

基于高密度电阻率成像法的基岩裂隙网络 原位识别试验研究

王刚^{1,2)}, 周启友¹⁾, 吴世艳^{1,3)}, 凌成鹏¹⁾, 杨新星¹⁾, 雷明¹⁾

1) 南京大学地球科学与工程学院, 南京, 210093;

2) 山东农业大学水利土木工程学院, 山东泰安, 271000; 3) 西安市国土资源局, 西安, 710007

内容提要: 对于以低渗透性基岩为处置围岩的核废物地质处置库来说, 基岩中的裂隙网络是地下水进入处置库和放射性核素从处置库向外界环境迁移的主要通道。因此, 研究基岩内裂隙网络的空间分布特征, 对核废物的地质处置是否安全具有十分重要的意义。本文以花岗岩为例通过野外试验, 分析研究了利用高密度电阻率成像法(ERT), 对处于不同状态条件下的基岩中裂隙网络进行三维原位识别的效果及能力。结果表明在以高阻值为主要电特性的基岩中, 利用 ERT 对基岩中三维裂隙网络进行原位识别是可行的, 并且裂隙的电阻率特征能较好的反映出裂隙的空间分布位置和形态, 但对裂隙网络识别的效果与测线方向有关。

关键词: 高密度电阻率成像法; 基岩; 裂隙网络; 裂隙识别; 高放废物

在核废物的地质处置中, 核废物处置库一般都建在或拟建在低渗透性的基岩中, 如花岗岩、泥质岩、凝灰岩、岩盐等(郭永海等, 2001; 金远新等, 2001; 王驹等, 2004), 低渗透性岩体构成了核废物处置库的天然屏障。在地质演化过程中, 由于受构造运动等地质作用的影响, 在基岩内形成了许多规模不等的裂隙, 不同规模的裂隙在基岩内相互交织, 形成了复杂的三维裂隙网络(周志芳等, 2007)。基岩内的裂隙网络不仅构成了地下水的储存空间和运动场所, 同时也是放射性核素向外界环境迁移的最主要的通道, 在一定程度上决定着核废物处置库系统的安全性能。因此, 识别出裂隙网络在基岩内的空间分布特征、地下水及核素运移潜在路径, 对核废物地质处置库场址的选择、安全性评价等具有重要的意义和实用价值。

在对基岩中裂隙网络特征的研究方面, 前人已经开展了广泛的深入研究。在水文地质、工程地质领域中, 主要通过地表测量、钻井岩芯取样和基于钻孔的水力和示踪试验等方法(Segall, 1983; Pickens et al., 1987; Neuman et al., 1988; Odling, 1997; Novakowski et al., 1997; Nativ et al., 1999; Berkowitz, 2002; Maréchal et al., 2004; Hao et al., 2008), 来直接或间接的获取岩体中裂隙网络的特

征。在油气界, 主要依靠地球物理测井、地震勘探、电磁勘探等方法(Carpenter et al., 1994; Klein, 1997; Busby, 2000; Chanh et al., 2007; Kim et al., 2007; Tokhmechi et al., 2009)。电测井响应的数值模拟和实际应用均表明, 在以高阻值为背景特征的基岩中, 裂隙网络位置区的电阻率会明显偏低, 当裂隙被水饱和时, 一些看似封闭的裂隙, 往往也会呈现出明显的低阻特征(Brace et al., 1968; Stesky, 1986; Slater et al., 1997; LaBrecque et al., 2004; 牛一雄等, 2004; Tabbagh et al., 2007; Tokhmechi et al., 2007; 沈金松等, 2009)。这为应 ERT 对基岩中的裂隙网络进行识别奠定了基础。相关的研究资料表明, 目前应用 ERT 对基岩中的三维裂隙网络特征进行研究的成果相对较少, 多限于二维或准三维测量数据的分析(Chambers et al., 1999, 2001; Bernstone et al., 2000; Dahlin et al., 2002; Rucker et al., 2009)。

本文以花岗岩为例, 通过在基岩表面布置电极网络, 分别在自然和人工干预两种不同条件下对电极网络覆盖区的基岩区, 进行了三维 ERT 数据的测量与采集, 从地球物理成像的角度探讨了利用 ERT 对基岩中裂隙网络进行三维识别的效果及能力, 并分析了不同测线方向上的测量数据对裂隙网络的响

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40771038)和国防科工委核废料地质处置项目(编号 科工计[2007]825 号)的成果。

收稿日期: 2010-10-28; 改回日期: 2011-04-08; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 王刚, 男, 1979 年生。博士研究生, 主要从事水文地球物理、水文地质方面的研究。Email: wgandxx@sina.com。

应特征。

1 试验区概况

试验场地位于我国高放废物地质处置库甘肃北山预选区,重点勘查段的向阳山—新场地段内。从区域大地构造上来看,位于塔里木板块的东端,二级大地构造单元塔里木地台和北山古生代褶皱带的衔接部位(甘肃省地质矿产局,1989)。区内出露的地层主要为华力西期侵入的花岗岩,还有零星的长城系敦煌岩群、长城系咸水井群变质岩以及第四系松散堆积层,地层及构造分布图如图1所示。

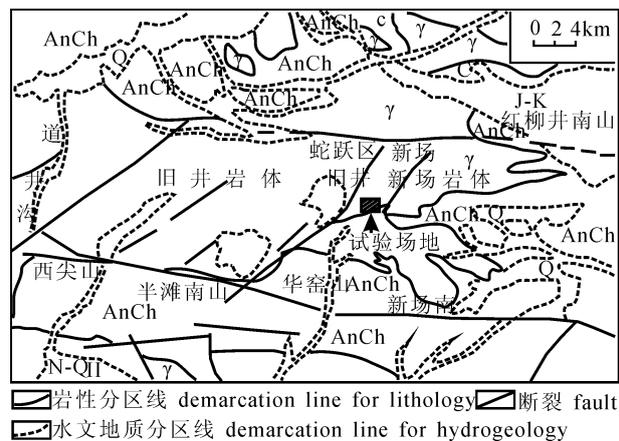


图1 试验场地区域地层及构造分布图
(据郭永海等,2001)

Fig. 1 The distribution of regional strata and structure in the experiment site (After Guo Yonghai et al., 2001)

N—Q—新近系—第四系;J—K—侏罗系和白垩系;C—石炭系;
γ—花岗岩;AnCh—前长城纪变质岩

N—Q—Neogene—Quaternary; J—K—Jurassic—Cretaceous; C—Carboniferous; γ—granite; AnCh—Pre-Changchengian (pre-Mesoproterozoic) metamorphic rocks

