

翁爱华, 王雪秋, 刘国兴等. 导电性影响的地面核磁共振反演. 地球物理学报, 2007, 50(3): 890 ~ 896

Weng A H, Wang X Q, Liu G X, et al. Nonlinear inversion of surface nuclear magnetic resonance over electrically conductive medium. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2007, 50(3): 890 ~ 896

导电性影响的地面核磁共振反演

翁爱华, 王雪秋, 刘国兴, 莫修文, 王德利

吉林大学应用地球物理系, 长春 130026

摘 要 导电性影响对实际的地面核磁共振反演非常重要. 在导电条件下, 导出了地面核磁共振感应电动势的平方是含水率分布的二次型. 通过进一步分析, 我们将其对含水率的灵敏度用显式表示出来, 为由核磁感应电动势利用迭代技术快速求解含水率分布奠定了理论基础. 数值模拟结果表明, 在自由空间与导电条件下, 采用非线性反演技术获得的含水率分布与理论模型都有非常好的一致性.

关键词 地面核磁共振, 导电性, 非线性反演, 灵敏度矩阵, 找水

文章编号 0001 - 5733(2007)03 - 0890 - 07

中图分类号 P631

收稿日期 2006 - 07 - 14, 2006 - 11 - 27 收修定稿

Nonlinear inversion of surface nuclear magnetic resonance over electrically conductive medium

WENG Ai-Hua, WANG Xue-Qiu, LIU Guo-Xing, MO Xiu-Wen, WANG De-Li

Department of Applied Geophysics, Jilin University, Changchun 130026, China

Abstract Electrical conductivity impacts the inversion of the data of surface nuclear magnetic resonance (NMR) sounding method. When the effect of electrical conductivity cannot be ignored, the square of the induced voltage of surface NMR can be expressed as a quadratic form involving water content as variables. Further analysis shows that the derivative of the square of the surface NMR voltage with respect to water content is of closed form. This makes nonlinear inversion of surface NMR data possible, and can speed up the inversion significantly. Numerical results show that the water content distribution resulted from nonlinear inversion agrees very well with the true model of both free space and electrically conductive medium.

Keywords Surface nuclear magnetic resonance, Electrically conductive medium, Nonlinear inversion, Sensitivity matrix, Groundwater exploration

1 引 言

地面核磁共振测深技术是地球物理勘探直接进入地下水勘察的新技术, 在实际中得到了快速应用^[1-3]. 现在, 在水文地质调查中, 地球物理学家不仅能准确回答地下是否有水, 而且, 还可以确定含水

层的含水率及其分布深度以及孔隙水的存在状态^[4,5].

由观测到的地面核磁共振响应确定地下含水层的含水率分布, 实际是地球物理数据反演. 在假设含水层背景模型的介质电阻率对地面核磁共振响应的影 响可以忽略条件下^[6], 该反演过程实际是线性优化问题, 一般采用正则化技术^[7,8]或奇异值分解技

基金项目 国家自然科学基金项目(40304009), 吉林省杰出青年基金, 国家油气专项(XQ-2004-07), 国家油气资源战略选区调查与评价项目: 大庆探区外围中、新生代断陷盆地群演化与油气远景联合资助.

作者简介 翁爱华, 男, 1969 生, 副教授, 2001 年获博士学位, 从事电磁法勘探及地面核磁共振的理论模拟与应用研究.

E-mail: wengaihua@email.jlu.edu.cn

术求解^[9].

