

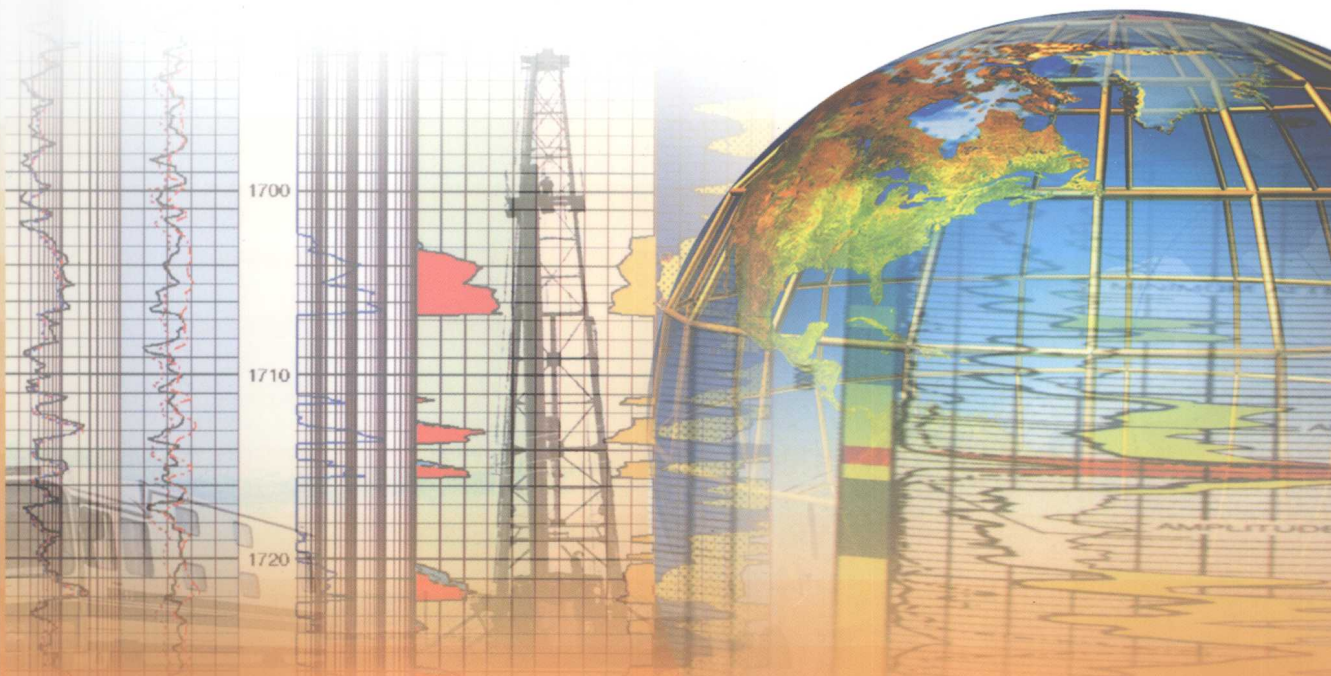


高等院校石油天然气类规划教材

地球物理测井方法与原理

(下册)

楚泽涵 高 杰 编著
黄隆基 肖立志



石油工业出版社
Petroleum Industry Press

高等院校石油天然气类规划教材

地球物理测井方法与原理

(下册)

楚泽涵 高 杰 编著
黄隆基 肖立志

石油工业出版社

内 容 提 要

本书系统地讲述了核测井、核磁共振测井和重力测井的方法与原理；介绍了测井行业近年出现的各项新技术、传统测井方法新的应用和发展。

本书可作为高等院校地球探测与信息技术专业本科生的教学用书，也可作为地质勘察和地球物理勘探等专业和学科的教学参考书，还可供相关专业的研究生和在现场从事地球物理测井的工程技术人员参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

地球物理测井方法与原理. 下册/楚泽涵等编著.

北京: 石油工业出版社, 2008. 1

高等院校石油天然气类规划教材

ISBN 978-7-5021-6367-9

I. 地…

II. 楚…

III. 测井-高等学校-教材

IV. P631. 8

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 182954 号

出版发行: 石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址: www.petropub.com.cn

编辑部: (010) 64523575 发行部: (010) 64523620

经 销: 全国新华书店

印 刷: 石油工业出版社印刷厂

2008 年 1 月第 1 版 2008 年 1 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本: 1/16 印张: 18.25

字数: 464 千字

定价: 26.00 元

(如出现印装质量问题, 我社发行部负责调换)

版权所有, 翻印必究

序

测井是在井眼中探测和了解地下情况的技术，因此是随钻井技术的发展而出现的。中国是世界上最早使用钻井技术的国家，北宋时期苏轼在其著作《东坡志林》卷四“井河”中已经有宋仁宗庆历元年（公元 1041 年）以来“蜀始创筒井，用鬲刃凿如碗大，深者数十丈”的关于凿井以取卤水煮盐的记载；到清朝时期，已经可以钻深约千米盐井（清，李榕：《自流井记》，光绪二年，即 1876 年）。为了了解井下的情况，曾经采用以下方法：用一根长三四尺的木棒，包上湿泥巴用麻缠裹后风干，使其直径略小于井径，在即将或已经钻进卤水层时，用绳索或竹片将其放到井下丈量深度。取出后根据泥巴被水润湿的程度，即可判断卤水层的深度和出水量。现存的文献有对该工作方法的说明，还附有下井工具实物的立体图，所用的下井工具叫“泥孩儿”，工作方法叫“试腔”，与现代的规范术语“测井”相去不远。与此同期，沙俄在巴库的浅井中，为划分油气层进行过井温测量。应该说，这是最早的测井方法，或是现代测井技术的雏形。

