

地质科技资料选编（五十二）

国外用铀铅法测定锆石 年龄的新进展

地质部地质情报研究所

一九七九年九月

目 录

(一) 国外用铀—铅法测定锆石年龄的概况	(1)
(二) 铀、钍—铅年龄测定方法	(7)
(三) 锆石的热液分解及用于同位素年龄测定的铀、 铅提取的低污染法	(23)
(四) 区域变质作用对锆石中 U—Pb 体系的 影响 以及 与 同一 全岩 及其 相应 矿物 中 Rb—Sr 体系 的 比较	(33)
(五) 马里兰州山前地带前寒武纪基底非均一锆石 群体 中的 U—Pb 体系	(41)
(六) 阿巴拉契亚·皮德蒙特中段的锆石的 U—Pb 年龄: 继承的放射成因铅的实例	(52)
(七) 华盛顿州北喀斯喀特山脉锆石的年龄	(62)
(八) 欧洲中部某些未变质到轻微变质的沉积岩中 碎屑 锆石 的 U—Pb 体系	(78)
(九) 斯特罗纳一切内里带 (阿尔卑斯山脉南部) 付片麻岩和花岗岩化沉积岩中继承锆石和新生锆石的研究	(88)
(十) 多期变质和深熔片麻岩区的地质年代—德国巴伐利亚州 东部兰德根多夫地区的摩尔达努比科姆带	(105)
(十一) 滨拉多加北部地区变质岩的铀—铅法年龄测定	(126)
(十二) 乌克兰地盾西部最古老的前寒武纪岩石及 花岗岩类的年龄对比	(138)
(十三) 乌克兰地盾西部前寒武纪地层划分的地质和放射性年龄准则	(144)
(十四) 西澳大利亚耶尔干 地块 32 亿年 的太古代变质沉积岩	(148)

国外用铀—铅法测定锆石 年 龄 的 概 况

实践是检验真理的唯一标准，这是马克思主义的最基本原则，也是辩证唯物主义的基本内容和基本常识。科学也是要接受实践检验的，一部铀—铅法年龄测定发展史，就是在实践的基础上，不断地有所发现，有所前进的历史。而对锆石进行深入的研究和了解又是正确认识用铀—铅法测定锆石年龄方法的关键。如果对锆石的矿物学和地球化学研究不清楚，那么方法的革新，年龄数据的可靠性均要受到很大的影响。近年来，国外在用铀—铅法测定锆石年龄时，对锆石的矿物学和地球化学方面的研究已很深入，这点很值得我们注意。因此，在放射性研究中，必须特别注意付矿物锆石的多相性和它们的地球化学特征，这是在年龄测定时首先要考虑的问题。

(一) 锆石的地球化学特征及其矿物学和地球化学研究的新动向

(1) 锆石的地球化学特征：

锆石 (Zircon) 是锆的正硅酸盐矿物，正方晶系。它的化学组成为 $ZrSiO_4$ 。表 1 为某地锆石的化学成分^[1]。

表 1

成分	分析值(%)	成分	分析值(%)
CaO	0,13	(Zr + Hf)O ₂	65,44
MgO	0,12	SiO ₂	33,44
MnO	—	TiO ₂	痕迹
Fe ₂ O ₃	0,83	U ₃ O ₈	—
Ac ₂ O ₃	0,20	(Nb, Ta) ₂ O ₅	—
稀土类元素	—	H ₂ O ⁺	0.43
ThO ₂	—	H ₂ O ⁻	0.25
		总计:	100.74

表2

物理性质	晶体性质	化学性质	化学组成	TR ₂ O ₃ %	颜色
硬度 = 7.5, 比重 = 4—4.7, 一轴晶正光性, $\omega = 1,923$ — $1,960$, $\epsilon = 1,968$ — $2,015$	正方晶系, $a_0 = 9,30 \text{ \AA}$, $c_0 = 5,93 \text{ \AA}$, D_{4h}^{19}	不溶于 HCl、HNO ₃ 或 H ₂ SO ₄ , 似晶体化后溶解度增大	(Zr, Hf) SO ₄	0,0—17,7	无、黄、绿、褐、黑、紫、橙、棕、红

[1] 《稀有元素矿物及其化学分析法概论》，郭承基，中国科学院出版社，1954.10)

表 2 为产于各种火成岩、伟晶岩或其他岩脉中的锆石的物理化学性质^[2]。

锆在矿物中常成 4 价状态存在， Zr^{4+} 的离子半径为 $0.87 \text{ \AA}$ 。

锆、铪、钽、铀及钍都是亲石元素。根据多数岩石的分析和研究结果，证明铀在酸性岩中的存在量比基性岩要大。对于酸性岩来说，铀在各种矿物中的分布并不均匀，假如以酸性岩中铀的含量为 1 时，那末在石英等矿物中铀的含量如表 3^[3] 所示。锆石中的含量最大，其次为黑云母，而长石和石英中的含量则很低。

表 3

矿物名称	铀的含量比	矿物名称	铀的含量比
锆石	800	长石	0,09
黑云母	5—8	石英	0,05
角闪石	2—3		

锆石是岩浆岩、变质岩和沉积岩中分布最广的付矿物之一。它在所有岩石类型中都具有独特的形态特征。

因此 И. К. Шулешко^[4] 指出，可以根据锆石颗粒的形态区别岩浆岩和沉积岩中的锆石。岩浆岩中的锆石为自形和尖头状，沉积岩中的锆石颗粒具有一定的磨圆度。研究锆石的基本形态特征可以揭示它在岩石中的历史，并据此解释所得到的年龄值。

Е. В. 比比科娃 (Бибикова, 1977)^[5] 指出，在基性岩浆岩中，大部分锆呈类质同象进入造岩矿物的成分中，只有在结晶作用的最后阶段，当锆过剩， $1 \sim 1000^\circ \text{C}$ 时，才形成锆石——以他形的骸晶析出。虽然锆石中放射性元素含量很低 ($\text{П. } 10^{-3} \%$)，但它越来越广泛地被用作年龄测定。

在中性和酸性岩浆岩中，锆石却是另外一种面貌，它在这些岩石中是最早结晶的矿物之一，呈自形，具延性为 2—3 的柱状晶体，推测的结晶温度为 $600^\circ \sim 800^\circ \text{C}$ 。锆石中放射性元素含量变化很大 ($n \cdot 10^{-3} \sim 10^{-1} \%$)，这是由岩石的碱度、形成的深度和区域特征所决定的。

