

月隕石からわかる月の海の火山活動

国立極地研究所

荒井朋子

1. はじめに

1960年代から70年代にかけて、米国のアポロの有人探査及び旧ソ連のルナの無人探査により、約380kgの月試料が持ち帰られた(図1)。これらの試料は、月面のどの場所でもどのように存在していたのかがわかっているため、月の地質や地殻についての重要な情報を持つ。これらの試料に基づき、月の起源や地殻進化について我々の理解は格段に進んだ。しかし、これらの試料は月の表側の赤道付近に集中しており、月面の10%に満たない地域しかカバーしていない(Warren & Kallemeyn, 1991)。また、近年の米国の月周回衛星ルナプロスペクタの月面元素マッピングの結果、アポロやルナの試料は、月表側の直径1200kmの雨の海クレータを形成した巨大インパクト衝突時に月内部から放出されたKREEP物質(K, REE, P, U, Th等のincompatible元素に濃集した物質)に覆われる地域から採集されていることが明らかになってきた(Jolliff et al., 2000等)。従って、非常に偏った化学組成を持つ地域の試料を元に推定されてきた今まで月の起源や進化論は見直すべき時に来ている。

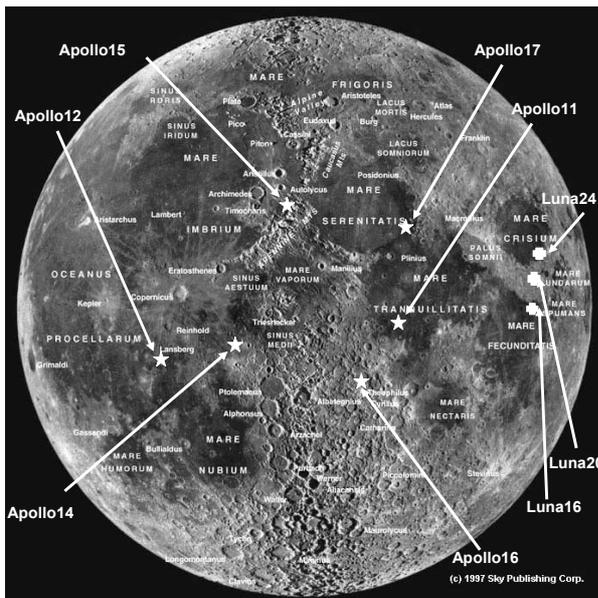


図1 月表側のアポロとルナの着陸地点

一方、月隕石は1970年代以降、南極や砂漠などで数多く発見されており、現在80個近くに達する。これらは、アポロやルナの試料と比べ、採集地点は特定できないが、自力で月面を脱出し、地球に到達しているため、月面でのインパクト事象や地球までの到達過程についての情報を含む。また、月面からランダムに飛んできているため、月裏側や月深部などのまだ我々が試料を手にしていない地域の岩石である確立が高く、月の内部や進化を理解する上で重要な鍵となる。ここでは、最新の月隕石の研究結果からわかった月の海の火山活動の新たな局面について紹介する。

2. 知られている月の海の火山活動

月面は高地と海という二つの異なる地質に分けられる。高地は地球から見て白く明るい(反射率が高い)部分で無数の丸いクレータによりでこぼこしており、主に斜長岩からなる月の地殻に相当する。一方、海は黒っぽい(反射率が低い)平らな所で鉄に富む玄武岩から成り、月面の約5%、地殻1vol%弱を占めていると考えられている。海の玄武岩は雨の海などの巨大クレータを埋めたり、高地の上を数100kmに及ぶ距離に分布している。

また、月面に露出する玄武岩以外に加え、約39億年前の大規模インパクト以前に噴出した古い時代の玄武岩が月面を覆う厚いレゴリスの下に埋まっていることがわかっている(図2)。これを”Crypt-Mare”と呼び、月形成史初期の火山活動の鍵を握る重要な岩石だと考えられている。

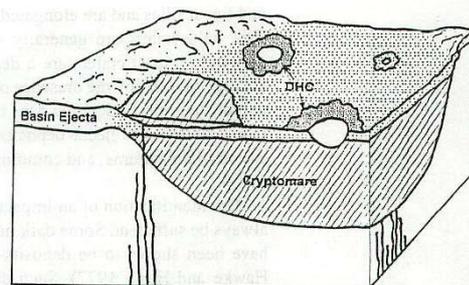


図2 Crypt-Mare のイメージ図 (Antonenko et al., 1995)。

地球からの月面の反射スペクトル測定やクレメンタインなどの月周回衛星によるリモセンデータから、“Crypt-Mare”玄武岩が月全面で確認されている。図3は Mare Crisium に近い、月裏側の Lomonosov-Fleming 地域の“Crypt-Mare”玄武岩の分布を示したものである。レゴリス層の下に数 100km 規模で玄武岩が分布しているのがわかる。月面に分布する複数の“Crypt-Mare”玄武岩の組成をリモセンデータから見積もったところ、大部分は $FeO = 11-18 \text{ wt}\%$, $TiO_2 < 2 \text{ wt}\%$ であると報告されている (Hawk et al., 2005)。

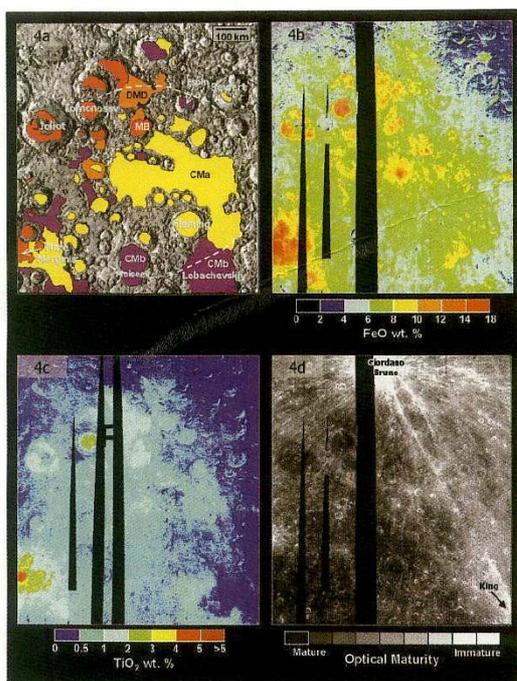


図3 Lomonosov-Fleming 地域の“Crypt-Mare”玄武岩の分布図。左上の図で“CMa”(黄色)と“CMb”(紫色)に色分けされた地域に玄武岩が分布する。 TiO_2 マップ(左下)と FeO マップ(右上)からこの地域の玄武岩が $FeO = 6-8 \text{ wt}\%$, $TiO_2 = 0.5 - 1 \text{ wt}\%$ の組成を持つことがわかる。右下は輝度分布で、暗いほどインパクトを受けた直後の新鮮な表面である (Giguere et al., 2003)。

