

重磁异常解释断裂构造的处理方法及图示技术

赵希刚^{1,2}, 吴汉宁², 柏冠军³, 王靖华⁴

(1. 核工业 203 研究所, 咸阳 712000; 2. 西北大学地质系, 西安 710069;

3. 中海油研究中心, 北京 100027; 4. 中石油长庆研究院, 西安 710015)

摘 要 利用重磁异常解释断裂是地质构造研究的主要手段之一. 重磁异常解释断裂通常是在等值线图或剖面平面图上进行的, 而重磁异常在进行等值线网格化成图时会造成微弱信息丢失, 这些原因造成重磁异常解释断裂的多解性. 本文对重磁异常数据在极化、曲面延拓处理的基础上, 采用水平梯度法提取延拓曲面上的重磁异常梯度带, 之后对断裂带进行窄化处理, 通过图示技术将重磁异常数据转换成灰度值, 图像的灰度值以变密度显示, 形成彩色的变密度图像, 这样就提高了数据图像识别断裂的视觉效果. 该方法应用在鄂尔多斯盆地不同层次(时间序列)的断裂研究中, 提取和识别重磁异常特征所反映的断裂信息, 效果较好.

关键词 处理方法, 图示技术, 断裂构造, 重磁异常

中图分类号 P318, P631

文献标识码 A

文章编号 1004-2903(2008)02-0414-08

Magnetic and gravity data processing method and imaging techniques for faulted structure interpretation

ZHAO Xi-gang^{1,2}, WU Han-ning², BAI Guan-jun³, WANG Jing-hua⁴

(1. No. 203 Research Institute, CNNC, Xianyang 712000, China; 2. Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

3. Research center CNOOC, Beijing 100027, China; 4. Changqing Oilfield Co. Ltd, PetroChina, Xi'an 710015, China)

Abstract Using magnetic and gravity anomaly to interpret faulted structure is a main method for studying geological structure. Usually, multi-conclusion is got on isoline map of magnetic and gravity anomaly for interpreting faulted structure, because weak information of magnetic and gravity anomaly is lost in isoline netting. After extracting the gradient zones of magnetic and gravity anomaly on different upward continuation curved plane by horizontal gradient method, and faulted structure zones are narrowly processing, the processing result of magnetic and gravity data is translated into gray shade scale and variance density by using imaging techniques. It is good effect to extract and recognise faulted structure on variance density image of magnetic and gravity anomaly. This method is applied for recognising differential sediment strata (time series) in Ordos basin.

Keywords magnetic and gravity anomaly, processing method, new imaging techniques, fracture interpretation

0 引 言

重力、航空磁测成果是地质学家和地球物理学家用于研究区域地质构造和地质找矿的有效方法之一^[1,4,5]. 这些资料能相对直观地从平面上反映地质体分布、断裂构造的展布、岩浆岩位置、深部构造特征以及矿产空间分布等信息, 同时重磁异常还包含着深度较大、分布较广的场源信息^[3]. 许多有效的重

磁处理方法可以帮助解释者从不同角度认识重磁异常特征, 解释断裂, 然而由于传统的解释方法和图示技术上存在着不足, 在地质情况复杂的地区, 迭加异常相互干扰, 弱信号与误差并存, 使异常变得十分复杂而造成解释困难. 通常解释断裂从等值线图上进行, 而对重磁异常进行等值线网格化成图时会造成微弱信息丢失, 这些原因造成重磁异常解释断裂的多解性. 本文以鄂尔多斯盆地重力、航空磁测数据为

收稿日期 2007-10-22; **修回日期** 2007-12-31.

基金项目 国家重点基础研究发展计划(2003CB214604)资助.

作者简介 赵希刚, 男, 1963 年生, 博士, 研究员级高级工程师, 从事地球物理探测和信息技术研究和生产.

