

瞬变电磁多参数数据处理方法研究

李 博, 王 占

桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

收稿日期: 2023年7月10日; 录用日期: 2023年9月19日; 发布日期: 2023年9月26日

摘 要

瞬变电磁测探法是一种以电磁感应为原理的时间域电磁法, 简称TEM, 是电法勘探的常用方法之一。该方法利用确定波形的电流场来激发一次场, 并在一次场断电后观测二次场的衰减特性随时间的变化。由于该方法有着很多特有的优点, 近年来运用于不同的工作场景。该法具有压制随机干扰、提高信噪比和观测精度、增加勘探深度和提高信噪比、有效地压制地质噪声等优点。通过均匀半空间和层状介质条件下电偶源的电磁分量进行了计算与分析, 研究了多参数对不同电性层的反映特征。对瞬变电磁观测阵列获得的实测资料进行多参数提取, 并对实测资料进行综合处理, 利用剖面上的电性变化特征, 与已知井资料进行比较和校准用于地质解释。从剖面实例可以看出, 该方法研究深层的电性结构比较有效, 相比于其他频域电磁探测方法, 具有较强的抗噪声干扰, 垂向分辨率高等优点, 具有一定的实用性。

关键词

瞬变电磁法, 多参数, 资料处理与解释

Research on Transient Electromagnetic Multiparameter Data Processing Method

Bo Li, Zhan Wang

College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin Guangxi

Received: Jul. 10th, 2023; accepted: Sep. 19th, 2023; published: Sep. 26th, 2023

Abstract

Transient electromagnetic sounding (TEM) is a time-domain electromagnetic method based on electromagnetic induction, which is one of the common methods of electromagnetic exploration. It is used to determine the waveform of the current field excitation, according to the field after a power off, to observe the secondary field, with the change in time and the attenuation characteristics. Because this method has many unique advantages, it has been used in different work scenarios in

recent years. This method has the advantages of suppressing random interference, improving the SNR and the accuracy of observation, increasing the exploration depth and the SNR, and suppressing geological noise effectively. The electromagnetic components of electric couple are calculated and analyzed under the conditions of uniform half space and layered medium. The measured data obtained from the transient electromagnetic observation array were extracted with multiple parameters, and the measured data were comprehensively processed. The electrical variation characteristics of the profile were used to compare and calibrate the measured data with the well-known data for geological interpretation. It can be seen from the section example that this method is more effective in studying the deep electrical structure. Compared with other electromagnetic detection methods in the frequency domain, this method has the advantages of strong anti-noise interference, high vertical resolution and certain practicability.

Keywords

Transient Electromagnetic Method, Multi-Parameter, Data Processing and Interpretation

Copyright © 2023 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 前言

电磁勘探中常用视电阻率来可视化地下电性结构[1]。瞬变电磁法在时域观测中通过一些物探方法将感应电动势转换成视电阻率,以解释瞬变电磁响应。该方法在地面勘探中扮演重要角色,对低阻充水裂隙带有高灵敏度反应,无论地下地质形态如何,都能接收到有用的二次感应场信号,并进行检测。瞬变电磁法具有装置简便、高效率、可直接测量二次场等特点,适用于各种地下勘探环境[2][3]。

电磁感应法的深入研究推动了瞬变电磁法晚期视电阻率公式逐渐趋于完善和成熟,进而加强了对全区视电阻率的研究。长期的探索推动了多种数值计算方法的发展,包括逆样条插值算法、连分式定义法、二分搜索算法和平移算法等。这些方法的主要目标是准确计算早期和晚期视电阻率,并寻求半空间和全空间的等效电阻率。在数学上,这些方法解决了非线性隐式解析表达式中真实电阻率的问题,并减少了由于感应电位核函数的非线性特性而引起的早期和晚期响应之间的困惑[3][4]。

视电阻率的准确计算对于瞬变电磁法的数据处理和解释至关重要。尽管视电阻率的理论研究相对滞后,但近年来已经取得了一些进展。研究表明,在全空间中的视电阻率值是半空间中视电阻率值的倍数[5]。视电阻率与地下瞬变电磁法的研究仍处于相对滞后水平,并且实际应用较少。然而,地下瞬变电磁法的全区视电阻率计算方法在算法上与地面瞬变电磁法有相似之处。部分全空间视电阻率计算方法也可适用于半空间视电阻率的计算。特别是地面瞬变电磁法中的平移算法具备高精度、高效率 and 稳定性的特点,且无需迭代求解非线性方程,为该领域提供了独特的解决方案[6]。对地下瞬变电磁法全区视电阻率的研究现状以及该方法的优点有更深入的了解,在地下瞬变电磁法的应用中,确保其有效性和精确性显得尤为重要。

2. 研究目的和意义

近年来,中心环瞬变电磁测深法在浅层勘探中发挥了重要作用。除了穿透高电阻层并使用人工源抑制随机干扰的方法外,该方法还具有良好的横向分辨率,可以增加发射电流以增强次级磁场并有助于改

善信噪比, 从而增加了检测深度。随着项目难度的增加, 人们对中央回线的瞬变电磁探测方法寄予更高的期望, 因为以前的处理和解释方法不再能够满足各种工程分辨率的要求。

现在, 数据预处理的热门研究问题有: 数据(组合)滤波、弱信息增强、异常分离等。但是, 现在对瞬变电磁法预处理的了解太少, 缺乏研究, 勘探的需求严重, 这会很大程度影响到瞬变电磁法实际应用。

数据解释现状与进展: 随着 TEM 涉及的领域增加, 数据解释的技术要求也增加了。数据处理具有一维, 二维, 2.5 维, 三维正演和反演计算。数据解释有许多研究方向。热门话题包括: ① TEM 的地震解释方法; ② 神经网络反演方法; ③ 根据经验进行反演; ④ 局部导体的遗传算法反演; ⑤ 广义逆矩阵求逆; ⑥ 有限元逆直接迭代法反演; ⑦ 时域瞬变电磁场的有限差分法; ⑧ 将瞬变电磁探测数据等效转换为平面电磁波场数据, 解释瞬变电磁准平面波成像; ⑨ 信号提取; ⑩ 斜阶梯波效应的校正方法分析; 地下扩散和地面等瞬变电磁场信号的时域响应特性研究。

应用现状: 除了各种矿物之外, 近年来, 瞬变电磁方法已经在各个领域中使用。1) 疏松沉积物的勘探: 分辨地质层, 测量先前的河床, 测量风化层的厚度, 分层水文地质学等。2) 环境地质和地质灾害, 地下洞穴(古代洞穴岩石中的防空洞), 煤矿采空区, 地面裂缝勘探, 坡度检测, 海水入侵调查(寻找沿海和内陆地区淡水和海水深深污染的屋顶和地板), 地下水污染调查等。3) 资源调查: 建筑材料, 含水层和含水层, 电阻率差异, 地热勘测; 4) 其他应用: 如地基深层岩石勘探(桥梁地基)高层建筑基础营地基), 地下隐蔽工程质量测试(防渗墙质量检测堤坝渗漏隐患检测桩基础加固), 水面瞬变电磁探测(船坞位置选择), 输电项目选址, 金属管道检测, 矿井面水检测和突水通道调查, 地铁隧道提前检测, 煤气化燃烧区检测, 塌陷柱检测等。目前瞬变电磁法遇到的困难挑战有: 集市中科技设备噪声的干扰、大的遮盖体、人文活动等对电磁信号影响。

应用前景:

1) 我国的国土面积大, 地域差别明显, 应尽快完善与航空领域结合, 研制出更便捷, 更准确可靠的仪器。

2) 随着 AI 的普及, 人工智能的应用得到了快速的发展, 应尽快实现数据处理智能化, 对瞬变电磁法提出了重要的挑战。

3) 最近几年石油行业不景气, 要着重对工程勘探, 矿产勘探发展, 对数据处理分析要有进展。

4) 瞬变电磁法现在仍然是勘探中普遍的方法在寻找金属矿有很大的作用, 随着社会的要求将被更广泛的应用, 这就要求电磁法要在勘探深度, 纵向分辨能力之中更加的去努力研究。