然而研究发现,当介质的电阻率小于 100 m 时,导电性对地面核磁共振测深的影响将非常大^[6,10-13]. 由于导电性的影响,核磁共振信号降低,而且为复数振幅^[2]. 尽管该复数信号无论是实部还是虚部,都是含水率的线性函数. 但在实际工作中,相位受干扰影响误差很大,无法利用,因此通常利用观测的核磁感应电动势或者振幅强度进行导电条件下的反演^[14]. (在下面的讨论中,为了与一般文献一致,感应电动势也被称为振幅、振幅强度). 由于此时地面核磁共振的振幅将是含水率的非线性函数,因此将不能采用目前基于线性优化的地面核磁共振数据反演技术对导电条件下的地面核磁振幅进行反演. 而且,在实际工作中,大地介质的电阻率总是有限的. 在沉积地区,围岩的电阻率甚至低到 1 m 或者更低^[15]. 因此,如何在导电条件下反演观测到的核磁共振数据成为核磁共振应用面临的重要理论问题. 实际上,对于导电条件下的地面核磁共振非线性反演问题,涉及到介质电阻率分布求取和含水率确定. 虽然前者不是核磁共振反演的直接内容,但电阻率的分布决定了核磁共振积分核函数的性质,对地面核磁共振的反演至关重要. 在实际工作中电阻率的分布可以采用其他的电法勘探方法获得,如普通电阻率测深或者电磁测深技术获得^[1,2,5,16].

对于导电条件下的地面核磁共振反演地层含水率问题,目前主要采用蒙特卡罗方法或其改进的形式^[14,17]与模拟退火技术^[18,19]两种非线性反演技术,分别或者同时反演介质的电阻率和含水率. 但是,这些非线性优化技术不能较全面提供有关反演结果的评价信息,计算量非常大^[14]. 而且,为了提高计算效率,在反演中,含水层可能划分得较为粗糙^[17].

我们研究发现,虽然观测的核磁感应电动势是含水率的非线性函数,但是在介质的电导率分布已知时,感应电动势的平方却是含水率的二次型形式. 因此,其对含水率的偏导数(灵敏度)可以显式表示出来,并且是含水率的线性组合,其系数是与背景介质导电性有关的积分核函数的简单导出量,在反演过程中是不变的. 由于灵敏度矩阵计算是非线性反演的基础,这种表示为基于已有的各种迭代技术进行地面核磁共振数据的非线性快速反演奠定了基础. 基于上面提出的非线性反演方案,反演一个地面核磁共振测深点数据(30 个脉冲强度、50 个未知含水率)一般需要迭代 5 次就可以收敛,且计算时间一般小于 3min,计算效率大大提高,为地面核磁共

振测深的野外资料现场处理奠定了基础.

2 地面核磁共振理论模型模拟

假设地面核磁共振测深的发射线圈为圆回线,当脉冲宽度为 τ 、强度为 I 的脉冲电流停止激发后,回线中将产生随时间 t 变化的自由感应信号,该信号的初始强度(振幅) $E_0(Q)$ 为^[6,10,11]

$$E_0(Q) = \frac{1}{I} \int_V M(r, Q) \cdot B_1(r) dv, \quad (1)$$

式中 $Q = I\tau$ 称为激发电流脉冲强度. 为质子在地球磁场中的核磁共振圆频率, $B_1(r) = \mu_0 H_1(r)$, μ_0 为真空磁导率, $H_1(r)$ 是该回线源在空间位置 r 产生的磁场强度垂直于地磁场的分量. M 是地下含水层中质子磁矩被激发磁场扳倒后垂直于地磁场的分量. 假设地下含水层呈层状分布,即

$$n(z) = \sum_j n_j f(z),$$

$$f(z) = \begin{cases} 1, & z_j \leq z < z_j + z_j, \\ 0, & \text{其他}, \end{cases} \quad (2)$$

其中 n_j 为第 j 个含水层的含水率,且 $0 < n_j < 1.0$. z_j 为第 j 含水层顶面埋深, z_j 为对应的含水层厚度. 此时式(1)可离散化为

$$E_0(Q) = \sum_{j=1} K(Q, z) f(z) n_j, \quad (3)$$

其中,

$$K(Q, z) = \frac{1}{I} M_0 \iint \int_1(x, y, z) \times \sin(x, y, z, Q) dx dy. \quad (4)$$

该式是目前地面核磁共振测深正演与反演解释的基础. 在导电性可以忽略时,回线源在空间产生的磁场为实数^[20],则积分核 $K(Q, z)$ 为实数,由(3)式得到的振幅响应为实数. 但在导电条件下,地下交变磁场将产生涡流,激发二次磁场,总磁场为复数,导致积分核函数的虚部影响不能忽略,此时核磁共振响应可以分解为

$$E_0 = \text{Re}[E_0] + i\text{Im}[E_0]. \quad (5)$$

显然,此时核磁响应还出现了相位信息. 图 1 是同一含水层在不同导电介质上产生的感应电动势响应曲线. 从图可见,对于同样含水层,导电性的存在将导致信号幅度的降低,信号衰减变慢.