2.1 海の玄武岩の化学組成と鉱物分布

海の玄武岩は地球の玄武岩と比較すると鉄とチタン濃度が非常に高い。玄武岩のチタン濃度は採集地点により、10 wt%を越すものから、1 wt%以下のもまで幅広い。チタン濃度により、High Ti, Low Ti, Very low Ti の三つの玄武岩タイプに分けられている(図4)。これらはさらにアルミニウムやカリウムの濃度によって細かく分類される。図4にあるように、High Ti (HT)玄武岩はアポロ 11 号及び 17 号地点で、Low Ti (LT) 玄武岩はアポロ 12 号及び 15 号地点で、アルミに富むものはアポロ 14 号地点で、Very low Ti (VLT)玄武岩は非常に少量だがアポロ 17 号とルナ 24 号

地点に分布する。このアポロ 17 号とルナ 24 号の VLT 玄武岩は角レキ岩の中の mm 単位の玄武岩破片として報告されているのみである。

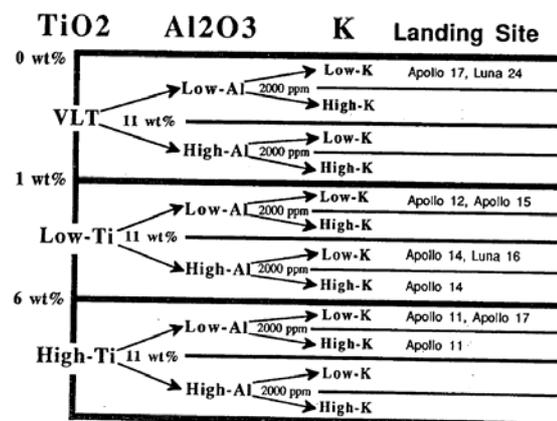


図4 海の玄武岩の化学組成と分類 (Papike & Vaniman, 1980)

次に、各タイプの玄武岩に含まれる鉱物の量比を図5に示す。チタン濃度は玄武岩に含まれるチタンと鉄の酸化物、主にチタン鉄鉱という鉱物の量比で決まる。HT 玄武岩であるアポロ 11 号や 17 号はチタン鉄鉱以外に還元的环境である月特有の鉱物アーマルコライトを含み、それらの鉱物量比は 20 vol%以上に達する。LT 玄武岩のアポロ 12 号や 15 号玄武岩にはチタン鉄鉱の他に、チタンを含むウルボスピネルという鉱物があり、これらは 5-10 vol%を占める。アポロ 17 号やルナ 24 号の VLT 玄武岩破片ではチタン鉄鉱は非常に少なく、数 vol%以下になる。

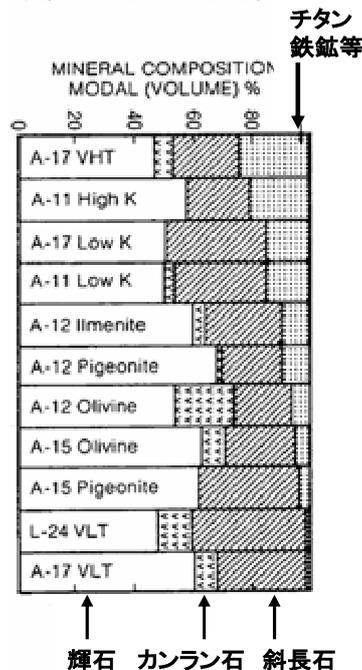


図5 月の海の玄武岩の鉱物量比 (Papike & Vaniman, 1978)

2.2 海の玄武岩の鉱物組成

海の玄武岩に含まれる主要な鉱物は、かんらん石、斜長石、輝石であり、その他にチタン鉄鉱、クロムスピネル、ウルボスピネル、シリカ、FeS、FeNi などがある。図6は月と地球の斜長石の組成を比較したものである。地球と比べると、Ca に富む月のバルク組成を反映して、海、高地ともに斜長石の組成は非常に Ca に富む。海の斜長石は、結晶のコアからリムにかけて Ca に富む組成から Na に富む組成に連続的に組成が変化していることが多い。カンラン石は、鉄に富む月の玄武岩組成を反映して、Mg に富むものから地球であり得ないほど Fe に富む組成のものまで、組成変化の幅が非常に広い(図7)。斜長石同様一つの結晶のコア・リムでの組成変化するものあれば、Mg に富むカンラン石が結晶分化の初期に晶出し、その後輝石、斜長石が晶出したあとに、マグマの残渣液から非常に Fe に富む組成のカンラン石が晶出するケースもある。

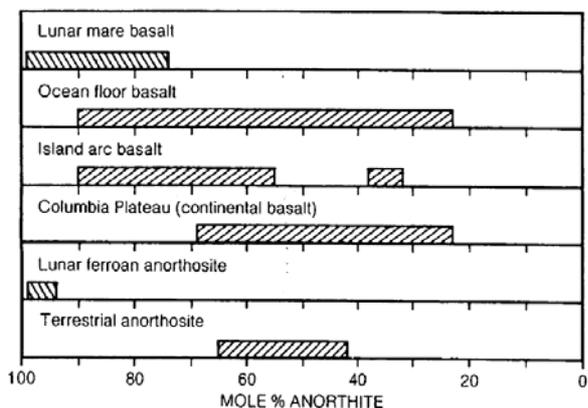


図6 月と地球の斜長石の組成。一番上が月の海の玄武岩の斜長石。横軸は $Ca/(Ca/Ma)$ 比で月の斜長石が地球に比べ Ca に富むのがわかる。(Lunar Source Book, 1991)

