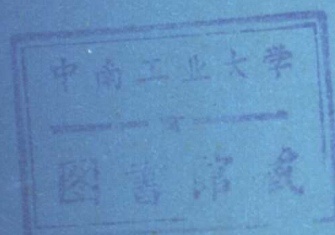


662907

同位素地质年代学

袁海华 编



重庆大学出版社

74

同位素地质年代学

袁海华 编

重庆大学出版社

内 容 简 介

同位素地质年代学是同位素地质学的一门分支科学,是建立在核子物理、放射化学、地球科学理论及实验方法上用于探讨地球及宇宙物质运动、变化的一门定量计时的边缘学科。

本书第一篇介绍同位素计时的理论基础、主要定年法原理、数据处理方法、应用范围及采样要求。第二篇介绍同位素年龄的地质解释及应用,包括冷却年龄理论、同位素地质年代表、地壳运动规律研究、区域地质年代学及同位素年龄与古地磁结合在板块学说中的应用。

本书可作高等院校地质专业教材,也可供广大地质研究者和技术人员参考。

同位素地质年代学

袁海华 编

责任编辑 欧阳道 谢晋祥

*

重庆大学出版社出版发行

新华书店经销

重庆师范学院印刷厂印刷

*

开本: 787×1092 1/16 印张: 14.75 字数: 368 千 插页: 2

1987年12月第1版 1987年12月第1次印刷

印数: 1—3,000

标准书号: ISBN 7-5624-0046-6 统一书号: 13408·15
P·1 定 价: 2.45元

序

同位素地质年代学是同位素地质学的一门分支科学。它是建立在核子物理、放射化学、地球科学的理论及实验方法基础上用于探讨地球及宇宙物质运动、变化的一门定量计时的边缘学科。特别是近三十年来,本学科无论在基础理论,实验方法及地质应用方面都得到迅猛发展,并渗透到地学的各个领域,成为地球科学中一支不可缺少的生力军。

本书着重介绍了同位素地质年代学的理论基础和同位素年龄的地质解释和应用,详细阐述了定年法的原理、数据处理方法及地质意义、应用范围和采样要求,以及冷却年龄理论、同位素地质年代表、地壳运动规律性研究、区域地质年代学及同位素年龄与古地磁结合在板块学说中的应用。

作者根据二十多年的教学经验和多年的测试研究,并收集了国内外大量的有关资料,写出了这部目前我国不可多得的有关同位素地质年代理论与实践方面的著作。

这部著作的出版,将对我国同位素地质学的教学、科研、生产起到重要作用。

朱国平

一九八六年十月十四日

前 言

同位素地质年代学是由现代物理、化学与地球科学的理论、实验方法相结合而产生的边缘学科,也是探讨地球及宇宙物质运动、变化规律的一门定量计时的学科。目前已引起地学界的广泛重视。

全书分两部分:第一篇介绍同位素计时的理论基础、主要定年法原理、数据处理方法、应用范围及采样要求;第二篇介绍同位素年龄的地质解释及应用,包括冷却年龄理论、同位素地质年代表、地壳运动规律研究、区域地质年代学及同位素年龄与古地磁结合在板块学说中的应用。

本书是在作者主编的《同位素地质年代学》讲义(1982年、1985年版)基础上,经过多次教学实践后修改而成。在修改过程中,不仅搜集、综合了国内外大量有关资料和文献,而且反映了作者多年的研究成果。因此,适用于大专院校师生和研究人员以及野外地质技术人员阅读、参考。

本书编写过程中,曾得到中国科学院地质研究所、贵阳地球化学研究所、中国地质科学院宜昌地矿所、有色金属总公司桂林地质研究院和北京大学等单位同行们的大力支持。重庆大学欧阳道副教授对本书的编写和加工给予了大力支持与帮助,在此一并致谢!

本书首次在国内公开出版、发行,但愿能给读者一些帮助,不当之处请及时指正。

袁海华 1986.12.

