文章编号: 0253-374X(2009)06-0825-05

变密度常磁化强度界面重磁联合反演

江 凡, 吴健生
(同济大学 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘要: 大多数沉积盆地的地层密度随着深度的增加而加大, 基底界面反演时因而要考虑到密度差也随界面深度发生变化. 当基底岩石同时也具有磁性, 可通过重磁联合反演来揭示沉积盆地基底埋深这一重要的构造信息, 尽量减少重、磁异常反演的多解性. 针对变密度和常磁化率界面, 采用迭代联合反演的方法, 利用阻尼最小二乘法和重磁力 Parker 正演公式一级近似求取界面深度的修正量, 来反演目标界面的起伏. 模型试验表明这一方法行之有效. 将此方法用于实际资料处理, 取得了较好效果.

关键词: 变密度界面; 重磁联合反演; 阻尼最小二乘法
中图分类号: 文献标识码: A

Joint Inversion of Gravity and Magnetic Data with Varying Density and Constant Magnetic Susceptibility Interface Model

JIANG Fan, WU Jiansheng
(State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: The fact that the density contrast varies with the depth should be considered when inversing the interface of basement, for the density of the layer becomes larger with depth in most sedimentary basins. When the basement rock also posses magnetism, joint inversion of gravity and magnetic data can be used to reveal the burial depth of sedimentary basins, which is one of the most important structure information, so nonuniqueness of inversion can be reduced. Iterative method is used in the model of varying density and constant magnetic susceptibility to inverse the fluctuation of the interface, and to get the correct of interface depth through damped least-squares method and first order of Parker's Equation of gravity and magnetic. Feasibility is proved through model test, and this method is applied to the process of field data, good effects are achieved.

Key words: varying density interface; joint inversion of gravity and magnetic data; damped least-square method

在大陆边缘深层油气勘探中, 沉积盆地基底埋深是重要的构造信息. 通常盆地的沉积地层与基底之间存在密度差, 这时基底埋深可通过重力密度界面的反演来揭示. 当基底岩石具有磁性时也可通过反演磁性界面来给出. 如果这两个条件都满足, 则重磁异常是同源场, 可通过重磁联合反演来减少重、磁单一方法反演的多解性, 提高反演结果的可靠性.

地球物理联合反演就是联合应用多种地球物理观测数据, 通过地质体的岩石物性和几何参数之间的相互关系求得同一个地下地质、地球物理模型[1]. 重磁联合反演方法的研究开始于 20 世纪后期. Bott 和 Ingles[2] 用一个等效层的方法来计算磁化率与密度的比值的变化来实现重磁联合反演. 为了减小重、磁异常反演的多解性问题, 在重、磁异常由同一场源引起的情况下, Menichett 和 Guillen[3] 研究了使用广义反演方法来实现 2.5 维重、磁联合反演, 反演参数为异常体多边形的角点坐标及每一矿体的密度差及磁化率, 结果说明这种类型使用广义反演算法是合理的, 并且说明了方法的实用性. Serpa 和 Cook[4] 用最小二乘反演方法来解决 2.5 维模型的顶点和物理参数, 为了获得算法的稳定, 他们通过固定某些参数来反演其他参数. Zeyen 和 Pous[5] 在具有先验信息的基础上, 如密度、磁化率、剩余磁化强度等, 对重、磁场的联合反演问题进行了研究, 而张贵宾等人[6] 以 BG 理论为基础, 在重磁异常线性反演中将该理论与吉洪诺夫正则化方法相结合求解地下密度源(或磁源)分布及质心(或磁质心)位置, 在重、磁非线性反演中结合应用正则化方法和马奎特思想给出一种确定地下密度(或磁性)界面的稳定迭代算法——正则马奎特法, 在此基础上, 研究了一种综合重、磁异常联合反演既是磁界面也是密度界面的方法, 并建立了重、磁广义线性综合反演系统. Gallardo-

收稿日期: 2008-12-14
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40674063); 国家"八六三"高技术研究发展计划资助项目(2006AA09Z311)
作者简介: 江 凡(1982—), 男, 博士生, 主要研究方向为综合地球物理. E-mail: jiangfan635@hotmail.com

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Delgado 等[7]扩展了3维的方法,将随深度变化的密度和磁化率作为未知的参数. 在一个统计的框架下,将蒙特卡罗方法用于重磁的联合反演,产生一个可能的密度函数来描述一组可接受的模型. 2006 年,Pilkington 又提出了新的界面重磁联合反演方法[8],利用阻尼最小二乘法在常密度差与常磁性差的条件下实现的. 然而,沉积盆地的岩石物性研究表明,大多数沉积盆地的地层密度通常是随着深度的加大而近于线性或指数增加[9]. 图1~2为两个实际例子,显示了大多数沉积盆地共同具有的特点:地层密度随着深度的加大而增加. 这样,把密度差当成一个常数来反演在界面深度变化较大时会导致较大的反演误差,因此有必要开展变密度常磁性差界面重磁联合反演方法研究.

