

3. 关于测深曲线的脱节问题。随着 AB 的增大, MN 极距也在逐步增大, 由于 MN 的大小改变对 η 有影响, 所以在更换 MN 做测深时, 势必造成脱节现象。图7 是理论计算的结果。在主矿体的上方有小矿体干扰时, 其脱节十分明显, 它与 MN 趋近于零的理论曲线, 在后段差异很大。如果利用趋近饱和值的点求矿体的埋深, 必须对脱节点进行圆滑。如何圆滑呢? 通过理论计算表

明, 应该将大 MN 的曲线段平移到小 MN 的曲线上来, 这样才能接近理想的结果。

必须指出, 多体之间的相互影响, 以及上半空间界面的影响, 均未予考虑。有待今后进一步研究。

在这些理论计算工作中, 得到山东物探队阎振海同志的协助, 在此表示谢意。

瞬变电磁法视电阻率函数的比较

前言

瞬变电磁勘探法 (TEM) 由于在以前认为不适于电磁法勘探的地区, 寻找导电异常很成功, 所以它在世界各地的应用愈来愈广泛。现在使用的仪器 (SIROTEM, UTEM, CRONE PULSE EM 等) 大多是采用电压测量, 即测量磁场的时变导数。不过, 以超导量子干涉装置 (SQUID) 为基础的接收系统在许多领域取得成功, 使得有些研究单位 (例如, 澳大利亚的矿物资源局) 已着手研究把 SQUID 用在 TEM 上, 以便直接测量磁场。

将 TEM 测量结果换算成视电阻率后, 再进行推断解释比较方便。这对于水平的成层构造特别合用。除了使野外物探人员对地电结构有一个初步的概念以外, 电阻率可用来对自动反演例行程序产生有效的第一猜测值 (first guesses), 但是根据电压测量结果, 利用视电阻率函数还有困难。

在用重合迴线测量时 Raiche 和 Spies (1981) 的文章中讨论了突降/突升现象。例如, 在高阻的基底上面有导电覆盖层的情况下, 视电阻率开始

是等于上层的电阻率, 然后在渐近地趋近基底电阻率之前先降低。这种影响随电导率差异和迴线半径与地层厚度比的增大而增大。尽管在原理上完善的自动反演例行程序不会有虚构层, 但这种现象会导致在 TEM 的推断解释结果中夹有它们这种虚构层。在曲线突升、突降很大的情况下, 就无法确定视电阻率了。

以视电阻率函数 ARF 为基础进行推断解释的另一个问题是会漏掉薄的高阻层。不过这是电磁法的一个常见的问题, 而不是视电阻函数的特殊选择问题。

在这篇短文里讨论了以磁场为基础的 ARF 的性质。计算了布置在多层模型上方大发射迴线中心的垂直磁场, 并换算成了视电阻率。所得结果与利用重合迴线根据电压测量计算的结果进行了比较。在所讲的情况下, 发射的电流波形都假定是阶跃函数。

方法

同心布置的、半径分别为 a, b 的发射和接收迴线之间的互阻抗, 与时间有关, 可用下式表示 (Knight 和 Raiche, 1982):

$$Z(t) = \pi \mu a b \int_0^\infty L^{-1} [A_0(P, p, \lambda)] J_1(\lambda a) J_1(\lambda b) d\lambda$$

式中 t 为时间, P 表示地层的参数 (导电率、地层厚度) p 是拉普拉斯转换变量, λ 是汉克尔转换变量, J_1 是一阶第一类贝塞尔函数, L^{-1} 是拉普拉斯转换算子, $\mu = 4\pi \times 10^{-7}$, $A_0(P, p, \lambda)$

是层状构造的频率域响应。拉普拉斯逆转换是用 Gaver-Stehfest 方法计算的。积分是用适当的高斯求积公式计算的。重合迴线视电阻率的计算采用了 Spies 和 Raiche (1980) 所用的方法。

利用下式可求得某一点 b 的垂直磁场 $H_z(t)$

$$H_z(t) = -\frac{I}{2\pi b} \left(\frac{1}{\rho b} \right) \frac{\partial}{\partial b} [bZ(t)] \quad (2)$$

因此, 在发射迴线中心 ($b = 0$), 在阶跃函数电流强度为 I 时, 磁场可表示为

$$H_z(t) = -\frac{I}{2a} \int_0^\infty L^{-1} [p^{-1} A_0(p, \rho, \xi)] J_1(\xi) \xi d\xi \quad (3)$$

