

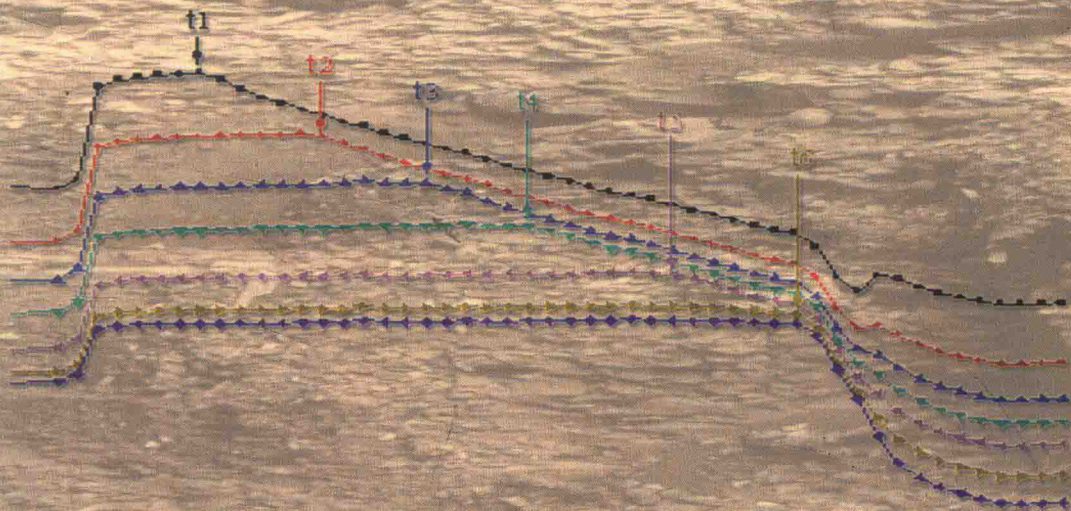
国家自然科学基金重点项目 (41430643) 资助

国家自然科学基金项目 (41672279, 41602310, 41602294) 资助

江苏高校优势学科建设工程项目资助

岩土体渗流过程 地电响应特征研究及应用

张卫强 孙强 李文平 姜春露 赵春虎 薛雷 姚亚辉 著



中国矿业大学出版社

国家自然科学基金重点项目(41430643)资助

国家自然科学基金项目(41672279,41602310,41602294)资助

江苏高校优势学科建设工程项目资助

岩土体渗流过程地电响应特征研究及应用

张卫强 孙 强 李文平 姜春露
赵春虎 薛 雷 姚亚辉 著

中国矿业大学出版社

内 容 简 介

本书是关于岩土体渗流过程中地电场响应特征的入门专著,内容从常见岩土体渗流特性入手,重点对饱和及非饱和孔隙介质、采水型地裂缝模型、孔隙砂岩、裂隙岩体等常见岩土体的渗流规律及其地电响应特征进行了分析,给出了基于学科交叉的研究思路和方法。书中突出了渗流过程中试验模型的自然电位、电阻率和一次场电位等电学信号的变化特征,并基于电法数据进行了反演分析,结论可供边坡工程、煤矿地质工程、环境工程和构造地质等领域参考借鉴。

本书可供从事地质工程、地球物理探测、水文水资源、土木工程的专家、学者及相关专业的研究生参考。

图书在版编目(CIP)数据

岩土体渗流过程地电响应特征研究及应用/张卫强等著. — 徐州:中国矿业大学出版社, 2019. 1
ISBN 978 - 7 - 5646 - 4295 - 2

I. ①岩… II. ①张… III. ①渗流—地电场—响应—研究 IV. ①O357.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2018)第 298844 号

书 名 岩土体渗流过程地电响应特征研究及应用

著 者 张卫强 孙 强 李文平 姜春露

赵春虎 薛 雷 姚亚辉

责任编辑 陈 慧

出版发行 中国矿业大学出版社有限责任公司
(江苏省徐州市解放南路 邮编 221008)

