

薛国强, 李 貅, 郭文波等. 从瞬变电磁测深数据到平面电磁波场数据的等效转换. 地球物理学报, 2006, 49(5): 1539~1545
Xue G Q, Li X, Guo W B, et al. Equivalent transformation from TEM field sounding data to plane-wave electromagnetic sounding data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(5): 1539~1545

从瞬变电磁测深数据到平面电磁波 场数据的等效转换

薛国强¹, 李 貅², 郭文波³, 宋建平³, 底青云¹

1 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2 长安大学地质工程与测绘工程学院, 西安 710054

3 西安交通大学电子与信息工程学院, 西安 710049

摘 要 中心回线源装置的瞬变电磁场是一种涡流场, 在地下主要以扩散形式传播. 平面电磁波在地下介质中传播时具有反射、折射等电磁学特性, 为了借鉴平面电磁波场测深成熟的解释方法, 文中开展了从瞬变电磁涡流场测深数据到平面波场数据的快速等效转换的研究. 通过大量的理论模型的正演计算、曲线对比, 误差统计, 对瞬变电磁场、平面波场在地下传播机制特性的分析, 建立了一种由瞬变电磁测深视电阻率数据向平面波场测深视电阻率数据转换的时间-频率等效对应关系. 利用这一关系式, 把扩散场数据快速转换成等效平面波场测深数据. 为进一步进行瞬变电磁拟平面波成像解释打下理论基础.

关键词 瞬变电磁, 扩散场, 平面波场, 视电阻率, 等效转换

文章编号 0001-5733(2006)05-1539-07

中图分类号 P631

收稿日期 2005-09-28, 2006-06-02 收修定稿

Equivalent transformation from TEM field sounding data to plane-wave electromagnetic sounding data

XUE Guo-Qiang¹, LI Xiu², GUO Wen-Bo³, SONG Jian-Ping³, DI Qing-Yun¹

1 *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2 *School of Geology and Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, China*

3 *School of Electronic & Information Engineering, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China*

Abstract The in-loop TEM field is a kind of vortex field propagating in a way of diffusion in the earth mainly. Plane-wave of electromagnetic has the features of reflection and refraction during the propagation in the earth. In order to draw on the experience of well processed method of electromagnetic plane-wave, we study equivalent transformation from TEM diffusion field sounding data to plane-wave electromagnetic sounding data. An equivalent transformation relationship between time and frequency domains can be constructed after theoretical model forward calculation, curve comparison, errors analysis and the theoretical discussion about the propagation of diffusion field and plane-wave. Using this transformation, the diffusion field sounding data of TEM apparent resistivity can be quickly turned into the equivalent data of plane-wave sounding data. The result lays the foundation for the further study of TEM pseudo-seismic plane-wave interpretation.

Keywords Transient electromagnetic method, Diffusion field, Plane-wave, Apparent-resistivity, Equivalent transformation

基金项目 国家 973 项目(2002CB412702), 中国科学院知识创新工程重要方向资助项目(KZCX3-SW-134), 中国博士后基金(2005038388)和中国科学院王宽诚博士后奖励基金资助.

作者简介 薛国强, 男, 1966 年生, 2002 年于长安大学获硕士学位, 2005 年于西安交通大学获博士学位, 现在中国科学院地质与地球物理研究所从事博士后研究工作, 研究方向为电磁探测理论与应用. E-mail: pxueguoqiang@163.com

1 引言

回线源瞬变电磁法(Transient Electromagnetic Method, TEM)是一种时间域的电磁勘探方法. 由于其工作高效性和直接测量二次场的特点, 在地球物理勘探中的应用日益广泛^[1,2]. 平面电磁波在地下传播时具有反射、折射等电磁学特性. 如果能借鉴平面电磁场探测成熟的解释方法, 则对瞬变电磁法精细勘探具有推进作用. 所以瞬变电磁法拟地震解释是目前地球物理领域研究的热门课题.

回线源瞬变电磁法是一种近区观测的电磁探测方法. 由于场源的特殊性, 在介质中传播的电磁场扩散成分占主导作用. 在研究基于反射系数的回线源瞬变电磁法对地成像时, 这是一个很重要的问题, 这样, 由扩散场向平面波场数据等效转换就成了问题研究的关键.