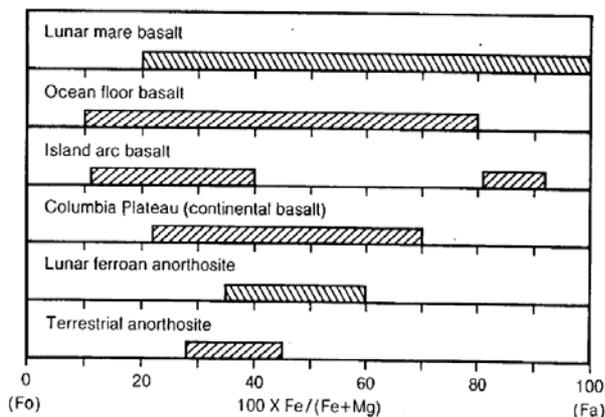


図7 月と地球のカンラン石の組成。一番上が月の海の玄武岩のカンラン石。月の海の玄武岩中のカンラン石(一番上)は、非常に Fe に富む組成まで幅広い組成を示している。(Lunar Source Book, 1991)

輝石は玄武岩のバルク組成、冷却速度、共晶する鉱物を反映して、極めて多様な組成変化を示す(図8)。HT 玄武岩であるアポロ 11 号や 17 号玄武岩の代表的な輝石は Ca と Mg に富むコア(結晶中心)から Ca に乏しく Fe に富むリム(結晶縁)へと組成が変化する。アポロ 12 号や 15 号 LT 玄武岩の輝石は Ca に乏しく Mg に富むコアからブランクを経て断続的に急激に Ca に富む組成に変化し徐々に Fe に富むリムに向かって Ca が減少するものが多い。アポロ 17 号やルナ 24 号 VLT 玄武岩は Ca、Mg 共に乏しいコアからリムに向かって徐々に Ca、Fe が増加していく(アポロ 17 号)、Ca が急激に減少した後、徐々に Ca、Fe が増加していく(ルナ 24 号)傾向がある。このような輝石の Ca 組成変化は、Ca を主成分とする斜長石の晶出するタイミングに左右されている。例えば、HT 玄武岩の場合は、斜長石と輝石が同時に晶出するため、コアからリムにかけて Ca は連続的に減少していき、LT 玄武岩では、輝石がリキダス相として先に晶出し、Ca に急激に増加する途中で、斜長石が晶出する間輝石の晶出が一時停止し組成にブランクができ、斜長石の晶出が止まった時点で、再度 Ca に富ながら輝石が晶出する。そして、今度は斜長石と輝石が同時に晶出することで、Ca が徐々に減少する。VLT 玄武岩の場合は、大量の斜長石が輝石と同時に晶出するために、輝石中の Ca 濃度が急激に減少したり(ルナ 24 号)、斜長石の晶出が終了した後、輝石が結晶化したアポロ 17 号の場合は、Ca に乏しい組成のコアから出発となる。輝石の多様な化学組成は、海の玄武岩の組成、冷却過程、結晶分化過程が月面の異なる地点で大きく違うことを示している。

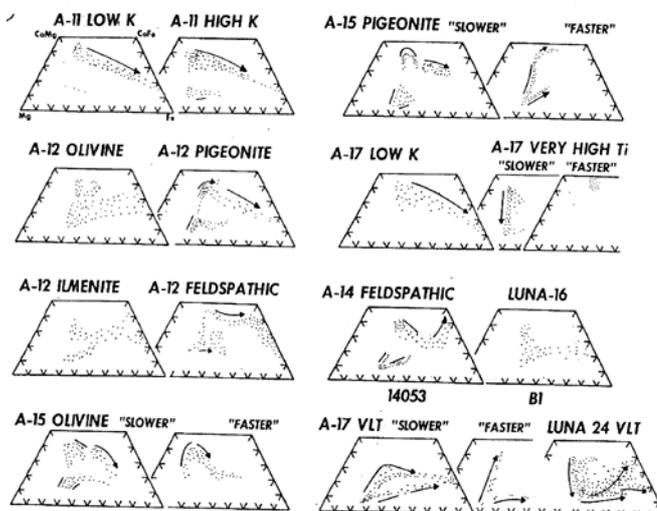


図8 月の海の玄武岩の輝石組成 (Papike & Vaniman, 1978)

2.3 海の玄武岩の年代と火山活動の期間

アポロとルナの玄武岩試料の結晶化年代から、月の海の火山活動は約 39 億年前から 32 億年前まで続いていたことがわかっている。採集された地点及び玄武岩の化学組成により玄武岩の年代は異なる(図9)。アポロ 14 号の玄武岩は角レキ岩に含まれる岩石片で、海の玄武岩活動との関係が不明確であるためここでは含めない。アポロ 11 号及び 17 号 HT 玄武岩は最も年代が古く約 39 億年から 36 億年前に月面に噴出した。それに対し、アポロ 12 号、15 号 LT 玄武岩は約 34 億年から 32 億年前と若い。VLT 玄武岩は角レキ岩中のmm単位の岩石片しかないため、年代データ自体がほとんどないが、約 32 億年前に生成されたルナ 24 号玄武岩が報告されている。これらのデータに基づき、生成年代が古い玄武岩はと玄武岩のチタン濃度が高いという相関関係があると考えられてきた。玄武岩のマグマソースの組成や深さの違い(マントル組成の不均質)とマントルの部分熔融時期の違いから推定されるマグマオーシャンからの月内部進化シナリオが色々と議論されてきた。しかし、月隕石として見つかった海の玄武岩はこの相関関係に当てはまらないため、この相関関係がアポロやルナミッションの限られた(偏った)試料からの偶然の産物であったといえる。従って、これまでの月内部進化シナリオは見直す必要が出てきた。月隕石についてはこの後の章で詳しく述べる。

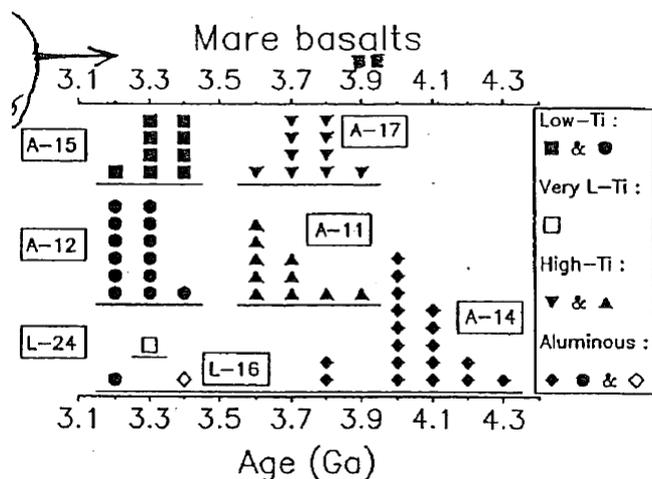


図9 月の海の玄武岩の生成年代 (Nyquist & Shih., 1992)

