

高等学校教材

731145

应用地球物理教程

——电法 放射性 地热

傅良魁 主编



地质出版社

高等学校教材

应用地球物理教程

——电法放射性地热

傅良魁 主编

地质出版社

内 容 提 要

为拓宽专业面而编写的这套中等学时《应用地球物理教程》共三册，按方法分为重、磁、电、放射性、地热、地震六篇。在保持系统完整的基础上，贯彻少而精原则，并反映方法的新进展及应用。

本分册的第三篇电法部分增加了二极剖面法、近场源装置激电异常、频谱激电，加强了电磁测深法的内容。第四篇放射性则侧重于天然放射性测量。第五篇地热测量是第一次纳入地球物理教材之中。

本教程作为应用地球物理专业的教材，也可供从事金属、构造及深部地质研究的广大勘查地球物理及地质人员参考。

* * *

本册三篇分别由李金铭、华荣洲、汪集旻主审，经地质矿产部勘查地球物理专业课程教学指导委员会1989年8月秦皇岛会议审稿，同意作为高等学校教材出版。

高 等 学 校 教 材 应 用 地 球 物 理 教 程 ——电法 放射性 地热 傅良魁 主编

*

责任编辑：袁 方

地质出版社出版

（北京和平里）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店总店科技发行所发行

*

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：22.5 字数：530.000

1991年4月北京第一版·1991年4月北京第一次印刷

印数：1—5420 册 定价：5.70元

ISBN 7-116-00781-4/P·665

序 言

一、本书是为高等地质院校应用或勘查地球物理专业编写的通用教材。适用学制为四年，教学时数为270~300学时（实践性教学时数除外）。这是以现行教育计划为基础，根据各地质院校近年来的教学经验，由地质矿产部勘查地球物理专业课程教学指导委员会（以下简称“课指会”）于1988年10月北戴河会议上确定编写的通用教程。

二、这套教程定名为《应用地球物理教程》，其中包括六种勘探方法，每种方法列为一篇，分三册出版。在第一分册中包含两篇，即第一篇重力勘探和第二篇磁法勘探，两者各为50学时；在第二分册中包含三篇，即第三篇电法勘探（85学时）、第四篇放射性测量（12学时）和第五篇地热测量（8学时）；第三分册为地震勘探，列为第六篇，90学时。按现行教学计划，各种方法的教学顺序与各篇的次序基本上是一致的。

三、为了更好地贯彻少而精原则，这套教程与20世纪80年代初期按各种勘探方法分册出版的教材相比，在内容上有较大的精减和调整，各种方法的衔接性得到加强，减少了不必要的重复。而且，根据应用地球物理学各分支方法近年来新的发展趋势，充实了一些新内容，使这套教材更具有活力和时代性。当然，各篇的主要内容仍侧重在方法原理和基本知识、基本概念方面。对于实验技术和仪器、设备以及野外教学中可能遇到的一些基本技术性问题，由于学时所限，本书均未详细编写，今后两年将编写适当的实验指导书和野外实习中的现场教学材料，以作为互相配合的教学内容，使学生切实掌握“三基”（基础知识、基本理论、基本技能）。

四、虽然应用地球物理学各分支方法在某些方面近年来均有所发展，但在一些重要方面仍处于研究、探索阶段。例如，用各种方法进行直接找矿及评价异常源的地质背景、区分矿与非矿等方法理论问题，迄今尚无定论。故本书在选材方面有所控制。然而，有关这方面的研究现状和进展情况以及发展趋势等，均有让大学生了解的必要，因此本书各篇之后均列有一些有价值的文献，以增加兴趣和扩大视野，在教学中不断引导学生为发展我国的应用地球物理学做出贡献。

五、为了加深对教材内容的理解和巩固对教学内容的记忆，在本书每篇、章之后，均列有若干习题。内容较灵活，有思考、讨论、评述、计算、构图、分析等各方面的。而且，为了启发学生的独立思考和创造性见解的发挥，在习题之后，均未列“标准答案”。以免对大学生们活跃思想形成约束。各院校授课教员可做好充分准备，组织对某些习题进行讨论，使学生们和师生间互相启发，培养独立分析问题、解决问题的能力。

六、由于应用地球物理学分支方法较多，应用领域较广，并且目前仍在不断扩大中。因此，必须向学生讲授并让其掌握较多的内容。为了提高教学效果，书中选用了丰富的插图，各院校在选用本教材进行授课时，对于图表和较繁的公式，均宜预先制成幻灯片或大挂图，尽量减少用手在黑板上书写公式和绘图，以免占用授课时间。