从(5)式可见,响应的实部与虚部都是含水率的线性函数. 如果能观测到核磁响应的相位或其虚部,核磁信号的反演也是线性的,可以采用已有的正

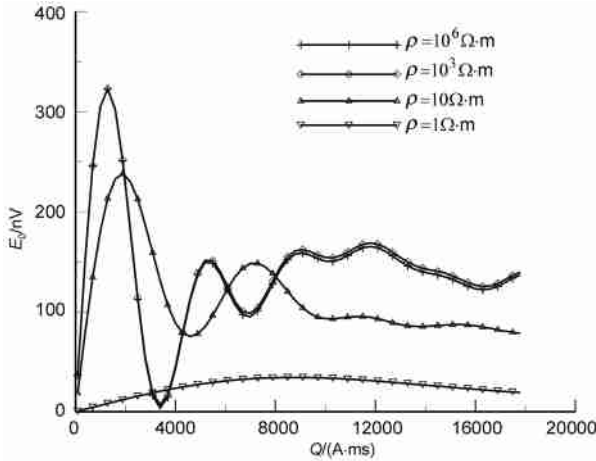


图 1 含水率为 30%、埋深 20m 的 10m 厚含水层在不同电阻率介质中的地面核磁共振响应
地磁场强度为 50000nT,地磁倾角 0°,发射线圈半径 50m.

Fig. 1 Surface nuclear magnetic resonance responses generated in a loop of 50m radius of an aquifer located in different conductive media. The 10m thick aquifer buried at the depth of 20m contains 30% water content. The earth magnetic strength is 50000nT with declination of 0°.

则化技术进行反演. 但由于地面核磁信号非常微弱,相位观测精度很差^[14]. 因此导电条件下,无法采用目前的线性反演技术.

为了下面的讨论方便,假设观测的是地面核磁感应电动势. 实际数据为其平方,即

$$|E_i|^2 = (E_{0i}^R)^2 + (E_{0i}^I)^2. \quad (6)$$

显然,对于指定的脉冲强度,振幅平方是含水率的非线性函数. 从后面的讨论可以看到,其实际是关于含水率分布的二次型. 此时,反演将不能采用线性优化进行处理.

3 导电条件下非线性反演

3.1 基于奇异值分解的非线性反演

在导电条件下,地面核磁共振的响应为复数,设观测到相应于 N 个脉冲强度的地面核磁共振振幅(感应电动势)强度平方为 $d = \{d_i, i = 1, 2, \dots, N\}$, 它可表示为相应的模型理论响应与观测误差的和,即

$$d_i = f(Q_i, n) + \epsilon_i, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (7)$$

其中 ϵ_i 为方差为 σ_i 的 0 均值数据独立随机噪声. 反演时,要求估计的含水率 n^{est} 使如下的目标函数达到最小,即

$$J(n^{est}, d) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - f_i[n^{est}]}{\sigma_i} \right)^2. \quad (8)$$

由于感应电动势是含水率的非线性函数,对于上面的优化问题可采用基于矩阵奇异值分解的非线性反演技术,从一个初始猜测开始,通过迭代完成优化过程^[21]. 假设初始模型为 n^0 接近真解,在该猜测的一个小的领域内,将模型响应展开,并忽略高次项,有

$$d_i = f(Q_i, n^0) + \sum_{j=1}^M J_{ij} n_j, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (9)$$

