

doi:10.3799/dqkx.2015.035

# 重磁边界识别方法在西准噶尔地区 三维地质填图中的应用

张 壹<sup>1</sup>, 张双喜<sup>1</sup>, 梁 青<sup>1,2</sup>, 陈 超<sup>1,2\*</sup>

1. 中国地质大学地球物理与空间信息学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地球内部多尺度成像湖北省重点实验室, 湖北武汉 430074

**摘要:** 以3种前人所提出的重磁边界识别方法与笔者提出的归一化偏差法作为技术手段(其中归一化偏差法对于数据噪声有着较好的抵抗力)能够较为准确全面地识别边界位置。在分析对比方法原理及应用特性的基础上,通过理论模型试验证明了方法的可靠性和实用性;并针对断裂和地质体边界深部倾向问题,开展了多方法联合及多尺度识别手段试验,获取更多地质构造及边界的信息。通过将该技术应用于克拉玛依后山地区实际资料的处理解释之中,获得了研究区域内剖面与平面上的断裂和岩体的位置分布及它们的深部倾向信息,并对主要断裂与岩体三维空间特征进行了描述,为该地区三维地质填图和三维地质模型构建提供了重要依据。

**关键词:** 重磁异常;边界识别;西准噶尔地区;三维地质填图;断裂;岩体;地球物理。

**中图分类号:** P312.1;P312.9

**文章编号:** 1000-2383(2015)03-0431-10

**收稿日期:** 2014-04-05

## Application of Boundary Identifying Technologies Using Gravity and Magnetic Maps in Three-Dimensional Geological Mapping of Western Junggar Area

Zhang Yi<sup>1</sup>, Zhang Shuangxi<sup>1</sup>, Liang Qing<sup>1,2</sup>, Chen Chao<sup>1,2\*</sup>

1. Institute of Geophysics &amp; Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Hubei Subsurface Multi-Scale Imaging Lab, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** In this paper, four edge-detection methods including normalized deviation (ND) method, a new one proposed by us, are studied for their applications in 3-D mapping. The ND method is featured with low sensitivity to the noise, high accuracy and detailed results. On the basis of the theoretical framework of these methods, we tested their accuracy with synthetic models and gained more information of the geological boundaries by the combination of different methods and edge detecting on multi-scale, which shows good performance. Then we used them in field data of the Karamay back mountain area to get the distribution of faults and rock masses, strikes and depths. The spatial features of some major faults and rock masses are described, which delivers useful information for the 3-D geological mapping of the study area.

**Key words:** gravity and magnetic anomalies; edge detection; western Junggar area; 3-D geological mapping; fault; rock mass; geophysics.

### 0 引言

从传统的地质填图模式走向三维地质填图是地质填图走向现代的重要实践,也是推进深部找矿工

程的一个重要组成部分。三维地质填图是指在传统地质填图的基础上,应用遥感空对地观测、地球物理深部探测、科学钻探以及三维信息管理与可视化等信息采集与处理技术,按照一定精度获取与研究地

**基金项目:** 中国地质调查局项目“西准噶尔克拉玛依后山地区三维地质调查试点”(No. 1212011220245);国家重点基础研究发展计划“973”项目子课题(No. 2012CB416805)。

**作者简介:** 张壹(1989—),男,博士研究生,主要从事重磁数据处理、反演与解释方面研究。E-mail: zhangyi@icloud.com

\* **通讯作者:** 陈超, E-mail: chencho@cug.edu.cn

**引用格式:** 张壹,张双喜,梁青,等,2015. 重磁边界识别方法在西准噶尔地区三维地质填图中的应用. 地球科学——中国地质大学学报,40(3): 431-440.

壳表层一定深度(一般在 5 000 m 内)的地质信息,研究地表与地下地质体的关系,对地球深度地质体进行三维模拟,编制三维空间地质图(吕鹏等,2013;郑翔等,2013)。在三维地质填图任务中,掌握断裂构造或岩体边界的分布、走向及倾向对于分析解释所调查地区的地质构造与演化过程及建立地下地质体三维模型有着重要的作用。

地质构造边界的识别主要是指对于岩体边界、断裂构造与地层不整合接触带等线性构造的识别与定位。在众多地球物理探勘方法之中,重磁资料因其在横向上良好的分辨能力而被广泛应用于地质体边界识别中,并取得了良好的应用效果。地质体边界两侧一般存在密度或磁化率差异,因此重磁异常在地质构造边界附近表现为梯度陡变带,重磁边界识别方法正是以此为基础研究发展,对边界信息增强显示来达到识别地质构造边界的目的。自 20 世纪 60 年代 Hood and McClure(1965)提出利用重磁异常垂向导数的零值点位置确定地质构造边界以来,边界识别方法快速发展,依据不同方法各自的特点大致可以将重磁边界识别方法分为数值计算、数理统计和其他 3 类(王万银等,2010)。

数值计算类边界识别方法是研究程度最高、应用范围最广的类别。其包括 Cordell(1979)提出的总水平梯度法以及 Nabighian(1972, 1984)提出的解析信号振幅法。其后研究发展的此类方法大多是以这 2 种方法为基础,其中应用效果比较好的有 Miller and Singh(1994)提出的倾斜角方法、Wijns *et al.* (2005)提出的 Theta 图方法以及 Verduzco *et al.* (2004)提出的倾斜角总水平梯度法等。Francisco *et al.* (2013)提出了总水平梯度倾斜角法(tilt angle of the horizontal gradient, TAHG),该方法具有较高的识别精度,能够有效地识别出深部断构造或地质体的边界位置。数值计算类的边界识别方法的理论基础是重磁异常在地质构造边界附近存的梯度陡变现象,因此这类方法对重磁异常方向导数的计算精度的要求较高。

数理统计类边界识别方法有小子域滤波和 Cooper and Cowan(2008)提出的归一化标准差方法等。此外,张恒磊等(2011)与王彦国等(2013)分别提出了各向异性标准化方差法与归一化差分法。这类方法通过滑动窗口对所选异常数据段进行统计分析来达到识别地质体边界的目的,滑动窗口的尺寸是影响计算结果的重要因素。

其他类方法包括前苏联学者别列兹金(1994)提

出的归一化总梯度法(normalized full gradient, NFG),陆克等将其译为中文。王彦国等(2013)对其进行了改进,提出了组合滤波的傅里叶级数法计算归一化总梯度以及 Mallat and Zhong(1992)提出的小波模极大值法等。

