

层状各向异性介质大地电磁联合反演研究*

霍光谱¹⁾ 胡祥云^{1)†} 方慧²⁾ 黄一凡¹⁾

1) (中国地质大学地球物理与空间信息学院, 武汉 430074)

2) (中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所, 廊坊 065000)

(2011年10月20日收到; 2011年11月10日收到修改稿)

地壳和上地幔中存在的电性各向异性是地电模型、地下结构和构造模型间一个重要的联系因素. 近年来, 它引起了广泛的关注, 推动了对电性各向异性结构模型和反演理论新方法的研究. 本文在 Marquardt 反演理论的基础上, 引入权因子对其改进后用于大地电磁视电阻率和阻抗相位联合反演, 通过具体算例的分析, 验证了理论的正确性; 此外, 对西北某地大地电磁实测资料处理解释, 说明了程序的实用性并为今后研究深部电性构造提供了一种新的方法和途径.

关键词: 大地电磁, 联合反演, 各向异性电导率, 马奎特反演

PACS: 91.60.Pn, 91.25.Qi, 91.35.-x, 41.20.-q

1 引言

近年来的研究表明, 电性各向异性在地球内部已经成为无法忽视的重要现象^[1-5]. Wanamaker^[6]详细阐述了电性各向异性在地电模型和地球动力学解释中起到的重要作用. 国内对地壳和上地幔中地震各向异性特征研究的文章较多^[7-9], 而对于电性各向异性特征进行基础理论、资料解释研究的较少. 长周期 MT 资料对于揭示深部电性结构有显著效果^[10-12], 为利用长周期 MT 资料研究深部电性各向异性特征提供了可行性. 各向异性地层 MT 一维正演理论经过四十多年的研究^[13-17], 在 2002 年通过 Pek 等^[18]的完善, 已经非常成熟. 早在 20 世纪 70 年代, Abramovici 等^[19]就对一维各向异性地层中的 MT 数据进行了反演研究. 最近 20 年间, Regis 等^[20,21]使用了与 Abramovici 同样的反演步骤, 说明结合测井和其他地球物理和地质解释信息建立稳定的各向异性模型重要性. Pek 等^[22]将 Occam 反演理论改进后应用在对层状各向异性介质大地电磁反演研究中, 在反

演过程中使用了阻抗实部和虚部的信息, 并取得了很好的效果. 我国对于各向异性介质 MT 一维反演研究较少, 主要有林长佑等^[23]对层状各向异性介质 MT 资料做了反演研究, 研究结果表明电性各向异性对地壳深部应力场的解释具有积极意义.

各向异性地电模型反演与同性地电模型反演相比, 拥有更多的参数变量, 变量之间的内部联系也更为复杂. 本文基于 Pek 等^[18]的正演理论, 引入权因子对 Marquardt 反演理论改进后用于大地电磁视电阻率和阻抗相位联合反演, 通过具体算例的分析, 验证了理论的正确性.

2 各向异性介质 MT 的一维正演理论

本文的正演理论来自 Pek 等^[18]的研究成果.

各向同性介质和各向异性介质最大的区别在于, 电导率在各向异性介质中为张量.

由大地电磁模型的 1-D 性质, $\partial/\partial x = \partial/\partial y = 0$, 在频率 ω 中, 模型中每一层状均匀介质

* 国家自然科学基金 (批准号: 40974040), 国家深部专项 (批准号: SinoProbe-01-03-02) 和湖北省自然科学基金 (批准号: 2011CDA123) 资助的课题.

† E-mail: xyhu@cug.edu.cn

的 Maxwell's 方程可以分解为

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_x}{\partial z} &= i\omega\mu_0 H_y, \\ \frac{\partial H_y}{\partial z} &= -\sigma_{xx}E_x - \sigma_{xy}E_y - \sigma_{xz}E_z; \quad (1) \\ \frac{\partial E_y}{\partial z} &= -i\omega\mu_0 H_x, \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma_{yx}E_x + \sigma_{yy}E_y + \sigma_{yz}E_z; \quad (2) \end{aligned}$$

$$H_z = 0,$$

$$\sigma_{zx}E_x + \sigma_{zy}E_y + \sigma_{zz}E_z = 0. \quad (3)$$

最终可推导求得

$$\mathbf{Z}_{l-1} = (\mathbf{S}_l^{\text{EE}}\mathbf{Z}_l + \mathbf{S}_l^{\text{EH}})(\mathbf{S}_l^{\text{HE}}\mathbf{Z}_l + \mathbf{S}_l^{\text{HH}})^{-1}, \quad (4)$$

式中 $\mathbf{Z}_l \equiv \mathbf{Z}(z_l, \omega)$, $\mathbf{H}_{h,l} \equiv \mathbf{H}_h(z_l, \omega)$. (4) 式可用于传播阻抗张量从均匀底层顶部穿透所有层达到地表, 在底层均匀半空间的开始阻抗张量表示为

$$\mathbf{Z}_N = -\frac{1}{2} \begin{pmatrix} -(\zeta_1 - \zeta_2) \sin 2\beta_s & (\zeta_1 + \zeta_2) + (\zeta_1 - \zeta_2) \cos 2\beta_s \\ -(\zeta_1 + \zeta_2) + (\zeta_1 - \zeta_2) \cos 2\beta_s & (\zeta_1 - \zeta_2) \sin 2\beta_s \end{pmatrix}, \quad (5)$$

式中 $\zeta_1, \zeta_2, \beta_s$ 是半空间的参数, $\zeta_m = \zeta_{m,N+1} = k_{m,N+1}/A_{m,N+1}$, $m = 1, 2$, $\beta_s = \beta_{s,N+1}$.

3 各向异性介质 MT 的一维联合反演理论

大地电磁的一维反演方法主要分为线性反演和非线性反演. 本文的反演理论是基于经典的马奎特法改进得来的. Marquardt 在 1963 年对最小二乘法做了一次有效的改进, 并在实际应用中达到了良好的效果, 提出了马奎特反演理论, 又称阻尼最小二乘法.

