

基于 ModelVision 软件的三维磁异常反演方法^{*}

储 飞, 王 雷[♣], 徐如刚, 张 毅, 潘浩波

(安徽省地震局, 安徽 合肥 230031)

摘要: 选定东大别局部地区 ($30.5^{\circ} \sim 32.0^{\circ}\text{N}$, $116.0^{\circ} \sim 117.3^{\circ}\text{E}$) 为研究区域, 结合地质、地形数据、初始磁化率建立三维模型, 并以该区域内的航磁模型为磁测数据, 运用 ModelVision Pro 软件进行多次迭代反演, 从而得出研究区深部磁异常的分布、深度以及形态。通过对模型计算结果与原始数据进行对比, 可以清晰地辨别出郯庐断裂带以及东西走向的秦岭—大别造山带在研究区内的大体位置及走向, 且秦岭—大别造山带呈负异常区域以及郯庐带两侧的正异常区域与实测模型都较吻合; 区别较大处位于研究区北部边界, 实测数据呈正值, 而计算模型该区域为负值区。

关键词: 磁测数据; 磁异常; 三维反演; ModelVision Pro 软件

中图分类号: P318

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2017)03-0416-06

0 引言

近年来, 随着计算机技术的发展, 模型反演计算已经成为解决各种疑难问题的有效途径之一。而三维磁异常反演也逐渐成为地磁领域中一种较重要的定量解释方法。所谓磁异常是基于地磁场的一种异常现象, 其与传统认识的电磁异常有所不同, 产生原因十分复杂, 现普遍认为是地下某些带矿物颗粒的岩体, 经过磁化效应产生的微弱磁场 (王少帅, 2014)。

三维磁异常反演目前在矿产和油气资源勘探及区域地质构造解释中的应用较为成功, 国内外学者研究已相当深入。较为前沿的成果有: (1) Medieros (1995) 提出起伏地形下复杂三度体磁场的反演理论方法, 这种方法磁化方向固定、形态任意, 以磁化强度在起伏面上的垂直分量来反演三维体的磁化方向、总磁矩、磁矩中心以及主轴方向; (2) Ruotoistenmaki (1994) 提出了与某一坐标系平行的 3 类矩形体磁场正演理论, 假定矩形体的其中 2 个面和密度为连续函数, 先完成 X 或 Z 变量的积分, 再对另外两个面运用数值积分进行

双重积分。

强剩磁是三维磁异常反演所面临的重要问题。目前传统的方法是假设场源的磁化方向与地磁方向一致, 而因为强剩磁的存在, 往往导致场源的磁化方向与地磁场有偏差, 导致反演产生错误的结果。针对剩磁问题, 国内外学者提出了 3 种办法: (1) Lourenco 和 Morrison (1973) 提出首先估计场源的磁化方向, 然后再根据估计的磁化方向进行反演, 比较适用于单一场源的反演, 条件理想时精度较高; (2) 通过添加一定的约束参数 (刘双等, 2013), 以减少反演的多解性, 同时反演磁化强度的大小和方向, 但目前应用较少; (3) 通过反演磁异常模量来获得磁化强度大小的三维分布 (Li *et al.*, 2010), 该方法是首先将磁异常数据转换为受磁化方向影响较小的转换量, 再对转换量进行反演。这种基于转换量的反演, 可以进行多场源复杂磁异常反演 (Li S, Li Y, 2014), 但因消除了原磁场中的相位信息, 难以恢复地质模型的准确产状, 只能求得大致位置。本文所运用的 ModelVision Pro 软件所运用原理与第 3 种类似, 可以通过添加相关约束条件, 进行多场源复杂磁异常反演 (李泽林等, 2015)。

^{*} 收稿日期: 2017-01-21.

基金项目: “中国地球物理场综合观测—大华北地区”项目 (201508009)、安徽省地震局合同制项目“地磁三维模型反演初步研究” (201614) 及安徽省地震局重点基金项目 (20170501) 联合资助。

♣通讯作者: 王雷 (1984-), 硕士研究生, 工程师, 主要从事流动地磁监测及科研工作. E-mail: 31599310@qq.com.

