

舒晴, 马国庆, 刘财等. 2018. 全张量磁梯度数据解释的均衡边界识别及深度成像技术. 地球物理学报, 61(4):1539-1548, doi:10.6038/cjg2018L0726.

Shu Q, Ma G Q, Liu C, et al. 2018. Balanced edge detection and depth imaging technique for the interpretation of full-tensor magnetic gradient data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 61(4):1539-1548, doi:10.6038/cjg2018L0726.

全张量磁梯度数据解释的均衡边界识别及深度成像技术

舒晴^{1,2}, 马国庆^{1*}, 刘财¹, 李丽丽¹

1 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130021

2 中国地质调查局国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083

摘要 全张量磁梯度数据具有高精度、高分辨率、多参量的优点,能更加清晰地刻画地质体的分布特征,综合利用磁张量梯度数据准确地获得地质体水平位置和深度信息是解释的主要目的.磁张量数据的方向解析信号具有减小倾斜磁化干扰的优点,常被用来圈定磁源体的水平位置,但解析信号强度随着地质体埋深的增加急剧衰减,难以有效识别较深的地质体.张量数据均衡边界识别技术,利用不同方向解析信号的比值函数,能有效地均衡不同深度地质体的响应,同时显示不同深度地质体的边界,提高了对较深地质体的分辨率.磁张量数据深度成像技术根据实测张量数据与假定模型张量数据的相关系数来给定地质体的深度,综合利用多参量数据联合反演提高了反演结果的准确性,且无需进行复杂的反演运算,是大数据量张量数据解释的有效方法.理论模型试验证明:磁张量数据均衡边界识别技术可清晰和准确地识别地质体的水平范围,受倾斜磁化干扰小;磁张量数据深度成像技术可准确地获得地质体的深度信息,具有较强的抗噪性.将上述方法应用于铁矿区实测航磁张量梯度数据解释,获得了铁矿体水平分布与埋深,深度结果与张量欧拉反褶积法计算结果一致.

关键词 磁张量; 方向解析信号; 均衡边界识别; 深度成像

doi:10.6038/cjg2018L0726

中图分类号 P631

收稿日期 2017-11-27, 2018-01-10 收修定稿

Balanced edge detection and depth imaging technique for the interpretation of full-tensor magnetic gradient data

SHU Qing^{1,2}, MA GuoQing^{1*}, LIU Cai¹, LI LiLi¹

1 College of Geoprospection Science and Technology, Jilin University, Changchun 130021, China

2 China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China

Abstract Full-tensor magnetic gradient data have the advantages of high precision, high resolution, and multiple parameters, permitting to better characterize geological bodies. The primary purpose of data interpretation is to accurately determine the horizontal location of the geological body and its depth by integrated use of magnetic tensor gradient data. The directional analytical signal of magnetic tensor data can reduce interference of oblique magnetization, which is often used to delineate the horizontal position of the source. But this signal attenuates rapidly with burial depth of the geological body, making it difficult to identify the deep body. To solve this problem, we

基金项目 国家自然科学基金重点项目(41430322),国家自然科学基金项目(41604098),国家重点研发计划课题(2017YFC0602203, 2017YFC0601606, 2017YFC0601305)和国家科技重大专项子任务(2016ZX05027-002-003)联合资助.

第一作者简介 舒晴,男,1979年生,博士研究生,主要从事航空重磁数据处理及解释方面的研究. E-mail: shuqing_agrs@163.com

*** 通讯作者** 马国庆,男,1984年生,副教授,主要从事重磁及张量数据处理及解释方面的研究. E-mail: maguoqing@jlu.edu.cn

propose the balance edge detection, which uses ratio functions of analytical signals of different directions to balance responses of geological bodies at varied depths. Meanwhile it can indicate boundaries of geological bodies at different depths, thus enhancing the resolution of the survey. We also propose a depth imaging method which determines the depth of a geological body based on the correlation coefficient between measured and assumed tensor data. This method is a joint inversion of multiple parameter data, which can enhance the accuracy of inversion. Besides, it does not need complex calculation, and is effective in interpretation of great-amount tensor data. Tests on synthetic models show that the balanced edge detection method can identify the horizontal extent of the geological body clearly and accurately, and suffers little effect of oblique magnetization. The depth imaging method of magnetic tensor data is able to obtain depth information of the geological body, and has stronger anti-noise ability. We apply these methods to interpretation of aeromagnetic tensor data from an iron mine, and delineate the horizontal distribution and depth of iron ore, of which the depth is consistent with that from calculation using the Euler deconvolution method.

Keywords Magnetic tensor; Directional analytic signal; Balanced edge detection; Depth imaging

0 引言

磁张量梯度是磁场矢量在不同方向的导数,能更准确地描述场源体的几何形态(Jekeli, 1993; Bell et al., 1997; Schmidt and Clark, 2000),提高了对磁源体的水平分辨率.随着超导量子干涉器件(Superconducting Quantum Interference Devices, SQUID)的发展,21世纪初,德国耶拿光子技术研究所(Institute of Photonic Technology, IPHT)率先实现了航磁全张量测量,为矿产资源勘探提供了一种新的技术手段(舒晴和周坚鑫, 2006; Luo et al., 2015).我国航磁全张量测量技术研究起步于“十二五”,近年来,中国科学院上海微系统所和吉林大学先后研制出具有自主知识产权的航磁张量梯度测量系统,并在部分地区开展了试验飞行和应用示范.

获取场源体水平分布和深度信息是航磁张量梯度解释的主要目的,现有磁张量解释技术大多是从磁总场异常解释技术基础上发展而来(Gamey et al., 2004; Doll et al., 2006).Mikhailov 等(2007)提出张量欧拉反褶积法进行全张量重磁数据的解释工作,但该方法需事先知道场源体的类型(构造指数).Schmidt 和 Clark (2006)讨论了磁张量各分量的性质及特征,以及张量不变量与地质体形状间的对应关系.Qruç(2010a)利用磁张量不变量的最大值计算规则地质体的深度,但针对实际数据难以开展;Qruç(2010b)利用磁张量数据的解析信号进行简单地质体的反演,但需给定构造指数;Beiki 等

(2011)利用特征向量法实现了航磁张量数据的解释,但该方法在应用中限定条件较多.马国庆等(2012)提出位场全张量数据解释的张量局部波数法,试验了张量数据不同组合方式的应用效果.

磁张量数据的解析信号具有降低磁化方向干扰的优点(Roest et al., 1992),能准确圈定地质体的范围,但解析信号随着深度的增加而幅值降低,因此对较深地质体的应用效果不明显.本文提出的基于方向解析信号比值函数的磁张量数据均衡边界识别方法,可有效均衡不同深度地质体响应,从而同时突出不同深度地质体的边界,提高深部地质体的识别能力,对深部地球资源的开发与利用具有重要的意义.针对磁源体埋深,笔者提出了磁张量数据深度成像技术,利用实测张量数据与假定模型异常的相关系数确定地质体的深度,该方法不需进行复杂的反演运算,是大数据量解释的有效方法.通过理论模型试验和实际数据验证了所提出方法的准确性和有效性,并应用于河北迁安磁张量数据的解释,取得了较好的应用效果.

1 方法理论

磁张量梯度是磁场矢量在 x, y, z 方向的变化率,可以写成如下矩阵形式:

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{xy} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{xz} & M_{yz} & M_{zz} \end{bmatrix}. \quad (1)$$

针对矩阵 $\mathbf{M}$ 定义每一行磁梯度数据的模为方向解

析信号,称作 x, y, z 方向解析信号,其表达式为:

$$A_x = \sqrt{(M_{xx})^2 + (M_{xy})^2 + (M_{xz})^2}, \quad (2)$$

$$A_y = \sqrt{(M_{xy})^2 + (M_{yy})^2 + (M_{yz})^2}, \quad (3)$$

$$A_z = \sqrt{(M_{xz})^2 + (M_{yz})^2 + (M_{zz})^2}. \quad (4)$$

为了解磁张量数据方向解析信号的平面特征,

并为后续方法试验提供基础数据,选用棱柱体模型开展了正演模拟.图1为水平位置分别为(30 m,30 m)和(70 m,70 m)的两个埋深分别为15 m和20 m棱柱体所产生的磁张量异常及其方向解析信号,地磁倾角为 60° ,地磁偏角为 0° ,地质体磁化方向与地磁方向一致,地质体水平位置在图1a中用黑框线标出.

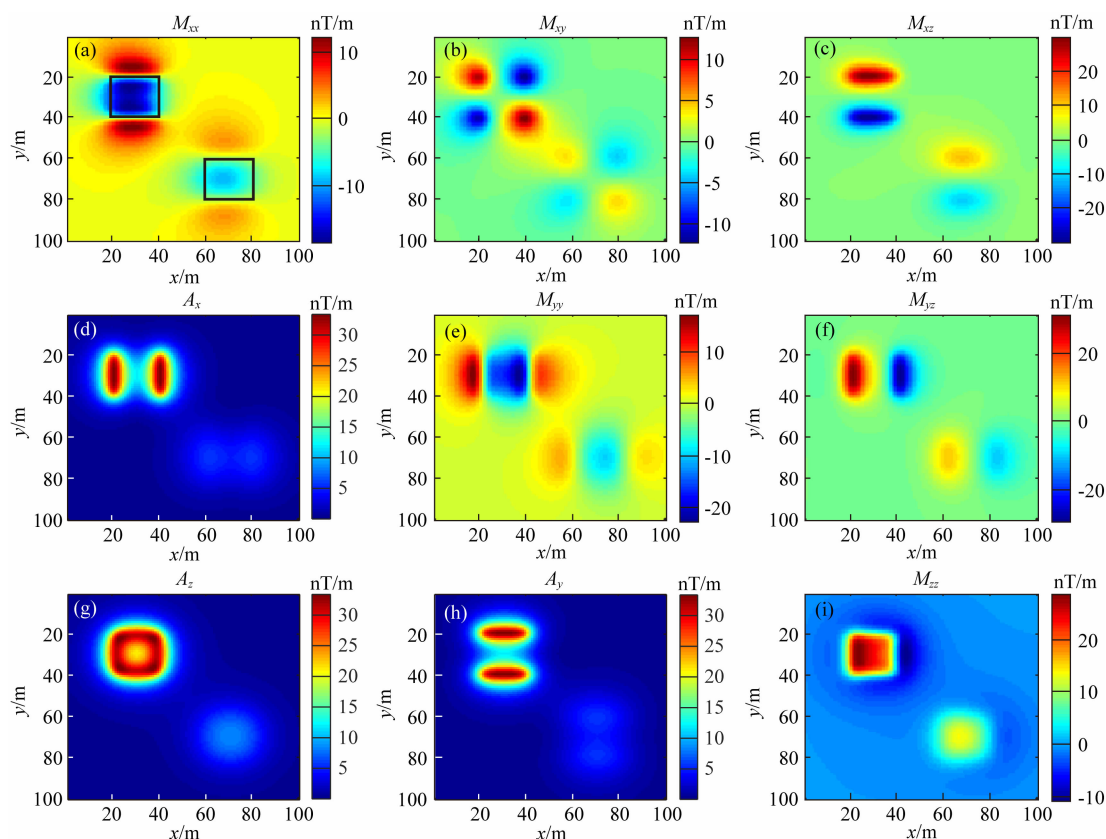


图1 棱柱体磁张量异常及其方向解析信号

Fig. 1 Magnetic tensor anomalies and directional analytic signal of a prism

图1结果表明磁张量数据能更好地描述地质体的分布特征,但仍会受到倾斜磁化影响而发生变形.方向解析信号 A_x, A_y, A_z 受倾斜磁化的影响较小,异常形态规则,且 A_x, A_y 的极值能准确地识别浅部地质体的位置信息,但是对深部地质体的分辨能力较差,边界较模糊.为了更加清晰地获得较深地质体的边界信息,提出张量数据的均衡边界识别法,其为方向解析信号的比值函数,表达式为:

$$\text{BDA} = \arctan \left[\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial A_x}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial A_y}{\partial z}\right)^2}}{\left|\frac{\partial A_z}{\partial z}\right|} \right]. \quad (5)$$

根据图1中所示方向解析信号的平面特征可知该方法的极值对应于地质体边界.

磁张量数据的深度成像技术是利用实测数据与假

定地质体异常的相关性来获取地质体的深度信息.为了计算方便,假定地质体的位置按照如下网格分布(图2).

任意地质体均可以通过多个点源组合而成,因此 j 点处地质体以点源方式存在,计算点源所产生的张量异常与实测数据的相关系数.当模型假定位置与真实地质体的位置相一致时相关系数取得最大的

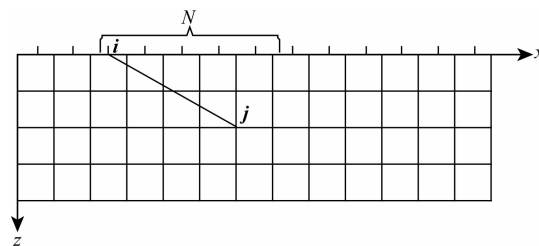


图2 地质体分布方式

Fig. 2 Grid distribution of a geologic body

值,从而判定场源体的分布. 张量数据存在 9 个分量,其中只有 5 个分量是独立的,因此磁张量数据的深度成像法的表达式为:

$$R_s = \frac{\text{cov}[M_{rxx}, M_{sxx}]}{\sqrt{D[M_{rxx}]D[M_{sxx}]}} + \frac{\text{cov}[M_{rxy}, M_{sxy}]}{\sqrt{D[M_{rxy}]D[M_{sxy}]}} + \frac{\text{cov}[M_{rxz}, M_{sxz}]}{\sqrt{D[M_{rxz}]D[M_{sxz}]}} + \frac{\text{cov}[M_{ryy}, M_{syy}]}{\sqrt{D[M_{ryy}]D[M_{syy}]}} + \frac{\text{cov}[M_{ryz}, M_{szyz}]}{\sqrt{D[M_{ryz}]D[M_{szyz}]}} \quad (6)$$

其中, M_{r**} 代表实测磁张量异常, M_{s**} 代表假定模型计算得到的磁张量异常; $\text{cov}[M_{r**}, M_{s**}] =$

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(M_{r**})_i (M_{s**})_i], D(M_{r**}) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(M_{r**})_i]^2,$$

$$D(M_{s**}) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(M_{s**})_i]^2, N \text{ 为窗口大小, 磁}$$

张量数据的相关系数是无量纲的. 张量数据深度成像法采用加和的方式来获得最终相关系数的平均值,通过多分量综合利用可有效降低解释结果的不确定性,且加和的方式可有效地避免单个分量误差大而降低反演精度. 此外,该方法无需进行复杂的反演运算,有效地提高了多参数张量数据的反演效率,是大数据量反演的一种有效手段. 点源磁源体的张量异常表达式为:

$$M_{xx} = p_0 \frac{r^2(-4r_x l - 3r_y m + 3z_0 n) - 5r_x(r^2 l - 3r_x^2 l - 3r_x r_y m + 3r_x z_0 n)}{r^7}, \quad (7)$$

$$M_{yy} = p_0 \frac{r^2(-3r_x l - 4r_y m + 3z_0 n) - 5r_y(r^2 m - 3r_y^2 m - 3r_x r_y l + 3r_y z_0 n)}{r^7}, \quad (8)$$

$$M_{zz} = p_0 \frac{r^2(-3r_x l - 3r_y m + 4z_0 n) + 5z_0(r^2 n + 3z_0 r_x l + 3z_0 r_y m - 3z_0^2 n)}{r^7}, \quad (9)$$

$$M_{xy} = p_0 \frac{r^2(2r_y l - 2r_x m) + 5r_y(r^2 l - 3r_x^2 l - 3r_x r_y m + 3r_x z_0 n)}{r^7}, \quad (10)$$

$$M_{yz} = p_0 \frac{r^2(2z_0 m + 3r_y n) - 5z_0(r^2 m - 3r_y^2 l - 3r_x r_y l + 3r_y z_0 n)}{r^7}, \quad (11)$$

$$M_{xz} = p_0 \frac{r^2(2z_0 l + 3r m) - 5z_0(r^2 l - 3r_x^2 l - 3r_x r_y m + 3r_x z_0 n)}{r^7}, \quad (12)$$

其中, $r_x = x - x_0$, $r_y = y - y_0$, z_0 为中心埋深, p_0 为地质体磁化强度, $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + z_0^2}$ 为测点距场源中心的距离, $l = \cos I \cos D$, $m = \cos I \sin D$, $n = \sin I$, I, D 分别为磁化倾角和偏角.

2 模型试验

现有张量边界识别方法包括张量不变量法、分量组合法和总水平解析信号法. 张量不变量法的表达式为:

$$I = M_{xx}M_{yy} + M_{yy}M_{zz} + M_{xx}M_{zz} - M_{xy}^2 - M_{yz}^2 - M_{xz}^2. \quad (13)$$

磁张量不同分量组合法的表达式为:

$$\text{HG} = \sqrt{M_{xy}^2 + (M_{xx} - M_{yy})^2 + M_{xz}^2 + M_{zy}^2}. \quad (14)$$

总水平解析信号法的表达式为:

$$\text{TA} = \sqrt{\left(\frac{\partial A_x}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial A_y}{\partial z}\right)^2}. \quad (15)$$

为了检验磁张量梯度数据均衡边界识别方法的应用效果,利用图 1 所示张量异常数据开展了模型

试验,不同方法的边界识别结果如图 3 所示.

图 3a 和图 3b 分别为磁张量数据张量不变量和分量组合边界识别方法计算结果,可以看出张量不变量和分量组合边界识别法所识别出的边界均受到倾斜磁化的影响存在一定程度的变形,且较深地质体分辨能力较低. 图 3c 为张量数据总水平方向解析信号的计算结果,可以看出该方法能很好地完成对浅部地质体边界的识别,且几乎不受磁化方向的干扰,但是该方法对于较深地质体边界的分辨率仍然较低. 图 3d 为张量数据的均衡边界识别结果,其可清晰地显示不同深度地质体的边界,且减少了倾斜磁化的干扰,与地质体实际边界吻合.

为了试验均衡边界识别方法的稳定性,在磁张量异常中加入高斯白噪声,数据信噪比为 30 dB,各方法的边界识别结果如图 4 所示.

从图 4a 和图 4b 结果中可以看出,张量不变量和分量组合边界识别法由于噪声的干扰降低了分辨率,已经难以识别出较深地质体. 图 4c 为张量数据总水平方向解析信号的计算结果,该方法在噪声干扰下依旧能清晰识别浅部地质体的边界,但不能很

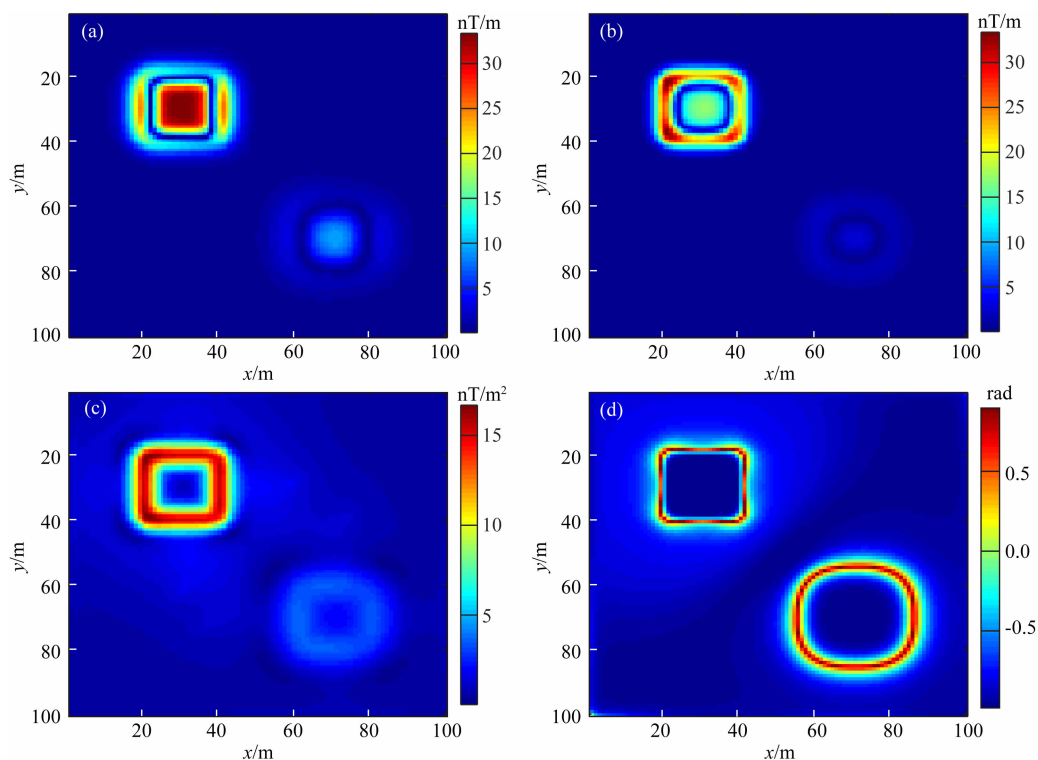


图3 棱柱体张量异常边界识别结果

(a) 张量不变量法; (b) 分量组合法; (c) 总水平解析信号法; (d) 方向解析信号的均衡边界识别法.

Fig. 3 Edge detection results of prism tensor anomalies

(a) Tensor invariant method; (b) Components combination method; (c) Total horizontal derivative of analytic signal method; (d) Balanced edge detection method of directional analytic signal.

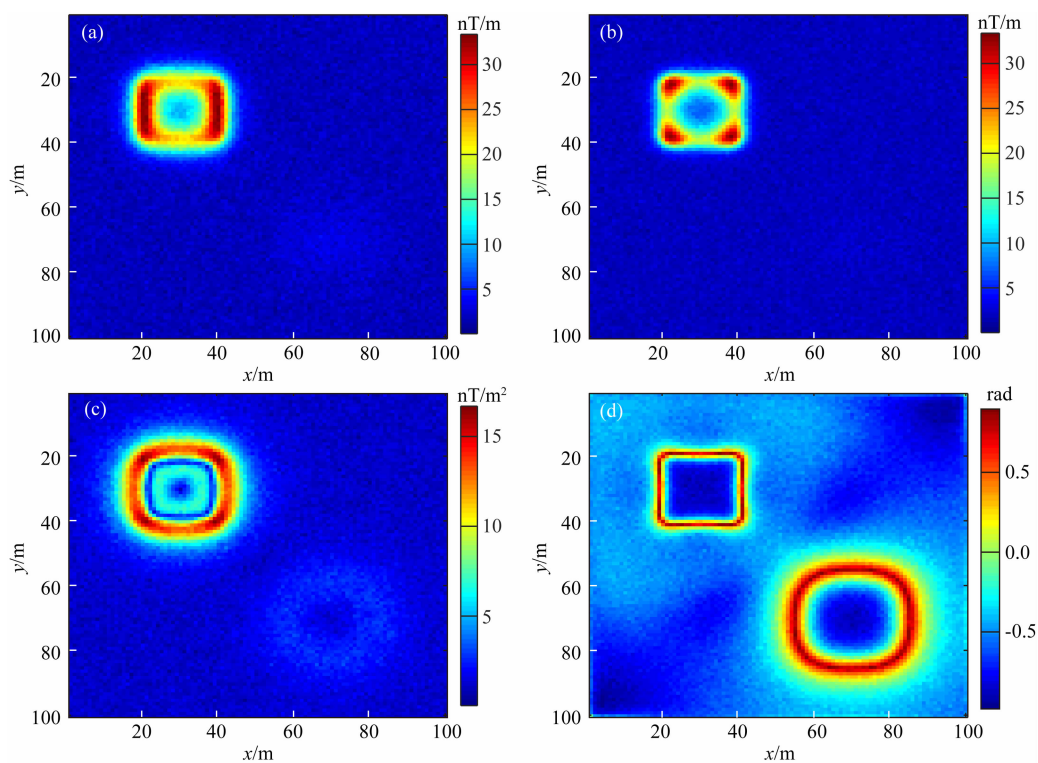


图4 含噪棱柱体张量异常边界识别结果

(a) 张量不变量法; (b) 分量组合法; (c) 总水平解析信号法; (d) 方向解析信号的均衡边界识别法.

Fig. 4 Edge detection results of noise-bearing prism tensor anomalies

(a) Tensor invariant method; (b) Components combination method; (c) Total horizontal derivative of analytic signal method; (d) Balanced edge detection method of directional analytic signal.

好地识别较深地质体的边界. 图 4d 为方向解析信号的均衡边界识别结果, 该方法在存在噪声情况下仍然可以清晰地识别出不同深度地质体的边界, 稳定性更强.

采用磁张量数据深度成像法来计算地质体的深度信息(图 5). 图 5a 为计算得到的三维相关系数结

果, 可以看出存在两个相关系数高值区, 给出了地质体的位置和分布. 为了清晰地获得地质体的深度, 截取如图 5a 所示黑线位置的剖面数据, 箭头代表剖面线方向. 图 5b 和图 5c 分别为剖面位置的磁异常和

解析信号 ($AS(x, z) = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}$) 结果.

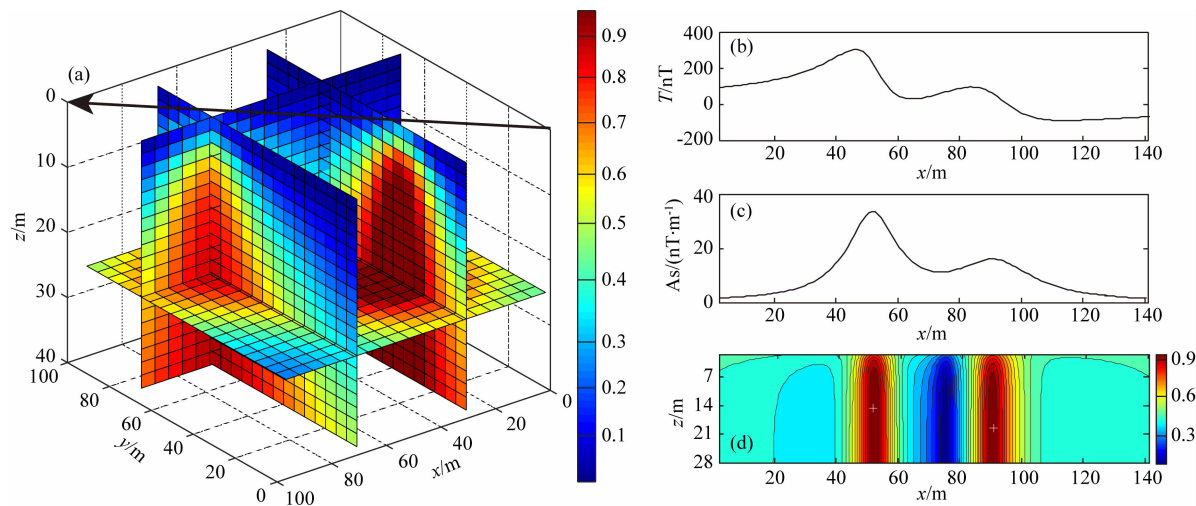


图 5 棱柱体模型数据相关成像结果

(a) 张量数据的相关成像结果; (b) 剖面磁异常; (c) 剖面解析信号; (d) 剖面位置相关成像结果.

Fig. 5 Results of correlation imaging on prism model

(a) Correlation imaging result of tensor data; (b) Magnetic anomaly of profile;

(c) Analytic signal of profile; (d) Correlation imaging result of profile.

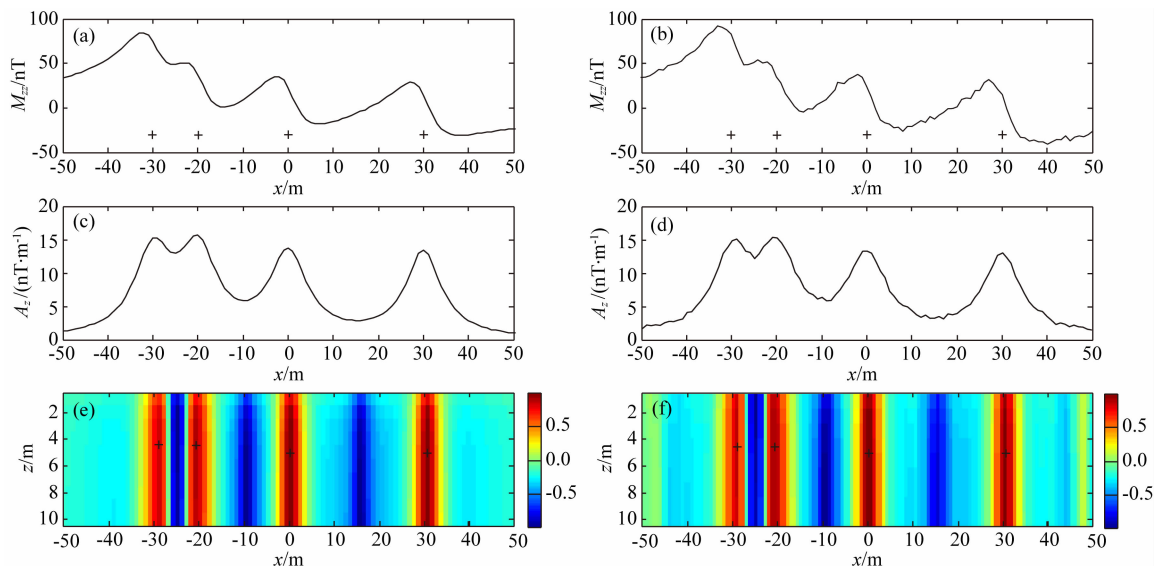


图 6 叠加模型的深度成像结果

(a) 无噪声垂直方向磁张量异常; (b) 含噪的垂直方向磁张量异常; (c) 无噪声磁张量异常的 z 方向解析信号; (d) 含噪磁张量异常的 z 方向解析信号; (e) 无噪声磁张量数据的深度相关结果; (f) 含噪磁张量数据的深度相关结果.

Fig. 6 Depth imaging results of superimposed model

(a) Noise-free magnetic tensor anomaly M_{zz} in the z -direction; (b) Noise-corrupted magnetic tensor anomaly M_{zz} in the z -direction; (c) Analytic signal of noise-free magnetic tensor anomalies in the z -direction; (d) Analytic signal of noise-corrupted magnetic tensor anomalies in the z -direction; (e) Depth correlation imaging result of noise-free magnetic tensor data; (f) Depth correlation imaging result of noise-corrupted magnetic tensor data.

图 5d 为截取剖面所在位置的深度成像结果,极值采用“+”标识,通过极值点可以得到地质体埋深分别为 15 m 和 20 m,与模型实际埋深一致,且所识别位置与解析信号的极值点具有良好的对应关系。

为了进一步检验相关成像技术的实用性,开展了叠加模型试验。模型采用板状体,水平位置分别位于 -30, -20, 0, 30 m 处,埋深 5 m,磁倾角为 60° ,磁偏角为 0° ,地质体顺层磁化,磁张量异常及深度成像结果如图 6 所示。图 6a 和图 6c 分别为无噪声垂直方向磁张量 M_z 和其方向解析信号 A_z ,地质体的位置在图 6a 中用“+”标识,可以看出垂直方向解析信号能有效地降低倾斜磁化的干扰,且极值点对应于地质体的水平位置。

图 6e 为无噪声张量数据的深度成像结果,极值点所标识的埋深分别为 4.5 m, 4.6 m, 5 m 和 5 m。对于水平距离较小的地质体,由于异常之间的相互严重干扰,反演结果的精度较低,因此在实际数据解释时可根据实际情况进行场分离操作。异常中加入信号比为 30 dB 的高斯白噪声,图 6b 和 6d 分别为含噪声(信号比 30 dB)垂直方向磁张量异常和 z 方向解析信号。图 6f 为含噪磁张量异常的深度成像结果,深度分别为 4.6 m, 4.6 m, 5 m 和 5 m,可以看出噪声的加入并未降低方法的反演精度,多张量数据的联合反演可有效地降低噪声的干扰。

3 实际数据应用

2014 年 7 月中国完成首套航磁张量梯度测量系统,并应用于河北迁安地区铁矿潜力评价。测区范围 39.8°N — 40.2°N , 118.4°E — 118.7°E ,当地磁倾角为 58.1° ,磁偏角为 -7° ,平均飞行高度 100 m,采样点距 20 m,磁场数据和磁梯度数据测量精度分别为 1.6 nT 和 2.0 nT/m,实测磁张量数据如图 7 所示。

从图 7 中可以看出测区北部矿体呈现北东条带状分布,测区南部大多为孤立的块状体,呈现北西走向。采用张量数据均衡边界识别技术计算得到的地质体的水平分布如图 8 所示,白色虚线圈定出 5 个较为集中的铁矿分布区域,铁矿以条带状分布为主,呈现北东和北西走向。

图 9 所示为 5 个铁矿集中区域欧拉反褶积和深度成像技术计算得到的矿体深度。图 9a 为磁张量数

据欧拉反褶积结果,底图为原始磁异常,可以看出矿体的深度范围在 200~600 m 之间。图 9b 为 Line1 剖面的深度成像结果,图 9c 为 Line2 剖面的深度成像结果。从图 8 和图 9 中可以看出 1 号和 2 号矿藏呈现为北东向展布,3 号和 4 号主要表现为北西向延伸,5 号矿藏为北东向展布,但形态接近于球体。具体位置和信息如表 1 所示,深度相关成像结果与张量欧拉反褶积法一致。

表 1 反演结果统计表

Table 1 Statistics of inversion results

序号	分布特征			
	水平范围 (km)	中心埋深(m) 深度成像	深度范围(m) 张量欧拉结果	走向
1	$x(500\sim505)$ $y(4440\sim4445)$	426 m	435 ± 91 m	北西
2	$x(502\sim510)$ $y(4435\sim4443)$	207 m	241 ± 174 m	北西
3	$x(503\sim508)$ $y(4426\sim4433)$	435 m	435 ± 57 m	北东
4	$x(503\sim506)$ $y(4425\sim4427)$	267 m	260 ± 143 m	北东
5	$x(503\sim504)$ $y(4421\sim4423.5)$	623 m	609 ± 132 m	北东

深度相关成像结果与张量欧拉反褶积法相一致,因此本文方法是准确和实用的。

4 结论

本文提出的磁张量数据均衡边界识别和深度成像技术综合利用磁张量数据实现了地质体水平位置和深度的反演。磁张量数据均衡边界识别利用方向解析信号的比值来均衡不同深度地质体的响应,从而同时突出了浅部和深部地质体的边界,模型试验表明,均衡边界识别技术可清晰和准确识别不同深度地质体边界,且能有效地压制倾斜磁化的干扰,提高了对较深地质体的分辨能力。张量数据深度成像技术综合运用多分量数据的相关系数来获得地质体的深度信息,避免了复杂的反演运算,提高了大数据量张量数据解释的效率,模型反演结果表明,该方法能准确地获得地质体的深度,且具有较强的抗噪性。应用上述张量数据解释方法完成河北地区实测磁张量数据解释,取得了较好的应用效果,验证了方法有效性和实用性,为地区矿产资源勘查提供了有力的支撑。

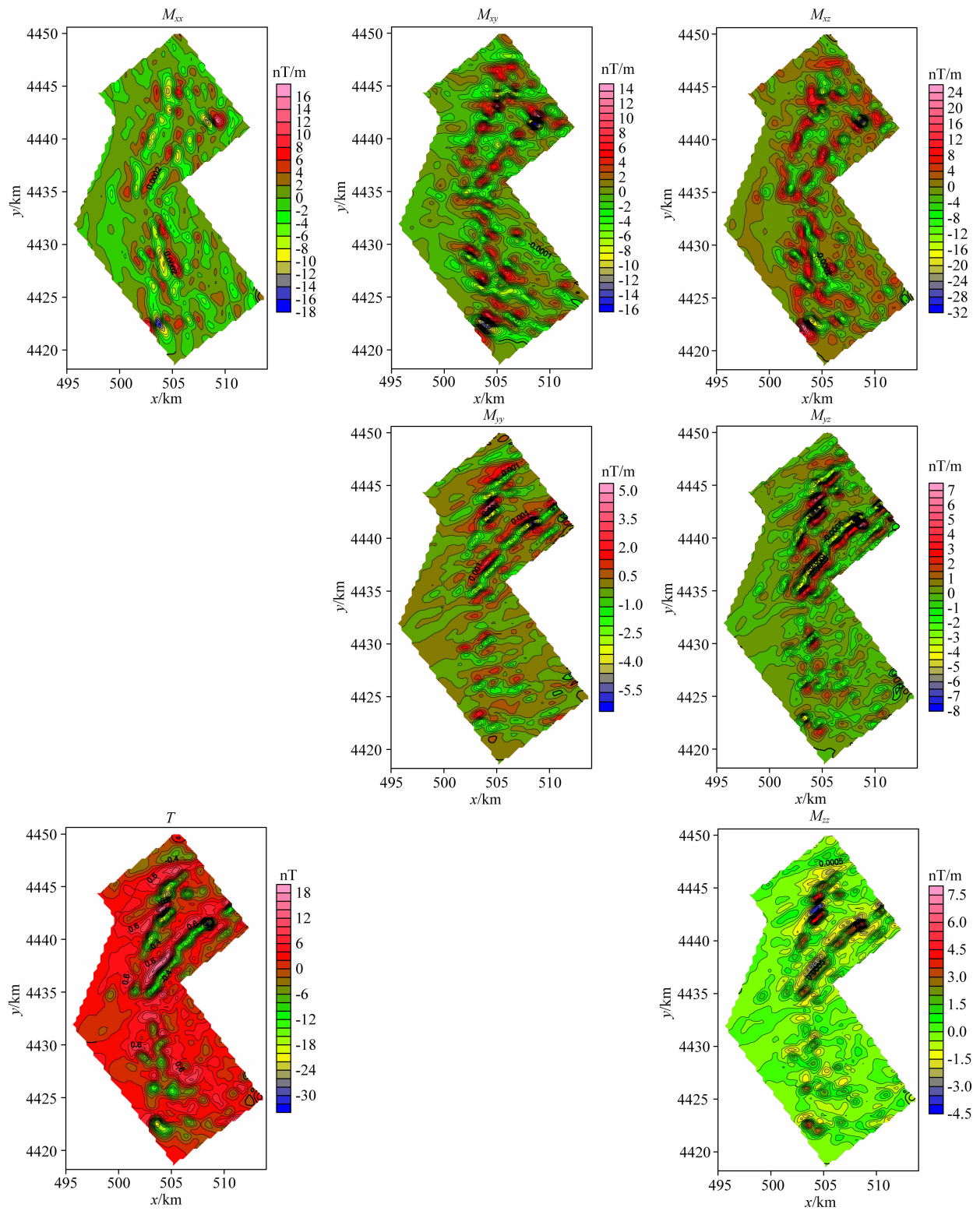


图 7 测区实测磁张量异常

Fig. 7 Measured magnetic gradient tensor anomalies

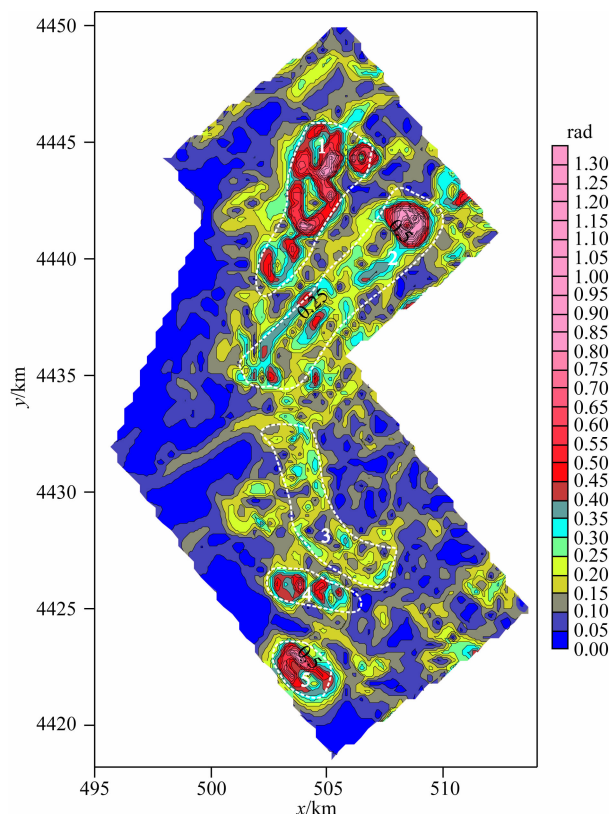


图 8 磁张量数据的边界识别结果

Fig. 8 Edge detection result of magnetic tensor data

References

- Beiki M, Pedersen L B, Nazi H. 2011. Interpretation of aeromagnetic data using eigenvector analysis of pseudogravity gradient tensor. *Geophysics*, 76(3): L1-L10.
- Bell R E, Anderson R, Pratson L. 1997. Gravity gradiometry resurfaces. *The Leading Edge*, 16(1): 55-60.
- Doll W E, Gamey T J, Beard L P, et al. 2006. Airborne vertical magnetic gradient for near-surface applications. *The Leading Edge*, 25(1): 50-53.
- Gamey T J, Starr T, Doll W E, et al. 2004. Initial design and testing of a full-tensor airborne SQUID magnetometer for detection of unexploded ordnance. //74th Ann. Internat Mtg. , Soc. Expi. Geophys. Expanded Abstracts.
- Jekeli C. 1993. A review of gravity gradiometer survey system data analyses. *Geophysics*, 58(4): 508-514.
- Luo Y, Wu M P, Wang P, et al. 2015. Full magnetic gradient tensor from triaxial aeromagnetic gradient measurements: Calculation and application. *Applied Geophysics*, 12(3): 283-291.
- Ma G Q, Du X J, Li L L. 2012. Comparison of the tensor local wavenumber method with the conventional local wavenumber method for the interpretation of total tensor data of potential fields. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 55(7): 2450-2461, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.07.029.

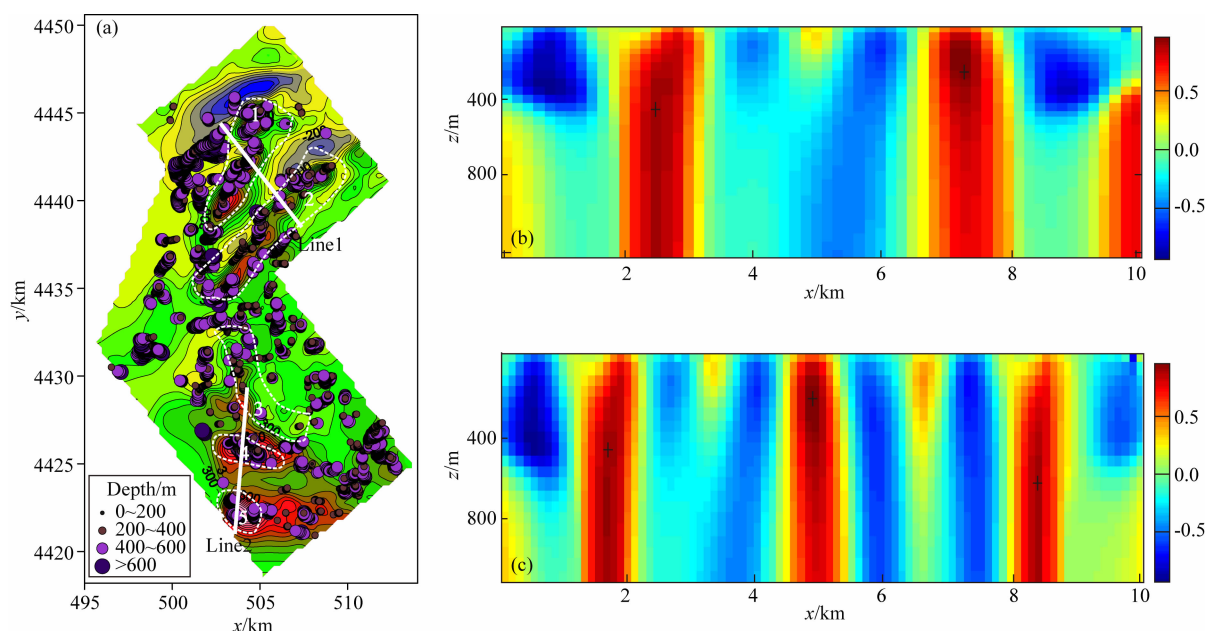


图 9 实测张量数据欧拉及相关成像结果

(a) 张量欧拉反褶积结果; (b) Line1 剖面位置相关成像结果; (c) Line2 剖面位置相关成像结果.

Fig. 9 Euler deconvolution and correlation imaging results of measured data

(a) Tensor deconvolution results; (b) Correlation imaging result of the Line1 profile; (c) Correlation imaging result of the Line2 profile.

- Mikhailov V, Pajot G, Diamant M, et al. 2007. Tensor deconvolution: A method to locate equivalent sources from full tensor gravity data. *Geophysics*, 72(5): 161-169.
- Qruç B. 2010a. Depth estimation of simple causative sources from gravity gradient tensor invariants and vertical component. *Pure and Applied Geophysics*, 167(10): 1259-1272.
- Qruç B. 2010b. Location and depth estimation of point-dipole and line of dipoles using analytic signals of the magnetic gradient tensor and magnitude of vector components. *Journal of Applied Geophysics*, 70(1): 27-37.
- Roest W R, Verhoef J, Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1): 116-125.
- Schmidt P W, Clark D A. 2000. Advantages of measuring the magnetic gradient tensor. *Preview*, 85: 26-30.
- Schmidt P W, Clark D A. 2006. The magnetic gradient tensor: Its properties and uses in source characterization. *The Leading Edge*, 25(1): 75-78.
- Shu Q, Zhou J X. 2006. The brief introduction of the development of airborne magnetometer (in Chinese). Proceedings of the 22th Annual Conference of the Chinese Geophysical Society, 2006: 185.

附中文参考文献

- 马国庆, 杜晓娟, 李丽丽. 2012. 解释位场全张量数据的张量局部波数法及其与常规局部波数法的比较. 地球物理学报, 55(7): 2450-2461, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.07.029.
- 舒晴, 周坚鑫. 2006. 航空磁力仪发展现状简介. 中国地球物理学会第22届年会论文集, 2006: 185.

