

# 地球化学の話

⑮

## 同位体地質学〔11〕

### とくにU・Th・PbおよびRb・Srについて

倉 沢 一

#### 地殻物質と同位体

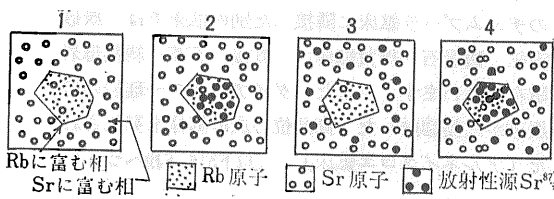
地殻を構成する岩石は 下部のはんれい岩の部分と上部の花コウ岩質岩質岩石の部分とに区別されて扱われている。これらの地殻構成層は 地球物理学的方法すなわち地震波の解析からえられているものである。地殻下部を構成する いわゆるはんれい岩層についてはたとえば玄武岩中に含まれている超塩基性あるいは塩基性捕獲岩(包有物)の研究などによって行なわれている。前に述べたように 造山帯にみられる貫入岩体として 同位体組成に特徴的な性質が示されている例もある(Stueber ら 1966など)。

ここでは 玄武岩の成因とならんで最も大きな岩石学上の謎とされている花コウ岩とそれに関連した変成岩類の年令測定と同位体地質学的な問題点と研究の現状について述べてみたい。

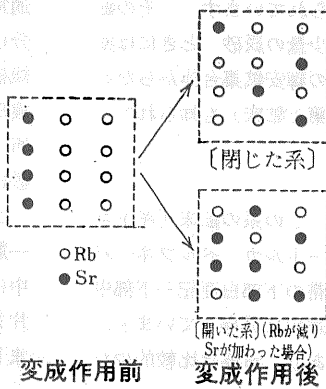
#### 花コウ岩質岩石と年令測定およびその成因

ここにいう花コウ岩質岩石とは 変成岩類の一部を含める。花コウ岩でも また変成岩でも 花コウ岩質岩石という共通用語にあてはまる岩石種がある。構成鉱物あるいは化学組成が類似しており しかも 数年前までは花コウ岩化作用(granitization)ということばが盛んに用いられていたことでも明かなように 花コウ岩質岩石については さまざまな成因論が展開されている。そこで あらためて 花コウ岩質岩石の年令測定あるいは それらの年令測定にまつわる元素の挙動を考えてみたい。

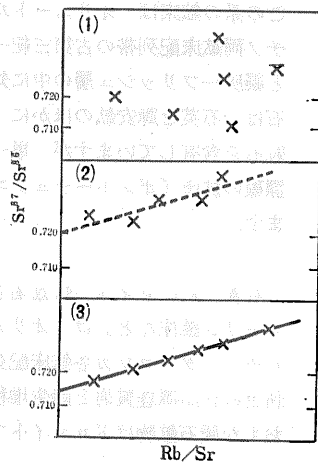
今仮定的に火成岩中の common Sr と radiogenic Sr との関係をもつた2つの相 たとえば その一つとして Rb に富み Sr に乏しい相 もう一つを Sr に富み Rb に乏しい相でみるための図で 説明しよう(第1図)。第1の段階(stage)では まず放射性



第1図 二相をもつた仮定的な火成岩中の Sr の関係を1~4の順に示す



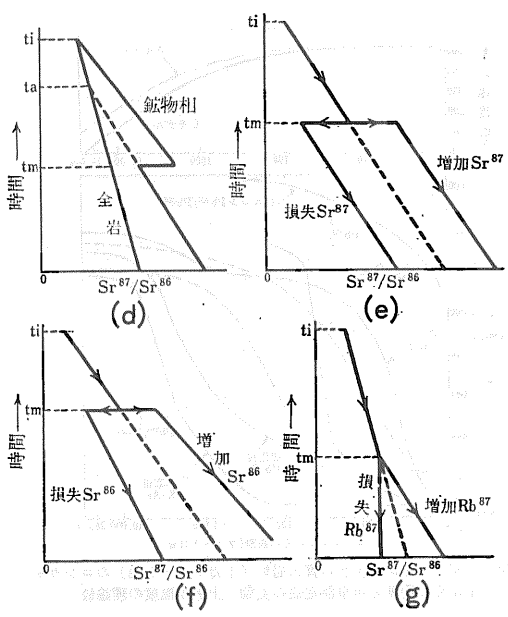
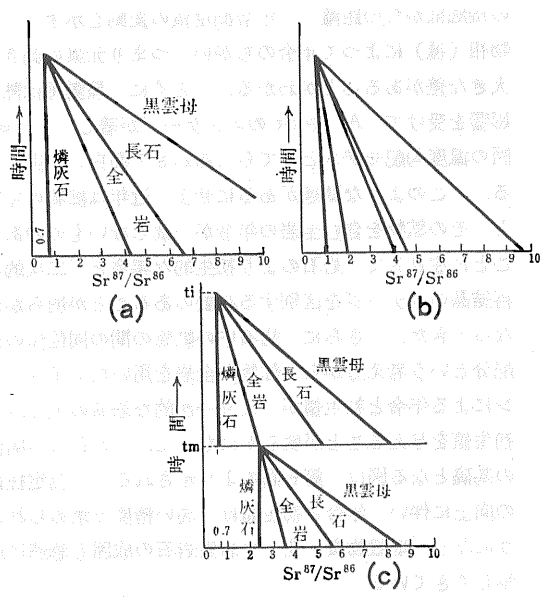
第2図 変成作用と系との関係



