电磁方法研究与勘探

刘国栋　邓前辉　主编

地震出版社
1993

地信网

（京）新登字 095 号

内 容 提 要

为了适应电磁方法在我国迅速发展的需要，由中国地球物理学会委托国家地震局地质研究所在京召开了第二届全国大地电磁法学术讨论会。本文集集中了这次会议的精华，收录了其中 37 篇论文。它们涉及大地电磁测深法、瞬变电磁法和地磁测深法。内容主要包括仪器设备和数据采集、方法理论与资料处理、曲线畸变分析与静位移校正、资料解释与二维正反演方法，以及应用实例和成果等，反映了我国电磁法研究的现状。本书适合地球物理勘探人员、研究人员以及地质、地震工作人员使用。

电磁方法研究与勘探

刘国栋　邓前辉　主编

责任编辑：姚家榴
责任校对：王花芝

*

地震出版社出版
北京民族学院南路 9 号
中国地质大学轻印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行
全国各地新华书店经售

*

787×1092　1/16　19.125 印张　490 千字
1993 年 12 月第一版　1993 年 12 月第一次印刷
印数　0001—1200

ISBN 7-5028-1036-6/P·625
(1429)　定价：18.00 元

PDG

目　录

唐山大震区的深部瞬变电磁法勘探 …… 刘国栋　张木生等(1)
当代大地电磁测深仪中的新技术 …… 张木生(22)
STD Ⅱ总线下 TMS32020 / C25 的开发及其
在 RMS20AMT 系统中的应用 …… 陈有欣　黄　跃(26)
干旱荒漠地区大地电磁测深数据采集因素 …… 杨国龙(33)
考虑场源的 CSAET 快速正反演 …… 王　军(38)
大地电磁二维波动方程深度偏移 …… 吴广耀　叶兴茂(44)
电磁阵列剖面法的实施与资料处理初探 …… 孙传文　邓前辉等(52)
Robust 估计及其在大地电磁资料处理中的初步应用 …… 江　钊　刘国栋等(60)
大地电磁资料和电测井资料的联合反演解释 …… 赵国泽　詹　艳等(70)
地球电磁响应函数的色散关系及资料的联合反演 …… 林长佑　戎玉霞(76)
样本组合法大地电磁张量处理 …… 李杏彬(85)
大地电磁数据处理应用软件系统 W-MTS …… 姜源清　彭先干(97)
利用正交多项式圆滑大地电磁测深资料 …… 段　波(104)
用瞬变电磁测深校正 MT 静态效应 …… 方文藻　李予国等(111)
相权静校正 …… 何展翔(117)
浅层电性不均匀体对大地电磁测深的影响及其校正 …… 李祎文(125)
大地电磁测深静校正应用实例 …… 顾锦才(134)
山区对大地电磁测深的影响 …… 徐师文(142)
大地电磁测深解释中的信息提取问题 …… 邓前辉(145)
用大地电磁测深资料确定构造走向 …… 蒋进勇　鲁新便(156)
北安-拜泉地区密点位大地电磁面积勘探研究 …… 徐学军　王亚民等(160)
湖北省江汉盆地东部 T10 线 MT 测量结果与构造电性特征研究 …… 刘传茂　邓前辉(174)
大地电磁测深在襄枣凹陷地区的区域电性结构探测中的应用研究 …… 通白立　邓前辉(187)
大地电磁测深法在襄枣凹陷的应用效果 …… 李群堂(198)
大地电磁测深在深部地质研究中的应用 …… 李　立(203)
吐鲁番盆地电性结构初探 …… 金国元　李　立等(214)
用 MT 方法在陕甘宁盆地进行油气勘探的效果及可行性探讨 …… 白改先(222)
巴彦浩特盆地 MT 勘探成果 …… 刘东琴(232)
大地电磁测深二维解释在 N 盆地的应用 …… 蒋洪塔　陆国新等(241)
下扬子碳酸盐岩地区 MT 勘探初步成果及其应用前景的探讨 …… 赵志刚(248)
中、下扬子地区上地壳电性分层的几个问题讨论 …… 徐克定　叶　舟(254)
大地电磁方法在大陆科学钻探中的应用 …… 白冒碧(258)

1966年邢台震群活动的一种可能的过程…… 白登海(264)
利用MT法确定地震要素的设想及MT观测的初步研究结果…… 王继军 史书林等(269)
多功能大地电磁测深数据处理软件包 …… 邓前辉 王关勇等(280)
大地电磁资料解释的绘图软件包 …… 孙传文 邓前辉等(288)
介绍几个大地电磁程序 …… 魏 众(295)

唐山大震区的深部瞬变电磁法勘探

刘国栋　张木生　邓前辉　王关勇　汤　吉

（国家地震局地质研究所）

一、引　言

早在 50 年代苏联人就提出了深部瞬变电磁法（Deed Transient Electromagnetic Method，DTEM）或称长偏移瞬变电磁法（Long Offset Transient Electromagnetic Method，LOTEM）的理论，并在 60 年代开始应用于油气勘探，定名为建场法。从 70 年代开始随着基本理论研究的日益深入，以及仪器设备和计算技术的飞速发展，这一方法显示出了日益明显的吸引力，欧美一些国家的大学和研究机构开始重视对深部瞬变电磁法的研究和应用，从而加速了这一方法的发展，并在实际应用中不断取得明显的效果。时至今日，这一方法已在世界上获得广泛应用，尤其是在油气田勘探方面，在地震方法难以取得成效的地区，深部瞬变电磁法往往都能取得较好的工作效果（Wolfgram，et al.，1990）；在深部研究，尤其是对中、上地壳的电性结构探测研究方面，这一方法也显示出了极大的优越性。它比常用的大地电磁测深方法具有更高的分辨能力、更高的生产效率和更强的抗干扰能力。

在西方国家中，德国科隆大学地球物理和大气研究所 K.M.Strack 博士领导的勘探地球物理研究组，在深部瞬变电磁方法的研究和实践中处于领先地位；由 R.Karmann 博士领导的德国 METRONIX 公司在电磁法仪器研制和生产以及野外工作方面具有较高的水平。1987 年 10 月，Strack 博士和 Karmann 博士访问国家地震局地质研究所，向我们主动提出由西德方面出设备、出技术、出专家、出资金，在中国开展深部瞬变电磁法的试验工作。

德方建议得到了国家地震局有关部门的大力支持，并得到了地矿部石油海洋局和石油工业部大港油田的积极响应。中德双方友好地签定了合作协议。并在 1988 年开始实施这一协作计划，直到 1991 年全部结束。

二、方 法 原 理

1.深部瞬变电磁法的物理过程

深部瞬变电磁法是通过电偶极于向地下注人稳定电流（实际为方波电流，但可把方波电流的顶部视为稳定电流），此稳定电流将在地下介质中产生稳定磁场。当稳定电流被突然切断时，磁场迅速衰减。根据电磁感应定律，为了阻止这种衰减，在地下介质中将产生二次电磁场，即所谓瞬变电磁场。该瞬变电磁场随着时间的延长，向下传播和向周围扩散。其传播速度、扩散方式和强度依赖于地下介质的电性结构特征。如果在地面上某点观测该瞬变电磁

9410151

场的传播过程，就可以获得一条瞬变电磁场曲线。对该曲线进行处理和反演，便可获得测点下的地下电性结构，包括地下介质的电性分层、层厚度和电阻率值等（刘国栋，1989）。

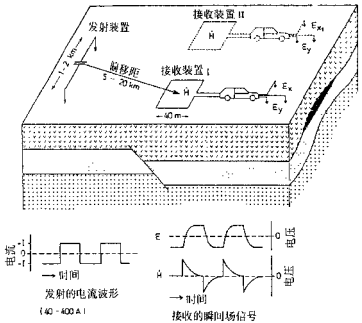


图 1　深部瞬变电磁法野外工作布置图(Rossow,1989)

深部瞬变电磁法的野外工作原理如图 1 所示。

图中发射装置保持不动，接收装置沿测线移动。图下半部的左方为发射的方波电流，右方为接收的瞬变电场信号 E 和瞬变磁场信号 H。瞬变场信号的衰减过程包含着测点下的电性结构信息，因此必须提高瞬变场的信噪比。

发射机电源由大于 100kW 的交流发电机提供，然后通过整流器和同步换向开关转换为方波电源，并通过电偶极子向地下注入方波电流。交流发电机、整流器、同步转向开关和电偶极对组成了深部瞬变电磁法的发射装置。

当方波电流换向时（相当于突然切断供电电源），在地下介质中将产生瞬变电磁场。瞬变电磁场在地壳介质中的扩散过程可以用“烟圈”概念加以形象化。图 2 表示在电阻率为 200Ω·m 的均匀半空间中，当通过电偶极子注入方波电流后产生的瞬变电磁场随时间的扩散过程。图中实线代表等电场强度或等电流密度线，虚线代表负电流。感应电流垂直图面流动。图 2 中的每个小图

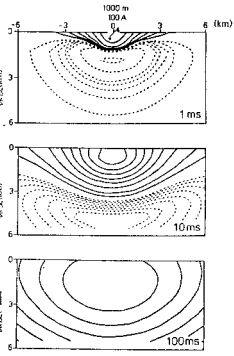


图 2　在 200Ω·m 均匀半空间中注入方波电流切断后，瞬变场随时间类似于“烟圈”的扩散形式

代表注入的方波电流切断后，在不同时间上（1、10 和 100ms）的瞬变场情景。在早期，感应电流主要分布在发射偶极子附近，随着时间的增加，感应电流向下扩散，感应电流的这种移动方式，有时称之为“烟圈”。

如果我们引入层状地球模型，“烟圈”的扩散过程就要改变。图 3 为双层地球模型，在厚 3km、电阻率值 200Ω·m 的第一层下方，有一个电阻率值为 2000Ω·m 的巨厚高阻层。当垂直图面流动的感应电流抵达层界面时，感应电流随着时间的增加开始向上扩散。这样，在观测点上就可以接收到来自界面处以及发射装置和接收装置之间的总体信息。随着时间的进一步延长，即在晚期，感应电流进一步向深部扩散，其分布趋于均匀。图 4 绘出了上述两种地球模型在 10ms 时感应电流扩散情景的对比。两者的差别是显而易见的。感应电流的扩散速度强烈地依赖于地下介质的电阻率差（Strack，1991）。

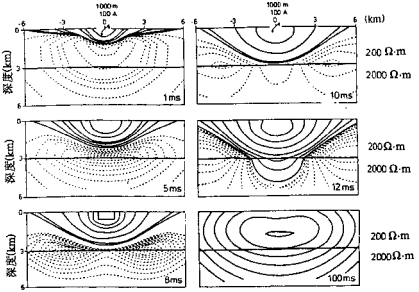


图 3　在双层地球模型中的“烟圈”系统

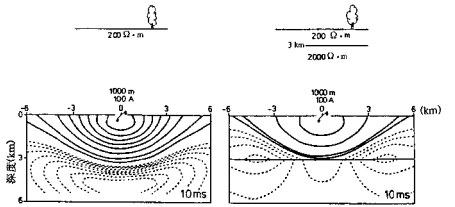


图 4　两种不同地球模型，注入方波电流切断 10ms 之后，感应电流扩散过程对比图

2.基本方程的建立

地信网

对于水平层状的地球模型，在以水平电偶极子注入的方波电流的激励下，在地表某一接收点处所产生的瞬变磁场（即变化的垂直磁场分量在接收线圈中产生的感应电压），可以从似稳条件下的麦克斯威尔方程出发，并引入矢量位概念，其解为（Strack，1991）：

$$V_z(r,t)=\frac{-1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\mu_0 A e^{i\omega t}\frac{D_0\cos\varphi}{4\pi}\int_0^{\infty}\frac{B_{g_1}(K,\omega)-K}{B_{g_1}(K,\omega)+K}KJ_1(Kr)\mathrm{d}K\mathrm{d}\omega \tag{1}$$

同样，在某一接收点处所产生的瞬变水平电场分量，即两个测量电极之间的电位差为

$$E_x(r,t)=\frac{-1}{2\pi i}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{e^{i\omega t}}{\omega}\cdot\frac{-i\omega\mu_0 D_0}{4\pi}\int_0^{\infty}\left\{\left[\frac{B_{H_1}(K,\omega)-K}{\alpha_1^2}-\frac{1}{B_{g_1}(K,\omega)+K}\right]\right.$$
$$\cdot\left[\frac{2}{r}J_1(Kr)\cdot(2\cos^2\varphi-1)-2KJ_0(Kr)\cos^2\varphi\right]$$
$$\left.+\frac{B_{g_1}(K,\omega)-K}{B_{g_1}(K,\omega)+K}KJ_0(Kr)\right\}\mathrm{d}K\mathrm{d}\omega+\frac{\rho_1 D_0}{2\pi r^3}(2-3\sin^2\varphi) \tag{2}$$

$$E_y(r,t)=\frac{-1}{2\pi i}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{e^{i\omega t}}{\omega}\cdot\frac{-i\omega\mu_0 D_0\cos\varphi\sin\varphi}{4\pi}\int_0^{\infty}\left[\frac{B_{H_1}(K,\omega)-K}{\alpha_1^2}-\frac{1}{B_{g_1}(K,\omega)+K}\right]$$
$$\cdot\left[\frac{4}{r}J_1(Kr)-2KJ_0(Kr)\right]\mathrm{d}K\mathrm{d}\omega-\frac{3\rho_1 D_0\cos\varphi\sin\varphi}{2\pi r^3} \tag{3}$$

式中 x 为平行发射电偶极子的坐标，y 为垂直发射电偶极子的坐标，z 垂直向下，$J_0(Kr)$ 和 $J_1(Kr)$ 为贝塞尔函数，D_0 为电偶极子矩（它等于电流 I 与偶极子长度 L 的乘积），A 为接收线圈的有效面积，r 为偏移距（发射偶极子中心与接收点的距离），φ 为偶极子方向 x 与偏移距 r 之间的夹角，ω 为角频率，K 为波数，ρ 为电阻率和 μ_0 为磁导率。

方程（1）—（3）是由富氏变换和汉克尔变换两个函数的积分方程所组成。式中的 B_{H_1} 和 B_{g_1} 定义如下：

$$B_{g_n,H_n}=\alpha_n,\qquad \alpha_m^2=K^2+i\omega\mu_0\sigma_m$$
$$B_{g_m}=\alpha_m\frac{B_{g_{m+1}}+\alpha_m\tanh(\alpha_m d_m)}{d_m+B_{g_{m+1}}\tanh(\alpha_m d_m)}$$
$$B_{H_m}=\alpha_m\frac{B_{H_{m+1}}+\alpha_m\beta_m\tanh(\alpha_m d_m)}{\alpha_m\beta_m+B_{H_{m+1}}\tanh(\alpha_m d_m)}$$

$$\beta_m=\sigma_{m+1}\Big/\sigma_m,\qquad d_m=h_{m+1}-h_m,\qquad m=n-1,\cdots,1$$

式中 σ 为电导率，h_m 为到 m 层顶面的深度，d_m 为第 m 层的厚度，n 为总的层数。

上述方程可以用递推算法求解，即从下半空间 n 层的最低部开始，在这里瞬变场消失为零，因此可以获得解。然后再解 $n-1$ 层，直至地表，从而求得水平层状 n 层地球模型的电压值。

由公式（1）—（3）可见，其中富氏积分部分主要反映发射装置参数对瞬变场的影响，而汉克尔变换积分部分主要反映多层地电断面参数对瞬变场的影响。如果假设地电断面为均匀半空间，则（1）式有下列形式

$$V_z(t)=\frac{3\rho D_0 A_y}{\pi r^5}\left[\mathrm{erf}\left(\frac{u}{\sqrt{2}}\right)-\sqrt{\frac{2}{\pi}}u\left(1+\frac{u^2}{3}\right)e^{-\left(\frac{u^2}{2}\right)}\right] \tag{4}$$

式中 $u=2\pi r/\tau,\tau^2=8\pi^2\rho t/\mu_0$。$\mathrm{erf}(u/2^{1/2})$ 为误差函数。

从方程 (4) 可见，瞬变磁场在接受线圈中产生的感应电压 $V_z(t)$ 可以表示成电阻率的函数，但电阻率不能写成瞬变场电压的函数，而这又正是我们根据实测的瞬变场电压值计算电阻率分布所需要的。为了解决这一问题，我们分别计算公式（4）的早期（$t\to 0$）和晚期（$t\to\infty$）的渐近公式。

对于早期 $t\to 0$ 时，则 $\tau\to 0,u\to\infty$，于是误差函数为 $\lim\limits_{u\to\infty}\mathrm{erf}\left(\frac{u}{\sqrt{2}}\right)=1$。此时公式（4）可简化为

$$\lim V_z(t)=\frac{3\rho D_0 A_y}{2\pi r^5}\text{，以}V_z(\rho,t)_{un}^{ET}\text{表示} \tag{5}$$

对于晚期 $t\to\infty$ 时，则公式(4)可简化为:

$$\lim V_z(t)=\frac{D_0 A_y}{40\pi\sqrt{\pi}}\frac{\mu_0^{5/2}}{\rho^{3/2}t^{5/2}}\text{，以}V_z(\rho,t)_{un}^{LT}\text{表示} \tag{6}$$

式中 y 为接收线圈的中心距发射电偶极子中心的垂直距离。

公式（5）和（6）是在电阻率值为 ρ 的均匀半空间介质情况下，早期阶段和晚期阶段的瞬变磁场在接收线圈中感生的电压值公式。下面给出对于实际地球介质条件下，地球的视电阻率值与实测的瞬变磁场所产生的感应电压值之间的关系。

我们用 $V_z(t)_{\mathrm{meas}}$ 代表实际地球介质条件下观测的瞬变磁场感生的电压值，$V_z(\rho,t)_{un}^{ET}$ 代表电阻率为 ρ 的均匀半空间介质条件下的早期瞬变磁场感生的电压值。如果实际地球介质的视电阻率值为 ρ_a，则根据视电阻率值的定义，下列关系成立：

$$\rho_a^{ET}/\rho=V_z(t)_{\mathrm{meas}}/V_z(\rho,t)_{un}^{ET} \tag{7}$$

同样，考虑到 $V_z(\rho,t)_{un}^{LT}$ 代表电阻率为 ρ 的均匀半空间介质条件下的晚期瞬变磁场感生的电压值，则下列关系成立：

$$\frac{\rho_a^{LT}}{\rho}=\frac{V_z(\rho,t)_{un}^{LT}}{V_z(t)_{\mathrm{meas}}} \tag{8}$$

把公式 (5) 代入 (7) 便可得到具有视电阻率值为 ρ_a 的实际地球模型条件下，早期阶段的瞬变磁场在接收线圈中感生的电压值 $V_z(t)_{\mathrm{meas}}$ 与视电阻率值之间的关系式

$$\rho_a^{ET}=\frac{2\pi r^5}{3D_0A_y}V_z(t)_{\mathrm{meas}} \tag{9}$$

把公式 (6) 代入 (8)，便可得到晚期阶段两者的关系：

地信网

$$\rho_a^{LT}=\left[\frac{D_0A_y}{40\pi\sqrt{\pi}}\right]^{2/3}\left[\frac{\mu_0}{t}\right]^{5/3}\left[\frac{1}{V_x(t)_{meas}}\right]^{2/3} \tag{10}$$

式(9)和(10)中右边的前项代表发射装置的参数，是已知的，后项是实测的瞬变磁场感生的电压值。于是，根据接收线圈所测量的瞬变磁场所感生的电压值曲线，便可计算出早期和晚期的视电阻率曲线。对其进行反演就可以解出测点下的地球电性分层情况。早期视电阻率曲线的前枝渐近线约等于第一层的电阻率值，晚期视电阻率曲线的后枝渐近线约等于最下层的电阻率值（见图5）。

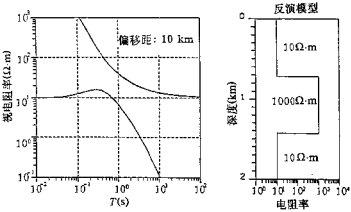


图5 对于一个三层地球模型早期和晚期视电阻率曲线示例

按上述过程，也可以推导出瞬变电场 E_x（平行于发射电偶极子轴）和 E_y（垂直于发射电偶极子轴）的早期和晚期的视电阻率表达式。对于 E_x 有

$$\rho_a^{ET}=\frac{4\pi r^3E_x}{3D_0\sin^2\varphi} \quad (早期) \tag{11}$$

$$\rho_a^{LT}=\frac{-2\pi r^3E_x}{D_0\left(1-\frac{3}{2}\sin^2\varphi\right)} \quad (晚期) \tag{12}$$

对于 E_y 有

$$\rho_a^{ET}=\frac{-4\pi r^3E_y}{3D_0\cos\varphi\sin\varphi} \quad (早期) \tag{13}$$

$$\rho_a^{LT}=\frac{-4\pi r^3E_y}{3D_0\cos\varphi\sin\varphi} \quad (晚期) \tag{14}$$

瞬变磁场对于低阻层敏感，瞬变电场对于高阻层敏感。因此，探测目标为低阻层时，往往观测瞬变磁场曲线，探测目标为高阻层时，往往观测瞬变电场曲线。

三、唐山地区深部瞬变电磁法的野外工作及资料处理

1.野外工作

唐山地区深部瞬变电磁法探测的目的是确定唐山地震断层的分布情况；揭示地震断层附近的上地壳结构和探讨用深部瞬变电磁法监测地壳电阻率随时间变化来进行地震预报的可能性。

为获得预期结果，测区选在丰南县西南郊，距唐山市中心约 15km。共布置四条测线，其中三条穿过 1976 年唐山地震断层，即剖面 F8801、F8802 和 F8803，另一条剖面 F8804 沿垂直方向展布。四条剖面总长为 73.4km，测点总数为 80 个，其中分布在剖面线上的共 74 个测点（见图 6）。由图可见，剖面从西向东经过了碑子院背斜、唐山断裂和开平向斜等构造单元。

由于测区靠近唐山市，周围又有大量煤矿在开采，因此工业噪声非常严重。为了提高野外观测数据的质量，除了增加叠加次数外（一般为 100—200 次，个别点近千次），还采用了局部噪声补偿技术，并把偏移距缩短在 20km 以内。在野外观测期间使用了两套观测系统，即 A 系统和 B 系统。所有四条剖面都观测了瞬变磁场分量，在剖面 F8801 和 F8802 上还观测了瞬变电场分量。对于电场既记录 E_x 分量（平行发射电偶极子），也记录 E_y 分量（垂直发射电偶极子）。一般地说，测区内北东方向测点的数据质量要比西南方向的差一些。因为北东方向更接近于唐山市和煤矿工业区。

2.资料处理

深部瞬变电磁法的数据处理，包括简单的现场实时数据处理和全面的现场基点站数据处理以及最后的室内再处理和反演等过程。现场实时处理的主要内容是对接收的时间域的瞬变场曲线进行简单叠加，通过在微机屏幕上随时监视叠加后的瞬变场质量，决定是否可以结束该点的观测工作。现场基点站数据处理是数据处理中的主要环节，其主要内容包括：对瞬变场曲线做滑分析，找出周期性的干扰噪声频率，并用数字滤波器滤掉这些干扰成分，用递归低通滤波去除高频噪声；在每次滤波后，要对瞬变曲线的直流分量加以调整，将瞬变曲线置于适当位置上；对所有的瞬变曲线进行选择叠加，以获得一条高信噪比的、圆滑的、完整的瞬变场曲线；如果需要的话再做叠加后圆滑处理；处理时用时域的 Hanning 窗口做圆滑算子；将叠加后的瞬变曲线对观测系统响应函数做反褶积，以校正观测系统中模拟线路的系统响应，但这种反褶积往往会引起不稳定过程，所以常在反演过程中做系统响应校正；如果需要，可再做一次数字滤波；最后是对瞬变曲线进行误差评估并将其转换为早期和晚期的视电阻率曲线（对于磁场）或电压曲线（对于电场）。

在野外工作中，处理基点站有两台 Mirco-VAX-2 计算机同时处理野外数据。当天的野外记录数据必须在当天晚上处理完毕，以指导明天的野外施工。下面图 7—图 11 是测点 FB36AA 的 10 条瞬变磁场曲线处理过程中的结果显示。图 7 是 10 条原始的瞬变磁场曲线。图 8 显示原始瞬变磁场强度谱分析后的结果，以识别出周期性的干扰噪声。图 9 是用数字滤波器除去周期性的干扰噪声、用递归低通滤波器除去高频噪声，并把直流分量调整到适当位置的结果。图 10 展示瞬变磁场曲线进行选择叠加，但未对观测系统响应函数做反褶积的结果。图 11 是把选择叠加后的瞬变磁场曲线转换为早期和晚期的视电阻曲

线图。图中下半部曲线为早期曲线，上半部分曲线为晚期曲线；多重线代表误差范围，可信度达 95%。

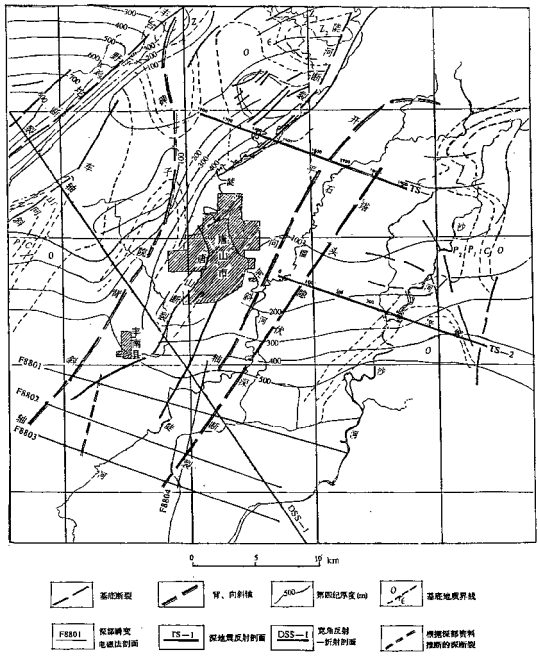


图 6　唐山地区地质构造图及 LOTEM 探测剖面布置图

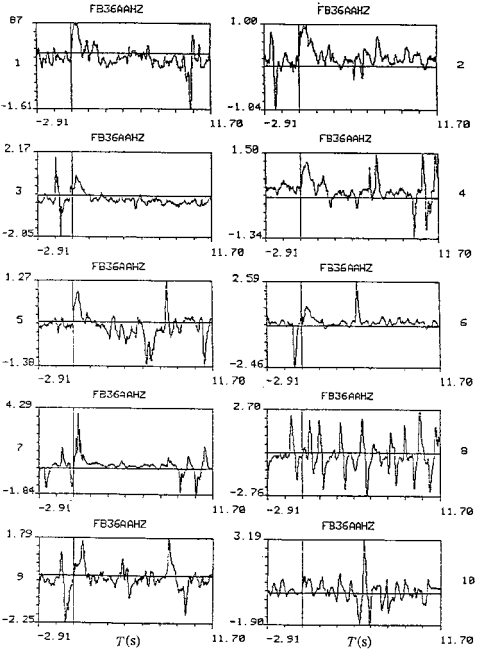


图 7　FB36AA 测点的 10 条原始瞬变磁场曲线

纵坐标为瞬变磁场强度,横坐标为时间

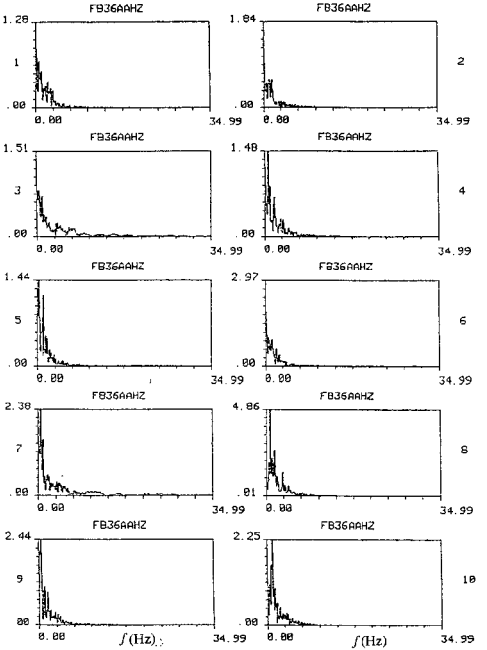


图 8　FB36AA 测点的瞬变磁场曲线的频谱响应

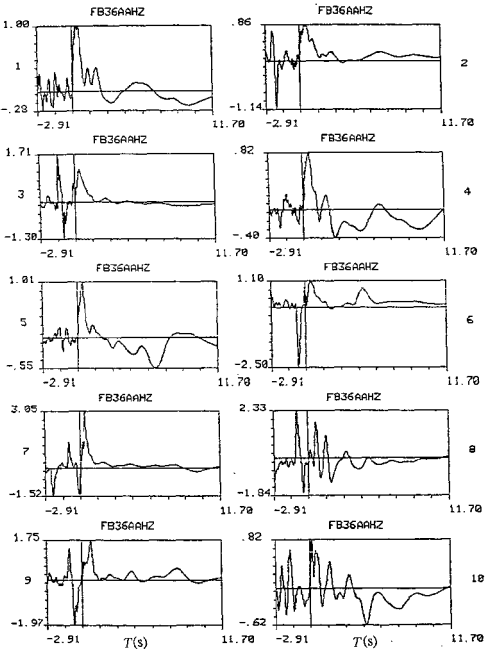


图 9　滤除噪声后基线已做调整的时间域瞬变磁场曲线

地信网

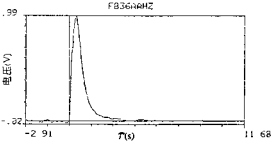


图 10　选择叠加后的瞬变磁场曲线

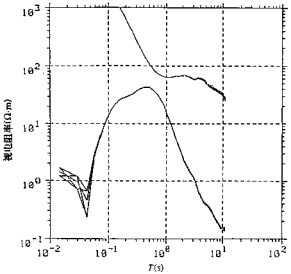


图 11　早期和晚期视电阻率曲线

纵坐标为视电阻率,横坐标为时间

四、反演与解释

反演是一种寻找地球电性结构模型的过程，该模型的理论响应曲线应该在误差范围内与实际观测的视电阻率曲线拟合。深部瞬变电磁法资料反演是根据测区内的已知资料和视电阻率曲线特点选定初始地质模型并对其进行正演计算，再与实测的视电阻率曲线进行比较，通过人机对话或自动拟合反演方法不断修改初始模型，以达最佳拟合效果，获得最终结果。如果是在反演过程中校正系统响应函数，那么该函数就要加到地质模型上，并对其进行褶积(Rossow et al.，1989)。其反演结果示例见图 12。

对于深部瞬变电磁法的反演模型，通常要考虑下述三方面的问题：初始模型能否导致实测曲线与理论响应曲线的拟合；在整条剖面上利用一个初始模型能否给出相互协调的反演结果；为了在整条剖面上取得协调的反演结果需要考虑哪些问题。

在本研究区范围内第一个问题是非常重要的，因为在测区内没有深钻孔资料以及可参考的其它地球物理资料。因此，首先需要给定一个最小层数的初始模型，但该模型必须能很好地拟合观测数据。经过若干次试验之后，我们找到了这样的初始模型，该模型能够较好地应用于大多数测点的反演结果。这个最小层数的初始模型为三层结构。第一层为低阻层，第二层为几百欧姆·米的高阻厚层，第三层为高导的半空间。如果采用四层结构的初始模型，即在高导半空间之上加一个中等电阻率的过渡层，虽然也能拟合实测数据，但不能很好地分辨第二层高阻层和第三层过渡层的电阻率值，同时在某些情况下也不易分辨过渡层的深度。但采用三层结构的初始模型，几乎所有参数均可分辨。因此，我们在整个测区的反演过程中，采用了三层结构的初始模型，即把四层结构模型中的第二层高阻层和第三层过渡层合并为一个高阻层。最后对测区内所有测点的反演结果表明，三层初始模型对本测区而言是最好的初

始模型。

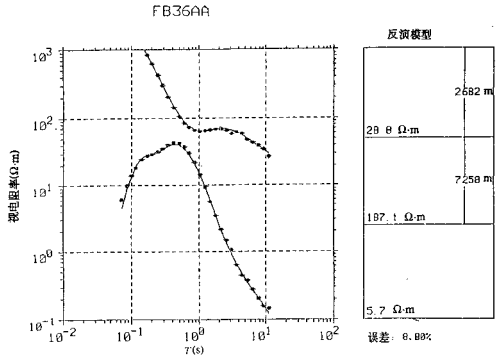


图 12　测点 FB36AA 瞬变磁场曲线的反演结果

单独利用瞬变磁场资料往往不能很好分辨高阻薄层，因为高阻薄层对瞬变磁场是透明的；单独利用瞬变电场资料往往分辨不出厚的高阻层之下的高导层，因为厚的高阻层对电场起屏蔽作用。利用瞬变电场与瞬变磁场的联合反演，大多数情况下能克服上述问题。由于深部瞬变电磁法的发射功率和偏移距有限，因此勘探探度无法与大地电磁测深法的勘探深度相比拟。特别是在本测区范围内于数公里深度处遇到了高导层，使电磁波难于继续向下传播，故而无法确定该高导层的下界深度。

下面我们依次介绍本测区内四条剖面的瞬变场数据反演结果以及其中两条剖面（F8801 和 F8802）的瞬变磁场和瞬变电场数据的联合反演结果和一个测点的重复观测结果。各条剖面线上的倒三角符号代表测点位置并给以编号，剖面中的横线代表电性层边界，竖短线代表反演的深度误差范围，剖面中的数字代表各电性层的电阻率值。四条剖面的位置见图 6。在构造部位上四条剖面基本上位于开平向斜之内，但三条 NWW 向剖面的北端已进入碑子院背斜。

1.F8801 剖面的反演解释

剖面 F8801 是三条 NWW 向剖面中最北的一条，长 24.2km。沿剖面共观测了 25 个测点的瞬变磁场数据，其反演结果见图 13。此外，还有 7 个测点上观测了瞬变电场数据，电、磁场数据联合反演结果见图 14。由图可见，两类数据的反演结果是一致的，但瞬变磁场的电性界面深度反演误差范围较大。剖面中第一电性层为低阻层，电阻率值 16—17Ω·m，厚度 1.2—1.8km，该层在开平向斜较厚，向两侧逐渐减薄；第二电性层为高阻层，电阻率值在 100—200Ω·m 之间变动，该层总的趋势是从 NWW 向 SEE 方向加厚，然后又逐渐减

地信网

薄，最厚处达 6km；第三层为高导层，电阻率值仅几个欧姆·米，该层在剖面的 NWW 段埋深为 4.5—5.5km，在剖面中段突然加深至 8—9km，然后再抬升至 6—7km。由于瞬变电磁法的发射功率有限，以及高导层对瞬变电磁场的屏蔽作用，因此无法探测到该层的厚度。仔细分析各电性层的埋深变化可见：

在剖面 NWW 段的 FB07AA-FB08AA 测点之间（图 13），也即 FB07AA-FA09BA 测

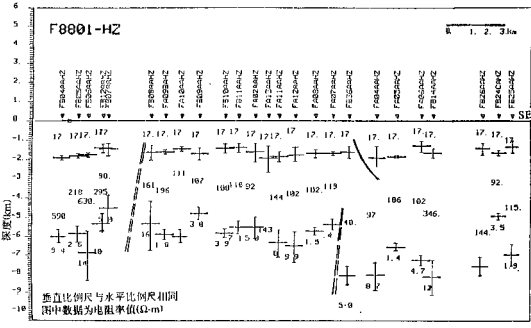


图 13 F8801 剖面瞬变磁场反演结果

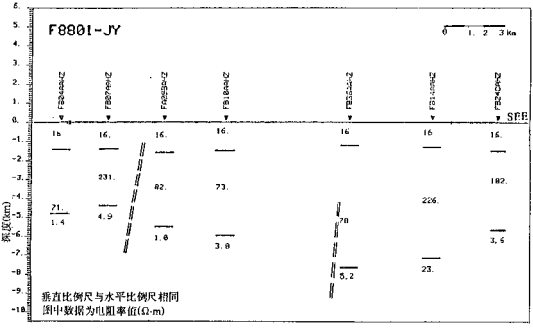


图 14 F8801 剖面瞬变磁场与瞬变电场联合反演结果

点之间（图 14）有一断层存在。沿该断层第一电性层底界埋深变化约 200m，第二电性层的底界埋深变化约 1.0km 左右，西盘上升。此外，在剖面中段的 FA07AA-FB36AA 测点之间有隐伏断层存在（图 13，图 14），沿此断层第一电性层底界被错断约 300m，第二电性层底界被错断达 2.5km，西盘上升。上述两条断层在其余三条剖面，即 F8802，F8803 和 F8804 之中也有明确的反映。

2.F8802 剖面的反演解释

该剖面位于 F8801 剖面以南，两者相距约 3.5km，剖面长 19.2km。沿剖面在 17 个测点上观测记录了瞬变磁场数据，其反演结果见图 15。另外，还在 7 个测点上观测记录了瞬变电场数据，电、磁场数据联合反演结果见图 16。本剖面的电性分层情况与剖面 F8801 完全一致，因此就不重述了。从图 15 和图 16 可见，在测点 FA18AA—FA20AA 之间有一断层存在，该断层明显地错断了第二电性层底界达 1.0km，错断第一电性层底界约 300m。该断层与剖面 F8801 的 NWW 段断层一致。此外，该剖面中段的测点 FA25AA—FA26AA 之间（图 15）即测点 FA26AA 以西（图 16），有隐伏断裂存在，它错断第二电性层底界达 2.0km。该断裂与剖面 F8801 中段的隐伏断裂一致。

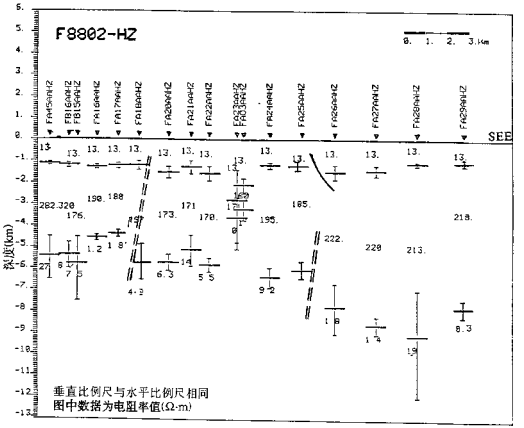


图 15　F8802 剖面瞬变磁场反演结果

3.F8803 剖面的反演解释

该剖面是测区最南边的一条剖面，距 F8802 约 2.7km，全长 20km，由 13 个瞬变磁场测点组成，未做瞬变电场观测，反演结果见图 17。从图可见，该剖面的电性分层与上述两

地信网

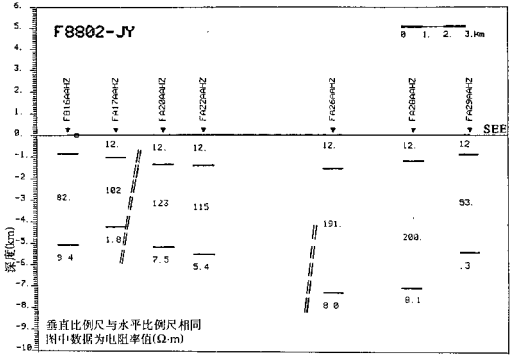


图 16　F8802 剖面瞬变磁场与瞬变电场联合反演结果

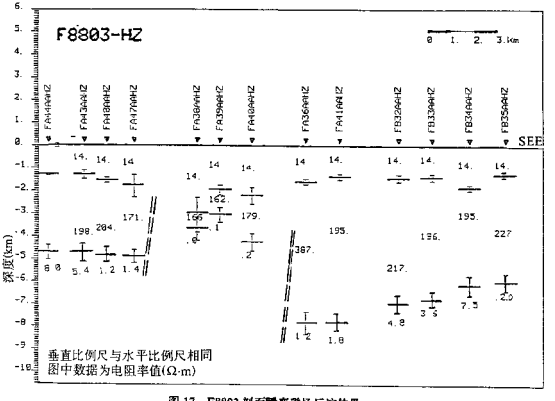


图 17　F8803 剖面瞬变磁场反演结果

条剖面完全一致。但应指出的是，在该剖面 FA38AA、FA39AA 和 FA40AA 三个测点上的第一电性层和第二电性层的底界深度与其它测点显著不协调，这三个测点的瞬变磁场曲线存在着明显的过冲现象，它是浅层三维不均匀体影响的结果。从图 17 可见，在测点 FA47AA 以东和测点 FA36AA 以西分别有断裂存在，它们与上述两条剖面上的断裂相互呼应。但由于在 FA38AA—FA40AA 三个测点上浅部三维不均匀体影响的结果，导致这些测点的电性层埋深很不准确，因此无法给出这些断裂的错距。

4.F8804 剖面的反演解释

F8804 剖面与上述三条剖面近于垂直，接近南北向展布，全长 10km，由 8 个瞬变磁场测点组成，没有观测瞬变电场值。该剖面的瞬变磁场反演结果见图 18。由图可见，本剖面的电性分层情况与上述三条剖面一致。从南而北在测点 FA34AA 附近，第二电性层底界突然上升，由剖面南段的 8.0km 埋深抬升至 6.3km 左右，显然这里有断裂存在，然后向北逐渐抬升至 5.0km 左右。这条断裂与上述三条 NWW 向剖面中段的隐伏断裂位置一致。

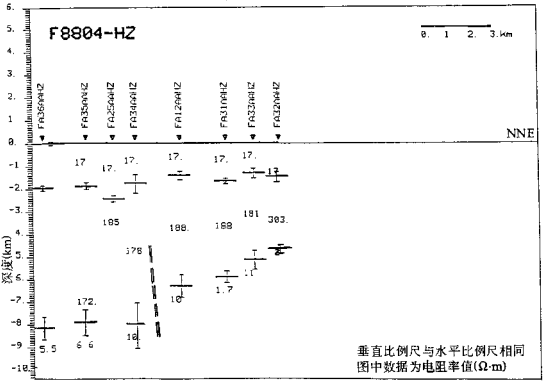


图 18　F8804 剖面瞬变磁场反演结果

下面我们对上述断裂的平面展布及其性质做一分析。当我们把各条剖面上的断点位置展布在平面图（图 6）上，可以清楚地发现，这两条断裂分别沿 NE15° 和 NE30° 延伸。沿 NE15° 延伸的断裂分布在测区的西部，它似乎与陡河及唐山断裂处于同一断裂带内，但走向偏西。这条断裂延长达 6km 以上，倾角很陡，因此推测为走滑断层。如果假定该断层向西倾，那么它就是逆冲走滑断层；如果假定向东倒倾，那么它就是兼有正断分量的走滑断层。目前我们趋向于第一种推断。沿 NE30° 展布的隐伏断裂分布在开平向斜内部。

测区处于开平向斜内部，而开平向斜是石炭—二叠纪含煤盆地，上覆 700—800m 厚的

第四纪疏散沉积，下伏巨厚的寒武—奥陶和上元古界高阻岩系（刘国栋等，1982）。根据深部瞬变电磁法所确定的各电性层的电阻率值大小及其厚度变化情况，我们推测第一电性层为第四纪疏散沉积和上古生界的低阻碎屑沉积；第二电性层主要反映的是寒武—奥陶和上元古界的高阻岩系；高导的第三电性层（厚度不详）可能是上元古界内部的低阻层或古老变质基底顶面的含水风化壳，估计其厚度不大。

5.重复观测解释结果

在同一测点在不同时间进行重复观测，以验证瞬变电磁法用于地震前兆观测的可能性。为此，我们选择了 FA04 和 FB03 两个测点，分别用测量系统 A 和 B 进行重复观测。第一次观测是 1988 年 10 月 19 日进行的，重复观测是在 11 月 3 日进行的，两次观测间隔 15 天。不幸，由于野外小队测点定位上的错误，使 FA04 测点的两次观测未能在同一位置上进行，因此，该测点的两次重复观测数据不能用于相互对比研究。图 19 是 FB03 测点两次不同时间观测的瞬变磁场曲线，它们均经过了选择叠加处理。由图可见，瞬变曲线的形态和幅值是非常一致的。为了便于区别，我们把第一次观测的测点号定为 FB03AA，第二次观测的定为 FB36AA。

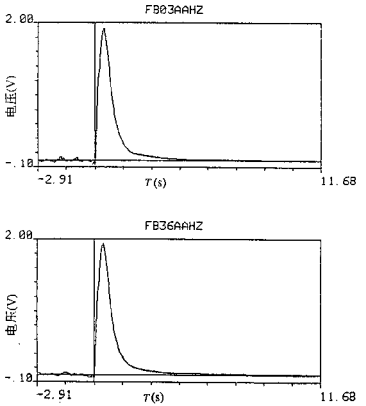


图 19　在同一测点上两次不同时间(间隔 15 天)重复观测的瞬变磁场曲线

上部曲线是 454 条瞬变曲线选择叠加结果(10 月 19 日观测);下部曲线是 587 条瞬变曲线选择叠加结果(11 月 3 日观测)

在重复观测点上除了观测瞬变磁场外，还观测了瞬变电场 E_x 和 E_y 分量。除了对这三个分量进行独立反演之外，还对电、磁场分量做了联合反演，即 H_xE_x 之间以及 H_yE_y 之间的联合反演。反演结果见图 20 和表 1。

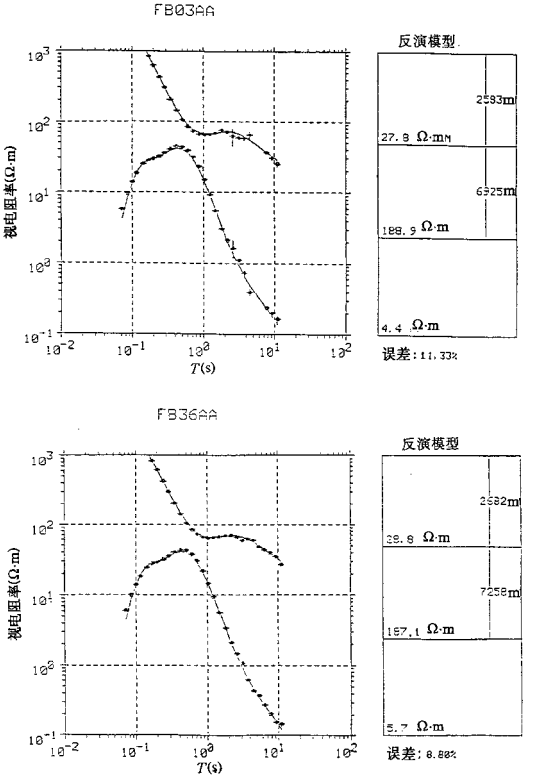


图 20　同一测点两次重复观测的早、晚期视电阻率曲线和反演结果

上部曲线是 10 月 9 日观测及其反演结果；下部曲线是 11 月 3 日观测及其反演结果

地信网

表 1 重复观测点瞬变磁场和瞬变电、磁场反演结果

	反演模型	电阻率 (Ω·m)			层厚度 (m)		误差
		1	2	3	1	2	(%)
FB03	H_z	27.8(10)	188.9(2)	4.4(10)	2563(10)	6925(10)	11.00
	E_x	16.6(10)	305.3(10)	8.5(0)	1658(10)	10130(4)	10.73
	E_y	39.7(9)	173.3(5)	7.9(0)	2684(9)	5865(5)	17.67
	H_zE_x	25.6(10)	6610.3(0)	4.9(10)	2529(10)	6643(10)	10.59
	H_zE_y	28.5(10)	98.8(10)	4.5(10)	2268(10)	7227(10)	9.96
FB36	H_z	28.8(10)	187.1(2)	5.7(10)	2682(10)	7258(10)	8.71
	E_x	16.7(10)	327.2(10)	8.5(0)	1715(10)	10301(4)	10.37
	E_y	42.4(9)	162.1(5)	7.9(0)	2820(9)	5616(5)	17.84
	H_zE_x	26.2(10)	7844.8(0)	5.6(10)	2587(10)	6971(10)	9.06
	H_zE_y	29.3(10)	78.9(10)	5.2(10)	2065(10)	8166(10)	8.43

表中测点 FB03 和 FB36 代表同一测点的两次观测，反演模型一栏代表观测分量的独立反演和联合反演，表中括号内的数字表示反演参数的分辨率，最高分辨为 10，0 表示不能分辨。从表可见，虽然不同观测分量的反演结果（层电阻率和层厚度值）有所不同，但两次重复测量数据的反演结果是很一致的，总体误差不超过 5%。如果每次观测时间再长一些，重复观测精度还可以提高。

在两次重复观测时间间隔内，唐山地区未发生有感地震。考虑到瞬变电磁法的探测深度可达到 10km，等于或接近主震震源深度，因此我们认为 5%的观测精度是可以捕捉到大震前的电阻率变化信息的。

结　语

唐山地区深部瞬变电磁法勘探基本达到了预期的目的和勘探效果。通过实际工作过程我们认为该方法有如下的特点：

1.不受高阻屏蔽，勘探深度较大，一般在沉积盆地地区可达 6km，在基岩出露地区可达 12km。除了对低阻层特别敏感外，如果在野外观测瞬变电场分量，也可较好地确定高阻层参数。

2.由于是在切断原始激发场的情况下观测瞬变场，即二次感应场，所以观测的瞬变信号与地下电阻率之间具有很强的耦合关系。对地下电阻率变化的敏感性明显高于大地电磁法。大地电磁场与地下电阻率的关系为 $E/H \propto \rho^{1/2}$，而瞬变电磁法的早期瞬变场与地下电阻率的关系为 $V(t) \propto \rho$（见（5）式），晚期瞬变场与地下电导率的关系为 $V(t) \propto \sigma^{3/2}$（见（6）式）。所以瞬变电磁法对地下的电性结构变化具有更高的分辨能力。

3.与其它电磁法相比较，瞬变电磁法对地下构造的侧向不均匀性反映不敏感。野外工作结果和模型计算表明，可以用一维反演方法充分地确定二维构造特征，而对于更复杂的地质

构造，瞬变场可显示出很明显的异常特征。

4.由于野外观测中采用了多次叠加处理技术，因而可明显压制混杂干瞬变场中的干扰噪声。所以，在有严重人为噪声干扰的地区可以开展深部瞬变电磁测深工作。

5.工作效率高，每天可观测10个测点，因而单个测点的工作成本较低。

但深部瞬变电磁法的勘探深度是有限的，它主要决定于发射功率和勘探区的地层电阻率之大小（刘国栋，1989）。另外发射系统较庞大和笨重。

西德在中国参加此项野外工作的专家共5人，他们是：T.Speth，S.Rossow，U.Matzandez，A.Stephan 和 Guxiaogang。参加数据处理和解释的共3人，他们是：J.Rossow，K.M.Strack 和 P.A.Wolfgram。

参 考 文 献

刘国栋、魏厥民、刘昌铨，1982，地震地质背景，一九七六年唐山地震，地震出版社。

刘国栋，1989，地壳上地幔电导率探测，地球科学中的新技术，地震出版社。

Rossow, J., Strack, K.M.and Wolfgram, P.A., 1989, Long offset transient electromagnetic depth soundings in the area of Fengnan, China, Report on the field measurements, University of Cologne.

Strack, K.M., 1991, A practical introduction to explorotion with deep transient eletromagnetic, in press.

Wolfgram, P.A., Liu Guodong., Strack, K.M., Vozoff, K.and Zhang, Zhijie., 1990, LOTEM case historics in carbonatc exploration, SEG / SPG Carbonate Exploration Workshop, in Chengdu, China.

地信网

当代大地电磁测深仪中的新技术

张 木 生

（国家地震局地质研究所）

自 80 年代以来，大地电磁测深法在我国得到了广泛的应用。目前，我国从事大地电磁研究、勘探的单位有 30 多家，探测范围遍及全国。大地电磁法作为一种成熟的地球物理勘探方法在油气田普查勘探方面发挥了重要作用；在深部构造、地热勘探和地震预报中取得了良好的效果；在金属矿、水资源勘探及民用工程勘探等领域也进行了初步尝试。所有这一切，除了方法、理论的更新、改进和完善外，仪器方面的进展起着关键性的作用。

当今的仪器普遍具有频带宽、抗干扰能力强、低功耗、轻便、智能化、多功能和高效率等特点。为此，仪器中采用了许多新技术，这些新技术包括：

一、优化磁传感器铁芯的结构

80 年代以前的大地电磁法主要用于地球深部探测，信号频率属超低频范围，信号周期从几秒到上万秒，频率范围跨越 3—4 个数量级。磁场传感器集中在超低频范围内应用。棒状磁芯对信号的涡流损失不大，基本可以忽略。但随着应用频率的提高，例如，上限频率扩展到几赫兹或十几赫兹，棒状铁芯对信号的损失就不可忽略了。因此，很多厂家把磁场传感器铁芯做成片状或丝状。片与片，丝与丝之间是绝缘的，然后把绝缘好的片或丝胶结或捆绑成棒状，这样，涡流损失可大大减小。然而，对于更高的频率，例如声频范围内的电磁信号，这种片或丝状的铁芯涡流损失还是很大的。解决此问题的办法有两个：一种简单的办法是把磁场传感器分成高、低频两种。低频部分用软磁材料做成棒状铁芯，高频部分则用硬磁材料做成短小的棒状铁芯。实际探测时，交替使用，接收效果很好。但这样做，给野外工作带来很多麻烦，设备件数增多，搬运、操作也不方便。另一种解决此问题的办法是把磁芯改为由许多绝缘的小磁性颗粒充压成棒状，整个频率范围内的信号均由一个传感器来接收。频率范围覆盖 8 个量级（8192—0.0001Hz）。这样，大大地减少了高频信号的涡流损失。目前德国 Metronix 公司采用了这种技术。整个传感器轻便，操作方便。

二、大环节反馈技术

目前许多大地电磁测深仪的磁场传感器为感应式传感器，磁传感器与前置放大器的输入回路组成一个 LC 谐振网络。谐振点的高低由传感器线圈及输入端电容来确定，其品质因素由阻尼系数调整。在超低频应用的情况下，工作曲线处在谐振曲线的低频一侧，感应电压随

频率线性增长，谐振频率远离信号最高频率。因此，系统幅频特性比较简单。随着应用频率的增高，频率高端很可能处在谐振曲线的非线性段，如果不加反馈，系统可能不稳定，甚至自激，而且系统的幅频特性复杂化。解决此问题的一个办法是从放大器的输出端检出一部分信号反馈到磁传感器中，使得磁场传感器、前置放大器形成一个整体。在高频段，使其幅频特性曲线变得平坦。这样，系统的稳定性大大增加。

为了在通频带范围内系统有良好的传输特性，通常磁场前置放大器采用双通道大环节负反馈放大器。高频信号由交流放大器放大，低频信号由斩波调制放大器放大。对于多频谱的信号（大地电磁谱），信号自动进入相应通道，最后相加，输出。整个系统的传输函数比较简单。

电场传感器通常采用氯化钾、氯化镉不极化电极，这类电极噪声小。为了使高频特性得到抬升，必须克服长馈线引起的分布电容对高频特性的影响。为此，在埋设的电极附近增加了一个缓冲放大器，这样可以提高电极的匹配能力，缓冲放大器为高输入阻抗，低输出阻抗。从而减小了 RC 时间常数，亦即减小了低通滤波器的时间常数，使高频特性得以抬升。

三、瞬间电容充电技术

在大地电磁测深仪中，设置了多级的超低频低通与高通滤波器，其时间常数长达几千秒，如此大的时间常数，工作时，要使滤波器稳定回零，需要很长时间。为了缩短回零时间，提高工作效率，人们利用计算机易于分时的特点，在高通滤波器的电阻两端并联一个电子开关，开关的一端串接一个小电阻，当仪器电源接通时，通过计算机，自动给电子开关发出一开启信号，使开关导通，快速给高通滤波器的电容充电，直至充满。然后计算机再送出一个控制信号，让电子开关截止，恢复原 RC 高通滤波器状态。这样，就不会因电容器充电时间过长而耽误时间。

四、硬、软件相结合

由于仪器频率增高，容易受各种外界干扰，如 50Hz 工业频率干扰，各种电台、电视台、雷达信号及通讯线路的载发信号的干扰。这些干扰信号通常以差模或共模方式进入仪器中。为了抑制这些干扰信号，目前仪器采用硬、软件相结合的抑制办法。

在硬件方面，为抑制共模干扰，采用了差动输入。而对差模干扰，则采用对特定频率设置陷波器、带通滤波器、反馈等抑制技术。

在软件方面，为抑制干扰，则在实时处理过程中设置一些选择参数，如信号门坎值，相干度等。在算法上则采用多次迭加、频带平均、平滑及 Robust 等资料处理方法。在设置门坎值及相干度标准时，仪器操作员可根据当地的噪声背景来选择，凡符合相干度标准的数据就保留下来，不符合的就舍弃掉。Robust 方法是当前推崇的一种新的资料处理方法，它可有效地消除噪声的影响。Robust 方法实际上是一种加权的最小二乘法。它是建立在记录大量数据的基础上，层层加权。首先是对不同数据段进行加权，然后对本段内所记录的数据予以不同权数。这里关键的技术是确定什么样的权最合适。在实际应用软件中，运用了 Q-W 算法，即计算两种不同类型的权，物理权 Q 和统计权 W。

地信网

许多人认为，最有效的排除干扰的办法是人机联作，人为识别干扰，然后舍弃掉。这种方法有两个先决条件：第一，要求仪器能记录下原始时间系列信号，并保证其真实性。第二，处理软件要有选择功能。这两点要求给实时系统增加了难度。一般说来，实时系统只保存谱，不保存原始数据。如果要求二者兼有，则要求系统在分时、存贮及速度等方面能满足。目前只有 Metronix 公司的 GMS-05 仪器上实现了这一功能，但是在处理这些原始信号时，只能脱机处理。把原始信号输入计算机中，通过人工鉴别，去掉一切直观的干扰信号，最后将保留下来的数据进行处理。这种方法在处理干扰背景大的地区的数据特别有效。例如，有的地区电场瞬态干扰很严重，这种信号如果采用全自动处理，即使采用多次迭加技术，也得不到好的结果。

五、数字滤波、级联分样技术

传统仪器的信号滤波是由硬件来完成的。利用不同阻抗值的电阻、电容、电感元件来组成不同的滤波网络。而数字滤波则是选择不同的滤波因子与被滤波信息作褶积运算，以实现不同频率滤波。很显然，利用数字滤波可以节省硬件。但数字滤波也有其缺点，即在其频率特性曲线上的伪门和吉普斯现象，这些现象是由数字频率滤波的离散性与有限性所产生的。利用频率域上的镶边法及时间域中的时窗函数法可得到较好的滤波效果。

级联分样的作法是在整个频带范围内，只设一、二个硬件滤波器，数据采集以后，利用级联分样，然后数字滤波。这样，数据大量的采集，软件灵活滤波，因而节省了硬件，降低了成本。但这种方法也有其不足之处，主要缺点是抗干扰能力差。因为在级联分样中，前面记录的数据，会在后面的各级数字滤波中采用。这样，一旦有干扰信号进入，将影响各级滤波结果。同样，如果仪器本身有某些固有噪声，也将影响各级滤波结果。相反，在电子滤波器中，一次干扰，只影响本滤波档的滤波效果，不会影响其它滤波段。这就是为什么采取级联分样的仪器在干扰小的地区所得结果快而好，而在干扰较大的地区测量结果特别差的原因。

六、纯电子化，无机械驱动，大容量、低功耗存储系统

开关系统在过去的仪器中占有较大的体积，并消耗不少能量。如大量的继电器及模拟开关的使用都会使仪器体积增大，功耗增加。现在，仪器除了电源部分外，均采用微电子开关，功耗极小。在数据存贮方面，改变了过去记录在盒式磁带或九轨磁带上的方式，改为硬盘或软盘；有的甚至连硬盘软盘都不要，直接用 CMOS 存贮器（RAM）来存贮，其存贮量可分为 1M 字节，4M，16M 和 32M 字节不等。由于采用 CMOS 电路，功耗很低。另外，这种无机械驱动的仪器，避免了在搬运时的震动及长期使用给机械部分带来的磨损所造成的机械故障，从而大大增加了仪器的可靠性。同时仪器体积也减小了。

七、多参数、多功能自检及标定技术

当今的仪器中，通常都有自检及完善的标定系统，以便经常检查仪器的传输函数及各部

分的性能，以保证仪器正常运转。在这方面，首先是硬件技术，即保证仪器在良好的状态下工作。一种简单而又行之有效的办法是仪器中产生一个或几个特定频率信号，从探头部分输入，经放大，模拟输出，视其振幅特性。或者进入记录系统，经回放后，与仪器的原始自检曲线进行对比，以确定仪器工作是否正常。另一种更精确、更完整的自检系统是标定。仪器中产生一种包含各种频率的伪随机信号，模拟天然大地电磁谱，然后将此信号输入包括传感器在内的系统中，经放大，记录并处理出一条全频段的标定曲线，将此曲线与理论曲线进行对比。除了得出振幅偏差曲线外还要计算出相位偏差曲线。设置一个误差标准，小于误差标准，仪器属于正常。另外，软件技术也是把好质量关的重要手段，比如前面所谈及的设置一些判断参数，如门坎值、相干度之类，都可以对数据质量好坏起重要作用。

检验仪器及数据质量的客观标准是重测。选择好一个点，在工作环境不变的情况下，间隔一定的时间将同一种仪器或多种仪器在同一点上进行重测，视其视电阻率曲线及相位曲线的一致性及重复性。一种好的仪器重测误差一般不超过百分之二。

具有实时处理功能的仪器给提高数据质量提供了保证。操作员在一个测点上边记录边监视质量的好坏，随时掌握工作进程，直到观测质量和数据长度满足要求为止，这样就减少了工作的盲目性。

参考道方法为改善数据质量提供了一个好的途径，在消除本地局部环境噪声及本机噪声方面，利用两点或多点间的同步测量，可大大提高数据质量。这里仪器的精确时基及高精度的同步钟是不可缺少的。

八、浮点放大及16位模数转换器的应用

当前大地电磁测深仪大多具有浮点放大器，这是为了适应天然电磁谱动态范围大而设置的，天然信号在平静日或磁暴日，其强度可差几百及上千倍。因此，许多浮点放大器的增益范围大到60dB及100dB，加上16位的A／D转换器，其总体动态范围可达120dB以上，足可以在任何情况下不使信号饱和。

九、仪器智能化

现在几乎所有大地电磁测深仪都是由计算机来控制记录及处理数据，因此有足够的空间和时间来作多功能、多用途使用。如有的仪器既可作标准大地电磁法测量（MT），又可作阵列剖面法测量（E-MAP），也可作直流电法（DC），作声频可控源大地电磁（CSAMT）法，还可作瞬变电磁法测量（TEM）。计算机除了用来控制、采集、记录外，还可用作实时处理，甚至有的还可作现场解释，野外勘探速度就大大提高了。仪器的小型化，给生产提供了便利，节省了时间。低功耗减少了辅助设备，不必携带发电机系统。另外，自动化程度高，也可节省人力，使资料可靠性得以保障。在可控源的电磁法测量中，一点发射，多台接收的多剖面同时工作法，可大大提高测量速度，减少勘探成本。

地信网

STDⅡ总线下 TMS32020／C25 的开发及其在 RMS20AMT 系统中的应用

陈有欣　黄　跃

（地矿部物化探研究所）

一、概　述

随着计算机技术的发展，地质勘探仪器已逐步进入智能化、轻便化、快速现场处理时代。由于 MT 测深方法采用的是天然场源，其动态范围大、信噪比低，要获得高质量的资料，需要大量的数据和大量而繁杂的统计处理，并要求现场快速获得处理结果，观察到结果曲线，以便指导野外工作。这就要求大地电磁测深仪本身具有很高的控制处理速度和很强的数据处理能力。显然单一的 CPU 系统是不能同时满足如此高的速度和数据处理能力要求的。因此目前先进的大地电磁测深仪勾采用多 CPU 结构或多计算机系统。如德国 METRONIX 公司的 GMS-05 采用了双 CPU 结构，其中 80C286 用于系统管理，68020 用于信号处理；加拿大 Phoenix 公司 V-5 多功能电磁仪采用双 CPU 结构和一台便携机完成大地电磁测深仪的所有功能，该仪器中系统主机以 NS32016 为主 CPU，以 NS32081 为辅 CPU。主机完成从数据采集到张量处理的全部过程，后续处理如 BOSTICK 反演、图形显示、打印等需在便携计算机上完成；美国 EMI 公司的 MT-1 采用单一 CPU 结构，MT-1 本身只负责数据采集，而用串行通信将时间序列数据传送到便携机上，全部处理过程都在便携机上完成。

二、系 统 设 计

目前国内普遍使用的微小型计算机是以 IBM 公司的 8086、8088 为代表的微机系列。RMS20A 型大地电磁测深仪的设计首先要考虑的是主机与 IBM 机的兼容性。根据国内计算机市场的情况，选用工业控制系统 STDⅡ为 RMS20A 的主控机。STDⅡ是目前国际上流行的工业控制系统。其主要特点是：模块化、结构紧凑、抗干扰、抗灰尘、抗振、故障率低，适合于流动作业以及在野外恶劣条件下工作；功能配置齐全，与 IBM 机全兼容；STDⅡ标准总线向用户开放，便于开发。

STDⅡ工业控制系统多以 8086／8088 为主 CPU，而采用面向控制的 8051 系列单片机主从 CPU，不能满足大地电磁繁杂的数据处理要求。为此选用 TMS32020／C25 型 32 位数字信号处理器来完成繁杂的谱分析，并将其开发为 STDⅡ总线下的高速 FFT 谱分析板，与主机 STDⅡ构成主-从并行处理系统。

三、FFT 处理板的硬件开发

1.TMS32020／C25 简介

TMS32020 是美国 TEXAS 公司 1986 年推出的 32 位单片数字信号处理器，它是世界上第三代 DSP 专用芯片。TMS32020 片内硬件设计上采用了流水线与哈佛（Harvard）体系结构相结合，数据和程序存贮区有着各自的数据和地址路径，允许完全隔离和独立工作，从而大大提高了运算处理速度。TMS320C25 是 TMS32020 的改进型，它采用了 CMOS 工艺，运算处理速度由 TMS32020 的 200ns 提高到 100ns。TMS320C25 的管脚封装和指令系统与 TMS32020 兼容。

1988 年国内推出了 TMS32020／C25 的开发系统。

2.FFT 处理板的开发

FFT 处理板设计成 STDⅡ总线标准的功能模板，板上 128kB RAM（64kB PRAM，64kB DRAM）与主机共享。板上时钟为 18MHz，无等待周期。图 1 是 FFT 处理板的框图。

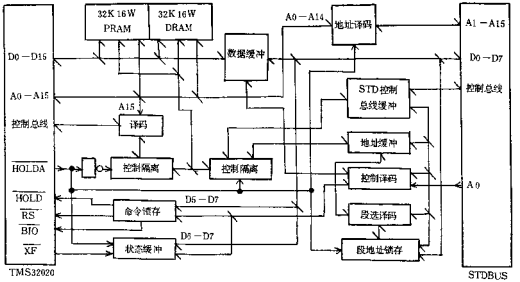


图 1　FFT 处理板

为了使 FFT 处理板既能自成系统独立运行，又便于主机 STDⅡ大数据量的高速通信，FFT 处理板上设置了 128kB 的全局存贮器，存贮器接口采用了双端口技术，STDⅡ总线和 TMS32020／C25 两端均设置了译码隔离电路。由于 STDⅡ是 8 位数据总线，而 FFT 处理板上为 16 位数据总线，在 STDⅡ总线一端的译码电路中，STDⅡ总线上的 A16，A17，A18，A19 参与段地址译码，用于选通对应于 TMS32020／C25 的程序存贮器和数据存贮器。用 A0 与段地址选通信号译码生成片选信号，用于选通存贮器的高位字节和低位字节。同时 A0 还控制高、低位字节缓冲器的选通。数据缓冲器由两片 74LS245 承担，主机 STDⅡ对 FFT 处理板上任一字节单元的读写，不必考虑高低字节的读写顺序。板上 128kB RAM 在 STDⅡ中的段地址可通过跳线选择。选择范围为：6000H 和 7000H，8000H 和 9000H，

A000H 和 B000H，C000H 和 D000H 段。RMS20A 中使用的是 C000H 和 D000H 段。其中 C000H 段对应于 TMS32020／C25 的 32K×16 位程序存贮区，D000H 对应于 32K×16 位数据存贮区。如表 1 所示。

表 1　FFT 板上全局存贮器地址分配表

TMS32020／C25 地址	容　量 (kW)	STDⅡ 地址	容　量
PRAM 0000H—7FFFH	32	C000H 段	64kB
DRAM 0000H—7FFFH	32	D000H 段	64kB

由于 TMS32020／C25 片内有 544×16 位 RAM，分为 B0，B1，B2 三个块，当它们都作为数据存贮器使用时，映射片外存贮区的 000H—0400H 单元必须禁止使用。

主机 STDⅡ与 FFT 处理板的通讯接口由一片 74LS193 命令锁存器和一片 74LS244 状态缓冲器构成。STDⅡ总线的 I／O 与地址线经 74F521 译码生成 FFT 处理板的板选信号，选通命令锁存器和状态缓冲器，以控制 FFT 处理板的工作和查询 FFT 板的工作状态。FFT 处理板的板选地址为 I／O102H。命令锁存器输出 D5，D6，D7 分别于 TMS32020／C25 的 $\overline{RS}$，$\overline{BIO}$，$\overline{HOLD}$连接；状态缓冲器输出 D6，D7 对应于 TMS32020／C25 的$\overline{HOLDA}$和$\overline{XF}$。命令锁存器和状态缓冲器的状态及其功能定义如表 2。

表 2　命令锁存器与状态缓冲器功能

功　能	D5	D6	D7	功能定义	注
$\overline{RS}$有效	×	0	×	复位	命令锁存器
$\overline{HOLD}$有效	0	×	×	总线请求	
$\overline{BIO}$有效	1	1	0	功能请求	
$\overline{HOLDA}$有效	×	0	1	总线请求允许	状态缓冲器
$\overline{XF}$有效	×	1	0	运行结束	

当板选信号和写信号有效时，将 STDⅡ总线上的 D5，D6，D7 位的状态写入命令锁存器；然后读取$\overline{HOLDA}$的状态。当总线请求$\overline{HOLD}$有效时，TMS32020／C25 将总线挂起，释放 FFT 处理板上所有资源，并将$\overline{HOLDA}$置低电平，同时 STDⅡ总线一端的接口的所有缓冲器、译码器电路处于工作状态。主机 STDⅡ读到$\overline{HOLDA}$的低电平后，便可对板上的 128kB RAM 进行直接 8 位存取了。当$\overline{RS}$有效时，TMS32020／C25 处于复位状态，程序计数器指针复零，当$\overline{RS}$变为高电平时，程序从零单元开始运行，程序运行完后，将$\overline{XF}$置低电平，主机读到$\overline{XF}$的低电平后，就可以读取 FFT 处理板上的运算结果了。FFT 处理板与 STDⅡ总线的接

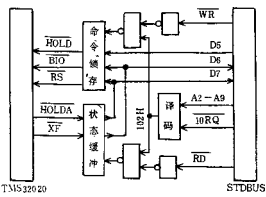


图 2　接口电路

口电路如图 2 所示。

四、TMS32020／C25 软件开发

1.块浮点 FFT 谱分析软件的移植

北京中国软件研究所 1987 年推出了多功能 FFT 谱分析软件，该软件具有 11 种谱分析功能：复数点 FFT、IFFT、功率谱、互谱、数字滤波、自相关、互相关、卷积、卷积谱、倒频谱，实数 2N 点 FFT。其动态范围为 72dB，精度 0.01dB。该软件必须在该所提供的 TMS32020／C25 的开发板的支持下运行。该软件中 TMS32020／C25 与主机的通讯接口以及块浮点的半溢出检测等功能都是在开发板上提供的 TMS32020／C25 的 8 个 I／O 口的支持下完成的。而 STDⅡ总线标准模板的面积很小，不可能包括原开发板上的所有硬件功能，将 FFT 谱分析软件中的硬件半溢出检测改为软件半溢出检测，TMS32020／C25 与主机 STDⅡ的通讯完全由 TMS32020／C25 芯片上的$\overline{HOLD}$，$\overline{HOLDA}$，RS和$\overline{XF}$来完成。移植后的块浮点 FFT 谱分析软件流程如图 3 所示。

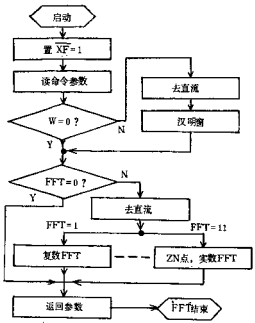


图 3　FFT 软件流程图

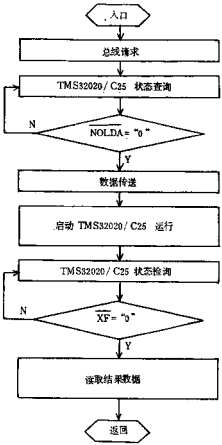


图 4　FFT 主控程序流程

2.浮点 FFT 谱分析软件及浮点算术软件开发

为满足更高精度的运算要求，我们开发了 TMS32020／C25 汇编语言浮点算术运算子程

序和浮点 FFT 谱分析软件。浮点运算的输入输出数据的浮点格式符合 FORTRAN 单精度浮点格式和 BASIC 单精度浮点格式。该软件可由 FORTRAN，BASIC，快速 BASIC 语言调用。

3.FFT 谱分析软件主控程序

主控程序是用 8086／8088 汇编语言编写的可由高级语言调用的子程序。根据不同的高级语言对汇编语言的调用约定，我们编写了可由 BASIC，QUICK BASIC，FORTRAN，C 语言调用的汇编语言程序。BASIC 语言的调用格式为：

CALL BAS20A(SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，A（0），B(0))

参数表中 TRANSF＝1 时，只传送实部数组 A（K）；TRANSF＝2 时，只传送虚部数组 B（K）；TRANSF＝3 时实虚部数组都传送。POLO＝1 时对 FFT 功能结果做对数功率谱计算。WINDOW＝0 不开窗；WINDOW＝1 实部开窗；WINDOW＝2 实虚部都开窗。FFT＝1，2，…，11 对应于该软件的 11 种谱分析功能。A（0），B（0)是待分析数据和返回数据的实、虚部数组的第一个数组元素。

图 4 是可由高级语言调用的 FFT 谱分析软件主控程序流程图。

五、FFT 处理板在 RMS20A 中的应用

在大地电磁测深的数据处理中，张量阻抗元素的计算有多种方法，如最小二乘估算法，相干度法、相关分析法等。不管哪种方法，都要求先对各道电磁场信号进行频谱分析。目前在大地电磁测深的数据处理中常用的谱分析方法有两种：FFT 和级联分样。相关分析方法运算量太大，耗时太长，在高级语言中已很少使用。FFT 法是对各道电磁场信号进行快速傅立叶变换，然后求出各道电磁场的自功率谱和任意两道间的互功率谱；级联分样则要先对各道电磁场信号进行去假频数字滤波、抽样级联，再求取傅立叶系数，进而求得自功率谱和互功率谱；相关分析法需要先对各道电磁场信号进行相关分析，求各道电磁场信号的自相关函数和互相关函数，然后再对自相关函数和互相关函数进行 FFT 变换就是自功率谱和互功率谱了。利用相关分析法求得的功率谱最真实，但耗时也最长。不管采用哪种谱分析方法，其耗时都是很长的。

RMS20A 型大地电磁测深仪采用以 TMS32020／C25 为 CPU 的 FFT 谱分析板与主机 STDⅡ构成主-从并行高速处理系统，张量处理中的所有谱分析运算都由 TMS32020／C25 完成，同时主机 STDⅡ可进行一系列的张量计算、误差统计、图形显示以及数据采集等处理过程。一次 5 道 1024 点 FFT 以及 16 个频点的所有张量计算、误差统计、图形显示等所有处理过程最快 10s 内就可完成。由于采用了 STDⅡ总线环境下的 TMS32020／C25，集数据采集与处理于一体，野外可随时观察时间序列信号波形，以及张量处理的视电阻率曲线，阻抗相位曲线和相干度曲线；现场可进行数据编辑并获得 Bostick 反演结果；现场打印出 Bostick 反演结果的电阻率—深度曲线、视电阻率曲线、阻抗相位曲线等 17 种物理参数曲线。不需另配任何计算机。

我们充分利用已有 FFT 谱分析软件的多种功能，开发了采用不同方法的张量处理程序，其中包括：最小二乘估算法、相干度法、级联分样法、相关分析法、频谱积分与最小二乘相结合以及功率谱积分与最小二乘相结合等张量处理程序。为了便于图形显示，野外实时

软件均采用 BASIC（编译 BASIC 和 QUICR BASIC）编写。以下的 FFT 谱分析软件调用也均以 BASIC 调用为例。采用不同的张量处理方法，对谱分析软件的调用方式和调用参数可能是不同的。

设 5 个电磁场通道的时间序列数据为 $A_i(k)$，定义虚部数组 $B_i(k)$。$i=1, 2, 3, 4, 5$；$k=0, 1, \cdots, N-1$。

1.利用频谱和功率积分与最小二乘相结合的处理方法时，必须对各道电磁场信号进行 FFT 分析，以求得最密频点和最大信息量。

对实数点序列 $A_i(k)$ 进行 FFT 可用两种调用方法，一种方法为 N 点复序列 FFT，调用过程为：TRANSF=1，POLO=0，WINDOW=1，R=$\log_2$（N），FFT=1

CALL BAS20A(SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，$A_i(0)$，$B_i(0)$)

返回值 $A_i(k)$，$B_i(k)$ 即为 FFT 变换后的实、虚部，SHF 是移位因子。

第二种调用方法是利用 $N/2$ 点复序列的 FFT 求 N 点实序列 FFT。调用过程：

令 $B_i(k)=A_i(k+N/2)$，$i=1, 2, \cdots, 5$；$k=0, 1, \cdots, N/2-1$。

TRANSF=3，POLO=0，WINDOW=2，R=$\log_2$（N/2），FFT=10

CALL BAS20A(SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，$A_i(0)$，$B_i(0)$)

在实际应用中考虑到尽可能提高运算速度，减少 BASIC 环境下的内存占用量，采用了第二种调用方法。

2.采用单频点功率谱迭加统计的最小二乘估算等处理方法也可以用级联分样的方法对各道电磁场信号进行谱分析。设有 M 个 N 点实序列：$C_i(m, k)$。其中 $i=1, 2, \cdots, 5$；$m=1, 2, \cdots, M$；$k=0, 1, 2, \cdots, N-1$。其调用过程分三步：

（1）去假频数字滤波

令 $A_i(k)=C_i(m, k)$

TRANSF=1，POLO=0，WINDOW=0，R=$\log_2$（N），FFT=11

CALL BAS20A（SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，$A_i(0)$，$B_i(0)$)

令 $C_i(m, k)=B_i(k)$

（2）M 抽 1，级联成新的 $N/2$ 点复序列 $A_i(k)$，$B_i(k)$

$A_i(k+M \cdot m)=C_i(m, k)$，$B_i(k+M \cdot m+\frac{N}{2})=C_i(m, k+\frac{N}{2})$

$i=1, 2, \cdots, 5$；$m=1, 2, \cdots, M$；$k=N/M/2-1$

（3）利用 $\frac{N}{2}$ 点复序列 FFT 求 N 点实序列 FFT

TRANSF=3，POLO=0，WINDOW=2，R=$\log_2$（N/2），FFT=10

CALL BAS20A（SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，$A_i(0)$，$B_i(0)$)

3.利用相关分析法进行张量处理时，必须采用相关分析法进行频谱分析，调用过程分三步：

（1）自相关分析：

TRANSF=1，POLO=0，WINDOW=2，R=$\log_2$（N），FFT=3

CALL BAS20A（SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，$A_i(0)$，$B_i(0)$)

（2）互相关分析：

TRANSF＝3，POLO＝0，WINDOW＝2，R＝$\log_2$（N），FFT＝7

CALL BAS20A（SHF，TRANSF，POLO，WINDOW，R，FFT，$A_i(0)$，$A_j(0)$）

（3）对自相关函数和互相关函数进行 FFT 变换获得自功率谱和互功率谱。

以上谱分析方法各有其优缺点，FFT 变换法能够获得最大信息量，是大地电磁测深数据处理中最常使用的方法。

六、结　论

采用了 TMS32020／C25 32 位数字信号处理器的 RMS20A 型大地电磁测深仪，大大提高了处理速度，实现了实时处理，为野外资料的质量监控提供了必要的手段。

目前国内已推出了 TMS32020／C25 的 C 语言编译软件，这将使国内生产的大地电磁测深仪进一步小型化，实时化。

参 考 文 献

[1] Third-Generation TMS320 Usser's Guide TEXAS Instrument ,1988.

[2] Digital Signal processing Applications Texas Jnstrument,1986.

