

杜威, 吴贺宇, 陈祥忠等. 2021. 一种改进的重力梯度全张量数据的边界识别方法. 地球物理学报, 64(9):3358-3367, doi:10.6038/cjg202100465.

Du W, Wu H Y, Chen X Z, et al. 2021. An improved edge detection method for full gravity gradient tensor data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 64(9):3358-3367, doi:10.6038/cjg202100465.

一种改进的重力梯度全张量数据的边界识别方法

杜威¹, 吴贺宇², 陈祥忠^{3*}, 刘俊成², 张阳阳⁴, 惠梦琳³

1 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学重点研究实验室, 贵阳 550081

2 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130026

3 北京桔灯地球物理勘探股份有限公司, 北京 102200

4 安徽省勘查技术院, 合肥 230031

摘要 边界识别是重力资料解释中的一项重要任务. 随着重力梯度测量技术的迅速发展, 重力梯度张量数据在边界识别中的应用越来越广泛. 本文重点研究了随着深度的增加, 边界识别能力下降, 正负异常中出现假边缘的问题. 另外, 有些边缘检测方法对走向不同的地质体识别能力有所差异. 本文对基于重力梯度张量的水平方向 Theta 法进行改进, 通过选择合适的阈值来减少虚假异常, 提出了一种改进的重力梯度全张量数据的边界识别方法 (IED). 通过模型试验的对比, 证明该方法不再受地质构造走向的影响, 对不同深度的地质体边缘检测清晰、连续, 且正负异常之间无虚假边界. 最后, 将该方法应用于加拿大圣乔治湾的重力梯度张量资料, 其结果显示了更多的地质细节.

关键词 重力梯度全张量; 边界识别; 改进的水平方向 Theta 法; 阈值

doi:10.6038/cjg202100465

中图分类号 P631

收稿日期 2020-12-03, 2021-06-12 收修定稿

An improved edge detection method for full gravity gradient tensor data

DU Wei¹, WU HeYu², CHEN XiangZhong^{3*}, LIU JunCheng²,
ZHANG YangYang⁴, HUI MengLin³

1 State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2 College of Geo-exploration Science and Technology, Jilin University, Changchun 130026, China

3 Beijing Orangelamp Geophysical Exploration Company Limited, Beijing 102200, China

4 Geological Exploration Technology Institute of Anhui Province, Hefei 230031, China

Abstract Edge detection is an essential task in interpretations of gravity and magnetic data. With the rapid development of gravity gradient measurement technology, gravity gradient tensor data has been increasingly used in edge detection. This article focuses on the problem that with the depth increase, the ability to recognize the edge decreases and false edges occur in positive and negative anomalies when using some edge detection methods. In addition, some methods have different recognition abilities for geological bodies with different strikes. Here we propose a new edge detection method which is based on the improved horizontal Theta method of gravity gradient tensors and choosing an appropriate threshold to reduce false anomalies. Comparison of

基金项目 国家青年科学基金项目(41904129)资助.

第一作者简介 杜威,女,1990年生,博士后,主要从事重磁场数据处理及解释方面的研究. E-mail: duwei0505@yeah.net

* 通讯作者 陈祥忠,男,1982年生,博士,主要从事物探综合处理方法技术的研究. E-mail: 6447316@163.com

model tests demonstrates that the proposed method is no longer affected by the strike of geological structures. The edges of geological bodies at different depths detected are clear and continuous, and there are no false boundaries between positive and negative anomalies. Finally, this method is applied to the real gravity gradient tensor data in St. Georges Bay, Canada, revealing more geological details.

Keywords Gravity gradient tensor; Edge detection; Improved horizontal Theta method; Threshold

0 引言

随着重力梯度测量技术的发展,越来越多的重力梯度全张量数据被应用到数据处理中.重力梯度全张量数据是重力位的二阶偏导数,由9个张量数据组成,较重力数据包含有更高频率的信息.对重力梯度全张量数据进行处理,可以得到更全面,更准确的地质信息.

边界识别在位场数据处理中有着重要的作用(Cooper and Cowan, 2006; 马国庆等, 2011; Archibald et al., 1999; 鲁宝亮等, 2020),其方法种类有很多,常用的有:垂向导数(Evjen, 1936)、总水平导数法(THDR)(Verduzco et al., 2004)、解析信号(ASM)(Hsu et al., 1996)、倾斜角法(Miller and Singh, 1994)、倾斜角水平导数法(王明等, 2013)、Theta图法(Wijns et al., 2005)以及其他方法(段杰翔和徐亚, 2020; 王丁丁等, 2021),这些方法都是在传统的重力数据基础上提出的.随着重磁勘探方法的多样化和高精度勘探仪器的发展,梯度仪可以测量所有的重磁张量分量.许多经典的边缘检测方法被应用于梯度张量数据(郑强等, 2019). Zhang等(2000)提出张量-欧拉反褶积方法,提高了地质体水平位置的分辨率(Mikhailov et al., 2007). Beiki(2010a, b)利用重力张量数据的方向解析信号振幅来确定地质体位置.朱自强等(2015)通过对重力梯度张量解析信号应用欧拉反褶积,提高了反演结果的可靠性. Yuan和 Yu(2015)定义了二阶方向解析信号,提出了几种基于水平方向解析信号和二阶水平方向解析信号的新边界识别方法. Oruç和 Keskinsezer(2008)使用倾斜角法,利用重力梯度张量数据对简单模型的边缘进行检测.另外,重力梯度张量的特征值也被用来描绘地质体的边缘. Beiki和 Pedersen(2010)利用重力梯度张量数据的特征向量来估计场源的位置和走向. Sertcelik和 Kafadar(2012)提出了一种利用结构张量特征值来识别地质体边缘的方法. Yuan等(2014a)提出了三种平衡结构张量最大特征值的

方法,并重新定义了结构张量. Zhou等(2017)提出了基于三维结构张量方向总水平导数的边缘检测新方法. Oruç等(2013)利用重力梯度张量数据曲率的最大特征值圈定了地质构造的边缘.一些学者基于Oruç等提出的方法进行了相关改进(Zhou et al., 2013; Wang et al., 2015; Zuo and Hu, 2015). Yuan等(2016)提出了方向Theta方法,并利用水平方向Theta组合(ThetaX与ThetaY相加)的最大值定义了一种新的边缘检测方法(ED)来描绘重力梯度张量数据的边界.当地质体同时存在正异常和负异常时,该方法可以避免产生虚假边缘,但该方法受地质体走向的影响.本文针对其受地质体走向影响的问题,提出了一种改进的边界识别方法(IED),替换原方法中的加法运算,通过选择合适的阈值来削弱虚假边界的识别.模型试验表明,该方法不再受地质体走向的影响,在实际数据处理中取得了良好的效果.

