

# 地球の年令をかぞえる

地球化学課 柴田 賢

まえがき

地球の年令という問題は 人間の宇宙・地球に対する大きな関心事の一つとして 古代から多くの人々によってとりあつかわれてきた。そして地球の年令についての考え方の変遷は そのまま科学の歴史あるいは人間の自然観の歴史であったといえることができる。地球の年令が45億年であることは 現在ほとんど常識として地球科学者のみならず 一般の人にも受け入れられている。ではそれはどのようにして求められたものであろうか。

近代的な地球の年令見積りを語る際に忘れることのできないのは 19世紀末の放射能発見である。それは物理学や化学にとつてはいうにおよばず 地質学にとつても新しい時代の幕あけをもたらした 画期的な発見であった。しかしまず始めに放射能発見以前の地球の年令観について 簡単にふれてみよう。

放射能発見以前

地球の年令は どれくらいであろうか？ これは古くから人類がいだいてきたきわめて素朴な質問であった。哲学的・宗教的な思想にもとづく地球観は別として 地球

上に起こる自然現象の観察から 地球の歴史をさぐることは きわめて古くから行なわれていた。ギリシアの哲学者クセノファネス (570—480 B. C.) は おそらく化石を地質現象と結びつけて考えた最初の人であった。歴史学者ヘロドトス (484—424 B. C.) は ナイル河に毎年起こる氾濫によって運ばれる土砂が作る薄層を観察して ナイル河のデルタができあがるのにはきわめて長い年月が必要であろうと考えた。その後2千年以上たった19世紀半ば 実際にナイル河デルタの堆積速度をは

## 1

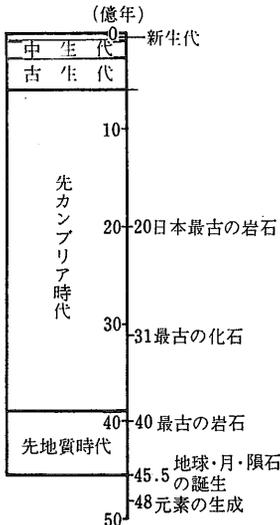
## 創世記 1. 1—25

第一 一 章 「はじめに神は天と地とを創造された。三 地は形なく、むなしく、やみが淵のおもてにあり、神の光のおもてをおおっていた。二 神は「光あれ」と言われた。すると光があった。三 神はその光を見て、よしとされた。神はその光とやみとを分けられた。四 神は光を昼と名づけ、やみを夜と名づけられた。夕となり、また朝となった。第一日である。五 神はまた言われた、「水の間におおぞらがあつて、水と水を分けよ。六 そのようになつた。神はおおぞらを造つて、おおぞらの下の水とおおぞらの上の水とを分けられた。七 神はそこをおおぞらを天と名づけられた。夕となり、また朝となった。第二日である。八 神はまた言われた、「天の下の水は一つ所に集まり、かわいた地が現れよ」。そのようになつた。九 神はそこかわいた地を陸と名づけ、水の集まつた所を海と名づけられた。神は見て、よしとされた。二 神はまた言われた、「地は青草と、種をもつ草と、種類にしたがつて種のある実を結ぶ果樹とを地の上にはえさせよ。そのようになつた。三 神は青草と、種類にしたがつて種をもつ草と、種類にしたがつて種のある実を結ぶ木とをはえさせた。神は見て、よしとされた。

## 創世記

三 神はまた言われた、「天のおおぞらに光があつて昼と夜とを分け、しるのため、季節のため、日のため、年のためになり、四 天のおおぞらに光があつて光と夜とを分け、しるのため、季節のため、日のため、年のためになり、五 神は二つの大きな光を造り、大きい光に昼をつかさどらせ、小さい光に夜をつかさどらせ、六 神はこれらをおおぞらに置いて地を照らさせ、七 昼と夜をつかさどらせ、光とやみとを分けさせられた。神は見て、よしとされた。八 夕となり、また朝となった。第四日である。九 神はまた言われた、「水は生き物の群れで満ち、鳥は地の上、天のおおぞらに飛べ」。三 神は海の大いなる獣と、水に群がるすべての動く生き物とを、種類にしたがつて創造し、また翼のあるすべての鳥を、種類にしたがつて創造された。神は見て、よしとされた。四 神はこれらを祝福して言われた、「生めよ、ふえよ、海の水に満ちよ、また鳥は地にふえよ」。夕となり、また朝となった。第五日である。五 神はまた言われた、「地は生き物を種類にしたがつていさせ、家畜と、這うものと、地の獣とを種類にしたがつていさせ」。そのようになつた。六 神は地の獣を種類にしたがつて、家畜を種類にしたがつて、また地に這うすべての物を種類にしたがつて造られた。神は見て、よしとされた。

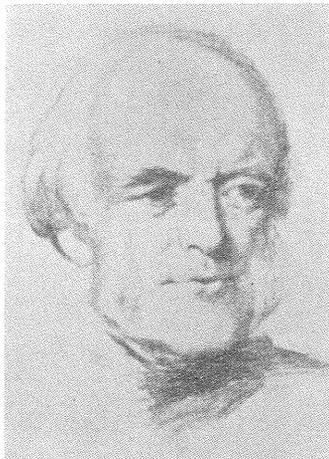
第1図 地球の歴史



第2図 旧約聖書の冒頭「創世記」の天地創造の部分 (日本聖書協会 1955)



第3図 ハットン (JAMES HUTTON)



第4図 ライエル (CHARLES LYELL)

かった結果 彼の推測が正しかったことが実証されたのである。

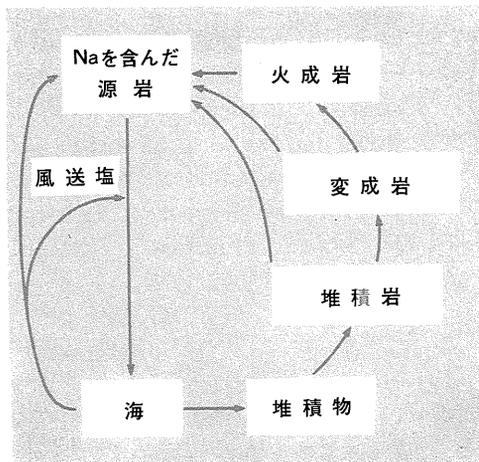
中世ヨーロッパにおいてはキリスト教の影響を受けて地球の年令はきわめて短かく考えられていた。すなわち旧約聖書(第2図)は地球の歴史の始まりを物語っているものであり はっきりとした年数をもって地球の誕生を定めることができるという考え方である。たとえば アイルランドの大司教アッシャーは 1654年に地球は紀元前 4004年の10月26日午前9時に誕生したと書いている。そしてその後出版された英国の欽定訳聖書に 4004年という年数を示した注がつけられて この考えはその後長く支配的であった。そしてこの考えに反対をとなえる者は異端者と見なされるほどであった。

しかし この間に地球の年令について科学的な推測が行なわれなかったわけではない。1785年スコットランドの地質学者ハットン(1726—97、第3図)は「地球の理論」という大著を発表したが その中で 地球上に起こる現象は昔も今も同じであり 現在の地質現象を調べれば過去のことがわかるとのべた。これが「現在は過去への鍵である」という言葉で代表される齊一説(Uniformitarianism)である。この考え方に従えば 地球上に起こっているきわめてゆるやかな変化からみて 地球の歴史は非常に長いものでなければならぬという結論になる。この齊一説はライエル(1797—1875、第4図)によって受けつがれ 1830—33年にかけて「地質学原理」の発表によって地質学の体系化がなされとげられた。ライエルは地質時代の長さを定量的に見積ることも試みていた。すなわち彼は化石の進化の早さをある値に仮定することによって オルドビス紀の始まりの年代を2

億4千万年と推定した。これは現在知られている値の約半分であり またこの仮定そのものも現在根拠があるものとは考えられない。しかしそれまでのばく然とした地球の年令観から 地球の年令は桁ちがいに大きいものであることを示した点に重要な意味がある。

このほかに地球の年令を見積る方法として提案されたものなかで注目すべきものに 海水の塩分を利用する方法と 堆積速度を利用する方法とがある。海水塩分を利用して地球の年令をきめる試みは古く 1715年にイギリスの有名な天文学者ハリーによって指摘された。彼は単純に海の塩分をきわめて正確に測定し 10年後に再び測定して増加分から海水が真水から現在の濃度になった時間がわかるはずであるとのべた。この実験は行なわれなかったが もし今行なってみたとしてもその増加分を認めることはもちろんできるわけではない。19世紀後半には再び塩分法が復活し 世界の河川が一年間に海へ運ぶ Na の量で海水中の Na 量を割れば 海の年令がわかるという考えに従い ジョリーは 1899年に 9000万年という年令を得た。この年令は海の年令としては低すぎるもので その原因はいろいろあるが 特に Na が陸から海 また海から陸へとサイクルする量に対する見積り方が少なかったことが最大の原因と考えられている(第5図)。

堆積速度による地球の年令の見積りも19世紀に入って多くの人たちが試みた方法である(第1表)。これには地層の最大の厚さというものを推定して 現在の海底で



第5図 Na のサイクル (Eicher, 1968)

第1表 堆積速度による地球の年令の推定 (HOLMES, 1913)

年	推定者	最大層厚 (フィート)	堆積速度 (フィート1年)	年代 (百万年)
1860	Phillips	72,000	1332	96
1869	Huxley	100,000	1000	100
1871	Haughton	177,200	8616	1526
1878	Haughton	177,200	?	200
1883	Winchell	—	—	3
1889	Croll	12,000 <sup>+</sup>	6000	72
1890	de Lapparent	150,000	600	90
1892	Wallace	177,200	158	28
1892	Geikie	100,000	730-6800	73-680
1893	McGee	264,000	6000	1584
1893	Upham	264,000	316	100
1893	Walcott	—	—	45-70
1893	Reade	31,680 <sup>+</sup>	3000	95
1895	Sollas	164,000	100	17
1897	Scderholm	—	—	35-40
1899	Geikie	—	—	100
1900	Sollas	265,000	100	26.5
1908	Joly	265,000	300	80
1909	Sollas	335,800	100	80

しこの推定には地球が放射性同位体という熱源をもっていることを考慮できなかったという大きな欠点があり 放射能発見とともにこの説は忘れ去られることになった。

放射性同位体と

地質年代測定法

1896年 フランスの物理学者ベクレルは ウラニウム塩が不透明な物質を通して写真乾板に作用をおよぼす性質を持っていることを発見し これを放射能と名づけた。この放射能の発見が 地質年代学(Geochronology)や地球の年令観に対して新しい時代を開いたといつてよい。1905年 ラザフォードは

の堆積速度で割れば 年令が計算できるという考えによるものであった。しかしこの方法にも堆積速度の見積りの不確実さなどいろいろむずかしい点があった。

以上とは全く別の考えに従い地球の年令を推定して話題をまいた人がいた。1862年から97年にかけて イギリスの高名な物理学者ケルビン卿は 地球が始め溶けた状態から固化してゆっくり冷えて行くものとして 地下増温率や岩石の熱伝導率を考慮して 地球の年令を推定することを試みた。こうして求められた年令は 2000~4000万年という短かいものであった。この値は物理学的な測定値を用いて推定されたものであったために 地質学者の中には疑問視する人もいたが 当時は地球の年令に対する考え方に対して大きな影響を与えた。しか

地質年代をはかるのに 放射能が利用できることを暗示し ウラン鉱物中にたまった He の量をはかることによって 鉱物の年代が求まることを予想した。そして翌1906年 アメリカ コネチカット州産のフェルグソン石中の U と He との量から 500m.y. (million years, 百万年) という年代を求めた。これが放射性同位体を利用した最初の年代測定結果である。ボルトウッドは Pb が U の放射性壊変の最終産物であることを指摘し 1907年に Pb/U 比から鉱物の年令を計算した(第2表)。当時 U の壊変定数は正確には知られておらず 分析技術も不十分なものであったことを考えると これらの年代は現在認められている値におどろくほどよくあっているということができよう。それとともに この結果から地球の年令はきわめて古いものであることが証明されたことに 非常に重要な意義がある。当時アイソトープはまだ発見されておらず こうして求められた年代は “化学年代” と呼ばれるが この方法はその後かなり長い間用いられた。アイソトープを利用しての本格的な U-Th-Pb 法が開発されたのは 1940年代になってからのことである。

一方 K や Rb が放射能を持っていることも古く1906年にキャンベルとウッドによって発見された。しかしこの両元素が K-Ar 法あるいは Rb-Sr 法として年代測定に利用されるようになったのは ずっと後のことであり 質量分析計の開発により同位体比が精密に測定できるようになり また同位体希釈法の採用により元素の含有量が正確に求められるようになった 1950年代に入

