

K-Ar法による若い年代の火山岩の年代測定

兼岡一郎*

1.はじめに

K-Ar法は1950年代に実用化され、現在岩石・鉱物などの年代測定に際して最もよく用いられる方法の一つである。自然界に存在するKには、 ^{39}K (93.6%原子比)、 ^{40}K (0.01167%)、 ^{41}K (6.39%) の3つの同位体があり、そのうち ^{40}K が半減期約12.5億年の放射性元素同位体である。 ^{40}K はK電子捕獲により ^{40}Ar に、 β 壊変により ^{40}Ca に変わり、それぞれの壊変定数を λ_e 、 λ_β で表わすと ^{40}K 自体の壊変定数 λ は、

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$$

で表わされる。放射性起源の ^{40}Ar を $^{40}\text{Ar}^*$ で表示すると、

$$^{40}\text{Ar}^* = \lambda_e / \lambda \cdot ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

の関係がある。ただし $t=0$ のとき $^{40}\text{Ar}^*=0$ と考える。この仮定は、地表に噴出した火山岩などに対しては、特に急冷した部分などを除けばほぼ満される。

(1)式から

$$t = 1/\lambda \cdot \ln (1 + \lambda/\lambda_e \cdot ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}) \quad (2)$$

が導びかれ、試料中に含まれる $^{40}\text{Ar}^*$ 、 ^{40}K の量を測定すれば年代 t が計算できる。 $^{40}\text{Ar}^*$ は、ほぼ純粋の ^{38}Ar をトレーサーとして用いて同位体稀釈法により、質量分析計などを使用して測定される。一方 ^{40}K は、自然界において現在のK同位体比は特殊な場合を除いて一定であるという結果を考慮して、試料中のK含有量を蛍光光度法、原子吸光法などにより求めた後に、 $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ という値を利用して計算する。(2)式における λ 、 λ_e の値は、国際地質年代学委員会から $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{年}$ 、 $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{年}$ の値を用いることが勧められているので、 $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e = 5.543 \times 10^{-10}/\text{年}$ となる。

K-Ar法は、通常の岩石試料にはKが広く存在するので適用範囲が広いこと、1個の試料から年代が決定できること、適用年代が広範囲にわたることなど様々の利点を有する。しかし適用年代に関しては、数100万年以上の試料に対しての測定は余り困難ではないが、100万年より若い試料になると試料中に含まれている $^{40}\text{Ar}^*$ の量が極めて少なくなり ($\sim 10^{-8}$ cc STP/g程度)、測定上でも

*東京大学理学部地球物理学教室、東京都文京区弥生2-11-16

種々の注意が必要となる。ここでは特に数100万年より若い岩石試料に対してのK-Ar法の適用の際に、特に問題となる点を検討する。

2. K-Ar法における年代の精度

K-Ar法により得られた年代の精度の見積りの仕方には、何種類かの方法がある。例えば同一の試料に対して分析の全操作を繰り返し、その再現性をもって精度の目安とすることがある。しかし総ての試料に対して、同一条件で実験を繰り返すことが困難な場合も少なくない。そうした場合も含めて、各測定毎に得られる年代に対する精度を見積ることが必要となる。

いま(2)式で表わされている $^{40}\text{Ar}^*$ 、 ^{40}K を簡単のためにA、Kで表わすとし、 $t=F(A, K)$ と考えるとその標準偏差 σ_t は、

$$\sigma_t^2 \cong \left(\frac{\partial F}{\partial K}\right)^2 (\sigma_K)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial A}\right)^2 (\sigma_A)^2 \quad (3)$$

で表わされる。ここで壊変定数 λ 、 λ_e に伴う誤差は系統的なものなので、K-Ar法による年代の測定精度の吟味の際には除くものとする。また測定の際には、 $^{40}\text{Ar}^*$ の他にほぼ大気成分と考えられる ^{36}Ar 、 ^{38}Ar 、 ^{40}Ar が必ず見いだされる。これらは大気中では ^{36}Ar (0.337%原子比)、 ^{38}Ar (0.063%)、 ^{40}Ar (99.600%)²⁾の組成をもつので、測定された ^{36}Ar の量を基準として大気 ^{40}Ar の補正を加える。この際に、

$$f \equiv \frac{a}{a + ^{40}\text{Ar}^* \cdot m} \quad (4)$$

と定義して、大気Arの混入率を f で表わすことにする。ただし a は大気組成の ^{40}Ar の量で、 $a = 295.5 \times ^{36}\text{Ar}_{\text{air}}$ の関係がある。 $^{40}\text{Ar}^*$ は試料1gあたりの放射性起源の ^{40}Ar の量、 m は用いた試料の重量(g)である。

