内 容 提 要

本书总结了我国近年来迅速发展起来的找水新法——激发极化法的经验，系统地介绍了激发极化法找水的基本原理、仪器装备、探测方法及资料解释等方面的内容。为了使具有初中以上文化程度的初学者也能读懂，本书还介绍了有关的电和电化学的基础知识和电阻率法常识。另外还举例介绍了各地在各种地质条件下应用激发极化法找水定井和进行地下水普查取得的部分成果。

ZN57/23

前　言

激发极化法找水是近年来发展起来的找水方法，目前在我国已得到广泛的应用。随着我国现代化建设的发展，它将发挥愈来愈大的作用。

激发极化法找水是新发展起来的一种找水方法，由于没有一整套现成的理论、仪器、野外工作方法和资料解释方法，所以二十余年来，我国的物探工作者是在探索中前进的，他们迫切需要参考有关激发极化找水的科技书籍。为此我们根据自己多年的工作实践和兄弟单位的经验编写成这本小册子，希望能对物探和水利工作者有所帮助。

由于激发极化法找水发展很快，开展的面很广，所以不少找水工作者没有受过这方面的专业训练，缺乏这方面的专业知识。考虑到这一情况，在编写的时候，起点尽量低，从电和电化学的基础知识讲起，还介绍了电阻率法的常识，使得具有初中以上文化程度的读者都能看懂这本书。当然这里介绍电阻率法的常识仅仅是为了初学者阅读的方便，要掌握和运用电阻率法找水，还应阅读这方面的专著。

本书第三章介绍了激发极化找水的基本原理。有的从事具体工作的同志可能对此兴趣不大，但是理解这些问题对于找水工作是有好处的。关于激发极化找水的机制问题，目前国内外尚处于假说的阶段，我们也提出了一些自己的看法，当然也仅仅是假说，远不是定论。通过模型试验对激发极化找水机制进行研究，国内外做的工作还不多，这里把我们所

做的一些工作，写在书里，供读者参考。

对于激发极化法找水的仪器装备、野外工作方法和资料解释等，本书作了较详细的介绍。最后列举了一些激发极化法找水定井和地下水普查的实例，有成功的，有失败的，供读者借鉴。

本书初稿写出后，傅良魁、罗延中、李金铭、陈昌礼、邱隆声、陈梅芬、梁杰、马春祥、何育才等同志对作者给予了极大的鼓励，并对全书进行了审阅，提出了许多宝贵的意见，在此我们表示衷心的感谢。此外，师如亮、胡守智、师在明、师在勇、师恒光、曹雪亮等同志帮助作了许多模型试验和插图描绘工作，这里也一并表示谢意。

由于编著者水平有限，书中缺点、错误，恳请读者批评指正。

编著者

目　录

绪　论 …… 1

第一章　电和电化学的基础知识 …… 5

第一节　导体和绝缘体 …… 5

第二节　电阻和电阻率 …… 7

第三节　界面电位差 …… 9

第四节　电极的极化 …… 12

第五节　液体接界电位 …… 15

第二章　电阻率法的基础知识 …… 16

第一节　岩矿石和含水层的电阻率 …… 16

第二节　地电阻率的测量方法 …… 17

第三节　电阻率测深 …… 19

第四节　二层和三层电测深曲线的形状和特征 …… 21

第五节　电阻率法的局限性 …… 27

第三章　激发极化找水的基本原理 …… 30

第一节　激发极化现象 …… 30

第二节　IP法的参数 …… 32

第三节　IP现象的成因 …… 40

第四节　影响离子溶液-固体电解质IP效应的地质因素 …… 49

第五节　IP测深 …… 55

第四章　JJ-2 型积分式激发电位仪 …… 61

第一节　技术数据 …… 62

第二节　仪器的主要组成部分和工作过程 …… 63

第三节 电路原理简述 …… 69
第四节 面板介绍 …… 76
第五节 仪器的检查和调整 …… 82
第六节 模拟试验 …… 84
第七节 η、J测程的扩大和缩小 …… 86
第五章 IP法测量的其它设备 …… 88
第一节 供电电源 …… 88
第二节 供电导线 …… 92
第三节 供电电极 …… 92
第四节 测量电极 …… 96
第五节 测量导线 …… 102
第六章 对IP测量的干扰 …… 104
第一节 天然大地电流 …… 104
第二节 人为干扰 …… 105
第三节 干扰电位差的估测 …… 105
第四节 避免和减小干扰影响的方法 …… 107
第五节 IP法测量本身产生的干扰 …… 107
第六节 讯号干扰比 …… 109
第七章 野外工作 …… 113
第一节 作业组的组织 …… 113
第二节 勘测方案的制定 …… 114
第三节 出发前的准备 …… 116
第四节 测量操作程序 …… 117
第五节 影响观察质量的因素和解决办法 …… 121
第六节 野外工作中应注意的问题 …… 123
第八章 IP资料解释 …… 125
第一节 IP资料解释中应注意的几个关系 …… 126

第二节　单支IP测深曲线的解释 …… 129
第三节　IP等值线的解释 …… 131
第四节　IP等值线图解释实例 …… 135
第五节　IP参数与富水性的相关分析 …… 140
第九章　找水实例 …… 143
〔例1〕黄土塬区找水——河南灵宝文底公社台村 …… 143
〔例2〕地形复杂的山区找水——山西寿阳上湖公社 …… 146
〔例3〕找断层裂隙水——山西原平县红池 …… 148
〔例4〕找深部岩溶水——山西原平南白地区 …… 151
〔例5〕内蒙牧区找水 …… 156
〔例6〕红土层中找裂隙水——山西长治市 …… 158
〔例7〕奥陶系灰岩中找岩溶裂隙水——河南辉县 …… 159
〔例8〕区分炭质岩层和岩溶——广东肇庆地区 …… 162
〔例9〕金属硫化矿物的干扰——内蒙巴盟潮格旗 …… 163
〔例10〕煤炭地层的干扰——黑龙江省宝清县 …… 165
〔例11〕金属管道的干扰——山西盂县 …… 166
第十章　IP法普查地下水实例 …… 168
〔例1〕黄土塬区地下水普查——河南省灵宝县 …… 168
〔例2〕平原区普查深层地下水——河南省修武县 …… 176
〔例3〕浅山丘陵区地下水普查——河南省新安县 …… 182
参考文献 …… 188

绪　论

水是生命的源泉。有些生物如嫌气生物可以没有空气，但是没有水就不会有生命。人体里60～70％是水。

水是一种重要的资源，灌溉1亩水稻需1000～2000t水；生产1t钢需要100多t水；提炼1t铝需要1200t水。随着工农业生产的发展，对水的需要量愈来愈大。

水是一种不可代替的资源，与能源不同，煤枯竭了，可以用石油；石油枯竭了，还可以用原子能、核能。而水在许多情况下则是不可代替的。

水不是一种取之不尽、用之不竭的资源。虽然地球表面江河湖海大约占去四分之三，水的总量大约有14亿km^3，但是海水占去了97.5％，淡水只有2.5％，约3500万km^3，而这些淡水中，77％是冰川、雪峰，22.4％深埋地下。江河湖泊中的淡水只占0.6％，大约21万km^3。虽然，这也是个不小的数目，但是它在地球上的分布极不均匀，有的地方大雨成灾，滚滚江河，直泻大海；有的地方则终年不雨。地下水的储量将近地表水的40倍。在一些终年不雨的沙漠，空气中的水汽夜间遇冷凝结成露，渗入地下，也形成丰富的地下水。所以对于干旱、半干旱地区，开发利用地下水具有非常重要的意义！本书的目的就是介绍一种寻找地下水的方法——激发极化法。

地球物理的先驱——法国科学家C·施伦姆贝格（C·Schlumberger）早在1912年就观察到激发极化现象，在1920

年发表的经典著作《电法勘探的研究》中他就对这一效应作了确切的描述。但是由于测量技术上的困难，直到四十年代末期，这一现象才作为一种找矿方法在勘探工作中得到推广应用。到六十年代，激发极化法已成为有色金属找矿的主要方法之一。虽然激发极化现象最初是在潮湿的土壤上观察到的，但是由于含水体的激发极化效应非常微弱，所以应用激发极化法找水的研究是五十年代才开始的。美国、苏联、南斯拉夫等国都作了不少理论研究和野外工作，但是在国外直到现在仍然没有得到广泛的应用。

激发极化法找水1969年曾一度在我国发展很快，但是由于种种原因，未能持续下去。

山西属干旱、半干旱地区。从五十年代开始，省水利厅就十分重视物探找水和抗旱打井，群众性的电阻率法找水对各大盆地地下水的开发起了一定作用。但是山西省80％是丘陵山区，大都是严重缺水的石灰岩地区，人畜吃水都很困难。七十年代初提出了打井上山的任务，打井要上山，物探要先行，而电阻率法由于方法本身的局限性，在丘陵山区难以应用。激发极化法找水受地形影响小，对水的反映直观，特别适宜山区应用。在山西省、晋中地区、平遥县科技局和水利局的支持下，在北京地质学院老师们的帮助指导下，山西平遥卜宜水利电探仪器厂从1973年底开始研制激发极化法找水的仪器。于1974年底研制成功积分式激发电位仪。省水利厅举办了两期激发极化法找水训练班，各地区也先后举办这样的训练班，激发极化法找水开始在全省推行，许多单位多年来电阻率法一直未能解决的问题迎刃而解，激发极化法找水显示了它无比的生命力！

水利电力部对此也极为重视，举办了两期培训班。内蒙、

黑龙江等省、区多次举办这样的培训班，现在我国29个省、市、自治区都已开展了激发极化找水工作，许多单位取得了很好的效果。

在内蒙古牧区，在一些高原无流区的缺水草场上，随着工作向腹部深入开展，选定井位的命中率由五十年代的50%～60%逐年降低，至七十年代末，甚至在面积数百平方公里的一些严重缺水草场上连续打深井（100m以上）近20眼全部是干孔，耗费了大量资金（每干孔投资1.5～2万元）而无效果。1979年以来，在原有电阻率法找水的基础上又开展了激发极化法找水，培训并发展了队伍，内蒙牧区勘探钻井总队下属各队成立了5个电测组，共有60余名职工，四年来，普查了缺水及水质不良的草场11块，总面积10423 km^2，发现异常地段及异常点73处，已打钻验证40处，成井29眼，电测准确率达72.5%，不仅减少了浪费，而且还得到了十万分之一的电测深水文地质图的基础资料。

在黑龙江，由于省水利厅的重视，激发极化找水在黑龙江已经普及。肇源县水利局打井队，1981年打井未用物探定井位，结果打了14眼干井，损失浪费资金十余万元。1982年开展了激发极化找水，没有出现一眼干井。据绥化地区水利局的不完全统计，三年来全区共定井位1200个，在已经打井验证的900多个钻孔中，成井率达到95%以上。

在河南豫西北黄土塬区的许多地方，世世代代没有能解决水的问题，民间流传着这样的歌谣："黄土塬，水艰难，唾沫洗脸不要钱。"在新安县的庙上村，立着一块石碑，上面刻着："……每逢霖断旱至，民有饥色，野有饿殍……室中有米粟石余，香油数斤而死者乃缺水也……如遇山道云游，知其水源者，不惜倾家荡产，应以重金相聘，掘井求水，拯救旱

民诸斯耳!" 河南省水利厅于1981年拨款5万元专门进行了激发极化找水效果试验。在此基础上，河南省农林科学院区划研究所于1982年与水利、地质等部门一起，提出采用JJ-2型激发极化井字型剖面法，对灵宝县1064 km^2的黄土塬区进行了地下水资源普查，取得了良好的地质效果，基本上搞清了塬区地下水赋存规律，从10眼验证井的情况来看，测量推断基本正确，为进一步改善黄土塬区生产条件，开发利用中、深层地下水提供了科学依据。1983年又扩大战果，在新安、修武两县开展了地下水资源普查工作。新安县作控制剖面六条，设计激电测深点300个，实做470个，控制面积527.5 km^2，打验证井两眼；修武县作剖面五条，设计激电测深点200个。实测308个，已打验证井2眼。两县共取得计算数据近1万个。在短期内完成了大面积普查地下水的任务。取得了突出的地质效果与经济效益。

在援外工作中，激发极化法找水也为祖国争得了荣誉。河北省地矿局水文地质工程地质大队在援助索马里打井的工作中，为城市供水打井七眼，物探准确率百分之百；在条件非常复杂的牧区，成井率也在70％以上。

1983年3月，在卜宜水利电探仪器厂召开"激发极化找水技术讨论会"，来自24个省、市、自治区的近百名代表畅谈激发极化找水10年来的经验，共商发展激发极化找水工作之大计，大家认为世界上还不曾有哪个国家象我们这样大规模地开展激发极化找水工作，并取得这样好的效果。大会决定成立激发极化找水情报联络网，以《激发极化找水通讯》为网刊，及时交流经验，不断普及提高激发极化找水的技术水平，使我国在激发极化找水的理论和实践方面都居于世界的前列。

第一章　电和电化学的基础知识

第一节　导体和绝缘体

有些物质，如铜、铝等，可以导电，是导体；有些物质，如玻璃、陶瓷等，则不能导电，是绝缘体。为什么有的能导电，有的不能导电，这要从物质的构造说起。

一般物质都是由分子组成的。像水是由水分子组成的，分子是很小很小的微粒，1 g 水里大约就包含着3.3×10^{22}个水分子。这就是说，拿 1 g 水，如果30 多亿人口大家分着喝，每人还可以喝到10万亿个水分子。

分子又是由更小的微粒——原子组成的，例如水分子就是由 2 个氢原子和 1 个氧原子组成的。而原子又是由原子核和电子组成的。不同元素原子的原子核不同，电子的数目也不同，而所有物质的电子却都是一样的。氢原子最简单，只有 1 个电子，氧原子则有 8 个电子。每个电子都在各自的轨道上绕核旋转。每个原子都好像是一个小小的太阳系，原子核就是小太阳，电子就好比是绕太阳旋转的行星。太阳的质量比起行星来要大得多，电子的质量也只有原子核的几千分之一、几万分之一或几十万分之一。太阳和行星在太阳系的广阔天地里只不过是占据针尖大小的位置，而电子在原子里遨游就好比是房间里的一粒尘埃。

电子带负电，原子核带正电。在正常情况下原子核所带的正电荷和它周围的电子所带的负电荷的总量相等，它们对外界的作用互相抵消了，因此就显示不出电性来。如果物体

失去了一些电子，那就带正电；如果得到了多余的电子，物质就带负电。摩擦起电就是这样产生的，当丝绢和玻璃棒摩擦的时候，玻璃棒上有些电子跑到了丝绢上，玻璃棒缺少电子，带正电；丝绢有了多余的电子，带负电。

像铜、铝这样一些金属为什么能导电？因为在它们的原子里，最外层的那几个电子与原子核的联系本来就不那么紧密，再加上金属的原子紧密地排列在一起，使得那些最外层的电子不仅受到它所属的原子核的影响，同时也受到相邻原子核的吸引，这样一来，这些电子就不再属于某一个特定的原子了，它们可以在原子中间自由地走来走去，成了“自由电子”，在外加电场的作用下，它们就沿着电场的反方向运动（因为电子带负电），这就起到了导电的作用。例如铜，在每立方厘米的体积里大约有 8×10^{22} 个自由电子，所以铜是良导体；而绝缘体则不同，那里的电子大都被紧紧地束缚在原子里，一般每立方厘米仅有 1～100个自由电子，所以它们几乎是不导电的。

但是绝缘体也不是绝对的不导电，特别是如果外加电压太高，那么也会把电子从原子里硬拉出来，这时绝缘就被破坏了，称为“击穿”。

银的导电性最好。铜、铝次之。一般的金属都是良导体。

有机玻璃、瓷器、胶木等都是很好的绝缘体，一般的化合物都是绝缘体。大多数造岩矿物、干燥的泥土都是绝缘体，纯净的水也是不导电的。

不仅金属是导体，各种电解质的水溶液也都是能够导电的，这是因为只要在物体中存在可以移动的电荷，它就可以导电。在金属中可移动的电荷是带负电的电子，称为“电子导体”；在黄铁矿（FeS_2）等硫化金属矿中存在可移的电子和“空穴”，他们是半导体；在电解质溶液中存在可移动的正

离子和负离子，在外电场的作用下，正离子沿着电场方向移动，负离子逆着电场方向移动，这样就产生了电流，这类导体称为“离子导体”。

在地下水中，特别是盐碱地的咸水中溶解有较多的氯化钾（KCl）、硝酸钾（KNO_3）、氯化镁（$MgCl_2$）等盐类，这些盐类在干燥的时候本来是不导电的，因为它们里面没有可移动的电荷。但是当它们溶解在水里的时候有一部分电解质的分子产生了“电离”现象。例如氯化钾（KCl）的分子是由一个钾原子和一个氯原子化合而成的。当它溶解于水时一部分氯化钾分子的钾原子和氯原子分离开来了。在分离的时候，钾原子外层的那个电子附着在氯原子上，钾原子缺少了一个电子，带正电，成为正离子（K^+），氯原子得到了一个多余的电子，带负电，成为负离子（Cl^-），这些带电的离子在溶液中可以自由移动，因此水溶液就成了导体了。一般的造岩矿物都是绝缘体，如果其中存在电解质溶液这类离子导体，它们也能导电。

第二节　电阻和电阻率

如果导体两端加上电压，那么导体中可移动的电荷就要移动，正电荷（离子导体中的正离子）将沿着电场方向移动，负电荷（电子导体中的自由电子和离子导体中的负离子）将逆着电场方向移动，从而在导体中产生电流。当自由电子和离子在导体中运动时，必然要与导体中的原子和分子碰撞，阻碍着电子和离子的运动，所以导体对电流呈现一种阻力。

实验证明，对于一定的导体，两端的电压愈高，导体中产生的电流也愈大，电流 I 与电压 U 成正比，这就是欧姆定

律：

$$I \propto U \qquad (1-1)$$

式中 I ——导体中的电流；

U ——导体两端的电压。

写成等式

$$I = G U \qquad (1-2)$$

比例常数G称为电导，反映导体导电性能的好坏。G愈大、同样电压产生的电流愈大，反映导体导电性能愈好。

更常用的是电阻这个物理量，它等于电导的倒数，以R表示：

$$R = \frac{1}{G} \qquad (1-3)$$

代入（1-2)式

$$I = \frac{U}{R} \qquad (1-4)$$

电阻R的单位为Ω，当导体两端电压为1 V时，若导体中的电流为1 A，那么这一导体的电阻就是1 Ω。

导体的电阻与它的长度（L）成正比，与它的横截面积（A）成反比，正象水管一样，水管愈长愈细，对水流的阻力愈大。写成关系式：

$$R = \rho \frac{L}{A} \qquad (1-5)$$

式中的比例常数ρ反映组成导体的物质的导电性能，称为电阻率。物质不同，电阻率也不一样。

从（1-5）式：

$$\rho = R \frac{A}{L} \qquad (1-6)$$

所以电阻率在数值上等于单位截面、单位长度的导体的电阻。在物理学上，一般以截面为1mm^2、长度为1m的导线的电阻数值为其电阻率。在电法勘探中则以长1m、截面为1m^{2}的物体的电阻，也就是边长为1m的立方体的两个端面间的电阻作为该物质的电阻率。这时电阻率ρ的单位为Ω·m。

物质的电阻率与其中的载流子（参加导电的电荷，如电子导体中的自由电子和离子导体中的离子）的浓度有关，如前所述，每cm^{3}的铜中大约有8×10^{22}个自由电子，所以铜是良导体，它的电阻率大约为$1.54\sim1.75\times10^{-8}\Omega\cdot m$。对于离子导体，离子浓度愈高，电阻率愈小。

前已述及，载流子在导体中运动时，不断与原子、分子碰撞，电阻率的大小也与由于这些原因引起的阻力有关。

物质的电阻率受温度的影响较大。对于金属，温度升高，原子、分子的热运动加剧，自由电子与之碰撞的机会也增多，所以电阻率升高。对于石墨等电子导体，随着温度的升高，更多的电子从原子中挣脱出来，成为自由电子，所以电阻率反而降低。对于离子溶液，温度升高时液体的粘度减小，对离子运动的阻力也随之减小；另一方面电离度增高，更多的分子离解成为离子，离子的浓度增高了；如果溶液中还有未被溶解的电解质，那么温度升高后，溶解度升高，这也使离子浓度增加；所以离子导体的电阻率往往随着温度的升高而明显降低。

第三节　界面电位差

在激发极化找水测量里，经常遇到电子导体和离子导体互相接触的情况。例如电极打入地里，金属电极和土壤溶液相接触；在不极化电极中则是将紫铜棒浸在硫酸铜溶液中等

等。所以有必要研究两类导体接界处发生的电化学现象。

当两种不同化学组成的物体互相接触时，不论这些物体是固相还是液相，通过界面都要发生物质的迁移。将食盐放在水里，食盐颗粒慢慢变小了，因为食盐分子迁移到水中去了。使一块铜和一块金紧密接触，时间久了，金块中有了铜分子，铜块中也可发现金的分子，因为铜离子和金离子通过界面发生了迁移。如果迁移的物质带有电荷，而且迁移的电荷量并不相等，那么界面两侧将产生电位差。半导体技术就是在这个基础上建立起来的。半导体的基本组成单元是P N结。P 型半导体中的空穴向N 型半导体中扩散，N 型半导体中的电子向P 型一侧扩散，于是在界面两侧形成电位差。当金属浸于溶液中时，情形也与此相似。有些金属上的离子进入溶液中，有些溶液中的离子沉积到金属上，在界面两侧产生电位差，形成双电层。

在激发极化法使用的测量电极里，是将纯净的铜棒置于纯净的硫酸铜饱和溶液中。现以此为例，说明金属和溶液界面发生的电化学过程。当铜棒浸入硫酸铜溶液中后，金属铜晶格点阵中的有些铜离子将脱离铜棒进入溶液中，同时硫酸铜溶液中有些铜离子也将沉积到铜棒上。铜离子从铜棒上脱落和往铜棒上沉积的难易程度决定于离子在铜棒和溶液中的“能级”。在铜和硫酸铜溶液的情形里，铜离子在硫酸铜溶液中的能级较金属铜中的高，所以铜离子沉积到铜棒上的速度较快，而从铜棒上溶解的速度较慢，结果铜棒上积累了多余的正电荷，带正电；溶液一侧由于正离子缺少，带负电。在铜棒和溶液界面上形成双电层，产生电位差。随着沉积的铜离子数的增加，电位差也愈来愈大。双电层的这一电位差阻碍溶液中的铜离子往铜棒上沉积，使沉积的速度减慢，同时

帮助铜离子从铜棒上进入溶液，使铜离子的溶解速度加大。当电位差达到某一数值时，两者的速度相等，建立平衡状态，双电层的电位差不再增加。这种平衡是动态平衡，如在室温下，铜棒浸在浓度为1 mol/L的$CuSO_4$溶液中时，在每cm^2的表面上，每秒大约有3.12×10^{19}个铜离子离开铜棒表面进入溶液，同时又有同样数目的溶液中的铜离子沉积到铜棒上。从宏观来看，好象什么也没有发生。

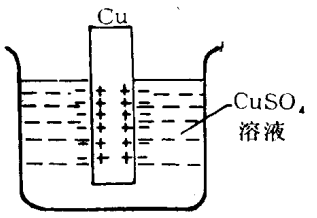


图1-1 铜浸于硫酸铜溶液中形成界面电位差

另一方面，金属中的自由电子也可能逸出金属表面，进入溶液。但是游离态的电子存在的时间很短，数目很少，不起主要作用。

在建立动态平衡后，金属与溶液界面上的双电层的电位差称为界面电位差。界面电位差的数值我们无法测量出来，因为在测量时必然要引入第二个电极，我们实际测量得到的是这两个电极的界面电位差的代数和。一般以标准氢电极作为另一个电极，这样测得的金属与标准氢电极之间的电位差称为“氢标电极电位”，简称为“电极电位”。

电极电位的大小主要决定于离子在金属和溶液内的能级，能级不同，电极电位也不同。

因此电极电位首先与金属有关，不同的金属不仅电极电位的大小不同，而且极性也可能不同。在上述例子中，铜离子在溶液中的能级比在金属铜中要高，所以铜棒一侧带正电。金属锌浸于硫酸锌溶液中的情况则恰巧相反，锌离子在溶液中的能级比金属锌中低，锌离子从金属锌溶解到溶液中比从溶液中

沉积到金属锌上更容易些，所以双电层的金属锌一侧带负电。

溶液中如果离子的浓度大些，那么将有更多的离子沉积在金属表面上，所以溶液中离子的浓度也直接影响着电极电位。

影响电极电位的另一因素是温度，因为温度不同能级也不同。

光照也能影响电极电位，因为离子和电子吸收光子以后能级将发生跃迁。

如果溶液中有两个电极A 、B ，它们的电极电位分别为 ϕ_A、ϕ_B，那么它们之间的电位差 ΔV 为：

$$\Delta V=\phi_A-\phi_B \qquad (1-7)$$

如果要得到大的电位差，就要选用电极电位相差悬殊的电极。例如将铜电极和锌电极浸在稀硫酸溶液中，两极间将产生近 1 V 的电位差，可以将小灯泡点亮。这也就是所谓"伏打电池"。

