

鉛の同位元素解析データによる花崗岩の
生成年代と変成作用とについて*

K. K. Zhiron, S. I. Zikov

小西善治訳

岩石が蒙る変化は、岩石の構造・石理・鉱物および化学組成とに反映される。変化の特性は岩石学的ならびに岩石化学的方法によつて確かめられる。

多くの場合、変成期は、例えば一層晩期の貫入体、岩脈等の生成年代によつて決められるが、ときには決められないであろう。他の場合には、岩石の変化過程は確かめられるが、生成期は決定できない。

一連の変化は自変成作用と呼ばれている。これらの変化は、岩石自体の生成、マグマの溜りの最冷却過程と関連性をもっている。しかしこの場合には、固有の変成作用、すなわち被変成岩石の生じるマグマの溜りの成長と直接関連性がない交代性変化が起る際には、相当明確に確かめられるであろう。

ある種花崗岩変種にみられる稀土・トリウム・ニオブ・タンタル・錫等のような共生鉱物が多量に出現しているのは、後自変成作用によつて濃縮したものではなく、自気成作用自体によつて常に形成されるものではなからうか？。

稀有元素または分散元素のみをとりあげても、岩石の変化がいかに誘導され、いかに進行するかは、あらゆる場合を通じて（相当の信頼度で）確認されていない。この種の問題は、多くの場合、花崗岩の発生、花崗岩化作用等を論ずる場合に突き当たる問題である。この問題を解決する重要な鍵——絶対的なものではないが——は、地球化学的方法であることが考えられる。地球化学的方法中でも第一に位する方法は、鉛の同位元素を利用する方法である。この種の研究は Vinogradov が行なっている。アメリカの学者の研究については、若干問題が残されている。

全造岩鉱物におけるウラン・トリウム・鉛の分布を研究し、この種鉛の同位元素組成を決定する目的で、 $\text{Th}-4.19 \cdot 10^{-4}\%$ 、 $\text{U}-2.74 \cdot 10^{-4}\%$ 、 $\text{Pb}-9.3 \cdot 10^{-4}\%$ を含むオンタリオ産の Pre-Cambrian の花崗岩が試料として選ばれた。この種の著しくトリウム特性を示す花崗岩は、地球化学的に興味がある。その組成は、無雲母質、酸性、曹長石質花崗岩であつて、明確な圧砕構造をもっている。したがつて曹長石化作用を蒙つた花崗岩であることが考えられる（原著には述べられていない）。以上の簡単な鉱物記載から、2つのジルコンの転移過程が推定できる。すなわち第1階梯は metamict 状態への移行、第2階梯はさらに晩期の変成過程の作用の下で行なわれた部分の再結晶作用である。

次にアメリカの学者の使用した処理方法に留意すべきである。アメリカの学者は、随伴鉛による汚染を避けるために、全試料を酸処理——留保条件を附している1例を除く——している。そのために共生鉱物類のデータの解釈にあたつて信じられない要素をもち込んでいる。このような状態が起きるのは、花崗岩の酸が浸出し、実験によると多量の U, Th, Pb が抽出されるとともに、主として異なる同位元素が（量的に）不均衡に抽出されるからである。同一状態が短時間の酸処理で起こりえないという証明は存在しない。実験にあたつては、岩石のバランスが全体として共役変化を起こさないように留意すべきである。したがつて、著者の結論は酸処理を行なわない花崗岩試料に基づいている。アメリカの学者の決定資料は第1表（印刷省略）に掲げられてある。

このデータによれば、ジルコンの $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ 、 $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ 、 $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ 、榍石の $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ 、榍

* Жиров, К. К. и Зыков, С. И.: О метаморфизме и времени образования гранитов по данным изотопных анализов свинца, Геохимия, № 7, Академия наук СССР, 1956

石 I の Pb^{207}/Pb^{206} による絶対年代決定値はよく一致し、 $\pm 9 \cdot 10^6$ の偏りで 10^8 年にあたっている。花崗岩の生成年代には、 $1050 \cdot 10^6$ がとられている。ジルコンおよび榧石 II の Pb^{208}/Th^{232} による絶対地質年代は、はるかに低く、実際にとられた値の半分以下である。

