



在重磁异常解释中应用电算 资料的一些问题

秦葆珊

随着电算技术的普及,目前都把重磁资料的电算处理(如化极,求导,上下延拓等)作为异常解释的先行步骤。这样作的结果,一方面深化了对重磁场特征的认识,另一方面也为定性、定量解释提供了一些有效手段,对提高重磁异常推断水平也是有益的。但在近几年的实践中,通过电算与实测资料的对比,也发现了一些具体问题值得引起重视,现在提出来供同志们参考,不当之处请予指正。

(一)

由磁场换算的垂向梯度资料(垂向一次导数)与实测的磁梯度资料有较大差异。

山东奕庙矿区实测梯度图(图1a)与磁场换算梯度图(图1b、c)的对比表明,图1b与图1c中两次计算的梯度值相差很大,而且都与实测值不同。若不用实践检验是难以发现这种差异的。其中当然以用精度每米2伽马的磁通门式磁梯度仪实测的值可靠。计算值所以会有这样大的计算误差,主要是受计算条件的限制。图1b和图1c是分别由磁梯度仪试验组和山东五队计算组计算的。所用计算方法都是二维傅氏变换,但计算所用测区大小、测网(点线距)和测线方向则有所不同(图1b:测区大小为 $1 \times 0.8 \text{ km}^2$,测网为 100×20 米,测线方向为南北;图1c:测区大小为 $6.4 \times 20 \text{ km}^2$,测网为 200×80 米,测线方向为北 45° 东)。众所周知,测区大小决定基波的长度,点线距决定纵向与横向的“截断误差”。测线方向不同也会使异常形态变化,所以图1b与图1c中这两种计算值的异常走向不同,异常强度与结构形态也迥然不同。

图2为湖南黄沙坪矿区实测梯度值与由磁场换算梯度值的对比图。由图可见,实测值对II号矿群有明显反映,而换算梯度值仅在磁场强异常

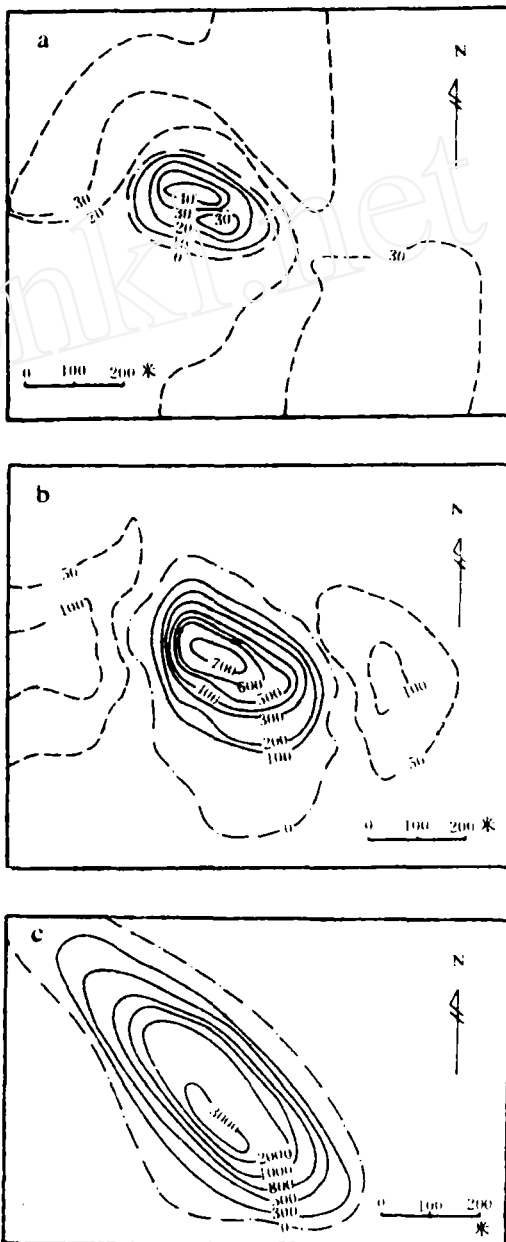


图 1

a—山东东平奕庙实测磁梯度 $\frac{\partial h}{\partial z}$ 平面等值线图;
b—山东东平铁矿 $\frac{\partial h}{\partial z}$ 平面等值线图; c—山东东平奕庙
异常 $\frac{\partial h}{\partial z}$ 平面等值线图

处出现一正南北向的梯度异常,是I号矿群的反映,但比实测梯度异常的范围要宽的多,其对复杂磁异常的分辩能力远比实测梯度异常要低。

由上述两例可对实测磁梯度值与换算磁梯度值的差别概括为三点:

1.换算的磁梯度异常的范围通常比实测的梯度异常范围大几倍

2.换算梯度值的变化较规则,对磁异常的分辩能力较差,而实测梯度值则变化急陡,其水平分辩能力较强,如山东莱庙矿区实测梯度资料,能圈出更局部的异常中心,其垂向分辩能力亦强,例如在黄沙坪矿区,实测梯度资料能反映较深处的第II矿群引起的异常。

3.磁梯度测量对浅处磁性体及磁性体边界特

别敏感,常有独特的反映,而换算的梯度值一般无这样的显示。

由上可见,换算的梯度资料并不比磁场测量结果能增多新的有用信息。而实测磁梯度值却不同,是磁场测量所不能完全取代的,而且也不能由位场换算准确求得。这说明进行地磁梯度实际测量的必要性。

为什么换算梯度值会与实测梯度值有这样大的差异呢?考虑其主要原因有三:

1.从理论上讲,进行位场转换时,测区要足够大,在转换点附近的测点要足够密,才能使计算值接近真值,而实际上很难作到。由于细度不够,则位场转换缺乏必需的信息密度,就使换算出的梯度值变宽、变缓,分辩能力也就降低。

2.磁场换算梯度值,是对误差的放大过程,由于磁场强度大,所需测定精度较低,一般为十余伽马,而梯度异常相对讲比较弱,需要较高精度(一般为每米1~2伽马或更高)才能显出异常。这种由低精度的磁场值所导出的梯度值,误差成份很大,成果往往很不可靠。由于磁场精度低,也是降低换算梯度资料分辩能力的重要原因。

3.多数金属矿区地形切割剧烈,干扰因素很多,在这种情况下,进行位场转换的困难更大,勉强算出的结果其可信度更低。

(二)

由小比例尺重力资料经趋势分析算出的剩余异常,与大比例尺重力实测局部异常有较大差异。

在重力勘探中,人们常把趋势分析作为消除区域场的一种手段,由此得出的剩余异常即认为具有局部异常的性质,而用它来进行地质解释。实践证明,若不从重力网度与精度的限制来认真检验这些剩余异常的可靠性,就会导致错误。