1927 年 9 月，法国人斯仑贝谢（Schlumberger）兄弟在 Pechelbronn 油田以手动绞车和电线将电极放到 488m 深的井下，测量记录了世界上第一条电测井曲线，这是现代测井技术的开端；1939 年 12 月，在抗日战争烽火中迁到重庆的中央大学物理系教师翁文波和赵仁寿等在四川石油沟进行了电法测井实验，这是我国现代测井技术的起点；1948 年 9 月翁文波和赵仁寿、刘永年、王曰才等又在玉门用自制的半自动测井设备进行了电测井，并成功地划分了油层。新中国成立后，在改装国外设备和引进当时苏联测井设备的基础上，地球物理测井作为一个独立的专业技术开始确立其地位。50 多年来，地球物理测井技术从最早的半自动手工测量记录演变为全自动的光点检流计照相模拟记录，后来又发展为数字测井和数控测井技术，现在，地球物理测井技术已经可以在数控测量记录的条件下在地面计算机上实现成像显示，所使用的方法也从过去比较单一的电法测井，扩展到核测井、声波测井、核磁测井、重力测井、磁测井以及各种在井内检查生产状况的综合方法。在地球物理测井科学技术发展进步的同时，地球物理测井的专业教育也得到了发展和扩大，1955 年为适应国家经济发展的需要，在新建的北京石油学院设立了矿场地球物理教研室，对 1953 年入学的本科生进行了地球物理测井的专业教育，这是我国地球物理测井教育事业的起点。现在在石油、煤炭矿业、地质、水文和工程地质部门的许多院校都成立了相应的专业。早期，原来的北京石油地质学校的矿场地球物理专业为在 20 世纪 50 年代和 60 年代起飞的我国石油工业提供了大量的现场操作和解释人员。半个世纪过去了，从各部门的院校中毕业的地球物理测井专业本科生已经超过万人，还有数以百计的硕士和博士，我国已形成世界上人数最多的测井专业队伍。

地球物理测井作为一门独立的科学技术，其特点是融汇物理学和地球科学的有关知识。物理学中的每个领域：电磁学、声学、核物理学、光学、热学等学科的基础研究都有助于地球物理测井学科的技术发展和进步；而地球科学，尤其是矿产资源勘探和开发领域实践中的一系列课题又给地球物理测井提供了研究方向和实际应用的空间。用物理方法解决地球科学中的矿产资源勘探和开发中的理论、方法和技术，并对资源的勘探开发状况进行预测评价，

地球物理测井学科就是沿着这样的轨迹发展和进步的。

地球物理测井技术的特点是在井下（几何空间很小、压力和温度很高）的条件下进行测量记录，其观测空间的测量记录条件相当复杂和困难；另外地球物理测井是通过测量记录地球物理参数来实现对井下地质体的预测评价，因此存在地球物理反演的多解性问题；地球物理测井实际测量记录的往往是非均匀的、各向异性的介质，而现有的比较成熟的物理学方法则主要是针对均匀、各向同性介质。由于这些原因，多年来地球物理测井工作者在理论方法、测量技术、实验室岩石物理的实验研究、野外测井资料的处理、解释和地质评价方面都在已有的物理方法的基础上，根据实际问题的条件，在理论和方法研究上有了长足的发展，但这些都离不开对地球物理测井方法基础知识和基础理论的支持。各院校中地球物理测井专业的教学是在为解决这些问题实施基础训练，而相关的教材则是对地球物理测井专业大学生进行训练的最重要工具。我国地球物理测井的专业教材最早是翻译前苏联的教材或根据当时苏联专家的讲义编写的。后来，赵仁寿等和我也为本科生编写过各种教材；1958年原北京石油学院矿场地球物理教研室的同志们还结合生产实践编写过《电测井技术》及有关射孔等作业的教材；1960年北京石油学院开展了教学改革，矿场地球物理教研室组织了教改小组到大庆油田调研，并参考调研结果编写了《油矿地球物理（上、下册）》；20世纪80年代，石油工业出版社又先后出版了《电法测井（上、下册）》（1984），《声波测井原理》（1979、1987），《放射性测井原理》（1985），另外还有一些国外出版的参考书陆续翻译出版，为我国的地球物理测井工作者和大学生提供了丰富的教材和参考读物。

现在已经进入21世纪，原有教材有的在内容上需要更新，有的要删繁就简，有的要在内容上进行调整。本着继承传统、发展新学科知识的精神，由中国石油大学（北京）测井研究中心主持，编写了新版教材《地球物理测井方法与原理》，这是编著者多年从事教学和研究工作的成果，也是编著者奉献给新时代大学生和专业工作者的礼物。在地球物理测井专业诞辰50周年之际，仅将这本新编的教材介绍给本专业的学生和在现场从事地球物理测井的工作人员，谨为之序。

王曰才

2006年12月28日

前 言

本书是为高等院校地球探测与信息技术专业本科生编写的教学用书，并可供地质勘察和地球物理勘探等专业和学科作为教学参考书；本书还推荐给相关专业的研究生作参考书；同时本书也可供在现场从事地球物理测井的工程技术人员自学和进修参考。