3. 月隕石からわかってきた海の火山活動

3.1 月隕石の概要

月隕石は月面に隕石が衝突した際に、月面の岩石が月の重力圏から脱出し、地球の重力圏に捉えられ、地球に落下した隕石のことである。他

の天体起源隕石と違って、すでにアポロやルナで月の試料を我々は入手しているため、岩石鉱物組成・組織、岩石生成年代から高い信頼度で月起源だと断定できる。また、他の隕石と比べ、月—地球到達時間が極めて短いことも月隕石の特徴である(Warren, 1994)。

現在約 80 個(単純に回集された個数)が南極や砂漠で発見されているが、実は「ペア」を考慮すると約 40 個となる。「ペア」とは、もともとは一つの岩石だったもの同士の隕石のことを指し、一つの岩石として月面を飛び出し、地球に落下した時に分裂したものを「落下ペア(“Fall Pair”)」、月面で近い場所(数km以下)に存在し、一つのインパクトにより月から飛び出したものを「脱出ペア(“Launch Pair”)」と呼ぶ。「脱出ペア」は同時に地球に到達する必要はなく、地球の別の場所に落下することもある。ペアの判断基準は岩石の化学組成、鉱物の組織・組成、火山ガラス・インパクトガラスの組成・分布頻度、結晶化年代、宇宙放射線照射年代などである。

上記の約 40 個のうち、5個が結晶質の海の玄武岩で11個が海の玄武岩と高地の岩石が混ざった角レキ岩である。つまり今までに回集された月隕石のうち、4割が海起源であることになる。月面の 10% 足らずにしか分布していない海の玄武岩が月隕石の4割を占めているのは何故か? 月隕石が月面からランダムに飛んできていないのか、或いは月面に露出する玄武岩から想定される以上の玄武岩が月に存在するのか。ここではこれ以上の議論は割愛する。以下に、月隕石として見つかった結晶質の海の玄武岩及び角レキ岩中に破片として含まれる海の玄武岩の研究から明らかになった、月の海の火山活動の新たな事実とその重要性について紹介する。

3.2 月隕石起源の海の玄武岩

3.2.1 結晶質の玄武岩

前章で述べたが、月隕石の中には、結晶質(マグマから冷却・固化したままの状態)玄武岩とインパクトにより岩石組織が破壊された破片が角レキ岩に取り込まれたものとの二種類の海の玄武岩がある。これはアポロの試料でも同様である。結晶質なものとしては、南極で発見された Asuka(A) 881757(図10)や Yamato(Y) 793169(YA)(図11)などが代表的である。一見するとマグマから冷却したままの組織であるが、ショックにより、輝石中に多数のヒビが入り、斜長石はガラス化したり、さらに再結晶している。この二つの隕石は岩石・鉱物組成や結晶分化傾向、宇宙放

射線照射年代が類似しており、同じ溶岩流起源だと考えられている(Takeda et al., 1993; Warren & Kallemeyn, 1993 等)。

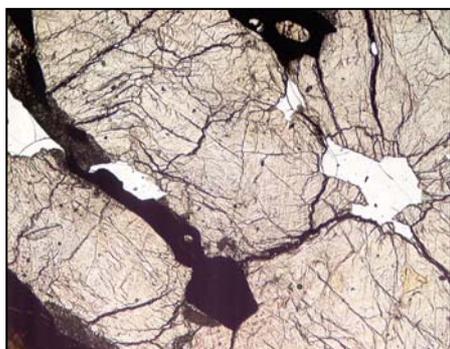


図10 A881757の岩石薄片の顕微鏡写真。写真幅は3.3mm。粗粒な岩石組織を示す。大部分のヒビの入った茶色の部分は輝石、白色は斜長石、黒色はチタン鉄鉱。斜長石はショックによりガラス化している。

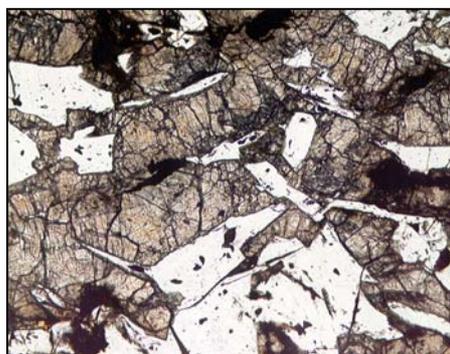


図11 Y793169の岩石薄片の顕微鏡写真。写真幅は3.3mm。A881757と比べ、岩石組織は細粒で、輝石(茶色)より斜長石(白色)が多く、チタン鉄鉱(黒色)は少ない。斜長石はショックによりガラス化したものが再結晶している。

鉱物組成の中でも、輝石組成はアポロの LT 玄武岩とは異なり、ルナ24の VLT 玄武岩と一部類似する(図12)。斜長石が輝石と同時に晶出するため、輝石の組成はコアからリムにかけてほとんど Ca 濃度に変化せず、A881757 は結晶分化の最終液から結晶化したリムで急激に Ca 濃度が上昇し、ヘデンバーガイトに近い組成の輝石ができる。一方、Y793169 は、大部分は A881757 と類似するが、リムでは Ca 濃度が減少する。

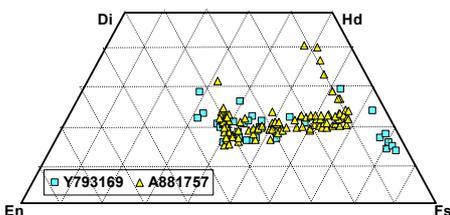


図12 Y793169とA881757の輝石組成

チタンに乏しい岩石組成を持っており、TiO₂ が 2wt%前後と LT 玄武岩の中でも極めてチタンの乏しい部類に入る。結晶化年代は、A881757 が

39.5 億年前(Misawa et al., 1993)、Y793169 が 38 億年前(Torigoye-kita et al., 1995)と海の玄武岩の中でも最も古い。チタン濃度が低く、生成年代が古いこの玄武岩は、アポロ玄武岩で見られたチタン濃度が高い程生成年代が古いという相関関係では説明できない。また、母マグマの ²³⁸U/²⁰⁴Pd (μ)値がアポロ玄武岩(LT 玄武岩で 100-300)に比べ YA 玄武岩では極端に低い(10-20)ことから、アポロ玄武岩とは異なる(Pb に富むか U に乏しい)マントルソース起源であることが報告されている(Misawa et al., 1993; Torigoye-kita et al., 1995)。従って、この隕石は、アポロやルナミッションで未入手であった、つまり未知の月面からの玄武岩試料である。また、39.5 億年という最古の生成年代を持つ A881757 は、海の火山活動が 39 億年前以前に始まっていた証拠となった。

