

地質建造 絕對年齡的測定

(論 文 集)

А. И. 屠加林諾夫 等著

科 学 出 版 社

地質建造絕對年齡的測定

(論文集)

A. И. 屠加林諾夫 等著

范 嗣 昆 等譯

科 學 出 版 社

1960

內 容 簡 介

本书共选譯了有关绝对年龄测定和同位素地质学方面的八篇文章。詳細地論述了現有的各种測定年齡的方法——鉛法、粗鉛法、釷法、鈣法、鋇法和放射性碳法的发展历史、精确性、运用范围和发展远景，以及对标本的采集和加工要求等。同时还介紹了国外在这一方面的成就和現狀，及改进旧方法和寻找新方法的可能途径。

本书可供我国广大地质工作者，特别是从事地球化学和前寒武紀地质的人员之参考。

地质建造绝对年龄的测定

(论文集)

A. И. 屠加林諾夫等著
范 嗣 昆 等 譯

*

科学出版社出版 (北京朝陽門大街117号)

北京市书刊出版业营业許可証出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总經售

*

1960年7月第一版

书号：2217 字数：140,000

1960年7月第一次印刷

开本：787×1092 1/27

(京) 0001—5,500

印张：5 5/27

定价：0.66 元

目 录

- 岩石的绝对年龄测定.....A. И. 屠加林諾夫(1)
- 苏联绝对年历的地质編年表(主要的研究方向).....
.....И. Е. 斯塔里克等(45)
- 测定地质年龄的放射性方法.....L. X. 阿林斯(79)
- 以温度为轉移的矿物射气能力(氦、鈾射气和鋼射气)的研究
方法.....И. Е. 斯塔里克等(110)
- 从自然产物中分离放射性元素及其蜕变产物.....
.....B. B. 切尔登采夫(114)
- 从自然产物中分离鉛.....Э. В. 薩波托維奇(118)
- 地质建造绝对年龄測定委员会第五屆會議閉幕詞.....
.....И. Е. 斯塔里克(121)
- 岩浆岩中同位素的比值(关于地壳岩石成因問題).....
.....А. П. 維諾格拉多夫(127)

岩石的絕對年齡測定*

A. И. 屠加林諾夫

現代確定岩石年齡的地質方法,只能確定其相對年齡,例如侵入體和岩脈穿切了其他的侵入體或沉積岩,在沉積雜岩的基底礫岩中,出現另一些岩石的礫石,以及其他類似的現象都可以作為一種岩石比另一種岩石年輕的佐證。然而這些岩石之間在形成時間上的間斷長度照例用這種方法是可能測出來的。

對於地球生命的最近五億年,即古生代、中生代和新生代來說,測定岩石的主要方法是古生物法。它是根據發現的動植物化石來確定沉積雜岩的年齡的。用這種方法就能把研究的沉積岩劃歸為一定的地質建造。但是這個在地質科學上有莫大功績的方法,也還有其嚴重的局限性,它不適用於火成岩、噴出岩和啞層(即不含化石的岩層),以及大多數變質岩,實際上所有前寒武紀岩石都屬於後一類型。

因而在很久以前就曾提出要找一個新的、在任何情況下都能應用測定岩石年齡的方法,而更主要的是能以絕對的時間單位來測定年齡。這種方法就是基於放射現象來測定年齡的方法。

1903年皮埃爾·居里第一個提出可以利用放射性蛻變作為地質時代標度的想法。他發現了放射性蛻變速度的恆定性:它不依外界條件為轉移。

1907年包特福德(加拿大)用鉛-鈾-釷法得出了礦物年齡的第一批數據。目前已經研究出好幾種基於地殼內各種放射性元素蛻變現象的測定地質年齡的方法。這些方法中部分還處於改進階

* 本文系 A. И. 屠加林諾夫在中國科學院地質研究所作的學術報告。

段,然而已获得的結果已經引起地質学者們很大的兴趣,并且可能对地球历史上发生的許多地質事件以新的观点来估計。

这究竟是些什么方法呢?