目 录

绪 论	1
§ 1 同位素地质计时的概念及重要性	1
§ 2 同位素地质年代学发展简况	2
§ 3 我国同位素地质年代学研究现状	5
第一编 地质年代的测定方法	7
第一章 放射性同位素年龄测定的理论基础	7
§ 1-1 放射性物理基础	7
§ 1-2 天然放射性同位素	12
§ 1-3 地质年龄测定的原理、条件及分类	18
第二章 铀钍铅法及普通铅法	20
§ 2-1 自然界中的铀、钍、铅同位素	20
§ 2-2 铀钍铅法测定地质年龄的原理	23
§ 2-3 普通铅的校正及年龄计算方法	24
§ 2-4 铀钍铅年龄的不一致性及矿物的适用性	26
§ 2-5 图解法的原理	29
§ 2-6 锆石铀铅一致曲线年龄的地质解释	40
§ 2-7 普通铅法	48
第三章 同位素地质年龄测定的钾氩法	65
§ 3-1 基本原理	65
§ 3-2 钾氩的测定方法	68
§ 3-3 过剩氩与钾氩等时线	69
§ 3-4 后期地质作用对钾氩年龄的影响	74
§ 3-5 钾氩年龄测定样品的适用性	78
§ 3-6 $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 法年龄测定	86
第四章 铷锶法地质年龄测定	94
§ 4-1 铷锶的地球化学	94
§ 4-2 铷锶法测定地质年龄的基本原理	95
§ 4-3 铷锶法测定的对象	97
§ 4-4 铷锶法年龄测定的地质应用	98
第五章 放射性同位素测定年龄的其它方法	115
§ 5-1 钐(Sm) - 钕(Nd)法地质年龄测定	115
§ 5-2 裂变径迹法年龄测定	120
§ 5-3 ^{14}C 法、铀系法等地质年代测定	128
第六章 样品的采集与加工方法	131
§ 6-1 采样的基本原则	131
§ 6-2 采样要求	133
§ 6-3 样品加工方法	136

第二编 同位素年龄的地质解释和应用	140
第七章 同位数地质年龄解释中的基本概念	140
§ 7-1 同位素年龄的分类	140
§ 7-2 冷却年龄的理论及其应用	141
第八章 同位素地质年代表的编制	147
§ 8-1 同位素地质年代表的编制方法及概况	147
§ 8-2 前寒武纪同位素地质年代表	148
§ 8-3 显生宙同位素地质年代表	163
§ 8-4 第四纪地质年代表	165
第九章 地壳运动规律的研究	172
§ 9-1 迪恩利(Dearnley)的年龄分布图	172
§ 9-2 萨顿(Sutton)的造角旋迴	173
§ 9-3 朗昆(Runcirn)假说及外力影响	174
第十章 区域地质年代学研究	177
§ 10-1 华南花岗岩类地质年代学的研究	177
§ 10-2 西藏地区同位素地质年代学的初步研究	180
§ 10-3 康滇地轴结晶基底的时代归属	186
第十一章 同位素地质年龄-古地磁与海底扩张、板块运动	191
§ 11-1 地球磁性转向与海底扩张	191
§ 11-2 磁极游移与板块运动	196
附表: 2-1	200
2-2	204
3-1	205
4-1	218
主要参考文献	220

绪 论

§ 1 同位素地质计时的概念及重要性

人们都知道：任何物质都是在不停地运动、变化着，描述物质这种运动变化的基本参数是时间和空间，离开了时间和空间的物质是不存在的。因而人类在认识自然和改造自然的过程中，就迫切要求建立正确的时空观念。

在日常生活中，最广泛接触的计时工具是“时钟”，它是以秒、分、时为单位，指示了地球自转一周时的变化规律，人们根据这一规律来安排自己每一天的活动。天文学家和核子物理学家则使用精确到百万分之几秒的“原子钟”研究大到宇宙中的射电星球和小到原子内基本粒子的运动过程。对于地球，人们也希望找到一种“地球时钟”来记录并反映它在地质历史时期的演化。对于这种演化时间规律的研究，通常分为两大类，那就是“相对年龄”与“绝对年龄”。

一、 相对年龄与绝对年龄概念

所谓“相对年龄”，是指地质体或地质事件出现的先后次序，常常用“以前”或“以后”这些词表达。例如在岩层中发现了恐龙骨骼，并确立在人类历史记载中根本就没有活着的恐龙，那么可以说恐龙在人类出现之前就已存在了。

“绝对年龄”是指事物发生的实际年限，因此又叫“实际时间”。它是把现在作为时间零点，以“年”或“兆年(Ma)”为单位，定量地给出地质体或地质事件实际发生、延续的时间。实际上“绝对年龄”并不“绝对”，这是因为用以计算年龄的起点时间就是变化的，只不过这种变化比起漫长的地质时期来，可忽略不计而已。另一方面用来计算“绝对年龄”的母体同位素的相对丰度被假设为不变的，实际上在地质年代中是不断地衰变着，只不过相对于人类这短暂的生活史，变化很小，可基本上看成不变的。因此，现今大多数人主张把“绝对年龄”称为“同位素地质年龄”。

二、 确定相对年龄与绝对年龄的方法

确定地质体（或事件）相对年龄的方法很早以前就采用了，例如沿用的“重迭律”、“生物群组合定律”以及由此推演出来的“地史年代表”，至今在研究地球发展史上仍起着重要作用。近几十年来，利用岩石剩余磁性进行岩层对比的古地磁学方法也得到了迅速发展。但是，毕竟这些相对年龄局限性太大，它不能准确定量地给出这些岩层形成及地质事件的延续时间，况且占地球五分之四时间的前寒武纪岩层，由于缺少可靠的化石依据而很难准确地建立它们的时间序列。因而迫切要求寻找一种“地球时钟”来准确量测出它们的绝对年龄。