式中 $\xi = \lambda a$,

用求解方程(1)的同样方法解算上式。

在导电率为 σ 的半空间情况下, 拉普拉斯变换可以用解析方法来计算:

$$H_z(\tau) = -\frac{I}{2a} \int_0^\infty \left[(1 + 2\xi^2\tau) \operatorname{erfc}(\xi\sqrt{\tau}) - 2\sqrt{\frac{\xi^2\tau}{\pi}} e^{-\xi^2\tau} \right] J_1(\xi) \xi d\xi \quad (4)$$

$\tau = t/\sigma\mu a^2$, erfc 是补余误差函数, 将贝塞尔函数展开成级数, 然后逐项积分则得半空间的异常反应:

$$H_z(\tau) = \frac{4IX^{3/2}}{a\sqrt{\pi}} \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(-)^k X^k}{k! (2k+3)(2k+5)} \quad (5)$$

其中 $X = (4\tau)^{-1} = \sigma\mu a^2/4t$, 将归一化反应 F_0 定义为

$$F_0(\tau) = \frac{2aH_z(\tau)}{I} \quad (6)$$

级数的第一项可用来计算晚期的视电阻率 ρ_B :

$$\rho_B = \frac{\mu a^2}{4t} \frac{8}{15\sqrt{\pi}} F_0^{2/3} \quad (7)$$

在 Raiche 和 Spies (1981) 的文章中, 可用迭代法求各个时间的 ρ_B 。

结 果

几种成层模型的视电阻率理论值绘成如图 1~6 所示曲线。在每种情况下, 曲线 A 代表用重合迴线的电压测量结果为基础计算得的视电阻率 ρ_2 , 曲线 B 代表在发射迴线中心测量的磁场强度为基础计算的视电阻率 ρ_B 。发射迴线为一半径 56.1 米的圆形迴线。

图 1 中是两层模型的 ρ_2 曲线, 显示有突降的特点, 虽然 ρ_2 每次在很早时间是 1.0 (欧姆米), 但在 0.1 毫秒以前 ρ_2 是无法确定的。注意 ρ_B 在全部时间内表现的是很清楚的。虽然这两条曲线都趋向基底的电阻率逼近, 但 ρ_B 是领先于 ρ_2 的。

图 2 是同一模型, 只是覆盖层的厚度增大。 ρ_2 曲线有少许突降, 但它还是比较光滑的。

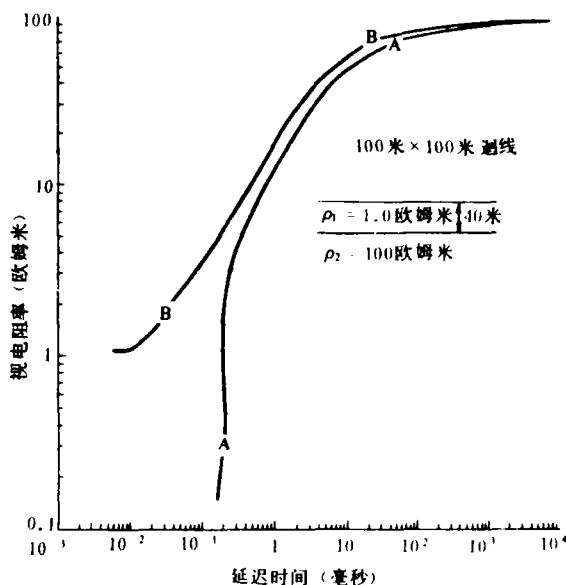


图 1 两层模型的磁视电阻 (B) 和电压视电阻率 (A), $d = 40$ 米

图 3 和图 4 是三层模型的结果, 在两图中曲线 ρ_2 在早期都有突降和突升的现象。在图 3 中, ρ_2 和 ρ_B 曲线在渐近地趋于基底的电阻率之前, 都趋向中间导电层的电阻率。在图 4 中, 中间高阻层只不过是极小一点反应而已。