1 ED方法及存在问题

重力梯度全张量(GGT)数据是重力位 U 的二阶偏导数,其矩阵形式为

$$T = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} \\ \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial x} & \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} \\ \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} & \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial y} & \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_{xx} & g_{xy} & g_{xz} \\ g_{yx} & g_{yy} & g_{yz} \\ g_{zx} & g_{zy} & g_{zz} \end{bmatrix}, \quad (1)$$

由位场理论可知,地质体外的引力位满足拉普拉斯方程(Beiki et al., 2010):

$$g_{xx} + g_{yy} + g_{zz} = 0, \quad (2)$$

T 为对称矩阵,它只包括5个独立张量, g_{xy} 、 g_{xz} 、 g_{yz} 、 g_{xx} 和 g_{zz} .方向解析信号的振幅为

$$\begin{cases} |A_x(x, y, z)| = \sqrt{(g_{xx})^2 + (g_{yy})^2 + (g_{zz})^2}, \\ |A_y(x, y, z)| = \sqrt{(g_{xy})^2 + (g_{yy})^2 + (g_{yz})^2}, \\ |A_z(x, y, z)| = \sqrt{(g_{xz})^2 + (g_{yz})^2 + (g_{zz})^2}. \end{cases} \quad (3)$$

Yuan和 Geng(2014b)、Yuan和 Yu(2015)定义了

方向总水平导数. 基于 Theta 方法的定义, 提出了 GGT 数据的方向 Theta 方法(Yuan et al., 2016), 可以表示为

$$\begin{cases} \text{ThetaX} = -\frac{\sqrt{g_{xx}^2 + g_{yy}^2}}{|A_x(x, y, z)|}, \\ \text{ThetaY} = -\frac{\sqrt{g_{xy}^2 + g_{yx}^2}}{|A_y(x, y, z)|}, \\ \text{ThetaZ} = \frac{\sqrt{g_{xz}^2 + g_{yz}^2}}{|A_z(x, y, z)|}. \end{cases} \quad (4)$$

并在此基础上, 将 ThetaX 与 ThetaY 得到的结果进行叠加, 提出了 ED 方法, 该方法用极大值识别边界:

$$\text{ED} = \text{ThetaX} + \text{ThetaY}. \quad (5)$$

本文设计了模型试验(图 1). 图 1a、b 分别是模型的平面图和三维视图. 测区范围为 100 km × 100 km,

点距为 0.5 km, 模型参数见表 1.

表 1 图 1 模型的参数

Table 1 Parameters of the models in Fig. 1

编号	上、下底深度/km	剩余密度/(10 ³ kg · m ⁻³)
1	1.00 和 2.00	0.1
2	2.00 和 3.00	0.1
3	1.00 和 2.00	-0.1

在模型试验中, 当重力梯度张量用于边界识别时, 可能会受到地质体走向的影响, 因此模型体设计与坐标轴成一定角度. 此外, 模型的设计考虑了不同深度地质体及正负异常相间对边界识别的影响. 图 2 和图 3 分别为模型的重力异常图和理论重力张量图.

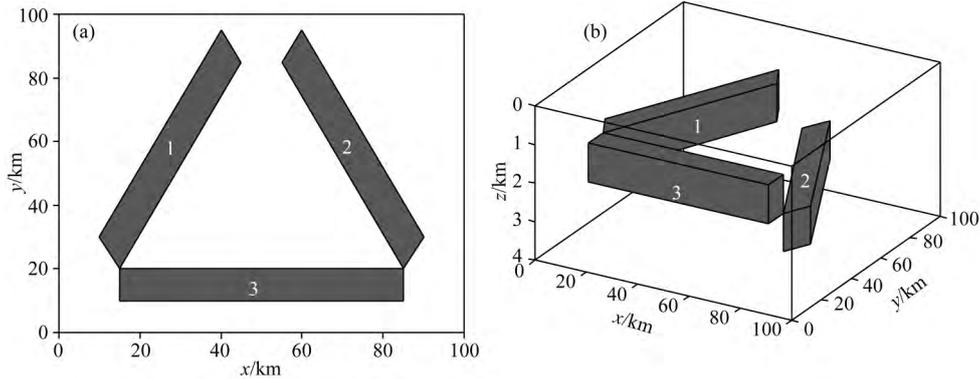


图 1 模型位置图

(a) 平面图; (b) 立体图.

Fig. 1 Positions of models

(a) Planar view; (b) 3D view.

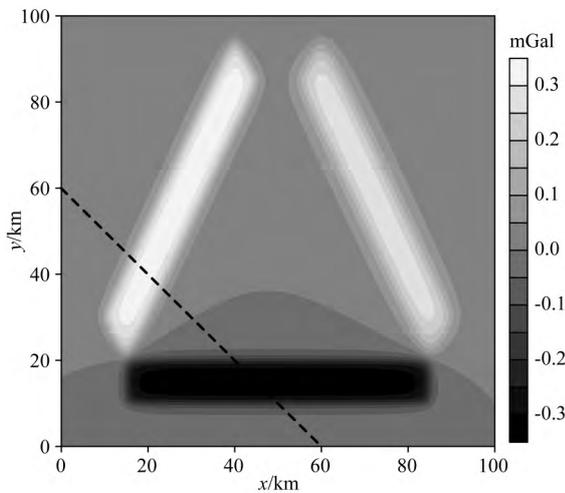


图 2 模型重力异常图

Fig. 2 Gravity anomalies of models

本文将总水平导数(THDR)方法的边界识别效果(图 4)与 ED 方法的边界识别效果(图 5)进行对比, 其中 THDR 方法为重磁数据处理中常用的边界

识别方法, 该方法受深度影响. 图 4 中, 模型 2 较模型 1、3 深度大, 所以模型 2 的边界识别效果较模型 1、3 差, 边界模糊.

图 5 是 ED 方法边界识别效果, Yuan 等(2016)等已经验证该方法不受正负异常梯度带的影响. 与 THDR 方法识别结果进行比较, 其中模型 2 的边界识别效果与模型 1 的相同, 并且比 THDR 方法识别出的边界清晰, 说明该方法不受深度的影响. 图 5 中模型 3 与模型 1 的深度相同, 但是识别出的边界清晰程度不同, 考虑到只有模型 3 边界垂直于 x 轴或 y 轴, 所以推测该方法受地质体走向的影响.

