

RR I 方法在 EH - 4 数据解释中的应用

汤井田, 肖 晓, 杜华坤, 王 烨

(中南大学信息物理工程学院, 长沙 410083)

[摘 要] RRI(Rapid Relaxation inversion)方法是一种新的 MT(Magnetotelluric)反演方法。文章介绍了 RRI 方法的基本理论, 并应用该方法对不同的反演模式和不同的初始模型所得的反演结果分别进行对比, 结果表明, 二维 RRI 方法具有快速、稳定、反演效果好等特点。并应用二维 RRI 方法对内蒙古某矿山 EH - 4 实测数据进行反演, 结果表明该方法快速、实用, 反演结果符合地质规律, 便于地质解释。

[关键词] RRI 大地电磁 EH - 4 反演

[中图分类号] P631. 3; P628 [文献标识码] A [文章编号] 0495 - 5331(2008)01 - 0075 - 05

0 引言

近十几年来, 不断有新的二维 MT 反演的新方法提出^[1], 如 deGroot - Hedlin 和 Constable 等 (1990) 的 OCCAM 反演方法; Smith 和 Booker 等 (1991) 的快速松弛反演法 (RRI); Peter S R. 和 Pratt R G (1997) 提出的零空间反演法; Siripunvaraporn 等人 (2000) 对 OCCAM 法做了些改进, 提出了简化基奥克姆法 (REBOCC) 等。这些方法各有优缺点, 其中, RRI 方法用前一次迭代模型的场量的横向梯度替代迭代后模型的场量的横向梯度^[2-7], 大大减少了反演过程中正演的次数, 节约了大量的计算机资源和时间, 这就使在普通的 PC 机上进行 MT 的二维反演成为可能。文章进行了理论模型的反演计算, 并结合实例研究了 RRI 方法在 EH - 4 实测数据解释中的应用及其效果。

1 RRI 反演理论

直角坐标系下, 假设 x 轴平行于二维构造的走向, y 轴垂直于构造走向, z 轴正向下。忽略铁磁性和位移电流后, 从电介质低频谐变场的 Maxwell 方程组出发, 分别对 TE 和 TM 模式做推导可得^[2-5]:

$$\begin{cases} \nabla^2 E_x = -\omega\mu\sigma(y, z)E_x \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = \omega\mu H_y \end{cases} \quad (1)$$

$$\begin{cases} \nabla^2 H_x + \nabla\rho \cdot \nabla H_x = -\omega\mu_0 H_x \\ \rho \frac{\partial H_x}{\partial z} = E_y \end{cases} \quad (2)$$

(1) 式和 (2) 式分别是 TE 和 TM 模式的两组方程, 在给定这两组方程的边界条件以后就可以进行正演模拟。对 TE 和 TM 模式分别定义变量:

$$V = \frac{1}{E_x} \frac{\partial E_x}{\partial z} = \omega\mu \frac{H_y}{E_x} \quad U = \frac{\rho}{H_x} \frac{\partial H_x}{\partial z} = \frac{E_y}{H_x} = Z_{yx}$$

作扰动分析, 建立数据扰动和模型参数扰动之间的线性积分方程^[4]:

$$\begin{cases} \delta d_{yx} = \frac{2}{V(y_i, 0)} \delta V \\ = \frac{\int_{H_{x,0}(y_i, 0)}^{2\sigma_0(z)E_{x,0}^2(y_i, z)} \delta \ln(\sigma) dz}{H_{x,0}(y_i, 0)H_{y,0}(y_i, 0)} \\ \delta d_{xy} = \frac{2}{U(y_i, 0)} \delta U \\ = \frac{\int_{H_{x,0}(y_i, 0)}^{2\sigma_0(z)E_{y,0}^2(y_i, z)} \delta \ln(\sigma) dz}{H_{x,0}(y_i, 0)H_{x,0}(y_i, 0)} \end{cases}$$