20 世纪后期，石油工业出版社先后出版了《电法测井（上、下册）》（张庚骥，1984）、《声波测井原理》（楚泽涵，1987）、《放射性测井原理》（黄隆基，1985）等高等学校教学用书，是较早公开出版发行的、系统性较好、方法原理阐述比较清楚和论证严谨的教学用书，是近 20 年来地球物理测井专业本科生通用的教科书。但是，随着地球物理测井学科的发展和技术的进步，出现了一些新的测井技术，例如，电磁波传播测井、偶极子和正交偶极子横波测井、元素测井；一些原有的测井技术又由于测量技术和计算机技术的发展而成为异军突起的技术门类，如核磁共振测井；一些传统的测井方法在原理和应用上也有新的发展，例如阵列感应测井。在地球物理测井学科发展和技术进步的背景及前提条件下，原有的教材在内容方面有必要更新，在结构上也需要调整，为此，石油工业出版社授权中国石油大学（北京）测井研究中心组织富有教学和教材编写经验的教师重新编写地球物理测井的专业教材，并将书名定为《地球物理测井方法与原理》，将各种主要的测井技术，按其方法原理合并编写成为一本统一的教材，这样可以避免按单独的测井技术编写时有关内容的重复（例如有关位势场理论），而且希望以这样的形式给予学生地球物理测井学科和技术比较系统和完整的概念，而且在内容上也能够彼此呼应和协调。新编的教材在内容上根据学科的发展也有较大的调整，例如，将核磁共振测井作为一种独立的测井方法加以介绍和讨论；再如，声波测井部分中删去了有关弹性力学和换能器等属于专业技术基础的内容，而增加了对各种新型声波测井方法的介绍。考虑到本书的主要目的是作为本科生的专业教材，因此有关地球物理测井仪器、资料处理及解释评价等内容基本上不在本书编写范围之内，而着重介绍和讨论地球物理测井中有关电磁学、声学、原子物理和核子物理、核磁物理和重力场的基本概念和方法原理。

在编写体例上，本书系统地介绍各种类型地球物理测井方法提出的背景、思路和工作原理，介绍有关的基础知识、物理模型和数学方法以及实际应用的领域和前景。由于本书是专业课程的教科书，所涉及的内容包括有关的物理、数学、地质等学科的基本知识，因此阅读和参考本书的读者应该有大学本科数学、物理和有关地质学科的基本知识。为了学生阅读和自学方便，在每一节后面附有思考题和进一步阅读的书目。而本书编写时参考国内外许多著述，不再一一列出，只列出最主要的部分文献供读者进一步学习和查阅。

本书分上下两册，上册包含第一、第二章，下册包含第三、第四、第五章。第一章由高杰编写；第二章由楚泽涵编写；第三章由黄隆基编写；第四章由肖立志编写；第五章由楚泽

涵编写；全书由楚泽涵统稿。我国地球物理测井界的前辈和地球物理测井教育的奠基人——王曰才教授为本书作序，序中对地球物理测井的后来者期望至切，对学科发展的理解才猷越老，识见越深。本书的编写者对王先生表示深切的感谢和敬意，并希望本书能够为地球物理测井学科的发展和进步起到作用。

楚泽涵
2007年1月

目 录

(下册)

第三章 核测井	1
第一节 核测井核物理基础	2
一、伽马测井核物理基础	2
二、中子测井核物理基础	26
思考题	45
进一步阅读书目	45
第二节 伽马测井	46
一、自然伽马能谱测井	46
二、散射伽马能谱测井	96
思考题	123
进一步阅读书目	123
第三节 中子测井	124
一、放射性中子源中子测井	124
二、脉冲中子测井	154
思考题	201
进一步阅读书目	202
第四章 核磁共振测井	203
第一节 核磁共振测井的物理基础	204
一、核磁共振现象	204
二、核磁共振的经典矢量模型描述	207
三、弛豫特性	210
四、基本测量方法	211
五、定量分析基础	217
六、核磁共振成像基本原理	217
七、二维核磁共振方法原理	219
思考题	222
进一步阅读书目	222
第二节 核磁共振测井的岩石物理基础	223
一、储集层流体的核磁共振性质	223
二、岩石的核磁共振性质	227
思考题	233
进一步阅读书目	233
第三节 核磁共振测井仪器的测量原理	234
思考题	247

进一步阅读书目·····	248
第四节 核磁共振测井解释模型及其应用·····	249
一、基本数据处理·····	249
二、孔径分布模型·····	250
三、孔隙度模型·····	252
四、束缚水模型·····	254
五、渗透率模型·····	258
六、饱和度模型·····	260
七、核磁共振测井应用支持·····	270
思考题·····	272
进一步阅读书目·····	273
第五章 重力测井·····	274
一、引力和重力·····	274
二、重力的单位·····	274
三、影响重力的因素·····	275
四、重力测量和重力测井·····	278
五、重力测井的资料处理和地质解释评价简介·····	280
思考题·····	282
进一步阅读书目·····	282

第三章 核 测 井

核测井的学术名称是井下原子核地球物理学，是以核物理学、核电子学和核地质学为基础的边缘学科。在技术领域，核测井是一系列测井方法的总称，包括伽马测井、中子测井和核磁测井三大类。伽马测井测量由核衰变产生并与地层相互作用的伽马射线；中子测井测量经地层慢化的中子或中子诱发的伽马射线；而核磁测井测量核磁共振产生的射频信号。本章只讨论伽马和中子测井的核物理基础、地质依据、测量原理和应用，而核磁测井将在下一章介绍。

三大类核测井方法的发展与核物理学的三项重大发现密切相关。1896年法国科学家A. H. 贝克勒尔 (A. H. Becquerel)^① 发现了自然放射性。这一科学史上的重大事件标志着核物理学学科的诞生，也催生了原子核地球物理学。测井工作者在确认地层自然伽马放射性之后，创造了自然伽马测井。在1935—1939年间，自然伽马测井逐步成功用于划分地质剖面和区分粘土岩与储集岩，成为当时唯一的核测井方法。随着伽马光子与物质相互作用的研究和人工放射性核素的应用，又研发了多种散射伽马和示踪伽马测井方法。