(E-mail: zhaoxigang418@126.com)

例,在提取重力、航空磁测数据与线性构造有关的微弱信息的基础上,采用图像处理和图示技术展示研究成果^[2~4]。

1 图像处理及显示技术研究现状

图像处理技术在遥感数据处理方面得到了广泛的应用^[6,7]。图像显示技术是图像处理技术内容之一,在遥感图像数字处理和识别中已得到了广泛应用,将它应用于大范围的物探数据处理和信息识别,能有助于提高视觉效果,在地学界已成为一种基本的手段^[8]。图像显示技术通过伪彩色变密度显示能有助于提高视觉效果,在国际上物探数据成果的图像显示也已成为一种基本手段。近几年来,国内许多学者也曾将这种方法应用到物探及化探数据解释方面,但却没有得到广泛的重视,原因是多方面的。除当时国内计算机硬件设备水平较低外,一个重要的因素就是在解释和识别信息中没有能正确认识到遥感数据与物探数据的差别。遥感数据是通过地形地貌、地物的反射光谱转换而来的,而物探数据是地面物性差异及地球物理场形态的反映。两者虽然有些相似,但在图像上却有明显的差异;从灰度谱上看,物探数据图像灰度反映地球物理场数值的高低,是地质信息的间接反映。因此,物探数据图像图示技术可分为两个阶段,一是提高视觉效果,二是提取和识别地球物理场源特征信息^[9,10]。

利用重磁异常数据的图像显示技术在沉积岩地区识别线性构造是十分有效的,在区域地质构造调查中曾取得很大的成功。图像显示技术使成果图如同起伏的地形一样易于观察,使许多等值线勾绘的形态所反映不清的信息变得直观。更重要的是,它能使一些因地质构造条件复杂而被歪曲或掩盖的微弱信号易于发现。例如, V_{∞} 理论断层剖面曲线为一对相邻的正负峰值,在图像上为一明暗相间的条带;而 g_{∞} 理论断层剖面曲线为一正峰值,在图像上为一明亮条带。当断层异常信号很弱时,在图像上通常是若隐若现或断断续续的,根据它们的分布规律稍加观察就可有效地识别出来。而在等值线图中,这些弱信号经常因模糊等值线的走向改变而被忽视。提取重磁异常梯度带经数字图像处理,边缘检测和增强、锐化、平滑等方法,线性异常得到了有效地加强^[11~15]。重磁异常数据经过 g_{∞} 处理,采用图像处理方法能使异常数据或资料处理结果形成具有立体感的图像,再利用相关滤波扫描技术定量或半定量地识别断层的深度及断距。

2 重力、航空磁测数据梯度带提取

重力、航空磁测数据梯度带一般对应于地质构造上的断裂带,地物边界及各种线性和条带状轨迹,通常都表现有一定的空间分布规律。为了实现用计算机程序检测和提取断裂特征(包括断裂带的形状、大小、走向等),采用下列方法。

2.1 空间域高通滤波法

高通滤波是空间域卷积滤波中的一种。高通滤波法保留了信息急剧变化的特征,对于突出地质边界的方向和线性断裂构造具有明显效果,对于一些环型构造或弧形轨迹也起到增强作用,因此,广泛使用在重力、磁法资料处理中。

卷积滤波增强是一种邻域处理技术,它是通过一定尺寸的模板(矩阵)对图像或信号进行卷积运算而实现。模板是在给定的范围内为检测图像或者信号特征而设计的数字阵列,其中数字称为“权数”。模板所起的作用,决定于它的权数及权数的分布状态,同时还决定模板的大小。在梯度带特征检测和提取中,通过模板在平面搜索、匹配运算达到检测和提取的目的。之后沿同一行向右移动模板,平面窗口也对应移动,重新进行相乘相加计算并把结果放在新窗口的中心位置。从平面上原点开始,依次进行,逐行扫描,直到平面各点扫描一遍结束,新图像生成。以 3×3 的拉普拉斯模板为例,用数学式表示为:

$$f = \sum_{i=1}^9 m_i g_i = m_1 g_1 + m_2 g_2 + \dots + m_9 g_9,$$

式中 m_i 为模板元素值, g_i 为相应图像元素或信号的值, f 为卷积值,也就是滤波后(模板运算)中心元素输出值。

按一定排列的方向来分配模板中各元素的权系数,可以增强不同方向的边界或线性轨迹。模板可以设计成不同的增强方向,但模板元素数目均应为奇数(如 $3 \times 3, 5 \times 5, 7 \times 7 \dots$);模板大,计算量大,但卷积效果不一定好。

2.2 重力、航空磁测梯度带检测中的空间滤波法

检测重力、航空磁测数据梯度带应用了三种梯度检测方法。

2.2.1 罗伯特梯度(交叉差分方法)

