

基于反双曲正切的位场边界识别技术

王明, 郭志宏, 何辉, 罗锋

(中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083)

摘要:通过分析倾斜角概念, 提出利用反双曲正切函数特性对归一化的垂向导数进行变换处理, 来识别重磁异常中地质体边界和提取地质体分布、断裂构造平面展布特征等信息。理论模型和实际资料对比分析表明, 利用该方法识别重磁异常边界具有较好的效果和较高的分辨能力, 能够获取丰富的地质信息, 对识别地质体边界、划分大地构造单元、确定断裂带和地质构造走向等具有一定的意义。

关键词:反正切函数; 反双曲正切函数; 倾斜角; 边界识别

中图分类号: P631

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2013)04-0655-09

重磁勘探是以地质体的物性(密度、磁性)差异为基础, 探测和研究地球物理的空间与时间分布规律, 具有高效、快速、经济、覆盖范围广特点。随着重磁方法技术的发展和提高, 我国逐步开展了广泛的区域地面重磁和航空重磁勘查工作, 获取了大量高精度、高分辨率的重磁数据, 充分有效地利用这些资料, 结合各种处理转换方法技术, 从重磁异常数据中提取更多有价值的地质信息, 进一步提高解释的准确性和精度, 具有重要的现实意义。

重磁资料处理解释中如何准确推断构造体场源的边界、深度、产状、规模及场分布规律和物理性质等, 是地球物理学家们普遍关注的问题; 准确的圈定目标地质体的边界对划分大地构造单元、进行构造分区、确定断裂构造带的位、区分不同岩性与地层的分布及进行物性填图等问题有重要意义; 由于实测的重磁位场异常是由地下各种地质体产生的异常场源相互叠加引起的, 其干扰也是不可避免的, 直接从实测的重磁异常信息中圈定出场源的边界存在很多困难。地球物理学者们根据场的特性, 以数学物理方法为手段, 进行各种变换处理来达到更准确的圈定场源边界或增强边界信息目的, 更好的解决实际的地质问题。

笔者在分析了倾斜角(tilt angle)的概念基础上, 利用反双曲正切函数(inverse hyperbolic tangent)的特性对归一化的垂向导数变换处理, 增强位场图像信息, 实现重磁异常边界或断裂构造带的识别。

1 边界识别技术现状

重磁异常边界识别方法技术是利用了研究的目标地质体在断裂构造带或边界接触带附近的密度或磁性变化率较大的特点, 通过判断零值点或追踪极值点等特征点来确定异常体边界位置。目前, 国内外地球物理学者们在重磁异常边界识别方法技术方面做了很多研究工作, 取得了丰硕的成果。

常用的是以重力异常或磁源重力异常(或化极磁异常)的导数为基础的, 利用导数方法寻找构造边界, 在重磁异常资料处理解释中发挥着重要的作用。导数是表征重磁位场变化率的物理量, 通常反映了目标地质体的边界、断裂带或接触带等构造的位置。1965 年 Hood 等^[1]和 Bhattacharyya^[2]先后利用磁异常的垂向导数和垂向二阶导数的零值点与地质体边界对应关系来确定模型的边界; 1979 年 Cordell^[3-4]提出利用重力总水平导数方法来确定地质体边界, 并对一些相关的影响因素作了详细的探讨; 之后, Hood 等^[5]和 Roest 等^[6]提出了利用最大水平导数法和垂向导数法探测异常体垂直边界, Atchuta 等^[7]提出利用磁异常水平和垂向梯度构成的矢量梯度的模和相位来确定异常体边界; 国内, 余钦范等^[8]进一步探讨了水平总梯度模的极大值法确定密度体和磁性体边界的方法。为了提高总水平导数的横向分辨率, 2001 年 Fedi 等^[9]提出了增强总水平导数法(EHD), 采用高阶水平导数和垂向导数,

对复杂条件下地质体的边界探测更灵活,分辨率也提高了;王万银等^[10-11]提出了总水平导数峰值(PTHDR)和归一化总水平导数垂向导数法,并采用了零阈值技术消除了地质体边界以外的信息,使图面显示更为简单、清晰、明了。

2007年钟清等^[12]在Hood等^[5]研究基础上提出了垂向导数总水平导数方法并推广至三度体,取得了良好的效果;2011年马国庆等^[13]提出利用总水平导数与垂向导数的相关系数来进行位场数据边界识别,在地质体边界处水平导数取得最大值,而垂向导数为0,则两个参数之间的相关系数在边界处最小值为-1,且不同深度地质体边界处的相关系数幅值应相同,可以有效地识别出不同埋深地质体的边界。当目标地质体埋深越深时,利用总水平导数或垂向导数所确定的边界与实际边界误差越大,但总水平导数识别结果准确度要高于垂向导数识别结果;而对于垂向导数来说,导数阶次越高,边界识别结果越接近实际地质体中心位置,且频率域中,垂向导数频率响应因子属高频放大因子,实际应用中需要压制高频干扰。2012年Ma等^[14]提出了归一化总水平导数法(NTHD),利用总水平导数与周围极大值的比值来圈定场源边界,避免了计算垂向导数,使计算结果更稳定,能有效地识别出重磁异常中的弱信号。

随着重磁位场资料处理方法技术的逐步发展,许多地球物理学者们围绕着如何准确、快速的圈定地质体边界,相继开展了相关的研究工作并提出了各种新处理方法(解析信号^[15]、倾斜角^[16]、 θ 图^[17]、归一化标准差^[18]等)及衍生的方法技术(增强解析信号^[19]、解析信号导数^[20]、解析信号振幅倾斜角法^[21]、解析信号振幅总水平导数法^[22]、直接解析信号法^[23]、倾斜角总水平导数^[24]、AN-Euler^[25]、Tilt-Euler^[26-27]等)。

解析信号(analytical signal)的概念最早是由Nabighian^[15,28]提出来的。1992年Roset等^[6]对Nabighian^[29]提出了三维解析信号理论进行了完善,认为三维解析信号的振幅不受磁化方向影响,能够根据极大值确定地质体边界位置;Aqarwal等^[30]和管志宁等^[31-34]均认为三维解析信号振幅与磁异常分量和磁化方向有关,直到2006年Li^[35]进一步证明了三维解析信号振幅受磁异常分量和磁化方向影响;2012年王万银^[36]通过对重力异常解析信号振幅和重力异常垂向导数解析信号振幅极值位置空间变化规律研究认为,位场解析信号振幅只能识别单一边界地质体的边缘位置,而不宜用来识别多边界