1 磁异常反演理论及方法

1.1 基本理论

磁异常反演一般要解决 2 个问题：一是建立观测数据与模型参数之间的函数关系；二是确立合适的反演算法（张晨，2013）。对于人机交互反演方式，运用相关函数公式进行正演计算是反演计算的主要过程。

好的地质模型是成功进行反演计算的基础。反演计算的基本原理是在地质模型一定的情况下，与其他地球物理方法结合，并选择较好的初值及约束参数，采用线性叠代法进行计算。

1.2 基本原理

通常可以用线性反演方法来建立模型（ m ），可以定义为：

$$\mathbf{G}_m = \mathbf{d}^{obs} \tag{1}$$

式中： \mathbf{G} 是用来描述物理问题的目标运算符； \mathbf{d}^{obs} 是观测数据。在位场计算中，通常把地下岩体看成是一个由 M 个单元格组成的模型（ m ），且单元格个数 M 要多于观测数据 N ，这样可以避免在 $N \times M$ 的矩阵 \mathbf{G} 的计算结果的可逆性。因此，用该方法计算的反演结果可以看成是最优解。

软件反演时用目标函数来量化模型各项特征。目标函数包括一个求极小值的项，或者包括对原始模型和参考模型求差，并且能求得 2 个模型的每个单元格在 3 个正交方向上的变化量。参考模型可以是一个简单的半空间（通常设置为 0），在这种情况下，回归模型就包含了矢量化观测数据的必要条件。反演模型的总目标函数可以定义为：

$$\begin{aligned} \phi_m(m) = & \alpha_s \int_v \omega_r(z) \left[\omega_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV + \\ & \alpha_x \int_v \omega_x \left[\frac{\partial}{\partial_x} \left(\omega_r(z)(m - m_{ref}) \right) \right]^2 dV + \\ & \alpha_y \int_v \omega_y \left[\frac{\partial}{\partial_y} \left(\omega_r(z)(m - m_{ref}) \right) \right]^2 dV + \\ & \alpha_z \int_v \omega_z \left[\frac{\partial}{\partial_z} \left(\omega_r(z)(m - m_{ref}) \right) \right]^2 dV \end{aligned} \tag{2}$$

式中：等号右侧第 1 部分是函数整个求极小值的积分；后面 3 部分是在 3 个正交坐标轴线分别对原

始模型（ m ）与参考模型（ m_{ref} ）的差的平滑度进行计算。式（2）中所使用的参数 α_s 、 α_x 、 α_y 、 α_z 主要用来对模型平滑性以及极小值之间进行平衡约束。而权重函数 ω_r 主要用来使反演的单元格对参考模型的物理性质有较好的继承性，并尽量向其靠拢。与此相似，参数 ω_x 、 ω_y 、 ω_z 则是让各个方向上相邻的单元格的差异性变小，使模型更平滑。函数 $\omega_r(z)$ 是在深度或距离上的权重函数。

2 磁异常反演技术路线

以安徽省（局部）航磁异常图（图 2）为例，研究基于 ModelVision Pro 软件的磁异常反演方法。首先，通过对地质资料的分析建立三维地质模型；其次，通过资料分析，确定各地层岩性的物性参数（密度、磁化率），并根据模型大小、反演精度划分单元格；第三步，在输出模型文件后，加入反演参数及观测数据、地形数据后进行反演计算；最后，经过叠代计算，若模型拟合成功则反演结束，若不拟合则重新调整各项参数后重新反演。具体反演路线如图 1 所示。

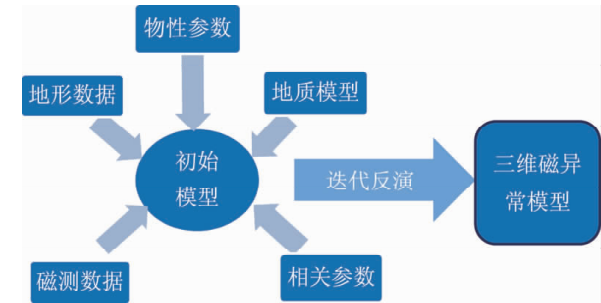


图 1 磁异常反演技术路线

Fig. 1 Technical route magnetic anomaly inversion

3 磁异常反演模型试验

以安徽省航空磁测异常平面图（图 2）为基础反演数据，截取东大别山区（30.5° ~ 32.0° N，116.0° ~ 117.33° E）局部地区为研究区域，跨越了华东地区主控构造郯庐断裂中的东南段，该地域地质构造复杂、磁异常显著，是构建反演模型的理想区域（黄显良等，2015）。模型区地质及地形图见图 3、4。