七、全书各篇中的物理量及单位均采用国际单位制（SI）。

八、根据地矿部教材室和“课指会”的共同研究与推荐，邀请有关院校19位同志参加

这套教程的编写工作，其分工如下：

绪 论 傅良魁。

第一篇 重力勘探：罗孝宽（主编）、郭樟民、石宝林。

第二篇 磁法勘探：郭绍雍（主编）、李纪刚、朱文孝、孙运生。

第三篇 电法勘探：傅良魁（主编）、田宪谟、罗延钟、朴化荣。

第四篇 放射性测量：贾文懿。

第五篇 地热测量：于汇津。

第六篇 地震勘探：何樵登和熊维纲（主编）、杨有发、姚姚、钱绍瑚。

为编好本套教程，在执行地质矿产部制订的勘查地球物理专业教学计划过程中，课程教学指导委员会赴各有关地质院校进行调查，汇集意见，开始了组织编写工作，并于1988年10月召开了课指会，确定了本教程的编写原则、教学总时数、各篇控制学时及编写各篇章的统一格式及要求等。其后，各课指组分别进行了研究，开始编写。本书第一、二分册初稿于1989年8月在秦皇岛召开的课指会全体会议上进行了会审。以后，全体编写成员根据会审意见进行了认真、仔细的修改，最后由各分册的主编定稿。在编写过程中，曾请周国藩、管志宁、李金铭、华荣洲、章晔、汪集旻、余钦范等同志审阅了部分篇章的书稿，他们提出了一些宝贵意见和建议，在此一并表示感谢。

地质矿产部勘查地球物理专业课程教学指导委员会

主任 傅良魁

1990年8月

目 录

第三篇 电法勘探

引 言	1
第一章 电阻率法	2
§ 1 电阻率法基础	2
一、岩石和矿石的导电性	2
二、岩石和矿石电阻率的测定	8
三、视电阻率概念与电阻率法实质	10
四、常用的电阻率法	11
五、正演问题的理论计算与物理模拟方法	15
§ 2 电阻率剖面法	34
一、二极剖面法	34
二、三极剖面法、联合剖面法和对称四极剖面法	42
三、中间梯度法	58
四、偶极剖面法	66
§ 3 电阻率测深法	73
一、水平地层上的视电阻率曲线	73
二、水平地层上电测深曲线的定量解释	88
三、复杂条件下的电测深曲线	93
四、电阻率测深法的应用	100
习 题	103
第二章 充电法和自然电场法	105
§ 1 充电法	105
一、充电法的基本理论	105
二、充电法的应用	109
§ 2 自然电场法	111
一、岩石和矿石的自然极化	111
二、自然极化球体的电场	113
三、自然电场法的应用	115
习 题	117
第三章 激发极化法	119
§ 1 激发极化法基础	119
一、岩石和矿石的激发极化机理	119
二、稳定电流场中岩石和矿石的激发极化特性	120
三、交变电流场中岩石和矿石的激发极化性质	125
四、频率特性和时间特性的定量描述	129

五、激发极化场的计算和模拟方法	132
§ 2 常用装置的激电异常	141
一、中间梯度装置的激电异常	141
二、联合剖面装置的激电异常	146
三、近场源装置的激电异常	146
四、对称四极测深装置的激电异常	149
五、偶极装置的激电异常	152
§ 3 激发极化法的应用	157
一、激发极化法的应用范围	157
二、方法变种的选择	159
三、装置类型的选择	161
四、激发极化法的应用实例	162
习 题	167
第四章 电磁感应法	168
§ 1 电磁法理论基础	168
一、岩石和矿石在交变电磁场中的电磁学性质	168
二、均匀交变电磁场在导电介质中的传播	171
三、地中交变电磁场的结构特点	176
四、各向同性均匀大地的正常电磁场及视电阻率定义	181
五、交变电磁场的物理模拟原理	192
§ 2 电磁剖面法	193
一、不接地回线法	194
二、电磁偶极剖面法	202
三、航空电磁法	206
四、甚低频法	210
§ 3 电磁测深法	211
一、大地电磁测深法	211
二、频率测深法	225
三、瞬变测深法	238
习 题	248
参考文献	249

第四篇 放射性测量

引 言	252
第一章 放射性的基本知识	253
§ 1 放射性现象	253
§ 2 射线与物质相互作用	256
一、 α 射线及其与物质相互作用	256
二、 β 射线及其与物质相互作用	256
三、 γ 射线及其与物质相互作用	256
四、中子及其与物质相互作用	257

