

第四纪年代学 及实验技术

曹琼英 沈德勋 等编

^{210}Pb

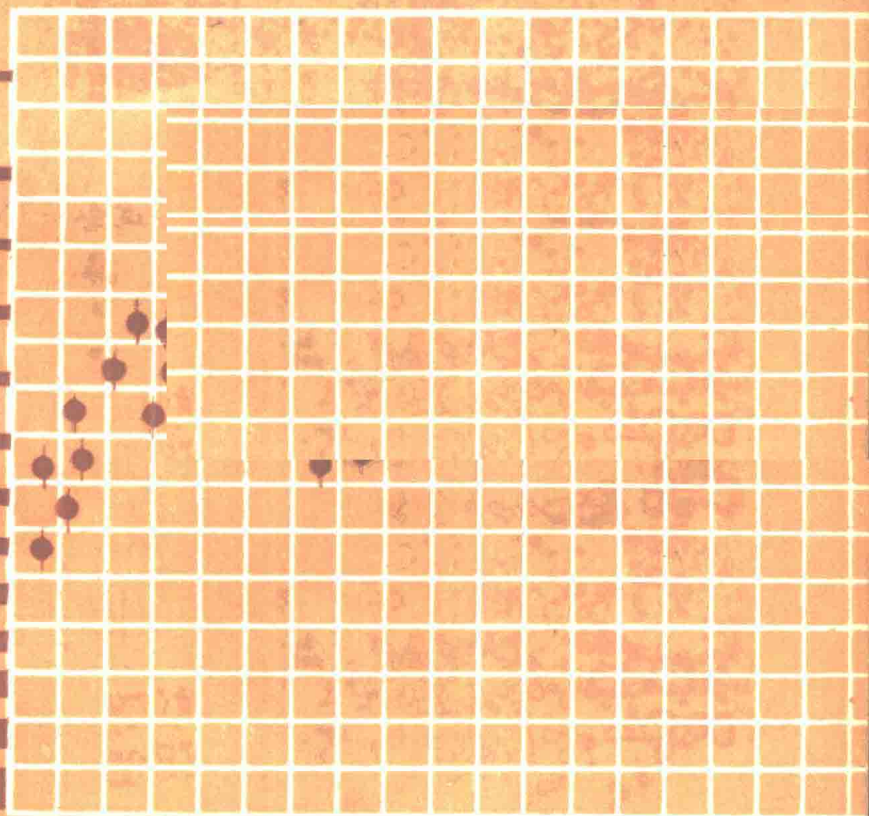
^{14}C

U

TL

T

Ar



南京大学出版社

第四纪年代学及实验技术

曹琼英·沈德勋·等编

南京大学出版社

1988·南京

第四纪年代学及实验技术

曹琼英 沈德勋 等编

*

南京大学出版社出版

(南京大学校内)

江苏省新华书店发行 江苏省句容县楠江印刷厂印刷

开本: 850×1168 1/32 印张: 11.25 字数: 282千

1988年1月第1版 1988年1月第1次印刷

印数: 1—2 500

*

ISBN 7-305-00066-3/P·7 定价: 2.25元

序

第四纪年代学是一门新兴的边缘科学。它是依靠放射性化学和核物理学方面的新技术、新方法，对某些天然放射性同位素进行分离、提取，并对它的放射性或衰变射线对周围物质所产生的辐射效应的测量来完成的。它所提供的以年为单位的年龄数据是一个具体的、定量的时标。

第四纪是地球演化进程中的最新一页，只有200万年左右的历史，对具有46亿年历史的地球来说不过是极短的一瞬间。然而在这期间里却发生了不少全球性事件，如人类的出现和发展，气候的周期性变化，海面升降及频繁而剧烈的新构造运动等。人们为了认识过去和创建未来，迫切要求了解这些事件发生、发展的时间和空间分布规律，从而加深对地球演化和形成机制、人类文化发展、生物进化与环境变迁、近代工程建设等领域的研究。

