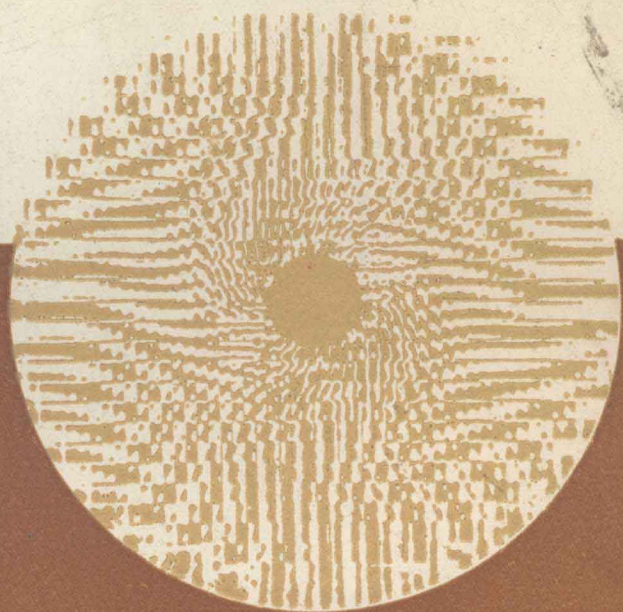




铀系年代学 方法 及实验技术

夏明等 编著
兰州大学出版社

铀系年代学方法及实验技术

夏 明 等编著



兰州大学出版社

1989·兰州

内 容 简 介

本书扼要地叙述铀系年代学方法及其在海洋、大陆、火山岩和水体等地质和环境科学中的应用,特别强调了 ^{210}Pb 、 ^{10}Be 和 ^{36}Cl 年代学方法的新进展。在陈述应用研究成果的背景上,较为详尽地论述了年代学实验程序和实验方法,是铀系年代学实验技术方面较为完备的一本书。

通过铀系国际和国内标准样对比计划,检验了实验程序的各个环节,讨论了实验的全过程,估价了铀系年代学方法的实验水平,评价了测试数据的质量和可靠性。

本书可供地球化学、海洋学、地质学、地理学、第四纪地质学、地层学、水文地质学、工程地质学、地震学、考古学和环境科学等的科技工作者及有关高等院校师生参考,对于从事海洋年代学、第四纪年代学,特别是铀系年代学的学者和技术人员极为有益。

铀系年代学方法及实验技术

夏 明 等编著

兰州大学出版社出版

(兰州大学校内)

中科院近物所科技印刷厂印刷 甘肃省新华书店发行

开本: 787×1092 毫米 1/16 印张: 10.5

1989年9月第1版 1989年9月第1次印刷

字数: 243千字 印数: 1—1000册

ISBN7-311-00210-9/K·25 定价: 4.40元

前言

几年前就有一个想法，总结一下铀系年代学的工作，向广大科技工作者和读者作些介绍。什么是铀系年代学方法？它能干些什么？在那些方面能应用它？现在研究的状况、水平以及今后发展的一些趋势是什么？本着这样一种思路不断地收集、整理和编纂着一些资料，希望能在“铀系年代学及其在地球和环境科学中的应用”这一命题，或者一本书中有所体现，把国内外学者多年来研究成果、智慧和风貌，通过作者的思维方式表现在其中。

按上述构思和设计时发现，从原理到应用涉及到十分广泛的领域和学科，况且，应用同位素的测定和分布规律来研究地质事件的内在联系，事件发生的时间序列，离开现代技术是不可思议的。然而包罗大量实验技术成果和国内外各个应用研究领域的成就汇集在一本书内，份量之多，容积之庞大是可想而知的。这样就想把有关实验技术方面的研究独立出来，系统地进行阐述，也许会得到更好的效果，这就是为什么要写这本书的由来。

专门撰写铀系年代学实验方法和技术有些单调，总要通过某些事件才能反映出技术水平和状态。铀系方法国内外对比计划自然就成为一条主要线索。数万字的书稿编写就绪之后产生了一个问题：这些实验技术很有价值，但它们应用在哪里？能为地质和环境科学作哪些开拓？似乎缺少些什么，不够完整。于是补充了铀系年代学方法、原理、模式以及目前一些主要应用领域，作为一个粗线条的概括，只能是极简单的，甚至可以说是“通俗”的概括，以衬托铀系方法的实验技术系统的论述，也许能够形成较为完整的轮廓，使迄为止在国内，作为一本书尚未与读者见面的铀系年代学方法也随之“亮相”。由此可见，本书是“铀系年代学及其在地球和环境科学中的应用”一书的序篇，或者说，是其中相对独立而又是有机的组成部分。