§ 3 放射性测量的统计规律	258
§ 4 放射性测量常用单位	259
一、法定计量单位	259
二、过去的惯用单位及它们与法定单位的换算关系	260
§ 5 放射性防护常识	262
习 题	262
第二章 放射性法的地质基础	263
§ 1 天然放射性核素在岩石和水中的分布	263
§ 2 放射性法解决非铀矿地质问题的地质前提	264
习 题	264
第三章 放射性测量仪器简介及常用测量方法	265
§ 1 放射性测量仪器简介	265
一、核辐射探测器	265
二、放射性测量仪器的工作原理	267
三、野外常用放射性勘探仪器	268
四、仪器的标定和放射源	268
§ 2 放射性测量常用方法	271
一、 γ 测量	271
二、射气测量	277
三、 α 径迹测量	279
四、Po-210法	281
五、活性炭测量	282
六、热释光法	283
七、 α 卡法	283
八、 γ - γ 法	287
九、X 荧光法	288
十、活化法	292
习 题	296
第四章 放射性法应用实例	297
§ 1 放射性法在地质填图中的应用	297
§ 2 放射性法在铀矿（包括钍矿和钾矿）地质中的应用	299
§ 3 放射性法在普查非放射性固体矿产中的应用	300
§ 4 放射性法在水文地质和工程地质中的应用	302
§ 5 放射性法在普查石油和天然气中的应用	303
§ 6 放射性法在地震预报中的应用	305
§ 7 放射性法在环境监测中的应用	305
§ 8 应用放射性法测定地质年代、密度、湿度等参数	305
习 题	306
参考文献	306

第五篇 地热测量

引 言	308
第一章 基本概念	309
§ 1 地热学中常用的物理量	309
一、温度	309
二、地温场	309
三、热量 (Q)	310
四、热流密度 (q)	310
§ 2 岩石的热物理性质	311
一、热导率 (k)	311
二、比热容 (c)	312
三、热扩散率 (a)	312
四、生热率 (A)	312
§ 3 热的三种传递方式	312
一、传导传热	312
二、对流传热	315
三、辐射传热	316
第二章 地球的热状态	317
§ 1 地球的热源	317
一、放射性元素生热	317
二、地球的重力热	318
三、其它热源	319
§ 2 地球的热能损耗及热平衡	319
一、热损耗	319
二、地球内部热平衡	321
§ 3 地球的温度	322
一、地壳的温度	322
二、地球深部温度估计	326
第三章 大地热流密度	328
§ 1 大地热流密度的测量方法	328
一、大陆热流密度测量	328
二、海底热流密度测量	328
§ 2 大地热流密度的分布特点	329
一、大陆与海洋热流密度的相似性	329
二、热流密度与地质年代的关系	335
三、热流密度与板块构造的关系	338
第四章 地热测量法的应用	340
§ 1 地热能的勘探	340
一、大范围勘查	340
二、地热区的勘探	340

§ 2 预测油气远景区	345
§ 3 勘探金属矿床	346
§ 4 预测矿山热害	347
习 题	349
参考文献	349

第三篇 电 法 勘 探

引 言

电法勘探是以岩（矿）石间电磁学性质及电化性质的差异作为物质基础，其应用领域较广。在不同的应用对象中，采用不同的变种或分支方法。由于地质勘查和找矿对象的自然条件是多种多样的，故电法勘探的变种方法也较多。通常可将电法勘探的许多变种方法分为两大类，即传导类电法和感应类电法。前者以各种直流电法为主，在我国获得较广泛应用的有电阻率法、充电法和自然电场法以及激发极化法等。在电阻率法中又分为电阻率剖面法和电阻率测深法等。而在电阻率剖面法中又含二极剖面法、三极剖面法、联合剖面法、对称四极剖面法、中间梯度法和偶极剖面法等。当然，在电阻率测深法中也同样包含有许多变种方法。在感应类电法或电磁感应法中，则可分为电磁剖面法和电磁测深法，并且在每种方法中也包含许多变种方法，如不接地回线法、电磁偶极剖面法、航空电磁法、甚低频法以及大地电磁测深法、频率测深法、瞬变测深法等等。

电法勘探通常用以勘查石油与天然气和煤田地质构造，寻找金属与非金属矿产，进行水文工程地质、城市环境与建筑基础以及地下管线铺设情况的勘查等。在以上各方面，电法勘探均发挥了很大作用，取得了可喜成就。随着生产的需要，这一方法目前仍在不断发展和完善中。而且，为了探查不同地质对象和解决不同地质问题，电法勘探可在空间、陆地、海洋、地下等各种区间内进行，因此人们有时也按其工作场地不同而分为航空电法、地面电法、海洋电法和地下电法等，它们在方法技术上各有不同的特点。

由于电法勘探变种方法很多，而教学时数有限，因此本书内容乃以我国常用分支方法的原理为主，辅以相应图表，以利理解书中的方法原理。对于仪器、技术方面的内容，则主要留在实践性教学环节中讲授。