Marquardt 法较最小二乘法的优点在于, 使用了增大系数矩阵主对角元素的方法, 从而改善了系数矩阵的病态问题. 在大地电磁反演中, 大地电磁测深曲线首先是表示在双对数坐标系中, 曲线形态的变化反映的是视电阻率对数的变化, 而不是它本身; 其次曲线形态变化的幅度, 取决于模型参数的相对变化量 $\Delta\lambda_j/\lambda_j$. 依据这两个重要特点对马奎特法进行修改, 将目标函数修改为如下形式 [24]:

$$\begin{aligned} F(\lambda) &= \sum_{i=1}^N (\ln \rho_{ai} - \ln \rho_{ci})^2 \\ &+ a \sum_{j=1}^M (\Delta\lambda_j/\lambda_j)^2. \quad (6) \end{aligned}$$

3.1 同性介质的马奎特联合反演理论

大地电磁资料的联合反演有利于减少大地电磁反演的多解性, 提高分辨能力. 在一维反演解释时, 要将大地电磁视电阻率和阻抗相位资料纳入同一目标函数之中, 须采用权因子. 对于权因子的选

取, 晋光文 [25] 已经有过阐述, 将目标函数修改为如下形式:

$$\begin{aligned} F(\lambda) &= \frac{1}{4} \sum_{i=1}^N (\ln \rho_{ai} - \ln \rho_{ci})^2 \\ &+ \sum_{i=1}^N (\varphi_{ai} - \varphi_{ci})^2 \\ &+ a \sum_{j=1}^M (\Delta\lambda_j/\lambda_j)^2. \quad (7) \end{aligned}$$

3.2 各向异性介质的马奎特联合反演理论

在各向同性介质中, 对大地电磁视电阻率和阻抗相位资料做联合解释时, 对于 N 个频点, 对应的观测资料是 $2N$ 个; 在各向异性介质中, 对应的观测资料是 $8N$ 个 (包含 2 组主阻抗资料和 2 组辅助阻抗资料). 在对各向异性介质大地电磁资料做一维反演时, 本文选取了 2 组主阻抗资料进行反演, 忽略了 2 组辅助阻抗资料. 因为正演模拟计算的结果揭示了如下信息: 2 组主阻抗资料包含了符合实际地电模型的有用信息; 2 组辅助阻抗资料中数据的数量级与 2 组主阻抗资料中数据的数量级相差极大. 本文将目标函数修改为如下形式:

$$\begin{aligned} F(\lambda) &= \frac{1}{4} \left(b \sum_{i=1}^N (\ln \rho_{ai}^{xy} - \ln \rho_{ci}^{xy})^2 \right. \\ &+ b \sum_{i=1}^N (\ln \rho_{ai}^{yx} - \ln \rho_{ci}^{yx})^2 \\ &+ \left. \left(b \sum_{i=1}^N (\varphi_{ai}^{xy} - \varphi_{ci}^{xy})^2 \right) \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &+ b \sum_{i=1}^N (\varphi_{ai}^{yx} - \varphi_{ci}^{yx})^2 \\
 &+ a \sum_{j=1}^M (\Delta \lambda_j / \lambda_j)^2. \tag{8}
 \end{aligned}$$

迭代求解模型参数修改量 $\Delta \lambda$ 的方程为

$$[\mathbf{P}^T \mathbf{P} + a \mathbf{I} D] \Delta \lambda - \mathbf{P}^T \Delta \mathbf{L} = 0, \tag{9}$$

式中, \mathbf{I} 为单位矩阵, $\mathbf{P} = \begin{bmatrix} \mathbf{P}_1 \\ \mathbf{P}_2 \end{bmatrix}$, $\Delta \mathbf{L} = \begin{bmatrix} \Delta \mathbf{L}_1 \\ \Delta \mathbf{L}_2 \end{bmatrix}$,

$$\mathbf{P}_1 = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a1}^{xy}} \frac{\partial \rho_{c1}^{xy}}{\partial \lambda_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a1}^{xy}} \frac{\partial \rho_{c1}^{xy}}{\partial \lambda_2} \right) & \cdots & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a1}^{xy}} \frac{\partial \rho_{c1}^{xy}}{\partial \lambda_M} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a2}^{xy}} \frac{\partial \rho_{c2}^{xy}}{\partial \lambda_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a2}^{xy}} \frac{\partial \rho_{c2}^{xy}}{\partial \lambda_2} \right) & \cdots & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a2}^{xy}} \frac{\partial \rho_{c2}^{xy}}{\partial \lambda_M} \right) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{aN}^{xy}} \frac{\partial \rho_{cN}^{xy}}{\partial \lambda_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{aN}^{xy}} \frac{\partial \rho_{cN}^{xy}}{\partial \lambda_2} \right) & \cdots & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{aN}^{xy}} \frac{\partial \rho_{cN}^{xy}}{\partial \lambda_M} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a1}^{yx}} \frac{\partial \rho_{c1}^{yx}}{\partial \lambda_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a1}^{yx}} \frac{\partial \rho_{c1}^{yx}}{\partial \lambda_2} \right) & \cdots & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a1}^{yx}} \frac{\partial \rho_{c1}^{yx}}{\partial \lambda_M} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a2}^{yx}} \frac{\partial \rho_{c2}^{yx}}{\partial \lambda_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a2}^{yx}} \frac{\partial \rho_{c2}^{yx}}{\partial \lambda_2} \right) & \cdots & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{a2}^{yx}} \frac{\partial \rho_{c2}^{yx}}{\partial \lambda_M} \right) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{aN}^{yx}} \frac{\partial \rho_{cN}^{yx}}{\partial \lambda_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{aN}^{yx}} \frac{\partial \rho_{cN}^{yx}}{\partial \lambda_2} \right) & \cdots & \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_{aN}^{yx}} \frac{\partial \rho_{cN}^{yx}}{\partial \lambda_M} \right) \end{bmatrix}, \quad \mathbf{P}_2 = \begin{bmatrix} \frac{\partial \phi_{c1}^{xy}}{\partial \lambda_1} & \frac{\partial \phi_{c1}^{xy}}{\partial \lambda_2} & \cdots & \frac{\partial \phi_{c1}^{xy}}{\partial \lambda_M} \\ \frac{\partial \phi_{c2}^{xy}}{\partial \lambda_1} & \frac{\partial \phi_{c2}^{xy}}{\partial \lambda_2} & \cdots & \frac{\partial \phi_{c2}^{xy}}{\partial \lambda_M} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial \phi_{cN}^{xy}}{\partial \lambda_1} & \frac{\partial \phi_{cN}^{xy}}{\partial \lambda_2} & \cdots & \frac{\partial \phi_{cN}^{xy}}{\partial \lambda_M} \\ \frac{\partial \phi_{c1}^{yx}}{\partial \lambda_1} & \frac{\partial \phi_{c1}^{yx}}{\partial \lambda_2} & \cdots & \frac{\partial \phi_{c1}^{yx}}{\partial \lambda_M} \\ \frac{\partial \phi_{c2}^{yx}}{\partial \lambda_1} & \frac{\partial \phi_{c2}^{yx}}{\partial \lambda_2} & \cdots & \frac{\partial \phi_{c2}^{yx}}{\partial \lambda_M} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial \phi_{cN}^{yx}}{\partial \lambda_1} & \frac{\partial \phi_{cN}^{yx}}{\partial \lambda_2} & \cdots & \frac{\partial \phi_{cN}^{yx}}{\partial \lambda_M} \end{bmatrix},$$