由于锆石对机械作用有很大的稳定性，因此它广泛地分布在陆源沉积岩中，呈园形，表面溶蚀变暗。沉积岩中锆石的延性常常小于 2。钙碱性地表水可以溶解锆石并将锆带走，大部分锆被氢氧化铝、氢氧化铁吸附并分散于粘土矿物结构中。但是一部分锆可以在陆源锆石上产生自生的附生体，或是呈极细微的自生锆石晶体的形式析出，铀在自生形成物中含量极低，这可能与铀在碳酸水中的活动性质有关。

要说明变质岩中锆石的发育史最复杂。在有水相参加的进化区域变质时，新世代的锆石颗粒附生体在绿片岩相阶段已经开始出现。这里的附生体通常发育不完全，其晶体呈不规则的凹凸不平的形状。在角闪岩相变质阶段，锆石发生重结晶作用，并具有新世代锆石附生体的园核。此时产生的锆石呈椭圆状。高压麻粒岩中的锆石呈最规则的园形。看来，高温高压

[2] 《稀土矿物化学》，郭承基，中国工业出版社，1963年

[3] 《稀有元素矿物化学》，郭承基，科学出版社，1958年

[4] И. К. Шулешко, «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 2

[5] Е. В. Бибикова, «Геохимия», 1977, № 3

条件下的结晶作用有利于获得等轴状晶体。从另一方面来看,在中、低压下形成的麻粒岩中(按Д.А.维尔斯拉文斯基的分类),常常形成长形的自形晶体。

在深熔作用阶段,发生自形柱状锆石的结晶作用,但根据有时保留下来的园核来看,可以了解岩石的原始沉积性质。

当岩浆岩变质时,锆石一般保持着岩浆岩中锆石特有的柱状外貌和带状结构,但晶棱和晶头稍被磨平。在变质的锆石中,放射性元素的含量变化很大,常常在同一颗粒的锆石中,核部与边缘的放射性元素含量差别达到一个数量级。

锆石具有这样多的外形,说明了该矿物发育史是复杂而漫长的,尤其在变质岩中更是如此,因此在解释所得到的年龄数据时要特别注意。

А.А.萨维利叶夫等人^[6]在《变质岩中的碎屑付矿物》一文中指出:“在角闪岩相和麻粒岩相变质作用条件下,蚀变的变质岩常常保留着从沉积岩中继承下来的锆石、独居石、磷钇矿(Спасибко, 1941; Митич, 1946; Лодочников, 1955; Чайка, 1962; Чайка 等, 1964; Kalsbeck, 1964; 等等)。锆石在麻粒岩相的岩石中也是稳定的(Murthy, Siddiquie, 1964)。实验结果证明,锆石有较大的稳定性(Китайгородский, Батанова, 1955; Воронков, Медведовская, 1957; 等)”。

他们还指出:“锆石在所有的变质带内均保持着它们原有的大小、延性系数以及磨园度。但是,随着变质作用的加强,它们的颜色会逐渐变浅。在不同的变质带中,具有不同延性系数的锆石的相对含量,实际上是完全相同的。这证明,当锆石遭受变质作用后,颗粒仍能保持很大的稳定性。在超变质作用过程中,陆源锆石的溶解作用和结晶作用同时发生。因此,在超变质带内,不但可以遇到新形成的锆石,而且还能遇到碎屑锆石。根据这个标志可以区别由付片麻岩形成的变质花岗岩类和岩浆成因的花岗岩类”。

А.А.萨维利叶夫等还认为,新形成的锆石(在碎屑颗粒上以赘生体形状出现)有时出现于实际上没有蚀变的岩石的后期再结晶作用或早期变质作用时期。

综上所述,近年来国外对各类岩石中的锆石的研究程度是比较细的。

(2) 锆石的矿物学及地球化学研究的新动向^[7]:

最早研究锆石的矿物学—地球化学特征的是西尔弗和多伊奇(Silver, Deutsch, 1963)。他们研究了U—Pb同位素的变化与锆石的晶形、分带性、颜色、包体、颗粒大小、放射性等的相互关系。发现放射成因铅、铀、钍的含量极不一致的程度是随粒度的减小而逐渐增大。

目前对锆石的矿物学—地球化学研究有两个基本方向。一方面用电子探针、碎片射线照象来研究锆石的地球化学、晶体内各种元素(其中包括放射性元素的分布);另一方面用化学方法研究锆石中U—Pb体系的稳定性,并模拟各种自然过程。

利用电子探针研究锆石中微量元素的分布,同时大量开展地质年代学研究工作。通常研究铪、钽、稀土、铀、钍、磷、钙、铁、铅以及许多其他元素的分布,用此方法成功地查明了如下基本规律:微量元素在晶体中的分布极不均匀。对整个花岗岩类的锆石来说,其特征

[6] А.А.萨维利叶夫等, «Итоги науки и техники» 1971, № 2

[7] Е. В. 比利宾 «Геология», 1977, № 3

是铀和钍的含量从颗粒中心向边缘增大,而且这一差别可以达到一个数量级。科佩尔和萨默奥尔 (Koppel, Sommerauer, 1974) 在研究瑞士的阿尔卑斯花岗岩类和片麻岩的锆石时发现了这一现象,他们认为,锆石表面带富含微量杂质与结晶作用末期残留熔体富含这些元素有联系。这些最富铀和其他元素的表面带对风化作用最不稳定,因此这类岩石中的锆石具较低的放射性。

格尔兹和罗曼斯 (Görz White, 1970; Romans 等, 1975) 的研究表明,在锆石中一方面磷和钇的含量成正比关系,另一方面具有电磁感应性。虽然钇的离子 (Y^{3+} —1.06 Å) 比锆的离子 (Zr^{4+} —0.87 Å) 稍大些,但是磷钇矿 (钇的磷酸盐) 与锆石具相同结构。即使在这种情况下,当磷钇矿在锆石中没有以独立的矿物相出现时,富含这些组份的单个颗粒或部分颗粒亦具有强电磁感应性和铀含量高的特征。结构的原生不均一性,由于放射性破坏变得更加厉害了,这样的晶体最容易在 HF 中溶解。因此,电子探针研究清楚地表明磷钇矿组份的含量与矿物结构的稳定性有关。

