

同位素地质年龄测定

北京第三研究所编印

编者的话

随着地质科研和生产的发展，放射性同位素地质年代学研究已成为地质学中一项重要的课题。为了使地质工作者能够初步了解同位素地质年代学的基本内容和研究方法，从而更有效地利用同位素地质年龄数据，我们查阅了一些有关资料，并结合我们的工作实践，编写了这个小册子，供广大地质人员和从事地质年代学工作的同志参考。

书中着重介绍了同位素地质年龄测定的理论基础、最常用的几种测定方法（铀-钍-铅法、钾-氩法、铷-锶法等）及同位素地质年代学目前的应用领域等。

由于我们水平所限，错误及不妥之处，恳请读者批评指正。

北京第三研究所四室 1974年8月

毛 主 席 语 录

我们必须打破常规，尽量采用先进技术，在一个不太长的历史时期内，把我国建设成为一个社会主义的现代化的强国。

绪 言

地质科学的重要任务之一，就是揭露组成地壳的物质在地质发展过程中的运动规律，进而寻找和更有效地利用地质产物。在漫长的地质历史中，地球物质时刻都在变化着、发展着。大量资料表明，无论在时间上或空间上，地壳物质在地壳中的分布是很不均匀的，存在状态也不一致。这些特征标志着地质发展的阶段性。因而精确测定地质发展阶段的时间，是认识地质发展过程中物质运动规律的重要步骤。地质制图、普查找矿、矿产预测等方面都迫切要求确定地质建造的形成时代。

长期以来，地质学者对于地质时间问题曾做过多方面研究。例如利用古生物学方法以及利用岩层物质成分、构造运动旋回、岩浆岩体出现的先后次序、变质程度、后成地质作用对原有地质体的改造关系等等来进行地质发展阶段的划分，做出了很大的贡献。但这些划分只能告诉我们地质事件发生的先后次序，不能给出时间上定量的概念。尤其对于缺少古生物化石的震旦纪以前的地层及大量岩浆岩、变质岩时代的确定，上述方法便遇到很大的困难。

自从十九世纪末期和本世纪初发现天然放射性元素，并对这些天然放射性元素的变化规律作了深入研究之后，人们开始利用天然放射性元素的衰变原理进行地质年龄测定，使地质发展历史的研究进入了定量的阶段。从而开创了地质科

学发展的新纪元。

同位素地质年龄测定到目前虽然只有六七十年的历史，但其发展是极为迅速的。本世纪初曾作了多次尝试，开始用He法(E.Rutherford, 1906)和化学U-Pb法(B.B.Boltwood, 1905—1907)测定矿物的年龄，并用化学U-Pb法获得了第一批年龄数据。

1907年之后相继发现同一元素可有不同的质量，索德在1914年提出了同位素这一概念。此后由于放射性基本理论研究的迅速发展，利用放射性衰变特性测定地质年龄的原理和技术也逐渐建立起来。

本世纪三十年代中期，由于分析方法的改进，特别是引进了质谱同位素分析技术，使U-Th-Pb法进一步完备。1937年出现了第一个地质年龄表，1946—1947年间，霍尔姆斯连续发表了利用He法和Pb法研究的结果，提出地球年龄数据。四十年代末期逐步建立了K-Ar法和Rb-Sr法，使同位素地质年龄研究进入了一个新的时期。

从本世纪四十年代末期到现在，同位素地质年龄测定研究获得蓬勃发展。K-Ar法得到进一步改进和大量应用；U, Th, Pb, K, Rb, Sr的化学分析精度得到提高；同位素稀释法获得应用； ^{233}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb 的各种衰变常数及 K_{β}/K_{α} 比值重新确定；同时还进行了各方面的条件实验，扩大了应用范围，积累了大量数据。尤其近十年来，同位素地质年龄测定的成果已广泛应用于地学乃至宇宙学的各个研究领域中。同时也促进了同位素地质年龄测定的飞速发展。

