



# 地質標本館だより

## 地質年代をはかる (地球の歴史展示室)

柴田 賢 (地球化学課)

### 1. 放射性壊変と岩石の年齢

地球の年齢はどれくらいであろうか？ 地球上の岩石はいつごろできたものでしょうか？ これらの素朴ではあるがむずかしい質問に答えるため 地質標本館第一展示室に“地質年代をはかる”というコーナーが設けられている (写真1)。ここではこのコーナーの展示内容にそって 岩石の年齢をはかること すなわち地質年代測定法について簡単な解説を行う。

古生物学や層位学の発展に伴い 地球の年表にあたる地質系統 (古生代 カンブリア紀など) は 1850年頃までに現在とほぼ同じものができていた。地質系統は地球上の岩石の新旧関係を示すいわば相対的な物さし (尺度) である。しかし この物さしは岩石が今から何年前にできたかということは教えてくれない。岩石の年齢を年数という物さしではかることができるようになったのは 19世紀末の放射能の発見に始まるといってよい。

天然の放射性同位体を利用して岩石ができてからの年数を求める方法を 地質年代測定法といい この方法で求められた年令を放射年代 (Radiometric age) あるいは同位体年代 (Isotopic age) という。

では どうして岩石の年令が求められるかを説明しよう。岩石中にはカリウム (正確には  $^{40}\text{K}$ ) やウランなど

の放射性同位体が 量の多少はあるが含まれている。放射性同位体は放射性壊変を起して別の元素に変っていくが その壊変の速さはきわめて一定で たとえば実験室で作りうるいかなる物理的・化学的条件下でも不変であることがわかっている。つまり放射性壊変はきわめて正確な時計にたとえることができる。

放射性壊変は

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

という式であらわされる。ここで  $N_0$  は時間  $t = 0$  の時の放射性同位体の数  $N$  は時間  $t$  の時の数であり  $\lambda$  は壊変定数で同位体ごとに違った値をもつ。放射性壊変の様子を図1に示す。初めにあった同位体の数が半分になるまでの時間を半減期と呼ぶ。そこで放射性同位体の数は半減期ごとに初めの数の  $1/2$   $1/4$   $1/8$  と減ってゆく。上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  $N$  は放射性同位体の現在の数  $D$  は時間  $t$  の間に壊変で生じた同位体の数である。岩石の年齢をはかるということは 上の式にもとづき岩石中の放射性同位体の数  $N$  と 壊変で生じた同位体の数  $D$  を何らかの方法で求めて  $t$  を計算するということになる。何千万年とか何億年とかいう長い地質時代の岩石の年齢をはかるためには それにあった時計 すなわち半減期の長い放射性同位体を選ぶことが必要である。

### 2. 地質年代測定法のいろいろ

放射性同位体を利用する主な地質年代測定法を表1にあげた。これらは地質調査所において現在実施しているものである。これらのうち K-Ar 法 Rb-Sr 法 U-Th-Pb 法が代表的な年代測定法である。

K-Ar 法は  $^{40}\text{K}$  が  $^{40}\text{Ar}$  に壊変することを利用するもので 最も多く行われている方法である。その理由は

1. カリウムは地殻における主要元素
2.  $^{40}\text{K}$  の半減期が適当で長い年代範囲をカバーできる
3. アルゴンは不活性ガスで微量でも測定可能

などのためである。K-Ar 法については次節でやや詳

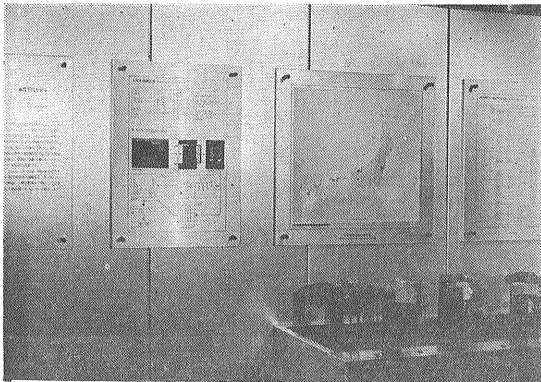
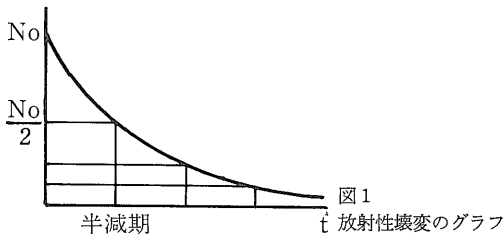