营销热线 (0516)83884103 83885105

出版服务 (0516)83995789 83884920

网 址 <http://www.cumtp.com> E-mail: cumtpvip@cumtp.com

印 刷 江苏凤凰数码印务有限公司

开 本 787×960 1/16 印张 13.75 字数 262 千字

版次印次 2019 年 1 月第 1 版 2019 年 1 月第 1 次印刷

定 价 40.00 元

(图书出现印装质量问题,本社负责调换)

前 言

岩土体渗流属于多学科交叉范畴,其涉及的学科主要有地质工程、水文水资源工程、地球物理探测、土木工程和环境工程等。降雨诱发边坡失稳、矿井(隧道)突水、大坝溃堤、地面沉降与地裂缝等许多地质灾害的发生都与地下水渗流密切相关。如何实现对岩土体渗流过程与状态的快速识别一直是科学界和工程界的关注点。本书基于网络并行电法研究了不同工程状况下的岩土体渗流过程及其地电响应特征,并探讨了其工程应用前景。

全书共分为8章,第1章介绍了流体渗流和网络并行电法的基础理论;第2章探讨了不同土层结构的土体渗流特征及地电场响应;第3章研究了降雨条件下土质边坡的渗流规律及其地电响应;第4章探讨了基于电法的不均匀沉降诱导地裂缝的过程与地球物理响应特征;第5章通过模拟孔隙砂岩注水试验研究了地下水渗流规律与电场信息的关系以及注浆过程中的地电响应特征;第6章研究了裂隙岩体的渗流特征及其物性响应;第7章分析了非饱和孔隙介质和饱和孔隙介质在注水和注浆过程中的地电响应特征;第8章探讨了网络并行电法在现场注浆中的应用。

本书是笔者及共同作者多年来研究和认识的总结,同时成书的过程中也参阅、吸纳了许多学者的研究成果。张卫强撰写了第1~4章的主要内容,姜春露撰写了第5章的主要内容,姚亚辉参与了第6章的撰写,赵春虎和薛雷参与第7章的主要内容,孙强撰写了第6~8章的主要内容。李文平教授参与了本书所有问题讨论,审阅了全书并提出了宝贵的修改意见。本书所涉及的问题探索性较强,难免有错误之处,衷心希望读者批评指正。

衷心感谢中国矿业大学资源学院姜振泉教授对本书研究内容的支持和帮助;感谢中国矿业大学深部岩土国家重点实验室刘盛东教授和王勃副研究员的

鼓励和支持;感谢中国矿业大学资源学院地质工程系各位老师的帮助;感谢江苏省地质调查研究院龚绪龙研究员的鼓励和支持;感谢杨礼宁、周海涛、杨海平、耿济世、吕超等在成书过程中的辛苦工作。

感谢国家自然科学基金重点项目(41430643)资助;感谢国家自然科学基金面上基金项目(41672279)、国家自然科学基金青年基金项目(41602310, 41602294)和江苏省优势学科建设工程在经费方面的支持。

著 者

2018年8月

目 录

1	试验方法和流体渗流基本理论	1
1.1	网络并行电法的基本原理	1
1.2	流体渗流的物理属性	4
1.3	土体渗流与自然电位响应机理	10
	参考文献	18
2	基于地电场响应的三维结构土体渗流试验	20
2.1	模型设计及制作	20
2.2	模型 1 渗流规律	24
2.3	模型 2 渗流规律	37
2.4	本章小结	47
	参考文献	48
3	网络并行电法在土质边坡渗流中的应用	49
3.1	试验模型的建立	49
3.2	土质边坡渗流规律及其地电响应	53
3.3	本章小结	71
	参考文献	71
4	基于电法的不均匀沉降诱导地裂缝试验研究	73
4.1	试验方案与试验过程	73
4.2	试验结果与分析	81
4.3	本章小结	94
	参考文献	94