本文只談目前研究得最成熟的并且是最有前途的測定岩石絕對年齡的方法,这些方法是:

1. 鉛-鈾-釷法和粗鉛法或普通鉛法;
2. 氫-鉀法和鈣-鉀法;
3. 鋇-鈷法;
4. 放射性碳法。

任何一个測定岩石絕對年齡的放射性方法都是建立在用統計方式确定放射性蜕变定律的基础上,这个定律决定了在封閉系統中(矿物)在矿物形成时的原子数(N_0)和經過一定時間(t)以后未蜕变的原子数(N_t)之間的相依性。

$$N_0 = N_t e^{\lambda t} \quad (1)$$

式中 λ 为放射性蜕变常数; e 为自然对数的基数。

从(1)式可以导出对我们下一步討論极为有用的方程式(2):

$$\frac{N_0 - N_t}{N_t} = e^{\lambda t} - 1 \quad (2)$$

式中 $N_0 - N_t$ 是在 t 時間內蜕变完的或者已形成的原子数——該元素蜕变的最終产物。

換句話說,如果把矿物作为封閉系統,那么其中存在的原子数,即放射性元素的蜕变产物越多,則其年齡也就愈老。

因而,当知道矿物中已形成的原子数——放射性元素蜕变产物($N_0 - N_t$)(在鈾矿的情况下是鉛)和放射性元素本身未蜕变的原子数(N_t)(在这种情况下是鈾),以及它的蜕变常数(λ)以后,就不难算出矿物的年齡(t)。

如果說研究的矿物組成与其同时生成的岩石或矿石时,对矿物进行这样的研究就可以确定岩石或矿石本身的絕對年齡。

一、鉛-鈾-釷法和粗鉛法

鉛-鈾-釷法是以鈾、釷的放射性蛻變為依據。目前已知有三個放射性蛻變序列，鈾的兩種同位素 U^{238} 和 U^{235} ，以及釷的同位素 Th^{232} （它們是自然界中這兩種元素的基本組成）蛻變的最終產物，是氦原子（ α 射線）和鉛的同位素——相應的為 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} 。

根據公式(1)和(2)，我們可以對含 U 和 Th 的礦物寫出三個獨立的公式，它們決定了在礦物中聚集的鉛(Pb)的數量、未蛻變的鈾(U)或釷(Th)的數量及其年齡之間的相依性：

$$Pb^{206} = U(e^{\lambda_U^{238}t} - 1) \quad (3)$$

$$Pb^{207} = \frac{U}{138}(e^{\lambda_U^{235}t} - 1) \quad (4)$$

$$Pb^{208} = Th(e^{\lambda_{Th}^{232}t} - 1) \quad (5)$$

式中 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} 是表示為原子量的礦物中鉛同位素的數量； U 、 $\frac{U}{138}$ 和 Th 是表示為原子量的礦物中鈾和釷同位素的數量*； λ_U^{238} 、 λ_U^{235} 和 λ_{Th}^{232} 相應地是鈾和釷同位素的蛻變常數； t ——礦物年齡（以百萬元為單位）。

如果用(3)式除(4)式還可得出一式(6)

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = \frac{1}{138} \frac{(e^{\lambda_U^{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_U^{238}t} - 1)} \quad (6)$$

此式的優點在於只根據鉛的同位素比值 Pb^{207}/Pb^{206} 就可算出礦物的年齡，而不用測定其中鉛和鈾的含量，這是根據 U^{238} 和 U^{235} 的蛻變常數有很大的差別而得出的。由於隨着時間的變化 Pb^{206} 和 Pb^{207} 發生不同的聚集，因而它的比值就決定於礦物的年齡。

因此當測定出鈾-釷礦物中鈾、釷、鉛的含量和後者的同位素成分以後，就可以按照四個式（其中有三個是完全獨立的）來計算礦物的年齡（以百萬元為單位）。當所有四個值都符合時，所得年