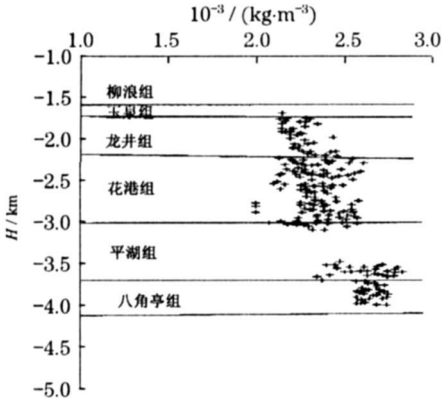


图1 东海陆架盆地地层密度随深度的变化曲线

Fig. 1 Density curve varying with depth in East China Sea Shelf Basin

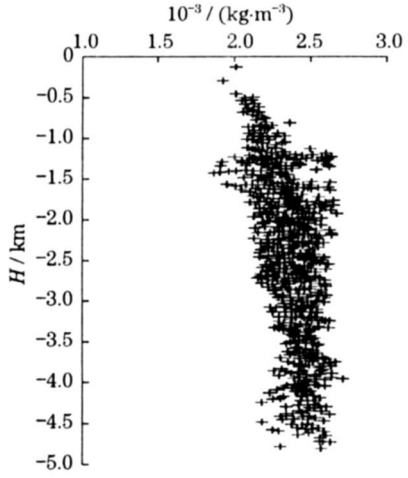


图2 珠江口盆地地层密度随深度的变化曲线

Fig. 2 Density curve varying with depth in Zhujiangkou Basin

1 方法原理

1.1 变密度界面的重力正演计算

如果认为基底为常密度,其上地层的密度差随界面埋深呈线性或指数变化. 假设沉积地层的密度随着深度的加大呈指数增加,则基底面上下地层的密度差可用函数 $\Delta\rho(\xi)=\Delta\rho_0 e^{-\beta\xi}$ 表示. 取 Z 轴向下为正,界面密度差随深度呈指数衰减的波数域重力 Parker 正演公式可表示为

$$\tilde{g} = -2\pi G\Delta\rho_0 e^{-sz}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-s-k)^{n-1}}{n!}F[H^n] \quad (1)$$

式中:$\tilde{g}$ 为重力谱;G 为重力常数;s 代表波数:$s=2\pi\sqrt{\left(\frac{m_x}{M\delta_x}\right)^2+\left(\frac{m_y}{N\delta_y}\right)^2}$($\delta_x$ 和 δ_y 分别为 x 和 y 方向的网格间距;m_x 和 m_y 分别为 x 和 y 方向的网格点距数;M 和 N 分别是 x 和 y 方向的总点数);z 表示平均界面深度;$F[\cdots]$ 代表傅立叶变换;H 代表界面相对于参考界面的深度,在 z 的正方向为正值,z 的负方向为负值.

假设沉积地层的密度随着深度的加大线性增加,则基底面上下地层的密度差可用函数 $\Delta\rho(\xi)=\beta_0+\beta_1\xi$ 表示. 同样的坐标体系下,界面密度差随深度指数衰减的波数域重力 Parker 正演公式表示为

$$\tilde{g} = 2\pi G\beta_0 e^{-sz}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-s)^{n-1}}{n!}F[H^n] + 2\pi G\beta_1 e^{-sz}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(n-1)(-s)^{n-2}}{n!}F[H^n] \quad (2)$$

1.2 常磁性界面的磁异常正演计算

在相同的坐标下,常磁性界面波数域的磁异常 Parker 正演公式为

$$\tilde{m}_a = 2\pi J s e^{-sz}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-s)^{n-1}}{n!}F[H^n] \quad (3)$$

其中,$\tilde{m}_a$ 表示垂直磁化下的磁力谱,J 为磁化强度.