5	基于地电场响应的孔隙砂岩渗流规律	96
5.1	模型设计及制作.....	96
5.2	地下水渗流规律及其地电响应	101
5.3	地下水-高黏滞性流体渗流规律及其地电响应	109
5.4	不同渗流介质中高黏滞性流体渗流规律	120
5.5	本章小结	125
	参考文献.....	125
6	裂隙岩体渗流特征及其物性响应	127
6.1	裂隙岩体渗流特性试验	128
6.2	裂隙岩体渗流过程地电响应特征	139
6.3	本章小结	151
	参考文献.....	151
7	孔隙介质渗透地电响应特征	153
7.1	物理模型构建及试验设计	153
7.2	非饱和孔隙无压入渗过程的地电响应特征	158
7.3	饱和孔隙介质放水与注浆过程地电响应特征	181
7.4	非饱和孔隙介质注浆与注水过程地电响应特征	186
7.5	本章小结	199
8	网络并行电法在注浆现场的应用	200
8.1	研究区工程地质条件分析	200
8.2	场地工程地质条件分析	201
8.3	现场网络并行电法试验	204
8.4	本章小结	213

1 试验方法和流体渗流基本理论

1.1 网络并行电法的基本原理

网络并行电法勘探系统(NDPGES)为本研究的一个重要装置,它是由中国矿业大学、江苏东华测试技术有限公司以及安徽惠州地下灾害研究设计院联合研制的,具有数据采集效率高、数据采集量大和采集方式较为简单的特点。

网络并行电法是电法勘探的一种,电法勘探是以岩土层、矿体、地下埋设物等的电磁学性质(如导电性、介电性、导磁性等)和电学性质差异为基础,通过借助仪器测量电性差异以及场强大小,来查明地下地质构造和寻找地下电性不均匀体(岩溶、滑坡、风化层等)的一类地球物理勘察方法^[1]。其主要原理为:以人工方法将电流导入地下,建立一个人工电场。如果地下存在电性不均匀体,那么电场的分布就会受到影响。良好的导体对电流具有吸引作用,而不良导体对电流具有排斥作用,那么在地表观察到的电场将会发生畸变。通过对畸变电场的分析,就可以判断地下不同导电性的地质体的赋存状态,从而达到勘探的目的^[2-3]。

网络并行电法实现了勘探线上电位变化的同步阵列测量,从而清楚地反映出探测区域的自然电位、一次供电场电位的变化情况。它与传统的电法勘探相比,主要优势是供电时所有的电极均处于工作状态,能够连续记录所有测量电极的电位历时曲线,这从根本上改变了电成像数据采集的方法,解决了每次测量只获得一个电位值的弊端,大大加快了数据采集的速度。由于采用了网络并行技术,在数据采集时具有同时性和瞬时性,这使得电法图像更加真实合理,采集质量得到很大的提高。数据采集后可以同时观测整个测线上的电流、电位变化情况,并且可以实时采集远程数据,实现电法探测的远程实时监测,从而达到动态监测的效果^[4-5]。

网络并行电法仪的数据采集方式采用的是一种模拟地震的采集方式,实际应用中电法勘探的信号主要是通过供电电极向大地供电,而地震勘探主要是单点激震。针对这种情况,网络并行电法仪主要采用两种数据采集和处理的方法,即异性点电源场(ABM法)和单点电源场(AM法)^[4,6]。

(1) ABM法

在勘探区将电极布置在测线上,供电电极 A 和 B 位于测线上(图 1-1)。通过网络并行电法采集系统,一次测量可实现高密度电法勘探中的各类四极装置,大大提高了采集效率,减小了采集系统误差。