用电子探针研究带状锆石已获得有意义的资料。A.A. 克拉斯诺巴耶夫 (Краснобаев 等, 1975) 曾对乌拉尔塔拉塔什杂岩体球状片麻岩中的锆石进行了详细研究。在锆石中清楚地看到深红色透明的核心,浅灰白色不透明的外壳。研究表明,沿晶体剖面分布着铀、钍、铅和许多其他微量元素。所研究的元素含量在核部与外壳的界面上有很大的变化。外壳富集铀达到一个数量级。由此可见,这样的锆石用 Pb—U 比值计算的年龄是错误的。在研究中发现,对于许多锆石来说,在切穿锆石颗粒的显微裂隙中铀和钍的含量增高。显然,这些元素的吸附作用发生较晚。因此,把电子探针研究与同位素地质年代学研究结合起来,大大地促进了正确解释所得到的年龄值。中子诱发裂变径迹分布的研究,提供了有关副矿物锆石颗粒中存在放射性元素的宝贵资料。

格劳尔特 (Grauert 等, 1974) 根据中子诱发裂变径迹的研究,发现了加入物——被锆石吸附的铀。表面粗糙不平的圆粒锆石碎屑的年龄为 20 亿年,在其狭窄的表面带中有 2 亿年前的铀加入。在处于年龄为 2 亿年的伟晶岩中的变质石英岩捕虏体内,90% 锆石颗粒的边缘富集 20 倍铀。颗粒外带富集的铀,未见有其他世代的。作者得出这样的结论:从周围介质中吸附微量元素的本领是副矿物碎屑颗粒的特性。随后发生的矿物热力重结晶作用牢牢地把捕获的元素固结在结构之中。

在研究了北滨拉多加锆石中中子诱发裂变径迹的分布情况后,发现晶体表面带明显地富集铀,并在混合岩的锆石中发现核心周围富集铀 (Бибикова 等, 1976)。变质岩的锆石没有明显的边缘,而在狭窄的表面带富铀。

这些研究结果表明,锆石中 U—Pb 体系的破坏,不仅引起放射成因铅的丢失,而且也导致铀的加入。这个过程,看来不仅对富铀的酸性成分侵入体侵入时发生的变质作用来说是最特征的,而且对区域变质带的锆石来说也是特征的。这一方面由于铀从造岩矿物中迁出而使变质溶液暂时饱和铀,而另一方面在沉积作用过程中已有矿物——锆石从这种溶液中吸附铀。

对锆石中 U—Pb 体系的稳定性也作过实验研究。最初的类似工作之一是皮金等 (Pidgeon 等, 1966) 研究了锡兰混合岩的锆石对实验热液作用的稳定性。当温度为 500°C, 压力为 1000 巴时,用 2 M 的 NaCl 溶液与锆石起作用,在 13 天内铅最多丢失 61%。首次证明

了象锆石这样稳定的矿物有可能大量地丢失铅。

近年来, 克罗和戴维斯 (Krough, Davis, 1974, 1975) 得到了有趣的实验资料。当用 HF 蒸汽浸蚀磨光的副矿物锆石晶体时, 在几分钟内就显示出呈葡萄状的最大浸蚀区。大多数不一致锆石均有类似的浸蚀区, 并沿着显微裂隙和颗粒界面出现。作者认为, 这种现象是与锆石中因铀浓度高而产生的晶体局部变质作用有关系。作者将不一致的锆石放在 50% HF 中进行一小时的分异溶解后, 得到了一致的年龄值, 其误差范围为 1%。利用类似的分异溶解去掉锆石核上附存的年龄较新的外壳是很有效的。

这些实验表明了副矿物锆石 (破坏相与非破坏相的综合体) 颗粒内部的不均一性。破坏相的晶体含铀、铀和磷高, 并具有较高的磁感应性和在 HF 中具有较大的溶解性。预先去掉不一致相并得到一致的锆石年龄已有可能。

显然, 锆石计时器未来的发展将是: 利用电子探针、碎片放射性照像、伦琴结构分析对副矿物锆石进行详细的矿物学研究, 选择出那些能反映地质年代的单个矿物颗粒, 再用它们来进行 U—Th—Pb 法同位素年龄测定。

(二) 铀、钍—铅年龄测定方法及其进展概况

(1) 铀、钍—铅年龄测定方法:

十九世纪末, 随着放射性的发现, 现代自然科学中出现了一门利用天然放射性同位素衰变等规律来为自然过程计时性的学科, 即同位素年代学。

同位素地质年龄测定开始于本世纪三十年代。最早的方法是铀—钍—铅法和钍法。四十年代铀—钍—铅法已比较成熟, 后来由于测定对象的局限 (当时只能测富含铀和钍的矿物), 挑选付矿物的困难和用样量要求较多, 再加上缺乏正确处理数据的方法等原因, 以致造成铀—钍—铅法的发展曾一度处于停滞状态。近二十年来, 由于质谱同位素稀释法的迅速发展, 样品用量由几克降低到毫克量 (或更少), 测定对象也随之扩大, 在数据处理方面, 因各种图式和数学统计学的引进, 衍生出了各种名称的铅同位素方法, 从而进一步显示出铀—钍—铅法在解释地质现象, 揭示复杂的地质历史的研究中具有重要作用。

应该说, 铅法是测定对象最广的一种年龄测定方法。对矿物来说, 从放射性元素矿物至弱放射性矿物以至某些基本上无放射性的矿物 (只要含有微量铅, 如一些副矿物、造岩矿物、金属矿物等) 都可用来测定。对岩石来说, 凡含有微量铅的几乎任何成分的岩石都可用来测定, 主要是火成岩、变质岩以及达到铅同位素均一化的部分沉积岩。因此, 铅法是提供时代信息最多的一种年龄测定方法, 它为采用多阶段模式和各种图解方法以求得岩石、矿物形成的和变质的年龄提供了广阔的可能和前景。

关于“铀和钍的地球化学性质”、“铀和钍的衰变系列”、“U、Th—Pb 同位素年龄方法”、“U—Pb 图解法”、“一致曲线: 连续扩散模式、扩容模式、化学风化”等资料请看本专辑中“铀、钍—铅年龄测定方法”一文。

(2) 铀、钍—铅年龄测定方法的进展概况:

早在 1907 年, 加拿大学者波尔特伍德就开始利用铀的放射性衰变规律进行了矿物年龄测定的研究, 建立了化学铀—铅法。1939—1941 年尼尔等建立了同位素铀—钍—铅法。

首次报导的新技术之一是由加利福尼亚工学院的克莱尔帕特森和哈里森布郎 (Claive Patterson and Harrison) (Tilton et al, 1955)、阿尔贡 (Argonne)、国立实验室和芝

加哥大学物理系的同位素稀释技术专家 M. 英厄拉姆、R. 海登和 D. 赫斯 (Mark Inghram, Richard Hayden and David Hess) 等人获得的。他们是由华盛顿卡内基研究所地磁室的蒂尔顿率领的, 并包括美国地质调查所的 E. 拉森 (Esper Larson)。