如果要使电位差尽可能地小，就应该用相同的电极，使 $\phi_A=\phi_B$ 。例如激发极化法找水用的测量电极就是这样。

如果电极不是由纯净的金属做成，其中含有杂质，那么金属的电极电位与杂质的电极电位不同，金属与杂质之间存在电位差，构成一个"电池"，一般称为"微电池"。因为金属和杂质是连接在一起的，所以是一个外部短路的电池，它就要放电。微电池的放电加速了电化学反应，使电极电位不稳定。金属的腐蚀也是由微电池的化学反应引起的。

第四节　电极的极化

以上说的都是电极中没有电流通过的情况，如果电极中有电流通过，情况又将怎样呢？

如图1－2，两个浸于硫酸铜溶液中的铜电极，接上电池，电极间就有电流通过。接电池正极的称为阳极，接电池负极的称为阴极。电流的方向是从电池的正极，经过阳极、硫酸铜溶液、阴极、到电池的负极。在电极中，参加导电的是自由电子，自由电子带负电，所以它沿着电流的相反方向移动。

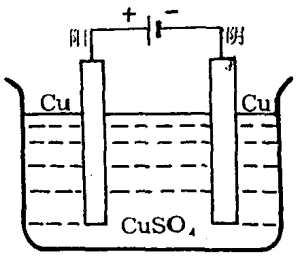


图1－2　电极极化示意图

在溶液中参加导电的是铜离子Cu^{++}和硫酸根离子SO_4^{--}，Cu^{++}从阳极流向阴极，SO_4^{--}则从阴极流向阳极。在电极和溶液的界面上发生了电子交换过程。流向阴极的电子使Cu^{++}还原：

$$Cu^{++}+2e \rightarrow Cu \qquad (1-8)$$

还原后的铜原子沉积在铜电极上，这就是电镀过程。从溶液中移向阳极的SO_4^{--}则使电极氧化：

$$Cu+SO_4^{--} \rightarrow CuSO_4+2e \qquad (1-9)$$

在电极上留下的两个电子补充外电路流走的自由电子。这些电化学反应的结果破坏了电极——溶液界面上双电层的平衡，使电极电位ϕ偏离原来的平衡电位$\phi_{平}$，在新的条件下建立新的平衡。偏离的值：

$$\Delta\phi=\phi-\phi_{平}$$

称为“过电位”，也称“超电压”，这一现象称为电极极化。阴极的电位向负的方向移动，称为阴极极化；阳极的电位向正的方向移动，称为阳极极化。极化产生的超电压的大小随电极表面电流密度的增加而增加（图1－3）。

由于阳极和阴极的电位是向相反方向移动的，所以两电

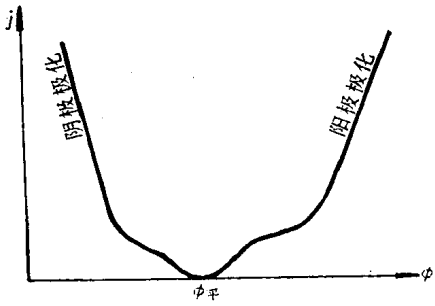


图 1-3　电极极化与电流密度的关系曲线

极间的电位差增加了。

产生电极极化的原因是复杂的，主要有二种：电化学极化和浓差极化。

如前所述，当有电流通过时，在电极和溶液的界面上产生氧化、还原反应，但是这种电化学反应的速度相对于外电路中自由电子输送的速度来说是比较慢的，由于电化学反应的迟缓性，输送到阴极的自由电子来不及被完全消耗掉，所以在阴极上积累了过量的电子，使阴极的电极电位向负的方向移动，这就是阴极极化；从阳极流出的自由电子得不到及时的补充，于是阳极电位向正的方向偏移，这就是阳极极化。这种由于电化学反应的迟缓性而产生的电极极化称为电化学极化。

从溶液中迁移到电极表面的离子被氧化还原作用消耗掉了，溶液深部的离子通过扩散和电迁移来补充这些消耗掉的离子。由于溶液中的离子迁移的迟缓性，所以电极表面的离子浓度相对较低，如前所述，电极电位与离子浓度有关，所以电极电位将偏离通电前的平衡电位。这种由于浓差而引起的电极极化称为浓差极化。

第五节　液体接界电位

金属与溶液接触时界面上会产生电位差，两种溶液接触时在界面上也将产生电位差，称为液体接界电位。在设计和埋设不极化电极时应考虑液体接界电位的影响。两种组分和浓度不同的溶液相接触，例如图1-4，$CuSO_4$ 溶液与 KCl 溶液通过半渗透膜相接触，各种离子将由一侧向另一侧扩散，扩散的速度决定于离子的种类、浓度、温度和半渗透膜的结构等。在一般情况下迁移的正负电荷数不会恰巧相等，结果一侧正离子过剩，另一侧负离子过剩，这就使界面两侧形成电位差。假设左侧正离子过剩，右侧负离子过剩，那么左侧带正电，右侧带负电。这一电位差建立以后将阻碍正离子向左侧扩散，帮助负离子向左侧扩散，当电位差达到某一数值时建立动态平衡，这一平衡电位称为液体接界电位。

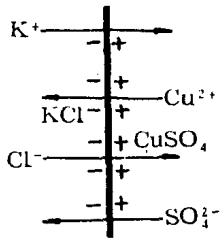


图 1-4　液体接界电位形成示意图

液体接界电位的大小取决于界面两侧溶液中离子的种类、浓度、接界的形式以及温度等。

在激发极化法测量里，当测量电极埋设在土壤中时，电极中的铜芯与硫酸铜溶液相接触，硫酸铜溶液通过半渗透膜与土壤溶液相接触，在硫酸铜溶液与土壤溶液之间就会产生液体接界电位。

第二章　电阻率法的基础知识

目前电法勘探中广泛应用电阻率法，它是根据地壳中各种岩（矿）石导电性的差异来寻找地下水源、地下矿藏和解决其他地质问题的一种物探方法。电阻率法是较早发展起来的电法勘探方法，激发极化法是从电阻率法发展而来的，激发极化测量的装置和野外工作方法等许多都和电阻率法一样；另一方面在进行激发极化法找水的时候，同时也测出电阻率曲线，以便于对资料进行综合分析解释，所以应该对电阻率法有较好的了解。有关电阻率法的具体问题，请阅读有关专门书籍，在这里只是为了阐述激发极化法的方便，介绍电阻率法的基础知识。

第一节　岩矿石和含水层的电阻率

各种不同的岩石和矿物在电阻率上存在很大差异。各种金属硫化物、磁铁矿、石墨等为良导性矿物，电阻率一般小于 1 Ω·m。多数氧化矿物为中等导电性矿物，其电阻率在 1～10^6Ω·m 范围内。大多数造岩矿物，如石英、长石、云母等，是以电质解的方式通过离子电荷的传递来导电的，它们被称为“固体电解质”，其电阻率很高，一般大于10^6Ω·m。

各种矿物在电阻率上的差异为电阻率法勘探提供了物理前提。

由于造岩矿物一般电阻率很高，所以在不含电子导电性

矿物的情况下，其本身的导电性不起大的作用，所以大地物质的电阻率ρ_e几乎完全取决于其中所含水的电阻率ρ_W和孔隙率Φ，在饱含水的情况下，可用阿尔其定律表示为：

$$\rho_e = \frac{\rho_W}{\Phi^m} \qquad (2\text{-}1)$$

其中m为胶结因数，由疏松岩石的1.4到非常紧密胶结的2.5。

孔隙水的电阻率决定于其中所含离子的种类、浓度、温度等因素。在第四纪松散地层中，饱含水的粘土隔水层中的吸着水往往溶解并聚集了大量的矿物质，而且粘土中孔隙数量很多，虽然每个孔隙很小，但孔隙率很高，所以它们的电阻率比较低。富水的砂砾石层中的水由于流动性比较好，溶解在水里的矿物质不断被带走，因此矿化度比较低，电阻率高。所以在第四纪的冲积层中，潜水面以下低阻层中的高阻层一般是富水的砂砾石层。这就是通常所说的"低阻中找高阻"。在基岩山区，完整的基岩电阻率很高，充水的溶洞、风化壳或断层破碎带则电阻率较低。所以基岩山区高阻层中的低阻层一般是含水层，这也就是通常所说的"高阻中找低阻"。当然低阻层也不一定都是含水层，例如石灰岩中的粘土填充的溶洞、炭质岩层和泥灰岩夹层等也都是低阻层。因为含水层和非含水层在电阻率上存在差异，如果知道了当地含水层和非含水层的电阻率，那么在测出各层的电阻率值以后就可据以推断地下水的情况。

第二节　地电阻率的测量方法

怎样测量大地的电阻率？如果大地是电阻率均匀的、各向同性的无限半空间，那么问题比较简单，只要在地面上任

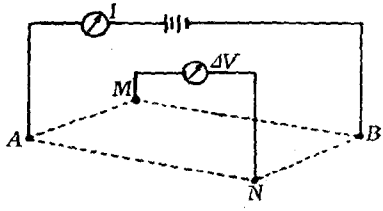


图 2-1 测量地电阻率的装置

意两点A、B向地下通入直流电流I，那么在地面上另外的两点M、N上就会出现电位差，假设测得这一电位差为ΔV，那么在这些理想条件下，大地的电阻率ρ就可按下式计算出来：

$$\rho = K\frac{\Delta V}{I} \tag{2-2}$$

其中：

$$K = 2\pi \div \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right) \tag{2-3}$$

称为装置系数，它只与供电电极和测量电极相互间的距离AM、AN、BM、BN有关。

只要上面提到的那些条件得到满足，那么不论A、B、M、N的相对位置如何，不论供电电流是多大，测量出来的电阻率值都是一样的，都等于大地的真实电阻率。

实际上在自然界里这样的理想情况不会遇到，而研究电阻率均匀的地层也并不是我们的目的。我们所要研究的正是那些复杂的地层，在洪积扇中找古河道和古洪道，在完整基岩中找断层破碎带等等。在这种情况下，根据（2-2）式计算得到的就不是某一层的电阻率，而是整个地层综合影响的

结果，我们称之为“视电阻率”，以ρ_s表示。在这种情况下，测得的ρ，值就不仅与组成地层的各种岩矿石的电阻率和它的空间分布有关，而且还决定于电极的布置，而不是像在电阻率均匀的无限半空间等理想条件下那样，不论A、B和M、N在什么地方都测得同样的数值。电阻率法也正是根据不同电极布置时测得的视电阻率的变化来分析埋藏在地下的不均匀体的电阻率和空间分布，从而达到找水、找矿和查明地质构造的目的。

第三节　电阻率测深

为了解决不同的地质问题，根据不同情况可以采取不同类型的装置。根据装置的不同，电阻率法又有多种不同的方法，比较常用的有：中间梯度法、对称四极剖面法、联合剖面法和电测深法等。在激发极化法测量里同样也使用这些方法。关于这些装置，在一般电法勘探的书籍里都有详细的介绍，这里不再赘述。

在找水上用得最多的是对称四极垂向电测深法，通过电测深可以了解地层的电阻率沿深度变化的情况。电测深装置的供电电极A、B、测量电极M、N和测点O布置在一条直线上，A、M和N、B对称地布置在测点O的两旁（图 2-2）。逐渐增大AB，逐次进行视电阻率测量。随着A、B的增大，

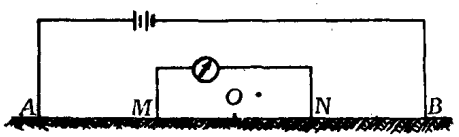


图 2-2　对称四极垂向电测深装置

电流分布的范围更深更广，测得的ρ_s值也就更多的反映了更大范围内的情况，至于M、N，当地层不均匀时测得的ρ_s值也与MN的大小有关，在水平成层的情况下，在$MN < \frac{1}{3}AB$的范围内，测得的ρ_s值与MN的大小关系不大。但是，如果MN太大，将使实测的ρ_s曲线与以后将要讲到的、在$MN \to 0$的条件下计算得到的理论曲线差别太大；MN太小，则M、N上的电位差ΔV也小，难以保证观察精度，给测量造成困难，所以一般选取：

$$\frac{1}{3}AB \geqslant MN \geqslant \frac{1}{30}AB$$

在激发极化法找水里一般选用$MN = \frac{1}{3}AB$的固定比例装置，这种装置也称为"温纳尔装置"。

通常用电测深曲线表示ρ_s随$\frac{1}{2}AB$变化的情况。为了制图和解释的方便，电测深曲线一般绘在模数为6.25的双对数坐标纸上，横坐标为$\frac{1}{2}AB$，也就是AO；纵坐标为ρ_s。所谓模数为6.25就是AO_2和AO_1两个极距在坐标上的距离为$6.25\lg\frac{AO_2}{AO_1}$(cm)，也就是当两个极距相差10倍时，例如10m与100m，100m与1000m，在坐标纸上的间距为6.25cm。将不同$\frac{1}{2}AB$时测得的ρ_s值点在坐标纸上，然后将这些点用直线段连成折线，就得到一条曲线，这样的曲线称为"电测深曲线"。

为什么要用双对数坐标绘制电测深曲线？因为$\frac{1}{2}AB$和ρ_s的变化范围都很大，$\frac{1}{2}AB$从几米到几百米、甚至几公里；ρ_s也从几个Ω·m变化到几百、几千Ω·m，如果用普通的算术坐标，那么图件小了，小极距看不清；要使小极距也能看清，图件大得不能接受。另一个更为重要的原因

是：对于水平成层的地电断面，例如二层断面，设第一层的电阻率为ρ_1，厚度为h_1，第二层的电阻率为ρ_2，厚度h_2为无限大，只要比值ρ_1/ρ_2相同，那么不论h_1、ρ_1和ρ_2多大，电测深曲线的形状都是完全一样的。h_1不同则曲线左右位置不同，电阻率不同则曲线上下位置不一样，也就是说曲线的形状是一样的，只是位置上下左右平行移动了一个距离。这对电测深曲线的解释带来很大的方便。图 2-3 为三种不同情况下的两层电测深曲线。

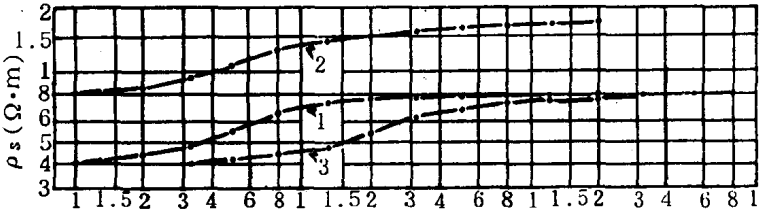


图 2-3 $\frac{\rho_2}{\rho_1}=2$ 时的三种二层测深曲线

1—$\rho_1=40\Omega\cdot m$，$\rho_2=80\Omega\cdot m$，$h_1=2m$；2—$\rho_1=80\Omega\cdot m$，$\rho_2=160\Omega\cdot m$，$h_1=2m$；3—$\rho_1=40\Omega\cdot m$，$\rho_2=80\Omega\cdot m$，$h_1=8m$

第四节　二层和三层电测深曲线的形状和特征

对于二层结构，设上层的电阻率为ρ_1，厚度为h_1，下层的电阻率为ρ_2，厚度$h_2=\infty$（图2-4）。这时有两种情况：$\rho_1<\rho_2$和$\rho_1>\rho_2$。设$\rho_1<\rho_2$，测得的视电阻率ρ，将怎样？

如果$\rho_2=\rho_1$，也就是说大地为均匀的无限半空间，那

么不论装置如何，测得的电阻率都等于真电阻率ρ_1，电测深曲线为一条水平的直线(图 2－5)。现在$\rho_2 > \rho_1$，下层的电阻率大了，情形又将怎样呢?

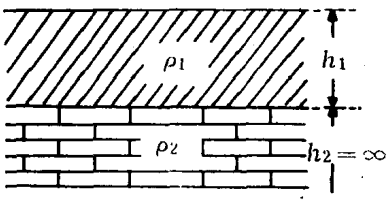


图 2-4 二层地层

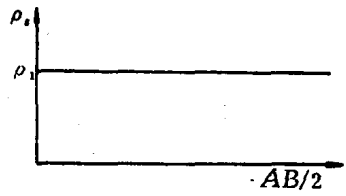


图 2-5 电阻率为ρ_1的均匀半空间的测深曲线

根据视电阻率的公式：

$$\rho_s = K\frac{\Delta V}{I}$$

如果采用与上述电阻率为 ρ_1 的均匀无限半空间时的测量装置，也就是同样的装置系数K，向地下通入同样的供电电流 I，那么根据 ΔV的大小就可估计ρ_s的值。

怎样计算电位差(ΔV)? 在这里欧姆定律的简单公式：

$$\Delta V = IR$$

是不适用的，因为在这一公式里，ΔV 应该是电阻(R)两端的电位差，I 是R中的电流，这些条件在这里都不满足。

为了解决这一问题，我们可将欧姆定律改写成微分形式。对于柱状导体，设截面积为A，长度为L，电阻率为ρ，那么根据公式(1－5)，它的电阻R为：

$$R = \rho\frac{L}{A}$$

如果其中的电流为I，那么它两端的电压应为：

$$\Delta V=\rho\frac{L}{A}I=\rho L\frac{I}{A}$$

I/A为通过单位截面积的电流，称为电流密度，以j表示，代入得

$$\Delta V=j\rho L \qquad (2\text{-}4)$$

这里ΔV为沿电流方向的电位差，L为沿电流方向的距离。但是这一关系式仍不能直接引用来计算测量电极M、N间的电位差，我们不能写成：

$$\Delta V=j\rho MN$$

因为在这里虽然电流的方向和MN是一致的（因为A、M、N、B在一条直线上），ρ也是一样的，但是在MN间各处的电流密度不同。为了克服这一困难，我们将MN划分为很小的区间：

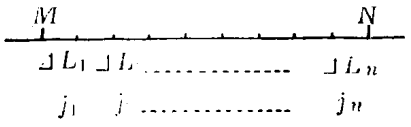


图 2-6 将MN划分为小区间求ΔV

$$\Delta L_1、\Delta L_2\cdots\cdots\Delta L_n$$

只要这些区间足够小，那么在每一区间内的电流密度可以看成是不变的，设分别为：

$$j_1、j_2\cdots\cdots j_n$$

那么对于每一个区间，可以应用式（2-4）求它两端的电位差。第m区间的电位差可写成：

$$\Delta V_m=j_m\rho\Delta L_m$$

MN间的总电位差为各区间的电位差的和：

$$\Delta V=\Delta V_1+\Delta V_2+\cdots\cdots+\Delta V_n$$
$$=j_1\rho\Delta L_1+j_2\rho\Delta L_2+\cdots\cdots+j_n\rho\Delta L_n$$

写成求和的形式：

$$\Delta V=\sum_{m=1}^{n} j_m\rho\Delta L_m \qquad (2\text{-}5)$$

写成积分的形式就是：

$$\Delta V=\int_{M}^{N} j\rho\, dL \qquad (2\text{-}6)$$

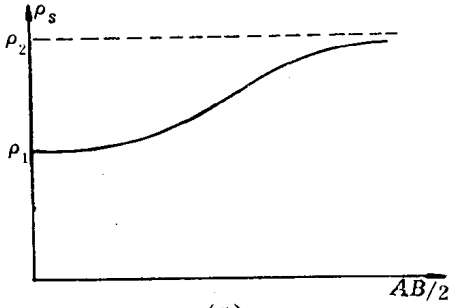
由式（2-5）或（2-6）可以看到ΔV的大小决定于M、N间各处地表的电流密度j、地表的电阻率ρ和距离MN。

现在再回到刚才我们说的两种情形：一是电阻率为ρ_1的均匀无限半空间，一是上层的电阻率为ρ_1、厚度为h_1，下层的电阻率为ρ_2、厚度为无限大，采用同样的电极距和供电电流，现在$\rho_2>\rho_1$，下层对电流的阻力大，电流必然较多地从表层通过，所以表层的电流密度j后者较前者为大，因此电位差ΔV也较大，从而视电阻率也较ρ_1为大。当$1/2\,AB\ll h_1$时，电流主要集中在上层，下层影响不大，所以视电阻率接近于ρ_1；当$1/2\,AB\gg h_1$时，通过上层的电流占的比例不大，ρ_s接近于ρ_2。所以电测深曲线将如图2-7(a)的形状，这种类型的曲线称为G型曲线。

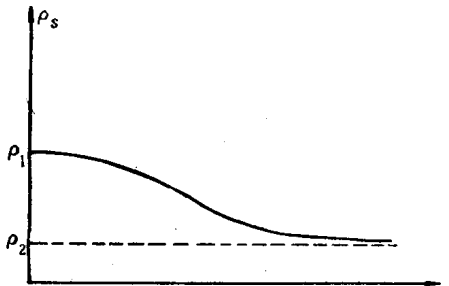
与此相似，若$\rho_2<\rho_1$，那么电测深曲线将如图2-7(b)的形状，这种类型的曲线称为D型曲线。

对于三层结构，各层的电阻率分别为ρ_1、ρ_2、ρ_3，厚度分别为h_1、h_2和∞，这时有四种情况，形成四种类型的曲线：

$\rho_1>\rho_2$，$\rho_2<\rho_3$　称为H型曲线



(a)



(b)

图 2-7 二层电测深曲线

(a) $\rho_1 < \rho_2$，G型曲线；(b) $\rho_1 > \rho_2$，D型曲线

$\rho_1 < \rho_2$，$\rho_2 > \rho_3$ 称为K型曲线

$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ 称为Q型曲线

$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ 称为A型曲线

各种类型曲线的形状如图2-8所示。

如果地层是水平成层、无限延伸的，每一层的电阻率都是均匀的、各向同性的，那么电测深曲线可以从理论上计算

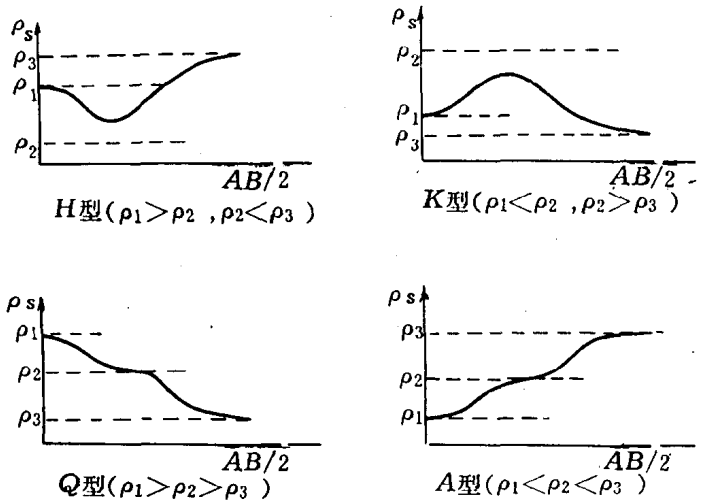


图 2-8 三层电测深曲线

出来。$MN \to 0$ 的条件下的各种不同的电阻率和厚度组合的二层、三层和四层理论曲线已经被计算出来，这样的理论曲线称为“量板”。拿野外实际测得的曲线与“量板”对比，看与那一条曲线最接近，这样就可推断各层的电阻率和埋深。应用量板进行解释时必须切记量板是根据水平成层、各向同性、无限延伸的理想条件计算出来的，在与这些理想条件相差甚远时不能套用。

只要计算理论曲线的理想条件得到满足，量板解释方法在理论上是严密的。但是量板曲线数量太多，对量板是一件非常繁琐的工作。还有所谓“等值原理”，即不同的电阻率和层厚的组合的测深曲线有时是很近似的。而且实际的地层往往比理想的三层、四层要复杂得多，所以在实际工作中大都采用一些比较简单的经验方法。

电子计算机的应用在一定程度上解决了这一问题，根据给定的地层参数，电子计算机将理论曲线计算出来，然后与实测曲线对比，自动修正参数，再行计算，经过多次的计算、修正，可以得到与实测曲线基本一致的理论曲线。

第五节　电阻率法的局限性

电阻率法曾经成功地解决了许多地质问题，在今后的电法勘探工作中仍将发挥其重要作用。但是任何方法都不可能是万能的，电阻率法也是一样。首先，如果我们要找的目的层在电阻率上与围岩没有明显的差异，那么电阻率法就无能为力了。例如在第四纪松散地层中，干黄土与粉细砂含水层的电阻率有时相差不多，我们难以区分它们。其次，虽然含水层的电阻率与围岩有明显的差异，但是与另一种非含水层差异不大，那么我们就无法区分测得的视电阻率异常是含水异常还是非含水异常。例如在石灰岩地区，充水溶洞和粘土充填的溶洞及炭质岩层和泥灰岩等都是低阻异常，无法将充水的溶洞跟它们区别开来。第三，电阻率法受地形的影响很大，特别是电测深法，它的一整套量板是在介质呈水平成层、各向同性、无限延伸等理想条件下得出来的，范围较大的冲积层近似于这样的理想情况，而岩溶、裂隙、狭窄的古河道等就远不是无限延伸的；在丘陵山区，水平成层的情况很难遇到；在这种情况下如果还拿理论量板去套，将会得出不正确的结论。例如，如果我们用一种电阻率为 ρ 的介质堆积成如图2-9所示的山脊地形，如果沿山脊方向布极，在 O_1 点进行测深，这时与无限半空间的情形相比，一部分电流从山脊通过，电流分布在更大范围内，所以电流密度 j 减小了，

