っている。一方、左上に分布する苦鉄質鉱物の粒子サイズは、カンラン石で最大 40 μm、輝石 30 μm で、その形状は丸みを帯びている。苦鉄質鉱物が丸みを帯びた状態で結晶化している組織から、この岩石片は衝突熱による不均質な再溶融を経験したグラニュリティック角礫岩として分類した。

この岩石片の斜長石の An 値は、ほぼ一様である (An₉₆₋₉₇)。図 5.18c には、この岩石片中の輝石、カンラン石の化学組成を示した。それぞれの Mg# に大きな変動は見られず一様である。また、この岩石片の鉱物組成はアポロで持ちかえった FAN の組成範囲に含まれる(図 5.18d)。この岩石片の全岩化学組成を、EPMA で決定した各鉱物の平均化学組成と、それぞれの鉱物の岩石片中での占有率との関係から求めた。その全岩化学組成は、43 wt.% SiO₂, 27 wt.% Al₂O₃, 7.4 wt.% FeO, 5.3 wt.% MgO, 15 wt.% CaO, Mg#56 である。

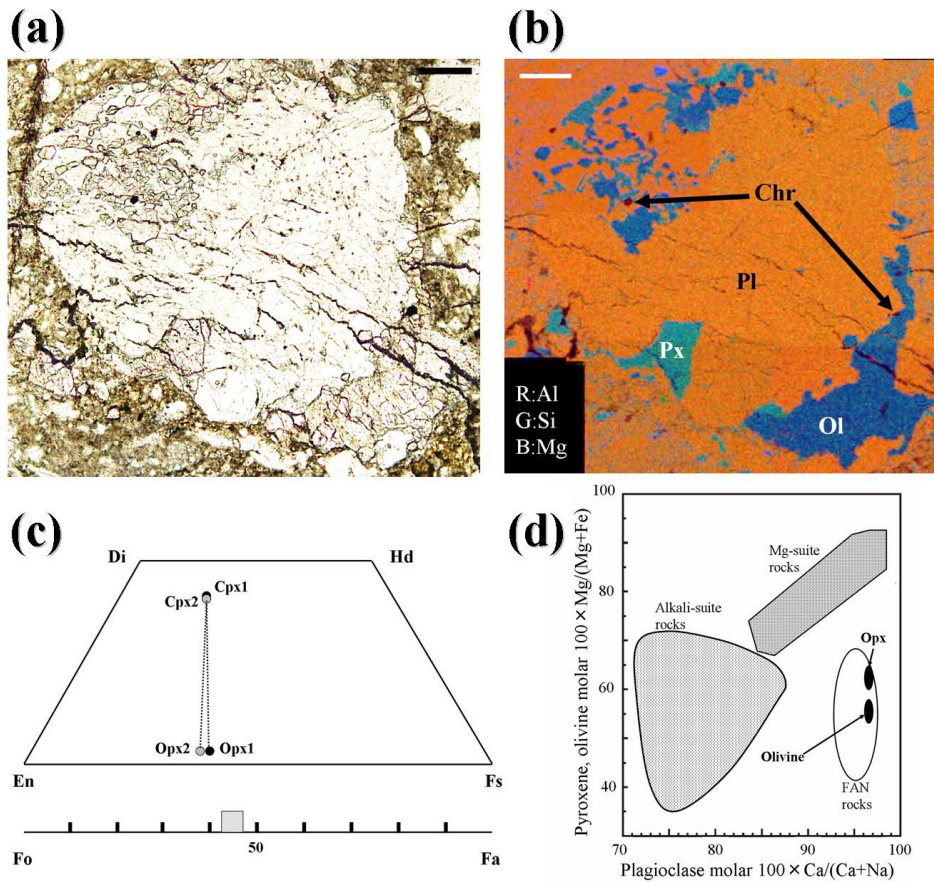


図 5.18. [a] NWA 2200 中の ferroan anorthositic granulitic breccia の薄片写真. スケールバーは 0.1 mm. [b] ferroan anorthositic granulitic breccia の RGB 図. 赤は Al, 緑は Si, 青は Mg を表す. スケールバーは 0.1 mm. Pl は斜長石 (plagioclase), Px は輝石 (pyroxene), Ol はカンラン石 (olivine), Chr はクロマイト (chromite). [c] は ferroan anorthositic granulitic breccia 中の輝石組成 (上図) とカンラン石組成 (下図). Cpx1 は Opx1 と接している, Cpx2 は Opx2 と接している. [d] “ferroan anorthositic granulitic breccia” 中の鉱物組成とアポロ回収試料の鉱物組成の比較 [Nagaoka et al., 2013].

ポイキロブラストグラニュリティック角礫岩 (*Poikiloblastic granulitic breccia*)

図 5.19a には Poikiloblastic granulitic breccia の薄片写真を示す。岩石片全体 (0.9×0.7 mm) は、ガラス質角礫岩 (glassy breccia) で覆われている。その中には、径 100 μm ほどのカンラン石 (Fo₅₇) と、径 10 μm ほどの Fe-Ni メタルグレインが複数含まれている。カンラン石の形状は丸みを帯びており、グラニュリティックな組織を示す。この岩石片は、隕石衝突によって再熔融して

ガラス質になる以前は、poikiloblastic な組織[e.g., Apollo 試料 77017 ; Taylor et al., 1991]を持つ変成岩であったと推測される。EPMA でガラス質部分の化学組成を 61 点測定し、その平均組成をこの岩石片の全岩組成として求めた。その組成はまとめると、44 wt.% SiO_2 , 29 wt.% Al_2O_3 , 3.7 wt.% FeO , 3.4 wt.% MgO , 18 wt.% CaO , Mg#62 である。

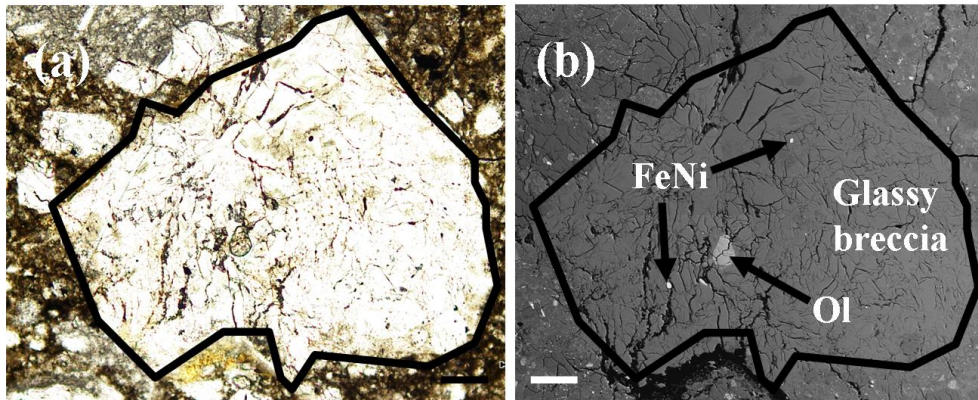


図5.19. NWA 2200中のpoikiloblastic granitic brecciaの[a]薄片写真, [b] 反射電子画像[Nagaoka et al., 2013]. スケールバーは0.1 mm. Olはカンラン石 (olivine), FeNiはメタルグレイン (Fe-Ni metal).

インパクト・メルト角礫岩 (*Glassy melt breccia with an intersertal texture*)

図 5.20 には Glassy melt breccia with an intersertal texture の薄片写真を示した。この岩石片 (0.5×0.4 mm) は短冊状に成長した斜長石 (面積比 60%) の間をガラス質メルト (面積比 40%) が埋めた組織であり、アポロ回収試料中からも同様な組織を持つものが多く回収されている。このような組織については、今までに議論されてきており、大きな隕石衝突により母岩が熔融したインパクトメルトシートから形成されたとされ、インパクト・メルト角礫岩として分類されている[Taylor et al., 1991]。その中でも図 5.20 の岩石片は、glassy melt breccia with an intersertal texture として分類されているアポロ回収試料の 15007 の組織[Taylor et al., 1991]に近い。この岩石片の全岩化学組成は、EPMA で決定した斜長石とガラスそれぞれの平均化学組成と、その面積比の関係から求めた。その化学組成をまとめると、44 wt.% SiO_2 , 26 wt.% Al_2O_3 , 6.1 wt.% FeO , 5.7 wt.% MgO , 16 wt.% CaO , Mg#62 である。

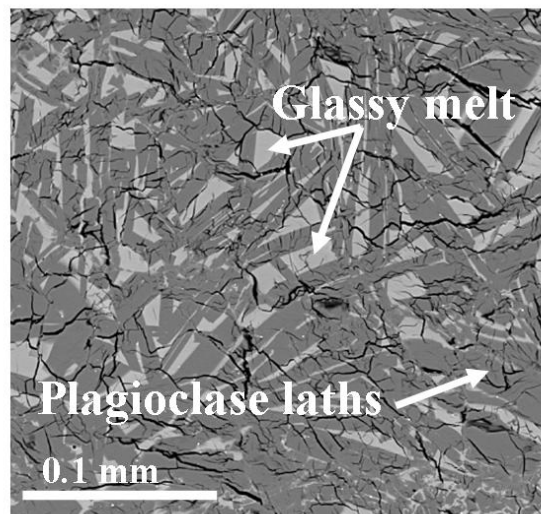


図 5.20. NWA 2200 中の “glassy melt breccia with an intersertal texture” の反射電子画像 [Nagaoka et al., 2013]. スケールバーは 0.1 mm. Plagioclase laths は短冊状に成長した斜長石，その隙間をガラス質メルト (glassy melt) が埋めている。

今回の薄片観察では、以下に示す岩石片タイプは発見されなかった。(1) Mg に富む角礫岩 (アポロ 16 号レゴリスなどから発見された Mg に富む角礫岩 [Korotev, 1997 ; Lindstrom and Lindstrom, 1986]、月隕石中から採取された “Magnesian anorthosite” や “Magnesian troctolitic granulite” [Takeda et al., 2006; Treiman et al., 2010] など)、(2) KREEP 物質を多く含む角礫岩 [Taylor et al., 1991]、(3) 花崗岩、(4) Mg-suite 岩石 [Taylor et al., 1991]、(5) Mare basalts (海の玄武岩) [Taylor et al., 1991]。われわれの薄片観察からは、海の玄武岩は見つからなかったが、先行研究 [Kuehner et al., 2005] では少量の混入が報告されている。

5.4.3. NWA 2200 のまとめ

月隕石 NWA 2200 は、月の斜長岩地殻に由来するレゴリス角礫岩である。含まれる角礫岩片の組成は、Dhofar 489 グループ中の岩石片とは大きく異なり、どれも Fe に富み ($Mg\# < 70$)、アポロ 16 号サイトで回収された斜長岩 FAN に近い組成を持つ。また、含まれる岩石片はすべて角礫岩であり、その組織は多様に熱変成を受けており、月表層での複雑な衝突史を物語っている。一方で NWA 2200 の全岩化学組成は、PKT から液相濃集元素の汚染を受けているアポロ 16 号のレゴリス試料とは大きく異なり、トリウムや希土類元素のような液相濃集元素が

枯渇している。全岩組成は、月隕石の中でも特に Fe に富んでおり (Mg#59)、起源物質の組成が FAN であることと矛盾しない。これらの特徴から、この月隕石は FAN に近い組成をもつものの、アポロ 16 号着陸点とは異なる斜長岩質レゴリス地域を起源としていることがわかった。

5.5. 月隕石 NWA 2977

5.5.1. NWA 2977 の結晶化年代

NWA 2977 は、2005年にモロッコで発見された月隕石で、その総量は233 gである。岩石全体がカンラン石斑レイ岩で構成されており、NWA 773 中から見つかったカンラン石斑レイ岩片と鉱物学的に同一のものと見なせ[Bunch et al., 2006; Zeigler et al., 2007]、両者の放射性年代がほぼ同じであること[Borg et al., 2009; Burgess et al., 2007; Fagan et al., 2003; Fernandes et al., 2003; Nyquist et al., 2009]から、これらの隕石はペアだと考えられている。他にも Northwest Africa stones 2700、2727、3160、3186、3333、6950 は鉱物組織の類似性からペアだと考えられている。

NWA 773 は玄武岩のレゴリス角礫岩 (Bx) とカンラン石斑レイ岩 (olivine cumulate; OC) の二つの岩質に分けられる。NWA 773 OC の結晶化年代は $2.993 \pm 0.032\text{Ga}$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = -4.53 \pm 0.27$) と若い年代を示す[Borg et al., 2009]。NWA 2977 の結晶化年代は 1) $2.77 \pm 0.04\text{Ga}$ (Ar-Ar 年代, Burgess et al., 2007)、2) $3.10 \pm 0.05\text{Ga}$ (Nd-Sm 年代, Nyquist et al., 2009)、3) $3.12 \pm 0.01\text{Ga}$ (Pb-Pb 年代, Zhang et al., 2011)。これら隕石は月玄武岩組成をもつ隕石群の中でも特に結晶化年代が若く (結晶化年代~30 億年頃)、アポロ回収玄武岩のそれ (40 億年から 32 億年) よりもさらに若い。さらに NWA 773 群の化学組成は KREEP 物質と関連しており、PKT 領域の火成活動との関連性が示唆される[e.g., Nyquist et al., 2009]。

以上の先行研究から NWA 773 グループは、PKT 領域で観測される 30 億年以降の特に若い時代での火山活動[Morota et al., 2011]との関連性が強く、これら隕石群の特徴を明らかにすることで、若い時代の火山活動の成因について考察する。

5.5.2. 月隕石 NWA 2977 分析結果と考察

本研究における NWA 2977 の一連の分析には、試料量 382 mg の塊試料を用いた (図 5.21)。図 5.22 には NWA 2977 の試料分割をまとめた。まず塊試料全岩を二つに分割し、片方の塊試料 (NWA 2977 01, 179 mg) からは、薄片試料 (PTS 01-1) を作成した。もう片方の塊試料 (NWA 2977 02, 198 mg) はメノウ乳鉢で粉末化し、その粉末試料をそれぞれ、PGA 分析用 (PS 02-1, 99.8 mg) と INAA 分析用 (PS 02-2, 43.3 mg) に分けて、それぞれを使用した。

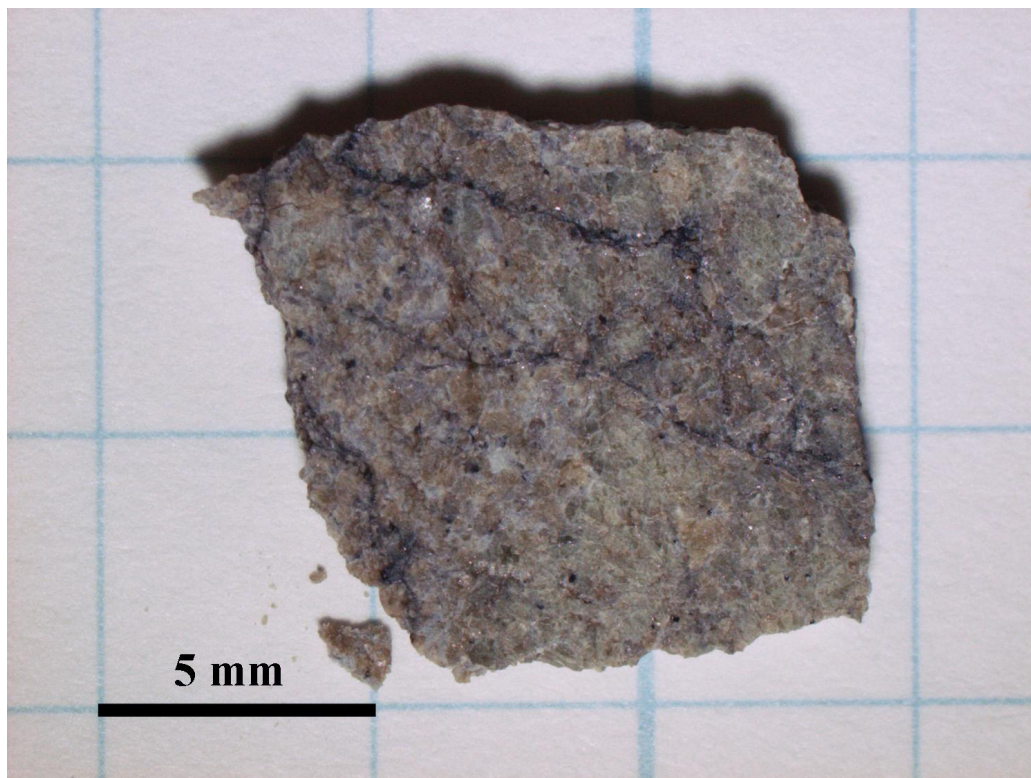


図 5.21. 月隕石 Northwest Africa (NWA) 2977 の塊試料.

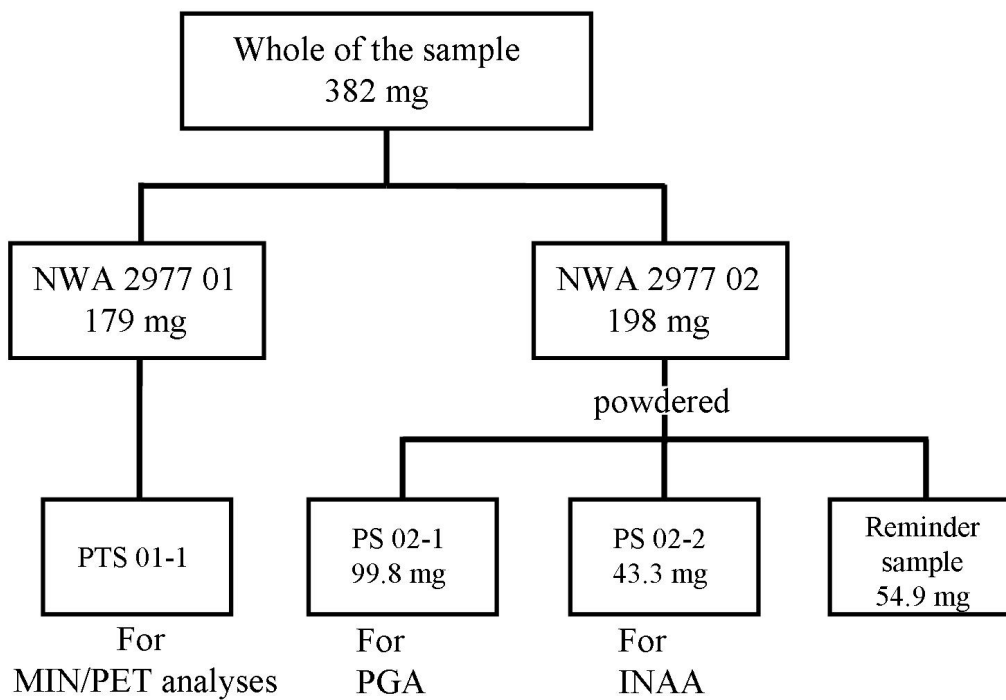


図 5.22. NWA 2977 試料の試料分割模式図.