其中 δd_{yx} 和 δd_{xy} 分别为 TE 和 TM 模式下观测数据与理论数据的差值, $\sigma_0(z)$ 为模型改变前的电导率值, $H_{y,0}(y_i, 0)$ 、 $E_{x,0}(y_i, 0)$ 、 $H_{x,0}(y_i, 0)$ 和 $E_{y,0}(y_i, 0)$ 分别是模型改变前第 i 个测点下地表的磁场值和电场值, $E_{y,0}(y_i, 0)$ 和 $E_{x,0}(y_i, 0)$ 是初始模型或者此次迭代前模型在第 i 个测点下某深度的理论电场。

二维反问题中, 综合考虑模型横向和垂向的不均匀性, 构造如下目标函数^[4]:

[收稿日期] 2006 - 10 - 09; [修订日期] 2006 - 12 - 19。

[基金项目] 国家 863 计划 (编号: 2006AA06Z105) 和湖南省自然科学基金 (编号: 07JJ3081) 资助。

[第一作者简介] 汤井田 (1965 年 —), 男, 1992 年毕业于中南工业大学, 获博士学位, 教授, 现主要从事应用地球物理研究工作。

$$Q(y_i)$$
$$= \left[\int \frac{\partial^2 m(y_i, z)}{\partial z^2} + g(z) \frac{\partial m(y_i, z)}{\partial y^2} \right]_{y=y_i} \frac{\partial z}{\partial z^2}^2 df(z) \tag{4}$$

这是一个在各测点上的标度 Laplace 范数。式中, $f(z)$ 函数可以控制标度尺的长度, 是用来度量不同深度的构造, 取 $f(z) = \ln(z + z_0)$, z_0 常数通常是选取模型表层电阻率值和最高频率情况下的趋肤深度。 $m = \ln(\sigma) = -\ln(\rho)$ 。 $g(z)$ 是起控制水平方向构造的惩罚因子。

2 理论模型反演

为了测试反演的正确性, 说明反演效果, 文章对两个简单的理论模型进行了二维 RR 反演。

如图 1(a) 所示, 在背景电阻率值为 1000 欧姆·米的均匀半空间内, 有一埋深为 200m 的 200m ×

160m 的低阻体, 其电阻率值为 100 欧姆·米。我们采用 50m × 40m 的网格对该模型进行网格划分, 取频率范围为 10Hz ~ 100kHz, 对该模型进行正演模拟。在对该模型的正演结果进行二维 RR 反演时, 选择初始模型电阻率值为 1000 欧姆·米, 设置其横向网格大小与正演模型相同, 纵向网格前三层为 10m, 随后以 1.1 倍增加。对该模型分别进行 TM 模式反演、TE 模式反演和 TE 模式与 TM 模式联合反演, 就会得到如图 1(b) 到 1(d) 所示的反演结果。由于模型的网格大小一定, 三次反演的时间差不多都为 8 分钟左右。

对于图 1(b) 所示的 TM 模式的反演结果, 很明显, 由于浅部低阻异常的影响, 导致 TM 数据在纵向上有一个低阻条带畸变, 这明显是由静态效应引起的。对于图 1(c) 所示的 TE 模式的反演结果, 很好地圈定了低阻异常体的位置和大小。对比 TM 模式