いまトレーサーを加えて試料ガス抽出・精製後、質量分析計で測定した際の $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 、 $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比をそれぞれ x_1 、 x_2 で表わし、トレーサー ^{38}Ar の量を N_s とする。 $^{40}\text{Ar}^*$ を求める際にもたらされる各測定値の不確定さなどをも含めて(3)式による年代 t の測定精度を見積る式を書き直すと、近似的に

$$\sigma_t/t \cong \left\{ \left(\frac{\sigma_K}{K}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{N_s}}{N_s}\right)^2 + \left(\frac{f}{1-f}\right)^2 \left(\frac{\sigma_{x_1}}{x_1}\right)^2 + \left(\frac{1}{1-f}\right)^2 \left(\frac{\sigma_{x_2}}{x_2}\right)^2 \right\}^{1/2} \quad (5)$$

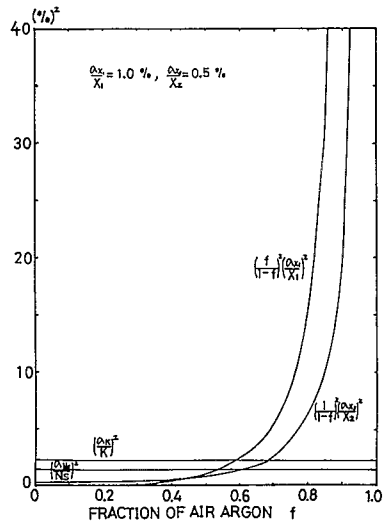
と書ける。 f の代りに r ($\equiv 1-f$)によって(5)式を書き直したものは、Cox, Dalrymple(1967)³⁾によって得られた式と同じになる。その際には、 r は ^{40}Ar の全体に対する $^{40}\text{Ar}^* \cdot m$ の割合を示すことになる。

(5)式の第1項、第2項は、それぞれK含有量、トレーサー ^{38}Ar の定量に伴う測定値に対する

標準偏差を%で表わしたものに相当する。これらは、それまでの実験結果などから見積っておく。個々の測定の際には、それまでの平均的な実験条件が繰り返されるという仮定のもとに前もって見積られた値を適用する。これらの値はそれぞれの研究室により異なるが、それぞれを1~2%以下におさえることはそれ程困難ではない。

問題は f を含んだ第3, 4項にある。 $(\sigma_{x1}/x1)$, $(\sigma_{x2}/x2)$ はそれぞれの同位体比測定の際の測定精度であるが、 f が大きくなるとその不確定さが拡大される。 f の大きさと、第3項, 第4項の拡大率の関係を図1に示す。第1図に見られるように、 f がほぼ0.7~0.8より大きくなるにつれて、それらの拡大率は急速に大きくなる。即ち個々の測定値そのものは、同位体比測定などは K や Ns の測定よりも良い精度をもっているのに、 f が大きくなるにつれてそれらの年代の不確定さに対する影響は逆転する。

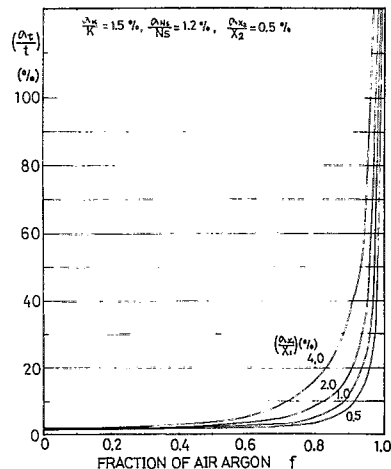
第2図では、各測定量に対して実際に与えられた不確定さに対して、 f の値による年代測定値の標準偏差が示されている。ここでも f が0.8を越える附近から、 σ_t/t が急速に増大するのが見られる。例えば $\sigma_{x1}/x1=1.0\%$ の場合、 $f=0.5$ で $\sigma_t/t\sim 2.4\%$ であるのに対し、 $f=0.9$ では $\sigma_t/t\sim 10.5\%$ 、 $f=0.95$ では $\sigma_t/t\sim 21.6\%$ にも達する。非常に若い岩石のK-Ar年代測定では、放射性起源



第1図 大気Arの混入率 f の変化による年代値の標準偏差の見積り(本文(5)式)に対する各項の影響の及ぼし方。

$(\sigma_K/K) = 1.5\%$, $((N_s/N_s) = 1.2\%$, $(\sigma_{x1}/x1) = 1.0\%$, $(\sigma_{x2}/x2) = 0.5\%$ として各項の2乗値を示す。

Effect of the uncertainty, in each term, on the estimate of the percentage error in the K-Ar age (formula 5 in test), which is determined as a function of the fraction of atmospheric Ar contamination "f".