5.5.2.1. 全岩化学組成結果と考察

表 5.4 には放射化分析による NWA 2977 の分析結果と比較のため NWA 773 OC の報告値をまとめた。NWA 773 の二つの岩質（角礫岩 (Bx)、olivine cumulate (OC)) の主要元素組成は、とても Ti 含有量の少ない組成 (Very-Low-Ti, $\text{TiO}_2 < 1.5$ wt.%) であることが報告されている [Fagan et al., 2003; Jolliff et al., 2003]。

NWA 2977 (Mg#74) は、NWA 773 OC (Mg#69-72) と比較して、若干 Mg に富んでいる。NWA 2977 の主要元素組成は、NWA 773 OC と比較して、MgO, CaO 濃度が高く、 Al_2O_3 , Na_2O , K_2O 濃度は少ない。 TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O 濃度に基づくと、NWA 2977 は NWA 773 と同様、VLT 玄武岩に分類できる [BVSP, 1981; Neal and Taylor, 1992; Taylor et al., 1991]。しかしながら、NWA 2977 (Mg#74) は、アポロの VLT 玄武岩の Mg# (<60) と比較すると非常に Mg に富んでいる。

表 5.4. NWA 2977 と NWA 773 (報告値) の全岩化学組成の比較.

	NWA 2977	NWA 773(OC)	NWA 773 (OC)	NWA 773 (Bx)
	This work	Jolliff et al. (2003)	Fagan et al. (2003)	Jolliff et al. (2003)
SiO ₂	46.2 (2.0)	44.8	42	46.2
TiO ₂	0.30 (0.07)	0.31	0.4	0.78
Al ₂ O ₃	2.80 (0.06)	3.8	5.3	10.6
Cr ₂ O ₃	0.637 (0.095)	0.4	0.8	0.4
FeO	17.7 (0.6)	18	20.5	17.3
MnO	0.25 (0.01)	0.25	0.24	0.26
MgO	27.9 (1.8)	25.4	25.5	13.2
CaO	6.65 (0.39)	6.27	4.8	10.8
Na ₂ O	0.0574 (0.0026)	0.11	0.15	0.23
K ₂ O	0.0271 (0.0027)	0.09	0.25	0.1
Total	102.5 (2.8)	99.4	99.9	99.9
Mg#	73.6	71.5	68.9	57.6
Sc (ppm)	33.0 (2.3)	19.5	23.1	37.1
V (ppm)	197 (19)	-	-	-
Co (ppm)	76.1 (10.4)	92	86	58
Ni (ppm)	194 (54)	236	195	114
Zn (ppm)	16.3 (2.0)	16	-	28
Ga (ppm)	0.998 (0.355)	-	-	-
Sr (ppm)	57.8 (18.5)	50	40	96
La (ppm)	3.47 (0.57)	10.1	8.63	14.2
Ce (ppm)	10.2 (1.0)	25.7	24.1	36.9
Nd (ppm)	<9.74	14.8	13.6	21.9
Sm (ppm)	2.02 (0.20)	4.22	4.06	6.51
Eu (ppm)	0.169 (0.019)	0.29	0.359	0.60
Gd (ppm)	3.0 (0.6)	-	-	-
Tb (ppm)	0.47 (0.13)	0.82	0.832	1.31
Yb (ppm)	1.86 (0.31)	2.63	2.92	4.53
Lu (ppm)	0.25 (0.03)	0.37	0.406	0.62
Hf (ppm)	1.29 (0.22)	3.72	3.70	4.62
Ta (ppm)	0.126 (0.049)	0.45	0.367	0.54
Ir (ppb)	<4	-	<2.5	0.2
Au (ppb)	<15	0.1	<1.4	2.1
Th (ppm)	0.53 (0.07)	1.58	1.16	2.19

考察：希土類元素組成

NWA 2977 と NWA 773 OC 中の希土類元素 (REE) の存在量を比較する。図 5.23 は NWA 2977、NWA 773 OC の希土類元素の存在量を CI コンドライトの値で規格化した値を縦軸にプロットし、アポロ回収試料 15386 (KREEP 玄武岩) の REE パターンを比較のためプロットした。ここで比較した元素は、放射化分析で測定された全岩組成を用いた。NWA 773 OC の REE パターンの特徴は、Eu に負の異常をもち、軽希土類元素が豊富で重希土類元素が枯渇し、右肩下がりの傾向を示す。その存在量は KREEP (15386) [Laul and Papike, 1980] のものと比較すると低い (4 分の 1 以下)、同様の傾向を示す。NWA 2977 の REE パターンも NWA 773 の REE パターンと同様に Eu に負の異常をもち、右肩下がりの傾向をもつが、その存在量は NWA 773 OC の約 2 分の 1 とさらに少ない。NWA 2977 と NWA 773 OC の希土類元素存在度は、KREEP 物質と比較するとその量自体は少ないが、その存在度パターンは類似しており、KREEP との関連性が示唆される。

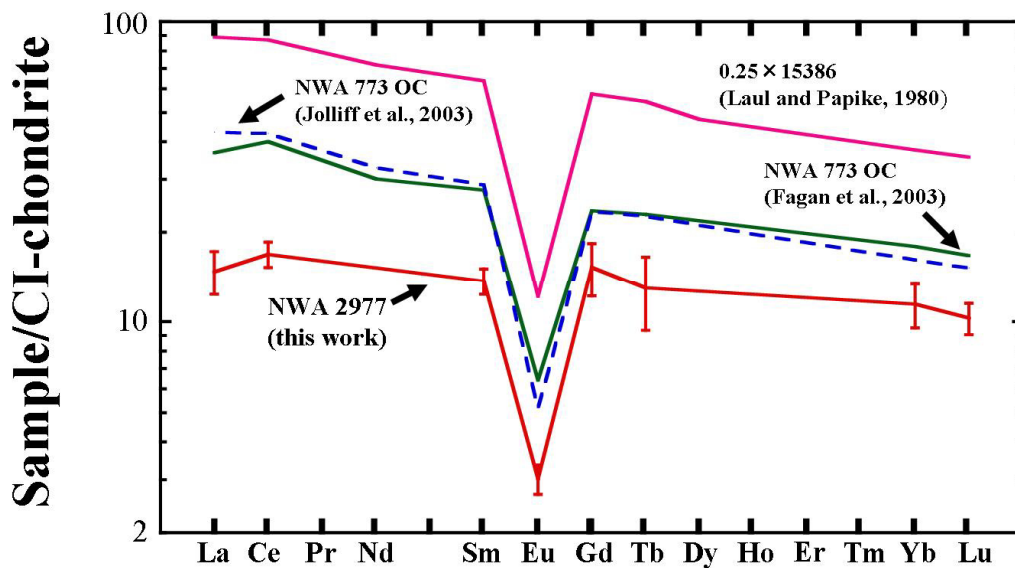


図 5.23. NWA 2977 (this work), NWA 773OC (Fagan et al., 2003; Jolliff et al., 2003), アポロサンプル 15386 (Laul and Papike, 1980) の希土類元素 (REE) の存在度. CI コンドライトの組成は Anders and Grevesse (1989) を用いた. NWA 2977 以外の Gd の値は, Sm と Tb の値から内挿して求めた.

5.5.2.2. 岩石学的記載と鉱物組成分析結果

NWA 2977 の記載は、Bunch et al. (2006) で初めてなされ、Zhang et al. (2011) にてさらに詳しく報告された。ここでは NWA 2977 薄片 (PTS 01-1) の薄片観察結果を示す。図 5.24 には、NWA 2977 の薄片写真 (図 5.24a) と RGB 図 (図 5.24b) を示す。この RGB 図は、早稲田大学教育学部ティモシー・フェイガン博士のご協力により得られた。薄片中の鉱物存在量を表 5.5 にまとめた。NWA 2977 は粗粒なカンラン石が薄片の半分近くを占めており、次に多いのは輝石、斜長石であり、少量のカリ長石やイルメナイトなどが見つかった。我々のサンプルの鉱物存在量は、Bunch et al. (2006)、Jolliff et al. (2003) の報告値とほぼ近いが、Zhang et al. (2011) と比較すると輝石が少なくカンラン石・斜長石に富む、一方で Fagan et al. (2003) と比較すると輝石に富む。これら鉱物存在量の違いは、試料中での鉱物不均質性によっている [e. g., Zhang et al., 2011]。

表 5.5. NWA 2977, NWA 773 OC の鉱物存在量.

	NWA 2977			NWA 773 OC	
	This work	Bunch et al., 2006	Zhang et al., 2011	Fagan et al., 2003	Jolliff et al., 2003
Olivine	49.6	51	41.1	55.5	48
Low-Ca pyroxene	24.5	23	39.1	18.9	29
Augite	13.0	9	11.9	8.7	11
Plagioclase	11.8	14	7.1	14.2	11
K-feldspar	0.2	-	0.1	1.6	Tr
Oxide phases	0.6	-	0.5	1.2	Tr
Phosphate	0.2	-	0.2	< 0.2	Tr

注釈: Tr は trace amount の略. Olivine はカンラン石, Low-Ca pyroxene は低 Ca 輝石, Augite はオージャイト, Plagioclase は斜長石, K-feldspar はカリ長石, Oxide phases はイルメナイトやクロマイトを指す, Phosphate はリン酸塩鉱物.

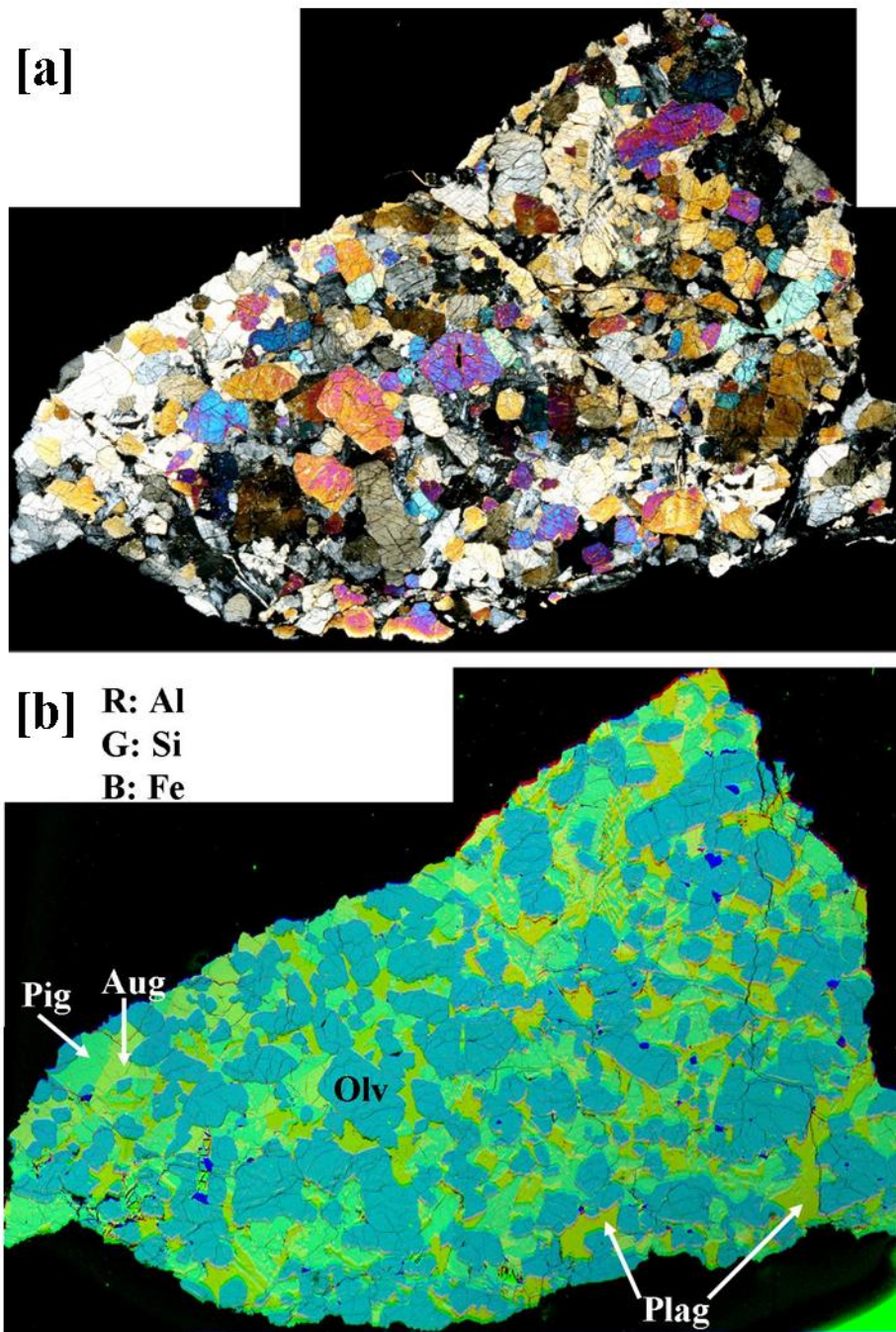


図 5.24. [a]NWA 2977 の顕微鏡写真 (偏光). [b]RGB 図, 赤 (R) は Al, 緑 (G) は Si, 青 (B) は Fe を指す.

カンラン石が薄片中の半分以上を占める (図 5.24b)。カンラン石の鉱物サイズは 0.1 から 1.0 mm に及び粗粒である。自形・半自形の大きなカンラン石が成長し、その隙間を埋めるように輝石・斜長石が結晶化している。酸化物としては、イルメナイト、クロマイトなどが見つかった。いくつかのクロマイトは、

径 0.1 mm まで成長している。輝石は、斜方輝石とピジョン輝石とオーギャイトが共存している。

含まれるカンラン石の Mg# は、薄片中でほぼ一様な組成をもち (Fo_{69-70})、平均組成 (Fo_{70}) は、NWA 773 OC 中のカンラン石の平均組成 (Fo_{68} in Fagan et al., 2003; Fo_{68} in Jolliff et al., 2003) よりも若干 Mg に富んでいる。斜長石の An 値は An_{86} から An_{93} (平均 An_{90}) と幅がある。オーギャイト ($\text{Mg}\#76-79$; 平均 $\text{Wo}_{37}\text{En}_{50}\text{Fs}_{13}$) とピジョン輝石 ($\text{Mg}\#72-77$; 平均 $\text{Wo}_{10}\text{En}_{67}\text{Fs}_{22}$) の組成は、カンラン石よりも Mg に富んでいる。斜方輝石は他の輝石よりも若干鉄に富んでいる ($\text{Mg}\#72$; $\text{Wo}_5\text{En}_{69}\text{Fs}_{26}$)。

カリ長石は少量 (0.2%) であるが、Ca リン酸塩鉱物、イルメナイト、トロイライトなどと共存している (図 5.25)。この集合 (KREEP-rich residual pockets) を形成している構成鉱物は、液相濃集性の高い元素を多く含んでいることから、メルトの最終残液から固化したと考えられる。これらの集合物は粗粒な鉱物と鉱物の隙間を埋めるように存在しており、初期に主要鉱物がまず固化した後、残液から隙間に形成した。全岩での希土類元素存在度は、Ca リン酸塩の組成とその量比に大きく依存する [Ebihara and Honda, 1984; Zhang et al., 2011]。Ca リン酸塩はこのポケットにしか存在せず、その分布はサンプルにより不均質性があるためサンプル間での希土類組成の違いが生じていると考えられる。

5.5.3. NWA 2977 のまとめ

NWA 2977 は、岩石全体がカンラン石斑レイ岩で構成されており、NWA 773 OC との類似性からペアだと考えられる。NWA 2977 の化学組成は、NWA 773 OC より希土類元素に枯渇し、Mg# に若干富んでいる。NWA 2977 の全岩組成、鉱物組成共に Mg# に富んでいることから、NWA 2977 と NWA 773 OC の火成活動に関連性があるとすると、NWA 2977 はより初期のメルトから生成した岩石の特徴をもつ。このことは、NWA 2977 の方が NWA 773 OC と比較して液相濃集元素に枯渇していることと整合的である。また、希土類元素存在度は KREEP 物質と関連があり、K, Th, U を豊富に含む KREEP がこの若い火成活動の熱源となった可能性が考えられる。