本文中,笔者提出了一种新的边界识别方法,即归一化偏差法(normalized deviation, ND),其以重磁异常方向导数偏差为基础构建,并通过归一化处理来增强弱异常边界的显示。该方法可在较复杂地质情况中准确地识别出断裂构造或岩体边界位置。文中选取了总水平梯度倾斜角(Francisco *et al.*, 2013)、小波模极大值(Mallat and Zhong, 1992)、改进的归一化总梯度(王彦国等,2013)和归一化标准偏差作为研究方法,首先介绍这 4 种方法的基本原理和应用特性,通过理论模型试验验证其应用效果,并试验了通过联合应用不同方法及对向上延拓到不同高度的重磁异常进行边界识别的多尺度识别手段提取地质构造边界的埋深或倾向信息。然后将 4 种方法联合应用到实际资料中,经综合分析解释,获得了研究区域内剖面与平面上的断裂和岩体的位置分布及它们的埋深、倾向信息。最后应用边界识别结果进行了初步的重磁联合解释,为研究区三维地质填图提供了有益参考信息。

## 1 方法原理简介及模型实验

### 1.1 方法原理

**1.1.1 总水平梯度倾斜角** Francisco *et al.* (2013)提出了总水平梯度倾斜角法(TAHG)。TAHG以总水平梯度法为基础,首先计算总水平梯度各方向的方向导数,然后计算其垂向导数与其总水平梯度之比的反正切值。TAHG极大值点对应边界位置,其计算公式为:

$$\text{TAHG} = \tan^{-1} \left( \frac{\partial \text{THDR} / \partial z}{\sqrt{(\partial \text{THDR} / \partial x)^2 + (\partial \text{THDR} / \partial y)^2}} \right), \quad (1)$$

其中  $\text{THDR} = \sqrt{(\partial V / \partial x)^2 + (\partial V / \partial y)^2}$ ,  $V$  为重力异常或化极磁异常。

TAHG方法平衡了强弱异常边界的显示,同时具有较高的识别精度。需要注意的一点是,总水平梯度可能存在不可导点会影响计算效果,需使用适当方法对其导数进行圆滑或滤波。

**1.1.2 小波模极大值** 小波具有多分辨率和较好的时频聚焦特性,其被广泛地应用于数字信号处理

和图像处理领域中. 利用小波模极大值来进行图像边缘检测(程正兴,1998;朱保健,2013)便是其中之一. 朱保健(2013)将小波模极大值方法由图像边缘检测拓展到物场边界检测领域中,该方法可以抑制噪声,检测弱异常边界信号,同时拥有较高的识别精度.

Mallat *et al.* (1992)将多尺度边缘检测与小波变换相联系,提出可以用一个具有平滑作用的低通函数的导数作为小波变换的基本小波,即:若存在函数  $\theta(x, y)$  在整个二维平面的积分为 1,且  $x, y$  在无限远处收敛到零,则称  $\theta(x, y)$  为平滑函数(Strang and Nguyen, 1996). 那么,对平滑函数  $\theta(x, y)$  在  $x, y$  方向上求一次偏导数,则有:

$$\psi^{(1)}(x, y) = \frac{\partial \theta(x, y)}{\partial x}, \quad (2)$$

$$\psi^{(2)}(x, y) = \frac{\partial \theta(x, y)}{\partial y}, \quad (3)$$

其中  $\psi^{(1)}(x, y)$  和  $\psi^{(2)}(x, y)$  视为 2 个二维小波函数. 在尺度因子  $s=2^j (j \in \mathbb{Z})$  情况下,对于任意函数  $f(x, y) \in L^2(\mathbb{R})$ ,则由二维小波函数  $\psi^{(1)}(x, y)$  和  $\psi^{(2)}(x, y)$  定义的小波变换具有 2 个分量:

$$W_s^{(1)}[f(x, y)] = f(x, y) \cdot \psi_s^{(1)}(x, y), \quad (4)$$

$$W_s^{(2)}[f(x, y)] = f(x, y) \cdot \psi_s^{(2)}(x, y), \quad (5)$$

其梯度矢量可表示为:

$$\left( \begin{matrix} W_s^{(1)}[f(x, y)] \\ W_s^{(2)}[f(x, y)] \end{matrix} \right) = s \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x}(f \cdot \theta_s)(x, y) \\ \frac{\partial}{\partial y}(f \cdot \theta_s)(x, y) \end{pmatrix} =$$

$$s \nabla(f \cdot \theta)(x, y), \quad (6)$$

在尺度  $s$  下,梯度的模和相角分别为:

$$M_s f(x, y) =$$

$$\sqrt{|W_s^{(1)}[f(x, y)]|^2 + |W_s^{(2)}[f(x, y)]|^2}, \quad (7)$$

$$A_s f(x, y) = \arctan\left(\frac{W_s^{(2)}[f(x, y)]}{W_s^{(1)}[f(x, y)]}\right). \quad (8)$$

由二维网格数据结构可知,每个数据点周围有 8 个相邻数据点. 而梯度对称方向区间正切值  $\tan A_s f(x_0, y_0)$  相等. 那么,数据点  $(x_0, y_0)$  相角的  $\tan A_s f(x_0, y_0)$  必定落在下面 4 个区间之一:

$$(1 - \sqrt{2}, \sqrt{2} - 1), (\sqrt{2} - 1, \sqrt{2} + 1), (\sqrt{2} + 1, +\infty) \cup (-\infty, -1 - \sqrt{2}), (-1 - \sqrt{2}, 1 - \sqrt{2}),$$

进而,计算  $\tan A_s f(x_0, y_0)$  数值的大小,然后判断其落入的区间  $A$ ,将  $M_s f(x_0, y_0)$  与区间  $A$  和区间  $A$  对称梯度方向上相邻 2 个数据点进行比较,若  $M_s f(x_0, y_0)$  大于这 2 个点,那么数据点  $(x_0, y_0)$  就是局部极大值点,进而可以进行相关边界的提取. 小

波模极大值方法的一个主要优势是它可以通过阈值调节来主动压制噪声的影响.

**1.1.3 改进的归一化总梯度** 归一化总梯度法(NFG)是由前苏联学者别列兹金(1994)提出,并由陆克等译为中文,后被广泛应用于油气勘探中. 归一化总梯度的表达式为:

$$G^H(x, z) = \frac{G(x, z)}{\overline{G(x, z)}} = \frac{\sqrt{V_{xz}^2(x, z) + V_{zz}^2(x, z)}}{\frac{1}{M} \sum_1^M \sqrt{V_{xz}^2(x, z) + V_{zz}^2(x, z)}}, \quad (9)$$

在  $XOZ$  面内,按一定深度间隔求出各点的  $G^H(x, z)$ ,即可勾绘出  $G^H(x, z)$  的等值线图,利用  $G^H(x, z)$  极值点位置判断岩体质心或断裂位置. 归一化总梯度计算中的 2 个重点是重力场值的下延和方向导数的计算. 传统的归一化总梯度方法采用傅里叶级数方法计算,为了增强计算过程中的稳定性,在计算过程中加入了压制因子  $q_m$ . 其计算公式如下:

$$V_{xz}(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cdot \cos \frac{\pi n x}{L} \cdot e^{\frac{-\pi n z}{L}} \cdot q_m, \quad (10)$$

$$V_{zz}(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cdot \sin \frac{\pi n x}{L} \cdot e^{\frac{-\pi n z}{L}} \cdot q_m, \quad (11)$$