第2図 大気Arの混入率 f と年代の標準偏差(%)との関係

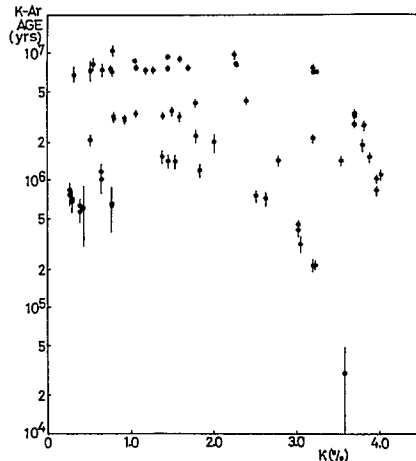
Relationship between the percentage error in the K-Ar age and the fraction of atmospheric Ar contamination "f".

$^{40}\text{Ar}^*$ の量が少ないために f は 0.9 を越えることも少なくない。しかし得られた年代に対する標準偏差を高々 10~15% 程度におさえるためには、矢張り f は ~0.9 以下であることが望ましい。同位体比測定精度が良くて $\sigma_{x_1}/x_1 = 0.5\%$ の状態で測定可能ならば、 $f = 0.95$ でも $\sigma_t/t \sim 14\%$ 程度の精度で年代が求まる。

これらのことから分るように、若い岩石の年代測定の場合には試料中に含まれている放射性起源の ^{40}Ar の量が少ないために f が相対的に大きくなり、その結果得られる年代に対する不確定さも増大する。ある程度以上不確定さが大きくなると、年代測定値としての意味を失うことになる。

3. K-Ar 法により測定し得る若い年代の限界

第 3 図は、これまでに東京大学理学部地球物理学教室で測定した 1000 万年より若い年代の火山岩試料について、横軸にその K 含有量、縦軸に得られた K-Ar 年代とその標準偏差値を示してある。容易に推察されるように一般には K 含有量の多い試料ほど若い年代の測定が可能であり、また同じ程度の年代では K 含有量の多い試料ほど測定精度はよくなっている。第 3 図に示されている例では、K-Ar 法による若い試料の年代測定としては、約 20 万年程度の試料まで試みられている。1 試料だけ非常に若い試料（約 3 万年）が含まれているが、この値には ± 2 万年の不確定さがあり信頼性のおけるデータとは言いがたい。第 3 図はこれまでに実際に測定された結果を示しているのであって、これらが測定限界を示しているというわけではない。



第 3 図 東京大学理学部地球物理学教室で測定された 1000 万年より若い K-Ar 年代と試料の K 含有量との関係。年代値の不確定さは標準偏差 (1σ) を示す。

Relationship between the K-Ar ages less than 10 m.y. and the K-content of the samples as determined at the Geophysical Institute, The University of Tokyo. The uncertainty for each age corresponds to one standard deviation.

これまでに K-Ar 法で試みられた最も若い試料の年代測定例としては、Dalrymple (1968)⁴⁾ が米国カリフォルニア州の Mono and Inyo Craters の流紋岩について K 含有量が約 9% のサンディンを用いて 6300~10000 年程度の年代を得ている。しかしそれらの年代測定値には 1000~2000 年程度の不確定さが伴っているので、 ^{14}C などによって得られた年代に対する測定精度には及ば

ない。一方、Hall & York (1978)⁵⁾は最も新しい地磁気の逆転期の可能性のある Laschamp eventの年代を決めるために、逆帯磁した Laschamp 地域の玄武岩などに K-Ar 法および $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法を適用した。これらの試料は 1.8~1.9%の Kを含んでおり、得られた K-Ar 年代の平均値として 45400 ± 2500 年、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代としては 48400 ± 7900 年という結果を得ている。また同一地域の同様の試料に対して、Gillot ら⁶⁾も K-Ar 年代として 42000 ± 5000 年という結果を得ている。

こうした際に、どのような要因が若い火山岩試料の K-Ar 年代測定の限界を決めているかを考察してみる。K-Ar 法では(2)式から分る通り、 $^{40}\text{Ar}^*$ と ^{40}K を定量して年代を計算する。 ^{40}K は試料の種類に左右されるが、試料の年代と直接関係があるわけではない。一方 $^{40}\text{Ar}^*$ は K含有量と年代の関数になっており、Kが少なく年代が若い試料ほどその量も少ない。即ち問題はいかに微量の $^{40}\text{Ar}^*$ がある精度内で測定できるかということになる。

K-Ar 年代の測定値の不確定さは、(5)式から見積ることができる。(5)式のうち、K含有量、スパイクの定量に対する不確定さは試料の年代とは無関係であり、全く測定技術上の問題である。しかし第2章でも論じたように、 $^{40}\text{Ar}^*$ に対しての相対的な大気 ^{40}Ar の割合の増加は K-Ar 年代の精度に大きな影響を与える。特に f が ~ 0.8 以上の場合にその影響は著しい。 f は(4)式で定義される量だが、いま大気 ^{40}Ar の量 a を

$$a \equiv a_0 + C \cdot m \quad (6)$$

とおいて、試料の量 m に関係する項と、無関係の項に分けて考える。(6)式の a_0 は、主として試料の分析の際に実験装置などからもたらされるものであり、いわゆるブランク (blank) と称するものがほぼこれに対応する。一方 C は試料の種類による量であり、溶岩が地表に噴出した際に大気中からとりこむ大気 Ar の量などにより規定される。(6)式を(4)式に代入して整理すると次のように f は表わされる。

$$f = \frac{C}{C + A^*} + \frac{A^*}{\{1 + (C + A^*) \cdot m/a_0\}(C + A^*)} \quad (7)$$

