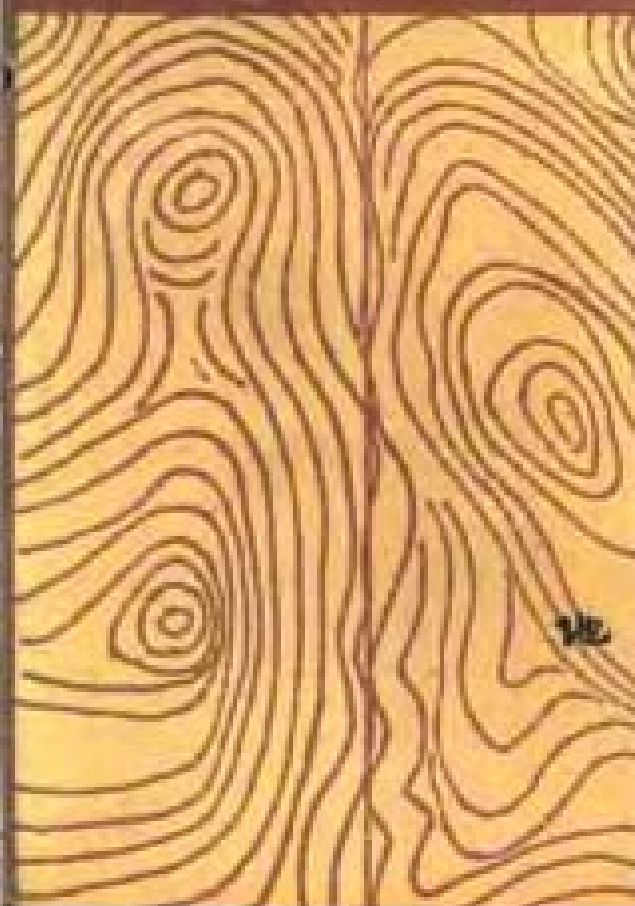




1:5 万遥感物探化探应用研究丛书

# 基岩裂隙水调查的遥感物探方法

李彬 方方 编著



地质出版社



ISBN 7-148-01183-X/P·1088

定 价： 5.10 元

1:5 万遥感物探化探应用研究丛书

# 基岩裂隙水调查的遥感物探方法

辜 彬 方 方 编著

地质出版社

771805

(京)新登字 085 号

## 内 容 简 介

本书介绍基岩裂隙水调查的遥感、物探方法,内容包括基岩裂隙水的地质-地球物理分类、合理工作程序、实用的遥感物探方法以及应用实例。本书供从事寻找地下水工作的专业技术人员参考。

1:5万遥感物探地质研究丛书  
基岩裂隙水调查遥感物探方法

郭 芳 芳 编著

责任编辑:陈军

地质出版社出版发行  
(北京和平里)

北京地质印刷厂印刷  
(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本: 850×1168<sup>1</sup>/<sub>32</sub> 印张: 5.5625 字数: 141000  
1993年7月北京第一版·1993年7月北京第一次印刷

印数: 1—600 册 定价: 5.10 元

ISBN 7-116-01263-X/P·1056

## 前 言

基岩裂隙水的含水带不规则，没有固定的模式，完全受各种裂隙发育带产状的控制。物探方法是通过寻找与基岩裂隙水有关的断裂带、接触带、裂隙发育带等来寻找基岩裂隙水。显然，对基岩裂隙水类型进行地质-地球物理分类，建立相应的模型，并据此选择一套适合基岩裂隙水调查的遥感物探方法，制定合理的工作程序，对于提高遥感物探方法探测基岩裂隙水的地质经济效果具有重要意义。

前苏联的基岩裂隙水探测工作是分阶段进行的。第一阶段是普查和详查，目的在于发现和圈定可供勘探的富水远景区。第二阶段是初步勘探和详细勘探。初步勘探的目的是估计裂隙岩石的富水程度（或涌水量）；详细勘探则是解决与水源地（或打井）设计有关的一些问题。针对不同类型的裂隙水，各个阶段所用的物探方法及任务都是不同的。在方法上，除遥感外，还采用了综合物探方法，有垂直电测深、电剖面法、环形电测深、自然电场法、激发极化法、折射波和反射波地震勘探、充电法、重力、磁法以及地球物理测井等。

在西方国家，寻找基岩裂隙水没有明确的阶段划分。通常是极据任务来选择方法，并利用遥感解释成果来选择物探工作区域。通常使用的物探方法有电测深、电剖面、自然电场、甚低频、水平回线电磁法、频率域和时间域电磁测深，浅层地震以及重磁等方法。

在国内 1:5 万区域地质调查中，针对基岩裂隙水而进行的遥感物探工作很少。已进行过的一些工作没有统一的方法和工作程序。许多队往往不是针对所要找的对象来选择物探方法，而是自己拥有什么方法就使用什么方法。所用的方法也比较单一，通常

是以直流电法为主，并用激电测深法。近年来，有的队开始利用了遥感解释成果来布置物探工作，许多队选用了甚低频法、声频电场法、静电 $\alpha$ 卡法、浅层地震等方法来寻找基岩裂隙水。

三年来（1987—1989），我们在海南通什、山东青岛、北京黑山寨和杜家庄、江苏连云港和非洲马里等地区利用应用地球物理方法调查基岩裂隙水，结合国内外在这方面的经验，初步建立了基岩裂隙水的地质-地球物理模型，总结了含水断裂破碎带、岩层接触带、岩脉裂隙带、岩溶裂隙带和风化裂隙带的地质地球物理特征，并提出了基岩裂隙水调查中的遥感、物探方法及其合理工作程序。提出的地球物理方法及工作程序符合最佳地质经济效益的原则，实际上是一种调查基岩裂隙水的地球物理勘探系统。

研究中，还对遥感图像、甚低频电磁法、静电 $\alpha$ 卡法、激电衰减时测探等方法的应用条件、技术方法、资料处理和解释方法进行了总结，提出了不规则测网条件下绘制甚低频倾角滤波等值线平面图、线性滤波法绘制等效电流密度拟断面图、利用极化率衰减梯度判别基岩裂隙是否含水的方法以及放射性多参数测量方法。

书中有关放射性章节由成都地质学院方方讲师完成；遥感部分由费美高副教授完成；其余由辜彬讲师编写。本书的总体构思以及在整个编选过程中，都得到了史保连教授的详尽指导和悉心帮助，在此向他表示衷心的感谢。

作 者

1992.7

# 目 录

<b>第一章 调查基岩裂隙水的地质-地球物理基础 .....</b>	<b>1</b>
§ 1.1 基岩裂隙水的地质-地球物理分类 .....	1
§ 1.2 基岩裂隙水的地质-地球物理模型及其特征 .....	4
§ 1.3 干扰的特征及消除方法 .....	21
§ 1.4 基岩裂隙水富水特征 .....	24
<b>第二章 调查基岩裂隙水的遥感、物探方法及合理     工作程序 .....</b>	<b>26</b>
§ 2.1 合理工作程序 .....	26
§ 2.2 遥感、物探方法在不同工作阶段中的任务 .....	28
§ 2.3 基岩裂隙水井布置原则 .....	31
<b>第三章 遥感、物探方法 .....</b>	<b>34</b>
§ 3.1 甚低频电磁法 .....	34
§ 3.2 放射性方法 .....	61
§ 3.3 声频大地电场法 .....	78
§ 3.4 激发极化衰变场法 .....	80
§ 3.5 遥感方法 .....	94
<b>第四章 应用实例 .....</b>	<b>100</b>
§ 4.1 海南通什花岗岩区 .....	100
§ 4.2 北京黑山寨、杜家庄和非洲马里地区 .....	133
§ 4.3 青岛花岗岩地区 .....	142
<b>后记 .....</b>	<b>169</b>
<b>参考文献 .....</b>	<b>170</b>

# 第一章 调查基岩裂隙水的地质-地球物理基础

## § 1.1 基岩裂隙水的地质-地球物理分类

基岩裂隙水的埋藏和分布非常不均匀，其含水带的形态也是多种多样，并受地质构造和地貌条件的控制。为了有效地发挥地球物理方法在基岩裂隙水调查中的作用，必须明确物探方法的探测目标及其任务。根据基岩裂隙水的地质-地球物理特征合理地进行分类，对于解决上述问题具有重要意义。

目前，国内外对基岩裂隙水的分类尚无统一的标准。传统上，按照岩石中含水裂隙的成因将基岩裂隙水分为成岩裂隙水、构造裂隙水和风化裂隙水。有些人则根据储藏基岩裂隙水的地质构造及其岩石组成进行分类。刘光亚（1979）根据基岩地下水的蓄水构造将其分为阻水型、滞水型、褶皱型、单斜型、断裂型、接触带型、风化裂隙型以及岩溶裂隙型；卢金凯（1985）则将其分为风化裂隙水、断裂带裂隙水、接触带裂隙水、岩溶裂隙水、成岩裂隙水及层间裂隙水。Гершанович, И. М. (1957) 将裂隙水分为：（1）碳酸盐岩石中的岩溶裂隙水；（2）变质岩石及陆相沉积岩中的裂隙水；（3）侵入岩和喷发岩中裂隙水；（4）构造破碎带中的裂隙水。我国水文地质工作者，考虑到分布于不同岩类地区的基岩裂隙水的不同特点和规律，常将裂隙水分为碳酸盐岩石岩溶裂隙水、砂页岩裂隙水、红层裂隙水、花岗岩裂隙水、变质岩裂隙水、火山岩裂隙水等。

对于地球物理工作者，上述分类显然没有反映地球物理所要探测的具体对象及任务。目前，应用物探方法探测基岩裂隙水还



没有一种直接的方法，通常是寻找储藏地下水的有利空间或地质构造，即通过研究含水岩石及含水空间的几何形态、含水岩石的状态及结构等条件来达到找水的目的。因此，我们主要是根据物探方法所要研究的具体地质对象及其特征，对基岩裂隙水进行地质-地球物理分类：（1）断裂带裂隙水；（2）接触带裂隙水；（3）岩脉裂隙水；（4）岩溶裂隙水；（5）风化裂隙水。

### 一、断裂带裂隙水

断裂或断裂带是地壳中广泛发育的一种构造形迹，是地壳构造作用的结果。断裂发生时，岩层或岩体沿着破裂面产生错动，同时产生断裂破碎带及其有关的裂隙发育带，从而形成了蓄水空间，两盘的岩石则形成相对隔水的边界。在适宜的补给条件下，断裂带就可以蓄集地下水，形成蓄水构造。因此，研究断裂构造的分布、空间形态及其破碎程度对于寻找基岩裂隙水具有非常重要的意义。

花岗岩及其它侵入体的断裂带一般是含水的，其富水性的大小取决于断裂带的破碎程度、规模及力学性质等因素。

古老变质岩一般经历过多次构造变动，断裂发育。有的已重新胶结，有的尚未充填胶结。凡是规模较大尚未胶结的断裂破碎带，在具备补给条件时，都是含水的；尤其是经过风化作用改造后，含水就更为丰富。

火山岩中的断裂破碎带也和其它岩石中的断裂破碎带一样，如果是脆性岩石的破碎带、张性断裂破碎带、没有充填胶结的活断层破碎带，通常都是含水的。

红层中的断裂破碎带，常因含泥质太多而不易富水。当红层中有含泥质较少的脆性较强的厚层砂砾岩和砂岩时，其断裂破碎带孔隙、裂隙发育，并与砂岩的孔隙相勾通，可以富集地下水。

由上可见，了解断裂构造的分布、空间形态及其破碎程度，对于寻找断裂带基岩裂隙水具有非常重要的意义。当前，遥感、物探方法在探测断裂带方面的应用，不论在理论上或实践上都有相当的经验。

## 二、接触带裂隙水

不同岩层的接触带，如侵入体与其它岩层的接触带，是普遍存在于自然界的。侵入体侵入造成了围岩变形，产生裂隙或使原有裂隙空间加大。这种裂隙虽经多次岩浆活动，也还有部分没有被充填。当侵入岩浆逐渐冷却时，体积收缩，造成其与围岩之间的裂隙产生。这就是接触带裂隙或接触破碎带。它们具有储集地下水的空间，经常成为地下水的良好通道，并形成接触型蓄水构造。

在大理岩与岩浆岩的接触带附近，构造裂隙发育，易形成溶洞，通常含水丰富。在花岗岩体边缘地带，通常形成侵入接触带蓄水构造或岩体阻水型蓄水构造。也有一些侵入体与围岩接触带的岩石裂隙并不发育，不能形成蓄水构造。

不同岩层接触带在物性上通常具有明显的差异，这对于用物探方法探测接触带裂隙水是一个有利条件。

## 三、岩脉裂隙水

岩脉在水文地质方面具有重要意义，它有含水的和不含水的。含水的岩脉形成岩脉蓄水构造。有的岩脉虽然不含水，但它在透水岩层之间起阻水作用，可形成阻水型蓄水构造。

岩脉在侵入冷凝过程中以及受后期地质构造运动的影响，其本身及其两侧的围岩产生了大量的原生和次生裂隙。这种岩脉及脉侧裂隙的存在为地下水的赋存提供了有利条件。

通常与岩脉有关的裂隙水类型可分为：岩脉裂隙水；脉侧裂隙水；脉阻断层水。

也有人把岩脉裂隙水归结到接触带型裂隙水之中。考虑到它的“窄带”特征，仍单独列为一类。

## 四、岩溶裂隙水

这种裂隙水主要分布在碳酸盐岩地区。碳酸盐岩有石灰岩、白云岩、大理岩等，在我国分布比较广泛。碳酸盐岩石，特别是石灰岩在各种水中具有很高的可溶性，同时石灰岩同热水溶液能发生强烈的相互作用，结果使石灰岩类岩石的原生裂隙和构造裂

隙逐渐加大，而形成各种岩溶构造，如岩溶裂隙发育带、溶洞、地下暗河等。这种岩溶构造使石灰岩的透水性和富集性增大。由于石灰岩所固有的裂隙和岩溶性，决定了它的特殊含水条件。由于石灰岩岩溶密集发育，它可以聚积大量地下水资源。虽然这类岩溶裂隙水往往也和断裂带、接触带等地质构造有关，但由于它储藏地下水的特殊形式以及特殊的岩溶地貌景观，世界各国都把它作为一种特殊类型的地下水资源。

### 五、风化裂隙水

岩石风化后，失掉了它们原来完整的结构。岩石里出现裂隙网，同时产生矿物颗粒破坏和胶结物变松的现象，使岩石变成碎石、砂和土壤等残积层。岩石风化裂隙多半是沿着岩石的原生裂隙和构造裂隙发育的。风化裂隙与地形、气候条件、覆盖层厚度、疏松层和基岩性质等因素有关。

实践表明，风化带的富水性以半风化带最强；全风化带，由于粘土物质多，裂隙被充填堵塞，透水性弱。风化裂隙水储量的大小取决于岩体风化裂隙带的厚度。风化裂隙带的厚度大，则裂隙水的储量也大，且稳定。风化裂隙水普遍存在于各类岩性地区，水量一般不大，但比较稳定，埋深不大，易于开采。因此，在缺水地区，它仍然是值得重视的地下水资源。

## § 1.2 基岩裂隙水的地质-地球物理模型及其特征

为了正确地确定调查基岩裂隙水的地质任务，合理地选择地球物理方法，应当建立目标物的地质-地球物理模型。在上一节我们根据所要研究的具体地质对象，即目标物，对基岩裂隙水进行地质-地球物理分类。因此，以上述分类为基础建立断裂带裂隙水模型、接触带裂隙水模型、岩脉裂隙水模型、岩溶裂隙水模型及风化裂隙水模型是合适的。下面分叙它们的地球物理特征。

### 一、含水断裂带的地球物理特征

## (一) 电性异常特征

在研究断层或断裂带时，通常把基岩中的破碎带或巨大的岩体位移异常作为探查对象，因为这种断层破碎带通常具有低阻特征。

在许多地区，结晶基岩所发生的断裂或剪切是由于岩体顶部100—200m内的张应力、压应力及剪切力所引起的。这种断裂带通常含有富铁的水或粘土，是导电性不太好到中等导电的导体。因此，这类断裂带可以用合适的电磁法探查出来。

众所周知，地层的电阻率取决于其中孔隙水的电阻率及其含量，以及粘土矿物的含量。由表1.2.1示出的典型岩石、土壤和水的电阻率可见，时代较新的沉积岩孔隙率高，通常电阻率较低，尤其是孔隙水及海相地层都具低电阻率。破碎带的裂隙加大，成为地下水的良好通道，其中含水量增大，断层粘土又很多，致使破碎带比周围岩石电阻率低。这种低电阻特征有利于采用各类电法来研究断裂破碎带。

下面介绍一个垂直位移断层的实例来说明其电性异常特征。图1.2.1是日本埼玉、群马县平井断层的电磁法及电阻率法调查

表 1.2.1a 岩石电阻率 ( $\Omega \cdot m$ )

岩性 地质年代	海相砂岩、 页岩、硬 砂岩	陆相砂岩、 粘土岩、长 石砂岩	火山岩(玄 武岩、流纹 岩、凝灰岩)	花岗岩 辉长岩	石灰岩 白云岩 硬石膏、盐
第四纪、第三纪	1—10	15—20	10—200	500—2000	50—5000
中生代	5—20	25—100	20—500	500—2000	100—10000
石炭纪	10—40	50—300	50—1000	1000—5000	200—100000
前石炭纪古生代	40—200	100—500	100—2000	1000—5000	10000— 100000
前寒武纪	100—2000	300—5000	200—5000	5000—20000	10000— 100000

表 1.2.1b 水和土壤的电阻率 ( $\Omega \cdot m$ )

砂	1—5000
粘土	0.8—1000
地表水	100—300
地下水	20—80
海水	0.3

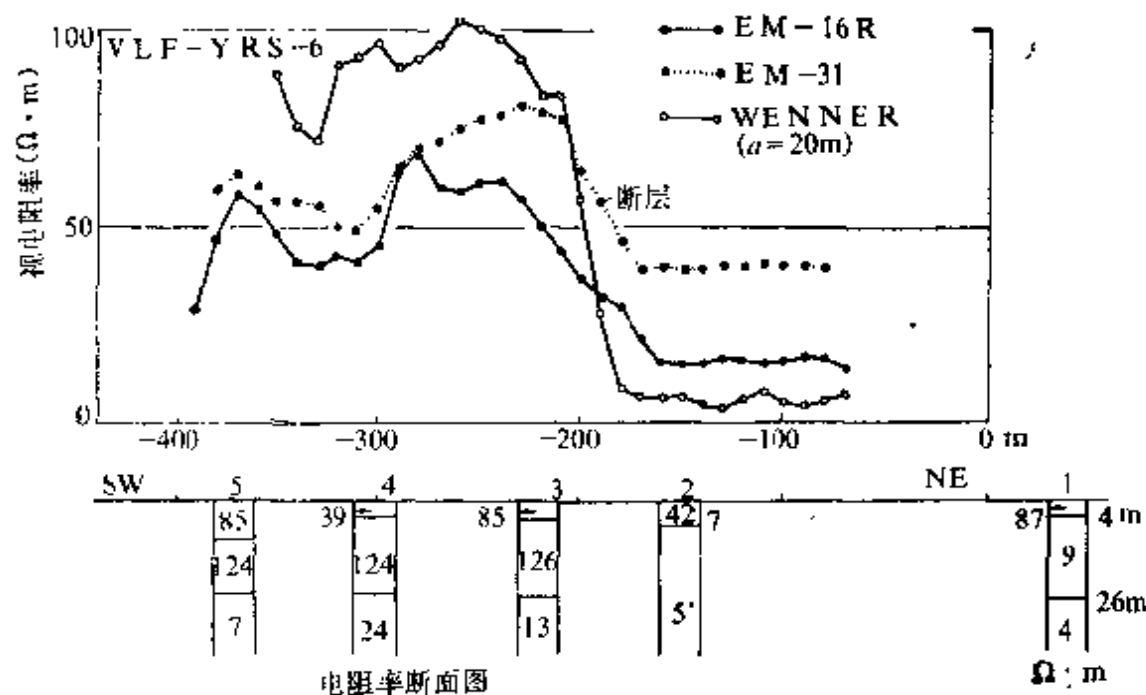


图 1.2.1 平井断层的电磁法及电阻率法结果  
(电阻率单位  $\Omega \cdot m$ )

结果。

该断层走向 NW，测线与走向正交。为了比较，在同一测线上进行了感应法 (EM-31)、甚低频电阻率法 (EM-16R) 和电阻率法 (剖面及电测深) 测量。三条剖面曲线都反映了同一趋势，即在西南侧为高阻，北东侧为低阻，边界位于 -200m 附近。根

据温纳电测深的解释结果，西南侧为高阻层，北东侧为低阻层，后者反映了断层的垂直位移。可见三条剖面曲线的反映与电测深结果是一致的。

图 1.2.2 是日本岐阜县东南的阿寺断层的甚低频视电阻率和相位异常剖面曲线。这个低阻异常是由花岗岩中的破碎带引起的。由图 1.2.2 可见，视电阻率和相位异常对应相当好。大于  $45^\circ$  以上的相位异常，反映了电阻率随深度的减少。

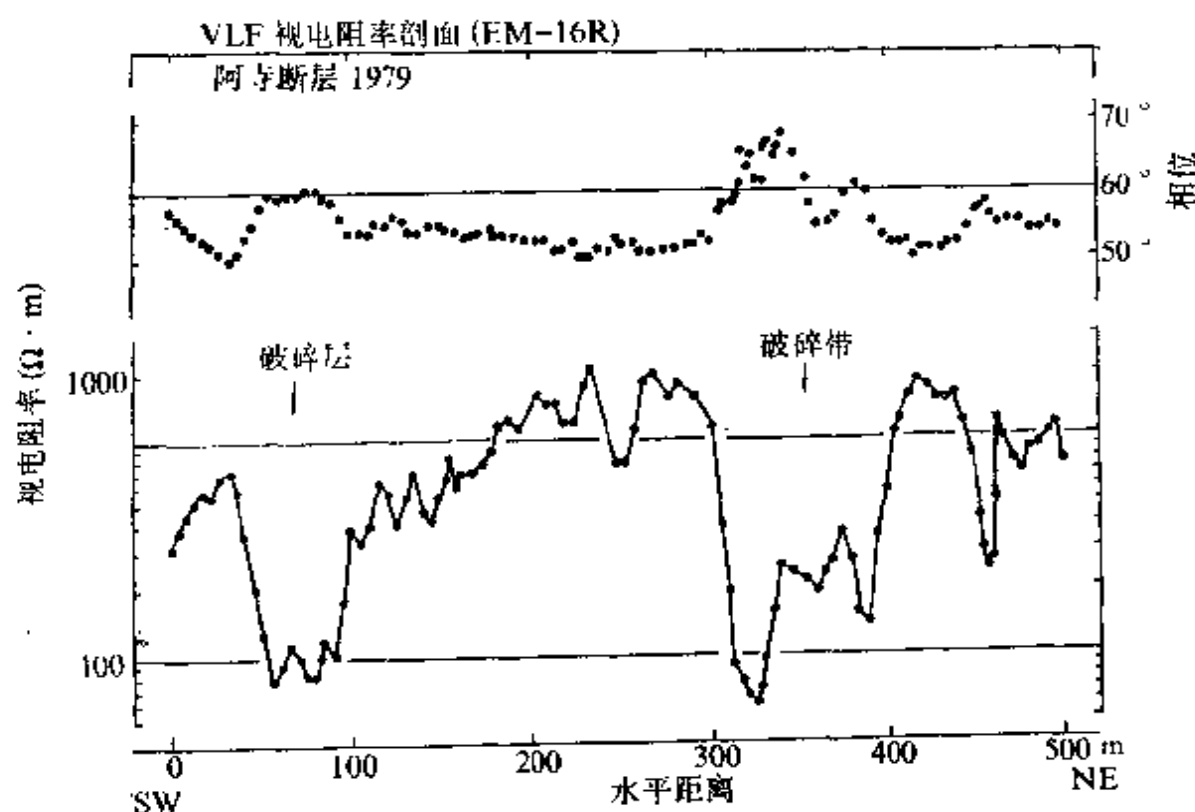


图 1.2.2 花岗岩破碎带上方的甚低频视电阻率和相位异常曲线

## (二) 高氦气异常的特征

大量实践表明，自然状态下氦浓度异常的形成与新构造断裂带的关系极为密切。这种断裂带以张性裂隙为主，垂直切割，因而具有很好的连通性、透水性和透气性。所以，它不仅是地下水排泄和气体运移的良好通道，而且也是放射性元素（铀或镭）的聚集有利场所。

土壤中自然状态氦的浓度，决定于土壤中镭、铀的含量。通常，把它称为正常氦浓度或背景浓度。如果土壤层下面存在隐伏

的构造断裂时，则土壤中的氦气包括两个部分：一是正常浓度，另一个则是来自断裂带的增量浓度。后者是由于新构造断裂带中的镭经过 $\alpha$ 衰变后放出大量氦气所造成的。这些氦气在浓度梯度、压力以及大气的抽吸作用等综合因素作用下，由断裂带向地表运移而形成高浓度氦气异常。

图 1.2.3 是辽宁省锦州市汤河子地区断裂带上方静电 $\alpha$ 卡异常的例子。该区古生界的石英砂岩及碳酸盐岩向南倾没于中生界火山岩之下。 $\alpha$ 卡高峰值异常（位于 44—74 点之间）反映了通过该区的含水断裂带。41 号点的钻孔证实了这个推断，抽水试验结果涌水量为 1328 t/d。

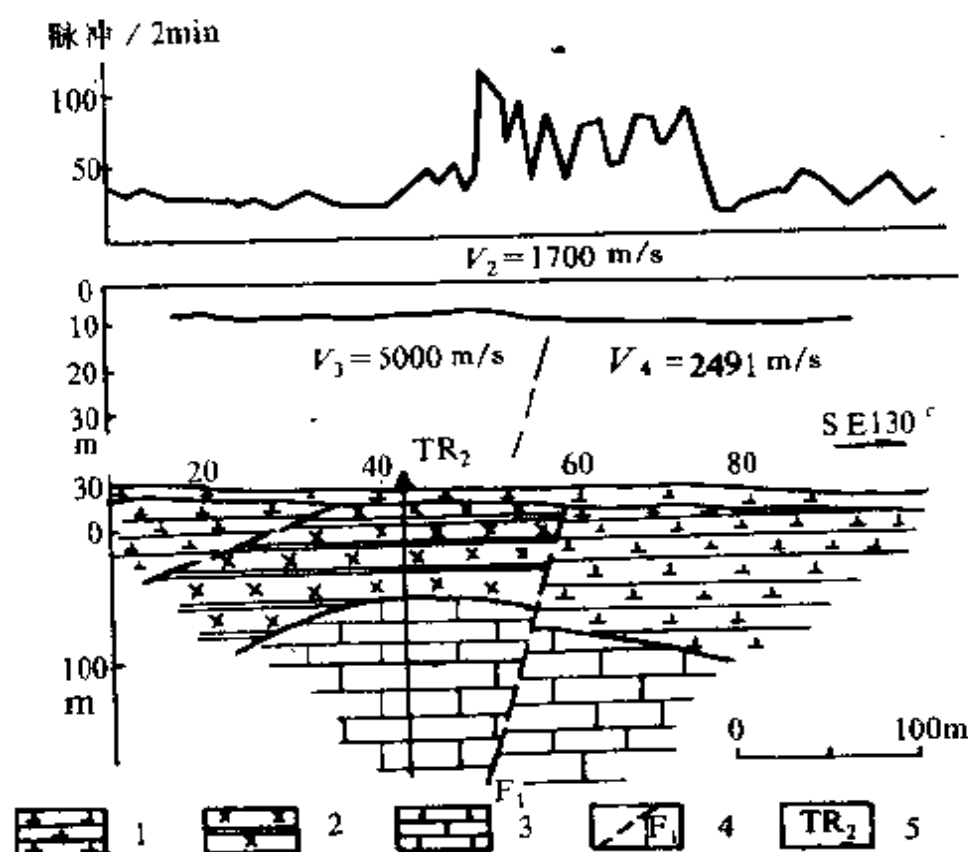


图 1.2.3 辽宁锦州市汤河子地区Ⅲ线 $\alpha$ 卡法异常及地质剖面图

1—安山岩；2—石英砂岩；3—石灰岩；4—推测断层；5—钻孔

### （三）低传播速度特征

致密岩石的破碎带及其所含饱和水使其地震波速度明显降低。对于均质岩石来说，纵波速度 $V_P$ 和横波速度 $V_S$ 较高，其比

值  $V_s/V_p \approx 0.5 \sim 0.6$ 。裂隙岩石  $V_s$  和  $V_p$  在绝对值上显著降低，这时在非饱和水的裂隙岩石中比值  $V_s/V_p$  接近于均值岩石的比值。在充满裂隙水的情况下横波速度急剧下降（与均质岩石不相同），因此比值  $V_s/V_p$  变低。孔隙空间充满细粒碎屑材料时， $V_p$  和  $V_s$  及其比值介于均质岩石和含水岩石之间。

图 1.2.4 是用电法和地震划分基岩断裂带的例子。在这个例

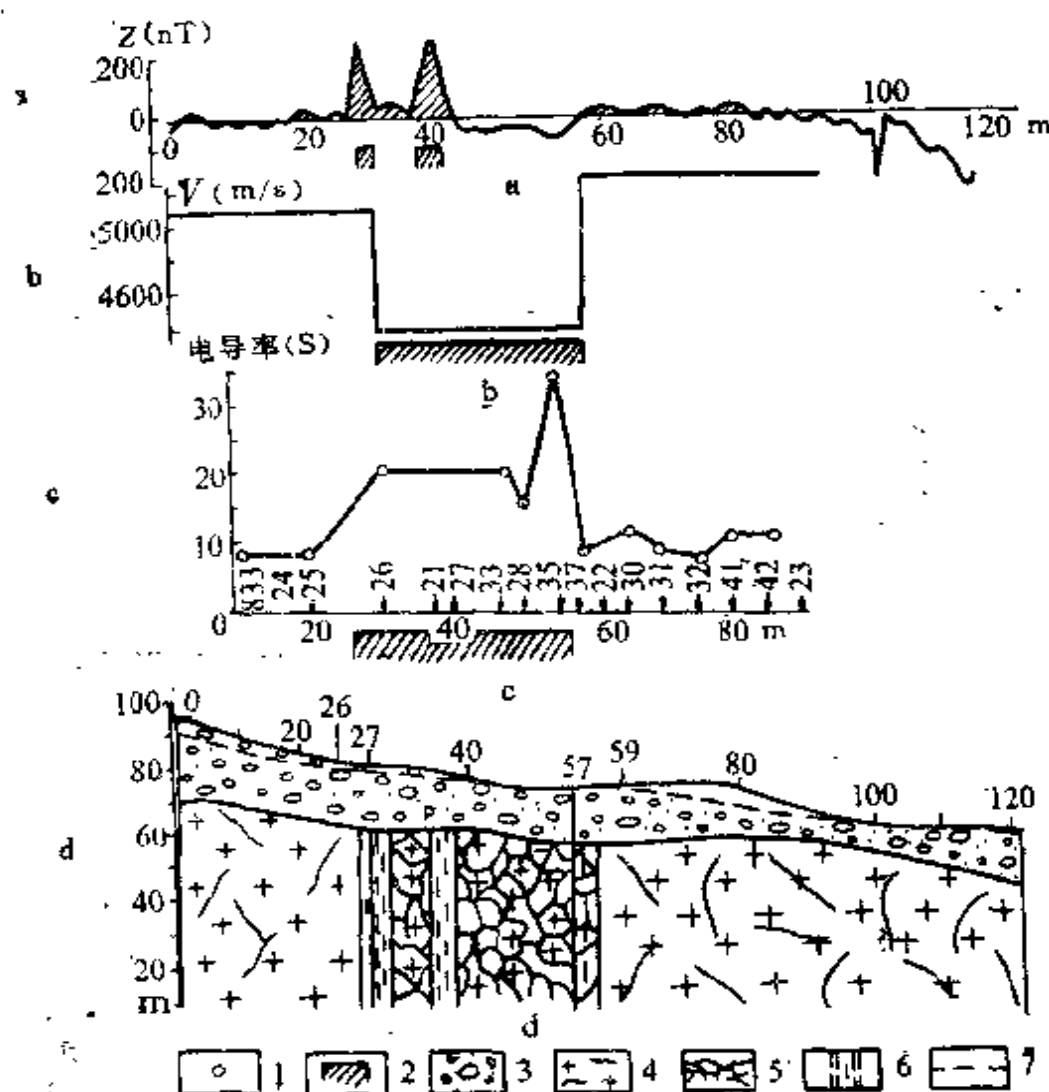


图 1.2.4 苏联波罗的海地质含水断裂带上地球物理测量剖面曲线

a—Z 曲线；b—折射波界面速度曲线；c—深度为 50m 的含水岩石的纵向电导率 S 曲线（根据电测深）；d—地质-地球物理剖面；1—偶极剖面导电轴的水平投影（图中未画出）；2—不同物探方法查明的异常带；3—第四系疏松层；4—结晶基岩；5—断裂带；6—硫化物矿化（推测磁黄铁矿）；7—地下水位（根据钻孔和电测深）



子中，基岩中的破碎带表现为低界面速度和低阻的特征。 $Z > 200$  nT 的两个正磁异常，反映了该破碎带中还有两条硫化物矿化带（推测为磁黄铁矿）。

#### （四）低磁性特征

断裂破碎带中的岩浆岩，受后期构造运动作用会降低其磁性。在这种情况下，用高精度磁测可以发现这类断裂破碎带。图 1.2.5 引入了乌克兰地盾区根据高精度磁测结果在无磁性的石榴石黑云母片麻岩和中粒花岗岩背景上划分出反映断裂破碎带的  $Z$  弱异常的例子。钻探结果（133 号井）得知在 220—245 m 范围内有裂隙非常发育的花岗岩和片麻岩，涌水量为 720 L/h。钻孔 139 也证实了这个破碎带的存在。

综合上所述，含水断裂破碎带的地球物理主要特征是：电阻率

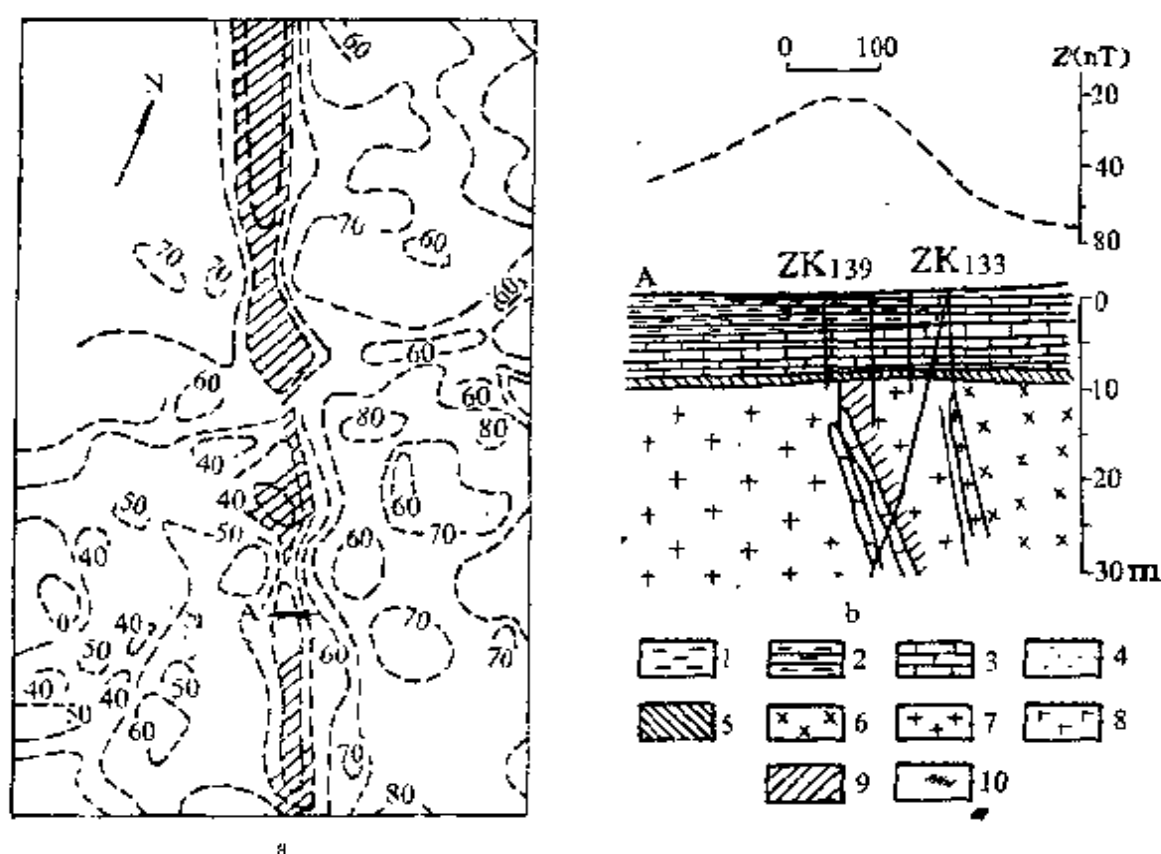


图 1.2.5 断裂破碎带上磁异常特征

1—砂质护母；2—粉砂、粘土层；3—海绿石英砂岩；4—石英砂；5—风化壳；6—石榴石黑云母片麻岩；7—中粒花岗岩；8—细粒副长细晶花岗岩；9—辉石辉绿岩脉；10—构造破碎带

低；波速低；氡量高；岩浆岩磁性降低。此外，如果当河流或小溪与断裂带交叉时，由于地下水的排泄，河水电阻率会降低。还有，沿着断裂带地震活动性的增加，也是存在断裂带及其富水性的重要标志。

应当指出，应用地球物理方法划分断裂带，在碳酸盐岩、化学沉积岩、致密砂岩以及喷出岩中要比在砂页岩（尤其是红层）中的效果要好。

在进行区域性研究时，可以根据多年的地震观测资料来发现活断裂，其特点是沿着这一断裂集中分布着不同强度的震中。

已确定了的阶梯状、极大、极小等线性各类重、磁异常的综合特征，通常是活断裂存在的标志。这时应当注意到重力异常不仅反映沉积套，而且也反映基底的特征；磁异常只反映基底的特征。在研究含水断裂带时特别重要的是应当将地球物理资料与景观资料相比较。

## 二、接触带的地球物理特征

不同岩层的接触带、侵入体与其它岩层的接触带，其两侧岩石物性通常具有非常明显的差异，尤其当伴随接触带有破碎带出现，或在接触带中伴有磁性矿物或导电性的硫化物出现时。因此，在接触带上方会出现物性的阶跃变化，或极大值或极小值异常。例如，在电性上反映为电阻率阶跃变化或电阻率低的异常；在磁性和密度上可能反映它们的阶跃变化或高值异常；在接触带裂隙发育或伴有破碎带时还会有氡量增高的异常出现。

在电阻率存在差异的岩层接触带上，甚低频法磁场垂直实分量剖面曲线的零交点的特点与倾斜薄板导体截然不同，这是因为接触带上的倾角剖面曲线只相当于水平薄板上的剖面曲线的一半。在垂直接触带上方的实分量的剖面曲线具有如图 1.2.6 所示的形式。曲线的特征是在低阻层一方斜率较陡，实分量曲线在接触带上方出现峰值，而虚分量则表现为趋于零的尖点。导电覆盖层的影响，会使接触带上方的实分量峰值减小，虚分量尖点减弱。

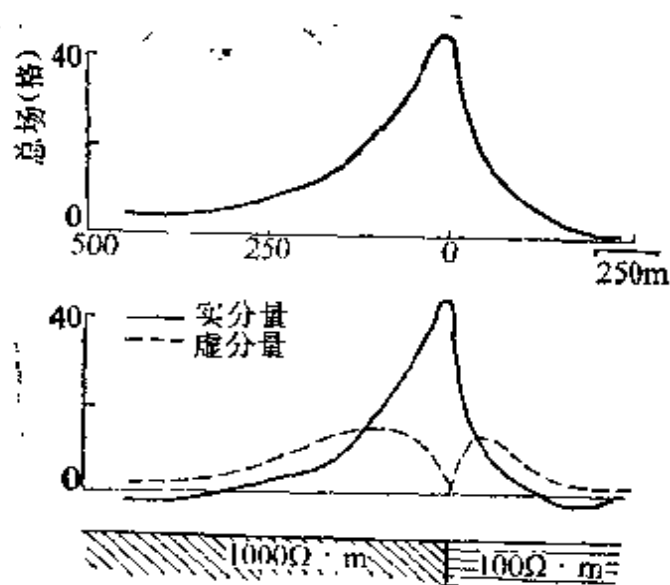


图 1.2.6 垂直接触带上方的甚低频磁场垂直实分量和虚分量异常

图 1.2.7 引入了应用磁法和重力研究中乌拉尔与接触带有关的裂隙水发育带的例子。面积性磁测资料划分了线性延伸的正磁异常，其强度达 700 nT。该异常带与裂隙水发育带相吻合，而这个带正处于花岗片麻岩与志留纪结晶片岩的接触带中。结晶片岩在磁场中也清楚地反映出来了。引起正磁异常的原因是由于在外接触带中富集了具有磁性的金属矿物——黄铁矿-磁黄铁矿。

在磁异常范围内的 1 号钻井，涌水量为 2000 m<sup>3</sup>/d，而位于磁异常西部的 2 号井的涌水量不超过 200—300 m<sup>3</sup>/d。

由于侵入岩和变质岩在密度上有很大差异，因而在接触带上方有一清楚的重力梯度异常出现。

### 三、岩脉的地球物理特征

根据岩脉的地质-地球物理特征，可以将其分为高阻岩脉、低阻岩脉，磁性岩脉及放射性岩脉。下面分别叙述这些岩脉的地球物理特征。

(一) 高阻岩脉。属于这一类的有石英脉、伟晶岩脉、石英正长斑岩脉、花岗斑岩脉等。它们的共同特点是具有较高的电阻率。

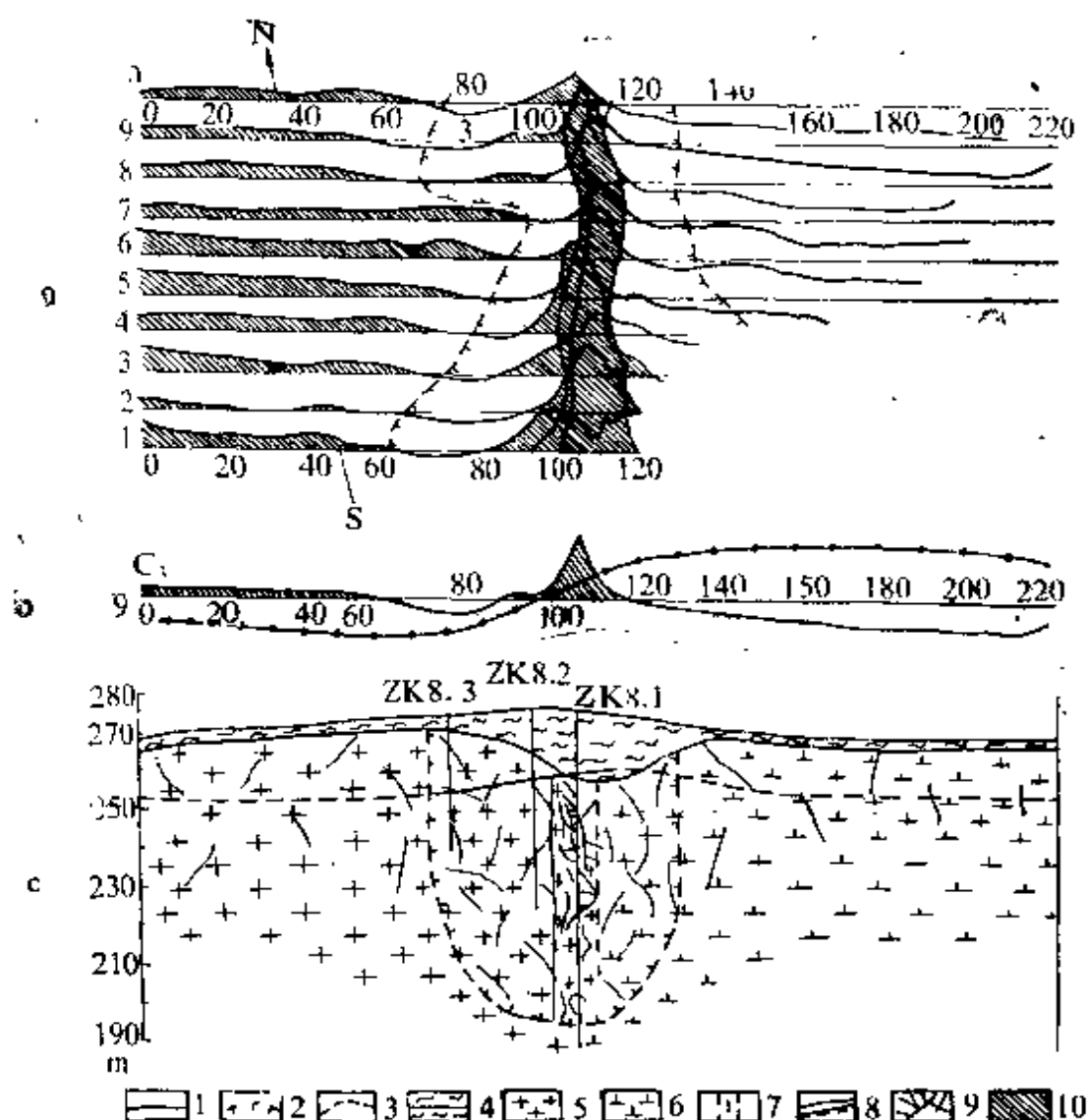


图 1.2.7 接触带裂隙水上方的重磁异常曲线

a— $Z_a$  平面剖面图；b—重力剖面曲线；c—地质剖面；1—花岗岩侵入体与志留纪结晶片岩、片麻岩的接触线；2—脉状裂隙水边界；3—在脉状裂隙水范围内的高含水带边界；4—粘土、砂质粘土盖层和古风化壳；5—花岗片麻岩；6—志留纪结晶片岩和片麻岩；7—硫化物浸染体；8—地下水位；9—结晶基岩中的裂隙水；10— $Z_a$  正异常。

图 1.2.8 示出了海南岛通什地区花岗斑岩脉上的甚低频异常剖面曲线。图中岩脉上方的甚低频电阻率异常清楚地显示了其高阻特征。倾角异常不太明显，但经过 Fraser 滤波处理后，在岩脉两侧显示出低阻特征，这反映了该岩脉在侵入过程中与围岩接触部分的裂隙很发育。

(二) 低阻岩脉。上述岩脉如果经受了后期构造运动，岩脉

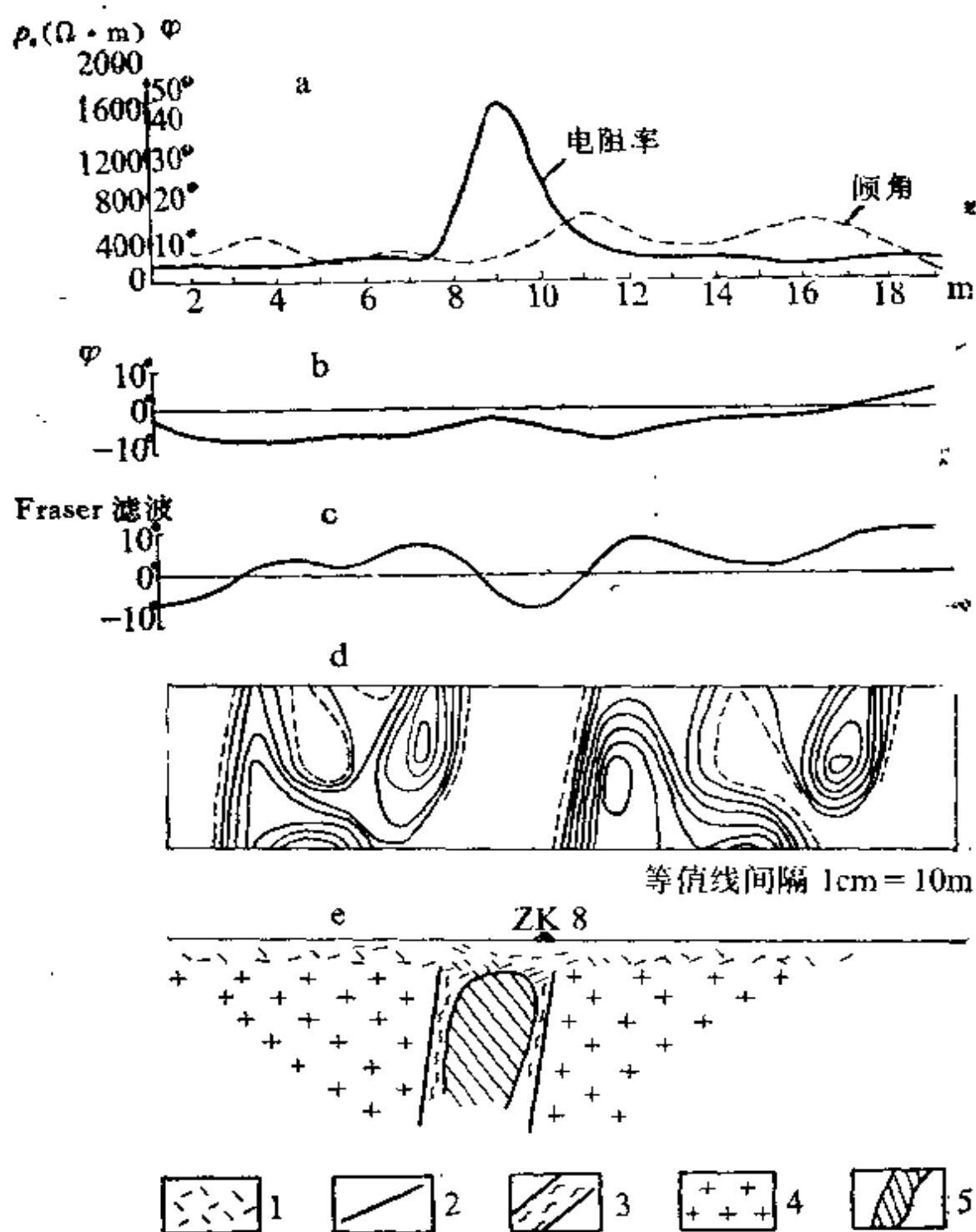


图 1.2.8 海南通什花岗斑岩脉上的甚低频异常剖面曲线

a—甚低频视电阻率及相位异常曲线；b—倾角曲线；c—Fraser滤波曲线；  
d—线性滤波后等效电流密度拟断面图；e—推测的地质剖面；1—覆盖层；2—  
断层；3—破碎带；4—花岗岩；5—花岗斑岩脉

本身强烈破碎，或裂隙发育则具有低阻特征。图 1.2.9 示出了海南保亭县新村石英脉上方的甚低频异常剖面曲线。由该图可见，在 21—23 点出现了一个极小值为  $10 \Omega \cdot m$  的甚低频低阻异常。倾角曲线也在相位置上出现了一个过零交点。石英脉上方之所以表现为低阻是由于岩脉中发生近东西向断裂，使石英脉进一步破碎造成的。钻孔 ZK 15 的涌水量为 737 t/d。

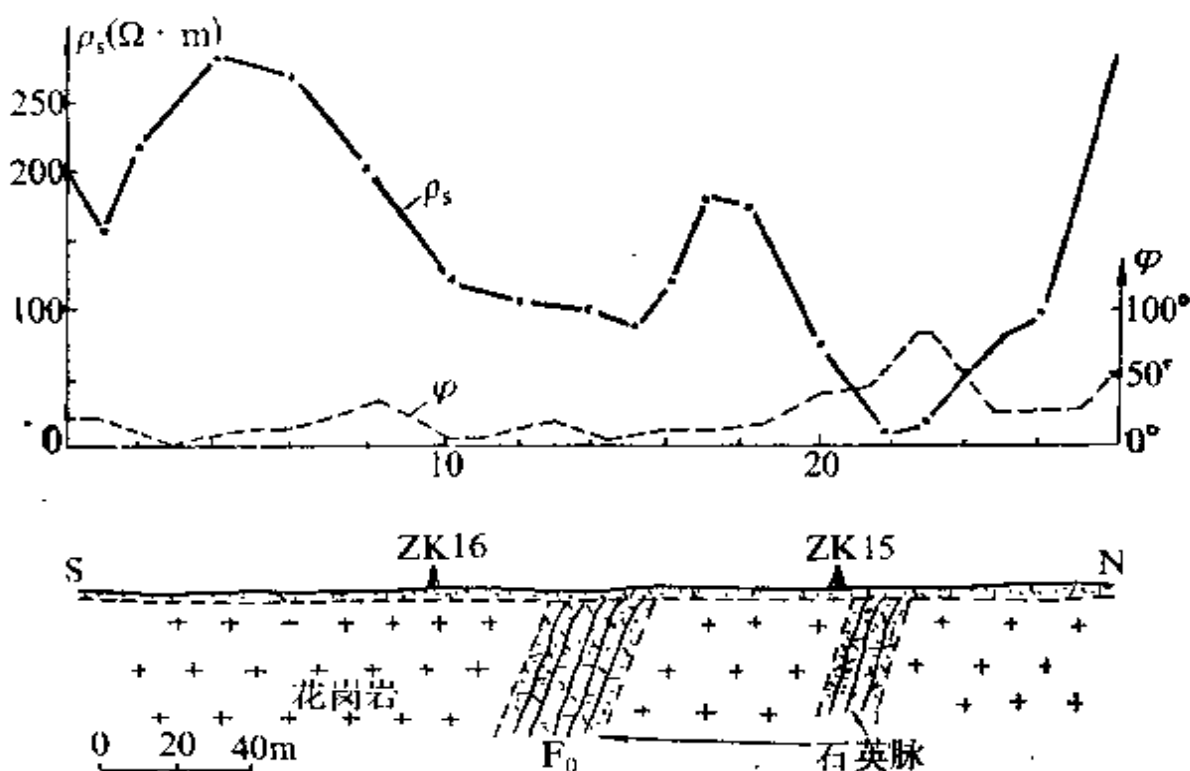


图 1.2.9 海南保亭新村石英脉上方甚低频异常剖面曲线

(三) 磁性岩脉。具有磁性的基性岩脉以及含有磁黄铁矿、磁铁矿等磁性矿物的岩脉属于这一类岩脉，或者是磁性岩脉在构造运动作用下失去磁性，则表现为相对低的磁异常。

图 1.2.10 是乌克兰地盾某地区的磁测结果。该结果反映了具有磁性的辉绿岩脉的线性正异常特征。根据不连续的磁场极大值和位移划分了一系列羽状断裂破碎带。这是一种有远景的基岩裂隙水分布地区。这一地段钻井涌水量为 3—7.2 L/h。

(四) 放射性岩脉。富含放射性元素的岩脉。如石英正长斑岩脉，或岩脉本身受构造作用发生破碎，有利于氡气运移也会形

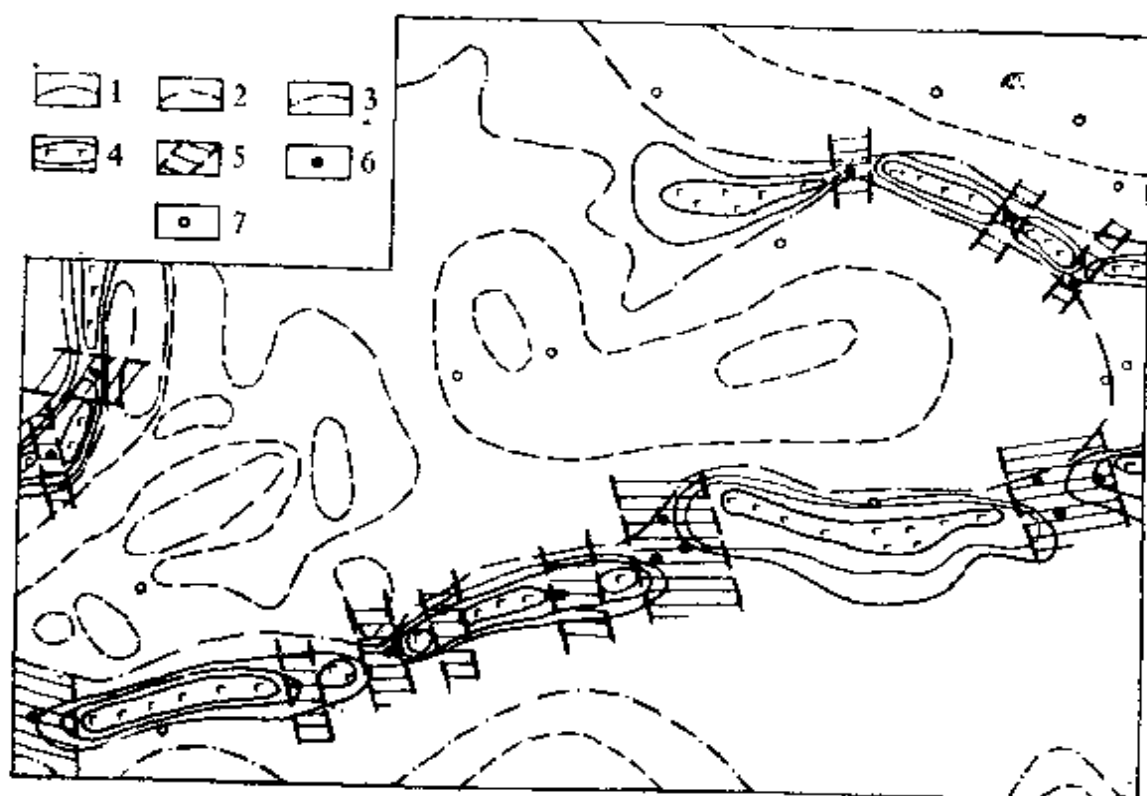


图 1.2.10  $\Delta Z$  等值线平面图

1—正值；2—零值；3—负值；4—辉绿岩脉；5—断裂带和异常位移，含水裂隙带；6—富水的孔；7—实际上无水的孔

成高值氦气异常。图 1.2.11 是秦皇岛柳江盆地上花野地区闪长玢岩岩脉上的静电  $\alpha$  卡异常曲线。由图可见， $\alpha$  高值异常带正对着石灰岩中的岩脉，两侧的高值是由于岩脉两旁的破碎引起的。经钻探揭露，涌水量约为 5000 t/d。

#### 四、岩溶裂隙的地球物理特征

含水（或含泥）溶洞或岩溶管道，含水岩溶裂隙或岩溶破碎带，通常具有低阻特征。它们在包括甚低频法在内的电磁法及直流电法中都具有明显的异常反映。其低频法中倾角异常出现过零交点。联合剖面通常反映为同步低阻或正交点。五极纵轴测深对溶洞也有明显的反映，其曲线形态是在上升中出现低阻拐折，然后再上升。曲线拐折点所对应的深度即为溶洞或岩溶管道的埋深。这种含水溶洞上的五极纵轴测深曲线示于图 1.2.12。