其中,  $L$  为测线长度,  $N$  为谐波总项数,  $e^{-\pi n z/L}$  为下延因子,  $B_n$  为谐波,表达式为:

$$B_n = \frac{2}{M} \sum_{j=0}^M \Delta g(j \Delta x) \sin \frac{\pi n j}{M}, \quad (12)$$

$q_m$  为压制下延过程中由随机误差和 高频振荡引起的  $G^H(x, z)$  不稳定的压制因子:

$$q_m = \left[ \frac{\sin \frac{n\pi}{N}}{\frac{n\pi}{N}} \right], m = 1, 2, 3, \dots, \quad (13)$$

王彦国等(2013)对其进行了改进,加强了  $q_m$  因子在下延过程中的压制作用,称为组合滤波的傅里叶级数法求归一化总梯度. 其计算公式为:

$$V_{xz}(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cdot \cos \frac{\pi n x}{L} \cdot e^{\frac{-\pi n z}{L} q_m} \cdot q_m, \quad (14)$$

$$V_{zz}(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cdot \sin \frac{\pi n x}{L} \cdot e^{\frac{-\pi n z}{L} q_m} \cdot q_m. \quad (15)$$

张凤旭等(2005)和张凤琴等(2008)研究了基于余弦变换的归一化总梯度和基于希尔伯特变换变换

的归一化总梯度并将其应用于断裂的识别,说明了归一化总梯度法可应用于边界识别问题. 归一化总梯度方法的特点是其通过极大值在横向位置指示地质体边界位置的同时,还可以通过极大值在垂向坐标的位置大致确定地质体的埋深,因此可以提供更多与地质体相关的信息.

**1.1.4 归一化偏差法** 归一化偏差方法( $ND$ )是笔者提出的一种新的重磁边界识别方法,其以重力异常或化极磁异常各方向导数偏差值为基础,并通过归一化手段平衡强弱异常转换信号的幅值以增强弱异常边界的识别效果,该方法通过极小值点位置识别地质体边界. 归一化偏差法无需求取高次导数,因此对噪声具有较好的抵抗能力,同时该方法也具有较高的指示精度. 这里的方向导数偏差为重磁异常的方向导数与其平均值差值的绝对值,并通过一个协调因子控制均值在偏差计算中的权重,其定义式为:

$$D_n = \sqrt{\left(\frac{\partial V}{\partial n} - q \cdot \frac{\partial \bar{V}}{\partial n}\right)^2}, \quad (16)$$

式中 $\partial V/\partial n$ 表示重磁异常在 $x, y, z$ 方向的方向导数,其对应方向的方向导数平均值; $q$ 为协调因子,取值在0.5至1.0之间,在实际应用中一般选取在0.9左右. 归一化偏差在计算过程中为滑动窗口计

算,窗口内方向导数的平均值记为窗口中心点方向导数的平均值. 其计算公式为:

$$ND = \frac{D_z}{D_x + D_y + D_z}, \quad (17)$$

其中 $D_x, D_y, D_z$ 为 $x, y, z$ 方向的偏差. 关于滑动窗口大小的选择根据异常体预计的顶面埋深进行调节,一般选择埋深的30%~40%,平面窗口大小选择亦参考此标准.

**1.2 模型试验**

在实际资料处理之前,本文首先通过理论模型试验验证了上述方法的应用效果. 模型试验包含剖面与平面模型试验.

**1.2.1 二维模型剖面异常识别** 剖面模型试验的对象由2个断裂构造组成,其基本参数为:左、右侧台阶顶、底埋深分别为300 m、500 m,中间部分顶、底埋深分别为200 m、400 m,两侧断裂倾角分别为 $\alpha=60^\circ$ 与 $\beta=110^\circ$ ,模型的剩余密度 $\sigma=1.0 \text{ g/cm}^3$ . 该模型在地面产生的重力异常及其水平、垂向导数如图1a所示. 对于该模型,本文分别运用TAHG、 $ND$ 与NFG方法对其边界位置(-500 m与500 m位置)进行了识别,图1b为TAHG、 $ND$ 方法结果,图1c为NFG方法结果与模型示意.

由图1b可见, $ND$ 曲线的极小值位置对应模型

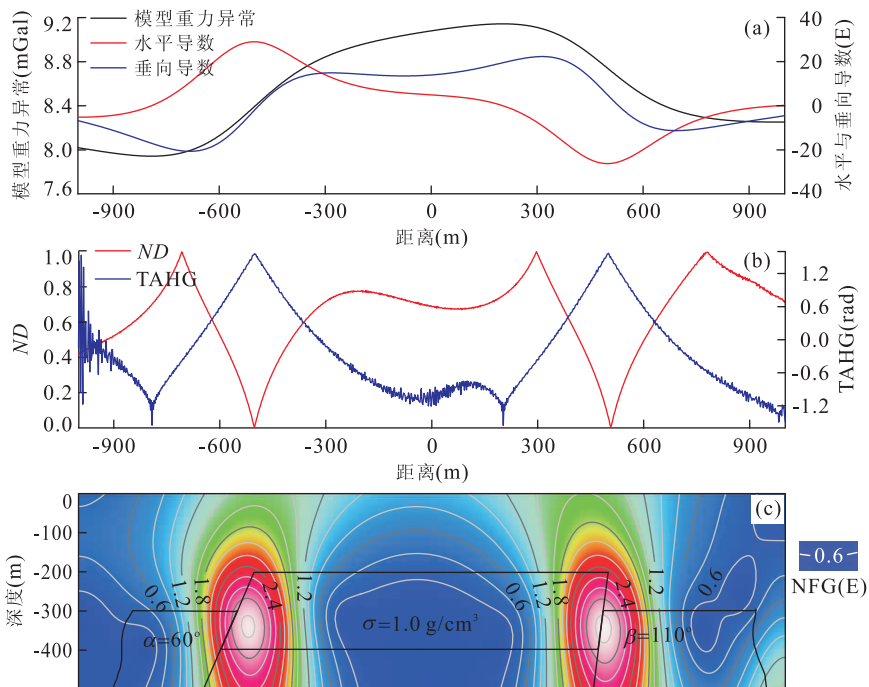


图 1 剖面模型试验示意与边界识别结果

Fig. 1 The model diagram and results of edge detecting of the profile fault model

a. 模型重力异常与各方向导数;b. TAHG与ND方法结果;c. NFG方法结果与模型示意,黑色线框为模型示意

边界位置,TAHG 曲线的极大值位置对应边界位置,2种方法均准确识别出模型体上边界位置,且ND与TAHG方法在边界位置显示为尖锐的峰值或谷值便于辨识.需注意的一点,在应用TAHG方法过程中需进行适当的滤波处理以减小噪声干扰,而ND方法则需要选取适当的窗口大小与调协因子.图1c显示了NFG方法的计算结果,其中2个极大值位置对应模型的边界位置与模型体中心近似埋深.模型试验结果显示NFG方法可以准确地识别出模型边界位置,同时可以对地质构造的中心埋深进行估测,但极值区域的倾斜方向与地质边界倾向关系尚不明确,不能用于确定倾向.NFG方法应用的重点在于谐波总项数与压制因子阶数的选取,需要经过多次调解选取极大值最大,能量最为集中的结果.由剖面模型试验可见,在实际资料的处理解释中可以联合应用这3种方法以获取剖面异常中地质构造边界的位置与埋深信息,同时提高处理结果质量.