[3] 刘国栋、陈乐寿，大地电磁测深研究，地震出版社，1984。

干旱荒漠地区大地电磁测深数据采集因素

杨 国 龙

（西北石油地质局第一物探大队）

一、塔里木盆地地电特征①

本世纪五、六十年代，塔北地区曾开展过垂向电测深、大地电流、电剖面法等测量，利用这些资料，结合电测井资料分析，塔北电性特征如表1所示，沉积层内电性差异明显，高阻基底之上可划分出五个电性层，这对开展大地电磁测深工作十分有利。八十年代末，我单位引进了大地电磁测深仪，开始进行该方法的勘测和方法研究。

表1 塔北电性分层表

序 号	电性分层	电 阻 率 Ω·m		相 应 地 层	备 注
Ⅰ	1	n—$n\times10$	4.09—30.82	$Q+N_2$	横向极不均匀，变化范围大，南部缺失Ⅱ层
Ⅱ	1		0.78—5.29	N_2	
Ⅲ	2		1.39—9.66	N_1	全区分布，厚度小时与Ⅱ层合并
Ⅳ	3	<1	0.44—3.6	E+Mz	北厚南薄
Ⅴ	4	n—$n\times10$	4.1—20.68	Pz	部分地段震旦系火山岩呈高阻特征
Ⅵ	5	$n\times10$—$n\times10^2$	81.28—498	AnZ	

二、仪器技术性能简介

（1）仪器采用美国 Geotronics 公司生产的 PROMT-Ⅲ型大地电磁测深（MTS）系统，该系统采用微机控制分段自动采集记录方式，具有监视及现场处理功能，可采集记录五分量数据（H_x、H_y、H_z、E_x 和 E_y）。

（2）监控微机为 LSI-11／73 型 22 位 CPU，内存 128k，磁盘 80M，实用磁盘空间 13.3M，UNIX 分时操作系统，C 语言为其程序语言，程序为硬化模块。

（3）数字化仪为 16 道模-数、数-模转换系统，采用瞬时浮点放大，动态范围为 80dB，系统框图如图 1 所示。

① 邱绳德等，新疆塔里木盆地东北地区非地震物化探技术方法及其应用的研究，西北石油地质局第一物探大队，1990 年 9 月。

(4) 传感器：电极可使用各种极化和不极化电极；磁传感器采用 Geotronics 公司生产的感应式磁探头，工作频率范围为 5×10^{-5}—250Hz。

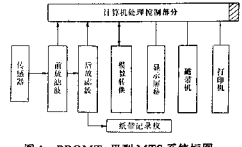


图 1 PROMT-Ⅲ型 MTS 系统框图

(5) MTS PROMT-Ⅲ系统的数据采集记录是分段进行的，各频段之间互有重叠，总频带范围为 5×10^{-4}—250Hz。通常是经过多次运行采集，然后迭加处理，以期压制随机噪音，增强信噪比。按照 Geotronics 规定，各频段的上限频率分别是：B_1 为 1.25Hz，B_2 为 0.125Hz，B_3 为 0.5Hz，B_4 为 5Hz，B_5 为 25Hz，B_6 为 250Hz。下限有以下频率值可供选择：0，0.002，0.01，0.1，1，10Hz，一般作如下选择：B_1、B_2、B_3 为 0.002Hz，B_4、B_5 为 0.01Hz，B_6 为 0.1Hz，这样更有利于采集到频率范围更宽的信号。当然也可以根据实际情况作其它选择。Geotronics 还规定，各频段的扫描率是恒定的：B_1 为 5Hz，B_2 为 0.5Hz，B_3 为 2Hz，B_4 为 20Hz，B_5 为 100Hz，B_6 为 1000Hz。

PROMT-Ⅲ MTS 系统具有现场实时处理监视功能，可一次完成采集处理检查工作，因此无须布置检查点工作。

(6) 仪器噪音水平：对于 0.002—25Hz 频率范围，电道小于 3.0μV，磁道 0.2μV；输入阻抗：电道大于 100kΩ，磁道大于 2.5kΩ。

(7) 处理及数据分析中，时、频域转换采用级联分样技术，阻抗计算采用张量阻抗分析。张量阻抗分析时可以选取不同的信号对作为参考信号，通常以 H_x、H_y 作为参考信号对。

三、干旱荒漠地区实施 MTS 需要解决的问题

1.电极接地

干旱荒漠地区实施电法测量，首先遇到的问题就是电极接地的问题。这些地区地表土质稀少，沙砾广布，松散干燥，接地电阻可达数千欧姆，浇水亦不能解决问题，表层疏松，渗漏快，而且施工期间正值高温酷暑季节，水分蒸发十分严重。因此，为保证数据质量，首先必须解决电极接地问题。

2.勘探深度问题

电信号或交变电磁信号在地层中传播时具有趋肤效应。一般的勘探深度（D）与浅层视电阻率（ρ_a）的平方根成正比，与信号周期（T）的平方根成正比。对于交变场有：

$$D=\frac{1}{2\pi}\sqrt{10\rho_a T}$$

塔北浅层视电阻率值非常小，平均约为 0.7—4.5Ω·m，这在某种程度上直接影响了勘探深度。

3.电极距

塔北区域广大，人烟稀少，人文电干扰少，地表相对开阔平坦，极距选择具有较大的灵活性。因此考虑多种因素，选择最佳极距仍是有意义的。

4.连续观测时间

勘探深度除了取决于目的层以上浅地层视电阻率值以外，还取决于能接收到的有效信号的最长周期，而这个周期又取决于最长连续观测时间。Geotronics 公司提供了一个经验参数：采集到的信号最大周期约等于连续采集时间的 1／6。为确保能探测到目的层，确定最佳连续采集数据时间尤为重要。

5.单点大地电磁测深（SMTS）张量阻抗分析中参考信号的选择

在 SMTS 数据张量阻抗分析时，理论上可任选一对信号作参考信号。但事实并非如此，尽管 Geotronics 公司建议采用 H_x、H_y 信号对，但我们仍作了试验对比。选取了该区参考信号道。

6.现场预处理至少应提供哪些主要参数

野外现场处理均为微机完成，速度慢，需花费很长时间，因此为了满足解释工作的需要应确定既能保证勘探质量又较为经济的指标。

为了解决以上几个问题，我们进行了以下试验。

四、试 验 简 介

1.电极试验

（1）电极的选取　在沙漠地带使用铅板电极，接地条件太差（铜棒电极同样如此），影响采集数据的质量，短时间可以采取一定的埋设措施改善，但为达到较大的勘探深度，需要作长时间连续观测，这就难以保证电极的稳定性了。为此试验对比了极化、不极化两类电极：铅板、铜棒、铜-硫酸铜和铅-氯化铅电极。就不极化电极而言，工区内绝大部分表层盐碱发育，硫酸铜容易被表层吸收，效果接近于极化电极，而铅-氯化铅电极则要好得多。

Geotronics 公司建议使用镉-氯化镉不极化电极，但该电极使用的氯化镉有剧毒，不便制作携带。

（2）电极埋设　对电极采用不同方法（如直接埋设、泥饼夹裹埋设、浇水埋设、加黄土浇水埋设等）、不同深度等措施进行埋设，然后对比效果，发现这些方法仍不能很好地解决长时间接地稳定问题。

我们最终利用钻井泥浆粉防渗漏的特点，采用中等埋深（40—80cm 以下），加泥浆粉浇水成泥浆，将电极置于中心的方法，较好地解决了这一关键性的问题，使接地电阻达到几十欧姆。

（3）电极稳定时间　无论是极化或不极化电极，埋设后都有一个稳定时间。极化电极的极化持续一段时间后才达到平衡；不极化电极埋设后，周围水分渗漏电位差持续一定时间才能达到平衡。因此在相同的采集因素下，通过实际采集资料来对比电极稳定效果，以期取得良好的采集条件。

（4）电极距　选择 50、100、150、200、300、400m 作为电极距，实际数设，采集数据，综合对比。考虑数据质量、地表条件、经济效益、劳动强度等因素，选取 100m 作为正常电极距，必要时可采用 50—200m 的任意极距。

2.最短连续观测时间

Geotronics 公司的经验是最短连续观测时间 $t_{\min}=12\pi^2D^2/5\rho_a$（$\rho_a$为目的层以上的平

均视电阻率；D 为目的层深度，单位：km）。我们发现这一公式在塔北井不适用，试验分析发现，$t_{min} \approx 18\pi^2 D^2 / 5\rho_a$ 效果更佳。

3.其它采集参数

（1）数据量　高频段必须采集 8 个分段以上数据，中频段（B_3、B_4）可任意选择，但必须保证数据衔接良好，低频段含有目的层信息，要有足够的数据量，一般 B_1 频段采集 131072 个样，所有频点数据相对误差均不得超过 70%。

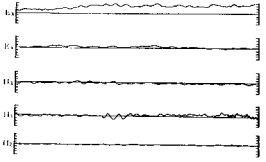


图 2　以 DC 为低切时 E_x 道有强大的直流漂移

（2）低切频率　Geotronics 生产的 PROMT-Ⅱ型系统低切频率最低可选择 DC 档，一般低切频率这一档仅供测试用，但我们采集对比了以 DC 为低切频率的数据，结果发现，在电信号中有强大的直流信号漂移（图 2）。低切最低非 0 频率为 0.002Hz。

（3）数据分析　在 SMTS 张量阻抗分析处理过程中，试验对比了任意信号对作参考信号的处理结果。E_x、E_y 因为本身干扰较大，误差大，作参考信号效果较差。信号太弱，易受干扰畸变，效果也不好，而 H_x、H_y 信号相对要好得多。

（4）野外现场处理成果　野外现场处理主要是为了及时监控检查数据采集质量，因而只要完成时、频域转换、阻抗分析、计算视电阻率即可，其余处理可以在完成野外施工后在室内根据解释需要，对数据进行完善地平滑编辑、计算各种必要的辅助参数等详细处理工作。原则就是尽可能缩短野外现场处理周期和工作时间，又可为后续解释分析提供必要而充足的数据。

五、采集因素及电磁测深工作效果

1.采集因素

（1）使用铅-氯化铅不极化电极。

（2）根据不同的地表条件，采用不同的电极埋设措施：

①沙漠地带地表干燥，水分渗漏蒸发严重，接地条件差，稳定持续时间短，因此电极深埋 80cm 以下，加钻井泥浆粉防渗漏，利用不极化电极稳定快的特点及时采集。

②戈壁地带，尤其是硬戈壁滩，地表砾石广布，均匀性差，因此选择测点位置时首先注意避开。电极埋设时尽量避开不均匀体，并尽量深埋电极，选好泥浆比例进行埋设。

③沼泽、草原、农田等地带，电极接地条件较好，可采用铅-氯化铅电极或铅板电极埋设 40cm 以下即可。

（3）电极距一般采用 100m。也可因测量环境而定，但不得小于 50m。

（4）传感器以正“十”字排列为基本排列形式（图 3），必要时可采用其它不规则排列。

（5）电极稳定时间，不极化电极稳定 0.5 小时以上，极化电极稳定 4—6 小时。

（6）连续采集时间为 7.5 小时，可采集到周期为 3000s 的有效信号。

（7）采集时滤波器低切频率不得使用 0Hz。

(8) 以 H_x、H_y 为张量阻抗分析时的参考信号对。

(9) 野外预处理提交的资料包括：原始及平滑后视电阻率曲线、数据，Bostick 反演电阻率曲线及数据，辅助参数包括二维偏离度、椭率、倾子、相干度、电性走向等，还可以提供剖面、断面数据和图件。

2.应用效果

图 4 是 MT-Ⅲ线两点的实测原始数据（现场处理结果），数据误差、曲线形态及信号周期都十分满意，反演解释取得了良好的效果。

总之，应用前述采集因素已完成了 MT-Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ线剖面 MTS 测量及 1000km² 的面积测量，取得了良好的地质效果。其中 MT-Ⅲ线横穿天山，连接塔里木和准噶尔两大盆地，而且恰好与未完成的国际Ⅰ号地质剖面相吻合，受到了国内外同行的关注，也为解释塔里木、天山、准噶尔三大地块之间的接触关系，提供了可靠的依据。面积测量标定了工区内火成岩的分布范围及电性特征，填补了空白，弥补了地震勘探方法的缺憾。

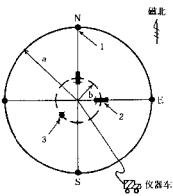


图 3 标准传感器排列

1.电极；2.水平磁探头；3.垂直磁探头

a=25—500m；b=10m

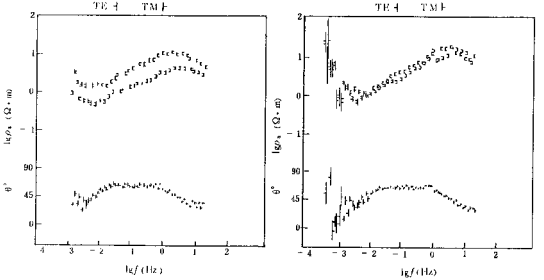


图 4 MT-Ⅲ线两点的原始数据(现场处理)

六、结 语

塔里木盆地是我国目前石油勘探的重点区域，但勘探程度仍比较低，大地电磁测深虽然取得了一定成果，但对于全盆区域构造研究，尤其是深部构造、盆地演化等分析研究来说，资料仍嫌太少，远远不能满足需要。因此应利用这一方法的优点，加快步伐，解决实际问题。在 MTS 实施技术方法方面也有许多东西仍需作进一步地探讨研究，例如塔北浅层视电阻率特别低，如何才能达到较大的勘探深度，这就是我们面临的一大难题。

考虑场源的 CSAET 快速正反演

王 军

（有色金属总公司北京矿产地质研究所）

一、引 言

随着 CSAMT 和频率电磁测深在我国应用的逐步深入，标量 CSAET（Controlled Source Audio-frequency Electrotellurics）亦得到了日益广泛的应用（其装置形式见图 1）。但实际工作中该方法的数据解释尚存在不少问题。

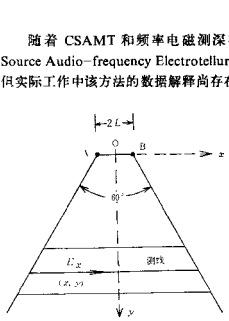


图 1 标量 CSAET 法的野外装置形式

一是目前使用的 CSAET 正反演程序均以电偶源为基础[1, 2]，而野外工作中为适应地形条件和增加信号强度，时常采用 $r/AB>1/5$，此时 AB 实质上为双极源。

二是原有的程序采用的算法占时很长。文献[1]中计算 20 频点的 $\rho_a^{E_x}$ 曲线在 Universe-137 上尚需 8 分钟，文献[2]采用差商近似计算 Jacobi 矩阵，使得计算速度和精度均受到了较大的限制。故需要改进程序。

文献[3, 4]给出了 CSAMT 中场源为双极源时的正反演算法，本文在此基础上对计算公式重新推导和简化，得到了数值稳定性相当好的 CSAET 一维正演和 Jacobi 矩阵的解析表达式。试算结果表明，正演一条 $\rho_a^{E_x}$ 曲线（16 个频率）需 15 秒，反演一个五层地电模型，仅需 5 分钟（五次迭代）。

二、计 算 公 式

1.视电阻率曲线的正演计算公式

标量 CSAET 的视电阻率采用下式计算

$$\rho_a^{E_x} = k(x,y) \cdot |E_x| \tag{1}$$

其中 k 为装置系数，表示为

$$k(x,y) = \frac{2\pi}{I \cdot |AB|} \cdot \frac{r^5}{|x^2 - 2y^2|}$$

$$r = (x^2 + y^2)^{1/2}$$

I 为供电电流强度。

文献[3]通过对电偶极子场直接积分得到双极源 AB 在层状均匀各向同性介质上产生的电场强度为

$$E_x=\frac{\rho_1 I}{2\pi}\left[\frac{x}{r}\left(A_1+\frac{i\omega\mu_0}{\rho_1}A_2\right)\right]_{-L}^{+L}+\frac{I}{2\pi}\cdot i\omega\mu_0\cdot\int_{-L}^{+L}A_3\,dx \tag{2}$$

其中 A_1A_2 为一阶 Hankel 变换，A_3 为零阶 Hankel 变换。

这里用另一办法求解 E_x。先对电偶源 Idx 所产生的位在 $[-L,\ +L]$ 上进行积分，得双极源位的解析表达式，然后由位计算场。于是

$$E_x=\frac{I}{2\pi\sigma_1}\left[\frac{x}{r}\left(B_1+\frac{1}{r^2}\right)\right]_{-L}^{+L}+\frac{I}{2\pi}\cdot i\omega\mu_0\cdot\int_{-L}^{+L}(B_2+C_0)\,dx \tag{3}$$

其中

$$C_0=-\frac{1}{k_1^2r^3}\left[1-(1+ik_1r)e^{-ik_1r}\right] \tag{4}$$

$$B_1=\int_0^\infty d_1(m)J_1(mr)dm \tag{5}$$

$$B_2=\int_0^\infty d_2(m)J_0(mr)dm \tag{6}$$

$$d_1(m)=n_1(r_E-1)+k_1^2d_3(m) \tag{7}$$

$$d_2(m)=md_3(m) \tag{8}$$

$$d_3(m)=\frac{1}{m+n_1r_M}-\frac{1}{m+n_1} \tag{9}$$

$$k_j^2=i\omega\mu_0\sigma_j \qquad (j=1,2,\cdots,N)$$

$$n_j^2=m^2-k_j^2$$

传输函数 r_E 和 r_M 分别表示为

$$r_E^j=\frac{r_E^{j+1}+Q_jE_j}{Q_j+r_E^{j+1}\cdot E_j} \tag{10}$$

$$r_M^j=\frac{r_M^{j+1}+P_jE_j}{P_j+r_M^{j+1}E_j} \tag{11}$$

$$P_j=n_j/n_{j+1},\quad Q_j\simeq P_j\cdot\frac{\sigma_{j+1}}{\sigma_j}$$

$$E_j=\tanh(n_jH_j)$$

$$r_E=r_E^1,\quad r_M=r_M^1,\quad r_E^N=r_M^N=1$$

比较式（2）、（3）可以看出，式（2）含三个 Hankel 变换，而式（3）只含两个；当层数 $N=1$ 时，$d_2=d_1=0$，不难推断 $N\neq1$ 时，Hankel 变换 B_1 和 B_2 均具有相当好的数值稳定性。E_x 的这种简化形式使得计算速度的提高成为可能。

2.最优化反演中Jacobi矩阵的解析表达式

标度变换后CSAET最优化反演中的Jacobi矩阵表示为

$$A=\left[\frac{\lambda_j}{\rho_{ci}}\cdot\frac{\partial\rho_{ci}}{\partial\lambda_j}\right]_{M\times(2N-1)}$$

式中 $\rho_{ci}=\rho_{si}^{E_x}$，为理论计算结果；$M$ 和 N 分别为取样点数和层数；λ_j 为层参数，可表示为列向量 $\overline{\lambda}=(\sigma_1,\sigma_2,\cdots,\sigma_N,H_1,H_2,\cdots,H_{N-1})^{\mathrm{T}}$。

由式（1）可得

$$\frac{\partial\rho_{ci}}{\partial\lambda_j}=k(x,y)\frac{\partial|E_{xi}|}{\partial\lambda_j}=\frac{k(x,y)}{|E_{xi}|}\left[\mathrm{Re}(E_{xi})\cdot\mathrm{Re}\left(\frac{\partial E_{xi}}{\partial\lambda_j}\right)+\mathrm{Im}(E_{xi})\cdot\mathrm{Im}\left(\frac{\partial E_{xi}}{\partial\lambda_j}\right)\right] \tag{12}$$

令 $E_x=E_x^{(1)}+E_x^{(2)}$

$$E_x^{(1)}=\frac{I}{2\pi\sigma_1}\left[\frac{x}{r}\left(B_1+\frac{1}{r}\right)\right]_{-L}^{+L}$$

$$E_x^{(2)}=\frac{I}{2\pi}\cdot i\omega\mu_0\cdot\int_{-L}^{+L}(B_2+C_0)dx$$

则有

$$\frac{\partial E_x}{\partial\lambda_j}=\frac{\partial E_x^{(1)}}{\partial\lambda_j}+\frac{\partial E_x^{(2)}}{\partial\lambda_j} \tag{13}$$

$$\frac{\partial E_x^{(1)}}{\partial\lambda_j}=\begin{cases}\dfrac{-E_x^{(1)}}{\sigma_1}+\dfrac{I}{2\pi\sigma_1}\left[\dfrac{x}{r}\dfrac{\partial B_1}{\partial\lambda_1}\right]_{-L}^{+L} & (j=1)\\ \dfrac{I}{2\pi\sigma_1}\left[\dfrac{x}{r}\dfrac{\partial B_1}{\partial\lambda_j}\right]_{-L}^{+L} & (j\neq1)\end{cases} \tag{14}$$

$$\frac{\partial E_x^{(2)}}{\partial\lambda_j}=\begin{cases}\dfrac{I}{2\pi}\cdot i\omega\mu_0\cdot\displaystyle\int_{-L}^{+L}\left(\frac{\partial B_2}{\partial\lambda_1}+\frac{\partial C_0}{\partial\lambda_1}\right)dx & (j=1)\\ \dfrac{I}{2\pi}\cdot i\omega\mu_0\cdot\displaystyle\int_{-L}^{+L}\frac{\partial B_2}{\partial\lambda_j}dx & (j\neq1)\end{cases} \tag{15}$$

其中

$$\frac{\partial C_0}{\partial\lambda_1}=-\frac{1}{\sigma_1}\left(C_0-\frac{i}{2}e^{-ik_1r}\right) \tag{16}$$

$$\frac{\partial B_1}{\partial\lambda_j}=\int_0^\infty\frac{\partial d_1}{\partial\lambda_j}J_1(mr)dm$$

$$\frac{\partial B_2}{\partial\lambda_j}=\int_0^\infty\frac{\partial d_2}{\partial\lambda_j}J_0(mr)dm \qquad (j=1,\cdots,2N-1) \tag{17}$$

$$\frac{\partial d_1}{\partial\lambda_j}=\begin{cases}-\dfrac{i\omega\mu_0}{2n_1}(r_E-1)+n_1\dfrac{\partial r_E}{\partial\lambda_1}+k_1^2\left(\dfrac{d_3}{\sigma_1}+\dfrac{\partial d_3}{\partial\lambda_1}\right) & (j=1)\\ n_1\dfrac{\partial r_E}{\partial\lambda_j}+k_1^2\dfrac{\partial d_3}{\partial\lambda_j} & (j\neq1)\end{cases} \tag{18}$$

$$\frac{\partial d_2}{\partial \lambda_j} = m\frac{\partial d_3}{\partial \lambda_j} \qquad (j=1,\cdots,2N-1) \tag{19}$$

$$\frac{\partial d_3}{\partial \lambda_j} = \begin{cases} \dfrac{\dfrac{i\omega\mu_0}{2n_1}r_M - n_1\dfrac{\partial r_M}{\partial \lambda_1}}{(m+n_1 r_M)^2} - \dfrac{\dfrac{i\omega\mu_0}{2n_1}}{(m+n_1)^2} & (j=1) \\ -\dfrac{n_1\dfrac{\partial r_M}{\partial \lambda_j}}{(m+n_1 r_M)^2} & (j\neq 1) \end{cases} \tag{20}$$

$$\frac{\partial r_M^i}{\partial \lambda_j} = \frac{1-E_i^2}{\left(P_i + r_M^{i+1}E_i\right)^2}\left\{\frac{\partial r_M^{i+1}}{\partial \lambda_j}P_i - \frac{\partial P_i}{\partial \lambda_j}r_M^{i+1} - \frac{\partial}{\partial \lambda_j}(n_i H_i)\cdot\left[P_i^2 - \left(r_M^{i+1}\right)^2\right]\right\} \tag{21}$$

$$\frac{\partial r_E^i}{\partial \lambda_j} = \frac{1-E_i^2}{\left(Q_i + r_E^{i+1}E_i\right)^2}\left\{\frac{\partial r_E^{i+1}}{\partial \lambda_j}Q_i - \frac{\partial Q_i}{\partial \lambda_j}r_E^{i+1} - \frac{\partial}{\partial \lambda_j}(n_i H_i)\cdot\left[Q_i^2 - \left(r_E^{i+1}\right)^2\right]\right\} \tag{22}$$

$$\frac{\partial r_M^N}{\partial \lambda_j} = \frac{\partial r_E^N}{\partial \lambda_j} = 0$$

$$\frac{\partial P_i}{\partial \lambda_j} = \begin{cases} -\dfrac{i\omega\mu_0}{2}\cdot\dfrac{P_j}{n_j^2} & (j=i) \\ +\dfrac{i\omega\mu_0}{2}\cdot\dfrac{P_j}{n_{j+1}^2} & (j=i+1) \\ 0 & \text{其它} \end{cases} \tag{23}$$

$$\frac{\partial Q_i}{\partial \lambda_j} = \begin{cases} -Q_j\cdot\dfrac{m^2+n_j^2}{2\sigma_j n_j^2} & (j=i) \\ P_j\cdot\dfrac{m^2+n_j^2}{2\sigma_j n_{j+1}^2} & (j=i+1) \\ 0 & \text{其它} \end{cases} \tag{24}$$

$$\frac{\partial}{\partial \lambda_j}(n_i H_i) = \begin{cases} -\dfrac{i\omega\mu_0 H_j}{2n_j} & (i=j) \\ n_j & (i=N+j) \\ 0 & \text{其它} \end{cases} \tag{25}$$

由式 (13)—(20) 可以看出，$\dfrac{\partial E_x}{\partial \lambda_j}$ 也仅需两个 Hankel 变换，其核函数 $\dfrac{\partial d_1}{\partial \lambda_j}$ 和 $\dfrac{\partial d_2}{\partial \lambda_j}$ 亦具有很好的收敛性。

三、程序设计与计算结果

根据上述计算公式，我们用 Fortran5.0 编制了标量 CSAET 的正反演程序，并用 C 语言设计了菜单和窗口，使得数据传输、编辑以及图形显示等十分方便。由于采用了 Anderson[5]的自适应线性数字滤波器来计算所有的 Hankel 变换，避免了大量的重复运算，滤波器的实际长度亦因核函数 d_1、d_2、$\frac{\partial d_1}{\partial \lambda_j}$ 和 $\frac{\partial d_2}{\partial \lambda_j}$ 迅速衰减而变得很短，因此计算速度得到了大大提高。

限于篇幅，这里仅给出两个典型模型的反演结果。算例 1（见表 1 和图 2）为一条 H 型曲线，初始参数与真值相差 2—3 倍，迭代 3 次便能很好地收敛，计算时间为 2 分 11 秒。算例 2(见表 2 与图 3)为一条 KHK 型曲线，初始参数与真值相差 1 倍左右，迭代 5 次后收敛，

表 1　H 型曲线反演结果

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	H_1	H_2	拟 合 度
初　值	650	5	150	610	80	0.13E+1
终　值	300	10	500	300	200	0.21E-4
真　值	300	10	500	300	200	
分辨矩阵主元	1	1	1	1	1	

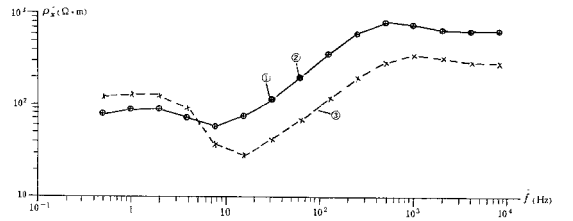


图 2　H 型曲线反演结果

测点坐标:x = 200m;y = 8000m;AB = 3km。①观测值；②反演值；③初始值

表 2　KHK 型曲线反演结果

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	H_1	H_2	H_3	H_4	拟合度
初　值	200	450	40	800	100	150	300	200	300	0.83E+0
终　值	100	300	20	499	200	100	200	150	201	0.15E-4
真　值	100	300	20	500	200	100	200	150	200	
分辨矩阵主元	1	1	1	0.999	1	1	1	1	0.992	

计算时间为 5 分 34 秒。反演结果中所给出的参数分辨率矩阵，其主元均近似为 1，表明反演终值与真实模型十分接近，可信度很高。

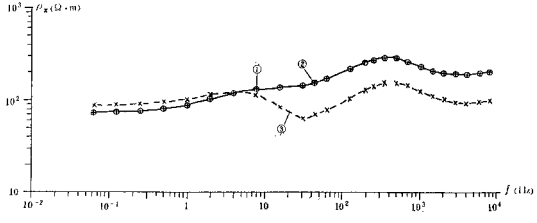


图 3　KHK 型曲线反演结果

测点坐标：x = 100m；y = 5000m；AB = 1km。①观测值；②反演值；③初始值

四、结　论

1.场源影响一直是人工场源电磁测深中的一个严重问题，本文根据野外工作的实际情况，将 CSAET 法的场源按双极源来处理，因而具有一定的现实意义。

2.本文所给出的 CSAET 正演公式和 Jacobi 矩阵的计算公式中，Hankel 变换的核函数收敛速度很快，具有很好的数值稳定性。这种简化形式同样适用于 CSAMT 和其它频率电磁测深法。

3.以本文算法为基础所设计的 CSAET 正反演程序具有速度快、稳定性好等特点，可直接用于 CSAET 法以及任意角度的频率电磁测深法的资料解释。

参 考 文 献

[1] 殷长春，物探化探计算技术，第2期，1991。

[2] 林长佑等，物探化探计算技术，第2期，1991。

[3] 王军等，地质与勘探，第3期，1992。

[4] 朱藤宝等，地质与勘探，第3期，1992。

[5] Anderson, W.L, Computer Programme: Numerical Integration of Related Hankel Tranforms of Order Zero and one by Adattive Digital Linear Filtering, Geophysics, Vol.44, No.7, 1979.

大地电磁二维波动方程深度偏移

吴广耀　叶兴茂

（中国地质大学，北京）

一、引　言

均匀层状介质的弹性波传播方程与电磁或电流场扩散方程之间在数学上的对应关系已为许多作者指出，1972 年 Kunetz 发表了很好的文章。1985 年 Levy，Oldenberg 和王家映根据弹性波与大地电磁场之间的类比性，第一次提出了按照 Clearbout（1976）处理方法获得与反射地震类似的拟反射函数的脉冲响应时间断面图，他们对大地电磁资料用线性规划技术对一维和简单的二维导电构造进行了成像计算，并推导了直流问题的拟脉冲响应函数。只对大地电磁资料求得拟脉冲响应函数断面图还不能满足解释的需要。1987 年 Lee 等人提出了对大地电磁资料进行二维深度偏移的差分法，引用了地震偏移中的相位移成像技术，这是在大地电磁领域中引用地震处理方法实现构造成像的一次新的重要尝试。随后，1989 年 Sasaki 对大地电磁深度偏移做了进一步讨论，提出了在二维构造情况下，在波数域中对大地电磁场进行延拓和引用地震偏移的相移加插值（PSPI）的方法（Gazdag 和 Sguazzero，1984）。这些研究工作所得到的结果还不理想，特别是对于在具有构造的分界面之下的分界面由于受上分界面的构造影响很大而不能正确地成像，它们表明要使大地电磁偏移达到实用的地步，还需要进一步进行研究。本文首先对一维和二维模型情况下的大地电磁深度偏移的原理和方法进行详尽研究和讨论，从中提出更合理的改进意见，在此基础上用数值实验结果进行检验，以期得到更好的结果和使大地电磁深度偏移具有更重要的实际意义。

二、一维大地电磁深度偏移

在频率域，N 层水平层状模型情况下的平面电磁波波动方程简化为赫姆霍兹方程：

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} + k^2 P = 0 \tag{1}$$

式中 $k^2 = i\omega\mu\sigma$ 为传播常数的平方，其中 ω 为圆频率，σ 为介质的导电率，$\mu = 4\pi 10^{-7}$ 为自由空间的导磁率；P 为电场 E 或磁场 H。

根据方程（1）的解析解，对于任意第 m 层中的上行波 U_m 和下行波 D_m 可写为：

$$\begin{aligned} U_m &= B_m e^{-ik_m z} \\ D_m &= A_m e^{ik_m z} \end{aligned} \qquad (z_{m-1} \leqslant z \leqslant z_m) \tag{2}$$

式中 $k_m=(i\omega\mu\sigma_m)^{1/2}$ 为第 m 层的传播常数，σ_m 为第 m 层的导电率，A_m 和 B_m 为第 m 层中的待定系数，z_{m-1} 和 z_m 分别为第 m 层的上界面和下界面的深度。

根据电磁场在界面 z_m 处的连续条件和用 r_m 表示该界面的电反射系数，$r_m=(\sqrt{\sigma_m}-\sqrt{\sigma_{m+1}})/(\sqrt{\sigma_m}+\sqrt{\sigma_{m+1}})$，不难导出如下的递推公式：

$$\frac{U_m}{D_m}=\frac{r_m+\dfrac{U_{m+1}(z_m)}{D_{m+1}(z_m)}}{1+r_m\dfrac{U_{m+1}(z_m)}{D_{m+1}(z_m)}}e^{-2ik_m(z-z_m)};$$

$$U_N/D_N=0 \tag{3}$$

用 R_m 表示 U_m/D_m，上式简写为：

$$R_m=\frac{r_m+R_{m+1}(z_m)}{1+r_mR_{m+1}(z_m)}e^{-2ik_m(z-z_m)}$$

$$m=N-1,N-2,\cdots,1 \tag{4}$$

在 $z=z_m$ 界面上，显然有

$$R_m(z_m)=\frac{r_m+R_{m+1}(z_m)}{1+r_mR_{m+1}(z_m)} \tag{5}$$

也即在界面上上行波与下行波之比 R_m 与 R_{m+1} 是不连续的。

由上可见，任意第 m 层中的上行波与下行波之比值 R_m 不包含第 $m-1$ 层及其以上层位的电导率的信息，不受它们界面上多次反射的影响，但却受第 $m+1$ 层及其以下层位中的界面反射的影响，这种影响与层厚和界面上下介质电导率的差异以及场的频率有关，在实际中层厚度相当大和电导率差异适中的情况下可用选择适当高的频带范围来控制下层位中界面的影响。当第 $m+1$ 层及其以下层位中无界面或频率范围足够高而使 R_{m+1} 为零或足够小时，则有

$$R_m=r_me^{-2ik_m(z-z_m)} \tag{6}$$

以及在 $z=z_m$ 界面上

$$R_m(z_m)=r_m \tag{7}$$

此时 R_m 只与第 m 层的下界面反射有关，与共深点水平重合后的地震反射资料的深度偏移一样，反射界面可以看成是激发反射的假想波源集，R_m 就是它的上行波，它的传播常数为实际的 2 倍。假如已知地面的比值 $R_1(0)=U_1(0)/D_1(0)$，取传播常数为实际的 2 倍（或取电导率为实际的 4 倍），即可将 $R_1(0)$ 按上行波向下延拓。如果对地下某个界面 m 频带选择得合适，每个频率的比值 R_m 在该界面上的相位移等于 0° 或 180°，也即为实数，其值等于该界面的反射系数，据此即可对该界面成像，求得它的深度。如果将频带中所有频率的比值 R_m 叠加起来（相当于求 $t=0$ 时的富里叶变换），在界面上可近似得到 $t=0$ 时的脉冲值，也可对界面成像。为了得到更明显的成像效果，在实际中可采用如下参数：

$$\overline{U}=\frac{R_e\left[\sum_{m} R_m\right]}{I_m\left[\sum_{m} R_m\right]} \tag{8}$$

$\overline{U}$ 在界面深度处出现明显的极值。将地面上的比值 R_1（0）向下延拓，当跨越分界面时要考虑比值的不连续性，即根据式（4）有

$$R_{m+1}(z_m)=\frac{R_m(z_m)-r_m}{1-r_m R_m(z_m)} \tag{9}$$

由此，与地震偏移一样，大地电磁偏移也包括波场的延拓和成像两种处理。

三、二维大地电磁深度偏移

在二维构造模型情况下，频率域的电磁波动方程简化为如下赫姆霍兹方程：

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2}+\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}+k^2 P=0 \tag{10}$$

此时 P 为构造走向上电场分量 E_y 或磁场分量 H_y。假定 k 与 x 无关（导电率横向均匀），以上方程通过对于 x 的富里叶变换（对于波数域）成为：

$$\frac{\partial^2 \overline{P}}{\partial z^2}+k_z^2\overline{P}=0 \tag{11}$$

式中 $\overline{P}$ 为 P 对 x 的富里叶变换，$k_z^2=k^2-k_x^2$ 为垂直波数的平方，k_x^2 为水平波数的平方。式（11）与一维模型情况下的式（1）具有相同的形式，在 $k_x^2<k^2$ 时可得如下的解：

$$\overline{P}(z)=\overline{A}e^{ik_z z}+\overline{B}e^{-ik_z z}=\overline{D}(z)+\overline{U}(z) \tag{12}$$

以及

$$\overline{U}(z_0+\Delta z)=\overline{U}(z_0)e^{-ik_z\Delta z} \tag{13}$$

$$\overline{D}(z_0+\Delta z)=\overline{D}(z_0)e^{ik_z\Delta z}$$

$\overline{U}$ 和 $\overline{D}$ 表示在 (k_x,z) 空间中的上行波和下行波。由此，在二维模型情况下，在波数域或 (k_x,z) 空间，电磁场与一维模型情况一样，$\overline{P}$ 可等于上行波 $\overline{U}$ 与下行波 $\overline{D}$ 的代数和，并且 $\overline{U}$ 和 $\overline{D}$ 可以与一维模型情况下一样简单地用乘以指数值的办法进行延拓，只不过要用垂直波数 k_z 置换传播常数 k。如果已知地表（$z=0$）处的 $\overline{U}$（0）和 $\overline{D}$（0），即可按式（13）垂直向下延拓求得任意深度处的 $\overline{U}$（z）和 $\overline{D}$（z），然后通过富里叶逆变换可求得它们在（x，z）空间中不同 x 点的数值 U（x，z）和 D（x，z），这时再计算出它们的比值 R（x，z），在反射点上，这些比值的相位移同样应等于 0° 或 180°，也即为实数，其值等于反射点处的反射系数，也即可以像在一维模型情况下利用它们对具有二维构造的反射面（电性分界面）进行成像。在（k_x，z）空间对上行波 $\overline{U}$ 和下行波 $\overline{D}$ 分别向下延拓时，如果跨越电性分界面要考虑它们的不连续性，即

$$\overline{U}_{m+1}(z_m)=\frac{r_m}{r_m-1}\overline{D}_m(z_m)+\frac{1}{1-r_m}\overline{U}_m(z_m)$$

$$\overline{D}_{m+1}(z_m)=\frac{1}{1-r_m}\overline{D}_m(z_m)+\frac{r_m}{r_m-1}\overline{U}_m(z_m) \tag{14}$$

式中 z_m 为电性分界面的深度，$\overline{U}_m(z_m),\overline{U}_{m+1}(z_m)$ 和 $\overline{D}_m(z_m),\overline{D}_{m+1}(z_m)$ 分别为该深度处的界面的上面和下面的波数域上行波和下行波的数值，此时 r_m 为波数域分界面的反射系数：

$$r_m=\frac{k_m-k_{m+1}}{k_m+k_{m+1}} \tag{15}$$

应该指出，在二维模型情况下，不能像一维模型情况下那样直接应用地表电磁场的上行波与下行波的比值以及通过将它们对 x 进行富里叶变换后在（k_x，z）空间向下延拓，其延拓时用垂直波数的 2 倍代替传播常数的 2 倍。因为在二维模型情况下，如果介质导电率横向均匀，根据式（13）有：

$$\frac{\overline{U}(z_0+\Delta z)}{\overline{D}(z_0+\Delta z)}=\frac{\overline{U}(z_0)}{\overline{D}(z_0)}e^{-2ik_z\Delta z} \tag{16}$$

也即只有上行波与下行波分别对 x 的富里叶变换的比值 $\overline{U}(z)/\overline{D}(z)$ 才能按上述办法向下延拓。二者比值的富里叶变换并不等于二者富里叶变换的比值，这是以前作者不能得到理想偏移结果的主要原因。根据以上讨论，在二维模型情况下必须对上行波与下行波在（k_x，z）空间分别向下延拓，然而在这里有一个重要问题是如何根据地表每点大地电磁实际观测数据（阻抗）确定地表的波数域上行波 $\overline{U}(0)$ 和下行波 $\overline{D}(0)$。

在二维模型情况下，只有地表沿走向的电场 E_x 或磁场 H_x 才能视为上行波 U（0）与下行波 D（0）的代数和。在电场平行走向（TE 极化）情况下，假设电场 E_x 的一次场为 1，上行波 U（0）为 R，而下行波 D（0）为 $1+R$，则

$$E_x=D(0)+U(0)=1+2R$$

根据 $\frac{\partial E_x}{\partial z}=i\omega\mu H_y$，

$$H_y=\frac{k_1}{\omega\mu}(D(0)-U(0))=\frac{k_1}{\omega\mu}(1+R-R)$$

以及

$$Z_{xy}=\frac{E_x}{H_y}=\frac{\omega\mu}{k_1}(1+2R)=Z_1(1+2R) \tag{17}$$

其中 $Z_1=\frac{\omega\mu}{k_1}$ 为第一层介质的特征阻抗。在磁场平行走向（TM 极化）情况下，如果假设磁场 H_x 的一次场为 1，上行波 $U(0)$ 为 R，而下行波 $D(0)$ 为 $(1+R)$，则

$$H_x=D(0)+U(0)=(1+R+R)$$

根据 $\frac{\partial H_x}{\partial z}=\sigma E_y$，

$$E_y = \frac{ik_1}{\sigma_1}(D(0) - U(0)) = \frac{-\omega\mu}{k_1}(1+2R)$$

从而可以得出与式(17)形式相同的表达式,即

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{-H_x} = \frac{\omega\mu}{k_1}(1+2R) = Z_1(1+2R) \tag{18}$$

因此，对于沿走向电场 E_y 或磁场 H_x，它们的上行波 $U(0)$ 可分别根据地面主轴方向观测坐标的阻抗 Z_{xy} 或 Z_{yx}，按如下公式确定：

$$U(0) = R = \frac{1}{2}\left(\frac{z_{ij}}{z_1} - 1\right) \tag{19}$$

其中 Z_{ij} 表示 Z_{xy} 或 Z_{yx}。而下行波为：

$$D(0) = 1 + R \tag{20}$$

地表各点的沿走向的电场或磁场上行波与下行波根据各点的阻抗 Z_{xy} 或 Z_{yx} 确定后，将它们对 x 进行富里叶变换，即可得到它们的波数域的值。地表的电磁场的（波数域）上行波 $\overline{U}(0)$ 和下行波 $\overline{D}(0)$ 确定后，即可按以上所述对它们进行向下延拓和利用它们在 (x,z) 空间的比值对电性分界面进行成像，由此可以正确地完成二维模型情况下的大地电磁深度偏移。当介质导电率横向变化时，仍然可以引用 Gazdag 和 Sguazzero(1984) 提出的内插延拓方法，不过这时也需要对上行波和下行波分别进行，关于具体方法在这里不再赘述。

总结以上讨论，二维大地电磁深度偏移的进行步骤可概括如下：

1. 根据地表各点大地电磁主轴方向阻抗观测值 Z_{xy} 或 Z_{yx} 和表层导电率 σ_1 确定沿走向的电场 E_x 或磁场 H_x 的上行波 $U(0)$ 和下行波 $D(0)$，将它们对于 x 进行富里叶变换求取它们的波数域值 $\overline{U}(0)$ 和 $\overline{D}(0)$。

2. 在 (k_x, z) 空间用乘以指数的方法对 $\overline{U}(0)$ 和 $\overline{D}(0)$ 向下延拓，如果介质导电率横向变化，可用内插的延拓方法，延拓跨越分界面时按式 (14) 分别计算 $\overline{U}$ 和 $\overline{D}$ 的不连续变化。

3. 通过富里叶逆变换，将在 (k_x, z) 空间每次下延后的 $\overline{U}(z)$ 和 $\overline{D}(z)$ 值转换为在 (x, z) 空间各测点下延后的 $U(z)$ 和 $D(z)$ 值，并且计算它们比值 $U(z)/D(z)$，并在所选择的频带内对所有的频率求和，对于各测点下不同深度的电性分界面进行成像和求取它们的反射系数，直到达到所要求的深度为止。

为了突出对某深度范围的分界面成像和避免以下层位中分界面反射的影响，要选择合适的频带，该频带的最高频率的集肤深度应大于分界面的深度，最低频率应不低于分界面引起最大相移的频率。

四、理论模型数值试验

为了检验方法的正确性和效果，我们进行了一系列由简单到复杂的理论模型数值试验。数值试验结果表明，对于只有一个分界面的二维构造模型或其上具有水平分界面的简单模型，只要适当地选择计算频带范围，可以很好地对具有二维构造的分界面进行成像，其上再

具有水平分界面只要不是太靠近，二者之间的影响也是可以避免的。这种情况也可以从我们在这里列举的对于比较复杂的理论模型数值试验结果中看出，然而关键的问题是需要检查方法是否能够使具有构造的分界面的以下的分界面不受其上构造的分界面的影响。因此，在这

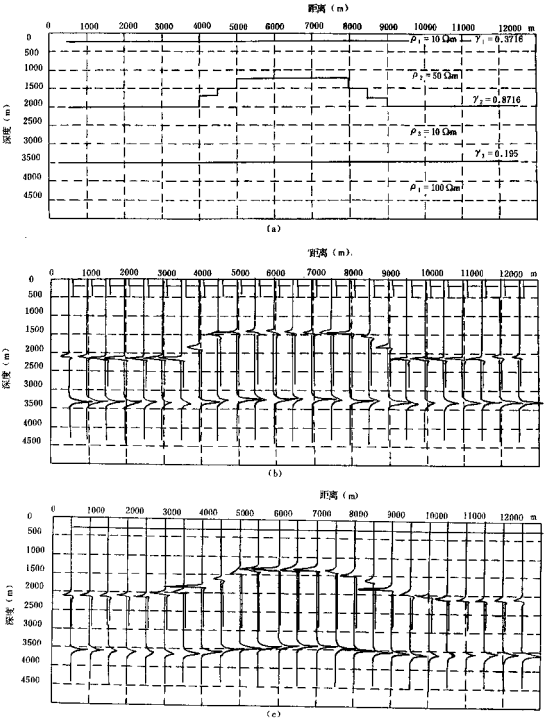


图 1 (a) 理论计算模型; (b) TM 磁场偏移结果; (c) TE 电场偏移结果

里我们主要列举对于比较复杂的具有三个分界面的模型的试验结果，其中间分界面具有二维构造。如图 1(a)所示，试验模型是具有三个分界面的四层构造模型：第一层介质的电阻率为 10Ω·m，厚度为 250m；第二层介质的电阻率为 50Ω·m，其与电阻率为 10Ω·m 的第三层介质之间的分界面具有一个二维隆起构造，因第二层介质的厚度为 1000—2000m；第三层介质的厚度为 2000m；最后第四层介质为 100Ω·m，厚度为无限大。对于这种模型分别应用了沿走向的磁场分量（或 TM 极化的阻抗 z_{yx}）和沿走向的电场分量（或 TE 极化的阻抗 z_{xy}）进行深度偏移，结果分别示于图 1（b）和图 1（c）。对于三个分界面进行深度偏移时，按以前所述的原则选用了不同的频率范围。对于第一个分界面选用的频带为 20—32Hz，其中包括 20，22，24，26，28，30，32Hz 等 7 个频率；对于第二个分界面选用的频带为 2—4Hz，其中包括 2，2.2，2.4，2.6，2.8，3.0，3.3，3.6，4.0Hz 等 9 个频率；对于第三个分界面选用的频带为 0.04—0.07Hz，其中包括 0.04，0.045，0.05，0.055，0.06，0.065，0.07Hz 等 7 个频率。向下延拓的深度步长，对于第一个分界面为 10m；对于第二个分界面为 25m；对于第三个分界面为 50m。

由图可见，对于第一个水平分界面无论应用 TM 磁场或 TE 电场都能得到深度非常精确（相对误差小于 2%）的偏移结果，由上行波和下行波的比值的实部所确定的界面反射系数近似为 0.38 也与真值 0.3716 非常接近。对于第二个具有构造的分界面，方法的效果也比较明显，特别是对于 TM 磁场的偏移结果，无论在构造形态和埋藏深度上都与模型的真实情况非常接近，它们的深度误差不超过 100m（图形绘制向下偏差了约 150m）。构造幅度误差很小，不超过 50m，所确定反射系数为−0.38—−0.39，误差也不大。对于这个具有构造的分界面以下的第三个水平分界面，TM 磁场的偏移结果受上层构造分界面影响很小（图 1（b）），而对于 TE 电场的偏移结果还受到上层构造的明显影响（图 1（c）），界面上隆幅度约为 250m，同时所确定的反射系数有所减小，约为 0.50，其它一般约为 0.515 与 0.5195 很接近。TM 磁场的偏移结果受上层构造的影响很小，这主要是由于磁场受到上层构造影响的感应效应随着频率的降低而消失，因而偏移中的计算近似性不容易带来上层构造的影响。因此，为了更好地避免上层构造的影响，应该主要应用 TM 磁场进行偏移，如果处理慎重应用 TE 电场也可能得到较好的偏移结果。

五、结　　语

我们对二维大地电磁波动方程深度偏移做了进一步的考察和研究，在原理上更严密地进行了讨论，在实现方法上进行了合理的改进。利用改进的偏移方法进行了理论模型的数值试验，取得了预期的结果。我们相信，所研究的方法进一步完善，并应用于实际资料，一定能使它成为处理解释大地电磁资料一种有效的方法。这种方法计算量小，处理速度快，并且精度高，由于其构造成像是在预先确定电阻率情况下进行的，结果是唯一的。利用这种方法结合大地电磁阵列剖面测量（EMAP）或可控源大地电磁法（CSAMT），并与大地电磁其它反演方法结合，有可能提高大地电磁法研究地下复杂局部构造的有效性和可靠性。在大地电磁深度偏移本身中，要特别重视应用沿走向的磁场，这样可以使偏移结果受到上层构造或电性横向不均匀的更少影响。

参 考 文 献

Claerbout, J.F., 1976, Fundamentals of geophysical data processing, Mc Graw-Hill Book Co.

Gazdag, J. and Sguazzero, P., 1984, Migration of seismic data by phase shift plus interpolation, Geophysics, 49, 124-131.

Lee, S., McMechan, G.A.and Aiken, C.L., 1987, Phase field imaging: The electromagnetic equivalent of seismic migration, Geophysics, 52, 678—693.

Levy. S., Oldenberg, D. and Wang, J., 1988, Subsurface imaging using magnetotelluric data, Geophysics, 53, 104—117.

Kunetz, G., 1972, Processing and interpretation of magnetotelluric sounding: Geophysics, 37, 1005—1021.

Sasaki, Y., 1989, Migration of magnetotelluric data by the phase-shift method, BUTSURI-TANSA (物理探査), Vol.42, No.3, 177—185.

电磁阵列剖面法的实施与资料处理初探

孙传文　邓前辉　刘国栋　张木生　赵国泽　汤　吉　詹　艳①

（国家地震局地质研究所）

一、引　言

电磁阵列剖面法（EMAP）是1986年美国地球物理学家F.X.Bostick首先提出的一种被动源勘探方法。

EMAP方法是利用Born逼近寻求电导率具有三维变化特征的地球模型的电场近似解，使有关的方程式得以处理，处理后的结果是模型参数的线性方程[1]。这就有可能保证唯一地估算出地电参数和克服现有方法中的缺点。

具有三维导电率分布的地球模型的Born近似解表明，为了保证导电率估算的唯一性，需要对大地电磁场以大于空间密度下限的密度采样[2]，这与分析时间序列时用到的采样定理所要求的一样。另外，用具有适当构组的线性测量值阵列可沿穿过三维构造的测线求得导电率的正确断面，只用线性覆盖而无需用面积测量就能保证唯一性，这对地球物理勘探来说是十分重要的，而且是非常经济的。

目前，我们已有能作EMAP测量的GMS05硬件系统，因此，研究该方法的野外实施和所获取资料的处理方法是刻不容缓的任务，本文仅围绕实际测量直到获得最终解释结果所涉及的有关问题进行初步的探讨和研究。

二、EMAP野外实施方案的研究

目前，除美国有一EMAP的野外测量试验剖面外，还未见到有其它测量结果的报道。美国实验剖面的作法是在测区一固定基站设置两个正交方向的磁场测量，而沿设计测线作首尾相接的电场测量或称电偶极子测量（见图1）。其电、磁测量是同步进行的。当然，电道不可能无限多，这种同步只要求每一次的排列测量电、磁场是同步即可。由图1可见，这种实施方案要求至少有两套同样性能的测量系统，而必须有大容量的存储系统或数据传输的遥控系统。当然，磁场分量的测量系统只要保证有两道即可。如果这种实施方案为实时系统，无论采集和处理系统在基站，还是在测站，都有一个数据传输问题。要么采用有线传输，要么采用无线的通讯方式传输。前一传输方式将受到传输线的长度限制，后一传输方式将给设

① 本研究根据江汉油田物探公司重向合同书，由邓前辉负责主持，中国地质大学陈乐寿教授参加了部分研究工作。论文由邓前辉执笔整理。

备增加复杂性和成本增大等因素的限制，因此，我们认为这种方案是不可取的。如果是非实时系统，每个排列、每个频带的资料仅测量1次，要求必须保存基站的 H_x、H_y 和测站的电场 E_1，E_2，…，E_n 道原始数据，如果一条测线有50个排列，仪器为4个频带，就要保存 $200N(n+2)$ 个数据（其中 N 是每个频段的采样个数）。实际测量中，数据将增加几十倍。当然，也可以每测量完一个排列就处理，从资料处理的角度看，非实时系统进行EMAP测量的方式也不可取。因此，我们认为用单台多道实时系统作EMAP测量是最理想的方案（图2）。这种实施方案不设置磁场测量的基站，跟标准大地电磁测量一样，电、磁场的测量用同一台设备，只是电场测量按EMAP设置，磁场两个方向正交，但一个方向与电场测量的方向平行。也可按参考方向设置，在谱分析前进行电、磁场分量的正交校准。这种实施方案非常方便，不涉及大量的原始数据传输、存贮，每测量完一个排列就获得几个跨度阻抗或一个估算跨度阻抗的自互功率谱的矩阵文件。如果一条测线设置了50个排列，最后保存的仅是 $50n$ 个跨度阻抗值或50个自互功率谱文件的内容（f_N 是每个跨度阻抗的频点个数）。如果系统带宽为10000Hz—4000s。每个级次估算10个频点，最终跨度阻抗数据为 $4000n$ 个复数。

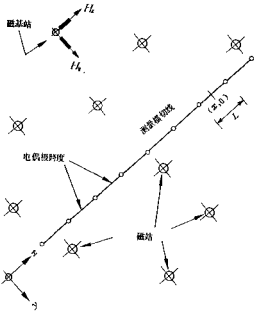


图1　美EMAP测量示意图

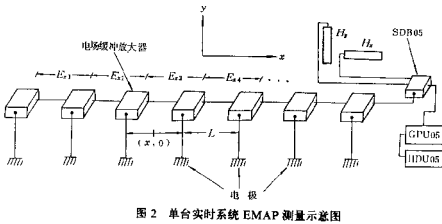


图2　单台实时系统EMAP测量示意图

三、跨度阻抗的求取

跨度阻抗也称EMAP阻抗。EMAP测量与标准的大地电磁测量是迥然不同的，在阵列剖面的野外测量中，只有沿测线方向的一个电场分量和两个正交的磁场分量，在观测点 x 处的电场，实际上是电极在 x 范围内的积分效应

$$E_x = \frac{1}{L}\int_{x-\frac{L}{2}}^{x+\frac{L}{2}} \mathbf{E}\cdot d\boldsymbol{x} \tag{1}$$

根据 MT 方法的张量阻抗与电磁场的关系，第 i 个偶极子之电场为

$$E_{xi} = z_{ixx}H_x + z_{ixy}H_y \tag{2}$$

其中 z_{ixx} 和 z_{ixy} 称为第 i 个电偶极子的跨度阻抗（或称 EMAP 阻抗），为了与常规的 MT 阻抗相区别，人们常用 $\bar{z}_{ixx}$、$\bar{z}_{ixy}$ 表示跨度阻抗，因此上式变为

$$E_{xi} = \bar{z}_{ixx}H_x + \bar{z}_{ixy}H_y \tag{3}$$

跨度阻抗的求取比较简单，按常规的 MT 阻抗要素的求取方法就可以了。只是不像 MT 方法中每个阻抗有四种解，而这些跨度阻抗只有两种不同的解。因此，在野外测量时，对于每个排列，将求得 n 个电偶极的中点处的跨度阻抗及其阻抗相位，其结果作为一个数据文件保存起来。如果一条测线用 100 个排列才能完成，那么，我们将获得 100 个跨度阻抗文件。在这种测量方式中，相隔一定跨度距离上作一些独立的大地电磁测深点，以便按 MT 方法求得构造的主轴方位角，便于以后资料解释应用。

四、跨度阻抗的空间滤波处理

EMAP 方法的基本原理是对地表电场水平分量积分表达式进行空间傅立叶变换，地表电场为一种相同极化的扰动电场，假设扰动是线性极化平面波入射在地球表面上，这种线性关系的 Born 一级近似表达式为

$$E(\omega,\ \zeta,\ \eta) = G(\omega,\ \zeta,\ \eta,\ z)\sum(\zeta,\ \eta,\ z) \tag{4}$$

式中 ζ,η 分别为平行和垂直入射波中电势方向的波数；z 是从地表算起的深度，ω 是圆频率。函数 $\sum$ 是相对于导电率平均值为 δ_0 的扰动的二维傅氏变换。G 是将 $\sum$ 与地表电场分量的变换 E 联系起来的格林函数的变换。这一格林函数等价于一空间滤波器，通过它，导电率扰动的波数分量过渡为对地面场波数分量的贡献。因此，G 的特征不同于导电率分布的特征，它相对不同类型导电率分布的特征由下面方程描述。

一维：
$$G(\omega,\ 0,\ 0,\ z) = (\omega\mu_0\delta_0/k)(1)e^{-i(\zeta+k)z} \tag{5}$$

二维($E_{//}$)：
$$G(\omega,\ 0,\ \eta,\ z) = (\omega\mu_0\delta_0/\zeta)(r_1)e^{-i(\zeta+k)z} \tag{6}$$

二维($E_{\perp}$)：
$$G(\omega,\ 0,\ 0,\ z) = (\omega\mu_0\delta_0/\zeta)(1)e^{-i(\zeta+k)z} + (\zeta^2/i\zeta)e^{-i(\zeta+k)z} \tag{7}$$

三维：
$$G(\omega,\ \zeta,\ \eta,\ z) = (\omega\mu_0\delta_0/\zeta)(r_2)e^{-i(\zeta+k)z} + (\zeta^2/i\zeta)e^{-i(\zeta+k)z} \tag{8}$$

其中：$\zeta^2 = (k^2 - \zeta^2 - \eta^2)$，$k^2 = -i\omega\mu_0\delta_0$，$\frac{1}{2} \leqslant |r_1| \leqslant 1$，$\frac{1}{2} \leqslant |r_2| \leqslant 1$。

对比（5）和（6）式可以看出，一维和二维 $E_{//}$ 模式的格林函数之间的变换具有相似性，在这种情况，MT 不受静态效应的影响。而（7）和（8）式表明，二维 $E_{\perp}$ 和三维情况格林函数变换式之间具有相似性，这两个公式的第一项类似于一维和二维 $E_{//}$ 公式，但二者中的第二项当 $\omega\to 0$ 时，趋近于一个与频率无关的值。这个项表示了静态效应，人们称它为

“静态项”。

从格林函数变换的表达式的性质可看出，地下导电率扰动的波数分量以什么方式滤波后生成地面电场的响应。对一维和二维 $E_{\parallel}$ 情况来说，格林函数对波数分量为一一低通滤波器，这就意味着地表电场中导电率信息被平均了。由于滤波是低通的，波数谱随着波数的增加而下降，这可减少观测点上对电场采样时出现的假频效应，与此不同，二维 $E_{\perp}$ 和三维情况中的静场项表明，格林函数对波数分量为一高通（实际上为一带通）滤波器。高波数处最大的响应来源于电场测点处的局部导电率变化，格林函数对这些波数分量的通波带随频率 ω 的减小而增大。高波数分量的增强使得电场采样密度不足时有可能形成明显的假频效应。EMAP 方法就是通过一空间低通滤波器抵消二维 $E_{\perp}$ 和三维情况下格林函数的高通特性，从而达到衰减静态场对测量电场的影响，获得可信度高的结果。

由上面的分析可知，EMAP 理论的实质是将复杂的二、三维构造简化为一维构造来处理。但要按 EMAP 的理论实现资料处理，需要注意下面一些问题。

1.滤波窗口的选择

EMAP 测量资料的处理的关键问题是选取一个最好的低通滤波函数。有若干不同的低通滤波函数，每一种都有它自己的优点，在程序设计中，经过试验我们选取了钟形函数，在钟形函数中，两个参数都可控制窗口的形状。一个参数是窗口的宽度 W_0，另一个参数是衰减系数 a，其窗函数形式为

$$w(x)=\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-a\left(\frac{x}{w_0}\right)} dx \tag{9}$$

2.w_0和a的计算选取

EMAP 理论告知人们，空间滤波窗口的宽度和衰减系数在资料处理中是很重要的，另外，每一跨度和每一个频点将有不同宽度 w_0 和衰减系数 a。如何选取 w_0 和 a 是 EMAP 资料处理中最重要的问题。为此，我们应用了最优化的方法求取 w_0 和 a。为获得最佳选取值，设计如下的目标函数

$$Q=(R(i+1,j)-R(i,j))^2 \tag{10}$$

当用空间滤波器的不同宽度和衰减系数时，就得不同的 Q 值。我们的目的是用最优化的方法寻找极小的 Q 值，这样我们获得一组窗口宽度和衰减系数，这一组参数就是要选取的窗口宽度 w_0 和衰减系数 a 的最佳参数。

3.提高滤波信号的真实度

在空间滤波中，有两种作法，对于每一个跨度和其输出的每个频点，都用原始的跨度阻抗值，获得一个滤波输出结果；另一种作法是，利用已作过滤波的跨度阻抗结果参与后面的跨度阻抗的滤波，这样就使滤波的跨度阻抗中参与滤波的真实信息量大大增加，使结果的可信度进一步提高。

4.电性差异过大的构造单元

在相同的地质构造单元中，相邻两测点的视电阻率变化是很小的，我们认为（10）式的目标函数的使用是合理的。但是，如果两个测点处在不同的地质构造单元，视电阻率变化非常大，这时（10）式的应用就可能存在问题。这就使两相邻单元附近的测点的结果出现低电性单元数值偏大，高电性单元数值偏小。对于这种情况我们认为按不同的构造单元作

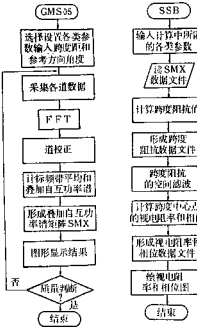


图 3　EMAP 测量资料采集处理流程图

采集和资料处理流程图(见图 3)。

EMAP 的资料处理较为合理。在程序设计中高度地注意了此问题。

5.w_0 和 a 随频率的变化

一般说来，要确定窗口宽度 w_0 和衰减系数 a 与频率之间的关系是很困难的。根据我们的经验，如果我们仅考虑 Bostick 深度，有时难于求得这种合适的空间滤波窗口宽度 w_0 和衰减系数 a。例如，当一个测点位于一低电阻的不均匀体上时，由 Bostick 方法计算的深度是很浅的，但是实际要求该点的窗口宽度又非常大，为克服这种困难我们考虑了一种新的方法，即将不同测点的所有数据和频点一起考虑，这样不同点的宽度和所有频点的窗口宽度就较容易找到。

6.半时窗技术的应用

为了减少信息的丢失，提高实测资料的应用率，在对测线头尾的跨度阻抗滤波时，采用了半时窗应用技术。

在考虑上述问题的基础上，我们获得了下面的资料

五、模型计算研究和野外试验初步

对浅层存在五个不均匀体的二维模型（图 4）进行了模拟计算研究，跨度阻抗（波阻抗）由二维正演理论计算的电场和磁场求取，其磁场是根据远离不均匀体的固定点计算得出，而电场是沿测线每个跨度计算一个值，然后对 TM 极化的结果进行 EMAP 资料处理，下面我们分析所获得的结果。

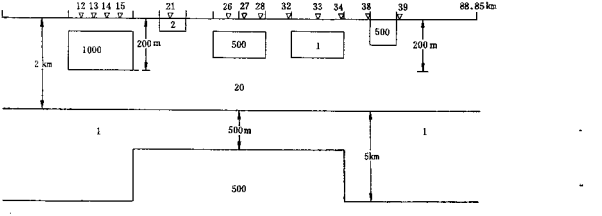


图 4　二维模型示意图(图中数字为电阻率(Ω·m))

沿图 4 所示的不均匀体剖面共设计了 50 个跨度，图上面倒三角符号相当于每个跨度的中点位置（以下称测点）。由图可见 12、13、14 和 15 号测点处在电阻率值为 1000Ω·m 的

不均匀体上，21 号测点处在电阻率为 2Ω·m 的低阻不均匀体上，26、27 和 28 号测点处在电阻率为 500Ω·m 的高阻不均匀体上，33 号测点，32 和 34 号测点分别处在电阻率为 1Ω·m 的低阻不均匀体的上面和其边缘附近，38、39 号测点处在电阻率为 500Ω·m 高阻不均匀体边界处。不均匀体最深的底界为 200m，最浅的底界为 50m 深。都处在厚度为 2km，电阻率为 20Ω·m 的表层中，下面为一个 1Ω·m 的低阻层。最后一层为 500Ω·m 的均匀半空间，但中部有一个地垒形状的隆起。

用二维模型模拟估算的 TM 极化方向的视电阻率曲线在非均匀体上的测点和其边界外的临近的测点均出现了严重的畸变现象，而阻抗相位曲线都变化不大。图 5（a）显示了处在高阻不均匀体上和正常背景上的估算结果。由图可见，曲线畸变十分剧烈，但阻抗相位曲线则基本不受不均匀体的影响。图 5（b）是通过 EMAP 处理后的结果。基本消除了浅层不均匀体带来的影响。因篇幅的限制，其它不均匀体上的结果就不一一显示了。但我们可从视电

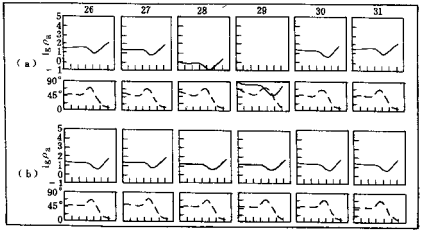


图 5　(a) 二维模型模拟估算 TM 极化的结果; (b) 经 EMAP 处理后的 TM 极化的结果

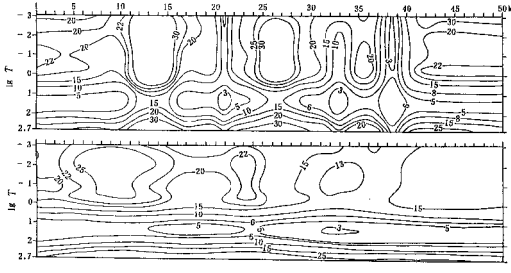


图 6　视电阻率-周期等值线图(下图是经过 EMAP 处理后的结果)

阻率的等值线图见到整条剖面的全貌。

图 6 是视电阻率-周期的等值线剖面图，上图是由二维模型模拟计算后的结果绘制的，下图是由 EMAP 处理后的结果绘制的。图 7 是电阻率-深度的等值线剖面图，上图是原始估算结果的 Bostick 变换剖面，下图是经 EMAP 处理后的 Bostick 变换剖面，二者均反映出浅层非均匀体的强烈影响，其等值线强烈变化的梯度带与非均匀体对应关系很清楚。通过 EMAP 处理后的等值线图，基本消除了非均匀体的影响，比较清楚地反映了设计模型的电性特征的变化，而且也反映了浅层存在多个非均匀体的电性特征。

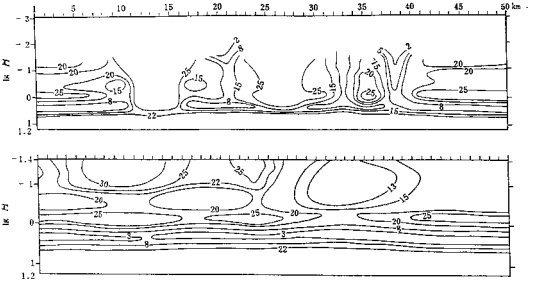


图 7　电阻率-深度等值线图(下图是经 EMAP 处理后的结果)

图 8 是 EMAP 测量的试验结果，不过仅显示了一个排列的跨度阻抗。

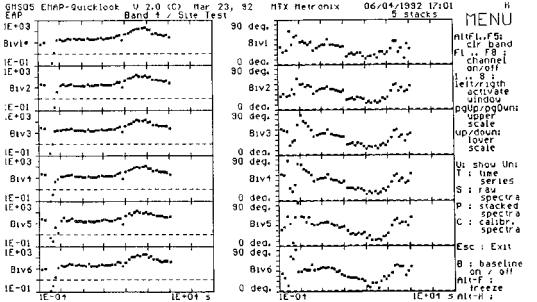


图 8　EMAP 测量一个排列的跨度阻抗（左）和阻抗相位（右）图

六、结　语

通过 EMAP 的实施与资料处理研究可知：

1.EMAP 测量的野外实施其劳动强度和工作量远大于标准的大地电磁测量，如以 8 道的测量系统为例，EMAP 一个排列的施工强度相当于 3—4 个 MT 测点的工作量。如遇测线跨越河流、公路和障碍物时，其工作量和施工周期就更难预测。

2.EMAP 测量野外施工时，应用单台多道实时系统最为理想。这种施工方案具有灵活、轻便和快速的特点。

3.通过理论模型研究，对于浅层不均匀体对视电阻率曲线产生的严重畸变有了新的认识和了解。这种畸变，对于二维情况主要反映在 TM 极化的振幅曲线中，而相位曲线基本不受影响。

4.通过 EMAP 处理后的结果消除或基本消除了静态效应，说明 EMAP 处理方案和程序是正确的。

5.获得了 EMAP 测量的野外实验结果。

EMAP 测量在国内尚无先例，本文探讨了 EMAP 的野外实施、资料处理等一些问题，但未能获得实际的野外测量的最终结果。因此，还有待于在大量的实际工作中完善和改进资料处理的不完善之处，以便发挥该方法在应用中的作用并取得更好的经济效益和社会效益。

参 考 文 献

[1] Carlos Torres Verdin, Continuous Profiling of Magnetotelluric Fields,University of California at Barkeley,1991.

[2] Word.D.R., Goss, R.and Chambers.D.M., An EMAP Case Study: 56th Ann.Internat, Mtg., Soc, Expl.Geophys., Expaded Abstralts, 1986, 61—63。

[3] 王家映，电磁阵列剖面法的基本原理，中国地质大学学报，第15卷，增刊，1990。

Robust 估计及其在大地电磁资料处理中的初步应用①

江 钊 刘国栋 孙 洁 晋光文 陈九辉

（国家地震局地质研究所）

一、引 言

在大地电磁（MT）观测中，由于各种噪声的存在，使大地电磁响应函数的估算不可避免地产生误差。一般认为存在两种类型的误差：统计误差和偏离误差。如果各数据道的噪声是不相关的，而且服从正态分布，一般可以通过在相同条件下的重复观测来减小或消除误差。以往在大地电磁资料处理中用于估算响应函数的各种数值方法大都基于传统的谱分析及最小二乘回归，即建立在高斯模型的基础之上。其主要优点是运算简单、快捷，在满足模型条件的前提下，最小二乘过程在统计上最优。

但是，许多作者关于大地电磁资料误差分布的研究表明[3, 5, 7]，各数据道的误差之间并不是相互独立的，也不完全遵从某一统计分布。例如 Egbert 和 Booker 等人用 q-q 作图法（正态概率作图法）检验了高斯误差分布的有效性，表明在磁暴初期的长周期数据以及地磁平静期的中、短周期数据两种情况下，其误差分布都偏离了正态特性，表现出明显的重尾分布现象。前者的误差主要来自场源效应的影响，后者的误差主要来自人文噪声的干扰，这两种情况都违背了高斯误差分布的假设。在大地电磁实际观测中，大多数数据都含有少量的异常数据或"飞点"，叠加在具有正常高斯分布的背景之上。一般来说，当功率谱含有强振幅、窄带或较低频信号时，"飞点"的影响并不十分明显，而当谱具有宽频带、大动态范围或弱振幅（低信噪比）时，"飞点"对响应函数估算结果的影响是很敏感的。同时，由于大地电磁效据所涉及的是多道时间序列以及谱的比值，使频率域的响应函数估算对"飞点"的存在更加敏感。在这种情况下，若仍采用常规最小二乘法进行处理，必将导致观测结果的严重分散或偏离，甚至可能使整个阻抗特征产生强烈的畸变，给大地电磁解释工作带来很大困难。

为了解决上述问题，国内外专家已经发展了许多新的技术，包括根据相干度对不同数据段进行加权及选择，或者对响应函数进行迭代改进等。其中最常用并认为最有成效的是远参考道技术，它可以大大减小不同时间序列上的不相关噪声，消除偏离效应[6]。但是远参考道方法也有一定的局限性，一是该方法需要特殊的 MT 装备，增加了野外工作量，因而不如单点大地电磁测深效率高；二是它不能消除测量站与参考站之间的相关噪声，故仍有可能产生偏离误差。

Robust 统计学（或称稳健统计学）在过去 20 多年内受到人们注目并得到了迅速发展。

① 此成果为地震科学联合基金资助项目。

它是研究在实际情况与理想模型有微小偏离、或当实际分布与理想分布在形状上略有偏离时，对这种偏离不敏感或相当不敏感的统计学方法。近年来，Chave（1987）、Egbert 和 Booker（1986），以及 Sutarno 和 Vozoff（1989）等人将 Robust 过程应用于电磁感应研究。该方法根据观测误差的剩余功率谱的大小对数据进行加权，注重未受干扰的数据（假定其为正态分布），降低“飞点”的权，使之对大地电磁阻抗函数的估算影响最小。该过程在单点大地电磁观测的情况下具有抗拒“飞点”的作用，从而改善了阻抗估算的特性。本文对前人的 Robust 程序[3]做了若干修改和补充，在此基础上对不同类型仪器所获得的大地电磁实际资料进行了处理和分析。

二、Robust 估计的基本原理

Robust 估计有各种不同类型，例如基于序列统计线性组合的 L-估计以及利用改进的最大似然原理的 M-估计。据国外有关文献，目前比较常用的是回归的 M-估计。

一般线性回归问题的模型形式为：

$$\mathbf{X} = \mathbf{U}\boldsymbol{\beta} + \mathbf{e} \tag{1}$$

其中，U 是 $n \times p$ 阶矩阵，在大地电磁问题中，U 为输入变量，表示一对水平磁场分量 H_x、H_y 的 n 次观测值；向量 X 为输出变量，表示水平电场分量 E_x、E_y 的 n 次观测值；$\boldsymbol{\beta}$ 的元素为待求的张量阻抗元素 z_{xx}、z_{xy}、z_{yx}、z_{yy}；e 为未知的误差。

解的标准最小二乘形式为：

$$\sum_{i=1}^{n}\Big(x_i - \sum_{j=1}^{p} u_{ij}\beta_j\Big)^2 = \text{极小} \tag{2}$$

即求解上式使误差的方差最小。

在使预测值和观测值之间的差最小这一点上，回归的 M-估计类似于最小二乘算法。所不同的是，回归 M-估计不允许少数异常数据（“飞点”）在阻抗函数的估算中起控制作用，并以此来定义预测值与观测值之间的不吻合，即求张量阻抗 $\boldsymbol{\beta}$，使得下式极小：

$$\sum_{i=1}^{n}\rho(r_i) = \sum_{i=1}^{n}\rho\Big(\frac{x_i - \sum_{j=1}^{p} u_{ij}\beta_j}{\sigma}\Big) = \text{极小} \tag{3}$$

这里 $\rho(r)$ 为一适当的函数，称为损失函数，σ 为尺度估计参数。根据 Huber(1981) 的定义，

$$\rho(r) = \begin{cases} r^2/2 & |r| < r_0 \\ r_0|r| - r_0^2/2 & |r| \geqslant r_0 \end{cases} \tag{4}$$

其中 r_0 是调整常量，一般取 $r_0 = 1.5$。

对（3）式求解等价于求解它的一阶导数为零的方程，即：

$$\sum_{i=1}^{n}\psi\Big(\frac{x_i - \sum_{j=1}^{p} u_{ij}\beta_j}{\sigma}\Big)u_{ij} = 0 \tag{5}$$

或
$$\psi(r)=\rho'(r)=0 \tag{6}$$
$\psi(r)$也称做影响函数。

对方程（5）可以有各种数值解法，最简单的是将其表示为加权最小二乘形式，并使之线性化做迭代求解。定义权为：
$$W(r)=\psi(r)/r \tag{7}$$
应当注意的是，上述问题不同于一般的加权最小二乘法。这里的权 W 既不相等也不是由 U 确定的，而是取决于一个归一化的剩余值 r，它是变化的，是自适应数据的。

利用回归的M－估计求取大地电磁阻抗函数的步骤如下：

首先利用常规最小二乘法得到一个初始解，计算出剩余值和尺度估计的初始值，然后计算出影响函数 $\psi(r)$ 及权函数 $W(r)$，并得出（5）式的解。每次迭代都用上一次迭代的剩余值和尺度估计，并用修改了的观测值 $\tilde{x}^{(m)}$ 代替原来的观测值 x_i，

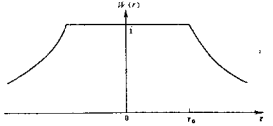


图 1　Huber 权函数

$$\tilde{x}_i^{(m)}=u_{ij}\hat{\beta}_j^{(m)}+\tilde{e}_i^{(m)},$$
重复上述步骤，直至收敛。因为权函数是自适应数据的，那些剩余值大的数据（即“飞点”）的权被降低了，因而使之对阻抗函数估算的影响最小。

当 ρ 由（4）式定义时，主要采用了 Huber 权函数（见图 1）：
$$W(r)=\begin{cases}1 & |r|\leqslant r_0\\ r_0/|r| & |r|\geqslant r_0\end{cases} \tag{8}$$

三、程序的思路、框图及有关技术问题

本文所采用的是扩展的 M－估计，其特点是比较灵活，计算有效，易于实现。应用该程序估算大地电磁响应函数的过程可分为三步：

第一步：数据预处理，采用了中值绝对偏差 7 点滤波器消除时间序列上孤立的“飞点”；

第二步：完成由时间域向频率域的数据转换，包括数据窗口及快速富氏变换等；

第三步：大地电磁响应函数的 Robust M－估计。

简化后的程序框图见图 2。

以上第三步中 Robust 处理是本程序的核心部分，其流程图见图 3。

如前所述，Robust 处理的关键是如何有效地确定权函数，本程序中主要采用了三种加权过程：

首先考虑到在长周期大地电磁测深或地磁测深（GDS）数据（例如磁通门磁力仪,采样率为 16 秒或 32 秒）情况下，磁暴初期的强信号已不满足场源为均匀平面波的假设条件，这意味着高斯误差分布的假设失效。因此在 Robust 处理流程中首先设置了根据总水平磁场功率进行数据加权，以减小场源效应的影响。

在 Robust 迭代过程中，主要采用由（4）式定义的 Huber ρ 函数以及由（8）式定义的

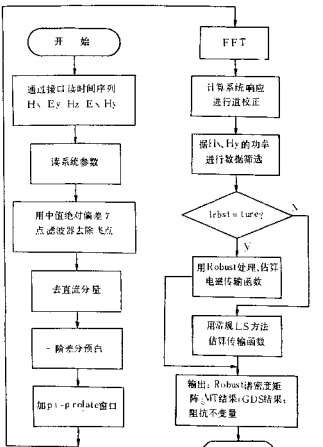


图 2 简化后的程序框图

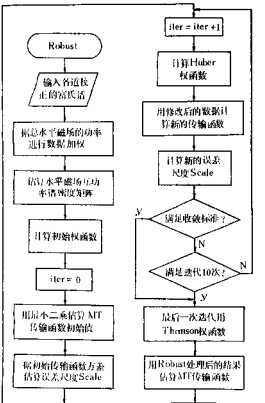


图 3 Robust 处理流程图

权函数。这是一种标准的混合网络，它基于一种具有高斯中心、拉普拉斯拖尾的概率密度函数，使得 M-估计对那些具有"最小信息"分布的数据具有稳健性（Robustness）。

最后，由（3）式、（4）式可知，$\psi(r)=\rho'(r)=0$，上述算法收敛的条件是 $\rho(r)$ 是凸函数，即 $\rho''>0$，这就要求 ψ 函数是一个非递减函数。同时，在理想情况下希望能够彻底消除飞点，这又要求对于大的剩余值 r，$\psi(r)\approx 0$，即 ψ 函数是一个非单调函数。为了对特别大的剩余值提供足够的保护，在用 Huber 权函数达到收敛之后，最后一次迭代采用非单调的 ψ 函数，即采用 Thomson 权函数：

$$W(r)=\exp\{-e^{r_0(|r|-r_0)}\} \tag{9}$$

其中 $r_0=2.8$。

本文对原程序做了修改和补充，将原来主要用于处理地磁测深（GDS）低频数据扩展为可处理 256Hz—4096s 的宽频带大地电磁测深数据，向高频扩展了近 3 个数量级，并将该程序应用于三种不同类型、不同频带仪器的 MT 数据处理，三种仪器分别是：德国 MMS03E 数字大地电磁测深仪（KIM877 感应式磁力仪），分四档记录，各档的采样率为 1024Hz、32Hz、1s 及 32s；德国 KIM7802 感应式磁力仪，采样率为 0.5s；加拿大

FM-100B 磁通门磁力仪，采样率为 16s 或 32s。完成了上述各仪器的数据接口以及仪器传输函数校正，其中按 MMS03E 仪器计算出的频率响应函数与德国 Metronix 公司提供的频响曲线完全一致。同时，根据各种仪器不同的采样率和硬件结构特点等，在程序中分别采用了标准快速富氏变换（FFT）或者级联分样（Cascade Decimation）与 FFT 相结合的富氏变换流程。

用上述 Robust 程序及德国软件对同一测点的 MMS03E 数据进行了处理对比（见图 4），曲线的形态及数值基本一致，表明该程序是正确有效的。

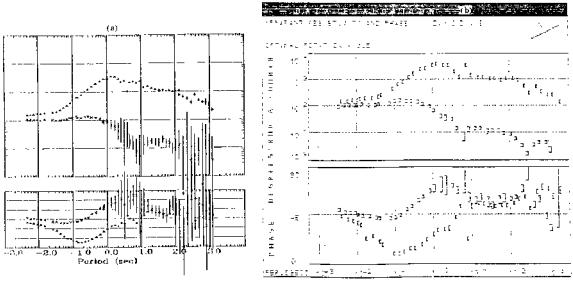


图 4　同一测点上 Robust 程序与德国软件处理结果对比

(a) Robust 结果；(b) 德国软件结果

四、应用实例与讨论

应用 Robust 回归 M-估计对近年来用不同仪器，在不同干扰地区获得的部分单点大地电磁实测数据进行了处理，并就不同程度（轻微、中等、严重）干扰情况下的 Robust 估计与常规最小二乘处理结果、Robust 估计与有经验的人工资料筛选、Robust 估计时间窗口的选择等问题做了一些分析研究。

图 5—图 10 所示均为用 MMS03E 仪器在福建某地采集的数据。Robust 处理的窗口长度基本采用了 128 个数据点。图 5 为受噪声干扰较小的情况。原始时间序列表明，各分量信号的信噪比较高，相关性较好。记录长度为 6h。图 5(a)与图 5(b)分别为常规处理与 Robust 处理结果。可以看出，经 Robust 处理后的视电阻率与相位曲线略有改进。但总的来说，两种处理结果变化不大，表明在数据质量较好的情况下两种方法均能取得较可靠的结果。图 6(a)与图 6(b)是中等干扰情况下常规与 Robust 处理结果，记录长度为 10.5h。由图可见，无论由曲线的形态或误差棒的长短来衡量，Robust 结果都比常规处理结果有明显的改善。其中 1—10s 之间数据比较分散，分析是由于该频段内天然电磁场信号弱，信噪比低引起的。图 7 为一个受噪声严重污染的例子，该测点距离电气化铁路仅 1km 多。由原始时间序列

(图 8) 可见，电噪声脉冲为正常信号的十几至几十倍，噪声控制了相当一部分数据段，甚至很难选出一张完整的由 512 个数据点构成的正常记录。这是我们近年来在实际工作中常遇到的强干扰现象之一——近场干扰。当测点附近存在很强的干扰源，其偶极子场的强度远远超过了天然场源时，大地电磁测深中均匀平面波的场源条件不再满足。这种近场干扰在曲线上的特点是，中频段的视电阻率曲线以近 45° 的角度陡然上升，可高出正常曲线的 1—2 个数量级，相位曲线异常偏低，趋近于零。由图 7(a)中的常规处理结果可以看出，在零点几秒的周期以后，视电阻率曲线非正常地向上偏离，数值达 10^4(相位曲线向下偏离)，使阻抗特征产生了强烈的畸变。若用这种曲线解释，必将导致完全错误的结果。图 7(b)为 Robust 结果，记录长度为 9.5h。可以看出，图 7(b)的曲线得到了比较明显的改善。尽管在 1—10s 范围内个别频点上的“飞点”未能完全消除（分析可能是由于这些频点上噪声含量过高，甚至

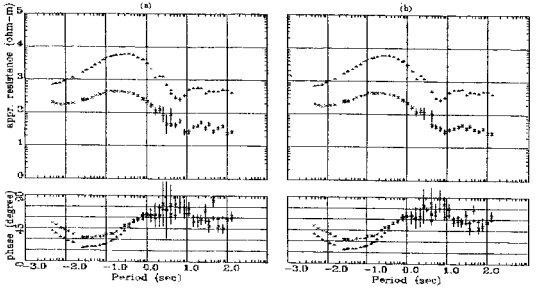


图 5　MMS03E 数据、Robust 与常规处理结果对比（干扰较小情况）

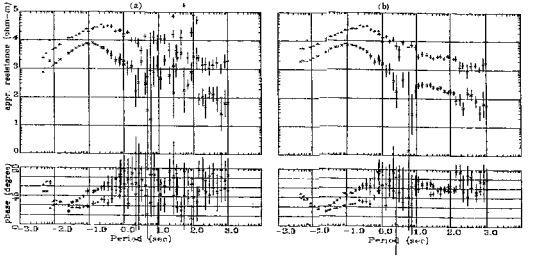


图 6　中等干扰情况处理结果(同图 5)

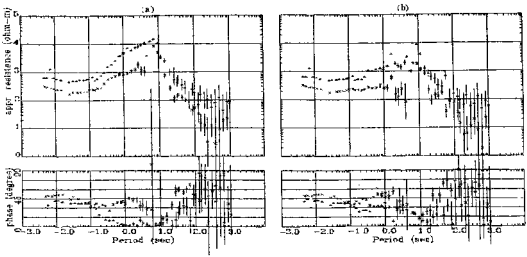


图 7　严重干扰情况处理结果(同图 5)

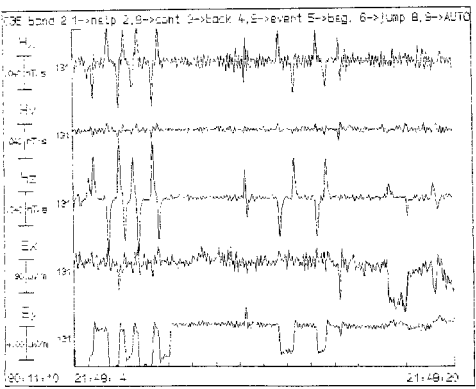


图 8　受噪声严重污染的原始时间序列

"飞点"的含量超过了正常数据)，尽管经 Robust 处理后的曲线在光滑程度与误差棒长短方面可能不及原干扰曲线，但是与图 7(a)中严重失真的曲线相比，Robust 处理后的曲线基本上反映了曲线真实的变化规律，因而曲线是可用于解释的。

对于上述受噪声严重干扰的例子，我们在近年来大量的实际工作中，在识别和压制干扰方面积累了一定的经验。图 9 是与图 7 同一测点的数据，是利用德国软件根据各场分量之间

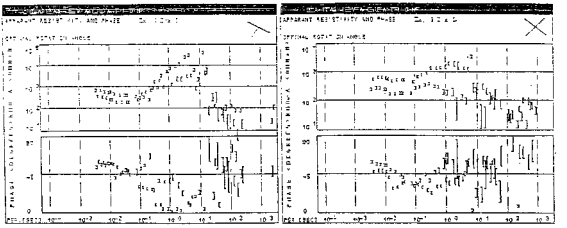


图 9　与图 7 为同一测点的数据,人工选图前、后的结果

的相关性对原始时间序列进行反复筛选、剔除干扰信号后得到的常规最小二乘结果，图 9(a)与图 9(b)分别为人工选图前后的结果。可以看出，图 7(b)的 Robust 结果与图 9(b)的人工选图结果具有可对比性，表明在某些情况下 Robust 估计可能达到与人工选图类似的效果。

同时，我们还就不同数据长度条件下 Robust 的应用效果做了初步分析和对比。图 10 也是与图 7 同一测点的 Robust 结果，但所取的时窗长度为 512 个数据，与图 7(b)中时窗长度为 128 个数据的结果相比，图 10 的处理效果不甚明显，表明当数据含有较强的噪声干扰时，最好将时间序列分割为较短的数据段进行处理。

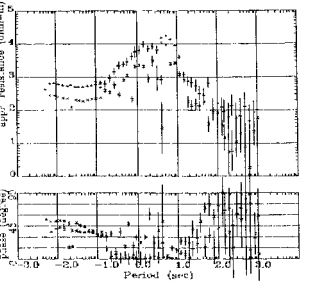


图 10　与图 7 同一测点的数据，时窗长度为 512 的 Robust 结果

图 11 与图 12 分别为用 FM-100B 磁通门磁力仪与 KIM7802 感应式磁力仪在西北某测点对低频大地电磁测深数据的应用实例。由图可见，Robust 结果与常规最小二乘结果相比，均有了程度不同的改善。

五、几点认识

通过对 Robust 估计方法的研究以及在单点大地电磁资料处理中的实际应用，可得出以下几点初步认识：

1.回归 M-估计是 Robust 估计的基本类型之一，具有坚定的统计学基础，在理论上得到了严格的证明。

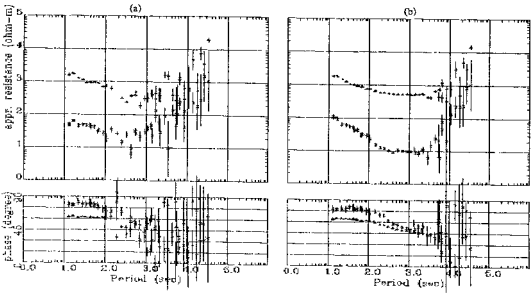


图 11　FM-100 磁通门磁力仪数据、Robust（b）与常规处理（a）结果对比

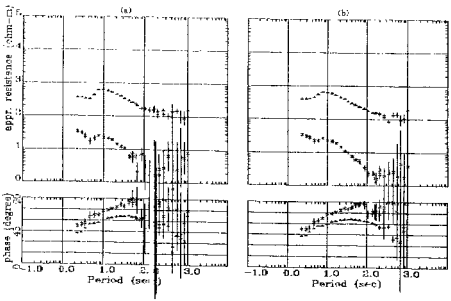


图 12　KIM7802 数据、Robust（b）与常规处理（a）结果对比

2.实际应用结果表明，Robust 估计对有一定噪声含量的大地电磁数据是有效的，前人的结果及本文中所列举的应用实例均证明了这一点。

3.在一定意义上讲，Robust 估计与时间域的人工资料筛选具有类似的作用。笔者在工作实践中体会到，在有些干扰情况下，常规最小二乘法与有经验的人工选图相结合同样可以达到好的效果，但 Robust 估计的优越性在于：

（1）在某些不具备人工选图的情况下（例如实时处理系统），Robust 估计能够发挥其独特的作用；（2）人工选图有一定的人为性，选图效果因人而异，同时时间序列上的飞点有时

不易识别；(3) Robust 估计是一个自动过程，对数据适应性较强，易于实现。

4.Robust 过程并非对所有的干扰数据都有效，有时也不都能达到有经验的人工选图的效果。在下列两种情况下，Robust 过程无效：(1)当数据的噪声含量过高，甚至达到 50%时(例如前面提到的在电气化铁路附近的某些测点，时间序列出现持续的干扰现象，Robust 过程未能奏效；(2)当原始记录长度不够时（该过程基于统计原理，因而要求足够长的野外观测时间，这是 Robust 估计的重要应用条件之一）；

5.Robust 估计一般在短时窗的情况下应用效果较好，否则一个具有"飞点"的事件可能影响相邻的几个频点，不同质量数据的平均使加权的意义丧失。在选择时窗长度时，还应同时兼顾频率域的分辨率。

总之，Robust 估计是一个新型的数学处理过程，它在原高斯模型的基础上做了改进，以解决当实际的误差分布与理想分布有较小偏差时大地电磁响应函数的分散与偏离问题，在一定程度上压制了输出端（E_x,E_y）的噪声，因而是一种有效的方法。但是，它并未能解决输入端（H_x,H_y）的噪声问题，因而一些专家建议 Robust 估计与远参考道技术相结合，是获得可靠的大地电磁响应函数的最好办法。

Robust 估计在大地电磁资料处理中的实际应用仅仅是开始，还很不成熟，一些问题尚需进一步研究和探讨。例如本文将 Robust 估计应用于宽频带的大地电磁数据，谱的频率范围覆盖了 6 个数量级之多，在此情况下不同频段范围内噪声源分布的影响仍值得进一步研究。如对 MMS03E1 档的高频数据（256—4Hz），主要干扰源为 50Hz 左右的电网干扰及其产生的倍频、差频效应。在有些例子中由于强电网干扰引起的"飞点"未能得到完全压制。今后拟采取其它一些措施，以便进一步改进应用效果。

本文在完成过程中曾得到邓前辉、徐常芳、赵国泽等同志的帮助，秦国卿同志提供了部分大地电磁测深数据，在此一并致谢。

参 考 文 献

[1] Huber, P.J., 1981, Robust statistics, Wiley, New York.