3. 2. 2 角レキ化された玄武岩

月面の大部分の岩石は月面への度重なる隕石衝突により角レキ化されている。従って、上記で述べた結晶質の玄武岩は奇跡的に隕石衝突を免れ、マグマから冷却・固化した状態を保存する貴重な試料なのである。一方、角レキ岩に取り込まれた角レキ化を受けた玄武岩の破片でも、インパクトによる熱変成をそれほど受けず、マグマから冷却・固化した状態の岩石鉱物組織・組成を保持しているものはある。従って、そのような玄武岩破片を分析することで、結晶質玄武岩と同様の情報を得ることができる。このような玄武岩破片を含む角レキ岩には「フラグメント角レキ岩」と「レゴリス角レキ岩」との二種類がある。「フラグメント角レキ岩」とはインパクトによる月面の掘り起こし・掻き混ぜ度合いが低く、玄武岩などの基盤岩の比較的大きな(mmからcmサイズ)破片が機械的に混ざった「不均質」な角レキ岩であり、レゴリス成分(ガラスやアグルーティネイトなど)がほとんど含まれないものである。それに対し、インパクトによる月面の掘り起こし・掻き混ぜ度合いが高く、レゴリス成分と基盤岩破片が「均質」に混じり、ガラスやアグルーティネイトなどが多く見られるものを「レゴリス角レキ岩」と呼ぶ。レゴリス角レキ岩には海の玄武岩だけでなく、高地の岩石の破片なども混在する。海と高地の成分割合は、月面での角レキ岩が生成された場所に依存し、海と高地の境界部分(海の玄武岩が流れ出したクレータの縁など)では、海と高地の岩石の破片や火山ガラスが混在する。

月隕石として見つかった海起源のフラグメント

角レキ岩には南極隕石 EET 87521 及び EET 96008(図13),砂漠隕石 NWA 773 などがある。EET87521 と EET96008 は「落下ペア」である(Arai, 2001 等)。また、南極隕石 Y 793274(図14), Y981031, QUE 94281 など海玄武岩片を含むレゴリス角レキ岩である。Y793274 と Y981031 は落下ペア(Arai et al., 2002 等)、Y793274 と QUE94281 は脱出ペアであることがわかっている(Arai and Warren, 1999)。

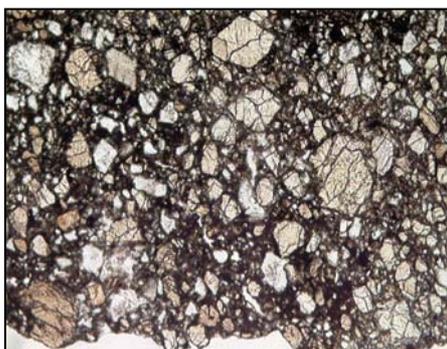


図13 フラグメント角レキ岩 EET96008 の岩石薄片の顕微鏡写真。写真幅は 3.3mm。500 ミクロン前後の海の玄武岩起源の輝石、かんらん石、斜長石が分布し、破片の間に少量の黒いガラス質マトリクスが見られる。輝石破片の多くは、マグマからの冷却時の化学組成ゾーニングを保存している。

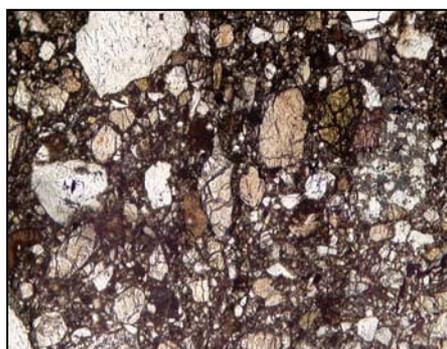


図14 レゴリス角レキ岩 Y793274 の岩石薄片の顕微鏡写真。写真幅は 3.3mm。図11と違い、海起源の鉱物片に加え、高地の斜長岩起源の斜長石の破片や斜長岩がインパクトによるショック変成を受け、再結晶化したもの、インパクトガラスや火山ガラスなどが混在する。

図8で示したように、海の玄武岩の輝石は、マグマ組成、冷却速度、共晶する鉱物を反映して多様な化学組成ゾーニングを持つため、マグマからの玄武岩生成環境を推定するためには最も有用な鉱物と言える。上記の海起源の角レキ岩に最も多く含まれるのは輝石で、多くの輝石破片は、マグマからの冷却・固化過程で形成された化学組成ゾーニングを保持している。従って、輝石の破片を組み合わせることで、角レキ化される前の結晶質玄武岩中の輝石のコアーリム組成変化

を再現することが可能になる。図15はEET87521の輝石破片の組成を示したものである。EET87521 は幅広い mg#値 (= $Mg/(Mg+Fe)$ モル比)を持つ玄武岩片が混合したもので、それぞれの輝石の mg#値も多様である。これは、マグマ分化の過程で、Mgに富むものからFeに富むものに変化するマグマから組成の異なる輝石がそれぞれ晶出したことを示している (Arai et al., 2005a)。

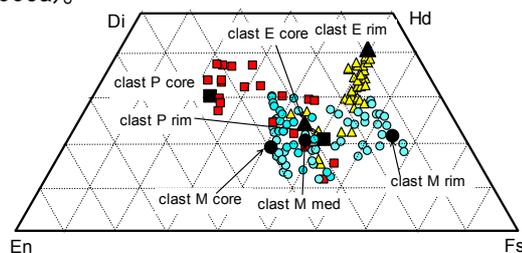


図15 フラグメント角レキ岩 EET87521 の輝石破片の組成。破片の組成を組み合わせることで、角レキ化される前のコアリムの組成変化を再現できる(Arai et al., 2005a)。ここでは mg#の違いで三種に分類された輝石をプロットしている。

また、角レキ化された玄武岩に特筆すべきこととして、輝石の離溶組織がある。アポロの玄武岩中の輝石の離溶幅は1ミクロン以下であるが、月隕石として発見された角レキ化を受けた玄武岩では、ほぼ全ての輝石が数ミクロンの離溶組織を持つ。輝石の化学組成にもよるが、離溶組織から推定される冷却速度は $10^{\circ}/\text{年}$ で10数m厚さの溶岩流で冷却・固化したと考えられる(Arai and Warren, 1999)。冷却速度 $0.1\text{--}30^{\circ}/\text{時間}$ 、溶岩流厚さ数mのアポロ玄武岩(Lofgren, 1977; Onorato et al., 1978 等)と比べると格段に冷却速度が遅い。