写真1 第1展示室の“地質年代をはかる”コーナー



しく解説する。

Rb-Sr法は  $^{87}\text{Rb}$  が  $^{87}\text{Sr}$  に壊変することを利用するもので 次のような特徴がある。

1. 試料がかぎられる
2.  $^{87}\text{Rb}$  の半減期が長い 若い年代の測定は不可能
3. 全岩年代は後の時代の熱的事変の影響を受けにくい

U-Th-Pb法は  $^{238}\text{U}$   $^{235}\text{U}$   $^{232}\text{Th}$  がそれぞれ  $^{206}\text{Pb}$   $^{207}\text{Pb}$   $^{208}\text{Pb}$  に壊変する系列を利用するもので 次のような特徴がある。

1. 試料がかぎられる
2. 独立した3つの方法で年代が求められるが Pb の損失のため不一致年代を示す場合が多い
3.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代は Pb 損失の影響を受けにくい 特にジルコンを用いた年代測定が有用である。

Sm-Nd法は最近実用化された方法で Sm と Nd がともに希土類元素であることが特徴である。  $^{147}\text{Sm}$  の半減期がきわめて長い 若い岩石の年代測定は不可能であり 初めは隕石に応用された。その後先カンブリア

時代の岩石にも適用されつつある。

フィッション・トラック法は  $^{238}\text{U}$  の自発核分裂の際に鉱物中に残る飛跡(フィッション・トラック)の数によって年代を求める方法である。 U含有量を求めるため試料を熱中性子で照射する必要があるが 測定には大型機器を必要としない。特に第四紀の若い岩石の年代を求めるのに適している。

$^{14}\text{C}$ 法は生物の遺骸中の  $^{14}\text{C}$ 濃度が時間と共に減少することを利用するもので  $^{14}\text{C}$ の放射能を直接測定することにより年代が求められる。  $^{14}\text{C}$ の半減期が5730年であるため 約4万年までの年代がはかれる。地質学だけでなく考古学の分野でも盛んに利用されている。

$^{210}\text{Pb}$ 法は  $^{210}\text{Pb}$ の堆積物中での垂直方向の量の変化から堆積速度を求める方法で 約100年までの年代をはかることができる。

### 3. 年代測定法の実験操作

表1にあげた年代測定法のうち放射能測定を行う  $^{14}\text{C}$ 法と  $^{210}\text{Pb}$ 法 それにフィッション・トラック法以外はいずれも質量分析計という精密機器を使用する。ここでは最も広く利用されている K-Ar法を例に 測定法の実験を簡単に説明しよう。

K-Ar法の操作は図2に示すように 岩石・鉱物からのアルゴンの抽出・精製 アルゴン同位体比の測定及びカリウムの定量に分けられる。アルゴンの抽出・精製は石英-パイレックスガラス製の高真空装置内で行う。

表1 主な地質年代測定法

方 法	同 位 体	半 減 期(年)	試 料	年代範囲
K-Ar 法	$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ ( $\searrow ^{40}\text{Ca}$ )	$1.25 \times 10^9$	雲母, 角閃石, 海緑石, 火山岩	$>10^5$ 年
Rb-Sr 法	$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$4.88 \times 10^{10}$	雲母, カリ長石, 深成岩, 変成岩,	$>10^7$ 年
U-Th-Pb 法	$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	$4.47 \times 10^9$	ジルコン モナズ石 チタン石 閃ウラン鉱	$>10^8$ 年
	$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	$7.04 \times 10^8$		
	$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	$1.40 \times 10^{10}$		
Sm-Nd 法	$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	$1.06 \times 10^{11}$	変成岩 火山岩 深成岩	$>10^9$ 年
フィッション・トラック法	$^{238}\text{U}$ の自発核分裂	$(\lambda = (7\sim 8) \times 10^{-17}/\text{年})$	ジルコン ガラス リン灰石	$>10^8$ 年
$^{14}\text{C}$ 法	$^{14}\text{C}$	5730	木片 泥炭 貝殻 骨	$<4 \times 10^4$ 年
$^{210}\text{Pb}$ 法	$^{210}\text{Pb}$	22.2	細粒堆積物	$<100$ 年