1.3 变密度常磁性界面重磁同步联合反演

变密度界面重磁同步联合反演采用迭代反演的方式,界面深度的修正量取重磁力正演公式一级近似,可线性地表示为

$$\begin{bmatrix}\boldsymbol{G}\\ \boldsymbol{M}\end{bmatrix}x = \begin{bmatrix}g\\ m\end{bmatrix} \quad (4)$$

式中,g 和 m 分别代表重力与磁力观测值;$\boldsymbol{G}$ 和 $\boldsymbol{M}$ 分别表示重、磁 Parker 公式一级近似前的系数矩

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

阵, 并可以写成如下形式[10]:

$$\begin{cases} \boldsymbol{G} = \mathrm{E}^{-1}\boldsymbol{A}\mathrm{E} \\ \boldsymbol{M} = \mathrm{E}^{-1}\boldsymbol{B}\mathrm{E} \end{cases} \tag{5}$$

其中: E, E^{-1}代表傅氏正变换与反变换; $\boldsymbol{A}$, $\boldsymbol{B}$ 为对角线矩阵, 其元素为 $\begin{cases} \boldsymbol{A}_i = -2\pi G\rho\exp(-|s_i|) \\ \boldsymbol{B}_i = 2\pi J s\exp(-|s_i|) \end{cases}$

对重磁资料分别赋予不同的权重 ω_1, ω_2, 并利用阻尼最小二乘法推导得出基于重磁同步联合反演的迭代公式, 即

$$h_{n+1} = h_n + [\boldsymbol{G}^* \ \boldsymbol{M}^*]\begin{bmatrix} \omega_1(g_n - g_{obs}) \\ \omega_2(m_n - m_{obs}) \end{bmatrix} \tag{6}$$

其中,

$$\begin{cases} \boldsymbol{G}^* = \mathrm{E}^{-1}(\omega_1\boldsymbol{A}\{\omega_1^2\boldsymbol{A}^2 + \omega_2\boldsymbol{B}^2 + \theta\mathrm{I}\}^{-1})\mathrm{E} \\ \boldsymbol{M}^* = \mathrm{E}^{-1}(\omega_2\boldsymbol{B}\{\omega_1^2\boldsymbol{A}^2 + \omega_2\boldsymbol{B}^2 + \theta\mathrm{I}\}^{-1})\mathrm{E} \end{cases}$$

式中, θ 为阻尼因子, n 为迭代次数, g_n, m_n 为在模型 h_n 下的计算结果, g_{obs}, m_{obs} 为重磁资料观测值.

1.4　参数选取及正演公式的修改

在算法的实现过程中, 存在着几个关键参数的选取问题, 如密度差衰减指数、阻尼因子、网格间距及平均界面深度等, 这几个参数的选取是否恰当会影响联合反演结果是否收敛及收敛的快慢.

由于涉及到密度差随着地层的埋深呈指数或者线性变化, 所以密度差衰减系数的选取不可避免. 这可根据所在的工区测井等资料或者钻井钻孔岩石标本实测密度来获得, 在分析密度变化的基础上选定合适的密度差衰减系数.

Pilkington[8] 在文章中提及了阻尼因子的选取: 阻尼因子的选择与 $\boldsymbol{A}$、$\boldsymbol{B}$ 的值有关. 如果 $\theta \gg \max\{\boldsymbol{A}_i, \boldsymbol{B}_i\}$ 则是过阻尼, 收敛变慢; 如果 $\theta \ll \min\{\boldsymbol{A}_i, \boldsymbol{B}_i\}$, 则阻尼因子就起不到作用, 数据中的高频成分就会被放大引起结果振荡以至发散.

由于网格间距与波数相关, 其大小直接影响波数值的大小, 因而对反演过程也有很大影响; 同时, 网格间距还会影响反演迭代公式的指数项的值及迭代的收敛速度. 另外, 由 Parker 公式为基础的重磁联合反演方法, 必须事先获知平均界面深度, 而平均界面深度的选取对反演结果影响很大, 太深或者太浅都会导致迭代过程的发散.

在变密度界面联合反演方法的实现中, 平均界面深度与网格间距的选取至关重要. 公式的导出过程中, 规定了 Z 轴向下为正, 界面起伏在平均界面下为正, 在平均界面上为负. 由于密度差随深度的增加而减小, 如按式(1)来进行, 则必须将平均界面深度取于界面顶点处, 这样, 界面起伏均为正值. 试验了不同平均界面深度与网格间距对反演的影响, 得到了随着平均界面深度的加大, 网格间距也变大的结论. 在某一模型试验中, 当平均界面深度取 1 km 时, 网格间距需要取到 6 km 才能保证迭代收敛; 而当平均界面深度取 3 km 时, 网格间距则需要取到 7 km. 在计算中还发现, 当平均界面深度增加, 如反演结果要达到相同精度, 迭代次数也要增加.