本篇由田宪谟（第一章）、罗延钟（第二、三章）、朴化荣（第四章）编写，傅良魁主编。

第一章 电阻率法^[1]

电阻率法是以地壳不同岩石和矿石的导电性差异为物质基础,通过观测与研究人工建立的地中稳定电流场的分布规律以达到找矿和解决其它地质问题目的的一组电法勘探分支方法。实践证明,电阻率法无论在普查金属、非金属矿产和研究地质构造方面,还是在水文、工程地质调查以及勘查能源等方面,均取得了良好的地质效果,发挥着重要作用。

本章将首先讨论岩石、矿石的导电性和电阻率法的实质、装置类型及其正演问题的理论计算与物理模拟方法,然后再介绍电阻率剖面法和电阻率测深法的基本理论、视电阻率异常特征及其实际应用。

§1 电阻率法基础

一、岩石和矿石的导电性^[18]

(一) 岩石和矿石导电性的一般特点

由物理学知道,表征物质导电性好坏的物理参数是电阻率 ρ 。在数值上,它相当于电流垂直通过边长为一米的立方体均匀物质时,该物质所具有的电阻值。电阻率的单位是欧姆·米,记作 $\Omega\cdot m$ 。有时也用电导率 σ 表示物质的导电性,其单位为西门子每米,记作 S/m 。电导率和电阻率互为倒数。显然,物质电阻率越低、电导率越大,其导电性越好;反之,其导电性越差。

1. 矿物的电阻率

岩石和矿石都是由矿物组成的,因此,在讨论岩、矿石电阻率之前,有必要先介绍一些常见矿物的电阻率。按导电机制不同,固体矿物可分为三种类型,即金属导体、半导体和固体电解质^[68]。

(1) 金属导体 各种天然金属均属于金属导体。较重要的天然金属有自然金和自然铜,其电阻率值均很低:自然金的电阻率约为 $2\times 10^{-8}\Omega\cdot m$,自然铜的电阻率约为 $1.2\times 10^{-8}\sim 3.0\times 10^{-7}\Omega\cdot m$ 。此外,石墨这种具有某些特殊性质的电子导体也具有很低的电阻率,其值小于 $10^{-6}\Omega\cdot m$ 。

(2) 半导体 大多数金属矿物均属于半导体。其电阻率值都高于金属导体,并有较大的变化范围($10^{-6}\sim 10^6\Omega\cdot m$),见表3.1—1。

由表3.1—1可见,大多数常见的金属硫化矿物(如黄铜矿、黄铁矿、方铅矿等)和某些氧化矿物(如磁铁矿),其电阻率值均较低(小于 $1\Omega\cdot m$),具有良好的导电性。另一些金属硫化矿物和氧化矿物,如辉锑矿、闪锌矿、锡石、软锰矿、铬铁矿和赤铁矿等,它们的电阻率值均较高(约为 $1\sim 10^6\Omega\cdot m$)。

上述金属导体和半导体的导电作用都是通过其中某些电子在外电场作用下的定向运动来实现的,它们均为电子导体。

(3) 固体电解质 绝大多数的造岩矿物(如辉石、长石、石英、云母和方解石等),

表 3.1—1 常见半导体矿物的电阻率值

矿物名称	电阻率值($\Omega \cdot m$)	矿物名称	电阻率值($\Omega \cdot m$)
斑铜矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	赤铁矿	$10^{-2} \sim 10^6$
磁铁矿	$10^{-8} \sim 10^{-3}$	锡石	$10^{-3} \sim 10^6$
磁黄铁矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	辉铋矿	$10^0 \sim 10^3$
黄铜矿	$10^{-3} \sim 10^0$	软锰矿	$10^0 \sim 10^3$
黄铁矿	$10^{-3} \sim 10^0$	菱铁矿	$10^0 \sim 10^3$
方铅矿	$10^{-3} \sim 10^0$	铬铁矿	$10^0 \sim 10^6$
辉铜矿	$10^{-3} \sim 10^0$	闪锌矿	$10^3 \sim 10^6$
辉钼矿	$10^{-3} \sim 10^0$	钛铁矿	$10^3 \sim 10^6$

均属于固体电解质，其电阻率值都很高（大于 $10^6 \Omega \cdot m$ ），在干燥情况下可视为绝缘体。固体电解质导电载流子为填隙离子或空格点，它们属于离子导电。

