

同位素地质年龄测定

范嗣昆 伍勤生 编著

科学出版社

54.674
330

同位素地质年龄测定

范嗣昆 伍勤生 编著

2006/06

地质出版社

1975.1.9.75

内 容 简 介

本书较通俗地介绍了同位素地质年龄测定的原理和方法，对铀-铅法、钾-氩法和铷-锶法叙述较为详细，并对与之有关的地质问题进行了一般地讨论。书中还概略地介绍了放射性碳法、第四系年代测定（铀系法和沉降核类法）、天然裂变径迹法和热发光法。此外，还用一章的篇幅谈年龄测定样品的采样及选矿技术要求。最后两章讨论了地质年表的编制，年龄数据的误差问题，三种主要年龄测定方法的比较，同位素地质年龄测定在解决某些复杂地质问题的作用以及有关地球和陨石的年龄等问题。

本书主要读者对象是从事野外地质勘探、区测找矿的地质工作者和高等地质院校师生。

同 位 素 地 质 年 龄 测 定

范嗣昆 伍勤生 编著

•
科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

•
1975年3月第一版 开本：787×1092 1/32

1975年3月第一次印刷 印张：3¹³/₁₆ 插页：1

印数：0001—7,040 字数：84,000

统一书号：13031·214

本社书号：364·13-14

定 价：0.44 元

前 言

追溯地球的历史,是地质学的任务之一。但是根据现有的资料,人类的历史与整个地球历史相比只不过是短暂的一瞬。因此人类对地球演化的直接观察是非常有限的。地质学研究中常用“将今论古”的原则,简言之,即根据现在地壳上进行的各种地质作用去推测地球过去的历史。这个原则有其部分合理性,但也有很大的局限性。因为世界上一切事物的运动都不是简单的重复,而是螺旋式的前进。地质过程的不可逆性已得到越来越多的证明。

研究保存在沉积岩中的动植物化石可以确定那些地层较老,那些地层年青,对于地球最近五、六亿年历史的相对年表,就是用这种方法建立起来的。大家都知道生物地层学的方法不适用于不含化石的“哑层”,更不能用于火成岩和变质岩,而前寒武纪建造绝大部分是由这些岩石组成的。

此外,生物地层学的方法只能大致确定地质事件发生的先后,不能判断某一地质过程延续的时间。因此,很久以来地质学家们就试图寻找一种在任何情况下都能定量地测定岩石、矿物年龄的方法。1898年由于天然放射性同位素的发现以及它们放射衰变速度的恒定性,这种方法终于找到了。1903年皮埃尔·居里第一个提出了利用放射性进行地质计时的可能性。1907年加拿大的B.波特伍德(Boltwood)用铀-铅法得出了矿物年龄的第一批数据。

基于放射衰变定律得出的地质年龄通常称为绝对年龄,其含义是区别于用生物地层法确定的相对年龄。但是“绝

对”二字很不确切,不符合辩证唯物论关于认识论的观点。事实上人们用这种方法得到的只是在一定条件下不同程度地反映客观真理的数字年龄。矿物、岩石形成以后经历各种复杂的地质历史,放射平衡经常受到不同程度的破坏,因此,一部分数据与地质情况相矛盾。所以,应当给这个方法取一比较科学的名称,目前国际上称呼也很不统一,有的叫放射性计时,有的叫同位素地质年龄测定,还有叫放射年龄测定,在苏联的文献中仍然沿用绝对年龄测定这个名词。本书拟统称同位素地质年龄测定。

同位素地质年龄研究是同位素地质学的一个重要组成部分,也是这个领域中目前发展比较成熟的一个方面。至于同位素地质学的其他方面,限于篇幅和作者水平本书就不准备阐述了。

作 者

1973 年 9 月

目 录

前言	(i)
第一章 放射衰变的基本定律	(1)
一、放射性	(1)
二、单衰变和系列衰变	(1)
三、原子核的几种衰变形式	(2)
四、放射衰变的基本定律	(3)
五、半衰期的测定	(4)
第二章 同位素方法测定岩石、矿物年龄的 原理和前提	(5)
一、同位素方法测定岩石、矿物年龄的原理	(5)
二、同位素方法测定地质年龄的前提	(5)
三、测定地质年龄同位素方法的分类	(8)
第三章 铀-钍-铅法	(9)
一、天然铀、钍的同位素	(9)
二、铅的同位素及自然铅的分类	(10)
三、铀-铅法测定年龄的原理	(11)
四、铀-铅法数据解释中的某些问题	(13)
五、普通铅的校正	(19)
六、铀、钍和铅的分析方法简述	(21)
七、矿石铅和岩石铅的年龄测定	(23)
第四章 钾-氩法	(32)
一、钾-氩法的原理	(32)
二、微量氩的析出和钾、氩含量的测定	(36)