**1.2.2 三维模型平面异常识别** 平面模型试验的对象由3个几何参数与剩余密度均不相同的块体组合而成,各个块体参数表1所示.

实测数据中往往混有噪声,据此本文在正演计算得到的重力异常数据中加入了1.5%的高斯噪声来模拟实际的噪声环境.模型空间示意、附有噪声的重力异常分别如图2a和图4b所示.对于该模型,本文分别运用TAHG、ND与小波模极大值方法对其边界位置进行识别.向上延拓是重磁资料处理中的重要手段,其结果可以反映相对更深的场源特征.因此模型试验中除对地面模型重力异常进行了边界识别,还将模型重力异常向上延拓50m与100m后再次进行边界识别,然后将不同高度边界识别结果叠加从而判断模型边界的倾向.图2c~2e分别为TAHG、ND与小波模极大值方法结果,图2c~2e中黑色、橙色及蓝色实线分别代表向上延拓0m、50m与100m后模型重力异常的识别结果.

图2c~2e分别为TAHG、小波模极大值与ND方法对平面模型进行边界识别的结果.观察图2c中TAHG方法结果:模型1所识别边界在不同高度叠合,表明模型1的边界基本呈垂直状态,与实际相符.模型2左侧外倾面边界识别结果随高度增加逐渐向左偏移,正确显示出模型倾向;而右侧外倾面因被遮挡,不同高度识别结果叠加.模型3下边界向外高倾,不同高度识别结果基本叠合,在下边界显示规律性变化,基本可以确定其倾向.总体而言,TAHG方法在不同延拓高度的识别结果均较为准确,主要

表1 组合模型参数

Table 1 Parameters of the combined model

模型编号	长度(m)	宽度(m)	厚度(m)	顶面埋深(m)	剩余密度(g/cm <sup>3</sup> )
模型1	500	500	300	80	0.8
模型2	1400	500	320	60	1.0
模型3	1000	600	280	100	1.2

的偏差在于模型转角位置,且随着延拓高度的增加识别结果逐渐趋近椭圆.

图2d为小波模极大值方法结果:小波模极大值方法的结果对于噪声有着很好的抵抗力,其通过方法阈值的调解可以很好地对噪声进行压制.小波模极大值方法对于延拓到不同高度模型重力异常的识别结果与TAHG方法相似,识别结果随延拓高度增加逐渐趋近椭圆,对模型转角位置边界特征刻画不够充分.对于模型1,不同高度结果叠合,显示为垂直边界.模型2所识别结果左边界随延拓高度增加逐渐外移,显示为向左倾斜.模型3下边界倾向也基本可以显示.

图2e为ND方法结果:ND方法识别结果表现出与前2种方法不同的特点,其中延拓0m的模型重力异常的识别结果准确刻画了模型上顶边界,优于其他2种方法,但同时显示出一定的噪声干扰.模型1延拓0m与50m的识别结果叠加,显示边界基本垂直.但延拓100m后识别结果外扩,推测原因为延拓高度偏高异常特征损失造成.模型2识别结果良好,左侧外倾面显示清晰,且基本保持了边界的真实形态.模型3延拓0m、50m识别结果良好,下方外倾面显示清楚.总体而言,ND方法对地面模型重力异常的识别结果准确度最好,且延拓一定高度后识别结果也基本保持了边界的真实形态.但ND方法对数据质量要求较高,易受噪声影响.且当延拓高度偏高时识别结果易发散,实际应用中应注意延拓最大高度的选择.

平面模型试验表明,通过将向上延拓到不同高度的重力异常的识别结果进行叠加可以基本确定地质构造边界的倾向信息.3种方法中,TAHG与小波模极大值方法识别结果较为稳定,受噪声干扰较小,ND方法对于地面重力异常的识别结果最为准确,且在延拓高度适宜时所显示边界信息也更为完整,但易受到噪声干扰与延拓高度的限制.所以在实际资料处理时应联合采用3种方法在多尺度条件下进行边界识别,对比不同方法识别结果以获得研究区地质构造边界位置与倾向信息.