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\lambda_1^2} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \frac{1}{\lambda_2^2} & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \cdots & 0 & \frac{1}{\lambda_M^2} \end{bmatrix}, \quad \Delta \mathbf{L}_1 = \begin{bmatrix} \ln \left(\frac{1}{2} \frac{\rho_{a1}^{xy}}{\rho_{c1}^{xy}} \right) \\ \ln \left(\frac{1}{2} \frac{\rho_{a2}^{xy}}{\rho_{c2}^{xy}} \right) \\ \vdots \\ \ln \left(\frac{1}{2} \frac{\rho_{aN}^{xy}}{\rho_{cN}^{xy}} \right) \\ \ln \left(\frac{1}{2} \frac{\rho_{a1}^{yx}}{\rho_{c1}^{yx}} \right) \\ \ln \left(\frac{1}{2} \frac{\rho_{a2}^{yx}}{\rho_{c2}^{yx}} \right) \\ \vdots \\ \ln \left(\frac{1}{2} \frac{\rho_{aN}^{yx}}{\rho_{cN}^{yx}} \right) \end{bmatrix}, \quad \Delta \mathbf{L}_2 = \begin{bmatrix} \phi_{a1}^{xy} - \phi_{c1}^{xy} \\ \phi_{a2}^{xy} - \phi_{c2}^{xy} \\ \vdots \\ \phi_{aN}^{xy} - \phi_{cN}^{xy} \\ \phi_{a1}^{yx} - \phi_{c1}^{yx} \\ \phi_{a2}^{yx} - \phi_{c2}^{yx} \\ \vdots \\ \phi_{aN}^{yx} - \phi_{cN}^{yx} \end{bmatrix},$$

显而易见, 本文的目标函数和法方程都与同性介质中联合反演理论的目标函数和法方程有很大区别. 本文为在反演过程中同时引入 2 组主阻抗资料 (2 组主阻抗资料包含有同等重要的信息), 在目标函数中加入了另一个权因子 $b (b = 1/2)$; 同时对

法方程也做了相应的修改.

4 数值模拟及实测资料解释

反演过程中, 当第 i 次修改模型后的目标

函数 F^i 和前次模型的目标函数 F^{i-1} 之间存在 $F^i < F^{i-1}$ 关系时, 对于目标函数值是否满足精度要求的判断, 同样进行了修改: 即第 i 次修改模型后的目标函数 F^i 和未修改模型的目标函数 F^{i-1} 之间的差值 $G(G = F^{i-1} - F^i, i = 1, 2, \dots, n)$ 小于设定的精度时, 达到反演的精度要求. 修改后的优点在于对实测资料进行反演时, 当第 i 次修改模型前后的目标函数差值足够小时, 说明此时的模型已经符合实际地质情况; 并且可通过在反演前设置令 G 满足的精度来控制反演次数, 同时可以有效避免在对实测资料进行反演时, 目标函数无法达

到对理论模型反演时的极小值, 出现无法收敛拟合的情况.

4.1 各向异性模型反演实验

本文首先对三层各向异性模型 (底层为均匀各向同性半空间, 电阻率 = 100 $\Omega \cdot m$) 分别做了基于各向异性理论的视电阻率反演和视电阻率阻抗相位联合反演实验以及基于各向同性理论的视电阻率阻抗相位联合反演实验, 实验结果如表 1, 表 2, 图 1, 图 2 所示.

表 1 三层各向异性模型的反演结果

模型参数	实际模型	初始模型	视电阻率反演	视电阻率阻抗相位联合反演
h_1/km	3	2	2.599499	2.999999
$\rho_1^1/\Omega \cdot m$	10	5	14.0331	10.00005
$\rho_1^2/\Omega \cdot m$	1	0.5	0.8905001	1.000012
$\alpha/(^\circ)$	30	15	15.1662	29.99996
h_2/km	7	4	4.160294	7.0001009
$\rho_2^1/\Omega \cdot m$	5	3	2.950503	5.000055
$\rho_2^2/\Omega \cdot m$	0.5	0.3	0.3522	0.500019
$\beta/(^\circ)$	60	30	26.6257	60.0001
相对拟合误差	0	4.45×10^{-1}	3.51×10^{-1}	1.05×10^{-5}
反演迭代次数			18 次	5 次

注: 频率为 10^3-10^{-5} Hz, 呈对数等间隔分布, h_i 为层厚, ρ_i^1 和 ρ_i^2 为第 i 层电性主轴方向上的电阻率, 单位为 $\Omega \cdot m$, α, β 分别为各向异性层测量轴与电性主轴的夹角.