图 1.2.13 为湖南郴州市三元冲岩溶发育带上的甚低频倾角

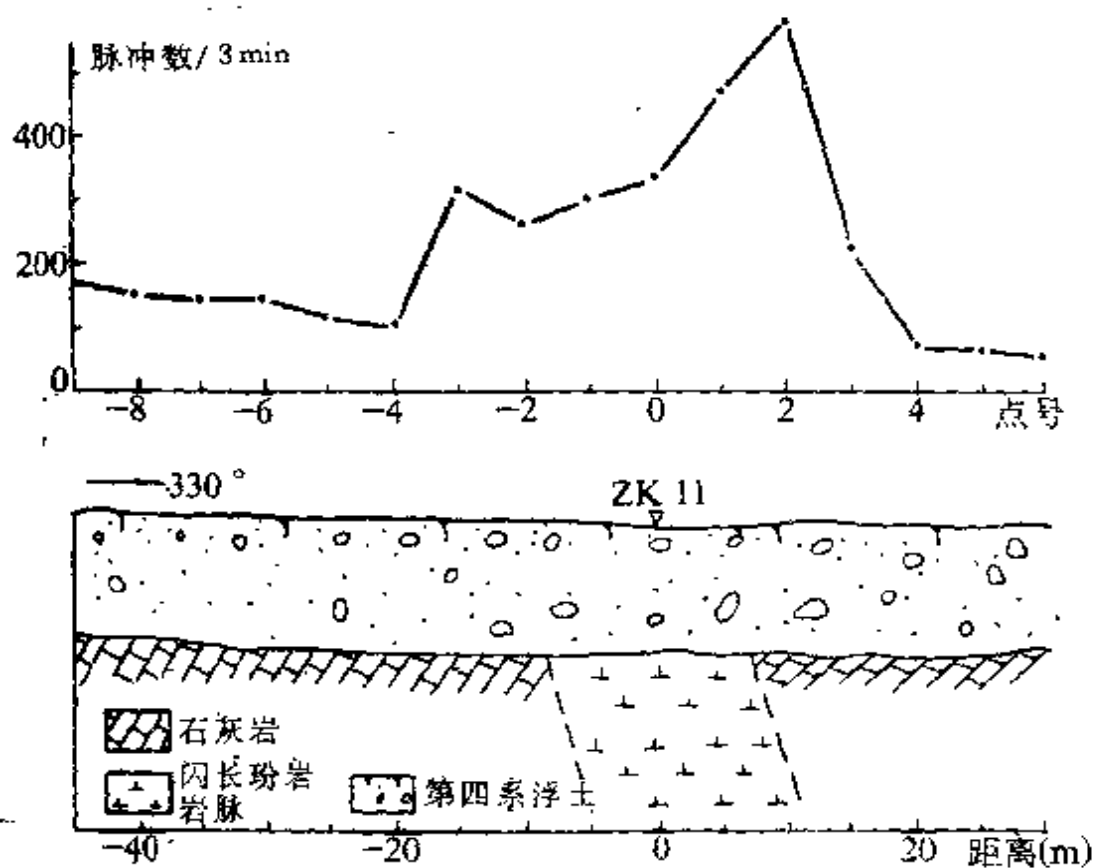


图 1.2.11 秦皇岛上花野静电  $\alpha$  卡剖面曲线

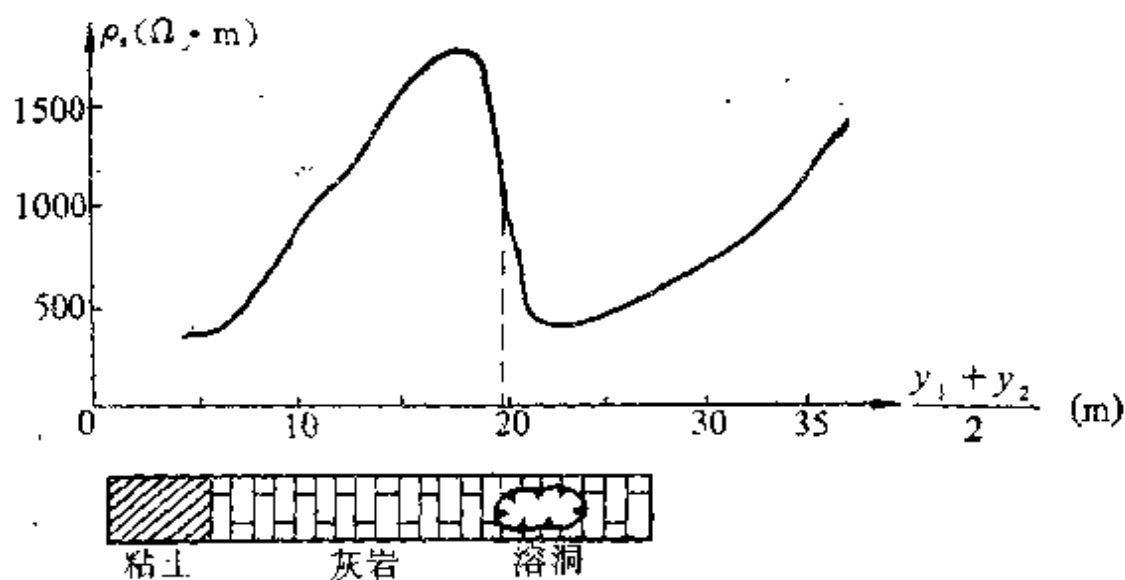


图 1.2.12 含水溶洞上的五极纵轴测深曲线



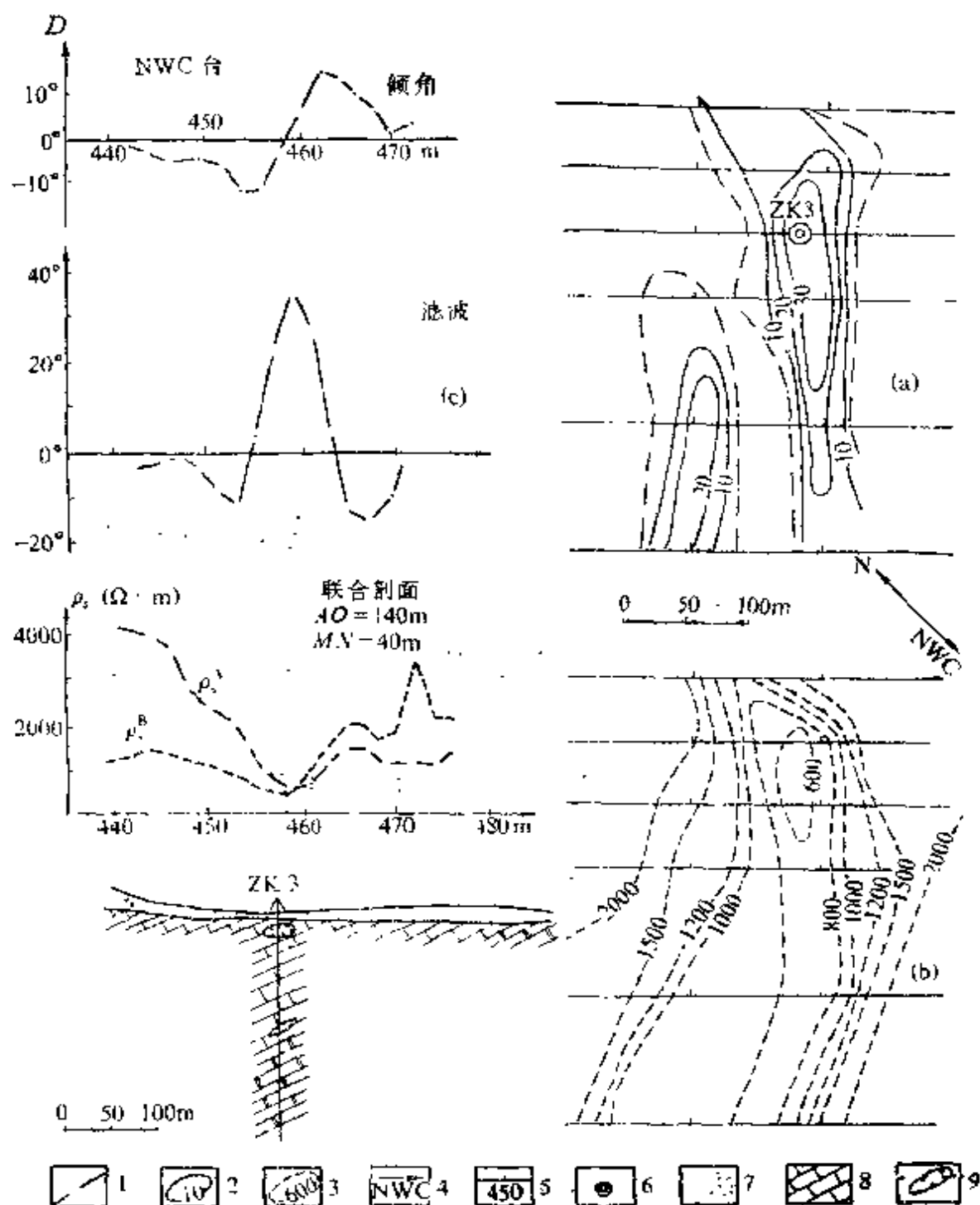


图 1.2.13 湖南省郴州市三元冲电法测量结果

a—倾角滤波平面等值线图；b—电剖面法视电阻率平面等值线图；c—甚低频倾角及其滤波图、联合剖面曲线图及地质剖面图；1—零等值线；2—正等值线；3— $\rho_s$ 等值线；4—电台方向；5—测线；6—物探设计孔；7—浮土；8—石灰岩；9—岩溶

测量及电剖面测量结果。在剖面曲线图(c)中甚低频倾角曲线在458号点附近出现过零交点,联合剖面 $\rho_s$ 曲线出现了正交点,二者吻合相当好。钻孔揭露了地下岩溶发育带,涌水量为48 t/h。该岩溶发育带的走向在平面等值线图(a)及(b)中清楚地反映出来了。

没有充水或部分充水的溶洞,通常显示出高阻特征。在联合剖面法中 $\rho_s$ 曲线呈高阻反交点或同步上升高阻异常。由于表层电性不均匀, $\rho_s$ 曲线经常呈跳跃起伏状态。甚低频视电阻率呈明显高阻异常。图1.2.11为广西桂林大步岩溶洞区T线地质、物探综合剖面图。这是一个典型裸露岩溶的例子。做的甚低频、声频电场及对称四极剖面法都有明显的高阻异常。

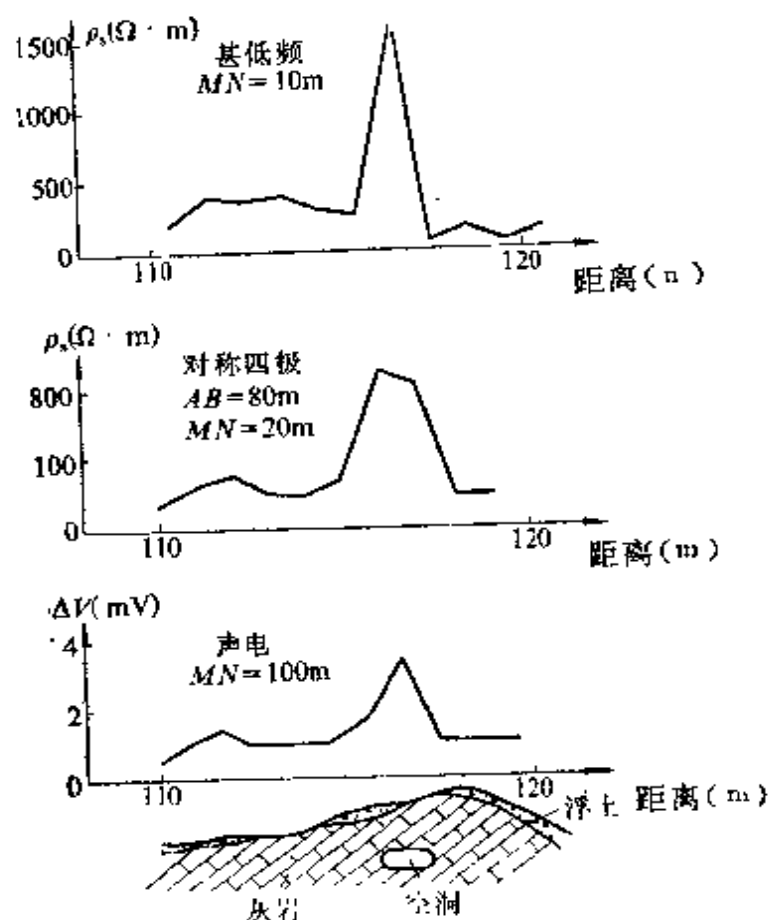


图 1.2.11 广西桂林大步岩溶洞区电法异常特征

应该指出,地下河有时为高阻反映,有时又可能为低阻反

映。当地下河规模较大而水量又不太大时呈高阻，当地下河充满水或水量较大时则为低阻反映。理论计算表明，岩溶洞穴或地下河中充水量的多少对电阻率异常是有影响的。当溶洞或地下河中充水比为 0.51—0.58 时视电阻率异常消失。

### 五、风化裂隙的地球物理特征

基岩和风化裂隙岩石的物理性质的分析表明，裂隙岩石具有电阻率、地震波速度和密度显著降低和垂直分带的特征。可以预料风化裂隙发育带在电测深、电剖面以及浅层地震勘探方法中将有明显的异常反映。

由于风化裂隙带的发育常与覆盖层厚度有关，因此确定覆盖

表 1.2.2

基岩裂隙水类型	分布地区	水文地质特征	地球物理特征	探测方法
断裂破碎带	碎屑沉积岩、火山岩、花岗岩、变质岩地区	富水，导水，阻水，储水，无水	电阻率低，波速低， $\eta$ 高，地震活动性增加，磁性低	甚低频法，放射性， $\alpha$ 卡法，自然电场法，电测深，联合剖面法，磁法，浅层地震法
岩溶裂隙	碳酸盐地区	蓄水，导水，无水	电阻率低，空洞则为高阻	甚低频法，联合剖面法，音频电场法，五极纵轴测深
岩脉裂隙	碎屑沉积岩、花岗岩、变质岩地区	阻水，导水，蓄水，汇水，无水	电阻率高，若破碎则为电阻率低、磁性高、 $\eta$ 高	甚低频法，电剖面法， $\alpha$ 卡法，磁法
岩层接触带	侵入岩边界、碎屑沉积岩地区	阻水，蓄水，导水，无水	电阻率低或电阻率变化，磁性高或变化， $\eta$ 高	甚低频法，电剖面法， $\alpha$ 卡法，磁法
风化裂隙	花岗岩、变质岩、火山岩、碎屑沉积岩地区	蓄水，汇水，无水	电性、波速在垂直方向变化或局部变化	电测深法，自然电场法，甚低频法，浅层地震法

层的厚度对于查明风化裂隙发育带具有重要意义。应用地球物理方法确定覆盖层的厚度及其性质的地球物理基础是所研究的界面在电阻率、弹性波速度、密度等参数上具有急剧跃变的特征。

当速度随深度梯度增加时，会形成一种折射波，这一事实的本身说明了厚风化带的存在。因而，有可能根据折射波近似估计裂隙岩石的厚度。

风化裂隙可大致归结为电性和速度上有差异的似层状模型。

从几何形态上来说，含水断裂带和岩脉都可视为二度薄板状体。若接触带伴有断裂破碎或裂隙带发生，则也可视为薄板体。

表 1.2.2 说明各类基岩裂隙水的分布地区、水文地质类型、地球物理特征及所采用的探测方法。

## § 1.3 干扰的特征及消除方法

观测任何一种地球物理场所得都是有用信号与干扰之和。干扰可分为有源的（如游散电流、微震等）和无源的（盖层非均匀性、地形等）。

分析干扰时必须注意：同一种干扰对不同的方法的影响是不同的；干扰的影响可用不同的方法加以消除。

当前，电法仍然是调查基岩裂隙水的一种主要方法。因此，这里只叙述直流电法及甚低频电磁法的常见干扰因素及其消除方法。如，地形起伏不平、表层电性不均匀、地表浅埋水管及通讯电缆、高压输电线、电话线及导电覆盖层等。

### 一、地形影响

理论计算与实践都表明地形起伏对直流电法和甚低频电法都有严重影响。例如，联合剖面法地形影响的主要特征是山脊上出现  $\rho_s$  极小值并有反交点，而山谷则出现  $\rho_s$  极大值并有正交点。直流电法的地形改正方法在许多著作中都有论述。甚低频倾角法的地形影响特征是：山脊相当于导体引起的倾角异常，而山谷则相反。

### 二、表层电性不均匀

表层电性不均匀会使  $\rho_s$  曲线产生极小值——低阻异常（良导电性不均匀体），或产生  $\rho_s$  极大值——高阻异常（高阻不均匀体）。总之，表层电性不均匀使  $\rho_s$  曲线发生畸变，曲线变得不光滑。对于联合剖面法，这种电性不均匀性可用比值法加以消除。甚低频倾角法的结果可用 Fraser 滤波来消除这种地质非均匀性所造成的高频干扰。

### 三、导电覆盖层的影响

覆盖层厚度及导电性是随地而异的。覆盖层的存在不仅掩盖了基岩露头和地质构造现象，而且还直接影响了地下电场的分布，使电法曲线发生畸变。在有导电覆盖层存在的情况下，直流电法的  $\rho_s$  曲线异常幅度变小，曲线形态变缓。

Vozoff(1971 年)计算了不同频率下，覆盖层厚度、电导率及围岩电导率变化对甚低频法或天然电磁场法垂直磁分量  $H_z$  与水平分量  $H_0$  的振幅比的影响。计算结果表明：

(1)  $H_z/H_0$  的峰值频率响应与围岩电阻率无关；

(2)  $H_z/H_0$  的峰值大小取决于覆盖厚度、覆盖层电导率；

(3) 覆盖层效应具有正常集肤效应的含意。Saydam(1981 年)的计算也表明，在有导电覆盖层的情况下，VLF 倾角的异常幅度总是减少，但 VLF 的偏心率异常反而增加，这是由于相位旋转的原因。因此，在有导电覆盖层存在的情况下，如沿海地区存在海淤泥的条件下，甚低频法的效果受到严重影响。

### 四、人工导体在 VLF 法中所形成的干扰异常特征

VLF 法既受地下浅埋金属管道、通讯电缆等的影响，又受高压输电线及电话线的影响。地质矿产部岩溶地质研究所所做的实验表明，当测线平行高压线通过时，VLF 视电阻率值将普遍抬高，测线距离高压线愈远，所受的影响就愈小。试验表明，远离高压线 50m 时其影响即可消失。当测线垂直于高压线通过时，在高压线下方会出现  $\rho_s$  高峰异常（图 1.3.1）。金属管道的影响与高压线略有不同，当测线垂直于金属管道时，在管道上方反映为一低阻尖峰异常。平行管道布置测线时， $\rho_s$  值普遍降低（图

1.3.1)。图1.3.2给出了金属管道和高压线对甚低频倾角异常的影响。当测线垂直于高压线、电话线、金属管道时，甚低频倾角将产生一过零交点异常，其幅度可达几十度。有时，在高压线或电话线下方，由于磁场发生近于圆的极化，使倾角无法读数，误差

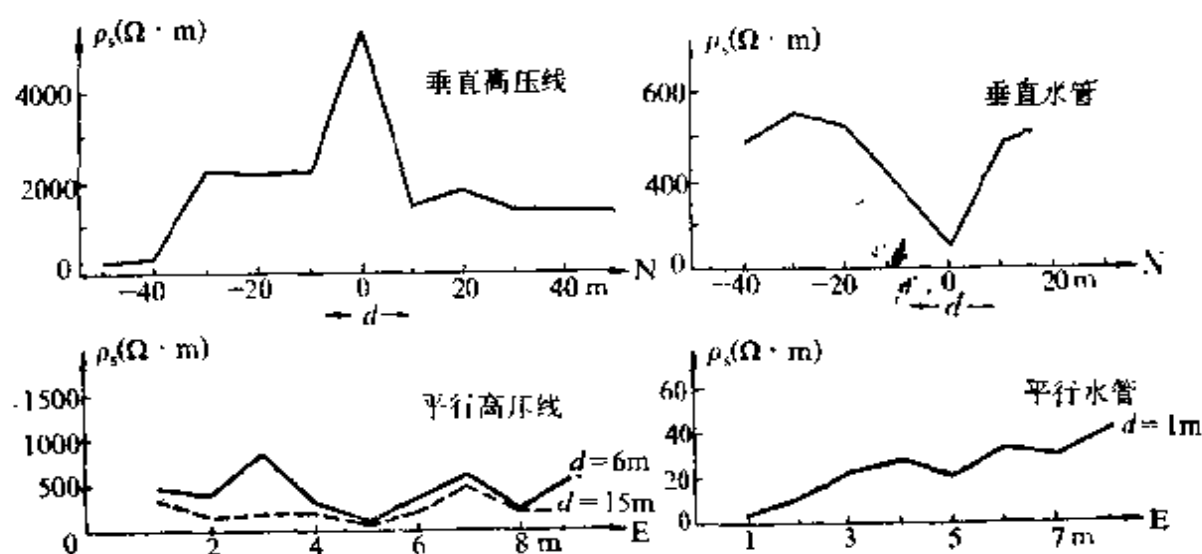


图 1.3.1 测线垂直、平行高压线和浅埋金属管道时甚低频视电阻率剖面曲线图

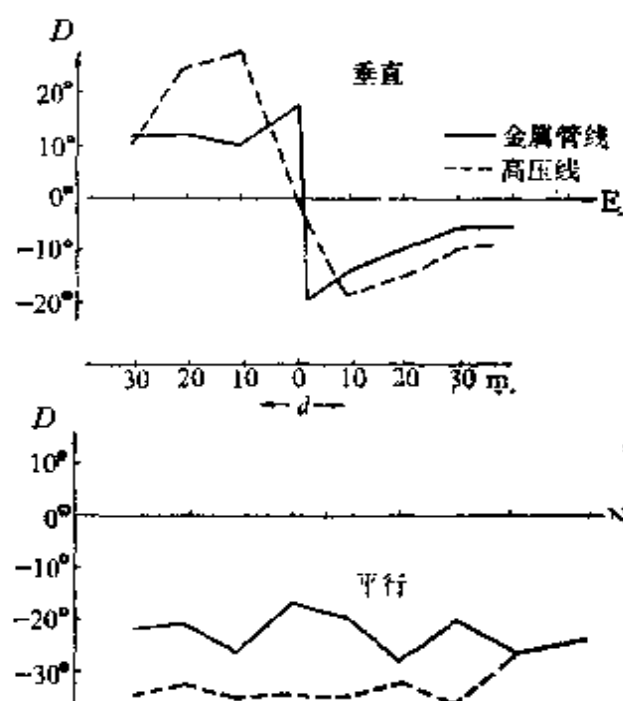


图 1.3.2 测线垂直、平行高压线和金属管道时甚低频极化椭圆倾角剖面曲线

加大。当测线平行于高压线或金属管道时，倾角值将普遍降低或抬高。目前，还没有适当的消除高压线或电话线影响的方法，只能是避开。考虑到高压线对电场的影响可能比磁场小得多，在进行甚低频视电阻率测量时，建议只测量电场水平分量。在这种情况下，后一参数虽然不是视电阻率，但它反映了地下电阻率的变化。

## § 1.4 基岩裂隙水富水特征

### 一、风化裂隙水

颗粒粗大、含石英较多的岩层。在脆性岩层中重点在成岩裂隙和构造裂隙发育部位。在裂隙发育地段上又要优先勘察地形有利于风化裂隙发育、保存和汇水的部位。在垂直剖面上，要把重点放在半风化带上。

### 二、断裂裂隙水

断裂裂隙水分布的层位比风化裂隙水深，且分布极不均匀，分布规律较难掌握。贮存条件复杂，且并不是所有的断裂都有水。一般有：

1. 张性断裂裂隙水呈带状分布。
2. 张性断裂的出水点有明显的方向性。
3. 压扭性断裂中心富水性弱，边部富水性强。
4. 压扭性断裂的上盘富水性强。

### 三、侵入接触带裂隙水

侵入接触带裂隙水的富集主要由于：1. 因侵入体的透水性差而对围岩中地下径流起阻水作用而富集；2. 力学性质不同的接触带两侧岩体因构造变动沿接触面产生裂隙密集带，地下水富集；3. 因侵入体对围岩的挤压而产生宽度不大的肿胀裂隙带而富集；4. 火成岩的侵入使接触带附近围岩提高了力学强度，在后期构造变动中易于破碎而富集。对于侵入接触带裂隙水，首先要找构造宽裂隙、裂隙密集带和肿胀裂隙发育带，同时要注意围岩的含水

性及其后期构造破碎情况，对有补给来源的近期活动接触带要给予优先注意。

#### 四、岩脉裂隙水

岩脉裂隙水实质上就是侵入接触裂隙水的一种特殊类型。同时，断裂带和脉岩带裂隙水有时也难绝然分开。这是因为脉岩带往往又有后期构造变动，断裂带又常伴随有岩脉侵入。其富水因素有：1.岩脉厚度沿走向的稳定性和延伸长度对岩脉的汇水和阻水作用影响较大。延伸长、厚度稳定的岩脉，其汇水和阻水作用则显著。被扭性断裂多次错开的岩脉，富水性较差；与张扭性断裂交叉的岩脉，其交叉点常是地下水汇集点。2.本身含水的岩脉，其厚度起的作用较大。岩脉本身不含水，只靠围岩裂隙含水时，岩脉本身厚度作用不大。3.岩脉走向与地形的关系。对阻水岩脉来说，岩脉走向与地形等高线一致时（垂直沟谷），阻水性能较好，反之则不起阻水作用。对导水岩脉来讲，垂直沟谷也较为有利。如导水岩脉平行沟谷时，则在其下游端地形低洼处较为有利。4.未受后期构造破坏的岩脉富水性较差，反之则较好。



## 第二章 调查基岩裂隙水的遥感、物探方法及合理工作程序

### § 2.1 合理工作程序

为了充分利用和发挥各种物探方法在基岩裂隙水调查中的作用，进一步提高它们的地质经济效益，必须采用综合方法，分阶段按一定的工作程序进行工作。换句话说，就是采用一个合理的工作程序去完成基岩裂隙水的调查任务。

众所周知，地球物理反问题与正问题不同，在许多情况下是多解的。这表现在两个方面，一个是求得的有关被探测对象的几何参数的定量数据（如大小、形状、埋深和产状等），另一个是地球物理异常的性质。为了克服地球物理解的不唯一性，必须采用综合方法。这样可获得大量有用信息，在大面积区域性预测时能克服单一方法所带来的漏误，避免漏掉所要探测的对象，从而正确地发现所要探测的目标——基岩裂隙水。

方法的综合不是几种方法在同一地区的重复工作，而是各种物探方法在时间上和空间上的综合。所谓时间上的综合就是地球物理工作应分阶段，按一定程序去进行，也就是说采用不同的物探方法按照一个合理的工作程序去完成各个阶段的地质任务，从而达到经济有效地探测基岩裂隙水的目的。空间上的综合是指在同一块面积上采用几种以不同物理参数为基础的地球物理方法进行工作，以克服地球物理解的不唯一性。

方法的综合要合理。这种合理性体现在它既能取得地质效果，又要符合经济原则。

为此，在 1:5 万区域地质调查中基岩裂隙水调查工作的合理

工程序应当分为区域预查、普查和详查三个阶段，这种合理工作程序示于后面图 2.2.1。下面对此加以说明。

第一阶段的任务主要是根据以往的区域水文地质、区域物探以及遥感图像解译成果指出可能富水的远景区，据此来确定物探工作的区域。

第二阶段相当于 1:5 万区调中的前期工作，主要是在第一阶段所选的普查区上采用快速、成本低廉的物探方法查明与基岩裂隙水有关的构造或地质体，最后指出进一步详查的工作区域。

第三阶段是在所选的详查区采用综合方法查明与基岩裂隙水有关地质体的几何形态、破碎程度及富水情况等，通过综合解释提出布孔建议。

由上述可见，第一阶段的主要任务是选择普查区。由于充分利用了区域物探与遥感资料，增加了信息量，有利于找到与裂隙水有关的构造或地质体，大大减小了物探工作区域，从而降低了工作成本，加快了工作速度。

第二阶段中采用了综合方法。既采用反映电性差异的甚低频法或常规电法；又采用对断裂反映灵敏的静电  $\alpha$  卡法，从而增加了信息量，提高了确定详查区的可靠程度。由于这些方法都是快速而成本低廉的方法，因而也是符合经济原则的。

由于目前还没有一种能直接反映水的地球物理方法，因此在第三阶段中应用综合地球物理方法查明与裂隙水有关地质体的富水情况就更显得必要。也只有采用方法的综合才能克服物探结果的多解性，使其能正确地发现基岩裂隙水。综合并不是图 2.2.1 所列方法都要使用，而是要根据不同类型的基岩裂隙水的地质-地球物理模型、综合选用不同方法的，使之能达到最佳的地质经济效果。例如，对于含水断裂破碎带，可把它当作一种低阻板状体模型。在覆盖层不太厚的情况下，应用甚低频法、静电  $\alpha$  卡法及激电衰减时法的综合，研究水文地质条件，将会取得满意的地质经济效果。风化裂隙带在电性和速度上有差异，采用似层状模型，采用电测深或浅层地震和激电衰减时法的综合，将会取得良

好的地质经济效果。这里不一一列举。

## § 2.2 遥感、物探方法在不同 工作阶段中的任务

### 一、区域预查阶段

这一阶段主要是收集区域水文地质和区域物探资料，在对区域重磁资料和遥感资料解译的基础上，指出可能富水的远景区，确定应用物探方法普查基岩裂隙水的工作区域，为物探工作设计提供依据。

#### (一) 对航片或卫片进行判读解释

航空照片及陆地卫星多波段扫描片提供了大量地面信息。通过图像的判读分析，可以确定巨大断裂带、裂隙发育带、岩脉以及不同岩层接触带的区域，还可判别断层的性质，从而获得了区域水文地质信息，为确定有希望的富水区提供了依据。

为了减小物探工作的区域，提高物探工作的地质效果，物探普查工作必须依据航片或卫片解译成果布置在有希望的富水区。这种做法既能可靠地查明可能富水的构造，又能减少物探工作量，从而降低工作成本。因而，国内外常把航片或卫片的判读与解译作为找水工作的先导。

如果有工作区的陆地卫星多波段扫描片磁带资料，可对其进行计算机和光学处理，取得各种所需图像。根据与基岩裂隙水有关的各种标志进行判读分析，圈出区域裂隙带、基岩断裂带等可能富水的区域，结合区域水文地质特征确定普查区。

#### (二) 收集区域重磁资料

在前人的工作成果的基础上，根据区域水文地质特点，对这些成果进行分析，推测区域断裂带，特别是新构造断裂带。不同类型的重力异常和磁力异常沿着由阶梯状、极大值、极小值所确定的线同时出现往往反映了活断裂的存在。这种断裂带往往是地下水的良好通道。可见，对已往重磁资料的重新分析是非常重

要的。

### （三）收集区域地质资料

了解区内主要地质构造的强度（特别是断裂构造）、岩石性质、裂隙发育程度以及断裂的性质，对于确定可能富水的地区是非常重要的。了解区内新构造活动程度，对于分析断裂的富水性也是很重要的。

### （四）收集区域水文地质资料

了解区内地貌、气候、包括地下水补给条件在内的水文地质条件以及基岩裂隙水的类型，对于远景区的确定、物探方法的选择以及地球物理资料的解释是不可少的。

在分析上述几方面资料的基础上，了解区域主要地质构造的轮廓，推测线性构造、岩层接触带、岩脉等地质单元的位置，对基岩裂隙水形成的有利地质构造和水文地质条件有一初步认识，进而提出可能富水的远景区，为物探普查工作提供了依据。

这一阶段以收集前人资料和遥感图像解译为主，必要时可进行1—2条（或十字剖面）踏勘性甚低频或 $\alpha$ 卡法剖面测量，以了解区域地质构造的反映。

这一阶段的成果以1:5万的图件表示。

## 二、普查阶段

这一阶段相当于1:5万区域地质调查中的先期物探工作。它是在前一段工作基础上布置的，以开展轻便快速的物探方法为主。通过这一时期的物探成果分析，查明与基岩裂隙水有关的构造或地质体，以便提供基岩裂隙水的详查区。本阶段的主要任务如下：

（一）根据前一段的成果，编写物探普查基岩裂隙水的工作设计。进行甚低频法，或电剖面法以及静电 $\alpha$ 卡法等轻便物探方法的工作。确定区域构造分布，查明断裂带、裂隙发育带、岩脉、岩层接触带的分布，以及确定覆盖层的厚度。

（二）收集工区及外围的地质构造、岩性、地貌、水文地质等方面的资料，以便对区内基岩裂隙水的形成、储藏以及汇水等

条件做出判断。

(三) 对各种物探方法所得资料进行数据处理, 消除各种干扰, 绘制平面等值线图、平面剖面图。最后, 对所得异常进行综合分析 with 解释推断。

(四) 根据物探查明的与基岩裂隙水有关的构造或地质体的分布, 结合区内水文地质情况, 确定进一步工作的详查区。所得成果应以大于 1:5 万的比例尺图件表示, 如 1:2.5 万至少应作出区域构造推断图。

### 三、详查阶段

本阶段的物探工作是与 1:5 万水文地质调查工作同时进行的, 即所谓“同期”工作。工作是根据普查工作的成果布置的, 这一时期主要是开展大比例尺物探工作, 查明可能富水的地质体或构造的空间形态, 对高富水带进行填图, 并对有关构造是否含水作出判断, 为钻孔的布置提供依据。

本阶段的主要任务是:

(一) 根据物探普查工作的成果和基岩裂隙水的类型, 编写物探详查基岩裂隙水的工作设计, 开展大比例尺的甚低频法、 $\alpha$ 卡或常规电法, 或其它物探方法的详查工作。查明有关地质体, 或构造的破碎程度及其空间形态, 以便确定储藏基岩裂隙水的有利部位。

(二) 为解决有关地质体的富水情况或判别其中是否含水的问题, 需要布置若干条专题剖面。在这种情况下, 可以考虑利用激电衰减时法来确定可能含水构造的富水情况。

(三) 为克服地球物理结果的不唯一性, 在专题剖面中必须采用综合物探方法, 特别要与水文地质调查结果密切配合, 用多参数的综合来说明有关地质构造的富水情况。

(四) 提交物探工作成果报告及布孔建议。所提交图件的比例尺不应小于 1:10000。

综上所述, 见图 2.2.1。

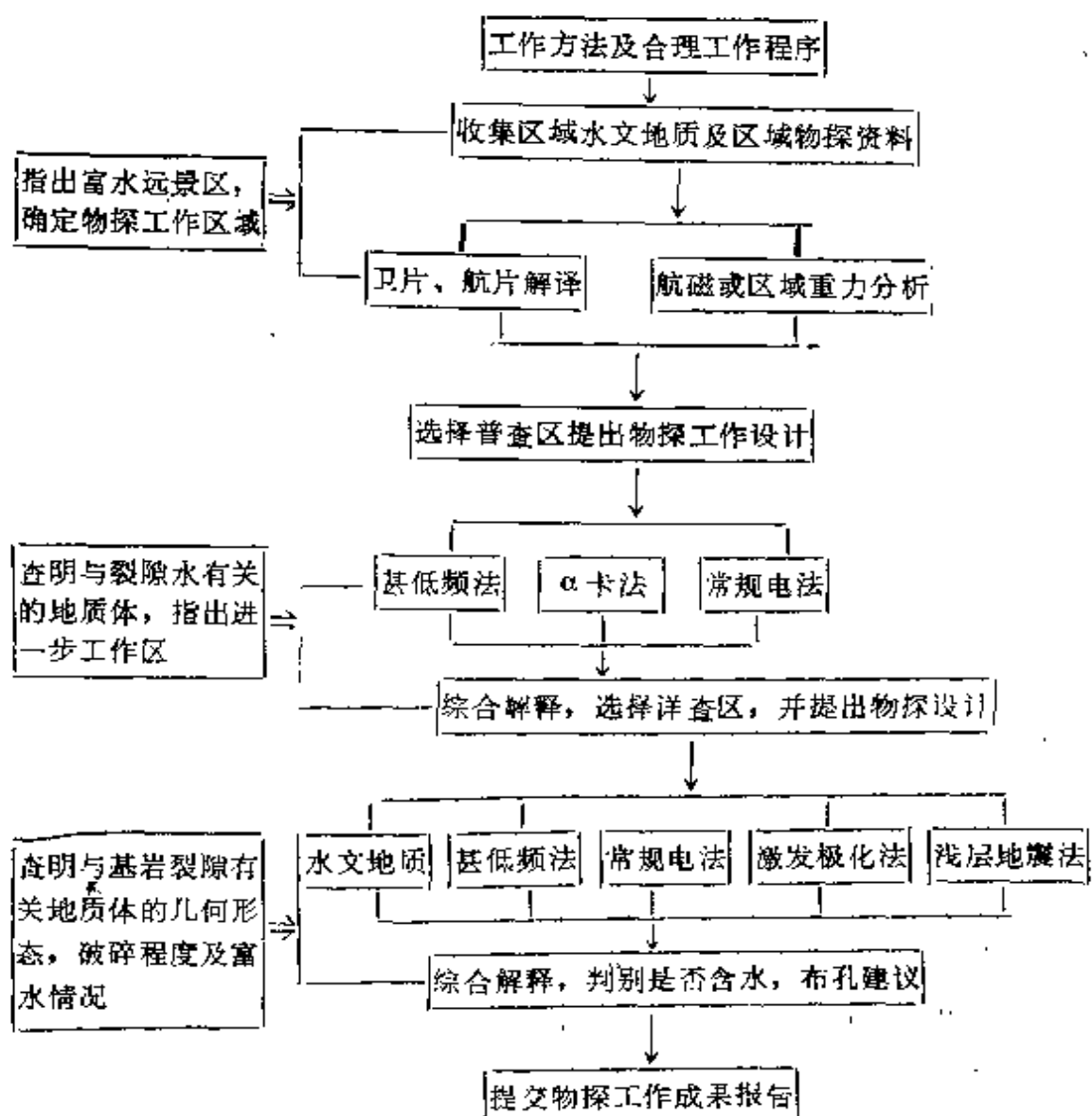


图 2.2.1

## § 2.3 基岩裂隙水井布置原则

基岩裂隙水埋藏及分布的复杂性和不均匀性常使近在咫尺的相邻水井涌水量可相差数十倍到上百倍，甚至在同一井位上，可能因井深和井型选择不当而不能成井。遥感、物探工作在找水勘探中最终要落实到基岩裂隙水勘探孔位的布置上，即遥感、物探成果要变成水文地质成果。因而，有必要从水文地质的角度，阐述基岩裂隙水水井布置原理，重点在地下条件，这与物探的目标相

呼应。

### 一、井位的确定

裂隙水分布的不均匀性，不仅表现在区域围内，即使在同一含水层（带）内，富水性或者成井条件也常有较大差异。故在裂隙水分布区布井时，还存在一个含水层（带）确定之后具体定井位的问题。通常布井时要考虑以下成井条件：

（一）首先应查明强含水裂隙主要分布在某些构造界面的那一侧，或集中于含水层（带）的那一段上。一般地，裂隙强度、宽度大，地下水最富集之处，往往是在低序次，低级别构造（断裂、褶曲、裂隙带）发育的地方，特别是这些构造和主干构造相交部位；以及主干构造的突然转折、倾伏、收敛、尖灭的部位；或者是区域含水性最好岩层分布部位。

对于非可溶岩的储水构造，强含水裂隙带的宽度一般仅1—5m，个别可达5—10m，当为巨大断裂带时，宽度可达几十米。对于可溶岩的储水构造，强含水裂隙带的宽度变化较大。岩脉旁侧的强含水裂隙带的宽度一般为2—5m，很少大于10—15m；侵入接触或断裂接触所形成的强含水裂隙带，宽度一般为5—20m，最大可达20—100m；对于区域性不整合接触所形成的单斜储水构造，强含水裂隙带的宽度从数十米到二、三百米不等。

（二）含水层（带）的产状特点。倾向、倾角的错误判断，常常是很多水井开凿失败的主要原因。在被松散沉积物掩盖的地区，含水层（带）走向的推断误差过大，也常常是某些水井失败的原因之一。为此，布井时以下含水层（带）产状特点需考虑：

1. 对于厚度不大的倾斜含水层（带），均应在倾向一侧布井，并应在含水层（带）倾斜方向上、距底板一定距离的地方。

2. 对于厚度较大或产状陡斜的含水层（带），除可在少数确切无疑的直立层（带）层中布井外，为保险起见，一般均要求靠近含水层（带）顶板一侧布井。要注意到某些高角度的逆冲压性断裂含水带，相应断裂面倾向和倾角在纵向上可能产生的变化。

3. 在某些情况下，当水井揭穿含水层（带）的深度已确定，

则可根据此揭穿深度来确定水井的平面位置。

(三) 布井地段成井取水后的补给条件, 应着重考虑蓄水构造延伸范围, 各种补给和隔水边界的分布位置, 不同含水层(带)之间的水力联系等。

## 二、水井深度的确定

### (一) 上层滞水

埋深不大(10—30 m), 含水裂隙层(带)厚度很小(1—3 m), 井深为含水裂隙层(带)底部深度加集水井筒长度。

### (二) 风化裂隙水

风化裂隙带的下限深度加 2—10 m 的集水井筒长度为井深, 风化裂隙带下限深度一般在 15—30 m 之间, 花岗岩还可达 40—60 m。

### (三) 裂隙岩溶水

主要决定于区域地下水位深度, 含水层厚度以及垂向岩溶发育的深度。

### (四) 脉状含水带

脉状含水带指岩脉、断裂、不整合接触带、侵入接触带所构成的宽度比较狭小的含水带。井深为区域地下水位深度加区域水位到含水带顶板之厚度再加含水带的垂向厚度。



## 第三章 遥感、物探方法

### § 3.1 甚低频电磁法

#### 一、基本原理

甚低频法是利用频率为 15—25 kHz 电台发射的电磁波作为一次场源，测量地下地质体在一次场源作用下所产生的电磁感应场，通过对场变化特征的分析、解释推断，从而达到勘探地下地质体的目的。

甚低频发射天线通常被当作位于地表的一个垂直电偶极子，辐射场包括磁分量和电分量。离开发射台几倍波长的距离时，只需考虑地表影响。当距离更大时，必须考虑电离层的影响。因为这时从数千公里的远方传来的甚低频电磁波（即地波和天波）是在电离层和地球表面组成的波导中传播的。甚低频电磁波具有传播距离远、衰变小、噪声低的特点。

甚低频电磁法既可以利用磁分量，也可以利用电分量。

1. 利用磁分量的甚低频测量。位于地表的垂直电偶极子所产生的磁分量只有水平分量。如果在远区，并考虑有限区域内的场，一次场通常接近于沿地表几乎成切线入射的横向磁场平面波。地下局部有电性差异的地质体或分界面，在水平一次场的作用下，就会感应出二次场来，则必然出现垂直磁分量。因此，磁场垂直分量的产生是存在甚低频磁分量异常的一个标志。

2. 利用电分量的甚低频测量。当大地为理想导体（ $\sigma = \infty$ ）时，电场只有垂直分量，而无水平分量。若大地为有限电导率的介质，一部分电磁能量穿透地表，而产生水平分量，测电场在波的传播方向上发生倾斜的量，波倾斜的大小和大地电性及频率有

关，并用电场水平分量与垂直分量之比来表示。因而，可以根据波倾斜的变化来研究大地电阻率的变化，这就构成了甚低频电阻率填图的物理基础。

由此可见，基于电磁感应原理的磁分量测量可以研究地下局部电性差异，探测地下良导体的存在；而基于电分量测量可以研究大地电性，进行电阻率填图。后者是区别于一般电磁法的一个重要特点。

海军潜艇通讯用电台发射出的频率为 15—25 kHz 的电磁波，称为甚低频电磁波，亦称超长波。这种电磁波沿地面可传几千甚至几万公里，而且到达接收点的甚低频电磁波稳定可靠。因而对于勘探目的来说，利用该源的方法属无源方法，这是方法的一个最大特点。此方法具有轻便、测量迅速、花费少等优点。

## 二、应用的参数

### (一) 磁场椭圆极化

由于一次场分量和二次场分量的相互作用，介质中每一点的电流密度或场强的合成矢量大小或者方向将周期性地改变。把场强矢量 ( $\mathbf{E}$  或  $\mathbf{H}$ ) 变化的面称为极化面。磁场极化面的方向与地-空分界面无关。因此，磁场矢量沿着空间坐标轴将有三个分量：

$$\begin{aligned} H_x &= |H_x| \cos(\omega t - \varphi_x) \\ H_y &= |H_y| \cos(\omega t - \varphi_y) \\ H_z &= |H_z| \cos(\omega t - \varphi_z) \end{aligned} \quad (3.1.1')$$

其中  $xoy$  面与地面重合。如果讨论坐标平面  $xoy$ 、 $yoz$  和  $zox$ ，则可以证明，所描述磁场矢量端点的空间曲线在每一个平面内的投影，均系椭圆。即如果在  $xoz$  平面内，磁场合成场  $\mathbf{H}$  的轨迹方程式为

$$\begin{aligned} \left( \frac{H_x}{H_{x_0}} \right)^2 + \left( \frac{H_z}{H_{z_0}} \right)^2 - 2 \frac{H_x H_z}{H_{x_0} H_{z_0}} \cos(\varphi' - \varphi) \\ = \sin^2(\varphi' - \varphi) \end{aligned} \quad (3.1.2')$$

显然这是一个椭圆方程，合成场  $\mathbf{H}$  在空间是旋转的，其端

点所描绘的轨迹是一个椭圆。

磁场极化椭圆的短轴与垂直轴的夹角  $D$ ，通常称为极化椭圆倾角，可用下式表示：

$$\operatorname{tg} 2 D = \frac{2 H_{x_0} H_{y_0}}{H_{x_0}^2 - H_{y_0}^2} \cos(\varphi' - \varphi) \quad (3.1.3')$$

极化椭圆的短半轴  $b$  与长半轴  $a$  之比称为偏心率。极化椭圆倾角  $D$  和偏心率是甚低频法磁测量方式的主要参数 (EM-16 可实测偏心率)。用这两个参数就可以发现良导体，用偏心率参数还可以判断导体与围岩的电性差异程度。

## (二) 波阻抗、波倾斜和介质参数的关系

甚低频电场的结构和介质的电性参数有关。原则上说来，每个分量都与介质的参数有关，但是用波阻抗的概念，可简单地阐明这种关系。

$E_x/H_y = Z$  (水平电场与水平磁场之比) 称为波阻抗； $E_x/E_z = W$  (水平电场与垂直电场之比) 称为波倾斜。下面利用电磁场边界条件：

$$E_{1x} = -\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon'_r \epsilon_0}} H_{0y} \quad (3.1.4')$$

$$E_{1x} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon'_r}} E_{0z}$$

来确定波阻抗、波倾斜与介质电阻率的关系。式中  $\epsilon'_r = \epsilon_r - j\sigma/\omega\epsilon_0$ ，为相对复介电系数； $\epsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9} \text{ F/m}$ ； $\sigma$  为介质电导率。

$\epsilon'_r$  也可表示为

$$\epsilon'_r = \epsilon_r - j 60 \lambda_0 \sigma \quad (3.1.5')$$

$\lambda_0$  为空气中电磁波波长，单位 m； $\sigma$  单位 S (下类同，采用法定计量单位)。

假定大地是非磁性介质，即认为  $\mu = \mu_0$ ，则

$$Z = -\frac{E_{1x}}{H_{0y}} = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} \frac{1}{\sqrt{\epsilon'_r}} \quad (3.1.6')$$

因为  $Z_0 = \sqrt{\mu_0}/\sqrt{\epsilon_0} = 120 \pi$ ，所以上式可写为：

$$Z = Z_0 / \sqrt{\epsilon'_r} \quad (3.1.7')$$

或写成相对波阻抗形式:

$$Z' = \frac{Z}{Z_0} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon'_r}} \quad (3.1.8')$$

利用这一关系式就可以得到:

$$W = \frac{E_{\perp x}}{E_{0x}} = \frac{Z}{Z_0} = Z' \quad (3.1.9')$$

(3.1.9') 式表明, 电场波倾斜  $W$  可用相对波阻抗  $Z'$  来表示。因此, 由 (3.1.4') 式可得:

$$W = Z' = (\epsilon_r - j 60 \lambda_0 \sigma)^{-\frac{2}{1}} \quad (3.1.10')$$

由此可见, 波倾斜或波阻抗与介电系数、介质的电导率有关。

因为波阻抗是复数, 简单可表示为下式

$$Z' = \frac{1}{|\epsilon'_r| e^{-j\varphi}} = |Z'| e^{j\varphi} \quad (3.1.11')$$

将  $\sqrt{\epsilon_r}$  表示为:

$$\sqrt{\epsilon'_r} = n - jp \quad (3.1.12')$$

则不难写出波阻抗的模数和幅角的表达式:

$$\left. \begin{aligned} |Z'| &= (n^2 + p^2)^{-\frac{2}{1}} \\ \varphi &= \text{tg}^{-1} \frac{p}{n} \end{aligned} \right\} \quad (3.1.13')$$

把复数的实部和虚部的表达式

$$\left. \begin{aligned} n &= \sqrt{\frac{1}{2} [\epsilon_r + \sqrt{\epsilon_r^2 + (60 \lambda_0 \sigma)^2}]} \\ p &= \sqrt{\frac{1}{2} [-\epsilon_r + \sqrt{\epsilon_r^2 + (60 \lambda_0 \sigma)^2}]} \end{aligned} \right\} \quad (3.1.14')$$

代入到 (3.1.13') 后, 便得到波阻抗的模数、幅角与介质参数的关系式:

$$|Z'| = (n^2 + p^2)^{-\frac{2}{1}} = [\epsilon_r + (60 \lambda_0 \sigma)^2]^{-\frac{2}{1}} \quad (3.1.15')$$

$$\varphi = \frac{1}{2} \text{tg}^{-1} \frac{60 \lambda_0 \sigma}{\epsilon_r} \quad (3.1.16')$$

由上述公式可见，不论是波阻抗模数或幅角都取决于介质的电导率  $\sigma$  和介电系数  $\epsilon_r$ 。

因此，均匀半空间的波阻抗取决于介质的两个参数，并有如下形式：

$$Z' = [\epsilon_r^2 + (60\lambda_0\sigma)^2]^{-\frac{1}{2}} \exp\left(j \frac{1}{2} \operatorname{tg}^{-1} \frac{60\lambda_0\sigma}{\epsilon_r}\right) \quad (3.1.17')$$

在甚低频情况下，对  $\sigma$  不小于  $10^{-4} \text{ S/m}$  的介质，通常可以认为  $60\lambda_0\sigma \gg \epsilon_r$ ，即传导电流起主导作用，位移电流可以忽略，因此 (3.1.15') 式变为：

$$|Z'| = (60\lambda_0\sigma)^{-\frac{1}{2}} \quad (3.1.18')$$

$$\varphi = 45^\circ \quad (3.1.19')$$

这时 (3.1.17') 式变为：

$$Z' = (60\lambda_0\sigma)^{-\frac{1}{2}} e^{j45^\circ} \quad (3.1.20')$$

上式表明，在均匀半空间的情况下，对于甚低频波段，电阻率小于  $10^4 \Omega \cdot \text{m}$  的介质，磁场分量滞后于电场分量的相位为  $45^\circ$  并由 (3.1.18') 求出波阻抗与介质电阻率的关系：

$$\rho = 60\lambda_0 |Z'|^2 = \frac{1}{\omega\epsilon_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (3.1.21')$$

或写成

$$\rho = 60\lambda_0 \left| \frac{E_x}{E_z} \right|^2 = \frac{1}{\omega\epsilon_0} \left| \frac{E_x}{E_z} \right|^2 \quad (3.1.22')$$

由此可见，只要测定了电场水平分量  $E_x$ 、磁场水平分量  $H_y$ ，或  $E_x$ 、电场垂直分量  $E_z$ ，介质的电阻率便可用上式计算出来。实用中，所计算出的便是视电阻率，它是甚低频电测量方式的实用参数。

### （三）甚低频电磁法的探测深度

甚低频法的探测深度与甚低频电磁波的集肤深度、仪器的灵敏度和探测对象规模的大小等因素有关。

地下波场的幅值衰减到它原来数值的  $e^{-1}$  倍时相应的深度  $Z_s$ ，称为集肤深度，或穿透深度。在半空间地层中，集肤深度可表为：

$$Z_s = 500 \sqrt{\rho / f} \quad (3.1.23')$$

当频率取定  $f = 20 \text{ kHz}$  时，集肤深度与地层电阻率有关。见表 3.1.1'。

表 3.1.1'

$\rho (\Omega \cdot m)$	$Z_s (m)$
10	11.2
$10^1$	35.4
$10^3$	111.8
$10^4$	353.5

对于二层介质情况，当振幅大于 20%，才能可靠地区分出第二层，并可估计它的  $\rho_2$  值。当  $f = 30 \text{ kHz}$ ， $\rho_2/\rho_1 = 5$ ， $h_1$  约为 60 m 时可引起幅度有 20% 的变化。 $\rho_2/\rho_1 = 0.04$ ， $h_1$  可增大到 80 m。对于  $f = 20 \text{ kHz}$ ， $\rho_2/\rho_1 = 5$  时， $h_1 = 80 \text{ m}$ ；而  $\rho_2/\rho_1 = 0.04$  时， $h_1 = 100 \text{ m}$ ，就可引起同样大的变化。

对半径为  $a$ ，埋深为  $d$  的球体，当测量仪器能可靠记录 5% 的  $E_x/E_0$  异常时，发现矿体的深度可用下式估计：

$$d = a \left[ 1 / \left| \frac{E_x}{E_0} \right|_{\max} \right]^{\frac{1}{2}} \approx 2.7a \quad (3.1.24')$$

可见，在灵敏度一定的情况下探测深度主要与矿体的大小有关。这里指的是最小深度。

### 三、仪器装备及野外方法

#### (一) 仪器装备

仪器有加拿大生产的 EM-16 或 EM-16R 甚低频电磁仪，仪器可以测量倾角，直读视电阻率和相位角；重庆地质仪器厂生产的 DDS-1 或 DDS-2 型甚低频电磁仪，仪器可直读倾角，水平电

场  $E_x$  和水平磁场  $H_y$ , 以及垂直磁场  $H_z$ , 计算  $\rho_s$ 。加拿大 Scintrex 公司生产的 VLF-4 是一种由单片机控制并具电子记录本功能的高灵敏甚低频电磁仪, 它可以测量磁场及电场虚实分量并自动计算出视电阻率。

## (二) 电台选择

在野外施工中, 可利用两个甚低频发射台。一个是日本的 NDT 台, 频率为 17.4 kHz, 另一个是澳大利亚的 NWC 台, 频率为 22.3 kHz。两个台与我国的相对位置是, NDT 台位于北东约 65°, NWC 台位于近乎正南面。其它的仪器 (如 EM-16) 还可以用更多的台。

## (三) 测网

测线应尽量垂直于探测目标物的走向, 并尽可能与测区中已知或设计的勘探线、典型实测地质剖面相重合。测线布置应考虑地形地貌特征及人工干扰设施, 尽量避开陡崖、经济林木、村镇、厂房、电话线及电力线等人工导体密布地段, 大型水库和大片水田区。

测网密度应根据地质目的、性质、探测目标的规模、构造复杂程度来确定, 一般至少有三条测线通过探测目标所反映的异常轴。配合地质填图时, 为控制基本构造形态、推断的地层界线, 便于资料连续对比分析, 测线间距不应大于地质基本观测点距, 各种比例尺的线距如表 3.1.1。

表 3.3.1

比例尺	1:6 万	1:2.5 万	1:1 万	1:5000	1:2000
线距(m)	500	250—500	100—250	50—100	20—50

点距主要依据地质体的厚度或出露宽度来确定, 通常应保证测线上至少有三个连续观测点反映异常。一般取 10—50m, 测量电场时有时可将点距缩小至 5 m。有时限于工作条件和为了工作方便, 也可按不规则测网进行观测或进行线路测量。

#### (四) 测量参数

测量参数应根据地质任务和探测目标来选择。当地质任务是探测良导性目标时,最好选用磁场参数测量,在比例尺较小的面积性工作中,可以只测极化椭圆倾角。当对岩石进行电阻率填图时,特别是探测高阻对象时,则采用甚低频电阻率测量。这时主要测电场水平分量  $E_x$  和与之正交的磁场水平分量  $H_y$ 。在某些情况下可以只测电场水平分量。

甚低频测量各参数的精度,通常有如下要求:

1. 磁场水平分量  $H_y$  的平均相对误差  $\delta H_y$  为 10—20%。
2. 磁场垂直分量  $H_z$  的平均相对误差  $\delta H_z$  为 10%。
3. 极化椭圆倾角  $D$  的平均绝对误差  $\Delta D$  为  $\pm 1^\circ$ 。
4.  $E_x/H_y$  的平均相对误差  $\delta(E_x/H_y)$  为 10—20%。

#### (五) 电阻率参数的确定

电阻率参数可用甚低频电阻率测量方法直接求得,也可以收集前人或其它电法测定资料取得。利用甚低频电阻率测量求取电阻率时,测点应选在岩性均匀、岩层厚度大于集肤效应深度且有足够出露面积的地区。

#### (六) 最佳观测时间的选择

根据电磁场随时间变化的观测曲线确定稳定工作的时间,在此期间内,甚低频电磁场的变化不会给场的分量异常幅值和曲线形态带来显著畸变。

观测时应严格遵守下列要求,并随时注意观测结果的变化,及时采取妥善的处理措施。

1. 当观测到场的短周期变化,场强迅速增大或减小,而后又达到某一水平值时,测量应当停止。当这种短周期变化消失,继续进行测量时,应当先退回几个测点后再开始测量。

2. 在甚低频波场测量中,天然电磁场是一种干扰因素,它使表头指针剧烈摆动,以致无法取得正确的读数。在这种情况下,仪器的读数必须在两次天电干扰之间进行。在靠近雷电区的测量地段,当天电干扰水平及其重复出现的频率使得难以读数时,测



量应当停止。

### (七) 系统质量检查观测

使用甚低频法工作时，应对场的各分量进行检查观测，以检查评价野外工作质量。重复检查点数不应少于原始观测物理点的10%。

检查观测应当使用与原始观测相同的仪器，由不同的操作员进行。

#### 1. 观测误差的计算

计算磁场水平分量  $H_y$  和垂直分量  $H_z$  的观测误差时，可以把剖面分成几个区间来进行。每个区间的观测点数不应少于20，观测的时间不大于1 h。在这一时间间隔内，场强的随时间变化，通常具有线性特征。还要求测量区间的起点和终点不应当与异常带重合。

#### 2. 计算公式

对于每个测量区间，磁场水平分量  $H_y$  和垂直分量  $H_z$  的平均相对误差用下式计算(%)：

$$\delta H_{y,z} = (2/n) \sum_{i=1}^n \left| \left( \frac{H_{y,z}^1}{H_y^{10}} - \frac{H_{y,z}^2}{H_y^{20}} \right) / \left( \frac{H_{y,z}^1}{H_y^{10}} + \frac{H_{y,z}^2}{H_y^{20}} \right) \right|_i \cdot 100 \quad (3.1.1)$$

式中  $H_{y,z}^1$  和  $H_{y,z}^2$  分别为基本观测和检查观测时  $H_y$  和  $H_z$  的读数(格)； $H_y^{10}$  和  $H_y^{20}$  分别为基本观测和检查观测时场的基准值(格)； $i$  为观测点序号； $n$  为某测量区间的观测点数。这时，磁场垂直分量  $H_z$  的测量误差为水平分量  $H_y$  所标准化，因为  $H_z$  是异常分量，所以最后确定的是所有测线的平均相对误差值  $\delta H_{y,z}$ 。

为了消除场随时间的变化，对于每个点都找出一个场的基准值。首先确定第二个和倒数第二个观测点的这种基准值。为了减少随机误差，应当计算区间内头三个和后三个点  $H_y$  测量的平均值，把用这种方法求出的场的基准值标在区间内  $H_y$  曲线的第二个点和倒数第二个点上，并把它们连成直线，该直线上点的坐标就是每个观测点的基准值。用类似的方法可以确定重复观测时场

的基准值。

测量倾角 $D$ 的平均绝对误差用下式计算:

$$\Delta \bar{D} = \frac{\sum_{i=1}^n |D_1 - D_2|_i}{n} \quad (3.1.2)$$

式中 $D_1$ 和 $D_2$ 分别为基本观测和检查观测时倾角 $D$ 的读数(度),其符号为正或负; $n$ 某测量区间的观测点数。

甚低频视电阻率的平均相对误差可通过波阻抗的平均相对误差来计算,其计算公式如下:

$$\delta Z = (2/n) \sum_{i=1}^n \left| \left( \frac{E_x^1}{H_y^1} - \frac{E_x^2}{H_y^2} \right) / \left( \frac{E_x^1}{H_y^1} + \frac{E_x^2}{H_y^2} \right) \right|_i \cdot 100 \quad (3.1.3)$$

#### 四、数据处理

##### (一) Fraser 滤波

由于区域背景的存在,可使零交点消失;当地下存在多个导体时,又会出现假零点。这些在破碎裂隙广泛发育的花岗岩地区尤为突出,加上高达 20 kHz 左右的发射频率造成大量地质噪声,使得甚低频资料难以解释。Fraser 提出了一种简单的数字滤波方法,可以消除噪声,压制区域背景。这种方法就是利用一个差分算子,将倾角曲线拐点或交点变成峰值,并用一个低通滤波算子来消除噪声。其过程可用一个简单的数学表这式

$$F_{n+2,n+1} = (D_{n+1} + D_{n+2}) - (D_{n-1} + D_n) \quad (3.1.4)$$

$D_n$  为第  $n$  点极化椭圆倾角读数,  $n=1, 2, 3, \dots$ 。采用该式处理时,如果按规定方法进行编录,如由南到北,由西到东,并规定倾角南、西倾读数为正,北、东倾为负,则极化椭圆倾角滤波曲线的正峰值,对应于导体位置。

图3.1.1是一个 Fraser 滤波的例子。实测曲线 a 明显存在一个低值背景;经滤波后得曲线 b,出现了两个正峰值。这说明单斜地形 c 造成了这个低值背景,并掩盖了有意义的异常,而滤波后,背景干扰被抑制,异常突出出来。

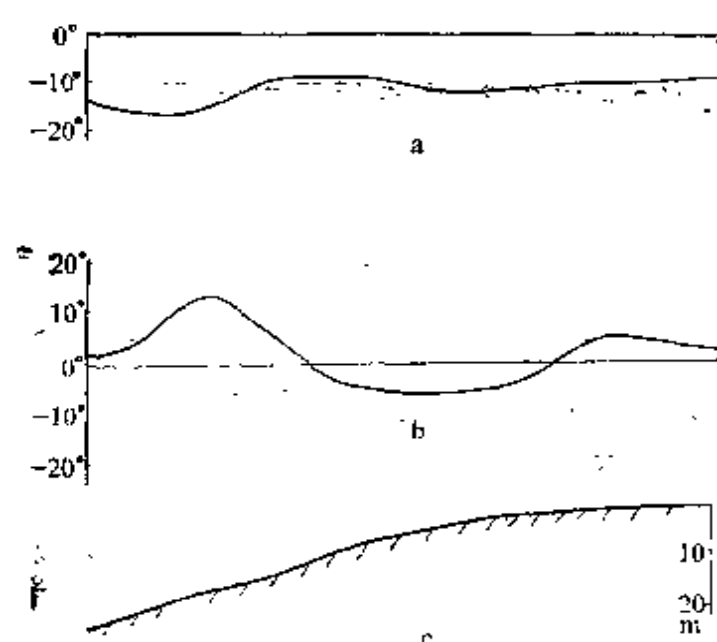


图 3.1.1 Fraser 滤波效果

a—实测极化椭圆倾角曲线；b—Fraser 滤波曲线；c—地形

Fraser 滤波不仅能消除局部地质噪声的影响，而且在一定程度上消除地形影响。

### (二) 不规则测网的 Fraser 滤波等值线

在经典的 Fraser 滤波处理中，要求规则测网和同一个发射台的极化椭圆倾角数据，经 Fraser 滤波后方能绘制平面等值线图。

对于复杂的野外施工条件来说，要做到规则测网是很困难的，同时由于不同的目的和发射台强弱以及停台等因素，在同一区域必然要利用两个发射台，方能有效地、经济地进行野外施工。因而，针对实际情况我们尝试了利用两个台在不规则测网上所测得的数据进行 Fraser 滤波，进而绘制不规则网上的平面等值线图。