文献[3~5]利用波场变换方程, 把有损介质中的瞬变电磁扩散场变成无损介质中的波场, 该波场变换方程属于第一类 Fredholm 积分方程. 这是一个病态方程, 对方程的求解具有一定的难度, 应用起来比较困难. 文献[6,7]提出了用 TEM 测深曲线校正 MT 的静态位移, 分别使用了 TEM 和 MT 的时间(t)-频率(f)简单转换关系: $\frac{194}{f} = t$ 和 $\frac{1}{3.9f} = t$, 也提出转换关系范围 $\frac{150 \sim 250}{f} = t$. 但是这些转换关系是如何得到的, 都没有提到.

如何在 TEM 数据与大地电磁测深数据(Magnetotellurics, 简称 MT)或者可控源音频大地电磁测深(Control Source Audio-frequency Magnetotellurics, 简称 CSAMT)远区数据之间建立一种近似联系和等效转换, 是本文的研究目的. 文中从理论模型计算入手, 通过理论模型的正演计算、曲线对比, 误差统计, 对瞬变电磁场、平面波场在地下传播机制特性的分析, 建立一种由瞬变电磁测深视电阻率数据向 MT 或者 CSAMT 测深视电阻率数据转换的时间-频率等效对应关系, 把 TEM 数据转换成等效平面波场测深数据.

2 视电阻率定义

在 MT 中, 法国学者卡尼亚(Cagniard)提出了用相互正交的电场水平分量和磁场分量之比来计算视

电阻率^[8], 即

$$\rho_{\omega} = \frac{1}{\omega \mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z|^2, \quad (1)$$

式中, $|Z| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = \left| \frac{E_y}{H_x} \right|$ 是介质的地面波阻抗, E_x, E_y 为电场水平分量振幅谱, H_x, H_y 为磁场水平分量振幅谱, μ_0 为半空间的磁导率.

在 CSAMT 中, 测量的也是彼此正交的电场和磁场水平分量, 在远区时有

$$\rho_{\omega} = \frac{1}{\omega \mu_0} \left| \frac{E_{\phi}}{H_r} \right|^2, \quad (2)$$

式中, E_{ϕ} 为柱坐标系下电场分量, H_r 为柱坐标系下磁场径向分量.

当采用直角坐标时, 利用坐标变换, 同样可以得出(1)式.

在满足平面波的情况下, 卡尼亚电阻率反映地电结构是有效的, 也就是说, 在 MT 和远区 CSAMT 测深, 卡尼亚电阻率值趋近于地下真实电阻率值.

在均匀半空间, 回线源形成的瞬变电磁场晚期归一化视电阻率公式^[1]为

$$\frac{\rho_{\tau}(B)}{\rho} = 64.74 \left[\Phi(u) - \sqrt{2\pi} u \times \left(1 + \frac{1}{3} u^2 \right) e^{-u^2/2} \right]^{-2/3} \left(\frac{a}{\tau} \right)^{10/3}, \quad (3)$$

其中, a 为回线源的半径, ρ 为均匀大地电阻率, $\Phi(u)$ 为概率积分, $u = \frac{2\pi a}{\tau}$, $\tau = \sqrt{2\pi \rho t \times 10^7}$.

从对平面波场和瞬变电磁场的视电阻率的定义分析知, 平面波场的视电阻率是通过测量互相垂直的水平电场与水平磁场, 计算两者的比值得到的. 对于回线源瞬变电磁晚期场, 在回线中心处只有磁场的垂直分量, 没有电场及磁场的水平分量, 所以, 该方法的视电阻率是通过观测磁场垂直分量得到的. 虽然其定义方法不同, 但是视电阻率曲线都应该反映地下电性变化情况, 视电阻率值在一定条件下与地下真实电阻率值应该一致. 因为, 虽然场源特性不同(回线源形成的瞬变电磁场是一种柱面波场, MT 和远区 CSAMT 属于平面波场), 但是, 随着场的不断传播, 扩散深度与场源尺寸的比越来越大, 当扩散到一定深度时, 一定尺寸的回线场源可以看作是点源, 点源场在介质中以球面波场形式传播, 在瞬变电磁测深的晚期, 对于足够大的扩散深度, 球面波场就接近于平面波场了.

从上面分析可知: 两种场源测深视电阻率曲线

会具有某种程序的相似性. 虽然从严格意义上讲, 时间域和频率域电磁法测深曲线不存在时间—频率对应关系, 时间和频率只有傅氏变换和反变换的关系. 但是由于这两种视电阻率曲线相似性的存在, 使得时间域和频率域测深数据存在一种近似等效对应关系.