さらに榧石が酸に浸出されると、Th, Pb^{208} (Pb^{204} の附加) が主として溶液に移るが、U, Pb^{206} および Pb^{207} は溶解しないことが確認されている。すなわち多量の Pb^{208} (約 $2/3$) および非放射性鉛が抽出される。したがって Pb^{208} は、 Pb^{207} および Pb^{206} (放射性崩壊による) に比較して、結晶構造中に比較的弱く結合していることが考えられる。このような状態は、ウランとトリウムにも認められる。トリウムは、鉱物の結晶構造では、ウランと異なる位置——おそらく微細な割れ目中に存在するようである——を占めている。非放射性鉛についても同様な現象が認められる。

アルゴン法による花崗岩の生成年代は $800 \cdot 10^6$ 年に決定されている。最も信頼度のおける生成年代の低い原因としては、アルゴンの喪失が考えられる。花崗岩の鉛の同位元素組成は、時間の異なるモーメントに対して計算すると、すでに Pb^{208} の含量の著しい低下によつて $1050 \cdot 10^6$ 年以前に異常が存在することを示している (第 2 表)。

第 2 表 異なる時間における花崗岩の鉛の同位元素組成の変化 (Tilton による)

時間成分 (10 ⁶ 年以前)	Pb^{208}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
0-50	20.3	15.7	48.7
1060	16.4	15.4	30.2
3500	4.7	11.1	< 0

Tilton, Patterson は次のような結論を得ている。時間 (地質的時間) の経過につれて、花崗岩の構成素材源は U/Pb および Th/Pb の著しく低い比で特徴づけられるようになる。すなわち花崗岩中では U, Th, Pb の再配例は (おそらく) 微視的規模で起るが、Th の移動は巨視的規模で行なわれる。ここで著者はきわめて慎重な結論を下していることを指摘しておく必要がある (第 3 表)。

第 3 表 10⁶年の花崗岩の共生鉱物による生成年代の決定結果を示す (Tilton による)

鉱物	Pb^{207}/Pb^{206}	U^{235}/Pb^{207}	Pb^{208}/Pb^{206}	Th^{232}/Pb^{208}
ジルコン	1090	1060	1030	390
榧石 I	—	—	910	—
榧石 II	1090	820*	740*	450

* Tilton のデータおよびその他のデータによつて算出した値

著者 (Zhirov) は、花崗岩 (U, Th を含む) とその含有鉛の同位元素組成との地球化学的特性を対比すれば、マグマの分化過程の時間的 “長さ” を考える可能性が与えられるとともに、マグマの溜りの地球化学的特性にみられる時間断面における不変性が、マグマの履歴の研究方法によつて明らかにされることを、最近の論文で強調しておいた。この仮説の正しさは、以下の事実から明らかである。まず花崗岩の U, Th, Pb の含量および Pb の同位元素に関するデータをとりあげ、非放射性鉛の補正值に花崗岩ペグマタイトと関連性のある長石の鉛組成および花崗岩の長石に含まれている鉛の平均値をとつて、花崗岩の生成年代を計算すると第 4 表のようになる。Pb²⁰⁷ の干渉による計算は、著しい誤差が起る可能性があるので行なわない (I, II)。補正を行なつた 2 鉛組成には、Pb²⁰⁸ の含量についても、また Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ の比についても、なんらの異常が現われない。長石—花崗岩のこの種の比はやゝ低いようであるが、僅少で確認を必要としない程度である。しかし花崗岩の鉛は、 $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.773$ の比に関しては異常であるが、この値

第 4 表

比による生成年代	ペグマタイト長石のPbの補正 (年)	花崗岩の長石のPb補正 (年)
Pb^{206}/U^{238}	$840 \cdot 10^6$	$410 \cdot 10^6$
Pb^{208}/Th^{232}	$650 \cdot 10^6$	$430 \cdot 10^6$

は最近、 Pb^{208} の高含量について求められた曲線より著しく低い。したがって I, II 鉛がある時間モーメントにおける岩石の鉛組成を反映しているものとするならば、花崗岩の鉛の異常が発生した地質年代が計算によつて求められている。