(本文编辑 何燕)



王萌, 罗维斌. 2018. 逆 Laplace 变换新算法及其在时间域电磁响应计算中的应用. 地球物理学进展, 33(2): 0740-0747, doi: 10.6038/pg2018BB0151.

WANG Meng, LUO Wei-bin. 2018. New algorithm for inverse Laplace transform and its application in calculation of time domain electromagnetic response. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 33(2): 0740-0747, doi: 10.6038/pg2018BB0151.

逆 Laplace 变换新算法及其在时间域电磁响应计算中的应用 New algorithm for inverse Laplace transform and its application in calculation of time domain electromagnetic response

王萌¹, 罗维斌^{2*}

WANG Meng¹, LUO Wei-bin^{2*}

1. 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083

2. 甘肃省有色地质调查院, 兰州 730000

1. China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China

2. Gansu Nonferrous Geological Survey Institute, Lanzhou 730000, China

摘要 时间域电磁响应的正演计算多是由频率域响应经逆 Laplace 变换而得到。逆 Laplace 变换的计算精度和效率是时间域电磁响应计算中方法选择的重要指标。论文分析了几种逆 Laplace 变换的算法机制, 并优选出 Talbot 算法计算了水平电偶源层状模型的时间域电磁响应。逆 Laplace 变换常用的算法有折线法、数字滤波算法和 Gaver-Stehfest 算法(简称 G-S 算法)。折线法需要精细地确定分割步长以提高精度, 数字滤波算法系数很多, 适应频率范围受计算问题所限, 而 G-S 算法受计算机字长和问题对象的影响大。本文在 64 位计算平台中计算比较了 G-S 算法、Euler 算法和 Talbot 算法的节点数对于精度的影响, 发现 Talbot 算法受节点数影响小, 计算精度高, 适应频率范围宽。最后利用 21 点 Talbot 算法计算了水平电偶源轴向偶极装置均匀大地模型径向电场的阶跃响应和冲激响应, 计算精度及响应时间范围均优于 G-S 算法。计算了水平电偶源赤道偶极装置均匀大地模型垂直磁场的阶跃响应和冲激响应, 冲激响应峰值时刻对于电阻率的变化响应灵敏, 与轴向偶极径向电场响应能力相当, 但垂直磁场随收发距增大, 衰减较快。根据层状模型阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率, 水平电偶源轴向偶极径向电场有能力发现大埋深高阻或低阻薄层, 收发距应大于中间目标层埋深的 5~6 倍方可完整探测, 类似的, 采用水平电偶源赤道偶极装置测量垂直磁场也能达到与之相当的探测能力。计算结果证实了 21 点 Talbot 算法适应不同地电模型、不同观测方式的时间域电磁响应计算。

关键词 时间域电磁响应; 频率域电磁响应; 逆 Laplace 变换; G-S 算法; Talbot 算法

Abstract The forward calculation of electromagnetic response in time domain is mainly derived by inverse Laplace transform from frequency domain. The computational accuracy and efficiency of inverse Laplace transform is an important index for the choice of electromagnetic response calculation methods in time domain. In this paper, the algorithm mechanism of several inverse Laplace transform is analyzed, and the Talbot algorithm is selected to calculate the electromagnetic response in the time domain of the layered model excited by horizontal electric dipole source. The commonly used inverse Laplace transform algorithms are polygonal approximations method, digital filtering algorithm and Gaver-Stehfest algorithm (referred to as G-S algorithm). In order to improve the accuracy, the method of polygonal approximations needs to determine the segmentation step precisely, the digital filtering algorithm has many coefficients, and the adaptive frequency range is limited by the computational problem. As well as, the G-S algorithm is affected by the computer word length and the object of the problem. In this paper, the G-S algorithm, Euler algorithm and Talbot algorithm are compared, the influence of the number of nodes on the precision is calculated and compared in the 64 bit computing platform. It is found that the Talbot algorithm is less affected by the node number and the calculation precision is high. Finally, a 21 points Talbot algorithm is used to calculate the step response and impulse response of the axial dipole radial electric field of the homogeneous earth model with the axial dipole array by horizontal electric dipole source. The results are better than the G-S algorithm in terms of computational accuracy and response time range. The step response and impulse response of the equatorial dipole array vertical magnetic field of uniform earth model excited by horizontal electric dipole source are also calculated, and the peak value of the impulse response is sensitive to the change of the resistivity, however, the vertical magnetic field decreases rapidly with the increase of the receiving and transmitting distance. The step response of the layered model apparent resistivity late asymptotic value in axial radial electric dipole array excited by horizontal electric dipole source has the ability to discover the deep high or low resistivity thin layer, and the receiving distance should be 5~6 times larger than the target depth can complete detection. Similarly, the measurement of equatorial dipole-dipole vertical magnetic field excited by the horizontal electrical dipole source can achieve same

收稿日期 2017-06-17; 修回日期 2018-01-22.

投稿网址 <http://www.progeophys.cn>

基金项目 国土资源部航空物探地球与遥感地质重点实验室航遥青年创新基金资助。

第一作者简介 王萌, 女, 1987 年生, 硕士, 主要从事重磁数据处理与反演方面的研究。(E-mail: mengmengcello@sina.com)

* 通讯作者 罗维斌, 男, 1972 年生, 地球探测与信息技术专业工学博士, 高级工程师, 主要从事电磁法应用研究。

(E-mail: lwbcu@163.com)

中图分类号 P631

文献标识码 A

doi: 10. 6038/pg2018BB0151

0 引言

在研究电磁法勘探时间域响应特征时,应用较多的算法机制是先计算频率域电磁响应,再运用 Laplace 反变换算法变换到时间域(Kaufman *et al.*, 1983, 2014; 朴化荣, 1987, 1990; Zhdanov, 2009, 2010), 因此在时间域电磁勘探正、反演计算中形成了多达几十种的逆 Laplace 变换数值算法(Li J H, *et al.*, 2016). 这些算法根据应用大致可分为两类: 一类是基于正弦、余弦变换的逆 Laplace 变换; 第二类是基于有限项级数逼近算法. 变换算法各有特点, 因此优选出适应性强、计算精度和效率均优异的算法显得尤为必要.

正弦、余弦变换多采用折线逼近法和数字滤波算法(Anderson, 1983, 1989; Chave A D. 1983; Kaufman, 1983, 2014; 朴化荣, 1987, 1990; Guptasarma *et al.*, 1997; 昌彦君, 2000; 罗延钟, 2000; 王华军, 2004; 殷长春等, 2013; 李大俊等, 2014; Li *et al.*, 2016; 李锋平等, 2016a, b). 折线逼近法基于傅里叶反变换积分公式, 将积分运算变换为频率小区间累加求和, 因此计算精度受区间分割数的影响较大(李大俊等, 2014), 主要依据积分函数曲线的光滑程度分割区间长短; 数字滤波算法基于正弦、余弦变换与含贝塞尔函数的汉克尔积分变换转换关系, 利用采样理论, 将所含贝塞尔函数根据计算节点先计算出滤波权系数, 变为线性加权求和式计算(Kaufman, 1983, 2014; Anderson, 1979; 王华军, 2004). 权系数根据算法不同, 有的算法滤波权系数多达 801 个(Kerry Key, 2012).

基于有限项级数逼近逆 Laplace 算法也多达 100 多种, 其中应用较多的是 Gaver-Stehfest 逆拉普拉斯算法, Euler 算法, 以及 Talbot 算法(Li *et al.*, 2016). Abate 和 Whitt(2006) 将此类反变换算法基于有理线性最佳逼近算法建立在统一的算法架构下, 并在最小二乘优化的基础上推导了计算节点及权系数的计算方法. 其中 Gaver-Stehfest 算法计算节点及权系数均为实数, Euler 算法和 Talbot 算法计算节点及权系数均为复数. 分析这三种算法的计算效率, Gaver-Stehfest 算法为 0.4, Euler 算法为 0.6, Talbot 算法为 0.6. 通过算例数值比较, 在相同的计算条件下, Euler 算法和 Talbot 算法计算精度及效率均高于 Gaver-Stehfest 算法(Abate J, *et al.*, 2006).

在电磁勘探领域时-频变换计算中, 由于计算量大, 以及数值计算精度对计算结果的影响明显, 因此优选出性能优异的计算方法一直是研究者努力的方向. 李大俊等讨论了折线法计算余弦变换中频率范围对计算结果的影响, 余弦变换中频率范围的选取对计算结果有决定性影响, 合理选择频率范围能使计算精度达到最高(李大俊等, 2014). 折线逼近法的积分步长难以控制, 要采用误差控制步长(李建慧, 2012). 昌彦君等(1995) 基于电偶源的解析解, 比较了 G-S 逆拉式变换、线性数字滤波和余弦变换效率及精度, 认为余弦变换的

goal for exploration. The calculation results confirmed that the 21 point Talbot algorithm is suitable for the electromagnetic response calculation of different geoelectric models and different observation methods in time domain.

Keywords time domain electromagnetic response; frequency domain electromagnetic response; inverse Laplace transform; Gaver-Stehfest algorithm; Talbot algorithm

计算精度最高. Guptasarma 数字滤波算法适用的时间范围小, 阮百尧(1996) 对其算法进行了改进, 提高了晚期计算精度; G-S 逆拉式变换方法计算速度比较慢, 但是计算复杂地电模型较有优势; 余弦变换法计算精度高, 对于缓变函数计算效果非常好(薛国强, 2008). 罗延钟和昌彦君(2000) 基于拉氏变换的延迟定理, 建立了一种新的快速 Gaver-Stehfest 拉氏逆变换算法.

前人研究还表明, Gaver-Stehfest 算法的精度与计算平台字长密切相关, 字长越长精度越高, 因此该算法对计算机硬件和软件要求较高, 另外算法对计算对象的依赖也较强, 对于不同的问题, 需要选择不同的节点数; 使用折线逼近算法时, 积分步长难以控制, 需要采用误差控制步长; 在使用数值滤波计算时常用到高振荡积分形式的正、余弦变换, 用经典积分方法如高斯积分法去求解不适用.

本文在比较上述逆 Laplace 变换算法的基础上, 优选出 Talbot 算法应用于电磁响应时间域数值计算. 通过算例确定 64 位计算平台下的 Gaver-Stehfest 算法、Euler 算法及 Talbot 算法节点数 M 的选择对计算精度的影响. 选定 21 点 Talbot 算法计算了均匀大地及层状地电模型电偶源垂直磁场的阶跃响应, 计算结果表明, Talbot 逆 Laplace 算法适应时间范围宽, 计算精度高.

1 算法介绍

Gaver-Stehfest 算法、Euler 算法及 Talbot 算法可归于同一计算架构下(Abate *et al.*, 2006). 对于阶跃响应, 由频率响应转到时间域响应, 可用傅里叶反变换, 公式为

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{F(\omega)}{-i\omega} e^{-i\omega t} d\omega, \quad (1)$$

用有限项线性组合有理逼近来计算式(1)积分, 公式为

$$f(t) \approx f_n(t) = \frac{1}{t} \sum_{k=0}^n \omega_k F\left(\frac{\alpha_k}{t}\right), \quad t > 0, \quad (2)$$

式(2)中, α_k 为计算节点, ω_k 为权系数, 这两个数值与节点数 n 有关, 而与函数 F 和时间 t 无关. 计算方法的核心思想就是在最小二乘最优约束下, 确定一组系数 $\{\alpha_k, \omega_k, 1 \leq k \leq n\}$ 使得 $f_n(t)$ 逼近于 $f(t)$.

基于取样函数:

$$f(t) = \frac{1}{t} \int_0^T f(x) \delta(x/t - 1) dx, \quad 0 < t < T, \quad (3)$$

式中 δ 是 x, t 的双变量 delta 函数, 公式为

$$\int_0^T \delta(x/t - 1) dx = t, \quad \text{and} \quad \delta(x/t - 1) = 0 \quad \text{for} \quad x \neq t, \quad (4)$$

$$0 < t < T, \quad (4)$$

用有限项指数函数的线性组合, 有理逼近式(3)中的双变量 delta 函数, 公式为

$$\delta(x/t - 1) \approx \delta_n(x/t - 1) = \sum_{k=0}^n \omega_k e^{-\alpha_k x/t}. \quad (5)$$

由取样函数的 delta 积分表达式, 式(3)可变换为

$$\begin{aligned} f(t) \approx f_n(t) &= \frac{1}{t} \int_0^T f(x) \delta(x/t - 1) dx, \quad 0 < t < T, \\ &= \frac{1}{t} \int_0^T f(x) \sum_{k=0}^n \omega_k e^{-\alpha_k x/t} dx, \\ &= \frac{1}{t} \sum_{k=0}^n \omega_k \int_0^T f(x) e^{-\alpha_k x/t} dx, \end{aligned} \quad (6)$$

当积分上限 $T \rightarrow \infty$ 有 $\frac{1}{t} \sum_{k=0}^n \omega_k \int_0^\infty f(x) e^{-\alpha_k x/t} dx = \frac{1}{t} \sum_{k=0}^n \omega_k F\left(\frac{\alpha_k}{t}\right)$, 式中 α_k 、 ω_k 为复数。

基于最小二乘最优化计算节点及其权系数: 选定 m_1 个已知 Laplace 变换对 (f_i, F_i) , 给定 m_2 个时间计算点 t_j , 确定 $n+1$ 个权系数 ω_k 和计算节点 α_k , 使得式(7)均方误差最小。公式为

$$\min_{\omega, \alpha} \sum_{i=1}^{m_1} \sum_{j=1}^{m_2} \left[f_i(t_j) - \frac{1}{t_j} \sum_{k=0}^n \omega_k F_i\left(\frac{\alpha_k}{t_j}\right) \right]^2, \quad (7)$$

这样, 基于式(2)的逆 Laplace 数值变换可通过式(7)所获得的一组由计算节点和权系数所确定的线性组合最优逼近得到。Gaver-Stehfest 算法、Euler 算法及 Talbot 算法均基于这一思想构建。

1.1 Gaver-Stehfest 算法

Gaver-Stehfest 算法在电磁时-频转换计算中应用较多, 也易于编程实现(朴化荣, 1987, 1990)。在式(2)逆拉氏变换中, 仅 Gaver-Stehfest 变换是纯实数运算, 而且只需对较少的拉氏变量作计算(通常对每一采样时间选用 8~16 个拉氏变换变量), 是一种计算较快的算法(罗延钟, 2000)。但 Gaver-Stehfest 变换计算精度受计算机字长影响明显, 对计算对象的依赖也较强, 对于不同的问题以及计算条件, 节点数选取不同, 数值计算精度有很明显变化, 且节点数为偶数, 计算公式为

$$f_G(t) = \frac{\ln 2}{t} \sum_{m=1}^M c_m^G F\left(\frac{m \ln 2}{t}\right), \quad (8)$$

式中, M 为计算节点数, 取值为正偶数, 一般取 $(M=6, 8, 10, 12, 14, 16)$ 。复变量 $s = (m \ln 2)/t$, 权系数计算公式为

$$c_m^G = (-1)^{\frac{M}{2}+m} \sum_{k=\lceil \frac{m+1}{2} \rceil}^{\min(\frac{M}{2}, m)} \frac{k^{\frac{M}{2}} (2k)!}{\left(\frac{M}{2} - k\right)! k! (k-1)! (m-k)! (2k-m)!}. \quad (9)$$

1.2 Euler 算法

Euler 算法其实就是应用傅里叶级数法计算积分, 用 Euler 加法加速级数收敛的计算方法。基于式(2)计算架构公式为

$$f_E(t) = \frac{10^{\frac{M}{3}}}{t} \sum_{m=0}^{2M} c_m^E \operatorname{Re} \left(F\left(\frac{\beta_m}{t}\right) \right), \quad (10)$$

式中, 节点值 $\beta_m = \frac{M \ln(10)}{3} + i\pi m$, 权系数 $c_m^E = (-1)^m \xi_m$, $i = \sqrt{-1}$ 是虚数单位, $\xi_0 = 0.5$, $\xi_m = 1$ for $1 \leq m \leq M$, $\xi_{2M} = 2^{-M}$, $\xi_{2M-m} = \xi_{2M-m+1} + 2^{-M} M! / (m! (M-m)!)$ for $0 < m < M$, 节点数 M 取正整数, 权系数 c_m^E 和节点值 β_m 均为复数, 复变量 $s = \beta_m/t$, 在式(10)中取实部计算。

1.3 Talbot 算法

Talbot 变换公式为(Abate and Whitt, 2006):

$$f_T(t) = \frac{2}{5t} \sum_{m=0}^{M-1} \operatorname{Re} \left(c_m^T F\left(\frac{\delta_m}{t}\right) \right), \quad (11)$$

复变量 $s = \delta_m/t$, 节点数 M 取正整数, 节点值 δ_m 计算公式为

$$\delta_0 = 2M/5, \delta_m = 2m\pi/5 \left(\cot\left(\frac{m\pi}{M}\right) + i \right) \quad \text{for } 0 < m < M, \quad (12)$$

权系数 c_m^T 计算公式为

$$\begin{cases} c_0^T = \frac{1}{2} e^{\delta_0}, \\ c_m^T = \left[1 + i \left(\frac{m\pi}{M} \right) \left(1 + \left[\cot\left(\frac{m\pi}{M}\right) \right]^2 \right) - i \cot\left(\frac{m\pi}{M}\right) \right] e^{\delta_m}, \end{cases} \quad (13)$$

式中 $i = \sqrt{-1}$ 为虚数单位。在 matlab 计算平台下, 式(11)算法描述为(McClure, 2012):

```
k = 1 : (M - 1); % 计算指针, 节点数 M 取正整数, 如 21.
% 计算节点值.
delta = zeros(1, M);
delta(1) = 2 * M / 5;
delta(2:end) = 2 * pi / 5 * k * (cot(pi / M * k) + 1i);
% 计算权系数.
gamma = zeros(1, M);
gamma(1) = 0.5 * exp(delta(1));
gamma(2:end) = (1 + 1i * pi / M * k * (1 + cot(pi / M * k) .^ 2) - 1i * cot(pi / M * k)) * exp(delta(2:end));
[delta_mesh, t_mesh] = meshgrid(delta, t); % 网格化
节点数和计算时间点
gamma_mesh = meshgrid(gamma, t); % 网格化
权系数和计算时间点
% 矩阵计算逆 Laplace 变换值:
ilt = 0.4 ./ t * sum(real(gamma_mesh * arrayfun(f_s, delta_mesh, t_mesh)), 2);
程序中 f_s 为复数域待变换函数。在计算中需要提前定义。
```

2 节点数选取

如表 1 所示, 在 64 位 matlab 计算平台中, 试算了 7 个 Laplace 变换对。将逆变换数值解与原函数精确解进行比较, 表中列出了所有计算点平均误差最小时的 Gaver-Stehfest 算法、Euler 算法及 Talbot 算法节点数及平均误差。时间变量 t 计算范围为 $10^{-5} \sim 10^5$ s。对于表中所列指数型变换, Gaver-Stehfest 算法、Euler 算法需要根据计算对象不同调整节点数, 而 Talbot 算法节点数几乎不受计算对象影响, 均为 21。而对于三角函数型变换, Euler 算法表现优异, 计算精度最高(本文不作进一步讨论)。计算效率方面 Euler 算法用时较多, Talbot 算法和 Gaver-Stehfest 算法用时相当, 但精度比 G-S 算法高几个数量级(表 1)。为了比较三种算法的计算效率及精度, 选择表 1 中第 2 个 Laplace 变换对进行计算比较。分别

表 1 平均误差最小时节点数对比表

Table 1 The minor mean error nodes compared with different algorithm

像函数 $F(s)$	原函数 $f(t), t > 0$	G-S 算法		Euler 算法		Talbot 算法	
$1/s$	1	2	1.54e-17	17	8.37e-12	21	1.80e-14
$1/(\sqrt{s} + \sqrt{s+1})$	$(1 - e^{-t}) / \sqrt{4\pi t^3}$	14	9.30e-7	16	1.69e-10	21	7.54e-12
$1/(\sqrt{s} + s)$	$e^t \operatorname{erfc}(\sqrt{t})$	14	1.92e-8	17	3.92e-12	21	1.55e-14
$2/s(s+2)$	$1 - e^{-2t}$	18	7.50e-7	17	2.50e-12	21	1.10e-14
$1/s^2$	t	16	1.85e-4	19	4.82e-9	21	1.53e-11
$1/(0.2s+1)$	$5e^{-5t}$	18	4.16e-6	17	1.39e-11	21	5.77e-14
$\frac{0.431}{s+1.011} - \frac{0.431}{s+5.853}$	$0.431(e^{-1.011t} - e^{-5.853t})$	18	3.53e-7	17	1.52e-12	21	4.59e-15

表 2 节点数不同计算精度对照表

Table 2 The node change influence on accuracy with different algorithm

t 时间	G-S 反变换			Euler 逆变换			Talbot 逆变换		
	G12	G14	G16	E15	E16	E17	T20	T21	T22
1.00e-08	3.21e-03	3.16e-04	4.67e-04	-3.30e-06	-2.95e-06	-3.07e-06	-3.04e-06	-3.04e-06	-3.04e-06
1.00e-06	3.21e-04	2.94e-05	-6.43e-05	-3.11e-08	-1.30e-08	-2.15e-09	-4.73e-09	-4.50e-09	-4.73e-09
1.00e-04	3.21e-05	3.00e-06	-1.43e-06	-2.32e-09	2.02e-10	3.54e-10	-2.23e-11	5.00e-12	-3.09e-11
1.00e-02	3.20e-06	2.95e-07	-2.05e-07	-3.34e-10	7.28e-11	5.02e-11	-2.58e-12	7.35e-13	-3.91e-12
1.00e+00	1.50e-07	1.97e-08	4.32e-08	-2.21e-11	1.46e-12	3.52e-11	-2.86e-13	6.26e-14	-2.41e-13
1.00e+02	2.06e-07	-3.31e-08	-1.24e-08	1.09e-13	-9.83e-13	1.56e-12	-2.36e-14	9.48e-16	-8.15e-15
1.00e+04	-1.85e-11	5.40e-12	-9.32e-12	5.98e-18	7.20e-15	-3.44e-14	-2.08e-16	-5.00e-17	-1.07e-16
1.00e+06	1.68e-14	2.13e-14	2.35e-13	-6.55e-17	1.45e-16	-3.61e-16	-1.47e-18	-5.55e-19	-1.02e-18
1.00e+08	1.40e-17	3.47e-16	-3.34e-15	2.45e-19	-1.64e-18	-5.12e-18	-1.99e-20	-1.18e-20	-1.20e-20

用 G-S 算法、Euler 算法和 Talbot 算法将复数域函数 $1/(\sqrt{s} + \sqrt{s+1})$ 变换到时间域,并与解析式 $(1 - e^{-t}) / \sqrt{4\pi t^3}$ 进行比较.结果见表 2.发现对于这一函数对,14 点 G-S 算法、16 点 Euler 算法和 21 点 Talbot 算法计算时间节点平均误差最小.

表中 G、E、T 分别表示 Gaver-Stehfest 算法, Euler 算法和 Talbot 算法,后边数字表示节点数,如 T21 表示 21 点 Talbot 算法.算例表明,14 点 G-S 变换用时 0.003026 s,平均误差 3.878e-5,16 点 Euler 变换用时 0.004313 s,平均误差 3.292e-7,而 21 点 Talbot 变换用时 0.003704 s,平均误差 3.383e-7.三种算法中 Euler 算法用时最多、误差最小,21 点 Talbot 算法计算精度与 Euler 算法同一量级,用时与 G-S 变换相当,但精度比 Gaver-Stehfest 算法高几个数量级.

3 地电模型阶跃响应计算

在 64 位 matlab 计算平台中,采用 21 点 Talbot 算法计算了均匀大地和层状地电模型水平电偶源轴向偶极装置径向电场阶跃响应,均匀大地模型水平电偶源赤道偶极装置垂直磁场阶跃响应和冲激响应.结果显示 Talbot 算法适应的时间范围宽、计算精度高.

3.1 电偶源轴向偶极均匀大地 E_x 分量阶跃响应

水平电偶源 (HED) 轴向偶极—偶极装置 (Inline Dipole—

Dipole Array),收发距固定为 1000 m,计算了电阻率分别为 0.1、1、6、30、100、700、1800 $\Omega \cdot m$ 均匀大地的径向电场时间域阶跃响应和冲激响应.采用 21 点 Talbot 算法将频率域响应变换到时间域.均匀大地径向电场频率域响应公式除以 $s = i\omega$ 得到频—时阶跃响应变换函数式为

$$f_{\text{js}} = @s \frac{1 + (1 + r \sqrt{s\mu_0/b}) e^{-r\sqrt{sq_0/b}}}{s}, \quad (14)$$

式中 r 为收发距, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$, 为自由空间磁导率, b 为均匀大地电阻率.

将电场阶跃响应微分获得均匀大地冲激响应.冲激响应峰值时刻与阶跃响应最速变化率对应(图 1).均匀大地电阻率越高,冲激响应峰值时刻越早,电阻率越低,冲激响应峰值来得越晚.冲激响应峰值时间与大地电导率正相关,通过测量冲激响应峰值时间可计算得到地电阻率值(Ziolkowski *et al.*, 2007).这个结果与电磁场在导电媒质中扩散特性一致,且峰值时间测量精度更易提高.采用 21 点 Talbot 算法在 $10^{-8} \sim 10^7$ s 时间范围内,均有较高的计算精度.而采用 G-S 算法,电阻率不同,需要设置不同的节点数,且适应时间范围小.

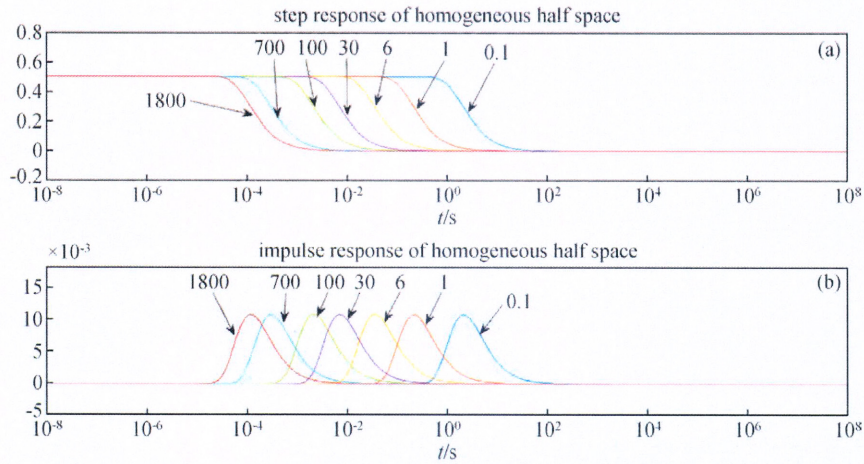


图1 不同电阻率均匀大地轴向偶极径向电场阶跃响应和冲激响应
Fig.1 HED axial dipole array of E_x step response and impulse response of uniform half space with different resistivity

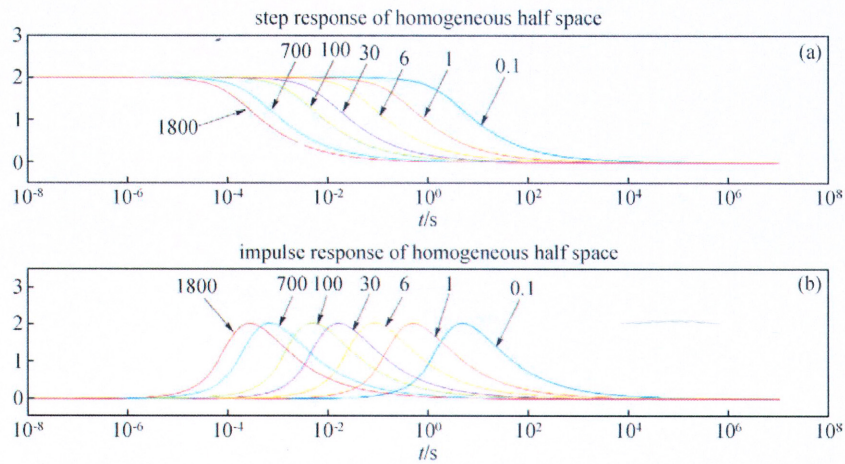


图2 水平电偶源赤道偶极装置垂直磁场阶跃响应和冲激响应(Talbot 算法)
Fig.2 HED equatorial dipole array of H_z step response and impulse response of uniform half space with different resistivity (Talbot algorithm)

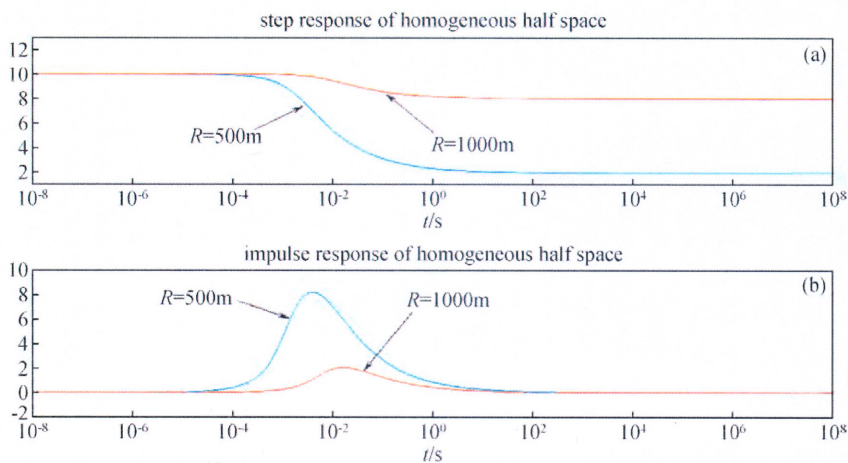


图3 水平电偶源赤道偶极装置垂直磁场不同收发距的阶跃响应和冲激响应(Talbot 算法)
Fig.3 HED equatorial dipole array of H_z step response and impulse response of uniform half space with different $T-R$ offset (Talbot algorithm)

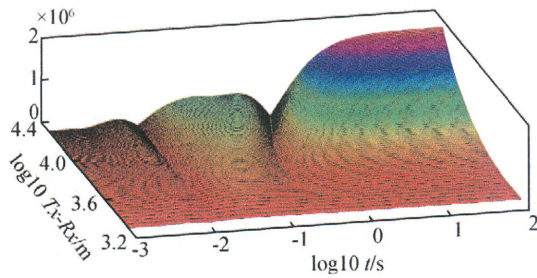


图4 三层地电模型水平电偶源 E_x 阶跃响应
Fig. 4 E_x step response surface of HED axial dipole array of three layer geoelectrical model

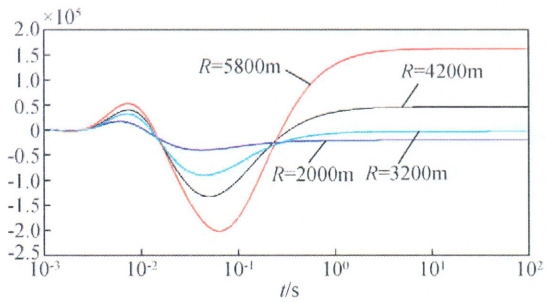


图5 三层模型多收发距阶跃响应曲线
Fig. 5 HED axial dipole array of E_x step response curve of three layer geoelectrical model with different $T-R$ offsets

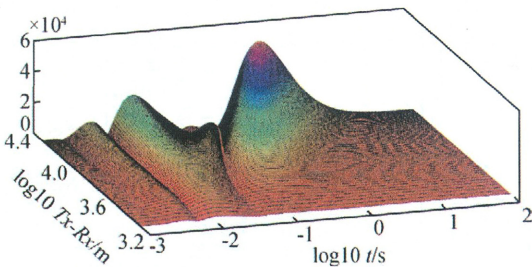


图6 三层地电模型电偶源轴向偶极径向电场冲激响应
Fig. 6 Surface of HED axial dipole array of E_x impulse response of three layer geoelectrical model

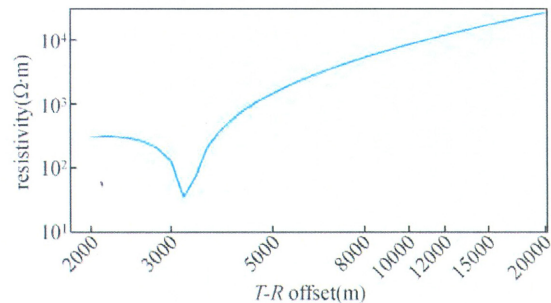


图7 阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率随收发距变化曲线
Fig. 7 Resistivity curve derived with late axial dipole array E_x step response of three layer geo-electrical model

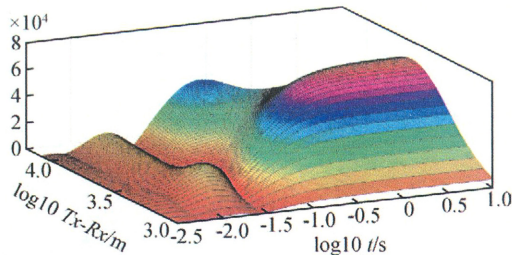


图8 中间层为高阻薄层的阶跃响应
Fig. 8 The step response surface of the middle layer is a high resistivity thin layer

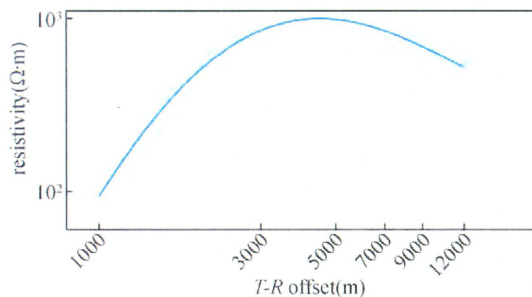


图9 高阻薄层阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率曲线
Fig. 9 Apparent resistivity curve derived from the late asymptotic value of the step response of high resistivity thin layer

3.2 赤道偶极电偶源均匀大地 H_z 分量阶跃响应

水平电偶源赤道偶极装置(Equatorial dipole array)垂直磁场对地层电阻率变化有与轴向偶极径向电场相似的分辨能力. 计算中收发距 R 取值为 1000 m, 电流 20 A, 发射电偶极子长度 $L = 2000$ m. 计算了电阻率分别为 0.1、1、6、30、

100、700、1800 $\Omega \cdot m$ 均匀大地的赤道偶极装置垂直磁场时间域阶跃响应和冲激响应. 采用 21 点 Talbot 算法将频率域响应变换到时间域. 均匀大地水平电偶源垂直磁场频域响应公式除以 $s = i\omega$ 得到频—时阶跃响应变换函数式为

$$f_{bz_s} = @ \quad s \quad \frac{B_0 \left(\frac{6}{r^2 (s\mu_0/b)} \left(1 - (1 + r \sqrt{s\mu_0/b} - (r \sqrt{s\mu_0/b})^{\frac{2}{3}}) e^{-r \sqrt{s\mu_0/b}} \right) \right)}{s}, \quad (15)$$

式中 r 为收发距, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$, 为自由空间磁导率, b 为均匀大地电阻率, s 为复氏变量. 计算响应时间 $10^{-8} \sim 10^7$ s. 计算中节点数从 15 增大到 23 在全时间段均得到较高的计算精度, 说明 Talbot 算法适应时间范围宽. 而 G-S 算法节点数从 6 增大到 14, 晚期响应计算精度误差越来越大.

对于赤道偶极装置垂直磁场分量, 地层电阻率不同, 下阶跃响应和冲激响应在时间轴上有明显的响应差异. 地层电阻率越高, 响应时间越早, 地层电阻率越低, 响应时间越晚, 与轴向偶极电场响应特征类似. 因此对于地层电阻率变化赤道偶极测量垂直磁场有与轴向偶极测量径向电场相当的分辨能力(图 2).

图 3 给出了均匀大地电阻率为 $30 \Omega \cdot \text{m}$ 时, 水平电偶源赤道偶极垂直磁场收发距分别为 500 m 和 1000 m 时的阶跃响应和冲激响应特征. 收发距越大, 冲激响应峰值时刻来的越晚, 响应幅度越小. 与导电媒质中电磁场扩散特征一致. 垂直磁场较径向电场衰减速度快, 垂直磁场观测收发距不易太大. 这也说明测量垂直磁场的冲激响应峰值时刻同样能计算得到地层视电阻率.

3.3 水平电偶源轴向偶极层状大地 E_x 分量阶跃响应

基于水平电偶源轴向偶极装置层状大地径向电场 E_x 的频率域解析表达式, 以及均匀半空间大地表面轴向偶极径向电场 E_x 的时间域阶跃响应表达式(罗维斌等, 2012; Kaufman, 2014), 计算了层状大地表面轴向偶极装置径向电场的阶跃响应和冲激响应, 在计算中采用 21 点 Talbot 算法进行频率域到时间域的变换. 层状地电模型如表 3 所示, 中间低阻层电阻率 $20 \Omega \cdot \text{m}$, 层厚 100 m, 埋深 900 m. 轴向偶极收发距 $R = 2000: 200: 20000$ m, 响应时间从 $1\text{e-}3$ s 至 100 s.

从计算结果看, Talbot 算法在整个响应时间段都得到较高精度计算结果. 阶跃响应曲线光滑(图 4 和图 5), 冲激响应是阶跃响应的微分, 也得到了光滑曲线(图 6). 说明计算精度满足计算要求.

在收发距为 2000 m 时, 阶跃响应曲线在整个响应时间范围几乎是平直的, 晚期响应值低于早期响应值, 说明中间低阻层开始有响应, 但不明显; 随着收发距增大, $R = 5800$ m 时, 晚期响应大于早期响应, 说明电磁场已经穿透低阻层进入深部高阻层. 由阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率(罗维斌等, 2012; Kaufman *et al.*, 2014) 随收发距变化曲线(图 7) 可看到, 水平电偶源轴向偶极径向电场可完整刻画出埋深 900 m, 层厚 100 m 的 $20 \Omega \cdot \text{m}$ 低阻层, 收发距需要大于 4000 m. 收发距应根据低阻层顶板埋深的 4 至 6 倍来选择. 利用冲激响应峰值时刻定义的视电阻率(Ziolkowski *et al.*, 2007) 随收发距变化曲线有可能划分出大埋深低阻薄层的顶、底板界面, 这项工作还需要进一步研究, 需要高质量观测数据和高精度计算方法支撑.

表 3 模型参数一

Table 3 Model parameter 1

层参数	第一层	第二层	第三层
电阻率($\Omega \cdot \text{m}$)	300	20	800
层厚(m)	900	100	Inf

当中间夹层为高电阻率地质体时, 计算了水平电偶源轴向偶极装置径向电场的阶跃响应, 并利用阶跃响应的晚期渐近值计算了视电阻率. 地电模型参数如表 4 所示. 中间层电阻率为 $1000 \Omega \cdot \text{m}$, 层厚 100 m. 上覆和下伏地层电阻率均为 $100 \Omega \cdot \text{m}$.

水平电偶源径向电场阶跃响应如图 8 所示, 当收发距为 4500 m 时, 阶跃响应晚期渐近值达到最大. 用多收发距阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率曲线形态呈钟形, 从收发距 1000 m 开始, 视电阻率随收发距增大而升高, 说明中间高阻层对电磁场的影响较中间低阻层影响的早; 收发距大于 4600 m 以后, 随收发距增大, 阶跃响应晚期渐近值降低, 说明下伏低阻层的响应越来越强, 已经穿透中间高阻层. 利用阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率曲线(图 9) 在收发距约为 4500 m 时达到最强响应, 视电阻率接近 $1000 \Omega \cdot \text{m}$, 大于 4600 m 后, 呈减小趋势, 趋近于第三层电阻率值.

表 4 模型参数二

Table 4 Model parameter 2

层参数	第一层	第二层	第三层
电阻率($\Omega \cdot \text{m}$)	100	1000	100
层厚(m)	900	100	Inf

4 结 论

4.1 研究了 Gaver-Stehfest 算法、Euler 算法以及 Talbot 算法在逆 Laplace 变换中的计算机制及性能. 通过数值算例, 并与解析解比较, 研究了三种算法节点数变化对于计算精度的影响. 计算结果显示, Talbot 算法对于问题的依赖性小, 且计算精度最高. 在 64 位计算平台中, 节点数变化对结果的影响低于 Gaver-Stehfest 算法和 Euler 算法.

4.2 选定 21 点 Talbot 算法计算了均匀大地轴向偶极径向电场阶跃响应和冲激响应、均匀大地赤道偶极垂直磁场阶跃响应和冲激响应, 以及层状地电模型水平电偶源径向电场的阶跃响应和冲激响应. 计算结果表明, 用 Talbot 算法计算逆 Laplace 变换适应时间范围宽, 计算精度高.

4.3 数值结果表明, 水平电偶源赤道偶极垂直磁场对于地层的探测能力有与轴向偶极径向电场相当的分辨能力. 冲激响应峰值时间与地电阻率相关, 地电阻率高, 电磁场传播的快, 冲激响应峰值时间来的早; 地电阻率低, 电磁场传播的慢, 冲激响应峰值时间来的晚. 利用层状模型多收发距阶跃响应晚期渐近值计算的视电阻率有发现大埋深高(低)阻薄层的能力, 收发距应取目标层埋深的 4 至 6 倍.

致 谢 衷心感谢审稿专家提出的修改意见和编辑部老师的支持和帮助!

References

- Abate, Joseph, and Ward Whitt. 2006. A unified framework for numerically inverting Laplace transforms [J]. *INFORMS Journal on Computing*, 18(4): 408-421, doi: 10.1287/ijoc.1050.0137.

- Anderson W L. 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering [J]. *Geophysics*, 44 (7): 1287-1305.
- Anderson W L. 1983. Fourier cosine and sine transforms using lagged convolutions in double-precision (subprograms DLAGF0/DLAGF1) [R]. Technical Report 83-320. U. S. Geological Survey.
- Anderson W L. 1989. A hybrid fast Hankel transform algorithm for electromagnetic modeling [J]. *Geophysics*, 54(2): 263-266.
- Chang Y J, Luo Y Z, Li H J. 2000. Research on the time span and step-length of time-frequency transforming algorithm [J]. *Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration* (in Chinese), 22(1): 13-17.
- CHANG Yanjun, ZHANG Guiqing. 1995. Comparison among three transformation algorithm of electromagnetic field from frequency domain to time domain [J]. *Computing techniques for geophysics and geochemical exploration*, 17(3): 25-29.
- Chave A D. 1983. Numerical integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion [J]. *Geophysics*, 48 (12): 1671-1686.
- Guptasarma D, Singh B. 1997. New digital linear filters for Hankel J_0 and J_1 transforms [J]. *Geophysical Prospecting*, 45(5): 745-762.
- Kaufman A. A., Alekseev D., Oristaglio M. 2014. *Principles of Electromagnetic Methods in Surface Geophysics* [M]. Amsterdam: Elsevier.
- Kaufman A. A., Keller G. V., 1983. *Frequency and Transient Sounding*, Elsevier, Amsterdam.
- Key K. 2012. Is the fast Hankel transform faster than quadrature? [J]. *Geophysics*, 77(3): F21-F30, doi: 10.1190/GEO2011-0237.1.
- Li D J, Weng A H, Yang Y, et al. 2014. Frequency range discussion of use polygonal line approximations method to calculate the cosine transform [J]. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 29(4): 1689-1694, doi: 10.6038/pg20140426.
- Li F P, Yang H Y, Deng J Z, et al. 2016a. Comparison of several frequency-time transformation methods for TEM forward modeling [J]. *Geophysical and Geochemical Exploration* (in Chinese), 40 (4): 743-749, doi: 10.11720/wyht.2016.4.17.
- Li F P, Yang H Y, Deng J Z, et al. 2016b. One dimensional smoke ring inversion technology of ground transient electromagnetic method [J]. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 31(2): 688-694, doi: 10.6038/pg20160225.
- Li J H, Farquharson C G, Hu X Y. 2016. Three effective inverse Laplace transform algorithms for computing time-domain electromagnetic responses [J]. *Geophysics*, 81(2): E113-E128.
- LI Jian-hui, ZHU Zi-qiang, ZENG Si-hong, et al. 2012. Progress of forward computation in transient electromagnetic method. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 27(4): 1393-1400, doi: 10.6038/j.issn.1004-2903.2012.04.013.
- Luo W B, Li Q C, Tang J T. 2012. Coded source electromagnetic sounding method [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 55(1): 341-349, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.01.035.
- Luo Y Z, Chang Y J. 2000. A rapid algorithm for G-S transform [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 43(5): 684-690, doi: 10.3321/j.issn.0001-5733.2000.05.012.
- Piao H R. 1990. *The Principle of Electromagnetic Sounding* (in Chinese) [M]. Beijing: Geological Publishing House.
- Piao H R, Yin C C. 1987. Calculation of transient EM sounding using the Gaver-Stehfest inverse Laplace transform method. *Computing techniques for geophysics and geochemical exploration*. 9(4): 295-302.
- Ruan B Y. 1996. Application of Guptasarma algorithm in transient electromagnetic forward calculation [J]. *Journal of Guilin Institute of Technology* (in Chinese), 16(2): 167-170.
- Tang J T, Luo W B. 2008. Pseudo-random electromagnetic exploration based on Invert-Repeated m-Sequence correlation identification [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 51(4): 1226-1233.
- Tucker McClure. 2012. <https://cn.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/39035-numerical-inverse-laplace-transform>.
- WANG H J. 2004. Digital filter algorithm of the sine and cosine transform. *Chinese Journal of Engineering Geophysics* (in Chinese), 1(4): 329-335.
- Wang X X, Wen J L, Di Q Y, et al. 2016. Study on the selection of working device and surveying parameter in TEM method of the ground source [J]. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 31(2): 913-919, doi: 10.6038/pg20160256.
- XUE Guoqiang, LI Xiu, DI Qingyun. 2008. Research progress in TEM forward modeling and inversion calculation. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 23(4): 1165-1172.
- Yin C C, Huang W, Ben F. 2013. The full-time electromagnetic modeling for time-domain airborne electromagnetic systems [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 56(9): 3153-3162, doi: 10.6038/cjg20130928.
- Zhdanov M S. 2009. *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods* [M]. Amsterdam: Elsevier.
- Zhdanov M S. 2010. Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead [J]. *Geophysics*, 75(5): 75A49-75A66.
- Ziolkowski A, Hobbs B A, Wright D. 2007. Multitransient electromagnetic demonstration survey in France [J]. *Geophysics*, 72 (4): F197-F209.