1932年英国科学家S. J. 查德维克 (S. J. Chadwick)^② 发现中子。中子物理迅速发展为核物理的重要分支，并逐步形成以中子与物质相互作用为基础的核分析方法。同类技术转移到井下就产生了一系列中子测井方法，并逐渐发展成为探测地层岩性、孔隙度和套管井储层含油饱和度的重要手段。伽马测井和中子测井组合，形成井眼元素核分析技术，即处于实验阶段的核测井。

原子核性质的另一重大发现，是在1945年发现的核磁共振现象。到了1949年，出现了第一个核磁测井专利。1990—1995年间核磁测井得到迅速发展，在区分束缚和可动流体，区分油、气、水，求渗透率和研究孔隙分布等方面表现出突出的优势。

核测井能为地学基础研究、矿藏勘测、工程设计、国防施工和环境保护提供关键数据，能监测地下由地质事件和人类活动引发的各种核过程。在20世纪90年代，形成了以自然伽马能谱、散射伽马能谱、脉冲中子伽马能谱和核磁共振成像测井为代表的数字信息核测井系列，并显示出独特的优点：

① A. H. 贝克勒尔 (A. H. Becquerel, 1852—1908)，法国科学家。1896年受伦琴发现X射线的启发，他开始研究一种含铀化合物 $K_2UO_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$ 。他的本意是考查这种磷光物质能否在阳光照射下发生类似于X射线的辐射，而使密封于黑纸中的照相感光版感光。但实验发现，含铀化合物能产生一种不同于X射线的辐射，对感光材料的感光作用与是否经阳光照射无关，对这种物质进行加热、冷冻、研成粉末或用酸溶解都不能改变新发现的辐射强度。这种性质是含铀化合物本身的固有特性，后来由居里夫人命名为放射性。由此改变了元素不能改变、原子不能分割的旧观念，1903年贝克勒尔和居里夫妇共同获得诺贝尔物理学奖。1975年国际计量大会通过决议，规定放射性活度国际单位为贝克勒尔 (Becquerel)，简称贝克 (Bq)。

② S. J. 查德维克 (S. J. Chadwick, 1891—1974)，英国科学家。1911—1913年在卢瑟福指导下研究放射性，得硕士学位。1920年卢瑟福预言在原子核内有中子，其质量与质子相同但没有电子。1930—1932年间，德国物理学家博特 (Bothe, 1891—1957) 和约里奥—居里夫妇发现用 α 粒子轰击某些轻元素（如铍）可得到穿透能力很强的中性粒子，当时误认为是光子。查德维克得知后重做这一实验，证明这种粒子不是光子，而是和质子的质量相同的中性粒子，并指出这就是他的老师卢瑟福1920年所预言的中子，1935年查德维克获得诺贝尔物理学奖。

①能揭示岩石的核物理性质，在原子核这一尺度上深刻地反映岩石的本质；

②对测量条件有广泛的适应性，选用不同方法，能在含有各种井内流体的裸眼井、套管井中对各种不同类型的储层进行有效测量，服务期包括油田勘探、开发全过程。

核物理、核射线探测技术的进步和石油工业发展的需求是核测井产生和发展的推动力。核测井大类的发展主要取决于射线源或信号源的发展；而次一级方法的发展取决于探测器的发展。为研制我国拥有完全知识产权的新一代核测井仪器，加快核测井技术和装备的国产化进程，急需加强脉冲中子发生器和能谱分析器的核心技术、核心部件和专用材料的开发和研制。

第一节 核测井核物理基础

一、伽马测井核物理基础

1. 放射性核素和放射源

(1) 放射性核素和核射线

原子核由质子和中子（统称为核子）组成。质子和中子都能以自由状态存在，因此可以研究各自的性质。质子带有单位正电荷，实际上它就是氢的原子核，其质量为 $1.00758u$ ， u 为原子质量单位^①。中子是不带电的中性粒子，其质量为 $1.00887u$ 。

原子核的质子数与原子核外电子数相等，决定原子的化学性质和在元素周期表中的位置，称为原子序数，并用 Z 表示。原子核中质子数 Z 与中子数 N 的和称为原子核的质量数，并用 A 表示， $A = Z + N$ 。

一种核素是指原子核的质子数和中子数都相等并处于同一能态的同一类原子。核素的符号为 A_ZX ，其中 X 为元素符号（也是核素的名称）， A 和 Z 分别表示质量数和质子数。例如氘 (${}^2_1\text{H}$) 是一种核素，原子核中有一个质子和两个中子。一种元素通常是由几种质子数（原子序数）相同的核素组成的，这几种核素称为该种元素的同位素。例如氢 (H) 元素是由三种核素组成的，即氢 (${}^1_1\text{H}$)、氘 (${}^2_1\text{H}$) 和氚 (${}^3_1\text{H}$)。由于元素符号本身已确定了原子序数 Z ，所以这三种核素也可简写为 ${}^1\text{H}$ 、 ${}^2\text{H}$ 和 ${}^3\text{H}$ 。

某种核素在其天然同位素混合物中所占的原子核数目的百分比称为该核素的丰度，如 ${}^1\text{H}$ 的丰度是 99.9844% 。一种元素的核物理性质是由该元素中包含的所有核素的核物理性质及其丰度决定的。

