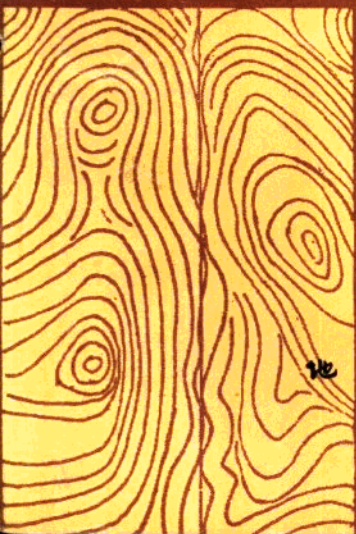




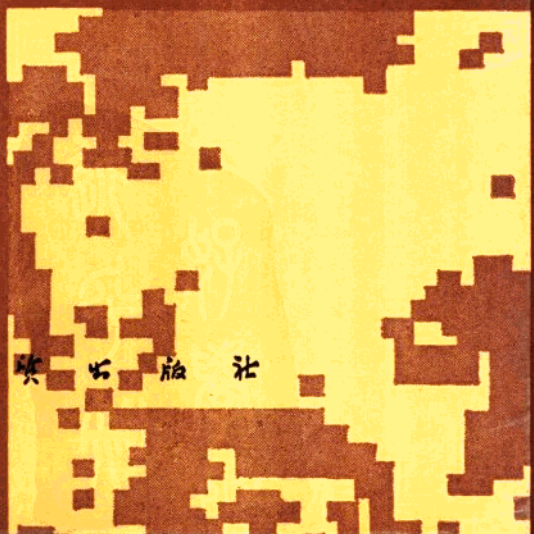
1 : 5 万遥感物探化探应用研究丛书

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



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。

1:5万遥感地质解译应用研究丛书
基岩裂隙水调查遥感物探方法

蔡彰 方方 编著

责任编辑:陈华中

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: $850 \times 1168^{1/32}$ 印张: 5.5625 字数: 144000
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。通常是根据任务来选择方法，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。许多队伍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 α 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 α 卡法、激电衰减时测深等方法的应用条件、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

第一章 调查基岩裂隙水的地质-地球物理基础	1
§ 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
第二章 调查基岩裂隙水的遥感、物探方法及合理 工作程序	26
§ 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
第三章 遥感、物探方法	34
§ 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
第四章 应用实例	100
§ 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
后记	169
参考文献	170

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、群馬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

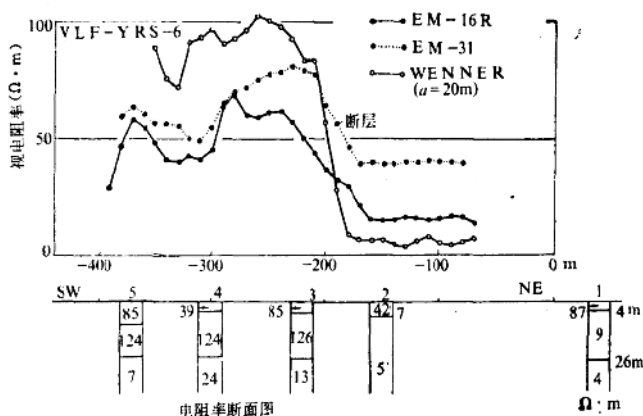


图 1.2.1 平井断层的电磁法及电阻率法结果
(电阻率单位 $\Omega \cdot m$)

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° 。以上的相位异常，反映了电阻率随深度的减少。

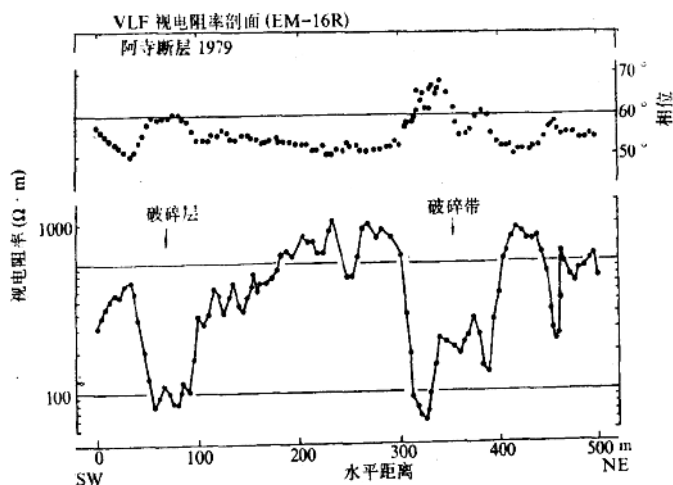


图 1.2.2 花岗岩破碎带上方的甚低频视电阻率和相位异常曲线

(二) 高氡气异常的特征

大量实践表明，自然状态下氡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。

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

的构造断裂时，则土壤中的氡气包括两个部分：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 α 衰变后放出大量氡气所造成的。这些氡气在浓度梯度、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氡气异常。