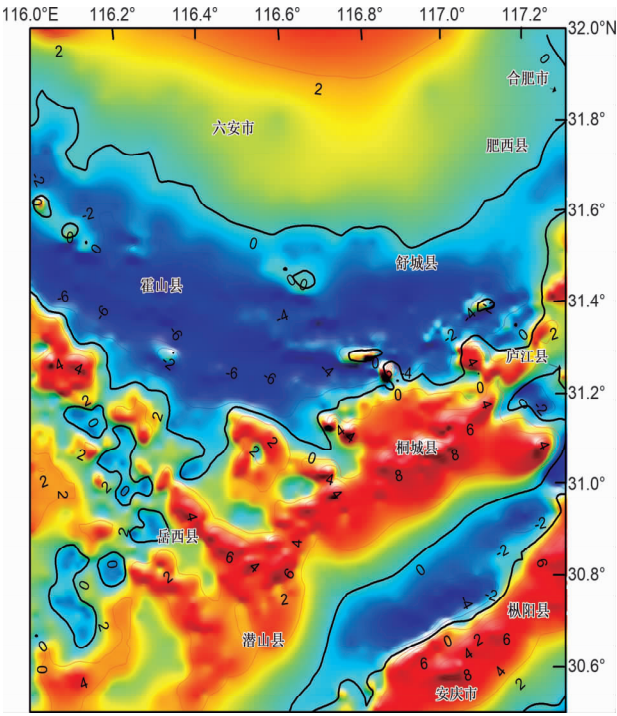


图 2 安徽省航磁异常图

Fig. 2 Aeromagnetic anomaly map in Anhui province

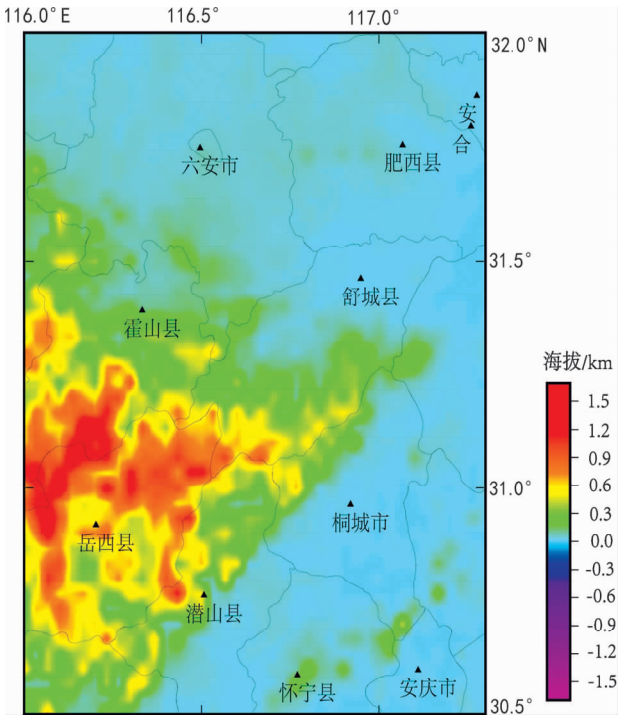


图 4 模型区地形图

Fig. 4 Topographic map of the model area

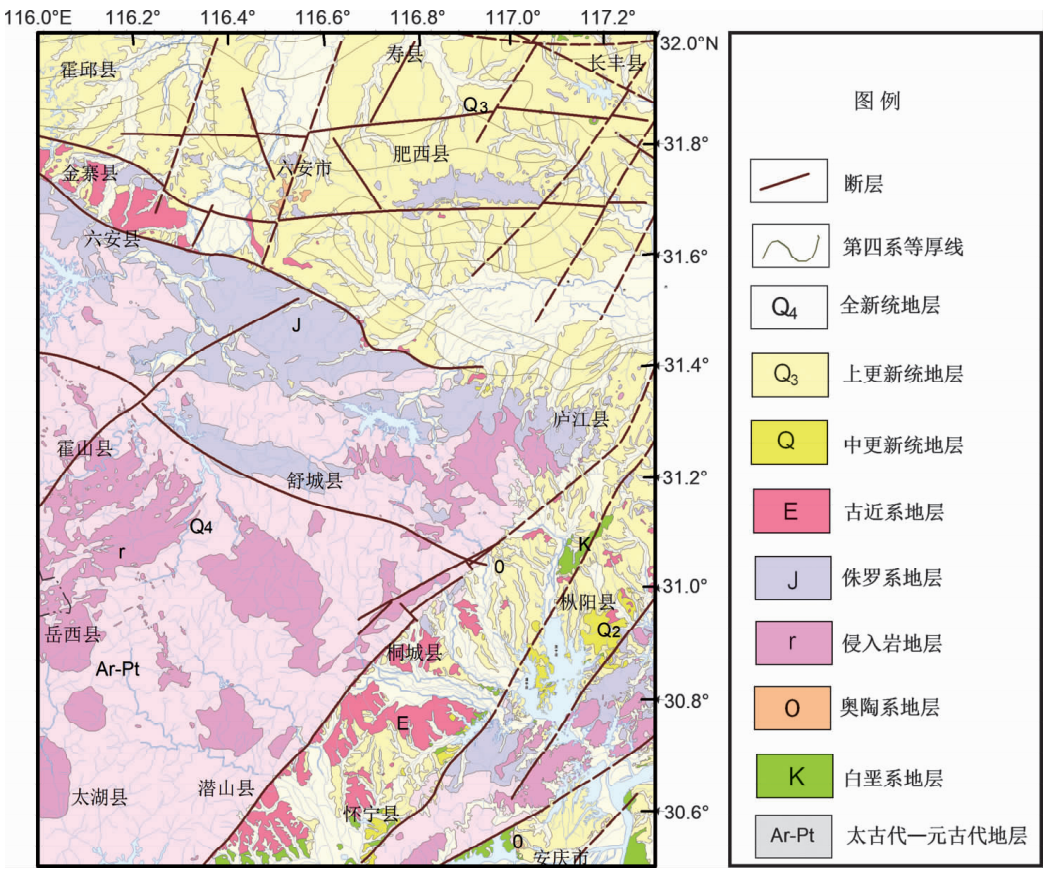


图 3 模型区地质图 (刘泽民等, 2015)

Fig. 3 Geoloical map of the model area

3.1 模型物性参数及网格划分

根据模型区地层岩性以及前人总结的研究区地层物性参数，对各地层的密度及磁化率进行赋值（许庆刚等，1960）。具体参数如表 1 所示。

表 1 模型区域几个主要地层的物性参数
Tab. 1 Physical parameters of the main stratum in the model area

地层	密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	磁化率 ($\times 10^{-6}$)
Q_4	2.00	750
Q_3	2.43	500
Q_2	2.20	1 200
K	2.47	3 200
E	2.30	100
γ	2.65	200
J	2.67	222