附中文参考文献

- 昌彦君, 罗延钟, 李宏军. 2000. 时~频转换的时间范围和时间步长研究 [J]. *物探化探计算技术*, 22(1): 13-17.
- 昌彦君, 张桂青. 1995. 电磁场朋频率域转换时间域的几种算法比较 [J]. *物探化探计算技术*, 17(3): 25-29.
- 李大俊, 翁爱华, 杨悦, 等. 2014. 用折线逼近法计算余弦变换的频率范围讨论 [J]. *地球物理学进展*, 29(4): 1689-1694, doi: 10.6038/pg20140426.
- 李锋平, 杨海燕, 邓居智, 等. 2016a. TEM 正演响应计算的几种频-时域转换方法对比 [J]. *物探与化探*, 40(4): 743-749, doi: 10.11720/wyht.2016.4.17.
- 李锋平, 杨海燕, 邓居智, 等. 2016b. 地面瞬变电磁法一维烟圈反演技术研究 [J]. *地球物理学进展*, 31(2): 688-694, doi: 10.6038/pg20160225.
- 李建慧, 朱自强, 曾思红, 等. 2012. 瞬变电磁法正演计算进展. *地球物理学进展*, 27(4): 1393-1400, doi: 10.6038/j.issn.1004-2903.2012.04.013.
- 罗维斌, 李庆春, 汤井田. 2012. 编码电磁测深 [J]. *地球物理学报*, 55(1): 341-349, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.01.035.
- 罗延钟, 昌彦君. 2000. G-S 变换的快速算法 [J]. *地球物理学报*, 43(5): 684-690, doi: 10.3321/j.issn.0001-5733.2000.05.012.
- 朴化荣. 1990. *电磁测深法原理* [M]. 北京: 地质出版社.
- 朴化荣, 殷长春. 1987. 利用 G-S 逆拉氏变换法计算瞬变测深正演问题 [J]. *物探化探计算技术*, 9(4): 295-302.
- 阮百尧. 1996. Guptasarma 算法在瞬变电磁正演计算中的应用 [J]. *桂林工学院学报*, 16(2): 167-170.
- 王华军. 2004. 正余弦变换的数值滤波算法. *工程地球物理学报*, 1(4): 329-335.
- 薛国强, 李貅, 底青云. 2008. 瞬变电磁法正反演问题研究进展. *地球物理学进展*, 23(4): 1165-1172.
- 殷长春, 黄威, 贲放. 2013. 时间域航空电磁系统瞬变全时响应正演模拟 [J]. *地球物理学报*, 56(9): 3153-3162, doi: 10.6038/cjg20130928.

doi: 10.11720/wtyht.2018.1.24

李健,郭亮,肖刚毅,等.AS350B3 型直升机在中高山航空物探测量中的优势[J].物探与化探,2018,42(1):192-198.http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.1.24

Li J, Guo L, Xiao G Y, et al. The advantages of AS350B3 helicopter in aerogeophysical survey in the high mountain area [J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 42(1): 192-198. http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.1.24

AS350B3 型直升机在中高山航空物探测量中的优势

李健,郭亮,肖刚毅,刘志强,徐明,金久强,王志博,邓茂盛,李冰
(中国国土资源航空物探遥感中心,北京 100083)

摘要: 中高山地区作业的航空地球物理勘探飞行器需要有高原适航性。通过对比空中国王 350ER 在起降条件、最大升限、最大续航能力及高原机动能力等特点,提出了在中高山地区的低高度、大比例尺的航空地球物理勘探飞行器的选型原则及飞行方法。通过甘肃某测区的实际测量飞行验证了该原则和方法的可行性。分析结果显示,AS350B3 型直升机在中高山地区作业时表现出的实际飞行性能满足在该类型区域低高度、大比例尺的航空地球物理勘探的要求。

关键词: 航空地球物理; AS350B3 型直升机; 中高山区; 等地形高度飞行

中图分类号: P631

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2018)01-0192-07

0 引言

航空地球物理勘探简称航空物探,是通过飞机上装备的专用物探仪器在航行过程中探测各种地球物理场的变化,研究和寻找地下地质构造和矿产的一种物探方法^[1]。航空物探是一种快速、低成本、成熟有效、多参数、现代化的地质调查及地质找矿方法^[2]。一直以来,固定翼飞机以其巡航时间长,测量面积大,可机载多种测量设备等优势在航空物探测量领域中占据着重要位置;但是由于固定翼飞机自身飞行特点,无法实现等地形高度飞行^[3],特别是在我国陆路近 26%的中高山地区会导致一些弱小异常丢失^[4]。从 20 世纪 80~90 年代以直升机为平台的航空物探在国内悄然兴起,特别是近几年在开展重要成矿区带的中、大比例尺调查中多有使用^[5]。针对当下在中高山区低高度,大比例尺的航空物探飞行,合理选择飞机类型,对航空地球物理勘探的顺利开展起到至

重要的作用^[6]。一直以来 AS350B3 型直升机及其机动灵活的优势与空中国王 350ER 型固定翼飞机占据着中高山区航空物探的大部分领域,接下来就针对两种机型的特点进行逐一对比。

1 机型对比

中高山测区一般指海拔 3 000 m 以上的测区,测区地形相对切割较大,在这种测区作业需使用具有高原性能的飞行器,例如 AS350B3 直升机(小松鼠)或固定翼飞机(空中国王 350)(图 1、图 2),下面对这两种型号飞行器有关高山作业相关指标进行对比。

AS350B3 是空客直升机公司(前身为欧洲直升机公司)生产的具有高原性能的直升机,曾在 2015 年 5 月创造出在珠穆朗玛峰(8 848 m)起降的记录,其优异的性能(表 1)及以往的表现,说明该机型可以用于高山区的航空物探作业。从表 1 可以看出 AS350B3 的特点是升限和爬升率随着油量的减少而

收稿日期: 2016-08-25; 修回日期: 2017-01-16

基金项目: 中国地质调查局项目“秦岭及天山等重点成矿区带航空物探调查”(121201003000150006)

作者简介: 李健(1977-),男,在读硕士,工程师,长期从事航空物探野外数据采集及处理工作。Email: 5213195@qq.com

通讯作者: 郭亮(1982-),男,山东人,工程师,长期从事仪器开发与维护工作。Email: pizzagl@163.com



图 1 AS350B3 型直升机(小松鼠)



图 2 空中国王 350(Kingair-350)

表 1 AS350B3 直升机主要性能指标

总重量/kg	1600	1800	2000	2220	2250	2370
续航能力(无余油)	3h07min	4h57min	4h44min	4h31min	4h28min	4h20min
最大航程(无余油)/km	411	699	664	654	650	642
升限(ISA)/m	>7000	>7000	6096	5242	5044	4556
爬升率/(m/s)	12.1	11.9	11.2	10.3	10.0	9.2
快速巡航下的油耗/(kg/h)	174	174	174	174	174	174
推荐巡航速度/(km/h)	226	226	226	226	226	226

注: 以上数据均来自欧直 AS350B3 操作手册^[10]

增加,针对这一特点可以将油量与地形进行参考布置测线,从而提升飞行效率及测量效果。

空中国王 350(Kingair-350) 是由美国豪客比奇公司(HBC) 生产的涡轮螺旋桨飞机。该机型曾多次用于中高山区航空物探,具有航程远;对跑道要求条件低(起飞、降落距离短)等特点。表 2 中的性能指标为美国全国商用飞机协会(NBAA) 仪表飞行规则;燃油储备 185.2 km(100 海里),标准气压且无风条件下。由表 2 可知,空中国王 350 具备高原性能,其双发 13.8 m/s 的爬升率及 10 668 m 的升限,完全可以满足中高山区航空物探的需要。

表 2 空中国王 350 主要性能指标

最大巡航公里数/km (可用载荷时最大燃油 1 604 lb)	2758
远程巡航速/(km/h)	435
最大巡航时间/h	6.34
高速巡航速度/(km/h)	578
满载最短起飞跑道长度(海平面)/m	1006
满载最短起飞跑道长度(海拔 1 500 m)/m	1639
满载着陆距离/m	729
双发爬升率(襟翼收上)/(m/s)	13.8
单发爬升率(起飞襟翼)/(m/s)	2.8
取证升限/m	10668
双发升限/m	10668
单发升限/m	6553

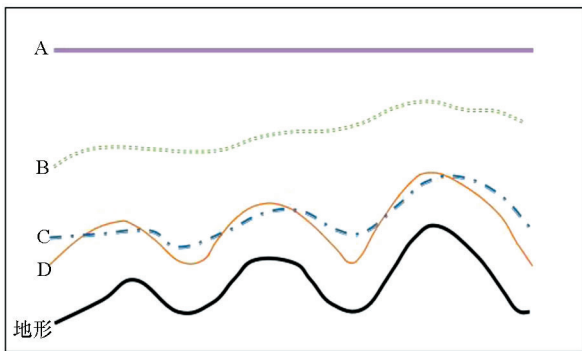
注: 以上数据均来自豪客比奇空中国王 350 操作手册^[11]

通过两种机型在航空物探中的应用,可以看出各有千秋。但 AS350B3 直升机在爬升率允许的范围内,可以升降自如,更适合于地形切割较大地区的航空物探测量飞行;由于直升机具有灵活且转弯半径小的特点,也可以针对有特点的异常多次重复飞行,直到获得满意测量结果为止。在一些地形陡峭地区,甚至可以利用慢速和悬停功能,精细获取航空物探测量数据,这是固定翼飞机无法比拟的^[4]。

2 飞行高度

在航空物探测量中,飞行高度对测量结果的影响是多方面的,有时甚至是决定性的^[5]。因此根据最终测量目的,有的放矢的选择适合作业区的飞行器,是保证获取优质测量数据的前提条件。

在作业中,同测量方法与之对应的飞行方法可分为 4 种(图 3):平飞、缓起伏飞行、强起伏飞行及等地形高度飞行^[3]。平飞即直线飞行,是最基本的飞行状态;起伏飞行即沿地形起伏飞行,飞行高度变化较小的起伏飞行称作缓起伏飞行,飞行高度变化较大的则为强起伏飞行;平飞及缓起伏飞行多用于航空重力测量,为了保持飞行相对平稳,离地距离相对另外两种飞行方法较高;多在 400 m 及以上高度;



A—平飞; B—缓起伏飞行; C—强起伏飞行; D—等地形高度飞行

图 3 飞行测量方式

强起伏飞行多用于固定翼飞机在高原、丘陵、沙漠等地形稍好地区大比例尺扫面飞行,离地距离基本在 200 m 左右;等地形高度飞行即近地延地形起伏飞行,多用于航空电法测量及放射性测量,离地距离一般在 50~150 m 左右。

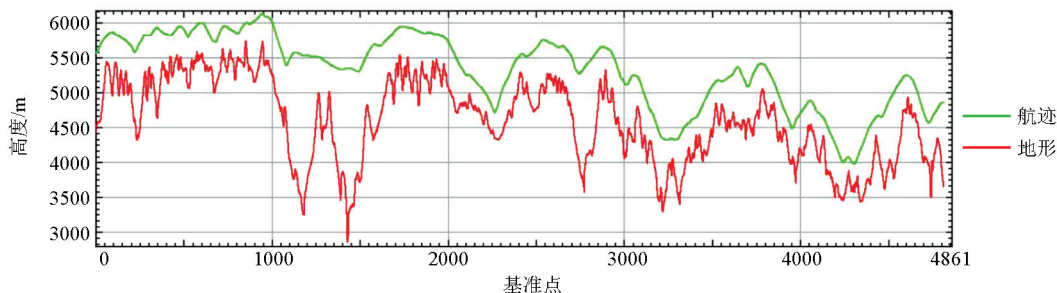


图 4 空中国王 350 在藏东某测区测线飞行航迹与地形对比

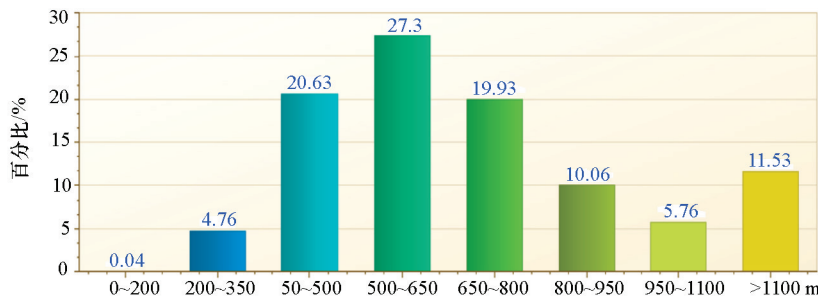


图 5 空中国王 350 在藏东某测区测线飞行高度分布

表 3 为空中国王 350 藏东某测区测线飞行的高度统计,很明显的看出 0~350 m 高度层测点 231,占全部测点的 4.8%,这与中高山区大比例尺高精度测量的初衷差强人意。

图 6 为 AS350B3 直升机在甘肃某测区的测线飞行航迹及地形高度,从图中可以看出 AS350B3 完全实现了等地形高度飞行。由图 7 可知,AS350B3 在甘肃某测区的测线飞行高度主要集中在 50~150 m 高度层。

表 4 为 AS350B3 甘肃某测区测线飞行的高度

针对近几年由于中高山区的航空物探测量任务的不断增加,固定翼小比例尺的扫面测量已经无法满足高精度航空物探的需要,特别是对一些弱小异常的查证,对高度的要求变得十分严格,直升机的飞行特点使之在中高山区的测量变得游刃有余。

保证飞行高度是保证优秀测量结果的前提,高度决定着能否发现弱小异常的几率。在中高山区使用同样的等地形高度方法,直升机飞行效果较固定翼更为出色。

图 4 是空中国王 350 在藏东某测区的飞行航迹及地形高度,由图中可以看出空中国王 350 基本可以实现强起伏飞行,但在地形切割大的区域由于受自身飞行特点,无法像 AS350B3 直升机一样实现等地形高度飞行。

由图 5 可知,空中国王 350 在藏东某测区的测线飞行高度主要集中在 350~800 m 高度层。

表 3 空中国王 350 在藏东某测区测线飞行高度统计

高度范围/m	测点数/个	百分比/%
0~200	2	0.04
200~350	229	4.76
350~500	993	20.63
500~650	1314	27.30
650~800	959	19.93
800~950	484	10.06
950~1100	277	5.76
>1100	555	11.53
平均高度: 725		总测点数: 4813

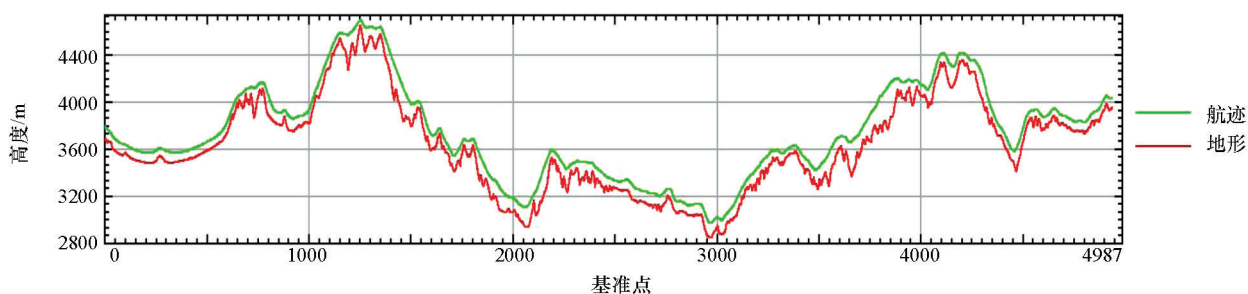


图 6 AS350B3 在甘肃某测区测线飞行航迹与地形对比

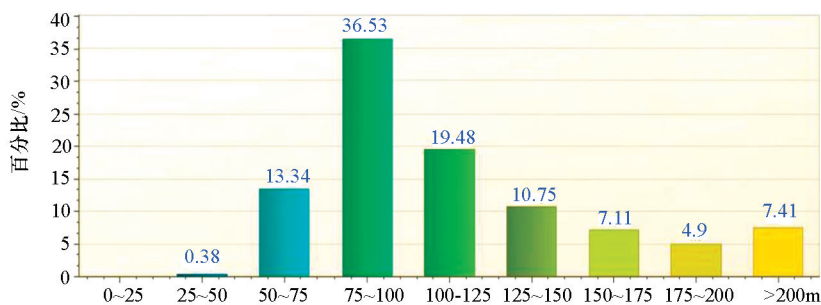


图 7 AS350B3 在甘肃某测区测线飞行高度分布

统计,低于 150 m 的测点占总测点的 80%以上;低于 200 m 的测点占到总测点的 92%以上。由此可见 AS350BS 出色的等地形高度飞行为中高山地区的大比例尺高精度飞行提供了强有力的保障。

表 4 AS350B3 在甘肃某测区测线飞行高度统计

高度范围/m	测点数/个	百分比/%
0~50	19	0.38
50~75	663	13.43
75~100	1804	36.53
100~125	962	19.48
125~150	531	10.75
150~175	351	7.11
175~200	242	4.90
>200	366	7.41
平均高度: 116		总测点数: 4938

3 飞行特点

固定翼与直升机都有各自鲜明的飞行特点,固定翼需要滑跑起飞降落,无法实现直升机的悬停,低空慢速,而直升机则由于自身的设计原理,无法长时间巡航,且飞行作业期间因为季节的原因需考虑地效等因素,下面就从以下几个方面分析一下直升机作业的优势。

3.1 空域因素

在通用航空(指使用民用航空器从事公共航空运输以外的民用航空活动,以下简称通航)中所指

的空域因素,是指影响到野外作业飞行计划的空中管制,基本包括军方空中管制(各种军事活动)、机场空域管制(机场范围内 50 km 的进出港航班影响)及机场流量控制(指通过限制单位时间内进入某空中交通管制节点的航空器的数量,来维持空中安全的交通流)这 3 方面。

任何军方与机场的空域管制,通航飞行都只能等待军方活动结束;无进出港航班时再进入作业区域,但机场流控这一限制,相比于固定翼需要跑道进行起飞降落,直升机的起降要求就显得非常灵活。直升机不需要跑道,从而可以远离机场,在任何地势平坦的区域进行起降,从根本上免除了机场流控造成的飞行影响,进而提高野外作业效率。

同时,直升机通常都会将起降点设置在测区内,一旦相关空管部门同意飞机进入测区,直升机会在第一时间升空进入作业区域,免去了固定翼需要航路的效率问题。

图 8 为甘肃某测区 2015~2016 年度直升机起降点的分布图,从图中可以清楚的看出,除了在敦煌起降点与敦煌机场有影响外,其余 3 个起降点均远离机场,在作业过程中也确实如此,在敦煌起降点作业期间,因为机场航班起降原因,确实耽误了部分架次的飞行,而在其余 3 个起降点作业时,在与机场协调后,规划好飞行作业时间,在航班进出港时间提前避让,均未对作业飞行造成影响。

此外,将起降点设置在测区内的另一个好处就

3.3 测量方法

在航空物探测量中,想要得到优质的测量数据,合理的飞行方法是密不可分的。而合理的飞行方法就是在测量中,在保证安全的前提下尽量低的高度、尽量小的偏航以及尽量高的飞行作业效率。AS350B3 的出色性能,使其在保证安全的前提下,做到了尽可能低的高度,而且在文章的前面也详细描述了,这里不再过多的重复,而将偏航与高度做到符合设计要求是考验一个合格飞行员的指标,与飞行方法并无太大关系,这里着重对飞行效率进行说明。

飞行效率是指单位时间内完成多少测量任务,

想要提升飞行效率,需要考虑到许多层面细节,例如:飞高山和飞平原时的燃油配给量;根据飞机的转弯半径设计测线,根据天气及山区地形走向合理安排架次等。

3.3.1 燃油配给量

从表 5 可以看出 AS350B3 直升机并不是满油情况下续航时间最长,而且飞机的爬升率随着油量的减少而增加,也就是说如果测区高山与平原相结合,可以在起飞后先在平原区作业,待油量消耗到合理重量时再进入山区作业,这时进入山区飞机有更好的爬升率可以等地形高度飞行。

表 5 AS350B3 直升机参数对照

总重量/kg	1600	1800	2000	2220	2250	2370
续航能力(无余油)	3h07min	4h57min	4h44min	4h31min	4h28min	4h20min
最大航程(无余油)/km	411	699	664	654	650	642
升限(爬升率=1 m/s)/m	>7000	>7000	6096	5242	5044	4556
爬升率/(m/s)	12.1	11.9	11.2	10.3	10.0	9.2

3.3.2 飞机转弯半径对比

计算飞机的转弯半径通常使用公式:

$$R = \frac{TAS^2}{g \times \tan\beta},$$

计算时采用国际单位制。其中: TAS 为飞机的真空速, β 为转弯时的坡度角, g 为当地的重力加速度(一般为 9.8 m/s^2), R 为飞机的空中转弯半径。

假设飞机转弯条件为标准气压,静风,速度为真空速(静风条件下真空速与地速相同), $\tan\beta$ 为坡度角的正切值($\tan 15^\circ = 0.268$, $\tan 25^\circ = 0.466$, $\tan 30^\circ = 0.577$)。在作业飞行时 AS350B3 直升机按照正常作业速度: $100 \text{ 节/h} = 185.2 \text{ km/h} = 51.4 \text{ m/s}$; 空中国王 350 按照正常作业速度: $215 \text{ 节/h} = 400 \text{ km/h} = 111 \text{ m/s}$ 。计算结果如表 6。

表 6 AS350B3 与空中国王 350 转弯半径对比

型号	AS350B3	空中国王 350
作业速度/(节/h)	100	215
转弯半径/m	坡度角 15°	1006
	坡度角 25°	579
	坡度角 30°	467

在航空物探测量中,由于磁力仪工作区域与地磁倾角,地磁夹角存在盲区,因此为了避免磁力仪失踪,在转弯时要求飞行员的转弯坡度角 $< 20^\circ$ 所以在在大比例尺(1:5万)测量飞行中,AS350B3 直升机可以选择退出测线后直接进入下条测线,或者进入相邻测线,而空中国王 350 则需要套飞才能提高飞行效率。

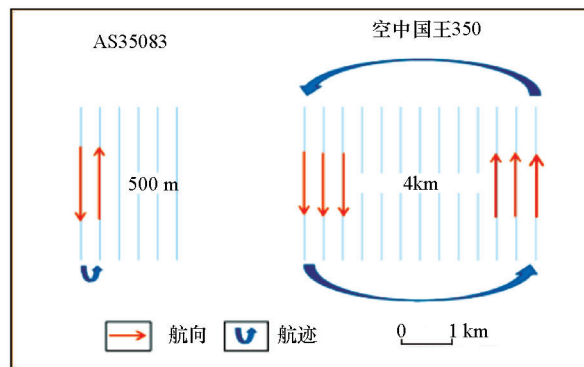


图 10 测线飞行模拟示意

3.3.3 根据气象及地形合理安排测线

在航空物探测量中,及时获取天气信息是保证安全作业的前提。将起降点设置在测区内,并且结合各种专业气象软件可以第一时间掌握天气动态就显得尤为重要。例如:在中高山区作业,由于中午前的温度相对较低,地面湿度保持相对稳定的状态,但午后随着温度的不断升高,地面水蒸汽逐渐蒸腾起来,便在山区形成了云,云内含有大量水汽,在飞行中不仅影响飞行员视线,在天气寒冷时,还容易使机翼结冰,严重威胁到飞行安全。但是这种局地的天气变化往往是天气预报和气象软件无法预测的,因此只有将目视天气同天气预报相结合,才能在中高山区作业做到万无一失。此外在中高山测区尽量安排在午前气流稳定,天高云淡时飞行,也可以最大程度的避免由于天气原因造成的影响。

在布置测线时,还需要考虑到地形因素,例如:选择由山区坡度较缓的一侧进入测线,这样做可以最大程度的利用地效发挥 AS350B3 直升机等地形

飞行的特点。图 11 为甘肃某测区东西向测线,从图中可以看出西→东方向的地形切割明显大于东→西方向,所以,在布置测线时,选择东→西方向进入测

线,在地势较缓的区域,直升机可以正常作业,当进入地形切割较剧烈的区域,直升机匀速下降,从而真正做到等地形高度飞行。

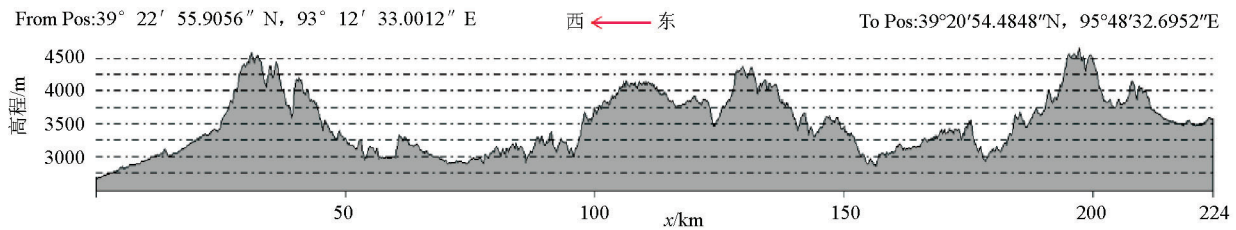


图 11 甘肃某测区东西向测线地形

4 结论

AS350B3 直升机以其优异的性能,灵活的飞行方式在中高山区的航空物探测量中崭露头角。随着科技的不断创新,测量仪器在精度不断提高的前提下,小型化,集成化已成趋势,这就为日后 AS350B3 直升机多方法测量提供了坚实的基础。相信在不久的将来,AS350B3 型直升机在中高山区的航空物探测量中会做出更大的贡献。

参考文献:

- [1] 熊盛青.发展中国航空物探技术有关问题的思考[J].中国地质,2009,36(6):1366-1374.
- [2] 许苏鹏,姬泰脉,纪福山,等.AS350B3 型直升机硬架航空磁测系统在青藏高原上的应用[J].物探与化探,2013,37(4):640-644.
- [3] 崔志强,胥值礼,孟庆敏.国内主要航空物探飞行平台特点及发展[J].物探与化探,2014,38(6):1107-1113.
- [4] 赵济,陈传庚.中国地理[M].北京:高等教育出版社,1997.
- [5] 鄂国庆,徐英哲,李文杰.固定翼时间域航空电磁系统的选型问题[J].物探与化探,2012,36(4):595-597.
- [6] 牟艳彬.高原航空天气特征和航空气象服务保障[J].四川气象,2007,27(2):26-31.
- [7] 王金龙,谢汝宽,梁韧,等.高海拔山区航空地球物理飞机选型与飞行性能分析[J].物探与化探,2017,41(3):556-559.
- [8] 熊盛青,周伏洪,姚正熙,等.青藏高原中西部航磁调查[J].物探与化探,2007,31(5):404-407.
- [9] 熊盛青,周伏洪,姚正熙,等.青藏高原中西部航磁调查[M].北京:地质出版社,2001.
- [10] AS350B3 操作手册 EUROCOPTER 350B3 13.101.01E.
- [11] 空中国王 350(Kingair-350) 操作手册 Beechcraft Kingair-350 TM/SF-200.
- [12] 于长春,熊盛青,刘士毅,等.直升机航磁方法在大冶铁矿区深部找矿中的见矿实例[J].物探与化探,2010,34(4):435-439.
- [13] 薛典军.航磁测量中飞行高度质量控制的方法技术[J].物探与化探,2001,25(4):253-258.
- [14] 熊盛青,于长春,眭素文,等.中高山区高精度航磁测量方法[M].北京:地质出版社,2009.

The advantages of AS350B3 helicopter in aerogeophysical survey in the high mountain area

LI Jian, GUO Liang, XIAO Gang-Yi, LIU Zhi-Qiang,

XU Ming, JIN Jiu-Qiang, WANG Zhi-Bo, DENG Mao-Sheng, LI Bing

(China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China)

Abstract: The airborne geophysical exploration flying vessel which performs operation in middle and high mountain areas needs plateau adaptability. Through a comparative study of the characteristics of AS350B3 helicopter in such aspects as its taking off condition, maximum flying altitude, maximum endurance and plateau flexibility, the authors put forward the type-choosing principle and flying method of the airborne geophysical exploration flying vessel for low altitude and large scale survey. The practical surveying flying in a certain surveying area of Gansu Province has proved the feasibility of the principle and method put forward by the authors. Analysis shows that AS350B3 helicopter can meet the requirement of airborne geophysical exploration in such areas.

Key words: airborne geophysical exploration; AS350B3 helicopter; middle and high mountain area; terrain altitude

(本文编辑:王萌,叶佩)

doi: 10.11720/wtyht.2018.2566

周德文, 孟庆奎, 杨怡, 等. 航磁全轴梯度异常特征研究[J]. 物探与化探, 2018, 42(3): 583-588. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.2566>

Zhou D W, Meng Q K, Yang Y, et al. Study on characteristics of three axis airborne magnetic gradient anomaly[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 42(3): 583-588. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.2566>

航磁全轴梯度异常特征研究

周德文, 孟庆奎, 杨怡, 蒋久明, 高维, 王晨阳

(中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083)

摘 要: 因提供多参量、压制深部异常突出浅部异常等优点, 近几年航磁梯度测量在国内航空物探领域成为新的研究热点。以 AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统为依托, 介绍了航磁梯度理论基础和应用研究现状, 为了总结归纳航磁梯度异常与地下地质体的对应关系, 设计了典型理论地磁模型, 进行了大量正演模拟计算工作, 并结合野外应用实例, 得出以下几点结论: 相比于总场异常, 梯度异常在圈定磁性体方面更具优势; 对于独立磁性体, 垂向梯度的峰值精确对应异常体的中心位置, 当模型走向延伸越长, 主剖面异常的零值点越靠近异常体边界, 主剖面的纵向梯度的最大值和最小值可精确对应异常体的左右边界, 垂直于主剖面的横向梯度的最大值和最小值精确对应异常的上下边界; 对于组合磁性体, 利用主剖面的纵向梯度峰值和垂直于主剖面的横向梯度峰值锁定的磁性体范围有所扩大, 并且垂向梯度峰值向附近磁性体方向偏移; 对比实测梯度数据与理论梯度数据, 发现实测梯度数据存在明显的优势, 可以在人文干扰识别、高频地质信息挖掘等方面发挥突出作用。这些工作可以为实测航磁梯度的野外数据获取者认识异常、鉴别异常和区分真假异常等提供参考, 并为异常解释工作者提供一定的帮助。

关键词: 航磁梯度; 正演; 算例分析; 异常特征

中图分类号: P631

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2018)03-0583-06

0 引言

为了解决航磁总场测量获取参数单一和应用范围受限等技术难题, 以航磁梯度测量为代表的多参量测量技术成为高精度、高分辨率航空物探的重要发展方向^[1-6]。如果仅从航磁技术本身来看, 相比于欧美等发达国家的第三阶段航磁测量(矢量测量和全张量测量), 我国刚步入第二阶段航磁测量(梯度测量), 其中以 2010 年中国国土资源航空物探遥感中心(简称航空物探遥感中心)成功研制出具有完全自主知识产权的 AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统并顺利完成试生产为标志, 另外我国在航磁梯度数据的基本处理、转换处理和正反演解释方面的研究相对较少, 因此对梯度数据的处理解释方面都还处于研究阶段^[3,7]。在仪器方面, 骆遥等对航磁全轴梯度勘查系统关键性指标进行了测试, 结果表

明系统具有非常好的同步特性、一致性和长期稳定性及补偿精度^[8]; 在正演理论方面, 郭志宏首次推导了直立长方体无奇点梯度异常公式, 由于长方体可以组合成任意三度体的基本单元, 该公式在实际应用中较为广泛^[9]; 在应用方面, 郭华等通过分析实测航磁梯度数据总结了梯度异常与地质体之间的对应关系, 指出垂向梯度异常在圈定磁性地质体边界上具有一定的优势^[7,10-11]; 张青山、李晓禄、李海侠等分别从航磁梯度测量方案、航磁梯度引进消化吸收、梯度异常延拓与转换等方面为我国航磁梯度进步作出了贡献^[12-14]。但是在公开发表的文献和书籍中很难找到理论上梯度异常与地下磁性体具有什么样的对应关系, 这就给野外数据采集者和初识异常解释者识别和筛选异常带来一定的困惑, 笔者着力从梯度测量基础和大量正演算例分析入手, 以剖面和平面对直观显示方式, 阐述、总结梯度异常与磁性体的对应关系, 并通过实测梯度与理论梯度对比,

收稿日期: 2017-01-20; 修回日期: 2018-02-01

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(121201003000150006、121201203000169802、12120100300079901)

作者简介: 周德文(1980-), 男, 工程师, 主要从事航空地球物理数据采集及处理工作。Email: 359794970@qq.com

通讯作者: 孟庆奎(1987-), 男, 工程师, 主要从事应用地球物理方法研究及数据处理解释工作。Email: qingkui_meng@163.com

说明梯度测量优势所在,以期起到一定的参考价值。

1 航磁梯度测量基础

下面从航磁梯度正演理论和航磁梯度测量方式两方面入手对航磁测量基础进行阐述。正演采用姚长利设计的平面重磁异常实时正反演建模系统(简称 MASK)^[17],航磁梯度测量方式以 AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统为例进行说明。为了与实际应用接轨,笔者将两者结合,借助前者正演磁总场异常,参照后者测量方式,采用总场异常差值计算全轴梯度。

1.1 航磁梯度正演理论

MASK 软件是在 Windows 操作系统下开发的具有友好界面的重磁正反演系统。对于面积性重磁异常,利用成熟的 2.5D 进行三维建模反演技术,所选的模型为二度半水平有限长棱柱体,界面为任意多边形,其任意组合具有逼近复杂地质体的能力。笔者使用 MASK 系统的正演功能计算磁总场异常,并借其强大的界面显示功能实现剖面 and 平面全轴梯度异常的展示,以便于总结归纳。

针对二度半多边形截面棱柱磁性体,采用各面磁荷磁场叠加原理推导的公式进行正演计算。磁性体模型如图 1 所示,设其磁化强度为 M ,则在任意点 $P(x, y, z)$ 引起的磁异常如下^[17-18]。

1) 磁异常三分量

$$\begin{cases} H_{ax}(P) = - \sum_{i=1}^N \sin\varphi_i (M_x I_{1i} + M_y I_{2i} + M_z I_{3i}), \\ H_{ay}(P) = - \sum_{i=1}^N [(M_x \sin\varphi_i - M_z \cos\varphi_i) I_{2i} - \\ M_y (\sin\varphi_i I_{1i} - \cos\varphi_i I_{3i})], \\ Z_a(P) = \sum_{i=1}^N \cos\varphi_i (M_x I_{1i} + M_y I_{2i} + M_z I_{3i}). \end{cases} \quad (1)$$

其中:

$$\begin{aligned} I_{1i} &= P_{1i}(Y_2) - P_{1i}(Y_1), \\ I_{2i} &= P_{2i}(Y_2) - P_{2i}(Y_1), \\ I_{3i} &= P_{3i}(Y_2) - P_{3i}(Y_1), \\ P_{1i}(y) &= \cos\varphi_i \ln \frac{R_i + y}{R_{i+1} + y} - \\ &\sin\varphi_i \left(\arctan \frac{u_{i+1}y}{w_i R_{i+1}} - \arctan \frac{u_i y}{w_i R_i} \right), \\ P_{2i}(y) &= \ln \frac{R_i + u_i}{R_{i+1} + u_{i+1}}, \\ P_{3i}(y) &= \sin\varphi_i \ln \frac{R_i + y}{R_{i+1} + y} \end{aligned}$$

$$\cos\varphi_i \left(\arctan \frac{u_{i+1}y}{w_i R_{i+1}} - \arctan \frac{u_i y}{w_i R_i} \right)$$

$$u_i = x_i \cos\varphi_i + z_i \sin\varphi_i, u_{i+1} = x_{i+1} \cos\varphi_i + z_{i+1} \sin\varphi_i,$$

$$w_i = -x_i \sin\varphi_i + z_i \cos\varphi_i,$$

$$R_i = (x_i^2 + y + z_i^2)^{1/2}, R_{i+1} = (x_{i+1}^2 + y + z_{i+1}^2)^{1/2},$$

$$\varphi_i = \arctan \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i},$$

$$M_x = M \cos I \cos D, M_y = M \cos I \sin D, M_z = M \sin I.$$

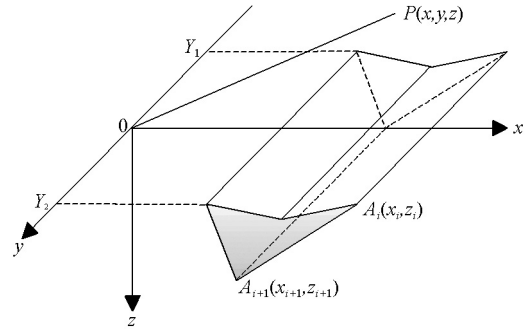


图 1 多边形截面棱柱磁性体模型

2) 总场异常

$$\Delta T = H_{ax} \cos I_0 \cos D_0 + H_{ay} \cos I_0 \sin D_0 + Z_a \sin I_0. \quad (2)$$

以上各式中: N 为棱柱体的边数, i 为棱柱体的角点序号, I_0 、 D_0 为地磁场的倾角和偏角, I 、 D 为磁化强度方向的倾角和偏角,角度变量单位均为度;磁异常三分量 H_{ax} 、 H_{ay} 、 Z_a 及总场异常 ΔT 的单位均为 T(实际应用中换算为 nT); M 为磁化强度, M_x 、 M_y 、 M_z 为磁化强度分别在 x 、 y 、 z 三个方向的分量,以 A/m 为单位; R_i 、 R_{i+1} 为计算点与棱柱体角点间距离,以 m 为单位; φ_i 是角度变量,以弧度为单位。以上变量的单位均采用国际单位制。另外,还存在一些变量 I_{1i} 、 I_{2i} 、 I_{3i} 、 $P_{1i}(y)$ 、 $P_{2i}(y)$ 、 $P_{3i}(y)$ 、 u_i 、 u_{i+1} 、 w_i ,其主要目的是简化公式的中间变量,无明确的物理意义。

1.2 航磁梯度测量方式

航磁梯度测量基本不受正常地磁场和地磁场随时间变化的影响,而地下局部磁性地质体或构造可引起 10 nT/m 量级的梯度异常,可采用具有一定间距的磁力仪来测量地磁场的差值间接获取梯度异常。航空物探遥感中心自主研制的 AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统就采用了这一梯度异常获取方式,该套系统可测量全轴梯度,包括垂直机身的垂向梯度、沿机身方向的纵向梯度和机翼方向的横向梯度。

空中磁探头的安装位置见图 2 所示,飞机的两翼尖处各安装一个磁探头、尾部垂直机身方向安装两个磁探头,其中左、右、后下和后上磁探头均测量地磁场总场强度,依次为 T_l 、 T_r 、 T_u 、 T_d ,单位为 nT;

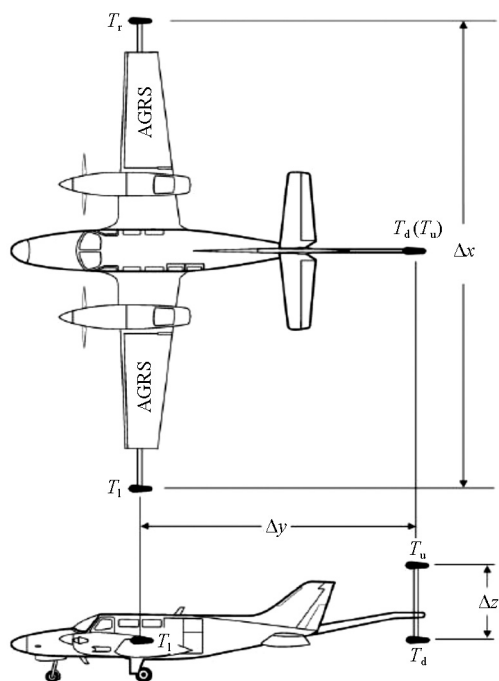


图2 航磁全轴梯度测量装置示意(据骆遥^[8])

垂向间距、纵向间距和横向间距分别为 Δz 、 Δy 、 Δx , 单位为 m; 垂向梯度、纵向梯度和横向梯度单位为 nT/m, 其近似计算公式分别为^[2]:

$$\partial T / \partial z \approx (T_d - T_u) / \Delta z, \quad (3)$$

$$\partial T / \partial y \approx [(T_l + T_r) / 2 - T_d] / \Delta y, \quad (4)$$

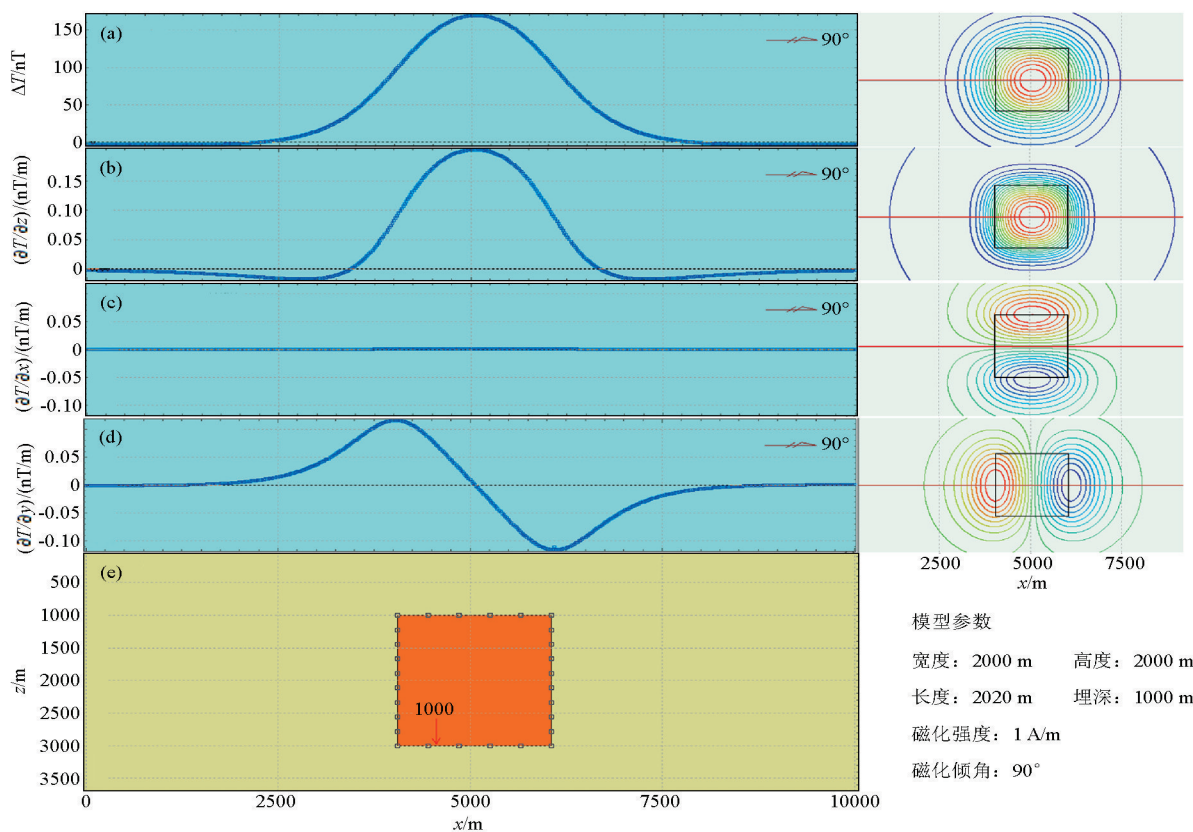
$$\partial T / \partial x \approx (T_l - T_r) / \Delta x. \quad (5)$$

2 正演模拟及算例分析

通过对单独模型的分析可以掌握磁梯度异常的基本形态及与磁总场异常的差别, 多模型分析可以发现模型间相互影响特征, 特别是对磁性体边界圈定的影响。下面从这两方面分别开展叙述。

2.1 单独模型分析

模型 1 与模型 2 的参数设置分别见图 3 和图 4 右下角所示, 平面图中红色直线为左侧截取的主剖面。图 3a 为模型 1 磁总场异常 ΔT 主剖面及平面, 垂向梯度、横向梯度和纵向梯度的主剖面及平面分别见图 3b、3c、3d 所示。模型 2 垂向梯度、横向梯度和纵向梯度的主剖面及平面见图 4 所示。首先, 对比模型 1 中 ΔT 剖面异常(图 3a)与垂向梯度异常(图 3b), 可以发现异常的跨度后者明显小于前者, 上升及下降段曲线坡度后者明显大于前者, 后者呈现正负异常; 对比两者的平面图, ΔT 平面异常几乎成同心圆状, 辨别不出异常体形状, 而垂向梯度平面异常可清晰地看出异常体形状为方形。其次, 对比模型 1(图 3b)与模型 2(图 4a)垂向梯度, 当模型长度越大(走向延伸越长), 主剖面异常的零值点越靠



a—总场异常; b—垂向梯度异常; c—横向梯度异常; d—纵向梯度异常; e—模型 1

图3 模型 1 主剖面及平面总场异常和梯度异常

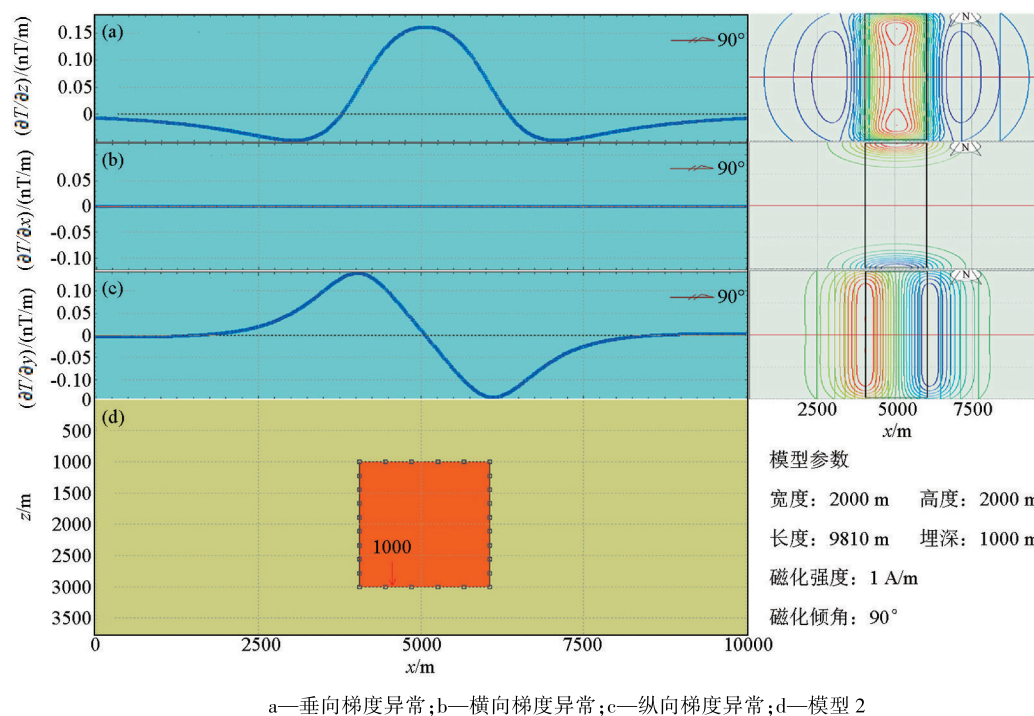


图 4 模型 2 主剖面及平面梯度异常

近异常体边界,且垂向梯度的峰值精确对应异常体的中心位置。最后,主剖面的纵向梯度的最大值和最小值可精确对应异常体的左右边界,从平面图中发现,垂直于主剖面的横向梯度的最大值和最小值精确对应异常的上下边界,可见水平梯度在地质体边界识别应用中存在优势。