其中 $J_{ij} = \left. \frac{\partial f_i}{\partial n_j} \right|_{n^0}$ 被称为灵敏度矩阵. 将上式代入极小化问题(8)式中,有

$$J n = b. \quad (10)$$

由于问题的非适定性,通常要对模型修正量 n 加以约束,得到稳定的解,即要求

$$\min \|W n\|$$

满足

$$J n = b, \quad (10a)$$

式中 W 为模型约束矩阵,通常采用最光滑约束^[7,9,17]. 上式的求解可以通过下面的广义逆反演完成,第 $k+1$ 次模型估计可以通过修正第 k 次模型得到,即

$$n_{k+1}^{est} = n_k^{est} + J^+ b, \quad (11)$$

其中, J^+ 为矩阵 J 的广义逆矩阵.

3.2 导电条件下地面核磁共振感应电动势

为了求解核磁共振的反演问题(11)式,需要计算灵敏度矩阵 J . 由于地面核磁共振的特殊性,在导电条件下,其灵敏度矩阵可以通过显式表示出来. 下面给出具体的过程.

将(3)式重写为

$$E_{0i} = \sum_{j=1}^M A_{ij} n_j, \quad (12)$$

其中 $A_{ij} = K(Q_i, z_j) f_j$. 因为导电性导致的振幅复化是由于积分核函数 K_{ij} 从而 A_{ij} 为复数的结果,将 A_{ij} 分解为实部与虚部:

$$A_{ij} = A_{ij}^R + i A_{ij}^I. \quad (13)$$

这样,核磁响应的实部 E_i^R 与虚部 E_i^I 为

$$E_i^R = \sum_{j=1}^M A_{ij}^R n_j, \quad (14)$$

$$E_i^I = \sum_{j=1}^M A_{ij}^I n_j. \quad (15)$$

显然,(14)式实部的平方与含水率可以表示为

$$(E_{0i}^R)^2 = n^T C_i^R n, \quad (16)$$

其中 $C_i^R = (A_i^R)^T \cdot A_i^R$, A_i^R 为矩阵 A 的第 i 行,从而

$$[C_i^R]_{jk} = A_{ij}^R \times A_{jk}^R. \quad (17)$$

同样,对于振幅虚部的平方,有

$$(E_{0i}^I)^2 = n^T C_i^I n, \quad (18)$$

并且

$$[C_i^I]_{jk} = A_{ij}^I \times A_{jk}^I. \quad (19)$$

将(16)式和(18)式代入(6)式有

$$|E_i|^2 = n^T C_i n, \quad (20)$$

其中

$$C_i = C_i^R + C_i^I. \quad (21)$$

由(20)式可见,当导电性影响存在时,振幅的平方是含水率的二次函数. 对于每个振幅,实际的响应是含水率的二次型.

3.3 非线性反演灵敏度元素计算

在导电条件下,如果观测数据是核磁感应电动势的平方,其正演公式为(20)式. 从(9)式计算灵敏度矩阵,经过简单的推导过程,有

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial n_j} = 2 \sum_{k=1}^M n_k [C_i]_{jk}. \quad (22)$$

在实际计算中,理论振幅直接由积分计算后直接求取,而偏导数(22)式的计算实际是上述正演过程的逆,即给定背景模型的电阻率分布,对于特定的含水层垂向剖分和脉冲强度,我们可以计算得到积分核函数,进而获得对应的二次型(20)式,接着根据(22)式计算偏导数矩阵.

由于在反演过程中,假设电阻率模型是不变的,因此在反演过程中,(22)式只需要计算一次,从而大大提高反演速度. 同时,灵敏度矩阵的元素是可解析计算的,在计算过程中没有任何近似,计算的精度非常高,而且避免了一般需要采用差分方法计算偏导数的缺点,进一步加速了迭代的收敛过程. 下面的数值计算表明,一般迭代5次就保证收敛.

4 反演结果与讨论

在下面的讨论中,可以假设反演深度为线圈直径^[6,12,14]. 如果整个断面由2m的等厚度子含水层组成,当采用100m直径的线圈时(文中都采用该直径线圈讨论),反演的未知含水率个数为50. 非线性反演时,初始各个子层的含水率都是0.5%. 同时,还假设测点附近的地磁场总强度为50000nT,地磁倾角为0°. 发射脉冲的宽度为30ms.