受构造活动的影响,场区内形成了如图1所示的,南、北以区域性近东西向断裂为主,而中部以岩浆热动力变形和北东向断裂为主导的构造分布格局。场区内区域性裂隙构造较发育,主要以张性节理、剪节理为主。既有单一的原生构造节理又有各类节理的复合和新生。发育于该区内的裂隙主要有七组,其中最为发育的有东西向(EW)、北西向(NW)、北东向(NE)和北北东(NNE)向四组,且野外露头发育良好。

2 试验方法与内容

2.1 裂隙网络基本地质特征

试验区位于一大型似斑状二长花岗岩岩体上,

如图2所示。从表面来看,岩体内有两条近南北和东西走向的相互交错的陡倾角裂隙。为了便于叙述,分别用1#、2#裂隙来表示,它们构成了所要识别的裂隙网络。除此两裂隙外,未发现其它裂隙出露,岩体相对较为完整。

在表面测得1#裂隙的平均张开度在16mm左右,并且底部比上部相对较大,2#裂隙8mm左右。从表面来看,1#裂隙已被风化物充填,而2#裂隙仅在局部可见明显的风化物充填。

2.2 试验方法

为了能够有效的采集到ERT三维成像数据。以两裂隙交汇处为中心,在垂直与平行于1#裂隙的走向上(分别为X轴和Y轴),以0.5m的单位电极距各布置8个电极,形成一个如图2所示的8×8的电极网络,覆盖范围为3.5m×3.5m。

电极网络中的每个电极,依次与一首尾相接的多芯电缆上的电极自动转换开关一一相接。根据需要,可以在电极网络内,实现不同测线方向上的ERT三维数据的测量与采集。

2.3 测量与采集

ERT三维数据的测量与采集装置,采用如图3所示的Pole—Pole装置。其中B、N为无穷远极,分别布设在试验场地的左右两侧位于 $X = -100\text{m}$ 、 $Y = 1.8\text{m}$ 和 $X = 103.5\text{m}$ 、 $Y = 1.8\text{m}$ 处。A、M为电极网络中(如图2所示)测量组合文件指定的测量电极对,其中A为电流供电电极、M为电位测量电极。

测量与采集时,首先把电极网络中的1#电极(如图2所示)作为A电极,2#电极作为M并测量由A形成的电场引起的电位(差)。测量完成后,再把3#电极作为M并做类似测量。这样沿着电极编号依次进行测量,所有电极测完后,然后再轮换供电电极A并做类似测量。根据互换原理,对后续电流电极A供电时,无需观测电极序号小于A的电位电极M处的电位(差)。该测量模式下,对于本试验中的8×8的电极测量网络,每测量一次可以采集2016个原始数据,实现对成像区域内ERT数据一次测量与采集,其相应的电极组合模式如图4所示。

2.4 试验过程

为了探讨ERT对基岩中处于不同状态条件下的裂隙网络,进行三维原位识别的效果及能力,以及不同测线方向上的测量数据对裂隙网络的识别响应特征。整个试验过程分为,自然和人工干预条件下的两个试验阶段。

人工干预条件下的试验,是在自然条件下的试

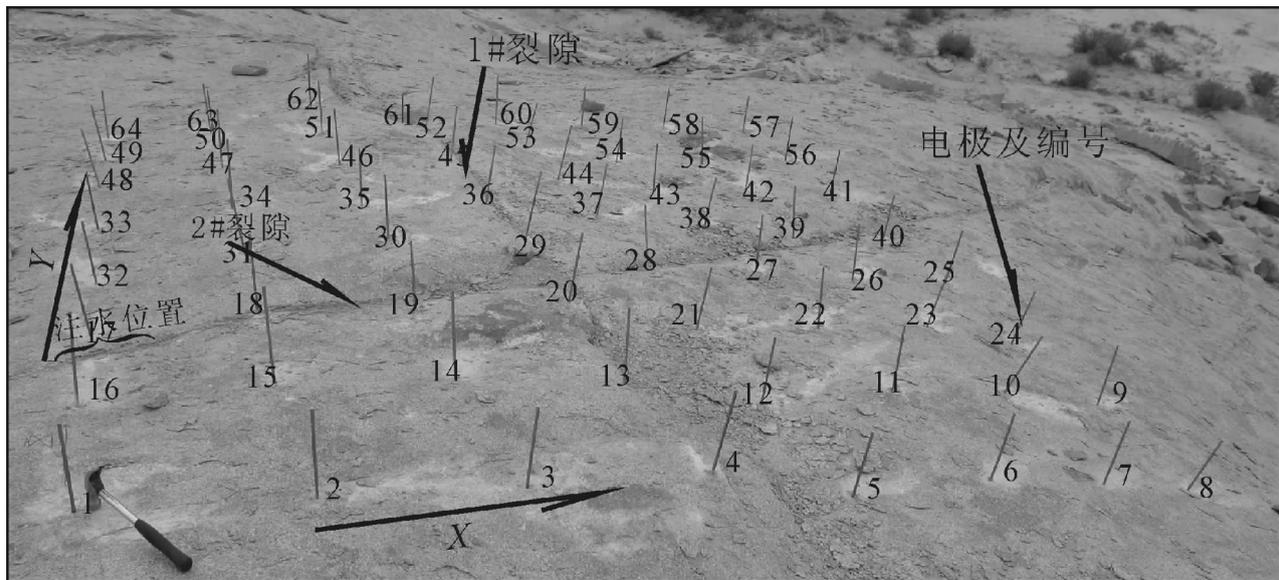


图 2 试验场地及电极网络布置图

Fig. 2 The field site and the deployed electrodes network

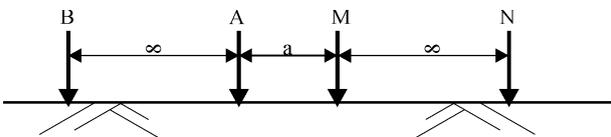


图 3 数据测量中使用的二极测量装置

Fig. 3 Pole—Pole array used during data measurements

验基础上,通过向裂隙内加注 NaCl 水溶液(电导率为 1.5mS/cm),使裂隙充水饱和来实现的。加注点位于 2#裂隙的左上端处,如图 2 所示。在加注过程中,并同步进行 ERT 三维成像数据的测量与采集。

3 数据的分析与处理

3.1 可靠性分析

测量数据的正确性和可靠性,是保证 ERT 成像结果正确性的前提。在 ERT 数据测量中,所测量的数据是一系列的电流 I (mA)、电位(差) ΔV (mV)。测量过程中不可避免地会受到外界因素的干扰,因此所采集数据必定会存在一定程度的误差。