蒂尔顿及其合作者成功地证明, 同位素稀释技术可以精确地测定一前寒武纪 (10 亿年) 花岗岩内普通矿物和副矿物中含量少至 0.01 ppm 的铀和钍以及 0.1 ppm 的铅。

当蒂尔顿和他的研究队正在发展为将同位素铀—铅法用于测定普通副矿物年龄所必需的分析技术的同时, 牛津大学矿物和地质系的 L. H. 阿伦斯也在开始研究已知最老的放射性矿物—采自罗得西亚、曼尼托巴、马达加斯加和德兰士瓦的沥青铀矿和独居石样品的铀、钍和铅的同位素比。这些矿物的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的年龄范围在 26.8 亿年到 24.20 亿年之间, 但是铀—铅和钍—铅的同位素年龄完全不一致。一个固定的不一致年龄模式 ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} > ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \gg ^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$) 表明, 每个样品中的放射性铅没有定量地保存下来。阿伦斯发现, 如果样品的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄是连续降低的话, 那么这些样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄相对于它们的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的年龄是逐渐变低的, 很明显, 这是由于放射性铅的总数中连续地丢失了很大一部分造成的。因此, 他发现, 如果把每一样品的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 对 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的年龄标绘在图上, 那么会出现一个很有规律的模式。

阿伦斯在扩充了他的观察结果后发现, 在一套样品的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄和对数 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 年龄之间存在一种半对数的线性关系, 通过与连接那些 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄一致的所有各点的一个“年龄等值”曲线相交, 外推这种半对数的线性关系, 就能够得到聚集年龄 (Convergent age) ($t_{207/235} = t_{206/238}$)。

阿伦斯观察到的这种规律立即引起了华盛顿地磁研究室乔治·韦瑟里尔的注意, 他指出, 在矿物后来历史中一个短的事件 (幕) 期间, 由于地球化学淋滤或蚀变作用导致放射性铅的部分丢失, 可以解释所观察到的不一致年龄的模式。他用一个 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 对 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的比率图表明, 用阿伦斯所用的数据能够作出与所绘等值曲线 (韦瑟里尔将此重新命名为“一致线”) 两端相交的直线 (弦)。上部的交点表示所有落在弦上的样品的原始结晶年龄, 而下部的交点表明瞬间性铅丢失的时间。

1956 年 6 月, 韦瑟里尔发表了他对不一致铀—铅年龄模式解释的充分讨论, 详细论述了测定结晶作用的原始年龄和瞬间性铅丢失的次生年龄的图解程序。如果能够发现在矿物历史中的某一后来事件 (幕) 期间都丢失了不同比例放射性铅的一套同时代样品的话, 那么, 根据其在通过所有样品点的弦上的位置, 就能够测定出任何一个样品中铅丢失的确切比例。把这个弦向外后推能够与一致曲线相交并给出矿物形成的年代。这是根据一套不一致同位素年龄数据测定原始结晶作用年龄的一种有效的新方法。

最后建立的作为测定原始结晶年龄最有价值的方法之一的同位素铀—铅法是根据加利福尼亚工学院帕萨迪纳地质学学院的利昂·西尔弗的工作产生的。西尔弗与萨拉多伊奇一起进行了工作, 他们发现, 从某一岩体中分离出来的锆石具有一个有意义的铀含量范围, 较小的锆石晶体含有较多的放射性。不仅铀的含量有变化, 而且分离出来的锆石都给出了标志部分铅丢失的不一致的铀—铅同位素年龄, 这种部分铅的丢失随着所分析锆石颗粒的大小作有规则的变化。较小锆石丢失的放射性铅的比例比较大锆石要大。

在变质系列的情况下，西尔弗的工作提出了测定在变质环境下经历了连续重结晶的岩石中的原始结晶年龄的方法，因为锆石最不易重结晶，尽管它们在变质作用期间可能丢失一部分放射性铅，但是完全丢失的情况很少出现。从一个岩石中分离出来的数套不同粒径的锆石能够为地质年代学家提供识别从后期变质事件到原始结晶时间的信息。

以上为七十年代前铀—铅法方法方面不断发展的一些简况。

七十年代在实验技术方面又有了新的改革：

加拿大学者克罗 (71, 73) [8] 研制了封闭熔样—离子交换法，以分离锆石样品中的微量 Pb、U。该法是当前国际上最著名的方法。它是一种用于同位素年龄测定的分解锆石以及提取铀和铅的简便方法。在用一自封式不锈钢外套封闭的聚四氟乙烯容器中，加入 48% 的 HF，然后加热，在 220°C 时样品就分解了。在一聚四氟乙烯阴离子交换柱中，用强碱性阴离子交换树脂 (Dowex1)，将铀和铅分离出来。经测定，铅污染度为 0.5 到 5 纤克 (1 纤克 = 10^{-9} 克)。相反，在以前的所有锆石分析中应用的硼砂熔融技术的铅本底一般为 0.2 到 1.0 微克。

在美国、加拿大、澳大利亚、欧洲、苏联等国的地质调查所、大学、研究所等实验室都已采用这个方法。

在地质年代学研究中，由于化学分析技术飞跃发展，国外某些研究者 (Lancclot 等, 1976) 已能测量 $n \cdot 10^{-9}$ 克的铅同位素成分，这就为 U—Pb 计时法开辟了新的途径。

综上所述，用铀—铅法测定锆石年龄的前景是很大的。

地质部地质情报研究所

奚瑾秋编写 (1979.9)

铀、钍—铅年龄测定方法

冈特·福尔

1. 早期的方法

随着本世纪以来铀和钍的放射性的发现、人们早已试图利用这个现象来测定含铀矿物的年龄。根据铀钍的衰变产物氦和铅的积累，最早出现了下列的方法：

- (1) Pb—U、Th 的化学方法
- (2) U—He 法
- (3) Pb— α 法
- (4) U、Th—Pb 的同位素方法
- (5) 普通铅法

实践证明仅后两个方法是较可靠的，尤其是最近几年来前三个方法的应用更加罕见了。

2. 铀和钍的地球化学性质

铀 ($Z=92$) 和钍 ($Z=90$) 的电子结构相似, 所以它们的化学性质也相似。二者在自然界都以四价的氧化状态存在, 并具有相似的离子半径 ($U^{+4}=1.05\text{\AA}$, $Th^{+4}=1.10\text{\AA}$)。因而它们可广泛的互相置换, 这正说明了它们在地球化学上的内聚现象, 然而在氧化的环境中铀形成六价的 (UO_2^{+2}) 络离子。由它形成的化合物可溶解于水。可见铀在氧化条件下是活泼的, 可与钍分离, 因为后者仅以四价形式存在, 其化合物不溶解于水。