第3図 変成作用と原岩中の Rb/Sr と Sr 同位体

源 Sr ではない Sr と Rb 原子で2つの相が存在する場合を示す。 ついで第2の段階では Rb→Sr 系の関係から Rb に富む相に放射性源 Sr がある時間の経過後に集積した様子を示した。 さて 次に岩石が何らかの作用によって均一化(homogenize)されたとすると 第3の段階のようになる。 岩石全体に Sr が分配され放射性源 Sr<sup>87</sup> も分配されるこの段階は 地質学的あるいは岩石学的には マグマの生成(原物質の熔融現象など)あるいは強い変成作用を意味している。 第4の段階は 現在の Rb と Sr の分布状態をあらわすものであるが Rb に富む相 つまり鉱物中に放射性源 Sr の集積 濃集が行なわれている。 測定される Sr 同位体組成は この状態のものについての値をあらわす。 したがって 年令測定法で述べたような測定値は この図の第3の段階の事件を示すということが一般的に認められているのである。 Rb に富む鉱物によってえられる放射性源 Sr<sup>87</sup> は 段階3と4との間の時間(period)に生成されたものとして扱われる。

この関係を簡単に考えると 第2図のようになる。 例を変成作用(metamorphism)で考える。 左側は変成作用を受ける前の状態で Rb 系と Sr 系とが一定の法則の下に分配(partition)していたとする。 さて 変成作用を受けた場合 閉じた系(closed system)の場合は Rb Sr 共に量的な変動もなく 単に全体的に分布されるだけである。 しかし 開いた系(open system)



第4図 ストロンチウムの同位体組成変化モデル (コンプストン・ジェフリーによる)

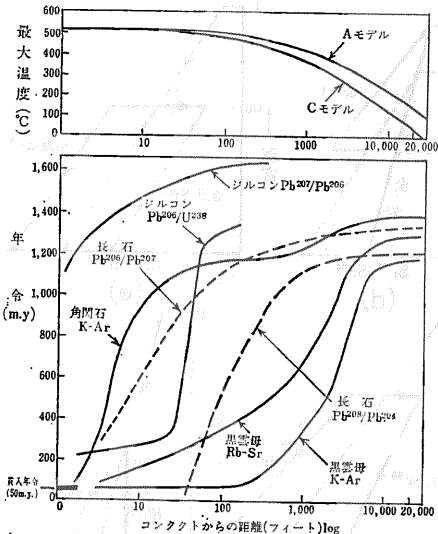
たとえば Rb が減り Sr が加わった場合は図の右下のようになる。したがって この Sr の増減は 変成作用を論ずる上での一つの鍵となる。Sr の増減に伴う同位体組成の変動は その変成作用の過程における地質学的な環境 位置づけのための手がかりといえるのである。

変成作用における Rb と Sr との関係と  $Sr^{87}/Sr^{86}$  比とを 堆積岩を例にして考えてみる(第3図)。この例は 岩石全体のものについてである (全岩法 whole rock)。図の(1)は 原物質としての堆積岩の種類 たとえば 頁岩 砂岩 硬砂岩 石灰岩などのような異種のものについて Rb や Sr 含有量のちがいを反映して測定点が分散していることをあらわす。(2)は 堆積岩の変動や ペグマタイトのような貫入小岩体のえいきょうで Na K Rb や  $Sr^{87}$  に富んだ いわゆる低温のアルカリに富む溶液が堆積岩を浸透した結果の状態である。アイソクロン(点線)に近似的に点が集まってきているのは 移動する溶液に生じた均一化作用の過程が考えられる。さて (3)は造山運動の間に大きな混成作用によって形成されたと考えられる マグマの示すアイソクロンである。この一つのアイソクロンにのる例は 完全な混成作用あるいは閉じた系(化学的に)をあらわす。全岩による方法での 最も簡単な考え方はこのように説明される。

では もう一步話しを進めて Sr 同位体の進化につ

いてイラストレート(illustrate)しよう。第4図にその図を示す。まず(a)は 岩石の生成(冷却 固結)以来 Rb Sr に関して閉じた系ですべての鉱物相が保持されたものをあらわしている。黒雲母は最も Rb に富み  $Sr^{87}/Sr^{86}$  の急激な増加を示す。次に(b)は 一つの貫入岩体中でも もし岩体中でちがった Rb/Sr 比をもつ部分があれば たとえ閉じた系であってもこのように Sr の進化が異なるはずであることをあらわす。これらの2つの基本概念を念頭において (c)をみよう。この図は  $t_i$  で固結した岩石(花こう岩を例にすると解りやすい)が  $t_m$  で完全溶解あるいは変成作用を受けるまでの全岩および各鉱物相の Sr の進化が 第一段階としてあらわされている。さらに 全岩が Rb Sr に関して閉じた系であり しかも Sr 同位体の均一化が行なわれるような上述の作用があれば  $t_m$  の全岩の点が 次の Sr の進化過程のスタートとなる。ここで注意することは 閉じた系での  $Sr^{87}$  の成長のあらわれは  $Sr^{87}/Sr^{86}$  初生値として  $t_i$  から  $t_m$  へと変化し 高い値になることである。しかし 全岩としては このような成長線が幾度かの変成作用が反復されても 直線として示されることがありうるので注意すべきである。ある特定の变成作用では Rb や Sr の損失や増加が行なわれるから その点についての特別な考察を試みる場合もあろう。

