

^{218}Po 快速测氡法

——方法、仪器及其应用

^{218}Po Rapid Measurement for Radon
— Methodology, Instruments, Application

● 亢俊健 刘泰峰 李明亮 等著



地质出版社

^{218}Po 快速测氦法

——方法、仪器及其应用

亢俊健 刘泰峰 李明亮 张奎平 著
周 瑞 安海忠 杜在林 王 远

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书围绕多位作者近 30 年来在氡气探测与地质勘查方面的科研实践,按照理论方法提出—测试仪器研制—野外生产应用的思路,详细阐述 ^{218}Po 快速测氡法的理论依据;PF-1B 和 PF-2A 型 ^{218}Po 探测仪的研制;陷落柱氡气场的状态方程、差分方程建立及陷落柱氡气场空间形态的推导和计算;运用 ^{218}Po 快速测氡法对陷落柱、滑坡体、断裂带与地裂缝、岩溶塌陷与地下溶洞、地热等进行地质勘查,以及有关氡的环境监测和评价。

本书适合地球探测与信息技术、地质学、勘查技术与工程、仪器与仪表等相关专业的本科生和研究生参考使用,也可作为地质勘查相关专业的科研人员和工程技术人员的参考用书。

图书在版编目 (CIP) 数据

^{218}Po 快速测氡法——方法、仪器及其应用 / 亢俊健等著. —北京:地质出版社, 2010. 5

ISBN 978-7-116-06653-3

I. ①2… II. ①亢… III. ①氡—测量方法 IV. ①O613.16

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2010) 第 078938 号

责任编辑:王春庆

责任校对:杜悦

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号, 100083

咨询电话: (010)82324508 (邮购部); (010)82324514 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真: (010)82324340

印 刷:北京天成印务有限公司

开 本: 787mm × 1092mm $\frac{1}{16}$

印 张: 14

字 数: 340 千字

版 次: 2010 年 5 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价: 30.00 元

书 号: ISBN 978-7-116-06653-3

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

前 言

氡的发现已有百年历史,最早的氡测量始于1922年的苏联,对水化样实施了氡测量,并据此进行铀矿勘查。此后,将氡测量与地质构造、地震、建材、环保、大气物理、温室气体效应对全球气候变暖、癌症病理研究等当今热门课题相结合,进一步推动了氡及测氡方法的研究。

近年来,测氡方法及设备随着测氡技术应用领域的逐步扩大而取得一定的发展。测氡方法有电离室法、 α 径迹蚀刻测量、闪烁室法、双滤膜法、静电扩散法和活性炭吸附法等。测氡仪设备包括FD-3017型RaA瞬时测氡仪、RAD7连续测氡仪、RD-200型射气仪、RM-1003型射气仪等。实际的工程测试对提高工作效率和降低测试成本要求较高,因此,快速测氡方法及设备的研究成为测氡领域的重要研究方向之一。

项目组围绕着“价廉、轻便、快捷、实用”这个主题,提出了适合土壤和环境快速测氡的 ^{218}Po 法,研制了PF-1B型和PF-2A型 ^{218}Po 探测器。由于 ^{218}Po 的半衰期为3.05min,设定该方法取样时间为10~20min,测量时间为5min。通过收集氡的短寿命子体核素探明土壤中自然状态氡浓度分布的规律,从而成为一种快速探测地质构造的核物探方法。项目组采用自己研制的样机对煤田陷落柱、断裂构造、滑坡体,以及地热勘查及大气环境监测方面进行了大量的试验,取得了较好的效果。实验表明, ^{218}Po 法大大提高了测氡速度, ^{218}Po 测氡仪具有速度快、成本低及野外作业简单等特点。

全书共分三篇,共九章。

方法篇包括第一、二章:

第一章研究氡的地球化学性质,氡在自然界中的分布及氡的衰变、积累和放射性平衡。

第二章提出 ^{218}Po 快速测氡法,分析该方法的理论依据、工作布置、资料解释及影响因素。

仪器篇包括第三、四章:

第三章根据 ^{218}Po 快速测氡原理,研制了PF-1B型 ^{218}Po 快速测氡仪。

第四章针对PF-1B型 ^{218}Po 探测仪的不足,研制了PF-2A型 ^{218}Po 快速测氡仪。

应用篇包括第五~九章:

第五章分析了煤田陷落柱的形成及演化、分布状况、区域构造、构造特征、导水与突水、控制煤田陷落柱发育的因素等。

第六章从氡气运移理论入手,揭示了陷落柱氡气场的形成及组成;建立了陷落柱氡气场的状态方程及差分方程,并推导出陷落柱氡气场的计算结果及空间形态。

第七章采用 ^{218}Po 快速测氦法完成了河北、山西等地陷落柱的勘查。

第八章采用 ^{218}Po 快速测氦法完成了滑坡体、断裂带与地裂缝、岩溶塌陷与地下溶洞、地热等的勘查。

第九章采用 ^{218}Po 快速测氦法进行环境监测，总结了环境氦气分布规律。

亢俊健、李明亮、张奎平、王远和康辉英编著了第一章、第三章、第四章、第八章和第九章，刘泰峰、周瑞和安海忠编著了第二章、第五章、第六章和第七章。

亢俊健和李明亮完成了全书的统编和审改。

本书是作者及项目组成员近30年来从事氦气检测技术和方法研究，以及在地质勘查和环境监测领域应用所取得的科研成果，本书的撰写和出版凝聚了项目组成员的汗水和心血，是几代人共同努力奋斗的结晶。尤其是第一代 ^{218}Po 法测氦课题学术带头人周瑞教授，尽管退休多年但时时刻刻惦念着项目的进展和本书的出版，他孜孜以求、不断创新的学术精神、科学严谨一丝不苟的治学态度、艰苦创业勇于拼搏的工作作风，影响和培养了一批年轻人，带出了一支吃苦耐劳、敢想敢干的科研团队；安海忠教授虽已调离，但他在“氦气运移与煤田陷落柱关系”和“快速测氦技术在陷落柱勘查应用”等研究方面所作出的突出贡献，至今被人们津津乐道；本书面世之际我们还缅怀项目组的另一个重要成员，身患肝硬化而不幸去世的杜世汉老师，他在项目初创时期做了大量的野外实验和多种地质构造勘查工作，提供了丰富的资料和详实的数据。为本项目作出贡献的还有刘欣然副教授，以及原河北地质学院应用地球物理勘探系郑於文主任、潘恩沛主任、刘世铎书记、张增琪书记等。

作者感谢一起工作的合作者。他们包括项目组成员：张保安、张生元、朱二连、硕良勋、李亚梅、王广祥、张传孝、贾学民、刘安生、徐志勋、孟宪华、刘丙忠、田悦新、张秉才；为本书提供插图或公式的合作者：邹海林、许贵森、贾贵廷、董其成、吕朋菊、陈之光、霍全明；为本书实验数据提供实验环境及帮助的合作单位：山西物探队、山东省兖州矿务局、龙口矿务局、河北邢台矿务局、峰峰集团有限公司；为本书绘制了大量图件的合作者：孙启德、徐宪清、烟兴兴和范冉同学。

本书所研究内容曾得到以下项目支持：地质矿产部行业基金项目“ ^{218}Po 快速测氦仪研制及其在地质勘查中的应用”；国家“八五”攻关项目的子专题“主要地质灾害勘查——土壤测氦方法研究及相应的 ^{218}Po 法仪器研制”；国家自然科学基金项目“氦气运移与煤田陷落柱关系的研究”、河北省科学技术研究与发展计划项目“大气环境中氦气检测方法和仪器研究”。

由于作者水平有限，加之时间有限，有些内容还有待于考究，所以错误与不当之处在所难免，殷切希望各位读者批评指正。

作 者

2010年4月

目 录

前 言

方法篇

第一章 氡气的性质	(3)
1.1 铀、镭、氡的地球化学性质	(3)
1.2 铀、镭、氡在自然界中的分布	(4)
1.3 氡的衰变、积累和放射性平衡	(6)
第二章 ^{218}Po 快速测氡法	(9)
2.1 氡及其子体测量方法概述	(9)
2.1.1 测氡方法的发展	(9)
2.1.2 测氡方法的分类	(10)
2.1.3 测氡方法的比较	(10)
2.2 ^{218}Po 法的理论依据	(13)
2.3 ^{218}Po 法的工作布置	(15)
2.3.1 测网布置	(15)
2.3.2 取样方法选择	(15)
2.3.3 野外工作步骤	(15)
2.4 ^{218}Po 法的资料解释	(16)
2.4.1 前人资料收集	(16)
2.4.2 测量结果整理	(16)
2.5 ^{218}Po 法的影响因素	(19)
2.5.1 湿度	(19)
2.5.2 气候及土壤透气性	(20)
2.5.3 其他影响因素	(22)