2.2 组合模型分析

实际地质条件往往比较复杂,异常多为多个磁性地质体产生异常的叠加,不失一般性,笔者设计两

种多磁性异常体组合模型 3 和模型 4,详细参数见图 5 和图 6 右下角所示。模型 3 垂向梯度、横向梯度和纵向梯度的主剖面及平面分别见图 5a~5c 所示,模型 4 垂向梯度、横向梯度和纵向梯度的主剖面及平面分别见图 6a~6c 所示。对于组合模型,一大特点是模型产生的异常互相间的叠加,改变了各自异常的形态和幅值大小。对比发现,主剖面的纵向梯度的最大值和最小值不再精确对应异常体的左右边界,垂直于主剖面的横向梯度的最大值和最小值

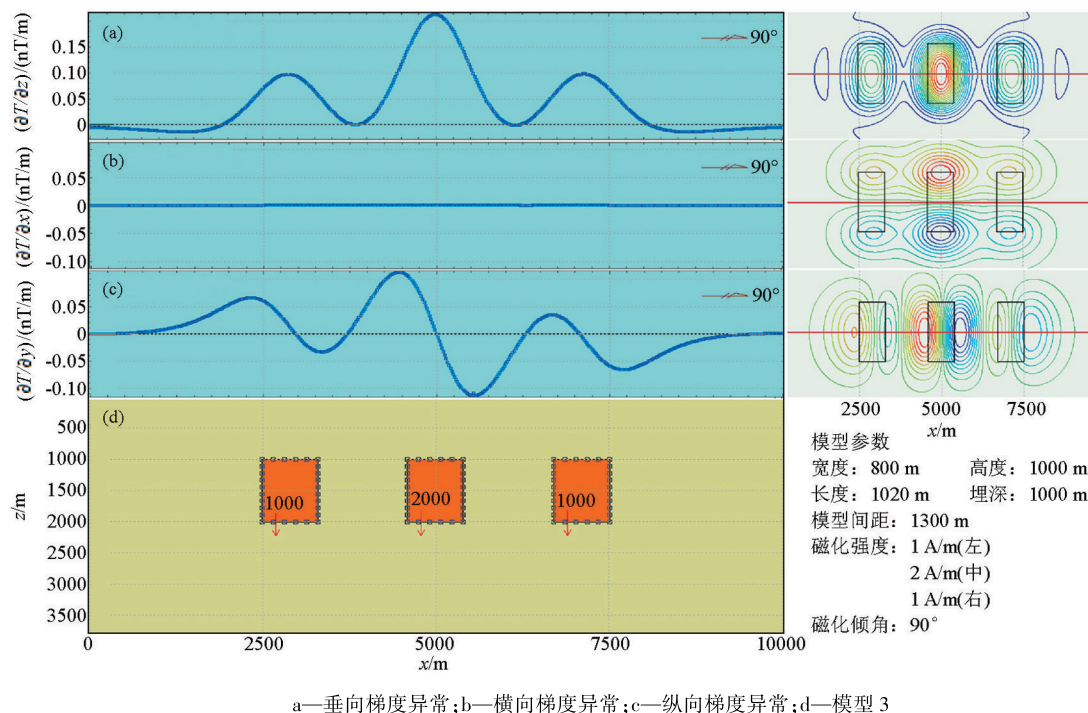
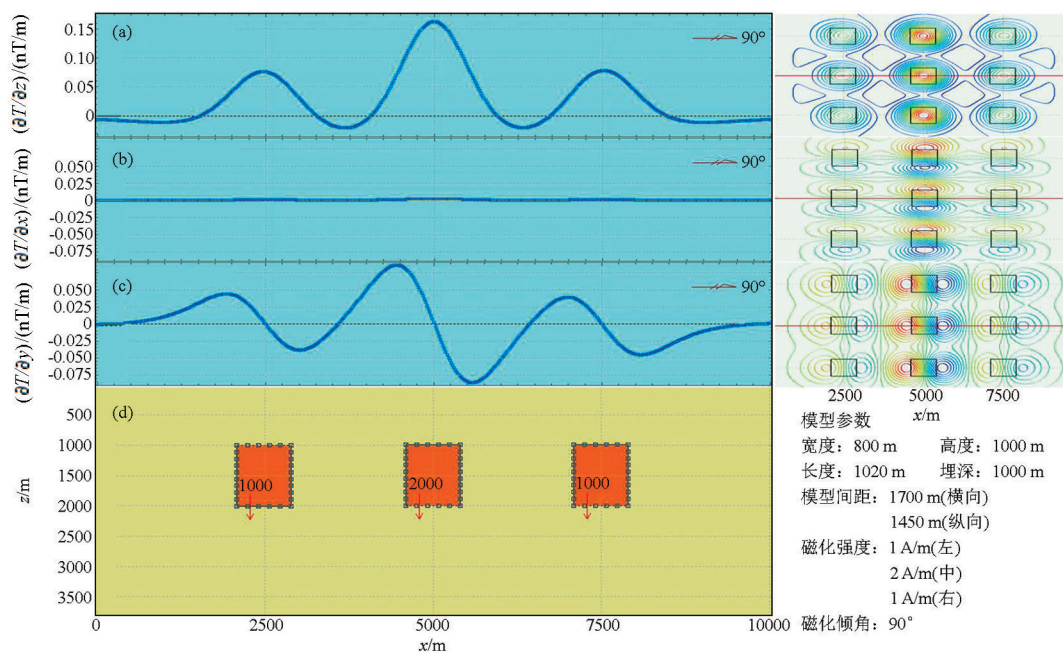


图 5 模型 3 主剖面及平面梯度异常



a—垂向梯度异常;b—横向梯度异常;c—纵向梯度异常;d—模型 4

图 6 模型 4 主剖面及平面梯度异常

也不再精确对应异常的上下边界,利用最值锁定的范围均有所扩大,垂向梯度峰值向附近磁性体方向偏移。值得注意的是,模型 1~4 主剖面的横向梯度均为 0 nT,这往往使人产生不存在地下磁性地质体的误解,所以在异常解释中要综合考虑磁总场异常和横向、垂向及纵向梯度异常。

另外,还设计了多组不同埋藏深度的理论模型,通过对比磁总场异常发现,随着下层磁性体埋深的逐步增加到一定深度,垂向梯度衰减较快并最终保持一稳定值,说明其在压制深部信息方面存在优势。

3 实测梯度数据分析

2016 年航空物探遥感中心使用自主研发的 AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统在东北某金刚石成矿带开展了 1:1 万航磁梯度测量,获得了高质量的实测航磁梯度数据。为了分析实测航磁梯度异常特征及挖掘其优势所在,将其与使用单磁总场异常计算的理论梯度数据进行了对比,得出如下几点新发现:测区中部偏东存在一条 NNE 走向的高铁线路,与理论横向梯度相比较,实测横向梯度对高铁线路反映的更为清晰(线性异常更加连贯),另外,实测纵向、垂向梯度在测区中北部存在一个横躺的“几”字形线性异常,相对应的理论纵向、垂向梯度没有明显反映,在磁总场异常上也没有明显体现,经验证该线性异常为高压线路引起,据此可以推测,实测梯度异常在某些人文干扰或特定地质条件下存在明显优

势;从整个测区看,实测梯度和理论梯度正负异常分布较为近似,但是具体到某一小区域,可以发现实测梯度对异常的反映更为清晰明显,有局部较小的实测梯度异常在理论梯度中并不存在,这是因为理论梯度计算中存在一定尺度的滤波效果;总体上看,AGS-863 航磁全轴梯度测量系统获得的梯度数据效果明显,可以提供更多的小尺度异常,实测梯度等值线平面图反映的地质信息更加丰富,可为该测区寻找金伯利岩体提供有力的基础数据支撑。

4 结论

为尽可能的贴近实际应用,本文梯度计算方式借鉴了 AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统的测量方式,采用总场异常差值的方式计算梯度异常,在此基础上介绍了航磁梯度理论基础和应用研究现状,利用 MASK 软件进行总场异常正演模拟和梯度异常图形显示。为了总结归纳航磁梯度异常特征,设计了典型理论地磁模型,得出以下几点结论:相比于总场异常,水平梯度异常在圈定磁性体边界方面更具优势;对于独立磁性体,垂向梯度的峰值精确对应异常体的中心位置,当模型长度越大(走向延伸越长),主剖面异常的零值点越靠近异常体边界,主剖面的纵向梯度的最大值和最小值可精确对应异常体的左右边界,垂直于主剖面的横向梯度的最大值和最小值精确对应异常的上下边界;对于组合磁性体,利用主剖面的纵向梯度峰值和垂直于主剖面的横向

梯度峰值锁定的磁性体范围有所扩大,并且垂向梯度峰值向附近磁性体方向偏移;相比于总场异常,垂直梯度可压制深部信息,突出浅部信息。通过实测梯度数据与理论梯度数据的对比分析,发现实测梯度数据存在明显的优势,可以在人文干扰识别、高频地质信息挖掘等方面发挥突出作用。可见,梯度测量可提供地下地质体更加详细的信息,相信该方法将来会在大比例尺矿产勘查、隐蔽性军事目标探测等方面发挥作用。

参考文献:

- [1] 朱英.中国石油航空磁测的进展和展望[J].石油物探,1989,28(3):16-21.
- [2] Cowan D R, Baigent M, Cowan S. Aeromagnetic gradiometers-a perspective[J]. Exploration Geophysics, 1995, 26(3): 241-246.
- [3] 张昌达. 航空磁力梯度张量测量—航空磁测技术的最新进展[J]. 工程地球物理学报, 2006, 3(5): 354-361.
- [4] 乔日新, 王守坦. 我国航空物探的成就与展望[J]. 北京地质, 1996, 8(2): 29-34.
- [5] 熊盛青. 我国航空重磁勘探技术现状与发展趋势[J]. 地球物理学进展, 2009, 24(1): 113-117.
- [6] 熊盛青. 发展中国航空物探技术有关问题的思考[J]. 中国地质, 2009, 36(6): 1366-1374.
- [7] 郭华, 吴成平. 航磁梯度数据与地质异常反映之间的关系[J]. 地球物理学进展, 2014, 29(4): 1650-1656.
- [8] 骆遥, 段树岭, 王金龙, 等. AGS-863 航磁全轴梯度勘查系统关键性指标测试[J]. 物探与化探, 2011, 35(6): 620-625.
- [9] 郭志宏, 管志宁, 熊盛青. 长方体场及梯度场无解析奇异点理论表达式[J]. 地球物理学报, 2004, 47(6): 1131-1138.
- [10] 郭华, 王平, 谢汝宽. 航磁全轴梯度数据地质解释优势研究[J]. 地球物理学进展, 2013, 28(5): 2692-2699.
- [11] 郭华, 贾伟洁, 王平, 等. 航磁梯度数据在磁性地质体边界判断方面的研究[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2015, 45(1): 273-281.
- [12] 张青杉, 麻丰林, 许丽云. 航空三维磁梯度测量方案研究[J]. 地质与勘探, 2010, 46(6): 1087-1091.
- [13] 李晓禄, 常树帅. 航磁梯度测量及其在砂岩型铀矿勘查中的应用初探[J]. 铀矿地质, 2009, 25(6): 355-360.
- [14] 李海侠. 航磁梯度异常的延拓与转换方法研究[D]. 浙江: 浙江大学, 2009.
- [15] Rasmussen R, Pedersen L B. End corrections in potential field modeling[J]. Geophysical Prospecting, 1979, 27(4): 749-760.
- [16] Chao C K, Sharp J A. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modeling[J]. Geophysics, 1983, 48(6): 754-774.
- [17] 姚长利, 黎益仕, 管志宁. 重磁异常正反演可视化实时方法技术改进[J]. 现代地质, 1998, 12(1): 115-122.
- [18] 孟庆奎, 朱宏伟, 朱彦珍. 起伏飞行对航磁异常的影响研究[J]. 工程地球物理学报, 2016, 13(4): 465-469.

Study on characteristics of three axis airborne magnetic gradient anomaly

ZHOU De-Wen, MENG Qing-Kui, YANG Yi, JIANG Jiu-Ming, GAO Wei, WANG Chen-Yang

(China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China)

Abstract: Because of the advantages of multi-parameter and the suppression of the shallow anomaly, the measurement of airborne magnetic gradient has become a new research hotspot in the field of airborne geophysical exploration in recent years. Based on AGS-863 three axis airborne magnetic gradiometer, it described the aeromagnetic gradient theory and the application research status. In order to summarize the relationship between aeromagnetic anomaly and the underground geological bodies, it designed some typical geomagnetic models, took a large number of forward simulation work, and drew the following conclusions: compared with the total field anomaly, gradient anomaly had more advantageous in the delineation of the magnetic bodies; for single magnetic body, the vertical gradient peak corresponded precisely to the center position of the magnetic body, and the longer of strike length of the magnetic body, the closer of the zero point of the main section to the abnormal body boundary, and the main section longitudinal gradient's maximum and minimum values exactly corresponded to abnormal body's left and right boundary and the main section's perpendicular section transverse gradient's minimum and maximum values exactly corresponded to abnormal body's up and down boundary; for the combined magnetic bodies, the range of the magnetic body which was locked with the main section longitudinal gradient peak and the main section's perpendicular section transverse gradient was enlarged, and the vertical gradient peak was shifted to the direction of the nearby magnetic body. By comparing the measured gradient data with the theoretical gradient data, it found that the measured gradient data has obvious advantages, and it can play a prominent role in the identification of human interference and high frequency geological information. These work could provide reference for the field data acquisition workers to understand and identify anomaly and distinguish between true and false anomaly, and provide some help for the anomaly interpretation workers.

Key words: airborne magnetic gradient; forward modeling; analysis of examples; anomaly characteristics

(本文编辑:王萌,叶佩)

引文格式: 张丹丹,李曼,傅征博,等.城市群地质环境演化空间信息智能服务框架[J].测绘通报,2018(4):131-135.DOI:10.13474/j.cnki.11-2246.2018.0126.

城市群地质环境演化空间信息智能服务框架

张丹丹¹,李曼¹,傅征博¹,李浩川²

(1. 中国国土资源航空物探遥感中心,北京 100083; 2. 国家信息中心,北京 100045)

摘要: 结合城市群地质环境演化大数据的特点及城市群经济区规划、建设与管理对地质环境演化空间信息服务的需求,提出了一种时空大数据驱动、面向城市群多目标应用的地质环境演化空间信息智能服务框架。该框架包含基础支撑层、大数据采集与处理层、大数据组织与管理层、计算与分析挖掘层、大数据服务层、大数据应用层 6 部分。框架具有良好的实用性和可扩展性,可形成地质环境演化空间信息综合应用服务的新模式。

关键词: 城市群;地质环境;空间信息服务;大数据

中图分类号: P208

文献标识码: A

文章编号: 0494-0911(2018)04-0131-05

Spatial Information Intelligent Service Framework for Geological Environment Evolution of Urban Agglomeration

ZHANG Dandan¹, LI Man¹, FU Zhengbo¹, LI Haochuan²

(1. China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China;

2. State Information Center, Beijing 100045, China)

Abstract: Based on the big data characteristics of geological environment evolution of urban agglomeration, as well as spatial information service demand on the zone planning, construction and management of urban agglomeration, a spatio-temporal big data driven spatial information intelligent service framework of geological environment evolution was proposed in this paper, which was also multi-objective application aimed. The framework includes a large data collection and processing layer, data organization and management layer, calculation and analysis of large data mining layer, service layer and application layer. The framework has good practicability and expansibility which can form a new mode of spatial information application service of comprehensive geological environment evolution.

Key words: urban agglomeration; geological environment; spatial information service; big data

城市群已经成为推进我国新型城镇化的主体形态,国务院提出将在“十三五”期间建设 19 个城市群^[1]。城市群多是我国工业化、城镇化高度集聚的地区,人地相互作用尤为活跃,人地关系矛盾日益突出。我国地质构造复杂、地震活动频繁、活动断裂发育^[2],城市群中平原区地面沉降、地裂缝、地下水超采等环境地质问题突出,山区地震、崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害多发,生态地质环境脆弱,海岸带地区海水入侵、海岸侵蚀淤积、海平面上升等环境地质问题严重,矿区等城市存在采空塌陷、岩溶塌陷^[2-3]。城市群的规划、建设和管理需要“跨城市、全链条、自适应、多目标”的空间信息服务和应用模式,地质环境信息及服务作为其中最为基础性和先行性的链条,迫切需要全面融入城市群的规划、建设、管理的各个领

域和环节,通过 GIS、数据库、可视化、大数据、云计算等现代信息技术,积极引导城市群地质资源合理利用,规避城市群地质安全风险,有效防范突发性的地质灾害,全面支撑城市群规划、建设和管理。

1 城市群地质环境演化时空大数据特征分析

城市群地质环境演化数据主要是通过多源遥感监测并辅以地面调查等方式获得的。数据类型主要包括遥感对地观测数据、基础地质数据、地形地理数据、地质环境演化专题产品、地质环境演化综合产品、城市群发展数据、互联网数据等。地质环境演化时空大数据分类见表 1。

(1) 遥感对地观测数据,包括光学、雷达影像数据两大类。光学影像既有亚米级的高分二号影像,也

收稿日期: 2018-01-08

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFB0503803)

作者简介: 张丹丹(1982—),女,博士,高级工程师,主要从事资源环境遥感及空间信息系统研究。E-mail: zhangdandan@uavrs.net

包括低分辨率的锁眼卫星影像数据,主要用于活动断裂、崩塌、滑坡、泥石流、海岸滩涂等典型地质环境要素的监测。长时间序列的不同分辨率的雷达影像主要用于点、线、面等不同尺度地面沉降的监测。这类数据具有时效性强、重访周期短、数据体量大等特点。以地面沉降监测为例,仅华北平原地区一年的地面沉降监测所需要的雷达影像的数据量就超过了1 TB。

(2) 城市群发展数据,包括交通流量、社会经济、产业布局等统计数据。这类数据反映了城市群发展及人地关系是否协调,是城市群地质环境演化遥感监测研究不可缺少的数据,具有海量性(尤其

是交通流量数据)、相关性、及时性、可比性等特点。

(3) 地质环境演化专题产品,主要包括崩滑流等典型地质环境演化要素分布、地面沉降速率等数据产品。

(4) 地质环境演化综合产品,包括地面沉降速率等级、地质环境承载力评价、地质环境适宜性评价等专题图件产品,是时空大数据综合分析的产品。

综上,地质环境演化数据具有海量、异构、长效性、高准确性、高价值等特点^[4],是时空大数据的一种,因此,其数据的存储管理、处理、分析等都宜采用大数据的技术方法。

表1 地质环境演化时空大数据分类

数据类型	数据亚类	数据内容	时间频度
遥感影像	光学影像	高分一号、高分二号等国产光学卫星影像数据	2014年以后每年一期
	雷达影像	Rardasat2、Sentinel-1、TerraSAR等雷达影像数据	2014年以后每年一期 2014年以后每年一期
基础地质数据	地质图	20万地质图	一期
	水文地质图	20万水文地质图	一期
	活动断裂数据	活动断裂图	一期
	地震分布数据	地震分布图	一期
	地下水位数据	地下水位数据	一期
	基岩标-分层标数据	基岩标-分层标数据	2017年左右
地形地理数据	DEM	DEM	一期
		地貌图	一期
地质环境演化专题产品	地表形变监测数据	区域性地面沉降速率分布数据 城际间线性工程沿线地面沉降数据	2014年以后每年一期
	崩滑流灾害监测数据	崩塌分布数据	2014年以后每年一期
		滑坡分布数据	2014年以后每年一期
		泥石流分布数据	2014年以后每年一期
		地裂缝数据	2014年以后每年一期
	湿地监测数据	地面塌陷数据 湿地分布数据	2014年以后每年一期 2014年以后每年一期
城市群发展数据	城市群扩张数据	城市群建成区数据	2014年以后每年一期
	岸线变迁数据	岸线变迁数据	2014年以后每年一期
	交通数据	路网数据	2014年以后每年一期
		交通流量数据	实时
	社会经济数据	人口数据	2014年以后每年一期
		GDP数据	2014年以后每年一期
地质环境演化综合产品	专题图件	产业布局数据	2014年以后每年一期
		地面沉降等级分布图	2014年以后每年一期
		地质环境适宜性评价图	2014年以后每年一期
		地质环境承载力评价图	2014年以后每年一期
		地质灾害易发程度区划图	2014年以后每年一期

2 城市群地质环境演化空间信息智能服务体系架构

围绕城市群空间规划、建设、管理及“多规合一”“大城市病”治理等多领域决策对地质环境演化空间信息服务的迫切需求,依托大数据和云计算等技术,构建城市群地质环境演化空间信息智能服务体系,为城市群经济区规划、交通等基础设施运营管

理、产业升级转移等应用提供地质环境演化数据、产品、模型、分析挖掘及应用多层次的空间信息服务,提升地质环境演化空间信息服务城市群经济区规划、建设和管理的支撑能力。城市群地质环境演化空间信息智能服务体系包括基础支撑层、大数据采集与处理层、数据组织与管理层、计算与分析挖掘层、大数据服务层、大数据应用层 6 部分。城市群地质环境演化空间信息智能服务体系框架如图 1 所示。

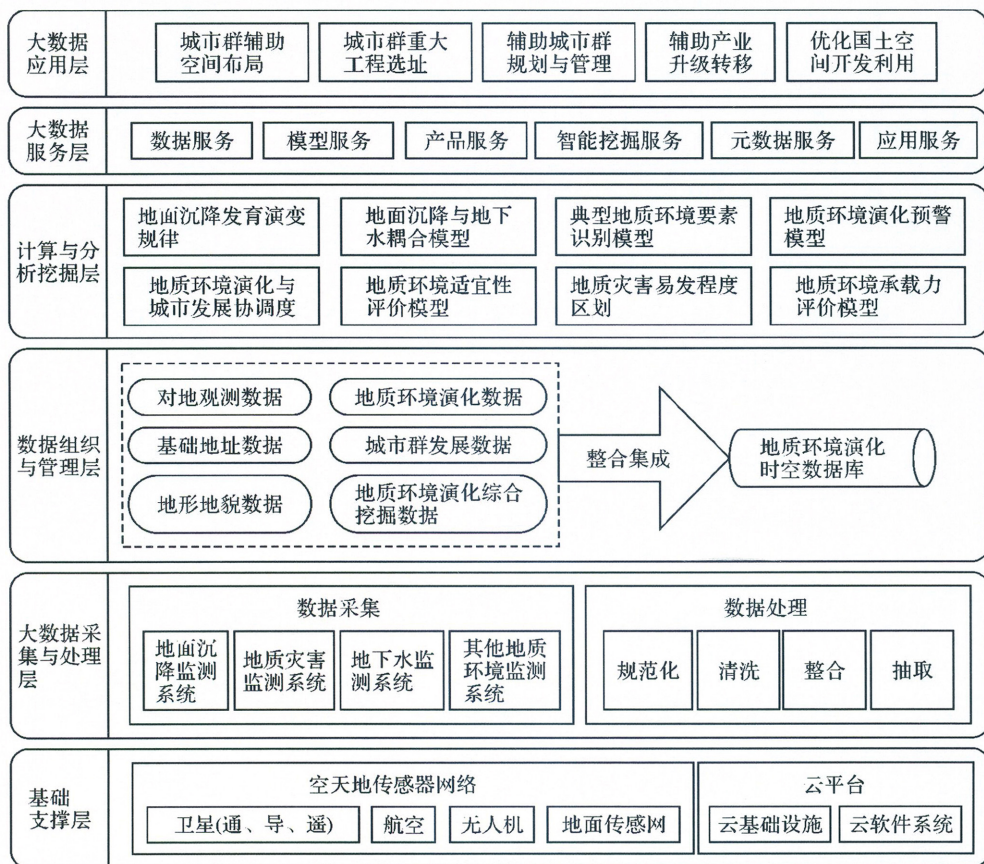


图 1 城市群地质环境演化空间信息智能服务体系框架

2.1 基础支撑层

基础支撑层是支撑整个城市群地质环境演化的传感网络及软硬件设施,包括卫星、航空、低空、地面的各类传感器,以及服务器、云存储、通用软件、专业软件、网络等云计算平台环境。卫星不仅包含光学、雷达等遥感卫星,还包括导航卫星、通信卫星。

2.2 地质环境演化大数据采集与处理层

地质环境演化大数据采集及处理层借助空天地各类传感器网络及智能终端、互联网等手段获得的时空大数据,包括通过各级地质监测部门建立的地面沉降监测系统、地下水环境监测系统、突发地质灾害监测系统、平原区活动断裂监测系统、土壤地质环境监测系

统、重大构筑物及地下空间地质安全监测系统、重大线性工程地质安全监测系统等获取的数据,在云计算平台上进行各种数据处理后形成多源、长时序的遥感影像增值产品、地面沉降、地质灾害分布等数据产品。

2.3 地质环境演化大数据存储与管理层

大数据存储与管理层基于统一时空框架、统一分类编码、统一数据模型,综合利用关系数据库、NoSQL 数据库、共享文件系统及分布式数据存储系统等,实现分布式存储环境下多源异构的地质环境演化大数据一体化存储。存储与管理的数据包括遥感对地观测数据、基础地质数据、地形地理数据、地质环境演化专题产品、地质环境演化综合产品、城市

群发展数据、社交网络数据等几大类。

2.4 地质环境演化大数据计算与分析挖掘层

地质环境演化大数据计算与分析挖掘层面向大数据存储层各类数据库中存储与管理的数据,用深度学习、关联规则、时空预测、时空融合、时空聚类有时空大数据分析挖掘技术^[5-7],研究服务于城市群规划、建设与管理的模型及分析计算方法。主要构建的模型包括地面沉降发育演变模型、地面沉降与地下水的耦合机理模型、典型地质环境要素自动识别模型、地质环境演化预警模型、地质环境适宜性评价模型、地质环境承载力评价模型、地质环境与城市群发展的协调度模型等。

2.5 地质环境演化大数据服务层

地质环境演化的大数据服务层依托底层的时空大数据和构建的数据模型,形成多层次、多类型、多链条的空间信息服务模式,既提供基础的地质环境演化数据服务、元数据服务、产品服务,还提供专业性较强的模型服务、数据分析挖掘服务和应用服务。

2.6 地质环境演化大数据应用层

地质环境演化大数据应用层通过大数据存储与管理层、计算与分析挖掘层与服务层的智能组合,为城市群辅助空间布局、重大工程选址、城市群规划与管理、辅助产业升级转移、优化国土空间开发利用等城市群规划、建设与管理多领域、多环节的应用提供智能化的地质环境演化及预警等服务支撑。

3 城市群地质环境演化空间信息服务关键技术

3.1 地质环境演化多源遥感监测与预警技术

数据的采集是城市群地质环境演化空间信息服

务的基础。借助于光学、雷达影像等多源遥感数据,在突破相干目标短基线 InSAR 时序分析、多轨道、长条带 InSAR 数据集成处理^[8]、基于深度学习的典型地质环境演化要素自动识别等技术的基础上,开展活动断裂、崩塌、滑坡、泥石流、地裂缝、岸线变迁等城市群地质环境演化典型要素遥感监测,以及大区域、城际间重大线性工程沿线和大型工程地下空间地面沉降的监测。同时结合地面的各种传感网络、群测群防体系、导航、通信、互联网等数据,实现城市群点、线、面监测互补,提升城市群的微观、中观和宏观不同尺度的持续监测与动态预警能力,是城市群地质环境演化空间信息服务的重要技术支撑。

3.2 基于分布式的地质环境演化大数据存储技术

围绕城市群地质环境演化海量、异构、多源、多时相数据组织与管理的需求,综合 MongoDB、Hadoop 等分布式数据存储技术^[9-10],实现分布式环境下多源异构的数据一体化存储。在传统关系数据库、文件系统基础上,采用混合存储架构,扩展并综合利用 NoSQL 数据库、分布式文件系统,构建弹性可扩展的存储模型,形成面向地质环境演化大数据的关系数据库集群、NoSQL 数据库集群、共享文件系统集群、分布式文件系统集群,并在此基础上提供规范化的数据存取接口。其中,空间数据、结构化属性数据存储采用大规模并行处理架构关系数据,服务数据、瓦片数据、文档数据等采用分布式 NoSQL 数据库,影像实体、图片等多媒体数据采用共享文件系统及分布式文件系统存储。地质环境演化大数据存储结构如图 2 所示。

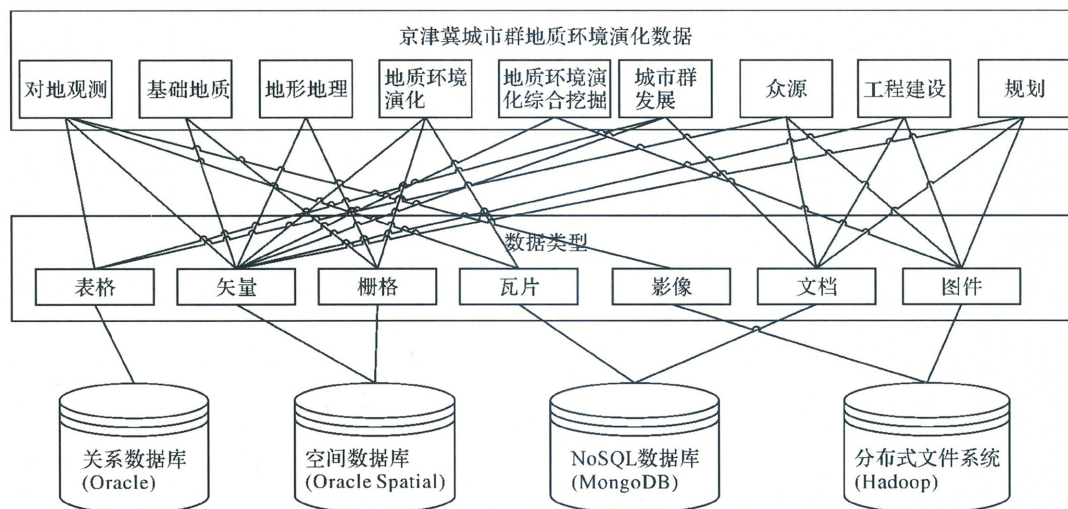


图2 地质环境演化大数据存储结构

3.3 海量矢量数据的分级索引技术

针对地面沉降速率等海量矢量地质环境演化数据浏览显示效率低、交互性差等问题,借助海量矢量数据分级索引技术来实现海量矢量数据的动态符号化,以及大体量矢量数据在大中小比例尺区间内的全程高效浏览和实时查询,提升浏览和实时查询检索的效率。空间索引方法大致可分为线性索引、网格索引和树形索引3大类^[11]。线性索引结构直观简单,但对海量的矢量数据管理效率较低。网格索引效率较高,但是当矢量数据增多时会因矢量要素分布不均匀而需要重构。树形索引是应用最为广泛的数据索引。结合地面沉降等地质环境演化矢量数据的特点,研究基于尺度的高维索引方法来实现矢量数据的在线压缩和复现,实现对不同数据内容、同一数据不同层次的联合检索^[12],可大大提升数据的动态渲染及检索效率。

3.4 地质环境演化时空大数据挖掘技术

地质环境演化时空大数据挖掘技术,主要是通过关联规则挖掘、分类、预测、聚类等时间序列和空间结构数据挖掘方法^[5-7],从非线性、海量、高维和高噪声的地质环境演化时空大数据中,提取出对城市群规划、建设与管理有用的数据间的内在联系、隐含信息、时空模式和知识等^[13]。如在综合水准、GPS、基岩标-分层标,以及InSAR监测的地面沉降数据和长时间序列的地下水位动态监测数据,实现典型沉降区内多类型、多尺度、多源异构数据的无缝融合。对区域内长时间序列的地下水水位与不同地层地面沉降量的相关性进行分析,构建基于多源数据识别的地面沉降-地下水水位模型,实现区域地质背景下的地面沉降全过程演化和趋势预测,进而在发育特征与模型预测互馈的动态过程中进一步揭示地面沉降的内在规律与机制。

4 结 语

城市群地质环境条件和演化特征是区域经济开发的客观约束,同时,区域经济开发也改变着城市群的地质环境条件,是城市群规划、建设必须考虑的基础要素。本文结合城市群地质环境演化大数据的特

点及城市群经济区规划、建设与管理对地质环境演化空间信息服务的需求,提出了一种面向城市群多目标应用的地质环境演化空间信息智能服务框架,形成了时空大数据驱动的地质环境演化空间信息综合应用服务新模式。该框架具有良好的实用性和可扩展性,为满足我国城市群经济区层面的规划预先协调、建设执行监督、运行评估预测、相互作用预判等,对地质环境演化空间信息服务提供了技术方法支撑。

参考文献:

- [1] 刘士林,刘新静.中国城市群发展报告[M].北京:中国出版集团东方出版中心,2016.
- [2] 王思敬.中国城市发展中的地质环境问题[J].第四纪研究,1996,16(2):115-122.
- [3] 中国地质调查局.城市地质调查总体方案(2017—2025年)[M].北京:[s.n.],2017.
- [4] 张继贤,顾海燕,鲁学军,等.地理国情大数据研究框架[J].遥感学报,2016,20(5):1017-1026.
- [5] 吉根,林赵斌.面向大数据的时空数据挖掘综述[J].南京师范大学报(自然科学版),2014,37(1):1-7.
- [6] LAXMAN S S, SASTRY P S A Survey of Temporal Data Mining[J].Sadhana,2006,31(2):173-198.
- [7] 刘大有,陈慧灵,齐红,等.时空数据挖掘研究进展[J].计算机研究与发展,2013,50(2):225-239.
- [8] 葛大庆.区域性地面沉降InSAR监测关键技术研究[D].北京:中国地质大学(北京),2013.
- [9] 陈崇成,林剑峰,吴小竹,等.基于NoSQL的海量空间数据云存储与服务方法[J].地球信息科学学报,2013,15(2):166-174.
- [10] 吕雪锋,程承旗,龚健雅,等.海量遥感数据存储管理技术综述[J].中国科学(技术科学),2011,41(12):1561-1573.
- [11] 徐道柱,焦洋洋,金澄.分布式空间数据库中矢量数据多级空间索引方法研究[J].测绘工程,2017,26(10):1-6.
- [12] 程昌秀.矢量数据多尺度空间索引方法的研究[J].武汉大学学报(信息科学版),2009,34(5):597-601.
- [13] 李德仁,张良培,夏桂松.遥感大数据自动分析与数据挖掘[J].测绘学报,2014,43(12):1211-1216.

UC-X 系列航空数码像机几何精度评价

李 京¹, 陈 洁^{1,2}, 李 奇¹, 李天祺¹

(1.中国国土资源航空物探遥感中心,北京 100083; 2.中国科学院遥感与数字地球研究所,北京 100101)

摘 要: 量测型相机的几何精度直接决定了其影像成果的优劣,遵循经典理论的实验室和检校场评价方法对客观条件要求较高,不容易实现。本文提出了一种基于数码影像进行空中三角测量和数字地表模型(DSM)的 UC-X 系列航空数码像机几何精度评价方法,省去了繁琐的精密定标环节和野外作业工序,实现了对数码航空像机的定位精度估算。试验表明,UC-X 系列航空数码像机影像的相对定向中误差优于 2μ ,绝对定向中误差约为 0.5 个像元。

关键词: UC-X; 相对定向; 绝对定向; 精度评价

中图分类号: P231.2

文献标识码: A

文章编号: 1672-5867(2018)10-0053-03

Geometric Accuracy Evaluation of UC-X Series Aviation Digital Camera

LI Jing¹, CHEN Jie^{1,2}, LI Qi¹, LI Tianqi¹

(1.China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China;
2.Institute of Remote Sensing and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: The quality of Aerial remote sensing image is mainly determined by the geometric precision of the sensor. And the traditional methods require a complicated calibration field. In this paper we presents a method that combine the aerial triangulation and DEM (Digital Elevation Model) to analysis the Accuracy of geometric precision of digital images. This method saves time in accurate camera calibration and field work compared with the traditional ways. The results show that the relative direction error of UC-X Digital camera is 2μ , and absolute direction errors is half pixel.

Key words: UC-X; relative orientation; absolute orientation; accuracy evaluation

0 引 言

作为主流的框幅式航空数码仪,Microsoft 公司的 UC-X 系列航摄像机自 2008 年发布以来,在世界摄影测量领域得到了广泛的应用。UC-X 系列像机由 4 个全色主镜头和 4 个多波段镜头组成,CCD 像元大小为 $6\mu\text{m}$,采用延时曝光技术可获取同一位置、同一姿态下的 9 张全色面阵影像,再通过一定的算法将这 9 张影像拼接得到一幅完整的大幅面中心投影航空数字影像,最大幅面可达 $140\text{mm}\times 68\text{mm}$ 。但严格来说,这样形成的框幅式数字影像并非真正的中心投影,其内部几何关系较为复杂,特别是当应用机载 POS 直接地理定位定向方法进行后期成图作业时,影像的几何精度将直接决定最终产品的精度。除 UC-X 系列航摄像机外,业界另外几款大幅面框幅式航空数码

像机(DMC 系列、SWDC 系列等)也都存在拼接的虚拟大面阵影像问题,虽然厂家宣称这样的影像不存在几何畸变,但在进行 1:500 或更大比例尺地图测绘时,对其内部拼接的几何精度进行评价就十分必要了。

本文在总结和梳理了常规数字航测像机几何评价技术的基础上,运用空中三角测量法和基于数字地表模型成果对比的方法,对 UC-X 系列像机的几何精度进行了评价,并得出了此类像机的几何误差精度。

1 几何精度评价方法

传统的航空摄影像机几何精度检测方法是利用精密的测角仪器对像机镜头进行检校,过程比较标准和规范。但这样的评价方法只适用于单镜头像机,含有多镜头的大幅面航摄仪,由于各个厂家的成像方式和影像拼接算

收稿日期: 2017-06-27

基金项目: 中国地质调查局航遥中心科研基金项目——三峡库区航空遥感地质调查 (DD20179601) 资助

作者简介: 李 京(1988-),男,河南商城县人,工程师,学士,主要从事航空摄影、数据处理方法研究工作。

法不同,不能简单运用这种单一的方式进行几何检校。

因此,目前数码航空测量像机几何精度评价基本采用如下方式:使用像机对已知三维地理坐标的目标进行拍摄,然后利用摄影测量基本理论和经典的成像公式反算摄影机的内方位元素值和光学畸变系数。这种方法对已知目标的要求较高,在通常采用的方法中,恒星检校法是利用特定地点、特定时间的恒星方位角和天顶距为已知进行解算,但恒星的参数和精度均由第三方提供,本身的精度如何不能判断;实验场评价法是在室内或室外,布设一定数量的人工标识,或寻找在影像上容易识别的明显地物,并精确测量它们的地理坐标,这种方法能充分地考虑航摄时的实际条件(温度、气压、湿度等),几何精度反演效果较好,但实验场地面已知点的测量工作量较大,地点选取则有着严格规定,不可能在每个工作区都进行实验场布设。

基于上述考虑,本文提出直接利用航空摄影数码影像进行空中三角测量和 DSM 成果制作,在分析空中三角测量和 DSM 成果精度的基础上,反推影像的内部几何精度,并对其进行评价。这种评价方法,免除了复杂的光学测量过程,也不要求影像上有已知坐标的地物目标,空三测量和 DSM 制作也是航空影像后期应用所必经的技术流程,无需额外的软硬件支持,在获取一定数量的影像后就可进行几何精度评价。

2 基于空三测量的精度评价

2.1 内部几何精度

几何精度是定义航空量测相机的关键指标,相机的内部几何精度必须达到相当高的水平才能应用于实际生产当中。由于 UC-X 系列相机是通过 4 个独立的镜头获取 9 张单独的影像拼接成一幅面阵影像,所以影像的拼接精度是首要问题。如图 1 所示为拼接时 9 张影像的重叠位置示意图,共有 12 处重叠区(1—4 为四次曝光所成影像,a—l 为 9 张影像的重叠区)。重叠区同名像点的匹配程度,直接决定了影像质量和内部几何精度。针对 UC-X 相机的内部精度检校,采用实验室定标法,即在一个经严格定标的实验室内,对所获取的影像进行几何定标和纠正,整个定标过程使用 84 张不同地区和高度的影像,通过计算最终的残差值对相机的内部几何精度进行评价。结果显示,UC-X 系列相机的内部几何精度优于 $1\ \mu\text{m}$ 。

2.2 外部几何精度

UC-X 系列相机的外部几何精度,采用空中三角测量方式进行评价。数码相机精度的最佳描述指标是测量时产生的内部“噪声”,通常采用空中三角测量的中误差结果对其进行表达。空中三角测量由 Inpho 软件实现,坐标调整基于 Bingo 软件完成。为了更好地对 UC-X 系列相机的几何精度进行评价,设计了 6 种不同方式的飞行计划,分别针对不同航高、不同地面分辨率(GSD)进行试验,对获取的试验区航空摄影数据进行空中三角测量后,得到的像元中误差结果见表 1。

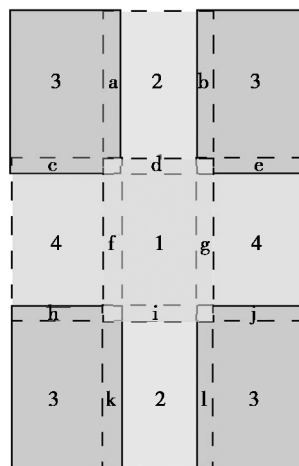


图 1 UC-X 系列像机曝光顺序及重叠区示意图

Fig.1 Schematic diagram of UC-X serial image machine exposure order and overlapping area

表 1 不同飞行方案及空三结果对比

Tab.1 Comparison between the different flight plans and result of aerial triangulation

试验编号	飞行高度 (m)	地面分辨率 (cm)	试验区像片总数	像元中误差 (μm)
1	1 150	8	76	1.39
2	1 250	9	127	1.50
3	1 400	10	199	0.73
4	1 400	10	404	0.94
5	1 800	13	92	1.45
6	3 400	25	115	1.65

上述 6 种不同高度的试验数据,基本涵盖了大中比例尺的飞行高度,其空三加密结果的像元中误差值在 $0.73\sim 1.65\ \mu\text{m}$ 之间。但像元中误差的变化与飞行高度、参与空三测量的像片数量相关性不高,无规律可循。这主要是因为像元中误差主要体现的是系统误差,而系统误差的影响因素较多,包括物镜畸变差、地球曲率、大气折射、像点坐标测量误差、人工测量差等。因此,评价实际的空三测量精度,不能仅从像机的内部几何精度表现来评判,还应考虑空中三角测量工作区的航线布设情况、地面控制点密度和测量精度、检查点分布及地形地貌状况等。在实际的质量检查中,区域网平差后的结果与检查点对比的中误差值,才是最终的评价准则。

所以,在进行上述空三加密步骤后,利用已知三维坐标的 13 个地面控制点,对试验区进行区域网平差,将平差后的结果与 8 个地面检查点的高程值进行对比,其结果见表 2。

表 2 不同飞行方案及区域网平差对比
Tab.2 Comparison between the different flight plan and block adjustment

试验编号	飞行高度 (m)	地面分辨率 (cm)	试验区像片总数	高程中误差均值 (cm)
1	1 150	8	76	4.9
2	1 250	9	127	5.3
3	1 400	10	199	4.1
4	1 400	10	404	4.0
5	1 800	13	92	7.0
6	3 400	25	115	11.0

试验的对比中误差选择高程中误差作为评价参数,其理由在于:通常情况下,平面中误差会优于高程中误差结果,以高程中误差结果就可以大致估算出平面精度,故在评价几何精度时,高程是三维坐标中最主要的参数值;其次,高程精度的优劣,不仅体现了像机本身的几何精度,还能在一定程度上反映出如地形起伏、控制点与检查点分布、大气状态、天气情况等影响成像质量的非像机自身系统误差。

由表 2 中的数据分析可知:当地面分辨率为 8—25 cm 时,像机的高程中误差约为 0.5 个像元;随着飞行高度的增加,地面分辨率增大,高程中误差随之变大;在同一高度,地面分辨率一致,不同像片数量的平差结果基本一致,说明像机的几何稳定性较高。

3 基于 DSM 的精度评价

传统的摄影测量理论认为,高程精度与基高比呈反比,但随着以 UC-X 系列为代表的大幅面数码航空摄影测量系统的出现,逐渐摆脱了基高比的限制,高程精度由地面分辨率、基高比和像点坐标测量精度共同决定,使得 UC-X 系列航摄仪在较小的基高比情况下,仍能获得较理想的高程指标。

本次试验利用东西飞行、南北飞行和这两种飞行的所有航线,构建了 3 种数字地表模型(DSM),其步骤为:①对影像进行空中三角测量;②对空中三角测量作业生成的同名连接点进行初值匹配,基于前方交会得到初步的 DSM;③使用密集匹配法,对得到的粗略 DSM 进行子像素级别的最小二乘法精匹配,生成最终的 DSM 点云成果。

由于采用了延时曝光技术,UC-X 系列航摄仪获得单张航片上的地物点,是由 9 张影片拼接而成,再加上进行 DSM 生成时,至少还需要另外一张航片的同名地物点进行匹配,此时每个同名点至少由 10 张影片构成,使得 DSM 成果的匹配点密度较大,不仅便于恢复影像间的几何关系,还克服了影像旋转和尺度差异的问题,特别是 DSM 邻近点云发生高程突变的情况得到有效抑制。若将影像的颜色值赋予到 DSM 点云上,即可得到真正射影像产品,如图 2 所示。

依照上一节的思路,对 3 种不同飞行方式构建的

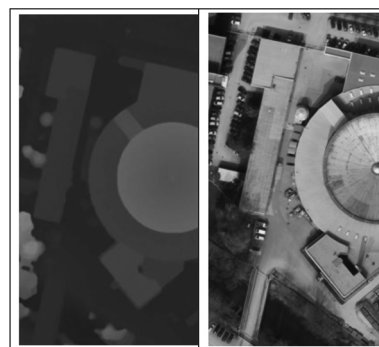


图 2 数字地表模型(左)与真正射影像图(右)
Fig.2 Digital terrain model (left) and real Ortho-maps (right)

DSM 的高程进行对比分析。因为理论上,任何方式生成的 DSM,同名点的高程结果应一致。若不同,则可推断是由设备本身的系统误差所引起。对 3 个 DSM 定义 3 条不同方向的对比分析路径,分别为水平方向、垂直方向和成 45°角的对角线方向。结果显示,水平和垂直方向上,高程中误差为 ± 5 cm,对角线方向为 ± 10 cm。对路径上的地物种类分析发现,高程差异大的位置通常位于植被覆盖区或水域等高程本身就难以确定的地方(如图 3 圆圈内)。若仅针对道路、房屋等高程稳定地物进行高程对比(如图 3 方框区域),得到的高程中误差介于 ± 4 cm 至 ± 7 cm 之间。而此时的地面分辨率为 10 cm,即系统误差的不确定值约为 0.5 个像元,这与上一节得到的结论吻合。

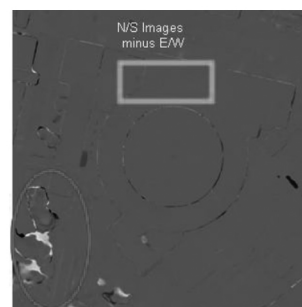


图 3 南北向航线构建的 DSM 减去东西向航线构建的 DSM 效果图

Fig.3 Schematic diagram of north-south route to the constriction of the DSM minus the east-west route to the constriction of the DSM

4 结束语

1) 采用延时曝光技术的 UC-X 系列像机数码影像,虽不是严格意义上的中心投影,但拼合后的像片相对定向精度均优于 2μ 、绝对定向误差约为 0.5 个像元,完全满足工程作业要求。在较小基高比的条件下,仍能达到较好的几何定位效果。

2) 基于多拼技术的 UC-X 系列像机数码影像在进行
(下转第 59 页)

计算可以得到,实验结果可表明: Trimble MX7 相对精度 较高,可以为相关工作提供参考。

表 5 Trimble MX7 移动测量系统相对观测数据
Tab.5 Trimble MX7 mobile mapping system relative observation data

线段类型	测量值(m)	标准值(m)	差值(m)	线段类型	测量值(m)	标准值(m)	差值(m)
斑马线	6.868		-0.144	广告牌	2.277		-0.121
斑马线	7.129		0.167	广告牌	2.546		0.148
斑马线	6.864	7.012	-0.148	广告牌	2.492	2.398	0.094
斑马线	7.164		0.152	广告牌	2.281		-0.117
斑马线	7.015		0.134	广告牌	2.544		0.146
树间距	2.912		-0.146	垃圾箱	1.483		0.134
树间距	2.930		-0.128	垃圾箱	1.467		0.118
树间距	3.155	3.058	0.097	垃圾箱	1.214	1.349	-0.135
树间距	3.207		0.149	垃圾箱	1.413		0.082
树间距	2.901		-0.157	垃圾箱	1.256		-0.093
路宽	7.504		0.021				
路宽	7.322		-0.161				
路宽	7.625	7.483	0.142				
路宽	7.618		0.135				
路宽	7.574		0.091				

3 结束语

基于 Trimble MX7 移动测量系统采集测量点坐标,以 RTK 所测坐标为参考,对车载移动测量系统的量测精度进行统计、分析,实验结果表明: 1) 两个方向上的误差大致相同,拐弯比直行道路处的误差大,平均误差为 8 cm,建议在工程应用中不要进行拐弯处的间断采集; 2) 不同植被遮挡的情况下,平均误差相差 3 cm,在 GPS 信号减弱情况下,平面位置精度没有受到过大影响,工程应用中不建议长时间在信号遮挡处采集; 3) 对无信号遮挡、不同高度的检查点误差进行对比,其平均误差相差 5 cm,由此可知采集的地物点高程越大、误差越大; 4) 对比地势相同、遮盖程度不同的高程误差,发现其平均误差为 7 cm,遮挡严重时,最大误差为 35 cm,因此,遮盖对高程误差影响较大; 5) 相对精度实验表明,Trimble MX7 的相对精度为 0.136 m,相对精度较高,从而完成系统的精度评定。本实验可为城市部件普查、智能交通基础数据采集、地形测绘等工作提供参考。

参考文献:

[1] 徐寿志.车载移动测量系统检校技术及其精度评定方法

[D].武汉: 武汉大学,2016.