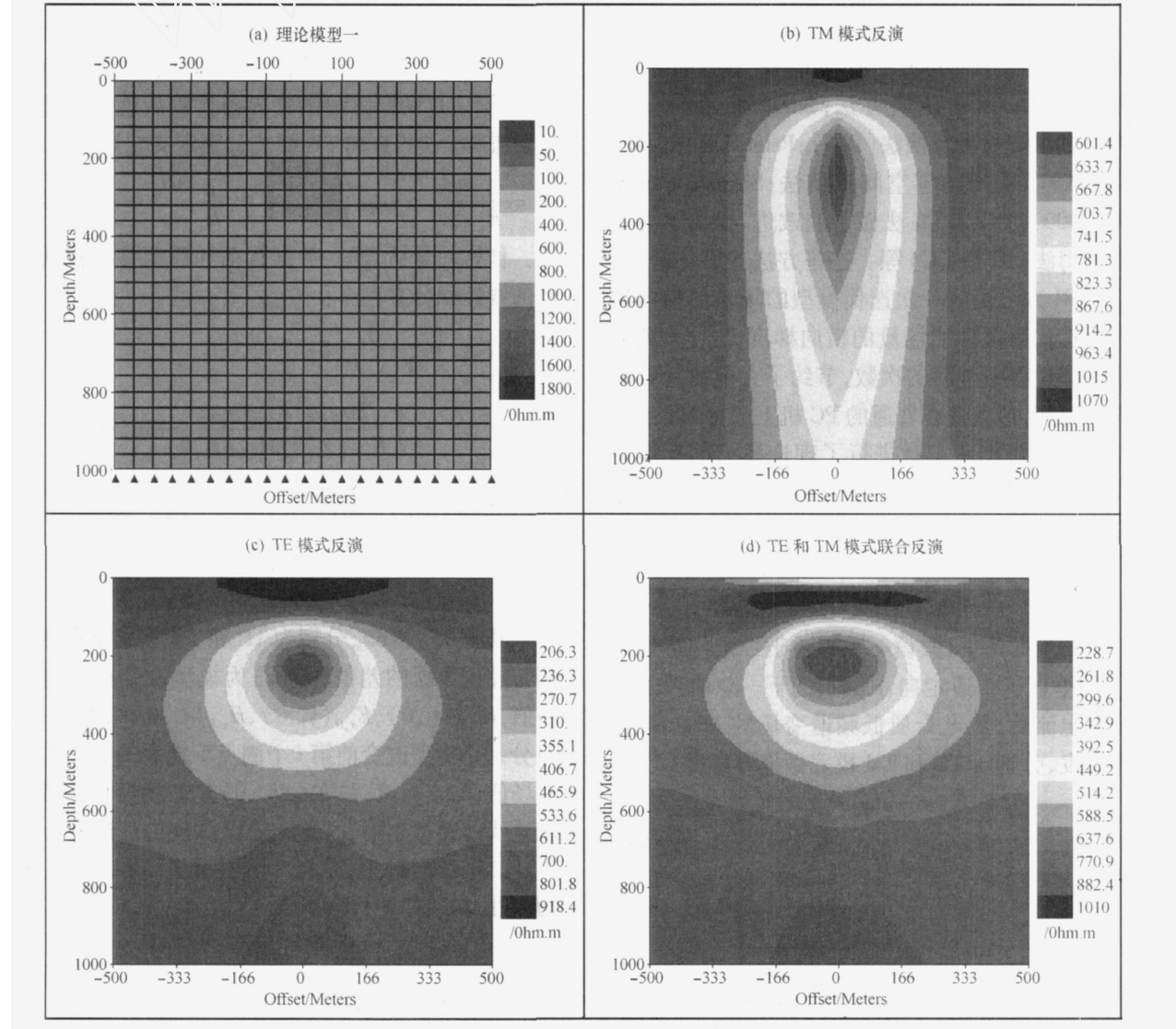


图 1 模型—选择不同数据进行反演的结果

反演结果和 TE模式反演结果可知,对于同一剖面, TM 模式的数据受静态效应的影响程度一般要大于 TE模式的数据。对于图 1(d)所示的 TE模式与 TM 模式联合反演的结果,也很好地区分了低阻异常的位置和大小,并且其背景值更接近真实情况。

图 2(a)为一理论模型,其背景电阻率值为 400 欧姆·米,在深度为 160m 到 260m 之间有一高阻层,其电阻率值为 1000欧姆·米,同时,在横向坐标

从 - 100m 到 100m 之间,深度为 260m 到 460m 之间有一电阻率为 1000m 的高阻体和上边的高阻层相连。我们用 20m ×20m 的网格对整个模型进行网格划分,取频率范围为 10Hz ~ 100kHz,对该模型进行有限元正演计算。选择不同的网格大小或者不同的初始电阻率值对该模型进行二维 RRI反演,就得到如图 2(b)到 2(d)所示的不同的反演结果。在这里,我们选用 TM 模式和 TE模式数据联合反演。