試料を約 1300°C で 20 分間加熱し トレーサーとして一定量の <sup>38</sup>Ar を加えチタンスポンジでガスを精製してアルゴンを回収する。アルゴン同位体比の測定は Micromass 6 型質量分析計 (写真 2) を用いて行う。カリウムの定量は原子吸光分析法による。年代は次の計算式で求められる。

$$t = 1.804 \times 10^9 \log_e \left[ 9.540 \times \frac{{}^{40}\text{Ar rad}}{{}^{40}\text{K}} + 1 \right]$$

ただし <sup>40</sup>Ar rad は試料中で <sup>40</sup>K から壊変で生じた <sup>40</sup>Ar の量 <sup>40</sup>K は現在残っている <sup>40</sup>K の量である。この式は壊変定数として 新しい定数 すなわち  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$   $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$   ${}^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167 \text{ atom \%}$  を使用したものである。

地質年代の展示コーナーでは 年代測定の実例として日本列島の古期基盤岩類のいくつかが 求められた年代と共に展示されている (表 2)。この中にはわが国最古の岩石である上麻生礫岩中の片麻岩礫もある。

#### 4. 地質年代尺度

地質時代の相対的な尺度である地質系統に年数を入れたものが地質年代尺度 (Geological time scale) である。これを作るには 地質系統の詳しくわかっている岩石の同位体年代を測定し 地質系統と年代とを対応させる。このための理想的な岩石は 化石との対応が直接つけられる堆積岩である。しかし堆積岩の年代測定はいまだにうまくできない場合が多い。そこで地質時代のわかっている地層中には含まれる火山岩や 地層との関係から時代が限定できる深成岩が主な対象となる。

地質年代尺度を作ることは 1913 年 Holmes によって初めて試みられたが その後何度も作りかえられてきた。

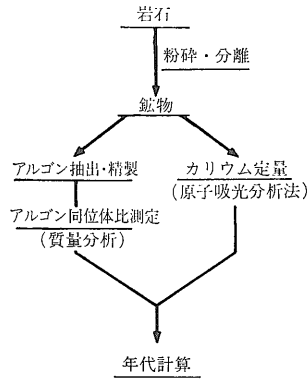


図 2 K-Ar 法の実験操作

そして 1974 年に Armstrong と McDowall は既存の年代データの再検討を行い 新しいデータも加えて新生代を除く顕生時代の年代尺度を作った (図 3)。この尺度の特徴はほとんどすべての期 (階) の境に目盛りを入れたことであり これまでの尺度の中では最も詳しいものであ

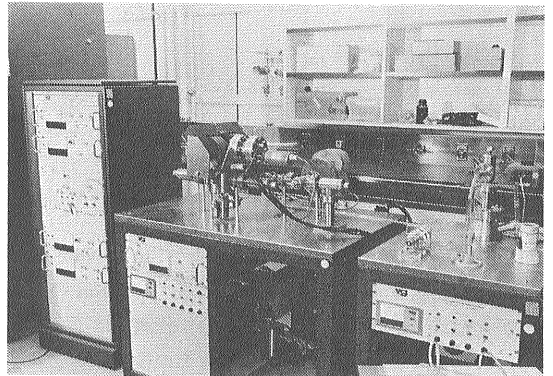


写真 2 アルゴン同位体比測定用質量分析計

表 2 日本列島古期岩類の年代

岩石	産地	測定方法と試料	年代 (Ma)	発表者
氷上花崗岩	岩手県陸前高田市氷上山	Rb-Sr 全岩	351	Shibata (1974)
阿武隈花崗岩 (石川岩体)	福島県石川町石田	Rb-Sr 全岩	439	丸山 (1979)
オーソコーツァイト礫 (手取層郡中の礫)	富山県細入村猪谷	K-Ar 全岩	787	Shibata (1979)
飛騨変成岩	富山県細入村加賀沢	Rb-Sr 全岩	~600	柴田・野沢 (1980)
片麻岩礫 (上麻生礫岩中の礫)	岐阜県七宗町上麻生	Rb-Sr 全岩	1880	Shibata and Adachi (1974)
台花崗岩 (長門構造帯)	山口県美弥市平野	K-Ar 白雲母	431	河野・植田 (1966)
三滝花崗岩 (黒瀬川構造帯)	高知県越知町大樽滝	Rb-Sr 全岩	397	柴田 (未公表)
野母はんれい岩 (西肥構造帯)	長崎県野母崎町夫婦岩	K-Ar 角閃石	480	猪木・服部・柴田 (1979)