N	2.51	5 000

所建模型 X 方向长 146.3 km，分 80 个网格；Y 方向长 165 km，划分网格 80 个；Z 方向深度 6.8 km，划分网格 20 个，由此共划分网格 $80 \times 80 \times 20$ 个，每个单元面积约 1.3 km^2 。值得说明的是，单元的大小及个数直接决定了反演所需的时间以及精度。

3.2 反演参考模型

在加入实测磁数据、地形数据及物性参数以后，可生成未经反演的磁化率初始模型，该模型能直观反应出模型区地形起伏以及初始磁化率分布情况。由于 ModelVision Pro 在反演软件中采用大地坐标，故需对模型坐标系进行重投影，采用高斯-克吕格投影方式、西安 1980 坐标，以 114° 为中心经线，重投影后坐标单位为 km，如图 5 所示。

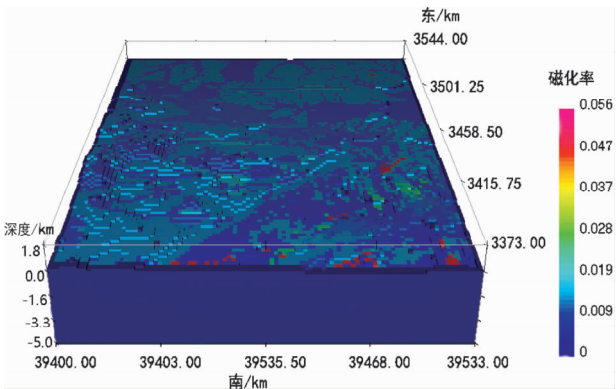


图 5 反演初始模型

Fig. 5 Initial model of the inversion

3.3 反演参数及结果

在反演之前可根据地质图反映的地质信息构

建权重模型，对应有基岩露头的区域，赋予较大的权重，而覆盖层较厚的地方，权重相对较小，其作用也是将反演结果尽量与参考模型相接近，并起到约束作用（严加永等，2013）。本模型在有先验信息的地方设置为 4，无先验信息的地方设置为 1。在设置模型误差时，应考虑到反演的磁测数据量及划分网格大小，过大或者过小都会导致反演结果失真，本文设置为 0.02。