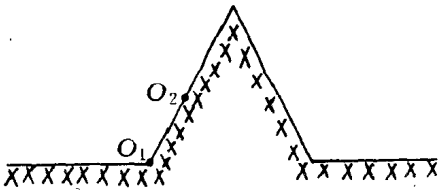


图 2-9 山脊地形

根据式(2 - 5)，ΔV减小了，因此视电阻率 ρ_s 较 ρ 为小。当 $\frac{1}{2}AB$ 很大时山脊的影响不大，ρ_s 接近于 ρ，所以得到图2-10中的曲线 1 这样的测深曲线，这成了二层曲线。如果沿山脊方向布极在 O_2 点进行测深，那就会得到图 2 -10中的曲线 2 那样的测深曲线，这又成了有高阻夹层的三层曲线。这是因为当 $\frac{1}{2}AB$ 很小很小时，电流分布在很小范围内，这时与无限半空间的情形相差不多，ρ_s 接近于 ρ；随着 $\frac{1}{2}AB$ 的增大，由于山脊的存在，电流密度较无限半空间为大，ΔV_1，因此 ρ_s 也较 ρ 为大；当 $\frac{1}{2}AB$ 很大很大时，山脊的影响又趋于减小，ρ_s 又接近于 ρ。在山区，由于地形引起

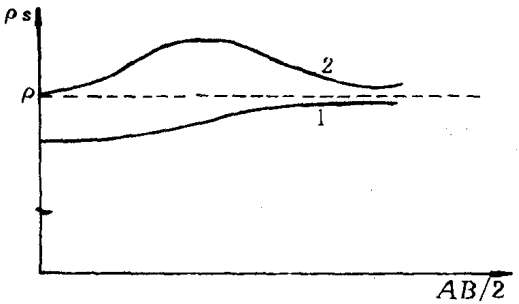


图 2-10 山脊地形的测深曲线

的假异常常使电阻率测深工作无法进行。

电阻率法的这些局限性是电阻率法这种方法本身决定了的，无论在仪器上进行怎样的改进都解决不了这一问题，因此为了解决不同的地质问题，特别是要解决山区找水问题，我们必须掌握多种勘探手段。

第三章　激发极化找水的基本原理

第一节　激发极化现象

在水槽里放上小焦炭块和小石块的混合物(图 3-1),注水淹没，和电阻率测深一样，设置两个供电电极A、B和两个测量电极M、N。当接通供电开关K时，电源E通过供电电极A、B向水槽内供电，水槽内形成电流场，在测量电极

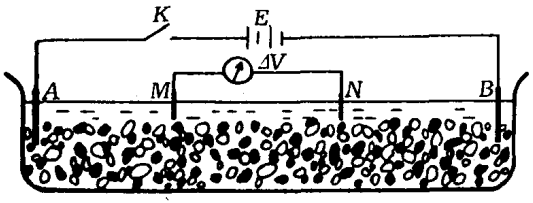


图 3-1　观察IP现象的装置

M、N间形成电压降，这就是我们在电阻率法测量里观察到的电位差。不切断开关，保持供电电流不变，继续供电，我们可以观察到M、N间的电位差随着供电时间的延长而逐渐增加，开始时增加得快些，后来逐渐减慢，数分钟后达到饱和。断开供电开关，供电电流被切断，由它产生的电压降也随之消失，M、N间的电位差迅即减小。但是在供电期间随着供电时间的延长而逐渐增加的电位差仍然存在，它是逐渐衰减的，数分钟后逐渐衰减完毕。在供电期间和断电以后M、N间电位差的变化情况如图 3-2 所示。供电后由于供电电流在M、N间产生的电位差称为一次场电位差，以ΔV_1表

示：随着供电时间的延长而增加的电位差是由于介质的极化而产生的，称为二次场电位差，它是时间的函数，以$\Delta V_2(T)$表示。在M、N间观察到的电位差是两者的和，称为极化场电位差，以$\Delta V(T)$表示。

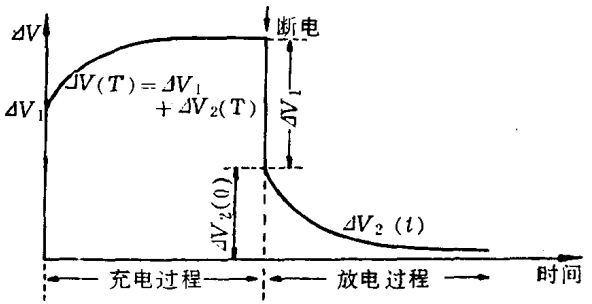


图 3-2 IP现象的充放电曲线

$$\Delta V(T)=\Delta V_1+\Delta V_2(T) \qquad (3-1)$$

断电以后，一次场电位差ΔV_1消失了，二次场电位差$\Delta V_2(t)$并不立即消失，而是逐渐衰减。数分钟后衰减完毕。

供电时极化场电位差逐渐增加的过程称为充电过程；断电后二次场电位差逐渐衰减的过程称为放电过程。

这种在外电流场的激发下，地质体被极化而产生的持续几秒钟、几分钟的瞬变现象叫做激发极化效应（*Induced Polarization*），以下简称IP效应。

在外电场的作用下，介质分子中正负电荷发生位移，也产生极化，但是这种极化持续的时间是微微秒级的，不属于这里所说的“激发极化”。水分子中H^+和O^{--}的电中心并不重合在一起，所以水是“极性分子”，在外电场的作用下水分子将产生转向极化，也正是因为这样，所以水的介电常数是

各种介质中最大的。这类极化的持续时间也是微微秒级的，也不属于这里所说的激发极化。

由于电磁感应、供电电流的建立和消失都需要时间，所以一次场电位差的建立和消失也存在瞬变过程，它的持续时间是毫秒级的，应与激发极化效应产生的二次场电位差相区别。

激发极化现象是地质体普遍存在的现象，一些金属矿藏和含水的砂砾石层等都有比较明显的激发极化现象，只是它们产生的机理不同，二次场的大小有别、衰减快慢不一样。正是由于不同的地质体的激发极化特性不同，因此我们可以利用它来调查地质构造、寻找地下水源、探测矿藏。这种电法勘探方法称为"激发极化法"。

第二节　IP 法的参数

激发极化法是以各种地质体的IP特性的差异为基础的。IP 特性主要表现在二次场的大小和它随时间变化的情况。在供电过程中，二次场叠加在一次场上，二次场比较微弱，只有一次场的百分之几，甚至千分之几，因此很难准确地测量出来。更加主要的是在供电过程中供电电流很难保持恒定，通常由于供电电流的变化引起的一次场电位差的变化比二次场更大，所以就更无法进行二次场观察了。在停止供电以后，一次场电位差随供电电流的消失而消失了，二次场可以被独立地观察到，所以一般都是根据停止供电后二次场的衰减曲线确定激发极化特性的。

诚然，二次场衰减曲线包含着激发极化特性的全部信息，如果将二次场衰减曲线描记下来，我们也就掌握了IP 特性

的全部情况，但是为了实际应用的方便，我们常规定一些反映衰减曲线主要特征的参数。在规定这些参数的时候，应当考虑除了地质体的客观因素外，二次场衰减曲线还与那些人为的因数有关，从而排除人为的非地质因素，使参数值只反映地质体的IP特性。

一、供电时间

在其它条件相同的情况下，供电时间愈长，二次场电位差愈大。供电时间不仅影响二次场的大小，二次场衰减的快慢也与供电时间有关，实验证明，供电时间长，二次场衰减较慢。

所以为了使所测结果能够对比，测量时应该用统一的供电时间。如果供电时间太短，地质体未被充分激发，二次场电位差太小，衰减也快。供电时间太长，电源消耗太大，各种干扰因素也要加大。

对找水来说，与金属矿相比，二次场更加微弱，衰减也快，供电时间应适当的长一些，以30 s 为宜。在一般情况下，供电30 s 后，二次场达到饱和值的80 %左右。

二、供电电流I

实验证明，当电流密度不大时，ΔV_2与I呈线性关系，ΔV_2正比于I而增加。当电流密度很大时将呈现非线性，以致出现饱和现象。但是这样大的电流密度只有在实验室中才能遇到，在野外工作中可以不必考虑。

我们不能为测量规定一个统一的供电电流，这样做有许多实际困难。以ΔV_2与I的比值作为参数可解决这一问题。从电阻率法知道，ΔV_1是供电电流在大地电阻上产生的电压降，是遵循欧姆定律的，ΔV_1与I是严格地呈线性关系的，所以ΔV_2与ΔV_1也是呈线性关系的，因此以ΔV_2与ΔV_1

的比值作为参数是较好的解决办法。电流增加一倍，ΔV_1与ΔV_2也都随着增加一倍，ΔV_2与ΔV_1的比值不变，这样$\Delta V_2/\Delta V_1$就只与地质体有关，而与供电电流无关。

根据以上考虑，我们规定了极化率η，衰减度D，激发比J三个激发极化参数。

（一）极化率η

$$\eta=\frac{\Delta V_2}{\Delta V_1}\times 100\% \qquad (3-2)$$

式中 ΔV_1——一次场电位差；

ΔV_2——二次场电位差。

按照理论上的要求，分母应为供电终了时的极化场电位差。但是测量有困难，这里采用一次场电位差。ΔV_2最好应该用刚断电时的二次场电位差，但这也是无法测量的，必须在断电后延长一段时间，这是因为：

1. 供电导线、大地本身都存在着电磁感应现象。地中电流的建立和消失都需要时间，即使不存在激发极化现象，在断电以后M、N上也将出现逐渐衰减的电位差。这对IP测量是一种讨厌的干扰。好在干扰衰减得很快，零点几秒后就消失了，所以应该延迟一段时间，待干扰消失后再观察ΔV_2。这种电磁感应随大地的导电性和A、B距离的平方而增大。在导电性好，AB大的情况下延迟的时间应该长些。

2. 供电导线和测量导线之间的电磁耦合也是一种干扰的来源。这也是ΔV_2测量需要延迟一定时间的原因之一。导线愈长，间距愈小，感应愈大。所以供电导线和测量导线敷设时应离开一定的距离，更不能绞在一起，大极距时更应注意这一问题。一般应使间距大于$MN/40$。

3. 在供电开关中电流的关断也需要时间，特别是机械触

点间存在电火花和同步不好的时候。

延迟时间长些，对于消除以上干扰有好处；但是延迟太长。ΔV_2太小，降低了讯号干扰比。对于IP找水来说，$\frac{1}{2}AB$一般小于500m，0.25s可能是比较适宜的。

极化率η是一个常规参数，只是延迟时间的选择不尽相同，根据具体情况而定。η反映二次场的大小，一般用百分数表示，表示二次场电位差ΔV_2是一次场电位差ΔV_1的百分之几。

（二）衰减度D

$$D=\frac{\overline{\Delta V_2}}{\Delta V_2}\times 100\% \qquad (3-3)$$

式中$\overline{\Delta V_2}$为供电30s，断电后0.25s至5.25s的5s内二次场电位差的平均值，即：

$$\overline{\Delta V_2}=\frac{\int_{0.25}^{5.25}\Delta V_2(t)\,dt}{5} \qquad (3-4)$$

D反映二次场衰减的快慢，也以百分数表示，衰减愈快，$\overline{\Delta V_2}$愈小，D也值愈小。

关于求平均值的时间，如果这一时间过长，那么不论衰减快的和衰减慢的，$\overline{\Delta V_2}$都已接近于零，D值都很小，差别不大；如果这一时间过短，那么不论衰减快的和衰减慢的$\overline{\Delta V_2}$都与ΔV_2相差不多，D值都近于100%，也难反映出异常。实际经验表明，当取5s时，在盐碱地上测得的D约15%，不含水的黄土在30%左右，好的含水砂砾石层为40～60%，在一些断层破碎带上则可高达80%，反映异常比较明显，所以对找水来说5s的时间是适当的。

从衰减度的定义可以知道，D值不会大于100%，因为二次场总是逐渐衰减的，$\overline{\Delta V_2}$总是小于ΔV_2，有时野外实际测得的D值大于100%，那是干扰造成的，应该复测，不能信以为真。

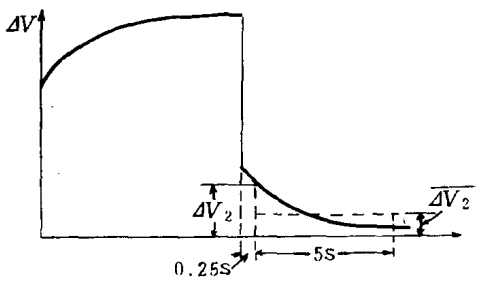


图 3-3 放电曲线中的ΔV_2和$\overline{\Delta V_2}$

（三）激发比J

激发比J是一个综合参数，它等于η和D的乘积：

$$J=\eta \cdot D=\frac{\overline{\Delta V_2}}{\Delta V_1}\times 100\% \qquad (3-5)$$

一般来说，含水层的η和D都反映为高值异常，所以激发比的异常更明显。

激发比J也用百分数表示，它反映$\overline{\Delta V_2}$是ΔV_1的百分之几。

在1969年我国开始应用激发极化法找水的时候，是以半衰时S作为参数的，S为二次场从断电时的数值衰减到一半的时间，单位为s。在欧美，一般都采用充电率M作为IP参数，M等于在一定时间间隔内二次场衰减曲线下面的面积与一次场电位差的比值：

$$M=\int_{t_1}^{t_2}\Delta V_2(t)dt/\Delta V_1 \qquad (3-6)$$

分子为积分面积，单位为mV·s，ΔV_1一般以V为单位，所以M的单位为mV·s/V或ms。M与J有些相似、但物理意义不如J明显，譬如说$M=300$ms。我们很难想象二次场的情况是怎样的。

为了验证IP特性与供电时间的关系，我们在天然井水浸湿的石英砂模型上进行了试验。图3-4是实际测得的D、η、J与供电时间T的关系曲线：从图中可以看到，当供电时间不长时，各参数值随供电时间的增加而迅速增加。当供电时间较长时，各参数值随供电时间增加而增加的数值就不大了。供电时间达到5min后，基本上达到饱和。特别值得研究的是衰减度D与供电时间的关系，D值从供电0.84s的27%增加到供电30s时的53%，供电5min则D值高达64.5%。这证明IP效应是多种机制产生的，有建立和衰减都比较快的，也有建立和衰减都比较慢的。当供电时间很短时，前者占优势，所以衰减很快，D值很小；当供电时间长时，后者占优势，所以衰减较慢，D值较高。由此看来，对找水来说，长脉冲供电是有其优越性的。

关于IP特性与供电电流密度的关系，与欧姆电阻不同，它们并不遵循线性关系，我们也在天然井水浸湿的石英砂的二度模型上进行了试验，图3-5是试验的结果。

图中横坐标为电流密度j，纵坐标分别为$\frac{\Delta V_2}{j}$、$\frac{\overline{\Delta V_2}}{j}$和$D=\frac{\overline{\Delta V_2}}{\Delta_s V_2}$。电流密度变化了700余倍，如果$\Delta V_2$和$\overline{\Delta V_2}$与

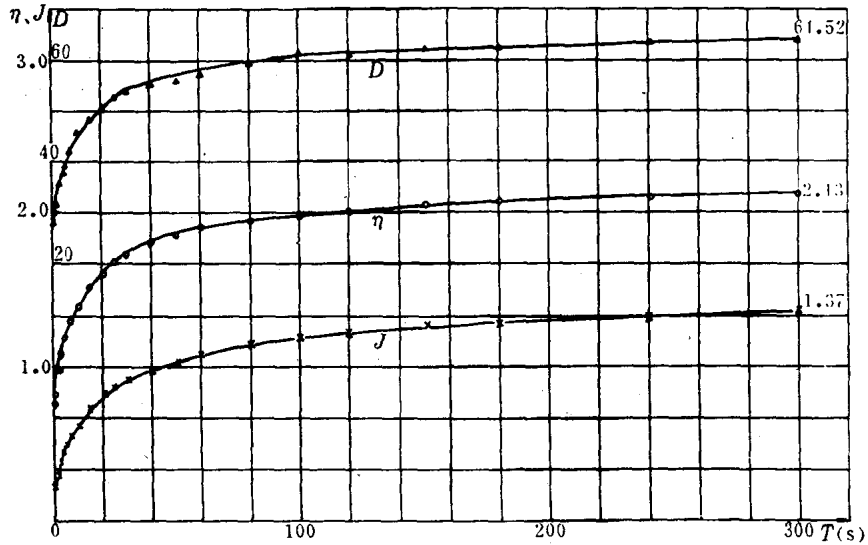


图 3-4 IP特性与供电时间的关系

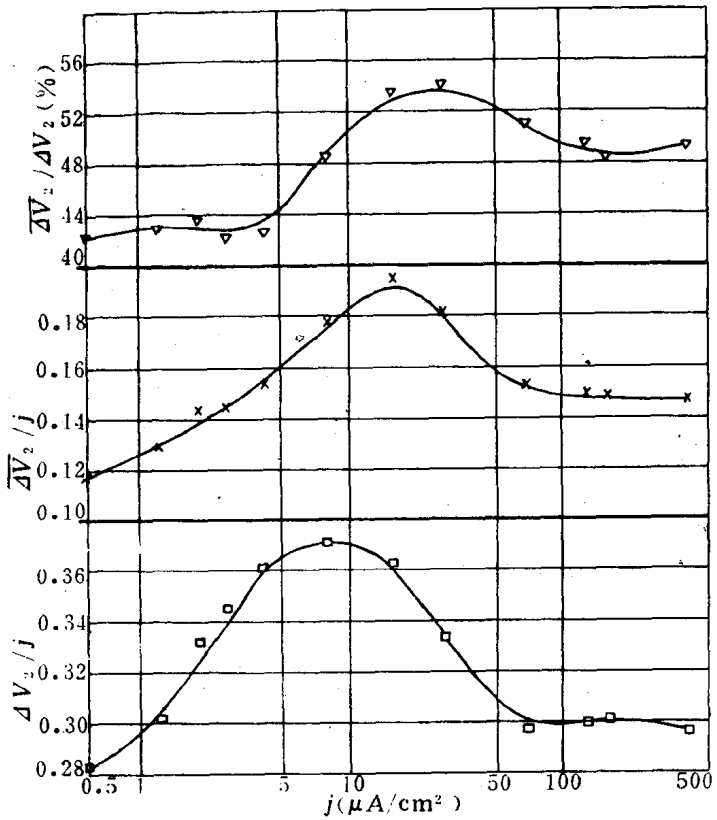


图 3-5 IP 特性与供电电流密度的关系

电流密度呈线性关系，那么$\frac{\Delta V_2}{\Delta j}$、$\frac{\overline{\Delta V_2}}{j}$和$D$都应该是一个常数，它们与$j$的关系应该是一条水平直线。实际情况并非如此，它们也并不是随电流密度的增加而单调地增加或减小，而是呈比较复杂的形态，在某一电流密度时出现极大值。但是这一现象只有当电流密度很大时才出现，在野外工作中

是难以达到这样大的电流密度的。

第三节 IP现象的成因

IP现象是当电流通过固、液相界面时发生的电动效应和电极极化效应产生的，这种机制是很复杂的，现在还不完全清楚。单纯的离子溶液不会产生IP，仅只有电子导体存在时也不会产生IP，单纯的固体电解质更无从产生IP。要产生IP，必须固、液两相同时存在，两者缺一不可。液相是离子溶液，固相可以是电子导体，也可以是固体电解质，IP法找某些电子导电型金属矿属于前者，IP法找水属于后者，两者产生的机制是完全不同的。所以存在两种类型的IP：离子溶液——电子导体的IP和离子溶液——固体电解质的IP[①]。

一、离子溶液-电子导体的IP

当离子溶液中存在电子导体时，正如第一章中已阐明的，两者的界面上将产生"电极电位"。电极电位的大小取决于电子导体的种类、离子溶液中所含离子的种类、浓度以及温度等因素。如果各处界面上这些因素都相同，那么各处的电极电位都一样，在电子导体的外部不会产生电场。如果这些条件不尽相同，那么就要产生电流，如第一章中提到的微电池

① 一般称离子溶液——电子导体的IP为电子导体的IP，称离子溶液——固体电解质的IP为离子导体的IP，但是这样容易误认为单纯的电子导体或离子导体就能产生IP效应。离子导体的提法也容易产生混淆，大多数造岩矿物就其导电机理来说，也是以电解质的方式通过离子电荷的传递来导电的，是"固体电解质"。它们也是离子导体，当然它们的导电性比一般离子溶液差得多。为了与固体电解质相区别，一般的电解质溶液一类的离子导体应称为离子溶液。为了更确切和不致产生误会，我们称这两种类型的IP为离子溶液-电子导体的IP和离子溶液-固体电解质的IP。

就是这样的。在金属矿勘探中也有这种情况。例如假若电子导电性黄铁矿体的上部在地下水位以上，下部在地下水位以下(图 3-6)。上部和下部周围的离子溶液的条件不同，上部

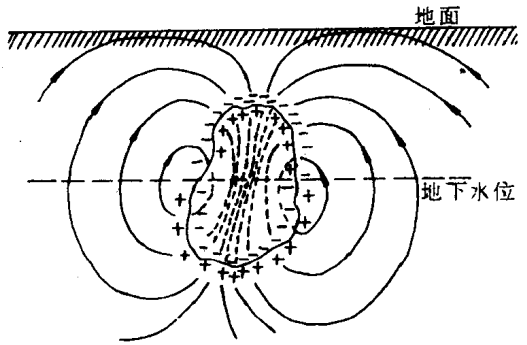


图 3-6 自然电场形成的示意图

的离子溶液中含氧比较多，常常氧化强烈。离地面越深，水中氧气含量越少，氧化程度愈弱。若离子溶液为碱性溶液时，还将发生还原反应。所以上部和下部电极电位就不一样。由于上下电位不同，所以就要产生放电电流，在地面上的两点间可以观察到电位差。这种极化是自然产生的，并不是受人工电流的激发而产生的，所以是自然极化，而不是激发极化。在地面上观察到的电位差称为"自然电位"。地下水的流动可以产生"过滤电位"，在地面上也可以观察到"自然电位"。根据自然电位的极性、大小和空间分布情况可以判断地下矿物和水的情况，这种地球物理勘探方法称为"自然电位法"。自然电位法是一种古老的，简便易行的，在某些情况下也是非常有用的方法。但是自然极化并不是经常能够形成的，所以有必要强制形成电极化，这就是激发极化。

如果通过供电电极A、B向地下供入电流I(图 3-7)那

么当电流通过离子溶液和电子导体的界面的时候，正如第一章中已经阐明的那样将会产生电极极化，形成“超电压”。在电流流入端将产生阴极极化，溶液一侧的电位向正的方向移动；在电流的流出端产生阳极极化，溶液一侧的电位向负的方向移动。从而电子导体被极化了，在其周围产生放电电流，所以在M、N上可观察到二次场电位差。由于电极极化是随着供电时间的增加而逐渐进行的，所以二次场电位差也是逐渐增加的。断电以后，随着被极化了的地质体逐渐放电，二次场电位差也逐渐衰减。

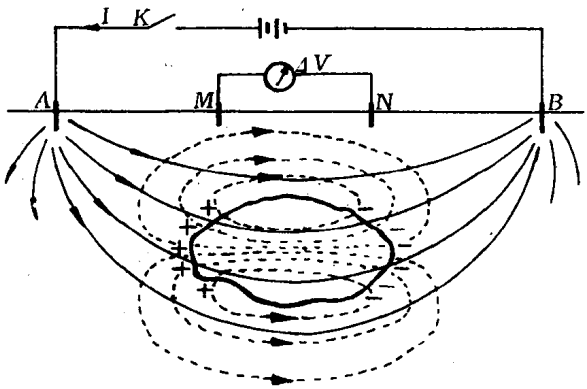


图 3-7　离子溶液-电子导体的IP

由此可见，离子溶液-电子导体的IP现象是由于电流通过两者界面时产生电极极化而形成的，所以这样的界面愈多，那么IP现象也愈显著，这也就是为什么在本章第一节的实验里我们要用小焦炭块和小石块的混合物的道理。我们用焦炭块和小石块的混合物进行了模型试验，以天然井水作为离子溶液，改变焦炭块和小石块的百分体积含量，测定ρ、η、J、D各参数值，图3-8是测量得到的ρ、η、J、D与焦