2. 岩、矿石的电阻率

由上述可知，矿物电阻率值是在一定范围内变化的，同种矿物可有不同的电阻率值，不同矿物也可有相同的电阻率值。因此，由矿物组成的岩石和矿石的电阻率也必然有较大的变化范围。图 3.1—1 为几种常见岩石电阻率值的分布范围曲线^[67]。由图可见：火成岩与变质岩的电阻率值较高，通常在 $10^2 \sim 10^5 \Omega \cdot m$ 范围内变化；沉积岩电阻率值一般较低，如粘土电阻率约为 $10^0 \sim 10^1 \Omega \cdot m$ ，砂岩的电阻率约为 $10^2 \sim 10^3 \Omega \cdot m$ ，而灰岩的电阻率则较高些。

以上三种岩类电阻率的变化固然与其矿物成分有关，但在很大程度上却取决于它们的孔隙度或裂隙度及其中所含水分的多少。

对矿石电阻率而言，也有类似情况。其电阻率值除与组成矿石的矿物成分、含量有关外，更主要的乃由矿物颗粒的结构构造所决定。这些我们将在下面进行讨论。

(二) 影响岩、矿石电阻率的因素

影响岩、矿石电阻率的因素很多，下面主要讨论成分、结构、所含水分以及温度对它们的作用。

1. 岩、矿石电阻率与成分和结构的关系

大多数的岩石和矿石，可视为均匀相连的胶结物 and 不同形状的矿物颗粒所组成。岩、矿石的电阻率决定于这些胶结物和矿物颗粒的电阻率、形状及其百分含量。为了研究不同结构岩、矿石的电阻率与其成分和含量的关系，假设胶结物的电阻率为 ρ_1 ，矿物颗粒的电阻率为 ρ_2 ，则岩（矿）石电阻率 ρ 与 ρ_1 、 ρ_2 及矿物颗粒的百分体积含量 V 有关，并且不同形状的矿物颗粒，其关系是不同的。根据等效电阻率的近似理论^[19]，不同结构岩、矿石的电阻率分别有如下关系式：

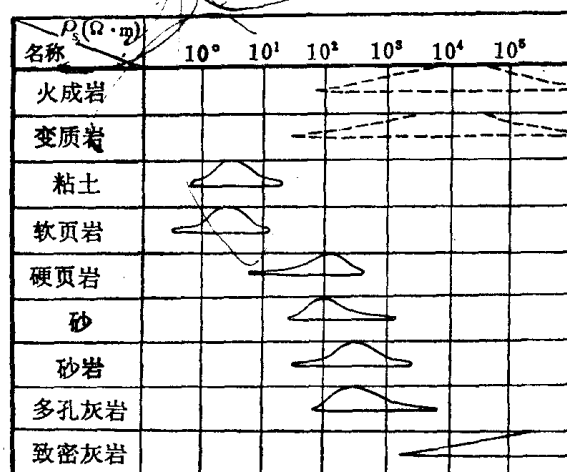


图 3.1—1 几种岩石电阻率值的分布范围曲线

对于岩、矿石的矿物颗粒为球形时，其电阻率表达式为

$$\rho = \rho_1 \frac{(\rho_1 + 2\rho_2) - (\rho_1 - \rho_2)V}{(\rho_1 + 2\rho_2) + 2(\rho_1 - \rho_2)V} \quad (3.1-1)$$

若岩、矿石的矿物颗粒为针状（近似于拉长的旋转椭球体 $a = b \ll c$ ）时，岩、矿石的电阻率具有方向性。沿着矿物颗粒长轴和垂直矿物颗粒长轴方向，岩、矿石电阻率的表达式分别为

$$\rho_t = \frac{\rho_1 \rho_2}{\rho_1 V + (1-V)\rho_2} \quad (3.1-2)$$

和
$$\rho_n = \rho_1 \frac{\rho_1 + \rho_2 - (\rho_1 - \rho_2)V}{\rho_1 + \rho_2 + (\rho_1 - \rho_2)V} \quad (3.1-3)$$

由式 (3.1-2) 和 (3.1-3) 可知，总有关系 $\rho_n \geq \rho_t$ 。

若岩、矿石的矿物颗粒为片状（近似于压扁的旋转椭球体 $a = b, c \approx 0$ ）时，沿着片状矿物面和垂直于片状矿物面的方向上，岩、矿石的电阻率可分别表示为

$$\rho_t = \frac{\rho_1 \rho_2}{\rho_1 V + \rho_2 (1-V)} \quad (3.1-4)$$

$$\rho_n = \rho_1 (1-V) + \rho_2 V \quad (3.1-5)$$

同样，由式 (3.1-4) 和 (3.1-5) 可得关系 $\rho_n \geq \rho_t$ ，即通常总是垂直压扁颗粒面的电阻率大于沿颗粒压扁面方向的电阻率。