第2表 ボルトウッド(1907)が求めた放射性年代

地 質 時 代	Pb/U	年代(百万年)
石 炭 紀	0.041	340
デ ボ ン 紀	0.045	370
先 石 炭 紀	0.050	410
シルル紀又はオルドビス紀	0.053	430
先カンブリア時代		
a. スウェーデン	{ 0.125	1025
	{ 0.155	1270
b. アメリカ	0.160	1310
	0.175	1435
c. セイロン	0.20	1640

第3表 天然の放射性同位体

同位体	存在比 (%)	壊変型と最終生成物	半減期 (年)
<sup>40</sup> K	0.0119	e <sup>40</sup> Ar β- <sup>40</sup> Ca	1.33×10 <sup>9</sup>
<sup>87</sup> Rb	27.85	β- <sup>87</sup> Sr	5.0 × 10 <sup>10</sup>
<sup>115</sup> In	95.77	β- <sup>115</sup> Sn	6.0 × 10 <sup>14</sup>
<sup>138</sup> La	0.089	e <sup>138</sup> Ba β- <sup>138</sup> Ce	~7.0 × 10 <sup>10</sup>
<sup>147</sup> Sm	15.09	α <sup>147</sup> Nd	1.25×10 <sup>10</sup>
<sup>176</sup> Lu	2.59	e <sup>176</sup> Tb β- <sup>176</sup> Hf	2.4 × 10 <sup>10</sup>
<sup>187</sup> Re	62.93	β- <sup>187</sup> Os	~5 × 10 <sup>10</sup>
<sup>232</sup> Th	100.00	Complex <sup>208</sup> Pb	1.39×10 <sup>10</sup>
<sup>235</sup> U	0.72	Complex <sup>207</sup> Pb	7.1 × 10 <sup>8</sup>
<sup>238</sup> U	99.27	Complex <sup>206</sup> Pb	4.5 × 10 <sup>9</sup>

$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{0.6931}{\lambda}$$

で示される。

壊変定数は実験室で作りうる状態の中で一定不変であることが知られており また過去においても不変であったと考えられている。この点が年代測定のささえとなっている。このように放射性同位体はきわめて精度の高い時計のようなもので 放射能時計と呼ばれるゆえんでもある。

第4表 地質年代測定法の特徴

方法	利用できる鉱物	特徴
K-Ar 法	雲母 ハリ長石 角閃石 海緑石 火山岩	Kの存量量が多いので適用範囲が広い。若い年代 (~10 <sup>6</sup> 年) まではかかれる。熱によって Ar が逃げやすく年代が若くなることが多い。
Rb-Sr 法	雲母 カリ長石 全岩	試料がかざられる。全岩年代は後の熱的影響を受けにくい。 <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr 比から岩石成因を議論できる。半減期が不確定。
U-Th-Pb 法	ジルコン チタン 石 モナザイト 閃ウラン鉱	試料がかざられる。独立に三つの年代が求まる。不一致年代を示すことが多い。しかし Pb ロスを定量的にとりあつかえる。

第3表には自然界に存在する放射性同位体のうち 半減期の長いものがあげてある。この中で年代測定に広く利用されているものはかざられていて それらは <sup>40</sup>K <sup>87</sup>Rb <sup>238</sup>U <sup>235</sup>U <sup>232</sup>Th である。これらの同位体を用いて年代測定を行なう方法が K-Ar 法 Rb-Sr 法 U-Th-Pb 法であり それらの特徴を第4表に示した。このうち <sup>40</sup>Kは複雑な壊変を行ない (第6図) K-Ar 法では <sup>40</sup>K が K 電子捕獲により <sup>40</sup>Ar に変わることを利用する。 <sup>87</sup>Rb の壊変定数は <sup>87</sup>Rb の放射能測定が困難なために 正確に求めることができず 現在2種類の値が使用されている。一つは λ=1.39×10<sup>-11</sup>/年でこれは同じ岩石中の U-Pb 年代と Pb-Sr 年代とが同じと仮定して λを逆算して求めた地質学的壊変定数であり もう一つは λ=1.47×10<sup>-11</sup>/年でこれは直接放射能測定によって求められた物理学的壊変定数である。両者の差は約6%で 現在の Rb-Sr 分析精度はこれよりもややよいので この差が問題となり 早急に解決されることが望まれる。また Rb-Sr年代を比べたり解釈したりする場合には どちらの壊変定数を使っているか確かめる必要がある。U-Th-Pb 法に関係があるもので鉛法というものがあるが これはあとで詳しくのべることとする。

つてからのことである。

現在行なわれている地質年代測定法は ほとんどすべて放射性同位体を利用する。そこで 放射能と年代とがどのように関係づけられるかをまずのべておこう。

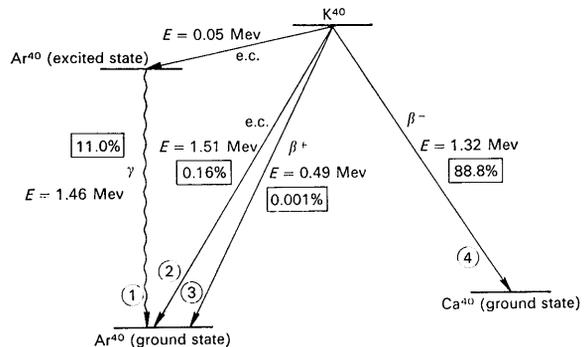
放射性壊変の一般式は

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

で表現される。ここで N<sub>0</sub> は t = 0 の時の放射性核種の数 N は時間 t の時の数であり λ は壊変定数と呼ばれる核種に特有な定数である。この式を書きかえると

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left( \frac{D}{N} + 1 \right)$$

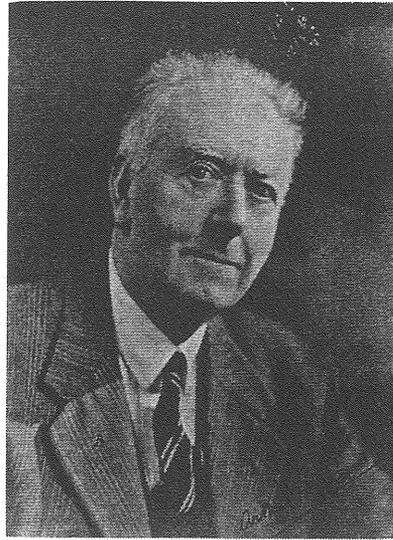
となる。ここで N は放射性核種の現在の数 D は放射性核種から壊変で生じた娘の核種の数である。これが年代測定の基本式で 式からわかるように 現在存在する親と娘の原子数を求めれば年代が計算できるわけである。さらに壊変定数 λ と半減期 T<sub>1/2</sub> との関係は



第5表 地質系統名の提唱者と命名年

系統名	提唱者	命名年
古生界	J. フィリップス	1841
カンブリア系	A. セジウィック	1836
オルドビス系	C. ラブワース	1879
シルル系	R. マーチソン	1835
デボン系	A. セジウィックと R. マーチソン	1839
石炭系	W. D. コニベア	1821
ペルム系	R. マーチソン	1841
(三畳系)	J. マルコウ	1853
中生界	J. フィリップス	1841
三畳系	F. A. アルベルティ	1834
ジュラ系	Alex. プロニアル	1829
白亜系	O. グロア	1822
新生界	J. フィリップス	1841
第三系	G. アルデュイノ	1759
始新統	C. ライエル	1833
漸新統	H. E. ベイリッヒ	1854
中新統	C. ライエル	1833
鮮新統	C. ライエル	1833
第四系	デスノイヤール	1829
洪積統	W. バックランド	1823
(更新統)	C. ライエル	1839
沖積統	W. バックランド	1823

(山下昇, 1967)



第7図  
ホームズ  
(ARTHUR HOLMES)

などについて詳しく検討をすることが必要である。これらの条件をみたした試料として 層序の確立された堆積岩中の新鮮な溶岩が最良であるが 花崗岩などの深成岩もしばしば利用される。この場合には層序学的に限られた試料を選ぶことはなかなかむずかしい。

地質年代尺度を作る試みは 1913年にイギリスの HOLMES (1890—1965, 第7図) によって最初に行なわれた。その当時はUの同位体も知られておらず 壊変定数も正確にはわかっていなかったが HOLMES は5個の U-Pb年代を使って第8図のように 年代と堆積物の最大の厚さとを対比した。その後も HOLMES はこの問題に興味を持ちつづけ 1937年には18個の U-He年代と 12個の U-Pb年代を使って年代尺度を作り 1947年には 同位体を利用した5個の U-Th-Pb年代を使って新しい尺度を作った。この1947年のものはその後しばらく重要なデータとして広く利用された。さらに1959年にはその頃から新しく加わった K-Ar 法や Rb-Sr 法によるデータも加えて 1947年のものより古い方が少し拡大されたスケールを作った。KULP も HOLMES とほぼ同じような尺度を1961年に提案した。地質年代尺度の変遷の様子を第9図に示した。

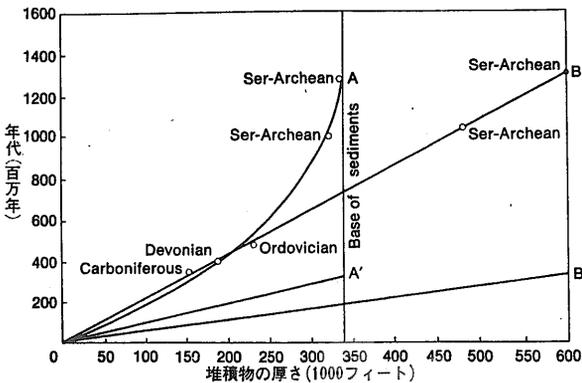
1964年2月 ロンドン地質学会が主催し HOLMES の偉大な業績をたたえて 地質年代尺度に関するシンポジウムが開催された。これは ホームズシンポジウムとも呼ばれているが その結果は“The Phanerozoic Time-Scale”という本として出版された。これは年代測定の基礎的な問題の討論をはじめ 地質系統区分の問題や 337個におよぶ年代測定結果の詳しい検討を行ない そ

地質年代尺度

層位学や古生物学の発展に伴って古生代から新生代にいたる地質系統は 1850年頃までにほとんど確立された(第5表)。しかし これは相対的な地質時代区分であって これに時間的スケールを入れて、地質年代尺度(Geological time-scale)を作ることができるようになったのは 放射性同位体を利用する地質年代測定法が開発されてからのことである。

地質年代尺度を作るために年代測定を行なう場合には

- 1) 分析の精度・確度
- 2) 試料の条件(同位体が閉じた系であったかどうかなど)
- 3) 試料の層序学的位置

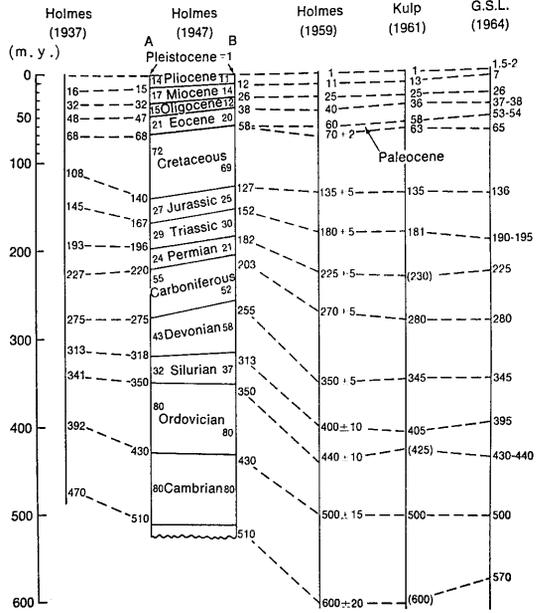


第8図 最初の地質年代尺度 (HOLMES, 1913)

第6表 カナダ盾状地の地質構造区分表

累代	代	亜代	造山運動	K-Ar年代 (m.y.)	
原 生 代	ハドリアン			570	880 1280 1640 2390
		新ヘリキアン	グレンビル	945	
	ヘリキアン	古ヘリキアン	エルソニアン	1370	
		アフィビアン	ハドソニアン	1735	
始 生 代			ケノラン	2490	