三、适用于钾-氩法年龄测定的对象	(37)
四、大气氩的校正和过剩氩问题	(39)
五、中子活化法	(44)
六、 $\text{Ar}^{40}-\text{Ar}^{39}$ 法	(45)
第五章 铷-锶法	(48)
一、方法原理	(48)
二、铷-锶法测定地质年龄	(50)
三、铷-锶等时线法测定年龄	(52)
四、铷-锶法测定沉积岩的年龄	(60)
五、铷-锶法测定陨石和月球物质的年龄	(63)
第六章 测定地质年龄的其他方法	(66)
一、放射性碳法	(66)
二、测定第四系年龄的方法	(69)
三、天然裂变径迹法	(75)
四、热发光法	(80)
第七章 年龄测定样品的采集及选矿技术要求	(85)
一、原始样品的重量	(85)
二、关于年龄测定样品的一般选矿流程	(86)
第八章 地质年表的编制及其他	(91)
一、编制地质年龄表的意义	(94)
二、关于几种主要年龄测定方法的比较	(96)
三、关于年龄数据的误差问题	(99)
四、同位素年龄测定在解决某些复杂地质 问题中的作用	(101)
第九章 地球年龄和陨石年龄	(107)
一、与计算地球年龄有关的问题	(107)
二、计算地球年龄的方法	(109)
参考文献	(114)

第一章 放射衰变的基本定律

一、放 射 性

某些元素自发地从原子核内部放出粒子或射线，同时伴随着释放出能量的这种现象叫做放射性，这一过程称为放射衰变。原子序数（即核电荷）相同，但质量数不同的元素称为同位素，因为它们位于元素周期表的同一格内。能自发地放出粒子或射线的同位素叫放射性同位素，反之叫稳定同位素。地质年代学研究中是利用自然界中存在的某些放射性元素或同位素，所以称之为天然放射性元素或天然放射性同位素。每一种放射性同位素均具有固定的衰变机率，即衰变常数，通常以 λ 表示。实验证明 λ 值不受温度、压力、电场、磁场以及离心加速等的影响，也与同位素的地质历史、年龄和所处的化学状态无关。

二、单衰变和系列衰变

母体放射性同位素经过一次衰变形成稳定的子体同位素称为单衰变。例如 K^{40} 经过一次 β^- 衰变形成稳定的同位素 Ca^{40} ，或者经过 K-层电子捕获而形成惰性气体 Ar^{40} 。

位于元素周期表后边的某些重元素的放射性同位素要经过一系列的衰变才能形成稳定的同位素，通常称这种现象为系列衰变。如 U^{238} 经过八次 α 衰变和一系列的 β 、 γ 衰变最终形成稳定同位素 Pb^{206} 。至今存在于地球上，而又能被年

代学所利用的天然放射系列有铀系、锕铀系和钍系。

三、原子核的几种衰变形式

自然界中常见的衰变形式有 α 、 β 、 γ 辐射和 K- 层电子捕获。前三种衰变相应地放出 α 、 β 粒子和 γ 光子。现将这些衰变形式的特征简述如下：

1. α -射线是一种带有两个单位正电荷的 α -粒子组成的，它具有两个质子和两个中子，质量数是 4 个单位，因此实际上 α -粒子是氦的原子核。放射性同位素经过一次 α 衰变其原子序数（即核电荷）减少 2，质量数减少 4 个单位。

2. β -射线包括 β^- 射线和 β^+ 射线，它们是指放射性同位素原子核内部由质子转化为中子或相反的情况所产生的过程。 β^- 粒子的性质类似于阴极射线的电子。放射性同位素经过一次 β 衰变后，其质量数不变，但核电荷增加或减少一个（如放出的是 β^+ 射线则核电荷数减少），形成质量数相同而核电荷数不同的同量异位素。

3. γ 射线是一种类似于光线的电磁波，具有很强的穿透物质的能力。 γ 射线不是一种独立的核衰变过程，只有当 α 衰变和 β 衰变后处于激发态的原子核转化为稳定态时才放出 γ 射线。