图3.1-2分别给出了根据式 (3.1-1)~(3.1-5) 计算所得的三种不同形状矿物颗粒组成的岩、矿石电阻率与矿物颗粒体积分数的关系曲线。由图中曲线1可见，在球形矿物颗粒的情况下，不论矿物本身为高阻还是低阻，当体积含量不太大 ($V < 60\%$) 时，整体

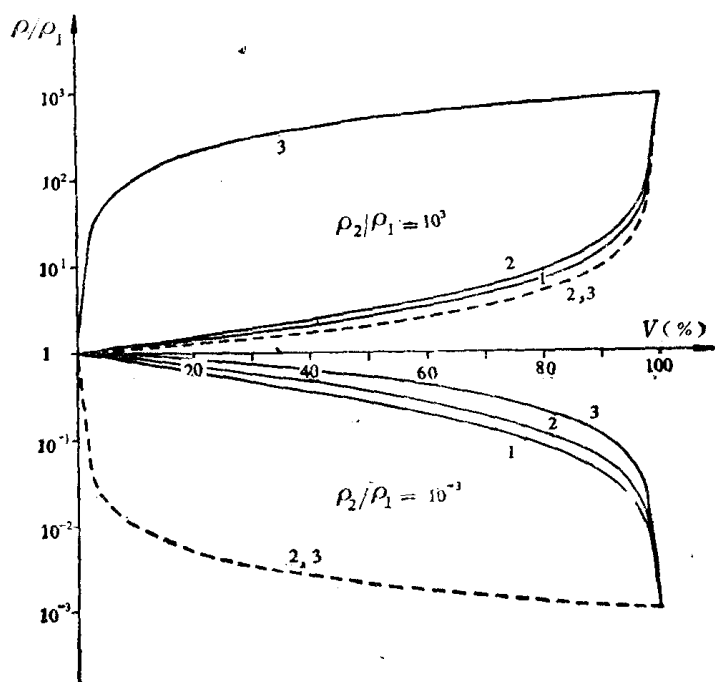


图 3.1-2 岩、矿石电阻率与矿物颗粒体积分数的关系曲线

1—球状颗粒 ($a = b = c$)；2—针状颗粒 ($a = b = 1/40 c$)；3—片状颗粒 ($a = b = 40 c$)。虚线为纵向电阻率 ρ_t ，实线为横向电阻率 ρ_n 。

岩、矿石的电阻率 ρ 受 ρ_2 之影响甚小,其值接近胶结物电阻率 ρ_1 ;仅当颗粒体积含量相当大($V \geq 80\%$)时, ρ_2 才对 ρ 有明显作用。这是由于颗粒体积含量不大时,各颗粒是相互分离的,而胶结物却是彼此连通的,故矿物颗粒对整体岩、矿石电阻率的影响不大,此时胶结物起主要导电作用。但是,当颗粒体积含量相当大,以致彼此连通时,矿物颗粒的电阻率 ρ_2 便对岩、矿石的电阻率有明显影响。可见,岩、矿石中某种组成部分对整体岩、矿石电阻率影响的大小,主要决定于它们的连通情况:连通者起的作用大,孤立者起的作用小。例如,浸染状金属矿石,胶结物多为彼此连通的造岩矿物,故整个矿石表现为高阻电性;又如含水砂岩,其胶结物为彼此相连、导电性好的孔隙水,故含水砂岩的电阻率通常低于一般岩石的电阻率。

由图3.1—2可见,对于片状和针状结构的岩、矿石,不论 $\rho_1 > \rho_2$,还是 $\rho_1 < \rho_2$,总是 $\rho_n > \rho_t$ 。这表明,片状或针状结构的岩、矿石电阻率具有明显的方向性,即各向异性。对比图中三种不同结构岩、矿石的曲线可以看出:含良导片状或针状矿物颗粒的岩、矿石之横向电阻率 ρ_n 与含同样体积的球形颗粒的岩、矿石电阻率相差不大,而其纵向电阻率 ρ_t 却明显低于含球形颗粒岩、矿石的电阻率值;含高阻片状(或针状)颗粒岩、矿石纵向电阻率 ρ_t 与含同样体积的球形颗粒的岩、矿石电阻率 ρ 和针状颗粒的岩、矿石横向电阻率 ρ_n 均相差不多,而其 ρ_n 却明显大于球形或针状结构的岩、矿石电阻率。

由上所述不难理解:自然界含片状或针状良导矿物的网脉状或细脉状金属矿石,沿网脉或细脉方向的电阻率值明显低于同等金属矿物含量的浸染状矿石的电阻率值;而含片状、树枝状高阻矿物(如石英脉)的岩石,垂直于岩脉方向上的电阻率值往往很高。因此,一般情况下,岩、矿石的结构构造比矿物颗粒含量对岩、矿石电阻率的影响更大些。