#### 1. 不同台所测数据的意义

假若用 NWC 台观测，在某一测线上二次场为  $H_{NWC}^2 = A \cdot f(x) \cdot \cos \alpha$

$A$  为场强幅值， $f(x)$  为沿剖面坐标变化的形态函数， $\alpha$  为测线与发射台一次场方向的夹角。

同理,若用 NDT 台观测,在同一测线上测得的二次场 应为

$$H_{\text{NDT}} = B \cdot f(x) \cdot \cos \gamma$$

其中  $B$  为场强幅值,与发射台频率和功率有关,  $\gamma$  为 NDT 台一次场与测线的夹角,  $f(x)$  为形态函数(同上)。

从上两式可以看出,当在同一条测线用不同发射台进行甚低频测量,所测数据在形态上相同在幅值上不同。

## 2. 不规则网平面等值线图的绘制方法

基于不同发射台和不同方向剖面所测得的异常形态是可比较的,将所有测线上的点视为独立的测点,由趋势残差公式处理,公式为:

$$F = \sum_{k=0}^n \sum_{i=0}^k a_{k,i} \cdot x^{(k-i)} \cdot y^{(i)} \quad (3.1.5)$$

其中系数  $k, i$  由离差平方和

$$\epsilon = \sum_{L=1}^M \left( \sum_{k=0}^N \sum_{i=0}^k a_{k,i} \cdot x_L^{(k-i)} \cdot y_L^{(i)} - F_L \right)^2$$

取极小而求出,  $F_L$  为相应于  $(x_L^{(k-i)}, y_L^{(i)})$  的  $F$  值(离散值)。

通过上述处理,使各点之间相关信息得以保留,不均匀干扰得到压制。最后,由其值绘制成平面等值线图。由此方式绘制的等值线图,可以作为推断地质构造的基本图件,在条件有利时,具有填图功用。

## (三) 线性滤波

M·Karous 和 S·E·Hjelt 提出了一种利用甚低频倾角测量数据,判断导体存在位置和赋存状态的线性滤波方法。该方法把原剖面测得的倾角值换算成沿断面分布的等效电流密度值,其高值区揭示了良导体的存在,其分布形状体现了导体分布的形态。

### 1. 方法原理

由 Biot-Savart 定律,二维电流密度  $I(\xi, \zeta)$  所引起的垂直磁场为:

$$H_z(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi, \zeta) \cdot (x - \xi) d\zeta / [(x - \xi)^2 + \zeta^2]$$

(3.1.6)

坐标如图3.1.2所示, 若电流密度分布在  $\zeta = z$ , 宽度为  $\Delta z$  的带内时, 有:

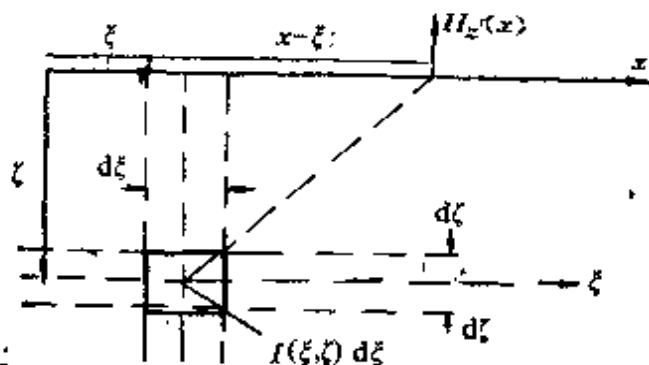


图 3.1.2 线性滤波坐标体系

$$\int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi, \zeta) d\zeta = I_s(\xi) \cdot \Delta z$$

代入 (3.1.6) 得:

$$H_z(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} I_s(\xi) \cdot \Delta z (x - \xi) \cdot d\xi / [(x - \xi)^2 + z^2]$$

(3.1.7)

式(3.1.7) 显示了地下某一深度分布的电流密度与地面垂直磁场分量之间的联系。由这个方程, 通过线性滤波理论解出电流密度  $I_s$ 。

2. 求解  $I_s$

因为实测数据往往是离散的, 因此只能对方程(3.1.7) 离散求解, 设点距  $\Delta x$ ,  $z = \Delta x$ , 将 (3.1.7) 式离散得:

$$H_z(x_i) = \frac{1}{2\pi} \sum_{j=-\infty}^{\infty} I_s(\xi_j) \Delta z \cdot \Delta x (x_i - \xi_j) / [(x_i - \xi_j)^2 + \Delta x^2]$$

(3.1.8)

约定  $x_i = i \Delta x$ ,  $\xi_j = (j + j_0) \cdot \Delta x$   $0 \leq j_0 < 1$

记

$$H_i = \frac{2\pi}{\Delta z} H_s(x_i), \quad I_s(\xi_j) = I_j$$

则有

$$H_i = \sum_{j=-\infty}^{\infty} I_j \cdot K_{ij} \quad (3.1.9)$$

这里  $K_{ij} = (i-j-j_0) / [(i-j-j_0)^2 + 1]$

取有限运算

$$H_i = \sum_{j=-n}^n I_j K_{ij} \quad (i = -n, n+1) \quad (3.1.10)$$

写成向量矩阵式

$$H = KI \quad (3.1.11)$$

$$H = [H_{-n}, \dots, H_{n+1}]^{-1}$$

$$I = [I_{-n}, \dots, I_n]$$

$K$  为  $2(n+1) \times (2n-1)$  阶系数矩阵

$$I = K^{-1}H \quad (3.1.12)$$

由广义逆求解，最后得到一个六点线性滤波公式：

$$\begin{aligned} \frac{\Delta z}{2\pi} I_s(\Delta x/2) = & -0.205 H_{-2} + 0.323 H_{-1} - 1.446 H_0 \\ & + 1.446 H_1 - 0.323 H_2 + 0.205 H_3 \end{aligned} \quad (3.1.13)$$

这里  $H_i = H(i\Delta x)$ 。

对野外实测数需要圆滑后再滤波。通过对相邻  $H_i$  和  $I_s$  值取平均，可得对称滤波公式：

$$\begin{aligned} \frac{\Delta I}{2\pi} \cdot I_s(0) = & -0.102 H_{-3} + 0.059 H_{-2} - 0.561 H_{-1} \\ & + 0.561 H_1 - 0.059 H_2 + 0.102 H_3 \end{aligned} \quad (3.1.14)$$

这里

$$I_s(0) = 0.5 [I(\Delta x/2) + I(-\Delta x/2)]$$

公式 (3.1.13) 和 (3.1.14) 比较简单，但实用时有一点必

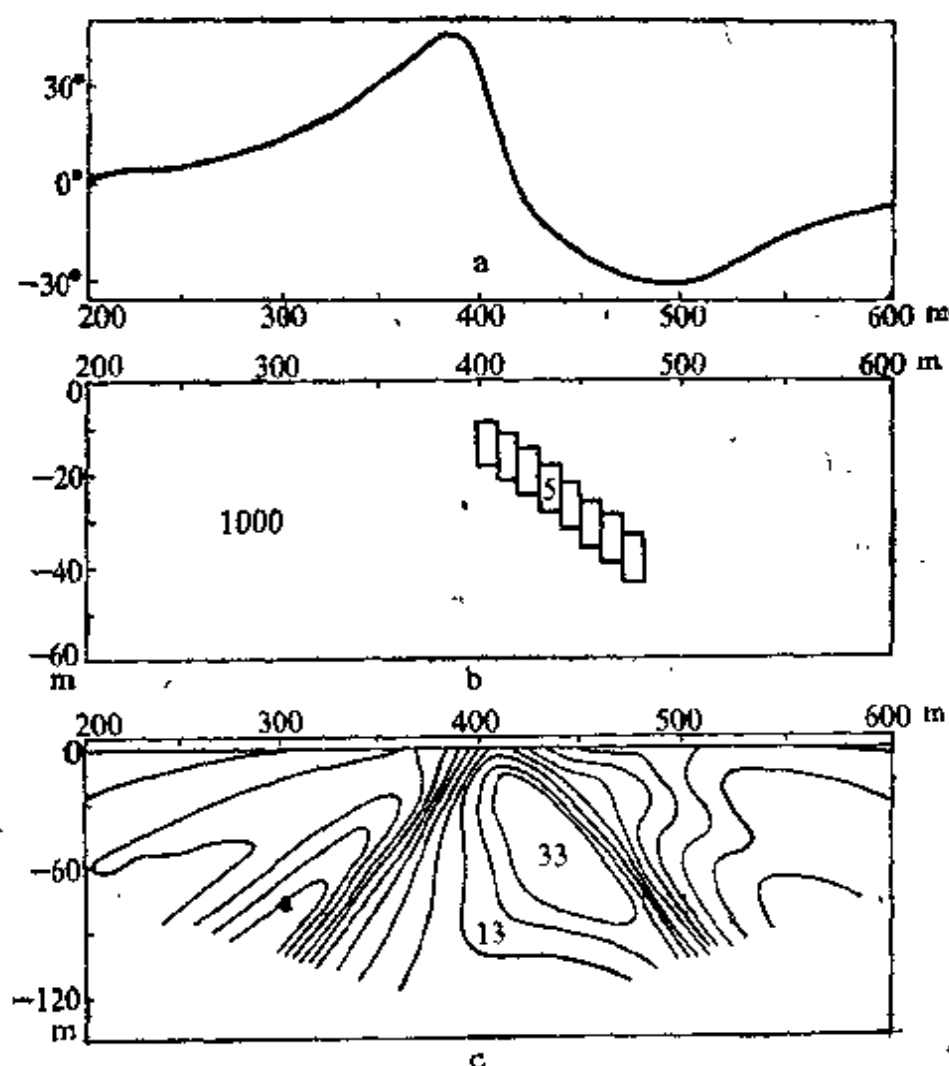


图 3.1.3 线性滤波效果

a—实分量曲线；b—模型：低阻倾斜板  $5 \Omega \cdot m$ ，围岩电阻率  $1000 \Omega \cdot m$ ；c—电流密度拟断面图

须注意，换算的深度与点距相等，换算的深度愈大，所需剖面就愈长，同时边缘上的点要损失。为了计算方便，同时也使边缘上的点具有参考价值，在编制计算程序时，对剖面两侧作了对称扩充，扩充值尽可能趋近正常场值，这样结果便是一个与剖面相同长度的等效电流密度分布断面。

另一点须注意的是倾角值应按规定进行编录，方式如Fraser滤波中所述，只有这样等效电流密度高值才有意义。

图 3.1.3 是线性滤波模型计算的一个例子，大于 28.39% 的

等效电流密度高值区，反映了低阻板，形态反映了板是倾斜的。

#### (四) 二层反演

用甚低频视电阻率测量法所得视电阻率  $\rho_s$  和相位角  $\phi$  的数据，可以反演覆盖层厚度和基岩电阻率。

反演公式表达为：

$$h_1 = -\frac{\hat{q}R}{4\pi} \sqrt{\frac{10^7 \rho_1}{f}} \quad (3.1.15)$$

$$\rho_2 = \left( \frac{1+q}{1-q} \right)^2 \rho_1 \quad (3.1.16)$$

其中

$$\hat{q}R = \operatorname{tg}^{-1} \frac{2|Q|\sin\hat{Q}}{|Q|^2 - 1}$$

$$|Q|^2 = \rho_s / \rho_1, \quad \hat{Q} = \arg Q$$

$$\arg Q = (\phi - 45^\circ) \frac{\pi}{180^\circ}, \quad q = \pm \left| \frac{qR}{R} \right|$$

$$|qR| = \frac{[|Q|^2 + 1 - 2|Q|\cos\hat{Q}]}{[|Q|^2 + 1 + 2|Q|\cos\hat{Q}]}$$

$$|R| = e^{\hat{q}R}$$

$\rho_s$  为实测视电阻率， $\phi$  为实测相位角， $h_1$  为第一层厚度， $\rho_1$ 、 $\rho_2$  分别为第一层和第二层电阻率。

在已知第一层电阻率后，用甚低频电阻率和相位角便求得第一层厚度和第二层电阻率。当然，如果已知基岩电阻率，便可以求出第一层即盖层的电阻率。

了解盖层厚度与电阻率分布，有助于了解层状水的补给排泄情况，这些补给排泄条件对于基岩裂隙水水量有直接的影响。

二层反演计算流程如下：

- 选择局部变化不大的  $\rho_s$  和  $\phi$  值；
- 用  $\phi$  计算幅角  $\arg Q$ ，用  $\rho_s$  计算  $|Q|$ ；
- 用计算出的幅角  $\arg Q$  和  $|Q|$  计算  $\hat{q}R$  和  $|qR|$ ；
- 由  $\hat{q}R$  计算  $|R|$ ；



e. 由  $|qR|$  和  $|R|$  计算  $q$ ;

f. 最后算出每组  $\rho_s, \phi$  下的  $h_1$  和  $\rho_2$ 。

上述计算已在 IBM-PC/XT 机上用 Fortran 语言编制程序实现, 已用 Basic 语言编制程序在 PC-1500 机上运行。

#### (五) 逆概率法

当存在浅层非均匀性、地下电缆、金属导线等干扰时, 一条剖面曲线上可能出现许多零交点, 这时采用前述数字滤波方法虽然可以区分出真零交点, 但不能区分这些异常。因此, 在干扰背景上划分出所希望的异常是处理地球物理资料的一个重要课题。逆概率法就是在已经消除了区域背景的条件下, 用来发现给定强度、形状和范围的异常的一种方法。

假定某一地球物理场的观测结果  $f(x)$  是异常  $a(x)$  和干扰  $n(x)$  之和:

$$f(x) = a(x) + n(x) \quad (3.1.17)$$

假定干扰是具有零平均值, 方差为  $\sigma^2$  的正态平稳随机过程。

因而, 要求根据所得的数列值  $F = \{f(x_1) \cdots f(x_n)\}$ , 以确定的概率来估计该数列是异常与干扰之和, 或者是一种干扰  $f(x) = n(x)$ 。

现提出比较两个统计假设  $H_1$  和  $H_2$  的问题。当异常存在时假设为  $H_1$ , 而异常不存在时假设为  $H_0$ 。

因此, 发现异常的问题归结为分别在异常存在 (假设  $H_1$ ) 和异常不存在 (假设  $H_0$ ) 条件下, 求得场观测值的似然函数  $P(F/H_1)$  和  $P(F/H_0)$ , 它们的比值为似然系数:

$$A = \frac{P(F/H_1)}{P(F/H_0)} \quad (3.1.18)$$

很明显, 若  $P(F/H_1) > P(F/H_0)$ , 说明假设为  $H_1$  (异常存在)。因此若  $A > 1$ , 则采用异常存在 (假设  $H_1$ ) 的解; 若  $A < 1$ , 则采用异常不存在 (假设  $H_0$ ) 的解。

根据似然系数的 Bayes 公式, 不难把上式变为关于异常存在的假设概率的计算公式。假设  $H_1$  和  $H_0$  的先验概率相等, 即  $P_1 =$

$P_0=0.5$ 时, 有:

$$P(H_1/F) = \frac{\frac{P_1}{P_0} \frac{P(F/H_1)}{P(F/H_0)}}{\frac{P_1}{P_0} \frac{P(F/H_1)}{P(F/H_0)} + 1} = \frac{\lambda}{\lambda + 1} \quad (3.1.19)$$

这时采用解的规则为:

当后验概率  $(H_1/F) > 0.5$  时是异常; 当后验概率  $(H_1/F) < 0.5$  时不是异常;

下面给出发现异常的具体计算方法。对于具有零平均值和方差为  $\sigma^2$  的正态型不相关干扰的情况:

$$\begin{aligned} P(F/H_1) &= P[f(x_1)/H_1] \cdots P[f(x_m)/H_1] \\ &= \frac{1}{\sigma^m (2\pi)^{m/2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^m [f(x_i) - a(x_i)]^2 \right\} \end{aligned} \quad (3.1.20)$$

$$\begin{aligned} P(F/H_0) &= P[f(x_1)/H_0] \cdots P[f(x_m)/H_0] \\ &= \frac{1}{\sigma^m (2\pi)^{m/2}} \exp \left[ -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^m f^2(x_i) \right] \end{aligned} \quad (3.1.21)$$

由上两式可求得似然系数等于:

$$\lambda = \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^m a^2(x_i) + \frac{1}{\sigma^2} \sum_{i=1}^m f(x_i) a(x_i) \right\} \quad (3.1.22)$$

现在如果把给定的异常  $a(x_1), \dots, a(x_m)$  依次沿测线移动, 则得到似然系数沿测线的分布为:

$$\begin{aligned} \lambda_j &= \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^m a^2(x_i) + \right. \\ &\quad \left. \frac{1}{\sigma^2} \sum_{i=1}^m f(x_{i+j-m/2}) a(x_i) \right\} \end{aligned} \quad (3.1.23)$$

式中  $f(x_{i+j-m/2}), \dots, f(x_{i+m/2})$  为观测场的离散值,  $j$  表示异常沿测线由一个点移到另一点的标号,  $m$  为假设的异常点数,  $n$  为测线上的点数。当  $m$  为偶数时,  $j$  由  $m/2$  到  $n-m/2$  变化, 而当  $m$  为奇数时,  $j$  由  $(m+1)/2$  到  $n-\frac{m-1}{2}$  变化。

发现异常的这种计算公式(3.1.22), 是根据 Bayes 公式计算概率  $P(F/H_1)$  的倒数后验概率  $P(H_1/F)$  得到的, 而称之为逆概率法。

在发现异常的计算公式 (3.1.23) 中, 指数中的第一项是异常与干扰能量之比  $\rho$ , 它在计算时保持不变; 第二项是根据异常与干扰之比的峰值准则进行原始数据滤波 (或区分信号作用) 的褶积。这时权函数是用干扰方差  $\sigma^2$  标准化的异常纵坐标。根据似然系数公式 (3.1.23), 利用公式 (3.1.19) 便可沿测线计算异常存在的后验概率  $P_1(H_1/F)$ 。

干扰的方差可以根据明显无异常的地段, 用下式来估计:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [f(x_i) - \bar{f}]^2 \quad (3.1.24)$$

式中  $\bar{f}$  是观测值的数学期望 (平均值):

$$\bar{f} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f(x_i) \quad (3.1.25)$$

发现异常的可靠性用下式来确定:

$$\gamma = \phi\left(\frac{\sqrt{\rho}}{2}\right) \quad (3.1.26)$$

式中

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^m a^2(x_i)}{\sigma^2}$$

上述方法只适用于在不相关干扰背景上发现确定的异常。如果干扰具有相关性, 则其基本解法仍然和不相关干扰相同。其区别在于要求估计所述干扰的统计性质的相关矩阵, 而不是方差  $\sigma^2$ 。

在这种情况下发现异常的算法归结为计算似然系数:

$$A_j = \exp\left[-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^m h_i a(x_i) + \sum_{i=1}^m f(x_{i+j-m/2}) h_i\right] \quad (3.1.27)$$

式中权系数是下面线性方程组的解:

$$\sum_{i=1}^m R_{ij} h_i = a(x_j), \quad j=1, \dots, m \quad (3.1.28)$$

式中  $R_{ij}$  为干扰的相关矩阵元素,  $R_{ij} = R(j-i)$ 。

上式中  $\sum h_i a(x_i) = \rho$  值决定异常与干扰的能量比, 而第二项是保证按照信号与干扰之比的最大峰值准则, 对原始数据进行褶积滤波。

图 3.1.4 给出在不相关干扰背景上发现给定的异常算法的例

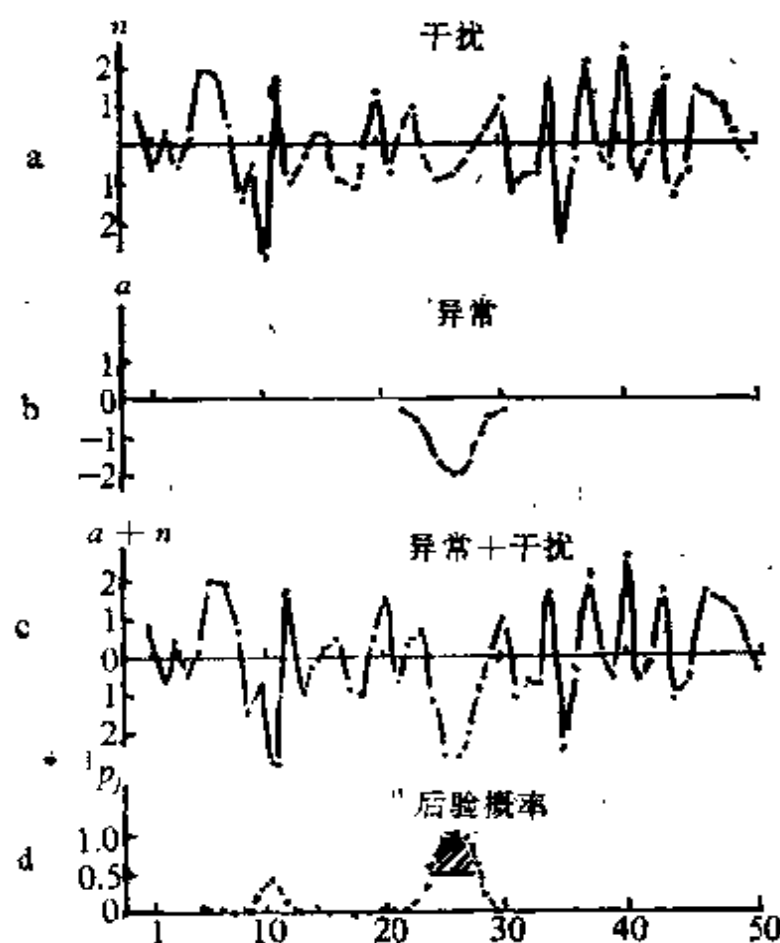


图 3.1.4 用逆概率法处理的算例

a—干扰; b—异常; c—异常+干扰; d—异常存在的后验概率,  
斜线区  $P_i$  值大于 0.5

子。在这个例子中, 干扰的方差  $\sigma^2=1$ , 异常值的数目  $m=9$ , 异常与干扰的能量比  $\rho=11$ 。异常的形状大致用高斯曲线  $a_i = 2.2e^{-i\frac{\Delta x}{4}}$  来描述。发现该异常的可靠性是  $\gamma=95\%$ 。

## 五、资料解释

甚低频法成果的解释推断应结合区域地质构造、水文地质和其它物化探资料,进行综合对比分析。根据任务要求和实际可能,查明异常的地质起因,确定异常地质体的空间分布、规模和产状,以解决设计任务中所提出的地质问题。

解释推断要充分收集并利用有关最新地质、物化探资料,深入现场,实地观察异常地段的地质、地形以及各种干扰因素的情况。

### (一) 面积性资料解释

面积性甚低频资料的解释要依据倾角滤波等值线平面图,磁场水平分量等值线平面图,以及甚低频视电阻率等值线平面图来进行。最好进行综合对比分析。

倾角滤波和磁场水平分量等值线的高值带(轴)可能对应构造破坏带、破碎带、岩溶发育带、岩层接触带、石墨化和硫化物岩层、矿带或透镜体等。

甚低频视电阻率高值带或轴可能显示高阻岩脉或岩墙、碳酸盐含油层、石灰岩、砂岩等。根据 $\rho_s$ 等值线轮廓的畸变和磁场水平分量 $H_x$ 异常曲线相关性的破坏,可能划分出构造地段和断裂。

### (二) 局部异常解释

在局部导电对象上方的甚低频磁场具有如下特征:水平分量 $H_x$ 出现极大值;而垂直分量 $H_z$ 则出现极小值,其两侧出现极大值;倾角 $D$ 则出现过零交点,并有原点对称的两个极值。

在高阻板状体上方 $H_x$ 值有些降低(约10—20%),而 $H_z$ 、 $D$ 则有相反的符号(与导体上方的异常相比)。如果低阻或高阻板状体的厚度超过与其接触岩石中的波长,则异常只是由接触带引起的,在这种情况下, $H_z$ 和 $D$ 出现极值,而 $H_x$ 表现为梯度形式的异常。

电场水平分量在高阻岩石上方出现高值,而在低阻岩石上方则出现极小值。

在导电板状体上方的倾角异常可进行半定量解释,估计出它

的埋深和倾向。

根据甚低频面积性测量结果并考虑其它的地球物理方法和地质调查资料，可以划分出进一步圈定探测对象的工作地段。详查工作比例尺的选择取决于探测对象的规模，测网可由  $10\text{m} \times 5\text{m}$  到  $100\text{m} \times 20\text{m}$  变化。在磁场的极值点，过零交点以及曲线梯度大的地方，建议将点距缩小一半。

### (三) 导体位置的确定

在甚低频电磁法中，通常采用极化椭圆倾角测量来探测良导体，诸如断裂带、岩层接触带、岩溶发育带等。在没有干扰的情况下，倾角剖面曲线的零交点通常出现在导体的上方。因而，可以根据零交点来确定导体的位置。但是，由于地质噪声，区域背景的干扰，有时还不止存在一个导体，这时零交点不仅不对应导体的位置，而且还出现假零交点。这就给根据零交点来确定导体的位置造成了困难。例如，一个浅部良导体所引起的倾角异常叠加在深部良导体所产生的区域背景上时，将看不到由浅部良导体所引起的倾角曲线的零交点（图3.1.5）。如果剖面中存在两个深

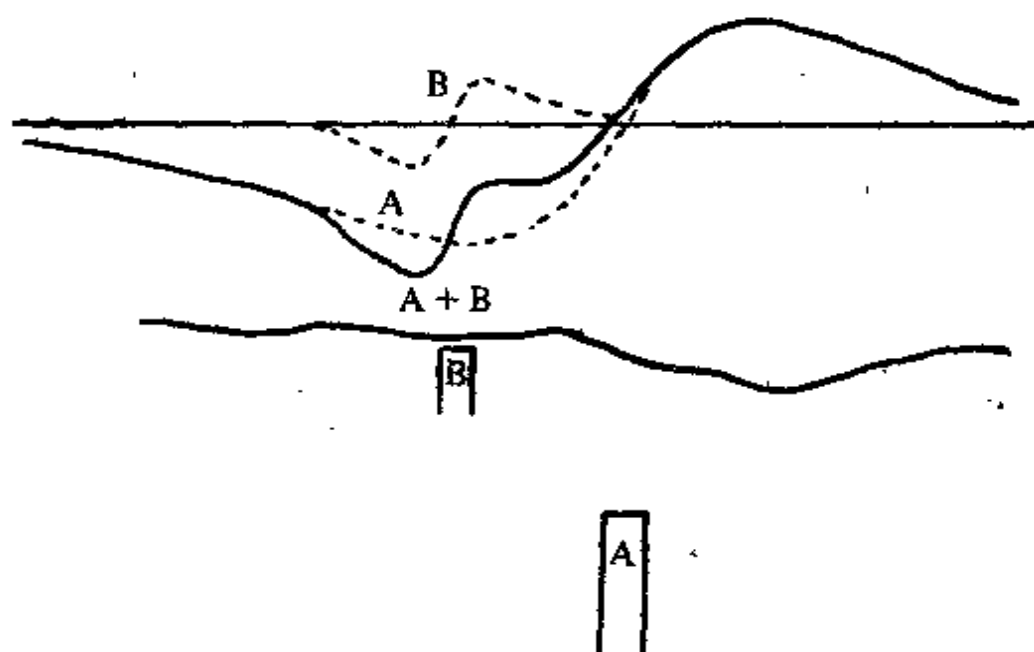


图 3.1.5 两个不同深度的良导体倾角异常的叠加

A—深部导体；B—浅部导体；虚线表示分别由A或B引起的倾角异常，  
实线表示两个导体的倾角异常的叠加

度相同的导体，其倾角剖面曲线如图 3.1.6 所示。这时反映导体的零交点位置向两个导体的中部移动，同时出现一个假交点。

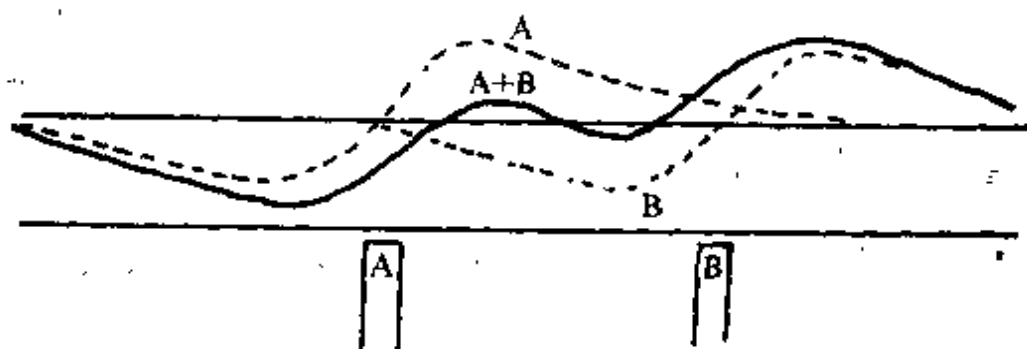


图 3.1.6 两个深度相同的导体上方的倾角剖面曲线  
虚线表示两个导体各自引起的倾角曲线，实线表示由两个导体引起的倾角异常的叠加

利用极化椭圆倾角剖面曲线本身的规律，可以确定导体的位置。假定地下有一线电流源，在一次场  $H_1$  的作用下，产生如图 3.1.7 所示的倾角剖面曲线。当在剖面南侧测量极化椭圆倾角时，磁性天线取向与极化椭圆的短轴  $b$  一致，其下端指向导体，这时磁性天线在南北向的垂直面内北倾；而在剖面北侧测量时，磁性天线则南倾。因而可以认为磁性天线向那边倾，导体就在那边。如用 DDS-2 型甚低频电磁仪测量时，仪器读数北倾，则导体应位于测点在北边；若读数为南倾，则导体在南边。因此，在测量结果中标出剖面方向是重要的。如果利用加拿大 Geonics 公司制造的 EM-16 型甚低频仪器测量，则该仪器把手下端总是指向导体。于是，把手指向前方，导体在前；把手指向后方，则导体在后。

对于存在区域场等干扰因素时，可用 Fraser 滤波方法进行处理。

图 3.1.8 是广西桂林唐家湾奶牛场 I 线甚低频电磁异常剖面曲线。由图可见，倾角剖面曲线在测区北部出现大片倾角异常，似乎存在区域性干扰，这种干扰可能是测区北部的高压线或其它

磁性天线与极化椭圆  
短轴取向一致

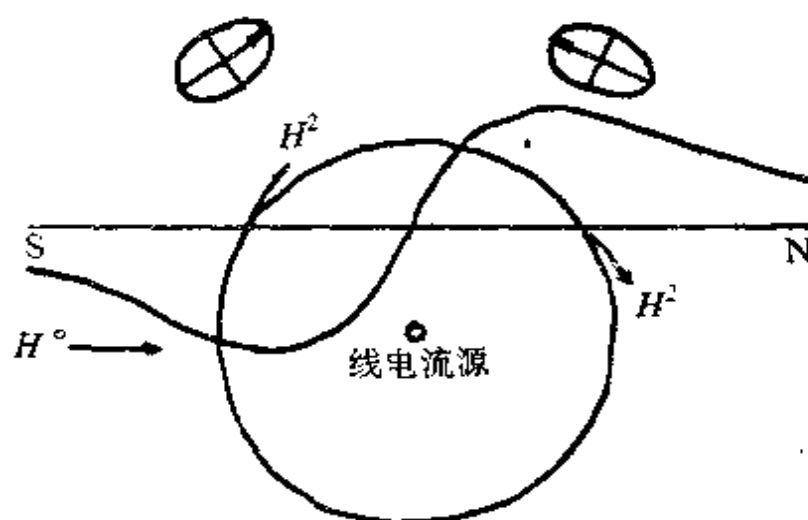


图 3.1.7 磁性天线倾斜方向与导体位置的关系

较大的地质体引起的。在这种情况下，很难根据“零交点”确定局部导体的位置。用 Fraser 滤波处理该倾角剖面曲线，结果如图 3.1.8 a 中的  $F$  曲线。然后，根据  $F$  曲线的正峰位置确定了原

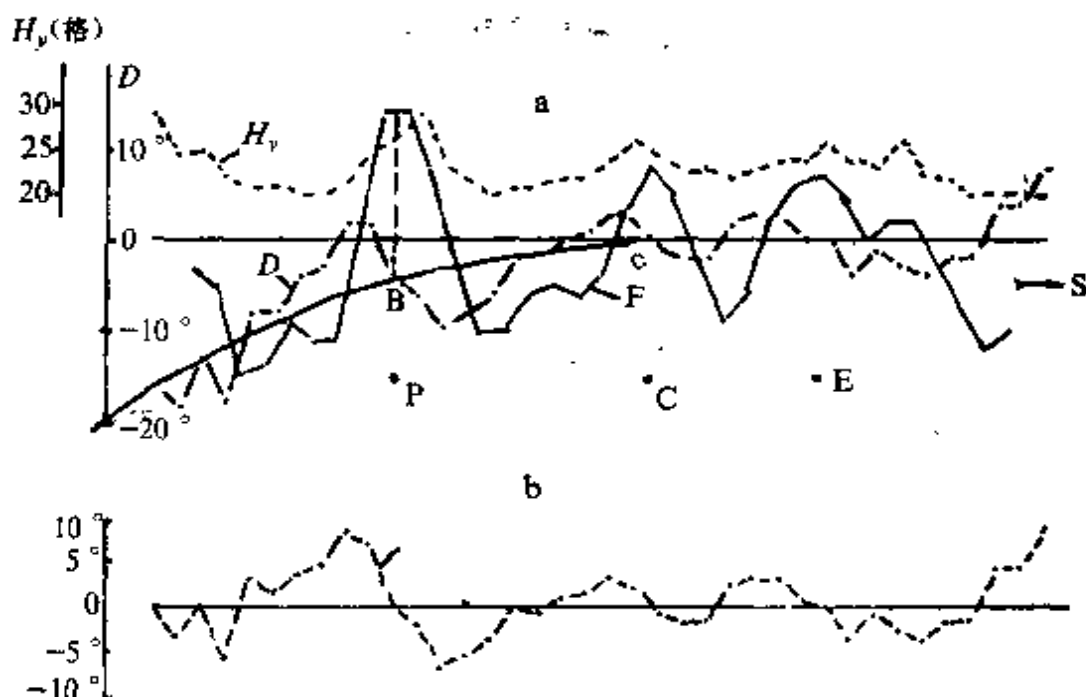


图 3.1.8 广西桂林唐家湾奶牛场 I 线甚低频异常剖面曲线

a— $H_y$ ,  $D$ , Fraser 滤波曲线; b—剩余倾角曲线



倾角曲线的拐点，如B点和C点，连接B点及C点并顺势延长。假定这条线为区域背景线。最后，在观测的倾角曲线中减去这一背景值，所得的倾角值为剩余倾角值，其剖面曲线绘于图3.1.8b中。这样处理后，局部异常就清楚地显示出来了。

#### (四) 导体埋深的估计

产生单一异常的某些地质体或矿脉，可以近似地看成一种规则的几何形体：球、圆柱体、板状体等。这种情况下，可采用由解正问题和反问题时所得的简单算法来解释。根据曲线形态特征，用特征点得到有关埋深的经验公式。准确一些的结果可利用多参数，由严格理论公式算出的结果构制的量板上查得结果。

##### 1. 经验公式（简单的特征点法）

###### (1) 球体

球心埋深  $d \approx \Delta x$

式中  $\Delta x$  是极化椭圆倾角曲线最大值和最小值之间的水平距离，而其半径  $R$  可由倾角最大值  $D_{\max}$  及其埋深  $d$  用下式求出：

$$R \approx 1.3d \sqrt{\operatorname{tg}^{-1} D_{\max}}$$

###### (2) 细长水平圆柱体

$$d \approx 0.86 \Delta x$$

其半径近似为

$$R \approx 1.22 d \sqrt{\operatorname{tg}^{-1} D_{\max}}$$

###### (3) 线源

$$d \approx 0.5 \Delta x$$

##### 2. 量板法（特征曲线法）

###### (1) Olsson 量板

利用实分量（倾角）曲线半峰—峰值间的距离和异常幅度平均值的关系来估算导电覆盖层下理想导电薄板的埋深。

$\delta$  为导电薄板的倾角， $\rho_2$  为围岩电阻率。由不同的  $\delta$  和  $\rho_2$  可制成多幅量板。图3.1.9和图3.1.10便是这种量板的例子。距离  $x_{R-} + x_{R+}$  是实分量曲线上极大值到零交点的距离，这一距离称做“视深度”。 $(A_{R+} + A_{R-})/2$  是实分量曲线半峰—峰值，称为异常幅

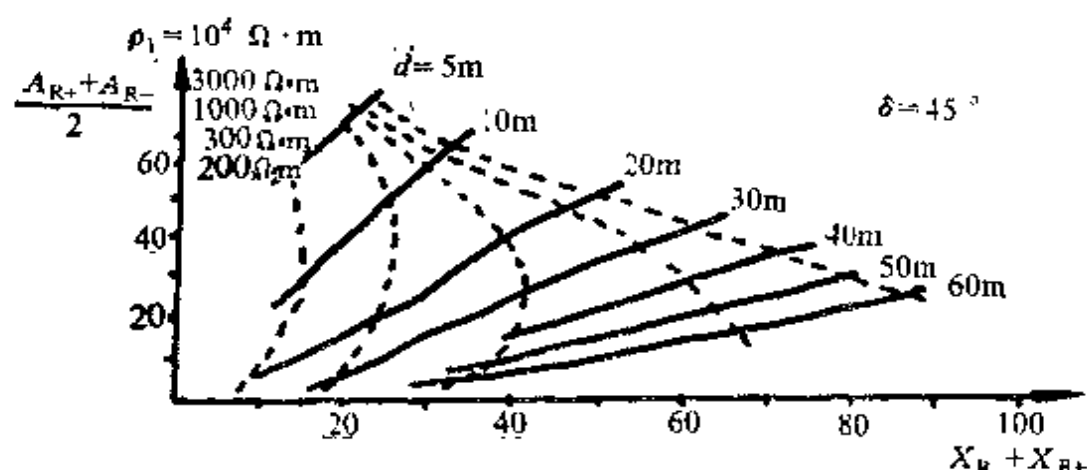


图 3.1.9 确定导体深度的半峰-峰值异常和视深度关系曲线图  
(频率 20 kHz, 围岩电阻率  $\rho_2$  为 10 k $\Omega \cdot m$ , 实线为真深度线,  
虚线为盖层电阻率  $\rho_1$  等值线)

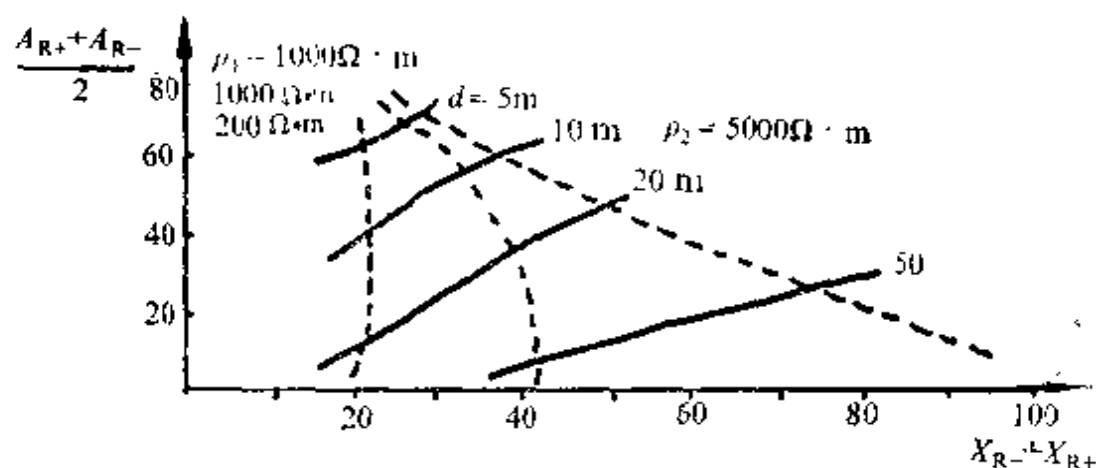


图 3.1.10 半峰-峰值异常与导体顶部视深度关系曲线图  
(频率: 20 kHz  $\delta = 0^\circ$ )

度平均值。图中实线表示真深度线, 虚线表示盖层电阻率  $\rho_1$  等值线,  $d$  为导体顶部埋深。应当注意, 当导体埋深较小时, 所估算的深度值通常过大。当异常的半峰-峰值为 13—16% 时, 真深度将等于视深度; 而当异常的半峰-峰值为 36—42% 时, 视深度将是真深度的 2 倍。由此可见特征点的局限。

## (2) Saydam 量板

Saydam (1981) 利用“网格解法”详细研究了垂直薄板状体的甚低频电磁倾角和偏心率异常特征, 认为异常的形状和大小主要与导体的电导率与厚度乘积、围岩电阻率、导体顶部埋深和

盖层的电导率的影响有关。研究表明，异常峰-峰值的间距  $\Delta x$  是导体埋深  $d$ 、厚度  $t$  以及围岩和导体电阻率的函数，即：

$$\Delta x = f(d, t, \rho_1, \rho_2)$$

图3.1.11是用来估算薄板状导体的电导率乘厚度和埋深的特性曲线。纵轴为偏心率峰-峰值，横轴为倾角峰-峰值，围岩电阻率  $\rho_1$  为  $250 \Omega \cdot m$ ，图中虚线为  $\sigma_2 \cdot t$ ，实线为  $d$ 。当具备以下条件时，上述特性曲线图可大致地用来估算薄板状导体的  $\sigma_2 \cdot t$  和  $d$ ：

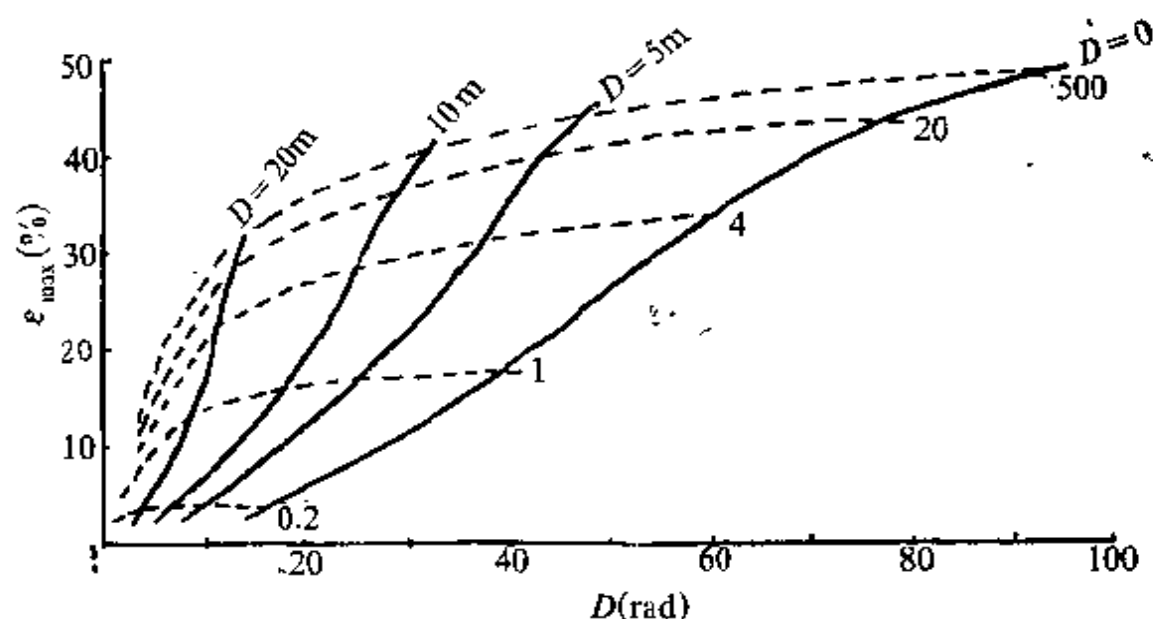


图 3.1.11 围岩电阻率为  $250 \Omega \cdot m$  的特性曲线图

1. 导体是直立的，并且沿走向延伸较大；
2. 围岩电阻率均匀，并且已知其电阻率在  $50-8000 \Omega \cdot m$  范围内；

3. 测线垂直于导体走向和甚低频电台方向；

4. 电台工作频率等于或接近  $17 \text{ kHz}$ 。

偏离上述条件，例如存在导电覆盖层或围岩电阻率超过特性曲线所覆盖的范围，或不知道围岩电阻率，都会给解释带来误差，甚至不能使用这些图件。

除此之外，确定导体埋深或别的参数，还可利用现代数值计算方法，譬如有限元法、边界元法、积分方程等方法进行正演计算，用广义线性反演法求参数。目前，这些方法尚在研究中。

## § 3.2 放射性方法

### 一、概述

利用放射性方法找寻地下水，并不是直接测定地下水中的放射性，而是通过测定岩石或浮土覆盖层的放射性差异，了解岩石在水平方向的变化情况，判断是否有储水构造存在，以达到找水的目的。通常，这类构造附近容易出现放射性气体氡的异常。

#### (一) 用放射性方法找寻基岩地下水的主要原理

1. 各种类型的岩石具有不同的天然放射性，其铀、钍、钍、氡等放射性元素含量不同。

2. 在裂隙、构造发育的地区，岩石破碎，断裂密布，为氡的释放和运移提供了良好的条件，易于形成放射性异常。氡及其子体的运移能力很强，迁移距离可以超过百米。

3. 地球化学垒的作用使放射性元素在某些地球化学环境突变的地段沉积。

4. 其他因素，如成矿作用，围岩蚀变，放射性元素与其他元素、矿物的共生关系等，使得矿体围岩的放射性有较大差异。

由于以上这些因素，不同的地质体中放射性元素的含量是不同的。用放射性方法，如 $\alpha$ 杯法、 $\alpha$ 卡法、地面 $\gamma$ 能谱测量等技术，可以把它们或它们的子体测定出来，借以划分不同的地质体，达到找寻基岩地下水、找矿、填图等目的。

#### (二) 蓄水构造上方容易出现放射性异常的主要原因

##### 1. 岩性

蓄水构造是含水层和隔水层组成的。由于它们的岩性不同，其放射性元素的含量常有差异。在地表测量这些放射性的差异，就能够反映出蓄水构造的大致位置。例如，由石灰岩和花岗岩构成的阻水型蓄水构造，石灰岩为含水层，在其附近出现的花岗岩不仅为隔水层而且还可能是地下热源。这时，在接触带上可能富集地下水，并被加热成热水。由于花岗岩和石灰岩的放射性元素

含量差异较大，用放射性勘探仪器能够容易地将它们探测出来加以区别。当这两种岩石在地表露头较好时， $\gamma$  测量即可得到明显反映；若岩石被浮土覆盖较深， $\gamma$  测量反映困难时，采用静电  $\alpha$  卡法和  $\alpha$  杯法等测氡方法将能够有效地区分它们。

## 2. 岩石的破碎程度

许多蓄水构造出现在断裂带、风化带和接触带。这些蓄水构造往往裂隙众多，岩石破碎，具良好通道。它不仅是良好的含水层，而且是放射性气体浓度增高的地段。这是因为岩石破碎、裂隙程度增大，岩石的射气系数增大，易于氡射气的析出。不仅构造带附近岩石里的放射性气体容易溢出，而且在较深部的氡射气也能沿着这些破碎段运移到地表，形成氡及其子体的放射性异常。因为  $^{222}\text{Rn}$  是惰性气体，而且半衰期很长，它的运移能力是很强的，这对形成放射性异常较为有利。例如，在花岗岩与岩脉的接触带上，由于岩脉侵入时会对花岗岩产生挤压作用，使接触带附近的岩石产生裂隙，加上后期的构造活动，可以构成裂隙密集带，它能够富水，又使放射性气体易于逸出，而形成放射性异常。

## 3. 地下水

破碎带、断裂带有利于地下水的流通。地下水是很强的溶剂，在其循环的过程中，能把岩石里的  $\text{Rn}$ 、 $\text{Ra}$ 、 $\text{U}$  等放射性元素迁移出来，并沿构造、裂隙等通道带至地表。在地下水的露头处，由于地球化学环境的突然变化，容易引起放射性异常，可以用放射性测量方法去发现它们。

## 4. 地热梯度

地温的变化会影响氡射气的运移。在地下温度增高地段，岩石的射气系数增大和氡在水中的溶解系数减小，致使氡射气在此地段浓集。根据扩散原理，它要向浓度低的方向扩散，从而使氡从高温地段向低温地段运移。通常，地下深部温度高，靠近地表温度低，因此这能加强氡沿岩石断裂，裂隙或岩石的破碎带向地表运动，形成地表氡的放射性异常。

综上所述,受岩性、断裂构造带控制的基岩地下水的蓄水构造上方常易出现放射性异常。

## 二、 $\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法

找寻地下水效果最好的放射性方法是 $\alpha$ 杯法和静电 $\alpha$ 卡法。其它方法,如 $\gamma$ 总量测量, $\gamma$ 能谱测量, $\text{Po-210}$ 测量, $\text{Ra}$ 量测量,活性炭测量等,在一定条件下也可被使用。

### (一) 测量原理

$\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法都是放射性累积测氡技术。它们是将收集器(普通的塑料杯或静电 $\alpha$ 卡片)埋在地下,利用未饱和场力(范德华力)和静电场力聚集土壤中氡的气体。一定时间后取出收集器,用 $\alpha$ 辐射仪测量其 $\alpha$ 射线产生的脉冲计数,根据各测点 $\alpha$ 射线的相对强弱,解决有关地质问题。

$\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法的探测对象是氡的短寿子体, $^{218}\text{Po}$ 、 $^{214}\text{Po}$ 、 $^{212}\text{Po}$ 等,测量结果反映的是土壤中氡的含量。

氡是一种气态放射性元素,能从地下深处沿岩裂隙通道运移到地表,所以该方法的探测深度较大,一般为数十米以上,适宜在浮土覆盖地区工作。

$\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法探测的是 $\alpha$ 射线,本底很低,易于突出微弱的放射性变化,因此探测灵敏度高。

根据氡及其子体的放射性特征,改变埋杯时间和测量时间可以得到不同的信息。

1. 当埋杯时间短,如半小时左右,则 $\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法探测到的主要是 $^{218}\text{Po}$ 。

2. 当埋杯1h以上,取杯后立即作 $\alpha$ 测量时,测量到的将是 $^{218}\text{Po}$ 、 $^{214}\text{Po}$ 、 $^{212}\text{Po}$ 等 $\alpha$ 辐射体的共同贡献。

3. 若取杯后放置半小时左右再做测量,测量到的主要是 $^{214}\text{Po}$ 、 $^{212}\text{Po}$ 的 $\alpha$ 辐射。

4. 若取杯1h以后再测量,测量到的则主要是 $^{212}\text{Po}$ 产生的 $\alpha$ 射线。

区分土壤中 $^{222}\text{Rn}$ 和 $^{226}\text{Rn}$ 的贡献对资料解释很有意义,采用

两次测量可获得多个参数。取杯后立即做第一次  $\alpha$  杯测量, 4 h 以后再做第二次测量。由此可以得到以下几个参数:

$$^{222}\text{Rn} + ^{220}\text{Rn} = N_1$$

$$^{220}\text{Rn} + N_2/e^{-\lambda t} \approx N_2$$

$$^{222}\text{Rn} = N_1 - ^{220}\text{Rn}$$

$$^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn} = (N_1/N_2) \cdot e^{-\lambda t} - 1 \approx (N_1/N_2) - 1$$

式中  $N_1$  为第一次  $\alpha$  测量获得的计数率;  $N_2$  为第二次  $\alpha$  测量获得的计数率;  $\lambda$  为  $^{212}\text{Pb}$  的衰变常数,  $\lambda = 0.065/\text{h}$ ;  $t$  为两次测量的时间间隔(小时)。在应用上式时  $t$  必须大于 4 h。

## (二) $\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法测量技术

### 1. 放射性测量工作比例尺

根据地质任务和工作地区的经济、交通、地质、地貌, 以及该区以往工作程度等因素, 确定合适的工作比例尺。

测线布置尽量垂直穿过欲探测的地质体。在地质体边界地段测点加密, 在地质体均匀地段测点放稀。

放射性测量工作比例尺与点线距的关系参见表 3.2.1, 应根据任务和条件确定适当的点线距。

表 3.2.1 放射性测量工作比例尺与点距的大致关系表

比例尺	线 距(m)	点 距(m)
1:100000	1000—2000	100—500
1:50000	500—1000	50—250
1:25000	250—500	25—150
1:10000	100—200	10—100
1:5000	50—100	5—50
1:2000	20—50	2—20
1:1000	10—20	1—10
1:500	5—10	1—5

一般在找寻基岩地下水时, 应垂直断层构造或地质体走向布置数条测线, 以控制其分布形态和范围。工作时, 可利用地形图和实地情况布置测线, 用罗盘定向, 测绳量距定点, 并作好标记。

## 2. $\alpha$ 杯法野外施工步骤

(1) 挖坑。逐测点掘深 30—40 cm，直径适合放置探杯的探坑。如图 3.2.1。

(2) 埋杯。将探杯倒置于坑中，用土埋平。

(3) 测量。埋杯一定时间后（一般大于 1h），取出探杯，立即将其放入电离室  $\alpha$  杯探测器内测量。

(4) 记录。将测点号、测量时间、测量值以及探杯号记录清楚。

(5) 为了获得多种参数，便于资料解释，可以对  $\alpha$  杯做第二次测量。计算出  $^{222}\text{Rn}$ 、 $^{220}\text{Rn}$  和  $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$  等氡的参数。第二次测量可在第一次测量后的 4 h 进行。

(6) 为了便于资料解释，可以在进行  $\alpha$  杯法测量时，在探坑里作  $\gamma$  测量；还可顺便取 50—100 g 左右的土壤样品，回室内作其它方法测量。

(7) 每天施工前后要检查仪器本底，还要用固定的放射性工作源检测几个读数，以检查  $\alpha$  辐射仪的日常工作稳定性，确保仪器长期稳定，使野外获得的数据可靠。

## 3. $\alpha$ 卡法野外施工步骤

$\alpha$  卡法在埋杯前，需要测试调整  $\alpha$  卡片上的静电电压，将其安装在  $\alpha$  杯底部，然后再埋在地下。其它野外工作方法与  $\alpha$  杯相同。

## 4. $\alpha$ 杯法和 $\alpha$ 卡法的记录内容

(1) 日期，气候，地点，工作者；

(2) 测线号，方位，比例尺；

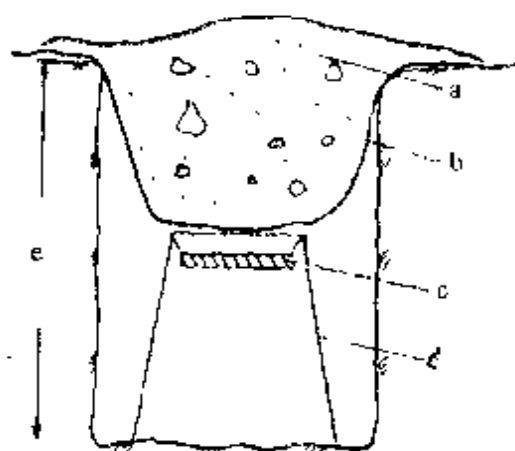


图 3.2.1  $\alpha$  杯， $\alpha$  卡，活性炭等野外埋杯示意图

a—回填土； b—塑料布； c— $\alpha$  卡片； d— $\alpha$  探杯； e—坑深 30—40 cm



(3) 仪器型号, 日常稳定性检查读数, 检查源编号等;  
(4) 埋杯时刻, 取杯时刻, 第一次测量时刻, 第二次测量时刻;

(5) 点号, 距离, 读数, 测量时间;

(6)  $\alpha$  卡法测量还应记录  $\alpha$  卡片的静电电压;

(7) 地质情况, 其它。

### (三) 仪器装备

$\alpha$  卡法 (或  $\alpha$  杯法) 要求有  $\alpha$  辐射仪,  $\alpha$  探杯 (每个测点用一个, 可以反复使用), 挖浅坑的工具, 静电  $\alpha$  卡片, 静电电位计 (DWJ-81), 毛刷等。

#### 1. CD-1 $\alpha$ 杯探测仪

CD-1  $\alpha$  杯探测仪是一种轻便的  $\alpha$  辐射仪, 由成都地质学院生产。它可用于  $\alpha$  杯法,  $\alpha$  卡法, 活性炭  $\alpha$  测量, 土壤镭,  $^{210}\text{Po}$  测量等  $\alpha$  测量方法。

CD-1  $\alpha$  杯探测仪的探测器是常压空气脉冲电离室。电离室壁加有一 900 V 的高压。主要技术特点如下:

(1) 探测器灵敏面积大, 机械性能好, 不需避光使用。

(2) 排除探测器上放射性污染的方法简便、快捷, 易在野外实现。

(3) 用途多, 可进行多种  $\alpha$  测量。

(4) 可以和放射性总量数据采集及处理系统相连, 实现自动数据记录、处理和成图。

(5) 仪器本底:  $< 1 \text{ cpm}$ 。

(6) 工作环境温度:  $0^\circ\text{C} - 40^\circ\text{C}$ 。

(7) 功耗:  $< 150 \text{ mW}$ 。

(8) 重量:  $< 3.0 \text{ kg}$ 。

#### 2. HFS-1 $\alpha$ 闪烁辐射仪

HFS-1  $\alpha$  闪烁辐射仪由重庆地质仪器厂生产, 是一种轻便探测  $\alpha$  射线的仪器, 主要用于静电  $\alpha$  卡法测量。由于使用  $\text{ZnS}(\text{Ag})$  闪烁计数器,  $\alpha$  射线穿透能力弱, 需避光使用。探测器装在一暗

盒内，测量时需将待测样品放入暗盒才可进行工作。

### 3. 仪器性能检查

#### (1) 仪器本底

在日常工作中，应经常检查仪器本底。

若  $\alpha$  探测器未受污染，在室温下仪器连续测量若干分钟，平均本底计数率应不大于每分钟数个脉冲。

#### (2) 日常工作稳定性

为了保证  $\alpha$  测量获取数据的质量，每天工作前后要检查  $\alpha$  辐射仪的日常工作稳定性。检查方法是，将  $\alpha$  放射源放在仪器测样的固定位置上，测量几个数。每天检查测量同一个  $\alpha$  源得到的计数结果应符合放射性统计规律。当检查测量的平均数为  $N$  时，要求最大读数与最小读数之差应不大于  $6\sqrt{N}$ 。

#### (3) 短期工作稳定性

仪器经过检修、调压调节、长期存放、长途运输或受剧烈震动、严寒、酷热、潮湿等影响之后，应进行仪器短期工作稳定性检查。

仪器在连续工作的4—8 h内，测量固定的  $\alpha$  辐射源，读数应符合放射性统计涨落规律。测定方法是：固定  $\alpha$  放射性源与探测器的位置，在仪器连续工作的数小时内，每隔一定的时间测量一个数，均匀地测得 50~100个左右的读数  $N_i$ ，做出仪器读数散点图。然后，计算出这批数据的平均计数  $N$  和均方误差  $\sqrt{N}$ 。再逐点统计，求出落在  $N \pm \sqrt{N}$ 、 $N \pm 2\sqrt{N}$ 、 $N \pm 3\sqrt{N}$  范围内的读数的百分比。

若读数落在上述三个范围内的个数占总数目的百分比分别为 68%、96%、100%左右，则仪器工作是稳定的。

#### (1) 长期工作稳定性

仪器在使用的数周或数月期间内，对固定的  $\alpha$  辐射源，所得读数应符合放射性统计涨落规律。

仪器的长期工作稳定性检查是根据仪器日常稳定性检查测得的计数值  $N_i$  来衡量的。当  $N_i > 1000$  时，可按下式计算灵敏度

变化相对误差  $\delta$ :

$$\delta = (N_j - N) / N$$

式中  $N$  为仪器稳定性检查值的平均数。若  $\delta \leq \pm 30\%$ , 则认为仪器长期工作是稳定的。

### (5) 多台仪器工作一致性检查

多台仪器在同一地区工作时, 要求各台仪器在同一  $\alpha$  源测得的计数率相对误差  $\epsilon \leq \pm 30\%$ 。

## 三、数据处理

放射性测量数据处理方法较少, 常用的有趋势分析, 这里介绍一种建立在 Fuzzy 系统理论上的滤波窗口方法。

### (一) Fuzzy 初级滤波窗口

如前所述, 放射性测量值往往是受观测时间限制的累积辐射剂量或脉冲数, 它是一种离散异常谱。为从中解释出隐伏断裂的位置等构造信息, 必须消除曲线 I、II 类间断点, 孤立异常点和地面干扰因素引起的假异常。

#### 1. 等时间间隔和测点距的滤波窗口

该窗口实质上是条带窗口, 在野外观测时可以人为完成。优异常谱为分段统一时间间隔内的异常值, 便于计算机分析对比和归一化电算。

#### 2. 离散谱化为相对圆滑谱的滤波窗口

##### (1) 一维窗口函数表达式 (单条测线)

$$F_{n+1}(\phi_l) = \frac{1}{3} \sum_{i=l-1}^{l+1} F_n(\phi_i) \quad (3.2.1)$$

其中  $n$  为滤波次数, 当  $n=0$  时,  $F_0(\phi_i)$  取原始实测异常值;  $F_n(\phi_i)$  为  $n$  次滤波后测线上  $\phi_i$  测点异常值;  $l \in \{2, 3, 4, \dots, m-1\}$ ,  $m$  为  $\phi_i$  个数, 即测点数。