4.1 不导电条件下反演结果

假设自由空间中埋深在40m的10m厚含水层的含水率为30%,其核磁感应电动势如图2a. 对于

这样的基本模型,采用线性正则化反演方法(LRI)^[8]与非线性反演方法(NLI)由观测的感应电动势获得的含水率分布如图2b,图中粗实线为理论含水层模型,细实线为LRI结果,而虚线为NLI结果,以下各图同此. 从图2可见,两种反演方法的数据拟合差都非常小,均方相对误差达到 10^{-4} . 但LRI虽然在含水率分布范围上接近理论模型,可是含水率却变化较大. 而NLI除了含水层底部的“拖尾”现象外,与理论模型较为一致. 因此,采用NLI反演的含水率分布比采用自由空间为基础的LRI方法得到的结果更为合理.

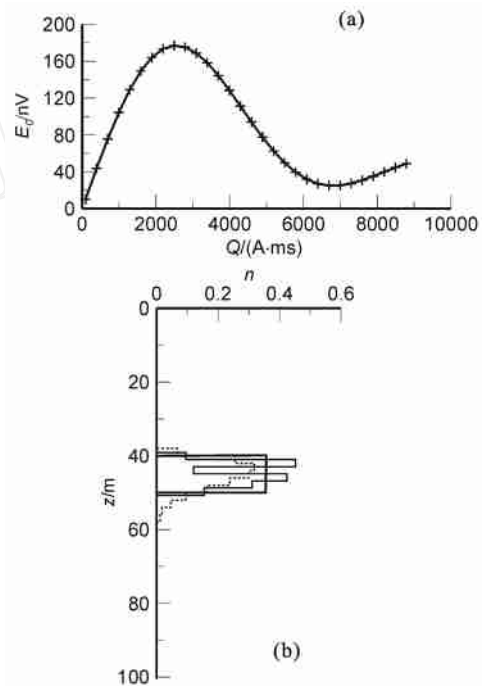


图2 不导电模型核磁信号的正则化反演和非线性反演结果

(a)核磁感应电动势;(b)含水率n分布.

Fig. 2 Water content distributions derived from the response data of nonconductive media with regularization inversion (LRI) method and non-linear inversion (NLI) method (a)NMR response;(b) Inversed water distributions.

4.2 导电模型的反演结果

考虑导电性影响,及便于比较,将图2中的含水层模型置于10m的均匀导电半空间中,此时计算的核磁感应电动势如图3a. 利用自由空间背景电阻率模型的LRI反演结果如图3b的细实线. 由于导电性影响,含水层出现在50m深度上,中心埋深在65m左右. 虽然由于反演受正则化参数的影响,该含水层的分布范围(厚度)会受到影响,但中心位置不会有较大的变化^[8]. 也就是说,此时LRI反演深

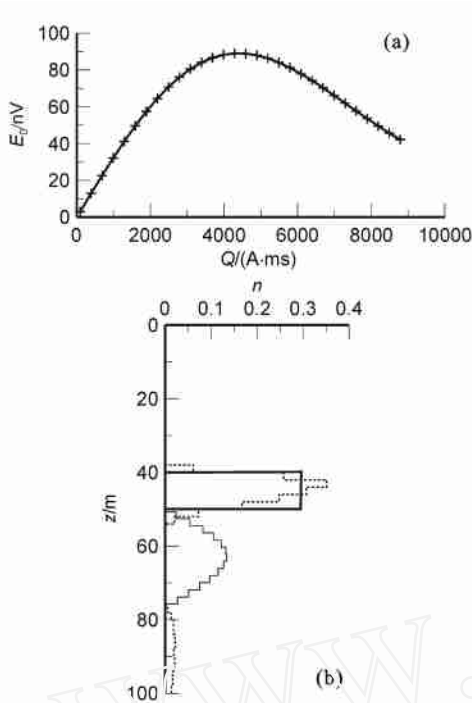


图3 均匀导电半空间的地面核磁 LRI 和 NLI 反演结果
(a) 核磁感应电动势; (b) 反演结果.