ρ_2 和 ρ_B 曲线对中间高阻层的反应不敏感, 图

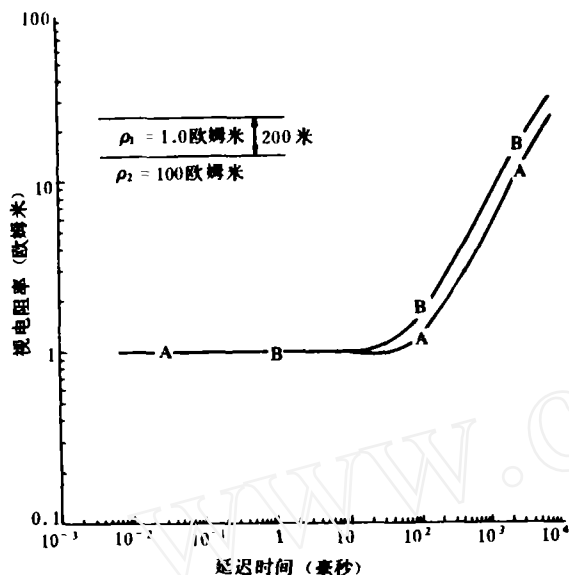


图2 两层模型的磁视电阻率 (B) 和电压视电阻率 (A), $d = 200$ 米

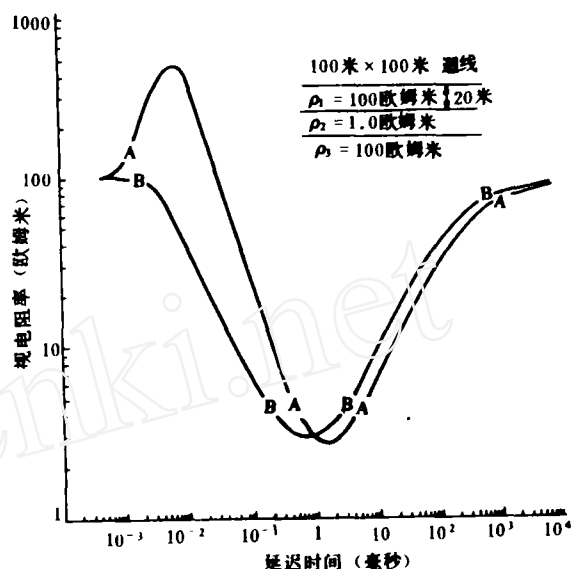


图4 三层模型的磁视电阻率 (B) 和电压视电阻率 (A), (中间层为高层)

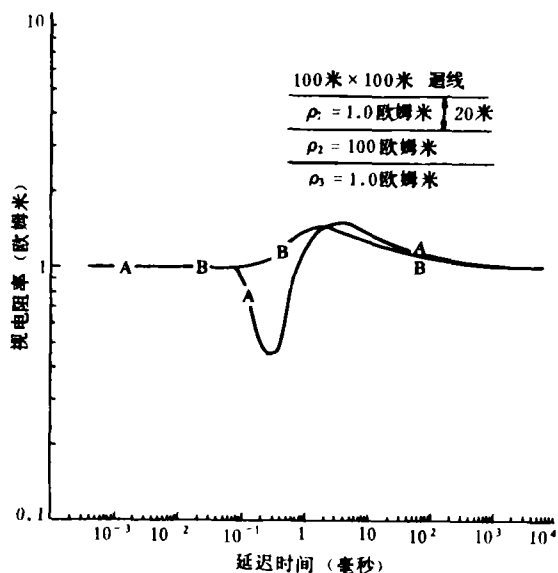


图3 三层模型的磁视电阻率 (B) 和电压视电阻率 (A), (中间层为低阻层)