经过 45 次迭代计算以后，模型达到拟合条件，反演结束。在结果模型中可以得到磁异常的整体分布，去除非异常单元后可得到磁异常区域的深度及形态（图 7）。反演后的三维磁异常模型见图 6。

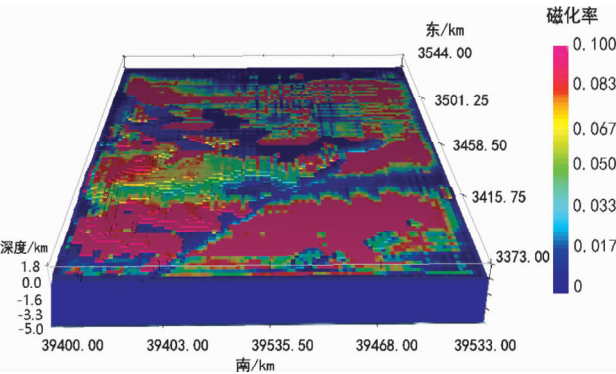


图 6 反演后磁异常模型

Fig. 6 Magnetic anomaly model after inversion

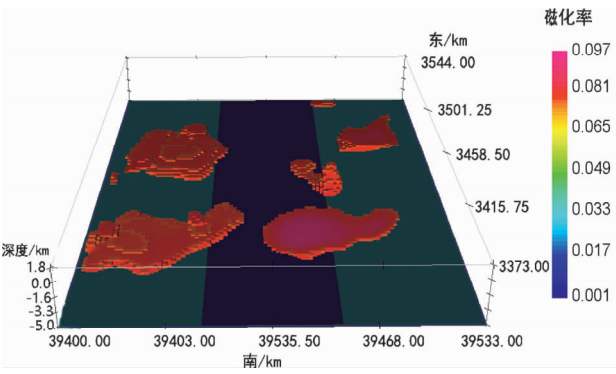


图 7 磁异常形态模型

Fig. 7 Magnetic anomaly shape model

磁异常三维反演的最大特点是可以很直观地反映模型区域不同深度及不同剖面的磁异常分布。通过比对模型切面，可以分析不同区域不同地层的磁异常分布情况。

如图 8 所示，可以看出在 1.6 km 及 3.3 km 深度时，磁异常的区域、形态均有所不同，磁异常

区域整体减小。且在 1.6 km 深度时,磁异常主要集中在侏罗系 (*J*) 地层,而在 3.3 km 处岩浆岩

地层为主要磁异常区域。这符合灰岩为低磁低密度而岩浆岩为高磁高密度的基本原理。

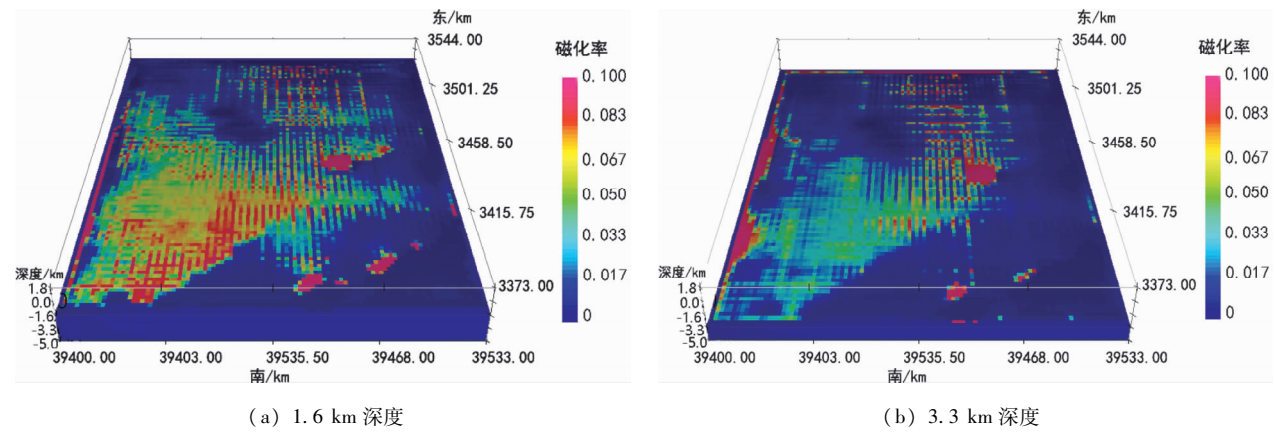


图 8 不同深度磁异常分布模型

Fig. 8 Magnetic anomaly distribution models at different depths

图 9 是模型由西向东 3 个不同位置的垂向切片,反映了不同区域地下磁异常体的分布,高磁性体反映了中基性岩体和磁性基地,而对无磁或弱磁的灰岩、红层等区分能力较弱 (杨明慧等, 2009)。从垂向切面可以看出,模型区域由西向东