- [2] 张剑清,潘励,王树根.摄影测量学[M].第 2 版.武汉: 武汉大学出版社,2002.
- [3] 宋杨,曾凡洋,高志国.车载全景摄影测量在城市部件普查中的应用[J].测绘科学,2016,41(11): 40-43,78.
- [4] 郭波,屈孝志,黄先锋,张帆,李琴.车载移动立体测量系统检校及精度分析[J].激光与红外,2011,41(11): 1 205-1 210.
- [5] 李琴.车载移动测量系统的数据处理及应用[J].测绘通报,2014(S2): 129-132.
- [6] 吴波,杨晓锋,陈宏强,等.应用车载移动测量技术进行大比例尺测图的方法[J].测绘通报,2017(3): 80-82,107.
- [7] 余毅.基于车载近景摄影测量的高速铁路轨道几何状态检测[D].成都: 西南交通大学,2014.
- [8] 陈芳.移动测量系统在城镇大比例尺地图快速测量和更新中的应用[D].焦作: 河南理工大学,2011.

[编辑: 刘莉鑫]

(上接第 55 页)

DSM 构建时能生成更高密度的匹配点云,减少了邻近点云高程突变情况的发生,对点云加载颜色属性后,即可得到高精度真正射成果。

参考文献:

[1] 缪剑,邹勇平.数字航摄影实验室检定研究[J].地理

空间信息,2011,9(1): 6-8.

- [2] 冯文灏.关于近景摄影机检校的几个问题[J].测绘通报,2000(10): 1-3.
- [3] 许妙忠,陶翊婷,罗红联.基于地面检校场的 DMC 几何精度评估[J].勘察科学技术,2012(3): 25-28.

[编辑: 刘莉鑫]

侯征,王天意,于长春,等.基于航磁数据的三维地质建模研究[J].地球科学进展,2018,33(3):257-269.DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2018.03.0257. [Hou Zheng, Wang Tianyi, Yu Changchun, et al. Study of 3D geological modeling based on aeromagnetic data [J]. Advances in Earth Science, 2018, 33(3): 257-269. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2018.03.0257.]

基于航磁数据的三维地质建模研究^{*}

侯 征¹,王天意¹,于长春²,熊盛青²,邸 龙¹

(1. 河北地质大学勘查技术与工程学院,河北 石家庄 050031;

2. 中国国土资源航空物探遥感中心,北京 100083)

摘 要:随着浅地表矿床发现的难度增大,资源勘查深度增加,三维建模技术在深部找矿中作用更加突出。三维地质模型的精确程度直接决定了对地质背景及成矿条件的认知程度,为此提出了一套基于航磁资料处理与三维可视化相结合的三维地质建模技术。对研究区选取适当剖面进行二维反演,获得各剖面地质模型。通过剖面相连法构建各地质单元的三维地质模型后,引入起伏地形三维块体磁场正演技术,对构建的三维初始模型正演计算,从而获取全区三维地质模型及各地质单元的航磁异常理论响应。与实测结果对比分析后,合理添加地质约束条件,重新修正模型,使得构建的模型最大程度接近实际情况,这样模型既能很好地反映地质信息,又能满足观测场与理论场的拟合误差最小,最大限度发挥地质学家的经验和对区域地质的理解。利用主块体和次级块体思想对地质体进行剖分建模,在保证模型精度的同时,减少总的模型块体个数,大幅提高模型正演运算速度,有效解决三维反演建模方法在建模过程中对模型复杂度和规模的限制,可方便构建形态复杂、不同规模的三维地质模型。并将该方法应用于湖北大冶铁矿区,构建大冶铁矿研究区三维地质模型,验证了该方法的可行性及合理性。

关 键 词:三维地质建模;航磁;位场模拟;大冶铁矿

中图分类号: P631

文献标志码: A

文章编号: 1001-8166(2018)03-0257-13

1 引 言

向地球深部寻找更多的资源已成为全球矿业发展的趋势。随着勘探目标埋藏深度的增加,地下地质环境、构造复杂程度都只能根据间接资料进行推测,传统的地质方法在深部找矿方面已经失去了直接勘查的能力。三维地质建模的快速发展成为深部找矿勘查突破的重要途径,通过对控矿地质体的三维建模,直观刻画控矿要素之间的空间、成因和演化关系,有助于研究成矿系统,开展深部找矿预测^[1,2]。

构建三维地质模型归结为对地球物理模型的数学描述,而我们所探测的对象地层结构复杂、物性分布不均,如何能够将复杂的对象通过模型如实反映,仍是当今尚未解决的难题^[3,4]。为此,众多学者开展了诸多研究工作。2000年,郜延红等^[5]就开始对地球物理位场可视化建模工作进行相关研究,初步探讨了物理地质模型重磁场三维正演及可视化实现基础和思路。2004年,Marlet等^[6]利用地震资料和尚托索地区的7条重力剖面,结合地质资料以及钻孔样品密度值进行了三维地质建模,研究了法国

* 收稿日期: 2017-10-10; 修回日期: 2017-12-25.

* 基金项目: 国家重点研发计划项目“综合航空物探地球物理探测系统集成方法技术研究”(编号: 2017YFC0602201); 河北地质大学博士科研启动基金项目“基于三维地质建模的深部矿致异常信息提取方法研究”(编号: BQ2017055)资助。

作者简介: 侯征(1980-),男,内蒙古呼和浩特人,讲师,主要从事航磁资料处理、解释及地球物理非线性联合反演研究。

E-mail: hou_zheng@163.com

南布列塔尼的尚托索地区海西期缝合带地质情况。2007 年,于长春等^[7]和熊盛青等^[8]研究了二维与三维反演相结合的多剖面共同反演方法,利用航磁资料建立大冶铁矿区三维地质模型,直观反映了地下岩体分布情况。2012 年,樊俊昌等^[9]针对隐伏立体定量预测结果的可靠性问题,以及磁法正反演模型存在的地质依据不足和多解性问题,提出隐伏矿体立体预测体元模型与磁法正演在定量层面上相结合的新方法。2012 年,祁光等^[10]开展了地质条件约束下重磁三维反演建模方法研究,使用离散体建模方法,用 2.5D 的剖面地质体拼合构建 3D 模型方法构建了铜陵矿集区和泥河铁矿区三维地质模型。2015 年,祝嵩等^[11]利用三维地质体建模软件 Minexplorer 建立了湖北大冶铁矿田铁山矿区矽卡岩矿体的三维地质模型,并对其进行了深部成矿预测。2016 年,向杰等^[12]以安徽铜陵矿集区为例,开展了基于三维地质—地球物理模型的成矿预测,对于老矿山找矿具有重要指导意义。

上述研究表明,三维地质建模在深部矿体勘查工作中,发挥了重要作用,但在发展过程中,仍存在一些不足,如利用地球物理反演信息建立三维地质模型过程中存在反演多解性、对地质体的规模和复杂度有限制、无法精细模拟地质体物性分布不均情况等因素,导致模型精度不够。绝大多数三维建模所得模型只能提供视觉效果,不能保留与控制其位置形态的数量关系和拓扑关系,虽具有三维操作功能,但不够精细与深入,与地球物理追求的立体分析解释、几何体完全受控的三维地质建模、地质和地球物理过程的仿真模拟等尚有相当差距,且缺少对模型正确性的验证^[13,14]。

航空重、磁及梯度测量技术,直升机吊舱式和固定翼时间域航空电磁探测技术以及航空伽马能谱测量技术等已成为现代资源勘查的主导技术,正在改

变以地面为主的传统资源勘查模式,向以航空地球物理勘探为主的现代资源勘探模式转变。不仅实现了探测深度上的突破,还实现了对“难进入”地区矿产勘查的覆盖^[15]。为此我们提出了一套基于航磁资料的三维地质建模方法,对研究区选取适当剖面进行二维反演,获得各剖面地质模型。通过剖面相连法构建各地质单元的三维地质模型后,引入起伏地形三维块体磁场正演技术,对构建的三维初始模型正演模拟,从而获取全区三维地质模型及各地质单元的航磁异常理论响应。与实测结果对比分析后,合理添加地质约束条件,重新修正模型,使得构建的模型最大程度接近实际情况,这样模型既能很好地反映地质信息,又能满足观测场与理论场的拟合误差最小,最大限度发挥地质学家的经验和对区域地质的理解。利用主块体和次级块体思想对地质体进行剖分建模,在保证模型精度的同时,减少总的模型块体个数,大幅提高模型正演运算速度,有效解决三维反演建模方法在建模过程中对模型复杂度和规模的限制,可方便构建形态复杂、不同规模的三维地质模型。为造演化推断、矿产资源调查提供可靠的基础资料。

2 起伏地形体元模型磁场正演

在重磁数据处理过程中,若观测面是起伏地形,通常要进行曲化平处理,将其转换成水平面上的数据。但由于曲化平技术上现存的一些困难,曲化平结果所引入的误差对开展深部微弱异常提取研究是不容忽视的。因此,有必要研究起伏地形三维正演模拟方法。

2.1 三维体元模型正演公式

2004 年,郭志宏等^[16]为清除图 1 中长方体模型 ΔT 场解析奇点,推导出无解析奇点表达式为:

$$\Delta T(x, y, z) = \frac{\mu_0}{4\pi} J \left\{ k_1 \ln [R + (\xi - x)] + k_2 \ln [R + (\eta - y)] + k_3 \ln [R + (\zeta - z)] \right. \\ \left. + k_4 \arctan \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{(\xi - x)^2 + R(\zeta - z) + (\zeta - z)^2} + k_5 \arctan \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{(\eta - y)^2 + R(\zeta - z) + (\zeta - z)^2} \right. \\ \left. + k_6 \arctan \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{R(\zeta - z)} \right\}, \quad (1)$$

式中: (x, y, z) 为观测平面上网格点的坐标, (ξ, η, ζ) 为长方体场源点的坐标,对应的积分限变化范围为 $(x_0 - a/2, x_0 + a/2)$, $(y_0 - b/2, y_0 + b/2)$, $(z_0 - c/2, z_0 + c/2)$; x_0, y_0 和 z_0 分别为长方体中心点坐标; a, b 和 c 分别为长方体沿 x, y, z 方向的延伸长度; J 为

长方体的总磁化强度; μ_0 为真空中的磁导率; L_0, M_0, N_0 及 α, β 和 γ 分别为地磁场及总磁化强度的方向余弦; 且: $k_1 = M_0 \cdot \gamma + N_0 \cdot \beta, k_2 = L_0 \cdot \gamma + N_0 \cdot \alpha, k_3 = L_0 \cdot \beta + M_0 \cdot \alpha, k_4 = L_0 \cdot \alpha, k_5 = M_0 \cdot \beta, k_6 = -N_0 \cdot \gamma; L_0 = -\cos I_0 \cdot \cos A'_0, M_0 = \cos I_0 \cdot \sin A'_0, N_0$

$= \sin I_0$; $\alpha = \cos I \cdot \cos A'$, $\beta = \cos I \cdot \sin A'$, $\gamma = \sin I$; I_0 , A'_0 与 I, A' 分别为地磁场与总磁化强度方向的倾角和相对 x 轴方向的偏角。

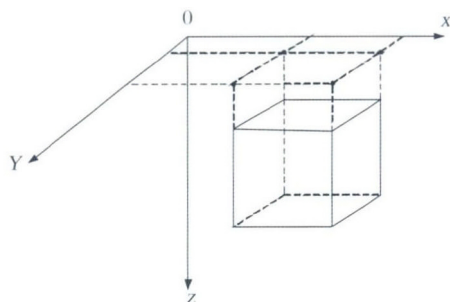


图1 长方体模型解析“奇点”示意图

Fig.1 Analytic singularity of the cuboid model

对于任何形状的三度体,可用多个不同体积和

$$Q_{ij}(x, y, z) = \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 \sum_{n=1}^2 (-1)^{l+m+n} \left\{ k_1 \ln [r_{lmn} + (x_l - x)] + k_2 \ln [r_{lmn} + (y_m - y)] + k_3 \ln [r_{lmn} + (z_n - z)] \right. \\ \left. + k_4 \arctan \frac{(x_l - x)(y_m - y)}{(x_l - x)^2 + r_{lmn}(z_n - z) + (z_n - z)^2} + k_5 \arctan \frac{(x_l - x)(y_m - y)}{(y_m - y)^2 + r_{lmn}(z_n - z) + (z_n - z)^2} \right. \\ \left. + k_6 \arctan \frac{(x_l - x)(y_m - y)}{r_{lmn}(z_n - z)} \right\}, \quad (3)$$

式中: $r_{lmn} = \sqrt{(x_l - x)^2 + (y_m - y)^2 + (z_n - z)^2}$ 。

2.2 起伏地形三维体元模型正演

按照位场理论,只要观测点不入场源,在空间任意点都有对应的理论计算值存在。在进行曲面观测时,测点随地形分布于三维空间,按照实际情况,可以分为3种情况:①观测点位于块体上方;②观测点位于块体下方;③观测点穿过块体。

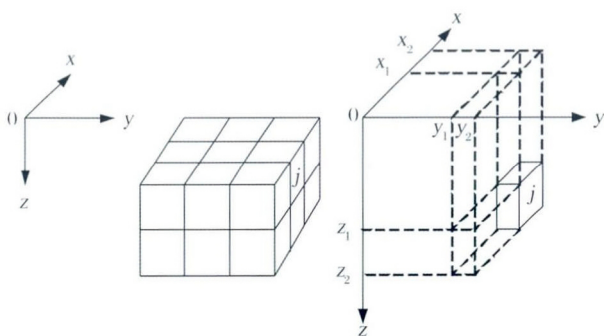


图2 长方体组合模型示意图

Fig.2 Sketch map of cuboid combination model

图3为曲面上观测点与模型单元空间关系示意图。模型1,2,3分别由3个、5个和4个单元构成,编号按照块体由低到高依次为a,b,c,d,e。当观测点位于曲面p点时,模型1,2,3中的块体a,b,c属于

磁性的长方体近似组合(图2)。用解析方法计算所有长方体在计算点的磁异常,并累加求和,就可以得到整个磁性体在计算点引起的磁场值。由长方体元的公式(1)可以写出 ω 个地下长方体的叠加场公式:

$$\Delta T_i = \frac{\mu_0}{4\pi} \sum_{j=1}^{\omega} M_j Q_{ij}, i = 1, 2, \dots, \mu, \quad (2)$$

式中: ΔT_i 为第 i 个测点的总强度磁异常; μ 为测点总数; ω 为地下形体划分的总数; M_j 为单元的磁化强度,大小可变而方向不变; Q_{ij} 是与第 j 个规则形体和计算点之间相对位置有关的位置函数; μ_0 为真空中的磁导率。

令长方体的积分限分别为: $x_1 \rightarrow x_2, y_1 \rightarrow y_2, z_1 \rightarrow z_2$, 设块体坐标 (x_{il}, y_{im}, z_{in}) , 简记为 (x_l, y_m, z_n) ; 计算点坐标 (x_i, y_i, z_i) , 简记为 (x, y, z) 。可将 Q_{ij} 写为:

第一种情况,即观测点位于块体上方;模型2中的块体e属于第二种情况,即观测点位于块体下方;模型3中的块体d属于第三种情况,即观测点穿过块体。

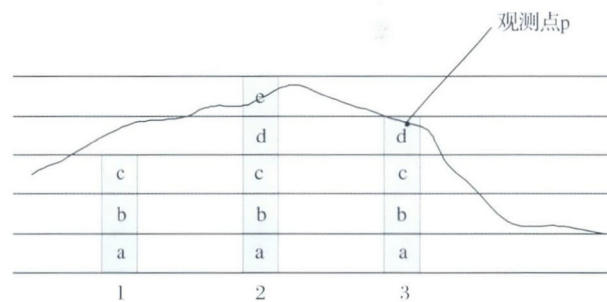


图3 曲面上观测点与模型单元空间关系示意图

Fig.3 Spatial relation between observation points on curved surface and model unit

采用硬架式直升机航磁测量系统,在测量过程中,要求直升机离地具有一定高度,通常设计为150 m左右。因此,在测量过程中不会出现观测点穿过块体的情况,所以只需考虑前2种情况即可。为此,我们设计理论模型,对观测点位于块体上方和观测点位于块体下方2种情况,验证起伏地形三维正演程序正确性。

当观测点位于块体上方时,设计理论模型1为

一长方体,边长分别为 $a=20\text{ m}$, $b=40\text{ m}$, $c=40\text{ m}$; 中心点坐标 $(0,0,-50)$; 模型 2 是将模型 1 均匀剖分为 4 部分的组合模型(图 4a)。计算平面为地表, 网格间距 $10\text{ m}\times 10\text{ m}$, 范围为 $-200\sim 200\text{ m}$ 。设地磁倾角 45.6° , 地磁偏角 -3.3° ; 磁化倾角 50° , 磁化偏角 -5° ; 总磁化强度 5 A/m 。模型 1 和模型 2 正演计算后的结果(图 4b,c)表明当观测点位于块体上方时, 将地质体剖分为任意块体后在地表观测点正演结果与未剖分块体结果一致, 验证了正演程序的正确性。

当观测点位于块体下方时, 设计模型块体, 参数与图 4a 中模型 1 相同(图 5a)。2 条观测剖面, 分别从模型下方通过, 剖面 1 平行于 x 轴, 剖面 2 平行于 y 轴, 剖面长度均为 400 m , 模型原点距剖面中心点垂直距离为 25 m , 观测点距为 10 m 。图 5b 为 2 条剖面的正演计算结果。可以看到, 剖面 1 和剖面 2 均有奇点存在, 剖面 1 出现在点 $(0,-90,-75)$, $(0,-80,-75)$, $(0,-30,-75)$, $(0,-20,-75)$, $(0,0,-75)$, $(0,20,-75)$, $(0,30,-75)$, $(0,80,-75)$, $(0,90,-75)$; 剖面 2 出现在点 $(-40,0,-75)$, $(0,0,-75)$, $(40,0,-75)$, 具有中心点对称分布特点。按

照位场理论不应当有奇点存在, 因此我们重新分析公式(3)。由于公式(3)中含有反正切函数项, 当观测点位于模型块体上方时, 反正切函数项(4)中, 分母必定大于零。因此反正切函数取值范围只在第一象限和第四象限。

$$\arctan \frac{(x_l - x)(y_m - y)}{(x_l - x)^2 + r_{lmn}(z_n - z) + (z_n - z)^2} \quad (4)$$

当观测点位于模型块体下方时, $z_n - z$ 项小于 0, 则分母会出现小于或等于 0 的情况, 因此反正切函数取值在 4 个象限均有可能。而且因为其周期性, 一个数字的反正切值不止一个, 如 $\arctan(-1)$ 的值可能是 45° , 也可能是 225° , 对于正切函数来说, 其周期是 180° , 所以 2 个相差 180° 的角具有相同的正切和斜率。若不对其值的象限进行判断, 则导致图 6 剖面中所示的奇点存在。为解决上述奇点问题, 在返回反正切值前, 须对其值所在象限进行判断后再赋值, 公式(5)为相应的判别及赋值公式。对公式(3)加入公式(5)后, 重新对剖面 1 和剖面 2 进行正演计算, 结果见图 5c 所示, 从而消除起伏地形正演过程中存在的奇点问题。

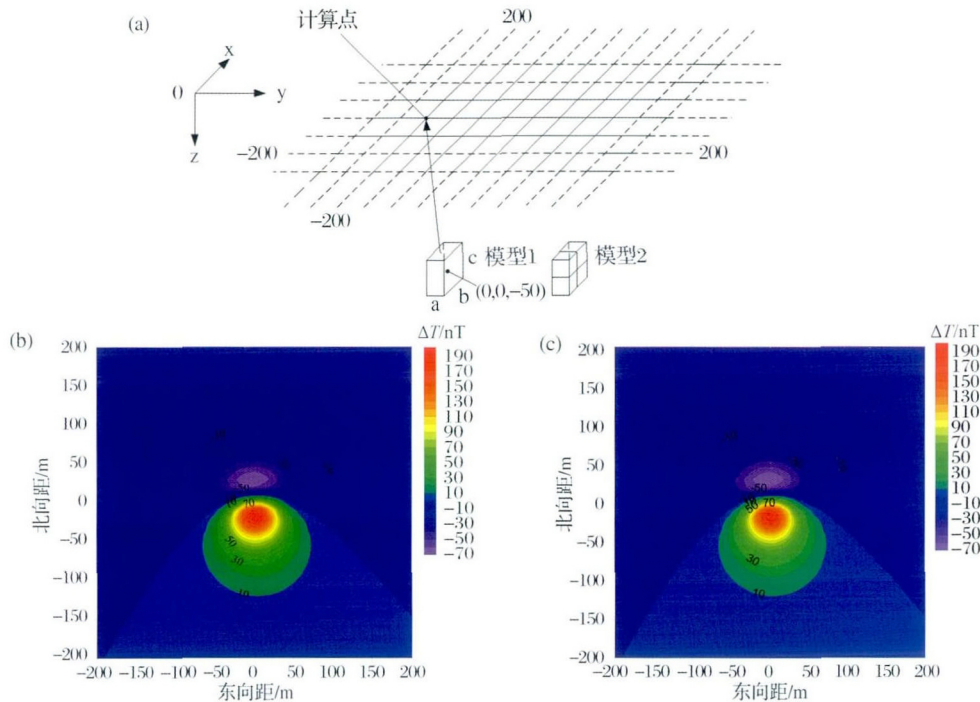


图 4 观测点位于块体上方时模型示意图及正演计算结果

Fig.4 The model sketch and forward calculation results of observation point above the block

(a) 模型 1 和模型 2 示意图; (b) 模型 1 正演计算结果; (c) 模型 2 正演计算结果

(a) Schematic diagram of model 1 and model 2; (b) Forward calculation results of model 1; (c) Forward calculation results of model 2

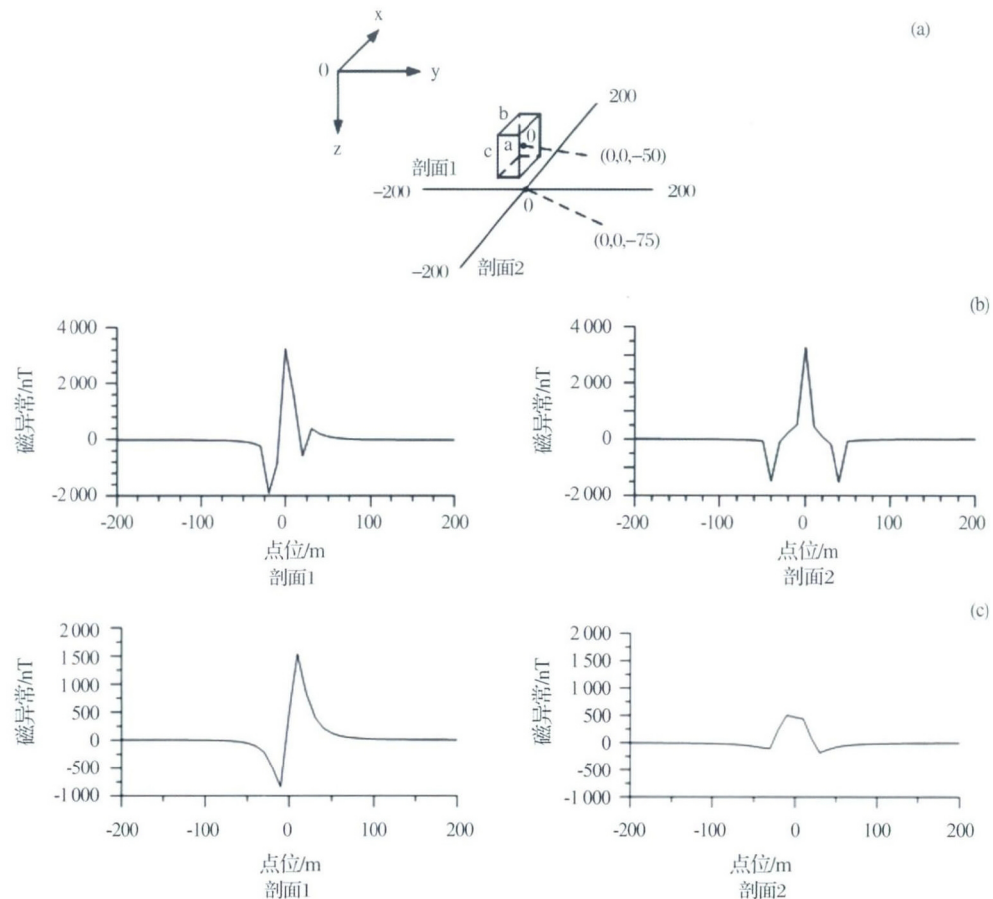


图 5 观测点位于块体下方时模型示意图及正演计算结果

Fig.5 The model sketch and forward calculation results of observation point below the block

(a) 模型单元与观测剖面示意图; (b) 剖面 1 和剖面 2 正演计算结果; (c) 改正后剖面 1 和剖面 2 正演计算结果
(a) Schematic diagram of model unit and observation section; (b) Forward calculation results of section 1 and section 2;
(c) Forward calculation results after correction of section 1 and section 2

$$\arctan(y,x) = \begin{cases} \arctan(\frac{y}{x}) & x > 0 \\ \arctan(\frac{y}{x}) + \pi & y \geq 0, x < 0 \\ \arctan(\frac{y}{x}) - \pi & y < 0, x < 0 \\ +\frac{\pi}{2} & y > 0, x = 0 \\ -\frac{\pi}{2} & y < 0, x = 0 \\ \text{undefined} & y = 0, x = 0 \end{cases} \quad (5)$$

3 构建三维地质模型

三维地质建模采用 GEMCOM 国际矿业软件公司推出的 Surpac 软件, Surpac 软件具备较强的三维图形系统, 直观地生成和显示地下地质或矿体的三

维构造、地面地形模型以及其他各种图形, 具有基于宏命令语言的二次开发工具以及便捷的与其他程序相交互的性能。

3.1 三维地质模型建立

三维地质模型是建立在二维地质—地球物理模型基础上的。地质体在勘探线剖面上的投影或在二维反演结果中均为二维截面, 利用各截面之间的相关性, 以不规则三角网连接相邻截面, 将岩体边界还原为三维坐标系下的岩体边界, 从而形成三维地质体模型^[17,18]。图 6 为构建的岩体三维地质模型, 清楚地反映了岩体的接触面及形态。

3.2 三维地质模型赋参数

上述建立的三维地质模型只要在赋予不同的地球物理参数后, 才具备地球物理模型特征, 并可以方便计算相应地球物理场的理论响应。

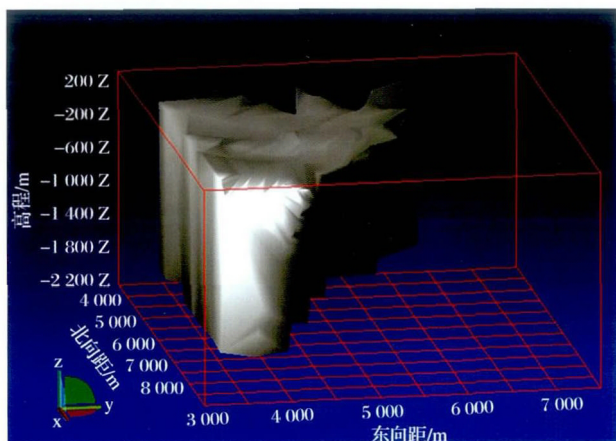


图 6 岩体实体模型

Fig.6 Solid model of rock mass

在进行赋值前,地质模型需进行剖分。任何地质体都可以用多个块体进行拟合,块体越小,拟合精度越高,但数据量过大,将导致计算速度缓慢。为了兼顾精度和速度,采用了分级剖分思想。对于不同地质体,其边部往往反映了地质体的形态特征,可利用小块体进行拟合,对于地质体的中部,则利用大块体进行拟合。块体大小采用 2^n 进行缩分的多级剖分方式,这样在提高运算速度的同时能够更好地逼近实际地质体形态。

块体模型可存储相关地质、地球物理信息。这些信息可以是岩石类型、磁化强度、磁化倾角、磁化偏角、地磁倾角、地磁偏角、密度和品位等。图 7 为赋完参数后的三级剖分块体模型,参数信息包括坐标位置、大小及相应的属性参数。

3.3 三维地质模型修正

为了使建立好的三维模型最大程度地接近地下真实的地质情况,还需对模型进行验证及修正。修正的基本思路是通过对比模型正演计算结果与实测结果,圈出异常差别较大部位,分析产生差异的原因,然后对模型修改后再次对比,由已知信息逐渐到未知信息,不断利用获取的新信息转化为新的约束条件修正三维地质模型,使之逐渐吻合实际地质情况。

为了验证上述方法的可行性,设计了如下模拟实验。建立 2 个三维地质体模型,模型 1 由地质体 1、地质体 2、地质体 3 以及隐含在地质体 1 中的矿体共 4 个部分组成。模型 2 由地质体 1、地质体 2 和地质体 3 共 3 个部分组成。然后对地质体分别赋予参数,参数如表 1 所示,地质模型如图 8 所示。正演计算出在水平观测面三维地质模型 1 和地质体模型 2 的 ΔT 值, ΔT 等值线平面图见图 9a 和 9b 所示。

将模型 1 正演结果作为实测结果,模型 2 作为建立的初始模型。由等值线图可见模型 1 和模型 2 总体形态相似,但细节上有差异,模型 1 的等值线在右侧极大值处增高,且等值线加密,形态发生变化,表明建立的三维地质模型与实际情况存在差别。将模型 1 的正演结果减去模型 2 的结果可得到图 9c 所示的结果,即实际地质体与地质模型间存在的剩余异常,这与图 9d 矿体正演结果对比相吻合,正好是建立初始模型时未考虑的矿体。因此可以利用实测结果,与所掌握的地质资料建立的三维地质模型正演结果对比,从而提取建模过程中未发现的地质体,不断修正模型,直至建模结果与实测结果尽量吻合,从而提高建模精度。

表 1 试验模型参数

Table 1 Test model parameters

参数 名称	磁化强度 I (A/m)	磁偏角 I°	磁倾角 I°	地磁偏角 I°	地磁倾角 I°
地质体 1	1.5	-3.3	45.6	-3.3	45.6
地质体 2	1.8	-3.3	45.6	-3.3	45.6
地质体 3	1.75	-3.3	55.2	-3.3	45.6
矿体	200	72.8	25	-3.3	45.6

4 实例应用分析

湖北大冶铁矿是全国危机矿山接替资源找矿项目的重点研究区,该区地质工作研究深入,钻孔资料丰富,开展过多种地球物理勘查工作。2005—2006 年中国国土资源航空物探遥感中心成功运用硬架式直升机系统在该区完成了 1:10 000 航空磁测工作,航测线距 100 m,点距 3.5 m,飞行高度 150 m,测量面积 307.8 km²。因此我们从中选取了 18 km² 作为重点研究区,研究基于航磁数据的三维地质建模方法有效性,并评估其流程的合理性及实用性。

4.1 研究区地质概况

测区覆盖了鄂东铁山杂岩体及周边部分地区。区内北部为铁山杂岩体,南部为古生代—新生代地层(图 10)。

区内地层发育不齐全,出露地层主要为古生界、中生界和新生界,区内主要出露铁山杂岩体,面积 90 km² 左右,呈北西向横穿测区东北部。

铁山杂岩体由燕山早期和晚期侵入岩组成,包括燕山早期第一次侵入闪长岩、第二次侵入粗斑石英闪长斑岩、第三次侵入黑云母透辉石闪长岩和晚期侵入斑状花岗闪长岩。此外,在测区南部和东部出露有燕山晚期侵入的闪长斑岩和花岗斑岩。在



图 7 三级剖分块体模型及参数
Fig.7 Three stage split block model and parameters

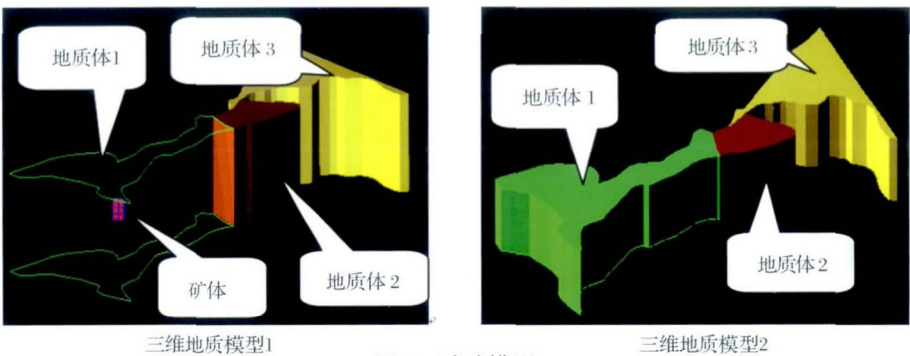


图 8 试验模型
Fig.8 Test model

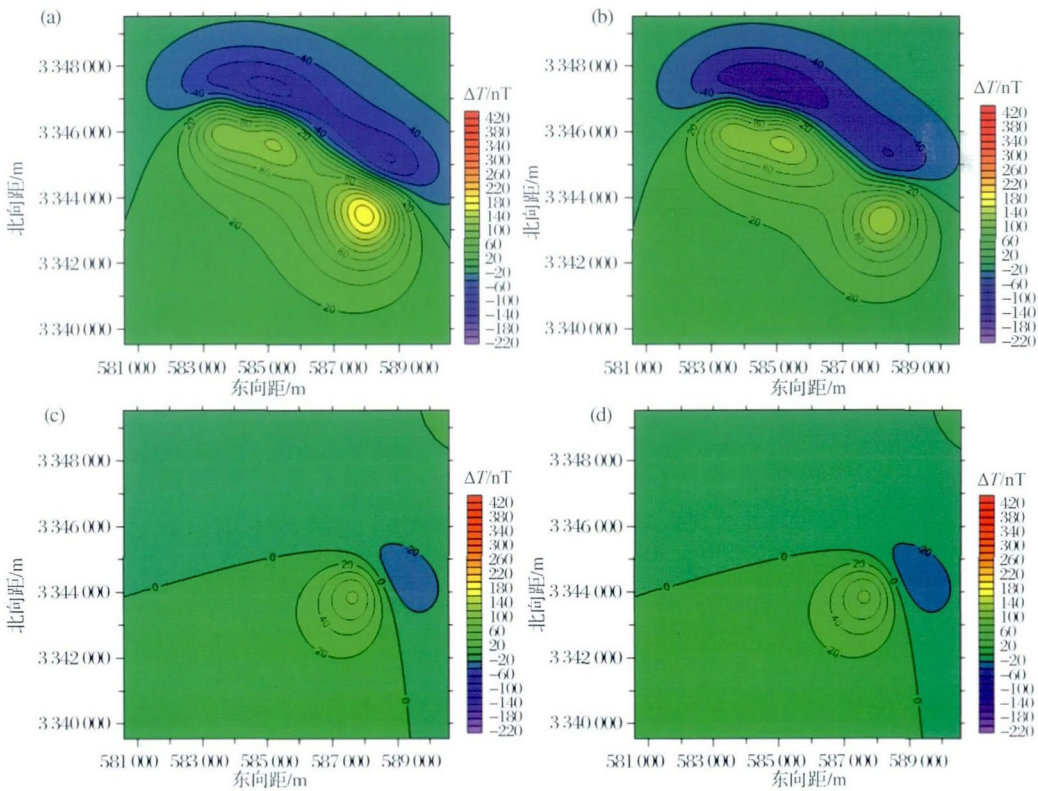


图 9 试验模型正演结果
Fig.9 Forward results of test model
(a) 模型 1 正演结果;(b)模型 2 正演结果;(c)模型 1 减去模型 2 结果;(d)矿体正演结果
(a)Forward results of model 1;(b)Forward results of model 2;(c)Forward results of model 1 minus model 2;(d)Forward results of orebody

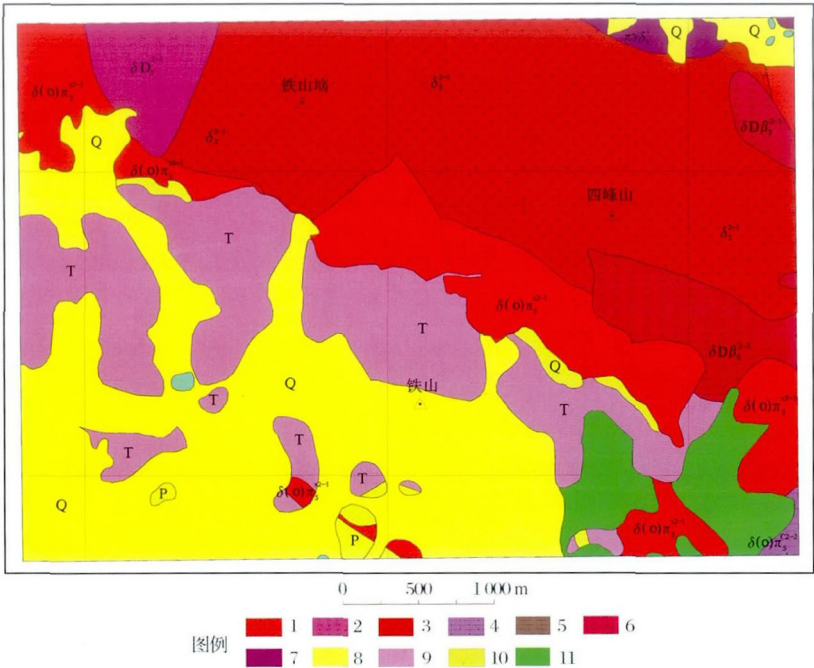


图 10 湖北大冶铁矿研究区地质简图
Fig.10 Geology map of Daye iron ore

1.含石英闪长斑岩; 2.透辉石闪长岩; 3.闪长岩; 4.粗斑含石英闪长斑岩; 5.巨斑状闪长岩; 6.黑云母透辉石闪长岩; 7.斑状花岗闪长岩; 8.第四系; 9.三叠系灰岩; 10.二叠系地层; 11.废石堆
1: Quartz diorite porphyry; 2: Diopside diorite; 3: Diorite; 4: Coarse stain quartz diorite porphyry; 5: Porphyritic diorite; 6: Biotite diopside diorite; 7: Porphyritic granodiorite; 8: Quaternary; 9: Triassic limestone; 10: Permian strata; 11: Waste dumps

测区矿产资源丰富,主要矿产有铁、铜、金、钨、铅、锌等。以铁铜为主,其勘探开发历史较长。成因类型主要为接触交代型,矿床种类主要为磁铁矿和铁铜矿。其中铁山铁铜矿床规模大、品位高、伴生与共生矿产,是国内为数不多的富铁富铜矿床^[19]。

4.2 研究区岩(矿)石磁性特征

各类岩石的磁性特征,是航磁资料推断解释的重要依据之一,也是精细反演解释的基础,通过对大

冶铁矿区及整个铁山岩体进行了详细的磁物性测量及资料收集工作^[20]。经分类分析,理清了研究区主要岩(矿)石的磁性特征,结果见表2。

由表2所统计结果得出本区各类岩(矿)石磁性特征基本规律:

(1) 本区沉积岩类是无或弱磁性的,磁化率变化范围为 $0\sim 55\times 10^{-5}$ SI,常见值为 21×10^{-5} SI,剩磁近似为0,为本区南部平缓负磁异常背景的主要成因。

表 2 研究区岩(矿)石磁性参数统计表
Table 2 The results of rock (ore) magnetic susceptibility

岩性	磁化率/ 10^{-5} SI		剩余磁化强度/(A/m)		磁倾角 I / $^{\circ}$
	范围	常见值	范围	常见值	
沉积岩类	0~55	21	—	—	—
斑状花岗闪长岩	517~1 916	1 074	0.21~0.50	0.33	51
透辉石闪长岩	750~2 314	1 458	0.12~0.71	0.40	45
细斑含石英闪长斑岩	462~3 528	1 568	0.3~3.19	1.05	
粗斑含石英闪长斑岩	343~2 591	1 741	0.3~3.46	1.20	54
闪长岩	909~2 808	1 829	0.27~2.49	1.36	48
黑云母透辉石闪长岩	5 249~11 640	6 899	0.4~5.46	3.07	42
磁铁矿	9 007~175 180	85 805	5.59~87.62	43.24	75
矽卡岩	11 189~102 000	29 956	—	—	—