[2] Chave, A.D., Thomson, D.J.and Ander, M.E., 1987, On the robust estimation of power spectra, Coherences, and transfer functions, J.Geophys.Res., 92, 633—648.

[3] Egbert, G. D. and Booker, J. R., 1986, Robust estimation of geomagnetic transfer functions, Geophys.J.Roy.Astr.Soc., 87, 175—194.

[4] Jones, A.G., Chave, A.D., Egbert, G.D., Auld, D.and Bahr, K., 1989, A comparison of techniques for magnetotelluric response estimation, J.Geophys.Res., 94, 14201—14213.

[5] Sutarno, D. and Vozoff, K., 1989, Robust M-estimation of Magnetotelluric impedance tensors, Expl.Geophys., 20, 383—398.

[6] Gamble, T.D., Goubau, W.M.and Clarke, J., 1979, Magnetotellurics with a remote reference, Geophysics, 44, 53—68.

[7] Thomson, D.J., 1982, Spectrum estimation and harmonic analysis, Proc, IEEE, 70, 1055—1095.

[8] 林长佑等，1988，大地电磁响应函数的除偏估算和误差的研究，西北地震学报，10卷，3期。

大地电磁资料和电测井资料的联合反演解释①

赵国泽　詹　艳　汤　吉　孙传文

（国家地震局地质研究所）

孙新波　徐学军　张立思　王亚民

（大庆石油管理局物探公司）

一、引　言

为消除近地表局部不均匀体引起的大地电磁视电阻率曲线的静位移，已经提出了一些校正技术。当 TE 和 TM 两种极化的视电阻率曲线分别发生向上和向下相反方向的位移时，基于阻抗张量旋转不变量原理的平均阻抗资料的利用，可以减少静效应（Berdichevsky, et al., 1976）。Bahr（1988）和 Groom 等（1989）分别提出的阻抗张量分解技术，将地表局部不均匀体的影响与反映区域的或深部的二维结构的影响分离，从而获得关于区域的或深部的较可靠的信息。利用其它人工源受静效应影响较小的电磁观测资料（如 TEM）对大地电磁视电阻率曲线的静位移进行校正或联合反演（Sternberg, et al., 1988），也可获得较好的解释结果。

本文提出在大地电磁观测区域有电测井资料的条件下，利用电测井资料与 MT 资料的联合反演解释方法。

用电测井方法观测得到的电阻率，是最接近真实地下岩层电阻率的数据之一，因而可以用这种方法得到的地层电阻率做为判别大地电磁视电阻率是否发生静位移并进行校正的依据。若用电测井资料估算的测井范围内的浅部地层电阻率做为该深度范围的初始模型与大地电磁资料进行联合反演，可以有效地克服静效应的影响。所以，从电测井曲线出发合理地估算地层的电阻率就成为很重要的问题。

然而，在以前所见到的完井报告中，利用电测井曲线估算的各地层段的电阻率往往有较大的偏差，不能真实的反映该地层的电阻率。基于某一地层段的总纵向电导值（S）的唯一性，我们提出了等 S 值方法（或称等效法），来估算地层的电阻率。实践证明，这种方法可以得到较真实的电阻率结果。本文将介绍利用这种方法解释我国东北松辽盆地北部某地的大地电磁资料的情况。在各测点一维反演的基础上，对典型剖面进行了二维模型计算，获得了深部结构的信息。

---

① 参加工作的还有：国家地震局地质研究所的张木生、邓前辉，大庆石油管理局物探公司的谭慧林、金光远、宋玉琢、顾广瑞、高振山等。

二、等效统计法的地层电阻率及其与大地电磁资料的联合反演

由公式

$$S=\int\sigma\ (z)\ dz$$

估算总纵向电导值 S，不管地层电阻率是表示成层状分段模型，还是连续变化模型或其它模型，在一定深度间隔内，都应当是等效的或相等的。根据这一性质，对电测井曲线经数值化采样，求出各深度的电导率值（σ_i（z_i））， 计算某一深度段的总纵向电导值 S_{sec} $=\sum z_i\sigma_i$，利用公式 $\rho_{sec}=\dfrac{H_{sec}}{S_{sec}}$，(其中 H_{sec} 表示某一地层段厚度，S_{sec} 表示该地层段的总纵向电导值)，估算该地层段的电阻率值 ρ_{sec}，地层段的划分可以依据电测井曲线的形态和钻孔岩芯样品分析。

以电测井曲线得到的测井范围内的地层电阻率参数做为浅部地层的初始模型，与井旁测点的大地电磁资料进行联合反演，可得到深部的电性结构模型。

图 1 表示松辽盆地北部某地 1 号井的电测井曲线及其它地电模型（左图）和它们的总纵向电导值（右图）的对比。其中曲线 1 表示电测井曲线，层状模型 2 是由电测井资料与井旁 E 极化大地电磁资料的联合反演结果，连续模型 3 代表 E 极化资料用 Bostick 方法的反演结果，连续模型 4 代表 H 极化资料的反演结果，层状模型 5 是由完井报告利用传统方法计算得到的地电模型，它与其它模型有较大的差别。由这些模型计算的总纵向电导值示于图的右侧，显而易见，传统方法模型的总纵向电导值明显小于其它模型的总纵向电导值，而其它模型，包括电测井曲线、层状模型和连续模型的数值都比较一致。

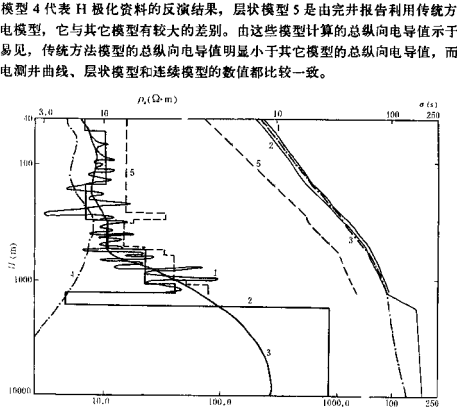


图 1　1 号井及井旁测点的地电模型和总纵向电导值的对比(细节详见文内)

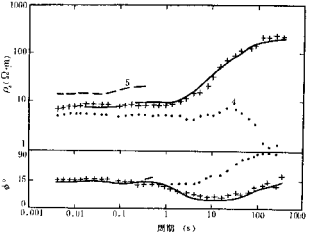


图 2　模型响应与观测资料的对比

+:E 极化资料；·:H 极化资料；

实线:联合反演的模型响应；虚线:传统法的模型响应

图 2 表示观测资料与模型响应的对比，由等 S 方法模型与 E 极化资料联合反演得到的模型响应（实线）与观测资料（加号）有较好一致性，而传统方法模型的响应（虚线）明显地大于观测资料，有较大的统计误差。

三、静位移的校正

把等 S 值方法得到的地电模型响应与井旁大地电磁资料进行对比，可以确定视电阻率曲线是否发生了静位移。若发生了静位移，可依据响应和资料之间的偏差，确定静位移的幅度，于是可依据这个位移幅度对视电阻率曲线进行校正。图 3 表示 2 号井的响应与大地电磁资料的对比，说明视电阻率曲线发生了向下的静位移，依据它们的差别，将视电阻率曲线向上校正，即乘以位移因子。图 4 表示校正前、后的资料反演得到的模型与电测井曲线的对比。可见校正后的模型更接近于电测井曲线。图中还给出了传统法的模型，其与电测井曲线有较大的偏差。

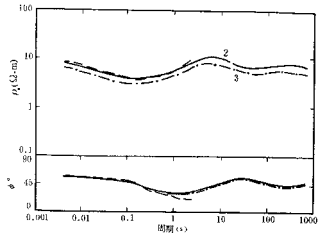


图 3　2 号井的模型响应与 E 极化资料的对比

点划线:发生静位移的观测资料；虚线:等 S 值法模型的响应；

实线:对静位移校正后的视电阻率曲线

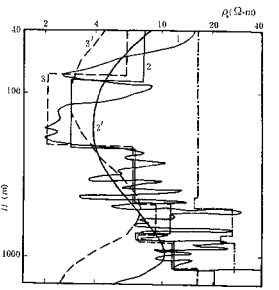


图 4　2 号井附近大地电磁资料

静位移校正前后的模型对比

1. 代表电测井曲线；2',3'. 代表校正前的层状模型和 Bostick 反演结果；2,3. 代表校正后的层状模型和 Bostick 反演结果

四、浅层电阻率

在松辽盆地北部某区内进行了 160 多个测点的大地电磁观测，测区面积约 5000km^2，区内有 5 口井及电测井曲线，尽管它们的深度不大，但用等 S 值方法对所有 5 口井得到的地层电阻率之间具有相当好的对应关系（见图 5）。图中 K_{1n2} 地层电阻率较低，而 J 地层的电阻率相对较高。在每个测井的最上层的地层电阻率，由于受局部环境的影响，往往与处在地表以下的同一地层的电阻率有差别。

由电测井曲线得到的这些地层的电阻率，可以进一步检验地层划分的合理性。此外，这些模型在对井旁的一些测点的大地电磁资料进行反演解释时起到了重要作用，对发生静位移的视电阻率曲线可以进行校正。最后得到了各个测点的一维地电模型。

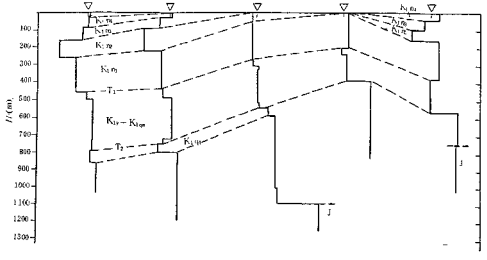


图 5　等 S 值方法估算的地层电阻率柱状剖面

K_1. 下白垩纪; n. 地层组; n_1. 地层段

五、二维模型和电阻率的构造解释

根据测区内大地电磁资料的定性分析和一维反演结果，初步确定测区内存在两个断陷，其中 A 断陷已经由地震方法确认是存在的，而且沿地震剖面的大地电磁资料得到的结果与地震方法的结果是一致的①，但断陷的分布范围和内部形态经大地电磁资料解释以后才进一步确定。断体主体为东倾的掀斜式，最深处约 4km。断陷内有砂砾岩沉积，最厚处约 3km，具有中等电阻率。上部广泛覆盖有白垩系沉积，最厚处约 1km，电阻率较低，断陷底部存在一个低阻层，厚约 1.5km，其地质含义，有待进一步研究。断陷基底为花岗岩的高阻层。

根据上述结果，沿穿过 A 断陷的典型剖面用有限单元法进行了二维模型计算，用试错

① 李晶等。

法确定了最后模型（图 6）。得到了地壳和上地幔的电性结构信息。在地壳内 10—15km 深度存在低阻层，厚约 5km，且断陷底部比断陷外围要浅。在上地幔 70—80km 深度附近存在低阻层。图 7 是沿剖面计算的 E 极化的视电阻率和相位等值线剖面与观测资料的等值线对比图。

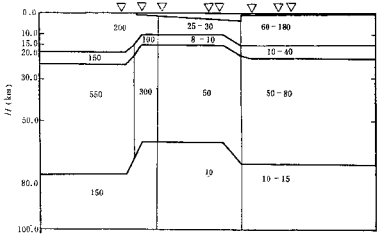


图 6　沿断陷 A 的二维模型剖面（图中数值的单位为 Ω·m）

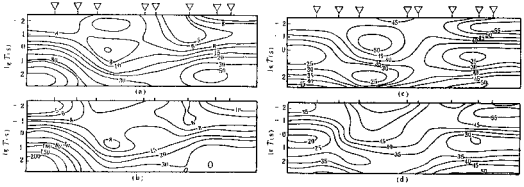


图 7　观测的 E 极化视电阻率(左上)和相位(左下)等值线与计算的 E 极化视电阻率(右上)和相位(右下)等值线剖面（图中数值单位：视电阻率为 Ω·m，相位为度）

此外，通过大地电磁资料分析，提出了另一个断陷 B 的存在，其内部的相对高阻层，可能为侏罗纪火山岩堆积。这一结果由地震方法难以确定，但该区所对应的相对高重力异常和高航磁异常支持大地电磁的结果。

六、讨　论

大地电磁资料的静效应是资料解释的主要难题之一，因而引起人们的广泛注意。本文所提出的由电测井曲线估算地层电阻率及其与大地电磁资料联合反演解释方法已经在我国的东北和南方的资料解释中应用，在确定和消除静效应方面起到了重要作用。当然大地电磁资料的解释需要对资料从定性到定量，从一维到二维等各种分析方法的综合应用，这方面的工作

我们正在研究中。

致谢：

本文用到大庆石油管理局物探公司提供的大地电磁和电测井资料；在二维模型计算中使用了 Utada 博士提供的程序；在此一并表示感谢！

参 考 文 献

[1] Berdichevesky, M.N.and Dmitriev, V.I., 1976, Basic Principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, in Adam, A., ed, Geocentric and Geothermal studies, Academia Kid, p.165—221.

[2] Bah, K., 1988, Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, J.Geophys, 62, 119—127.

[3] Groom, R.W.and Barley, R.C., 1989, Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimension galvanic distortion, J.G.R., 94 (B2), 113—1925.

[4] Jones, A.G., 1988, Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment, Geophys, 53, p.967—978。

[5] Stern berg, B.K., Washtub, J.C. and Peering, L., 1988, Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings, Geophys, 53, 1459—1468。

地球电磁响应函数的色散关系及资料的联合反演

林长佑　武玉霞

（国家地震局兰州地震研究所）

一、大地电磁场的色散关系及其应用

地球电磁响应函数之间的色散关系是电磁现象中的一条基本规律。仅从系统理论和一些普适的物理原理出发，可以证明，对于任意三维地电结构，大地电磁（MT）阻抗实部视电阻率和虚部视电阻率之间，常规视电阻率和相位之间有色散关系存在[1]。

一系列以无穷积分表示的色散关系的存在，表明在全实频域内阻抗实部和虚部视电阻率或常规视电阻率和相位是彼此相关的，它们都单独地、全部地包含了阻抗所反映的地下电性结构的所有信息，则相对应的另一套资料就成为多余的了。实际 MT 测量是在一个很有限的频带内进行的，同一频带内测量的阻抗虚部资料对该带内阻抗实部资料起了某种外推和补充的作用，反之亦然。无疑，使用两种资料的联合反演增加了观测资料的信息量。当然，由于色散关系的积分核函数与频率有关，在利用色散关系由阻抗实部（或虚部）导出阻抗虚部（或实部）时，起主要作用的仅是邻近给定频率的少数几个量级的资料。上述讨论同样适用于视电阻率和阻抗相位这一对以色散关系相联系的响应函数。在任何情况下，精确测量（或理论模型计算）的一对 MT 响应函数必定满足色散关系。反之，能用一个地电模型精确拟合的一套（含以色散关系相联系的一对 MT 响应函数）MT 资料必定也是在一定程度上满足色散关系的约束的。尽管这些约束是不完全的，仅在全实频域精确成立，但是需要满足约束关系的数量比较大。因此，进行联合反演时将大大缩小了反演解的非唯一性。

实际的 MT 观测资料有一定的分散程度，存在随机误差乃偏离误差。因而对实际观测资料的反演，是寻求一个模型在观测误差范围内拟合观测资料。无疑，拟合了较多观测数据的模型将是比较可信的模型。这正是多参数联合反演的一个出发点。而当用作联合反演的一对 MT 响应函数以色散关系相关联时，一个在观测误差范围内拟合了观测资料的模型得以获取，本身就意味着，在观测误差水平上，观测的一对 MT 响应函数是满足色散关系的。如果联合反演找不到一个模型在观测误差范围内拟合观测资料，表明所估算的观测资料的误差是不合理和不适宜的。对色散关系的具体分析可以看出，某一给定频率的阻抗虚部视电阻率值（或常规视电阻率）主要取决于较高频率范围内的阻抗实部视电阻率值（或阻抗相位值），反之，某一给定频率的阻抗实部视电阻率值（或阻抗相位值）则主要取决于较低频率范围内阻抗虚部视电阻率值（或常规视电阻率值）。这样，阻抗虚部视电阻率（或常规视电阻率）较多地带有地球较浅部的信息，而阻抗实部视电阻率（或阻抗相位）则较多地带有地球较深部的信息，其联合反演相当于拓宽了观测频带。同时，阻抗实、虚部视电阻率具有相

同的量纲，它们的联合反演可能更优于常规视电阻率-相位联合反演。

利用色散关系积分核函数的频率特性，通过试验研究获得了如下的一种滤波系数算法，以由某一频带的视电阻率值估算其相应的相位资料。第 j 个频点的相位值，φ_j 按下式计算：

$$\varphi_j = 45^\circ - \sum_{l=1}^{m} k_{j-i+1} B_j$$

$$B_j = \lg(SQRT(\rho_{i+1}/\rho_i)) \qquad i = 1,2,\cdots,m-1 \tag{1}$$

$$B_m = B_{m-1}$$

这里 k_{j-i+1} 为滤波系数 $\{k_l\}$（共 73 项）的第 $j-i+1$ 项，l 为某一正整数。模型试验表明：估算的相位值与理论值基本是一致的。对于较宽频带所相应的模型较完整的视电阻率曲线，计算和理论相位值的相对差值最大不超过 4%，且大部分频点在 2% 以内；缩小频带宽度仅对端部少数几个频点的相位估算值有一定影响；若所截取视电阻率曲线首端（或尾端）已接近其模型完整曲线的左部（或右部）渐近值，其首端（或尾端）频点相位的估算值不受影响。

将两个测点两种电磁法观测的视电阻率资料（由于源距较大，$r_0 = 3600$m，频率电磁测深（FEMS）视电阻率受近场影响不显著）用于估算相位值的滤波系数算法表明，在观测误差范围内，一般阻抗相位的计算值与观测值相一致（频率电磁测深无相位观测资料）。这说明该两测点观测的 MT 阻抗视电阻率和相位资料是基本上满足色散关系的；当只利用 MT 视电阻率时，仅首部个别频点的相位估算值受到一定影响（图 1）。

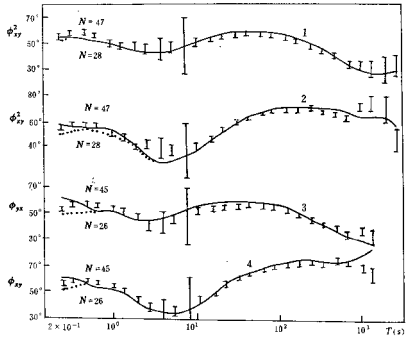


图 1　估算相位值与观测值的对比

……、——：估算相位值；I：观测的相位值及 95%的可置信度；N：估算相位所利用资料的频点数；1，2 分别表示测点 2 的 z_{yx}、z_{xy} 的相位；3，4 分别表示测点 1 的 z_{yx}、z_{xy} 的相位

对于这两个测点 MT 阻抗视电阻率-相位联合反演的试验表明，当以由色散关系估算的相位值与观测值的平均值取代观测值时，所获得的反演结果有明显的改善。

二、大地电磁测深资料的联合反演

近年来，国内外多采用 MT 阻抗常规视电阻率-相位的一维联合反演，以获取地电结构分层参数。我们对于 MT 阻抗的常规视电阻率、相位、实部视电阻率、虚部视电阻率四种单参量的反演，阻抗常规视电阻率-相位、阻抗实部视电阻率-虚部视电阻率两种联合反演，根据其各自特点设计了相应的反演程序。六种反演方式对各种理论模型和不同初始参数的反演试验表明，在大多数情况下，阻抗实部视电阻率-虚部视电阻率的联合反演获得了最为接近理论模型的模型参数，常规视电阻率-相位联合反演所获得的结果次之（表 1），单参量反演则劣于联合反演效果。对具有一定离散程度和观测误差的实测 MT 阻抗，四种单参量反演所获得的反演解的差别比较大，可见其解的非唯一性是很严重的；两种联合反演最终迭代结果则比较接近，反映出联合反演对于缩小反演结果非唯一性的明显效果。

表 1　大地电磁资料两种联合反演效果对比

模　型　I								模　型　II							
初始 *A*		初始 *B*		初始 *C*		初始 *D*		初始 *A*		初始 *B*		初始 *C*		初始 *D*	
RI	*AP*	*RI*	*AP*	*RI*	*AP*	*RI*	*AP*	*RI*	*AP*	*RI*	*AP*	*RI*	*AP*	*RI*	*AP*
78	25	94	20	21	58	85	27	98	33	91	25	57	53	98	13

RI——阻抗实部和虚部视电阻率曲线联合反演参数修改较好点次；

AP——视电阻率和阻抗相位曲线联合反演参数修改较好点次。

对于两个 MT 测深点，分别求取了三种平均阻抗[2]，进而计算了其相应的常规视电阻率、相位、实部视电阻率、虚部视电阻率。利用两种联合反演方法反演拟合了两测点三种平均阻抗的相应参量，结果表明，阻抗实部视电阻率-虚部视电阻率联合反演结果较为集中，且与钻井测量资料符合较好。综合分析这一系列反演结果，大体可给出该两测点的各电性层参数的域值范围（表 2）。

表 2　两个测点三种平均阻抗综合反演解释结果

测点	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	ρ_6	h_1	h_2	h_3	h_4	h_5
No.1	26.9—27.8	7.16—7.27	35.0—270	1.74—1.90	40.0—200	1.70—5.70	0.45—0.47	1.64—1.72	3.60—4.30	9.70—12.7	2.60—3.70
No.2	24.2—25.0	5.57—5.79	28.0—40.0	1.59—1.89	70.0—200	3.40—8.40	0.53—0.55	0.95—1.05	4.90—5.20	9.70—10.9	2.10—2.80
共同电性层	Q+N			1.74—1.89	70.0—200	3.40—5.70	Q+N			9.70—10.9	2.60—2.80

三、电偶源频率电磁测深比值视电阻率和阻抗相位之间的色散关系及其联合反演

FEMS 近年来比较普遍采用正交电、磁场分量 E_x、H_y 的比值视电阻率

$$\rho(E_x/H_y)=\left|E_x/H_y\right|^2/\mu\omega \tag{2}$$

其中 ω 为圆频率，μ 为真空中的磁导率。对于赤道装置电偶极沿 x 方向。地表波阻抗 $z=E_x/H_y$ 的相位 φ_{xy}，定义为地表测量的电场水平分量 E_x 的相位 φ_e 与磁场水平分量 H_y 的相位 φ_h 之差：

$$\varphi_{xy}=\varphi_e-\varphi_h=\arctan(\mathrm{Im}(E_x)/\mathrm{Re}(E_x))-\arctan(\mathrm{Im}(H_y)/\mathrm{Re}(H_y)) \tag{3}$$

对于一维地球在远场条件下，FEMS 的源场可近似看作垂直入射的均匀平面波，则其地表的波阻抗也近似等效于 MT 测深中的均匀平面波阻抗。如果满足远场条件，FEMS 的比值视电阻率 $\rho(E_x/H_y)$ 和相应的阻抗相位 φ_{xy} 也是近似满足色散关系的。进入低频近场区后，视电阻率曲线在 $\lg\rho$-$\lg T$ 图上将以直线上升，阻抗相位值则趋近于 0°，而与地球电性结构无关。在色散关系中（如果存在的话），近场区内的相位值对其它实频域内视电阻率贡献甚微，反之亦然。进一步讨论近场区内视电阻率和相位之间色散关系意义不大。在介于远场区和近场区之间的过渡区内，波阻抗的情况就变得比较复杂了。过渡区内入射波可看为由地面波（均匀平面波）和地层波所组成，从理论上严格证明其波阻抗视电阻率和相位之间色散关系的存在可能是比较困难的。但是，如果我们能够找到一种算法，对各种不同地电模型，可以由足够宽频带内一套理论视电阻率值计算出与理论阻抗相位值相一致的一套相位资料，或反之，则间接表明它们之间是存在色散关系的。事实上，确实存在类似的滤波系数算法，以由 FEMS 的比值视电阻率估算阻抗相位，而不依赖于地电模型结构。表 3 给出了两个模型（如图 2）试验的例子，其工作频率为 5×10^{-5}—0.03Hz，包含了远场区、过渡区和近场区的资料。可见，计算出的波阻抗的相位值与理论值是比较一致的。

本文前面对 MT 响应函数所作有关色散关系和联合反演的讨论，同样也适用于 FEMS 波阻抗视电阻率和相位。同时可以看出(图 2)，仅反映出第一层影响的曲线首部的平直部分视电阻率曲线延伸至较低频率，而开始明显受第二层高导层影响(HK 型模型)，视电阻率曲线下降、相位曲线上升，或受第二高阻层影响（KH 型模型），视电阻率曲线上升、相位曲线下降，都表现为相位曲线开始于较高频率。对于 H 型模型，由第二高导层引起的相位曲线的极大值明显超前于相应视电阻率曲线的极小值。表明视电阻率资料较多地带有地球较浅部的信息，而相位资料则较多地带有地球较深部的信息（相同频率），其联合反演同样相当于拓宽了观测频带。同时可以看出，仅对上部一、二层分层电性反差视电阻率曲线表现出了比较明显的起伏，由于近场效应造成视电阻率后部单调上升，由下部分层电性反差所引起的曲线起伏就很不明显。而相位曲线则对下部各层电性反差的存在表现出了比较明显的起伏。可能表明相位资料对区分模型下部诸层有较好效果。相位资料的存在将有利于比较正确地选择反演的初始模型。

FEMS 视电阻率和阻抗相位的联合反演响应函数差值向量构制中，视电阻率对数值大体等价于以弧度表示的相位值。场分量 E_x、H_y 计算利用快速汉克变换滤波系数算法，反演

迭代中雅可比矩阵计算采取了某些近似方法[3]，较大程度地减少了反演计算量。反演试验证明，视电阻率和阻抗相位的联合反演优于视电阻率的单参量反演（表 4）。统观全部反演迭代过程可以看出，联合反演迭代过程是比较稳定的参数修改摆动不大，几次迭代之后，对于所有的电性层参数联合反演都具有较好的分辨识别效果。应该指出，这里所给的例子是反演拟合给定模型的较完整的曲线。如果需反演拟合的观测资料是在更为狭窄频带内的不完整的曲线，联合反演将具有更为明显的好效果。

表 3　频率电磁测深中两个模型理论和估算的相位值的比较

	T	44.97	44.94	45.59	46.09	40.52	29.53	19.88	14.00	11.83	15.58
K	C	44.98	44.96	45.64	45.92	40.27	29.50	19.94	14.11	12.10	15.37
H	T	15.31	20.85	24.89	21.20	16.51	14.91	11.82	5.84	1.05	−1.02
模	C	15.64	20.84	24.51	20.99	16.39	14.61	11.49	5.93	1.26	−0.81
型	T	−1.28	−0.94	−0.57	−0.32	−0.17	−0.09	−0.05	−0.02	−0.01	−0.01
(°)	C	−1.07	−0.74	−0.38	−0.12	0.04	0.15	0.24	0.36	0.58	0.99
	T	45.01	45.00	44.38	45.00	49.74	56.34	61.10	62.90	62.29	60.78
H	C	45.03	44.96	44.37	45.12	49.82	56.28	60.96	62.68	62.17	60.76
K	T	60.58	55.44	34.22	6.47	−4.13	0.76	2.99	2.87	1.45	−0.14
模	C	60.51	53.19	31.97	7.88	−3.60	0.64	2.74	2.69	1.56	0.04
型	T	−1.15	−1.46	−1.32	−1.01	−0.70	−0.45	−0.28	−0.17	−0.10	−0.04
(°)	C	−0.96	−1.25	−1.12	−0.82	−0.50	−0.24	−0.04	0.12	0.29	0.72

T——理论相位值；C——计算值。

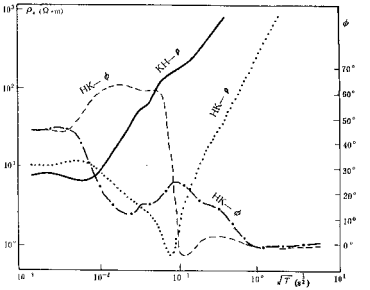


图 2　频率电磁测深中两个模型的视电阻率和相位曲线

表 4　频率电磁测深中联合反演和单参量反演结果的比较

		视电阻率单参量反演					视电阻率相位联合反演				
N		ρ_1	ρ_2	ρ_3	h_1	h_2	ρ_1	ρ_2	ρ_3	h_1	h_2
0	P	11.8	300	2.00	200	200	11.8	300	2.00	200	200
	R	51	−63	100	100	−50	51	−63	100	100	−50
1	P	8.90	440	2.07	133	374	11.2	406	1.96	80.0	259
	R	14	−45	107	33	−6.4	44	−49	96	−20	−35
2	P	7.80	608	2.00	75.1	456	7.06	579	1.80	94.5	240
	R	−0.0	−24	99	−25	14	−9.5	−28	80	−5.5	−40
3	P	7.89	729	1.87	97.7	488	7.64	757	1.26	99.9	285
	R	1.1	−8.9	87	−2.3	22	−2.1	−5.4	26	−0.1	−29
4	P	7.82	833	1.62	101	470	7.78	793	1.01	100	331
	R	0.2	4.1	62	1.1	17	−0.3	−0.9	1.0	0.0	−17
5	P	7.81	840	1.44	101	455	7.82	779	0.94	99.5	364
	R	0.2	5.0	44	1.4	14	0.3	−2.6	−6.0	−0.5	−9.0
6	P	7.81	839	1.37	102	445	7.80	795	0.98	99.9	386
	R	0.2	4.9	37	1.5	11	0.0	−0.6	−2.0	−0.1	−3.5
7	P	7.79	811	1.03	101	413	7.80	797	0.99	99.9	394
	R	−0.1	1.3	2.6	0.6	3.3	0.0	−0.4	−1.0	−0.1	−1.5
8	P	目标函数发散					7.80	799	1.00	100	399
	R						0.0	−0.1	0.0	0.0	−0.3

N——迭代次数；P——层参数；R——相对误差（%）。

四、大地电磁测深和电偶源频率电磁测深视电阻率的联合反演

MT 测深和 FEMS 都是建立在电磁场趋肤效应的物理基础上的体积勘探方法。FEMS 中所定义的正交电磁场比值视电阻率（（2）式），形式上与一维地球 MT 测深视电阻率相同，在非一维情况下，当远场条件满足时，其电磁波阻抗张量亦近似等效于 MT 阻抗张量。过渡区和近场区的情况则比较复杂。一些试验表明，到目前为止，尚未找到比较好的方法，以比较精确地将 FEMS 过渡区和近场区的视电阻率观测值校正为远场条件的值，而直接套用 MT 的反演解释方法[4]。我们的联合反演也只能是建立在用同一个地电模型，分别去拟合两种电磁法的观测资料。由趋肤效应出发，考虑到处于高频区的 FEMS 视电阻率主要受地电模型比较上层的影响，在进行共正演计算中，采用了以整体地电模型的中间层为基底的小层数模型，并设计了可交替进行的整体模型参数反演和部分参数反演两个环节。部分参数反演系纯 MT 反演，在迭代过程中仅拟合低频区的 MT 资料，对上部相应层的参数并不作修改。

我们将这里的两种电磁法视电阻率联合反演与 MT 视电阻率反演、MT 视电阻率-相位

联合反演的效果进行了对比。它们表明，在拟合度与实际观测误差大体可以相比拟的反演迭代阶段，两种电磁法视电阻率联合反演明显优于其它两种反演。在模型层参数接近真值，迭代拟合度达千分之五以后，三种反演方法效果的差别就不明显了，可能与两种电磁法视电阻率联合反演计算中所作的一系列近似有关。

利用这里研制的联合反演程序，基本上在观测误差范围内，反演拟合了两个测点两种电磁法视电阻率观测资料（图 3）。所获得的反演迭代结果与测点处钻井测量资料的分层有较

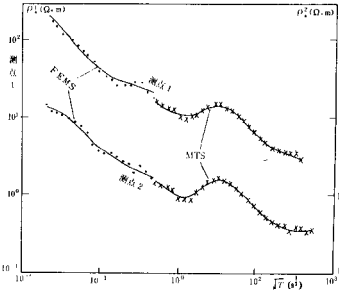


图 3　两个测点两种电磁法的联合反演拟合结果

· FEMS 观测值；×MTS 观测值；——拟合曲线；ρ_a^1 测点 1；ρ_a^2 测点 2

表 5　两个测点的电磁资料联合反演结果和钻井资料的对比

第一号测点						第二号测点					
钻井资料				EM 资料反演		钻井资料				EM 资料反演	
地质年代分层		电阻率 (Ω·m)	H (km)	电阻率 (Ω·m)	H (km)	地质年代分层		电阻率 (Ω·m)	H (km)	电阻率 (Ω·m)	H (km)
第四纪	Q	60—500	0.110	200	0.113	第四纪	Q	60—500	0.096	115	0.129
上第三系	N	8—30	0.442			上第三系	N	8—30	0.523	13.8	0.531
白垩系	K_2	10—15	0.621	7.51	0.986	白垩系	K_2	10—15	0.723		
	K_1	10—15	1.041				K_1	10—15	1.176	7.11	1.911
侏罗系	J_3	10—20	1.387			侏罗系	J_3	10—20	1.480		
	$J_{1,2}$	10—20	2.705	17.4	6.06		$J_{1,2}$	10—20	1.830		
(未见底)						前震旦系	Pt	>100	1.996	89.8	6.33
				1.77	18.0					1.92	16.6
				90.8	25.7					83.8	20.3
				0.63						3.72	

H——底面埋深。

好的对应关系（表 5）。对于两个测点处钻井资料所给出的一些地质分层界面也都有一定程度的识别。对于相距甚近的这两个测点，反演所得到深部的电性分层是基本上相对应的。

利用色散关系（1）式，由两种电磁法观测的视电阻率获得了 FEMS 的相位资料。考虑到两测点 FEMS 源距较大，其视电阻率曲线的尾部尚未受到近场效应明显的影响，对其两种电磁测深资料进行了拟 MT 联合反演(阻抗视电阻率-相位联合反演，阻抗实部视电阻率-虚部视电阻率联合反演)，拟合了观测资料（图 4），获得了相近的结果。由于频带的拓宽，两种 MT 联合反演效果的差别已不明显。

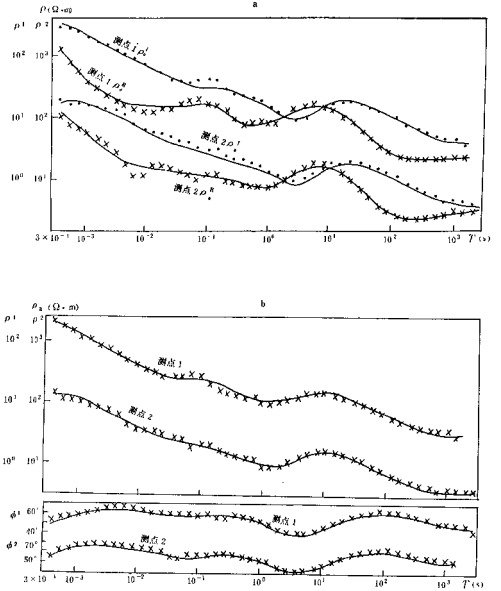


图 4　两个测点两种电磁法资料的拟大地电磁反演拟合结果(ρ^1 测点 1；ρ^2 测点 2)

(a) 阻抗实部和虚部视电阻率的联合反演（×阻抗实部视电阻率观测值 ρ_s^R；·阻抗虚部视电阻率观测值 ρ_s^I；——拟合曲线)；(b) 视电阻率和阻抗相位的联合反演（×观测值；——拟合曲线）

参 考 文 献

[1] Yee, E. and Paulson, K. V., Concerning dispersion relations for the magnetotelluric impedance tensor, Geophysical Journal, Vol, 95, No.3, 549—559, 1988.

[2] Park, S.K.and Livelybrook, D.W.,Quadtitative interpretation of rotationally invarianty parameters in magnetotellurics, Geophys., Vol.54, No.11, 1483—1490, 1989.

[3] 林长佑、张慧青、武玉霞，利用改进后的广义逆进行电偶源频率电磁测深资料的反演，物探化探计算技术，13，2，1991。

[4] Bartel, L.C.and Jacobson, R.D., Results of a controlledsource audiofrequeney magnetotelluric survey at the Puhimau thermal area, Kllauea Volcano, Hawaii, Geophys., 52, 665—677, 1987.

样本组合法大地电磁张量处理

李杏彬

（地矿部物化探研究所）

一、样本组合法的含义

设有一线性系统

$$y=\sum_{i=1}^{N}a_i x_i \tag{1}$$

式中，$\vec{x}=(x_1,x_2,\cdots,x_N)$ 为系统输入，y 为系统输出，$\vec{a}=(a_1,a_2,\cdots,a_N)$ 为系统传输系数。观测值 $S^j=(y^j,x_1^j,x_2^j,\cdots,x_N^j)$ 称做线性系统的第 j 个样本。为了确定传输系数 $\vec{a}$，至少需要 N 个相互独立的样本。假设我们得到 M 个样本，则可从中选出 k 组样本，每组有 N 个样本，从而得到 k 个传输系数 $\vec{a}$ 的估值。用某种统计方法，可由 $\vec{a}$ 的 k 个估值得到 $\vec{a}$ 的伪真值。

二、常电噪声的引入

在大地电磁场源满足平面波假定的条件下，通常认为电磁场之间满足张量阻抗关系，

$$\begin{cases}E_x=z_{xx}H_x+z_{xy}H_y+\varepsilon_x\\E_y=z_{yx}H_x+z_{yy}H_y+\varepsilon_y\end{cases} \tag{2}$$

式中，E,H和ε分别为电、磁场和噪声。

ε 是不是数学期望为零的随机噪声呢？答案是否定的，理由如下：

1. 一切由于地电化学作用引起的大地电场（如液相和固相分界面上由于氧化还原作用产生的电荷层所激发的自然电位场），和供电网络电压波动等物理原因引起的大地电场，不能看作均值为零的随机场。

2. 非均匀平面波大地电磁场，可产生一个常电场附加项。由 $\nabla\times H=\sigma E$ 可得：

$$\begin{cases}E_x=\rho\left(\dfrac{\partial H_z}{\partial y}-\dfrac{\partial H_y}{\partial z}\right)\\E_y=\rho\left(\dfrac{\partial H_x}{\partial z}-\dfrac{\partial H_z}{\partial x}\right)\end{cases} \tag{3}$$

设H_x、H_y、H_z具有如下形式的解，

$$\begin{cases} H_x = Ae^{i(k_x x + k_y y + k_z z)} \\ H_y = Be^{i(k_x x + k_y y + k_z z)} \\ H_z = Ce^{i(k_x x + k_y y + k_z z)} \end{cases} \tag{4}$$

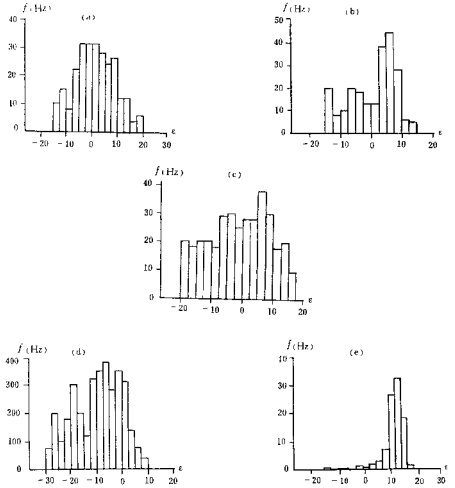


图1　电磁响应函数的误差分布试验(据林长佑等)

把(4)代入(3)式得，

$$\begin{cases} E_x = i\rho k_y H_z - i\rho k_z H_y \\ E_y = i\rho k_z H_x - i\rho k_x H_z \end{cases}$$

或者

$$\begin{cases} E_x = z_{xy} H_y - E_{x0} \\ E_y = z_{yx} H_x - E_{y0} \end{cases} \tag{5}$$

式中，$E_{x0} = -i\rho k_y H_z$，$E_{y0} = i\rho k_x H_z$，$z_{xy} = -i\rho k_z$，$z_{yx} = i\rho k_z$

由（5）式可得任一观测笛卡尔坐标系下的电磁张量阻抗关系式：

$$\begin{bmatrix} E_x' \\ E_y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} z_{xx} & z_{xy} \\ z_{yx} & z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x' \\ H_y' \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} E_{x0}' \\ E_{y0}' \end{bmatrix} \tag{6}$$

3.大地电磁响应函数误差分布的数字试验，也表明随机干扰的数学期望不为零。

图 1 是电磁响应函数误差分布实验结果[1]。图中，a 近似为期望值为零的正态分布，b 在 $\varepsilon=-15$，-5 和 $\varepsilon=5$ 处有三个峰，c 近似为均匀分布，d 也表现为二个峰，e 表现为尖脉冲。可以看出，大地电磁场的干扰是非常复杂的，以致于找不到一个合适的概率分布来描述干扰的特征。另外一个原因是，我们把本来不是随机的干扰源当成了随机干扰源，以致使大地电磁场的误差分布复杂化了。可以肯定，图 1 中误差分布形态的多样性，说明存在一个非随机的，常噪声干扰源。

鉴于上述理由，大地电磁场干扰应分解成两部分，第一部分为非随机干扰源产生的常噪声，这种噪声是不可能凭借多次迭加而消除的；第二部分为随机干扰源引起的随机噪声。因此，大地电磁场的阻抗张量关系式应修改为，

$$\begin{cases} E_x = z_{xx}H_x + z_{xy}H_y + E_{x0} + \varepsilon_x \\ E_y = z_{yx}H_x + z_{yy}H_y + E_{y0} + \varepsilon_y \end{cases} \tag{7}$$

假设我们有 M 组相互独立的样本 S^j，$j=1$，M，从中选取 3 个为 1 组，可得到不重复的 N 组样本，进而得到阻抗张量元素和常电场噪声的 N 个样本值，然后采用下面将要介绍的统计方法，得到阻抗张量元素的点估计及其方差。

三、逐次逼近加权矩法点估计

当我们得到了某个统计量的 N 个样本，可以有多种方法得到其数学期望估值和方差估计。自然我们希望得到一种估计值接近于期望值，方差接近于零的统计方法。我们发展了一种逐次逼近加权矩法点估计方法，简称 GAWM（Gradually approaching weighted Moment），其基本原理为，如果 $-\varepsilon+\hat{\alpha}<S_0<\varepsilon$ 在统计量 S 的 N 个估值中出现的频次最高，那么 S 的期望值为 S_0。数值计算结果表明，GAWM 的统计特性比矩法好。GAWM 的公式为：

$$\begin{cases} \hat{a} = \dfrac{1}{W}\sum_{i=1}^{N}\omega_i\zeta_i \\ \hat{\sigma}^2 = \dfrac{W}{\omega^2 - \sum\omega_i^2}\sum_{i=1}^{N}\omega_i(\zeta_i - \hat{a})^2 \end{cases} \tag{8}$$

式中，$\omega_i = 1/|\zeta_i - \hat{a}|$，$\omega = \sum_{i=1}^{N}\omega_i$ 可以证明，$\hat{a}$ 和 $\hat{\sigma}^2$ 分别是 a 和 σ^2 的无偏估计。设 $E(\zeta)=a$，$D(\zeta)=\sigma^2$，a 和 σ^2 为有限值，则，

$$E(\hat{a}) = \frac{1}{W}\sum_i\omega_i E(\zeta_i) = \frac{1}{W}\sum\omega_i a = a$$

$$E(\hat{\sigma}^2)=\frac{W}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\sum_i\omega_i E\left[(\zeta_i-\hat{a})^2\right]$$

$$=\frac{W}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\sum_i\omega_i E\left(\zeta_i^2-2\hat{a}\zeta_i+\hat{a}^2\right)$$

$$=\frac{W}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\sum_i\omega_i\left(E\left(\zeta_i^2\right)-2\hat{a}E(\zeta_i)+E(\hat{a}^2)\right)$$

$$=\frac{W}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\sum_i\omega_i\left(E\left(\zeta_i^2\right)-E(\hat{a}^2)\right)$$

$$=\frac{W}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\sum\omega_i(D(\zeta)+E^2(\zeta)-D(\hat{a})-E^2(\hat{a}))$$

$$=\frac{W^2}{\omega^2-\sum\omega_i^2}(D(\zeta)-D(\hat{a})+a^2-a^2)$$

$$=\frac{W^2}{\omega^2-\sum\omega_i^2}(D(\zeta)-D(\hat{a}))$$

$$D(\hat{a})=D\left(\frac{1}{W}\sum\omega_i\zeta_i\right)=\frac{1}{W^2}\sum\omega_i^2D(\zeta_i)=\frac{\sum\omega_i^2}{W^2}\sigma^2$$

$$E(\hat{\sigma}^2)=\frac{W^2}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\left(\sigma^2-\frac{\sum\omega_i^2}{W^2}\sigma^2\right)=\sigma^2$$

GAWM的统计步骤如下:

1) 令$\omega_i=1.0, i=1,N, W=N$,给出迭代精度α;

2) 计算$\hat{a}_1=\frac{1}{W}\sum_i\omega_i\zeta_i$;

3) 计算$\omega_i=1.0/\left|\zeta_i-\hat{a}_1\right|$, $\omega=\sum_i\omega_i$;

4) 计算$\hat{a}_2=\frac{1}{W}\sum\omega_i\zeta_i$, $\beta=\left|\hat{a}_1-\hat{a}_2\right|/\left|\hat{a}_1\right|$;

5) 判断β是否大于α,是转到(3),否往下执行;

6) 计算方差$\hat{\sigma}^2=\frac{W}{\omega^2-\sum\omega_i^2}\sum\omega_i(\zeta_i-\hat{a})^2$。

特殊情况处理,如果第k次逼近时有$\zeta_i-\hat{a}_{k-1}=0$,则取

$$\hat{a}=\hat{a}_{k-1},\qquad \hat{\sigma}^2=\frac{W_{k-1}}{\omega_{k-1}^2-\sum\omega_{i,k-1}^2}\sum\omega_{k-1,i}(\zeta_i-\hat{a}_{k-1})^2。$$

下面是两个数值实验的例子。

实验1, 统计量的GAWM点估计

设有一统计量的7个样本值，

0.1，0.3，1.99，2.0，2.01，6，10

去掉一个最小值和一个最大值后剩5个样本值，

0.3，1.99，2.0，2.01，6

其矩法估计值为$\hat{a}_1 = 2.46, \hat{\sigma}_1^2 = 3.57$。而其GAWM的估计过程和结果如下表1。

表1 统计量的GAWM估计

逼近次数	权 系 数 ω_i					总权 W	$\hat{a}_2$
1	1	1	1	1	1	5	2.46
2	0.463	2.128	2.174	2.222	0.282	7.296	2.047
3	0.572	17.451	21.14	26.808	0.253	66.224	2.002
4	0.588	83.33	500.0	125.0	0.25	709.168	2.00059
方 差	$\hat{\sigma}_2^2 = 0.0176$						

把矩法估计结果$\hat{a}_1, \hat{\sigma}_1^2$和GAWM的结果$\hat{a}_2, \hat{\sigma}_2^2$连同样本一起进行分析对比，可见$-0.01 + 2.00 + 0.01$在5个样本中出现了3次，所以理想估值结果应接近于2.00，不难看出GAWM的结果好。

实验2，线性系统的传输系数的四种不同方法比较

设有一线性系统，

$$y = ax \tag{9}$$

为了求得a，可由测得的样本值$(x_i, y_i), i = 1, M$，通过某种估值方法来完成，实验步骤如下：

（1）给定a；

（2）给定随机序列的最大值p，生成随机序列x_i，$i = 1$，M；

（3）由（9）式求y_i，$i = 1$，M；

（4）给定x和y的随机噪声峰值R_x和R_y，生成噪声序列n_{x_i}，n_{y_i}，$i = 1$，M；

（5）信噪相加 $x_i' = x_i + nx_i$

$y_i' = y_i + ny_i$，$i = 1, M$；

（6）由样本(x_i', y_i')，$i = 1$，M求以下四种方法的传输系数a的估值。

以$y = ax$为模型的最小二乘法和组合法，和以$y = ax + b$为模型的最小二乘法和组合法。为了便于比较，定义质量因子，

$$Q = \frac{R_x + R_y}{p(1+a)} \cdot \frac{1}{|a - \hat{a}|} \tag{10}$$

和优越度，

$$G_{ij} = Q_i / Q_j \tag{11}$$

质量因子Q的含义为噪信比与传输系数预期离差的比值，质量因子越大，表明估值方法越

好。优越度是第 i 种估值法质量因子与第 j 种估值法质量因子的比值，当优越度 G_{ij} 大于 1 时，表明第 i 种估值法比第 j 种优越。

数值实验结果如图 2 所示，图中曲线上数码符号的含义为：

“0”表示传输系数真值 a；“1”表示以 $y=ax$ 为模型的最小二乘法的结果；“2”表示以 $y=ax+b$ 为模型的最小二乘法；“3”表示以 $y=ax$ 为模型的样本组合法；“4”表示以 $y=ax+b$ 为模型的组合法。横坐标为噪信比。图 2 中，a 为只有输入噪声的结果，b 为只有输出噪声的结果，c 为输入输出中都有噪声的结果。可见，在三种情况下，第 1，2 两种方法的结果较接近，第 3，4 种方法的结果不同，4 种方法中，以第四种方法的结果最稳定，接近真值。d 为输入输出均有噪声时的质量因子，可见第 4 种方法的质量最好。e 为输入输出均有噪声时第 4 种方法对第 1 种方法的优越度，可见第 4 种方法比第 1 种方法好。本实验表明，样本组合法是一种优越的统计方法。

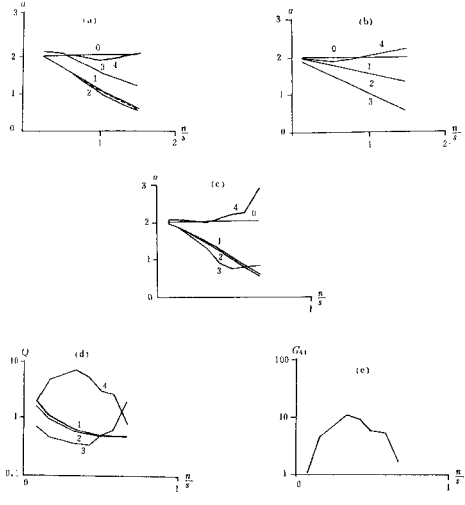


图 2　最小二乘和样本组合法对比实验

四、结果验证

1.用人工合成数据对样本组合法进行验证对比

为了便于比较，用整个频段上的平均噪信比和平均常噪信比做为对比参数。前者是指随机噪声幅值与讯号幅值之比的平均值，后者是指常噪声幅值与信号幅值之比的平均值。并用以下符号表示：r_x 表示 x 向电道平均噪信比；r_y 表示 y 向电道平均噪信比；R_x 表示 x 向电道平均常噪信比；R_y 表示 y 向电道平均常噪信比。

在图 3 和图 8 中，实线为标准曲线，虚线为由标准曲线合成的时间序列，经张量分析后得到的结果。图 3—图 6 是一维结果，图 7—图 8 是二维结果。

图 3 中，噪声为零，a，b 分别是最小二乘法的电阻率和相位；c，d 分别是样本组合法的电阻率和相位，计算结果和标准曲线十分吻合，说明两种张量分析方法的结果是正确的。

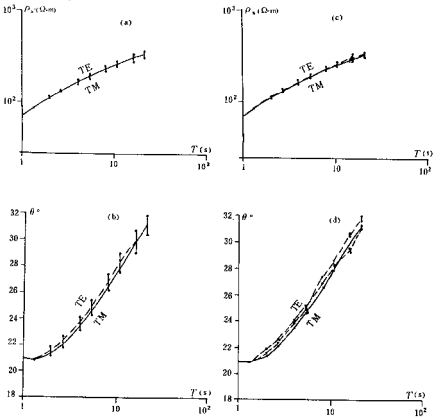


图 3　组合法和最小二乘法对一维人工合成数据的处理结果对比之一

图 4 中，$R_x=0.617$，$R_y=0.318$，$r_x=0.0$，$r_y=0.0$。在常电噪声干扰下，最小二乘法的视电阻率曲线发生严重畸变，而组合法不受其影响。最小二乘法的误差棒比组合法的长得多。最小二乘法 TM 模式的视电阻率曲线畸变较轻，这说明常电噪信比小于 0.3 时，最小二乘法的结果是可以接受的。

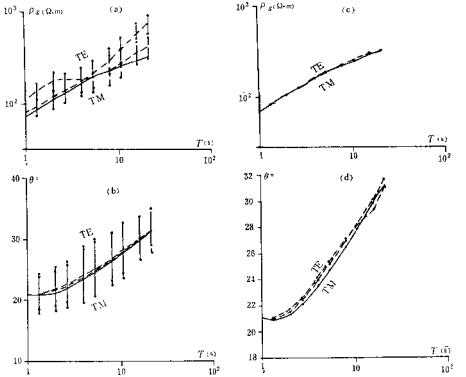


图 4　组合法和最小二乘法对一维人工合成数据的处理结果对比之二

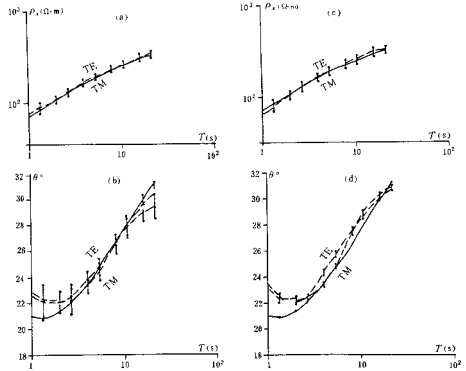


图 5　组合法和最小二乘法对一维人工合成数据的处理结果对比之三

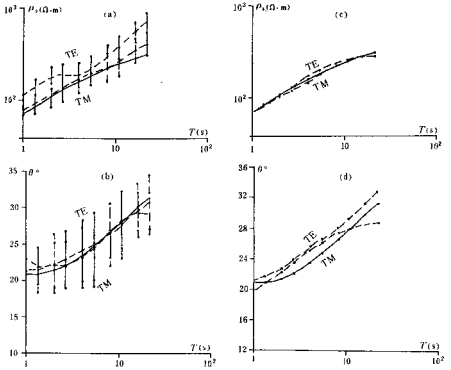


图 6　组合法和最小二乘法对一维人工合成数据的处理结果对比之四

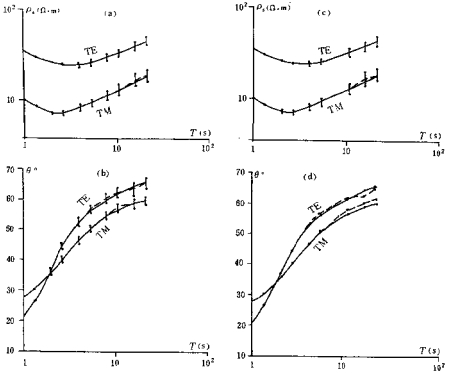


图 7　组合法和最小二乘法对二维人工合成数据处理结果对比之五

图 5 中，$R_x=0.0$，$R_y=0.0$，$r_x=1.0$，$r_y=0.6$。可见，最小二乘法和组合法对随机噪声的压制能力较好。

图 6 中，$R_x=0.617$，$R_y=0.318$，$r_x=1.0$，$r_y=0.6$。在混合噪声的干扰下，最小二乘法的视电阻率和相位曲线都发生了畸变，误差增大。组合法的视电阻率曲线和标准曲线吻合的较好，相位曲线畸变。

图 7 是无噪声干扰下的二维验证结果，可以看出，最小二乘法和样本组合法的结果是正确的。

图 8 中，$R_x=0.59$，$R_y=0.29$，$r_x=1.0$，$r_y=0.6$。不难看出，最小二乘法结果曲线的畸变程度要比组合法的大得多。

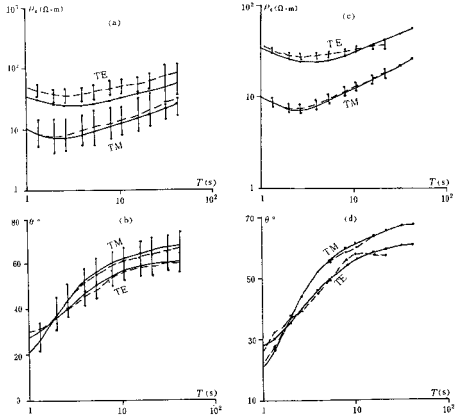


图 8　组合法和最小二乘法对二维人工合成数据处理结果对比之六

2.野外实测数据处理结果

我们选用地矿部物探所地磁差分组，于 1990 年在河南商丘采集的两个站的连续时间序列进行了试算。采样速率为 12s，系统没有相位刻度。

图 9 为四号站结果，由于 50—100s 区间的干扰严重，最小二乘法丢弃了 100s 以下的频点，视电阻率曲线左支趋向于低阻，相位曲线 TE 模式有较大跃变。样本组合法的视电阻率曲线左支趋向于几十欧姆·米，200s 附近显示有 1Ω·m 左右的低阻层，相位曲线比最小二乘法的好得多。

图 10 是 6 号站结果，TE 模式的噪声干扰小，最小二乘法和样本组合法的视电阻率曲

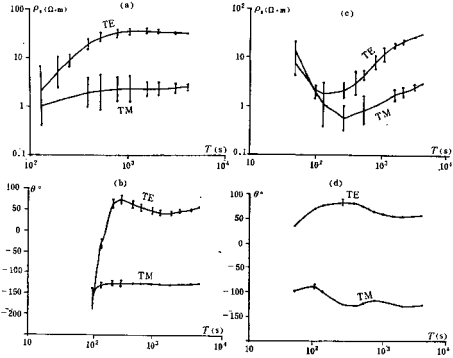


图 9　组合法和最小二乘法对野外数据处理结果对比之一

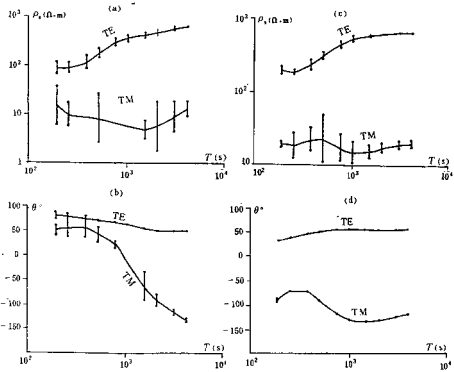


图 10　组合法和最小二乘法对野外数据处理结果对比之二

线有相似形态；TM 模式干扰大，最小二乘法的视电阻率曲线有频点丢失，相位曲线变坏，

而样本组合法的结果较好。

五、讨　论

由以上结果可以得出以下几点结论：1）大地电磁场中存在常电噪声，这种噪声使大地电磁响应函数的误差分布复杂化；2）常电噪声仅靠多次叠加是不能克服的。组合法可有效地压制常电噪声的干扰。这一点由人工合成数据的处理结果得到了很好的证明。从图 9 中的野外资料处理结果也可得到佐证。图 9 中，最小二乘法丢掉了 48 和 96s 两个频点上的值，而组合法在这两个频点上的结果却没有丢。从人工合成数据结果已经证明，最小二乘法对随机干扰的抑制能力很好，所以引起频点丢失很可能是常电干扰在这两个频点上太强的缘故。3）样本组合法适合于任意分布的噪声干扰，不像 Robust 方法那样，需要精心选择加权函数和参数，样本组合法充分利用观测样本本身提供的信息，逼近统计量的期望值。

参 考 文 献

[1] 林长佑、武玉霞、刘晓玲，大地电磁响应函数的除偏估算和误差的研究，西北地震学报，第10卷，第3期，1988。

[2] 陈乐寿、王光锷，大地电磁测深法，地质出版社，1990。

[3] 中山大学数学力学系《概率论及数理统计》编写小组，概率论及数理统计，高等教育出版社，1980。

大地电磁数据处理应用软件系统 W-MTS

姜源清　彭先干

（国家地震局地球物理勘探大队）

W-MTS 是我们 1987 年研制的大地电磁测深数据处理应用软件系统。全套软件在 16 位微型机 Apricot 上调试完成，也可以在配有 FORTRAN77 或其子集的编译程序、内存容量不少于 512k 字节的其它 16 位微型机上运行。应用软件中的各种绘图程序则要求机器配有图形系统软件 GSX-86。该软件的主程序为四分量处理。一次进入的各个场分量的最大样本数为 4096 个。该软件使大地电磁数据处理更加灵活方便，同时也缩短了处理周期。一般说来，一个测点的 MT 资料，回放解编后一天即可处理完毕。单段资料的处理只需要十几分钟。在装有协处理器 8087 的条件下，3—4 分钟即可获得单段资料的处理结果。

一、W-MTS 应用软件的组成及其功能

W-MTS 大地电磁数据处理应用软件系统由两部分组成：主程序和辅助程序。主程序共有三个；辅助程序共有 10 个。主程序(一)用于 MT 单段资料的全过程处理。野外采集到的大地电磁场正交分量的混编二进制数据由解编程序解编成 10 进制的分道数据，由程序依次读入进行预处理、快速富氏变换和系统参数校正，然后计算自功率谱、互功率谱以及在对数尺度上基本等间隔划分的各个频率区间的平均功率谱，并且将其作为中间结果存盘。程序运行后给出测点电性构造主轴(如果存在的话)方向上的阻抗张量元素 $z_{ij}(\omega)$、视电阻率 $\rho_{ij}(\omega)$ 和阻抗相位角 $\varphi_{ij}(\omega)(ij=xy,\ yx)$以及其它一些参数。主程序(二)和主程序(三)利用主程序(一)给出的单段资料的功率谱对多组资料段进行联合处理。在对多组资料段功率谱进行平均的过程中再根据全信息相干度、稳定性系数等参数对资料进行一些必要的筛选。程序运行后给出测点下测量方向上和电性构造主轴方向上的阻抗张量要素 $z_{ij}(\omega)$、$z'_{ij}(\omega)$和主轴方向上的视电阻率 ρ_{ij}-T 曲线、阻抗相位 φ_{ij}-T 曲线($ij=xy,\ yx$)以及椭率 $SB(\omega)$、二维偏离度 $SK(\omega)$、主轴方向角 $\theta(\omega)$等。为估价处理结果的可信程度，程序中也同时计算了视电阻率的误差统计量(标准误差)。

辅助程序中的 QWA · FOR 是数据解编程序，专门用来解编五道场分量的混编二进制采样数据。COHE1 · FOR 计算 MT 全段资料相应场分量之间的相关度。DFILT · FOR 是 KAISER 窗采样数据的计算程序，用以为主程序加窗服务。GDH · BAS 是多道采样数据的模拟曲线恢复程序。GD3RH · BAS 是对长的 MT 记录分段连续绘图程序。野外采集到的 MT 资料由程序 COHE1 · FOR 给出的相应场分量之间的相关度，以及绘图程序给出的记录模拟曲线，可以大致评价资料的质量，进行初步筛选，剔除特别差的资料段，保留较好的

资料段，进行下一步的处理。程序 GLOG2·BAS 和 GLOGRE2·BAS 是双对数坐标绘图程序，专门用来绘制 $\rho-T$ 曲线。GLOGRE2·BAS 带有误差棒。程序 GLOGPH2 是 $\varphi-T$ 曲线绘图程序。GLOGB·BAS 是 Bostick 反演解释结果的绘图程序。

二、主程序编制所依据的数学模式概要

由于在 70 年代之前的许多实际应用中已经证明建立在一维介质模型上的标量阻抗求取的 MT 数据处理的数学模式往往与实际地质情况差距较大，得不到好的结果，所以 W-MTS 主程序编制所依据的是建立在二维介质模型上的张量阻抗求取的数学模式。在频谱分析的基础上，由大地电磁场正交水平分量的自功率和互功率密度谱的平均值出发，使用 Swift（1967）、Sims、Bostick（1969）等使用过的如下公式求取张量阻抗元素：

$$Z_{xx}=\frac{\langle E_xA^*\rangle\langle H_yB^*\rangle-\langle E_xB^*\rangle\langle H_yA^*\rangle}{\langle H_xA^*\rangle\langle H_yB^*\rangle-\langle H_xB^*\rangle\langle H_yA^*\rangle}$$

$$Z_{xy}=\frac{\langle E_xB^*\rangle\langle H_xA^*\rangle-\langle E_xA^*\rangle\langle H_xB^*\rangle}{\langle H_xA^*\rangle\langle H_yB^*\rangle-\langle H_xB^*\rangle\langle H_yA^*\rangle}$$

$$Z_{yx}=\frac{\langle E_yA^*\rangle\langle H_yB^*\rangle-\langle E_yB^*\rangle\langle H_yA^*\rangle}{\langle H_xA^*\rangle\langle H_yB^*\rangle-\langle H_xB^*\rangle\langle H_yA^*\rangle}$$

$$Z_{yy}=\frac{\langle E_yB^*\rangle\langle H_xA^*\rangle-\langle E_yA^*\rangle\langle H_xB^*\rangle}{\langle H_xA^*\rangle\langle H_yB^*\rangle-\langle H_xB^*\rangle\langle H_yA^*\rangle}$$

式中 $\langle E_iA^*\rangle=\sum_{i=1}^{n}E_iA_i^*$，$\langle E_iB^*\rangle=\sum_{i=1}^{n}E_iB_i^*$ 等表示同一频率区间的 n 组平均自功率或互功率之和；A^* 和 B^* 表示 E_x、E_y、H_x、H_y 任意两个分量的共轭复数。为避免在场源非稳定线性极化条件下，上式出现解不稳定的情况，计算 $\langle A^*,B^*\rangle$ 时不取 $\langle E_x^*,H_y^*\rangle$ 或 $\langle E_y^*,H_x^*\rangle$ 两种组合形式。然后利用公式：

$$\theta_0=\frac{1}{4}\mathrm{tg}^{-1}\frac{(Z_{xx}-Z_{yy})(Z_{xy}+Z_{yx})^*+(Z_{xx}-Z_{yy})^*(Z_{xy}+Z_{yx})}{|Z_{xx}-Z_{yy}|^2-|Z_{xy}+Z_{yx}|^2}\pm\frac{n\pi}{4}$$

$$(n=0,1,2\cdots)$$

计算电性构造主轴的方向角 θ_0。式中，阻抗张量元素 Z_{ij} 是测量方向上的阻抗元素。

求得主轴方向角 θ_0 后再计算主轴方向上的阻抗张量元素 $Z_{ij}(\theta_0)(i=x,\ y;\ j=x,\ y)$：

$$Z_{xx}(\theta_0)=0.5\cdot[(Z_{xx}+Z_{yy})+(Z_{xx}-Z_{yy})\cos(2\theta_0)+(Z_{xy}+Z_{yx})\sin(2\theta_0)]$$

$$Z_{xy}(\theta_0)=0.5\cdot[(Z_{xy}-Z_{yx})+(Z_{xy}+Z_{yx})\cos(2\theta_0)-(Z_{xx}-Z_{yy})\sin(2\theta_0)]$$

$$Z_{yx}(\theta_0)=0.5\cdot[-(Z_{xy}-Z_{yx})+(Z_{xy}+Z_{yx})\cos(2\theta_0)-(Z_{xx}-Z_{yy})\sin(2\theta_0)]$$

$$Z_{yy}(\theta_0)=0.5\cdot[(Z_{xx}+Z_{yy})-(Z_{xx}-Z_{yy})\cos(2\theta_0)-(Z_{xy}+Z_{yx})\sin(2\theta_0)]$$

全信息相干度$CP_{ij}(i=x,y;\ j=x,y)$按下式计算：

$$CP_{ij}=1-\frac{D_{ij}}{|R_{ij}|}$$

式中，$R_{ij}=\frac{1}{4}\sum_{l=1}^{4}(Z_{ij})_l$

$$D_{ij}=\frac{1}{4}\sum_{l=1}^{4}|(Z_{ij})_l-R_{ij}|$$

阻抗元素的稳定性系数定义为：

$$S_{ij}=\frac{|Z_{ij}(\text{较小的估算值之一})Z_{ij}(\text{较小的估算值之二})|}{|Z_{ij}(\text{较大的估算值之一})Z_{ij}(\text{较大的估算值之二})|}$$

式中，$i=x,y;j=x,y$

视电阻率的计算为：

$$\rho_{xy}=0.2T|Z_{xy}|^2$$

$$\rho_{yx}=0.2T|Z_{yx}|^2$$

式中的T是相应区间的中心周期。

各个场分量的频谱计算采用了快速富氏分析（FFT）。资料预处理中的去倾向，采用了由最小二乘法推出的公式：

$$b_0=\frac{2(2N+1)\sum_{i=1}^{N}x(i)-6\sum_{i=1}^{N}ix(i)}{N(N-1)},$$

$$b_1=\frac{12\sum_{i=1}^{N}ix(i)-6(N+1)\sum_{i=1}^{N}x(i)}{N(N-1)(N+1)\Delta t},$$

$\hat{x}(i)=x(i)-(b_0+b_1 i\Delta t),(i=1,2,\cdots,N)$。$\hat{x}(i)$即是去倾向后的样点序列。

关于加窗问题，本程序采用读入相应长度的时窗采样数据的办法。这样处理是为了便于比较不同窗型的加窗效果。为使频谱尽可能平坦化，进而提高谱分辨的质量，根据大地电磁场的一般特征，这里也采用了通常使用的具有高通性质的“预白”滤波器。滤波因子有三个系数组成：c_0、c_1、c_2；且$c_0=c_2$。预白后的时间序列为：

$$y_n=c_0x_{n-1}+c_1x_n+c_2x_{n+1}$$

式中，$c_0=c_2=-0.243$，$c_1=0.514$；x_n为场分量的采样序列。

误差统计量的计算从同一阻抗要素的不同估算方法所得到的不同估算值开始。

三、W-MTS主程序的检验问题

为保证数据处理程序能够准确无误地体现处理方法所规定的数学运算关系，在调试过程中曾采用多种方法对程序进行了严格检验。所采用的检验方法有以下几种：

1.分段验算核对法

由于程序较长，所以在编制过程中就采用了分段编调、分段验算核对的办法。

2.设置特定原始数据考核运行结果法

程序中有些运算段落如果给以特定的原始数据，其运行结果从理论上（即从数学运算关系上）即能一下子看出正确与否。对于这样的程序段落即采用设置特定原始数据，考核程序运行结果的办法。

3.与文献资料对比法

程序中的频谱分析部分采用了与文献资料对比的办法进行正确性验证。具体做法是，选用文献上发表的算例，把他们的样点数据作为原始数据，运行自己的程序，将所得结果进行比较，以确定程序中是否有误。

4.正、反演联合考核法

本程序中检验起来比较麻烦的程序段落是阻抗张量元素的计算部分。为此，在主程序统调完成后，专门采用了正、反演联合考核法对程序进行检查。其具体做法是：编制一套反演程序，设定正演结果曲线以及其它已知参数，通过反演程序计算出正演程序所需要的"原始数据"。再把这些"原始数据"输入正演程序进行运算，将正演所得出的结果曲线与反演时所设定的曲线进行比较，看二者是否一致。

此外，对于主轴方向角和阻抗张量元素转角的计算段落的验算，采用了公式法和试探法两种不同算法对同一实测 MT 资料分别进行计算然后对比结果的办法。主程序框图见图 1。

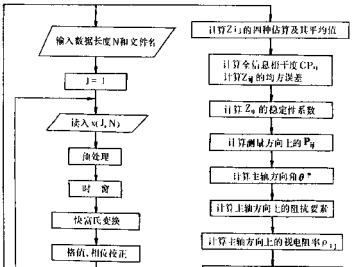


图 1 主程序框图

四、对实测 MT 资料的应用效果

从 1987 年 5 月份以来，我们先后利用兰州地震研究所大地电磁室所提供的 MT 观测资料和我们自己利用 WMT-1 型数字大地电磁测深仪获得的 MT 资料对这套处理程序进行了长时间的考核。图 2 中使用的 MT 资料即由兰州地震研究所大地电磁室提供。图中（a）显示的结果是他们利用窄带数字滤波法得到的。（b）是我们利用 W-MTS 得到的处理结果。通过对比可以看出，二者吻合较好。从图 3 开始，使用的是我们自己近两年得到的实测 MT

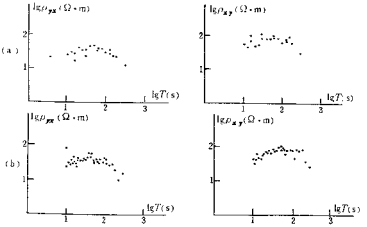


图 2

(a) 兰州地震研究所的视电阻率结果; (b) W-MTS 的视电阻率结果

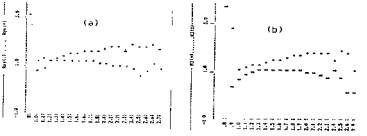


图 3　MT 资料段 B11-1 的处理结果

(a) W-MTS 的处理结果; (b) 北京大学高文老师的处理结果

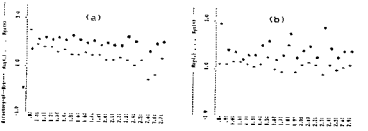


图 4　MT 资料段 HFC91-2 的处理结果

(a) W-MTS 的处理结果; (b) 北京大学高文老师的处理结果

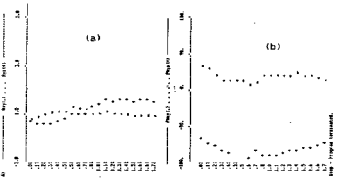


图 5　七段 MT 资料的联合处理结果

(a) 视电阻率值; (b) 阻抗相位值

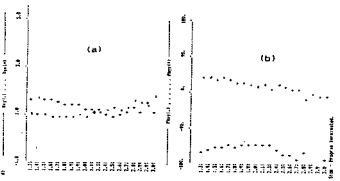


图 6　四段 MT 资料的联合处理结果

(a) 视电阻率值; (b) 阻抗相位值

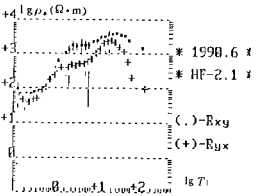


图 7　MT 测点 HF-2.1 的视电阻率值

资料。为便于比较，在对这些资料的处理中除使用 W-MTS 外，同时也使用了北京大学地球物理系高文老师的处理程序。从图中列举的两种处理程序对相同资料段的处理结果可以看出，除个别原始数据质量较差的频点外，其余结果都有较好的一致性。

参 考 文 献

[1] 国家地震局地质研究所大地电磁测深组、国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组，大地电磁测深，地震出版社，1981。

[2] 刘国栋、陈乐寿等，大地电磁测深研究，地震出版社，1984。

[3] 石应骏、刘国栋等，大地电磁测深法教程，地震出版社，1985。

[4] L. Cagniard, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting, Geophysics, Vol.18, No.3, 1953.

[5] W.E.Sims, F.X.Bostick Jr., H.W.Smith, Estimation of magnetotelluric impedarce tensor elements from measured data, Geophysics, Vol.36, No.5, 1971.

