

电 磁 方 法 研 究 与 勘 探

刘国栋 邓前辉 主编

地 震 出 版 社

1 9 9 3

(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

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 唐 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 武玉霞(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	逯自立 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	蒋洪堪 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	白星碧(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子向地下注入稳定电流 (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

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）。

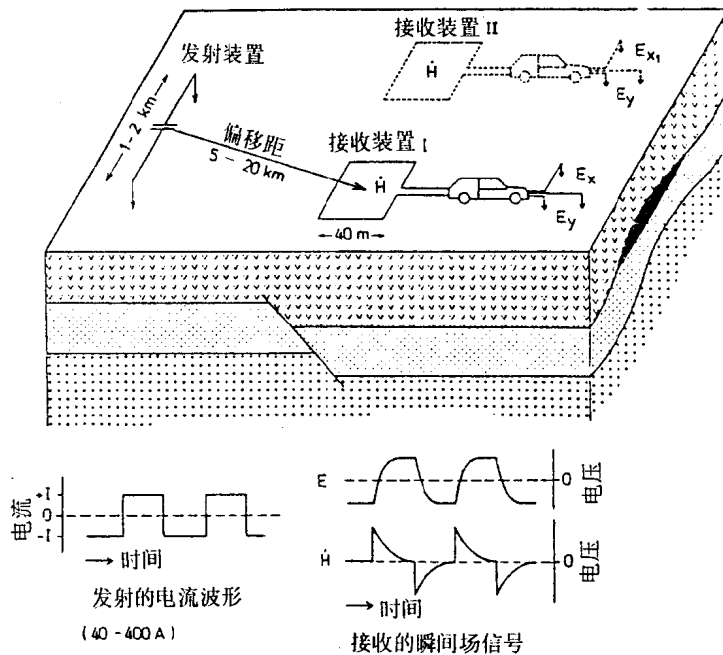


图1 深部瞬变电磁法野外工作布置图(Rossow,1989)

深部瞬变电磁法的野外工作原理如图1所示。

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 $200\Omega \cdot m$ 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

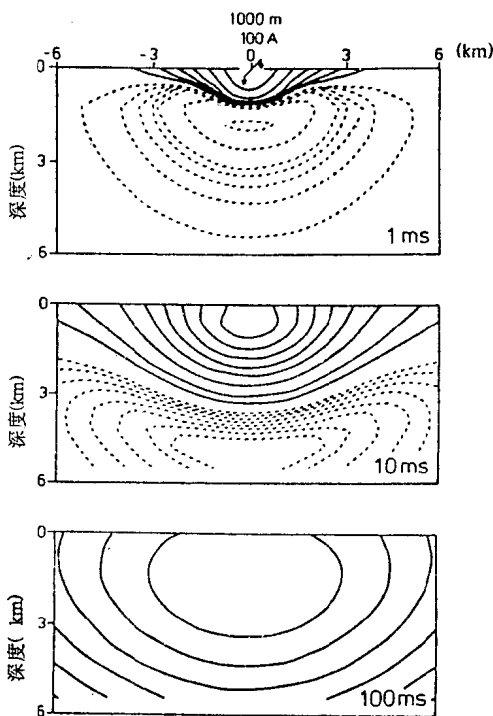


图2 在 $200\Omega \cdot m$ 均匀半空间中注入方波电流切断后,瞬变场随时间类似于“烟圈”的扩散形式

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 $200\Omega \cdot m$ 的第一层下方，有一个电阻率值为 $2000\Omega \cdot m$ 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）。