5) 要想解释好瞬变电磁法捕捉到的信息就要在数据处理, 理论研究中投入更多的精力, 得到高质量的解释成果。

目前, 瞬变电磁法的数据解释还不完善和成熟, 处理数据主要是一维解释[6], 实际条件很难满足一维地电条件, 尤其是 TEM 中低电阻体的优势。当寻找隐性金属矿物和隐性矿体时, 其发生往往不是简单的一维情况。因此, 在使用一维反演方法时会存在一些问题, 导致计算结果与实际情况偏差较大。因此, 在 TEM 勘探中, 对原始数据进行仔细分析和理解尤为重要。只有在原始数据异常的情况下, 才能参考一维反演的结果。测量 TEM 值的方法是通过感应电动势进行, 然而感应电动势很难直观地反映周围介质的物理特性, 因此需要借助视电阻率去直观地观察地下地质体的电导率, 视电阻率是 TEM 的重要参数之一, 视电阻率可以用电动势表示[7] [8]。瞬变电磁法的视电阻率的计算已用于早期或晚期公式中。中心回路法, 阶梯波发射法和近程视电阻率计算方法是目前较为成熟的计算方法, 虽然方便, 但中期计算视电阻率存在较大误差。早期延误期是在工作的中期, 因此研究整个地区视电阻率的计算公式是非常必要的。因此, 研究斜阶跃波发射电流视电阻率的计算具有实际意义, 并成为瞬变电磁法领域工作者关注的研究热点。

3. LowTEM 法及视电阻率定义

基于地壳中岩石与矿石的磁性和导电性以及电磁感应原理, 可以来研究电磁场在时空中的分布规律。这些研究有助于深入了解电磁现象与物质特性之间的关系。用来勘察地下地质结构, 寻找矿物, 以及进行地质研究等一系列问题的勘探方法, 该方法的全称是电磁感应法[1] [2] [3] [4]。该文研究的是瞬变电磁法(Transient Electromagnetic Method, 简称 TEM 法)这种方法是近些年来发展的比较快的电磁勘探方法中的一个分支。它是运用确定波形的电流场激发, 根据一次场断电以后, 去观测二次场, 随着时间变化而变化的衰减特性[9]。该方法有着很多特有的优点:

- 1) 具有出色的随机干扰抑制能力。通过人工源方法和其自身穿透高阻层的能力, 该方法在压制随机干扰方面表现优异。
- 2) 能够提高信噪比和观测精度。通过多次脉冲激发、重复测量和叠加场以及多次覆盖技术的应用, 该方法在信噪比和观测精度方面有显著提升。
- 3) 由于功率可控, 在停止供电后观测二次场时, 可以通过增加功率来增强二次场, 从而实现勘探深度的提升和信噪比的增强。
- 4) 通过同时选择不同的时间窗口进行观测, 可以有效地抑制地质噪声。

3.1. LowTEM 方法原理

图 1 为 LowTEM 方法野外工作布置图, 该方法通常以接地长导线作为场源向地下供以脉冲电流, 并且以此激励地下目标体(良导体)使之产生二次感应涡旋电磁场, 而后, 在一次脉冲关断期间, 通过布设于地面的电、磁传感器(电极或感应线圈)获取地下目标体的二次场时变特征, 并以此作为研究地下介质电性分布特征、实现地下目标体探测的数据基础[1]。

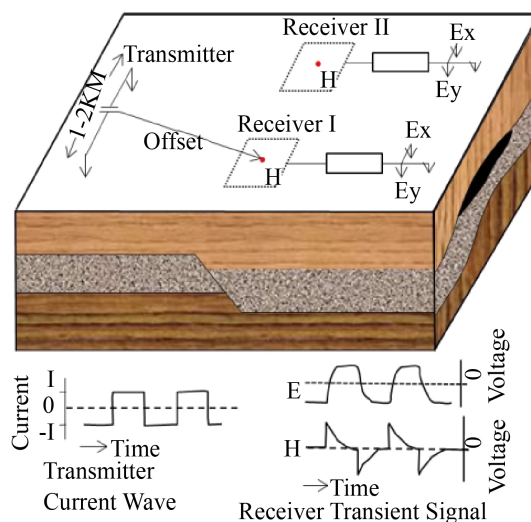


Figure 1. Field layout diagram of the LowTEM method
图 1. LowTEM 方法野外工作布置图

在 LowTEM 方法中, 使用水平电偶极源场。假设电偶极子沿着 x 方向进行激发, 则该方法用于计算早期和晚期视电阻率的公式如下所示:

磁场变化率

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{Ids}{2\pi\sigma\mu_0} \frac{y}{r^5} \left[3\text{erf}(\theta r) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta r (3 + 2\theta^2 r^2) e^{-\theta^2 r^2} \right] \quad (1)$$

电场强度

$$e_x = \frac{Ids}{2\pi\sigma r^3} \left[3\cos\varphi - 1 - \text{erf}(\theta r) + \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta r e^{-\theta^2 r^2} \right] \quad (2)$$

近区场($\theta r \ll 1$)

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} \approx \frac{Ids\mu_0^{3/2}\sigma^{3/2}r\sin\varphi}{40\pi^{3/2}t^{5/2}} \quad (3)$$

晚期视电阻率

$$\rho_{e_z}^L \approx \frac{\mu_0}{4\pi t} \left(\frac{Ids\mu_0 r \sin\varphi}{51\varepsilon_z} \right)^{2/3} \quad (4)$$

$$\rho_{e_z}^L \approx \frac{\mu_0^3}{144\pi^3 t^3} \left(\frac{Ids}{e_x} \right)^2, \quad \theta = \sqrt{\frac{\mu_0\sigma}{4t}} \quad (5)$$

远区场($\theta r \gg 1$)

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} \approx \frac{3Ids\sin\varphi}{2\pi\mu_0\sigma r^4} \quad (6)$$

$$e_x \approx \frac{Ids}{2\pi\sigma r^3} (3\cos\varphi - 2) \quad (7)$$

早期视电阻率

$$\rho_{e_z}^E \approx \frac{2\pi r^4 \varepsilon_z}{3Ids\sin\varphi} \quad (8)$$

$$\rho_{e_x}^E \approx \frac{2\pi r^3 e_x}{Ids} \quad (9)$$

3.2. 层状介质上的瞬变电磁场

LowTEM 方法是基于地表水平电偶极子激发下的瞬变电磁测深原理[10] [11]。在如图 2 所示的层状模型中当一个导线的接收点和发射点之间的距离大于导线的接地长度，则可以将该导线视为水平电偶极源。为了避免因观测点与发射导线距离过近而引起误差，可以将发射源视为多个电偶极子的总和。

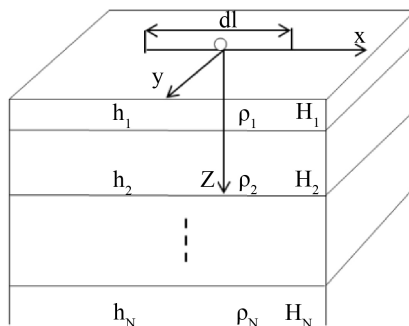


Figure 2. Layered medium model under the excitation of dipole sources

图 2. 电偶源激发下的层状介质模型

假设条件为水平层状, LowTEM 法可以用解析表达公式给出激发下的瞬变电磁场的[12]。若建立直角坐标系, 当源以阶跃电流激发时, 则 P 点处的时域水平电场、 e_x 、 e_y 分量和时域垂直磁场分量 h_z 的数学表达式分别为:

$$e_x = L^{-1} \left\{ -\frac{s\mu_0 Idl}{2\pi} \int_0^\infty \frac{\lambda}{\lambda + \mu_1/R} J_0(\lambda r) d\lambda - \frac{s\mu_0 Idl}{2\pi k_1^2} \frac{\partial x}{\partial x r} \int_0^\infty \left(\frac{u_1}{R_1^*} - \frac{k_1^2}{\lambda + \mu_1/R_1} \right) J_1(\lambda r) d\lambda \right\} \quad (10)$$

$$e_y = L^{-1} \left\{ -\frac{s\mu_0 Idl}{2\pi k_1^2} \frac{\partial x}{\partial y r} \int_0^\infty \left(\frac{u_1}{R_1^*} - \frac{k_1^2}{\lambda + \mu_1/R_1} \right) J_1(\lambda r) d\lambda \right\} \quad (11)$$

$$h_z = L^{-1} \left\{ -\frac{Idl}{2\pi} \sin \theta \frac{\partial}{\partial r} \int_0^\infty \frac{k_1^2}{\lambda + \mu_1/R_1} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \quad (12)$$