上式から分る通り第1項は試料の量によらない項で、第2項のみが試料の量 m に関係する。第2項のうちでは $A^*/(C + A^*) < 1$ である。現在多くの研究室の実験装置のブランク量は $\sim 10^{-8}$ ccSTP 程度であるのに対し、 $(C + A^*)$ は試料の種類、年代にもよるが通常の火山岩で数10万年程度の試料では $10^{-7} \sim 10^{-8}$ ccSTP/g である。ゆえに m として 10 g 程度の試料を用いれば、 $(C + A^*) \cdot m/a_0 > 10$ とすることは容易で、第2項全体としては 0.1 以下となる。第2章でも述べたように、年代の不確定さを増大させるのはほぼ $f > 0.8$ のときであるから、この条件は試料の量に関係なく試料の性質によって決ってしまう。即ち(7)式の第1項によって左右される。

$f = 0.9$ では通常の状態では年代の不確定さとして 10~15% 以下におさえられる。いま $f = 0.9$ と

なる量を目安として、K含有量と年代 t の関係を求めてみる。その際には

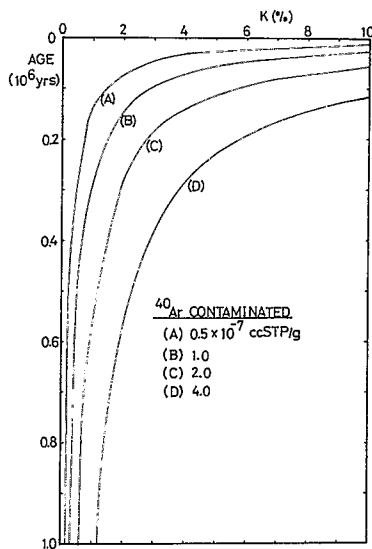
$$f \cong \frac{C}{C + \frac{\lambda_e}{\lambda} \left(\frac{^{40}\text{K}}{\text{K}} \right) \cdot \text{K} (e^{\lambda t} - 1)}$$

として $f=0.9$ とおき、 C をパラメータとした。結果を第4図に示す。

第4図では、ある試料中の C が与えられているとき、そのK含有量が分れば $f=0.9$ 、即ち年代の不確かさが10~15%以下で測定できる年代の限界が示されている。例えば $C=2 \times 10^{-7}$ ccSTP/g である試料に対しては、 $K=2\%$ で約28万年、 $K=4\%$ で約14万年であるのに対し、 $C=0.5 \times 10^{-7}$ ccSTP/g の試料に対しては、 $K=2\%$ でも8万年程度の年代まで原理的には測定できることになる。このことから分るように、K-Ar法においては若い試料の年代測定に対してK含有量が多いことが有利なのは勿論であるが、一方で C が小さいということが非常に重要な要素となる。

ここで C がどのような要素によって支配されるかを考察してみる。先ず第1に、試料中に含まれる大気 Ar の量であるから、溶岩などが大気中に噴出した際に大気から溶岩中に溶解した量、即ち溶解度がその目安となる。例えば 1500°C の頑火輝石溶融体中にはいり得る1気圧大気からの Ar 量は、 2×10^{-7} ccSTP/g 程度⁷⁾ であり、玄武岩もほぼ同様の値をもつ⁸⁾。もし実際に噴出した溶岩が大気に対して平衡に達していたとすると、 C は溶解度で決ってしまう。その際には例えば玄武岩などでは図4においてほぼ曲線(c)に相当するので、 K が1~2%程度の試料では10~15%程度の精度でK-Ar年代測定が可能なのはせいぜい30~60万年程度までということになる。即ち玄武岩類を試料とする限り、10年以下の試料を10~15%程度の不確かさで年代を測定することは不可能ということにもなりかねない。