表 2 基于各向同性理论的反演结果

模型参数	初始模型	视电阻率阻抗相位联合反演 (TM)	
		初始模型	视电阻率阻抗相位联合反演 (TE)
h_1/km	2	2.314	2.133
$\rho_1/\Omega \cdot m$	5	6.897	2.317
h_2/km	4	14.538	5.265
$\rho_2/\Omega \cdot m$	3	2.004	2.058
反演迭代次数		10	18

注: 频率为 10^3-10^{-5} Hz, 呈对数等间隔分布.

图 2 展示了基于各向同性理论及各向异性理论对模型电性结构的反演结果. 由表 1 实验结果可得, 对各向异性介质大地电磁数据进行反演解释, 单独使用视电阻率数据反演难以得到理想的反演结果, 反演结果无法有效反映实际地电模型. 使用视电阻率和阻抗相位数据联合反演的结果表明, 不论在反演精度、分辨率, 还是反演的时间和迭代次数等各个方面, 都取得明显好于单独使用视电阻率

数据反演的结果并且达到了反演的目的和精度要求. 由图 1 视电阻率和阻抗相位的拟合曲线可得, 表 2 中分别用 TE, TM 模式反演计算得出的电性结构理论上应很好反映出模型的电性结构情况, 但实际上基于各向同性理论进行反演解释, 得到的地层信息和电性结构会与实际情况产生很大的差异, 特别是测量轴和电性主轴间夹角角度较大时. 测量轴和电性主轴间夹角角度较小的情况, 本文将在对实

测数据反演时说明.

基于各向异性反演实验时设定的精度值为 1×10^{-3} , 反演结束时单独视电阻率反演和视电阻率阻抗相位联合反演对应的目标函数值分别为 $F^{18} = 29.11275$ 和 $F^5 = 5.089 \times 10^{-8}$. 对于本次实验来说较少的迭代次数就可以达到反演目的, 没有必要设定过低的精度, 下面本文将讨论更为复杂的情况.

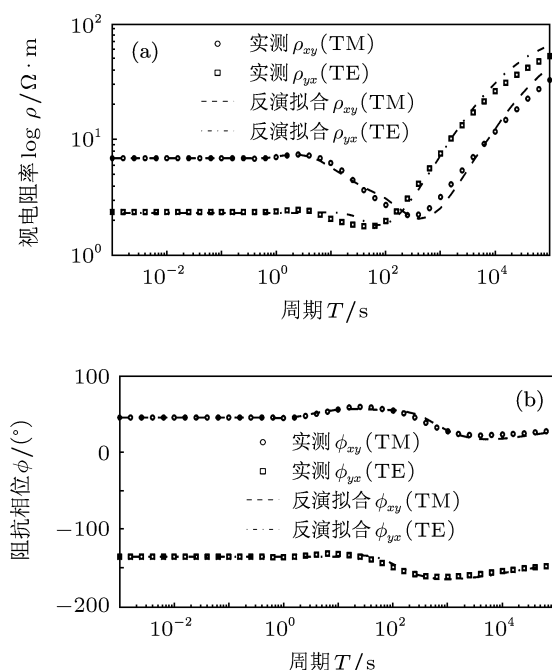


图1 基于各向同性理论的实测数据的反演拟合曲线 (a) 视电阻率反演拟合曲线; (b) 阻抗相位反演拟合曲线

因为前文已经说明, 单独利用视电阻率数据反演对于解决各向异性问题没有任何实际意义, 并且用各向同性理论反演解释各向异性模型也不能得到满意的效果. 本文对四层各向异性模型 (底层为均匀各向同性半空间, 电阻率 = $100 \Omega \cdot m$) 仅做了基于各向异性理论的视电阻率和阻抗相位联合反演实验, 如表 3 所示.

表 3 的反演结果显示, 如果精度值按先前经验设定在 1×10^{-3} , 反演结束时目标函数 $F^6 = 7.07 \times 10^{-4}$, 反演结果对于反映各向同性高阻覆盖层和二层各向异性层的电性结构有较好的表现, 但对于三层各向异性层的反映与真实情况差别较大, 最主要的差异表现在 ρ_2^2 和 ρ_3^2 的电阻率值上. 为获得更好的反演效果, 随后将精度值设定在 1×10^{-7} , 反演结束时目标函数 $F^{28} = 4.15 \times 10^{-7}$, 反演结果同实际地电模

型仅有细微的差别, 可以有效的反映出真实的地电模型. 但 ρ_3^2 的电阻率值还不够理想, 推断为是由于它的电阻率值相对于它的电性主轴方向上的上下两层的电阻率值 (ρ_2^2 和 ρ_4 , 同为 $100 \Omega \cdot m$) 为高阻, 反演过程中受到上下两层较低电阻率值的影响; 另外, 本次实验反演迭代 (第 28 次) 结束时的相对拟合误差与三层各向异性模型反演结束时的相对拟合误差相比, 也存在着较大的差异, 这也是由于 ρ_3^2 的电阻率值拟合效果稍差造成的.

对于更为复杂的四层各向异性地电模型来说, 参与反演的参数也随之增加, 模型参数所能组成的地电模型种类也随之增加, 这就给反演的多解性问题带来了较同性介质更为复杂的情况, 这也是造成 ρ_3^2 的电阻率值拟合不理想的原因之一.