仪器篇

第三章 PF-1B 型 ^{218}Po 快速测氡仪	(25)
3.1 工作原理及性能指标	(26)
3.2 取样方法与装置	(26)

3.2.1	取样理论	(26)
3.2.2	取样片材料选择	(27)
3.2.3	取样片带电	(28)
3.2.4	取样装置	(28)
3.3	闪烁体与光电倍增管	(30)
3.3.1	ZnS 闪烁体	(30)
3.3.2	光电倍增管	(31)
3.4	信号采集及处理	(36)
3.5	PF-1B 型 ²¹⁸ Po 测氦仪的单片机系统	(37)
3.5.1	单片机最小系统	(37)
3.5.2	脉冲计数	(41)
3.5.3	定时时钟	(41)
3.5.4	存储器管理	(42)
3.5.5	键盘输入及显示输出	(43)
3.5.6	80C31 复位与外部设备复位	(47)
3.5.7	RS-232 串行通信	(47)
3.6	软件系统	(50)
3.7	PF-1B 型 ²¹⁸ Po 探测仪的结构	(53)
3.7.1	仪器外观	(53)
3.7.2	仪器面板	(53)
3.7.3	避光机芯与箱体的连接	(53)
3.7.4	探测仪附件	(54)
3.7.5	双光电倍增管结构	(55)
3.8	仪器标定	(55)
3.8.1	标定条件	(55)
3.8.2	标定过程	(55)
第四章	PF-2A 型 ²¹⁸ Po 快速测氦仪	(57)
4.1	PF-2A 型测氦仪工作原理及性能指标	(57)
4.2	取样方法与装置	(58)
4.2.1	环境氦气浓度检测取样装置	(58)
4.2.2	壤中氦气浓度检测取样装置	(59)
4.2.3	取样器中环境温湿度监测模块	(60)
4.3	硬件系统	(61)
4.3.1	传感器的选择	(61)
4.3.2	高精度电荷灵敏放大器	(64)
4.3.3	信号放大电路	(66)
4.3.4	阈值比较电路	(67)
4.3.5	单片机控制系统	(69)

4.3.6	电源系统	(77)
4.4	PF-2A 型测氦仪的软件系统	(78)
4.4.1	存储器的初始化	(78)
4.4.2	软件抗干扰	(79)
4.4.3	PF-2A 型测氦仪主机与 PC 通信	(81)
4.5	PF-2A 型测氦仪结构	(84)
4.5.1	仪器整体结构及面板	(84)
4.5.2	双金硅面垒探测器结构	(85)
4.5.3	仪器内部结构	(86)
4.6	PF-2A 型 ²¹⁸ Po 探测器的电磁屏蔽	(87)
4.7	仪器校准	(87)
4.8	仪器使用说明及注意事项	(88)

应用篇

第五章	煤田陷落柱的地质构造	(93)
5.1	煤田陷落柱的分布状况	(93)
5.2	地层结构和区域构造	(94)
5.3	区域水文地质和区域重磁场特征	(96)
5.4	陷落柱的构造特征	(100)
5.4.1	陷落柱的形态	(101)
5.4.2	陷落柱内部的岩石特征	(103)
5.4.3	陷落柱的空间结构划分及周围岩层的派生构造	(103)
5.4.4	陷落柱的类型	(105)
5.5	控制陷落柱发育的因素	(106)
5.5.1	碳酸盐岩的溶蚀作用	(106)
5.5.2	构造节理及渗流作用的影响	(106)
5.5.3	软弱夹层的存在导致层间滑动	(107)
5.5.4	构造对陷落柱分布的控制作用	(108)
5.5.5	西山煤田陷落柱的分布特征	(109)
5.6	陷落柱的导水与突水	(110)
5.6.1	陷落柱的导水性分析	(110)
5.6.2	陷落柱的突水性分析	(111)
5.6.3	山东肥城国家庄井田突水实例	(112)
5.7	国内典型煤田陷落柱的形成及分布规律	(114)
5.7.1	华北型煤田陷落柱的发育规律	(114)
5.7.2	淮北煤田岩溶陷落柱形成条件及特征	(116)
5.7.3	鲁西煤田岩溶陷落柱的地质特征及分布规律	(119)