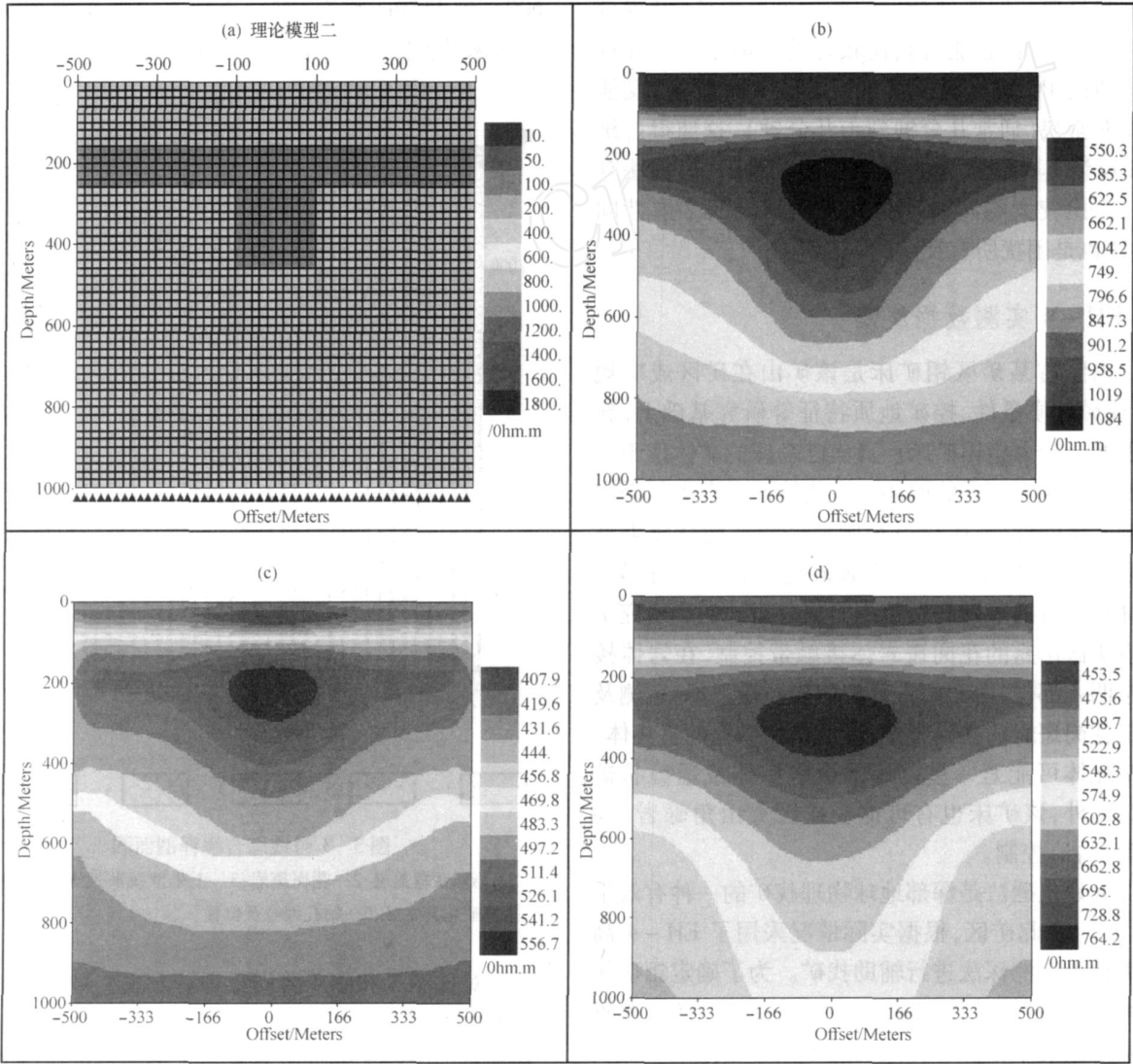


图 2 模型二选择不同初始模型时的反演结果

(a)为理论模型;(b)为初始电阻率为 1000欧姆·米,网格大小为 10m ×4m时的反演结果;(c)为初始电阻率为 400 欧姆·米,网格大小为 20m ×5m时的反演结果;(d)为初始电阻率为 800欧姆·米,网格大小为 20m ×5m时的反演结果。