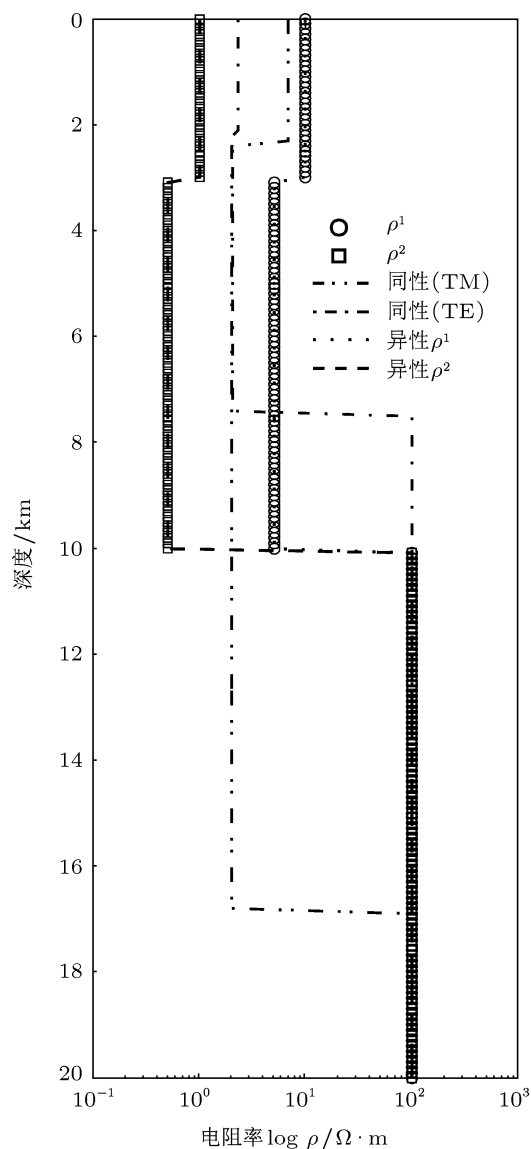


图2 模型电性结构及反演结果

表 3 四层各向异性模型的反演结果

模型参数	实际模型	初始模型	视电阻率阻抗相位联合反演	
h_1/km	3	2	3.0402	3.00013
$\rho_1^1/\Omega\cdot\text{m}$	500	300	499.647	499.995
$\rho_1^2/\Omega\cdot\text{m}$	500	300	498.955	499.9903
h_2/km	7	4	6.9196	6.9969
$\rho_2^1/\Omega\cdot\text{m}$	10	5	10.5796	10.0316
$\rho_2^2/\Omega\cdot\text{m}$	100	50	90.909	99.8347
$\beta/(\circ)$	-50	-30	-50.524	-50.014
h_3/km	10	6	9.3911	9.97671
$\rho_3^1/\Omega\cdot\text{m}$	2	5	1.8656	1.99492
$\rho_3^2/\Omega\cdot\text{m}$	200	100	122.219	192.337
$\theta/(\circ)$	20	40	20.104	20.0007
相对拟合误差	0	5.78×10^{-1}	6.44×10^{-2}	4.65×10^{-3}
反演迭代次数			6 次	28 次

注: 频率为 $10^3\text{--}10^{-5}$ Hz, 呈对数等间隔分布. β, θ 分别为各向异性层测量轴与电性主轴的夹角.

4.2 实测大地电磁资料反演

为验证程序的实用性, 选取了具有电性各向异性地层特征的大地电磁资料进行反演实验, 该测点 (N41° 00', E88° 00') 位于新疆塔里木盆地边缘, 北临库尔勒断裂, 南临孔雀河, 为保证数据质量选取了频率为 320—0.00114 Hz 之间的数据进行反演. 在进行反演之前对数据进行了一些必要的预处理, 如数据圆滑等, 同时为建立合理的初始模型提供理论依据, 避免在反演过程中出现无法拟合的情况, 对圆滑后的数据做了 bostic 反演, 有利于大致确定模型的层数和每层的大致厚度以及电阻率值.

以往对实测大地电磁资料的处理解释都是基于各向同性理论, 分别做 TE 反演、TM 反演, 根据已有地质资料分析后选取其中一种模式对地层电性结构做地质解释. 为说明各向同性理论和各向异性理论对地层电性结构反演结果的差别, 本文对实测大地电磁资料既做了基于各向同性理论的视电阻率阻抗相位联合反演解释, 又做了基于各向异性理论的视电阻率阻抗相位联合反演解释.

建立的四层各向同性 (异性) 初始模型 (底层为均匀各向同性半空间, 电阻率 = $50 \Omega\cdot\text{m}$) 和反演结果如表 4, 表 5, 图 3, 图 4 所示.

表 4 基于各向同性理论的反演结果

模型参数	初始模型	视电阻率阻抗相位联合反演 (TM)		视电阻率阻抗相位联合反演 (TE)	
		初始模型	联合反演 (TM)	初始模型	联合反演 (TE)
h_1/km	0.2	0.2	0.1805	0.2	0.184
$\rho_1/\Omega\cdot\text{m}$	13	12	12.263	12	11.33
h_2/km	0.3	0.3	0.314	0.3	0.304
$\rho_2/\Omega\cdot\text{m}$	1	1	1.2403	1	0.8865
h_3/km	5	5	6.788	5	5.425
$\rho_3/\Omega\cdot\text{m}$	60	15	121.012	15	26.68
反演迭代次数			24		35

注: 频率为 320—0.00114 Hz, 呈对数等间隔分布.

图 3 是分别用 TE, TM 模式反演得到的视电阻率和阻抗相位的拟合曲线, 表 4 中是分别用 TE, TM 模式反演计算得出的实际地层的电性结构. 以

往基于各向同性理论对 MT 数据进行反演, 前人有用 TM(H 极化) 模式 [26-28] 对 MT 数据进行处理解释揭示深部电性结构; 也有学者分别使用 TE,

TM 模式反演解释, 说明两种模式反演得出的电性结构具有一致性^[29,30]; 此外, 也有学者对 MT 数据分别进行 TE, TM 模式反演, 表明 TE 模式得到的反演结构在深度方向上更准确地反映实际模型, TM 模式的反演结构在横向上能更准确地反映实际模型^[31]. 对于本文的反演结果来说, 若基于各向同性理论揭示地层的电性结构, TE 和 TM 模型的反演结果存在不一致性, 故无论选取 TE 还是 TM 模式都无法准确、合理的揭示真实信息.