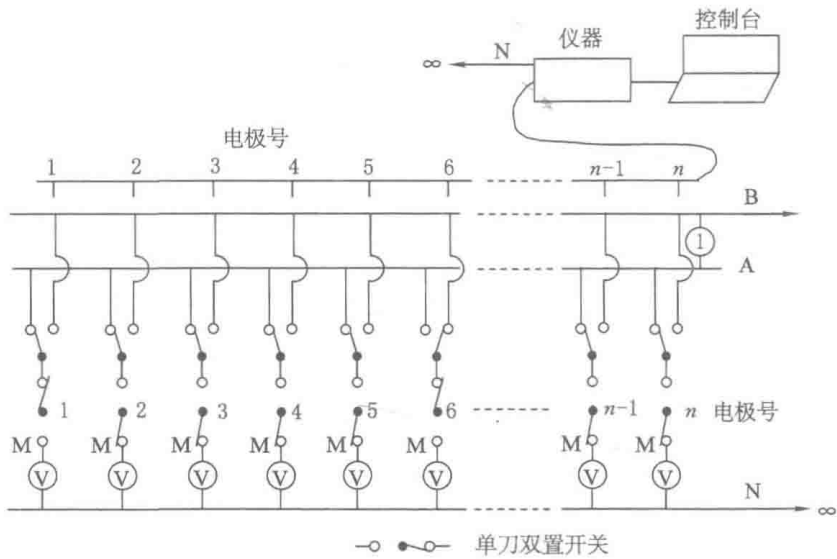


图 1-1 ABM 法工作方式原理图

(2) AM法

在勘探区将电极布置在测线上,电极数为 n ,供电电极 A 位于测线上,供电电极 B 置于无穷远(图 1-2)。通过网络并行电法采集系统,一次测量可实现高密度电法勘探中的温纳二极法、温纳三极 A、温纳三极 B;可实现电阻率剖面法中的二极装置、三极装置、联合剖面装置;可实现电阻率测深法的三极电测深。

本书试验采用的是 AM 法,共使用 32 根测量电极和两根无穷远电极,其中 B 极为供电电极, N 极为公共电极,提供参照标准电位。由图 1-2 可看出,在所用的每一个电极上,均布置有两个电子开关。其中一个连接阵列电极,包括供电和测量两挡,其中测量挡(即 M 极)为默认状态,在供电时连接供电挡(即 A 极);另外一个控制 A、B 两极的连接,常置于供电挡(即 A 极)。在进行数据采

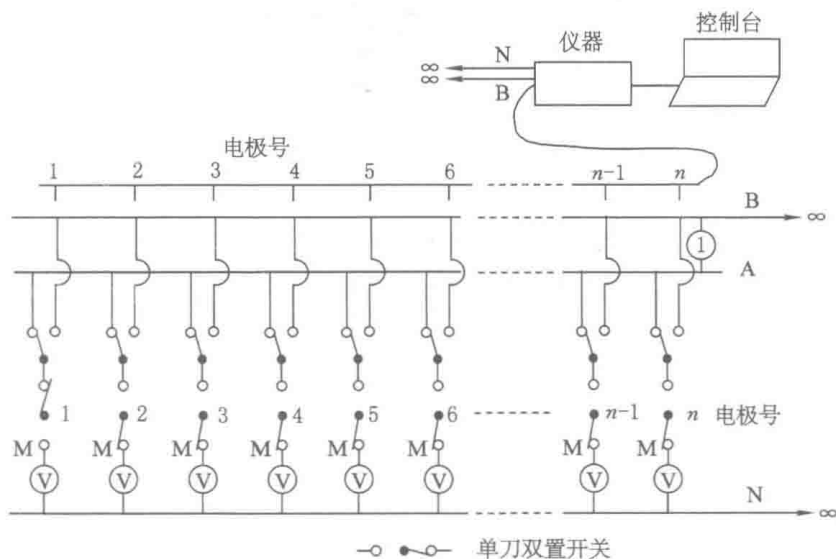


图 1-2 AM 法工作方式原理图

集时,如果某个电极接收到供电指令,则会立即与供电挡(即 A 极)相连,其他电极开关则会置向测量挡(即 M 极),并且会通过网络节点与 N 极相连。在 A 极供电期间,所有 M 电极均会按照设定的采样间隔时间同时测量与 N 电极的电位差 ΔU , ΔU 的值分为供电前、中、后三段。以此类推,对阵列电极的 n 个电极依次进行供电,其他电极测量电位,就完成了整条测线上的数据采集。在此阶段,供电测量的次数仅为 n 次,效率大大提高。由 ΔU 的值即可求得该点的视电阻率,再对视电阻率值进行计算、处理、分析,就可以获得土层中的电阻率分布情况,从而可以划分岩土层等。

网络并行电法勘探系统包括电极排列、测量主机、电缆系统以及控制软件几个部分。电极阵列的排列可根据探测工作的实际需要进行灵活布置,网络并行电法仪采用了分布式电极,各个电极之间通过网络协议与主机保持实时联系。电极采样部分在供电时保持断开,使电极处于供电状态;否则,电极就一直处于在电压采样状态。通过通信线,电极采样部分可以将测量数据实时传送回主机。