随着科学技术水平的发展，使测定年龄的理想已变为现实，原有的测年方法日臻完善，新的测年方法仍不断在崛起。年代测定技术的成熟和应用上的迫切需要，使第四纪年代学以空前的深度和广度渗透到各有关领域。它不仅深化了地学理论研究，同时也反过来向年代学本身提出更高的要求。近年来，一些全球性跨学科科研计划（如GLOBAL CHANGE, IGBP, IGCP, IUGS等）的制定、执行和开展，为学科间的融合渗透创造了条件，也对传统地培养人才的方法提出严重的挑战。因此，建立健全第四纪年代学是地学研究、经济发展和教育改革的需要，也是从事年代学研究的同志责无旁贷的任务。据此，本书作者曹琼英、沈德勋本着“面向现代化、面向世界、面向未来”和“培养

和造就富有创造能力的学生”的教育思想，编写了此书。

本书具有理论与实践并举，图文并茂，内容系统全面，简明易懂等特点，是一本好教材。适合于高等院校有关专业的学生、研究生阅读，对有关专业的教师和广大地学工作者来说，也是一本重要的参考书。

郭 令 智

1987年1月

前 言

随着第四纪研究的深入，在地学研究和近代工程建设中，越来越要求人们提供精确的时代背景资料；另一方面，随着科技水平的提高，使各种不同物质、不同时距的样品年龄，都有方法加以测定。

显然，数以万计的年龄数据的应用深化着各领域的理论研究，而应用上的需要又进一步促使了年龄测定技术的不断提高和完善。因此，应用解释年龄数据、建立健全第四纪年代学是我们义不容辞的使命之一。

为此，我们于1980年以讲座形式为学生、研究生开设了《第四纪研究法》课，1983年改为《第四纪年代学》课。本书就是在上述课程讲义的基础上编写的。

本书共有八章，前两章介绍第四纪年代学的概况和核物理基本知识，为后面章节的学习提供基础知识；第三章至第八章分别阐述碳十四(^{14}C)法、不平衡铀系法、铅-210法(^{210}Pb)法、热释光法、裂变径迹法和钾-氩法年龄测定的基本原理，采样要求，实验技术，年龄和误差计算，实际应用等方面的内容。并对各种方法的适用性、可靠性、最新研究动态及存在问题作了简明介绍，内容具体、全面、且各章自成系统，便于循述实践。

本书第二章、第三章的测量和计算部分及第四章由沈德勋编写；第八章由王士耕编写；其余章节由曹琼英编写。图件由范进清绘。全书由曹琼英通编定稿。

本书在编写过程中，曾得到仇士华、蔡莲珍、陈铁梅、原思训、夏明、李虎侯、刘顺生、彭贵、张景文及郭令智、施士元、杨成、陈丙咸等教授的帮助，特此表示衷心感谢。

作者 1986年10月

目 录

第一章 结 论

第一节	年代学发展概况	(1)
第二节	第四纪年代学的内容	(2)
第三节	第四纪年代学的主要任务	(9)

第二章 核物理基础知识

第一节	原子核的结构	(14)
第二节	放射性	(21)
第三节	放射性衰变与增长	(29)
第四节	各式核反应和人工放射物的产生	(50)

第三章 放射性碳(^{14}C)测定年代方法

第一节	^{14}C 年龄测定的基本原理	(53)
第二节	^{14}C 年龄测定的实验方法	(74)
第三节	^{14}C 放射性强度的测量	(119)
第四节	样品 ^{14}C 年龄及其误差	(148)
第五节	^{14}C 数据的统计分析	(167)
第六节	^{14}C 年龄测定方法在其他领域中的应用	(171)

第四章 不平衡铀系年龄测定法

第一节	深海沉积物的钍法年龄测定	(195)
第二节	^{234}U 的不平衡性和 ^{234}U - ^{238}U 地质年代测定方法	(203)
第三节	^{230}Th - ^{238}U 和 ^{230}Th - ^{234}U 测定年龄方法	(206)
第四节	钍-镭法年龄测定	(208)
第五节	样品的制备和测量	(214)

第六节	不平衡铀系法在第四纪年代学中的应用.....	(219)
-----	------------------------	---------

第五章 放射性铅-210年龄测定方法

第一节	基本原理.....	(228)
第二节	实验方法.....	(231)
第三节	^{210}Pb 年龄及沉积速率计算.....	(237)
第四节	^{210}Pb 测年法的应用.....	(243)