[6] 程乾生，信号数字处理的数学原理，石油工业出版社，1979。

[7] 郑治真，波谱分析基础，地震出版社，1979。

[8] 王亚男，FORTRAN77程序设计语言，冶金工业出版社，1985。

利用正交多项式圆滑大地电磁测深资料

段　波

（长春地质学院）

大地电磁测深方法是通过直接测量天然电磁场信号，来计算视电阻率和其他参数。由于天然电磁场信号微弱，干扰信号又与天然电磁场信号混杂在一起，因此实际测量所得到的视电阻率曲线常因干扰而出现间断、跳跃等现象。因此大地电磁测深资料解释的第一个步骤便是圆滑处理，剔除干扰，求得实测数据所反映曲线变化的一般趋势。目前国内外常采用的圆滑处理方法有二，一是用样条函数圆滑，但样条函数要经过给定的节点，因而就承袭了观测中误差；二是在几个频点范围内，给予各个频点不同的权系数，运用最小二乘拟合，逐段地圆滑整条大地电磁测深曲线。这两种圆滑处理方法，其本质都是分段圆滑方法。分段圆滑方法的缺点是不能在全频范围内最大限度地圆滑掉观测误差，其效果依然会受到干扰影响，尤其是连续几个频点受干扰，视电阻率曲线成段地发生跳跃时，，圆滑效果更不好。

若能在全频范围内，以较小的权系数给予观测质量差的频点，以较大的权系数给予观测质量高的频点，用多项式作最小二乘拟合，则能达到既消除观测误差，又逼近实测曲线的一般趋势的圆滑目的。但由于大地电磁测深曲线较复杂，拟合所用的多项式次数往往较高，正规方程组就会成为病态方程组，解决的办法是采用正交多项式，使正规方程组中系数矩阵成为对角矩阵，于是避免了病态方程组出现，并且使求解正规方程组的计算量达到最小。

一、原　理

用正交多项式拟合实测曲线的原理，在文献[1][2]中有详细叙述，现简述如下：设观测频点数为 n，则有 $(t_1,\ \rho_1)$，…，$(t_n,\ \rho_n)$，$t_i<t_{i+1}$，t_i 为第 i 个频点的周期；ρ_i 为第 i 个频点的视电阻率，$i=1,\ 2,\ \cdots,\ n$，构造 $m\ (m\leqslant n-1)$ 次逼近多项式：

$$F_{m(t)}=C_0P_{0(t)}+C_1P_{1(t)}+\cdots+C_mP_{m(t)} \tag{1}$$

使得：

$$\sigma^2=\sum_{i=1}^{n}W_i\left(F_{m(t_i)}-\rho_i\right)^2 \tag{2}$$

取极小值。这里 P_r 是关于权系数（正数）W_i 满足正交条件：

$$\sum_{i=1}^{n}W_iP_{r(t_i)}P_{s(t_i)}=0\qquad r\neq s \tag{3}$$

的 r 次正交多项式。

对 (2) 式求偏导数，并令其等于零，导出正规方程组，并利用正交条件 (3) 式，得到：

$$C_j=\frac{\sum_{i=1}^{n}W_i\rho_i P_{j(t_i)}}{\sum_{i=1}^{n}W_i P^2_{j(t_i)}} \qquad j=0,1,\cdots,m \tag{4}$$

由(4)式可知，当逼近多项式 $F_{m(t)}$ 次数增加一次时，只须计算新的 $C_jP_{j(t)}$，并累加到 $F_{m(t)}$ 中即可，因而减少了计算量。

一般的正交多项式常与特定的权系数和自变量取值区间有关，故不能满足实际需要。下面给出自变量取值区间为 $[-\infty,\ \infty]$，权系数可为任意正数的正交多项式：

$$\begin{aligned}&P_{0(t)}=1\\&P_{1(t)}=(t-\alpha_1)P_{0(t)}\\&P_{j+1(t)}=(t-\alpha_{j+1})P_{j(t)}-\beta_jP_{j-1(t)}\\&j=1,2,\cdots,m-1\end{aligned} \tag{5}$$

其中：

$$\alpha_{j+1}=\frac{\sum_{i=1}^{n}W_i t_i P^2_{j(t_i)}}{\sum_{i=1}^{n}W_i P^2_{j(t_i)}} \tag{6}$$

$$\beta_j=\frac{\sum_{i=1}^{n}W_i P^2_{j(t_i)}}{\sum_{i=1}^{n}W_i P^2_{j-1(t_i)}} \tag{7}$$

为了寻找逼近多项式的“最佳”次数 k（$k\leqslant m$），先计算平均平方误差：

$$\delta_k=\frac{\sigma_k^2}{n-k-1} \tag{8}$$

如果当逼近多项式的次数逐次增加，k 是第一次使得 $\delta_k<\delta_{k+1}$，且 $\delta_j>0.6\delta_k(m\geqslant j\geqslant k+1)$，则 k 是“最佳”次数，如果 $\delta_k<\delta_{k+1}$，但 $\delta_j\leqslant 0.6\delta_k(m\geqslant j\geqslant k+1)$，则“最佳”次数是 j。

这种求“最佳”次数过程，实质上就是处理拟合值与实测值误差平方和的多个极小值过程。在计算机自动反演过程中，理论计算视电阻率值与实测视电阻率值的误差平方和，即目标函数也常有几个极小值，给计算机自动反演带来了一定困难，由于该圆滑方法预先处理了这个问题，从而减少了计算机自动反演的目标函数极小值个数。

二、确定权系数的方法

该圆滑方法的效果好坏取决于野外观测质量和每个频点的权系数正确与否。野外观测质量好，权系数较易确定，也较易取得好的圆滑效果。野外观测质量差，固然可以通过正确给定各个频点的权系数，来改善曲线质量，但此时权系数较难确定。因此在实际工作中，应首先保证要取得高质量的野外观测数据，在此前提下，再考虑如何正确确定权系数，改善曲线

质量。权系数的确定，有二个途径：一是人工给定每个频点的权系数，二是计算机依据某些算法自动计算每个频点的权系数，下面分别给予讨论。

1.人工给定权系数

采用这种方法时，主要依靠操作者的经验，对地质情况的了解，对曲线观测质量的掌握，人为地给定和修改每个频点的权系数，因此这里只能谈几点关于确定权系数的经验和原则：

（1）总的原则是：受干扰大的频点给予较小的权系数，反之给予较大的权系数。因此这就需要事先正确判断测深曲线类型及变化趋势，正确识别每个频点受干扰影响的大小。如果判断失误，圆滑得再好也是徒劳。

（2）寻找每条测深曲线观测质量较高的特殊频点，对这些特殊频点给予较大的权系数后，其它频点的权系数在一定范围内变化，圆滑后的视电阻率曲线将不会大幅度地改变其类型。对于有 HK 类型的视电阻率曲线，这一点表现得更突出。对观测质量差的频点，给予较小的权系数，其它频点普遍给予较大权系数，也能取得较好的圆滑效果。实际上，这两方面可以相互结合，综合地给定权系数。

（3）改变权系数时，可先大幅度地改变权系数，如以 10 的倍数改变权系数，然后再以较小幅度改变权系数。还可以先大致确定权系数的范围，然后采用二分法等方法，逐步地缩小权系数的范围，最终确定权系数。实际上，各频点间的权系数是相关的。有时候无论怎样改变某些频点的权系数，也不能取得满意效果。这时可以先把这些频点的权系数调整到较好数值上，然后去改变其它部分频点的权系数，将其它频点的权系数调整好，再回头调整这些频点的权系数，往往就能调整好。

（4）测深曲线的首枝与尾枝的圆滑，要相对困难些，这是因为测深曲线的首枝易受干扰，尾枝频点的观测时间不足，从面造成观测质量相对地要差些。因此需要多次地改变权系数，拉大观测质量高的频点的权系数和受干扰频点的权系数的差距，依笔者经验，对首枝偏重于以特别大权系数给予观测质量高的频点，对尾枝偏重于以特别小权系数给予受干扰的频点，这样才能得到较好的圆滑效果。

（5）逼近多项式的“最佳”次数是与测深曲线长短、复杂性有关，测深曲线短而简单，则“最佳”次数就低，测深曲线长而复杂，则“最佳”次数就高；“最佳”次数一般在 4—12 次范围内，“最佳”次数太低，不能反映测深曲线变化趋势；“最佳”次数太高，圆滑曲线过分逼近实测曲线，就会承袭观测误差，故都不能取得满意的圆滑效果。在实际圆滑过程中，随着各个频点权系数改变，有时甚至只要改变一个频点的权系数，“最佳”次数及圆滑曲线形态往往都将发生改变。我们不必追求“最佳”次数一定要是多少次，而只要圆滑曲线能较好地反映实测曲线的变化趋势，所受干扰影响为最小，将“最佳”次数作为衡量圆滑曲线质量的一个参量看待即可。因此在改变某些频点权系数，影响了测深曲线其它部分的圆滑效果时，可暂不必理会它，把这些频点的权系数调整好后，一般情况下这些影响就会自然消失。如果确实消除不了，则需要重新判断哪些受干扰的频点的权系数没有调整或者调整得不好，将这些频点的权系数进一步调整好，基本上就可以取得较满意圆滑效果。

（6）对于区域性观测资料，初次圆滑完全区测量资料后，应把单个测点的圆滑资料与周围测点的圆滑资料相对比，这样往往能找出首次圆滑中存在的问题和不足之处，进而取得更好的圆滑效果。

(7) 在圆滑视电阻率曲线过程中，应参考大地电磁测深的其它资料，如相位资料等，这样能更好地把握测深曲线形态，正确地判断受干扰的频点及受干扰程度。

(8) 大地电磁测深的视电阻率曲线，其长周期频点的 Bostick 深度应大于短周期频点的 Bostick 深度，这是大地电磁测深的视电阻率曲线的基本性质，实测曲线常常不具备这个性质。因此可用是否具备这个性质来衡量圆滑曲线的质量。在圆滑过程中，应保证圆滑曲线具备这个性质，对不具备这个性质的频点，就应调整其权系数，直到具备这个性质为止。这就是说，在实际圆滑过程中，尽可能地使每个频点的 Bostick 深度随着周期增加而增加。此外，在近似水平层状的地质条件下，大地电磁测深的视电阻率曲线在双对数坐标中，其斜率在[−1，1]中；实际上，实测视电阻率曲线的斜率也常超出[−1，1]，因此只要地质条件许可，就应该使圆滑曲线的大多数频点斜率分布在[−1，1]中。

2.关于权系数的自动计算探索

以上所谈的是人工给定权系数方面的经验和原则，依照这些经验和原则去做，仍然带有人的主观性痕迹。为了克服这一缺陷，就应采用权系数自动计算方法。为此要找出影响权系数大小的主要因素。最主要因素有两个：一是实测曲线受干扰的程度。所谓受干扰的程度是指实测值偏离真实值的程度，并非一定指表示观测质量的误差棍大小。因为误差棍再大，只要最终观测值偏离真实值不大，在圆滑过程中亦可按未受干扰频点处理；反之，误差棍虽小，但也可能偏离真实值较远。二是受干扰频点所处的位置。若受干扰频点处于测深曲线中间，只须给以较小的权系数即可；若处于测深曲线的首枝或尾枝，权系数的确定则是一件较复杂和困难的事情，随具体情况不同，而有较大差异。这二个影响因素，虽然是从人工给定权系数的角度来谈，但笔者认为，任何一种自动计算权系数的算法，都必须考虑这二点。因为人工给定权系数的经验和原则是自动计算权系数的基础。

鉴于以上两点影响因素，并参考文献[6]确定权系数方法，可构造出如下计算权系数的算法：

首先给定每个频点的初始权系数：$W_i^{(0)}, i = 1,\cdots, n$。并求和：

$$S^{(0)} = \sum_{i=1}^{n} W_i \tag{9}$$

进行拟合后，计算新的权系数：

$$W_i^{(1)} = \frac{W_i^{(0)}}{\left(\rho_i - F_{m(t_i)}^{(0)}\right)^2} \qquad i = 1,2,\cdots, n \tag{10}$$

并求新的权系数和：

$$S^{(1)} = \sum_{i=1}^{n} W_i^{(1)} \tag{11}$$

然后计算判别式：

$$\left|1 - \frac{S^{(1)}}{S^{(0)}}\right| < \varepsilon \tag{12}$$

是否成立。ε 为给定的较小正数。若判别式成立，就不必再求新的权系数，否则继续计算。这是一个迭代过程，第 k 步的权系数的计算公式为：

$$W_i^{(1)} = \frac{W_i^{(0)}}{\left(\rho_i - F_{m(t_i)}^{(k-1)}\right)^2} \qquad i = 1,2,\cdots, n \tag{13}$$

相应的迭代终止判别式为:

$$\left|1 - \frac{S^{(k-1)}}{S^{(k)}}\right| < \varepsilon \tag{14}$$

此外，在计算过程中还要剔除过大和过小的权系数。

上面的算法，主要体现了第一点影响因素，至于第二点影响因素要靠最初给定的权系数来体现，因此该算法还不尽人意，有待于进一步改进。

三、实　例

图 1 至图 4，是对一个实测点的视电阻率曲线圆滑实例。图 1 是实测视电阻率曲线，图 2 和图 3 是每条视电阻率曲线和相应圆滑曲线，图 4 是圆滑后的两条视电阻率曲线，在图 2 中，第 2、3 和第 23 至 26 频点受到较为严重的干扰，因此它们的权系数都为 0.01，第 1 频点也受影响，其权系数为 5.2，其余各频点的权系数均为 10.0。在图 3 中，第 2 频点受到较为严重的干扰，故其权系数为 0.05，第 3 频点也受影响，其权系数为 2.5，选择第 18 频点作为文中所说的特殊频点，给予较大权系数：30，使圆滑曲线更好地逼近实测曲线。由此可

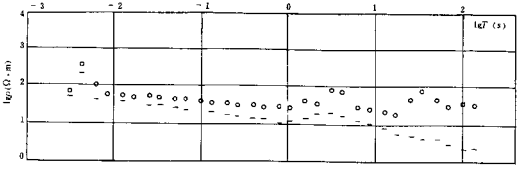


图 1　实测视电阻率曲线(图中圆圈表示 ρ_{xy}; 虚线表示 ρ_{yx})

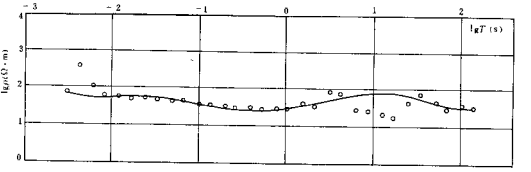


图 2　ρ_{xy} 实测及圆滑曲线(图中圆圈表示测量值; 实线表示圆滑值)

见，权系数是按上述原则确定。这样就能较好地剔除干扰，保留曲线的变化趋势。

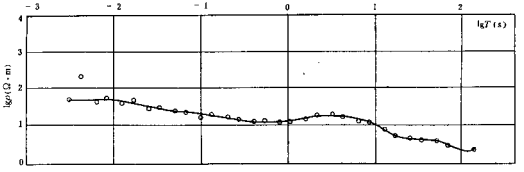


图 3　ρ_{ys} 实测及圆滑曲线(图中圆圈表示测量值;实线表示圆滑值)

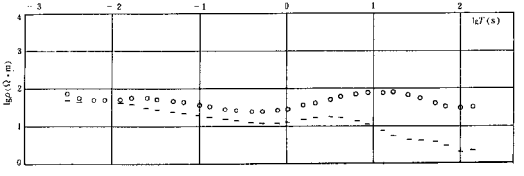


图 4　视电阻率圆滑曲线(图中圆圈表示 ρ_{ys}; 虚线表示 ρ_{ys})

四、结　束　语

综上所述，本方法具有圆滑效果好，单次圆滑计算速度快，与 Bostick 简易反演配合使用，能为计算机自动反演提供较好初始模型，并减少其目标函数极小值的个数的优点，在个别情况下，用 Bostick 简易反演求得的初始模型作一维正演，便可很好地拟合实测曲线。该方法同样也具有如下缺点：权系数大小的给定较复杂，需要有经验，要正确地判断测深曲线类型、变化趋势。在一般情况下，要取得较好的圆滑效果，需多次改变权系数才能达到，这样实际圆滑一个点的时间取决于操作者的经验和测深曲线观测质量。以上着重探讨了如何圆滑视电阻率曲线，实际上这种方法同样还可用于圆滑其它大地电磁测深资料，如相位、倾子等，其原理、步骤都是一样的。

至此，还应讨论本方法的使用前提。该方法并不是对任何的观测质量曲线都能奏效。这是因为确定一个 k 次多项式曲线，至少需要 $k+1$ 个点；这就是说，若一条测深曲线，它的拟合"最佳"次数是 k，则它最少应有 $k+1$ 个以上高质量观测频点，才能得到较好的圆滑曲线，否则就不能使用该方法。幸好 k 值是较小的，这在前面已有讨论，例如 k 为 12，则在测深曲线中最少需要 13 个以上高质量观测频点。故此前提在实际工作中很容易得到满足，如果连这个前提也不能满足，那么观测质量之差也就可想而知了。

本文得到我的导师程庆云教授和程振森副教授大力支持，程庆云教授详细地审阅，并提

出不少宝贵意见；滇黔桂石油勘探局和地矿部第一综合物探大队提供了原始资料，在此一并表示衷心感谢。

参 考 文 献

[1] 李庆扬、王能超、易大义编，数值分析，华中理工大学出版社，第101—109页，1988。

[2] 徐萃薇编，计算方法引论，高等教育出版社，第67—74页，1985。

[3] 中国科学院沈阳计算技术研究所、后宇414部队、北京工业大学计算站编，电子计算机常用算法（增订版），科学出版社，第450—456页，1983。

[4] 刘德贵、费景高、于泳江、李广元编，FORTRAN算法汇编第二分册，国防工业出版社，第96—109页，1983。

[5] 许志宏、刘学文等，TQ-16机FORTRAN语言常用算法，化学工业出版社，第262—270页，1984。

[6] 晋光文，大地电磁资料的一种直接反演方法，地球物理学报，第33卷，专辑Ⅱ，第340—351页，1990。

用瞬变电磁测深校正 MT 静态效应

方文藻　李予国　李　貅

（西安地质学院）

一、大地电磁测深法中的静态位移

大地电磁测深测量中，当近地表存在局部电性不均匀体时，该不均匀体表面积累电荷能使电场数据向上或向下移动一个常数（它与频率无关）。因而视电阻率曲线也沿纵轴在双对数坐标中发生上下平移，这种现象称为静态位移。

图 1 为 H 型三层层状大地模型，近地表有一厚 4m，电阻率为 5Ω·m 的低阻不均匀体，分布范围如图所示。选择坐标原点在不均匀体中心，在 y 为 0 的中心剖面上，当测站分别位于 x 为 0，10，18，25，30，50m 时，由积分方程法计算[1]所得的大地电磁视电阻率曲线如图 2 所示。图 2a 为 TE 极化模式，可见随测站向外移动，与一维情况相比较，视电阻率曲线向下平移的距离逐渐减小。图 2b 为 TM 极化模式，当测站位于不均匀体内时，曲线向下平移，测站位于不均匀体外时，曲线向上平移。测站位于不均匀体边界附近时的位移最大。从图上可见静态位移可达两个级次。

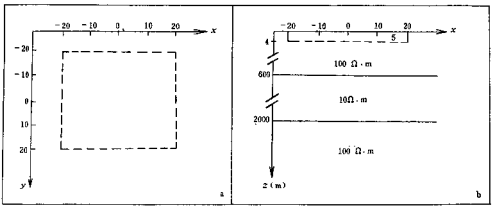


图 1　计算静态位移的模型结构

(a) 平面图;(b) 横断面图

由于静态效应常常与地下深部构造的信息混合在一起，故很难预测与识别。而用具有静态位移的曲线进行解释，不仅使岩层的电阻率产生很大的误差，而且推断的深度也会产生较大的误差。

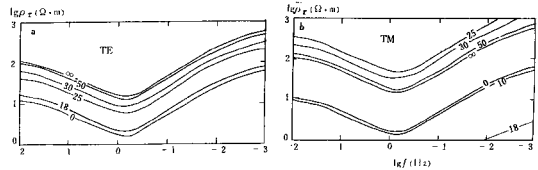


图 2 MT 视电阻率曲线(图 1 模型结构)

(a) TE 极化模式;(b) TM 极化模式

二、地面局部不均匀体对瞬变电磁测深（TEM）曲线的影响

静态效应是由地表局部不均匀体界面上积累电荷形成的附加电场对实测电场产生畸变而引起的，它对磁场分量无影响，因而可用 TEM 法测量磁场分量，并计算出视电阻率，它不受地表局部不均匀体的附加电场的影响，这样可以作为参考，实现对 MT 静态效应进行校正。

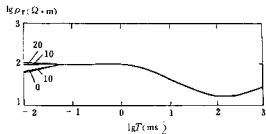


图 3 图 1 模型结构的 TEM 视电阻率曲线

图 3 为图 1 地电结构情况下正演计算求得的 TEM 视电阻率曲线[2]，由于局部不均匀体位于地表附近，故在 TEM 视电阻率曲线上，只对不均匀体上方的测点在小于 50μs 的前支曲线产生影响，大于 50μs 的曲线，与不存在不均匀体的 TEM 曲线完全重合。目前国内外仪器的各测量道均在 50μs—100ms 之间，故可认为地表局部不均匀体对 TEM 视电阻率曲线无影响。

三、用瞬变电磁测深对 MT 曲线静态效应进行校正

由于中心回线 TEM 与其它装置相比，对横向电性变化不灵敏，故中心回线 TEM 测深技术最适合于静态位移的校正。

野外测量时发射回线大小主要由 TEM 法的探测深度来决定。不同发射回线大小，在地表不均匀体上方所测得的视电阻率曲线，除前支分开外，其它部分均重合在一起(见图 4)，说明野外采用何种尺寸的发射回线，对 TEM 曲线的影响不大。

但回线尺寸小，发射磁矩亦小，其一次场的传播深度浅，故探测深度也浅。为了使 TEM 曲线与 MT 曲线有一定长度的重合段，要求 TEM 测深有一定的探测深度。

Spies 定义信号衰减到噪声电平时的覆盖层厚度为最大探测深度[3]，由此定义求得回线法的最大探测深度为：对于磁场响应 H_z，有

$$d = 2.8 \times 10^{-3}\left(\frac{IA}{\eta_B}\right)^{1/3} \tag{1}$$

式中 A 为发射回线面积，I 为发送电流，η_B 为噪声电平。当 $\eta_B = 10^{-3}$nT 时，则

$$d = 28(IA)^{1/3} \tag{2}$$

由此求得回线面积

$$A \approx \frac{1}{21952}\frac{d^3}{I} \tag{3}$$

可由上式计算发射回线的尺寸。

若测量电压响应为$\left(\frac{\partial H_z}{\partial t}\right)$，则

$$d \approx 0.55\left(\frac{IA}{\sigma\eta_V}\right)^{1/5} \tag{4}$$

式中 η_V 为噪声电平，σ 为上覆地层导电率。当 $\eta_V = 0.5\text{nV}/\text{m}^2$ 时，则

$$d \approx 40\left(\frac{IA}{\sigma}\right)^{1/5} \tag{5}$$

由此求得回线面积为

$$A \approx \left(\frac{d}{40}\right)^5\frac{\sigma}{I} \tag{6}$$

野外可根据(3),(6)式来估算发射回线的大小。

而MT法的观测深度可以近似为

$$d \approx 1.5\delta = 1.5\sqrt{\frac{2}{\sigma\mu_0\omega}} = 750\sqrt{\frac{1}{\sigma f}} \tag{7}$$

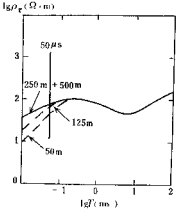


图 4　不同发射回线边长时的 TEM 视电阻率曲线

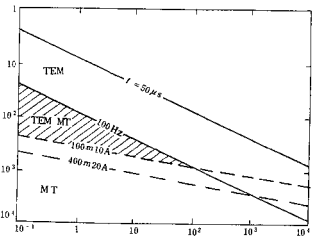


图 5　MT 法与 TEM 法的研究深度

式中 δ 为趋肤深度，σ 为上覆地层的等效导电率，当 MT 系统的最高频率为 100Hz 时，由〔7〕式计算求得最浅探测深度如图 5 直线所示。当用边长为 100m 的方形回线，供电电

流为 10A 时，由（5）式计算求得的最大探测深度为虚线所示，TEM 与 MT 法二者都能探测到的部分为由斜线表示的区域。为使 TEM 曲线与 MT 曲线有足够长度的重合段，必须根据上覆地层的平均电阻率，来确定发射线框大小及供电电流大小。

野外在 MT 测站布置 TEM 测量测得瞬变电磁测深视电阻率曲线后，即可实现对 MT 法的静态校正。校正方法可用两种不同途径来实现。

其一是根据MT法在均匀半空间大地上的趋肤深度

$$\delta_{MT} = \sqrt{2/\sigma\mu\omega} \tag{8}$$

和TEM法的趋肤深度

$$\delta_{TEM} = 1.28\sqrt{t/\sigma\mu} \tag{9}$$

令$\delta_{MT} = \delta_{TEM}$,得

$$t = 194/f \quad 或 \quad f_{(Hz)} = 194/t_{(ms)} \tag{10}$$

由(10)式，可将 TEM 的时间轴转换成相应的频率，于是可直接比较 TEM 曲线和 MT 曲线，确定静态位移量，将畸变的 MT 曲线给予校正。对理论模型用该法进行校正，证明是可行的。由于野外实际地层是层状地层，故用（10）式将时间轴转化为频率轴，必定会产生一定的误差，故实际应用时系数要根据已知地层资料具体确定，其变化范围可在 150—250 之间选择。

另一种途径是先对无静态位移的 TEM 数据进行反演，求得浅层地电参数，随后以此参数为模型正演求得 MT 响应曲线（浅层），将其与实测 MT 曲线进行对比，确定静态位移量，并给予校正。我们作 TEM 反演计算中的正演计算公式为[4]

$$\frac{dB_z(t)}{dt} = \frac{4}{\pi\sigma_1\mu_0 a^2}\int_0^\infty \mathrm{Re}[H_z(b)]\cos(bT)db \tag{11}$$

$$H_z(b) = Ia\int_0^\infty \frac{\lambda Z^{(1)}}{Z^{(1)} + Z_0} J_1(\lambda a)d\lambda \tag{12}$$

$$b = \sigma_1\mu_0\omega a^2/2$$

$$T = 2t/\sigma_1\mu_0 a^2 \tag{13}$$

式中a为回线半径;$Z_0 = -i\omega\mu_0/\lambda$;$Z^{(1)}$由下列递推公式求得

$$Z^{(j)} = Z_j\frac{Z^{(j+1)} + Z_j\mathrm{th}(u_jH_j)}{Z_j + Z^{(j+1)}\mathrm{th}(u_jH_j)} \qquad j = n-1,\cdots,1 \tag{14}$$

这里$Z_j = -i\omega\mu_0/u_j$,$u_j = \sqrt{\lambda^2 + k_j^2}$,$k_j^2 = -i\omega\mu_0\sigma_j$,且$Z^{(n)} = Z_n$。

反演中为了减少多解性，采用改进的阻尼最小二乘可行方向法[5]。TEM 测深曲线拟合的最优化问题归结为：

$$\begin{cases} \min\varphi(x) \\ \underline{x}_i \leqslant x_i \leqslant \overline{x}_i \qquad (i = 1,2,\cdots,m) \end{cases} \tag{15}$$

其中 $\varphi(x)$ 为目标函数，$\underline{x}_i, \bar{x}_i$ 分别为 x_i 的下限及上限。求解的法方程为

$$(A^{\mathrm{T}}A+\alpha I)\Delta x = A^{\mathrm{T}}\cdot B \tag{16}$$

由上式求得改正量Δx_i。为使优化参数满足约束条件（15），

令

$$t_i=\begin{cases}\bar{x}_i - x_i^{(0)}/\Delta x_i & \Delta x_i > \varepsilon \\ 0 & -\varepsilon \leqslant \Delta x_i \leqslant \varepsilon \\ \underline{x}_i - x_i^{(0)}/\Delta x_i & \Delta x_i < -\varepsilon\end{cases} \tag{17}$$

及

$$x_i^{(1)}=\begin{cases}x_i^{(0)}+\Delta x_i & t \geqslant 1 \\ x_i^{(0)}+t_i\Delta x_i & t<1\end{cases} \tag{18}$$

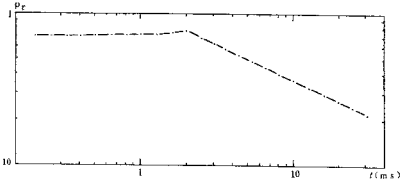


图 6　TEM 野外实测曲线

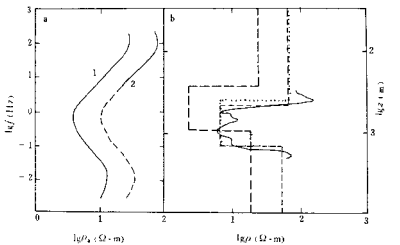


图 7　(a) MT 视电阻率曲线；(b) 视电阻率测井曲线和反演结果

1—野外实测 MT 视电阻率曲线；2—校正后 MT 视电阻率曲线；实线—视电阻率测井曲线；粗虚线—未校正 MT 资料反演结果；点线—TEM 反演结果，细虚线—校正 MT 资料反演结果

将 $x_i^{(1)}$ 作为下次运算的新初值，如此迭代运算，直至求出 $x_1, x_2, \cdots, x_m$ 的最佳值。

图 6 为在 MT 测站测得的 TEM 视电阻率曲线，为一条二层曲线，经反演计算求得 $\rho_1 = 70\Omega \cdot m$，$h_1 = 440m$，$\rho_2 = 6.5\Omega \cdot m$。然后以该层参数正演计算求得 MT 视电阻率曲线（图 7a 中曲线 2 直线所示），将它与野外实测 MT 视电阻率曲线（图 7a 曲线 1）对比，并将曲线向上平移得曲线 2 虚线部分，即为校正后的 MT 视电阻率曲线。图 7b 为 MT 反演结果及视电阻率测井曲线，可见中间导电层的下界面埋深为 1700m（测井结果），校正 MT 资料反演深度为 1600m，误差为 6%，而未校正 MT 资料反演深度为 970m，误差达 40%；校正 MT 资料计算中间层的电阻率值与测井的电阻率平均值一致，而未校正的计算结果却很低。

参 考 文 献

[1] Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W. and Ward, S. H., Electromagnetic modeling of three-dimensional bodied in layered earths using integral equations, Geophysics, Vol.49, No.1, 1984.

[2] Sternberg, B.K., Washburne, J.C.and Pellerin, L., Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings, Geophysics, Vol.53, No.11, 1988.

[3] Spies. B. R., Depth of investigation in electromagnetic sounding methods, Geophysics, Vol. 54, No.7, 1989.

[4] 方文藻、李予国，大回线法瞬变电磁测深正演计算，煤田地质与勘探，No.104，1991。

[5] 李貅、方文藻，二维地电断面电测深法反演计算，西安地质学院学报，Vol.13，No.3，1991。

相权静校正

何展翔

（石油物探局地调五处）

一、前　言

电磁法中凡进行电场测量的方法都难以避免地存在静态位移，其影响有时还相当严重，往往会使解释结果面目全非。

80年代以来，国内外电磁专家做了大量卓有成效的工作，提出了多种校正（或压制）这类效应的方法[1—3]。其中有低通空间滤波、曲线平移和相位转换等，方法多种多样，但实际工作中比较普遍采用的还是曲线平移，这种建立在对地质构造相当了解基础上，方法简便的校正手段，其效果随解释者的水平而异；而另一种方法——相位转换则要求能挑选到不受静态位移影响的点，选择是否合理直接影响解释结果。

本文基于对实测视电阻率和相位的综合考虑，提出从视电阻率数据中得出背景电阻率，进而作相位转换，最后求出沿剖面各点的平移系数，实现曲线的平移，从而达到静位移校正目的的校正方法——相权静校正。

二、基本方法

首先根据工区的地电条件，选择一个工区内厚度、深度和电阻率都比较稳定的电性层，并大致估计其在测深曲线上对应的频段（假设为 $f_n \sim f_m$，其 $n-m+1$ 个频点），然后计算出各测深点在该频段范围内视电阻率的几何平均值：

$$\rho_{ai} = \left[\prod_{j=m}^{n} \rho_{ai}(f_j)\right]^{1/(n-m+1)} \tag{1}$$

式中：i 为测深点号，$\rho_{ai}(f_j)$ 为第 i 个测深点在第 j 个频率 (f_j) 的视电阻率实测值。

对于二维甚至三维不均匀性较严重的地区，选择“稳定地层”是相对的，这要求分析测深曲线，选择合适的频段。

进而求出该工区（或测线）上述平均电阻率的算术平均值：

$$\rho_0 = \left[\sum_{i=1}^{n} \rho_{ai}\right] / n \tag{2}$$

并将 ρ_0 作为无静态影响的电阻率（或称背景电阻率），而且找到上述频段中视电阻率值等于 ρ_0（或最接近 ρ_0）的测点及频率，该频点所对应的相位就作为参考相位 (φ_r)。

其次，利用1985年Zonge提出的相位静校正方法，先求出相位的导出电阻率：

$$\rho_{\varphi} = \rho_{n} \cdot e^{-\frac{4}{\pi}\int_{F_l}^{F_h} (\varphi - \frac{\pi}{4}) \cdot d\ln f} \tag{3}$$

式中 ρ_n 是积分常数，F_h、F_l 分别为最高和最低工作频率，而 φ 为相位。

常数 ρ_n 需要人为选择，本文即以（2）式求出的 ρ_0 代之。并采用下式求出相位转换电阻率：

$$\rho_{stat} = \rho_{\varphi} \cdot e^{\frac{4}{\pi}(\varphi_r - \varphi_s)} \tag{4}$$

式中 φ_r 就是第一步中的参考相位，而 φ_s 是实测相位。

最后，对相位转换电阻率施行步骤 1，同样求出所选频段内电阻率的几何平均值：

$$\rho_{sti} = \left[\prod_{j=m}^{n} \rho_{stat}(f_j)\right]^{\frac{1}{n-m+1}} \tag{5}$$

并求出其算术平均值：

$$\rho_f = \left[\sum_{i=1}^{n} \rho_{sti}\right] / n \tag{6}$$

逐点求出校正系数：

$$k_i = \left[\frac{\rho_{sti}}{\rho_{si}}\right] \cdot \left[\frac{\rho_0}{\rho_f}\right] \tag{7}$$

以此系数乘相应各测深点的视电阻率实测值，便得到经过校正的视电阻率。

$$\rho'_{si}(f_j) = k_i \cdot \rho_{si}(f_j) \tag{8}$$

注意：系数 k_i 象是由相位演变而来的权系数，为了区别以往的相位静校正或简单平移法，也为了叙述的方便，将此方法简称为相权静校正。

三、应用效果分析

1.理论模型

野外实际地电特征往往是三维的，但多数地质体仍可看作是具有一定延伸的二维构造，因此，采用二维模拟亦不失一般性。本文主要以 AMT 中 TM 模式的数据为例进行讨论。

（1）三层断面

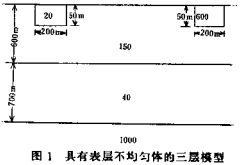


图 1　具有表层不均匀体的三层模型

图 1 的二维地电模型为三层均匀断面的近地表存在一高一低两个不均匀体。图 1(a)中分别给出了在 10 号点（低阻体上）和在 21 号点上（高阻体上）的两条测深曲线（A 和 B），而曲线 O 是均匀三层曲线，很明显；曲线 A 和 B，在该双对数坐标系中，呈现向上（或向下）平移的特征。图 1(b)是该三层断面的 ρ_s 拟断面图，10 号点附近及 21 号点附近的 ρ_s 等值线呈陡立密集分布，呈现出明

显的静位移特征。显然，视电阻率所反映的地电构造特征与我们所期望的结果相去甚远，如果直接对此作解释，肯定会得出谬误。为了恢复真实地电特征，对该数据进行了相权静校正，图 1(a)中曲线 a 和 b 就是校正后的视电阻率曲线，可见除高频段外，校正后曲线和均匀二层模型的曲线几乎完全重合。而高频部分正好对应于相应的地表不均匀体。图 1(c)是经相权静校正处理的视电阻率拟断面，它很好地恢复了三层大地的基本形态，由于表层不均匀体存在而形成的 ρ_s 等值线陡立密集带消失，而近地表的不均匀体依然有所显示，体现了相权静校正的特点。

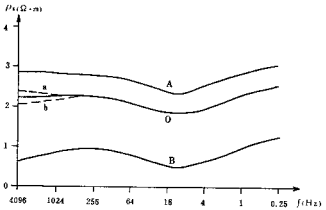


图 1(a)　静位移及其校正曲线

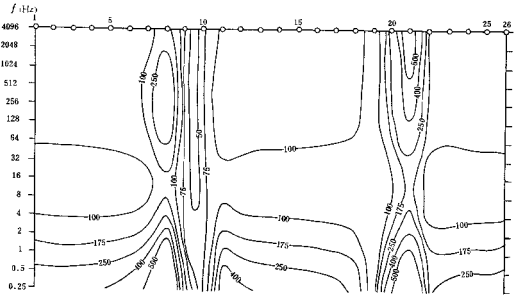


图 1(b)　视电阻率拟断面

（2）垂直接触带

为了进一步分析该方法作静校正的效果，又对深部有垂直接触带的断层模型进行了模拟和处理，图 2(a)是模拟的视电阻率 ρ_s 拟断面图，由于表层三个局部不均匀体的存在，因而 ρ_s 拟断面图上相应地出现三处 ρ_s 等值线陡立密集带，无论是定性分析还是定量解释都不可

避免地认为存在向深部延伸的三个陡立断脉，而深部本来存在的垂直接触带则被畸变得面目全非。

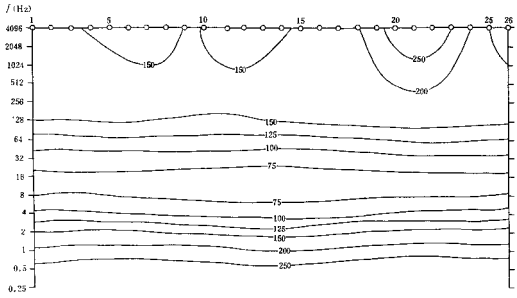


图 1(c)　相权静校正处理后的视电阻率拟断面

图 2(b)是经相权静校正处理的结果，显然，拟断面清晰地显示出深部垂直接触带的特征，表层不均匀体产生的畸变被消除,但并没有消除表层不均匀体的显示，达到了校正的目的。

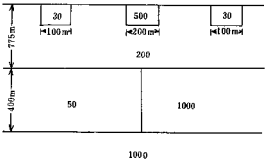


图 2　具表层不均匀体的断层模型

(3) 地垒

第三个模型是地表存在局部不均匀体的地垒模型（见图 3），图 3(a)给出了其视电阻率拟断面图，和上面一样，近地表不均匀体使视电阻率曲线畸变，拟断面图上，三个不均匀体附近均出现 ρ_s 等值线陡立密集带，使断面图面目全非。经相权静校正后（图 3(b)），不均匀体引起的畸变消除了，地垒模型的基本特征恢复，很明显。校正后的 ρ_s 拟断面图较好地反映出了深部构造的特征。

2.实例应用

为了进一步验证相权静校正的有效性，我们还对山西某盆地 57 测线的 CSAMT 测深数

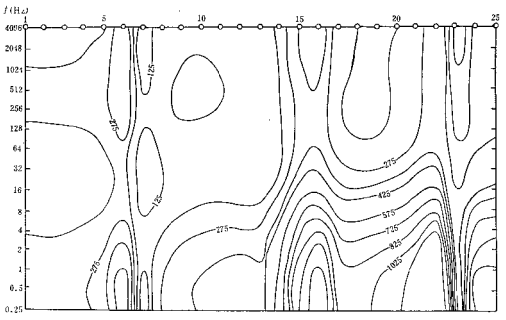


图 2(a) 视电阻率拟断面

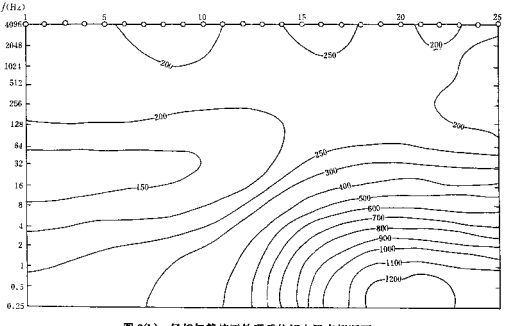


图 2(b) 经相权静校正处理后的视电阻率拟断面

据进行了处理。图 4(a)，(b)分别是实测视电阻率和相位的拟断面图，很明显，视电阻率拟断面图中多处出现等值线密集陡立带，如 12—14 号测点，16—18 号测点以及 20—21 号测点附近等，这和已知的地质资料和图 4(b)相位拟断面所反映的地电特征都不相符，因此判断存在静态位移，经相权静校正后（见图 4(c)）显示出比较清楚的地电特征，原图（4(a)）中等值线陡立密集带消失，而且在高频段仍保留着一些不均匀特征，可以认为：12—14 号点以

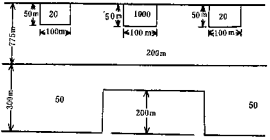


图 3　具有表层不均匀体的地垒模型（图中数字为电阻率,单位为 Ω·m）

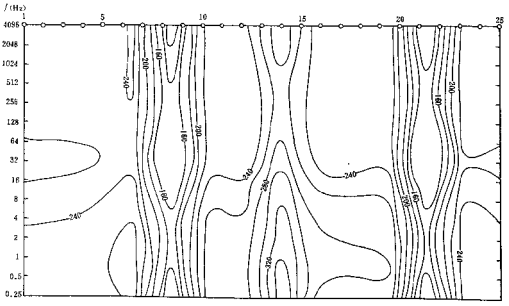


图 3(a)　视电阻率拟断面

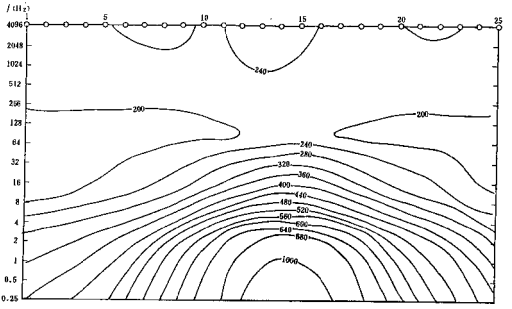


图 3(b)　经相权静校正处理的视电阻率拟断面

及 20—21 号点完完全全是由于表层不均匀体造成的静态位移，而 16—18 号点附近的密集陡立带则可能是断层造成。另外基底剧烈的起伏变化也校正为与地质及相位相对应的起伏形态（见图 4(b)、(c)）。

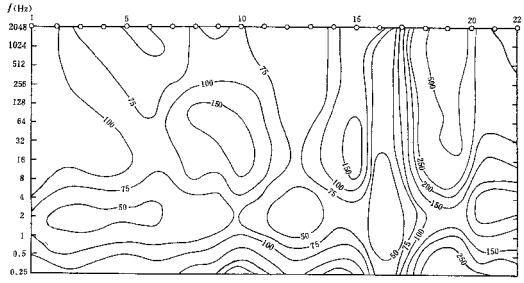


图 4(a)　山西盆地 57 测线 CSAMT 视电阻率拟断面(经近场校正)

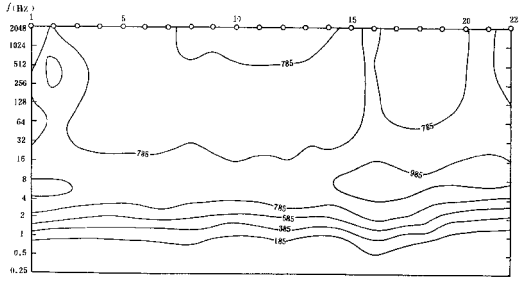


图 4(b)　山西盆地 57 测线 CSAMT 视相位拟断面

这一处理结果以及未列出的许多结果都显示相权静校正对于 CSAMT 静位移的校正是行之有效的。

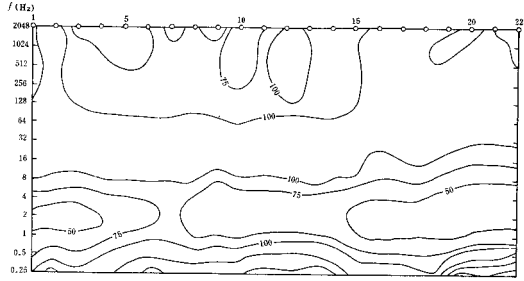


图 4(c) 山西某盆地 57 测线 CSAMT 经相权静校正处理后视电阻率拟断面

四、结　语

本文仅对音频范围的 MT 数据或者说 CSAMT 数据中静态位移进行了校正，检验了其有效性，原则上对于传统的 MT 测深以及其它方法（如同时进行相位测量的频率测深）也应当是可行的，具体实施效果还有待于深入研究。

方法的特点是要求所测相位资料精度能满足要求以及所测频段较宽；处理可以是一条测线，也可以是一块面积，甚至如果已知背景电阻率也可作单点处理；建议在施行相权静校正时，应当研究相位曲线，选择好频率段；并对测区表层电性有比较全面的了解。

由于笔者水平所限，文中难免存在许多不当或错误之处，敬请各位同行批评指正。

参 考 文 献

[1] Bostick, F.X., Electromagnetic Array Profiling (EMAP), (56th) SEG, Annual Meeting Expanded Technical Program Abstracts with Biographies, 60—61, 1986.

[2] 罗延钟等，CSAMT中静态效应校正，物探与化探，3，196—202，1991。

[3] 罗志琼，用电磁阵列剖面法压制MT静态效应影响的研究，地球科学，15，13—22，1990。

浅层电性不均匀体对大地电磁测深的影响及其校正

李 祎文

（石油地球物理勘探局第五地质调查处）

一、引 言

浅层电性不均匀体造成大地电磁测深曲线的畸变，给大地电磁测深资料解释带来许多困难。以往中外资料介绍的校正方法主要是单点一致性和区域一致性，这两个一致性都是从曲线首支来考虑的。当在盆地内进行 MT 工作时，TE 和 TM 曲线对低阻层都有明显的显示（见图 1），这时采用以上两个一致性对曲线进行校正，TE 和 TM 曲线首支重合了，但极小值区段并没有重合，用这两条曲线解释时，就会得到两个不同的低阻层结果，而实际上两条曲线解释结果是应该一致或接近一致的。为此，我们设计了几组二维模型进行正演，通过对计算结果的分析、研究，获得了一些规律性的认识。本文确定的校正方法在大地电磁资料解释中收到了良好的效果。

二、模 拟 方 法

考虑到在沉积盆地内大地电磁测深视电阻率曲线基本呈 H 形特征，构制模型采用三层地电断面结构（$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$）。

模型采用矩形剖分，水平方向宽 148km，划分为 48 个单元；地下纵向深 54.05km，划分 34 个单元，空气层厚 16km，在电性界面附近剖分间距小，随着远离电性界面剖分间距增大，近地表第一个单元在垂直方向上剖分间距小于最高频率相应集肤深度的 1／5。

采用有限元法模拟计算相应模型的电磁响应。

三、二维模型计算结果

为分析浅层电性不均匀体对大地电磁测深曲线的影响，模型第一电性层电阻率为 20Ω·m，厚 550m，相当于沉积盆地中的新生界或中生界上部的沉积地层；第二电性层电阻率为 5Ω·m，厚 1500m，相当于中生界或更老的沉积地层；第三电性层电阻率为 100Ω·m，相当于高阻基底。第一电性层浅部有一电性不均匀体，其电阻率的变化代表了不同涵义的地质体，如电导体的冲积层，电阻体的火山岩薄层等。

第一组模型电性不均匀体厚 50m，电阻率取值分别为 5Ω·m（模型 a）、10Ω·m（模型 b）及 100Ω·m（模型 c），见图 2。第二组模型电性不均匀体电阻率为 5Ω·m，其厚度

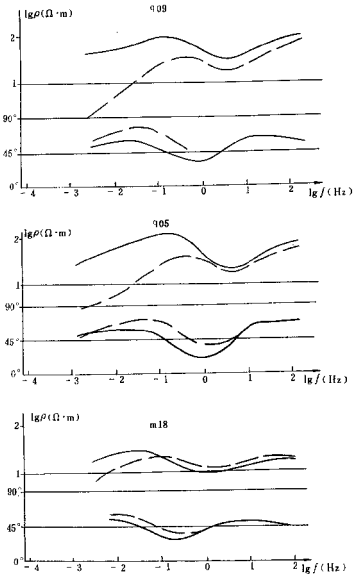


图 1　盆地内大地电磁测深实测曲线

取值分别为 20m（模型 d）、50m（模型 a）及 100m（模型 e），见图 4。

计算结果表明：不论哪种模型，由于电性不均匀体存在，大地电磁测深曲线都产生畸变。畸变主要发生在振幅方面，其表现是 TE 曲线与 TM 曲线分离，即所谓"静态偏移"。从图 2 可知，这种分离——不论是 TE 或 TM 曲线相对于一维曲线的偏移还是 TM 曲线与 TE 曲线之间的偏移，在对数坐标中并非处处平行，表现为不同频点偏移程度不同。然而，相位曲线畸变情况极不明显（相对振幅曲线畸变情况而言），在振幅曲线产生严重畸变的点，相位曲线与一维曲线吻合仍然很好。

基于曲线的上述特征，本文仅就振幅曲线按计算结果分析畸变规律。

1.曲线畸变与极化模式的关系

由图 2 清晰看出：随着测点接近电性不均匀体界面，TM 曲线在全频段范围内明显偏移一维曲线；TE 曲线则不同程度的偏离一维曲线，高频段及低频段表现较明显，其偏移程度远比 TM 曲线小。故不难得出浅层电性不均匀体造成曲线畸变以 TM 模式为主。

表 1 是二维曲线偏离一维曲线的平均相对误差，误差大小清楚地告诉我们：畸变以 TM 模式为主。

2.曲线偏移方向与围岩和不均匀体间电性差异的关系

当围岩电阻率大于不均匀体电阻率时，测点位于围岩一侧 TM 曲线向视电阻率增加方向偏移（相对一维曲线而言），测点在电性不均匀体一侧 TM 曲线向视电阻率减小方向偏移（相对一维曲线而言）。当围岩电阻率小于不均匀体电阻率时，TM 曲线偏移方向与上述结果正好相反。这一规律从图 2 可清晰看出。

3.曲线偏移程度与测点位置之间的关系

由图 2 可以看出：测点位置不同，TM 曲线偏移程度不同，其变化规律随着测点移近电性不均匀体，TM 曲线偏移程度增大，当测点位于围岩与电性不均匀体界面正上方时，TM 曲线偏移程度最大。

从二维曲线偏离一维曲线平均相对误差一览表（见表 1）可清晰反映出测点远离电性界面 TM 曲线偏移程度变小的特征。从图 3 还可以看出平均相对误差在算术坐标中呈指数衰减的规律。

4.曲线偏移程度与围岩和不均匀体间电性差异的关系

从图 2 可以清楚看出，TM 曲线偏移程度除与测点位置有关外，还与围岩和电性不均匀体间电性差异有关，其规律为：

（1）模型 a 围岩与电性不均匀体电阻率对比度为 4：1，模型 b 电阻率对比度为 2：1。对比图 a 与图 b(见图 2)，清楚看出测点位置一定时，围岩与不均匀体电性对比度大时 TM 曲线偏移程度大。二维曲线偏移一维曲线平均相对误差一览表也反映出此规律，当测点位于电性界面上时，a 模型平均相对误差高达 203.5%；b 模型平均相对误差为 80.7%(见表 1)。

（2）不均匀体为电导体(相对围岩而言)时，TM 曲线偏移程度明显大于电性不均体为电阻体时的偏移程度。同样位于电性界面上的测点，a 模型(电性不均匀体为电导体)平均相对误差为 203.5%，而 c 模型(电性不均匀体为电阻体)平均相对误差仅为 88.2%(见表 1)。

5.电性不均匀体造成曲线畸变的范围

若以 TM 曲线偏移一维曲线的平均相对误差大于等于 5%为影响范围的标准，根据二维 TM 曲线偏移一维曲线相对误差发现影响范围与以下因素有关：

（1）围岩与电性不均匀体电阻率对比度越大影响范围越大，如表 1 模型 a 影响范围大于 735m，即当测点距电性界面 735m 时，TM 曲线偏移误差大于 5%，而模型 b 影响范围小于 735m。

（2）按频段研究相对误差发现影响范围随电磁波频率的降低而增大。从表 2 可知，a 模型当频率为 50—10Hz 时，距电性界面约 300m 时可引起 5%以上的误差，而在频率为 0.1—0.01Hz 时，距电性界面 1735m 仍可引起大于 5%的误差。据此可以得出：浅层电性不均匀体的影响范围随着勘探深度的加大而加大。

（3）根据第二套模型计算的 TM 曲线偏离一维曲线的平均相对误差大小可清楚看出：影响范围的大小和电性不均匀体厚度有关（见图 4 及表 3），模型 d、a、e 的电性不均匀体

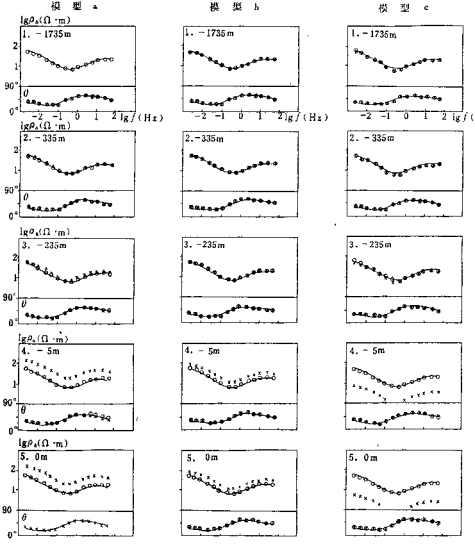


表 I 二维曲线偏离一维曲线平均相对误差一览表

误差(%) \ 模型 / 距离(m)	a	
	TE	TM
1735	5.3	4.9
735	5.7	5.1
335	6.3	13.4
235	6.8	22.1
135	7.4	42.7
35	8.8	128.9
5	10.3	192.9
0	11.0	203.5

误差(%) \ 模型 / 距离(m)	b	
	TE	TM
1735	5.2	4.9
735	5.4	4.9
335	5.4	6.5
235	5.5	8.3
135	5.9	14.5
35	6.4	47.5
5	6.9	75.5
0	7.2	80.7

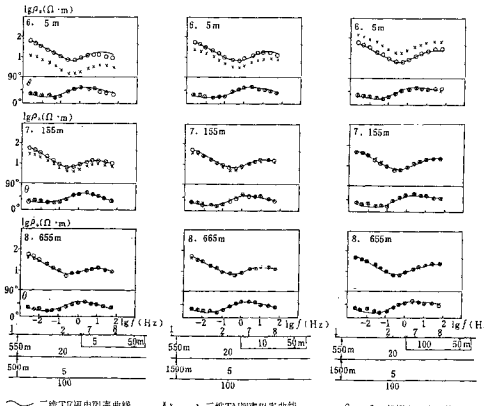


图 2　第一组模型视电阻率曲线

模型中数字为电阻率,单位为 Ω·m

误差(%) / 模型 / 距离(m)	c	
	TE	TM
1735	5.2	5.1
735	5.2	5.8
335	5.6	8.8
235	5.7	12.1
135	5.7	20.6
35	6.1	57.5
5	6.6	83.7
0	6.9	88.2

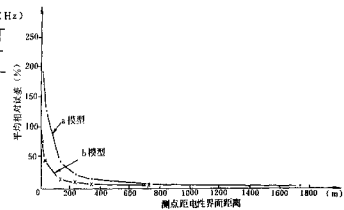


图 3　二维 TM 曲线平均相对误差衰减曲线

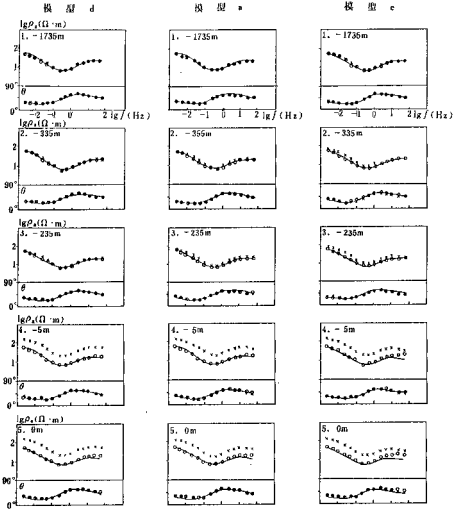
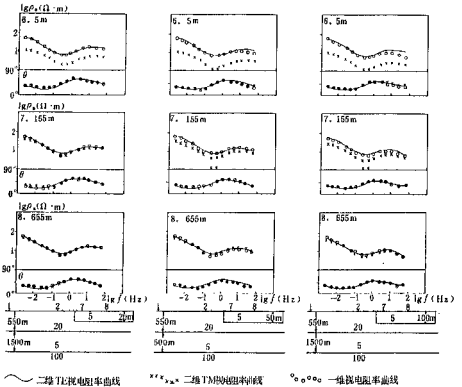


表 3 二维 TM 曲线偏离一维曲线相对误差与电性不均匀体厚度关系一览表

误差(%) / 厚度(m) / 距离(m)	模型 d
	20
1735	4.4
735	4.9
335	7.3
235	9.4
135	18.2
35	73.2
5	196.4
0	227.7

误差(%) / 厚度(m) / 距离(m)	模型 a
	50
1735	4.9
735	5.1
335	13.4
235	22.1
135	42.7
35	128.9
5	192.9
0	203.5



误差(%) / 厚度(m) / 距离(m)	模型 e
	100
1735	5.4
735	7.4
335	26.2
235	40.9
135	71.6
35	147.5
5	178.6
0	183.7

图 4　第二组模型视电阻率曲线

模型中数字为电阻率,单位为 Ω·m

表 2　二维 TM 曲线偏离一维曲线相对误差按频率统计一览表

误差(%) 频率(Hz) \ 距离(m)		1735	735	335	235	135	35	5	0
模型 a	50—10	1.8	2.1	3.9	7.2	19.4	82.6	134.4	144.2
	10—1	0.6	2.6	12.7	21.4	42.0	126.8	191.3	202.4
	1—0.1	1.3	4.9	18.0	38.4	51.4	144.6	213.3	224.4
	0.1—0.01	5.9	11.4	25.9	37.0	61.5	161.5	243.2	245.5
	0.01—0.001	6.2	4.3	12.4	21.7	44.2	133.5	198.3	208.3
模型 b	50—10	1.8	1.8	2.5	3.6	8.2	36.0	63.2	68.8
	10—1	0.6	0.8	4.9	8.7	16.3	49.6	78.3	83.9
	1—0.1	1.4	1.7	6.6	10.3	18.6	53.3	82.4	87.8
	0.1—0.01	5.3	7.3	12.8	16.6	25.6	62.6	93.1	98.6
	0.01—0.001	6.6	5.7	4.3	5.1	12.0	44.9	72.1	77.0

电阻率均为 5Ω·m，但厚度不同影响范围不同，当厚度为 20m 时，测点距电性界面 735m 时，平均相对误差已小于 5%，而厚度为 100m 时，测点距电性界面 1735m，平均相对误差还在 5%以上。可见电性不均匀体厚度越大影响范围也越大。

表 4　二维 TE 曲线偏离一维曲线平均相对误差按频率统计一览表

误差(%) 频率(Hz) \ 距离(m)		1735	735	335	235	135	35	5	0
模型 a	50—10	1.0	1.9	4.3	6.5	9.9	16.2	22.9	25.9
	10—1	0.6	2.0	2.9	3.7	4.6	6.1	8.3	9.4
	1—0.1	1.2	1.3	1.5	1.5	1.5	1.7	2.1	2.2
	0.1—0.01	5.4	5.4	5.4	5.4	5.4	5.6	5.9	6.0
	0.01—0.001	7.1	7.1	7.2	7.2	7.1	7.2	7.1	7.1
模型 b	50—10	0.9	1.3	1.7	2.3	3.4	5.8	8.4	9.7
	10—1	0.4	1.0	1.3	1.4	1.9	2.4	3.2	3.5
	1—0.1	0.6	0.6	0.6	0.6	1.1	1.1	1.3	1.3
	0.1—0.01	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1	5.2	5.3
	0.01—0.001	7.1	7.2	7.2	7.2	7.2	7.2	7.2	7.2

6.TE 与 TM 曲线畸变规律上的差异

上面归纳了浅层电性不均匀体引起 TM 曲线畸变的规律，这些规律对 TE 曲线是否适用？根据误差计算表明以上规律基本上适用于 TE 曲线。

通过表 2 与表 4、表 3 与表 5 对比发现，TE 曲线受畸变有以下两点不同于 TM 曲线。

（1）TE 曲线畸变程度不如 TM 曲线严重，但影响范围比 TM 曲线要大。d 模型距电性

界面 735m 时 TM 曲线偏移误差已小于 5%（见表 3），而 TE 曲线偏移误差还大于 5%（见表 5）。a 模型距电性界面 1735m 时，TM 曲线偏移误差小于 5%（见表 3），但 TE 曲线偏移误差还大于 5%（见表 5）。

（2）TE 曲线与 TM 曲线一样，不同频段畸变程度不同，但 TE 曲线存在一个畸变最小的频段（见表 4），即 1—0.1Hz，此频段内 TE 曲线偏移一维曲线的平均相对误差远小于 5%，该频段对应于一维曲线极小值区段（见图 2），说明 TE 曲线在极小值部位受畸变最小，这是与 TM 曲线不同之处。

表 5　二维 TE 曲线偏离一维曲线相对误差与电性不均匀体厚度关系一览表

误差（%） / 距离（m）		1735	735	335	235	135	35	5	0
厚度(m)									
模型 d	20	5.2	5.4	5.7	5.9	6.1	6.5	7.1	7.8
模型 a	50	5.3	5.7	6.3	6.8	7.4	8.8	10.3	11.0
模型 e	100	5.6	6.1	7.2	8.0	9.5	12.3	14.3	14.9

结　论

1.浅层电性不均匀体对大地电磁测深的影响主要表现在 TM 曲线上。

2.浅层电性不均匀体对大地电磁测深的影响范围不但在不均匀体附近区域，而且是随着勘探深度的加大影响范围也在加大。

3.依 TE 及 TM 曲线偏移一维曲线的程度可知，目前所采用的平行移动一条曲线进行静校正的办法，并不能把浅层不均匀体的影响全部校正掉，只是将这种影响校正到某个较低的水平上。

4.基于 TE 曲线在极小值区段畸变最小，静校正时可按极小值区段依据单点相似及区域相似性原则进行校正，这样会比按曲线首支进行静校正效果更好，尤其测点位于电性界面附近时。所以在沉积盆地内开展大地电磁测深，当曲线呈 H 型时，建议以 TE 曲线极小值为标准进行大地电磁测深静校正。

大地电磁测深静校正应用实例

顾 锦 才

（地矿部华东石油地质局第六物探大队）

一、引　言

大地电磁测深资料解释中，视电阻率曲线常由于静态效应而发生畸变，从而使反演解释工作难以获取理想结果。一般认为，所谓静态效应是指当近地表存在局部电性不均匀体时，电阻率分界面上极化电荷的堆积引起电场畸变，由此产生一个与外电流场成正比（比例系数不随周期变化）的附加电场，使实测的各个频率的视电阻率相对于不存在不均匀体时变化一个常系数，即引起视电阻率曲线沿垂直轴发生平移。

静态效应的存在使反演解释的结果产生很大误差。具体讲，就是使得反演的电阻率平移一个因子——等于视电阻率曲线被平移的数量；而反演的深度（层厚）的平移量则为该因子的平方根。在定量解释时，也会使解释者误将静态效应推断为陡立的深大断裂或垂向延伸的异常体。因而，为了正确解释大地电磁资料，必须消除静态效应。

在探讨和研究大地电磁静态问题方面，国内外许多地球物理学家已进行了大量的工作，并总结了很多有效的方法。概括起来包括：1.用彼此邻近的大地电磁测量资料做空间滤波。2.从理论上计算近地表非均匀体引起的静态平移的数量。3.用瞬变电磁方法（TEM）估算静态平移的数量。4.根据已有地质、物探等资料进行综合解释。上述各种方法在实际应用中都具有实用性和局限性，一般情况下，各种方法是互补的。本文主要介绍上述静校正方法在实际应用中的效果。

二、压制静态效应的方法

在实际资料解释中，根据大地电磁测深野外资料的采集和处理的具体情况，结合工区的地形、地质条件，我们主要应用了下列几种方法消除静态平移。

1.用彼此邻近的 MT 测量做空间滤波

该方法主要用于大地电磁测深中测点距较小的测线或测区。基本出发点是认为地下地质体或地质构造引起的视电阻率沿测线或整个测区的变化是渐变的，而造成静态平移的地表不均匀体（电导体或电阻体）引起的视电阻率在不同测点上的变化是剧烈的。通过空间滤波，则可以压制这种“高频”的静态效应。

2.用 TEM 或其它电磁法资料做静态平移

静态效应是局部不均匀体表面边界电荷堆积形成附加电场，对实测电场产生畸变而引起

的，而磁场信号相对而言不受表层不均匀性影响。为了得到完整的、无畸变的大地模型，在分析、解释大地电磁资料的过程中，我们将其与可控源电磁测深的资料（瞬变电磁方法）结合起来，估算大地电磁测深视电阻率的静态平移量，并与钻井资料相结合进行联合反演。

3.根据其它地质、地形、地球物理资料进行静态平移

对于井旁 MT 资料，可结合钻井成果，综合地震等已有资料，通过正、反演反复拟合计算，估算测区内的静态平移变化规律，确定平移方案。该方法主要用于勘探程度较高的测区。

总之，无论使用哪种方法消除静态平移，最终的解释结果都必须符合已有的地质、地球物理资料，以确保解释的地电剖面结果在地质上是可信的。

三、应 用 实 例

1.苏南 JP 工区的静校正实例

苏南 JP 工区开展了面上的大地电磁测深工作，各测线相互交错，点距在 1—2km 左右，作为静态平移校正方法的试验，我们选用了跨越长江的Ⅰ线资料进行了一般的空间滤波，而选用了与多条测线相交的Ⅱ线资料进行了 EMAP 技术的处理，现分别介绍如下。

（1）一般的空间滤波校正

我们对Ⅰ线资料采用的静校正方法是：根据工区的地电条件，选用视电阻率曲线首支段 5—10 个频点作为校正频段。计算测线上各测点在该频段范围内实测视电阻率的几何平均值（对数坐标下为算术平均值）ρ_{ai}，根据测点距离状况进行适当的空间插值。将相邻的若干个点（$2n+1$）的 ρ_{ai} 连同插值结果进行空间滤波（滤波函数为 Φ），得到对应于各点的平均视电阻率的滤波值 ρ_{pi}，滤波窗口的宽度为 $2n+1$，对边缘上的测点则采用半时窗滤波法。最后，将滤波值 ρ_{pi} 与平均视电阻率 ρ_{ai} 的比值作为对应测点的校正系数 k_i，将对数坐标下的实测视电阻率曲线平移 $\lg k_i$ 个数量级，即得经过静校正的视电阻率。对Ⅰ线资料的处理结果表明了该方法的有效性。

以上空间滤波的关键是选择合适的滤波窗口宽度 $2n+1$ 和数字滤波值 $\Phi(k)$。根据前人的经验，我们选用 $2n+1=5$ 和 0.12，0.22，0.32，0.22，0.12 为数字滤波器 Φ 的值。图 1 是 JP 工区Ⅰ线静校正前后的断面图对比。可以看到，经静校正后，断面图比原来的断面图平缓得多，在地电解释时用静校正后的结果基本上能反映出地下的构造形态。

（2）用 EMAP 技术处理常规 MT 资料

电磁阵列剖面法（EMAP）是一种全新的勘探方法。它根据沿地面一条测线布置的电偶极对测得的电场信号和基站上用 MT 方法同步测得的电磁响应，可求得沿测线的电阻率—深度剖面。该方法采用特殊的处理手段能够有效地压制表层电性不均匀而引起的大地电磁测深曲线的畸变。

根据 EMAP 处理的基本思想，我们可以在点距较小的测线上，对常规 MT 资料进行 EMAP 处理，以压制表层不均匀性引起的曲线静态平移。我们使用的方法是：将常规 MT 数据的处理结果视电阻率 ρ_{TE}，ρ_{TM} 和相位 φ_{TE}，φ_{TM} 和主轴方位角 θ_0（该工区的 θ_0 约 NE45°），以及测线方位角 θ，求得适合 EMAP 处理的跨度阻抗。为了使处理时窗口的选择更有利，我们对沿测线同一频率的数据首先进行了插值平滑。根据跨度阻抗 Z_{ix}，Z_{iy}，反

求张量阻抗要素 Z_{xx}，Z_{xy}（即为实现低通滤波）。我们选取余弦钟函数为期望窗口函数，滤波窗口的宽度选为有效勘探深度的 1.0—2.5 倍，偶极子长度约 200—500m。根据滤波后的张量阻抗再求得静校正后的视电阻率曲线。图 2 是 EMAP 处理前后的 JP 工区Ⅱ线的断面图。

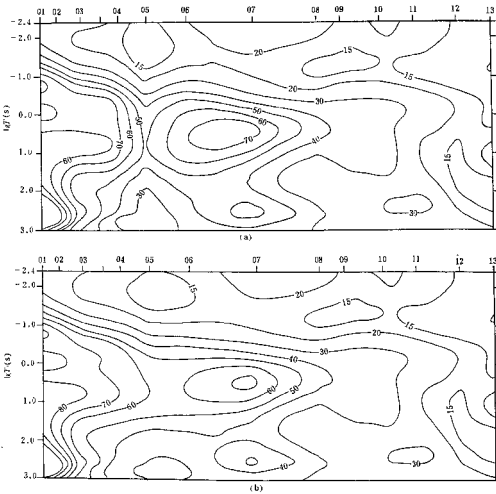


图 1　苏南 JP 工区Ⅰ线 MT 视电阻率拟断面图

(a) 静校前的 ρ_a 断面；(b) 静校后的 ρ_a 断面

由图我们不难看到，原来在断面中存在的似乎是陡立断层的部分变得比较平缓了。这说明了 EMAP 处理的有效性。从解释的角度也说明了该方法的必要性。

2.苏北某工区大地电磁测深曲线与 TEM 曲线的综合解释

苏北某工区于 1987 年进行过瞬变电磁测深，同时，该工区又有较多的测井和地震资料供参考。在 MT 解释中，我们将瞬变电磁测深的资料（磁场）作为 MT 静校正的依据。

由于瞬变电磁方法采用的是时间-电压响应关系；而其时间-视电阻率表示只是一种近似。因而，如果用它们的视电阻率曲线进行 MT 平移，会带来许多的不便，一是 TEM 时间轴伸缩因子的选择；即使在同一工区，也需要用不同的伸缩因子，这对大量对比是不方便

的。

我们的方法是：将 TEM 资料（浅层）和 MT 曲线中的一支（浅层）相比较。选择形态上相对一致，TEM 作适当的时间轴放大（如 0.2）后，峰值基本接近的 TE 或 TM 或两支曲线进行综合反演，并给定一个静态平移因子 k_i 作为拟合的初始值。然后，根据 TEM 曲线的地电模型，不断修改 k_i，使 TE 或 TM 曲线平移后的浅层部分与 TEM 的地电模型结果相一致，则此时的 k_i 就是 TE 或 TM 曲线应作静态平移的量。

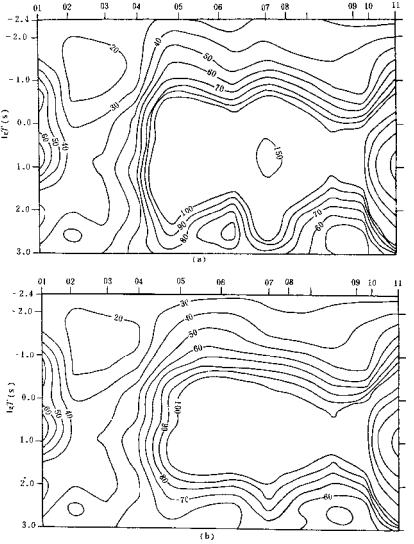


图 2　苏南 JP 工区Ⅱ线视电阻率断面图

(a) EMAP 处理前；(b) EMAP 处理后

在曲线对比过程中，我们选用的 TEM 的时间轴压缩因子在 0.15—0.5 之间，选择 TEM 曲线变化比较平缓的部分进行对比。

时间轴压缩因子的求法如下：

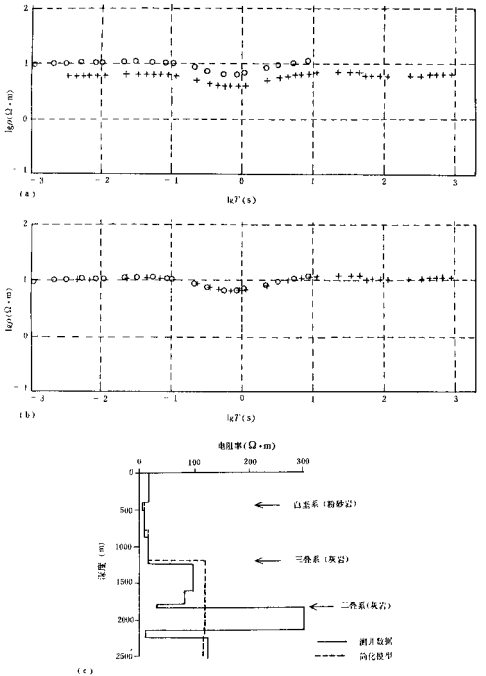


图 3　同测点 MT 资料与 TEM 资料的对比(TEM 资料已作了时间轴伸缩处理)

(a) 静校正前的对比; (b) 静校正后的对比; (c) 测点附近测井的简化曲线; O:TEM 资料, +:MT 资料

MT 中，频率域的趋肤深度 $z_f=\sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$，而瞬变场中时间域的趋肤深度则根据

$$H_y = H_0 \mathrm{erf}\left[\sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} z_t \,/\, \sqrt{2}\right]$$

从中求出当 $H_y / H_0 = 1/e$ 时的

$$z_t \approx 1.16\sqrt{\frac{t}{\sigma\mu}}$$

令 $z_f = z_t$ 即可求得：

$$t = 0.2361f$$

在实际计算中，不同人员可用不同的误差函数表达式，计算的结果也不尽相同，再考虑到趋肤深度定义中的近似关系，实际的伸缩因子可以在 0.15—0.5 之间变化。但无论用什么样的因子，不会从根本上改变解释结果，曲线的时间轴伸缩只是为了便于解释，MT 曲线的平移幅度我们是根据反演结果确定的。

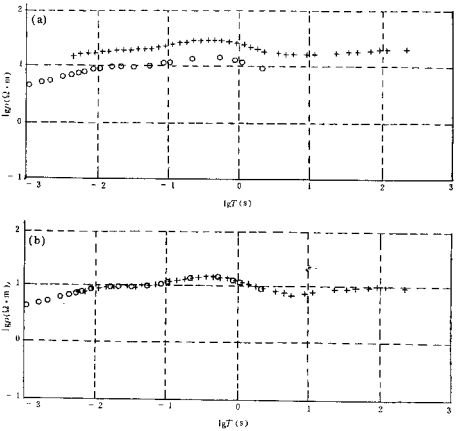


图 4　TEM 资料、MT 资料和地震资料的联合解释

(a) MT 资料平移前两种方法的对比曲线（TEM 的时间轴已作了伸缩处理）；

(b) 平移后两曲线的对比；○：TEM 资料；+：MT 资料

图 3 是某测井附近用 TEM 与 MT 方法得到的结果。图 3(a)是平移前两种方法的曲线对

比。与测井曲线相比较，TEM 资料与测井结果完全一致。而 MT 曲线则发生偏离。图 3(b)是根据 TEM 模型对 MT 进行平移以后的结果，平移以后，除了 TEM 在较深部没有资料外，整支曲线基本重合。图 3(c)是用于对比的简化测井曲线。

图 4 是另一测点的资料，TEM 的结果是根据地震资料提供的深度（中、深层）进行反演得到的。我们用 TEM 的反演结果作为 MT 的初始模型输入，发现浅部相差不大，选用适当的平移因子，就得到了与地震资料完全相吻合的资料。

根据整个工区的试验结果，我们得到下列认识，该区的 MT 资料与 TEM 资料相比较，同点位上或点位相距不太远时，曲线类型和解释结果基本相似，静态平移量在 0.1—0.5 个数量级或更小。这是由于苏北地区地势比较平坦，浅层覆盖物相对比较均匀的结果。

3.用其它资料作参考进行静态平移

我们主要是利用测井和地震资料作参考来进行静态效应的校正。根据地震资料得到的深度和波阻抗资料，在进行 MT 一维反演过程中，深度由对应测点上地震资料确定。改变相应层的电阻率，根据整个工区内地震标志层中电阻率变化的统计规律，计算各测点该层电阻率与统计电阻率的偏差，以该偏差作为静态效应的校正系数。经这样校正后得到的视电阻率曲线与地震解释剖面基本一致。

图 5 是一地震剖面，图 6 是剖面上某一测点的 MT 资料用上述方法校正后的反演结果及校正前后的视电阻率曲线。

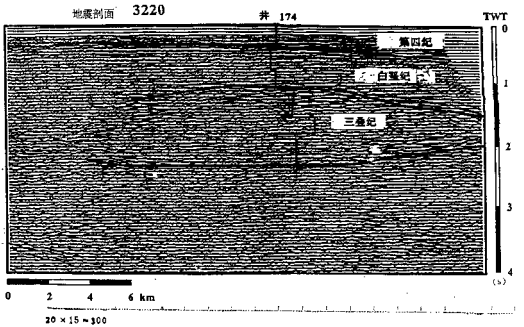


图 5 地震剖面



图 6　根据地震剖面进行静校正

(a) 校正后的反演结果；(b) 校正前后的视电阻率曲线；+：校正前的结果；○：校正后的结果

四、结　论

通过上述几个应用实例的分析，我们看到，采用空间滤波技术或者 TEM 资料乃至地震测井等资料作为参考进行 MT 资料的静校正，都可以提供更精确的地下电阻率剖面图像。特别与地震资料相结合，为将来的直接寻找油气构造圈闭或岩性圈闭提供了解决问题的途径。但是，鉴于苏北、苏南地区地形起伏不大，地表相对均匀，而工农业干扰比较严重的特殊情况，大地电磁的静校正问题具有其特殊性，且需要其它的辅助手段来进行资料解释。因此，这里应用的静校正实例并没有获得普遍规律。

参 考 文 献

[1] 王家映，电磁阵列剖面法的基本原理，地球科学，增刊《大地电磁测深专辑》，1990。

[2] 罗延钟等，可控源音频大地电磁法的静态效应校正，物探与化探，第三期，1991。

山区对大地电磁测深的影响

徐 师 文

（地矿部华东石油地质局第六物探大队）

一、引　言

山区对大地电磁测深的影响，一直是困扰大地电磁工作者的一个问题。对含油气盆地勘探而言，含油气盆地周边多为山区，盆地内部也往往有山区分布，丘陵地区更是屡见不鲜，研究山区对大地电磁测深工作的影响，是油气勘探中亟待解决的问题。本文根据我队在大别山、黄山、雁荡山等大山区的大地电磁测深工作，对山区的影响提出一些粗浅的看法，供读者参考。

大山区大地电磁测深曲线有如下几点规律（见图1）。

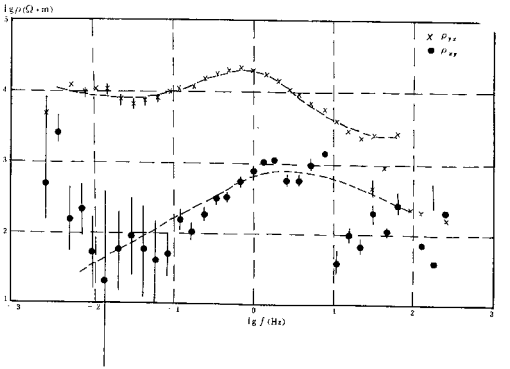


图1　41／HQ-5 测量结果图

（1）几乎全部测点高频部分 ρ_{xy}、ρ_{yx} 不重合，开口很大，而平原地区则基本重合；

(2) 大部分测点平行构造走向的 ρ_{xy} 曲线几乎全枝受干扰严重;

(3) 大部分测点 $\rho_{yx} > \rho_{xy}$。

经分析，造成上述现象的原因有三，即电干扰、表层不均匀性干扰、地形影响。现分述如下。

二、对几种干扰的研讨

1.电干扰

众所周知，大山区一般工业落后，无工业用电，民用电也很少，理应无电干扰，但输电线多沿山沟布设，甚至极稀少的电话线也多沿山沟布设，而大地电磁测深点位受各种因素限制，只能布在山沟，这就使大山区的电干扰相对严重起来，造成大部分测点 $f>20$—50Hz 干扰严重，连不成曲线。另一方面，测区内山沟走向与构造走向大体一致，为 NNE—NE 向，第四纪风化残积物沿山沟分布，平行山沟走向,颗粒相对均匀，含水量高，垂直山沟走向则变化骤烈，含水量少。因此，干扰电场电流线也沿山沟分布，造成平行构造走向的 ρ_{xy} 曲线畸变严重。目前这种干扰似乎还暂无克服办法，只有选用压制干扰能力较强的仪器（如 MMS03E）相对压掉一部分。

2.表层不均匀性影响

从理论上说，测点附近表层浅部局部范围内，介质电性应该是均匀的，野外实测 ρ_{xy} 与 ρ_{yx} 在高频部分应该数值一致，相互重合。但山区大部分测点高频部分 ρ_{xy} 与 ρ_{yx} 不重合，出现较大开口，这就说明，山区存在有严重的表层效应干扰，这是地表第四纪风化残积物沿山沟走向与垂直山沟走向沉积差异所造成的。但曲线上高频部分的开口现象却并非全为表层效应引起，其中渗杂了地形影响。例如测区内全为高阻的深变质岩与侵入体，以 f= 50Hz 时，电阻率 $\rho = 1000\Omega \cdot m$ 为例，其反映的深度大约为：

$$h = 503.3\sqrt{\rho / f} = 2250\text{m}$$

已远远超过“浅层”的范围，所以曲线反映的高频开口现象是在表层效应影响的基础上，又受到地形影响的又一次畸变。

目前对表层效应的改正一般采用视电阻率曲线按一对数常数进行平移，或在深度域中，ρ—h 曲线按 45° 方位平移，移动量大小与表层不均匀体电性有关，这已为模型试验所证实。我们曾对山区曲线用此法进行改正，参数按地质图上地层出露情况确定，对测区大地电磁测深该层的实测电阻率值进行平移，但效果很差，横向测值很乱，连续性差，出现很多单点异常。分析效果不好的原因为：

(1) 曲线高频部分开口现象并不真实地反映了表层效应，其中迭加了地形影响，实际真正反映表层效应的地段应在更高频处，因受仪器观测频率限制及电干扰影响，这段曲线并未测出来。因此，按曲线所测高频部分开口现象来衡量表层效应，不是过大，就是过小。

(2) 改正参数偏大。因为大地电磁测深实测电阻率为整个电性层的电阻率，而表层效应皆出现于风化壳中，风化壳电阻率要远远小于未受任何风化的岩石电阻率。

改正的办法建议用小四极电测深法，在山区测点上做微型十字测深，或用频率测深法做小型十字测深，测出两个方向一致时的视电阻率值，用此值来进行表层效应的改正。

3.地形影响

这是与表层效应完全不同的一个概念，它是指以测点为中心，大体以最大穿透深度为半径作圆的范围内地形起伏，特别是电磁传感器附近地形起伏对大地电磁测深曲线的影响。按直流电场概念，垂直山体方向，受高阻体对电场的排斥作用影响，其电场比平行山体方向要高得多，山体走向又与构造走向大体一致，就必然会造成 $\rho_{yx} > \rho_{xy}$，山体是不规则的，这种影响就十分复杂。这种影响与表层效应往往又很难分开，因为表层介质的不均匀性本身就受山形控制。再以较大范畴的表层——风化壳而言，它的起伏与地形起伏大体成正效应，地形抬起处，受风化剥蚀严重，风化壳厚度大于地形下凹处，而地下水的分布又恰恰相反，山顶处地下水面深，山沟处浅，这中间很难找出定量关系。对地形影响的改正问题，目前所见改正程序多为二维，且把地面以下做为一个整体介质来考虑的，效果如何，尚有待验证，在没有更好的改正程序情况下，建议可按重力方法中的地形改正方法，采用"八卦"方式，按45°间隔，进行四个方向的二维地改，然后取其四个方向加权平均改正参数进行地改。最好是研制三维地改方法。

总之，山区对大地电磁测深的影响是非常复杂的，上述三方面影响并非包括山区所有影响，而仅这三项，就目前而言，尚有较大难度，所提的建议，有待实际工作检验。今后应将山区对大地电磁测深的影响做为一个专题，安排一定的试验工作来进行研究。

大地电磁测深解释中的信息提取问题

邓 前 辉

(国家地震局地质研究所)

引 言

大地电磁测深(MT)资料解释的问题，仍然是地球物理学家和从事大地电磁测深专业人员十分关注的问题。为了获得尽可能真实的解释结果，人们花费了大量人力和物力研究新的解释方法，但收效甚微。虽然目前已有二维反演方法，但还未见到过成功的解释实际资料的例子。三维正演虽有模型的研究报道，但还未能实现用于实际的 MT 资料解释。因此，大量的 MT 资料的解释工作仍采用一维的形式化和 Bostick 简易连续介质的反演解释。故在 MT 资料的解释中，如何将有用的信息提取出来，仍是地球物理学者常常思考的问题。本文将从以下诸方面来探讨和研究 MT 资料解释中的信息提取问题。

一、原始的视电阻率和阻抗相位曲线的"蒙太奇"分析

"蒙太奇"的概念渊源于电影艺术。而大地电磁测深沿剖面的测量结果，就类似于电影中的一些片段、一个镜头，如果我们将整条剖面的每个点的结果一个接一个的依秩用图形表示出来，就像电影的拷贝一样。因此，研究和分析沿剖面视电阻率和阻抗相位变化的规律，可从"蒙太奇"图了解沿剖面电性变化的特点，曲线受干扰的特点，将沿剖面的 MT 曲线特征与沿剖面的构造特征联系起来，即建立整条剖面宏观分析的概念与特点。