在球粒状陨石中铀钍的丰度是 1×10^{-2} 和 4×10^{-2} PPM, 表明它们在地幔和地壳中的丰度很低。在岩浆的不完全熔融和结晶过程中铀钍在固相熔岩中富集, 并结合于富二氧化硅的产物中。因此, 铀和钍在花岗岩成分的火成岩中比在基性和超基性岩中更加富集, 由于上地幔和地壳中的地球化学分异作用, 铀钍在大陆壳岩石中比在上地幔中更加富集。表 1 是主要岩石类型中铀钍铅的含量。

表 1. U、Th 和 Pb 在火成岩和水成岩中的平均含量

岩石类型	Uppm	Thppm	Pbppm	Th/U	U/Pb
低钙花岗岩	3.0	17.0	19	5.7	0.16
高钙花岗岩	3.0	8.5	15	2.8	0.20
正长岩	3.0	13.0	12	4.3	0.25
玄武岩	1.0	4.0	6.0	4.0	0.17
超基性铁镁岩类	0.001	0.004	1.0	4.0	0.001
页岩	3.7	2.0	20	3.3	0.18
砂岩	0.45	1.7	7.0	3.8	1.73
碳酸盐岩类岩石	2.2	1.7	9.0	0.77	0.24
深海泥	1.3	7.0	80	5.4	0.016

3. 铀和钍的衰变系列

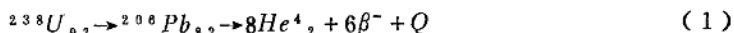
自然界有三个铀的同位素: ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{234}U 。它们都是放射性的。钍则只有一个同位素 ^{232}Th 。它也是放射性的。此外, 还有 5 个钍的放射性同位素, 它们是 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 的衰变系列的子体。表 2 是 U 和 Th 的丰度, 半衰期和衰变常数。

表 2

同位素	丰度 (%)	半衰期 (年)	衰变常数 (年 ⁻¹)	出处
^{238}U	99.2739	4.510×10^9	1.537×10^{-10}	1
^{235}U	0.7204	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}	2
		0.7129×10^9	9.722×10^{-10}	3
		0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}	2
^{234}U	0.0057	2.48×10^5	2.806×10^{-6}	4
^{232}Th	100	13.890×10^9	4.990×10^{-11}	5
		14.008×10^9	4.948×10^{-11}	6

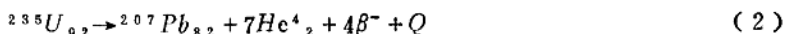
1. Korarik and Adams (1955), 2. Gaffey et al (1971), 3. Fleming et al (1952)
4. Strominger et al (1958) 5. Picciotto and Wilgoin (1956) 6. Leroux and Glendenin (1963)

^{238}U 的衰变经过中间产物 ^{234}U 以稳定的 ^{206}Pb 告终。 ^{238}U 衰变成 ^{206}Pb 的过程可概括成下列过程:

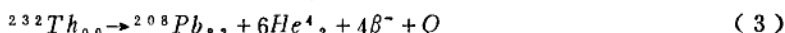


$Q = 47.4$ 兆电子伏特/原子，在封闭系统中每个 ^{238}U 原子放射 8 个 α 粒子和 6 个 β 粒子后产生一个 ^{206}Pb 原子。

^{235}U 的衰变系列的最终产物是稳定的 ^{207}Pb ，在它的衰变过程中放出 7 个 α 粒子和 4 个 β 粒子：


$$Q = 45.2 \text{ 兆电子伏特/原子}$$

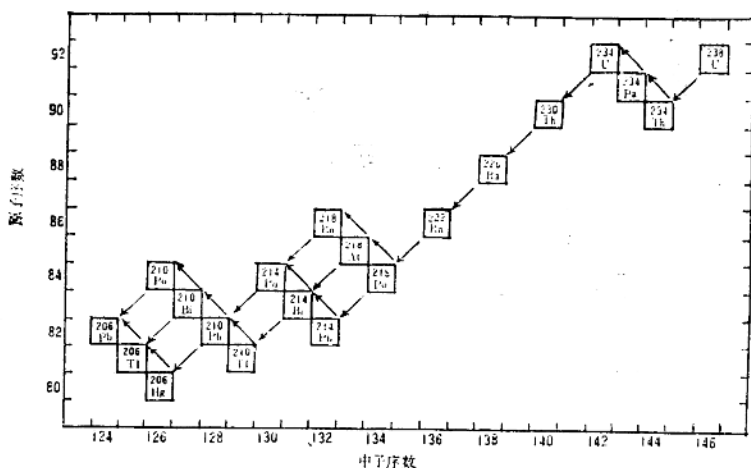
^{232}Th 放出 6 个 α 粒子和 4 个 β 粒子后其最终产物是稳定的 ^{208}Pb , 其系列可概括为:



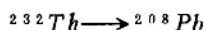
$Q = 39.8$ 兆电子伏特/原子,

^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 的半衰期比它们子体的半衰期长得多。因而它们的系列可达到永久的平衡状态，当含铀或钍的矿物中的放射系列是处于永久平衡状态时可满足下列等式：

$$N_1\lambda_1 = N_2\lambda_2 = N_3\lambda_3 = \dots \quad (4)$$

图 1 ^{238}U 衰变为稳定的 ^{206}Pb 系列

由此可见，当矿物是一个封闭体系并处于永久平衡状态时，其最终产物的积累速率等于其初始同位素的衰变速率。因此，我们可将处于永久平衡状态的矿物中的 U、Th 系列以单衰变的形式来表示：