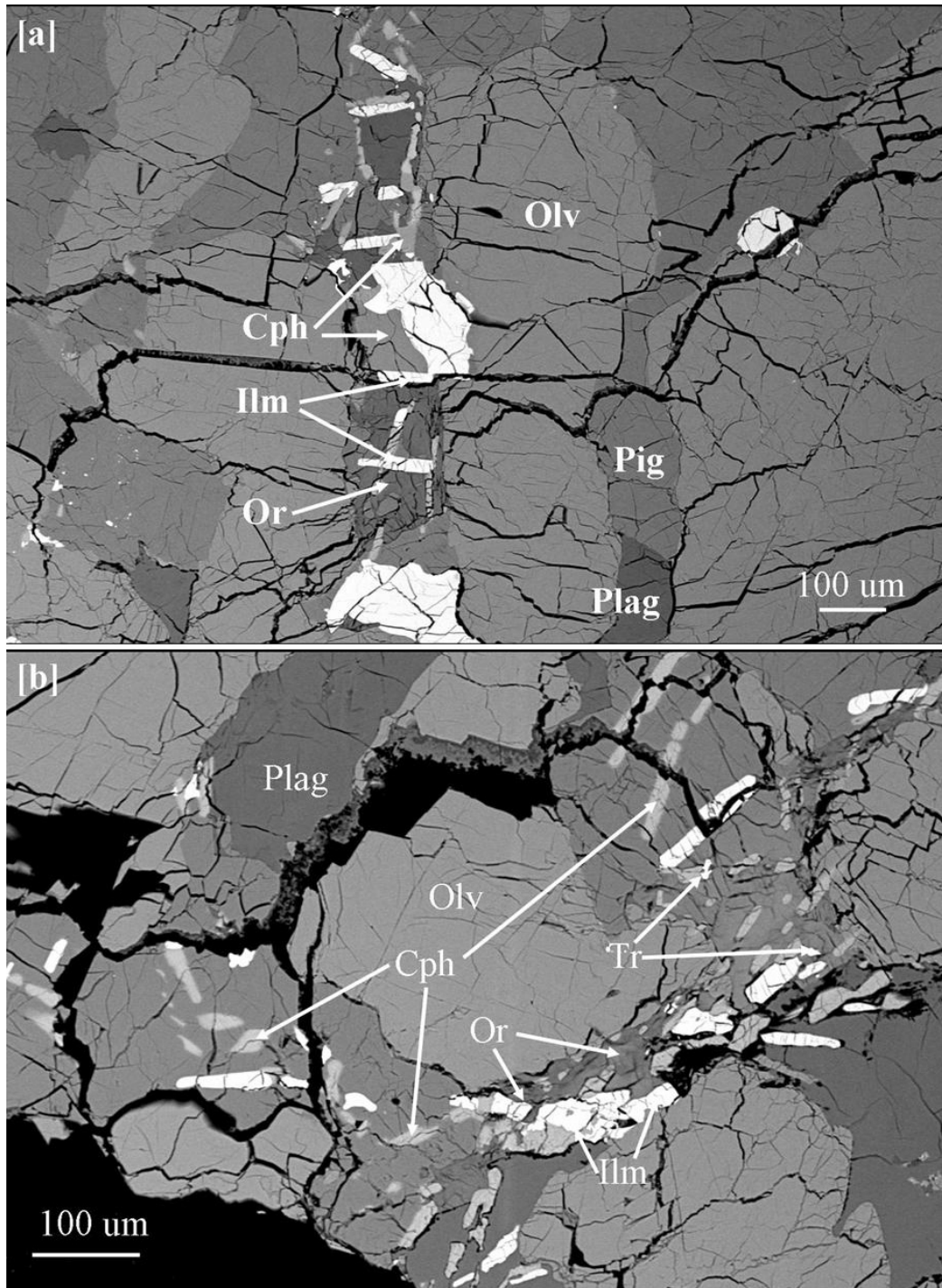


図 5.25. KREEP-rich residual pockets の反射電子画像. Olv(=olivine)はカンラン石, Plag(=plagioclase)は斜長石, Pig(=pigeonite)はピジョン輝石, Or(=orthoclase)はカリ長石, Tr(=troilite)はトロイライト, Ilm(=ilmenite)はイルメナイト, Cph(=Ca-phosphate)はCa 磷酸塩.

参考文献

- Anand, M. et al., 2006. Petrology and geochemistry of LaPaz Icefield 02205: A new unique low-Ti mare-basalt meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 246-264.
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 197-214.
- Arai, T. and Warren, P.H., 1999. Lunar meteorite Queen Alexandra Range 94281: Glass compositions and other evidence for launch pairing with Yamato 793274. *Meteorit. Planet. Sci.* 34, 209-234.
- Arai, T. et al., 2008. A new model of lunar crust: asymmetry in crustal composition and evolution. *Earth Planet. Space* 60, 433-444.
- Barrat, J.A. et al., 2005. Lithium behavior during cooling of a dry basalt: An ion-microprobe study of the lunar meteorite Northwest Africa 479 (NWA 479). *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5597-5609.
- Bischoff, A. et al., 1987. Petrography, shock history, chemical composition and noble gas content of the lunar meteorites Yamato-82192 and -82193. *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Iss.* 46, 21-42.
- Bischoff, A. et al., 1998. Petrology, chemistry, and isotopic compositions of the lunar highland regolith breccia Dar al Gani 262. *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 1243-1257.
- Borg, L.E. et al., 2009. Mechanisms for incompatible-element enrichment on the Moon deduced from the lunar basaltic meteorite Northwest Africa 032. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 3963-3980.
- Bunch, T.E. et al., 2006. Lunar meteorites NWA 2700, NWA 2727 and NWA 2977: Mare basalts/Gabbro breccias with affinities to NWA 773. *Lunar Planet. Sci.* XXXII Abst #1375.
- Burgess, R. et al., 2007. Ar-Ar ages of NWA 2977 and NWA 3160-Lunar meteorites paired with NWA 773 (abstract). *Lunar Planet. Sci. Conf.* XXXIII, #1603.
- BVSP (Basaltic Volcanism Study Project), 1981. *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. New York:Pergamon. pp. 239-253.
- Cahill, J.T. et al., 2004. Petrogenesis of lunar highlands meteorites: Dhofar 025, Dhofar 081; Dar al Gani 262, and Dar al Gani 400. *Meteorit. Planet. Sci.* 39, 503-530.
- Connolly, H.C. et al., 2006. *The Meteoritical Bulletin*, No. 90, September

2006. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 1383-1418.
- Day, J. M.D. et al., 2006. Comparative petrology, geochemistry and petrogenesis of evolved, low-Ti lunar mare basalt meteorites from the La Paz Icefield, Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1581-1600.
- Dixon, J.R. and Papike, J.J., 1975. Petrology of anorthosites from the Descartes region of the moon: Apollo 16. *Proc. 6th Lunar Planet. Sci. Conf.* 263-291.
- Ebihara, M. and Honda, M., 1984. Distribution rare earth elements and uranium in various components of ordinary chondrite. *Meteorit.* 19, 287-295.
- Fagan, T.J. et al., 2002. Northwest Africa 032: Product of lunar volcanism. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 371-394.
- Fagan, T.J. et al., 2003. Northwest Africa 773: Lunar origin and iron-enrichment trend. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 529-554.
- Fernandes, V.A. et al., 2003. ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology of lunar meteorite Northwest Africa 032 and 773. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 555-564.
- Floss C. et al., 1998. Lunar ferroan anorthosite petrogenesis: clues from trace element distributions in FAN subgroups. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1255-1283
- Foreman, A.B. et al., 2008. Petrography and geochemistry of Dhofar 733 - An unusually sodic, feldspathic lunar meteorite. *Lunar Planet. Sci. XXXIX Abstract #1853.*
- Fukuoka, T. et al., 1986. Chemistry of Yamato-791197 Antarctic meteorite: Evidence for its lunar highlands origin. *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Iss.* 41, 84-95.
- Gnos, E. et al., 2004. Pinpointing the source of a lunar meteorite: Implications for the evolution of the Moon. *Science* 305, 657-659.
- Greshake, A. et al., 2001. Dhofar 081: A new lunar highland meteorite. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 459-470.
- Haloda, J. et al., 2009. Petrology, geochemistry, and age of low-Ti mare-basalt meteorite Northeast Africa 003-A: A possible member of the Apollo 15 mare basaltic suite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 3450-3470.
- Hudgins, J.A. et al., 2011. Mineralogy, geochemistry, and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of lunar granulitic breccia Northwest Africa 3163 and paired stones: Comparisons with Apollo samples. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 2865-2881.

- James, O.B. et al., 1989. Ferroan anorthosite from lunar breccia 64435: implications for the origin and history of lunar ferroan anorthosites. *Proc. 19th Lunar Planet. Sci. Conf.* 219-243.
- James, O.B. et al., 1991. Lunar ferroan anorthosite 60025: Petrology and chemistry of mafic lithologies. *Proc. 21st Lunar Planet. Sci. Conf.* 63-87.
- James, O.B. et al., 2002. Rare earth element variations resulting from inversion of pigeonite and subsolidus reequilibration in lunar ferroan anorthosites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 1269-1284
- Jolliff, B.L. et al., 2000. Major lunar crustal terranes: surface expressions and crust-mantle origins. *J. Geophys. Res.* 105, 4197-4216
- Jolliff, B.L. et al., 2003. Northwest Africa 773: Lunar mare breccia with a shallow-formed olivine-cumulate component, inferred very-low-Ti (VLT) heritage, and a KREEP connection. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 4857-4879.
- Joy, K.H. et al., 2006. A petrological, mineralogical, and chemical analysis of lunar mare basalt meteorite LaPaz Icefield 02205, 02224, and 02226. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, 1003-1025.
- Joy, K.H. et al., 2008. The petrology and geochemistry of Miller Range 05035: A new lunar gabbroic meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 3822-3844.
- Karouji, Y. et al., 2004. Chemical characteristics of lunar meteorites, Yamato 86032 and Dhofar 489. In the Twenty-eighth Symposium on Antarctic Meteorites, *Antarctic Meteorites XXVIII*, 29-30.
- Kobayashi, S. et al., 2012. Lunar farside Th distribution measured by Kaguya gamma-ray spectrometer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337-338, 10-16.
- Koerberl, C. et al., 1989. Preliminary examination of the Yamato-86032 lunar meteorite: II. Major and trace element chemistry. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 2, 15-24.
- Korotev, R.L., 1997. Some things we can infer about the Moon from the composition of the Apollo 16 regolith. *Meteorit. Planet. Sci.* 32, 447-478.
- Korotev, R.L., 2005. Lunar geochemistry as told by lunar meteorites. *Chem. Der Erde* 65, 297-346.
- Korotev, R.L., 2012. Lunar meteorites from Oman. *Meteorit. Planet. Sci.* 47, 1365-1402.
- Korotev, R.L. et al., 1996. Lunar meteorite Queen Alexandra Range 93069 and the iron concentration of the lunar highlands surface. *Meteorit. Planet. Sci.* 31, 909-924.

- Korotev, R.L. et al., 2003a. Compositional constraints on the launch pairing of three brecciated lunar meteorites of basaltic composition. *Antarctic Meteorite Research* 16, 152-175.
- Korotev, R.L. et al., 2003b. Feldspathic lunar meteorites and their implications for compositional remote sensing of the lunar surface and the composition of the lunar crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 4895-4923.
- Korotev, R.L. et al., 2006. Feldspathic lunar meteorites Pecora Escarpment 02007 and Dhofar 489: Contamination of the surface of the lunar highlands by post-basin impacts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5935-5956.
- Korotev, R.L. et al., 2008. Keeping up with the lunar meteorites - 2008. *Lunar Planet. Sci.* XXXIX Abstract #1209.
- Korotev, R.L. et al., 2009. Compositional and lithological diversity among brecciated lunar meteorites of intermediate iron concentration. *Meteorit. Planet. Sci.* 44, 1287-1322.
- Kuehner, S.M. et al., 2005. Lunar feldspathic meteorite NWA 2200; A polymict glassy impact-melt breccia with ferroan anorthosite (FAN) affinities. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, Supplement #5137.
- Latif, S.A. et al., 1999. Prompt gamma ray analysis (PGA) of meteorite samples, with emphasis on the determination of Si. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 239, 577-580.
- Laul, J.C. and Papike, J.J., 1980. The lunar regolith: Comparative chemistry of the Apollo sites. *Proc. 11th Lunar Planet. Sci. Conf.* 1307-1340.
- Lindstrom, M.M. and Lindstrom, D.J., 1986. Lunar granulites and their precursor anorthositic norites of the early lunar crust. *Proc. 16th Lunar Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res.* 91, D263-D276.
- Lindstrom, M.M. et al., 1991. Geochemistry and petrography of the MacAlpine Hills lunar meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3089-3103.
- Lucey, P.G. et al., 2006. Understanding the lunar surface and spaceMoon Interactions. In: Jolliff, B.L., Wieczorek, M.A., Shearer, C.K., Neal, C.R. (Eds.), *NEW VIEWS of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 60. Mineralogical Society America, Virginia, pp. 83-219.
- McGee, J.J., 1993. Lunar ferroan anorthosites: Mineralogy, Compositional Variations, and Petrogenesis. *J. Geophys. Res.* 98, 9089-9105.
- Morota et al., 2011. Timing and characteristics of the latest mare eruption

- on the Moon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 255–266.
- Nagaoka, H. et al., 2013. Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200. *Polar Science* 7, 241–259.
- Nagaoka, H. et al., 2014. Implications for the origins of pure anorthosites found in the feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group. *Earth Planet. Space* 66, 115.
- Neal, C.R. and Taylor, T.A., 1992. Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2177–2211.
- Nishiizumi K. et al., 1996. Exposure history of lunar meteorite Queen Alexandra Range 93069 and 94269. *Meteorit. Planet. Sci.* 31, 893–896.
- Nishiizumi, K. and Caffee, M.W., 2006. Constraining the number of lunar and martian meteorite falls. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, Supplement #5368.
- Nyquist, L.E. et al., 2009. Sm–Nd and Rb–Sr ages for Northwest Africa 2977, A young lunar gabbro from the PKT (abstract). *Meteorit. Planet. Sci.* 44, Supplement #5347.
- Ohtake, M. et al., 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* 461, 236–240.
- Ohtake, M. et al., 2012. Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. *Nature Geoscience* 5, 384–388.
- Ostertag, R. et al., 1986. Lunar meteorite Yamato-791197: Petrography, shock history and chemical composition. *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Iss.* 41, 17–44.
- Palme, H. et al., 1991. Lunar highland meteorites and the composition of the lunar crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3105–3122.
- Ryder, G. 1982. Lunar anorthosite 60025, the petrogenesis of lunar anorthosites and the composition of the Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1591–1601
- Ryder, G. and Norman, M.D., 1979. Catalog of pristine non-mare materials Part 2. Anorthosites. Revised. Curators Office JSC #14603.
- Schaal, R.B. et al., 1976. Shock metamorphic effects in lunar microcraters. *Proc. 7th Lunar Planet. Sci. Conf.* 1039–1054.
- Sclar, C.B. et al., 1973. Shock effects in experimentally shocked terrestrial ilmenite, lunar ilmenite of rock fragments in 1–10 mm fines (10085, 19), and lunar rock 60015, 127. *Proc. 4th Lunar Planet. Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta* 1, Supplement 4, 841–859.

- Sclar, C.B. and Bauer, J.F., 1974. Shock-induced melting in anorthositic rock 60015 and a fragment of anorthositic breccia from the "picking pot" (70052). Proc. 5th Lunar Planet. Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta 1, Supplement 5, 319-336.
- Stoffler, D. et al., 1980. Recommended classification and nomenclature of lunar highland rocks e a committee report. Proceedings of the Conference Lunar Highlands Crust, pp. 51-70.
- Takeda, H. et al., 1976. Characterization of crust formation on a parent body of achondrites and the Moon by pyroxene crystallography and chemistry. Proc. 7th Lunar Sci. Conf. 3535-3548.
- Takeda, H. et al., 2006. Magnesian anorthosites and a deep crustal rock from the farside crust of the moon. Earth Planet. Sci. Lett. 247, 171-184.
- Takeda, H. et al., 2007. Mineralogy of Dhofar 309, 489 and Yamato-86032 and varieties of lithologies of the lunar farside crust. Lunar Planet. Sci. XXXVIII Abstract #1607.
- Takeda, H. et al., 2008. Granulitic lithologies in Dhofar 307 lunar meteorite and magnesian, Th-poor terrane of the northern farside crust. Lunar Planet. Sci. XXXIX Abstract #1574.
- Takeda, H. et al., 2012. Comparisons of Mineralogy of Lunar Meteorites Possibly from the Farside and the Kaguya Remote Sensing Data to Reconstruct the Earliest Anorthositic Crust of the Moon. Lunar Planet. Sci. XXXXIII Abstract #1379.
- Taylor, G.J. et al., 1991. Lunar Rocks, in: Heiken, G.H., Vaniman, D.T., French, B.M. (Eds.), Lunar Sourcebook. Cambridge Univ. Press, New York, pp. 183-284.
- Treiman, A.H. et al., 2010. Magnesian anorthositic granulites in lunar meteorites Allan Hills A81005 and Dhofar 309: Geochemistry and global significance. Meteorit. Planet. Sci. 45, 163-180.
- Thalmann, C. et al., 1996. History of lunar meteorites Queen Alexandra Range 93069, Asuka 881757, and Yamato 793169 based on noble gas isotopic abundances, radionuclide concentrations, and chemical composition. Meteorit. Planet. Sci. 31, 857-868.
- Walker, D. et al., 1973. Experimental petrology and origin of rocks from the Descartes Highlands. Proc. 4th Lunar Planet. Sci. Conf. 1013-1032.
- Warren, P.H., 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 13, 201-240.

- Warren, P.H., 1990. Lunar anorthosites and the magma ocean hypothesis: importance of FeO enrichment in the parent magma. *Am. Mineral.* 75, 46-58
- Warren, P.H., 1993. A concise compilation of petrologic information on possibly pristine nonmare Moon rocks. *Am. Mineral.* 78, 360-376.
- Warren, P.H. and Kallemeyn, G.W., 1986. Geochemistry of lunar meteorite Yamato-791197: Comparison with ALHA81005 and other lunar samples. *Mem. Nat. Inst. Polar Res. Spec. Iss.* 41, 3-16.
- Warren, P.H. and Kallemeyn, G.W., 1987. Geochemistry of lunar meteorite Yamato-82192: Comparison with Yamato-791197, ALHA81005, and other lunar samples. *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Iss.* 46, 3-20.
- Warren, P.H. and Kallemeyn, G.W., 1991. Geochemical investigations of five lunar meteorites: Implications for the composition, origin and evolution of the lunar crust. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 4, 91-117.
- Warren, P.H. and Kallemeyn, G.W., 1993. Geochemical investigations of two lunar mare meteorites: Yamato-793169 and Asuka-881757. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 6, 35-57.
- Warren, P.H. and Wasson, J.T., 1977. Pristine nonmare rocks and the nature of lunar crust. *Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf.* 2215-2235.
- Warren, P.H. et al., 2005. "New" lunar meteorites: Impact melt and regolith breccias and large-scale heterogeneities of the upper lunar crust. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 989-1014.
- Wieczorek, M.A. et al., 2006. The Constitution and Structure of the Lunar Interior, In: Jolliff, B.L., Wieczorek, M.A., Shearer, C.K., and Neal, C.R. (Eds.), *NEW VIEWS of the Moon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 60, Mineralogical Society America, Virginia, pp. 221-364.
- Yanai, K. and Kojima, H., 1991. Varieties of lunar meteorites recovered from Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* 4, 70-90.
- Zhang, A.-C. et al., 2011. Petrogenesis of lunar meteorite Northwest Africa 2977: Constraints from in situ microprobe results. *Meteorit. Planet. Sci.* 45, 1929-1947.
- Zeigler, R.A. et al., 2007. Petrography, geochemistry, and pairing relationships of basaltic lunar meteorite stones NWA 773, NWA 2700, NWA 2727, NWA 2977, and NWA 3160. *Lunar Planet. Sci. XXXVIII Abstract* #2109.