二、MT 曲线的畸变分析

大地电磁测深曲线的畸变问题，一直是从事该专业人员最为关注和十分重视的问题。对于 MT 曲线的畸变已有许多论述[1, 2]，但是什么是 MT 曲线的畸变呢？造成畸变的主要因素是什么呢？作者认为实测曲线与测点下实际地质模式的理论曲线有差别的曲线都应归属于畸变曲线，而将其差别称为实测曲线的畸变。那么造成实测 MT 曲线的畸变原因，主要有以下几点。

1.MT 理论假设与 MT 曲线的畸变

大地电磁测深的理论假设地球是水平均匀层状介质，所以只有当地球构造是一维或近似一维时，所得结果才是正确的。然而，这种假设的理论模式在实际中几乎是不存在的。

大地电磁测深最早的理论是建立在 Cagniard 的电导率仅随深度变化的数学模型上的，

即所谓一维模型。该模型的缺陷促使后来地球物理学家发展为可用于导电率随水平和深度坐标都变化的二维模型。对于二维模型，根据大地电磁场的极化，需考虑两种模式，在这两种模式中电场分别平行（TE 极化）和垂直（TM 极化）构造的走向极化。理论研究表明，电场平行构造走向极化时，可用一维模型的方法来求取有关函数相应测点下的导电率的可靠值，而电场垂直构造走向极化的阻抗函数却具特别不同的性质，不能直接用来估算导电率可靠值。目前对于这种模型确定导电率的最佳方法就是所谓的二维数值模拟计算法。而用一维模型的方法求取导电率，TE 曲线和 TM 曲线的区分往往是十分困难的。遗憾的是二维变化的情况在实际中也是少见的，而三维导电率分布的构造确到处可见。在三维导电率分布的构造上进行大地电磁测量时，尽管有许多特定的方法用来构造一组坐标轴，但一般不能像二维情况那样确定出一组主轴方向。另外，不管采用什么坐标系都不可能将电场分解为二维情形中 E 平行和 E 垂直两种性质截然不同的情形，所期望的 E 平行的性质消失了，阻抗张量求解的两种情形都呈现类似于 E 垂直的性质。最后是复杂性大大增加了解的难度，二阶张量阻抗的解法对于这种模型已存在了极大的近似性和不准确性。这就是理论假设的近似性造成了估算结果的近似性，与真实模型有差异必有畸变，我们不防将其称为理论假设近似性畸变，但这种畸变在 MT 曲线上目前是无法区别的。

2.电磁噪声与 MT 曲线的畸变

大地电磁测量中的电磁噪声，是指各种不满足电磁感应原理的电磁信号源，而这些电磁信号源又无法与大地电磁测量中所需的电磁信号源区分开来，而它们混叠在一起作为信号被测量，即，

$$E_x = E_{xs} + E_{xn},\quad E_y = E_{ys} + E_{yn},$$
$$H_x = H_{xs} + H_{xn},\quad H_y = H_{ys} + H_{yn},\quad H_z = H_{zs} + H_{zn}$$

式中脚标 s 和 n 分别表示真实信号和干扰信号，显然只有真实信号才满足阻抗张量关系：

$$\begin{aligned} E_{xs} &= Z_{xx}H_{xs} + Z_{xy}H_{ys} \\ E_{ys} &= Z_{yx}H_{xs} + Z_{yy}H_{ys} \end{aligned} \tag{1}$$

而场的观测值并不满足阻抗张量关系

$$\begin{aligned} E_x &\neq Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &\neq Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \tag{2}$$

但资料处理中却认为（2）式是成立的，结果无形中包含了不真实的成分，造成 MT 曲线的畸变。但是，电磁噪声的畸变，在视电阻率曲线和阻抗相位曲线上是有明显的特征，是可以分辨出来的。比如静电场的干扰，视电阻率曲线沿 45° 角甚至超过 45° 角上升，而阻抗相位确为零或接近零度变化（图 1）；高压输电线的干扰，视电阻率曲线一段出现突跳，使视电阻率曲线出现不连续，相应阻抗相位曲线出现无规律变化；工业用电频率及其奇次谐波干扰，使相应频率的视电阻率估算值远远偏离相邻频率的视电阻率值，相应的阻抗相位值也出现明显跳动；随机噪声和人文干扰，使视电阻率曲线和相位曲线十分分散，而难于构制解释曲线等。

3.浅层不均匀体与 MT 曲线的畸变

由介质中电磁场的结构可知，层状介质中电磁场沿水平方向分布，感应电流也总是沿水

平方向流动。但浅层不均匀体改变了介质导电率水平方向的均匀性，从而也改变了介质中水平方向电流密度的均匀性，致使在浅层不均匀体周围引起电流密度的密集或稀疏分布的畸变现象，导致地表观测的电场分量的突然增强或突然减弱的结果。最终使视电阻率曲线相对正常情况向上或向下平移，造成错误的结论。

浅层不均匀体有二维和三维两种情况，对于二维浅层不均匀体有 E 极化和 H 极化两种模式，在 E 极化时，高导体中的感应电流密度大于围岩中感应电流的密度，而感应电流产生的磁场与一次场同向（平行 x 轴），使得不均匀体上（或邻近）的测点的总磁场大于远离不均匀体的那些测点的总磁场，使得 ρ_{TE} 的结果向下平移。在 H 极化时，由于存在 E_x 分量，感应电流垂直于构造走向，岩层间表现为电流接触关系，非均匀体在电场的作用下充电而产生多余的电荷，多余电荷激发的二次电场与一次电场的方向相反，使非均匀体上方的电场减弱，而二次磁场又与一次磁场同向，所以 ρ_{TM} 减小。这种由多余电荷引起的畸变现象，称为电流效应，是一种局部的效应。而感应效应是趋肤深度范围内介质中感应电流的集总效应，是一种体积效应，因此，感应效应的畸变小于电流效应的畸变。

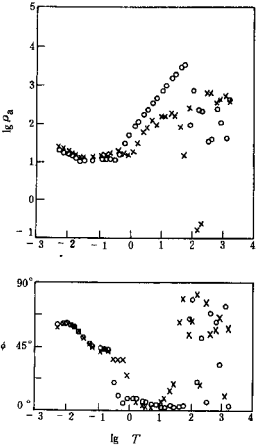


图 1　静电干扰的 MT 曲线

上图为视电阻率，下图为阻抗相位；

视电阻率单位为 Ω·m，周期单位为 s

在大地电磁测深的频率范围内，任一畸变曲线一般都同时受到感应效应和电流效应的影响，但不同频率范围内，它们起的主导作用是不同的。一般讲，如果测点位于不均匀体上方，电流效应不会随频率的升高或降低而消失，但感应效应一般是随着频率的减小而减小，在低频时，感应效应消失，原因是感应电流正比于频率，另一方面，频率降低，趋肤尺度变大，磁场为更大范围内电流的总贡献，消弱了不均匀体中电流的影响。总之，高导体畸变效应表现为 ρ_{TE} 在 ρ_{TM} 曲线上方；而高阻体畸变效应一般表现为 ρ_{TE} 在 ρ_{TM} 曲线下方。

浅层三维不均匀体不存在二维情况的两种极化模式所表现的性质。对低阻不均匀体，表现为吸流效应，使得地表附近的电流密度减小，电场变弱，视电阻率变小；对于高阻不均匀体，表现为绕流效应，由于电流绕过高阻体流动，使得电流线向地表上隆，电场变强，视电阻率变大，但因三维不均匀体无明显走向，对于 ρ_{TE} 和 ρ_{TM} 的影响几乎是相同的。

当在纵向和横向上存在多个浅层不均匀体时，畸变效应为各个异常体效应的总和，由于感应二次磁场和距离的平方成反比，多余电荷激发的二次电场和距离的三次方成反比，所以起主导作用的是距观测点最近的不均匀体。总之，观测点附近的不均匀体的总畸变效应使视

电阻率值变大或变小，但按二维张量估算的结果一般来讲 ρ_{TE} 的变化幅度小于 ρ_{TM} 变化的幅度，但其阻抗相位则不受其影响。

三、MT 曲线畸变的校正

针对 MT 曲线的多种畸变类型，人们寻找出曲线畸变校正的多种方法。比如空间滤波、根据 TEM 已知资料进行统计分析、曲线平移、MT 曲线的自身校正、区域构造与曲线类比法等。本文在此不深入讨论各种校正方法的原理，只就工作中的经验探讨比较有效、应用方便的校正方法。

空间滤波的实质就是将整条大地电磁测深剖面的视电阻率和阻抗相位曲线按某种方式进行圆滑，使偏离的视电阻率曲线变低，使偏低的视电阻率曲线变高。如果在剖面中有两个电性差异十分显著的构造区域，这种滤波将改变某些曲线的真实性。因此，这种方法对于同一构造单元的 MT 曲线是可信的，在整条剖面上应用时应十分谨慎。

应用 TEM 资料对 MT 资料进行校正是很好的方法，但我国目前还未正式开展 TEM 测量，因此没有资料可利用。在将来有些困难也是无法克服的，因即便开展 TEM 测量，而在 MT 测量区内未必作了 TEM 测量，也不可能为了校正 MT 曲线而专门开展 TEM 测量。鉴于上述情况，校正时常选择下面的方法。

域区构造与 MT 曲线类比法是比较好的校正方法。这种方法首先要对测区或测线穿过的构造有一大致的了解，结合前面的蒙太奇图形和畸变分析结果，基本上可将不同构造单元的曲线类型区分开。比如在同一构造单元中应出现相同类型的曲线，其视电阻率数值也应相近似。如其中出现了个别测点的异常情况，而又与已知资料相矛盾时，毫无疑问是畸变造成的。因此用异常点前后的相邻测点的结果进行类比校正是比较有效的。无论采用平移，还是圆滑处理都有参考的标准。当然，如果曲线出现一点一个样，而点距又相当大，构造又十分复杂时，什么校正方法都难于应用。最有效的途径是充分利用各种已知资料，先作初步解释，然后作一些二维模拟计算，多方法结合，选择校正的曲线进行校正，最后再作一次定量解释。这样可获得可信度高的结果。

四、根据已知资料和 MT 定性资料研究结果构思初步地质模式

在大地电磁资料解释中，对构思初步地质模式人们有不同的看法。有人认为这是用地质资料来解释 MT 资料，也有人认为是用 MT 资料去套地质资料，但我认为这是客观存在的一种规律，这种初模的建立是以分析视电阻率与阻抗相位曲线的“蒙太奇”图形特征、视电阻率与阻抗相位曲线的等值线图的特征为基础的，再结合有关已知地质和地球物理资料提出和构思初步地质模式，因此它是客观而真实的。这样在正式进行定量解释前，解释人员对剖面经过区什么部位是沉积盆地、隆起、拗凹、高阻、低阻区有一个明确的概念，这对指导后面的解释工作是十分重要的。当然，这种初模在进一步的解释工作中会得以验证，也会得以修改。

总之，这种构思初步地质模式是 MT 资料的一种定性的地质解释，是指导进一步解释的纲领性的思路和导向，是解释中的一种宏观部署。其重要性是不可忽视的。

五、用于解释方向的视电阻率曲线的选择

大地电磁测深资料处理获得两个方向的视电阻率曲线，即所谓纵向曲线和横向曲线，前者是电场沿走向方向极化的曲线（ρ_{TE}），后者是电场沿倾向方向极化的曲线（ρ_{TM}）。如果地下构造是一维的，纵向和横向曲线完全重合，无论用哪条曲线做反演解释都会得出相同的结果。如果地下构造是非均一的，纵向和横向曲线不重合，曲线类型往往也不一样，所以二者解释得出的结果差异很大。因此，在解释时，如何确定纵向和横向曲线，选择哪条曲线作一维反演解释就显得十分重要。但由于曲线的 90° 不确定性，噪声、地质构造的复杂性使实际情况变得十分复杂。在理论中，人们通常认为幕倾子的旋转方法来确定极化模式（TE 或 TM），但实际情况是垂直磁场对浅层特性的反应相对较弱，而且很容易受深部几何体的影响；另外垂直磁场本身很弱，测到较精确的垂直磁场很困难，在高频就更困难[3]，这样所得判据的可信度小，甚至是错误的。因此，在实际工作中我们按下面的原则进行。

1.分析整条剖面两个方向视电阻率曲线的规律性。以曲线的分散度、曲线形态的合理性、阻抗相位与视电阻率曲线的对应性为依据，选取用于解释方向的视电阻率曲线。

2.分析整条剖面两条视电阻率曲线的大小关系。在非一维构造区，纵、横视电阻率曲线差异较大。在存有较厚低阻沉积盖层的平原区，纵、横视电阻率曲线在高频部分非常接近，甚至重合，但在一般情况下横向视电阻率曲线往往在纵向视电阻率曲线之下，特别是随着频率的降低横向曲线明显下跌。因此，我们通常选取视电阻率值较大的一条曲线作为反演解释比较可靠，即使在一些相对高阻的隆起区也常选用上面的一条曲线作反演解释。

3.根据已知资料分析。从已知的重力、磁力图、地质构造图研究测线穿过区域的构造走向，再结合主轴方位角、倾子、二维判别指数等进行曲线选择的判断参考，也是十分有益的。特别困难的情况下，也可通过二维模拟计算来指导 TE 和 TM 的判别。

六、一维反演模型的建立

在上述研究的基础上，就应进行一维形式化的定量解释工作。从确定的用于定量解释的视电阻率曲线，你会发现它们的分段、分区性。对于不同的地质构造部位，视电阻率曲线的型态是不一样的。故不主张一上来就沿测线逐点反演解释，而是在相同类型的视电阻率曲线中选一条资料最好的典型测点作为试验性的定量解释，试验可能的各种地电模式，并结合已知资料选取最合理的结果，然后以此外推反演解释。如有钻井资料，应选取距钻井最近的测点结果作为试验解释点。这样，在不同类型的曲线中或者说不同的构造单元中都有这样一个试验控制点，然后在此基础上作整条剖面的解释，一般都能获得比较理想而符合真实情况的结果。

比如某地区凹陷内新生代地层沉积厚度很大，仅第三系厚度约在 4—5.5km 之间变化。但电性层如何划分呢？根据已知地震资料，下第三系有多个反射界面，但从 MT 曲线看，下第三系应划分两层，上层电阻率低、下层电阻率高，拟合结果见图 2 中 a。并获得了

$\rho_1=11.04\Omega\cdot m$，$h_1=60m$；$\rho_2=61.16\Omega\cdot m$，$h_2=130m$；$\rho_3=3.25\Omega\cdot m$，$h_3=110m$；$\rho_4=33.18\Omega\cdot m$，$h_4=280m$；$\rho_5=1.66\Omega\cdot m$，$h_5=2210m$；$\rho_6=6.4\Omega\cdot m$，$h_6=1700m$；$\rho_7=15.7\Omega\cdot m$，$h_7=1900m$；$\rho_8=341.3\Omega\cdot m$，$h_8=13890m$；$\rho_9=18.0\Omega\cdot m$，$h_9=4500m$；$\rho_{10}=1225.09\Omega\cdot m$，$h_{10}=72070m$；$\rho_{11}=9.19\Omega\cdot m$ 的层参数。为证实它的可信，我们把下第三系 E 分出的两层 ρ_5，ρ_6 电阻率求平均值（$\rho_{平}=4.03\Omega\cdot m$），厚度为两层厚度的和，其它参数不变。拟合结果视电阻率如图 2 中虚线所示。由图可见，其结果与实际资料差别较大，无论是振幅曲线和相位曲线都不如分两层好。对这两层而言是上层电阻率低好，还是下层电阻率低好呢，为此将二者对调，拟合结果如图 3。由图可见，不如原来的模式拟合得好。这个例子说明，在该凹陷内，下第三系应该分两个电性层。当然，同样可研究该点中的其它电性层，限于篇幅就不赘述了。

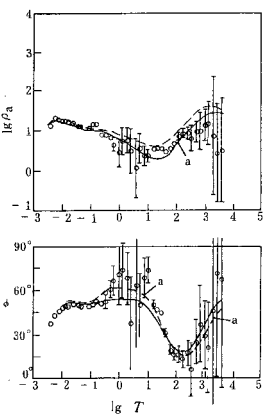


图 2　图 2 中下第三系合并为一层的拟合结果

a 为正确模型

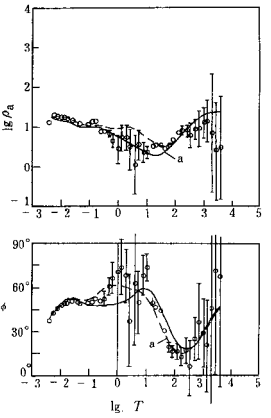


图 3　下第三系两层调换拟合结果

a 为正确模型

七、A、Q 型曲线的信息提取

A、Q 型曲线中或曲线段内，往往存有丰富地质意义的信息。但在没有任何已知参考资料的情况下进行分层时，其结果带有一定的不确定性。但可通过试验的办法，使其分层的理论曲线与原始曲线拟合得最佳，而又与掌握的已知信息相吻合，在不给后面的地质解释带来

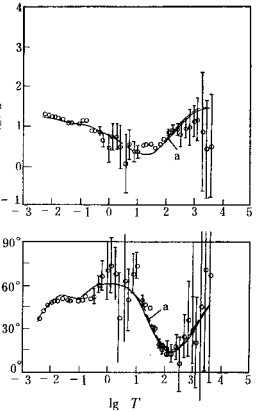


图 4 去掉白垩系地层(ρ_3)拟合结果对比图

a 为正确模型

困难为原则的情况下，可获得有益的地质信息。如果有其它地球物理或地质资料已确认某地质层位的存在，而该层位在 MT 曲线中又无明显地显示，即处于 A、Q 型曲线段内，这时 MT 曲线定量解释是完全可以提供该电性层的参数，而不必为其真实性担心。

例如上面例子中的第七电性层是下第三系下面的白垩系地层，如把正常模型中的该层去掉，拟合结果无论是振幅还是相位曲线与原来模型的结果相差不大（见图 4），只是振幅曲线在低频有微弱的抬高而相位曲线有微弱的降低。该层电性与下第三系底层电性差别不大，它正处在 A 型曲线段内，这就说明了这种类型曲线分层的困难。有可能划分出没有地质含义的电性层，也有可能漏掉真实存在的有地质意义的电性层。所以遇到这种情况要特别小心，并参考已知信息。总之，A、Q 型曲线或曲线段内的分层，从理论上讲必须知道电阻率和厚度参数之一，才能得到真实可靠的结果，这一点必须清楚。

八、深部信息的提取

深部信息主要指壳内低阻层和上地幔高导层是否存在的问题。有的地区壳内低阻层和上地幔高导层在 MT 曲线上有较清楚地反映，但有的地区壳内低阻层在视电阻率曲线上没有明显的显示（见图 5）。根据建立的试验模式，反演解释获得如下的参数：ρ_1= 13.35Ω·m，h_1= 16m；ρ_2= 31.22Ω·m，h_2= 394m；ρ_3= 2.28Ω·m，h_3= 799m；ρ_4= 11.73Ω·m，h_4= 1574m；ρ_5= 119.83Ω·m，h_5= 2107m；ρ_6= 2.7Ω·m，h_6= 1237m；ρ_7= 750.68Ω·m，h_7= 15577m；ρ_8= 13.25Ω·m，h_8= 4996m；ρ_9= 848.79Ω·m，h_9= 67380m；ρ_{10}= 18.0Ω·m。实际上仔细分析相位曲线在 20—100s 之间的变化，壳内低阻层 ρ_8 是有所反映的。为证实它的存在，将第八层去掉，模型拟合结果如图 5。由图可见，与原来的模式相比，振幅曲线抬高，而相位曲线变小，这正是低阻层缺少的特征。因此，可以证实该层的确存在。

分析该点资料可知，上地幔高导层的存在在低频的相位曲线上的极小点反映得十分清楚。分析中曾作了两种模式的研究：减小底界深度，结果显示低频部分的相位曲线向小周期方向移动，振幅曲线向下移动；增大底界深度，结果与上相反。这说明相位曲线对深度界面

反映较敏感外，还表明上地幔内有高导层存在。最好的证明是在反演模型中去掉该高导层，则拟合结果如图 6，由图可见理论模型的相位曲线低频段不能上挠与实测资料拟合。这就证实了上地幔内高导层是真实存在的。

总之，在 MT 曲线中，壳内和上地幔中高导层无明显显示时，用增加该层和取消该层的试验是可以证实它们的存在与否，这种办法可以提供可信的深部信息。

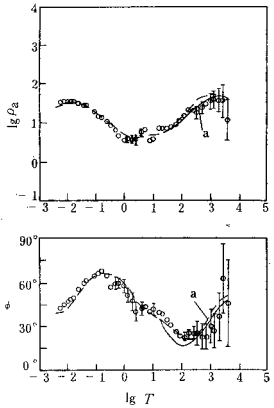


图 5　某测点去掉壳内低阻层拟合结果对比图
a 为正确模型的结果

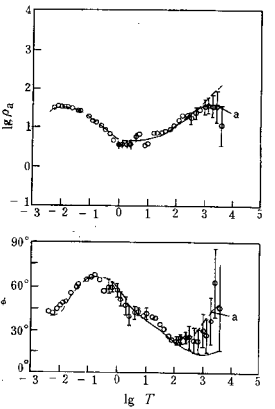


图 6　去掉岩石圈下的低阻层拟合结果对比图
a 为正确模型的结果

九、多种反演方法的联合应用

目前一维形势化反演方法很多，如马夸特反演方法。它是 1963 年 D.W.马夸特将高斯-牛顿法的法方程修改成如下的形式得到的一种方法。

$$[P^{T}P+\alpha I]\Delta\lambda=G$$

上式是马夸特法的法方程组。式中 α 称为阻尼因子（α>0），它用于控制校正方向和步长。I 是单位矩阵，当 α=0 时，马夸特法变为高斯-牛顿法，当 α→∞时，马夸特法就退化为梯度法（最速下降法）。因此，马夸特法校正向量的方向介于高斯-牛顿法和最速下降法的校正方向之间，如适当选择阻尼因子 α，可兼具高斯-牛顿法和最速下降法的优点，同时克服二

者的缺点。

广义逆矩阵反演方法不从法方程出发，而是直接求解超定方程

$$A\Delta\lambda = \Delta R$$

此时，系数矩阵 A 的条件数相对于 $A^{\mathrm{T}}A$ 的条件数缩小了 $\sigma_{\max}/\sigma_{\min}$ 倍，因而条件得以改善，提高了解的稳定性。其中 $\sigma_{\max}$ 和 $\sigma_{\min}$ 为矩阵 A 的最大、最小特征值。解上述超定方程可以通过求 A 的广义逆矩阵来确定参数改正量 ΔR，故这种方法称为广义逆矩阵法。广义逆矩阵的求解方法很多，但采用奇异值分解法具有计算量小，收敛快，精度高的优点。在反演过程中还能提供分辨矩阵、信息密度矩阵和方差等有利于评价反演结果的参数。

随机搜索法集中了蒙特卡洛法，“发展战略法”和单纯形法的特点。它具有蒙特卡洛法随机模型的计算方式，具有“发展战略法”按突变和选择原理制订的判别准则，具有单纯形法限制运算参数范围的可能性和计算方式。在选择搜索点的数量时，应考虑到数学模型的复杂性、参数范围与已知信息相结合和允许的参数范围的数值[4]。

最大频度反演方法[4]借助于合适的权系数的计算，以寻求数据被噪声破坏前的分布。因此，参数的估计值比用其它方法确定的结果要好一些。因为该方法只简单地假设数据中的误差属于正态分布，可借助于权函数来完成，测量值对应的残差大，则权小；反之则权大。权的作用可理解为测量值的增大和减小，这取决于它对确定参数估计值的贡献。其误差处理也只在线性化点附近有效。对于 MT 而言，是需要选择一个较好的初始模型才能获得较好的拟合结果。

MAP（Maximum A Posteriority）法[4]，人们称为最大验后法。它的应用需要一些取自地质、钻井及地球物理测量的已知信息。它以概率-密度函数为数理依据。假设观测值的概率-密度函数具有高斯分布，其均值为零，且其有已知的协方差矩阵。在满足前面的假设条件，建立使验后概率达到最大并满足线性条件的反演算子，满足最大值条件的反演算子就是已知模型的校正量。因此，选择已知模型时必须小心谨慎，因为已知信息的错误估算，可能提供假的结果。

不均匀介质的大地电磁反演方法[5]基于回避电磁场计算的复杂性，用模糊数学的思想将一维层状介质的电磁场和含浅部不均匀体的电磁场统一起来。通过五个模糊常数 C_1、C_2、C_3、C_4 和 C_5 将测量电磁场与波阻抗的表达式联系起来。这些模糊常数，对于不同的构造有不同的值，而对一定的构造它们的值是一定的。它们是各构造的几何形状和电性特征的综合描述，是对不均匀体的电磁响应表达式。但是，它是以较低频率为其应用条件的。当电磁波频率较高时，由于波的散射等因素，其模糊常数与频率有密切的关系，这时该方法不能应用，这是一个进一步研究的课题。

虽然一维形式化反演方法很多，但从其原理看，各种方法都有共优缺点。从其反演解释的效果看各种方法之间没有本质的区别。对于较正常的 MT 曲线，用任何一种一维形式化反演方法都能得到较好的结果；但对一些难度较大的 MT 曲线，用多种反演方法解释比较，能获得更为合理的反演解释结果。

十、反演结果的二维验证

二维反演方法与一维反演方法的区别是：反演的测点数由单个测点扩展到沿剖面的若干测点；反演的极化方向由一个方向扩展为两个极化方向；反演的信息量由原来的一倍量增加到几倍量甚至几十倍量。二维反演考虑了沿剖面方向的电性结构的变化，它与一维反演相比，无疑提高了结果的唯一性，增加了结果的可信度。但由于拟合数据量增加，大大增加了计算时间，提高了解释工作的成本消耗。

模型的二维模拟计算结果可验证一维形式化解释的结果，特别是在一些构造十分复杂的剖面区段更有必要，并指导定量解释结果的调整与修改。但二维模拟计算的结果并非两个方向与实测结果拟合得非常理想就一定是理想的结果。因为视电阻率曲线的估算结果本身就包含有误差、畸变（即使校正后），特别是在三维构造区。因此，本作者认为模型二维模拟计算的结果有一个方向，特别是一维形式化反演解释的方向拟合得较好，而另一个方向有拟合趋势就可以了。当然，如果在二维模拟计算的范围内你的模型是真正的二维构造，又无畸变的情况下，二个方向的曲线都拟合才是理想的结果。但是，这种情况除了理论上可以达到外，在实际中恐怕是不存在的。

总之，较长的全剖面的二维反演解释，国内外都无报道。在实际中仍采用大量的一维形式化解释，这就足以说明，二维的反演解释有它的难于克服的弱点。作者认为，部分地段用二维模拟计算验证一维形式化解释的结果就可以了。

十一、电性地层的地质时代的确定

大地电磁测深的结果本身只能提供地质构造的电性参数，它无法确定电性地层的地质时代。唯一应用的方法是利用测线附近的钻井资料与反演结果对比，一方面确定分层的可靠性和精度，另一方面可以以此为依据，对其它测点进行外推分析，同时可确定电性层的地质时代。当然，在没有钻井资料的地区和剖面内，可以借助于已知的地质和其它地球物理资料，研究和对比电性层的地质时代，也可利用测区外围的地层露头信息，采取地层追踪的类比方法来确定电性地层的地质时代。在该问题的研究中，要特别遵重地质学家的意见，而且应广泛收集测区地层和地层的物性资料，是可以得到电性地层的地质时代信息。

结　论

综上所述，在大地电磁测深资料解释中，如对所讨论的有关问题和它在解释中的作用，以及它们之间的相互内在联系有比较清楚地认识，并作到了宏观特征（指整条剖面或整个测区的测点）和微观特征（指每个测点）相结合，定性解释和定量解释相结合，MT 测量结果的主要参数和辅助参数相结合，正演模拟计算和反演相结合，一维解释和二维解释相结合，地质信息和地球物理信息相结合，先念信息和后念信息相结合，一般解释方法和特殊解释方法相结合，是一定能从 MT 测量的结果中提取出更多的符合实际情况的有用信息。

主要参考文献

[1] Jones, A.G., Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment, Geophysics, 49 (7): 967—978, 1988.

[2] 刘国栋、陈乐寿主编，大地电磁测深研究，地震出版社，1984。

[3] 杨菱、石永辉，复杂地区大地电磁测深曲线的性质及资料解释问题综述，地球科学，第15卷，1990。

[4] Martinez, M.M., Grundlagen neuerer inversionsmethoden und ihre anwendung auf die 1-d inversion in der magnetotellurik, Dissertation zur erlangung des doktorgrades am fachbereich geowissenschaften der freien Universität Berlin, 1988.

[5] 孙传文等，一种反演不均匀介质大地电磁测深资料的方法，地震地质，第14卷，2期，1992。

用大地电磁测深资料确定构造走向

蒋进勇　　青新便

（地矿部西北石油地质局第一物探大队一六一分队）

一、电性走向的计算

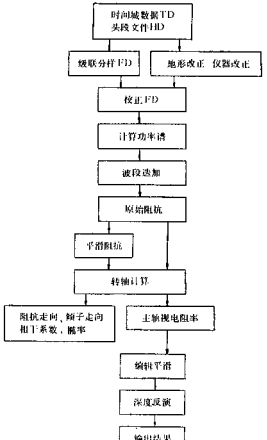


图1　PROMT系统资料处理框图

MT测深法是基于电磁感应原理，测量地球表面上天然形成的电场和磁场，通过公式：

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

$$H_z = [T_x \quad T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

计算出原始阻抗 $\begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$ 和倾子 $[T_x \quad T_y]$，进而研究地球的电性，它是一种体积勘探方法。一般情况下，原始阻抗和倾子随测量坐标系的变化而变化，其在复数平面内的旋转轨迹为椭圆，这种性质包含了地下构造的方向信息。

当地下介质接近二维时，旋转椭圆轨迹的椭率较小，椭圆的主轴方向代表了地下构造的走向和倾向。根据阻抗元素的旋转特性，令 $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ 取极小，或 $|Z_{xy}|^2 + |Z_{yx}|^2$ 取极大，可求出阻抗椭圆的主轴方向，它包含了构造的走向和倾向；根据倾子的旋转特性，令 $|T_x|^2$ 取极小，可求出倾子椭圆的短轴方向，即地下构造走向，为与阻抗区别叫做倾子走向，比较阻抗主轴方向和倾子走向，与倾子走向相差小于45°的阻抗主轴方向为阻抗走向，这样每个测点可求出两个走向方向，倾子走向和阻抗走向。

常规处理时，“转轴计算”作用于“原始阻抗”（见图1），得到的倾子走向、阻抗走向在相

邻频点变化很大（见图 2），不符合体积勘探数据较平滑的一般规律，无法提取地下构造的方向信息。对“原始阻抗”稍加平滑得出“平滑阻抗”，“转轴计算”作用于“平滑阻抗”（见图 1）得到的倾子走向、阻抗走向稳定平滑，具有良好的一致性（见图 3），能够反映出地下不同深度处的构造走向。

MT 勘探是一种体积勘探，对“原始阻抗”先平滑再进行“转轴计算”在理论上是允许的，图 1 中对“主轴视电阻率”进行“编辑平滑”就是例证。实际资料也表明：平滑原始阻抗处理对视电阻率及其它资料影响很小，数据变化只在百分位。

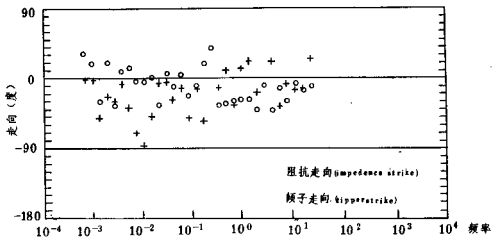


图 2　由原始阻抗得到的阻抗走向和倾子走向

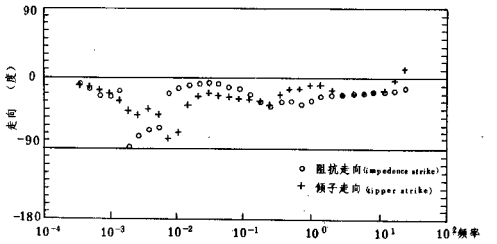


图 3　由平滑阻抗得到的阻抗走向和倾子走向

二、MT 资料确定构造走向的效果

区域大剖面 MT-Ⅱ线横穿了塔北沙雅隆起拜城坳陷和南天山褶皱带等构造单元，下面我们看拜城坳陷用 MT 资料（MT-Ⅱ线 17—25 号点）确定构造走向的效果。

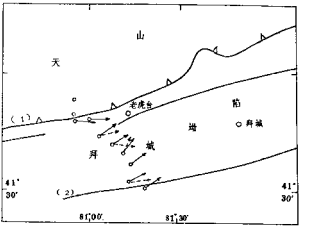




图 4 塔北拜城坳陷倾子走向方向

地质资料表明：拜城坳陷为南天山山前坳陷，其中褶皱和逆冲断裂发育，这些褶皱和逆冲断层平行于天山褶皱山系，呈北东东—近东西向带状展布（见图 4）。MT 资料表明：17—25 号测点的二维偏离度、阻抗椭率、倾子椭率等参数在 0.01—22.6Hz 频率范围内分别小于 0.3，0.4，0.5。地质和 MT 资料说明拜城坳陷可看做准二维介质，有明显的构造走向。

图 3 可看出，倾子走向、阻抗走向具有十分相近的结果，为简洁起见，以下我们只选用倾子走向做图。

对 MT－Ⅱ线资料进行“蒙太奇”分析和博斯蒂克、广义逆矩阵反演，划分出了 7 个区域电性层并做出了相应的构造图，按第 3 电性层（中、新生界地层）的顶面埋深，找出博斯蒂克反演对应的频率，然后在倾子走向图上提取该频率的倾子走向，作为浅部构造走向（图 4 中用虚线箭头表示），同样方法还得出了第 5 电性层（下古生界海相碳酸盐岩）顶面的倾子走向，图 4 中用实线箭头表示，在 18、20、24、25 号点，两箭头重合。

由图 4 可见，在靠近南天山褶皱山系的 23、24、25 号测点，浅、深部倾子走向基本一致，很好地反映了盆缘逆冲断裂带的走向，在 19 号测点，浅部倾子走向较深部倾子走向更好地反映了浅部秋里塔克逆冲断裂带的走向。对图 4 中标有倾子走向的测点进行统计，得出拜城坳陷的区域电性走向为北东东（66.4°±22.7°）方向，与地面构造线和地质区域构造走向吻合。

沙雅隆起是塔北拜城坳陷南面的一个近东西向展布的古生界隆起，隆起的西部为柯吐尔椭圆形重力高（见图 5），椭圆长轴基本上为北东方向，图中断裂为根据重力、地震等资料推测出的深部断裂。为查明柯吐尔地区古生界展布，布设了 MT 面积普查区（见图 5），下面讨论沙雅隆起用 MT 资料确定构造走向的效果。

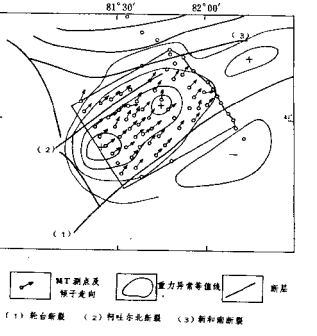


图 5 塔北柯吐尔地区倾子走向方向

参照电测井资料，对面积普查区的 MT 资料进行了解释，作出了最大的电性突变面第 5 电性层（海相碳酸盐岩，电阻率 20—50Ω·m，顶面埋深 5400—9700m）顶面构造图，按顶面深度对应的博斯蒂克反演频率，在倾子走向图上提取第 5 电性层顶面的倾子走向（见图 5），没有进行平滑阻抗处理的测点，因为倾子走向很离散，没有参与做图。

由图 5 可见，所有测点的倾子走向具有良好的一致性，对标出倾子走向的 45 个测点进行统计，得出区域电性走向为 41.2° ± 14.5°，虽然与沙雅隆起整体近东西向地质构造走向不符，但与沙雅隆起西部的柯吐尔局部构造的走向吻合较好，区域电性走向与柯吐尔重力椭圆形异常的长轴方向一致，与深部轮台断裂和柯吐尔北断裂的走向方向一致。

实际资料表明：由 MT 资料确定区域构造走向甚至局部构造走向是可能的、可靠的。

北安-拜泉地区密点位大地电磁面积勘探研究

徐学军　王亚民　张立恩　　赵国泽

（大庆物探公司研究所）　（国家地震局地质研究所）

一、引　言

北安-拜泉地区位于松辽盆地北部，是目前进行油气勘探的重要地区之一。为了进一步查明该区基底的构造面貌、岩性，进一步查明侏罗系断陷的分布范围，并对侏罗系火山岩、煤层和泥岩分布进行探索，深化对该区油气资源的评价，我们承担了该区的大地电磁测深的野外施工、资料处理和解释工作。

自 50 年代以来，在测区及周围开展了一定程度的地球物理勘探，通过对物探资料及已有钻井资料的分析和地质研究，对本区的构造、地层发育状况、基底构造面貌和基岩岩性有了一定认识，但仍存在一些亟待解决的或有争议的问题，需要进行研究。

元古界和古生界地层在该区分布广泛，古生界地层以浅变质岩为主，中生界普遍缺失三叠系，侏罗系主要分布在断陷内，白垩系分布广泛，地表普遍被新生界地层覆盖，厚度不大。

关于基底岩性，尽管普遍认为以古生代变质岩和侵入岩为主，但关于它们各自的分布范围仍需进一步研究。

松辽盆地的一级构造单元北部倾没区和东北隆起区的构造边界从本区通过，但其具体位置仍需研究确定。

对于测区内中新生代断陷——北安断陷的存在有较为一致的认识，但对断陷的边界和内部结构形态还有不同看法，对区内乾丰-克东断陷的存在却有明显的争议。

本文介绍了对该区大地电磁资料进行综合解释的技术，应用了一种由电测井曲线估算地层电阻率的新方法，提出了关于沉积盖层和深部结构研究的最新结果。

二、由电测井曲线估算地层电阻率的等效统计法的应用

为了获得大地电磁资料解释的第一手资料，对测区及周边地区部分电测井曲线进行了等效统计分析。

在对电测井曲线统计中，使用了一种新的统计方法——等效统计法。这种方法在赵国泽等同志的《大地电磁资料和电测井资料的联合反演解释》一文中已有详细的论述。用这种方法统计出来的电阻率更接近于地层电阻率的真值。统计结果见表 1。

表 1　松辽盆地北部部分测井电阻率参数

组　段	嫩 江 组	姚家组-青山口组	泉头组	登娄库组	侏罗系	基　底	嫩二段
时　代	K_{1n}	K_{1y}-K_{1qn}	K_{1q}	K_{1d}	J		K_{1n2}
河 1 d(m)	22—454.5	789.0	1039.0				158—257
ρ(Ω·m)	5.16	12.5	14.6				2.70
河 2 d(m)	0—269.5	534.0	1094.0		1249.0		0.0—52.0
ρ(Ω·m)	7.82	9.6	22.67		190.3		8.00
拜 2 d(m)	0—197.0	383.5	816.5				
ρ(Ω·m)	12.56	10.7	34.54				
拜 3 d(m)	0—432.5	744.5	1194.0				86.5—216
ρ(Ω·m)	4.84	9.74	12.51				2.899
拜 4 d(m)	0—375.7	560.6	746.0		1060.6		91.5—152.5
ρ(Ω·m)	9.08	9.00	34.6		31.7		4.00
克 3 d(m)	293.5—697	980.0				997.0	411.5—524
ρ(Ω·m)	4.04	6.86				37.5	2.30
鱼 7 d(m)	545—1151.0	1595.0					849—990
ρ(Ω·m)	6.46	16.37					4.10
鱼 12 d(m)	560—1148.5	1490.0					844.5—996
ρ(Ω·m)	3.89	14.6					2.50
双 5 d(m)	372.5—876	1189.5	1531.0			1644.0	624.5—753
ρ(Ω·m)	3.40	8.22	8.97			925.0	2.10
双 2 d(m)	377—872.5	1164.5	1600.0			1630.0	619—729.3
ρ(Ω·m)	5.30	10.73	8.51			267.86	3.94
金 65 d(m)	961.5—1620	2041.0	2300.0				1342—1518
ρ(Ω·m)	3.75	10.13	7.44				2.51
金 6 d(m)	986.5—1584	2053.0	2290.0				1323—1489
ρ(Ω·m)	3.75	10.37	7.93				2.34
芳深 1 d(m)	393.0—1351	1797.5	2822.0	3064.0			1037—1250
ρ(Ω·m)	4.37	3.15	11.0	62.69			3.5
绥深 1 d(m)	47.0—281.0	672.5	1514.0	1649.0	2770.0		47.0—195.5
ρ(Ω·m)	4.61	4.73	10.77	45.61	92.2		4.28

根据统计的结果得出了本测区电性分布的一般特点（如图 1）。由图可见：

1.嫩二段是一明显的低阻层，它是松辽盆地北部中、新生代地层内电阻率最低的层，除

河二井之外，全在 2—5Ω·m 之间，电阻率值也较稳定。

2.整个嫩江组地层也是相对低阻层，电阻率值不超过 10Ω·m，集中分布在 3—7Ω·m。

3.姚家组到青山口组的电阻率稍大，集中分布在 10Ω·m 左右，只有芳深 1 井和绥深 1 井较小，为 3—5Ω·m 之间。

4.泉头组的电阻率，靠近盆地北端较大，变化范围也较大，而其它钻孔泉头组的电阻率均在 10Ω·m 左右。

5.登娄库组电阻率增大到几十欧姆·米。

6.侏罗系电阻率也较大，且变动范围也较大，从几十到一百多欧姆·米。

7.由双 5 井和双 2 井得到的基岩电阻率很高，达几百欧姆·米以上。

这些结果提供了进行大地电磁模型研究和解释的更可靠的物性基础，以提高解释结果的可信度。

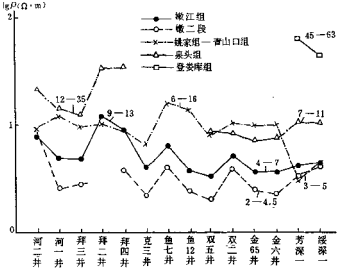


图 1　松辽盆地北部部分测井地层电阻率分布

三、大地电磁资料的综合解释

由于采用的是面积性大地电磁勘探，在解释过程中使用了多层次、多信息的分析方法，由点到线，由线到面。其中包括视电阻率和相位曲线的“蒙太奇”分析；各种等值线剖面分析；使用电测井资料、地震剖面数据和大地电磁资料的联合反演技术对观测资料进行反演，并对一些典型剖面使用了二维模拟技术，验证或部分修改了一维反演结果。经过了从定性分析到定量解释多次反复的解释过程，减少了电性结构解释的非唯一性。

1.定性分析

定性分析包括视电阻率曲线形态、数值及畸变形式的分析，构造维数分析及静位移特征分析等。

观测资料表明，几乎所有测点的视电阻率曲线的高频段，两个极化方向的视电阻率基本

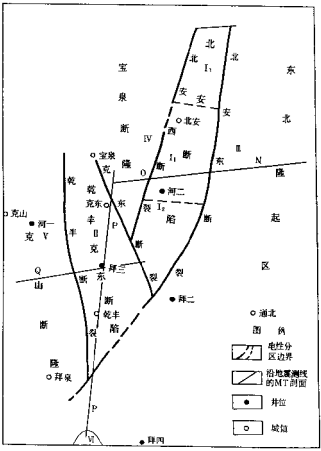


图2 电性分区图

重合，而在低频段分开，曲线总形态呈“合离式”畸变形式。依据“合离式”曲线中两个极化方向的视电阻率曲线重合段的长度，分离段的分离程度，曲线的畸变形态及其它观测数据分析，总体上可以把本区分成六个电性区（见图2）。

其中第一区又可分成三个亚区，第一亚区与第三亚区曲线结构相类似，第二亚区与第一、三亚区明显不同。从定性上分析，第一、三亚区，表层有较厚的低阻层或套层，而第二亚区低阻层较薄。第一、三亚区典型曲线示于图3，第二亚区典型曲线示于图4。

第二区典型曲线示于图5，表明浅层有较厚的低阻层。

第三区典型曲线示于图6，第四区典型曲线示于图7，它们都表明低阻盖层较薄，比第一、二区都薄。

第五区典型曲线示于图8，也表明低阻盖层较薄。第六区曲线形态与第二区的相似。

2.定量分析

为了更清楚地认识电性结构的区域特征，我们首先把一些资料沿着剖面绘制成等值线图，图9和图10分别表示穿过第一区的G剖面和穿过第二区的M剖面的视电阻率-周期，相位-周期，各向异性，电阻率-深度等值线。

从这些剖面均可看出，G剖面和M剖面中段都有一个低阻凹陷，凹陷两侧为相对高阻凸起，浅部地层横向均匀。这些剖面进一步证实和深化了定性分析所得到的结果。

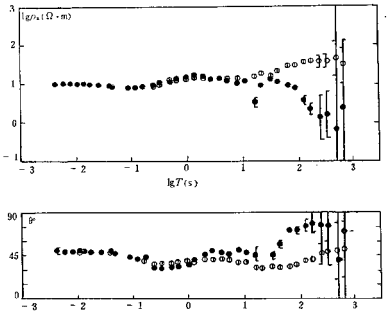


图 3　O_{05} 测点(Ⅰ$_1$ 亚区)的视电阻率和相位

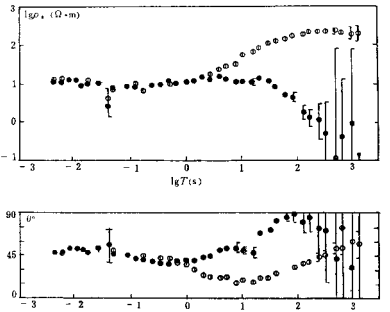


图 4　K_{07} 测点(Ⅰ$_2$ 亚区)的视电阻率和相位

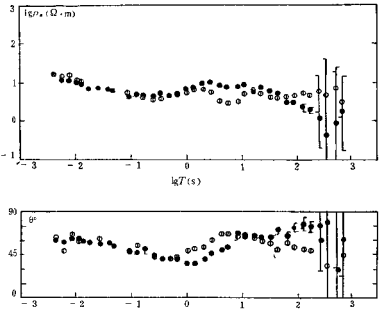


图 5　Q_{06} 测点(Ⅱ区)的视电阻率和相位

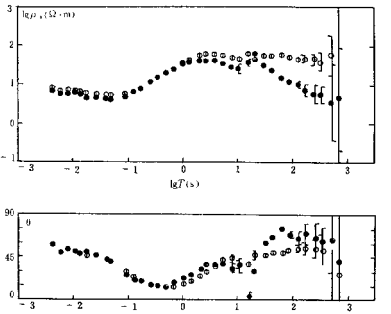


图 6　N_{08} 测点(Ⅲ区)的视电阻率和相位

下一步我们对所观测的资料进行了联合反演，即在反演过程中，我们用电测井曲线得到的地层等效电阻率模型、地震剖面数据、大地电磁视电阻率和相位曲线的量值和形态以及前面各种定性、定量分析结果形成初始模型，再使用 MT 程序在计算机上进行自动拟合反演，得到每个测点的地下电性结构，然后绘制每一条剖面的电性结构剖面。并对一些典型剖面进行了二维模型计算。

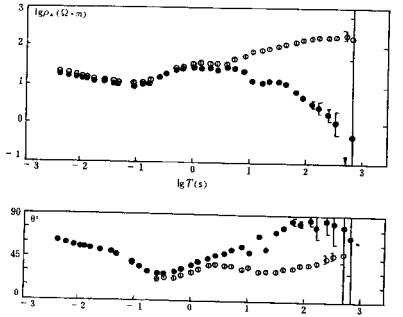


图 7　P_{21} 测点(Ⅳ区)的视电阻率和相位

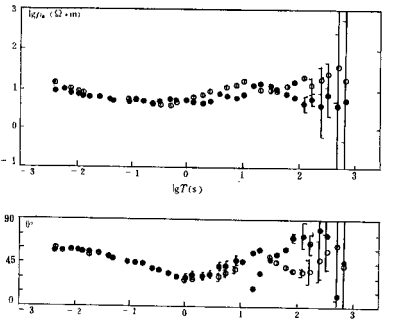


图 8　Q_{04} 测点(Ⅴ区)的视电阻率和相位

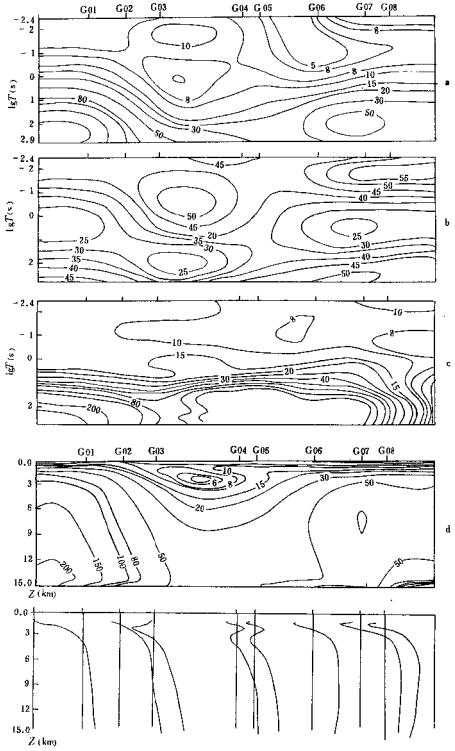


图 9　沿测线 G 的等值线剖面

(a) 视电阻率-周期; (b) 相位-周期; (c) 电性各向异性; (d) 电阻率-深度

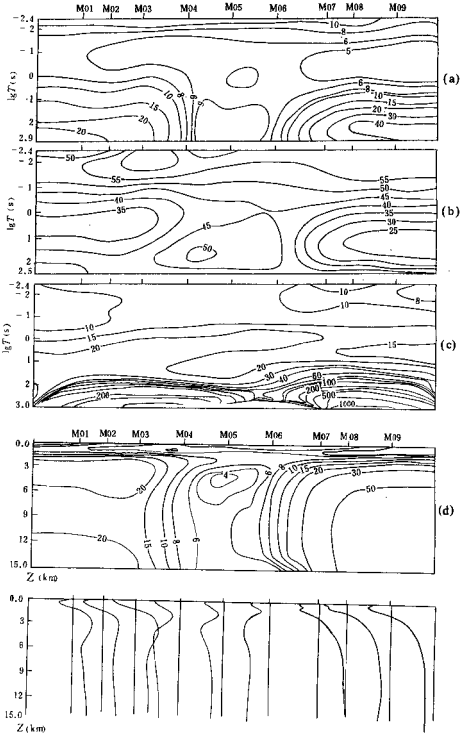


图 10　沿测线 M 的等值线剖面

(a) 视电阻率-周期; (b) 相位-周期; (c) 电性各向异性; (d) 电阻率-深度

对整个测区的大地电磁资料的综合反演解释表明，几乎所有测点都反映出浅层有相对低阻盖层，其中第一、二区的低阻盖层相对较厚，低阻盖层之下为一相对高阻层覆盖在另一个低阻层之上。另外在壳内深 15—20km 左右有低阻层，在 60—80km 深度左右存在另一低阻层。

四、地质结果

根据前面定性、定量分析结果，本测区可以分成与前述电性分区相对应的六个不同构造区或构造单元。构造分区图示于图 11。

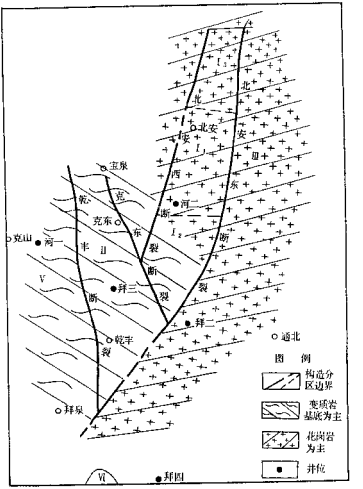
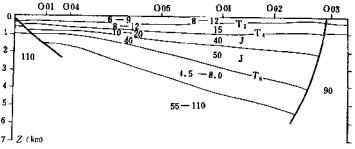


图 11　构造分区、断裂分布、基底岩性预测图

第一区和第二区为断陷，前者称北安断陷，后者称乾丰-克东断陷；北安断陷区又可分成三个亚区。第三区（东北隆起区），第四区（宝泉断隆区），第五区（克山断隆区）为相对高阻凸起区，第三、五区基底较浅，可达 1300m，第四区基底相对较浅，一般小于 1000m。第六区也为凹陷，现就其中的二个主要断陷即北安断陷和乾丰-克东断陷进行简要介绍。

1.北安断陷

关于北安断陷的位置及其内部结构与以往的地震解释结果大体一致。图 11 给出穿过北安断陷第一亚区横剖面的电性结构，及相应位置的松Ⅱ剖面的一段对比图，二者的结构形态比较接近。只是在电性结构剖面 T_5 界面（基底）之下出现了厚 1km 左右的低阻层。



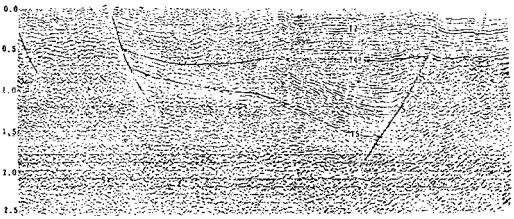


图 12　北安断陷电性结构剖面与地震剖面对比

关于 T_5 界面之下的 1km 厚的低阻层有三种可能的解释：(1) 在地质历史过程中该层曾遭受剥蚀、风化、破碎，内部含较大孔隙，在后期下沉之后，水溶液充填其中使电阻率较低；(2) 该层为古生界地层，由于变质程度浅，或夹有较多的泥岩或泥板岩，电阻率较小；(3) 该层属于侏罗系底部的一个层位如煤层、泥岩地层，或者岩石含有较多的孔隙水溶液，使电阻率较小。

北安断陷南部的第二亚区和北部的第三亚区分层基本上与第一亚区相似，只是第二亚区的断陷深度浅，各地层也相应较薄，其底部的低阻层不明显。其中第三亚区的基底界面倾向与第一亚区也不相同。

2.乾丰-克东断陷

关于乾丰-克东断陷是否存在的问题，以前明显有争议，但经过这次大地电磁资料的定性、定量分析认为乾丰-克东断陷存在的可能性很大。图 13 表示穿过本断陷的电性结构剖面和相应段的松Ⅵ地震剖面。

图 13 的电性结构剖面表明，断陷是相对低部的凹陷，剖面顶部深度小于 1km 的电性

层，反映白垩系及其以上地层，由一套低阻薄层组成，与地震剖面给出的结果比较一致。

关于白垩系以下的相对中等电阻率层的时代属性、岩性，以前的资料已提出了多种解释，有的解释为侏罗纪沉积岩，有的解释为基底内部地层，有的解释为麻棱岩等。从电性上分析（见图 13），白垩系以下具有相对中等的电阻率，与断陷外相应深度地层在电性上有明

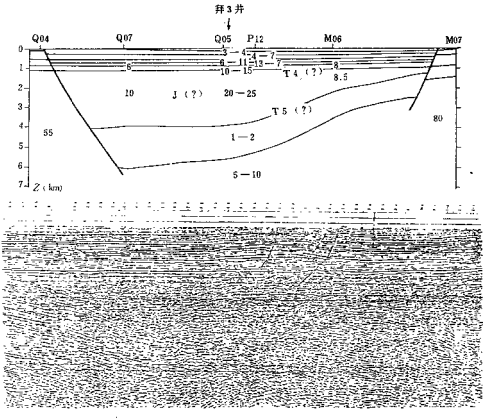


图 13　乾丰-克东断陷电性结构剖面与地震剖面对比

显的不同。断陷外显示高阻特点。故推测白垩系以下这套中等电阻率层不同于基底内部地层。此外，根据对麻棱岩的生成条件和构造环境的研究，一般情况下，麻棱岩难以在这样的大面积内存在。从图 13 地震剖面的震相又可看出，该套地层震相不同于侏罗纪沉积岩层。因此，我们推测该套地层属于侏罗纪火山岩的可能性较大。依据如下：（1）通过对松辽盆地内有关电测井资料进行统计分析并与位于本断陷内的拜 3 井对比（见表 2），发现拜 3 井 1122m 以下地层的电阻率大于侏罗纪沉积岩的电阻率，而接近多孔隙火山喷发岩的电阻率。（2）图 13 所示

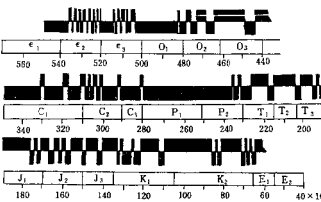


图 14　地磁场的极性变化

的地震剖面上的地震反相特征与《中国典型地震剖面图集》的158页和168页（陆邦干主编）的火成岩地震反相相似，表明是火成岩的可能性大。(3) 松辽盆地北部重力资料表明，该区存在相对高的布格重力异常和剩余重力异常，与火山岩具有较高密度特征一致。(4) 磁异常的解释表明，乾丰-克东断陷出现很高的负异常，极大值大于负300nT。也可由喷发岩的磁性特征加以解释。(5) 关于火山岩的时代，目前还没有确切的资料加以证明。根据磁异常的极大值是负的这一特点，推测火山岩的喷发时期可能是在地质历史中地磁场发生较长时间或频繁倒转的某段时期。从图14的过去地磁场的极性变化中发现，在侏罗世时期，地磁场曾有长时间的反向。所以，断陷内的火山岩是侏罗纪时期喷发的可能性较大。

表2 地层岩性的统计分析

井 号	深 度 (m)	电阻率(Ω·m)	主 要 岩 性
拜 4	709.5—1062.6	33.20	侏罗系砾岩、泥岩、粉砂岩
任 5	1777.0—1963.3	28.70	侏罗系粗砂、砂砾、粉砂、泥岩、凝灰岩
任 6	1335.5—2574.0	46.78	侏罗系砂砾岩、泥岩、安山
东 31	1551.5—2338.0	153.90	侏罗系以安山岩为主夹凝灰及凝灰质砂岩
任 4	1647.0—1801.2	160.63	侏罗系酸性喷发岩
绥深 1	1649.0—2770.0	92.23	侏罗系火山碎屑岩
乌 1	2179.5—2427.3	17.28	侏罗系砾岩、泥岩互层，煤层系
动 1	1647.0—1687.2	253.57	古生界炭质板岩
双 3	2112.5—2162.7	12.87	石炭、二叠系紫红色泥板岩灰黑色炭质泥板岩
永 1	1199.0—1855.6	86.60	侏罗系板岩
双 5	1531.0—1644.0	925.00	花岗岩
肇深 5	3615.0—3750.0	600.00	侏罗系凝灰岩
肇深 5	3960.0—3982.0	200.00	侏罗系酸性喷发岩
金 65	1980.0—2016.0	180.00	白垩系橄榄玄武岩
拜 3	1122.0—1194.0	110.00	?

至于断陷底部的低阻层，与北安断陷内底部的低阻层的成因有相似性。

3.断裂解释

北安断陷和乾丰-克东断陷与周围构造区是以断裂形式接触，由大地电磁方法确定的较大断裂也主要沿断陷边界发育。断裂位置见图11。推测北安东断裂可能是东北隆起区和北部倾没区两个一级构造单元的构造边界。

4.基底岩性预测

通过对MT资料反演的解释结果、电测井资料、穿过本区的松Ⅵ地震剖面以及磁性资料的综合分析，推测北安东断裂以东、北安断陷的大部和宝泉断隆北部基底以火山岩为主；乾丰-克东断陷、克山断隆、北安断陷南端、宝泉断隆南端基底以变质岩为主。预测结果见图11。

五、结 束 语

1.电测井资料是电磁感应方法解释的很重要的物性基础，它对于地电模型的建立和地质解释是宝贵的第一手资料。

2.大地电磁各种资料由定性分析到定量解释是一个反复进行的过程，以减少解的非唯一性，提高结果的可靠程度。

3.各种地球物理资料和地质资料的综合解释在地质推断解释过程中是非常必要的。

4.由于本次工作是国内初次开展大面积密点位的大地电磁工作，经验和水平有限，难免有不妥之处。

参 考 文 献

[1] 陆邦干，中国典型地震剖面图集，石油工业出版社，1987。

湖北省江汉盆地东部 T10 线 MT 测量结果与构造电性特征研究

刘传茂　　邓前辉

（江汉石油管理局）　（国家地震局地质研究所）

一、引　言

湖北江汉盆地大地电磁勘探的主要目的是了解盆地内沉积盖层构造及电性特征；了解主要断裂展布和划分构造单元；为江汉盆地深部构造提供电性参数信息；探讨古生代以来的主要构造界面形态及中、古生界内幕构造；了解基底起伏形态，确定基底埋藏深度和为编制盆地各构造界面古地质图提供 MT 参数信息。

T10 测线西起周矶与熊口之间，经潜江、夏市、河阳南面、彭场北面，终止于潜州东北。全长 123km，共布设了 41 个大地电磁测深点（图 1）。本文将根据大地电磁测深结果，对剖面电性结构特征等有关问题作一些初步研究，并提供剖面穿过地质构造的电性参数信息。

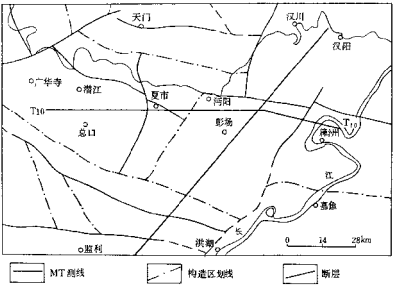


图 1　大地电磁测线位置和点位图

二、仪器和资料采集

野外观测系统是西德引进的 MMS03E 高频数字大地电磁测深系统[1]。该系统具频带宽(256Hz-4096s)、功耗低、轻便灵活、软件齐备等优点。在野外可同时观测二个电场分量和三个磁场分量。分四个频带记录，它们分别为 256Hz-4s、8Hz-4s、4s-4096s 和 128s-4096s；采样速率分别为 1024Hz、32Hz、1Hz 和 32s。离散化数据记录在静态存储器中，最大储存量为 1M 字节。记录参数和各频段的数据采集量由手终端置入控制机，一旦起动数据采集程序，程序按所设条件自动记录而勿需人工干涉，直到条件满足为止。当然，也可通过手控按钮强迫终止记录。

野外测量工作是整个工作的基础，数据采集质量是 MT 的生命，因此，野外施工严格按技术要求实施。野外工作主要包括踏勘和选点，布置测量装置的方向和设置观测系统，系统自身检查、设置数据采集参数和数据采集等步骤。在设计允许的范围内，测量尽量布置在地势平坦、电网和人文干扰小的地点，两电极之间地势高差尽量小，以避免大地电流的局部畸变。

三、资料处理与解释

1.大地电磁资料处理

大地电磁观测资料处理的任务是取得可靠的阻抗要素、视电阻率和其它地球响应函数，供解释使用。该系统资料处理主要分以下几个方面进行。

(1) 数据选择与解编。数据选择是在 CRT 上显示原始记录数据的图形，判断电磁信号的优劣，优者保留，劣者删除，这样可以改善处理结果的质量提高信噪比。同时也可直观地了解信号记录过程中受干扰的情况和仪器工作是否处于正常状态之中。数据解编是将原始数据文件通过运行解编程序形成符合计算张量阻抗需要的电、磁分量的一定排列的数据文件。

(2) MT 资料的处理。MT 资料处理，无论采用何种处理方法都是要获得张量阻抗的估算结果、视电阻率、阻抗相位、二维偏离度、垂直磁场的倾子、倾子二维偏离度、阻抗张量最佳转角、二元相干度、二、三维判别指标等参数集，供资料解释应用。

(3) 数据评价与绘图。所谓数据评价，是将处理结果用图示方法在 CRT 上显示出来，人工判断结果的好坏。主要看结果的分散度、曲线上升、下降的陡度是否符合 MT 理论的条件要求、处理结果的周期是否达到了勘探的目的要求。图 2 就是在 CRT 上显示的视电阻率和阻抗相位图。这是一个比较好的处理结果。

2.大地电磁资料的解释

大地电磁由于场源的非控性，以及人文噪声干扰，使资料信噪比低，结果分散，另外，加之地下结构的非均匀性和复杂性，造成视电阻率曲线的畸变，给解释工作带来极大的困难。

大地电磁测深资料的解释主要包括资料的定性分析和定量解释二大部分。

(1) 定性分析主要包括对测区内各测点的视电阻率和相位曲线的分析，研究曲线的数值

和形态变化规律，对测区各构造单元及其电性特征有一概略认识；分析纵向电导曲线变化，以了解测区高阻基底界面以上地球表层沉积或沉积盖层厚度的变化趋势；分析视电阻率-周期等值线图（图 3）和阻抗相位-周期等值线图（图 4），探讨电性层沿剖面随频率的起伏、断裂位置和地层层序沿剖面的变化规律以及基底形态、电性差异；分析电性各向异性等值线图（图 5），了解沿剖面地层各向异性程度和电性差异的变化剧烈的大致位置；分析电阻率-深度等值线图（图 6），以了解电性层纵向和横向的变化情况以及各电性层的大致深度。并在上述分析基础上，结合已知资料形成一维反演模型。

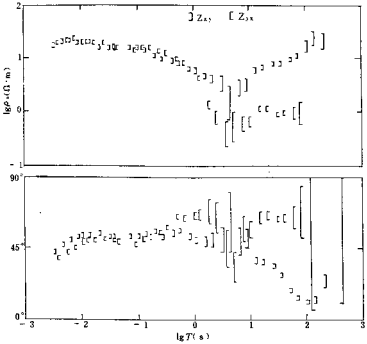


图 2　MT 资料处理结果

上图为视电阻率，下图为阻抗相位

（2）大地电磁测深资料的定量解。所谓定量解释是指 MT 资料的一维形式化解释。即用不同的反演方法，通过计算迭代拟合求得地球模型的各层厚度和电阻率，最后沿测线构制 MT 层状模型的解释剖面图（图 7）。

MT 资料与其它地球物理资料反演解释一样，由于资料的有效性和观测误差，使解的非唯一性较严重，特别在复杂地区就更为突出。为了尽可能地缩小解的非唯一性，反演解释时应着重注意解释方向视电阻率曲线的选择，即着重解释方向视电阻率的形态分析和一维反演模型的建立；解释结果的部分二维模拟计算和最后调整解释结果等事项。这样可以提高解的可信度。

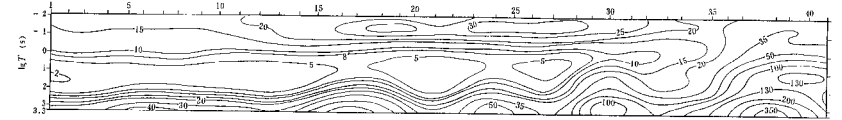


图 3　视电阻率-周期等值线图

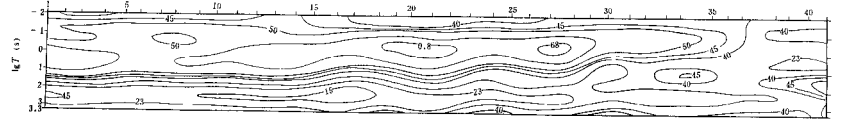


图 4　阻抗相位-周期等值线图

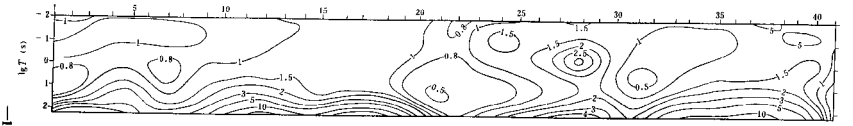


图 5　电性各向异性等值线图

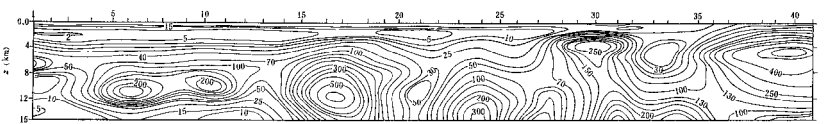


图 6　电阻率-深度等值线图

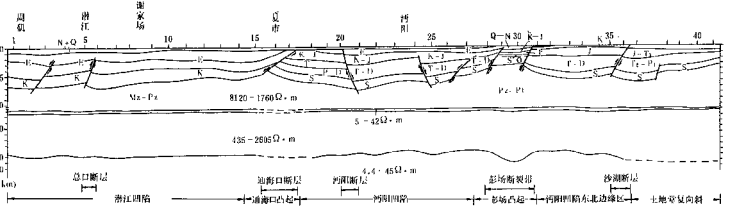


图 7　T_{16} 测线大地电磁测深解释剖面图

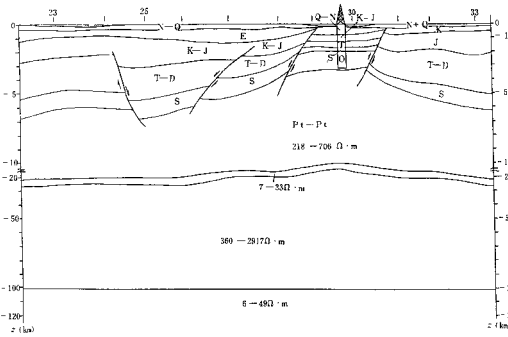


图 8　T_{10} 测线 23—33 号测点二维解释剖面图

四、地质解释

T_{10} 测线大地电磁测深剖面的结果清楚地反映了江汉盆地东部凹凸相间的构造格局，较准确地划分出潜江凹陷、通海口凸起、沔阳凹陷、彭场凸起、盆地东部边界、主要大断层的位置，以及深部电性结构信息。下面对其电性和地质构造作进一步论述。

1.潜江凹陷

测线 1—15 号测点穿过潜江凹陷的东南部，MT 的定性资料清楚地反映出凹陷的形态、基底起伏和沉积厚度的变化。通过一维反演解释共划分了 11 个电性层（见表 1）。

由表可见，第一至第四电性层相当于第四系和上第三系地层，推测相当于 T_1 地震层位，电性为低、高、低、高的变化规律。1—15 号测点中 12、15 号测点从电性对比看它不存在第一电性层。13、14、15 号测点不存在第四电性层。只有 1—11 号测点 1—4 电性层完整。其电性层总厚度在 510—1130m 之间变化。

第五至第六电性层在潜江凹陷发育较厚而且稳定，它们相当于下第三系地层。据反演结果，E_2 电阻率最低，在 1—3.25Ω·m 之间变化，厚度在 1280—2210m 之间，深度在 2080—3110m 变化，推测相当于 T_6 的地震层位。它可能是富含矿化水的层位，即相当于荆河镇—潜江组地层。第六电性层电阻率在 5—6Ω·m 之间，厚度在 1230—2880m，深度在 3610—5270m 之间，可能相当于新沟嘴组的砂泥岩。

第七电性层在整个凹陷中都存在，电阻率在 12—19Ω·m 之间，厚度在 950—2290m 之间变化，它相当于白垩系地层。白垩系地层在电性上略高于上覆地层，在视电阻率曲线上表现为 A 型。

表 1　1—15 号测点电性层、深度变化参数

电性层	分布位置（测点号）	电阻率范围（Ω·m）	厚度变化范围（m）	深度变化范围（m）	推测地震层位	推测地层时代
1	1—11 13—14	11—27	60—130	60—130	T_1	N+Q
2	1—15	21—61	70—340	170—570	T_1	N+Q
3	1—15	3.25—13	110—430	290—670	T_1	N+Q
4	1—12	14—61	170—670	510—1130	T_1	N+Q
5	1—15	1—3.25	1280—2210	2080—3110	T_2—T_6	E_2
6	1—15	5—9	1230—2880	3610—5270	T_7—T_{10}	E_1
7	1—15	12—19	950—2290	4980—7070	T_{11}	K
8	1—15	>240	11560—14880	18370—20270		Mz—Pz
9	1—15	18—39	4080—5610	22960—24750		壳内低阻
10	1—15	>1000	71180—80070	95660—104940		岩石圈深度
11	1—15	9—40				软流圈

第八电性层为高阻基底，电阻率大于 240Ω·m，但不排除潜江凹陷高阻基底之上含有侏罗系地层，因为这里上覆低阻层太厚，导致 MT 法分辨率降低，因此无法区分侏罗系的发育情况。

潜江凹陷的内部断层在视电阻率和相位等值线以及反演结果上都反映得比较明确。潜江凹陷在该剖面所通过的范围内是一个比较大型的凹陷，侏罗—白垩系以来沉积完整，该剖面经过区的沉积中心大致在 6—8 号测点之间，两侧有一小块凸起。

2.通海口凸起

由视电阻率曲线左枝极小值的幅度和极值的周期可以判断，15 号测点以东低阻沉积明显减薄，高阻基底显著上隆，在 16 和 17 号测点之下应存在一个窄的局部凸起，通过定量的 MT 资料解释，也证实了这个凸起的存在。该凸起单元的电性层位见表 2。由表可见：

第一至第三电性层相当于第四系和第三系地层，厚度在 370—510m 之间变化。

第四电性层出现在 16 号测点之下，它相当于第三系 E_2 地层，电阻率为 3.25Ω·m，厚度 620m。与潜江凹陷中相同的层位相比急剧变薄，而且该电性层在 17 号点已不复存在，这也说明下伏地层上凸的特征。

第五电性层相当于下第三系的 E_1，该层在 16 和 17 号测点都存在。但 16 号点该层下界面深达 2780m，而 17 号测点该层的下界面仅为 670m。这种层位深度的剧烈变化可能是由于东侧构造单元的断层抬升所致。

第六电性层是一相对的低阻层，电阻率 6Ω·m 左右，厚度 1650m，底界深度在 2300m，它仅存在于 17 号测点之下。按理而论，第六电性层应相当于白垩系，但因断陷所致，在 16 号测点白垩系地层可能已尖灭。而在 17 号点由于地层抬升，白垩系遭受强烈剥蚀而所剩无几，因此无法将白垩系层位划分出来，这种变化趋势可能说明了通海口凸起的形成

表 2　16—17 号测点电性层、深度变化参数

电性层	分布位置（测点号）	电阻率范围（Ω·m）	厚度变化范围（m）	深度变化范围（m）	推测地震层位	推测地层时代
1	16—17	19—20	110—120	110—120	T_1	N+Q
2	16—17	38	210—260	330—370	T_1	N+Q
3	16	12	190	510	T_1	N+Q
4	16	3.25	620	1130	T_2—T_6	E_2
5	16—17	2.47—8.64	310—1650	670—2780	T_7—T_{10}	E_1
6	17	6	1650	2320	T_2	K—J
7	17	106	790	3120	T_3—T_6	T
8	16—17	106—173	700—1210	3490—4330	T_7—T_8	P—D
9	16—17	13—16	1400—1440	4890—5770	T_{10}	S
10	16—17	>1000				P_Z

时代，而我们推测这一电性层相当于白垩—侏罗系地层。

第七电性层是次高阻层，它仅在第 17 号测点得以反映，电阻率为 106Ω·m，厚度 790m，深度 3120m，相当三叠系地层。

第八电性层 16、17 号点均有反映。它相当于三叠系地层（或二叠至泥盆系地层），电阻率、厚度分别在 106—173Ω·m 和 700—1200m 之间变化。底界深度在 3490—4330m 之间，推测下界面与 T_8 地震层位相当。

第九电性层是一个低阻层，电阻率在 13—16Ω·m 之间，下界面深度在 4890—5770m 之间变化，推测它应与 T_{10} 地震层位相对应，其地质属性相当于志留系地层。

第十电性层是高阻基底。电阻率大于 1000Ω·m。

综上分析，通海口凸起可认为是一个后期断块凸起。凸起较窄，而且电性地层层位错动大。它可能起始于燕山期白垩纪，止于喜山期早第三纪末。潜江凹陷的形成从局部看，通海口断层带的贡献是不可忽略的。

3.沔阳凹陷

测线横穿沔阳凹陷北部，在该区段有 18—28 号测点。反演结果表明该凹陷有 10 个电性层（见表 3）。

第一至第二电性层相当于第四系和上第三系地层。电阻率变化范围分别为 8—23、24—57Ω·m，两层厚度在 330—410m 之间变化。

第三电性层是一低阻层，电阻率在 0.85—3.29Ω·m 之间变化，厚度在 260—1200m 之间变化，它相当于下第三系地层。

第四电性层是一次低阻层，电阻率在 1.76—12Ω·m 之间变化，厚度在 1040—1880m 范围变化，底界深度在 2170—3490m 之间变化。它应归属于白垩系与侏罗系地层。由于白垩系与侏罗系都属低阻范围，又无已知资料对比，因此难于区分。故同划归于一层之中。

第五电性层是一高阻层位，它相当于三叠至二叠系（或至泥盆系），但为了获得更好的曲线

表 3　18—28 号测点电性层、深度变化参数

电性层	分布位置(测点号)	电阻率范围(Ω·m)	厚度变化范围(m)	深度变化范围(m)	推测地震层位	推测地层时代
1	18—28	6—23	5—580	5—580	T_1	N+Q
2	18—28	24—57	250—400	330—410	T_1	N+Q
3	18—28	0.85—3.29	260—1200	670—1410	T_{10}	E
4	18—28	1.76—12	1040—1880	2170—3490	T_2	K—J
5	18—28	78—173	1000—2690	4050—6910	T_8	T—P(D)
6	18—28	2.4—18	880—1570	6130—7680	T_{10}	S
7	18—28	>319	12980—16230	18600—21700		Pz—Pt
8	18—28	5—29	3880—4830	23350—26700		壳内低阻
9	18—28	>900	65660—80130	92190—104200		岩石圈深度
10	18—28	4.4—31				软流圈

拟合结果,18、19、20 三个测点将三叠系单独划分出来（见图 7），但表 3 中则将其合并表示。但在其它测点此层的划分就比较困难了。该电性层电阻率在 78—173Ω·m 之间变化，下界面深度在 4050—6960m 之间变化，相当于三叠系至泥盆系层位。

第六电性层是一低阻层，电阻率在 2.4—18Ω·m 之间变化，厚度在 880—1570m 之间变化，相当于志留系。

第七电性层为古生界高阻基底，电阻率大于 319Ω·m。

与潜江凹陷相比沔阳凹陷的新生代沉积明显减薄，尤其是早第三系沉积大约减薄了 1680m，说明潜江凹陷在新生代时期是先隆后拗的。由于这里的新生代低阻沉积较薄，因此与潜江凹陷相比该低阻层对电磁波的屏蔽效应明显减弱，故而对下覆电性层位具有更好的分辨能力。所以大地电磁测深结果能提供三叠系至志留系电性界面的信息，但在潜江凹陷内则不具备这种条件。

从大地电磁测深资料的定性分析和定量分析结果可见，沔阳凹陷内部构造比较复杂，有多条断裂发育，把凹陷切成大小不等块体，这些块体又有明显的掀斜特征。

4.彭场凸起

彭场凸起是沔阳凹陷之内的凸起，与通海口凸起一样，是一个窄的局部构造（仅跨二个测点），但该凸起的复杂程度是别的凸起无法相比的。这在视电阻率曲线和定性分析图件中均有明显显示。

经过一维反演解释该凸起下划分了 11 个电性层（见表 4）。

第一至第三电性层相当于第四系和第三系地层。电性变化规律为低、高、低，电阻率分别在 22—23，48—60 和 4—12Ω·m 之间变化，三层厚度在 720—790m 之间。

第四电性层电阻率在 13—20Ω·m 之间，厚度在 500—550m 之间，应为白垩系至侏罗系地层。

第五电性层是一个高阻薄层，电阻率在 69—123Ω·m 之间，厚度在 410—510m 之间变

化。下界面深度在1700—1770m之间，相当于三叠至二叠系地层。

第六电性层为一低阻薄层，电阻率为11Ω·m，厚度在210—300m之间。可能相当于志留系地层，但其中也许包含着泥盆系的薄层。其下界面深度在1980—2000m之间。

第七电性层为一高阻层，电阻率在154—196Ω·m之间，厚度在1130—1150m之间。我们认为它应划归于奥陶系地层。为证实该层的真实性，我们把该层当作志留系地层，电阻率取邻近测点志留系地层的最大电阻率代替该层的电阻率参数，其厚度参数不变，进行反演拟合，结果不好，从大地电磁测深曲线定量解释的结果看，难于为该层划分为志留系的认识提供电性证据。

表4 29—30号测点电性层、深度变化参数

电性层	分布位置（测点号）	电阻率范围（Ω·m）	厚度变化范围（m）	深度变化范围（m）	推测地震层位	推测地层时代
1	29—30	22—23	120—150	120—150	T_1	N+Q
2	29—30	48—60	110—120	250—260	T_1	N+Q
3	29—30	4—12	460—540	720—790	T_1	N+Q
4	29—30	13—20	500—550	1260—1290	T_2	K—J
5	29—30	69—123	410—510	1700—1770	T_8	T—P(D)
6	29—30	11	210—300	1980—2000	T_{10}	D—S
7	29—30	154—196	1130—1150	3130—3490		O
8	29—30	>312	17000—18700	20500—21900		Pt
9	29—30	20—22	4500—6000	26300—26600		壳内低阻
10	29—30	>1500	90000—100000	116000—126000		岩石圈深度
11	29—30	33—45				软流圈

第八电性层为古生界至元古界的变质岩基底，电阻率大于312Ω·m。

综上分析可见，彭场凸起的中生界厚度与前后邻近测点相比（见图7）急剧变薄。这可能表明志留纪后期这里已开始上隆，志留系遭到剥蚀。在其后的地质年代里，仍以相对上隆为主，但间隔着下沉并接受一定厚度的沉积，这种趋势一直保持到燕山运动晚期，喜山运动时期缺少早第三系沉积，晚第三系又随整个盆地总体下沉。彭场凸起这一局部构造何以有上述振荡性运动特征，我们推测与下覆的壳内高导层局部间歇上隆（见图8），导致彭场凸起两侧断裂反复活动有关。因此，我们认为彭场凸起为一古隆起。

5.凹陷东部边缘区

凹陷东部边缘区包括两部分，一部分为沔阳凹陷东北边缘区，一部分为土地堂复向斜东北的簰州区段。

（1）沔阳凹陷东北边缘区

该区勘探点有6个（31—36号测点），反演解释共划分10个电性层（见表5）。

第一至第二电性层相当于第四系和第三系地层。电阻率分别为9—22，42—93Ω·m，总厚度在170—330m之间变化。

表 5　31—36 号测点电性层、深度变化参数

电性层	分布位置（测点号）	电阻率范围（Ω·m）	厚度变化范围（m）	深度变化范围（m）	推测地震层位	推测地层时代
1	31—36	9—22	20—80	20—80	T_1	N+Q
2	31—36	28—93	80—250	170—330	T_3	N+Q
3	31—36	2.87—12	270—500	460—720	T_{11}	K
4	31—36	10—23(46)	1200—1650	1770—2220	T_2	J
5	31—36	51—121	2000—3120	3980—4890	T_8	T—D
6	31—36	2.25—28	800—1240	4780—6130	T_{10}	S
7	31—36	>457	11310—16400	16980—21670		Pt
8	31—36	14—42	4680—5530	22510—27040		壳内低阻
9	31—36	>360	69340—90120	93580—112630		岩石圈深度
10	31—36	32—115				软流圈

第三电性层为一低阻层，电阻率在 2.87—12Ω·m 之间，厚度在 270--500m 之间，应为白垩系地层。

第四电性层为一次低阻层，电阻率在 10—46Ω·m 之间，厚度在 1200—1620m 之间变化。36 号测点电阻率比较高（46Ω·m），它可能处在一个过渡区的部位。推测此电性层为侏罗系。由于这里的上覆低阻沉积较薄，因此在电性上可以提供白垩系与侏罗系层位信息。

第五电性层为一高阻层，电阻率在 51—121Ω·m 之间变化，厚度在 2000—3120m 之间变化。它相当于三叠至泥盆纪地层。

第六电层为一低阻层。电阻率在 2.25—28Ω·m 之间，厚度在 800—1240m 之间，相当于志留系地层。

第七电性层为古生界变质岩高阻基底，电阻率除 36 号点（120Ω·m）外，都大于 457Ω·m。

由上述可见，该区段缺少早第三系沉积，晚第三系和第四系也较薄。在喜山运动时期它是一个相对正构造单元。

（2）土地堂复向斜东北的篦州区段

37—41 号测点处于土地堂复背斜篦州区段，一维解释该区共划分了 9 个电性层（见表 6）。

第一电性层电阻率在 19—26Ω·m 之间，厚度小于 130m。它相当于第四系地层。

第二至第四电性层相当于侏罗至上二叠系地层，总厚度在 1050—2360m 之间变化，下界面深度在 1130—2490m 之间。

第五电性层电阻率在 195—319Ω·m 之间变化，下界面深度在 2530—5130m 之间，应为中三叠统至石炭系地层，但石炭系地层很薄，难于区分。但其下界面应与海相 T_8 地震层位相当。

第六电性层为相对的低阻层，电阻率在 39—94Ω·m 之间，厚度在 1000—1100m 之

表 6　37—41 号测点电性层、深度变化参数

电性层	分布位置(测点号)	电阻率范围(Ω·m)	厚度变化范围(m)	深度变化范围(m)	推测地震层位	推测地层时代
1	37—41	19—26	80—130	80—130	T_1	Q
2	37—41	45—78	240—280	330—410	T_5	J—T_3
3	37—41	27—112	230—390	640—720	T_5	J—T_3
4	37—41	48—106	410—1840	1130—2490	T_5	J—T_3
5	37—41	195—319	1400—2600	2530—5130	T_8	T_2—P(c)
6	37—41	39—94	1000—1100	3530—6200	T_{10}	S
7	37—41	＞300	14320—15020	18550—19140		Pt
8	37—41	10—33	4780—5610	23900—25900		壳内低阻
9	37—41	＞800				

间，它应归属于志留系地层。

第七电性层为古生代的变质高阻基底，电阻率大于 300Ω·m。

由上分析和已知钻井资料可见，该区缺失白垩系和第三系沉积，第四系也很薄，为白垩系以来的隆起区。但从侏罗到志留系，除泥盆外，地层都有较连续的发育。但由于同一时代地层的电性差异微弱，因此无法进一步从电性上分层，既或是不同时代的地层，如果电性差别不大时也无法划分。

土地堂复向斜与沔阳凹陷东北缘以断裂相隔。推测该断层在印支运动时期为逆断层。燕山运动期转换为正断层，并控制了两侧的侏罗至白垩系的沉积厚度。

由上述的分析可知，18—41 号测点所跨构造单元的电性分层涉及陆相和海相沉积，因此，电性层归属于上第三系和第四系的电性层，应与陆相的 T_1 地震层位相当，属于下第三系的电性层的下界面我们推测应与陆相的 T_{10} 地震层位相对应。海相地层中，具我们推测，划归于白垩至侏罗系的电性层，应与海相 T_2 地震层位相当，划归于三叠至二叠（或泥盆）系的电性层大致与海相 T_8 地震层位相当，志留系的电性层推测它应与海相 T_{10} 地震层位相当。

6.高阻基底

T_{10} 测线穿过地区，高阻基底显示出不同时代的结构特征。1—15 号测点下，高阻基底显示出双层结构，下层为元古至上元古界变质岩系。上层为元古界震旦系至中生代侏罗系的沉积岩系。印支运动，全区地壳抬升，海水退走，结束海相沉积史。印支运动主要表现为一次强烈的造陆运动。自晚三叠世开始至侏罗纪，盆地区域转变成为内陆湖、沼沉积，主要为碎屑岩夹煤层，局部有火成岩。侏罗纪末期的中燕山运动，使区内震旦至侏罗系整体褶皱、变质，成为白垩纪—第三纪盆地的上层基底岩系。这在潜江凹陷表现得十分清楚。

16—41 号测点，高阻基底我们认为不属双层结构特征，其高阻基底为下元古至上元古的变质岩系更为确切。当然在一些地段可能有下古生代的寒武系至奥陶系地层存在。

T_{10} 测线所经过地区，东西段基底较平稳，起伏不大，但中段 16—31 号测点下基底起

伏变化较复杂，这也反映出该区段所经过的后期构造运动改造比较强烈。

T_{10} 测线穿过地区基底电阻率不高，说明基底变质不深或裂隙比较发育。

7.壳内低阻层、岩石圈深度

T_{10} 测线一维反演解释层参数表与解释剖面可见，除 16、17 号测点由于实测曲线所获结果周期较短，而未取得壳内高导层外，其余各点均有此层。其深度大部分测点在 20km 左右变化。厚度在 5km 左右变化，电阻率在 5—35Ω·m 之间变化。而二维反演结果（图 8）表明 27、28、31 和 32 号测点壳内高导层深度在 15km，29、30 号测点深度在 10km。至于高导层的起因不同学者有不同的见解。但归纳起来主要有两种看法。

（1）角闪岩相变脱水为麻粒岩相的结果。或者是花岗岩化过程中脱水的结果。高温高压实验证明，某些含有结晶水的矿物，在一定温压下结晶水会从晶格中释放出来，仅百分之几的水就可使岩石电阻率大大降低。

（2）壳内岩石部分熔融。实验证明，花岗岩类物质在含水情况下，既或是非常少的水，当温度达到 550℃时，便可出现部分熔融。在高热流区于 15—25km 深处往往可达这样的温度。

T_{10} 测线穿过区在 1—15 和 18—36 号测点下获得了软流圈的顶面（即岩石圈的下界面）深度约在 95—120km 之间变化。

8.断裂推断

T_{10} 测线穿过的区域推断的断裂共有 9 条。有些断裂为前人所确定，在大地电磁勘探资料解释中再次得以证实，有的是根据 MT 资料所推测的断裂。由西向东它们分别是莲花寺、总口、通海口、沔阳、黄荆、土坑子、彭场-1、彭场-2 和沙湖断裂。而其中土坑子、彭场-1、彭场-2 为构造断裂破碎带、通海口、沔阳和沙湖断裂为构造断裂，其余的为局部断裂。

五、结　论

江汉盆地 T_{10} 测线东段 41 个 MT 试验勘探点取得了成功的测量结果。通过对 MT 资料的定性和定量解释分析，得到了与已知地层及构造有较好的一致性，证明在江汉盆地开发 MT 勘探是可行的。

大地电磁测深在江汉盆地勘探中不但可获得浅部的电性分层结构，而且可获得深部的电性结构信息。

总之，MT 在江汉盆地具有勘探的前景和实用价值，是地震勘探不可缺少的伙伴。

参 考 文 献

[1] Metronix, Braunschweig, West-Germ, Modular Magnetotelluric Measurement System MMS 03E, Operating No.1, 1988.