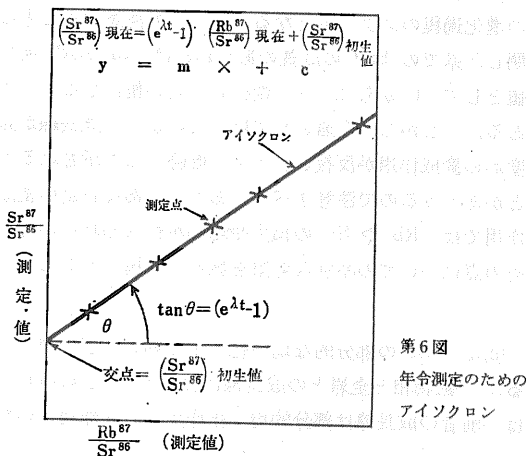
(d)は Sr の部分的な均一化作用の効果を示す図である。鉱物相と全岩との成長線において  $t_m$  の時点で は 前者の成長線は部分的均一化作用(変成作用)のた



第5図 コロラド州エルドラの貫入岩体(1万フィート幅)のコンタクトからの距離と年齢測定値の変動 上図は温度の理論値

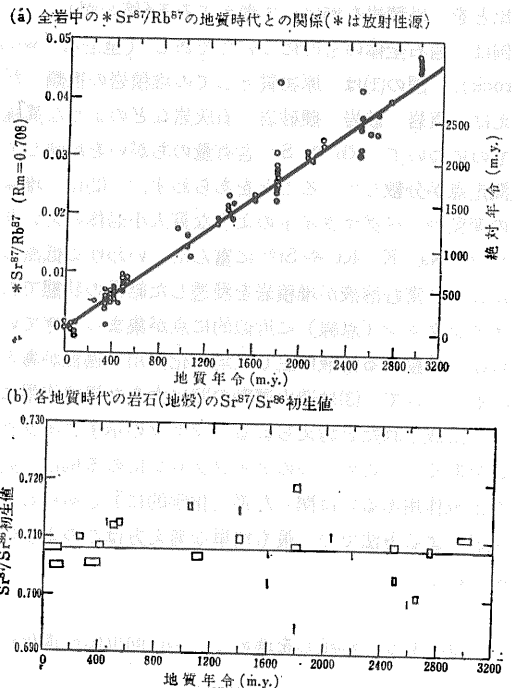
め Sr 同位体比は低くなる。したがって 図のように全岩と鉱物相との示す成長線は  $t_i$  と  $t_m$  との間の  $t_a$  で交点を考えることができる。部分的な変成作用 Sr の不均一化には要注意である。(e)は 鉱物の成長曲線において たとえば  $t_m$  で  $Sr^{87}$  の増加 (gain) あるいは損失 (loss) が行なわれた場合を示す。(f) は同じく  $Sr^{86}$  の増加 損失の場合の成長線を示す。最後の (g) は  $t_m$  において変成作用が行なわれた時  $Rb^{87}$  (たとえば全 Rb でもよい) の増加 損失があった場合の Sr 同位体の成長のちがいを示してある。

これらのことは 年齢測定あるいは Sr の成長を考える上での基本的な概念である。こうした変成作用の特異な例として 第5図にコロラド州エルドラの貫入岩体



の接触部からの距離と 年齢測定値の変動を示す。鉱物相(種)によつて年齢のちがいが つまり元素の動きに大きな差があることがわかる。とくに 黒雲母は熱の影響を受けて Ar や Sr のエスケープが著しい。第5図の温度勾配モデルと てらしあわせて面白い事実である。このような問題があるにせよ 近年は鉱物の年齢とその鉱物を含む全岩の年齢が一致しないもののあることに注目して 岩石のより初生的な年齢と 二次的な再結晶のステージを区別する必要のあることが明らかになってきた。さらに 岩石中の鉱物の間の同位体の再配分という考え方から 鉱物と全岩を用いたアイソクロンによる年齢と初生値が より一次的な岩石の生成時と初生値を与えることが明らかになった。これらの関係の基礎となる図は 第6図のよう示される。測定技術の向上に伴い 年齢と初生値は 高い精度で求められようになり 地殻物質 花こう岩質岩石の成因も急速に進歩してきている。

Sr 同位体を用いて つまり現在の同位体比と年齢から初生値を計算し その値が上部マントルの Sr の進化線にのるものは 上部マントル物質に由来した岩石であるということが普通にいわれている。第7図はハーレイら (Hurley ら 1962) によるものであるが アメリカ大陸成長論の中で 各時代の花こう岩について Rb-Sr 法以外の方法で測定された年齢と  $Sr^{87}/Sr^{86}$  の現在値か



第7図(a) 全岩中の  $*Sr^{87}/Rb^{87}$  の地質時代との関係 (\*は放射性源)  
(b) 各地質時代の岩石(地殻)の  $Sr^{87}/Sr^{86}$  初生値