第六章 热释光年龄测定方法

第一节	基本原理.....	(253)
第二节	实验方法.....	(256)
第三节	热释光测量及年龄计算.....	(261)
第四节	热释光年代应用.....	(267)

第七章 裂变径迹年龄测定方法

第一节	概述.....	(283)
第二节	基本原理.....	(285)
第三节	实验方法.....	(291)
第四节	测量方法与年龄计算.....	(301)
第五节	裂变径迹测年法的应用.....	(306)

第八章 钾-氩法同位素地质年龄测定

第一节	方法原理.....	(315)
第二节	钾-氩法样品的采集及送样要求.....	(319)
第三节	钾含量的测定.....	(323)
第四节	微量氩的制备.....	(324)
第五节	微量氩的测定方法.....	(327)
第六节	钾-氩等时线年龄.....	(337)
第七节	钾-氩法测定年龄样品的适用性.....	(342)

第一章 绪 论

第一节 年代学发展概况

人类对于任何事物的认识都有一个过程，并且是随着科学技术的不断发展而逐步提高的。例如：关于地球的年龄问题，过去长期受到神学的突变论控制，经过近200年来的努力，人们逐渐地认识到地球的发展，是一种自然历史现象。一直到1785年，赫顿（J.Hutton）在《地球的理论》一书中，才首先提出用均变论的观点来解释地球的发展历史是一个连续渐变的地质过程。地球的年龄是非常古老的，它那巨厚的沉积层需要很长的时间才能沉积下来。但是，地球的年龄到底有多长？某一地质体需要多长时间才能形成？某一地质历史事件发生、延续和消亡的具体时间是在什么年代……等问题，当时是无法解答的。

然而，追溯地球的历史，是地质学的任务之一。人类的历史是非常短暂的，与整个地球历史相比较，仅只是极短的一瞬间而已，人类能够直接观测地球演变过程的年代是有限的，因此，只有根据地球上所发生过的地质作用去推测地球过去的发展历史。十九世纪初，英国地质学家史密斯（W.Smith）等以地层学、古生物学等方法来确定地层的相对年代，并首先编制了显生代的相对地质年表。

直到放射性被发现以后，1903年居里（Pierre Curie）等首次提出利用天然放射性来测量地质年代的可能性。至1907年由波尔特伍德（B.B.Boltwood）用铀-铅法测出了第一批沥青铀矿

样品的年龄数据。从而开创了放射性同位素地质年代学的历史。

霍尔姆斯 (A. Holmes) 于1913年在《地球的年龄》一书中, 曾精辟地阐述了放射性对确定地球年龄的重要意义, 并根据沉积岩的厚度和放射性矿物中稳定同位素铅等形成而提出第一个地质年表。

随着核物理和放射性化学研究的进展, 特别是一些测试仪器应运而生以后, 人们运用天然放射性衰变规律来测定岩矿的地质年龄获得成功, 如用铀-铅法、铷-锶法测得地球的年龄为46.5亿年、46.7亿年和45.6亿年。饶有兴味的是, 由于登月成功, 人们用铀-铅法、钾-氩法和铷-锶法测得月球的年龄也为46亿年, 如月球静海基底月壤年代为46.7亿年, 丰富海韦布 (Webb) 环形山以西100公里处的月尘年代为 46.5 ± 0.5 亿年。同时还测得地球上各地所发现的陨石年龄也多形成于45~47亿年间。

根据地球、月球和陨石的大量测年资料, 可以确认, 地球形成年龄大约是46亿年左右。

此后, 很多测定地质年代的方法, 像雨后春笋一样, 相继建成, 如碳-14法、不平衡铀系法 (又称铀子系法)、裂变径迹法、热释光法等, 使古老的地质年代和近代沉积过程的发展历史都有了相应的技术方法加以测定。