1896年，法国物理学家贝克勒尔在研究铀矿石的荧光时，发现铀放射出一种看不见的射线，穿透力很强并能使照相底片感光。这就是人类第一次观察到的放射性现象。进一步的研究确定，这类射线是在原子核发生变化时发射出来的。原子核自发发射各种射线的性质统称放射性。后人为永远铭记这位科学家划时代的贡献，用他的名字作为放射性活度的单位。

原子核能自发发生变化的核素称为放射性核素，不能自发发生变化的核素是稳定核素。在氢的同位素中， ${}^1\text{H}$ 和 ${}^2\text{H}$ 是稳定核素，而 ${}^3\text{H}$ 是放射性核素。放射性元素中至少有一种或全部核素是放射性的。

放射性物质发射的射线有三种，即 α 、 β 和 γ 射线。这三种射线的特性各不相同，在核

① 原子质量单位 u ，等于一个 ${}^{12}\text{C}$ 核素的原子质量的 $1/12$ ， $1u = 1.6605655 \times 10^{-27}\text{kg}$ 。

测井中有不同的用途。

① α 射线(α 粒子)是高速运动的氦原子核,穿透能力最低但电离能力最强。在核测井中,利用 α 粒子与某些原子核的相互作用可制造中子源。

② β 射线是高速运动的电子流,穿透能力较 α 射线强但电离能力较 α 射线弱。在核测井中,能发射 β 粒子的某些核素(如 ^3H)可做井间监测示踪剂。

③ γ 射线是波长很短的电磁波,贯穿能力最强但电离能力最弱。 γ 射线能穿透几十厘米的地层、水泥环、套管和下井仪器的外壁而被探测器接收到,是核测井的主要探测对象。在测井行业标准中, γ 射线写为伽马射线,在井眼中测量记录伽马射线的方法叫伽马测井。

对核测井,能发射核射线的矿物、岩石、地层和人工制造的装置都是放射源。而在其他核技术领域,放射源只指人工制造的核射线辐射装置。

(2) α 衰变和 α 源

原子核自发发射 α 粒子(^4He 核)转变成另一种原子核的放射性现象称为 α 衰变。 α 衰变过程可表示为:



式中 ${}^A_Z\text{X}$ ——母核;

${}^{A-4}_{Z-2}\text{Y}$ ——子核;

${}^4_2\text{He}$ ——发射出的 α 粒子,例如:



核衰变过程放出的能量称为衰变能,记为 E_d ,与发射出的 α 粒子的能量 E_α 有下列关系:

$$E_d = \left(1 + \frac{m_\alpha}{m_Y}\right) E_\alpha \quad (3-3)$$

式中 m_α —— α 粒子的质量;

m_Y ——子核的质量。

大多数发生 α 衰变的原子核,其质量数 $A > 200$ 。重核的反应能常有几兆电子伏特(MeV),而 α 粒子几乎带走所有的反应能,所以有足够的能量引起发射中子的核反应。如 ${}^{210}\text{Po}$ 、 ${}^{226}\text{Ra}$ 、 ${}^{239}\text{Pu}$ 和 ${}^{241}\text{Am}$ 等核素都能用作制造中子源的 α 发射体。

由 α 衰变产生的子核可处于不同的分立能级。它既可处于基态,也可处于较高的能级,即处于激发态,然后放出伽马光子再回到基态。子核的激发能越高,对应的 α 粒子的能量越低,退激时放出的伽马光子的能量就越高。 ${}^{228}\text{Th}$ 经 α 衰变产生的 ${}^{224}\text{Ra}$ 可处于基态、第一激发态、第二激发态、第三激发态,退激时可产生6组能量不同的伽马射线。许多 α 发射体同时也能发射伽马射线,如 ${}^{226}\text{Ra}$ 、 ${}^{214}\text{Bi}$ 、 ${}^{208}\text{Tl}$ 等核素都是重要的伽马辐射体。

(3) β 衰变、 β 源和中微子

原子核自发地放射出负电子、正电子或俘获一个轨道电子所发生的转变,统称为 β 衰变。可分别称为 β^- 衰变、 β^+ 衰变和轨道电子俘获。

a. β^- 衰变

母核 ${}^A_Z\text{X}$ 经 β^- 衰变为子核 ${}^A_{Z+1}\text{Y}$ 表示为:



其净过程为:

$$n \rightarrow p + e^{-} + \bar{\nu} \quad (3-5)$$

$\bar{\nu}$ 是反中微子 (ν 是中微子)^①, 它是质量几乎等于零的中性粒子, 并以光速运动。由于有中微子参与, β^{-} 粒子的能量谱是连续的。

β^{-} 衰变的本质是原子核中的一个中子转变成质子。当母核原子质量大于子核原子质量时, 可以发生 β^{-} 衰变。例如 ${}^3\text{H}$ (氚) 的 β^{-} 衰变可表示为:



${}^3\text{H}$ 可通过 ${}^6\text{Li} (n, \alpha){}^3\text{H}$ 核反应获得, 半衰期为 12.33a。氚是氢的同位素, 化学性质与氢相同, 可作为油田注入水的标记或示踪核素。从注水井注入含氚示踪剂, 在采油井采样检测氚的 β 放射性, 可判断两井间地层的连通性和注入水的推进速度, 并能估算水淹等级和剩余油分布。

氚发射的 β 粒子打在锆或钛靶上, 将受核场的库仑作用产生加速度, 部分能量将转变为 2~10keV 连续能量的伽马辐射。这种低能光子源称为 ${}^3\text{H}/\text{Zr}$ 和 ${}^3\text{H}/\text{Ti}$ 韧致辐射源, 可用于 X 光荧光分析。