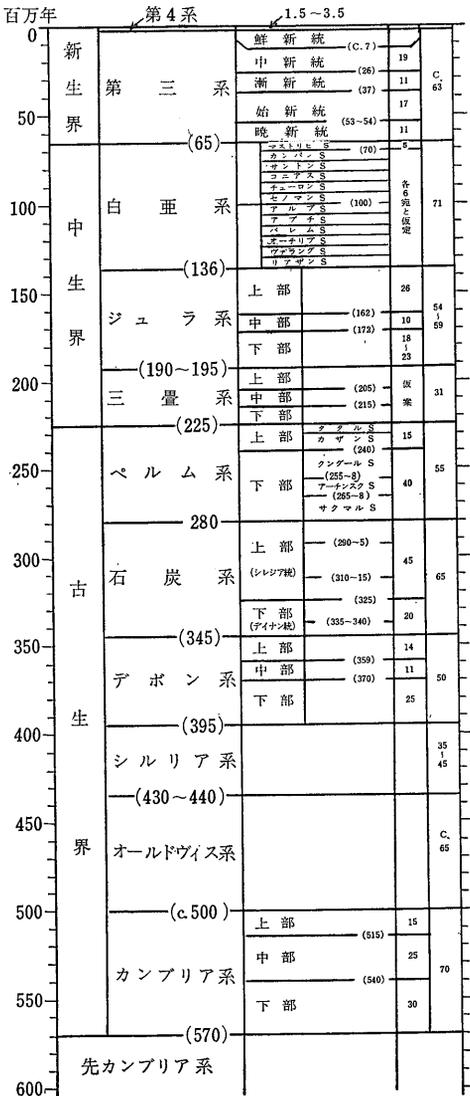
(STOCKWELL, 1964)



第9図 地質年代尺度の交差 (KUMMEL, 1970)

のまとめとしてもっとも妥当な顕生時代 (Phanerozoic time) の地質年代尺度を提案した(第10図)。その後細かい点では改訂を要するところも出てきてはいるが現在のところこの尺度がもっとも信頼のおけるものとして広く利用されている。

次に先カンブリア時代の地質区分について簡単にのべておこう。先カンブリア時代は地質時代(40~6億年)の7/8を占める長い時代であるが(第1図)化石の産出がまれであるため岩層の対比・区分には放射性同位体を利用する地質年代測定法が重要な役割を果たしている。それにしても世界的な年代尺度を作ることは現状では困難である。STOCKWELL (1964)はカナダ盾状地の岩石について測定された数多くのK-Ar年代を統計的に処理して第6表のような地質構造区分表を作った。第11図に年代にもとづくカナダ盾状地の地質構造区分を示した。しかしこのような年代区分を他の地域にあてはめることは不可能であろう。そこで世界共通の先カンブリア尺度として松本(1967)は単純に先カンブリア時代を6億年から古い方へ5億年ごとに区切って先カンブリア第I紀 第II紀……とすることを提案した。GOLDICH (1968)も同じような考え方にもとづいた区分を提案している。こうすれば耳なれない地層名などにわずらわされることなく年代を基準とした対比の区分ができることになる。



第10図 ホームズシンポジウムによる顕生時代の地質年代尺度 (松本編, 1965)

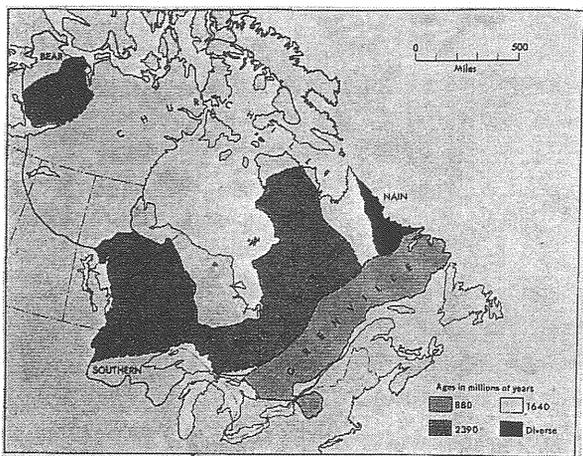
### 地球上の最古の岩石

話を地球の年齢という本論にもどそう。地球の年齢を求める手がかりとして 誰もが考えつくことは 地球上のもっとも古い岩石をさがすことであろう。そこで放射性同位体を用いる地質年代測定法が開発されるのに伴い 世界各地の先カンブリア時代の岩石の年代測定が積極的に行なわれた。

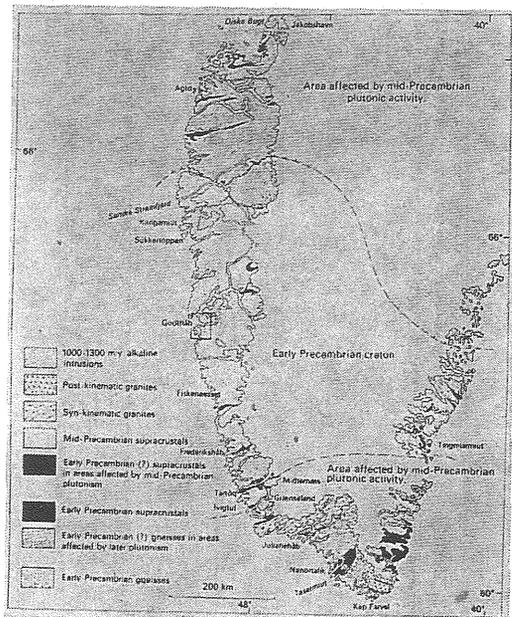
現在知られている最古の岩石は 西グリーンランドの片麻岩で その年代は40億年である。これはごく最近 (1971年11月) 報告されたもので それ以前は最古の岩石は35億年であるというのが 地質学界的常識であった。この40億年岩石の発見は 地球の年齢や地球生成の初期の状態を考える際に きわめて重要な意味をもつものであり 少し詳しく紹介してみよう。

の変成作用を受けて縞状を呈しているが 元は花崗岩質岩石であった すなわち正片麻岩と考えられている。岩質は優白質の花崗岩～トナレ岩がほとんどである。この岩石について オックスフォード大学の同位体地質学研究室のグループ (BLACK ほか, 1971) は 全岩試料の Rb-Sr および鉛法による年代測定を行なった。その結果 Rb-Sr法で  $3980 \pm 170 \text{ m.y.}$  ( $\lambda = 1.39 \times 10^{-11} / \text{年}$ ) 鉛法で  $3620 \pm 100 \text{ m.y.}$  という年代を得た (第13図 第14図)。これらの岩石が確かに古い証拠として 全岩アイソクロンの  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生比が  $0.6992 \pm 0.0010$  ときわめて低いこと また  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$   $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  が著しく小さくて less radiogenicであることがあげられる。

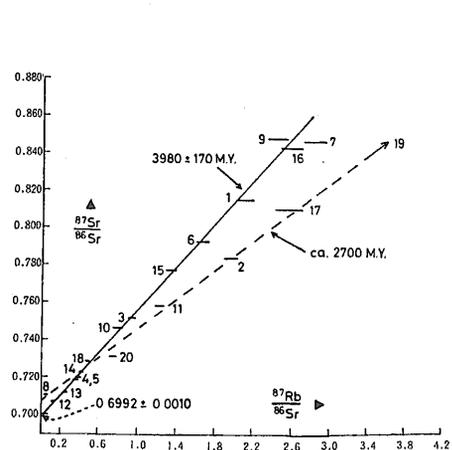
南西グリーンランドのゴットホープ地方 (第12図) には アミツオーク片麻岩と呼ばれている石英長石質片麻岩が分布している。アミツオーク片麻岩は 角閃岩相



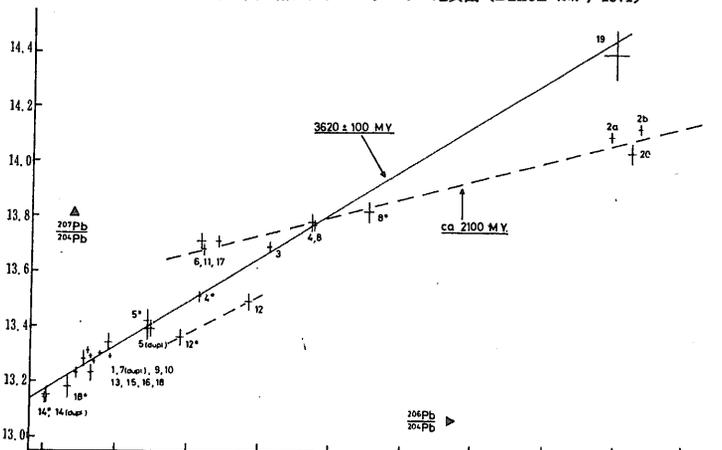
第11図 カナダ盾状地の地質構造区分 (EICHER, 1968)



第12図 南西グリーンランドの地質図 (BLACK ほか, 1971)



第13図 アミツオーク片麻岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン図 (BLACK ほか, 1971)



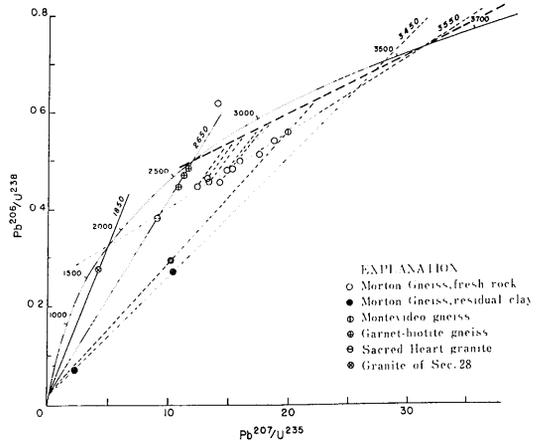
第14図 アミツオーク片麻岩の Pb-Pb 全岩アイソクロン図 (BLACK ほか, 1971)

0.6992という値は隕石の一つ玄武岩質エイコンドライトの初生比0.6990—これは地球の始源物質の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比と考えられている—にきわめて近く おそらくアマツオーク片麻岩の原岩が初期のマントル物質から花崗岩として分離した時の値を示しているものと考えられる。一方この岩石の Pb 同位体は 現在知られている世界の岩石の Pb 同位体比に比べて また鉛鋳物のそれと比較しても もっとも less radiogenic なものであり 鉄隕石の値に匹敵するものである。 Rb-Sr 年代と Pb 年代との違いについては BLACK ほか (1971) は 壊変定数の違いによる場合 U-Pb 系が 3980m.y. から 3620m.y. まで開いた系であった場合 あるいはずっと後の変成作用で Pb年代が若くなった場合などの可能性をあげている。 いずれにせよ このデータは 40億年もの昔にすでに花崗岩質の地殻が形成された証拠を示すものとしてきわめて重要な意味をもつものである。

次にこのほかの古い岩石について 紹介してみよう。北アメリカ カナダ盾状地のスペリオル区(第11図)に古い岩石が発見されているが 特にミネソタ州南西部のミネソタ川に沿って分布するモートンおよびモンテビデオ片麻岩のジルコンについて 3550m.y. という U-Pb 年代が得られた(第15図)(CATANZARO, 1963; GOLDICH ほか 1970)。この年代はいわゆる discordant (不一致)年代であり 2650m.y. および 1850m.y. に変成作用を受けていることがわかるが Rb-Sr 年代からもそのことが裏づけられた。これは現在北米で知られている最古の年代である。そのほか ベアトウース山脈の花崗岩・片麻岩のジルコン・モナザイトにつき  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  法による 3100m.y. という値も報告されている。2700m.y. 前後の年代はかなりあり カナダマニトバ州ウイニペグ地方のペグマタイトの雲母や 西ケベック プイレサック・ラコルン底盤中の雲母などについて求められている。

南米 ベネズエラ東部ガイアナ盾状地のイマタカ複合岩体中の片麻岩について 約 3000m.y. という Rb-Sr 全岩年代がある (HURLEY ほか 1968)。

ヨーロッパ バルトおよびウクライナ盾状地に古い岩石が発見されている(第17図)。ソ連のバ



第15図 モートン・モンテビデオ片麻岩中のジルコンのコンコードディア図 (GOLDICH ほか, 1970)

ルト海に面したコラ半島ボロニヤ河地方で カタルキアン系下部のミグマタイトの黒雲母について 3440 3480 m.y. という K-Ar 年代が求められた (POLKANOV と GERLING, 1960)。その後これと同じ岩石について U-Th-Pb 年代が測定され 2800m.y. という結果が得られた (ZYKOV, 1964)。K-Ar 年代の方が U-Th-Pb 年代より古いという現象はほとんど例がなく K-Ar 年代に問題があるかも知れない。たとえば 過剰アルゴンが黒雲母中に存在するために見かけ上 古い年代になる可能性もある。実際に カナダ盾状地で 2600m.y. であるべき変成岩中の黒雲母の K-Ar 年代が 最高3800m.y. という結果が得られた例がある。この場合も過剰アルゴンによるものと結論された。したがって 特に古い



第16図 西ケベック ルーアン付近の枕状溶岩 スペリオル区に属する安山岩でその年代は約25億年

変成岩の黒雲母の K-Ar 年代の解釈には注意を要する。

ウクライナ盾状地では ドニエプル河地方に分布するコンキアン系の岩石について 3550m.y. という古い年代が報告されている (SEMENENKO ほか, 1968).