方向磁异常区域分布差别较大,异常面积呈先增大再减小的趋势,异常埋深则呈不均匀分布。且由于受边界效应影响,模型切片南北两侧边缘由于没有磁测数据支撑导致边缘区域数值较小,部分呈负异常。

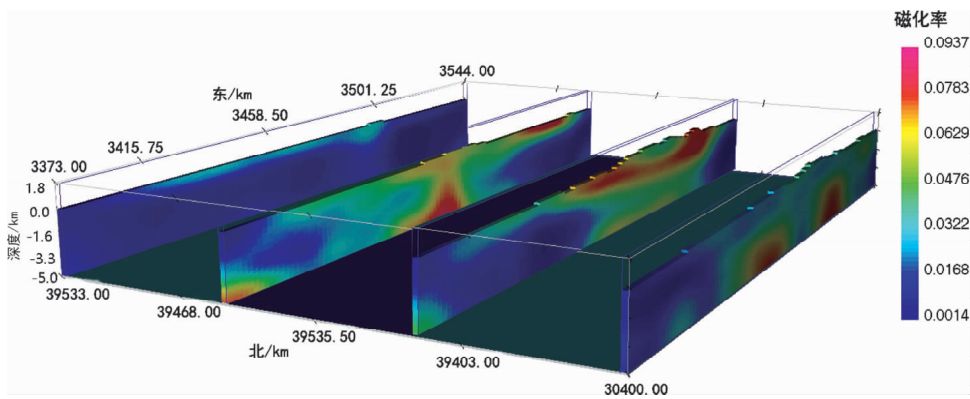


图 9 模型垂向切片

Fig. 9 Vertical sections of the model

4 结论与讨论

本文在前人理论方法的基础上,利用 ModelVision Pro 软件,研究了三维磁化率模型的构建方法,并在相关先验信息的约束下进行磁异常反演的相关问题。通过对试验模型的具体阐述,进一步展示了三维磁异常模型所具有的优势,可提高综合解释效果。

与传统的二维模型相比,磁异常三维模型反

演能直观地反映出不同地层不同区域范围内磁异常体的形态、分布以及变化情况。在对上文模型进行构建、反演的过程中,总结出了以下经验以及可探讨之处:

(1) 在对初始磁化模型的构建过程中,相关参数的设置与反演结果的可信度密切相关。如模型的磁化倾角越大,反演的结果就更加聚焦。

(2) 物性与岩性之间的关系越精细,其反演出的地下磁异常三维特征的分辨率越高。所以在构建模型之前,需加强岩石物性的系统测量和研

究, 全面了解不同岩性所对应的磁化率和物性组合的关系 (李泽林, 2014)。

(3) 在上述模型的反复试验过程中, 发现对磁性底界面最大深度的约束可明显改善深部反演效果 (陈超, 2014)。在设置时, 尽量保证磁性底界面深度为其最大深度, 而如果低估这一深度, 可能造成反演模型底部空间出现虚假磁性分布。

(4) 模型数据误差的合计设置非常重要, 若误差设置过大, 则反演结果会丢失部分正确信息, 计算过快拟合, 结果可信度较低。若误差估计较低, 除导致计算速度过慢以外, 模型还会拟合部分噪声从而产生虚假磁性结构。