地质体的边缘位置,但可以用来识别多边界地质体的“中心位置”。解析信号振幅(analytical signal amplitude)是利用磁性差异的极大值来确定地质体边界位置,不足之处是反演结果的分辨率低,特别是横向分辨率。

倾斜角方法(tilt angle 或 tilt derivative)与垂向一阶导数方法类似,均是利用零值点位置识别地质体边界。该方法是Miller等^[16]根据解析信号相位提出的,是位场垂向梯度与水平梯度比值的反正切值,仅局限于探测倾角为0或 $\pi/2$ 的地质体边界,且当总水平导数等于0时,存在“解析奇点”,造成计算结果不稳定^[37]。2004年Verduzco等^[24]提出了利用极大值点识别地质体边界的倾斜角总水平导数(THDR),更能准确地探测任何倾角地质体的边界,同样会存在“解析奇点”问题。倾斜角和倾斜角总水平导数对数据噪声较为敏感,此外,部分文章^[38-40]中提到利用倾斜角总水平导数探测地质体边界与地质体的倾斜角无关以及认为倾斜角总水平导数不受磁异常分量和磁化方向的影响的观点,缺乏有力的理论证明和模型试验,有待于进一步探讨,王万银等^[37]对相关问题也提出了质疑。

2005年Wijns等^[17]根据解析信号定义提出了 θ 图法(theta map),利用解析信号振幅对总水平导数进行归一化,由极大值点确定地质体边界。其定义方式与倾斜角(tilt angle)相似,均能很好地平衡了高幅值异常和低幅值异常,区别在于倾斜角角度取值范围为 $-90^\circ \sim 90^\circ$ 之间,而 θ 图的角度取值范围为 $0^\circ \sim 90^\circ$ 之间,计算结果会损失部分有价值的位场信息^[41]。

归一化标准偏差法(normalized standard deviation method)是Cooper等^[18]于2008年提出一种利用极大值点探测地质体边界的数学统计方法,通过计算滑动窗口内 x, y, z 三方向标准方差来实现的,优势在于可以识别出不同埋深的多场源地质体边界,且当位场数据较光滑时,可以突出弱异常,为局部细微的地质体构造划分提供丰富的细节信息。

此外,还有小子域滤波法(small sub-domain filtering)^[42-45]、小波变换法(wavelet transform)^[46-48]、局部相位法(local phase)^[49]、李雅普诺夫指数法(Lyapunov exponent)^[50]、位场图像增强技术^[51-52]和基于反演场源参数探测边界位置方法^[25-27,53-56]等。

近几年发展起来的各种地质体边界识别新方法新技术,主要目的在于解决不同埋深的多场源叠加时,实现对深层源弱信号的提取,使深、浅源的边界

都能够被探测到,以获得更丰富的地质信息,进一步提高重磁位场资料解释的准确性和精度。

2 基本思想

Miller 等^[16] 在 1994 年提出了倾斜角的概念,是利用零值点位置识别地质边界。

对剖面数据,其公式为

$$T_{dr} = \arctan \frac{\text{垂向导数}}{\text{总水平导数}} = \arctan \frac{\partial T/\partial z}{|\partial T/\partial x|} \circ$$
(1)

对平面网格数据,其公式为

$$T_{dr} = \arctan \frac{\text{垂向导数}}{\text{总水平导数}} = \arctan \frac{\partial T/\partial z}{\sqrt{(\partial T/\partial x)^2 + (\partial T/\partial y)^2}} \circ$$
(2)

其中, x 和 y 是水平方向相互垂直的两个方向; z 为位场的垂直方向; $\partial T/\partial z$ 是位场 T 垂直方向一阶导数,在物体上值为正,在物体外值为负,在边界处值

为零。

由倾斜角定义可以看出,其实质是垂向导数和总水平导数的比值,计算结果与垂向导数计算结果一致,零值点位置也相同;不同之处是前者利用了总水平导数进行归一化处理,如图 1 所示,根据反正切函数属性,不管总水平导数的绝对值或垂向导数的振幅如何变化,始终使计算结果控制在 $\pm \pi/2$ 之间,有效的平衡了高幅值异常和低幅值异常。

实际工作中,由于地质情况复杂,埋深不同的多场源造成异常相互叠加干扰,以及噪声和弱信号并存,给解释推断工作带来了一定困难;特别是对重磁位场数据处理解释工作大多是基于等值线图上进行的,不同的等值线网格化方式,追踪等值线的算法也不一样,往往会造成部分位场异常信息的丢失;或是等值线勾绘的形态所反映的位场异常信息模糊不清;或当位场异常信号微弱时,在等值线图上若隐若现,断断续续,难以直观的识别出来地质体的分布规律、断裂构造平面展布特征等信息。

