

# 月の年令と成因

倉 沢 一

## まえがき

Apollo 11号が1969年7月16日に打上げられ月の物質を入手してから12号(同年11月14日)14号(1971年2月1日)そして15号(同年7月26日)で持たされた試料はそれぞれ22kg, 34kg, 42.6kg, 77kgとなった。13号の失敗はあったが月面車を使っての月面広範囲探査計画は15号からはじまり1972年中に17号で一応アポロ計画は終ろうとしている。14号まではいわゆる月の海(Mare)と呼ばれる場所からの試料であったが15号は高地の岩石をもたらした。この高地は隕石孔とか火口とか議論されるクレーターの新旧から編まれた月の時代区分のpre-Imbriumに入れられている。15号の試料についてはまだ正式の研究結果報告がなされていないので次回にゆずりここでは詳しくは触れない。

月試料からえられた情報は月地球および太陽系の研究に新しい力となってきている。しかし新しい事実がさらに新しい謎を生んできていることは確かである。地質ニュースの187号(1970)に最初の紹介をしたがここで具体的な内容を記すことができるようになった。紙面の都合上内容が片寄ったことをおことわりしておく。文中に引用文献を記すことは繁雑さを避けるためにほとんどやめた。

## 月の一般概念

月に関する知識はまづ形状などであろう。つまり

地球からの平均距離	384,402km
半径(地球×0.2723)	1,738km
容積(地球×0.0203)	$2.199 \times 10^{10} \text{km}^3$
質量(地球×0.0123)	$7.353 \times 10^{25} \text{g}$
密度(地球は5.517g/cm <sup>3</sup> )	3.34g/cm <sup>3</sup>
月表重力(地球×0.165)	

であり月の自転周期のため秤動によるえいきょうをいれても月表の59%を見ることが出来る。ソ連のルナーあるいはアメリカのルナーオビターの観測によると月の裏面はクレーターの多いいわゆる高地がほとんどである。地球に面した月表に海の多いこととあわせて一つの謎である。つまり地球に比べて月ははるかに小さく密度も小であることが地球と月との現

象のちがいを説明することの基礎となろう。月には大気がない。したがって気温はない。太陽光の平均93%を吸収するから表面温度が昼は120°Cあるいはそれ以上夜は-70°Cあるいはそれ以下にもなる。

## 月面での探査

月着陸船(LM, lunar module)の着陸地点を図1に示した。アポロ11 12および14号は海の部分の試料をもたらした。とくに14号ではリキジャを使い作業の能率を高めた。その様子は図2 3 4に示されている。ヒューストン(Houston, Texas)では予備的な観察実験を行ない世界中の研究者に配布している(図5)。

15号では月面車を使いまた月面科学観測装置(ALSEP)も同時に設置されている。その探査ルートは図6のように延べ約28kmにおよんだ。4,000m級のアペニン山脈の山麓では高地の石も採集されたであろう。ハドリー谷のふちでは幅800m深さ360m全長約100kmの地形の一部も観察できたであろう。高地の石は月の生成時のものという考え方があるので研究結果がまたれている。

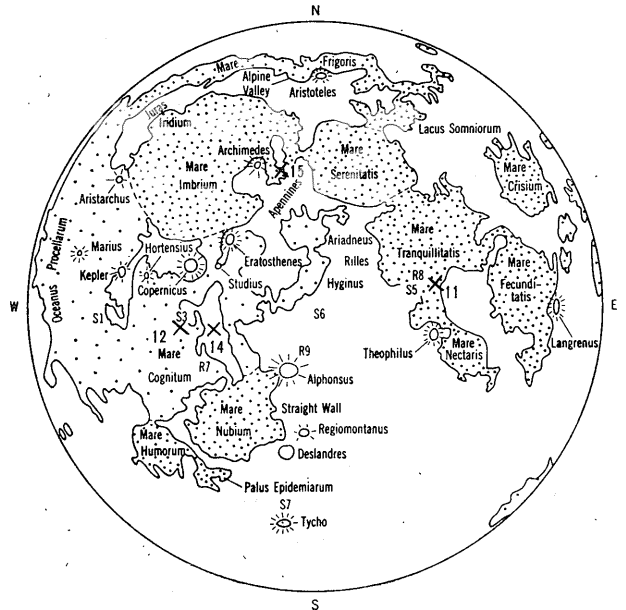


図1 月面概念図とアポロ11 12 14 15号着陸地点 R7-9; S1 3

### 月の岩石のタイプと鉱物

アポロ11号の岩石は まづ月面試料予備研究チーム (Lunar Sample Preliminary Examination Team, LS PET) によって タイプA B Cに分類された。これに細粉あるいは粉状物質 (fines) として タイプDが

加えられている。

タイプAは 細粒の気孔 (vesicle) を多くもつ結晶質火成岩で 比重は平均3.4g/ccである。造岩鉱物は主として 単斜輝石 斜長石 イルメナイトで 少量のカンラン石 トロイライト 金属鉄 リン灰石などがある。新しく発見された鉱物として アーマルコライト (armalcolite) や Ti-Cr スピネルもしばしば含まれている。結晶の大きさは 0.05~0.2mm で イルメナイトの多いことをのぞけば 粗粒玄武岩である。

タイプBは 中粒の 不規則な形の空洞 (vug) をもつ結晶質火成岩で 比重は平均 3.2g/cc。造岩鉱物はタイプAと同じであるが 少量の低温型クリストバル石 トロイライト 金属鉄 リン灰石をもつほかに しばしば新しく発見されたパイロクステロイトを含んでいる。結晶の大きさは0.2~3.0mmで 比較的粗粒であり 細粒ハンレイ岩とよばれるような組織である。タイプAはBよりも結晶面がよく発達していないうえに しばしば針状の斜長石や輝石が存在している。このことはタイプAの方が より急冷されたことと考えられている。両タイプとも 結晶の間隙にガラスや細粒の結晶の集合物 つまりメソスタシス (mesostasis) がみられる。これには 細粒の結晶として Feに富んだ輝石 斜長石 イルメナイト トロイライト 金属鉄 リン灰石 などが含まれている。

タイプCは 角礫岩 (breccia) であって 種々の岩石やガラス物質の破片の混合物である。岩片は大部分のものが1cm以下であり 小さな球状のガラスも多い。マトリックスは 細粒で粉状物質のタイプDとほとんど同じ物質でできている。この岩石の固化の程度はいろいろで もろいものから 結晶質火成岩と同程度にかたいものまである。これらのどのタイプの岩石にも 衝撃の影響として 結晶の破壊や溶融の跡が見られるという。火成岩の鉱物量比を表1に示しておく。

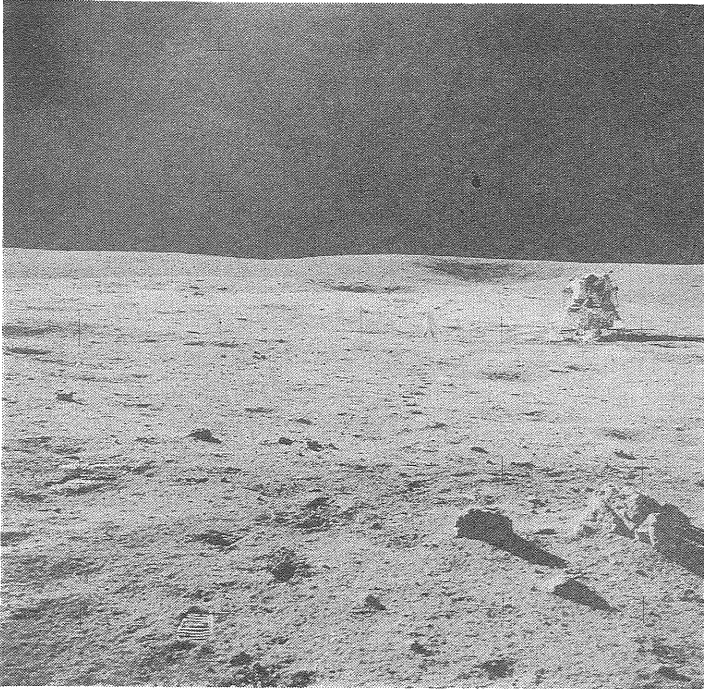


図2 アポロ14号の月着陸船と月面

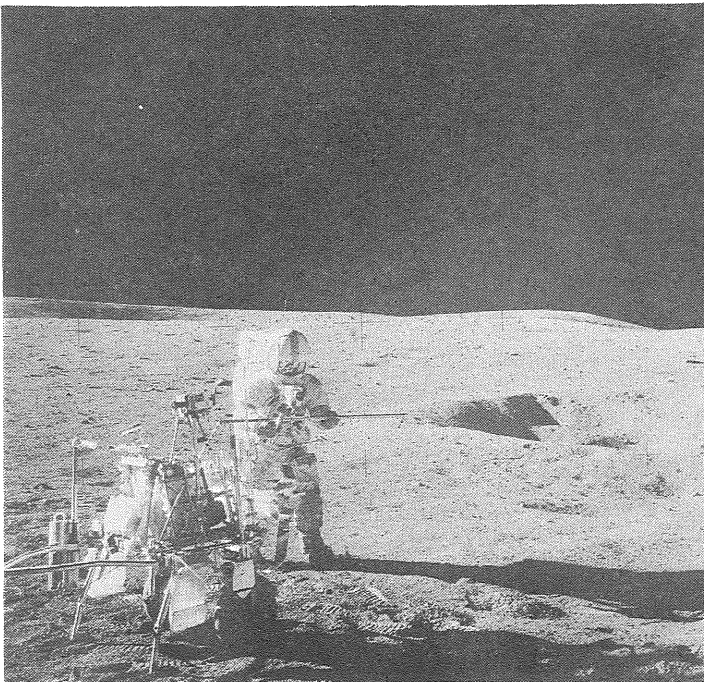


図3 アポロ14号による月面調査(リキシャ)