本书共分七章。前三章是铀系方法及其在各个方面的应用，第四章着重强调了近些年来发展起来的 ^{210}Pb 、 ^{10}Be 和 ^{36}Cl 方法及其应用，第五章是作者所在实验室实验技术的系统总结，第六、七章是通过国际、国内铀系对比计划鉴定结果评论铀系年代学实验技术水平和所起的作用。本书是由夏明、张承蕙和马志邦编写。在编纂过程中，作者得到了国内外同行专家和著名学者的多方面帮助。作者对美国南加州大学顾德隆(T. L. Ku)教授和参加国内铀系对比计划的各实验室及同行表示深切的感谢。

本书是国内第一本论述铀系年代学，特别是侧重在实验技术方面的小书，有些工作还在不断地深入研究和完善，还在不断地探索和开拓，书中难免有错误和不足之处，敬请读者给予指正。

作者

1987年10月于北京

目 录

前 言

第一章 铀系方法	(1)
第一节 概述.....	(1)
第二节 方法原理.....	(2)
第三节 方法前提和模式.....	(14)
第二章 铀系方法在海洋和湖相沉积物中的应用	(19)
第一节 珊瑚礁铀系年龄的测定.....	(19)
第二节 海洋沉积物沉积速度的研究.....	(23)
第三节 深海铁锰结核(壳层)的生长速度.....	(27)
第四节 在海相磷酸盐岩中的探索.....	(33)
第五节 贝壳、泥炭和盐的铀系年龄.....	(36)
第三章 铀系方法在大陆沉积物、火山岩和水体中的应用	(38)
第一节 钟乳石类碳酸盐的铀系年龄.....	(38)
第二节 骨化石的铀系年龄.....	(41)
第三节 火山岩铀钍同位素和年龄模式.....	(44)
第四节 水体中的铀、钍同位素.....	(47)
第四章 ^{210}Pb、^{10}Be和^{36}Cl年代学方法	(53)
第一节 ^{210}Pb 方法及其应用.....	(53)
第二节 ^{10}Be 方法及其应用.....	(57)
第三节 ^{36}Cl 方法及其应用.....	(63)
第五章 铀系方法的实验技术	(69)
第一节 实验程序.....	(69)
第二节 实验程序的检验.....	(80)
第三节 与铀系方法相关的实验技术.....	(88)
第六章 铀系国际标准样对比计划(USIP)	(100)
第一节 USIP—I 的鉴定结果.....	(100)
第二节 USIP—II 的鉴定结果.....	(105)
第三节 USIP—III 的鉴定结果.....	(117)
第七章 铀系国内标准样对比计划	(128)
第一节 对比计划鉴定结果.....	(128)
第二节 各实验室的流程和数据处理.....	(133)
第三节 结果的讨论和与 USIP 的对比.....	(141)
参考文献	(152)

第一章 铀系方法

第一节 概述

铀系方法是用自然界中、短半衰期核素测定地质年龄的一种方法，原理上可以测定百万年以内，实际上最适应的定年范围是在30—40万年以内。

铀系方法从30年代中期，应用过剩 ^{226}Ra 测定喀拉海铁锰结核的生长速度（ $1\text{mm}/10^3\text{a}$ ）到现在已有50年的历史，然而大批数据和文章出现在60年代之后。在海洋学、第四纪地质学、考古学、岩溶学、古气候学、年轻火山岩、新构造运动、锰结核的研究等方面获得了越来越广泛的应用，也取得了很大成就。

60年代以来，铀系法极其广泛地应用于海洋科学的研究：测定珊瑚礁、锰结核、海泥、软体动物贝壳的年龄和形成速度；利用放射性元素做示踪阐述海洋物质的来源，探讨海洋物质的时空分布规律，研究铁锰结核的成因等。应该指出，海洋水中 ^{234}U 的过剩和沉积物中 ^{230}Th 的过剩，这些具有重要意义的实验发现，为进一步认识海洋，探讨海洋物质来源、运移、形成和积累，提出了新的课题，开拓了更广阔的远景。

近二十多年来，铀系年代学在国际上发展很快，大约有40~50个实验室、分布在美国、苏联、英国、法国、日本、联邦德国、澳大利亚、加拿大等十几个国家。发展如此迅速的原因可归结为以下两点：

1. 随着近代核物理和放射化学的成就，特别是探测射线技术的新进展，可以比较准确地测定自然界中微弱的放射性强度。对于地质样品中的 ^{238}U 、 ^{232}Th 核素的浓度可测到 10^{-6}g/g 以下，对于 ^{234}U 、 ^{230}Th 和 ^{231}Pa 则可测到 10^{-11}g/g 以下。 α 谱测试技术的引进，为开展铀系年代学各种方法创造和提供了极为重要的技术条件。