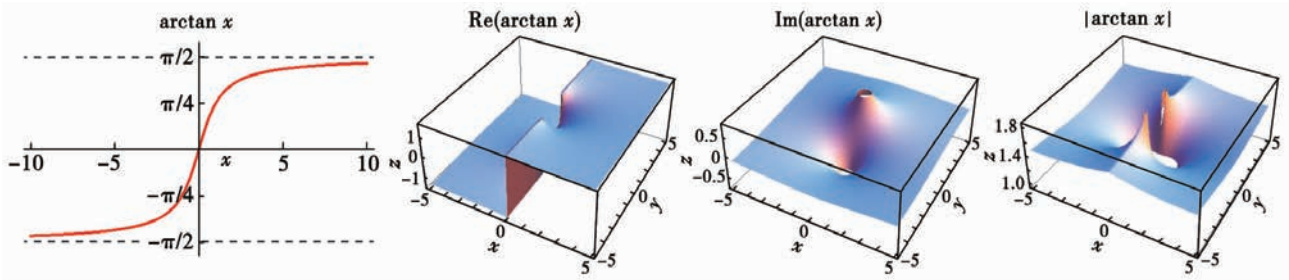


图 1 反正切函数特性示意

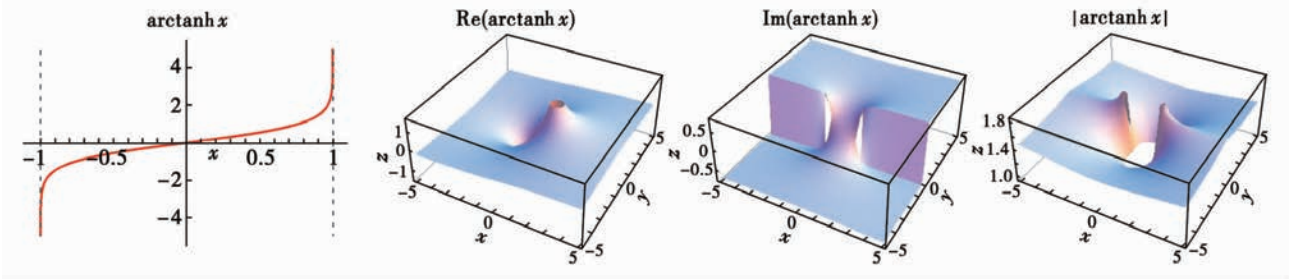


图 2 反双曲正切函数特性示意

归一化的垂向导数是利用了反正切函数特有的属性变换了图示方式,对等值线图像进行细化处理,有助于突出位场异常形状特点和减少冗余的信息量,使图像显示错落有序、层次分明、清楚直观;在提高视觉效果的基础上突出显示重磁位场中地质体分布、断裂构造平面展布特征等信息,可以从不同角度认识重磁位场异常特征,推断解释断裂构造。

因此,根据反双曲正切函数 (inverse hyperbolic tangent, IHT) 的特性 (图 2),对归一化后的垂向导数

进行变换处理。对剖面数据,其公式为

$$T_{ih} = \operatorname{arctanh} \frac{\text{垂向导数}}{\text{总水平导数}} = \operatorname{arctanh} \frac{\partial T/\partial z}{|\partial T/\partial x|} \circ$$
(3)

对平面网格数据,其公式为

$$T_{ih} = \operatorname{arctanh} \frac{\text{垂向导数}}{\text{总水平导数}} = \operatorname{arctanh} \frac{\partial T/\partial z}{\sqrt{(\partial T/\partial x)^2 + (\partial T/\partial y)^2}} \circ$$
(4)