图3为湖南常宁水口山地区重力异常对比图,由图3a可见,1:20万重力异常因

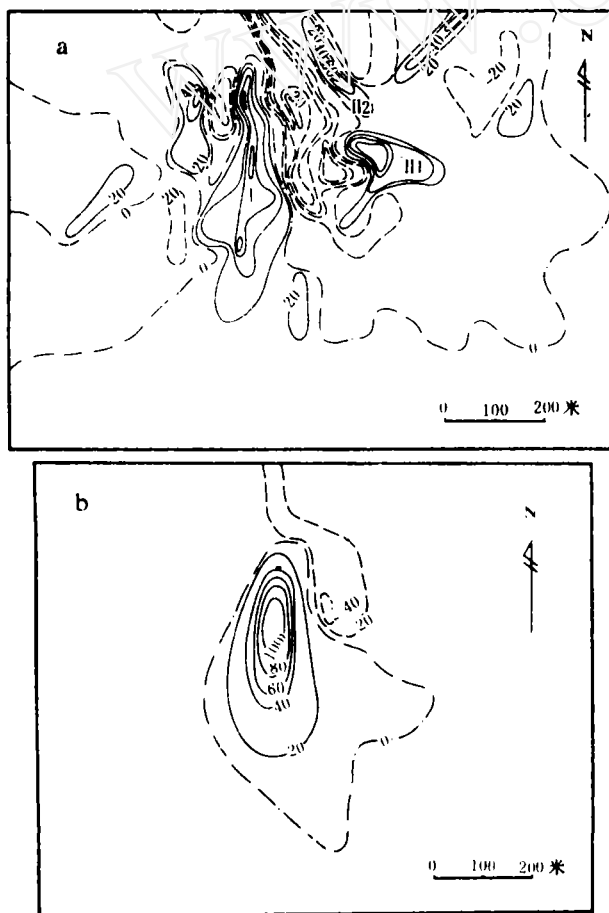


图 2

a - 柱阳黄沙坪矿区实测 $Z-h$ 平面等值线图;
b - 黄沙坪矿区由实测 ΔZ 换算的 $Z-h$ 平面等值线图

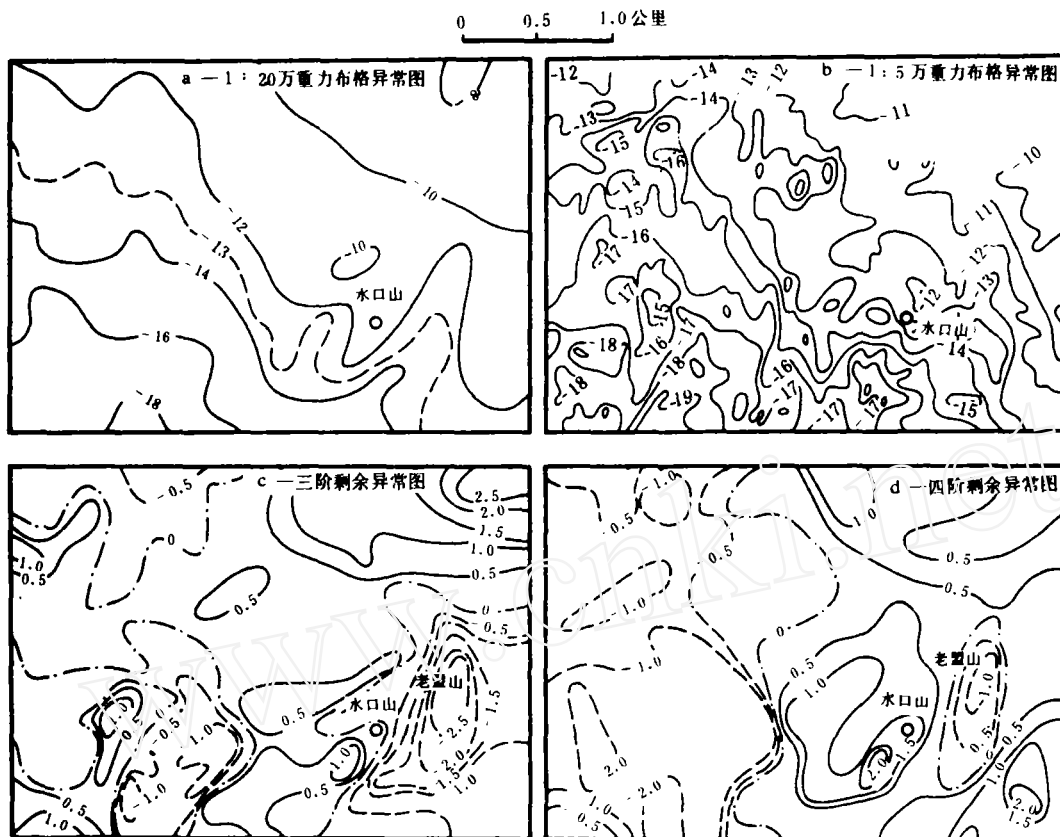


图3 常宁水口山地区重力异常对比图

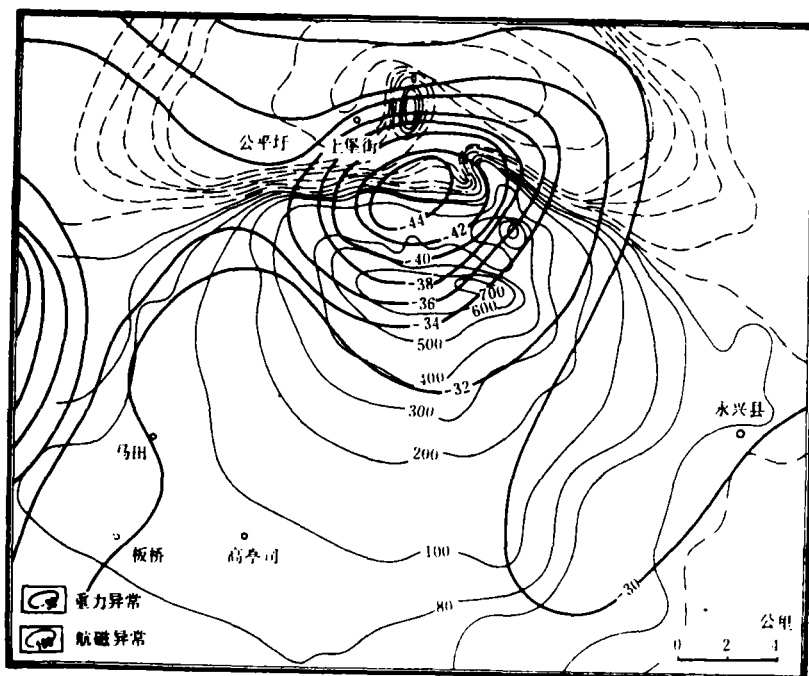


图4 耒阳上堡航磁重力综合平面图

受区域场的影响, 只在水口山附近形成等值线的弯曲。为了突出局部异常, 进行了三阶和四阶多项式趋势分析, 得出剩余异常图 (图3c和3d)。这三种剩余异常形态基本相似, 只是阶次愈高, 局部异常范围变窄, 外形愈趋复杂而已, 初步认为以四阶剩余异常作为水口山地区局部重力异常较好。