第二节 第四纪年代学的内容

作为时间尺度, 太阳系的演化时间是以十亿 (10^9) 年来度量的, 如化学元素起源于70~80亿年前; 行星的形成是在46亿年前; 地球上第一次出现生命的时间是在35亿年前后; 人类出现的时间约在300万年以前。然而现代堆积体的形成, 却是用年为单位来度量的, 如黄河三角洲在1964~1965年自刁口入海时的新砂

咀，其堆积速度为 2.5m/a ；而西太湖却以每年 0.41mm 的速率在沉积；有些海岸，如荷兰更以每千年几毫米的速度在下沉。可见用于量度地质时间的跨度悬殊是非常大的。

第四纪是地质历史上最新近的一个阶段，只有 200 万年左右的历史，但在这短短的 200 万年中，地球上却发生过一系列重大的地质事件。例如：气候上曾出现过多次冷暖和干湿变化，气候变冷时，冰川覆盖面积扩张，海水减少海面下降；气候转暖时，冰川消融，海面上升；气候波动，海陆变迁还导致了动、植物群落的迁徙和演化。因此，人们迫切希望知道这些事件到底发生在什么年代？延续了多长时间？到什么时候才转化消亡等，这些要求无疑是建立和发展地质年代学的基础。科学技术的发展又将这些设想付诸实现。

测定地质年代的具体方法很多，总括起来不外乎以下两类：一是相对地质年代；二是绝对地质年代，又称同位素地质年代。

一、相对地质年代

相对地质年代是通过除了用同位素方法以外的各种手段，人为地按照一定标准尺度建立起来的不同地层的先后序列，它只能说明年代的新老序列而不能确切地指出这些地层形成或地质事件发生的具体时间，在地质年代表上则以代、纪、世表之。

与地球历史相比，人类能够直接观测地球演化进程的历史是非常有限的一瞬间，在人们尚未开创用同位素测定地质年龄以前，地质学家们只能根据现在所进行的各种地质作用去推论地球过去发展的历史，由于地质过程不是简单的重复而是一种不可逆的螺旋式向前演化，所以用“以今论古”的法则有它合理的一面，但也有它一定程度的局限性。特别是它只能判别时代的新、老序列关系，而不能确知各个地层单元的具体的绝对年龄，难以确定某一地质事件发生，延续和消亡的时间。但它用综合的方法可以客

观地划分地球历史发展的阶段，它是一种自然分期，在地层划分和对比中仍是不可缺少的方法。

决定相对年代的方法很多，主要有下列两种：

1. 层位决定法。在地球历史发展过程中的每一阶段，都会形成一套相应的沉积层，它们具有各种各样的物质组成，构造和结构等岩相特征，接触关系，沉积环境及所含生物化石等。因此地层本身就是地质历史时期里地质作用演化过程的物质记录。因此确定标准层不仅对研究地质过程，也对研究气候变化及其起因，地球化学特征及其变化、动植物化石的演化和灭绝等有重要意义。

在正常的地质构造条件下，后期形成的地层将始终覆盖在早期形成的地层之上，因此，上覆地层年代新，下伏地层年代老，愈向下地层年代愈老。这一层位学基本法则则是1791年由W. 史密斯所制定的。地质学家们此后就用沉积学方法、构造学方法、岩相古地理等方法来确定出各组地层之间的界限和相对新老关系。但各组地层所属的具体年代却是无法确定的。

2. 生物地层决定法。要使地层的划分具有普遍意义，就必须建立共同的时代标准，因此要求确定地层的年代。生物演化具有阶段性和不可逆性的特点，以标准化石或生物的共生组合群来作为地质时代区分标志的方法是行之有效的方法。如中、上石炭统就是根据植物化石的演化阶段来划分的。

由于生物的主要演化阶段具有全球一致性，因此用生物地层法划分的巨大地层单位与地质时代是相当的，如地层单位的“界、系、统”分别对应于地质时代单位的“代、纪、世”。

3. 对火成岩，变质岩等岩地层的相对年龄的确定，一般是依靠它们与沉积岩系的接触关系及层位关系来决定的。

二、同位素地质年代（又称数字年代或绝对年代）

同位素地质年代，是通过不同的物理和化学方法，将地层中

某一种天然放射性同位素提取出来，并根据其放射性随时间作指数的衰变规律，或由于其衰变时所放出的射线对周围物质作用所产生的效应来测量地质年龄的方法。它是以平均太阳日——年为单位所表示的某一地质事件的具体时间。它有具体的和定量的时标概念。所测年龄数值即表示岩矿或地质历史事件发生，延续及消亡等各个时期的年龄数值。