このほか ヨーロッパで古い岩石は フィンランドの東部カレリア基盤の片麻岩中のジルコンで 2680m.y. 白雲母で 2630m.y. (Rb-Sr 法) (WETHERILL ほか, 1962) またスコットランド北西部のルイジアン複合岩体の Pb 同位体研究から 2900m.y. の変成年代が求められている (MOORBATH, 1969).

アフリカ アフリカ大陸にも先カンブリア時代の岩石が広く分布して古くから年代測定が行われてきた。

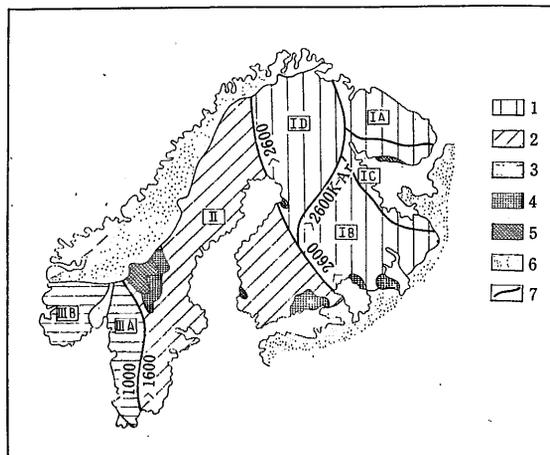
トランスバール南東部—スワジランドに分布するスワジランド系とそれに伴う花崗岩について ALLSOPP ほか (1962, 1968) は Rb-Sr 全岩法により G1 と呼ばれる花崗岩で 3440m.y. G4 花崗岩で 3070m.y. コンソートペグマタイトで 3030m.y. スワジランド系中部のフィグ・ツリー統の頁岩で 2980m.y. という年代を得た。またヨハネスバーグ・プレトリア間に分布する古期花崗岩についても 3200m.y. という Rb-Sr 年代がある (ALLSOPP, 1961).

西トランスバールのドミニオン・リーフ礫岩の U-Th-Pb 法による年代は 3100m.y. である (NICOLAYSEN ほか 1962). 南ローデシアでは ビキタ地方のペグマタイトについて モナザイトの 2680m.y. (HOLMES, 1954)

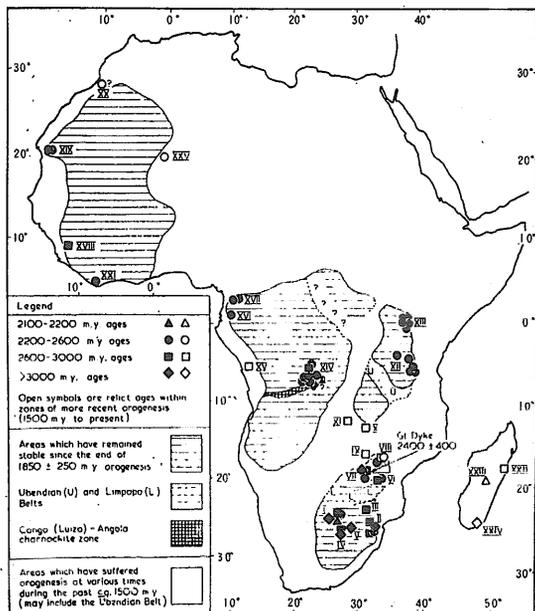
鱗雲母の 2680m.y. (ALDRICH ほか, 1958) グエロ付近のセバキアン系を切るペグマタイトの雲母では 3440m.y. という K-Ar 年代がある (KULP と POLDERVAAT, 1965). 北コンゴでは ココシヨ鉱山の方鉛鉱で求められた 3400 m.y. という Pb 年代がある (HOLMES と CAHEN, 1957). 第18図にアフリカにおける古い年代の分布を示した。

オーストラリア 西部の先カンブリア界に古い岩石が報告されている。もっとも古い年代は ピルバラ地方の花崗岩で求められた 3050m.y. という Rb-Sr 全岩年代である (COMPSTON と ARRIENS, 1968). 西南部のイルガムン塊では 花崗岩質片麻岩にて Rb-Sr 法の 2920m.y. (クーラヌーカ丘) U-Pb 法の 2900m.y. (オールドフィールド河) という年代がある (RICHARDS, 1966). かつてオーストラリア最古の岩石と考えられていたカルグーリー系中の古期緑色岩類は 年代測定の結果 2750~2650m.y. となった。また北西部東キンバレー地方でも 2700m.y. という年代の報告がある。

アジア アジアではシベリアのアルダン盾状地とインド盾状地が大きく また古い岩石がある。アルダン盾状地では 西部のオレクマツァラ河地域の片麻岩中のアラナイトで 2900m.y. という U-Pb 年代が求められた (TOUGARINOV, 1968). 東部のアルダン河地域のイエングラ統では 2550m.y. という Pb 年代がある。インドでは南部のマイソール州サトヌール産のチャーノカイトの Rb-Sr 全岩年代で 2950m.y. というのがもっと



第17図 バルト盾状地の地質年代区分図 (KRATZ ほか, 1968).  
 造山帯 1: 3600—1900m.y. 2: 2300—1650m.y.  
 3: 1200—900m.y.  
 盾状地 4: 1800—1600m.y. 5: 1450—1000m.y.  
 6: エオカンブリア紀と古生代 7: 境界



第18図 アフリカにおける 2100m.y. より古い年代の分布 (CLIFFORD, 1968)

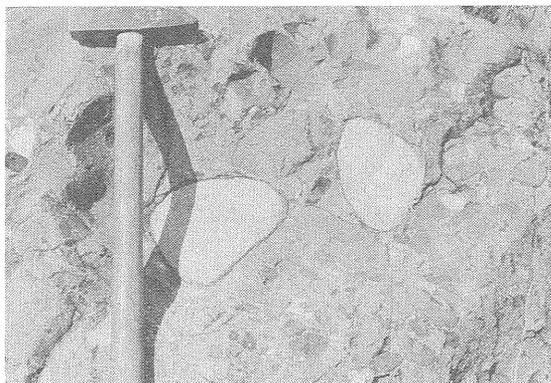
第7表 東アジアの先カンブリア界(柴田・足立, 1972)

	(億年) 中国北部	中国東北	朝鮮半島
原 生 代	6	震旦系	震旦系
	13	震旦系	祥原系
	17	遼河系	摩天嶺系・漣川系
	24	鞍山系	
始生代	泰山系	遼東系	狼林系

も古い (SADASHIVAIH, 1967).

中国では北部および東北地方に先カンブリア界がかなり広く分布している (第7表). 泰山・鞍山付近で 2300~2500m.y. の K-Ar 年代が多数報告されている (Li, 1965). 北朝鮮では摩天嶺系が K-Ar法にて1740~1700m.y. その下の狼林系が 2000m.y. である.

最後にわが国の場合はどうであろうか. 日本列島はアジア大陸と太平洋との間に位置する変動帯であり 何回ものげし地殻変動を受けてきた. したがって古い岩石が存在していたとしても 地表に残っている可能性はきわめて少ないことが予想される. しかし1970年春 足立 (1970, 1971) によって発見された 岐阜県上麻生の二疊系中に挟在する上麻生礫岩中の片麻岩礫は地質調査所で K-Ar Rb-Sr 年代測定の結果 1700~1500m.y. という変成年代を持つことが判明した (柴田・足立, 1972; 第8表 第19図). さらに これらの片麻岩の原岩の年代は約2000m.y. にまでさかのぼることも Rb-Sr 全岩年代の測定の結果わかった. これらの年代が前述した北朝鮮の摩天嶺系や狼林系の年代にほぼ等しいことは興味深い. 上麻生礫岩の片麻岩礫をもたらした中期先カンブリア陸地は おそらく東アジアの広大な大陸の一部をなして日本列島の付近に露出していたであろう. この片麻岩礫の先カンブリア年代は 世界最古の岩石の40億年に比べればいかにも若い が 日本列島の基盤や 古生代地向斜の生成・発展の歴史をさぐる上で



第19図 上麻生礫岩中の片麻岩礫 (足立守氏撮影)

興味ある問題をなげかけている.

以上紹介した世界の古い岩石の産地と年代を示したものが第20図である. 現在知られている最古の岩石の40億年という年代は まだ一カ所だけであるが 34~36億年の岩石は カナダ・バルト・ウクライナ盾状地とアフリカに発見されており 30億年および27億年の岩石は世界各地に分布している. これらの古い岩石は ほとんどが 花崗岩・片麻岩・ペグマタイトなどの酸性岩であることは 注目すべきことであり このことは40億年もの昔から行なわれてきた 酸性地殻の形成の歴史を物語っているものといえよう.

さて 地球は40億年より古いということが 最古の岩石の年代測定の結果得られた結論の一つであるが 40億年より古い地球のこのことについて この方法でさぐることは おそらく不可能であろう. ところが 地球の年令の45億年というのは 実は全く別の方法で しかもずっと以前に推定されていたのである.

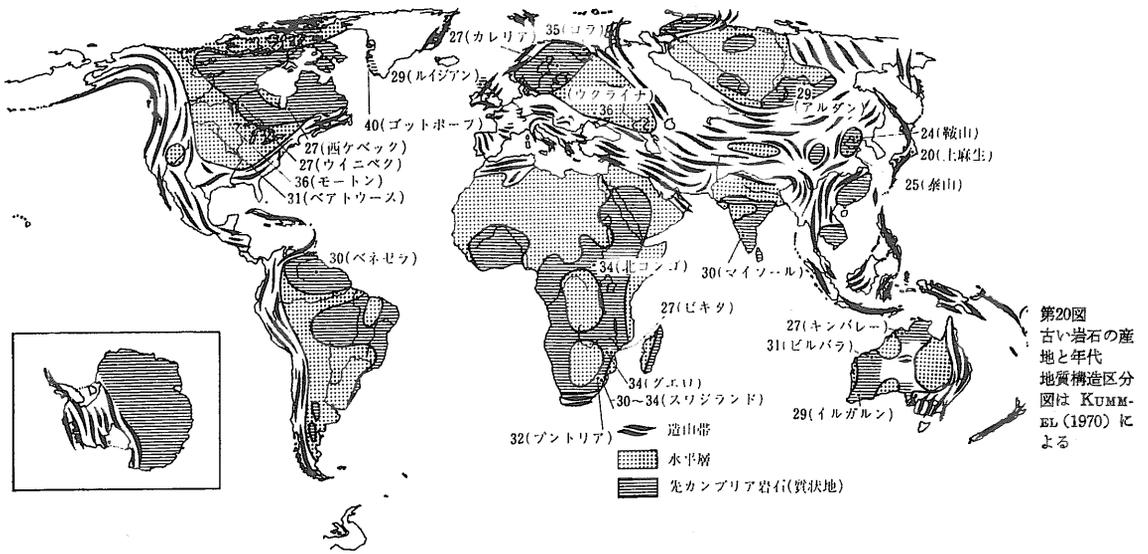
鉛同位体と地球の年令

U・Th・Pb の量比から地球の年令を推定する試みは 1921年に H. N. RUSSELL によって行なわれた. 彼は

第8表 上麻生礫岩中の片麻岩礫の同位体年代(柴田・足立, 1972)

試料	岩 石	鉱 物	K-Ar年代 (m.y.)	Rb-Sr年代 (m.y.)
21	ザクロ石-黒雲母-石英-斜長石-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,290	1,680
23	珪線石-黒雲母-斜長石-石英-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,540	1,490
24	珪線石-白雲母-黒雲母-石英-斜長石-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,660	1,660
6	珪線石-黒雲母-斜長石-石英-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,160	—
19	白雲母-珪線石-斜長石-黒雲母-石英 片麻岩	黒雲母	1,440	1,470
"	"	白雲母	1,640	1,630
8	ザクロ石-黒雲母-カリ長石-石英-斜長石 片麻岩	黒雲母	950	1,510

衰変定数  $^{40}\text{K} : \lambda\beta = 4.72 \times 10^{-10}/\text{年}$ ,  $\lambda_0 = 0.584 \times 10^{-10}/\text{年}$ ,  $^{87}\text{Rb} : \lambda = 1.47 \times 10^{-11}/\text{年}$