(5) 在后续的研究工作中, 若条件允许, 可引入区域三分量数据进行联合反演。相比单分量磁异常反演而言, 其包含更多可用信息, 因而反演效果更好、更准确。这也是今后模型反演的一个方向, 需进一步进行研究、探讨。

参考文献:

- 陈超. 2014. 基于球坐标系的卫星磁异常数据处理与正反演方法研究[D]. 武汉: 中国地质大学.
- 黄显良, 刘泽民, 郁建芳, 等. 2015. 2014 年安徽金寨 $M_L3.9$ 震群序列震源一致性研究[J]. 地震学报, 37(6): 916–924.
- 李泽林, 姚长利, 郑元满, 等. 2015. 数据空间磁异常模量三分量反演[J]. 地球物理学报, 58(10): 3804–3814.
- 李泽林. 2014. 强剩磁条件下磁数据三维反演研究[D]. 北京: 中国

地质大学.

- 刘双, 冯杰, 高文利, 等. 2013. 强剩磁退磁条件下的二维井中磁测反演[J]. 地球物理学报, 56(12): 4927–4309.
- 刘泽民, 黄显良, 倪红玉, 等. 2015. 2014 年 4 月 20 日霍山 $M_s4.3$ 地震震源构造研究[J]. 地震学报, 37(3): 402–410.
- 王少帅. 2014. 磁异常的解釋研究[J]. 地球, (10): 220–220.
- 许庆刚, 刘麟书, 高明远. 1960. 中国某些地区岩石密度及磁化率资料的初步分析[J]. 地球物理学报, 9(2): 149–154.
- 严加永, 吕庆田, 陈向斌, 等. 2013. 基于重磁反演的三维岩性填图试验—以安徽庐枞矿集区为例[J]. 岩石学报, 30(4): 1041–1053.
- 杨明慧, 王嗣敏, 郑晓凤. 2009. 华北克拉通南部及邻区航磁异常特征与构造分区[J]. 地质评论, 55(6): 863–872.
- 张晨. 2013. 磁异常及其梯度多参量联合反演及三维人机交互建模研究[D]. 武汉: 中国地质大学.
- LI S L, LI Y G. 2014. Inversion of magnetic anomaly on rugged observation surface in the presence of strong remanent magnetization[J]. Geophysics, 79(2): J11–J19.
- LI Y G, SHEARER S E, HANEY M M, *et al.* 2010. Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization[J]. Geophysics, 75(1): L1–L11.
- LOURENCO J S, MORRISON H F. 1973. Vector magnetic anomalies derived from measurements of a single component of the field[J]. Geophysics, 38(2): 359–368.
- MEDIEROS W E. 1995. Simultaneous estimation of total magnetization direction and 3D space[J]. PROGRESS in Exploration, (5): 77.
- RUOTOISTENMAKI T. 1994. Three dimensional field source magnetic anomaly with arbitrary geometry and magnetic characteristics[J]. Geophysical Prospecting, (6): 90.

The 3D – inversion Method of Magnetic Anomaly Based on the ModelVision Software

CHU Fei, WANG Lei, XU Rugang, ZHANG Yi, PAN Haobo
(Anhui Earthquake Agency, Hefei 230031, Anhui, China)

Abstract

Part area of eastern Dabie mountain is selected as the research region ($116.0^{\circ} \sim 117.3^{\circ}\text{E}$, $30.5^{\circ} \sim 32.0^{\circ}\text{N}$). Combined with the geological and topographic data, three – dimensional model was established by the initial magnetic susceptibility. Using the aeromagnetic model of this area as the magnetic survey data, we applied the ModelVision Pro software for multiple iterative inversions to obtain the distribution, depth and the form of magnetic anomaly in the deep part of the research area. Comparing the model calculation results with the original data, we can see clearly the Tancheng – Lujiang fault zone with NNE trending and the Qinling – Dabie orogenic belt with EW trending. The latter shows negative anomalies, and the positive anomalies at the both sides of the former fault agree well with the actual measurement model. The big difference appears at the north boundary of the research area. The actual measurement data show positive value while the calculation model shows negative value in this area.

Keywords: magnetic survey data; magnetic anomaly; 3D – inversion; ModelVision Pro software