総説

REVIEW

月試料の同位体測定

Isotopic Studies of Lunar Samples

本田 雅 健*

MASATAKE HONDA

(1970年2月20日受理)

待望の月面の試料が到着すると同時にその同位体測定が開始された。今日では殆んど通常の化学分析のような気易さと速さでかなり精確な所が短時間で把握されている。まづ余備実験チームが太陽風と宇宙線生成物を survey した。²⁾ 固化年代も希ガスで少なくとも下限値がおさえられ愈々9月に試料配布がはじめられた。筆者が実験にたずさわった10月末迄には定性的ながらあれこれ重要なニュースは流されて来たり此方も供給した。その後90日のモラトリアムは1月初旬のHouston 会議における一斉発表で解除となり既に Science 誌(1)に1月30日号として発刊された。300頁以上にわたってぎっしりつまっている内容はまだ充分そしゃくされているとはいえない。しかしその内に12号の成果も出廻って来る筈である。何処かで一応まとめておくとすれば今であろう。拙速は充分承知の上あえて本誌上に総説して載くことにした。不備な点はいずれ改めなければならないが、それにしても現実となった月の片鱗はあまりにも印象的である。我田引水かも知れないが同位体研究は今回の月試料研究では花形であると思われる。質量分析等方法的には従来のイン石研究に開発したものを駆使している。必要に応じて今後は方法の開発が続けられるであろう。したがって此处では結果のみをトピック別に配列して紹介しそれらの意義を考察してみた。Apollo 11号関係の試料は一ヶ毎に無秩序に番号が附され10017のように記

し、その一部を分取した場合は10017,14のように続ける。Apollo 12では12017のようになっている。

1. 化学組成

月面物質中の同位体測定研究の基礎となるものとして一般的な記載と化学組成について略述したい。

まづ外観から明らかにいえることは宇宙飛行士の帰った物質は砂状のものと岩石状のものの二種である。砂(Fines)は黒い海辺の所謂砂に極めて近く大部分のものは100メッシュのフルイを通してしまう。COREは表面から約15cmの深さに打ちこんだ円筒(径2.5cm)で採取された砂である。岩石状のものは大別してABCと三種がある、Cが最も特徴的でありすぐ判明したように砂が固って出来た堆積岩的なもので角礫岩(Breccia)と呼ばれあらゆる点で砂と一致しており他の二者と容易に区別される。一方Aは気泡性細粒結晶性火成岩、Bは中粒結晶性火成岩とみてよいもので、前者の大部分はK, Rb, Cs, Ba, 希土U, Thが比較的(2~4倍)高い。A・B共玄武岩、ハンレイ岩として表現できる火成的な岩で砂や角礫岩とは明らかに区別できる。これらのちがいがあってもかかわらず概して四者の化学組成は同一である。勿論詳細には変化があり分類が進む筈であるが、化学や特に同位体研究の面からは一概に砂、角礫岩グループと結晶質火成岩的岩のグループとにわけるのが便利である。Apollo 12の試

* 東京都港区六本木7丁目 東京大学物性研究所

The Institute for Solid State Physics, The University of Tokyo, (Roppongi, Minato-ku, Tokyo)

料は更に多様であり化学的にも様々であるが一応この二大分類は変らないとみてよい。⁴⁾

Ti: 月試料は Ti で特に著名となり、³⁾ Ti を代表とする原子価の高い親石元素に富んでいる。一方同じ親石元素でもアルカリ金属は低く、またハロゲンや揮発性の高い親銅元素 Pb, Bi, Hg 等、Niをはじめとする親鉄元素も極めて少なくなっていることが特長である。

原子価の高い親石元素には Ti, Zr, Hf をはじめ重要な希土類 (Yを含む) U, Th 等が含まれる。似たような物質としては石質隕石中玄武岩質アコンドライトの Eucrite と地表上の玄武岩がある。Eucrite はアルカリの低い点でよく似ており玄武岩は U, Th の含量が高い点がよく似ている。しかし双方共 Ti は高くない。Apollo 12 の試料では Ti, 希土 U 等上記 A 型岩石の半分位のものが多い。どちらかという A, B 共に

地上の玄武岩よりは Eucrite と平行しており Ti を含む親石元素の濃縮度が比較的高い点のみちがっている。

Ni: 火山説, 隕石説の対立に関連あるものとして Ni をはじめとする親鉄元素が注目される。Fines と Breccia に共通して結晶岩と極わだった差のあるものは実はこの Ni 等である。前者では 300ppm 程あるに対し後者は 5ppm 又はそれ以下の Ni が検出されるにすぎない。前者には 0.1% 程度金属が含まれ、それらが約 10% Ni を含むことがわかった。一番考えやすいのはイン石の混入である。月表面物質は Ni-Fe 合金を含まないにもかかわらず砂になったあと降りそそぐイン石との混合物となったと考えることが出来る。もしコンドライトとすればその量は 1% に達する。地球上では 10% Ni 程度の微粒金属が見つけれられても容易に宇宙塵であると考えられるわけにはゆかない。しかし