其中 L^{-1} 是作用于 s ($s = -i\omega$) 的逆 Laplace 算子;

$$k_1 = \sqrt{s\mu_0/\rho_1}, \quad \mu_1 = \sqrt{\lambda^2 + k_1^2}$$

J_0 、 J_1 分别是 0 阶和 1 阶 Bessel 函数;

$$R_1 = cth \left[u_1 h_1 + \operatorname{arccth} \frac{u_1}{u_2} cth \left(u_2 h_2 + \dots + \operatorname{arccth} \frac{u_{N+1}}{u_N} \right) \right] \quad (13)$$

$$R_1^* = cth \left[u_1 h_1 + \operatorname{arccth} \frac{u_1 \rho_1}{u_2 \rho_2} cth \left(u_2 h_2 + \dots + \operatorname{arccth} \frac{u_{N-1} \rho_{N-1}}{u_N \rho_N} \right) \right] \quad (14)$$

根据以上的理论公式, 可以得出结论: 场源激发的电磁波在地下向着不同方向激发, 导致二次场变得相互叠加。因此, 在电偶源激发下, 产生的电磁场相对较为复杂。从所给的表达式可以看出, 各个分量与地下的电学特性、观测时间、接收和发射的距离、以及场源的强度和方位角等因素有关。

本次方法试验中, 为了消除磁场分量无静态偏移的影响, 仅观测了垂直场上的分量, 因此(14)式是该次试验的一维正演和一维反演的理论依据。

3.3. 均匀半空间上的瞬变电磁场

在研究过程中视电阻率定义非常重要, 需要充分考虑均匀半空间上的电偶极子激发下的瞬变电磁的变化, 进而在 LowTEM 数据处理和解释中更加准确当源以下阶跃电流波形激发时, 则 P 点处的时域水平分量、时域垂直磁场分量以及随时间的变化率的数学表达式分别为:

$$e_x = \frac{Idl}{2\pi r^3} \left[\phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} u e^{-u^2/2} \right] \quad (15)$$

$$e_y = 0 \quad (16)$$

$$h_z = \frac{Idl \sin \theta}{4\pi r^2} \left[\left(1 - \frac{3}{u^2} \right) \phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{3}{u} e^{-u^2/2} \right] \quad (17)$$

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \frac{Idl \sin \theta}{\pi \mu_0 r^4} \left[\phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} u \left(1 + \frac{u^2}{3} \right) e^{-u^2/2} \right] \quad (18)$$

式中, $u = \sqrt{\frac{\mu_0}{2\rho t}} r$; r 为接收距; ρ 为均匀半空间的电阻率; t 为观测时间。

3.4. 视电阻率的定义

广义视电阻率的定义可以解释为：当在同一设备上测量均匀各向同性大地表面上电阻率与通过该地下介质的电流和产生的电压之间的关系时，即使介质是非均匀的，仍然以这种关系来计算出视电阻率[11]。

3.4.1. 早、晚期视电阻率

早期和晚期视电阻率已经给出，分别为(11) (12) (13)和(14)。在 LowTEM 法的视电阻率曲线中早期电阻率反映了浅层的电特性，并准确给出了表面电阻率值。视电阻率的定义不涉及电场分量，因此 LowTEM 方法中不存在类似大地电磁(MT)方法中出现的“静态偏移”问题[13]。这是 LowTEM 方法的最大优点之一，它为数据解释提供了更可靠的理论基础，并增加了解释结果的可信度。晚视电阻率曲线的尾部分支反映了基板的电气特性。

由于瞬变电磁场的复杂性，上述的视电阻率只包含了一小部分电磁场信息，包含在早期和后期。但是，在中期的信息有缺失。目前有两种方法改进这一问题。一种是反演时只采用电场数据，另一种方法是尝试定义整个区域的视电阻率。旨在提高对瞬变电磁场的解释能力及视电阻率的精度[14]。

3.4.2. 全视电阻率的定义式

电法勘探中，视电阻率的定义基于半空间条件下电磁组件的理论响应函数[15]。若电阻率作为自变量与响应函数(即电磁分量)之间存在一一对应关系，并且存在反函数，则可以将视电阻率定义为反函数关系。

$$\rho_a = F^{-1}(Y, t, r) \quad (19)$$

这里的 Y 是对应的电磁分量； t 是观测时间，单位：s； r 收发距，单位是：m。对于 LowTEM 方式，观测的垂直磁场随时间的变化率，即感应电动势，其均匀半空间条件下的响应函数为[16]

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \frac{3x}{2t} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{1}{x}\right) - 2\sqrt{\frac{1}{\pi x}} \left(1 + \frac{2}{3x}\right) e^{-\frac{1}{x}} \right] \quad (20)$$

其中： $x = \frac{4\rho t}{\mu r}$ ； ρ 为均匀半空间的电阻率，单位为 $\Omega \cdot \text{m}$ ； $\operatorname{erf}(x)$ 为误差函数； μ 为磁导率，单位为 H/m。

由于视电阻率的超越函数特性，式(20)目前无法通过数学方式给出式(19)的反函数，这使得难以准确定义全区的视电阻率。唯一可行的方法是使用数值解进行计算。学者们通过研究式(20)随电阻率变化的特性，发现感应电动势与电阻率不完全对应。换言之，通常存在两个对应的电阻率值(图 3)对应给定的感应电动势值，因此导致求取视电阻率的数值解更加复杂。为了克服这个问题，提出了从这两个电阻率中选择真实值，去定义了整个电阻率区域下的视电阻率的方法。然而，这种方法的应用实用性较差，且存在高度错误的可能性。此外，在某些情况下求取的解并不准确[17] [18] [19]。

从图 4 可以观察到，垂直磁场分量与电阻率之间存在一一对应关系。基于这个发现，我们可以使用公式(21)对该区域的视电阻率进行数值求解，并且这个定义是唯一的且可靠的。

$$h_z(t, \rho) = \left(1 - \frac{3}{2}x\right) \operatorname{erf}\left(\frac{1}{\sqrt{x}}\right) + 3\sqrt{\frac{1}{\pi}} e^{-1/x} \quad (21)$$

3.4.3. 全区视电阻率计算

在 LowTEM 测量中，首先采用垂直磁场分量来代替感应电动势[20]，如下所示：

$$h_z(t) = 1 - \int_0^t \frac{\partial h_z}{\partial t} dt \quad (22)$$

积分计算所得即为垂直磁场分量，代入式(22)中，有：

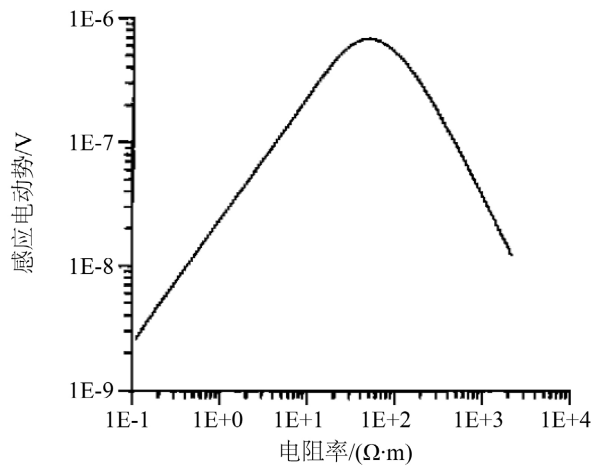


Figure 3. Curve depicting the relationship between induced electromotive force and resistivity variation
图 3. 感应电动势与电阻率变化关系曲线

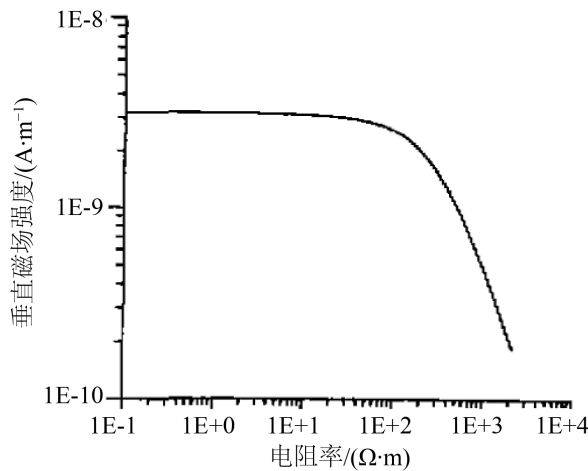


Figure 4. Curve depicting the relationship between magnetic field and resistivity variation
图 4. 磁场与电阻率变化关系曲线

$$\left(1 - \frac{3}{2}x\right) \operatorname{erf}\left(\frac{1}{\sqrt{x}}\right) + 3\sqrt{\frac{x}{\pi}} e^{-1/x} - h_z(t) = 0 \quad (23)$$