3 模型试验

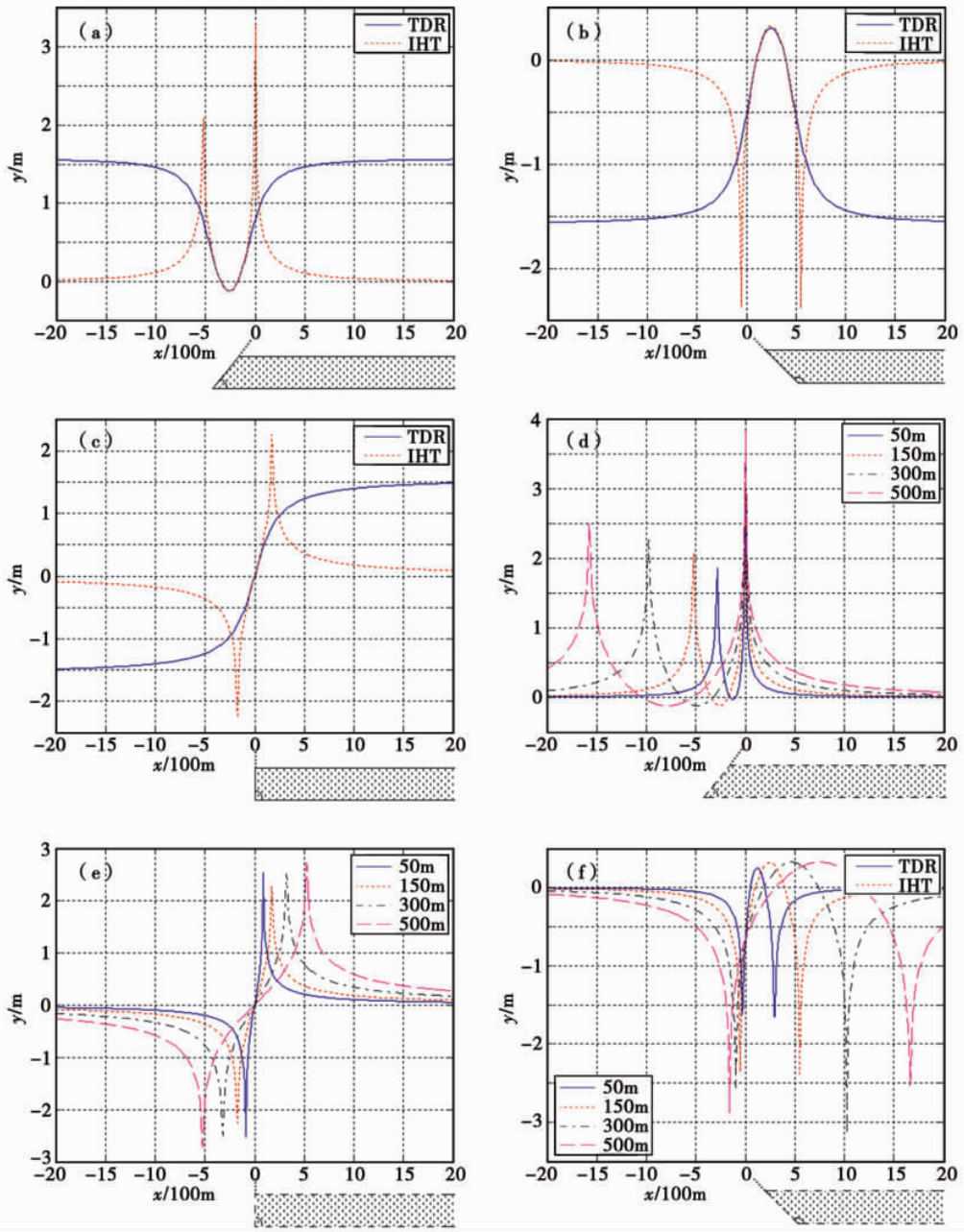
3.1 有限延伸倾斜台阶模型

为了验证反双曲函数在重磁异常中探测地质体边界的实际应用效果,利用有限延伸倾斜台阶理论模型和 Bishop 模型进行试验研究、对比和分析。

有限延伸倾斜台阶是最常见的一类构造,是由地层的超覆、倾斜的接触带以及倾斜断裂等经简化而成的,是无限延伸倾斜脉模型的一种特例。在计

算其走向时,原点选在倾斜面延伸线与观测面相交线上, x 轴垂直走向。模型参数:顶面埋深 $h = 150\text{ m}$,底面埋深 $H = 200\text{ m}$, $\rho = 0.11\text{ g/cm}^3$, $G = 6.67 \times 10^{-11}\text{ cm}^3/(\text{g} \cdot \text{s}^2)$,模型倾角 α 分别取 45° 、 90° 、 120° 。

图 3a、图 3b、图 3c 所示为有限延伸倾斜台阶模型在顶面埋深相同,倾角 α 分别取 45° 、 90° 、 120° 时,TDR 与 IHT 计算异常曲线结果对比。图 3c 所示,当 $\alpha = 90^\circ$ 时,IHT 的零值点位置和 TDR 零值点位置



a—模型倾角 45° ,顶面埋深 150 m ,IHT 与 TDR 对比;b—模型倾角 120° ,顶面埋深 150 m ,IHT 与 TDR 对比;c—模型倾角 90° ,顶面埋深 150 m ,IHT 与 TDR 对比;d—模型倾角 45° ,顶面埋深分别取值 50 、 150 、 300 、 500 m ,IHT 计算结果对比;e—模型倾角 90° ,顶面埋深分别取值 50 、 150 、 300 、 500 m ,IHT 计算结果对比;f—模型倾角 120° ,顶面埋深分别取值 50 、 150 、 300 、 500 m ,IHT 计算结果对比;模型用虚线框表示不同埋深;TDR、IHT 分别表示公式(1)和公式(3)计算结果

图 3 有限延伸倾斜台阶模型 IHT 与 TDR 计算结果对比示意

与倾斜台阶的边界有着非常好的对应关系,且两者的零值点的位置完全相同,但 IHT 计算结果显示在零值点附近伴有正负峰值出现,能更清楚地识别出模型的边界,而 TDR 仅表现为一个单调递增曲线;当 $\alpha = 45^\circ$ 和 $\alpha = 90^\circ$ 时,从图 3a 和图 3b 中可以看出,IHT 的零值点位置和 TDR 零值点位置相对于倾斜台阶顶面端点位置均出现了偏移现象,但与倾斜台阶的边界依然保持很好的对应关系;从 IHT 异常曲线的零值点偏移的位置和零值点两侧伴生的峰值情况可以明显的判断出倾斜台阶的倾向方向,当 $\alpha < 90^\circ$ 时,IHT 计算结果异常曲线表现为零值点向左侧方向偏移,且两侧伴有尖锐的正峰值,当 $\alpha > 90^\circ$ 时,则零值点位置向右侧方向偏移,且两侧伴有尖锐的负峰值;IHT 异常曲线的零值点两侧的峰值十分明显的对应着倾斜台阶边界点位置,比 TDR 异常曲线峰值对应的倾斜台阶边界点位置的效果要清楚了,更易于识别。

图 3d、图 3e、图 3f 所示为在倾斜台阶倾角相同,顶面埋深分别为 50、150、300、500 m 时,IHT 计算结果异常曲线变化情况对比。当 $\alpha = 45^\circ$ 、 90° 、 120° 时,IHT 计算结果异常曲线共同反映了:随着倾斜台阶埋深越深,对应着倾斜台阶边界点位置的两个峰值之间的距离越来越大,说明探测的边界位置与模型边界位置的误差越来越大,精度越来越低。当 $\alpha = 45^\circ$ 时,IHT 异常曲线的零值点位置随着埋深加大,对应着底面边界点的峰值逐渐向左侧偏移,而对应着顶面边界点的峰值始终保持位置不变;当 $\alpha = 90^\circ$ 时,IHT 异常曲线的零值点位置与倾斜台阶模型始终保持着很好的对应关系;当 $\alpha = 120^\circ$ 时,IHT 异常曲线变化与 $\alpha = 45^\circ$ 的基本一致。这说明,随着地质体埋深越深,虽然 IHT 法依然能探测出地质体边界,但精度会降低。

由上所述,有限延伸倾斜台阶模型边界倾斜角度、埋深等,对 IHT 和 TDR 探测边界效果均有很大的影响,当 $\alpha = 90^\circ$ 且埋深较浅时,IHT 和 TDR 都能很好的识别出边界的位置;而当边界存在一定角度时,IHT 探测地质体边界效果比 TDR 探测效果好,从零值点两侧伴生的峰值情况看,更易于直观的识别出地质的边界位置;随着倾斜台阶埋深加深,IHT 依然能识别出模型边界位置,但探测出的边界位置范围比真实的边界范围要大。因此,同大多数重磁异常边界识别方法类似,探测精度不可避免地受到地质体的边界形态、埋深等因素影响。