タイプDは細粉(fine)である。細粉と岩石との区別は人為的に径1cmに境をおいている。しかし大部分は30 $\mu$ ~1mmである。細粉の全体の比重は1.5~1.7g/ccである。ガラスの球(glass sphere)やその破片(14号のものでは球に長い尾のついたものも多い)斜長石 単斜輝石 イルメナイト カンラン石 トロイライト 金属鉄などであり まれに径1mm以下

の球状のNi-Feが含まれている。ガラスは様々で色は無色 黄色 カッ色 赤色 橙色 緑色などでその組成は岩石の組成に近いものから個々の鉱物とほとんど同じ組成のものまで範囲が広い。何らかの衝撃で局部的に溶融し 急冷されたものであろう。細粉中に

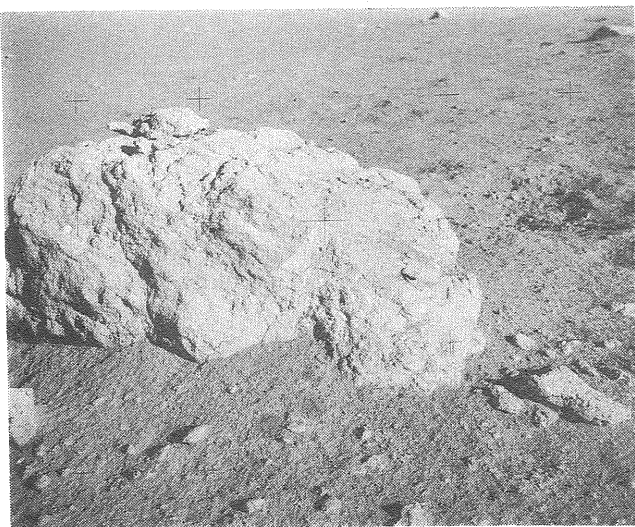


図4 月面の岩塊(角礫岩)[アポロ14号]

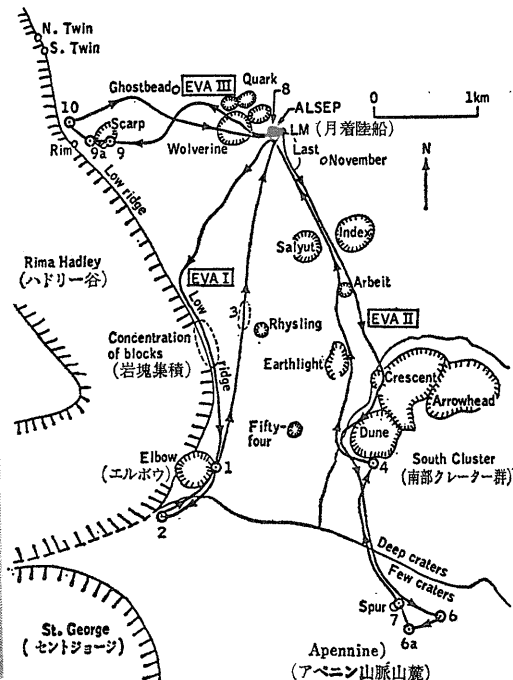


図6 アポロ15号による月面調査ルート 数字はサンプリング地点 (1971年7月31日~8月2日)

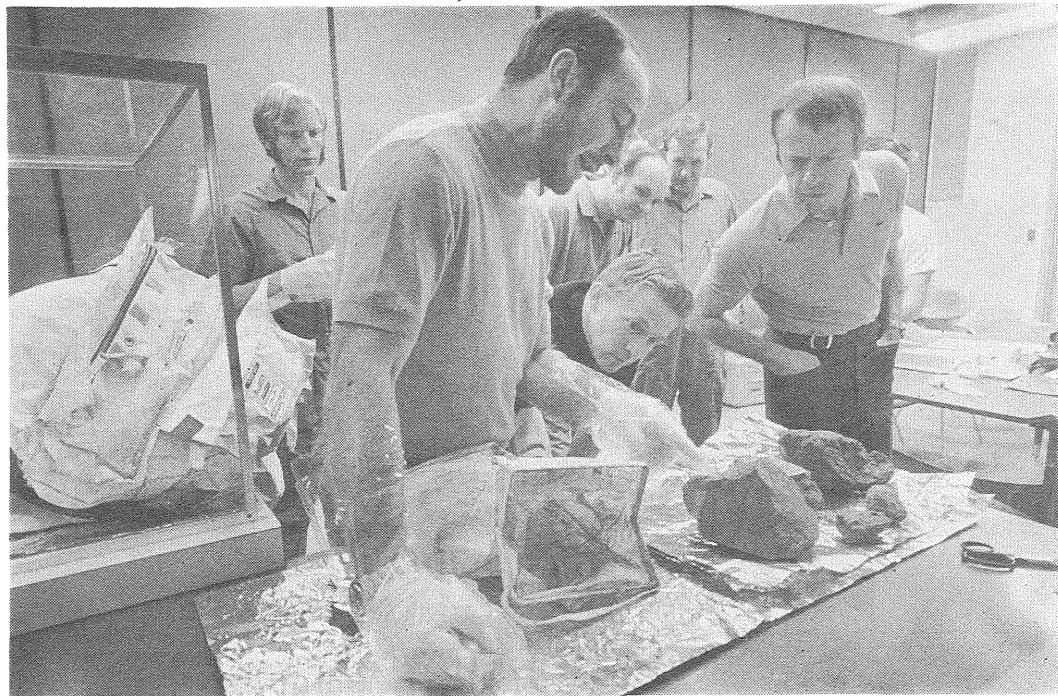


図5 月試料の予備的観察 (Houston, Texas)

表1 アポロ11号結晶質火成岩の鉱物組成 (vol. %)

サンプルNo.	10017-20 <sup>1)</sup>	10022-41 <sup>2)</sup>	10024-23 <sup>1)</sup>	10072-33 <sup>2)</sup>
単斜輝石	51.0	48.9	52.2	52.2
斜長石	21.5	15.6	16.4	18.5
イルメナイトなど	20.2	26.3	21.8	22.1
クリストパル石	1.1	—	0.7	—
カンラン石	—	0.6	—	0.1
メソスタシス	6.1	8.6	9.0	7.3

1) Bタイプ 2) Aタイプ

含まれる比較的大きな岩石のうち 斜長岩が4~5%も含まれているという報告があるが 鉱物としての斜長石とともに その由来を月の高地に求める作業仮説も生まれよう。造岩鉱物は 前にも述べたようなものであるが そのほかに ウルボスピネル ( $Fe_2TiO_4$ ) ルチル ( $TiO_2$ ) アラレ石 ( $CaCO_3$ ) バデレアイト ( $ZrO_2$ ) 金属銅 斜方輝石 角閃石 雲母 アルカリ長石なども報告されている。

最も量が多く どの岩石にも含まれている単斜輝石は普通輝石 (augite) 鉄普通輝石 (ferroaugite) ビジオン輝石 (pigeonite) 鉄ビジオン輝石 (ferropigeonite) がおもに その他に subcalcic angite やヘデンベルグ輝石 (hedenbergite) がみられることがある。一つの結晶における組成変化として 地上ではみられない おどろくべき事実として 久城・中村 (1970) の報告を図7 8に示しておく。マイクロプローブでなければえられなかった 興味ある分析結果である。普通輝石の結晶作用は Feに富むもので  $FeSiO_3$  が85%(wt)にもなるものまで変化をみせ 分別晶出作用の結果とされている。