量测地球绝对年龄的方法很多，早在十六世纪中叶神学统治时代，爱尔兰的一位大主教阿瑟(Ussher)，从希伯来的经典中居然考证出地球是在公元前4004年10月26日上午9时由上

帝创造的，显然这是非常荒唐的。人类最早根据科学考查地球年龄的方法很多，如岩石沉积法、潮汐摩擦法、宇宙膨胀法、太阳辐射能法等。其中最引人注目而又影响最大的是海洋盐度法及地球冷却法。

早在十八世纪，有人提出根据海洋的盐度测定海洋的年龄。由于海水中盐的主要成分钠（氯化钠）是通过河流带入的，若能合理地估计出全世界每年通过河流带入海洋中的钠的数量，并能知道海水中钠的总量，那么就可简单地算出海洋的年龄。这一想法直到十九世纪末才得到了足够的资料进行估算：

$$\text{海洋年龄} = \frac{1.6 \times 10^{16} \text{ (海洋中钠的含量, t)}}{1.6 \times 10^8 \text{ (每年增加的钠, t)}} = 1 \times 10^8 \text{ 年} = 1 \text{ 亿年}$$

这个数据同根据沉积速率算出的年龄是一致的。虽然如此，仍极不精确。因为现在向海洋提供盐的速度并不能代表过去的速度，现代海洋中有多少盐已经过反复循环？有没有其它作用能使再循环发生？显然这涉及到对已获海洋年龄的评价。

十九世纪初，英国物理学家威廉·汤姆森（William Thompson）根据热传导原理对地球年龄进行推算。他首先假设地球形成时是一个熔融体，而地表现今的热量是原始地球热量的残余。这是由于熔融的球体经过热传导，热流以一定速度耗损，经一段时间后，就冷却至今。汤姆森经过严格的数学运算后，得出了地球从熔融状态至今只有2000~4000万年的结论。然而这一结论与地质学家所观察的大量事实矛盾，因为关于地球一开始呈熔融状态的假说与现今多数天文学家及地质学家所获得的证据不一；此外，把地球内部热量仅仅看成原始地球热源的残余是很不够的。

由于以上方法存在一些难以补救的缺点，随着更多科学事实的发现，不得不以承认失败而告终。

三、同位素地质年代学的诞生

放射性的发现，给精确测定地球物质的运动规律奠定了科学基础。随着放射性衰变理论基础的深入研究及新技术、新方法的建立，利用天然放射性同位素的衰变规律研究地球的发生、发展及变化的计时学科——同位素地质年代学诞生了。

同位素地质年代学是同位素地质学的一门分支学科，它是在核子物理、放射化学、地球科学的理论及实验方法基础上发展起来的一门定量计时的边缘学科。从它诞生以来，在帮助人们认识地球的起源及演化、地质作用发展过程、区域地质填图、矿产的普查与勘探方面，都发挥了巨大作用。

§2 同位素地质年代学发展简况

利用放射性同位素的衰变规律测定地质年龄至今已有七十多年的历史，大致可分为三个发展阶段。

一、十九世纪末至二十世纪三十年代，放射性的发现及化学铅法、氦法的建立

早在十九世纪后半叶（1862~1899年），英国杰出的物理学家威廉·汤姆森（William

Thomson)等人就发表了若干文章探讨地球的年龄。由于当时还未发现放射性,他们根据太阳的发光度、地球的冷却史、月亮潮汐对地球转动速度的影响等因素,计算了地球年龄并得出不大于一亿年的结论,后来具体地提出在2~4千万年间。直到1896年法国物理学家亨利·贝克莱尔(H. A. Becquerel)公布了放射性的发现,居里夫妇(M. Curie, P. Curie)证明了放射性衰变是一个放热过程(1903年)后,人们才开始认识到汤姆逊在计算中假定地球仅仅是一个冷却着的物体的前提是错误的。

放射性的发现,给人们提供了测量岩石、矿物年龄的可能性。1902年居里和卢瑟福就提出利用矿物中放射性衰变规律测定矿物年龄的设想。随后,波尔特伍德、卢瑟福首先用化学铅法及氦法测得含铀、钍矿物的第一批年龄数据,得到了约5亿年左右的年龄值。这个结果证明了汤姆逊对地球年龄的计算是错误的,并指出其错误在于没有发现新的热源之故。1914年索德(Soddy)根据同一元素具有不同质量数的发现,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,利用放射性衰变定律测定地质年龄的原理和技术也得到了较快的发展,同位素地质年代学就此产生。