5.8	陷落柱的次生应力场	(129)
5.8.1	煤田岩层的水平应力状态分析	(129)
5.8.2	溶洞的稳定性分析	(130)
5.8.3	陷落柱围岩的次生应力状态分析	(131)
5.9	陷落柱派生构造的形成机制	(133)
5.9.1	岩石力学性质的测试	(133)
5.9.2	派生断裂的形成	(133)
5.9.3	陷落过程中形成的围岩构造	(134)
5.10	陷落柱的形成及演化	(135)
5.10.1	陷落柱的成因学说	(135)
5.10.2	陷落柱的形成和演化	(137)
5.10.3	复体陷落柱的形成	(137)
第六章	陷落柱氡气场的形成及数学方程式	(139)
6.1	氡气运移理论	(139)
6.1.1	放射性元素运移的载体和通道	(139)
6.1.2	影响氡气运移的因素	(141)
6.1.3	氡气运移的理论和机制	(142)
6.2	陷落柱氡气异常	(146)
6.2.1	陷落柱氡气场的形成	(146)
6.2.2	陷落柱氡气场的组成	(147)
6.3	陷落柱氡气场的状态方程	(148)
6.3.1	内部及周围为非放射性介质的氡气场状态方程	(148)
6.3.2	内部为放射性介质的氡气场状态方程	(150)
6.3.3	常系数氡气场状态方程解的形式	(151)
6.4	陷落柱氡气场的差分方程	(153)
6.4.1	陷落柱氡气场的网格划分	(153)
6.4.2	扩散系数和对流速度为常数的差分方程	(154)
6.4.3	扩散系数和运移速度为函数的差分方程	(158)
6.5	陷落柱氡气场的计算结果及空间形态	(160)
6.5.1	柱体侧面源氡气场的计算结果及空间形态	(160)
6.5.2	柱体体源氡气场的计算结果及空间形态	(165)
第七章	²¹⁸ Po 法在陷落柱勘查中的实际应用	(169)
7.1	河北葛泉煤矿陷落柱勘测	(169)
7.1.1	葛泉煤矿地质概述	(169)
7.1.2	探测效果及其分析	(169)
7.2	河北西葛泉矿陷落柱勘测	(172)
7.2.1	西葛泉煤矿地质概述	(172)
7.2.2	探测效果及其分析	(172)

7.3	山西屯留煤矿陷落柱勘测	(174)
7.3.1	地质概况	(174)
7.3.2	探测效果及其分析	(174)
第八章	^{218}Po 法在其他地质勘查中的应用	(179)
8.1	滑坡体	(179)
8.1.1	滑坡体与氡气异常的关系	(179)
8.1.2	^{218}Po 法在滑坡体中的应用	(179)
8.2	断裂带与地裂缝	(180)
8.2.1	断裂带与氡气异常的关系	(180)
8.2.2	^{218}Po 在断裂带中的应用	(180)
8.2.3	^{218}Po 在地裂缝中的应用	(185)
8.3	岩溶塌陷与地下溶洞	(186)
8.3.1	岩溶塌陷与氡气异常	(186)
8.3.2	^{218}Po 在地下溶洞中的应用	(186)
8.4	地热	(189)
8.4.1	地热与氡气异常	(189)
8.4.2	^{218}Po 在地热中的应用	(190)
8.5	氡气测量的地质效果评价	(191)
第九章	^{218}Po 法在环境监测中的应用	(193)
9.1	环境氡气监测设备及方法	(193)
9.1.1	监测设备	(193)
9.1.2	监测方法及步骤	(194)
9.2	建筑物环境氡气监测	(196)
9.2.1	建筑物氡气来源及影响因素	(196)
9.2.2	居所环境氡气监测	(197)
9.2.3	地下工程环境氡气监测	(199)
9.2.4	地上建筑物（非居所）环境氡气监测	(201)
9.2.5	温泉疗养中心环境氡气监测	(203)
9.3	金属矿山环境氡气监测	(204)
9.3.1	矿山井下氡气监测	(204)
9.3.2	矿山地面氡气监测	(205)
9.4	大气环境氡气监测	(206)
9.4.1	大气环境氡气来源及影响因素	(206)
9.4.2	大气环境氡气监测	(207)
参考文献		(209)