第6章

月岩石試料と月探査データに基づく月地殻組成の議論

本章では、月試料分析結果及びかぐやデータの解析結果について議論し、月斜長岩地殻の化学的特徴について統合的な考察を行った。月斜長岩地殻を、表層の隕石衝突の影響を強く受けた角礫岩混合層（混合層）と純粋斜長岩(PAN)層にわけて議論した。苦鉄質鉱物に富む混合層については、月隕石の全岩組成データと KGRS で取得された元素情報を比較した結果、それぞれが月表層の苦鉄質に富む斜長岩質混合層の元素情報を表していると結論付けた。さらに、岩石試料と遠隔探査で観測された結果から、PAN 層中の苦鉄質鉱物の Mg# の不均質性について議論した。これらの研究成果は、一般的に受け入れられてきたアポロ試料に基づいたマグマオーシャンによる均質斜長岩地殻モデルを大きく修正した。

6.1. 月隕石データと遠隔探査データを結びつけた月地殻モデルの重要性

Dhofar 489 は、斜長岩質月隕石の中で最も Fe、Th 濃度が低く、最も Mg#が高い [Korotev et al., 2006; Takeda et al., 2006]。Takeda et al. (2006) では、その化学的特徴から、遠隔探査で取得された全球元素分布 (Fe 濃度、Th 濃度) に基づき、Dhofar 489 は裏側高地起源であることが示唆された。さらにかぐやによる全球探査により、月裏側赤道領域に低 Th 濃度かつ高 Mg#領域が存在することが明らかとなった [Kobayashi et al., 2012; Ohtake et al., 2012]。さらに Ohtake et al. (2009) では、かぐやに搭載された MI により、全球的に純粋斜長岩 (PAN) が大規模クレータの中央丘で発見された。本研究ではその背景に立ち、月斜長岩試料を詳細に分析した結果、非常に斜長石に富んだ岩石試料 (純粋斜長岩) を発見し、その岩石試料の地球化学的情報を高精度で取得した。

遠隔探査データの空間分解能は、月岩石試料がもつ表層情報の範囲よりも大きいいため、探査データはそれぞれの観測領域内での平均組成を表しているといえる。月の地質情報について、位置情報を活かしながら全球的にとらえられることが利点だ。一方で岩石試料情報は、遠隔探査と比較して高精度な元素情報 (主要元素と微量元素) を引き出すことができる。したがって、ここでは相補的な関係にある最新の遠隔探査データと月岩石試料の分析データを比較しながら、全球的な斜長岩地殻について議論を進める。

6.2. 斜長岩質角礫岩混合層の化学的特徴

斜長岩質月隕石はすべて角礫岩であり、含まれる岩石片の多くは表層での隕石衝突による破砕や熱変成を受けた二次的な変成岩である [Cahill et al., 2004; Cohen et al., 2005; Joy et al., 2010; Korotev, 2005; Lindstrom and Lindstrom, 1986; Nagaoka et al., 2013; Warren et al., 2005; Yamaguchi et al., 2010]。月隕石の全岩組成は、そのような岩石破片とマトリックスを含めた化学組成を反映し、その起源地域表層の平均元素組成を与える。月隕石の研究結果からも月の表層地殻の大部分は、度重なる隕石衝突により角礫化を受けて混合された層が占めていることがわかる。

月高地由来の隕石の起源はそれぞれで異なるものの、すべてが表層での隕石衝突を経験し変成をうけた角礫岩である (表 5.1a)。Dhofar 489 や NWA 2200 の研究 (5 章) でも示したように含まれる岩石片の多くは、グラニュリティック角礫岩やインパクト・メルト角礫岩のような熱による変成岩で、それらがガラス質または結晶質のマトリックスにより結合しているのが特徴である。NWA 2200 中から見つかった三つの岩石片 (ferroan anorthositic granulitic breccia,

poikiloblastic granulitic breccia, glassy melt breccia with an intersertal texture) もそれぞれ熱による変成を受けた角礫岩片である。岩石片の全岩組成は同じ FAN 組成を示すが、それぞれの組織には差異があり、その違いは変成過程の違いを表している [Nagaoka et al., 2013]。Dhofar 489 グループ中から見つかる Mg に富む斜長岩質角礫岩片は、FAN と比較して Mg に富むことから角礫岩片の起源物質は NWA 2200 のものとは大きく異なる [Nagaoka et al., 2013]。

各岩石片の全岩組成比較

斜長岩質月隕石中の岩石片について、主要元素 Al_2O_3 , FeO, MgO 量を比較した。図 6.1 には、横軸に岩石片の Al_2O_3 量と縦軸に Mg# を取り、NWA 2200 から見つかった 3 つの角礫岩片、Dhofar 489 グループ (Dhofar 489, Dhofar 309) と ALHA 81005 中から発見された Mg に富む角礫岩片、他の月高地隕石から発見された角礫岩片の組成を比較した。これらの岩石片の Al_2O_3 量は 21~35 wt.%, Mg# は 54~88 と変化に富んでおり、FAN と比較して Mg に富んでいる岩石片も複数存在する。

他の月隕石と比較して、特に NWA 2200 中の角礫岩片は Fe に富んでおり (Mg#56-62)、アポロ 16 号により回収された FAN 試料の組成範囲にすべて含まれる。一方で Dhofar 489 と Dhofar 309 中に含まれる Mg に富む角礫岩片は、明らかに FAN よりも Mg に富んでいる。これらの Mg# に富む斜長岩石片は、非常に希土類元素に枯渇した化学組成をもつ [Treimann et al., 2010]。KREEP との関連性がみられないこれらの岩石片は、アポロ探査により回収された Mg-suites とは明らかにその起源が異なる。これらの岩石片は、マグマオーシャンからのダイレクトな生成物ではなく、その後の複雑な地殻形成過程による生成物の可能性が示唆されている [Gross et al., 2014]。さらに斜長岩質月隕石からみつける Mg に富む斜長岩石片は、インパクト・メルトやグラニュリティック角礫岩 (例: 図 5.8) として見つかる場合が多い。これらの岩石片は生成後に、表層での複雑な衝突過程を経験している [Nagaoka et al., 2014; Takeda et al., 2012]。

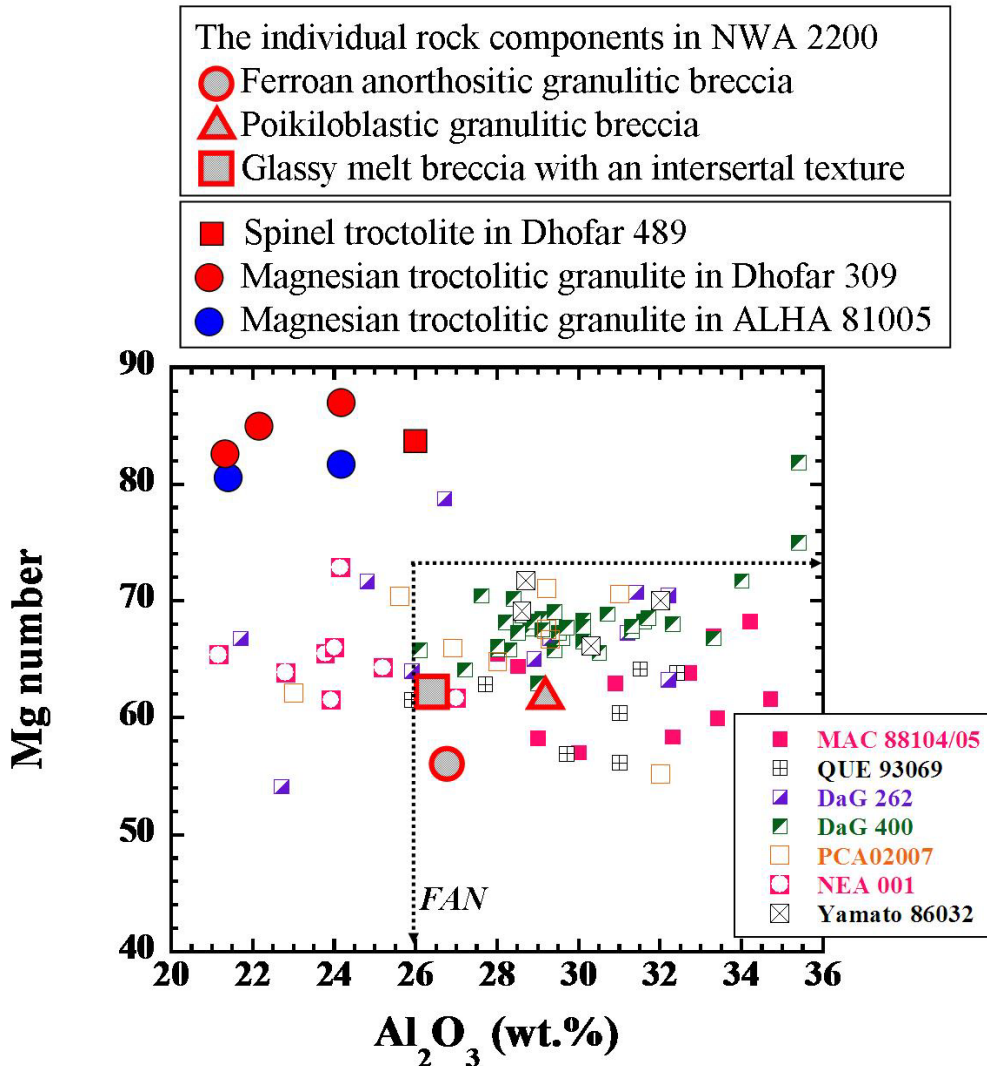


図 6.1. 月隕石中の角礫岩片の全岩組成比較 (Al₂O₃ 量と Mg#). NWA 2200 中の角礫岩片 (ferroan anorthositic granulitic breccia, poikiloblastic granulitic breccia, glassy melt breccia with an intersertal texture) [Nagaoka et al., 2013], Dhofar 489, Dhofar 309, ALHA 81005 中の Mg に富む斜長岩片 (Spinel troctolite, magnesian troctolitic granulite) [Takeda et al., 2006; Treiman et al., 2010]. 斜長岩質月隕石中のインパクト・メルト角礫岩片 (MAC 88104/05, QUE 93069, DaG 262, DaG 400, PCA 02007, NEA 001; Cohen et al., 2005; Joy et al., 2010; Snape et al., 2011) と, 斜長岩質月隕石 Yamato 86032 中の岩石片 [Yamaguchi et al., 2010]. 図中の FAN 組成のデータ (点線で囲まれた領域) は, 15437 [Warren and Wasson, 1978], 62237 [Dymek et al., 1975], 64435 (Coarse (C) and Fine (F) clasts from James et al., 1989), 62236 と 67215c [Norman et al., 2003] をもとにしている.

全岩元素組成比較

次に月隕石の全岩組成を比較した。隕石全体の全岩組成は、含まれる岩石片、鉱物破片、それらを繋ぎとめるマトリックスすべてを平均化した組成を表す。したがって月隕石の全岩組成は、より起源地域の平均元素組成を反映していると考えられる。

図 6.2a には、NWA 2200 と Dhofar 489 グループ [Korotev et al., 2006 ; Takeda et al., 2006] の全岩 Al_2O_3 量と Mg# を比較し、アポロ 16 号で採取されたレゴリス試料、高地由来月隕石の全岩組成をまとめた。NWA 2200 は、今まで見つかった高地隕石の中で、最も Mg# が低い。一方で Dhofar 489 グループの全岩組成は、月隕石の中で最も Mg に富んでいる。月隕石の組成範囲は、アポロで回収されたレゴリス・ソイルの組成範囲を大きく囲む。斜長岩質なアポロ回収試料だけでは、月全球の斜長岩地殻の組成を覆いきれておらず、月隕石の組成データはより広い範囲で月地殻組成を表している。

Al や Eu や Sr は、惑星化学では “plagiophile elements” に分類されており、これらの元素は、ほとんどの鉱物に不適合であるが、唯一長石にとりこまれやすい [Warren and Kallemeyn, 1984]。Al/Eu 比と Sr/Eu 比を使って、月の岩石を分類すると FAN とその他の火成岩に分けることができる [Norman et al., 1995; Warren and Kallemeyn, 1984]。図 6.2b では、NWA 2200 の組成比とアポロ 16 号回収レゴリスとレゴリス月隕石の組成比を比較した。Dhofar 489 グループの Sr 含有量は地球砂漠のコンタミによる影響を強く受けているため [Korotev et al., 2006]、この図では比較していない。NWA 2200 の組成は、明らかにアポロ 16 号レゴリスと区別でき、FAN 組成の範囲に含まれる。一方で FAN の組成範囲から外れる月隕石も存在することから、微量元素の存在度からみても FAN 組成では説明できない斜長岩地殻が月には広く分布している。

以上の結果から、NWA 2200 はアポロ着陸地点とは異なる KREEP の枯渇した FAN 組成の高地を起源とするとレゴリス月隕石であると解釈した。一方で Dhofar 489 は月斜長岩地殻に由来する角礫岩であるが、そこに含まれる岩石片は NWA 2200 のものより Mg に富んでおり、その全岩組成は最も Mg# が高いという特徴をもつことから FAN とは異なる Mg に富んだ斜長岩質地殻を起源地域としている。

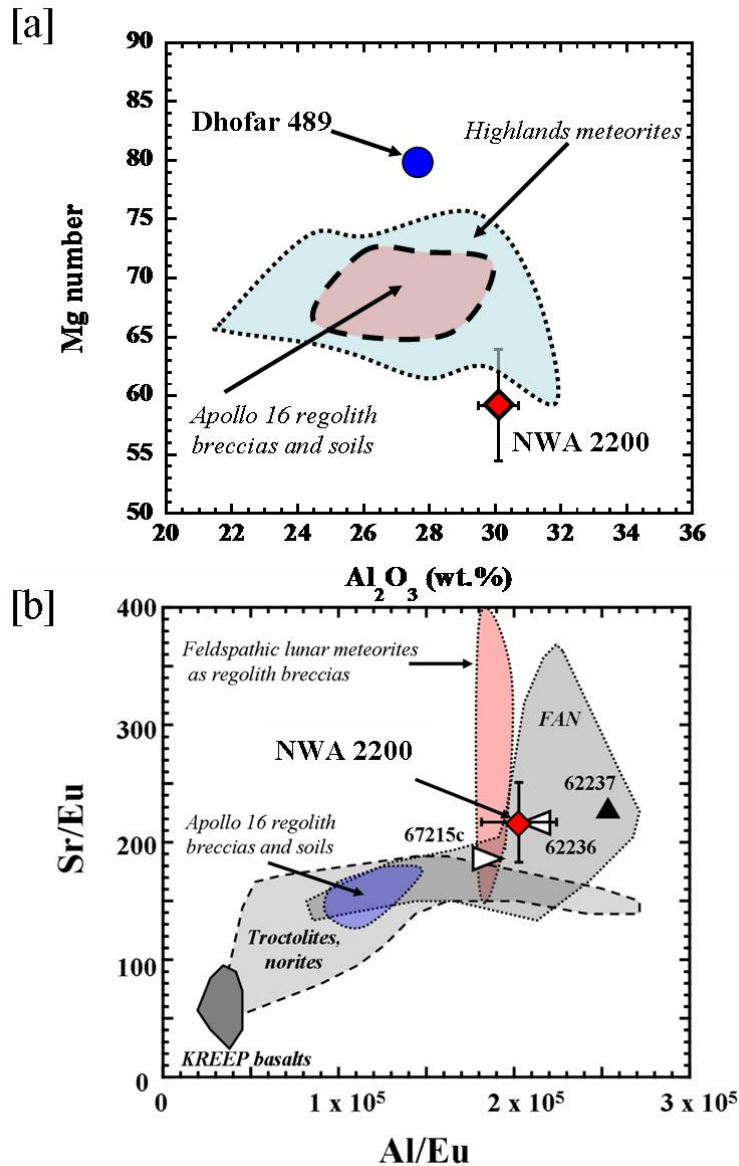


図 6.2. [a] NWA 2200 [Nagaoka et al., 2013] と Dhofar 489 グループ [Korotev et al., 2006; Takeda et al., 2006], その他の高地由来隕石 (Highlands meteorite; 表 5.1a), アポロ 16 号で回収されたレゴリス・ソイル [Korotev, 1997; McKay et al., 1986] の全岩組成比較 (Al_2O_3 量対 Mg#). [b] 月岩石試料の Al/Eu と Sr/Eu の比較. 高地由来レゴリス隕石, アポロ 16 号で回収されたレゴリス・ソイル [Korotev, 1997; McKay et al., 1986]. FAN, トロクトライト (Troctolites, カンラン石に富む斜長岩), ノーライト (norites, 輝石に富む斜長岩), KREEP 玄武岩 (KREEP basalts) の組成範囲は Norman et al. (1995). FAN 62237 のデータは Haskin et al. (1981). FAN (62236 と 67215c) のデータは Norman et al. (2003). 図自体は Nagaoka et al. (2013) より引用.