* 因為 $U^{235}/U^{238} = 1/138$ ，在(4)式中 U^{235} 的系數用 $\frac{U}{138}$ 來代換，其中 U 為礦物中鈾的含量。

齡數值的正確性的懷疑就可以消除。可能進行這樣的內部檢查是這個方法的重大優點。但是所有四個方程式計算出的年齡值都符合經常是達不到的。然而對所得材料進行分析就能找出偏差的原因，確定礦物的年齡和產生偏差在成因上的原因。

究竟為什麼會產生這種偏差呢？

為此我們來初步談一下所謂粗鉛法或普通鉛法測定絕對年齡。

在構成鉛礦石和分布在岩石中的所謂普通鉛中，除了有同位素 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} 以外，還有鉛的同位素 Pb^{204} （是地殼中的非放射性前身的鉛）。考慮到自地殼形成時起， Pb^{204} 的數量就未發生變化，同時 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} 的數量由於鈾、釷的放射性蛻變卻一直在增長，因此一般也就把普通鉛中 Pb^{204} 的含量視為一個單位，把它當作對比的标准。

如果將鉛礦床礦石中鉛的同位素比值 Pb^{206}/Pb^{204} 、 Pb^{207}/Pb^{204} 和 Pb^{208}/Pb^{204} 作一對比，那麼就在大多數情況下，可以看出一個明顯的規律，即礦床年代越古老，礦石中鉛的同位素 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} 的含量就愈少，相應的其中同位素比值 Pb^{206}/Pb^{204} 、 Pb^{207}/Pb^{204} 和 Pb^{208}/Pb^{204} 也就較低。這種現象可解釋為在岩漿熔融體或者在岩石中與鈾、釷同時存在，並且在數量上可與其相比擬的鉛，不斷地富集着放射性成因的同位素，如 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} ，這些同位素是由於鈾、釷放射蛻變而形成的。當方鉛礦中的鉛在造礦作用下與岩漿源分離時，它就記錄並保持了相當於成礦作用時岩漿中鉛的同位素成分，因為在方鉛礦中鈾和釷的含量與鉛相比通常是極少的。方鉛礦鉛的同位素成分以後不發生明顯的變化，而以其最初的形態一直保持到現在。

所謂測定礦床絕對年齡的粗鉛法的依據就是這個規律性。這個規律性已為測定不同年代各個礦床數百個同位素成分時得到證實。

按下列公式可以算出決定於鉛的同位素成分的年齡：

$$Pb^{206}/Pb^{204} = 19.04 - 12.05(e^{0.154t} - 1) \quad (7)$$

$$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204} = 15.69 - 0.089(e^{0.972t} - 1) \quad (8)$$

$$\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204} = 39.00 - 46.48(e^{0.0499t} - 1) \quad (9)$$

式中: t 为矿物年龄(10^9 年); $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ 、 $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ 和 $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ 是在研究矿物中铅同位素之比值; 19.04、15.69 和 39.00 为太平洋现代海泥中 $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ 、 $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ 和 $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ 的比值; 12.05、0.089 和 46.48 根据现代采用克拉克值计算出来的系数: $\text{U}^{238} = 3 \times 10^{-4} \%$ 、 $\frac{\text{U}^{235}}{\text{U}^{238}} = \frac{1}{138}$ 、 $\frac{\text{Th}}{\text{U}} = 3.7$ 、 $\text{Pb} = 1.6 \times 10^{-3} \%$; 0.154×10^{-9} 年 $^{-1}$ 、 0.972×10^{-9} 年 $^{-1}$ 和 0.0499×10^{-9} 年 $^{-1}$ 为 U^{238} 、 U^{235} 和 Th^{232} 的蜕变常数。

对于不同(t)值计算出 $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ 、 $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ 和 $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ 的比值就可以划出地壳中在不同时期铅同位素平均分布曲线(图 1)。