从 ThetaX 和 ThetaY 的等值线图(图 6)中可以看出, 模型体 1、2 的边界在 ThetaX 和 ThetaY 中分别对应极大值, 且大小相近. 而模型体 3, 在 ThetaX 的图中只能识别出垂直于 x 轴的边界, 在 ThetaY 的图中只能识别出垂直于 y 轴的边界, 对 ThetaX 和 ThetaY 进行叠加后, 模型体 1、2 边界的数值绝对值会达到模型体 3

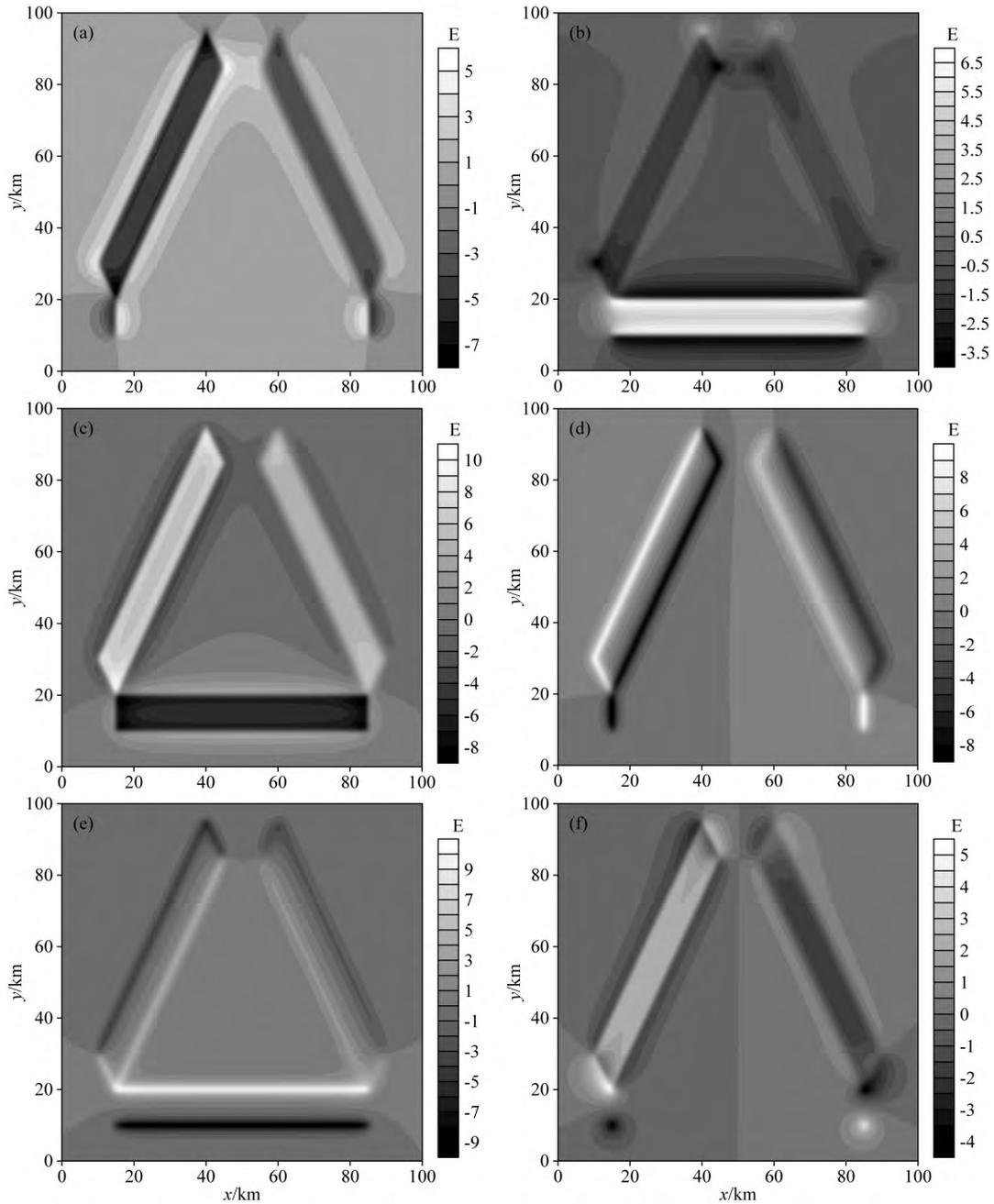


图 3 模型理论张量

(a) g_{xx} ; (b) g_{yy} ; (c) g_{zz} ; (d) g_{xz} ; (e) g_{yz} ; (f) g_{xy} .

Fig. 3 Synthetic gravity gradient tensors of models

边界的 2 倍左右,因此模型体 3 的边界较为模糊.因此,ED 方法识别边界的结果中,当待识别区域内存在垂直或平行于坐标轴的地质体和与坐标轴成一定角度的地质体时,与坐标轴垂直或平行的地质体的边界较模糊,不利于边界信息的提取.

2 方法改进

为了减小地质体走向对 ED 方法的影响,本文

提出 IED 方法,表达式为

$$IED(i, j) = \max(\text{Theta}X(i, j), \text{Theta}Y(i, j)), \quad (6)$$

式中, i, j 分别为点线号,将 $\text{Theta}X$ 和 $\text{Theta}Y$ 逐点对比,取较大的值赋给 IED.这样可以避免与坐标轴成一定角度的边界叠加两次.但这样运算会使 $\text{Theta}X$ 和 $\text{Theta}Y$ 中的较弱的虚假异常凸显出来.为了减弱这种效应,本文根据 $\text{Theta}X$ 和 $\text{Theta}Y$ 各自的最小值 TX_{\min} 和 TY_{\min} ,定义了阈值 T :