二、 二十世纪三十年代末到五十年代初, 同位素地质年龄测定进入一个新时期

1935年尼尔(Nier)用改进的质谱计分析了铀、钍、铅的同位素组成后,建立了铀钍铅法,代替了不精确的化学铅法。接着戈尔德施密特(1937年)、艾伦斯(1946~48年)等人提出并系统地研究了铷锶定年法。1940~50年,伊文思(Evans)、格尔林克(Грлинк)、史密斯(Smith)建立了钾氩法,并应用该法首次测定了第三纪钾盐的形成时代。1947年霍姆斯(A. Holmes)根据尼尔五个矿物的铀铅年龄及其间沉积物的厚度推算各时代的时限,并给出了第一个较为完整的地质年代表。1936年斯塔里克(U. E. Старик)、1953年豪特曼斯(Houtermans)根据铅矿石的同位素组成,分别算出了地球年龄为52亿及45亿年,后者与现在公认的 45.5 ± 0.5 亿年十分接近。至此同位素测龄的三种主要方法建立起来了,这为今后广泛的应用奠定了基础。

三、 五十年代至今同位素地质年代学迅速发展

由于区域地质调查、矿产资源开发、卫星考察及海洋、环境、水文、工程、考古研究等工作的实际需要,同位素地质年代学得到了迅速发展。主要表现在:

1. 分析条件得到很大改善,分析技术得到很大提高。在同位素年代测定中,目前已较普遍地采用了同位素稀释质谱法、超高真空技术、超微量化学分析技术、中子活化分析及低本底放射性测量技术等。与此同时,建立了一批超净实验室,其本底可达 10^{-11} 克。质谱计的种类及数量也大大增加,出现了一批高灵敏度、高精度的质谱计,如分析U、Pb、Rb、Sr、Sm、Nd等固体同位素样品用的VG354、MAT261,分析O、S、C、H等气体同位素样品用的MM903、MAT251以及分析Ar、He等惰性气体同位素样品的MM1200、3000等,它们均与计算机连用,这就大大提高了分析的灵敏度及精度,降低了分析误差,加快了分析速度。例如,目前用同位素稀释质谱法测定U、Th、Pb已使灵敏度提高到 $10^{-8} \sim 10^{-10}$ 克,用同位素稀释质谱法及中子活化法测量Ar的最小检测量为 $10^{-7} \sim 10^{-8}$ 克,而质谱计的分析精度可达1/10万。这为原有方法扩大应用范围及新方法的建立,奠定了物质基础。

2. 原有方法在提高分析精度、扩大应用范围上显示了强大的生命力。首先表现在精

确测定了 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 、 ^{40}K 、 ^{87}Rb 、 ^{147}Sm 的衰变常数及其丰度。根据1976年25届国际地质会议推荐,世界各国采用统一的衰变常数,这为提高数据的可靠性、进行全球性的对比创造了条件。各种等时线及模式年龄的应用,以及初始铅、初始锶、初始钕、过剩氩的提出和研究,为真实反应地质体及地质作用的年龄、复杂地质体的原岩年龄及变质年龄,以及研究地幔和地壳物质的演化作出了贡献。近年来,特别对不同成因 锆石 模式年龄的研究,引起了广泛的注意。由于分析技术的提高、分析方法的改进,大大扩大了原有方法的应用范围。如钾氩稀释法的应用及矿物适用性的研究,把钾氩法的应用范围扩大到了第四纪。普通铅法已能用稀释法进行全岩铅同位素分析。铷锶法不仅能测定部分沉积岩的年龄,而且已把它的测定范围扩大到了几十万年。矿物封闭温度、封闭年龄的计算和应用,不仅对解决不同地质问题选择适合的测定对象提供了依据,而且对研究岩体的受热及冷却史,以及研究古地磁极迁移的历史作出了贡献。

3. 新方法不断建立,大大扩大了年代学的应用范围。目前研究得比较成熟的有 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法、Sm-Nd法、Re-Os法、Lu-Hf法。特别是 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法与Sm-Nd法,认为是很有前途的方法,因此受到普遍重视。此外,普通铅法、 ^{14}C 法、沉降核类法、宇宙成因核类法及Tc-Xe法等也得到了发展和应用。近十多年来,天然裂变径迹法、热发光法、古地磁法、双折射色散法及氨基酸法等,也逐渐发展成地质年龄测定的重要组成部分。这些方法的发展,为研究元素起源、地球及天体演化、海洋沉积、大气环流、环境污染等重要课题,提供了新的途径。