表 5 基于各向异性理论的反演结果

模型参数	初始模型	视电阻率阻抗相位联合反演
h_1/km	0.2	0.3467
$\rho_1^1/\Omega\cdot\text{m}$	13	12.168
$\rho_1^2/\Omega\cdot\text{m}$	12	11.203
$\alpha/(\circ)$	5	4.771
h_2/km	0.3	0.3051
$\rho_2^1/\Omega\cdot\text{m}$	1	0.7562
$\rho_2^2/\Omega\cdot\text{m}$	1	0.5853
$\beta/(\circ)$	5	3.348
h_3/km	5	9.3783
$\rho_3^1/\Omega\cdot\text{m}$	60	136.373
$\rho_3^2/\Omega\cdot\text{m}$	15	22.5801
$\theta/(\circ)$	30	1.733
反演迭代次数		31 次

注: 频率为 320—0.00114 Hz, 呈对数等间隔分布. α, β, θ 分别为各向异性层测量轴与电性主轴的夹角.

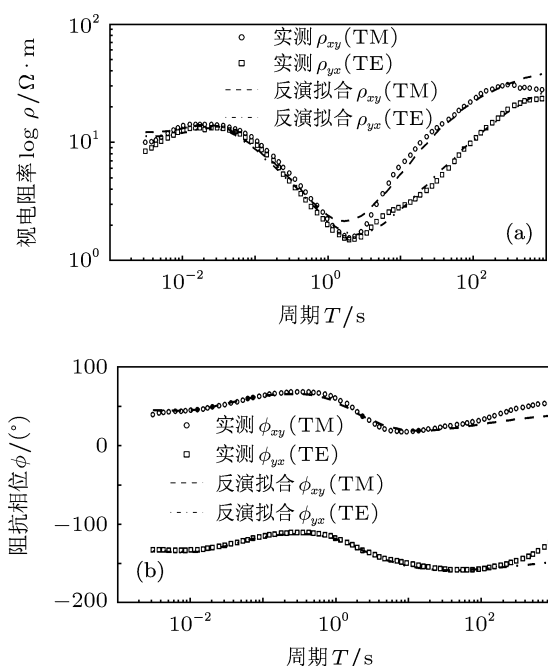


图 3 基于各向同性理论的实测数据的反演拟合曲线 (a) 视电阻率反演拟合曲线; (b) 阻抗相位反演拟合曲线

图 4 是基于电性各向异性理论反演得到的视电阻率和阻抗相位的拟合曲线, 表 5 是反演计算得出的实际地层的电性结构. 反演结果揭示了在浅部地层中存在两层同为低阻层, 厚度都较薄, 都包含了不太明显的电性各向异性结构, 且电性主轴与测量轴都存在较小夹角, 第二层的电阻率值与第一层相差一个数量级; 深部地层中存在一个明显的电性各向异性结构, 从反演结果来看层厚应该在 9.38 km, 且两个电性主轴上的电阻率值相差在 6 倍以上, 但电性主轴与测量轴的夹角很小.

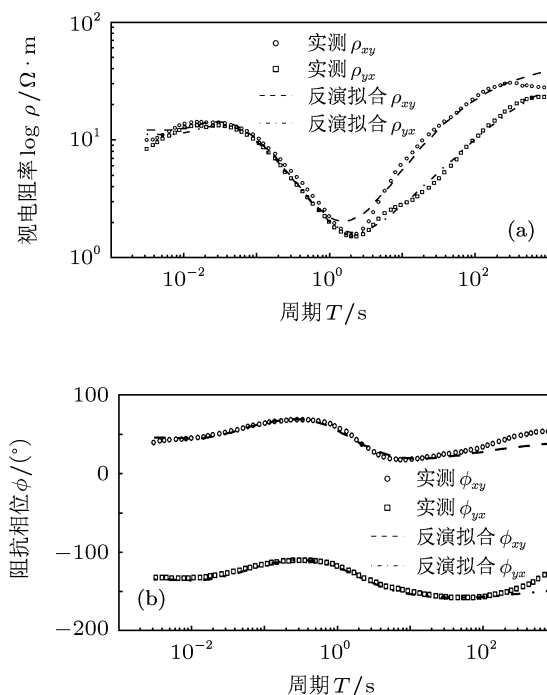


图 4 基于各向异性理论的实测数据的反演拟合曲线 (a) 视电阻率反演拟合曲线; (b) 阻抗相位反演拟合曲线

结合测点及附近构造位置和地质情况, 对反演结果可以做如下解释 (图 5 所示): 第一层不到 350 m 厚度为南天山库鲁克塔格山前洪冲积物, 较为松散. 鉴于测区气候条件干旱, 蒸发量巨大, 表层的松散沉积物含水率很小, 因而电阻率较高. 该层沉积物未受南天山隆升的影响, 具有微弱的电性各向异性; 第二层厚度约 310 m, 为压实程度较低的沉积物, 由于蒸发作用对该深度的水影响很小, 推测该层沉积物是含水的, 因而电阻率很低. 该层受构造挤压作用非常微弱, 电性各向异性较小; 第三层厚度达 9.34 km, 但是从反演结果来看推测层厚应该在 9.38 km. 推测该层为库鲁克塔格山前较老的压实程度较高的沉积物和基岩 (深部), 压实程度

高, 含水很少, 因而电阻率很高. 天山造山带的隆升使得山脉向南北两侧扩展挤压, 南天山库鲁克塔格对其南部 (测点所在部位) 强烈的构造挤压作用影响到该层, 可能使其地层发生褶皱, 地层中沉积物颗粒及矿物颗粒收到近南北向挤压, 形成东西向的

定向构造, 如矿物拉伸线理等, 这些定向构造是造成地层电性各向异性的重要原因. 该层两个电性主轴上的电阻率值相差在 6 倍以上, 且电性主轴与测量轴的夹角很小, 与其收到的区域上构造主应力轴的方位一致.