由于传统的生物地层、气候地层等方法所决定的相对年代存在如下缺陷：

(1) 只能判明地质事件新、老序列而不能确定其发生、发展的具体时间。

(2) 不同地区的样品难以用同一种标志来对比。如气候变化虽然是全球性的，但不同纬度和不同高度地区，在同一时间里其气候条件可以绝然不同，从而使某一时间内，同一地区的不同部位，具有不同的风化作用、沉积环境和不同的标准生物种属或共生生物组合群。因此，不能用同一种标准化石来确定不同纬度、不同高度地区的地层年代。为解决在地球发展进程中的准确时间尺度问题，地质学家们试图寻找一种在任何情况下都能定量的测定出岩石矿物及地质事件年龄的方法。直到天然放射性同位素及其具有恒定的衰变速度被发现后，才启发了人们的思路。居里 (Pierre Curie) 第一个提出利用放射性元素进行地质计时的可能性。

在自然界，当岩石矿物在冷凝、结晶或重结晶的形成时期，放射性元素就以某种形式进入到矿物或岩层中，但岩矿的形成条件各不相同，因此所含放射性元素的种类和含量也各不相同。另一方面，放射性元素的衰变常数 (λ) 和半衰期 ($T_{1/2}$) 是一个稳定的常量，原子核本身只按时间作有规律的变化，它的衰变速率不受任何外界条件 (如温度、压力等) 变化的影响。母体同位素随着时间的推移而不断地衰减，与此同时，衰变后形成的子

第 四 纪 年 代

年 龄 测 定 方 法		同 位 素	衰 变 方 式	半 衰 期 (年)	测 年 范 围 (年)
铀 系	不平衡铀	^{234}U	α	2.47×10^5	$50\,000 \sim 1 \times 10^6$
	钍	^{232}Th	α	8.00×10^4	$3\,000 \sim 400\,000$
	镤	^{231}Pa	α	3.28×10^4	$3\,000 \sim 150\,000$
	镭	^{226}Ra	α	1.622×10^3	$< 10\,000$
	铅	^{210}Pb	α	22.26	< 150
宇 宙 成 因 核	放射性碳	^{14}C	β	5730	$< 50\,000$
	放射性铍	^{10}Be	β	2.5×10^6	$25\,000 \sim 15 \times 10^6$
	放射性氯	^{36}Cl	β	3.08×10^4	$50\,000 \sim 3 \times 10^6$
	放射性硅	^3Si	β	500	$< 3\,000$
	放射性铝	^{26}Al	β	7.38×10^5	
衰 变	钾-氩	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	K-捕获 γ		
裂 变	放射性铯	^{137}Cs	β, γ	30	
	放射性铁	^{55}Fe	ϵ	2.7	
	放射性钚	^{239}Pu	α	2.4×10^4	
辐 射 效 应	热释光	(TL)			$100 \sim 2 \times 10^6$
	电子自旋共振	(ESR)			数百 $\sim 1 \times 10^6$
	裂变径迹	(FT)			$100 \sim 2 \times 10^6$

测定法简表

表 1.1

样 品 物 质	应 用
珊瑚, 碳酸盐, 淤泥, 锰结核, 骨化石, 贝壳, 近海、陆架及湖泊淤泥、冰、雪、水等	海、湖相沉积及地质事件的年代, 沉积速率、水体交换循环动力学, 火山岩年代, 结核成因, 冰雪形成年龄, 环境污染、环境变迁及工程建设等
木质、炭质、碳酸盐、淤泥, 海、陆相沉积, 火山岩及陨石等, 火山岩、变质岩矿物, 河、湖相淤泥、水, 海相淤泥及水等	第四纪地质, 气候和海陆环境变迁, 考古学等, 海、陆相沉积年代, 速度及火成岩、黄土、陨石等年代, 山地冰川, 冰积物年代, 近海、湖泊沉积速度, 海相沉积年代及沉积速度
含K物质, 如火成岩, 云母等	火成岩, 变质岩年代及火山活动
陆、海相淤泥, 水等	现代沉积速率, 环境污染及港工建设等
石英、长石、古陶瓷等, 碳酸盐类, 如贝壳, 钙华等, 锆石、榍石、云母火山玻璃等	火成岩及海、陆相沉积物年代, 考古学及文物年代