(2) 不同岩性的侵入岩具有较强的磁性,磁化率变化范围为 $500\times10^{-5}\sim12\,000\times10^{-5}$ SI。斑状花岗闪长岩、透辉石闪长岩、细斑含石英闪长斑岩、粗斑含石英闪长斑岩、闪长岩、黑云母透辉石闪长岩,磁化率依次增强。各类闪长岩均能引起一定强度的异常,其中黑云母透辉石闪长岩在铁山矿区引起的强磁异常,是本区利用磁法反演铁矿产状的主要干扰因素之一。

(3) 矽卡岩的磁性与矿化有关。无矿化矽卡岩的磁化率为弱磁性,矿化矽卡岩的磁性较强,磁化率可达 $30\,000\times10^{-5}$ SI。

(4) 磁铁矿具有最强的磁性,磁化率变化范围为 $10\,000\times10^{-5}\sim175\,000\times10^{-5}$ SI,具有很强的剩磁,变化范围 $5.5\sim90$ A/m。磁铁矿能引起强的局部磁异常。

4.3 构建研究区三维地质模型

4.3.1 地质模型剖面位置确定

研究区地表面积约为 18 km^2 ,飞行测线方向为 $35^\circ\leq215^\circ$,反演剖面方向基本与测线方向保持一致。由于有多条勘探线剖面通过研究区,因此优选具有勘探线剖面资料的剖面作为反演剖面,然后根据反演剖面在全区分布情况,进行调整,对于反演剖面稀疏的部位,再加密布置。按此原则,研究区内共部署了 12 条剖面。

4.3.2 地质模型深度的确定

研究区物性特征研究结果表明,区内铁矿磁性

最强,黑云母透辉石闪长岩和闪长斑岩次之,大理岩磁性最弱。由于各类闪长岩体规模远大于矿体,其产生的磁异常与矿体异常混迭在一起,为直接识别矿致异常增加了难度。因此对于地质模型深度设定的原则应为对于一定规模的矿体,其最大埋深应小于矿体在地表能够引起可分辨的最小异常强度时的矿体埋深。为此我们设计了一个模拟实验,通过给定一个 $5\,000$ 万 t 规模的铁矿床,分别设计了 $200, 500, 1\,000, 1\,500$ 和 $2\,000$ m 这 5 种不同顶面埋深情况下,该矿床在地表引起异常强度,来确定研究区三维地质模型设计深度范围。结果表明顶面埋深在 $2\,000$ m 深度, $5\,000$ 万 t 的铁矿体在地表上引起的磁异常仅有 26 nT ,而大冶铁矿区岩体引起的磁异常都在几十甚至上百纳特,因此,设定研究区建模厚度为 $2\,000$ m。

4.3.3 二维地质剖面反演模拟

根据研究区地表地质图、勘探剖面图、地质资料和钻孔资料等,系统梳理研究区区域地层单元、划分和推断地层界面、确定地层厚度、岩矿体的厚度及空间位置。构建好剖面初始二维地质模型剖面后,赋予磁性参数,然后通过正、反演模拟,不断修正二维地质模型,依次对 12 条剖面进行反演,图 11 为剖面 P11 反演结果,表 3 为 P11 剖面反演采用的岩矿石物性参数。

4.3.4 三维地质模型建立

将12条剖面反演所得的每一岩(矿)体的二维

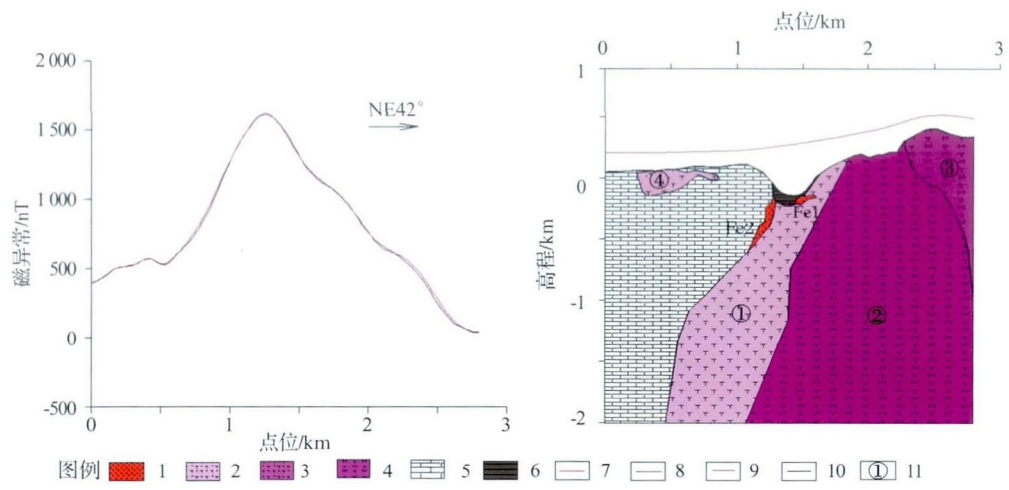


图 11 P11 剖面反演结果

Fig.11 P11 profile inversion results

- 1.推断矿体; 2.含石英闪长斑岩; 3. 闪长岩; 4. 黑云母透辉石闪长岩; 5. 大理岩; 6.采空区; 7. 观测曲线; 8. 计算曲线;
9. 飞行高度线; 10. 地形线; 11. 模型体序号
1. Inferred orebody; 2. Quartz diorite porphyry; 3. Diorite; 4. Biotite diopside diorite; 5: Griotte; 6: Goaf; 7: Observation curve;
8: Computed curve; 9: Flight line; 10: Topographic line; 11: Model body serial number

地质—地球物理模型转换到三维坐标系后,利用相连段法构成各岩(矿)体实体模型,将其组合起来,就构成研究区的初始三维地质模型。导出各岩体模型参数,代入起伏地形体元模型磁场正演程序中,便可计算出各个岩体在计算点处的 ΔT 值。为了方便与实测结果进行对比,取计算点坐标与实测点坐标相同。初始模型正演计算完成后,对比正演结果与实测结果,分析模型建立的合理性,在此基础上对模型进一步修改,以期获取最佳建模效果。

图 12a 和图 12b 分别为航磁实测结果和模型正演结果所绘制的 ΔT 等值线平面图,两图对比可见,二者存在较大差异。

为了便于分析差异特征,我们提取了三维模型正演计算结果所对应的 12 条剖面数据,与实测剖面数据进行对比。我们对初始模型正演曲线与实测曲线出现较大误差的原因总结如下:

(1) 剖面 1 位置处明显误差的原因是未考虑旁侧强磁异常体的影响。

(2) 正演曲线前半部分拟合较好,后半段误差较大主要是因为曲线前半段主要对应岩性为大理岩,无明显磁性,曲线差异特征不明显,但到了曲线的后半段,对应岩体磁性增强,而在处理岩体边界时,由于岩体外延不足,导致正演结果较实测结果异常值偏低。

(3) 曲线中间和两端出现的误差,是由岩体走向长度、截面发生变化等原因引起。

在此基础上,将第一次所建模型各岩体参数作

为新的约束条件,然后对 12 条剖面重新进行反演修正。为了防止由于同时修改多条测线而无法判断异常形态的变化是由哪些剖面的更改所引起,采用了每 2 条剖面修改 1 次,然后进行重新建模—结果对比—再次修正的方法。通过多次修正,模型正演曲线较好吻合了实测曲线,图 13 为最终正演结果与实测结果所绘制的 ΔT 等值线平面图。从图 13 可以看到,我们建立的模型正演计算结果与实测结果已经非常相似,表明我们建立的模型与实际地质情况比较接近,也验证了基于航磁异常的三维地质建模流程的合理性及实用性。

表 3 P11 剖面反演模型物性参数表

Table 3 Physical property parameter list of P11 profile inversion model

序号	磁性体类型	磁化倾角	磁化强度	走向延伸	磁化偏角
		$/\text{°}$	$/ (10^{-2} \text{ A/m})$	$/\text{km}$	$/\text{°}$
1	含石英闪长斑岩	45.6	130	4	-3.3
2	黑云母透辉石闪长岩	45.6	400	2	-3.3
3	透辉石闪长岩	45.6	220	4	-3.3
4	含石英闪长斑岩	45.6	130	4	-3.3
Fe1	推断磁铁矿	65	15 000	0.6	10
Fe2	推断磁铁矿	65	15 000	0.3	10

5 结 论

本研究将起伏地形体元模型磁场正演技术引入三维地质建模中,在对比实测航磁资料与三维地质模型正演结果差异基础上,将其作为新的约束条件,不断修正三维地质模型,使得最终三维地质模型更

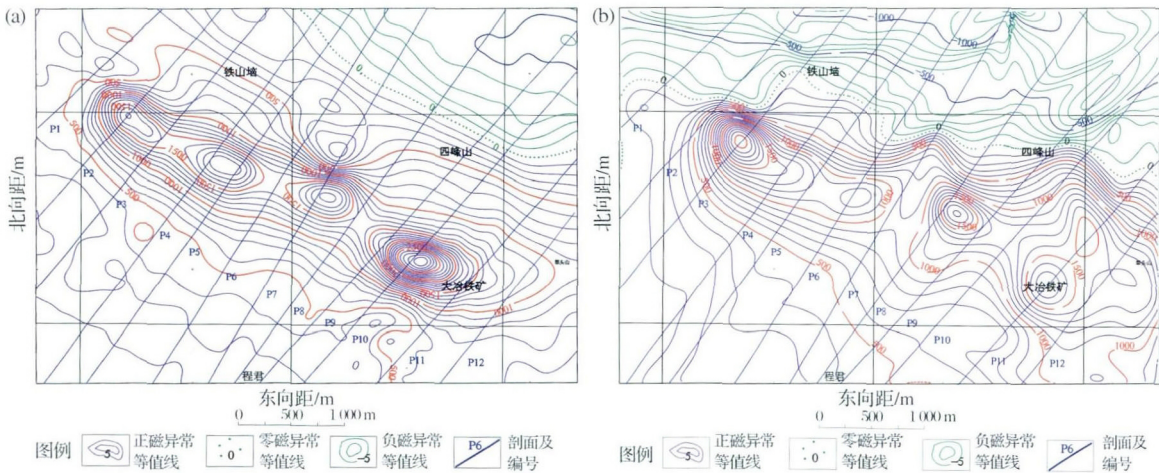


图 12 实测结果与三维地质初始模型正演 ΔT 等值线平面图

Fig.12 The ΔT contour plane graph of measured results and forward with the 3D geological initial model

(a) 实测 ΔT 结果; (b) 三维地质初始模型正演 ΔT 结果

(a) The measured results of ΔT ; (b) The 3D geological initial model forward results of ΔT

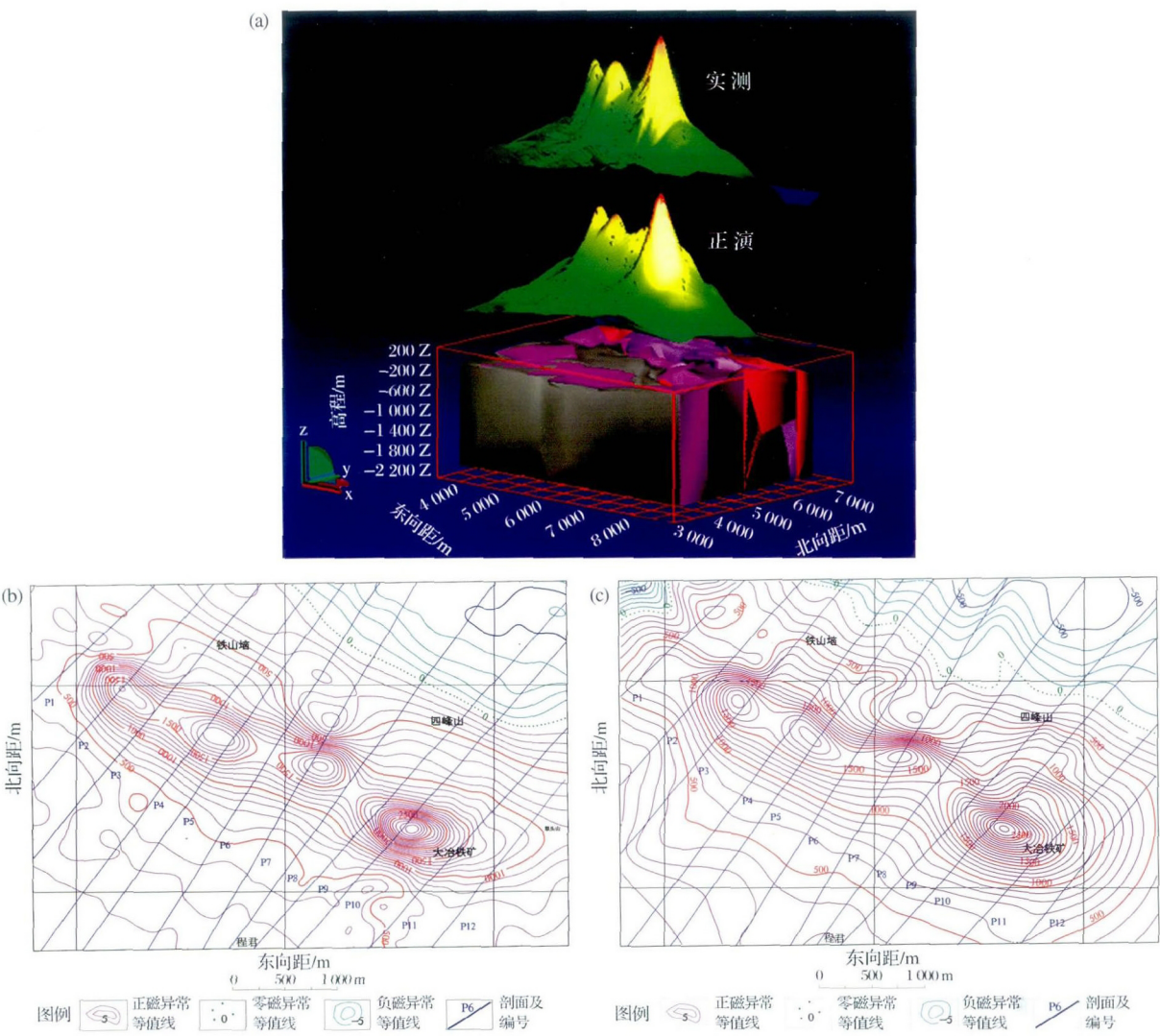


图 13 研究区三维地质模型

Fig.13 3D geological model of the study area

(a) 三维地质模型与 ΔT 立体图; (b) 实测 ΔT 结果; (c) 修正后模型后正演 ΔT 结果; 1.大理岩; 2.含石英闪长斑岩; 3.黑云母透辉石闪长岩; 4.闪长岩; 5.透辉石闪长岩; 6.斑状花岗闪长岩; 7.矿体

(a) 3D geological model and ΔT value; (b) The measured results of ΔT ; (c) The modified model forward results of ΔT ; 1: Griotte; 2: Quartz diorite porphyry; 3: Biotite diopside diorite; 4: Diorite; 5: Diopside diorite; 6: Porphyritic granodiorite; 7: Orebody

加真实反映地下情况。通过对航磁数据处理与三维可视化技术相结合的三维建模技术探索研究,主要获得了以下结论:

(1) 采用二维航磁反演剖面相连方法构建三维模型,可以方便地构建形态复杂、不同规模的三维地质模型。利用模型块体多级剖分方式,减少正演计算时间,有效解决三维反演建模方法在建模过程中对模型复杂度和规模的限制。通过对提取的各地质单元异常信息与实测结果对比,获取新的地质约束条件,不断完善模型。在模型的修正过程中实现了

对研究区的深入认识。

(2) 利用二维反演结果构建三维地质模型会出现二维地质模型理论响应与实测曲线拟合程度较好而三维模型理论响应与实测结果仍存在较大差异的情况,引起差异的主要原因有:①二维反演的前提条件是假设岩体沿走向埋深、截面形状、磁化特征均稳定。而在实际地质环境中,经常难以满足这一条件,因此所建三维模型会经常出现岩体尖灭,截面形态发生变化等现象,从而出现了与二维反演前提条件相悖的情况,导致理论响应与实测结果出现较大差

异。②由于旁侧效应,尤其磁化率较高的地质体,会对研究剖面产生较大影响,而这一影响在进行二维反演时,无法予以考虑。③在模型的边部,如果外延处理不当,会导致模型边界正演结果与实测结果出现明显差异。

(3) 在进行曲面观测时,测点是随地形分布于三维空间,按照实际情况,对于所建模型可能存在观测点位于块体模型下方,致使在进行起伏地形正演计算时会出现奇点,因此在正演计算时,要合理判断正演公式中反正切函数取值象限,消除奇点影响。

致 谢: 本次研究的基础数据来源于中国国土资源航空物探遥感中心,感谢中国国土资源航空物探遥感中心各位同事在研究期间给予的支持与帮助。感谢审稿专家对文章提出的宝贵建议。

参考文献(References):

- [1] Dhont D, Monod B, Hervouet Y, *et al.* 3D geological modeling of the Trujillo Block: Insights for crustal escape models of the Venezuelan Andes [J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2012, 39: 245-251.
- [2] Li Qingyuan, Zhang Luoyi, Cao Daiyong, *et al.* Usage, status, problems, trends and suggestions of 3D geological modeling [J]. *Geology and Exploration*, 2016, 52(4): 759-767. [李青元, 张洛宜, 曹代勇, 等. 三维地质建模的用途、现状、问题、趋势与建议 [J]. 地质与勘探, 2016, 52(4): 759-767.]
- [3] Alireza Malehmir, Hans Thunehed, Ari Tryggvason. The Paleoproterozoic Kristineberg mining area, Northern Sweden: Results from integrated 3D geophysical and geologic modeling, and implications for targeting ore deposits [J]. *Geophysics*, 2009, 74(1): 9-22.
- [4] Ford A, Blenkinsop T G, *et al.* Evaluating geological complexity and complexity gradients as controls on copper mineralization, Mt Inlier [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2008, 55: 12-23.
- [5] Gao Yanhong, Zhou Yunxuan, Liu Wansong. A preliminary study of geophysical field modeling visualization [J]. *Journal of Chang Chun University of Science and Technology*, 2000, 30(2): 185-189. [郜延红, 周云轩, 刘万崧. 地球物理位场可视化建模初步探讨 [J]. 长春科技大学学报, 2000, 30(2): 185-189.]
- [6] Martelet G, Calcagno P, Gumiaux C, *et al.* Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champocéaux area(south Brittany, France) [J]. *Tectonophysics*, 2004, 382(1/2): 117-128.
- [7] Yu Changchun, Fan Zhengguo, Wang Naidong, *et al.* High-resolution aeromagnetic exploration methods and their application in daye iron mines [J]. *Progress in Geophysics*, 2007, 22(3): 979-983. [于长春, 范正国, 王乃东, 等. 高分辨率航磁方法在大冶铁矿区的应用 [J]. 地球物理学进展, 2007, 22(3): 979-983.]
- [8] Xiong Shengqing, Yu Changchun, Wang Weiping, *et al.* Large scale aero geophysical survey with helicopter and its application to deep ore prospecting [J]. *Advances in Earth Science*, 2008, 23(3): 270-274. [熊盛青, 于长春, 王卫平, 等. 直升机大比例尺航空物探在深部找矿中的应用前景 [J]. 地球科学进展, 2008, 23(3): 270-274.]
- [9] Fan Junchang, Mao Xiancheng, Zhao Ying, *et al.* Voxel model and its magnetic forward model of stereoscopic prediction of concealed ore body [J]. *The Chinese Journal of Nonferrous Metals*, 2012, 22(1): 239-250. [樊俊昌, 毛先成, 赵莹, 等. 隐伏矿体立体预测的体元模型及其磁法正演模型 [J]. 中国有色金属学报, 2012, 22(1): 239-250.]
- [10] Qi Guang, Lü Qingtian, Yan Jiayong, *et al.* Geologic constrained 3D gravity and magnetic modeling of modeling of Nihe deposit—A case study [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2012, 55(12): 4 194-4 206. [祁光, 吕庆田, 严加永, 等. 先验地质信息约束下的三维重磁反演建模研究——以安徽泥河铁矿为例 [J]. 地球物理学报, 2012, 55(12): 4 194-4 206.]
- [11] Zhu Song, Xiao Keyan. Three-dimensional geologic modeling and deep ore body prospecting of Tieshan iron deposit of Daye iron ore district [J]. *Mineral Deposits*, 2015, 34(4): 814-827. [祝嵩, 肖克炎. 大冶铁矿区铁山矿区三维地质体建模及深部成矿预测 [J]. 矿床地质, 2015, 34(4): 814-827.]
- [12] Xiang Jie, Chen Jianping, Hu Bin, *et al.* 3D metallogenic prediction based on 3D geological-geophysical model: A case study in Tongling mineral district of Anhui [J]. *Advances in Earth Science*, 2016, 31(6): 603-614. [向杰, 陈建平, 胡彬, 等. 基于三维地质—地球物理模型的三维成矿预测——以安徽铜陵矿集区为例 [J]. 地球科学进展, 2016, 31(6): 603-614.]
- [13] Gao Le, Lu Yutong, Yu Pengpeng, *et al.* Three-dimensional visualization and quantitative prediction for mine: A case study in Xiayuangong Pb-Zn ore deposits, Pangxidong region, southern part of Qin-Hang metallogenic belt, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2017, 33(3): 767-778. [高乐, 卢宇彤, 虞鹏鹏, 等. 成矿区三维可视化与立体定量预测——以钦—杭成矿带庞西垌地区下园铅锌矿区为例 [J]. 岩石学报, 2017, 33(3): 767-778.]
- [14] Wu Zhichun, Guo Fusheng, Lin Ziyu, *et al.* Technology and method of multi-data merging in 3D geological modeling [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2016, 46(6): 1 895-1 913. [吴志春, 郭福生, 林子瑜, 等. 三维地质建模中的多源数据融合技术与方法 [J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2016, 46(6): 1 895-1 913.]
- [15] Lü Qingtian. Resource Exploration must go Deep into the Earth [N]. *China Land and Resources News*, 2016-09-18. [吕庆田. 资源勘查必须走向地球深处 [N]. 中国国土资源报, 2016-09-18.]
- [16] Guo Zhihong, Guan Zhining, Xiong Shengqing. Cuboid ΔT and its gradient forward theoretical expressions without analytic odd points [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2004, 47(6): 1 131-1 138. [郭志宏, 管志宁, 熊盛青. 长方体 ΔT 场及其梯度场无解析奇点理论表达式 [J]. 地球物理学报, 2004, 47(6): 1 131-1 138.]

- [17] Xue Linfu, Li Wenqing, Zhang Wei, *et al.* A method of block-divided 3d geologic modeling in regional scale [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2014, 44(6): 2 051-2 058. [薛林福, 李文庆, 张伟, 等. 分块区域三维地质建模方法 [J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2014, 44(6): 2 051-2 058.]
- [18] Zhang Baoyi, Yang Li, Chen Xiaoyang, *et al.* Regional metallogenic geo-bodies 3D modeling and mineral resource assessment based on geologic map cut cross-sections: A case study of manganese deposits in southwestern Guangxi, China [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2017, 47(3): 933-948. [张宝一, 杨莉, 陈笑扬, 等. 基于图切地质剖面的区域成矿地质体三维建模与资源评价: 以桂西南地区锰矿为例 [J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2017, 47(3): 933-948.]
- [19] Liu Yucheng, Yang Yihua, Wang Yongji. Ore-controlling structures and orientation prognosis of deep concealed ores in the Daye iron mine [J]. *Geology and Prospecting*, 2006, 42(6): 10-16. [刘玉成, 杨艺华, 王永基. 大冶铁矿控矿构造研究及深部隐伏矿体定位预测 [J]. 地质与勘探, 2006, 42(6): 10-16.]
- [20] Yu Changchun, Xiong Shengqing, Liu Shiyi, *et al.* An ore discovery example of deep prospecting by helicopter aero magnetic survey in the Daye iron mine [J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 2010, 34(4): 435-439. [于长春, 熊盛青, 刘士毅, 等. 直升机航磁方法在大冶铁矿区深部找矿中的见矿实例 [J]. 物探与化探, 2010, 34(4): 435-439.]

Study of 3D Geological Modeling Based on Aeromagnetic Data^{*}

Hou Zheng¹, Wang Tianyi¹, Yu Changchun², Xiong Shengqing², Di Long¹

(1. School of Exploration Technology and Engineering, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, China;

2. China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China)

Abstract: With the increasing difficulty of finding the shallow surface deposit and the increasing depth of resources exploration, three-dimensional modeling technology is more apparent in deep prospecting, and its accuracy directly determines the cognitive degree of geological body and metallogenic condition. For this, we put forward a set of the extraction technology of abnormal information combined with aeromagnetic data processing with three-dimensional geological modeling. Inversing the selected profile of the study area and obtaining each profile geological model, we built three-dimensional geological model of geological units by the method of profile linked, using undulating terrain three-dimensional block magnetic field forward techniques to model the three-dimensional geological model of the whole area, and obtained the forward modeling results of the whole three-dimensional geological model and the geological unit. After the comparative analysis with the test result, adding reasonable geological constraints and revising model, through adjusting for many times, we made the model maximum close to the actual situation. The model can well reflect the geological information and make minimum fitting error of observations and theoretical field, with which geologists can use the most of their experience and get more regional geological understanding. Using the thought of main block and secondary block to subdivision modeling of geological body, on the condition of ensuring the accuracy of model, the number of the total model block decreased and the multi-window and multi-geological body parallel computing method were used to improve the modeling speed, effectively solve the limitation problem of the model complexity in the process of the three-dimensional inversion modeling method, and easily form complex and different sizes three-dimensional geological model. We applied this method to the Hubei Daye area, constructed the three-dimensional geological model of Daye Iron Mine, and verified the feasibility and rationality of this method.

Key words: Three-dimensional Geological Modeling; Aeromagnetic; Potential field simulation; Daye iron ore.

^{*} **Foundation item:** Project supported by the National Key R & D Project Sub Project "Research on integrated method and technology of integrated geophysical exploration system for Aero geophysical exploration" (No. 2017YFC0602201); HeBei GEO University Scientific Research Fund of Doctoral "Extracting technology of deep mine abnormal information based of 3D geological modeling" (No. BQ2017055).

First author: Hou Zheng (1980-), male, Hohhot City, Inner Mongolia, Lecturer. Research areas include the aeromagnetic data processing and interpretation, geophysical nonlinear joint inversion. **E-mail:** hou_zheng@163.com



何怡原, 梁盛军, 连晟. 2018. 基于航空瞬变电磁法的宝清地区含水体分布特征研究. 地球物理学进展, 33(5): 2126-2133, doi: 10.6038/pg2018BB0422.

HE Yi-Yuan, LIANG Sheng-Jun, LIAN Sheng. 2018. Investigation of water distribution in Baoqing area using airborne transient electromagnetic technique. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 33(5): 2126-2133, doi: 10.6038/pg2018BB0422.

基于航空瞬变电磁法的宝清地区含水体分布特征研究

Investigation of water distribution in Baoqing area using airborne transient electromagnetic technique

何怡原¹, 梁盛军¹, 连晟²

HE Yi-Yuan¹, LIANG Sheng-Jun¹, LIAN Sheng²

1. 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083

2. 中国地质调查局水文地质环境地质调查中心, 河北保定 071051

1. Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 10083, China

2. Center for Hydrogeology and Environmental Geology, CGS, Hebei Baoding 071051, China

摘要 航空瞬变电磁法具有数据采集速度快、分辨率高、可大面积覆盖等优势, 是一种高效的电磁勘查手段。黑龙江宝清地区第四系孔隙含水层亚系统分布范围广泛, 补、径、排条件良好, 是三江平原内水文地质研究价值较高的含水层亚系统。本文旨在应用航空瞬变电磁技术调查宝清地区含水体的分布, 为水文地质调查提供新的技术参考。文中采用电阻率-深度快速成像方法研究测区电性结构, 参考地面钻探、物探工作结果, 进行岩性推断并预测地下含水体分布, 建立三维地质模型, 计算测区第四系底面深度。研究表明: 航空瞬变电磁技术可以详细反映第四系内地层的电性差异, 对含水体的响应明显, 在水文地质勘查方面有很大的应用前景。

关键词 航空瞬变电磁法; 电性结构; 含水体分布; 三维地质模型; 第四系底面深度

中图分类号 P631

文献标识码 A

doi: 10.6038/pg2018BB0422

Abstract With advantages of fast data acquisition, high resolution and large coverage, airborne transient electromagnetic technique is an efficient electromagnetic exploration means. The porous aquifer subsystem of Quaternary, which is widely distributed in Baoqing, Heilongjiang, has stable recharge, runoff and discharge conditions, thus it has relatively high academic value among aquifer systems in Sanjiang Plain. This paper aims to apply airborne transient electromagnetic technique to investigate water distribution in Baoqing area, and offer technical reference to hydrogeological research. In this paper, resistivity-depth imaging method is adopted to explore regional electrical structure, thereby inferring rock formation and water distribution with the reference of ground drilling and geophysical work. Thus, a 3D geological model could be built and depth of Quaternary bottom is estimated. This research indicates that airborne transient electromagnetic method can reveal electrical difference of Quaternary layers in detail, and has significant response to water body, so it has large application prospect in hydrogeological survey.

Keywords airborne transient electromagnetic method; electrical structure; groundwater distribution; 3D geological model; depth of Quaternary bottom

0 引言

我国水资源总人均占有量低, 且地区分布不均, 水土资源不相匹配。随着人口和经济的快速增长, 我国对水资源的需求量越来越大。开展水文地质调查, 掌握区域地下水类型和分布情况, 对于城镇工程规划、农业发展和生态环境保护具有重要意义。

瞬变电磁法 (Transient Electromagnetic Methods, 简称 TEM) 是在地面或空中设置通以一定波形电流的发射线圈, 向地下发射一次脉冲磁场, 在一次脉冲磁场的间歇期间利用接收线圈观测地下介质中引起的二次感应涡流场, 从而获得地下介质的电阻率信息 (Hoekstra and Blohm, 1990; Everett, 2013)。在咸水和淡水的分界面, 电阻率值的分布会突然变化, 含咸水岩石的饱和度发生变化时视电阻率也会发生变

收稿日期 2017-12-13; 修回日期 2018-08-13.

投稿网址 <http://www.progeophysics.cn>

基金项目 中国地质调查“秦岭及天山等重点成矿区带航空物探调查”(121201203000160006) 项目及中国地质调查“渤海海岸带航空物探遥感调查及应用”(121201203000160016) 项目资助。

第一作者简介 何怡原, 女, 1989 年生, 四川绵阳人, 工程师, 理学博士, 主要从事地震勘探、航空电磁勘探理论及应用研究。

(E-mail: Heyiyuan_0321@126.com)

化.因此,瞬变电磁法是一种可靠的调查特定区域地下水分布的地球物理手段,被广泛应用于各类地质环境下的地下水勘查 (Al-Garni *et al.*, 2011; Al-Amoush *et al.*, 2015; Martínezmoreno *et al.*, 2016).

和地面瞬变电磁法相比,航空瞬变电磁勘查技术的数据采集速度更快、可大面积覆盖且分辨率高,是一种更加高效的电磁勘查手段.研究人员曾在南极洲开展航空瞬变电磁测量,以调查南极洲地下水盐度分布情况 (Auken *et al.*, 2012); Masrom 等(2012)应用航空瞬变电磁技术在丹麦奥胡斯县探测到位于第四系内的地下河谷; Chongo 等(2015)联合航空和地面瞬变电磁数据绘制出赞比亚西南部的马赞比西盆地地下水盐度分布图; Hesham 等(2015)利用航空瞬变电磁技术调查了北阿曼一沿海冲击含水层的海水入侵程度; 孙怀凤(2015)研究了航空瞬变电磁技术在含水构造隧道的灾害预报中的应用.

黑龙江宝清县位于三江平原挠力河流域内,其第四系孔隙含水层亚系统分布范围广泛,补、径、排条件相对较好,是三江平原内水文地质研究价值较高的含水层亚系统.中国地质调查局水文地质环境地质调查中心(简称“水环中心”)在宝清地区布置了部分水文地质钻孔,对区内钻孔进行全取芯并开展电测井工作,发现区内的主要含水层为电阻率相对较大的中粗砂,含水层顶部和底部有电阻率相对较低的隔水层分布.

本文采用 AeroTEM-4V 系统在宝清地区开展航空瞬变电磁测量,通过电阻率快速成像,得到电阻率-深度剖面及电阻率平面分布图,整合多条剖面的电阻率成像结果,形成区内电性分布的三维数据体,与水环中心电测井和音频大地电磁测量的结果基本一致.由于航空瞬变电磁的高分辨率和可大面积覆盖等优势,可以细致全面地反映区内第四系电性分布,进行岩性推断并预测含水体分布,调查区内第四系底面深度,建立三维地质模型.

1 区域水文地质概况与地球物理特征

三江平原是三面环山,两面水绕的开口型盆地,在长期的内、外动力地质作用下,形成现在的地质、地貌格局和含水层结构.

三江平原地处古亚洲构造域的交接复合部位,构造发展多阶段、多旋回、不平衡性明显,地壳活动性较强,因而地质构造错综复杂.古生代以来,地质构造总的发展是在古大陆壳内,由隆拱拉张裂隙到沉降挤压闭合,经历多期势力交替的体制,其总的趋势是从稳定向活动过渡,又从活动向稳定发展.宝清地区前第四系基底由三个大地构造单元构成,即佳木斯隆起、宝清过渡带、三江新断裂带.

区域含水层主要由第四系孔隙含水层、第三系孔隙裂隙含水层和基岩裂隙含水层构成.第四系孔隙含水层亚系统是三江平原含水层系统中分布范围最广泛,储存量和开采量最大,补、径、排条件最好,也是水文地质研究程度最高的含水层亚系统,包括下更新统绥滨组、中更新统浓江组、上更新统向阳川组等六个基本的含水层单位.它们的基本特征是含水层均为第四系冲积、冲-洪积、冲-湖积的松散沉积物,以粒间孔隙为储水空间与径流通道.

水环中心通过分析井旁实验测量结果,建立了宝清地区地层岩性与电阻率对照表(表1).区域内黏土的视电阻率最低,次之为泥岩、各类砂、砂岩等,花岗岩和玄武岩电阻率最高.对区内钻孔进行全取芯并开展电测井工作,区内的主要含水层为电阻率相对较大的中粗砂,含水层顶部和底部的接触地层为相对低阻的泥质粉砂与粉质黏土互层、泥岩夹薄层泥质粉砂岩,即含水砂层一般电阻率较大,顶部和底部有隔水层分布.区内钻孔抽水试验均采集水样进行化验,化验结果显示矿化度为 194.35 ~ 397.38 mg/L,全部属于低矿化度淡水,电阻率较大,与上述结论一致.

表1 岩性电阻率对照表
Table 1 Resistivity for different lithology

岩性	电阻率(Ω·m)
亚黏土	3 ~ 10
淤泥质亚黏土	3 ~ 5
细砂	20 ~ 25
中砂	25 ~ 30
粗砂	30 ~ 40
砂砾石	12
泥岩	10 ~ 15
粉砂质泥岩	15 ~ 20
细砂岩	25 ~ 30
粗砂岩	30 ~ 40
砂砾岩	100
片岩	200
花岗岩	800
玄武岩	800

2 航空瞬变电磁数据采集与处理分析

2.1 测线布置

本文航空瞬变电磁勘查飞行使用小松鼠 B-7451 直升机,电流发射线圈安装于机身上,三分量接收线圈及前置放大器安装在吊舱内,吊舱用电缆拖拽在飞机的后下部,测量采用 AeroTEM IV 时间域航空电磁系统.宝清地区位于三江平原中南部,其前第四系基底由主要沿北东和北西向的佳木斯隆起、宝清过渡带、三江新断裂带等地质构造单元构成,按照测线尽量垂直于构造走向的原则布置飞行测线,测线方向为近南北向,切割线方向为近东西向,如图1,测区位于红色线框内.测量比例尺为 1 : 5 万,测线间距 500 m,全区平均飞行高度 39 m.测量使用的 AeroTEM-4V 系统测线噪声水平在 ± 7 nT/s 内,沿测线数据采样率为 10 Hz.

2.2 电阻率-深度快速成像方法

由于数据采集时发射源的位置不断移动,航空瞬变电磁法采集的数据量和数据正演的计算量都十分庞大,制约了三维反演解释技术的发展,因此现阶段发展较为成熟的方法主要包括电阻率-深度成像法 (Huang, 2008; 朱凯光等, 2010;

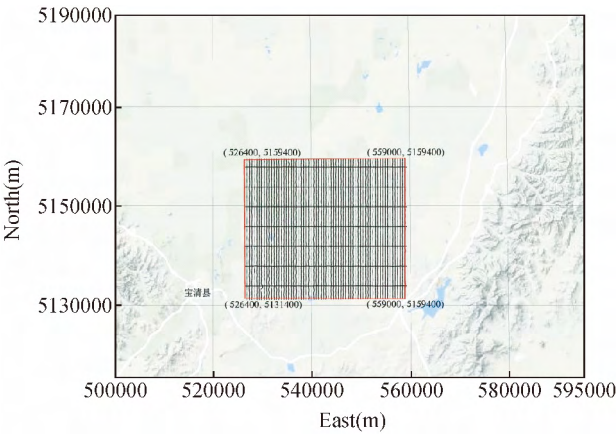


图 1 宝清地区航空 TEM 测量飞行航迹图

Fig. 1 Flight path of airborne TEM survey in Baoqing area

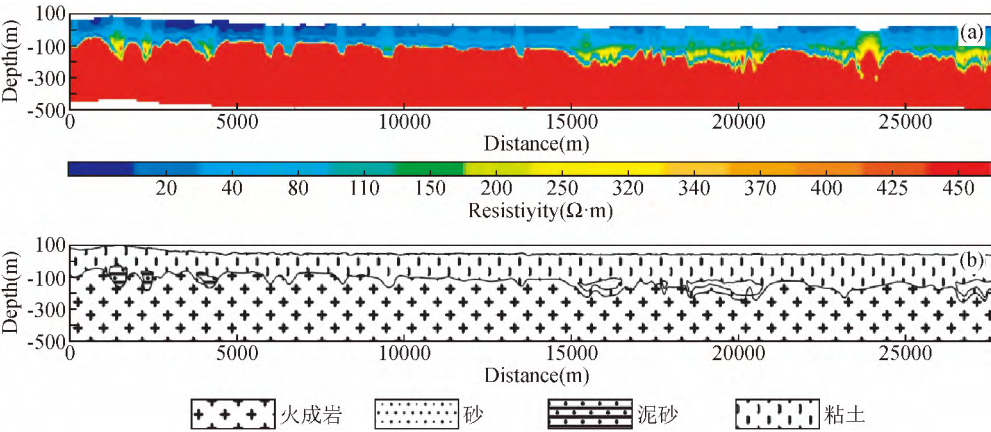


图 2 宝清测区某测线 (a) 电阻率-深度剖面图及 (b) 推断解释图

Fig. 2 (a) A resistivity-depth profile in Baoqing and (b) geological interpretation along the profile

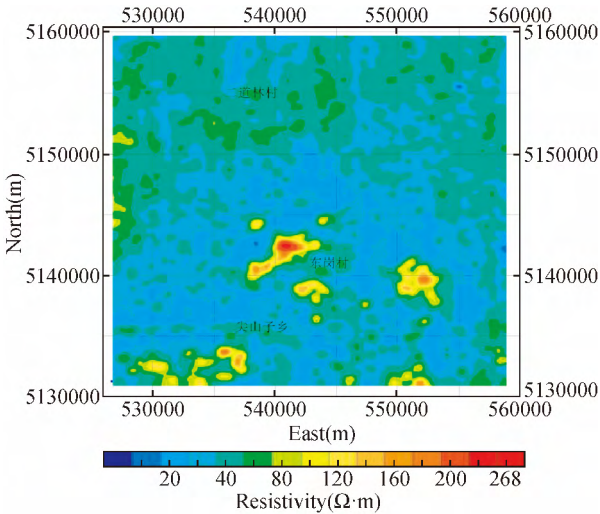


图 3 宝清地区海拔 0 m 视电阻率平面分布图

Fig. 3 Resistivity distribution at the depth of 0 m in Baoqing

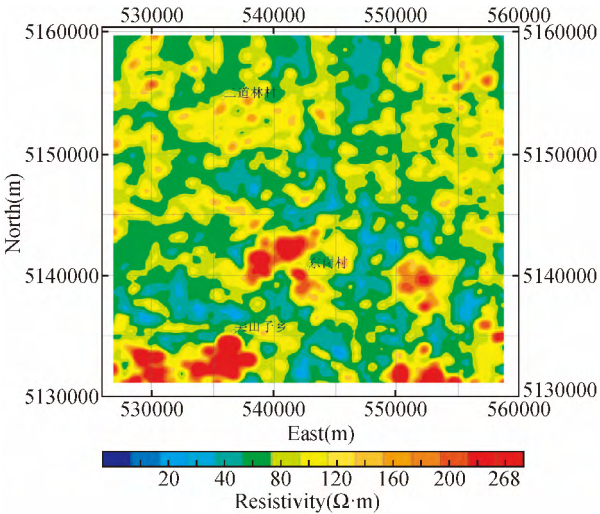


图 5 宝清地区海拔 -50 m 视电阻率平面分布图

Fig. 5 Resistivity distribution at the depth of -50 m in Baoqing

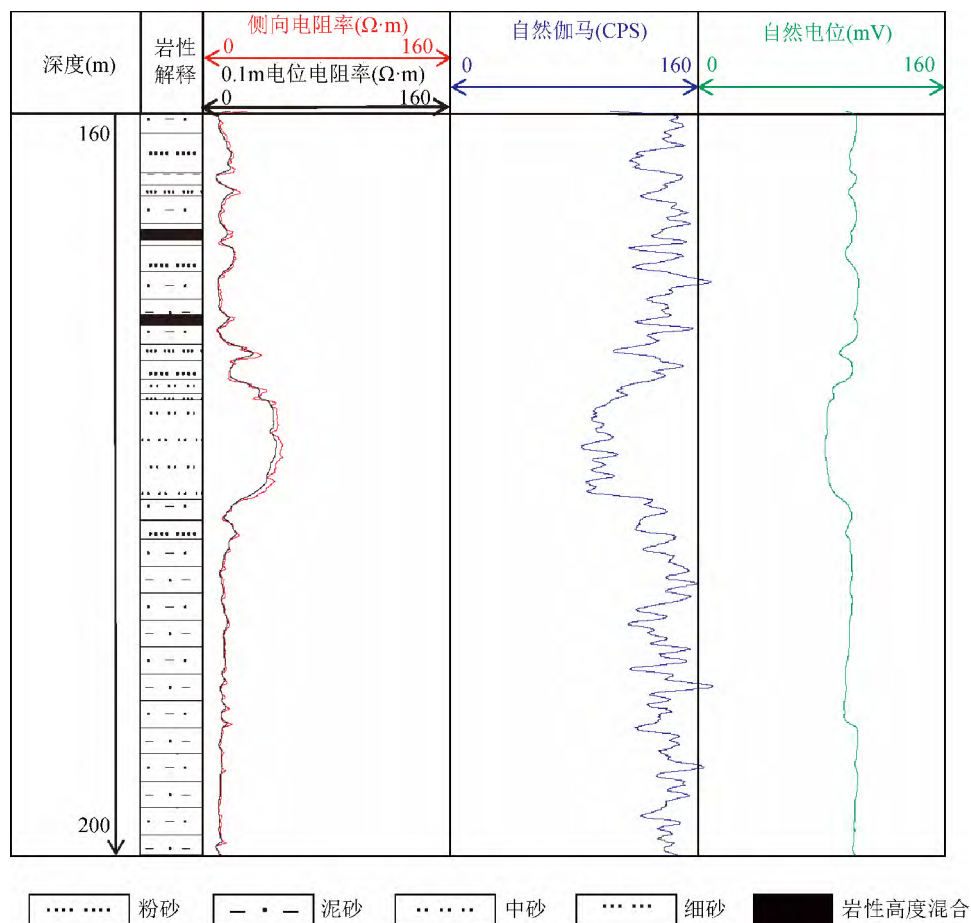


图7 宝清测区内某钻孔测井曲线图

Fig. 7 Logging curves of a borehole in Baoqing area

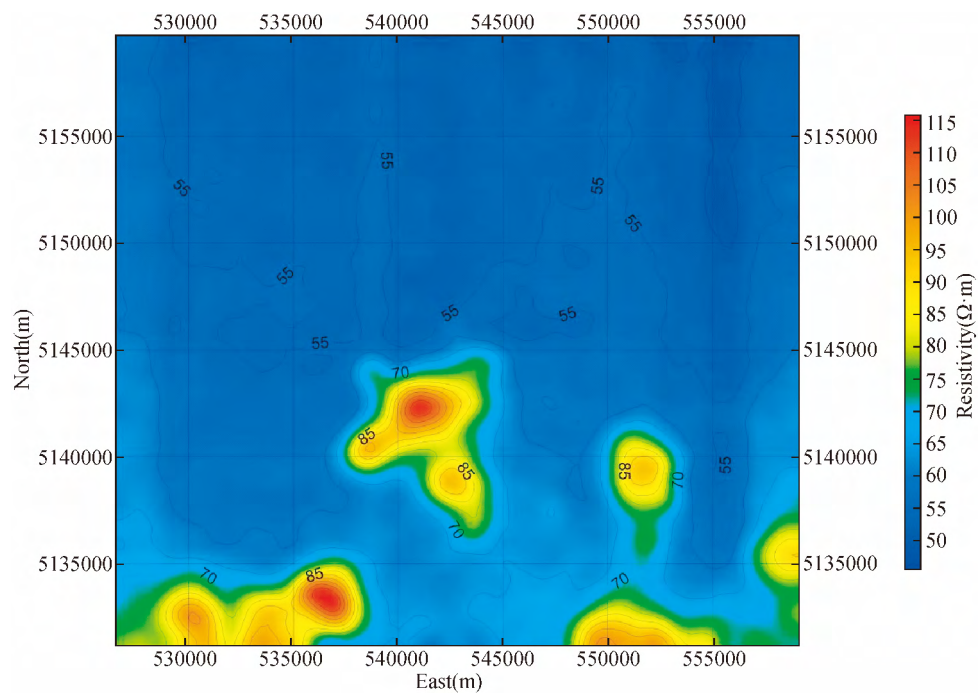


图10 宝清测区地表高程图

Fig. 10 Surface elevation in Baoqing

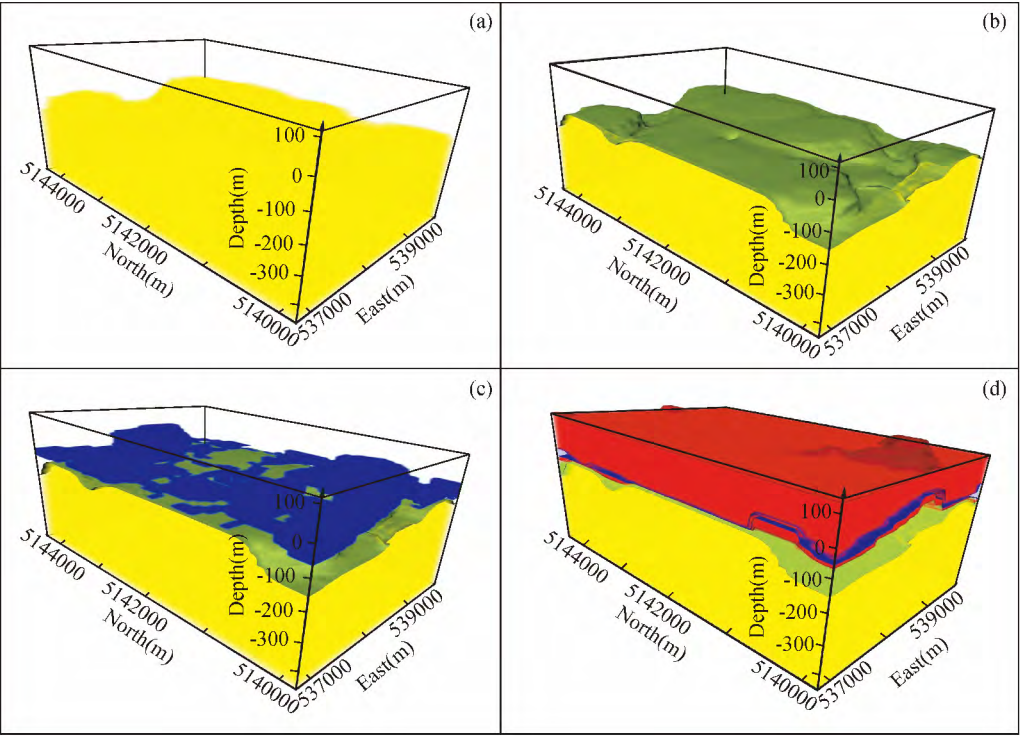


图8 某航空电磁异常区域的三维地质建模

(a) 第四系底部基岩顶层; (b) 基岩顶部上覆泥砂层; (c) 基岩、泥砂层及含水中砂层; (d) 全部地层.