3 理论模型计算

为了进一步说明两种场源测深的视电阻率曲线特征, 设计两个二层地电模型, 一个为 D 型 ($\rho_1 = 100 \Omega_m, h_1 = 50 \text{ m}, \rho_2 = 25 \Omega_m$), 一个为 G 型 ($\rho_1 = 25 \Omega_m, h_1 = 50 \text{ m}, \rho_2 = 100 \Omega_m$).

分别对这两个地电模型进行 TEM 和远区 CSAMT 或者 MT 正演计算. 在 CSAMT 计算中采用的参数为: $I = 10 \text{ A}, r = 8000 \text{ m}, \theta = 90^\circ$. 接收频率为: 4096, 2048, 1024, 512, 256, 128, 64, 32, 16, 8, 4, 2, 1 Hz. 按照时间和频率之间的关系 $t = 1/f$, 把频率轴换成时间轴.

在 TEM 正演计算中, 采用的参数为: 回线边长 $L = 100 \text{ m}$, 发送电流 $I = 10 \text{ A}$. 采样时间为: 0.087, 0.10961, 0.1381, 0.174, 0.21923, 0.27621, 0.348, 0.43845, 0.55242, 0.696, 0.87691, 1.1048, 1.392, 1.7538, 2.2097, 2.784, 3.5076, 4.4193, 5.568, 7.0152 ms.

把 D 型模型和 G 型模型正演计算视电阻率曲线分别画在图 1 和图 2. 从图 1 和图 2 可以看出: 两种方法测深曲线形状相同, 变化情况类似. 如果能找到一种坐标平移变换关系, 使两个曲线重合, 则可以将瞬变电磁数据转换成等效平面波场数据.

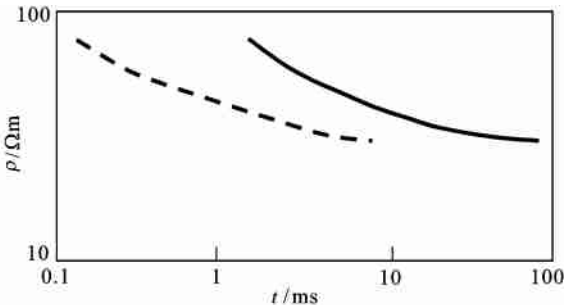


图 1 D 型模型 CSAMT 测深(实线)和瞬变电磁测深(虚线)视电阻率曲线对比图

Fig. 1 Comparison of apparent resistivity curves between CSAMT sounding (solid line) and TEM sounding (dashed line) of D-type model

为了找到准确的时间—频率对应关系, 设计两个不同的地电模型, 并以相应的时间、频率为参考,

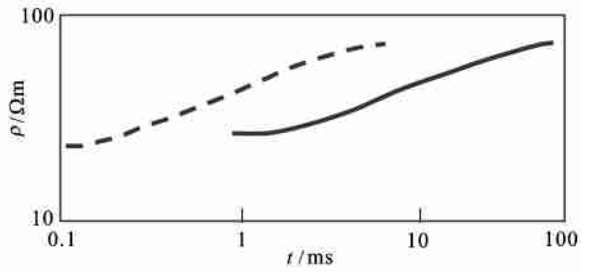


图 2 G 型模型 CSAMT 测深(实线)和瞬变电磁测深(虚线)视电阻率曲线对比图

Fig. 2 Comparison of apparent resistivity curves between CSAMT sounding (solid line) and TEM sounding (dashed line) of G-type model

进行瞬变电磁测深、CSAMT 远区波场测深正演计算, 对两种场源正演计算的视电阻率进行转换, 对 $\frac{150 \sim 300}{f} = t$ 范围内所有时间—频率对应关系的转换误差进行统计和分析, 以找到最佳的转换关系. 表 1 为 G 型和 D 型模型两种场源正演计算视电阻率不同转换关系的误差统计表. 表中误差的计算式为 $\Delta \rho = \left| \frac{\rho_{\text{CSAMT}} - \rho_{\text{TEM}}}{\rho_{\text{CSAMT}}} \right| \times 100\%$. 总的相对误差计算式为:

总相对误差 = $\sum_{i=1}^n \Delta \rho_i$. 从表 1 可以看出: 不同转换关系下各时间对应的视电阻率相对误差不同. 总相对误差最大的是 $290/f = t$ 关系下的视电阻率, 误差为 12.47%; 最小的是 $210/f = t$ 关系下的数据, 误差为 5.85%. 对于同一时间—频率转换关系的不同时间、不同频率, 相对误差大小分布不同. 早期、高频情况下视电阻率相对误差较大, 最大的相对误差是 31%; 晚期、低频情况下的视电阻率相对误差较小, 最小的相对误差是 0%.