Fig. 1. Chondrite normalized abundance patterns for nine rare earth elements and Sr and Ba. Chondrite REE concentrations are from J. G. R. 73, 6085 ('68) Dy is interpolated to be 0.335 ppm. Data for sample V21-40 and average ORB are from Kay et al J. G. R. (in press). (Gast 等¹⁾ p. 486)

月面上では事情が異なる。非常に変動の少ない古い月面にふり積った宇宙塵又はイン石はこの程度の量に達しても少しも不思議ではない。Ni 以外にも月面物質に欠けている白金属及び金や親銅元素も相対的に高い含量を示している。

一方岩の方は Ni をはじめから失っていたのであるが一体何処で何時失ったのであろう。月にコンドライトモデルを適用するとすれば Ni は何処か金属鉄のコアに抽出されていなければならない。しかし地球のようなコアがある筈はない。比重も月面と月全体とで殆んど差異がない。多分少量の金属に能率よく抽出されたか、はじめから月面構成物質に Ni 抽出後の残りが集められたのであろう。

それにしても Ni/Co $\leq 5/30$ になっているのは地球上の岩の Ni > Co とちがっており、おそらく強い還元性の環境で金属状 Ni がぬけたものであろう。

2. 原始気体 (太陽風)

(1) 太陽風の成分: Fines と Breccia についてまづ

著るしい希ガス含量が報告された。幸いにもイン石について我々は既に太陽風と見られるものを検出している。月については格段に高いけれども正に太陽大気型のパターンの希ガスであることは変りない。太陽風は 500KM/sec 程度で太陽面よりの逸散速度を超えてとび出し磁場に邪魔されない限り惑星面に衝突して in-plantation によって表面にうえつけられる。その量は表面が暴露されている間の積算量と考えられる。惑星間空間に常時 1 cc. 中数ケの水素が存在する勘定からみて 10^8 ケ/cm²・sec 位の風の密度となる。おそらく太陽大気成分を代表するものであるが表面であまり濃度が高くなれば過飽和に達するであろうし軽いガスは逸散しやすいと思われる。風は勿論 H が主であるが検出しやすいものは He 以下の希ガスである。

(2) 含量と元素組成: 砂や Breccia を少量 Al 箔に包んで真空にし加熱することによって含有希ガスが抽出できる。⁴He にして ~0.3cc. STP/g という高含量であるから測定は容易である。古くから研究されている太陽大気型ガス含有イン石 Pesyanoe (Ca-poor

Table 1. Rare gases from three lunar samples. The gas fractions for the stepwise heatings have been summed. All gas concentrations (boldface) are in units of 10^{-8} cm³/g (STP). Errors in isotope ratios for total gas are about 1 percent. Errors in concentrations for total gas are about 10 percent. (Reynolds 等¹⁾ p. 547)

Isotope	Lunar fines, sample 10084, 59			Fine-grained crystalline rock, sample 10057, 20					Medium-grained crystalline rock, sample 10044, 20
	Total	Solar	Cosmic	Total	Trapped	Cosmic	Fission	Excess	Total
³ He/ ⁴ He	0.00047*			0.000545 ⁺					
[⁴ He]	2.9 × 10⁷			83000					
²⁰ Ne/ ²² Ne	12.85	12.90		11.58					3.72
²¹ Ne/ ²² Ne	0.0332	0.032		0.1152					0.710
[²² Ne]	41000	41000	< 360	81	73	8.1			10.3
³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	0.1925	0.183		0.237					
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	1.126	< 0.82		39.1					
[³⁶ Ar]	50600	50200	400	388	373	15			
⁷⁸ Kr/ ⁸² Kr	0.0348	0.315		0.10		0.23			0.164
⁸⁰ Kr/ ⁸² Kr	0.2064	0.201		0.45		0.68	0.0043 ⁺		0.486
⁸¹ Kr/ ⁸² Kr						0.0068			
⁸³ Kr/ ⁸² Kr	1.003	0.997		1.06		1.35			1.10
⁸⁴ Kr/ ⁸² Kr	4.91	4.91		3.57		0.47			2.91
⁸⁶ Kr/ ⁸² Kr	1.503	1.496		1.02		0			0.786
[⁸² Kr]	7.6	7.5	0.10	0.034	0.023	= 0.011			0.027
¹²⁴ Xe/ ¹³⁰ Xe	0.0400	0.0302		0.265		0.57			0.59
¹²⁶ Xe/ ¹³⁰ Xe	0.0464	0.0293		0.465		1.03			0.94
¹²⁸ Xe/ ¹³⁰ Xe	0.530	0.515		1.048		1.61		0.00031 ⁺	1.47
¹²⁹ Xe/ ¹³⁰ Xe	6.28	6.38		4.11		1.03		0.00027 ⁺	2.85
¹³¹ Xe/ ¹³⁰ Xe	4.98	4.98		6.05		7.50			4.55
¹³² Xe/ ¹³⁰ Xe	5.97	6.06		3.58		0.32	0.00008 ⁺		1.96
¹³⁴ Xe/ ¹³⁰ Xe	2.20	2.22		1.283		0.020	0.00012 ⁺		
¹³⁶ Xe/ ¹³⁰ Xe	1.78	1.79		1.040		= 0	0.00013 ⁺		0.439
[¹³⁰ Xe]	0.77	0.76	0.010	0.0052	0.0029	0.0023			0.0015