ら計算によってその初生値を求めたものである。それらの値が地質時代に関係なくほぼ一定であることを明らかにした(図のb)。また放射性源の $Sr^{87}$ と $Rb^{87}$ の比を地質時代に対してプロットした結果が同図の(a)であるが、マントル物質から由来した酸性物質が比較的短い時間に地殻中に進入固結したことすなわち古い時代に形成された酸性地殻の再溶融によるマグマの進入がほとんど行なわれていないと考えると都合のよいことが明らかにされている。

一般に花コウ岩の $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値が0.705~0.715の範囲に入ることしかも前述のように玄武岩マグマの起源物質の進化線に近い値であることは大きな問題である。一方初生値が異常に大きいものについては岩石学的事実あるいは他の元素の分配などからもたとえば堆積物起源のミグマタイトの溶融によって生成されたとする研究もある。先カンブリア紀の岩石の部分溶融という考え方もある。玄武岩の $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値は海洋地域では0.702~0.706の範囲におさまるのに対して多くの花コウ岩のそれは0.705~0.710といくらか高いことが明らかになってきている。このことは最近までの花コウ岩の成因について単に深部からの花コウ岩質マグマの上昇酸性地殻の再溶融あるいは地向斜堆積物の花コウ岩化作用というような考察に止まっていたことに対してより具体的に成因を論ずることが可能になってきたことを示している。つまり玄武岩質マグマと同じように上部マントル物質から由来したマグマが地殻物質によって汚染されたとか上部マントル物質の不均質さとの関係あるいは地殻物質のどのような岩層が溶融したかなどのあらゆる可能性を論ずることができるようになった。海洋性玄武岩の進化線より高い海水や炭酸塩岩石の初生値と花コウ岩のそれとの近似性を注目している研究もある(Hedge 1963)。

同位体による日本の花コウ岩の成因論はまだ少ない。領家帯の花コウ岩の鉱物による $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値は0.7075阿武隈変成帯の花コウ岩のそれは0.705でありいずれの花コウ岩もマントル物質からあるいはマントルから地殻に進入して間もないマグマに起源をもつと考えられている(小嶋ら 1966; 上野ら 1968)。

さらに白波瀬ら(1967)は比較的若い時代の地向斜—造山帯でない地域に活動した酸性火成岩の成因の研究として西南日本内帯に広く分布する流紋岩類とそれに伴う周辺の花コウ岩とくに中部地方の濃飛流紋岩類と花コウ岩類のRb—Srの研究を行ない興味のある事実を報告している。すなわちK—Ar法またはRb—

Sr法による単一鉱物による年令(70~90m.y.)に比べてはるかに大きな値がその流紋岩類と周縁の花コウ岩類の全岩によるアイソクロンで認められた。前者は240m.y. 後者は170m.y.である。また $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値は0.706と0.703とであり玄武岩のそれに近い値である。

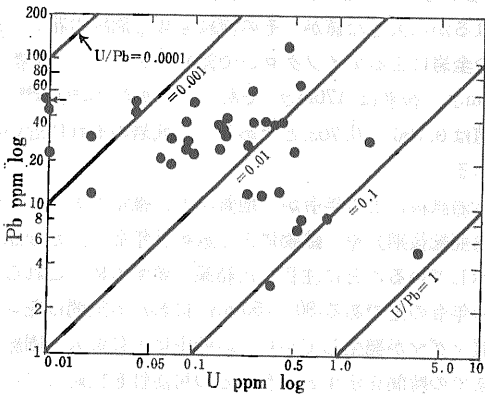
全岩試料による年令が地質学的に推定された年代(白亜紀後期)や鉱物による放射性年令と大きな差異を示していることに注目した結果要するにこれら2つの年令の差である80~150m.y.にわたる期間は花コウ岩質マグマが発生してから地殻中に上昇進入・固結するまでの時間を示すということの可能性を提起している。

火成岩におけるRb—Sr法による鉱物年令と全岩アイソクロンによる年令との差は前者はマグマの固結時期あるいは再結晶時期を示し後者はそれらの岩石を造ったマグマがその根源物質から分化した時期を示すということを前提にして考える。したがって $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値も同様に固結時の組成あるいは根源物質から分化した時の組成をそれぞれ表わすことになる。しかしこの分化というものがどういう形で行なわれるかは簡単にはきめられない。ともかく全岩アイソクロンによってえられる $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値は花コウ岩マグマの根源物質を知るための有力な手がかりである(白波瀬1969)。Rb—Sr系におけるSrの成長進化の問題は第4図の図解を拡大して考えるのがよい。

いろいろな時代の花コウ岩中に含まれるK—長石の $Pb^{206}/Pb^{204}$ (花コウ岩形成時の初生値)を時間に対してプロットするとそれらの点は新しい玄武岩の同比の平均値と鉄隕石中の同値(地球創成時の値)とを結んでえられる上部マントル中のPb進化線にはほぼのぼることからも花コウ岩質マグマの根源物質を上部マントル物質に求めてよいことが示される。

前述のように $Sr^{87}/Sr^{86}$ 初生値が非常に高い花コウ岩については加々美ら(1969)によると次のようにも説明できる。すなわち花コウ岩質物質の母体が $Sr^{87}/Sr^{86}$ の低い値を持つ根源物質から派生してもそれら母体が花コウ岩質物質に分化するまでの時間がある程度長くしかもそれら母体の持つRb/Srの値が高ければより高い初生値の花コウ岩が生成されるであろうということである。高い初生値には地殻物質が関与しているという考えと対立させてさらに検討を進める必要がある。