イルメナイト (ilmenite 別名チタン鉄鉱  $FeTiO_3$ ) はどの岩石にも含まれている。20%(vol.) 以上におよぶものもある。月の岩石のこの鉱物は 地球上のものに比べて  $Fe^{3+}$  がほとんど含まれていないことが特徴。

斜長石は 地球上のものよりずっと少ない。組成は An ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) 80—Ab ( $NaAlSi_3O_8$ ) 20 (mol. %) と An60—Ab40の間にはいる。高温型~中間型に属し一つの岩石あるいは一つの結晶での組成範囲はせまい。

カンラン石は タイプAの岩石にみられ その量は10%(vol.) 以下である。成分範囲は広く メソスタシスには Fa 100 に近い鉄カンラン石が存在している。

トロイライトは ほとんど純粋な  $FeS$ といわれておりしばしば金属鉄と共存する。なお アポロ11号の岩石で発見された新鉱物に 次のようなものがある。

- ① **パイロクスフェロアイト (pyroxferroite)**  
三斜晶系に属し ( $Ca_{0.15}Fe_{0.85}$ )  $SiO_3$  と表わされている。Fe に富む輝石結晶の外側に成長し 輝石より低温で晶出したものであろう。
- ② **アーマルコライト (armalcolite)**  
宇宙飛行士 Armstrong, Aldrin および Collins の名をとったもので ( $Fe^{2+}, Mg$ )  $Ti_2O_5$  と表わされている。タイプAの岩石にみられ イルメナイトの結晶の中央部に存在する。1気圧下では 1,125°C以上で晶出する。
- ③ **Ti Cr Fe を主成分とするスピネル**  
チタン・クロマイト (titaniferous chromite) クローム・ウルボスピネル (chromian ulvöspinel) 不透明鉱物でクロマイト ( $Fe_2^{2+}Cr_2O_4$ ) とウルボスピネル ( $Fe_2^{3+}TiO_4$ ) の中間型で 両者の間の固溶体 (solid solution) である。

造岩鉱物のなかで 鉄苦土鉱物 (mafic mineral) の輝石とカンラン石は 分別晶出作用 (fractional crystallization) の結果としての 広い組成変化をあらわしている。しかし 斜長石はほとんど組成の変化を行っていない。これは 月の岩石の源となるマグマは Fe Mg Tiあるいは鉄苦土鉱物成分に富み シリカや斜長石成分に乏

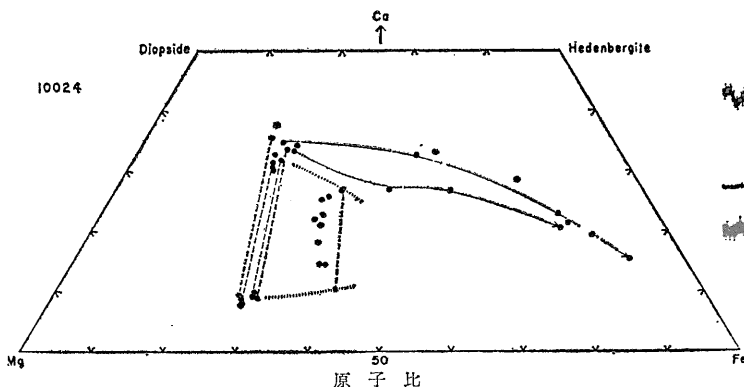


図7 アポロ11号の岩石(10024-23)中の単斜輝石の単結晶中の連続変化 実線は連続変化 破線はビジオン輝石と普通輝石との直接コンタクト 点線は miscibility gap を示す

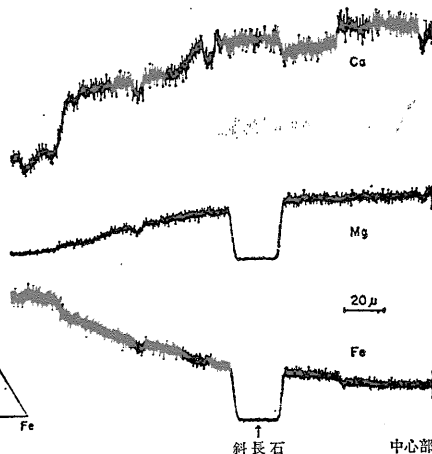


図8 試料10024-23の斜長石包有の普通輝石-サブカルシック鉄普通輝石のEPMAによる走査例

しく しかもマグマが比較的急速に冷却し 斜長石に関して過冷却したものであろう。

月の岩石の1気圧下での熔融実験でも こうした関係がうかがえる(図9)。月の岩石の熔融温度 (liquidus temperature)は 岩石の組成や酸素分圧などでちがってくるが 完全に熔融する温度は 1気圧下では 1,150~1,300°Cである。一般に 1,200°Cで完全に熔融する。一方 熔融をはじめめる温度 (solidus temperature)は 1,050~1,100°Cである。晶出する鉱物の順序は 図にあらわれている。実際に月の岩石中の鉱物を 実験で晶出させるための酸素分圧は 約  $10^{-13}$  気圧あるいはややそれ以下とされている。

高温および高压実験からの結論から 次のようなことが考えられている。

- ① 月の岩石のマグマは 月表近くで1,200°Cか いくらか高い温度であったこと
- ② 酸素分圧は約  $10^{-13}$  気圧であったこと
- ③ マグマの大部分が固結した温度は約1,050°Cであったこと
- ④ マグマは月の内部の輝石に富む岩石の部分熔融によって生じること
- ⑤ 月の内部の物質は 比重からみても 静かの海の岩石の相転移で生じたエクロジャイトではなさそうだということなど。

さらに マスカン (mascon) はエクロジャイトであると考えている報告もある。また あるいはイルメナイトその他の Ti-Fe 酸化鉱物の集積物である可能性も論じられている。

月の岩石には 前述のように 金属鉄が少量であるが かならず含まれている。地球上の火成岩ではきわめてまれにみられるだけで 溶岩が木 (→炭) と反応して局部的に還元環境を生じたところにみられる。つまり酸素分圧 ( $PO_2$ ) が地球上の普通のマグマ ( $10^{-8}$  気圧) より低いことを示している。

アポロ12号あるいは14号の岩石や細粉は 11号のものといくつかの点で異なっている。場所が変われば 当然ちがいはあるはずではあるが たとえば 角礫岩が12号では少なかったこと 月表土 (regolith) に層理がありそうだと あるいは結晶質火成岩は さらに構成鉱物の量比の範囲が広いこと 結晶の大きさも 5~10mm にもおよぶものがあることなどが明らかになってきている。ともあれ マグマの分化作用の程度や冷却速度の差 あるいはマグマそのものの成因や 月深部の根源物質のちがいの検討が進められるであろう。

### 月の岩石の化学的性質

月の岩石の化学組成についての報告がはじまったとき いくつかの驚きがあった。アポロ11号の岩石の主化学

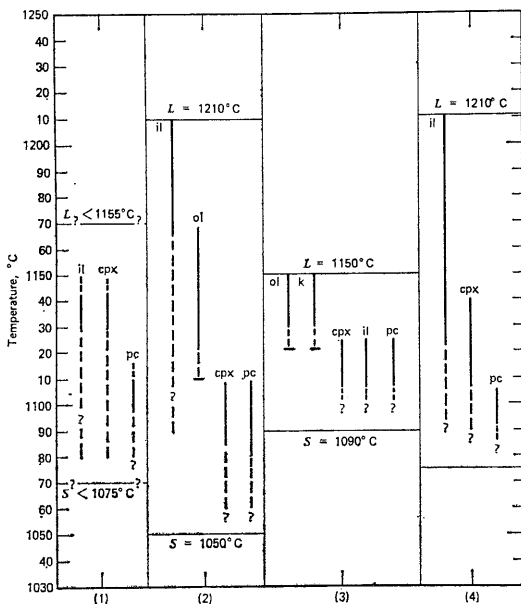


図9 アポロ11号「玄武岩」と合成岩石の1気圧下での実験 Lは完全熔融 Sは完全結晶化を示す il: イルメナイト cpx: 単斜輝石 pl: 斜長石 ol: かんらん石 k: karooite armalcolite ①合成鉄玄武岩 ②10017 (タイプB) ③合成月モデル玄武岩 ④各種玄武岩類中の天然ガラス包有物 (アポロ11号)

成分を表2に また 前に述べたように 岩石中のメソスタシスといえるガラスの分析例を表3に示した。

11号の岩石の特徴は まずチタン ( $TiO_2$ ) の多いことである。地球上の玄武岩でチタンの多いものでもせいぜい3~4%で 一般には2%までであるが 月の場合10%をこえるものもある。12号のものでは2~3%程度であり 11号の岩石のチタンの量は 月の岩石としても特異な例かもしれない。このことは 前述の鉱物組成とその量にもうかがえる。