体同位素却不断地在积累。因此，只要能准确地测定出现在岩矿中母体和子体同位素含量，就可根据衰变定律计算出该岩矿的年龄。所测同位素地质年龄，是指某一空间范围内的岩层或矿物，从水溶液或岩浆中沉积、凝固、结晶等形成时起，其中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，一直保持着封闭的化学体系所经历的时间。

利用天然放射性同位素测定地质年龄虽然有了理论根据，但真正应用到实际还经历了一番艰苦的努力，直到1907年波尔特伍德(B.B.Boltwood)才用铀-铅法测出了第一批铀矿的年龄数据。从此，很多学者致力于同位素地质年龄方面的研究，使同位素地质年龄研究成为同位素地质学中的一个重要组成部分。随着科技水平日新月异的发展，同位素年龄测定方法也与日俱增，测年范围已经基本上能测量从几十年到几十亿年。

用同位素测定年龄的方法很多，在这个领域里目前研究得比较成熟，应用比较广泛的方法有：铀-铅法(测老的地质年龄)，钾-氩法(测新、老年龄均可)，铷-锶法(测较老年龄)，放射性碳(^{14}C)法(测5万年以内的年龄)，铀子系法，又称不平衡铀系法(测100万年以内的年龄)，放射性铅法(测150年以内的年龄)等，而铍法(^{10}Be)、裂变径迹法和热释光法也正在崛起中表(1-1。)

所有这些方法，都是通过对某种天然放射性同位素自发衰变的测量或对衰变时放射出的射线对周围物质所产生的效应的测量来完成的。

1. 根据放射性同位素衰变规律来测定年龄的方法

(1) 通过测量样品中某种同位素含量与其衰变后的最终产物(稳定同位素)含量比来测定年龄的方法，如铀-铅法、钾-氩法、铷-锶法即是。它所测量的年龄比较老。

(2) 通过测量某种同位素在衰变系列的某一中间过程与母

体同位素的含量比来计算年龄的方法。如碳-十四(^{14}C)法, 铀子系法, ^{210}Pb 法等。它适用于测定较年轻的样品。

2. 根据射线对周围物质的辐照作用所产生的次级效应来测定年龄的方法, 如裂变径迹法、热释光法属之。

应用放射性同位素测定地质年龄时, 必须具备如下条件:

①用来测定年龄的放射性同位素, 必须能测出其准确的半衰期($T_{1/2}$)或衰变常数(λ)及相对丰度; ②被测样品在地质历史进程里, 其放射性同位素必须保持在封闭的化学体系中, 不能因后期的地质作用而使其母体或子体同位素发生增加和丢失; ③对于样品中所含放射性同位素, 必须有一准确而切实可行的制样和测量方法。

必须指出的是, 随着时间的推移, 母体同位素不断地在衰变, 而衰变后形成的子体同位素则不断地在积累, 因此, 只要能准确地测量出现时岩矿(样品)中母体和子体同位素含量, 就可按衰变定律计算出该样品的年龄。所以说, 放射性元素的原子核是记载地质年代的最好“时钟”。

第三节 第四纪年代学的主要任务

一、建立地层年表

第四纪地层的划分是第四纪地质的主要任务之一, 划分地层的方法主要有岩石地层、生物地层和年龄地层等, 而年龄地层能为全球性地层单位的对比提供最远大的前景。因此, 第四纪地质年表是地层、化石、文化期、地文期、气候期等与各种年龄测定数据的综合体现(表1.2)。在这方面的关键问题是建立一些标准地层。这就要求从事年龄测定工作人员与地质工作紧密配合, 以精确地层年表的年龄界限, 在区域地层年表的基础上建立较全