数值求解方程(23)得根 x_ξ ，代入下式：

$$\rho_a = \frac{\mu r^2 x_\xi}{4t} \quad (24)$$

式(24)即为全区视电阻率值。

根据上述算法，计算两层模型和三层模型的全面积视电阻率曲线，如图 5 与图 6 所示。

图 5 显示了由两层地电模型计算得出的电阻率曲线。在图中，我们可以看到六条曲线代表着第二层电阻率取不同值时的计算结果。无论是 G 型还是 D 型地电模型，这些曲线都能很好地反映出地电模型的形态特征，并且没有错误的极值。图 6 展示了根据四层地电模型计算得出的全区视电阻率曲线。从图中

可以清楚地看到 KH 型模型的低、高、低和高电阻率区域, 没有出现虚假的极端值。这些计算结果表明, LowTEM 方法比磁场方法更全面地定义了磁场的全面积视电阻率曲线。电阻率曲线直观明了, 从而可以进行定性和定量解释[7] [8]。

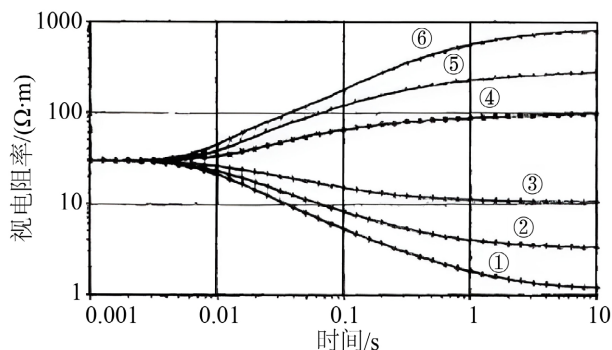


Figure 5. Whole-area apparent resistivity curve of a two-layer geoelectric model (varying the resistivity of the second layer)

图 5. 二层地电模型的全区视电阻率曲线(改变第二层电阻率)

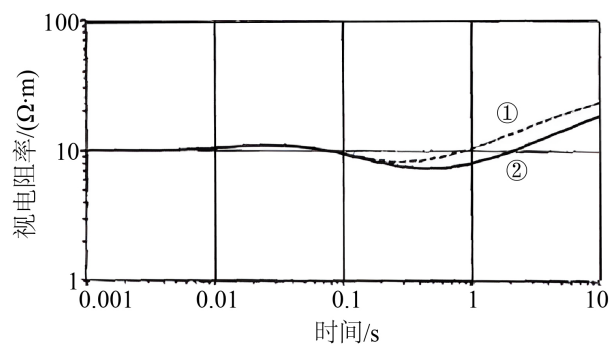


Figure 6. Whole-area apparent resistivity curve of a four-layer geoelectric model (varying the resistivity of the third layer)

图 6. 四层地电模型的全区视电阻率曲线(改变第三层电阻率)

4. LowTEM 野外采集方法与技术

4.1. Low 系统

LowTEM 是时域控制源电磁勘探方法之一, 具有长偏移和长时间窗观测的特点。现场观察设备系统的方法包括两部分: 第一部分是发射系统, 包括一根长地线(电偶极子)、一个 30 kW 的发电机和一个由同步时钟控制的 T30 发射机。第二部分是接收系统, 主要包括 V5 主机、时钟、计算机和前置的线圈。观测方法是 AB-S, 野外作业布局如图 7 所示。

4.2. 供电系统的参数

1) 发射功率是根据埋地电极的接地电阻小于 25 的条件确定的。使用 30 kW 的 MG30 发电机来提供工作电流在 20~40 A 范围内的功率输出, 可以满足勘探任务的要求。

2) 供电方式是采用了双极性方波电源。方波的占空比(供电时间与断电时间之比)是可调的, 占空比通常为 50%。

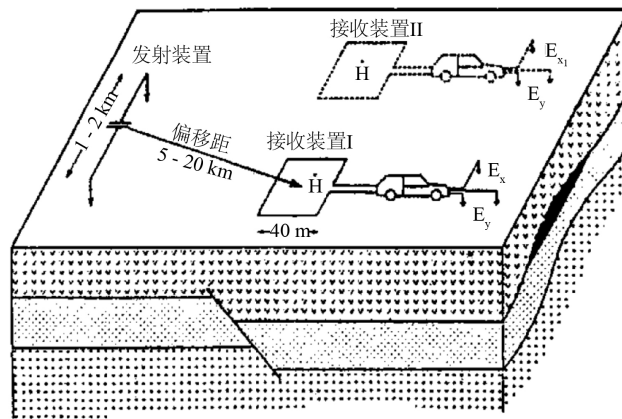


Figure 7. Field layout diagram of the LowTEM method
图 7. LowTEM 方法野外工作布置图

4.3. 测量参数的选择

4.3.1. 观测时窗的确定

1) 转折时间是指接收到的瞬变电压曲线上出现的转折点的时间, 该转折点标志着早晚期之间的边界。

$$T_s = 0.15\mu_0 r^2 / \rho \quad (25)$$

式中, r 为收发距; ρ 为地表电阻率。

2) 目标层响应时间指的是目标层开始在视电阻率曲线上显示的时间。这个时间取决于目标层的埋深以及上覆盖层的电阻率, 并且可以用数学关系(26)来表示。

$$T_R = \frac{\mu_0 h_1^2}{2\rho_1} \quad (26)$$

式中, h_1 是上覆盖层的厚度; ρ_1 是视电阻率。观测时间取决于目标层的转动时间和响应时间。

4.3.2. 叠加次数的选择

为了最大程度地抑制噪声, LowTEM 方法在时域中采用多个重叠来抑制随机干扰。多个重叠的选择取决于观察点的干扰强度。使用多个质控参数来决定何时停止数据叠加。这些参数包括信号波形的幅度和圆度等。通常情况下, 叠加次数不少于 22 次, 并且在工作区域内的各个测量点上进行的叠加次数基本相同[21]。这样可以确保获得可靠的结果。

4.3.3. 收发距范围的确定

最小收发器距离应大于或等于接地线长度的 2 倍, 以确保在解释过程中将源处理为偶极子的准确性。

最大传输距离基于以下理论计算公式:

$$r_{\max} = \frac{3P_E A \cos \theta}{2\pi\rho_1 V_{\min}} \quad (27)$$

式中, r 为电偶极距离; A 是接收线框的有效面积; θ 是观察点与长接地线之间的角度; V_{\min} 是仪器观察到的最小电压。显然, 最大收发器距离主要受以下因素限制:

均匀半空间的电阻率：上覆盖层的电阻率的平均值；

接收机灵敏度：最小观测电压为 0.01 nV；

场源强度：供电电流与源偶极子长度之积。

式(27)并没有计算到实际观测点处的噪声，以及对应仪器的信噪比。

4.3.4. 野外施工技术

1) 布置场源

在工作区域中选择源位置对于获得高质量的 LowTEM 数据非常重要。在分配源时，应充分考虑工作区域的地形和表面条件，并应遵循 LowTEM 的特性。在布置源的时候，应该考虑以下几点：

- ① 源的方向平行于测量线的方向，即源的方向通常应垂直于结构方向；
- ② 遵循在同一地质构造单元上布置的原则；
- ③ 应选择场源极子的方向，以使测量线和测量点落在其扇形区域内。

2) 源电极的埋设

① 电极板的埋设：电极面积约为 0.5 平方左右。电极 A 和电极 B 由 3 到 4 个平行连接的该电极形状的大部分电极组成。埋地时，通过加大埋深，电极反复冲刷，注水等方法降低接地电阻，控制回路电阻在 25 以下，可确保 T30 的安全和正常运行；