此外,利用两个不在同一个铅垂面上有限的铅垂体模型引起的重力异常反应来简单地讨论 IHT 与

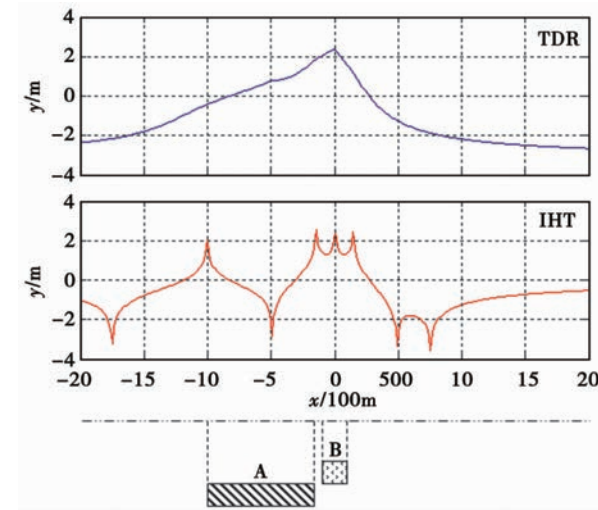


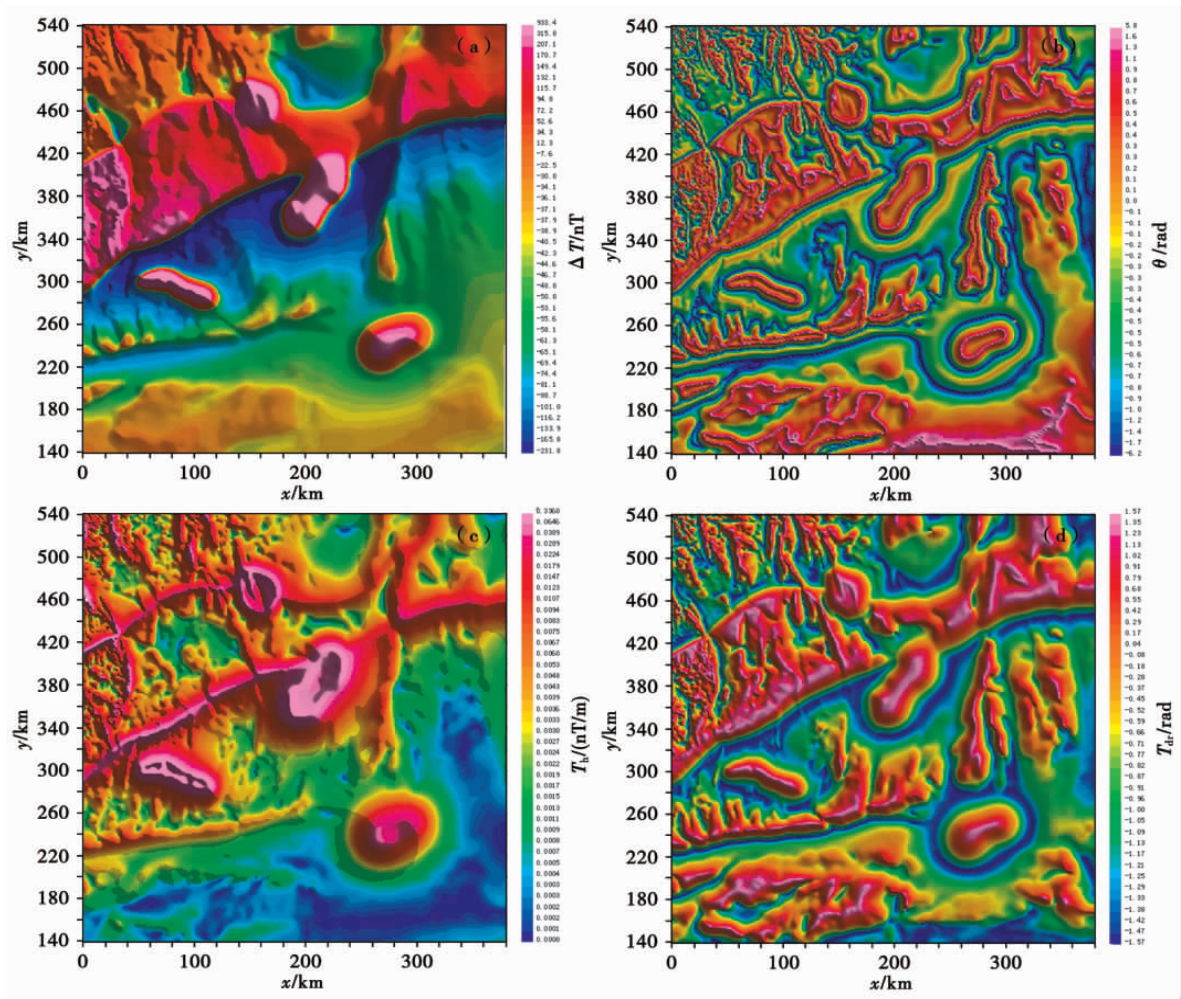
图 4 多源体模型 IHT 与 TDR 计算结果对比示意
TDR 探测多源体边界的效果。如图 4 所示,模型参数为:铅垂体模型 A 顶面距离地面 350 m,底面距离地面 400 m,厚度为 700 m;铅垂体模型 B 顶面距离地面 150 m,底面距离地面 200 m,厚度为 200 m; $\rho = 0.11 \text{ g/cm}^3$, $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ cm}^3/(\text{g} \cdot \text{s}^2)$ 。

图 4 中,TDR 计算结果异常曲线平缓且零值点的位置仅与铅垂体模型 B 的边界位置对应着,难以分辨出铅垂体模型 A 的边界位置。对于相邻较近的地质体产生的多场源叠加异常,TDR 计算结果异常曲线大致能反映出地质体的边界,但分辨力较低。

而 IHT 计算结果曲线能很好的识别出铅垂体模型 A 和铅垂体模型 B 的边界位置,虽然识别结果与铅垂体模型 A 的实际边界位置存在一定误差,但分辨力比 TDR 分辨力高,且受埋深影响较小,对数据梯度的细微变化比较敏感,能够清楚反映出局部异常场的细节信息。TDR 异常不能清楚反映出埋深较深的铅垂体模型 A 的边界,很难从异常曲线中推断出是由铅垂体模型 A 和铅垂体模型 B 两个场源引起的响应。