4. K-层捕获是指原子核捕获 K-层轨道上的一个电子很快地与核内质子结合形成中子并放出中微子的过程。放射性同位素发生 K-层捕获以后，其核电荷减少一个单位，但质量数不变。

除了上述四种衰变形式之外，还有一种衰变形式叫自发分裂，或称裂变。自发分裂是指天然放射性元素的原子核自发地分裂成质量数相近的两部分碎片，同时放出中子和能量

的过程。在天然放射性元素中只有铀的两个同位素 U^{238} 和 U^{235} 具有自发分裂现象。它们的半衰期分别为：

$$T_{fU^{238}} = 8.0 \times 10^{15} \text{年}, \quad T_{fU^{235}} = 1.8 \times 10^{17} \text{年}.$$

由此可见铀的自发分裂进行得极其缓慢。

四、放射衰变的基本定律

前面已经提到对某一特定的放射性同位素来说其衰变机率是一个常数，也就是说它的原子数目随着时间作负指数衰减。如果以 N_0 表示在时间 t_0 时某一放射性同位素的原子数， N 表示经过 t 时间以后该放射性同位素所剩下（即未衰变）的原子数， λ 表示该放射性同位素的衰变常数，那么根据放射衰变定律它们之间的关系可以用下式来表示：

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

其中衰变常数 λ 的涵义是什么呢？它表示在单位时间内有多少放射性同位素的原子衰变掉了。依据半衰期的长短衰变常数的时间单位也不一样，分别以年⁻¹、日⁻¹、分⁻¹和秒⁻¹为单位表示之。衰变常数与半衰期有如下的关系：

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (2)$$

因此知道了某一放射性同位素的半衰期就可以根据 (2) 式求得它的衰变常数 λ 值。在年代学中利用的天然放射性同位素半衰期一般都很长，因此 λ 值经常是以年⁻¹来表示的。

所谓半衰期是指任何一种放射性同位素的原子数目衰减一半所经历的时间。半衰期 (T) 与原子衰变数量的指数关系如图 1。

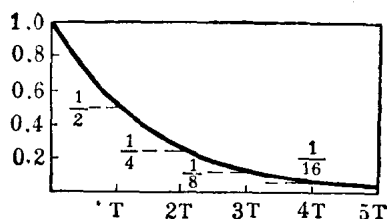


图1 半衰期与放射性原子衰减的关系

五、半衰期的测定

测定天然放射性同位素的半衰期可用两种方法进行。一种是核物理方法，即利用核物理仪器直接测定放射性同位素的放射性强度随时间的减少，因此又叫直接测量法。此法常用来测定半衰期较短、放射性较强的同位素。另一种方法叫地质法或间接测定法，即通过测定已知年龄矿物中的母体和子体同位素含量，根据计算年龄的公式求得该母体同位素的衰变常数，然后代入公式（2）就可得到半衰期。

第二章 同位素方法测定岩石、 矿物年龄的原理和前提

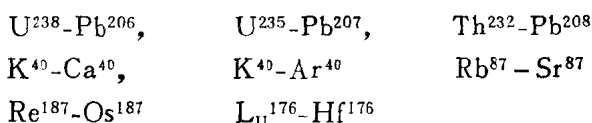
所谓岩石或矿物的同位素地质年龄是指它们从水溶液或岩浆熔融体中沉淀、凝固、结晶或重结晶时期起,其中的母体和子体同位素保持着封闭的化学体系所经历的时间。所谓封闭的化学体系是指某一空间范围内的岩石或矿物中的化学元素特别是母体和子体同位素没有与外界物质发生交换,即没有化学成分的带出和加入作用。

一、同位素方法测定岩石、 矿物年龄的原理

当岩石、矿物冷凝,结晶或重结晶时放射性元素以某种形式进入到矿物或岩石中,这种与周围环境隔离的放射性元素(母体)不断地衰变,与此同时衰变的稳定产物子体同位素不断地积累,这样,只要能准确地测定现在矿物或岩石中母体与子体同位素含量,就可以根据放射衰变定律计算岩石或矿物的年龄。

二、同位素方法测定地质年龄的前提

原则上任何一对半衰期能与地球年龄相比拟的母体和子体同位素都可用来进行地质体的年龄测定,但是,实际上被用来进行地质年龄测定的仅限于以下几种同位素对:



上列各同位素对所能测定的对象和时间长短也不一样,任何一种放射性同位素所能测定的地质年龄不能超过其半衰期的10倍。因为根据放射衰变定律,任何一种放射性同位素经过10个半衰期就几乎衰变完了。

应用同位素方法测定地质年龄的前提必须具备以下几点:

(1) 能够准确的测定母体放射性同位素的半衰期或衰变常数。表1中列出了至今应用于年龄测定的几种主要的放射性同位素的半衰期及有关资料^[1,2]。这些母体放射性同位素的半衰期或衰变常数是测量得比较准确的。

表1 几种主要天然放射性同位素的半衰期及有关资料

放射性同位素	同位素相对丰度(原子比)	半衰期(年)	衰变常数(年 ⁻¹)	衰变形式	最终稳定的子体产物
${}_{92}\text{U}^{238}$	99.2739	4.51×10^9	0.154×10^{-9}	α	${}_{82}\text{Pb}^{206}$
${}_{92}\text{U}^{235}$	0.7204	7.13×10^8	0.972×10^{-9}	α	${}_{82}\text{Pb}^{207}$
${}_{90}\text{Th}^{232}$	100	1.39×10^{10}	0.499×10^{-10}	α	${}_{82}\text{Pb}^{208}$
${}_{19}\text{K}^{40}$	0.0119	1.31×10^9	0.472×10^{-9}	$\beta^{-}(88\%)$	${}_{20}\text{Ca}^{40}$
${}_{19}\text{K}^{40}$	0.0119	1.31×10^9	0.557×10^{-10} 0.585×10^{-10}	$\text{K}(12\%)$	${}_{18}\text{Ar}^{40}$
${}_{37}\text{Rb}^{87}$	27.85	5.00×10^{10} 4.70×10^{10}	1.39×10^{-11} 1.47×10^{-11}	β^{-}	${}_{38}\text{Sr}^{87}$
${}_{75}\text{Re}^{187}$	62.93	4.3×10^{10}	1.61×10^{-11}	β^{-}	${}_{76}\text{Os}^{187}$
${}_{71}\text{Lu}^{176}$	2.59	2.17×10^{10}	3.19×10^{-11}	β^{-}	${}_{72}\text{Hf}^{176}$

• 左下角的数字为原子序数, 右上角的数字为质量数。

(2) 已知母体放射性同位素的种类及各同位素的相对丰度。表1中所列铀(U)、钍(Th)、钾(K)、铷(Rb)等元素的各同位素及其相对丰度(原子个数比)已用质谱计进行了准确的测定,并且根据大量的实验数据表明,无论是在不

同时代的天然形成物中,还是在人工合成物,甚至天体陨石中,这些元素的同位素都具有固定的比值。至于在自然界曾经发现过同位素 U^{235} 丰度的异常只不过是一种罕见的现象。

(3) 放射性母体同位素衰变的最终产物必须是稳定的同位素,并且有准确而灵敏的测定它们含量的方法。所谓稳定与否是一个相对的概念,如果用现代最灵敏的方法还不能探测出其放射性的同位素人们称之为稳定同位素,反之则称放射性同位素。目前的核物理测量技术可以探测半衰期为 10^{14} — 10^{15} 年的放射性同位素。如此缓慢的衰变速度在地质年龄测定中是可以忽略不计的。

(4) 自某次地质作用以来岩石、矿物必须保持封闭的化学体系,没有因后来的变质作用、热液交代作用或表生风化作用等发生母体或子体同位素的丢失或加入,也就是说在岩石或矿物中必须保持放射平衡。

(5) 必须有准确地扣除被测对象中初始混入的子体同位素含量的方法。因为自然界中某些同位素有几种成因,一种是由放射衰变形成的叫做放射成因同位素,另一种是在宇宙原子核合成过程中形成的称之为普通的同位素。如果某次地质作用致使以前存在着的这两种来源的同位素均匀混合,并进入到岩石或矿物中,于是在形成的岩石或矿物中该同位素有一个初始的含量。此后由于母体同位素的衰变而不断产生新的子体同位素,使得该同位素的量日益增加。当用岩石或矿物来测定地质作用的年龄时,现今的岩石或矿物样品中测得的子体同位素的总含量包括了初始的量,如果不设法扣除这部分初始量,那么将会得出一个比真实年龄要高的表面年龄。因此,在同位素地质年代学的研究中普通铅、普通铍和大气氩的扣除(也称为校正)以及 Pb、Sr 同位素组成的异常和过剩氩的研究是十分重要的问题。

三、测定地质年龄同位素方法的分类

根据天然放射性同位素自发地进行衰变和衰变时放出的射线（主要为 α 射线）对周围物质作用所产生的某种现象，可将测定地质年龄的同位素方法分为两大类：

1. 基于放射性同位素衰变定律来测定年龄。这类方法又可分为三个方面：

（1）通过测定天然放射性母体同位素及其衰变的最终产物之间的含量比值来测定地质年龄。如铀-铅法、钾-氩法、铷-锶法、铯-钡法、钾-钙法、氦法和氡法等。这些都是目前用来测定地质年龄和陨石年龄的主要方法。