* No discrimination correction was available for ³He/⁴He ratio. +Includes estimate for one gas fraction which was lost. ‡Value is a concentration (not a ratio,) for the isotope in the numerator for the row.

Fig. 2. Trapped gas abundances relative to Ar^{36} in bulk grain size (1 to 150 μm) and ilmenite grain size (20 to 110 μm) fractions separated from Apollo 11 fine lunar material. The two spherules separated from the fine lunar material had diameters of 0.2 mm. Other data from Eugster et al: J. G. R. 74, 3874 ('69), Marti: Sci, 166, 1263 ('69). (Eberhardt 等¹⁾ p. 560)

achondrite) の 300 倍に及ぶ。He より Xe に至る迄比較してみるとよく合っているといつてよい(第2図)。しかしよくみると He, Ne が明らかに少々低い。いろいろな見積り方による元素存在度と比べてみても Pesyanoe の方が原始組成に近いといわなければならない。He, Ne 二者は過飽和によって減少しているとすれば Kr, Xe を基礎にして太陽風の全量を求めることが出来よう。能率のよい implantation を仮定すれば 1 g/cm 程度の砂の層が 3×10^5 年露出していた勘定になる。ゆっくりではあるが砂の堀りおこし, "gardening" が続いており上下の差もなくまたコア試料や Breccia でも同様にこのような平均含量を示している。火成性の岩の方は, はっきりとこの点で区別される。希ガスは此方の方は殆んど完全に宇宙線生成物であるといつてよい。

イン石の場合試みられたように grain size との関係, 表面層を HF 等で除いた場合の様子などあれこれ調べられた限り所謂イン石中の太陽風の研究結果と変わらない。

(3) He : $^3\text{He}/^4\text{He} = 1/2500$ なる値は太陽風の従来の値と変わりなくこの値は太陽大気組成と考えてよい。

(4) Ne : $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = \text{約}13$ なる値も He と同様であるが, 大気 Ne が 30% 重くなっていることは同位体効果による ^{22}Ne の濃縮で充分説明できる。 ^{21}Ne はさすがに宇宙線の効果をうけているがそれでも大気のように低い含量である。

(5) Ar : $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 1/5.3$ はイン石の場合と全く同じで大気とも変る所がない。問題は $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ である。温度を段階的に上げていってしらべてみてもこの比が 1 よりかはるかに下ることはない。大気の 300 という値は ^{40}K からたまっただけで極端な例であるが, 太陽大気中で期待されるものは僅かに 0.01 %位にしかないといわれる。試料中 46 億年間にたまっただけの ^{40}K の壊変生成物が全部残っていてもこの量を説明できない。 ^{36}Ar は 3×10^{-4} cc/g 程度であるが ^{40}K 含量が 0.1% と測定されているので 7×10^{-5} cc/g 位しか期待できない(第3図)。

さて過剰 ^{40}Ar の説明は容易でない。地下で発生した ^{40}Ar を含むことがあるかも知れない。変った考え

Fig. 3. The ^{36}Ar plotted against ^{40}Ar in nine samples. We conclude that all the samples contain $(7.120 \pm 1.086) \times 10^{-5}$ cm^3/g at standard temperature and pressure of radiogenic ^{40}Ar . With $K=0.1$ percent the K-Ar age is 4.42 ± 0.24 billion years. The samples also contain surface correlated ^{40}Ar with $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 1.056$. (Heymann 等¹⁾ p. 557)

方として、地球大気が太陽風に汚染することがあるのかも知れない。

(6) Kr; イン石の場合と同様である。

(7) Xe; Pesyanoe と炭素質コンドライト(AVCC)が比較される。 ^{130}Xe より重い側が比較できるが、著るしいことは ^{134}Xe 等 Fissiogenic のものが少ないことである。あるいは逆に炭素質コンドライトにみられる Fissiogenic Xe の原因こそ問題と考えられる(第4図)。

Fig. 4. Isotopic composition of trapped solar wind Xe in Apollo 11 fine material, of AVCC Xe(Eugster et al. E. P. S. L. 3, 249 ('67)) and of trapped Xe in the Pesyanoe meteorite.