2. 地质年代学在测定年轻地质年龄方面仍是难度很大的课题。 ^{14}C 方法一般可测到4万年，K-Ar法可测几万至几十万年，然而会有很大误差。古地磁、氨基酸的应用也有一定限度，只有裂变径迹和热发光方法还能适用。铀系年代学各种方法在测定几十万年以内的年龄范围是最“灵敏”的，部分地填补了 ^{14}C 和K-Ar法定年范围区间的空白。

铀系方法在地球科学的很多领域内获得了很有价值的成果，取得了日趋广泛的应用，而且也逐渐地被地质工作者所认识。然而也应坦率地承认，由于测定年龄的特殊性，第四纪建造中不少样品不适宜测定年龄。

铀系方法的应用不单纯是解决地质年龄，即时间序列问题，同时还要研究核素的空间分布。也就是说，从物质微观的原子核这个层次认识地质事件的内在联系，揭示出事件发展的时间和空间规律，应该是同位素地质学，当然也包括铀系年代学在内发展的方向。应该强调的是，地质时间本身既反映地质历史事件的时间序列，也反映地质事件空间过程的时间延续阶段，因为任何地质事件的时间序列都具有一定的物质形式和一定的空间分布。因此，地质时间应该是时间和空间的统一。

纵观同位素（包括铀系）地质学的发展，每一次技术进步和新技术引进都赋予地质应用以新的内容，不仅仅是加深对地质过程的认识，而且可以形成新的理论和假说，这对地质科学的发展以及与此相关的国民经济中一些重大问题都具有重要意义。近几年来，测试 ^{10}Be 的新技术及应用就是突出的一例。因此只有在可靠、坚实的实验技术基础上开展应用研究才有意义，才能通过“同位素”的“天窗”认识、研究和探索地球物质运动过程中的地质作用。

同位素地质学，当然铀系方法也在内，较之其它学科不同点之一是要用更多的数据来分析、研究和解释各种地质现象，同时也要用数据来推测、判断和探索地球物质运动过程中的地质作用，总结其规律，形成较为完整的看法、理论、学说和假说。因此，数据的可靠性和可靠程度的标准是极为重要的，而可靠的数据来自正确的和合理的实验技术。

随着大量的实验研究和应用研究的逐步深入，学者们意识到十分尖锐的问题：如何获得可靠的实验技术？如何评价数据的质量和鉴别数据的可靠性？如何进行各实验室之间的数据对比？如何检验是否存在系统误差，是否有过失等。因此，倡导了铀系国际标准样对比计划。

由此可见，标准样对比是铀系年代学一项基础工作，也是铀系年代学发展过程中的必经阶段。只有可靠的数据才能更权威地探讨、研究，解释更新世以来地质历史时期的各种地质事件。因而，如何获得高精度的可靠铀系数据，看来不仅是现在而且也是将来铀系年代学中一项重要的课题。

我国铀系年代学开展较晚。1978年作者所在的实验室测出了第一批数据并参加了铀系国际标准样对比计划。国际标准样的对比考核了所建立的实验程序、为铀系工作的开展打下了良好的基础。

1982年召开了我国岩石矿物地球化学学会第二届全国同位素地球化学学术讨论会。当时能出数据的铀系实验室只有3个。在会上成立了铀系专业组，提出在具备条件的单位，逐步开展和完成第一次铀系国内标准样对比计划。1983年筹划并实施了铀系国内标准样对比计划，有9个实验室提交了正式测试结果。1984年初召开了全国第一次铀系标准样讨论会。

从1978年到1984年短短的5年中，我国铀系实验室从1个发展到9个其速度可以说是十分惊人的，而且在实验技术、数据质量方面也不亚于国外同行。现在，我国铀系实验室可以测试 ^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{232}U 、 ^{232}Th 、 ^{230}Th 、 ^{228}Th 、 ^{227}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 、 ^{210}Pb 和 ^{239}Pu 等核素，可以分析珊瑚礁、石钟乳类碳酸盐、海泥、锰结核、骨化石、湖相沉积物、泥炭、火山岩和水（咸水、淡水）等地质对象，与此同时广泛开展了应用研究，取得了不少很有意义的成果。

第二节 方法原理

自然界中存在三个放射性系数： ^{238}U （ $4n+2$ ）、 ^{235}U （ $4n+3$ ）和 ^{232}Th （ $4n$ ），

这些系列的母体经过十几个衰变的中间产物（子体），最终形成铅同位素（图 1、2、3）。每个系列放射性核素的各种参数列在表 1、2 和 3 (Ivanovich et al, 1982)。