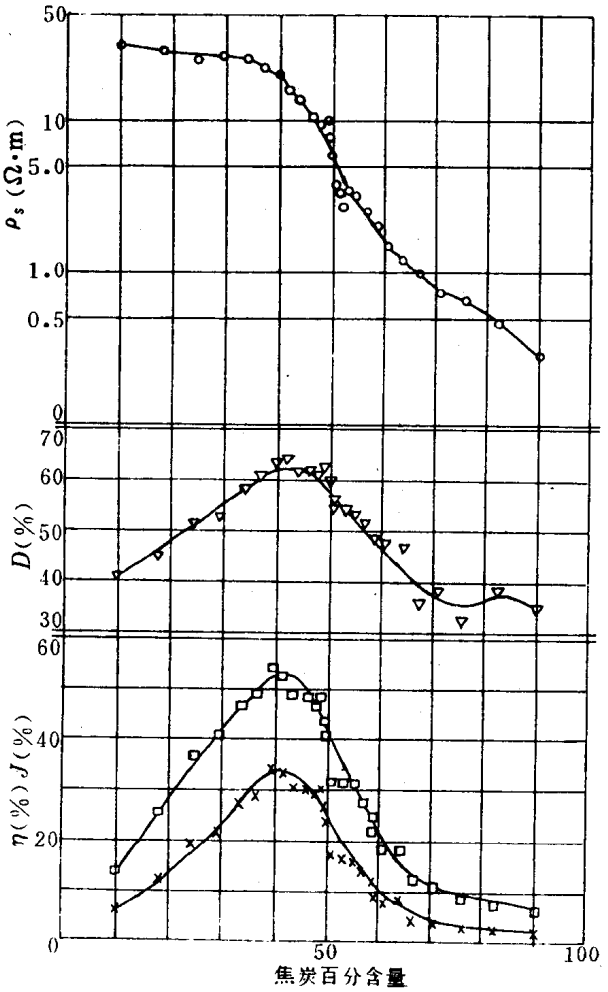


图 3-8 ρ、η、J、D与焦炭块百分体积含量的关系曲线

炭块百分体积含量的关系曲线，曲线清楚地证实了我们的上述论断。当固相全部为焦炭块时，因为焦炭块的电阻率比溶液小得多，所以大部份电流是直接经过焦炭块通过的，很少通过两者的界面，所以 IP 效应并不强。逐渐增加石子的含量，则愈来愈多的焦炭块脱离直接接触，所以愈来愈多的电流通过焦炭和溶液的界面，IP 效应也愈强。当含量在40％左右时，η、J、D达到极大值：η＝54％，J＝34％，D＝63％。进一步减小焦炭含量则同时减小了这样的界面数，所以 IP 效应也减弱了。对于电子导电的浸染矿或电子导电型矿的浸染晕，它们存在很多这种界面，所以可观察到很强的 IP 现象。对于这类矿体，由于电子导电性矿物的含量不大，所以在电阻率上无大差异，因此电阻率法是无能为力的。对于电子导电性矿的浸染晕和浸染状矿，IP 法是唯一有效的勘探方法。

离子溶液-电子导体的IP效应比起含水层来要强得多，对于找水是一种讨厌的干扰。电子导电性矿物、地下的金属管道、居民点附近回填的含有金属废弃物的垃圾和煤渣等都要产生这种干扰。所以我们对这种 IP 现象必须有较好的了解，以免将这类 IP 现象误认为是地下水的反映。

二、离子溶液-固体电解质的 IP 现象

含水体的 IP 现象属于这一类型。产生这种 IP 现象的机制是复杂的，它不是由单一的某种原因产生的，而是多种不同的机制综合的结果。最早提出的是“电容假说”。两个导体中间用绝缘介质隔开就构成一个电容器，岩石颗粒两边的离子溶液就相当于电容器的两个极板，地下存在许多这样的小电容，供电时它们被充电，断电后它们放电。这种电容的充放电现象是 IP 现象的原因之一，但不会是主要原因。因

为这种电容充放电的时间常数比较小，衰减很快。其它还有双电层形变、电渗析等假说，可能也都反应了离子溶液-固体电解质 IP 效应的不同类型。薄膜假说可能是离子溶液-固体电解质 IP 效应的主要成因。

实验证明，离子溶液-固体电解质IP效应与粘土关系非常密切。在粘土晶格中，有的四价的硅离子被三价的铝离子所代替，或者三价的铝离子被二价的镁、铁离子等所代替，晶格中离子的"同晶替代"的结果就使粘土颗粒带有负电荷。在一定的条件下，粘土颗粒也可以从介质中接受质子而带正电荷，但是大多数情况下正电荷极少，一般粘土都是带有负电荷的。在溶洞周围的裂隙或第四纪沉积的砂砾石的表面常粘附着一层粘土，带负电的粘土将吸引溶液中的正离子而排斥溶液中的负离子，所以在界面的溶液一侧积聚了较多的正离子而负离子则很少，形成双电层。同时由于热运动的关系，被吸引的正离子有离开粘土表面向外扩散的趋势，被排斥的负离子也有向着粘土表面扩散的趋势，形成动态平衡。粘土表面双电层中正负离子的分布情况如图 3-9 所示。在紧靠粘土的地方，正离子被带负电的粘土颗粒紧紧吸住，不能自由移动，称为"紧密层"。紧密层的厚度的数量级为10^{-8}m 左右。稍远一些的地方由于正离子受到的吸引力较小，可以沿界面平行移动，称为"扩散区"。扩散区的厚度约为0.1～1μm。在紧密层和扩散区内，正离子的浓度很高、负离子则很稀少。在扩散区以外，正负离子的浓度相等，为正常溶液。

在地下的砂砾石含水层中，砂粒之间有的地方挨得很近，整个窄孔隙处于扩散区内，其中充满了正离子，负离子很少。在间隙较大的宽孔隙中则是正常溶液，在那里正负离子的电荷是平衡的。所谓"薄膜"就是指的窄孔隙。

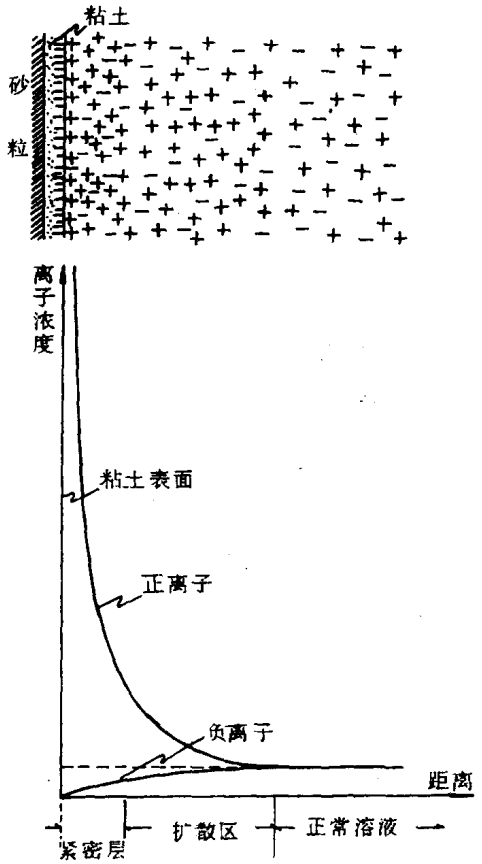


图 3-9 粘土表面正负离子分布情况示意图

薄膜极化现象是怎样产生的呢？不同的研究者对此的理解不尽相同。我们的设想是：在外加电场的作用下，在正常溶液中，正离子沿着电场方向移动，负离子逆着电场方向移动，形成电流。在窄孔隙中情况有些不同，由于在扩散区中

过程。

由此可见，离子溶液-固体电解质激发极化现象的产生要具备三个条件：

1. 带电的粘土颗粒；

2. 宽窄孔隙交替；

3. 孔隙水中含有离子。

对于第四纪松散地层中富水的砂砾石层、充水的断层破碎带、充水的风化带、裂隙带等，这些条件一般都能满足，所以一般都可观测到明显的激发极化异常。对于岩溶管道，其管壁往往呈蜂窝状，其周围也常常发育一些小的裂隙，所以激发极化法也曾经成功地找到了不少的岩溶水。在南斯拉夫有这样的经验：干净的溶洞没有激发极化效应，挂泥的溶洞才有。从道理上来看，真正干净的、规模很大的溶洞应该是不会有明显的激发极化效应的。

粘土中虽然孔隙很小，但是数量很多，所以当粘土饱含水时，所含的水分比砂砾石层还多。但是粘土中的水都是吸着水，给水度极小，是无法开采的。由于粘土中绝大多数为窄孔隙(小于1μm)，宽孔隙很少，特别是压实的粘土更是如此。没有宽窄孔隙的交替，也就不会出现激发极化现象，所以地下的粘土隔水层的激发极化效应通常不大。也正是因为这样，我们才得以用激发极化法区分给水度大的砂砾石层和给水度小的粘土隔水层。

在同一个水文地质单元里，一般说来激发极化参数值越高，给水度越好。但是必须注意，在不同的水文地质单元里，激电参数值是不能比较的，因为它还与粘土的含量、粘土的种类、水溶液中所含离子的种类和浓度、温度等复杂的因素有关，所以不同地区的经验数字不能无条件的套用。

第四节　影响离子溶液-固体电解质IP效应的地质因素

IP效应并不是水本身的反应，单纯的水并不产生IP效应。和其它物探方法一样，IP法找水也是一种间接找水的方法。地质体的情况是复杂的，IP现象产生的原因也是复杂的，而且其原因现在尚不完全清楚。所以了解各种地质因素对离子溶液-固体电解质的IP效应的影响对于分析野外测得的资料是非常有帮助的。为要研究某一因素对IP效应的影响，我们不得不借助于实验室的模型试验，但是野外测量条件和地质情况并不总能在模型上得到重现，室内所用的电流密度很难和野外一样小，有可能处于IP效应的线性范围之外。此外，只改变各种地质因素中的某一个因素有时也是不可能的，例如改变了温度同时也就改变了电阻率，所以很难分清是那一种地质因素的影响。而且实验室内设计的模型只是某种特殊情况，所以不同的研究者在实验室内得到的结果并不总是一致的。即使这样，了解一些这方面的结果对于资料解释也是有价值的。

一、离子浓度和电阻率

离子溶液的电阻率与离子浓度直接相关，在其它条件相同时，离子浓度愈高，参加导电的载流子愈多，电阻率也就愈低。两者是紧密相连，无法改变离子浓度而保持电阻率不变。

图3-11是在饱含硫酸铜溶液的天然石英砂模型上得到的一组ρ、η、J、D与硫酸铜浓度的关系曲线。从图可见，ρ随浓度的增高而减小，从浓度为10 ppm时的113 $\Omega\cdot m$减

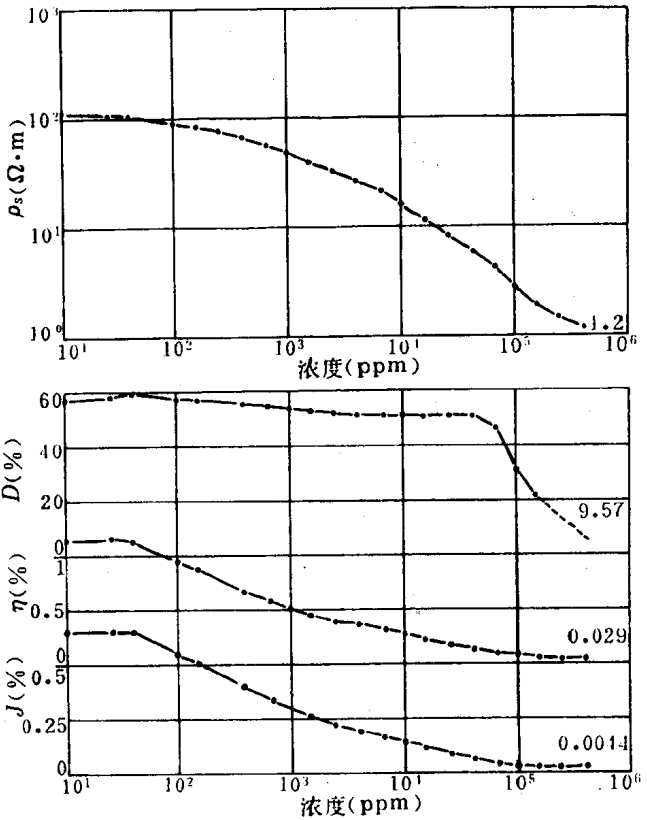


图 3-11 在饱含硫酸铜溶液的天然石英砂模型上测得的ρ、D、η、J与浓度的关系曲线

小到浓度为4 ×10^{5}ppm 时的1.2Ω·m。IP曲线则不同，η和J曲线在起始段比较平缓，在某一浓度时出现极大值，然后随着浓度的进一步增高而急剧减小。IP 效应与离子浓度的这种复杂关系可能是因为离子浓度从两个方面影响IP

效应：一方面溶液中离子的存在是产生离子溶液-固体电解质IP效应的必要条件，溶液中没有离子也就没有IP效应，离子浓度极低时，η应该是很小的。从这个方面来说，离子浓度愈高，η应该愈大。另一方面，随着离子浓度的增高，溶液的电阻率降低了，而IP效应应是随着溶液电阻率的降低而减弱的。这可能是因为供电电流有两个并联的通道，一个是宽窄孔隙交替的通道，当电流通过这一通道时将产生IP效应；另一个是与之并联的、由宽孔隙直接联通的通道，电流通过这一通道时并不产生IP效应，它对供电电流起旁路作用，离子浓度的增高使这一通道的电阻率降低，从而导致IP效应的减弱。所以IP效应受两个因素的制约，离子浓度的增高使η增大，而由于离子浓度增高引起的电阻率的降低则使η减小，这两个因素共同作用的结果，使IP与浓度的关系曲线出现复杂的形态。

衰减度与浓度的关系是饶有兴味的。当浓度不高时，衰减度与浓度的关系不大，但是当浓度达到某一数值后，曲线发生转折，衰减度随浓度的增高而急剧下降。瓦克尔(*Vacquier*)等人曾作过许多模型试验，得出的结论是：IP的衰减速度与离子溶液的浓度无关，而且与粘土种类和电解液的化学组成似乎也无多大关系。可能这是因为瓦克尔只做了浓度低的那一端的缘故。高浓度时衰减度急剧减小的现象很值得研究。

由于浓度较大时IP和电阻率同步下降，特别是D值，减小更多些。所以低的电阻率和IP往往是咸水带的标志，这使我们有可能用电阻率法和IP法确定咸淡水的分界线，圈定咸水带。

二、粘土物质

粘土物质的存在是产生离子溶液-固体电解质IP效应的

必要条件之一。IP 效应与粘土含量的关系是复杂的。当粘土含量很小时，IP 效应也很弱。随着粘土含量的增大，IP 先增强，超过某一限度，由于粘土填满孔隙，宽窄孔隙交替的现象减少，IP 反而减弱。根据库兹明娜的实验，当粘土含量在3～8％之间时可观察到IP 的极大值。

如前所述，粘土之所以对IP 产生影响，是由于粘土晶格中的同晶替代使粘土颗粒带负电。所以IP 效应的强弱与粘土物质的离子交换量相对应。因此IP 法可以被矿物学家和土壤学家用来研究矿物质的离子交换反应。

三、温度

随着温度的升高，离子溶液的电阻率将下降，这是因为温度升高时，电离度和溶解度都增高了。另一方面液体的粘度也将降低，这使离子在溶液中运动的阻力减小。而IP 效应则随温度升高而上升。图3-12是在饱含天然井水的天然石英砂模型上得到的实验结果。当温度从68℃冷却到27.5℃时，ρ 从84Ω·m升高到160Ω·m；而 η 则从0.71％降低到0.6％；J 从0.36％降低到0.30％；D 值基本不变。这一实验说明IP

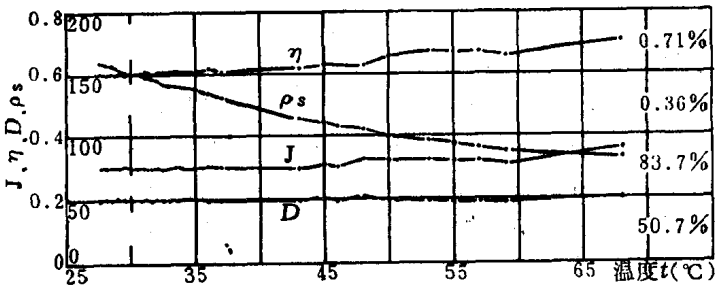


图 3-12　在饱含井水的天然石英砂模型上测得的 ρ、D、η、J 与温度的关系曲线

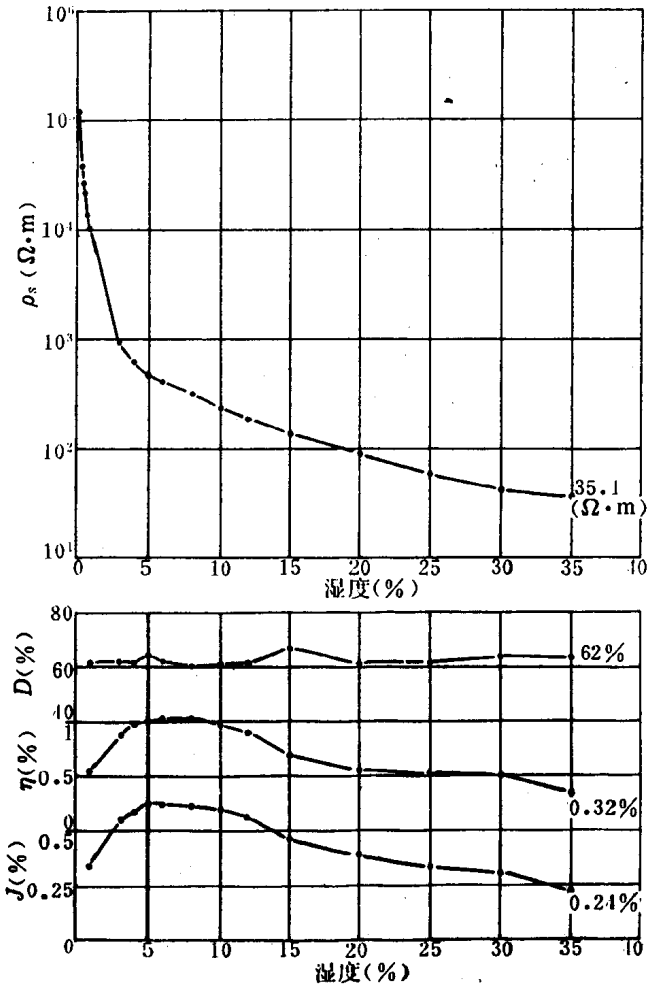


图 3-13　在天然石英砂模型上测得的
ρ 、D 、η 、J 与湿度的关系曲线

价对IP 效应影响不大，而 *M.O.* 奥洛郎费米（*M.O. Olorunfemi*）和 *D.H.* 格里费斯（*D. H. Griffiths*）的实验则表明IP 强度随阳离子价的升高而下降。

离子的种类将改变粘土的形态，从而影响IP 效应。瓦克尔等认为：钾离子和钠离子使粘土膨胀，从而填满空隙，使极化率下降；钙离子使粘土絮凝成团聚体，即使不加砂粒也可成为多孔物质，从而使极化率升高。

六、颗粒度

IP 与颗粒度的关系也是复杂的。当颗粒非常小时，绝大多数为窄孔隙，宽窄孔隙交替的情况很少，所以IP 效应也不大，因此纯粘土的IP 效应是不大的，特别是当粘土被压实的时候。随着颗粒的增大，宽窄孔隙交替的情况愈来愈多，IP 也随之增强。当颗粒度超过某一限度，宽孔隙太大，宽窄孔隙交替的数量减少了，IP 也随之减弱。

根据瓦克尔的实验，颗粒愈粗，二次场衰减愈慢。这是因为放电路径变得长了，这与野外测得的结果也是吻合的。根据在山西的第四系松散层上测得的数据，对于一般黄土，$\eta<1\%$、$J<0.3\%$、$D<30\%$；对于含水的砂层，一般$\eta=1\sim2\%$、$J=0.3\sim1\%$，$D=30\sim50\%$；对于富水的砂砾石层，$\eta=2\sim4\%$，$J=1\sim2\%$、$D=50\sim60\%$。在一些断层破碎带上往往可以观察到高达80％的D值，这可能是因为颗粒更大的缘故。

第五节 IP 测 深

为了发现地下的IP 异常，电阻率法勘探发展起来的各种装置在IP 法测量时都能使用。在IP 法找水中用得最多、

最有效的是对称四极垂向电测深装置，也就是IP 测深。通过IP 测深可以研究地层的IP 特性随深度变化的情况。在一条剖面线上布置测深点可以了解不同深度的地质体的 IP 特性沿剖面线变化的情形。

如像电阻率测深一样，在IP 测深时供电电极A、B和测量电极M、N布置在通过测点O的一条直线上，A、M和N、B对称地布置在测点O的两旁。为了获得较大的电位差同时又能满足电阻率法的要求，通常采用温纳尔装置，测量时M、N和A、B一起移动，保持$MN=\frac{1}{3}AB$的等比关系。在地形条件不许可时也可采用三极装置，将B极布置在"无穷远处"，实际操作时使OB等于最大AO的5倍即可。与对称四极测深相比，在供电电流相同的条件下，ΔV_1减小到一半，二次场电位差也减小一半，对激发极化参数并无影响，而在计算电阻率时则需将装置系数扩大一倍。

野外测量时电极距的选择要考虑$\frac{1}{2}AB$在对数坐标上大体等距离分布。同时为了工作方便，尽量使AO为3的整数倍，所以建议采取如表3-1的电极距系列：

表 3-1

AO(m)	1.5	3	4.5	6	9	12	15	18	24	30	36	45
MO(m)	0.5	1	1.5	2	3	4	5	6	8	10	12	15
K	6.28	12.57	18.85	25.13	37.7	50.26	62.83	75.4	100.5	125.7	150.8	188.5
AO(m)	60	75	90	120	150	180	210	240	300	360	420	480
MO(m)	20	25	30	40	50	60	70	80	100	120	140	160
K	251.3	314.2	377	502.6	628.3	754	897.7	1005	1257	1508	1769	2011

开始几个极距反映第一个含水层以上的"背景值"。如果第一个含水层埋藏比较深，那么可以把始端的极距间隔加大，在含水层以上保留3～4个极距就可以了。最后一个极距应等

于需要测量的最后一个含水层的底板埋深的1.2～1.5倍，中间的极距在目的层上还应加密，在非目的层上可以适当减少。

电极距系列的选择最好是使各极距在对数坐标纸上成等距离分布，为此，应使电极距成等比数列，即若第一个电极距为AO_0，那么各极距依次为：

$$AO_0、mAO_0、m^2AO_0\cdots\cdots m^nAO_0\cdots\cdots$$

即相邻两极距相差m倍：

$$AO_{i+1}=mAO_i \qquad (3-7)$$

因为两个数的积的对数等于各数的对数之和，所以：

$$\lg AO_{i+1}=\lg m+\lg AO_i \qquad (3-8)$$

在模数为6.25的对数坐标纸上相邻两极距的间隔为$6.25\lg m$（cm）。

如果取 $m=\sqrt[R]{10}$，则

$$6.25\lg m=\frac{6.25}{R}\quad(\text{cm}) \qquad (3-9)$$

即在每10倍电极距之间有R个点，相邻两点的间距为$\frac{6.25}{R}$（cm）。R称为“阶”。

在激发极化测深中，一般采用6阶，在极距较大和各参数值变化较剧时可加密为12阶。

AB与MN的比值最好取 $(\sqrt[6]{10})^3=3.16$，这时 $\frac{1}{2}MN$的长度在6阶时相当于 $\frac{1}{2}AB$减少三个极距，在12阶时相当于 $\frac{1}{2}AB$ 减少6个极距。这时的装置系数K为：

$$K=4.5\pi\times\frac{1}{2}MN \qquad (3-10)$$

$\frac{1}{2}MN=1\sim10$ m间的12阶的电极距系列及其相应的装置系数K如表3.-2。

表 3-2　　12阶电极距系列

序　号	1	2	3	4	5	6
1/2 AB(m)	3.16	3.83	4.64	5.62	6.81	8.25
1/2 MN(m)	1	1.21	1.47	1.78	2.15	2.61
K	14.14	17.11	20.78	25.16	30.4	36.9
序　号	7	8	9	10	11	12
1/2 AB(m)	10	12.1	14.7	17.8	21.5	26.1
1/2 MN(m)	3.16	3.83	4.64	5.62	6.81	8.25
K	44.67	54.15	65.6	79.45	96.27	116.6

上表中各 $\frac{1}{2}AB$、$\frac{1}{2}MN$ 和 K 值乘以10即为 $\frac{1}{2}MN=10\sim100$m 间的电极距系列，乘以100即为 $\frac{1}{2}MN=100\sim1000$m 间的电极距系列，除以10即为 $\frac{1}{2}MN=0\sim10$m 间的电极距系列。删去双号，只取单号，即为6阶电极距系列。如果还需加密，可按几何平均值内插：

$$AO_j=\sqrt{AO_{j-1}\cdot AO_{j+1}} \qquad (3-10)$$

这种装置有以下优点：

1. 在对数坐标上成等距离分布，便于作图。

2. 极距系列可用简单的数学表达式表示，便于电子计算机处理。

3. 极距并非整数，似乎是其缺点，实际上由于 $\frac{1}{2}MN$ 与 $\frac{1}{2}AB$ 按同一规律排布。如在供电导线上做上标记，制作专用电缆，可给野外工作带来极大方便。

这种装置是孙经荣采用的，较温纳尔装置有许多优点，建议在激发极化找水中普遍推广。

野外工作时将测得的数据记录在专用记录本上，并将各极距上的ρ、η、J、D的数值点在如图3-14的坐标纸上。视电阻率曲线画在上部，采用模数为6.25的双对数坐标。IP