$\delta = [(X^M/Xe^{130}) / (X^M/Xe^{130})_{\text{atm}} - 1]$
is the relative deviation from the atmospheric composition. (Eberhardt 等¹⁾ p. 560)

(8) H: Hとして 23(砂)–50(breccia) μ mole/gが抽出された。

SMOW (157ppmD) に対し δ D/H 最低 –970‰程度の値を得ているが実際は更に低いと思われる。地上の H_2O による汚染が最も問題となる。事実太陽風

のなかにかなり D があるとは思われない。

(9) C: C は 150(砂)–260ppm(breccia) が認められた。PDB standrd に対し δ C 13 /C 12 にして +11(breccia) –+19(砂) ‰であり隕石や地上のものより高い。太陽風に起源を求めることもできるし混合物である可能性もある。しかし温度を変えて抽出しても δ は変らない。

一方火成岩では含量低く(10–77ppm) しかも –20‰位であった。

3. 核壊変生成物(固化年代測定)

^4He や ^{40}Ar のような揮発性成分を利用する方法は屢々過少値を与えることは他の例と同じである。それでも K-Ar 法は簡便でありまづこの方法で約 4×10^9 年程度の年代を与えることが知られた。火成岩に対しては ^{40}Ar の逸散を補正して 3.8×10^9 年がえられている。

(1) U-Pb 法: 前述のように Pb が極端に少なく U 等が濃縮していることはこの方法がいかに有利であるかをよく示している。測定例によれば $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 最高値として1400程度となっていることからよくわかる。しかし微量な Pb のことであるから実験室汚染はたちまち 206/204 等に利いて来る。実験例を比較してみると技術上の差がよくあらわれている。もっとも適当に補正した値から求めた年代は皆よく一致しておりこの方法自体としての安全度が高いことを示している。

立本氏等の方法によれば試料 2 g 程とり、表面を再溜アセトンで洗滌する。2 ml HClO_4 , 20 ml HF で窒素気流中で分解しスパイク等を加える。Pb は $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ で共沈し最後にデチゾンで抽出する。U, Th は 6 N HCl 中で陰イオン交換でわけ更に U は Hexone 抽出, Th は 7 N HNO_3 で陰イオン交換を繰返して分離する。Pb, U, Th すべて同位体希釈法で量

Table 2. 鉛法による実験結果比較(文献1より)

研究者	試料: Fines (10084) 実験室鉛 ブランク μ g	補正前			ブランク 補正後			U ppm	Th ppm	全 Pb ppm	Pb 206 —Pb 207 年代測定値 $\times 10^9$ y
		206/204	207/204	208/204	206/204	207/204	208/204				
立本等	0.015–0.032	237.4	155.3	333.3	261.9	171.0	448.9	0.544	2.092	1.39	4.659
Silver 等	0.04 –0.12	141.18	92.80	153.79	171.22	111.16	181.74	0.562	2.172	1.465	4.630
Wetherill 等	0.2	108	76.5	—	231	161	—	0.549	2.08	—	4.75 $\pm$ 5
Wanless 等	~0.2	45.8	33.6	64.8	51.9	37.6	70.6	0.530	1.31	2.26	4.67
Kohman 等	0.07	90.2	62.8	108.0	99.6	69.0	117.1	—	—	1.7	4.7 $\pm$ 1

原始鉛として 206/204 = 9.346, 207/204 = 10.218 を仮定。

を求める。Pb の質量分析にはシングルフィラメント上に燐酸と共にシリカゲルを用いてイオンソースとする。206/207, 206/208, 206/204 比に対しそれぞれ 0.2, 0.3, 1 % の誤差を興えている。

実験室汚染が大きいとして補正には 206/204=20 程度の組成の補正をしているが Fines と Breccia に対しては原始値 206/204 =9.3等を適用している。測定方法の性質上常にいずれの例でも $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 法が精度の高い年代を興えている。

しかし測られた年代の意味は何であろうか。特に砂や Breccia については何を物語っていると解されるか。おそらく月面の形成時を示しているのであろうが砂のような混合物の測定については取扱いに慎重を要するであろう。

(2) Rb-Sr 法: 1~5 ppm Pb に対しいずれも 160 ppm Sr 程度であるから、年代決定法としては多分に分が悪いにも拘わらず数多くの研究がある。

大別すれば数ケの whole rock についてそれらを結ぶ isochron を求めるやり方と 1 ケの rock 内の鉱物を取り出して (主として density 分離) internal isochronを求めるものがある。A型 Rockで精々 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \sim 0.1$ 迄であり B型では更にその 1/5 位である。砂と Brecciaはその中間に来る。鉱物でも最高 0.3 どもりにしかない。