一方 さらに アルカリ とくにナトリウム (Na) が地球上のものに比べて少ないこと アルミナ ( $Al_2O_3$ ) も少ないことは注目に値する。チタンに富む月の岩石に対応して 鉄 ( $FeO$ ) も特徴的に多いことが図10にも示される。もちろん この鉄の富化現象は 輝石やイルメナイト等の鉱物の組成にも反映している。

月のマグマの結晶作用においては とくに鉄苦土鉱物に関して 分別晶出作用が顕著であることは前にも述べた。マグマの組成で  $Fe/Mg$  は大きく変化する。分別作用によって マグマの組成がどのように変わるかという命題の答えは メソスタシスにある。この結晶と結晶との間隙にみられるメソスタシスは マイクロプロブの電子線の直径を大きくすることにより 分析することができる。分析例を表3にみることができる。

表2 アポロ11号試料の四タイプの主化学成分  
3は タイプAおよびB火成岩分析値の平均

	火 成 岩			角 礫 岩	細 粉
	1 タイプA 10022	2 タイプB 10044	3	4 タイプC 10060	5 タイプD 10084
SiO <sub>2</sub>	40.53	42.46	40.38	41.96	42.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.52	10.21	9.43	11.85	13.60
FeO	19.76	17.60	19.32	16.51	15.34
MgO	7.68	5.96	7.20	7.63	7.76
CaO	10.42	12.25	11.05	11.38	11.94
Na <sub>2</sub> O	0.54	0.48	0.46	0.49	0.47
K <sub>2</sub> O	0.27	0.11	0.17	0.20	0.16
MnO	0.24	0.28	0.26	0.23	0.20
TiO <sub>2</sub>	11.74	9.18	10.90	9.02	7.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.04	0.12	0.07	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.21	0.33	0.31	0.30
S	0.24	0.18	0.19	0.15	0.12
Fe	n. d.	0.60	0.20	0.60	0.60
	100.43	99.56	100.01	100.40	100.45

地球上の珪長質岩である花崗岩あるいは流紋岩の組成に近いが シリカに富みKにも富むグループ(表中の1 2 4 5)と 安山岩質な組成をもち Alに富むもの(同じく3)とに分けられる。12号以後の岩石中にこの安山岩質のものが見出されている。アポロ15号の

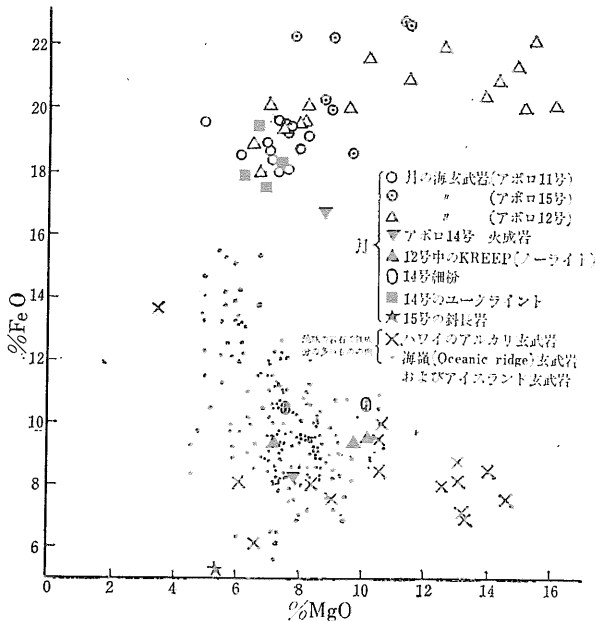


図10 月の岩石の鉄—マグネシウム関係図

表3 アポロ11号玄武岩中のガラスの化学成分の分析例

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	78.92	73	62	78.1	71	47.8
TiO <sub>2</sub>	...	1.2	0.35	1.11	1.1	3.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.88	13	23	10.6	11.5	3.2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	...	...	...	0.05	...	...
FeO	2.88	2.4	3	0.96	6.1	31.4
MnO	...	0.2	...	0.04	0.1	...
MgO	0.08	0.2	0.1	0.07	0.2	2.3
CaO	2.10	2.1	6	5.1	2.4	11.2
Na <sub>2</sub> O	0.56	0.5	1.7	1.24	0.7	0.1
K <sub>2</sub> O	6.86	5.5	2.3	3.4	6.6	0.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	...	0.3	0.09	0.19	...	...
ZrO <sub>2</sub>	...	...	...	0.04	...	...
	103.28	98.4	101.54	100.90	99.7	100.0

1. 玄武岩中のガラス
2. 角礫岩(10061)中のガラス質岩片
3. 同上(10022)
4. 微小パッチの中のガラス
5. 粗粒玄武岩(10024)中のメソスタシス
6. 低シリカガラスの例

岩石は 一般的にはそれまでのものと大差はないが 斜長岩(anorthosite)では アルミナ(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)が35% カルシウム(CaO)が20%にも達するようである。全岩石についてみると 今までのものはアルカリ(Na<sub>2</sub>OとK<sub>2</sub>O)に関して大きな変化がみられない。

つぎに 微量成分元素などについてまとめた表をここに示しておく(表4)。微量元素で地球上の同類岩石に比べて月のものに多いものは チタンをはじめ ウラン トリウム ジルコニウムなどの原子価の高い親石元素などである。希土類(REE)も月のものは2桁程度高い。ニッケルは 一般に細粉(fines)に高く 200 ppm以上にも達するが もちろん 隕石に比べればはるかに低い。このニッケルは 細粉の中に1%ぐらいの石質隕石 コンドライトの微細粉が混入していれば説明のつく程度である。ストロンチウムは170ppm前後の値が多い。ルビジウムは数 ppm のオーダーのものが一般的であるが 粗い方の火成岩(タイプB)のような岩石に1ppm以下の場合がある。なお ウランやトリウムは 地球上の低アルカリソレイアイトで代表される 海嶺(oceanic ridge)の玄武岩などに比べれば たしかに高いが とりたてて高いという程ではない。

月の火成岩と細粉(砂といっても良い)とでは 微量元素についても いちじるしい差がみられる。したがって 月の岩石と細粉は その起源や生成過程が異なるもので 地球上での現象である いわゆる風化などとい

表4 アポロ 11 号 試料と 12 号の 細粉中の 元素存在量 (ppm)  
 [W-1 (U. S. G. S. 標準試料) ユークライト および 炭素質コンドライトを参考例]

元 素	Apollo 11		Apollo 12 細 粉	W-1	ユークライト	炭 素 質 コンドライト
	範 囲	平 均				
Li	9-23	12	11	12	8	1.3
Be	1-6	2	—	0.8	0.1	0.04
B	1-4	2	—	15	0.8	5
C	64-230	140	110	—	700	3.5%
N	30-150	100	—	14	30	2600
O	37.6%-43.4%	40.0%	—	44.6%	42.7%	45.3%
F	30-340	140	—	250	60	190
Na	2600-4000	3300	3000	1.6%	3000	5500
Mg	3.4%-5.1%	4.5%	7.2%	4.0%	4.3%	9.6%
Al	3.7%-7.8%	5.6%	7.4%	7.9%	6.5%	8500
Si	17.7%-20.6%	19.2%	19.6%	24.9%	22.8%	10.3%
P	200-900	500	—	610	400	1400
S	1200-2400	1700	—	130	900	6.2%
Cl	3-30	14	—	200	20	260
K	400-2800	1400	1500	5300	400	1400
Ca	7.2%-9.0%	8.0%	7.1%	7.8%	7.7%	1.1%
Sc	60-100	75	47	34	35	5
Ti	4.3%-7.4%	5.9%	1.9%	6400	4600	420
V	20-100	50	64	240	75	57
Cr	1300-2800	2100	2800	120	2100	2200
Mn	1500-2400	1900	1900	1300	3900	1700
Fe	11.8%-15.6%	14.3%	13.2%	7.7%	14.5%	18.4%
Co	11-35	25	42	50	4	480
Ni	3-280	—	200	78	13	1.0%
Cu	4-25	11	—	110	7	140
Zn	2-40	15	5.4	82	2	320
Ga	3-6	4.5	4.9	16	2	10
Ge	<0.1-0.4	—	—	1.7	0.1	34
As	0.01-0.09	0.05	—	2.4	0.05	2.0
Se	0.4-1.6	0.8	0.24	0.11	0.002	27
Br	0.01-0.4	0.1	0.13	0.4	0.4	5
Rb	0.5-6	3.4	8.7	22	0.35	2.3
Sr	110-220	170	170	180	85	8
Y	70-170	120	130	25	23	1.6
Zr	180-660	370	670	100	46	9
Nb	14-31	21	—	10	—	0.5
Mo	0.4-0.7	0.5	—	0.5	—	1.6
Ru	—	—	—	<0.4	—	0.7
Rh	—	—	—	<0.005	—	0.2
Pd	0.001-0.013	0.006	—	0.01	—	0.6
Ag	0.001-0.024	0.008	0.005	0.05	—	0.4
Cd	0.003-0.11	0.004	0.05	0.3	0.04	1.0
In	0.003-0.05	0.003	0.009	0.07	0.001	0.09
Sn	0.3-1.2	0.6	—	3	—	1.6
Sb	0.005-0.01	0.007	—	1.1	0.01	0.15
Te	0.008-0.073	0.02	0.075	<0.2	0.0002	3.3
I	0.006-1.4	—	—	<0.05	0.2	0.3
Cs	0.02-0.17	0.10	0.32	1.0	0.01	0.19
Ba	70-340	200	420	180	35	4
La	7-29	18	—	12	3.7	0.19
Ce	23-83	54	—	23	9.7	0.63
Pr	5-16	11	—	4	1.4	0.09
Nd	21-69	46	—	17	6.9	0.42
Sm	8-23	15	—	4	2.3	0.13
Eu	1.5-2.7	1.9	—	1.1	0.72	0.05
Gd	12-29	20	—	4	2.9	0.24
Tb	2.1-5.0	3.6	—	0.8	0.57	0.04