Fig. 3 Water content distributions inferred from SNMR data of conductive half space by LRI and NLI methods
(a) Surface NMR responses; (b) Inversed water distributions.

度相对误差达到 50 %.

假设背景电阻率 10 m 是已知的,采用考虑导电性的 NRI 反演技术对图 3a 中的核磁感应电动势进行反演,获得的含水率分布见图 3b(虚线). 从图可见,此时获得的含水层信息(埋深、厚度和含水率)与理论模型(粗实线)非常吻合,只是在较深部,反演结果出现假含水层,这可能是由于反演数据的最大脉冲强度不够大,或者导电性影响,数据无法反映该深度的含水层信息,造成反演的多解性.

为了模拟实际的地质情况,假设图 2 中的理论含水层(图 4b 粗实线)位于一个三层的 K 型电阻率断面中(图 4c). 此时,含水层与 100 m 的高层层对应,可以理解为实际的含水砂层,而 10 m 低阻围岩相当于黏土层. 图 4a 是该层状导电背景模型中地面核磁共振的感应电动势理论模拟结果. 由于含水层上方低阻层的屏蔽作用,对该响应利用 LRI 反演的含水层(图 4b 中的细实线)在深度上下移 15m,中心埋深在 60m 附近,中心埋深误差达到 37.5 % 左右. 而基于导电模型的 NLI 反演得到的含水率分布(图 4b 中虚线)与理论含水层的分布较为吻合.

图 5 是实际数据^[13]的反演结果. 测点在地中海

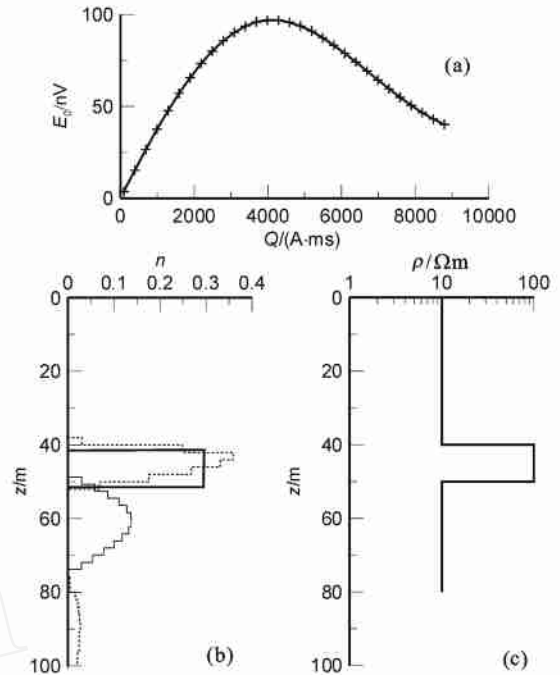


图4 层状导电模型核磁信号 LRI 和 NLI 反演结果
(a) 核磁电动势; (b) 反演结果; (c) 电阻率模型.

Fig. 4 Water content distributions in layered conductive earth by LRI and NLI method
(a) Surface NMR responses; (b) Inversed water contents; (c) Electrical conductivity model.

岸边距离海岸几百米. 地磁倾角 40°, 强度为 45300nT. 采用边长 75m 的方形回线测量,脉冲持续时间为 40ms. 瞬变电磁测深结果表明,在 $n \times 100m$ 的深度范围内地层电阻率大约为 2 m. 含水层是灰岩,埋深很浅,估计厚度较大. 从图 5a 的观测数据可见,在小脉冲强度时,观测信号振幅趋于非 0 值,说明含水层的埋深非常浅. 相位非 0,随脉冲强度的增加,相位增加,在最大脉冲参数时相位甚至达到 150°. 可见,测点附近导电性对核磁共振的影响是非常大的^[6,13].