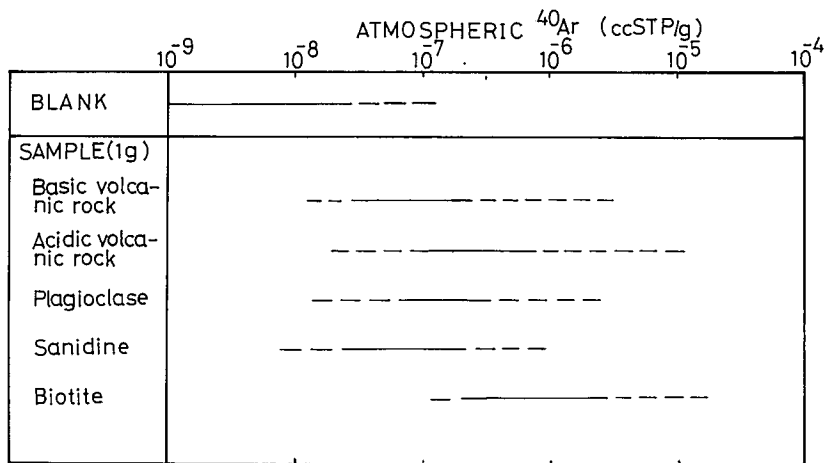
しかし実際には、前述したように玄武岩試料でも数万年程度の年代測定がなされている。このこ



第4図 $f=0.9$ の条件下で測定できる K-Ar 年代と試料中の K 含有量との関係。
Relationship between a measurable K-Ar age with $f=0.9$ and the K-content of the sample.

とは同位体比測定の精度が良いことは勿論であるが、測定に使用された玄武岩類中に含まれている大気 ^{40}Ar の量が僅かに $\sim 0.5 \times 10^{-7}$ ccSTP/g 程度しかないことに大きく依存している。このことは、この玄武岩類が大気中に噴出した際に大気 Ar と平衡状態にはなっていないことを示唆する。一方では、過剰 ^{40}Ar の存在も無視できる程度に小さかったと考えざるを得ない。

実際、各種の火山岩類、鉱物などに含まれている大気 Ar の量を比較すると、それらはかなり広い範囲に分布する。玄武岩類をとってみてもその中に含まれる大気 Ar 量には $10^{-8} \sim 10^{-6}$ ccSTP/g 程度のばらつきがあり、実験室内で測定された溶解度よりも多い試料、少ない試料の両者が含まれる。溶解度は試料の種類とともに温度によっても変る可能性があり、地表に噴出した際の溶岩の温度にも差がある。これらの要因が重なって、試料毎に異なった量の大気 Ar を含むのであろう。溶解度から期待される量より少ない大気 Ar しか含まない試料は、前述したように大気 Ar に対して溶岩が非平衡にあった可能性も十分に考えられる。一方溶解度よりも多量の大気 Ar を含む場合は、空隙状の部分に大気 Ar をそのままとりこんだが、後述するように試料の変質に伴って増加する H_2O などとともに付加された可能性もある。



第5図 ブランクおよび各種の試料からもたらされる大気 ^{40}Ar 量の比較。
Comparison of the amount of atmospheric ^{40}Ar in different sources.

第5図には、実験装置に伴うブランクの量と何種類かの試料に含まれる大気 Ar 量の比較を概念的に示してある。この図より、実験装置から由来する大気 Ar 量よりも試料自身に由来するものの方が多く、火山岩の全岩としては塩基性岩の方が酸性岩よりも大気 Ar を含む量が少ない傾向があること、同じように K を多量に含む鉱物でもサニディンよりも黒雲母の方がはるかに多くの大気 Ar を含むことなどが分る。第4と第5図の結果を組み合わせると、サニディンは大気 Ar の含有量が少なく K 含有量が多いので、特に若い年代試料としては非常に有用なものである。これに対して黒雲母は、K 含有量が多いにも係わらず大気 Ar の含有量も多い（即ち C が大きい）ので、若

い年代の測定試料としてはサニディンほど有効ではない。

またCを増大させる要因の一つとして、試料の変質がある。火山岩試料の場合には、変質に伴うH₂O(+)含有量の増加などがしばしば見いだされる。実際、H₂O(+)含有量の大きい試料ほど大気Ar含有量のばらつきが大きく、大気Ar含有量も大きい傾向がある(第6図)。ゆえに新鮮な試料を取り扱うことは、Ar損失の疑いを取り除くためだけでなく、少ない大気Ar含有量の試料を選ぶこととも関係がある。

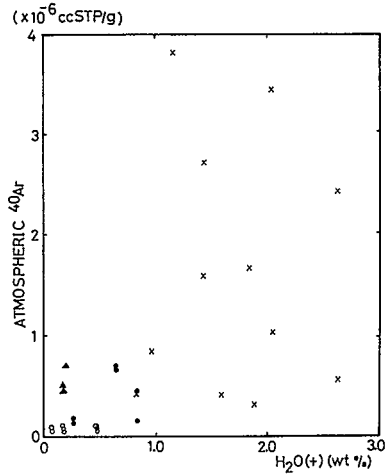
以上述べたことから分るように、K-Ar法による若い岩石の年代測定の限界は、実験測定技術上の問題もさることながら、試料自身の性質に大きく左右される。全

く同一の実験条件であっても、試料によっては10万年以下の年代測定が可能であっても、他の試料では50万年以下の年代測定は難しいということも珍しくない。現状では、K含有量が1~2%の玄武岩類では、条件を整えば20~10万年程度の年代測定もそれ程困難なことではない。