为了定量分析测量数据的可靠性,本试验中通过分析前后两次不同供电参数下,同一测量电极组合获得的电阻的相对误差 R_e 的分布来判断,其中 R_e 按下式计算:

$$R_e = 2 \cdot \frac{R_1 - R_2}{R_1 + R_2} \cdot 100\% \quad (1)$$

其中, R_1 和 R_2 和分别为供电电流强度为 100mA 和

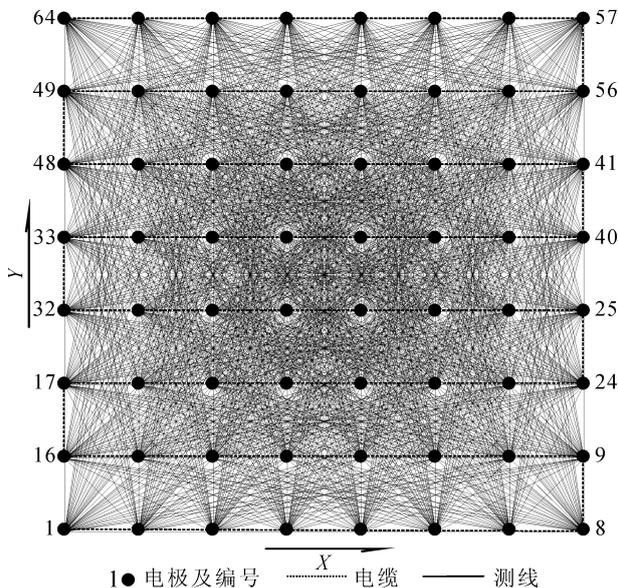


图 4 三维 ERT 数据测量中所使用的测量电极组合模式

Fig. 4 The pattern of electrodes combination for 3D ERT data acquisition

200mA 时,同一测量电极组合所获得的电阻 R (Ω)。

图 5 给出了自然条件下所获得的 2016 个 R (Ω) 的相对误差分布。可以看出,同一电极组合在不同的供电参数下获得的 R (Ω) 并不完全相等。相对误差超过 $\pm 10\%$ 的数据点有 11 个,约占总数据点数的 0.5%。在 $\pm 5\%$ 以内的有 1833 个(图 5 中虚线范围内),约占总数据点的 91%。可以认定所测

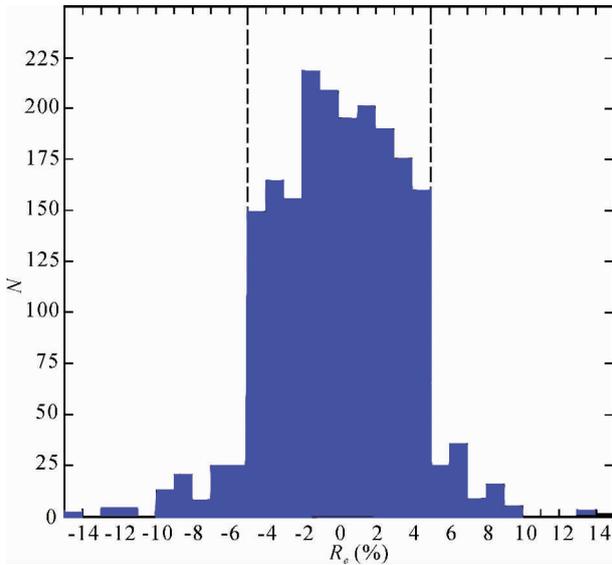


图5 自然条件下所获得的电阻值的相对误差分布
Fig. 5 The distribution of relative errors of resistance obtained in the natural condition

得的数据是可靠的,可以用来进行后续计算。对于相对误差 $\pm 10\%$ 以上较大的测点,作为噪音进行剔除。

3.2 视电阻率与电阻率的反演计算

3.2.1 视电阻率

视电阻率作为一个反映介质电特性变化特征的综合地电参数,其空间分布特征在一定程度上能够反应出介质物性的空间分布特征。根据观测的数据以及电极几何坐标、测量装置类型等信息,可以按照下列公式进行计算:

$$\rho_s = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

其中, I (mA)、 ΔV (mV) 为观测的电流、电位(差); ρ_s 为视电阻率 (Ωm); K 为无量纲的测量装置系数,仅与电极的空间位置排列有关。对于本试验中的 Pole—Pole 地面电极系, K 由下式给定:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}}} \quad (3)$$

式中, r_{AM} , r_{AN} , r_{BM} , r_{BN} 分别为测量装置中电极对 AM、AN、BM 和 BN 之间的距离 (如图 3 所示)。根据测量中使用的电极组合方式,可以得到不同电极组合对应的介质的视电阻率值,然后经过空间区域化便可得到介质的视电阻率图像。

视电阻率反映出的是测量电极组合影响范围内介质的综合电阻率特征,受介质非均质性的影响,与

介质的真实电阻率之间有一定的差异,要获得介质的电阻率,还需要进一步的反演计算。

3.2.2 电阻率的反演计算

3.2.2.1 反演方法

电阻率的反演计算是一个非线性目标函数的求解过程,包括模型的正演计算和反演修正两个过程。目前,有许多反演修正方法,其中 Zhou 等 (1999) 所提出的补修算法 (Patching Method),能够较好地适用于 Pole—Pole 装置数据的测定特点 (周启友, 2003),并得到了多方面的验证和应用 (Zhou et al., 2001, 2002; 刘汉乐等, 2008)。本实验中的三维电阻率的反演计算,也采用该算法。

在补修反演计算中,对于 Pole—Pole 数据的测定,将全部具有相同电流电极和输入电流的测定的总和定义为一个测定事件。假设测定事件 i 有 m_i 个测定,则在计算值和实测值之间就有 m_i 个电位差值,那么,对于剖分单元 j ,由测定事件 i 的第 k 个测定所贡献的修正量 $\Delta \rho_{kj}^i$ 可表示为:

$$\Delta \rho_{kj}^i = S_{kj}^i \Delta d_k^i \quad (k = 1, 2, \dots, m_i; j = 1, 2, \dots, s) \quad (4)$$

式中, Δd_k^i 为第 i 个测定事件的第 k 个测定处的电位差; S_{kj}^i 为单元 j 在测定事件 i 的第 k 测定处的感度的逆; s 为剖分单元总数。单元 j 的总的修正量 $\Delta \rho_j^i$ 应该是各个测定所贡献的修正量的叠加,即:

$$\Delta \rho_j^i = \sum_{k=1}^{m_i} \Delta \rho_{kj}^i = \sum_{k=1}^{m_i} S_{kj}^i \Delta d_k^i \quad (j = 1, 2, \dots, s) \quad (5)$$

从而可以获得测定事件 i 所贡献的对电阻率模型的修正序列 $\Delta \rho^i$ 。该修正序列叠加到原来电阻率模型上,实现对模型的修正。如此,利用每个测定事件所获信息,就可以对电阻率模型进行逐一的修正。每一个测定事件都修正完后,就实现了一次反演迭代。然后,重复上述过程,直到总的计算值和实测值之间的误差达到一个可接受的水平为止,最终实现电阻率模型的反演修正计算。