Dy	14—36	25	—	4	3.8	0.22
Ho	2.2—8.7	4.9	—	1	0.80	0.06
Er	9—21	14	—	3	2.3	0.14
Tm	1.2—2.8	1.9	—	0.35	0.38	0.02
Yb	8—20	13	—	2.2	1.9	0.13
Lu	1.2—2.9	1.9	—	0.35	0.38	0.02
Hf	7—18	13	—	2	0.8	0.32
Ta	1.0—2.7	1.7	—	0.7	0.1	0.02
W	0.1—0.4	0.3	—	0.45	—	0.14
Re	0.01	—	—	0.0003	0.00005	0.04
Os	0.0003	—	—	0.0003	0.0005	0.45
Ir	0.00001—0.01	0.00007	0.009	0.0003	0.0002	0.40
Pt	—	—	—	0.02	—	0.90
Au	0.00002—0.004	0.00004	0.002	0.005	0.001	0.18
Hg	0.0006—0.013	—	—	0.1	—	1?
Tl	0.0003—0.003	0.0006	0.002	0.13	0.0007	0.14
Pb	0.3—1.8	1.2	—	8	0.5	2.9
Bi	0.0001—0.003	0.0003	0.002	—	—	0.13
Th	0.5—3.4	2.0	6.0	2.4	0.4	0.04
U	0.16—0.9	0.5	1.5	0.5	0.1	0.01

う作用で細粉ができたとするは 否定されよう。  
 また 月物質中の比較的揮発性の金属元素やアルカリ金属元素の欠乏は 前述の分別晶出作用のほかに 分別昇華作用(—sublimation)を考えている報告がある。その時期は 月の付着成長(accretion)期の前後であろう。

月の物質の希土類元素についての研究は その存在量は微量ではあるが 本質的な問題点が指摘される 重要な部門である。アポロ11号のタイプ別の希土類元素存在量を表5に表す。これを“Masuda-Coryell plotting”つまりコンドライトに対する存在度比でみると図11のようになる。タイプAの火成岩とタイプBの火成岩との中間にタイプCの角礫岩が入る。これは ほかの親石微量元素の一般的傾向とよく合っている。月の石のこうしたパターンは アポロ14号や15号でもえられつつあるが ちがったパターンもでるかもしれない。図11の

パターンは固体型(solid type)といえる。

このパターンで特徴的なことは ユーロピウム(Eu)の異常である。希土類元素の濃度は 隕石より1桁あるいはそれ以上であるが その中でユーロピウムの異常は大きい。これをユーロピウム異常(Eu-anomaly)という。これだけの大きな異常は地球上では見られない。

ユーロピウムの異常は 長石に対するEuの分配係数に直接に関連があると考えられる研究者が多い。長石に対するEuの分配係数がとくに高いことは いろいろといわれてきた事実である。希土類元素の原子価が 普通3価であるが Euは2価になりやすい。月は還元的な条件をそなえている。したがってEuの大部分は2価として存在し 長石の中にとりこまれたらしい。希土類元素の絶対濃度からは 月の岩石がコンドライト的な始源物質から 分別晶出作用で生成されたとは考えにくいので ユークライト(eucrite)のようなものをあて

表5 アポロ11号の各タイプの希土類元素(ppm)

	A	B	C	D
Sc	91±3	88±5	68±2	60±3
Y	171±8	144±15	103±5	106±20
La	27±2	12±1	21±2	17±1
Ce	76±3	38±2	57±2	46±1
Nd	62±3	35±3	47±2	41±2
Sm	19±1	12±1	16±2	14±1
Eu	2.1±0.1	1.75±0.07	1.9±0.1	1.8±0.1
Gd	26.4±0.5	18±1	20.4±0.8	16±1
Dy	29±2	20±2	25±1	20±1
Er	18±1	12±1	14±1	10.9±0.8
Yb	17.8±0.5	11±1	12.3±0.5	11.1±0.5
Lu	2.47±0.08	1.6±0.1	1.74±0.08	1.46±0.08

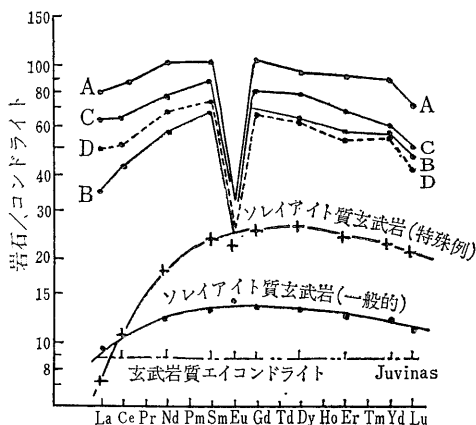


図11 各タイプの希土類元素のパターン



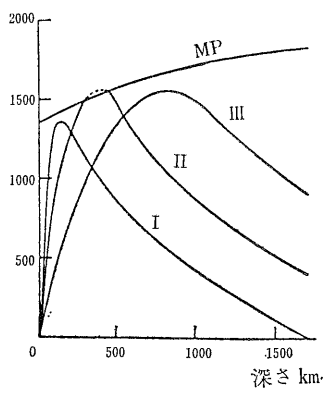


図12  
月の歴史の各時期における月内部温度の概念図  
I : accretion の直後  
II : accretion の後5~10億年  
III : 現在  
カーブMPは深度と溶融温度との関係

はめる考え方もある。このような始源物質が部分溶融すると長石成分がまず溶出する。つまりこうした長石成分が部分溶融で除去されその後残った成分系の部分溶融で「月の玄武岩」が生成されたと考えられている。なお結晶分化の理論式と観察された相関直線の傾きから分配係数を求めるとLaで0.18で原子番号順に直線的に増加しGdで0.59となるがそれ以上は一定である。Euだけは0.81となる。Euの異常を長石の効果(feldspar-effect)と考えることには必ずしも妥当ではないとする立場もあり今後の研究課題である。前述の accretion 期などにおける月内部の温度分布を図12に示しておく。この図のカーブMPは最近の実験によると150°C程高すぎるといふ。

月の年令

月の年令 つまり 月の岩石や細粉の年令測定には

U-Th-Pb 系列による方法 Rb-Sr 法 K-Ar 法などが行なわれている。その問題点と概要を記そう。

ウラン-トリウム-鉛法

月の試料中にはウラン・トリウムに対して鉛が少ない。したがってウラン-鉛法 トリウム-鉛法 鉛-鉛法にとってその測定上の困難さは相当なものである。この方法で測定できるところは世界中でもいくつもない上に精度の点ではU.S.G.S.(米国地質調査所)のコロラド州デンバーにある同位体地質学のブランチ(Branch of Isotope Geology)のTATSUMOTO(立本)とROSHOLT(1970)による報告が最も精度が高い。先導的な役割をもったこのアポロ11号の試料に関する結果を紹介しておく。