$$T = \alpha \cdot \max(TX_{\min}, TY_{\min}). \quad (7)$$

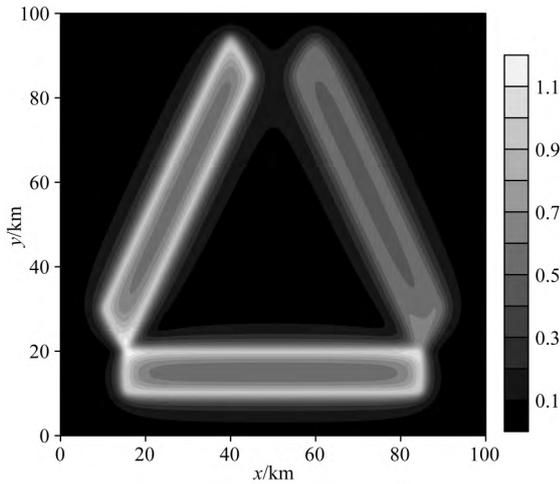


图 4 THDR 方法边界识别结果
Fig. 4 Edge detection result by THDR

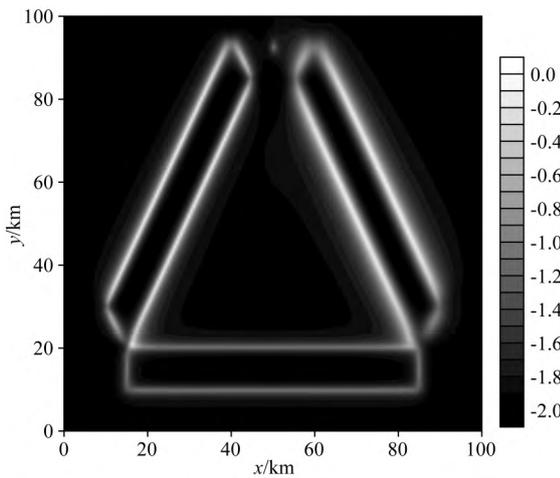


图 5 ED 方法边界识别结果
Fig. 5 Edge detection result by ED

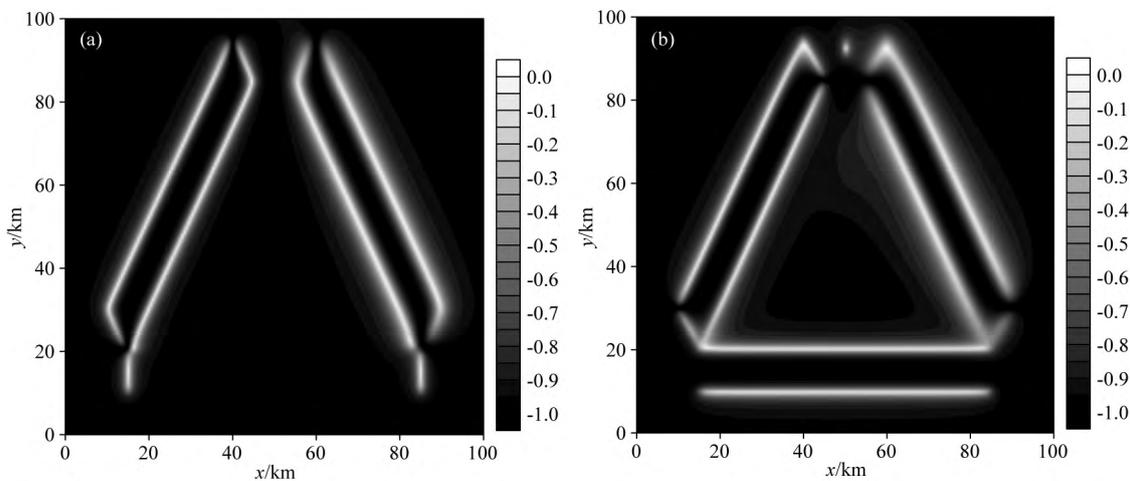


图 6 边界识别结果
(a) ThetaX; (b) ThetaY.
Fig. 6 Edge detection results

由于 Θ_X 和 Θ_Y 都为负值, T 也为负值, α 取值的范围为 $0 \sim 1$. 设定判定条件: 当测点的 Θ_X 和 Θ_Y 的值都小于 T , 则 IED 取二者较小的值; 其他情况, IED 取二者较大的值, 即:

$$IED(i, j) = \begin{cases} \min(\Theta_X(i, j), \Theta_Y(i, j)) & \Theta_X(i, j) < T \text{ and } \Theta_Y(i, j) < T, \\ \max(\Theta_X(i, j), \Theta_Y(i, j)) & \text{else} \end{cases} \quad (8)$$

将其应用到模型试验中, 令 α 分别为 $0.9, 0.6, 0.3$, 并与 EI 方法及常用的斜导数法、Theta 法进行对比 (图 7).

由图 7, 对比几种常用方法及 α 分别为 $0.9, 0.6, 0.3$ 的 IED 方法边界识别结果, 可以看出, 斜导数法和 Theta 方法都会在正负异常之间产生虚假边界, 从而影响边界识别效果. IED 方法对三个模型体的边界识别效果都较明显, 一定程度上改善了 ED 方法中模型体 3 相比于模型体 1、2 边界模糊的现象, 而且随着 α 值的减小, 虚假异常也逐渐减弱, 但是当 α 值减小到一定程度, 边界的有效信息也开始有一定的损失, 通过实验对比分析得到当 α 值取 $0.6 \sim 0.8$ 时效果较好. 根据图 1 中虚线位置提取斜导数方法, Theta 方法, ED 方法及 α 值为 0.6 的 IED 方法边界识别结果剖面图如图 8 所示.

图 8a 是斜导数方法边界识别结果的剖面图, 该方法用零值线 (图中虚线) 识别边界, 图中零值点与地质体边界对应较好, 但是在正负异常之间有多余的零值点 d , 该点显示为虚假边界. 图 8b 是 Theta 角法边界识别结果的剖面图, 与图 8a 类似, 在正负

