

地質絶対年代測定に関する諸問題

J. L. Kulp (コロンビア大学教授)

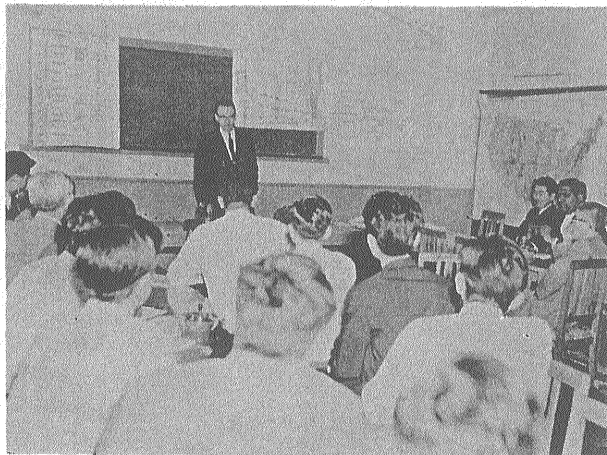
アイソトープによる地質年代決定法について 分析上の問題および地球化学的な問題を取り上げて紹介する。とくにわれわれがアメリカの研究所で実験に基づいてある程度の知識を得ている年代決定法の限界について詳しく述べたい。そして 2・3 の大きな地質学上の問題に対して 年代決定がいかに応用されるかということに関してもふれて見たい。アイソトープを用いる地質年代決定法が 地質学的な問題に対して広く利用されるようになったのは 1956年頃からである。年代決定には 現在次の 4 つの方法が用いられる。

方 法	測定できる最小年令	分析誤差
U, Th → Pb(He)	10×10^9 年	2 %
Rb ⁸⁷ → Sr ⁸⁷	100×10^9 年	2 ~ 3 %
K ⁴⁰ → A ⁴⁰ (C ¹⁴)	10^5 年	1 ~ 3 %

C¹⁴ を除き他の 3 種類のアイソトープの半減期は $1 \sim 10 \times 10^9$ 年でありしたがってどの方法でも理論的には地球の年令である 4.5×10^9 年から少なくとも 100×10^6 年程度の岩石に応用できる訳であるが 3 つの方法にはそれぞれ異なった分析感度というものがあり測定できる最少年令というものが決まってくる。(上表中央) また上表右端には古い岩石について生ずる分析誤差を示した。

この分析誤差の他に半減期の不確かさからくる誤差も考えなければならない。それは U^{238} , $Th^{232} = 1 \sim 2\%$ $U^{235} = 3 \sim 5\%$ $Rb^{87} = \sim 5\%$ $K^{40} = \sim 5\%$ でありこれは絶対誤差ともいえる。

したがって 異なった年代決定法で求めた年令を比べ



Kulp 教授の講演 (会議室にて)

る場合に 上記の数字より良い一致を期待することはできないが 同じ方法で求められた年令に関する限り 2 % 程度の誤差で議論ができる。次に年代決定に関して考慮すべき地球化学的問題を各方法について述べる。

1) K - A 法

一番問題となるのはアルゴン保持のことである。直径 1 mm の雲母は室温にて 4.5×10^9 年 の間 100% アルゴンを保有する。一方黒雲母は $150^\circ C$ では $10 \sim 50 \times 10^9$ 年 の間に 50% の A⁴⁰ を失う。このように鉱物が受けた熱の経歴ということが K-A 法にはきわめて重要な問題である。K-A 法についていえる最も重要なことは これによって得られた年令が常に信頼できる最小値を示すということである。Silicate melt が結晶する時アルゴンを取り込むという事実は今までに知られていない。また新しい溶岩についても A⁴⁰ を調べて見たが含まれていなかった。しかしそうであるからといって K-A 法がいつも真の年令を与えるということではできない。それを次の例によって示す。

今ある岩石が 1000×10^6 年前に変成作用を受け この地域が 100×10^6 年前 に撓曲作用を受けてゆるやかな撓曲ができたとする。その K-A 年令は 100×10^6 年を示すかも知れない。つまり第 2 の変成作用がなくても K-A 法で求めた年令は 小さくなるということである。