由梯度定义可知,函数 $f(x, y)$ 的梯度为

$$\nabla f(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} f(x, y) * i + \frac{\partial}{\partial y} f(x, y) * j;$$

梯度的模为各分量的平方和再求平方根:

$$|\operatorname{grad} f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}.$$

梯度反映了相邻数据点的重力、磁测异常场数值的变化率,如果存在边缘或者条带状异常,在此一定有较大的梯度值;而图像中重力、磁测异常场值变化较小的部分,梯度值也较小;对于常数图像,各点梯度值为零.因此,寻找到梯度较大的部分,就可以找到边缘,以不同方式用梯度值代替边缘外的重力、磁测异常场的值,能达到突出边缘部分锐化图像目的.罗伯特梯度算子用模板表示为:

$$\mathbf{V}_x = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{pmatrix},$$
$$\mathbf{V}_y = \begin{pmatrix} 0 & -1 \\ 1 & 0 \end{pmatrix}.$$

上述公式相当于开一个 2×2 的窗口,用模板 \mathbf{V}_x 计算后取绝对值加上模板 \mathbf{V}_y 计算后的绝对值.这种运算见图 1 所示, $f(i, j)$ 为窗口中心的值,用交叉的方法可检测出数据点与邻域在上、下、左、右或斜方向之间的差异.对平面上的每个点从左到右,从上到下扫描一遍,求出各个数据点的梯度值.只有最后一行一列不成 2×2 窗口,可以用前一行和前一列的梯度值代替,或增补一行和一列数据.

2.2.2 索伯尔梯度

索伯尔梯度法是一种改进的梯度计算方法.用模板表示为:

$$\mathbf{V}_x = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{pmatrix},$$
$$\mathbf{V}_y = \begin{pmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{pmatrix}.$$

上述模板也可称为定向滤波器.定向滤波器用来增强指定方向上的边缘.例如 \mathbf{V}_x 用来突出沿垂直方向的线条, \mathbf{V}_y 用来突出沿水平方向上的线条.

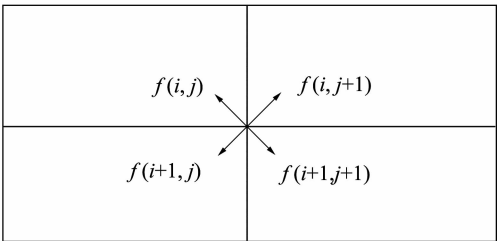


图 1 罗伯特梯度的计算
Fig. 1 Robert gradient computus

2.2.3 拉普拉斯模板

拉普拉斯模板如下:

$$\mathbf{m}_{ask} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & -4 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}.$$

拉普拉斯模板运算出的值与梯度值不同,梯度运算得到平面上异常场值的空间值的变化率.拉普拉斯方法求出的是变化率的变化率,是二阶微分.可以更加有效地突出重力、磁测异常场突变带的位置.

2.3 水平梯度法

水平梯度法利用了重力水平梯度异常在垂直物性边界的正上方取极大值的特点来确定边界位置(图 2).水平梯度为:

$$\operatorname{grad} \Delta g(x, y) = \frac{\partial \Delta g}{\partial x} i + \frac{\partial \Delta g}{\partial y} j.$$

某点异常值 $\Delta g(i, j)$ 的梯度是这样一个向量,它的方向与取得最大方向导数的方向一致,而它的模为方向导数的最大值.

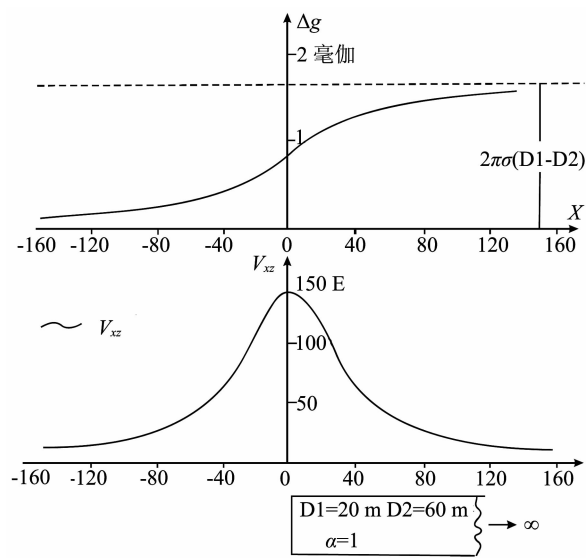


图 2 垂直密度边界重力异常(上)和水平导数异常(下)
Fig. 2 Gravity anomaly of vertical density verge (up) and horizontal derivative anomaly (down)