4. 日本の火山岩試料によるK-Ar年代測定例

伊豆半島宇佐美火山では連続した安山岩の露出が見られ、上部の溶岩の自然残留磁化が逆帯磁、下部の溶岩流は正帯磁していることが分っていた⁹⁾。これらの溶岩流の年代は第四紀であることが予想されていたがそれ以上の年代ははっきりせず、K-Ar年代測定の結果が待たれた。しかしこれらの安山岩のK含有量は僅かに0.2~0.4%しかなく、放射性起源の⁴⁰Arの量が非常に少ないので測定は困難をきわめた。最初数g程度の試料で測定を試みたが、再現性のある結果は得られなかった。最終的には約30gの試料を溶解して脱ガスさせることにより、漸くある程度再現性のある結果を得ることが可能となった。その結果の1部を第1表に示す。

第1表では試料を層序の順に並べてあるので、試料UV08はUV10よりも上位にきていることを示す。UV08, UV10が逆帯磁しており、UV12, UV14は正帯磁をしている。UV10は年代測定結果の再現性が悪く、層序の関係をも考慮するとその上位の溶岩流UV08よりも若くて層序と矛



第6図 玄武岩類試料中における大気⁴⁰Ar量とH₂O(+)含有量の比較。同一記号は同じ場所から採集された試料を示す。

Atmospheric ⁴⁰Ar vs. H₂O(+) content in basaltic rocks. The same symbols indicate samples derived from the same locality.

第1表 伊豆半島, 宇佐美火山の安山岩の K-Ar 年代

K-Ar ages of andesites from the Usami Volcano, Izu Peninsula

Sample	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad.}}$ ($\times 10^{-8}$)	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm.}}$ ccSTP/g	K-Ar age ($\times 10^6$ years)
UV08	0.296 ± 0.004	0.843 0.820	11.7 8.10	0.73 ± 0.11 0.71 ± 0.08
UV10	0.396 ± 0.006	1.027 0.707 0.922	10.3 6.29 7.95	0.67 ± 0.08 0.46 ± 0.05 0.60 ± 0.06
UV12	0.263 ± 0.007	0.897 0.810	7.04 10.9	0.88 ± 0.08 0.79 ± 0.12
UV14	0.151 ± 0.005	0.437	11.7	0.75 ± 0.22

N.B. $^{40}\text{Ar}_{\text{rad.}}$: radiogenic ^{40}Ar .
 $^{40}\text{Ar}_{\text{atm.}}$: atmospheric ^{40}Ar .

第2表 100 万年より若い黒曜岩の K-Ar 年代測定例

Examples of K-Ar ages of obsidians

Sample	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad.}}$ ($\times 10^{-8}$)	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm.}}$ ccSTP/g	K-Ar age ($\times 10^6$ years)	H ₂ O(+) (wt.%)	F.T. age ($\times 10^6$ years)
Wada-Toge Nagano Pref.	3.97 ± 0.02	13.4 16.7	102.2 55.1	0.87 ± 0.09 1.08 ± 0.05	0.55	0.85 ± 0.05
Kozushima	3.01 ± 0.03	0.867>	56.9	0.08 >	0.41	0.07 ± 0.005
Himeshima Oota Pref.	3.07 ± 0.07	3.92	52.1	0.33 ± 0.05	0.21	0.34 ± 0.05
Sakanashi Aso, Kumamoto Pref.	3.03 ± 0.03	5.40 4.92	29.5 36.1	0.46 ± 0.03 0.42 ± 0.04	0.38	0.50 ± 0.05
Mifune Kagoshima Pref.	2.64 ± 0.03 2.51 ± 0.01	7.73 7.72	94.0 70.3	0.75 ± 0.10 0.79 ± 0.08	0.34 0.66	0.80 ± 0.08

* F.T. ages were determined by M. Suzuki.

盾するようにみえる。しかしこれらの4種類の試料の $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量を調べた結果は、他の3個の試料がいずれも0.1~0.2%の値を示したのに対してUV10だけは約0.5%の値を示した。このやや高いUV10の $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量は2次的なものと考えられ、2次的な変質に伴ない放射性起源 ^{40}Ar の1部がUV10から失なわれた可能性を示唆している。2次的な $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量の増加に伴う放射性起源 ^{40}Ar の損失は、黒曜石や海底玄武岩などでも見いだされている¹⁰⁾。

一方UV14も見かけ上UV12の試料よりもやや若い年代を示しているが、その年代値の不確かさが大きいので、両者の年代差を論じることは無意味である。

また第1表から分る通り、各試料中の大気Arの量はほぼ $(6\sim 12)\times 10^{-8}$ ccSTP/gであって、前述した大気中のArの玄武岩類溶岩中への溶解度の値よりも少ない。このことが、これらの試料のK含有量が非常に少ないにも係わらず100万年以下の年代値として測定できた最大の要因である。因みにK含有量が2~3%程度でこれらの試料と同程度の大気Arしか含まない試料が得られたとしたら、第1表の結果と同程度の精度(10~15%, 1σ)で、10万年以下の試料の年代測定も可能である。