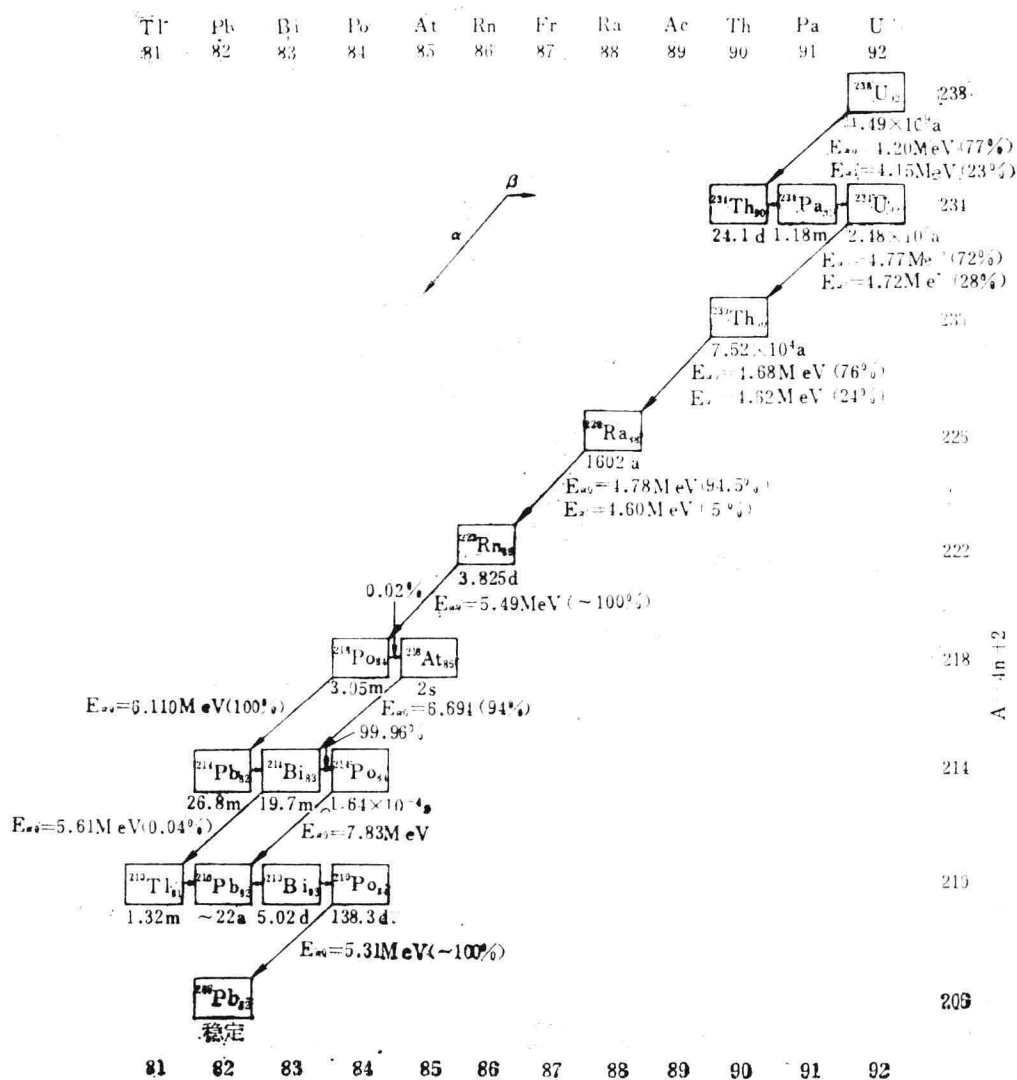


图 1 钍 (4n+2) 衰变系列

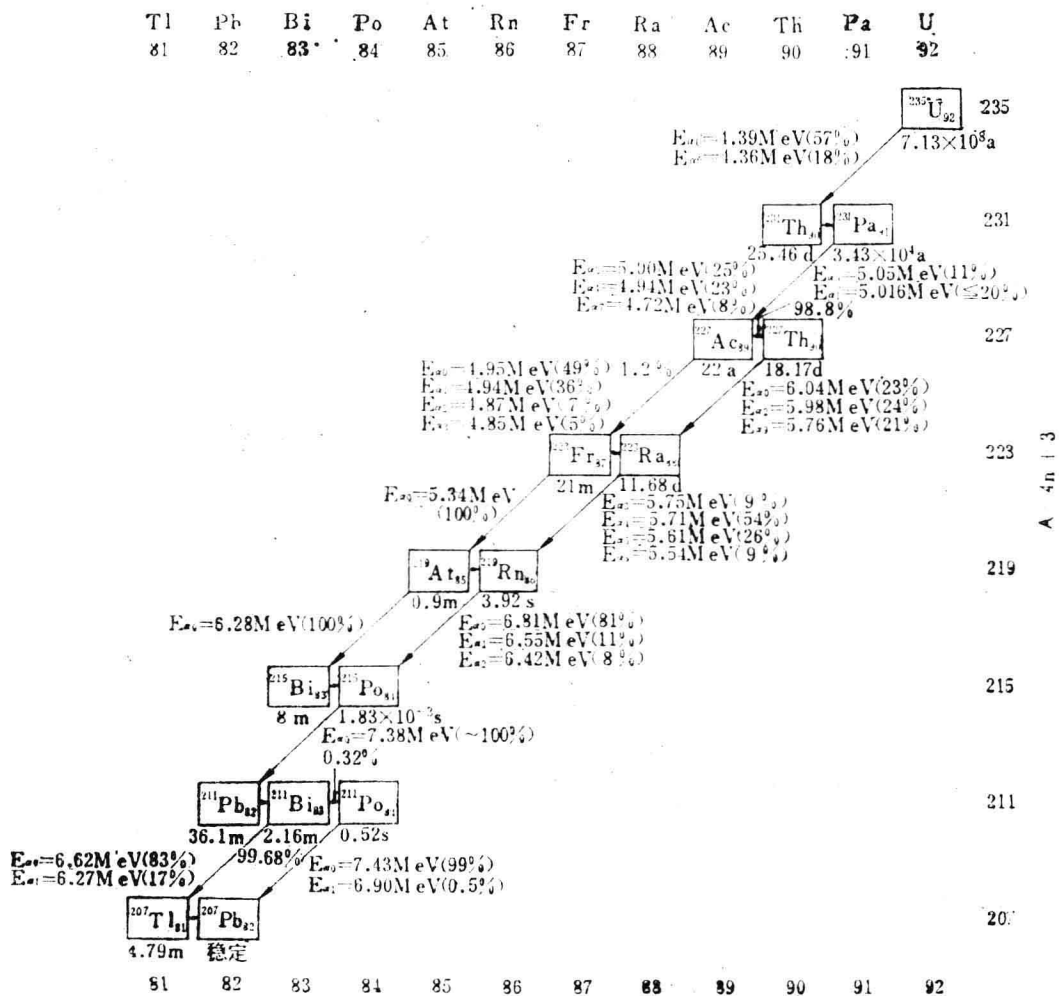


图2 铀 ($4n+3$) 衰变系列

表 1 铀 ($4n+2$) 衰变系列

符 号	半 衰 期	衰变方式	α 能量 (MeV)	强 度 (%)	β 能量 (keV)	强 度 (%)
^{238}U	$4.468 \times 10^9 \text{ a}$	$\alpha(\beta\text{稳定})$	4.195(α_0) 4.147(α_1) 4.038(α_2)	77 23 0.23		
^{234}Th	24.1d	β^-			191 ~103	81 19
^{234}Pa	1.18m	β^-				
^{234}Pa	6.7h	β^-			2290 530 1130 1300	98 66 13 ≤ 2
^{234}U	$2.48 \times 10^5 \text{ a}$	$\alpha(\beta\text{稳定})$	4.768(α_0) 4.717(α_1) 4.600(α_2)	72 28 0.3		
^{230}Th	$7.52 \times 10^4 \text{ a}$	$\alpha(\beta\text{稳定})$	4.982(α_0) 4.615(α_1) 4.476(α_2) 4.437(α_3)	76 0.12 0.03		