由此可知,梯度的模为:

$$|\operatorname{grad} \Delta g(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta g}{\partial y}\right)^2},$$

当 $\frac{\partial \Delta g}{\partial x}$ 不为零时,那么 x 轴到梯度的转角的正切为:

$$\tan \theta = \frac{\frac{\partial \Delta g}{\partial y}}{\frac{\partial \Delta g}{\partial x}}.$$

而对于磁测异常则不是直接的关系,需要经过三步处理.首先作伪重力变换,利用重力位与磁位的泊松关系,把磁异常换算为伪重力异常(磁源重力异常).即把磁性分布为 $M(x,y,z)$ 处的观测磁异常换算为由密度分布: $\sigma(x,y,z) = KM(x,y,z)$ 引起的重力异常,这里 K 为比例常数;第二步,计算伪重力异常水平梯度的模(强度),由于浅层地质体产生的重力异常有较大的水平梯度,在地质体边界附近水平梯度取极值.因此,经过两步处理后得到的水平梯度模可用来确定物性边界的位置.第三步,寻找和确定重力水平梯度模的极大值及其位置,并且在找到的极大值位置处绘出标志以表示边界位置.对于重力异常则只需作上述后两步的处理即可.

伪重力异常的换算利用快速傅立叶变换方法在波数域中实现.因为在波数域中,重力位和磁位的泊松关系变得很简单,并可利用计算机程序实现.在波数域中进行伪重力变换时,要考虑到有限大区域的边缘效应和混迭效应.减少这两种影响的常用办法是扩边,即向数据区四边扩大并充零.计算水平梯度虽然也可以用波数域方法,但在空间域中用中心差分方法计算水平导数则可能更为简便.

搜索水平梯度模的极大值^[14,15]方法如下:经前两步处理,已经得到了在规则网格上的水平梯度模 G_{ij} .对于网格上的所有交点(不包括最边缘的两行和两列)采用 $n \times n$ 网格,都可以沿着四个方向(即行、列及两个对角线方向)与最相邻的八个点做比较,以找出是否有水平梯度模的极大值,即检查下面四个不等式是否成立(图 3):

$$\begin{aligned} G_{i-1,j} < G_{i,j} > G_{i+1,j}, \\ G_{i,j-1} < G_{i,j} > G_{i,j+1}, \\ G_{i+1,j-1} < G_{i,j} > G_{i-1,j+1}, \\ G_{i-1,j-1} < G_{i,j} > G_{i+1,j+1}. \end{aligned}$$

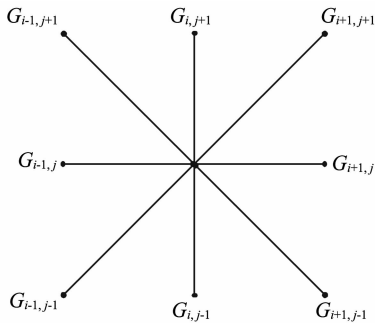


图 3 3×3 网格计算 G 最大值

Fig. 3 Computing G maximum using 3×3 network

用一个计数值 N 表示上述四个不等式中有几个成立. N 的取值范围从 0 到 4, N 给出了一个极大值的“质量”的某种度量,一般将 N 看成是极大值点的“显著性因子”.对于每一个成立的不等式,极大值和水平位置可以用三点二次或五点内插法求出.如果在一个网格点上存在不仅一个不等式成立,则取最大的 G_{\max} 及相应的 X_{\max} (偏离中心点位置度量)代表这个网格点的极大值.

对于每个 N 大于零的网格点,都记录有四个值,即 X_{\max} , G_{\max} , 转角 θ 和 N .这些数据可供绘制极大值位置图时使用.