在自然界中,大多数沉积岩和一部分变质岩,由于沉积旋回和构造挤压作用,往往使两种或多种不同电性的薄层交替成层,形成层状构造。在一般情况下,层状岩石的电阻率也具有方向性。

如图3.1—3所示,若两种电阻率分别为 ρ_1 和 ρ_2 的薄层岩石交替成层,它们的总厚度分别为 h_1 和 h_2 ,

则可按电阻并联和串联的关系,不难得到沿层理方向和垂直层理方向的电阻率表达式

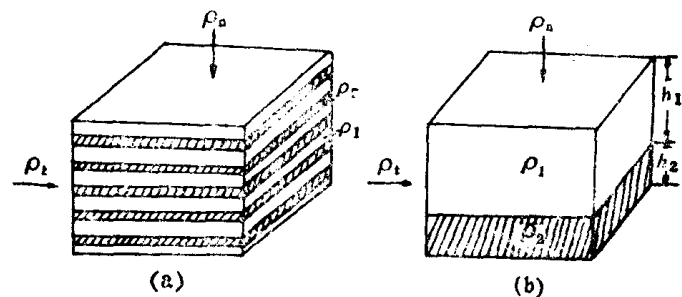


图 3.1—3 层状结构岩石模型

(a)实际岩石; (b)等效模型

$$\rho_t = \frac{h_1 + h_2}{\frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2}} \quad (3.1-6)$$

$$\rho_n = \frac{h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2}{h_1 + h_2} \quad (3.1-7)$$

由以上两式可以看出,由不同电阻率($\rho_1 \neq \rho_2$)薄层岩石交替形成的层状岩石,不论 ρ_1 和 ρ_2 的相对大小如何,亦不论 h_1 和 h_2 的大小(除零而外),其电阻率具有非各向同性,并且总是沿层理方向的电阻率 ρ_t 小于垂直于层理方向的电阻率 ρ_n 。为了表征层状岩石的非各向同性程度和平均的导电性,定义其非各向同性系数和平均电阻率分别为

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}} \quad \text{和} \quad \rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t}$$

表3.1—2中列出了几种常见岩石的非各向同性系数 λ 和 ρ_n/ρ_t 值。由表可见,某些岩石(如石墨化炭质页岩、泥质页岩等)在垂直和平行层理两个方向的电阻率相差竟达4~7倍以上,这在电法勘探资料的推断解释中,应引起充分重视。

表 3.1—2 几种常见岩石的非各向同性系数

岩石名称	λ	ρ_n/ρ_t	岩石名称	λ	ρ_n/ρ_t
层状粘土	1.02~1.05	1.04~1.00	泥质页岩	1.41~2.25	2.2~5.0
层状砂岩	1.1~1.6	1.20~2.56	无烟煤	2.0~2.55	4.0~6.5
泥质板岩	1.1~1.59	1.20~2.5	石墨碳质页岩	2.0~2.8	4.0~7.84

表 3.1—3 几种常见天然水的电阻率

名称	电阻率($\Omega \cdot m$)	名称	电阻率($\Omega \cdot m$)
雨水	>1000	地下水	<100
河水	0.1~100	矿井水	1~10
海水	0.1~10	深成盐渍水	0.1~1

表 3.1—4 几种常见岩石的孔隙度

分类	岩石名称	孔隙度(%)	分类	岩石名称	孔隙度(%)
沉积岩	土壤	20.0~69.4	火成岩	玄武岩	18.7~
	砂	15.0~63.2		安山岩	6.0~
	粘土	10.1~62.9		辉长岩	0.4~1.9
	砾石	20.2~37.7		花岗岩	0.4~4.1
	页岩	1.5~44.8		辉绿岩	0.2~5.1
	砂岩	2.0~18.4		闪长岩	0.4~4.0
变质岩	灰岩	0.7~10 ^①		正长岩	0.9~2.9
	结晶石灰岩	0.9~8.6	① 带有喀斯特溶洞的灰岩孔隙度可达2~10%。		
	片麻岩	0.4~7.5			
	大理岩	0.1~2.1			

2. 岩、矿石电阻率与所含水分的关系

因地下水及其它天然水的电阻率均较低,通常小于100 $\Omega \cdot m$ (详见表3.1—3)。并且含盐分越多,电阻率值越低。岩、矿石中所含水分的多少(或湿度大小)对其电阻率值有较大影响。

一般含水量大的岩石电阻率较低,而含水量小或干燥岩石的电阻率较高。岩石含水量的大小,主要决定于岩石本身的孔隙度及当地的水文地质条件。在潜水面以下,岩石孔隙通常被地下水所充满,此时,岩石的湿度便等于其孔隙度。表3.1—4给出了几种常见岩石孔隙度的测定结果,它可作为估计潜水面以下岩石含水量的一个参考资料。