^{226}Ra	1602a	$\alpha(\beta\text{稳定})$	4.781(α_0) 4.598(α_1) 4.340(α_2)	94.5 5.5 7×10^{-3}		
^{222}Rn	3.825a	α	4.191(α_3) 5.486(α_0) 4.983(α_1)	1×10^{-3} ~100 ~ 8×10^{-2}		
^{218}Po	3.05m	α 和 β^-	6.110(α_0)	(100)	330	(100)
^{214}Pb	26.8m	β^-			1030	6
^{218}At	2 s	α	6.70 (α_0) 6.65 (α_1)	94 6	670	94
^{214}Bi	19.7m	α 和 β^-	5.61 (α_0)	100	3260	(100)
^{214}Po	$1.64 \times 10^{-4} \text{ s}$	α	7.83 (α_0)	(100)		
^{210}Tl	1.32m	β^-			2300	(100)
^{210}Pb	~22a	$\beta^-(a)$	(3.7)	(1.8×10^{-8})	17	85
^{210}Bi	5.02d	β^- 和 a	4.93 (α_1) 4.89 (α_2) 4.59 (α_3)	60 34 5	1155	(100)
^{206}Hg	8.6m	β^-			1300	(100)
^{210}Po	138.3d	α	5.305	(100)		
^{206}Tl	4.19m	β^-			1502	(100)
^{206}Pb	—	稳 定				