次に接触変成作用の場合であるが 例えば 1500×10^6 年前にできた変成岩に 60×10^6 年の岩石が進入した場合変成岩中の黒雲母はかなり遠方まで影響を受けて 60×10^6 年に近い値を示すが 一方角閃石は急な加熱に対してきわめて鈍感で接触面から 10m も離れると 変成岩の年令に近い値を示す。このように 局部的に短い時間火山作用を受けた地域の年代を決める場合には できれば 黒雲母と角閃石との両鉱物について年令を測定することが望ましい。

K-A 法に関するもう 1 つの問題は 地下水による塩基交換である。実験室において黒雲母のカラムにきわめてうすい $MgCl_2$ $CaCl_2$ の溶液を何週間も流すことによって われわれは 50% の K⁺ が除かれることを知った。しかしそれについて求めた K-A 年令は 100%

つまり始めの黒雲母の年令と同じであった。この理由は雲母の構造によって説明ができる。もし雲母のある層について K^+ が交換される時は A もいっしょに除かれる。しかし他の層では何も起こらない。したがってある程度の風化作用によって $K-A$ 年令が大きく変化するという事はないと予想される。南部アパラチアに深部風化の著しい地域があるがカオリン化したペグマタイトから取った白雲母について $K-A$ 年令を求めてみたところ真の値が得られた。

$K-A$ 法を適用できる鉱物は雲母 角閃石 玻璃長石及び双晶を持たぬ長石でこれらは 100% の値を与える。海緑石は室温にて 100×10^6 年 の間 100% の値を示しカンブリア紀のものは室温で真の値の 70~80% を示し一方 $100^\circ C$ では 10^6 年で 50% の値を示す。このように海緑石は温度に対してきわめて敏感であるので地表近い所のものにのみ有効である。一方ペルト長石は内部表面積がきわめて大きいためにたとえ室温においても真の値の 60~80% しか示さない。したがってペルト石は $K-A$ 法による年代決定には利用できない。

上記鉱物の他に岩石全体としても $K-A$ 法を適用できる。パリセード貫入岩床についての例を述べるとここで黒雲母の年令は $(195 \pm 3) \times 10^6$ 年であった。ところで岩石全体として求めた $K-A$ 年令は急冷縁で $(200 \pm 8) \times 10^6$ 年 細粒相で $(195 \pm 8) \times 10^6$ 年 ホルンフェルスで $(200 \pm 10) \times 10^6$ 年 であり黒雲母と同じ値を示すことがわかった。このようにある種の火山岩は直接 $K-A$ 法で年令を求めることができる。上の例で中粒相は 170×10^6 年 粗粒相は 140×10^6 年 という値を示したがこれとも地質学的問題に対して最小値を示すということで役に立つ。 $K-A$ 法はこのように火成岩 変成岩 堆積岩に関してきわめて広範囲な問題に応用できる有効な方法である。

2) Rb - Sr 法

$Rb-Sr$ 法はカリ長石とペルト長石に対してきわめて有効である。この理由はこれらの鉱物が加熱に対してきわめて強いからである。例をあげて示すと 2000×10^6 年の片岩に 60×10^6 年の花崗岩が貫入した場合接触面近くでの片岩中の黒雲母の年令は 60×10^6 年に近い値を示すであろうが $Rb-Sr$ 法で求めたカリ長石の年令は接触面のすぐ近くから 2000×10^6 年を示すであろう。また広域にわたる撓曲作用によって得られる結果も同様である。すなわち撓曲の中心部において $150^\circ C$ の熱が加わったとするとそこでの黒雲母の $K-A$ 年令は撓曲の起こった時代を示すが $Rb-Sr$ 法で