第2表には、黒曜石についてK-Ar年代を測定した例のうち100万年より若い年代のものについて抜萃してある。これらの試料はフィッション・トラック法によっても年代測定がされ、K-Ar年代とフィッション・トラック年代の信頼性の相互検討に用いたものである¹¹⁾。K-Ar年代については新しい壊変定数¹⁾によって計算し直してあり、以前に報告した値より1~2万年程度古い値になっている。黒曜石はK含有量が2~4%もあるので、玄武岩などに比較すると相対的に若い年代が測定できる。また測定された結果も、フィッション・トラック年代と実験誤差内ではほぼ一致する。しかし大気Arの量は $(30\sim 100)\times 10^{-8}$ ccSTP/gも含まれるので、K含有量が多いにも係わらず黒曜石を用いて10万年以下の年代をある程度の信頼性をもって測定することはかなり難しい。実際、第2表中でKozushima(神津島)の試料は8万年以下というK-Ar年代の上限値が得られただけにとどまっている。黒曜石のK-Ar年代としては、これまでにEaster島の試料について 23 ± 3 万年という値を得ている¹²⁾ので、試料の状態さえ良好ならば15万年程度の年代まではK-Ar年代測定が可能であろう。黒曜石の場合には、20~30万年程度のK-Ar年代測定には十分用いることが可能なので、若い年代の火山岩試料としては貴重な価値を有する。

5. 若い火山岩のK-Ar年代測定上のその他の問題点

これまで主として試料中に含まれる大気Arの量を基にして、若い年代の火山岩のK-Ar年代測定について述べてきた。この際に観察される ^{36}Ar は総て大気 ^{36}Ar で大気Arは $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=925.5$ ²⁾の値をもつと仮定して、大気 ^{40}Ar の量を計算する。測定された ^{40}Ar の総量から大気 ^{40}Ar をさしひいたものが、放射性起源 ^{40}Ar と考えて年代の計算に用いる。第1, 2表などで得られているK-Ar

年代は、このようにして式(2)に基づいて計算されたものである。

いま溶岩流などが地表に噴出した場合、海底や湖水中などでは水に接触して急冷し、マグマ中に含まれていた放射性起源 ^{40}Ar が逃げきれずに残ることがある。このような成分は上述の手続きでは地表噴出後に生成した放射性起源 ^{40}Ar と区別することができず、計算された年代は噴出年代よりも古い値となる。このような ^{40}Ar は過剰 ^{40}Ar (excess ^{40}Ar) と呼ばれ、海底玄武岩中のガラス部分などに典型的な例が見いだされている¹³⁾。

一方地下のマグマ溜り中で結晶した巨大斑晶なども、マグマ中に含まれていたと考えられる放射性起源 ^{40}Ar をそのままとりこんでいるのが見いだされており¹⁴⁾、これらも過剰 ^{40}Ar の原因として作用する。若い年代の火山岩では測定する放射性起源 ^{40}Ar の量が $10^{-7}\sim 10^{-8}$ ccSTP/g と少ないので、もし過剰 ^{40}Ar が存在するとその年代に及ぼす影響は非常に大きい。ゆえに K-Ar 年代測定に用いる試料は、過剰 ^{40}Ar を含むことのないよう十分に吟味する必要がある。その意味で大きな斑晶を含む試料などはなるべく避けるか、斑晶部分を取り除くかした方が無難である。また前述した黒曜石の場合には、ガラス質にも係わらずそこに含まれる過剰 ^{40}Ar の量は例え存在したとしても 1×10^{-8} ccSTP/g 以下であるので、年代が20~30万年より古ければ大きな影響は与えない。このことは黒曜石の冷却のされ方が海底中のガラス部分などよりはかなり遅く、マグマ中に含まれていた放射性起源の ^{40}Ar を逃がす時間があったことを示唆する。

過剰 ^{40}Ar の他に問題になるのは、 ^{36}Ar の供給源である。これまでの各種のデータから、言わゆる大気 Ar と呼ばれる成分でも火山岩中にかなりしっかりと保持されており、単に試料の表面や鉱物間に存在するだけではないことが分ってきている。このような場合に、その大気 Ar と称する成分の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が現在の大気中の値 295.5 と同じになる必然性はない。もし火山岩が噴出した際にその中に含まれる $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が大気 Ar と異なっていたとすると、相対的に $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が350からそれ程大きくない若い年代の試料に対しては、その影響は大きい。例えば試料中の測定された $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が310として、大気 Ar と考えていた成分の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比は290だったとする。通常の方法だと $295.5\times^{36}\text{Ar}$ として大気 ^{40}Ar の量を計算するので、この場合は見かけ上実際の放射性起源 ^{40}Ar の $14.5/20=0.725$ しか計算しないことになり、年代に大きな誤差を与える。火山岩中に噴出時に含まれる Ar の組成が大気 Ar の値と異なる理由として、前述の過剰 ^{40}Ar の存在の他に、同位体分別を生じた Ar が地下水などを通じてマグマへ混入することなどが考えられる。実際1951年噴出の大島三原山溶岩中などでは、大気 Ar の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比より低い値が観察されている。この影響は観察される試料中の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が295.5に近い程大きくなるので、大気混入率 f が0.95以上の試料では特に大きい。