方 法 篇

第一章 氦气的性质

1.1 铀、镭、氡的地球化学性质

(1) 铀的地球化学性质

铀为银色金属，质软并具有金属光泽，易氧化，易溶于酸中，密度为 18.95g/cm^3 。铀的化学性质很活泼，易与大多数非金属元素发生反应，在自然界中不存在游离态的铀，主要以 U^{4+} 和 U^{6+} 的形式组成铀的化合物。自然界中存在铀的三个同位素： ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{234}U 。含量最多的是 ^{238}U ，它的半衰期为 $4.5 \times 10^9\text{a}$ 。

在地表或近地表氧化的环境中，铀常以铀酰络合离子 $(\text{UO}_2)^{2+}$ 的形式或铀酰碳酸盐络合物的形式溶于地下水中，并随着地下水的运移而迁移。

当 U^{6+} 随着地下水运移到地下深处的还原环境时， U^{6+} 被还原为 U^{4+} 。由于在地球深部还原条件下 U^{4+} 是稳定的、活动性弱、迁移能力小， U^{4+} 在地下水中溶解度很小，而从地下水析出，并沉淀在岩层的孔隙中或构造的裂隙中。有机物对铀元素具有强烈的吸附作用，同时有机物还可以使周围环境造成还原条件，这对铀的富集具有重要的作用。

铀在氧化条件下易形成 U^{6+} ，在还原条件下易形成 U^{4+} ，所以介质的氧化-还原环境对铀的迁移和沉淀起着重要作用。铀的迁移主要在氧化环境中进行，铀从水溶液中析出而沉淀主要在还原环境中进行。凡能影响氧化-还原作用的因素，如地下水的氧化-还原电位 (E_h)、酸碱条件 (pH)、压力、水动力及自然地理条件等因素，都对铀在水中的迁移有影响。此外，铀在岩石中的存在状态、气体的成分及介质的还原剂和吸附剂情况也对铀在水中的迁移有影响。

(2) 镭的地球化学性质

在元素周期表中，镭 ($^{226}_{88}\text{Ra}$) 属 II A 族，是碱土族元素，原子序数为 88，相对原子质量为 226，属于铀系，在衰变中它转变为惰性气体 ^{222}Rn 。化学性质与钡 (Ba) 相似，易溶于水，并形成 $\text{Ra}(\text{OH})_2$ 。

镭是铀系中的 α 辐射体，半衰期为 1602a。镭的地球化学性质与铀不同，在还原条件下易溶于水，并随着地下水的运移而被迁移。镭的单独矿物不存在。镭一般不参加矿物的晶格，它易进入结晶的毛细裂隙和微位错中，并从那里转入水中。镭在氯化物以外的所有天然水中均不稳定，因而易被吸附到固相的表面上。当岩石破碎严重，毛细孔网发育时，将有利于岩石吸附镭。这时，与这种岩石接触的地下水不仅不富铀，反而由于岩石的吸附作用，往往使水中贫铀。镭也较易被黏土、有机物、硅酸盐、铁锰质沉积物所吸附。在自然界的水、土壤、植物中广泛存在，但数量甚微。在氧化环境中岩石被强烈破坏分解，镭则形成硫酸盐而从水中析出。

(3) 氡的地球化学性质

氡的化学性质极不活泼，是一种具有放射性的惰性气体。它比空气重 7 倍，原子半径 0.1nm 左右。氡有三个天然同位素，即²²²Rn 是镭放出的射气，属于铀系；²²⁰Rn 属于钍系；²¹⁹Rn 属于锕铀系。氡的同位素均属惰性气体族。在氡气测量中，²²²Rn 起主要作用。由镭衰变为氡的过程中，经过一个月的时间可与镭达到放射性平衡。氡经过 α 衰变后转变为²¹⁸Po 核素。该核素为²¹⁸Po 法的主要探测对象。

氡溶解于水，氡自岩石进入地下水取决于岩石的射气作用，服从气体分压定律，而与水的化学成分无关。氡在岩石中以气体的形式存在于孔隙、裂隙及溶洞内，而不透水的岩层则是氡运移的障碍，所以当氡沿裂隙上升时，往往储存于不透水岩层的下面。