图 1-3 中,左侧仪器为测量主机,用来采集电位、电流数据;右侧仪器为电源模块,用来为测量主机供电;电源模块和测量主机以电缆线进行连接;笔记本电脑用于显示采集的数据并进行数据的记录。电极测线一端埋设在所测土体中,另一端通过电缆线连接到测量主机上。



图 1-3 网络并行电法仪

1.2 流体渗流的物理属性

1.2.1 孔隙性渗流的地电场

地电场是电法勘探中的重要理论基础,它包括大地中天然存在的地电场和由人工建立的地电场两方面内容。其中,全球性和区域性变化的电场称为大地电场,天然的局部性稳定电场称为自然电场。在一定的水文地质条件下,即使不向地质体进行人工供电,也可以在地球上两点之间观测到电位差,这种电场便称为自然电场。

一般情况下,物质呈电中性,即正负电荷平衡的状态。但在某些情况下,正负电荷会发生分离,物质偏离平衡状态。某些岩土体会在特定的自然的条件下呈现出这样的极化状态,进而在岩土体周围形成自然电场。

当带电导体和溶液接触时,由于分子热运动,导体中的金属离子或者是自由电子极有可能有足够大的能量致使离子或电子克服晶格间的结合力,使其从导体中逸出至溶液中。导体与溶液的电中性被破坏,分别带异性电荷,并在交界处形成双电层。若导体与溶液都是均匀的,则交界处的双电层也是均匀的,这种双电层是均匀并封闭的,故不会产生外电场。若导体与溶液并不均匀,则双电层分布亦不均匀,导体与溶液之间便会产生电场并产生自然电流。这种电流的变化趋势是减少这种导体与溶液之间的不均匀性,所以自然电流会逐渐减小直至消失。

地下的带电电物体,当被潜水面经过时,其周围往往能形成稳定的自然

电场。这是因为潜水面以上的渗透带,由于能接触到地上的氧气,故区域内的溶液氧化性较强;相反,潜水面下的溶液不那么容易接触到氧气,故溶液相对于上部的氧化性溶液还原性较强。通过大气圈内的水循环,由潜水面分出的两种溶液能够始终保持这种差异。因此,处于这两种溶液中的电子导体通过导体和周围溶液分界处的双电层,可以形成稳定的自然极化电场。这种自然电场通常被称为氧化-还原电场。水循环向地下补充的氧气是氧化-还原电场的能源。

不同于上述导体的自然极化,离子导体极化后产生的电场也有以下两种。

一种是在离子导电的岩土体中观测到的自然电场主要是由于动电效应所产生的流动电位引起的。固体颗粒与其周围溶液之间形成离子双电层,靠固体颗粒的一侧携带阴离子,溶液带阳离子。当地下水在固体孔隙或裂隙中渗流时,流体会带走双电层溶液的一侧,即扩散区中的部分阳离子。因此,在流体的上游会留下多余的负电荷或阴离子,而下游有多余的正电荷和阳离子,故正负电荷平衡被打破,形成极化。因此,沿渗流方向形成电位差,即流动电位。这种极化机理形成的自然极化电场在电法勘探中被称为过滤电场,见图 1-4。

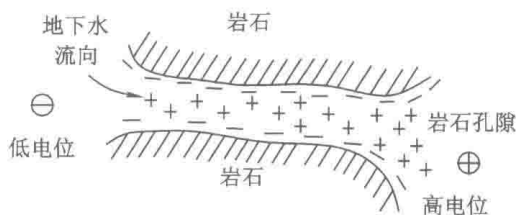


图 1-4 过滤电位的形成^[7,8]

另一种自然电场是由于不同溶液接触后的扩散现象形成的。在互相可以溶解的溶液中,溶质会从浓度大的溶液运移到浓度小的溶液中产生新的平衡状态。在这一过程中,正负离子会随着溶质移动,但其移动速度并不相同,故在两种溶液中存在过量的正离子或负离子,形成电动势,由此产生的电场称为扩散电场。扩散电场属于相对稳定场,当扩散作用形成电动势后,会阻止迁移率大的离子进一步积累,电动势继续增大的趋势即被阻止,达到动态平衡状态。自然条件下,孔隙介质中的扩散电场经常与过滤电场同时存在,在不同浓度溶液扩散作用发生的同时,岩石颗粒也对离子产生吸附作用。扩散电场的场强较小。