由于位场异常的水平梯度在垂直物性边界上取最大值,因而可以突出不同物性区的垂直边界.而这种边界又与不同地质构造单元的边界位置有关.利用水平梯度处理的结果,可以更好的地从重力、航空磁法异常中识别出断裂和其他线性构造.此方法中,地球物理意义明确,算法稳定,具有较好的实用价值.

3 数字图像处理和图示技术识别断裂构造

3.1 重磁数据微弱信息数字图像处理方法

图像的灰度显示是将平面上每个样点的观测值通过归一化处理后变换到 0~255 范围内的灰度值,然后再在计算机屏幕上显示的一种显示方法.图像的变密度显示是将图像的灰度图像通过下列公式的转换,形成彩色的变密度图像.由于人眼对彩色图像较为敏感,在变密度图像上一些异常更容易被识别.

$$\begin{aligned} R(x,y) &= \begin{cases} 0, & 0 \leq f \leq 63 \\ 0, & 64 \leq f \leq 127 \\ 4f(x,y), & 128 \leq f \leq 191 \\ 255, & 192 \leq f \leq 255 \end{cases} \\ G(x,y) &= \begin{cases} 254 - 4f(x,y), & 0 \leq f \leq 63 \\ 4f(x,y), & 64 \leq f \leq 127 \\ 255, & 128 \leq f \leq 191 \\ 1022 - 4f(x,y), & 192 \leq f \leq 255 \end{cases} \\ B(x,y) &= \begin{cases} 255, & 0 \leq f \leq 63 \\ 510 - 4f(x,y), & 64 \leq f \leq 127 \\ 0, & 128 \leq f \leq 191 \\ 0, & 192 \leq f \leq 255 \end{cases} \end{aligned}$$

式中 $f(x,y)$ 为灰度图像, $R(x,y)$ 、 $G(x,y)$ 、 $B(x,y)$ 为变换后得到的彩色图像的 RGB 值.

3.2 数字图像处理技术识别断裂的窄化方法

为了识别断裂构造,在对重磁数据处理过程中,

总是要强化突出断裂构造或断层的空间展布. 强化断裂构造或断层空间展布不连续性的属性有多种, 提取这些属性都是在一定空间范围内实现的, 对断裂构造或断层空间展布存在垂向与水平方向的弥散作用, 使得不连续界面常表现为有一定宽度的条带, 而且噪声干扰总是存在. 这就会使断裂带范围、断层位置以及断层的组合关系都变得模糊不清. 为了解决这些问题, 人们提出了对断裂构造或断层空间展布不连续性作进一步处理的方法.

断裂带窄化方法是较常见的一种属性加工方法. 将地球物理数字图像看成是二维图像, 应用细化技术实现断裂带的窄化, 图像细化就是把二值图像中具有一定宽度的线条状区域变成一条细线(即只有一个像素宽度). 图像细化大大压缩了原始图像的数据量, 并保持其形状的基本拓扑结构不变, 从而可以识别出断裂带的准确位置, 有利于线性构造识别. 实现细化操作还要涉及其它的图像处理技术, 如灰度变换、阈值设定、平滑滤波、中值滤波、低通滤波、高通滤波和边缘检测等, 下面就关键技术予以详述^[7].

3.2.1 中值滤波

中值滤波是一种著名的模糊图像的非线性处理方法, 几乎在现有的任何图像处理系统中均提供中值滤波操作. 从本质上讲, 中值滤波不属于卷积操作, 它将区域中所有值按大小进行排序, 并将排序后位于中间的像素值赋予中心像素.

因为区域中像素值发生随机突变的像素, 经排序后, 将位于队首或队尾, 因此取得的中位像素值是正常的像素值, 所以中值滤波可有效去除随机噪声而保持边沿少受模糊, 可以得到较好的视觉效果.

3.2.2 平滑与锐化

对图像进行低通滤波将使图像平滑, 而对图像进行高通滤波将使图像锐化. 因此, 图像的平滑和锐化处理实际上就是对图像进行低、高通滤波, 即用低、高通滤波器作为卷积核来对图像进行卷积处理.

低通滤波的基本思想是保留图像空间频率的低频成分, 减少图像的高频成分. 低通滤波可以降低图像中的视觉噪声, 同时除去图像中的高频部分后, 图像中那些本来不明显的低频成分就更容易识别了.