图 2 (b)所示的反演结果,其初始电阻率为 1000欧姆·米,横向网格大小为 10m,纵向网格前三层为 4m,随后以 1.1 倍增加,该结果基本上反应出了高阻层的埋深和厚度,并且很好地反映出了模型中间位置的高阻异常。此次反演用时 16 分钟左

右。图 2 (c)所示的反演结果,其初始电阻率为 400 欧姆·米,横向网格大小为 20m,纵向网格前三层为 5m,随后以 1.1 倍增加,该结果很好地反应出了高阻层的埋深和厚度,并且很好地反映出了模型中间位置的高阻异常,但是,其电阻率值与实际情况相差

较远。此次反演用时 12 分钟左右。图 2(d) 所示的反演结果,其初始电阻率为 800 欧姆·米,横向网格大小为 20m,纵向网格前三层为 5m,随后以 1.1 倍增加,该结果基本上能够反应出了高阻层和模型中间位置的高阻异常的形态,但是,该结果所反应的模型底部的情况不理想。此次反演用时 12 分钟左右。

通过这两个理论模型的反演结果对比分析,我们发现只要我们选择合理的初始电阻率值,设置合理网格大小,就总能得到比较好的反演结果。并且在普通的 PC 机上就能够进行二维 RR 反演,反演速度非常快(通常几分钟到十几分钟),这使得二维 RR 反演具有非常大的实用价值。然而,该方法存在一个比较大的问题就是其反演结果的多解性问题,这也是困扰所有反演的一个问题^[8]。

3 EH - 4 实测数据反演

内蒙古某矿区钼矿床是该矿山在矿区成矿规律、成矿地质条件、控矿地质特征等研究基础上,新发现的一个大型钼矿床。目前已勘探的矿体位于矿区出露的花岗斑岩的西侧。矿化特征具有类似斑岩型钼矿床的特征,矿化以细脉浸染型或微脉浸染型为主,主要为辉钼矿 - 石英细脉或辉钼矿(+石英)微脉在岩石的节理和裂隙中密集分布。初步研究主要受矿区出露的花岗斑岩体接触带控制,在岩体接触带凹入部位,由于凹入部位的岩石受上部,东侧及下部花岗斑岩的共同影响,形成了钼矿化的富集体。该矿化体可能是一呈巨厚的板状矿体或透镜状矿体。此外,该矿床也有可能受矿区火山角砾岩(隐爆角砾岩)控制。

大地电磁法是深部地球物理找矿的一种有效手段^[9-11],在此矿区,根据实际情况采用了 EH - 4 高频大地电磁测深法进行辅助找矿。为了确定钼矿体的埋深,圈定钼矿体的范围,探明其延伸情况,布置了两条垂直于推测矿体走向的 EH - 4 剖面。

这两条测线方向为 NE57.5 度,1 号线全长 1400m,测线穿过了花岗斑岩接触带,在测线的北东端出现花岗斑岩超覆现象。2 号线全长 1000m,与 1 号线平行,相距 200m,岩性情况基本上和 1 号线一样。1 号线上有 4 个已完工钻孔,2 号线上有 1 个钻孔,这些钻孔都位于杂砾岩(上侏罗统酸性火山岩)与花岗斑岩的接触带附近。所有钻孔资料表明,该测区在杂砾岩地表 80m 以下普遍具有钼矿化,特别在地表以下 200m 到 500m 为矿化比较好的