第20図  
古い岩石の産地と年代  
地質構造区分  
図は KUMMEL (1970) による

地殻の U:Th:Pb を 6:15:7.5 として Pb はすべて放射性源 (radiogenic) であると仮定し 2250m.y. という年代を求めた。ところがこの量比は正しいものではなく また当時  $^{235}\text{U}$  の存在も知られていなかったため求められた年代は不正確なものではあったが これは地球の年齢が少なくとも 20~30 億年という古いものであることを示した 最初の計算結果であった。

このほかに  $^{238}\text{U}$  と  $^{235}\text{U}$  との量比の変化から地球の年齢を推定することが RUTHERFORD によって提案された。  $^{238}\text{U}$  は偶数個の陽子と中性子を持っているため元素生成時に生成された  $^{238}\text{U}$  の数は 奇数個の中性子を持つ  $^{235}\text{U}$  の数より少ないということはなかったはずである。 一方現在の  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  比は  $\frac{1}{137.8}$  であり 今から  $t$  年前のこの比は  $(\frac{1}{137.8}) e^{(\lambda-\lambda')t}$  で示される。ここで  $\lambda=1.54 \times 10^{-10}$ /年 ( $^{238}\text{U}$  の壊変定数)  $\lambda'=9.72 \times 10^{-10}$ /年 ( $^{235}\text{U}$  の壊変定数) である。したがってこの比が 1 を越えないということから  $t$  は  $6.0 \times 10^9$  年以下と計算される。これは元素の年齢というべきものであるが 地球の年齢も当然これをこすことはないであろう。

ところで 現在しばしば引用される 45 億年という地球の年齢は 鉛法あるいは普通鉛法と呼ばれる 鉛同位体を利用する方法で求められたものである。この方法は 1942 年 GERLING によって始めて試みられ 1956 年頃までにわたって多くの人によって試みられた。こうして求められた地球の年齢は その頃から全く変わっていない。そこでまず 鉛法について説明しよう。

方鉛鉱などの鉛鉱物は U・Th を含まないため 結晶

生成後現在まで鉛の同位体比は変化しない つまり鉱床生成時の鉛の同位体比を示している。このように U・Th を含まない相の中の鉛のことを普通鉛 (common Pb) と呼ぶ。方鉛鉱のほかに黄鉄鉱 カリ長石 若い時代の岩石などの中の鉛も普通鉛と呼ばれるものである。したがって普通鉛は地球生成の時にあった始源鉛 (primordial Pb) と 地球生成から鉛鉱物生成までの間に U・Th から放射性壊変により生じた放射性源鉛 (radiogenic Pb) からなっている。

鉛法による年代の計算式は

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_n (e^{\lambda_8 T} - e^{\lambda_8 t}) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_n (e^{\lambda_5 T} - e^{\lambda_5 t}) \quad (2)$$

(1)と(2)から

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T} = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \left(\frac{e^{\lambda_5 T} - e^{\lambda_5 t}}{e^{\lambda_8 T} - e^{\lambda_8 t}}\right) \quad (3)$$

ここで  $t$ : 鉛鉱物の生成した年代

$T$ : 地球の年代

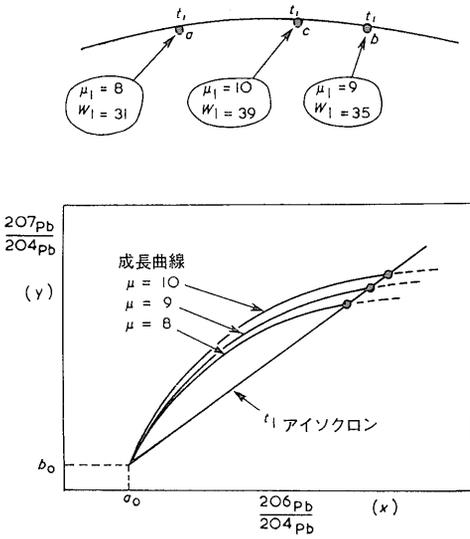
$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T$ : 鉛鉱物生成時の鉛同位体比

$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T$ : 地球生成時の鉛同位体比 (始源鉛の同位体比)

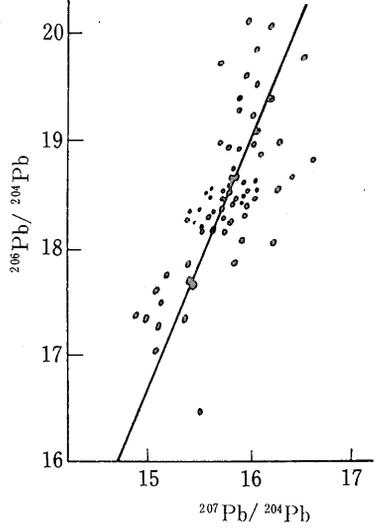
$$\left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_n = \frac{1}{137.8} \text{ (現在の U 同位体比)}$$

$\lambda_8$ :  $^{238}\text{U}$  の壊変定数  $= 1.54 \times 10^{-10}$ /年

$\lambda_5$ :  $^{235}\text{U}$  の壊変定数  $= 9.72 \times 10^{-10}$ /年



第21図  
Pb 同位体のアイソクロンと成長曲線 (KANASEWICH, 1968)  
 $\mu = \frac{^{288}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$      $W = \frac{^{282}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}$



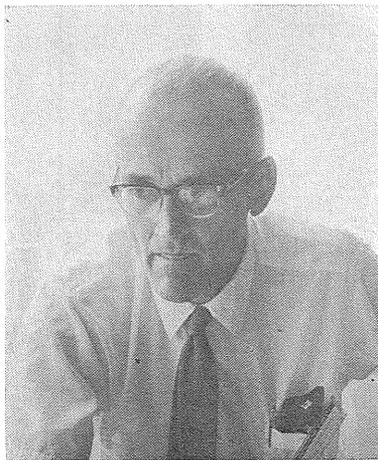
第22図  
若い鉛鉱物の Pb 同位体比 (木越, 1965)

式(3)は HOUTERMANS のアイソクロン式と呼ばれている。もし  $T$  から  $t$  までの間  $U \cdot Pb$  について閉じた系であったならば  $t$  が同じ鉱物の  $(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_t (\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_t$  で示される点は 第21図のようなアイソクロン図において 式(3)の右辺の値を勾配とする直線にのるはずである。直線上の点の位置は  $U/Pb$  比のちがいによる。鉱物の年代を別の方法 たとえば 共存する鉱物の  $K-Ar$  あるいは  $Rb-Sr$  年代で求めることができれば 勾配から  $T$  すなわち地球の年代が計算できる。これが GERLING (1942) HOLMES (1946, 47) HOUTERMANS (1947) によって試みられた 地球の年代を求める方法である。

第22図は若い鉛鉱物について求められた同位体比をプロットしたものであるが 理想的な直線のまわりに点が分布していることがわかる。しかしこの方法で  $T$  を正確に求めることは  $U/Pb$  に大きなばらつきが期待できないので不可能である。そこで  $(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_T (\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_T$  すなわち 始源鉛の同位体比を何らかの方法で知ることができれば この直線の勾配をずっと精度よく求めることができるのではなからうか ということが考えられた。この問題に積極的にとりくんだのが カリフォルニア工科大学の PATTERSON (第23図) で 1950年代の始めのことであった。

隕鉄中のトロイライト( $FeS$ ) は鉛をかなり含んでいるが  $U \cdot Th$  はほとんど含んでいない。そこで PATTERSON (1953) はトロイライト中の  $Pb$  同位体比を始源鉛の比として使えるのではなからうかと考え 微量の鉛の同位体比測定に成功し さらに石質隕石の分析も実施して鉛法による隕石の年代を求めたのである (PATTERSON,

1955, 1956). 第9表に PATTERSON が年代計算に用いた  $Pb$  同位体組成を 第24図にアイソクロン図を示した。第24図のアイソクロンの勾配から 隕石の年代として  $4550 \pm 70 \text{m.y.}$  という値が求められた。この  $4550 \text{m.y.}$  という年代がその後現在にいたるまで 地球の年令としてしばしば引用される元の値なのである。これには一つの大きな仮定 すなわち隕石と地球とが同じような源物質からでき 同じ年代を持っているという仮定がなされている。一方 地球上のいろいろな試料の  $Pb$  同位体比をはかってアイソクロン図にプロットしたのが 第25図である。海底堆積物やマンガン団塊中の  $Pb$  同位体比は 大ざっぱにいえば 現在の地殻の平均質な  $Pb$  同位体比を示していると思われるが それらを含めて全部の試料が45億年のアイソクロン付近に分布することは重要なことで このことから 地球の年代がほぼ 45



第23図  
バターソン (CLAIRE PATTERSON) (倉沢一氏撮影)

第9表 隕石中のPb同位体組成

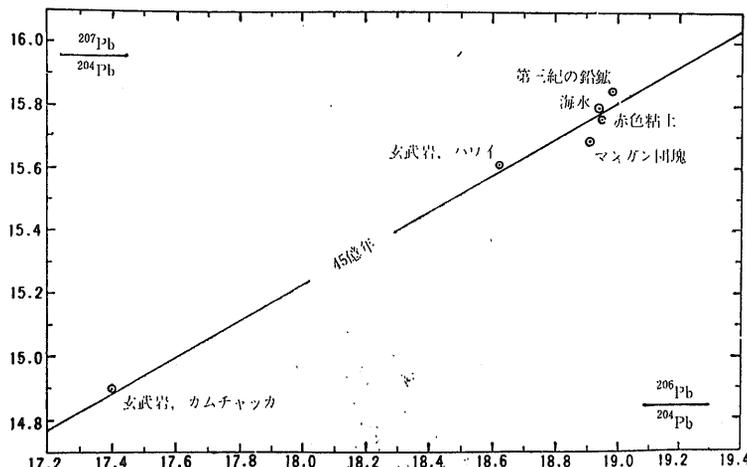
隕石	Pb同位体組成		
	206/204	207/204	208/204
Nuevo Laredo, Mexico	50.28	34.86	67.97
Forest City, Iowa	19.27	15.95	39.05
Modoc, Kansas	19.48	15.76	38.21
Henbury, Australia	9.55	10.38	29.54
Canyon Diablo, Arizona	9.46	10.34	29.44

(PATTERSON, 1956)

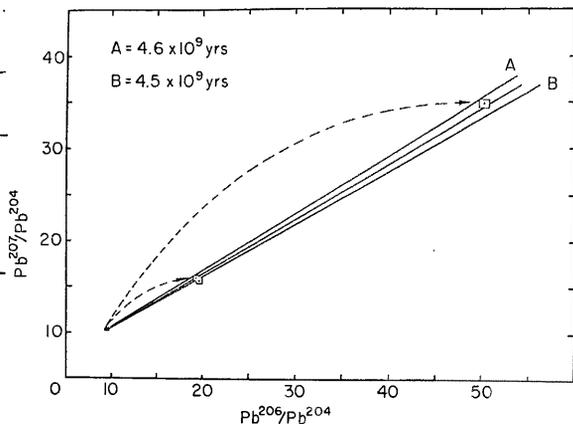
億年であることが推定され 隕石と地球とが無関係でないことを示している。

ところで 鉛鉱床の中でコンフォーマブル鉱床 (conformable ore deposits) というものがあるが これは母岩と調和的な黄鉄鉱の多い鉱床で 鉛は地下深部から火山岩とともにもたらされ 海中に堆積したものと考えられていて変成帯に多い。このタイプの鉱床の鉛はコンフォーマブル鉛と呼ばれていて それらは第21図において単一の成長曲線にのり  $\mu$  の値はほとんど一定で  $8.99 \pm 0.7$  であり これらの鉛は上部マントルから直接もたらされたものであることを暗示している。OSTIC ほか (1963) は このコンフォーマブル鉛について式(1)・(2)を使って  $T$  の計算を行なった。その結果は第10表にみられるように 地球の年令として  $4540 \pm 20m.y.$  という隕石の年代にきわめて近い値となった。この年代は地球の鉛がトロイライトの鉛すなわち始源鉛と同じ同位体組成であった年代を意味するものであるが これが隕石の年代に一致することは 両者が無関係ではなく生成の時期が同じであったことを示す重要な証拠である。

また ULRYCH (1967) は 海洋性玄武岩の  $^{206}Pb/^{238}U$   $^{207}Pb/^{235}U$  から地球の年代を 計算する方法を考案し  $4530m.y.$  という結果を得た (第11表 第26図)。



第25図 現世のPb同位体によるアイソクロン (HOLMES, 竹内訳 1969)



第24図 隕石のPbアイソクロンと年代 (PATTERSON, 1956)