全球探査による高地領域 Mg#分布

かぐやに搭載されたスペクトルプロファイラ (SP) による観測で初めて、月高地の Mg# 分布が決定された [Ohtake et al., 2012]。図 6.3 には月高地における Mg# のヒストグラムと高地由来月隕石の Mg# 頻度分布を示す。図 6.3a は、表側高地の Mg# ヒストグラムである。55 付近が最も頻度が高く、60 台後半から 40 ほどまで表側高地の Mg# が変化していることがわかる。図 6.3b には、裏側高地の Mg# ヒストグラムを示す。頻度は 65 付近が最も多く、80 近くから 50 ほどまで Mg# は変化する。以上から裏側高地のほうが、Mg に富んでいることが遠隔探査データから明らかとなった [Ohtake et al., 2012]。

図 6.3c に、分光スペクトル結果と比較するために現在報告されている高地由来月隕石の全岩 Mg# 頻度分布を示す。高地月隕石の Mg# は 65 付近が最も数が多く、80 から 60 まで変化している。特にこの傾向は、裏側高地の Mg# ヒストグラムとよい類似性を示す。表側高地の Mg# はほぼ 70 以下であることから、Mg# が 70 を超えるような高地隕石の多くは、裏側高地起源である可能性が高い。Dhofar 489 グループ (Mg# \sim 80) は Mg# が最も高い裏側中心の赤道領域が起源地域、一方 NWA 2200 (Mg# \sim 60) はそれ以外の領域からの試料と推測した。

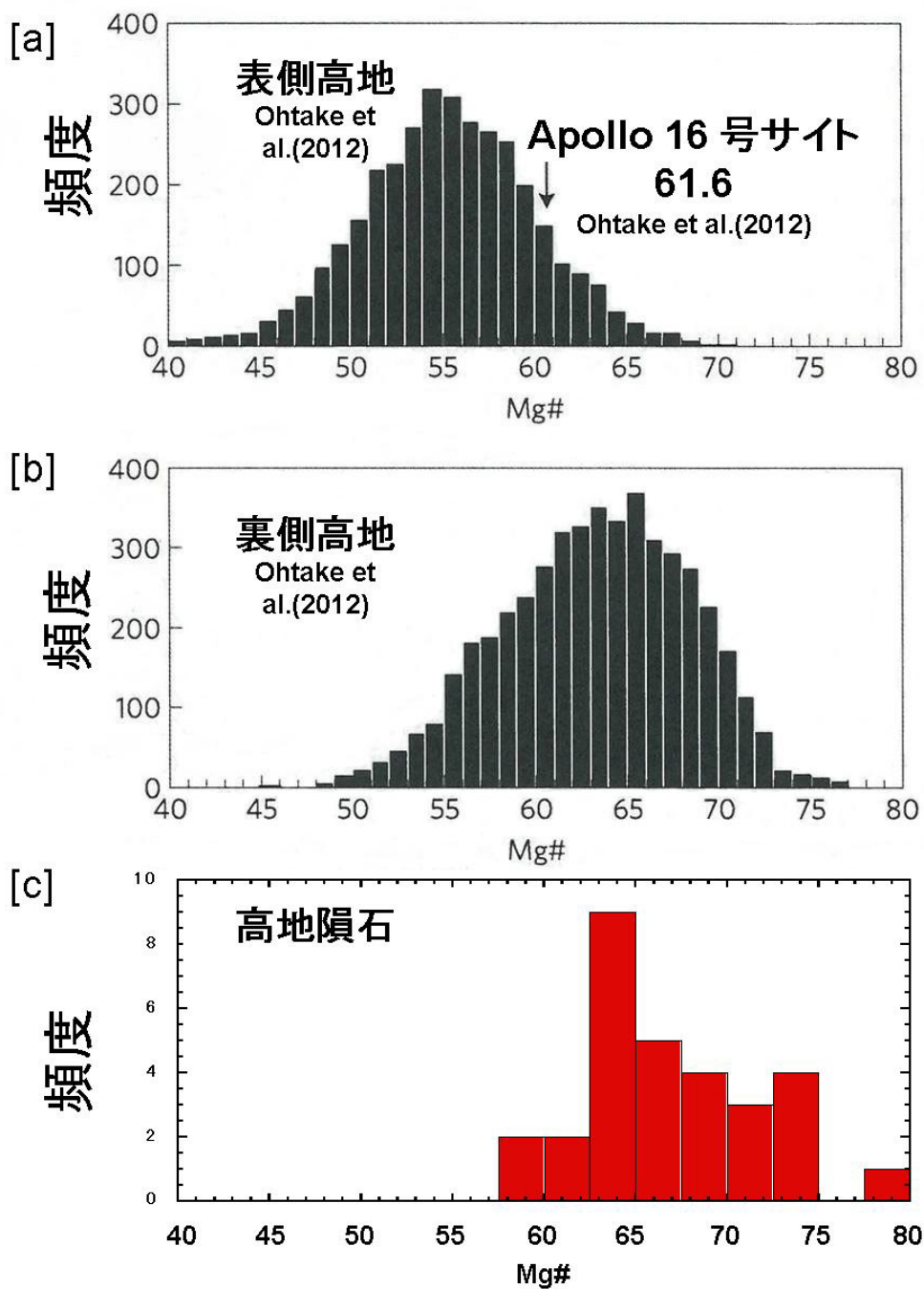


図 6.3. かぐや搭載 SP により決定した斜長岩質地殻の Mg# 頻度分布 [Ohtake et al., 2012], [a] が表側高地の Mg# 頻度分布, [b] が裏側高地の Mg# 頻度分布. [c] は月高地隕石の Mg# 頻度分布, 隕石データは 5 章の表 5.1a を使用.

全球探査による液相濃集元素分布 (カリウム、トリウム、ウラン)

カリウム (K)、トリウム (Th)、ウラン (U) は天然放射性元素であり、自然崩壊の際に放出されるガンマ線を衛星軌道上から測定することで月全球の存在度分布が作られた[Kobayashi et al., 2010; Yamashita et al., 2010]。K, Th, U は天然放射性元素であると同時に、もう一つの化学的特徴を有している元素である。それは、マグマオーシャンから徐々に結晶化が進んでいく際に、最後まで鉱物に取り込まれず、斜長岩地殻とマントルの間に最終残液として取り残されるという性質である (液相濃集性)。この化学的特徴のため、これら元素の月面存在度の間では、強い正の相関が得られる[Kobayashi et al., 2010; Yamashita et al., 2010]。ここではその中でも Th の斜長岩地殻での月面分布について注目した。

図 6.4 では、かぐや GRS とルナ・プロスペクター (LP) GRS で観測された裏側高地領域での Th の月面頻度分布 (図 6.4a, b) と高地由来月隕石の Th の頻度分布 (図 6.4c) を比較した。かぐやと LP の GRS データの内、表側高地領域のデータには PKT に非常に近いものもあり、KREEP の汚染の可能性を完全には捨てきれないため今回の比較からは除いた。裏側高地領域データは、裏側の SPA 領域を避けて、経度-90 から-180 までと 90 度から 180 度まで、かつ緯度 0 度から 90 度までの領域を抽出し、そのデータを赤道域で 300 km×300 km の等面積で平均化した。裏側高地のかぐや Th データの頻度ピークは 0.3 から 0.5 ppm 付近にあり、月隕石の頻度分布とほぼ一致している。高地隕石の中には、1.95 ppm という高い Th 濃度を示す月隕石 (NWA 4936 in 表 5.1a) が存在するが、この隕石は高 Th 領域に近い表側高地起源の可能性が高い。高地由来月隕石の平均 Th 濃度は、 0.41 ± 0.38 ppm である。一方で KGRS の裏側高地領域の平均 Th 濃度は 0.41 ± 0.21 ppm である。ルナ・プロスペクターの値は 0.63 ± 0.28 ppm [Planetary Data System] であり、頻度分布 (図 6.4) の違いも考慮に入れると KGRS や月隕石データの平均値よりも高い傾向にある。PKT 領域からの汚染を少なからず受けていると考えられる表側高地を除いて、かぐやで得られた裏側高地の Th 濃度を本来の斜長岩質地殻の表層 Th 濃度であると考ええると、裏側高地の Th 濃度は高地由来の月隕石の平均 Th 濃度とよい整合性を示すことが明らかになった。

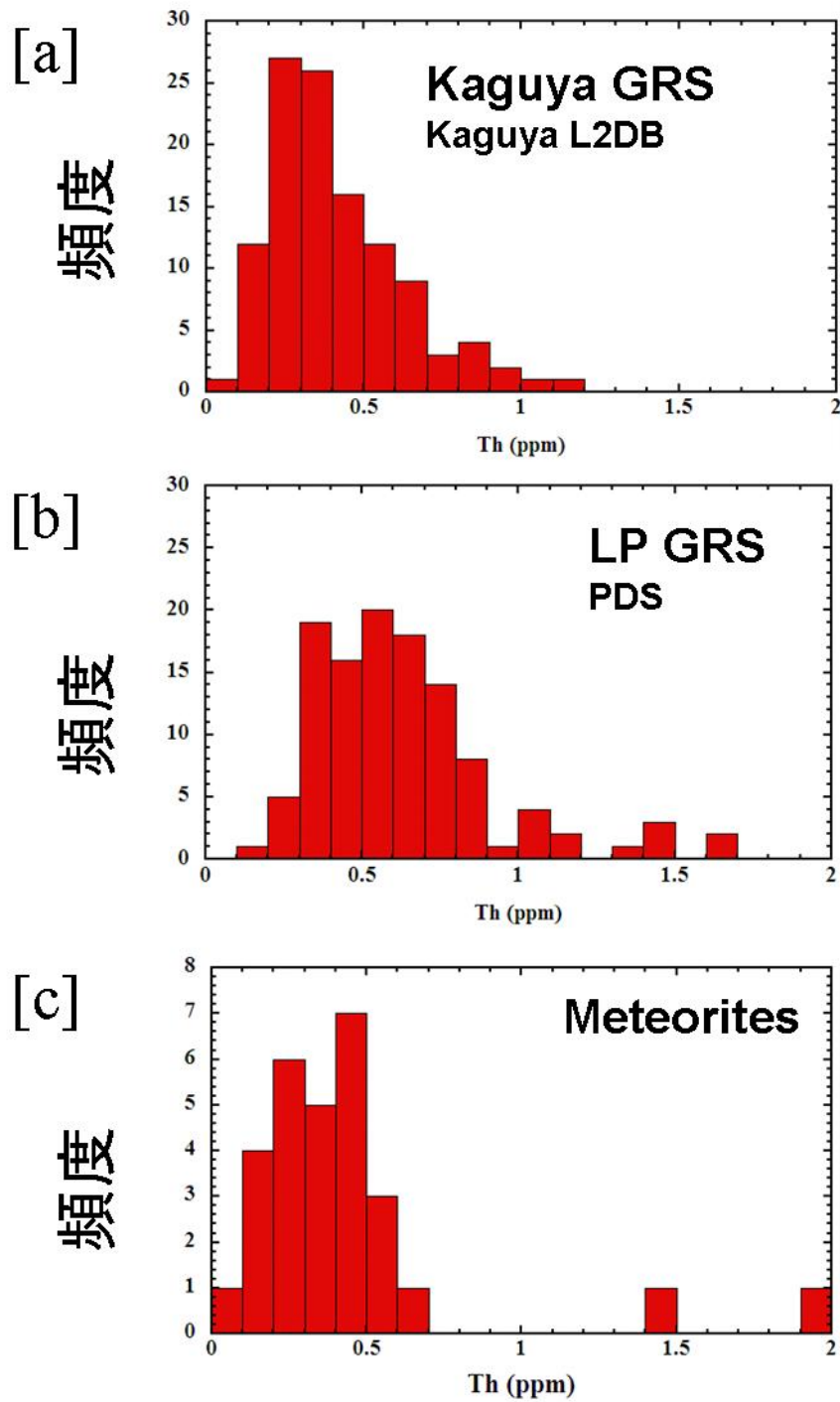


図 6.4. [a]KGRS による裏側高地領域での Th 濃度頻度分布, Th データはかぐやデータアーカイブ (L2DB) より. [b] LP GRS による裏側高地領域での Th 濃度頻度分布, Th データは The Planetary Data System (PDS), NASA より. [c]高地由来月隕石 (表 5.1a) の Th 濃度頻度分布.

月隕石の多くは、表層での隕石衝突の衝撃により、インパクト・メルト角礫岩やグラニュリティック角礫岩のように再溶融を経験し再固化したものが大半で、もともとの火成岩的組織を保持していない二次的な岩石である[Cahill et al., 2004; Cohen et al., 2005; Joy et al., 2010; Korotev, 2005; Nagaoka et al., 2013; Warren et al., 2005; Yamaguchi et al., 2010]。従って、我々がこのような二次的生成による変成岩からその初期物質について議論する際には、十分に注意しなくてはならない。なぜならそのような物質は表層での隕石衝突による再溶融のために、初期の情報が失われている可能性があるからである。少なくとも月隕石組成が示す地殻領域は、角礫岩が主であり表層またはその直下は二次的生成物としての可能性が高い(Mixing layer ; Hawke et al., 2003)。Korotev et al. (2003)では、月隕石の平均組成から地殻上層部の平均組成を導き、表層の Al_2O_3 量は 28.2 ± 1.0 wt. %程度と報告した。表 5.1a に示す高地由来月隕石の平均値は 27.4 wt. %なので、先行研究と誤差の範囲内では一致している。このことから角礫岩混合層(Mixing layer)は、平均で 20%ほどの苦鉄質鉱物を含んでいる計算となる。

6.3. 月純粋斜長岩層の組成

かぐや以前の斜長岩地殻は FAN を主体とする鉄に富む斜長岩が全球的に広く分布していると考えられており、地殻中での大幅な化学組成の変化はあまりみられないとされてきた。従って、従来の FAN が単純な密度差で浮き上がったとする地殻形成モデル[Warren, 1985]のみでは、純粋斜長岩を晶出させることはできない。

かぐやデータから PAN が露出している領域は、直径が 100 km を越えるような衝突クレータの中央丘である[Ohtake et al., 2009 ; Yamamoto et al., 2012]。月表面から深さ 10 km より下に PAN 層が全球的に広く分布していることが示唆され、その PAN 層の厚さは最深で 50 km ほどまでに及ぶと見積もられた[Yamamoto et al., 2012]。ここでは PAN 層の化学的特徴について、5 章の岩石試料分析結果をもとに考察する。Dhofar 489 と Dhofar 911 中から複数個の純粋斜長岩破片を発見した。これら岩石片の鉱物組成を図 6.5a にまとめた。Dhofar 489 グループ中の純粋斜長岩片中の Mg# は、岩石片毎に大きな変化 (85 から 57) を示す。また表側から回収された 60015 は、全岩で斜長石に非常に富んでおり、かつ少量含まれる苦鉄質鉱物の Mg# は均質である (図 6.5b)。この結果から、60015 自体はほぼ同時期に同じマグマから晶出した岩石と思われる。これらの試料は、隕石衝突による熱変成や汚染の影響の少ない非常に純粋な斜長岩であり、異なる起源地域からの試料であることから、全球的な PAN 層[Ohtake et al., 2009 ; Yamamoto et al., 2012]に由来していると考えられる。

Ohtake et al. (2012) は、高地表層の Mg# の二分性を解釈する上で、地殻の不均質な成長モデルを提案した。最初期にマグマから晶出した斜長岩体 (高 Mg#) は、地球輻射により月の表側から裏側へ向けて引き起こされた熱対流 (Tilted convection ; Loper and Werner, 2002) で裏側に運ばれる。この作用で月斜長岩地殻は裏側から成長し、最後に Fe に富む表側地殻が形成したというのが、この不均質な成長モデルである。図 6.5a の Mg# の組成変化が、遠隔探査で観測された全球的な地殻の Mg# の変化を反映している場合、この Mg# の違いはそれぞれの岩石片が異なるマグマ分化度の際に晶出した不均質な成長プロセスの結果と解釈できる。結果として、この Mg# の違いは PAN 層の化学組成の水平方向、もしくは垂直方向の不均質性を示唆していると捉えられる。

一方、この違いがより局所的な変化を表している場合、例えば同じ集積岩内での組成のバラつきだとすると、その違いを上記のような大規模な地殻形成メカニズムのみで説明することは難しい。局所的に Mg# が変化するような特殊なプロセスが必要である。しかし現在のところ月でこのような作用を引き起こす過程については指摘されていない。地球で見つかる純粋な斜長岩の形成メカニズ

ムとして、変形 (deformation) が挙げられる [Lafrance et al., 1996] が、月の純粋斜長岩の形成も、地球の場合と同じように変形や再結晶化によると考えた場合、そのプロセスの中で局所的に元素の分配が起こり結果として、近い岩体内で大きな元素分別が起こる可能性を本研究結果から指摘する。

本研究で月からのランダムサンプリングである月隕石中から純粋斜長岩を発見した。さらに、その結果とアポロ試料分析結果、かぐやにより観測された反射スペクトル結果を合わせることで、全球的に PAN 層が存在し斜長岩地殻の主要構成成分であることを示した。また、岩石試料研究から、その純粋斜長岩層中の苦鉄質鉱物の組成は一様ではなく大きな Mg# の組成変化が生じていることがわかった。この組成変化のためには、複雑な地殻形成プロセスが必要であり、FAN 地殻を過程した従来の均質な地殻モデル [Warren, 1985] を見直す必要がある。

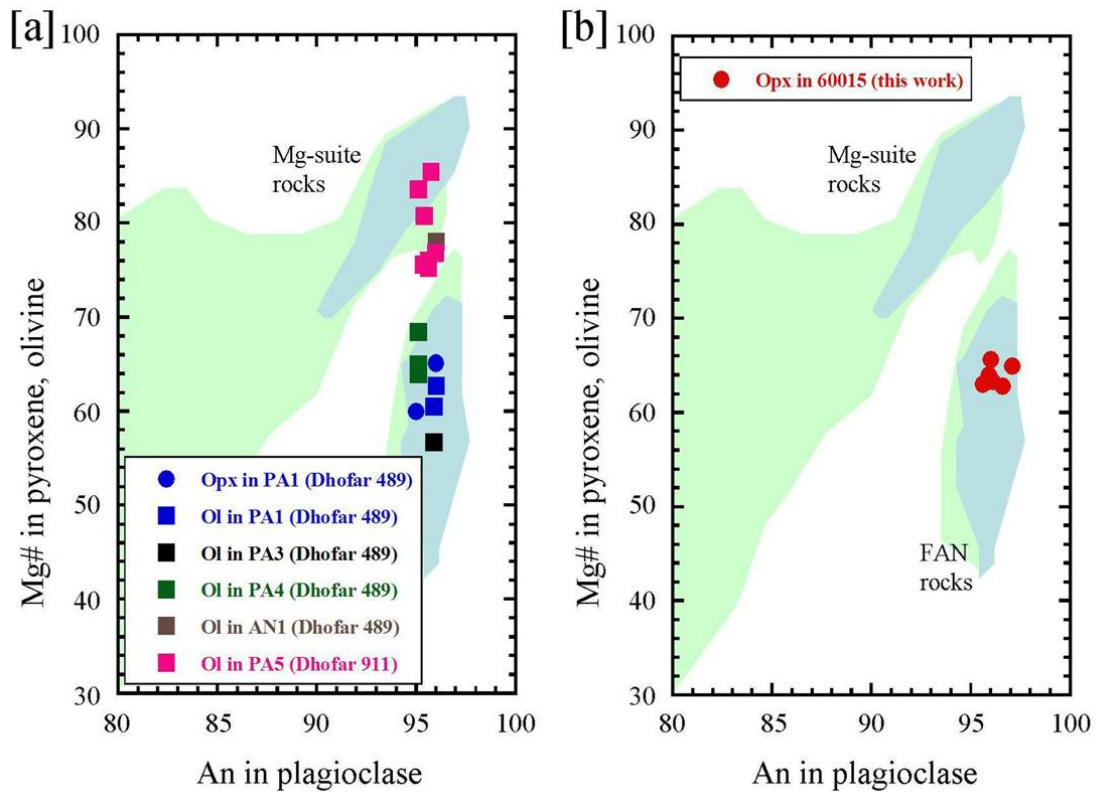


図 6.5. Dhofar 489 グループ中の純粋斜長岩片 (PA1, PA3, PA4, PA5, AN1) とアポロ回収試料 60015 の鉱物組成比較 [Nagaoka et al., 2014]. Opx は斜方輝石 (orthopyroxene), Ol はカンラン石 (olivine) を表す. Dhofar 489 の他薄片試料から見つかった斜長岩片 AN1 [Takeda et al., 2006] を合わせて示す. この岩石片も今回の研究結果に基づき純粋斜長岩片として分類した [Nagaoka et al., 2014].