さて花コウ岩質岩石中のK—長石はPb同位体組成による研究の一つのかなめとなっている。つまりK—



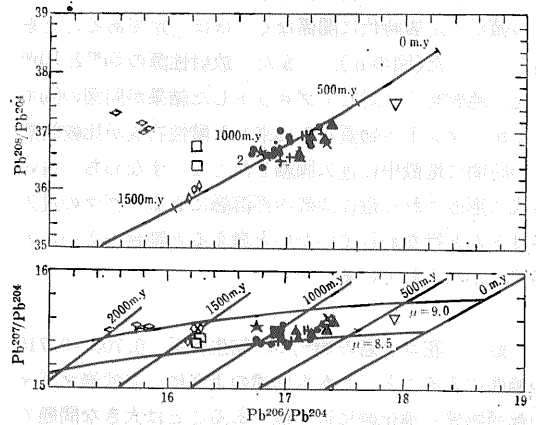
第8図 10億年前の形成による火成岩類のK-長石中のUとPbの関係

長石の結晶構造から U Th はその結晶格子には入らない。そのため いろいろな年代の花コウ岩中の K-長石中の Pb は その結晶時期の Pb 組成を保持している。今 10億年という年令の火成岩中の K-長石の U と Pb の含有量の関係を見ると(第8図) Pb 含有量は 3~122ppm U 含有量は 0.01~3.64ppm であって 厳密な意味では長石の結晶格子の中に  $10^{12}$ (trillion) 分の 1 (ppt) の程度の 測定可能なUの量が入っていることになる。この事実の検討には fission track を用いるとよい。鉱物中の U Th Pb の量と位置は in situ で生成された放射性性源 Pb の計算上の除去(減法)のために重要な意味をもっている。したがって この図の右下の試料は取除いて議論しなければならない。それらは2%以上の radiogenic correction をしなければならないからである。このような問題があるので 変成論のための Pb 同位体組成の扱い方には K-長石が Pb-鉱物であるという一般概念だけでは careless mistake におちいる場合もあるから注意する。

こうした注意事項を頭において 第9図に年令10億年の火成岩中の K-長石の Pb 同位体組成を示した。single-stage モデルのアイソクロンと成長曲線は  $\alpha(T)=9.56$   $\beta(T)=10.42$   $\gamma(T)=29.71$  (Murthy and Petterson 1962) により また  $\alpha-\gamma$  モデルは  $Th^{232}/U^{238}=3.9$   $U^{238}/Pb^{204}=8.61$  で求められたもの。この図のプロットの分布のように このモデルでの年令は 1,065~720 m.y. のなかにはいる。しかし このモデルでの年令は マグマの貫入の真の年令をあらわしていないことはもちろんである。

同位体組成からみた地殻のモデル

地殻モデルを考えるために  $\mu(U^{238}/Pb^{204})$  と  $Pb^{206}/Pb^{204}$  比などが用いられる。集積された資料からは

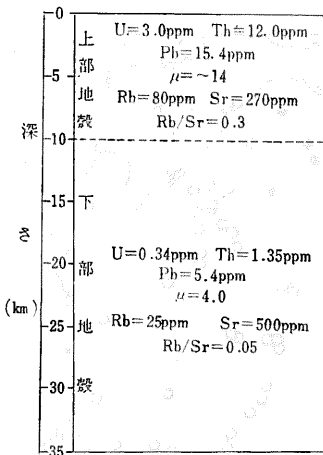


- テキサス岩体
- ▲ 西アディロンダック N.Y.
- ▽ 東アディロンダック N.Y.
- ⊕ ウェストポート オンタリオ
- ★ レグボンド ニューファンドランド
- ポートカーティスノーリッド山 クスベック
- H ヘルフォース ノルウェー
- バイクビーク コロラド
- × フリス、ミネソタ
- ◇ メレン、ワイコンシン
- ◇ ゴールドヒート ネバダ
- テキサス
- ▲ シェナンド バージニア
- ▲ バルマット N.Y.

第9図 年令10億年の火成岩類中の K-長石の Pb 同位体組成

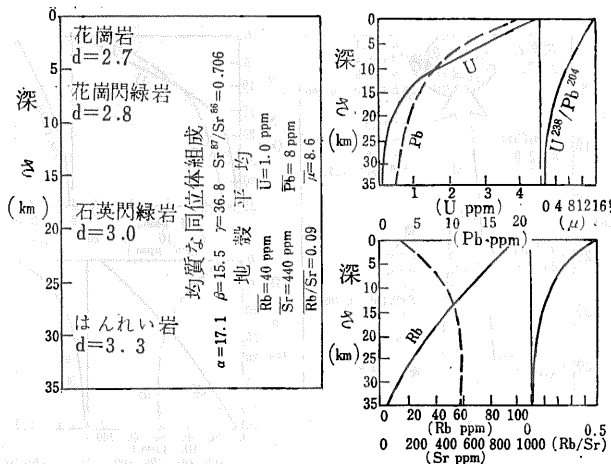
ひとまず 平均的地殻(地殻構成物質の全量について)の  $\mu$  値は 8.5~9.0 の範囲にあり また上部地殻は高い  $\mu$  値を 下部地殻は低い  $\mu$  値をもつといてよいであろう。地球上の地域的な熱源と熱流量との対比からは 上部地殻での放射性性元素の上方への強い濃集が示される。