${}^{14}\text{C}$ 也具有 β^{-} 放射性, 半衰期为 5730a, 粒子能量 0.01861MeV。由于它的半衰期比地球年龄短得多, 不可能天然存在。但高能宇宙射线中的质子能打碎地球上层大气中的原子核而产生次级中子 (n), 中子与大气中的 ${}^{14}\text{N}$ 通过核反应:

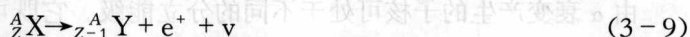


生成 ${}^{14}\text{C}$ 。由于这种反应在大气中连续发生, ${}^{14}\text{C}$ 的产生率与衰变率之间会建立起动态平衡, 并以 ${}^{14}\text{CO}_2$ 的化合物形态参与生物体的新陈代谢, 也达到动态平衡。活着的生物体中, ${}^{14}\text{C}$ 原子核与 ${}^{12}\text{C}$ 原子核之比与大气中相同, 等于 $1 : 7.7 \times 10^{11}$ 。由这一比值可算出生物活体中每克碳的 β 衰变数约为 15 次/min。生物体死亡之后, 不再与大气交换 CO_2 , 生物残骸中的 ${}^{14}\text{C}$ 得不到补充, 仅以半衰期 $T = 5730\text{a}$ 的速率减少。因此, 测量考古发现的生物残骸中 ${}^{14}\text{C}$ 的 β 放射性活度 A 即可按下式算出生物体死亡时距今的年数:

$$t = 1.9 \times 10^4 \lg(15/A) \quad (3-8)$$

b. β^{+} 衰变

当母、子核原子质量之差大于电子质量两倍时, 可发生 β^{+} 衰变。 β^{+} 衰变可表示为:



β^{+} 衰变是原子核中的一个质子转变成中子, 其净过程为:



例如:



c. 轨道电子俘获

母核与子核原子静止能量之差大于壳层电子结合能时可发生轨道电子俘获, 衰变式为:

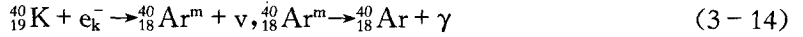
^① 中微子假说是 1930 年泡利 (W. Puli) 提出的, 但直到 20 世纪 50 年代才由实验证实它的存在。据理论估计, 中微子在物质中的平均自由程为 10^{16}km , 而地球的直径只有 $1.3 \times 10^4\text{km}$, 所以中微子可以多次穿越地球而与之不发生相互作用。这种穿透能力极强并以光速运动的中性粒子流给科技界带来许多遐想, 有人想把它用于通信, 有人说可用以扫描地球。



过程的实质是核内的一个质子俘获一个轨道电子而转变成中子，即：



例如 ${}^{40}\text{K}$ 可发生K层电子俘获，生成激发态的氩，再放出一个能量为1.46MeV的伽马光子而回到基态，核衰变式为：



它还能通过 β^- 衰变生成基态的 ${}^{40}\text{Ca}$ ，衰变式为：



图3-1是 ${}^{40}\text{K}$ 的核衰变图。只有式(3-14)表示的衰变方式能产生光子，衰变的分支比为10.67%。这意味着，若有100个 ${}^{40}\text{K}$ 核衰变，大约只有11个能发生K层电子俘获并发射伽马射线。 ${}^{40}\text{K}$ 发射的能量为1.46MeV的伽马射线，是自然伽马能谱测井的测量对象，可用以勘探钾盐、研究粘土矿物和沉积环境以及评价地层的敏感性。

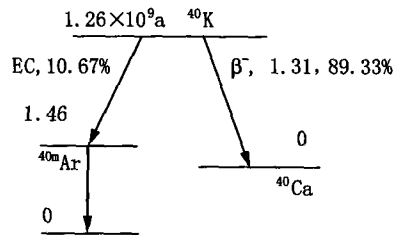


图3-1 ${}^{40}\text{K}$ 衰变图

轨道电子俘获产生的原子，内层电子缺少了一个。例如K层有一个电子被俘获，邻近的L层电子就会有一个跳到K层来填补空位，多余的能量将以特征X射线的形式发射出来。具有这种特性的辐射源可作为双能光子源，若半衰期和强度合适，则可用伽马射线测量流体的密度，而用X射线测量流体的成分。

轨道电子俘获产生的原子，内层电子缺少了一个。例如K层有一个电子被俘获，邻近的L层电子就会有一个跳到K层来填补空位，多余的能量将以特征X射线的形式发射出来。具有这种特性的辐射源可作为双能光子源，若半衰期和强度合适，则可用伽马射线测量流体的密度，而用X射线测量流体的成分。

(4) 伽马跃迁和伽马源

由 α 、 β 衰变产生的子核往往处于激发态，而后可通过发射伽马射线或内转换电子释放多余的能量而退激到基态。激发态的原子核通过发射伽马射线而退激到较低能级或基态的过程，称为伽马跃迁，或称伽马衰变。而激发态的原子核，退激时若将能量传递给某个壳层电子（如K壳层电子）使电子（内转换电子）发射出去，则称为内转换。