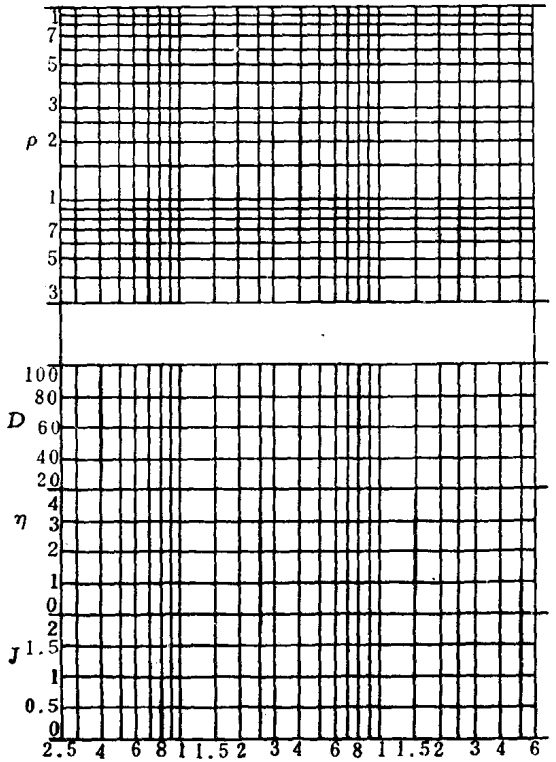


图 3-14　绘制IP 测深曲线用的坐标纸的格式

曲线则画在下部的单对数坐标纸上。横坐标 $\frac{1}{2}AB$ 也是模数为6.25的对数坐标，纵坐标 η、J、D 则用算术坐标。η、J、D 各占4 cm，共12cm，J 在最下面。每cm 代表0.5%，超过 2 % 时可画到η，D 的格子中去。η 在中间，每cm 代表 1 %，如超过4 %，可画到D的格子中去。最上面画D，每 cm 代表20 %，最高为100 %，如果超过100 % 则是测量错误，如小于20 % 则可画到下面η一栏中去。在没有电子导体存在

的情况下，η一般小于5%，J一般在3%以下，这样的范围是够了的。如有电子导体存在，η和J的数值比较大，可以适当的改变η和J的比例尺。

将测得的数据点在坐标纸上后，用直线段将这些点连接起来得到4条折线，这就是电阻率测深曲线和三条IP测深曲线，根据这些曲线就可了解各个深度上的地层情况。坐标纸中间的空格画柱状图，解释的和日后钻孔验证的柱状图都画在这里。

测得的IP测深曲线一般前支是一条低值水平的直线，反映不含水的表层的背景值，当$\frac{1}{2}AB$大约达到第一个含水层的上界面以后，曲线开始上升，有的出现多峰的形状，反映多个含水层组。有的则呈宽阔的单峰曲线，很难分出含水层组的情况，这些将在以后的资料解释的章节里详述。

IP测深的最突出的优点和特点是对水的反映直观，受地形的影响小。从理论上可以证明，假若地质体的激发极化特性是均匀的、各向同性的，那么不论各处的岩性如何，电阻率怎样，也不管地形怎样起伏，电极如何布置，测得的IP参数值都是一样的。都等于地质体的真极化率、真衰减度、真激发比，不会象电阻率法那样因地形出现假异常。所以如果地下没有好的含水层，也没有高极化率的电子导体干扰，那么因为不管什么岩性(不含电子导体时其η一般小于1%，J一般小于0.3%，D一般小于30%)，也不管地形如何起伏，测得的IP测深曲线都是一条低值的、水平的直线。如果地下存在好的含水层，它的极化率一般比较高，那么虽然各参数值的具体大小会受到地形的一些影响，但是一定会在IP测深曲线上反映出高极化率异常来。IP法的这一特点对于地形复杂的丘陵山区找水具有特殊的意义。

第四章　JJ-2型积分式激发电位仪

仪器及其附属设备是 IP 法勘探能否成功的关键。C·施伦姆贝格在发现了 IP 现象后，曾试图在野外条件下发现金属矿体的 IP，但未取得成功；20～30年代各国物探工作者在这方面进行的许多努力也都是不成功的，这主要是因为仪器和测量方法有缺点。我国陕西省地质局物探队1969年应用 IP 法找水以后掀起的“IP 法找水热”未能持续的发展下去，主要也是因为他们使用的组合仪器不能满足 IP 法找水野外工作的严格要求。近十余年来，国内许多单位研制了各种型式的IP 法找水仪器，例如：内蒙古大学电子系研制的SKJ全自动数字显示激发极化仪、太原工学院研制的DS-1型探测仪、山东水利科学研究所和山东工学院联合研制的SDJ-1型积分式电测仪、上海地质仪器厂生产的SJJ-1型时间域激发极化仪等，在找水上都取得了不同程度的效果。在找水上用得最多的是山西平遥卜宜仪器厂研制的JJ-2型积分式激发电位仪。目前又推出了更先进的JJ-3型和JJ-5型。这里只对JJ-2 型作较详细的介绍。

JJ-2型积分式激发电位仪是为找水设计的时间域激发电位仪。可直读极化率η和激发比J，根据η和J可计算衰减度D。在进行 IP 测量的同时，还可测得自然电位、供电电流I和一次场电位差ΔV_1，根据I和ΔV_1可计算视电阻率ρ_s，该仪器也可用来进行自然电位、视电阻率和 IP 测井，还可用来找矿，在实验室可作为高输入阻抗的直流毫伏表使用。

第一节 技 术 数 据

一、电流 I 测量

0 ～ 3 ～10～30～100～300～1000～3000mA 共七个测程。精度：±1.5%。

二、电位差 ΔV_1 测量

0 ～1～ 3 ～10～30～100～300～1000mV 共七个测程。精度： 1mV 档± 3 %，其余各档±1.5%。

三、极化率 η 测量

直读有 0 ～ 1 %～ 3 %～10%三档，测程必要时可扩大或缩小。精度：± 5 %。

四、激发比 J 测量

直读有 0 ～0.3%～ 1 %～ 3 %三档，测程必要时可扩大或缩小。精度：0.3%档±10%，其余各档± 5 %。

五、输入阻抗

＞80MΩ

六、极化补偿范围

±500mV

七、供电开关容量

500V × 3A

八、电源消耗

2 号电池21节：

测量部分 电压：13.5V ；工作电流：电阻率法测量＜2mA；

电阻率及激发极化法测量＜4mA。

定时电路部分 电压：15V ； 电流：静止：＜18mA ；

工作：＜38mA；

极化补偿电源1.5V；

R_{AB}测量电源1.5V。

九、环境温度

－20℃～＋55℃；相对湿度：90％（＋55℃）。

十、冲击

加速度3g。

十一、重量

6.3kg。

十二、体积

325×225×135mm^3。

第二节　仪器的主要组成部分和工作过程

一、仪器的主要组成部分

JJ-2型积分式激发电位仪的电路主要由供电部分、测量部分、定时电路部分和其他附属电路组成。

（一）供电电路部分

供电电路主要为一同步开关。开关上的两组大电流接点用来接通和断开供电电源，还有一组与之同步的转换接点，在接通供电电源的同时接通30秒计时电路，在断开供电电源以后接着触发0.25s 定时电路。在供电电路中串接有电流表，用来测量供电电流。

（二）测量电路部分

1.极化补偿器；

2.滤波器；

3.ΔV测量电路；

4.调1电路；

5. η 测量电路；

6. J 测量电路。

（三）定时电路部分

1. 30秒计时电路；

2. 0.25秒定时电路；

3. 5秒定时电路。

（四）附属电路部分

1. R_{AB}测量电路；

2. R_{MN}测量电路；

3. 二次场模拟器；

4. 电源电压检查电路；

5. 电源电压平衡电路。

二、各部分电路的相互关系

各部分电路的相互关系如图(4-1)的方框图所示。由方框图可以看到，测得的各物理量是分别由三个电流表头指示的：（I、R）表头指示供电电流I和A、B间的电阻R_{AB}；（ΔV、η）表头指示输入的电位差ΔV，极化率η，调1和供电时间；（J、E）表头指示激发比J和仪器内部电源电压。

三、各部分电路的换接

在测量各步骤中表头和电路的换接是由定时电路控制的继电器和工作选择开关来完成的。工作选择开关共有5个位置，它们依次是：调零1·3、ΔV、调1、调零2·3、ΔV_2。各位置的电路连接和作用如下：

1. 调零1·3：这时ΔV测量电路的输入端被短路并与仪器的输入端M、N断开，（ΔV、η）表头被连接在ΔV测量电路的输出端上。所以这一位置的功用是：

（1）调节ΔV测量电路的电零点。

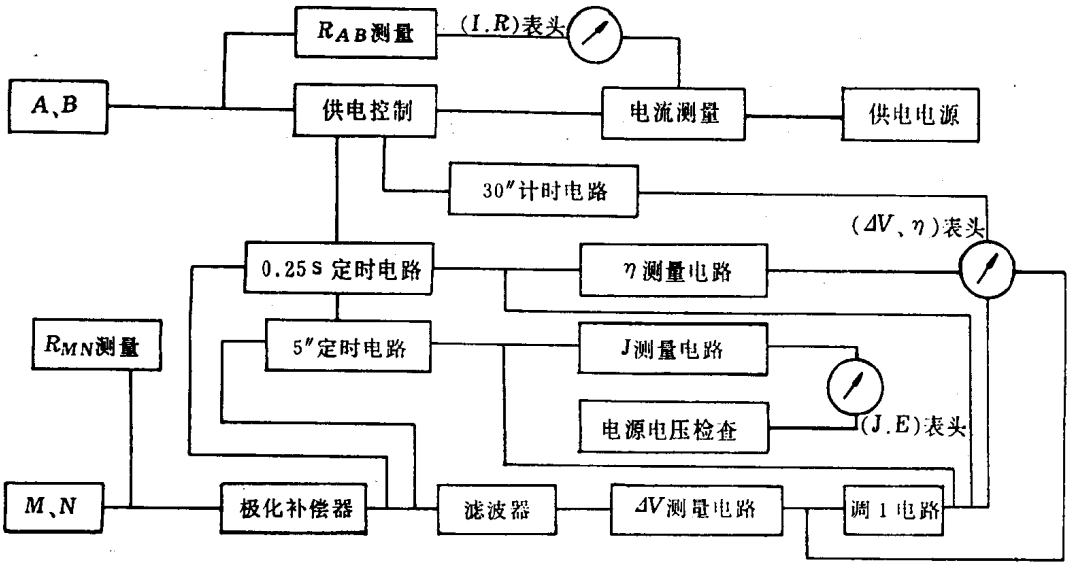


图 4-1 JJ-2型积分式激发电位仪方框图

（2）跑极时必须置于这一位置。因为跑极员移动测量电极时在M、N间将产生很大的电位差，如果这一电位差输入仪器，有可能损坏仪器。

（3）平时也应该置于这一位置。这样最安全，即使M、N上出现较大的电位差，也不致输入ΔV测量电路，损坏仪器。

（4）这时J测量积分电路被接成放大电路，所以也可进行该电路的调零。

2. ΔV：当工作选择开关置于这一位置时，ΔV测量电路的输入端与M、N接通，（ΔV、η）表头连接在ΔV测量电路的输出端上，所以输入到M、N的讯号电压进入ΔV测量电路并由（ΔV、η）表头指示出来。所以这一位置的功用是：

（1）在室内测量不极化电极的极差和内阻。

（2）在野外测量自然电位。在未供电前，M、N间的电位差为自然电位。关掉极化补偿电源开关，这时（ΔV、η）表头指示的即为自然电位。

（3）极化补偿时也应该置于这一位置。打开极化补偿电源开关，调节极化补偿旋钮，将极差补偿掉。

（4）在供电期间，测量电极间出现一次场电位差ΔV_1，这时（ΔV、η）表头指示ΔV_1的值。

（5）在断电以后，M、N间仍存在正在衰减的二次场电位差。当工作选择开关在这一位置时，从（ΔV、η）表头上可以观测二次场电位差衰减的情况。

（6）在测量M、N间的大地电阻R_{MN}时应置于这一位置。

（7）在实验室作为毫伏表使用时，也应置于这一位置。

3.调 1：这时ΔV测量电路的输入端仍与M、N接通，（ΔV、η)表头被接到调 1 电路的输出端上，调节调 1 旋钮，使（ΔV、η）表头满偏，即完成了调 1 步骤。

4.调零 2 · 3：开关置于这一位置时，η 测量电路的输入端被短路，（ΔV、η）表头换接到η 测量电路的输出端上，J 测量电路也被接成调零状态，所以在这一位置可以进行η 和J 测量电路的调零。

5.ΔV_2：当工作选择开关置于这一位置时，ΔV测量电路的输入端被继电器的接点短路并与M、N断开。（ΔV、η）表头通过继电器的接点换接到30s 计时电路上，用来指示供电时间。断电后，0.25s 定时电路被触发，进行η 和J 的测量。

四、仪器的工作过程

工作选择开关的几个位置依次体现了仪器工作的几个步骤。测量时仪器工作的过程如下：

1.置工作选择开关于调零 1 · 3 位置。这时ΔV测量电路的输入端被短路，（ΔV、η）表头接于该电路的输出端上，进行调零。

2.将工作选择开关转到ΔV位置，ΔV测量电路的输入端与M、N接通，M、N间的电位差通过极化补偿器、滤波器加到ΔV测量电路的输入端上，电位差的数值由接在输出端上的（ΔV、η）表头读出。调节极化补偿旋钮，将其补偿掉。

3.做好极补后，将ΔV测程开关转到大档上，按下供电开关，进行供电。供电电源经过电流表和供电电极A、B向地下供电，从电流表上可以读出供电电流的大小。这时M、N上出现一次场电位差ΔV_1，从（ΔV、η）表头上读出

ΔV_1。

4.将工作选择开关转到调1档，这时（ΔV、η）表头被换接到调1电路的输出端上，ΔV 测量电路的输出电压经调1电路放大后从该表头显示出来，调节调1电路的放大倍数，使表头满偏(指100)。

5.将工作选择开关转到调零2·3，η 和 J 测量电路的输入端被短路，J 测量电路接成调零状态，进行调零。

6.将工作选择开关转到 ΔV_2 位置。这时 ΔV 测量电路的输入端被继电器的接点短路，（ΔV、η）表头通过继电器的接点接到30秒计时电路上。在开始供电以后，30秒计时电路即开始工作，但当工作选择开关在其他位置时，（ΔV、η）表头不指示供电时间，当工作选择开关转到这一位置后，供电时间才由该表头显示出来。随着供电时间的增加，表针徐徐偏转，30秒时回零。

7.表针迅速回零，表示30s 已到，应即关掉供电开关，这时0.25s 定时电路被触发，它控制的继电器吸合，仪器的输入端又重与测量电极接通，二次场电位差通过极化补偿器、滤波器、ΔV 测量电路和调1电路加到 η 测量电路输入端的记忆电容上，电容上的电压跟踪二次场而变化。0.25s 后继电器被释放，0.25s 时的二次场电位差 ΔV_2 经放大后被记忆贮存在该电容中。

8.随着0.25s 定时电路控制的继电器的释放，5s 定时电路被触发。该电路控制的继电器吸合，（ΔV、η）表头被换接到 η 测量电路的输出端上，记忆电容上的电位差经 η 测量电路放大后由该表头显示出来。同时调1电路的输出电压通过继电器的接点加到 J 测量积分电路的输入端上进行积分，（J、E）表头徐徐偏转，5s 后继电器释放，积分停止，（J、E）

调制型零点漂移小，但线路较复杂，惯性较大。直接放大型线路较简单，惯性较小，但零点漂移较大。对于 IP 法找水来说，对零点漂移提出过分苛刻的要求是没有必要的，因为在每次测量前都要对测量电极上的极差进行补偿，而且极差和各种干扰电位差都随时间变化，在供电和测量的30多秒内，这种变化一般很难做到小于0.1mV，所以只要在30多秒内零漂不大，譬如说小于0.02mV，就不致引入大的附加误差。另一方面，因为二次场是瞬变场，线路的惯性是应该考虑的主要问题之一。因此以采用直接放大型的直流放大器为宜。

电路图中的 BG_4 为高增益、低漂移、低噪声集成运算放大器，为了提高输入阻抗，输入端增加了 BG_1 和 BG_2 组成的结型场效应管源极输出器；为了减小零点漂移，BG_1 和 BG_2 选择在零温度系数点上配对工作，并以 BG_3 作为恒流源。输出端接一满量程为1V 的电压表。测程电阻为由 $2R_{10}$ ～ $2R_{16}$ 七个精密电阻组成的分压器。当输出电压为 1 V 时，各接点上的电压分别为1000mV 、300mV 、 100mV 、30mV、10mV 、 3mV 、1mV 。该电压通过测程开关 K_3 反馈到反相输入端—— BG_2 的栅极上。被测讯号由同相输入端——BG_1 的栅极输入。

从运算放大器的原理知道：

$$V_{出}=A(V_{入+}-V_{入-}) \qquad (4\text{-}1)$$

也就是：

$$V_{入+}-V_{入-}=\frac{V_{出}}{A} \qquad (4\text{-}2)$$

式中 $V_{出}$ ——输出电压；

$V_{入+}$ ——同相端输入电压；

$V_{入-}$——反相端输入电压；

A——开环电压放大倍数。

因A很高，大于10万倍，而$V_{出} \leqslant 1\ V$，所以$\frac{V_{出}}{A} \approx 0$，因此

$$V_{入+} \approx V_{入-} \qquad (4\text{-}3)$$

在这里$V_{入+}$为输入的被测讯号电压，$V_{入-}$为反馈电压，所以输出电压表结合测程开关指示的反馈电压就等于输入的被测讯号电压。

$2W_1$和$2W_2$为调零电位器，$2W_1$为细调，$2W_2$为粗调，是用来调节放大器的电零点的，即当输入为零时使输出为零。

四、调1电路

调1电路是为直读η和J而设的。因为$\eta = \frac{\Delta V_2}{\Delta V_1}$，$J = \frac{\overline{\Delta V_2}}{\Delta V_1}$，如果将$\Delta V_1$、$\Delta V_2$、$\overline{\Delta V_2}$都扩大同样的倍数，比值不会改变。$\eta$和$J$都是以百分数表示的，如果将$\Delta V_1$扩大到100(表头满刻度)，$\Delta V_2$和$\overline{\Delta V_2}$也扩大同样的倍数，那么$\eta$和$J$的计算式中的分母为100，表头指示的扩大后的$\Delta V_2$和$\overline{\Delta V_2}$，也就是式中的分子，就是以百分数表示的$\eta$和$J$，这样就可直读$\eta$和$J$而不必进行除法运算。所以调1电路实际上就是一个放大倍数连续可调的放大器，电路图中的BG_5就是这样的放大器。利用电位器$2W_4$调节放大器的反馈系数，从而调节放大器的放大倍数。因为机械表头在刻度的起始部分测量误差较大，所以ΔV测量电路各测程的比设计为10：3和3：1，当表针偏转的角度小于刻度的1/3时，可将测程换小一档，这样就可避免使用刻度上误差较大的一段。所以为了能调到满度，调1电路的放大倍数为1～3倍就可

场电位差而变化。0.25s 后继电器释放，这时的电压被记忆保持于其中。J_1释放后，5秒定时电路被触发，J_2吸合，（ΔV、η）表头换接到BG_9的输出端上，显示η 值。 5s 后J_2释放，表头不再显示η 值，故η 只保留 5s 的时间，读数时应予注意。

九、J 测量电路

三个结型场效应管 3 DJ_6（BG_{10}～BG_{12}）和高增益集成运算放器 BG_{13}组成高放大倍数的直流放大器。放大器的同相输入端接地，在反相输入端和输出端之间联接了积分电容$2C_6$，组成积分电路。停止供电后0.25s ， 5 s 电路被触发，继电器吸合。二次场电位差通过接点J_2-15和J_2-16输入 ΔV测量电路。经调 1 电路放大后经过积分电阻 $2R_{22}$、$2W_5$和继电器的接点J_2 - J_{12}和J_2 - J_{13}输入到积分电路的输入端—— BG_9的栅极。因为高放大倍数直流放大器的输入电压总是极其微小，所以输入端基本上就是地电位，称为"虚地"，所以积分电阻上的电压就等于调 1 电路的输出电压。设 ΔV测量电路和调 1 电路的总放大倍数为K。那么调 1 电路的输出电压为$K\Delta V_2(t)$。设积分电阻的阻值为R，则通过积分电阻的电流为

$$i=\frac{K\Delta V_2(t)}{R} \qquad (4\text{-}4)$$

因为放大器的输入阻抗极高，这一电流实际上全部流入$2C_9$。在停止供电后0.25～5.25s 的 5s 内，电容上积累的电荷Q为：

$$Q=\int_{0.25''}^{5.25''} idt=\int_{0.25''}^{5.25''}\frac{K\Delta V_2(t)}{R}dt \qquad (4\text{-}5)$$

积分停止后，这些电量被贮存保持在电容 $2C_6$ 中，设 $2C_6$ 的电容量为 C，则 $2C_6$ 上的电压为：

$$E=\frac{Q}{C}=\frac{K}{RC}\int_{0.25''}^{5.25''}\Delta V_2(t)dt \qquad (4\text{-}6)$$

因为输入端为“虚地”。所以这一电压即等于积分电路的输出电压。适当的选取 RC 的大小。可以使这一电压即等于激发比 J 。由（J 、E）表头显示出来。

十、供电电流测量电路

这一部分为一多量程电流表。$4R_4\sim 4R_{11}$ 为各测程的分流电阻。表头的内阻随温度变化较大，为了减少因温度变化所引起的误差，设置了串并联温度补偿。电阻 $4R_1\sim 4R_3$ 就是为此而设的。其中 $4R_2$ 是铜丝绕制的。

十一、A、B 电阻测量电路

A、B 电阻测量对于野外操作人员是非常有用的，A、B 接通了没有？供电电极打下去了没有？供电电极的接地电阻有多大？供电导线的电阻有多大？这些都可以通过电阻测量来解决。进行激发极化法测量时供电电压比较高，如果跑极员还没有将电极打入地下就供电，那么跑极员就有被电击的危险。另外激发极化法测量时，供电电流比较大，如果 A、B 接地不好，那就会造成供电电源的极大浪费。所以有必要将接地电阻测量出来，如果太大就及时采取措施。

当供电开关在“关”位置、Ω-ΔV 转换开关 K_{11} 在“Ω”位置，电流表被改接成了欧姆表。 $4W_1$ 是 Ω 调零电位器。A、B 就是电阻测量的两个端子。先将 A、B 短路，调节“Ω 调零”，使（I 、R）表头指于右侧零 Ω 处，然后将被测电阻接于 A、B 间。从（I 、R）表头上即可读出电阻阻值来。

在野外测量时，A、B夹子接于供电线路上，如果(I、R)表头指示的阻值太大。表示A、B接地不好，应及时采取措施。

在野外测量时，由于A、B之间不仅存在一定的电阻，而且还有几十毫伏甚至几百毫伏的极差，所以测量结果并不准确。将A、B插头正反测两次求其平均值比较近于实际值。在供完电以后，A、B之间产生很大的超电压，更不能进行电阻测量。

十二、R_{MN}测量电路

测量电阻时在被测电阻里必须通过电流。对于一般万用表，这一电流为几个毫安至几百个毫安。测程愈小，电流愈大。为了测量不极化电极的电阻，这样的电流嫌大了些，因为电流通过铜棒和硫酸铜溶液的界面时将产生超电压，电流的电解作用产生的气泡附着在铜棒表面也使电阻增大。所以在用万用表测量不极化电极的电阻时，我们看到表头示值迅速增加，得不出一个准确的数值。A、B电阻测量电路就是一般欧姆表，所以也不能用来测量R_{MN}。R_{MN}测量电路就是为解决这一问题而设的。电阻 $1R_{21}$～$1R_{23}$、二极管$1D_1$、$1D_2$和开关K_{13}组成了这样的电路。＋6 V的电源电压经过$1R_{21}$在二极管上产生大约 1.5 V 的电压，当K_{13}拨向上方(R_{MN})时，这一电压通过电阻 $1R_{22}$、$1R_{23}$和接在M、N上的不极化电极产生 1 μ A 的电流。这一电流将在M、N间产生电压降 ΔV：

$$\Delta V = I \cdot R_{MN}$$

或

$$R_{MN} = \frac{\Delta V}{I}$$

若ΔV以mV 表示，则

$$R_{MN}=\frac{\Delta V(\mathrm{mV})}{1(\mu\mathrm{A})}=\frac{\Delta V(\mathrm{mV})}{10^{-3}(\mathrm{mA})}$$

$$=\Delta V\times 10^{3}(\Omega)=\Delta V(\mathrm{k}\Omega)$$

即ΔV为几毫伏。R_{MN}即为几千欧。当工作选择开关在ΔV_1位置时，这一电位差从（ΔV、η）表头上显示出来。

当然通过R_{MN}的电流的大小还与R_{MN}的大小有关。但是由于1R_{22}、1R_{23}的阻值很大，在1.5MΩ左右，R_{MN}通常只有几百欧、几千欧，所以影响不大。因为电流很小，也不致产生明显的超电压。

十三、二次场模拟器

这一电路由5R_1、5R_2、5R_3、和5C_1组成。进行模拟试验时，供电电源接1.5V～45V，A'、B'和M'、N'分别接在A、B和M、N上。供电以后电阻5R_2上的电压，就相当于一次场电位差，这一电压使5C_1充电。停止供电后5C_1通过5R_2、5R_3放电。放电电流在5R_2上产生的电压就相当于二次场电位差。模拟器可用于练习仪器操作和检验仪器工作。

第四节　面　板　介　绍

图（4-3）是JJ-2型积分式激发电位仪的面板图，面板上各开关旋钮的作用如下：

（一）电源开关

电路图中的K_6，用以接通和断开仪器的内部电源。有关、ρ、J三个位置。只进行电阻率法或自然电位法测量而不进行激发极化测量时应置于“ρ”位置，这时$\triangle V$测量电路的电源被接通，而“η”“J”测量电路及定时电路的电源是