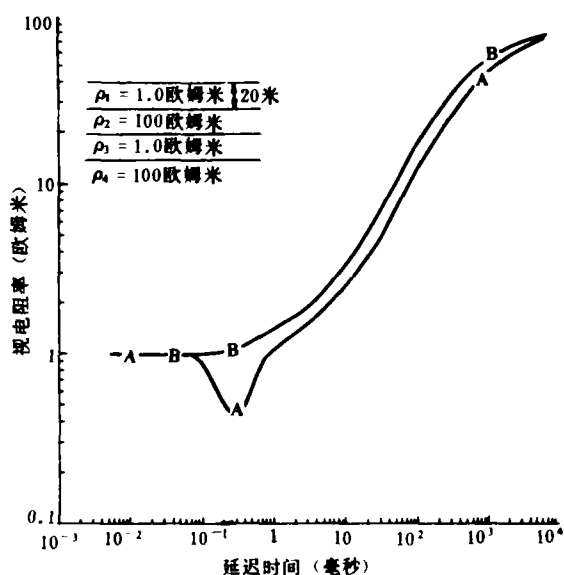


图5 四层模型的磁视电阻率 (B) 和电压视电阻率 (A), $d = 20$ 米

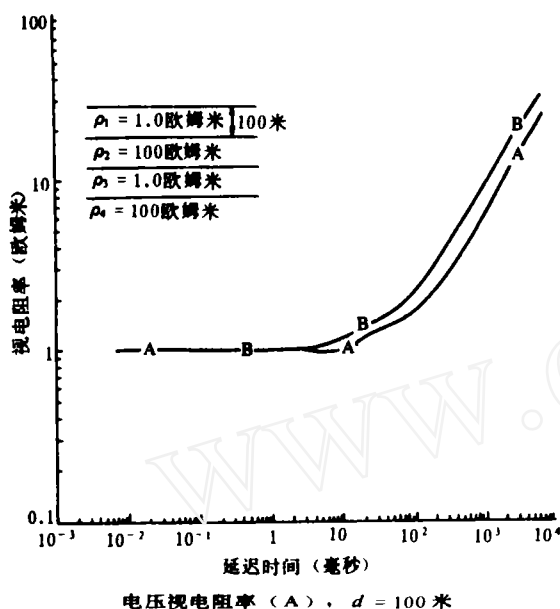
5 和图6 的四层模型给出比较有力的说明。甚至在厚层为 100 米的情况下 (图6), 似乎可按两层模型来对曲线进行解释。

结 论

在目前计算的几种情况 (包括许多文中未提到的) 中, 突出了两点。第一点, 以磁场为基础计算的视电阻率 ρ_B 在地球物理方面显示出良好的

反应。对每种模型在全段时间范围内都显示的很确切, 未见到曲线有突升突降现象, 而且数值是单一的。

第二点, 磁场特性在时间上比电压特性要超前。例如, 在每种场合, ρ_B 都是在 ρ_A 之先趋近基底的电阻率。可以认为这是因为磁场是在迴线中心测得的。作为一种检验, 对迴线中心电压响应计算了视电阻率 ρ_C 。除了曲线没有突升突降现象



外, ρ_c 实际上与 ρ_2 是一样的。

参 考 文 献

- Knight, J. H. and Raiche, A. P., 1982, Geophysics, Vol. 47, p. 47~51
 Raiche, A. P. and Spies, B. R., 1980, Geophysics, Vol. 46, p. 53~64
 Spies, B. R. and Raiche, A. P., 1980, Geophysics, Vol. 45, p. 1197~1204

译自 Geophysics, 1983, Vol. 48, No. 6, p. 787~789

作者: A. P. Raiche

(常 非 译 燕 概 校)

壤中吸附相态汞测量方法及其找矿效果

冶金部地质研究所 栾继琛 赵友方

近几年来,为解决厚层覆盖区常规化探找矿效果不佳的问题,我们试验研究了壤中汞气测量方法。虽然在各类覆盖区,壤中汞气测量取得了较好的找矿效果,但因该方法影响因素多,特别易受气候的影响,导致分析误差大、重现性差,不同季节的测量结果难以对比评价等。通过对壤中汞气异常形成机理的研究,发现含矿断裂上的土壤比非含矿断裂上的土壤含有更多的 Hg^0 、 $HgCl$ 和 $HgCl_2$; 并且土壤中这种叠加吸附相态汞异常,主要来源于隐伏矿体,这就为地球化学探矿提供了理论依据。

本文侧重讨论壤中吸附相态汞的测量原理、工作方法、质量检验标准和找矿效果。

地球化学原理

汞为亲硫元素,在热液阶段多以自然汞和汞化合物的形式赋存在 Cu、Mo、Pb、Zn、Fe 等硫化物中,或伴随挥发性组分扩散、渗滤到岩

石、矿物的裂隙或包裹体中,形成汞的原生分散晕。在表生条件下,含汞的金属硫化物,能够通过氧化还原作用释放出 Hg^0 或汞的氯化物。由于 Hg^0 和可溶性汞的氯化物,在地下温度、压力增高的情况下,促使汞随水蒸气、地下水沿断裂向地表运移,特别是气态汞的穿透能力比溶液大得多。 Hg^0 和含汞溶液在迁移途中,易被矿床上方围岩、土壤吸附,如粘土、铁锰质胶体和有机质的吸附作用;同时形成壤中汞气异常。在氧化还原介质中,壤中汞气和吸附相态汞保持复杂的平衡状态,二者对矿体的赋存部位均有指示作用。

根据 Hg^0 及汞化合物热释峰温度,采用控温热释测量土壤中与矿关系密切的叠加价态汞 (Hg^0 及部分 $HgCl$),达到寻找隐伏矿体的目的,这就是壤中吸附相态汞测量方法的地球化学原理。

测量方法

(一) 野外工作方法