[2] 湖北省地质矿产局，湖北省区域地质志，地质出版社，1990。

大地电磁测深在襄枣凹陷地区的区域电性结构探测中的应用研究

逯自立　　邓前辉

（江汉石油管理局物探处）　（国家地震局地质研究所）

一、引　言

襄枣凹陷为南襄盆地南部的一个凹陷，地处湖北省北部边缘襄樊、枣阳一带。位于青峰—襄广断裂北侧，东秦岭褶皱带上。该凹陷约 7000km^2，中、新生代地层比较发育，白垩—第三系地层沉积厚度最深可达 4500m 左右。

为了对深层的油气远景作出正确的估价，在该凹陷进行了地震、重力、磁力和大地电磁测深四位一体的综合地球物理勘探。

大地电磁测深在该区的主要任务是：初步查明襄枣凹陷基底构造面貌；探讨测区白垩系地层之下有没有海相地层；了解主要电性层的分布、厚度及其与地层之间的相互对应关系；井对区内断裂的分布作进一步探讨和了解。为该区深层油气勘探的前景提供带方向性的信息。为此，在该区布设了 5 条大地电磁测深勘探剖面（见图 1），总长度约 400km，点距一般在 2—4km 之间变化，个别测点由于测量条件所限，点距较大。

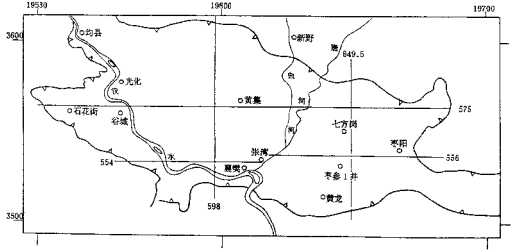


图 1　襄枣凹陷大地电磁测深测线位置示意图

二、地质、地球物理概况

襄枣凹陷地处商-丹断裂到襄樊-广济断裂之间的南部地段，位于扬子大陆北缘大陆边缘活动带。其沉积体系从晚元古界、古生界到中三叠统是连续的，仅发育是间断的。没有造山性质的重大构造变动，地壳结构上明显为基底和盖层的双层结构。

早古生代扬子大陆北缘具有复杂的陆缘结构，呈现台、盆相间的古地理格局，但随-枣一带为强烈沉陷的继承性海槽，发育中基性火山-沉积岩系，表明早古生代扬子大陆北缘是在统一浅水碳酸盐台地基础上局部拉张裂陷的被动大陆边缘。

测区内大面积被第四系地层所覆盖，下覆地层信息难于得知。但从地史研究资料可知，早远古代，湖北全境处于河淮陆核南缘次深海环境，大别运动导致湖北原始古陆形成；中远古代，湖北古陆块发生裂离，鄂北处于陆内裂陷槽盆地南缘，神农运动将鄂北变成浅海火山盆地。凹陷深部古生界为浅变质岩系，该套地层主要由硅质页岩、页岩或板岩、泥质灰岩、千枚岩等组成。

该区地球物理勘探工作始于 1958 年，在 1970 年以前，测区内仅做过小比例尺的航磁、重力、磁力工作，以及地震的路线普查工作。1970—1990 年该区基本完成了地震勘探的普查详查任务。而钻井总进尺约 21037m。但所有钻井都未打穿白垩系，亦均未见到任何油气显示。1990 年后，为搞清深部地层构造情况，进行油气勘探，该区又进行了地震、重力、磁力和大地电磁四位一体的综合地球物理勘探，以寻求油气开发的目的区段。

三、野外工作方法和资料反演解释

野外观测应用西德 METRONIX 公司生产的 MMS03E 高频轻便数字大地电磁测深仪。它是一套五道的 MT 测量系统。其整个频率范围分为四个频段。其带宽为 256Hz-4s、8Hz-4s、4s-4096s 和 128s-4096s；采样速率分别为 1024Hz、32Hz、1Hz 和 32s。但在实际工作过程中，三四频段是一起记录的，所记录到的是三频段的数据。通过数字滤波器将三频段中每 32 个样取一个样作为四频段的数据。这种工作方式节省了时间，提高了工作效率。

为获得野外高质量的测量结果，野外施工时完全按大地电磁测深规范要求实施各项工作。测点在满足设计要求的情况下尽可能选在地形开阔、平坦，地表介质均匀，远离高压线、变电站、矿山的地点。野外工作时，通常 x 轴指向北，y 轴指向东。两对电极布成“十”字形，极距一般为 50m，要求接地电阻小于 1kΩ。测量 H_x、H_y 和 H_z 的磁探头距中心 10—15m，三者之间的距离大于 5m 以上。H_x、H_y 磁探头布设时要求探头底部向北和向东，即探头输出线端向中心点。水平探头必须用水平仪调平，H_z 磁探头一般设置在 SW45° 方向处，要保证其铅直。另外，电极、磁传感器的方位角要作精确测量，一般偏差不大于 1°。

在记录过程中留人看护设备，并观察测点周围环境，避免人为干扰和牲畜干扰。

在取得合格的野外资料后，我们对资料作了选择处理，以便获取信噪比更高的处理结果。

大地电磁测深资料的解释通常由定性分析和定量解释两大步骤组成。我们所用的解释流程为：

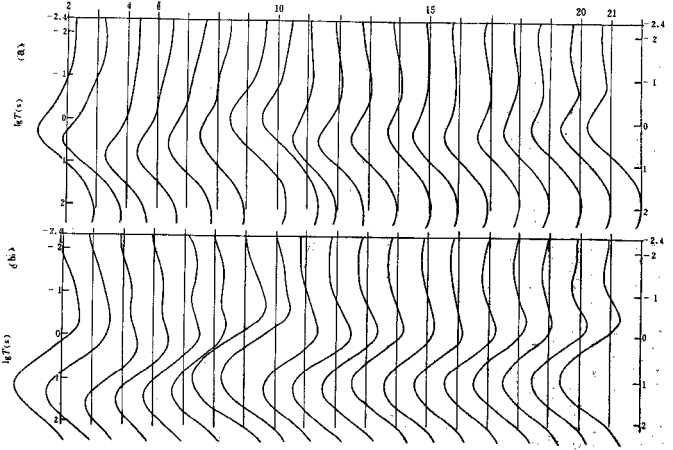


图 2　598 测线反演解释方向的视电阻率和阻抗相位(经过圆滑和静校正的结果)

1.定性分析。分析各点的视电阻率与相位曲线，研究曲线的数值和形态变化规律，对测区各构造单元及其电性特征有一概略认识（见图 2）；分析纵向电导（s）曲线的变化，以了解测区高阻基底界面以上地球表层沉积或沉积盖层厚度的变化趋势；分析视电阻率-周期等值线剖面和阻抗相位-周期等值线剖面，探讨电性层剖面随频率的起伏，断裂位置和地层层序沿剖面的变化规律，以及基底形态和电性盖层的部位；分析电性各向异性等值线图，了解沿剖面地层的各向异性程度和电性差异变化剧烈的大致位置。

2.半定量解释。半定量解释是用 Bostick 方法，将视电阻率或相位曲线映射为地电断面——电阻率与深度等值线剖面，了解电性层沿纵向和横向的变化情况以及各电性层的大致深度，以加深和充实定性解释，并为下一步的定量解释提供最初模型。

3.定量解释。定量解释包括一维反演和二维模拟计算。一维解释是把测点的地电模型当作一维，应用合适的一维反演方法对 ρ_{TE}（θ_{TE}）或 ρ_{TM}（θ_{TM}）曲线进行反演解释，获取该点的地电模式，并以此为基础对剖面的复杂区段或整条剖面作二维解释，以验证一维反演结果和修改部分一维解释的地电模式。我们所选择的一维反演方法有马夸特反演法[1]、随机搜索法、最大频度反演法、MAP 反演法[2]和不均匀介质的大地电磁反演方法[3]。由于实际地电模型一维情况十分罕见，所以一维反演方法求得的地电模型并非最终结果，因此，必须结合二维地电模型的模拟计算，验证和修改一维反演结果，获得更为切合实际的定量解释。

4.地质解释。地质解释是在大地电磁测深资料定性和定量解释的基础上，对其地电参数赋予地质含义。这是资料解释的最重要阶段，必须由地质学家和地球物理学家共同进行。利用前人的工作，利用已知地质、地球物理资料综合解释，方能取得有意义的成果。

四、主要地质成果

1.襄枣凹陷大地电磁解释剖面

根据大地电磁的定量解释结果，划分了测区内 554、556、575、598 和 649.5 测线穿过区的电性层，并结合地质、钻井和其它已知地球物理资料推断了电性层的地质属性。其解释剖面见图 3—图 6。图中对于地表浅层地层作了一些简化，即 N+Q 用一层表示。

2.构造分区

根据大地电磁测深资料的定性与定量解释结果分析，测区可划分为六个区和一个带（见图 7）。六个区是襄阳次凹陷南区、襄阳次凹陷北部区、枣阳次凹陷区、西部隆起区、东部隆起区和东北部特殊构造区，一个带是剪切破碎带和双沟凸起。

3.电性层与构造特征

（1）襄阳次凹陷南区。襄阳次凹陷南区有 554 和 598 两条测线控制，两条测线的定性资料和定量解释结果清楚地反映出凹陷南区的形态、基底起伏和沉积厚度的变化以及构造特征等信息。通过一维形式化反演解释和二维模拟计算，共划分了八个电性层（见表 1）。由图 3、图 5 和表 1 可见，第四系（Q）在凹陷内不同地点电阻率和沉积厚度变化较大，新第三系（N）在凹陷内电阻率变化较稳定，但厚度变化较大，说明凹陷内在该地质时期构造变化、升降起伏是比较剧烈的；老第三系（E）地层电阻率大部分测点在 3—11Ω·m 之间变化，但在凹陷的西部边缘测点电阻率在 14—25Ω·m 之间变化，厚度在 0.24—1.52km，深度在 0.29—2.83km 之间变化，这些结果反映了在该地质时期凹陷构造变动的剧烈程度。白

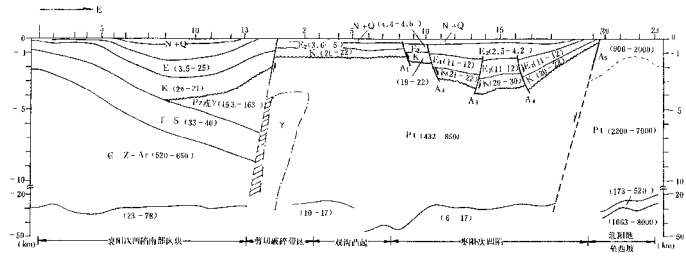


图 3　554 测线(1—13)和 556 测线(2—23)解释剖面示意图

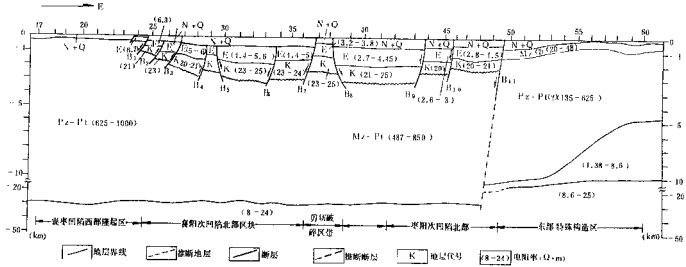


图 4　575 测线解释剖面示意图

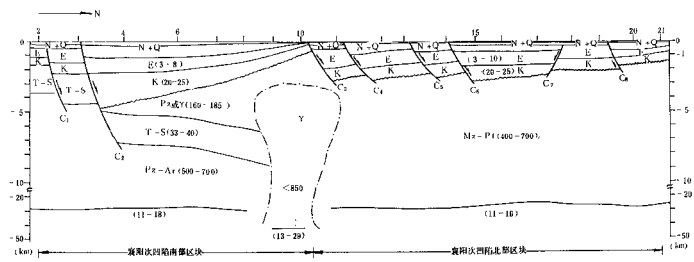


图 5　598 测线解释剖面示意图

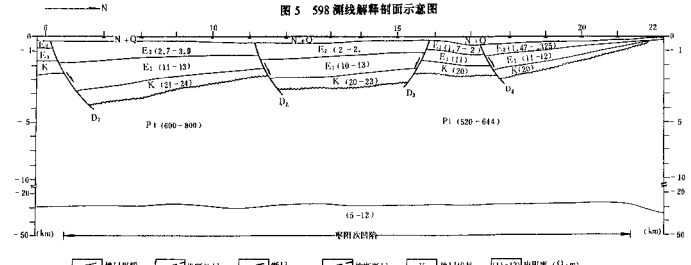


图 6　649.5 测线解释剖面示意图

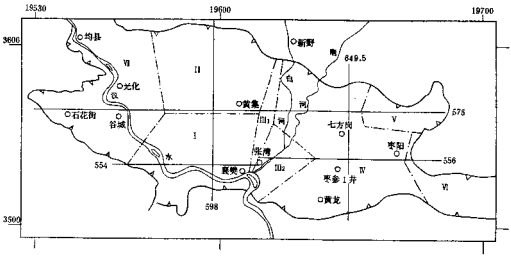


图 7　构造分区示意图

表 1　襄阳次凹陷南区电性层深度变化参数

电性层	分布位置 (测线号—测点号)	电 阻 率 (Ω·m)	厚度变化范围 (km)	深度变化范围 (km)	推测地层时代
1	554—1—13 598—2—10	8—40	0.06—0.41	0.06—0.41	Q
2	554—1—12 598—2—9	5—14	0.45—0.97	0.64—1.31	N
3	554—2—13 598—2—10	3—11 14—25	0.24—1.52	0.29—2.83	E
4	554—1—13 598—2—10	20—25	0.69—1.68	0.82—4.46	K
5	554—9—13 598—4—8	153—185	0.59—3.7	4.9—6.15	R 或(Pz_2)
6	554—1—13 598—2—8	33—40	1.29—2.29	2.11—8.25	T—S
7	554—1—13 598—2—8	500—700	20—32	26—37	Pz—Ar
8	554—1—13 598—2—8	11—19			下地壳低阻

坚系地层在该凹陷内电阻率变化稳定，但厚度变化大，深度变化剧烈，而且不整合于下伏地层之上，说明该层受控因素复杂。在白垩系地层之下，是一特殊电性层，它只在部分测点下有反映，电阻率中高、厚度在 0.59—3.7km 之间，深度在 4.9—6.15km 之间变化，其形如楔，由东向西插入第四和第六电性层之间。从有关资料分析，它可能是岩浆体或晚震旦世的老地层，如果是晚震旦世地层，很有可能是飞来峰，但从磁法勘探的结果（见本文集“大地

电磁测深法在襄枣凹陷的应用效果”）和 MT 资料的特点分析，我们认为岩浆岩体的可能性较大。第六电性层相当于中生代至古生代的地层，从钻井资料分析，它应包括三叠纪至志留纪的地质时代地层，由于 T—S 的不同地质时代的地层电性上没有特殊差异，因此，在 MT 曲线上难于反映。高阻基底底界深度除个别测点外，大部分平均在 27km 左右变化。

（2）襄阳次凹陷北部区。襄阳次凹陷北部区有 598 和 575 两条大地电磁测深剖面正交穿过。由解释剖面图可见，基底起伏和沉积厚度的变化都比较平稳，定量解释结果共划分了八个电性层。1—4 电性层相当于第四系和新第三系地层。电阻率分别在 5—28Ω·m、8—27Ω·m、5—11Ω·m 和 4—33Ω·m 之间变化。N+Q 地层的总厚度在 0.33—0.8km 之间变化。老第三系为一低阻层，电阻率在 3—10Ω·m 之间，厚度在 0.31—1.34km 之间变化。白垩系地层电阻率变化稳定，不整合于下伏地层之上，高阻基底底界面的平均深度为 27km 左右。基底地质时代只能作一推测。有可能是 Mz—Pz 或 Pt。这需有穿透白垩系的钻井资料，方可作定论。目前我们趋向于是 Mz—Pz。如果是这样该基底呈现双层结构特征。

（3）剪切破碎带和双沟凸起。测区中部有一窄的古老的剪切破碎带，在双沟周围为一凸起构造。从大地电磁测量解释结果看，破碎带穿过张湾和 575 测线的 37 和 38 号测点（见图 4）一带。双沟凸起在 556 测线的 2—9 号测点有明显的特征。经一维反演和二维模拟计算，破碎带 575 测线一带和双沟凸起 556 测线穿过区可划分六个电性层。一、二电性层为第四系和新第三系（N+Q）地层。破碎带一、二层电阻率分别为 6—9Ω·m、9—11Ω·m。两层总厚度在 0.37—0.46km 之间；双沟凸起电阻率分别为 4—8Ω·m、8—13Ω·m，总厚度在 0.21—0.41km 之间变化。老第三系地层破碎带和凸起区均为低阻层，但破碎带沉积厚度较凸起区沉积厚度大二倍左右。白垩系地层穿过区可划分六个电性层。电阻率与 556 测线穿过的凸起区的电阻率接近而且较稳定，但厚度相差仍在 2 倍以上。高阻基底 575 测线穿过的破碎区下如是变质岩系，应为远古代老基底，如非变质岩系应为中生代至古生代的双层结构基底。而双沟凸起之下电磁测深资料确定为太古代变质岩基底，后为钻井资料所证实。

（4）枣阳次凹陷区。枣阳次凹陷区有 556、575 和 649.5 三条大地电磁测深剖面穿过。从大地电磁测量的结果分析，556 和 649.5 测线比较清楚地勾画出了该区的主要构造特征。通过一维形式化反演解释和二维模拟计算，该凹陷共分了七个电性层。一、二电性层相当于第四系和新第三系地层，电阻率在 5.3—10Ω·m、6.3—17Ω·m 之间变化，两层总厚度在 0.26—0.8km 之间变化。为拟合效果，575 测线穿过的该凹陷区 N+Q 实际分了 4 层，但它们与划分两层的深度参数是近似的。三、四电性层相当于老第三系（E）地层，556 测线和 649.5 测线又分出了 E_2 和 E_1，而 575 测线穿过区则没有细分。第五电性层电阻率变化稳定，深度在凹陷区变化较大（在 1.07—4.57km 之间），它应为中生代的白垩系地层。第六电性层为高阻基底，大地电磁解释结果认为是变质岩基底，后为钻井资料所证实。在 24—27km 之下获得了低电阻层，该层可能是下地壳的高导层。

（5）东部特殊构造区。该区处在 575 测线 50—60 号测点地段，定性和定量资料反映出该地段构造的特殊性，呈现出与测区内其它地区不同的电性构造特征。通过一维形式化反演和二维模型计算，该区共划分了六个电性层。一、二电性层电阻率在 3—78Ω·m 之间，两层总厚度在 0.06—0.72km 之间变化。无疑应归属于第四系和新第三系地层。第三电性层厚度在 0.36—0.68km 之间变化，电阻率在 20—49Ω·m 之间变化，其地质属性推测为下伏基底的风化壳或中生代地层，确切的地质时代有待于进一步研究。第四电性层是一高阻层，厚

度由西向东逐渐变薄，似乎是有由西向东推覆的特点。第五电性层厚度在 4.0—4.6km 之间，电阻率显示为低阻，我们推测它可能为一滑脱层。滑脱层下为一电阻率略高于滑脱层电阻率的低阻层。按理而论下面还应有可分地层存在，但由于探测频率的限制和低阻层对电磁波的吸收作用，在测量的 MT 曲线上已无法获得有效的信息。

（6）东部隆起区——淮阳地垒西坡。该区处在 556 测线 20—23 号测点一带。视电阻率比该测线 19 号测点前面测点的电阻率高出两个数量级。地表出露为古生代地层，从地表露头可见，岩层倾向西北，倾角一般达 20°—30°，定量解释结果该区共划分了六个电性层。但在解释剖面图上仅表示出了五个电性层。原因是第六电性层深度达到 175—203km，作图时影响整条剖面的构制，故将其忽略。除第一电性层电阻率在 45—88Ω·m 之间变化，推测为第四系和下伏地层的风化物质层外，该区电性层总体处于高阻背景之上，没有特殊的电性层位，但在该区，岩石圈的底界深度大约在 175—203km 之间变化。

（7）西部隆起区。该区处于 575 测线 17 至 24 号测点的区段内。定量解释结果获得了五个电性层，一至三电性层电阻率分别为 11—25Ω·m、6—37Ω·m 和 12Ω·m，总厚度在 0.15—0.5km 之间变化，其地质属性划归于第四和新第三系是可信的。下面是高阻基底，目前推测地质时代为 Pz—Pt。

4.断裂展布

襄枣凹陷内断裂十分发育，有些断裂已为前人确定认可，有比较准确的名称定义。但推断的多数断裂无明确的名称，为了论述方便，我们采取了测线—代号的统一编号形式讨论和定义。

（1）554 和 556 测线穿过区的断裂。554 和 556 测线穿过区由西向东共推断出一剪切破碎带和 5 条断裂。它们控制了测线穿过区的特殊构造的形成和枣阳次凹陷的沉积建造模式及凹陷的边界等问题。剪切破碎带处在 554 测线 13 号测点和 556 测线 2 号测点之间（见图 3）。该破碎带与测区的构造分区的剪切破碎带方向一致。它是襄阳、枣阳次凹陷的分界线。它的存在已为 MT 解释结果和磁法测量结果相证实。556-A_1、A_2、A_3 和 A_4 号断裂，是枣阳次凹陷内的 4 条隐伏断裂，它们控制了测线穿过方向该凹陷的沉积形态。556-A_5 号断裂，是枣阳次凹陷的边界断裂。它是枣阳次凹陷与淮阳地垒的分界断裂，是一大的构造断裂，有可能深达下地壳。

（2）575 测线穿过区的断裂。575 测线由西向东共推断出 11 条断裂。575-B_1、B_2、B_3、B_4、B_5 和 B_6 号断裂起到了控制襄阳次凹陷北部区的沉积过程，总趋势由西向东变深。575-B_7 和 B_8 号断裂是测线中部地段的断裂，它们构成了剪切破碎带。它是襄、枣次凹陷中北部的分界断裂带，应是一条较古老的破碎带，推测其形成早于襄广断裂。575-B_9、B_{10} 和 B_{11} 号断裂是测线穿过区东部的主要断裂。特别是 B_{11} 号断裂，有可能是一条深断裂。在东部特殊构造区的形成过程中起到了重要的作用。

（3）598 测线穿过区的断裂。598 测线由南向北共推断出 8 条断裂。598-C_1 和 C_2 是一断裂带，将其划归于襄广断裂。这是大的构造断裂，它控制了襄阳次凹陷南区的形成、沉积中心和凹陷的南部边界。598-C_3 号断裂是一显断裂，它是襄阳次凹陷南北区的分界断裂。断裂南凹陷由南向北变浅，成一明显的斜坡状。断裂北凹陷则有与凹陷南完全不同的沉积格局。598-C_4、C_5、C_6、C_7 和 C_8 号断裂控制了襄阳次凹陷北部区的沉积模式，使沉积地层显示出迭瓦状构造。但沉积厚度的总趋势也是向北缓慢抬升。以平缓斜坡式向新野凸起过

渡。

(4) 649.5 测线穿过区的断裂。649.5 测线由南向北共推断出 4 条断裂。它们控制了枣阳次凹陷的沉积过程和构造格局，使该凹陷显示出两个沉降中心，由南向北沉积厚度呈一逐渐抬升的斜坡状。649.5–D_1 号断裂是襄广断裂，它是凹陷的南部边界断裂，它控制了凹陷南部沉积中心，该断裂对凹陷的建造起了决定性的作用。649.5–D_2 和 D_3 号断裂是枣阳凹陷中部地段的两条较大的断裂，它们使该凹陷在中部显示出第二沉积中心。649.5–D_4 号断裂是凹陷北部的一条较小的逆断裂，由于它的存在，使断裂以北显示沉积抬升变陡，坡度加大的特点。

综上所述，测区的断裂对于襄枣凹陷的形成、发展，模式和建造格局起到了重要的控制作用。

5.基底岩性分析

电性分析表明，襄枣凹陷不同区域电性特征是有差异的。襄阳次凹陷北部区、剪切破碎带区白垩系地层之下难于分层，推测基底为中生代至元古代基底。而襄阳次凹陷南区在白垩系之下部分有岩体插入，而且可划分出一次低阻层（相对于岩体），有的地段该低阻层直接伏于白垩系地层之下，显示出襄阳次凹陷南区为古生代至元古代高阻基底，而枣阳次凹陷有可能全为变质岩基底。西部隆起区已不存在白垩系地层，但从 575 测线的结果分析，该区基底可能属于古生代至元古代高阻基底。东部淮阳地垒从电性特征看，它应归属于元古代的高阻基底。东部特殊构造区基底地质属性有待研究，但该区由西向东推覆特征是很清楚的，由于推覆过程的热作用，形成了 5—10km 之下较厚的低阻滑脱层，总之该测线应继续东延，研究推覆的终止位置。

6.深部结构

本区深部结构除了隆起区外较为一致，平均在 28.5km 深处出现下地壳低阻层。在东部特殊构造区 5—10km 之下出现一 4—4.5km 的低阻层，推测这一层的岩石结构比较松散，孔隙度较大。它是在断陷形成过程中由于构造应力场作用局部区形成的。它构成上下地层的滑脱界面（或拆离层）。淮阳地垒西坡地区的四个大地电磁测深点获得下地壳低阻层平均深度在 30.5km 左右，岩石圈底界面平均深度在 189km 左右。但因这几个点的资料质量偏低，其它测点均未获得有关信息，故它们不能作为该区的普遍情况，仅作为一种参考信息。

五、油气远景预测分析

想在中、新生代地层中探寻陆相油气资源，就要研究盆地构造。盆地似乎同石油已紧密的联系在一起。襄枣凹陷的大地电磁勘探成果反映了枣阳次凹陷白垩系地层已普遍不整合于变质基底之上，因此在该区寻找油气田难有大的突破。襄阳次凹陷南部区块在有些地段白垩系地层之下有三叠系至志留系地层，在该区找到油气田的可能性会大于其它区域。当然这还取决于有没有储油构造。我们认为襄阳次凹陷的成油条件优于枣阳次凹陷。另外，东部特殊构造区段也应加以研究。

六、结论和建议

在本项研究工作中，我们采取了多层次、多信息的分析方法，获得了如下的成果和认识。

1.通过大地电磁测深资料的定性和定量资料分析研究，首先得出枣阳次凹陷区白垩系地层之下为变质岩基底，不存在海相地层。该结论为后来的钻井资料证实。

2.对 MT 资料的综合分析认为，襄阳次凹陷应分为南北两个区域，南北两区可能有不同的基底结构。

3.大地电磁测深资料和已知的磁力资料的综合分析后得出襄枣凹陷中部存在一古老的剪切破碎带，它是两次凹陷的主要分界线。

4.襄阳次凹陷南区白垩系和下覆地层之间部分地段模入有岩浆岩体。

5.按电性解释剖面特征，将测区构造划分为多个区域。

6.根据 MT 资料的解释结果，推测出 29 条大小断裂的粗略位置。

7.划分了测线穿过区地层的电性结构，并初步探讨了电性层的地质属性。

8.查明了襄枣凹陷基底的构造面貌和形态特征。

9.获得了一些深部信息。

由上述结果可见，该区进行大地电磁测深勘探效果十分显著，是一项对油气远景勘探前景非常有意义的研究工作。但从最终结果看有些关键地段应增加一些 MT 测线或测点，有些关键测点的资料欠佳，有条件应补作些测点，以求得更可靠和更完善的勘探和研究成果。

参 考 文 献

[1] 湖北省地质矿产局，湖北省区域地质志，地质出版社，1990。

大地电磁测深法在襄枣凹陷的应用效果

李 群 堂

（江汉石油管理局物探处）

大地电磁测深法，是利用多频谱的天然电磁波反射信号研究地质构造。它以地层岩石电阻率的差异为基础，利用磁层、电离层和大气圈中的电磁扰动为场源。可以近似地将这种场源看成是向地下垂直投射的平面电磁波。由于天然电磁波具有强大的穿透能量，可以穿过巨厚的地壳到几十甚至上百公里的上地幔。它较少受地表高阻不均匀体的影响，而且对低电阻层反映灵敏。可广泛用于深部地质勘探、区域地质勘探和普查、详查勘探。因此，对地震勘探得不到深部地质构造资料的地区，大地电磁测量成果，是地震勘探的重要补充资料。

一、探区概况

襄枣凹陷为南襄盆地南部一个凹陷，在湖北省北部边缘襄阳、枣阳一带（图1），位于青峰—襄广大断裂的北侧，东秦岭褶皱带上。该凹陷约 7000km^2 面积，中、新生代地层比较发育，白垩—第三系地层沉积厚度 3500—4500m。

物探工作始于 1958 年，地矿部在此曾做过小比例尺的航磁和重力、磁力工作，以及地震的路线普查工作。我局自 1970 年在此区断断续续地开展物探工作，先后完成地震测线 3937.3km，其中“51”型 600km，磁带模拟单次测线 2591.5km，覆盖测线 113.9km，数字覆盖测线 631.9km，基本完成了地震勘探的任务。发现不同层位的局部圈闭 25 个，计面积 200 余平方千米。打探井 12 口，其中枣阳地区 10 口井，襄阳地区 2 口井，总进尺 2137.8m。所有这些井均未打穿白垩系，亦均未见到任何油气显示。

勘探结果，对襄枣凹陷浅层（白垩—第三系）区域构造和沉积特征以及下步找油问题，有下列主要认识：

1.该凹陷是受晚期青峰-襄广大断裂的张性活动，沿大断裂下降盘形成的磨拉石沉积盆地。区域构造特征为单向断陷式箕状凹陷，分襄阳、枣阳两个次凹和双沟低凸起三个二级构造单元。襄阳、枣阳两个次凹区域构造形态，均为南断北超，沉降中心靠近凹陷南部。北以斜坡式向新野凸起过渡，南以青峰-襄广大断裂为界与巴洪断褶带相接，东邻随阳地块。

2.地震及钻井资料揭示，区域地层为第四系平原组之下，沉积了厚达 3500—4500m 的白垩—第三系河湖相地层。自上而下划分为：上第三系上寺组（93—400m），下第三系廖庄组（0—609m）、核桃园组（800—908m）、大仓房组（255.5—280.5m）、玉皇顶组（477.5—1000m），白垩系（800—1000m）；其中下第三系与南阳凹陷地层完全一致。核桃园组地层为一套绿灰、灰褐色为主夹灰、深灰色泥岩和砂岩、油页岩，是该区的油气勘探目的层。纵

向可分三段，核一段（0—308.5m）、核二段（599—645.5m）、核三段（211.5—263.0m）。但是，地震和钻井资料表明，这套生油岩地层在襄枣凹陷，因后期构造运动地壳上升抬高，核一、二段地层普遍遭受剥蚀，仅在枣阳次凹的南部残留部分，分布面积小、残留厚度薄、埋藏深度浅（一般不超过1200m），尚未进入生油门限值。因此，以核桃园组作为油气勘探主要目的层意义不大。白垩系虽有800—1000m厚，但是，根据襄1、2井钻井资料，主要是一套浅灰色砂砾岩和紫红色泥岩互层，缺乏暗色的生油岩系。

3.作为南襄盆地主要凹陷之一的襄枣凹陷，面积达7000km。地震和钻探结果表明，白垩系和下第三系核桃组作为油气勘探的主要目的层是失利的，但是，在没有深井资料的情况下，不等于前白垩系（深层）地层失去油气勘探价值。可是地震深层资料反射很差，无法进一步对深层油气勘探远景作出正确的评价，使勘探工作处于进退两难状态。

二、综合地球物理勘探

在一无深井资料，二无深层地震反射资料的情况下，为搞清深部地层构造情况，进行了油气勘探。1990年我局在该区进行地震、重力、磁力、大地电磁测深四位一体的综合地球物理勘探。在此区横贯凹陷布署东西向554—556、575两条大剖面，另外垂直凹陷在襄阳和枣阳两个次凹中分别布署了598及649.5两条大剖面，全长402km（见图1），其中MT剖面共作115个点，平均3—3.5km一个点。其勘探结果：

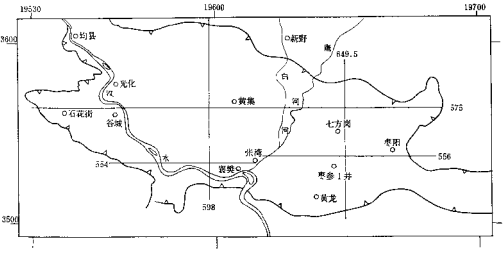


图1 测线位置示意图

1.地震剖面

白垩系以上地震反射资料波组突出，能量强，横向连续好；白垩系以下地震反射层弱，断断续续。东西向剖面浅层区域构造形态明显表现为“两凹一凸”。位于襄阳次凹中的南北向598剖面，深层反射资料比较好，呈北倾约20°—30°角度与白垩系地层不整合接触。而枣阳次凹中的649.5剖面深部反射资料产状不清。

2.重力、磁力资料

总的看来 Δg、ΔT 曲线变化比较明显，东西向剖面反映呈“两凹一凸”特征（见图 2），南北向剖面表现南部比较低凹，向北逐渐抬起，呈缓坡状延至新野凸起。

3.大地电磁测深资料

目前只处理、解释 554—556 一条大剖面（见图 3），配合其它物探资料，经综合分析，可以说明以下问题：

（1）根据电阻率变化，划分了全区地层的电性层结构，并确定了相应的地质层位。

（2）电性层划分的浅层区域地层、构造形态与地震、重力、磁力资料反映的区域地层构造形态非常相似，明显地表现为“两凹一凸”地质结构。

（3）襄枣凹陷由襄阳次凹、双沟低凸起、枣阳次凹等三个次一级构造单元组成；并查清了构造之间接触关系、地层分布和构造边界。

（4）根据电性层划分，经综合分析，对双沟低凸起在凹陷南部有岩浆岩侵入，可能在其西侧张湾附近存在剪切破碎带和大断裂。为了证实这一地质现象，利用该区的磁力资料，进行磁性界面深度反演，使用 PAKES 反演公式，取界面平均深度 3.5km 进行反演，磁化强度值 900×10^{-6}CGSM，磁倾角 46.5°，磁偏角-27°。反演结果与大地电磁解释的磁性体埋藏深度比较一致。由磁力异常等值线图和等深度图（见图 4、5），可以清楚地看到在张湾马集一带有一条北西向磁力高异常带突然错断。进一步证实了 MT 资料解释的剪切破碎带和大断层存在的可能性。

（5）枣阳次凹与襄阳次凹有不同的沉积基底。枣阳次凹基底为白垩纪地层直接覆盖在元古界地层之上。而襄阳次凹基底则为北倾的古生界地层，推测向凹陷北部可能有上古生界海相碳酸盐岩地层存在，这就为深层的海相油气勘探指明了方向和有利地区。

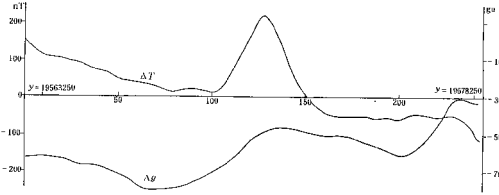


图 2　556 测线 Δg、ΔT 曲线

上述几点的第一、五两个问题，已被最近完钻的枣参 1 井资料证实。枣参 1 井位于 556 大地电磁剖面第 14 点以南 3.5km 处，在枣阳次凹中心地带。钻探目的是进一步了解白垩—第三系生油情况。钻探结果，钻穿第三系、白垩系于 2765m 直接进入元古界轻变质绿泥片麻岩，进一步证明了枣阳次凹无古生界地层。并且所钻地层的电性层结构与大地电磁资料解释的地层厚度、深度基本符合。

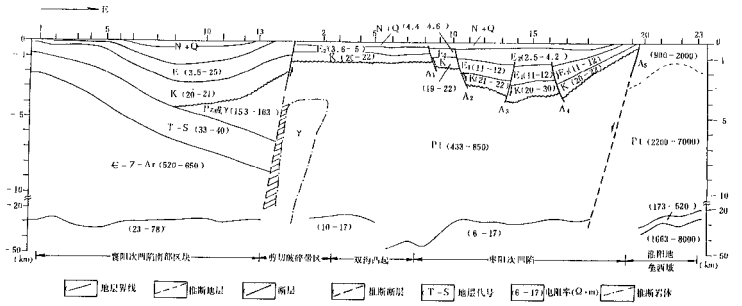


图 3　554、556 测线 MT 解释剖面

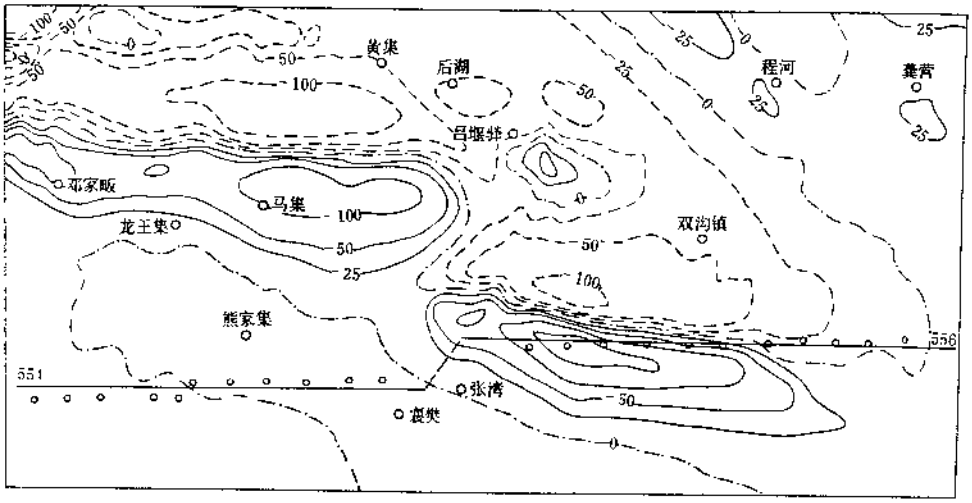


图 4　磁异常体等值线图

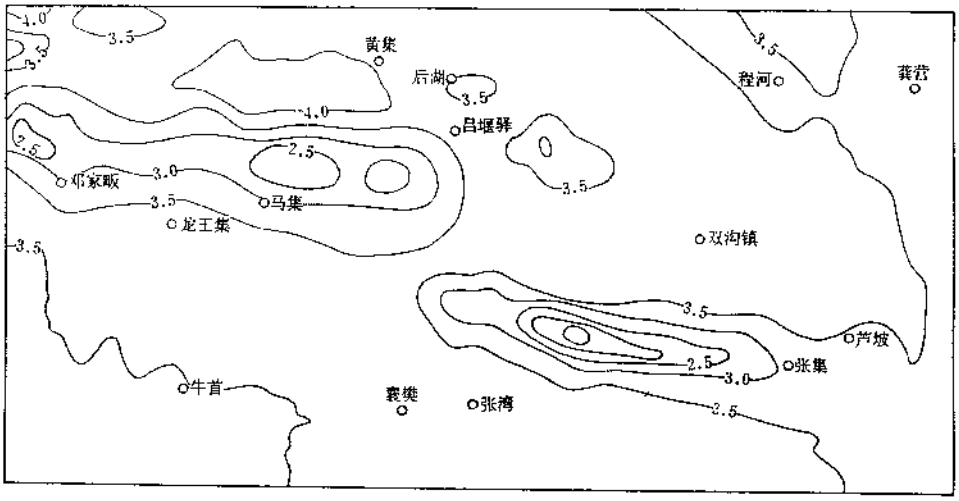


图 5　磁异常体等深度图

三、结论与认识

1.实践证明大地电磁测深方法在襄枣凹陷的开展是有益的，比较成功的。可以了解区域地层电性层结构、区域构造形态及接触关系、大断层的展布以及基底结构和性质。

2.大地电磁测深法与其它物探资料配合，能解决油气勘探中，特别是地震得不到深层资料地区的深部地质结构。

3.通过大地电磁测深法在襄枣凹陷勘探实践，我们认为这种物探方法在油气勘探中有一定的实用价值。根据文献介绍苏联已将该法广泛用于石油物探，大约有 50 个队应用这种方法进行油气勘探。但是国内的油气勘探只有少数几家开展这项工作。因此，建议在我国的油气勘探中应大力应用大地电磁测深法，解决油气勘探中的深部地质结构。

大地电磁测深在深部地质研究中的应用

李　立

（地质矿产部物化探研究所）

大地电磁测深（MTS）是以天然交变电磁场为场源的探测地球内部电性结构的地球物理方法，它有较大的勘探深度，在我们观测的频率范围（10^{-3}—10^{3}Hz）内，即使地下介质的平均电阻率仅数百欧姆·米，勘探深度也可达到百余公里。此外，MTS 对低阻层有较高的分辨能力，且不受高阻层屏蔽。因此该方法已成为地壳、上地幔研究的重要手段之一。

地矿部系统的 MTS 深部研究工作始于 1980 年，十多年来先后完成了青藏、四川、华南、秦巴、新疆—甘肃、河南—安徽、长江中下游、松辽、内蒙古、山西等地区（图 1）的深部调查与研究，剖面总长度约 13000km，测深点约 600 个（不含石油天然气与地热的普查勘探工作量）。

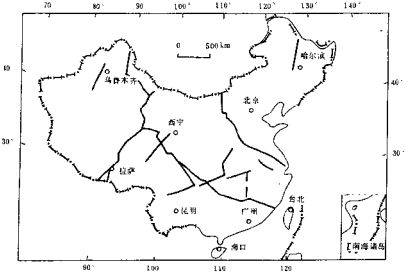


图 1　1980 年以来地矿部系统完成的深 MTS 剖面分布图

MTS 在深部地质研究中的主要贡献是在岩石圈内发现了对构造运动起着重要作用的上地幔低阻层与地壳内低阻层，除此，在一些剖面上根据岩石圈的宏观电性特征划分了构造单元；还发现了一系列的壳断裂与岩石圈断裂以及利于幔源岩浆岩矿床生成的电性异常区。MTS 取得的成果揭示了我国不同地区的深部电性特征，为深部地质研究提供了重要的基础资料，也为矿产预测提供了深部地球物理信息。

现将 MTS 在深部地质研究中取得的主要成果作一简要介绍。

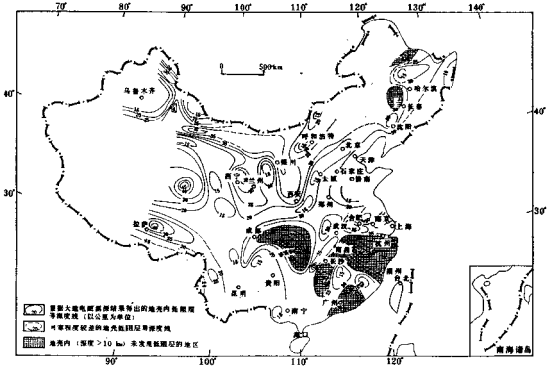


图 2　中国大陆地壳内低阻层顶面深度略图

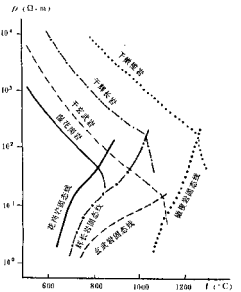


图 3　岩石电阻率随温度的变化

（根据 Pham Van-Ngoc 的结果）

1.对壳内低阻层的研究

通过 MTS 工作在很多地区均发现了壳内低阻层，作者根据搜集到的资料编绘了我国大陆地壳内低阻层顶面深度略图(图 2)，它的顶面深度一般为 15—30km，厚度几到十几公里，电阻率几到几十欧姆·米。有些地区的地壳内未发现壳内低阻层。

壳内低阻层的成因是个复杂的问题，不同地区，不同条件下，引起壳内低阻层的原因也不尽相同。岩石电阻率的高温高压实验结果表明，岩石电阻率随温度的增加而减小（图 3），当温度达到岩石的固态线时岩石部分熔融，其电阻率急剧下降。地壳内的温度随深度增加，当其温度达到岩石的固态线时地壳内的岩石开始熔融并引起低阻异常，同时使岩石的刚性减弱，塑性增强而具有非弹性蠕变特性[1]。此外，在一定的温压条件下，含结晶水的矿物有可能发生脱水，脱出的自由水储存于地壳内也能形成壳内低阻层，含各种流体的地层以及含导电矿物的地层、石墨化地层也能引起地壳内的低阻异常[2]。

在我国大陆上发现的壳内低阻层有以下特点：

（1）在新生代裂谷区和近代构造活动区内大多存在着壳内低阻层，且埋藏深度较浅；

（2）大部分的壳内低阻层隆起区与莫霍面上隆区[3]（图 4）以及上地幔低阻层的隆起区有一定的对应关系，这些都说明壳内低阻层与上地幔活动过程密切相关。

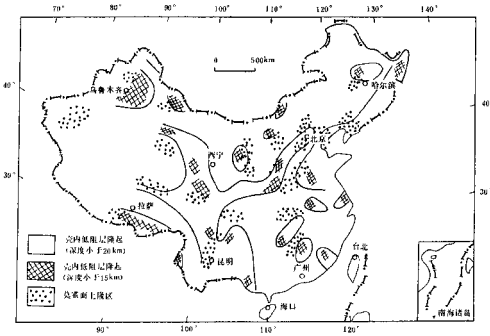


图 4　壳内低阻层隆起区与莫霍面上隆区[3]的分布

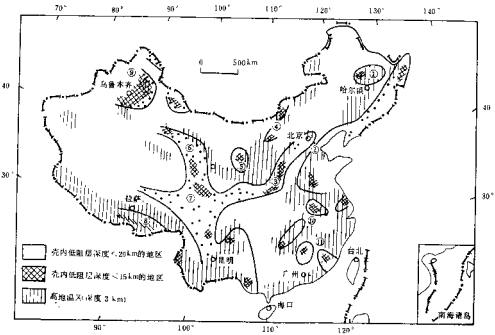


图 5　壳内低阻层隆起区与高地温地区[4]的分布

(3) 壳内低阻层的隆起区大多与高地温区[4]对应（图 5），因此壳内低阻层对了解地壳内的温度分布与热状态能提供有益的资料，在地热资源的预测中能给出深部热源的信息。

(4) 浅源地震的震源一般分布在壳内低阻层以上（图 6）。因此壳内低阻层对研究地震的孕育和发生有着重要意义。

(5) 多数的壳内低阻层具有塑性蠕变特性，在地壳内能形成韧性剪切带，它在地壳的构造运动中起着滑脱面的作用。

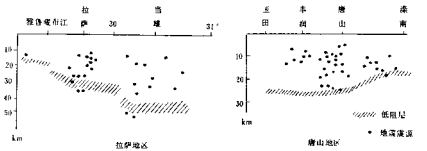


图 6 地震震源与壳内低阻层的分布

2.对上地幔低阻层的研究

根据高温高压电性实验结果推测，上地幔低阻层是由部分熔融的基性，超基性岩层所引起[6]，它是塑性的软流层，一般认为上地幔低阻层的顶面是岩石圈的底界面。因此可以根据 MTS 结果得到岩石圈的厚度。

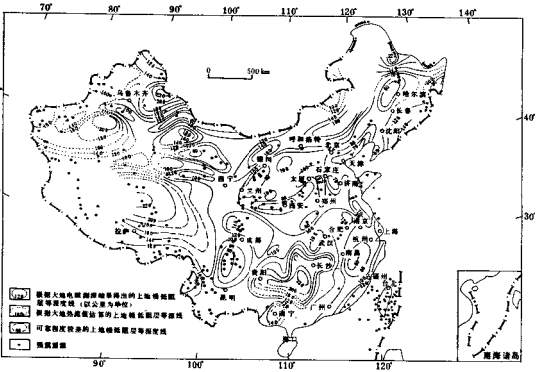


图 7 中国大陆上地幔内低阻层顶面深度略图与强震震源分布

在我国的大多数地区均发现了上地幔低阻层，有些地区有二层，甚至三层上地幔低阻层。图 7 是根据地矿部十多年的 MTS 结果以及搜集到的兄弟单位的 MTS 结果编绘的上地幔低阻层（基本上是上地幔第一低阻层）顶面深度略图，从图中可以看出该低阻层顶面深度变化甚大，最浅处仅 50—60km，最深处大于 200km，有些地区没发现上地幔低阻层。中国大陆该低阻层顶面深度平均为 100—120km，东部浅，西部深。

上地幔低阻层的隆起区与强震震中密集地区以及大地热流高值区（图 8）均有较好的对

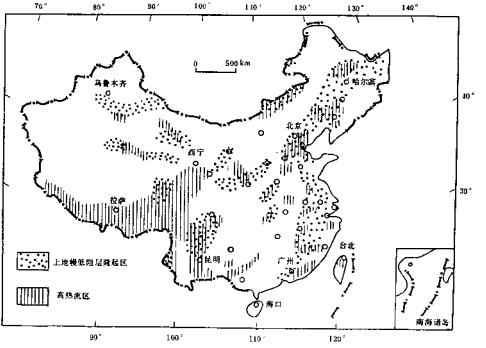


图 8　上地幔低阻层隆起区与高热流区的分布(高热流区根据金昕的资料)

应关系，它说明低阻层的隆起区具有活动构造带的特征。上地幔低阻层的拗陷区多数是相对稳定的地区或是两大构造单元的接合部位。

大型盆地、大的隆起区的上地幔低阻层的形态常常与地质构造有镜像对应关系。例如天山褶皱系的南、北天山为上地幔低阻层的拗陷区，而准噶尔盆地与吐鲁番-哈密盆地则为上地幔低阻层的隆起区（图 9）。

因此上地幔低阻层的发现为深部地质研究提供了很多重要信息。

3.根据岩石圈的电性特征划分构造单元

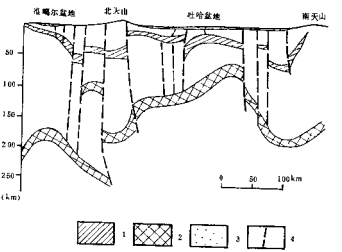


图 9　天山褶皱系地电断面

1. 壳内低阻层; 2. 幔内低阻层; 3. 沉积盖层; 4. 推断断层

MTS 深部调查结果表明同一个构造单元内相邻测点的测深曲线特征以及视电阻率值都比较接近（图 10），这里以阿尔泰褶皱带与吐鲁番-哈密盆地为例，从图中可以看出不同构造单元上的测深曲线特征各异，但在同一构造单元上它们的特征基本相似。如果计算每个测点的视电阻率（ρ_a）曲线与横轴（周期）间所夹的面积 M，

$$M = \sum_{i=1}^{n} \rho_{ai} \Delta T$$

并进行归一化后得到 R

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{n} \rho_{ai} \Delta T}{n \Delta T}$$

将 R 称为该测点的宏观电性特征。实践结果表明可以利用 R 值划分电性单元，它们与地质构造单元有较好的对应关系（图 11）。图中的 R 为每个电性单元的宏观电性特征平均值。除了新疆地区外，在青海、甘肃、松辽等地区用 R 值划分构造单元都得到了较好的效果。

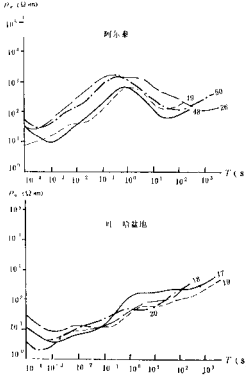


图 10 各构造单元内相邻测点测深曲线的比较

此外，还可以根据断面上电阻率等值线的形态以及低阻标志层的不连续性发现深部的断裂带、构造带以及构造单元的边界。

4.根据 MTS 结果研究俯冲带

在一些情况下能根据 MTS 结果发现俯冲带、碰撞带或二大构造单元的接合部位，并了解它们的深部特征。

Peter Bird 等人指出，当运动着的板块沿俯冲带以 6cm / a 以上的速度俯冲，剪切应力达到 10^6Pa 以上时，由摩擦产生的热量在俯冲带周围足以形成能使花岗岩类物质部分熔融的高温带[7]，在这种情况下 MTS 能发现高温带（低阻异常），指出俯冲带的位置及深部的形态。在我国的藏南地区就得到了类似的结果[8]（图 12），南部的低温地块向北俯冲，在俯冲带上形成了高温带。

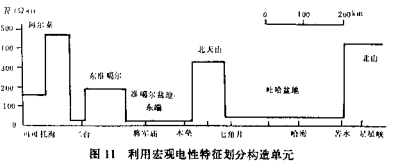


图 11 利用宏观电性特征划分构造单元

此外，在古老的前寒武纪区域变质岩系中常含有相当数量的石墨片岩、石墨片麻岩等石墨化岩层，它们也能形成低阻层，当含有这些岩层的构造单元发生俯冲或推覆时，MTS 结果同样能指示构造的深部形态。

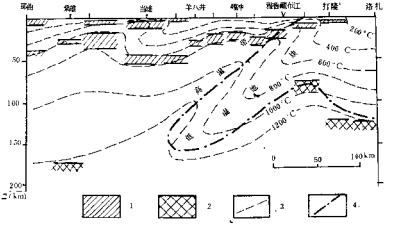


图 12　西藏洛扎—那曲 MTS 结果

1. 壳内低阻层；2. 幔内低阻层；3. 根据 MTS 推测的等温线；4. 低温地块的轮廓线

5.用 MTS 研究裂谷带

工作结果表明不论是在现代裂谷上或是在古裂谷上 MTS 均有反映。图 13 是攀西地区

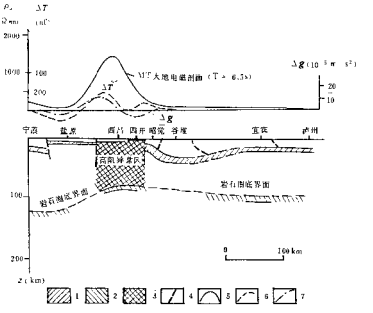


图 13　攀西地区 MTS 与重、磁结果

1. 壳内低阻层；2. 幔内低阻层；3. 高阻异常；4. 推断断层；5. MT 耐面测量；6. 航磁结果；7. 重力结果

的观测结果[9]。在攀西的轴部地区发现了高电阻率，高密度的异常。根据高温高压岩石电性实验结果推测，引起如此大规模高阻异常的物质必然是来源于地幔的基性、超基性岩类物质，它说明攀西轴部曾发生过地幔上隆、岩石圈破裂、大量熔融地幔岩上涌堆积在上地幔顶

部及地壳内，经过 2—3 亿年的时间，温度已降至岩石圈的正常温度，地幔岩固结，形成了高阻、高密度异常，它是该区曾发生过裂谷过程的重要证据。在山西的古裂谷带上也得到了同样的结果。

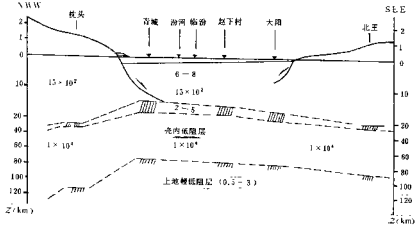


图 14　汾渭地堑系上的 MTS 结果[18]

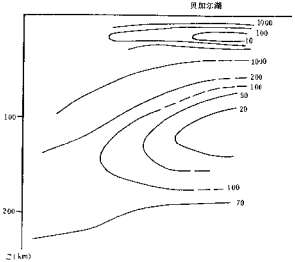


图 15　贝加尔裂谷带上的 MTS 地电断面图[2]

图 14 与图 15 是现代裂谷带上的 MTS 结果，它表现为地幔上隆、岩石圈减薄、壳内及上地幔低阻层的埋藏深度明显变浅，裂谷轴部表现为低阻异常。

6.MTS 有可能发现矿化远景区

通过 MTS 工作发现了一些利于幔源岩浆岩矿床生成的电性异常带。

攀西地区已发现的矿化集中区分布在重、磁、电阻率的异常带上（图 16），估计该异常带与本区最重要的一次成矿密切相关，随着幔源物质的上涌，在地壳内形成了一系列幔源岩浆矿床。在新疆东北部及青海等地区也发现了类似的异常。在俄罗斯的乌拉尔矿带上也发现了高密度、高电阻率异常带（图 17）。上述实例说明 MTS 有可能发现大型的矿化远景区。

MTS 不仅为深部地质研究提供了基础地球物理资料，还能为矿产预测提供深部地球物理信息。

7.利用 MTS 结果研究深部热状态

随着深度的增加岩石圈内的温度逐渐增加，构造活动地区温度上升快，相对稳定地区温度上升缓慢（图 18）。岩石电性的高温高压实验结果表明岩石的电阻率随温度的增加而减小，当温度达到岩石的固态线时，岩石开始熔融，岩石的电阻率急剧下降。不同种类岩石的初始熔融温度不同，中、酸性岩石大约为 650℃，而基性、超基性岩石则要达到 1200℃左

右，因此可以根据深部电阻率的分布情况以及岩石电性的高温高压实验结果推测深部的热状态与物质组成。图 19 是一褶皱区的地电模型[6]，通过它可以粗略地给出该区岩石圈内不同部位可能的物质组成。

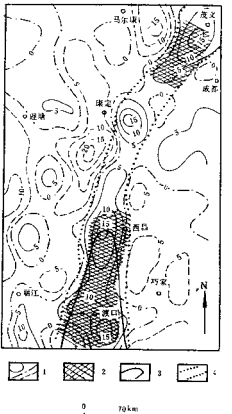


图 16　攀西矿化远景区上的深部物探异常[9]

1.中波布格重力异常；2.高阻异常；3.矿化集中区；4.矿化远景区

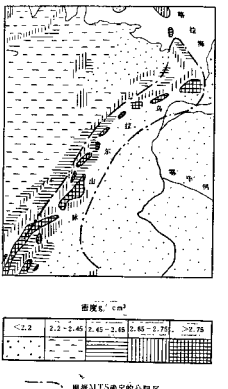


图 17　俄罗斯乌拉尔矿化带上的深部物探异常[2][14]

利用 MTS 得到的上地幔低阻层埋藏深度,以及 A.Adam 的经验公式[11]:

$$q = (155 / h)^{0.685}$$

其中 q 为大地热流值(以 HFU 为单位),h 为上地幔低阻层的埋藏深度(以 km 为单位),或利用 Kaufman 的经验公式[12]:

$$q = (545 / h)^{0.33}$$

可以估算大地热流值。

图 20 中的小圆点是以 MTS 实测的上地幔低阻层的埋藏深度以及与其对应的实测大地热流值绘出的，从图上可以看出它们更接近于 Adam 经验公式得出的曲线，因此在利用 MTS 结果估算热流值时最好使用 Adam 经验公式。

综上所述,MTS 以较低的成本为深部地质研究提供了很多其它地质、地球物理方法难以提供的重要深部信息。在很多地区用 MTS 得出了岩石圈的厚度；发现了一系列大型隐伏的断裂带、构造带，并了解了它们的深部形态；发现了对构造运动起着重要作用的壳内低阻层与上地幔低阻层；根据岩石圈的电性特征成功地划分了构造单元；利用 MTS 结果研究了深

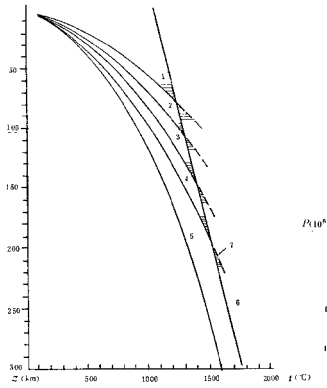


图 18　不同地区岩石圈温度的对比

1. 吐鲁番—哈密盆地; 2. 北天山; 3. 准噶尔盆地;
4. 西伯利亚地台边缘地区[13]; 5. 稳定地台区; 6.地
段岩圈相线[13]; 7. 上地幔低阻层出现的深度范围

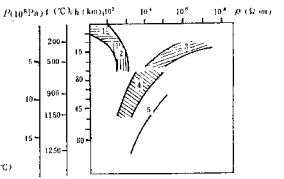


图 19　楯皱区地电模型[6]

1. 湿沉积岩; 2. 湿花岗闪长岩类;
3. 干花岗闪长岩类; 4. 辉长岩类; 5. 上地幔榴辉岩

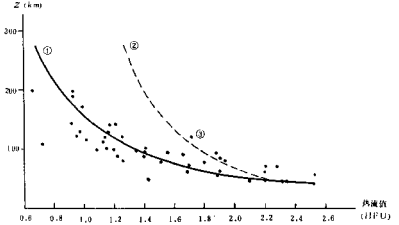


图 20　上地幔低阻层埋深与区域热流值的关系

①根据 A.Adam; ②根据 A.A.Kaufman; ③根据实测结果

部的热状态以及可能的物质组成，为矿产预测提供了重要的背景地球物理资料，指出了幔源

岩浆岩矿床形成的有利地段等，这些都说明 MTS 在深部地质研究中的作用和效果是无可置疑的。因此，在今后的深部地质研究中应该更广泛地应用 MTS，同时还要进一步完善 MTS 的方法技术，提高资料的解释水平，充分发挥 MTS 的优势，为深部地质研究提供更多有益的深部信息。

参 考 文 献

[1] 石应骏、刘国栋等，大地电磁测深法教程，地震出版社，1985。

[2] Л. Л. Ваньян, П. П. Шиловский, Глубинная электропроводность океанов и континентов, Изд. "Наука"Москва, 1983.

[3] 朱岳清等，唐山地震孕育过程三维有限元分析及其在地震预报研究上的意义，地球物理学报，31卷4期，1988。

[4] 王钧、黄尚瑶等，中国地温分布的基本特征，地震出版社，1990年。

[5] 刘国栋，大地电磁测深法在岩石圈研究中的应用及中国大陆地壳上地幔电性结构的基本特征，《岩石圈论文集》，冶金工业出版社，1986。

[6] Э.И.Пархоменко, Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах, Изд."Наука"Москва, 1989.

[7] P.Bird et al., Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zones, J.Geophysical Research, Vol.80, No32, 1975.

[8] 袁学诚等，西藏古地磁与大地电磁研究，地质出版社，1990。

[9] 李立、金国元，攀西裂谷带及龙门山断裂带地壳上地幔的大地电磁测深研究，物探与化探，11卷3期，1987。

[10] 邢集善等，试从地球物理资料论山西地堑系的构造特征，山西地质，4卷2期，1989。

[11] A. Adam, Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth.Phys.earth planet.Inver.Vol.17, 1978.

[12] A. A. Kaufman, G. V. Keller, The Magnetotelluric Sounding Method, Elsevier Scientific Publishing Company.Amsterdam-Oxford-New York, 1981.

[13] V. I. Pospeev, V. I. Mikhalevsky, Deep magnetotelluric surveys of the South of the Siberian platform and in the Baikal rift zone, 《Geoelectric and Geothermal studies》 Budapest Akademial, Kiado, 1976.

[14] Н. Б. Дортман и др., Петрофизические картыгеологических формаций территорий СССР (петроплотностная и петромагнитная) м-б 1：10000000, Ленинград ВСЕГЕ, 1981.

吐鲁番盆地电性结构初探

金国元　李　立　刘畅往　张余芝　刘玉华　郑世雄

（地矿部物化探研究所）

前　言

本文是1988年由中国地质勘查技术院委托地矿部物化探研究所开展的关于吐-哈盆地MT补充工作的初步研究成果。

吐鲁番盆地，是以低海拔的内陆盆地闻名全国。它目前仍以一定的速度下沉，形成了内陆盆地中特有的自然景观，引起了地质界的关注。

解放后，我国的地质学者们（张臣良等），在此曾作过大量的区域地质调查和以找油气矿产等资源为目的的地质物化探综合研究工作，在浅层地质方面，达到了较高的研究水平；但在深部地质研究方面，开展的工作不多，需要进一步加强研究。

为此，在盆地内布置了一条穿过整个盆地的近南北向MT剖面，以便了解盆地的深部电性结构特征及其与构造的关系。在整个工作过程中采用了常规的MT工作方法。并得到了较满意的解释结果，获得了关于盆地深部电性结构特征的初步概念，发现了本盆地特有的地质构造现象，为研究盆地古今的构造运动，提供了十分有意义的资料。这不仅是盆地深部调查中首次提供的MT资料，而且也证明了MT法的实际效果。

一、地质、地球物理特征

吐鲁番盆地位于新疆维吾尔自治区境内博格达山（属天山，主峰海拔5445m）东南侧，北天山和中天山之间（图1）。盆地形状呈菱形，主盆面积约7000km^2（除鄯善）。盆底略有向南倾斜，且低于海平面，最低位置在盆地南部艾丁湖（海拔-160m）。该盆地目前仍作负向运动。

吐鲁番盆地，是"吐-哈拗陷"的组成部分[1]。盆地大部地区，是由第四系覆盖。中、新生代地层（T—N）出露于盆地中部和盆地南、北缘带。盆地北缘和天山地区，主要出露石炭、二叠（C、P）纪的古生代地层。盆地的南缘和南部山区，出露更多更老的古生代地层（O-P）和元古代地层（ch，长城组）。据地质推测，本区沉积盖层的总厚度为约9—10km。岩浆岩，主要以中、基性火山岩（华力西中、晚期）为主，主要出露在南北山区，且南多北少；酸性岩类（r），亦南多（r_3^3、r_4^2、r_4^3）北少（r_3^2）；超基性岩（Σ_4^1、Σ_4^2）出露在南部山区。此外，南、北山区内，均有古火山口发育。盆地东缘的胜金口和北部山区内，还见现代温泉出露，这表明盆地北侧是现代较活动的地段。

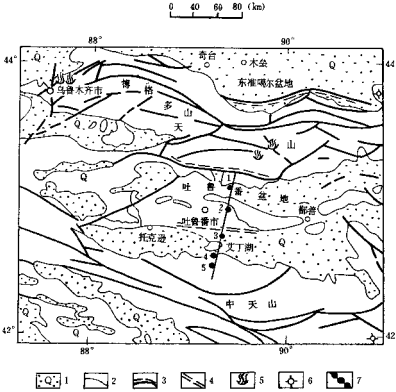


图 1 吐鲁番盆地构造略图

1. 第四系(Q); 2. 断层; 3. 区域深断裂; 4. 推测深断裂; 5. 温泉; 6. 古火山口; 7. MT 测线、测点及编号

盆地及其邻区的构造（图 1），由于受到由北向南应力的作用，褶皱和断裂均较发育，其性质具有北缓南陡的特点。博格达复背斜形成于华力西晚期，而盆地里，多数是燕山-喜马拉雅期形成。发育在盆地南、北缘的山前断裂，控制了盆地的南北边界。

重要的是，盆地中央还发育近东西向的吐鲁番盆地隐伏断裂。以此为界，盆地分为两部分：断裂以北为拗陷中心，它被北东及北西向两组断裂切成菱形断块，是基底最活跃的地区；断裂以南，为向北倾斜的艾丁湖斜坡（单斜构造）。在拗陷的中部及其西侧，有火焰山背斜和雅木西背斜，形成了盆地南北两侧较明显的构造对比。

本区重力布格异常，仅在艾丁湖以北有东西走向的重力梯级带；向南侧重力值缓慢上升。认为该梯级带是隐伏断裂的反映。另据露

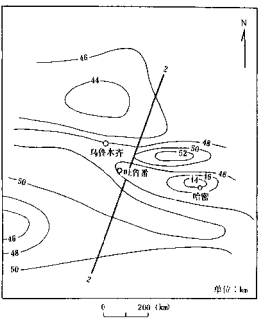


图 2 吐-哈盆地莫霍面分布图

头和钻孔资料推测，引起该重力异常的基底是石炭系为主的地层，为南部觉罗塔克复背斜的正常延伸。盆地中部的磁异常较弱，但认为相对较强的局部磁异常与中、新生代地层中局部磁性不均匀体的分布有关。

本区，莫霍面的埋藏深度为47—48km（图2，据朱介寿，1990），位于吐-哈东西向莫霍面隆起带的西段。但在同一带上，从哈-吐-乌方向看，似乎还处在莫霍面"拗陷"上，即地壳相对较厚。这说明，盆地正处在特殊的地壳环境中。

二、MT工作布置及方法

为了利用最短的观测剖面来取得地层横向变化的更多信息，选择了垂直于盆地构造走向并穿过整个盆地的近南北向观测剖面（图1）。该剖面北起天山南麓的七泉湖，经过盆地中心和最低处艾丁湖，南至艾丁湖岸南10km处，全长70余公里，剖面方位为NE13°，经纬坐标为东经89°—90°，北纬42.5°—43.2°。共布置5个观测点；平均点距为约20km；观测周期为$T=0.001$—1000s（盆地中部点更长些）；电极距为300m。考虑到本区的区域构造具有东西向二维构造的特点，选择测量轴的方位在各站保持统一的南北、东西方向，并将东西方向的观测结果定义为TE极化，另一方向称TM极化（南北）。

采用了独立台站的电磁四分量（H_x、H_y、E_x、E_y）观测方法。共分五个频段记录，每段占两个数量级，保证了各频段之间一个数量级的覆盖宽度。信号收录，是在微机控制下自动进行数值化磁带记录。

在观测过程中，对高频段记录采用了分首尾两个不同时间记录的方法，避免了在长期观测中电极不稳定因素对观测结果的影响。并注意到了电磁脉动和天电发生的规律，尽可能使各频段的观测时间与它适应。为了避免干扰，有时采用同一频段在夜间和白天交替记录的方法。布站是正确的，记录也是充足的。

现场记录是由笔录仪监视。根据笔录上显示的仪器工作状态和干扰情况，进行控制记录。最终观测结果的质量检查，是在Tektronix4052机上通过回放进行。并用模拟信号、频谱、电磁相干度、视电阻率四项指标判断记录状况的优劣。同时根据视电阻率值的分散度和各相邻频段间视电阻率值的衔接程度好坏等来评价观测质量。总之，通过以上的种种措施取得了较好的观测资料。

资料处理采用了常规的标量处理方法。在正式处理前，对所有的记录资料进行了回放优选，并将所得视电阻率估算值绘在6.25cm模的双对数坐标纸上，参照量板和点阵的集中度，通过手工圆滑，最终绘出视电阻率曲线。

资料解释采用了一维方法。在定性解释中，除了分析曲线类型和各向异性之外，主要采用了Bostick一维反演方法。在定量解释中，采用了人机对话正演拟合的方法，拟合精度达0.20以下，所确定的地层参数较好地反映了盆地的结构特征。在地质解释过程中，还进行了其它地质、地球物理资料的综合分析研究。

本项目研究中，使用了法国LAGAS MT系统和资料处理系统[2]。

三、吐鲁番盆地的电性结构特征

1.曲线特征

本区测深曲线类型，以东西向电阻率 ρ_{EW}(TE) 曲线为例，由北至南具有如下形态和变化：T_1 点，HK $_{(HKHKHK)}$ H(K)；T_2 点，HK $_{(HK)}$ H(K)；T_3 点，HK $_{(AK)}$ H(K)；T_4 点，HK $_{(Q)}$ HK；T_5 点，HK $_{(Q)}$ H（K)。可见，由北到南，地层层数由多变少；曲线类型，由北部两点的 HKHK……型，经过盆地中心的 T_3 号点 HAK……型，转化为南部两点的 HKQHK 型。但是，各条曲线的总轮廓均呈 HKHK 型，即地层可分为六大层。该特征表明，作为同一个盆地，各点地层分布是大同小异的。

2.地电断面特征

本区地电断面基本特征，可用如图 3 所示的 Bostick 反演电阻率 ρ_B（TE）断面等值线图表示。它以深度（H）和真电阻率（ρ）的形式，直观且定性地给出了地下电性层的分布及其纵横向变化和电性突变带（如断裂破碎带或岩性接触带等）。

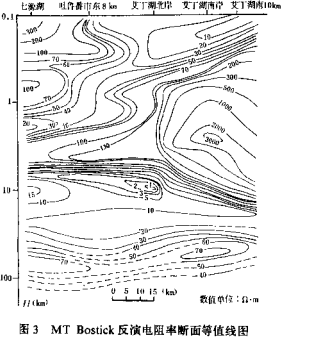


图 3 MT Bostick 反演电阻率断面等值线图

图中不难看出，地层电性具有 HKHK 型的纵向分带性。最明显的特征是，总体上表现出（自上而下）低阻（北厚南薄）、高阻（北薄南厚）、低阻（中厚,两侧薄）、高阻（两侧厚中间翘）、低阻（上界面拗）等，分为五—六大层序。在最后一高阻层的上方，还存在一隆起的相对高阻层。上述地层之间，表现出沉积交错现象。

另一明显的构造特征是，在盆地中部艾丁湖以北侧 T_3 点附近，发育一向南陡倾的深断裂，南盘下降，表现出正断性质；到下部地壳，断位突然向北错动。此外，在 T_2 点北侧，还有一条向北倾斜的浅部断裂。

3.地层分布特征

本区电性分层结果示于图 4、图 5。盆地的岩石圈层大体分为三大层：沉积盖层、深部基底和上地幔低阻层。

1）沉积盖层。该层较厚，似乎占据了中、上部地壳，中间薄两侧厚。有两种明显的标准层：(1) 石炭纪地层（C，高阻，100—9000Ω·m），北薄南厚（3.8—18km)。其上、下界面，分别向北、向南倾斜，且在艾丁湖以北，向天山方向变缓。该地层是上覆地层的沉积基底。(2) 壳内高导层（低阻，2—5Ω·m），中间略厚两边薄（3—8km），按层序，该层应属志留（S）—泥盆（D）系地层，其总体向南缓斜。

石炭系上覆地层，按层序归为二叠（P）—第四系（Q）地层，向南尖灭，其中各层北向连续性较好，靠近天山最厚，达 3km，电阻率为 10—500Ω·m。总体上给出"半个盆地"

的印象；北段（T_1—T_2）是由该层构成的“盆地”中心的南片部分。

壳内高导层下方，地层分布以 T_3 点为界有明显的差异：其南侧，高导层直接落在结晶基底之上；而其北侧则有 6—140Ω·m 的相对低阻层，该层可能属于寒武（∈）、奥陶（O）纪地层或更老的地层（厚达 16km）。

此外，在上述各主要层位之间，由于厚度变化方向的差异，表现出地层的交错现象。

2）深部基底。本区深部基底是由两部分组成（图 5）：上层可能由中酸性侵入岩体形成的结晶基底（蘑菇状底辟）。它在盆地中部其顶面埋深约为 15—16km，两侧变深达 25—26km。下一层是由基性—超基性岩组成的古老基底，也可能属于“古洋壳”之类，其平均厚度约为 65km，电阻率大于 100Ω·m；中部侵入通道内的电阻率较低（50—100Ω·m）。

3）上地幔高导层（软流层）。本区上地幔高导层的最浅深度约为 95km，电阻率小于 54Ω·m。其总的趋势下拗，比哈密盆地的软流层深度（据李立等，1990）深 31km，比西部开都河软流层深度[13]（据海拔 92—94km）略深 1—3km。总体上，吐-哈盆地东西带上的软流层深度，比南北邻带浅，即该带上地幔有隆起；但在同一带内，吐鲁番盆地的软流层深度比周围地区偏深些（图 5），即整个岩石圈变厚，这一特征与莫霍面的分布特征类似。

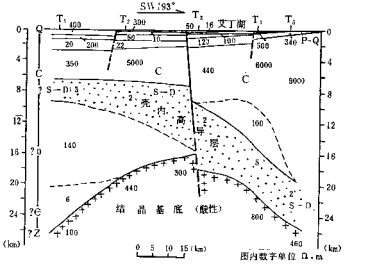


图 4　地层推断图（MT）

4.岩浆活动

本区岩浆活动，据上述地层结构特征分析，可能在奥陶纪末一志留纪初有过一次大规模的岩浆侵入活动，并形成了目前的结晶基底。此后还可能发生过小规模的侵入活动，但在目前的 MT 结果中尚未发现有关迹象。若有，那也是大量志留纪地层沉积以前的事，因而在上部沉积盖层内可能不存在侵入岩体。

5.盆地构造

盆地处于东西走向的哈-吐-乌软流层（上地幔高导层）隆起带的拗陷部位。深部高阻基底内发育侵入构造或底辟。上部沉积盖层内各带地层产状多样，具有沉积地层“产状交错”或“沉积交错”的特征。

上地幔高导层，从南北方向上看，亦呈拗陷。其上发育侵入构造。高阻结晶基底的表面

是一个隆起。沉积盖层内的壳内高导层，是向南缓斜。它像一个“天山背斜”的南翼或“中天山向斜”的北翼。它是上部地层的滑脱面。

石炭系上表面以上的地层，总体向北倾斜，又像一个“天山向斜”的南翼或“中天山背斜”的北翼。此外，该层系内各层厚度向南变薄，有尖灭的趋势；而向北则变厚，且平缓。

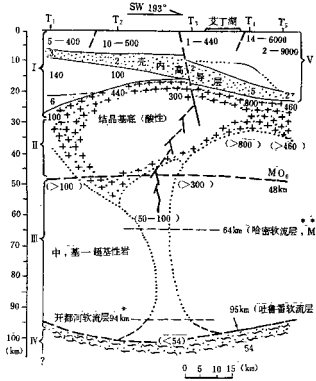


图 5 吐鲁番盆地岩石圈结构特征(MT)

石炭系地层的情况较为特殊，其上下界面呈向南开口的“喇叭”形状。这可能说明在整个石炭系沉积过程中曾受过南北邻带不同时期、不同性质的构造运动影响。

断裂构造，最明显的一条深断裂，是在艾丁湖北岸一侧 T_3 号点附近（暂称“艾丁湖断裂”）（图 4）。该断裂的走向为东西向，倾向南，南盘下降，属于正断层；并切割了整个岩石圈，到了下部，断裂向北偏移（图 5）。此外，在盆地南、北地段内（T_4、T_2 点偏北侧）可能发育向北倾斜的浅部断裂（图 4）。