3.2 Bishop 模型

Bishop 模型(图 5a)已被国外许多地球物理学者应用于验证根据磁测资料估算场源深度^[26,57-61],并成为 2006 年 SEG 年会专题讨论会的主题。网格大小为 403×381 ,磁异常变化范围是 $-231.78 \sim 933.4 \text{ nT}$,磁异常同时具有高频和低频异常,异常分布既有近似等轴状,又有一定走向的条带状,形态各异,场源类型复杂多样;模型的基底被假定为在地下 20 km 处并被一层非磁性沉积物所覆盖,基底的磁感应系数变化范围从 $(1 \sim 8) \times 10^{-3} \text{ SI}$,并且周围的地磁场强度为 50 000 nT,磁倾角为 90° ,磁偏角为 0° 。



a—Bishop 模型;b—IHT 法;c—AS 法;d—TDR 法

图 5 Bishop 模型不同边界识别方法阴影图对比

利用 Bishop 模型进一步检验 IHT 探测地质体边界的效果,并与倾斜角 (TDR)、解析信号 (AS) 进行对比、分析。

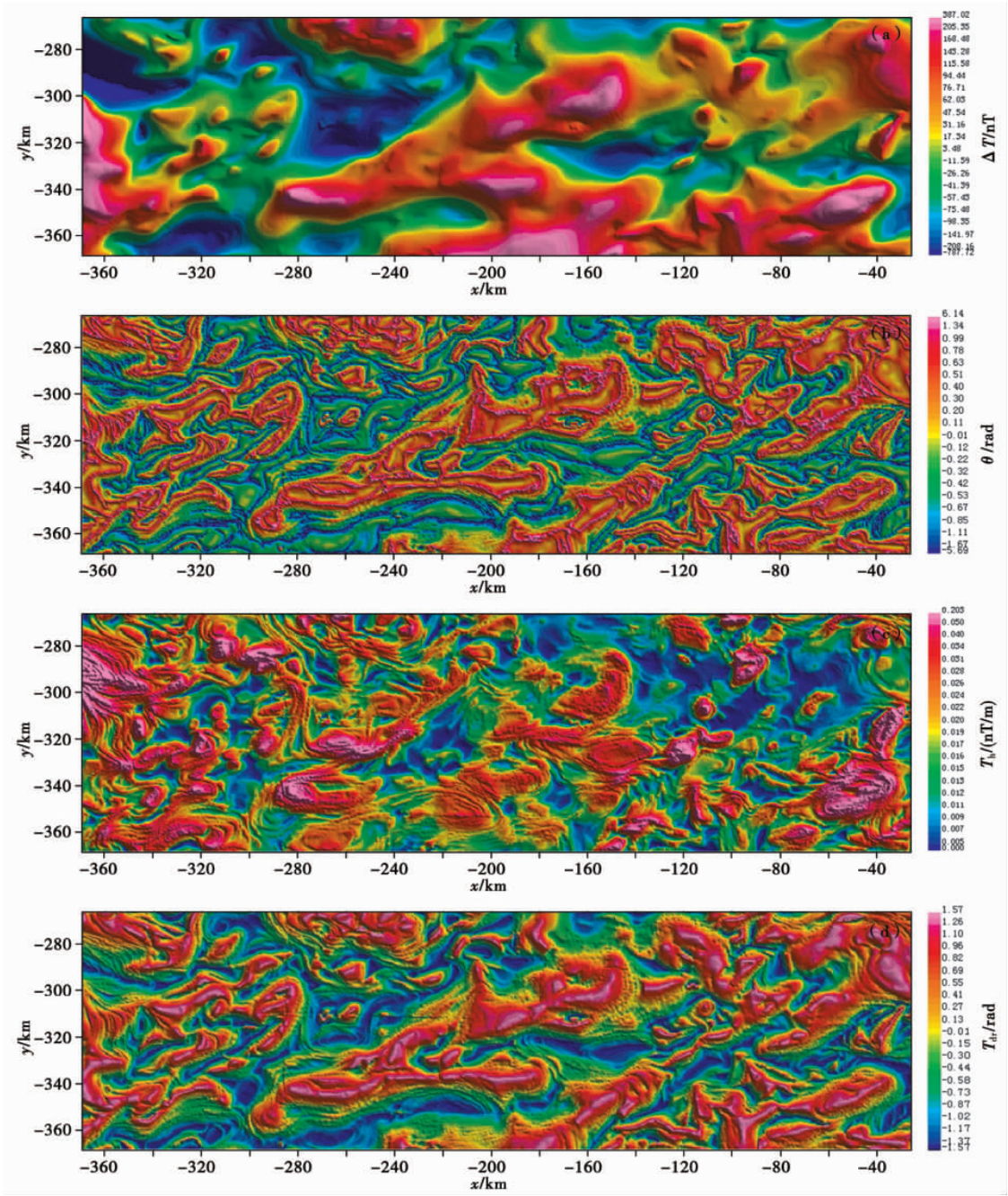
从图 5 中,IHT、AS 和 TDR 三种方法对 Bishop 模型边界识别效果阴影图,能够清楚、直观地反映出它们之间的差异。图 5b 表明 IHT 法能够清楚准确识别出 Bishop 模型中引起异常的地质体边界,不仅能识别出规模较大地质体边界和清楚直观地刻画断裂构造走向,而且对埋深不同的地质体呈现均等响应,还提供了丰富的局部场构造信息,为解释人员提供极大的便利和丰富的位场信息;图 5c 是 AS 法识别效果,能够识别出规模较大地质体边界和主要的断裂构造走向,相对于 IHT 法和 TDR 法识别效果,明显分辨力低,且无法提供更多的局部场规模较小的地质体边界信息;图 5d 是 TDR 法识别效果,它好于 AS 法识别效果。由于 IHT 法与 TDR 法的实质是一样的,都是对归一化后的垂向导数进行函数变换处理,因此,两者识别的边界位置,从图像上反映基本一致。但对于局部细节信息的反映还是有一定

的差异,主要是由函数特性引起的,IHT 法更能突出显示边界位置,对细节信息的处理自身有一定的优势。

4 实际资料处理

为了验证 IHT 法对实际重磁资料处理的效果,我们选取了某地区化极的航磁异常资料进行处理,并与解析信号法 (AS)、倾斜角法 (TDR) 的处理效果对比分析。图 6a 给出了某地区化极的航磁异常阴影图,网格大小为 256×861 ,正负异常伴生,航磁异常范围为 $-787.72 \sim 387.02$ nT。