4. 在地质应用方面已取得成果:利用铅、锶、钕、氩、等同位素及微量元素组成的变化,对来自海岭、海岛、岛弧和大陆玄武岩及其二辉橄辉岩包体的研究表明:地幔在水平方向及垂直方向上都是不均匀的,从而为研究地幔演化开辟了新的途径。根据全岩Rb-Sr、锆石U-Pb、Pb-Pb及Sm-Nd年代测定,已在全球许多大陆的太古代地块上发现3.2~3.8吉年(Ga)的古老岩石,特别指出的是,澳大利亚国立大学康普斯顿实验室已用离子探针测得西澳砂岩中古老锆石的U-Pb年龄达4.2吉年。这些古老地块的原岩大都是大面积出露的花岗质岩石、钙碱性岩石、以及呈带状分布的绿岩系。表明地球上硅铝质地壳在38亿年以前已经形成,而在2.6~2.8 Ga左右均发生了不同程度的变质作用。用K-Ar法与古地磁法配合,对查明各太板块运动史及海底扩张速度与方向,起了重要作用。近年来,通过对新生代板块运动的速度和方向的对比研究,已发现全球板块运动在40~50 Ma间发生了一次重大的转折,板块运动的速度、方向以及海岭与俯冲带的位置都发生了明显的改变。在40~50 Ma期间,印度板块与欧亚板块发生了碰撞,形成了挤压板块边界,致使喜马拉雅山形成,两个板块的相对运动速度由10厘米/年降为5厘米/年。同时在澳洲和欧亚大陆之间形成了新的俯冲带。海岭体系从近E-W向重新排列为NW-SE向,海底扩张方向也从N-S向转为NE-SW向。建立前寒武纪地质年代表。1967年,国际地质年代委员会推荐了一个显生宙年表,而前寒武纪年表迟迟提不出来。1977年国际地科联地层委员会前寒武纪分会在南非(阿扎尼亚)召开了关于建立前寒武纪年表会议,会上统一将前寒武纪分为两段,即太古宙、元古宙,它们与显生宙并级,其间的时限为2500 Ma,而太古宙的下界暂定为3800 Ma,元古宙的上界暂定为570 Ma。国际地科联寒武纪-前寒武纪界限工作组主张以小壳动物化石的出现作为寒武纪的开始,因此界限可能推至600兆年以前。通过对宇宙地质的研究,对行星早期历史有了进一步了解。例如:月球至4.5吉年前形成以后,最早的6亿年发生了大量陨星冲击事件,形成许多大小不等的陨

石坑,直到39吉年前,剧烈冲击才停止。随之而来的是大量玄武岩浆喷溢,一直延续到3.0吉年以前。火星的玄武岩活动可以延长到1.0吉年前。水星也有同样早期的发育历史,但基性岩浆喷溢时间要短得多。

5. 全世界已有30多个国家开展了这个领域的研究工作,实验室已达140多个,主要分布在美国、加拿大、联邦德国、英国、澳大利亚、日本、苏联、中国等。自1956年第20届国际地质会议以来,每届国际地质学会都将地质年代学列为专题讨论,国际地科联还成立了“国际地质年代学委员会”,定期召开国际年代学会议,交流研究成果。1982年已在日本开了第五届国际年代学、宇宙年代学和同位素地质会议,1986年在英国伦敦召开第六届会议。

§3 我国同位素地质年代学研究现状

我国同位素地质年代学工作于1960年开始,1963年发表了第一批年龄数据,1975年召开了第一次全国同位素地质会议,1976、1978、1983年先后出版了三集同位素年龄数据汇编。1979年成立了岩石、矿物、地球化学学会及其下属的同位素地球化学委员会。目前,全国有近50个年龄测定实验室,专业人员近450人,各种型号的质谱计近70台。

到目前为止,除U-Th-Pb法、K-Ar法、Rb-Sr等常规方法外,较先进的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法、Sm-Nd法已有少数实验室建成。此外,还有一批测定第四纪年代的 ^{14}C 法、U-Th系法、裂变径迹法、热发光法、氨基酸法、古地磁法等也已建立。二十多年来,积累了5000多个年龄数据,其中88.9%左右为K-Ar法结果。近几年来,Rb-Sr及U-Pb结果已大量增加,标志着几种常规年代测定法已在我国广泛建立。

上述方法的建立,在配合我国区域地质调查、找矿勘探及地质科学研究,发挥了越来越大的作用。如对我国北方前寒武纪古老地层时代的确立,南方震旦系时限的确定及年表的建立,南岭、秦岭花岗岩的分期,康滇地轴岩层年代学的初步研究,以及辽宁南部全新世地层年表的建立,均提供了重要依据。此外,吉林陨石雨的研究,华北曹庄群古老变质岩年代的测定,铀铅同位素三阶段理论模式的建立,以及年龄测定对象适用性的研究等,对我国同位素地质年代学的发展均是有力的推动。

总结我国同位素地质年代学工作的经验,还需做好以下工作:

(1) 进一步改善分析条件,提高分析技术。近两年来,我国进口不少先进质谱计,从此角度讲,已比许多先进国家的仪器还好,但我们的成果并不都是第一流的。为此,还需要有相应的实验条件及分析技术。在实验条件方面,已有一批超净实验室,但是,许多超净实验室由于环境污染严重实际上未达到超净要求。在分析技术上存在的问题更多。在分析方法上目前有两个值得注意的动向:其一,利用加速器作同位素分析,不仅可大大提高分析灵敏度,而且可扩大分析领域;其二,用激光或离子探针作微区同位素分析,这将为测定岩矿形成的真实年龄及反映更多的地质信息,带来突破性的变革。

(2) 加强理论研究,进一步普及同位素地质年代学知识。从实践中提出问题——在理论上给予解决——指导新方法的建立——再回到实践中去应用。这一螺旋式循环模式,是使同位素地质年代学获得强大生命力之所在。回顾20多年的历史,我们在基础理论及方法的创新方面,尚很薄弱。在应用方面,亦存在许多问题,这就需要加强基础理论研究,进一步普

及同位素地质年代学知识。

(3) 调整管理体制,充分发挥人、财、物的作用。我国从事年代学的专业人员、实验室及质谱计不少,但是太分散。为解决此矛盾,应实行教学、科研、生产三结合,专业人员与野外地质人员相结合的方针。把人员、大型仪器设备相对集中,并配套使用。

第一编 地质年代的测定方法

本篇重点介绍放射性同位素定年的理论基础,常用的U-Th-Pb法、K-Ar法及Rb-Sr法的定年原理、应用范围、数据处理和解释方法。对目前正在兴起并很有发展前途的Sm-Nd法、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法以及常用的第四纪定年法等亦作了介绍。

第一章 放射性同位素年龄测定的理论基础

§ 1-1 放射性物理基础

一、放射性、放射性衰变及同位素

1. 放射性 自从1896年法国物理学家亨利·贝克莱尔(H. A. Becquerel)发现铀矿石能使包在防光纸中的照相纸感光后,居里夫妇(M. Curie, P. Curie)等人又相继发现了钋(Po)、镭(Ra)等三十多种元素都与铀有相似的性质。经过进一步研究,这些元素都能不断地、自发地放射出一种或几种射线,居里夫人将这种由原子核自发地产生辐射线的性质,称为放射性。

2. 放射性衰变 在放射性辐射的同时并伴随一定能量的释放,此时原子核也发生了变化,由一种元素的原子转变为另一种元素的原子,这一过程称为放射性衰变。

3. 同位素 原子是由原子核及核外的壳层电子组成。除氢以外,所有原子核都是由质子和中子组成。质子带一个正电荷,其质量为一个质量单位。中子不带电荷,其质量与质子相等。电子带一个负电荷或正电荷,其质量为 $1/1840$ 个质量单位。因此一个原子的质量数(A) = 质子数(Z) + 中子数(N)。

凡质子数相同,中子数不同的原子,称为同位素,即在周期表中位于同一个位置,其原子序数相同而质量数不同的原子。由于同位素是同一化学元素的原子,因此它们具有非常相似的化学性质。由于同位素原子核有稳定及不稳定之分,因此,凡能自发放出射线的同位素称为放射性同位素,反之称为稳定同位素。自然界中存在的放射性同位素称为天然放射性同位素。用人工方法获得的放射性同位素称为人工放射性同位素。通常把衰变前的放射性同位素称为母体同位素,由衰变所生成的新的同位素称为子体同位素。

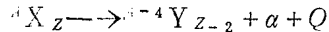
自然界中目前已知92个元素中有270多种天然稳定同位素,有60种以上的放射性同位素。除天然同位素外,还有近千种人工合成的同位素。

二、衰变形式

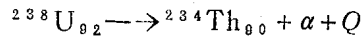
自然界中放射性同位素衰变的主要形式为 α 、 β 、 γ 辐射及K—层电子俘获四种。其次,还有为数不多的自发裂变等衰变形式。

1. α 射线 一种由两个单位正电荷的 α 粒子组成的射线， α 粒子具有两个质子和两个中子，质量数为4，实际上相当于氦的原子核的结构。

母体放射性同位素经过 α 衰变后，其原子序数减少两个单位，质量数减少四个单位。表达式为

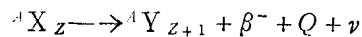


式中， A 为质量数； Z 为质子数，即原子序数； Q 为衰变能，即在放射性同位素衰变过程中所释放出的能量，例如：

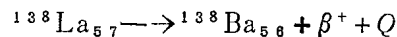
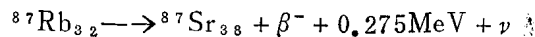
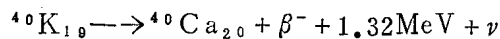