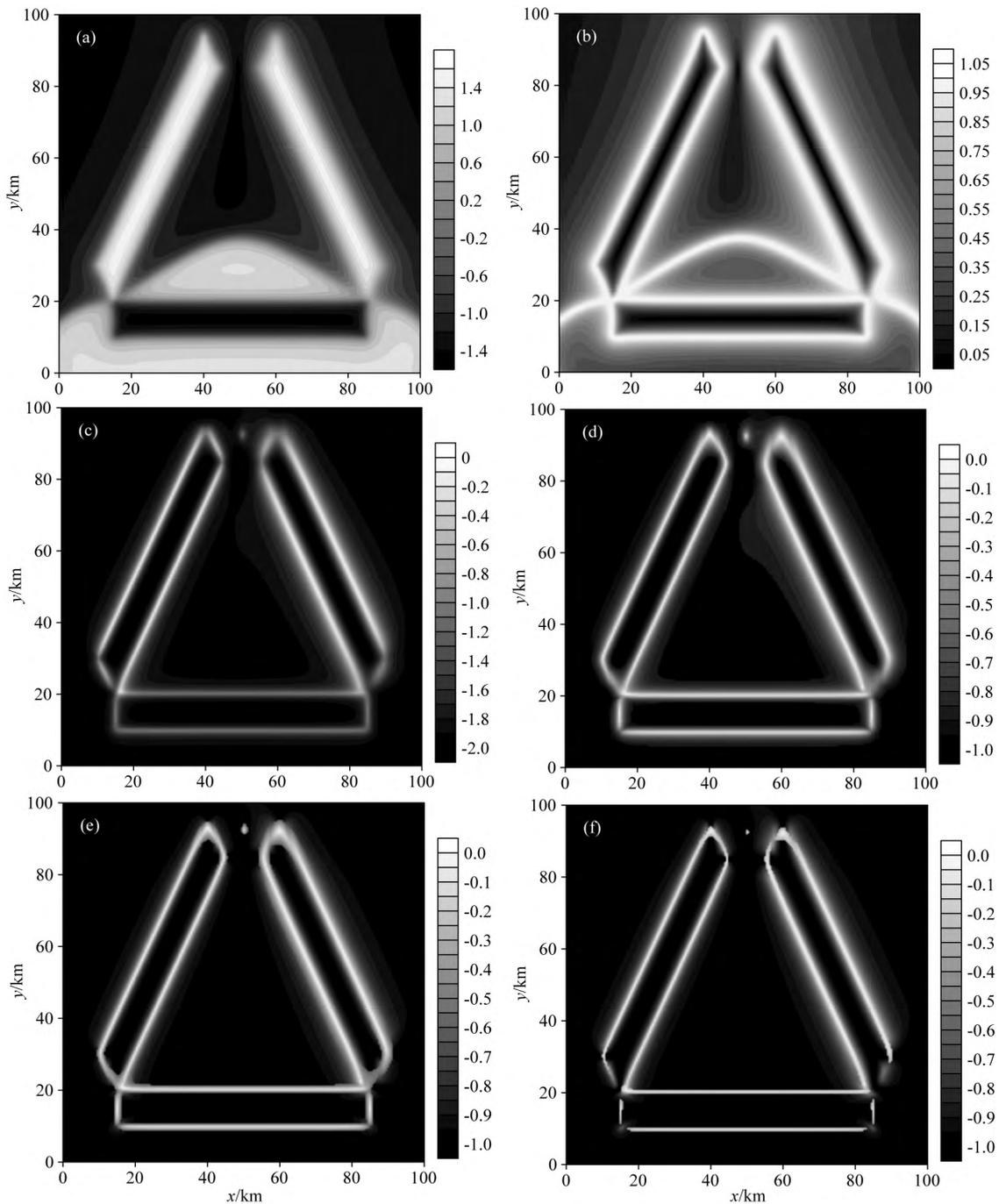


图7 几种常用方法及不同 α 值的 IED 方法边界识别结果

(a) 斜导数法; (b) Theta 角法; (c) ED 法; (d) IED of $\alpha=0.9$; (e) IED of $\alpha=0.6$; (f) IED of $\alpha=0.3$.

Fig. 7 Edge detection results of several commonly used methods and IED with different values of α

(a) Tilt derivative method; (b) Theta angle method; (c) ED method; (d) IED with $\alpha=0.9$; (e) IED with $\alpha=0.6$; (f) IED with $\alpha=0.3$.

异常之间也有虚假边界存在(f点). 图 8c 是 ED 方法边界识别结果的剖面图, 从图中可以看出该方法能够较好的识别出地质体边界, 且没有虚假边界产生, 但是左侧异常体边界处的值是右侧异常体边界处值的 2 倍以上, 如果地下地质构造情况较复杂, 有些地质体的边界可能无法识别出来. 图 8d 是 IED 方法边界识别结果的剖面图, 可以看出该方法能够

较好的识别出地质体边界, 没有虚假异常产生, 且异常体边界处的值几乎相等. 为进一步讨论该方法的实用性, 设计了加干扰的复杂模型, 模型参数如表中所示.

图 9 为复杂模型的示意图, 表 2 为复杂模型参数. 在模型试验中加入异常最大幅值 1% 的随机噪声. 用 IED 方法进行边界识别, 结果如图 10 所示.

从图10的处理结果可以看出, 对于加入噪声的

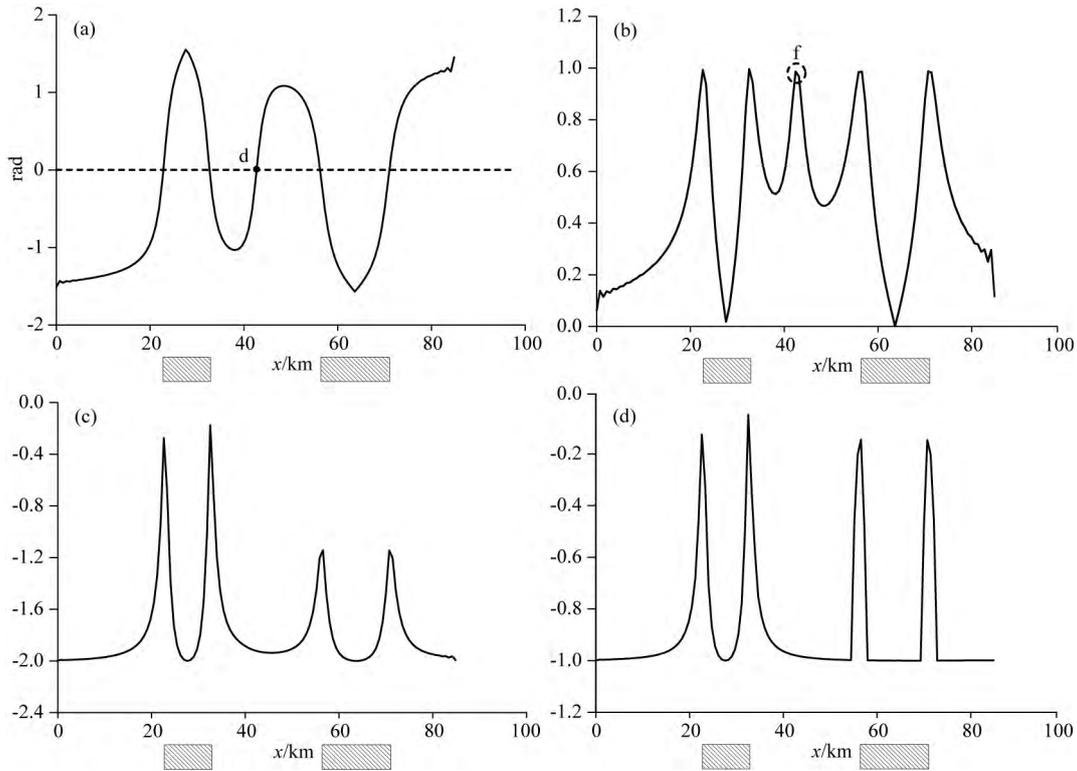


图 8 几种方法边界识别结果剖面图

(a) 斜导数法; (b) Theta 角法; (c) ED 法; (d) IED $\alpha=0.6$.