一般情况下,自然电位由氧化还原电场、过滤电场及扩散电场叠加而成。

1.2.2 电法探测

已知地电模型和场源分布,求解电场的分布规律,称为电法勘探的正演问题。求解电场分布规律的方法有解析法、数值法和物理模拟法。目前,随着电子计算机的发展,求解复杂条件下电场分布规律的数值方法已经成为主要的手段。本书中的孔隙介质在渗流过程中的电场分布规律主要由数值模拟方法得到。

在讨论数值模拟方法之前,必须要确定对象地电体的边值问题。在本书试验模型中,由于电极已经被固定在孔隙介质中,故只考虑点源场中三维地电体的边值问题。在这种情况下,地下介质的电导率和电场为三维空间函数,即 $\sigma = \sigma(x, y, z)$ 和 $U = U(x, y, z)$ 。

设在电导率为 $\sigma = \sigma(x, y, z)$ 的无限介质中,位于 $A(x_A, y_A, z_A)$ 点处有一电流为 I 的点电流源。根据场论,在有源域内,可定义:

$$\nabla \cdot j = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\oint j \cdot dS}{\Delta V} = \lim_{\Delta V \rightarrow \infty} \frac{I}{\Delta V} \quad (1-1)$$

$$\lim_{\Delta V \rightarrow \infty} \frac{I}{\Delta V} = \begin{cases} \infty & r = r_A \\ 0 & r \neq r_A \end{cases} \quad (1-2)$$

利用狄拉克 δ 函数的性质:

$$\lim_{\Delta V \rightarrow \infty} \frac{I}{\Delta V} = I\delta(r - r_A) \quad (1-3)$$

由电流 $J = \sigma E$ 和场强 $E = -\nabla U$ 可得稳定电流场位函数 U 所满足的微分方程为:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial z} \right) = -I\delta(r - r_A) \quad (1-4)$$

或

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial z} \right) = -I\delta(x - x_A, y - y_A, z - z_A) \quad (1-5)$$

当点电源 $A(x_A, y_A, z_A)$ 位于地表时,则上式应改写成:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial z} \right) = -2I\delta(x - x_A, y - y_A, z - z_A) \quad (1-6)$$

对于地下分区均匀岩石情况,上式可改写成:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = -2I\rho\delta(x-x_A, y-y_A, z-z_A) \quad (1-7)$$

以上两式分别为待求解的三维非均匀和分区均匀介质中位函数 $U=U(x, y, z)$ 所满足的微分方程。

由于电法研究的稳定点流场分布于地下整个半空间,为了减少计算工作量,在求解边值时,通常把计算范围限定在一个有限的区域内。在求解区域的边界 Γ 上,对电位函数 $U=U(x, y, z)$ 赋予已知值。为求解电位场问题,必须考虑研究区域边界上的电位场分布情况。一般有以下三种类型的边值条件。

第一类边值条件:

$$U(x, y, z) \Big|_{\Gamma} = g(x, y, z) \quad (1-8)$$

式中, Γ 表示研究区域 Ω 的边界面, $g(x, y, z)$ 是定义在 Γ 上的已知函数。

第二类边值条件:

$$\frac{\partial U}{\partial n} \Big|_{\Gamma} = g(x, y, z) \quad (1-9)$$

式中, n 是 Γ 的外法线。

第三类边值条件:

$$\left(\frac{\partial U}{\partial n} + AU \right) \Big|_{\Gamma} = g(x, y, z) \quad (1-10)$$

式中, A 为已知正数。

在研究区域 Ω 内,两种电导率分别为 σ_1 和 σ_2 的介质交界面处,电位和电流密度法向分量分别满足以下的衔接条件:

由于电位的连续性,交界面处,

$$U_1(x, y, z) = U_2(x, y, z) \quad (1-11)$$

由于电流密度法向分量的连续性,交界面处有

$$\sigma_1 \frac{\partial U_1}{\partial n} = \sigma_2 \frac{\partial U_2}{\partial n} \quad (1-12)$$