表 2 銅 (4n + 3) 衰变系列

符号	半 衰 期	衰变方式	α 能量 (MeV)	强度 (%)	β 能 量 (KeV)	强 度 (%)
^{235}U	$7.13 \times 10^8 \text{ a}$	α (β 稳定)	4.391 (α_0) 4.361 (α_1) 4.1 ~ 4.6	57 18 剩余	300	(~100)
^{231}Th	25.64h	β^- (复合谱)				
^{231}Pa	$3.43 \times 10^4 \text{ a}$	α (β 稳定) (复合谱)	5.050 (α_0) 5.016 (α_1) 4.999 (α_2) 4.938 (α_4) 4.724 (α_7)	11.0 <20 25.4 22.8 8.4		
^{227}Ac	22a	β^- 和 α	4.949 (α_0) 4.937 (α_1) 4.866 (α_2) 4.849 (α_3)	48.7 36.1 6.9 5.5	46	(100)
^{227}Th	18.17d	α (β 稳定)	6.036 (α_0) 5.976 (α_2) 5.755 (α_9) 9 其 它	23 24 21 32	1150	(100)
^{223}Fr	21m	β^- (α)	5.340	5×10^{-3}		
^{223}Ra	11.68d	α	5.745 (α_3) 5.714 (α_4) 5.605 (α_5) 5.538 (α_8)	9.1 53.7 26.0 9.1		
^{219}At	0.9m	α (β^-)	6.28	100		
^{219}Rn	3.92s	α	6.813 (α_0) 6.547 (α_1) 6.419 (α_3)	81 11 8	1355 951 525 251	62.4 1.4 5.5 0.7
^{215}Bi	8 m	β^-				
^{215}Po	$1.83 \times 10^{-3} \text{ s}$	α	7.384 (α_0)	100		
^{211}Pb	39.1m	β^-				
^{211}Bi	21.6m	$\alpha + \beta^-$	6.617 (α_0) 6.273 (α_1)	83 17	1440	($Q_\beta = 610 \text{ kev}$)
^{211}Po	0.52s	α	7.434 (α_0) 6.895 (α_1)	99 0.5		
^{207}Tl	4.79m	β^-				
^{207}Pb	稳 定	—				

表 3 钍(4n)衰变系列

符 号	半 衰 期	衰变方式	α 能 量 (MeV)	强 度 (%)	β 能 量 (keV)	强 度 (%)
^{232}Th	$1.39 \times 10^{10} \text{ a}$	α (β 稳定)	4.007(α_0) 3.952(α_1) 3.882(α_2)	76 24 0.2		
^{228}Ra	5.75a	β^-			55	100
^{228}Ac	6.13h	β^-			2110	(100)
^{228}Th	1.913a	α (β 稳定)	5.421(α_0) 5.338(α_1) 5.208(α_2) 5.173(α_3) 5.137(α_4)	71 28 0.4 0.2 0.03		
^{224}Ra	3.64d	α (β 稳定)	5.684(α_0) 5.447(α_1)	94.5 5.5		
^{220}Rn	55.6s	α (β 稳定)	6.296(α_0) 5.761(α_1)	~ 100 ~ 0.3		
^{216}Po	0.145s	α (β 稳定)	6.777(α_0)	100		
^{212}Pb	10.64h	β^-			580	(复合)
^{212}Bi	60.5m	β^- 和 α	6.09(α_0) 6.05(α_1)	30 70	2250	(100)
^{212}Po	$3.04 \times 10^{-7} \text{ s}$	α (β 稳定)	8.780	100		
^{208}Th	3.1m	β^-			1800	(100)
^{208}Pb	—	稳定				

所有核素衰变过程都遵循以时间为指数函数的规律,这是铀系年代学各种方法的物理基础。公式为:

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

式中, t 代表时间(年龄值), λ 为衰变常数,与半衰期(T)的关系为 $\lambda = \ln 2 / T$ 。 λ 不受外界温度、压力和物理化学环境的影响。不同核素都有自己特征的 T (见表1、2、3)。对于测定近百万年到现代这段地质时期,重在的条件是选择具有相同数量级半衰期的核素,目前应用比较广泛的核素是 ^{234}U 、 ^{230}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{210}Pb ,根据这些不同核素组合了铀系年代学各种方法,其定年范围、主在测试对象和应用范围列在表4(夏明,1982a),该表还列入了作为定年方法应用的宇宙成因和裂变成因素核。特别值得一提的是宇宙成因核素 ^{10}Be ,近些年来获得了飞跃的发展。

年轻地质建造中广泛分布着放射性元素和同位素,它们的含量很低。根据目前较多的测试数据发现,放射元素母体和子体之间常常处于不平衡状态,反映出同位素比值的变异。也就是说,要么不足(或亏损),要么过剩。因此,测定年龄的方法,概括起来不外乎用衰变产物积累的方法和过剩产物的衰变方法。