现在同位素地质年龄测定已经不仅是一个科学方法问题

了，从其所解决问题的内容、深度和概括程度来看，它已成为地质学的一个学科分支——同位素地质年代学。它是利用近代物理、放射化学的原理来解决地质事件发生、发展过程的科学。简单地说，它是利用天然放射性同位素研究地质运动过程记时的学科，并作为指示地质运动定位的学科。它可以帮助我们追索地质作用的发展过程，并预测某些矿产在地壳中的分布；同时在认识星体起源、演化历史等方面，也越来越发挥其明显的作用。因此同位素地质年代学为地学领域里的一支生力军，成为近代地质学中一个不可缺少的部分。

我国同位素地质年龄测定工作是在总路线的鼓舞下，于1959年开始相继在几个单位建立了U-Th-Pb法和K-Ar法年测龄定实验室。在毛主席革命路线的指引下，坚持“独立自主，自力更生”的方针，虽然只有十几年的历史，但目前已在许多部门建立了比较完备的实验室，同时已积累了大量年龄数据，这些数据在认识我国地质发展特点、指导普查找矿以及解决我国地质运动的一些重大理论问题上起了重要的作用。我们相信，在毛主席革命路线的指引下，我国的同位素地质年代学将进一步迅速发展，为社会主义建设做出更大的贡献。

目 录

绪 言

第一章 放射性衰变与地质年龄测定	(1)
第一节 放射性元素的衰变形式	(1)
第二节 放射性衰变定律	(4)
第三节 放射平衡	(5)
第四节 放射性元素在自然界中的存在	(5)
第五节 放射性方法测定地质年龄的主要条件及分类	(11)
第二章 铀-钍-铅法	(13)
第一节 基本原理	(14)
第二节 普通铅的存在及其校正	(16)
第三节 年龄的一致性、影响因素及矿物的适应性	(24)
第四节 铀、钍、铅及铅同位素的测定	(29)
第五节 年龄计算及误差估计	(43)
第六节 图解法和等时线法的应用	(46)
第七节 普通铅法和放射性铅法简介	(53)
第三章 钾-氩法	(58)
第一节 基本原理	(58)
第二节 微量氩的测定	(64)
第三节 钾的测定	(84)
第四节 $\text{Ar}^{39}-\text{Ar}^{40}$ 法	(85)

第五节 钾-氩法测定年龄样品的 适用性	(89)
第四章 铷-锶法	(94)
第一节 铷和锶的地球化学特征	(95)
第二节 铷-锶法测定年龄的 基本原理	(96)
第三节 铷-锶法测定年龄的 实验过程	(98)
第四节 铷-锶法年龄计算	(109)
第五节 样品的适应性	(114)
第五章 其他地质年龄测定方法简介	(118)
第一节 放射性碳 (C^{14}) 法	(118)
第二节 裂变径迹法	(119)
第三节 镉-锇法	(120)
第六章 同位素地质年代学研究内容简介	(121)
参考文献	(136)
附录1 铀-钍-铅法同位素年龄计算表	(139)
附录2 钾-氩法同位素年龄计算表	(148)
附录3 同位素地质年龄送样须知	(162)

第一章 放射性衰变与地质 年龄测定

第一节 放射性元素的衰变形式

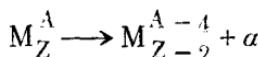
某些元素的原子核能自发地放出射线（由质点或光子组成）而转变成另一种元素的原子核，这种现象称为放射性衰变。在原子核内，质子与质子之间存在着巨大的库伦斥力，以及原子核内各质点之间存在着巨大的短程核力。当库伦斥力小于短程核力时，核就是稳定的。当库伦斥力大于短程核力时，核就不稳定，其核子将重新分配以达到稳定。核子重新分配的过程就是核衰变过程。原子核的稳定性取决于组成原子核的质子和中子的数量。一般地说，中子和质子的比数过高或过低的任何一种原子核都不稳定。