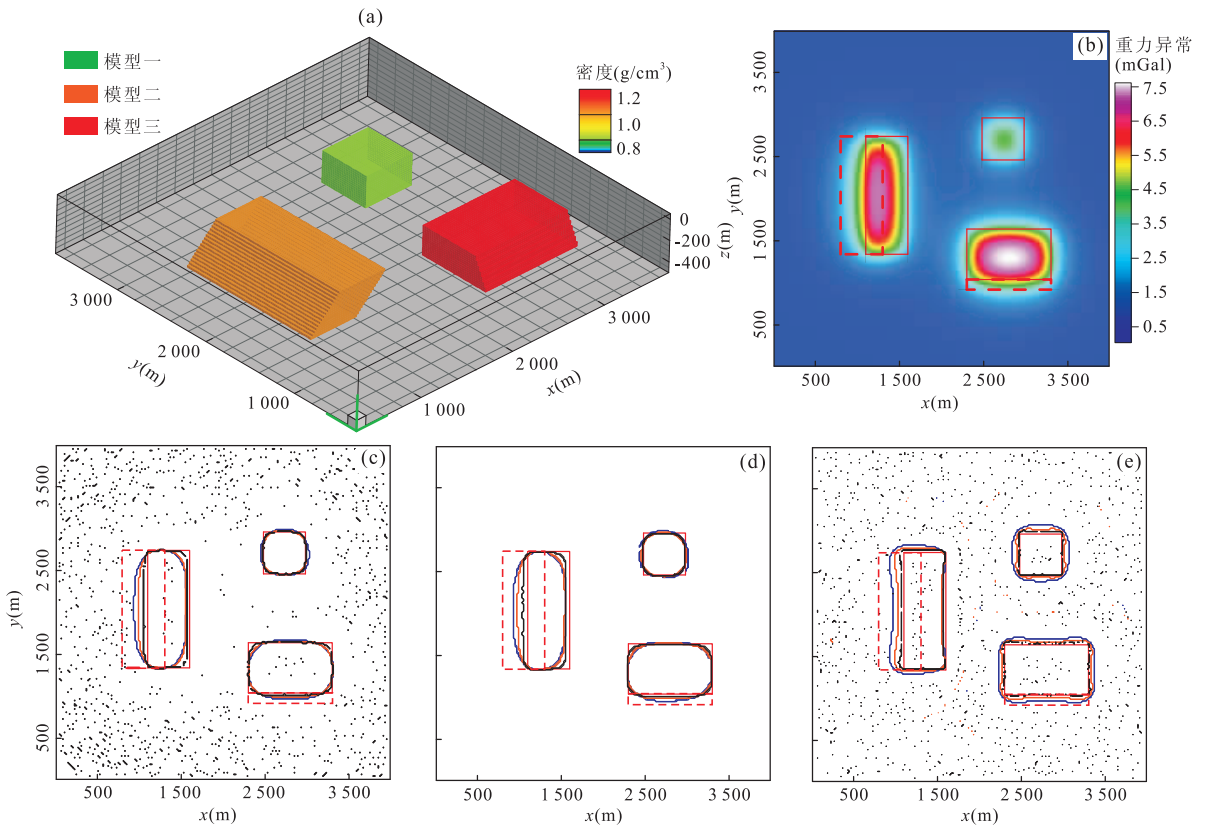


图 2 模型空间示意与边界识别结果

Fig. 2 The space distribution diagram and results of edge detection of the combined model

红色框线为模型平面投影位置,黑色、橙色及蓝色实线代表延拓 0m、50m 与 100m 后的识别结果。a. 模型空间分布示意;b. 模型正演重力异常(含 1.5% 高斯噪声);c. TAHG(blakely 算法(Blakely and Simpson, 1986)提取极大值);d. 小波模极大值;e. ND(blakely 算法提取极小值)

## 2 实测资料处理与解释

本文选用的实际资料为西准噶尔克拉玛依后山地区的剖面与平面重磁异常数据。研究区域主体位于西准噶尔地区,东南部跨入准噶尔盆地,属于盆山结合部。研究区位于西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块和准噶尔地块的交接处,是中亚造山带的重要组成部分。多期次的构造变形及其叠加改造造就了测区复杂的构造变形格式。研究区域地理坐标范围为 84°00′~85°30′E、45°00′~46°20′N,面积约为 1.7 万 km<sup>2</sup>,其地理位置如图 3(Ping *et al.*, 2013)中红色虚线框所示。研究区域的平面重磁数据为 1:20 万和 1:100 万布格重力异常;1:5 万和 1:20 万航磁异常光滑拼接,插值网格化为间距 0.5 km×0.5 km 规则节点数据。在平面资料的基础上,为了更深层次的了解研究区域地层、断裂构造和岩体分布,本文选取了一条长约 61 km 的 1:1 万重力剖面数据。整个剖面横穿研究区域主要构造单元,NW-SE 走向,位置如图 3 中红色实线所示。

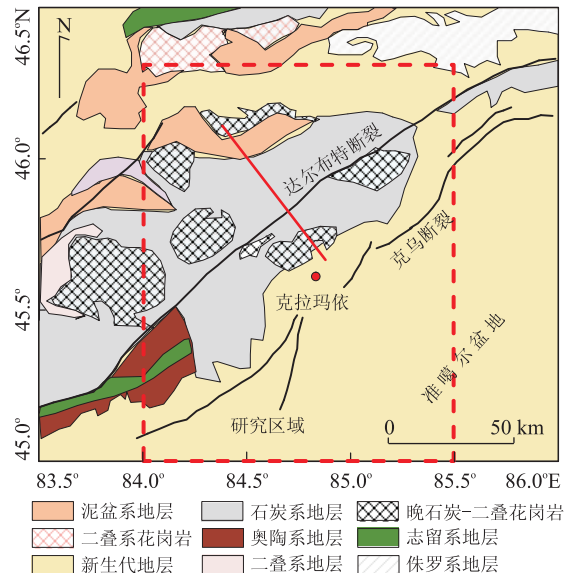


图 3 研究区域位置示意

Fig. 3 The diagram of study area

据 Ping *et al.* (2013)

### 2.1 剖面数据处理解释

本文中对剖面重力数据首先进行了区域异常校

正,得到局部重力异常数据.然后采用 TAHG、*ND* 与 NFG 3 种边界识别方法对其地质构造边界进行了识别,并通过不同方法结果对比分析确定了剖面主要断裂与岩体位置及近似埋深,如图 4 所示.图 4a 为剖面剩余重力异常;图 4b 为 *ND* 方法识别结果,其极小值位置指示地质构造边界;图 4c 为 NFG 方法识别结果,其极大值位置指示地质构造边界与近似埋深.图 4 中红色实曲线为地面调查中已发现断裂或岩体边界;图 4d 为 TAHG 方法识别结果,其极大值位置指示地质构造边界.在图 4 中,黑色实线框标出了 3 种方法均显示为边界的位置,确定为可信度较高的地质构造边界;黑色虚线框标出了其中 2 种方法显示为地质构造边界的位置,确定为可能的边界;图 4 中只有一种方法显示为地质边界的位置本文中并未标出,判断为可信度较低的边界位置.

观察 *ND*、TAHG 与 NFG 3 种方法边界识别的结果,上述 3 种方法提取的边界位置均有显示的有 12 处,推断为剖面内主要的断裂构造或岩体边界,识别结果与地面调查结果对应较好.3 km、15 km、29 km 与 52 km 位置处边界在 NFG 方法结果中显示为明显的极值,能量集中,表明这些边界应该是研究区内重要的断裂构造或岩体边界.将边界识别结果与研究区现有地质资料进行对比发现,其中 29 km 与 52 km 处

边界为研究区内两条区域性大断裂,分别为达尔布特断裂与哈图断裂,推测其近似中心埋深分别为 2 km 与 1.7 km.而 3 km 处边界为隐伏蛇绿岩带,15 km 处边界为克拉玛依岩体边界.剖面边界识别的结果很好地对现有资料,反映了研究区内的主要断裂与岩体边界,同时提供了丰富的细节信息.

### 2.2 平面数据处理解释

研究区域局部重力异常和异常分别如图 5a 和 5b 所示.本文利用 TAHG 和 *ND* 与小波模极大值方法对平面重磁异常进行了地质边界识别,并对 TAHG 与 *ND* 方法所识别结果采用 blakely 算法进行了极大、小值提取.局部重力异常和化极磁异常各方法边界识别结果分别如图 5c、5d 所示.为获得研究区内地质构造边界的倾向信息,本文将研究区重磁异常分别向上延拓 1 000 m 与 2 000 m 后再次进行边界识别,并将不同高度识别结果进行叠加,图 5e、5f 分别显示了采用 *ND* 方法的识别结果.