Rb 及び Sr のブランクも重要であるが、特に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 測定の精度が要求される。

年代として $3.7\text{--}4.5 \times 10^9 \text{y}$ にわたる区々の結果が出ているが測定の困難なことを思えば止むを得ない点がある。しかし Rock 同士を比較したものと同一岩石を構成する 鉱物 を比較したものは異なる年代を興える可能性も大きい。

同位体比測定について最も誤差の小さい Wasserburg の data によれば造岩鉱物についての isochron は 4 ケの A 型火成岩について $3.7 \times 10^9 \text{y}$ を得ており、砂あるいは月の地殻の生成年代と考えられる $4.5 \times 10^9 \text{y}$ より $8 \times 10^8 \text{y}$ も新しいこととなっている。このことは U-Pb 法と同じ傾向といってよい。また B 型の ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, initial ratio も玄武岩質アコンドライトのそれより 0.0001 高いことを示している。

(3) 重 元 素

高感度 α 線計数法および質量分析法によって ^{244}Pu や ^{247}Cm の存在を検討したアルゴンヌの実験例があるが、前者については $\leq 9 \times 10^{-11} \text{g/g}$, 後者は $\leq 1.25 \times 10^{-10} \text{g/g}$ 共に否定的な結果を得ている。

(4) 重希ガス (消滅放射能) (第 1 表参照)

核壊変 ^{129}Xe や U 以外の核分裂 136 , 134 , ^{132}Xe 等はいずれの実験においても検出されなかった。砂等は太陽風が多すぎてマスクされてしまう。また火成岩の方は固化年代が $4.1 \times 10^9 \text{y}$ 程度であるから ^{129}I が壊変してしまったことは止むを得ない。また核分裂生成物から ^{244}Pu 等の化石を求めることが出来なかつ

第 3 表 Rb-Sr 法による実験結果比較 (文献 1 より)

研 究 者	試 料	固化年代測定値 $\times 10^9 \text{y}$	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	備 考
Wasserburg 等	A 4 ケ B 1 ケ 夫々鉱物	3.59—3.70 $\pm 2-8$	$\left\{ \begin{array}{l} 0.69909(\text{B}) \\ \pm 6 \\ 0.69926-0.69936(\text{A}) \\ \pm 3-7 \end{array} \right.$	砂の見掛け年代 $4.1 \times 10^9 \text{y}$ ± 1
Wetherill 等	{ 岩 石 } { 鉱 物 }	3.4—4.0 _s $\pm 6-7$		—
Hurley 等	{ 岩 石 } { 鉱 物 }	4.5 ± 1	— *	* 0.6990 (玄武岩質 アコンドライト) 使用
Compston 等	{ 岩 石 } { 鉱 物 }	3.80 ± 12 3.80 ± 11	0.69935 ± 12 0.6994 ± 2	Rock 17 (A グループ)
Murthy 等	岩 石	4.43 ± 13	0.69784 ± 12	
Gast 等	岩 石	3.5 ± 3	0.6991 ± 3	

* いずれも $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $\lambda (^{87}\text{Rb}) = 1.39 \cdot 10^{-11} \cdot \text{y}^{-1}$ を使用。

った。すなわち Reynolds は宇宙線照射年代の比較的低い 10057 (4.5×10^7 年, 細粒結晶岩) について Trapped Xe (3×10^{-11} cc/g ^{130}Xe) と宇宙線生成 Xe (2×10^{-11} cc/g ^{130}Xe) とを除いたあと Fission Xe として ^{136}Xe , ^{134}Xe など 10^{-12} cc/g 程残ることを見たがこれは固化年代の間 ^{238}U (0.87 ppm) から来たものとして充分でありほかに核分裂の源を認めることができなかった。これはイン石 Stannern や Pasamonte 等から得られた結果とは異なるが、やはり固化年代が若すぎるためであろう。アコンドライトに比べて10倍以上のUや希土を含んではいるが、 5×10^8 年の間 $[(4.6-4.1) \times 10^8 \text{ 年}]$ に ^{244}Pu ($T_{1/2} = 8.2 \times 10^7$ 年) は二桁おちてしまう。そのために上記イン石中見出された過剰核分裂 ^{136}Xe 等は 10^{-11} cc/g 位あったのに月の岩では 10^{-12} cc/g 程が期待される。これはUからのものと同程度であり誤差範囲内に入ってしまっているのかも知れない。

4. 核反応生成物

(1) 銀河宇宙線

所謂 Galactic Cosmic Ray による核反応生成物は至る所で検出され、定量的にはともかく、イン石と少しも違わない印象をうけた。この場合イン石に見ることのできなかった表面における太陽宇宙線の効果は特筆すべきものであって別に扱うとし、通常 cosmogenic とか spallogenic (spallation products) として代表されるものは銀河宇宙線として此处にとりあげる。しかし我々の行なった研究を除いては上の両者の存在は特に意識されておらず混然としたまま取扱っている研究が多いことに注意を要する。