- ② 源偶极子的方位：源偶极子的方向大致与测线平行；
- ③ 源偶极子的长度：根据工区的地形条件，一般控制在 2 公里左右。

3) 传感器布设

① 磁探针使用的多股环形线圈测量垂直磁场的时域一阶导数。电磁线圈与水平面之间的夹角小于。线圈通常布置成正方形；

- ② 磁探头不应悬挂，以减少人文干扰；
- ③ 确保 V5 采集系统和线圈之间的距离要大于 13 m，以防仪器本身受到干扰。

4) 仪器的操作

- ① 为了确保工作的可靠性和数据的质量，每次更换光源时都要重新校准仪器；
- ② 仪器操作员根据菜单(线号，点号，测量员，电极方向，电极距离，方向角，文件存储位置，时间等)正确读取参数；
- ③ 打开仪器电源后，请仔细观察每个时间段的数据记录；
- ④ 对仪器系统定义文件和测量数据文件进行归档，并将其复制到硬盘中进行备份并打印相关图件。

5) 提高信噪比

① 可以通过反复叠加来抑制随机噪声。通常，叠加次数会达到一定限制。如果增加堆叠次数，则信噪比不会改善很多。通常为堆放次数的 30~60 次；

② 简单的叠加可以消除重复噪声而不是非随机噪声，如 50 Hz 工频干扰。均采用数字滤波技术对 50 Hz 及其他干扰频率进行陷波处理；反复叠加过程可以消除重复噪声，但是并不能去除非随机噪声，比如 50 Hz 工频干扰可以采用数字滤波技术进行处理。

- ③ 线圈和信号线必须牢固放置，观察点应远离工业电源和振动源。
- ④ 应尽量避免气象电干扰和民用输电干扰。

6) 质量保证措施

- ① 在开始施工之前，应测量仪器的系统响应并进行校准；
- ② 每天施工前务必确保时钟同步；

- ③ 按规定做好检查点的测量;
 - ④ 严格按操作要求操作仪器, 做好班报记录。
- 7) 施工注意事项

要在电源两极有潜在危险区域的醒目地方标识触电危险标志, 专门派人看守, 防止施工时出现意外; 每次施工前, 要万用表测试接地电阻, 确保供电安全。

5. LowTEM 资料处理方法

5.1. 室内预处理

预处理主要包括数据转录, 回放显示, 频谱分析和同步覆盖。数据转录是将实测数据文件拷贝到计算机中, 以进行资料处理。回放显示是通过电脑显示现场记录, 查看时域波形, 以了解数据质量。图 8 是五个测量通道的原始信号记录。从该图可以看出, 不同通道之间的噪声水平存在很大差异。对原始数据进行频谱分析, 以了解纯净信号和噪声的频谱特征。信号中存在几种特征噪声, 例如随机噪声, 50 Hz 工频干扰, 低频接地电流以及类脉冲噪声。通过频谱分析可以确认不同特征的噪声, 这些噪声发生在不同频域范围内, 可以采用不同的滤波方法处理。信号的多次叠加可以有效地抑制高频随机干扰。图 9 是单个原始记录与多个记录的叠加之间的比较[22] [23]。

对于零位漂移或低频地面电磁干扰的记录, 在叠加之前必须使用线性插值或正负半周期信号校正。可以过滤那些已知频率的电磁干扰。在叠加之前, 应删除预期不会提高信噪比的中频电磁干扰和不规则脉冲干扰。第二种方法是通过反卷积来校正处理由非线性电路引起的磁道中固有的过渡效应。通过对实测数据处理, 我们可以得到标准化曲线(见图 10)。

$$F(t) = K \cdot t \cdot E(t) \quad (28)$$

式中: K 为响应系数; t 是现场施工过程的时间, 以秒为单位; $E(t)$ 是测量的建信号值。

将以上处理结果汇总到一个功能数据集中, 同时在空间域中将样条平滑同时应用于功能值, 以进一步减少高频噪声和处理错误, 从而确保高数据质量。可以看出, 在强干扰区域, 大功率 TEM 具有比 MT 更有效的抗干扰能力。

5.2. 室求取地电参数 $\rho(t)$ 、 $s(t)$

在 LowTEM 工作中, 人们的目的是要获得所探测的区域范围内, 由地面向下的岩石电性分布, 利用均匀半空间中场的分布特点所定义出的视电阻率参数, 可以很好地描述出实测信号与均匀半空间信号的

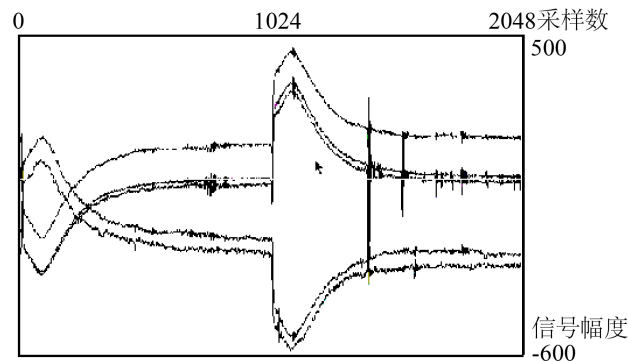


Figure 8. Original measured signal curves of five profiles
图 8. 实测五道原始信号曲线

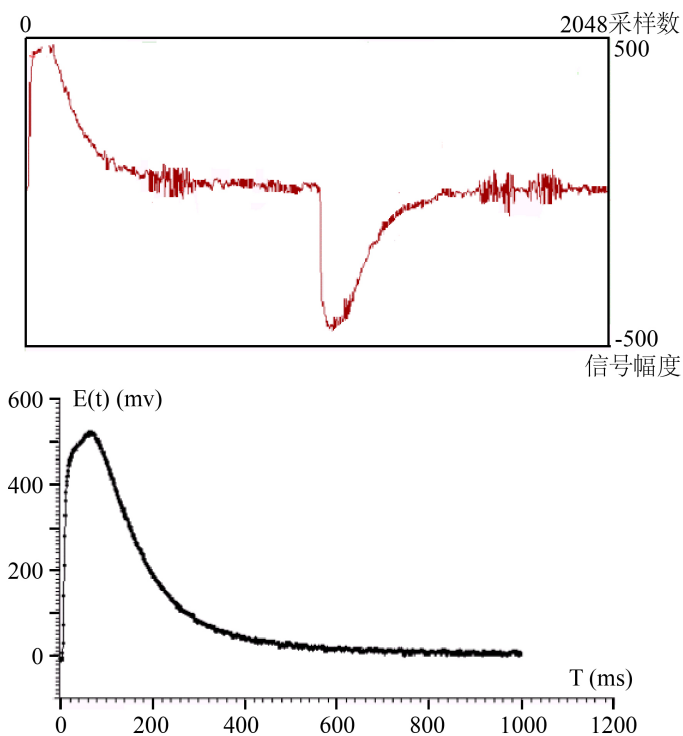


Figure 9. Comparison of the original signals and the results of multiple stacking

图 9. 原始信号及多次叠加结果对比

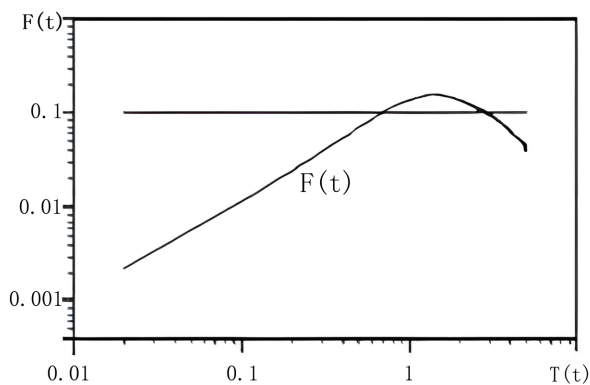


Figure 10. $F(t)$ curve

图 10. $F(t)$ 曲线

差异。建场过程中垂直磁场分量随时间的导数 $\frac{\partial B_z}{\partial t}$ ，近区场和远区场都能简单地确定均匀半空间的电阻率，其特性与装置排列关系甚微，但在中区场，这种方法却很困难，因为建场信号与剖面参数(ρ 值)之间的关系由远区场的正比关系变成了近区场的反比例关系，而在中区则改变了信号形状与排列之间的关系。因此，采用均匀半空间模型为基础是难以建立任意源区的电磁测深曲线的。

为了分析任意源区的测量结果，采用函数 $F(t) = K \cdot t \cdot E(t)$ 的形式及其对数导数 $\left[\frac{\partial \log F(t)}{\partial \log t} + 1 \right]$ 来直