1.2 铀、镭、氡在自然界中的分布

(1) 土壤及大气中的分布

土壤是岩石风化以后，在气候、生物及地形等因素影响下，经过成壤作用而逐渐发育形成的，它是由矿物质、有机质、土壤溶液和土壤空气等组成。在成壤过程中，物质的过滤和沉积促使放射性核素再分配。由于放射性核素自身的化学性质及赋存条件更换，存在于耐风化矿物中的元素在地表富集；易溶解或易被胶体吸附的元素，则从表层淋滤并沉积在下部层位；还有的被带出表层，进入地表水流或地下水流。土壤中放射性元素的含量不仅取决于它们在基岩中的含量，同时还取决于土壤的物质成分。在基性岩和沉积岩的盖层土壤中，放射性元素的含量接近于基岩中的含量；发育于中性和酸性岩浆岩之上的土壤所具有的铀镭含量，通常比基岩中的含量要低；土壤的放射性平衡一般偏镭。表 1.1 给出了铀、镭元素在土壤中的平均含量。

表 1.1 铀镭元素在土壤和植物中的含量

核素	²³⁸ U	²²⁶ Ra
土壤	1 × 10 ⁻⁶	8 × 10 ⁻¹³
植物（灰）	5 × 10 ⁻⁵	2 × 10 ⁻¹³

大气中的氡气主要来源于岩石、土壤及地表水。大气中氡浓度随着环境、气候等条件的变化而有所不同。例如，海洋大气中和陆地大气中的氡浓度不同；即使同为陆地大气，在不同地区、不同季节，氡浓度也有变化。表 1.2 列出了氡在土壤和大气中的浓度。在土壤中的氡浓度是近地表大气中氡浓度的 1000 倍。大气中的氡浓度随着高度的增高而减少，见表 1.3。

表 1.2 氡在土壤和大气中的浓度

样品	地下土壤气体	陆地大气（近地表）	近岸海洋上的大气	远岸海洋上的大气
氡浓度（Bq/L）	3.7 ~ 7.4	4.4 × 10 ⁻³	3.7 × 10 ⁻⁴	3.7 × 10 ⁻⁵

表 1.3 大气中的氡浓度随高度的变化

高度（m）	0	1	10	100	1000	2000	3000
相对氡浓度（设地表浓度为 1）	1	0.96	0.90	0.73	0.49	0.25	0.009

(2) 岩石中的分布

不同类型的岩石具有不同的天然放射性。对于一定类型的岩石，其放射性是在一定范围内的数值。表 1.4 和表 1.5 列出了铀、镭和氡在岩浆岩及沉积岩中的平均含量。从表 1.4 可看出，在各种岩浆岩中，铀、镭和氡的平均含量有明显的不同，以酸性岩中的平均含量为最高，超基性岩中的含量最低。随着岩石酸性的减弱，铀、镭和氡的平均含量有规律地降低。从表 1.5 可见，沉积岩中的铀、镭和氡的平均含量变化范围较大。页岩中的铀含量最高；砂岩中的铀含量与砂岩成分有关，铀含量变化范围较大，一般为 $(0.3 \sim 6.3) \times 10^{-6}$ 。变质岩中铀、镭和氡的平均含量与变质前原来岩石的物质成分及变质过程有关。

表 1.4 主要类型岩浆岩中铀、镭和氡的平均含量 (10^{-6})

核素符号	超基性岩	基性（玄武）岩	中性岩	酸性岩
^{238}U	3×10^{-3}	0.5	1.8	3.5
^{226}Ra	10^{-7}	2.7×10^{-7}	6.0×10^{-7}	1.2×10^{-7}
^{222}Rn	6.5×10^{-14}	1.7×10^{-12}	3.9×10^{-12}	7.6×10^{-12}

表 1.5 主要沉积岩中铀、镭和氡的平均含量 (10^{-6})

核素符号	页岩	片岩	页岩 + 黏土	砂岩	碳酸盐岩	黏土
^{238}U	3.7	3.2	3.2	0.3 ~ 6.3	1.5	1.3
^{226}Ra	10^{-6}	10^{-6}		$(0 \sim 1.5) \times 10^{-6}$	0.5×10^{-6}	
^{222}Rn	6.5×10^{-12}	6.5×10^{-12}				