由于重力异常在区域断裂构造的响应主要为梯度陡变带,比较容易识别,而磁异常只有在磁性岩层发生错位或存在磁性侵入体时才有显示.因此本文中,断裂构造信息的提取主要参考局部重力异常的识别结果,而岩体信息主要参考化极磁异常的识别结果.对于研究区内的主要断裂与岩体构造特征:由

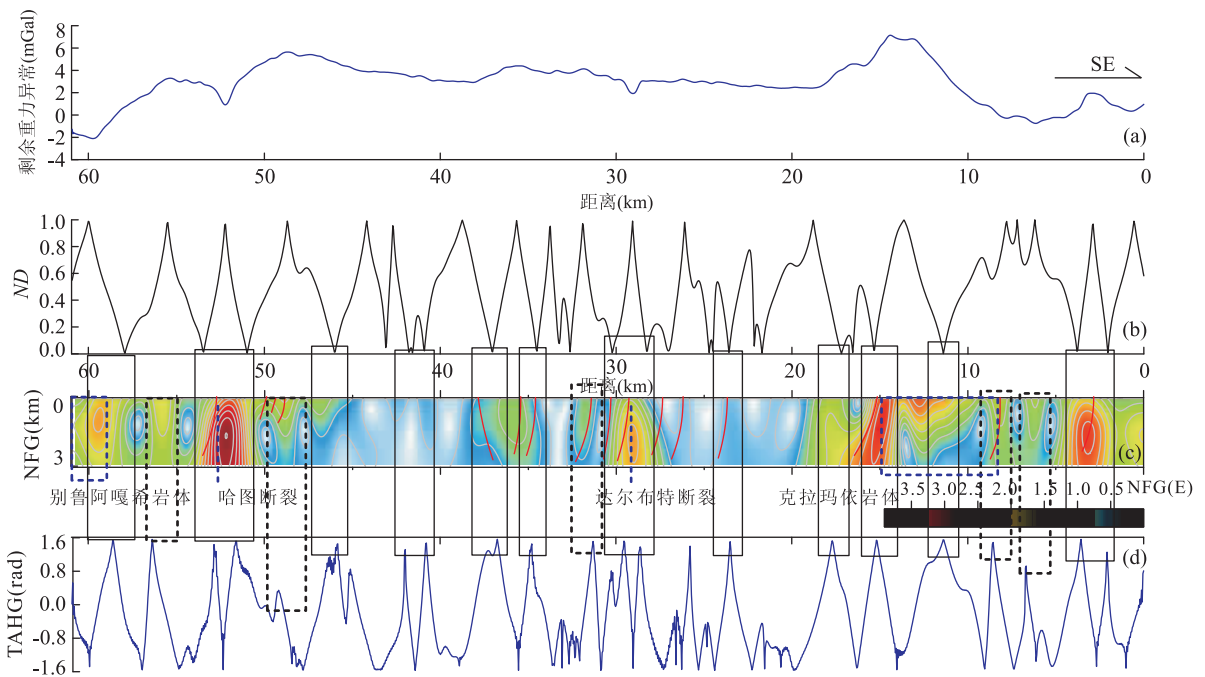


图 4 剖面布格重力异常及边界识别方法结果

Fig. 4 The residual gravity anomaly and edge detection results of the profile data

黑色实线框表示 3 种方法均显示为边界的位置;黑色虚线框为 2 种方法显示为边界的位置;红色实曲线为地面调查中已发现断裂或岩体边界. a. 局部重力异常;b. *ND*;c. NFG;d. TAHG

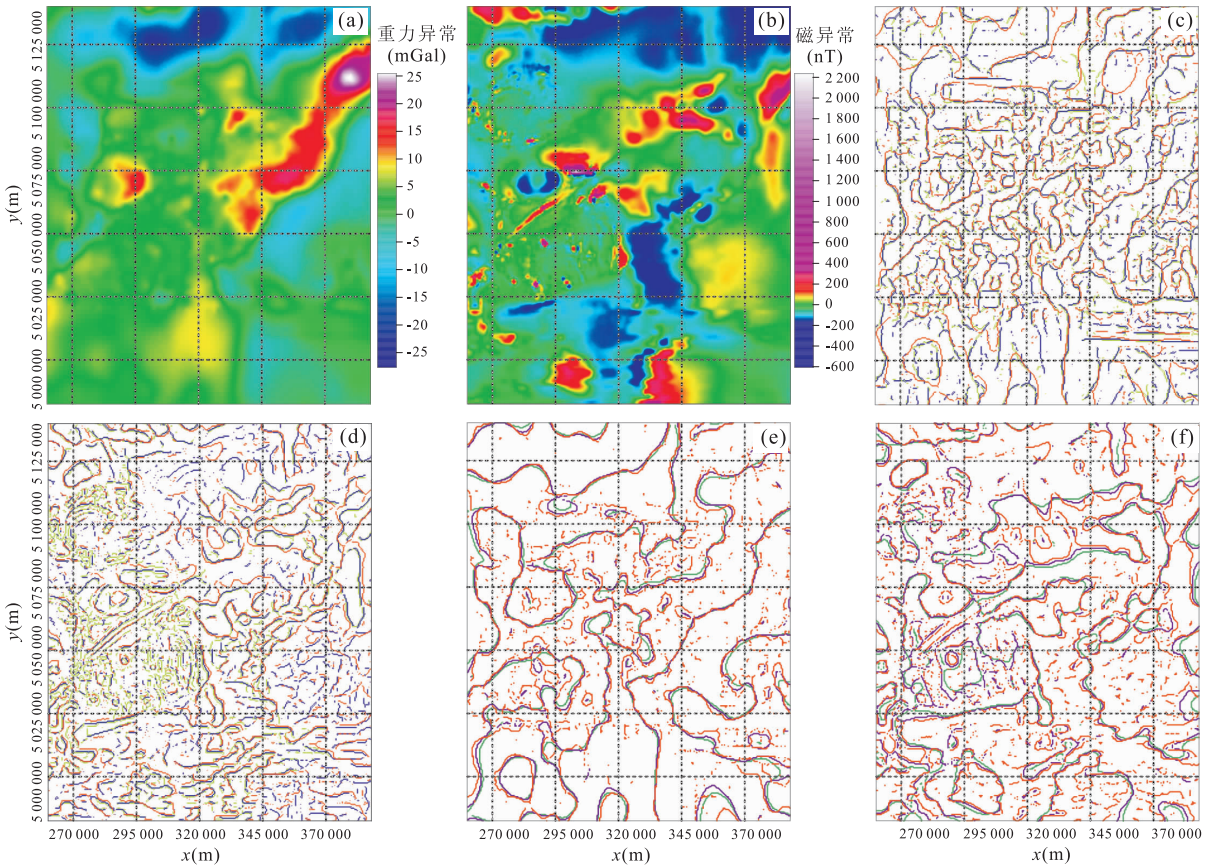


图 5 研究区平面数据及其边界识别结果

Fig. 5 Gravity and magnetic data of the study area and their edge-detection results

a. 研究区局部重力异常; b. 研究区航磁化极后异常; c. 局部重力异常边界识别结果; d. 航磁化极异常边界识别结果; e. 局部重力异常多尺度  $ND$  方法边界识别结果; f. 航磁化极异常多尺度  $ND$  方法边界识别结果。图 c、d 中蓝色为 TAHG 结果, 橘色为  $ND$  结果, 绿色为小波模极大值结果; 图 e、f 中橘色为地面识别结果, 紫色为延拓 1 000 m 后识别结果, 绿色为延拓 2 000 m 后识别结果