放射性元素之间的不平衡是铀系方法测定地质年龄的前提。这种不平衡的机理在表生带地球化学环境中相当复杂。元素的溶解度不同、扩散迁移、核子反冲、齐拉—契

表4 放射年代学方法

名 称	同位素 符 号	衰变 方式	半衰期 (a)	适应测年范围 (a)	主要测试对象	主要应用范围
铀系衰变子体(铀系)						
不平衡铀	^{234}U	α	248×10^5	$50000 - 1 \times 10^6$	珊瑚礁, 石钟乳类碳酸盐, 河、湖、海水, 贝壳等	海湖相沉积年代学、水体交换和运动方向
镤	^{231}Pa	α	343×10^4	2000—150000	珊瑚礁, 海相软泥, 锰结核, 石钟乳, 骨化石, 贝壳	海湖相沉积速度及年龄、考古学、锰核成因
钍	^{230}Th	α	75200	3000~400000	珊瑚礁, 海相和湖相软泥, 石钟乳, 锰结核, 骨化石, 火山岩, 泥炭等	海湖相沉积速度及年龄、考古、锰核成因、火山岩年代
镭	^{226}Ra	α	1602	<10000	近海, 陆架, 湖相淤泥, 水	湖相陆架等沉积速度及年龄、水团交换
铅—210	^{210}Pb	α, β	223	<150	近海湖相淤泥, 冰, 雪, 水	现代沉积速度、环境污染历史, 冰雪年龄
宇 宙 成 因 核						
放射性碳	^{14}C	β	5568	<60000	树木, 泥炭, 贝壳, 骨化石, 碳酸盐等	地层年代、土壤、冰川年龄、沉积速度
放射性铍	^{10}Be	β	1.5×10^6	$25000 - 15 \times 10^6$	锰结核, 红粘土, 海水, 冰, 火山岩, 黄土, 陨石	深海沉积速度, 锰核生长速度
放射性氯	^{36}Cl	β	30800	$50000 - 3 \times 10^6$	火成岩, 变质岩矿物	山地冰川、冰碛物年代
放射性硅	^{32}Si	β	500	<3000	海湖相淤泥, 水	近海湖相沉积速度, 大陆水圈循环
放射性铝	^{26}Al	β	7.38×10^5	—	海相软泥	海相沉积速度
裂 变 成 因 素						
放射性铯	^{137}Cs	β, γ	30	—	湖、海相软泥, 水	现代湖泊、港口沉积速度, 环境污染
放射性铁	^{55}Fe	ε	2.7	—	同 上	同 上
放射性钚	^{239}Pu	α	2.4×10^4	—	同 上	同 上

—10—

$$\text{式中} \quad \begin{aligned} (^{230}\text{Th})_{\text{过}} &= \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_0 e^{-\lambda_{230}t} \\ (^{230}\text{Th})_{\text{U}} &= \frac{\lambda_{\text{U}}}{\lambda_{230}} \cdot \text{U} \cdot \left(1 - e^{-\lambda_{230}t} \right) \end{aligned}$$

第一项是 ^{230}Th 随着时间衰减的过剩浓度；第二项是从轴变产生的 ^{230}Th 浓度（Goldberg et al, 1962）。计算年龄公式：

$$t = -\frac{1}{\lambda_{230}} \ln \frac{(^{230}\text{Th}) - \left(\frac{\lambda_{\text{U}}}{\lambda_{230}} \right) \text{U}}{\left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_0 ^{230}\text{Th} - \left(\frac{\lambda_{\text{U}}}{\lambda_{230}} \right) \text{U}} \dots\dots (3)$$

假定 $(^{230}\text{Th})_{\text{过}}$ 在沉积作用的时间内是常数，那么， $\ln(^{230}\text{Th})_{\text{过}}$ 将于沉积物岩柱长度呈线性关系，其斜率相应为 $-\lambda/V$ ， V 则是沉积速度。或者用 $(^{230}\text{Th})_{\text{过}}$ 本身的衰变估计海洋沉积速度（Ku et al, 1968a）。 $(^{230}\text{Th})_{\text{h}} = ^{230}\text{Th}_0 e^{-\frac{\lambda h}{V}}$ ， $\ln(^{230}\text{Th})_{\text{h}} = -\frac{\lambda}{V} h + \ln(^{230}\text{Th})_0$ ，式中 $(^{230}\text{Th})_{\text{h}}$ 和 $(^{230}\text{Th})_0$ 分别表示在岩柱深度为 h 和表层沉积物中过剩 ^{230}Th 的放射性浓度。 V 为平均沉积速度。 $(^{230}\text{Th})_{\text{过}}$ 的计算是从测得的 ^{230}Th 总浓度减去由 ^{234}U 平衡状态下产生的 ^{230}Th 的浓度。