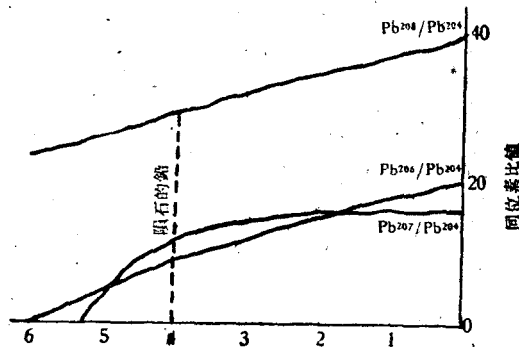


图 1 在地壳中铅同位素的分布(决定于时间)理论曲线

图 1 表示,在其他方面也是很有意思的,曲线 $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ 与横坐标的交点相当于 53 亿年,这是元素可能的年龄(U^{235} 形成的时间),但无论如何是地球年龄的上限。

在这个曲线上,绘出的是实际上不含可察觉的铀、钍的硫铁陨石中分离出来的铅之同位素成分值,就放射成因铅含量来说,它是最低的。看来它既可表示陨石本身的年龄,也可以表示由于成因

共同彼此联系的地球的年龄(见表1)。

有意思的是用这种方法得出的地球年龄值等于 $4.0 \pm 0.2 \times 10^9$ 年, 这与瓦谢布尔格和哈依晋(1955年)用氩-钾法测定某些球隕石($4.0-4.5 \times 10^9$ 年)所得出的年龄很近似。

表1 隕石、方鉛礦和海洋泥中的鉛同位素成分

№№ П П	名 称	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	可能的年龄 值(十亿年)
1	康恩·吉阿勃洛(Каньон Дьябло)隕石中的鉛*	9.41	10.27	29.16	4.0 ± 0.2
2	非洲罗澤特瑪因(Розетта Майн)矿床中方鉛矿的鉛**	12.65	14.27	32.78	2.74 ± 0.2
3	維謝梁(乌克兰)方鉛矿中的鉛***	14.21	14.67	33.28	2.38 ± 0.2
4	乌克兰克里沃罗格方鉛矿中的鉛****	15.33	15.21	34.67	1.32 ± 0.1
5	中国白云鄂博方鉛矿中的鉛****	16.00	15.00	35.1	1.7 ± 0.2
6	太平洋现代软泥中的鉛*	19.04	15.69	39.0	0

* 根据巴捷尔松等人的資料, 1955。

** 根据科林斯等人的資料, 1952。

*** 根据屠加林諾夫和茲可夫的資料, 1956。

**** 根据屠加林諾夫和达尼列維奇的資料, 1958。

但是不能忘記, 根据矿石中鉛的同位素組成对方鉛矿年龄只能作出近似的估計。造矿岩浆中鈾、釷和鉛的含量同样是影响矿石中鉛同位素成分的重要因素。因此这种測定方法主要是对前寒武紀地質建造有意义, 在这里地質学者必須与年龄以数亿年为单位的那些对象接触; 因而在測定前寒武紀地質建造來說, 甚至在誤差很大时也有一定的意义。

另外, 同一地区不同矿物中普通鉛的同位素組成如相似, 則不仅表示它們同时形成, 而且也表明它們有共同的成因。正如維諾格拉多夫的研究所表明, 这不仅可用于方鉛矿, 而且可用于含微量鉛的其他矿物。虽然如此, 但是这种微量鉛的混入物已足以能够証明不同地質对象在成因上明显地具有共同性(见表2)。