一層新しい時代に生成された試料の鉛組成 (II) に、補正を加えて算出された生成年代は、 $400 \cdot 10^6$ 年にあたっている。この時代はウランおよびトリウム異常が現われる時代である。数値が一致しているのは、異常の原因がおそらくは同時代か、おそくとも $400 \cdot 10^6$ 年に発生したことを裏付けている。次の考え方からみても、原因の発生は時間的にもおそくない。 Pb^{208} の異常の原因は、まず第一に鉛の一部が花崗岩の生成後抽出されたことがあげられよう。しかし Pb^{208} の抽出は、花崗岩がほとんど完全に破壊されなくても起るかどうかについては、明らかでない。そのほかに、 Pb^{207}/Pb^{206} の一層高い組成比をもつ鉛——岩中に先在するUからこんにちに至るまで(崩壊)濃集が持続しているようである——の一部の抽出は、さまざまな時代に生成された鉛の同位元素組成の計算値に反映されているはずである。この場合 Pb^{207} の含量は、 Pb^{206} に比較して迅速に近づかずである。現実には、反対の現象(第2表)が認められている。したがって、確率度の高い他の仮説としては、花崗岩の生成後若干時間(地質)を経て、U, Thの補足量が交替的に運び込まれ、そのためにトリウムで特色づけられる程度に、著しくThに卓越する花崗岩が形成されることが考えられる。しかしこのような量に達するまでに、花崗岩にはU, Thが存在するから、計算ではUとThとの含量が無暗に高くなる。したがって理論(計算)生成年代値は低くなる(これは極度に高いThによるものであろう)。このような現象は、他の補正(I)を加えて算出した場合においてもみられる。この場合には、 Pb^{208}/Th^{232} と Pb^{206}/Th^{232} による理論生成年代値は、花崗岩の生成年代値よりも低く、U, Thの過剰をふたたび示している。しかし Pb^{208}/Th^{232} によつて求められた値は著しく低く、Thの含量が極度に高い。

いまThの補量の出現するまでの花崗岩中のTh/Uの比は、3.5と仮定するなら、花崗岩中のTh初期含量は $9.6 \cdot 10^{-4}$ %となり、補量は $32.3 \cdot 10^{-4}$ %となる。この場合には理論生成年代は、 $560 \cdot 10^6$ 年となり、実際の値より高くなるであろう。したがって信頼度の最も高い理論生成年代は、 $560 \sim 430 \cdot 10^6$ 年の範囲内にある。

火成岩中のU, Th, Pbの含量および現在の時間モーメント——Pb生成または変移のある階梯に対応するモーメントを含む——におけるPbの同位元素組成が既知ならば、この階梯の地質年代が決定できるとともに、特定の場合には、全体としての岩石類の生成年代が求められるであろう。個々の同位元素の理論生成年代を対比すると、岩石層地球化学的履歴ならびに、U, Th, Pb(その随伴元素を含む)の地球化学的特性を解明する方法が明らかになるであろう。共生鉱物類のデータがあれば、岩石全体について求められた値は、それによつてcheckされるとともに精確化することができる。

實際上、ジルコンおよび柵石IIに対する Pb^{208}/Th^{232} の理論生成年代値は低い。著者の考えによれば、 Pb^{208} の移動によるものである。さらに著者は、 Pb^{208}/Th^{232} による生成年代値の低下の裏付けとして、この種の同位元素組成の比および他種鉱物についてさらに低い値をしばしば引用している。すべてこのような場合には、 Pb^{208}/Th^{232} の生成年代値が、ウランの同位元素によつて求められた実際の生成年代の値に関して低くとられているのは、全く信じられないことである。こゝで詳細に論じる余白はないが、トリウム鉱物、とくにモナザイトに対する、信頼度の最も高い生成年代値は、 Pb^{208}/Th^{232} の組成比によるものであることが考えられる。さらに年成年