第26図の  $^{206}Pb^*/^{238}U$   $^{207}Pb^*/^{235}U$  は

$$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = \left[ \left( \frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} \right)_P - \left( \frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} \right)_T \right] \frac{^{204}Pb}{^{238}U}$$

$$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} = \left[ \left( \frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} \right)_P - \left( \frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} \right)_T \right] \frac{^{204}Pb}{^{235}U}$$

で表わされる値であり  $P$  のついた比は現在比  $T$  のついた比は地球の年代  $T$  の時の比すなわち始源鉛の比で  $9.56$  および  $10.42$  である。第26図の例にみられるように 玄武岩の  $^{206}Pb^*/^{238}U$   $^{207}Pb^*/^{235}U$  で現わされる点は直線にならび コンコーディア曲線 (concordia curve) と交わる点が  $T$  および  $t$  (岩石の年代) である。第11表で示されるごとく このようにして求めた地球の年代は一例を除きよく一致し 平均として  $4530m.y. \pm 40m.y.$  という値が得られた。この年代も前の例と同じく地球の鉛が始源鉛と同じ 同位体組成であった年代を意味している。

以上のように 地球の鉛を用いても 地球の年令として  $4550m.y.$  にきわめて近い値が得られることは PATTERSON が求めた隕石の年令をそのまま地球の年令と考えることが あやまりでなかったことを示している。

さて 隕石および地球上の Pb 同位体比から求められた45億年という地球の年令は 何を意味するものであろうか。地球の年令という場合 次の二つの時期が考

第10表 コンフォーマブル鉛の同位体比から求めた地球の年令

試料	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	t ( $10^9$ 年)	$\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$	残 差	T ( $10^9$ 年)
1. Primeval Abundances, Murthy and Patterson, (1962)	9.56	10.42	29.71	4.53	9.21	475	4.53
2. Manitowadge, Ontario (Mean of 3 samples)	13.403	15.565	33.545	3.03	9.62	600	4.48
3. Broken Hill, Australia (Mean of 6 samples)	16.117	15.539	36.087	1.61	8.92	575	4.56
4. Mount Isa, Australia (Mean of 5 samples)	16.210	15.593	36,219	1.46	8.50	1,530	4.61
5. Sullivan Mine, B. C. (Mean of 2 samples)	16.633	15.638	36.577	1.28	8.79	1,000	4.58
6. Captain's Flat, Australia (Mean of 7 samples)	18.178	15.766	38.564	0.47	9.26	508	4.52
7. Cobar, Australia (Mean of 10 samples)	18.205	15.771	38.543	0.46	9.29	543	4.52
8. Bathurst, New Brunswick (Mean of 3 samples)	18.291	15.781	38.526	0.42	9.34	606	4.52
9. Hall's Peak, Australia (Mean of 6 samples)	18.490	15.754	38.770	0.15	9.04	492	4.54
10. White Island, New Zealand (Mean of 2 analyses)	18.885	15.750	39.070	-0.25	8.85	640	4.56
Mean $\pm$ standard deviation of the mean					9.08 $\pm$ 0.11		4.54 $\pm$ 0.02

(OSTIC ほか, 1963)

られる。

- 1) 地球を構成する物質が凝集した時期
  - 2) 地殻がマントルから分離した時期
- 1)はおそらく隕石の年令で示される時期と同じと考えて

よからう。一方2)は地球上の Pb 同位体比から得られた45億年という年代が示す時期と考えられる。両者がほぼ等しいということは 凝集過程から地殻・マントルの分離までの時間は短かかったことを示している。そして 45億年から地球上最古の岩石が示す40億年までの5億年間は 地球の暗黒時代ともいべき創世期の非常に謎にみちた時期である。

隕石の年令

アメリカのアポロ計画による月の岩石の採取によって隕石は地球上で手に入れることのできる 唯一の地球外物質ではなくなった。しかし隕石は太陽系や地球の起源をさぐる上で きわめて重要な物質であることは今も変わりが無い。隕石は太陽系に所属する天体物質であり 隕石のあるものは太陽系の生成時期の性質を保存していると考えられている。たとえば 石質隕石の大半を占めるコンドライトは 地球全体の化学組成にほぼ等しく 地球の起源物質であると推定されている。このことから隕石は地球と密接な関係があることは確かである。

第27図に隕石と地球生成のモデルとして UREY (1962) の考えにしたがって木越 (1965) がまとめた図を示したが これからも隕石と地球との関係がよく理解できる。

隕石の年代については 前節で PATTERSON の仕事を紹介したが 隕石について求められた Pb 年代が 実は

第11表

玄武岩の Pb・U 同位体比から求めた地球の年令

試料	地球の年令 (m.y.)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 軸との交点	交点から求めた年代 t (m.y.)	勾 配	勾配から求めた年代 t (m.y.)
Mid-Atlantic Ridge	4510	0.185 $\pm$ 0.067	1230	0.0103 $\pm$ 0.0007	1150
East Pacific Rise	4540	0.021 $\pm$ 0.051	150	0.0121 $\pm$ 0.0006	200
Hawaii	4580	0.013 $\pm$ 0.005	90	0.0119 $\pm$ 0.0001	320
Japan	4560	-0.025 $\pm$ 0.007	- 180	0.0125 $\pm$ 0.0001	0
Ester Island	4460	0.017 $\pm$ 0.005	120	0.0128 $\pm$ 0.0003	- 100
Llano Texas	4530	0.153 $\pm$ 0.023	1028	0.0106 $\pm$ 0.0003	1000
Guadelupe Island	4270	-0.016 $\pm$ 0.007	- 100	0.0153 $\pm$ 0.0003	-1800

(ULRYCH, 1967)

地球の年令として使われていることは すでにのべたとおりである。

PATTERSON の先駆的な仕事以来 30種類以上の隕石について60をこす測定値が報告されている。そしてほとんどが PATTERSON の求めたアイソクロンにのることがわかっている(第28図)。一方始源鉛についても 1962年に MURTHY と PATTERSON は 新しいデータを加えて  $\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}=9.56$   $\frac{207\text{Pb}}{204\text{Pb}}=10.42$   $\frac{208\text{Pb}}{204\text{Pb}}=29.71$  という値を報告しており 最近 OVERSBY (1970) は 9.346 10.218 28.96 というさらに始源的な値を報告している。

ところで 鉛法で隕石の年令という場合は 隕石が閉じた系を作ってから年令と考えられ 通常固化年代 (solidification age) と呼ばれている。次に鉛法以外の方法で求められた隕石の年代についてのべる。

**Rb-Sr 年代** この方法で求められるものも隕石の固化年代である。HERZOG と PINSON および SCHUMACHER は 1956年に石質隕石の Rb-Sr 年代測定を始めて行ない ともに  $4.7 \times 10^9$  年という値を得た。

石質隕石は Rb・Sr をある程度含んでおり Rb/Sr 比も それほど小さくはないので Rb-Sr 法が開発された当初から年代を求めることができた。

その後 アイソクロン法が採用されるようになって Rb-Sr 年代測定は著しく進歩し 隕石にもこの方法が適用されるようになった。そこで Rb-Sr 法におけるアイソクロン法について簡単にふれておこう。Rb・Sr 同位体比と年代との間には次の関

係がある。

$$\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right) = \left(\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0$$

ここで  $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right) \left(\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}\right)$ : 現在の比

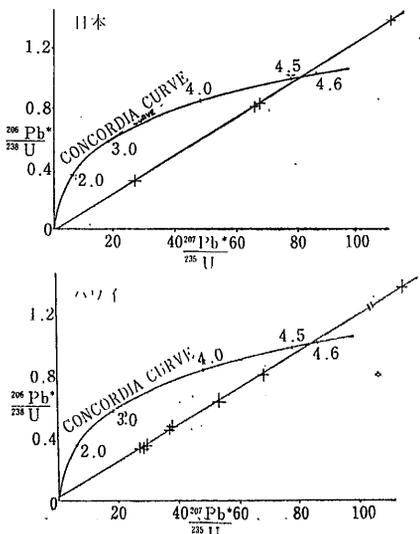
$\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0$ : 初生比 つまり岩石ができたときに持っていた比

$\lambda$ :  $^{87}\text{Rb}$  の壊変定数

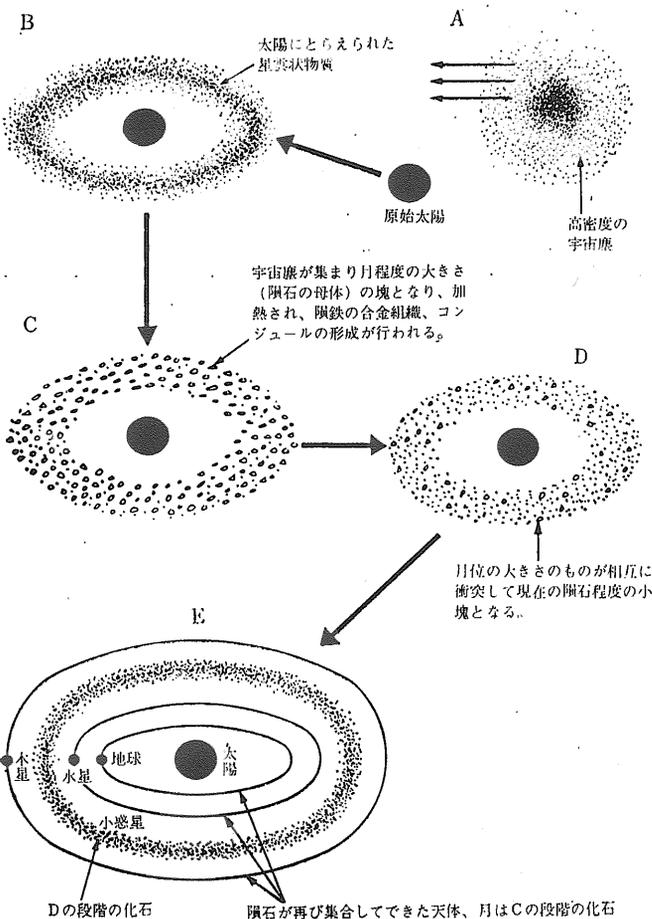
$t$ : 岩石ができた年代

もし Rb/Sr 比のちがういくつかの岩石が 同じ  $t$  と  $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0$  を持ち 岩石生成後 Rb・Sr について閉じた系であったならば それぞれの岩石の  $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right) \left(\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}\right)$  で示される点は  $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)$  を縦軸  $\left(\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}\right)$  を横軸とするグラフ上で上式を満足するような直線上にならねばならずである(第29図)。その直線の勾配  $(e^{\lambda t} - 1)$  から年代が求められ  $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0$  軸と交わる点が  $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0$  を表わすこととなる。

その後多くの人によって隕石の Rb-Sr 年代測定が行なわれたが その結果はほとんど  $4.4 \sim 4.7 \times 10^9$  年の年



第26図 玄武岩の  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  図 (ULRYCH, 1967)



第27図 隕石と地球生成の一つのモデル (木越, 1965)

第12表 Rb-Sr 法 による 隕石 の 固 化 年 代 (島, 1969)

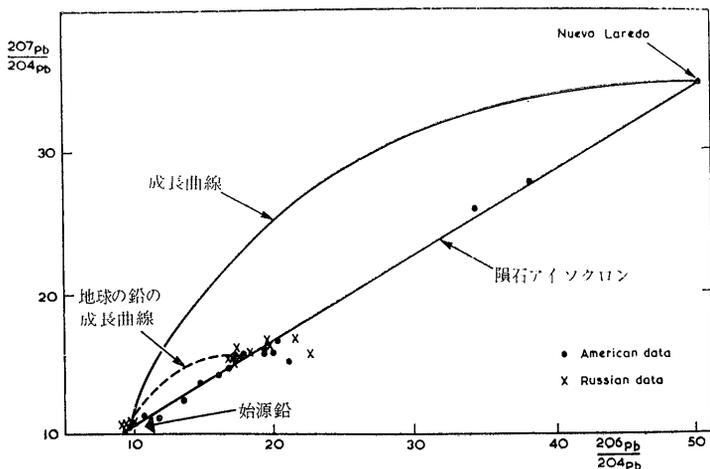
年代 (10 <sup>9</sup> 年)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (初生比)	試 料	測定者
4.7	0.689	Homestead	Herzog, Pinson ('56)
4.7 ± 0.4	0.685 ± 0.003	{ Forest city Pasamonte	Schumacher ('56)
4.67	0.700 ± 0.066	{ Beardsley 3 ordinary chondrite 4 achondrite.	Gast ('62)
4.52 ± 0.122	0.698 ± 0.001	{ 5 ordinary chondrite 2 achondrite	Pinson et al. ('65)
4.46 ± 0.35	0.7007	4 carbonaceous chondrite	Murthy, Compston (65)
3.7 ± 0.2	0.7015 ± 0.0020	Bishopville	Compston et al ('65)
4.45 ± 0.03		Bjurbole	Shields et al ('66)
4.7 ± 0.3	0.696	Silicate nodules in Weckeroo Station	Wasserburg et al. (65)
3.8 ± 0.1	0.69 - 0.73	Silicate inclusion from Kodaikanal	Burnett et al. ('67)
4.6 ± 0.2	0.699	Silicate inclusion in 7 iron meteorite	Burnett et al. ('67)
4.7 ± 0.1	0.700 ± 0.002	Norton County,	Bogard et al. ('67)
4.54 ± 0.16	0.6985 ± 0.0019	Bruderheim	Shima, Honda ('67)
4.5 ± 0.2	0.697 ± 0.002	Peace River	
4.52 ± 0.09	0.700 ± 0.0015	Abec	