3.2.2.2 计算网格的剖分

计算空间的网格剖分方案,采用如图 6 所示的六面体单元剖分。电极网络覆盖的成像区域剖分成 $21 \times 21 \times 12$ 个六面体单元,为了降低边界条件对计算结果的影响,在成像区域外以变步长的网格间距沿 $\pm X$ 、 $\pm Y$ 以及 Z 方向,分别外延 10、10、10、10、9 个边界单元网格,从而把计算区域总计剖分成由 $42 \times 42 \times 22$ 个节点构成的 35301 个六面体单元。整

个计算区域的空间尺度为 $140.0\text{m} \times 140.0\text{m} \times 51.5\text{m}$, 成像区域空间尺度为 $3.5\text{m} \times 3.5\text{m} \times 2.38\text{m}$ 。

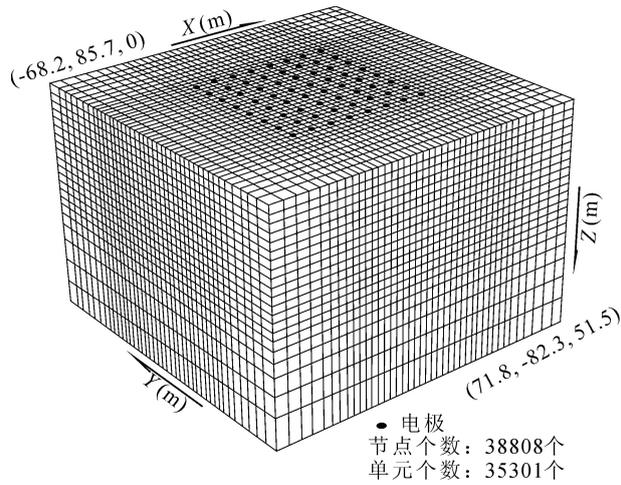


图 6 计算中所采用的六面体有限元网格剖分
Fig. 6 The discretization of hexahedron finite element mesh in calculation

4 基于电阻率图像的结果分析和讨论

在 ERT 三维数据的测量与采集中,进行了如图 4 所示的所有测线方向上数据的测量与采集。为了对比分析不同测线方向上测量数据,对基岩中裂隙网络的识别响应特征。从中分别提取了测线方向为 X、Y 及 $\pm XY$ 方向上的所有测量数据,其相应的测量电极组合模式如图 7 所示。对提取的不同测线方向上的测量数据,利用上述方法分别进行计算、反演成图建立相应的(视)电阻率模型。

4.1 自然条件下的结果分析和讨论

图 8、图 9 分别给出了自然条件下,由不同测线方向上的测量数据,所获得的(视)电阻率图像的空间分布。从图中可以出:

(1)不同测线方向上的测量数据所获取的(视)电阻率图像,其空间分布结构虽不完全相同,但总体分布具有空间一致性。

(2)从 layer 1 来看,不同测线方向上的(视)电阻率图像,在 1#裂隙位置区(图中实线所示),均有一明显的电阻率低阻异常区,并且低阻异常区的中心位置与 1#裂隙地表实测位置基本吻合。这说明 1#裂隙在(视)电阻率图像中,是以低阻异常而体现的。但不同测线方向上的裂隙低阻异常区的特征是不同的。所有测线方向上,低阻异常区几乎占据了整个 1#裂隙位置;X 和 Y 测线方向上,出现在中下部位置区; $\pm XY$ 测线方向上,出现在上、下部位置区。说明不同测线方向上的测量数据,对基岩中 1#裂隙的识别响应特征和识别能力是不同的,并且多方向的测量所获取的裂隙特征要比单一方向上的测量更直观。

(3)对于 2#裂隙(图中长虚线所示),在图像中,并不是以明显的电阻率低阻异常直观表现的,而是以裂隙区与两侧基岩处的(视)电阻率的明显差异而体现的。例如,在 X 测线方向上,2#裂隙的左下侧位置处上下两侧电阻率存在明显的差异,而 Y 测线方向上更加明显。说明基岩中的裂隙对基岩电阻率空间分布的影响不仅可以体现在其本身的电阻率阻值异常上,同时也可能体现在其对裂隙两侧岩石电阻率差异的影响上。而这一异常和差异的存在

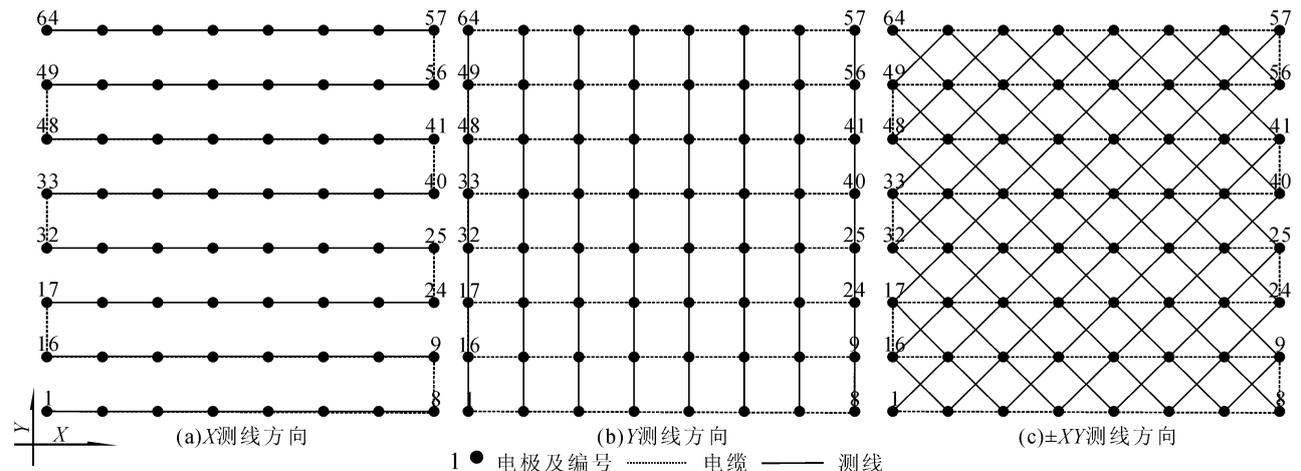


图 7 不同测线方向上测量电极组合模式

Fig. 7 The pattern of electrodes combination in different measurement-line directions