Fig.8 3D geological model of an airborne electromagnetic anomaly area

(a) Basement rock; (b) Basement rock with overlying clay sand layer; (c) Basement rock, clay sand layer and water bearing medium sand layer; (d) All layers.

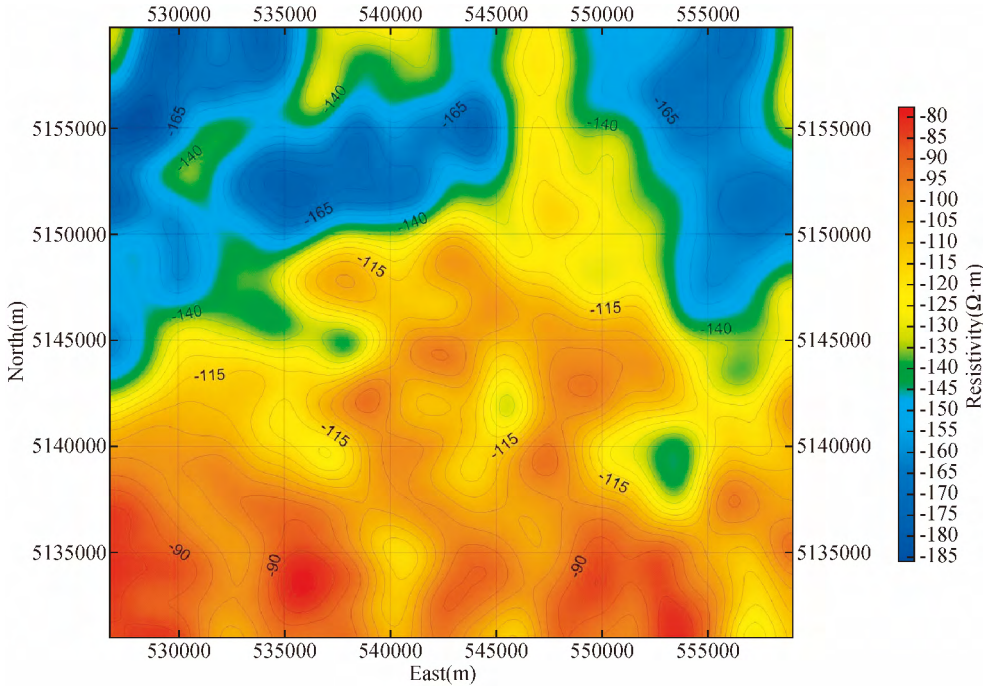


图9 宝清测区第四系底面高度平面图

Fig.9 Elevation of Quaternary bottom in Baoqing

戚志鹏等, 2015; 殷长春等, 2016), 以及 S-反演方法 (Tartarasa *et al.*, 2000; Xue *et al.*, 2007)、EM Flow 方法 (Macnae *et al.*, 1998)、模型交替调整反演算法 (李永兴等, 2010)、层状大地反演方法 (Vallée *et al.*, 2009)、总体反演方法 (Brodie *et al.*, 2006) 等一维反演方法。其中, 电阻率-深度成像是一种近似反演方法, 利用在时间域无论介质的形状和电性如何, 其电磁响应都可以用衰减指数总和来表示这一特性, 计算出随深度变化的视电阻率。尽管电阻率-深度成像的精度不如一维反演方法, 但因其计算速度的优势以及可接受的成像精度, 电阻率-深度成像法仍然被广泛采用。

本文采用 AeroTEM 航空电磁系统自带的处理软件、Oasis Montaj 软件和国土资源航空物探遥感中心自行研发的 GeoProbe 航空物探数据处理解释系统对采集数据进行预处理, 再利用镜像原理, 根据电磁场的衰减信息进行电阻率-深度快速成像。

瞬变电磁场的扩散深度表示为 (Spies, 1989):

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2\rho t}{\mu_0}}, \quad (1)$$

对于任意时间 t , 地下最大瞬变电场位于 δ_{TD} 深度, (1) 式中 ρ 表示全区视电阻率, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$, 为大地磁导率。考虑到直升机航空电磁野外作业时有一定的飞行高度会影响成像时的层深精度, 利用镜像原理, 对快速成像的深度表达式可改进为

$$\delta_{TD} = \left| \sqrt{\frac{2\rho t}{\mu_0}} - h \right|, \quad (2)$$

式中 h 为吊舱离地高度。通过扩散深度 δ_{TD} 与时间 t 的关系可以得电阻率-深度剖面, 实现电阻率快速成像。

3 电阻率成像及解释成果

3.1 电阻率-深度剖面及解释成果

根据 (2) 式对区内的全部测线进行电阻率转换计算后, 可编制电阻率-深度剖面图。图 2 为宝清地区开展航空 TEM 测量于某条测线上的电阻率-深度剖面图及推断解释图。电阻率-深度剖面图能够清晰的反映出下部的高电阻率基岩, 以及上部低阻层中的相对高阻层。结合地面物探解释成果可知, 该地区含水层为中粗砂层, 系夹在低阻背景中的高阻层, 因此推断中间的高阻层为含水砂层。根据钻孔提供的深度校正信息, 一般视电阻率在 $90 \sim 150 \Omega \cdot \text{m}$ 范围内且上下部存在低阻的区圈定为含水层, 其上部低阻部分解释为黏土, 低阻层中的相对高阻层为含水砂层, 而黏土层中靠近火成岩的次高阻层为泥砂, 底部高阻层为火成岩。

虽然从电阻率-深度剖面图中可以清晰的看到第四系含水层与其顶部、底部隔水层之间的电性差异, 但地层分层不够精细, 采用电阻率-深度快速成像法难以识别出测井数据显示存在的薄互地层。

3.2 电阻率平面分布图及含水体分布

宝清测区地表海拔高度为 $32 \sim 170 \text{ m}$, 在探测有效信号覆盖深度范围内, 选取海拔 0 m 和海拔 -50 m 两个深度做水平切面, 绘制电阻率平面分布图, 进行对比解释, 推断含水体的分布情况。

将电阻率剖面投影至北京 54 坐标系中, 图 3、图 4 分别

为海拔 0 m 深度处的电阻率平面分布图及岩性推断图。由图 3 可知, 区内 0 m 海拔处电阻率的一般值为 $10 \sim 60 \Omega \cdot \text{m}$, 测区中部及南部的局部地区存在孤立的高阻体。在测区西南角存在西东-东南向的高压电线分布带, 经过高压电线分布带时飞行高度大大提高, 因此存在一条西东-东南向线性分布的电阻偏高区域。如图 4 所示, 根据电阻率特征, 区内海拔 0 m 深度处主要地层为黏土层, 测区中部及南部孤立的高阻体解释为火成岩或泥砂。根据钻孔提供的深度校正信息, 含水层为上下层存在低阻层的局部高阻体, 视电阻率一般在 $90 \sim 150 \Omega \cdot \text{m}$ 范围内, 因此, 西部和南部电阻率在 $90 \sim 150 \Omega \cdot \text{m}$ 范围内的小面积区域推断为含水砂层。

图 5、图 6 分别为海拔 -50 m 深度处的电阻率平面分布图及岩性推断图。由图 5 可知, 区内 -50 m 海拔处电阻率值一般为 $80 \sim 120 \Omega \cdot \text{m}$, 相比于海拔 0 m 处, 该深度电阻率整体变大, 中部和南部局部高阻体的分布范围也扩大, 西南部高阻体已经呈连片分布。根据电阻率分布特征, 海拔 -50 m 深处主要地层仍为黏土层, 但砂和泥砂的分布面积扩大, 北部有大量砂层, 泥砂主要分布于南部且一般与火成岩接触。区内主要的含水层为砂层, 黏土、泥砂和第四系底部火成岩为隔水层。

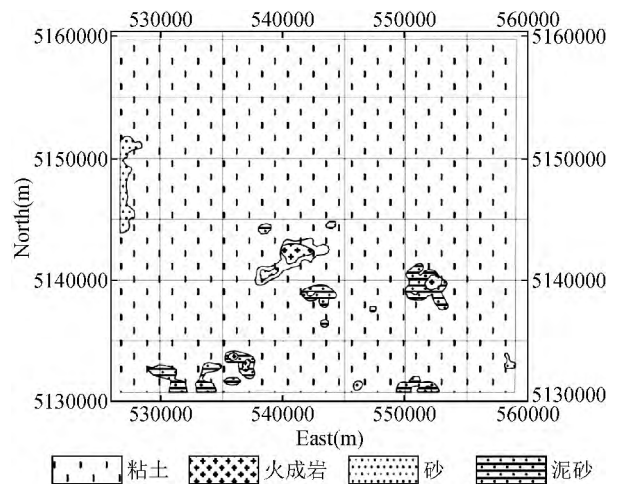


图 4 宝清地区海拔 0 m 深度岩性推断图

Fig. 4 Geological interpretation at the depth of 0 m in Baoqing

3.3 三维地质模型

根据钻探信息, 如图 7 所示, 区内的主要含水层为电阻率相对较大的中粗砂, 含水层顶部和底部的接触地层为相对低阻的泥砂、细砂、粉砂等。对全区测线进行电阻率快速成像, 得到反映区内电性分布的三维数据体, 参考钻井信息, 利用区内电性差异可以建立三维地质模型。

图 8 为某电磁异常区的三维地质建模, 其中图 8a 黄色为第四系底部基岩顶层, 电阻率大于 $500 \Omega \cdot \text{m}$; 图 8b 绿色为第四系底部泥砂层, 对应电阻率范围为 $150 \sim 500 \Omega \cdot \text{m}$; 图 8c 蓝色为含水砂层, 对应电阻率范围为 $90 \sim 150 \Omega \cdot \text{m}$; 图 8d 红色为第四系顶部黏土层, 电阻率小于 $90 \Omega \cdot \text{m}$ 。该异常区的含水砂层分布于相对低阻的泥砂层、黏土层之间, 与地面钻探结果相符。此外, 三维地质模型反映出该异常区

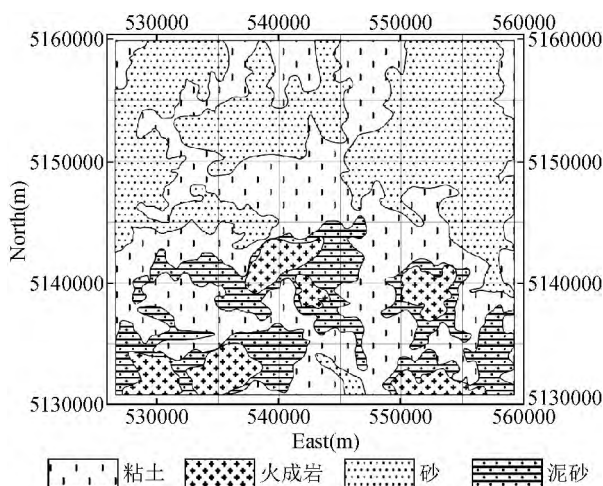


图6 宝清地区海拔-50 m深度岩性推断图

Fig. 6 Geological interpretation at the depth of -50 m in Baoqing

域的第四系底面连续有起伏,含水层较薄,且含水砂层分布不连续,为贫水异常。

通过建立三维地质模型,可以清晰反映各地层的厚度、空间分布信息,尤其是各地层的相互接触关系能够得到体现,为水文地质工作提供技术支撑,同时也为三维地质填图提供数据参考。

3.4 第四系底面高度

根据区域地层分布规律,参照电性特征,在三维地质建模的基础上计算第四系底面深度,能够对区内可能存在的第四系含水层埋藏深度进行总体预测。因下覆火成岩岩体为隔水层,可以利用第四系地层厚度对区域补给、径流和排泄水量进行计算,为农业和工业生产提供参考。

宝清测区第四系底面平均海拔高度为-125 m,最高海拔约-43 m,最低海拔约-219 m。对比第四系底面海拔高度分布(图9)与地面高程信息(图10),其总体趋势一致。地表高程较高地区第四系底面相对较高,但测区中部水平坐标545000附近的第四系底面深度较大,而地表高程变化不明显,表明第四系地层厚度存在一定的不均匀性。

如图9所示,第四系底面呈南高北低的总体分布特征,东北部和西北部最深,中部和北部中间地区存在多个向上突起的区域,中断了地下水的流通,导致区内南北两侧含水层不连续分布以及北部东西两侧的含水体不连续分布。

4 结论

本文将航空瞬变电磁法应用于宝清测区水文地质调查,分析测区的电性结构,取得以下认识:

(1) 采用电阻率-深度快速成像法对航空瞬变电磁数据进行处理,得到的电性结构可以较清晰的反映出第四系含水层与其顶部、底部隔水层之间的电性差异。作为一种近似反演方法,电阻率-深度快速成像法的成像精度基本满足了地下含水体分布的探测需求,但要提高航空瞬变电磁法反映纵向电性差异、识别薄互地层的能力,需考虑进一步发展适用

于航空瞬变电磁数据的高精度电阻率反演算法。

(2) 宝清地区0 m海拔处主要地层为黏土层,测区中部及南部有局部高阻体,可能存在基岩裸露,西部和南部电阻率在90~150 $\Omega \cdot m$ 范围内的小面积区域可能有含水砂层。海拔-50 m深度处的电阻率相比于海拔0 m处整体变大,主要地层仍为黏土层,但砂和泥砂的分布面积扩大,北部有大量砂层,泥砂主要分布于南部且一般与火成岩接触,中部和南部局部高阻体的分布范围相对于海拔0 m处也扩大,西南部高阻体已经呈连片分布。

(3) 区内主要的含水层为砂层,黏土、泥砂和第四系底部火成岩为隔水层。宝清第四系底面呈南高北低的总体分布特征,中部和北部中间地区存在多个向上突起的区域中断了地下水的流通,导致区内南北两侧含水层不连续分布以及北部东西两侧的含水体不连续分布。

(4) 航空瞬变电磁技术可以详细反映第四系内地层的电性差异,探测结果与地面钻探信息相符,其对含水体的响应明显,可以清晰反映各地层的厚度和相互接触关系,揭示第四系地层厚度的变化,为调查区域含水层的补、径、排条件提供重要参考,在水文地质勘查方面有很大的应用前景。

致谢 感谢审稿专家和编辑部的大力支持!

References

- Al-Amoush H, Al-Tarazi E, Rajab A, *et al.* 2015. Geophysical Investigation Using Time Domain Electromagnetic Method (TDEM) at Wadi Deir Al-Kahaf Area/Jordan for Groundwater Artificial Recharge Purposes [J]. *Journal of Water Resource and Protection*, 7(3): 143-151, doi: 10.4236/jwarp.2015.73012.
- Al-Garni M A, El-Kaliouby H M. 2011. Delineation of saline groundwater and sea water intrusion zones using transient electromagnetic (TEM) method, Wadi Thuwal area, Saudi Arabia [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 4(3-4): 655-668, doi: 10.1007/s12517-009-0094-5.
- Auken E, Mikucki J A, Sørensen K I, *et al.* 2012. First Airborne Transient EM Survey in Antarctica: Mapping of Saline Ground Water System [A]. *EAGE/GRSG Remote Sensing Workshop*, 5: 197-224.
- Brodie R, Sambridge M. 2006. A holistic approach to inversion of time-domain airborne EM [A]. *ASEG Extended Abstracts* [C], 1: 1-4.
- Chongo M, Christiansen A V, Tembo A, *et al.* 2015. Airborne and ground-based transient electromagnetic mapping of groundwater salinity in the Machile-Zambezi Basin, southwestern Zambia [J]. *Near Surface Geophysics*, 13(4): 383-395, doi: 10.3997/1873-0604.2015024.
- Everett M E. 2013. *Near-surface Applied Geophysics* [M]. UK: Cambridge University Press.
- Hesham E K, Osman A. 2015. Application of time-domain electromagnetic method in mapping saltwater intrusion of a coastal alluvial aquifer, North Oman [J]. *Journal of Applied Geophysics*, 115: 59-64, doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.02.003.
- Hoekstra P, Blohm M W. 1990. Case histories of time-domain electromagnetic soundings in environmental geophysics [A]. In S H Ward (Eds.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Society of Exploration Geophysics, 2: 1-16.
- Huang H P, Rudd J. 2008. Conductivity-depth imaging of helicopter-borne TEM data based on a pseudo-layer half-space model [J]. *Geophysics*, 73(3): 115-120, doi: 10.1190/1.2904984.
- Li Y X, Qiang J K, Tang J T. 2010. A research on 1-D forward and inverse airborne transient electromagnetic method [J]. *Chinese Journal Of Geophysics (in Chinese)*, 53(3): 751-759, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.031.
- Macnae J, King A, Stolz N, *et al.* 1998. Fast AEM data processing and

- inversion [J]. *Exploration Geophysics*, 29(2): 163-169, doi: 10.1071/eg998163.
- Martínezmoreno F J, Monteiro Santos F A, Madeira J, *et al.* 2016. Water prospecting in volcanic islands by Time Domain Electromagnetic (TDEM) surveying: The case study of the islands of Fogo and Santo Antão in Cape Verde [J]. *Journal of Applied Geophysics*, 134: 226-234, doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.09.020.
- Masrom S N, Samsudin A R. 2012. Application of airborne transient electromagnetic (SkyTEM) technique for buried valley detection in part of Hadsten, Aarhus County, Denmark [A]. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 58: 59-65.
- Qi Z P, Li X, Guo J L, *et al.* 2015. Fast imaging of correlation stack for airborne TEM based on differential conductance [J]. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 30(4): 1903-1911, doi: 10.6038/pg20150451.
- Spies B R. 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods [J]. *Geophysics*, 54(7): 872-888, doi: 10.1190/1.1442716.
- Sun H F. 2015. Three-dimensional transient electromagnetic responses of water bearing structures in tunnels and prediction of water inrush sources [J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering (in Chinese)*, 34(3): 648, doi: 10.13722/j.cnki.jrme.2015.03.024.
- Tartarasa E, Zhdanova M S, Wadab K, *et al.* 2000. Fast Imaging of TDEM data based on S-inversion [J]. *Journal of Applied Geophysics*, 43(1): 15-32, doi: 10.1016/S0926-9851.
- Vallée M A, Smith R S. 2009. Application of Occam's inversion to airborne time-domain electromagnetics [J]. *The Leading Edge*, 28(3): 284-287, doi: 10.1190/1.3104071.
- Xue G Q, Yan Y J, Li X, *et al.* 2007. Transient electromagnetic S-inversion in tunnel prediction [J]. *Geophysical Research Letters*, 34(18): 529-538, doi: 10.1029/2007GL031080.
- Yin C C, Qiu C K, Liu Y H, *et al.* 2016. Time-domain electromagnetic diffusion and imaging depth for airborne electromagnetic data [J]. *Chinese Journal Of Geophysics (in Chinese)*, 59(8): 3079-3086, doi: 10.6038/cjg20160830.
- Zhu K G, Lin J, Han Y H, *et al.* 2010. Research on conductivity depth imaging of time domain helicopter-borne electromagnetic data based on neural network [J]. *Chinese Journal Of Geophysics (in Chinese)*, 53(3): 743-750, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.030.

附中文参考文献

- 李永兴, 强建科, 汤井田. 2010. 航空瞬变电磁法一维正反演研究 [J]. *地球物理学报*, 53(3): 751-759, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.031.
- 戚志鹏, 李貅, 郭建磊, 等. 2015. 基于微分电导的航空瞬变电磁合成孔径快速成像方法研究 [J]. *地球物理学进展*, 30(4): 1903-1911, doi: 10.6038/pg20150451.
- 孙怀凤. 2015. 隧道含水构造三维瞬变电磁场响应特征及突水灾害源预报研究 [J]. *岩石力学与工程学报*, 34(3): 648, doi: 10.13722/j.cnki.jrme.2015.03.024.
- 殷长春, 邱长凯, 刘云鹤, 等. 2016. 时间域航空电磁扩散特征和成像深度研究 [J]. *地球物理学报*, 59(8): 3079-3086, doi: 10.6038/cjg20160830.
- 朱凯光, 林君, 韩悦慧, 等. 2010. 基于神经网络的时间域直升机电磁数据电导率深度成像 [J]. *地球物理学报*, 53(3): 743-750, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.030.



李展辉, 黄清华. 2018. 任意形状水平接地导线源瞬变电磁法一维正反演研究. 地球物理学进展, 33(4): 1515-1525, doi: 10. 6038/pg2018BB0226.

LI Zhan-hui, HUANG Qing-hua. 2018. 1D forward modeling and inversion algorithm for grounded galvanic source TEM sounding with an arbitrary horizontal wire. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 33(4): 1515-1525, doi: 10. 6038/pg2018BB0226.

任意形状水平接地导线源瞬变电磁法一维正反演研究 1D forward modeling and inversion algorithm for grounded galvanic source TEM sounding with an arbitrary horizontal wire

李展辉^{1, 2}, 黄清华²

LI Zhan-hui^{1, 2}, HUANG Qing-hua²

1. 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083

2. 北京大学地球与空间科学学院地球物理学系, 北京 100871

1. China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China

2. Department of Geophysics, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

摘要 本文发展了一种适应于任意形状水平接地导线源瞬变电磁法的一维正反演方法, 可用于长偏移距、短偏移距、多通道测量接地导线源瞬变电磁数据. 正演误差通常在 1% 以内. 弧形导线源与直导线源的正演对比表明: 导线源赤道方向电磁场容易受到导线源形态的影响, 而轴向方向电场受影响较小. 采用修改的矩阵传播法求取水平电场和垂直磁感应场的敏感度. 结果表明: 相比扰动法, 在层数越多时, 矩阵传播法优势越明显, 当层数达到 64 层时, 效率提高近 30 倍. 反演方法采用正则化 Gauss-Newton 迭代法实现. 反演结果表明: 单纯使用磁感应场时间导数进行反演对高导异常层恢复良好, 而对低导异常层重构并不理想, 且用反演模型生成的电场预测数据与原始电场数据差距较大. 使用单一接收点电场进行反演结果也并不理想, 而当使用多个接收点处电场值进行共同反演时, 高导异常层与低导异常层均能得到较好的体现, 相应电场及磁感应场的预测数据与原始数据均吻合的比较好. 对有磁导率异常的模型进行反演表明, 电场与磁感应场共同反演能够较好地体现地层电导率与磁导率的变化规律.

关键词 瞬变电磁; 接地导线源; 矩阵传播法; Gauss-Newton 反演; 磁性介质

Abstract We present a 1D forward and inversion method for grounded galvanic source Transient Electromagnetic (TEM) sounding with an arbitrary horizontal grounded wire. In the forward modeling, the Hankel and SIN/COS integrals are calculated using filter methods, with the adaptive approach applied to choose an appropriate abscissa range of the filters, and the lagged approach to reduce the calculation of Hankel or SIN/COS transforms with a same kernel. The relative errors are less than 1% in most cases. A comparison of a straight and an arc-shaped grounded source shows obvious influence of the source shape on the electromagnetic field at the receivers on the perpendicular direction, while little influence is detected at the receivers on the axial direction. A modified Matrix Propagation (MP) algorithm is developed to calculate the sensitivities of the horizontal electric field and vertical induced magnetic field. Compared to the perturbation method, with more layers, the advantage of the modified MP algorithm is more apparent. For a 64 layered model, the time cost of perturbation is 35.4 s, while it takes only 1.3 s using the modified MP algorithm, which improves nearly 30 times.

The Gauss-Newton iteration method combined with the Tikhonov regularization is adopted for inversion. The inversion result using only the derivative of the vertical induced magnetic field over time shows a good reconstruction of the conductive layer, but an unsatisfactory recovery of the resistive layers, especially the resistive layer shielded by the upper conductive layer. The inversion result is also not ideal when using the electric data of only one receiving station. When the electric data of multi-stations are taking into inversion, the conductive layer and resistive layers are all presented well in the reconstructed model. Meanwhile, the predicted electric data and magnetic data fit the raw data very well, even though the magnetic data are not brought into inversion. As to the model with magnetic permeable layers, the joint inversion of electric data and induced magnetic data presents a good recovery of the variation trend of both the conductivity and the permeability.

Keywords Transient Electromagnetic (TEM); grounded galvanic source; matrix propagation; Gauss-Newton inversion; magnetic permeable medium

中图分类号 P631

文献标识码 A

doi: 10. 6038/pg2018BB0226

收稿日期 2017-09-25; 修回日期 2018-07-17.

投稿网址 <http://www.progeophys.cn>

基金项目 国家自然科学基金项目(41504060)和国家重点研发计划课题(2017YFC0601801)联合资助.

第一作者简介 李展辉, 男, 1986 年生, 中国国土资源航空物探遥感中心工程师, 2014 年获北京大学博士学位, 2016 年北京大学博士后出站, 主要研究探地雷达数值模拟、瞬变电磁法正反演. (E-mail: zhanhui@163.com)

0 引言

接地导线源瞬变电磁法 (Transient Electromagnetic, TEM) 通过两个接地电极向地下注入电流, 然后记录电流关断后地下介质引起的二次感应电磁场. 不同于回线源 TEM 仅记录磁感应场且仅对高导体较为敏感, 接地导线源 TEM 一般记录电场与磁感应场, 不仅对高导异常体敏感, 而且对低导异常体也敏感 (陈卫营等, 2016), 且相对于回线源 TEM 能产生更大的发射磁矩, 被认为具有更大的探测深度与更好的探测效果. 接地导线源 TEM 最早应用于油气勘探, 迄今在矿产资源勘探、采空区探测 (陈卫营与薛国强, 2013; 李貅等, 2015)、地质环境调查 (Commer *et al.*, 2005, 2006) 等方面均有广泛应用. 根据偏移距的不同分为长偏移距 TEM (Long-offset TEM, LOTEM) 和短偏移距 TEM (Short-offset TEM, SOTEM) 测量 (薛国强等, 2013; 陈卫营等, 2016). 其中 LOTEM 测量中, 由于测量点偏移距一般远大于接地导线源的长度, 导线源可以近似为电偶极子. 而在 SOTEM 测量中, 测量点位置距离导线源比较近, 源不能再近似为电偶极子, 而必须考虑源形状的影响.

近年来虽然发展了一些三维反演解释方法 (Newman and Commer, 2005; Oldenburg *et al.*, 2013), 但是计算量依然巨大, 不具有普适性. 逆合成孔径成像 (李貅等, 2015) 相比全波形的三维反演虽然计算量明显减小, 但该方法主要用于描画异常体边界, 而具体的电导率则不能给出. 一维反演依然是当前主要的反演手段. 近年来 SOTEM 测量倍受关注 (陈卫营等, 2016), 其正、反演需要考虑到接地导线源具体尺寸. 多偏移距共中心点瞬变电磁 (Multi-transient electromagnetic, MTEM) 测量在油气测量中发挥了重要作用 (Wright *et al.*, 2002; Ziolkowski *et al.*, 2007, 2010), 这种测量方式数据量大, 对多源多接收点数据反演的效率提出了更高的要求. 且实际测量中, 受限于地形的复杂性, 接地导线源不一定为直线, 导线的形状可能产生一定的影响 (Streich and Becken, 2011; 陈卫营等, 2015), 在反演中需要考虑到导线源形状的影响. 因此发展一种能够适应任意形状, 且速度足够快的一维正反演方法具有重要的应用价值.

在反演中, 非常重要的一个步骤是求取数据的敏感度矩阵. 在一维反演中, 最简单有效的扰动法被普遍使用, 然而当层数较多时, 扰动法速度过慢. 为提高计算效率, Farquharson 和 Oldenburg (1993) 采用伴随方程法计算了回线源 TEM 数据的敏感度矩阵, 但该方法仅适应于回线源, 且只能求数据对电导率的敏感度, 不能求对磁导率以及对层厚的敏感度. 而后 Farquharson 等 (2003) 又描述了矩阵传播法在回线源 TEM 数据反演中敏感度计算的应用, 王若等 (2014) 给出了频率域中可控源电磁法敏感度矩阵计算方法, 但是以上方法均不能直接应用于接地导线源 TEM 数据反演中.

基于以上现状, 本文首先发展了一种适应于水平任意形状接地导线源, 且能同时给出多个接收点水平电场和垂直磁场的一维正演方法, 然后通过改进的矩阵传播法计算电磁数据对电导率、磁导率以及地层厚度的敏感度, 最后采用 Gauss-Newton 迭代方法进行正则化反演. 且考虑到在金属矿产资源勘探中常会遇到由铁质矿物质引起的磁导率异常, 本

文亦给出了同时反演电导率与磁导率的方法.

1 水平接地导线源 TEM 正反演理论

水平接地导线源激发的电磁场可由水平电偶极子所产生的电磁场积分得来, 因此首先计算水平有限长度电偶极子产生的电磁场. 对于接地导线源瞬变电磁法而言, 主要在地表接收水平电场和垂直磁场, 因此本文仅研究水平电场和垂直磁场的正反演.

1.1 水平偶极子的电场

假设笛卡尔坐标中原点 $O(0, 0, 0)$ 处 x 方向上长度为 dl 的电偶极子位于层状介质地表, 设时间依赖项为 $e^{i\omega t}$, 那么在频率域中位于地表 $C(x, y, 0)$ 处接收点的水平电场可表示为 (Ward and Hohmann, 1988):

$$E_x = -I \left[P(R) dl + \frac{\partial Q(R)}{\partial x} \right]_{R_1}^{R_2}, \quad (1)$$

$$E_y = -I \left[\frac{\partial Q(R)}{\partial y} \right]_{R_1}^{R_2}, \quad (2)$$

$P(R)$ 的表达式为

$$P(R) = \frac{\hat{z}_0}{4\pi} \int_0^\infty (1 + r_{TE}) \frac{\lambda}{u_0} J_0(\lambda R) d\lambda, \quad (3)$$

$Q(R)$ 的表达式为

$$Q(R) = -\frac{1}{4\pi} \int_0^\infty \left[(1 - r_{TM}) \frac{u_0}{\hat{y}_0} - (1 + r_{TE}) \frac{\hat{z}_0}{u_0} \right] J_0(\lambda R) d\lambda, \quad (4)$$

其中: I 为偶极子中的电流, $R = \sqrt{x^2 + y^2}$ 为接收点与偶极子之间的水平距离, $R_1 = \sqrt{(x + dl/2)^2 + y^2}$ 为接收点与偶极子起点之间的水平距离, $R_2 = \sqrt{(x - dl/2)^2 + y^2}$ 为接收点与偶极子终点之间的水平距离, $\hat{z}_0 = i\omega\mu_0$, $\hat{y}_0 = i\omega\epsilon_0$, i 为虚数单位, ω 为角频率, μ_0 为真空中磁导率, ϵ_0 为真空中介电常数, λ 为 Hankel 积分自变量, 与波数具有相同的量纲, $u_0 = \sqrt{\lambda^2 - \epsilon_0\mu_0\omega^2}$, r_{TE} 为横电模式 (Transverse Electric, TE) 下地表反射率, r_{TM} 为横磁模式 (Transverse Magnetic, TM) 下地表反射率.

r_{TE} 和 r_{TM} 可分别表示为

$$r_{TE} = \frac{Y_0 - \hat{Y}_1}{Y_0 + \hat{Y}_1}, \quad (5)$$

$$r_{TM} = \frac{Z_0 - \hat{Z}_1}{Z_0 + \hat{Z}_1}, \quad (6)$$

其中 $Y_0 = u_0/\hat{z}_0$ 为真空中导纳, $Z_0 = u_0/\hat{y}_0$ 为真空中阻抗. $\hat{Y}_1$ 为地下介质在地表的等效导纳, $\hat{Z}_1$ 为地下介质在地表的等效阻抗.

$\hat{Y}_1$ 可通过式 (7) 递归得到 (Ward and Hohmann, 1988), 公式为

$$\begin{cases} \hat{Y}_1 = Y_1 \frac{\hat{Y}_2 + Y_1 \tanh(u_1 h_1)}{Y_1 + \hat{Y}_2 \tanh(u_1 h_1)} \\ \hat{Y}_m = Y_m \frac{\hat{Y}_{m+1} + Y_m \tanh(u_m h_m)}{Y_m + \hat{Y}_{m+1} \tanh(u_m h_m)} \\ \hat{Y}_N = Y_N \end{cases}, \quad (7)$$

其中:

$$u_m \approx \sqrt{\lambda^2 + i\omega\sigma_m\mu_m}, \quad (8)$$

$$Y_m = \frac{u_m}{\hat{Z}_m} = \frac{u_m}{i\omega\mu_m}. \quad (9)$$

$\hat{Z}_1$ 可通过式(10)递归得到(Ward and Hohmann, 1988), 公式为

$$\begin{cases} \hat{Z}_1 = Z_1 \frac{\hat{Z}_2 + Z_1 \tanh(u_1 h_1)}{Z_1 + \hat{Z}_2 \tanh(u_1 h_1)} \\ \hat{Z}_m = Z_m \frac{\hat{Z}_{m+1} + Z_m \tanh(u_m h_m)}{Z_m + \hat{Z}_{m+1} \tanh(u_m h_m)} \\ \hat{Z}_N = Z_N \end{cases} \quad (10)$$

其中:

$$Z_m = \frac{u_m}{\hat{Y}_m} = \frac{u_m}{i\omega\epsilon_m + \sigma_m}. \quad (11)$$

对于低频电磁法问题, 空气中的波数非常小, $\hat{Y}_0$ 接近于零, $u_0 \approx \lambda$, 式(4)中积分核的第一项可作如下近似, 公式为

$$(1 - r_{TE}) \frac{u_0}{\hat{Y}_0} = \frac{2\hat{Z}_1}{\frac{u_0}{\hat{Y}_0} + \hat{Z}_1} \frac{u_0}{\hat{Y}_0} \approx 2\hat{Z}_1, \quad (12)$$

式(4)可进一步简化为

$$Q(R) \approx -\frac{1}{4\pi} \int_0^\infty \left[2\hat{Z}_1 - (1 + r_{TE}) \frac{\hat{Z}_0}{\lambda} \right] J_0(\lambda R) d\lambda. \quad (13)$$

E_x 和 E_y 的表达式(1)与(2)可合并书写为

$$\mathbf{E} = -I [P(R) d\mathbf{l} + \nabla_{xy} Q(R) \Big|_{R_1}^{R_2}], \quad (14)$$

其中 $\mathbf{E} = (E_x, E_y)^T$, $d\mathbf{l} = (d\mathbf{l}, 0)^T$, ∇_{xy} 为二维 Hamilton 算子, 公式为

$$\nabla_{xy} = \frac{\partial}{\partial x} \hat{e}_x + \frac{\partial}{\partial y} \hat{e}_y. \quad (15)$$

对于任意水平方向上的有限长度电偶极子 $d\mathbf{l} = (d\mathbf{l}_x, d\mathbf{l}_y)^T$, 根据矢量旋转理论, 可直接将与偶极子相对应的 $d\mathbf{l}$ 、 R 、 R_1 、 R_2 代入式中计算地表任意位置的水平电磁场. 如图2所示, 设一有限长度电偶极子起点位于 $A(x_1, y_1)$, 终点位于 $B(x_2, y_2)$, 电流方向为 $A \rightarrow B$, 那么在接收点 $C(x, y)$ 有:

$$R = \sqrt{[x - (x_1 + x_2)/2]^2 + [y - (y_1 + y_2)/2]^2}, \quad (16)$$

$$R_1 = \sqrt{(x - x_1)^2 + (y - y_1)^2}, \quad (17)$$

$$R_2 = \sqrt{(x - x_2)^2 + (y - y_2)^2}, \quad (18)$$

$$d\mathbf{l} = (x_2 - x_1, y_2 - y_1)^T. \quad (19)$$

将式(16)~(19)中的 $d\mathbf{l}$ 、 R 、 R_1 、 R_2 代入式(14)中便可以计算电偶极子 AB 在接收点 C 处产生的水平电场.

1.2 水平电偶极子的垂直磁场

Li 等(2016)给出了水平层状介质中任意位置任意方向的水平电偶极子产生的垂直磁场. 对于接地导线源瞬变电磁法而言, 主要在地表接收电磁场, 对于图2所描述的电偶极子与接收点, 本文引用 Li 等(2016)给出的地表电偶极子在地表产生的垂直磁场, 公式为

$$H_z = \frac{Id\mathbf{l}}{4\pi} \frac{y'}{R} \int_0^\infty (r_{TE} + 1) \lambda J_1(\lambda R) d\lambda, \quad (20)$$

其中 y' 为接收点 C 到直线 AB 的垂直距离, 沿着电流方向, 当 C 位于 AB 左侧时, y' 为正, 而当 C 位于 AB 右侧时, y' 为负.

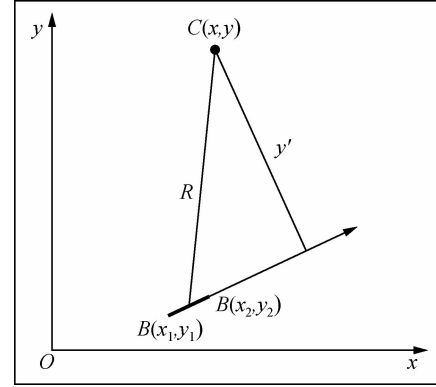


图2 水平电偶极子示意图

其中 $A(x_1, y_1)$ 为电偶极子起点, $B(x_2, y_2)$ 为电偶极子终点, 电流方向为 $A \rightarrow B$, R 为接收点 C 到偶极子中心的水平距离, y' 为接收点到直线 AB 的垂直距离.

Fig. 2 Horizontal electric dipole diagram

Delineation of the distance R between a horizontal electric dipole AB and a receiver C , and the vertical distance y' from the receiver C to the line AB .

1.3 地表任意形状接地导线源在地表的水平电场和垂直磁场

长导线源所产生的电磁场需要通过积分得到, 在实际的数值计算中, 需要将长导线源剖分成有限个电流元进行数值积分. 如图3所示, 假设 A 和 B 为一长接地导线的两个接地端点, 电流方向为 $A \rightarrow B$. 长导线被 $P_1, P_2, \dots, P_{N-1}$ 分成 N 个有限长度偶极子. 为方便表述, 将 A 和 B 分别记为 P_0 和 P_N , 那么由长导线 AB 在接收点 $C(x, y)$ 处所产生的电场可以通过偶极子叠加近似得到, 公式为

$$\mathbf{E} \approx -I \sum_{i=1}^N [P(R_i) d\mathbf{l}_i + \nabla_{xy} Q(R) \Big|_{R_{P_{i-1}}}^{R_{P_i}}], \quad (21)$$

式(21)中的右边第二项在偶极子连接点处相互抵消, 因此式(21)最后可简化为

$$\mathbf{E} \approx -I \left[\sum_{i=1}^N P(R_i) d\mathbf{l}_i + \nabla_{xy} Q(R) \Big|_{R_A}^{R_B} \right], \quad (22)$$

其中:

$$d\mathbf{l}_i = (x_i - x_{i-1}, y_i - y_{i-1})^T, \quad (23)$$

$$R_i = \sqrt{[x - (x_{P_i} + x_{P_{i-1}})/2]^2 + [y - (y_{P_i} + y_{P_{i-1}})/2]^2}, \quad (24)$$

$$R_{P_i} = \sqrt{(x - x_{P_i})^2 + (y - y_{P_i})^2}, \quad (25)$$

$$R_A = R_{P_0}, R_B = R_{P_N}, \quad (26)$$

式(22)中右边第一项为电流项, 为导线中电流所产生的电场; 右边第二项为接地项, 为接入地下的电流所产生的电场, 仅与两个接地端点和地下介质参数有关系.

垂直磁场同样可以利用式(20)对所有偶极子求和近似得到, 公式为

$$H_z \approx \frac{I}{4\pi} \sum_{i=1}^N \frac{y'_i}{R_i} \int_0^\infty (1 + r_{TE}) \lambda J_1(\lambda R_i) d\lambda \Delta l_i, \quad (27)$$

其中 Δl_i 为第 i 个电偶极子的长度, 公式为

$$\Delta l_i = \|dl_i\|_2. \quad (28)$$

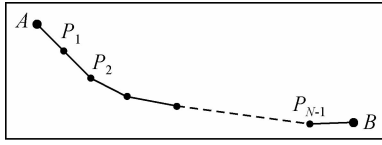


图3 接地导线源AB剖分示意图(电流方向A→B)

Fig. 3 Delineation of the subdivision of a grounded wire AB (with the current direction A→B)

1.4 Hankel 变换与频-时变换的数值滤波实现

为求取时域电场或者磁场,需要通过一定的方法将频率域的值转换到时间域中,本文采用正弦变换或者余弦变换来实现(Newman *et al.*, 1986),公式为

$$e_x(t) = -\frac{2}{\pi} \int_0^\infty \frac{\text{Im}[E_x(\omega)]}{\omega} \cos(\omega t) d\omega, \quad (29)$$

$$\frac{\partial h_z(t)}{\partial t} = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega)] \sin(\omega t) d\omega, \quad (30)$$

其中 Im 为对变量取虚部,其余分量可类似表达出.考虑到正弦函数、余弦函数与 Bessel 函数之间关系为

$$\sin(\omega t) = \sqrt{\frac{\pi \omega t}{2}} J_{1/2}(\omega t), \quad (31)$$

$$\cos(\omega t) = \sqrt{\frac{\pi \omega t}{2}} J_{-1/2}(\omega t), \quad (32)$$

那么正弦变换和余弦变换可以统一为 Hankel 变换.除此之外,水平电场表达式(22)中包含有 0 阶 Bessel 函数 J_0 和 1 阶 Bessel 函数 J_1 的 Hankel 变换,垂直磁场表达式(27)包含有 1 阶 Bessel 函数 J_1 的 Hankel 变换.

由于 Bessel 函数的振荡性质,直接计算这些积分计算量可能比较大且结果误差也可能比较大.现今主流的方法是使用数值滤波的方法来实现这些积分.当前已发表的滤波系数颇多(Anderson, 1982; Christensen, 1990; Guptasarma and Singh, 1997; Kong, 2007; Key, 2012),其中 Christensen (1990)利用解析方法计算滤波系数,不仅可以给出 J_0 、 J_1 、 $J_{-1/2}$ 、 $J_{1/2}$ 对应的滤波系数,而且支持自定义滤波系数的采用率,以满足不同精度要求,因此本文采用 Christensen (1990)提供的方法优化选择滤波系数,并结合滤波系数范围自适应选取方法以及迟滞积分方法(Anderson, 1979, 1982; Li *et al.*, 2016)进一步提高计算效率.

1.5 Gauss-Newton 反演与敏感度矩阵计算

利用 Tikhonov 正则化约束,反演目标函数可表示为

$$\varphi = \|W_d[d - G(m)]\|_2^2 + \alpha \|L(m - m^{\text{ref}})\|_2^2, \quad (33)$$

其中 d 为测量的数据, $G(m)$ 为正演所得数据, W_d 为数据权重矩阵, m 为模型参数, m^{ref} 为参考模型参数, L 为模型约束矩阵, α 为正则化参数.利用 Gauss-Newton (GN) 反演迭代方法(Aster *et al.*, 2005)对式(33)中的目标函数进行最小化,可得到关于第 $k+1$ 步模型参数增量 Δm 的最小二乘方程组为

$$\begin{bmatrix} W_d J(m^k) \\ \sqrt{\alpha} L \end{bmatrix} \Delta m = \begin{bmatrix} W_d (d - G(m^k)) \\ -\sqrt{\alpha} L (m^k - m^{\text{ref}}) \end{bmatrix}, \quad (34)$$

其中 $J(m^k) = \partial G(m^k) / \partial m^k$ 为第 k 步正演数据对模型参数的敏感度矩阵.那么第 $k+1$ 步模型参数可表示为 $m^{k+1} = m^k + \Delta m$.