最後に月隕石組成データとかぐや GRS の結果を用いて、純粋斜長岩を地殻成分として考慮した場合の斜長岩地殻での Th 量を再計算してみた。斜長岩地殻の内、混合層の平均組成は月隕石の平均組成と KGRS の観測結果から推測した。高地由来月隕石の平均 Th 濃度は、 0.41 ± 0.38 ppm であるのに対して、KGRS の裏側高地領域の平均 Th 濃度は 0.41 ± 0.21 ppm であり、両者の値はほぼ一致している。この結果から、本研究では混合層の平均 Th 量を 0.5 ppm と仮定した。純粋斜長岩の Th 量は試料分析結果から見積もる。純粋斜長岩の Th 含有量は、PA1 と 60015 の測定データを参照する。Dhofar 489 中から発見された純粋斜長岩片 PA1 の Th 量は 0.0018 ppm [Takeda et al., 2006]、60015 の Th 含有量は 0.0037 ppm [Ryder and Norman, 1980 ; Taylor et al., 1991] と報告されている。

以上の結果から、PAN 層の Th 含有量は、多くとも 0.01 ppm 以下とした。純粋斜長岩層の Th 濃度は混合層の 50 分の 1 ほどと極端に少ない。この値は、遠隔探査では定量できないほどに微量である。表層の混合層の厚さを 10 km、その下に純粋斜長岩を厚さ 30-50 km と仮定すると、斜長岩地殻中の Th 量は 0.09-0.13 ppm となった。ルナ・プロスペクターのガンマ線分光計データから Jolliff et al. (2000) では、表層地殻の Th 量が斜長岩地殻で深さ方向に一定であると仮定した場合、斜長岩地殻のみの Th 量は 0.67 ppm となる。本研究結果は、純粋斜長岩層の Th 量が、上層の角礫岩混合層と比較して大幅に少ないためである。純粋斜長岩のような極端に Th 量の少ない地殻物質を考慮した場合では、遠隔探査による Th 量のみから月地殻のバルク組成を正確に導くことは非常に困難であり、Warren (2005) や Taylor et al. (2006) でも指摘されているように、月試料分析結果との精密な比較が必要である。

参考文献

- Cahill, J.T. et al., 2004. Petrogenesis of lunar highlands meteorites: Dhofar 025, Dhofar 081; Dar al Gani 262, and Dar al Gani 400. *Meteorit. Planet. Sci.* 39, 503–530.
- Cohen, B.A. et al., 2005. Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of impact-melt clasts in feldspathic lunar meteorites: implications for lunar bombardment history. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 755–777.
- Dymek, R.F. et al., 1975. Comparative petrology of lunar cumulate rocks of possible primary origin: Dunite 72415, troctolite 76535, norite 78235, and anorthosite 62237. *Proc. 6th Lunar Planet. Sci. Conf.* 301–341.
- Gross J. et al., 2014. Lunar feldspathic meteorites: constraints on the geology of the lunar highlands, and the origin of the lunar crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 318–328.
- Haskin, L.A. et al., 1981. On compositional variations among lunar anorthosites. *Proc. 12th Lunar Planet. Sci. Conf. B*, 41–66.
- Hawke, B.R. et al., 2003. Distribution and modes of occurrence of lunar anorthosite. *J. Geophys. Res.* 108(E6):10.1029/2002JE001890.
- James, O.B. et al., 1989. Ferroan anorthosite from lunar breccia 64435: implications for the origin and history of lunar ferroan anorthosites. *Proc. 19th Lunar Planet. Sci. Conf.* 219–243.
- Jolliff, B.L. et al., 2000. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins. *J. Geophys. Res.* 105, 4197–4216.
- Joy, K.H. et al., 2010. Lunar meteorite regolith breccias: an in situ study of impact melt composition using LA-ICP-MS and implications for the composition of the lunar crust. *Meteorit. Planet. Sci.* 45, 917–946.
- Kobayashi, S. et al., 2010. Determining the absolute abundances of natural radioactive elements on the lunar surface by the Kaguya gamma ray spectrometer. *Space Sci. Rev.* 154, 193–218.
- Kobayashi, S. et al., 2012. Lunar farside Th distribution measured by Kaguya gamma-ray spectrometer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337–338, 10–16.
- Korotev, R.L., 1997. Some things we can infer about the Moon from the composition of the Apollo 16 regolith. *Meteorit. Planet. Sci.* 32, 447–478.
- Korotev, R.L., 2005. Lunar geochemistry as told by lunar meteorites. *Chem. Der Erde* 65, 297–346.
- Korotev, R.L. et al., 2003. Feldspathic lunar meteorites and their

- implications for compositional remote sensing of the lunar surface and the composition of the lunar crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 4895–4923.
- Korotev, R.L. et al., 2006. Feldspathic lunar meteorites Pecora Escarpment 02007 and Dhofar 489: Contamination of the surface of the lunar highlands by post-basin impacts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5935–5956.
- Lafrance, B. et al., 1996. Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 431–440
- Lindstrom, M.M. and Lindstrom, D.J., 1986. Lunar granulites and their precursor anorthositic norites of the early lunar crust. *Proc. 16th Lunar Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res.* 91, D263–D276.
- Loper, D.E., Werner, C.L. 2002. On lunar asymmetries 1. Tilted convection and crustal asymmetry. *J. Geophys. Res.* 107:5046
- McKay, D.S. et al., 1986. Apollo 16 regolith breccias: characterization and evidence for early formation in the mega-regolith. *Proc. 16th Lunar Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res.* 91, D277–D303.
- Nagaoka, H. et al., 2013. Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200. *Polar Science* 7, 241–259.
- Nagaoka, H. et al., 2014. Implications for the origins of pure anorthosites found in the feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group. *Earth Planet. Space* 66, 115.
- Norman, M.D. et al., 1995. Fragments of ancient lunar crust: petrology and geochemistry of ferroan noritic anorthosites from the Descartes region of the Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 831–847.
- Norman, M.D. et al., 2003. Chronology, geochemistry, and petrology of a ferroan noritic anorthosite clast from Descartes breccia 67215: clues to the age, origin, structure, and impact history of the lunar crust. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 645–661.
- Ohtake, M. et al., 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* 461, 236–240.
- Ohtake, M. et al., 2012. Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. *Nature Geoscience*, 5, 384–388.
- Prettyman, T.H. et al., 2006. Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from Lunar Prospector. *J. Geophys.*

- Res. 111, E12007, doi:10.1029/2005JE002656.
- Ryder G, and Norman M.D., 1980. Catalog of Apollo 16 Rocks. 1144 p. NASA Johnson Space Center Curatorial Facility, Houston.
- Snape, J.F. et al., 2011. Characterization of multiple lithologies within the lunar feldspathic regolith breccia meteorite Northwest Africa 001. *Meteorit. Planet. Sci.* 46, 1288–1312.
- Takeda, H. et al., 2006. Magnesian anorthosites and a deep crustal rock from the farside crust of the moon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 247, 171–184.
- Takeda, H. et al., 2012. Comparisons of Mineralogy of Lunar Meteorites Possibly from the Farside and the Kaguya Remote Sensing Data to Reconstruct the Earliest Anorthositic Crust of the Moon. *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII Abstract #1379.
- Taylor, G.J. et al., 1991. Lunar Rocks, in: Heiken, G.H., Vaniman, D.T., French, B.M. (Eds.), *Lunar Sourcebook*. Cambridge Univ. Press, New York, pp. 183–284.
- Taylor, R.S. et al., 2006. The Moon: A Taylor perspective. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5904–5918.
- Treiman, A.H. et al., 2010. Magnesian anorthositic granulites in lunar meteorites Allan Hills A81005 and Dhofar 309: Geochemistry and global significance. *Meteorit. Planet. Sci.* 45, 163–180.
- Warren, P.H., 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 13, 201–240.
- Warren, P.H., 2005. “New” lunar meteorites: Implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 477–506.
- Warren, P.H. and Kallemeyn, G.W., 1984. Pristine rocks (8th foray): “Plagiophile” elements ratios, crustal genesis, and the bulk composition of the Moon. *Proc. 15th Lunar Planet. Sci. Conf. Part 1, J. Geophys. Res.* 89, C16–C24.
- Warren, P.H. and Wasson, J.T., 1978. Compositional-petrographic investigation of pristine nonmare rocks. *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.* 185–217.
- Warren, P.H. et al., 2005. “New” lunar meteorites: Impact melt and regolith breccias and large-scale heterogeneities of the upper lunar crust. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 989–1014.
- Yamaguchi A. et al., 2010. The variety of lithologies in the Yamato-86032

lunar meteorite: implications for formation processes of the lunar crust.
Geochim. Cosmochim. Acta 74, 4507–4530.

Yamamoto, S. et al., 2012. Massive layer of pure anorthosite on the Moon.
Geophys. Res. Lett. 39, L13201.

Yamashita, N. et al., 2010. Uranium on the Moon: global distribution and
U/Th ratio. Geophys. Res. Lett. 37, L10201.

<http://dx.doi.org/10.1029/2010GL043061>.

Planetary Data System: pds.nasa.gov

かぐや (SELENE) データアーカイブ :

l2db.selene.darts.isas.jaxa.jp/index.html.ja

第7章

総括と今後の月探査への展望

本章では、本研究論文の総括を行い、今後の月探査に向けた展望についてまとめた。今までの月探査では、衛星軌道上からの遠隔探査から、多くの科学的成果が報告されてきた。この成功に後押しされて各国の月探査は、着陸探査そしてサンプルリターンへと計画が進みつつある。その中でも、試料回収の候補地として月裏側高地は非常に注目を集めている。今回の研究成果は、今後の月探査の重要なターゲットでもある月裏側高地への指針を提案している。

7.1. 総括

月は人類にとって最も身近にあり、かつ人類が降り立ちその手で試料を持ち帰った唯一の岩石天体であり、その豊富な情報をもとにその成り立ちについて議論が重ねられてきた。その歴史の中でもアポロにより回収された多くの岩石試料は我々に固体惑星の成り立ちに関する重要な知見を与えてくれた。しかし遠隔探査による惑星観測や月全球からの無作為によるサンプリングである月隕石の研究が盛んに行われるようになるにつれ、月表側の限定的かつ特殊的な地域からの回収であったアポロ試料に基づく月研究のみでは、説明できない月地殻の多様性が報告されるようになった。この事実は、日本初の大型月探査衛星「かぐや」による全球探査で、より決定的となった。従来の遠隔探査搭載機器と比較して、さらに高精度なかぐやの取得データをもとに、月斜長岩地殻に関する大きな知見を得ることができた。このような背景の下、詳細な月隕石分析データと月全球にわたる探査データという相補的な関係にある両者を直接比較することで、最新の月地殻研究を提供するのが本研究の目的であった。

本研究では、特に月の斜長岩地殻に着目し、全球的サンプリングである月隕石、表側から回収されたアポロ回収斜長岩と、かぐやによる全球データを結びつけることで、その地殻モデルと化学的特徴について論じた。一つ目が表層を占める長石質な角礫岩混合層、二つ目がその混合層下の純粋斜長岩層である [e.g., Hawke et al., 2003; Ohtake et al., 2009; Yamamoto et al., 2012]。アポロ時代のマグマオーシャンモデルでは、アポロ16号から回収された鉄に富む斜長岩 (FAN) が全球均質的にマグマから浮き上がり、斜長岩地殻を形成したと考えられてきた [Warren, 1985]。しかし、月隕石データと遠隔探査データを統合的に解釈することで、斜長岩質地殻は単純なFANのみで形成されているのではなく、よりMgに富む斜長岩層が月の裏側に広がることが明らかとなった。斜長岩地殻上部は、KGRSや月隕石全岩組成に代表される苦鉄質鉱物を多く含む角礫岩層で、裏側高地から表側高地まで連続的にMg#とTh量が変化している [Kobayashi et al., 2012; Ohtake et al., 2012]。一方、その下には純粋斜長岩層が広く分布しており、Mg#が不均質な集積斜長岩層であることがわかった。純粋斜長岩層は、混合層と比較して非常にThに枯渇している (50分の1)。この層を考慮に入れると地殻全体でのTh量は0.10 ppm程度である。

月隕石試料の研究により、裏側高地を起源とする Dhofar 489 グループ中から斜長石に非常に富む岩石片を発見した。一方で表側から回収された 60015 は、全岩で斜長石に非常に富んでおり、かつ少量含まれる苦鉄質鉱物の Mg# は均質である。この結果から、60015 自体はほぼ同時期に同じマグマから晶出した岩石と

思われる。これらの岩石は、斜長石に非常に富んだ純粋斜長岩 (>98%斜長石) もしくは、それが変形したものである。特に 5 章でグループ 1 に分類した岩石片は、アルバイトツイニングラメラ組織が保存されていること、含まれる苦鉄質鉍物が角ばっているという証拠から、熱による変成は受けていないとみられ、変成岩とは区別した。グループ 2、グループ 3 に分類した岩石片はグループ 1 が変形、または再結晶化してできたものである。これら純粋斜長岩試料に関する研究結果と、遠隔探査による全球的な PAN の存在 [Ohtake et al., 2009] を合わせることで、月高地地殻の成分として全球的に純粋斜長岩が存在していることを明らかにした。

さらに Dhofar 489 グループ中の純粋斜長岩片中の苦鉄質鉍物の Mg# は、岩石片毎に大きな変化 (85 から 57) があることを明らかにした。この組成変化を生み出すプロセスについては本研究で以下の二通りについて言及した。

- 1) Mg# の組成変化が、遠隔探査で観測された表層地殻の Mg# の変化 [Ohtake et al., 2012] を反映している場合：集積時に斜長石が捕獲した残液の組成は、Mg に富むものから Fe に富むものへ時間と共に連続的に変化するので、純粋斜長岩片の Mg# の違いは、それぞれの岩石片が異なるマグマ分化度の際に晶出したと考えられる。したがって、結果としてこの変化は PAN 層の化学組成の水平方向、もしくは垂直方向の不均質性によるものである。
- 2) Mg# の組成変化が、より局所的な変化を表している場合：純粋斜長岩片の Mg# の違いが、同時期に出来た集積岩内での組成のバラつきだとすると、その違いを 1) のメカニズムのみで説明することはできない。1) ではある決まった時間での残液の組成は一様なはずである。この場合は、局所的に Mg# を 30 も変化させるような特殊なプロセスが必要である。しかし現在のところ月でこのような作用を引き起こす過程については指摘されていない。月の純粋斜長岩の形成が、地球での場合と同じように変形や再結晶化によると考えた場合、そのプロセスの中で局所的に元素の分配が起こり結果として、近い岩体内で大きな元素分別が起こった。

本研究では、月隕石試料の研究データを適用することで、純粋斜長岩層の形成メカニズムについて、二つの可能性について言及した。

7.2. 今後の月探査への展望

本研究では、高精度化したかぐやの全球探査データにより提唱された純粋斜長岩の存在について、月隕石データに基づきその存在を実証した。特に純粋斜長岩にトラップされた苦鉄質鉍物の組成変化は、マグマから斜長岩が集積する

際の物質進化の様子を追い、その時のマグマの化学組成の変化からその形成過程を考察する上で、重要な制約を与えられる。

Parmentier and Liang (2010)や Piskorz and Stevenson (2014)らのグループは、マグマオーシャンから純粋斜長岩 (PAN) が晶出可能かどうかを、マグマ分化を模擬した数値計算をもとに議論を進めている。我々の今回の研究成果は、大規模に熔融した状態からマグマの分化をもとに、どのような組成の地殻が形成されるかについての重要な知見を与えた。

1990年代以降、月探査が世界各国で盛んに実施されるようになり、衛星軌道上からの遠隔探査から、多くの科学的成果が報告されてきた。この成功に後押しされて各国の月への遠隔探査は、次の段階として表面に着陸し、着陸地周辺を探査車で探索し、詳細な地質情報を取得する段階へと移行しつつある。月探査を例に挙げれば、日本に先立ち、アメリカだけでなく中国、インド、ロシアが、月面への着陸探査計画を推進しており、今後も着陸を目指した動きは益々活発になっていくことだろう。

次の探査領域として最も注目を集めている場所の一つが月裏側高地である。特にかぐやの成果により月裏側高地のディリクレ=ジャクソン盆地周辺が最もTh量が少なく、最もMg#に富む斜長岩質領域であることがわかった。本研究では、そのような化学的特徴をもつ月隕石Dhofar 489グループの統合的研究を行い、純粋斜長岩の鉱物組成、化学組成情報を得ることが出来た。実際に物質試料を分析することで、含まれる苦鉄質鉱物のMg#が大きな組成変化をもつことを明らかにし、さらにガンマ線分光計では定量困難なTh値の下限值を過去の測定データから推定した。今後より詳細な月地殻の形成過程を構築するためには、これらの斜長岩がどのようなマグマからいつ固化したのかをより詳細に調査する必要がある。しかし、Dhofar 489グループと似たような化学組成を示す月隕石は他には存在せず、分析可能な試料量も限られている。そこでサンプルリターン計画では、この裏側高地からのサンプル回収が急務である。この計画により、本研究成果の斜長岩質地殻モデルをより精密に検証できるであろうと期待する。

参考文献

- Hawke, B.R. et al., 2003. Distribution and modes of occurrence of lunar anorthosite. *J. Geophys. Res.* 108(E6):10.1029/2002JE001890.
- Kobayashi, S. et al., 2012. Lunar farside Th distribution measured by Kaguya gamma-ray spectrometer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337-338, 10-16.
- Nagaoka, H. et al., 2013. Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200. *Polar Science* 7, 241-259.
- Nagaoka, H. et al., 2014. Implications for the origins of pure anorthosites found in the feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group. *Earth Planet. Space* 66, 115.
- Ohtake, M. et al., 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* 461, 236-240.
- Ohtake, M. et al., 2012. Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. *Nature Geoscience* 5, 384-388.
- Parmentier, E.M. and Liang, Y., 2010. Formation of pure anorthosite during lunar magma ocean solidification: Implications for the melt-solid segregation process. *Lunar Planet. Sci.* XXXXI Abstract #1824.
- Piskorz, D, and Stevenson, D.J. 2014. The formation of pure anorthosite on the Moon. *Icarus* 239, 238-243.
- Warren, P.H., 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 13, 201-240.
- Yamamoto, S. et al., 2012. Massive layer of pure anorthosite on the Moon. *Geophys. Res. Lett.* 39, L13201.