实践表明, 滤波次数  $n=1$  时, 异常函数就可以满足所有电算的需要条件。滤波存在端部损失, 这点用下式近似弥补:

$$F_{n+1}(\phi_l) = \frac{1}{3} \left\{ \left[ \sum_{i=l-1}^{l+1} F_n(\phi_i) \right] + F_n(\phi_{l+1}) \right\} \quad (3.2.2)$$

式 (3.2.2) 适用前端点, 即  $l=1$ 。或

$$F_{n+1}(\phi_l) = \frac{1}{3} \left\{ F_n(\phi_{l-1}) + \sum_{i=l-1}^{l+1} F_n(\phi_{l(i+1)}) \right\} \quad (3.2.3)$$

式 (3.2.3) 后端点适用, 且  $l=m$ 。

(2) 二维窗口函数 (对于测网)

$$F_{n+1}(\phi_{lj}) = \frac{1}{5} \left[ F_n(\phi_{l(l-1)}) + \sum_{i=l-1}^{l+1} F_n(\phi_{lij}) + F_n(\phi_{l(l+1)}) \right] \quad (3.2.4)$$

其中  $F_n(\phi_{lj})$  为测点  $\phi_{lj}$  处的  $n$  次滤波后异常值,  $l$ 、 $j$  为测点、测线号。

二维测区边缘处理, 采用与一维相似的差边原理即可。

各 Fuzzy 函数若用行列式代表平面异常, 则函数用模糊集表示。

### 3. 基岩线性参数 Fuzzy 滤波窗口

对测线上各测点异常值, 作数理统计处理, 得频率响应中基岩线性参数, 数学期望或均值  $E(\xi)$ , 均方差  $\sigma$ , 见表 3.2.1。

### 4. 等效地形滤波窗口

岩土覆盖层下的基岩倾斜, 可引起基值线性地递减或递增, 反映构造异常不明显, 甚至形成虚假异常。在圆滑滤波的基础上, 作等效地形滤波, 可基本消除地形影响。滤波窗限于各地质单元中分别应用。滤波形式为:

$$F_n(\phi) = F_n(\phi_l) - \frac{F_n(H) - F_n(h)}{H - h} \cdot (x_{\phi_l} - h) \quad (3.2.5)$$

其中  $F_n(\phi)$  为测点  $\phi$  处的  $n$  次滤波后的异常值,  $F_n(H)$  为单元内地形最高点的  $n$  次圆滑后异常值,  $H$  为单元内地形最高点处的高程,  $h$  为单元内地形最低处的高程,  $x_{\phi_l}$  为测点  $\phi_l$  处的高程。

等效地形滤波后出现相对于  $E(\xi)$  值的负值区时, 常反映了地表水补给地下水的水文地质特征。

### (二) Fuzzy 中级滤波窗口

#### 1. 初级滤波后异常函数的一、二阶导数。

表 3.2.2

异常分组 区 间	中 值	频 数	相对频数 (%)	累计频数 $\xi$ (%)	备 注
30—39	34.5	0			频数为大小 边值各去掉 10%后的统 计数。  数学期望为 $E(\xi) = 81$ 。 测线观测误 差为 $\sigma = 2\%$ ， 实际参加统 计的测点数 $n = 70$
40—49	44.5	2	3.571	3.571	
50—59	54.5	5	8.929	12.500	
60—69	64.5	6	10.711	23.214	
70—79	74.5	8	11.286	37.500	
80—89	84.5	6	10.711	48.214	
90—99	94.5	6	10.711	58.928	
100—109	104.5	5	8.929	67.857	
110—119	114.5	8	11.286	82.143	
120—129	124.5	3	5.357	87.500	
130—139	134.5	5	8.929	96.429	
140—149	144.5	1	1.786	98.215	
150—159	154.5	1	1.785	100.00	
160—169	164.5	0			
		$\Sigma 56$		$\Sigma 100.000$	

## 2. 异常偏移校正窗口

$$x = \Phi + A(k, \alpha) \quad (3.2.6)$$

其中  $\Phi$  为校正前测点坐标； $A(k, \alpha)$  为待定系数，与流体渗透系数  $k$  流向与测线的夹角  $\alpha$  有关。

## 3. 正态型窗口

由通道上升的氦气在覆盖层中扩散，使源心两边出现氦气浓度几率呈正态分布的特征。圆滑滤波的波形可用下列窗口提取：

$$f(\phi) = \max F \cdot \exp[-(\phi - a)^2 / 2\mu^2] + E(\xi) \quad (3.2.7)$$

其中  $\max F$  为相对异常值； $\phi$ 、 $a$  为测点坐标； $E(\xi)$  本地质单元数学期望； $\mu$  拟合常数。

具体应用时， $\max F$  为相对圆滑滤波后，无垂向错动断裂、洞穴和古河谷等构造形迹的异常值时，由异常的最大值减去数学期望而得。 $\max F$  所对应测点坐标  $a$ ， $\phi$  为待处理点坐标， $\mu$  由拟合差最小时确定。

#### 四、资料解释

资料解释的目的是获得地质成果，这也是放射性勘探的最终目的。针对不同的任务，资料解释的任务有所不同。对于找水，其任务是确定含水构造带。

进行资料解释的原因是，放射性测量结果具有多解性。影响放射性测量结果的因素很多，主要有：

（1）岩性。岩性不同，放射性元素含量不同。

（2）断裂破碎带。放射性元素含量与岩石破碎程度及其中充填物有关。

（3）土壤湿度。土壤中的水分对射线有屏蔽作用。

（4）地形地物。地形不同或地表建筑物的存在将使测量结果发生变化。

（5）气候。气候不同，将使测量结果发生变化。

（6）其它。

因此，只有通过资料解释，才能对测量结果做出正确判断。

放射性方法的解释实际上贯穿于整个工作中。从踏勘设计，到野外测量，直到室内资料处理和分析，都需要解释工作。但该项工作主要是在资料整理和处理基础上进行。在解释过程中，应结合其他物化探资料和地质资料，综合分析剖面上和平面上各个参数的变化规律，找出引起各个变化规律的地质因素，从而达到解释目的。

由于放射性方法的特点，在许多情况下推断解释只能是定性的。

##### （一）资料对比

1. 对比不同岩性上放射性参数的变化规律。
2. 对比断裂构造带上放射性参数的变化规律。
3. 对比不同矿化带上及其周围的放射性参数的变化规律。
4. 对比不同地形地貌、不同气候条件下放射性参数的变化规律。

##### （二）断裂带的解释

1. 单峰异常。这种异常多反映产状直立的断裂带。若倾斜的断裂带两侧岩石致密，很少裂隙，也可能产生单峰异常。也有一些其他情况也可能引起单峰异常，见图 3.2.2。

2. 双峰异常。如图 3.2.3 所示，多是一峰较高(称为主峰)，一峰较低(为次峰)。在低峰一侧往往呈阶梯状变化。一般，主峰对应构造出口处，次峰对应断裂带的上盘。若上盘裂隙发育，而断裂带本身又遭堵塞，则可能出现图 3.2.3(b)所示的情况。当然，其他一些情况也可能引起双峰异常。

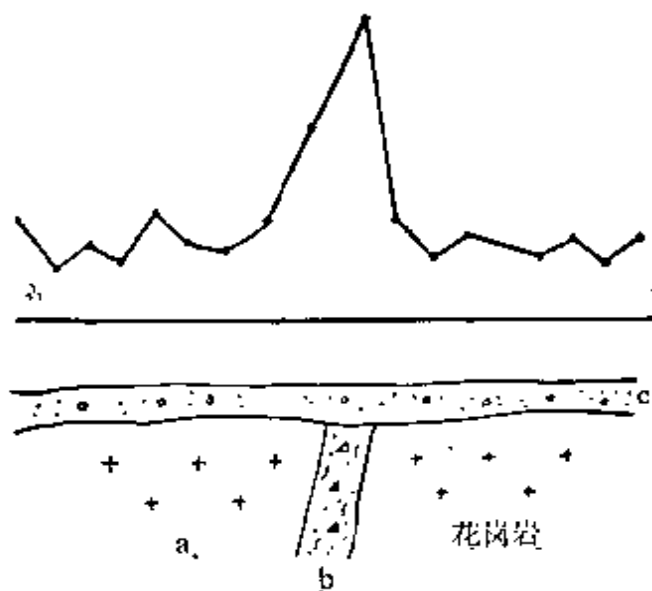


图 3.2.2 单峰异常曲线示意图  
a—花岗岩；b—断层；c—浮土

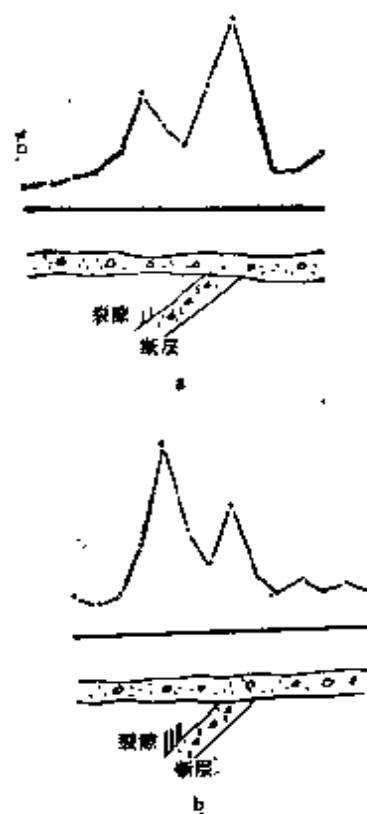


图 3.2.3 双峰异常曲线示意图

3. 多峰异常。这种类型的异常可能是断裂十分发育，断裂带宽度较大，破碎带分布较广引起的；也可能是岩性复杂形成的。测点过稀，测点布置不太合理，以及测线布置不当，也会出现这种异常。如图 3.2.4。

#### 4. 平面结果解释

平面结果解释可从两方面进行，一是根据平面剖面图解释；

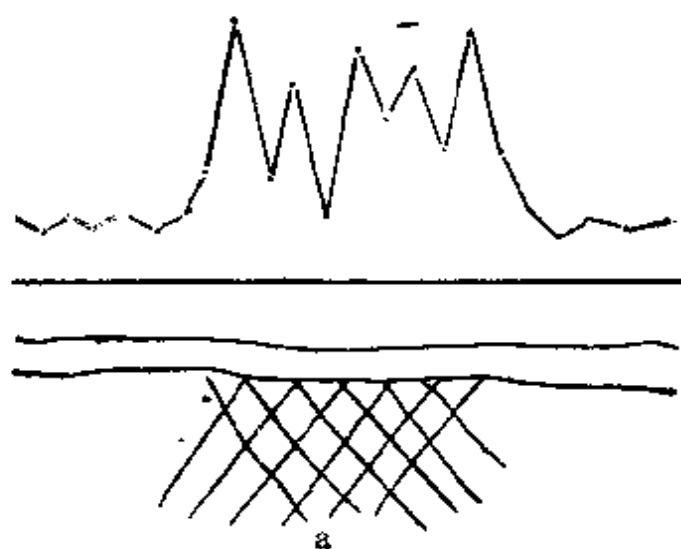


图 3.2.4 多峰异常曲线示意图  
a—断裂带

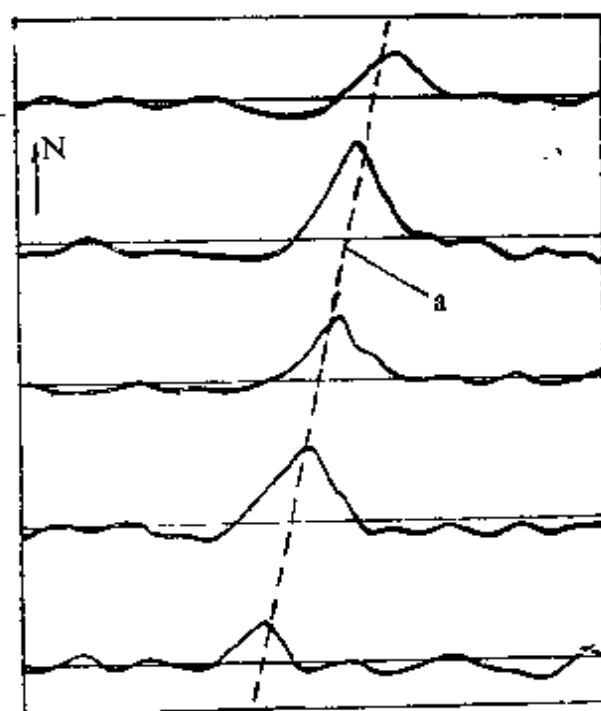


图 3.2.5 断裂带上方平面剖面示意图  
a—断裂带

另一是根据平面等值图解释。

断裂带在图3.2.5上表现为一线性异常,根据图中异常走向,可基本判断线性构造走向。

### 五、其它放射性方法



### (一) 地面 $\gamma$ 总量测量

$\gamma$ 总量测量是采用携带式数字 $\gamma$ 辐射仪测量岩石或土壤中放射性核素放出的 $\gamma$ 射线引起的仪器总计数, 根据各个测点 $\gamma$ 射线照射量的相对差异, 来解决有关地质问题。

$\gamma$ 总量测量是放射性方法中最简单的一种测量技术, 在进行一般地质工作时都可开展 $\gamma$ 总量测量。

$\gamma$ 总量测量可按工作场所不同将其分为地面 $\gamma$ 测量、孔中 $\gamma$ 测量、航空 $\gamma$ 测量、 $\gamma$ 测井等。

#### 1. $\gamma$ 测量的探测范围

$\gamma$ 辐射仪在地面探测到的 $\gamma$ 射线, 主要是由测点附近某一范围内的岩石产生的, 这个范围叫做仪器作用带, 即 $\gamma$ 测量的探测范围。它与 $\gamma$ 辐射仪探测器距离地面的高度有关:

$$D \approx 10H$$

式中 $D$ 为 $\gamma$ 测量探测范围的直径,  $H$ 为探测器距离地面的高度。

#### 2. $\gamma$ 测量的探测深度

$\gamma$ 射线在岩石和土壤中的穿透距离约为几十厘米, 所以 $\gamma$ 测量主要探测来自地表浅部放射性核素放出的 $\gamma$ 射线。

由于晕圈的存在, 可使 $\gamma$ 测量的探测深度大大超过 $\gamma$ 射线在岩石、土壤中的穿透距离。

#### 3. $\gamma$ 测量的探测立体角

探测立体角是指探测器相对被测物体所张的角度。立体角越大, 探测到的 $\gamma$ 射线也越多, 即对同一物体采用不同的立体角测量会得到不同的结果。因此, 在 $\gamma$ 测量中应尽量保持各测点的探测立体角一致。

### (二) 地面 $\gamma$ 能谱测量

$\gamma$ 能谱测量采用 $\gamma$ 能谱仪在野外直接测定岩石、土壤中钾、铀、钍的含量及其比值, 根据各个测点测量结果的差异, 解决有关地质问题。

$\gamma$ 能谱测量是一种现场定量测量技术, 它兼有物探方法和化探方法的特色, 是一种重要的放射性方法。

$\gamma$ 能谱测量可按工作场所不同分为地面 $\gamma$ 能谱测量、航空 $\gamma$ 能谱测量和 $\gamma$ 能谱测井等。

$\gamma$ 能谱测量是根据野外条件下，钾、铀、钍的 $\gamma$ 射线能谱曲线的差异，测量和计算出钾、铀、钍的含量。

对于使用 NaI (Tl) 闪烁体的野外 $\gamma$ 能谱仪来说，测定钾、铀、钍三个元素的含量时，只需要三个能谱测量段，不必使用多道能谱仪。

三个测量谱段的选择原则是：a. 选用高能段，减少散射 $\gamma$ 线的影响；b. 三个谱段尽量独立，突出特征元素的贡献，提高含量计算的稳定性；c. 各谱段道宽尽量大，以提高测量精度，减少含量计算误差。

### （三）Po-210 测量

Po-210 测量是将野外取回的土壤样品，在室内经化学处理后提取放射性核素  $^{210}\text{Po}$ ，对其进行  $\alpha$  测量，根据各测点  $^{210}\text{Po}$  量的相对变化，解决有关地质问题。

$^{210}\text{Po}$  是天然放射性  $^{238}\text{U}$  系列中的最后一个放射性核素，属于氡的长寿子体。数值反映的是氡在某地区数十年里，甚至更长时间里的累积情况。该方法野外工作简单，适用于区域普查，或在地表土壤未受到人工搬运的地区工作。

#### 1. Po-210 测量仪器设备

$\alpha$  辐射仪，天平（感量 0.1 g），铜片若干（直径约 30 mm，厚约 5 mm，含 Cu 99.9% 的紫铜箔，一面涂上耐酸油漆），化学试剂，玻璃器皿，电动摇床，取样袋，取土壤样的工具等。Po-210 测量中对  $\alpha$  辐射仪的要求及仪器性能检查与  $\alpha$  卡法对测量仪器的要求相同。

#### 2. Po-210 测量方法

逐点挖取重约 50 g 的土壤样品。工作时，应拨开地表腐植层，取深部土样。同一地区取样深度应一致。备样，配制溶液，化学处理制样，然后进行  $\alpha$  测量。制好的样片要及时测量，若放置时间超过数天，则应按下式修正读数：

$$N = N_1 e^{\lambda t}$$

式中  $N$  为修正后的读数； $N_1$  为实测读数； $\lambda$  为  $^{210}\text{Po}$  的衰变常数， $\lambda = 5 \times 10^{-3}/\text{d}$ ； $t$  为制样后放置的天数。

Po-210 测量中，样品的  $\alpha$  测量精度优于 20% 才能发现变化幅度为 200% 的异常。通常 Po-210 测量的计数甚少，此点应予注意。

#### (四) 土壤样品的 Ra 量测量

Ra 量测量是将野外取回的土壤样品在室内密封一段时间，积累 Ra 的放射性子体。通过对其子体的  $\alpha$  测量，了解土壤样品中 Ra 的相对情况。

Ra 量测量的探测对象是  $^{226}\text{Ra}$  和  $^{224}\text{Ra}$ ，它反映的是地表放射性元素 Ra 的信息。将其用于野外  $\alpha$  测氡异常的分析解释时，有助于判别氡的来源。

##### 1. Ra 量测量仪器

$\alpha$  辐射仪，取样袋，取样工具，密封土壤样品的容器， $\alpha$  卡片等。对  $\alpha$  辐射仪的要求与  $\alpha$  杯法、 $\alpha$  卡法对测量仪器的要求相同。

##### 2. Ra 量测量方法

逐点挖取土壤样品，取样时应拨开地表腐植层取深部土样。

土样干燥、碾碎、量取。样品重量一般为 100 g 左右。封装土壤样品，密封时间一般为十天左右，同一工作地区的样品密封时间应一致。封装  $\alpha$  卡片一般可与土样同时封装；若采用静电  $\alpha$  卡片，应在测量前 4 h 封入。取出  $\alpha$  卡片，用  $\alpha$  辐射仪进行  $\alpha$  测量，每个卡片的读数时间不小于 5 min。

每天工作前后要检查仪器本底，还要用  $\alpha$  放射性工作源检查仪器日常工作稳定性，以确保野外获得的数据可靠。

#### (五) 活性炭测量

活性炭测量是在野外条件下，将活性炭放在适当的容器中埋入地下，吸附收集氡及其子体，一段时间后取出活性炭，对其进行  $\gamma$  测量或  $\alpha$  测量。根据每个测点测量脉冲数的相对差异，解决

有关地质问题。

活性炭测量按探测射线的不同，可分为活性炭 $\alpha$ 测量和活性炭 $\gamma$ 测量，前者可在野外进行测量，后者只能在室内完成测量工作。

活性炭收集的是氡及其短寿子体，埋置时间可为数小时至数天。

## 1. 活性炭测量仪器

### (1) 仪器与器材

$\alpha$  辐射仪（如 CD-1 等）或  $\gamma$  辐射仪，活性炭，放置活性炭的容器，挖坑工具等。

### (2) 活性炭测量对仪器的要求

除了与  $\gamma$  测量、 $\alpha$  测量对仪器的要求内容相同外，还应注意：

- a. 能够对粉末状的活性炭样品进行  $\alpha$  或  $\gamma$  测量；
- b. 本底低。进行  $\gamma$  活性炭测量的  $\gamma$  辐射仪探测器部分必须有铅屏蔽室。

### c. 仪器性能检查

仪器检查内容和方法同  $\alpha$  杯法。

## 2. 活性炭测量方法

### (1) 野外工作

根据工作任务选择测区，布置测线。然后，可以按以下步骤进行工作：

- a. 在探杯内安装活性炭，每个测点安放数十克，各测点应一致。

b. 挖坑。逐点挖掘深 30—40 cm，直径适合放置探杯的探坑。

c. 埋杯。将安装好活性炭的探杯倒置于坑中，用土埋严。

d. 测量。

活性炭  $\alpha$  测量：埋杯一定时间后（一般数小时到数天），取出探杯，立即将活性炭连同  $\alpha$  杯一起放入电离室  $\alpha$  杯探测器内进行  $\alpha$  测量。

活性炭  $\gamma$  测量：埋杯数天后，取出活性炭，将活性炭带回实

实验室进行 $\gamma$ 测量。但此时应对测量结果做时间修正。

每天工作前后要检查仪器本底，还要用放射性工作源检查辐射仪的灵敏度，以确保获得的数据可靠。

### (2) 活性炭测量记录的内容

除了与 $\alpha$ 杯法测量相同的内容外，还应增加以下记录项目：活性炭埋置时刻，埋杯时刻，测量时刻。

### 3. 质量控制

活性炭测量的质量检查工作不应少于全区工作量的5%。检查工作一般在原测线上进行，检查线应尽量布置在有地质意义或有疑问的地段。

质量检查的标准与 $\alpha$ 杯法质量检查要求相同。

活性炭测量中，对每个样品的测量精度优于20%才能发现变化幅度为200%的异常。若对活性炭进行 $\gamma$ 测量，因仪器测得的环境底数较高，所以测量精度应按下列式计算：

$$\alpha = \sqrt{(n_a/t_a) + (n_b/t_b)} / (n_a - n_b)$$

式中 $n_a$ 为活性炭如底数时的 $\gamma$ 计数率； $n_b$ 为底数 $\gamma$ 计数率； $t_a$ 为测定 $n_a$ 所费时间； $t_b$ 为测定 $n_b$ 所费时间。

## § 3.3 声频大地电场法

### 一、概述

声频大地电场法是在大地电磁法(MT)和音频大地电磁法(AMT)的基础上发展起来的，它利用大地电磁场作为工作场源，测量大地电磁场在地面产生的电场来研究地下地电断面中电性变化，用以解决地质问题。频率在0.01至30 kHz(即音频和亚音频)范围。如果在此范围内固定几个频率作为工作频率，方法便是天然电场选频法。通过选频可以提高抗干扰能力，各种频率获得的异常曲线可以互相对比，增加解释的可靠程度。不同频率的电磁波在地中的衰减程度不同，勘探深度不同。

声频大地电场法的仪器设备轻便，操作方法简单，不需人工

供电电源，成本低，效率高，这与其低频电磁法相似。此外，受地表地形影响很小，受环境条件限制小，在梯田、狭谷陡坡等复杂地形条件下也能取得好的地质效果。

## 二、方法基本原理

一般可以把工作区域的一次场视作平面电磁波场，场的变化规律服从麦克斯韦方程组。考虑频率在音频或亚音频范围，地表水平、地下介质均匀各向同性，平面电磁波在介质中传播时位移电流可以忽略，则介质电阻率  $\rho$  可由波阻抗表示出来：

$$\rho = \frac{1}{sf} \left( \frac{E_x}{H_y} \right)^2$$

$E_x$ 、 $H_y$  为水平面上电磁场的一组垂直偏振分量， $f$  为频率， $s$  为仪器常数。野外实测中，介质为非均匀，测得的实际上是视电阻率。

从上式可以看到，沿地面观测的电场强度  $E_x$  与地下岩石的视电阻率存在一定的对应关系，可近似地用电场强度的变化来反映地下岩石的电阻率变化。

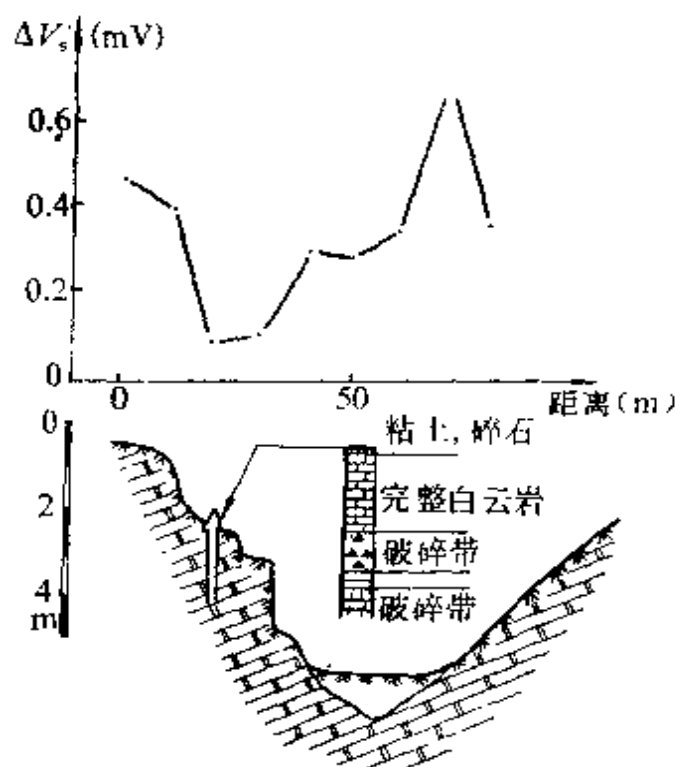


图 3.3.1 音频电场法在某地测量的结果

### 三、方法特点

在地面沿一定剖面线进行观测，点距和极距 ( $MN$ ) 一般采用 5—10m。如有明显的低值异常出现，则地下可能有富水构造；而高值异常区则反映出地下有电阻率较高的不均匀地质体存在。

地形起伏较大，坡陡谷深，常规直流电法无法开展工作，而声频大地电场法却可取得好的效果。如图 3.3.1，群众曾打过几口大井和一百余米的机井，都未打到地下水。声电法曲线在半山腰测点处有一明显低值异常。对应低值处布置一钻孔，结果在 52.8—72.28m，79.7—96.62m 发现破碎带，且溶蚀现象严重，96.6m 终孔。水量大于 60 t/h。

## § 3.4 激发极化衰变场法

### 一、概述

#### 1. 离子导体 IP 理论基础

在讨论离子导体的 IP 特征时，常用到两种理论，即薄膜效应和偶电层形变说，这两种理论在我国广泛采用。

然而随着 IP 法在离子导体岩性环境下的愈来愈广泛的应用，这两种假说已不能为新的应用领域提供理论上的根据。

B·A·柯马罗夫在其著作中已明确指出，固液相面构成电容充电不能成为 IP 的基础。前苏联人在过去的十年中提出了许多新的假说，如电渗说——毛细管系统中电流的流过伴随着电解液的迁移，即产生 IP 电位等。

令人尤感兴趣的是 A·Φ·波斯捷尔尼科夫的观点。在一个无粘土岩石系统中，通电流时，不同断面孔隙中离子的迁移数不同，因而引走孔隙中离子浓度的变化，并产生扩散电位。他用这样的理论成功地定性解释了几乎所有 IP 实验规律。Л·А·弗里德里赫斯别尔格和 M·И·西多罗娃在分析了多种假说之后，支持 A·Φ·波斯捷尔尼科夫提出的电扩散假说，且用动电观点在理论

上说明了这一假说，并用实验检验了它。他们认为目前电扩散假说最能反映关于 IP 本质的实验资料，任何地方只要离子迁移数有变化，就会产生溶液浓度的局部变化和伴随着它的扩散电位。

他们在“活泼”的玻璃纸和“不活泼”的胶体膜相互交替做成的模型上，测到极化率  $\eta = 5.5\%$ ；研究了具有高的离子导电率和高的电化学反应性的离子交换树脂的离子膜，测得  $\eta = 11-14\%$ ，与理论模型获得的结果相一致。

我们认为电扩散理论是在基岩裂隙水勘探中有效地应用 IP 法的理论基础。

## 2. IP 的衰减特性

对 IP 衰减特性的理论阐述还不多见，但已有的实验结果说明了一些问题。

对孔隙岩石或模拟孔隙岩石所做的实验结果表明，颗粒大， $\eta$  衰减速度明显减慢；与温度和电解液浓度的关系不明显；含水量增加衰减加快；溶液浓度增加会加快  $\eta$  衰减。

目前较多的人对 IP 的时间特性给予重视，并做了一些实验，指出半衰时 ( $S_t$ ) 与含水量、粒度等因素有较密切的关系。在相同的介质中，不同装置和不同激励电流强度条件下，测得的  $S_t$  值相同。

然而基岩裂隙中的情况尚未有资料报导。

原生致密基岩中流体流动的渗透率一般是很低的，介于 0.001 到 0.5 mD 之间，而裂隙基岩的渗透率则在几毫达西到几达西之间。因而，在电流的作用下，由于扩散电位和电扩散电位的互相作用，从而使 IP 衰减特性发生变化。因而，有可能据 IP 衰减特性判断基岩裂隙的渗透率，而渗透率是水文地质学中计算水量的一个重要参数，也就是可利用 IP 衰减特性判别基岩裂隙的富水特性。

半衰时 ( $S_t$ ) 是被最先用到寻找地下水的参数，是由陕西省第一物探队提出的 (1972)；作者在基岩裂隙水研究中提出了衰减梯度参数  $S_g$  (1988)；地矿部水文地质工程地质技术方法



研究队的张耀英(1989)提出了频散参数  $F_s$ ; 中国地质大学的李金铭等(1989)提出了偏离度参数。另外铁道部第一勘测设计院的谢明魁(1986)提出了二次时差法探测地下水。这些都说明激电衰减特性与地下水的关系愈来愈受到人们的重视。

## 二、半衰时 ( $S_t$ )

### 1. 定义

设激发极化电位(二次电位)的衰减曲线为  $U_t = f(t)$ , 衰减到某一选定百分值所需的时间称为衰减时, 即:

$U_t = BU_{t_{max}}$ ,  $B$  为百分数,  $U_{t_{max}}$  为二次电位的最大值。

当  $B$  取 0.5 时, 衰减到  $U_t = U_{t_{max}}/2$  所经历的时间  $S_t$  称为半衰时, 如图 3.4.1。

### 2. 半衰时 $S_t$ 测深曲线的特征

在均匀介质中, 由于观测到的场为均匀场,  $S_t$  测深曲线为平行于横轴的直线,  $S_t = s$  (常数)。

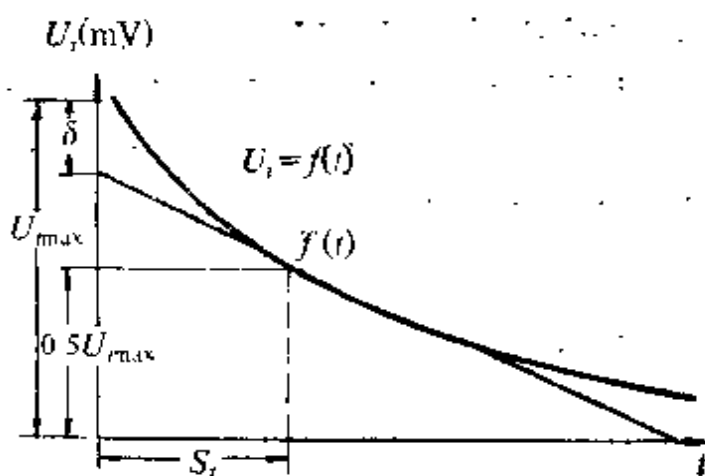


图 3.4.1 激发极化电位衰减曲线及半衰时参数  $S_t$

当介质为非均匀时, 测量的是视半衰时。同视电阻率类似, 它是半衰时  $S_n$ , 电极位置和不均匀体分布诸因素的综合反映。

介质的极化作用不影响激励电流的分布; 但介质的电阻率则影响电流的分布、影响诸介质的极化强度、 $U_{tm}$  值及其在总二次场  $U_t$  中的相对量, 也影响  $S_n$  在  $S_t$  中的相对量, 从而影响半衰时  $S_t$  值。就像介质的电阻率  $\rho$  影响视电阻率  $\rho_s$  一样。

对于二层介质, 有:

当  $\frac{AB}{2} \ll h_1$ ,  $S_r \rightarrow S_1$ ;

当  $\frac{AB}{2} \gg h_1$ ,  $S_r$  介于  $S_1$  和  $S_2$  之间, 不超于  $S_2$ , 这一点与  $\rho_s$  不同 ( $\rho_s \rightarrow \rho_2$ )。

图 3.4.2 是陕北基岩裂隙水(风化裂隙与节理裂隙)地区的实测结果。砂岩电性不稳定, 电阻率法找水作用难以发挥, 而衰减时效果很好。

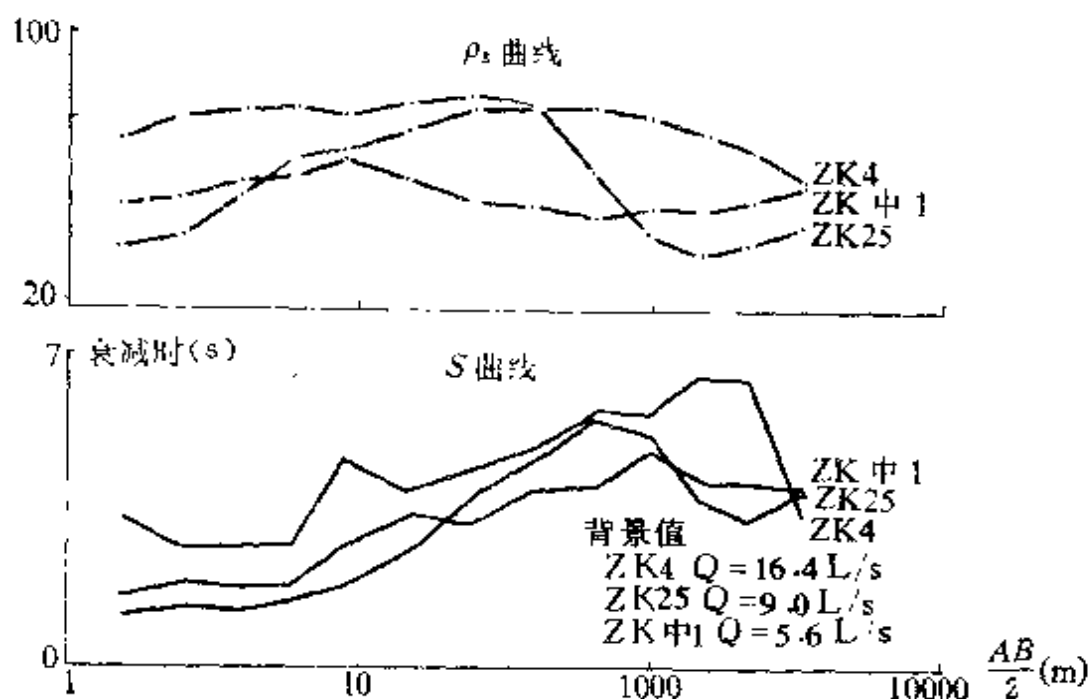


图 3.4.2 陕北基岩裂隙水衰减时测量效果

### 3. 野外技术方法

需要考虑各种因素(地质因素与干扰因素)对衰减时的影响。

#### (1) 地质因素与衰减时的关系

##### a. 介质矿物成分

电子导体与离子导体相比具有较高的衰减时值, 当介质中金属矿物成分改变时, 将影响衰减时值。由下二表  $S_r$  值可看出  $S_r$

的相对大小。

介质中电子导体含量增加,  $S_t$  增大甚微。

黄铁矿含量 (%)	0.98	1.92	4.5	8.3	1.5	27.5
半衰时 $S_t$ 秒(s)	0.067	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08

基质: 安山岩颗粒直径 0.84—2 mm, 黄铁矿颗粒 0.8—1.2 mm, 供电 1 s

黄铁矿颗粒直径 (mm)	0.3—0.21	0.51—0.12	1.2—0.84	2—1.2	3.3—12	12	25
半衰时 $S_t$ (s)	0.013	0.018	0.06	0.12	0.18	0.3	0.3

基质: 安山岩颗粒直径 0.84—2 mm, 含 5 % 浓度为 0.01 mol/L 的 NaCl 溶液, 含 2 % 黄铁矿, 供电时间 1 s

介质中金属矿物颗粒大小对  $S_t$  值影响明显, 颗粒大,  $S_t$  值大。

#### b. 介质含水量

含水量小于 10 % 时, 粗粒的砂、砂砾石的  $S_t$  值随含水量的增大而较明显地增大; 含水量大于 10 % 时, 变化甚微。干燥介值与含水的介质, 衰减时值相差百分之几十到一倍, 绝对值差 0.3—1.5 s。这一差异性可能用来确定水位, 但由于水文地质条件及其它原因(如人工灌溉), 水位之上的松散岩层含水量的变化范围较大 (0.5—10 %), 干燥介质含水介质所引起的  $S_t$  的变化范围及粒度变化引起的  $S_t$  变动范围均相当, 导致水位的反映复杂化。

水与含水层具有相近的衰减时。干燥时 ( $w < 2\%$ ), 不同粒度的介质如黄土、砂、砂砾石具有相近的衰减时 (1.12 s)。水饱和后(水位之下), 粗粒的砂、砂砾石(含水层)的衰减时增大近一倍, 绝对值增大约 1.5 s, 这就是“水”的作用在衰减时上的反映。

#### c. 介质结构

介质的粒度(决定了孔隙大小)对衰减时有较明显的影响。

衰减时不与粒度（孔隙大小）成线性关系，亦即不与含水量成线性关系。含水时，不同粒度的介质间的衰减时差异增大。可见粒度与含水量是决定介质衰减时的密切相关的两个地质因素，故有可能根据  $S_t$  值区分不同结构的介质。

另外，溶液矿化度及溶液类型对  $S_t$  值影响都不大。

## （2）野外工作技术

为了取得好的实测数据，必须对下面所列的一些问题加以注意。

- a. 供电过程中  $MN$  极化不稳的影响；游散电流的影响。
- b. 供电电流强度对  $S_t$  值无影响，但要求统一的供电时间。
- c. 电子导体（金属物）的影响。表层局部分布的电子导体，如铁套管、铁架、机器、电缆等金属物所产生的超电压效应，将影响  $S_t$  值。此影响大小与  $MN$  电极和电子导体的相对位置。电子导体产生的超电压有关。野外已知钻孔一般已下铁套管（有些下水泥管），当管子位于  $MN$  中心时，影响较小；而当一个测量电极附近有金属物时， $S_t$  相应升高，像  $\rho_s$  测深一样，形成假电性层。

## 三、衰减梯度 ( $S_g$ ) 参数

### （一）时间参数 $S_t$ 的局限

由柯尔-柯尔模型，激电衰减性质可用下式表示：

$$\Delta V_2(t) = V_{2\max} \cdot I \cdot R \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n (t/\tau)^{nc}}{\Gamma(1+nc)} \quad (3.4.1')$$

式中  $t$  为阶跃响应时间； $\tau$  为时间常数； $R$  为直流电阻； $c$  为频率相关系数； $\Gamma(1+nc)$  为伽马函数； $V_{2\max}$  二次电压最大值； $I$  为一次场电流强度。

由式 (3.4.1') 知二次场衰减由系数  $\tau$  和  $c$  确定。 $c$  不同，即便有相同的时间常数，衰减曲线形态是不同的。换句话讲，相同的时间常数  $S_t$ ，可以对应多条衰减曲线。图 3.4.3 清楚地表明了这一点。由此可见，衰减时  $S_t$  不能唯一地表征二次场的衰减特征。不同类型的衰变场，其水文地质意义是不同的，由此引入

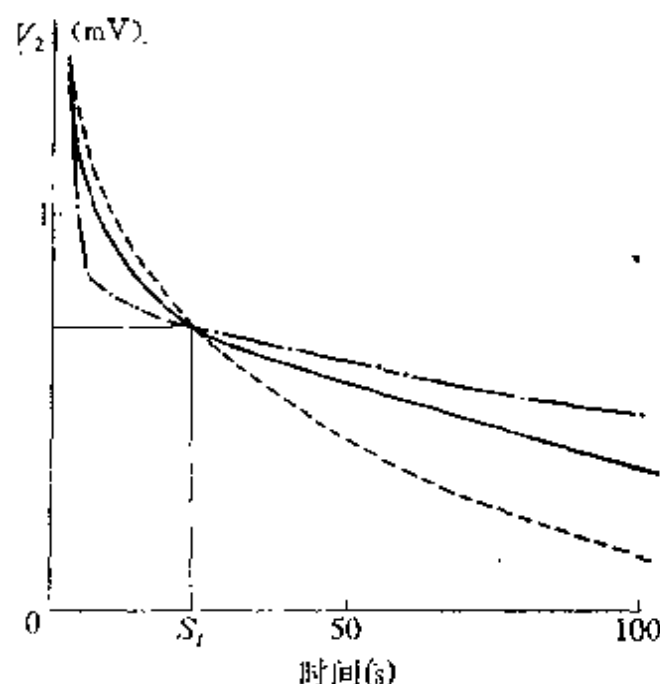


图 3.4.3 不同类型衰减曲线对应相同半衰时  
一个新参数——衰减梯度 ( $S_g$ ) 参数。

## (二) 衰减梯度 ( $S_g$ ) 的意义

衰减梯度参数定义为:

$$S_g = \lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ t \rightarrow S_t}} \frac{\Delta V_2}{\Delta t} \text{ 或 } \lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ t \rightarrow S_t}} \frac{\Delta \eta_s}{\Delta t}$$

其意义是衰减曲线 (二次衰减电位或视极化率衰减曲线) 在半衰减时处的变化率 (梯度)。

衰减梯度 ( $S_g$ ) 参数既包含了时间参数  $S_t$  的信息, 同时也反映了曲线不同类型的信息。再看图 3.4.3 中的三条曲线, 半衰时  $S_t$  相同, 但在  $S_t$  处, 三条曲线的衰减梯度值是明显不同的。

## (三) 衰减梯度 $S_g$ 的计算方法

设  $F(t)$  为衰变函数, 衰减梯度则由  $F(t)$  求导而得:

$$S_g = F'(S_t)$$

关键的问题是求取衰变函数  $F(t)$ 。得到  $F(t)$  函数, 不仅可以计算  $S_g$ , 还可以取得  $S_t$ , 或作一系列其它的应用变换。下面介绍如何从实测离散值来求得衰减曲线的解析方程式。

### 1. 拟合关系的建立

J·伯廷和 J·洛布认为, 激电衰减特性可以由指数求和来表示:

$$F(t) = \sum_{j=1}^n c_j e^{-\frac{t}{\tau_j}}, \quad (n \rightarrow \infty) \quad (3.4.1.1)$$

实测中得到的是离散值

$$F_i = \sum_{j=1}^n c_j e^{-\lambda_j t_i}, \quad \lambda_j = \frac{1}{\tau_j} \quad (i=1, 2, \dots, m) \quad (3.4.1.2)$$

由于实际测量存在误差, 实际所测的值为:

$$V_i = F_i + \varepsilon_i \quad (i=1, 2, \dots, m) \quad (3.4.1.3)$$

式中  $\varepsilon_i$  为测量的随机误差。通常,  $\varepsilon_i$  呈均匀分布, 正态分布或近似呈正态分布, 且数学期望为零。下面由已知实测值  $V_i$ , 求取未知参数  $c_j$  和  $\lambda_j$ 。

设若  $m \geq n$  令

$$S_i(c, \lambda) = \rho_i \left( V_i - \sum_{j=1}^n c_j e^{-\lambda_j t_i} \right) \quad (i=1, 2, \dots, m) \quad (3.4.1.4)$$

其中  $c = (c_1, c_2, \dots, c_n)$ ,  $\lambda = (\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$ , 正常数  $\rho_i$  为权因子。

按通常对曲线拟合的处理, 形成如下非线性最优化问题:

$$\min_{c, \lambda} \sum_{i=1}^m S_i^2(c, \lambda) = \min_{c, \lambda} \phi$$

$$\phi = \sum_{i=1}^m \rho_i^2 \left( V_i - \sum_{j=1}^n c_j e^{-\lambda_j t_i} \right)^2 \quad (3.4.1.5)$$

此问题可用 Leven berg-Marquart 算法 (LM 算法) 解决。

## 2. LM 算法要点

设  $\theta_{2(i-1)+1} = c_j, \theta_{2j} = \lambda_j (j=1, 2, \dots, n), \bar{\theta} = (\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_{2n}), \bar{F} = (F_1, F_2, \dots, F_m), \bar{V} = (V_1, V_2, \dots, V_m)$ , 将  $\bar{F}$  在  $\bar{\theta}^{(0)}$  处做 Taylor 展开, 取其线性项, 有:

$$\bar{F} = \bar{F}^{(0)} + \sum_{j=1}^{2n} \frac{\partial \bar{F}}{\partial \theta_j} \bigg|_{\bar{\theta} = \bar{\theta}^{(0)}} \cdot \delta_j \quad (3.4.2.1)$$

其中  $\delta_j = \theta_j - \theta_j^{(0)}$ 。用矩阵表示(3.4.2.1) 有:

$$\bar{F} = \bar{F}^{(0)} + \bar{Z} \bar{\delta} \quad (3.4.2.2)$$

其中  $\bar{Z}$  是  $m \times 2n$  Jacobian 阵, 即:

$$z_{ij} = \frac{\partial F_i}{\partial \theta_j} \quad (3.4.2.3)$$

设

$$\begin{aligned} \bar{e} &= \rho(\bar{V} - \bar{F}) \text{ 则} \\ \rho \bar{V} - (\rho \bar{F}^{(0)} + \bar{Z} \bar{\delta}) &= \bar{e} \end{aligned}$$

$$\text{或 } \bar{g} = \bar{Z} \bar{\delta} + \bar{e} \quad (3.4.2.4)$$

其中

$$\bar{g} = \rho(\bar{V} - \bar{F}^{(0)}) \text{ 或 } \bar{e} = \bar{g} - \bar{Z} \bar{\delta}$$

根据 (3.4.1.5) 有:

$$\phi = \bar{e}^T \bar{e} = (\bar{g} - \bar{Z} \bar{\delta})^T (\bar{g} - \bar{Z} \bar{\delta}) \quad (3.4.2.5)$$

要求使  $\phi$  取得极小点, 应满足条件:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \delta} = 0 \quad (3.4.2.6)$$

可导出下列方程

$$\bar{Z}^T \bar{Z} \bar{\delta} = \bar{Z}^T \bar{g} \quad (3.4.2.7)$$

$$\bar{\delta} = (\bar{Z}^T \bar{Z})^{-1} \bar{Z}^T \bar{g} \quad (3.4.2.8)$$

根据 (3.4.2.8) 可求出  $\delta$ , 从而可得:

$$\bar{\theta} = \bar{\theta}^{(0)} + \bar{\delta} \quad (3.4.2.9)$$

因 (3.4.2.7) 是由将非线性函数  $F$  线性化导出的, (3.4.2.8) 求出的  $\bar{\theta}$  并不是真正的极小点。一般又将其作为新的初值, 解 (3.4.2.7), 反复迭代下去, 直到求得满意的  $\bar{\theta}$  为止。

当  $\bar{Z}^T \bar{Z}$  不存在逆矩阵时, 无法解出  $\delta$ 。为此, 采用约束求解办法, 将 (3.4.2.7) 改变为:

$$(\bar{Z}^T \bar{Z} + \beta \bar{I}) \bar{\delta} = \bar{Z}^T \bar{g} \quad (3.4.2.10)$$

其中  $\beta$  称为阻尼因子,  $\bar{I}$  为单位矩阵。

$$\bar{\delta} = (\bar{Z}^T \bar{Z} + \beta \bar{I})^{-1} \bar{Z}^T \bar{g} \quad (3.4.2.11)$$

比较 (3.4.2.8) 和 (3.4.2.11)。通过将阻尼因子  $\beta$  加到  $\bar{Z}^T \bar{Z}$  阵

的对角线上,避免了  $\bar{Z}^T \bar{Z}$  的逆不存在的情况。多次用(3.4.2.11)迭代求解  $\bar{\delta}$ , 可得最终的  $\bar{\theta}$ , 亦即得到要求的  $c$  和  $\lambda$ 。

### 3. 近似解的确定

采用 LM 算法对问题 (3.4.1.5) 进行计算时, 迭代的初值点是任意选取的, 一般以零点作为初始点。这样计算时, 迭代次数往往很多, 尤其是使用微机进行运算时, 时间耗费太多, 不便于野外实际应用。为了缩短计算时间, 考虑以原问题的近似解作为迭代的初始点。这是应用 LM 算法涉及的一个重要问题。

下面给出 (3.4.1.2) 在  $n \geq 2$ 、 $m = 2n$  时求解  $(c_1, c_2, \dots, c_n)$  和  $(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$  的过程。在有随机误差的情形, 利用这些公式可得到原问题的近似解。

假设  $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$  互不相等, 且已得到

$$F_i = \sum_{j=1}^n c_j e^{-\lambda_j(t+i\Delta t)} \quad (i=0, 1, 2, \dots, 2n-1) \quad (3.4.3.1)$$

式中  $t$  为初始采样时间,  $\Delta t$  为采样间距。

现设  $F_i$  为已给的准确值, 我们希望能直接解出  $c_j$  及  $\lambda_j$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ), 令:

$$d_j = c_j e^{-\lambda_j t} \quad (j=1, 2, \dots, n) \quad (3.4.3.2)$$

$$x_j = e^{-\lambda_j \Delta t} \quad (3.4.3.3)$$

可将 (3.4.3.1) 改写为

$$\sum_{j=1}^n d_j x_j^i = F_i \quad (i=0, 1, 2, \dots, 2n-1) \quad (3.4.3.4)$$

由 (3.4.3.4) 中前  $(n+1)$  个式子, 以线性相关性立即可得:

$$\begin{vmatrix} 1 & 1 & \dots & 1 & F_0 \\ x_1^1 & x_2^1 & \dots & x_n^1 & F_1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_1^n & x_2^n & \dots & x_n^n & F_n \end{vmatrix} = 0 \quad (3.4.3.5)$$

将上式左端最后一列以  $(1, x, x^2, \dots, x^n)$  代之, 就是熟知的  $n+1$  阶 Vandermonder 行列式  $V(x_1, x_2, \dots, x_n, x)$ , 将 (3.4.3.5) 左



端关于最后一列展开, 便成为:

$$\sum_{j=0}^n b_j F_j = 0 \quad (3.4.3.6)$$

其中  $b_j$  为相应的  $n$  阶代数余子式, 通过与  $V(x_1, x_2, \dots, x_n, x)$  中  $x^j$  系数的对比, 可知:

$$b_j = (-1)^{n-1} \sum_{1 \leq l_1 < l_2 < \dots < l_{n-j} \leq n} x_{l_1} x_{l_2} \dots x_{l_{n-j}} V(x_1, x_2, \dots, x_n) \quad (3.4.3.7)$$

其中  $j=0, 1, \dots, n$ , 特别地  $b_n = V(x_1, x_2, \dots, x_n)$ , 记  $a_j = b_{n-j}/V(x_1, x_2, \dots, x_n)$ ,  $j=1, 2, \dots, n$ , 由 (3.4.3.7) 得:

$$a_j = (-1)^j \sum_{1 \leq l_1 < l_2 < \dots < l_j \leq n} x_{l_1} x_{l_2} \dots x_{l_j}, \quad (j=1, 2, \dots, n) \quad (3.4.3.8)$$

这样, 由 (3.4.3.6) 可导出:

$$\sum_{j=1}^n F_{n-j} a_j = -F_n \quad (3.4.3.9)$$

类似地, 考察 (3.4.3.4) 在  $i=k, k+1, \dots, k+n$  时的  $(n+1)$  个式子, 可得:

$$\sum_{j=1}^n F_{n+k-j} \cdot a_j = -F_{n+k}, \quad (k=0, 1, \dots, n-1) \quad (3.4.3.10)$$

综合上述, 可得下列求解  $c=(c_1, c_2, \dots, c_n)$  与  $\lambda=(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$  的步骤:

(i) 由于  $t, \Delta t$  及  $F_0, F_1, \dots, F_{2n-1}$  为已知, 从线性方程组 (3.4.3.9) 求解可得  $a_j (j=1, 2, \dots, n)$ 。

(ii) 根据 (3.4.3.8) 式,  $x_1, x_2, \dots, x_n$  可以求解下列  $n$  次代数方程而得到

$$x^n + \sum_{j=1}^n a_j x^{n-j} = 0 \quad (3.4.3.11)$$

(iii) 根据 (3.4.3.3) 由  $x_j$  确定  $\lambda_j (j=1, 2, \dots, n)$ 。

(iv) 从线性方程组 (3.4.3.4) 可求得  $d_j (j=1, 2, \dots, n)$ , 然后由 (3.4.3.2) 求得  $c_j (j=1, 2, \dots, n)$ 。当  $F_i (i=0, 1, 2, \dots,$

$2n-1$ ) 准确值代之以近似值  $V_i (i=0, 1, 2, \dots, 2n-1)$  时, 也可由上述过程, 得到  $c$  与  $\lambda$  的近似解。实际应用中, 从仪器所读取的采样值, 其采样间隔是不同的。可由线性插值的办法获得多组等间距采样值。根据  $t$  和  $\Delta t$  的不同选择, 还可得到  $n$  组近似解, 再作平均, 结果将会更好。

#### 4. 权的选择

当随机误差服从正态分布时, 设  $n=2$ , 给定参数精确值  $c_1, c_2, \lambda_1, \lambda_2$  及  $\Delta t$ , 令:

$$F_i = c_1 e^{-\lambda_1 i \Delta t} + c_2 e^{-\lambda_2 i \Delta t}, \quad (i=1, 2, \dots, 50) \quad (3.4.4.1)$$

通过计算机产生随机数组  $\{V_i\}$ , 便满足:

$$V_i = F_i + \xi_i, \quad \xi_i \in N(0, \alpha F_i) \quad (i=1, 2, \dots, 50) \quad (3.4.4.2)$$

其中  $\alpha$  为正值常量。根据  $\alpha$  取诸不同值时所产生的多组模拟数组  $\{V_i\}$ , 分别在三种不同的权因子  $\rho_i = 1, V_i^{-1}, V_i^{-2}$  时, 求解模型 (3.4.1.5), 以上节所述方法给出近似解开始进行迭代, 直至得到精度很高的解才停止。计算结果见表 3.4.1。

由 (3.4.4.2) 式可知, 所包含的随机误差的均方差与  $F_i$  成正比。权因子  $\rho_i$  与  $V_i$  成正比时, 所得解最为精确。因此, 从计算试验可以判断权因子与数据所包含的随机误差的均方差成反比时, 计算效果最好。对于其他误差分布 (包括均匀分布、三角分布等) 亦有类似结果。

#### 5. 衰减项数的确定

假设由 (3.4.1.2) 式所表示的衰减值  $F_i (i=1, 2, \dots, m)$  已经给出, 如何确定式中互不相等参数  $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$  的数目  $n$ , 这就是下面要讨论的问题。

记

$$Z_k = \begin{bmatrix} F_0, & F_1, & \dots, & F_{k-1} \\ F_1, & F_2, & \dots, & F_k \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ F_{k-1}, & F_k, & \dots, & F_{k-2} \end{bmatrix} \quad (3.4.5.1)$$

$$c = \text{diag}(c_1, c_2, \dots, c_n) = D^2$$

表 3.4.1

$\alpha$	精确值 取以 解	$c_1$	$c_2$	$\lambda_1$	$\lambda_2$
		50	30	0.1	0.6
0.01	$\rho_1 = 1$	50.8693	31.4039	0.1010	0.6251
	$\rho_1 = V_1^{-\frac{1}{2}}$	50.3771	30.7832	0.1003	0.6083
	$\rho_1 = V_1^{-1}$	50.0369	30.6775	0.1000	0.5971
0.03	$\rho_1 = 1$	51.2769	28.7751	0.1014	0.6863
	$\rho_1 = V_1^{-\frac{1}{2}}$	50.8330	28.7924	0.1011	0.6481
	$\rho_1 = V_1^{-1}$	50.1206	28.8122	0.1001	0.5911
0.05	$\rho_1 = 1$	51.6129	27.9431	0.1017	0.6387
	$\rho_1 = V_1^{-\frac{1}{2}}$	51.2412	28.1533	0.1014	0.6204
	$\rho_1 = V_1^{-1}$	50.7245	28.2837	0.1009	0.5913

其中  $D = \text{diag}(c_1^{-\frac{1}{2}}, c_2^{-\frac{1}{2}}, \dots, c_n^{-\frac{1}{2}})$ , 记  $x_j = e^{-\lambda_j t_1}$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ), 记

$$X_k = \begin{bmatrix} 1 & 1 & \dots & 1 \\ x_1 & x_2 & \dots & x_n \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_1^{k-1} & x_2^{k-1} & \dots & x_n^{k-1} \end{bmatrix} \quad (3.4.5.2)$$

由表达式 (3.4.1.2), 易于验证有:

$$Z_k = X_k c X_k^T = (X_k D)(X_k D)^T \quad (3.4.5.3)$$

当  $k \leq n$  时, 由于  $X_j$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ) 互不相等, 可知  $X_k$  与  $X_k D$  皆为满秩阵, 从而  $Z_k$  为正定阵, 有  $|Z_k| > 0$ 。当  $k > n$  时, 由 (3.4.5.2) 知  $\text{rank } X_k \leq n < k$ , 故由 (3.4.5.3) 亦有  $\text{rank } Z_k \leq n < k$ , 所以  $k$  阶行列式  $|Z_k| = 0$ 。

实际应用中, 根据大多数仪器条件, 采样数一般在 7 到 20 范围内, 即  $k < 20$ 。因此, 项数也限定在  $2 \leq n < 20$  范围。如果采样时间在几十秒的范围内, 用两项指数就足以确定激电衰减规

律。

表 3.4.2 是由 DWJ-1 A 型微机激电仪实测的一组数以及拟合数。拟合结果  $c_1=66(\text{mV})$ 、 $c_2=24(\text{mV})$ 、 $\tau_1=7\text{ s}$ 、 $\tau_2=55\text{ s}$ 。结果表明两项拟合基本满足要求。如果要求更高的精度，可以增加项数，或相应增加迭代次数。这要根据实际应用要求，同时也考虑实测数据本来就有一定误差。

表 3.4.2

采样时间(s)	0.075	0.15	0.3	0.55	0.9	1.4	2.1	3	4.1	5.5
实测 mV	89.01	88.66	87.30	81.15	81.60	77.45	71.61	65.70	59.01	51.77
拟合 mV	89.20	88.59	87.17	81.70	81.60	77.44	71.90	65.71	59.03	51.76

#### 四、其它参数

##### (一) 偏离度参数

以  $\Delta V_2(t)=B-k\lg t$  作为放电二次场的近似数学模型，式中斜率  $k$  和截距  $B$  值可由实测放电二次场数据或极化率的衰减值按最小二乘法求得。

当用均方相对误差  $\gamma$  表示与理论值的拟合偏差时，则有：

$$\gamma = \frac{1}{\bar{\eta}_i} \cdot \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\eta_i + k\lg t_i - B)^2}{n}} \cdot 100\%$$

式中  $\bar{\eta}_i$  为观测时间段内极化率的平均值； $n$  为取样点数； $\gamma$  便称作“偏离度”，即偏离于“理想”直线的程度。偏离度曲线极小值段反映含水层的存在。由于偏离度参数利用衰减曲线的全部数据，抗干扰能力较强。

##### (二) $F_s$ 参数

二次场衰减曲线  $\Delta V_2(t)$  可分解为：

$$\Delta V_2(t) = Ae^{-\alpha t} + Be^{-\beta t} + Ce^{-\gamma t} + \dots$$

经傅里叶分析知，式中  $f_1 = Ae^{-\alpha t}$  相当于高频成分的衰减；

$f_2 = Be^{-\beta t}$  相当于低频段的衰减;  $P = Ce^{-\gamma t}$  相当于仪器采样时间内的  $e(t)$  值。若以  $\eta_{i+1}/\eta_i \doteq f_1/f_2$  代表低频分量与高频量之比, 则参数  $F_s = f_1/f_2$  反映了极化体的频散性质。含水层往往呈现较丰富的低频成分。这一参数受各项异性的影响较小, 背景值比较平稳, 且反映含水层比较明显直观。

### (三) 二次时差 ( $S_c$ )

二次时差  $S_c$  = 大电流供电衰减时 ( $S_{rd}$ ) - 小电流供电衰减时 ( $S_{rx}$ )。大电流指电流强度大于一到二安培。

$S_c$  参数对含水层的反映具有灵敏度高、分辨能力强的特点, 其分辨率可达 1/10 (厚度与埋深之比)。由于在同一背景条件下采用大小两种激发电流, 取其衰减时之差, 能大大抵消地表相同的干扰因素和地下非目的层的叠加影响, 突出含水层的异常。

## § 3.5 遥感方法

### 一、应用遥感方法调查基岩裂隙水的理论基础

基岩裂隙水的赋存分布是由一定的地质条件所决定的。地质作用常常改造了原有的地质条件及相应的地球物理场, 基岩裂隙水将按新的模式赋存和分布。喜马拉雅运动期印度板块与欧亚板块相互碰撞挤压而引起的新构造应力场作用下形成和发展的断裂体系是基岩裂隙水赋存、分布、运移的最佳场所, 这类断裂体系的地球物理异常也最为明显。这类断裂体系可称之为新断裂网络。它的主要特点是未充填和胶结(或弱胶结), 有的还有现代活动, 明显地控制着地形和水系的发育, 因此在遥感图像上的影像也最为明显。新断裂体系的这一系列特征, 使得地学工作者可以很好地运用遥感图像来调查基岩裂隙水。正确判译一个地区新断裂网络的发育特征, 对阐明该地区的区域水文地质条件、预测富水区分布有重要意义。