壊変定数:  ${}^{40}\text{K}\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ ,  ${}^{40}\text{K}\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$ ,  ${}^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167 \text{ atom \%}$ ,  ${}^{87}\text{Rb}\lambda = 1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ ,

る。

現在この尺度が最も広く利用されている。

第三紀の年代尺度については 浮遊性有孔虫化石帯と K-Ar 年代とを対比させて尺度を作る試みがなされ 新

しいデータと共に年ごとにより正確なものへと改訂されてきた。 図3の第三紀の部分の尺度は Berggren and Van Couvering(1974) Hardenbol and Berggren(1976) によるものである。 なお 図3の尺度の年代は新しい 壊変定数による値である。

代	紀	世	期	年	代	紀	世	期	年	
新生代	第四紀	更新世	完新世	0MA	古生代	二疊紀	アルチンスキアン	269		
			更新世	カラブリアン				278		
	第三紀	鮮新世	ヒカセンチアン	3.7			石炭紀	後期	サクマリアン	289
			パシフィック	5.1					ステファニアン	306
			アジニアン	6.7					ウエストファリアン	330
		中新世	トルトニアン	11					ナムリアン	341
			セラマリアン	13					前期	ピゼアン
			ランギアン	16				トゥルネジアン		367
			フルディガリアン	19				デボン紀	ファメニアン	378
	アキタニアン	25	フラスニアン	385						
	漸新世	シャティアン	33	ジベチアン		391				
		ルベリアン	38	クバニアン		396				
		フリアボニアン	41	エムシアン		400				
	第三紀	始新世	バルトニアン	45		ジーゲニアン	405			
			ルテシアン	50		ジュディニアン	416			
			イブレシアン	55		シルル紀	ダウントニアン		424	
		暁新世	サネチアン	61			ラドロビアン		432	
			グニアン	65			ウェンロキアン		440	
			白亜紀	マストリヒシアン			72	ランドベリアン	446	
		カンパニアン		83			アシジリアン	455		
		サントニアン		88			カラドシアン	464		
		シニエリアン		90			ランディリアン	477		
		チルノウニアン		93			ランビルニアン	490		
	セノマンニアン	96		アレニジアン			500			
	トリアス	96		トレマドシアン			509			
	中生代	白亜紀	後期	アルビアン		117	オルドビス紀	ポツグミアン	524	
				アフチアン		123		アカディアン	544	
				パレミアン		127		ジョージアン	575	
				オーテリビアン		131				
バラソギニアン				136	カンブリア紀	先カンブリア時代				
ベリアシアン			143							
ジュラ紀			テイトニアン	150						
			キンメリジアン	158						
			オクスフォーディアン	162						
			カロビアン	166						
		バトニアン	177							
		バジョシアン	177							
		アーレニアン	188							
		トアルシアン	188							
		ブリーンスバキアン	198							
		シネムリアン	212							
ヘットンギアン		212								
中生代		ジュラ紀	レチアン	220						
			ノリアン	229						
	カーニアン		234							
	ラディニアン		238							
	アニシアン		242							
	三疊紀	スキチアン	247							
		タタリアン	253							
		カザニアン	259							
		クングリアン	269							
		クングリアン	269							

地質年代尺度は歴史科学の一面をもつ地球科学にとってきわめて重要なかつ基礎的な資料である。年代尺度を作るといことは簡単なようで実は大変困難な仕事でありそのためにこれまで何度も改訂されてきた。ここに紹介した年代尺度ももちろん完成されたものではなく“現時点での”という注をつける必要がある。新しいデータによりより正確な尺度に改められるのもそう遠い将来のことではないであらう。

図3 地質年代尺度

Armstrong and McDowall(1974) Berggren and Van Couvering(1974) Hardenbol and Berggren (1976) によるもので新しい壊変定数による値になおしてある