Fig. 8 Edge detection results by methods shown by profile

(a) Tilt derivative method; (b) Theta angle method; (c) ED method; (d) IED with $\alpha=0.6$.

表 2 复杂模型参数

Table 2 Parameters of complex model

模型号	中心点位置 /km	上顶埋深 /km	下底埋深 /km	剩余密度 /($g \cdot cm^{-3}$)
1	(30,70)	2.0	3.0	0.1
2	(70,70)	1.0	2.0	0.1
3	(30,30)	1.0	2.0	0.1
4	(75,25)	1.0	2.0	-0.1

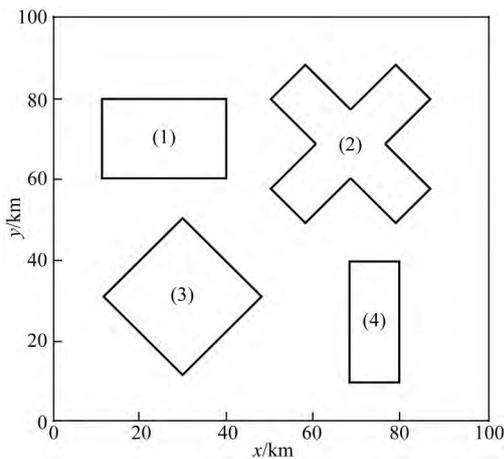


图 9 复杂模型示意图

Fig. 9 Schematic diagram of complex model

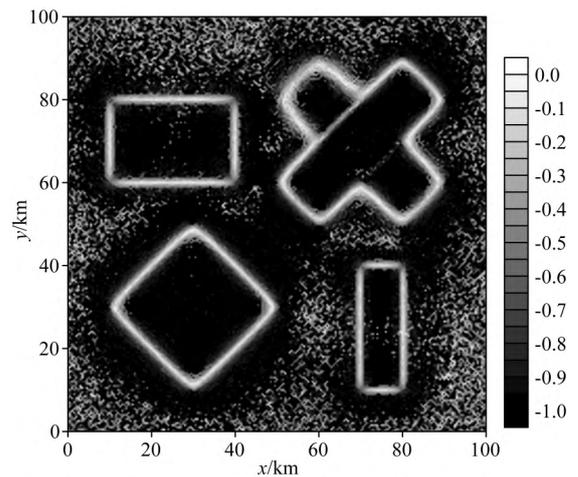


图 10 IED 方法边界识别结果($\alpha=0.6$)

Fig. 10 Edge detection result of IED($\alpha=0.6$)

复杂模型, IED 方法也能较好地识别出边界. 边界识别结果在模型体边界位置受噪声影响最小, 则该方法在地质体边界处对干扰的压制作用最强, 这一特点在边界识别中是有利的.

3 实际数据处理

本文实际数据是加拿大自然资源部(Natural

Resources Canada)提供的圣乔治湾的(St. George's Bay)全张量重力梯度测量数据(Miller and Singh, 1994),包含 88 条测线,线距为 400 m,总飞行长度为 6602 km,测区覆盖面积为 3056 km²,飞行高度为 80 m,联络线距为 5000 m. 该地区测得的重力全张量数据,如图 11 所示图,其中黑色实线是已知的地质边界.

测区位于圣劳伦斯在纽芬兰岛西南海岸的海湾,测区包含了圣乔治湾的大面积石炭系凹陷,石炭系和上泥盆统的沉积岩在北、东、南三个方向出露,

覆盖在前寒武纪基底上. 测区中分布着不同时代的地层,可以通过重力梯度全张量数据对不同密度的地质边界进行边界识别. 图 12 为利用 ED 方法(图 12a、b)和 α 值为 0.7 时的 IED 方法(图 12c、d)进行边界识别的图像.

对比图 12a、c,可以看出两种方法都能识别出该地区大的构造边界. ED 法和 IED 法在对断裂 F1、F2、F4、F6、F7 的识别效果是相近的,因为这 5 条断裂与水平方向存在一定的夹角,而对于断裂 F3 与 F5,对比图中红色虚线圈闭框(B和C)标示出来