图 5c 可见, 研究区内除有 NE-SW 向断裂发育外, 近南北向断裂也丰富发育, 总体呈现 2 个方向断裂体系交叉结合的状态。图 5d 结果显示研究区内磁性岩体与磁性分界面分布广泛, 各种界线杂糅, 但右下方弧形磁性分界面为区域性特征, 且与图 5c 重力资料识别结果有着很好的对应, 可见研究区断裂构造与其重磁异常特征有着重要关系。对比平面异常的识别结果 (图 5a 和 5b) 并参考研究区局部重力异常与化极磁异常, 本文给出了研究区内的主要断裂构造与岩体分布, 如图 6a 和 6b 所示。观察图 5e 中结果, 可见克乌断裂与哈图断裂边界识别结果随高度增加逐渐北移, 判断为倾向为向北高倾, 而达尔布特断裂在研究区域中部受周围岩体或断裂影响, 边界断续, 总体呈现高倾状态。图 6a 中所表示断裂构造在图 5e 中均有显示, 其中区域下方断裂 F5 识别结果西倾, 其对研究区内重磁异常特征形成有重要作用。图 5f 中结果显示了研究区内主要岩体边界向下延伸状态, 其中庙儿沟岩体、克拉玛依岩体及红山岩体边界向下逐渐收缩,

而阿克巴斯陶岩体边界向下变化微弱, 呈近垂直状态。哈图岩体边界变化趋势显示不明显。根据研究区地质资料与磁异常特征推测, 图 6b 中所推测岩体多为超基型岩体, 其中红山岩体附近  $R_6$  至  $R_8$  岩体向下逐渐扩张,  $R_9$ 、 $R_{10}$ 、 $R_{13}$  与  $R_{14}$  岩体向下变化呈竖直状态,  $R_{11}$  岩体向下逐渐扩张。边界识别结果展示了丰富的细节信息, 但由于研究区域的重磁数据由不同比例尺的数据拼合而成, 在拼接处产生了虚假边界, 在分析解释结果时需要将其影响考虑在内。

### 3 结论

本文研究西准噶尔克拉玛依后山地区断裂构造与岩体空间三维特征, 为三维地质填图提供模型构建参考信息, 选取总水平梯度倾斜角法、小波模极大值方法、改进的归一化总梯度法与归一化偏差法作为技术手段, 通过不同方法联合应用与多尺度边界



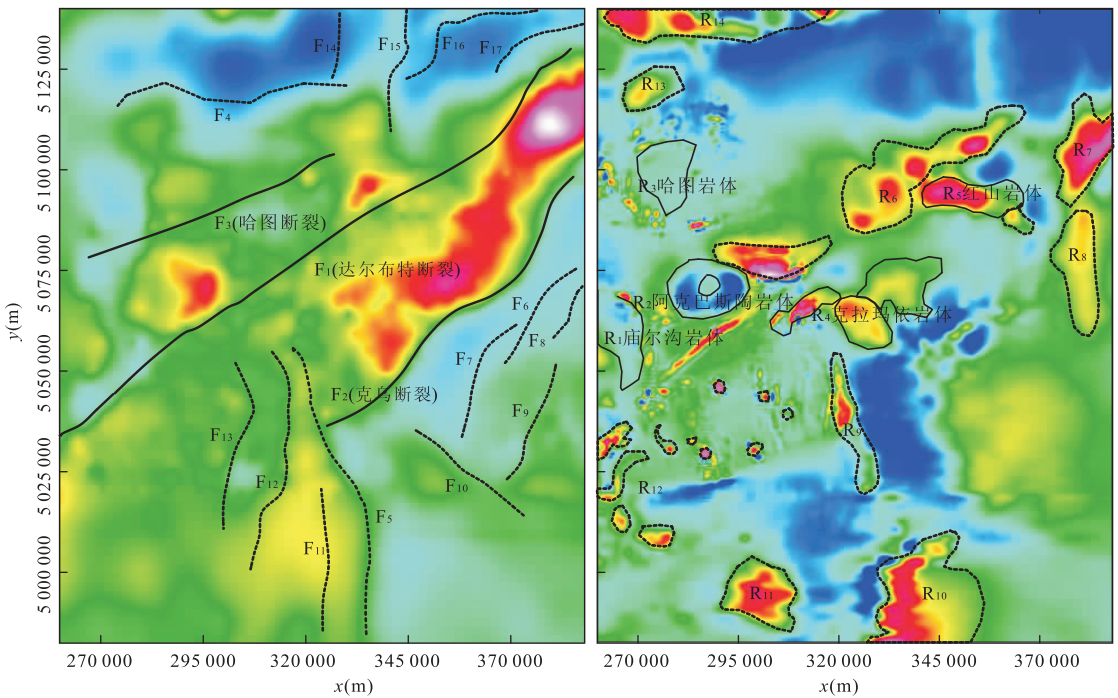


图 6 推测解释的断裂构造分布于主要岩体边界

Fig. 6 The fault and rock masses distribution in the study area

a. 推断断裂构造分布; b. 推断解释的主要岩体边界. 图中实线为证实存在的断裂与岩体; 虚线为推断断裂与岩体

识别手段,取得了剖面断裂与岩体的位置及埋深信息和平面断裂与岩体的位置及倾向信息. 文中选取的各方法中,总水平梯度倾斜角法因存在重磁异常高阶导数的计算,需要注意计算过程中的趋噪,选择合适导数计算方法;小波模极大值方法具有主动研制噪声的特点,但应谨慎选择阈值,否则易损失细节信息;改进的归一化总梯度法仅适合应用于剖面数据,计算参数的选择对计算结果有显著影响,需要多次调解计算参数后选取最佳结果;归一化偏差法不需要计算异常高阶导数,避免了求导过程中的误差累积影响,同时降低了噪声对方法结果的影响. 其次通过归一化手段增强弱异常边界的识别效果,有利于拾取更多的边界信息,其结果边界信息还原较为完整,边界位置指示较为准确,应用中需要根据数据质量与规模调节计算参数以取得最佳效果.

根据边界识别结果,本文对研究区内现有主要断裂构造与岩体空间特征进行了推断,与现有地质资料有着较好的对应关系,并推测标注了研究区主要的断裂与岩体. 研究区内区域性断裂构造对区内地层及岩体分布有主要的控制作用. 克乌断裂与南北向 F<sub>5</sub> 断裂是研究区内重要的重磁场特征界线,研究区东南区域重磁异常特征主要受其影响. 中部达尔布特断裂近 NE-SW 向分布,区内主要岩体出露

于其两侧. 区内北部向哈图断裂对研究区北部有主要控制作用,是重要的构造界面.