放射能測定は多くの研究室で行なわれ特に大型 NaI (TI) 検出器を利用して非破壊の γ スペクトロメトリが数多くデータを提供した。この場合は残念ながら表面と内部のある種の混合データであってそのまま利用すると誤差が入ってくる。Houston においては50呎の地下に厚い Dunite をはりめぐらせた地下低BG実験室を構築した。この方法によって ^{24}Na , ^{26}Al がよく観察され ^{56}Co , ^{54}Mn , ^{46}Sc , ^{48}V 等も検出されている。その他特にX線, β 線測定にたよるものは破壊分離を行なわねばならない。 ^{37}Ar , ^{39}Ar , ^{14}C , ^3H はガス計数管で, ^{36}Cl , ^{53}Mn , ^{55}Fe , ^{10}Be , ^{59}Ni 等は上記のものと同時に固体試料用検出器で同時計数法を活用して測定された。一概にいえることは岩石内部の試料についても長半減期放射能が思ったより

高く石質イン石の値と比較できる程度であった。少なくとも充分長い間, 10^6 y 以上, 表面又は表面附近に存在した証拠であり宇宙飛行士の足跡が 10^7 y 位も残るであろうといわれる根拠にもなっている。

安定同位体 火成岩中の希ガスの測定から求めることは容易であり Trapped gas の補正も容易に行なえる(第1表参照)。 ^3He , ^{21}Ne , ^{38}Ar および ^{36}Ar についての値はイン石と略々同様に求められる。砂と breccia については太陽風に対する補正が大変大きい。

第5図 宇宙線生成 Xe の同位体組成 (Reynolds 等文献(1), 547頁)
第1表のデータより ^{126}Xe (共に 10^{-11} cc/g 程度) を基準としたもの Stannern: Ca-rich achondrite [照射年代 $3 \cdot 10^7$ 年, K. Marti et al, Z. Naturf, 21a, 398 (1966)]。
10057: Aグループ火成岩 (照射年代 $4.2-4.7 \cdot 10^7$ 年)。尚 ^{131}Xe については P.O. Pepin JGR 71, 2815 (1966) 参照)

Xe についても Stannern と比較してよく合っているといえるが 131 について異常がある(第5図)。生成物としての $^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe}$ は一定でなく変動(factor 2)するが特に高く出やすい(4~7)。しかしイン石 Estherville についてもこの比が高いので月だけの特殊性ではない。多分宇宙線束が低エネルギー二次粒子を多く含むためか, $^{130}\text{Te}(n, \gamma)$ によるためであろう。

Kr については $^{81}\text{Kr} \sim ^{83}\text{Kr}$ 法が適用される。少量の試料(0.1g)で一回の測定で年代が求められる特徴がある。Kr の生成率の比は 80—81—82—83 が略々

比例的に変化すると考えられるので標的の種類（この場合は主としてZr）にかかわらず求めやすい。

照射年代決定：求められた年代は $2 \sim 50 \times 10^7$ 年と広範囲に分布している。長短大体二つの群にわけられるともいわれる。

これらの年代はやはり固化年代よりもはるかに若い。砂等についても 3×10^8 年程度であるから表面における物質の移動や erosion が再び問題となる。岩の場合 $1 \sim 2 \text{ mm}/10^6 \text{ y}$ 程度の erosion があると考えている人がある。

Gd：Wasserburg 等は熱中性子モニターとして Gd について検討した所イン石で Norton Co. にのみ

認められたような ^{157}Gd の減少 ^{158}Gd の濃縮が多数の試料（砂、岩共）について認められた（第6図）。特に照射年代の長い 10017 については $\pm 0.3\%$ 程の変化を認めた。Pile 中性子で Gd を照射した結果と一致している。

砂のコア試料について上下共同様の値であった。これは再び gardening を示している。熱中性子線束として 200°K で $1 \text{ n/cm}^2 \text{ sec}$ に相当するといっている。これは試料が極く表面である時よりも主として少々下部にあつて熱化された2次宇宙線線を考えることによって説明できる程度の量である。但しみかけ上熱中性子束といっても線束が $1/E$ に近いスペクトルを示す筈であるから反応断面積としては共鳴積分値をとる必要があり取扱い上一寸注意を要する。

第6図 宇宙線照射による Gd 同位体比の変動 (Wasserburg 等, 文献(1) 465頁)
 $^{156}\text{Gd}/^{160}\text{Gd}=0.9361$ に補正した。誤差は 2σ 。Norton County (Ca-poor achondrite).
 比較的高エネルギーの生成物たとえば Ne^{21} , あるいはそれらに基く照射年代と比較してみるとよい。