图 6b 和图 6d 分别为 IHT 法、TDR 法对异常体边界识别效果图;IHT 法可以直观地分辨出异常体的边界位置,且有很好的对应关系,对埋深和规模大小不同的异常体,均能清晰地刻画出异常体的边界;IHT 法与 TDR 法具有相同的物理量纲,表达异常的实质都是基于归一化的垂向导数,图像中识别出的异常体边界位置基本一致,与 Bishop 模型试验结果



a—化极航磁数据;b—IHT 法;c—AS 法;d—TDR 法

图 6 某地区化极航磁数据不同边界识别方法阴影图对比

比较吻合;IHT 法有较高的分辨能力更清楚地凸显出异常体边界轮廓,有利于解释人员从不同角度认识和提取位场弱异常特征、获取丰富的隐伏地质信息。而 AS 法(图 6c)分辨能力明显低于 IHT 法和 TDR 法,大致能反映出主体异常的边界位置,却难以清晰地反映出局部细节信息,影响到了实际的应用效果。

限于篇幅,笔者不能对 IHT 法在各种复杂条件下的实际地质情况实用效果进行对比分析,通过以上理论模型和实际航磁资料分析,IHT 法对分辨和刻画异常体场源边界位置具有较好实用效果,能够

适用于大面积、大数据量的航空重磁资料的处理和解释。

5 结论

在分析了倾斜角概念基础上,提出利用反双曲正切函数特性对归一化的垂向导数进行变换处理,突出显示重磁异常中地质体分布、断裂构造平面展布特征等信息,使图像层次分明、清楚直观,有利于解释人员从不同角度认识重磁位场异常特征,对识别地质体边界、划分大地构造单元、确定断裂带和地质构造走向等具有一定的意义。

理论模型和实际资料表明该方法识别位场边界具有较好的效果和较高的分辨能力,可以清楚直观地反映出多场源埋深不同的地质体边界和断裂构造走向,能提供丰富的局部场构造信息,在一定程度上,识别效果要优于解析信号法和倾斜角法;但识别精度会受地质体边界形状和埋深不同等因素影响,且容易受到浅层高频干扰,在实际应用中,需要压制高频干扰。

参考文献:

- [1] Hood P, McClure D J. Gradient measurements in ground magnetic prospecting[J]. *Geophysics*, 1965, 30(3):403-410.
- [2] Bhattacharyya B K. Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation[J]. *Geophysics*, 1965, 30(5):829-857.
- [3] Cordell L. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico[R]. New Mexico Geological Society Guidebook, 30th Field Conference, 1979:59-64.
- [4] Grauch V J S, Cordell L. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal derivative of gravity or pseudogravity data[J]. *Geophysics*, 1987, 52(1):118-121.
- [5] Hood P J, Teskey D J. Aeromagnetic gradiometer program of the Geological Survey of Canada[J]. *Geophysics*, 1989, 54(8):1012-1022.
- [6] Roest W R, Verhoef J, Pilkington M. Magnetic interpretation using 3-D the analytic signal[J]. *Geophysics*, 1992, 57(1):116-125.
- [7] Atchuta Rao D, Ram Babu H V, Sanker Narayan P V. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method[J]. *Geophysics*, 1981, 46(11):1572-1578.
- [8] 余钦范,楼海. 水平梯度法提取重磁源边界位置[J]. *物探化探计算技术*, 1994, 16(4):363-367.
- [9] Fedi M, Florio G. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method[J]. *Geophysical Prospecting*, 2001, 49(1):40-58.
- [10] 潘玉. 重力异常线性构造信号在识别断裂上的理论及应用[D]. 西安:长安大学, 2005.
- [11] Wang W Y, Pan Y, Qiu Z Y. A new edge recognition technology based on the normalized vertical derivative of the total horizontal derivative for potential field data[J]. *Applied Geophysics*, 2009, 6(3):226-233.
- [12] 钟清,孟小红,刘士毅. 重力资料定位地质体边界问题的探讨[J]. *物探化探计算技术*, 2007, 29(增刊):35-38.
- [13] 马国庆,杜小娟,李丽丽. 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[J]. *吉林大学学报:地球科学版*, 2011, 41(增刊1):345-348.
- [14] Ma G Q, Li L L. Edge detection in potential fields with the normalized total horizontal derivative[J]. *Computers & Geosciences*, 2012, 41:83-87.
- [15] Nabighian M N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation[J]. *Geophysics*, 1972, 37(3):507-517.
- [16] Miller H G, Singh V. Potential field tilt-a new concept for location of potential field sources[J]. *Journal of Applied Geophysics*, 1994, 32(2):213-217.
- [17] Wijns C, Perez C, Kowalczyk P. Theta map: Edge detection in magnetic data[J]. *Geophysics*, 2005, 70(4):39-43.
- [18] Cooper G R J, Cowan D R. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics[J]. *Geophysics*, 2008, 73(3):1-4.
- [19] Hsu S K, Sibuet J C, Shyu C T. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: an enhanced analytic signal technique[J]. *Geophysics*, 1996, 61(2):373-386.
- [20] Debeglia N, Corpe J. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives[J]. *Geophysics*, 1997, 62(1):87-96.
- [21] 秦葆瑚. 用解析信号计算倾角异常[J]. *物探化探计算技术*, 1998, 20(3):261-266.
- [22] Bournas N, Baker H A. Interpretation of magnetic anomalies using the horizontal gradient analytic signal[J]. *Annali Di Geofisica*, 2001, 44(3):505-526.
- [23] 骆遥,王明,罗锋,等. 重磁场二维希尔伯特变换——直接解析信号解释方法[J]. *地球物理学报*, 2011, 54(7):1912-1920.
- [24] Verduzco B, Fairhead J D, Green C M, et al. New insights into magnetic derivatives for structural mapping[J]. *The Leading Edge*, 2004, 23(2):116-119.
- [25] Salem A, Ravat D. A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data[J]. *Geophysics*, 2003, 68(6):1952-1961.
- [26] Salem A, Smith R, Williams S, et al. Generalized magnetic tilt-Euler deconvolution[C]//SEG Expanded Abstracts, 2007:790-794.
- [27] 王明,郭志宏,骆遥,等. Tilt-Euler 方法在位场数据处理及解释中的应用[J]. *物探与化探*, 2012, 36(1):126-132.
- [28] Nabighian M N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section[J]. *Geophysics*, 1974, 39(1):85-92.
- [29] Nabighian M N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations[J]. *Geophysics*, 1984, 49(6):780-786.
- [30] Agarwal B N P, Shaw R K. Comment on 'An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies' by Shuang Qin[J]. *Geophysical Prospecting*, 1996, 44(5):911-914.
- [31] 管志宁,姚长利. 倾斜板体磁异常总梯度模反演方法[J]. *地球科学:中国地质大学学报*, 1997, 22(1):81-85.
- [32] Huang L P, Guan Z N, Yao C L. Comment on: 'An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies' by Shuang Qin[J]. *Geophysical Prospecting*, 1997, 45(5):879-881.
- [33] Huang L P, Guan Z N. Discussion on: "Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal"[J]. *Geophysics*, 1998, 63(2):667-670.
- [34] 黄临平,管志宁. 利用磁异常总梯度模确定磁源边界位置[J].