表 2

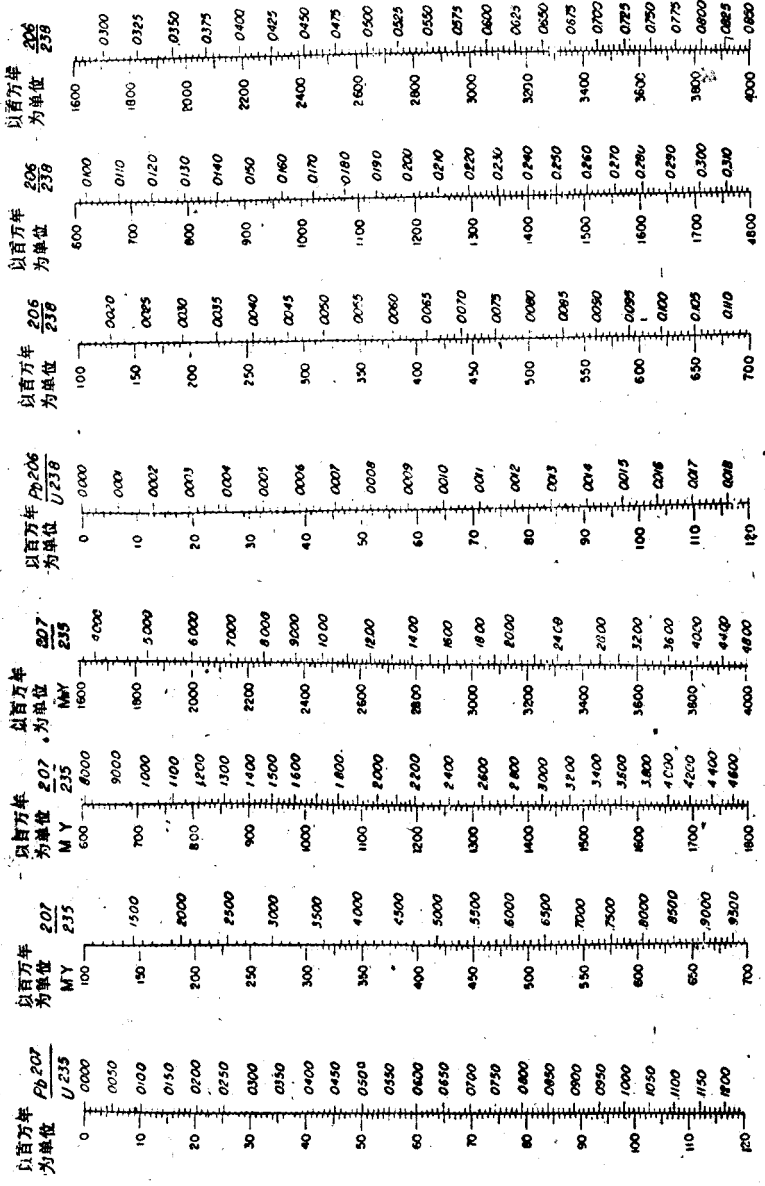
№	矿 物	鉛 的 同 位 素 成 分		
		Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴
1	黄 銅 矿	17.81	15.24	37.54
2	鉍	17.90	15.29	37.53
3	方 鉛 矿	17.88	15.27	37.50

我們根据上表的資料可以作出結論，即由距諾里尔侵入体較远的熱液岩脉中，方鉛矿分离出鉛的同位素成分和从諾里尔岩漿分熔矿床的黄銅矿和鉍中，分离出鉛的同位素成分相同，因而說明它們是由同一个岩漿源生成的。

已經确定的普通鉛同位素成分变化的相依性，对基本的鉛-鈾-釷法測定年齡有什么意义呢？事实上在大多数鈾-釷矿物中除由于其中的鈾、釷蜕变結果形成的放射性成因的鉛之外，还有外来的普通鉛，它們是在矿物結晶时加入到其中的，或者稍晚沿裂隙呈鉛矿物的細脉而出現。在这种情况下，計算矿物年齡就必須对普通鉛进行校正，換句話說就是从現有鉛的总量中減去普通鉛。•矿物捕获的普通鉛的量通常按矿物鉛中所确定的 Pb²⁰⁴ 的数值測定。作为校正值的普通鉛同位素成分即用質譜仪來測定放射性矿物存在地区的方鉛矿中的鉛而測出的。而最成功的进行校正值，是由所研究的放射性矿物中直接取出的方鉛矿以測定其同位素成分，但是要防止变质現象。由于变质作用的結果，当放射性矿物重結晶时，由它們的放射性成因鉛形成了鉛矿物。在这样情况下，对普通鉛进行校正，最好是根据計算出来的、相当于矿床形成假定時間的、地壳中普通鉛的平均同位素成分。