式中, n 为交界面的法线方向。

在本书试验模型中,当孔隙介质中的预埋电极不进行供电时,整个介质属于无源域的电场,即地电断面内无电源时,方程(1-7)中的电位函数 $U(x, y, z)$ 满足 Laplace 方程和 Helmholtz 方程,故:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial U}{\partial z} \right) = 0 \quad (1-13)$$

而在有源的均匀介质里,由于所求解的区域介质电导率 σ 为常量,故有

$$\frac{\partial \sigma}{\partial x} = \frac{\partial \sigma}{\partial y} = \frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \quad (1-14)$$

所以式(1-7)可以写为 Poisson 形式

$$\nabla U^2(x, y, z) = f \quad (1-15)$$

其中

$$f = -2I\rho\delta(M-A) \quad (1-16)$$

式中, M 为观察点坐标, A 为电源坐标。

相对的, 无源域内, 边值条件可写为 Poisson 形式

$$\nabla^2 U(x, y, z) = 0 \quad (1-17)$$

以上, 在计算传导类电法勘探的正演问题和求解稳定电流场的边值问题时, 要根据状况确定未知的电位函数 $U(x, y, z)$, 使其在已知电阻率 σ 分布的求解区域内满足相应的微分方程和边值条件。

在本书研究模型中, 采用有限差分法进行正演计算。

差分法是微分方程的一种近似数值解法。这种方法专注于一些网格上的数值而不是去寻求函数方程的求解。具体来说, 差分法就是用有限差分代替微分, 用有限差商代替导数, 从而把一般用微分方程表示的基本方程和边值问题近似地用差分方程组求解, 把求解微分方程问题转换为求解代数方程的问题。通过图 1-5 的二维等步长差分格式, 可以方便地理解差分法的原理和方法步骤。图中网络被正交的两组直线分割成边长为 h 的正方形网格, 任一点的 (x, z) 坐标为:

$$x = ih \quad (i = 0, 1, 2, \dots, M)$$

$$z = kh \quad (k = 0, 1, 2, \dots, N)$$

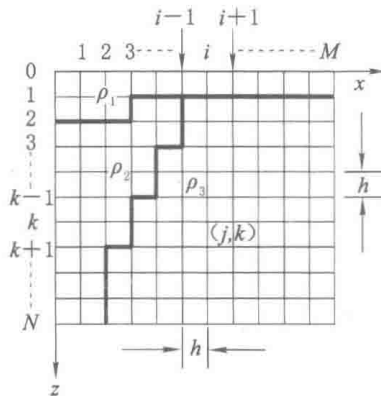


图 1-5 二维等步长正方形网格

其中每个正方形为一单元,其边长 h 称为步长,网格交点称为节点。任一节点的坐标 (x, z) 可以表示为 (ih, kh) 并简化为 (i, k) 。可以用阶梯状折线代替实际模型中的曲线段。边界线以内的节点称为内节点,边界上的节点称为边界节点。

设某一内节点 (i, k) 处的电位为 $U(i, k)$, 由于 h 充分小, 可以将节点 (i, k) 周围的电位在节点处展开为泰勒级数:

$$U(i+1, k) = U(i, k) + U_x(i, k)h + U_{xx}(i, k)\frac{h^2}{2!} + U_{xxx}(i, k)\frac{h^3}{3!} + \dots$$

$$U(i-1, k) = U(i, k) - U_x(i, k)h + U_{xx}(i, k)\frac{h^2}{2!} - U_{xxx}(i, k)\frac{h^3}{3!} + \dots$$

$$U(i, k+1) = U(i, k) + U_z(i, k)h + U_{zz}(i, k)\frac{h^2}{2!} + U_{zzz}(i, k)\frac{h^3}{3!} + \dots$$

$$U(i, k-1) = U(i, k) - U_z(i, k)h + U_{zz}(i, k)\frac{h^2}{2!} - U_{zzz}(i, k)\frac{h^3}{3!} + \dots$$