(3) 天然水中的分布

分布在地壳表面上的海洋、湖泊、沼泽和河流内的水，以及地下水，统称天然水。这些天然水组成了地球的水圈。铀、镭和氡在天然水中的含量比岩石中低得多，见表 1.6。

表 1.6 天然水中铀、镭、氡的平均含量

水型	自然环境	铀 (g/L)	镭 (g/L)	氡 ($\text{em}^{\text{①}}$)
地表水	海洋	2×10^{-6}	1×10^{-13}	0
	湖泊	8×10^{-6}	1×10^{-12}	0
	河流	6×10^{-7}	2×10^{-13}	0
沉积岩地下水	交替强烈带	5×10^{-6}	2×10^{-12}	15
	交替迟缓带	2×10^{-7}	3×10^{-10}	6
酸性岩浆岩地下水	交替强烈带	7×10^{-6}	2×10^{-12}	100
	交替迟缓带	4×10^{-6}	4×10^{-12}	100
铀矿床地下水	交替强烈带	6×10^{-4}	8×10^{-11}	1000
	交替迟缓带	8×10^{-6}	6×10^{-11}	500

① $1\text{em} = 3.7\text{Bq/L}$ 。

1.3 氡的衰变、积累和放射性平衡

(1) 氡的辐射性质

氡的三个天然放射性同位素²²²Rn、²²⁰Rn、²¹⁹Rn，分别来源于铀系（²³⁸U）、钍系（²³²Th）、锕系（²³⁵U）。铀系和钍系在自然界中广泛存在，由它们衰变出来的子体²²²Rn、²²⁰Rn 半衰期分别为 3.825d 和 55.6s。由于²²⁰Rn 的半衰期很短，一般自然界中仅占²²²Rn 含量的 1/10。锕系（²³⁵U）在自然界中的含量极少，仅为²³⁸U 的 0.72%；由锕系产生的²¹⁹Rn 的半衰期更短，为 3.96s。所以一般说氡，如不特别说明指的都是²²²Rn。

²²²Rn 的产生取决于²³⁸U 的衰变链（图 1.1）。²³⁸U 在自然界中复杂分布，使得自然界中氡气的来源呈现多样性。主要来源于土壤、矿物岩石的释放、海洋的释放、煤和天然气的燃烧、建筑物的建筑材料和植物呼吸作用等。

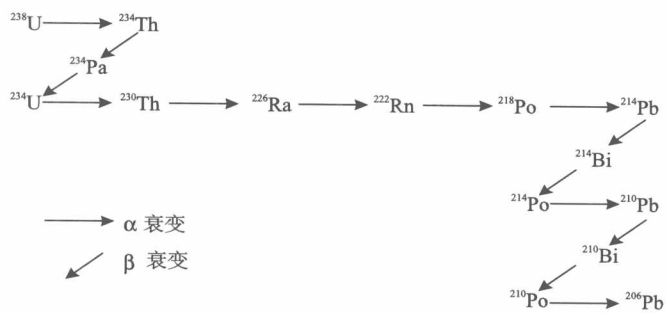


图 1.1 ²³⁸U 系列衰变图

²²²Rn 及其子体的半衰期、辐射粒子及能量见式（1.1）。氡的子体²¹⁸Po、²¹⁴Pb、²¹⁴Bi 和²¹⁴Po 等多为固体，最后的稳定核素是²⁰⁶Pb。氡的同位素的辐射性质见表 1.7。

$$\begin{aligned} &^{222}\text{Rn} \xrightarrow[3.825\text{d}]{\alpha, 5.489\text{MeV}} ^{218}\text{Po}(\text{RaA}) \xrightarrow[3.05\text{min}]{\alpha, 6.8025\text{MeV}} ^{214}\text{Pb}(\text{RaB}) \xrightarrow[26.8\text{min}]{\beta, \gamma} \\ &^{214}\text{Bi}(\text{RaC}) \xrightarrow[19.7\text{min}]{\beta, \gamma} ^{214}\text{Po}(\text{RaC}') \xrightarrow[164\mu\text{s}]{\alpha, 7.687\text{MeV}} ^{210}\text{Pb}(\text{RaD}) \end{aligned} \tag{1.1}$$

表 1.7 氡同位素的辐射性质

同位素	半衰期	衰变常数 (S ⁻¹)	衰变产生射线的相关性质		
			射线类型	射线能量 (MeV)	空气中射程 (cm)
²²² Rn	3.825d	2.10 × 10 ⁻⁶	α	5.48	4.04
²²⁰ Rn	55.6s	1.27 × 10 ⁻²	α	6.29	4.99
²¹⁹ Rn	3.96s	0.177	α	6.42 (7.5%) 6.55 (11.5%) 6.82 (81%)	5.56
²¹⁸ Rn	0.03s	23.1	α	7.13 (99.8%) 6.54 (0.16%)	6.01