构造新断裂网络的成分包括一对共轭的剪裂面(平面“X”断裂)、一组压性结构面(剖面“X”断裂)和一组张裂面。其中压

性和张性结构面的发育特征与断裂无差异；而其剪裂面的发育则常为陡倾角（ $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$  以上），大多表现为两组区域性的剪裂隙，有些也可能发展为平移断层，两组区域性裂隙往往不受岩性控制近于正交。这一对共轭剪裂面常常是新断裂网络的基本成分，其锐角等分线就是区域最大主应力的展布方向。一个地区水文网的发育常明显地受该区新断裂网络中两组共轭剪裂面的控制。如后面章节要介绍的青岛地区李村河、张村河及白沙河水系的发育基本上是沿北东和北西两组方向展布的。新断裂网络中的各组成成分与新构造应力场中最大主应力方向均有特定的方位关系。断定了新断裂网络的发育分布特点之后，就能直接定出最新构造应力场的最大主应力方向，这个方向通常就是现代地应力场的最大主应力方向。如果新断裂网络呈棋盘格式且两组剪裂隙近于正交，同时又没有活断层存在时，则难于准确区分钝角与锐角，仅根据新断裂网络很难定出哪个是最大主应力方向。此时可按下述简易方法进行判断。研究我国境内由震源机制所确定的最大主应力方向的分布与大地构造的关系时，我们发现各个地区的最大主应力方向均服从这样一个简单规律，即各地点的最大主应力方向均与由各点向我国西藏的察隅和巴基斯坦的伊斯兰堡联线所构成的夹角等分线方向相吻合或近似。如在后面章节介绍的青岛地区的图像解译是在上述理论指导下进行的，并判断其现代最大主应力方向为北东东（约  $80^{\circ}$  方向），即近东西向。由于印度板块与欧亚板块相碰撞挤压过程中，欧亚板块内部并不仅是弹性变形，还产生了塑性或粘性流动，所以当研究点位置过多地偏向察隅或伊斯兰堡某一侧时，该点的最大主应力方向往往稍稍偏离于上述两联线夹角等分线方向。当研究点靠近察隅一侧时，实际最大主应力方向顺时针方向偏离于两联线夹角等分线；当研究点靠近伊斯兰堡一侧时则反时针方向偏离。新断裂网络线性构造密集地带或交汇区，特别是与周围地势较高的补给区相联系的线性构造汇集区将是基岩裂隙水富集的有利地段。

## 二、遥感图像解译程序和方法

我国现有各种比例尺可见光航空黑白照片，少数地区有航空红外片或彩红外片。70年代以来，先后引进了陆地卫星多波段MSS片、TM和SPOT卫星像片和磁带等，还引进了图像处理系统，建成了卫星地面接收站。各种遥感图像为进行基岩裂隙水研究提供了丰富的信息。由前述已知，新断裂网络在遥感图像上的反映最为清晰，它控制了地形水系的发育，是地下水良好的通道和赋存场所。所以，通过判读图像预先掌握区域现代地应力场和新断裂展布特征是十分必要的。这种情况下，应以先判读记录宏观信息的卫片为好。小范围的基岩裂隙水调查可直接判读航片，但仍应以新断裂网络控水理论为指导。

### （一）卫片的计算机处理

应用带有图像显示器的计算机系统如S101系统对研究区的卫星磁带进行处理，以便获取能与地形图（1:10万，1:5万，1:25万等）正确对应的各种被增强的图像。应用MSS磁带时，一般应包括下列处理内容：去扭斜、直方图统计、比例扩张、直方图正态和调节、对数变换、跟踪求线性变化、卷积运算、KL变换、集群分类等。所获得的功能片比例尺一般小于1:10万，但基本上能满足新断裂网络和一般地质地貌的解译。我国地面站处理中心已经对TM磁带做了必要的几何纠正，所提供的TM磁带可以直接上机处理。TM磁带记录了地面7个波段的信息，信息量大大超过MSS磁带。TM磁带中4、5、7为近和中红外波段，6为热红外波段，所以上机处理时应以波段组合方式提取信息为好，并首先考虑使用红外波段。获的图像比例尺可达到1:5万，图像清晰，可满足解译需要。

（二）在分析前人资料、初步分析工作区构造运动期次及各次应力场方向的基础上，详细判读各种功能片，并以地形图对照居民点、水系，将各种地质体和新断裂网络标于地形图上。

（三）以标有解译结果的地形图为准，配合适当的地面调查和简易物探测量（如甚低频和 $\alpha$ 卡等），弄清楚当地的地质演变历史，特别是现代地应力场作用下形成和发育的新断裂网络及其力

学性质特征。调查点的选择应尽量选择在线性影像密集带和地貌上有利于补给的地段。

(四) 在解译的同时, 应尽可能收集已有的井、泉、钻孔等调查资料 (一般 1:20 万、1:10 万、1:5 万等水文地质调查已完成此工作), 把水点、钻孔位置标到解译图上。

(五) 综合上述各种信息, 编出综合水文地质解译图和解译报告。指出有利的富水构造和有利的富水区, 为进一步布置物探、钻探工作指明方向。

按照这一程序和方法可以大大缩短对一个地区水文地质条件认识的时间, 一般只需二三个月左右时间, 比常规水文地质调查省时省力。

### 三、新断裂网络的影像特征

(一) 线性影像最醒目, 不受岩性控制, 可切穿不同岩性段, 沿直线分布。常表现为大型节理, 成群成带发育, 地貌表现为线性冲沟或峡谷。

(二) 若有近代活动 (指最近地质时期以来), 对地形水系的发展控制最明显。活动特点常表现为走滑型。因此, 水文网穿越走滑型活断层时常发生有规律的同步偏移或肘状拐弯等现象。

(三) 走滑型活断层的端部或锁固段附近常分布有近代隆起或凹陷。它们是断层不断活动的有力证据, 也是活断层活动方式的标志。

(四) 断层崖、三角面山、线性峡谷、山脊相对错移等微地形特征保存完好。

(五) 地表水体、泉水成线性展布。

(六) 第四系沉积盆地表现为线性边界, 冲洪积物分布异常, 山前冲洪积扇呈线状分布或上下叠置切错等。在红外波段图像上, 可判读到松散覆盖层下的新断裂网络成分。

### 四、影像特征与基岩裂隙水的关系

(一) 光迹线

#### 1. 块状构造



遥感影像上常可见有色调、形态、阴影等标志不同的线状特征，其规模有大有小，色调上有深有浅，长短和宽窄不一，隐显程度不同，且常成群出现构成影像上的带状构造。考虑到断裂和褶皱的伴生关系，以及褶皱往往沿断块边缘发育变化，岩浆也往往沿断裂活动从而产生变质作用，许多山脉实际上也是断块互相运动的产物。因此，影像上的带状构造在地质上可以是断裂系、褶皱带、岩浆岩带或变质岩带；在地貌上可以是山脉或水系的定向排列。

## 2. 线状构造

广义地讲，线状构造包括岩性上的，水系上的，地形上的，破裂带的，沿断层线的和与大地断裂有关的种种迹线。一条有相当规模的典型迹线，在地面上某些地段可以表现为断层，某些地段它可以为在松散层下隐伏断裂，某些地段为破碎带，或者以控制当地岩性、地形、地貌发育特点的间接方式显示出来，并在影像上表现为不同的色调、纹型、图案等标志。

众所周知，一口钻井抽水的影响半径，一般少则几百米，多则几公里。倾斜断裂透水带的作用宽度在倾向方向上可能只有几十米或几百米；在走向方向上的影响范围一般达1—2 km，但有时也会影响更远。

从全面控制来看，认识块状构造是必要的；从具体布孔来看，搞清线状构造是非常重要的。

光迹线可能成为找富水带的标志。在迹线上或靠近迹线，或在两条迹线的交切处，水井的单位出水量指数比迹线间地带上的水井的大十倍到一百倍。迹线井的出水量比非迹线井的要大，迹线井的成本较低。

### （二）破裂迹

破裂迹是界于节理迹和断裂线中间的一种光迹线。它在地面上，是大节理、节理密集带或断裂聚集带、错动轻微的小断层、小断层束或大断层影响带中的某些破裂结构面。航片判译出的破裂迹如在地面上一旦被确认其两侧岩层错动，那就是断层。一般

来说, 破裂迹比断层低级, 它的存在更为普遍。

### 1. 破裂迹与裂隙水网络的关系

在立体镜下, 常可看到某种破裂迹展布的形式在一定的构造部位重复出现, 这种破裂迹图像即构成一定的裂隙水网络模式。用破裂迹图像来研究裂隙水的赋存规律, 仍然是一种地面的间接调查方法。

基岩地下水网络是地下水在岩体、岩层中循一定空间分布的导水破裂结构面储存、运移所形成的脉网结构的含水体。裂隙水网络并不是全部裂隙网络。

在分析了大量遥感影像的破裂迹图像基础上, 归纳出两类裂隙水网络模式, 即X型和 $\psi$ 型。这只是裂隙水网络最具代表性的小单元, 许多小单元构成裂隙水网络总体。航空像片所显示的则是由这些小单元构成的一簇簇图像丛。这图像丛反映了破裂迹和水文网的展布方式及其分布量, 并可以此为出发点, 可以想像或预见地下水网络的一般空间形象。

### 2. 判释方法

在航片上破裂迹的长度至少要大于1 mm才易辨认出来。一般用目视判释破裂迹, 在立体镜下或用放大镜从不同的角度和方向对航片进行观察, 有条件时采用光学线性增强技术。观察方法可归纳成判别分选、对比辨认、相关推理三点。

(1) 判别分选。即在构造成因的破裂迹和非构造成因的线状特征之间作出选择。

(2) 对比辨认。比如, 用两种比例尺的航片, 在大比例尺航片上观察破裂迹的长短、纹形等, 而在小比例尺的航片上观察其总体格局。判释出的破裂迹, 到野外检验, 进行对比。确认后, 即可建立判释标志, 用来进行对当地破裂迹的判释。

3. 相关推理。根据岩石性质、构造部位、地貌、水系、植被、人类活动等因素的相互关系, 进行分析判释。

节理和断层的影像判释, 遥感地质教程谈得很多, 不再赘述。

## 第四章 应用实例

### § 4.1 海南通什花岗岩区

通什市位于海南岛的中南部五指山南麓，是黎族苗族自治州首府所在地，现有人口约 3.1 万，是中央指定的扶贫地区，近年来经济发展较快。随着海南岛的开发建设，通什市城市供水需求量成倍增加。目前，作为主要供水水源的地表水，因排污不合理受到污染。为了保证企业、部队、城镇居民和各旅游点供水水质和水量的需要，合理地开发利用区内地下水成为燃眉之急。

本区水文地质研究程度低。1981年，海南地质大队水文分队在收集前人资料基础上，编制了全岛 1:20 万综合水文地质图和相应报告，将本区划为基岩中等富水区。在此之前，曾在 162 工地施工钻孔 5 个，近年来也有零星施工钻孔开采区内的基岩地下水。

为解决通什市城市供水问题，海南水文队正开始做 1:5 万水文地质详查。为了加快水文地质工作进程，成都地院和海南地质队共同协作，拟采用遥感、物探方法，尽快圈定水文地质条件有利地段，作为 1:5 万水文地质详查工作的先导；同时探索遥感、物探方法的合理工作程序。

通什地区是岩浆岩分布区。这里岩石风化严重，地表植被覆盖，地质研究程度低。本次工作先从航片解译着手，通过目视判读航片，获得区内断裂构造特征的初步概念；在进行一定现场调查的基础上，布置物探工作，确定构造破碎带的存在；然后综合分析遥感解译、物探资料和水文地质条件，考虑当地实际供水需要，初步圈定富水有利地段；再对有利地段加密物探测线（网），

或用多种物探方法相互验证，为进一步分析水文地质条件，合理布置勘探工作提供必要的资料。

为了使这项试验工作能顺利进行，我们先在邻近的保亭地区作了少量试验。保亭地区地质条件与通什相似，且海南水文队在保亭已进行了详细勘探。选择保亭已知区作为本次工作方法的练兵是十分必要的。

## 一、地质、水文地质概况

### 1. 地层和岩石

本区出露的基岩主要是中生代大规模岩浆活动的第二期和第四期侵入岩。其中穿插有不同期次、不同方向的酸性或基性岩脉。基岩受构造作用影响，裂隙发育。表部普遍有残、坡积等混合成因的松散堆积物，河谷地带分布有河流冲积物。

(1) 中生代第二期侵入岩几乎遍布全区，区内出露的主要是酸性、中酸性侵入岩，有混合花岗岩、石英闪长岩、闪长岩等，未见其明显分界线。混合花岗岩具明显的粗粒—中粒似斑状结构。长石斑晶长可达6 cm以上。各种形状大小不一的析离体十分发育，在河床中形成“壶穴”。

(2) 脉岩。花岗斑岩脉呈灰—中灰色，风化后呈褐色，细粒微晶结构，局部石英含量较高，多沿NW( $312^{\circ}$ — $330^{\circ}$ )方向展布，宽约十几米至20 m、30 m，是本区较早期的岩脉。经后期构造变动，裂隙发育，在航片上以山脊影像出现。由于植被发育，因此其与围岩的分界标志显得模糊不清。花岗斑岩脉常被后期基岩脉和石英脉所穿插。据初步调查，有5条较大的花岗斑岩脉分布在通什市西部，自西向东依次出露在草办村、福兰岭、孔鹤岭和什分村等一带。它们的特征见表4.1.1。

基性岩脉呈暗绿或深黑灰色，风化后常呈黄褐色。岩性有煌斑岩、辉绿岩等。基岩岩脉在区内一般规模不大，延伸不远，宽约几十厘米至3.5 m不等，发育普遍。西起什青春一带，东至文化市，均有出露。岩脉常沿 $312^{\circ}$ — $315^{\circ}$ 方向、近东西向和南北向等三个方向展布，以北西向为主，贯入中生代第二期侵入岩或

表 4.1.1 花岗斑岩特征一览表

编号	地点	产 状 (走向/倾向及倾角)	长度 (km)	宽 度 (m)	航片上 特征
1	草办村	350°/260°∠78°	1.5	12.5	山脊
2	福兰岭	315°—325°/近直立	3		山脊
3	孔鹤岭	320°—330°/15°∠68°	6	15—25	山脊
4	什分村石林公园	不 明	约4.3	25—35	不显示
5	什兰北	30°—70°/170°∠80°	1	15	无显示

花岗斑岩脉之中，或充填在两者的接触带。它在航片上未显示任何影像特征。

石英脉 q 呈白色、浅灰色的油脂状、致密块状，区内普遍发育，东部和北部分布较多。因差异风化，其常呈大型块状碎块散布，也可见到连续性较好的石英脉出露在半山腰。石英脉在航片上主要呈现正地形，成线状延伸的浅色山脊。其中，最突出的是两条白色棉线状影像呈南北向延伸，然后转成北东方向。经地面追踪验证，为石英脉。区内石英脉形成时间较晚。图 4.1.1 是石英脉与其它岩脉的先后关系素描示意。石英脉穿插地段围岩普遍出现明显的硅化现象。

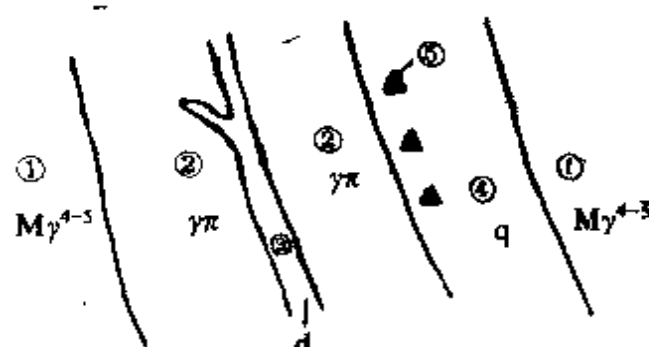


图 4.1.1 三种岩脉先后关系素描示意图（什青春一带河床基岩）

- ①—中生代第二期侵入岩  $My^{4-5}$ ；②—花岗斑岩脉  $\gamma\pi$  沿 312° 方向分布；  
③—穿插在花岗斑岩脉中的基性岩脉 d；④—石英脉 q；⑤—被石英脉胶结的基性岩破碎角砾

(3) 第四系冲积物为灰色、黄灰色的亚砂土、亚粘土、中粗砂和卵砾石等,沿河谷分布组成阶地。一般厚约1—3m。

## 2. 地质构造

本区位于海南隆起中部的东西向尖峰—吊罗深大断裂带的北侧。由于区内岩性单一,风化严重,地表被植被覆盖,本次工作对构造的认识是从航片解译入手的。本区属国防前线,只能以1975年所摄1:3万可见光黑白航片进行构造判读。断裂构造为本区主要特征,它们在航片上主要表现为不同灰度色调的截然分界,线性延伸的山脊或沟谷洼地;线状排列的陡崖;山脊、河谷呈线状条带,有突然中断或方向突变等诸多特征。区内发育的断裂构造主要有近东西向、北西向、北东向和南北向四组,它们都不同程度的控制了区内地形水系的发育。其中北西向和近东西向断裂构造影像较为突出。

(1) 东西向断裂。区域的西部和东部方向断裂构造的航片影像比较清晰。经判读航片、地面调查和物探工作初步查明,本区由南而北大致有四条近东西向构造破碎带,各带的间隔约2km,大致成等间距分布。现场调查资料表明,这组断裂有下面一些基本特征。

东西向断裂多被其它方向断裂所切割和改造,可见花岗斑岩岩脉和基性岩脉等沿该断裂带贯入和充填,说明它是区内较早期形成的断裂构造。

这组断裂中,有的表现出明显的压性特征,在河床基岩中见到长轴呈东西向延伸的构造透镜体;有的则表现出扭性特征。在河床基岩中见到北西向基性岩脉沿85°方向顺扭平移了7m(图4.1.2);此外,有多期岩脉沿之侵入。这些资料说明,此组断裂在地质历史时期曾经过不同性质的多期活动,总体上似以早期的压性特征为主。

从大区域看,近东西向断裂对新生代以来的火山活动和全岛地貌景观有明显的控制作用。如有温泉沿该方向断裂分布等情况。从本区的局部情况看,此组断裂对地形、水系发育的控制作用也

是显而易见的。河道南北两侧地形差别显著，北侧有沿河展布的三角面山，有河道沿东西向的突然拐向和山脊沿之错开等一系列

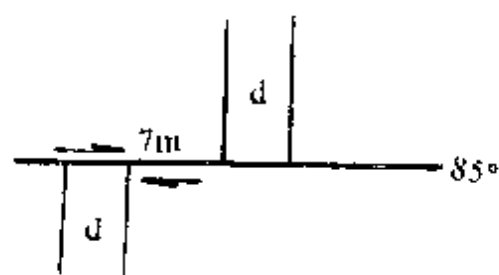


图 4.1.2 近东西向断裂扭性特征素描示意图（畅好河床基岩）

d—基性岩脉

航片显示。这些都说明此组断裂具有较明显的晚近新活动性。

（2）北西向断裂。它是区内最发育的断裂，航片上影像也最为清晰。它们以线状山脊、沟谷、河流突然转向或呈不同色调的条带等影像出现，在区内的中部和西部较为发育。西部表现为

岩脉沿之充填；中部主要表现为对地貌景观的控制，如山嘴沿之排列及线状延伸的陡崖等。西部，该组断裂带在平面上大致成间距为1—1.5 km的格局分布。现场调查发现，至少有三期岩脉先后沿该带充填，是区内岩脉发育的主要断裂；岩脉与围岩接触带发育有明显的破碎带。岩脉破碎严重，可见到沿320°走向的石英脉被挤压破碎成2—3 cm的小碎块，围岩的长石斑晶被切碎。在河床基岩中，常可见到北西向的构造透镜体。尤为突出的是通什市区西侧老桥下，30 m长、2—4 m宽呈不对称斜方形的构造透镜体成群出露，它们又被北东方向的裂隙所切割。与北西向断裂带伴生的裂隙有近东西向和北东向两组剪切裂隙，它们同时切穿了围岩、花岗斑岩脉和基性岩脉。上述现象表明，北西向断裂带是一组具有多次活动，显示了压扭性特征的挤压破碎带。航片特征和甚低频电磁法测量结果也都反映了北西向构造具有继承性活动的特征。

（3）北东向断裂。航片判读发现，北东向断裂发育的密度和规模都不及北西向断裂，而局部地段的影像却显得十分醒目，如测区东北角两条相距半公里平行延伸的似刀切的线性影像。通什市北部，其影像特征表现为两种色调的线性分界，对水系有局部控制，地貌上为长条形洼地。该组断裂影像另一特点是常与其它方向断裂直接交错或归并。实地调查也发现，沿该带分布的石

英脉常由沿 $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$ 方向延伸而渐变得踪迹不明,或转成南北方向。石英脉被强烈挤压破碎,围岩明显硅化。河床基岩中有由 $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$ 方向与 $330^{\circ}$ — $340^{\circ}$ 方向两组共轭裂隙切成的东西向构造透镜体。通什老桥下,有 $50^{\circ}$ 方向裂隙切割北西向构造的透镜体,方解石脉沿 $35^{\circ}$ 方向裂隙充填,北东向裂隙同时切割围岩、花岗斑岩和基性岩脉等现象。上述事实都表明,北东向断裂也是有过多期活动的压扭性断裂。它对地形水系、地貌的局部控制以及物探测量的明显异常说明,它具有新活动性。

(4) 南北向断裂。该组断裂的航片影像呈短小直线段或近直线状断续分布,表现为对河谷支流、冲沟的控制而形成线性峡谷。测区东部较为明显,市区西端表现为对通什河局部河道发育的控制。它们一般规模不大,延伸大都小于1 km。实地调查见有基性岩脉和石英脉沿之充填。前者规模小,仅几十厘米宽,延伸十几米;后者有较大岩脉,也有细小脉体。基性岩脉中有近南北向与东西向两组裂面平整等距分布的剪切裂隙发育。该组南北向断裂也呈密集的劈理出现在北西向断裂破碎带。上述事实表明南北向断裂也是有过多次继承活动,但其规模和强度就不及其它各组。

(5) 区域裂隙。因受多期构造活动的影响,区域内裂隙广泛发育。大致可分为:近南北走向至 $5^{\circ}$ 走向; $30^{\circ}$ — $50^{\circ}$ 走向;近东西走向约 $75^{\circ}$ — $105^{\circ}$ 和 $312^{\circ}$ — $330^{\circ}$ 走向四组。一般都为陡倾角,大于 $60^{\circ}$ 以上彼此反倾,也有近于直立的。裂隙一般延伸良好,裂面平整,在断裂破碎带裂隙密度加大。四组裂隙和断裂组成似“米”字型断裂裂隙网络。彼此交切的裂隙网络成为地下水循环运移的良好通道。甚低频电磁测量和静电 $\alpha$ 卡测得的结果证明了区内风化层下裂隙网络的存在。

### 3. 地貌

区内各主要断裂因晚近时期有新活动,使区域普遍抬升,形成隆起区山高谷深的地貌景观。因新活动性的差异,造成区内地形水系发育的差异。本区地貌按形态大致可分为侵蚀构造中低山、构造剥蚀丘陵和河流侵蚀堆积阶地三个类型。



(1) 侵蚀构造中低山。主要位于区内的东北部，面积可达30 km<sup>2</sup>以上。海拔高度约500—900m。航片上可见区内山脉、沟谷走向与构造线方向一致，地势险要，逾越困难。坡度可达45°以上，山脊多呈锯齿状，有近直立的悬崖峭壁。水系呈直线状展布，其格局反映了区内主要四组构造线方向。沟谷多呈“V”型，坡降大，多急流瀑布。向河谷方向，地形降低过渡为丘陵。

(2) 构造剥蚀丘陵。为中低山前缘通什河两侧丘陵地带，海拔高度约300—500m，有各种岩脉分布，地势相对平缓，地形呈浑圆馒头状。残坡积普遍发育，橡胶林密布。花岗斑岩和石英脉出露处常为山脊，小圆丘或小山脊之间常发育为沿构造破碎带展布的长条状洼地，航片上易被判读。

(3) 河流阶地。通什河床中基岩大面积裸露，反映了区域抬升的特征。晚近时期构造的继承活动，又控制了从通什福安一线的东、西两段河床中基岩的出露高度和冲积物分布的明显差异。这一差异在航片上直接得到判读。该线以西，河谷狭窄，河床中遍布各类由基岩组成的心滩，几乎没有漫滩沉积，两岸几乎不发育堆积阶地，河水直接从基岩中穿越。该线以东地段，有漫滩、I和II级基座阶地发育，阶面高出河水1.5—3m，宽约200—300m。表层为黄灰色亚砂土粉砂，下部夹少量砾石。基座高出河水0.5—1m。高漫滩与I级阶地无明显界限；II级阶地发育不完整，经后期侵蚀，堆积物零星分布，大多只存在风化粘土等基座基岩的残积物，阶面高出河水面5—10m。

#### 4. 水文地质概况

在航片地质构造解译和现场调查的同时，配合局水文队普查小组进行了实地井泉调查工作。综合分析地质、水文地质情况，认为区地下水以基岩裂隙水为主，上部网状风化裂隙带内潜水分布普遍，断裂破碎带、岩脉及岩脉与围岩的接触带，或几组构造的交会地带是裂隙水赋存的有利地段。通什河两侧第四系松散沉积物内有孔隙潜水分布。

##### (1) 基岩裂隙水

区内混合花岗岩、花岗闪长岩、花岗岩以及先后贯入其中的各种岩脉，在多期次构造活动作用下，发育有前述北东、北西、东西和南北四组方向的构造裂隙和断裂，在构造应力相对集中的断裂破碎带、岩脉、岩脉与围岩接触带裂隙构造的发育更为集中。航片上四组构造形迹明显反映出其控制现代地形水系发育、物探甚低频电磁测量、 $\alpha$ 卡放射性测量结果都表明构造有明显的继承发育特征，彼此具有一定的联系。四组构造裂隙总体上在平面上形成以构造破碎带和岩脉为主干的“米”字型裂隙网络系统，它们在剖面上常以大于 $60^\circ$ 陡倾角形式呈“X”型出现。区域性的裂隙网络为本区基岩裂隙水提供了良好赋存场所。

① 上部网状风化裂隙带潜水。区内风化壳厚约8—15m，潜水分布普遍，常以片流或泉形式沿山坡流出。泉流量较小，仅每秒千分之几升。在地形有利的低洼部位或与构造破碎带相通能获得构造裂隙水补给时，泉、井水量明显增大，动态亦趋稳定。网状风化裂隙带潜水已被普遍开采引用，但作为通什市供水水源，因其补给有限、径流途径短、水量小、动态不稳定且易受污染等，利用而受到限制。其中水量较大、动态稳定的水井可作为构造裂隙水的探测标志。

② 构造带和岩脉构造裂隙水。初步调查资料表明，区内岩脉分布地段就是构造破碎带发育地段。两组或两组以上构造交会地带，或岩脉及其破碎带是基岩裂隙水相对富集地段。

已知构造交会地段富水实例有东西向与南北向构造交会带，北西向构造带与南北向构造交会部位，北西、北东和近东西向三组构造交会地带，这些部位已有水井和机井供水。

岩脉富水实例有花岗斑岩脉富水。区内沿北西向构造延伸的花岗斑岩受后期构造作用十分破碎，实地调查有多处泉水出露。石英脉富水，石英脉及其周围破碎带亦有多处井、泉分布，且动态稳定。

上述情况表明，在寻找有利地貌地位、构造破碎带及岩脉的同时，必须探测破碎带及岩脉的产状。在工作程度低，覆盖严重、

风化剧烈的地区，利用物探手段，确定构造破碎带、岩脉的延伸方向及产状，以及它们的电性异常将是寻找基岩裂隙水工作中继遥感方法之后的必要手段。

## （2）第四系松散岩类潜水

含水层主要分布于通什河沿岸地带，地下水赋存于河流冲积阶地和小型山前冲洪积扇中。含水层厚约2—7m，潜水埋深小于3m。初步调查发现，在文化市一带因阶地发育，潜水井分布较多，阶地属基座阶地，冲积层厚度薄，潜水水量不大。若下伏有构造带，则水量将不一样。

## 二、物探勘查

### （一）研究区的地质、地球物理特征

在海南全岛1:20万综合水文地质图和相应报告中定通什地区为基岩中等富水区。区内侵入岩广泛分布，岩石风化严重，植被发育，地质研究程度低。已知两条推断断层，一条北西向，一条北东向。一条北西向的花岗斑岩脉 $\gamma\pi$ 。

据航片解释（图4.1.3）。区内以北西向构造影像最为明显，北西向构造以及其它方向的构造不同程度地控制了区内地形水系的发育。

完整花岗岩与其破碎裂隙带，风化岩石与其基岩，侵入岩脉与围岩都存在明显的电性差异。含水断裂破碎带往往表现为低电阻率；基性岩脉呈低电阻率特性，而中酸性岩脉呈高电阻率特征；风化层和基岩间存在一个电性分界面，基岩电阻率往往比上覆风化层电阻率高；含水破碎带与不含水完整基岩的IP性质有明显差异。这些物性差异构成了物探方法寻找基岩裂隙水的地球物理前提。

### （二）试验方法的选择及布置

据1:3万航片解释结果，在认为有希望的富水远景区布置工作，这是物探工作的出发点。根据花岗岩地区地层简单、覆盖层厚度不大、构造裂隙发育的特点，采用甚低频电磁法作为探测区域构造格架的主要方法，并结合放射性 $\alpha$ 卡法，互相验证。在条件

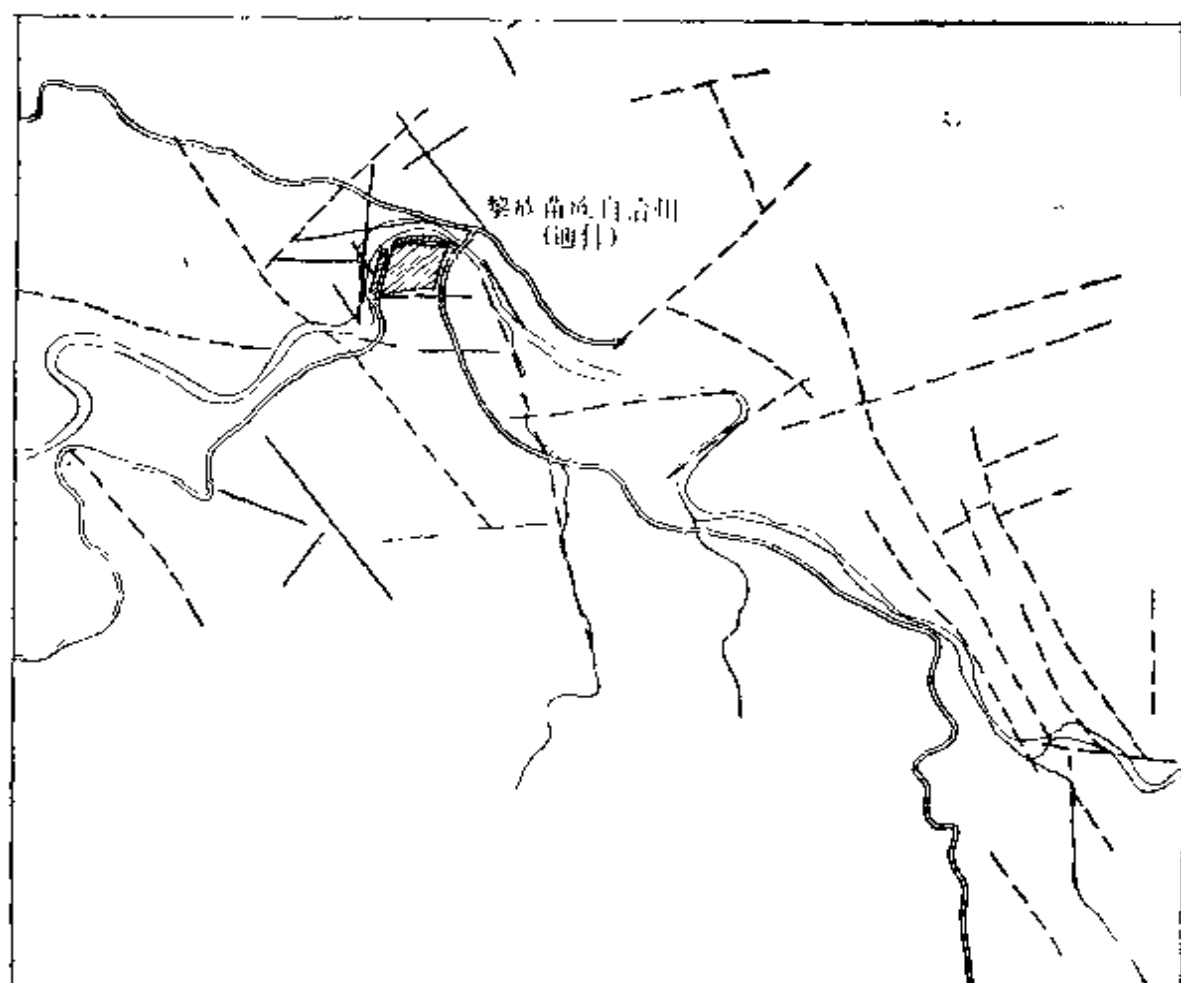


图 4.1.3 海南通什地区航片解译图  
(1975年摄, 1:30000)

有利时, 甚低频法比别的地球物理方法效率高, 花费少, 这种面积性普查工作阶段作为方法试验的第一个阶段。

第二阶段是在区域物探普查的基础上, 在有希望的富水远景区布置详细的甚低频测量和  $\alpha$  卡测量, 目的是具体确定可能的富水裂隙破碎带的空间分布, 然后投入少量的激电测深工作, 来判断所查明的构造破碎带是否含水。

在找水勘探中, 确定裂隙破碎带的空间分布是勘探中的一个重要环节。含水性的研究, 在众多的物探方法中, 只有激电效应与水有密切的联系, 因此少量的激电测深工作是必不可少的。此次试验工作是配合该区 1:5 万水文地质调查工作而进行的。

在此指导思想下, 以航片解释为基础, 结合前人的地质工作

成果，布设了甚低频测线。由于航片解释精度和覆盖所限，解释构造在实地很难找到。用甚低频法来查明构造是否存在，存在的位置，追踪其走向延伸。考虑到工区于市区附近，建筑物等设施 and 强烈的线源干扰，采用灵活的测线布置方式，尽可能垂直主体构造或者主体构造影像布线。以线路测量方式为主，长短剖面相结合，尽可能避开线源干扰，随实地地形地物变化和干扰源的分布而布线，因而实际测线布为不规则测网。测地工作用 1:2.5 万地形图定点；罗盘定向。采用这种方式进行区域构造格架调查，工作效率高，并能有效地解决问题。

### （三）物探勘查

#### 1. 面积性甚低频法测量

图 1.1.1 是 NWC 台和 NDT 台工作时，测得约两千点的倾角值经 Fraser 滤波后绘成的平面等值线图。

从图上可以看到，异常明显沿北西向成带展布，划分出三个北西向异常带即 A 带、B 带、C 带、E 带和 D 带，另有一条沿北东向呈串珠状错落展布的异常带 G 带、H 带。

北西向异常带近乎等间距地分布于测区内，异常连贯性好，为区内主要异常带；北东向异常带集中展布于测区中央，连贯性差，呈串珠状分布。

根据小比例尺上已知区域构造特征（1:20 万）和线性影像特征，在相应位置上确定了区域构造格架。格架展布在总体方位上与航片解释相一致，由此推断的构造多为后来的水文地质调查和钻探所证实。如 B、C、E 与  $F_5$  相吻合，G、H 与  $F_9$  相吻合，在 ZK 9 和 ZK 8 得到证实。推断的构造 A，在 1:5 万水文地质调查时未发现，但其与 1:20 万区域地质图上  $F_3$ （航磁推测）构造相吻合。从新构造基岩裂隙水的特点出发，认为构造 H 与构造  $F_4$ 、A 的交汇部位和构造 B、C、G 的交汇部位为两个有希望的富水远景区。后来的 ZK 9 钻孔和 ZK 3 钻孔证实了该区基岩裂隙水较为丰富，两孔水量分别为 270 t/d 和 385 t/d。

#### 2. 放射性测量

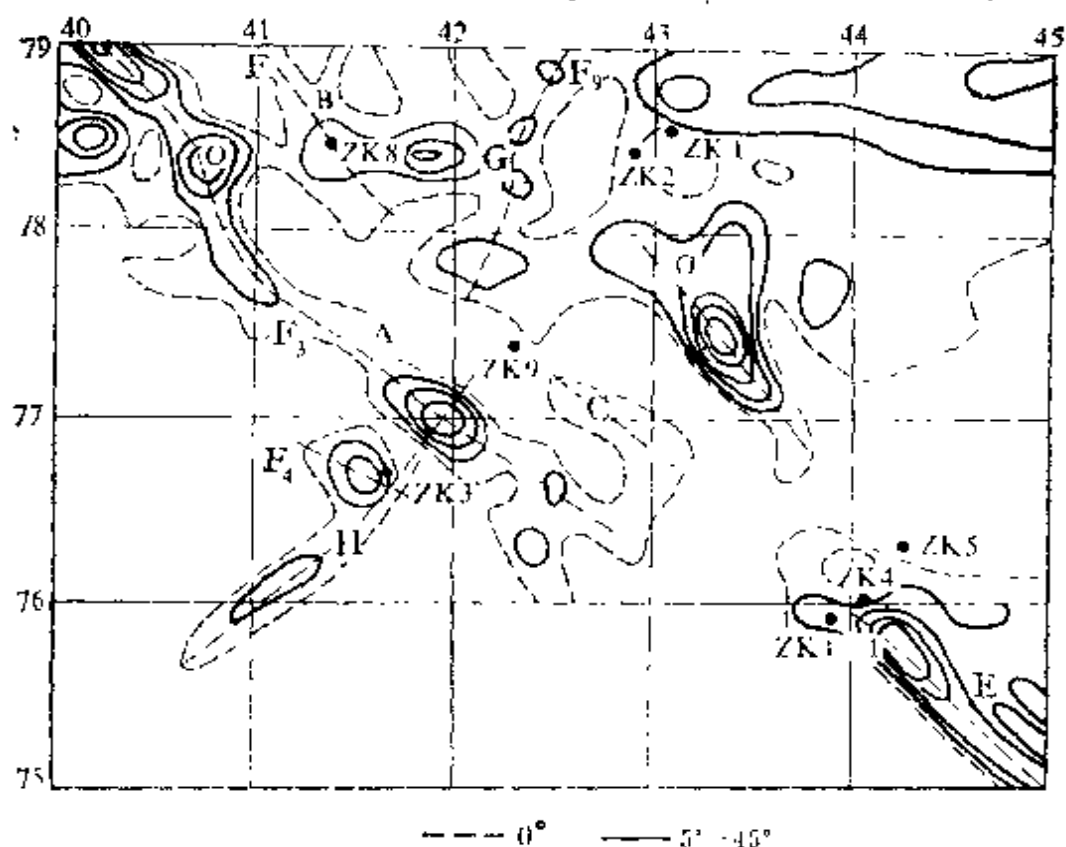


图 1.1.4 海南通什地区 Fraser 滤波等值线

1967—1988年，在海南通什花岗岩地区进行了两次寻找基岩裂隙水的试验和研究工作。 $\alpha$ 测量（静电 $\alpha$ 卡法和 $\alpha$ 杯法）完成剖面60条，测点1368个，测线总长18.5 km。 $\gamma$ 测量（ $\gamma$ 总量测量和 $\gamma$ 能谱测量）完成剖面65条，测点1546个，测线总长21.5 km。每个测点的 $\alpha$ 测量都作了第一次和第二次测量，由此得到 Rn ( $^{222}\text{Rn} + ^{220}\text{Rn}$ )、 $^{222}\text{Rn}$ 、 $^{220}\text{Rn}$  和  $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$  等四个参数。

为了便于成图和综合解释，我们把放射性勘探测量区域分为五个测区，即什分测区、通什市测区、电池厂测区、苗圃测区和文化市测区。对每个测区，首先把测量结果绘制成放射性测量剖面及平面图，然后结合地质、遥感解译等结果进行综合分析，推断隐伏构造的存在及位置，最后根据水文地质条件，初步圈出有利富水地段。

电池厂测区位于通什市东南边缘，面积  $4 \text{ km}^2$ ，电池厂位于测区中部低洼的地方。测区四周相对地势较高，分布的山峰海拔在  $400-500 \text{ m}$ 。放射性测量平面剖面图见图 4.1.5。结合地质及遥感解译结果，推测该区构造主要为北西向，其次为北东和近南

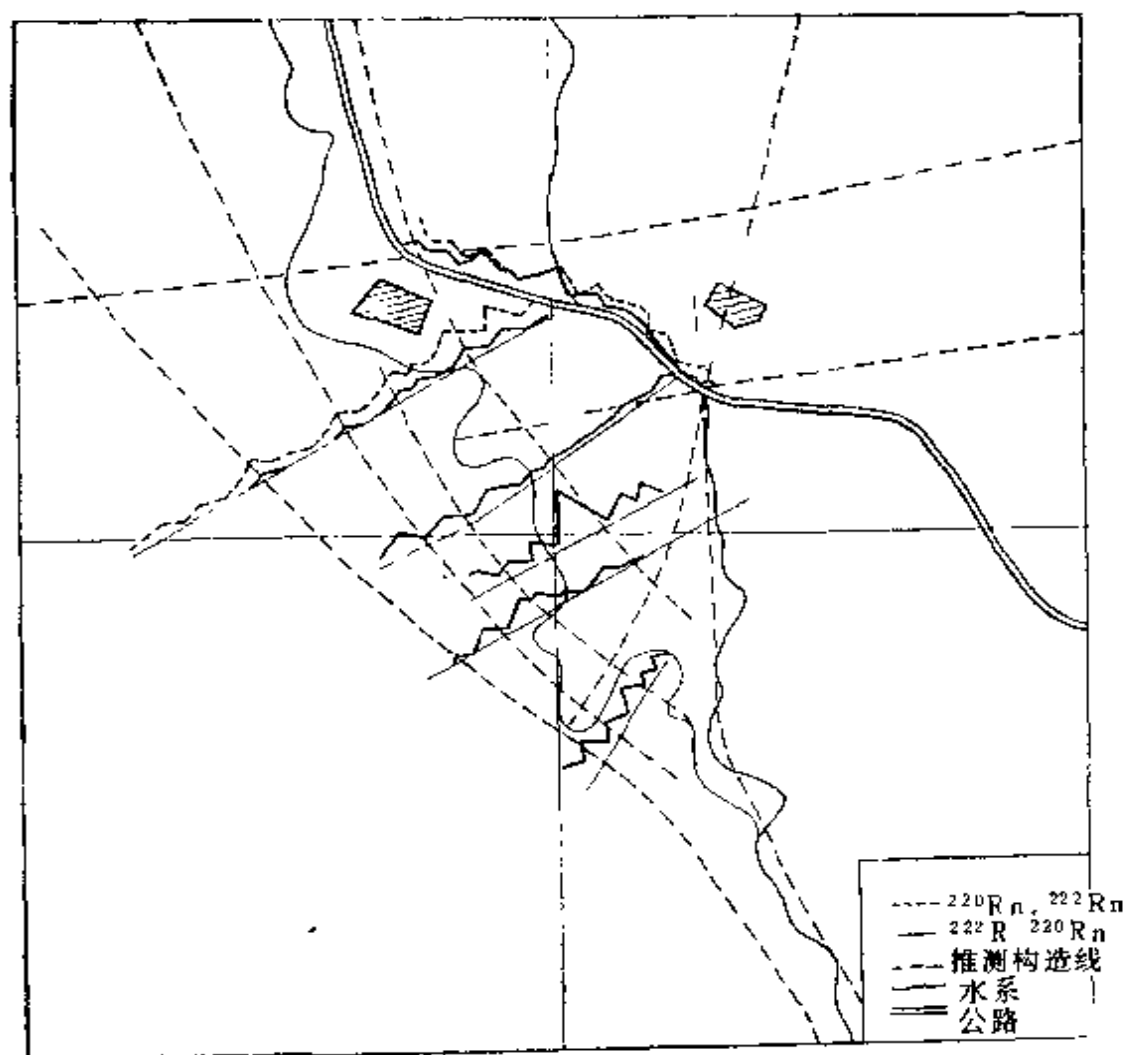


图 4.1.5 海南通什电池厂测区放射性测量平剖面

北向。在武警部队附近，电池厂北东公路桥附近多组构造相互交错。由于不同方向的构造形成的时代不同，构造多次活动必将导致裂隙发育，破碎加剧，有利于地下水的富集。因此，可以认为这两处是较为有利的富水地段。后来，海南水文队在公路桥附近，布置了 ZK5 钻井，成井后涌水量为  $129 \text{ t/d}$ 。次年，我们在 ZK5 钻井附近布置了一条南北向的测线，钻井位于 0 号测点西 30

m处,  $\alpha$  测量结果见图4.1.6。由图可见,  $\alpha$ 异常最高地段在-25 m左右, 它可能表明东西向构造赋存的位置。此外, 在该测线的南段,  $\alpha$  测量的计算值都比较高, 它确切地反映了该处是多组构造交汇的地段。

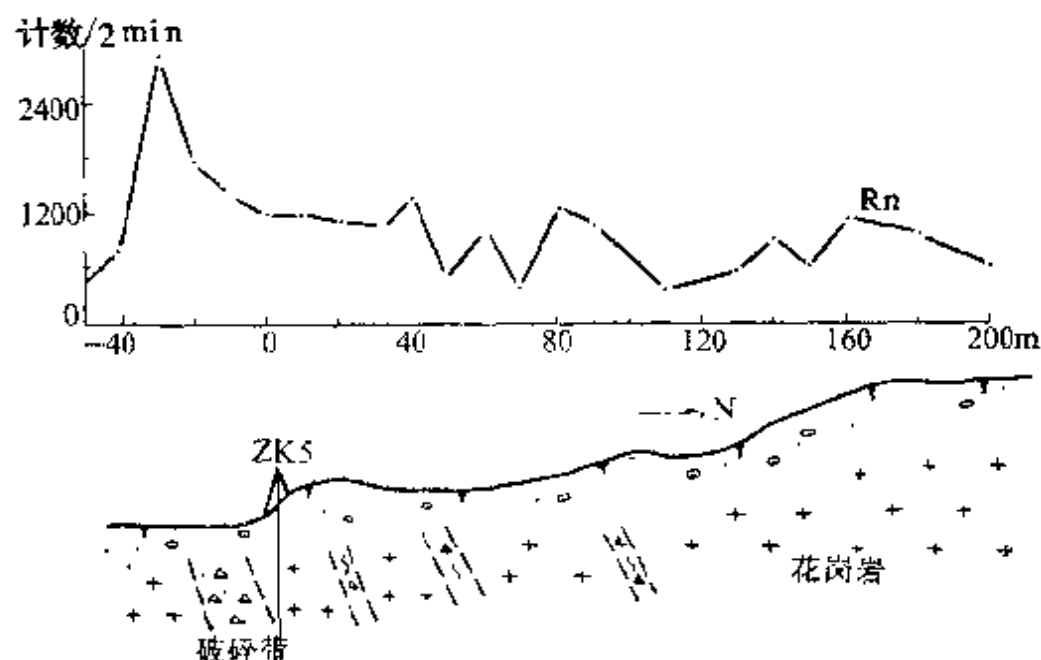


图 4.1.6 海南通什 ZK 5 钻井附近  $\alpha$  测量剖面图

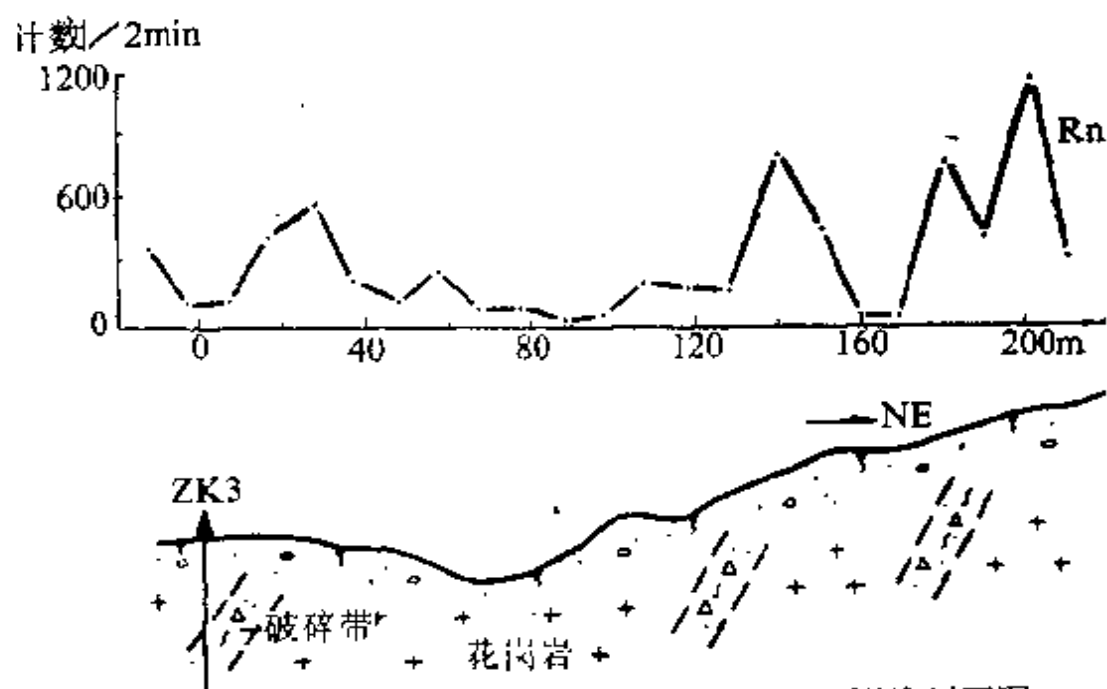


图 4.1.7 海南通什 ZK 3 钻井附近  $\alpha$  测量剖面图



类似于电池厂测区的分析，在其它四个测区也同样划分出相对有利的含水地段。

1988年我们对数个已知钻井做了验证性的放射性测量，图4.1.7、图4.1.8分别为在ZK3、ZK9钻井附近做的 $\alpha$ 测量曲线。ZK3位于图4.1.7所示测线的0号点处钻井西面15m，即为高约10m的大陡坎上，坎下是通什河。图上20m、140m和200m处的异常地段分别反映了同方向构造的三组裂隙发育带，ZK3钻井可能穿过了一组裂隙带。图4.1.8所示的测线位于ZK9钻井南约100m外，其间有东西向的灌溉水渠相隔。由图可见，

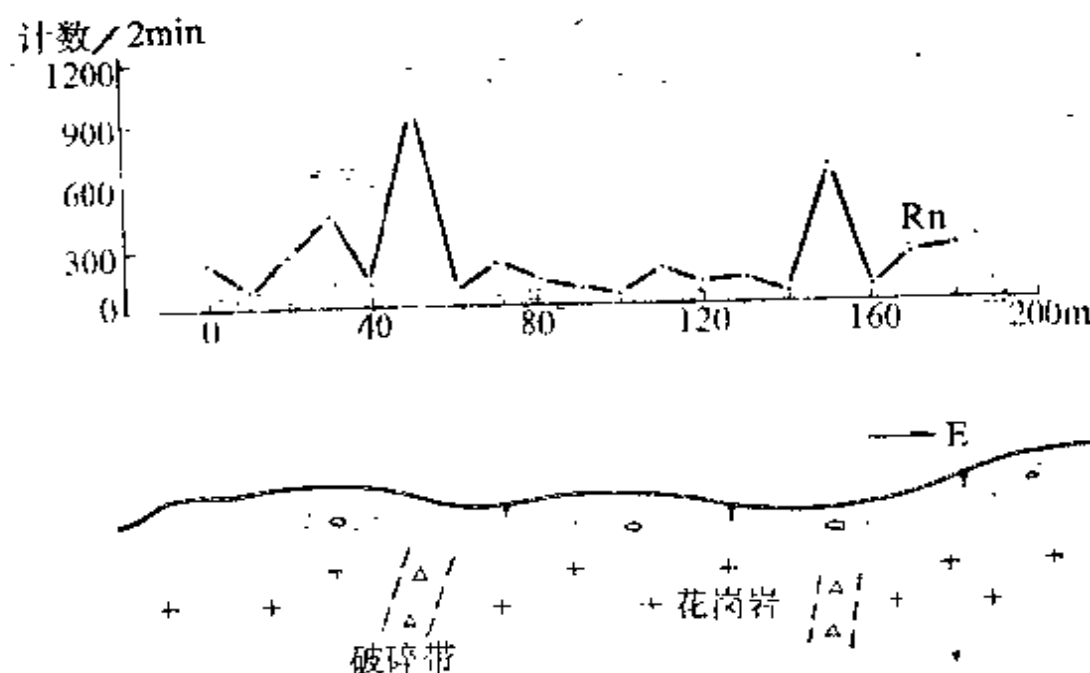


图 4.1.8 海南通什ZK9钻井附近 $\alpha$ 测量剖面图

测线上50m和150m处两个异常比较清晰，表明有断裂构造存在。ZK9日出货量达365t，可能与某断裂构造有关。其它在ZK2、ZK6、ZK8等钻井附近的 $\alpha$ 测量也都有类似的结果。

海南通什的放射性工作还表明氮的多参数测量对推断蓄水构造，确定岩脉位置有十分重要的意义。

图4.1.9是在通什市南部布置的3号测线。遥感解译推测此

处有一条北西向断裂构造存在，实地见有基性岩脉出露。由测量结果可见，在推测的构造附近有明显的氦异常，并由此把构造位置确定下来。分析氦的多参数曲线可知，一般情况下，测量氦的总量（ $^{222}\text{Rn} + ^{220}\text{Rn}$ ）就能确定破碎构造的位置，但它不如 $^{222}\text{Rn}$

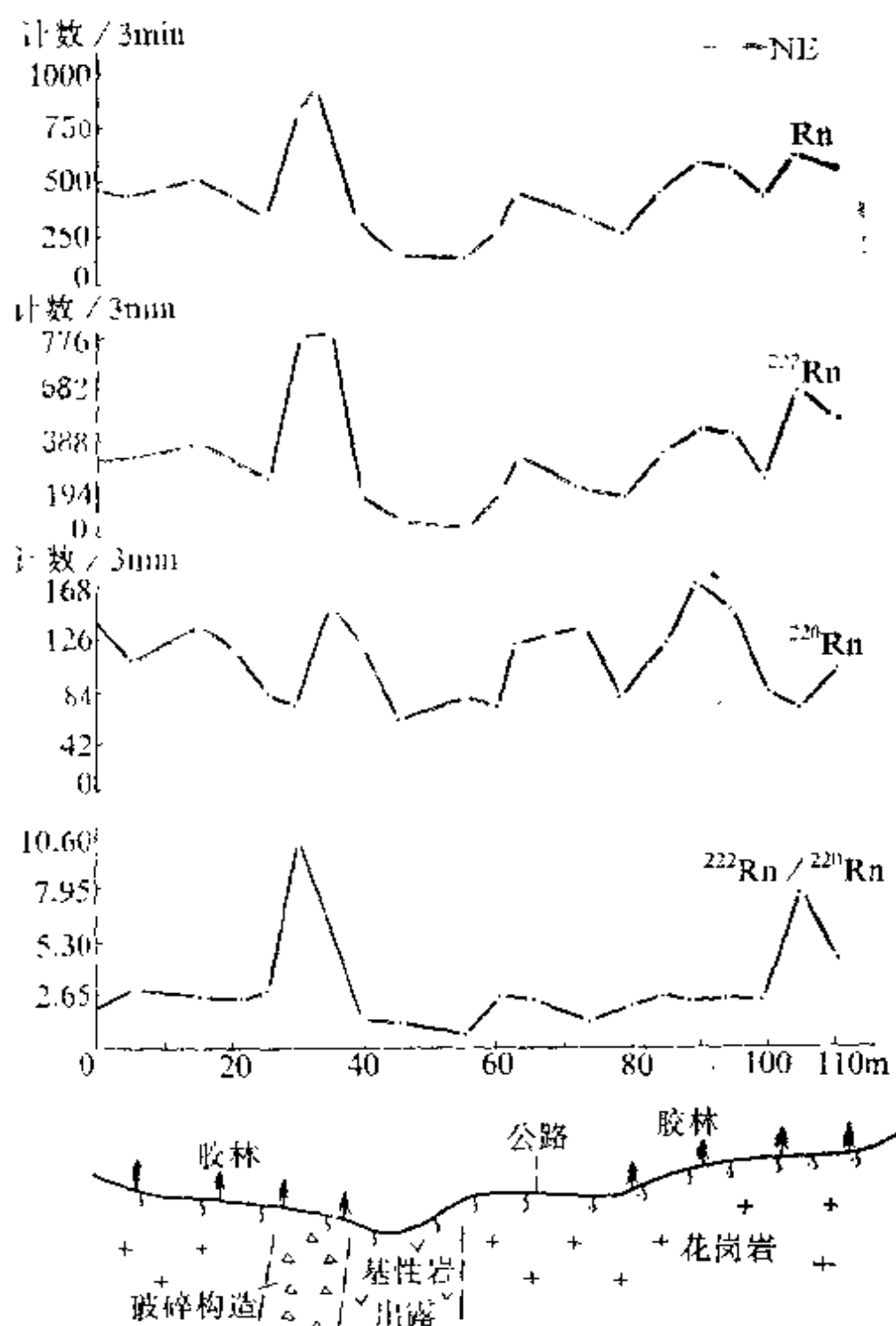


图 4.1.9 海南通什 3 号测线  $\alpha$  测量剖面图

和  $^{222}\text{Rn}$ 、 $^{220}\text{Rn}$  参数曲线清晰度高。

图 4.1.10 是在穿过不同岩脉的 25 号测线上测得结果。分析可

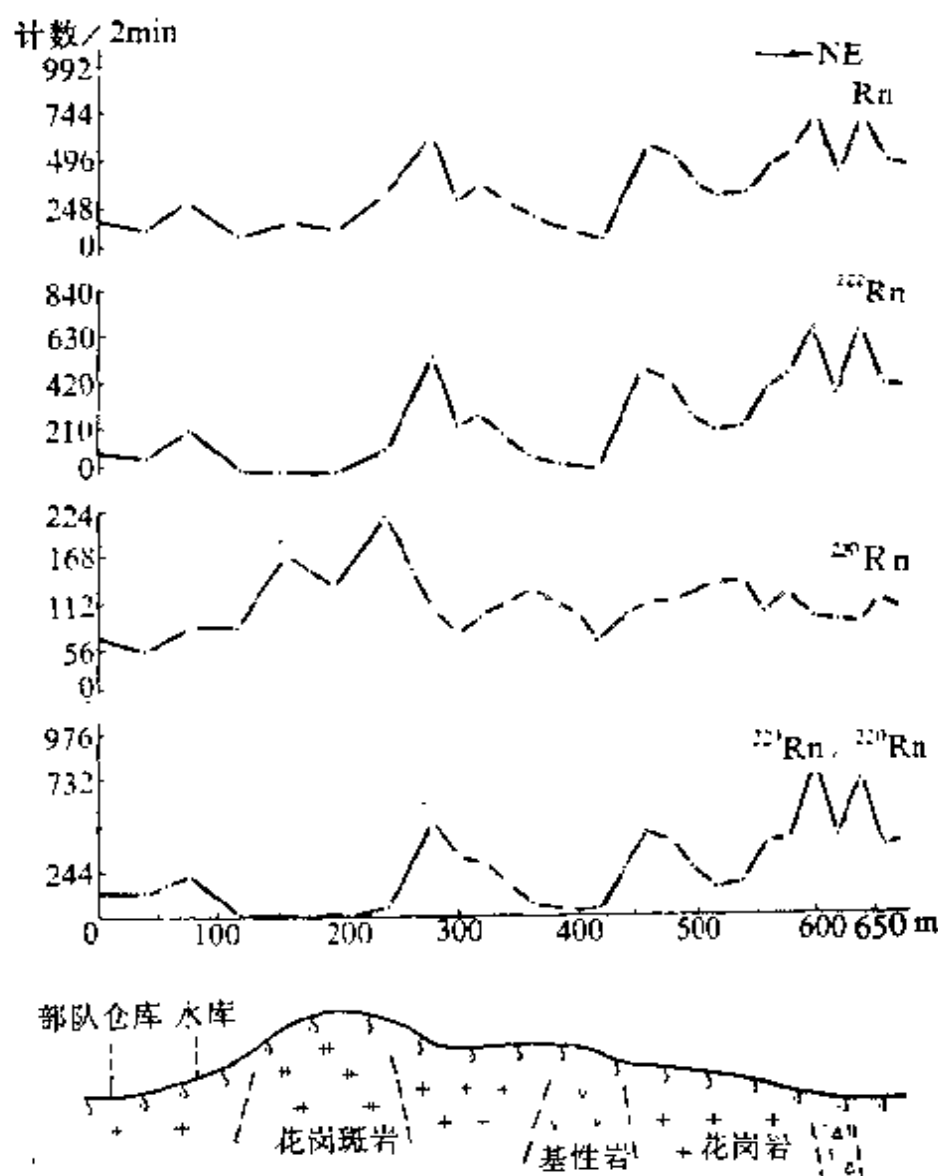


图 4.1.10 海南通什 25 号测线  $\alpha$  测量剖面图

知：①在隐伏破碎带上方  $^{222}\text{Rn}$  和  $^{220}\text{Rn}$  参数异常比 Rn 总量异常反映得更清晰；②在基性岩脉上，Rn 总量  $^{222}\text{Rn}$ 、 $^{220}\text{Rn}$  和  $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$  四个参数都出现低值异常，这在图 4.1.9 中也有类似现象；③在花岗岩脉上方  $^{220}\text{Rn}$  参数为高值异常， $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$  为低值异常，异常宽度大体反映了岩脉的宽度；④岩脉与围岩的接触带上，若构造连通，则 Rn 总量 ( $^{222}\text{Rn} + ^{220}\text{Rn}$ )、 $^{222}\text{Rn}$ 、 $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$