謝辞

本研究は、著者が早稲田大学理工学部物理学科、先進理工学研究科在学中、及び物理学科助手の2007年から2014年にかけてなされたものです。

この間、指導教官である早稲田大学理工学術院総合研究所教授・長谷部信行先生には、終始懇切丁寧なご指導を賜り、本論文を作成することができました。ここに厚く感謝の意を表します。東京大学・名誉教授の武田弘先生、早稲田大学理工学術院総合研究所教授・鳥居祥二先生、早稲田大学教育・総合科学学術院准教授・太田亨先生には本論文の作成に際し多くのご助言と議論を賜りました。深く感謝いたします。

元埼玉県立大学・教授の柴村英道先生には、深い経験と知識から放射線検出器のデータ解析やその実験について様々なご助言を頂き、多くの議論に参加して頂きました。首都大学東京・教授の海老原充先生には、放射化分析実験で多大なご助力をいただき、データの解釈やデータの取り扱い方について、多くのご助言をいただきました。元早稲田大学・研究員で現宇宙航空研究開発機構・研究員の唐牛讓博士には、本研究論文を作成するにあたり、多大な助言と議論を受け賜り、物質化学の基礎から実験の進め方の細部まで、丁寧にご指導いただきました。宇宙航空研究開発機構・助教の大竹真紀子博士には、本研究について多大な助言と議論を受け賜りました。元早稲田大学理工学術院総合研究所・長谷部研究室のスタッフであった現惑星科学研究所（PSI：米国）の山下直之博士、現放射線医学総合研究所・研究員の小林進悟博士、現聖マリアンナ医科大学の晴山慎博士、さらには長谷部研究室の先輩、同輩、後輩の方々のご指導、ご協力があつて本研究を遂行することができました。

東京大学大気海洋研究所、東京大学開放研と日本原子力研究開発機構、国立極地研究所、宇宙航空研究開発機構では、月試料の分析実験にあたり多大な御助力をいただき、本研究を支えていただきました。

2010年度から2012年度の間、著者は日本学術振興会特別研究員（DC1）として採用され、独立行政法人日本学術振興会により本研究を支えていただきました。

本研究を支えて下さいました皆様に深く感謝いたします。

Appendix I. 月の代表的な鉱物

ここでは月回収試料や月隕石に見られる代表的な鉱物を紹介する。

a. ケイ酸塩鉱物

ケイ素 (Si) を中心としたケイ酸基 ($[\text{SiO}_4]^{4-}$) 四面体を基本構造とする鉱物群。岩石惑星の場合、このケイ酸塩鉱物はその大部分を占める。

長石 (*Feldspar*)

長石は、灰長石 (アノーサイト, anorthite, An)、曹長石 (アルバイト, albite, Ab)、正長石 (オーソクレイス, orthoclase, Or) の3つに分けられる。灰長石の化学式は $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ 、曹長石の化学式は $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 、正長石の化学式は KAlSi_3O_8 である。これらAn (Ca)-Ab (Na)系、Ab (Na)-Or (K)系は、高温ではそれぞれが連続固溶体を形成する。灰長石と曹長石は、合わせて斜長石 (plagioclase) と呼ぶ。正長石はカリ長石 (K-feldspar) とも呼ばれる[新版地学事典]。

化学式からも分るように長石は共通してAl、Siを含んでおり、これら元素の含有量が高いことが特徴である。Ca, Na, Kは固溶体を形成し、これらの元素比をAn値という指標を用いて評価する。An値は、 $100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ モル比で表す。

輝石 (*Pyroxene*)

輝石はその結晶系により、斜方輝石 (orthopyroxene, opx) と単斜輝石 (clinopyroxene, cpx) に大きく分けられる。結晶構造上 Si_2O_6 の鎖状構造単位を含み、一般的な化学式は $(\text{A}, \text{B})_2\text{X}_2\text{O}_6$ である。斜方輝石の場合、AにはMgまたはFe、BにはMg, Fe, Mn、XにはSiが入る。単斜輝石で代表的なものはピジョン輝石 (pigeonite) とオージャイト (augite) である。ピジョン輝石の場合、AにはMg, Fe, Ca、BにはMg, Fe, Mn、XにはSiが入る。オージャイトの場合は、AにはCa, Na、BにはMg, Fe, Mn, Al, Cr, Sc, Ti, Zr、XにはSi, Alが入る[新版地学事典]。

輝石を構成する主要元素は、Mg, Si, Ca, Feであり、これらの元素を使い化学組成に基づいて輝石を分類する。Ca, Mg, Feの分量に分けて比較した場合、輝石は4つの端成分 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Diopside, Di), $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Enstatite, En), $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Ferrosilite, Fs), $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ (Hedenbergite, Hd) で表される。これらを四隅に端成分として配置した台形図形を輝石台形と呼ぶ。輝石中のCa, Mg, Fe量の比 ($\text{Wo}(\text{Ca}) = 100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ モル比, $\text{En}(\text{Mg}) = 100 \times \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$)

モル比, $F_s(\text{Fe}) = 100 \times \text{Fe} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ (モル比) を取ることで、その化学組成を輝石台形上で評価する。化学組成的分類法では、 $W_o(\text{Ca})$ が5以下のものを斜方輝石、 $W_o(\text{Ca})$ が5から20までをピジョン輝石、 $W_o(\text{Ca})$ が20から45のものをオーギャイトとする[新版地学事典]。この評価の場合、微少に含まれるAl, Ti, Crの補正が必要である。

カンラン石 (*Olivine*)

カンラン石は、主要造岩鉱物の一つで、化学式 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ で表され、Mgを含むフォルステライト Mg_2SiO_4 (forsterite, Fo) と、Feを含むファヤライト Fe_2SiO_4 (Fayalite, Fa) の2成分の固溶体である[新版地学事典]。

カンラン石を構成する主要な元素は、Si, Mg, Feである。カンラン石中のSi量は、輝石・長石と比較して若干少なくFe, Mg量が多いため、その密度が大きい。カンラン石の組成をMgとFeの比を用いて評価する際には、Fo値 ($F_o = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ (モル比)) が用いられる。

b. 酸化鉱物 (Oxide mineral)

酸素と結合している鉱物群を指すが、ケイ酸塩鉱物も酸化鉱物なので、ここではケイ酸塩鉱物以外の酸化鉱物について示す。

スピネル (*Spinel*)

スピネルは、尖晶石とも呼ばれる。広義のスピネル鉱物グループは、 AB_2O_4 の化学式で表すことができるものを指し、大別すると次の3つのグループに分けることができる；スピネル系列, 磁鉄鉱系列, クロム鉄鉱系列。スピネル系列では、BがAl、AにはMg, Fe, Zn, Mnが入る。磁鉄鉱系列では、Bが Fe^{3+} 、AにはMg, Fe^{2+} , Zn, Mn, Niが入る。クロム鉄鉱系列ではBがCr、AがMg, Fe^{2+} が入る。これら以外にスピネル構造を持つものとして、ウルボスピネル (Fe_2TiO_4) などがある[新版地学事典]。

イルメナイト (*Ilmenite*)

イルメナイトは化学式 FeTiO_3 で表され、チタン鉄鉱とも呼ばれる。地球上でも、火成岩・変成岩の副成分鉱物として広く産出する[新版地学事典]。

クロマイト (*Chromite*)

クロマイトは化学式 FeCr_2O_4 で表され、クロム鉄鉱と呼ばれる。広義の意味では、スピネル族のクロム鉄鉱系列に属している[新版地学事典]。

磷酸塩鉱物 (Phosphate)

磷酸基 ($[PO_4]^{3-}$) をもつ鉱物群の総称である。このグループには、磷灰石 (apatite, $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$) や、モナズ石 (monazite, $(Ce, La, Nd)(PO_4)$) などが含まれる [新版地学事典]。磷酸塩鉱物は、希土類元素やTh、Uといった液相濃集元素の主要なキャリアである [Ebihara and Honda, 1984]。

炭酸塩鉱物 (Carbonate minerals)

炭酸基 ($[CO_3]^{2-}$) をもつ鉱物群の総称である。方解石 (calcite, $CaCO_3$) がこのグループでは有名である [新版地学事典]。これらの鉱物群は、砂漠で発見された月隕石中から頻繁に見つかる。これは地球表層にて水が介入した二次的作用によっても生成するためである。

Appendix参考文献

Ebihara, M. and Honda, M., 1984. Distribution rare earth elements and uranium in various components of ordinary chondrite. *Meteorit.* 19, 287-295.

地学团体研究会編「新版地学事典」，平凡社，1996年.

研究業績

学術誌論文・査読付Proceedings

1. H. Nagaoka, H. Takeda, Y. Karouji, M. Ohtake, A. Yamaguchi, S. Yoneda, N. Hasebe. “Implications for the origins of pure anorthosites found in the feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group” , Earth Planets and Space, 66, 115, 2014.
2. H. Kusano, Y. Oyama, M. Naito, H. Nagaoka, H. Kuno, E. Shibamura, N. Hasebe, Y. Amano, K. J. Kim, and J. A. M. Lopes, “Development of an x-ray generator using a pyroelectric crystal for x-ray fluorescence analysis on planetary landing missions” , Proc. SPIE 9213, Hard X-Ray, Gamma-Ray, and Neutron Detector Physics XVI, 921316 (September 5, 2014), doi:10.1117/12.2061547.
3. H. Nagaoka, Y. Karouji, T. Arai, M. Ebihara, N. Hasebe. “Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200” , Polar Science, 7, 241-259, 2013.
4. H. Kusano, N. Hasebe, H. Nagaoka, T. Kodama, Y. Oyama, R. Tanaka, Y. Amano, K. J. Kim, and J. A. M. Lopes. “Basic studies on x-ray fluorescence analysis for active x-ray spectrometer on SELENE-2” , Proc. SPIE 8852, Hard X-Ray, Gamma-Ray, and Neutron Detector Physics XV, 88520B (September 26, 2013), doi:10.1117/12.2024004, 2013.
5. N. Yamashita, O. Gasnault, O. Forni, C. d’Uston, R. C. Reedy, Y. Karouji, S. Kobayashi, M. Hareyama, H. Nagaoka, N. Hasebe, K. J. Kim. “The global distribution of calcium on the Moon: Implications for high-Ca pyroxene in the eastern mare region” , Earth Planetary Science Letters, 353-354, 93-98, 2012.
6. H. Nagaoka, Y. Karouji, N. Hasebe, T. Arai and M. Ebihara. “Geochemistry and Mineralogy of Ferroan Feldspathic Lunar Meteorite Northwest Africa 2200” , New Advances in Lunar Exploration (Proc. of International Symposium on Lunar Science ISLS2010), 140-148, 2010.
7. N. Hasebe, Y. Karouji, O. Okudaira, K. Hayatsu, Y. Takeda, H. Nagaoka, K. Tsukada, J. Machida, S. Sakurai, S. Komatsu, S. Kobayashi, M. Hareyama, T. Okada, E. Shibamura, M.-N. Kobayashi, N. Yamashita, C. d’Uston, O. Gasnault, O. Forni, S. Maurice, K. Kim, R. C. Reedy, J. M. Dohm. “Global Distributions of K, Th and U on the Moon Observed by Kaguya GRS” , New Advances in Lunar Exploration (Proc. of International Symposium on Lunar Science ISLS2010), 42-49, 2010.

8. N. Hasebe, Y. Karouji, O. Okudaira, H. Nagaoka, K. Tsukada, S. Kobayashi, K. Kim, J. M. Dohm. “Distributions of K, Th, U and Rare Earth Metal in Procellarum KREEP Terrane” , New Advances in Lunar Exploration (Proc. of International Symposium on Lunar Science ISLS2010), 84-89, 2010.
9. N. Hasebe, N. Yamashita, Y. Kaouji, S. Kobayashi, M. Hareyama, S. Komatsu, K. Hayatsu, K. Nemoto, K. Iwabuchi, Y. Takeda, H. Nagaoka, K. Tsukada, J. Machida, O. Okudaira, S. Sakurai, E. Shibamura, M.-N. Kobayashi, M. Ebihara, T. Hihara, T. Arai, T. Sugihara, H. Takeda, C. d’Uston, O. Gasnault, B. Diez, O. Forni, S. Maurice, R.C. Reedy, K.J. Kim. “Lunar Gamma-Ray Observation by KAGUYA GRS” , Advances in Geosciences, 19, 57-67, 2008.
10. Y. Karouji, N. Hasebe, O. Okudaira, N. Yamashita, S. Kobayashi, M. Hareyama, T. Miyachi, S. Kodaira, K. Iwabuchi, K. Hayatsu, S. Nemoto, Y. Takeda, K. Tsukada, H. Nagaoka, M.-N. Kobayashi, E. Shibamura, M. Ebihara, T. Hihara, T. Arai, T. Sugihara, H. Takeda, C. d’Uston, S. Maurice, O. Gasnault, O. Forni, B. Diez, R.C. Reedy, K.J. Kim, T. Takashima, Y. Iijima and H. Otake. “Distributions of K and Th on the Moon: The initial results from observations by SELENE GRS” , Advances in Geosciences, 19, 43-55, 2008.
11. H. Nagaoka, Y. Karouji, K. Hayatsu, M. Hareyama, N. Hasebe, T. Hihara, M. Ebihara. “Application of neutron activation for elemental analysis in lunar meteorite NWA 2200” , Radiation Detectors and Their Uses, High Energy Accelerator Research Organization (KEK), 22, 114-125, 2008.

査読無Proceedings、Short reports

1. N. Hasebe, H. Nagaoka, Y. Hirai, Y. Fujibayashi, E. Shibamura, H. Kusano, M. Hareyama, Y. Karouji, T. Okada, S. Kobayashi, M. Kobayashi, N. Yamashita, R. Reedy, K. J. Kim, C. d’USTON, O. Forni, O. Gasnault, J. Dohm. “Elemental Composition of the Lunar Surface --- KAGUYA Gamma-Ray Spectrometer Observation --- ”, International Symposium on Space Technology and Science, ISTS Web Paper Archives, 2013-k-16, 2013.
2. H. Kusano, Y. Amano, N. Hasebe, K. J. Kim, T. Kodama, H. Kuno, H. Nagaoka, Y. Oyama, E. Shibamura, and R. Tanaka. “Development of a pyroelectric X-ray generator for active X-ray spectrometer of SELENE-2” , Proc. of 29th International Symposium on Space Technology and Science (29th ISTS), 2013-k-18, 2013.
3. H. Nagaoka, H. Takeda, Y. Karouji, M. Ohtake, A. Yamaguchi, S. Yoneda, N. Hasebe. “Comparisons of mineralogy of pure anorthosite in lunar meteorites, Dhofar 489 group and pure anorthosite observed by Kaguya” ,

- 75th Annual Meeting of the Meteoritical Society, published in Meteoritics and Planetary Science, Supplement, #5197, 2012.
4. **H. Nagaoka**, N. Hasebe, K. J. Kim, Y. Karouji, S. Kobayashi, M. Hareyama, N. Yamashita, O. Gasnault, O. Forni, C. d'Uston, R.C. Reedy, E. Shibamura, M.-N. Kobayashi, H. Takeda, and the Kaguya Gamma Ray Spectrometer team. "Global distribution of silicon by KAGUYA gamma-ray spectrometer", 74th Annual Meeting of the Meteoritical Society, published in Meteoritics and Planetary Science, Supplement, #5239, 2011.
 5. **H. Nagaoka**, Y. Karouji, H. Takeda, T. J. Fagan, M. Ebihara, N. Hasebe, "CO-EXISTING PYROXENES IN THE NORTHWEST AFRICA 2977 WITH REFERENCE TO THE SOURCE REGION", 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #1864, 2011.
 6. **H. Nagaoka**, Y. Karouji, H. Takeda, M. Ebihara, N. Hasebe. "Chemical signatures in bulk element composition for Northwest Africa 2977", 73rd Annual Meeting of the Meteoritical Society, published in Meteoritics and Planetary Science, Supplement, #5183, 2010.
 7. N. Hasebe, N. Yamashita, Y. Karouji, S. Kobayashi, M. Hareyama, K. Hayatsu, S. Nemoto, K. Iwabuchi, Y. Takeda, **H. Nagaoka**, K. Tsukada, O. Okudaira, S. Sakurai, S. Komatsu, E. Shibamura, M.-N. Kobayashi, M. Ebihara, T. Hihara, T. Arai, T. Sugihara, H. Takeda, C. D'Uston, O. Gasnault, B. Diez, O. Forni, S. Maurice, R.C. Reedy and K. Kim. "Overview of Elemental Distributions on the Moon Observed by SELENE GRS", International Symposium on Space Technology and Science, ISTS Web Paper Archives, 2009-o-3-10v, 2009.
 8. **H. Nagaoka**, Y. Karouji, T. Arai, K. Shinotsuka, M. Ebihara, and N. Hasebe. "A most ferroan feldspathic lunar meteorite NWA 2200", 71st Annual Meeting of the Meteoritical Society, published in Meteoritics and Planetary Science, Supplement, #5246, 2008.