しかし実際には、試料中における大気 Ar とみなされている成分で295.5と有意義に差があるとされるようなものがそれ程頻繁に見いだされるわけではない。従って通常は大気 Ar の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比

は 295.5 として放射性起源 ^{40}Ar を計算して年代を求めても、多くの場合妥当な値を与えている。一方火山岩噴出の際に含まれる Ar の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を仮定せずに年代を求める方法として、横軸に $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ 比、縦軸に $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比をプロットしてその傾きから年代を得るアイソクロン法も利用され始めた。この方法では、各試料が同一の年代および試料形成時に同じ $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比をもっていれば、前述の図上で各試料が直線上に並ぶことを利用する。しかし通常の火山岩などでは同じ溶岩流中で広い範囲の K 含有量をもつことは難しいので、直線をひくのに十分な試料が得られる保証はない。また一つの年代を得るのに何種類かの試料を測定する必要性もある。同一溶岩流から複数の試料を選んで年代測定をして再現性をみるのも、上記の仮定の妥当性を検討していることと同等である。ゆえに異なった部分の試料について K-Ar 年代の再現性が得られる場合、通常の K-Ar 年代の仮定がほぼ満足されているとみてさしつかえないだろう。

これまで述べてきたように、特に若い年代の試料に対しては過剰 ^{40}Ar の存在や形成時の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比がその年代に大きな影響を与えるので、異なった部分の試料による年代の再現性の検討は重要な意味をもつ。特に若い試料に対する K-Ar 年代測定は、適当な試料の選択が不可欠である。

参考文献

- 1) R. Steiger and E. Jaeger (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359 – 362.
- 2) A. O. Nier (1950): A redetermination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, **77**: 789 – 793.
- 3) A. Cox and G. B. Dalrymple (1967): Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *J. Geophys. Res.*, **72**: 2603 – 2614.
- 4) G. B. Dalrymple (1968): Potassium-argon ages of recent rhyolites of the Mono and Inyo Craters, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**: 289 – 298.
- 5) C. M. Hall and D. York (1978): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature*, **274**: 462 – 464.
- 6) P.Y. Gillot, J. Labeyrie, C. Laj, G. Valladas, G. Guérin, G. Poupeau and G. Delibrias (1979): Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 444 – 450.
- 7) T. Kirsten (1968): Incorporation of rare gases in solidifying enstatite melt. *J. Geophys. Res.*, **73**: 2807 – 2810.

- 8) 早津昭男 (1979) : 私信
- 9) M. Kono (1968): Paleomagnetism of Pleistocene Usami Volcano, Izu Peninsula, Japan – Intensity of the earth's magnetic field in geological time II. *J. Geomag. Geoelectr.*, **20**: 353 – 366.
- 10) I. Kaneoka (1972): The effect of hydration on the K/Ar ages of volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**: 216 – 220.
- 11) I. Kaneoka and M. Suzuki (1970): K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **76**: 309 – 313.
- 12) 兼岡一郎, 勝井義雄 (1971) : イースター島の岩石の年代, 火山第2集, **16** : 56
- 13) J. G. Funkhouser, D. E. Fisher and E. Bonatti (1968): Excess argon in deep-sea rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**: 95 – 100.
- 14) I. Kaneoka and N. Takaoka (1978): Excess ^{129}Xe and high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in olivine phenocrysts of Kapuho lava and xenolithic dunites from Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**: 382 – 386.

K-Ar age determination of young volcanic rocks

Ichiro KANEOKA

Geophysical Institute, Faculty of Science

The University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo 113

Special precautions are necessary in order to date volcanic rocks of less than 1 m.y. by the K-Ar method. In this paper, the factors which control the limit of the dating for young samples are discussed in conjunction with the estimation of the uncertainties in the calculated age. The result indicates that the amount of atmospheric Ar incorporated in a sample is the major determinant of the dating limit. Such amounts depend on the properties of each sample. For example, both sanidine and biotite are K-rich minerals, but the latter traps much more atmospheric Ar than the former, which narrows its use for dating very young samples. If suitable samples are obtained, K-Ar ages of less than 0.1 m.y. can be determined with a precision of 10 - 15%.