伽马射线、X射线和可见光具有相同的本质，是波长不同的电磁波。伽马射线的波长比X射线和可见光要短得多，能量为1MeV的伽马射线，波长 $\lambda = 1239\text{fm}$ ^①，比1keV的X射线波长短1000倍。

a. 简单放射性衰变和单核素伽马源

单一核素原子核的衰变规律可简述如下：若用 $N(t)$ 表示时刻 t 存在的原子核数，那么在时刻 t 到 $t + dt$ 之间发生衰变的原子核数 $-dN(t)$ 应和 $N(t)$ 及 dt 成正比，即：

$$-dN(t) = \lambda N(t) dt \quad (3-16)$$

式中 λ ——衰变常数，即一个原子核在单位时间内发生衰变的几率。

式(3-16)的积分形式是：

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3-17)$$

式中 N_0 —— $t=0$ 时的原子核数。

衰变常数为 λ 的放射性原子核数经衰变减少一半所经过的时间，称为该种核素的半衰

① $1\text{fm} = 10^{-15}\text{m}$ 。

期, 用 $T_{1/2}$ 表示, 它等于 $0.693/\lambda$ 。原子核的平均寿命 $\tau = 1/\lambda$ 。

一个放射源在单位时间内发生衰变的原子核数称为它的放射性活度^① (或称衰变率)。放射性活度的国际单位是贝克勒尔 (Becquerel), 简称贝克 (Bq), 其定义为:

$$1\text{Bq} = 1\text{s}^{-1} \quad (3-18)$$

即放射源每秒产生一次衰变为 1 贝克。它和原有的放射性活度单位居里 (Ci) 的关系为:

$$1\text{Ci} = 3.7 \times 10^{10}\text{Bq} \quad (3-19)$$

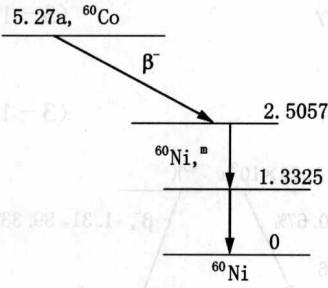


图 3-2 ^{60}Co 衰变图

目前居里 (Ci) 仍可和贝克 (Bq) 并行使用。应当特别注意, 若两种放射源活度相同, 只表明在单位时间内它们的核衰变数相同, 并不表明在单位时间里它们发射的粒子 (α 、 β 、 γ) 数也相同。例如, 每个 ^{60}Co 原子核衰变时 (图 3-2) 发射一个 β 粒子和两个伽马光子, 而每个 ^3H (氚) 原子核衰变时只发射一个 β^- 粒子。

① 铯的放射性核素: ^{137}Cs 是在岩性密度能谱测井中采用的伽马源, 其衰变图如图 3-3 所示。 ^{137}Cs 经过 β^- 衰变转变成 $^{137}\text{Ba}^m$, 分支比为 93.5%。而后 $^{137}\text{Ba}^m$ 可以经过两种方式退激: 发射能量为 0.662MeV 的伽马射线; 发射内转换电子, 即把能量传给 K 层或 L 层电子, 使它们发射出去。

与轨道电子俘获相似, 在发射内转换电子后, 原子壳层出现了空位, 外壳层电子就会来填补, 伴随发射能量为 0.0321MeV 和 0.0365MeV 的特征 X 射线。

② 镉的放射性核素: ^{109}Cd 通过 K 层电子俘获转变为 $^{109}\text{Ag}^m$, 激发态的子核发射能量为 88keV 的伽马射线退激到基态, 成为稳定的 ^{109}Ag 。在 K 层的一个电子被俘获后, L 层的电子来补缺, 多余的能量转变为 22.2keV 的 X 射线发射出去。利用其伽马和 X 射线可分别测定井眼流体密度和持率。

b. 两个环节的连续衰变和放射性核素发生器

有很多放射性核素会一个接一个地连续发生衰变, 一般可表示为:



即放射性核素 A 经衰变生成核素 B, 核素 B 也是放射性核素, 经衰变生成核素 C, …… , 最后生成稳定核素。

为讨论方便, 设某一放射性衰变序列只有两个环节, 即 $A \rightarrow B \rightarrow C$, 其中放射性核素 B 不断从 A 产生又不断转变为 C, 而 C 是稳定核素。称 A 为母体, 称 B 为子体, 它们的衰变常数和半衰期分别为 λ_1 、 T_1 和 λ_2 、 T_2 。母体 A 的原子核数 N_1 将按式 (3-17) 的规律衰减, 即:

$$N_1 = N_{10} e^{-\lambda_1 t} \quad (3-21)$$

式中 N_{10} —— $t=0$ 时母体 A 的原子核数。

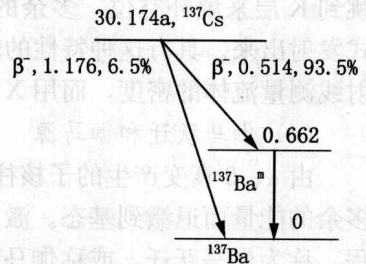


图 3-3 ^{137}Cs 衰变图

① 放射性活度过去也称放射性强度。

A 核将以 $\lambda_1 N_1$ 的速率转变为 B 核；而子体 B 的原子核数的变化，既决定于由 A 核衰变为 B 核的速率 $\lambda_1 N_1$ ，又决定于由 B 核衰变为 C 核的速率 $\lambda_2 N_2$ ，其变化率是这两者之差，即：

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (3-22)$$

将式 (3-21) 代入式 (3-22) 得：

$$\frac{dN_2}{dt} + \lambda_2 N_2 = \lambda_1 N_{10} e^{-\lambda_1 t} \quad (3-23)$$

积分式 (3-23)，并利用初始条件： $t=0$ 时 $N_2=0$ ，可得：

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{10} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \quad (3-24)$$

式 (3-24) 表示 B 核素原子核数 $N_2(t)$ 随时间变化的规律。

为讨论放射性核素连续衰变序列的放射性平衡条件，现将式 (3-24) 改写为：

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{10} e^{-\lambda_1 t} [1 - e^{-(\lambda_2 - \lambda_1)t}] \quad (3-25)$$