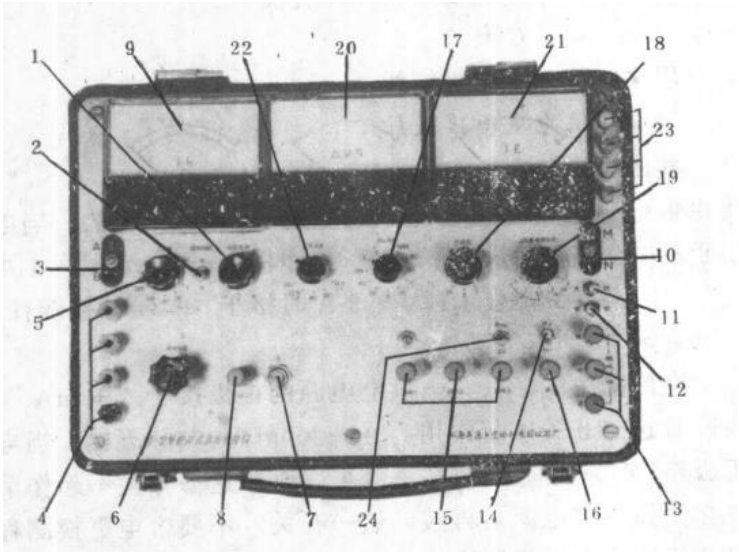


图 4-3 JJ-2型积分式激发电位仪面板图

1—电源开关；2—定时电源开关；3—AB插座；4—供电电源接线柱；5—I测程开关；6—供电开关；7—Ω—IV转换开关；8—Ω调零旋钮；9—(I、R)表头；10—MN插座；11—极化补偿电源开关；12—极补粗细档开关；13—极化补偿旋钮；14—M+-M-换向开关；15—调零旋钮；16—调1旋钮；17—IV测程开关；18—η测程开关；19—J测程和电源检查开关；20—(IV、η)表头；21—(J、E)表头；22—工作选择开关；23—模拟器；24—R_{MN}-IV转换开关

断开的。同时进行电阻率法及激发极化法测量时应置于"J"位置上。这时全部电路的电源都接通。应予工作前十分钟打开这一开关进行预热，以使零点稳定。测量完毕务必关掉。

（二）定时电源开关

电路图中的K_{10}，定时电路毋需预热，在预热时暂勿打开，以免浪费电源。打开定时电源时，内部继电器要动作，5.25秒后才恢复正常。所以应在开始测量时打开，测完一个

开关。如在这一边误按下供电开关，应关断供电开关后，再拨动这一开关，否则将烧坏电流表。为了保证安全，这一开关一般应置于“V”一边。只有当测量R_{AB}时才拨到“Ω”一边，测量毕应即拨回。

（八）Ω调零旋钮

电路图中的$4W_1$。在测量电阻前，应先将A、B两端短路。调节这一旋钮，使表头指零欧姆处。如果调不到零，表示测量电阻用的那节2号电池已经太旧，应予更换。

（九）（I、R）表头

指示电流和电阻，有三行刻度。上两行为电流刻度，满刻度分别为100和300。10mA、100mA、1A看100这行；3mA、30mA、3A看30这一行。最下面一行为电阻刻度，右起为零，左端为无限大，单位为kΩ。

（十）M、N插座

测量电极接线接在这里。

（十一）极化补偿电源开关

电路图中的K_9。极补时打开，用毕或进行自然电位法测量时关掉。测量不极化电极的极差时也应关掉。

（十二）极补粗细档开关

电路图中的K_8。用普通测量电极时应置于粗档，这时极补范围为±500mV。用不极化电极时应置于细档，这时调节范围缩小了20倍。

（十三）极化补偿旋钮

有粗、中、细三个。分别为电路图中的$1W_1$、$1W_2$、$1W_3$。用来对自然电位和极差进行补偿。

（十四）M_+-M_-换向开关

电路图中的K_2。当开关在M_+位置时，从M、N输入的

电位差当M为正，N为负时表头指示为正。当开关在M-位置时则与上述相反，M为负，N为正时表头指示为正。在M+位置时，极化补偿旋钮顺时针方向转动时，表针也是顺时针方向偏转的，两者方向一致，这样比较方便。在M-位置时两者方向相反，很不习惯。所以一般应放在M+位置。如因电源方向接反，测量ΔV_1时表针反走，则应调换A、B插头的方向，不要拨动这一开关。在自然电位法测量时，电位有正有负，可利用这一开关换向。

（十五）调零旋钮

调零旋钮有调零1、调零2、调零3。分别为电路图中的$2W_1$、$2W_6$和$2W_8$。调零1为ΔV测量电路的调零旋钮，它上面的半可调电位器为粗调电位器$2W_2$，应在工作稳定以后将调零1细调旋钮调到中间位置。再调节粗调电位器使表头指零。这样细调左右都有充分调节的余地。工作时只需调节细调零1旋钮，一般不需要经常调节粗调。调零2和调零3分别为η测量电路和J测量电路的调零旋钮，它们没有粗调，这两个电路的零点一般变化不大，不需经常调节。

（十六）调1旋钮

电路图中的$2W_3$。是用来调节调1电路的放大倍数的。在读完ΔV_1后，将工作选择开关转到调1位置，调节这一旋钮使表针指满刻度，也就是使（ΔV、η）表头指于100处。

（十七）ΔV测程开关

电路图中的K_3。测程共七档11个位置。在1000mV以后还有3mV和1mV两个位置；在1mV以后还有300mV和1000mV两个位置。所以1mV、3mV、300mV、1000mV都有两个位置。这两个位置是一样的。之所以如此安排是因为进行激发极化法测量时调零和极补必须在1mV档进

行。而电位差测量一般都在1000mV、300mV档进行，这样安排就可以避免从极补转向测量时须将开关从一个极端转到另一个极端的麻烦，同时也减少了开关的磨损。

（十八）η测程开关

电路图中的K_4。共三档，即1%、3%和10%。

（十九）J测程和电源检查开关

电路图中的K_5。开关在E_1位置时检查仪器内部定时电路电源的电压，在E_2位置时检查测量部分的电源电压。J测程分0.3%、1%和3%三档。

（二十）（ΔV、η）表头

（ΔV、η）表头指示ΔV和η，供电时间也由这一表头显示。

（二十一）（J、E）表头

（J、E）表头指示激发比J。仪器内部电源电压检查也用这一表头显示，检查时表针应在红线范围内。低于这一范围表示电池已旧，应该更换。

（二十二）工作选择开关

电路图中的K_1。共五个位置，即调零1·3、ΔV_1、调1、调零2·3、ΔV_2

（二十三）模拟器

模拟器有A'、B'、M'、N'四个接线柱。进行模拟试验时A'、B'接A、B，M'、N'接M、N。

（二十四）R_{MN}-ΔV转换开关

电路图中的K_{13}。平时置于ΔV一边。测量不极化电极的电阻时，将一对电极泡在同一盆水中或埋在地里，分别接于M、N，这一开关置于ΔV位置，将工作选择开关置于ΔV位置，这时（ΔV、η）表针指示极差。打开极化补偿电源

调零1应在1mV档进行，调零2最好在$\eta=1\%$档进行，调零3最好在$J=0.3\%$档进行。

（五）检查ΔV各测程是否准确

调好零点后，将工作选择开关置于ΔV档，置ΔV测程开关于1000mV档，从M、N输入标准的1V电位差，这时（ΔV、η）表头应指在1000mV处，如有误差，可调整$2W_1$。

调准1000mV后，可再输入300mV、100mV……等各种标准电位差看各测程是否在规定的误差范围内。

如果没有标准的电压表，可以粗略地检查一下相邻测程所测结果是否相符。例如输入300mV的电压，看在300mV档是指300mV的时候，在1000mV档是否也指在该测程的300mV处。用同样的方法可以检查其余各档。

输入电压可由极化补偿器产生，将工作开关置于ΔV位置，打开极化补偿电源开关，将M、N短路，极化补偿电压即可被输入到ΔV测量电路里。调节极化补偿粗、中、细各旋钮可以得到各种大小的电位差。

在检查时应该注意在小测程不要输入大电压，以免打坏表针。

（六）检查30秒定时电路

打开定时电源，置工作选择开关于"ΔV_2"，按下供电开关，30秒计时电路即开始工作，（ΔV、η）表头表针徐徐偏转，30s时迅速回零。用秒表校对，看从按下供电开关到表针回零的时间是不是30s。

（七）检查η和J的测程

在调好零点后，置工作选择开关于"ΔV"，ΔV测程开关于30mV档，打开极补电源开关，置极补粗细档开关于"细"档。将M、N短路，调节极化补偿粗、中、细旋钮，使输入

10～30mV 的电位差，将工作选择开关转到“调 1”位置，调节“调 1”旋钮使表针指100。再将工作选择开关转到“调零 2 · 3”位置，调好调零 2 和调零 3，再将工作选择开关转到“ΔV_2”位置，将ΔV测程开关转到1000mV 档，η测程开关转到 3 %档，J 测程开关也转到 3 %档，按下供电开关，然后松开，将定时电路触发，继电器动作。（ΔV、η）表头应指在η＝2.75～2.95%处。（J、E）表头应指在J＝2.9～3.1%的范围内、如J值超出这一范围，可调整电位器 $2W_5$使J为 3 %。

第六节　模　拟　试　验

为了练习仪器的操作方法和检查仪器的工作是否正常，可利用机内的模拟器按下述步骤进行模拟试验。在试验前各电源开关应在“关”的位置上。各测程开关应在大档上。Ω-V转换开关应在ΔV一边，M+-M-换向开关应在M+一边。极补粗细档开关应在细档。

1. 置电源开关于“J”，预热10分钟。

2. 将Ω-ΔV转换开关拨向“Ω”，将A、B短路，调节“Ω调零”旋钮，使（I、R）表头指零Ω处。调毕将Ω-ΔV转换开关拨回“ΔV”一边。

3. 将A、B接到A'、B'，M、N接到M'、N'。

4. 试方向。置工作选择开关于“ΔV”。将Ω-ΔV转换开关拨向“Ω”，这时A、B电阻测量电路的1.5V 电源加到模拟器上。（I、R）表头应指示52kΩ 左右的电阻，同时在M、N上产生电位差，（ΔV、η）表头应有指示。如果表针反走，说明方向接反。应将A、B插头反插过来。试验毕将Ω-ΔV转

η测程于1%档，调节“调零2”旋钮，使(ΔV、η)表头指零；置J测程于0.3%档，调节“调零3”旋钮，使(J、E)表头指零。

以上9至11三个步骤必须在30 S内做完。

12. 测量η、J。将工作选择开关转到ΔV_2位置，这时(ΔV、η)表头指示供电时间。表针迅速回零，表示30 S已到，应即将供电开关按钮转回45°左右，让其自由弹起，关掉供电电源。

关断电源后0.25 S，(ΔV、η)表头即指示η值，读出这一读数，记录下来。

从断电后0.25 S起，(J、E)表头表针徐徐偏转，5.25 S后即停止不动。这时表针指示J值，读出并记下这一数值。

η只保留5 S时间，J则可长期保持，所以应该先读η，再读J。

断电以前最好根据具体情况，将η和J测程开关置于适当位置上。断电以后如发现测程不适当，表针超格或小于刻度线的三分之一，也可以转换η和J测程开关，但不得转动ΔV测程开关。

13. 检查。将工作选择开关转回到“ΔV”位置，ΔV测程开关转到灵敏档。这时(ΔV、η)表针指示模拟器中正在衰减的二次场电位差。它应该逐渐衰减到零。

14. 试验完毕，关掉各电源开关，将各测程开关置于大档上，工作选择开关置于“调零1·3”上。

第七节　η、J测程的扩大和缩小

η的最大测程为10%，J的最大测程为3%，这对于找水来说是够用了。但是当存在电子导体干扰时，η和J的数

值往往更大些，这时可将测程扩大，扩大 2 倍或10倍、100倍。

为了将测程扩大 2 倍，在调 1 时应将（ΔV、η）表头调到50，即刻度线的二分之一处。这样将读出的η和J值乘以 2 即为实际值。

因为调 1 电路的放大倍数为 1 ～4.5倍，它只能将讯号放大，不能使讯号衰减。所以为了能调到50，ΔV_1测量时应在二分之一刻度以内。如果超过就应减小供电电压，否则就调不到50了。

如果η 超过20％，J超过 6 ％，可以将测程扩大到10倍。方法是在测量ΔV_1和调 1 时使ΔV测程开关在100mV 档，工作选择开关转到ΔV_2位置准备进行二次场测量时，将ΔV测程扩大10倍，即进两档，转到1000mV 档，这样将读出的η和J值扩大10倍即为实际的η、J值。

根据同样的道理，也可以将测程扩大100倍。在10mV 档进行ΔV_1测量和调 1，再将ΔV测程扩大100倍，即在1000 mV 档进行ΔV_2测量即可达到这一目的。

如果η和J很小，$\eta<0.3\%$，$J<0.1\%$，可以将测程缩小10倍，方法是经过调 1，将工作选择开关转到ΔV_2位置以后，将ΔV测程开关退小两档。例如若测ΔV_1时在1000mV 档，就退到100mV 档，这样将表针指示的η、J除以10即为实际的η、J值。

第五章 IP法测量的其它设备

IP法找水和电阻率法一样，除了仪器以外，还需要有供电电源、供电导线、供电电极、测量电极、测量导线和其他辅助设备。由于二次场电位差非常微弱，通常只有电阻率法测量的一次场电位差的百分之几甚至千分之几，所以IP法测量对这些设备也提出了更高的要求。

第一节 供 电 电 源

在IP法找水中，需要供电电源供给比电阻率法大得多的供电电流，通常需要几个至几十个安培。所以要求电源的内阻要小，容量要大。内阻大了，工作时内阻上电压降很大，端电压很低，电源功率的很大部分消耗在内阻上了；容量太小，寿命太短。供电电流还要求平稳，IP法测量要求在30秒的供电时间内电流变化不超过百分之五。野外工作还要求电源轻便。目前还没有一种各方面都十分理想的电源可供选用。

在电阻率法测量里一般都使用乙电池，它是由30节1号电池串联组装而成。新的时候电压为45V，内阻约15Ω，额定电流为0.3A，就是说在正常工作时容许的最大工作电流为0.3A，当探测的深度不大，测区的视电阻率较高，因而需要的供电电流不大时可以使用这种电池。在一般情况下，对于IP法找水，这样大的供电电流是不够的，这就需要并联使用，例如将两块乙电池并联使用，那就可以得到2×0.3A =

0.6A 的额定电流。如果供电电流过大，超负荷使用，例如若供电电流为 3 A ，两组乙电池并联供给，那么在乙电池的电压和内阻相同的情况下，每组乙电池供给的电流为1.5A ，这时电池的端电压大约只有电动势的一半，即22 .5V ，就是说一半的能量消耗在电池里面了，这是极不经济的。而且电池内部消耗的电能使它发热，加速电池的损坏。另一方面，当工作电流超过额定电流时，放电时在电池的炭棒（正极）上产生的氢气泡来不及被氧化，使它的内阻增大，端电压降低，从而使供电电流减小。乙电池的保存期太短，只有半年，这也是很大的缺点。

乙电池并联起来以后，额定电流增大了，电压还是和单个电池一样。在P 法测量时需要数百伏的电压，这就需将电池串联使用。串联时总电压等于分电压的和，额定电流不变。为了得到高的电压和大的电流，就需要串并联使用。在并联时应该注意每组电池的电压和内阻要尽可能地一致，否则不工作时电池内部自放电；工作时各组电流分配不均。为了避免自放电，在不工作时应将并联的导线拆开。为了使用方便，最好每只电池箱中装 4 块乙电池，两两串联起来分别引出，这样连接和拆线都比较方便。

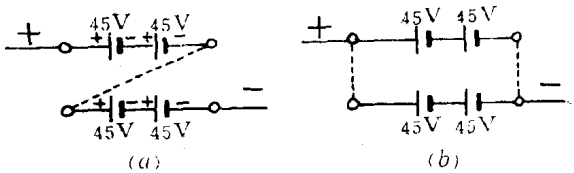


图 5-1 乙电池的串并联连接
（a ）串联180V ；（b ）并联90V

甲电池的容量大，串联使用效果比乙电池好些，但是重

量和体积都嫌太大，价格也高。

锌-空气电池本来是一种比较好的选择。它价格低、重量轻、可以机械充电(更换极板)。可惜目前在我国尚无质量可靠的商品出售。

根据目前的条件，碱性镉镍蓄电池比较适用。它的内阻小，额定电流大，电压平稳；充放电时不怕过充过放，使用维护比较方便；可以充放电 500 次以上，虽然一次投资比较大，但是每次测量的费用远比乙电池为低。

我们曾经拿三种电池进行了试验对比：40节 5 A 时的镉镍蓄电池组（40G N 5 ），开路电压50V ；40节 2.5 A 时的镉镍蓄电池组（40G N 2.5），开路电压为50V ；两块乙电池并联的电池组，开路电压为45V 。同样以 3 A 的恒定电流放电，其端电压随时间变化的情况如图 5-2所示：

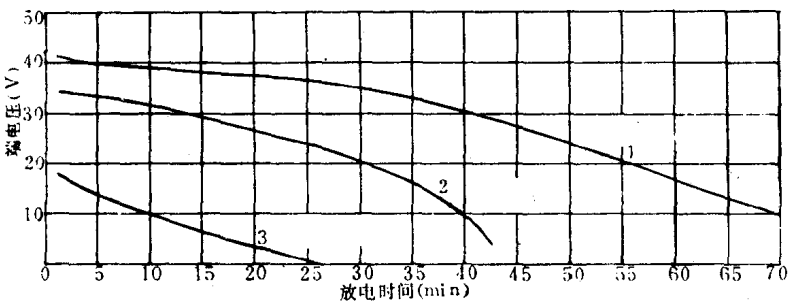


图 5-2 镉镍蓄电池和乙电池的放电曲线

1－40G N 5； 2－40G N 2.5； 3－并联乙电池组

由图可见，乙电池开始时端电压为20V ，如以端电压降至10V 为寿命终止，那么放电时间为10分钟，平均端电压为15V ，如要获得100V 的端电压，需要6.7组，每组乙电池两块以16元计，6.7组共需6.7×16＝107. 2(元)，这是放电10分

钟的费用，放电 1 小时，则需107.2×60/10＝643.2（元）。同样，对于40G N5 和40G N 2.5镉镍蓄电池组来说，每100V端电压，3A 放电 1 小时的费用分别为 2.06(元)和2.7(元)。表5-1列出了这三种电池的各项指标。由表可见，乙电池的费用要比40G N 5 高出315倍。

表 5-1

电池	40G N 5	40GN2.5	二块乙电池并联
放电时间（3A 连续放电至10V）（min）	70	40	10
平均端电压	25	22	15
每100V 端电压需用组数	4	4.5	6.7
每组电池价格（元）	300	200	16
可充放电次数	500	500	1
每组每次充放电成本（元）	0.6	0.4	16
每100V 端电压，3A 放电 1h 费用（元）	2.06	2.7	643.2
每组重量（kg）	19	16	5.7
每100V 端电压电池组重量	76	72	38.2

当人们为电源而伤脑筋的时候，往往想到发电机。其实对找水来说发电机并不理想。汽油发电机组加上升压、整流等设备，造价、重量都很可观。蓄电池虽不轻，但可化整为零搬运，而发电机则是一个整体，没有车载，很难行动，而且一般物探队不一定都有车辆，需找水的地方也并不都能通车。为了减轻发电机和变压器重量，最好采用400赫的发电机，这样可使发电机和变压器的重量减少至50Hz 发电机的$\frac{1}{3}$，滤波也较容易，但它是昂贵的，且易出故障，为此常需有备用电源。物探人员一般不熟悉发电机，这时尚需配备专门的动力员。电池只在供电30s 内工作，而发电机在测量时则需一直开着，所以也并不经济。

第二节 供 电 导 线

IP 法找水与电阻率法相比，使用的供电电压更高，电流更大，所以除了要求供电导线机械强度高，重量轻以适应野外工作需要外，还应该有良好的导电性和外皮的绝缘性。军用被复线的线芯是三铜四钢绞合而成的，具有较高的机械强度，但是电阻太大。探矿线电阻小，但是太粗，重量太大，使用不便。山西平遥卜宜水利电探仪器厂生产的供电导线是专门为IP 法找水设计的，它的芯线由 4 根直径0.26mm 的钢丝和15根直径0.26mm 的铜丝绞合而成，外包聚氯乙烯塑料，外径3.2mm，比较轻便，一个绕线架可绕500m，因为有 4 根钢丝，所以机械强度高，增加了铜丝，所以导电性能好，每公里的电阻约为25Ω。如果 $\frac{1}{2}AB$ 最大300m，那么600m 这种导线的电阻约为15Ω。若供电电流为 3A，那么供电导线上的电压降为 3A ×15Ω =45V，这是可取的。.

第三节 供 电 电 极

供电电极是用来实现接地的，供电电流通过供电电极通入地下，电极的接地要良好，也就是说电极之间的大地电阻 R_{AB}要尽可能地小。R_{AB}有时也叫“电极电阻”或“电极接地电阻”。这些名词不太确切，容易产生误会。电极电阻会被理解为电极本身的电阻，实际上这一电阻是非常小的，可以略去不计的。“电极接地电阻”则会被错误地理解为电极接地处的电阻。

电极间的大地电阻不仅与大地的电阻率有关，还在很大

的程度上决定于电极的形状。当电极为半球形时，这一电阻值可以比较容易地计算出来。假设半球形电极A的半径为r，大地是电阻率为ρ的均匀的、各向同性的无限半空间，两个电极相距很远，那么这时的电流是以电极的球心为中心放射流出的。以电极球心为中心，以r_1、r_2……r_{n-1}、r_n……为半径作一系列球面，将大地分为许多很薄的壳层，那么大地电阻可以看成是这些壳层串联组成的。根据$R=\rho\frac{L}{A}$，第n层的电阻可以表示为：

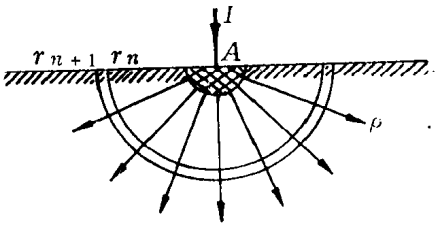


图 5-3 半球形电极

$$R=\rho\frac{r_n-r_{n-1}}{2\pi r_n(r_{n-1})}=\frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{n-1}}-\frac{1}{r_n}\right) \qquad (5\text{-}1)$$

因为在这里L相当于层厚r_n-r_{n-1}，而截面积相当于半球面的表面积，当壳层很薄时内外球面的平均值可近似的写成$2\pi r_n r_{n-1}$。n层串联以后的总电阻为：

$$R=\frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r_1}\right)+\frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1}-\frac{1}{r_2}\right)$$

$$+\cdots\cdots+\frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{n-1}}-\frac{1}{r_n}\right)$$

$$=\frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r_n}\right) \qquad (5\text{-}2)$$

当r_n很大时，$\frac{1}{r_n}\to 0$；$R_A=\frac{\rho}{2\pi r}$ (5-3)

从（5-3）式可以看出R_A与ρ成正比，ρ愈小，R_A也

愈小，这是容易理解的。R_A 还与 r 成反比，r 愈大，R_A 愈小，这是因为半径很大的壳层的截面积很大。所以电阻很小。电极附近壳层的截面积很小，电阻很大。在总电阻中起主要作用的是电极附近大地的电阻，如果电极很小，电极附近这一部分大地的电阻就大。

由(5-2)式，若 $r_n = 10r$，代入可得：

$$R = \frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{10r}\right) = 0.9\ \frac{\rho}{2\pi r}$$

其值已十分接近 R_A。由此可见起主要作用的是电极附近大地物质的电阻。

假若电极 B 与电极 A 是同样的，那么：

$$R_{AB} = R_A + R_B = \frac{\rho}{\pi r} \qquad (5\text{-}4)$$

一般野外使用的都是棒状电极，由于这时电流不是呈放射形的，所以推导电极间的大地电阻的公式比较复杂，这里只写出结果：

$$R_{AB} = \frac{\rho}{\pi a} \ln\frac{2a}{b} \qquad (5\text{-}5)$$

式中 b ——棒状电极的半径；

a ——电极的入土深度；

ρ ——大地物质的电阻率。

由公式（5-5）可知，电极愈粗，入土愈深，R_{AB}愈小。但是太粗了过于笨重，搬运不便；入土太深了，打入拔出都比较困难。一般电极都用直径2 cm、长度50～70cm的铁棒做成，入土30～50cm。

假设电极直径2cm，入土深度30cm，代入(5-5)式可得：

极表面生成氢气泡等不导电的物质；②电流在电极与土壤溶液的界面上产生超电压；③电渗使电极周围土壤变干。R_{AB} 的增加导致供电电流的减小，造成测量的误差。IP 测量在供电30 s 内电流的变化不得超过 5 %。为了得到稳定的供电电流，应该使用并联电极组以增加电极表面积从而减小电极表面的电流密度。单根电极在水稻田里可以通过 1 A 或更大些的电流，在干燥的地方容许通过的电流就小得多。应该使用几对电极的并联电极组，视具体情况而定。

以上关于电极间大地电阻的推导是以电极表面与周围介质密切接触为前提的。当在将电极打入土层中时，往往由于电极来回晃动而在电极和土壤间留下空隙，这会大大增加电极间的电阻。所以在打好电极后应将电极周围的土壤捣实。