3. 2. 3 角レキ化された海の玄武岩の推定チタン濃度

図15は輝石の主要元素組成(Ca-Mg-Fe)を示しているが、微量元素である Ti, Cr, Al も、マグマ組成や共晶する鉱物を反映して、多様な組成を持つ。Ti はチタン鉄鉱、Alは斜長石、Crはクロムスピネルの結晶化によってマグマ組成が左右されるため、輝石におけるそれらの濃度も影響を受ける。特に海の玄武岩はバルク Ti 濃度により、輝石中の Ti 濃度にも大幅に異なる。輝石とメルトとの元素分配の観点で、Ti はメルト側に Cr は輝石の結晶構造に入りやすいため、 $Ti/(Ti+Cr)$ モル比(以下 Ti#)は、 $Fe/(Fe+Mg)$ モル比(以下 Fe#)と同様に結晶分化の定量的な指標であり、それらの値の変化は右上がりの直線で表される(図16)。さらに、その直線の出発点、傾きは、マグマ

の Ti 濃度やチタン鉄鉱の結晶化のタイミングを反映する。図16はアポロ 12 号 LT 玄武岩、アポロ 17 号 VLT 玄武岩、及び月隕石の結晶質玄武岩 A881757 及び Y793169 の輝石の分化傾向を Ti# と Fe# のグラフで示したものである。

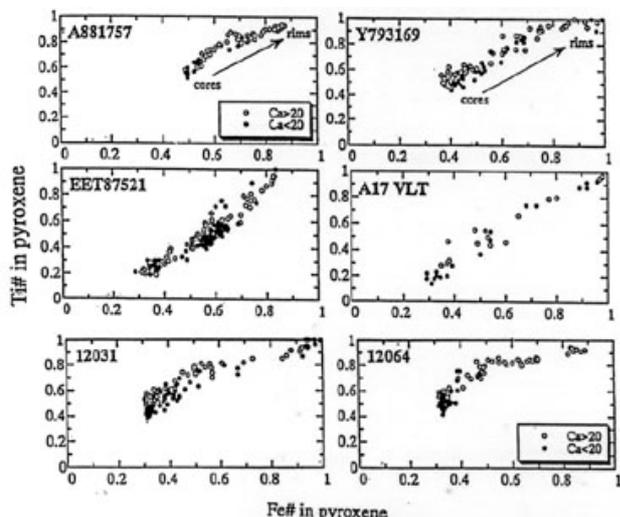


図16 LT及びVLT玄武岩の輝石の Fe# [=Fe/(Fe+Mg)モル比] と Ti# [=Ti/(Ti+Cr)モル比] の相関関係 (Arai et al., 1998)。

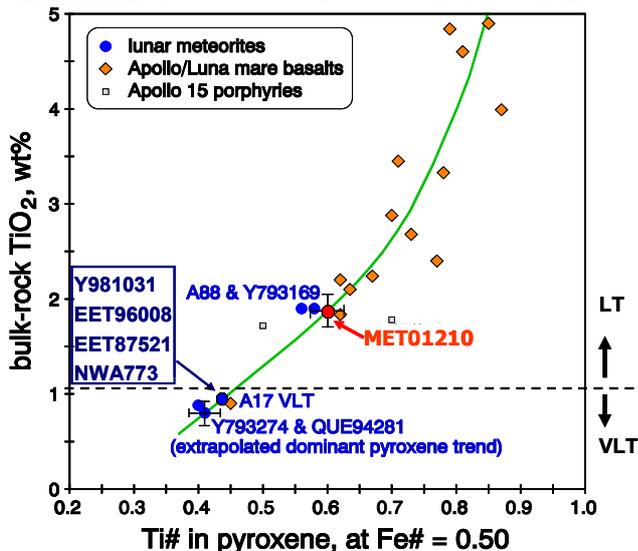


図17 輝石の Ti# と玄武岩のバルク Ti 濃度との相関関係から推定した角レキ化された玄武岩のバルク Ti 濃度 (Arai et al., 1996; Arai and Warren, 1999; Arai, 2001; Arai et al., 2002, Arai et al., 2005b)

さらに VLT、LT、HT のアポロ玄武岩の輝石について結晶分化過程における Ti# と Fe# の変化を調べたところ、LT と VLT 玄武岩については、同じ Fe# に対して玄武岩の Ti 濃度が増加するほど、輝石の Ti# もほぼ直線的に増加する傾向があることがわかった(図17中の緑色の直線)。この輝石の Ti# と玄武岩のバルク Ti 濃度との相関関係を利用して、角レキ岩の輝石破片の組合せから

再現した Ti# と Fe# の直線関係を元に、角レキ化する前の玄武岩の Ti 濃度を推定できる。その結果、現在までに発見されている南極産月隕石のほぼ全ての角レキ化された玄武岩が $TiO_2 \approx 1$ wt% の VLT 玄武岩であることがわかった。

アポロやルナのミッションでは、極少量しか持ち帰られなかった VLT 玄武岩が月隕石からは多く発見されていることから、月全体で VLT 玄武岩の存在度がそれほど少なくないこと、アポロやルナの着陸地点以外(少なくとも月隕石飛び出し地域)では VLT 玄武岩が多く分布し、HT や LT 玄武岩が稀であることを示唆している。