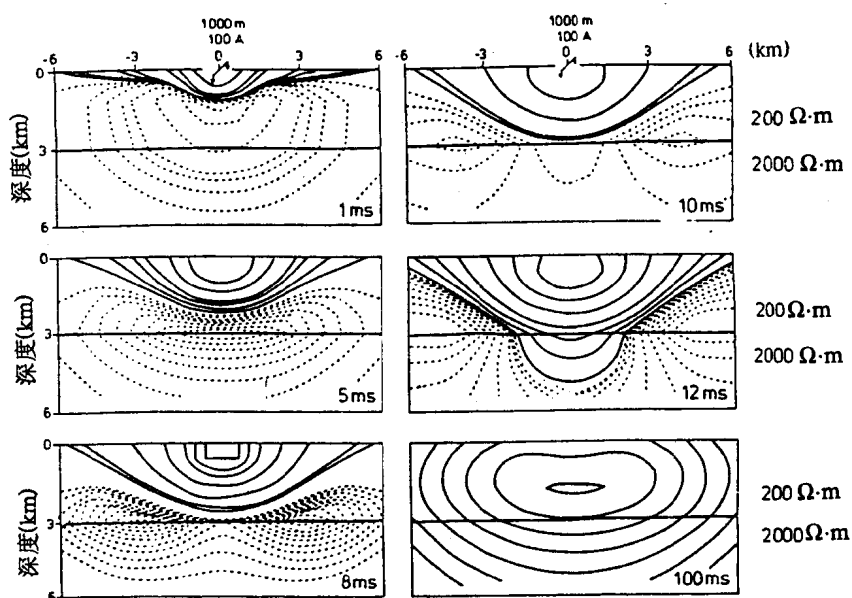


图 3 在双层地球模型中的“烟圈”系统

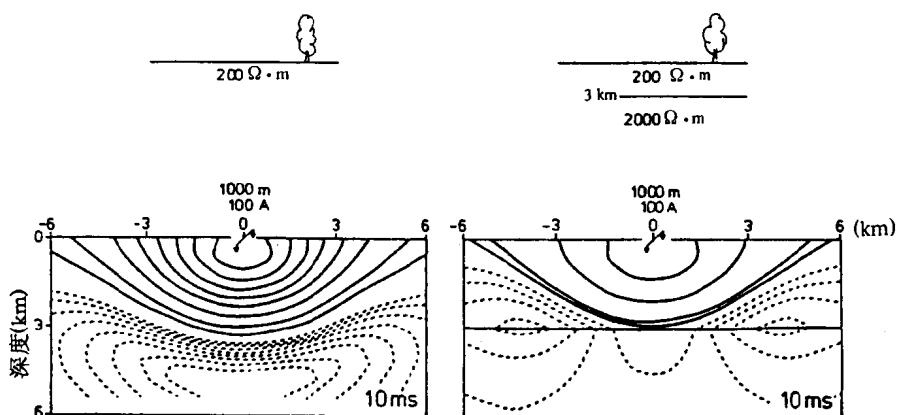


图 4 两种不同地球模型，注入方波电流切断 10ms 之后，感应电流扩散过程对比图

2.基本方程的建立

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）：

$$V_z(r,t) = \frac{-1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \mu_0 A e^{i\omega t} \frac{D_0 \cos \varphi}{4\pi} \int_0^{\infty} \frac{B_{E_1}(K,\omega) - K}{B_{E_1}(K,\omega) + K} K J_1(Kr) dK d\omega \quad (1)$$

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

$$E_x(r,t) = \frac{-1}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\omega t}}{\omega} \cdot \frac{-i\omega\mu_0 D_0}{4\pi} \int_0^{\infty} \left\{ \left[\frac{B_{H_1}(K,\omega) - K}{\alpha_1^2} - \frac{1}{B_{E_1}(K,\omega) + K} \right] \cdot \left[\frac{2}{r} J_1(Kr) \cdot (2\cos^2 \varphi - 1) - 2KJ_0(Kr)\cos^2 \varphi \right] + \frac{B_{E_1}(K,\omega) - K}{B_{E_1}(K,\omega) + K} K J_0(Kr) \right\} dK d\omega + \frac{\rho_1 D_0}{2\pi r^3} (2 - 3\sin^2 \varphi) \quad (2)$$

$$E_y(r,t) = \frac{-1}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\omega t}}{\omega} \cdot \frac{-i\omega\mu_0 D_0 \cos \varphi \sin \varphi}{4\pi} \int_0^{\infty} \left[\frac{B_{H_1}(K,\omega) - K}{\alpha_1^2} - \frac{1}{B_{E_1}(K,\omega) + K} \right] \cdot \left[\frac{4}{r} J_1(Kr) - 2KJ_0(Kr) \right] dK d\omega - \frac{3\rho_1 D_0 \cos \varphi \sin \varphi}{2\pi r^3} \quad (3)$$