2) ^{230}Th 不足方案。不足，表明子体元素从母体产生并逐渐地在生长过程之中，当达到子体的4—5个半衰期以上，才趋于平衡。在这种情况下，年龄的计算是根据衰变产物的积累规律。基本公式是：

$$^{230}\text{Th} = \text{U} (1 - e^{-\lambda_{230}t}) \dots\dots (4)$$

假定初始时，子体 ^{230}Th 还没有生长，在未达到与母体平衡前，根据公式(4)可写出 ^{230}Th 计算年龄的公式（Чердынцев и др. 1968）：

$$t_{230\text{Th}} = -\frac{1}{\lambda_{230}} \ln \left(1 - \frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} \right) \dots\dots (5)$$

如果没有足够的依据说明 ^{230}Th 在初始时完全不存在，那么用公式(5)不能给出确切的年龄，而只能估计出最大年龄，这些公式常常用于测定火山岩的时代。

3) ^{230}Th 比值方案。提出比值的办法来计算年龄，在于寻求元素或者同位素之间具有近似的化等行为和地球化学特征。一方面讨论在地质历史发展过程中，相近的地球化学特征可能共同留存于某一研究对象之中，如 ^{230}Th 和 ^{231}Pa ， ^{230}Th 和 ^{232}Th ，或者具有较为一致的迁移规律；另一方面在方法本身的放射化学分离和处理样品时，可以避免不同元素所产生的丢失，而影响同位素比值。

(1) $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 值方案。在测定现代火山岩产物的年龄时，假定岩石中存在Th同位素，并同时形成于两种以上的矿物之中，其初始 $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_0$ 相近，则根据 ^{230}Th 总量，写出下列公式（Kigoshi, 1967）：

$$^{230}\text{Th} = \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_0 \cdot ^{232}\text{Th} e^{-\lambda_{230}t} + R(1 - e^{-\lambda_{230}t})$$

设选择两种矿物A和B, 计算年龄的公式为:

$$t = \frac{1}{\lambda_{230}} \ln \frac{\left(\frac{R}{^{232}\text{Th}} \right)_B - \left(\frac{R}{^{232}\text{Th}} \right)_A}{\left[\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_A - \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_B \right] - \left[\left(\frac{R}{^{232}\text{Th}} \right)_A - \left(\frac{R}{^{232}\text{Th}} \right)_B \right]} \dots\dots (6)$$

式中的R可以代表 ^{234}Th , 用 β 计数测量, 也可以代表 ^{238}U , 表示矿物中U/Th, 因为 ^{238}U 和 ^{234}Th 会很快建立起平衡的。

如果R代表 ^{238}U 并 $(^{230}\text{Th})_{\text{过}} = ^{230}\text{Th} - ^{238}\text{U}$, 则公式(6)可以简化(Taddeucci et al, 1968):

$$t = \frac{1}{\lambda_{230}} \ln \frac{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}} \right)_B - \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}} \right)_A}{\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_A^{\text{过}} - \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_B^{\text{过}}} \dots\dots (7)$$

可以明显地看出, 用(6)或其简化公式(7)计算年龄, 其精度取决于选用矿物A和B中U/Th的值。 $\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}} \right)_B - \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}} \right)_A$ 的差值越大, 测定年龄的结果越好。

同理, 在海洋沉积物中, 将 ^{230}Th 总量除以 ^{232}Th , 可得:

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} = \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_0 e^{-\lambda_{230}t} + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}} \right) (1 - e^{-\lambda_{230}t}) \dots\dots (8)$$

进一步假定 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 是一常数, 而 ^{238}U 比 ^{230}Th 的浓度小, 可得近似公式(Bernat et al, 1974):

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_t \approx \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \right)_0 e^{-\lambda_{230}t} \dots\dots (9)$$

公积(9)中只留下Th的同位素。用该公式也可求出沉积速度。

$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 随着时间是一常数的假设, 有一定的合理性, 因为都是Th的同位素, 化学性质相同。但也存在不同看法, 认为来源不同。

(2) $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值方案。假定封闭系统中, ^{230}Th 是由母体在样品中生成的。则 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 值可用下式表示(Szabo et al, 1969):

$$\begin{aligned} \frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} &= \frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}} (1 - e^{-\lambda_{230}t}) + 1.4352 \left(1 - \frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}} \right) \\ &\times [1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}] \dots\dots (10) \end{aligned}$$

用公式(10)可以求出年龄t值, 式中 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 都是实际测得量。在这个公式中考虑到 $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ 可能处于不平衡状态这个因素, 公式(10)可以通过图解求出t值(见图5),