代値の低い原因を、主として Pb^{208} の喪失に求めることは疑問がある。このような考え方が問題なのは、柵石が浸出作用を受けると、 Pb^{208} (放射性崩壊によつて生成されたものであるが、その総和?でない) に比して Th が卓越的に移動することで明らかである。Th の移動は、Th が微細な割れ目に存在する点からみて、一層晩期に出現し、この種割れ目に沈積したことが推定される。この過程では、Th と同時に“普通の鉛”の主要部分が浸出されるのが特色となつている。この種の鉛も、割れ目に Th と共沈するであろう。普通の鉛は、この時代に生成されたすべての放射性同位元素と初期共存普通鉛との再配例、混和過程の産物である。この点については、正にアメリカの学者が考える通りである。しかし Th のように、鉛が外部から二次的に附加されることも起る。この場合には長石の鉛の組成は、岩石の初期鉛と附加物質との混合組成を反映しているはずである。僅か附加されても、被附加鉛は、きわめて高い放射性附加鉛をもつことが考えられる。しかし Pb^{207}/Pb^{206} の同位元素組成には異常が認められない。これは例外的な場合であるから、出現確率は低い。附加される場合 (100%) には、同位元素組成は著しく異なってくるはずである。しかしこの場合にも異常現象が現われない。そのほかに著しく多量に附加される場合には、放射性附加物質の含量の高い鉛では、生成年代の値が大きくなることが期待されるはずであるが、このような現象は起らない。したがつて最初の仮説の方が信頼度が高い。

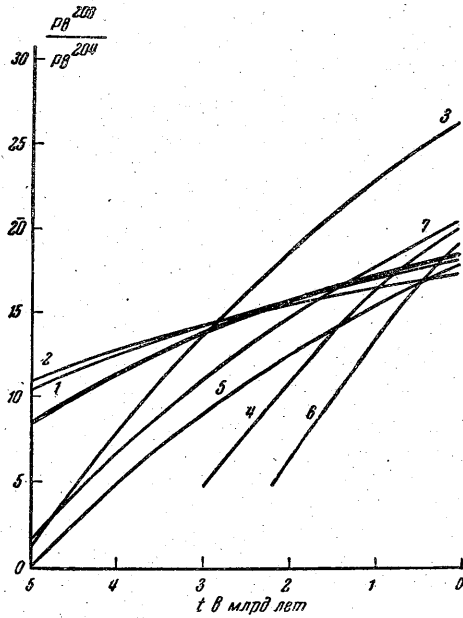
岩石の生成後に起つた変質は、放射性附加物質、とくに Pb^{208} を多量に含む黄鉄鉱の鉛の同位元素組成に現われる。

Pb^{208} が黄鉄鉱の同位元素組成で卓越しているのは、 Pb^{208} の移動度の大きいことを示している。しかしその含量——黄鉄鉱と関連性をもつ——は、柵石およびジルコン中の Pb^{208} の含量に比較してきわめて低いから、 Pb^{208} の量では、この種の鉱物の Pb^{208}/Th^{232} に基づく生成年代値の一般に低いことが明らかにできない。そのほかに、黄鉄鉱の生成年代の決定にあつては、黄鉄鉱が岩石の生成後に形成されたものか、あるいは鉛が岩石中に早期に導入されたものであるかを述べることは、ある程度困難である。磁鉄鉱では、 Pb^{206}/U^{238} および Pb^{207}/U^{235} による生成年代の計算値は $400 \cdot 10^6$ 年であるが、この場合誤差がきわめて大きい。そのうちの Pb^{208} 含量の多いのは、現在 Th の含量が未知であるので論議できない。