电极用什么材料来做对于 R_{AB} 来说是无关紧要的，因为电极很粗，本身的电阻是可以略去不计的。一般都用钢筋、钢管或角钢。铁容易生锈，铁锈不导电，每天野外工作完毕应将电极擦净，以免生锈。不锈钢电极不生锈，但价格太高。黄铜电极也不易生锈，价格也贵，机械强度也不如铁高，无大优越性。硬质铝合金比较轻便，是较好的电极材料。

第四节　测　量　电　极

在IP法找水测量里。由于二次场非常微弱。通常只有几 mV 甚至零点几mV 。所以测量电极的好坏是野外工作成败的关键。在电阻率法测量时，测量电极一般就用铁电极或铜电极。但在IP 法找水时是绝对不可以的。从电化学的基础知识我们知道，金属电极打入土中以后，在金属和土壤溶液的界面 上就要产生界面电位差。若测量电极M的电极电位为ϕ_M，

N的电极电位为ϕ_N，那么在M、N间就存在电位差ΔV_{MN}：

$$\Delta V_{MN} = \phi_M - \phi_N \qquad (5\text{-}8)$$

这电位差简称为"极差"，它对测量是一种干扰，我们希望它愈小愈好。对于铁电极或铜电极这是很难办到的。因为电极电位的大小与溶液中离子的成份、浓度和温度等各种因素有关，这些条件两个电极很难保持一致，所以ΔV_{MN}常可达到几十甚至几百mV。问题还不在于极差本身，对于极差，测量仪器设置的极化补偿器可以产生跟它大小相等极性相反的电位差将它抵消掉。问题在于极差并不是稳定的。电极附近各处土壤溶液的温度、离子成份和浓度等都可能发生变化，电极电位也就随之而变。电极材料不纯，含有各种杂质，电极表面各处土壤溶液的温度、离子成份和浓度也不完全一样，所以电极表面各点的电极电位不同，形成"微电池"，加速了电化学反应，导致电极电位不稳。在供电的30s钟内，极差ΔV_{MN}的变化常可达到几mV甚至几十mV。这就给二次场的测量造成不可容许的误差。所以IP测量必须使用极差很小而且非常稳定的测量电极。这种电极一般是由盛有纯净的硫酸铜饱和溶液的多孔的素烧瓷罐做成，通过罐的孔隙与地接触。测量导线与浸在硫酸铜溶液中的紫铜棒相接。紫铜棒与纯净的饱和硫酸铜溶液的界面电位差是稳定的；多孔瓷罐内外的硫酸铜溶液和土壤溶液的液体接界电位一般比较小，也比较稳定。所以这种电极的极差小而稳定。山西平遥卜宜水利电探仪器厂生产的测量电极由塑料制成，以木塞为半渗透膜。如图（5-4），外壳由黑色塑料做成，如用透明塑料，可以看见电极内部硫酸铜溶液的情况，是其优点，但界面电位差受光照影响很大，所以是不可取的。这种电极灌装密封方便、不易打破、便于携带、渗漏适中、极差很小，而且稳

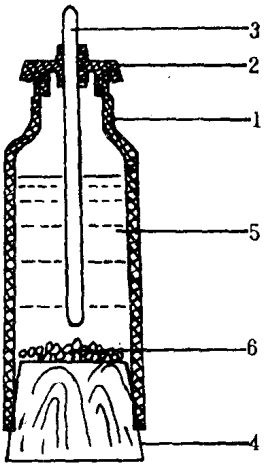


图 5-4 无极差电极的构造

1－塑料外壳；2－密封塑料塞；3－紫铜棒；4－木塞；5－饱和硫酸铜溶液；6－未溶解的硫酸铜结晶

定。

这种电极习惯上称为“不极化电极”，这一名词不太确切，容易被误解为不产生电极电位的电极或不产生电极极化的电极。在电化学中不极化电极本来的含义是当电流通过界面时产生的电极极化很小的电极。这一点对于 IP 法测量本来也是十分重要的，供电以后测量电极上出现了电位差，接上电位仪后由于仪器具有一定的输入阻抗，所以在测量回路里就要产生电流。在金属电极和溶液的界面上就要发生电极极化，产生超电压。电极极化实际上就是电子导体——离子溶液的激发极化现象。所以电极上的超电压与被测的二次场电位差是无法区别的，对测量是一种干扰。超电压的大小与通过界面的电流密度、溶液中的离子浓度及温度等有关。电流密度愈小、溶液浓度愈高、温度愈高，超电压愈小。所以为了减弱电极极化，人们增大金属电极的表面积以减小电流密度；使用饱和的溶液以提高其离子浓度。在早期，测量仪器的输入阻抗不高，测量回路中的电流较大，减小电极极化是十分必要的。现在仪器的输入阻抗可以做得很高，例如 JJ-2型积分式激发电位仪，输入阻抗大于80MΩ。测量回路中的电流微乎其微，电极极化现象是不必考虑的。对测量电极的要求主要是两个电极的电极电位相等，从而使两极间的极差小而稳定。当然

主要是稳定，但是稳定是和极差大小紧密相关的。电极做不好，极差就大，一定也不稳定；电极做好了，极差就小，而且一定稳定。IP 法找水要求极差小于 1 mV 。所以对于这类测量电极应该叫做“无极差电极”更为确切些。

一、无极差电极的制做

无极差电极的极差是否稳定，与制作工艺关系很大。其制作步骤和注意事项如下。

1. 硫酸铜溶液的配制。关键是硫酸铜溶液一定是纯净的、饱和的。为此必须注意：

（1）应使用分析纯或化学纯的硫酸铜（化学试剂门市部有售）。化工商店出售的工业纯硫酸铜杂质太多，不能使用。

（2）应该用蒸馏水或无离子水配制，普通水不能使用。

（3）配制时要用玻璃、塑料、陶瓷、搪瓷等材料的容器。不能用金属容器，也不能用金属棒搅拌。以免其他金属离子进入溶液中。配制时所使用的容器、器具用水洗净后还应该用蒸馏水冲洗。

（4）硫酸铜的溶解度随温度变化很大，不同温度时每100g 水中所能溶解的硫酸铜的重量如表5-2。

表 5-2

温 度 （℃）	0	15	30	45	50	100
$CuSO_4$ （克）	14.5	19.3	25.5	30.3	33.6	73.5

所以最好加温搅拌，以达到饱和。

2.电极芯的处理。应将电极芯擦干净，除去表面的氧化铜、碱式碳酸铜等杂物。

3.检查铜芯和硫酸铜溶液是否合乎要求。将两个铜芯插入制备好的、装在同一个容器中的流酸铜溶液中，测量其极差,这里不涉及半渗透膜的问题，极差只与铜芯和溶液有关，如果铜芯和溶液是合乎标准的，极差一般应小于0.5mV，如果极差太大，应检查铜芯和硫酸铜的纯度。

4.如果电极瓶木塞系初次使用，木底是干的，使用前最好用热水浸泡，塑料在热水中变软，不易涨裂。

5.将配好的硫酸铜溶液倒入电极瓶中，使液面高度达到3 /4左右,两电极瓶内的液面最好一样高。

6.为防止温度升高后溶液不再处于饱和状态，可在溶液中放上少量的固体硫酸铜，但不能与铜芯接触，否则极差不稳。

7.插入电极芯。

8.将两电极放入同一个盛有硫酸铜溶液或水的盒内，测量其极差和电极间电阻。极差应小于1mV。电阻约 0.5~2kΩ。

二、无极差电极的埋设

1.铲去地表干土。将电极的木底埋于湿土中压实，使电极与土壤密切接触。

2.没有必要将整个塑料瓶用土埋住。这样并无好处，而当土壤温度与电极温度相差悬殊时，由于热传导将使极差不稳。

3.电极芯露出部分必须保持清洁、干燥，不能与土壤或草叶接触。

4.电极坑中的石子、草根等杂物应该拣出。

5.电极不能埋在腐殖质多的地方。不能埋在灰渣堆上。如果避不开这些地方，应挖去脏土，填上好土再埋。

6.电极不能埋在流水旁。水的流动产生的过滤电位将对测量产生干扰。

7.勿使阳光直接曝晒电极，因为电极温度的变化将使极差不稳。

8.电极附近不要有各种扰动，特别是金属器具，例如用铁铲铲地将产生很大的干扰电位差。

9.测量电极间的大地电阻不像供电电极那样重要，因为仪器的输入阻抗很高，在测量回路里的电流极小，不致在该内阻上产生可觉察的电压降，一般10kΩ以下就是容许的，所以一般不需要在电极周围浇水。如果土壤特别干燥，有必要浇水的话，应该提前浇水，否则水在土中入渗产生的过滤电位的变化将干扰测量。但是这一电阻也不能太大，太大了容易受到干扰。

10.在电极刚埋入土中时极差往往不太稳定，过些时候才慢慢稳定下来。为了得到稳定的极差，最好准备两套电极交替使用，在某一极距上测量时就预先将下一极距上的测量电极埋设好，不过应该在供电的间隙内埋设，否则会影响测量。

三、电极的保存

每天收工以后，应将无极差电极外部的泥土洗净。浸泡于硫酸铜溶液中。

如果使用日久，土壤中的杂质渗入电极内部致使极差变大，可将两电极中的硫酸铜溶液倒出混合均匀，再倒入电极中。如这样仍不能解决问题，应更换硫酸铜溶液。

如较长时间不用，应将硫酸铜溶液倒出，清洗干净，灌上清水，浸泡于清水中。使底部木塞毛细孔中的硫酸铜浸出，

以免硫酸铜结晶堵塞孔道。清洗干净后最好保存于塑料袋中，以免木塞干裂漏液。

四、极差和电极电阻的测量

万用表等一般测量电阻的设备是不能用来测量无极差电极的电阻的。测量时表针很快后退，得不到稳定的读数。这是因为测量时被测电极上通过相当大的电流，因而产生超电压的缘故。

JJ-2型积分式激发电位仪中增设了测量无极差电极电阻的装置。R_{MN}-ΔV转换开关就是为此而设的。这一开关平时应置于ΔV一边。

测极差和电阻时将要测量的一对无极差电极埋在地里或泡在同一盆水中。将仪器的M、N接到电极上，不要打开极补开关，当工作选择开关置于ΔV位置时，中间表头指示的mV数即为极差。

打开极补开关，将极差补偿掉，使中间表头指零，然后将R_{MN}-ΔV转换开关拨向R_{MN}一边，这时中间表头偏转，若R_{MN}为1kΩ，则这电压降为1mV。所以增加的毫伏数即为电极电阻的千欧数。

当M、N开路时，M、N上的电压在1500mV左右。如ΔV测程放在小档上将有打坏表针的危险，这点千万注意！

因为通过电极的电流很小，只有1 μA，所以不会产生可觉察的电极极化现象。

第五节　测　量　导　线

由于仪器的输入阻抗很高，测量回路中的电流极其微小。所以测量导线的电阻是无关紧要的。一般电线都可使用。不

过在跨越河流等障碍物需要悬空架设时应将导线拉紧，以免导线随风摆动，切割地磁场，产生感应电动势，干扰 IP 测量，所以在选择测量导线时仍应考虑机械强度，最好使用带钢丝的被复线。

第六章　对IP测量的干扰

测量电极M、N埋入地下以后，在M、N上除了我们要测量的一次场和二次场电位差外，还存在着各种各样的干扰电位差。由于二次场电位差非常微弱，如不注意，干扰电位差与二次场电位差可以比较，甚至比二次场电位差还大，那么所测结果将毫无意义。干扰电位差的来源是多方面的，工作时应该对它们有清楚的了解，设法避开它，减小它，在无法避免时也应该知道所测结果的真实性，不致被假像所迷惑，作出错误的结论。

第一节　天然大地电流

大地中存在着各种原因引起的天然电流。来自太阳和宇宙空间的高速带电粒子流在地球上产生感应电流。在太阳活动性最强的年份，黑子爆发，这时的粒子流最强，干扰也最严重。带电粒子流受地球磁场影响而偏转，在地球两极最强，产生极光，在出现极光时，高纬度地区有时无法工作。

雷电是天然大地电流的另一种来源。雷电释放大量的电能，它产生的电磁波将在地面上产生感应电流。在本地发生雷电的时候，野外当然无法工作。即使本地并无雷电，但赤道上空常年雷电频繁，产生的电磁波沿电离层和地面间的空间可以传播到很远的地方。

地下的电子导电性矿物可以在地表产生较强的自然电场，

它并不是绝对稳定的，一般随时间有些变化。由于二次场非常微弱，自然电位的微小变化也将对IP测量产生干扰。

地下水的流动也将产生过滤电位，因此在找水的时候，不能忽视自然电位法的作用。但是对于IP测量，这是一种干扰，前面已经提到，测量电极不要埋在流水旁就是这个原因。

第二节 人为干扰

1. 工业游散电流在城市和工矿区是IP测量的主要干扰来源。当供电线路采用两线一地制时，以大地作为一根电源线，这种干扰就更大。在变压器附近电流最集中，常使IP测量无法工作。

2. 高压输电线中强大的电流可以在地面上产生较大的感应电流。当在高压线下面工作时还可以通过高压线和测量导线间的电容耦合对IP测量造成干扰。

3. 电台、电视台、雷达站等发射的无线电波都将在地表产生感应电流，在天线附近，感应电流很强，干扰很大，一些大功率的长波发射台，发射的电磁波可以沿地表传播到很远，对测量造成干扰。

4. 电气化铁路沿线，干扰很大。

5. 有线广播和有些电话线也是以大地作为一根导线，通过大地形成回路的，所以也是干扰的一种来源。

第三节 干扰电位差的估测

干扰电位差具有随机的性质，它对IP测量的影响可以用

电位仪估测出来。测量电极接好后，不要供电进行测量，测得的即为干扰电位差。JJ-2型不能测负的二次场电位差，可以先用极化补偿器补入一定的电位差，如果测得的电位差减小了，那么就说明干扰电位差是负的。具体补偿几mV，视干扰大小而定，一般以1.5mV为宜。

测量步骤如下：

1.接通M、N，将工作选择开关置于ΔV位置，置ΔV测程开关于3mV档；打开极补开关。调节极补旋钮，使表针指1.5mV。

2.将ΔV测程开关转到100mV档，调1旋钮逆时针转到底，将工作选择转到ΔV_2位置。置η测程和J测程开关于3%档。不接供电电源，按一下供电开关，随即放开，如无干扰电位差存在，η和J应均为1.5%。当存在干扰电位差时测得的η和J值将偏离这一数值。在断开供电开关后0.25s时的干扰电位差ΔV_n和断开后0.25～5.25s的5秒内干扰电位差的平均值$\overline{\Delta V_n}$可以按下式计算出来：

$$\Delta V_n=(\eta-1.5\%)\times 100\text{mV} \qquad (6-1)$$

$$\overline{\Delta V_n}=(J-1.5\%)\times 100\text{mV} \qquad (6-2)$$

例如测得的$\eta=1.2\%$；$J=1.6\%$；那么$\Delta V_n=-0.3$mV；$\overline{\Delta V_n}=0.1$mV。

干扰电位差具有随机的性质，一次测量只能说明干扰在某一时刻的情况。所以必须多次测量才能了解干扰电位差变化的范围。

如果测量时η、J表针反向，说明干扰电位差是负的，而且绝对值大于1.5mV，那么应在开始时补入较大的电位差。

第四节　避免和减小干扰影响的方法

干扰电位差是客观存在的。物探人员对它没有多少办法可想。但是在掌握了干扰出现的规律以后，我们可以避开或减小干扰的影响。

干扰通常有方向性，通过实际测量，找出那个方向大，那个方向小，沿干扰最小的方向布置测线。

干扰随时间变化的规律是在一年内冬季较夏季小；在一天内早、晚比中午要小些。为了减小干扰的影响，夏天可以早出工、晚收工，中午多休息。在测量时大极距干扰电位差大，二次场电位差小，影响严重；小极距则相反，二次场强，干扰小，影响不大。所以上午测量时最好从大极距开始由远而近进行测量，下午则从小极距开始测量。

广播电台、电视台播放节目是有一定时间的，在电台天线附近测量应避开他们的工作时间。

在厂矿区或变压器旁测量时应利用节假日，如有可能最好让变压器暂停工作。

在高压线下面工作时；应该垂直于高压线布线。

第五节　IP法测量本身产生的干扰

在许多情况下，IP法测量本身会对测量造成干扰，测量时务必充分注意。

二次场的衰减是需要时间的，测量时必须注意上次供电或其他原因供电产生的二次场是否已经衰减完毕。极化补偿好后必须注意是否稳定，如果表针继续缓缓后退，表明二次

场尚未衰减完毕，不能当即进行测量，否则测量结果将偏小。在用数字显示、极化自动补偿的仪器进行测量时，这一问题被掩盖起来了，测量时尤应注意。

在某一极距上测量如需复测，必须注意上次供电的二次场是否已经衰减完毕。为了减小等待时间，有时可以先测下一个极距，收线时再进行复测。在有些情况下，在同一点反复测量时，即使上次供电产生的二次场已经衰减完毕，测得的极化率也是有规律地一次比一次小。其原因尚不清楚，有待于研究。这一现象有时确实是存在的，测量时应予注意。

在极距不大，变换极距需要的时间不长，往往在下一个极距测量时上一个极距供电产生的二次场尚未衰减完毕，测量时应予注意。

如果两台电位仪在一个测点工作，那么必须注意要等到一台电位仪产生的二次场电位差衰减完毕后另一台才能工作。

在一个测区内有多台电位仪同时工作时，供电产生的一次场将被其他电位仪接收到，这在电阻率法测量时也应该要考虑的，不过在IP法测量里要求更高了，在大极距时这种影响更严重，必须确信这种干扰电位差比二次场电位差小得多时才能工作。

供电导线和测量导线之间存在电磁耦合，供电电流断开时将在测量导线上产生感应电动势。所以布线时供电导线和测量导线应该离开一定的距离，譬如间距应大于 $\frac{1}{20}MO$，更不能两者绞在一起。

测量导线的摆动切割地磁场，产生感应电动势，对IP测量是一种干扰。所以测量导线一般不宜悬空架设，不得已需悬空时应该拉紧固定好，勿使随风摆动。

第六节　讯 号 干 扰 比

由于干扰而引起的测量误差并不单纯决定于干扰电位差的大小，而是决定于干扰相对于所测二次场的大小。也就是决定于讯号干扰比。通常应使测量误差小于10%，这时讯号干扰比应大于10，二次场电位差应比干扰大10倍以上。讯号干扰比愈大，测量误差愈小。

提高讯号干扰比的途径之一是尽可能地减小干扰，这在前面已经阐述过了。提高讯号干扰比的另一个途径是尽可能地增强讯号，这正是物探人员应该做的。

二次场电位差决定于一次场电位差ΔV_1和极化率η、激发比J的大小。根据η和J的定义可得：

$$\Delta V_2=\eta\Delta V_1 \quad ；或 \quad \Delta V_1=\frac{\Delta V_2}{\eta} \qquad (6-3)$$

$$\overline{\Delta V_2}=J\Delta V_1 \quad ；或 \quad \Delta V_1=\frac{\overline{\Delta V_2}}{J} \qquad (6-4)$$

从上式可以看到，对于同样的一次场电位差ΔV_1，η、J愈大，二次场电位差也愈大。所以在高极化率地区，比较容易得到大的二次场电位差。η和J是地质因素决定了的，物探人员对此无选择余地。

对于一定的η和J，ΔV_1愈大，ΔV_2和ΔV_2也愈大。物探人员应该努力做到尽量加大ΔV_1。根据电阻率法的公式（2-1）可得：

$$\Delta V_1=\frac{\rho I}{K} \qquad (6-5)$$

从上式可以看到，在视电阻率高的地区比较容易得到大

的ΔV_1，在一些视电阻率只有几个Ω·m的地方进行IP法测量就非常困难了。

公式（6-5）告诉我们，在其他条件相同时，装置系数K越小，ΔV_1愈大。我们知道对于对称四极装置：

$$K=\pi\frac{AM\cdot AN}{MN}$$

对于一定的AB，MN愈大，K值愈小，ΔV_1愈大。这是容易理解的。ΔV_1实际上等于M、N间各段电位差的总和，按照欧姆定律的微分公式：

$$\Delta V_1=\int_M^N j\rho\,dL$$

MN愈大，自然ΔV_1也愈大，所以为了得到大的ΔV_1，应该采用大的MN。但是电阻率法容许的最大MN是AB的1/3，太大了与量板据以计算的$MN\to 0$的要求相差过于悬殊，给解释造成误差，而电阻率曲线对于找水也是十分重要的参考。所以IP法测量一般就采用$MN=\frac{1}{3}AB$的等比装置，这时$AM=MN=NB$，装置系数K的计算公式简化为：

$$K=2\pi MN=4\pi MO \qquad (6-6)$$

这样一来，装置系数K的大小决定于电极距。$\frac{1}{2}AB$愈大，K值愈大，愈难得到大的ΔV_1。所以在IP法找水时要勘探埋藏很深的含水层是比较困难的。

物探人员应该做的是加大供电电流I以得到足够大的ΔV_1。根据欧姆定律：

$$I=\frac{E}{R_{内}+R_{线}+R_{AB}} \qquad (6-7)$$

式中　E——供电电源的电动势；

$R_{内}$——供电电源的内阻；

$R_{线}$——供电导线的电阻；

R_{AB}——供电电极A、B间的大地电阻。

所以为了加大供电电流，应该采取并联电极组等措施以降低R_{AB}；采用低电阻的供电导线以减小$R_{线}$；采用电池并联的方法以减小$R_{内}$；将电池串联以提高E。

综合以上所述，供电电流I至少要达到多大的数值，可以按下列步骤估算：

1. 测量实际存在的干扰电位差ΔV_n和干扰电位差的平均值$\overline{\Delta V_n}$。

2. 应使

$$\Delta V_2 \geqslant 10\Delta V_n \qquad (6-8)$$

$$\overline{\Delta V_2} \geqslant 10\overline{\Delta V_n} \qquad (6-9)$$

因为$\overline{\Delta V_2} < \Delta V_2$，所以只要（6-7）式能得到满足，一般（6-6）式即能成立。

3. 因为 $\Delta V_1 = \overline{\Delta V_2}/J$，所以应使：

$$\Delta V_1 \geqslant 10\frac{\overline{\Delta V_n}}{J}$$

4. 根据（2-2）式$I = \frac{K}{\rho}\Delta V_1$；所以应使：

$$I \geqslant \frac{10K}{\rho J}\overline{\Delta V_n} \qquad (6-10)$$

举一个具体的例子：假设测得干扰电位差平均值$\overline{\Delta V_n} = 0.1\text{mV}$；$J = 1\%$；$AO = 300\text{m}$；$MO = 100\text{m}$；$\rho_s = 300\ \Omega \cdot \text{m}$；那么供电电流应为：

$$I \geqslant \frac{10K}{\rho J}\overline{\Delta V_n} = 419\text{mA}$$

这样的供电电流容易达到。如果$\rho_s = 30\Omega \cdot \text{m}$，那么$I$

就至少要4.19A，这就困难了。在一些视电阻率只有几个Ω·m的地方，例如$\rho_s = 3\ \Omega \cdot m$，那么$I$应大于41.9A，这就很难办到了。

干扰总是不可避免地存在的，无极差电极即使精心制作，在供电的30s内极差的变化也常达到0.1mV，激发比J一般仅1%左右，所以为了保证必要的讯号干扰比，一次场电位差应保持在100mV以上。如果小于100mV就应特别仔细地工作。如果在50mV以下，那么所测的结果就仅供参考了。

第七章 野 外 工 作

电阻率法野外工作比较容易，设备简单，费用较低，但是成果解释比较困难。测深曲线的多解性、等值原理、地形产生的假异常等等都是方法本身的弱点。IP法对水的反映直观，解释比较容易，但是二次场非常微弱，难以达到高的讯号干扰比，所以对野外工作要求极严，稍不注意就测不到真实的曲线，导致找水工作的失败，所以野外工作万万不可粗心大意。

第一节 作 业 组 的 组 织

IP法找水野外作业组由7～9人组成：其中组长1人，操作员和记录员各1人，M、N跑极员2人，A、B跑极员2人。如果 $\frac{1}{2}AB$较大，接地条件不好，A、B跑极员可酌情增加二人。

组长应由有经验的水工物探技术人员担任。他应具备地质和水文地质知识，根据承担的任务要求和当地的水文地质条件，决定适当的工作方法；制定勘测方案；进行资料的野外解释；根据测量中发现的问题，及时修订和充实原订方案。组长应具有一定组织能力，领导野外工作人员有效地进行工作，高速度地获得最大数量的高质量资料，而不浪费劳力。

操作员应该熟悉仪器的性能和操作方法，能够正确地、熟练地操作仪器，能准确地判断所测结果是否可靠，以便及

时进行复测。对于测量中发现的问题能够准确地分析其产生的原因并妥善地加以解决。操作员负责仪器的使用和保管，应该爱护自己使用的仪器，使它经常处于良好的工作状态。

记录员负责将所测的原始数据和计算结果准确、清楚地记在记录本上。记录员必须及时将各参数值点在记录本上，连成曲线，判断所测结果是否可靠，向操作员提出复测建议。

跑极员应熟悉跑极放线工作的技术要求。放线的距离、方向要准确，更不能跑错极。野外工作的效率在很大程度上由跑极的速度决定。因为就仪器来说每个极距的测量时间不到一分钟，时间主要耗费在跑极工作上，在大极距时更是这样。跑极员应该掌握步测和目测的技术，这样就能大大提高工作效率。放线跑极也是一项技术性工作，如果由于人员编制所限，临时雇用民工跑极时，必须提出严格的要求。