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_{E_1} 定义如下：

$$B_{E_n, H_n} = \alpha_n, \quad \alpha_m^2 = K^2 + i\omega\mu_0\sigma_m$$

$$B_{E_m} = \alpha_m \frac{B_{E_{m+1}} + \alpha_m \tanh(\alpha_m d_m)}{\alpha_m d_m + B_{E_{m+1}} \tanh(\alpha_m d_m)}$$

$$B_{H_m} = \alpha_m \frac{B_{H_{m+1}} + \alpha_m \beta_m \tanh(\alpha_m d_m)}{\alpha_m \beta_m + B_{H_{m+1}} \tanh(\alpha_m d_m)}$$

$$\beta_m = \sigma_{m+1} / \sigma_m, \quad d_m = h_{m+1} - h_m, \quad m = n-1, \dots, 1$$

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

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

式中 $u = 2\pi r / \tau$, $\tau^2 = 8\pi^2 \rho t / \mu_0$ 。 $\operatorname{erf}(u / \sqrt{2})$ 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 ($t \rightarrow 0$) 和晚期 ($t \rightarrow \infty$) 的渐近公式。

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

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

对于晚期 $t \rightarrow \infty$ 时, 则公式 (4) 可简化为:

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

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受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 $V_z(t)_{meas}$ 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:

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

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:

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

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受线圈中感生的电压值 $V_z(t)_{meas}$ 与视电阻率值之间的关系式

$$\rho_a^{ET} = \frac{2\pi r^5}{3D_0 A_y} V_z(t)_{meas} \quad (9)$$

把公式 (6) 代入 (8), 便可得到晚期阶段两者的关系:

$$\rho_a^{LT} = \left[\frac{D_0 A_y}{40\pi\sqrt{\pi}} \right]^{2/3} \left[\frac{\mu_0}{t} \right]^{5/3} \left[\frac{1}{V_z(t)_{\text{meas}}} \right]^{2/3} \quad (10)$$

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)。

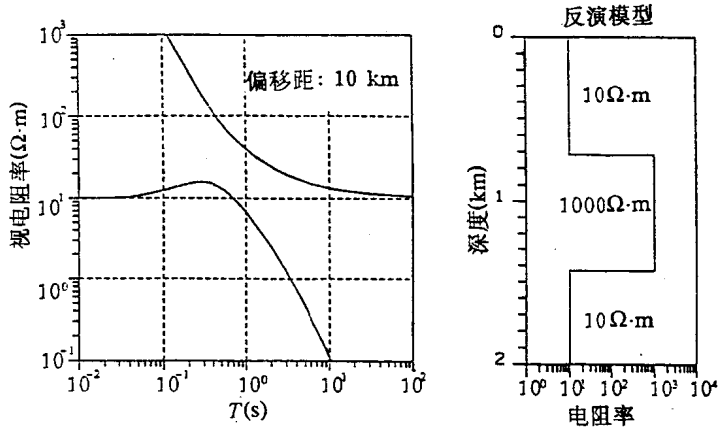


图5 对于一个三层地球模型早期和晚期视电阻率曲线示例

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

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

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

对于 E_y 有

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

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

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：对瞬变场曲线做谱分析，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 Micro-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%。