把表 1 中各种转换关系的数据画成误差曲线图(图 3).

对表 1 所列数据及图 3 进行综合比较, 以总相对误差作为评判依据, 转换关系 $\frac{210}{f} = t$ 下的视电阻率总相对误差最小. 从图 3 曲线上看, $\frac{200 \sim 210}{f} = t$ 之间的误差较小. 所以选取此关系式作为瞬变电磁场向平面波场数据转换的关系式. 把此关系式下的两种场源测深数据曲线画在同一坐标系下, 分别见图 4 (a, b). 图中, 横坐标采用相同的时间形式, CSAMT 的频率按照转换关系式 ($210/f = t$) 换算成了时间. 从这两个图上可以看出: 视电阻率曲线重合性整体比较好, 但是在曲线的首枝及变化较陡的地方,

表 1 各种转换关系误差统计表(%)

Table 1 Error statistics of all transformation relations(%)

时间(ms)	时间—频率测深数据转换关系式															
	150/f=t		170/f=t		190/f=t		210/f=t		230/f=t		250/f=t		270/f=t		290/f=t	
	G	D	G	D	G	D	G	D	G	D	G	D	G	D	G	D
0.087	25	19.5	27.7	14.6	29.3	10.4	30.3	6.7	30.8	3.6	31.1	0.9	30.9	1.5	30.7	3.7
0.109	16.2	17	19.6	12.2	22.2	8.1	24.3	4.5	25.7	1.3	26.8	1.6	27.4	3.9	27.9	6.2
0.138	7.6	14.4	11.5	9.8	14.8	5.9	17.5	2.4	19.7	0.6	21.5	3.7	22.9	2.4	24	8
0.174	0.3	11.7	4.3	7.5	7.8	3.8	10.9	0.4	13.6	2.4	16	5.3	18	7.5	19.7	9.7
0.219	4.9	9.7	9	5.8	2	2.3	6.1	0.7	9.1	3.5	11.8	6.1	14.2	8.4	6.3	1
0.276	6.6	8	2.5	4.4	1.3	1.2	4.8	1.7	7.9	4.3	10.9	7	13.6	8.9	16.1	11
0.348	8.6	6.7	4.6	3.3	9	3.9	2.6	2.3	5.8	4.8	8.9	7	11.7	9.1	14.4	11.1
0.438	11.1	5.4	7.3	2.4	3.6	3.8	3	2.8	2.9	5.1	6	7.3	8.8	9.2	11.3	11
0.552	13.1	4.5	9.4	1.7	6	2.7	2.6	3.1	0.4	5.2	3.3	7.2	6.1	9	8.8	10.7
0.696	11.9	3.6	8.3	1	6.8	1.1	1.8	3.3	1.2	5.2	4.1	7.1	6.8	8.7	9.5	10.3
0.876	11.6	2.9	8.3	0.6	5.1	1.4	2	3.3	0.9	5.1	3.7	6.8	6.3	8.3	8.9	9.8
1.104	11.7	2.3	8.5	0.3	5.5	1.5	2.5	3.4	0.2	5	4.8	7.7	5.3	7.9	7.8	9.3
1.392	10.7	1.9	7.6	0	4.9	1.7	2.2	3.2	0.5	4.8	2.9	6.2	5.2	7.4	7.7	8.7
1.753	10.1	1.5	7.4	0	4.6	2.7	2.2	3.1	0.3	4.5	2.6	5.7	4.7	6.9	7	8
2.209	8.3	1	5.7	0.4	3.2	1.8	0.6	3.2	1.7	4.4	3.8	5.6	5.9	6.6	8	7.7
2.784	9	6.9	6.4	0.7	4.2	2.6	2.1	2.8	0.07	4.2	0.9	5.3	3.8	6.2	5.9	7.2
3.507	5.9	3.7	3.9	0.9	1.8	2.1	0	3	2.1	4	4.1	5.1	5.7	5.8	7.6	6.7
4.419	0.67	0.7	4.9	0.4	3.5	1.3	1.7	2.4	0.1	3.4	1.5	4.2	3.3	5	0.47	5.7
5.568	2.7	0.6	0.7	0.4	0.9	1.4	2	2.1	3.5	3.1	4.7	3.7	6.2	4.5	7.8	5.3
7.015	4.6	0	2.3	0.9	0.5	1.8	0.5	2.3	1.8	3.1	3	3.9	4.1	4.5	5.3	5.2
总误差%	9.35	5.66	7.34	3.41	6.48	3.09	5.85	2.88	6.41	3.92	8.67	5.38	10.5	6.64	12.4	8.32

重合性稍差.这主要是由于瞬变电磁装置不同及表层电阻率不同等原因引起的.