表 3 列出了根据原始資料計算年齡的一般形式。年齡值可根据計算出的同位素比值的大小由表中求得(表 3)。

表 3 指出按 Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ 比值所得到的較年青的含鈾矿物的年齡数值有很大的偏差。这首先是由于在最近三亿年以来含量极多



以百万年为单位

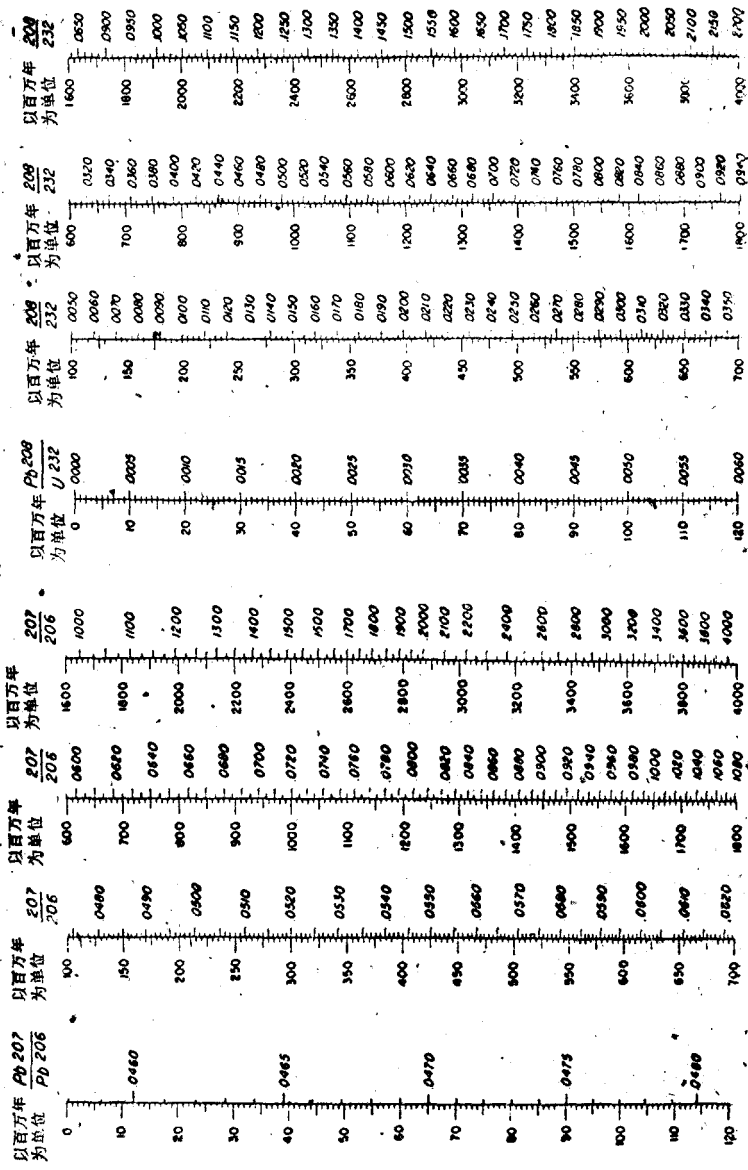


表 3 按不同的同位素比值計算年齡的表

的 U^{235} 早已迅速地蜕变完了,而 Pb^{207} 的增长极少。因此 Pb^{207}/Pb^{206} 的曲线差不多是水平的性质。不太大的实验误差就能造成年龄数值很大的偏差。因此最近 3—4 亿年的矿物年龄值一般是根据三个同位素比值 Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} 和 Pb^{208}/Th^{232} 所得出的年龄值的近似来确定的。