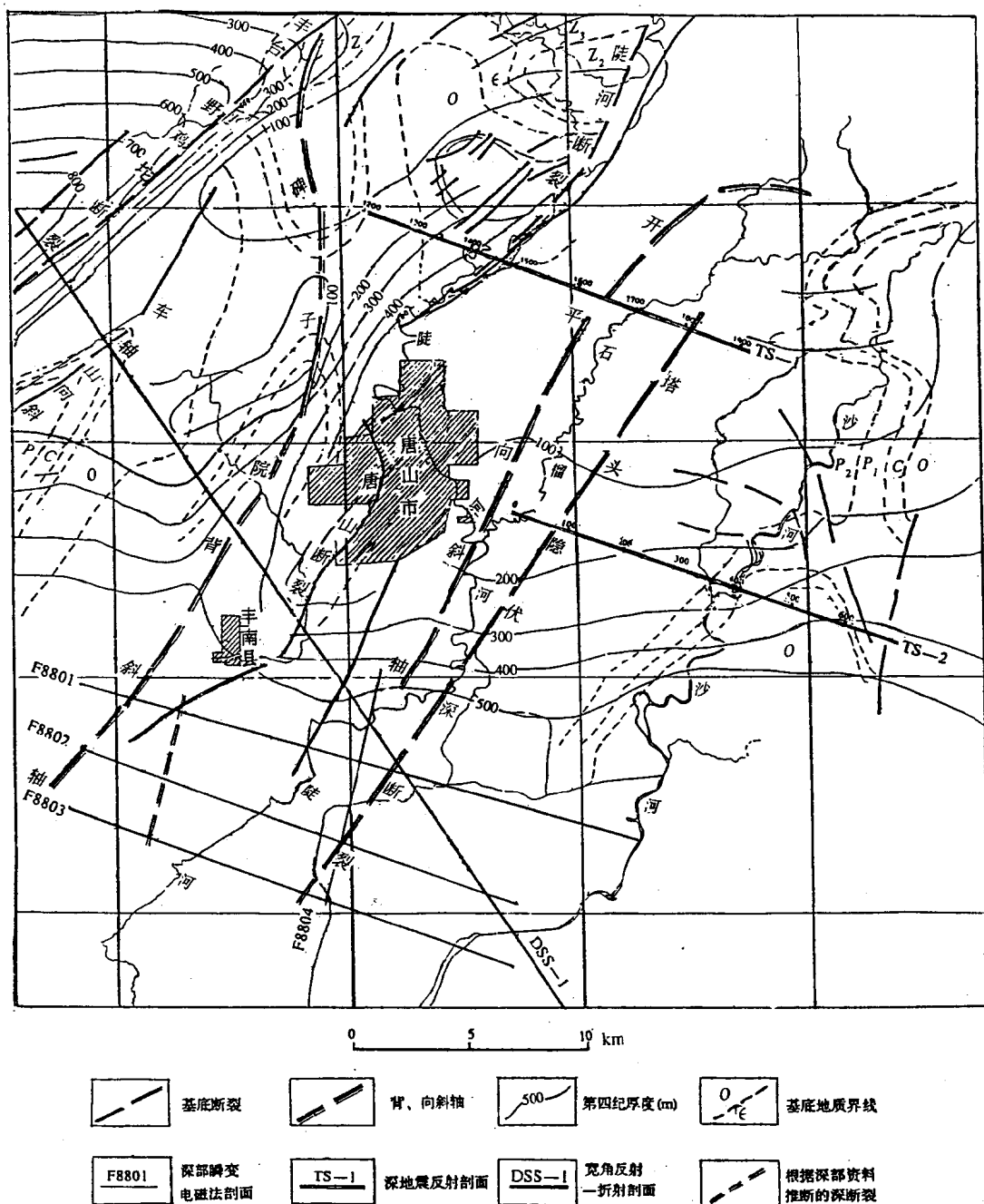


图 6 唐山地区地质构造图及 LOTEM 探测剖面布置图