この濃集という現象とマグマの生成・発展というプロセスとは直接的な関係はないかもしれない。いわゆる火山活動によるマグマ溶岩の噴出速度は 地質学的なスケールに対してきわめて時間的である。しかし 花コウ岩マグマなどは 地下深所(?)をゆっくり上昇してくるであろうし 固相・液相の密度差による浮上現象であるならば Stokes の法則に従って cm/y のオーダーであろう。したがって 火成活動によって 玄武岩花コウ岩マグマがほぼ同時に発生しても 後者の固化はあたかも全く別の時代に発生しているののようになっていることがあると考えられる。火成作用とは 岩石が溶けてマグマを作り それが移動して固化し 火成岩を作るまでのプロセスを含んでいる。マントルも地殻も定常状態では固体なのであるから 火成作用は熱エネルギーが異常に集中した場合にだけ可能である。地表において私たちのもっている情報は 火成作用の最後の段階 つまり固化してしまっただ後の岩石か あるいは固化する前の状態としての溶岩かである。しかし 溶岩として 地下探所で作られたマグマそのものと同じ組成かどうかかわからない。



第10図  
 地殻の断面のモデル  
 (Zartman ら 1969)

第11図  
 10億年前に大造山運動があった場合の地殻中の各元素の分布状態のモデル  
 (Zartman ら 1969)



結晶分化作用で玄武岩マグマから花コウ岩の組成をもった岩石ができるとしても それはもとのマグマの5%をこえない。地殻(少なくとも上部)を構成する花コウ岩質岩石の成分をこのプロセスだけで求めようとすると おそらくマントル全体から玄武岩マグマをしぼり出さないと説明つかないであろう。したがって 地殻物質としての花コウ岩質岩石は 火山岩のはんちゅうに入る玄武岩マグマとは 全く独立に考えなければならない。最近の同位体地質学の結論は 玄武岩マグマの根源物質と同じ上部マントルに 花コウ岩質マグマの根源をおくことになってきている。

一方 地殻の再溶融に必要な条件は (1)地殻の厚さが30km 以上あって 断熱層の役わりをはたすこと (2)異常熱流が正常値の2.5倍以上あって しかも数10m.y.続くこと といわれている。花コウ岩が 地殻の再溶融によるとしても 地殻形成の初期には何からどのようにしてつくられたのであろうか。大陸内部に見られる20億年以上の古い岩石に 花コウ岩あるいは変成岩の一種とされている片麻岩があるということは どういうことなのであろうか。マントル分化がこれと関係するのであろうか。マントルからマグマがしぼり出されれば マントルの組成は変化し 次の時代のファクターがきまってくる。このような 広い意味での地質学の情報は 定性的で しかも観念論的であったが 時間についての数値による表現法として geochronology が存在するようになったのである。

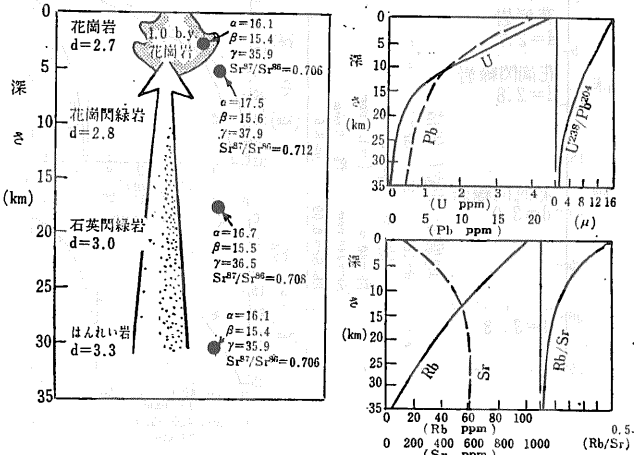
地殻物質の部分構成する岩石の生成の絶対年代(令)をきめるこの分野は いわば化石と相補的なものであるから 古生物学と同様に 地球科学そのものではない。第5図にも示したように 絶対年代(令)といっても

かならずしも形成の時期を与えていない例が多く たとえば 領家・三波川帯の geochronology による年令は それらの形成された時期をあらわさず 中央構造線のできた時期を示すというような考え方もあって 第一近似モデルとして意味があるようにみえる。

さて 地殻物質の組成を材料にして マントルの様子を探るために 地殻の一つの受信機とみ マントルからの物質流入を入力信号とみることは一つのモデルとして面白い。大陸の成長という地質学的事実はこのモデルとして扱える。地殻への濃縮は 固体内の拡散などでは説明できないので 固体→液体→固体のプロセスを考えざるをえないとしたのが 増田・松井(1963~)の希土類元素濃縮の解析であるといえよう。

こうした多くの問題点があるにしても 最近の精度の高い測定値の資料の集積から 地殻のモデル化が試みられている。そのモデルを第10 11 12図に示す(Zartman and Wasserburg 1969)。このザルツマンとワッサバーグのモデルの第一(第10図)は あらゆる地球物理学的 地球化学的資料を考慮に入れて 2つの岩層 つまり上部および下部地殻物質に区分した 最も信頼のおけるモデルという。これらの数値のでどころは省略するが いわば地殻の平均的モデルである。そして次のような条件が示されている。