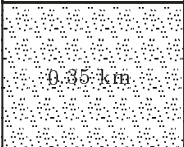
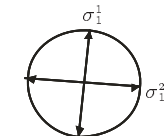

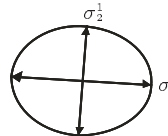
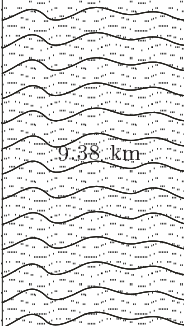
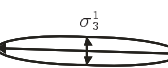
上地壳岩层柱及大致厚度	实测数据反演结果	电导率各向异性椭圆	地质解释
 0.35 km	$h_1 = 0.3467 \text{ km}$ $\rho_1^1 = 12.168 \ \Omega \cdot \text{m}$ $\rho_1^2 = 12.203 \ \Omega \cdot \text{m}$ $\alpha = 4.771^\circ$		表层较松散, 沉积物由于含水少, 故电阻率较高. 未受构造挤压作用, 具有微弱的电性各向异性
 0.31 km	$h_2 = 0.3051 \text{ km}$ $\rho_2^1 = 0.7562 \ \Omega \cdot \text{m}$ $\rho_2^2 = 0.5853 \ \Omega \cdot \text{m}$ $\beta = 3.348^\circ$		压实程度较低的沉积物, 可能含水, 电阻率很低. 受构造挤压作用非常微弱, 有极小的电性各向异性.
 9.38 km	$h_3 = 9.3783 \text{ km}$ $\rho_3^1 = 136.37 \ \Omega \cdot \text{m}$ $\rho_3^2 = 22.58 \ \Omega \cdot \text{m}$ $\theta = 1.733^\circ$		压实程度较高的沉积物和基岩, 含水极少, 电阻率很高. 受南天山造山带隆升影响, 该层岩石受到近南北向的构造挤压作用, 造成岩石中东西向的拉伸线理等定向构造, 因此具有非常明显的电性各向异性.

图 5 基于各向异性理论对实测数据反演结果的地质解释

在对实测 MT 资料进行反演处理时, 设定精度值为 1×10^{-6} , 大于对理论模型反演时的 1×10^{-7} , 是因为实测数据中包含了各种噪声的影响, 要求精度值太小会导致反演迭代无法收敛拟合. 在本次反演结束时, 目标函数值为 $F^{31} = 0.8854824$, 四层理论模型反演结束时的目标函数值 $F^{28} = 4.15 \times 10^{-7}$, 两次反演结束时的目标函数值相差在 6 个数量级, 但精度值只相差 1 个数量级. 显然如果在反演过程中用目标函数值来判断是否达到设定的精度值, 将很难获得理想的反演结果, 并且在多数情况下会出现无法收敛拟合的情况.

5 结论

本文基于 Pek 等^[18]的正演理论, 对 Marquardt

反演理论改进后, 应用在对各向异性介质 MT 资料的反演解释, 通过对理论模型及实测数据的反演解释, 得出了以下结论:

1. 本文将前人基于各向同性理论的视电阻率和阻抗相位联合反演公式, 根据层状各向异性介质的特征, 经过推导变化, 改进为可对各向异性介质大地电磁视电阻率和阻抗相位联合反演的公式, 通过对各向异性模型做反演实验, 验证了理论的正确性.

2. 在反演前精度值 G 的设定会对反演精度、迭代次数等造成不同程度的影响, 特别是对实测数据反演时, 由于在数据采集过程中各种因素的影响造成数据质量的问题, 导致目标函数 F 不能达到实验模型反演中的足够小; 同时在反演前我们无法通过经验给出一个精度 (精度太大, 模型不够准确; 精

度太小,无法收敛拟合)令反演的结果模型符合实际地质情况,所以选取 G 值代替 F 值对是否满足精度要求做判断,更符合实际情况.

3. 实验结果表明,用 MT 视电阻率和阻抗相位联合反演,得到的反演结果在反演精度、迭代次数、分辨率精度上都能够对地电模型达到非常好的反映效果.但,随着地电模型更加复杂,反演结果

会逐渐变差,造成这种情况的原因是由于模型参数的增加会给解的多解性问题带来更多的组合情况,更大的变数.