接分析测量结果。其中, K 是装置系数; t 是时间, 以秒(s)为单位; $E(t)$ 是测量信号, 以(u, ε , c)为单位。在这种情况下, 理论曲线应为 $F(u)$ 的形式。

$$u = \sqrt{\frac{\mu \cdot r^2}{2 \cdot \rho \cdot t}}, \quad \mu = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m} \quad (29)$$

$F(u)$ 和 $F(t)$ 及其与时间的对数微分是无量纲的数字, 并且彼此相关, 并且它们的曲线形状与器件的截面类型和布置距离有关。由于 $F(t)$ 曲线的直观性较差, 人们寻求使测量结果在不同的发射和接收距离(即在不同场源区域的范围内)具有相同表达形式的方法, 从而获得在很宽的时间范围和不同的发射和接收距离下的磁场。垂直分量微分信号 $E(t)$ 被转换为具有直观反射能力的某些地电剖面参数值 $r(t)$ 。即找到转换因子 T , 使得 $p = T \times [E(t)]$ 。

因此, 考虑具有沿深度浮动的界面的两层模型, 即, 在发送和接收距离 r 与第一层厚度 h 之间具有不同比率的两层模型。考虑该场的完整理论公式, 而不是渐近公式。测得的 $F(t)$ 和理论曲线 $F(u)$ 以及介电常数变化时的对数函数仅沿时间轴变化。

$$H_{\text{等}} = \frac{\rho}{\frac{r}{h}}, \quad \log F(u) \sim \frac{\partial \log F(u)}{\partial \log \left(\frac{1}{u^2} \right)} \quad (30)$$

其中直角坐标系中, 对于给定模型的 r/h 值来说, 其相应的函数关系在坐标中是一个确定的位置。

若用 $\Phi(u)$ 表示场的理论计算值, 则对于不同 r/h 和 $1/u^2$ 来说:

$$\Phi(u) = \Phi \left[\log F(u), \frac{\partial \log F(u)}{\partial \log t}, \frac{r}{h}, \frac{1}{u^2} \right] \quad (31)$$

若对于任意源区得到的观测结果, 在给定收发距 R 的情况下, 用时间 t 的函数 $\Phi(t)$ 来表示:

$$\Phi(t) = \Phi \left[\log F(t), \frac{\partial \log F(t)}{\partial \log t}, R, t \right] \quad (32)$$

因为在层状介质中 $\Phi(u)$ 和 $\Phi(t)$ 遵循同样的规律, 则我们可以改变 r/h 和 $1/u^2$, 使得 $\Phi(u)$ 与 $\Phi(t)$ 拟合, 从而求得模型的 r/h 和 $1/u^2$ 值。

再根据这些参数, 已知收发距 r 和观测时间 t , 就可估算出剖面参数 ρ 、 h 和 s 。假定可以用等效的两层介质上方的场建立过程代替在层状介质之上随时形成的场建立过程。等效两层介质的上层电阻等于剖面顶部的平均纵向电阻, 第二层电阻等于。对于上覆岩层的等效电阻, 下伏岩石的界面为在相应时间到达施工现场的穿透深度。在这种情况下, 可以使用两层剖面模型上方的场构建过程的理论计算, 并使用沿深度的浮动界面作为转换因子。在坐标为 $\log F(u)$ 和 $\frac{\partial \log F(u)}{\partial \log \left(\frac{1}{u^2} \right)}$ 的平面上, 给出两种二层介质的极限模

型的 $\frac{r}{h_1}$ 和 $\log \left(\frac{1}{u^2} \right)$ 等值线(即量板), 一种是 D 型断面($\rho_2/\rho_1 = 0.125$), 另一种是 G 型断面($\rho_2/\rho_1 = \infty$)。

转换过程如下:

- 1) 根据野外测量的结果来确定 $\log F(u)$ 和 $\frac{\partial \log F(u)}{\partial \log \left(\frac{1}{u^2} \right)}$ 之值。其中:

$$F(t) = \frac{10 \cdot R^2}{3 \cdot AB \cdot S \cdot \sin \varphi} \cdot \frac{\Delta V_{sp}}{E_{sp} \cdot J} \cdot t \cdot E(t) \quad (33)$$

$$\frac{\partial \log F(t)}{\partial \log t} = 1 + t \cdot \frac{E(t)}{E'(t)} \quad (34)$$

式中: t ——建场过程的时间, 以秒(s)为单位;

$E(t)$ ——是测量的建场信号值, 单位为 μ, mV, c ;

$E'(t)$ ——是建场信号的时间导数, 单位为 $\mu, \text{mV}, \text{c/s}$;

ΔV_{gp} ——是标定信号的标准值, 以微伏(μV)为单位;

E_{gp} ——是标定信号的幅值, 单位为 μ, mV, c ;

J ——是电流信号幅值, 单位是安培(A);

R ——是收发距, 单位为米(m);

AB ——是电源线长, 单位为米(m);

S ——是测量线圈的等效面积, 单位为平方米(m^2);

j ——是测点相对 AB 的方位角, 单位为度($^\circ$);

2) 针对建场过程的一定时间 t , 按 $\log F(t)$ 和 $\frac{\partial \log F(t)}{\partial \log t}$ 坐标值确定该点在量板上曲线族中的相对位置, 并选择两条数值最为接近的 $\frac{r}{h_1}$ 和 $\log\left(\frac{1}{u^2}\right)$ 等值曲线, 完成线间内插。

3) 根据内插结果 在给定剖面模型的 ρ_2/ρ_1 范围之内, 已知建场过程的时间 t 和实测曲线的收发距 R , 就可估算出地电剖面参数来:

$$\rho_{\text{等}} = \frac{\mu \cdot R^2}{2 \cdot t} \cdot \frac{1}{u^2}, \quad S = \frac{H}{\rho}$$

4) 针对各个时间 t , 重复(2)、(3), 可得到 $\rho(t)$ 、 $F(t)$ 、 $S(t)$ 。用这些电性参数, 我们就可以生成一系列的定性图件, 如各参数剖面曲线、等时断面、等值断面等。

5.3. 室求取剩余异常场

第三阶段是获取剩余的异常场。消除波动范围较大的背景场可使测得的数据能够反映地下介质信息。在沉积盆地中, 最典型的背景可以使用两层电介质模型来描述。该模型包括一个高阻结晶基底和一个导电的沉积盖层。当曲线趋于稳定时, 这意味着次级场的扩散已经到达高阻基层。此时, 我们将稳定值作为背景横截面的总纵向电导, 并计算平均电阻率来表示背景场[1]。然后, 从测量场中减去理论计算结果, 得到剩余的异常场(见图 11)。将剩余场曲线组合成剖面, 并进行滤波、求导、相关等处理, 以获得异常场的时间剖面。通过突出显示异常场的剖面, 我们能够更好地识别薄弱的信息层并提高该区域的分辨率。

因为 $F(t)$ 是感应电磁能传播的记录, 所以 $F(t)$ 剖面曲线反映了电磁波在横截面上的吸收特性, 实际上是对横截面电特性的宏观反映。

剩余异常场剖面中的剩余异常是去除横截面的宏观背景场的结果。尽管此剖面消除了具有大动态范围的背景场, 并且可以反映宏观的电气特性, 但电气接口处于峰值位置。另外, 仍然存在噪声和干扰, 因此应进行必要的滤波和相关处理以使形状规则性更好, 然后进行微分, 以使界面位置为零, 从而获得微分后的异常。现场资料。导出异常场剖面后, 可能会放大噪声并可能发生局部失真, 应再次进行相关的平滑处理以加强规则异常并消除不相关的噪声以使横截面更接近于横截面。

然后, 通过速度分析将速度剖面转换为深度剖面(图 12), 并获得具有定量深度概念的异常场剖面。

转换方法是: 根据电磁动力学原理, 二次场会随着时间以涡旋的形式向地下传播, 波速主要取决于地层的导电性。由以下公式描述:

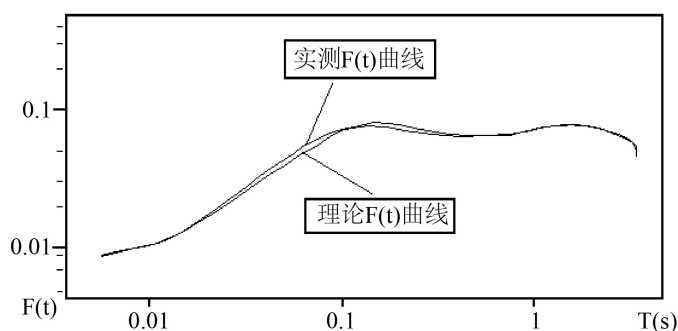


Figure 11. Illustration of the difference between measured and theoretical results

图 11. 实测 $F(t)$ 与理论 $F(t)$ 之差图示

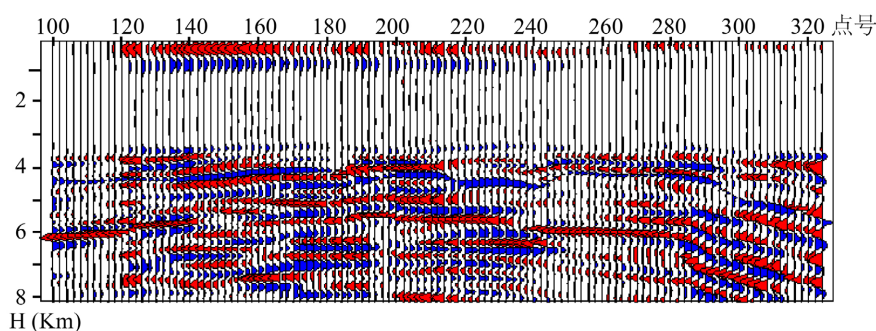


Figure 12. Anomalous cross-section of the TEM T99-527 line in the tower

图 12. 塔中 TEM T99-527 线异常剖面

$$V(t) = K^2/S(t), \quad H(t) = V(t) \cdot t \quad (35)$$

其中： t 是阶跃脉冲瞬时反转的时间； $S(t)$ 是目前的纵向电导； K 是传播常数，与地电横截面结构有关。根据经验，其值在沉积盆地中约为 870~1120 [10]。如果使用钻孔校准，则可以获得准确的传播常数，从而提高解释的准确性。因此，可以根据上述公式将时间剖面转换为深度剖面。

5.4. 异常场深度剖面的标定

该过程主要是建立电测井曲线与 TEM 剖面之间的电性联系。电测井曲线反映了垂直方向的轻微电性变化。由于测量方法的限制，测量结果也是视电阻率，而不是岩石的真实电阻率。最重要的是，这条曲线与地质层级是一一对应的。因此，通过研究 TEM 剖面与测井曲线之间的对应关系，可以确定 TEM 剖面的地质层位划分，并可以进一步研究相关的储层特征。

但是，测井曲线反映了电微层，并且采样率很小，我们获得的测井曲线通常是标准的日志副本数据。为此，需要重新采样，并且重新采样率通常为 5~25 m。基本上，这仍然是局部的微妙电气变化。为了获得具有与 TEM 剖面等效的分辨率的相对较粗的电分层曲线，需要进行深度域滤波处理以滤出那些“高频”电变化。过滤器窗口设置为 100~25 m。抑制“高频”，可以调整滤波器的滤波器系数以使滤波器的频率特性达到峰值，并且以此方式获得的测井曲线反映出相对较厚的电层。但是通常由于从浅层到深层的电性变化的动态范围太大，因此有必要消除这种较大的电性背景。为此，可以执行低通滤波。此时，滤波器的窗口大于 500 m，并获得反映背景电变化的曲线。将上述两个滤波结果相减可获得与带通滤波等效的结果，其通带范围为 25~500 m。这种处理方法与前述通过结合 TEM 背景去除和过滤来提取剖面

中的微观异常的方法相同。

这种背景过滤方法突出了微层和微层之间的电对比。获得的结果始终是高电阻夹层和低电阻夹层，但是夹层波形的幅度和厚度不同。

为了将其与原始测井曲线区分开，我们将此方法获得的测井曲线称为微电曲线。图 13 显示了塔中地区浅井和深井的微电曲线。与原始曲线相比，可以清楚地看到，微电曲线完全保留了原始曲线的强电界面，并突出了原始曲线的变化信息。由于下古生界碳酸盐岩的电性差异太大，因此在处理过程中获取了电测井的测井数据，然后进行上述步骤。因此，微电曲线上的古生代电特性差异增大，下古生代电特性差异得到压缩。

基于以上处理，可以使用井中的微电曲线来校准 TEM 剖面。如图 14 所示，此处的微电曲线类似于地震解释中的综合记录。校准过程中，将井侧剖面 and 微电曲线叠加，并比较峰谷和谷底，使它们基本一致，特别是应叠加特征电层，例如，如果存在偏差，则层速系数应调整。微电曲线具有明显的特性(见图 13)。奥陶纪的顶面表现为高电阻子层。因此，在追踪研究目标时，没有井应基于这种电性特征，从已知到未知都可以追溯。

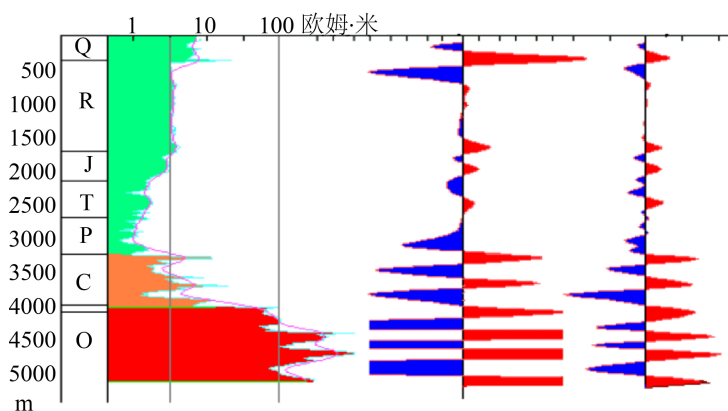


Figure 13. Processing results of the electric well logging apparent resistivity curve

图 13. 电测井视电阻率曲线的处理结果

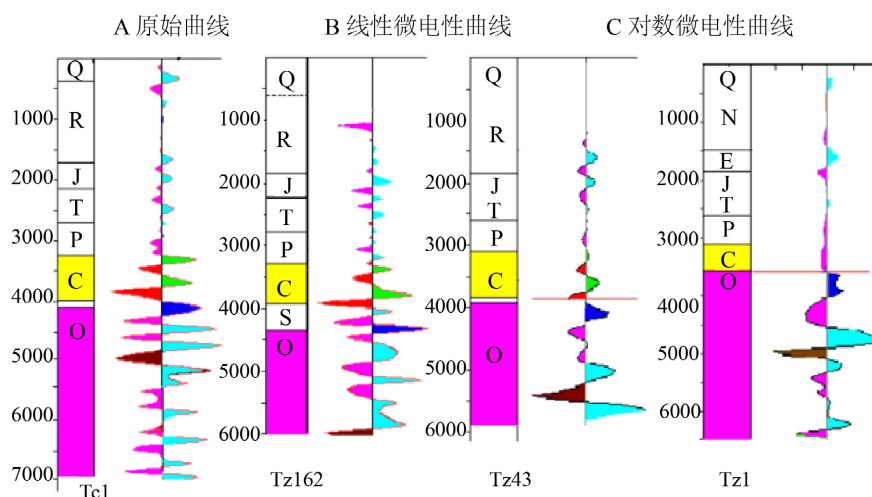


Figure 14. Micro-electrical resistivity curves of the main deep wells in the tower

图 14. 塔中主要深井的微电性曲线

5.5. 电阻率反演

尽管以上获得的 TEM 剖面具有很弱的界面差, 但是不能表示相同层的电阻率的变化, 这不利于识别岩性。电阻率值应基于剖面数据进一步反演。

S 参数反演法是一种基于薄层模型快速 TEM 成像技术[24]。水平薄板模型是唯一可以在瞬变电磁场的正向计算中由基本函数解析表示的地电模型。随着时间的推移, 瞬变电磁场会传播到地层深处, 因此在每个瞬间观察到的电磁信号可以是。它等效于“浮动”导电薄层产生的场, 从而直接转换了观测到的垂直方向的时间导数矩阵磁场分量到电导率 - 深度值。

使用以下方程(有限长度 AB-q 装置):

$$\left. \frac{\partial H_z(r, t)}{\partial t} \right|_{z=-d_0} = \frac{3Pe \cdot q}{\pi \mu_0 r^3 S} \frac{d_0 + t/\mu_0 S}{[1 + 4(d_0 + t/\mu_0 S)^2]^{1/2}} \quad (36)$$