为了详细查明水口山地区的隐伏岩体情况与各种控矿构造, 我们又进行了1:5万重力测量, 总精度为 ± 0.147 毫伽, 圈出了等值线距为0.5毫伽的布格重力异常图 (图3b), 由图可见, 即使不做电算处理, 局部异常也很明显。异常范围与岩性变化对应良好。例如在煤系地层构成的向斜上显示重力低, 碳酸盐岩地层发育的复背斜上则形成重力高。而最重要的是1:5万详查所圈出的局部异常与1:20万重力资料经趋势分析算出的剩余异常图有非常显著的差别:

1. 在1:5万的重力异常图上, 水口山西南为一煤系盆地引起的重力低, 在四阶剩余异常图上则为局部重力正异常, 而且两者的异常结构形态根本不相同。

2. 在四阶剩余异常图上, 老盟山岩体附近有范围较大的重力负异常, 圈闭良好, 似乎是隐伏岩体的反映。而1:5万异常图上则显示此负异常为范围较大的煤系盆地所引起, 负异常中心在老盟山岩体以南约五公里处, 异常形态也与剩余异常图有很大不同。

3. 1:5万重力异常走向多呈近似南北向, 与该处岩层构造走向一致。正负异常范围也大致与岩性变化相当。而四阶剩余异常的走向较乱, 异常变化也与地质情况不对应。因此, 对剩余异常进行较详细的地质解释是困难的。

通过上述对比可以得出两点结论:

1. 1:20万重力测量总精度为 ± 0.8 毫伽, 两毫伽以上的异常才可靠, 因而以0.5毫伽等值线圈出的剩余异常图, 由于受网度与精度的限制, 必然包含很大的误差成份, 其可信度是很低的, 不能用它来研究强度只有2毫伽左右的局部异常。也就是说, 在这种情况下, 电算处理不能代替更大比例尺的重力测量。

2. 在一些文献中, 常见对区域重力资料进行

求高次导数等电算处理, 得出的异常强度完全在重力测量的误差范围以内, 若对这种异常进行地质解释, 其实用价值如何是值得怀疑的。

(三)

单靠电算处理对航磁异常进行定性、定量解释是远远不够的。一定要充分利用综合资料, 并密切结合实际地质情况具体分析, 才能得到较可靠的结论。

在区域性航磁异常图上, 常见到一些范围广、梯度缓、变化规则的异常, 很惹人注目, 往往被认为是“深源磁异常”, 成为最常见的电算处理对象。但实践证明, 仅从航磁资料的电算处理来解释异常, 往往是不够的, 有时甚至会导致错误的结果, 今举例说明如下:

1973年以来, 我们对湖南耒阳上堡航磁异常做过多次物化探检查工作, 并用钻探进行了验证, 查明上堡磁异常为多种因素叠加的综合异常, 不是一个简单的“深源磁异常”。

由图4可见, 上堡航磁异常范围远大于重力异常范围, 根据航磁资料用迭代法反演求出深源磁性体的大小为 $13 \times 9 = 117$ 平方公里, 埋深约3公里, 而用重力圈出隐伏岩体范围只有38平方公里, 两者相差三倍多, 可见航磁异常决非单纯由岩体所引起。再者, 由钻探取出深部花岗岩岩芯虽有弱磁性, $K = 370 \times 10^{-6} \text{ CGSM}$, $J_r = 90 \times 10^{-6} \text{ CGSM}$, 尚不足以引起如此显著的航磁异常, 这就否定了上堡磁异常为单纯深源磁异常的说法。

图5表明, 上堡低缓磁异常为大范围岩层磁性增强叠加而成, 所以剖面上的磁异常呈台阶状, 而煤系地层中受断裂控制的局部磁异常最强, 结合上堡背斜核部的壶天灰岩大范围的大理岩化, 具有区域变质特点, 可见上堡磁异常应属于大范围热、动力变质产生的“高磁区”。而不只是由隐伏岩体引起的“深源磁异常”。