华东地质学院学报,1998,21(2):143-150.

[35] Li X. Understanding 3D analytic signal amplitude[J]. Geophysics, 2006,71(2):13-16.

[36] 王万银. 位场解析信号振幅极值位置空间变化规律研究[J]. 地球物理学报,2012,55(4):1288-1299.

[37] 王万银,邱之云,杨永,等. 位场边缘识别方法研究进展[J]. 地球物理学进展,2010,25(1):196-210.

[38] 王想,李桐林. Tilt 梯度及其水平导数提取重磁源边界位置[J]. 地球物理学进展,2004,19(3):625-630.

[39] 郭华,吴燕冈,高铁. 重力斜导数方法在时间域中的理论模型与研究[J]. 吉林大学学报:地球科学版,2006,36(专辑):9-14.

[40] 夏玲燕,吴汉宁,柏冠军,等. 柴达木盆地航磁资料微弱信息增强技术研究及在线性构造识别中的应用[J]. 地球物理学进展,2008,23(4):1058-1062.

[41] Li X. On "Theta map: Edge detection in magnetic data"[J]. Geophysics,2006,71(3):X11.

[42] 杨高印. 位场数据处理的一项新技术——小子域滤波法[J]. 石油地球物理勘探,1995,30(2):240-244.

[43] 严良俊,胡文宝,姚长利. 重磁资料面积处理中的滤波增强技术与应用[J]. 勘探地球物理,2006, 29(2):102-103.

[44] 马涛,王铁成,王雨. 一种改进的网格数据保持梯度滤波方法[J]. 石油地球物理勘探,2007,42(2):198-201.

[45] 张凤旭,张凤琴,刘财,等. 断裂构造精细解释技术——三方向小子域滤波法[J]. 地球物理学报,2007, 50(5):1543-1550.

[46] Archibald N, Gow P, Boschetti F. Multiscale edge analysis of potential field data[J]. Exploration Geophysics,1999,30(2):38-44.

[47] Holden D J, Archibald N J, Boschetti F, et al. Inferring geological structures using wavelet-based multiscale edge analysis and forward models[J]. Exploration geophysics,2001, 31(4):67-71.

[48] Marlet G, Sailhac P, Moreau F, et al. Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data: Theory and application to the Himalayas[J]. Geophysics, 66(4):1116-1129.

[49] Cooper G R J, Cowan D R. Enhancing potential field data using filters based on the local phase[J]. Computers & Geosciences, 2006,32(10):1585-1591.

[50] 韩兆红. 利用重磁资料进行构造边界识别与弱异常提取的方法研究及应用[D]. 长春:吉林大学,2011.

[51] Zhang L L, Hao T Y, Wu J S, et al. Application of image enhancement techniques to potential field data[J]. Applied Geophysics, 2005,2(3):145-152.

[52] 赵希刚,吴汉宁,柏冠军,等. 重磁异常解释断裂构造的处理方法及图示技术[J]. 地球物理学进展, 2008,23(2):414-421.

[53] Thompson D T. EULDPH-a new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data[J]. Geophysics,1982, 47(1):31-37.

[54] Reid A B, Allsop J M, Granser H, et al. Magnetic interpretation in three dimensions using euler deconvolution [J]. Geophysics, 1990,55(1):80-91.

[55] Thurston J B, Smith R S. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPI method[J]. Geophysics,1997,62(3):807-813.

[56] Smith R S, Thurston J B, Dai T, et al. iSPITM-the improved source parameter imaging method [J]. Geophysical Prospecting, 1998, 46:141-151.

[57] Salem A, Williams S E, Fairhead J D, et al. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives [J]. Geophysics, 2008, 73(1):1-10.

[58] Williams S E, Fairhead J D, Flanagan G. Realistic models of basement topography for depth to magnetic basement testing[C]//SEG Expanded Abstracts,2002:814-817.

[59] Williams S E, Fairhead J D, Flanagan G. Comparison of grid Euler deconvolution with and without 2D constraints using a realistic 3D magnetic basement model[J]. Geophysics,2005,70(3):13-21.

[60] Fairhead J D, Williams S E, Flanagan G. Testing magnetic local wavenumber depth estimation methods using a complex 3D test model[C]//SEG Expanded Abstracts,2004:742-745.

[61] Reid A B, Fitzgerald D, Flanagan G. Hybrid Euler magnetic basement depth estimation: Bishop 3D tests [C]//Expanded Abstracts,2005:671-673.

EDGE DETECTION OF POTENTIAL FIELD DATA
USING INVERSE HYPERBOLIC TANGENT

WANG Ming, GUO Zhi-hong, HE Hui , LUO Feng

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

Abstract:Through the analysis of tilt angle concept, this paper puts forward a method for normalized vertical derivative using the characteristics of Inverse Hyperbolic Tangent function, with the purpose of detecting geological boundaries in potential field and extracting geological body distribution, characteristics of fracture structure and other geological information. Theoretical models and practical data processing show that the method can be an effective method for detecting geological boundaries with higher resolution and obtaining abundant geological information and is also of certain significance for detecting the geological boundaries, dividing tectonic units, and determining the fracture zone and the trend of geologic structure.

Key words:inverse tangent;inverse hyperbolic tangent;tilt angle;edge detection

作者简介:王明(1981-),男,工程师,硕士研究生,主要从事航空物探方法技术研究,Email:wangmingS060880@yeah.net。