高通滤波增强了图像的高频空间频率成分, 而阻挡低频空间频率成分. 在需要突出图像中的高频成分时, 可对图像进行高通滤波. 滤波可以通过卷积来实现, 采用不同大小的卷积核和卷积系数.

3.2.3 细化原理

细化技术在地质构造识别中, 首先对被处理的图像进行细化有助于突出形状特点和减少冗余的信息量, 实现自动识别. 细化算法应满足以下条件:

- (1) 将条形区域变成一条细线;
- (2) 细线应位于原条形区域的中心;
- (3) 细线应保持原图像的拓扑特征.

图像细化方法有多种, 如 Pavlidis、Rosenfeld 和基于索引表的细化等细化算法. 最基本的细化方法是 Hilditch 方法, 它用一个 3×3 的模板在图像范围内, 逐一像素扫描移动, 将图像中的像素逐次削除, 最后得到线宽为只有一个像素宽度的图形. 本文应用 Hilditch 方法.

Hilditch 细化算法适用于输入图像为 0 或 1 的值图像, 像素值为 1 的区域是需要细化的部分. 像素值为 0 的区域是背景, Hilditch 细化算法可描述如下.

设 p 为被检测的像素, $f(p)$ 为像素 p 的灰度值. $n_i (i = 1, 2, \dots, 8)$ 为 p 的 8 个领域像素 n_i 的位置如图 4 所示.

设集合 $I = \{1\}$ 表示需要细化的像素子集, 集合 $N = \{g \mid g - m \leq 0\}$ 表示背景像素子集, 集合 $R = \{-m\}$ 表示在第 m 次减薄时 I 中被减掉的像素, 图像细化减薄的条件如下.

- ① $f(p) \in I$,
- ② $U(p) \geq 1$,

其中: $U(p) = a_1 + a_3 + a_5 + a_7$,

$$a_i = \begin{cases} 1, f(n_i) \in N \\ 0, \text{others} \end{cases}$$

- ③ $V(p) \geq 2$,

其中: $V(p) = \sum_{i=1}^8 (1 - a_i)$;

- ④ $W(p) \geq 1$,

其中: $W(p) = \sum_{i=1}^8 c_i$,

$$c_i = \begin{cases} 1, f(n_i) \in I \\ 0, \text{others} \end{cases}$$

- ⑤ $X(p) = 1$,

其中: $X(p) = \sum_{i=1}^4 b_i$,

$$b_i = \begin{cases} 1, f(n_{2i-1}) \in N \text{ and } f(n_{2i}) \in I \cup R \text{ or } f(n_{2i+1}) \in I \cup R \\ 0, \text{others} \end{cases}$$

- ⑥ $f(n_i) \notin R$ 或 $X_i(p) = 1 (I = 3, 5)$,

其中: $X_i(p)$ 表示对 p 的第 I 个领域像素的 $X(p)$.

n_4	n_3	n_2
n_5	p	n_1
n_6	n_7	n_8

图 4 细化像素位置分布

Fig. 4 location map of narrow pixel distribution

3.2.4 边缘检测原理

应用边缘检测技术可以根据图像边缘灰度的变化来检测出边缘位置,为断层解释提供更充分的依据.边缘检测有很多种方法,应用较多的是边缘算子法.边缘检测算子检查每个像素的邻域并对灰度变化率进行量化,也包括方向的确定,大多数使用基于方向导数掩码求卷积的方法.边缘检测算子种类也很多,主要有:Roberts、Sobel、Prewitt、Krisch 和高斯-拉普拉斯算子.

Roberts 边缘检测算子是一种利用局部差分算子寻找边缘位置的算子.公式:

$$g(x,y) = \{ [\sqrt{f(x,y)} - \sqrt{f(x+1,y+1)}]^2 + [\sqrt{f(x,y)} - \sqrt{f(x-1,y-1)}]^2 \}^{1/2},$$

其中 $f(x,y)$ 是具有整数象素坐标的输入图像,平方根运算使该处理类似于在人类视觉系统中发生的过程.