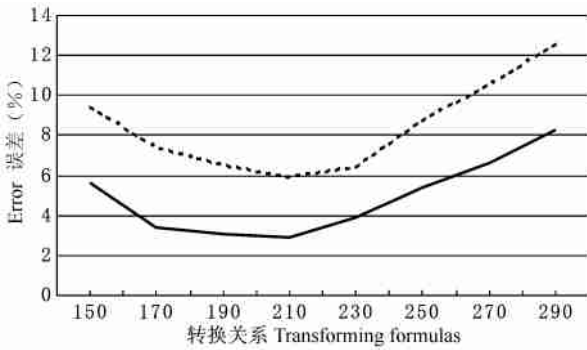


图 3 各种转换关系的误差曲线图

实线为 G 型模型, 虚线为 D 型模型.

Fig. 3 Error curves of all transformation relations

Solid line is for G-type model, dashed line is for D-type model.

设计了三层地电模型(Q 型: $\rho_1 = 100 \Omega_m, h_1 = 20 \text{ m}, \rho_2 = 36 \Omega_m, h_2 = 100 \text{ m}, \rho_3 = 4 \Omega_m$; H 型: $\rho_1 = 25 \Omega_m, h_1 = 50 \text{ m}, \rho_2 = 4 \Omega_m, h_2 = 50 \text{ m}, \rho_3 = 36 \Omega_m$), 分别进行了 TEM 和 MT 的正演计算, 视电阻率计算结果分别绘制成图 5a 和图 6a, 按照时间—频率数据转换式 $210/f=t$ 进行数据转换, 其结果绘制成图 5b 和图 6b. 从图 5 和图 6 的比较中可知, 正演计算出的

测深曲线形态相近, 经过转换后的曲线基本重合.

4 扩散场与平面波场的时—频关系分析

从模型正演计算、曲线对比中发现, 瞬变电磁场测深曲线和平面波场测深曲线有一定的对应关系, 通过误差统计, 找到了最佳的时间—频率转换关系. 这一关系可以从两种场在地下介质中传播的时间、速度、深度等方面加以说明.

电磁场在地下介质中的扩散速度与地下介质的电阻率及时间有关系. 在阶跃波断开后某一时间延迟, 扩散深度与速度的关系如下^[9]:

$$D(t) = \int_0^t V_d(\rho, t') dt', \quad (4)$$

式中, $D(t)$ 是扩散深度, $V_d(\rho, t')$ 是扩散速度, ρ 是介质的电阻率, t' 是断电后的时间延迟.

为了推导瞬变电磁场在地下的传播速度及深度, 我们分析瞬变电磁场在地下的建场机制及过程. 在场源激励下, 地下介质中产生涡流, 在阶跃波断开后, 涡流不会立即消失, 而是有一个过渡过程, 在这个过程中, 由地下介质所产生的二次感应场经过了

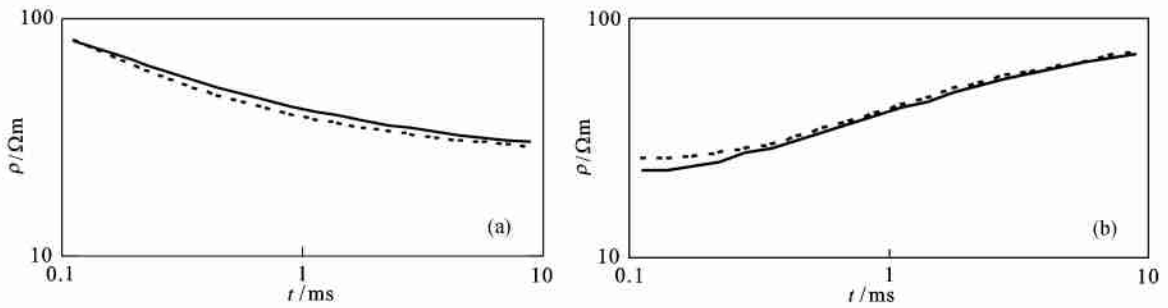


图 4 转换后视电阻率曲线对比图

实线为 CSAMT 数据, 虚线为 TEM 数据. (a) D 型模型; (b) G 型模型.