本文从三个方面论述了在重磁异常解释中使用电算资料时应有的正确认识: 在由磁场换算垂向梯度资料方面, 我们也不能完全否定位场转换的实际意义。在今天磁梯度测量尚未推广而用计算机进行电算处理很方便的情况下, 把对磁场求

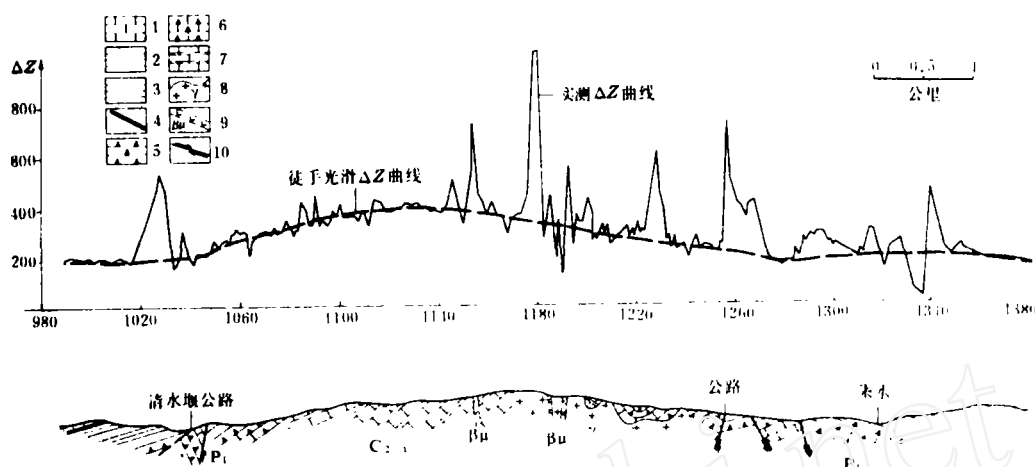


图5 上堡工区70线磁法地质综合剖面图

1—上二统长兴灰岩；2—上二统页岩或杂色页岩；3—上二统长石砂岩、粉砂岩；

4—上二统无烟煤层；5—下二统含锰铁硅质岩；6—下二统含锰有结核灰岩；

7—石炭系壶天群白云石大理岩；8—花岗岩；9—辉绿岩；10—正断层

导看做是突出局部异常的一种滤波手段还是有参考价值的。在区域重力资料的电算处理方面，用趋势分析消除区域场影响，也是一种极常用的方法，对这种方法本身是无可厚非的，关键是在勾绘局部异常时要考虑重力观测精度，要保证局部

异常的可靠性才有意义

总之，在如何对待电算资料与实测资料两者的关系上我们认为：实测是电算的依据，电算是在实测基础上的提高，两者相辅相成，不能相互代替，更不能互相排斥，关键在于正确使用。

IP衰减曲线统计特征与地质的关系

德意志联邦共和国于1976年到1978年在用激发极化法勘探矿产时，总共记录了6282条IP衰减曲线的形状。为节省时间，进行时间域测量时，在每一测点只观测曲线的三个时间区间积分段（或充电率）。这三段区间的时限分别是：130~650、650~1170和1170~1690毫秒（图1）。直流脉冲持续时间和断电时间均为2秒。仅对偶极—偶极排列的测量结果做了统计。偶极长度为30~60米，两偶极的间距是偶极长度的2~8倍（ $n = 2 \sim 8$ ）。

方法和仪器

IP电流用Huntec公司的7.5千瓦发射机供给，用Scintrex公司的IPR—8型接收机测量充电率。仪器能自动将充电率按某一标准衰减曲线归一化。只要IP测量是在无干扰的地段进行的，

衰减曲线就具有标准的形式，那末这种归一化结果暗示三个区间的充电率应该相等，而且还意味着两个未受干扰的充电率之比率应为1.00。M3/M1的比值称为衰减系数，与视电阻率 ρ_s 及充电率M2一道引入，作为对IP资料的例行鉴定。衰减系数偏离1.00，即表示曲线形状有改变。

测量地区及其地质情况

本文所分析的IP测量结果是在德国中部和南部的九个地区上取得的（图2）。所统计的岩石的地层年代是由白垩纪到志留纪，有些岩石属于变质成因（图3）。九个地区根据其岩石产地的主要地层的年代编号，从1到9

应用偶极—偶极电极排列测量，意味着大多数IP测量都穿透了不同地层和岩相的岩石，岩石的界面呈各种不同形式（如褶皱、水平层或断层）