6.构造运动

本地区，在石炭纪之前（志留、泥盆系沉积之后或者之前），可能产生过一次强烈的地壳活动，即产生褶皱和岩浆侵入活动，并形成了“天山背斜（或隆起）”和底辟（盆地底部大规模酸性岩侵入体）。之后，整个地区下沉，并接受了大部分石炭系沉积。

晚石炭世初（华力西运动中期），主要是沉降和喷发。以后博格多山缓慢升起，接受剥蚀；以后主要是沉降。晚石炭世末，区内地壳有较大幅度的上升，发生褶皱和断裂。华力西运动晚期，天山地区开始缓慢上升。

华力西晚期至印支期，地壳活动主要表现为沉降作用由海到陆的变迁。在这以后（燕山期、喜山期），虽然受过不同程度的褶皱和断裂活动，但基本上还是处于海—陆的沉积环境

中，并接受了二叠到第四系的大部分沉积。

本区在整个沉积过程中，由于受到北、南天山地区多次交替升降运动（褶皱或隆起）的影响，基本上始终处于向斜或背斜的翼部，并发生过“翼部扇动”（地层倾向南、北交替）。

关于博格多（天山）开始形成的时间问题，据上部地层（P–Q 层）呈“南半盆地”，天山出露 P_1 地层及天山北部（东准噶尔）发现“半个盆地”（“北半盆地”）（李立等，1990）的事实，推测至早在第三纪末以前，北天山（博格多）地区处于一个大盆地的中心部位。因此，博格多山开始形成的时间，应为更新世（QP_1）或此以后。

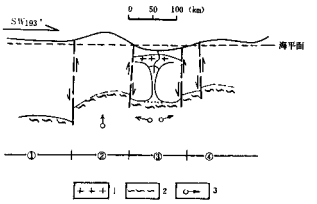


图 6 吐鲁番盆地成因模型

7.盆地成因

盆地的形成，与其相邻地壳的升降运动、水平及垂向的力学作用、断裂构造及深部物质的流向有关，且与天山的隆起有着较直接的关系。

由于北部准噶尔块体的向南俯冲，使天山南侧地区产生隆起，其深部物质上升，同时其南侧（现吐鲁番盆地）的深部物质，部分向天山底部流入，因而产生天山升起的同时盆地下沉（盆地形成），盆底向南倾斜，南部变深，形成艾丁湖及艾丁湖断裂等现象（图 6）。

据推算，盆地平均沉降率约为每百年负 0.10—0.13km，表明盆地的形成与天山的隆起关系十分密切。但是，从天山和盆地的带宽来看，天山比盆地小一些，相对比为 0.7，即盆地下沉 1m 时天山应上升 1.4m，但实际情况是近 1∶1，说明还有一部分盆地深部物质是向其它地方流失，使盆地的下沉不可避免，还使盆地处于上地幔隆起之拗。综上所述，盆地的成因，可用“大、小液压机的联动”过程来说明。

顺便指出，艾丁盐湖的形成与其下发育的深断裂有关，是与深部构造有关的热盐泉现象造成（由壳内高导层的热盐碱水沿断裂渗出地表而成）。

四、几点结论

1.盆地地层，自上而下，可分为沉积盖层（低阻）、基底（高阻）、软流层（上地幔高导层）三大电性层。

2.沉积盖层内，发现有两个标准层：壳内高导层（S、D）和高阻沉积基底（C）。

3.本区沉积盖层，在艾丁湖断裂以北发育更完整。

4.本区壳内高导层，是由沉积地层产生。

5.在深部高阻基底内，发育底辟侵入构造。

6.在上覆沉积盖层内，发育地层“交错”构造，记录了盆地及其邻区的地壳活动史。

7.证实了艾丁湖深断裂的存在和它的正断性质。

8.盆地的沉降，是由于深部物质向外流失的结果。

参 考 文 献

[1] 陈哲夫等，中国新疆维吾尔自治区地质图（1∶200万），地质出版社，1985。
[2] 中国地质科学院主编，西藏古地磁与大地电磁研究，地质出版社，1990。
[3] 马杏垣主编，中国岩石圈地图集，中国地图出版社，1989。

用 MT 方法在陕甘宁盆地进行油气勘探的效果及可行性探讨

白 改 先

（石油天然气总公司物探局物探地质研究院）

前 言

陕甘宁盆地位于华北陆台西缘，盆地内部多为沙漠及黄土塬所覆盖。地震勘探在本区，特别是在黄土塬覆盖区遇到了很大困难。为了配合近年来的天然气勘探，寻找一种简单有效的物探方法，我们用加拿大凤凰地球物理公司的 V_5MT 测深仪，在盆地内进行了靖边—榆林一段连井剖面的方法试验观测。其目的是通过连井剖面的解释，了解下古生界灰岩顶面的起伏形态的变化情况，并且对 MT 方法在陕甘宁盆地的勘探效果及可行性进行探讨。

一、地质及地球物理特征

测区位于陕甘宁盆地中部的陕北斜坡及伊克昭盟隆起一带，属中央古隆起。区内地质构造平缓，无明显断褶构造。从重力异常图上我们可以看到测线所经地区为一北东方向的构造带（见图 1），分布着若干局部异常。但经地震及钻探证实，重力异常与下古生代顶面的起伏并无直接关系。磁力图显示为北东向条带状负异常（见图 2），预示着结晶基底岩性的变化。据已有的地质、地球物理资料显示：基底褶皱平缓、断裂与火成岩活动规模较小。盆地基底由太古界、元古界变质岩、花岗岩组成，其上覆盖着震旦、寒武、奥陶系的碳酸盐岩，呈不整合接触。缺失上奥陶、志留、下石炭统地层。下古生界地层呈轻微西倾，为宽缓的斜坡状（见图 3）。

综合分析陕参 1、榆 2、榆 3 及鱼 1 井电测井资料，发现沉积岩系内部电阻率差异明显，表层电阻率较高且不稳定，侏罗系及三叠系延长组、二叠系地层为低阻层，奥陶及寒武系地层为高阻层，成为本区电法标志层（见表 1）。

自陕参 1 井在奥陶系顶风化壳内获得了高产气流后，近年来又相继在林 1、林 2 井、麒参 1 井见气，单井日产气在十万方以上，从而开创了该区下古生界寻找油气的良好前景。由于测区内特殊的表面地震地质条件，疏松的风积黄土与其下边的中生代岩层间的强烈波阻抗反差，导致影响了地震勘探的激发、接收和波的传播。特别是黄土地区，由于干旱、缺水，潜水面深达十几米、几十米甚至上百米，激发条件太差，成为地震勘探久攻不克的难题。通常情况下，只能沿中生界出露的河道、沟汊施工，大大限制了勘探效果。此外，即使在地震勘探可行区内，其低速带横向不均匀，厚度变化大，静校正的精度也难以达到高精度深部探

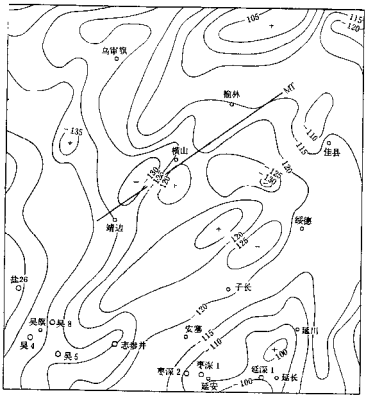


图 1　重力布格异常图

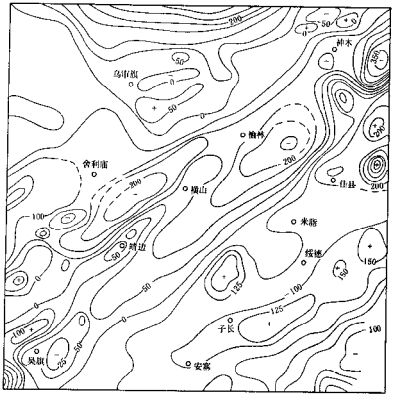


图 2　靖边-榆林地区磁力异常图

测的要求。而大地电磁测深方法不受场源的限制，可以以天然电磁场为场源，测量装置轻便、野外施工灵活,具有较高的电性分辨能力及大的勘探深度。虽然测区内地理条件复杂，按一般 MT 方法的野外常规施工方法有可能会遇到很多困难，但是，可根据实际情况，合理选点与布极，将有可能获得好的原始记录。

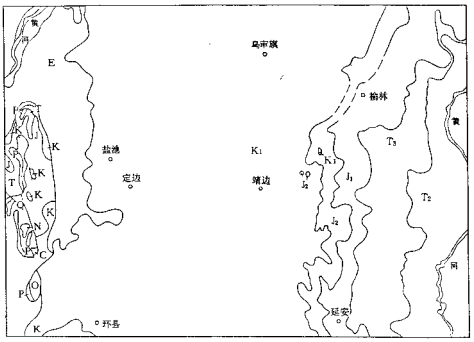


图 3　靖边-榆林地区地质图

表 1　陕参 1 井、榆 3 井、鱼 1 井、榆 2 井地层对比表

地层		厚度(m) / 井号	陕 参 1	榆 3	鱼 1	榆 2	统计电阻率(Ω·m)
新生界	Q		15	10	12.4	15	30—60
中生界	K	志丹组	369				7—20
	J	安定组	119				10—30
		直罗组	193	100			
		延安组	374	280	257.6	111	
		富县组		60			6.5—15
	T	延长组	972.5	1170	572	774	45—80
		纸坊组	325.9	245	542.5	470	
		和尚沟组	83	105	146	140	
		刘家沟组	298.5	305	302.5	263	

续表

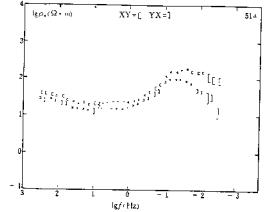
地层	厚度(m) / 井号		陕 参 1	榆 3	鱼 1	榆 2	统计电阻率(Ω·m)
上古生界	P	石千峰组	222.9	290	283.5	308	10—30
		石盒子组	298	260	277.5	271	
		山西组	88	120	100	124	
	C	太原组	51	78	77.5	73	60—150
		本溪组	14	12	21	38	
下古生界	O	马家沟组	672.45	75	135.5	109.95	>500
	Є						
注			石盒子组为可疑气层。奥陶系风化壳为气层	石盒子组马家沟组为气层	太原组马家沟组有油气显示	石盒子组本溪组为可疑气层马家沟组为气层	奥陶系地层各井均未穿

二、MT数据的采集与质量

MT野外数据是用 V_8MT 测深仪实时进行采集的。根据具体情况，在沙漠地区采用电极距为 200m、十字布极方式。在黄土塬地区，由于受地理条件的限制，多采用 L 及 T 字形布极方式，电极距多在 100m 左右。

全测线 56 个物理点，所得 MT 曲线优良率在 80%，全部合格。两条视电阻率曲线类型基本一致，首支基本重合或平行分离，尾支分离程度较大，反映了中浅层电性层较稳定，而深层的变化较大。

野外布点所采用的电极距与低频区记录时间，与 MT 数据质量有直接关系。图 4，图 5 是黄土塬地区的 21 号及 51 号测点资料，电极距都是 100m，低频记录时间为 1.5—2h，图 6、图 7 为沙漠地区的 6 号点和 7 号测点，电极距为 200m，低频记录时间为 3h。从四张图我们可以看到，沙漠地区的 MT 数据品质好于黄土塬地区的 MT 数据。另外，图 8 是 40 号与 41 号测点的原始记录，这两个测点位于沙漠地区，40 号测点电极距为 90m，低频记录时间为 2h，41 号测点电极距为 200m，低频记录时间为 2h15min，两测点相距 2.8km。由图可见，在地面条件及地电断面相似的条件下，当记录时间相当，电极距大的 41 号测点的资料质量优于 40 号测点，且静态效应引起的曲线畸变的程度明显减小。因此我们认为，适当加大电极距和增加低频段记录时间，可以提高原始记录质量和解释精度。



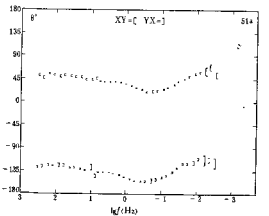
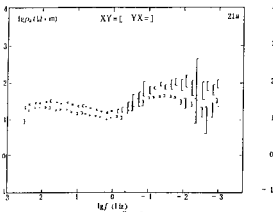


图 4　51 号测点视电阻率曲线与相位曲线



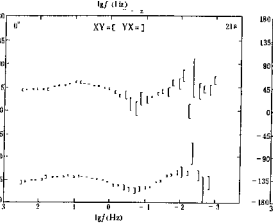
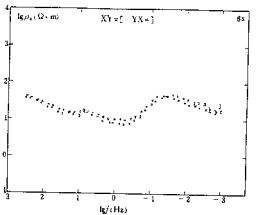


图 5　21 号测点原始曲线



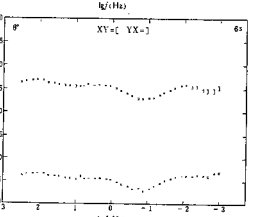
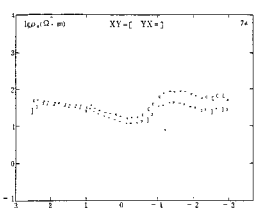


图 6　6 号测点原始曲线



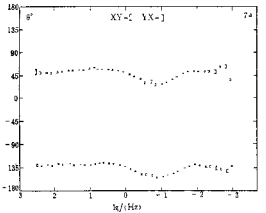
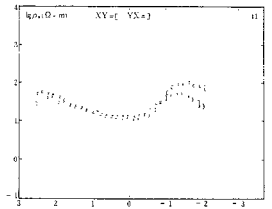
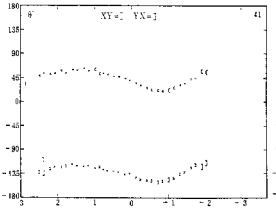
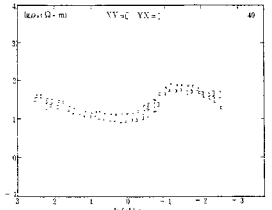


图 7　7 号测点原始曲线







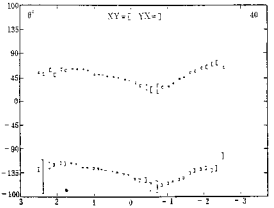


图 8　40 号、41 号测点原始曲线

三、大地电磁测深结果的解释与推断

从测线 MT 曲线的形态来看，从靖边到榆林，曲线形态基本一致，数据点误差棒较集中、数据可靠，形态可信。图 9 是连井剖面 φ_{TE} 曲线。从曲线形态看，整条测线 φ_{TE} 曲线并无多大变化，但就曲线过 45° 线（过测点垂线）的频点位置的变化，可以看到，5—7 号点、18—20 号点、28—40 号测点及 51 号测点附近，对应频率相对较高，反映了这些位置基底埋深相对较浅。

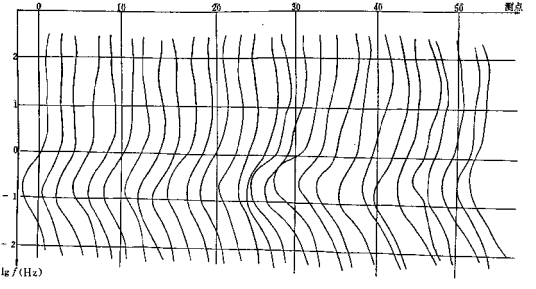


图 9　连井剖面 φ_{TE} 曲线

图 10 是视电阻率（ρ_{TE}）剖面和相位（φ_{TE}）剖面，从两张剖面图我们看到，高频等值线不连续，中频等值线圈闭在全测线断续分布，中低频等值线呈波状起伏由西向东逐渐抬升，低频有一组高阻、高相位圈闭，由西向东不断增加其数值。其高频高阻、中频低阻及中低频反映基底的高阻电性层构成了本测区的电法标志层，还可见到在低频区等值线的扭曲及急剧变化等情况，表现了地层间的电性差异和埋藏深度的变化。

根据定性解释、半定量解释及定量解释结果，结合测井分层数据，进行综合分析，将测区地电断面分为八个电性层（见图 11）。

第一电性层为高阻层，各测点电阻率差异较大，相当于侏罗系以上地层。第二电性层为三叠系延长统以上地层，电阻率 7—25Ω·m。第三电性层为低阻层，相当于三叠系延长统地层，电阻率为十几欧姆·米。第四电性层为高阻层，相当于三叠系中、下统地层，电阻率一般为 40—70Ω·m。第五电性层为低阻层，相当于二叠系地层，电阻率一般为十几欧姆·米。第六电性层为次高阻层，电阻率在 100Ω·m 左右，厚度相对比较稳定，在 60—120m 左右，相当于石炭系地层。第七电性层为高阻层，电阻率一般大于 3500Ω·m，相当于下古生界、太古界及元古界地层。第八电性层为低阻层，电阻率在 20Ω·m 左右。

由图 11 所见，除第一电性层主要与表层风化作用及地下潜水面相关外，其余各电性层均与相应地质层位相关。沿测线地层由西向东抬升，且第六、第五电性层与石炭系、二叠系

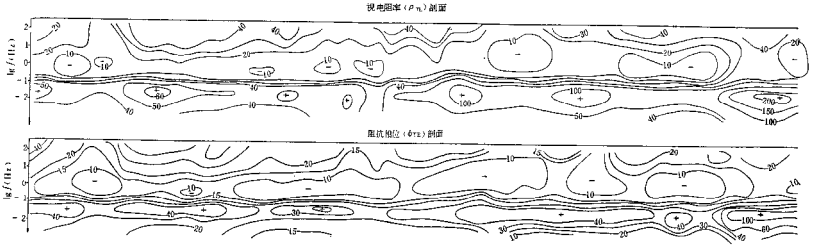


图 10　连井剖面视电阻率（ρ_{TE}）及阻抗相位（φ_{TE}）剖面图

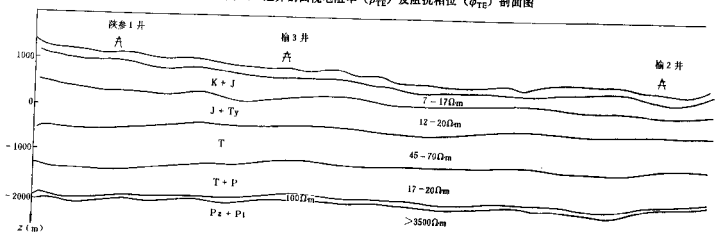


图 11　地质推断解释剖面

对应很好。陕参一井、榆3井附近深层均有近100m的起伏，34—40号点附近，呈现为平缓宽阔的古隆起地貌，其幅度大于150m。从图12的SH_1地震剖面也可以见到陕参1井附近（林家湾隆起）深层的潜山。尽管一条MT测线上的隆起不足以进一步对含油气条件进行评价，但这存在的实事告诉我们，测区内奥陶系顶面存在一系列凹凸相间的残丘和潜沟，这无疑又是天然气聚集的有利场所。

测区位于盆地中部，属中央古隆起。基底较稳固，虽经多次构造运动，也只是大范围的沉降与隆起。基底未见大的断裂，古生界地层呈较微西倾。地表条件又十分复杂。在这种特定的条件下，为MT资料的采集与解释提出了更高的要求。但是，从实际MT资料解释的结果，可以看到在本区进行高精度MT勘探，同样也存在着许多有利因素。

1.电性差异明显。奥陶系马家沟组的电阻率很高，与上覆地层形成了鲜明的反差，地质目标明显。

2.岩性横向变化小，电性稳定，所有层位均可在测区内进行追踪。

3.地下地质构造平缓，二、三维畸变效应小，曲线类型变化不大。这无疑提高了一维形式化解释的客观性。

4.勘探目的层埋藏适中，约3000—3500m。

5.采集的数据品质高，静态效应较小。我们采用特征段平均电阻率趋势平滑，即可得到较好的校正效果。

6.黄土塬与沙漠地区的实测曲线未发现有大的变化。说明在此区都能得到较可靠的资料。

四、结　论

利用MT方法在陕甘宁盆地中部有可能概略地解决油气勘探目的层——奥陶系高阻顶面的起伏。根据该区MT勘探的有利因素以及实测资料质量的情况，我们认为，用MT方法可以找到该区跨度在10km左右，幅度大于100m的古地貌圈闭。因此，MT方法有可能在陕甘宁盆地中部近150000km^2范围内，特别是南部黄土塬地区，具有广阔的应用前景。

鉴于地质任务所赋予物探方法的高精度要求，在该区开展MT勘探的首要条件是获得高品质的野外资料。为此，应遵循以下几个原则：

1.为了克服恶劣的地形条件限制，必须采用具有实时处理功能的轻便仪器，实现人拍化作业。测点应避开公路、电网和村镇。

2.为了抑制因近地表的不均质和畸变的地形所引起的静电畸变效应，电场接收间距尽可能达到300—500m，一般情况不得小于200m。为此，测网的布置不宜强求规则，应主要依据MT方法本身的选点原则。

3.根据已有的经验，本区的天然电磁场的能谱不均匀，通常在1—0.1Hz范围内有一弱区，而该带正好处于视电阻率曲线的上升枝，是资料解释的关键部位。为了改善这些频点的数据品质，每个测点记录的有效长度应达到8—10h，确保在所有有意义频率上的实测数据标准偏差小于10%。

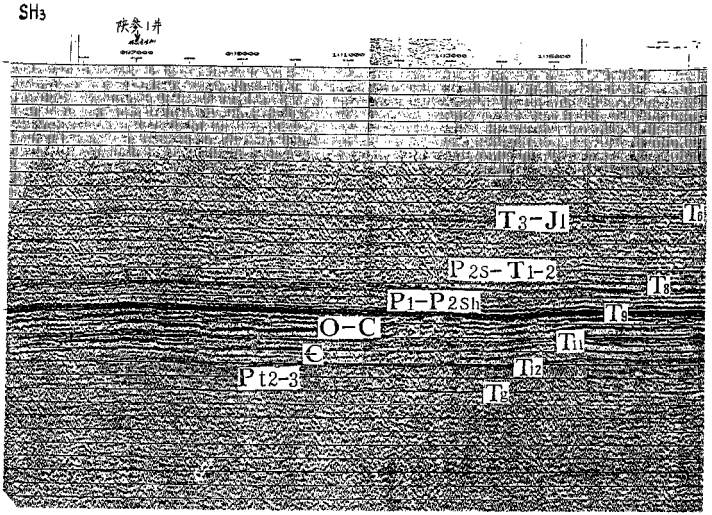


图 12 SII_3 地震测线时间剖面

巴彦浩特盆地 MT 勘探成果

刘 东 琴

（石油部石油地球物理勘探局第五地质调查处研究所）

一、引　言

1990 年，石油部石油地球物理勘探局第五地质调查处在巴彦浩特盆地进行了大地电磁测深工作，其目的主要是：

(1) 了解盆地基底的起伏形态和埋藏深度；

(2) 研究电性层与相应地质层位的对应关系，确定其厚度；

(3) 寻找局部构造。

测线位置如图 1 所示，L_1 测线是北西向的，横穿各个构造单元，L_2 测线是北东向的，主要位于锡林凹陷。

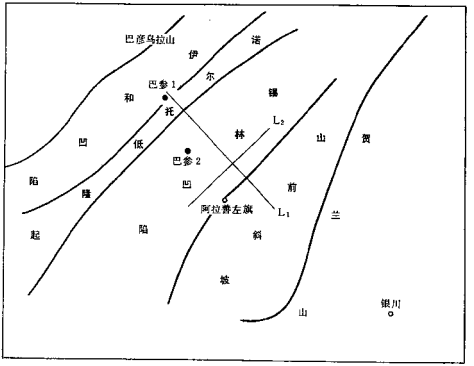


图 1　测线位置图

二、测区的地质概况

巴彦浩特盆地在大地构造上，属于阿拉善台隆的东南缘，东邻贺兰山台褶带，南邻走廊过渡带。

阿拉善地块早期曾经历了多次构造运动，造成基底断裂和褶皱。加里东运动晚期，区内稳定上升遭受剥蚀，因而造成志留、泥盆、二叠、三叠系等地层的缺失。燕山—喜山运动时，由于东部贺兰的急剧隆起，形成了该盆地。因而，巴彦浩特盆地是发育在前古生代（包括古生代）构造之上的中新生代断陷盆地。盆地内沉积的地层主要是新生界、白垩系、侏罗系等。

三、地球物理特征

巴彦浩特盆地内做过1∶20万重力，1∶50万航磁的勘探，部分地区作过垂向电测深和地震工作。根据前人的资料知道：中生界与古生界之间存在明显的密度界面，而磁性异常主要是对深部古老的结晶基底的反映，在地震剖面上，中生界以上的地层有清晰的反射。这些资料表明前人已对该地区有了一定的认识。

测区的电性特征主要来自两口钻孔：巴参1井和巴参2井。

巴参1井位于伊和凹陷，从其电测井资料知道：新生界为一相对高阻层，白垩系为低阻层，侏罗系为次高阻层，前古生界的阿拉善群为高阻层，也是电性基底。

巴参2井位于锡林凹陷，从它的电测井资料知道：新生界为一相对高阻层，白垩系和侏罗系（主要是白垩系）为低阻层（局部出现高阻），石炭系为次高阻层，奥陶系及更老的地层为高阻，构成了电性基底，如图2所示。

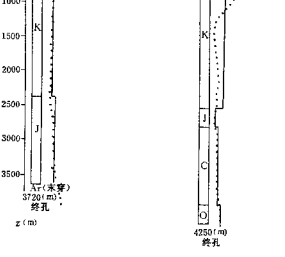


图2 钻井电阻率测井平滑曲线

……表示视电阻率测井平滑曲线；

——表示视电阻率测井厚度加权平均曲线

四、大地电磁资料的解释

我们野外采集使用的仪器是PROMT-Ⅲ型大地电磁仪，处理中应用了远参考道技术，

所获得的原始曲线质量较好，保证了原始资料的可信性。为了提高资料的解释精度，解释前又对原始曲线进行了圆滑，从而消除了由于干扰和观测误差引起的相邻频点的突跳。个别测点还进行了平移校正。资料解释分为定性解释和定量解释。

1.定性解释

定性解释是根据一些定性图件进行的。

图 3 所示的是这两条测线的曲线类型图。

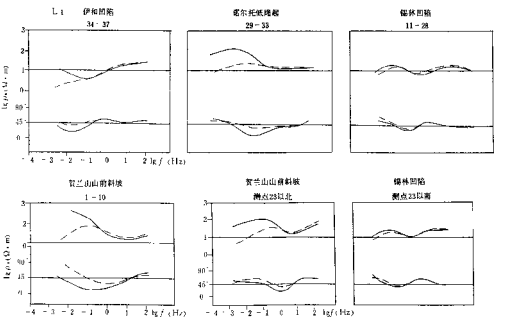


图 3　曲线类型图

L_1 测线有 36 个测点，可分为 4 种类型。曲线形态的变化恰与所跨的构造单元相对应。L_2 测线有 29 个测点分为两大类，也与测线所穿过的构造单元相对应。

图 4 是这两条测线的视电阻率断面图。

从理论分析知道，对来自三维（甚至多维）的地质体的大地电磁测深曲线进行一维形式化解释时，上面一支曲线更能反映地下的地电结构。因此，在进行一维解释时主要是根据上支曲线，而不分 ρ_{TE} 还是 ρ_{TM}。从图 5 可以清楚地看出基底的起伏形态及断裂分布情况。当把频率域的视电阻率断面图转化为深度域的电阻率断面图（Bostick 反演剖面）时，地电断面的特征更为显著（如图 5 所示）。

L_1 测线：

37—34 测点（伊和凹陷），基底埋藏深度 4000m 左右，上伏着稳定的沉积盖层。

33—30 测点（诺尔托低隆起），基底上隆，电阻率增大，两侧等值线密集，上部低阻层很薄，有尖灭的迹象。基底埋深不足 2000m。

29—11 测点（锡林凹陷），反映出稳定的低阻层，该低阻层中间厚，向两端逐渐变薄，基底最大埋深 3500m 左右。从图 5 中还可以看到锡林凹陷基底电阻率比伊和凹陷基底电阻率高，反映出电性基底之间存在一定的差异。

10—1 测点（贺兰山山前斜坡），等值线又呈密集状，深部电阻率更高，上伏的低阻层

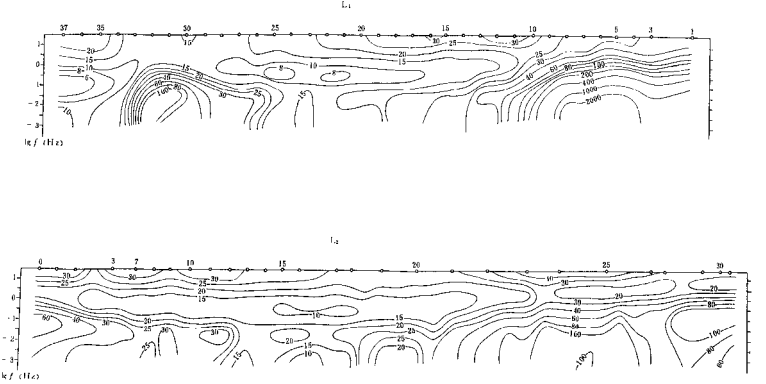


图 4　视电阻率断面图

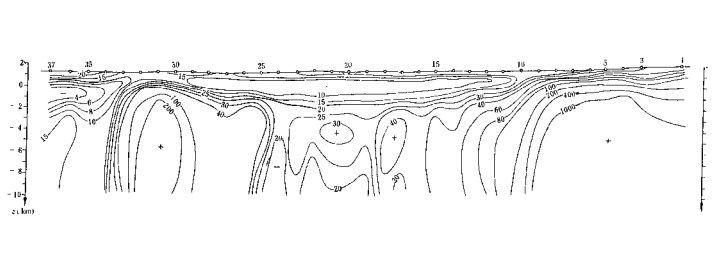


图 5　电阻率(Bostick)断面图

很薄。在测点 3 和 1 之间等值线值又有下降趋势，这是因为受贺兰山山前凹陷的影响，本测线没有进入该构造单元。

L_2 测线：

以 23 测点为界，南面存在着稳定的低阻层，也是中间厚，两端有减薄的趋势，基底最大埋深 3500m 左右；北面等值线密集，基底逐渐抬升，电阻率升高，上伏沉积层变薄。

从电阻率断面图等值线的密集及陡直形态，可推测出基底变化突出的地方有断裂存在。从等值线的起伏又可推测出可能存在一些局部异常。

另外从电阻率断面图上，我们可以看出地下的电性结构大体呈高、低、高、更高的结构。

2.定量解释

从上面的定性图件我们对测线的地电特征已有所认识，现在需要进一步确定出各个电性层。定量解释采用了一维广义逆反演和二维正演相配合的方法：即根据 BOSTIC 反演建立初始模型进行广义逆反演，然后根据每个测点的广义逆反演结果作出二维正演模型，进行二维正演，最后综合一维反演和二维正演的结果得到最终的地电剖面。

五、地质成果解释推断

地电剖面只反映地下的电性特征，要反映地质成果还必须和地层对应起来。前面已经介绍测线内的电性特征主要来自钻孔。因此对井旁大地电磁测深曲线进行了分析。图 7 是实测的井旁大地电磁测深曲线，这与相应构造单元中的实测曲线之间存在非常好的相似性（见图 6）。

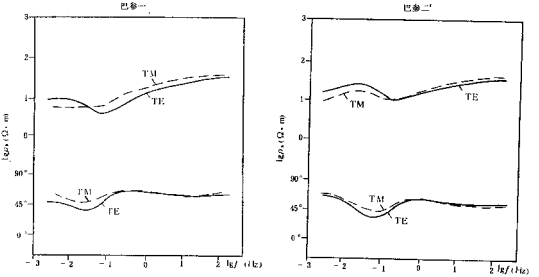


图 6　井旁 MT 测深原始曲线

我们对井旁测深曲线进行了一维正反演，其正反演结果及对应地层的情况如图 7 所示。巴参 1 井 MT 的模型参数为 $\rho=40.4$，13.4，2.3，10.1，33.8 和 6.6Ω·m；$h=138$，791，700，1097 和 2563m。巴参 2 井 MT 的模型参数为 $\rho=32.5$，20.0，6.5，27.4，59.0 和

2.0Ω·m；h=124，611，1850，1282 和 11282m。根据这两口钻孔的资料及正反演的情况，对得到的地电剖面进行了地质解释，得到了地质解释推断剖面（如图 8 所示）。

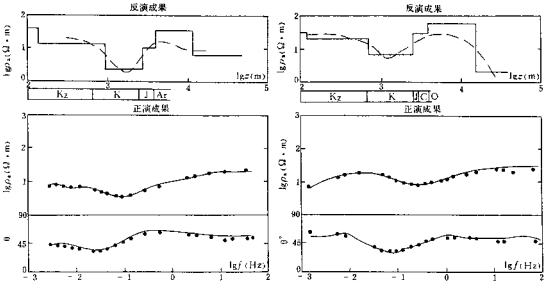


图 7　井旁 MT 曲线正反演结果

左图巴参 1 井井旁大地电磁测深正反演成果图；右图巴参 2 井井旁大地电磁测深正反演成果图

其主要成果是：

1.断裂展布

根据定性图件中等值线、密集带的情况，相邻曲线形态变化及相邻测点反演结果，在 L_1 测线确定了三条断裂，它们都是构造单元的分界线，控制着基底变化。在 L_2 测线确定了两条断裂，主要也是控制基底变化的。从这些断裂的展布情况也说明测区的构造活动多发生在盆地形成之前，盆地形成之后基本上没有大的构造运动。

2.沉积概况

L_1 测线穿过伊和凹陷、诸尔托低隆起、锡林凹陷、贺兰山山前斜坡，其基底的起伏及沉积基本上反映了该盆地的基底起伏和沉积，从推断的地质剖面上可以看出：

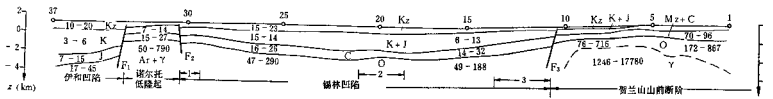
新生界（包括第四系和第三系）厚度变化较大。一般凹陷厚度大，隆起区很薄。伊和凹陷中厚度可达千米，锡林凹陷厚度在 700m 左右，而隆起区只有 100—200m，贺兰山山前斜坡处局部缺失新生界。

白垩系是测区主要的沉积。锡林凹陷中它的厚度在 2000m 以上。伊和凹陷中厚度可能还要大（L_1 测线只经过伊和凹陷边部）。隆起区较薄只有几百米。

侏罗系沉积变化很大，主要沉积在伊和凹陷，厚度超过千米。锡林凹陷中只有 200—300m 厚，由于它较薄，且与上伏的白垩系电阻率差别不大，除伊和凹陷外，它基本上与白垩系一起形成了稳定的低阻，从电性上无法分出来。

石炭系主要分布在锡林凹陷。厚度最大可达 1000 多米。由于石炭系是该地区主要的生油岩系，它的分布是至关重要的，从地震资料揭示的情况知：在 L_1 测线 24 测点附近存在一条断裂，断裂以西有石炭系，以东石炭系缺失。但是从电性特征上看不出该断层的存在。L_1

L1



L2

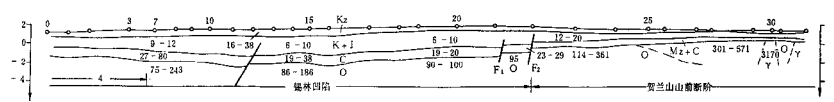


图 8　地质剖面图(图中电阻率单位为 Ω · m)

测线从横向上穿过了整个锡林凹陷，L_2 测线从纵向上也基本穿过了整个锡林凹陷。这两测线上反映锡林凹陷的测点曲线形态是类似的，都与巴参 2 井井旁大地电磁测深曲线一致，从视电阻率及电阻率断面图上等值线反映的变化也可看出整个锡林凹陷的变化是一致的，如果近千米的地层突然消失，在电性上应该有一定的反映，然而我们所得到的电阻率断面上却没有反映。因此，这套次高阻层的存在是不容置疑的。那么这套次高阻是否一定是石炭系呢？从上面的电性分析知道白垩系和侏罗系的电性稳定、电阻率较低，而这套次高阻层的电阻率较高。显然不是白垩系或侏罗系。况且从地震资料上也知道这套次高阻层不是白垩系和侏罗系，它只能是比侏罗系更老的地层。从巴参二井揭示的电性资料知道奥陶系电阻率较高，显然也不是奥陶系。考虑到贺兰山山前周边地质资料存在石炭系，所以我们认为这套次高阻层仍应是石炭系，因此根据电性资料认为在整个锡林凹陷都存在着石炭系的沉积。在贺兰山山前斜坡上也存在一套次高阻层，但电阻率更高，因此推测除石炭系外，可能还有二叠、三叠系的地层。

电性基底主要是太古界的阿拉善群，从电阻率断面图上可以看出无论伊和凹陷还是锡林凹陷深部，电阻率都不太高，说明该盆地古老的结晶基底是一致的。而伊和凹陷缺少古生界地层，正是反映了该盆地基底经受多次构造运动，只是在古生界之后才稳定下来接受沉积的。而锡林凹陷基底电阻率较高，主要是奥陶系的灰岩电阻率较高的缘故。

无论电阻率断面图还是反演结果，都反映出隆起区基底电阻率很高，贺兰山前竟达上万欧姆·米，从电性上分析只能是火成岩的反映，因此我们认为隆起区深部有火成岩存在，使得电性基底的背景值增高。

3.局部构造预测

由于石炭系主要分布在锡林凹陷，所以该凹陷成了该盆地找油的有利地带。根据电性资料，对该有利区进行了预测。由于大地电磁勘探自身精度所限，只发现了几处较可靠的局部异常，预测为局部构造，如图 8 中所标的 1、2、3。

六、结 束 语

巴彦浩特盆地的大地电磁测深工作使我们知道该盆地基本上有四套电性层，分别与新生界、白垩系、侏罗系、石炭系及前古生界的阿拉善群相对应，从而了解了各地层的概况，对于基底的起伏形态的认识基本上与前人的相吻合。特别是对石炭系和局部构造异常的划分是根据电性资料得出的不同于前人的一些新的认识，对该区找油提供了新的远景区，因而，我们认为在盆地进行大地电磁测深勘探是行之有效的。

大地电磁测深二维解释在N盆地的应用

蒋洪堪　陆国新　范小林　江兴歌

（地质矿产部石油地质中心实验室）

一、引　言

为配合中国南方N第三系盆地寻找油气，在该盆地布置了综合物探工作。大地电磁测深的目的是探测第三系的厚度，对第三系沉积进行分层，并了解有关的深部构造。

N第三系盆地是一个中生代盆地之上的叠加盆地，长36km，宽度约10km，在盆地周边，北部、西部为石炭系、二叠系和中下三叠统（主要为碳酸盐岩、泥灰岩、砂岩、页岩和火山喷发岩等），东部和南部为侏罗纪砂泥岩，西南部有燕山期花岗岩。

盆内沉积由老到新为：

下第三系始新统的D组，为炭质泥岩、页岩、砂岩、煤层等。

下第三系渐新统的N组，为泥岩、砂砾岩、砂岩等。

盆地并非简单地叠加在中生代盆地之上，它的产生和发展受到北部PD大断裂（NEE向）的影响和制约，属断陷式盆地，在发展中经历断续沉积之后，中新世被抬升剥蚀。

根据区域电阻率资料可知，一般情况下第三系在电性断面上显示低阻（＜20—25Ω·m），电阻率明显低于下伏的三叠系或更老的地层，但第三系和侏罗系差异不大，三叠系由于出现石灰岩和火山岩，电阻率明显升高，可以达到几百至几千欧姆·米。三叠系以下各类地层虽有不同的岩性和电阻率变化，总的电阻率应高于第三系。由此可知，利用MT测深以区分第三系和前第三系的基底是具有地球物理前提的，第三系由于沉积物不同，电阻率也会出现变化，从而有可能对其进行内部分层。

盆内共布置两条剖面，24个测点，点距0.7—1.4km不等（图1），野外观测采用加拿大凤凰地球物理公司生产的实时大地电磁系统，观测频率最高320Hz，最低0.00046Hz，野外实测曲线质量良好。

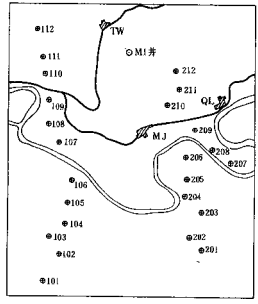


图1　N盆地MT点位图

二、资料分析

1.一、二、三维构造的判定

首先根据阻抗极形图（图 2）、偏离度及 ρ_{xy} 和 ρ_{yx} 曲线的分离情况可以看出，盆地测点多数显示二维特征，而在浅部显示一维性，一部分测点（主要在盆地北部）呈三维反映，低频段偏离度明显增加，以至达到 0.5—1.0。

我们也注意到王天生、陈久平等的研究结果，三维体的两个对称轴（即 x 轴和 y 轴附近）偏离度接近于 0，这时不能反映三维（图 3），因此仅凭观测点偏离度大小判断维数是不充分的，二维计算时要考虑到这一点。

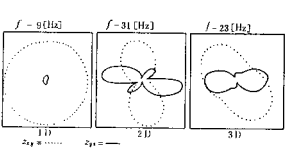


图 2　一、二、三维构造的阻抗极形图

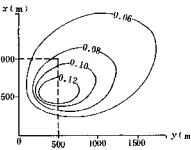


图 3　三度体偏离度平面图

另外，根据我们多年的工作经验，认为椭率在反映地电体维数方面不如偏离度好，一些中外工作者也表示了同样的观点[1]。

2.二维构造的判别和解释

对于二维构造的 ρ_{xy} 和 ρ_{yx}，判别 TE 和 TM 两种极化方式。首先，根据系统输出的阻抗旋转方向和倾子走向的关系判别极化方式。由于测区信号弱，垂直磁场信噪比差，倾子走向角的可靠性差，在许多情况下，无法用此资料判别。因此，我们主要利用二维正演曲线进行对照，即在初步判定极化方式后，用一维反演对 ρ_{TE} 曲线作初步解释，然后以其结果进行二维正演，并同实测曲线对比，反过来检验原来的判别结果是否正确。

3.反演方法

采用一维形式化反演的同时进行了大量的二维计算，从而提高了解释的可靠性。

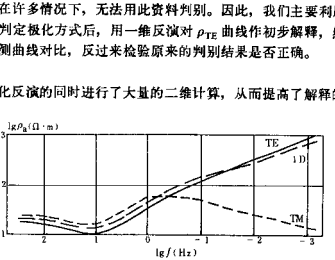


图 4　N 盆地 5／Ⅱ号点计算 ρ_{TE}、ρ_{TM} 和 1D 曲线

根据大量的理论模型和实际工作结果，可以看出在盆地内利用 ρ_{TE} 曲线进行一维反演是合理的，因为一维曲线和 ρ_{TE} 曲线有最大限度的一致性，因而能最好地反映断面地电特征（图 4），ρ_{TM} 往往同相应点的电性变化没有共同之处，其变化在很大的程度上由旁侧电阻率变化所决定。图 5 显示，盆边电阻率改变时，ρ_{TM} 可有很大的变化，盆边相对低阻层（100Ω·m）的埋深变化可造成 ρ_{TM} 极值点的变化，而盆边电阻率的改变对盆内 ρ_{TE} 的影响却很小。

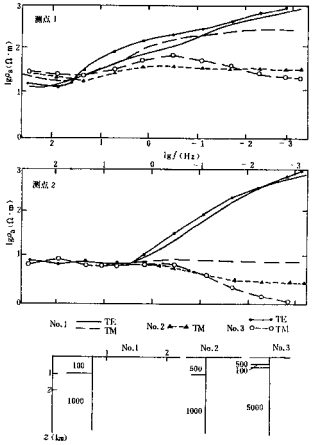


图 5　对 N 盆地 I 剖面地电模型改变南侧周边电阻率时对应的计算曲线

模型内数字为电阻率值，单位Ω·m

一维反演采用广义逆矩阵法，用一维反演结果给出初始二维模型，二维计算采用有限元法，利用"试错法"对模型参数进行修正，使计算曲线和观测曲线取得最佳的拟合。由于实际地质和电性变化复杂以及大量三维现象的存在，同时在一条剖面上拟合实测的 ρ_{TE} 和 ρ_{TM} 两条曲线是十分困难的，经反复修改模型日前取得的结果还是比较满意的。图 6、7 是两条剖面的二维模型及部分实测和计算曲线。部分曲线拟合不够理想，可能是由于三维影响所造成的。

4.静位移改正

根据沉积小盆地的电性分布特征，我们认为用标准层（主要是基底以上的低阻层）电阻率对比的办法来进行静位移的改正较为合理。具体做法是利用已知钻井、电测井或其它区域

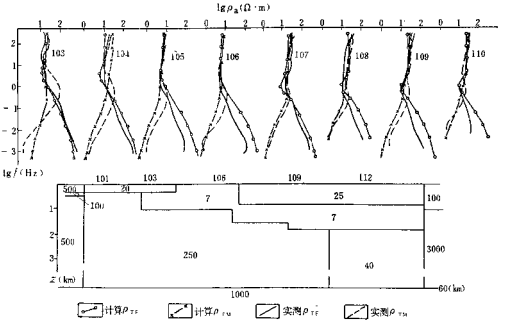


图 6　N 盆地Ⅰ剖面二维地电模型及实测和计算曲线

模型内数字为电阻率值，单位:Ω·m

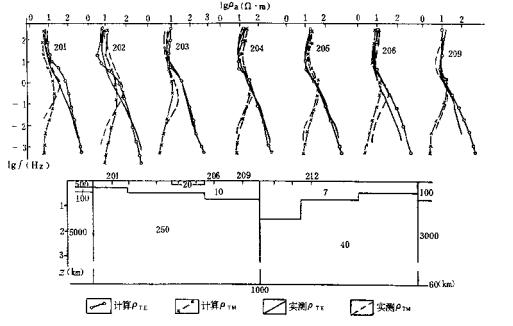


图 7　N 盆地Ⅱ剖面二维地电模型及实测和计算曲线

模型内数字为电阻率值，单位:Ω·m

电性资料，确定盆地标准层的电阻率为 7—10Ω·m，个别达 15Ω·m，标准层的电阻率是稳定变化的，解释中先估计实测曲线反映的标准层的位移量，然后对整条曲线进行校正。该方法在加拿大 Williston 盆地的 MT 静位移改正中应用时也取得较好的效果[2]。

三、解 释 结 果

大地电磁测深一、二维解释的参数，主要依据测区附近钻孔的电测井资料，资料表明，0—400m 为新新统的 N 组，平均视电阻率为 9.28Ω·m，400—495m 为始新统的 D 组，平均视电阻率 7.41Ω·m，945—1400m 为三叠系灰岩、砂泥岩等，平均视电阻率 191.43Ω·m。

Bostick 反演所得到的电阻率断面图（主要给出浅部）(图 8) 和推断成果图(图 9、10)

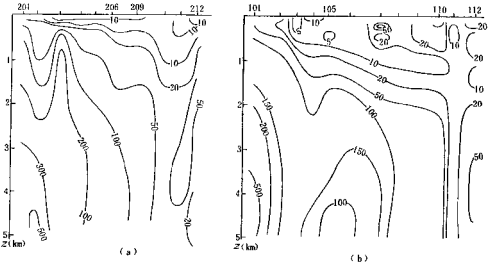


图 8　N 盆地 MT 测深电阻率断面图

(a) 剖面 II; (b) 剖面 I

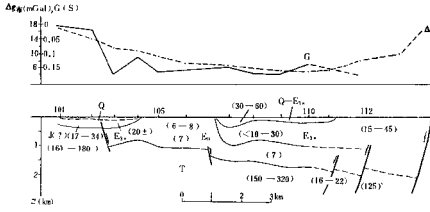


图 9　N 盆地 I 剖面 MT 测深推断地电断面图

图中数字为电阻率值，单位:Ω·m

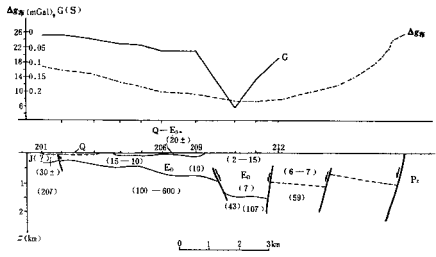


图 10　N 盆地Ⅱ剖面 MT 测深推断地电断面图

图中数字为电阻率值，单位:Ω·m

基本上反映了同一特征。其中，推断成果图还得以二维解释结果的支持。

1.基底埋深

由图 8、9 可见低阻层底界（基底埋深）由南向北逐渐加深，最南部 0.3—0.4km，北部最深处可达 1.5—1.75km，图 8 中 20Ω·m 的电阻率等值线也非常清楚地勾绘出基底形态及深度。S 值同基底起伏形态十分一致，$\Delta g_{布}$异常也相当好地反映了基底起伏。

基底电阻率一般为 100—400Ω·m，推断为三叠系，局部电阻率小于 100Ω·m（如 210、212／Ⅱ，111／Ⅰ等），认为是由于断层造成的岩石破碎所引起的。

盆地周边，由出露地层知道北边为石炭系等古生界，根据区域电性资料和二维计算，认为其电阻率应高达数千欧姆·米。盆地南边出露侏罗系，根据二维计算推测，该侏罗系可能出现火山岩，深部仍为三叠系—古生界。

2.盆内沉积

除少量第四系覆盖外，主要是始新统 D 组和渐新统 N 组，前者电阻率 7—10Ω·m，最高 15Ω·m。从Ⅱ剖面看，电阻率自北向南有增加趋势。

204—209／Ⅱ浅部及 107—111／Ⅰ各点 1km 以上出现 20Ω·m 左右的电性层，推断为 N 组。由于 N 组电阻率并不明显高于 D 组，因而可以认为这一部分地层应含较多的砂砾岩成分，泥岩成分较少，它同下伏的 7Ω·m 低阻层的界面不一定正好是两组地层的分界。

101—102／Ⅰ及 201／Ⅱ盆内 30Ω·m 左右的地层，可能为部分侏罗系沉积。

3.断层

根据图 6—10，认为盆内存在一系列断到三叠系基底（或更深）的断层，两条剖面有极好的对应性，即 102／Ⅰ—202／Ⅱ，106／Ⅰ—209／Ⅱ北，111／Ⅰ—211／Ⅱ北，它们在平面上的展布，同 $\Delta g_{布}$异常的平面形态也有很好的对应关系。

4.深部地质情况

由于测点分布范围很小，从深部地质的观点来看，MT 成果所反映的仅为一孔之见，从得到的资料看，盆地北边两条测线深部电阻率都很低（约 50Ω·m），可能反映出 PD 大断

裂有相当的切割深度，它可能已切穿地壳，达到上地幔。根据有关地质资料介绍，该断裂附近有一条北东东向的区域重力梯度带，可能是一条规模较大的深部断裂，这个看法同 MT 成果一致。

在 105—106／Ⅰ，123—126km 深处电阻率明显降低，可能为上地幔高导层即软流圈顶面的反映。

由物探结果证实 N 盆地是一个叠加在中生代盆地上的第三系盆地，盆地北断南超，盆底由南向北倾斜。沉积的低阻层反映出以泥质岩石为主，是一套滨湖-沼泽相的沉积。盆地自始新世初期基底断裂、下沉开始，该断裂不仅表现为北侧盆地边缘的深部大断裂，而且也和盆内一系列地堑式正断层有关。

始新世中晚期有着丰富的有机质来源，具备生油的物质基础，附近钻孔 D 组内含有分散性黄铁矿，说明沉积时为还原环境，可视为主要生油岩，两剖面反映的 7—10Ω·m 的电性层，作为可能的生油岩应予以重视。

四、结　论

通过不断修改 N 盆地的二维地电模型，取得了 MT 测深二维计算曲线和实测曲线的最佳拟合。二维解释和一维解释以及其它物探资料解释的结合，提高了推断结果的可靠性。

工作成果表明，MT 测深有效地推断了盆地基底的深度、性质。对盆地沉积，断裂系统和深部构造作了较好的了解，并提出了生油气的有利部位。

参 考 文 献

[1] David Beamish, Geoelectric Structural Dimensions from Magnetotelluric Data: Methods of Estimation, old and New, Geophysics, Vol.51, No.6, 1986.

[2] Alan G.Jones, Static Shift of Magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin enviroment, Geophysics, Vol.53, No.7, p.967—978, 1988.

下扬子碳酸盐岩地区 MT 勘探初步成果及其应用前景的探讨

赵 志 刚

（石油部石油地球物理勘探局第五地质调查处）

一、引　言

下扬子地区震旦纪至志留纪，泥盆纪至三叠纪，相继沉积了两大套以海相为主的碳酸盐岩层。巨厚的碳酸盐岩层，经过长期的风化、剥蚀及剧烈的构造运动影响，溶洞、裂隙、破碎带十分发育，使得地震反射层品质很差，到目前为止，印支面以下尚未能取得很好的地震资料。作为非地震勘探手段——大地电磁测深法（MT）能否弥补地震勘探之不足，在下扬子碳酸盐岩油、气勘探概查中取得新的进展，这是我们这项工作的目的。

本文将根据常州地区两条与地震测线基本重合的 MT 概查剖面所取得的初步地质成果，谈一点体会。

二、解释工作概述

常州地区 MT 勘探野外工作所使用的仪器是石油物探局从美国引进的大地电磁测深系统（PROMT-Ⅱ），它具有远参考道测量以及现场处理功能。

野外施工时，采用两台仪器同步观测的远参考道法，用石英钟同步控制，测深点的布置通常为“十”字型，y 轴指向东，x 轴指向北，电极距一般选择 200m，接地电阻小于 1kΩ。H_x 与 H_y 磁探头分别布置在电极正交方向上，距“十”字中心 10m，H_z 探头布置在“十”字中心 SW45° 方向 10m 处；仪器车、发电车远离“十”字中心 60m，MT 测点的位置用 GPS 卫星定位仪测定。

在取得满意的野外资料的同时，我们对资料作了进一步的处理，包括 TE、TM 极化方式的判别，曲线圆滑和静态位移校正。TE、TM 极化方式主要根据本区区域构造的走向以及倾子资料来判定。曲线圆滑的关键在于如何正确识别正常与非正常的跳跃频点，做到既消除噪声，又保留有用信息，这步工作由经验丰富的解释人员在计算机上用人机对话的方式来完成。为了消除地表不均匀性的影响，对受静态效应影响的视电阻率曲线作了静校正，比较简单的校正方法是求出各点曲线极小值以上高频数据点的算术平均值，圆滑出一条相关曲线（见图 1），凡是与该曲线不相关的跳变的点，即是受了静态影响的频点。将该测点整条视电阻率曲线向上或向下移动，使其高频的视电阻率值等于相关曲线所对应的电阻率值。

上述工作完成以后，就可以进行资料的反演解释了，我们的解释工作是按定性—半定

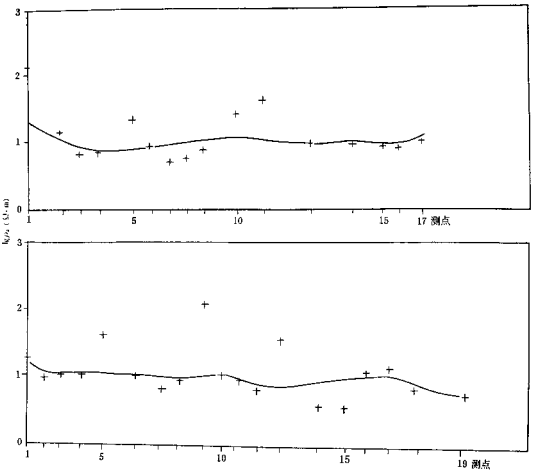


图 1　静校正图

量一定量—二维解释—地质解释这样的流程进行的。

定性解释根据再处理后的数据绘制出视电阻率断面图，岩层电性各向异性图，曲线类型分布及 S 图等，对该区基底起伏，断裂分布及岩层地电断面特征有一个一般性的了解。

半定量解释利用 Bostick 反演法，将视电阻率或相位映射成地电断面（电阻率和深度），以补充和加深对定性解释的认识，为定量解释做准备。

根据半定量解释所获得的初始地电模型，利用广义逆反演法进行一维定量解释，由于实际地电模型并非一维，所以用一维反演方法求得的地电模型并非最终结果，还必须结合其它地质、地球物理参数进行二维正演，只有用二维模型估算的理论曲线与实测曲线拟合或基本拟合，所求模型才比较切合实际。

三、主要地质成果

1.地电断面及地质属性

根据 MT 的定量与半定量解释结果，划分了本区的电性层，结合地质、钻井和其它物探资料，推断了每一电性层的地质属性，见图 2。

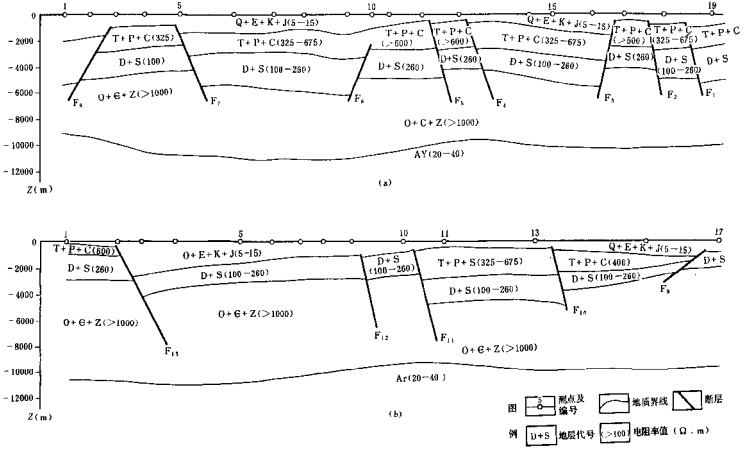

1
5
10
15
19
0
-2000
-4000
-6000
-8000
-10000
-12000
Z(m)
Q+E+K+J(5—15)
T+P+C(325)
T+P+C(325—675)
T+P+C(>600)
T+P+C(<600)
T+P+C(325—675)
T+P+C
D+S(100)
D+S(100—260)
D+S(260)
D+S(100—260)
D+S(260)
D+S(100—260)
D+S
O+C+Z(>1000)
AY(20—40)
O+E+Z(>1000)
F8
F7
F6
F5
F4
F3
F2
F1
(a)
1
5
10
11
13
17
T+P+C(800)
Q+E+K+J(5—15)
D+S(260)
D+S(100—260)
T+P+S(325—675)
T+P+C(406)
D+S(100—260)
O+E+Z(>1000)
F11
F12
F10
F9
Ar(20—40)
(b)
图
例
测点及编号
地质界线
断层
地层代号
电阻率值(Ω·m)

图 2　推湖地电断面图

第一、二电性层包括了Q、N、J、K等地层，电阻率5—15Ω·m，其厚度从几百米至上千米变化，形成了本区浅部稳定的低阻层；第三电性层为古生界后期沉积的碳酸盐岩层，电阻率高达675Ω·m，与上覆中新生界地层形成明显的分界面，第四电性层为古生界中期滨海相碎屑岩沉积，电阻率相对较低，为100—260Ω·m，在下扬子盆地中，由于该套地层受上下挤压程度不同，其电性结构也不尽相同，因此，电阻率变化范围较大，相应解释难度亦较大。

2.地质构造特征

由于测区勘探范围较小，MT成果所显示的地质构造特征基本上是一些二级构造单元的反映。

下扬子盆地是指扬子准地台九江以东的陆地部分，本测区位于盆地陆棚相区的西翼和台地相区的东翼隆、坳相间的过渡带上。现今的构造格局基本上是三叠纪末期印支运动后形成的，故根据印支面的埋深及起伏形态，可以清楚地看出本区两凹夹一隆的构造面貌，即溧阳凹陷，厚余-湖塘隆起带，常州凹陷。

断裂的分布基本控制了本区的构造，就印支面的形态而言，断裂多为隆起与凹陷之间的分界。

四、MT勘探应用前景的探讨

在下扬子地区油、气勘探普查中，MT方法的应用前景如何，主要看其是否能够获得印支面以下的深部信息，确定古生界内部的构造。

1.良好的地球物理前提

根据前人资料，本区按电阻率高低相间可分为六大套电性层：第一层为中新生界陆相碎屑岩、火山碎屑岩及砂泥岩，厚度一般不超过4000m，电阻率随岩性的变化有较大的变化，从10—25Ω·m不等；第二电性层是中、下三叠至石炭系的海相碳酸盐岩，厚度为1500m，总体上是一大套高阻层，电阻率达1000—3000Ω·m，其间若夹有泥岩，则电阻率有所降低；第三层为志留系、泥盆系砂泥岩、页岩，厚度1000—2500m，在句容盆地，句参2井电阻率为800Ω·m，而在常州五通组仅为100Ω·m，其它地区是否更低，尚不清楚；第四层相当于奥陶系至震旦系灰岩，是一套高阻层，厚度2500—3000m，电阻率大于1500Ω·m以上；第五层推测是太古界浅变质岩系，电阻率较低，约20—40Ω·m；第六层是其下的高阻层。上述六层是对全区的情况而言，随着某一地层的缺失、厚薄和岩性的变化，电性特征也将会相应改变。

通过以上分析表明：本区沉积岩内部电性差异明显，为MT勘探提供了良好的地球物理前提。常州地区所获初步地质成果也说明了这点。

2.MT勘探的优势

下扬子区地处苏、皖长江两岸，区内人口稠密，工、农业以及乡镇企业十分发达。在这样的地区进行地震勘探，无疑其困难程度和所需付出的代价都是很大的。与其相比，MT方法具有设备轻便、工作效率较高、速度快、周期短等优点。尤其是远参考道的使用，能够有效地压制工业干扰，提高信噪比，从而大大地改善了原始观测数据的质量。近几年来，便携式大地电磁仪的引进，使得野外施工更加便利，更适应本区油、气勘探的需要。

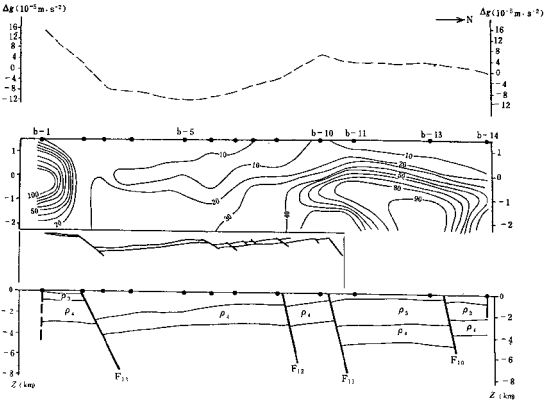


图 3　地球物理综合剖面

3.效果分析

1988 年、1990 年我们相继在句容、常州地区进行了面积测量和剖面概查，了解到区域概貌及断裂分布，并确定了印支面，志留系顶、底面，前震旦结晶基岩面的埋藏深度和起伏形态，就以上成果与地震资料对比，无论是构造形态还是断裂分布以及目的层（指印支面）的埋藏深度与地震资料的解释成果都是比较一致的（见图 3）。尤其在地震未获信息的古生界地层中，首次推断了前石炭面的埋深和起伏形态，为今后该区开展综合研究和评价提供了有价值的依据。当然，任何物探方法都有一定的应用条件，MT 方法也不例外。当地层间的电性差异和层间厚度达不到一定的比例关系时，我们要想获得某一地层的信息是比较困难的，比如：志留、泥盆系碎屑岩沉积地层夹在了上、下两大套海相碳酸盐岩地层中，其电性差异是存在的，且具有一定规模的厚度，而在实测 MT 曲线上则反映不甚明显（见图 4）。为了获得这样的信息，我们广泛收集、研究了测区内大量的电性参数，结合已知钻井资料，建立地电模型，对实测曲线分别进行一维和二维的正反演计算，从已知向未知推广，最大限度地挖掘曲线上的微弱信息，收到了一定的效果。

综上所述，MT 勘探成果不仅取得了与地质、地震和钻探结果比较吻合的效果，而且为本区的综合研究和评价提供了重要的资料。

在下扬子碳酸盐岩地区开展大地电磁勘探，毋庸置疑，其前景是非常广阔的。

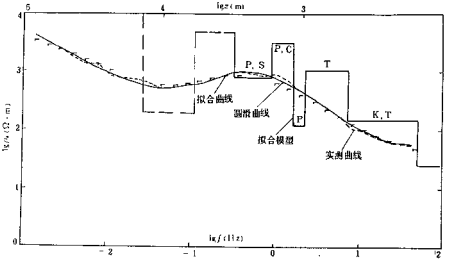

lgρz(Ω·m)
5
4
3
2
1
0
P, S
P, C
T
K, T
P
拟合曲线
测井曲线
拟合模型
实测曲线
lgρs(Ω·m)
lgf(Hz)
-2
-1
0
1
2

图 4　句参 2 井反演结果

中、下扬子地区上地壳电性分层的几个问题讨论

徐克定　叶　舟

（中国石油开发公司区域勘查项目经理部）

一、电性纵向分层受地层分区控制

据大地电磁测深高频端电阻率、地表地层电性测定及测井资料综合分析，中、下扬子地区电性纵向分层特点明显受地质上的地层分区控制，据华东地区和中南地区区域地层表，中、下扬子地区可分扬子、江南两大地层区，若干个地层小区。每个地层区都有其特有的上地壳电性纵向分层特点。由于每个地层小区都从属于一定的地层区，一个地层区内各小区的地层组合特点都大同小异，因此电性纵向分层特点也差不多，所以我们只要了解扬子、江南两大地层区的地层特点和电性分层特点就能基本掌握中、下扬子地区上地壳电性纵向分层的规律。扬子、江南两大地层区的地层和电性特点简介如下：

扬子地层区：分布于江南大断裂北西。地层组合的最主要特点是前震旦系为变质程度较高的片岩、变粒岩。震旦纪至中三叠世为厚度不大的地台型沉积，震旦系下统为碎屑岩，震旦系上统至奥陶系以碳酸盐岩为主夹少量碎屑岩，下志留统有厚度较大的泥岩，中上志留统和上泥盆统以砂岩为主，石炭系至中三叠统主要是碳酸盐岩夹硅质岩与陆源碎屑岩。上三叠统至新生界为陆相盆地沉积，主要岩性是陆源碎屑岩夹火山岩。可分为七个电性层，其基本特点见表 1。主要有二套低阻层，第一是上白垩统至下第三系，第二是上奥陶统至下志留统。另外，上三叠统至下侏罗统低阻层电阻率变化大，中三叠统至中志留统电性层有时可进一步分四个亚层，即中下三叠统 ρ_4^1、上二叠统至下二叠统上部 ρ_4^2、下二叠统至上石炭统 ρ_4^3、下石炭统至中志留统 ρ_4^4，其中 ρ_4^2、ρ_4^4 电阻相对较低，下震旦统低阻层有不确定的因素，详见下节讨论。

表 1　扬子地层区岩性、电性特征

地　层	主 要 岩 性	常见岩石电阻率 (Ω·m)	厚度变化范围 (m)	电 性 层 序
E—K_2	砂岩、泥岩	10—20	3000	ρ_1
K_1—J_3	火山岩、碎屑岩	55—400	3600	ρ_2
J_1—T_3	砂岩、碳质泥岩、泥岩	20—	700	ρ_3
T_2—S_2	灰岩、砂岩	50—3045	1400	ρ_4
S_1—O_3	泥 页 岩	3—920	1650	ρ_5
O_2—Z_2	灰岩、白云岩	1000—10000	1500	ρ_6
Z_1	碎 屑 岩	100—1000	1000	ρ_7

江南地层区：分布于江南大断裂南东。地层组合主要特点是前震旦系为变质程度较低的碎屑岩及火山岩。震旦纪至中三叠世为厚度甚大的台地至海槽过渡类型沉积，下震旦统为碎屑岩，上震旦统至寒武系以碳酸盐岩为主；大部分地区奥陶系为泥质岩，上部夹砂岩，局部以碳酸盐岩为主，志留系为滨浅海砂岩，上泥盆统至下石炭统也是滨海砂岩，上石炭统至下二叠统是灰岩，上二叠统至下三叠统主要是碎屑岩。上三叠统至新生界和扬子地区一样，为陆相盆地沉积。可分为八个电性层，基本特点见表 2。

表 2　江南地层区岩性、电性特征

地　层	主 要 岩 性	常见岩石电阻率 (Ω·m)	厚 度 范 围 (m)	电 性 层 序
E—K_2	砂 泥 岩	20—180	4000	ρ_1
K_1—J_3	火山岩、砂泥岩	130—1900	3600	ρ_2
J_1—P_1^2	碎屑岩夹灰岩	756—1000	860	ρ_3
P_1^1—C_2	灰　　岩	10^4—10^5	640	ρ_4
C_1—S	砂 泥 岩	1000	4400	ρ_5
O	泥　　岩	10^2—10^4	2100	ρ_6
$\in$—Z_2	灰　　岩	10^3—10^5	1500	ρ_7
Z_1	砂 泥 岩	1000	1200	ρ_8

总的看来，同时代地层江南地层区电阻率比扬子区高。主要也有二套低阻层，下第三系至白垩系、奥陶系。

二、下震旦统碎屑岩与晚元古界浅变质岩是否是低阻层

有的大地电磁测深报告把中、下扬子地区元古界浅变质岩和下震旦统碎屑岩合并定为一个区域性的低阻层，以区别于上震旦统以上碳酸盐岩为主的高阻层。实际上，下震旦统和元古界浅变质岩电性、岩性变化很大，下震旦统与下伏地层接触层位也各不相同，不是到处都可以组成低阻层。下震旦统一般是指相当于五强溪组、铜门组、休宁组、志棠组的一套碎屑岩和相当于南沱组、雷公坞组的一套冰水沉积。从电性角度看，电阻率较高。只有当南沱组、雷公坞组泥质含量高、厚度大时才能形成低阻层。

中、下扬子地区变质基底可分为二种类型。第一种类型见于扬子地层区和江南地层区北部；震旦系以沉积盖层形式不整合于上太古界至下元古界结晶基底和中、上元古界变质褶皱基底之上，构成双层式基底。结晶基底一般是高阻。中、下扬子地区的北部，中、上元古界变质褶皱基底由浅变质的沉积——火山岩系组成，形成高阻层。中、下扬子地区南部，以巨厚的成熟度较高的泥砂质浊积岩为主，一般电阻率较高，成高阻层，局部泥质含量较高可成为低阻。第二种类型见于江南地层区南部；（是否存在双层基底尚不清楚）中、上元古界变质褶皱基底岩性复杂，为碎屑岩夹火山岩，电阻率高，很难出现低阻层。

总的看来，元古界和下震旦统在中、下扬子地区可以局部出现低阻层，但为什么在好几条大地电磁测深剖面上，在这个电性层位上普遍出现低阻呢？主要原因可能是基底与盖层之间由于变质程度不同，存在滑脱，形成构造引起的。

三、中扬子下志留统低阻层在大地电磁测深剖面上明显，下扬子区不明显的原因

据我们接触到的中、下扬子区大地电磁测深剖面，中扬子地区下志留统地层多为明显的低阻层，而下扬子地区不明显。两地都是砂泥岩，厚度都在700—1000多米，电性特点有差异的原因主要与岩性有关。

不少人认为中、下扬子地区下志留统相当于高家边组的沉积，都是一套巨厚的泥岩，电阻率差不多。实际上，中、下扬子地区下志留统岩性、岩相是有变化的。表3列出了几个主要剖面的下志留统的岩性和厚度。

表3　中、下扬子志留统岩性、厚度特征

剖面地点	主要岩性	厚度（m）
江苏　汤山	页岩夹粉砂岩、硅质岩	1206
安徽　石台	上部砂质页岩夹泥质细砂岩，下部砂页岩互层	818
江西　武宁	下部炭质粉砂岩夹炭质页岩、砂岩，上部砂岩夹页岩	20—12230
湖北　通山	下部炭质粉砂质页岩，中上部砂页岩互层	742—968
浙江　安吉	下部粉砂岩夹粉砂质泥岩，上部粉细砂岩	2510

从以上剖面资料可以看出，中扬子和下扬子下志留统明显不同之点是中扬子在下志留统下部普遍含炭质，而下扬子地区含砂质或硅质。炭质页岩容易造成低电阻，中扬子区下志留统出现低阻层也就不足为怪了。

一般说来，泥页岩是低阻层，但由于中、下扬子地区下志留统的页岩受上覆地层长时间的重压，岩性致密，比粘土、泥岩电阻率要高一些（下扬子句容地区井内电阻率大于700Ω·m）。当地层中砂岩夹层较多，与上下地层为渐变过渡时，电阻率差异不大，很可能在大地电磁测深剖面中反映不出来。下扬子地区这种渐变性更明显，所以不少地方找不到这一电性层。只有在下扬子北部，砂岩夹层减少，泥质含量增加时，这一电性层才能反映出来。

四、中三叠统膏盐层的电阻率

中、下扬子地区中三叠统的周冲村组（苏）、东马鞍山组（皖）、陆水河组（鄂、赣）普遍含石膏和膏盐。在江苏南京凤凰山、周冲村、葛路口，句容下蜀，镇江劳动路，常州郑陆桥，安徽当涂钟九，无为汤沟、繁昌、白马山等地钻孔均含石膏层，视厚80—200m以上，最厚可达600m。扬子地层区，在上述石膏矿分布区，有的大地电磁测深剖面中，在下三叠统电性层之上发现一套电阻率很低的低阻层。有人认为是石膏矿的反映，也有认为干燥石膏电阻率很高，不一定是石膏的反映，我们解释为前者。

大家知道，石膏常与岩盐共生，膏盐剖面由于有岩盐存在，当有水加入时电阻率会变得很低。这一带石膏也与岩盐共生。且由于石膏层沉积后不久即发生了印支运动，形成上三叠

统与下伏地层的不整合面，这一不整合面在地质埋藏时期易发生地下水活动，使膏盐层塌陷形成盐溶角砾岩。角砾岩内存在连通性孔隙，孔隙中含低电阻盐溶液，就会出现厚度较大的低阻层。

五、大岩体周围易使地层电阻率增高，电性层界线变得模糊

中、下扬子地区存在着规模较大的花岗岩体，在花岗岩体周围大地电磁测深剖面往往较难解释，不易弄清构造面貌。其原因是由于花岗岩与围岩接触，围岩发生接触变质，不同类型的地层通过变质电阻率都会升高，使电性层界线变得模糊，因此，在岩体周围进行电性层构造层解释时要考虑这一因素，否则会造成较大的误差。

大地电磁方法在大陆科学钻探中的应用

白星碧

（中国地质矿产信息研究院）

一、引　言

20世纪末，人类在不断探索太空的同时，又悄然掀起了探测地球第三维的高潮，表现为各国庞大的岩石圈探测计划。探测岩石圈主要利用两种手段，即地球物理探测和科学钻探。地球物理探测作为一种间接手段，已经为我们提供了许多地球深部组成、结构、状态及演化等方面的信息。但是，由于它自身存在多解等局限性，它在帮助人们了解地球深部秘密的同时，在某种程度上又常常给人们一些错误的认识。科学钻探是目前人们探测地壳深部的直接手段，被称作是深入地球内部的"望远镜"。几十年的科学钻探活动取得了丰硕成果，改变了许多传统概念和认识。例如，深钻成果表明，凡是根据地球物理资料推断的深度超过1.5km的地质体，几乎都没有完全得到钻孔的证实。然而，由于地球结构极其复杂而钻孔深度和口径都极其有限，再加上巨额的钻探费用，在岩石圈探测过程中，科学钻探也只能提供少数的控制点资料而已。国内外岩石圈探测的事实雄辩地说明：人们必须将地球物理探测和科学钻探有机地结合起来，才能更加逼真地理解地球的第三维，为人类解决迫在眉睫的能源、资源、环境等重大关键社会问题提供依据。

地球物理探测手段中的大地电磁方法（以下简称MT），由于其独特的优势，越来越受地球科学家的青睐。MT在许多重要大地构造单元的探测中都得以运用并发挥了其它方法难以替代的作用。从目前国际上科学钻探的角度来看，MT几乎成了前期调查和选址研究的必选方法，并和地震反射、折射等方法结合使用。在科学钻探过程中，一些国家皆实施井中电性、磁性测井实验，为地面MT资料的解释提供了必要的标志和参照系，验证或修正了地面地球物理测量得出的假说或模式。本文旨在强调MT在科学钻探（主要指大陆科学钻探）中的作用，并说明MT和科学钻探相结合，对于MT方法自身发展的必要性。

二、MT方法在科学钻探前期调查和选址研究中的广泛应用

目前开始实施科学钻探计划的国家有前苏联、德国、美国、法国、加拿大、瑞典、英国、日本等十几个国家。除了较少的浅钻探目标以外，它们在选择深钻及超深钻钻探地点时，几乎无一例外地在前期调查和选址研究中使用MT方法。前苏联的科学钻探是整个岩石圈计划的一部分，深井（6km以上）和超深井一般都选在地球物理大剖面的交点上。德国的超深钻项目，在井位选择过程中专门实施了以地震为主的地球物理综合探测，包括重

力、MT 法、地温测量等各方面。最后选择上普伐尔茨地区的主要地球物理依据是：该地区地球物理研究程度较高、异常多；深钻井位位于磁力和重力异常中心，10km 以上电阻率高达几千欧姆·米；尤其是近几年进行的地球物理探测表明，地震反射层、低速带、高导层均有分布，而且各物性层之间有一定关系。美国的大陆科学钻探计划是多目标的，在选择井址时，他们在不同程度上应用了前期 MT 法勘探结果。例如，在加州黄石公园火山、长谷火山口、夏威夷等项目的前期研究中，均使用了深部 EM 和 MT 手段。在黄石地区，通过 MT 研究发现了一个浅层（5km）的岩浆房；在斯内克河平原之下发现中地壳高导层。这些事实进一步激发了他们在这些地区实施科学钻探的兴趣，某些电性异常也相应地成了科学钻探的目标之一。M.D.Zoback 等人认为，在美国本土进行的人工地震测量，结合 MT 探测及重力调查，对于更加准确地确定岩石圈的主要特征、圈划主要构造（例如，缝合带、岩浆房分布、深部断层等）发挥了重要作用，这些资料应当成为选择科学钻深目标的基本证据。

瑞典的深部科学钻探项目选择在锡利扬朗岛坑内，该项目的目的是调查存在于波罗地盾深部结晶岩中非生物成因的天然气，为瑞典寻找新的油气资源远景区，并验证托马斯·戈尔德教授提出的地球深部非生物成因天然气理论。钻前准备在整个陨击坑内进行。钻前实施了 MT 测量。钻探伊始，仍补做了一些有关的 MT 调查。早期的工作成果表明：在陨击坑中心地区，5km 之下开始出现异常的低阻层，结合别的 MT 资料发现，这一低阻层仅局限于陨击坑内；在坑外，15—20km 范围内才发现类似的低阻层；该低阻层（1000Ω·m）在瑞典南部地区出现在 20—45km 范围内的下地壳岩石中，具有陨击坑内浅层高导层类似的特征。早期成果还表明，在陨击坑中心处，低阻层明显，在钻探候选地点，即 Gravberg-1 地区，却没有充分的证据。有关学者认为该低阻层可能是下地壳流体向上地壳迁移带来的结果，因此，该低阻层极可能与油气有关。这一结论得到了人工地震资料的验证，虽然所有这些地球物理结论都是推测而来，但是，它为实施该钻孔的可行性研究增加了重要的筹码。

1986 年，根据补做的一些 MT 测量，修改了原先的模型，后来的二维电阻率模型（图 1）认为，在 Gravberg 地区，6—10km 范围内，水平电阻率平均值大约为 10000Ω·m，在此深度之下，逐步降低到 1000Ω·m；另外还发现，岩石电导率在中、上地壳存在明显的各向异性。在上部 6km 范围内，N15°E 方向上的电导率是 N105°E 的 2 倍以上，N15°E 方向最小值达到 400Ω·m；在 6—16km 范围之内，N15°E 方向是 N105°E 方向的 6 倍；在下地壳内，又变为各向同性，但在上地幔中又观测到各向异性。据最初的推测认为，这种各向异性是应力场引起的，它可能反映了地下深部裂隙方位及流体运动方向的差异。

另外，锡利扬陨击坑地区得到的 MT 资料同地震资料有一定的对应性。地震资料表明该区存在四个近水平强振幅反射层，初步解释认为，它们可能是含油气的破碎带。重力测量也表明该区存在 20mGal 的剩余重力异常。所有地球物理资料都没有否认存在大型油气田的可能性，为此，瑞典有关部门才下决心实施这一钻探计划。

加拿大是 MT 技术发达的国家，MT 在它的科学钻探前期选址研究中的作用也极富戏剧性。1989 年，加拿大开始实施为期五年的第一阶段科学钻探计划，选定卡普斯卡辛隆起的高级变质岩区作为科学钻探的优选项目，试图通过对该区的钻探研究解决地盾区反射层等物性界面的性质及成因。大陆科学钻探委员会向国家科学技术委员会提交的首份论证报告未获批准，原因是前期调查研究不够充分，包括缺少 MT 等研究手段。于是有关组织又补充做了一些工作，包括 MT、高精度地震反射等。在第二份报告中，特别指出该份报告同前一

份报告不同的是：除了更加细致总结前期工作成果以外，MT 测量得出的高导层的倾角、形态和深度都与地震反射层一致，因此实施该项目不仅可以验证人工地震的结论，而且可以确定类似高导层的成因，从而建立一多种地球物理手段进行对比的模式。加拿大的科学家确信，这份修改过的报告极有可能获通过。由此看来，加拿大地学界对 MT 的可信度达到了让人难以置信的程度。

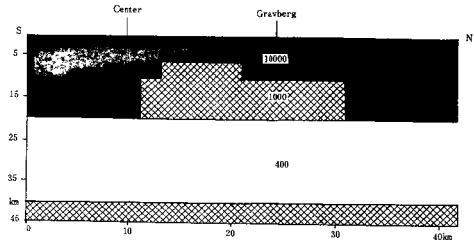


图 1　穿过 Gravberg-1 钻探地点，N-S 剖面上 MT 资料的后期（钻前）解释

图中数字为电阻率，单位：Ω·m

综上所述，MT 方法在科学钻探选址研究中都扮演了一定的角色，在某些情形之下，MT 方法的运用成了决定是否实施科学钻探的主要原因之一。当然，由于 MT 技术的现状，大多数情况下，MT 方法作为综合地球物理调查中一项主要手段被采用，它和人工地震、重力、地温测量等一系列方法，共同构成了有效的物探方法。但是，由于 MT 方法的特点，决定了它在许多选址研究中，处于其它方法难以取代的地位。

三、科学钻探对 MT 发展的重大贡献

目前，人类关于地壳深部的大部分知识，都是通过应用地球物理手段才取得的。区域地球物理资料，例如重力、航磁、电磁和人工地震测量，已经被广泛用来确定地壳内大尺度的构造以及地壳的平均参数等等。过去数十年内，利用 MT 技术解决了许多区域构造方面的问题，有许多重大发现。例如，美国发现盆地山脉省、里奥格兰德裂谷（Rio Grande Rift）、斯内克河平原等地 12—18km 深度上发现中地壳高导层，并发现这些高导层和中地壳高反射层对应；另外，前苏联、欧洲一些国家、加拿大等国家的 MT 调查都发现中地壳高导层位于康氏面之下，大部解释是高导层由充填在微裂隙的流体物质引起的。近年来，MT 技术有了重大进展，包括应用实时系统、采用 Robust 数据分析方法、采用新的反演方法、使用 EMAP 技术等等。

MT 技术本身的发展，使它在岩石圈探测中成为一个重要手段。但是，客观地讲，MT 本身也存在许多致命的缺陷，急需解决。由于岩石的电阻率对岩性、热状态、裂隙密度、孔

隙度、蚀变作用、流体（包括熔融岩浆）含量等的变化比较灵敏，MT 在许多地壳、地幔研究中都非常重要，尤其是它可以用来分辨中、下地壳中的流体、缝合带、侵入体及俯冲带等。但是，在几乎所有情形之下，人们对所设想的主要特征的真正本质并不知道。例如，人们并不知道地壳结晶岩中发现的高导层是代表断层带、成份边界，还是变质带，或高孔隙压力带、岩浆聚集带等，人们只是在几种可能的答案中选择一个。事实上，地球科学发展到今天，人类不仅应当知晓许多地球物理特征是什么，而且应当在将来的某一天，不用钻探手段，便可以用地球物理手段去圈划地下三维构造。因此，在目前进退维谷的情形之下，利用大陆科学钻探去修正地球物理（包括 MT）资料的解译结果，建立一个可信的地球物理参照系便成了势在必行的事情，MT 及其它地球物理手段的改进和最终成熟，都逃脱不了这一必由之路。

几十年的科学钻探，验证了许多 MT 测量的结果，有的基本上肯定了原来的解释，有的部分地修改了解释结果，有的则几乎完全推翻了原来的推测。国外得到的位于康氏面之下的高导层的解释，被前苏联科拉超深井部分地证实；钻探表明，确定在估计的康氏面附近存在含有流体的破碎带，成为高导层；但没有发现康氏不连续界面，从而否定了中地壳高导层同康氏面有关的假设。下面以瑞典锡利扬科学钻探项目为例来具体说明 MT 和科学钻探的另一层关系。

在锡利扬 Gravberg－1 孔钻探过程中，进行了电阻率、自然电位、磁性测井试验，还测试了岩芯的物性参数。首先是部分地验证了原来的 MT 资料解译结果，修改了原剖面图（图 1，图 2 对比）。钻探及有关的研究表明：上部 6km 得到的实测电阻率曲线，同根据 MT 数据反演得到的电阻率极其类似（图 3）；6000m 处实测的平均水平方向电阻率达 10000Ω·m，和 MT 资料得出的数据一致；在 6km 以下，破碎带中电阻率有下降的趋势，6km 附近较短区间内甚至达 100Ω·m；深度进一步增大，电阻率随微裂隙数目的减少有增

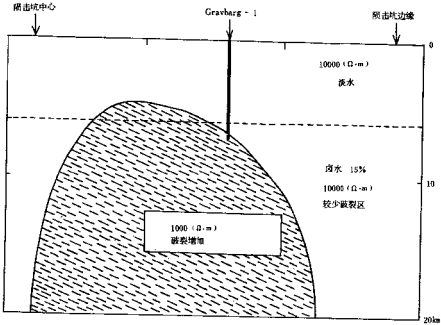


图 2　根据 Gravberg－1 钻探结果，对锡利扬陨击坑地区 MT 资料的解释

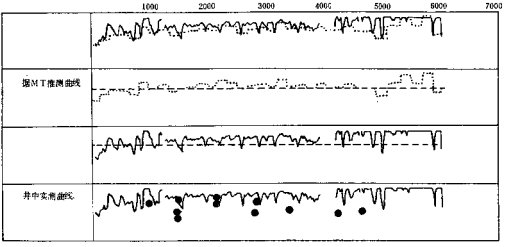


图 3　地表预测的岩石电阻率和钻孔中电阻率测井结果对比

注意预测的电阻率和平均水平方向电阻率的对应性

加趋势。这些结果基本上验证了钻前的部分结果。

对于 MT 资料所展现出的各向异性，在钻探过程中所进行的有关实验没有发现钻探过程中，5.5km 处发现大量卤水，另外发现大气成因的淡水可以至少达到 4km 深度。这些发现对于解释 MT 资料极其有用。钻前对高导层的解释是存在含流体的裂隙，事实也是如此，这意味着，一方面可以说明陨击坑内浅部高导层的存在是因为陨击事件增加了岩石中的裂隙，导致天然水的下渗及下地壳流体的向上迁移，降低了岩石的平均电阻率；陨击坑外类似的高导层存在于下地壳，正是因为缺少合适的构造条件。另一方面，如果以前对 MT 资料的解释准确的话，那么就可以利用整个陨击坑内的 MT 及其它资料，大致圈划出流体的界面，从而为圈定可能的含油气构造提供帮助，与此类似，可以用同样的方法去解释类似构造区的 MT 资料。

从瑞典的这一实例及其它零星资料可以看出，大陆科学钻探对于 MT 方法的发展和成熟有以下几方面的意义：第一，可以找到真正的引起电阻率异常的原因，从而修改原先对 MT 资料的解释；第二，为寻找新的数据处理方法开发思路，为 MT 技术的发展提供可以进行对比优劣的标准；第三，综合不同构造背景之下的钻探成果，可以总结出一套复杂而又较为真实的 MT 数据解释参照系，使它更有说服力，提高可信度。

四、结　论

MT 技术作为主要的地球物理方法之一，在岩石圈探测中具有不可估量的作用，尤其是在陡倾构造的研究中，以及在不能得到地震反射资料的情形下具有独特的作用。但是，由于它自身存在许多局限性，MT 必须在自身各种技术水平不断进步的同时，和科学钻探结合起来，验证和校正以往的解译成果，只有这样，对 MT 资料的解释水平才会不断提高，MT 才会更有生命力。油气工业的教训和经验，以及科学钻探取得的事实都说明了这一点。

主要参考文献

[1] Hans Granscll, Scientific Summary Report of the Deep Gas Drilling Project in the Siljan Ring Impact Structure, Vattenfall, Swidish State Power Broad, 1991.