这就与 ^{87}Rh 衰变成 ^{87}Sr 的情况相似了。

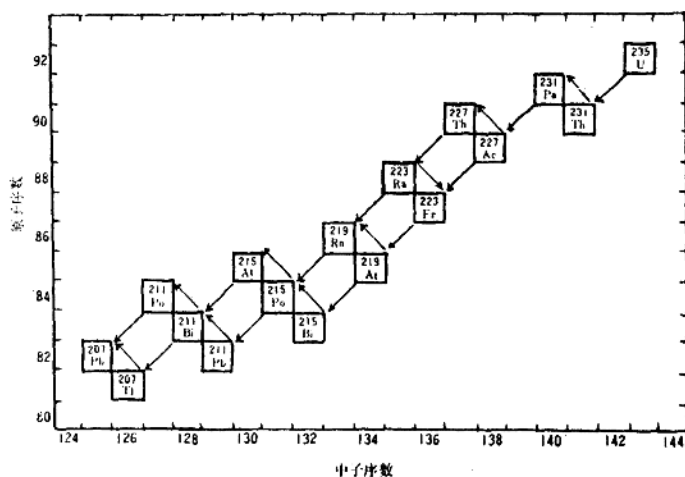


图 2 ^{235}U 衰变为稳定的 ^{207}Pb 的系列

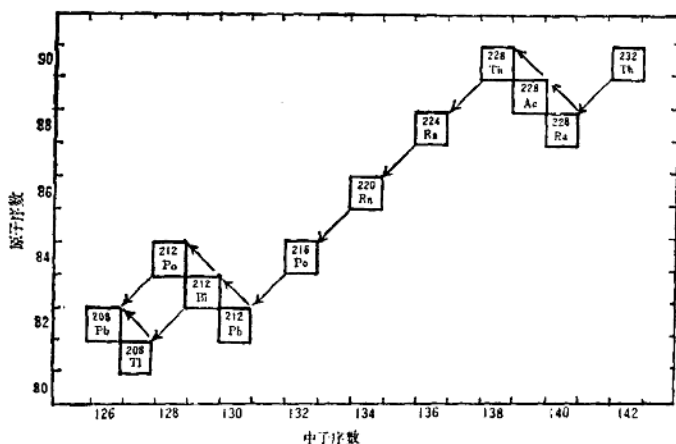


图 3 ^{232}Th 衰变为稳定的 ^{208}Pb 的系列

4. U、Th—Pb 同位素年龄方法

自然铅中含有如下的同位素： ^{208}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{206}Pb 、 ^{204}Pb 。我们已经知道前三个是铀和钍衰变的产物，仅 ^{204}Pb 是非放射成因的，尽管它也具有极微弱的放射性并衰变成稳定的 ^{200}Hg 放出 α 射线，其半衰期为 1.4×10^{17} 年（霍登和沃克 Holden and Walker 1972）。因为它的半衰期太长，一般将其看作是稳定的同位素。在含铀和钍的矿物中铅的同位素组成可用下列三式来表示：

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (6)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (7)$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1) \quad (8)$$

式中, ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 、 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 、 ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 表示在分析样品时矿物中铅的同位素比值。

$({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$ 、 $({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$ 、 $({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$ 表示在矿物形成时被混入的铅的同位素初始比值。

${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ 、 ${}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ 、 ${}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}$ 表示在分析样品的矿物中的同位素比值。

λ_1 、 λ_2 、 λ_3 为 ${}^{238}\text{U}$ 、 ${}^{235}\text{U}$ 和 ${}^{232}\text{Th}$ 各自的衰变常数。

t 表示从矿物对 U、Th、Pb 和其它中间子体来说, 成为封闭系统以来的时间。

铀和钍的衰变常数(表 2)是由贾菲(Jaffey)等(1971)和勒鲁(LeROUX)及格伦丁利(Glendenin)(1963)校订的并且已被许多科学工作者所用。为了用(6)到(8)式计算含铀矿物的年龄, 铀、钍和铅的浓度通常用同位素稀释法来测定, 而铅的同位素组成则采用适当的质谱计进行测量。可以合理假定铅同位素的初始比值来解上述方程求 t :

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_1} \ln \left[\frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} + 1 \right] \quad (9)$$

同样解出其它几个方程式, 便可以根据三个不同衰变系列得出三个独立的时间。这三个时间可能是一致的, 它们代表这一个矿物的年龄, 但要满足下列条件:

(1)、这个矿物生成以来对铀、钍、铅和所有的中间子体始终是个封闭的系统。

(2)、所采用的铅同位素初始比值是正确的。

(3)、准确地知道 ${}^{238}\text{U}$ 、 ${}^{235}\text{U}$ 和 ${}^{232}\text{Th}$ 的衰变常数。

(4)、铀的同位素组成是正常的, 它没有被同位素分异所改变, 也没有发生过 ${}^{235}\text{U}$ 的自发裂变的天然链锁反应, 就像在加蓬的奥克洛(OKLO, Gabon)所发生的天然反应堆那样(诺德特, Naudet, 1974; 布鲁肯斯 Brookins, 1975, 兰斯诺特等 Lancelot, 1975)。

(5)、所有分析结果是准确的, 并且不受系统误差的影响。

在许多情况下, 对含铀、钍的矿物所计算的年龄是不一致的。原因是矿物大多不是封闭体系, 在它们结晶以后仍发生铀、钍、铅及中间子体的丢失或增加。用 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 比值计算年龄可以将铅丢失对铀—铅年龄的影响降至最小。铅的丢失不影响这个比值, 尤其在这种情况下, 即铅的丢失是在最近发生的, 或者所丢失的铅的同位素组成与遗留下来的铅一样, 也就是说没有发生过同位素分异。由于 ${}^{207}\text{Pb}$ 和 ${}^{206}\text{Pb}$ 的各自的母体的半衰期不同, 因此形成了 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 与时间的关系, 它们与时间的关系式可将(6)、(7)二式联立而得到:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \left[\frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \right] \quad (10)$$

这个等式具有某些有意思的特点, 它包含有 ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ 这个比值。现时地球、月球和陨石中所有正常成分的铀所含 ${}^{235}\text{U}$ 和 ${}^{238}\text{U}$ 之比是一个常数, 等于 $\frac{1}{137.8}$, 因此不知道矿物中铀的含量也能计算出它的“207—206”年龄。其次, 我们还知道

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)^* \quad (11)$$

其中 $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})^*$ 为放射成因的 ${}^{207}\text{Pb}$ 与 ${}^{206}\text{Pb}$ 的比值,这个比值,可从测得的 ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 和 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 的比值中减去假设的 ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 和 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 的初始值计算出来。这样,只要根据矿物中铅的同位素组份,而无需知其含量就可得出 ${}^{207}\text{Pb}$ — ${}^{206}\text{Pb}$ 的年龄值:

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)^* = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \left(\frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \right) \quad (12)$$

这个等式不可能用代数方法解出 t 来。可能补救的方法是,作出某些选定的 t 值的 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 比值表,或者直接用斯蒂弗(Stieff 1959)等的表和斯特西和斯特恩(Stacey and Stern 1973)所作的表,求出某一 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 比的 t 来。或是用电子计算机来解这个方