試料名	Ne^{21} 含量 $\times 10^{-8} \text{ cc./g}$	照射年代 $\times 10^6 \text{ y}$	試料名	Ne^{21} 含量 $\times 10^{-8} \text{ cc./g}$	照射年代 $\times 10^6 \text{ y}$
10017	47.	500	Norton Co.	57.	120
10050	51.	—	10044	7~9.	56
10084(Fines)	—	330	10069	4.	—
10059	—	—			

第4表 イン石中 Gd 同位体比測定例 [Wasserburg 等 E. P. S. L. in press].
第6図参照; $^{156}\text{Gd}/^{160}\text{Gd}=0.9361$

Run	Sample (Separation)	Sample Size 10^{-9}g	Sets of 10 Ratios Taken with multipli- er (MP) or Faraday Cup (FC)	$\frac{^{158}\text{Gd}}{^{157}\text{Gd}}$	$\frac{^{158}\text{Gd}}{^{160}\text{Gd}}$	$\frac{^{157}\text{Gd}}{^{160}\text{Gd}}$	$\frac{^{155}\text{Gd}}{^{160}\text{Gd}}$	$\frac{^{154}\text{Gd}}{^{160}\text{Gd}}$	$\frac{^{152}\text{Gd}}{^{160}\text{Gd}}$
34(B)	Pasamonte (separation 1)	10	6 (MP)	1.5874 $\pm .0013$	1.1361 $\pm .0003$	0.7157 $\pm .0005$	0.6773 $\pm .0005$	— —	— —
37(B)	Pasamonte (separation 2)	20	8 (MP)	1.5875 $\pm .0021$	1.1360 $\pm .0009$	0.7156 $\pm .0007$	0.6766 $\pm .0005$	0.09971 $\pm .00016$	0.00932 $\pm .00004$
55(B)	Pasamonte (separation 2)	80	4 (FC), 9 (MP)	1.5861 1.0011	1.1355 $\pm .0006$	0.7159 $\pm .0003$	0.6768 $\pm .0006$	0.09971 $\pm .00005$	— —
39(B)	Weekeroo Station	11	7 (MP)	1.5863 $\pm .0022$	1.1358 $\pm .0011$	0.7158 $\pm .0008$	0.6773 $\pm .0003$	0.09971 $\pm .00007$	0.00938 $\pm .00004$
45(B)	Copiapo	6	6 (MP)	1.5852 $\pm .0023$	1.1358 $\pm .0007$	0.7165 $\pm .0010$	0.6772 $\pm .0005$	0.09979 $\pm .00020$	0.00941 $\pm .00002$
61(B)	Forest City	20	8 (MP)	1.5869 $\pm .0011$	1.1359 $\pm .0005$	0.7158 $\pm .0004$	0.6772 $\pm .0006$	0.09976 $\pm .00005$	0.00959 $\pm .00004$
[NORTON COUNTY]									
48(B)	1	12	9 (MP)	1.5907 $\pm .0019$	1.1364 $\pm .00007$	0.7144 $\pm .0007$	0.6766 $\pm .0005$	0.09965 $\pm .00015$	0.00944 $\pm .00004$
52(B)	1	12	10(MP)	1.5914 $\pm .0014$	1.1374 $\pm .0007$	0.7147 $\pm .0004$	0.6767 $\pm .0005$	— —	— —
59(B)	2	14	9(MP)	1.5909 $\pm .0014$	1.1367 $\pm .0006$	0.7145 $\pm .0005$	0.6760 $\pm .0003$	0.09969 $\pm .00011$	0.00938 $\pm .00005$
60(A)	2	86	14(FC)	1.5910 $\pm .0006$	1.13690 $\pm .00028$	0.71456 $\pm .00020$	0.67636 $\pm .00030$	— —	— —
60(A)	2	36	28(MP)	— —	— —	— —	— —	0.09972 $\pm .00004$	0.00933 $\pm .00001$
Average for separation 1			(B)	1.5910 $\pm .0010$	1.13690 $\pm .00057$	0.71457 $\pm .00028$	0.67659 $\pm .00043$	0.09965 $\pm .00015$	0.00944 $\pm .00004$
Average for separation 2			(A)	1.5911 $\pm .0006$	1.13687 $\pm .00025$	0.71454 $\pm .00019$	0.67631 $\pm .00030$	0.09971 $\pm .00004$	0.00933 $\pm .00001$
Terrestrial Gd				1.5867 $\pm .0002$	1.13590 $\pm .00009$	0.71589 $\pm .00004$	0.67692 $\pm .00009$	0.09975 $\pm .00002$	0.00928 $\pm .00002$