将平均界面深度放置在界面的最高点处时, 算法稳定需要相对较大的网格间距, 该方法的适用性因而降低. 所以修改变密度重力正演公式, 将其分为两部分就可以适应平均界面深度位于起伏界面中间的情况, 并可选取较小的网格间距来计算.

$$\begin{cases} \tilde{g} = -2\pi G\rho_0 e^{-sz}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-s-k)^{n-1}}{n!}\cdot \\ \quad \mathrm{F}[H^n] \quad (H > 0) \\ \tilde{g} = 2\pi G\rho_0 e^{-sz}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(s-k)^{n-1}}{n!}\cdot \\ \quad \mathrm{F}[H^n] \quad (H < 0) \end{cases} \tag{7}$$

2　模型试验

2.1　简单模型

设计如图 3 的模型, 由两个方向相反的球缺组成, 模拟起伏的地下变密度常磁性界面. 取 64 × 64 的网格, 网格间距沿纵横方向均为 2 km. 这里仅假设密度差随深度呈指数变化, 在 $\Delta\rho(\xi) = \Delta\rho_0 e^{-k\xi}$ 中, 取 $\Delta\rho_0 = 0.5\times10^3\ \mathrm{kg\cdot m^{-3}}$, $k = 0.02$; 基底的磁化强度差为 $1\ \mathrm{A\cdot m^{-1}}$; 平均深度值为 2 km.

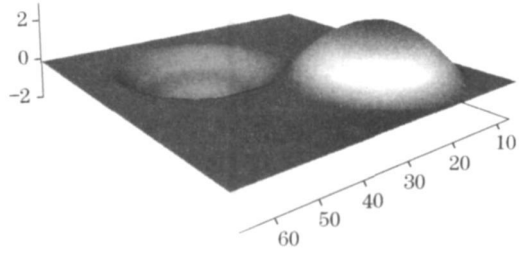


图 3　球缺界面模型

Fig. 3　Globular interface model

图 4 为重磁联合反演结果, 从色标来看, 反演结果的极值与模型的极值误差很小. 表 1 列出的数据为图 4 虚线所示的测线处反演结果与模型数值的比较, 相对误差均在 0.05% 以下. 变密度、常磁性强度界面重磁联合反演在球缺组合模型上获得满意效果. 这说明变密度界面重磁联合反演方法是可行的.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

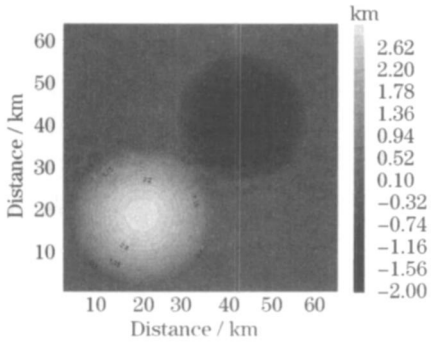


图4 重磁联合反演结果

Fig. 4 Result of joint inversion of gravity and magnetic data

表1 图4中虚线处测线反演结果与模型数值比较

Tab. 1 Comparison of results of joint inversion and model with the dash showed in figure 4

模型/km	反演结果/km	反演结果与模型的相对误差/绝对值%
2.911 11	2.909 98	0.039
2.977 77	2.977 97	0.006
3.000 00	3.000 82	0.027
2.977 77	2.978 26	0.016
2.911 11	2.910 38	0.025
2.800 00	2.800 32	0.011

2.2 复杂模型

将变密度界面重磁联合反演应用于一个复杂的起伏变密度常磁性界面模型,如图5a所示,将其表示为界面的等值线图(取自Pilkington 2006文中模型).取56×56的网格,网格间距为2 km.同样,密度随深度呈指数变化,在变密度公式 $\Delta\rho(\zeta)=\Delta\rho_0 e^{-k\zeta}$ 中,取 $\Delta\rho_0=0.5\times10^3\ \mathrm{kg\cdot m^{-3}}$, $k=0.02$;基底磁化强度差为 $1\ \mathrm{A\cdot m^{-1}}$;平均深度值为5 km.