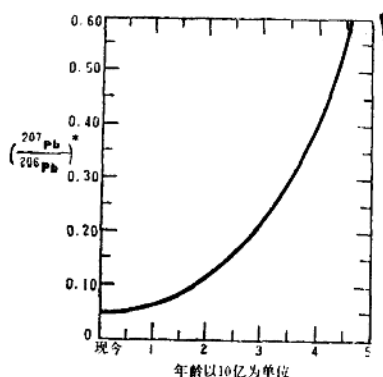


图4为(12)式的图解,表示含铀体系的放射成因 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 的比值与它的年龄 t 的关系,曲线所根据的计算结果列于表3。用这个曲线,就可根据所测得的含铀矿物铅的同位素组份和矿物形成时所假定混入的铅同位素组份来确定含铀矿物的“207—206”年龄。

程,选一系列连续的 t 的近似值,一直到得出这样一个 t 值,它可通过解出这个方程求某一 $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})^*$ 比值而达到所要求的精确度。

图4的 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 年龄曲线是根据表3资料作出的。当 $t=0$ 时,解(12)式有困难,因为在这种情况下:

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)^* = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \left(\frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \right) = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \times \frac{0}{0} \quad (13)$$

这是不可解的,为解决这个问题,我们借助于洛必达(L'Hopital's)法则,即:

$$\lim_{t \rightarrow a} \frac{f(t)}{g(t)} = \lim_{t \rightarrow a} \frac{f'(t)}{g'(t)}$$

这里的 $f(t)$ 和 $g(t)$ 是变量 t 的函数,而 $f'(t)$ 和 $g'(t)$ 是这两个函数对 t 的一阶导数。于是:

$$\lim_{t \rightarrow 0} \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} = \lim_{t \rightarrow 0} \frac{\lambda_2 e^{\lambda_2 t}}{\lambda_1 e^{\lambda_1 t}} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (14)$$

由 ${}^{235}\text{U}$ 和 ${}^{238}\text{U}$ 衰变而来的放射成因的 ${}^{207}\text{Pb}$ 和 ${}^{206}\text{Pb}$ 的现时($t=0$)比值是:

$$({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})^* = {}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U} \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right) \quad (15)$$

表3: 列出 $e^{\lambda_1 t} - 1$, $e^{\lambda_2 t} - 1$ 和作为年龄(t)函数的放射成因 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 比的数值

$\times 10^9$ 年	$e^{\lambda_1 t} - 1$	$e^{\lambda_2 t} - 1$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$
0	0.0000	0.0000	0.04607
0.2	0.0315	0.2177	0.05014
0.4	0.0640	0.4828	0.05473
0.6	0.0975	0.8056	0.05994

续表 3

0.8	0.1321	1.1987	0.06584
1.0	0.1678	1.6774	0.07254
1.2	0.2046	2.2603	0.08017
1.4	0.2426	2.9701	0.08886
1.6	0.2817	3.8344	0.09877
1.8	0.3221	4.8869	0.11010
2.0	0.3638	6.1685	0.12306
2.2	0.4067	7.7292	0.13790
2.4	0.4511	9.6296	0.15492
2.6	0.4968	11.9437	0.17447
2.8	0.5440	14.7617	0.19693
3.0	0.5926	18.1931	0.22279
3.2	0.6428	22.3716	0.25257
3.4	0.6946	27.4597	0.28690
3.6	0.7480	33.6556	0.32653
3.8	0.8030	41.2004	0.37232
4.0	0.8599	50.3878	0.42525
4.2	0.9185	63.5753	0.48651
4.4	0.9789	75.1984	0.55746
4.6	1.0413	91.7873	0.63969

其中 $\lambda_1(^{238}\text{U}) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{年}^{-1}$
 $\lambda_2(^{235}\text{U}) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{年}^{-1}$
 $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)^* = \frac{1}{137.8} \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1}$

从(15)式得: $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = \frac{1}{137.8} \times \frac{9.8485 \times 10^{-10}}{1.55125 \times 10^{-10}} = 0.04607$

上式也可以从另一个途径得到, 即 $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ 的现在比值必然等于它们的母体现今衰变的速率 (注意放射性同位素的衰变速率是由 λN 给出的, N 为所存在的原子数), 现今的 $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ 值是这一比值的最小值, 这与现代铀中的 ^{235}U 的丰度低是一致的。

尽管铀和钍存在于许多的矿物中, 然而仅有少数几个矿物能够用来作 U, Th—Pb 法年龄测定。

一个矿物要用来测定年龄必须是对铀、钍、铅及其中间放射性产物具有良好的保存性, 同时它必须是广泛分布于各种不同的岩石中。锆石是满足以上条件的最好的矿物。当然, 其它一些矿物也经常应用, 如沥青铀矿、独居石、榍石、磷灰石和其它几个前面已经提到的火成岩中的副矿物。

锆石的铀和钍的浓度从百万分之几百到几千, 其平均值各分别为 1330 和 560ppm。伟晶

岩中的锆石的铀钍含量比一般火成岩中的锆石高。这些元素在锆石中的存在不仅可归因于 Zr^{+4} (离子半径 = 0.87 Å) 被 U^{+4} (1.05 Å) 和 Th^{+4} (1.10 Å) 的同形置换, 同时也由于锆石包裹体的存在而造成的。 Zr^{+4} 被 U^{+4} 和 Th^{+4} 的替换, 取决于它们离子半径的不同。对我们来说, 同等重要的是, 离子半径为 1.32 Å 的 Pb^{+2} 由于具有大的离子半径和低电荷而被锆石排列在外。因此, 在锆石形成时, 它含有极少的铅和具有很高的 U/Pb 和 Th/Pb 的比值, 这就提高了它作为地质计时器的灵敏度。因此, 锆石成为 U 、 $Th-Pb$ 同位素年龄方法 (Silver and Deutsch, 1963, Steiger and Wasserburg, 1969, Doe, 1970; Allegre 等 1974) 中应用最多的矿物。克罗 (1973) 用密封高压釜分解法, 大大改进了从锆石中提取铅和铀的分析流程。奥斯哈伊曾和伯格 (Oosthuyzen 和 Burger, 1973), 蒂尔顿和施泰格尔 (Tilton 和 Steiger, 1968), 蒂尔顿和格化费尔德 (Tilton 和 Grünenfelder, 1969), 汉森 (Hanson, 1971) 等人和其他人都发表过磷灰石和榍石的年龄数据。