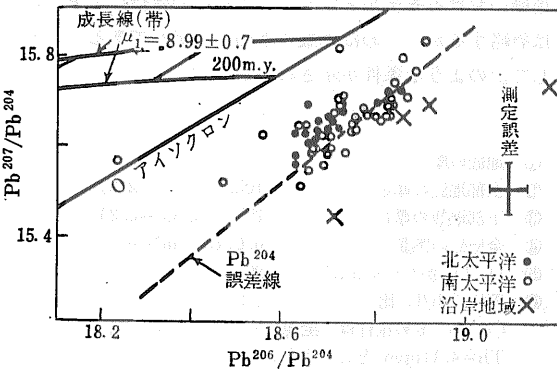
- ① 地殻の厚さ 35km
  - ② 上部地殻の厚さ 10km (S.G.=2.8)
  - ③ 下部地殻の厚さ 25km (S.G.=3.2)
  - ④ 全地殻の熱量 0.6 $\mu$  cal/cm<sup>2</sup>·sec
  - ⑤ U, Th からの熱量比 85%
  - ⑥ 平均 Th/U 比 4.0
- (4 5 6の条件は 全地殻として U=1.03ppm Th=4.11ppm とした場合)



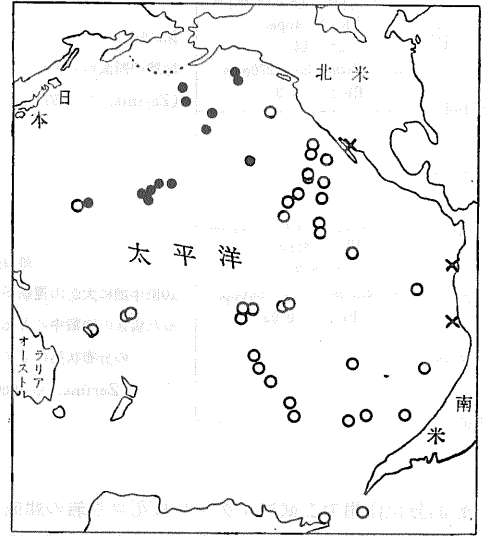
第12図 10億年前の小岩体の地表近くへの貫入があった場合の 17億年という年令の地殻中の元素分布 (Zartman ら 1969)

- ⑦ 上部地殻の平均U含有量 3.0ppm
- ⑧ 全地殻の平均μ値 8.6
- ⑨ 下部地殻の平均μ値 4.0
- ⑩ 上部地殻の平均Rb含有量 80ppm
- ⑪ 下部地殻の平均Rb含有量 25ppm
- ⑫ 上部地殻の平均Rb/Sr比 0.3
- ⑬ 下部地殻の平均Rb/Sr比 0.05

第11図は 10億年前の大規模な造山運動の直後の仮説的モデルである。深さとともにμやRb/Sr比などが小さくなっている。さらに第12図は 17億年という年令の地殻のモデルであるが 10億年前の小貫入岩体の地表近くへの移動という現象が加わっている。最初にこの地殻は  $\alpha=15.8$   $\beta=15.4$   $\gamma=35.5$  そして  $Sr^{87}/Sr^{86}=0.705$  という組成をもっていたことに基づく。また計算のためには  $Th^{232}/U^{238}$  比は 4.0を用いている。同位体比は 地殻全体を通じて 長い間均質ではなく 親一娘比としては上方に高くなっていることになる。とくに 大陸地域の 構造的によく理解されているものについて Pb 同位体研究を行なうべきことが



第14図 太平洋地域のマンガノジュールと深海性堆積物のPb同位体組成

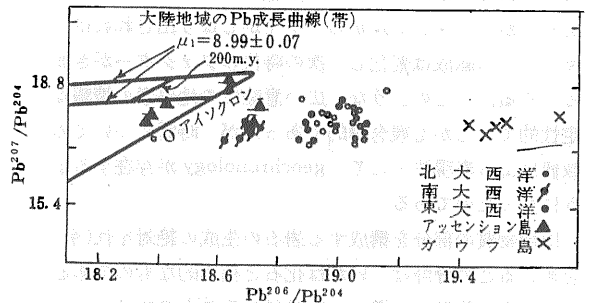


第13図 太平洋地域のマンガノジュールの採集地点

これらのモデルをみて感じられる。

### マンガノジュールと同位体

Mn ノジュールの太平洋地域における採取地点と 太平洋および大西洋両地域の Mn ノジュールの Pb 同位体組成をそれぞれ 第13 14 15図に示した。太平洋地域の場合 モデルの0アイソクロンより いくらか放射性源の Pb 同位体組成をあらわしているが 大きな差異は認められない。しいていうならば 南北両アメリカ大陸の沿岸地域の海底からのものと考えられる試料が より高い放射性源 Pb<sup>206</sup> をもっているようにみえる。これは 陸上からの放射性源 Pb の供給によるものといえよう。これらの試料の中には深海性堆積物 (pelagic sediment) も含まれているが これらの深海性生成物は 海水 (海流) のえいきょうと その深海底の下に横たわる海洋性地殻あるいはマントルの影響を受けていると考