11号の試料の測定結果を表6に示す。月の物質ではウランは微細な磷酸塩(phosphate)に多いという。またウラン トリウム 鉛は斜長石中のapatiteに多い。地球上ではジルコン(ZrSiO<sub>4</sub>)に多い。鉛などの同位体を固体用質量分析計で表面電離法によって測定する場合最近ではビームの強さ(beam intensity)をあげる方法としてシリカ・ゲル法がある。1966年頃までは鉛の場合PbS法で20μg程度をファイラメントにローディングさせていたがこのゲルを加える方法により0.1μgで十分となった。鉛は水をはじめあらゆる試薬環境から汚染されるのであらゆる面で注意が必要である。立本らの場合鉛のブランクは11号試料では0.015~0.032μg 12号のそれでは0.004~0.007μgであった。そのほかの研究者では0.07~0.2μgである。

表6 アポロ11号試料中の鉛 ウラン トリウムおよび同位体組成

		含有量 (ppm)			原 子 比						U <sup>238</sup> Pb <sup>204</sup>	Th <sup>232</sup> U <sup>238</sup>
					実 測 値			ブランク補正值				
		Pb	U	Th	Pb <sup>206</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> Pb <sup>204</sup>		
10003 a	結晶質	0.51	0.268	1.02 <sub>a</sub>	311.9	147.6	333.3	423.9	198.0	448.9	491.3	3.96
b		0.48	0.239	0.922	282.3	136.1	305.1	377.5	179.6	401.4	417.0	3.99
10017	結晶質	1.56	0.854	3.36 <sub>a</sub>	367.7	173.7	390.2	410.0	191.9	435.0	492.8	4.07
10020 a	多孔質	0.37	0.202	0.69 <sub>4</sub>	238.9	116.3	243.5	288.7	139.0	289.7	338.3	3.55
b		0.35	0.182	0.662	188.5	93.3	199.0	283.1	136.6	288.4	315.0	3.77
10050	結晶質	0.29	0.156	0.531	187.7	95.8	190.2	295.8	147.5	287.3	351.4	3.53
10057 a	多孔質	1.68	0.865	3.41 <sub>b</sub>	938.6	447.9	973.6	1241.5	590.1	1281.3	1392.2	4.08
b					623.7	298.8	646.3	742.9	354.5	766.1	833.2	—
10071 a	多孔質	1.71	0.873	3.43 <sub>4</sub>	637.1	306.6	662.3	753.4	361.2	779.5	839.2	4.06
b		1.67	0.845	3.29 <sub>b</sub>	520.2	255.9	546.3	742.6	362.5	771.6	822.6	4.03
10061 a	角礫岩	1.74	0.674	2.57 <sub>4</sub>	238.8	152.8	232.7	249.1	163.2	258.2	225.6	3.94
b					264.6	173.0	272.7	274.5	179.3	282.1	248.6	—
10084	細粉	1.39	0.544	2.09 <sub>2</sub>	237.4	155.3	246.7	261.9	171.0	270.1	239.6	3.97

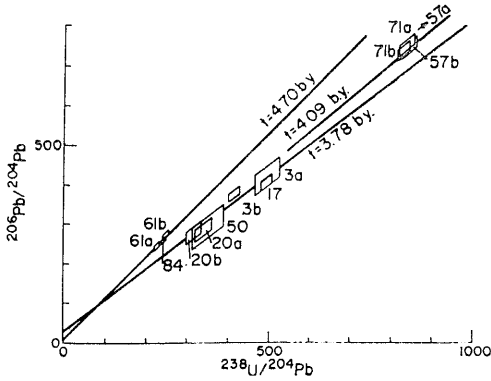


図13 アポロ11号試料のウラン—鉛法の例 マスは分析誤差の範囲 数字は試料番号

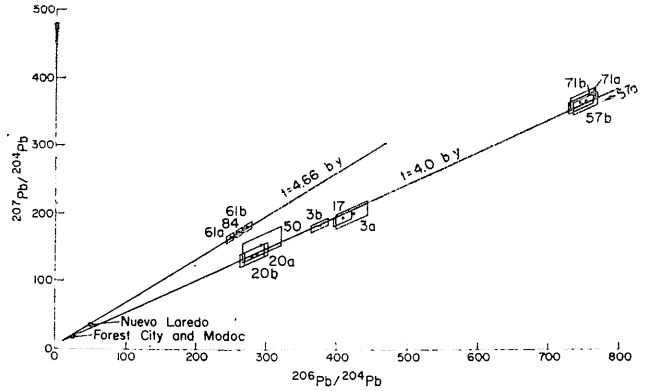


図14 月と隕石の鉛の進化図(アポロ11号) マスは分析誤差の範囲 数字は試料番号

試料の分解は ステンレスで囲まれた テフロン製の反応器 (reaction vessel) 中で 試料をたとえば 2g これに 弗酸 (HF) 10ml 過塩素酸 (HClO<sub>4</sub>) 0.5ml で行なっている。下部のヒーターで 岩石は150°Cで30分 ジルコンは200°Cで4日間とける。 イルメナイトはすぐに溶ける。 この容器は万力でしめつけておいて温度をあげドラフトの中で使用する。 この方法は 鉛の汚染を防げることと HF が少なくすむことですぐれている。あとは Ba(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> 沈澱とジチゾン抽出法で鉛を精製する。 フィラメントへのローディングはシリカゲル・H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>で行なう。

月の試料の測定結果は表の通りであるが 鉛 204 に対する各同位体の量 つまり たとえば 206/204 にみられるように それぞれの比の値はいちじるしく高い。地球上の玄武岩の 206/204 比は18~20であるが 月の場合

は 200 をこえている。つまり これは鉛 204 が少ないということ で 月表 (?) が高温であったことを意味するのであろう。

いくつかのグラフの中から 206/204—238/204と207/204—206/204 図を示しておく(図13 14)。それぞれの等時線 (isochron) から いわゆる細粉 (fines) と角礫岩の黒い部分は46~47億年 多孔質 (vesicular) 火成岩 (57 71) は40~42 億年 その他の岩石は36~39 億年という年令がよみとれる。みかけの年令とステージのパラメーターの表 すなわち 等時線からえられた普通鉛の組成をもとにして求められたものをここに示した(表7)。これらから 細粉 (fines) は古く4.66×10<sup>9</sup>年 その他の火成岩は およそ4.0×10<sup>9</sup>年と3.7×10<sup>9</sup>年という年令が浮び上ってきた。これに対して 12号のものは 細粉 火成岩共にいくらか若く それぞれ 4.3~4.37×10<sup>9</sup>年と3.43~4.0 となっている。いず

表7 見かけの年令 (m. y.) と第一ステージのパラメーター

		普通鉛補正值				コンコーダント年令のための計算されたパラメーター			
		$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	$(\frac{U^{238}}{Pb^{204}})_{t_0 \sim t_1}$	$t_1$	$(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}})_{t_1}$	$(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}})_{t_1}$
10003	a	3838	3929	3976	3861	197.7	3528	70.24	91.50
	b	3953	3970	3979	3978	114.7	3924	32.30	45.31
10017		3727	3887	3970	3643	221.4	3210	95.71	114.44
10020	a	3706	3830	3908	3799	157.9	3254	69.18	83.41
	b	3849	3885	3902	3824	118.3	3728	39.44	53.17
10050		3675	3877	3984	3654	185.5	2965	92.93	104.00
10057	a	4075	4132	4160	4035	510.6	3833	124.48	180.67
	b	4027	4088	4117	3942	318.5	3785	85.39	120.92
10071	a	4049	4102	4215	4144	308.4	3841	78.21	112.44
	b	4064	4125	4242	4056	389.8	3639	117.88	160.53
10061		4710	4678	4663	4696				
10084		4685	4668	4657	4624				

えられた普通鉛組成 ( $^{206}/_{204}=29$ ,  $^{207}/_{204}=39$ ,  $^{208}/_{204}=45$ ). 10061 と 10084 のための初生鉛 (troilite) は  $^{206}/_{204}=9.346$   $^{207}/_{204}=10.218$   $^{208}/_{204}=28.96$ .