$^{220}\text{Rn}$  三个参数都出现高值异常；若构造封闭，上述三个参数反映的异常不明显。

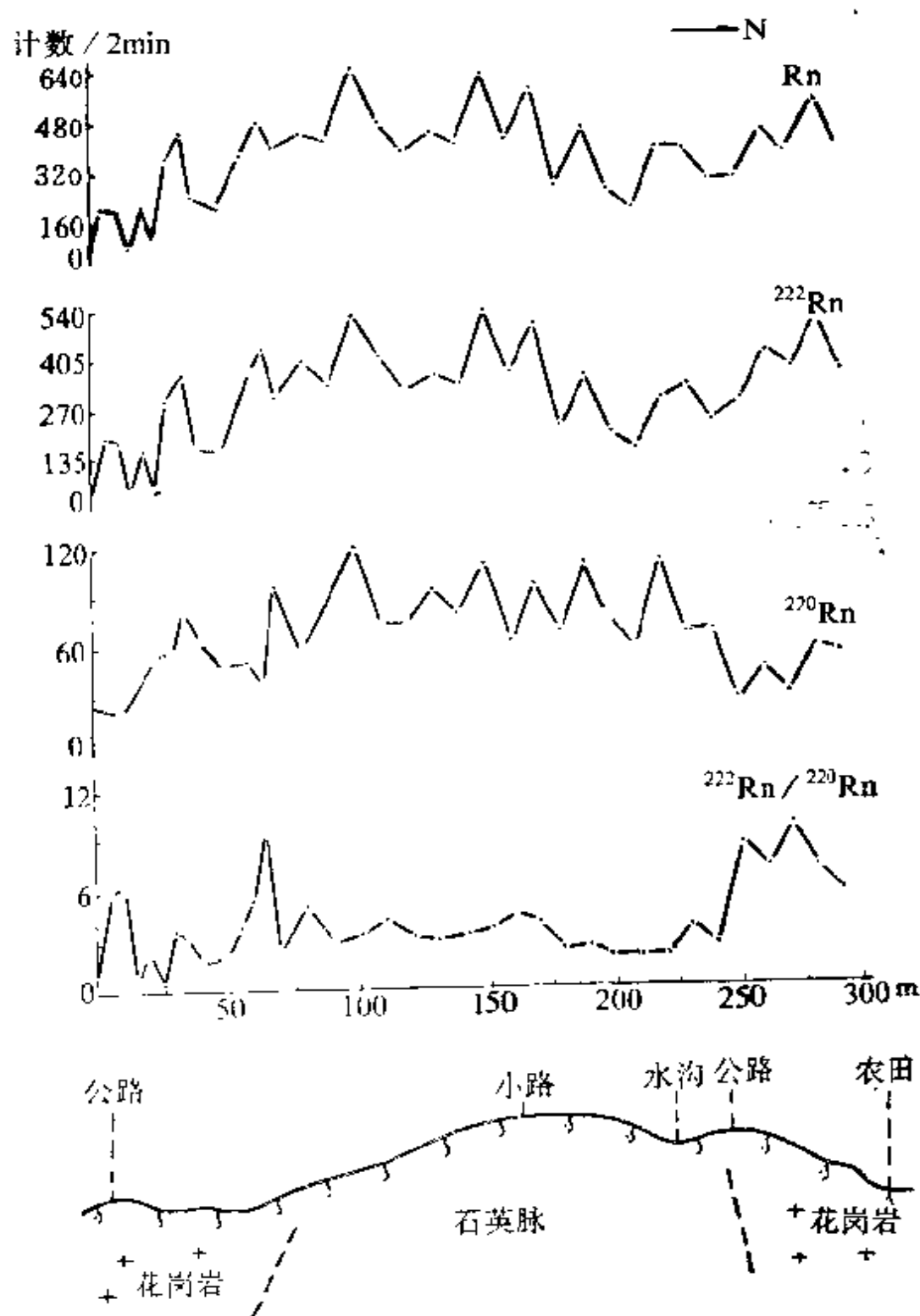


图 4.1.11 海南通什 5 号测线  $\alpha$  测量剖面图

图4.1.11是穿过石英岩脉的5号测线。石英脉受风化等作用，次一级的微裂隙较发育，Rn总量、 $^{222}\text{Rn}$ 和 $^{220}\text{Rn}$ 等参数在对应的裂隙上方都将有所反映，测量的曲线形态在岩脉上方出现锯齿状的同步起伏现象。在岩脉与围岩的接触带上，裂隙宽度相对较大，有利于深部的 $^{222}\text{Rn}$ 向上运移。因此， $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$ 参数能有效地削弱 $^{222}\text{Rn}$ 和 $^{220}\text{Rn}$ 的同步波动，突出接触带附近的 $^{222}\text{Rn}$ 异常。

在通什市区，对遥感解译的数条构造做了37条放射性测量剖面，测点大多是沿着路边，布置在树根、花丛下的零星小片土地上。由于 $\alpha$ 测量不受电线、水管、地形、地物等干扰，所以 $\alpha$ 测量结果多能与遥感解译结果相对应。

### 3. 地面甚低频法详测

在了解了区域构造格架，确定了富水远景区后，如何确定基岩裂隙水富水部位，为供水勘探提供井位，便是要解决的又一个重要的问题。

#### (1) 资料的获取与定性分析

由于基岩裂隙水埋藏、分布的复杂性和不均匀性，常使相隔咫尺的水井涌水量相差很大，甚至在同一井位上，可能因为井深井型选择不当而不能成井。

基岩裂隙水最富集之处，往往是在低序次、低级别构造，例如褶皱、裂隙带、断裂破碎带发育的地方，特别是这些构造和主体构造相交部位。

通过甚低频法，可以确定构造裂隙破碎带位置、产状、覆盖层厚度、基岩完整性等因素。只要条件有利，可进一步为含水性研究提供有用信息。

基于花岗岩地区的特点，第四系覆盖不厚，基岩电阻率高，加之效益上的考虑，选用甚低频电磁法与 $\alpha$ 卡法相配合进行详查阶的勘探工作。为了与已知钻孔对比，在已知五个钻孔附近做了五条甚低频法倾角和视电阻率详测剖面，各条测线布置示于图4.1.12，工作结果见图4.1.13—4.1.17。

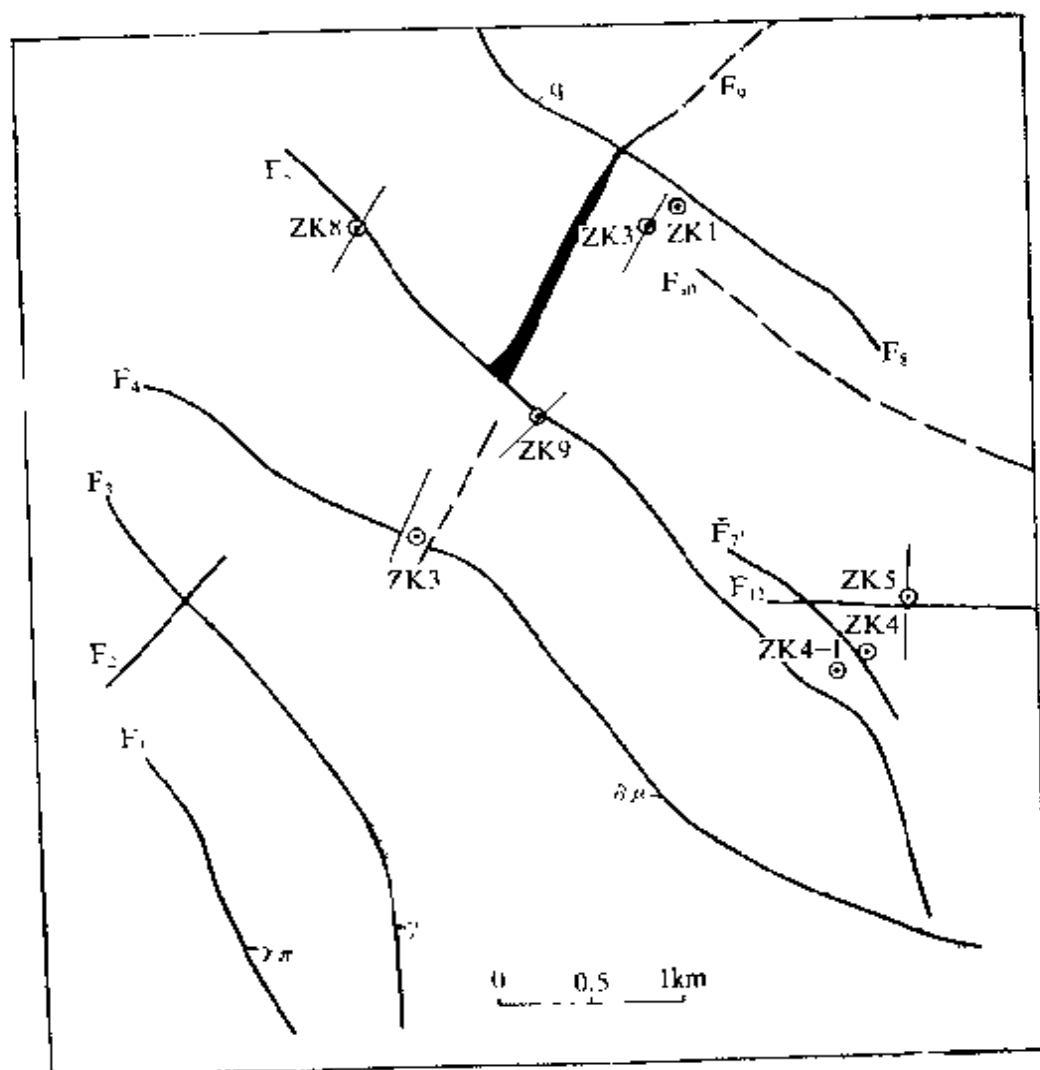


图 4.1.12 海南通什地区详查剖面布置示意图

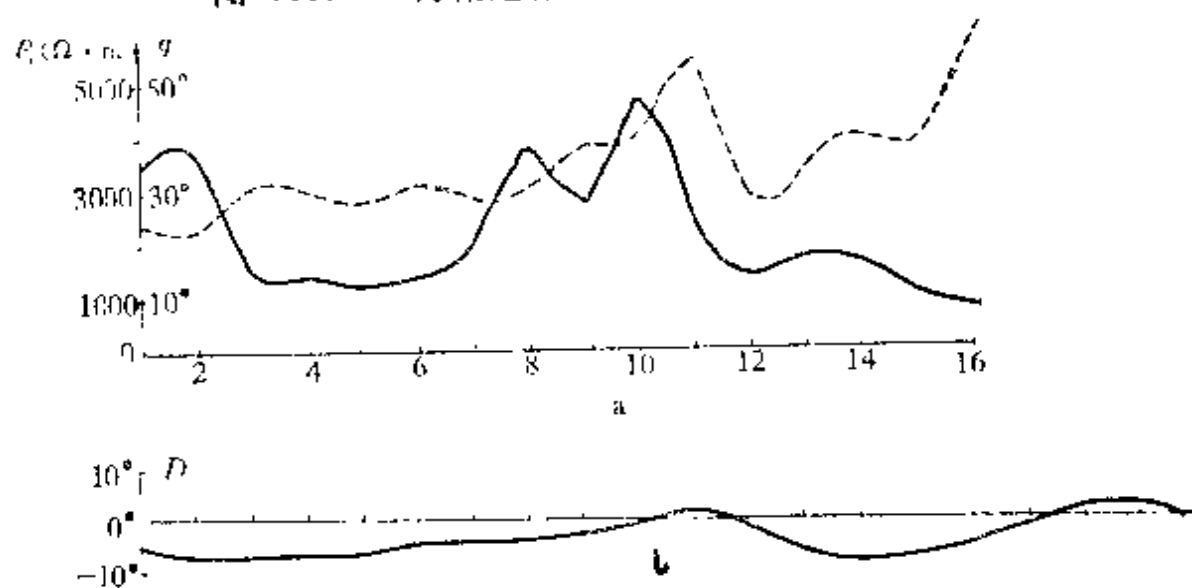


图 4.1.13 海南通什 ZK 9 测线甚低频测量结果  
a—视电阻率（实线）和相位（虚线）；b—倾角曲线

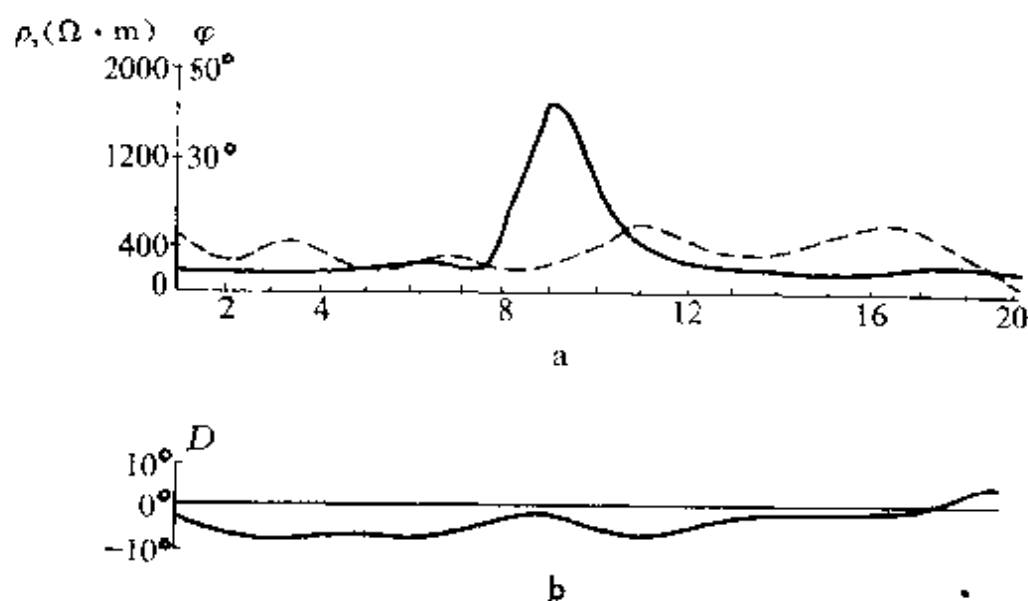


图 4.1.14 ZK 8 测线

a—甚低频视电阻率（实线）和相位曲线（虚线）； b—倾角曲线

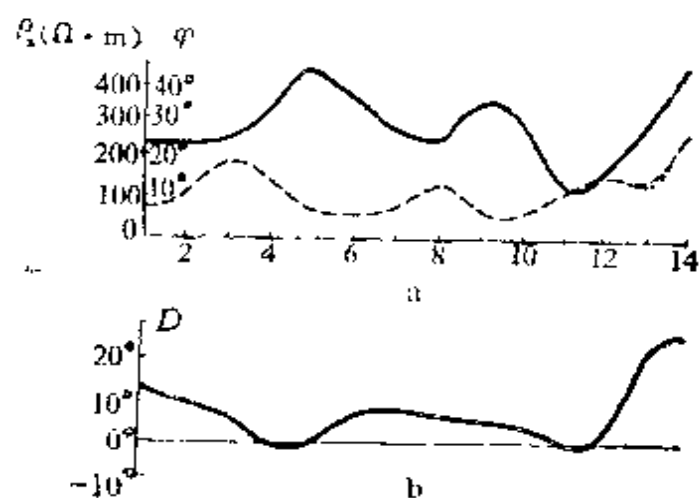


图 4.1.15 ZK 2 测线

a—甚低频视电阻率（实线）和相位曲线（虚线）； b—倾角曲线

从五条剖面总体上来看，倾角异常一般最大幅度约  $10^\circ$ ，这与基岩地区破碎带与围岩电性差异水平相当。视电阻率在岩脉侵入带上有很强烈的高阻反映，最大异常幅值可达上千欧姆·米，与倾角相对应视电阻率曲线也有低阻反映。相位异常比较弱，相位

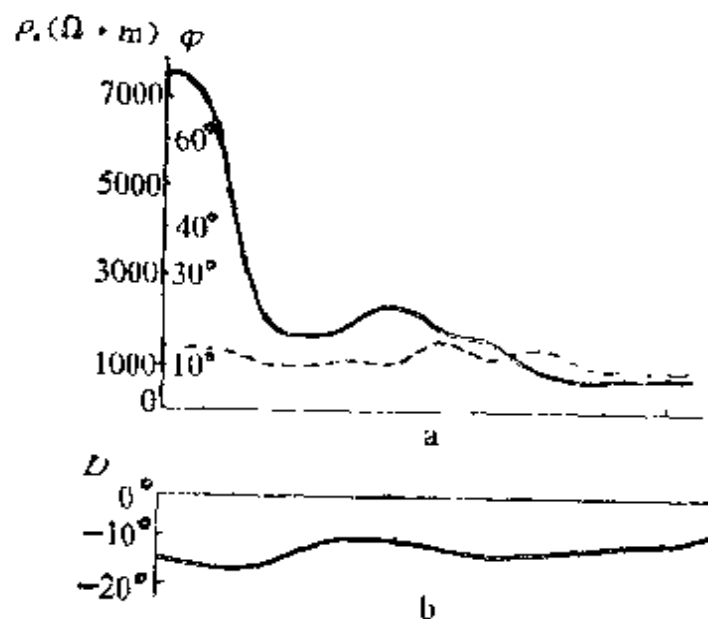


图 4.1.16 ZK 3 测线

a — 甚低频视电阻率 (实线) 和相位曲线 (虚线); b — 倾角曲线

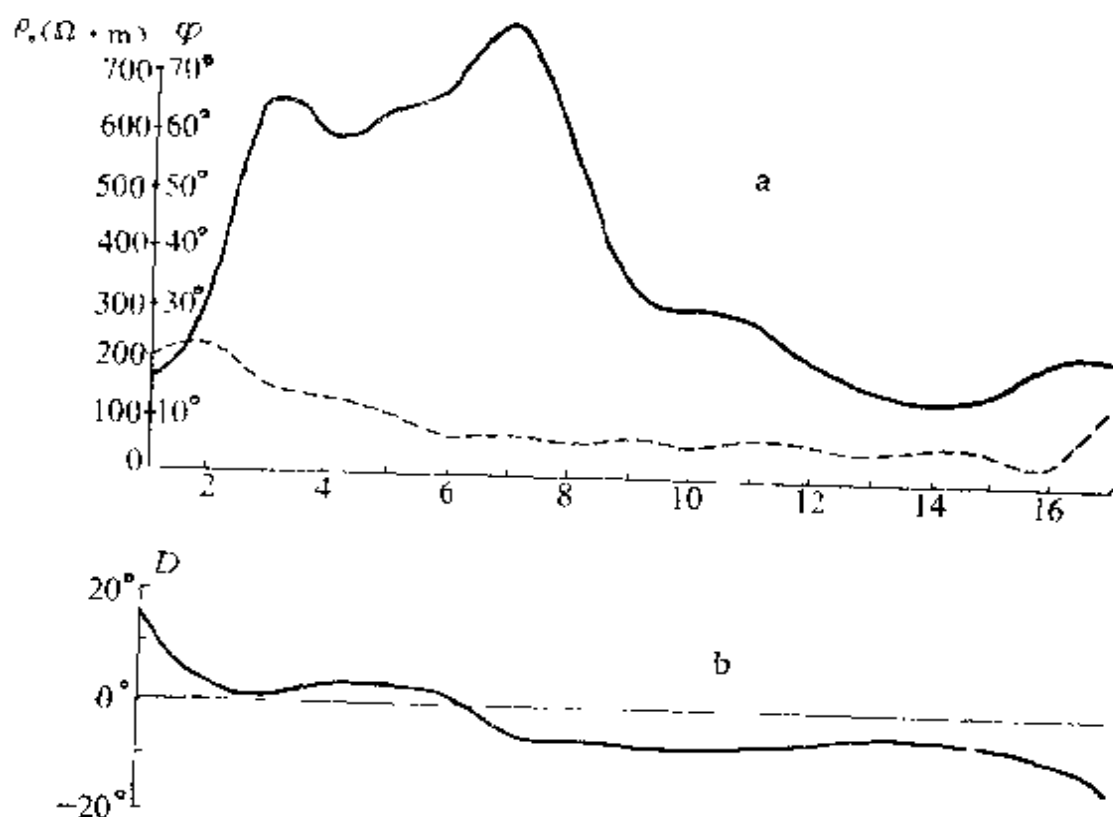


图 4.1.17 ZK 5 测线

a — 甚低频视电阻率 (实线) 和相位曲线 (虚线); b — 倾角曲线

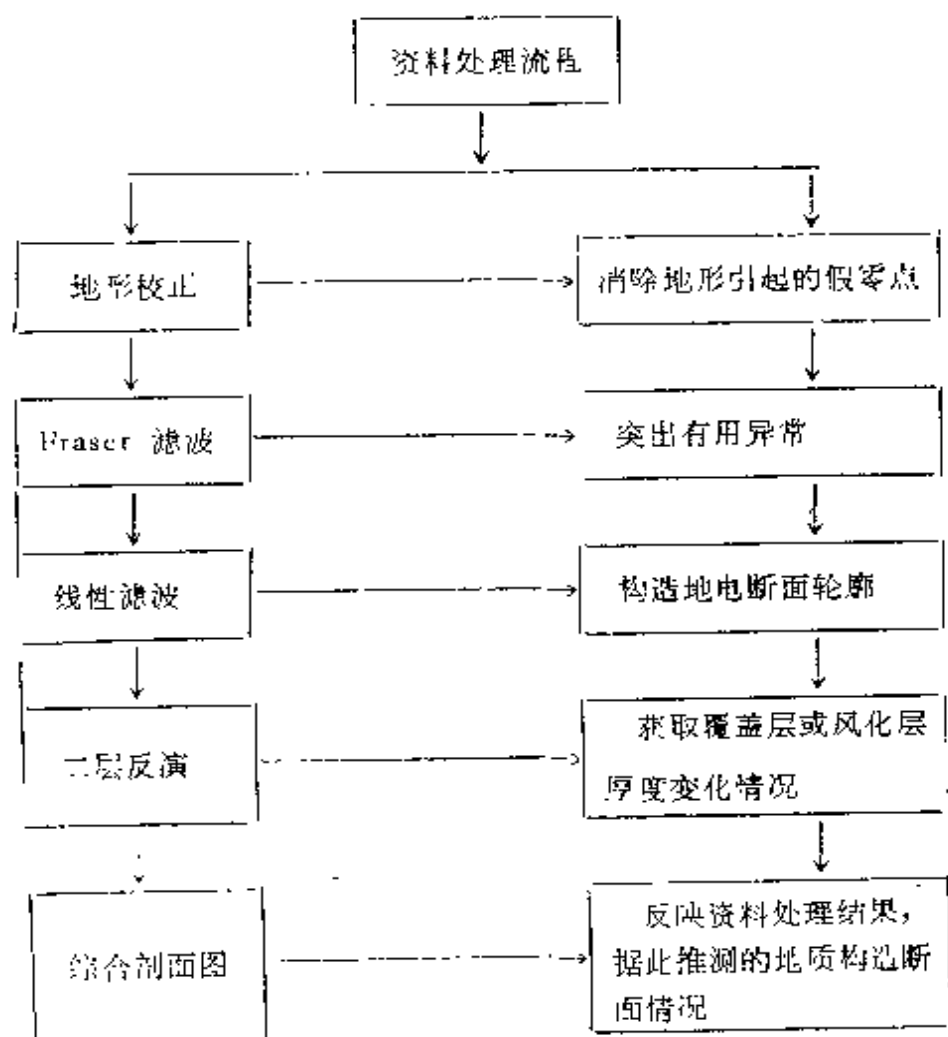


曲线明显反映了简单岩层条件下盖层或风化层厚度的变化，其异常幅度可达  $10^{\circ}$ 。

由此，可将获得的异常分为五类：①花岗岩斑岩脉视电阻率呈高阻异常。②断层接触带视电阻率曲线呈阶跃变化，高值与低值的陡然变化反映了两盘基岩性质的差异。③裂隙破碎带，倾角异常，视电阻率低值异常。④相位角与视电阻率较稳定变化部分反映了覆盖层变化。⑤线源干扰倾角异常，幅度大，范围狭小。

## （2）资料处理和推断解释

为了压制地形和浅部不均匀造成地质噪音，突出有效异常，增强反映地下地质构造能力，有必要对所获甚低频测量结果做数据处理，其处理流程如下。



把甚低频倾角资料进行 Fraser 滤波和线性滤波处理，绘制

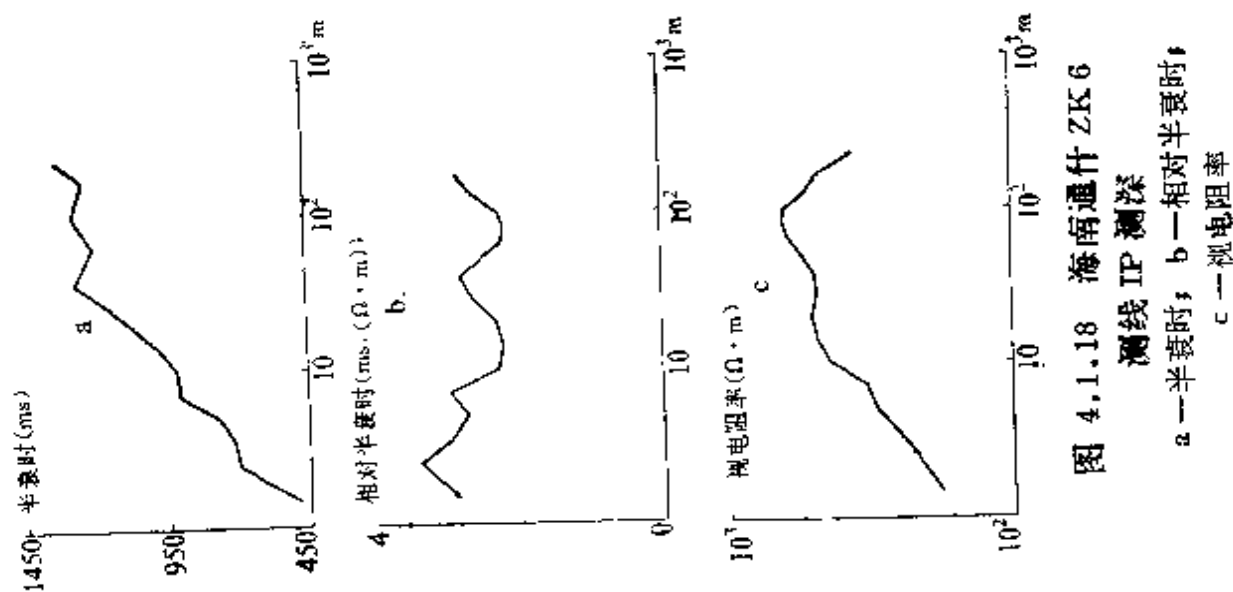


图 4.1.18 海南通什 ZK 6  
测线 IP 测深

a—半衰时; b—相对半衰时;  
c—视电阻率

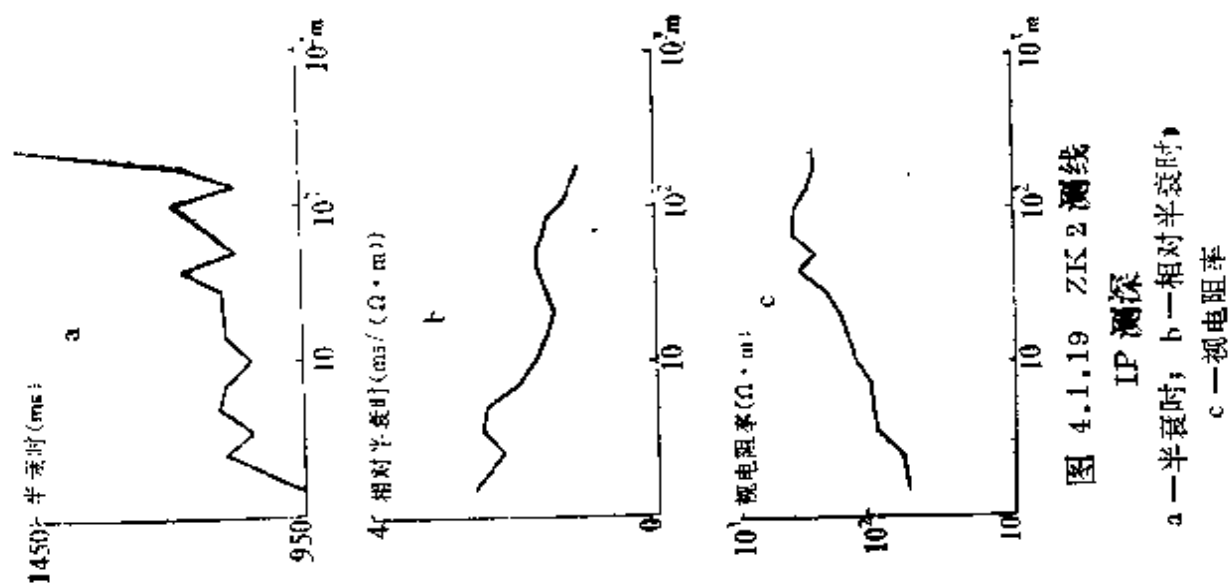


图 4.1.19 ZK 2 测线  
IP 测深

a—半衰时; b—相对半衰时;  
c—视电阻率

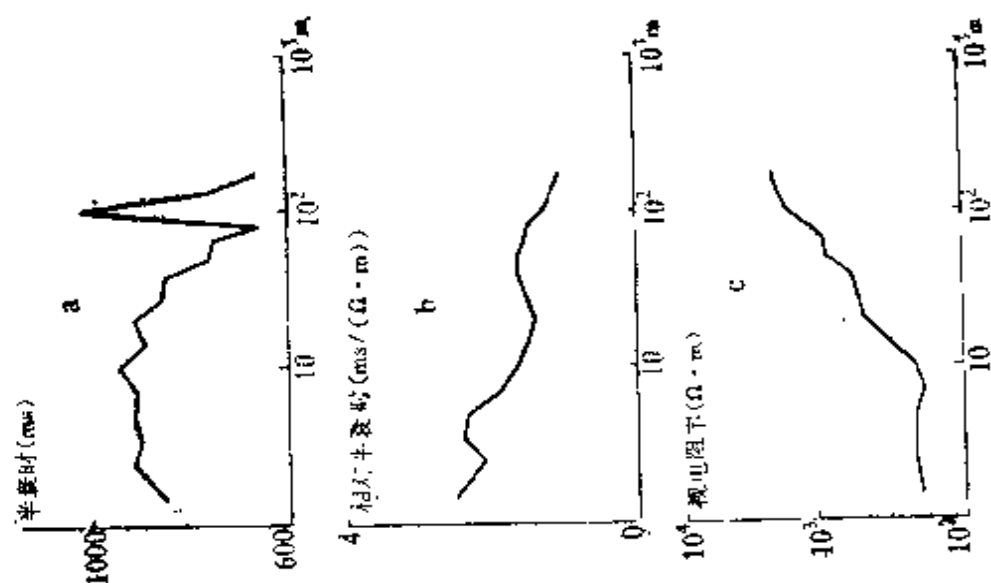


图 4.1.20 ZK 3 测线  
IP 测深

a—半衰时; b—相对半衰时;  
c—视电阻率

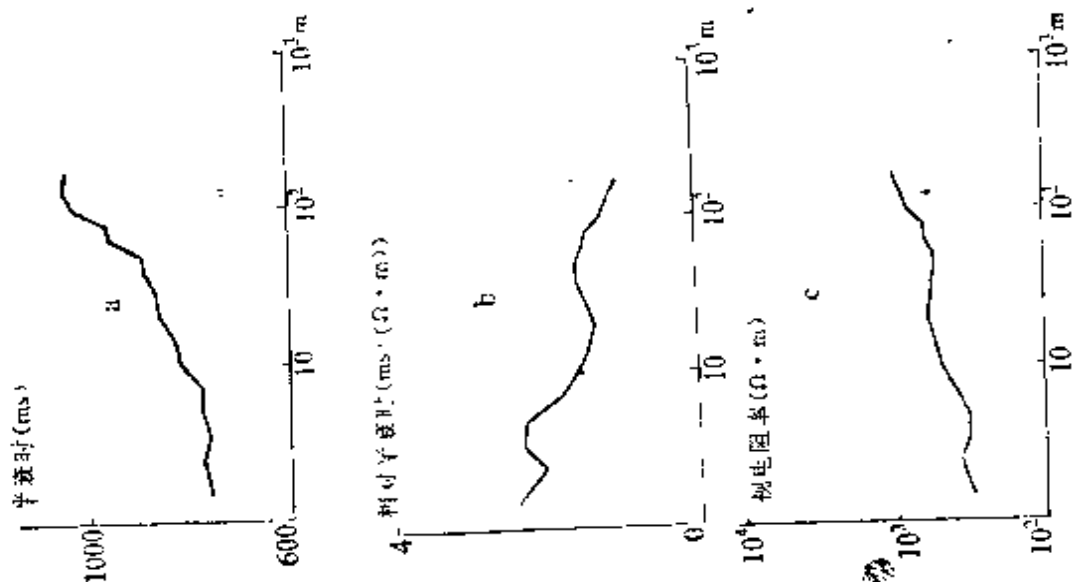


图 4.1.21 ZK 5 测线 IP 测深  
a—半衰时；b—相对半衰时；c—视电阻率

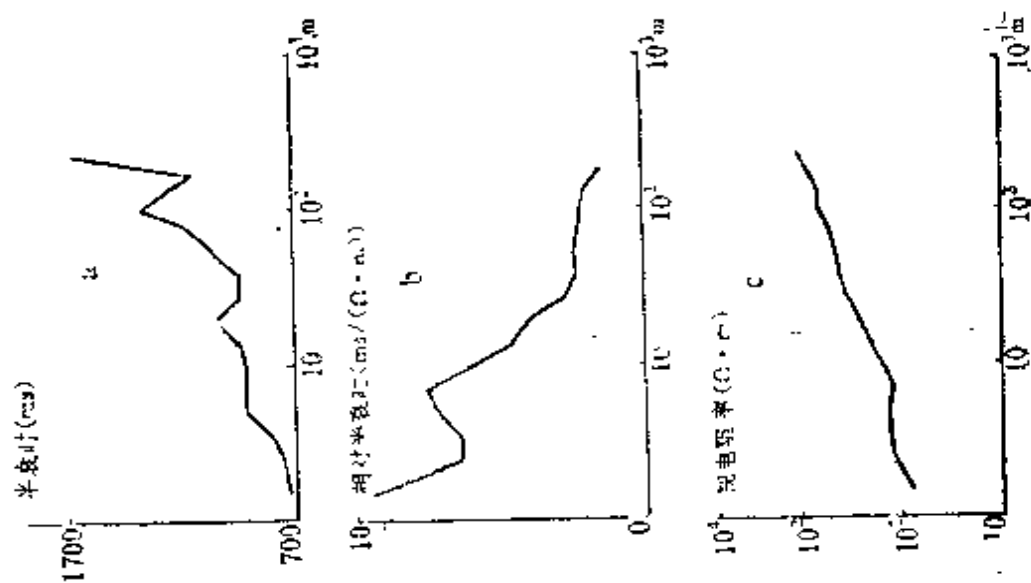


图 4.1.22 ZK 8 测线 IP 测深  
a—半衰时；b—相对半衰时；c—视电阻率

成相应的剖面曲线和等效电流密度拟断面图，图清楚地反映了断裂破碎带等探测目标的空间形态。其结果示于图 4.1.29—4.1.33。

#### 4. 含水性推断——激电测深

单纯依靠甚低频测量结果作含水性估计布设井位有一定局限性。与水关系较密切的是 IP 效应。为此，在相应的钻孔附近做了 IP 测深，结果示于图 4.1.18—4.1.22 中。

从图上可以看到半衰时或相对半衰时效果一般，有的反映的情况与实际钻孔情况相符，如 ZK 6 孔。ZK 5 孔也稍有反映。ZK 2、ZK 3 几乎无反映，而无水孔 ZK 8 半衰时却有较好的异常。相对半衰时 ( $S_c/\rho_c$ ) 基本上是  $\rho_c$  的镜像反映，因而并没有什么特殊意义。

图 4.1.23—4.1.27 是 IP 衰减梯度的结果，它们基本与钻孔的实际情况相符。ZK 8 钻孔 IP 测深计算的衰减梯度曲线基本上没有反映异常，而钻孔揭示岩脉全部破碎，但没有水。

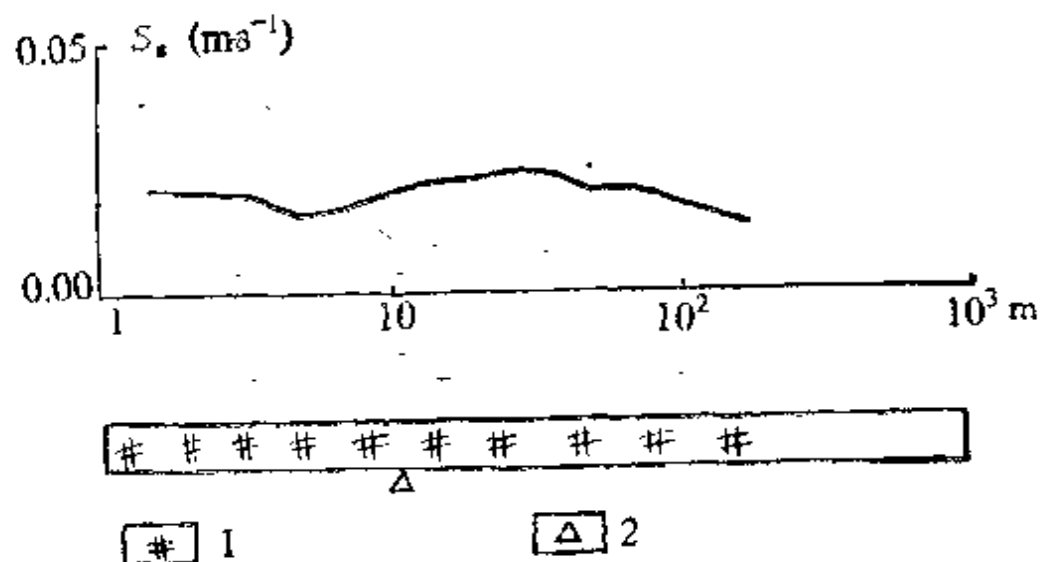


图 4.1.23 海南通什 ZK 8 测线  $S_e$  曲线  
1—花岗斑岩脉（全孔破碎）；2—潜水面

由图 4.1.28 所示曲线表明贫水孔与富水孔、中等富水孔有较明显的相关关系（ZK 3 孔例外）。这个正相关关系显得非常

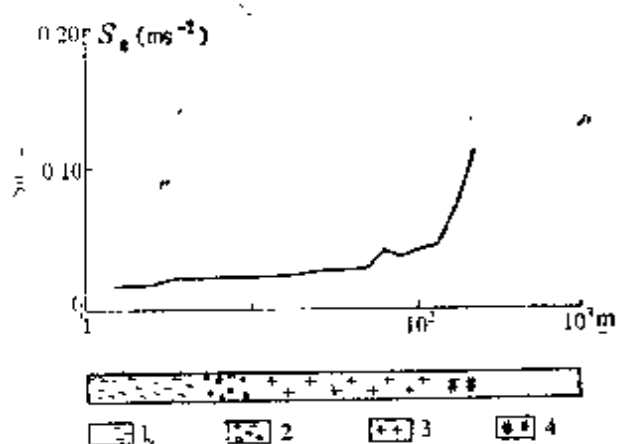


图 4.1.24 海南通什 ZK 2  
测线  $S_g$  曲线  
1—浮土；2—风化层；3—花岗岩；  
4—推断含水裂隙带

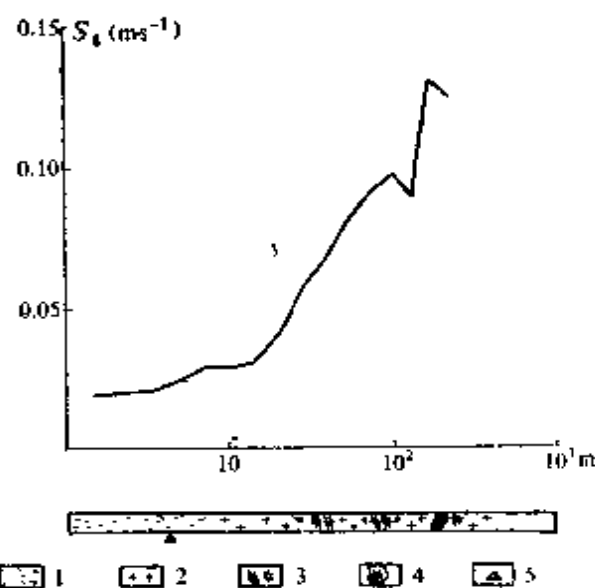


图 4.1.25 海南通什 ZK  
6 测线  $S_g$  曲线  
1—风化盖层；2—花岗岩；3—裂  
隙；4—推测裂隙；5—潜水面

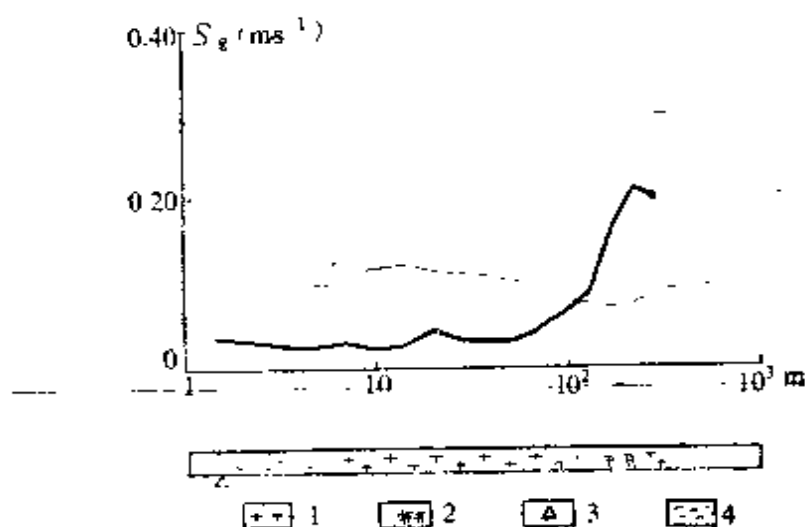


图 4.1.26 海南通什 ZK 5 测线  $S_g$  曲线  
1—花岗岩；2—推测含水裂隙；3—潜水面；4—风化盖层

重要，它似乎反映了激电衰减特性与基岩裂隙水有一定的内在联系。

#### (四) 地球物理综合解释

由前述可见，只根据某一种方法的异常，很难判别该异常是否与水有关。在详查阶段判别基岩裂隙是否含水的重要方法是依

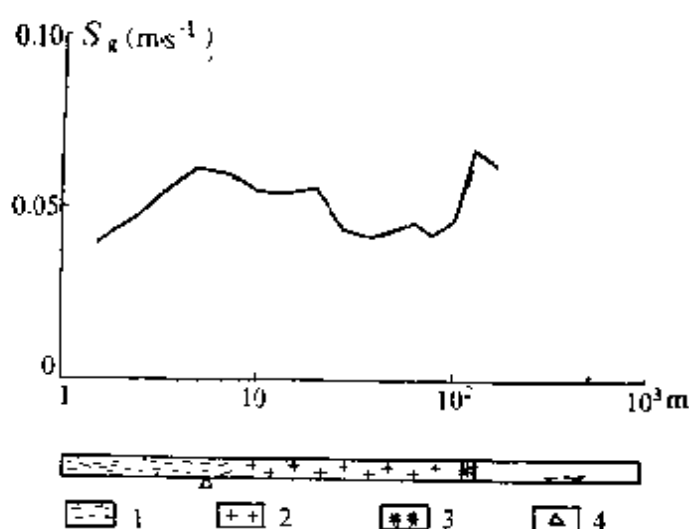


图 4.1.27 海南通什 ZK 3 测线  $S_g$  曲线  
1—风化壳；2—花岗岩；3—裂隙；4—潜水面

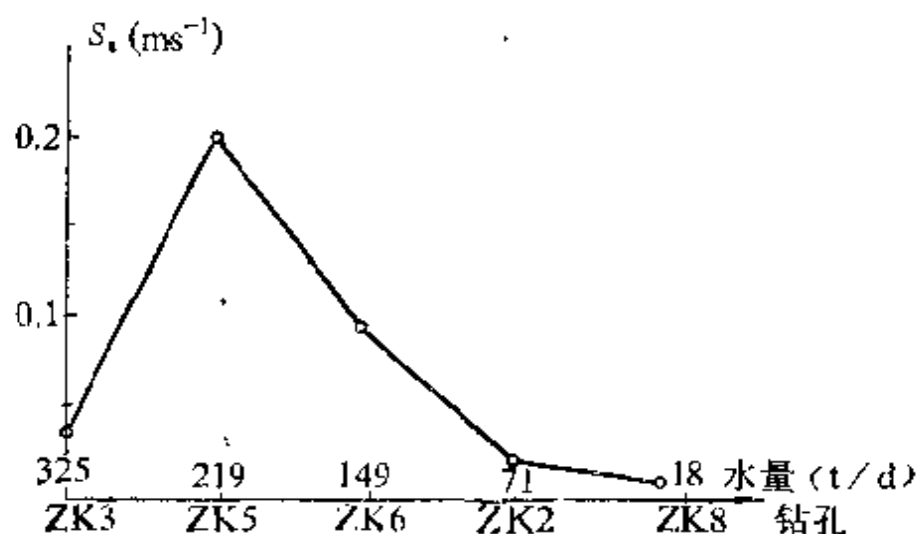


图 4.1.28 海南通什激电衰减梯度与水量关系

据电性异常、放射性异常、激发极化场衰减特性以及水文地质特征等综合标志进行地质解释,最后对基岩裂隙是否含水做出判别。根据前述物探工作结果,对 ZK 2、ZK 3、ZK 5、ZK 8 和 ZK 9 所在五条测线绘制甚低频电阻率曲线、甚低频倾角滤波剖面曲线、等效电流密度拟断面图、放射性  $R_a$  量异常曲线以及地质推断综合剖面图,结果示于图 4.1.29—4.1.33 中。

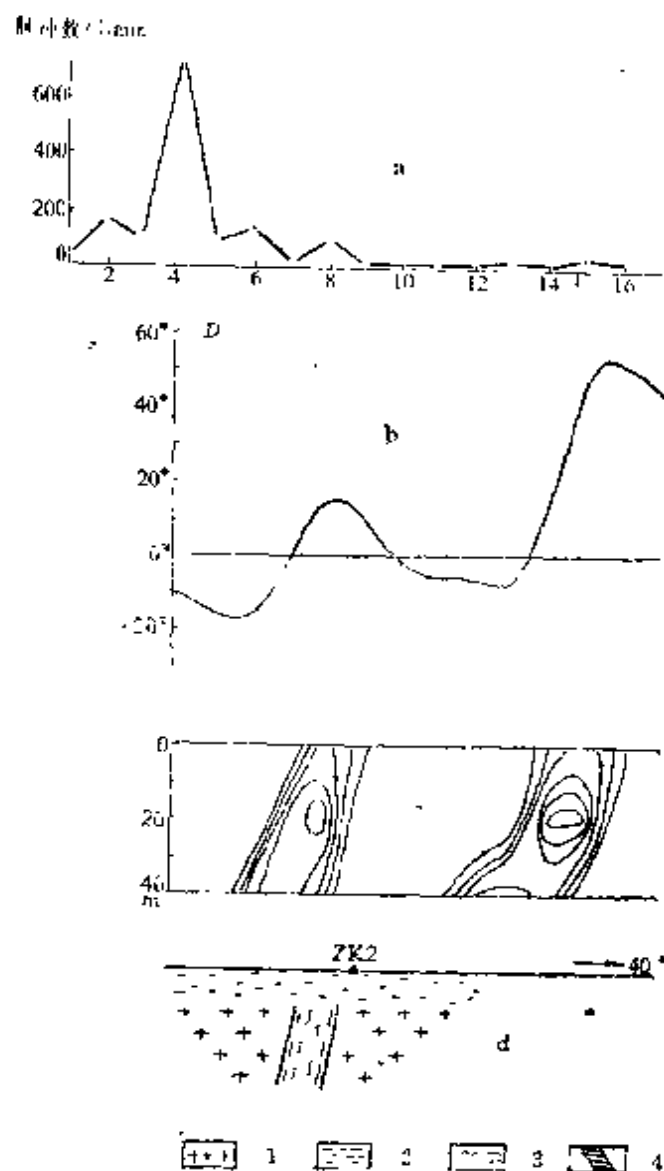


图 4.1.29 海南通什 ZK2 测线综合剖面图

a—放射性  $R_a$ ；b—倾角滤波；c—电流密度拟断面；d—地质推断综合剖面图：1—花岗岩；2—风化层；3—破碎带；4—花岗斑岩岩脉

图 4.1.29 是通过已知孔 ZK2 的综合剖面图。由图可见，甚低频倾角滤波后有二个异常，16 号点的异常系由线源干扰引起的。8.5 号点的倾角异常是由花岗岩破碎引起的。由倾角数据线性滤波结果绘制的等效电流密度拟断面图反映了破碎带的产状。对应这个异常没有出现  $R_a$  量增高的异常，而极化率衰减梯度异

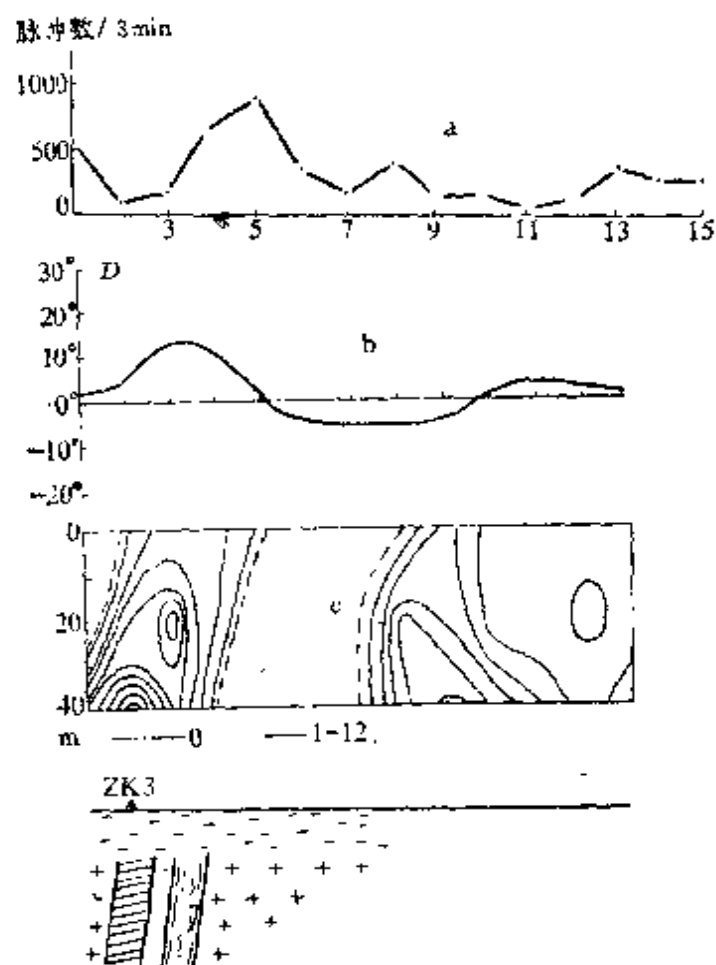


图 4.1.30 海南通什 ZK 3 测线综合剖面图  
(图例同图 4.1.29)

常也较弱。这种现象与 ZK 2 孔所揭露的事实相符：存在破碎带，但涌水量只有 72 t/d。

由通过已知孔 ZK 3 的综合剖面图（图 4.1.30）可见，甚低频倾角滤波结果在已知破碎带上方（2—5 号点）有明显的异常反映，在相应的位置（3—6 号点）有明显的  $R_p$  量增高异常。这是典型的破碎带异常的特性。这里的极化率衰减梯度也有明显的异常显示。另一方面，异常所处的位置是两组构造复合部位。钻探结果表明，岩心破碎、裂隙发育，涌水量也大，达到 569 t/d。这个例子说明当甚低频法、 $\alpha$  卡和激电衰减特性都存在异常，而



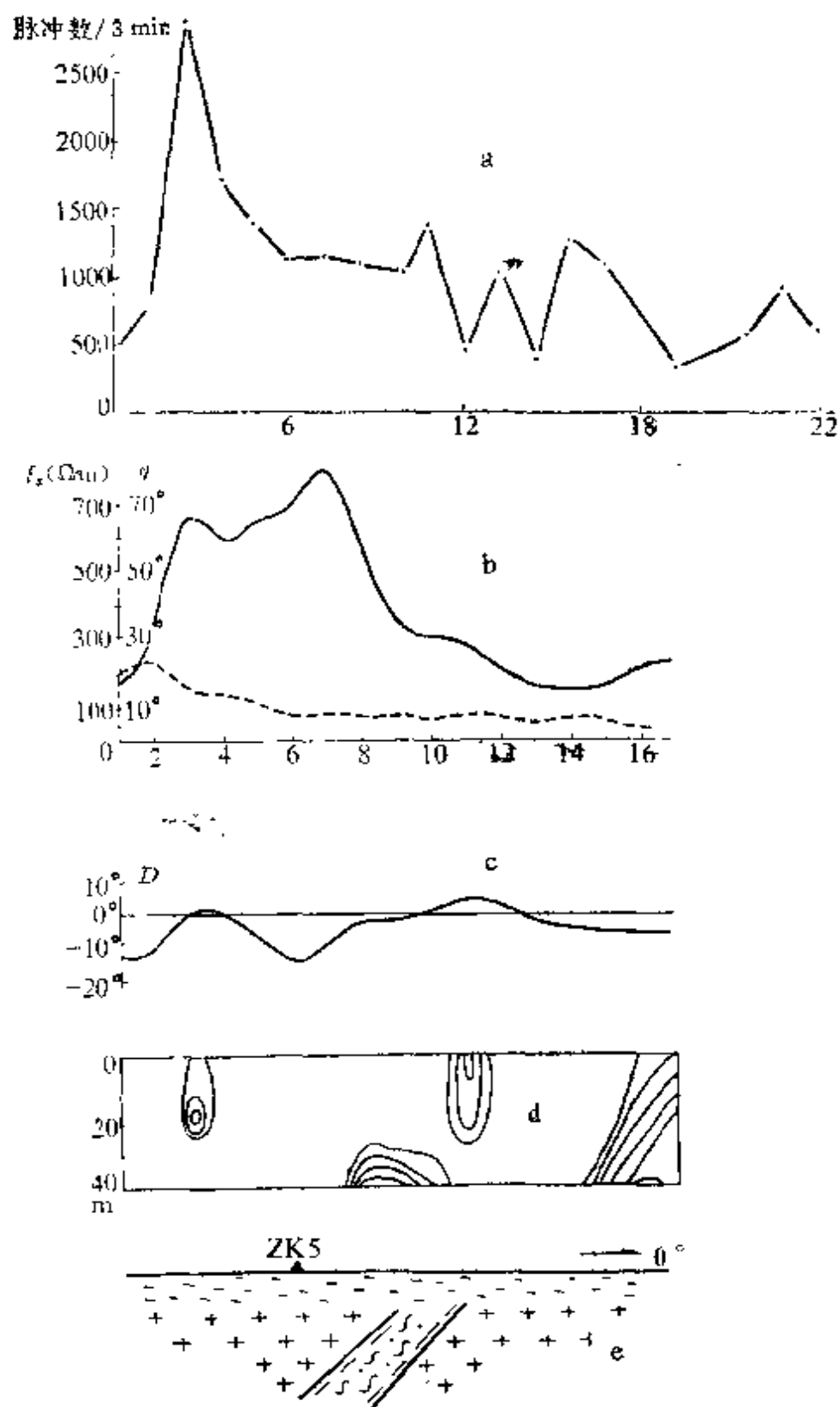


图 4.1.31 海南通什 ZK5 测线综合剖面图

a—氧异常, b—电阻率、相位曲线, c—倾角滤波曲线, d—等效电流密度拟断面图, 地质剖面图图例同图 4.1.29



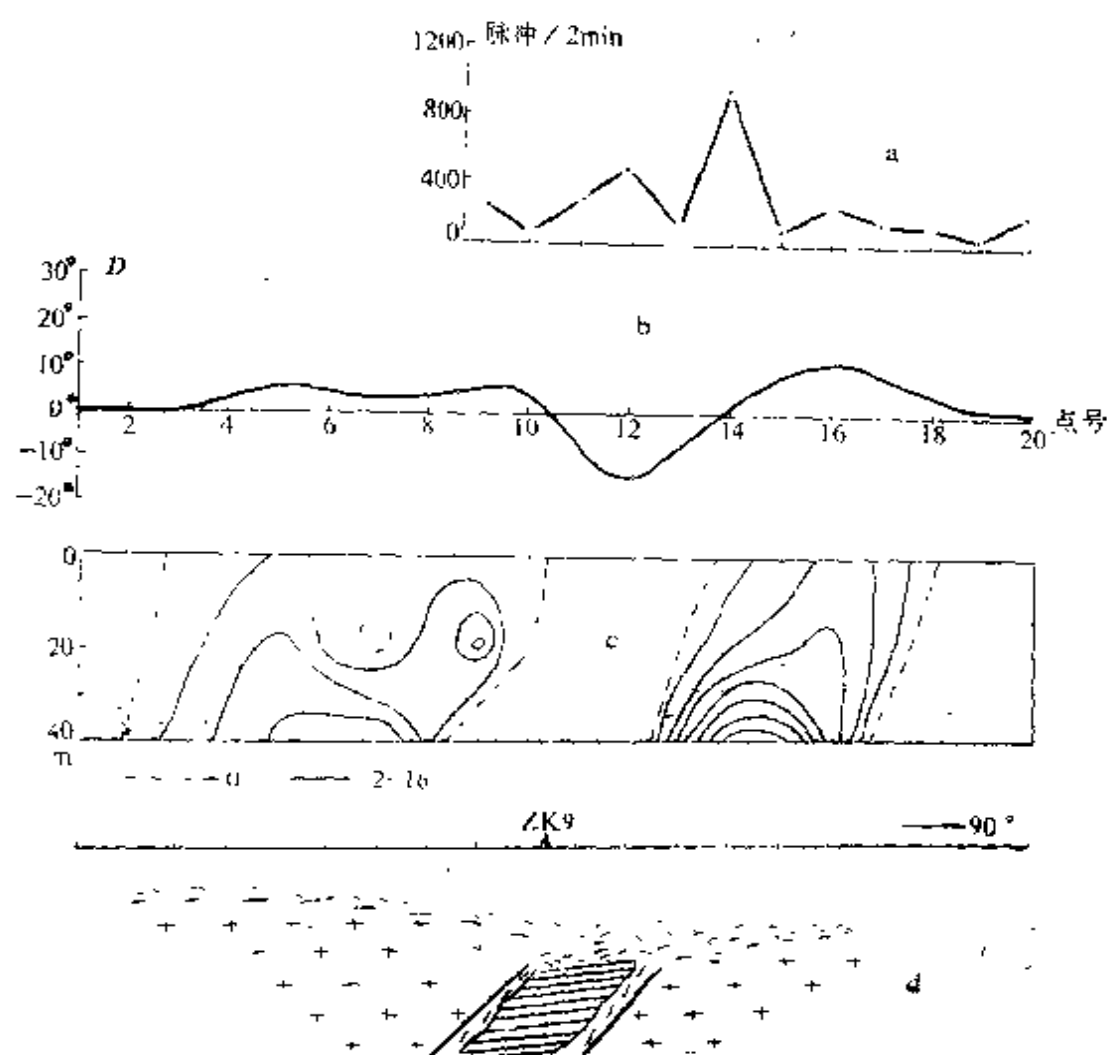


图 4.1.33 海南通什 ZK 9 测线综合剖面图  
(图例同图 4.1.29)

位置又处于含水有利的构造交叉部位，则基岩裂隙含水有利。

图 4.1.31 是位于海南通什市电池厂东北处的一条综合剖面。在 6 号点有一钻孔，位于  $F_{12}$  断裂的北侧，涌水量为 219 t/d。

图 4.1.32 所示的甚低频法和  $\alpha$  卡剖面曲线反映了典型岩脉特征。由图可见，在花岗斑岩岩脉上方  $R_a$  量增高，甚低频视电阻率出现一个明显的高阻异常。甚低频倾角滤波也显示高阻异常，其两侧反映为低阻，这是在岩脉两侧更破碎的结果。钻探结果虽然揭露出构造破碎的事实，但涌水量却很小，仅为 19 t/d。极化率衰减梯度没有异常显示，说明了这里是无水的。从构造上看，