放射性元素的原子核内所放出的质点，代表着放射性衰变的特征。根据质点种类，可以将放射性衰变形式加以分类。

现将与同位素地质年龄测定有关的几种衰变形式简介如下：

α 衰变 由原子核内放出 α 粒子的过程叫做 α 衰变。 α 粒子实际是氦的原子核，即为带两个正电荷的质点，其质量为4。当 α 粒子获得两个电子后，就变成氦原子。

凡是质量大于209的重原子核，对于 α 质点都是不稳定的，周期表中约有100个 α 衰变形式的同位素。经过 α 衰变后减少两个正电荷及减少四个质量单位，因此 α 衰变后的原子在周期表中的位置向前移动两格。可用下式表示：



式中， A 为元素M的质量数， Z 为原子序数。

α 射线的穿透本领很小，但有很强的电离作用和照相感光作用。它在磁场中运动要发生偏转。

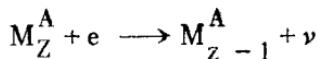
β 衰变 这是由原子核发射一负电子或正电子而变为别种原子核的过程。在自然放射系中， β 衰变都是放负电子的。在人工制造的放射物质中有放负电子的，也有放正电子的。因此，我们在天然放射性元素中所遇到的都是放负电子的 β 衰变过程。这样，经过 β 衰变后的核电荷增加一个单位，而质量数不变。可用下式表示：



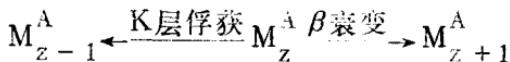
ν 是中微子，它是中性的微粒子，质量很小，几乎为零。中微子是 β 衰变过程中的伴随产物。

β 射线有大的贯穿本领和小的电离作用，在磁场中也发生偏转，因带负电，所以偏转的方向与 α 粒子相反。

K层俘获 原子核俘获最靠近原子核的K电子层的电子，这个电子迅速与质子结合形成中子并放出中微子的过程。K电子被原子核俘获，产生了一个空位，外层电子来填补时，就要发射伦琴射线。发生K层俘获时，使核电荷减少一个单位，质量数未变，因此形成同量异位素。可用下式表示：



根据动力学估计，当存在三个相邻的同量异位素 M_{z-1}^A 、 M_z^a 、 M_{z+1}^a 时，如果中间一个同量异位素 M_z^A 是 β 衰变形式的放射性元素，那么它必然同时还具有K层俘获衰变，即



已知天然放射性同位素中有三个能发生K层俘获衰变，即 K^{40} 、 La^{138} 和 Lu^{176} 。

γ 衰变 是原子核内以电磁波形式释放能量的过程。原子核经过 γ 衰变质量和核电荷都不改变。 γ 射线往往随 α 、 β 、K层俘获等衰变形式而产生，是原子核由激发态转变为基态时而放出的 γ 光光子，所以 γ 射线类似光线，在电磁场中不发生偏转，它具有最大的贯穿本领，最小的电离作用。

γ 射线与物质作用比其他质点要复杂得多， γ 射线通过物质时，主要与该物质的原子的电子壳层作用，而产生三种主要作用：（1）光电效应，（2）康普顿-吴有训效应，（3）电子对的形成。

自裂变 这是指原子核自行分裂成两个质量数不同的碎片（指一般情况）并放出中子的过程。在天然放射性元素中只有铀具有自裂变现象，其半寿期为 $T_{238} = 8.0 \times 10^{15}$ 年， $T_{235} = 1.8 \times 10^{17}$ 年。由此可见铀的自裂变作用发生极慢，以致完全可以忽略对铀同位素组成的影响。