Fig. 4 Apparent resistivity curves after transformation

Solid line is the CSAMT data, dashed line is the TEM data. (a) D-type model; (b) G-type model.

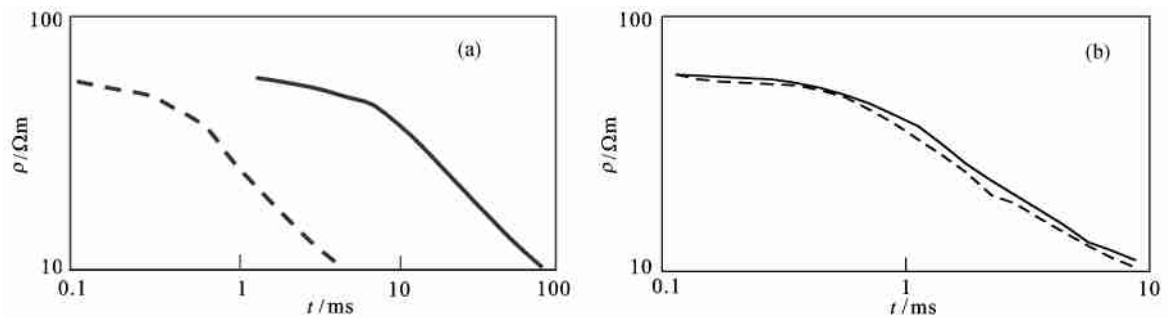


图 5 Q 型断面瞬变电磁、大地电磁测深正演计算视电阻率曲线

实线为 MT 数据, 虚线为 TEM 数据. (a) 转换前; (b) 转换后.

Fig. 5 Apparent resistivity curves of Q-type

Solid line is the MT data, dashed line is the TEM data. (a) Before transformation; (b) After transformation.

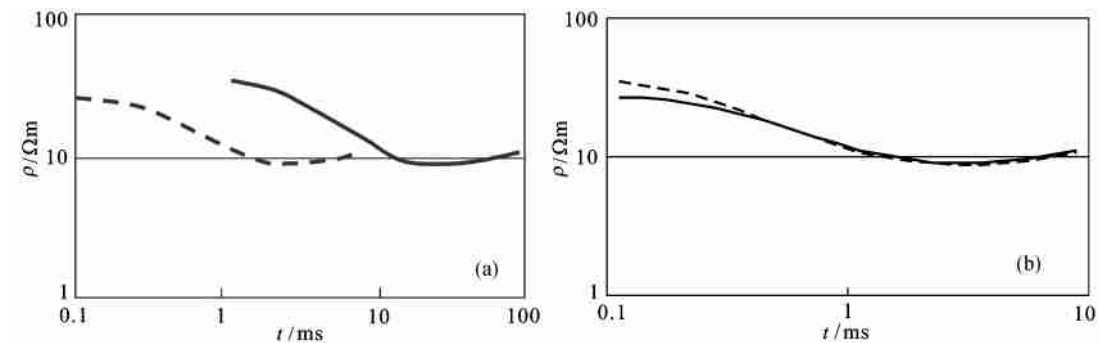


图 6 H 型断面瞬变电磁、大地电磁测深正演计算视电阻率曲线

实线为 MT 数据, 虚线为 TEM 数据. (a) 转换前; (b) 转换后.

Fig. 6 Apparent resistivity curves of H-type

Solid line is the MT data, dashed line is the TEM data. (a) Before transformation; (b) After transformation.

一个由无到有, 由小到大, 到极大, 到衰减, 再到无的过程. 对于地下某一深度 z , 磁场微分量 $\frac{dB}{dt}$ 初始值为零, 经过建场, 到达极大值, 最后衰减到零. 假设, 在 t 时刻地下深度 z 处的二次电磁场值达到极大值, 此时的电磁场传播速度为

$$V_d = \frac{dD}{dt}. \quad (5)$$

在阶跃电流激励下, 达到极大值时, 在回线的正中心, $\frac{dB}{dt}$ 的垂直分量为^[9]

$$\left. \frac{dB}{dt} \right|_z = \frac{1}{\sigma a^3} \int_0^\infty \left\{ \frac{\exp(-\lambda^2 \tau - Z^2/4\tau)}{(\pi \tau)^{1/2}} - \lambda e^{-\lambda z} \operatorname{erfc} \left[\lambda \tau^{1/2} + \frac{Z}{2\tau^{1/2}} \right] \right\} \times J_1(\lambda) \lambda^2 d\lambda, \quad (6)$$