[2] Mark D.Zoback, et al., The Rote of Continental Scientific Drilling in Modern Earth Sciences: Scientific Rationale and Plan for the 1990's, Stanford Univ., 1988.

[3] R.F.Mereu, et al., CCDP Pilot Project, Canadian Continental Drilling Program Report, 1991.

[4] ICG / CSD, The United States Continental Scientific Drilling Program, Second Annual Report to Congress, 1990.

1966年邢台震群活动的一种可能的过程

白登海

（中国科学院地球物理研究所）

一、引　言

1966年邢台地震以后，人们花了很大力量来研究它们的发生机制和活动过程。国家地震局测量队对该区发震前后以及活动过程中的地形变测量[1]，为人们的研究提供了第一手资料。测量结果表明，震区地面在发震前后和活动过程中在水平面上发生了右旋转动和错动，在垂向上北降南升。陈运泰等人[2]根据地形变测量结果认为，7.2级主震是由浅部的一个低角度正断裂和下部的一个高角度右旋走滑断裂共同作用所致。滕吉文等[3]在穿过震区从元氏到济南的剖面上进行了人工地震探测，此后，陈学波等[4]结合地质资料，对人工地震资料重新作了解释。结果显示在7.2级主震震源的上部有一个西倾的低角度断裂，下部存在一条东倾的高角度断裂。徐杰等[5]根据石油物探和地质资料认为7.2级主震是上部的一条缓倾断裂和下部的一条相向的高角度断裂联合作用的结果，并指出高角度断裂是发震断裂的主要部分。高文等[6]采用大地电磁法对这里作了观测研究，结果表明，震区地壳中10—20km左右深处存在低阻异常层，并在7.2级主震震中附近呈现较强的梯级变化。

由此可见，不同作者依据不同资料所得到的结论是基本一致的。但对地震前后地形变的原因和走滑面的位置没有明确的答案。本文将从另一角度出发，依据地壳的电性结构和构造主轴的分布对上述问题作一初步探讨。

二、电性结构与发震过程

1966年邢台震群的大部分震中集中在由新河断裂、宁晋断裂、大曹庄断裂和曹庄陆梁断裂围成的一个近长方形的断陷内。北东—南西向和北西—南东向两条近垂直的剖面穿过震中区并相交于7.2级主震的震中附近（东汪）[6]。图1是这两条剖面上的断裂分布和深部电性结构。

利用这两条剖面可以构成一个三维立体图像。在这个立体图中，上地壳低阻层和上地幔高导层顶面分别构成一个北倾的斜面。震中区即位于该斜面上。由于壳内低阻层的拆离作用，上部断块在重力作用下将沿该层向北下滑，同时，断块受到北东方向的水平构造应力的作用而作右旋转动。这就是邢台地震的发生过程。

现在根据实测的地面形变对这两种运动作一分析。图2是震区震后（1966年）相对于震前（1960年）三角点坐标地面水平形变的情况。由图可知，震区南北两端均发生了向北

位移，且北端位移量大于南端，从而造成了震区的沉降和断裂具有正断层的性质。这显然是重力作用的结果。其次，震区有一北北东向的错动面，错断而东西两边地面的水平位移矢量相反，且东边的位移量绝对值大于西边。这提示人们，断块在向北下滑的同时，还受到北东方向很强的水平压应力的作用。实测的地面位移量就是这两种作用产生的位移量的矢量和，合成的结果是震区北端的局部相对沉降和南端的局部相对抬升。这是很显然的，一个物质在斜面上同时作下滑和旋转时，势必有一部分质点作相对上升运动。对此可作一粗略的运动学估算，一个质点沿一个 15° 的斜面上移 20cm 时，它在垂向上将升高约 5cm。邢台震区的地面形变正是这样（图 3）。

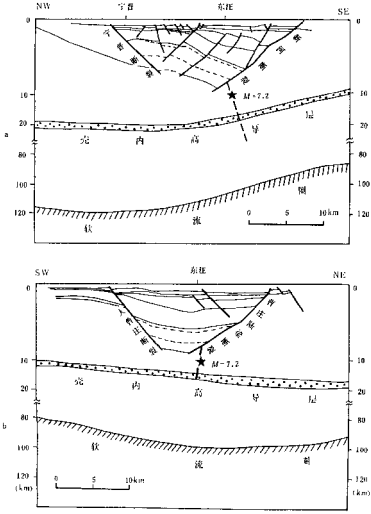


图 1　邢台地震区断裂分布和电性结构（断裂分布据文献[5]，电性结构据文献[6]）

(a) 北西—南东向剖面；(b) 北东—南西向剖面

从动力学看，邢台震区处于太行山重力梯级带上，也是华北地区上地幔隆起的边缘地带。据现有资料，整个华北和华东上地幔处于区域隆起，局部隆凹相间的状态。深部物质的运动势必引起上部的均衡调整，在这一过程中，上地幔物质以塑性蠕动为主，上地壳则以刚

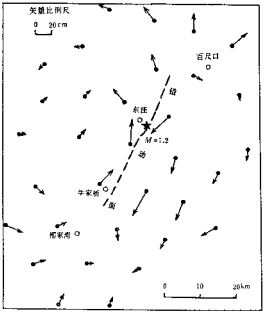


图 2 邢台震群地面水平形变

1966 年震后相对于 1960 年三角点坐标之变化

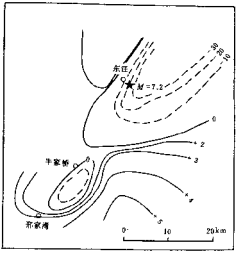


图 3 邢台震群地面垂直形变

1966 年 3 月 22 日地震后相对于 3 月 8 日

地震后；图中等值线单位为 cm

性运动为主。对邢台地区，重力和来自北东方向的水平构造应力场对上地壳的调整起着主要作用。

这里要强调的是，壳内低阻层对邢台震区上地壳的活动具有非常重要的意义。前边已提到，邢台震区上地壳的活动是以壳内低阻层为滑移面的，这一点可以从下列事实中得到某种程度的证明。首先，邢台震群的大多数中强震的震源处于壳内低阻层之上；其次，邢台地区上地壳构造走向为近东西向，下地壳为北东或北东东向，二者夹角约 30°，特别在 7.2 级主震的震中附近二者夹角达 90°。图 4 是由电性主轴和倾子方位推测的邢台地区深浅部的构造走向。走向方位与视电阻率的关系示于图 5。图 5 中，纵坐标为视电阻率，它在 10—100s 之间的极小值即表示壳内低阻层，短线表示对应周期上的走向方位。可以清楚地看出，走向方位在 10s 以前为东西向，100s 以后为北东向，10—100s 之间是走向变化的区域。也就是说，走向方位的改变发生在壳内低阻层内。所以可以认为，邢台地区构造走向随深度的变化是由上、下地壳以壳内低阻层为界面作右旋转动所致。

邢台地区构造走向的这种分布特点并非偶然的巧合，而是有其深刻的构造原因和深远的历史渊源的。构造走向的变化也非一朝一夕之劳，而是构造活动长期积累之功。地质学研究表明，华北地区是古亚洲洋构造和环太平洋构造共同作用的区域。古亚洲洋构造活动主要发生在古生代，后期活动一直延续到中生代。中生代以后，华北地区主要受环太平洋构造活动的影响，从而造成了邢台地区现今的走向格局。这和地应力研究结果是一致的[7, 8]。

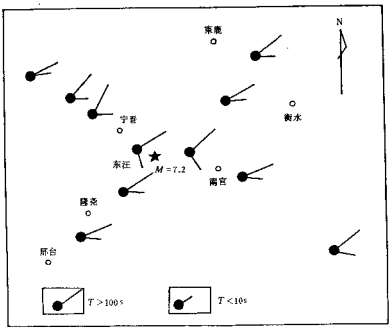


图4　邢台地区的构造走向

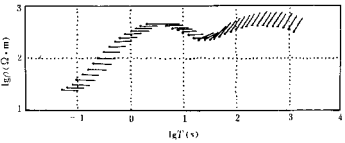


图5　邢台地区的构造走向和视电阻率曲线的关系

三、结　束　语

邢台地区的电性结构和电性主轴确定的构造走向分布提供了有关该地区深部构造和深浅部关系的重要信息。认为邢台震区的壳内低阻层具有拆离作用,不但使这里的地震活动得到较合理的解释，还使问题变得简化。邢台震区既然存在走滑运动，那么滑移面是必不可少的。如能用其它方法对滑移面的位置、状态和性质作进一步的研究，对于认识邢台地区的地震活动，乃至整个华北的构造活动将是很有益的。

参　考　文　献

[1] 国家地震局测量队，1966年邢台地震的地形变，地球物理学报，18，151—163，1975。

[2] 陈运泰、林邦慧等，根据地面形变的观测研究1966年邢台地震的震源过程，地球物理学报，18，164—175，1975。

[3] 滕吉文、王国正等，华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震（二），地球物理学报，18，196—207，1975。

[4] 陈学波、吴玉荣等，邢台地震震中区深浅构造关系研究，地壳构造和地壳应力文集，第2期，地震出版社，143—158，1988。

[5] 徐杰、方仲景、杨理华，1966年邢台7.2级地震的构造背景和发震构造，地震地质，10，4，51—59，1988。

[6] 高文、蒋邦本、白登海，邢台地震区大地电磁观测与研究，地球物理学报，33，3，291—297，1990。

[7] 邓起东、张裕明等，中国构造应力场特征及其与板块运动的关系，地震地质，1，1，11—22，1979。

[8] 曾秋生，中国地壳应力状态，地震出版社，1990。

利用 MT 法确定地震要素的设想及 MT 观测的初步研究结果

王继军　史书林　孙洁　江钊　晋光文　徐常芳

（国家地震局地质研究所）

关华平　　鲍振刚

（国家地震局分析预报中心）

一、引　言

大地电磁测深法（MT）是一种探测地球电性结构分布的地球物理勘探方法。一般认为，在地震活动区地下的电性结构中，会产生一个与地震活动相关的电阻率变化异于周围介质（或称原结构）的异常体——震源体。从理论上可以知道，在距震源（体）一定范围内的大地电磁测深观测是可能反映这个电阻率异常体的。

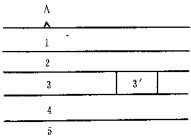


图 1　A 点观测的剖面示意图

实际的大地电磁测深记录中，并不只是包含测点下部垂直方向的电性结构信息，而且也还包含测点下部水平方向（平面）的电性结构信息，如图 1，2 所示。图 1 为观测点 A 下的地球模型断面示意图，假设 1，2，3，4……是 A 点下部的电性结构层，3′是偏离 A 点垂直方向的电阻率不均匀异常体，则在 A 点的观测值 $A_R=f(1,\ 2,\ 3,\ 3'+\cdots)$。图 2 表示观测点 A 观测范围内的平面示意图，假设 B、C 是地下电阻率不均匀的异常体，则 A 点的观测值为 $A_R=f(A,\ B,\ C)$。

因此，设立固定不变的大地电磁测深观测系统可能反映出一定距离内不同方向动态的震源过程，也即在不同方向的测深记录中震源过程可能反映不同的特点或类型。另外，不同的震源过程也可能因为条件的相似（比如震级相近，方向相同，距离相近，深度相近等）而测深记录可能表现一定的相似性。当然，由于震源过程的复杂性，对于条件相似的震源过程，也可能在 MT 记录中表现出很大的差异，甚至对于某些震源过程，大地电磁测深观测也可能没有明显的反映。

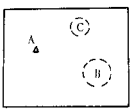


图 2　A 点观测的平面示意图

二、原理和观测实施设想

由图 3 可见，假设 A 点是测区 S 内一个固定观测点，在测区 S 内没有地震活动时，在 A 点测得一组大地电磁测深结果 $A_1(\rho_{xy}, \rho_{yx}, \varphi_{xy}, \varphi_{yx}, \theta_{主轴}, \theta_{椭子}\cdots)$之后，测区内距 A 点

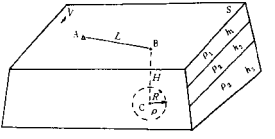


图 3　测点 A 和震源（体）关系示意图

Lkm 的 B 点处地下 Hkm 深度出现一个半径为 R（t），电阻率为 ρ（t，$\vec{R}$）的震源体。假设震源体的中心 C 是未来地震的震源中心，这时在 A 处测得另外一组大地电磁测深结果 A_2（ρ_{xy}，ρ_{yx}，φ_{xy}，φ_{yx}，$\theta_{主轴}$，$\theta_{椭子}\cdots$），两组结果可能不同，即 $A_1 \neq A_2$。此时第二组结果可以看作是第一组结果受震源体影响造成的畸变，写成：

$$A_2 = A_1 + A_0, A_0 = f[\theta, L, H, R(t), \rho(t, \vec{R}), t\cdots]$$

式中 A_0 是畸变因子，它是 $\theta, L, H, R(t), \rho(t, \vec{R}) t$ 等参量的函数，其中 θ 为 AB 连线与地理北向的夹角，表示震源（体）方向；L 是震源距离；H 表示震源深度；R（t）为震源（体）半径，设想随时间而变化（扩展或缩小）；$\rho(t, \vec{R})$ 表示震源体内部的电阻率分布，设想它与震源体的矢量半径 $\vec{R}$ 以及时间变化 t 相关；t 是时间参数，表示地震发展的时间变化。第二组结果中包含了震源（体）相对于测点的方向 θ，距离 L，以及震源深度 H，震源体电阻率分布和变化 $\rho(t, \vec{R})$，时间变化 t 等多种信息。

在地震活动过程中，A_0 始终存在，它随时间而变化，反映着地震活动的特征。A_0 即为 MT 观测中的地震活动背景值，A_1 是正常背景值。通过比较长期观测的定点 MT 结果，结合相应时期内测区里发生的地震时的测量结果，可以确定测区内的正常背景值 A_1，如果观测结果发生了变化，在确定了其唯一来自地下电性结构的改变后，就可能从观测结果的变化中分析和确定其中包含的与震源有关的信息。大地电磁测深法的观测记录即视电阻率、阻抗相位、倾子和主轴方位等参数中，可能分别或共同地包含着有关震源（体）的 θ，L，H，R，ρ 和 t 等信息。

从定点变化的 MT 记录中求解震源（体）信息可能是很困难的，因为这必须涉及非常复杂的地质模型和数值分析。然而，从对震例的积累和比较分析相关的实际观测资料出发，可能从中发现不同的地震造成观测结果变化的规律性，反过来，利用这些规律性的认识，来指导我们对观测资料分析和判断，提取有关未来地震的方向，距离，震级，时间等信息。

三、MT观测结果初步分析

为证明上述设想，我们在北京东三旗地震台设置了固定的MT实验观测点①。从1986年开始到1990年底，在东三旗地震台进行了平均2个月一次的MT观测，这期间首都圈的地震活动较平静，震级都不大，可能由于测量间隔的限制，并没有发现明显的对应地震活动的震前变化。

1991和1992年，特别是1991年，距观测点250km内发生了多次M_L3.5—5.0的地震。这期间我们改进了观测方式，平均每周观测一次，这就从客观上加强了震前观测，为分析和研究观测结果与地震活动之间的关系提供了更多的实际资料。

对1991年2月底到1992年9月11日期间近60次记录资料的分析，初步发现在两条视电阻率曲线（ρ_{xy}、ρ_{yx}）和两条阻抗相位曲线（φ_{xy}、φ_{yx}）中，ρ_{yx}和φ_{yx}更明显地反映了与地震活动的对应关系，而ρ_{xy}和φ_{xy}则不明显。而且初步确定了无地震活动时视电阻率ρ_{yx}和阻抗相位φ_{yx}曲线正常形态类型（见图4）。

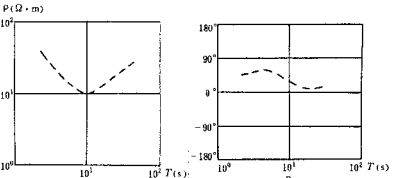


图4　正常视电阻率ρ_{yx}曲线(类型A)和正常阻抗相位φ_{yx}曲线(类型B)

结合地震目录，在初步确定了正常背景（ρ_{yx}和φ_{yx}正常曲线形态）基础上，共发现了视电阻率和阻抗相位的五种变化类型：A_1，A_2，B_1,B_2，B_3（见图5）。

以下展列五个记录序列，从中可见记录类型变化与地震活动变化的关系。

例1　图4是1991年5月29日和1991年5月30日唐山地震前后记录的MT资料处理结果（见图6）。

地震时间：1991.5.29，1991.5.30

地　　点：唐山老区

震　　级：M_S4.8，M_S5.1

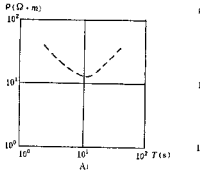
震 中 距：约160km

记录类型：ρ_{yx}：A→A⁻→A_1发震、发震A_1→A

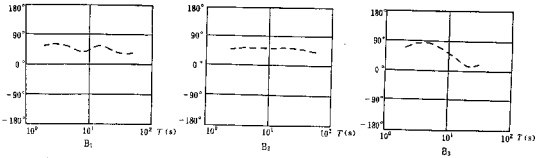
φ_{yx}：B→B_1⁻→B_1发震、发震"B"→B

"B"表示φ_{yx}不确定的类型。

① 使用单台原西德产MMSO2大地电磁测深仪，频带宽为2.5—3000s，观测使用频段为2.55—65s。



视电阻率ρ_{yx}极值点上升类型A_1　视电阻率ρ_{yx}极值点下移类型A_2



阻抗相位ϕ_{yx}变化类型B_1　阻抗相位ϕ_{yx}变化类型B_2　阻抗相位ϕ_{yx}变化类型B_3

图 5　ρ_{yx}曲线的上下移动及φ_{yx}曲线的形态变化

例 2　图 7 是 1991 年 7 月 11 日、1991 年 7 月 27 日两次地震前后记录的 MT 资料处理结果。

发震时间：1991.7.11，1991.7.27

地　　点：古冶，　　滦县

震　　级：M_L4.7　　M_L4.6

震 中 距：约 175km，约 200km

记录类型：ρ_{yx}：A→A→A→A→A_1发震 A 发震 A

φ_{yx}：B→B_2→B_2→B_2→B 发震 B_2 发震 B

例 3　图 8 是 1991 年 9 月 28 日晨和当日晚两次地震前后记录的 MT 资料处理结果。

发震时间：1991.9.28 早晨、1991.9.28 晚

地　　点：平谷马坊

震　　级：M_L4.0 ，　M_L3.2

震 中 距：约 40km

记录类型：ρ_{yx}：A→A→A 发震 A_2→A_2 发震 A 发震 A→A

φ_{yx}：B→B_2→B_2 发震 B→B_2 发震 B 发震 B→B

渤海 1991.9.2M_L4.2 地震距测点约 600km。

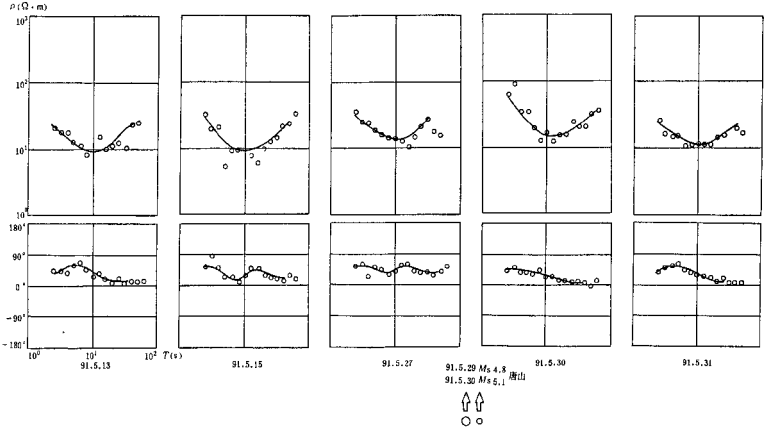


图 6　1991.5.29 和 1991.5.30 唐山老区二次地震前后记录资料

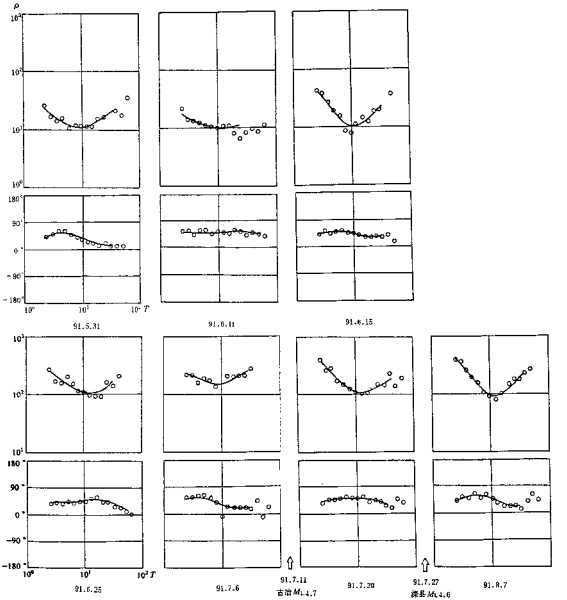


图 7　古冶、滦县地震前后记录资料

例 4　图 9 是 1991 年 11 月 30 日固定 MT 测站记录的资料处理结果。

地震时间：1991.11.30

地　　点：香山西

震　　级：M_L3.5

震　　距：约 20km

记录类型：ρ_{yx}：$A_1 \rightarrow A_2 \rightarrow A_2$ 发震 $A_2 \rightarrow A$

φ_{yx}：$B \rightarrow B_3 \rightarrow B_3$ 发震 $B_3 \rightarrow B$

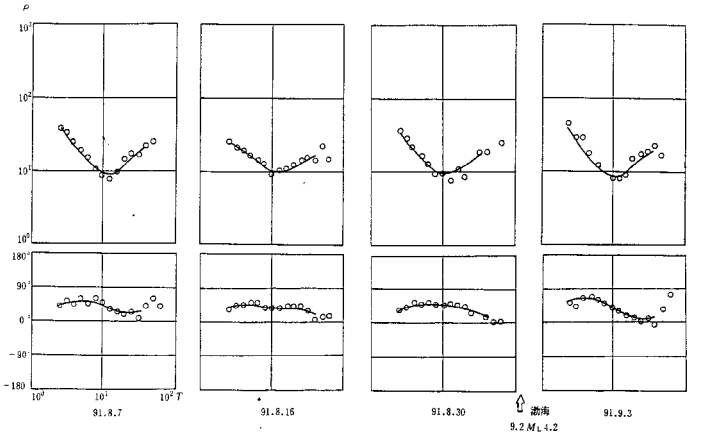


图 8　1991.9.28 平谷马坊地震前(1991.8—1991.9)记录资料

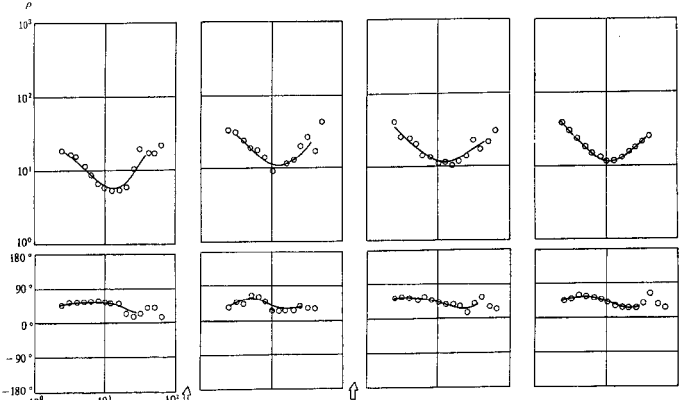


图 8　1991.9.28 平谷马坊地震前后(1991.9—1991.10)记录资料

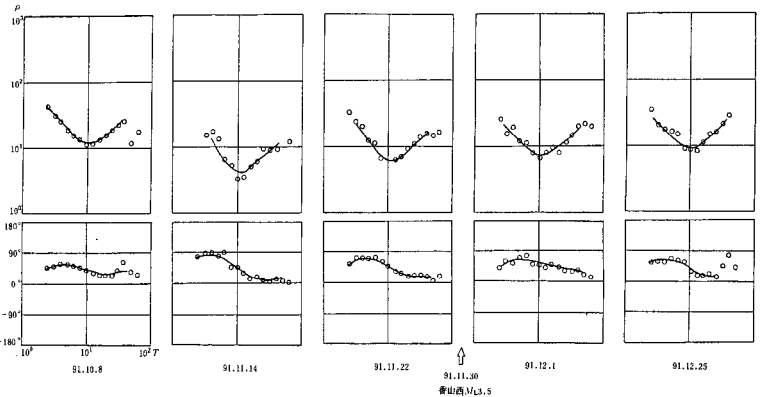


图 9　1991.11.30 香山西 M_L3.5 级地震前后记录资料

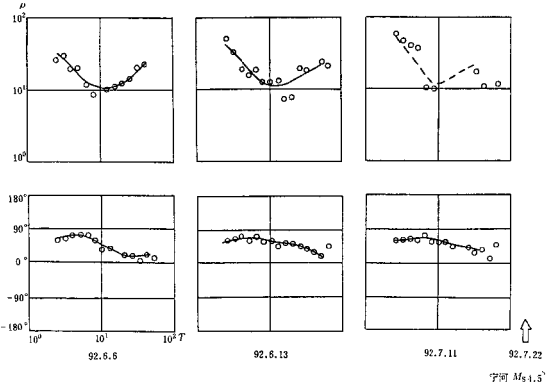


图 10　1992.7.22 天津宁河地震前记录资料

例 5　图 10 是 1992 年 7 月 22 日前 MT 测站记录资料处理结果。

地震时间：1992.7.22

地　　点：天津宁河

震　　级：M_S4.5

震　　距：约 160km

记录类型：ρ_{yx}：$A\rightarrow A\rightarrow A$ 发震

φ_{yx}：$B\rightarrow B_2\rightarrow B_2$ 发震

以上 5 个记录序列共经历了 7 个相关地震过程，其中 6 个地震发生在“唐山方向”（唐山老区，古冶，滦县，宁河，马坊）——即东南方向，1 个发生在西南方向（香山西）。对这五个记录序列进行比较，即从 ρ_{yx} 和 φ_{yx} 的记录类型上加以比较，可以看到以下几点：

1.在震前的阻抗相位记录较视电阻率记录更提前出现异常变化，并显示较连续的异常记录类型（例 1—5）。

2.四次“唐山方向”地震序列中，较大的一次地震（例 1）震前阻抗相位出现 B_1 类型异常，其它三次地震序列（例 2，3，5）震前阻抗相位出现 B_2 类型异常。

3.“香山西”方向地震震前阻抗相位出现 B_3 类型异常（例 4）。

4.两次“唐山方向”双震系列记录中（例 1，2）视电阻率记录出现 A_1 类型异常，另一次“唐山方向”双震系列记录（例 4）视电阻率记录出现了 A_2 类型异常。

5.香山西和马坊两次较小近震震前视电阻率记录都出现了 A_2 类型异常（例 3，4）。

6.震前出现的视电阻率和阻抗相位记录异常，地震后仍可能出现一段时间，并不立即恢复（例 1，4）。

7.例 2 中，1991.7.11 古冶地震前，阻抗相位出现 B→B_2→B→发震的变化类型，例 3 中，1991.9.28 马坊地震前阻抗相位出现 B→B_2→B→B_2→发震的变化类型。即震前异常类型记录是主要的。但也出现不明原因的暂时恢复（正常）现象（例 3 中，1991.9.2 发生的渤海 M_L4.2 级地震可能与 1991.9.3 记录到的 φ_{yx} 恢复现象相关）。

8.震后一段时间，可以记录到曲线恢复正常类型的现象。

四、结论和问题

五个与地震活动相应的记录序列显示了较突出的规律性：

1.视电阻率和阻抗相位变化与地震活动具有明显的相关性，阻抗相位较视电阻率更敏感。

2.近距离震源震前记录中，视电阻率 ρ_{yx} 极值点下移（例 3，4）。远距离震源震前记录中，视电阻率无变化（例 1，2，5）。

3.“唐山方向”和“香山西方向”地震震前阻抗相位显示不同类型变化（前者为 B_1，B_2，后者为 B_1）。

4.两次“唐山方向”较大双震记录序列中，震前均出现 ρ_{yx} 极点上移现象（例 1，2）。

5.“唐山方向”地震(不论远近)，震前阻抗相位出现相近类型(例 1，2，3，5，B_1，B_2 类型)。

6.地震多发生在第一个异常出现的半个月到 1 个半月内。

我们并不是被动地积累以上资料，在工作中，我们也尝试着预报了几次地震，对其中的例 2、例 3、例 4、例 5，4 次地震过程都提出了较接近的预报数据。在一定程度证明了用大地电磁测深方法预报地震活动，提供有关震源方向、发震距离、震级等地震信息是可能和有效果的。从五个记录序列变化的特点似乎可以推断，地震活动产生的震源体是确实的，暂时的。在地震后就消失了，因而大地电磁测深曲线恢复正常。

我们在这里提供了五个记录序列，提出了用大地电磁测深法预报地震活动的可能性，虽然在实际地震预报中进行了比较成功的尝试，但由于现今只局限于单点单台的观测，以及仪器精度、稳定性、地震活动性和观测条件的影响等因素。此方法并没有得到有利的证明。但是，由以上设想出发，以及从已获得的结果分析，我们认为，大地电磁测深法在对地震活动的监测和预报地震的方向、距离、时间等方面会比其它已有的常规手段具有更突出的优越性。关键在于深入细致开展这方面的研究工作，通过理论模型的研究、在地震试验区开展台网式测量试验，以及使用精度高、灵敏可靠的观测系统等，相信 MT 法在未来地震预报中会起到它应有的积极作用。

多功能大地电磁测深数据处理软件包

邓前辉　王关勇　汤吉　张木生　赵国泽

（国家地震局地质研究所）

一、引　言

多功能大地电磁测深资料处理软件包是在 1988 年适应生产部门只引进大地电磁(MT)测深仪硬件系统，而不引进 MT 资料处理软件系统的需要而开发和研制的。它能适应西德 METRONIX 公司制造的高频轻便数字 MT 系统 MMSO3E 采集的资料处理，也可适应于我们在 1986 年按积木式建造开发的高频轻便数字 MT 系统 MMSO3 采集的资料处理。可作单站 MT 资料处理，也可作同一类型（指 MMSO3 或 MMOS3E）设备的参考站资料处理。软件可在 IBM 或 IBM 兼容机上运行。程序运行操作采用菜单形式，方便简单、自动化程度高。开发研制的软件包同引进的软件包处理的结果作过多点多地区的对比，结果是一致的。用这种软件包已完成了湖北、湖南、江西、福建、浙江、云南、江苏和甘肃等地 MT 测量资料的处理任务，获得了理想的结果，得到了生产部门或勘探部门的优良评价。

二、多功能软件包简介

多功能软件包主要包括：数据传输软件、数据选择解编软件、数据处理分析软件、一维反演解释软件和绘图软件。下面将对各类型软件的功能及有关的原理作简单的论述。

1.数据传输软件

目前，大地电磁测深野外采集的数据除实时系统外，数据存贮的方式分为数字磁带、静态存贮两种。这两种存贮方式各有其特点。磁带存贮方便、数据量不受限制，不会丢失数据，但该记录方式使采集系统整机功耗增加；静态存贮方便、灵活，但数据量受到限制，数据保存必须有内部电源供电，否则会丢失测量的数据，因此必须及时通过 RS232 接口将数据传输到计算机中保存。由上可见，无论哪种数据存贮方式，在资料处理前都必须通过串口或并口，通过运行传输程序将原始数据送入计算机中保存，以便下一步进行资料处理应用。

数据传输软件一般由两部分组成，因数据传输时，是采取两台计算机之间的对话方式工作。一部分软件在接受数据的计算机中，一部分软件在原始数据的发送单元（一般为采集系统）中。工作的程序是先运行原始数据发送单元的程序，使程序处在发送数据的等待状态，然后运行数据接受单元的程序，该程序向对方发送一个准备接受数据的代码信号，这样数据传输就开始，一直到数据传输完，程序终止运行。程序流程见图 1。

2.数据选择与解编软件

大地电磁测深的野外数据采集时，难免会有各种不同的干扰信号，这些干扰信号是不满足电磁测深的基本原理的。有的干扰信号在 CRT 上显示原始数据的图形，可清楚地识别，这样我们舍去这段原始资料，使有干扰的资料段不参加最终结果的资料处理，以便改善资料处理结果的质量，减小处理结果的分散性。资料解编，就是将原始采集数据的时序排列变为道序排列，形成按一定要求的资料处理长度的数据文件，文件中包括仪器的型号、记录日期、经纬度、电极距、设备设置的方位、频段号、仪器的增益、陷波器等资料处理中所全部必需的信息。其程序流程见图 2。

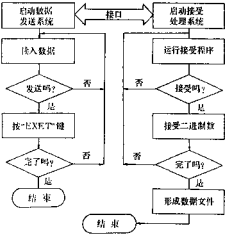


图 1 数据传输程序流程图

3.数据处理软件

大地电磁测深野外观测结果的处理提供视电阻率、阻抗相位、相干度、倾子和二、三维判别指数等信息。其工作量不亚于原始数据采集过程的工作量。在时域中，资料处理的基本问题是把野外观测结果作为时间的函数进行的。而大地电磁测深的理论推导中，都是对某一单一频率的推导，即在频率域中进行的，因此，在把理论与野外观测结果联系在一起之前，需要把野外资料转换到频率域，或把理论结果转换到时间域。目前，实际应用的方法是把时间域的野外资料转换到频率域。

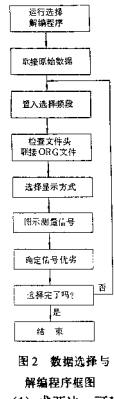


图 2 数据选择与解编程序框图

资料处理的基本方程如下，它们把电、磁场分量联系起来

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$
$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \qquad (1)$$

式中，E_x、E_y是频率域中电场强度的正交分量，H_x、H_y是频率域中磁场强度的正交分量，而 Z_{xx}、Z_{xy}、Z_{yx} 和 Z_{yy} 是描述电场和磁场分量的阻抗。

资料处理程序的主要功能是把时间域的曲线 E_x、E_y、H_x 和 H_y 转换成频率域的曲线，即计算出场的频谱；对方程（1）进行变换[1, 2]，从这些频谱中估算出四个阻抗元素，其中每个阻抗元素本身也是一种频谱；旋转 $x-y$ 坐标轴，以便获得张量阻抗交叉对角元素 Z_{xy} 和 Z_{yx} 取得最大值时坐标轴的方位，最后是用一系列判别标准，评价用于处理的资料是否代表电磁场的相关对，还是仅仅代表误差和随机噪声。

单站大地电磁测深资料处理程序的设计思路是设有 n 组经过富氏变换的场分量 E_x、E_y、H_x 和 H_y 数据。基于（1）式利用最小二乘法原理，求得计算张量阻抗的表达式[3]（见图 3）。

参考道大地电磁测深法的阻抗张量计算公式也基于（1）式，用磁场分量的频谱分析结果 H_xH_y 作为远参考道，参与张量阻抗计算，分别乘（1）式两边，可建立方程组

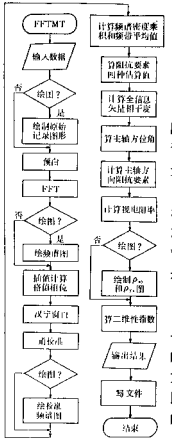


图 3　标准大地电磁测深资料处理程序框图

$$\langle E_x H_{xr}^* \rangle = Z_{xx}\langle H_x H_{xr}^* \rangle + Z_{xy}\langle H_y H_{xr}^* \rangle$$
$$\langle E_x H_{yr}^* \rangle = Z_{xx}\langle H_x H_{yr}^* \rangle + Z_{xy}\langle H_y H_{yr}^* \rangle$$
$$\langle E_y H_{xr}^* \rangle = Z_{yx}\langle H_x H_{xr}^* \rangle + Z_{yy}\langle H_y H_{xr}^* \rangle \quad (2)$$
$$\langle E_y H_{yr}^* \rangle = Z_{yx}\langle H_x H_{yr}^* \rangle + Z_{yy}\langle H_y H_{yr}^* \rangle$$

阻抗张量很容易从上述方程中求得。这些方程中不存在自功率谱的平均值，互功率谱平均值是由测点和远参考点的电磁场分量求得的，它们对噪声有较大的抑制作用[4]。

由（2）式可见，参考站大地电磁测深资料处理与单站大地电磁资料处理是不同的。它要涉及测站和基站（或另一个测站）两个站的同步记录资料，因此程序的设计思路与单站 MT 资料处理程序有许多不同点（见图 4），但二者的最终目的都是求得各测点的视电阻率、阻抗相位等信息。

4.数据处理结果编辑软件

数据处理结果编辑程序是对单张资料处理结果的编辑和每个频点的处理结果的评价和选择，将不符合判别指标和门坎值的处理结果删除，把各频段符合条件的保留结果形成最终结果文件，文件中包括了所有的有用信息，为输出处理结果的最终图形作好准备，同时形成反演时所需的视电阻率和阻抗相位值的文件。数据编辑程序框图见图 5。

5.生成一维反演初模参数软件

我们知道，穿透深度表示场振幅衰减为地面值的 $1/e$ 时电磁波所传播的距离。用 P 表示穿透深度，有关系式

$$P = \frac{1}{2\pi}\sqrt{10\rho T} \quad (\mathrm{km}) \quad (3)$$

此式表示穿透深度与波长 λ 成正比。信号频率越高，穿透深度越小，这时场只集中在介质的浅部。穿透深度越大，勘探深度也越大，因而穿透深度具有勘探深度的意义。

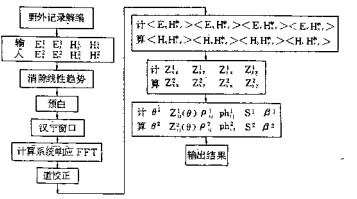


图 4　远参考站 MT 资料处理程序框图

应用（3）式，将实测视电阻率值的平均值作为电阻率的平均值，并按一定的频率范围（或间隔）求取参考的一维反演初始模型的层参数。这样，给一维反演初始参数提供了一个选择的范围。减小了盲目性，提高了反演解释的工作效率和初模的质量。

6.一维反演解释软件

大地电磁测深曲线的反演就是把视电阻率值变换为更有意义的电阻率值，即用一维电阻率函数来“解释”视电阻率-周期曲线[4]。通常，一维反演解释软件，就是实现求取最佳电阻率-深度剖面的运算过程的程序。

大地电磁测深自动反演方法很多。目前，较常用的一维反演法有 Bostick 简易反演法、马夸特反演法、广义逆矩阵反演法等。多功能软件包中采用了前两种方法。有关原理和数学模型见文献[5]和[3]。

7.绘图软件

绘图软件包括绘制大地电磁测深中的各种所需要的图件的程序。它可在 CRT 上显示图形，可在图形仪上输出图形，还可在宽行打印机上输出图形。主要绘制的图形有视电阻率、阻抗相位图，原始视电阻率、阻抗相位误差棒表示图，主轴方位图，相干度图，二维判别指数图，视电阻率曲线反演拟合图，深度与电阻率分层模型图和其它图形等。

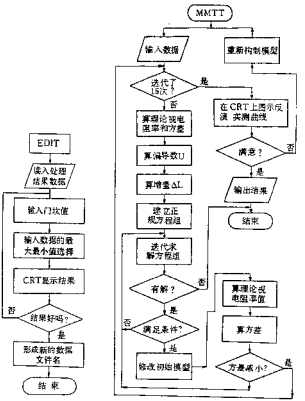


图 6 马夸特法反演程序框图

图 5 数据编辑程序框图

三、程序使用简介

程序运行操作采用菜单的形式给予操作提示，方便简单，运行 MENU 后，首先进入标题显示，按任一个键后，进入主菜单。

1.主菜单

MAIN MENU

D：FOR DATA CONVERSION AND EVLUATION

A：FOR DATA ANALYSIS AND PROCESSING

I：FOR INVERSION

Q：QUIT

当你选择 D 时，进入数据转换和数据评价子菜单；选择 A 时，进入数据处理子菜单；选择 I 时，进入资料解释和反演子菜单；选择 Q 是退出主菜单。

2.数据转换和评价子菜单

DATA CONVERSION

C: RUN CONVERSION PROGRAM

R: RETURN TO MAIN MENU

选择 C 运行数据选择和数据评价程序，形成数据处理所需的数据文件；选择 R 时，返回主菜单。

3.数据处理和结果表示子菜单

DATA PROCESSING AND PRESENTATION

A: PROCESSING

P: RESULTS PRESENTATION

R: RETURN TO MAIN MENU

选择 A 时，进入数据处理次级子菜单；选择 P 时，进入数据绘图和表格输出次级子菜单；选择 R，返回主菜单。

(1) 数据处理次级子菜单

PROCESSING

C: RUN PROCESSING PROGRAM

R: RETURN TO MAIN MENU

在该菜单中主要完成 MT 资料处理，获得处理结果文件。

(2) 数据绘图和表格输出次级子菜单

OPERITING CHOOSE

F: FIRST OPERITING

N: NON-FIRST OPERITING

R: RETURN TO MAIN MENU

在该菜单中，选择 F 时，运行初始化程序，建立绘图控制参数，如相干度门坎值，绘图数据上、下限门坎值（限制不合理的数据飞点），该步骤仅在第一次输出处理结果时采用，如重复输出图形时选择 N，则可跳过该项选择，但也可重复该项选择试验门坎值的最佳值，获得更理想的输出处理结果的图形。当然选择 R 时，则返回主菜单。

(3) 绘图次级子菜单

DATA PRESENTATION

S: SHOW PLOTING ON MONITOR

K: OUTPUT PLOTING ON PLOTER

P: OUTPUT PLOTING ON PRN

D: OUTPUT DATA TABLE ON PRN

R: RETURN TO MAIN MENU

该子菜单主要选择图形输出设备，S 表示图形在 CRT 上输出；K 表示图形在绘图仪上输出；P 表示图形在打印机上输出；D 表示在打印机上输出处理结果的数据表格；R 则返回主菜单。

4.资料解释反演子菜单

DATA INVERSION

E: DATA EDITION

M：MOOD OPERETION

I：INVERSION

R：RETURN TO MAIN MENU

在该菜单中，选择 E 时，程序转到编辑功能次级子菜单；选择 M 时，程序进入模型生成次级子菜单；选择 I 时，进入反演次级子菜单；选择 R 程返回主菜单。

（1）数据编辑次级子菜单

DATA EDITION

C：RUN EDITION PROGRAM

R：RETURN TO MAIN MENU

在该次级子菜单中，运行编辑程序，将对资料中的飞点数据在误差棒范围内进行平移调整，调整原则是不破坏原始曲线的特征形态。编辑时，每次只能对 R-xy.dat 和 R-yx.dat 之一进行编辑。编辑完后，选择 R 返回主菜单。

（2）参数模型生成次级子菜单

MODE CREATION

M：CREAT MODE ON MONITOR

N：CREAT MODE ON PRINTER

O：CREAT MODE ON PLOTER

R：RETURN TO PREVIOUS MENU

在该子菜单中，主要根据电磁波在介质中的穿透深度和相应的平均电阻率计算出反演参考模型（平均电阻率和平均层厚度），供一维反演时提供初模。选择不同仅是模型图形输出的设备不同。当模型生成后，选择 R 返回上级菜单（即反演子菜单）。

（3）反演次级子菜单

INVERSION

C：RUN INVERSION PROGRAM

R：RETURN TO PREVIOUS MENU

该次级子菜单中，运行一维反演程序并输出反演结果。其结果可在不同的设备上输出。反演完成后，选择 R 返回上级子菜单。

四、处理实例

该软件包问世以来，已完成了湖北、湖南、江西、福建、浙江、云南、江苏和甘肃等地 MT 测量资料的处理任务，获得了理想的处理结果。图 7 和图 8 是生产部门提供的视电阻率处理结果图。图 7 是湖北某地的处理结果，它是以误差棒的形式反映的处理结果。图 8 是江苏某地的处理结果，该结果是将每张资料处理结果都给点在一张图形上的表示形式。图 8（a）为 ρ_{xy}，（b）为 ρ_{yx}，这种表示方法给人们最真实的处理结果信息。

通过实际应用和处理结果看，该软件包的特点是方便灵活、功能齐备、效果理想。

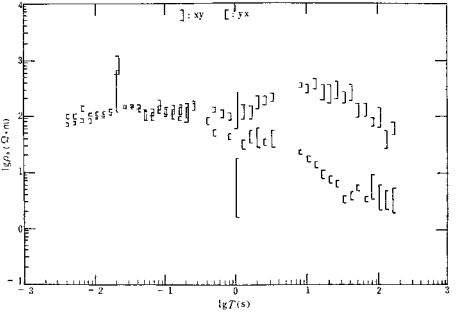


图 7　湖北某地大地电磁处理结果图

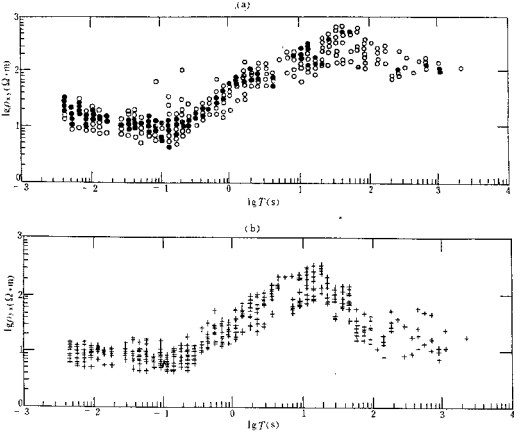


图 8　江苏某地大地电磁处理结果图

结　语

综上所述，根据野外实际测量资料的处理结果和多年的实际生产应用效果，我们认为多功能软件系统软件齐备，应用灵活，正确可靠，效果优良，可以和国外同类软件相比。并且节省了大量的外汇。

参 考 文 献

[1] 刘国栋等译，大地电磁测深法，地震出版社，1987。

[2] 邓前辉等，实时大地电磁测深系统软件的设计与应用效果，地质出版社，1987。

[3] 国家地震局地质研究所大地电磁测深组，大地电磁测深，地震出版社，1981。

[4] 邓前辉，大地电磁测深研究（第四章），地震出版社，1984。

[5] 陈乐寿、刘任等，大地电磁测深资料处理与解释，石油工业出版社，1989。

大地电磁资料解释的绘图软件包

孙传文　邓前辉　赵国泽　张木生　汤吉　詹艳

（国家地震局地质研究所）

一、引　言

大地电磁测深资料解释工作涉及大量的定性和半定量的图件绘制。这些图件又是定量解释的必不可少的基础。而图件的绘制工作量则是相当大。比如一条测线 50 个测点，每个测点的处理结果为 50 个频点，如用手工绘制视电阻率与周期等值线图，TE 和 TM 曲线共有 5000 个数据要点图，然后再人工构制等值线图，解释人员的劳动量是可想而知的。如果我们再构制阻抗相位、Bostick、电性各向异性等值线图，其数据量将多达 17500 个，最少也得用 10000 个数。这样的工作量给解释人员增加了繁重的负担，而且也极大地影响着解释工作的精度和速度。

为了减轻解释人员的劳动强度，提高解释的速度和精度，我们研制了 MT 解释的绘图软件包。

二、软件包的应用范围

软件包可应用于大地电磁测深、频率测深和直流电测深资料解释时的绘图工作。主要可完成曲线的“蒙太奇”图、视电阻率随周期或电极距变化的拟断面图、相位曲线随周期变化的拟断面等值线图，大地电磁测深 Bostick 反演结果随深度变化的拟断面图，大地电磁测深制面电性各向异性随周期变化的等值线图，打印一、二维解释结果的层参数表。

本软件包主要有电磁测量结果曲线的“蒙太奇”绘图程序，电磁测量结果的视电阻率-周期或电极距等值线绘图程序，电磁测量结果的相位-周期等值线绘图程序，大地电磁测深曲线的 Bostick 反演程序，大地电磁的电阻率-深度等值线绘图程序，大地电磁测量结果的电性各向异性绘图程序，绘制解释方向的视电阻率、阻抗相位、Bostick 变换结果曲线程序和打印参数表的程序等。为节省篇幅我们仅论述软件包中部分程序的功能、原理和操作。

三、软件包的部分程序简论

1.多参数拟断面图绘制程序

本程序主要绘制电磁测量结果解释中的各类等值线剖面图。

（1）程序的主要功能为：可以屏显或打印任何图件；两种参数中可任选一个参数绘制图

形；可以绘制导数图，也就是$\partial\rho/\partial T$、$\partial\rho/\partial(AB/2)$或$\partial\log\rho/\partial\log T$、$\partial\log\rho/\partial\log AB/2$图。在大地电磁测深法中可绘$\rho_{TM}/\rho_{TE}$或$(\rho_{TM}-\rho_{TE})/(\rho_{TM}+\rho_{TE})/2$图；可以注示出等值线的值，也可以不注示；可以对原始数据进行任意次的五点三次样条平滑。在数据跳跃较大、畸变严重时，程序有切比契夫拟合功能，可消除连续几个频点上的不合理现象，在曲线个别点上出现斜率超过45°或63°时，程序将剔除这种畸变点；可以任意选定最大截断周期T或极距$AB/2$，这是为突出某一深度内的构造而设计的；可人机对话给定等值线间隔，也可以由计算机自动寻找；绘图比例尺可任意给定，在打印机上一次成图长度可达12m。绘图时，可从剖面上的任何点开始到任何点结束；测点序号可选择标示，可有选择地在图上方绘地形起伏剖面或不绘地形起伏剖面。

（2）方法简介：如果原始数据曲线不光滑。将给绘制等值线图造成畸变，为此，在绘图前先对曲线进行五点三次样条平滑。在平滑后，对曲线进行曲率判断，若有个别点不满足电磁理论中曲线上升的斜率，则对这种点进行特别处理，以消除这类畸变点。切比契夫拟合是为消除曲线上连续几个频点或极距处曲线段不光滑而设计的拟合方法。

依据同一数据格式，程序将读入不同的参数，分别进行处理，然后绘图。

一般情况下，野外测得的数据是任意分布的，而且每个测点上选用的极距（$AB/2$）或周期也不一致，因此，需要对原始数据进行网格化处理。我们可以令

$$y=\log T \text{或} y=\log(AB/2) \tag{1}$$

这样还可绘制对数坐标的等值线。在做网格化处理时，用下列方程

$$[\nabla^2 x(z)+\nabla^2 y(z)]-[(a)y)][\nabla^4 x(z)+\nabla^4 y(z)]=0 \tag{2}$$

（3）程序应用说明

NAME（M）	测线上各测点数据文件名；
NAME2	整条测线的文件名；
ZP（2500）	第一参数数组，一般为视电阻率；
ZPIJ（2500）	第二参数数组，一般为相位；
NB（M）	各测点上的频点或极距个数；
NSMA	五点三次样条平滑次数；
MMM	切比契夫拟合方次；
TMAX	最大截断周期T（或最大截断极距$AB/2$）；
NSM	等值线平滑次数；
N11，N22	绘图开始及结束点号；
M	总的绘图点数M＝N22−N11+1；
ZLEV	等值线数值数组；
LDIG	等值线宽度数组；
LWGT	等值线注示数值（有效位数）；
NX	X方向网格化的节点数；
NY	Y方向网格化的节点数。

在主控程序CUR1中有下列子程序或程序子段：网格化原始数据ZGRID、平滑原始数据ZSMTH、绘制等值线ZCSEG、切比契夫拟合CHESQR、五点三次样条平滑

SMOTH 和高斯列主元法解线性方程组。

2.电阻率-深度断面的绘制程序

该程序可以绘制直流电测深、频率测深和大地电磁测深法中 Bostick 类方法的近似反演结果，即电阻率与视深度任意比例尺的断面图。

（1）程序的主要功能

a.打印和屏显绘制的图件；

b.根据绘制的不同图件，应用不同的公式，分别计算对应各深度点的电阻率；

c.可用对数坐标或算术坐标绘制电阻率与视深度断面图，算术坐标可突出深部构造，而对数坐标则可突出浅部构造；

d.对于大地电磁测深法可选用视电阻或视电阻率及相位联合的估算方法之一；

e.可以绘制电阻率断面图，也可绘制各测点上电阻率随深度变化的曲线及打印各深度点上的电阻率数据；

f.可对原始数据进行任意次的五点三次样条平滑，并用切比契夫原理消除畸变点，然后再次对 Bostick 类的反演数据进行五点三次样条平滑；

g.可任意选定计算用的最大周期或极距（$AB/2$），也可任意选定绘图最大深度；

h.程序可自动搜索等值线数值及条数，也可人为规定，线的粗细将随要求而定；

i.绘等值线可以按算术值，也可以按对数值，按对数值的等值线比按算术值的等值线图形更光滑。特别在 MT 方法中，电阻率值变化很大，因此，更适于按对数值绘等值线。如果按算术值绘等值线，则曲线往往挤在一起，不易分析；

j.等值线上可以标注电阻率值，也可以不标注电阻率值，如用对数标注时，应恢复为算术值；

k.打印曲线时，可选用任意模数，但也可在规定的统一长度中打印图形；

l.点序号可以选为倒序或正序；

m.对一条测线而言，可在任意点处开始和结束绘制的图形；

n.可在图的上面绘制出地形的起伏；

o.对断面等值线图可进行任意次光滑。光滑参数是按整条剖面统一选取。因此，光滑次数愈多，曲线愈光滑，断面图愈美观，但易失去有用的构造信息。

（2）方法简介：从水平层状介质的理论计算公式出发，当下半空间介质电阻率为无穷大或零这两种极限情况时，可推导出曲线低频渐近线分别满足下列方程式：

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu S^2} \tag{3}$$

$$\rho_a = \omega\mu D^2 \tag{4}$$

式中 S 为下半空间上面多层介质的总纵向电导；D 为下半空间上部多层介质的总厚度。

上述两种渐近线分别称为 S 渐近线和 H 渐近线。两渐近线的交点坐标 ρ_a 和 ω 同时满足（3）和（4）式。如能求得各频率的交点坐标 ρ_a 和 ω，便可求出它们所对应的深度 H 及该深度范围内介质的总纵向电导 S，进而导出介质电阻率随深度变化的规律。Bostick 发现渐近线交点的 ρ_a 值与该频率对应的实测视电阻率值很接近，在这种性质的基础上产生了 Bostick 反演方法。Bostick 反演方法可仅用视电阻率进行反演，也可用视电阻率和相位 φ

进行反演，其最终的反演公式为：

$$\rho=\rho_s\left(1+\frac{d\log\rho_s}{d\log T}\right)\Big/\left(1-\frac{d\log\rho_s}{d\log T}\right) \tag{5}$$

$$\rho=\rho_s\left(\frac{\pi}{2\varphi}-1\right) \tag{6}$$

$$D=\left(\rho_s^T/2\pi\mu\right)^{1/2} \tag{7}$$

式中 ρ 为 Bostick 变换后的电阻率，ρ_s 为实测的视电阻率，T 为周期，D 为 Bostick 变换深度，φ 为相位，μ 为导磁率。两种方法各有特点，特别是实测曲线不光滑时，用第一种方法往往得不到较好的结果，因为 $d\log\rho_s/d\log T$ 往往得不到合理的值，为此在程序中加上了特别的处理方法，保证反演结果的合理性。用第二种方法时，反演后的结果反映出的层次不如用第一种方法时那么明显。

(3) 程序应用说明

NAME（M）	测线各测点上的数据文件名；
NAME2	数据总文件名；
NAME4	等值线数值、宽度、标示参数文件名；
BS1	字符、方法开关；
CON	直流测深法系数 $k=D/\ (AB/2)$；
SB	对数及算术坐标开关、字符；
SS5	字符，大地电磁反演方法开关；
SS10	字符，仅绘等值线或打印曲线和数据或既绘等值线又打印曲线开关；
NSMA	对原始数据进行五点三次样条平滑的次数；
NSMA1	对反演以后的电阻率做五点三次样条平滑的次数；
MMM	对原始数据进行切比契夫拟合程度指标，该值愈大，拟合程度愈高；
TMAX	最大截断 T 或 $AB/2$；
DEPTH	绘图最大深度；
SS4	字符，人为规定等值线形式，还是计算机自动搜索开关；
AD	对数或算术等值线开关；
AT	等值线是否标示开关；
ZNDU	计算机自动搜索等值线时的间隔；
SS11	仅打印数据，仅绘曲线或两者同时进行的开关；
SS2	读取原始数据时可采用所有的数据点也可跳点应用数据点开关；
SS8	测点序号是否反序开关；
N11	测线上开始点号；
N22	测线上结束点号；
M	总计处理测点数；
AC	是否绘制地形开关；
NX	在测线方向上的网格数；
NY	在深度方向上的网格数；

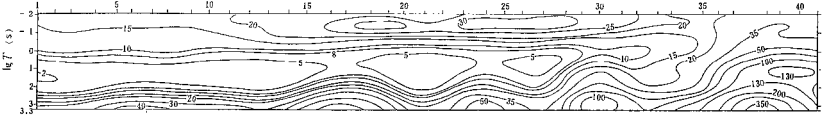


图 1　视电阻率-周期等值线图

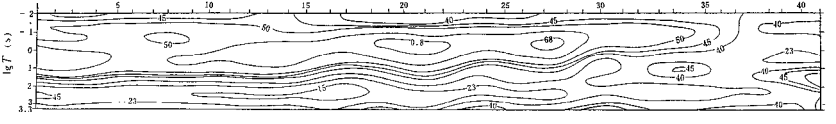


图 2　阻抗相位-周期等值线图

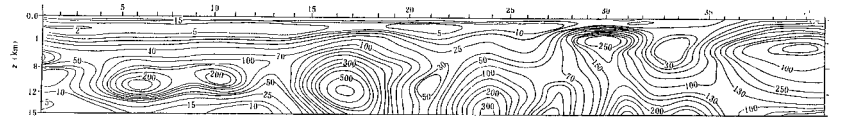


图 3　电阻率-深度等值线图

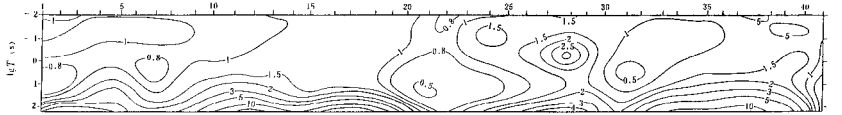


图 4　电性各向异性等值线图

NSM	等值线平滑次数；
Z（NX，NY）	网格化后的各结节点电阻率值；
ZP（2500）	电阻率数值；
ZPIJ（2500）	相位数值；
NB（M）	各测点上频率或极距个数数组；
ZLEV	等值线数值数组；
LDIG	等值线粗细数组；
LUGT	等值线标示数组；
CV	各测点 x 坐标数组；
CB	各测点 y 坐标数组。

在主程序 BOS1 中，首先有对原始数据进行自检程序子段，即当出现负值或零值电阻率和相位时，程序将指示错误，并要求你重新输入这个数值并自动洗掉原文件，记录新文件。程序中 SPLIN 子段是用于求 $d\log\rho_a / d\log T$ 或 $d\log\rho_a / d\log(AB/2)$ 的程序；ZGRID 是网格化数据子段；ZSMTH 是平滑等值线程序子段；ZCSEG 是绘制等值线图程序子段；CHESQR 是切比契夫拟合程序子段；SMOTH 是五点三次样条平滑程序子段；GAUSS2 是用高斯列主元法求解线性方程组子段。

四、绘图实例

软件包研制成功后已有几个单位在生产中应用，应用效果十分理想。

图 1 至图 4 是由该软件包绘制的某油田 MT 剖面的拟断面图，图 1 是视电阻率-周期等值线图，图 2 是阻抗相位-周期等值线图，图 3 是电阻率-深度等值线图；图 4 是电性各向异性等值线图。由图可见它们清楚地反映了沿剖面电性构造变化的特征。

介绍几个大地电磁程序

魏　众

（华东石油地质局第六物探大队）

在大地电磁测深资料处理解释工作中,我们逐步开发使用了一批大地电磁资料处理程序。这些程序在理论方法方面都是最基本的；但在编程技巧和提高程序工作效率方面，我们认为具有一定的交流价值。

一、如何提高程序的质量和工作的效率

大家知道，大地电磁资料处理依赖于计算机，计算机与大地电磁通过程序相连接。要提高资料处理的质量和效率，首先就要提高程序的质量和效率。对我们生产单位来说，效率显得尤其重要。如何提高大地电磁程序的质量和工作的效率？我们的体会是：除使程序简练之外，还要解决以下的问题：1.多参数输入，2.多功能化，3.高质量交互作图。

1.多参数输入问题

程序需要输入许多参数，而有的参数并非每次启动程序都一定要变化。例如：测线号、数据是否含有误差棒、工作曲线的选择 xy 或 yx 和 res 或 ph 等。显然在每次启动程序时都逐项输入这类不常变化的参数是麻烦而多余的；在程序中固定这些参数又使程序不灵活，过分死板。如何解决这个矛盾，我们想出了表格输入法。它可以有许多的参数输入项，每项参数都有一个缺省值，关键是缺省值都是前次启动本程序所采纳的值。程序实现的步骤是：首先在屏幕上显示出来表格，在每格内添好缺省值，并在其旁边说明该项的内容。然后让程序检查键盘输入，如果键入移动键，则让光标移到下一个表格或上一个表格，如果键入修改键则自动改变当前光标所在表格的内容。例如测线号 16，按上键则为 17，下键则为 15，再下键则为 14。最后当按下一个规定的键时则表示对表格的承认，可以进行以后的工作。这时程序保存表格的内容，做为下次启动程序的缺省输入。这样多参数的输入工作就转变成了个别参数的修改工作。这种表格输入法的优点是在有较多不常变化的参数输入时，它能减少工作量、节省机时、提高工作效率。而我们的大地电磁程序一般地都有很多不经常变化的参数需要输入。另外，所有的输入部分仅通过五个键即能完成，这在一定程度上可以增强程序的输入容错能力。

2.程序的多功能化

如果你经常地使用一个程序工作，你会希望它具有较多的功能。在拟合程序里可以让程序自动地去修改模型的层参数；在必要的时候操作员需要进行一定的干预，对模型进行人工修改，改变电阻率和厚度，甚至改变模型的层数。在曲线编辑程序里，不仅要对单点进行编

辑，而且同时要对多点进行编辑，可能随时还要看看编辑后的 Bostick 效果。在其它的程序里，还可以有别的工作要求。这些工作都可以在一个程序里实现，使处理程序具备多种功能。实现的方法是，首先将各工作编成独立的子程序，再在主程序里加一个控制程序即可。执行时控制程序检查键盘操作，根据按下的键调动那些独立的子程序运行。一个具备了多功能的程序，其效率通常是很高的。

3.交互作图

大地电磁处理工作随时同曲线打交道，每一步工作都会有曲线的变化，例如，圆滑之后有圆滑曲线，Bostick 之后也有曲线。拟合时每次修改模型后，拟合曲线都要变化。要随时看到曲线的变化，就需要交互作图。Basic 很容易做到这一点，通常 IBM Basic 的作图质量很差；分辨率低、色彩少。我们建议使用 Quick Basic。其分辨率可达 640×480，并有 16 种色彩可选用，同时每页屏幕能显示 30 行内容。这样不仅能保证足够精度的彩色图形，还能在较小的地方显示出必要的东西，可在最上一行显示文件名及拟合精度等参数，第 2 行到第 24 行用于作图，在图形的下面一行可显示各功能的提示信息，屏幕最下面的两行用于操作输入控制，即人机对话。在最下的两行上，要使用部分屏幕滚动技术，使得反复操作输入后屏幕上的图形不向前滚动。交互作图使得每步工作引起的曲线变化都通过图形直观地显示。

二、程序介绍

1.窗口程序

大地电磁的记录信号通过计算之后，每个参数在每个频率上都可得到许多数据点。在无干扰的情况下，同一频率上的数据点应该是一致的。但实际资料由于各种干扰的影响而都具有一定程度的分散。这些分散点，将会给最终曲线带来一定的干扰影响。本程序的目的就是通过建立并修改一套窗口参数，对所有数据点进行筛选，根据统计规律剔除部分分散较严重的“飞点”；不使用这类“飞点”，而使用分布较集中、相干度高的数据点，计算出带有误差棒的大地电磁测深曲线。在野外观测记录过程中，许多干扰信号的强度是随时间变化的，在干扰发生的同时，非干扰频率上的信号还是比较理想的。本程序主要用于这种情况下对 MMSO3E 资料干扰成分的压制工作。

剔除数据点中那些分散较大的点的最简单办法是给每个频率的数据加一个窗口，用窗口筛选数据。该窗口的中心应位于数据分布最集中的位置；窗口的宽度以既能包含大多数分布集中的数据点，又能排除分布分散的数据点为佳。程序对数据的筛选工作实际包括两步。第一步是在输入观测点数据时，用一些参数的门坎值对数据进行初选。这些门坎值包括：CP 最小值、Skew 最大值、Ellipticity 最大值、转角的最大和最小值。这些门坎值的设立由程序的表格输入完成。被门坎值筛选掉的点程序将不做任何处理；除非下次执行本程序时降低门坎标准，才有可能在以后的图形中见到它们。第二步筛选工作是在计算误差棒曲线前，用窗口参数对数据进行筛选处理。筛选掉的数据将不参加误差棒曲线的计算。如果要使用这些数据，唯一的办法就是重新扩大窗口。

程序执行时首先进入表格部分。这时只有五个键有效，←和→键可使光标移到前或后一个表格上；↑和↓键可修改光标所在格的内容；Esc 键可退出表格输入部分，表示表格修改

完毕。退出表格输入后，屏幕进入了图形状态。此时，屏幕的左上角显示工作点号和目前的工作曲线；右上角显示程序名；屏幕的下部是功能提示；中部是图形。图形中，绿短线是没被淘汰的数据点，蓝短线是目前被淘汰的数据点，灰直线是窗口，红直线是目前的工作窗口，屏幕右部的黄方块位置（上或下）表示目前可修改窗口的上或下限。操作员按下一个功能提示中粉红色字符键，即可完成一定的功能调用。各功能介绍如下：

Rr 选择相位或振幅曲线。将使屏幕上的曲线由振幅变为相位或由相位变为振幅曲线。

Xx 选择 XY 或 YX 方向曲线。将使屏幕上的曲线由 XY 变为 YX 或由 YX 变为 XY 方向曲线。

Mm 改变黄方块的位置。将使屏幕上的黄方块位置由上变为下或由下变为上。

< > 改变窗口修改时的幅度参数。将减少该参数的值，或将增加该参数的值。

↑ ↓修改窗口的某个边（由 M 指定）。↑使边界向上移动，↓使边界向下移动。

←→将目前工作窗口向左或右移动。

↖←↗→将目前工作窗口向左或右移动五个频率单位。

Ee 调用曲线预测功能。下面将详细介绍该功能；

按下 E 键，屏幕将重新作图，显示出带误差棒的曲线。此时，可以使用的功能也有提示显示，其使用说明如下：

Rr 选择相位或振幅误差棒曲线。

Xx 选择 XY 或 YX 方向误差棒曲线。

Pp 将误差棒曲线换成 Skew 和转角曲线显示。

Cc 退出预测功能，返回窗口修改部分。

Qq 保存误差棒曲线等，结束程序工作，返回系统。

程序执行过程中，各功能可以反复调用，直到四条曲线的各个窗口控制下的误差棒曲线都较理想为止。退出本程序后，如果窗口须再修改，可以在前次的基础上继续工作，原窗口外的数据点仍然可以被使用。

2.曲线编辑程序

大地电磁测深曲线，在无干扰的理想情况下，应当是一条非常光滑的曲线。而实际工作中，尽管采取了许多有效措施压制干扰，但通常得到的曲线仍然受到各种因素的不同程度影响。这些受干扰而畸变的曲线，如果不进行必要的编辑处理，是无法直接用于资料解释的。本程序的目的就是对畸变的曲线进行编辑处理，压制干扰，使不圆滑的曲线变得圆滑起来。

本程序可用于曲线受地形起伏和近地表不均匀体等影响时的静态效应校正工作。可用于大地电磁测深资料的定性反演解释，提供简易反演曲线。本程序不仅可以用于 MMSO3E 仪器的资料处理，也可用于 PROMT 仪器的资料处理工作。

一般地，观测值 = 正常值+干扰畸变量。

无干扰时，曲线的数据都由正常值组成，这样的曲线是光滑的曲线。有干扰时，由于干扰的强度在不同频率上有较大差异，而使干扰畸变量随频率发生变化，这时的曲线一般不可能光滑。通过一定的方法使曲线光滑，可达到消除干扰影响的目的。

改正后观测值 = 正常值+干扰畸变量-改正量

改正量的选择以使曲线光滑为标准。曲线的光滑形态一定程度取决于操作员对曲线畸变的理解和横向各测点的曲线规律。要求操作员必须掌握大地电磁曲线的一些基本特点。

对严重的畸变点校正之后，就可对整条曲线进行圆滑工作。圆滑的实质就是加权平均，不同的圆滑方法只是确定权系数的方法不同而已。本程序中采用的权系数计算方法不仅考虑了横坐标的不均匀变化，还考虑了曲线数据点的可靠程度（误差棒参数）。为提高曲线两端的圆滑效果，程序将对曲线向两端进行高次插值。

编辑圆滑最终是为反演解释做准备。曲线是否合格，要看简易反演的结果。要求曲线的简易反演结果光滑，无局部跳跃，能反映主要的电性分层。简易反演使用圆滑曲线的数据。

程序执行时首先进入表格输入部分。其操作同于窗口程序。退出表格输入后，屏幕进入了图形状态。屏幕的上角显示目前的工作曲线名和显示程序名，屏幕下部是功能提示，中部是图形。图形中，浅青色的点是正在编辑的曲线点，黄色点是目前的工作窗口，可校正编辑的数据点。程序执行过程中出现的红点是编辑前的曲线数据点，绿线是圆滑曲线，白线是简易反演曲线。操作员按下一个功能提示中粉红色的字符键，即可完成一定的功能调用。各功能介绍如下：

Qq 退出，结束程序工作，返回系统。结束前，屏幕将显示圆滑曲线和反演曲线以及编辑前的曲线数据点。根据具体情况由操作员回答是否记盘，若不记盘保存则此次的所有编辑工作作废，将不产生输出文件。

Gg 重新绘图。用于擦除屏幕上的比较点、圆滑曲线和反演曲线。

Cc 比较功能。显示编辑前的原始曲线数据点。在几个频率点上多次使用校正功能后，可能把曲线编辑得面目全非，为防止这种情况的发生而使用该功能。

Bb 简易反演并绘制反演曲线。若屏幕上没有圆滑曲线或圆滑曲线超过 45° 时，即使按下该功能键程序也不进行反演操作。超过 45° 时，程序自动将工作窗口调到曲线超过 45° 的地方，等待以后的编辑工作。

Ss 圆滑并绘制圆滑曲线。此时程序要求输入圆滑参数，一般选择为 3 或 4。

Ii 插点功能。能够插入曲线两端点之间的任何频率上的数据点，只要操作员输入插入点的频率即可。若曲线带有误差棒，则插入点的误差棒大小为 100%。

Ee 扩大编辑窗口。即增加黄点的数量。若目前编辑窗口不在曲线的端部，则将在原窗口的右面增加一个黄点；若窗口已位于曲线的尾部，则将在原窗口的左面增加一个黄点。

↑ ↓ 校正功能。将编辑窗口内的数据点向上或下校正。

←→ 将目前编辑窗口向左或右移动。当目前的编辑窗口位于曲线的一端时，把窗口继续向曲线的这一侧移动，则能够缩小窗口的宽度，即减少黄点的数量。

程序执行过程中，各功能可以反复调用，但校正功能不宜过多使用。因为尽管校正功能有能力彻底压制客观干扰因素的影响，但同时也可能带入了人为主观因素的影响。这要求操作人员掌握一定的原则，充分尊重客观资料。

3.拟合程序

大地电磁测深的物理解释就是把观测曲线映射到具体的地电模型上。拟合程序就是为完成这个工作而设计的。它通过建立并修改地电模型，使模型的理论曲线与测点的实测曲线相符合，从而得出观测点的地球物理解释结果。

本程序不仅可完成不带误差棒时的观测曲线拟合工作，也可以完成带误差棒时的观测曲线的拟合工作。能用于各种仪器的大地电磁测深资料的拟合解释工作。

拟合程序包括了人工修改模型和自动修改模型两部分。人工修改模型采用逐次逼近拟合

法；模型的改正量由操作员根据模型理论曲线与实测曲线的差异而确定；一般地，它为自动修改模型准备较好的初始模型；它以正演部分为主。自动修改模型采用修改的马奎特法和一般的马奎特法；模型的改正量由程序根据模型理论曲线与实测曲线的差异而计算；计算的方法基于最小方差原理；修改的马奎特法相当于变阻尼系数算法，它比较适合大地电磁曲线的反演，使存在小厚度和低电阻率时的求解更稳定；一般的马奎特法是等阻尼系数的算法，在存在高阻层时它有比较稳定的解；这两种算法在程序中都被采纳；程序中的导数计算采用解析法；自动修改模型时，解方程组采用无回代过程的主元素消去法。

程序执行时首先进入表格输入部分，其操作同于窗口程序的表格输入。请注意，数据是否带有误差棒，表格的内容必须与输入文件数据相符合；阻尼参数一般为 100，阻尼因子参数一般为 10；模型说明表格的内容，若为 YES，则最初模型由模型文件提供，若为 NO 则最初模型由程序自行来建立一套七层的缺省模型。

退出表格输入后，屏幕进入了图形状态。屏幕的左上角显示目前的工作曲线名；右上角显示目前的拟合精度；屏幕上部中间显示程序名；屏幕的下部是功能提示；中部是曲线拟合的图形；屏幕的最下部是一个小滚动屏幕窗，用以显示人机对话内容；滚动屏幕窗与图形之间的一行是功能提示。图形中，浅青色的曲线是模型的理论曲线，黄色的点为实测视电阻率曲线的数据点。操作员按下一个功能提示中粉红色的字符键，即可完成一定的功能调用。各功能介绍如下：

Qq 结束程序工作，返回系统。结束前，将保存结果文件。

Gg 重新计算绘图。用于计算显示模型修改后的拟合情况。

Rr 删除模型的某一层。按此键后程序将显示模型的层数，并询问删除第几层。若回答的层数大于总层数或为 0 则模型层数不变化，否则层数将减少一层。

Ii 插入模型的某一层。按此键后程序将显示模型的层数，并询问插入第几层。若回答的层数比总层数多 2 以上或为 0，则模型层数不变化，否则层数将增加一层。

Ee 修改模型的层参数。程序将询问修改第几层，回答之后，显示指定层的电阻率值，并要求输入修改后的值，如果指定层不是最后一层，还将显示该层的厚度值并要求输入；修改完一层后，程序将再询问修改第几层。若回答的层数大于总层数或小于 1 则退出本功能。

Aa 进入自动拟合状态。采用一般的马奎特法计算。可以按 B 键中断本功能。

Uu 进入自动拟合状态。采用修改的马奎特法计算。可以按 B 键中断本功能。

程序对询问的不合理回答，例如：电阻率小于或等于 0、输入字符串等，将不予理睬。

程序执行过程中，各功能可以反复调用。一般地，人工修改模型后使用 G 功能先看一下改动后的拟合情况；若拟合精度降低则应恢复原模型；自动拟合前应使模型的曲线与实测曲线基本一致，这样可提高拟合的速度。

本程序开发于 1986 年，在几年的使用过程中，对程序进行了多次修改使其完善。现在与一般的拟合程序相比，它有以下几点不同：①模型的输入可以使用缺省模型，也可以直接使用前次执行本程序时产生的模型；②模型的层数在程序执行过程中可以调节编排；③高质量的交互作图；④人工与自动相结合的模型修改方法；⑤良好的输入容错能力。在任何输入过程中操作员可按任何键，程序只选择合理的回答，对不合理的回答将不予理睬，但操作员不能按 Ctri-Alt-Del 键。由于以上的不同，而使本拟合程序在工作时具有更快的拟合速度和更高的拟合精度。

[General Information]
书名=电磁方法研究与勘探
作者=刘国林　　邓前辉　主编
页数=299
SS号=10249582
出版日期=1993年12月第1版

目录

目录
唐山大震区的深部瞬变电磁法勘探＆刘国栋　　张木生等
当代大地电磁测深仪中的新技术＆张木生
ＳＴＤⅡ总线下ＴＭＳ３２０２０／Ｃ２５的开发及其在ＲＭＳ２０ＡＭＴ系统中的应用＆陈有欣　　黄跃
干旱荒漠地区大地电磁测深数据采集因素＆杨国龙
考虑场源的ＣＳＡＥＴ快速正反演＆王军
大地电磁二维波动方程深度偏移＆吴广耀　　叶兴茂
电磁阵列剖面法的实施与资料处理初探＆孙传文　　邓前辉等
Ｒｏｂｕｓｔ估计及其在大地电磁资料处理中的初步应用＆江钊　　刘国栋等
大地电磁资料和电测井资料的联合反演解释＆赵国泽　詹艳等
地球电磁响应函数的色散关系及资料的联合反演＆林长佑　武玉霞
样本组合法大地电磁张量处理＆李杏彬
大地电磁数据处理应用软件系统Ｗ－ＭＴＳ＆娄源清　彭先干
利用正交多项式圆滑大地电磁测深资料＆段波
用瞬变电磁测深校正ＭＴ静态效应＆方文藻　　李予国等
相权静校正＆何展翔
浅层电性不均匀体对大地电磁测深的影响及其校正＆李祎文
大地电磁测深静校正应用实例＆顾锦才
山区对大地电磁测深的影响＆徐师文
大地电磁测深解释中的信息提取问题＆邓前辉
用大地电磁测深资料确定构造走向＆蒋进勇鲁新便
北安一拜泉地区密点位大地电磁面积勘探研究＆徐学军王亚民等
湖北省江汉盆地东部Ｔ１０线ＭＴ测量结果与构造电性特征研究＆刘传茂　　邓前辉
大地电磁测深在襄枣凹陷地区的区域电性结构探测中的应用研究＆遂自立　　邓前辉

大地电磁测深法在襄枣凹陷的应用效果＆李群堂

大地电磁测深在深部地质研究中的应用＆李立

吐鲁番盆地电性结构初探＆金国元　　李立等

用ＭＴ方法在陕甘宁盆地进行油气勘探的效果及可行性探讨＆白改先

巴彦浩特盆地ＭＴ勘探成果＆刘东琴

大地电磁测深二维解释在Ｎ盆地的应用＆蒋洪堪　　陆国新等

下扬子碳酸盐岩地区ＭＴ勘探初步成果及其应用前景的探讨＆赵志刚

中、下扬子地区上地壳电性分层的几个问题讨论＆徐克定　叶舟

大地电磁方法在大陆科学钻探中的应用＆白星碧

１９６６年邢台震群活动的一种可能的过程＆白登海

利用ＭＴ法确定地震要素的设想及ＭＴ观测的初步研究结果＆王继军　　史书林等

多功能大地电磁测深数据处理软件包＆邓前辉　　王关勇等

大地电磁资料解释的绘图软件包＆孙传文　　邓前辉等

介绍几个大地电磁程序＆魏众