利用重磁边界识别技术提出地质构造边界信息,有助于进一步分析研究区域的构造特征与演化历史,能够为三维地质填图提供重要参考依据;同时也应注意到各种重磁边界识别方法均存在其优势与缺点,在实际资料处理中联合应用多种方法,分析对比各方法结果,相互印证是可行且必要的.

致谢:中国地质资料馆和中国国土资源航空物探遥感中心提供的区域重磁数据,在此表示感谢.

References

Blakely, R. J., Simpson, R. W., 1986. Approximating Edges of Bodies from Magnetic or Gravity Anomalies. *Geophysics*, 51: 1494-1498. doi:10.1190/1.1442197  
 Berezkin, V. M., 1994. Geophysical Prospecting Data of Total Gradient Interpretation Method. Translated by Lu, K., Liu, W. J., Jiao, E. F.. Geological Publishing House, Beijing, 31-57 (in Chinese).  
 Cheng, Z. X., 1998. The Wavelet Analysis Algorithm and Application. Xi'an Jiaotong University Press, Xi'an (in Chinese).  
 Cooper, G. R. J., Cowan, D. R., 2008. Edge Enhancement of Potential-Field Data Using Normalized Statistics. *Geophysics*, 73(3): 1-4. doi:10.1190/1.2837309  
 Cordell, L., 1979. Gravimetric Expression of Graben Faulting

- in Santa Fe County and the Espanola Basin, New Mexico. *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 30th Field Conf.*, New Mexico, 59—64.
- Francisco, J. F. F., Jefferson, D. S., Alessandra, D. B., 2013. Enhancement of the Total Horizontal Gradient of Magnetic Anomalies Using the Tilt Angle. *Geophysics*, 78(3): 34—41. doi:10.1190/GEO2011-0441.1
- Hood, P., McClure, D. J., 1965. Gradient Measurements in Ground Magnetic Prospecting. *Geophysics*, 30(3): 403—410. doi:10.1190/1.1439592
- Lü, P., Zhang, W., Liu, G., et al., 2013. Advances in 3-D Geological Mapping Taking by abroad Important Geological Surveys. *Land and Resources Information*, (3): 13—18 (in Chinese).
- Mallat, S., Zhong, S. F., 1992. Characterization of Signals from Multi-Scale Edges. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 14(7): 710—732. doi:ieeecomputersociety.org/10.1109/34.142909
- Miller, H. G., Singh, V., 1994. Potential Field Tilt—A New Concept for Location of Potential Field Sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2—3): 213—217. doi:10.1016/0926-9851(94)90022-1
- Nabighian, M. N., 1972. The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section in Properties and Use for Automated Interpretation. *Geophysics*, 37(3): 507—517. doi:10.1190/1.1440276
- Nabighian, M. N., 1984. Toward a Three Dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data via Generalized Hilbert Transforms; Fundamental Relations. *Geophysics*, 49(6): 780—786. doi:10.1190/1.1441706
- Ping, S., Xiao, W., Ping, H. D., et al., 2013. Petrogenesis and Tectonic Settings of the Late Carboniferous Jiamantieliek and Baogutu Ore-Bearing Porphyry Intrusions in the Shouthern West Juggar, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 75: 158—173.
- Strang, G., Nguyen, T., 1996. *Wavelets and Filter Banks*. 2ed Edition. Wellesley Press, Cambridge.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., et al., 2004. New Insights into Magnetic Derivatives for Structural Mapping. *The Leading Edge*, 23: 116—119. doi:10.1190/1.1651454
- Wang, Y. G., 2010. Study and Application of High Precision Normalized Full Gradient of Gravity Anomaly Method (Dissertation). Jilin University, Changchun (in Chinese).
- Wang, Y. G., Zhang, F. X., Wang, Z. W., et al., 2013. Edge Detection of Potential Field Using Normalized Differential. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 43(2): 592—602 (in Chinese with English abstract).
- Wijns, C., Perez, C., Kowalczyk, P., 2005. Theta Map; Edge Detection in Magnetic Data. *Geophysics*, 70(4): 39—43. doi:10.1190/1.1988184
- Zhang, F. Q., Zhu, H. Y., Zhang, F. X., et al., 2008. Study and Application of Normalized Full Gradient of Gravity Anomalies and Phase Based on DCT in Identifying Fracture. *Global Geology*, 27(1): 83—88 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, F. X., Meng, L. S., Zhang, F. Q., et al., 2005. Calculating Normalized Full Gradient of Gravity Anomaly Using Hilbert Transform. *Chinese J. Geophys.*, 48(3): 704—709 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. L., Liu, T. Y., Yang, Y. S., 2011. Calculation of Gravity and Magnetic Source Boundary Based on Anisotropy Normalized Variance. *Chinese J. Geophys.*, 54(7): 1921—1927 (in Chinese with English abstract). doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.07.026
- Zheng, X., Wu, Z. C., Zhang Y. Y., et al., 2013. The New Progress of Overseas 3D-Geological Mapping. *Journal of East China Institute of Technology (Social Science)*, 32(3): 397—402 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, B. J., 2013. The Study on the Application of Multi-Scale Wavelet Transforms Modulus Maxima in Boundary Detection of Potential Fields (Dissertation). Jilin University, Changchun (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 别列兹金, V. M., 1994. 物探数据的总梯度解释法. 陆克, 刘文锦, 焦恩富译. 北京: 地质出版社, 31—57.
- 程正兴, 1998. 小波分析算法与应用. 西安: 西安交通大学出版社.
- 吕鹏, 张炜, 刘国, 等, 2013. 国外重要地质调查机构三维地质填图工作进展. 国土资源情报, (3): 13—18.
- 王万银, 邱之云, 杨永, 等, 2010. 位场边缘识别方法研究进展. 地球物理学进展, 25(1): 196—210.
- 王彦国, 张凤旭, 王祝文, 等, 2013. 位场归一化差分法的边界检测技术. 吉林大学学报(地球科学版), 43(2): 592—602.
- 张凤琴, 朱洪英, 张凤旭, 等, 2008. 基于 DCT 的重力归一化总梯度及相位在识别断裂构造中的研究与应用. 世界地质, 27(1): 83—88.
- 张凤旭, 孟令顺, 张凤琴, 等, 2005. 利用 Hilbert 变换计算重力归一化总梯度. 地球物理学报, 48(3): 704—709.
- 张恒磊, 刘天佑, 杨宇山, 2011. 各向异性标准方差计算重磁源边界. 地球物理学报, 54(7): 1921—1927.
- 郑翔, 吴志春, 张洋洋, 等, 2013. 国外三维地质填图的新进展. 华东理工大学学报(社会科学版), 32(3): 397—402.
- 朱保健, 2013. 多尺度小波模极大值法在位场边界检测中的应用研究(硕士毕业论文). 长春: 吉林大学.