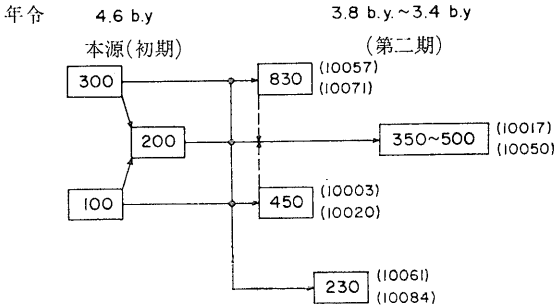


図15  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(\mu)$  変化のダイアグラム マスの中の数字は  $\mu$  値  
カッコの中は試料番号

れにせよ細粉の方が古い。

これらの計算のための始源鉛 (primordial lead) 同位体組成は表7のように 鉛の  $206/204=9.346$   $207/204=10.218$   $208/204=28.96$  を用いている。また 壊変定数 (decay constants) は  $\lambda_{238}=0.15369 \times 10^{-9}\text{yr}^{-1}$   $\lambda_{235}=0.97216 \times 10^{-9}\text{yr}^{-1}$   $\lambda_{232}=0.048813 \times 10^{-9}\text{yr}^{-1}$  を用いる。  $\lambda_{232}=0.0499 \times 10^{-9}\text{yr}^{-1}$  を従来用いていたが上記の方がよいとされている。

月の誕生 つまり集積作用 (Moon accretion and development) 期を  $t_0$  マグマの形成とその結晶作用 分化作用期を  $t_1$  とした 2-stage model は次のようになる。なお  $\mu$  は ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) である。  $\mu_2$  は分析値から求める。

$$t_0 \xrightarrow{\mu_1} t_1 \xrightarrow{\mu_2} \text{present}$$

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \mu_1 (e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t_1}) + \mu_2 (e^{\lambda_8 t_1} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \mu_1 \frac{1}{137.8} (e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t_1}) + \mu_2 \frac{1}{137.8} (e^{\lambda_5 t_1} - 1)$$

( )<sub>0</sub> は始源鉛  $\lambda_8$   $\lambda_5$  はそれぞれ  $^{238}\text{U}$   $^{235}\text{U}$  の壊変定数 そして  $t_0$  は 4.6b.y.  $t_1$  は 3.8b.y. と見ればよい。なお 月の  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.8$  (実験誤差 3%) は地球上の値と一致している。

さて こうしたモデルから  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) 値の変化を図化すると図15のようになる。

### ルビジウム—ストロンチウム法

天然のルビジウムに存在する  $^{87}\text{Rb}$  同位体存在量は 27.85% であり その半減期は 4.98  $\times 10^{10}$  年 壊変定数は  $\lambda=1.39 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$  で  $\beta^-$  壊変により  $^{87}\text{Sr}$  を生成する。この方法での研究は カリフォルニア工科大学の WASSERBURG らの研究 (ALBEE, BURNETT, CHODOS, EUGSTER, HUNEKE, PAPANASTASSIOU, PODOSEK,

RUSS II, SANZ, TERA, WASSERBURG の「Science」, 167, 1970 と PAPANASTASSIOU, WASSERBURG, BURNETT の「Earth and Planet. Sci. Lettes」 8, 1970 や 1971 に詳しい) がずばぬけて精度が高い。

これによると 図16のように 細粉や角礫岩の同時線は およそ  $4.6 \times 10^9$  年 (46億年) を示し いわゆる月の火成岩の  $3.65 \pm 0.06 \times 10^9$  年より古い年令を示している。一方  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  がゼロとなるところの  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  つまり初生値は 0.6990~0.6994の狭い範囲に入り 隕石 (ADOR) と玄武岩質エイコンドライトのそれぞれの値 0.69884 と 0.69898 の値より 0.0003 程度高くなっている (表8)。これは  $4.6 \times 10^9$  年前の隕石の  $10^7$  年程度の変化に相当するにすぎない。しかし 上述の初生値の下限は 月 地球 玄武岩質エイコンドライトの値によく合っているといえよう。また 太陽における Rb/Sr 比より これらの同比は低い。しかも  $4 \times 10^8$  年よりも短い時間間隙の中で 太陽星雲 (solar nebula) から分離された 月やエイコンドライトであると説明されている。また Rb-Sr の関係から考えられることは 若し 月が地球から分裂 (fission) して形成されたかするとそれは  $4.4 \times 10^9$  年という時代 (年令) に先立って発生しなければならないことになる。月の物質の年令については U-Th-Pb 法および Rb-Sr 法共に よく一致した結果となっているといえよう。

### カリウム—アルゴン法

$^{40}\text{K}$  (同位体存在量 0.0119%) は  $1.3 \times 10^9\text{yr}$  の半減期で壊変して 電子捕獲 (12%) で  $^{40}\text{Ar}$   $\beta^-$  壊変で  $^{40}\text{Ca}$  になる。年令は  $^{40}\text{K}$  と蓄積された  $^{40}\text{Ar}$  の量から求められる。壊変定数は  $\lambda=0.584 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$  である。

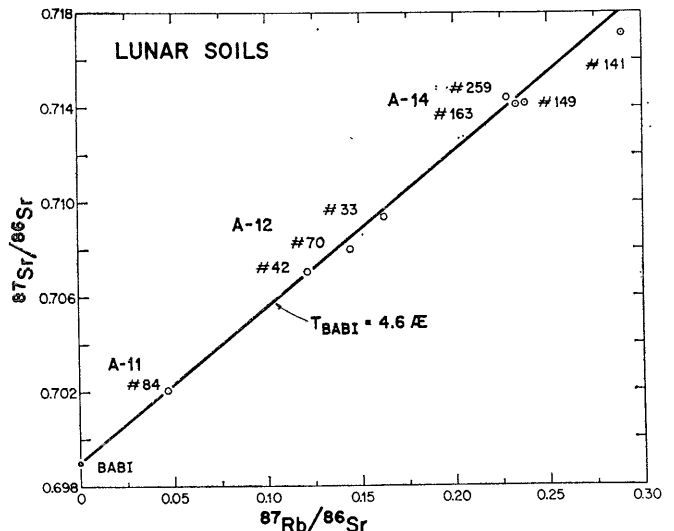


図16 アポロ11 12 14号の細粉 (fines, soils) の Rb-Sr 進化図  
直線は同時線

表8 アポロ11号の試料の年令とストロンチウム同位体初生値

	年 令 (10 <sup>9</sup> yr)	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> (±2σ)
10017	3.59±0.05	0.699 32±0.000 05
10044	3.71±0.11	0.699 09±0.000 07
10057	3.63±0.002	0.699 39±0.000 004
10058	3.63±0.20	0.699 06±0.000 08
10069	3.68	0.699 29
10071	3.68±0.02	0.699 26±0.000 03
Angra dos Reis (ADOR)		0.698 84±0.000 04
Basaltic achondrites (BABI)		0.698 98±0.000 03

$$\lambda = 1.39 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$$

さて アルゴン (Ar) はガス体である。月表のような高真空下で 強い太陽光線を受けるような状態では <sup>40</sup>Ar の保持がどの程度完全であるか という問題がある。カリウム (K) の0.012%を <sup>40</sup>K として <sup>40</sup>Ar 量を質量分析計によって求めた 月試料の年令は 3.6×10<sup>9</sup>年以下で 一定値が出ていない。Ar の散逸が明らかである。英国シェフィールド大学の TURNER (1970) はこの Ar の散逸の影響を受けない うまい方法を開発した。これを <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 法と呼ぼう。試料を速い中性子で照射 (neutron irradiation) されて生成された <sup>39</sup>Ar (<sup>39</sup>K(n,p)<sup>39</sup>Ar) は <sup>40</sup>K の含有量に比例し J[<sup>40</sup>K] となる。J は中性子束強度とエネルギーおよび照射時間に

依存する比例定数。 [<sup>40</sup>Ar] は <sup>40</sup>K の t 年間の壊変で生成したものである。

$$[^{40}\text{Ar}]_t = [^{40}\text{K}]_0 (\exp(\lambda t) - 1) \quad (1)$$

から

$$[^{40}\text{K}] (\exp(\lambda t) - 1) \text{ となり} \\ {}^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = J \frac{[^{40}\text{K}]}{[^{40}\text{Ar}]} = J / (\exp(\lambda t) - 1) \quad (2)$$

がえられる。

J は年令 t<sub>s</sub> のわかっている標準試料を 同一条件で速い中性子照射を行なって測定した (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar)<sub>s</sub> の値を用いて

$$J = ({}^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_s (\exp(\lambda t) - 1) \quad (3)$$

から求められる。(2)式を用いて その左辺の測定値から年令 t がえられる。

結果は図17のようになり 一定の <sup>40</sup>Ar\*/<sup>39</sup>Ar 比を示すものはその年令を 一定にならないものは右端の最大値を示す年令を上限として 年令を示してある。横軸は加熱温度に相当し 放出されたアルゴンの全体に対する割合でスケールが刻まれている。大気中のアルゴンの混入 月面でとらえられたアルゴン (<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar=1 として) についての補正と 中性子照射によって生成されるカルシウムからのアルゴン つまり <sup>42</sup>Ca(n, α)<sup>39</sup>Ar の <sup>39</sup>Arの補正は小さいが 考慮され補正されている。この図は一つの例であるが 他の方法でえられた年令とよい一致をみせている。アルゴンがどのように保存されているか あるいは加熱によってどういう効果があらわれるかなど 問題は残されている。