区域,该区钼矿床是一大 - 特大型的钼矿床。

图 3 和图 4 分别是取 1 号线和 2 号线实测 EH - 4 数据的标量 TE 和 TM 模式联合 RR 反演的结果,并综合钻探、地质资料解释所得的综合解释剖面图。对于图 3 所示的 1 号线在点号从 180 到 880 之间,标高从 560m 到 1150m 左右,有一个视电阻率小于 300 欧姆·米的低阻异常,推测为矿化异常;对于图 4 所示的 2 号线在点号从 80 到 660 之间,标高从 600m 到 1150m 左右,有一个视电阻率小于 300 欧姆·米的低阻异常,推测为矿化异常。

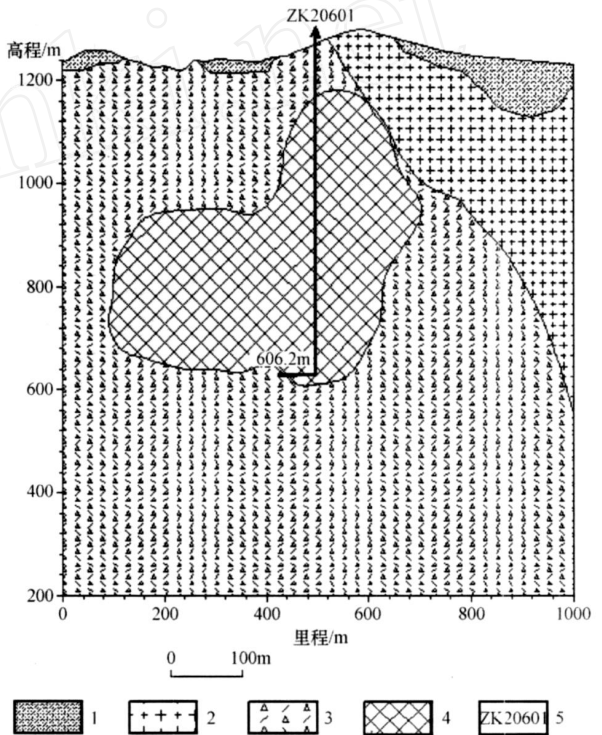


图 3 1 号线综合解释剖面图

1—第四系覆盖层; 2—花岗斑岩; 3—上侏罗统酸性火山岩; 4—推测矿化异常区; 5—钻孔编号及位置

对比图 3 和图 4 我们很容易发现 2 号线和 1 号线的电性特征差不多,在标高从 600m 到 1150m 左右都有一个较大的低阻异常。推测为该低阻异常为矿化体所引起的。由于石英是脆性的,节理发育,且连通性好,这样具有低阻性质的辉钼矿填充在连通性很好裂隙中,于是,密集的矿脉反映出的整体的电性特征就是像图 3 和图 4 那样大片的低阻异常。图中推测的矿化体和现有的钻孔资料所圈定的矿化范围是非常吻合的。

综合现有的钻探、物探和地质资料,我们推测 1 号线(图 3)和 2 号线(图 4)所反映的低阻异常,可能是由一条大型的辉钼矿化脉引起的,该矿化脉的

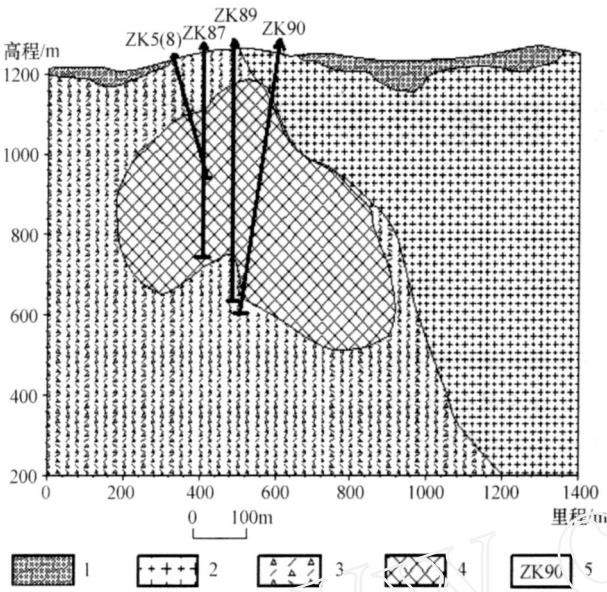


图 4 2号线综合解释剖面图

1—第四系覆盖层;2—花岗斑岩;3—上朱罗统酸性火山岩;4—推测矿化异常区;5—钻孔编号及位置

走向与这两条测线的方向垂直,约 327度左右,其厚度多在 300m到 400m之间,而该矿化脉在这两条测线之间没有变薄的趋势,推测长度在 400m以上(考虑到现有两条测线的水平距离位)。