反演迭代过程中非常关键的一点是求拟合数据的敏感度矩阵 J .最简单的方法是采用扰动法,公式为

$$\frac{\partial}{\partial \sigma_i} G \approx \frac{G(\sigma_i + \Delta \sigma_i) - G(\sigma_i)}{\Delta \sigma_i}, \quad (35)$$

在拟合数据已经得到的条件下获取一个 N 层模型的敏感度矩阵需要 N 次额外的正演.这在模型层数比较少的时候可以接受,然而当模型层数达到数十层时,所需要的额外计算量就变的很大.为改进敏感度计算的速度与精度,本文在矩阵传播法(Farquharson *et al.*, 2003)的基础上进行一定的修改来求解水平电场与垂直磁场对地下介质参数敏感度.

从接地导线源在地表产生的水平电场(22)和垂直磁场表达可以看出,包含地下电导率、磁导率以及层厚信息的变量仅有地表等效阻抗 $\hat{Z}_1$ 和地表等效导纳 $\hat{Y}_1$.那么求水平电场和垂直磁场对地下介质参数敏感度的关键在于求 $\hat{Z}_1$ 和 $\hat{Y}_1$ 对地下介质参数的敏感度 $\partial \hat{Z}_1 / \partial \sigma_i$ 、 $\partial \hat{Z}_1 / \partial \mu_i$ 、 $\partial \hat{Z}_1 / \partial h_i$ 、 $\partial \hat{Y}_1 / \partial \sigma_i$ 、 $\partial \hat{Y}_1 / \partial \mu_i$ 、 $\partial \hat{Y}_1 / \partial h_i$.

根据式(7)和式(10),对于一个 N 层介质,可将 $\hat{Z}_k$ 和 $\hat{Y}_k$ 分别表示为

$$\hat{Z}_k = \frac{P_2^k}{P_1^k}, \quad (36)$$

$$\hat{Y}_k = \frac{Q_2^k}{Q_1^k}. \quad (37)$$

$(P_1^k, P_2^k)^T$ 和 $(P_1^{k+1}, P_2^{k+1})^T$ 之间的关系表达式为

$$\begin{bmatrix} P_1^k \\ P_2^k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \frac{1}{Z_k} \tanh(u_k h_k) \\ Z_k \tanh(u_k h_k) & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} P_1^{k+1} \\ P_2^{k+1} \end{bmatrix} \\ = \tilde{M}_k^P \begin{bmatrix} P_1^{k+1} \\ P_2^{k+1} \end{bmatrix}, \quad (38)$$

$(Q_1^k, Q_2^k)^T$ 和 $(Q_1^{k+1}, Q_2^{k+1})^T$ 之间的关系表达式为

$$\begin{bmatrix} Q_1^k \\ Q_2^k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \frac{1}{Y_k} \tanh(u_k h_k) \\ Y_k \tanh(u_k h_k) & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q_1^{k+1} \\ Q_2^{k+1} \end{bmatrix} \\ = \tilde{M}_k^Q \begin{bmatrix} Q_1^{k+1} \\ Q_2^{k+1} \end{bmatrix}. \quad (39)$$

对于最后一层可设 $P_1^N = 1$, $P_2^N = Z_N$, $Q_1^N = 1$, $Q_2^N = Y_N$.那么通过层层迭代最后可得到:

$$\begin{bmatrix} P_1^1 \\ P_2^1 \end{bmatrix} = \prod_{k=1}^{N-1} \tilde{M}_k^P \begin{bmatrix} 1 \\ Z_N \end{bmatrix}, \quad (40)$$

$$\begin{bmatrix} Q_1^1 \\ Q_2^1 \end{bmatrix} = \prod_{k=1}^{N-1} \tilde{M}_k^Q \begin{bmatrix} 1 \\ Y_N \end{bmatrix}, \quad (41)$$

式(40)和式(41)对地下介质参数的偏导数可表示为

$$\frac{\partial}{\partial \sigma_k} \begin{bmatrix} P_1^1 \\ P_2^1 \end{bmatrix} = \begin{cases} \prod_{j=1}^{k-1} \tilde{M}_j^P \frac{\partial \tilde{M}_k^P}{\partial \sigma_k} \prod_{j=k+1}^{N-1} \tilde{M}_j^P \begin{bmatrix} 1 \\ Z_N \end{bmatrix}, & k < N \\ \prod_{j=1}^{N-1} \tilde{M}_j^P \begin{bmatrix} 0 \\ \partial Z_N / \partial \sigma_N \end{bmatrix}, & k = N \end{cases}, \quad (42)$$

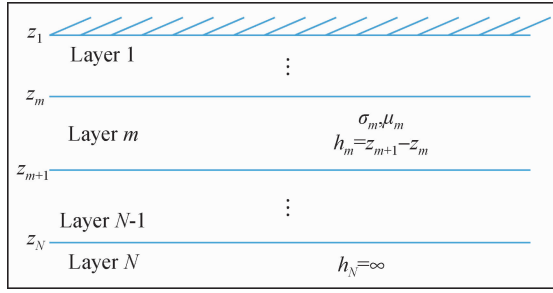


图1 N层模型示意图

其中第一层上表面为地表,第 N 层为无限半空间,
 h_m 为第 m 层厚度, σ_m 为第 m 层电导率, μ_m 为第 m 层磁导率.

Fig. 1 A sketch figure of an N layered model

The upper boundary of the first layer is the ground, the N^{th} layer is an semi-infinite layer. h_m , σ_m , μ_m are the thickness, conductivity, permeability of the m^{th} layer, respectively.

$$\frac{\partial}{\partial \mu_k} \begin{bmatrix} P_1^1 \\ P_2^1 \end{bmatrix} = \begin{cases} \prod_{j=1}^{k-1} \tilde{M}_j^p \frac{\partial \tilde{M}_k^p}{\partial \mu_k} \prod_{j=k+1}^{N-1} \tilde{M}_j^p \begin{bmatrix} 1 \\ Z_N \end{bmatrix}, k < N \\ \prod_{j=1}^{N-1} \tilde{M}_j^p \begin{bmatrix} 0 \\ \partial Z_N / \partial \mu_N \end{bmatrix}, k = N \end{cases}, \quad (43)$$

$$\frac{\partial}{\partial h_k} \begin{bmatrix} P_1^1 \\ P_2^1 \end{bmatrix} = \prod_{j=1}^{k-1} \tilde{M}_j^p \frac{\partial \tilde{M}_k^p}{\partial h_k} \prod_{j=k+1}^{N-1} \tilde{M}_j^p \begin{bmatrix} 1 \\ Z_N \end{bmatrix}, k < N, \quad (44)$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma_k} \begin{bmatrix} Q_1^1 \\ Q_2^1 \end{bmatrix} = \begin{cases} \prod_{j=1}^{k-1} \tilde{M}_j^q \frac{\partial \tilde{M}_k^q}{\partial \sigma_k} \prod_{j=k+1}^{N-1} \tilde{M}_j^q \begin{bmatrix} 1 \\ Y_N \end{bmatrix}, k < N \\ \prod_{j=1}^{N-1} \tilde{M}_j^q \begin{bmatrix} 0 \\ \partial Y_N / \partial \sigma_N \end{bmatrix}, k = N \end{cases}, \quad (45)$$

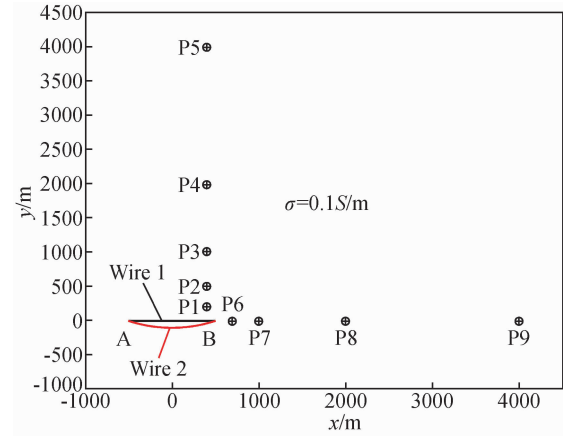


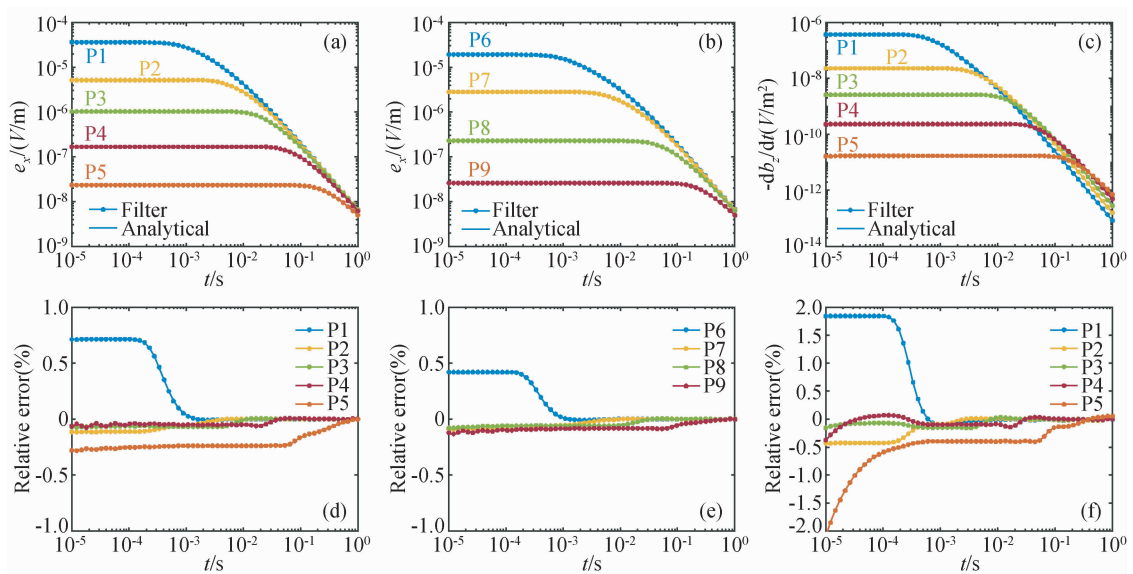
图4 直导线(Wire 1)与弧形接地导线(Wire 2)源以及接收点位置

其中 A、B 为接地导线源的两个端点, P1 ~ P9 为 9 个接收点,同时记录水平电场和垂直磁场.

Fig. 4 The position of the straight grounded wire (Wire 1), arc-shaped grounded wire (Wire 2) and the receivers on the ground

A and B are the two electrodes of the grounded wire and P1 ~ P9 are the labels of the receivers. The horizontal electric field and the vertical induced magnetic field are recorded.

$$\frac{\partial}{\partial \mu_k} \begin{bmatrix} Q_1^1 \\ Q_2^1 \end{bmatrix} = \begin{cases} \prod_{j=1}^{k-1} \tilde{M}_j^q \frac{\partial \tilde{M}_k^q}{\partial \mu_k} \prod_{j=k+1}^{N-1} \tilde{M}_j^q \begin{bmatrix} 1 \\ Y_N \end{bmatrix}, k < N \\ \prod_{j=1}^{N-1} \tilde{M}_j^q \begin{bmatrix} 0 \\ \partial Y_N / \partial \mu_N \end{bmatrix}, k = N \end{cases}, \quad (46)$$

图5 均匀半空间使用滤波方法所得到的 e_x 值、 db_z/dt 值与解析解的对比以及相应的相对误差Fig. 5 The comparison of e_x and db_z/dt got by this filter algorithm with the analytical solution of a homogeneous half space model

$$\frac{\partial}{\partial h_k} \left[\frac{Q_1^1}{Q_2^1} \right] = \prod_{j=1}^{k-1} \tilde{M}_j^Q \frac{\partial \tilde{M}_k^Q}{\partial h_k} \prod_{j=k+1}^{N-1} \tilde{M}_j^Q \left[\frac{1}{Y_N} \right], k < N. \quad (47)$$

式(42)–(47)中偏导数最核心的部分为 Z_k 、 Y_k 以及 $\tanh(u_k h_k)$ 对介质参数的偏导数,所有偏导数信息都可以通过这三个量的偏导数相乘相加组合得到. 因此这里仅给出这些核心的偏导数为

$$\frac{\partial Z_k}{\partial \sigma_k} = -\frac{\lambda^2 + u_k^2}{2u_k \sigma_k^2}, \quad (48)$$

$$\frac{\partial Z_k}{\partial \mu_k} = \frac{i\omega}{2u_k}, \quad (49)$$

$$\frac{\partial Y_k}{\partial \sigma_k} = \frac{1}{2u_k}, \quad (50)$$

$$\frac{\partial Y_k}{\partial \mu_k} = -\frac{\lambda^2 + u_k^2}{2u_k \hat{z}_k \mu_k}, \quad (51)$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma_k} \tanh(u_k h_k) = \frac{4i\omega \mu_k h_k e^{-2u_k h_k}}{2u_k (1 + e^{-2u_k h_k})^2}, \quad (52)$$

$$\frac{\partial}{\partial \mu_k} \tanh(u_k h_k) = \frac{4i\omega \sigma_k h_k e^{-2u_k h_k}}{2u_k (1 + e^{-2u_k h_k})^2}, \quad (53)$$

$$\frac{\partial}{\partial h_k} \tanh(u_k h_k) = \frac{4u_k e^{-2u_k h_k}}{(1 + e^{-2u_k h_k})^2}. \quad (54)$$

在以上基础上利用式(55)和(56)可得到 $\hat{Z}_1$ 和 $\hat{Y}_1$ 对地层电导率的敏感度,对磁导率和地层厚度的敏感度可相应地写出. 式(55)和(56)为

$$\frac{\partial \hat{Z}_1}{\partial \sigma_k} = \frac{P_1^1 \partial P_2^1 / \partial \sigma_k - P_2^1 \partial P_1^1 / \partial \sigma_k}{(P_1^1)^2}, \quad (55)$$

$$\frac{\partial \hat{Y}_1}{\partial \sigma_k} = \frac{Q_1^1 \partial Q_2^1 / \partial \sigma_k - Q_2^1 \partial Q_1^1 / \partial \sigma_k}{(Q_1^1)^2}. \quad (56)$$

随后便可求出:

$$\frac{\partial r_{TE}}{\partial \sigma_k} = -\frac{2Y_0}{(Y_0 + \hat{Y}_1)^2} \frac{\partial \hat{Y}_1}{\partial \sigma_k}. \quad (57)$$

由于水平电场公式(22)和垂直磁场公式(27)中仅 $\hat{Z}_1$ 和 r_{TE} 包含有地下介质信息,那么利用式(55)和式(57)便可求出水平电场 E 和垂直磁场 H_z 对地层电导率的敏感度,其对磁导率和地层厚度的敏感度可相应地表达出来. 最后可利用与正演相同的滤波系数将敏感度中所包含的 Hankel 变换计算出来并转换到时间域中.

2 正演验证分析

电性源水平电场(22)同时含有 J_0 和 J_1 Hankel 变换,要求两种 Hankel 变换的滤波系数具有相同的横坐标;时域水平电场的计算(29)含有 $J_{-1/2}$ Hankel 变换,时域垂直磁场时间导数的计算(30)含有 $J_{1/2}$ Hankel 变换,也需要这两种 Hankel 变换的滤波系数具有相同的横坐标,以便一次性计算出这些场量. 本文采用 Christensen (1990) 所描述的方法,利用 Dr. Christensen 提供的“hankfilt.exe”文件生成具有相同横坐标的 J_0/J_1 滤波系数,以及具有相同横坐标的 $J_{1/2}/J_{-1/2}$ 滤波系数. 其中 J_0/J_1 滤波系数采样间隔为 $\Delta_n = \log(10)/12$ (相应采样率为每个量级 12 个点), $J_{1/2}/J_{-1/2}$ 滤波系数采样间隔为 $\Delta_s = \log(10)/10$ (相应采样率为每个量级 10 个点).

为验证本文所采用滤波系数的精度,以及本文方法对任意形状水平接地导线源的适应性,本文采用了如图 4 所示的

以 A 、 B 为端点的弧形接地导线源(Wire 2)以及相应的 9 个接收点 P1 ~ P9,对比这 9 个接收点处的电场和磁场与均匀半空间理论解的误差. 其中,源的两个端点 $A(-500, 0)$ 、 $B(500, 0)$ 的直线距离为 1000 m,弧形导线源 $\widehat{AB}$ 偏离直线 AB 最远距离为 100 m.

均匀半空间地表原点 $O(0,0)$ 处 x 方向水平电偶极子在地表接收点 (x, y) 处产生的水平电场和磁场可表示为(Ward and Hohmann, 1988):

$$e_x = \frac{-Idl}{2\pi\sigma R^3} \left[\operatorname{erf}(\theta R) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta R e^{-\theta^2 R^2} \right], \quad (58)$$

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} = \frac{Idl}{2\pi\sigma} \frac{y}{R^5} \left[3\operatorname{erf}(\theta R) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta R (3 + 2\theta^2 R^2) e^{-\theta^2 R^2} \right], \quad (59)$$

其中 σ 为地下介质电导率, erf 为误差函数, $\theta = \sqrt{\mu_0 \sigma / 4t}$. 均匀半空间地表 y 方向电场 e_y 为零. 若偶极子方向与 x 方向有一定夹角,那么可利用式进行旋转求出水平电场分量 e_x 和 e_y ,利用式中的 y' 代替式中的 y 求出垂直磁感应场时间导数. 将式和式沿着接地导线进行数值积分便可得到接地导线所产生的电场和磁场. 为较好的逼近弧形导线以及确保电偶极子近似的成立,弧形接地导线源(Wire 2)被分成 400 个电流元,分别采用在本文方法和式与描述的解析方法计算所有电流元的电磁场并叠加成最后的总场,以进行精度对比. 均匀半空间电导率为 0.1 S/m,导线电流为 1 A. 60 个采样时间点等对数分布于 0.01 ms ~ 1 s 之间. 由于在接地导线的轴向上垂直磁场十分微弱, $\partial b_z / \partial t$ 值仅在 P1 ~ P5 处进行对比. 结果见图 5. 从中可以看出, 9 个测点处的电场值与理论解都吻合的非常好,相对误差全在 1% 以内. $\partial b_z / \partial t$ 也与理论解吻合的较好,尽管有两个测点处早期最大误差达到 2%,但是在 0.3 ms 以前所有测点的相对误差均下降到了 1% 以内,体现出非常高的精度.

为探讨源的形状对电磁场的影响,本文利用多层介质模型进行对比,模型如图 6 所示. 整个模型分为七层,每一层的电导率和磁导率均不同. 源和接收点如图 4 所示,对比直导线源(Wire 1)和弧形导线源(Wire 2)产生的电磁场. 导线电流为 1 A. 60 个采样时间点等对数分布于 0.01 ms ~ 1 s 之间. 相应结果如图 7 所示,其中的相对误差以直导线源电磁

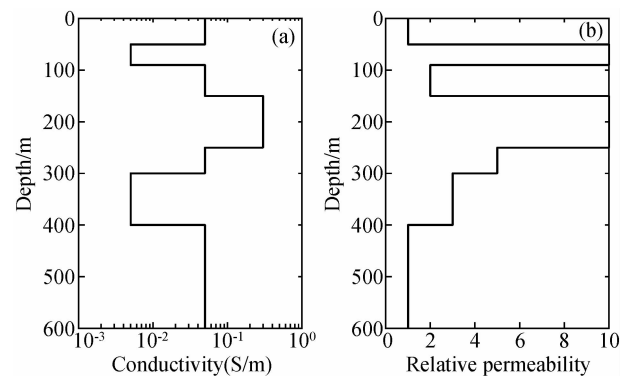


图 6 拥有不同电导率结构和磁导率结构的 7 层模型

Fig. 6 A 7 layered model with the conductivity and the permeability varying

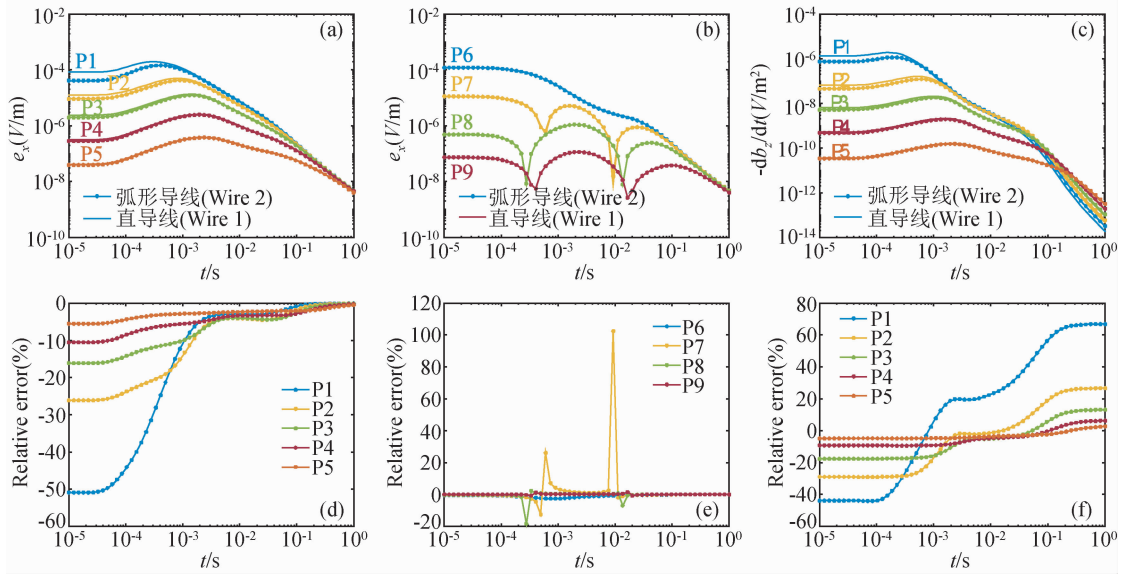


图7 利用图4中直导线(Wire 1)和弧形导线(Wire 2)源分别对图6所示模型计算所得电磁场对比图

Fig.7 The comparison of the electromagnetic field got by loading two different grounded sources (Wire 1 and Wire 2) in Figure 4 to the model in Figure 6

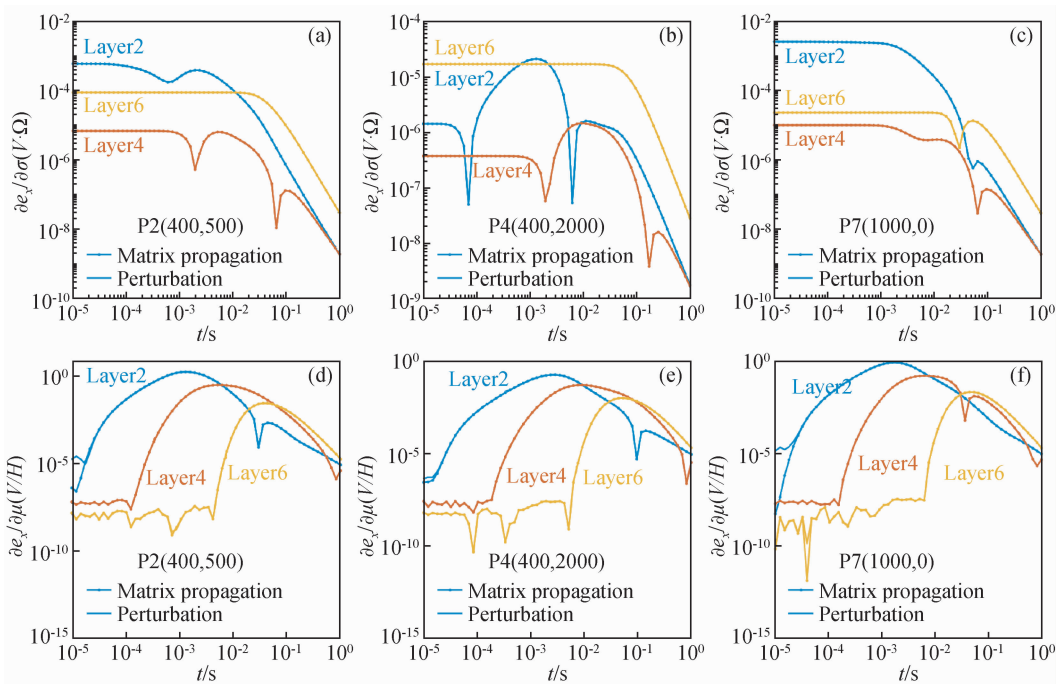


图8 使用矩阵传播法(Matrix propagation)和扰动法(Perturbation)分别计算图6中所示模型在图4所示P2、P4和P7测点的 e_x 值对第2层、第4层和第6层电导率(a, b, c)和磁导率(d, e, f)的敏感度

Fig.8 The sensitivities of e_x at receivers P2, P4, and P7 in Figure 4 to the conductivity (a, b, c) and permeability (d, e, f) of the 2nd layer, 4th layer, and 6th layer in the model shown in Figure 6 got by the matrix propagation algorithm and the perturbation algorithm, respectively

场值为基准计算得到. 受到源形状的影响,在导线赤道方向上接收点(P1~P5)的电磁场相对误差由远至近逐渐增大(图7a, c, d, f),从早期到晚期逐渐减小,P1点处 e_x 最大相对误差在早期绝对值达50%以上. db_z/dt 的相对误差从早期

到晚期由负差值过渡到正差值,P1点处早期最大相对误差绝对值在40%以上,而晚期更是上升到了60%以上.在导线轴向上接收点(P6~P9)处的 e_x 则没有受到明显影响(图7b, e),相对误差在大部分时间上均处于较低水平,仅在 e_x

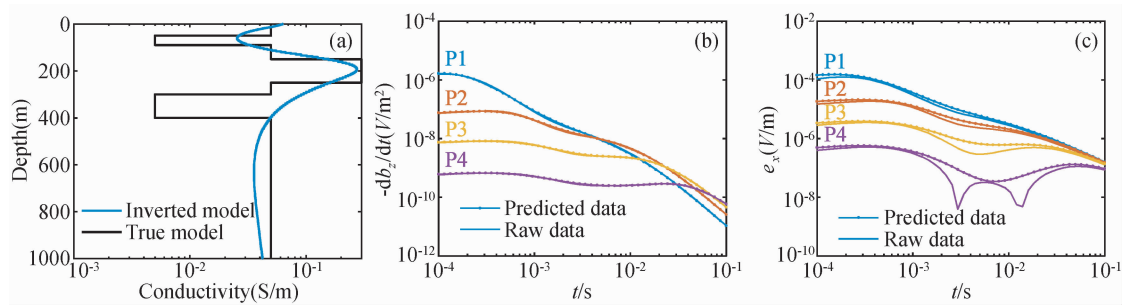


图9 采用 db_z/dt 值反演所得结果与真实模型的对比(a)以及利用反演模型预测得到的 db_z/dt 值(b)与 e_x 值(c)相比原始数据的拟合情况

Fig. 9 The inversion result using the db_z/dt data compared to the true model (a), and the predicted db_z/dt and e_x data comparing with the raw data (b, c)

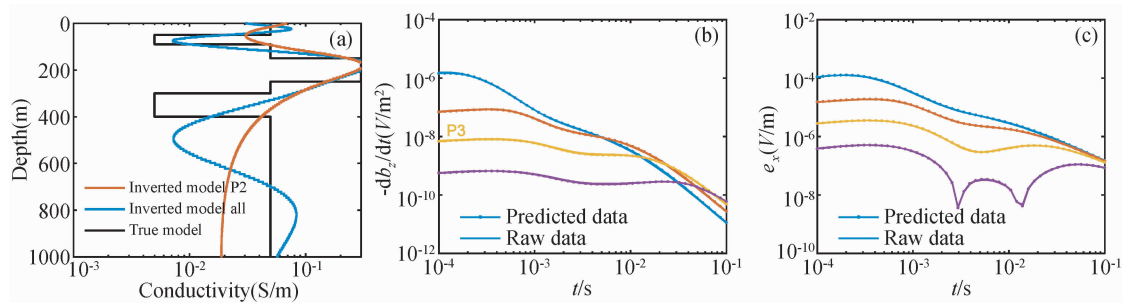


图10 分别采用图4所示接直导线源(Wire 1)在P2点的 e_x 值以及在P1~P4四个测点处的所有 e_x 值进行反演所得结果与真实模型的对比(a),以及利用P1~P4数据反演所得模型预测得到的 db_z/dt 值(b)和 e_x 值(c)与原始数据的拟合情况

Fig. 10 The inversion results using the e_x data at the receiver P2, using the e_x data at receivers P1 ~ P4 (Figure 4) compared to the true model (a), and the predicted db_z/dt and e_x data from the inverted model (P1 ~ P4 e_x data inversion) comparing with the raw data (b, c)

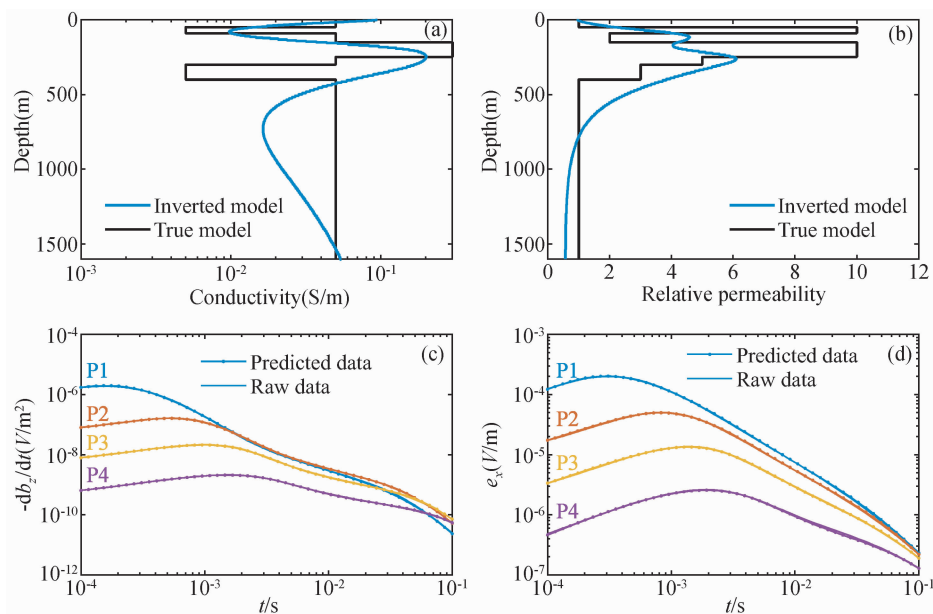


图11 采用P1~P4测点处的 e_x 值和 db_z/dt 值进行反演所得结果与真实模型的对比(a, b), 以及利用反演所得模型预测得到的 db_z/dt 值、 e_x 值与原始数据的拟合情况(c, d)

Fig. 11 The inverted conductivity and permeability model using the e_x and db_z/dt data at receivers P1 ~ P4 (Figure 4) compared with the true model (a, b), and the predicted db_z/dt and e_x data compared with the raw data (c, d)

出现正负值交替时产生较大相对误差,主要是由基值过小引起,并无参考意义.由此可见,在垂直于接地导线源方向测量,尤其是进行短偏移距测量时,需考虑到导线源的具体形状,而在轴向方向测量时,在导线形变不大的情况下,可以忽略导线弯曲带来的影响.

3 敏感度算法验证

所采用的模型如图6所示,接地导线源和接收点分别采用图4中的直导线源(Wire 1)和P1~P9.60个时间采样点对数分布于0.01 ms~1 s之间.矩阵传播法所得结果与式所描述的扰动法结果进行对比.首先验证 e_x 对电导率的敏感度.P2(400,500),P4(400,2000),P7(0,1000)三点处 e_x 对第2层、第4层和第6层电导率的敏感度对比结果分别如图8a—c所示.矩阵传播法与扰动法结果几乎重叠.随后验证 e_x 对磁导率的敏感度.P2(400,500),P4(400,2000),P7(0,1000)三点处 e_x 对第2层、第4层和第6层磁导率的敏感度对比结果分别如图8d—f所示.同样两种方法所得结果几乎一致,可见本文所采用的矩阵传播法的正确性.

采用矩阵传播法进行敏感度计算最重要的意义在于提高效率.本文对比了不同模型中采用矩阵传播法与扰动法的效率.所采用的模型层数分别为2、4、8、16、32、64.采用图4所示的直导线源(Wire 1)和接收点进行矩阵传播法效率对比,对比计算出电磁场对电导率、磁导率、层厚敏感度的整体效率.60个时间点等对数分布于0.01~100 ms之间.由于接收点P6~P9处磁场为零,因此仅计算接收点P1~P5处水平电场和垂直磁场的敏感度.运行时间结果如表1所示.当层数为2时,使用扰动法和矩阵传播法时间相当,都在50 ms左右;随着层数的增加,矩阵传播法的优势逐渐体现出来;当层数增加到64层时,扰动法的时间增加至35.4 s,而使用矩阵传播法仅为1.3 s,得到了巨大的提升.

表1 矩阵传播法(Matrix propagation)与扰动法(Perturbation)计算敏感度矩阵的效率对比.
计算时间为水平电场和垂直磁感应场时间
导数对电导率、磁导率以及层厚的
敏感度的时间总和

Table 1 Comparison of the runtime between the matrix propagation algorithm and the perturbation algorithm in calculating the sensitivity of e_x and db_z/dt to the conductivity, permeability, and thickness

层数	2	4	8	16	32	64
敏感度计算						
时间(s)						
扰动法	0.053	0.17	0.63	2.3	10.4	35.4
矩阵传播法	0.047	0.085	0.16	0.30	0.69	1.3

4 反演测试

式(33)中的数据权重矩阵设置为(Li *et al.*, 2016):

$$W_d = \text{diag} \left\{ \frac{1}{\max(|d_1|, |G_1|)s_1}, \frac{1}{\max(|d_2|, |G_2|)s_2}, \dots \right\},$$

$$\frac{1}{\max(|d_{N_d}|, |G_{N_d}|)s_{N_d}} \}, \quad (60)$$

其中 s_i 为第 i 个数据 d_i 的标准差, G_i 为第 i 个正演所得数据, N_d 为数据的数量.均方根残差(root-mean-square residual, rmsr)定义为(Li *et al.*, 2016):

$$\text{rmsr} = \sqrt{\|W_d(d - G(m))\|_2^2 / N_d}. \quad (61)$$

根据差异准则(discrepancy discipline),在数据标准差已经设定的条件下,当rmsr达到1时能最好地权衡数据拟合与数据误差.模型约束矩阵采用一阶差分算子,在一维反演中具有非常好的效果(Farquharson and Oldenburg, 1993).正则化因子 α 采用迭代冷却(iterative cooling)法(Oldenburg *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2016)进行更新.

4.1 非磁性介质模型

用于生成拟合数据的模型电导率结构如图6a所示,磁导率均设置为真空磁导率 μ_0 .接地导线源为图4中的直导线(Wire 1),采用其中的P1~P4四个接收点的数据进行反演.50个数据测量时间点等对数分布于0.1~100 ms之间.数据没有加入误差.反演初始模型的地层深度为

$$D_i = D_{N_1} \left(\frac{i-1}{N_1-1} \right)^2, \quad (62)$$

其中 N_1 为初始模型地层的数量, D_i 为每一层的深度.第一层深度为0 m,最后一层深度为 D_{N_1} .本次反演中,初始模型层数 N_1 为200层,每一层的深度由式确定,最后一层深度,层厚不参与反演,初始电导率均为0.1 S/m.尽管拟合数据中没有加入误差,但在反演中,需要针对式给出数据的拟合标准差(即 $s_1, s_2, \dots$),本次反演中设定数据的拟合标准差为5%.首先采用P1~P4处垂直磁感应场的时间导数进行反演,rmsr收敛到1左右的结果如图9所示,高导层重构良好,但是第二个低导层几乎没有得到任何体现(图9a).根据反演模型预测的 db_z/dt 值与原始数据吻合的非常好(图9b),但是由反演出的模型所预测的 e_x 值却与原始数据有较大的差距,这是因为仅包含TE模式,而同时含有TE模式和TM模式,因此很难从由反演所得模型中恢复.随后采用电场值进行反演.首先采用P2处数据进行单点反演,然后采用P1~P4处所有值进行反演,所有反演rmsr均收敛到1左右,反演所得模型如图10a所示.可见在5%的拟合误差水平下仅采用单接收点处的值进行反演效果并不佳,第一个低导层的还原已经较差,第二个低导层几乎没有得到体现.但是采用P1~P4处所有值进行反演的结果得到了巨大提升,第一个低导层得到了充分的还原,第二个低导层也得到了一定程度的体现,只是在深度范围上有较大出入,这主要受限于晚期数据分辨率的下降,对地层的分辨率会随着深度逐渐降低,这也是低频电磁法的通病.采用P1~P4处值反演所得模型预测的值与值分别如图10b和图10c所示,值与原始数据吻合的非常好,虽然没有作为反演输入数据,但是预测得到的数据依然与原始数据体现出高度一致性.可见采用电性源水平电场值进行反演在分辨低导层方面具有明显的优势,但是单个接收点数据的反演效果依然较差,需要多个接收点数据共同反演来提升反演分辨率.

4.2 磁性介质模型

除反演电导率结构外,本文尝试利用接地导线源的水平

电场和垂直磁感应场共同反演地下电导率结构和磁导率结构。所采用的模型如图 6 所示。采用图 4 中的直导线源(Wire 1),采集其中 P1~P4 四个接收点的水平电场和垂直磁感应场的时间导数。50 个数据测量时间点等对数分布于 0.1~100 ms 之间。数据没有人为加入误差。反演初始模型层数 N_1 为 200 层,每一层的深度由式确定,最后一层深度 $D_{N_1} = 1500$ m,层厚度不参与反演,初始模型所有层电导率均为 0.1 S/m,磁导率均为真空磁导率 μ_0 。虽然从图 10 中可以看出即使只用电场反演也能得到与原始数据吻合很好的磁感应场时间导数,但是在实际测量中电场数据可能受到静态效应干扰而产生畸变(王显祥等,2015),因此在本次反演中将 e_x 和 db_z/dt 都作为输入数据进行反演以加强约束,最终 rmsr 收敛到 1 附近。反演结果如图 11 所示。从图中可以看出,电导率和磁导率的整体趋势得到了较好的还原,反演预测的和数据均与原始数据拟合的很好。

5 结论

5.1 正演验证表明,本文提出的任意形状水平接地导线源 TEM 一维正演方法在通常情况下正演误差在 1% 以内。弧形导线源与直导线源的正演对比表明:在接地端相同的情况下,导线源赤道方向上电磁场容易受到源形态的影响,越靠近场源所受影响越大,在实际测量尤其是短偏移距测量时需予以重视;而导线源轴向电磁场所受干扰较小,在导线弯曲不严重的情况下,可以忽略其形态所产生的影响。

5.2 本文在矩阵传播法的基础上给出了电场和磁感应场对层状模型参数的敏感度计算方法,与传统扰动法在结果上吻合程度高。在计算效率上,当介质层数大于 2 时,本文方法运行速度显著快于扰动法,尤其当介质层数达到 64 层时,使用传统的扰动法需要 35.4 s,而使用本文方法计算所有敏感度所需时间仅为 1.3 s,计算效率提高近 30 倍。

5.3 反演测试表明:使用接地导线源的垂直磁感应场时间导数进行反演时,高导层能得到较好的恢复,但是低导层重构不理想,尤其当低导层被上方高导层屏蔽时,低导层几乎没有得到体现。如使用水平电场来反演,当仅使用单个接收点的水平电场反演时,反演效果同样不理想,而使用多个接收点的电场值进行反演时,反演效果能得到显著改善,尤其是受屏蔽的低导异常体亦能得到有效体现。对于磁性介质层,本文电场与磁场共同反演结果表明,接地导线源 TEM 测量能有效地将电导率与磁导率变化规律体现出来。

致谢 感谢 Dr. Christensen 提供滤波系数的生成程序,为本文工作的顺利完成提供保障,感谢审稿人为本文提出的宝贵意见,为本文整体质量的提高提供重要帮助。

References

Anderson W L. 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering[J]. *Geophysics*, 44(7): 1287-1305.
Anderson W L. 1982. Fast Hankel transforms using related and lagged convolutions[J]. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(4): 344-368.
Aster R C, Borchers B, Thurber C H. 2005. Parameter Estimation and

Inverse Problems[M]. London, UK: Elsevier Academic Press.
Chen W Y, Xue G Q. 2013. Application on coal-mine voids detection with multi-device TEM technology[J]. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 28(5): 2709-2717, doi: 10.6038/pg20130554.
Chen W Y, Xue G Q, Cui J W. 2015. Analysis on the influence from the shape of electric source TEM transmitter [J]. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 30(1): 126-132, doi: 10.6038/pg20150119.
Chen W Y, Xue G Q, Cui J W, et al. 2016. Study on the response and optimal observation area for SOTEM [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 59(2): 739-748, doi: 10.6038/cjg20160231.
Christensen N B. 1990. Optimized fast Hankel transform filters [J]. *Geophysical Prospecting*, 38(5): 545-568.
Commer M, Helwig S L, Hördt A, et al. 2005. Interpretation of long-offset transient electromagnetic data from Mount Merapi, Indonesia, using a three-dimensional optimization approach [J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B3): B03207.
Commer M, Helwig S L, Hördt A, et al. 2006. New results on the resistivity structure of Merapi Volcano (Indonesia), derived from three-dimensional restricted inversion of long-offset transient electromagnetic data [J]. *Geophysical Journal International*, 167(3): 1172-1187.
Farquharson C G, Oldenburg D W. 1993. Inversion of time-domain electromagnetic data for a horizontally layered earth [J]. *Geophysical Journal International*, 114(3): 433-442.
Farquharson C G, Oldenburg D W, Routh P S. 2003. Simultaneous 1D inversion of loop-loop electromagnetic data for magnetic susceptibility and electrical conductivity [J]. *Geophysics*, 68(6): 1857-1869.
Guptasarma D, Singh B. 1997. New digital linear filters for Hankel J_0 and J_1 transforms [J]. *Geophysical Prospecting*, 45(5): 745-762.
Key K. 2012. Is the fast hankel transform faster than quadrature? [J]. *Geophysics*, 77(3): F21-F30.
Kong F N. 2007. Hankel transform filters for dipole antenna radiation in a conductive medium [J]. *Geophysical Prospecting*, 55(1): 83-89.
Li X, Zhang Y Y, Lu X S, et al. 2015. Inverse synthetic aperture imaging of ground-airborne transient electromagnetic method with a galvanic source [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 58(1): 277-288, doi: 10.6038/cjg20150125.
Li Z H, Huang Q H, Xie X B, et al. 2016. A generic 1D forward modeling and inversion algorithm for TEM sounding with an arbitrary horizontal loop [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 173(8): 2869-2883.
Newman G A, Commer M. 2005. New advances in three dimensional transient electromagnetic inversion [J]. *Geophysical Journal International*, 160(1): 5-32.
Newman G A, Hohmann G W, Anderson W L. 1986. Transient electromagnetic response of a three-dimensional body in a layered earth [J]. *Geophysics*, 51(8): 1608-1627.
Oldenburg D W, Haber E, Shekhtman R. 2013. Three dimensional inversion of multisource time domain electromagnetic data [J]. *Geophysics*, 78(1): E47-E57.
Streich R, Becken M. 2011. Electromagnetic fields generated by finite-length wire sources: Comparison with point dipole solutions [J]. *Geophysical Prospecting*, 59(2): 361-374.
Wang R, Yin C C, Wang M Y, et al. 2014. CSAMT sensitivity analysis for 1D models [J]. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 29(3): 1284-1291, doi: 10.6038/pg20140339.
Wang X X, Di Q Y, Tang J. 2015. The preliminary study of the ground source transient [J]. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 30(2): 872-877, doi: 10.6038/pg20150253.
Ward S H, Hohmann G W. 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications [A]. // Nabighian M N. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* [M]. Tulsa: SEG, 131-311.
Wright D, Ziolkowski A, Hobbs B. 2002. Hydrocarbon detection and monitoring with a multicomponent transient electromagnetic (MTEM) survey [J]. *The Leading Edge*, 21(9): 852-864.
Xue G Q, Chen W Y, Zhou N N, et al. 2013. Short-offset TEM technique with a grounded wire source for deep sounding [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56(1): 255-261,

doi: 10.6038/cjg20130126.

Ziolkowski A, Hobbs B A, Wright D. 2007. Multitransient electromagnetic demonstration survey in France[J]. *Geophysics*, 72(4): F197-F209.

Ziolkowski A, Parr R, Wright D, *et al.* 2010. Multi-transient electromagnetic repeatability experiment over the North Sea Harding field[J]. *Geophysical Prospecting*, 58(6): 1159-1176.

附中文参考文献

陈卫营, 薛国强. 2013. 瞬变电磁法多装置探测技术在煤矿采空区调查中的应用[J]. *地球物理学进展*, 28(5): 2709-2717, doi: 10.6038/pg20130554.

陈卫营, 薛国强, 崔江伟. 2015. 电性源瞬变电磁发射源形变对观测结果影响分析[J]. *地球物理学进展*, 30(1): 126-132, doi: 10.6038/pg20150119.

陈卫营, 薛国强, 崔江伟, 等. 2016. SOTEM 响应特性分析与最佳观测区域研究[J]. *地球物理学报*, 59(2): 739-748, doi: 10.6038/cjg20160231.

李貅, 张莹莹, 卢绪山, 等. 2015. 电性源瞬变电磁地空逆合成孔径成像[J]. *地球物理学报*, 58(1): 277-288, doi: 10.6038/cjg20150125.

王若, 殷长春, 王妙月, 等. 2014. CSAMT 法一维层状介质灵敏度分析[J]. *地球物理学进展*, 29(3): 1284-1291, doi: 10.6038/pg20140339.

王显祥, 底青云, 唐静. 2015. 电性源瞬变电磁初探[J]. *地球物理学进展*, 30(2): 872-877, doi: 10.6038/pg20150253.

薛国强, 陈卫营, 周楠楠, 等. 2013. 接地源瞬变电磁短偏移深部探测技术[J]. *地球物理学报*, 56(1): 255-261, doi: 10.6038/cjg20130126.