リン灰石には重要な数値——Th の含量——が存在しない。そのほかにリン灰石の鉛の同位元

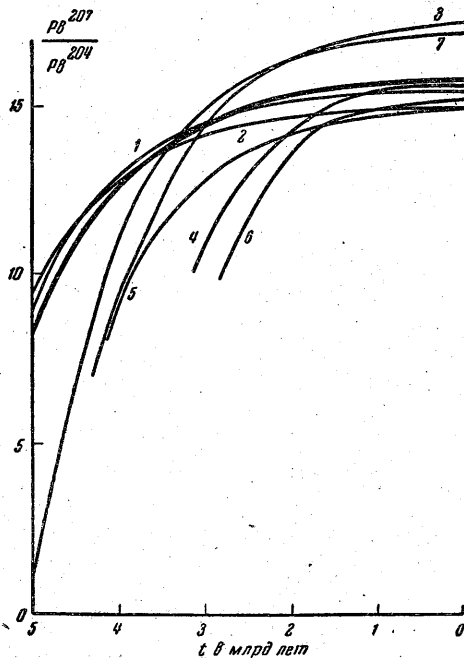
第5表 ある種岩石の Pb の同位元素組成

試番号	岩石の種類と産地	$U^{10^{-4}}$ (%)	$Th^{10^{-4}}$ (%)	$Pb^{10^{-4}}$ (%)	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{206}
1	玄武岩, カムチャツカ, 現世	0.2	—	2.2	17.40	14.90	36.60	0.856
2	高原玄武岩, アイダホ, 第四紀	0.65	2.02	6.2	18.12	15.45	38.08	0.852
3	花崗岩, Pitkaranta (1)	7.5	22	27	26.40	17.40	46.0	0.66
4	花崗岩, Mutukhe	3.5	—	15	20.5	17.10	42.25	0.835
5	花崗閃緑岩, Parrygino, アルタイ	2	—	8	17.90	14.90	37.40	0.83
6	石英質曹長石斑岩 Zyrianovskoe	1.7	—	3	19.15	15.20	37.35	0.794
7	花崗岩, オンタリオ	2.74	41.9	9.3	20.25	15.65	48.73	0.773
8	塩化鉛鉱, ヴェスヴィアス (3成分の平均)	—	—	—	19.14	15.75	39.41	0.823
9	火山弾, ドイツ	0.0067	—	2	19.5	15.5	39.7	0.795
10	火山弾, カリフォルニア	—	—	2	19.5	15.5	39.7	0.795
11	火山弾 Gavaiskii 島	—	—	1	19.29	15.45	37.95	0.801



1. アイダホ産玄武岩
2. カムチャツカ産玄武岩
3. Pitkaranta 産花崗岩
4. オンタリオ産花崗岩
5. Parygino 産花崗閃緑岩
6. Zyrianovsk 産石英質曹長石斑岩
7. Mutukhe 産花崗岩

第1図 地質時間における Pb^{208}/Pb^{204} の変移

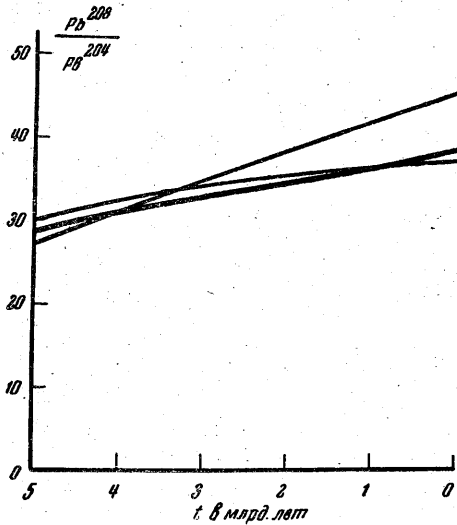


第2図 地質時間における Pb^{207}/Pb^{204} の変移
番号は第1図と同じ

素組成の決定精度はきわめて低い。他種花崗岩(コロラド産)のリン灰石による生成年代値は、きわめて徴候(symptomatic)的な事実が認められる。この種リン灰石の Pb^{207}/Pb^{206} による生成年代値は、他種の同位元素組成比、 Pb^{207}/Pb^{206} および同一年代の黒雲母のストロンチウム年代絶対決定法によつてそれぞれ決定された値(生成年代)の $1/8$ 以下である。したがつてこの種花崗岩に対しては、Thの異常現象が認められる可能性がある。オンタリオ産の花崗岩では、放射性附加物質がきわめて迅速に“除去”され、その同位元素組成の計算では、すでに $1 \cdot 10^9$ 年に Pb^{208} の異常 pinching が始まつているとするならば、Pitkaranta 地域の花崗片麻岩はまつたく異なる状態の下にあるといえよう(第5表参照)。

Pb 同位元素に、なんらかの形態で出現する pinching 現象は、Pb含量がそれぞれの時間モーメントの一般分布曲線からみられる含量よりも、少なくなる時の時間モーメントに対応している。この種の相関関係をグラフで表わすならば、岩石の同位元素組成曲線と一般分布曲線との交点は、放射性附加物質の除去される時の時間(地質)を表わすであろう(第6表、1~3図参照)。