氦衰变过程产生²¹⁸Po(RaA)、²¹⁴Pb(RaB)、²¹⁴Bi(RaC)、²¹⁴Po(RaC')和²¹⁰Pb(RaD)等。前面四个子体半衰期均不超过30min,故称为氦短寿命子体;RaD及其后子体半衰期都很长,近似可不考虑其衰变;另外RaC'的半衰期为164μs,迅速与RaC达到平衡,可近似认为RaC放出一个α粒子和一个β粒子(不经RaC'直接变为RaD)。

(2) 氦的衰变、积累和放射性平衡

设零时刻镭元素的原子个数为 N_{Ra0} , t 时刻,放射性核素镭(²²⁶Ra)和氦(²²²Rn)的原子个数分别为 N_{Ra} 和 N_{Rn} , λ_{Ra} 和 λ_{Rn} 分别为两个放射性核素的衰变常数。 $\lambda_{Ra}N_{Ra}$ 是镭元素的衰变率,也是氦的增加率,而 $\lambda_{Rn}N_{Rn}$ 是氦元素的衰变率。所以在 t 时刻的瞬间,氦元素的变化率为

$$\frac{dN_{Rn}}{dt} = \lambda_{Ra}N_{Ra} - \lambda_{Rn}N_{Rn} \quad (1.2)$$

因为镭元素在 t 时刻的累积是

$$N_{Ra} = N_{Ra0}e^{-\lambda_{Ra}t} \quad (1.3)$$

联立式(1.2)和式(1.3)可得氦的原子个数随时间变化的规律为

$$N_{Rn} = N_{Rn0}e^{-\lambda_{Rn}t} + \frac{\lambda_{Ra}N_{Ra0}}{\lambda_{Rn} - \lambda_{Ra}}e^{-\lambda_{Ra}t}[1 - e^{-(\lambda_{Rn}-\lambda_{Ra})t}] \quad (1.4)$$

式(1.4)可简写为

$$N_{Rn} = N_{Rn1} + N_{Rn2}$$

N_{Rn1} 表示零时刻已存在的氦原子个数,它按照指数规律衰减; N_{Rn2} 表示从零时刻开始从镭元素²²⁶Ra积累的原子个数,刚开始时候为零,逐渐增长到一个极大值,然后逐渐减少。为研究方便,假设氦元素在零时刻的原子个数为0,则式(1.4)为 $N_{Rn} = N_{Rn2}$ 。即

$$N_{Rn} = \frac{\lambda_{Ra}N_{Ra0}}{\lambda_{Rn} - \lambda_{Ra}}e^{-\lambda_{Ra}t}[1 - e^{-(\lambda_{Rn}-\lambda_{Ra})t}] \quad (1.5)$$

因为镭(²²⁶Ra)相对氦(²²²Rn)是长寿元素,它的半衰期和氦(²²²Rn)的半衰期相差5个数量级,所以认为镭元素的原子个数保持不变。式(1.5)可写为

$$N_{Rn} = \frac{\lambda_{Ra}N_{Ra0}}{\lambda_{Rn}}(1 - e^{-\lambda_{Rn}t}) \quad (1.6)$$

研究发现在镭元素的衰变和氦元素的积累过程中。镭的计数基本不变,氦气的积累在一个半衰期就达到了放射性平衡时的一半,十个半衰期镭和氦达到放射性平衡(理论上,达到放射性平衡的时间是无限长的)。此时,单位时间内,镭和氦衰变的原子数相等。即两者的衰变率相等。数学表示为

$$t \rightarrow \infty, N_{Rn} \rightarrow N_{\infty} = \frac{\lambda_{Ra}N_{Ra0}}{\lambda_{Rn}} \quad (1.7)$$

考察镭—氦—钍(²²⁶Ra $\xrightarrow{1620a}$ ²²²Rn $\xrightarrow{3.825d}$ ²¹⁸Po $\xrightarrow{3.05m}$ ²¹⁴Pb……)之间的放射性平衡,道理和两个放射性核素的平衡一样。首先,因为²¹⁸Po的半衰期很短,很快就与²²²Rn达到放射性平衡,且²¹⁸Po的原子数量直接取决于²²²Rn的数量。即

$$N_{Po} = \frac{\lambda_{Rn}N_{Rn}}{\lambda_{Po}}(1 - e^{-\lambda_{Po}t}) \quad (1.8)$$

其中,式中的²²²Rn量是个变化量,取决于从²²⁶Ra的积累,即