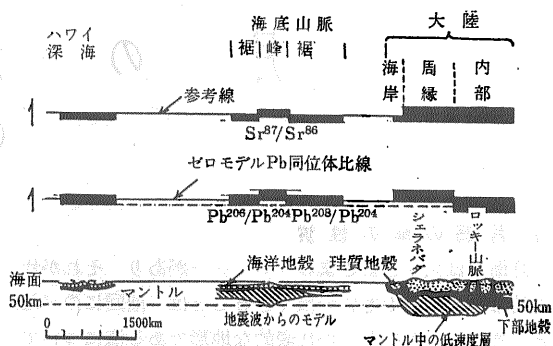


第15図 大西洋地域のマンガノジュールと深海性堆積物のPb同位体組成 中央海底山脈の火山岩を参考に示してある



えられるから 重要な情報源である。

大西洋の場合 同じ大西洋中央海底山脈に乗っているアッセンション島の火山岩と ガウフ島の火山岩との間にノジュールや堆積物のプロットがはさまれている(第15図)。南大西洋のPb同位体組成が 0 アイソクロンに最も近い性質を示している。北および東大西洋のものはより放射性源のPbである。これは大西洋の東・北両地域には花コウ岩質岩塊(体)が存在することと関連があるのかもしれない。このように 深海底で生成されるマンガノジュールや堆積物は 海洋地域の地殻やマンツルの組成 あるいは分化生成状態を知るための 手がかりとなろう。



第16図 太平洋とアメリカ大陸を例にとった地殻のモデルと Sr Pb 同位体組成の関係の図解 (Doe 1968)

地殻モデルと同位体組成との関係を ここでもう一度検討してみよう。このモデルとしては たとえばドウ (Doe 1968) のイラストレーションがある(第16図)。この断面図は 地球物理学的な資料からまとめられたものである。上の2つのプロファイルは それぞれ上の方向に 放射性源成分の増加を示している。前述の地殻モデル あるいはマンツル分化プロセスなどを組み合わせて このようなある程度の定量的なモデル化が行なえるようになった。これからは さらに具

体的な研究が推し進められるであろう。

これまで 同位体地質学 の方法から研究の現状にわたる 広い内容を紹介してきました。まだまだ 紙面をかりて書きたいこともあります。ひとまず このへんでペンをおきます。筆力の足りなかった点をおおびします。「地球化学の話」はまだ続きます。

(Sr・Pb 同位体による「同位体地質学」おわり)  
(筆者は 地球化学課)

〔23頁からつづく〕

オーバーライト-辰砂型の鉱床は 水平層や水平層群を面的に交代した作用が明らかに認められる コリャーク山脈の本来の辰砂鉱床をまとめたものです。

たとえば ベーロエ鉱床は白色ないし淡灰色の細縞状オーバーライト岩塊中に賦存しています。この岩石構成成分の中では 漸新世の酸性凝灰岩が珪化されることによって生じた蛋白石がきわめて豊富です。その鉱床は傾斜の急な短い交差破砕帯に関連のあるもので オーバーライト中の層状鉱体のほかにこの破砕帯中ではオーバーライトの角礫が豊富に辰砂を鉱染した 細粒石英とディツカイトに膠結されています。同鉱床のオーバーライト分布範囲内には 数本の玉髄-石英脈が認められます。

鮮新世の安山岩・安山岩質玄武岩・石英安山岩の水平に近い床状岩体中に胚胎されたアチャイバヤム鉱床もオーバーライト-辰砂型の鉱床に該当します。この鉱床は 鉱染状および細脈-鉱染状鉱石の一連の断続する癒合鉱体および鉱のうが床状岩体上部の孔隙に富んだ部分に胚胎され そのうちでもっとも辰砂品位が高いのはレンズ状層灰岩薄層ないし薄層群の下位部分です。鉱石中には広くコロホーム構造が発達し 母岩は粘土化作用・黄鉄鉱化作用・蛋白石化作用をこうむっています。

辰砂は 温泉沈殿物や活動中の硫気孔沈殿物にも認

められています。この種の辰砂は カムチャツカ半島のアパペリ温泉と国後島のセベローポストーク硫気孔群の沈殿物中であって ナルイチェフスキー温泉群のラトバーチンの場合には鶏冠石と雄黄が多く 辰砂はわずかです。アパペリ温泉の湧出区域は 漸新世一下部中新世の安山岩・流紋岩・酸性凝灰岩が広く分布し そのうちの凝灰岩は若干の区域で破碎され オーバーライトのコロホーム構造を留めた珪質物に膠結されています。一連の温泉地域では 古期の炭酸塩質および珪質のトラバーチンが発見されていますし ある温泉の湧出道中の薄層状石灰質トラバーチン上には薄いフィルム状の褐鉄鉱と鮮紅色の辰砂が認められています。

千島-カムチャツカ活火山帯に属するメンデレーエバ火山(国後島)の硫気孔群の地域に辰砂が存在することにも 大きな関心が注がれています。すなわち 同火山のセベローポストーク硫気孔域は 第四紀の安山岩質玄武岩・火砕岩・石英安山岩噴出ドームからなるメンデレーエバ火山斜面に位置し 同硫気孔域内では安山岩質玄武岩の集塊岩がオーバーライトに変わっています。そのオーバーライト中の辰砂と准辰砂は メルニコバイト・鉄鉱・白鉄鉱・蛋白石・石膏・自然硫黄・重晶石などの鉱物からなる硫化鉄鉱々石中に直接含有されています。

(つづく)

(筆者は鉱床部)