对观测到的核磁测深振幅曲线,分别用导电模型的 NLI 与自由空间的 LRI 反演拟合,拟合情况见图 5b,模型示于图 5c 中. 导电模型反演结果表明,含水层的埋深仅 2m,厚度 20m,含水层浅部含水量大,达到 60%. 16m 后含水量减小. 22m 深度以下地层基本不含水. 这个结论与文献 [13] 的基本一致. 但采用自由空间反演的含水层埋深在 6m,且含水量很小,最大 10%. 同时从拟合情况看,效果不理想,说明导电条件下,用自由空间模型无法对数据进行拟合.

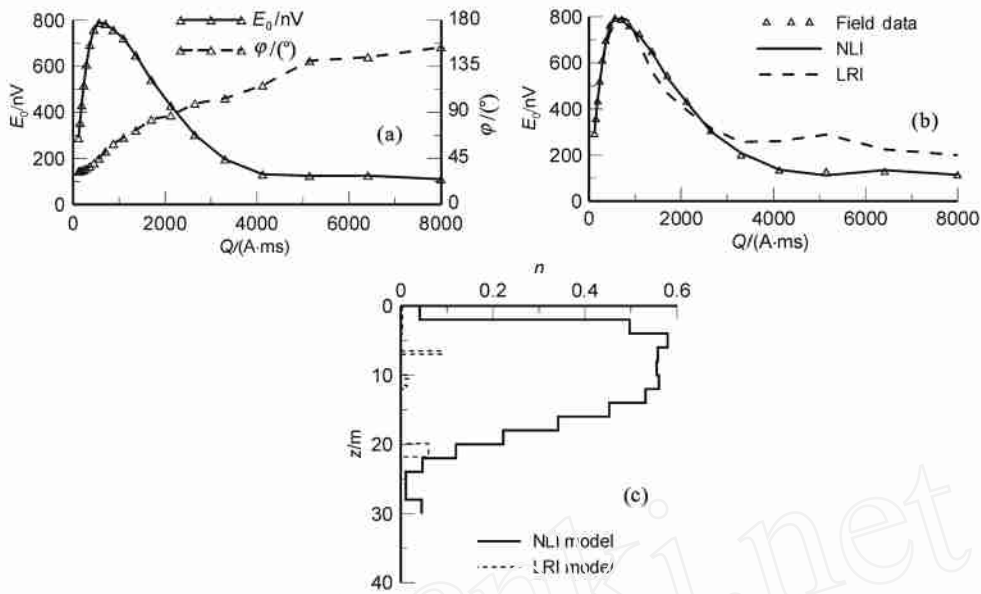


图5 实际核磁数据反演得到的含水率分布

(a) 实际观测的振幅和相位数据; (b) NLI 和 LRI 反演拟合情况; (c) 反演含水率分布。

Fig. 5 Water content distributions inferred from real data by different method

(a) Real data; (b) Fitting of inversion results; (c) Water content distribution inverted from real data in (a) by NLI and LRI methods.

5 结 论

(1) 在导电条件下,基于振幅采用线性反演方法不能获得含水层的真实分布;

(2) 采用自由空间导电模型对导电条件下的核磁感应电动势进行反演,得到的含水层分布往往比实际的埋深要大,而不仅仅是含水率的降低;

(3) 利用非线性反演,在导电条件下,能获得地下含水层的真实分布状态。

致 谢 李舟波教授和中国地质大学潘玉玲教授对本工作给予极大的帮助。感谢审稿人的宝贵建议。

参考文献 (References)

- [1] Goldman M, Rabinovich B, Rabinovich M, et al. Application of the integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israel. *Journal of Applied Geophysics*, 1994, **31**(4): 27 ~ 52
- [2] Yaramanci U, Lange G, Herrlich M. Aquifer characterisation using Surface NMR jointly with other geophysical techniques at the Nauen/Berlin test site. *Journal of Applied Geophysics*, 2002, **50**(2): 47 ~ 65
- [3] 潘玉玲. 利用核磁共振方法探查基岩裂隙水. CT理论与应用研究, 2000, **9**(1): 22 ~ 25
Pan Y L. Detecting bedrock fissure water with Nuclear Magnetic Resonance (NMR) method. *Computerized Tomography Theory and Applications*, 2000, **9**(1): 22 ~ 25
- [4] Schiroy M, Legchenko A. A new direct non-invasive groundwater

detection technology for Australia. *Exploration Geophysics*, 1991, **22**(2): 333 ~ 338