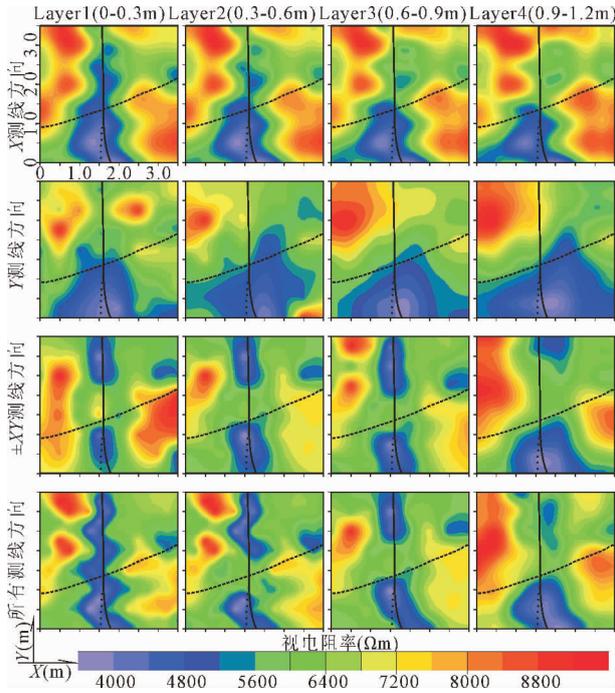


图8 自然条件下的视电阻率空间分布图
 Fig. 8 The distribution of apparent resistivity image under the natural condition

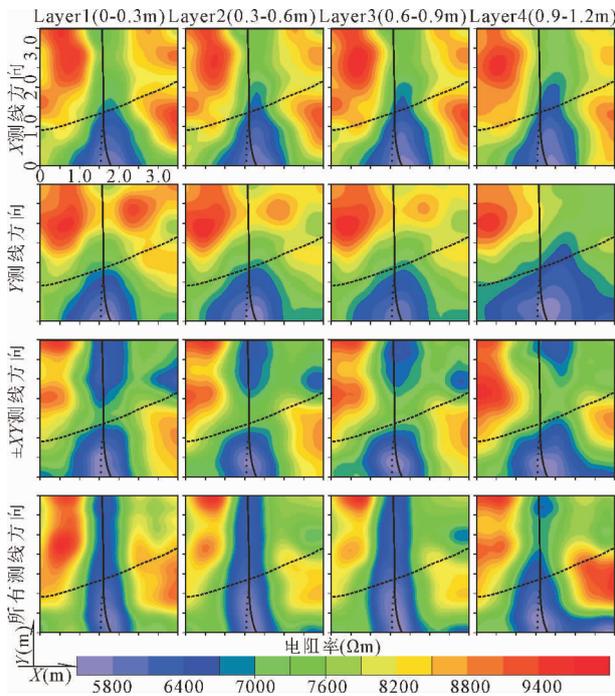


图9 自然条件下电阻率空间分布图
 Fig. 9 The distribution of resistivity image under the natural condition

可以发现,在测量参数和原始测量数据点数相同的条件下,两测线方向上的图像所反映出的裂隙网络特征以及对裂隙网络的识别程度也不尽相同。从总体上来说,对于1#裂隙,X测线方向所反映出的裂隙特征要优于Y测线方向。例如,X测线方向1#裂隙低阻异常区,无论是形状还是范围,都要比Y测线方向上裂隙特征与实际情况更为吻合。对于2#裂隙,尽管两个测线方向上裂隙特征都不是十分的明显,但从图像的整体空间分布结构特征上看,Y测线方向上的2#裂隙特征要优于X测线方向。这意味着,当利用ERT对基岩中裂隙进行三维识别时,测线方向垂直或近似垂直于裂隙走向时所获取的电阻率图像对裂隙的识别效果,要优于平行或近似平行裂隙走向时的识别效果。

(5)对比视电阻率与电阻率图像,可以发现反演后的电阻率图像所反映出的基岩的空间分布结构以及裂隙网络的特征更加合理、清晰,更加确切地识别出了裂隙网络特征。例如,① X测线方向,反演后的电阻率图像中1#裂隙的裂隙低阻异常区域在空间分布上更加连续,形状上从底部到上部区域逐渐变窄,反映出了1#裂隙下部左侧次生裂隙(图中

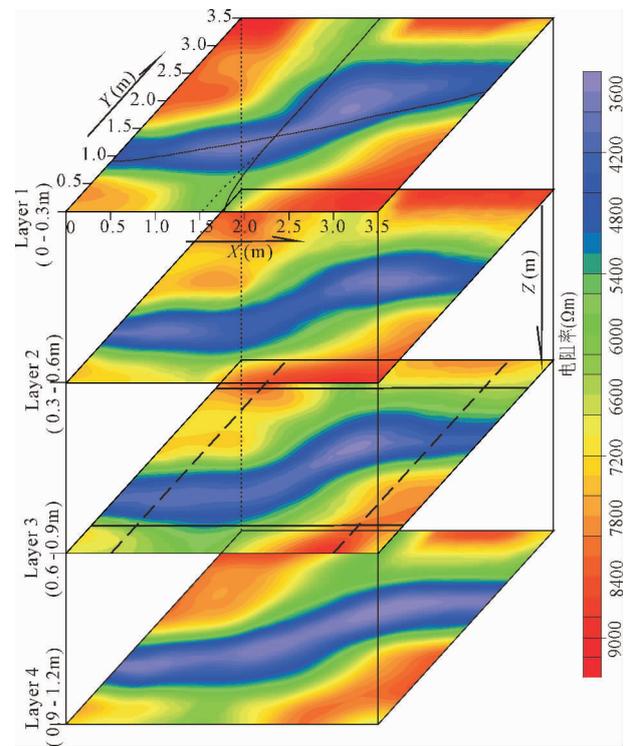


图10 加注NaCl水溶液约45h获取的电阻率三维空间分布图
 Fig. 10 The 3D distribution of resistivity image obtained after filling NaCl solution for 45 hours or so

正是ERT能够对基岩裂隙网络识别的重要基础。
 (4)对比X、Y测线方向上的(视)电阻率图像,

短虚线所示)对基岩电阻率的影响特征与实际情况相吻合。 Y 测线方向上,反演后的 1#裂隙区的范围与形状和 X 测线方向上基本一致。但上部裂隙区电阻率明显差异形式更加清晰,而这一特征在视电阻率图中并不显著。对于 2#裂隙,反演后的电阻率图像中裂隙处电阻率与两侧的岩石电阻率对比更加明显,更加清晰的识别出了该裂隙特征,尤其是 Y 测线方向最为明显。② $\pm XY$ 测线方向,尽管反演后的电阻率图像中 1#裂隙的裂隙低阻区范围有所放大,但裂隙低阻区在空间的分布上更加连续。对于 2#裂隙,反演后裂隙处与裂隙两侧岩体电阻率的对比更加明显,特别是在表层位于左边一侧,在视电阻率图上为一高阻区域,而反演后裂隙两侧岩石电阻率的差异就变得十分明显。③ 对于所有测线方向,反演后 1#裂隙通过一条连续的低阻异常条带而得以明确的识别,且表层低阻异常条带中心与裂隙的地表实测位置空间对应关系基本一致。形状上低阻条带区域从底部到上部逐渐较窄,这与地表测量的该裂隙的张开度变化特征是一致的。但对于 2#裂隙,相对于 Y 和 $\pm XY$ 方向上的电阻率图像所反映出的裂隙特征,各个测线方向上所测数据的综合利用似乎并没有显著增强对 2#裂隙的识别效果。这说明在应用 ERT 对基岩中裂隙网络的三维识别试验中,多方向上的数据的测量与综合利用并不一定能够保证增强对裂隙网络中每一条裂隙识别能力。应根据裂隙网络的发育特征,有针对性的选择测量方案。