根据图5a模型进行重磁联合反演,得到如图5b的结果.可以看出,反演所得的界面形态与所给定的模型基本相同.这同样说明变密度界面重磁联合反演对于复杂模型的适用性.但是在模型起伏较剧烈的地方,如图5a中间三个等值线圈闭之处,反演结果不够精确.分析原因,可能与算法中采用傅氏变化有关.图5c、5d、5e和5f分别表示根据模型计算得到的重力正演结果,重力观测场值残差,磁力正演结果和磁力观测场值残差.

3 实际数据处理

选取中国南海某区块作为研究对象,在此海域

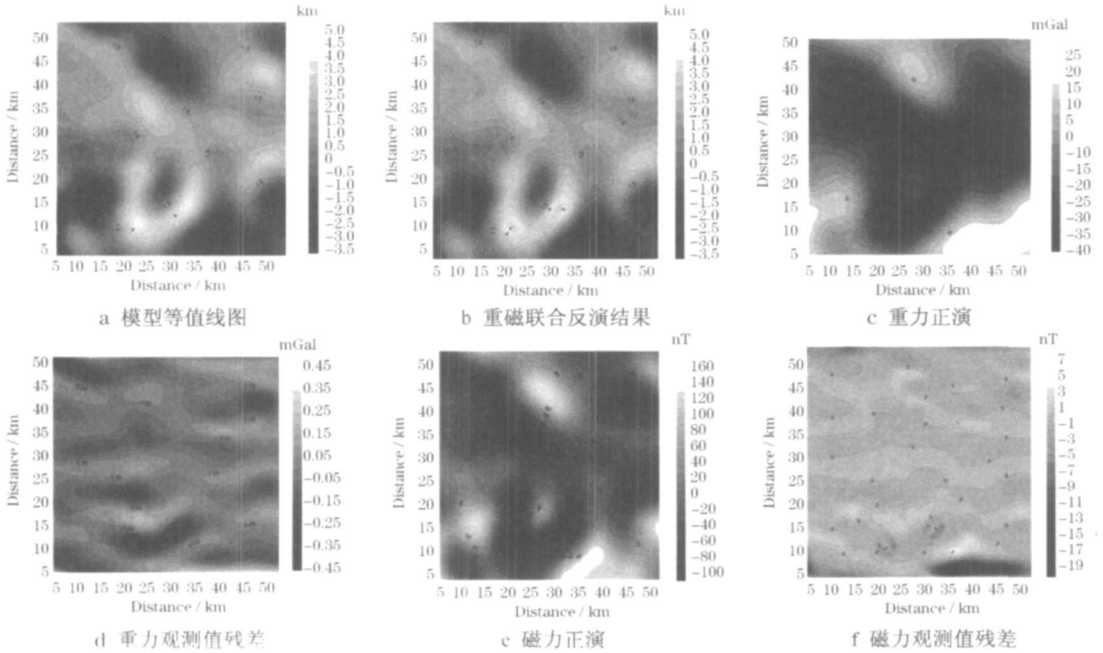


图5 复杂模型试验

Fig. 5 Test of complicated model

上进行了重力与磁法的勘探.图6a为该区上处理后的重力异常等值线图,图6b为同一区块化极后的磁异常等值线图.从大的范围来看,该区域重力与磁力存在着较大的相关性,可以认为重、磁异常由同一界面引起,为基底与上层沉积层的分界.在重力图上,表现为西北角与东南角各存在一个高值异常圈闭,

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

西南角为一个低值圈闭, 高值圈闭与低值圈闭之间存在着过渡带. 磁异常图上主要表现为南北两块, 南部为一个大的低值块, 西北角为一与重力相对应的高值圈闭, 东北角为一个小块的低值区.