第二节 放射性衰变定律

大量实验测定结果指出，放射性元素的数量随时间的减少服从于指数定律

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1.1)$$

式中 N 是经时间 t 后剩下的原子数， N_0 是 $t=0$ 时的原子数， λ 为衰变常数。

(1.1) 式所表示的是一个统计规律，这个规律，按统计的观点很容易推得。我们不能知道每一个原子核何时衰变，但在 t 和 $t+dt$ 之间，原子核衰变的数量 dN 是与这段时间 dt 成正比，与当时存在的原子核数量 N 成正比，所以可以得到

$$-dN = \lambda N dt, \quad (1.2)$$

式中左边加负号是因为母体原子核数随时间的增加而减少，将(1.2)式积分，并令 $t=0$ 时原子核数为 N_0 ，即得(1.1)式。

半衰期 当母体原子核衰变减到原数的一半时，所经历的这段时间称为半衰期，令 $T^{1/2}$ 代表半衰期，则由(1.1)式得：

$$\begin{aligned}\frac{N}{N_0} &= \frac{1}{2} = e^{-\lambda T^{1/2}} \\ \ln 2 &= \lambda T^{1/2} \\ T_{1/2} &= \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.692}{\lambda} \quad (1.3)\end{aligned}$$

半衰期 $T^{1/2}$ 或衰变常数 λ 是放射性元素的特性常数。每

一种放射性同位素，都有自己特有的半衰期 $T^{1/2}$ 或衰变常数 λ ，它是不依任何外界物理和化学条件的改变而变化的。

第三节 放射平衡

一链式衰变体系中，如母体的半衰期较子体的长得 多时，即 $T_{\text{母}} \gg T_{\text{子}}$ ，则到一定时间定会达到平衡状态，在这时子体由母体生成的速度与子体的衰变速度相等。放射体系处于这种状态就叫做达到了放射平衡。可用下式表达此状态

$$N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2,$$

式中 N_1 ， N_2 ——分别为母体和子体的原子数； λ_1 ， λ_2 ——分别为母体和子体的衰变常数。

在一个放射衰变系中，虽然母体元素到最终的稳定子体之间经过多次衰变，但只要达到放射平衡时，母体衰变的原子数就等于最终稳定子体生成的原子数，与中间经历的衰变过程无关。

第四节 放射性元素在自然界中的存在

已知天然放射性同位素有上百种，按其衰变历程可将其分为两类。一类为重放射性同位素，往往要经过几代乃至十几代的衰变，才能形成稳定的最终子体，这种衰变称为链式衰变。另一类为轻放射性同位素，它们只经过一代衰变就产生稳定同位素子体，而称为单程衰变。

地壳中重元素的天然放射性根据其相互间成因上的联系，原则上可能存在四种衰变系列： $4n$ ； $4n+1$ ； $4n+2$ ；

$4n + 3$ 。

其中 $4n + 1$ 型的放射系称为镎系，为自然界中已经死亡的放射系，现只能由人工方法获得。镎系中的所有成员都是短寿命的，其中最长的寿命是 Np^{237} ($T = 2.25 \times 10^6$ 年)，但是可以设想在化学元素形成时，与其他原子核同时存在过镎系的成员。元素₈₃ Bi^{209} 可能是该系的遗留物。

三个天然放射系是铀系($4n + 2$ 型)，锕系($4n + 3$ 型)和钍系($4n$ 型)。

铀系的始祖是铀的同位素 U^{238} ，它的半衰期等于 4.51×10^9 年。从 U^{238} 开始衰变，中间经过八次 α 衰变和六次 β 衰变后，而到达最终稳定产物 RaG ——铅的同位素 Pb^{206} 。该系子体中半衰期最长的同位素是 U^{234} ，其半衰期是 2.48×10^5 年。铀系达到放射性平衡所需要的时间为 2.48×10^6 年。

锕系的始祖是铀同位素 U^{235} ，它的半衰期为 7.10×10^8 年。锕系从 U^{235} 开始衰变，中间要经过七次 α 衰变和四次 β 衰变后，而到达稳定产物 AcD ——铅的同位素 Pb^{207} 。该系子体中半衰期最长的同位素是 Pa^{231} ，其半衰期为 3.43×10^4 年。锕系达到放射性平衡需要的时间为 3.43×10^5 年。