代を示している(第12表). ただ Rb-Sr 法の場合には <sup>87</sup>Rbの壊変定数に問題があるので 測定値の比較や解釈には注意を要する. GAST (1962) はエイコンドライトについて 始めて Rb-Sr 法を適用した. エイコンドライトは Rb の含有量がきわめて少ないので 年代を測定することはきわめて困難であるが そのかわり 隕石の <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初生比を正確に求めるのに役立つ. こうして GAST は隕石の <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初生比として 0.698~0.700 という値を求めた. 最近になって分析技術の進歩とともに エイコンドライトについてのきわめて精度のよい測定が行なわれるようになり 初生比のみならず年代も求めることができるようになった. その一例として PAPANASTASSIOU と WASSERBURG (1969) による結果を第30図に示した. 年代は  $4.39 \times 10^9$  年 ( $\lambda = 1.39 \times 10^{-11}$ /年) 初生比は 0.69899 である. この場合の測定精度は 0.01% というきわめてよいものであり この初生比は BABI (Basaltic Achondrite Best Initial 玄武

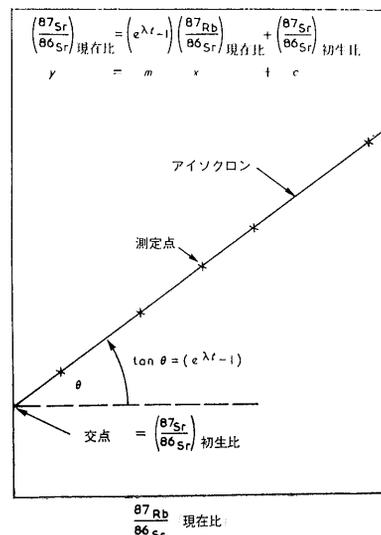
岩質エイコンドライトの最良初生比) と呼ばれ地球源物質の基準値として使用されている.

**K-Ar 年代** 鉛法や Rb-Sr 法による年代が隕石の固 化年代と呼ばれるのに対して K-Ar 法による年代は U-He 年代とともに隕石の気体保持年代 (gas-retention age) と呼ばれている. これは壊変でできた Ar や He が気体であり 隕石中にこれらの気体が保持されるようになった年代を示しているからである.

隕石中の K の含有量は少ないが それでも石質隕石は K を 800ppm 程度含んでおり 年代が大きいこともあって 測定はさほど困難ではなく 多数のデータがある. 第31図に石質隕石の K-Ar 年代ヒストグラムを示した. 年代は  $0.4 \sim 5 \times 10^9$  年にわたって分布するが  $4.5 \times 10^9$  年に多数集中している. K-Ar 年代の中には 鉛法や



第28図 隕石 の Pb 同 位 体 比 (KANASEWICH, 1968)



第29図 Rb-Sr アイソクロン 図

Rb-Sr法による年代と異なり ずっと若いものもかなりあることが特徴であり これは隕石の固化後アルゴンが逸散したためと考えられている。一方隕鉄の場合はKの含有量が  $1\sim 100 \times 10^{-9} \text{g/g}$  ときわめて少ないために測定はきわめてむずかしい。しかし STOENNER と ZÄHRINGER (1958) は 中性子照射法を用いて  $5\sim 13 \times 10^9$  年というきわめて大きい値を報告し問題となった。その後も ZÄHRINGER グループは分析技術を改良して隕鉄の K-Ar 年代測定を続け やはり  $5\sim 7.5 \times 10^9$  年という古い年代を発表している (KRANKOWSKY と ZÄHRINGER, 1966)。そして隕鉄の起源は石質隕石よりも古いであろうと考えた。隕鉄の年代測定については K の同位体組成の変化や破砕反応 (spallation reaction) などの複雑な問題がからんでおり この年代の意味づけは今後の問題として残されている。

月の年令

1969年7月のアポロ11号の月面着陸は 人類の長年にわたる夢が実現したという点で 人類の歴史にとって画期的な壮挙であった。そして持ち帰られた月の岩石について 世界の科学者が現代最高の科学技術を駆使して行なった研究成果も またばく大なものであった。その中にももちろん月の年令というトピックスがあったことはいうまでもない。11号以来5回にわたって月の試料が採取されているが 月の成因など比較的早く解決するのではないかと考えられていた問題が 試料の増加とともにかえって複雑化してきた感がある。

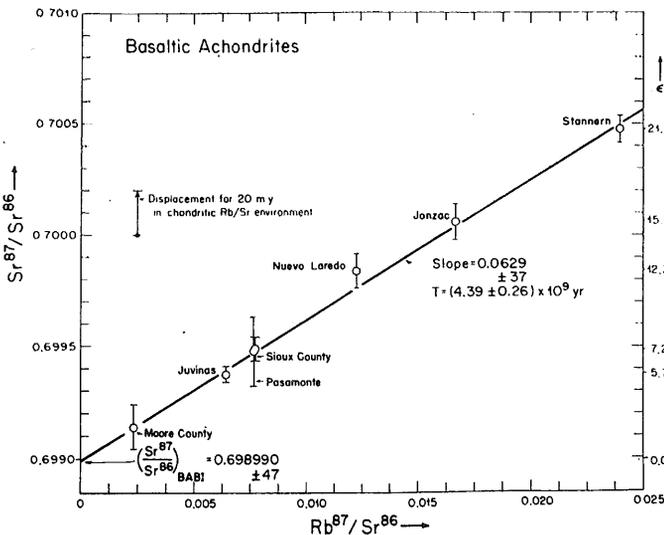
月の試料の年代測定については 現在までにアポロ11号 (静かの海) 12号 (嵐の海) 14号 (フラマウロ)

15号 (アペニン山脈) のデータが報告されている (第32図)。 それについて簡単に紹介しよう。

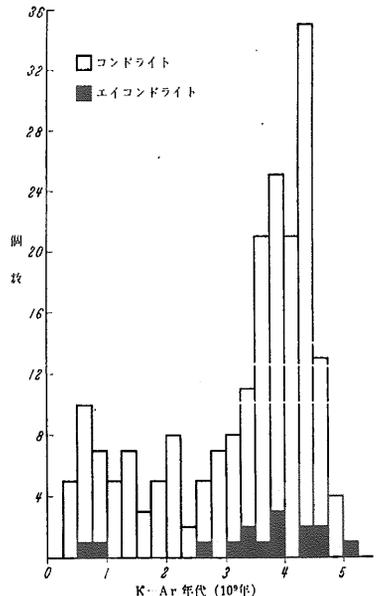
**U-Th-Pb 年代** アポロ11号の細粉 (fines) と角礫岩は  $4.66 \times 10^9$  年という一致年代 (concordant age) を与え 玄武岩は  $3.8\sim 4.2 \times 10^9$  年という不一致年代を与えた (TATSUMOTO, 1970; 第33図)。 TATSUMOTO は この結果から2段階モデルにより 月の年令を  $4.6 \times 10^9$  年岩石は  $3.4\sim 3.8 \times 10^9$  に形成されたと解釈した。第33図には PATTERSON が地球の年令を計算した時に使った隕石のデータを合わせてプロットしてあるが ほぼ同じ直線上に月の細粉と角礫岩のデータがのこることは非常に重要なことで 月は地球および隕石とほぼ同じような古い年代を持っているということが出来る。ただ月の試料は Pb がきわめて radiogenic であり  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  比は地球や隕石に比べてきわめて大きい。また月が形成された後に おそらく隕石の衝突でできたと思われる細粉や角礫岩が  $4.6 \times 10^9$  年という古い年代を保存していることは おどろくべきことである。

12号の試料については 玄武岩が  $3.4\sim 3.9 \times 10^9$  年という結晶年代を示す。細粉・角礫岩は11号と異なり  $4.0 \times 10^9$  年以前の年代のものが  $3.0 \times 10^9$  年よりかなり若い時代の "第3の事件 (隕石の衝突?)" の影響を受けたことがわかっている (TATSUMOTO ほか, 1971)。

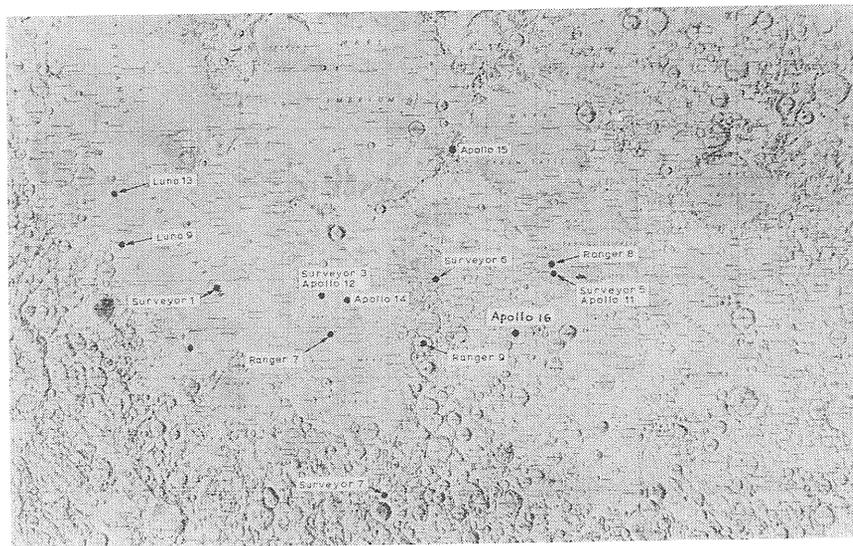
**Rb-Sr 年代** 第34図に11号から15号までの玄武岩の Rb-Sr 年代を示した。この年代はカリフォルニア工科大学の WASSERBURG 研究グループが行なった きわめ



第30図 玄武岩質エイコンドライトのRb-Srアイソクロン (PAPANASTASSIOU と WASSERBURG, 1969)



第31図 石質隕石のK-Ar年代ヒストグラム (KRANKOWSKY と ZÄHRINGER, 1966)



第32図 アポロ 11～16号の着陸地点 (FIELDER, 1971)

て精度の高い測定結果で 個々の岩石から分離した鉱物によって作られる内部アイソクロン (internal isochron) 年代であり  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生比も合わせて示してある。第35図に内部アイソクロンの一例を示す。

WASSERBURG グループの結果から 月の玄武岩は  $3.2 \sim 3.9 \times 10^9$  年の間に何度も噴出したことがわかる。また  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生比は 全般にエイコンドライトの初生比 (BABI) = 0.69898 にきわめて近い。このことは玄武岩の源物質がきわめて低い Rb/Sr 比 ( $\sim 0.004$ ) に対して地球の上部マントルは 0.025 コンドライトは  $\sim 0.25$  太陽は  $\sim 0.6$  を持っていたことを示している。ただ14号のあるものはかなり高い  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生比を持っていて 玄武岩の源物質に Rb/Sr 比の違いがあったことを暗示している。一方玄武岩の全岩試料の Rb-Sr モデル年代 (BABI を初生比として計算した年代) は 高カリウムグループと呼ばれる岩石を除いて ほとんど  $4.3 \sim 4.6 \times 10^9$  年という古い年代を与え 岩石全体としては月の生成以来閉じた系であったことがうかがわれる。また土壌 (soil) についても  $4.6 \times 10^9$  年というモデル年代が得られている (第36図)。