3. 2. 4 角レキ化された海の玄武岩の推定 REE 濃度

VLT 玄武岩が主流である月隕石起源の角レキ化された海の玄武岩は、希土類元素濃度についてもアポロやルナの VLT 玄武岩とは大きく異なる。図18はアポロ、ルナの玄武岩と火山ガラス及び月隕石の角レキ化した玄武岩について希土類元素濃度を示したものである。アポロ 17 号とルナ 24 号 VLT 玄武岩は希土類元素濃度が CI コンドライトの数倍から10倍位までで軽希土類元素はなだらかな右上がり、重希土類元素はほぼ平らなパターンを示す。一方、角レキ化された玄武岩 EET87521 の化学組成ゾーニングを示す輝石のコアの希土類元素組成から、共存するマグマの希土類元素組成を推定したものを赤と水色の線で表す。EET87521 の母マグマは希土類元素濃度が軽希土類元素(La)でコンドライトの約 50 倍、重希土類元素で約 20 倍で右下がりのパターンを示す(Arai et al., 2005a)。これはいわゆる KREEP 型のパターンであり(青線)、アポロやルナの海の玄武岩では有り得ない。軽希土類元素(La)でコンドライトの数 100 倍濃度を持つアポロ 15 号 KREEP 玄武岩と比較すると、EET87521 の母マグマ組成の希土類元素濃度は 1/6-1/10 と低いが、KREEP に特徴的なパターンを持つことは、母マグマが KREEP と関連することを意味する。EET87521 の母マグマの希土類組成は唯一 KREEP 的特質を持つアポロ 14 号の VLT 火山ガラスと濃度及びパターン共に酷似しているため(図18の朱塗り領域)、EET87521 玄武岩の噴出地域がアポロ 14 号着陸地点を含む KREEP 成分に富む地域である可能性が高い。また、マントルにおける母マグマの発生条件に関して EET87521 玄武岩の母マグマはアポロ 14 号 VLT ガラスの母マグマと共通点があると考えられる。NWA 773 玄武岩の母マグマ組成は EET87521 よ

りもさらに希土類元素濃度が高く、KREEP 的なパターンを示している(Jolliff et al., 2003)。このことから月隕石の VLT 玄武岩が、KREEP 成分の影響を受けた VLT マグマ起源の玄武岩であることを示すとともに、KREEP 成分に富む海の放出物が濃集する Procellarum KREEP Tarrane (PKT, Jolliff et al., 2000) 地域がこれらの月隕石の脱出地域の候補地であると考えられる。

アポロ17号やルナ 24 号の VLT 玄武岩試料では、KREEP 的特長のある希土類組成は持っていない。アポロ 14 号 VLT ガラス同様に、KREEP 的希土類元素組成を持つこれらの VLT 玄武岩は、VLT マグマ成因の多様性や月面での幅広い存在度を示してくれている。

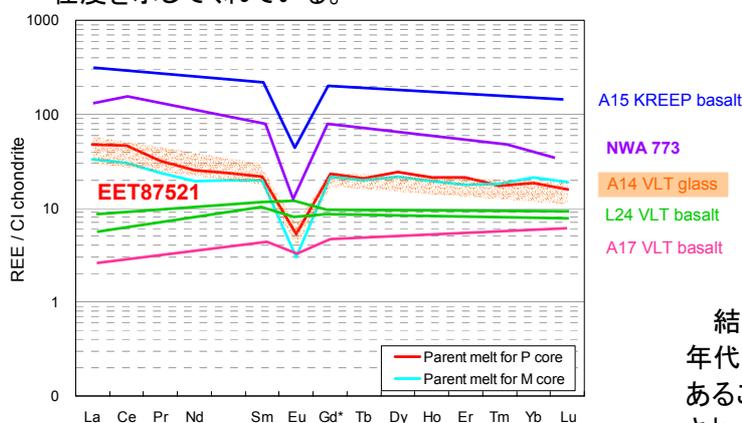


図18 アポロ 17 号 VLT 玄武岩(ピンク色)、ルナ 24 号 VLT 玄武岩(緑色)、アポロ14号火山ガラス(朱塗り領域)、アポロ 15 号 KREEP 玄武岩(青色)と月隕石 EET87521(赤と水色)、NWA773(紫色)の希土類元素濃度

3. 2. 5 月隕石起源海の玄武岩の脱出年代と結晶化年代

月隕石の宇宙放射線照射年代から、インパクトにより月面を脱出した時期がわかる。表1は海起源の月隕石の脱出年代をまとめたものである。結晶質玄武岩の Y793169 と A881757、角レキ化した玄武岩 MET01210 は同一のインパクトにより月面を飛び出した可能性が高い。MET01210 の鉱物分析の結果、鉱物組成・組織、結晶分化傾向、冷却速度が A881757 とほぼ同一であることから MET01210 が A881757 と同一マグマから結晶化した玄武岩を含むことがわかった (Arai et al., 2005b)。この結果は、二つの隕石の月面脱出年代が近いことと整合する。レゴリス角レキである QUE94281 と Y79324/Y981031 (YQQ)は岩石・鉱物組成・組織が極めて類似することと脱出年代が近いことから、月面で近い距離(数 km 以下)に位置し同時に月面を飛び出したと考えられる (Arai & Warren, 1999)。フラグメント角レキ岩

EET87521/EET96008 1(EETs)の年代データには大きな誤差があるが、誤差を考慮すると YQQ と脱出年代が重なる。また、岩石・鉱物組成もある程度は類似することから、同時脱出の可能性は十分ある (Arai & Warren, 1999; Korotev et al., 2003)。しかし、EETs と YQQ のレゴリスの性質が異なることから、YQQ と同時脱出したと言える決定的証拠(同組成の火山ガラスの有無等)はないのが現状である。

表1 海起源の月隕石の月面脱出年代

Meteorites	Launch Age (Ma)
Y793169	1.1 ± 0.2
A881757	0.9 ± 0.1
MET01210	1.0 ± 0.2
EET87521 / EET96008	0.08 ± 0.04
QUE94281	0.05 ± 0.03
Y793274 / Y981031	0.032 ± 0.003
NWA773	< 5.2 ± 0.8

Refs.: Nishiizumi et al., (1991) (1992) (1999) (2001); Nishiizumi & Caffee (1996); Nishiizumi, Pers. Comm. (2005); Fagan et al. (2003)

結晶質玄武岩 A881757 と Y793169 の結晶化年代がそれぞれ約 39.5 億年前と約 38 億年前であることは 3.2.2 章で述べた通りである。角レキ化された玄武岩の結晶化年代については、二次イオン質量分析器によるリン酸塩鉱物の同位体組成分析によると、EET87521/96008 及び Y981031 中の玄武岩片は約 35 億年前という結晶化年代を持つ (Anand et al., 2003; Terada, et al., 2005; Terada, pers.comm. 2005)。この結果は、月隕石として見つかった VLT 玄武岩は、アポロやルナの VLT 玄武岩よりも古い約 35 億年前に月面に噴出していたことを示している。さらに、NWA773 については 28.7 億年前という海の玄武岩としては最も若い年代が報告されており、海の火山活動がアポロやルナの試料から推定されていたよりもより若い年代まで続いていたことがわかった (Borg et al., 2004)。アポロやルナ試料の研究から KREEP 玄武岩や KREEP 成分と関連するマグマからできた月地殻岩石は約 39 億年前以前にのみ存在すると考えられてきた (Nyquist & Shih, 1992 等)。しかし、35 億年前の EETs 玄武岩と 28.7 億年前の NWA773 がともに KREEP 的組成を持つことは、KREEP と関連するマグマ活動が 10 億年以上もの間続いていたことを意味する。以上から、表1に挙げた月隕石の相関関係を図19にまとめる。