可以看出：母体和子体的平衡关系是由 λ_1 和 λ_2 的相对大小确定的，并可分为三种情况：

①不平衡 ($\lambda_1 > \lambda_2$)：若 $\lambda_1 > \lambda_2$ ，即母体比子体衰变得快，式 (3-25) 可改写为：

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_1 - \lambda_2} N_{10} (e^{-\lambda_2 t} - e^{-\lambda_1 t}) \quad (3-26)$$

当 $t=0$ 时，子体的数量为零，而后随着母体的衰变而逐渐增加，在某一特定的时间达到极大值，以后就会越来越小。当 t 足够大时，必然会有：

$$e^{-\lambda_2 t} \gg e^{-\lambda_1 t} \quad (3-27)$$

此时将式 (3-26) 括号中的第二项略掉，得：

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_1 - \lambda_2} N_{10} e^{-\lambda_2 t} \quad (3-28)$$

可见，当时间足够长时子核将按它单独存在时的规律衰减，母体和子体不可能实现任何平衡。

②暂时平衡 ($\lambda_1 < \lambda_2$) 和放射性核素发生器：若 $\lambda_1 < \lambda_2$ ，母体比子体衰变得慢，但如果 λ_1 还不够小，就只能建立暂时平衡。当 t 足够长时，有：

$$e^{-\lambda_1 t} \gg e^{-\lambda_2 t} \quad (3-29)$$

此时

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_1(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{10} e^{-\lambda_1 t} \quad (3-30)$$

式 (3-30) 表明，子核素将按母核素的衰变率衰减，且子体与母体核数比为一常数，这种现象称之为暂时平衡。

由式 (3-24) 可导出，子体活度 $\lambda_2 N_2$ 达到最大值的时间为：

$$t = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \ln \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (3-31)$$

在放射性示踪测井中，希望在施工后短时间内消除核污染，故应选用半衰期短的放射性核素做示踪剂，但这一要求与源的生产、运输和保存的条件相矛盾。解决这一矛盾的办法就是利用双核素衰变序列的暂时平衡，构成放射性核素发生器。这种源的母核素是半衰期长的放射性核素，而子核素是半衰期短的放射性核素，施工前将子核素分离出来做伽马示踪剂。例如，锡的放射性核素 ^{113}Sn ，半衰期长达 115.2d。 ^{113}Sn 以轨道电子俘获的方式转变为铟的激发态核素 $^{113}\text{In}^m$ ，再通过同核异能跃迁发射能量为 0.39MeV 的伽马光子，半衰期仅为 1.658h。在厂家购买的锡—铟伽马源，两种放射性核素已达到动态平衡，系统的活度按 ^{113}Sn 的半衰期衰减。施工前，用盐酸溶液淋洗即可将铟与母体锡分离，用 $^{113}\text{In}^m$ 作测定吸水剖面的示踪剂。施工后 6h，施工现场和井眼内放射性已完全消失。伽马源中减少了的 $^{113}\text{In}^m$ 将由 ^{113}Sn 的衰变得得到补充，直到达到新的平衡。

③长期平衡 ($\lambda_1 \approx 0$, $\lambda_1 \ll \lambda_2$) 和天然放射系：当 $\lambda_1 \approx 0$ 和 $\lambda_1 \ll \lambda_2$ 时，式 (3-25) 可简化为：

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} N_{10} (1 - e^{-\lambda_2 t}) \quad (3-32)$$

当 t 足够长时，有：

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} N_{10} \quad (3-33)$$

此后子核数不再随时间变化，子体的放射性活度恒等于母体的初始放射性活度，即：

$$\lambda_1 N_{10} = \lambda_2 N_2(t) \quad (3-34)$$

这种情况称为长期平衡。

c. 天然放射系

对包括两个以上环节的衰变序列，可以推出第 n 个核素的原子核数为：

$$N_n(t) = N_{10} (C_1 e^{-\lambda_1 t} + C_2 e^{-\lambda_2 t} + \dots + C_n e^{-\lambda_n t}) \quad (3-35)$$

系数 C_1, C_2, \dots, C_n 是与第 n 个核素以前的各个核素的衰变系数有关的常数。对于多代子体的放射性系列，只要母体 A 是长寿命的，则当时间足够长时，整个放射系都会达到长期平衡，这时各代子体的原子核数都不再随时间变化，它们的放射性活度将彼此相等，即：

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots \quad (3-36)$$

天然放射系有三个，即钍系、铀系和锕系。这三个放射系的第一代核素都具有很长的半衰期，和地球年龄同数量级或者更长，因而经过漫长的地质年代后还能够在地层中保存下来。锕系对岩石的天然放射性贡献很小，下面只介绍钍系和铀系。

①钍系：钍系是从 ^{232}Th (钍-232) 开始的，它的半衰期为 1.41×10^{10} a，这大约是地球年龄的六倍，这样长的半衰期使得 ^{232}Th 和它的衰变产物能够遗留在地壳中。 ^{232}Th 和它的各代子体之间的衰变关系见图 3-4。图中的横坐标代表原子序数 Z ，纵坐标代表质量数 A ， ^{232}Th 和它的衰变产物在图中用实线的圆圈表示，圆圈中的符号是这种核素的名称。各核素间的衰变关系在图中用实线表示。发生 α 衰变时，电荷数减 2，质量数减 4，所以箭头指向左下方；发生 β^- 衰变时，电荷数增加 1，而质量数不变，箭头就水平地指向右。实线旁