式中, a 为发送线圈的半径, σ 为均匀半空间的电导率, λ 为贝塞尔函数积分变量.

$$\tau = t / \sigma \mu a^2 \quad (7)$$

为归一化时间, $Z = z/a$ 为发送线圈归一化深度^[9]

$$\left. \frac{d^2 B}{dt^2} \right|_z = \frac{4\pi e^{-\lambda^2}}{\sigma A^{3/2}} \gamma^3 \times \int_0^\infty (2\gamma Z^2 - \lambda Z - 1) e^{-\lambda^2 \tau} J_1(\lambda) \lambda^2 d\lambda, \quad (8)$$

式中, $\gamma = (4\tau)^{-1}$, A 为发送线圈的面积.

假定 $\frac{dB}{dt}$ 在 t 时刻, 深度 z 处达到极大值, 它对时间的导数为零, 则归一化深度为

$$Z = D/a = \frac{\gamma^{1/2} C_1 + (\gamma C_1^2 + 2\gamma)^{1/2}}{2\gamma}. \quad (9)$$

扩散深度为

$$D = \frac{a\gamma^{1/2} C_1 + (\gamma C_1^2 + 2\gamma)^{1/2}}{2\gamma}. \quad (10)$$

电磁场的传播速度为^[9]

$$V_d = \partial D / \partial t = \frac{\sqrt{\gamma}}{\sigma \mu a} \left[C_1 + (C_1^2 + 2)^{1/2} + \left[1 + \left(\frac{C_1}{C_1^2 + 2} \right)^{1/2} \right] \gamma C_2 \right], \quad (11)$$

式中,

$$C_1(\gamma) = \frac{3\sqrt{\pi}}{4} \left[1 - \frac{1}{2} \frac{\gamma}{2} - \sum_{k=2}^{\infty} \frac{(2k-3)!!}{k!(k+1)!} \left(\frac{\gamma}{2} \right)^k \right], \quad (12)$$

$$C_2(\gamma) = \frac{3\sqrt{\pi}}{4} \sum_{k=2}^{\infty} \frac{(2k-1)!!}{k!(k+2)!} \left(\frac{\gamma}{2} \right)^k, \quad (13)$$

$$k = r/a,$$

r 为极大值位置到回线中心的距离.

文献[9]给出的传播速度为

$$v = \frac{2.898}{(\pi \sigma \mu t)^{1/2}}. \quad (14)$$

这一结果与文献[10]从烟圈理论讨论得出的(15)式比较接近.

$$V = \frac{2.0}{(\pi \sigma \mu t)^{1/2}}. \quad (15)$$

对于断电后的任意延迟时间 t , 由(15), (14)式得扩散深度分别为

$$Vt = \frac{2.0t}{(\pi \sigma \mu t)^{1/2}}. \quad (16)$$

$$vt = \frac{2.898t}{(\pi \sigma \mu t)^{1/2}}. \quad (17)$$

根据电磁波在介质中传播时的趋肤深度定义,

趋肤深度为

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} = \sqrt{\frac{2}{2\pi f \mu_0 \sigma}}. \quad (18)$$

其物理意义是: 当电磁波传播到这一深度时, 大部分能量已被吸收, 或者说, 在介质中电磁波集中在深度为 δ 的地层范围内, 大于这一深度, 电磁波已经相当微弱了.

某一频率或者某一时间的电磁场分布在地下的任何深度内. 从地球物理勘探的角度看, 电磁探测深度与仪器的检测灵敏度、地电情况、围岩情况、噪声电平等因素有关. 在比较理想的情况下, 也可能探测到埋深相当于几倍的趋肤深度(或者扩散深度)的地下地质体; 在复杂地质情况下, 也可能探测不到埋藏在趋肤深度(或者扩散深度)以内的地质体. 但是, 总的来说, 对于同一介质的同一深度, 扩散场的视电阻率与平面波场的视电阻率对此深度地电性结构应该有相同的反映.