处于潜水面以上的岩石,因大气中的水分通过降雨、雪可渗入地下,也并非完全干燥。在渗透过程中,由于岩石颗粒对水的吸附作用,岩石孔隙中能保存一部分水分。一般孔隙

直径越小, 吸水性越强, 岩石的含水量便越大, 故粘土电阻率较低。由表可见, 火成岩较其它岩类的孔隙度为小。但是, 由于风化或构造破坏作用可使其裂隙或节理较发育, 所以在自然界中, 火成岩的电阻率往往较低。变质岩孔隙度则与变质程度有关, 通常是变质程度越高, 岩石越致密, 孔隙度越小, 其电阻率越大。

现以孔隙中充满水分的石英砂岩为例, 确定湿度对岩石电阻率影响的近似数量关系。由于水的电阻率 ρ_* 较砂粒的电阻率 ρ_2 低得多 ($\rho_* \ll \rho_2$), 据式 (3.1—1) 可得岩石的电阻率为

$$\rho = \rho_* \frac{3 - \omega}{2\omega} \quad (3.1-8)$$

式中 ω 为岩石的体积含水量或湿度, 并有 $\omega = 1 - V$, 式中 V 为矿物颗粒的百分体积含量。

由式 (3.1—8) 可见, 岩石电阻率 ρ 与 ρ_* 成正比, 而当湿度较小时, 则与其湿度成近似的反比关系, 此时 ω 的微小变化, 可引起 ρ 的很大变化。

由前述不难理解, 岩石的电阻率不仅与岩石孔隙度的大小有关, 而且还取决于孔隙的结构。通常当孔隙连通较好时, 其中水分对岩石电阻率影响大, 否则影响较小。节理或裂隙式孔隙, 亦具有明显的方向性, 沿节理或裂隙方向岩石电阻率较低, 而垂直于节理或裂隙方向电阻率则较高。

3. 岩、矿石电阻率与温度的关系

大量实验表明, 电子导电矿物或矿石的电阻率随温度增高而变大, 但离子导电岩石的电阻率却随温度的增高而变小。地壳中岩、矿石的温度升高和降低与两种因素有关, 即它们距地表深浅和季节气候的变化。其中太阳辐射引起的季节变化, 只能影响地壳上层约15m深度内的温度, 而处在常温带 (自地表面下约20~25m地段) 的岩、矿石的温度不受季节影响, 维持当地年平均温度水平。在常温带以下, 地温随深度的增大而升高。地温每升高一度所下延的深度称为地温增加率, 其值因地而异。在我国平均约40m增高1℃。这样, 在地下1600m深处的地温将比地面约高40℃。在那里, 金属矿物的电阻率大约增高20%, 而含水岩石的电阻率约降低一半。通过对深部岩石电阻率的观测, 可给出某地区地下温度场的变化特征, 以用于寻找地热、油气资源或研究地质构造。

图3.1—4为一块砂岩标本电阻率随温度变化的实验观测曲线^[76]。由图可见, 在0℃以上的正温区, 电阻率值随温度的升高而缓慢减小, 变化不明显。可见, 在常温条件下, 温度变化对岩石电阻率的影响不大。但是, 在0℃以下的负温区内, 含水岩石的电阻率随着温度的降低而明显增高。当温度降到-16℃时, 含水砂岩的电阻率高达 $10^6 \Omega \cdot m$ 以上, 较冰点以上的电阻率值大三个级次。冰冻岩石电阻率显著增高是由于岩石中孔隙水结冰后, 失去了导电性水溶液的缘故。

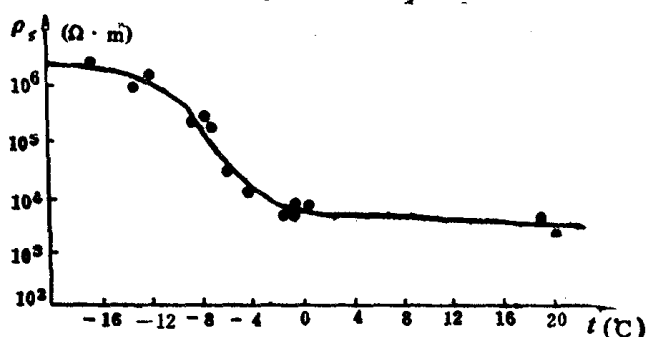


图 3.1—4 含水砂岩电阻率随温度变化的实验曲线
砂岩孔隙度为12%; 湿度 $\omega = 1.5\%$

由于在寒冷地区或冰冻季节地表岩石或土壤电阻率显著增高, 对需要通过接地电极向