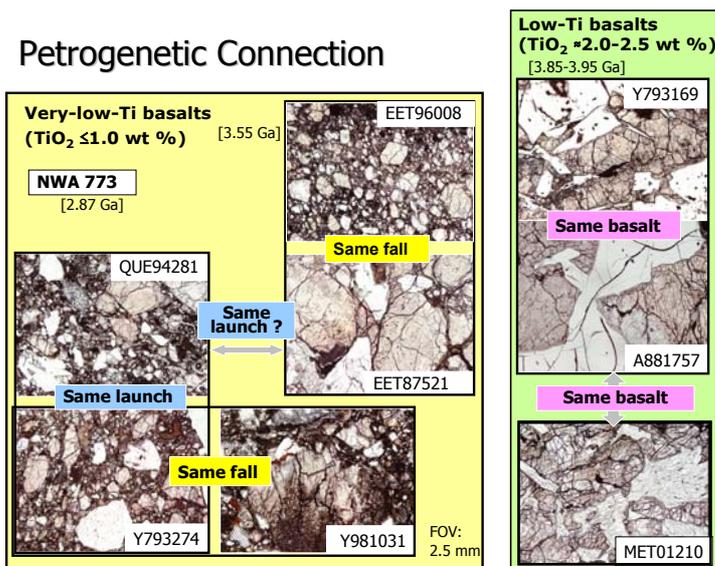


図19 海起源の月隕石の相関関係

3. 3 月隕石からわかる海の火山活動の新たな事実と月科学における今後の課題

以上のように、月隕石として発見された海の玄武岩はアポロやルナの試料とは岩石・鉱物組成、生成年代が異なる。表2にアポロ・ルナ試料と月隕石の違いと月隕石からわかった新たな事実をまとめる。月隕石は、アポロやルナの試料からは知り得なかった海の火山活動の新たな一面を教えてくれるとともに、海の火山活動の多様性、つまり月内部組成、月地殻進化過程の多様性を示している。月隕石の研究成果を受け、アポロ・ルナの試料に基づく月地殻進化シナリオは日々見直され、一步一步全貌解明に近づいている。今後も新たに発見される月隕石の分析結果及び日本、アメリカ、ヨーロッパで精力的に行われる月探査のリモセンデータにより、月起源・月地殻進化の解明が進むことが期待される。

表2 アポロ・ルナ玄武岩と月隕石玄武岩の違いと月隕石からわかった新たな事実

項目	アポロとルナ	月隕石	新たな事実
Ti 濃度	HT,LT が主、VLT は稀	VLT と LT のみ	VLT 玄武岩存在度は予想以上に高い。
微量元素組成	KREEP と関連なし	KREEP と関連あり	海の玄武岩マグマは、マグマオーシャンからできたマントルが部分熔融後 KREEP との同化作用等の二次的過程を経た。
同位体組成 (μ値)	100-300	10-20	アポロ玄武岩とは異なる (Pb に富むか U に乏しい) マントルソース起源のマグマが存在する。
生成年代	約 32-39 億年前	約 28.7 億年から 39.5 億年前	10 億年以上の間火山活動が継続した。
チタン濃度と年代	チタン濃度が高いほど年代が古いという相関関係が見られた。	39.5 億年前の LT 玄武岩や 35 億年前、28.7 億年前の VLT 玄武岩あり。	玄武岩のチタン濃度と噴出年代には単純な相関関係はなく、より多様である。
冷却速度	0.1-30° /時間 溶岩流厚さ数m	10° /年 溶岩流厚さ 10 数m	厚い溶岩流でゆっくり冷えた玄武岩あり。“Crypt-Mare”玄武岩の可能性も。
海の玄武岩存在度	月表面での玄武岩の分布率は約 5%	月隕石における海の玄武岩の割合 (約 40%)	月面に露出する玄武岩に加えて、レゴリスに埋もれた“Crypt-Mare”玄武岩も海の火山活動を理解する上で不可欠。

[参考文献]

- Anand M. et al. (2003) GCA 67, 3499, 3518.
- Antonenko I. et al. (1995) Earth, Moon and Planets, 69, 141-172.
- Arai T. et al. (1996) MaPS 31, 877-892.
- Arai T. et al. (1998) Proc. 31st ISAS Lunar & Planet. Symp. 106-109.
- Arai T. & Warren P. H. (1999) MaPS 34, 209-234.
- Arai T. (2001) Ant. Met. XXVI, 3-6.
- Arai T. et al. (2002) Ant. Met. XXVII, 4-6
- Arai T. et al. (2005a) Ant. Met. XXIX, 1-2.
- Arai T. et al. (2005b) LPS XXXVI, CD-ROM# 2361.
- Borg L. et al. (2004) Nature 432, 209-211.
- Fagan T. J. et al. (2003) MaPS 38, 529-554.
- Hawk B. R. et al. (2005) LPS XXXVI, CD-ROM# 1642.
- Giguere T. A. et al. (2003) JGR 108 (E11), 5118
- Jolliff B. L. et al. (2000) JGR 105, 4197-4216.
- Jolliff B. L. et al. (2003) GCA 67, 4857-4879.
- Korotev R. L. et al. (2003) AMR 16, 152-175.
- Lofgren G. E. (1977) PLPSC 8th, 2079-2095.
- Lunar Source Book (1991)
- Misawa K. et al. (1993) GCA 57, 4687-4702.
- Nyquist L. E. & Shih. C. Y (1992) GCA 56, 2213-2234.
- Onorato P. I. K. et al. (1978) PLPSC 9th, 613-628.
- Papike J. J. & Vaniman D. T. (1978) Mare Crisium: The view from Luna 24, 371-401.
- Takeda H. et al. (1993) Proc. NIPR Symp. Antarct. Met. 6, 3-13.
- Terada K. et al. (2005) Ant. Met. XXIX, 86-87.
- Torigoye-kita N. et al. (1995) GCA 59, 2621-2632.
- Warren P. H. & Kallemeyn G. W. (1991) Proc. NIPR Symp. Antarct. Met. 4, 91-117.
- Warren P. H. & Kallemeyn G. W. (1993) Proc. NIPR Symp. Antarct. Met. 6, 35-57.
- Warren P. H. (1994) Icarus 111, 338-363.