钍系的始祖元素是 Th^{232} ，它的半衰期为 1.39×10^{10} 年。从 Th^{232} 开始衰变，中间要经过六次 α 衰变和四次 β 衰变后，而到达稳定产物 ThD ——铅的同位素 Pb^{208} 。该系子体中半衰期最长的是 Ra^{228} ，其半衰期为6.7年，该系达到放射性平衡所需要的时间为67年。

三个天然放射性系列的衰变历程见(图1.1, 1.2, 1.3)。

除上述三个天然放射系外，所有其他天然放射性同位素

都具有单程衰变特性。例 H^3 、 C^{14} 、 K^{40} 、 Ca^{48} 、 V^{50} 、 Rb^{87} 、 Zr^{96} 、 In^{115} 、 Sn^{124} 、 Te^{130} 、 La^{138} 、 Na^{150} 、 Sm^{147} 、 Lu^{176} 、 W^{180} 、 Re^{187} ， Bi^{209} 等。其中 H^3 和 C^{14} 是天然核反应所产生的放射性同位素。目前对地质年龄测定有重要意义的单程衰变天然放射性同位素是： K^{40} （K-Ar法）， Rb^{87} （Rb-Sr法）， C^{14} （放射性碳法）及 Re^{187} （Re-Os法）等。

	$U^{238} U_I$ 4.47×10^9 年	U^{234}, U_{II} 2.07×10^8 年				
錫 91	α, β	Pa^{234}, UX_2 I.T. 1.183 Pa^{234}, UX_2 6.7 时	β			
鉱 90	Th^{234}, UX_1 24.1 天	Th^{230}, Io 3.0×10^4 年				
銻 89			α			
鍶 88		Ra^{226}, Ra 1590 年				
鈷 87			α			
氯 86		Rn^{222}, Rn 3.825 天				
砹 85			α	At^{218} 2 秒		
釷 84		Po^{210}, RaA 3.05 分	α	Po^{214}, RaC 1.6×10^{-4} 秒	Po^{210}, RaF 138.4 天	
銻 83			α β (99.98%)	Bi^{214}, RaC 19.7 分	Bi^{210}, RaE 5.0 天	α
鉛 82		Pb^{214}, RaB 26.8 分	α β (0.04%)	Pb^{210}, RaD 22 年	Pb^{206}, RaG α (5 $\times 10^{-1}$ %) β	穩定
铊 81				Tl^{210}, RaC 1.32 分	Tl^{206}, RaE 4.19 分	

图1.1 铀系衰变历程

($A = 4n + 2$, ${}_{92}^{238}U \longrightarrow {}_{82}^{206}Pb$)

铀 92	U^{235} , AcU 7.13×10^8 年				
镤 91		α β Pa^{231} , Pa 3.43×10^4 年			
钍 90	Th^{231} , UY 25.6 时	α β Th^{227} , RdAc 18.6 天			
锕 89		Ac^{227} , Ac 22.0 年	α		
镭 88		α (1.2%)	Ra^{223} , AcX β 11.1 天		
钫 87		Fr^{223} , AcK 21 分	α		
氡 86		α (4×10^{-3} %)	Rn^{219} , An β 3.92 秒		
砹 85		At^{219} 0.9 分	α β	At^{215} β 10^{-4} 秒	
钋 84		α (97%)	Po^{215} , AcA β 1.83×10^{-3} 秒	α β Po^{211} , AcC' 0.52 秒	
铋 83		Bi^{215} 8 分	α (~100%)	Bi^{211} , AcC β 2.16 分	α
铅 82			Pb^{211} , AcB 36.4 分	α (99.68%)	Pb^{207} , AcD 稳定
铊 81				Tl^{207} , AcC' 4.79 分	β

图 1.2 铜系衰变历程

($A = 4n + 3$, $_{92}^{235}U \rightarrow _{82}^{207}Pb$)