花崗片麻岩に関しては、生成年代決定が存在しない。Sudovikovによれば、北部 Prirado zhsko 地域のこの種岩石は Archean の古期岩石累系に属している。花崗岩は平均値に比較して U, Th の含量が若干高いので区別される。花崗岩の鉛には、放射性附加物質についても、また Pb^{207}/Pb^{206} 比(第5表参照)についても、著しい異常がみられる。放射性同位元素の含量の高いのは、中間期の長いことを示している。すなわちこの期間には Pb/U および Pb/Th の現在の組成比が形成されたことが考えられる (Pb/U と Pb/Th に関しては若干値が異なつてゐるが、これは、この種の組成比がUおよびThの崩壊により、時間の経過につれて変移するからである(以下の項参照)。



第3図 地質時間における変移 Pb^{208}/Pb^{204} の下方曲線はアイダホ産玄武岩
上方曲線は Pitkaranta

中間期には、U および Th の濃縮度は、低下する。しかし岩石の“先史期”には U および Th の濃縮度は一層高く、次で“放出”される。この場合には、どのような作用過程で膨大な量の Th および U が放出されるかは明らかでない。もちろんこの際には Pb の喪失は起こらないはずである。しかしそれ以外に、一層早期に発生する Pb^{207} の“pinching”現象は、解明することが必要であろう。岩石の“先史期”のある時間モメントに発生する多量の U の喪失は、すでに相対的に少量——U 部分の喪失のために発生する——となつた Pb^{207}/Pb^{206} 比の低い鉛の（崩壊によつて）濃集を意味している。したがつて、概括的にみれば、この濃集過程では、 Pb^{207}/Pb^{206} 比の異常に高い花崗岩の鉛が生成されるとともに、 Pb^{206} の

pinching が Pb^{207} に比較して、きわめて迅速に進行するはずである。しかし実際上では、鉛にみられる異常現象は、他の特性を示している。 Pb^{206} の pinching の特性は、異常迅速進行の形態をとつていない（第1～3図）。

U (Th) について考える喪失仮説は、信頼度が低いようである。 Pb/U および Pb/Th 比が一定であるという仮説によれば、次のような結論が得られる（第6表、第1～3図）。

鉛の同位元素——ウランの崩壊による——と Pb^{208} 同位元素との挙動特性は、若干異なっている。トリウム異常は実際上 $5 \cdot 10^9$ 年まで低下しない。 Pb^{206} に関しては、pinching 現象は $4 \cdot 10^9$ 年に始まる。 $3 \cdot 10^9$ 年では、 Pb^{206} の含量は依然として若干高い。したがつて U の附加は $3 \cdot 10^9$ 年と $4 \cdot 10^9$ 年との間に起るが、Th では $5 \cdot 10^9$ 年に発生するようである。 Pb^{208} の挙動特性をみれば、Th の多量搬入が U と同時的に行なわれる可能性は考えられない。したがつて Th の含量はきわめて長い地質時間の間、実際上一定であるが、U ではこのような状態はみられない。これらの諸現象からみると、岩石基体の履歴の2階梯と $5 \cdot 10^9$ 年オーダの古期堆積岩？に対応するこの岩石が、古期の地質時代に生成されたことが明らかにできるであろう。所与の花崗片麻生成期の晩期階梯——この時期には U の附加が起こつた——は、正に花崗岩の生成階梯にあたつている。この階梯ではおそらく交代作用が多原発生 (polygenetic) 的に行なわれたことが考えられる。

鉛の同位元素および U, Th, Pb が、既知のあらゆる岩石類に対して類似の計算を行なうと、第6表にみられるようなデータが求められた (U と Pb 含量だけが既知の場合も含む。第5表参照)。第5表には、塩化鉛鉱 (組成がきわめて近縁の3試料の平均値をとつた) と火山弾の同位元素データががらげられてある。第6表およびグラフから推定すると、Parugino 産の花崗閃緑岩と Zyrianovskoe 鉛床産の石英質曹長斑岩との生成年代は、 $1 \cdot 10^9$ 年より後期にあたり、両岩石の絶対地質年代はきわめて近いようである。Mutukhe 花崗岩は、現在 Pb^{207}/Pb^{206} の比に——本質的にみて——異常が認められないのは興味がある。しかし Pb^{206} の“挙動”から推定するならば、U の附加は $2 \cdot 10^9$ 年前に起こつている。しかし残念なことには、Th 含量の値がないので、この種花崗岩基体の生成年代に関する論議を進めることは難しい。