式中 Pe 为发射电矩, q 为接收线圈的有效面积, 使用适当的方法来解决反问题, 可以从薄层模型在每个时刻确定的两个参数(深度 d 和纵向电导 S)获得电导随深度的曲线。

而纵向电导又可由电导率随深度的积分公式表达:

$$S(d) = \int_0^d \sigma(z) dz \quad (37)$$

因此, 通过对计算曲线沿深度微分, 便可得到随深度变化的电导率[25]。若对每个记录点均作纵向电导反演, 对于连续的观测时间, 即可形成每条剖面连续的电导率-深度图像。如图 15 所示。

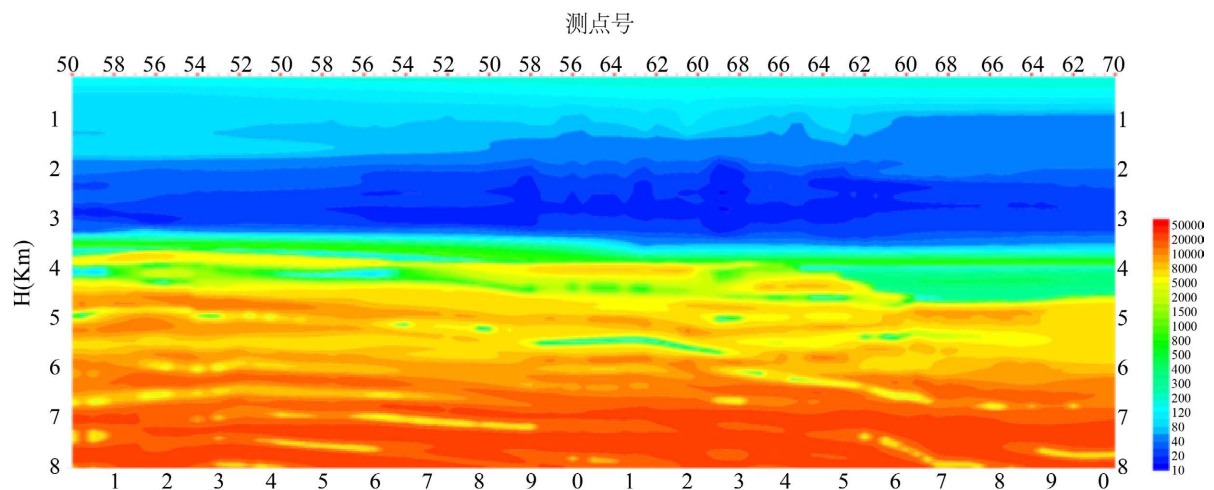


Figure 15. Depth resistivity cross-section of the TEM D-98-EL1 line in the tower area
图 15. 塔中地区 TEM D-98-EL1 线深度电阻率断面图

6. 结论

- 1) 通过电偶电磁分量对电层的反射特征, 结合油气层的电学特征, 针对当前长距离瞬变电磁法数据处理困难, 得出了可行的结论。
- 2) 从电阻率断面图可以看出, 该地区的地质分布是明显的。经过数据的进一步比较和解释, 可以获得更多的信息。
- 3) LowTEM 方法具有较高的分辨率, 并且在信噪比方面优于其他频域电磁探测方法。研究深层的电

性结构非常有效, 勘探深度大, 垂直分辨率高, 特别是对低电阻层的敏感和响应准确等优点。但是, 所获得的视电阻率通常在早期和晚期进行处理, 因此难以解释过渡带, 视电阻率曲线不够直观, 需要进一步完善。

参考文献

- [1] 李貅. 瞬变电磁测深的理论与研究[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 2002.
- [2] 牛之璉. 时间域电磁法原理[M]. 长沙: 中南大学出版社, 2007.
- [3] 傅良魁. 电法勘探教程[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [4] 朴华荣. 电磁测深法原理[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [5] 王华军, 罗延钟. 中心回线瞬变电磁法 2.5 维有限单元算法[J]. 地球物理学报, 2003, 46(6): 855-862.
- [6] Kaufman, A.A. and Eaton, P.A. (2001) The Theory of Inductive Prospecting. Elsevier, Amsterdam.
- [7] 杨海燕, 岳建华. 吸收边界条件在全空间瞬变电磁计算中的应用[J]. 中国矿业大学学报, 2009, 38(2): 263-268.
- [8] 岳建华, 杨海燕, 邓居智. 层状介质中地下瞬变电磁场全空间效应[J]. 地球物理学进展, 2012, 27(4): 1385-1392.
- [9] Oristaglio, M.L., et al. (1982) Diffusion of Electromagnetic Fields into the Earth from a Line Source of Current. *Geophysics*, **47**, 1585-1592. <https://doi.org/10.1190/1.1441309>
- [10] Das, U.C. (1995) Apparent Resistivity Curves in Controlled-Source Electromagnetic Sounding Directly Reflecting True Resistivities in a Layered Earth. *Geophysics*, **60**, 53-60. <https://doi.org/10.1190/1.1443762>
- [11] 翁爱华, 陆东华, 刘国兴. 利用连分式定义瞬变电磁法全区视电阻率研究[J]. 煤田地质与勘探, 2003, 31(1): 56-58.
- [12] 昌彦君, 罗延钟, 仇高喜. 全时域时间谱视电阻率算法研究[J]. 物探化探技术, 1998, 20(3): 193-198.
- [13] 苏朱刘, 严良俊, 胡文宝. 瞬变电磁资料的处理和解释[J]. 石油物探, 1996, 35(增刊): 6-11.
- [14] 熊彬, 罗延钟. 电导率分块均匀的瞬变电磁 2.5 维有限元数值模拟[J]. 地球物理学报, 2006, 49(2): 590-597.
- [15] 蒋邦远. 实用近区磁源瞬变电磁法勘探[J]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [16] 苏朱刘, 胡文宝. 中心回线方式瞬变电磁测深虚拟全区视电阻率和一维反演方法[J]. 石油物探, 2002, 41(2): 216-221.
- [17] 殷长春, 朴华荣. 电磁测深法视电阻率定义问题的研究[J]. 物探与化探, 1991, 15(4): 290-299.
- [18] 苏朱刘, 严良俊, 胡文宝. 瞬变电磁资料的处理和解释[J]. 石油物探, 1996, 35(增刊): 6-11.
- [19] 昌彦君, 罗延钟, 仇高喜. 全时域时间谱视电阻率算法研究[J]. 物探化探技术, 1998, 20(3): 193-198.
- [20] 白登海, Maxwell A Meju, 卢健, 等. 时间域瞬变电磁法中心方式全程视电阻率的数值计算[J]. 地球物理学报, 2003, 46(5): 698-704.
- [21] Das, U.C. (1995) Frequency- and Time-Domain Electromagnetic Responses of Layered Earth—A Multiseparation, Multisystem Approach. *Geophysics*, **60**, 285-290. <https://doi.org/10.1190/1.1443756>
- [22] Das, U.C. (1995) Apparent Resistivity Curves in Controlled-Source Electromagnetic Sounding Directly Reflecting True Resistivities in a Layered Earth. *Geophysics*, **60**, 53-60. <https://doi.org/10.1190/1.1443762>
- [23] Oristaglio, M.L., et al. (1982) Diffusion of Electromagnetic Fields into the Earth from a Line Source of Current. *Geophysics*, **47**, 1585-1592. <https://doi.org/10.1190/1.1441309>
- [24] Yu, J.C., Wang, Y.Z., Liu, J., et al. (2008) Time-Depth Conversion of Transient Electromagnetic Method Used in Coal Mines. *Journal of China University of Mining & Technology*, **18**, 546-550. [https://doi.org/10.1016/S1006-1266\(08\)60291-6](https://doi.org/10.1016/S1006-1266(08)60291-6)
- [25] Yu, J.C., Liu, Z.X., Tang, J.Y. (2007) Research on Full Space Transient Electromagnetism Technique for Detecting Aqueous Structures in Coal Mines. *Journal of China University of Mining & Technology*, **17**, 58-62. [https://doi.org/10.1016/S1006-1266\(07\)60013-3](https://doi.org/10.1016/S1006-1266(07)60013-3)