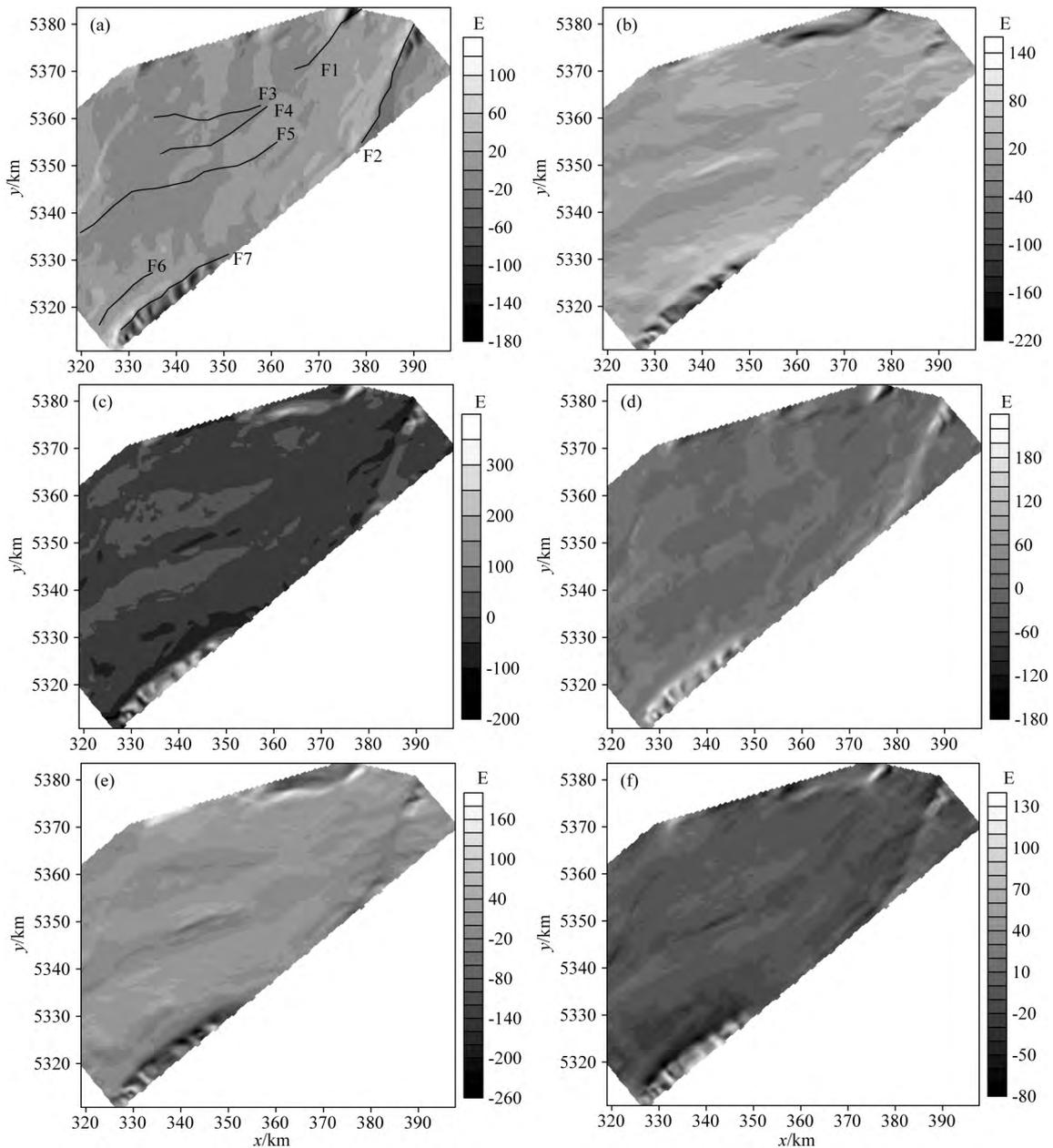


图 11 圣乔治湾地区重力全张量

(a) g_{xx} ; (b) g_{yy} ; (c) g_{zz} ; (d) g_{xz} ; (e) g_{yz} ; (f) g_{xy} .

Fig. 11 Fullgravity tensors in St. George's Bay, Canada

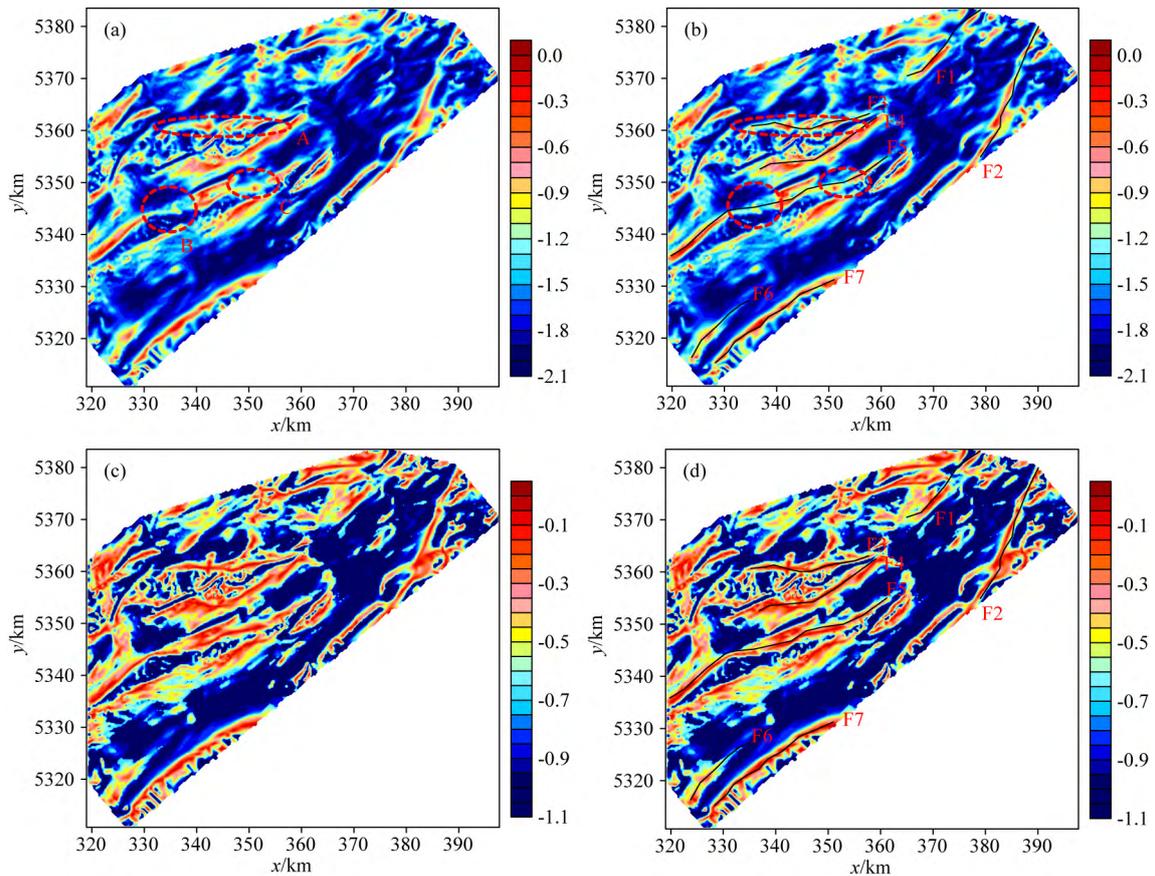


图 12 圣乔治湾重力梯度全张量数据处边界识别效果

(a)和(b) ED方法; (c)和(d) IED方法。

Fig. 12 Edge detection results of full tensor gravity gradient data in the St. George's Bay

(a)and(b) ED method; (c)and(d) IED method.

的区域(即 F5 断裂),会发现 ED 方法一些边界由于受走向的影响在图中只有较弱的显示,边界不连续,点状分布,而 IED 方法能清楚地分辨出边界的位置;对比红色虚线框(A)标示出来的区域(即断裂 F3 位置),可以看出一些边界通过 ED 方法甚至无法识别出来,但通过 IED 方法却能得到清楚连续的边界,可以对 F3 断裂进行更好的解释.通过对实际数据的处理发现,与 ED 方法对比,IED 方法在实际数据处理中边界识别更加清晰,细节处更加明显,处理结果更加可靠.

4 结论

为了解决地质构造走向对边界识别的影响,本文提出了一种改进的 ED 方法(IED),通过理论研究、模型试验及实际数据的处理验证了该方法的可靠性.得出以下结论:

(1)ED 方法在边界识别中,会受到地质体走向的影响,对于平行或者垂直于坐标轴方向的边界识

别效果较差,导致这种现象的原因是原方法中叠加项对于识别这种走向的地质体较该坐标轴成一定角度的地质体的能力弱.

(2)改进后 IED 方法,摒弃了原方法中的叠加项,选择合适的阈值来减少虚假异常,从而使该方法不受地质体走向的影响,进一步提高边界识别效果.

(3)在实际数据处理中 IED 方法比 ED 方法识别出的边界细节更多,同时边界也更连续,为地质解释提供了更详细的信息.