式中, $U_x, U_{xx}, U_{xxx}, \dots$ 和 $U_z, U_{zz}, U_{zzz}, \dots$ 分别为 U 对 x 和 z 的一阶导数、二阶导数和三阶导数等等。联立方程组并忽略 h 的四次及更高次项, 易得:

$$U_{xx}(i, k) \approx \frac{U(i+1, k) - 2U(i, k) + U(i-1, k)}{h^2}$$

$$U_{zz}(i, k) \approx \frac{U(i, k+1) - 2U(i, k) + U(i, k-1)}{h^2}$$

将上述 U_{xx} 和 U_{zz} 代入有源且分区均匀的介质中位函数 U 满足的微分方程(1-15)(y 忽略)中, 即得二维函数 $U(x, y)$ 的差分方程:

$$U(i+1, k) + U(i, k-1) + U(i-1, k) + U(i, k+1) - 4U(i, k) = h^2 f \quad (1-18)$$

对于无源且分区均匀的介质, $U(x, z)$ 满足微分方程(1-17)(y 忽略)的差分方程为:

$$U(i+1, k) + U(i, k-1) + U(i-1, k) + U(i, k+1) - 4U(i, k) = 0 \quad (1-19)$$

对于边界节点, 相应的差分方程由边界条件给出。全部节点构建的差分方程(1-18)和(1-19)可以分别写成矩阵形式:

$$[A] \cdot \{U\} = \{F\} \quad (1-20)$$

和

$$[A] \cdot \{U\} = 0 \quad (1-21)$$

式中, $[A]$ 是方程组系数矩阵, 是关于电阻率分布相关的函数; $\{U\}$ 是电位 U 的列向量, 其分量是所有节点上的电位; $\{F\}$ 是常向量。当给定电阻率分布与

边界条件后,联立线性代数方程组(1-20)和(1-21),可以求出电位的空间分布。

电位 $\{U\}$ 值的计算精度与步长 h 的大小有很大关系。可以理解,网格划分越密,即步长越小, $\{U\}$ 与理论值越接近。但由于节点数目的急剧增加,所需的计算机内存和计算时间也会相应加长。因此可以采用变步长的算法,即在目标区网格划分细一些,其他区域相对疏一些。

1.2.3 电阻率法

利用人工建立的地电场进行的勘探,称为主动电法勘探方法,电阻率法就是其中一种。电阻率法,是以地壳中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电流的分布规律来解决地质问题的方法^[9-11]。

本书所使用的电阻率法主要是电阻率剖面法。电阻率剖面法的特点是:用供电电极(A、B)向地下供电,同时在测量电极(M、N)间观察电位差(ΔU_{MN}),并计算出视电阻率(ρ_s),各电极沿测线方向逐点向前移动和观测。本书试验主要采用二级装置(AM)这种布置方式(图1-6),其特点是:供电电极 B 和测量电极 N 均置于相对“无穷远”处接地。相对概念,指对于 B 电极,若相对 A 极在 M 极产生的电位小到可以忽略不计时,可视 B 极为无穷远;对 N 极来说,相对无穷远概念同样适用,并视 N 极位于无穷远位置。二级装置 ρ_s 表示为:

$$\rho_s^{AM} = K_{AM} \frac{U_M}{I} \quad (1-22)$$

式中, $K = 2\pi l_{AM}$, l_{AM} 是电极 A、M 之间的距离。二级装置通常取 A、M 的中点作为观测结果记录点。

值得注意的是,视电阻率并不是介质的真电阻率。视电阻率是地下电性不均匀体和地形起伏的一种综合反映。

1.3 土体渗流与自然电位响应机理

当地下水通过多孔岩土体进行渗流时,由于岩土体颗粒对正、负离子有选择性的吸附作用,导致岩土体内正、负离子分布得不均衡,使渗流不同部位电荷

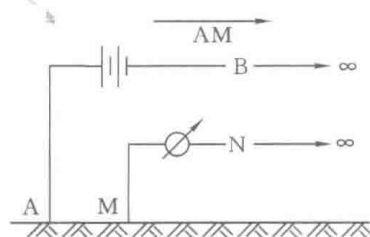


图 1-6 电阻率剖面法装置类型