求められたカリ長石の年令は原岩の年令を示すであろう。

$Rb-Sr$ 法について考慮すべき重要なことが 2 つある。1 つは Common Sr すなわち鉱物中に元から存在するストロンチウムの量の事である。 Rb^{87} の半減期は 4.7×10^{10} 年であってこの値はきわめて少量の Sr^{87} しかできないことを示すものである。天然にすでに多量に存在する Sr^{87} (Sr 全体の約 7%) にきわめて少量の Rb^{87} からできた Sr^{87} が加わる訳であるが年代決定にはこの少量の Sr^{87} の量を求めなければならない。したがって $Rb-Sr$ 法の精度に対して最も決定的なものは鉱物中の $Rb/$ Common Sr の比である。ところが不都合なことにほとんどのカリ長石は多くの Common Sr を持っている。したがって $Rb-Sr$ 法を行なう前に鉱物中の $Rb/$ Common Sr 比を求めてみるのが望ましい。そしてその比があまり小さければその鉱物は年代を求めるのに適さないといえる。

もう 1 つの問題は黒雲母の場合の塩基交換である。これはきわめて複雑な問題である。黒雲母を Ca Normal Sr それに少量の Rb を含む普通の地下水中に入れると塩基交換により Sr^{87} は Normal Sr に置換され黒雲母中の Rb の濃度は地下水の Ca/Rb 比に応じて高くなるか低くなるかが決まる。したがって場合によっては黒雲母のある層が 100% 真の値を示すのに他の層は真の値の 10% しか示さぬということも起こり得る。この極端な場合としてタンガニーカ・ドームの例をあげると花崗岩の風化した黒雲母で求めた $K-A$ 年令が 3600×10^6 年 カリ長石で求めた $Rb-Sr$ 年令が 3800×10^6 年であるのに対して黒雲母で求めた $Rb-Sr$ 年令は 500×10^6 年ときわめて小さい値を示した。これは黒雲母中の塩基交換によるものと考えられる。したがって私たちの研究室では黒雲母について $Rb-Sr$ 法で年令を求めることは意味がないと考えている。

3) U, Th - Pb 法

$U, Th-Pb$ 法に関する地球化学的問題を Black Hills のペグマタイトについて例をあげる。ここでは白雲母の $K-A$ 年令 = 1590 ± 30 カリ長石の $Rb-Sr$ 年令 = 1650 ± 50 $U^{238}-Pb^{206}$ 年令 = 1605 ± 30 $U^{235}-Pb^{207}$ 年令 = 1610 ± 30 Pb^{207}/Pb^{206} 年令 = 1620 ± 30 (すべて百万年) という値が得られた。これはある地域が変成作用を受け急激に地表に現われそのまま残った場合に年令に関して生ずるところの現象である。ところがここで応用地質学者にとってきわめて興味ある問題がある。金鉱の中にはいくらかの方鉛鉱が含まれるが方鉛鉱中

の Pb^{207}/Pb^{206} の比は時間によってある定まった値を持ち 時間と共に大きくなる。したがって地殻中の平均的な試料から Pb を抽出して Pb^{207}/Pb^{206} 比を測定することによって 年令を推定することができる。上記 Black Hills の金鉱中の方鉛鉱は 1500 ± 100 百万年という年令を与えた。このような現象を他の地域でも発見した。すなわち一般に 一次変成地域中の一次鉱化作用で生じた方鉛鉱の年令は その地域の変成岩の年令と一致するというのである。しかし このことは古い基盤上に第2の変成作用が起こった場合には起こらない。それは 古い基盤はもったくさんのUを持ち U/Pb 比が大きいためである。したがって 第2の変成作用は大変若い鉱石を生ずることになる。だからある地域が一次変成作用の地域であるかどうかを知る1つの方法として 裂隙充填熱水鉱床中の方鉛鉱の年令が その岩石の年令と一致するかどうかを知れば良い。1例をあげれば 日本の中生代の変成帯において もし雲母の年令が 180×10^6 年 カリ長石の Rb—Sr 年令が 180×10^6 年 さらにジルコンの Pb で求めた年令が 180×10^6 年 であれば 変成帯の最後の変成時期は 180×10^6 年 前ということではできる。しかしこれだけではこの変成作用が先カンブリア紀の基盤の上に重なって起こったものかどうかを決めることはできない。しかし もし鉛を含