4.2 人工干预条件下的结果分析与讨论

通过自然条件下的结果分析可知,在电阻率图像中,1#裂隙以低阻异常的形式而得以明确的识别,并且裂隙低阻异常区的位置和形态很好的反映出了该裂隙的特征。对于 2#裂隙,由于其张开度相对较小等本身特征决定,以裂隙区与两侧岩石电阻率特征差异性的形式而体现。

为了进一步探讨当裂隙中有水存在时,即裂隙为导水裂隙,ERT 对基岩裂隙网络识别的可行性及识别效果,以及提高识别效果的潜在方法。为此,选择 2#裂隙通过向裂隙内加注 NaCl 水溶液使其充水饱和,并在加注的同时进行 ERT 三维成像数据的同步测量与采集,所使用的测量方案与参数和自然条件下的完全相同。

4.2.1 对 2#裂隙的识别结果影响分析

为了能够清晰的反映 NaCl 水溶液的加注所引起的电阻率在三维空间中的变化特征,图 10 给出了

累计加注约 45h 时,由所有测线方向上测量数据所获取的电阻率三维空间分布。

从该图中可以清楚的看出,不同深度层中有一个空间上连续的电阻率低阻异常区域,从表层空间位置分布上来看,电阻率低阻异常区所在范围基本上是以 2#裂隙为中心向四周展开。这说明 NaCl 水溶液在裂隙内所运移的路径上形成了明显的电阻率低阻区,并且该裂隙是导水裂隙。裂隙区的电阻率特征由加注前的电阻率特征的差异性转变为一明显的电阻率低阻异常特征,增强了对 2#裂隙的识别效果。这一特征的转变,为应用 ERT 对基岩中的导水裂隙进行识别创造了条件,意味着利用 ERT 对基岩中导水裂隙进行识别时可行的,并且在不改变测量参数条件下裂隙中高导低阻性水溶液的存在增强了 ERT 对裂隙的识别效果。

为了直观的反映这一变化特征,图 11 给出了 Layer 3 中位于 $X=0.5\text{m}$ 和 $X=3.0\text{m}$ 位置处(如图 10 layer 3 中虚线所示)加注 NaCl 水溶液前、后电阻率变化对比关系曲线图。

可以看出, $X=0.5\text{m}$ 处的电阻率曲线在加注前,并没有出现明显的电阻率异常转折区,而加注后在 $Y=1.0\text{m}$ 的处出现了一个转折区,并形成明显的“V”形区。电阻率值从起初的 $6630\Omega\text{m}$ 左右,迅速地降低至 $3450\Omega\text{m}$ 左右,然后再迅速地上升至 $7400\Omega\text{m}$ 左右。从空间位置分布上看,“V”形区域的底部位置($0.5\text{m}, 1.0\text{m}$)处与 2#裂隙的实测地表

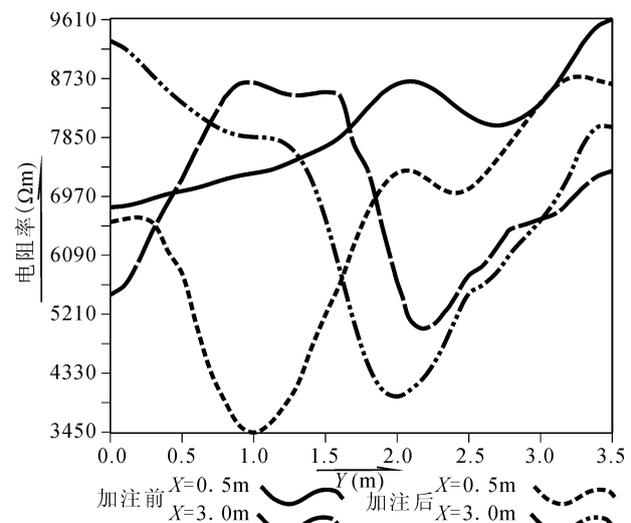


图 11 NaCl 水溶液加注前后 2#裂隙区电阻率曲线变化对比图

Fig. 11 Comparison of resistivity curve before and after filling NaCl solution for 2# fracture

位置非常吻合,从而表明 ERT 所获得的电阻率图像确切地识别出了该处的裂隙位置。

对于 $X = 3.0\text{m}$ 处的电阻率曲线,加注前约在 $Y = 2.1\text{m}$ 处有一个较为明显的“V”形电阻率转折区,其底部位置(3.0m, 2.1m)与 2#裂隙的在该处实测位置(3.0m, 1.9m)基本吻合,即 ERT 已经识别出了该处的裂隙。加注后,电阻率曲线总体有所降低,尤其是位于“V”形区域部位降低最为明显,其电阻率值降低至 $3900\Omega\text{m}$ 左右,形成一个更为明显的“V”形区域。电阻率的这一明显变化,更加清晰地反映出了该位置处的裂隙。

4.2.2 裂隙的识别过程

从图 10 中可以清晰地看出,水溶液的运移引起的裂隙低阻区的电阻率值约在 $5400\Omega\text{m}$ 以下,不同时刻裂隙低阻区的分布特征反映了 NaCl 水溶液在裂隙内的运移特征以及对裂隙的识别过程。图 12 给出了由 ERT 所获取不同时刻的裂隙低阻区的空间分布。

从图中可以看出,随着时间的推移裂隙低阻区在三维空间中缓慢扩展。这一演变过程清晰地反映出了 ERT 对裂隙的识别过程,这使应用 ERT 探测基岩内裂隙的形成过程成为可能。

同时还可以看出,水溶液在裂隙内的某些运移特征。例如,2h 10min 时在 layer 1 中沿 X 方向运移了约 0.8m,平均运移速率约为 0.36m/h。在 Z 方向