書籍

1. 長谷部信行, 桜井邦朋, 晴山慎, 唐牛讓, 山下直之, 長岡央, "人類の夢を育む天体「月」月探査機かぐやの成果に立ちて", 恒星社, 2013。

国際会議発表 (筆頭)

1. **H. Nagaoka**, Y. Sakuramoto, Y. Karouji, N. Yamashita, M. Hareyama, S. Kobayashi, H. Kusano, M. Naito, N. Hasebe, and KGRS team. 2014. Distributions of Titanium on the Moon by Kaguya Gamma-Ray Spectrometer (KGRS). 11th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS)

- 2014), Sapporo, Japan, July 28th – Aug. 1st, 2014.
2. **H. Nagaoka**, N. Hasebe and KGRS team. “Composition from SELENE Data and Meteorite Analysis (2)” , SELENE Symposium 2014, Tokyo, Japan, March 4–5, 2014.
 3. **H. Nagaoka**. “Lunar Crust Formation models 2” , SELENE Symposium 2014, Tokyo, Japan, March 4–5, 2014.
 4. **H. Nagaoka**, N. Hasebe, M. Ohtake, T. Matsunaga. “SELENE DATA FOR MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY (MI, SP, GRS DATA)” , SELENE Symposium 2013, Sagamihara, Japan, January 23–25, 2013 (招待講演) .
 5. **H. Nagaoka**, Y. Karouji, H. Takeda, T. J. Fagan, N. Hasebe. “Lunar olivine gabbro, Northwest Africa 2977 and 6950: Implication for lunar young volcanism” , International Symposium on Remote Sensing 2013 (ISRS2013), Chiba, Japan, May 15–17, 2013.
 6. **H. Nagaoka**, H. Takeda, Y. Karouji, M. Ohtake, N. Hasebe. “Purely anorthosite clasts in feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group” , International Symposium on Remote Sensing 2012 (ISRS2012), Incheon, S. Korea, Oct. 10–12, 2012,
 7. **H. Nagaoka**, H. Takeda, Y. Karouji, M. Ohtake, A. Yamaguchi, S. Yoneda, N. Hasebe. “Comparisons of mineralogy of pure anorthosite in lunar meteorites, Dhofar 489 group and pure anorthosite observed by Kaguya” , 75th Annual Meeting of the Meteoritical Society, Cairns, Australia, August 12–17, 2012.
 8. **H. Nagaoka**, H. Takeda, Y. Karouji, M. Ohtake, A. Yamaguchi, S. Yoneda, N. Hasebe. “Mineral Chemistry and Reflectance Spectra for the Anorthosite Clast in Lunar Meteorite Dhofar 489 with Reference to Lunar Farside Crust” , Papers presented to the 34th Symposium on Antarctic Meteorites, Tokyo, Japan, Novem. 17–18, 2011.
 9. **H. Nagaoka**, N. Hasebe, K. J. Kim, K. Hayatsu, Y. Fujibayashi and the KGRS team. “Silicon Abundance of The Lunar Surface Material by Kaguya Gamma-Ray Spectrometer” , 2011 Conference of International Symposium on Remote Sensing, Yeosu, Korea, November 2–4, 2011.
 10. **H. Nagaoka**, N. Hasebe, K. J. Kim, Y. Karouji, S. Kobayashi, M. Hareyama, N. Yamashita, O. Gasnault, O. Forni, C. d’ Uston, R. C. Reedy, E. Shibamura, M.-N. Kobayashi, H. Takeda, and the Kaguya Gamma Ray Spectrometer team. “Global distribution of silicon by KAGUYA Gamma-ray spectrometer” , 74th Annual Meeting of the Meteoritical Society, London, England, August 8–12, 2011.

11. H. Nagaoka, Y. Karouji, H. Takeda, T.J. Fagan, M. Ebihara, N. Hasebe. “Co-existing pyroxenes in the Northwest Africa 2977 with reference to the source region”, 42nd Lunar and Planetary Science Conference, Texas, US, March 7-11, 2011, #1864.
12. H. Nagaoka, Y. Karouji, T. Arai, K. Shinotsuka, M. Ebihara, and N. Hasebe. “A most ferroan feldspathic lunar meteorite NWA 2200”, 71st Annual Meeting of the Meteoritical Society, Matsue, Japan, July 30 2008, #5246.

国内会議発表（筆頭）

1. 長岡央, 長谷部信行, 草野広樹, 内藤雅之, 柴村英道, 天野嘉春, 太田亨, ティモシー・フェイガン, Waseda AXS team “将来の惑星探査に向けた小型放射線分光装置の提案”, 日本惑星科学会 2014 年秋季講演会, 仙台, 日本, 9/24-26, 2014
2. 長岡央, 唐牛譲, 早津佳那子, 日原健, 晴山慎, 海老原充, 長谷部信行, “中性子放射化分析の隕石試料元素分析への適用”, 研究会「放射線検出器とその応用」(第 22 回), つくば, 日本, 2/5-7, 2008

国際会議発表（共著）

1. N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, E. Shibamura, R. Mitsuhashi, J.A.M. Lopes, “Lunar gamma-rays and neutrons measured by Kaguya gamma-ray spectrometer”, 24th European Cosmic Ray Symposium (ECRS2014), Kiel, Germany, Sep. 1 - 5, 2014.
2. H. Kusano, Y. Oyama, M. Naito, H. Nagaoka, H. Kuno, E. Shibamura, N. Hasebe, Y. Amano, K.J. Kim, J.A.M. Lopes, “Development of an X-ray generator using a pyroelectric crystal for X-ray fluorescence analysis on planetary landing missions”, SPIE Optical Engineering + Applications 2014, San Diego, United States, Aug. 17-21, 2014.
3. N. Hasebe, H. Nagaoka, H. Kusano, Y. Sakuramoto, M. Hareyama, Y. Karouji, N. Yamashita, S. Kobayashi, K.J. Kim, “Elemental distributions of iron and titanium on the lunar surface observed by Kaguya gamma-ray spectrometer”, 40th COSPAR Scientific Assembly (COSPAR 2014), Moscow, Russia, Aug. 2-10, 2014.
4. N. Hasebe, Y. Ideguchi, H. Kusano, H. Nagaoka, S. Shimizu, E. Shibamura, M. Hareyama, “Radiation environment above the lunar surface by Kaguya gamma-ray spectrometer”, 40th COSPAR Scientific Assembly (COSPAR 2014), Moscow, Russia, Aug. 2-10, 2014.
5. H. Kusano, Y. Takami, Y. Sakuramoto, H. Nagaoka, N. Hasebe, J. Haruyama, “Hydrogen in the Surface Layer of Lunar Polar Regions from Kaguya Gamma-ray Observation”, 11th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS 2014), Sapporo, Japan, Jul. 28-Aug. 1, 2014.

6. N. Hasebe, T. Saito, H. Kusano, H. Nagaoka, S. Shimuzu, S. Ota, J. Haruyama, “Radiation Environment on the Moon” , 11th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS 2014), Sapporo, Japan, Jul. 28-Aug. 1, 2014.
7. M. Naito, N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, Y. Oyama, E. Shibamura, Y. Amano, H. Kuno, T. J. Fagan, T. Ohta, K. J. Kim, J. A. M. Lopes, “Increased Luminosity of Pyroelectric X-ray Generator for Active X-ray Spectrometer on SELENE-2” , 11th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS 2014), Sapporo, Japan, Jul. 28-Aug. 1, 2014.
8. N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, K. Sakurai, M. Miyajima, E. Shibamura, S. Shimizu, Y. Amano, T. J. Fagan, T. Ohta, K. J. Kim, J. A. M. Lopes, “Nuclear spectroscopic approach to study M-type asteroids” , International Symposium on Lunar and Planetary Science 2014 (ISLPS2014), Macau, China, Jun. 3-5, 2014.
9. N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, Y. Sakuramoto, S. Shimizu, E. Shibamura, K. Sakurai, M. Hareyama, Y. Karouji, J. Haruyama, “Lunar radiation measurement by Kaguya gamma-ray spectrometer” , International Symposium on Lunar and Planetary Science 2014 (ISLPS2014), Macau, China, Jun. 3-5, 2014.
10. N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, Y. Fujibayashi, Y. Hirai, Y. Ideguchi, M. Hareyama, Y. Karouji, S. Kobayashi, K. J. Kim, C. d’ Uston, O. Gasnault, O. Forni, R. Reedy, N. Yamashita, J. Dohm, “Lunar Surface Abundances of Natural Radioactive Elements: Implication of Lunar Crustal Origin” , 10th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS 2013), Brisbane, Australia, Jun. 24-28, 2013.
11. H. Kusano, N. Hasebe, H. Nagaoka, T. Kodama, Y. Oyama, R. Tanaka, Y. Amano, K. J. Kim, J. A. M. Lopes, “Basic studies on X-ray fluorescence analysis for active X-ray spectrometer on SELENE-2” , SPIE Optical Engineering + Applications 2013, San Diego, United States, Aug. 25-29, 2013.
12. H. Kusano, N. Hasebe, T. Kodama, H. Kuno, H. Nagaoka, Y. Oyama, E. Shibamura, R. Tanaka, Y. Amano, T. J. Fagan, T. Ohta, T. Okada, K. J. Kim, “Development of X-ray Generator for Active X-ray Spectrometer on SELENE-2/Rover” , 10th Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society (AOGS 2013), Brisbane, Australia, Jun. 24-28, 2013.
13. N. Hasebe, E. Shibamura, K. Sakurai, H. Kusano, H. Nagaoka, Y. Fujibayashi, Y. Hirai, The Kaguya GRS Team, “Elemental Composition of the Lunar Surface -- Kaguya Gamma-Ray Observation --” , 29th International Symposium on Space Technology and Science (29th ISTS),

- Nagoya-Aichi, Japan, Jun. 2-9, 2013.
14. H. Kusano, Y. Amano, N. Hasebe, K. J. Kim, T. Kodama, H. Kuno, H. Nagaoka, Y. Oyama, E. Shibamura, R. Tanaka, "Development of a Pyroelectric X-ray Generator for Active X-ray Spectrometer of SELENE-2", 29th International Symposium on Space Technology and Science (29th ISTS), Nagoya-Aichi, Japan, Jun. 2-9, 2013.
 15. N. Hasebe, Y. Fujibayashi, Y. Ideguchi, K. Kadota, E. Shibamura, H. Nagaoka, H. Kusano, M. Hareyama, Y. Karouji, S. Kobayashi, M. Kobayashi, N. Yamashita, R. Reedy, C. d' Uston, S. Maurice, O. Gasnault, O. Forni, K. J. Kim, "Distribution of lunar fast neutrons observed by Kaguya gamma-ray spectrometer", International Symposium on Remote Sensing 2013 (ISRS2013), Chiba, Japan, May 15-17, 2013.
 16. N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, Y. Fujibayashi, Y. Hirai, Y. Ideguchi, M. Hareyama, Y. Karouji, S. Kobayashi, K. J. Kim, C. d' Uston, O. Gasnault, O. Forni, R. Reedy, N. Yamashita, "Global distribution of natural radioactive elements observed by Kaguya gamma-ray spectrometer", International Symposium on Remote Sensing 2013 (ISRS2013), Chiba, Japan, May 15-17, 2013.
 17. H. Kusano, N. Hasebe, H. Nagaoka, T. Kodama, Y. Oyama, R. Tanaka, E. Shibamura, Y. Amano, K. J. Kim, "Pyroelectric X-ray generator for active X-ray spectrometer on the rover of SELENE-2", International Symposium on Remote Sensing 2013 (ISRS2013), Chiba, Japan, May 15-17, 2013.
 18. T. Saito, S. Ota, N. Hasebe, H. Kusano, H. Nagaoka, S. Kodaira, L. Sihver, K. J. Kim, "Radiation dose in the lunar subsurface produced by galactic cosmic rays", International Symposium on Remote Sensing 2013 (ISRS2013), Chiba, Japan, May 15-17, 2013.
 19. M. Hareyama, Y. Karouji, Y. Yamashita, Y. Fujibayashi, H. Nagaoka, N. Hasebe, S. Kobayashi, R. C. Reedy, C. d' Uston, O. Gasnault, O. Forni, K. J. Kim, "Lunar Iron and Uranium Distribution Obtained by SELENE (Kaguya) Gamma-Ray Spectrometer", 44th Lunar and Planetary Science Conference, Texas, US, 2013, id.1871.
 20. Y. Hirai, Y. Karouji, M. Hareyama, H. Nagaoka, Y. Fujibayashi, S. Kamata, T. Morota, S. Kobayashi, N. Hasebe, "The relationship between the abundance of radioactive elements and eruption age of lunar mare basalt in the procellarum KREEP terrane". SELENE Symposium 2013, Sagamihara,

- Japan, January 23–25, 2013.
21. N. Hasebe, E. Shibamura, K. Sakurai, H. Kusano, H. Nagaoka, Y. Fujibayashi, M. Hareyama, Y. Karouji, T. Okada, S. Kobayashi, M. Kobayashi, K. J. Kim, C. d’Uston, O. Gasnault, O. Forni, R. Reedy, N. Yamashita, M. Zhu, “Overview of Kaguya gamma ray observation --- Concerning major elements ---”, International Symposium on Remote Sensing 2012 (ISRS2012), Incheon, S. Korea, Oct. 10–12, 2012.
 22. Y. Oyama, Y. Amano, W. Boynton, J. Brückner, T. J. Fagan, D. Hamara, N. Hasebe, G. Ju, K. J. Kim, G. Klingelhöfer, T. Kodama, H. Kuno, H. Kusano, L. F. Lim, H. Nagaoka, T. Ohta, T. Okada, E. Shibamura, R. Starr, and R. Tanaka, “Development of a pyroelectric crystal X-ray generator for active X-ray spectrometer onboard the rover of SELENE-2”, International Symposium on Remote Sensing 2012 (ISRS2012), Incheon, S. Korea, Oct. 10–12, 2012.
 23. N. Yamashita, R. C. Reedy, M. Hareyama, M. Kobayashi, N. Hasebe, H. Nagaoka, Y. Karouji, S. Kobayashi, C. D’Uston, O. Gasnault, O. Forni, K. J. Kim, D. K. Hamara, Kaguya Gamma Ray Spectrometer Team., “Peaks in Kaguya Gamma-Ray Spectra and Gamma Rays Used to Get Elemental Abundances”, 43rd Lunar and Planetary Science Conference, March 19–23, 2012, The Woodlands, Texas, id.1283.

国内学会発表（共著）

1. 内藤雅之, 長谷部信行, 草野広樹, 長岡央, 大山裕輝, 桑古昌輝, 天野嘉春, 柴村英道, 久野治義, T. J. Fagan, 太田亨, 内田悦生, “月惑星探査に向けた能動型蛍光 X 線分光器 AXS の基本特性 (IV)”, 2014 年 第 61 回応用物理学会春季学術講演会, 2014 年 3 月 17 日–20 日, 青山学院大学
2. 内藤雅之, 長谷部信行, 草野広樹, 長岡央, 児玉拓郎, 大山裕輝, 田中玲子, 天野嘉春, 柴村英道, 久野治義, T. J. Fagan, 太田亨, 岡田達明, K. J. Kim, “月惑星探査に向けた能動型蛍光 X 線分光器 AXS の基本特性 (III)”, 2013 年 第 74 回応用物理学会秋季学術講演会, 2013 年 9 月 16 日–20 日, 同志社大学
3. 長谷部信行, 草野広樹, 長岡央, 児玉拓郎, 大山裕輝, 田中玲子, 天野嘉春, 柴村英道, 久野治義, T. J. Fagan, 太田亨, 岡田達明, K. J. Kim, J. Gwanghyeok, G. Klingelhöfer, J. Brückner, W. Boynton, D. Hamara, L. Lim, R. Starr, “月惑星探査に向けた能動型蛍光 X 線分光器 AXS の基本特性 (II)”, 2013 年春季 第 60 回応用物理学関係連合講演会, 2013 年 3 月 27 日–30 日, 神

奈川工科大学

4. 天野嘉春, 長谷部信行, 柴村英道, Timothy J. Fagan, 太田亨, 草野広樹, 大山裕輝, 田中玲子, 児玉拓郎, 長岡央, 久野治義, 岡田達明, Kyeong J. Kim, Gwanghyeok Ju, Göstar Klingelhöfer, Johannes Brückner, William V. Boynton, Dave Hamara, Lucy F. Lim, Richard D. Starr, “SELENE-2 用月面探査車搭載に向けた化学分析装置 AXS の開発”, 第 13 回宇宙科学シンポジウム, 2013 年 1 月 8 日-9 日, 宇宙科学研究所
5. 藤林ゆかり, 晴山慎, 唐牛讓, 小林進悟, 山下直之, O. Gasnault, R. C. Reedy, 長岡央, 早津佳那子, 長谷部信行, “「かぐや」ガンマ線分光計による高速中性子の月面強度分布”, 日本惑星科学会 2011 年秋季講演会, 2011 年 10 月 23 日-25 日, 神奈川
6. 唐牛讓, 小林進悟, 晴山慎, 山下直之, 柴村英道, 小林正規, 荒井朋子, 武田弘, 早津佳那子, 長岡央, 町田二郎, 藤林ゆかり, 長谷部信行, “「かぐや」搭載ガンマ線分光計による月表層の鉄とチタンの分布調査”, 日本地球惑星連合 2011 年連合大会, 2011 年 5 月 22 日-27 日, 幕張