しかしともかく以前から Gd を熱中性子モニターとして使うことは提案されながらはじめて結果が得られたことは重要なことであろう。本法の測定感度は全中性子束にして 10^{15}n/cm^2 であり充分感度の高い方法といえる。

(2) 太陽宇宙線 (太陽プロトン)

La Jolla グループははじめて月面試料について太陽プロトンの確実なデータを求めることが出来た (第7図)。

宇宙空間に面していた表面を 4mm および 1.2cm で切断し表面と内部の数種類の試料をつくった。4mm は

第7図 各種宇宙線による生成物の深度分布 (文献(1), p. 574 より)

少なくとも表面4mm迄の高含量の部分は太陽プロトンの効果によると考えられる。

低面では内部と差異がないので少なくとも最近 10^6 年間程度の間はこの姿勢のままであったといえよう。

1.4 g/cm^2 程に相当し 30 MeV 陽子の飛程に相当する。 (p, n) , (p, pn) , (p, α) 等の低エネルギー核反応は約 10 MeV 以上のエネルギーを要するので残留エネルギー 10 MeV 以上をもつような粒子でないと第二層以下に反応生成物を興えない。

一方太陽陽子は太陽フレアに伴って一時的に発生するもので短期内に起った1年間数回の現象が大きな役割をもっている。しかも太陽の11年周期によって active な時期がきまってしまう。この数年間(1968—69)は active な時期であり年間にして 10 MeV 以上

の陽子積分値として 10^9 p/cm^2 程度のものが記録されている。1959—60つまり前のサイクルでは異常に高く $10^{10} \text{ p/cm}^2 \text{ y}$ ($>10 \text{ MeV}$) にも達している。その平均的な線束は微分スペクトルとして E^{-3} のように表現されることもある。また荷電あたりの運動量 (rigidity) について対数関係であらわされ、特性 rigidity として $50, 100$ あるいは 150 MV といった現象毎に(時期毎に)変化するスペクトルの群で示される。いずれにしても 100 MeV 以上のものは $10 \text{ MeV} \sim 100 \text{ MeV}$ に対して一桁程度以上おちる場合が多い。

さて短半減期の太陽プロトン生成物は最近のデータとよく対照される。 ^{56}Co は表面層のみから検出され内部では認められなかった。 $^{56}\text{Fe}(p, n) ^{56}\text{Co}$ と解釈されるが二次宇宙線では n のみが働らくため殆んど生成がみられない。 ^{56}Co 半減期は77日であるからこれに貢献したのは1969年4月12日の flare で 10^9 p/cm^2 ($>10\text{MeV}$, 特性 rigidity 65MV) なるデータでよく説明される。 ^{57}Co , ^{54}Mn は共に昨年のもも考慮して合せて説明され ^{22}Na , ^{55}Fe , は共に 2.6年であるが1959~60年辺りの寄興が馬鹿にならない。しかしこれらはいづれもよい一致を示すものと考えられる。

問題は長半減期のものである。 ^{26}Al , ^{53}Mn は表面でたしかに2倍程高いので明らかにこの効果であるが ^{10}Be , ^{36}Cl を含めてこのような長半減期核種はいづれも表面の銀河宇宙線生成物と考えるよりは高い値である。少なくとも 10^6 年にわたって太陽活動が続いており試料が表面に露出していたことがわかる。内部まで太陽プロトンで説明するとするならば昔の太陽活動は今よりもはげしい時期続いたか一時的にあったことを認めなければならない。少なくとも 100MeV 付近のプロトン $3 \cdot 10^8/\text{cm}^2 \text{ y}$ 位の平均値が必要となるからである。もし表面のみに影響を与えたのなら 30MeV 付近のものでよいからである。将来データの蓄積と測定精度の向上によってこの辺りが更にはっきりして来るであろう。

飛跡：表面から鉱物を取り出し核の飛跡を求める方法がある。これによって所謂 VH 核, 鉄核, の検出からできるわけであるが適当な仮定をしたあと $2 \sim 5 \cdot 10^6$ 年間露出による太陽宇宙線の重核の記録であるともいわれる。定量的には問題を残している。尚 1mm 以内で slope が急にならないので $1\text{mm}/10^6$ 年程度の erosion を考えたいともいっている。この飛跡の研究が進歩すれば反応生成物の研究と共に太陽活動の化石的記録をよみとる重要な手がかりを与えるであろう。

文 献

- 1) Science, 167, No.3918, 448—780 (1970).
- 2) Science, 165, No.3899, 1211—1227 (1969).
“Preliminary Examination of Lunar Samples from Apollo 11”
- 3) Turkevich et al., Chemical Composition of the Lunar Surface in Mare Tranquilitatis, Science, 165, 277 (1969).
- 4) Science 167, 1325 (1970).
“Preliminary Examination of Lunar Samples from Apollo 12”