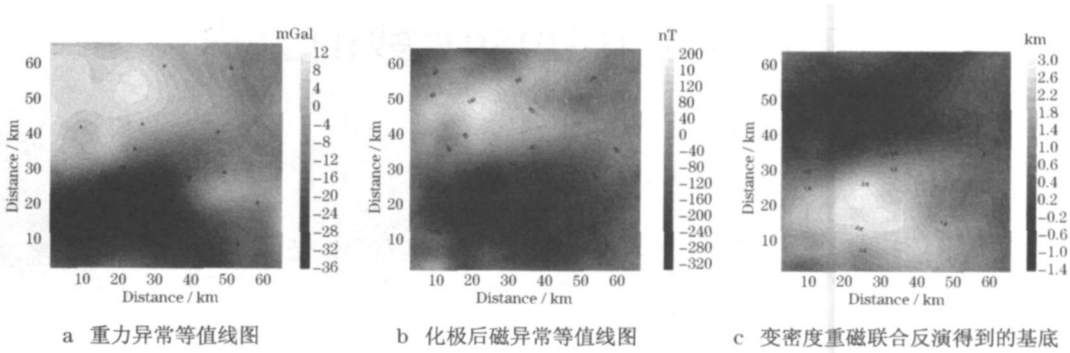


图 **6**　南海某区块实际资料处理

Fig. 6　Field data processing in a zone of South China Sea

根据该区各种地质资料及地球物理数据, 认为密度值同样随深度呈指数变化, 并在 $\Delta\rho(\zeta) = \Delta\rho_0 e^{-k\zeta}$ 中, 取 $\Delta\rho_0 = 0.5\times 10^3$ kg • m^{-3}, $k = 0.01$; 基底的磁化强度差为 1 A • m^{-1}; 同时取平均深度值为 4 km. 根据重、磁异常数据, 权重因子选为 15, 而阻尼因子为 300, 计算得到如图 6c 的变密度、常磁性重磁联合反演基底深度等值线图, 界面深度范围为 2. 6~6 km 之间. 反演结果综合考虑了重力与磁力的效应, 大体上的趋势与重、磁相同, 界面起伏主要为南深北浅的凹陷与隆起. 西南部的凹陷, 正对应着重力低与磁力低; 而西北角的隆起, 对应着重力与磁力的高值. 在磁异常东北角虽然存在着一个低值异常, 然而在联合反演结果中没有表现出相应的界面凹陷, 可能这一低值异常为勘探区外围影响所致. 重力异常中东南角的高值异常, 在反演结果中没有与之相对应的界面隆起, 原因是反演结果受到了磁力异常的影响, 而表现出了弯曲的等值线.

4　结语

在前人研究基础上, 结合盆地实际情况, 实现了变密度界面的重磁资料联合反演. 模型试验结果表明, 同步联合迭代反演方法是可行的, 也十分有效, 算法是稳健的. 通过调节权重系数, 两种不同地球物理场的信息都能相互兼顾和约束. 此方法不论在模型以及实际数据处理中均取得了较好效果.

参考文献:

[1] 杨文采. 地球物理反演的理论与方法[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
YANG Wencai. Theory and method of geophysical inversion [M]. Beijing: Geology Press, 1997.

[2] Bott M H P, Ingles A. Matrix methods for joint interpretation of two-dimensional gravity and magnetic anomalies with application to the Iceland-Faeroe Ridge [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1972, 30(1): 55.

[3] Menichetti V, Guillen A. Simultaneous interactive magnetic and gravity inversion [J]. Geophysical Prospecting, 1983, 31(6): 929.

[4] Serpa L F, Cook K L. Simultaneous inversion modeling of gravity and aeromagnetic data applied to a geothermal study in Utah[J]. Geophysics, 1984, 49(8): 1327.

[5] Zeyen H, Pous J. 3-D joint inversioin of magnetic and gravimetric data with a priori information[J]. Geophysical Journal International, 1993, 112(2): 244.

[6] 张贵宾, 申宁华, 王喜臣, 等. 位场广义线性综合反演系统的建立[J]. 长春地质学院学报, 1993, 23(2): 197.
ZHANG Guibin, SHEN Ninghua, WANG Xichen, et al. The program system on generalized linear cooperative inversion of the potential anomalies[J]. Journal of Jiling University, 1993, 23(2): 197.

[7] Gallardo-Delgado L A, Perez-Flores M A, Gomez-Trevino E. A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data[J]. Geophysics, 2003, 68(3): 949.

[8] Pilkington M. Joint inversion of gravity and magnetic data for two-layer models[J]. Geophysics, 2006, 71(3): 35.

[9] 王家林, 吴健生, 陈冰. 珠江口盆地和东海陆架盆地基底结构的综合地球物理研究[M]. 上海: 同济大学出版社, 1997.
WANG Jialin, WU Jiansheng, CHEN Bing. Integrated geophysical study on basement structure of Zhujiangkou Basin and East China Sea Shelf Basin [M]. Shanghai: Tongji University Press, 1997.

[10] Pilkington M, Crossley D J. Determination of crustal interface topography from potential fields [J]. Geophysics, 1986, 51(7): 1277.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net