### 月とその岩石などの成因

月の年令が 46億6千万年 (4.66b.y.) とすると 従来の地球の年令の45億5千万年 (4.55b.y.) より1億年古い、しかし 地球の年令は 隕石モデルの立場から 地上で入手した隕石の中のトロイライト (troilite, FeS) に含まれる鉛同位体組成からえられた数値である。しかも月試料については ウラン トリウム 鉛を測定し しかも測定がより容易である上に 測定精度がずっと高い。したがって この方法に加えて ルビジウム-ストロンチウム法でえられた月の年令を とまかく月と地球の年令として扱えることになった。月 地球 隕石の年令を一つにしても良いのではなからうか。ジャーナリストティックに言えば図18のようになる。次に 月の細粉 (fines) 物質が古い年令で 月の誕生 (accretion) 以来変質作用を受けていないらしい。また 火成岩類がそ

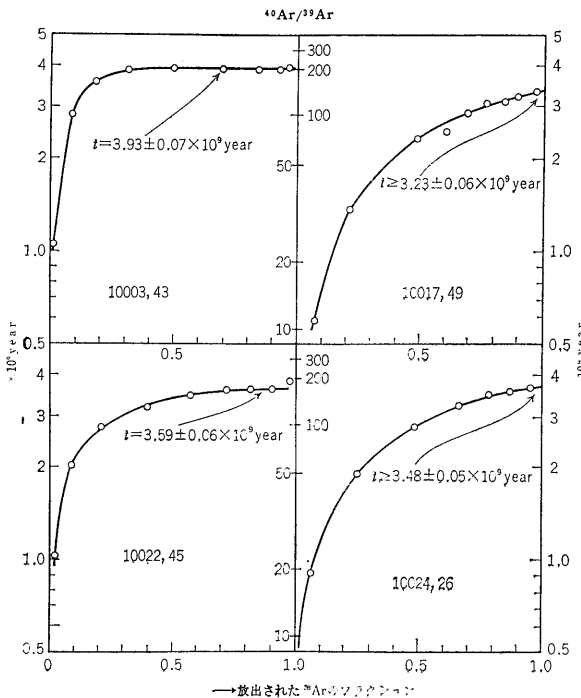


図17 月試料の <sup>40</sup>Ar\*/<sup>39</sup>Ar に放出のパターンの例

# 今日の 問題

「アポロ15号が持ち帰った月の石の研究結果を公開する」アポロ15号月の科学会議「月の年齢」に関して、また新しい分析結果が発表された。

「月面の「静かの海」をおおっていた粉状の物質の中に、四十六億六千万年前にできたものが見つかつた」といふのである。

## 月の年齢のナゾ

地球がいまの球形になつてからの年齢は、これまで四十五億五千万年と考へられてきた。球形になる前にチリが集つて地球の形ができてゐるのに一億年ないし二億年かかつた。このチリ段階から数えれば地球の年齢は四十六億五千万年ないし四十七億五千万年といふことになるが、今回の月の粉末はそれに匹敵する時期にできたことになる。では、なぜこんなに古い年齢の粉末があるのか、この理由については、

「は、学者たちも、いまのところから、さかひ盛りを盛つてゐるつもりだ。さういふ小惑星も、地球も、月も、同じく同じ太陽系でつじよになつたのだ。さういふのが通説である。昔、最初にチリが集つて、月や地球などのものになる冷たいかたまりができた。それが次に次第に暖まつて溶けてゐる。さういふかたまりの小さきものから再び冷えてゐる。——小惑星は、さうした歴史を二

一億年たつてつじよになつてゐる。地球は、大きからまた冷えてくる段階には至つてゐない、さういふわけだ。月の直径は地球の四分の一だから、地球の十数分の一の年数で冷えて面まる。だから、昨年九月の予備的研究発表の際のよつて、月の石が、溶けながら冷えて面まつた時期は三十億年ないし四十億年前、といふのも当然理解できる。だが、四十六億六千万年ほどつじよに冷えてゐる粉末は、さういふわけだ。さういふ粉末は、

「は、大いにかつた冷えてくる段階には至つてゐない、さういふわけだ。月の直径は地球の四分の一だから、地球の十数分の一の年数で冷えて面まる。だから、昨年九月の予備的研究発表の際のよつて、月の石が、溶けながら冷えて面まつた時期は三十億年ないし四十億年前、といふのも当然理解できる。だが、四十六億六千万年ほどつじよに冷えてゐる粉末は、さういふわけだ。さういふ粉末は、

宇宙空間をひ回つてゐる宇宙塵が月面に降りしもつたものだからの説をたのむ。これは、地球上で同じ年齢のイン石が見つかつてゐるものも、さういふものも、地球土のイン石は最も古いものでも四十五億五千万年だから一億年以上若いものではなからう。

「さういふ説を説明する説明は、月面の物質なども局地的なバリエーションがあり、部分的に年齢の古きものがある、といふことだ。今回の分析でも、さういふ古い四十六億年以上の粉末のほか、四十一億年とか、三十六億年—四十億年のものもある。ところが、この解釈の裏づけにならう。それにして、これだけの理論では、いかにも間に合わせ的で説得力が弱い。これまでも、科学的な新発見は、ナゾを解くよりも、新しい「ナゾ」を提出する場合が多かつた。同会議で報告された月面の角れき岩に残つてゐる残留酸素の理由でも、仮説が出されたに過ぎない。月の粉末の年齢もまた、その例の一つとせざるを得ない。

「さういふ説を説明する説明は、月面の物質なども局地的なバリエーションがあり、部分的に年齢の古きものがある、といふことだ。今回の分析でも、さういふ古い四十六億年以上の粉末のほか、四十一億年とか、三十六億年—四十億年のものもある。ところが、この解釈の裏づけにならう。それにして、これだけの理論では、いかにも間に合わせ的で説得力が弱い。これまでも、科学的な新発見は、ナゾを解くよりも、新しい「ナゾ」を提出する場合が多かつた。同会議で報告された月面の角れき岩に残つてゐる残留酸素の理由でも、仮説が出されたに過ぎない。月の粉末の年齢もまた、その例の一つとせざるを得ない。

の年齢より およそ10億年若いといふことになつた。地球上の最も古い岩石の年齢は およそ35~39.8億年である。月でのマグマの活動変質作用はこの時点で終わつてゐる。また 月と地球の物質中の<sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U比は 共に137.8であつて 両者の起源は一つである強力な事実とされている。しかし 月の物質中のμ(<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb)が非常に高く 揮発性元素が非常に少ない。これは 月が一度 (ある地球化学者の言をかりると) てろんでろんに溶ける(やける)必要があることを意味している。別の表現では 3.4~4.0b.y.に月の表面 およそ100km が溶融する必要がある。月や地球の溶融のための熱エネルギーは 初期においては <sup>244</sup>Pb, <sup>26</sup>Al, <sup>53</sup>Mn, <sup>60</sup>Fe などが供給してゐたであろう。

一方 月の高地は斜長岩(anorthosite)であるとする その物質はどのようにして生成されたものであろうか。これは 月の裏面にはほとんど海というものがなく しかもクレータが多いことと考えあわせて解決されるべき問題である。つまり 高地はクレータが多く またその形状からも古いとされておひかつて組立てられた月の時代区分 とくにインブリウム代をはさんでの化学的性質の変化は大いに興味あることである。

こうした問題に対しては 月の物質の物理的性質 月面における核反応 その他各種元素の同位体組成 たとえば 酸素同位体宇宙温度計と熱史の話題などがあるが ここには省略した。また アポロ15号による試料については 正式に報告されてから15号以降のシリーズとして 改めてとりあげてみたい。

[ここに引用した内容の一部と写真は 東京理科大学理学部の増田彰正氏の提供による。また 同氏のリーダーシップのもとに 同氏と地質調査所地球化学課同位体地質学研究室との共同研究として 月試料の希土類元素の研究が進められていることを付記しておく]

図18 朝日新聞 (45. 1. 10) より

### 引用した参考文献

COOPER, H.S.F.Jr.: Moon Rocks. The Dial Press, 1970  
MUTCH, T. A.: Geology of the Moon. Princeton Univ. Press, 1970.  
MASON, B. and MELSON, W. G.: The Lunar Pocks. Wiley Interscience, 1970.  
「Science」, vol. 167, no. 3918, The Moon Issue, 1970.  
「Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference」 Pergamon Press, vol. 1~3, 1970.  
「Proceedings of the Second Lunar Science Conference」 The M.I.T. Press, vol. 1~3, 1971.  
そのほか 2~3の外国学術雑誌や Apollo 15 Lunar Samples の Preliminary Description, Distribution List など。

(筆者は 地球化学課)