α 射线的穿透能力很小，但具有很强的电离作用和使照相纸感光的作用。由于它是带正电荷的质点，因而在磁场中要发生偏转。

2. β 射线 β 射线可分为 β^+ 和 β^- 射线两种。这是由于放射性同位素原子核由质子转化为中子，或由中子转化为质子而相应地放出一个负电子或正电子，而变成另一种原子核的过程。母体同位素经过一次 β 衰变后，核电荷增加或减少一个单位，形成质量数相同而核电荷不同的同量异位素。其表达式为

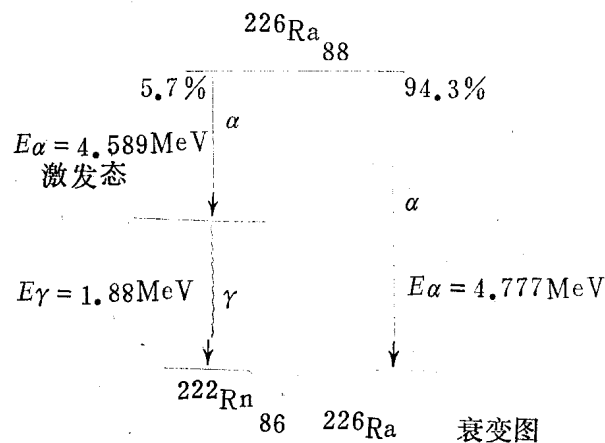


式中 ν 为中微子，它是一种质量很小的中性粒子，是在 β^- 衰变过程中的伴随产物。例如：



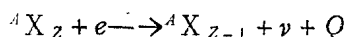
β 射线的性质和电子相似，它有一定的穿透能力。自然界中发生 β^+ 衰变的原子核远远少于 β^- 衰变。

3. γ 射线 它是类似 x 射线的一种电磁辐射，往往是在 α 、 β^- 及 K -层电子捕获过程中由处于激发态的子体原子核衰变为基态原子核时释放出来的一种能量。因此，这种衰变不引起质量数和核电荷的变化，这种衰变称为同质异能跃迁。例如

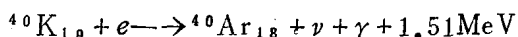


γ 射线具有很强的穿透本领，极小的电离作用。它与物质相互作用时能产生光电效应、康普顿效应等。 γ 射线在磁场中不发生偏转。

4. K -层电子捕获 原子核捕获了靠其最近的 K 层轨道上的电子，使之与质子结合成中子和中微子的过程。当放射性同位素发生 K -层捕获时，其子体同位素的核电荷减少一个单位，质量数不变，形成同量异位素。其表达式为



例如:



5. 其它类型的衰变形式 如自裂变、缓发中子等,它们均是为数不多的核衰变类型。这里仅简单地介绍一下自裂变。

原子序数高的同位素 ($Z \geq 90$), 常常会自发地发生裂变而分裂成两个质量较轻的碎片, 这样的变化过程称为自裂变。一般说来, 自裂变并不是核衰变的主要方式。例如, ${}^{238}\text{U}$ 、 ${}^{232}\text{Th}$ 主要的核衰变是放射 α 粒子, 自裂变不过占很小的一部分。

三、放射性衰变定律

1. 放射性母体同位素的衰减公式 放射性同位素的核衰变过程是不依赖于外界条件例如温度、压力、电场、磁场的变化, 而以其固有的速度进行。不同放射性同位素的核衰变快慢不一, 但最终都将变为稳定的同位素。同一种放射性同位素的核衰变强度是随着时间的增长逐渐减少, 这说明放射性同位素每一个核的衰变并不是同时发生的, 而是有先有后。实验证明: 其衰变速率 dN/dt (即单位时间内放射性母体衰变掉的数量) 与现有母体原子数 (N) 成正比, 用符号表示则为

$$\frac{dN}{dt} \propto N$$

其等式为:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1-1-1)$$

式中, λ 为衰变常数, 代表单位时间内一个母体原子衰变的几率; “-” 表示 N 值随时间 t 的增大而减少。(1-1-1) 式积分:

$$\int \frac{dN}{N} = -\lambda \int dt, \quad \ln N = -\lambda t + K$$

K 为积分常数, 假定当 $t = 0$ 时, 未衰变的放射性母体核总数为 N_0 , 即 $N = N_0$, 代入上式则得 $K = \ln N_0$, 所以上式可写成

$$\ln N - \ln N_0 = -\lambda t$$

化简得到

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{或} \quad N_0 = N e^{\lambda t} \quad (1-1-2)$$

式中, N_0 为时间 t_0 时的母体原子数; N 为经 t 衰变后所剩之母体原子数。其物理意义是: 放射性母体同位素随着时间的增长呈指数函数的衰减, 这就是放射性衰变的基本定律。