致谢 感谢加拿大自然资源部(Natural Resources Canada)提供圣乔治湾(St. George's Bay)全张量重力梯度测量数据,并允许发表数据处理结果.

References

- Archibald N, Gow P, Boschetti F. 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics*, 30(1-2): 38-44.
 Beiki M. 2010a. Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location. *Geophysics*, 75(6): I59-I74.
 Beiki M. 2010b. Analytic signals of the gravity gradient tensor and

- their application to Euler deconvolution. // EGM 2010 International Workshop. Capri, Italy; European Association of Geoscientists & Engineers.
- Beiki M, Pedersen L B. 2010. Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to locate geologic bodies. *Geophysics*, 75(6): I37-I49.
- Cooper G R J, Cowan D R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32(10): 1585-1591.
- Duan J X, Xu Y. 2020. Method and application of edge enhancement of tilt angle based on moving small sub-domain filtering. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 35(6): 2315-2322, doi:10.6038/pg2020DD0504.
- Evjen H M. 1936. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1(1): 127-136.
- Hsu S H, Sibuet J C, Shyu C T. 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies; an enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 61(2): 373-386.
- Lu B L, Ma T, Xiong S Q, et al. 2020. A new recognition method for source locations and attributes based on correlation analysis of gravity and magnetic anomalies. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 63(4): 1663-1674, doi:10.6038/cjg2020N0355.
- Ma G Q, Du X J, Li L L. 2011. Edge detection of potential field data using correlation coefficients of horizontal and vertical derivatives. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)* (in Chinese), 41(S1): 345-348.
- Mikhailov V, Pajot G, Diament M, et al. 2007. Tensor deconvolution: A method to locate equivalent sources from full tensor gravity data. *Geophysics*, 72(5): 161-169.
- 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.
- Oruç B, Keskinsezer A. 2008. Structural setting of the northeastern Biga Peninsula (Turkey) from tilt derivatives of gravity gradient tensors and magnitude of horizontal gravity components. *Pure and Applied Geophysics*, 165(9): 1913-1927.
- Oruç B, Sertcelik I, Kafadar Ö, et al. 2013. Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief. *Journal of Applied Geophysics*, 88: 105-113.
- Sertcelik I, Kafadar O. 2012. Application of edge detection to potential field data using eigenvalue analysis of structure tensor. *Journal of Applied Geophysics*, 84: 86-94.
- Verduzco B, Fairhead J D, Green C M, et al. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2): 116-119.
- Wang D D, Wang W Y, Zhu Y J, et al. 2021. Extraction methods and application of feature points of edge recognition for potential field. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 64(4): 1401-1411, doi:10.6038/cjg2021O0055.
- Wang J, Meng X H, Li F. 2015. Improved curvature gravity gradient tensor with principal component analysis and its application in edge detection of gravity data. *Journal of Applied Geophysics*, 118: 106-114.
- Wang M, Guo Z H, Luo Y, et al. 2013. Extended tilt angle and total horizontal derivatives. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 28(3): 1453-1463, doi:10.6038/pg20130340.
- Wijns C, Perez C, Kowalczyk P. 2005. Theta map: edge detection in magnetic data. *Geophysics*, 70(4): L39-L43.
- Yuan Y, Gao J Y, Chen L N. 2016. Advantages of horizontal directional Theta method to detect the edges of full tensor gravity gradient data. *Journal of Applied Geophysics*, 130: 53-61.
- Yuan Y, Geng M X. 2014b. Directional total horizontal derivatives of gravity gradient tensor and their application to delineate the edges. // 84th Ann. Internat Mtg. Soc. Expi. Geophys. Expanded Abstracts.
- Yuan Y, Huang D N, Yu Q L, et al. 2014a. Edge detection of potential field data with improved structure tensor methods. *Journal of Applied Geophysics*, 108: 35-42.
- Yuan Y, Yu Q L. 2015. Edge Detection in potential-field gradient tensor data by use of improved horizontal analytical signal methods. *Pure and Applied Geophysics*, 172(2): 461-472.
- Zhang C Y, Mushayandebvu M F, Reid A B, et al. 2000. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65(2): 512-520.
- Zheng Q, Guo H, Zhang G B, et al. 2019. Research and application of edge detection based on full tensor magnetic gradient direction Theta method. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 34(4): 1568-1576, doi:10.6038/pg2019CC0328.
- Zhou S, Huang D N, Jiao J. 2017. Total horizontal derivatives of potential field three-dimensional structure tensor and their application to detect source edges. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 52(3): 317-329.
- Zhou W N, Du X J, Li J Y. 2013. The limitation of curvature gravity gradient tensor for edge detection and a method for overcoming it. *Journal of Applied Geophysics*, 98: 237-242.
- Zhu Z Q, Wang C, Lu G Y, et al. 2015. Euler deconvolution of analytic signals of gravity gradient tensor. *Journal of Central South University (Science and Technology)* (in Chinese), 46(1): 217-222.
- Zuo B X, Hu X Y. 2015. Edge detection of gravity field using eigenvalue analysis of gravity gradient tensor. *Journal of Applied Geophysics*, 114: 263-270.

附中文参考文献

- 段杰翔, 徐亚. 2020. 基于滑动小子域滤波的倾斜角边界增强方法及应用. *地球物理学进展*, 35(6): 2315-2322, doi:10.6038/pg2020DD0504.
- 鲁宝亮, 马涛, 熊盛青等. 2020. 基于重磁异常相关分析的场源位置及属性识别方法. *地球物理学报*, 63(4): 1663-1674, doi:10.6038/cjg2020N0355.
- 马国庆, 杜小娟, 李丽丽. 2011. 利用水平与垂直导数的相关系数进行位场数据的边界识别. *吉林大学学报(地球科学版)*, 41(S1): 345-348.
- 王丁丁, 王万银, 朱莹洁等. 2021. 位场边缘识别特征点提取方法及应用. *地球物理学报*, 64(4): 1401-1411, doi:10.6038/cjg2021O0055.
- 王明, 郭志宏, 骆遥等. 2013. 扩展的倾斜角和倾斜角总水平导数方法. *地球物理学进展*, 28(3): 1453-1463, doi:10.6038/pg20130340.
- 郑强, 郭华, 张贵宾等. 2019. 基于全张量磁梯度方向 Theta 法进行边界识别的研究与应用. *地球物理学进展*, 34(4): 1568-1576, doi:10.6038/pg2019CC0328.
- 朱自强, 王灿, 鲁光银等. 2015. 重力梯度张量解析信号的欧拉反褶积. *中南大学学报(自然科学版)*, 2015, 46(1): 217-222.

(本文编辑 张正峰)