现在让我们仔细看看斯特恩等人 (1971) 所算出的一个锆石的模式年龄, 这个锆石采自格罗斯 (Gross) 大坝 (GP509) 附近科罗拉多砾谷岩基计算结果为: $t_{206} = 1402 \times 10^6$ 年, $t_{207} = 1522 \times 10^6$ 年, $t_{208} = 1283 \times 10^6$ 年, $t_{206} - t_{207} = 1688 \times 10^6$ 年。这些年龄数据是极不一致的, 按如下次序增大, $t_{208} < t_{206} < t_{207} < t_{206}$, 锆石年龄这样一个型式的不一致性是很典型的, 它说明对年龄测定所作的假定有一个或几个没有得到满足。这种不一致性最为可能的解释是, 锆石不是封闭体系, 在二期热液变质过程中或是由于连续扩散的结果, 其中放射成因铅可能有所丢失。无论如何, 上面计算的互不一致的年龄, 无疑与某一特殊地质事件有联系。如果这种不一致性是放射成因铅的丢失所造成的, 那么“207—206 年龄”便最接近锆石的年龄, 它可看成是砾谷岩基最可靠的年龄。虽然在文献中我们也能找到有一致的 U 、 $Th-Pb$ 年龄, 但多数情况下是不一致的, 这种不一致性的地质意义是什么, 还有问题。这个问题在韦瑟里尔 (Wetherill, 1956, 1963) 和阿伦斯 (Ahrens, 1955) 的工作中有所解决。

5. $U-Pb$ 图解法

天然铀同位素衰变成铅, 产生两个独立的地质年代学方法。当被测的矿物对铀和其子体来说是个封闭体系时, 在对矿物形成时所掺入的铅进行了适当校正后, 这两种方法得出的年龄应当是一致的。

^{238}U 衰变成 ^{206}Pb 的过程是时间函数已示于 (6) 式, 现重写如下:

$$^{206}Pb^*/^{238}U = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad (16)$$

$$\text{其中, } \frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = \frac{^{206}Pb/^{204}Pb - (^{206}Pb/^{204}Pb)_0}{^{238}U/^{204}Pb} \quad (17)$$

同样, ^{235}U 衰变成 ^{207}Pb 可以下式表示:

$$^{207}Pb^*/^{235}U = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad (18)$$

一个满足年龄测定所有假设条件的含铀矿物, 通过解 (16) 和 (18) 两方程式可给出一致的年龄数据来。我们还可以反过来利用这两个方程式算出和某些 t 值相应的 $^{206}Pb^*/^{238}U$ 和 $^{207}Pb^*/^{235}U$ 的值来。在 $^{206}Pb^*/^{238}U$ (纵座标) 和 $^{207}Pb^*/^{235}U$ (横座标) 系中, 它们就成为 $U-Pb$ 体系中有一致年龄的各点的座标。方程式 (16) 和 (18) 是一条曲线参数方程, $U-Pb$ 体系的所有一致点都落在这条曲线上。韦瑟里尔 (1956) 称这一曲线为“一

致曲线”，可以从第3表所列对应于各个 t 值的 $e^{\lambda_1 t} - 1$ 和 $e^{\lambda_2 t} - 1$ 的值画出来，如图5所示。

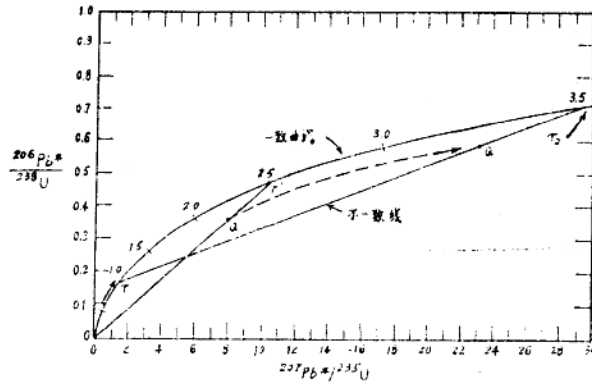


图5 一致曲线图说明了铅的瞬间*丢失（或铀的加入），当其年龄为 τ 时，一致曲线上的含铀系统丢失铅，其结果，系统沿直线（不一致线）向原点移动。Q点代表一个系统，该系统仅丢失一部分放射成因铅。若丢失所有放射成因铅就可以用原点来表示了。根据铅的瞬间丢失（或铀的加入），U—Pb体系落在不一致线上，后者与一致曲线在 τ 和 τ_c 点相交，其中， τ 为体系封闭以来的时间， τ_c 为矿物（或岩石）最初结晶的时间。

现在让我们来考虑一下U—Pb体系在一致曲线上的移动。当一个含铀矿物结晶时，它是不含有放射成因铅的，显然这个系统落在原点。随着时间的推移，代表这个系统的点将沿着一致曲线移动，只要这个体系对铀和它的子体来说是封闭的。这个体系在它形成区的任何时间的年龄由它所在位置来表示，如图5。只要这个系统一直是封闭的，它必将落在一致曲线上，且其U—Pb的年龄是一致的，并代表了该系统的年龄。

现在来看，由于变质作用或是由于化学风化而造成了铅的丢失（或铀的加入）的这样一个U—Pb体系在一致曲线上的年龄 τ' 。放射成因铅的丢失改变了代表该体系点的座标，使其在沿联结 τ' 和原点的弦上移动。如果积累的放射成因铅丢失净尽，则该点回到原点。此时U—Pb的地质计时器重归于零，这一体系的早期历史成为无迹可查了。如果这一体系仅丢失了部分的铅，那么它的年龄将为弦上一点Q所代表。一切落在弦上的体系都具有不一致的年龄，这一弦线称为不一致线。至于一个U—Pb系统在不一致线上的准确位置，取决于剩余放射成因铅的多少，关于这一点我们下面还要提到。一个丢失了全部放射性铅而回到原点的铀—铅体系，在重新变成铀和它的子体的封闭体系后，又将沿一致曲线移动。在一时间区间等于 τ 的末端，它在一致曲线上的位置可由这样一个点代表，这个点的座标所给出的一致年龄等于该体系重新封闭以来所经历的时间。这个年龄有它的地质意义，因为它关系到这一U—Pb体系的历史中的一次事件。

上面我们所举的一个极限情况的例子是罕见的。一般来说含铀矿物像锆石、榍石、独居石或磷灰石等仅丢掉一部分放射成因铅。实际上，火成岩样品中的锆石晶体往往在相同的环境下丢失不同比例的放射成因铅。铅的丢失与晶体的大小，铀的含量及晶体中的辐射损伤都

*瞬间原文为 episodic—编者注