**K-Ar 年代** 従来の方法で求められた全岩 K-Ar 年代については たとえば 11号の岩石試料14個について FUNKHOUSER 等が求めた年代は  $2.5 \sim 3.8 \times 10^9$  年と一定しない。

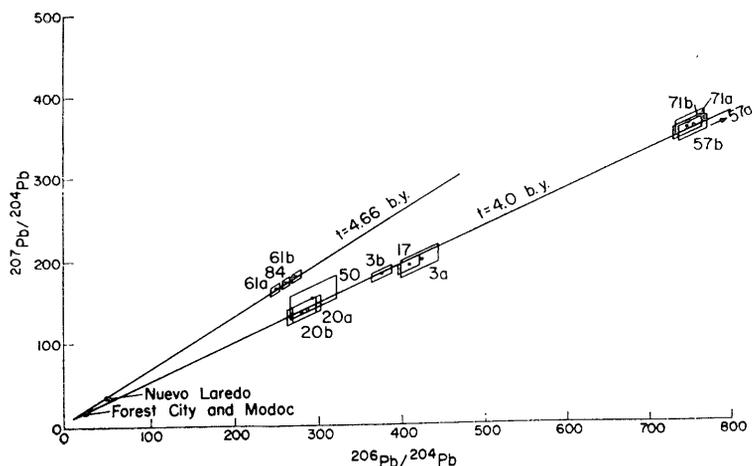
これは radiogenic  $^{40}\text{Ar}$  が種々の割合で逸散したためと考えられる。そこで この問題を解決するため  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  法が積極的に利用された。

この方法は 原理的には従来の K-Ar 法と同じであるが  $^{39}\text{K}$  を中性子照射により  $^{39}\text{Ar}$  に変えて  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  比を測定することにより 年代を求める方法で 同一試料について K・Ar 両方の測定ができ試料を段階的に加熱することにより Ar の逸散の程度を見積ること

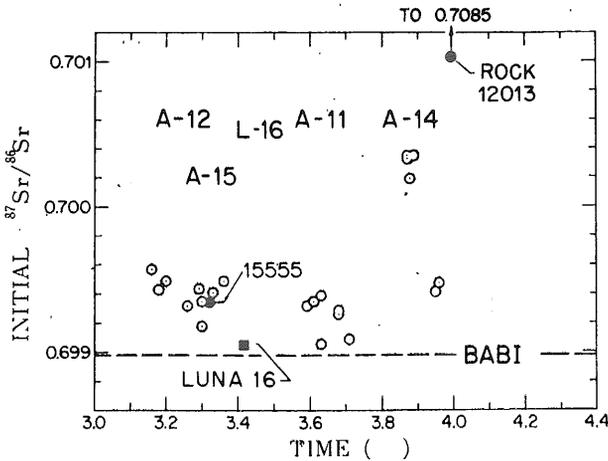
ができ 高温で出てくる Ar の  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  比から高温アルゴン年代 すなわち真の岩石形成の年代を求めることができる などの利点がある (第37図)。TURNER, SCHAEFFER らはこの方法で数多くの岩石の年代を測定したが その結果は WASSERBURG らが求めた Rb-Sr 年代とよく合っている。第38図に TURNER (1971) が求めた  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代のヒストグラムを示す。

15号によって採取された月の高地の斜長岩は 古い地殻の岩石で古い年代が予想されたが その通り、 $4.09 \times 10^9$  年という  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代が求められた。最近採取された16号 (デカルト高地) の本格的な山岳地帯の岩石の年代測定結果が待たれる。

以上のように 月の試料の年代測定の結果 月の年齢は少なくとも地球と同じくらい古いこと 月の岩石もき



第33図 月の試料の Pb アイソクロン図 (TATSUMOTO, 1970)

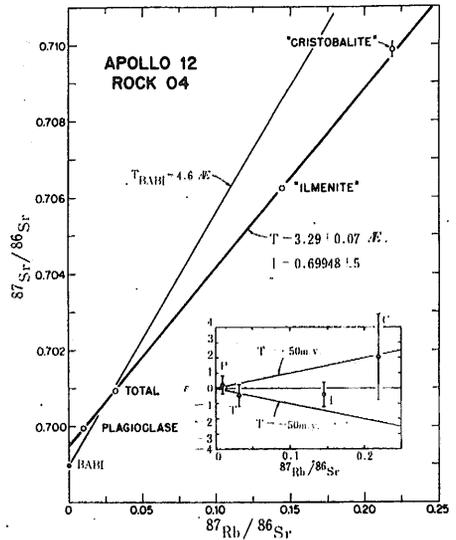


第34図 月の玄武岩の Rb-Sr 年代と  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生比 (PAPANASTASSIOU と WASSERBURG, 1972)

わめて古い年代を持っていることがわかった。しかし Rb/Sr比や U/Pb 比などから考えて 月は地球とはかなり異なった組成をもっていて 地球のようにコンドライトモデルでは説明ができないようである。また K・Rb・U・Th などに富んだ月の地殻は 月の生成直後の短い期間 (~ $10^8$  年) に形成されたものと推定されている。

む す び

以上地球の年令というテーマを中心に 地球の年令についての考え方 見積り方の変遷をたどり 放射性同位体を利用する地質年代測定法 とくに鉛同位体による近代的な地球の年令の求め方についてのべ またこのテーマに関係のあるいくつかの問題について解説を試みた。とくに 地球・隕石・月がともに 45~46億年というほぼ同じ年代を持っていることは これらが太陽系のメン

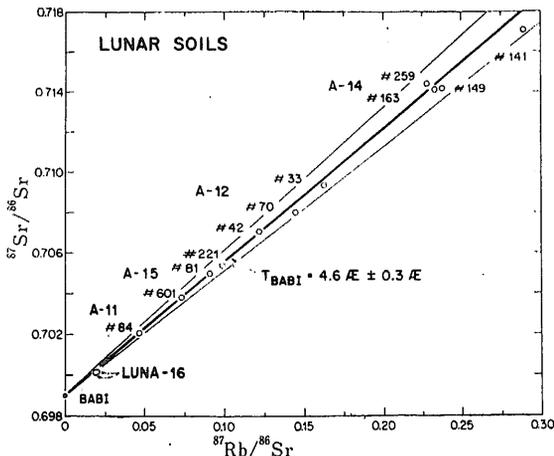


第35図 月の玄武岩 (12004) の Rb-Sr 内部アイソクロン図 (PAPANASTASSIOU と WASSERBURG, 1971)

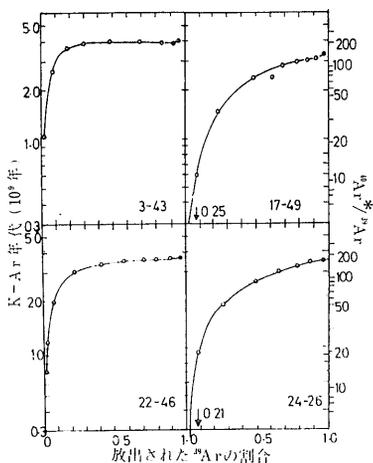
バーとしてほぼ同じ時期に生成したことをはっきりと物語っている。

一口に地球の年令が45億年といっても それがいかに長い時間であるかを 一つのたとえで示すことでこの話を終わりたいと思う。いま仮に45億年という地球の年令を一年にちぢめたとしたらどうということになるであろうか。まず40億年という地球上最古の岩石は2月中ばにできたことになり 生物が現われたのは4月下旬にあたり 日本最古の岩石は8月中旬に生じ 三葉虫が繁栄した古生代の始まりは11月中ばということになる。12月中ばになって恐竜が現われたが 12月26日には絶滅した。人類の祖先が現われたのは 大みそか12月31日の夕刻のことであり 日本列島がほぼ現在に近い形になったのは午後11時15分頃である。西暦元年は11時59分46秒にあたり ハットンが奇一説をとこなえたのは 年のくれる一秒ちょっと前である。そして最後の全くわずかな一こまを れわれ現代人は平和をさげび 戦争をつづけ また公害になやまされながら生きているのである。

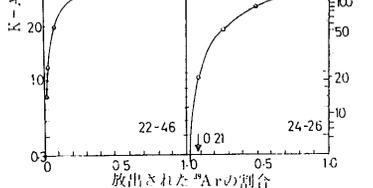
45億年という地球の年令は ここ当分変わることはないと思われるが しかしいずれはこれも変わって行く運命にあるものかも知れない。なぜならば 最初へのべたように 地球の年令に対する考え方は 宇宙観・自然観のうつりかわり あるいは科学の進歩とともに変化してきたからである。



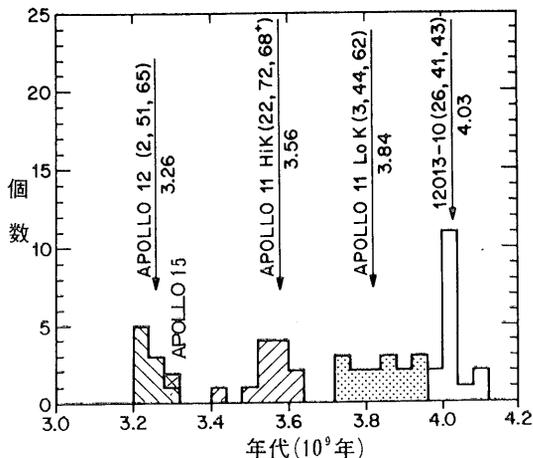
第36図 月の土壌の Rb-Sr アイソクロン図 (PAPANASTASSIOU と WASSERBURG, 1972)



第37図  
月の岩石の見かけの  
K-Ar 年代と放出さ  
れた  $^{40}\text{Ar}$  との関係  
(TURNER, 1971)



第38図  
月の岩石の  $^{40}\text{Ar}/$   
 $^{39}\text{Ar}$  年代ヒストグ  
ラム  
(TURNER, 1971)



おもな参考文献

BURWASH, R. A. 編 (1968): Geochronology of Precambrian stratified rocks. Can. J. Earth Sci., vol. 5, p. 555—772.  
 DOE, B. R. (1970): Lead Isotopes. Springer-Verlag.  
 DALRYMPLE, G. B. and LANPHERE, M. A. (1969): Potassium-Argon Dating. Freeman.  
 EICHER, D. L. (1968): Geologic Time. Prentice Hall.  
 牛来正夫編(1970): 地球科学のすすめ 筑摩書房  
 HAMILTON, E. I. (1965): Applied Geochronology. Academic Press.  
 HAMILTON, E. I. and FARQUHAR, R. M. 編 (1968): Radiometric Dating for Geologists. Interscience.  
 HARLAND, W. B. ほか編 (1964): The Phanerozoic Time-Scale. Geol. Soc. London.  
 ホームズ, A. (竹内均訳) (1969): 一般地質学 I 東大出版会  
 木越邦彦(1965): 年代測定法 紀伊国屋  
 KUMMEL, B.(1968): History of the Earth. Freeman.  
 倉沢 一(1970): 同位体地質学 ラティス  
 LEVINSON, A. A. 編 (1970): Proceedings of the Apollo 11 Luna Science Conference, vol. 2. Pergamon.

LEVINSON, A. A. 編 (1971): Proceedings of the Second Luna Science Conference, vol. 2. M. I. T. Press.  
 OSTIC, R. G., RUSSELL, R. D. and REYNOLDS, P. H. (1963): A new calculation for the age of the earth from abundances of lead isotopes. Nature, vol. 199, p. 1150—1152.  
 PAPANASTASSIOU, D. A. and WASSERBURG, G. J., Earth Planet. Sci. Letters, vol. 5, p. 361—376 (1969); vol. 8, p. 1—19 (1970); p. 269—278 (1970); vol. 11, p. 37—62 (1971); vol. 12, p. 36—48 (1971); vol. 13, p. 368—374 (1972).  
 PATTERSON, C. (1955): The  $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$  ages of some stone meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 7, p. 151—153.  
 PATTERSON, C. (1956); Age of meteorites and the earth. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 10, p. 230—237.  
 SCHAEFFER, O. A. and ZÄHRINGER, J. 編 (1966): Potassium Argon Dating. Springer-Verlag.  
 島津康男(1967): 地球の進化 岩波  
 竹内 均・都城秋穂(1965): 地球の歴史 HNK  
 ULRICH, T. J. (1967): Oceanic basalt lead: a new interpretation and an independent age for the earth. Science, vol. 158, p. 252—256.

エジプト地質調査所75年記念切手



地 学 と  
切 手

P. Q.

エジプト地質調査所75年記念切手

アラブ連合共和国で 1971年11月に発行されたエジプト地質調査所75年記念切手。英語で 75th Anniv. of the Egyptian Geological Survey とあるので 政体や国名が変わっても 地質調査所の名前は変わらないらしい。アラブ連合共和国における鉱物資源開発は中東紛争後では 石油開発を中心として急速に進展しており 図案にはよくそれが表わされている。石油開発はスエズ地区 ナイル川のデルタ地区 西部砂漠地区で行なわれ いずれも大油田の可能性を有している。その他の鉱産資源としては磷鉱石 鉄鉱石などがある。