对于 Sobel、Prewitt、Krisch 边缘检测算子,图 5、6、7 所示的卷积核形成了各算子,图像中的每个点都用相应的算子的卷积核做卷积. Sobel 算子中一个核对通常的垂直边缘响应最大,而另一个对水

-1	-2	-1	-1	0	1
0	0	0	-2	0	2
1	2	1	-1	0	1

图 5 Sobel 边缘检测算子

Fig. 5 Sobel edge detecting factor

-1	-1	-1	1	0	-1
0	0	0	1	0	-1
1	1	1	1	0	-1

图 6 Prewitt 边缘检测算子

Fig. 6 Prewitt edge detecting factor

+5	+5	+5	-3	+5	+5	-3	-3	+5	-3	-3	-3
-3	0	-3	-3	0	+5	-3	0	+5	-3	0	+5
-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	+5	-3	+5	+5
-3	-3	-3	-3	-3	-3	+5	-3	-3	+5	+5	-3
-3	0	-3	+5	0	-3	+5	0	-3	+5	0	-3
+5	+5	+5	+5	+5	-3	+5	-3	-3	-3	-3	-3

图 7 Kirsch 边缘检测算子

Fig. 7 Kirsch edge detecting factor

平边缘响应最大. Krisch 算子中 8 个掩模分别都对某个特定边缘方向做出最大响应. 以上每个算子的卷积的最大值作为边缘幅度图像的输出即为该算子边缘检测. 本文应用 Roberts 边缘检测算子方法.

利用上述原理,分别对鄂尔多斯盆地重力、磁法数据及其处理结果,进行了线环构造识别. 图 8 就是在航空磁测数据向上延拓 10 km 的基础上,利用数字图像处理技术和图像显示技术识别的线性、环型构造,识别出这些线环构造与实际地质构造非常吻合.

采用不同的延拓高度的异常值和不同半径大小的剩余异常数据计算水平方向最大梯度模 G 和 N 可以识别不同深度的线环构造,为区域构造研究提供可靠依据. 根据重力异常数据经过曲面向上延拓,计算出奥陶系顶面(奥陶系的顶面是鄂尔多斯盆地的一个夷平面,全区可以对比)的重力异常数据,对该数据进行水平方向最大梯度模计算,识别线环构造(图 9),然后,根据地质资料,解释出线环构造,与盆地的地质构造吻合程度好.

4 结 论

图像处理和显示技术方法就是在提高视觉效果的基础上发现和识别特征信息. 实现过程就是将物探数据处理并转换成类似遥感图像的图形. 根据每个数据点的数值,相应地赋予一定的某一色阶或灰

阶值,使其整体上形成由深浅不同的像素构成的变密度影像.用图像处理和图示方法得出的图像能使异常高低错落有序、层次分明,而且真实直观.对于分析判别线性构造十分有利.与传统的等值线图或平面剖面图相比其具有两个特点:一是对原始数据保真性强,对于平面上的物探数据,一般是用平面等值线或以此为基础的色阶进行图示,由于传统的追踪等值线过程中对局部数据的处理,可能导致数据及其空间位置在一定程度上失真,而用数据图像则能较好地保持图形与数据的一致性;二是有利于捕捉微弱信号.例如重力、磁测异常中的微弱信号通常会被误差和周边异常干扰,尤其是在纷乱的等值线中,使得它们难以被识别.而伪彩色或灰度图像具有较好的光学视觉效果.随机误差通常是孤立地或杂乱地分布,而微弱信号(尤其是反映线性构造的微弱信号)可以通过它们的“亮度”及分布规律来识别.

致 谢 感谢孙风华教授和核工业航测遥感中心在基础数据和研究过程中给予的帮助和支持.

参 考 文 献 (References):