4 结论

通过理论模型的模拟和 EH - 4实测数据的反演,我们可以清楚的看到,RR I反演具有算法稳定、计算时间短等优点,这些优点使得 RR I反演在普通的 PC机上就可以进行反演计算。但是 RR I反演最大的问题就是其反演结果的多解性问题。然而,只要

我们根据实际情况(各种先验信息),合理地进行初始假设,并选择合适的网格密度,便能够通过 RR I反演得到比较好的反演结果。

应用 RR 方法进行 EH - 4数据反演,其反演结果符合地质规律,便于地质解释;RR I方法在该矿区 EH - 4实测数据反演解释中的成功应用,也说明了 RR I反演方法能够很好地应用于浅部大地电磁测深数据二维反演解释中。总之,对于大地电磁测深法来说 RR I反演是一种快速实用的反演方法。

[参考文献]

[1] 杨长福,徐世浙. 国外大地电磁研究现状 [J]. 物探与化探, 2005, 29(3): 243 - 246

[2] 王 若,王妙月. 可控源音频大地电磁数据的反演方法 [J]. 地球物理学进展, 2002, 17(2): 245 - 254

[3] 谭捍东,余钦范, John Booker等. 大地电磁法三维快速松弛反演 [J]. 地球物理学报, 2003, 46(6): 850 - 855

[4] J Torquil Smith and John R, Booker Magnetotelluric Inversion for minimum structure [J]. Geophysics, 1988, 53, 1565 - 1576

[5] J Torquil Smith and John R, Booker Rapid Inversion of Two - and Three - Dimensional Magnetotelluric Data [J]. J of geophys Res 1991, 96, 3905 - 3922

[6] 胡祖志,胡祥云,吴文鹏. 大地电磁二维反演方法对比研究 [J]. 煤田地质与勘探, 2003, 18(2): 197 - 202

[7] 员智能. RR I方法在 MT资料处理解释中的应用 [J]. 石油地球物理勘探, 2004, 39(增刊): 139 - 141

[8] 汤井田,何继善. 可控音频大地电磁法及其应用 [M]. 中南大学出版社, 2005.

[9] 柳建新,胡厚继,刘春明,等. 综合物探方法在深部接替资源勘探中的应用 [J]. 地质与勘探, 2006, 42(4): 71 - 74

[10] 齐文秀,刘 涛. 金属矿物探新方法与新技术 [J]. 地质与勘探, 2005, 41(6): 62 - 66

[11] 周云满. 物探方法在滇东北地区寻找隐伏矿床的应用效果 [J]. 地质与勘探, 2006, 42(3): 81 - 85

APPL ICATDN OF RRIMETHOD IN INTERPRETATDN OF EH - 4 DATA

TANG Jing - tian, XIAO xiao, DU Hua - kun, WANG Ye

(School of Info - physics and Geomatics Engineering, Central South University, Changsha 410083)

Abstract: RR I (rapid relaxation inversion) method is a new MT (magnetotelluric) inversion method. Basic theory of RR I applied to MT has been simply described. According to results of TE mode inversion and TM mode inversion, and inversion results of different initial models, it is found that RR I method has extremely stability and higher efficiencies rather than other conventional inversion method. 2D RR I method has been applied to analyze EH - 4 origin data acquiring from an ore mine in InnerMongolia province. Inversion results are accorded with geology practice, and very convenient to interpret geology regularity.

Key words: RR I, magnetotelluric method, EH - 4, inversion