きわめて興味のあるのは、玄武岩の鉛同位元素組成の変移である。この変移から推定すると玄武岩の同位元素組成は、 $5 \cdot 10^9$ 年以前によく隕石の鉛組成に対応し始めている (アイダホ産の玄武岩の値は若干高いようである)。この点からみれば、この種玄武岩の生成期が、底知れぬ

第6表 地質時間の経過に伴うさまざまな岩石のPb同位元素組成の変移

岩石の種類と産地	現代			1・10 ⁹ 年			2・10 ⁹ 年			3・10 ⁹ 年			4・10 ⁹ 年			5・10 ⁹ 年		
	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶
玄武岩, アイダホ	18.12	15.45	38.08	17.05	15.39	37.0	15.76	15.16	35.8	14.28	14.6	34.7	12.54	13.05	32.4	10.52	8.98	32.0
玄武岩, カムチャッカ	17.40	14.90	36.60	16.45	14.85	—	15.42	14.66	—	14.18	14.18	—	12.73	12.91	—	11.0	9.5	—
花崗岩, Pitkaranta	26.40	17.40	46.0	22.80	17.15	42.8	18.58	16.45	39.05	13.70	14.58	35.4	7.92	9.53	31.3	1.2	< 0	27.3
花崗岩, オンタリオ	20.25	15.65	48.73	16.4	15.4	30.2	—	—	—	4.7	11.1	0	—	—	—	—	—	—
花崗閃緑岩, Parygino	17.90	14.90	37.40	15.37	14.72	—	12.39	14.20	—	8.93	12.85	—	4.83	9.3	—	0.1	< 0	—
石英質曹長石斑岩	19.15	15.20	37.35	13.28	14.92	—	6.3	13.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zyrianovsk 鉛床	20.5	17.10	42.25	17.77	19.94	—	14.64	16.40	—	10.96	15.01	—	6.68	11.26	—	—	—	—
花崗岩, Mutukhe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

古い時代に属し、玄武岩マグマの本源性に関する Voitkevich の帰結が裏付けられるようである。さらにまったく異なる U,Pb (おそらく Th) 含量を示す玄武岩の n 分析値について行なわれた計算値を考慮に入れると、単一の 1 マグマでなく、さまざまな玄武岩マグマが 5・10⁹ 年前から存在することを推定する根拠がみいだされるであろう。

現在の地球上の種々の地域から採取された火山弾の、鉛の分析値はきわめて興味がある。これらの分析値は、組成(1例の Pb²⁰⁸を除く)がきわめて類似し、Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶の比に若干の異常が認められるのが特色となつている。1 火山弾試料の U の含量値は、それが透輝石のみに属し、火山弾を形成する媒質——環境——を特徴づけていないので指標とならない。したがって火山弾については次のような結論が求められる。

すなわち火山弾が一層放射性酸性マグマの分化産物であると結論——Tilton, Patterson, Davis——を下すことは、とくに火山弾中の鉛の含量がきわめて低い点を考慮に入れるならば、時期尚早である。U の含量が、アイダホ産玄武岩の含量よりも低いのは、求められた同一元素組成で明らかになる。

さまざまな例は、岩石の鉛同位元素組成と U 含量とを利用すると、岩石の成因問題とくに花崗岩および他種酸性岩石類の生成年代の解決にどのようにして近づけるかを示している。さらにこのような例によればある種の分化過程が、岩石の形成時期におそらく直接先行するが、他の場合には、岩石の基体の生成と基体が岩石の形態に形成される時期との間には、著しく長い中間期が介在することが明らかになるであろう。仮説でなく、一層根拠のある結論を求めるためには、一層詳細な岩石研究を行なうことが必要なことはいうまでもない。試料、とくに花崗岩試料の分析、解析だけでは不十分であることは明らかである。

著者は結論として次のことが考えられる。

個々の具体的な対象の研究を押し進めて行けば、シアル殻の生成始期の年代決定に、実際上近づけるとともに、シアル殻の生成後の発展履歴の年代決定も行なえるであろう。同位元素解析は、岩石の生成年代の決定と変化過程の特性とを知る途を開き、ある種の元素、第1にウランおよびトリウムの挙動の特性を求める途をさし示している。