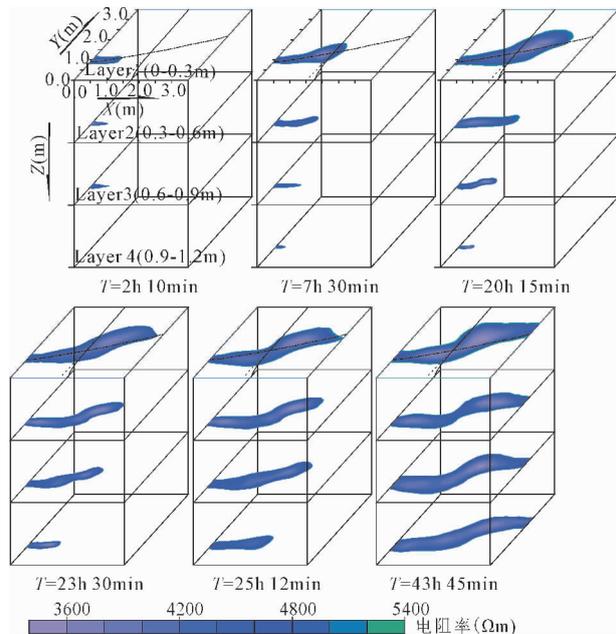


图 12 ERT 所反映出的 2#裂隙的识别过程
Fig. 12 The recognizing process for 2# fracture reflected by ERT

上运移到了 layer 3,平均速率约为 0.4 m/h。20h 15min 时,已到达了约 2.8m 的位置处,平均速率约为 0.14 m/h。43h 45min 时,电阻率低阻区域已占据了 1.2m 深度内的整个裂隙区,并在裂隙交汇处形成了较大的区域。

4.2.3 对 1#裂隙的识别结果影响分析

从图 9 和图 10 两种不同状态下的电阻率图像可以看出,高导低阻的 NaCl 水溶液(约 $7\Omega\text{m}$)的注入,使得 2#裂隙区与基岩的电阻率差异,远远大于 1#裂隙区与基岩的电阻率差异,成为电流传导的优势区域。1#裂隙的电阻率特征从加注前的明显的电阻率低阻异常特征转变为一阻值约在 $6000\Omega\text{m}$ 的相对低阻区,使得 1#裂隙的电阻率特征变的并不是十分显著,表面上来看似乎降低了对 1#裂隙的原有识别效果。

为了分析这一变化特征,图 13 给出了位于 Layer 3 中 $Y = 0.5\text{m}$ 和 $Y = 3.0\text{m}$ (图 10 layer 3 中实线所示)的电阻率曲线变化对比图。从该图中可以看出,加注前后,同一位置上的电阻率曲线的变化趋势和形态基本一致,但加注后的电阻率值普遍比加注前的电阻率值偏低,这可能是由于反演计算中忽略了温度对基岩电阻率的影响造成的。

无论是在加注前还是加注后,都存在一个明显的“V”形裂隙区。从空间位置分布来看,“V”形裂隙区所反映出的裂隙位置,二者尽管不完全吻合但总体上还是基本一致。并且,加注后的电阻率曲线

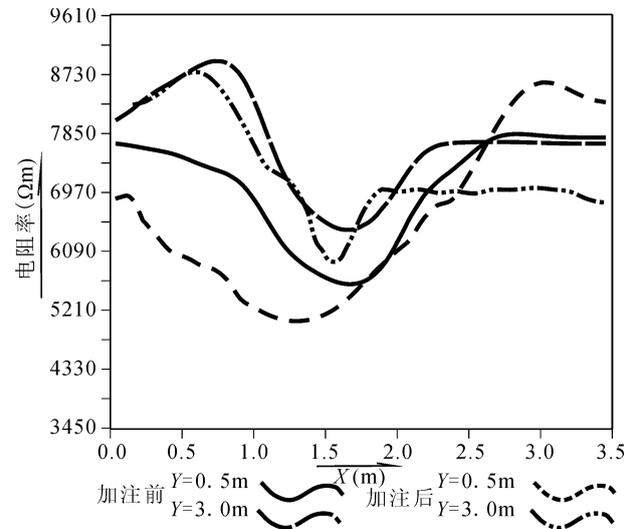


图 13 NaCl 水溶液加注前后 1#裂隙区的电阻率曲线变化对比图
Fig. 13 Comparison of resistivity curve before and after filling NaCl solution for 1# fracture

中的“V”形裂隙区域所反映的裂隙特征更为明显。例如, $Y = 3.0\text{m}$ 的电阻率曲线,在 $X = 1.5\text{m}$ 位置处形成了一个更为明显的“V”形裂隙低阻转折区,对应的电阻率值从 $7400\Omega\text{m}$ 左右迅速降低至 $6000\Omega\text{m}$ 左右,然后迅速上升至 $6900\Omega\text{m}$ 左右。并且裂隙低阻转折区的范围比加注前有所变窄,更加确切的识别了该处的裂隙位置。这说明,在利用 ERT 对基岩中裂隙网络进行识别中,2#裂隙中高导低阻的 NaCl 水溶液的存在,不仅仅提高了对本身裂隙的识别效果,同时也增强了对 1#裂隙的识别效果。

5 结语

本文根据我国高放废物地质处置所处的阶段、主要任务以及已有的基础条件,通过野外的现场试验重点探讨了应用新兴的地球物理成像技术——高密度电阻率成像法(ERT),对基岩中裂隙网络进行三维原位识别的可行性、识别效果及能力。

试验结果表明,在以高阻值为主要电特性的基岩中,应用 ERT 对岩体中的裂隙网络进行三维原位识别是可行的,并且 ERT 具有多方向成像的功能。但对裂隙网络的识别效果受测线方向的影响,从不同测线方向获取的结果来看,当测线的方向垂直或近似垂直裂隙走向时对裂隙的识别效果,要优于平行或近似平行裂隙走向时的识别效果,多方向上的测定要优于单一方向上的测定。

受张开度大小等裂隙本身特征的影响,在所获得的(视)电阻率图像中,裂隙的电阻率特征是以明显低阻异常或以裂隙区与其两侧基岩电阻率的明显差异性而体现的,并且裂隙的电阻率特征能较好的反映出裂隙的空间分布位置和形态。在同一测量参数条件下,当裂隙内存在高导低阻性的水溶液时,能够大大提高 ERT 对裂隙网络的识别效果和识别能力。这在基岩中对导水裂隙的识别以及对地下水流动路径界定等方面都具有广阔的应用价值和潜力。

参 考 文 献 / References

甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京:地质出版社.
 郭永海,王驹,金远新. 2001. 世界高放废物地质处置库选址研究概况及国内进展. 地学前缘, 8(2): 327~332.
 金远新,王文广,陈璋如. 2001. 中国高放废物处置库围岩岩石类型的选择. 北京:中国核工业音像出版社.
 刘汉乐,周启友,吴华桥. 2008. 轻非水相液体污染过程的高密度电阻率成像法室内监测. 地球物理学报, 51(4): 1246~1254.
 牛一熊,潘和平,王文先,朱留方,许东辉. 2004. 中国大陆科学钻探主孔(0~2000m)地球物理测井. 岩石学报, 20(1): 165~