（2）通过测定衰变系列某一中间产物与母体同位素的比例计算年龄。当被测定对象的放射平衡遭到破坏时，如果知道放射性同位素原来的含量，那么就可以测出它随时间而变化的量。如测定年青沉积物的铀系法（如镭-钍法）和放射性碳法等。

（3）利用由于放射衰变的结果所引起自然界某些同位素组成的变化来测定地质年龄。如铀-铅法中的 Pb^{207}/Pb^{206} 比值法。

2. 基于射线对周围物质的作用所产生的次级现象来测定年龄。其中包括晕圈法、氧化法、天然裂变记时法、天然裂变径迹法、辐射损伤法、 α -铅法和热发光法等。

在上述方法中，目前研究得比较成熟、应用较多的是铀-铅法、钾-氩法和铷-锶法。因此，本书将着重介绍这三种方法。 C^{14} 法、铀系法在考古和第四纪地质等研究中应用很广，而天然裂变径迹法和热发光法是很有发展前途的方法，因此也一并扼要予以介绍。

第三章 铀-钍-铅法

铀-钍-铅 (U-Th-Pb) 法简称为铀-铅法或铅法。是最先用来测定地质年龄的一种方法。它可分为各种简易的快速铅法(如化学铅法、X 射线荧光光谱法和镭-D 法等)及同位素铅法。由于前者准确度差,或运用范围有限,故不拟介绍。因此,本文所指的铀-钍-铅法就是同位素铅法。

一、天然铀、钍的同位素

铀是重放射性元素,自然界中不存在铀的稳定同位素,铀共有六种天然放射性同位素,它们的相对原子丰度为^[1]:

U^{238}	U^{235}	U^{234}	U^{233}	U^{236}	U^{237}
99.2739	0.7204	0.0057	很小	很小	很小

由于后四种同位素在自然界中的丰度太小,或半衰期太短 ($T_{U^{233}} = 23.5$ 分),因此,在铀-铅法测定地质年龄时可不考虑它们的影响。

与铀一样,自然界中也不存在钍的稳定同位素,它有七个放射性同位素,其中六个位于三个天然放射系列(铀系、锕-铀系和钍系)。

位于钍系中有	Th^{232} 、 Th^{228} (RaTh•)
位于铀系中有	Th^{230} 、 Th^{234}
位于锕铀系中有	Th^{227} 、 Th^{231}

• (RaTh) 与 Th^{228} 同义。

其中半衰期最长的是 Th^{232} ($T = 1.39 \times 10^{10}$ 年), 其次是 Th^{230} ($T = 7.5 \times 10^4$ 年) 和 Th^{229} ($T = 7340$ 年), 其余都是短寿命的同位素。在测定地质年龄中主要是利用 Th^{232} 的天然衰变。

二、铅的同位素及自然铅的分类

存在于自然界的铅有四个同位素即 Pb^{204} 、 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} , 除 Pb^{204} 以外, 其余都是放射成因的。

由于自然界中铀和钍的同位素不断衰变形成放射成因铅, 因此地壳上铅的总量在不断地增加, 从而铅的同位素比值也不断地变化, 根据计算, 30 亿年以来地壳上铅的总量增加了 20%。

按照不同的来源可以把自然界的铅分为原生铅、原始铅、放射成因铅和普通铅^[3]。它们的含义如下:

原生铅是指地球物质形成以前, 在宇宙原子核合成过程中与铀、钍等所有元素同时形成的铅。在原生铅的同位素组成中 Pb^{204} 比较富, 因此它在计算元素合成的年龄时是很重要的。

所谓原始铅是指地球形成的最初时刻所存在的铅。它的同位素组成相当于原生铅同位素加上自元素形成到地球形成的初期这段时间内地球物质中所积累的放射成因铅。地球上各部分原始铅的组成是否均一取决于地球形成过程延续时间的长短。如果这一过程与地球年龄相比是很短促的, 那么地球上任何一个地方原始铅的同位素组成应是相同的。反之则会有差异。人们常把铁陨石中铅的同位素组成作为原始铅的同位素组成。因为在铁陨石中铀、钍含量极低, 它可作为天然物质中残留下来的原始物质的代表。C. 帕特森 (Patterson)