2. 放射性子体同位素的增长公式 在应用衰变公式 (1-1-2) 计算年龄时, 式中的 N_0 实际用不上, 因为不知道 $t = 0$ 时母体原子的总数 N_0 是多少, 但是可以知道由 N_0 经 t 时间衰变后所剩下的放射性母体同位素 N 及在此时间内由 N_0 衰变所积累的稳生子体同位素 D 的量。其关系为 $N_0 = N + D$, 将此式代入式 (1-1-2) 得: $N + D = N e^{\lambda t}$ 化简得到

$$D = N(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{或} \quad D = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (1-1-3)$$

其物理意义是: 放射成因的子体同位素 D 随着时间增长呈指数函数积累。

3. 放射性同位素衰减、增长图形 通常用来表示放射性特征的还有半衰期, 符号为 $T_{1/2}$ 。半衰期的定义是: 放射性母体原子数因衰变而减少到原来一半时所需要的时间。即:

当 $t = T_{\frac{1}{2}}$ 时, $N = \frac{1}{2} N_0 = N_0 e^{-\lambda T_{\frac{1}{2}}}$

解上式得: $T_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda}$

(1-1-4)

上式提供了放射性同位素的半衰期与衰变常数之间的关系。

上述放射性母体同位素的衰减及放射成因子体同位素的积累可用图1-1-1表示。

图形表明: 当 $t = 0$ 时, 假设初始放射性母体同位素有 120 个原子 ($N_0 = 120$), 而放射成因子体同位素尚不存在 ($D_0 = 0$)。经第一个半衰期后, 剩下的母体同位素平均只有 60 个原子 ($N_1 = 60$), 第二个半衰期后剩下 30 个原子 ($N_2 = 30$), 等等。一般每经过一个半衰期母体同位素就要减少一半, 即 2^{-1} 倍。如果经过 n 个半衰期的衰减, 则放射性母体的初始值 N_0 将减少 2^{-n} 倍, 当 $t \rightarrow \infty$ 时, 则 $N \rightarrow 0$ 。与此同时, 放射成因的子体同位素的原子数则随着半衰期从零到 60、90、105 等等相继增长, 直到最后当 $t \rightarrow \infty$ 时, D 渐渐地接近 N_0 值。图1-1-1表明: N 的衰减与 D 的积累是随时间的增长沿着不同的曲线呈指数函数变化。

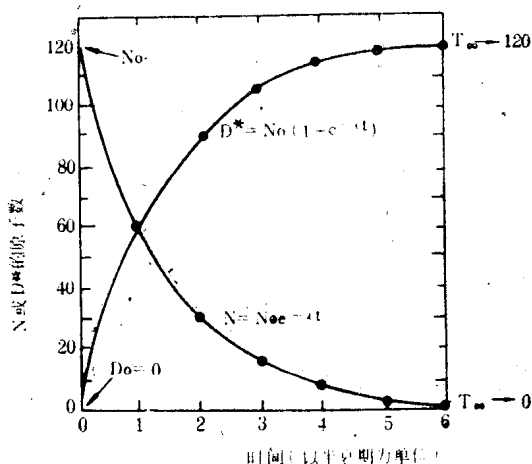


图 1-1-1 放射性母体同位素与放射成因稳定子体同位素随着时间的延续沿着曲线呈指数函数地衰减或积累。

四、放射性平衡

上述放射性衰变公式, 仅适用于单代子体的衰变, 而象 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 这样一些放射性衰变系列的情况迥然不同, 其中间放射性子体同位素不仅因上一代放射性母体的衰变而积累, 而且还因其本身在不断衰变而减少。在这种衰变系列里, 处于中间放射性子体同位素的衰变与增长一般遵循着较复杂的统计规律。为了研究方便, 我们只讨论一种比较简单情况:

设 A 和 B 分别为第一和第二代放射性同位素, N_1 和 N_2 分别代表 A 和 B 在时间 t 时的原子数, 其衰变常数相应为 λ_1 和 λ_2 。其 B 的衰变速率为

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (1-1-5)$$

式中, $\lambda_1 N_1$ 表示因 A 衰变成 B 而产生的 B 的增长率, $-\lambda_2 N_2$ 则代表 B 的衰变率。因放射性母体同位素 A 的衰变服从式 (1-1-2), 所以上式可写成

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 (N_1)_0 e^{-\lambda_1 t} - \lambda_2 N_2$$

将 $\lambda_2 N_2$ 项移至左边并以 $e^{\lambda_2 t}$ 乘各项, 积分后得

$$\int e^{\lambda_2 t} dN_2 + \lambda_2 \int N_2 e^{\lambda_2 t} dt = \lambda_1 (N_1)_0 \int e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} dt$$

解上式得