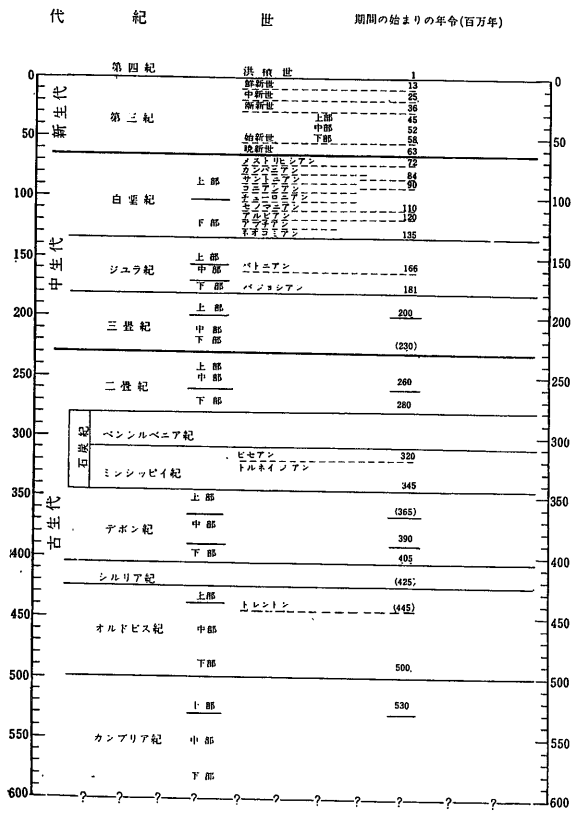
んだ鉱脈か あるいはペグマタイト中に方鉛鉱が見つかり その Pb 年令が同じく 180×10^6 年であったとすればそれは一次基盤であり そのでの変成作用は最初のものであるということができる。

次に別の問題についてコロラドの Pike Peak の例をあげよう。ここでは K—A 年令 = 980 ± 10 (百万年以下同じ) Rb—Sr 年令 = 960 ± 10 U^{238} — Pb^{206} 年令 = 625 U^{235} — Pb^{207} 年令 = 710 Pb^{207}/Pb^{206} 年令 = 980 Th—Pb 年令 = 310 であった。 U^{238} — Pb^{206} U^{235} — Pb^{207} で求めた年令が小さいのは Pb が失われたことを示している これは風化によって起こったものと考えられる。したがって この2つの年令には意味がない。ところで Th—Pb 年令がさらに小さいのは ジルコン中での U と Th との行動が違うことを示すものであろう。

最後に Geological Time Scale について一言しておこう。(第1図) 10年前にはこの Scale 上にはわずか3点しかなかった。しかもそれらはあまり良い値ということができなかった。今日では100点以上もある。すなわち それらの点は化石によって正確に時代が知られた岩石について アイソトープによる絶対年代を正確に求めたものである。この Scale をさらに良くするには 化石によってさらに正確に時代の限られた試料を見つけることである。

図にしたがって説明すると シルリア紀には層序学的に定まっていますが 絶対年代の決定できる試料は今のところ1つも無い。中部及び下部カンブリア紀についても 海緑石か火山岩の試料しかないが それらでは正確な値は得られない。白亜紀に関してはたくさんの良い値が得られていて きわめて細かい Scale を作ることができる。この Scale の不確かさについてさらに述べて見れば 第三紀—白亜紀の境界は $(63 \pm 2 \sim 3) \times 10^6$ 年 白亜紀—ジュラ紀は $(135 \pm 5) \times 10^6$ 年 ジュラ—三畳紀は $(181 \pm 5 \sim 10) \times 10^6$ 年である。中部・下部三畳紀と 上部二畳紀には試料が1つも無い。したがって三畳紀—二畳紀境界は $(230 \pm 20) \times 10^6$ 年程度の不確かさを持っている。 ミシシッピアン—デボン紀境界は大変良く知られていて $(345 \pm 10) \times 10^6$ 年 またデボン紀—シルリア紀の境界は 北ヨーロッパと北米のカレドニア造山運動の結果として たくさん測定された点があり きわめて良くわかった点であり $(405 \pm 10) \times 10^6$ 年と考えられる。これより古くなると測定値は不正確となる。この Scale をより正確なものとするために 価値のある試料が発見されることを望むものである。

(1962年5月22日 地質調査所にて講演 地球化学課 柴田賢技官訳)



第1図 地質年代尺度 (Geologic Time Scale)