这里也不是含水有利部位。这个例子说明，甚低频法和 $\alpha$ 卡法虽然有较好的异常反映，构造和激电衰减特性异常是否定的，则结果是否定的。

图4.1.33的甚低频异常也是一典型的高阻岩脉特征。从倾角滤波剖面曲线来看，在16号点出现的明显的正峰异常，是花岗斑岩岩脉东侧更加破碎的反映。在相应的位置上出现了 $R_0$ 量增高异常，说明这里的破碎带有含水的可能。从地质构造上看，此处于正处构造交叉部位。已知孔ZK9表明，这里岩心破碎、裂隙发育，涌水量为365t/d。

由上面通过ZK8和ZK9的两条剖面的异常看出，同属一条花岗岩岩脉，甚低频异常具有相同的特征。 $\alpha$ 卡法都有异常，前者对应岩脉上方，后者对应岩脉边缘破碎部分。极化率衰减梯度异常和构造上二者则有显著不同，前者没有极化率衰减梯度异常，且不在含水有利部位；后者有明显的极化率衰减梯度异常，而且是两组构造交叉部位。由此可见，在判别基岩裂隙是否含水时，采用多参数并与地质情况相结合是消除物探结果多解性，提高布井命中率的方法。

## § 4.2 北京黑山寨、杜家庄和 非洲马里地区

### 一、黑山寨地区

黑山寨地区位于北京市昌平区，地质上属于八达岭复背斜东南翼，北东向八达岭花岗杂岩体与北西向上庄闪长杂岩体交汇处。燕山期中酸性侵入岩十分发育，出露有上元古界白云岩及中生界侏罗系火山岩。本区断裂构造发育，以北东及北西向断裂为主。

本区花岗岩属高阻。受裂隙发育及含水量影响，使花岗岩电阻率降低，因而构成应用电法探测断裂破碎带的基础。

距黑山寨西北3 km处的山谷里有一钻孔，在深40—65 m范围内破碎严重，是主要含水层；在深180—183 m范围内亦破碎，

总计涌水量为 720t/d。有 2 条断裂通过这里,其走向分别为 NW 向和近 SN。

在这个已知井处布置了  $45^{\circ}$  和  $130^{\circ}$  近于正交的两条剖面,进行了声频大地电场、甚低频倾角、静电  $\alpha$  卡法测量及井旁激电十字测深。

图 4.2.1 是  $45^{\circ}$  方位的物探测量结果。已知孔位于 200 点。天然大地电场曲线跳跃剧烈,很难看出断裂带的反映。甚低频倾角测量出现了 2 个明显的异常。对倾角资料进行 Fraser 滤波后,低阻体中心大致在 202 号点,另一个则在 194 号点,但由于观测长度不够,后者异常不完整。对倾角资料线性滤波后,绘制了等效电流密度拟断面图,结果清楚地反映了导体的倾斜方向为 SW。静电  $\alpha$  卡测量出现了三个氧量增高的异常,分别位于 194、198 号点及 208 号点,其中 198 号点异常可能与推测的断裂破碎带有关。 $130^{\circ}$  剖面物探测量结果与  $45^{\circ}$  方向的结果基本相似。

激电衰减时测深结果绘于图 4.2.2 及图 4.2.3。由布极方向为 SN 的激电测深曲线(图 4.2.2)可见,衰减时 S 出现了两个异常(规定  $S > 1000$  ms 为异常),一个位于 15—20m 深度,可能是潜水面的反映;另一个大致从 30m 的深度开始,可能是含水破碎带的反映。按 EW 方向布极的激电测深结果(图 4.2.3),衰减时 S 也出现了两个异常,一个大致在 20m 深度;另一个约从 60m 的极距开始,到  $AB/2$  为 200m 时 S 开始下降,后一 S 异常可能是含水断裂破碎带的反映。

## 二、杜家庄地区

杜家庄位于北京市门头沟区,属齐家庄乡管辖,距市区 101 km。

本区火山岩发育。构造及接触关系复杂,其方向大多为北东向及北东东向。杜家庄正处于百花山复式向斜的北翼,大面积出露侏罗纪火山岩,北部有寒武系石灰岩与之接触。区内小型断裂发育。

为了初步确定有希望的富水区,作为物探工作布置的依据,

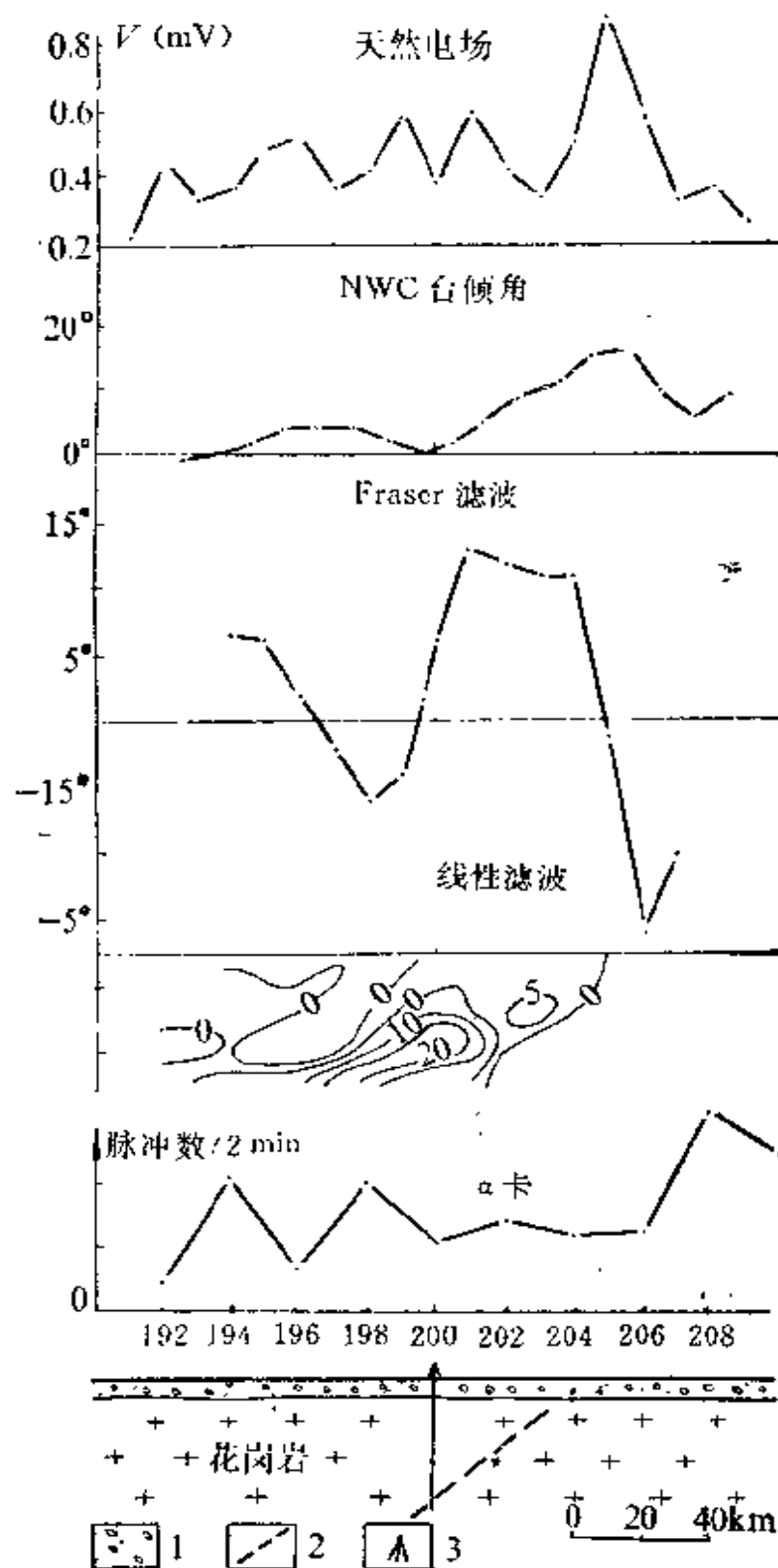


图 4.2.1 北京市昌平区黑山寨物探综合剖面图  
1—浮土；2—推测的断裂；3—钻井

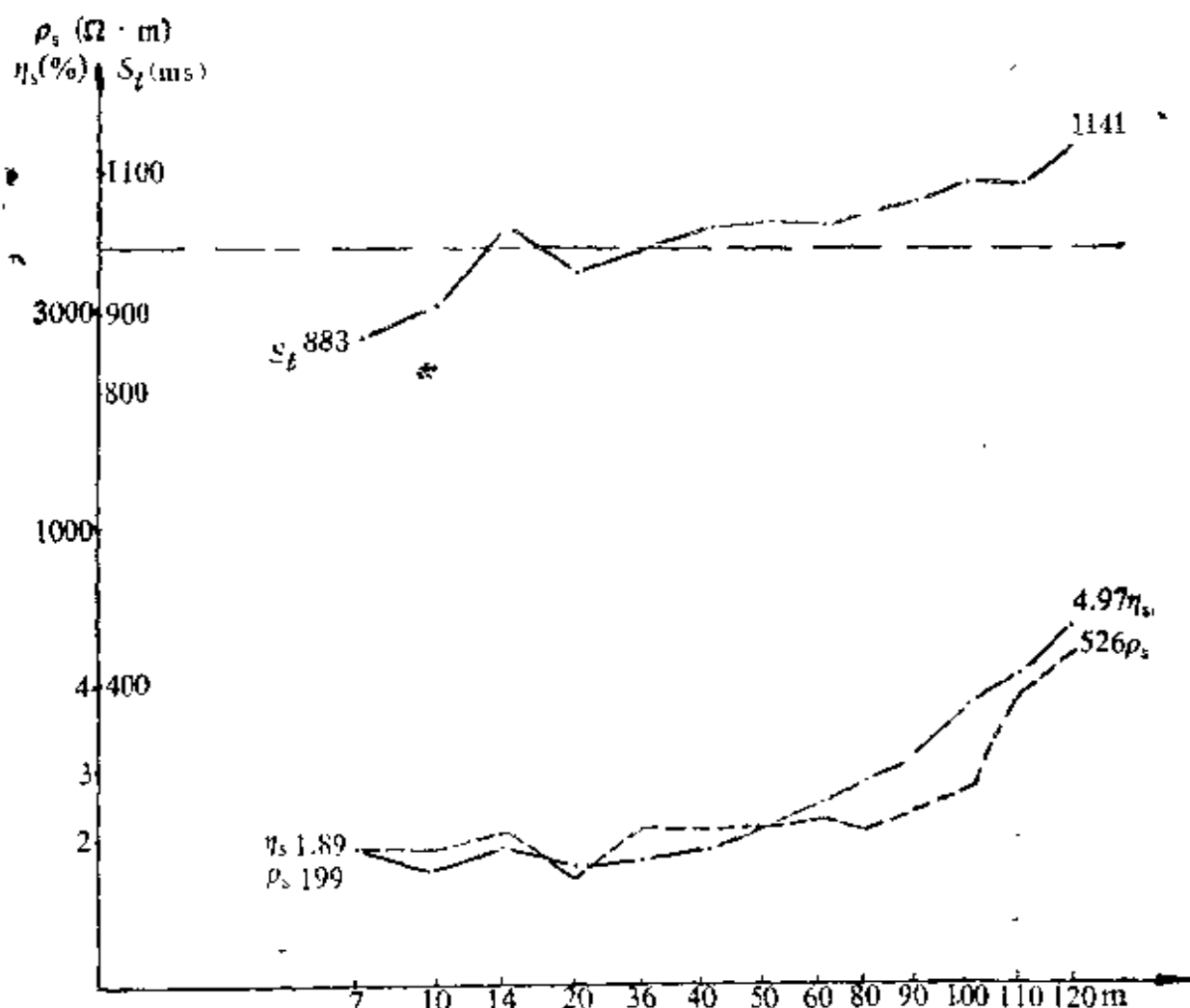


图 4.2.2 北京市昌平区黑山寨已知钻孔处南北向剖面激电测深曲线

(横坐标为对数坐标, 数值是实测点)

首先对本区 7857 黑白航片进行地质和水文地质解译。解译结果划分了基岩山区、一级阶地、河超漫滩及河床等四个地貌单元。航片构造解译结果划出了  $F_1$ 、 $F_2$ 、 $F_3$ 、 $F_4$ 、 $F_5$  及  $F_7$  等断裂构造。

根据区域水文地质资料及初步调查认为, 本区地下水可划分为第四系地质中的潜水、砂页岩中裂隙水、火山岩中裂隙水和岩溶裂隙水。

根据航片解译成果及初步水文地质调查, 选择了杜家庄西北 1.5 km 左右的碰水沟作为重点勘查区之一。该区内地层岩性接触

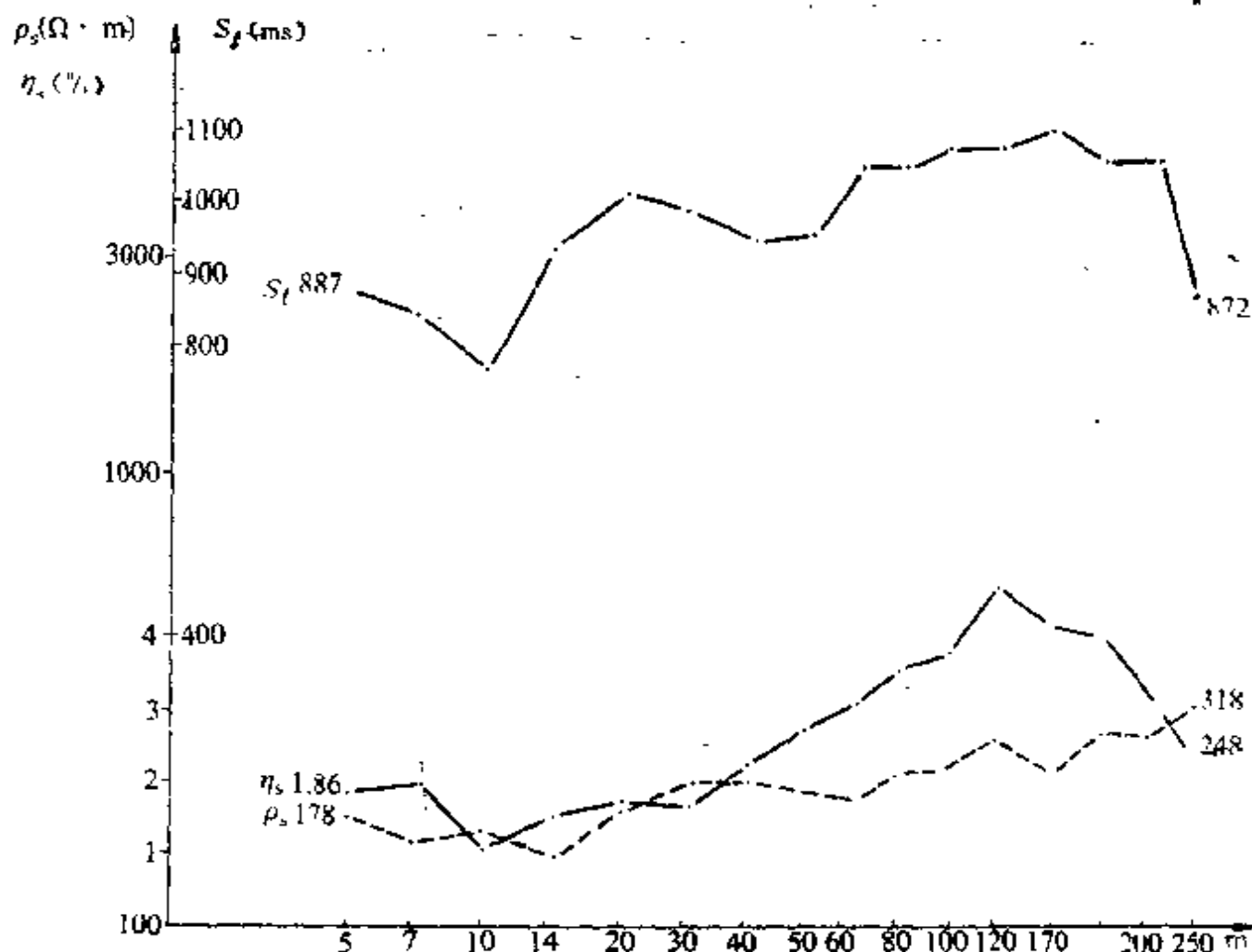


图 4.2.3 北京市昌平区黑山寨已知钻孔处东西向微电探测曲线  
(横坐标为对数坐标, 数为实测点)

关系复杂,有马家沟组灰岩、本溪组砂页岩。区内部分岩层为整合接触,部分为断层接触。马家沟组灰岩为纯灰岩,在构造作用下形成裂隙,在一定条件下易形成溶洞。工区东部见F<sub>8</sub>断裂,位于灰岩地层中,倾向5°,倾角55°,断裂面宽30—50 cm。在断裂附近堆积的乱石中,可见到“上水石”等岩溶沉积物,断裂带内有裂隙水流出,水量很小。由水系分析,区内有一大型水系通过,主水系全长5 km。沟中常年干枯,流经地层绝大部分为灰岩,推测地表水通过裂隙进入地下溶洞。区内主要富水层为马家沟组灰岩,富裂隙水和灰岩溶洞水,底部亮甲山组白云岩可成为



隔水层。推测溶洞水水量较大。

本区主要采用了声频大地电场法来探测岩溶裂隙发育带、断裂破碎带以及溶洞的位置，最后采用激电测深衰减时来查明所发现异常的富水情况。

声频电场法大部分测得电场数据都经过重复观测和检查观测，结果认为异常是可靠的。这里只引用了1210和1211两条测线的声频电场曲线，结果显示于图4.2.4和图4.2.5。区内F<sub>8</sub>断裂刚好通过这条测线起点的南端。奥陶系马家沟组上段与下段的分界面处为角砾状灰岩，易溶蚀，造成不均匀，通常含水而形成低阻，因而在声频电场曲线上有明显的反映。13/1210和17/1211两个点的低阻异常即为这个分界面的反映。

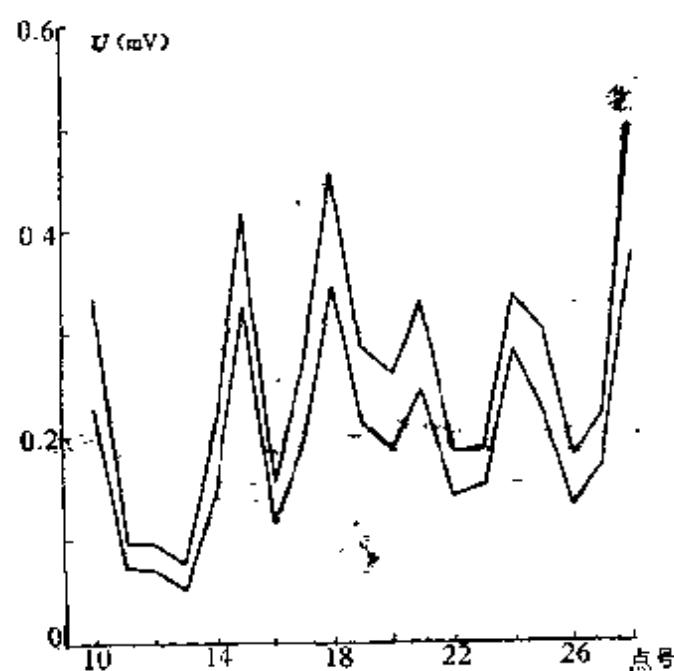


图 4.2.4 1210 剖面声频大地电场剖面曲线  
(单位 mV)

为了查明该低阻异常是否含水，在 17/1211 点布置了激电衰减时测深，并命名为 P-2。 $\frac{1}{2}AB_{max}$  为 280m，结果示于图 4.2.6。由衰减时曲线可看出有两个异常，分别在 40—50m 和 180—

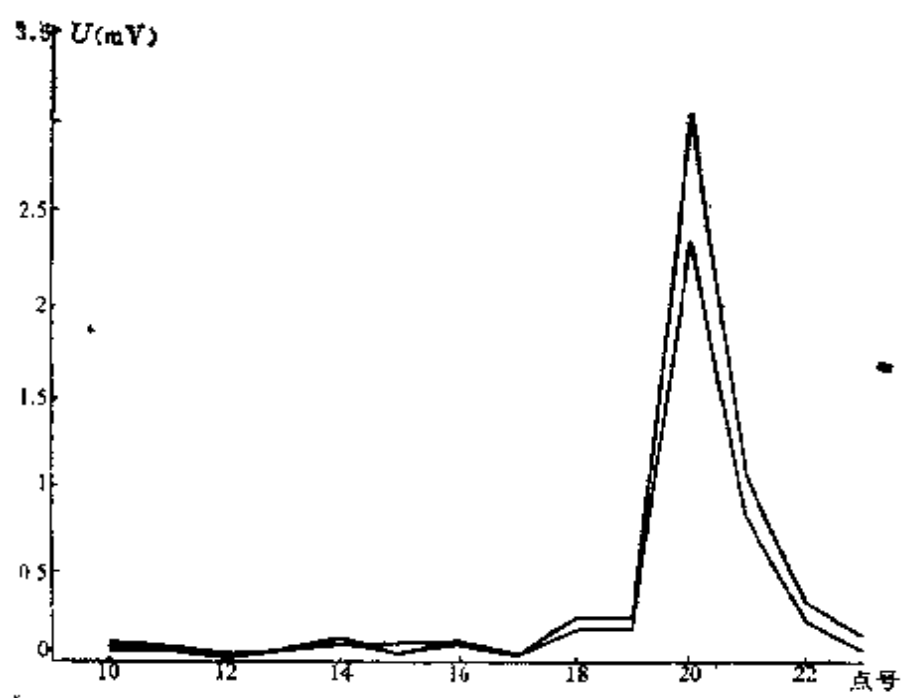


图 4.2.5 1211 测线声频大地电场剖面曲线  
(单位 mV)

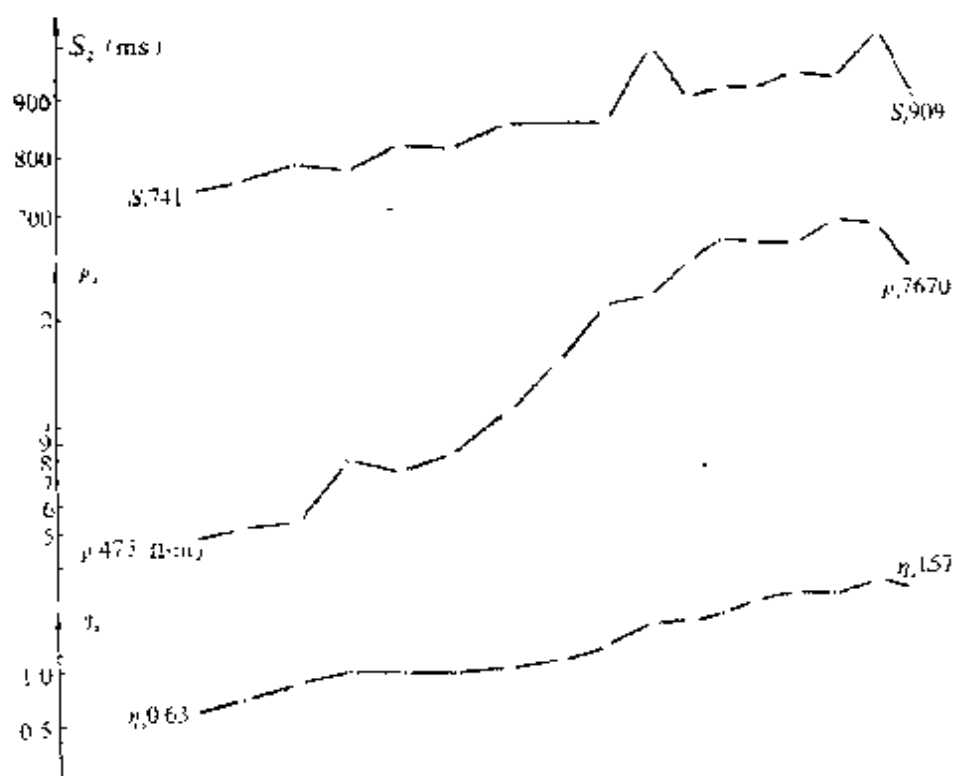


图 4.2.6 北京市门头沟杜家庄 P-2 点激电测深曲线

220m。 $\rho_s$ 曲线在这一位置呈高阻显示，因此推测在这一异常范围很可能含水。在P-2点布置了一个钻孔，预计在地表以下40—50m处可遇到F<sub>8</sub>断裂，180—220m处可遇到岩溶裂隙，有希望打出岩溶裂隙水。

### 三、非洲马里地区

工区位于马里中部SEGOU附近，属尼日尔河流域。地层为元古界寒武系的一套砂页岩地层，有火山岩（当地称粒玄岩）的喷发侵入，第四系厚度为几十至一百多米不等，地貌主要是丘陵和平原。

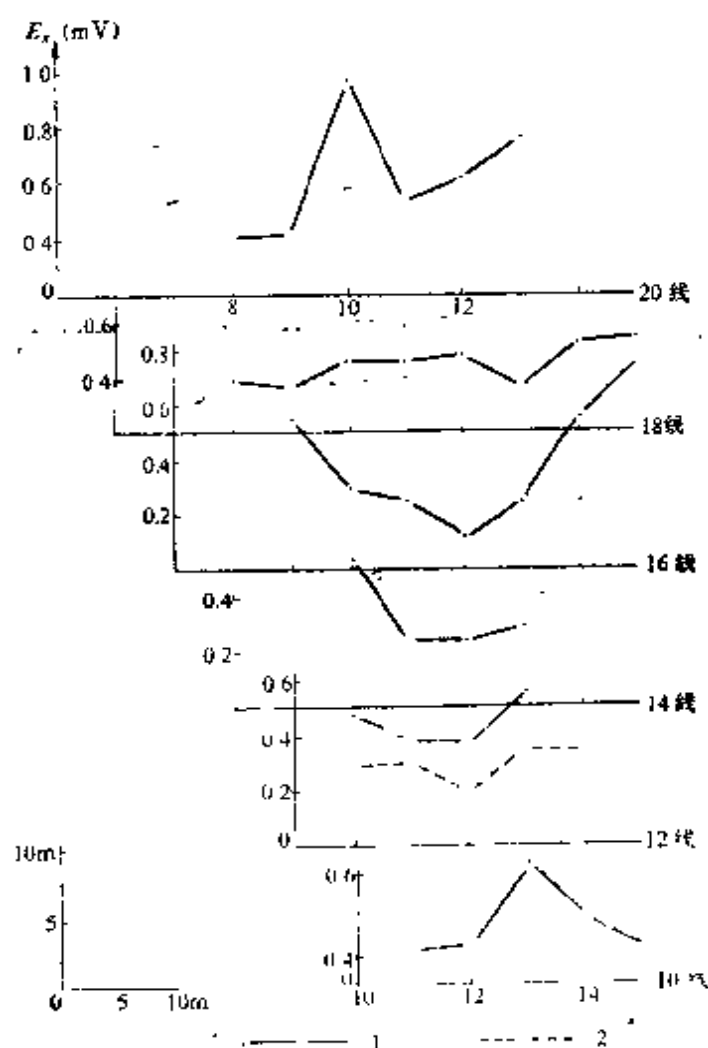


图 4.2.7 非洲马里 SEGOU 驻地声频电场剖面曲线  
1—声频电场曲线；2—重复观测曲线

根据遥感解译结果先用声频大地电场法普查有利于含水的地段，然后用激电衰减时测深来判别这些地段是否含水。这里仅引入 SEGOU 住地声频大地电场测量及激电测深结果。声频电场剖面是沿  $225^{\circ}-75^{\circ}$  方向布置的，共布置 10—20 线 6 条剖面。线距 10 m，点距 5 m。所得的声频电场曲线示于图 4.2.7。由图可见，有大致近于南北分布的低阻异常，可能是由地下基岩裂隙发育带引起的。为了检查异常的可靠性，在 12 线进行重复的检查观测，

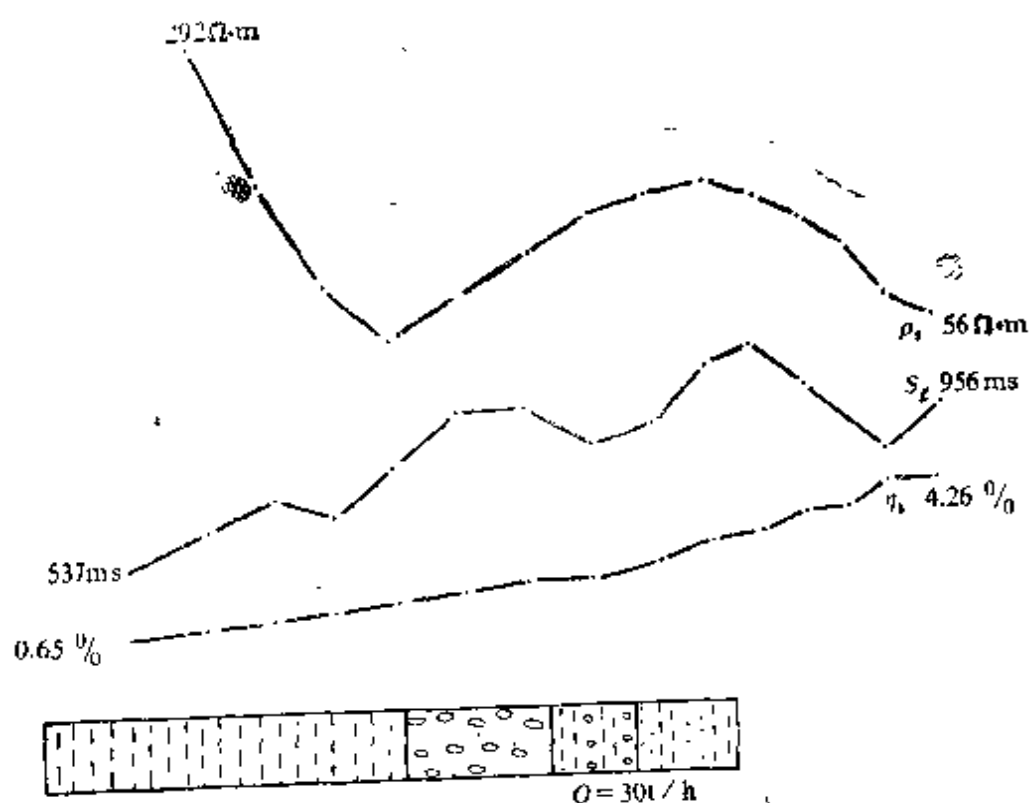


图 4.2.8 非洲马里 SEGOU 住地激电测深曲线

发现二者形态完全相似，说明异常是可靠的。于是，在 12 线 12 点布置了激电测深，布极方位为  $170^{\circ}-350^{\circ}$ ， $\frac{1}{2}AB_{\max}=130\text{m}$ ，所得的  $\rho_s$ 、 $\eta_s$  曲线以及计算的半衰时  $S_t$  曲线示于图 4.2.8。根据  $S_t$  曲线的异常推测 8—10 m 以及 40—50 m 深度范围内可见到基岩裂隙水。根据钻探验证结果所绘制的地质剖面示于图 4.2.8 中的测深曲线下方。钻探结果在 7 m 深见到第四系潜水，在 30 m 深

见到了基岩裂隙水，涌水量为 30 t/h。

在马里找水的援外项目中，采用遥感、水文地质与物探相配合的工作方法是相当成功的。在马里共定井 150 口，成井率达 92.39%。

### § 4.3 青岛花岗岩地区

青岛是我国重要的港口贸易城市。随着改革开放，经济迅速发展，城市人口增加，需水量由解放初的每日 5 万 t 增至现在的每日 35.7 万 t 以上。据悉至 1990 年，日需水量为 49.49 万 t，到 2000 年将增至 66.48 万 t。每遇特大干旱，青岛市水量的供需矛盾就更加突出。为缓解枯季用水的供需矛盾，开发地下水资源，揭示青岛基岩裂隙水分布规律是当务之急。地矿、城建、水利等系统在青岛花岗岩地区进行过多种精度的地质、水文地质工作。本次研究运用陆地卫星数字图像计算机处理获地质影像特征信息，配合地面调查和相应的物探方法，结合已有的研究成果，来探索青岛花岗岩地区基岩裂隙水的富水规律。

#### 一、地质特征与影像显示

##### （一）影像分布

各功能卫片都明显地显示了胶州湾东岸影像以沧口至夏庄一线为界分为北西和南东两个截然不同的影像区 I 和 II（图 4.3.1）。I 区（沧口断裂以西）地势平坦，居民点密布，为准平原及冲洪积平原，主要分布有白垩纪火山碎屑岩和第四系松散沉积。II 区大面积分布燕山晚期崂山复式岩体。按影像差异自北而南可分为三个亚区。II<sub>1</sub> 亚区深色的北东向直线形影像发育，其间密布蠕虫状条纹，地形陡峻，沟谷平直，为花岗岩基岩裸露区，东北角为第四系冲洪积及滨海堆积平原。II<sub>2</sub> 亚区有环形影像发育，北东向线形影像受北西向线性切割，地形起伏明显变缓是花岗岩风化壳发育的丘陵区。II<sub>3</sub> 亚区内北西向线性影像与环形构造均表现明显，地势更为低平，偶有基岩裸露的孤立山丘。

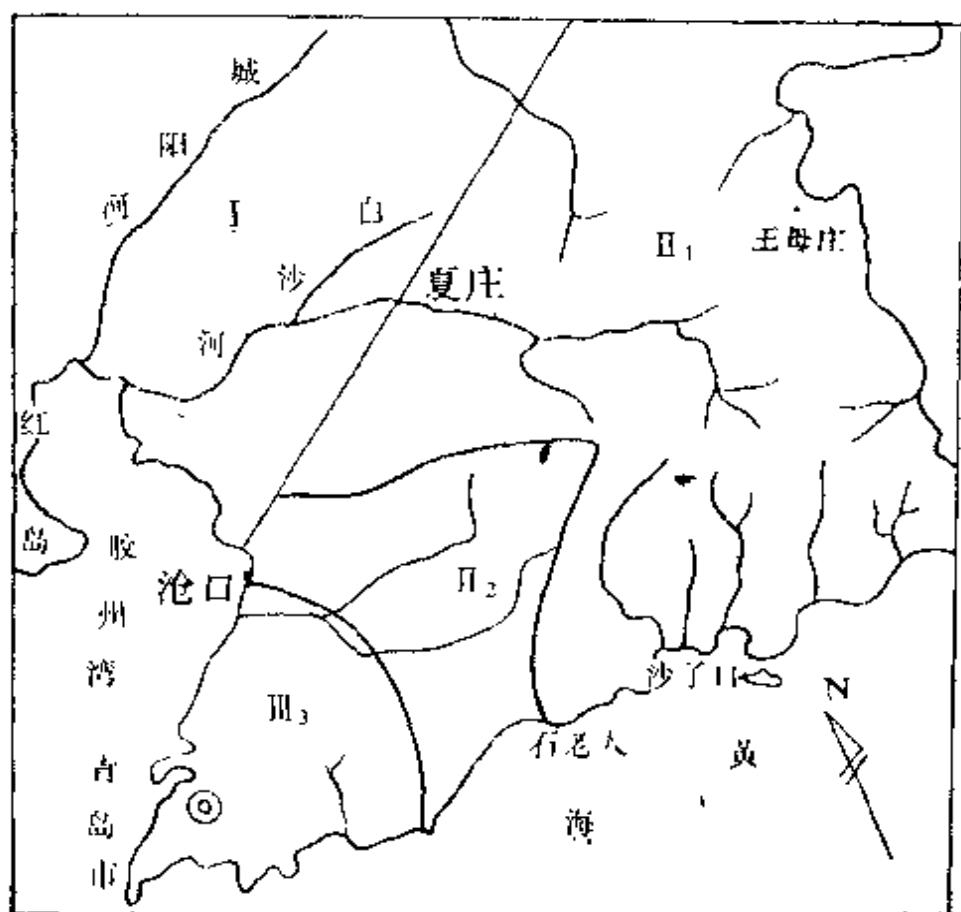


图 4.3.1 青岛地区影像分区图

## (二) 地层岩性解译

1. 崂山复式岩体，也称为崂山花岗岩，它的同位素年龄为 101—132 Ma，以岩基、岩株或岩脉产出，有多期活动特点，可分为 5 个单元。伴随有中酸性、中性和基性岩脉的侵入，常沿北北东、北东、北东东或北西西方向穿插，与围岩界线明显，无明显的烘烤现象，厚度稳定。岩性有石英正长斑岩、辉绿岩等。

2. 元古界粉子山群  $Pt/z$  是一套变质岩系，岩性为片麻岩、片岩和大理岩，分布在石老人和王哥庄一带，因崂山花岗岩的侵入而零星出露。

3. 上侏罗统莱阳组  $J_3l$ ，仅分布于东部太清宫以东的八仙墩一带，区内出露的岩性为砂岩、页岩。

4. 第四系  $Q$ ，有成因、岩性和分布的差异，主要分布于河流两岸、山前地区和沿海港湾，如沙子口、王哥庄、浮山后、山



表 4.3.1 地层岩性解译一览表

岩性及地层号 影像显示	P <sub>1</sub> /c	J <sub>2</sub> /d	K	Q		$\gamma_5^{(2)}$				
				Q <sup>2+3</sup>	Q <sup>m</sup>	$\gamma_5^{(1)a}$	$\gamma_5^{(1)b}$	$\gamma_5^{(1)c}$	$\gamma_5^{(1)d}$	$\gamma_5^{(1)e}$
KL(f), LOG, TLM 等 功能力为主	色形	褐色	褐中带绿	褐、褐黑		白、褐黑	亮白、灰白	白、褐灰	灰 褐	灰白
	影纹	条状	斑点状, 中细条等	细斑点状, 不均匀	均匀点状, 条状	均匀点状, 长条形	均匀点状, 条状	细点, 短条状	短条状	团粒 短条状
	形态	块状 (小)	块状	面状, 条状	月牙状	团块	团块	带状	团块	近圆形
	水系	/	多曲流大河	发育	发育	曲流, 线状谷	放射状, 线谷状	—	—	类放射状
	地形	平缓	略起伏	平坦	平坦	波状起伏, 起伏大	山高谷深	波状起伏	波状起伏	起伏稍大



主。影像除显示线性影像外，还有环形影像。判读所有功能片，可以发现线性影像以北东和北西向最明显，这两个方面还控制了区内北西与南东（即影像 I 和 II 区）、北东与南西（即 II 区内的）总的地貌景观和水陆边界形态。其次，线性影像为北北东向、北北西向、北东东向和近南北向等几个方向，表现为不同色调影纹特征呈线状排列或中断，沟谷、山脊、水系沿线延伸、弯曲或中断。通过判读线性影像、现场调查和简易物探工作，来认识本区断裂构造。

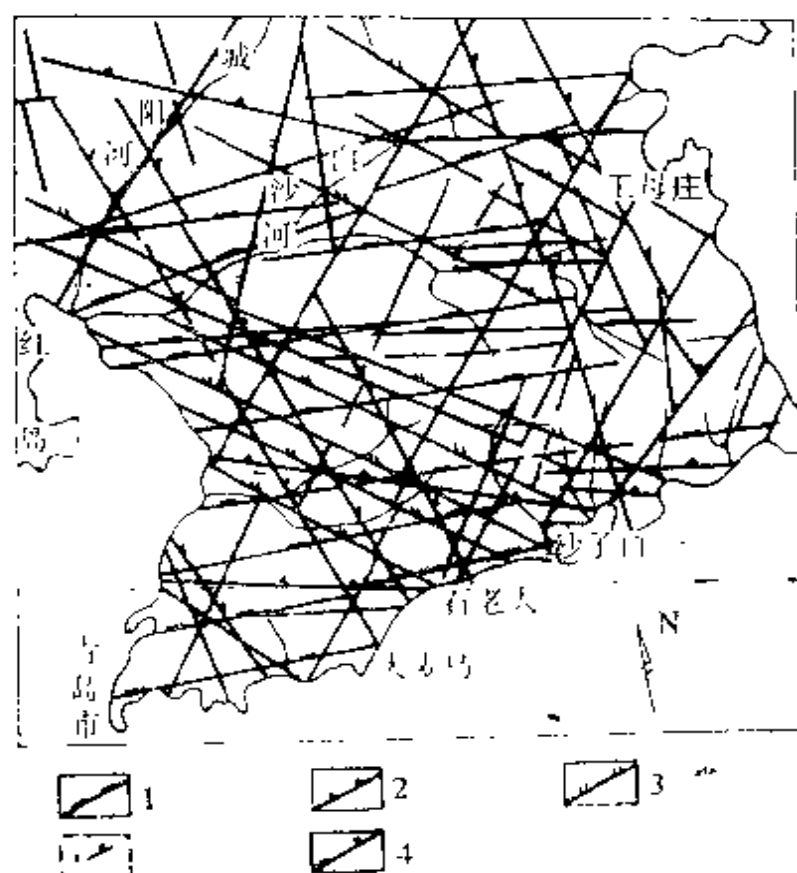


图 4.3.3 青岛地区线性构造综合解译图

1—张扭性断裂；2—张性断裂；3—压扭性断裂；4—压性断裂

### 1. 北东向断裂

影像显示最明显，北东  $10^{\circ}$ — $55^{\circ}$  方向延伸，可达 40 km 以上，等距平行分布。北部表现为平直线状深切沟谷；向南影像呈小的对称微舒波状，明显受到北西向线性影像构造的改造。北东

向断裂控制了崂山山脉走向和多条河流的分布，沧口断裂是造成其两侧地层岩石分布，地貌特征和构造形迹差异明显的主要断裂。已有的钻孔资料揭示沧口断裂中发育有糜棱岩，现场调查发现台东体育场西侧有走向  $NE\ 40^\circ$  的破碎带，宽 20m，发育有构造透镜体和数条基性岩脉，岩脉中有围岩捕虏体，表明了该方向断裂经过多期活动。八观山气象台旁该方向破碎带近于直立，构造透镜体夹于破碎带中。从太平角第二海水浴场到汇泉角沿海岸可见岩脉沿该方向密布。太平山下，湛山军事基地基性岩脉宽达 1.7m，围岩与岩脉界线分明，无明显蚀变现象。在劈石口，有走向  $40^\circ$ ，倾角  $80^\circ$  的擦动面，沿此方向分布的灰绿岩脉右旋错移 64m。现场调查资料表明，北东向构造是经过多期活动的，图像和现场资料表明它具有右旋压扭特征。

## 2. 北西向断裂

断裂影像特征为锯齿状，沿  $300^\circ$ — $330^\circ$  方向延伸，线状特征远不如北东向者醒目，常错断北东向山脊。断裂相互平行等距分布，在一定程度上控制了海岸、山脉走向等地貌特征。由崂山水库向市区可看到沿北西向构造地形逐级降低的趋势。沿沙子口至沧口一带，该方向线性影像密集发育。崂山山脉一带影像不明显，且较稀疏。现场调查发现，在大水源一带，该方向破碎带中发育有构造透镜体和基性岩脉，岩脉也严重破碎。四方儿童体育训练地采石场内走向  $300^\circ$  倾角  $75^\circ$  擦动面上擦痕阶步显示南西盘下降并向东南运动。资料表明北西向断裂是多次活动构造，具左旋张扭性质。

## 3. 近东西向断裂

断裂总体延伸呈东西向，包括走向为  $65^\circ$ — $80^\circ$  和  $290^\circ$  左右的两组断裂。常呈舒缓波状延伸，图像南部这一特征表现明显。其中北东东向 ( $NE\ 60^\circ$ — $80^\circ$ ) 断裂多平行等距分布，最长可达 30—40 km，常切割北北西向断裂，而与北西和北东向断裂相交或相互切割。在浮山一带此方向的破碎带、构造透镜体、岩脉等十分发育，成组出现，可见保存完好的阶步擦动特征，断层面为

陡倾角，具右旋特征。断层泥石英颗粒扫描电镜影像表明石英表面既有明显的溶蚀凹坑，又有清晰的贝壳状断口。这一结果表明，该组断裂既是古老的构造，又有明显的新活动性。另一组北西西向（ $290^{\circ}$ 左右）断裂在图像上不及前者明显，多与北东东向组合成舒缓波状或锯齿状断裂带，形成平面上的巨大透镜体。图像上较明显的有孤山（南坡）—山东头、沧口—上清宫，老虎顶—南万，沙子口—一码头等。青岛市区—大麦岛一带也有发育。

#### 4. 近南北向断裂

走向在  $340^{\circ}$ — $20^{\circ}$  之间。其中北北西（ $340^{\circ}$ 左右）组图像反映清晰，多呈直线或微波状断续延伸，在市区表现为明显的色调分界，被近东西向断裂切割。现场调查发现大麦岛—石老人一带有密集节理带；海洋大学四校门外可见到该方向断裂擦动面，显示左旋张扭运动特征。孤山东南阀门厂丁字路口见该方向断裂压扭性特征。另一组北北东向（ $20^{\circ}$ 左右）断裂在沧口断裂以西第 I 影像区西女姑山—后旺瞳有两条影像显示，近直线延伸。该断裂得到航磁证实。工作区东部崂山一带近南北向断裂在影像上呈直线，个别切割了其它方向构造。

#### 5. 环形构造

区内环形影像较发育，II 影像区明显的有 8 个，见图 4.3.4。呈圆形、椭圆形或半圆形，大小不一，图像上常呈由相同色调连成的环状。这些环形构造在平面上隐约显示沿北西向线状展布，有的被断裂所切。

#### （四）简易物探验证

在图像解译、地面地质调查的基础上，我们还对影像有显示地表风化壳发育的构造带做了简易的甚低频测量，以同时验证构造带的存在（见图 4.3.5，表 4.3.2）。

#### （五）地貌解译

地貌解译以 KL(I) 功能片为主，辅以 LOG 功能片，并适当参考其它功能片，结合判读地形图进行。解译结果见图 4.3.6、表 4.3.3。

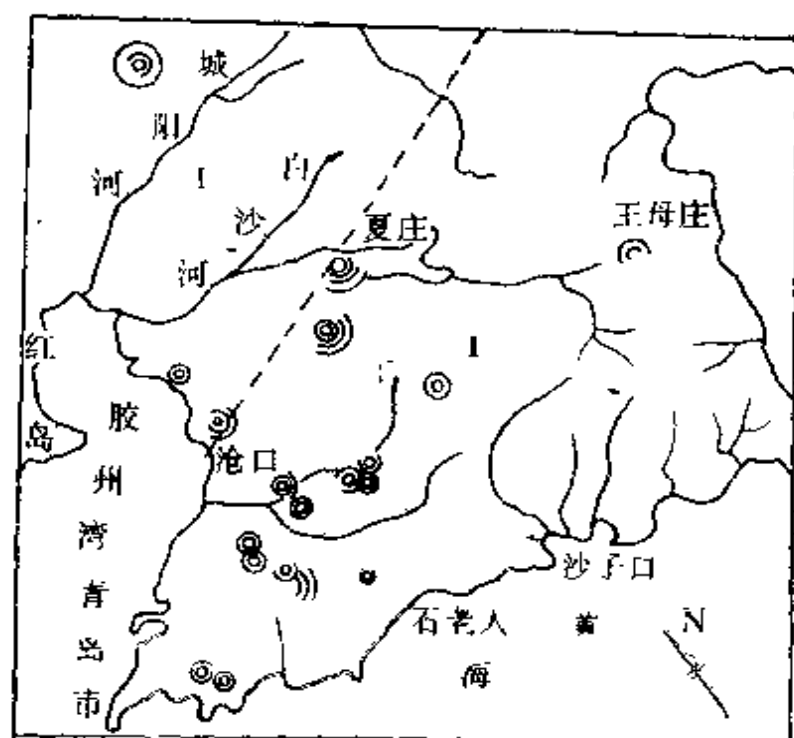


图 4.3.4 青岛地区环形影像解译图

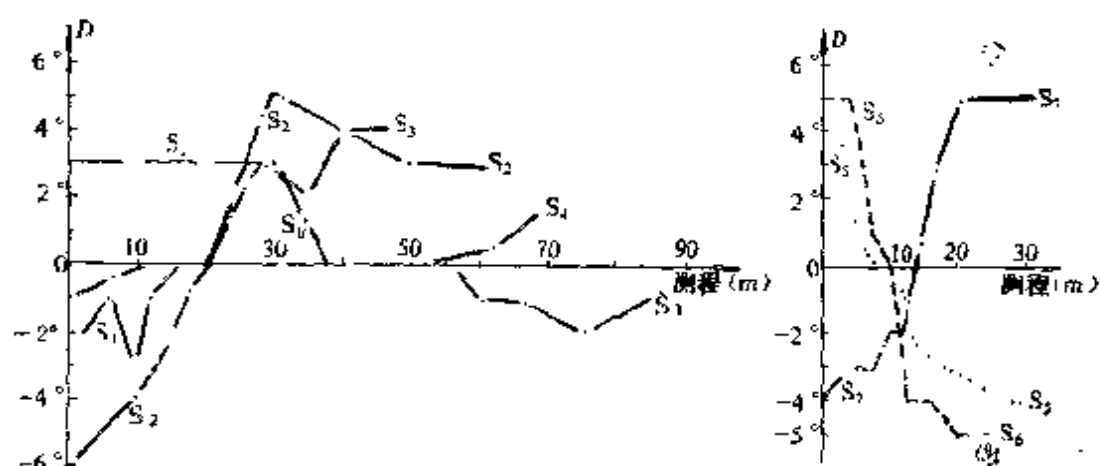


图 4.3.5 甚低频倾角曲线

表 4.3.2 甚低频验证构造方向一览表

剖面号	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	S <sub>4</sub>	S <sub>5</sub>	S <sub>6</sub>	S <sub>7</sub>
地 点	张家庵子 村	李家南山	农家下河木 器站	沙子口公 社山东头	刘家下庄	刘家下庄	吴家村 (汇泉西)
验证断裂方向	75°	75°	320°	NNE	NNE	NNW	SN

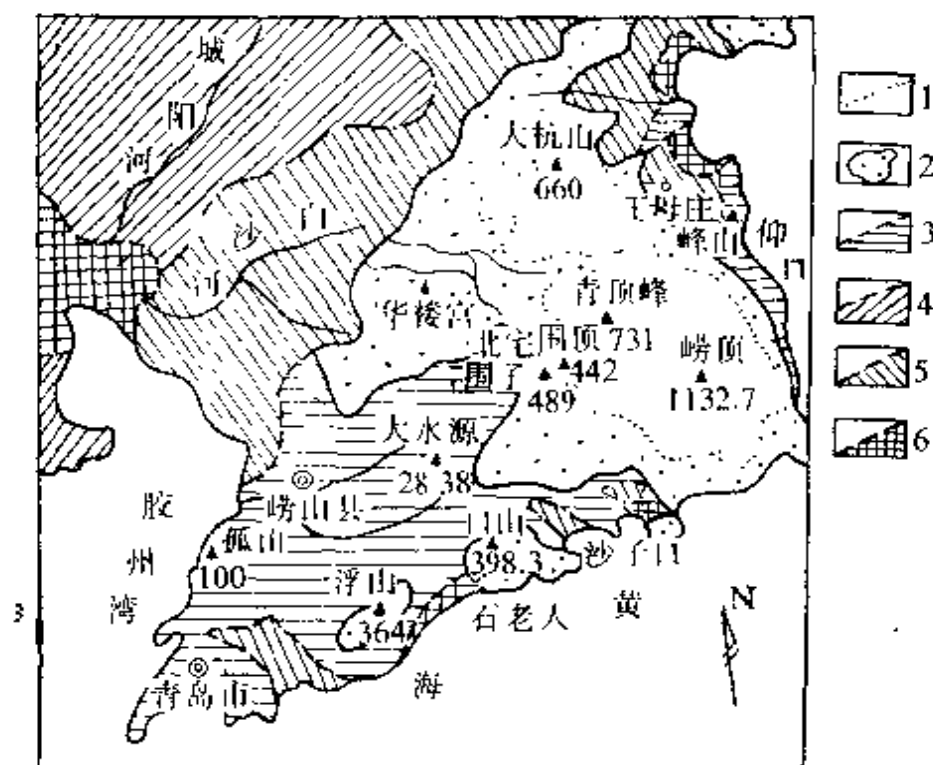


图 4.3.6 青岛地区综合地貌解译图

1—中等切割中山区；2—浅切割低山区；3—构造剥蚀丘陵区；4—剥蚀平原区；5—冲洪积平原区；6—滨海堆积区

## (六) 水文地质综合解释分析

### 1. 基岩裂隙水网络

#### (1) 构造特征及演化

研究表明，本区最古老的断裂构造是受北北西向挤压而产生的北东东向压性面、北北西向张性面以及北东、北面两组剪裂面。中生代晚期燕山运动使本区遭受南北向反扭力偶的作用，形成北北东向压性面、北西西向张裂面和北北西、北东东向两组剪裂面，古老的各方向断裂在此期间大多受到了相应的改造。新生代喜马拉雅运动期间，本区在北东东—南西西向构造力的作用下，形成了一个新的区域应力-应变场（图 4.3.7）。古老断裂大多重新复活，并受到相应改造，从而产生了一套对区内水文地质条件有重要控制作用的新断裂网络。这套新断裂，由于其自身具有未愈合及构造岩破碎未胶结的特点，常明显地控制着地形、水

表 4.3.3 地貌解译表

地貌分区	影 像 特 征		地 貌 特 征
	KL(I)片	LOG片	
中等切割 中山区	亮白, 长条状	褐红中带黄绿色	山峰尖峭, 坡陡, 沟谷V形, 海拔大于 500m, 巨石堆积
浅切割低 山区	白, 长细条, 细点状	黄绿色, 长条状细点	山体浑圆, 沟谷多为U形, 地形起伏大, 多堆积物
构造剥蚀 中山区	灰白, 褐灰, 斑点, 短条	黄绿, 白斑点状	海拔 200—500m, 山体低矮浑圆, 起伏小, 风化严重
剥蚀平原 区	褐灰, 点粗, 斑点	黄绿色, 点粗	海拔 < 50m, 低矮山丘, 坡地陇岗, 地势平缓
滨海堆积 区	灰色, 均匀点状	蓝, 蓝绿, 细均匀点	平坦, 多分布于河口, 有盐田分布
冲洪积平 原	褐灰, 灰黑, 不均匀点状	白, 黄绿, 不均匀斑点状	平坦, 微向下游倾斜

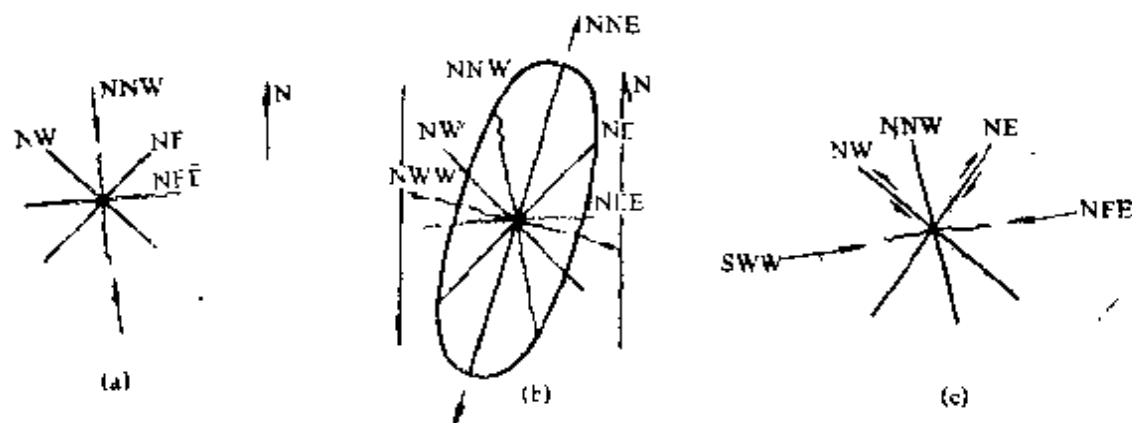


图 4.3.7 构造应力场演化示意图

(a) — 古老构造运动; (b) — 中生代晚期燕山运动; (c) — 新生代喜马拉雅运动

系的发育, 因而在遥感图像上有极清晰的显示。前述北东向断裂的右旋扭动特征, 北西向断裂的左旋张扭特征以及近东西向断裂的张性特征, 就是在最新构造应力场下形成的。

上述三次构造运动的叠加,使区内各组断裂经历了各不相同的构造演化历史。其中近南北西向断裂始终处于压扭剪切平移环境,北东东和北西西断裂则经历了由压→张扭→张的过程。北西向断裂由古老时期的压扭剪切转变为正断的张扭过程。区内各组断裂力学性质的上述转变对崂山复式岩体中基岩裂隙水的分布运移起了决定性的作用,使各组断裂具有各不相同的水文地质特征。

## (2) 各组断裂富水性初探

为了阐明区内崂山花岗岩基岩裂隙水富集规律,在上述研究基础上进一步收集、分析了已有的水文地质资料,并将钻孔就位于构造解释图,在多种信息叠合的情况下综合分析了断裂构造控水和富水规律。总的看来,近东西向断裂(包括北东东和北西西)、北西向断裂、北北西断裂和上述各组断裂的交汇地带是有利的富水构造和地段,而北东向构造则是阻水构造。

实际资料表明,区内北东向断裂有一定的控水阻水能力,水量十分贫乏。沧口断裂带上钻孔抽水水位降深达30m多时,涌水量不到20 t/d。太平山北钻孔深172m,涌水量仅50 t/d。大山村钻孔深125m,涌水量仅25 t/d。北东构造与其它构造交汇处,钻孔涌水量稍有增加,如王家麦岛钻孔位于北西与北东构造交汇处,孔深31m,涌水量达45 t/d。涌水量的增加可能是北西构造含水所致。北东向断裂之所以水量贫乏看来是与它在构造演化中长期处于压扭剪切条件相关的。

位于北东东或北西西断裂带(近东西向)内的钻孔,孔深大于60m时,涌水量大多大于130 t/d。大塔山南坡大眼尖沟处有四个水井呈东西向排列,四季有水,大旱亦不断流。上藏村、下藏村一带沿东西向断裂形成的断层崖一带民井较多,河水断流时,该带民井水量仍稳定常年不干。浮山后一带沿该方向水藻生长良好,为地下水溢出所致。该组断裂之所以特别富水,看来也是与它的构造演化历史相关。

北北西向断裂带内的钻孔普遍见水,但涌水量相差较为悬

殊，孔深 100m 时，涌水量小者仅 30 t/d。涌水量的悬殊可能与构造演变过程不均一有关。

北西向断裂带内钻孔涌水量不均，有孔深 60m 为干孔者；有孔深 100m 的，亦为干孔。涌水量大者，当孔深 60m 时，可达 97 t/d。

不同断裂带复合部位钻孔涌水量比单方向断裂钻孔涌水量强。如大水源山西侧采石场有一构造裂隙水自溢处被砌成的民井，自溢水量达 12 t/d，水源方向清楚可见来自 80° 方向和 330° 方向，属近东西向与北北西向断裂交汇带。其它，有北西与北西西或北西与北东东断裂交汇带，钻孔涌水量可达 50 t/d。

上述各断裂带富水程度各不相同，同一断裂带的不同地段富水性亦有差异。这些不同与断裂力学性质及构造演化历史有关；还与是否是多组断裂相交以及当地的地形地貌及补给条件有关。

## 2. 富水区段预测

根据构造、地形地貌和岩性特征综合分析，初步可圈定几个基岩裂隙水富水地段。一是崂山县李村河沿岸两侧基岩区；另一是浮山后一带。两者的共同点是遥感图像上断裂裂隙密集，北西和北东东断裂发育。花岗岩风化严重，呈砂状残积物覆盖在地表。岩性有利于渗入补给。这里地貌上属丘陵区，地面坡度不大，地势相对低洼，可分别接受老虎山、卧狼齿、石门山、五龙潭、小崂口查峰顶、浮山、午山的坡面径流及河流水库等地表水补给，还有松散层地下水补给。补给源丰富，接受补给条件有利，发育有利的富水断裂，已有的钻孔涌水量均较大（如佛尔堰村井涌水量为 192 t/d，炉房村机井为 244 t/d，浮山后机井为 150 t/d）。从这些条件来看，划这两处为富水区。

富水区段的预测大大缩小了水文地质重点工作的靶区。

## 二、几个试验点的物探测量

### （一）试验点概况

在青岛地区王哥庄、王家麦岛和浮山后三个点上做了试验工作。



王哥庄工区工作布置如图 4.3.8。王哥庄位于崂山东麓狮子峰下，濒临黄海，地貌为第四纪洪积-冲积扇构成的山前小平原。基岩为中细粒花岗岩。覆盖约 20 m 厚的松散堆积物，可分为上、中、下三层，上部为褐黄色腐植层，厚约 4 m；中部为含砂、砾

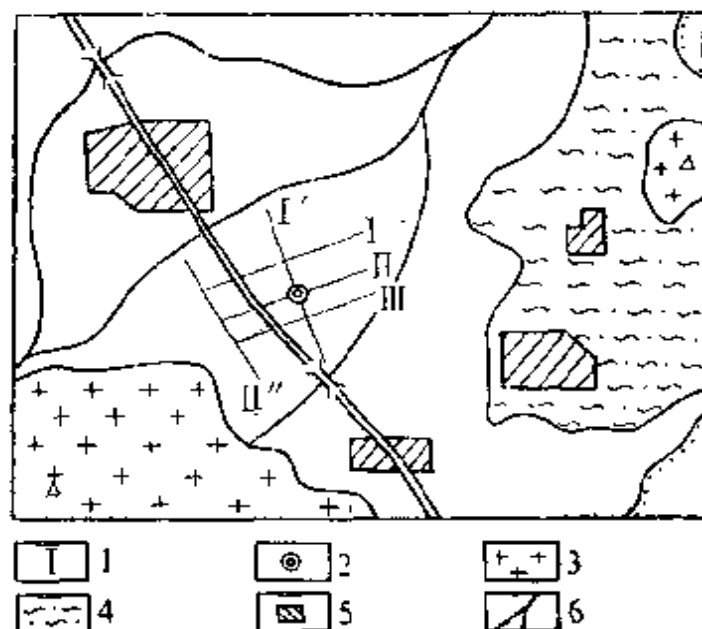


图 4.3.8 王哥庄工作布置图

1—物探测线；2—钻孔；3—花岗岩；4—变质岩；5—村庄；6—河流

黄色砂泥层，其中由上自下含砂量增加，粒径变大，一般砾径为 10—20 cm，砾石成分多为花岗岩，该层厚约 10 m；下部为风化残积层，厚度约 6 m 左右，其下为风化壳或破碎带渐变为基岩。