表 4 約干格奥尔根施塔特非晶質瀝青鈾礦的絕對年齡測定

含 量 (%)	鉛		鈾	
	2.68		62.6	
	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
(非晶質)瀝青鈾礦的同位素成分	0.594	63.22	11.84	22.35
用來校正的普通鉛的同位素成分	(1.0) 0.594	(18.24) 10.83	(15.26) 9.06	(37.12) 22.05
瀝青鈾礦放射性成因鉛的同位素成分(%)	—	54.39	2.87	—
	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	
同位素比值	0.051	0.0271	0.0185	
年齡值(百萬元)	206	175	175	

【注】：最准确的年龄值为 $1.75 \pm 10 \times 10^6$ 年。因为在研究矿物中没有钍,所有的 Pb^{208} 看来是属于普通铅。因此表内最后一栏 22.35 和 22.05 这两个数值的差异是实验误差造成的,并未给予注意。

此外在计算矿物年龄值时,还发现研究矿物年龄值的下列顺序: $Pb^{207}/Pb^{206} \gg Pb^{207}/U^{235} \gg Pb^{206}/U^{238}$ 。

霍尔姆斯解释这种差别为氦的可能消失(矿物的射气作用),因此导致 Pb^{206} 的选择性消失。事实上由于氦的蜕变半衰期比铀射气和钍射气长,所以在矿物存在的整个时间内,氦的选择消失率也就很大。表 5 列举的是考虑到这个现象计算矿物年龄的例子。

然而在个别情况下,当铀矿物发生再沉积时,发现次生的铀矿物捕获了原生古老铀矿物的放射性成因铅,因而所得到的年龄值也就有相应的偏差。

表 5 选自拉烏吉特花崗岩(副矿物独居石)的绝对年龄测定*

百分含量	鉛		鈾	
	0.433		0.192	
	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸
独居石中鉛的同位素成分	1	19.72	15.86	46.73
进行校正的普通鉛的同位素成分**	1	18.60	15.79	38.71
独居石放射性成因鉛的同位素成分	—	1.12	0.07	8.02
独居石放射性成因鉛的同位素成分重量百分比	—	0.0058	0.00036	0.0417
	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²
同位素比值	0.0625	0.035	0.29	0.0156
未校正氦损失的绝对年龄值(百万年)	700	225	260	310
校正了氦的损失(15%)的绝对年龄值	320	260	260	310

最可能的年龄值为 3 亿 1 千万年。

* 根据修尔曼的材料。

** 西列吉, 弗里德里赫斯澤干的方鉛矿。

在这种情况下有所帮助的是含有所谓“异常”鉛同位素的方鉛矿, 这种方鉛矿是当古老鈾矿物破坏时, 鈾鉛析出并与普通鉛以各种不同比例混合的结果产生的。

例如在年龄为 1850×10^6 年的鈾矿床区域, 发现具有下列同位素成分的方鉛矿标本(表 6):

表 6 方鉛矿中鉛的同位素成分

	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸
方鉛矿(1)	1	16.86	15.86	37.00
” ” ”(2)	0.5	100	20.22	18.88
” ” ”(3)	0.02	100	13.6+	0.58

不难看出,方鉛矿(1)是普通鉛,据公式(7), (8)和(9)計算出可能的年齡值由 12 亿年到零。这种鉛具有异常的成分,并且显然要比矿床本身年青得多。方鉛矿(2)是方鉛矿(1)和(3)成 1:3 的混合物。測定实际上完全是由鈾鉛組成的方鉛矿(3)的年齡要复杂得多。从表 6 可以看出,在不同年代的鈾矿物中, Pb^{207}/Pb^{206} 的比值随時間而改变。如果矿床內最早鈾矿物的年齡为 1850×10^6 年,而由鈾矿形成的方鉛矿显然是发生于比較年青的时期;那么根据表 7 就可以推断它形成的時間为 5 亿年,即同位素比值 (Pb^{207}/Pb^{206}) 为 13.04 的方鉛矿可能在 5 亿年以前与年齡为 1850×10^6 年的瀝青(晶質)鈾矿分离了。因此,用按普通鉛的同位素成分和方鉛矿放射性成因鉛的同位素成分两种独立的方法可以确定,年齡为 1850×10^6 年的古老鈾矿床約在 5 亿年以前遭受了巨大的变质作用,并同时形成了年青瀝青(非晶質)鈾矿和含放射性成因鈾鉛的方鉛矿。不难发现,当年青的瀝青鈾矿被古老鈾矿物放射性成因鉛混杂的情况下,按各种同位素比值計算出的年齡值的差异将与氣消失时的差异相似,即年齡值同样有如下的順序: $Pb^{207}/Pb^{206} \gg Pb^{207}/U^{235} \geq Pb^{206}/U^{238}$ 。