第二节　勘测方案的制定

正确设计勘测方案可以用不多的工作量取得大量的地质信息。随意取得的资料是难以解释的。勘测工作开始前应该尽可能地搜集测区的地形、地质、卫片和航片等资料。如果测区内前人已经作过工作，那么还应该搜集他们的物化探成果。对测区内的已有钻孔（包括富水的和贫水的）和民井要进行调查。搞清各井孔的地层结构、地下水位和富水性，以至成井工艺。再通过踏勘和调查访问，系统地、全面地掌握测区的地质和水文地质情况，在这样的基础上，结合所要完成的任务，制定合理的勘测方案。

因为离子溶液-固体电解质的IP现象与多种因素有关，

不同水文地质单元的 IP 参数值是不能进行比较的；再加关于资料解释还缺乏像电阻率法那样一整套的比较成熟的方法，所以通过与已知钻孔的对比是资料解释的重要手段。因此确定勘测方案应首先考虑对测区内有代表性的、资料比较齐全的已有钻孔进行井旁测深。这里要注意、贫水的、无水的、及废孔的测深资料与富水的井孔同等重要。有对比才能有鉴别，仅有好井的资料是不够的。在新开发的地区，如果测区内没有这样的已知钻孔资料可借鉴，那么可以找附近的、水文地质条件大体相同的钻孔进行参数测量。如果这些条件都不具备，那么人工浅井或泉水露头处的测量资料也是非常宝贵的。

应该布置适当的剖面线。只在一些孤立的点上进行测量就据以确定井位的方法是不可取的，因为这样难以找到最佳位置。例如在洪积扇上打井应该找到古河道或古洪道，这时就应该垂直洪积扇的发育方向布置剖面线。在断裂带上找水也应垂直断层走向布置剖面线，剖面线上测点的间距应本着先疏后密的原则，在异常区段，适当加密测点数量，把异常区段的边界位置划分出来，但在一般情况下的测点间距以勘测深度的0.5～1倍为宜。在剖面线上测点的位置确定以后，应标在地形图上，以便据以进行野外测量。

应该对需要开发地下水的地区进行地下水资源普查，这样可以对地下水资源的开发利用作出合理的规划，比零敲碎打地电测定点效果好、投资省。普查的常规做法是在测区内布置正方形网格点，为了有重点地、有的放矢地投放工作量，也可以在地质和水文地质的基础上根据以下原则选择剖面线：

1. 沿地形变化最大、穿越地貌最多的方向；

2. 垂直或平行地层走向的方向；

3. 垂直或平行主要地质构造线(如断层、褶皱等)的方向；

4. 沿水文地质条件最复杂，变化最大的方向；

5. 钻井(孔)、泉水最多的地方。

在地质条件变化不大的地段则布置少量测线即可，我们提出的井字型剖面法就是这样做的。这样可以用较少的工作量完成一定普查任务。

第三节　出发前的准备

应该根据实际需要，开列一张野外工作需用仪器设备和工具材料的清单。开工前根据清单清点所需物品是否齐全，以免影响野外工作的顺利进行，这些物品大致如下：

表7-1　　野外工作需用物品清单

名　　称	数　量	名　　称	数　量
激发电位仪	1～2台	测量导线	
供电导线		供电电源	500V
绕线架		橡皮垫	2块
供电电极	12根	联接线	1套
无极差电极	1～2对	铁锤	2把
饱和的硫酸铜溶液	1桶	铲子	2把
测绳（100m）	2～4根	塑料电线	
计算器或计算尺	1个	高压绝缘胶布	
记录本	5本	黑胶布	
铅笔	1打	电烙铁（45W）	1把
哨子或讯号旗	2个	焊锡	
小凳子	3个	文件夹	2个
地质罗盘	1个	透明记录纸	50张
三角板		方格厘米纸	1卷
克丝钳	1把	文具盒	1个
桃嘴钳	1把	小刀	2把
尖嘴钳	1把	砂布	
改锥（中、小）	各2把	万用表	1个
仪器备用电池		急救包	1个
香蕉插头、鳄鱼夹			

η）表头和（J、E）表头指针是否在零点上，一般零点是比较稳定的，如有变化，可重新调零。

2.将工作选择开关转到ΔV_2位置，这时中间表头指示供电时间，表针迅速回零表示已供电30s，将供电开关按钮逆时针转45°，关断供电电源。0.25s后（ΔV、η）表头指示η值。操作员读出η值，记录员复述一遍，核对无误后记入记录本中。0.25s后J测量电路开始积分，（J、E）表头表针徐徐偏转。5.25s后停止，读出J值，记录员复述一遍，核实无误后记入记录本中。

J值长期保持，η只保留5秒钟，所以读数时应先读η，后读J。读数中如发现η和J值的测程不适当，可变换其测程。

记录员根据$D=J/\eta$，计算出D值，填入相应栏内。

记录员将η、J和D点在图上。

六、干扰检查

将工作选择开关转回到ΔV_1位置，将ΔV测程开关转小，这时（ΔV、η）表头指示正在衰减的二次场电位差。表针缓缓后退，如果剩余较大的正值，表示极差已变正，所测结果可能偏大；如果表针一直退到负值，表示极差已变负，所测结果可能偏小，应该重复观测。

检查完毕，将工作选择开关转回到调零1位置，以免跑极时M、N上输入很大电位差打坏表针。

七、跑极

记录员从记录本上看曲线是否圆滑，如果跳跃太大，需要重复观测的应及时复测。如果未发现问题，操作员即下达跑极指令，告诉跑极员下一个极距的米数。测量电极的跑极员听到后应高声喊话复述，与供电电极的跑极员核对，核对

无误后跑极员将电极移到下一个极距。

电极打好后，操作员将Ω-ΔV开关拨向Ω一边，这时（I、R）表头指示A、B间的大地电阻R_{AB}。如果$R_{AB}=\infty$，说明电极未接好；如果电阻在一步一步地减小，说明正在一下一下地往地里打电极；不可供电。如果电阻太大，应通知跑极员设法改进。

确认电极打好后，将Ω-ΔV开关拨回ΔV一边，重复以上二至七的步骤进行下一个极距的测量，直至测完整个测点。

整个测点测完后操作员关掉仪器各电源开关。将各测程开关转到大档上，拆掉连线。注意拆电源线时应先拆电池一边，再拆仪器一边，以防短路。

第五节　影响观察质量的因素和解决办法

电测深曲线应该是连续的、圆滑的。除了在有些情况下，在前后两次观察时间间隔不长时，η和J出现有规律的逐渐减小外，一般是可以重复的。特别是电阻率测深曲线不应有大的畸变。当不改变条件进行重复观察，误差不会超过2%。对于质量可疑的点，应找出其原因，及时加以解决。

一、读错、算错、点错

如发现曲线畸变，应首先检查读数、计算和点图是否有问题。表头上有两行刻度，满偏转值为100的刻度对应1×10^n各测程，满偏转值为30的一行刻度对应3×10^n各测程，不可读错。计算时注意小数点的位置。点图时应注意按对数内插。

二、跑错极

电阻率法要求放线跑极时方向偏离不能大于5°。长度误

差不得超过 1 %。IP测量可适当放宽些，方向和长度上的误差一般不会引起大的畸变。ρ_s曲线的跳跃大都是跑错极引起的。跑错极时IP曲线一般变化不大。所以ρ_s曲线不圆滑而三条IP曲线基本正常，应首先考虑是否跑错极。

三、地形的影响

如果地形不平，如电极打在陡坎上等等，或者地下存在不均匀体，ρ_s曲线出现畸变。这时IP曲线不会出现大的异常。遇到这种情况应在记录本上记载清楚，作为解释时的参考。

四、漏电

导线破旧，容易发生漏电，在水稻田中工作时更加严重，应尽可能地架空。供电导线漏电时，相当于地上增加了一个供电点，必然要影响ΔV_1的大小。从而影响ρ_s的数值。漏电点越靠近M、N，影响越大。为了检查供电导线是否漏电，可让A极的跑极员将供电导线从电极上拆下悬空，然后供电，如M、N上出现电位差，证明接A极的导线漏电。用同样的方法可以检查B极导线是否漏电。不要利用电流表检查漏电，因为漏电电流一般很小，大测程看不清楚，在小测程上不小心容易将电流表烧坏。

M、N导线漏电也会造成ρ_s曲线畸变。但是这时极差严重不稳，使IP测量无法进行，在极补时一般是会被发现的。

五、干扰

假如ρ_s曲线正常，IP曲线跳跃太大，一般是干扰所引起的。应该按照第六章中提到的办法对干扰电位差进行估测，提高讯号干扰比，进行多次重复观测，舍去误差太大的数据，求平均值。以取得比较准确的数值。

如果两极距间所测数值变化较大，应该加密极距观测。

第六节　野外工作中应注意的问题

一、仪器的安全

IP 法找水供电电流大，电压高。如不注意，容易烧坏仪器。下列几种情况尤应注意：

1. 应注意电流和电位差测程，勿使过载，否则轻则打坏表头，重则烧坏表头或分流器等元件。在加高供电电压和增加并联电极组的时候应相应地加大测程。短路是最危险的，如果A、B夹子碰在一起，接通电源时很大的短路电流必将烧坏电流表。

2. Ω-ΔV转换开关在"Ω"位置时切不可供电。万一忘了将该开关拨回"ΔV"一边就按下供电开关，那么应先关掉供电开关，再将开关拨向"ΔV"一边，然后再行供电。在供电时拨动这一开关容易将电流部分烧坏。

3. 高电压大电流时容易烧坏供电开关的接点，特别是似通非通、似断非断时接点火花不断，最容易烧坏。应将按钮逆时针旋转45°使其迅速自由弹起，不要施加压力，因为手上提的速度往往是比较慢的。

二、人身安全

IP 法测量供电电压很高，稍不注意容易遭受电击。操作员在联接电源或进行其它操作时注意不要触碰电源。在供电以前必须确认跑极员已将电极打入地中而不是拿在手里。电击时若通过人体的电流过大将会导致呼吸中断和心脏停止跳动。万一发生这样的事故应及时进行人工呼吸或口对口的呼吸，进行抢救。

在野外工作中遇到雷暴雨时有遭受雷击的危险。在雷暴雨即将来临时应从仪器上拆除供电和测量导线。人员如来不及躲避，应躺在远离地面物体的开阔场地上。

第八章 IP 资料解释

IP 找水资料解释的目的在于根据IP 测量结果，推断测区内无含水层和含水层的位置、规模、埋深和富水程度。但是，应当指出，IP 法找水也和其它各种物探方法一样，都是间接手段。虽然IP 法对地下水的反映比较直观，但决不是直接找水的方法。单纯的水并不能产生IP 效应，产生IP 效应的也决非都是水的反映，决不能简单地认为高值异常就是水。产生IP 效应的机制是复杂的，有些现在还不清楚。在IP 找水资料的解释中，应与地质密切地结合起来，才能达到较好的效果。和任何物探资料的解释一样，离开了地质，单纯依靠几条IP 曲线，是无法进行正确解释的。物探人员必须与地质人员紧密配合，共同对物探资料进行解释，最好是物探人员深入学习地质和水文地质知识，使自己成为既是物探工程师，又是地质工程师。实践证明，许多好的IP 法找水实例都是水文地质工程师学习了物探以后创造的。

电阻率法勘探是各种电法勘探的基础，它对岩性的分辨常常比IP 法好得多，所以IP 法找水工作者还必须熟悉电阻率法资料的解释，这对IP 资料的解释是很有用的，是必不可少的。

对IP 资料的解释，现在还没有一套完整的理论量板，所以在解释时，应遵循从已知到未知的原则，尽可能多地在已知孔旁进行参数测量，将所测曲线与已知的曲线进行对比，通过对比发现差异，据以推断含水层的存在。为了了解含水

层的空间分布状况，应作出不同剖面和不同高程或埋深的各参数等值线图，从等值线图上可以形象地看出地下水的分布情况。

IP 法找水资料解释人员应该对影响IP 测深曲线的各种因素有透彻的了解，这样才能避免片面性、简单化，或为假象所迷惑，从而作出错误的判断。

“物探资料的解释是艺术、科学、造诣、经验和运气的奇妙混合”。这是物探工作者精僻的经验之谈。

第一节 IP 资料解释中应注意的几个关系

一、$\frac{1}{2}AB$和深度

测深曲线的横坐标 $\frac{1}{2}AB$ 为供电电极到测站间的距离，$\frac{1}{2}AB$ 的大小可以反映深度，大的 $\frac{1}{2}AB$ 反映深层的情况，但是 $\frac{1}{2}AB$ 决不等于实际的深度。在有些情况下，特别是当地下水埋藏不深时，IP 测深曲线起始转折点（曲线由平缓变为陡立的点）所对应的 $\frac{1}{2}AB$ 恰巧等于含水层的埋深，这仅仅是在特定条件下的巧合，决不是两者存在必然的关系。决不能将 $\frac{1}{2}AB$ 和实际深度混为一谈。

二、视与真

在电阻率法测量中，在地面测得的是视电阻率ρ_s，不能与真电阻率ρ混为一谈，在IP 法测量中测得的也是 整个地下地质体的综合反映，是视极化率η_s、视激发比J_s、视衰减度D_s。为了叙述的简便，一般不加“视”字，符号上也不加脚码“s”。这点应予注意。

有这样一种意见，认为只有当含水层的厚度等于或大于

其埋深时才能在测深曲线上反映出来，意思是只有这样厚的高极化率含水层才对视极化率等有可察觉的影响。实际情况并非完全这样。从模型试验我们得到的结果，在没有电子导体存在时，η一般不大于5%，J一般不大于3%。IP测井提供的数据大体也是这样。在IP测深曲线上得到的η、J、D最大值往往与真极化率、真激发比、真衰减度相差不是很大，至少是同一个数量级的。在同一个水文地质单元里，同样好的含水层，当深度不同时反映在IP测深曲线上的极大值往往相差无几。二百多米深的岩溶在地面上测得的J值常高达1.3%或更大些。这是IP法找水的一个优点。正因为这样，可以根据各参数值的大小估计富水程度，可以用IP法找到深部含水层。但是视极化率、视激发比、视衰减度等毕竟与真值不同，它肯定与含水体的规模、埋深及围岩的电阻率等有关，具体是怎样的关系尚不清楚，需要研究。当规模较小、埋藏较深时肯定视值较小。所以在曲线解释时必须区分各参数值的视值和真值。

三、垂向与旁侧

我们说垂向电测深反映各参数值沿深度的变化，那是对水平成层的地层而言的。如果地下存在一些非层状的不均匀体，那情况就不同了。电阻率法是这样，IP法也是这样。旁侧的不均匀体同样要在测深曲线上反映出来。所以不能认为测深曲线上的异常一定就是测点垂向下方的地质体引起的异常。地下埋设的金属管道、地下成条带状分布的岩溶管道等都是常遇到的这类例子。为了查明是不是旁侧不均匀体引起的异常，可以用十字电测深法，沿互相垂直的两个方向布线进行测深。如果地质体是水平成层的，那么两个方向上测得的结果是一样的。否则就有差异。例如金属管道、平行于管

道布线时测得的IP参数值高，垂直时小。当然如果布线的方向正好与管道成45°时，两次测得的结果就没有差别了。也可以在测点上埋设第三个测量电极P，分别以MP和NP为测量电极。如果是水平成层的，那么两次将测得同样结果。否则就有差异。但当测点P正好在管道顶上，或布极方向正好与管道平行时，也就失灵了。

四、电子导体与离子导体

电子导体和离子导体都能产生高极化率异常，两者难以分辨。如果$\eta > 5\%$，$J > 3\%$，一般是有电子导体存在，但不排除富水的可能性。$\eta < 5\%$，$J < 3\%$也不一定不是电子导体所引起的。有些火成岩中常含有微量的电子导体，它的极化率有的比较高，有的比较低，但当η、J都不太大时，容易认为是水的反映，因而有可能导致找水失败。在找水实例一章中我们将举出这样的例子。所以$\eta > 5\%$，$J > 3\%$不一定没有水，$\eta < 5\%$，$J < 3\%$的高值异常也不一定反映水，这在资料解释时务必充分注意。

五、水位与含水层顶板

IP测深曲线对第一个高极化层的上界面的深度反映比较清楚。对于含水层来说，如果第一个含水层是潜水或上层滞水，它们有一个自由表面，这时含水层上界面的埋深也就是地下水位，所以从IP测深曲线上可以反映出地下水位的深浅。但是当含水层为承压水时，含水层的上界面，也就是承压含水层的顶板的埋深与成井后井中水位的埋深就是两回事了。这时IP测深曲线反映的是承压含水层顶板的埋深，而不是地下水位。有时下伏基岩为含有电子导体的高极化层，这时从IP测深曲线上可以明显地反映出覆盖层的厚度。所以在分析IP测深曲线时，不能笼统地解释为地下水位的埋深。

第二节　单支IP测深曲线的解释

在没有电子导体干扰的情况下，从IP测深曲线上可判断：

（1）地下是否有水；

（2）第一个含水层的上界面的埋深；

（3）有时可以分出各含水层组的层位；

（4）在同一个水文地质单元里有较多的成井资料的情况下，可以估计富水性。

如果三条IP测深曲线都是低值水平的直线，一般说来地下没有好的含水层。其具体数值，各地相差悬殊，没有统一的规律。

如果三条IP测深曲线的起始部分为一低值水平直线，某一极距后开始上升，这样的曲线一般反映地下有含水层存在，曲线的起始转折点对应的 $\frac{1}{2}AB$ 乘以0.7～1.0的校正系数，一般就是该含水层上界面的埋深。当 $\frac{1}{2}AB$ 不大时，这校正系数一般就近似等于1；当 $\frac{1}{2}AB$ 较大时这一系数要小些。所谓“起始转折点”是指曲线由平缓变成急剧上升的转折点。在曲线转折处应加密极距观测，使起始转折点在曲线上明显地反映出来。如果起始转折点在曲线上反映不明显，可以分别作平缓段和上升段的切线，两切线交点即可作为起始转折点。

含水层的底板在IP测深曲线上一般无明显反映，特别是对渐升式的曲线，各参数值随 $\frac{1}{2}AB$ 的增大而渐次升高，更无法判断底板的位置。在许多情况下，IP测深曲线呈单峰或多峰的形式，在总结了大量经验以后，根据曲线上的转

折点、拐点、极值点等特征点的位置，判断含水层组的厚度和深度，有时也很准确，但是这仅是特定条件下的经验数据，不具有普遍规律的意义。

IP 测深曲线的前支，一般有一段平缓段，反映当地地下水位以上的背景值。背景值的大小随各地地质条件不同而差异很大，无统一标准。IP 测深曲线上各参数值相对于背景值的增量，常反映含水层的富水性。增量越大，反映富水性愈好。在同一个水文地质单元里，一般两者呈相关关系。

在IP 测深曲线的前支有时起始部分数值较高，这一般是因为下雨或浇地后地表潮湿之故。在居民点附近回填灰渣、垃圾处常含有废铁、煤渣一类电子导体，在一些河谷地带表层有时沉积有上游冲积下来的电子导电性岩矿碎屑，在这些情况下，各参数的起始值更高。在分析曲线时不能以这些数值作为背景值，应以下降至出现平缓段的数值为准。

η 、J 、D三条IP 测深曲线一般是同步变化的，三者各有特点。η 数值较高，对于缓慢变化的干扰，抗干扰能力要强些，比较容易测准。J 的数值一般只有η的1/3～1/2，当存在较大的缓慢变化的干扰时测量误差较大，但是由于它是5 s 内的积分值，对于交流干扰的抗干扰能力较强，因为正负半周在积分中被抵消了。因为J等于η和D的乘积，对于一般含水层，η 高、D也高，所以J反映含水异常更明显。D值不易测准，因为ΔV_2和$\overline{\Delta V_2}$都很小，测量误差较大，往往曲线上下跳跃，不能反映真实情况。如果测区内地电条件较好，干扰小，视电阻率高，接地条件好，可以测准的话，D曲线也有它特殊的意义。特别低的D值往往是咸水带的标志。安徽水利勘测设计院根据D曲线的高值异常段寻找岩溶水效果很好。他们称为“激衰测深法”。

第三节 IP 等值线的解释

前述单支IP 测深曲线的解释，仅为我们指明每个孤立测点地面以下地层结构及其相对富水性，但彼此之间缺乏相互联系。为搞清工作区地下水埋藏分布情况并选择最佳井位，进行剖面测量、绘制各激电参数等值线断面图是十分必要的。等值线断面图能够形象地揭示沿勘探线方向地层结构变化及其相对富水情况，从而揭示各测点间的内在联系，为准确定井提供可靠依据。

一、IP等值线图的种类

IP 等值线图可分为断面图和平面图两种类型。等值线断面图是反映测区内沿某个方向地下水埋藏、分布、变化情况的图件，它可以明确指出沿勘测线方向地下水埋深、分布情况和富水带位置；等值线平面图是反映测区内某个高程或埋藏深度的地下水分布、变化情况的图件，它可以明确指示出地下水富集带的平面位置和分布。为了搞清工作区地下水埋藏分布规律，等值线断面图需要垂直和平行地质构造线方向作许多条；等值线平面图要选择具有代表性的不同埋深或高程勾绘出若干幅。

JJ-2型激发电位仪设计四个参数（η、D、J、ρ_s），因此在绘制等值线图时，应分别绘制各参数等值线图。视电阻率ρ_s等值线图反映地层岩性结构比较明显；IP 参数（η、J、D）等值线图反映富水程度比较好，两者配合使用，对比分析可以取得良好的解释效果。

二、IP等值线图的绘制方法

1.IP 等值线断面图的绘制方法

作图时横坐标按算术比例尺，根据各测点间的距离，标出勘探线上各测点的位置；纵坐标为 $\frac{1}{2}AB$，可以按算术比例尺，也可以按对数比例尺。根据测深曲线上各参数值的变化范围，选取适当的等差系列，将该参数的变化范围分为5～10个级。例如假若勘探线上各测点测得的J值的变化范围为0.15%～1.5%，那么等差系列可选取0.2、0.4、0.6……1.4等七个数，从测深曲线上找出对应于系列中各数值的 $\frac{1}{2}AB$，点在断面图上，并标出参数值，然后将数值相同的各点用圆滑的曲线连接起来，就得到各参数的等值线断面图。也可以将各 $\frac{1}{2}AB$ 测得的各参数值直接标记在断面图上的相应位置，像勾绘地形等高线一样，按内插法勾绘等值线。因为IP 测量时不可避免地存在误差，所以在勾图时可根据实际情况，作些修改，不一定严格地按所测数值勾绘。

如果勘探线上地形起伏不平，高差较大，那么纵坐标应该表示高程，采用算术坐标；横坐标应该根据勘探线上各处的高程，画出地形曲线，标出各测点的位置。然后，将各测点的 $\frac{1}{2}AB$ 换算成高程，然后将所测得的一系列参数值标在断面上，再勾绘等值线。

在这里需要特别指出的是：$\frac{1}{2}AB$ 并不等于深度，也不是高程。决不能混为一谈。但是它们之间存在一定的关系，在资料解释和地质推断时应加以校正。此外ρ_s、η、J、D都是视值，并非真值，在解释时也应充分注意。

2. IP 等值线平面图的绘制方法

为要了解IP 参数在平面内的变化，应绘制等值线平面图。因为IP 参数随深度而变化，所以在一张平面图上只能绘制某一$\frac{1}{2}AB$的等值线平面图。根据所要了解的深度，确定一个 $\frac{1}{2}AB$ 值，在各测点的测深曲线上找出对应于这一

$\frac{1}{2}AB$ 的参数值，将它标在平面图中对应该测点的位置上。根据前述同样的原则，选取各参数适当的系列，再应用内插法勾绘对应于系列中各参数值的等值线。这样就可得到某一 $\frac{1}{2}AB$ 的等值线平面图。如果需要了解几个深度上的情况，可以确定几个 $\frac{1}{2}AB$，作出几幅等值线平面图。

当测区内地形起伏，各测点高差很大时，就不应是某一 $\frac{1}{2}AB$ 的等值线平面图，而是应绘制某一高程的等值线平面图。这时将该高程换算成各测点相应的 $\frac{1}{2}AB$，再在各测点的测深曲线上读出对应于该 $\frac{1}{2}AB$ 的参数值，并标在平面图上，应用内插法勾绘等值线。这样就得到某一高程的IP各参数等值线平面图。

这里同样需要特别指出的是：$\frac{1}{2}AB$ 不等于深度、也不是高程，各参数的视值也不等于真值，在解释时必须充分注意。

三、IP等值线图的解释要点

1. 要认真检查等值线曲线形态是否合理，对极不合理的曲线形态，要认真检查原始测量数据的可靠性和是否发生勾图错误。

2. 总观曲线特征，把曲线密集带与稀疏带分成几个大部分，指出它们在水平方向和垂直方向的坐标位置及其变化情况，这种分布与变化往往反映地层结构、岩石性质及富水程度的分布与变化，反映着不同的水文地质单元。

3. 对等值线图上所出现的高值封闭圈或半封闭圈应特别注意，它们往往是相对富水带的标志。在描述时应说明它们的埋藏深度、分布宽窄范围及其形状，注明IP参数值的大小。

4. 对等值线断面图上所出现的高角度平行且密集的曲线