- [5] Hertrich M, Yaramanci U. Joint inversion of Surface Nuclear Magnetic Resonance and Vertical Electrical Sounding, *Journal of Applied Geophysics*, 2002, **50**(2): 179 ~ 191
- [6] Shushakov O A. Groundwater NMR in conductive water. *Geophysics*, 1996, **61**(4): 998 ~ 1006
- [7] Legchenko A V, Shushakov O A. Inversion of surface NMR data. *Geophysics*, 1998, **63**(1): 75 ~ 84
- [8] Weng A H, Xu S Z, Wang X Q. On inversion method of Surface Nuclear Magnetic resonance data. In: Proceedings of the 2nd International Conference on Environmental and Engineering Geophysics, Wuhan, China, 2006. 456 ~ 460
- [9] 翁爱华. 核磁共振测井基础理论与实验研究[博士论文]. 长春: 吉林大学应用地球物理系, 2001
Weng A H. Study on data processing theories and experiments of NMR logging [Ph. D. thesis] (in Chinese). Changchun, Jilin University, 2001
- [10] Weichman P B, Lavelly E M, Ritzwoller M H. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. *Phys. Rev. E*, 2000, **62**: 1290 ~ 1312
- [11] Trushkin D V, Shushakov O A, Legchenko A V. Surface NMR applied to an electro-conductive medium. *Geophysical Prospecting*, 1995, **43**(4): 623 ~ 633
- [12] 翁爱华, 李舟波, 王雪秋. 层状导电介质中地面核磁共振响应特征理论研究. *地球物理学报*, 2004, **47**(1): 156 ~ 163
Weng A H, Li Z B, Wang X Q. A study on surface nuclear magnetic resonance over layered conductive earth. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(1): 156 ~ 163

- [13] Valla P, Legchenko A. One-dimensional modelling for proton magnetic resonance sounding measurements over an electrically conductive medium. *Journal of Applied Geophysics*, 2002, **50** (2): 217 ~ 229
- [14] Weichman P B, Dong Rong Lun, Ritzwoller M H, et al. A study of surface nuclear magnetic resonance inverse problems. *Journal of Applied Geophysics*. 2002, **50**(2): 129 ~ 147
- [15] 李舟波. 地球物理测井数据处理和综合解释. 长春: 吉林大学出版社, 2003
- Li Z B. Processing and Interpretation of Well Logging (in Chinese). Changchun: Jilin University Press, 2003
- [16] Trushkin D V, Shushakov O A. Modulation effects in non-drilling in the Earth's field. *Applied Magnetic Resonance*, 1993, **5**: 399 ~ 406
- [17] Guillen A, Legchenko A. Inversion of surface nuclear magnetic resonance data by an adapted Monte Carlo method applied to water resource characterization. *Journal of Applied Geophysics*, 2002, **50** (2): 193 ~ 205
- [18] Mohnke O, Yaramanci U. A new inversion scheme for surface NMR amplitudes using simulated annealing. In: Proceedings of the 61st EAGE Conference, EAGE, 1999, 262 ~ 280
- [19] Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing. *Journal of Applied Geophysics*. 2002, **50**(2): 163 ~ 177
- [20] 纳比吉安著. 电磁法勘探 - 理论卷. 赵经祥等译. 北京: 地质出版社, 1992
- Nabighian N M. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics (Volume 1) (in Chinese). Translated by Zhao J X, et al. Beijing: Geological Publishing House, 1992
- [21] 杨文采. 地球物理反演的理论与方法. 北京: 地质出版社, 1997
- Yang W C. Theory and Methods in Geophysical Inversion (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1997

(本文编辑 胡素芳)

www.cnki.net