178.
 沈金松,苏本玉,郭乃川. 2009. 裂缝性储层的电各向异性响应特征研究. 地球物理学报, 52(11): 2903~2912.
 王驹,范显华,徐国庆,郑华玲. 2004. 中国高放废物地质处置十年进展. 北京:原子能出版社.
 周启友. 2003. 从高密度电阻率成像法到三维空间上的包气带水文学. 水文地质工程地质, 30(6): 97~104.
 周志芳. 2007. 裂隙介质水动力学. 北京:高等教育出版社.
 Berkowitz B. 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25(8): 861~884.
 Bernstone C, Dahlin T, Ohlsson T, Hogland W. 2000. DC-resistivity mapping of internal landfill structures: two pre-excavation surveys. *Environmental Geology*, 39: 360~371.
 Brace W F, Orange A S. 1968. Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding. *Journal of Geophysical Research*, 73(4): 1433~1445.
 Busby J P. 2000. The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geophysical Prospecting*, 48(3): 677~695.
 Carpenter P J, Keeley M C, Kaufmann R S. 1994. Azimuthal resistivity survey over a fractured landfill cover. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 31(1): 123~131.
 Chambers J E, Ogilvy R D, Kuras O, Cripps J C, Meldrum P I. 2001. 3D electrical imaging of known targets at a controlled environmental site. *Environmental Geology*, 41: 690~704.
 Chambers J, Ogilvy R, Meldrum P. 1999. 3D resistivity imaging of buried oil- and tar-contaminated waste deposits. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4: 3~14.
 Chanh C M, Jean B C, Padmanabhan S. 2007. Graphical analysis of laminated sand—shale formation in the presence of anisotropic shales. *SPWLA 48th Annual Logging Symposium* 49(5): 395~405.
 Dahlin T, Bernstone C, Loke M H. 2002. A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden. *Geophysics*, 67(6): 1692~1700.
 Hao Yonghong, Yeh Tian-Chyi J, Xiang Jianwei, Illman W A, Ando K, Hsu K C, Lee Cheng-haw. 2008. Hydraulic tomography for detecting fracture zone connectivity. *Ground Water*, 46(2): 183~192.
 Kim T H, Schechter D S. 2007. Estimation of fracture porosity of naturally fractured reservoirs with no matrix porosity using fractal discrete fracture networks. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 11: 720~734.
 Klein J D, Martin P R. 1997. The petrophysics of electrically anisotropic reservoirs. *The Log Analyst*, 38(3): 22~28.
 Labrecque D J, Sharpe R, Wood T, Heath G. 2004. Small-scale electrical resistivity tomography of wet fractured rocks. *Ground Water*, 42(1): 111~118.
 Maréchal J C, Dewandel B. 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered—fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research*, 40: 1380~1397.
 Nativ R, Adar E M, Becker A. 1999. Designing a monitoring network for contaminated ground water in fractured chalk. *Ground Water*, 37(1): 38~47.
 Neuman S P, Depner J S. 1988. Use of variable-scale pressure test data to estimate the log hydraulic conductivity and dispersivity of fractured

- granites near Oracle, Arizona. *Journal of Hydrology*, 102: 475 ~ 501.
- Novakowski K S, Bickerton G S. 1997. Borehole measurement of the hydraulic properties of low-permeability rock. *Water Resources Research*, 33(11): 2509 ~ 2517.
- Odling N E. 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology*, 19(10): 1257 ~ 1271.
- Pickens J F, Grisak G E, Avis J D, Belanger D W, Thury M. 1987. Analysis and interpretation of borehole hydraulic tests in deep boreholes: Principles, model development, and application, *Water Resource Research*, 23(7): 1341 ~ 1375.
- Rucker D F, Levitt M T, Greenwood W J. 2009. Three-dimensional electrical resistivity model of a nuclear waste disposal site. *Journal of Applied Geophysics*, 69: 150 ~ 164.
- Segall P, Pollard D D. 1983. Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 94(5): 563 ~ 575.
- Slater L D, Binly A, Brown D. 1997. Electrical imaging of fractures using ground-water salinity change. *Ground Water*, 35(3): 436 ~ 442.
- Stesky R M. 1986. Electrical conductivity of brine-saturated fractured rock. *Geophysics*, 51(8): 1585 ~ 1593.
- Tabbakh J, Samoulian A, Tabbakh A. 2007. Numerical modelling of direct current electrical resistivity for the characterization of cracks in soils. *Journal of Applied Geophysics*. 62(4): 313 ~ 323.
- Tokhmechi B, Memarian H, Noubari H A, Moshiri B. 2009. A novel approach proposed for fractured zone detection using petrophysical logs. *Journal of Geophysics and Engineering*, 6(4): 365 ~ 373.
- Zhou Qiyou, Shimada J, Sato A. 1999. Three-dimensional soil resistivity inversion using patching method. *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, 39(6): 524 ~ 532.
- Zhou Qiyou, Shimada J, Sato A. 2001. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 37(2): 273 ~ 285.
- Zhou Qiyou, Shimada J, Sato A. 2002. Temporal variations of the three-dimensional rainfall infiltration process in heterogeneous soil. *Water Resources Research*, 38(4): 1030 ~ 1045.

An in-Situ Experimental Study of Fractures Network Identification within Bedrock by High-density Electrical Resistivity Tomography

WANG Gang^{1,2)}, ZHOU Qiyou¹⁾, WU Shiyan^{1,3)}, LING Chengpeng¹⁾, YANG Xinxing¹⁾, LEI Ming¹⁾

1) *School of Geosciences & Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093;*

2) *College of Water Conservancy & Civil Engineering, Shandong Agricultural University, Tai'an, Shandong, 271000;*

3) *The Bureau of Land and Resources of Xi'an, Xi'an, 710007*

Abstract: The fractures network in the bedrock are the main pathways for the ground water getting in and the radioactive nuclides escaping from the nuclear waste repository which was built in the low-permeability bedrock. So, it is very important to study the characters of the fractures networks to ensure the safety of the nuclear waste repository. The article analyzed the effects and abilities for using high-density Electrical Resistivity Tomography (ERT) to indentify the three-dimensional fractures networks in the different states bedrock in-situ, by the field experiments which were done in the granite. The results indicate that it is feasible to identify the fractures networks in the bedrock for which the electrical property is high-resistivity. And the resistivity around the fractures can reflect the positions of spatial distribution and the shapes of fractures very well. But the effects and abilities of recognizing the fractures networks are related to the measurements-direction.

Key words: high-density electrical resistivity tomography; bedrock; fractures network; fractures identification; high-level radioactive waste