王家麦岛工区工作布置如图 4.3.9。王家麦岛位于浮山南侧山麓地带，濒临黄海。地表覆盖较薄，一般在 1 m 以下，多处可见基岩露头。岩性为粗粒黑云母花岗岩、中细粒花岗岩。沿北东向断裂充填有细晶岩脉和花岗斑岩脉，该组岩脉倾向北西，产状较陡。本区发育有北西和北西西向两组断裂，有的破碎强烈，范围较宽，对北东向脉岩起到错断作用。

浮山后工区布置如图 4.3.10。浮山后位于浮山北侧山脚边。表层花岗岩风化严重。前人据电测剖面、电测探以及  $\alpha$  卡法推断了浮山后断裂。

根据已有的物探工作可知，该区岩脉  $\rho_s$  达 700—800  $\Omega \cdot m$ ，

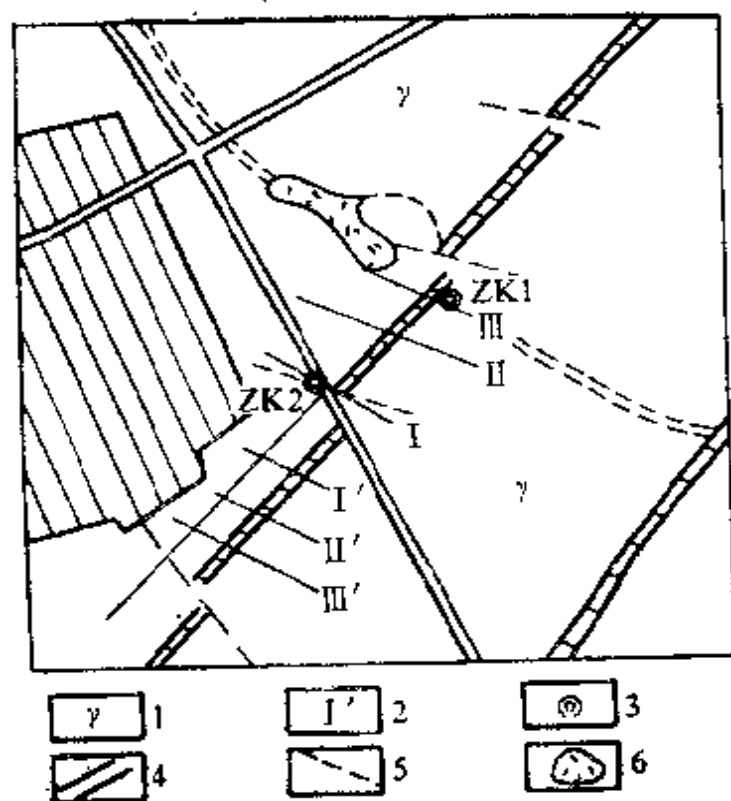


图 4.3.9 王家麦岛工作布置图

1—花岗岩；2—物探测线；3—钻孔；4—脉岩；5—构造线；6—水库

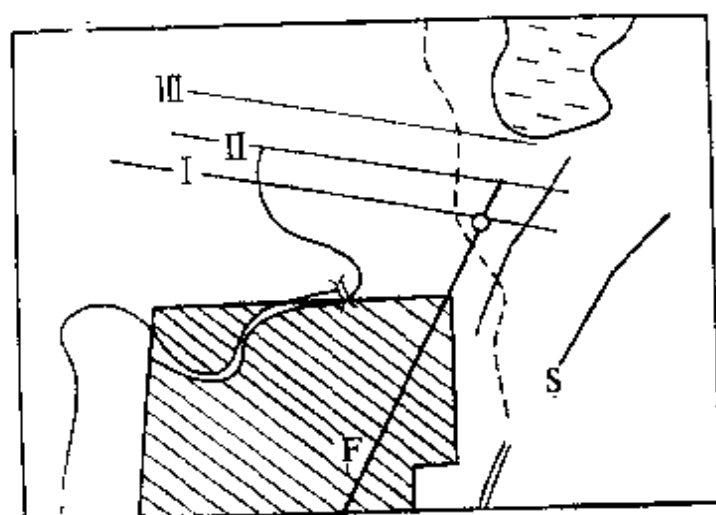


图 4.3.10 浮山后工作布置图

(图注同图4.3.9)

离开岩脉  $\rho_s$  200—300 $\Omega\cdot m$ 。有明显的电性分层, 120—180 $\Omega\cdot m$ , 330—290 $\Omega\cdot m$ , 120 $\Omega\cdot m$ 。基性脉岩具有较强的磁性。该区具备了做电法和磁法工作的物理前提。

所选的三个试验点都是已做过供水勘探工作的, 物探方法主要用了电法联合剖面、电测探和静电  $\alpha$  卡。

为了继续试验海南所用的轻便地球物理勘探系统, 在方法选择上依然以甚低频电磁法为主, 辅以  $\alpha$  卡法, 然后再投入 IP 探测。由于该区可能有磁性较强的基性岩脉, 故投入了地面磁测工作。

在王哥庄沿北东向布置了五条甚低频剖面、三条磁测剖面和两个 IP 探测点; 王家麦岛布置了六条甚低频剖面、相应的  $\alpha$  卡剖面和磁测剖面, 两个 IP 测试点; 浮山后布置了一条甚低频剖面和相应的  $\alpha$  卡剖面, 两个 IP 探测点。VLF- $E_x$  测量相对误差  $\leq 10\%$ , IP 测量均方误差  $\leq \pm 0.15$ 。

磁法未做检查观测。三条剖面可对比, 说明质量可靠, 满足作为定性解释的要求。

## (二) 工作结果及解释

### 1. 王哥庄

#### (1) 甚低频法、磁法和 $\alpha$ 卡法测量

测量结果如图 4.3.11—4.3.15。剖面东侧约 100 m 处 VLF- $E_x$  呈低值异常。 $\Delta Z$  呈几乎对称的高值异常。 $\alpha$  卡在上述异常两侧出现高值异常。异常幅度分别约为 30 格、400 nT 和 50—100 脉冲。几条剖面异常可对比。

剖面西侧约 400—460 m,  $\Delta Z$  呈阶梯异常, VLF- $E_x$  呈微弱低值异常,  $\alpha$  卡呈高值异常, 三条剖面可对比。

由此推测, 在测区范围内存在两条构造。北东一侧由  $\Delta Z$  高磁性的孤峰异常特征, VLF- $E_x$  低阻特征以及两侧的  $\alpha$  卡异常特征, 可以推断沿北西在相应于异常位置上存在一条基性岩脉。这个推测与前青岛海洋大学用联合剖面测量推测的断层相吻合。

北西一侧  $\Delta Z$  异常、VLF- $E_x$  异常以及  $\alpha$  卡异常特征, 特别

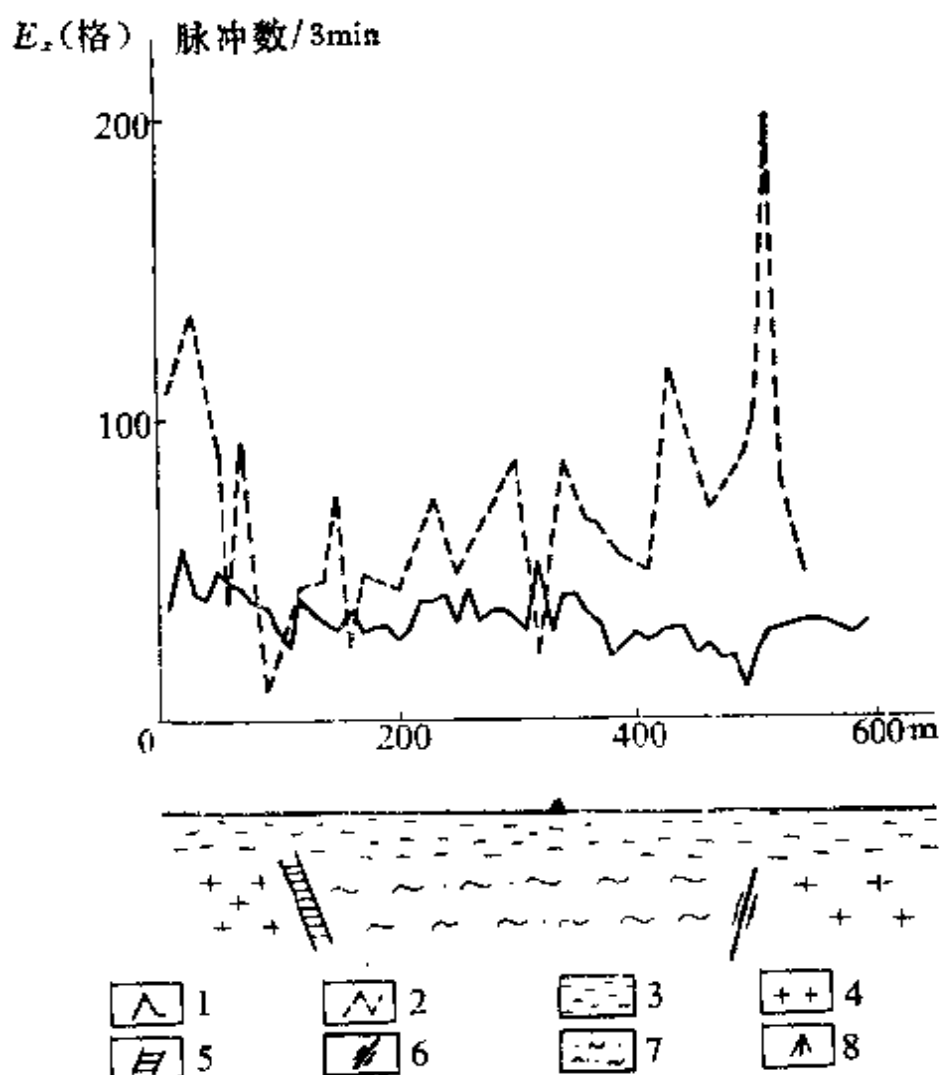


图 4.3.11 王哥庄甚低频法、 $\alpha$ 卡法 I 剖面  
1—甚低频电场  $E_x$ ；2— $\alpha$ 卡；3—冲积层；4—花岗岩；5—岩脉（推测）；6—断层接触带；7—变质岩；8—钻孔

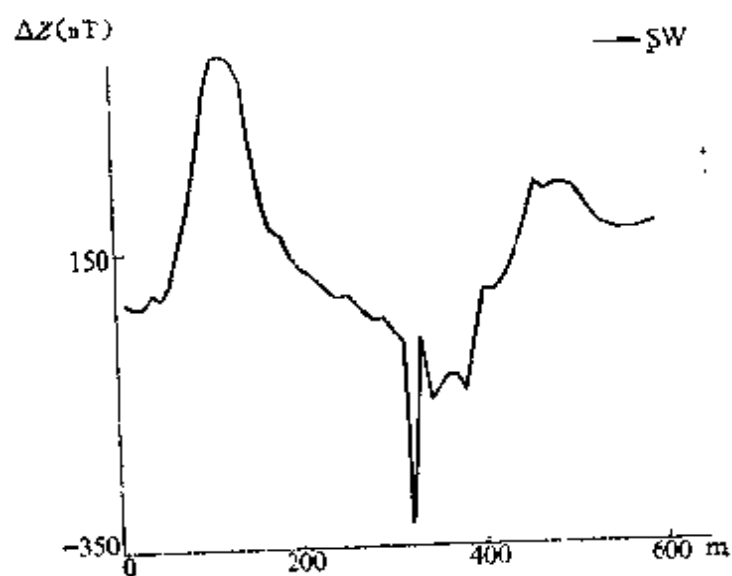


图 4.3.12 王哥庄磁测 ( $\Delta Z$ ) I 剖面

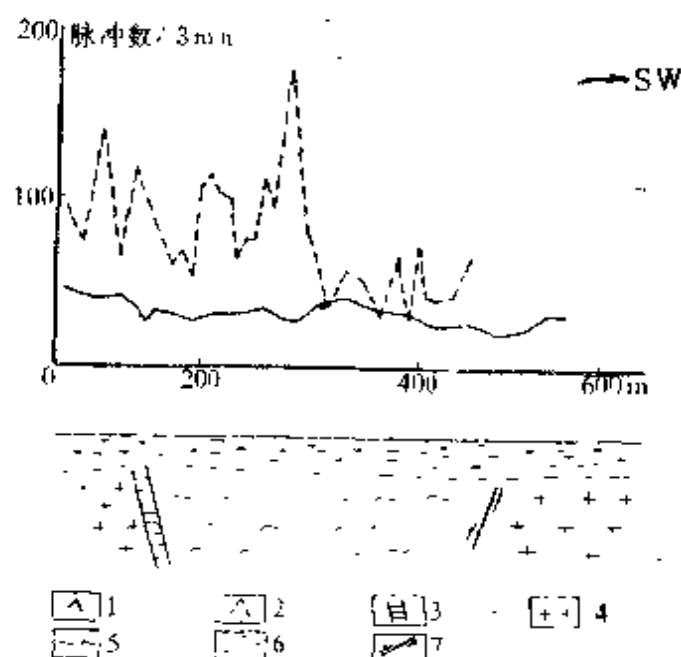


图 4.3.13 王哥庄甚低频法、 $\alpha$ 卡法 II 剖面

1—VLF- $E_1$ ; 2— $\alpha$ 卡; 3—推测岩脉; 4—花岗岩; 5—变质岩; 6—冲积层;  
7—断层

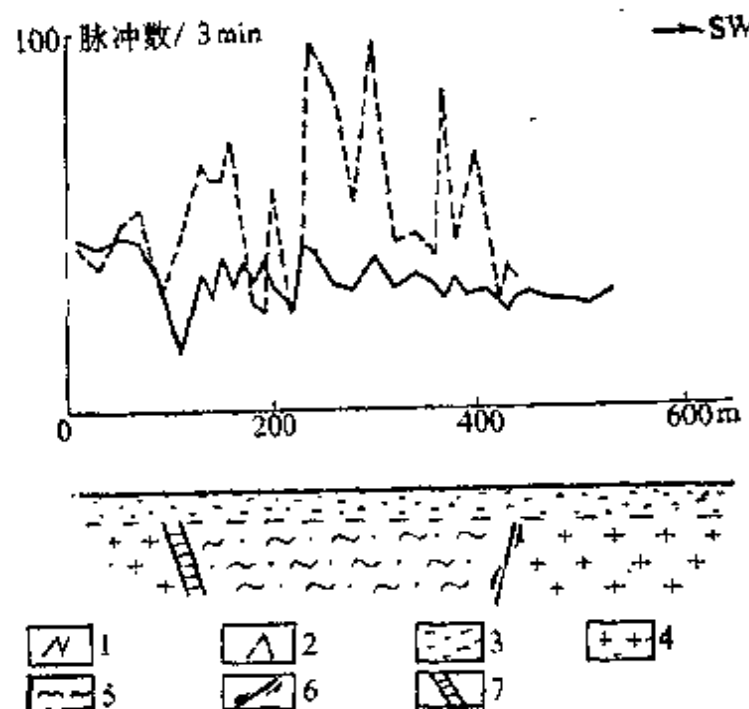


图 4.3.14 王哥庄甚低频法、 $\alpha$ 卡法 III 剖面

1—VLF- $E_2$ ; 2— $\alpha$ 卡; 3—冲积层; 4—花岗岩; 5—变质岩; 6—断层; 7—  
推测岩脉

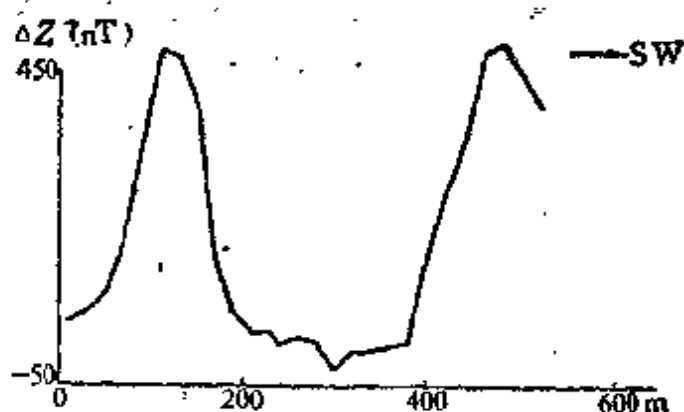


图 4.3.15 王哥庄磁测  $\Delta Z$  剖面

阶梯状异常特征，反映了接触带的地质特征。这与事实上存在的花岗岩与变质岩的断层接触相吻合，其位置与联剖结果确定的位置相一致。

上述结果表明，综合物探方法解决了该区地质构造问题。

## (2) 激电测深

在钻孔位置和接触带处各布置一IP 测深点。

井旁 IP 衰减梯度曲线如图4.3.16，在  $AB/2$  为 20m 左右存

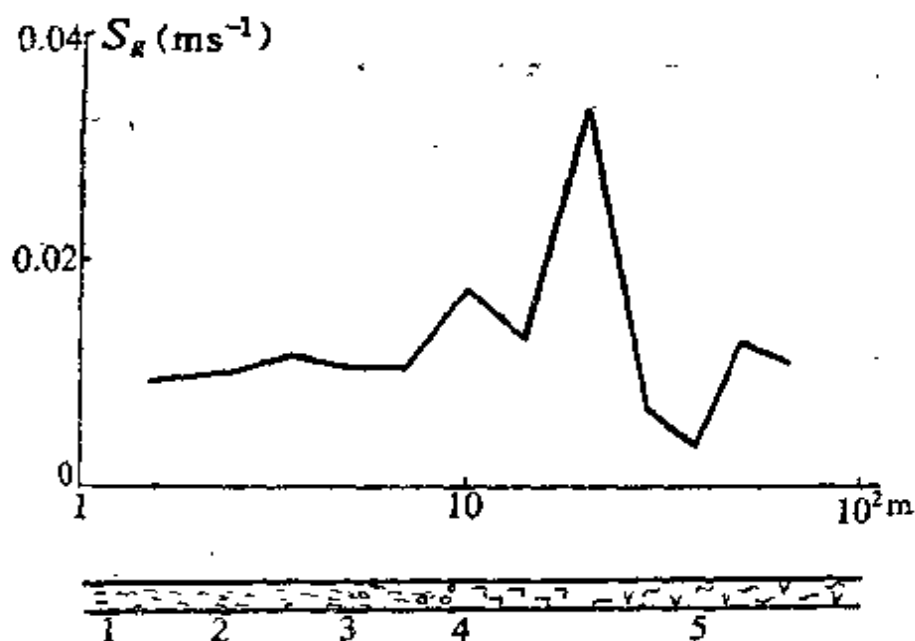


图 4.3.16 王哥庄井 IP 测深衰减梯度

1—粘土；2—潜水面；3—砾砂；4—洪积物；5—片麻岩

在一个明显的衰减梯度异常。20.38 m 提取岩心中石英矿物占主导，基岩为片麻岩，提取岩心中有氧化铁存在。在浅部 3m 左右有一含水层，受地表水影响较大，涌水量 5t/d；抽水试验，该井水量在 526t/d—838t/d 之间，孔深 23.50m。

另一个在接触带上的 IP 测点结果如图 4.3.17，衰减梯度异常

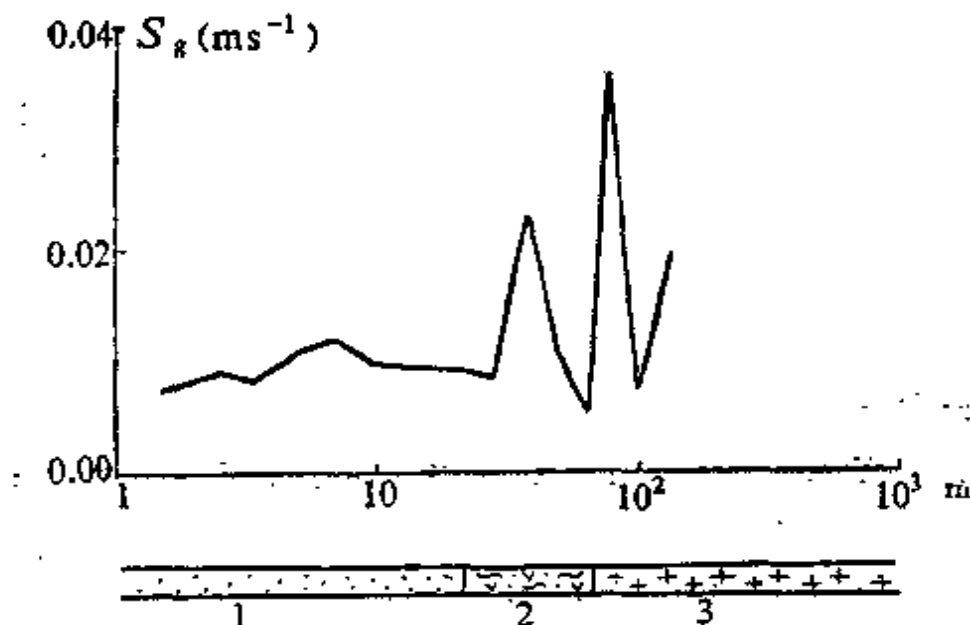


图 4.3.17 王哥庄接触带 IP 测深衰减梯度曲线

1—砂砾覆盖层；2—变质岩；3—花岗岩

明显，在  $AB/2=40\text{m}$ 、80 m 和 130 m 都出现了异常。在约 3 m 处，异常反映了潜水面，这说明在花岗岩的接触带附近，可能存在裂隙水。花岗岩一侧为崂山，地下水补给来自花岗岩，水量可能较丰富。从前一个孔来看，变质基岩较完整，为隔水层，因而这接触带可能是良好的贮水构造。

## 2. 王家麦岛

### (1) 甚低频法、 $\alpha$ 卡法测量

图 4.3.18—4.3.23 是六条剖面测量结果。

I、II 线零点在岩脉（附近），这两个点的 VLF- $E_s$  测量值呈高值反映， $\alpha$  卡在  $E_s$  异常点两侧有反映。

II 剖面在零点附近呈微弱的低阻反映。事实上，此处有一北西向断层通过，将北东向展布的岩脉错断。北西向断层是较新的

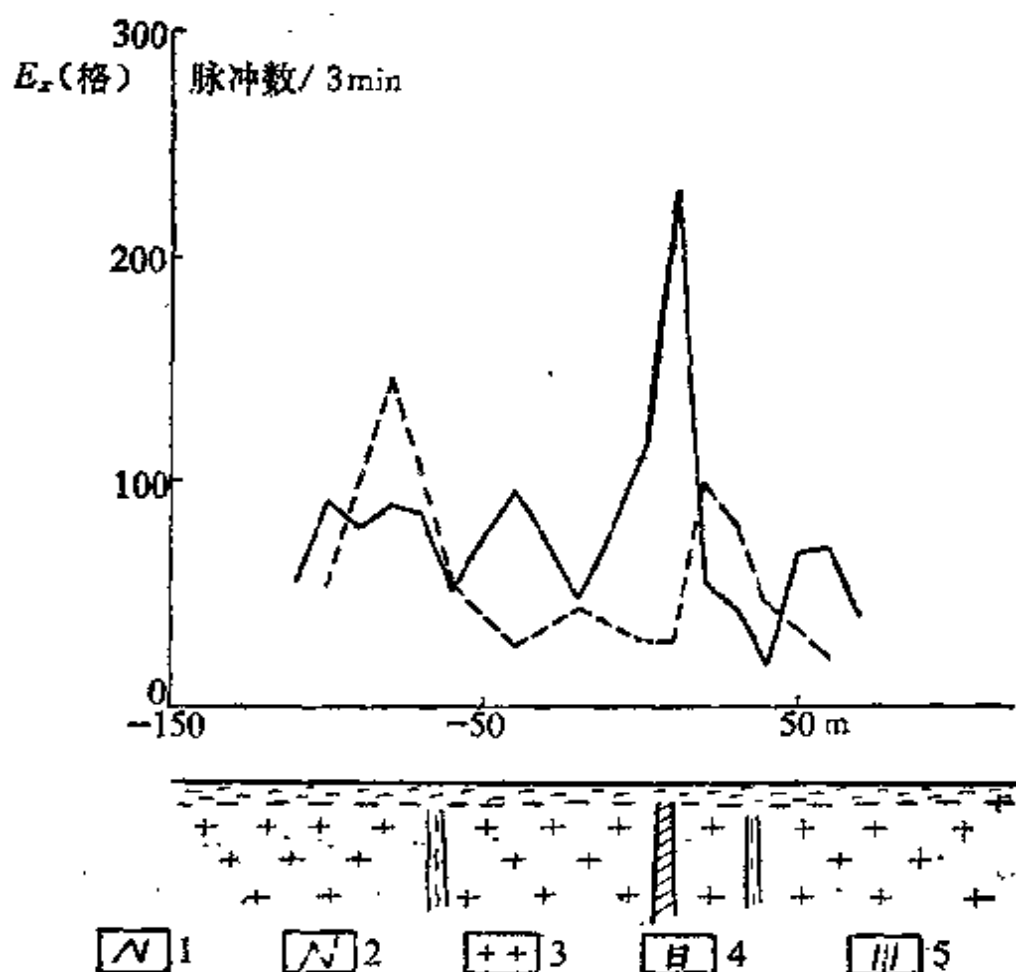


图 4.3.18 王家麦岛甚低频法、 $\alpha$ 卡法 I 剖面  
1—VLF- $E_x$ ; 2— $\alpha$ 卡; 3—花岗岩; 4—岩脉; 5—推测破碎带

构造，零号点附近是一个北西、北东向构造的交汇部位， $\alpha$ 卡在此处无异常反映。I'、II'、III'号剖面是为追索被错断的沿南西向展布的岩脉，VLF- $E_x$ 剖面上无明显反映，但 $\alpha$ 卡在零号点有显著反映。据 VLF- $E_x$ 异常与 $\alpha$ 卡异常相伴的规律，III剖面20m和II剖面10m是岩脉的反映，I'剖面50—60m反映了岩脉的存在。

在该区试做了两条磁法剖面，没有明显的异常。

## (2) 联合剖面测量

图4.3.24是沿北东向的联合剖面测量结果。

剖面上31号点到73号点之间，视电阻率较高，可达700—800 $\Omega \cdot m$ ，这与测线旁侧的岩脉有关。脉岩倾向北西，电阻率较



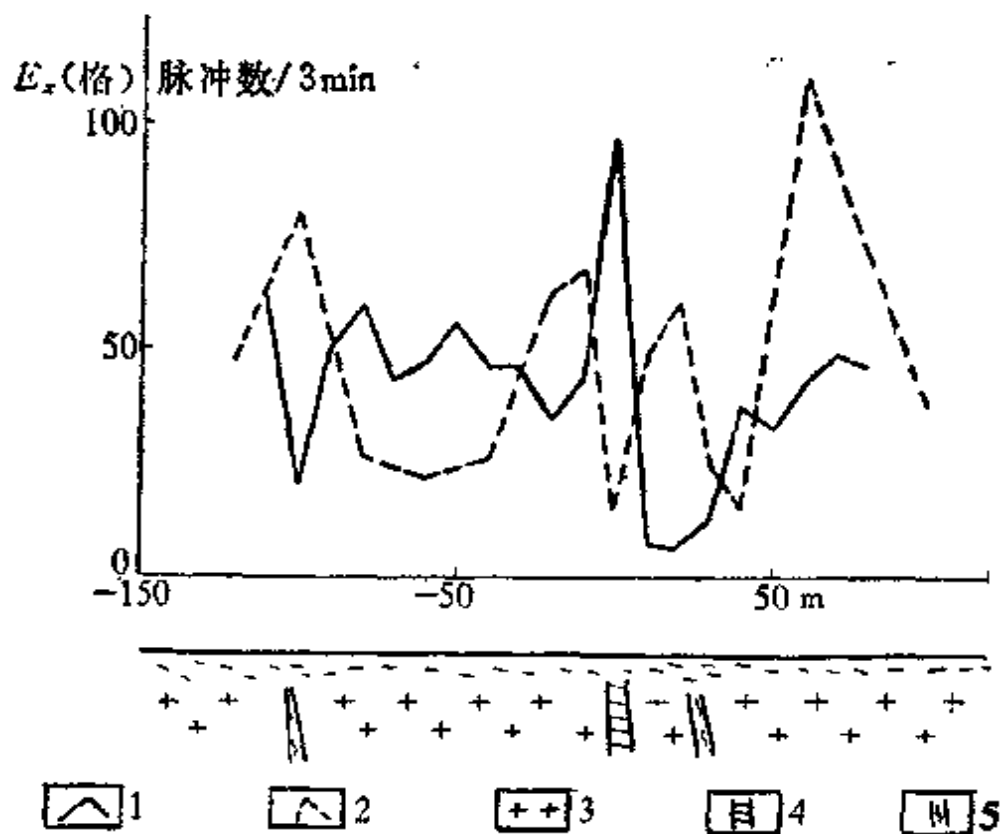


图 4.3.19 王家麦岛甚低频法,  $\alpha$ 卡 II 剖面  
1—VLF- $E_x$ ; 2— $\alpha$ 卡; 3—花岗岩; 4—脉岩; 5—推测破碎带

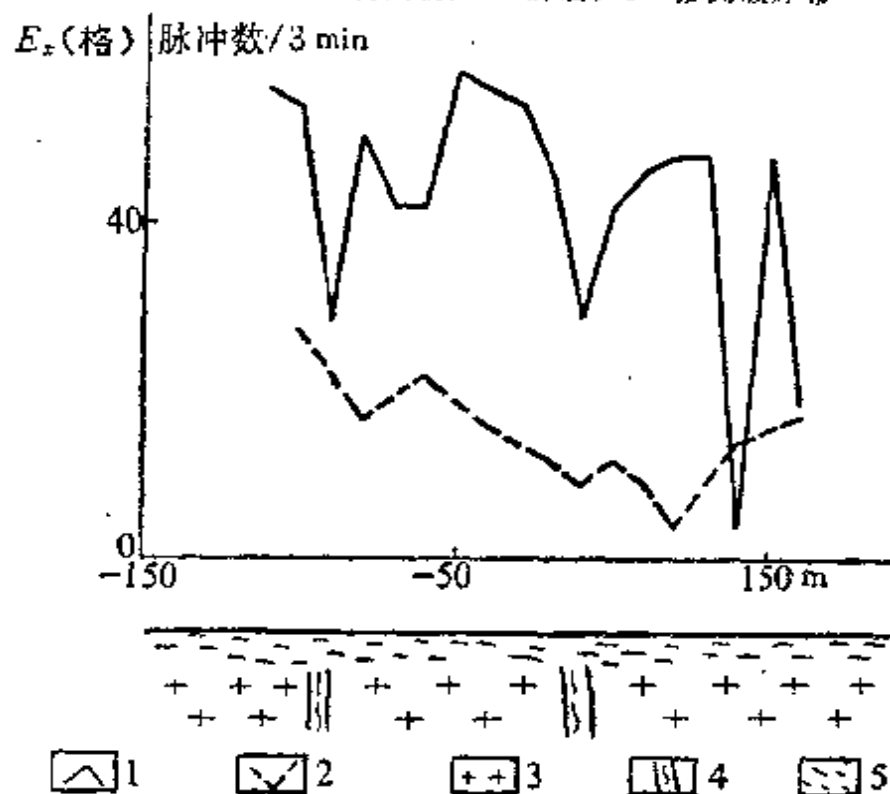


图 4.3.20 王家麦岛甚低频法,  $\alpha$ 卡 III 剖面  
1—VLF- $E_x$ ; 2— $\alpha$ 卡; 3—花岗岩; 4—推测破碎带; 5—覆盖层

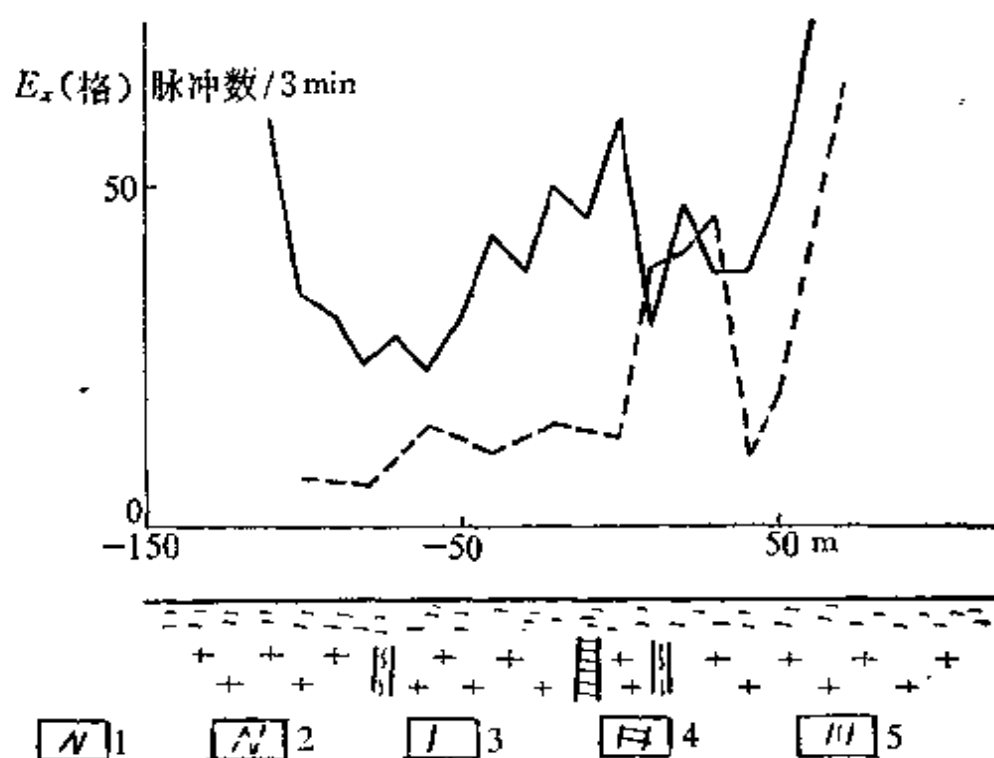


图 4.3.21 王家麦基甚低频法、 $\alpha$  卡 I' 剖面  
1—VLF- $E_x$ ; 2— $\alpha$  卡; 3—花岗岩; 4—岩脉; 5—推测破碎带

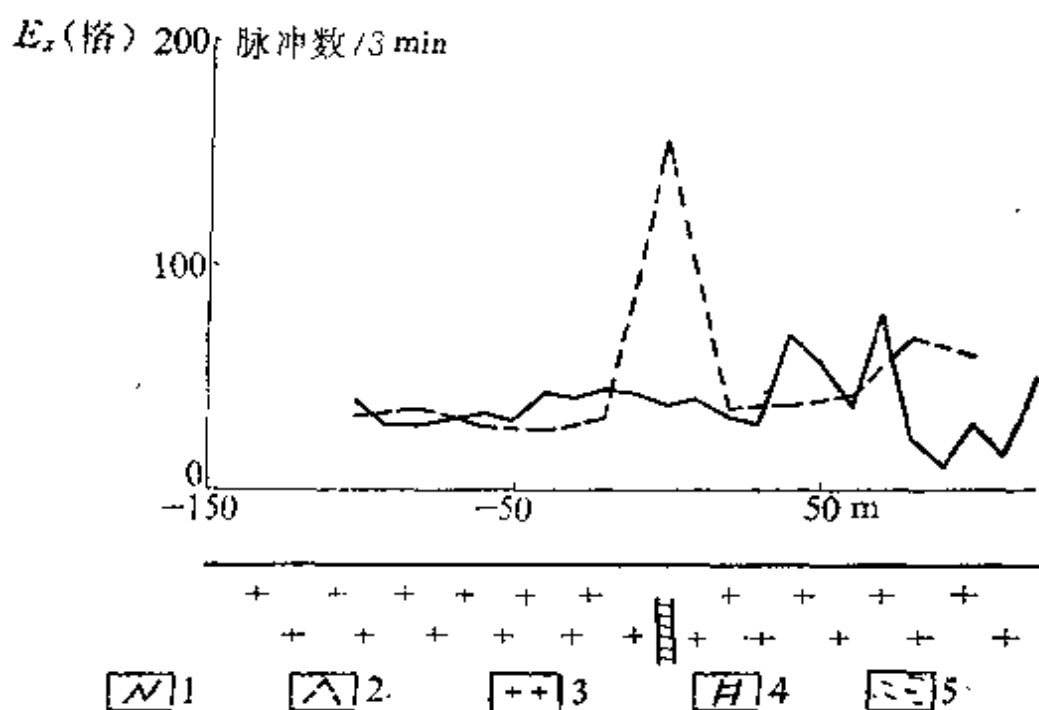


图 4.3.22 王家麦基甚低频法、 $\alpha$  卡 II' 剖面  
1—VLF- $E_x$ ; 2— $\alpha$  卡; 3—花岗岩; 4—岩脉; 5—风化盖层

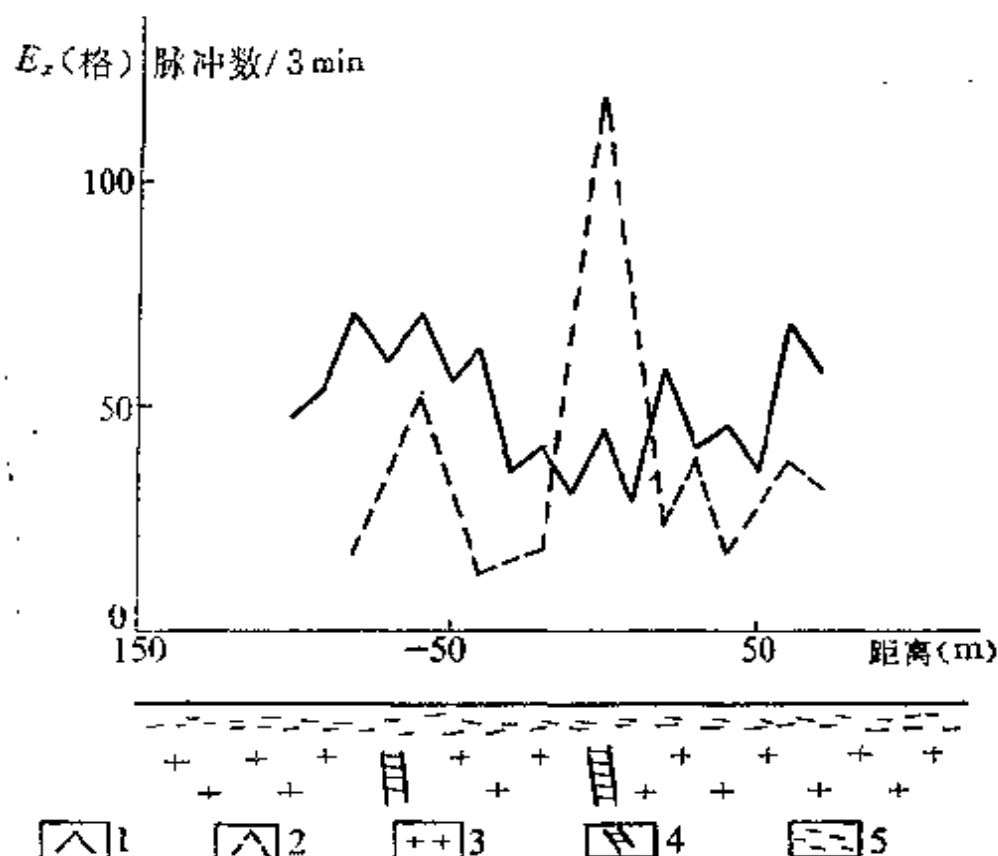


图 4.3.23 王家麦岛甚低频法、 $\alpha$ 卡 III' 剖面  
1—VLF- $E_x$ ; 2— $\alpha$ 卡; 3—花岗岩; 4—岩脉; 5—风化盖层

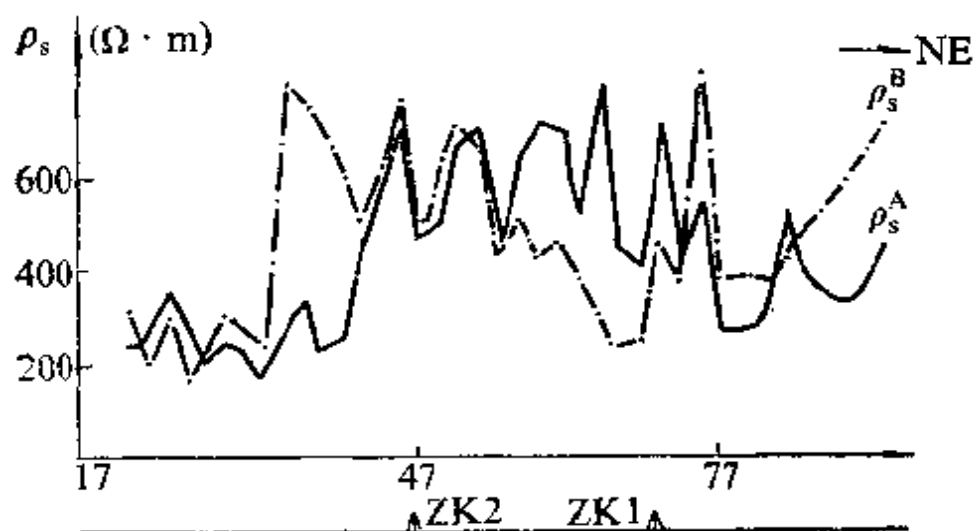


图 4.3.24 王家麦岛联合剖面曲线

高，这与前面 VLF- $E_z$  测量结果吻合。剖面31号至17号点之间视电阻率较低，200—300 $\Omega\cdot m$ 。曲线出现了三处正交点，24号、73号和47号点，其中24号及73号两处正交点曲线两侧分离明显，推断反映了较大规模的北西向断裂带；中间的47点处正交点 $\rho_A^s$ 、 $\rho_B^s$ 同步升降正交，曲线两侧无明显分离，形成一个低阻凹形，这是由于此处断裂带较窄，且产状近于直立的原因。

### (3) 激电测深

在钻孔 ZK2 旁做 IP 测深后，计算 IP 衰减梯度如图 4.3.25。图上没有明显  $S_g$  异常。曲线尾部开始上翘，可能存在深部含水裂隙破碎带。浅部存在风化层潜水，或风化裂隙水。ZK2 钻孔 0—0.5 m 是亚粘土；0.5—9 m 是粗粒黑云母花岗岩，风化破碎严重；9—31 m 终孔，中细粒黑云母花岗岩，属强烈破碎带，抽水试验确定 26 m 以下为主要含水层，计算水量为 50 t/d。

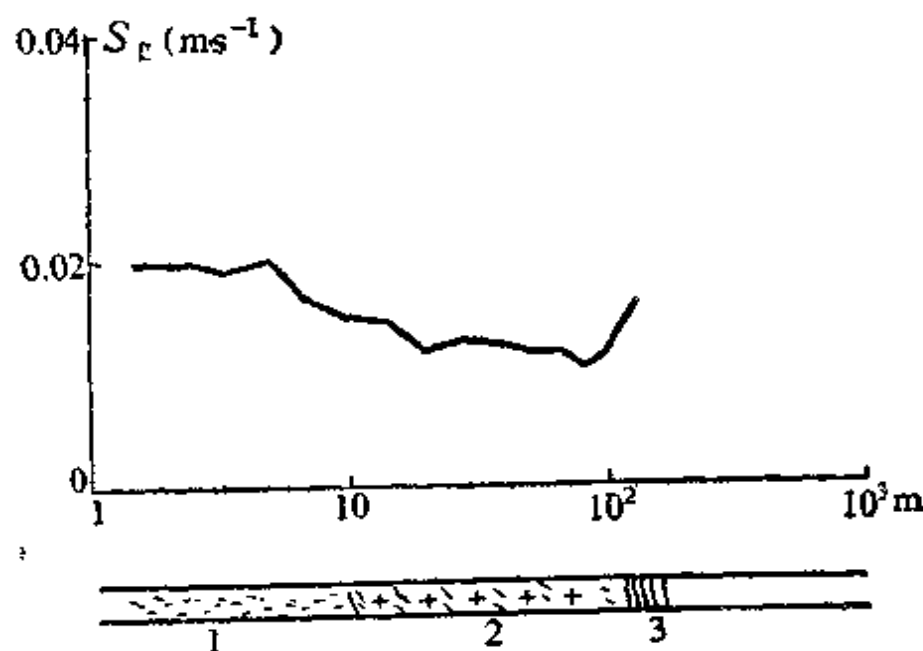


图 4.3.25 王家麦岛井 IP 测深衰减梯度  
1—风化层；2—花岗岩；3—(含水)裂隙

在岩脉南东侧距离约 40 m 是另一个 IP 测深点，衰减梯度曲线如图 4.3.26。在 80 m 处有一异常，其余特征与 ZK2 处的曲线相同。这说明，70 m 以上裂隙含水性都较差，可能存在深部裂隙水。

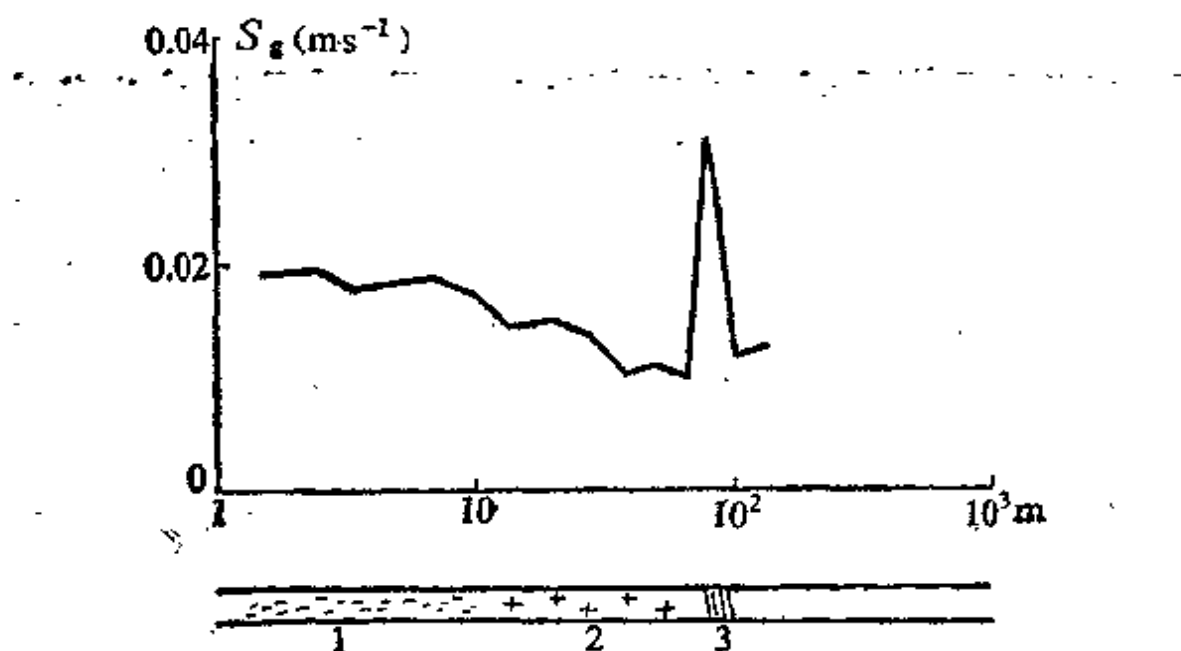


图 4.3.26 王家麦岛井(40)IP测深衰减梯度  
1—风化层; 2—花岗岩; 3—(含水)裂隙

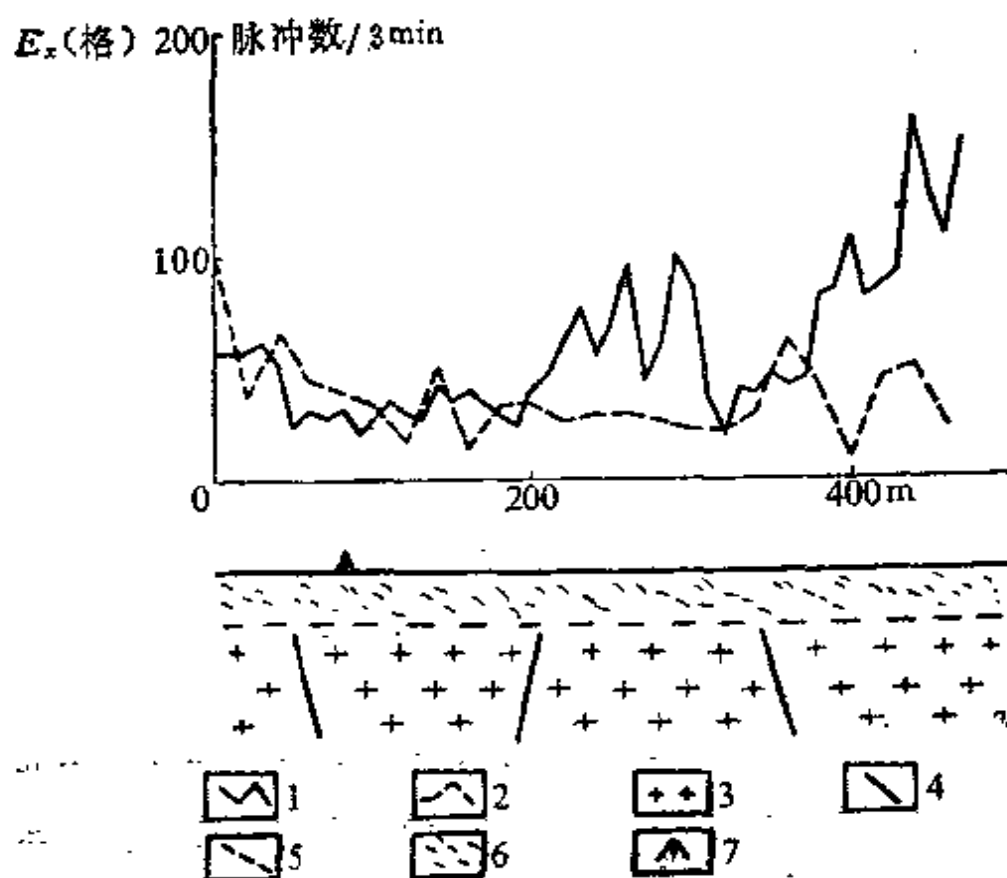


图 4.3.27 浮山后甚低频法、α卡法剖面  
1—VLF-E<sub>x</sub>; 2—α卡; 3—花岗岩; 4—断层; 5—推测构造; 6—风化层;  
7—钻孔

### 3. 浮山后

#### (1) VLF- $E_z$ 和 $\alpha$ 卡测量

测量结果如图4.3.27。VLF- $E_z$  有三个高值异常， $\alpha$  卡有三个尖峰异常。由于风化层较厚，约20m，异常幅值不大。约60m附近对应了一已知构造，在约200m和320m处推测了两条构造。

#### (2) 激电测深

在已知井孔旁布置一测深点，计算IP衰减梯度，如图4.3.28。 $S_z$  曲线有一个平稳的背景；在 $AB/2$ 等于38m处有一小异常；100m左右存在一个较强的异常，说明该点含水，主含水层在100m以下。该孔孔深20m，水量100 t/d。

另一个测深点距井孔约40m，如图4.3.29。衰减梯度特征与前者近似，但两个异常（ $AB/2=20$  m和80 m）都比前者浅，说明了断层的存在以及两盘的错动。

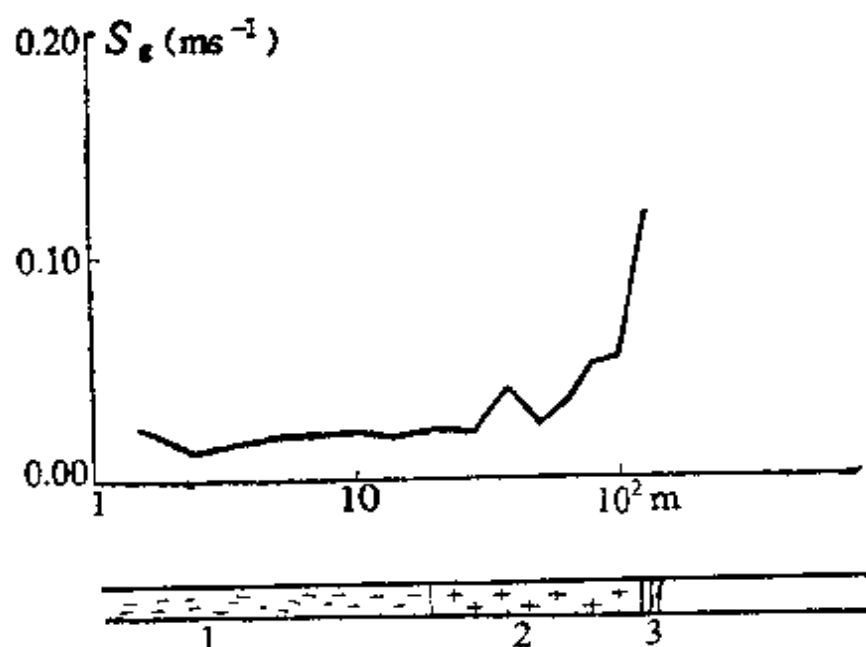


图 4.3.28 浮山后井 IP 测深衰减梯度  
1—风化层；2—花岗岩；3—（含水）裂隙

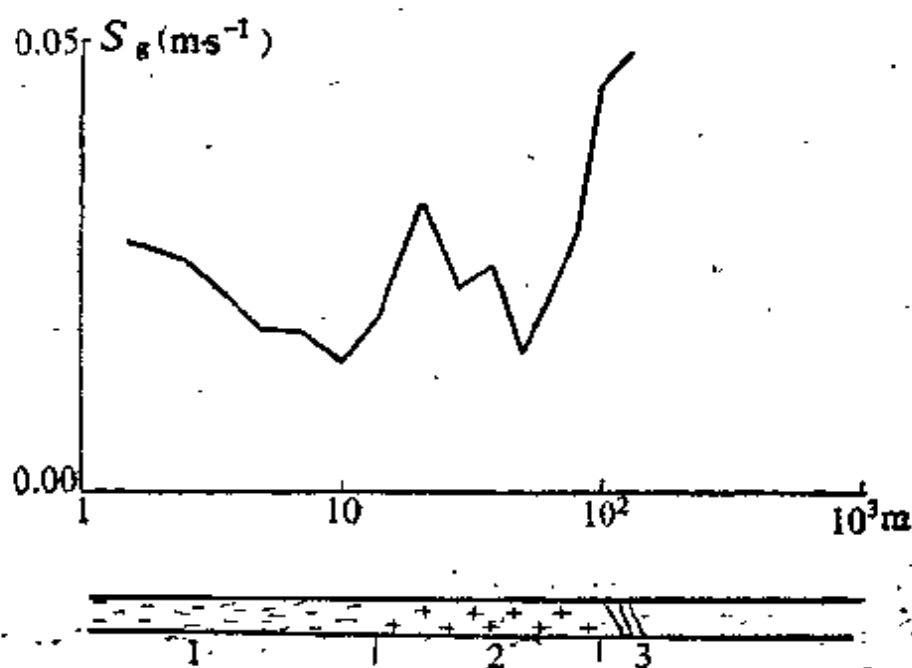


图 4.3.29 浮山后井 (40) IP 测深衰减梯度  
1—风化层; 2—花岗岩; 3—(含水)裂隙

## 后 记

本书是在地矿部“七五”科技攻关项目“基岩裂隙水调查中遥感物探方法及合理工作程序研究”成果基础上编写而成的。其中部分实际资料是北京物探队提供的，黄学均、陈光绵、张秉书工程师提供了北京地区及非洲马里的资料。

遥感解译与物探方法相配合寻找基岩裂隙水是一种发展趋势。目前，国内寻找基岩裂隙水的物探方法大多是一种间接方法，即通过物探方法对含水岩石进行地质填图来达到找水的目的。国内外一些物探工作者曾企图利用水的介电系数比较大( $\epsilon = 80$ )的这一特征来直接探测地下水，但远未达到实用程度。我国物探工作者利用含水岩石的激发极化效应及二次场衰减特征探测裂隙水，虽有不少成功的例子，但仍然带有经验性质。

我们认为，今后一方面要发展与水直接有关的参数为基础的方法研究；一方面还要加强反映裂隙岩石富水性的综合标志的研究。前者主要应该研究介电系数与裂隙岩石富水性的关系，以及波速，特别是横波速度与裂隙岩石的孔隙度、含水量的关系。后者则要研究电性、速度、磁性、放射性（如氡气）等综合标志与裂隙岩石富水性的关系。这些研究对于提高地球物理方法探测基岩裂隙水的地质效果具有重大的实际意义。



## 参 考 文 献

- 〔1〕 伯廷·J·, 激发极化的实验和理论, 地质出版社, 1980。
- 〔2〕 曹卫祥, 遥感和地面物探综合运用寻找基岩隙水的方法系列, 物探与化探, Vol. 13, No. 3, 208—215页, 1983。
- 〔3〕 崔仲元等, 在缺水丘陵区应用遥感、物探方法寻找脉侧裂隙水, 水文地质与工程地质, No. 6, 1985。
- 〔4〕 地矿部岩溶地质研究所, 电法勘探岩溶地下水方法研究, 广西大学出版社, 1988。
- 〔5〕 贺绍英, 国外含水岩石激发极化效应研究, 物探与化探, No. 4, 41—49页, 1979。
- 〔6〕 贾文懿, 利用天然放射性找地下水, 原子能出版社, 1986。
- 〔7〕 贾文懿等, 静电 $\alpha$ 卡法及其应用, 物探与化探, Vol. 8, No. 1, 1984。
- 〔8〕 贾文懿等, 应用静电 $\alpha$ 卡法找寻地热及基岩地下水的效果, 勘查地球物理勘查地球化学文集, 第四集, 地质出版社, 1986。
- 〔9〕 柯马洛夫·B·A·, 激发极化法电法勘探, 地质出版社, 1983。
- 〔10〕 李金铭等, 激电找水应用基础研究, 北京(89)国际地球物理讨论会论文集, 1989。
- 〔11〕 连克, 声频大地电磁法在岩溶山区探测地下水的应用, 水文地质和工程地质, No. 5, 1979。
- 〔12〕 廖资生, 基岩裂隙水水井布置原理, 水文地质与工程地质, No. 2, 1981。
- 〔13〕 刘昌兆等, 供水水文地质, 中国建筑工业出版社, 1983。
- 〔14〕 刘光亮等, 山区找水与遥感水文地质方法, 中国建筑工业出版社, 1987。
- 〔15〕 刘光亚, 基岩地下水, 地质出版社, 1979。
- 〔16〕 卢金凯, 基岩裂隙水的野外调查方法, 地质出版社, 1985。
- 〔17〕 沈明性, 激电衰减场法找水问题的探讨, 物探与化探, No. 3, P59—69, 1979。
- 〔18〕 史保连, 甚低频法及其在岩溶地区的应用, 物探与化探, Vol. 6, No. 4, 237—246页, 1982。
- 〔19〕 史保连主编, 甚低频电磁法, 地质出版社, 1986。
- 〔20〕 王士天、费美高, 光学信息增强处理遥感图像在解释新断裂网络等地学问题中的应用, 地质论评, Vol. 30, No. 6, 1984。
- 〔21〕 吴天成等, 山区找水的相对衰减时法探讨, 物探与化探, Vol. 11, No. 6,

- 1987。
- [22] 肖楠森等, 山区基岩裂隙水资源的开发利用与新构造断裂特性的关系, 水文地质与工程地质, No. 4, 1981。
  - [23] 谢明魁, 二次时差法探测地下水, 第二届勘探地球物理学术讨论会论文(摘要)集, 西安199—200页, 1986。
  - [24] 信永水, 含水构造上激发极化特征的研究, 物探与化探, Vol. No. 2, 151—155页, 1987。
  - [25] 袁庆华, 甚低频电磁法的地形改正, 成都地质学院学报, No. 2, 80—87页, 1984。
  - [26] 朱永盛, 综合物探方法在青岛地区地下水源勘查中的应用, 青岛海洋大学学报, Vol. 19, No. 2, 1989。
  - [27] Fraser, D. C., Contouring of VLF-EM data, Geophysics, Vol. 34, No. 6, pp958—967, 1969。
  - [28] Гершанович, И. М., Разведка месторождений подземных вод в Трещиноватых породах геофизическими методами, Москва, Недра, 1977。
  - [29] Гонярук, А. П., Методика и эффективность геофизических исследований при поисках трещинных вод, Разведка и Охрана Недр, No. 6, стр. 40—44, 1984。
  - [30] Мелькановицкий, И. И., Методика геофизических Исследований при поисках и разведке месторождений пресных подземных вод. М. Недра, 1982。
  - [31] Сикорский, В. А., Определение параметров среды  $\rho$  и  $\epsilon$  методом радиоква, Изв. Вш. учебн. завед. геология и разведка, No. 7, С. 97—104, 1975。
  - [32] 左野春一等, The application of VLF-EM method to Karst exploration in Guilin, China, 物理探矿, Vol. 37, No. 2, pp65—73, 1984。