在一维近似的情况下, 把趋肤深度和扩散深度等效认为是电磁场的探测深度, 所以, 比较瞬变电磁场的扩散深度和平面电磁波的传播深度, 令 $h = \delta$ 由(16)式和(18)式得

$$\sqrt{\frac{2}{2\pi f \mu_0 \sigma}} = \frac{2.0t}{\sqrt{\pi \sigma \mu t}}. \quad (19)$$

令 $\mu = \mu_0$, 得

$$1/f = 4t. \quad (20)$$

式(20)中, t 的单位为 s, f 的单位为 Hz.

把时间换成 ms, 式(20)可以写成

$$f = 250/t. \quad (21)$$

令 $h' = \delta$ 由(17)式和(18)式得

$$\sqrt{\frac{2}{2\pi f \mu_0 \sigma}} = \frac{2.898t}{\sqrt{\pi \sigma \mu t}}. \quad (22)$$

令 $\mu = \mu_0$, 得

$$1/f = 8.39t. \quad (23)$$

式(23)中, t 的单位为 s, f 的单位为 Hz.

把时间换成 ms, 式(23)可以写成

$$f = 119.2/t. \quad (24)$$

从理论模型正演计算数据的统计得出: $f = 210/t$ 是介于式(21)和式(24)之间的关系式.

5 结 论

虽然两种场源的解不同, 讨论方式也不同. 但是两种方法的测深数据都可以反映地下电性结构. 对于相同的电性结构, 两种方法应该有一种对应关系,

为了找到这种对应关系, 设计了两个不同的地电模型, 分别进行正演计算, 采用不同的转换关系进行转换, 对经过时间—频率转换后的数据进行误差计算、统计、曲线对比, 找到最佳的转换关系 $f=210/t$ 。从电磁场传播深度及时间域扩散场与频率域平面波场反映地下介质一致性的特点出发, 从两种场源情况下的电磁响应, 从穿透深度、速度关系上说明了平面波场电磁测深与瞬变电磁测深时间与频率的近似对应关系, 建立由平面波场电磁测深视电阻率向瞬变电磁测深视电阻率转换的理论。这一成果为借鉴大地电磁成功的方法, 进一步研究瞬变电磁快速拟地震成像打下了基础。

参考文献 (References)

- [1] 李 貅. 瞬变电磁测深的理论与应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 2002. 9. 1~4. 102~105
Li X. The Theory and Application of Transient Electromagnetic Sounding (in Chinese). Xi'an: Shaanxi Science & Technology Press, 2002. 9. 1~4. 102~105
- [2] 方文藻, 李予国, 李 貅. 瞬变电磁测深法原理. 西安: 西北工业大学出版社, 1993. 9~15
Fang W Z, Li Y G, Li X. Theory of Transient Electromagnetic Sounding (in Chinese). Xi'an: Northwestern Polytechnical Industry University Press, 1993. 9~15
- [3] 陈本池, 周凤桐, 李金铭. 瞬变电磁场的波场变换研究. 物探与化探, 1999, 23(3): 195~201

- Chen B C, Zhou F T, Li J M. The wave-field transformations study of transient electromagnetic field. *Geophysical & Geochemical Exploration* (in Chinese), 1999, 23(3): 195~201
- [4] 华 军, 蒋延生, 汪文秉. 波场变换方程的数值计算. 煤田地质与勘探, 2004, 32(3): 58~61
Hua J, Jiang Y S, Wang W B. Numerical calculation of the wave-field transformation. *Coal Geology & Exploration* (in Chinese), 2004, 32(3): 58~61
- [5] Lee K H, Xie G. A new approach to imaging with low frequency electromagnetic field. *Geophysics*, 1993, 58(6): 780~796
- [6] Ben K Sternberg, James C Washburne, Louise Pelletier. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic sounding. *Geophysics*, 1988 53(11): 1459~1468
- [7] Maxwell A Meju. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: Some effective practical considerations. *Geophysics*, 1996, 61(1): 56~65
- [8] 何继善. 可探源音频大地电磁法. 长沙: 中南工业大学出版社, 1990
He J S. Controlled Source Audio-frequency Magnetotellurics (in Chinese). Changsha: Central South University of Technology Press, 1990
- [9] Raiche A P, Gallagher R G. Apparent resistivity and diffusion velocity. *Geophysics*, 1985 50(10): 1628~1633
- [10] 牛之琰. 时间域电磁法原理. 长沙: 中南工业大学出版社, 1992. 15~20
Niu Z L. Time-domain Electromagnetic Theory (in Chinese). Changsha: Central South University of Technology Press, 1992. 15~20

(本文编辑 何 燕)