4. MT 数据中揭示的电性各向异性现象,如果不与电性各向同性现象区分,始终使用各向同性理论反演解释,得到的结果无法准确、合理的揭示地层电性信息,并会出现自相矛盾的情况.

- [1] Karato S 1990 *Nature* **347** 272
- [2] Mareschal M, Kellett R L, Kurtz R D, Ludden J N, Ji S, Bailey R C 1995 *Nature* **375** 134
- [3] Bahr K, Duba A 2000 *Earth Planet. Sci. Lett.* **178**
- [4] Bahr K, Simpson F 2002 *Science* **295** 1270
- [5] Huang X, Xu Y, Karato S I 2005 *Nature* **434** 746
- [6] Wannamaker P E 2005 *Surv. Geophys.* **26** 733
- [7] Peng Y J, Huang Z X, Su W, Zheng Y J 2007 *Chinese J. Geophys.* **50** 752 (in Chinese) [彭艳菊, 黄忠贤, 苏伟, 郑月军 2007 地球物理学报 **50** 752]
- [8] Wu J, Gao Y, Chen Y T, Huang J L 2007 *Chinese J. Geophys.* **50** 209 (in Chinese) [吴晶, 高原, 陈运泰, 黄金莉 2007 地球物理学报 **50** 209]
- [9] Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, Zhou M D, Yang J S, Xu Z Q, Jiang X D, Zheng X F 2008 *Chinese J. Geophys.* **51** 431 (in Chinese) [常利军, 王椿镛, 丁志峰, 周民都, 杨建思, 徐智强, 姜旭东, 郑秀芬 2008 地球物理学报 **51** 431]
- [10] Zhao G Z, Tang J, Zhan Y, Chen X B, Zhuo X J, Wang J J, Xuan F, Deng Q H, Zhao J M 2004 *Science in China D* **34** 908 (in Chinese) [赵国泽, 汤吉, 詹艳, 陈小斌, 卓贤军, 王继军, 宣飞, 邓前辉, 赵俊猛 2004 中国科学 (D) **34** 908]
- [11] Yu P, Wu J S, Wang J L, Zhang X B, Zhang Z Q, Yao B H 2008 *Chinese J. Geophys.* **51** 503 (in Chinese) [于鹏, 吴健生, 王家林, 张新兵, 章振铨, 姚保华 2008 地球物理学报 **51** 503]
- [12] Jin S, Wei W B, Ye G F, Deng M, Tan H D, Martyn Unsworth 2009 *Chinese J. Geophys.* **52** 2666 (in Chinese) [金胜, 魏文博, 叶高峰, 邓明, 谭捍东, Martyn Unsworth 2009 地球物理学报 **52** 2666]
- [13] O'Brien D P, Morrison H F 1967 *Geophysics* **32** 668
- [14] Reddy I K, Rankin D 1971 *Geophysical Prospecting* **19** 84
- [15] Loewenthal D, Landisman M 1973 *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* **35** 195
- [16] Abramovici F 1974 *Geophysics* **39** 56
- [17] Dekker D L, Hastie L M 1980 *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* **61** 11
- [18] Pek J, Santos F A M 2002 *Computers and Geosciences* **28** 939
- [19] Abramovici F, Shoham Y 1977 *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **50** 55
- [20] Regis C R T, Rijo L 1997 *Extended Abstracts Book 50th IC Soc. Bras. Geof. Ed., Brazil* **2** 673
- [21] Regis C R T, Rijo L 2000 *Abstracts Book 15th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth Cabo Frio Brazil* **47**
- [22] Pek J, Santos F A M 2006 *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **158** 139
- [23] Lin C Y, Wu Y X, Yang C F, Chen J Y 1996 *Chinese J. Geophys.* **39** 342 (in Chinese) [林长佑, 武玉霞, 杨长福, 陈军营 1996 地球物理学报 **39** 342]
- [24] Chen L S, Wang G E 1990 *Magnetotelluric sounding method* (Beijing: Geological Publishing House) (in Chinese) [陈乐寿, 王光镛 1990 大地电磁测深法 (北京: 地质出版社)]
- [25] Jin G W 1987 *Seismology and Geology* **9** 81 (in Chinese) [晋光文 1987 地震地质 **9** 81]
- [26] Wei W B, Jin S, Ye G F, Deng M, Tan H D, Martyn Unsworth, Alan G Jones, John Booker, Shenghui Li 2006 *Chinese J. Geophys.* **49** 1215 (in Chinese) [魏文博, 金胜, 叶高峰, 邓明, 谭捍东, Martyn Unsworth, Alan G. Jones, John Booker, Shenghui Li 2006 地球物理学报 **49** 1215]
- [27] Jin S, Ye G F, Wei W B, Deng M, Martyn Unsworth 2006 *Earth Science Frontiers* **13** 408 (in Chinese) [金胜, 叶高峰, 魏文博, 邓明, Martyn Unsworth 2006 地学前缘 **13** 408]
- [28] Tan H D, Wei W B, Martyn Unsworth, Deng M, Jin S 2004 *Chinese J. Geophys.* **47** 685 (in Chinese) [谭捍东, 魏文博, Martyn Unsworth, 邓明, 金胜 2004 地球物理学报 **47** 685]
- [29] Ma X B, Kong X R, Liu H B, Yan Y L 2001 *Science in China. D* **31** 72 (in Chinese) [马晓冰, 孔祥儒, 刘宏兵, 闫永利 2001 中国科学 (D) **31** 72]
- [30] Ma X B, Kong X R, Liu H B, Yan Y L 2005 *Chinese J. Geophys.* **48** 689 (in Chinese) [马晓冰, 孔祥儒, 刘宏兵, 闫永利 2005 地球物理学报 **48** 689]
- [31] Tang J, Zhan Y, Zhao G Z, Deng Q H, Wang J J, Chen X B, Zhao J M, Xuan F 2005 *Chinese J. Geophys.* **48** 1205 (in Chinese) [汤吉, 詹艳, 赵国泽, 邓前辉, 王继军, 陈小斌, 赵俊猛, 宣飞 2005 地球物理学报 **48** 1205]

Magnetotelluric joint inversion for anisotropic conductivities in layered media*

Huo Guang-Pu¹⁾ Hu Xiang-Yun^{1)†} Fang Hui²⁾ Huang Yi-Fan¹⁾

1) (*Institute of Geophysics and Geometrics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China*)

(*Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, CAGS, Langfang 065000, China*)

(Received 20 October 2011; revised manuscript received 10 November 2011)

Abstract

The electrical anisotropy in the crust and the upper mantle is the main link among geoelectrical model, underlying structure, and tectonic model. In recent years, great attention was paid to this phenomenon, which promotes the new research towards the structure model of electrical anisotropy and inversion theory. According to the Marquardt's inversion theory, in the paper we first improve the weighting factor and apply it to the apparent resistivity and impedance phase joint inversion. Then, the detailed example analysis of them proves the correctness of the mentioned theory. Additionally, the processing and the interpretation of the measured magnetotelluric data in northwest of china not only indicate the practicability of the theory, but also provide a new method for the future research of deep electrical structures.

Keywords: magnetotelluric joint inversion, anisotropic conductor, Marquardt's algorithm

PACS: 91.60.Pn, 91.25.Qi, 91.35.-x, 41.20.-q

* Project supported by the National Nature Science Foundation of China (Grant No. 40974040), SinoProbe-01-03-02, and the Natural Science Foundation of Hubei Province, China (Grant No. 2011CDA123).

† E-mail: xyhu@cug.edu.cn