在这样情况下,原生世代遭受过变质作用的古老鈾矿物的真正年齡,要比按照 Pb^{207}/Pb^{206} 所得的值高一些,而年青的再沉积的鈾矿物的年齡值則比按照 Pb^{206}/U^{238} 比值所得出的值小一些。

鈾矿床的(特別是古老的)热溶变质作用,引起原生矿层周围形成再沉积的瀝青鈾矿(非晶質),具有明显的异常鉛同位素成分(表现为 Pb^{206} 含量大大地增长)的方鉛矿的特殊暈圈,这就可以把这种效果用于找矿的目的。

因此凱恩諾·斯捷夫和斯捷尔恩提出三組分图解法(Pb^{206} , Pb^{207} 和 Pb^{208} 的坐标)。在这个图表上不同时代矿床的全部鉛,当原生含矿岩浆中鈾、鈷和鉛的含量发生各种变化的情况下,就在图表的中心部分以一个不大的三角形表示出来(见图 2)。矿物中鉛的同位素成分向着 Pb^{206} , Pb^{207} 或者这两种同位素大大增加的方向变化,从而这个分析点超出三角形范围外很远,这說明我們所研究的鈾、

表 7 不同时间不同年龄的铀礦物中的 Pb^{207}/Pb^{206} 比值表

矿 物 年 代 (百 万 年)(t_0)	时 间: 百 万 年 (t)													
	0	50	100	150	200	250	300	350	400	500	1000	1500	1800	2000
100	0.0477	0.0486												
200	0.0497	0.0507	0.0517	0.0530										
300	0.519	0.0528	0.0539	0.0550	0.0561	0.0572								
400	0.542	0.0552	0.0563	0.0575	0.0586	0.0598	0.0611	0.0626						
500	0.566	0.0577	0.0588	0.0600	0.0612	0.0624	0.0636	0.0650	0.0664					
1000	0.710	0.0722	0.0734	0.0747	0.0760	0.0773	0.0786	0.0800	0.0814	0.0843				
1500	0.0920	0.0934	0.0948	0.0963	0.0978	0.0993	0.1009	0.1025	0.1042	0.1077	0.1293			
1800	0.1078	0.1093	0.1109	0.1125	0.1141	0.1158	0.1175	0.1193	0.1211	0.1249	0.1480	0.1769		
2000	0.1206	0.1222	0.1238	0.1255	0.1273	0.1291	0.1309	0.1328	0.1347	0.1387	0.1631	0.1941	0.2190	
2500	0.1602	0.1621	0.1641	0.1660	0.1680	0.1701	0.1723	0.1745	0.1768	0.1814	0.2092	0.2444	0.2676	

[注]: 按公式

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = \frac{U^{235}}{U^{238}} \frac{e^{\lambda_{U^{235}} t_0} - \lambda_{U^{235}} t}{e^{\lambda_{U^{238}} t_0} - \lambda_{U^{238}} t}$$

算出, 式中

$$\lambda_{U^{235}} = 2.13 \times 10^{-10} \text{年}^{-1} \quad \lambda_{U^{238}} = 1.54 \times 10^{-10} \text{年}^{-1}$$

$$\frac{U^{235}}{U^{238}} = \frac{1}{138}$$