- [1] 马宗晋,高祥林,宋正范.中国布格重力异常水平梯度图的判读和构造解释[J].地球物理学报,2006,49(1):106~114.
Ma Z J, Gao X L, Song Z F. Analysis and tectonic interpretation to the horizontal-gradient map calculated from Bouguer gravity data in the China mainland[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2006,49(1):106~114.
- [2] 张凤旭,孟令顺,张凤琴,刘财,王世煜.利用 Hilbert 变换计算重力归一化总梯度[J].地球物理学报,2005,48(3):704~709.
Zhang F X, Meng L S, Zhang F Q, Liu C, Wang S Y. Calculating normalized full gradient of gravity anomaly using Hilbert transform[J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2005, 48(3):704~709.
- [3] 江为为,郝天珧,宋海斌.鄂尔多斯盆地地质地球物理场特征与地壳结构[J].地球物理学进展,2000,15(3):45~53.
Jiang W W, Hao T Y, Song H B. Crustal structure and geological and geophysical features of Ordos basin[J]. Progress in Geophysics, 2000,15(3):45~53.
- [4] 赵希刚.多源信息处理及其在线环构造识别和多种能源矿藏(床)找矿中的应用—以鄂尔多斯盆地为例[D]. 博士论文,2006,60~67.
Zhao X G. Multi-information processing and its application in recognizing linear structures and circular structures and prospecting multi-energy source mineral deposits in Ordos Basin, China[D]. 2006,60~67(in Chinese with English abstract).
- [5] 王靖华,吴汉宁,赵希刚,柏冠军.利用重力资料识别鄂尔多斯盆地断裂构造[J].能源技术与管理,2006,(1):14~17.
Wang J H, Wu H N, Zhao X G, et al. Recognition of rift structures using gravity data in Ordos basin[J]. Energy Source Technology and Management, 2006,(1):14~17.
- [6] 万发贵,柳健,文源.遥感图像数字处理[M].武汉:华中理工大学出版.1991.
Wan F G, Liu J, Wen J. Data processing for remote sensing image[M]. Wuhan: Middel china technology university press, 1991.
- [7] 向世明. Visual c++ 数字图像与图像处理[M].北京:电子工业出版社,2002.
Xiang S M. Visual c++ data image and image processing[M]. Beijing: Eletric industry press, 2002.
- [8] 罗振丽,张爱敏,丁在宇.相干体技术和图像处理技术在检测断层中的应用[J].中国煤田地质,2004,16(3):48~50.
Luo Z L, Zhang A M, Ding Z Y. Synthetical application of coherence cubetchnology and image manipulation technology in fault detection[J]. Coal Geology of China (in Chinese with English abstract), 2004,16(3):48~50.
- [9] 柏冠军,吴汉宁,赵希刚,等.鄂尔多斯地区重力数据重新处理与信息提取[A].西安,鄂尔多斯盆地及邻区中新代演化动力学和其资源环境效应学术研讨会论文摘要[C],2005,10.
Bai G J, Wu H N, Zhao X G, et al. Gravity data re-processing and information extracting in Ordos Basin[A]. Symposium on Cenozoic and Mesozoic Era evolution dynamics and its resource environment effect in Ordos Basin and adjacent area [C]. Xi'an, China, 2005,10.
- [10] 柏冠军,吴汉宁,赵希刚,等.基于图像处理技术的地球物理资料线性构造识别——以鄂尔多斯盆地重力数据为例[A].西安,鄂尔多斯盆地及邻区中新代演化动力学和其资源环境效应学术研讨会论文摘要[C],2005,10.
Bai G J, Wu H N, Zhao X G, et al. Linear structures recognition based on imaging processing for gravity data in Ordos Basin[A]. Symposium on Cenozoic and Mesozoic Era evolution dynamics and its resource environment effect in Ordos Basin and adjacent area[C], Xi'an, China, 2005,10.
- [11] 朱成宏,黄国寿,秦 瞳.断裂系统精细分析技术[J].石油物探,2002,41(1):42~43.
Zhu C H, Huang G Q, Qin T. Methods for detailed fracture system description[J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 2002,41(1):42~43.
- [12] 王 芳.重磁勘探方法新技术[J].地质与资源,2004,13(3):184~186.
Wang F. New technologies of gravimetric and magnetic survey[J]. Journal of Precious Metallic Geology, 2004,13(3):184~186.
- [13] 肖 锋,孟令顺.重力异常数据处理系统的开发与研究[J].地球科学与环境学报,2004,26(4):71~74.
Xiao F, Meng L S. Sduty for gravity anomaly data[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2004,26(4):71~74.
- [14] 余钦范,楼海.水平梯度法提取重磁源边界位[J].物化探计算技术,1994,16(4):363~367.
Yu Q F, Lou H. Locating the boundaries of magnetic or gravity souces using horizontal gradient anomalies[J]. Computing techniques for geophysical and geochemical exploration, 1994,16(4):363~367.
- [15] 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
Huang L P, Guan Z N. The determination of magnetic causative boundaries using total gradient modules of magnetic anomalies[J]. Journal of East China Geological Institute, 1998,21(2):143~150