图 1.2.3 是辽宁省锦州市汤河子地区断裂带上方静电 α 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。 α 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。

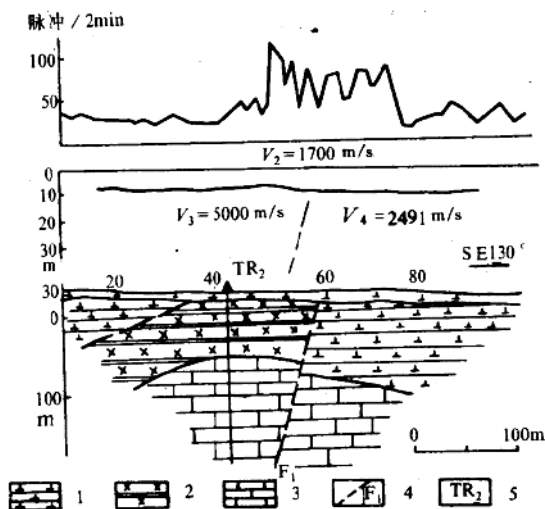


图 1.2.3 辽宁锦州市汤河子地区 III 线 α 卡法异常及地质剖面图

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 $V_s/V_p \approx 0.5-0.6$ 。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 接近于均质岩石的比值。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

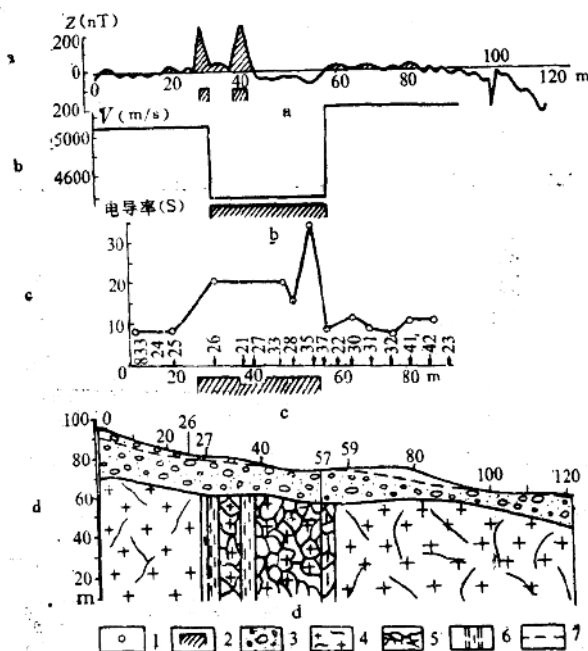


图 1.2.4 苏联波罗的海地盾含水断裂带上地球物理测量剖面曲线
a—Z 曲线；b—折射波界面速度曲线；c—深度为 50m 的含水岩石的纵向电导率 S 曲线（根据电测深）；d—地质-地球物理剖面；1—偶极剖面导电轴的水平投影（图中未画出）；2—不同物探方法查明的异常带；3—第四系疏松层；4—结晶基岩；5—断裂带；6—硫化物矿化（推测磁黄铁矿）；7—地下水位（根据钻孔和电测深）

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 引入了乌克兰地质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_0 弱异常的例子。钻探结果（133 号井）得知在 220—245m 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

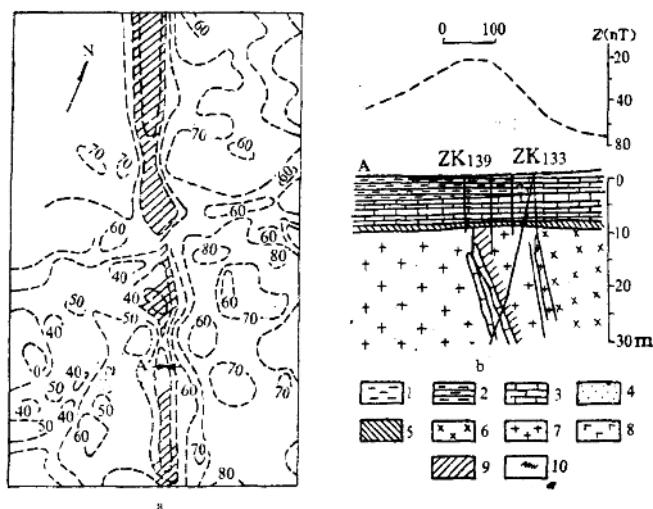


图 1.2.5 断裂破碎带上磁异常特征

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；氧量高；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氧量增高的异常出现。

在电阻率存在差异的岩层接触带上，其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。