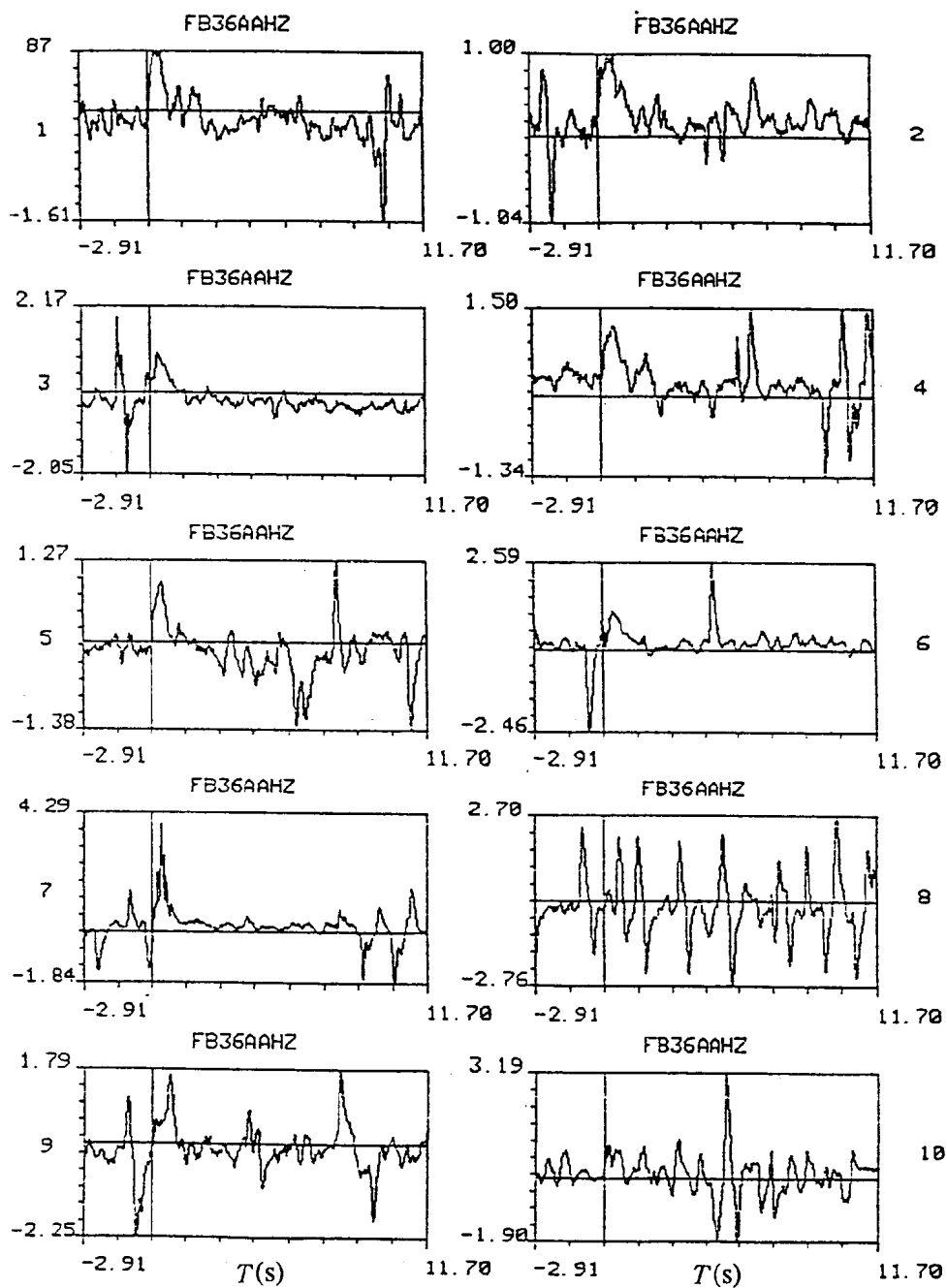


图7 FB36AA 测点的 10 条原始瞬变磁场曲线

纵坐标为瞬变磁场强度,横坐标为时间

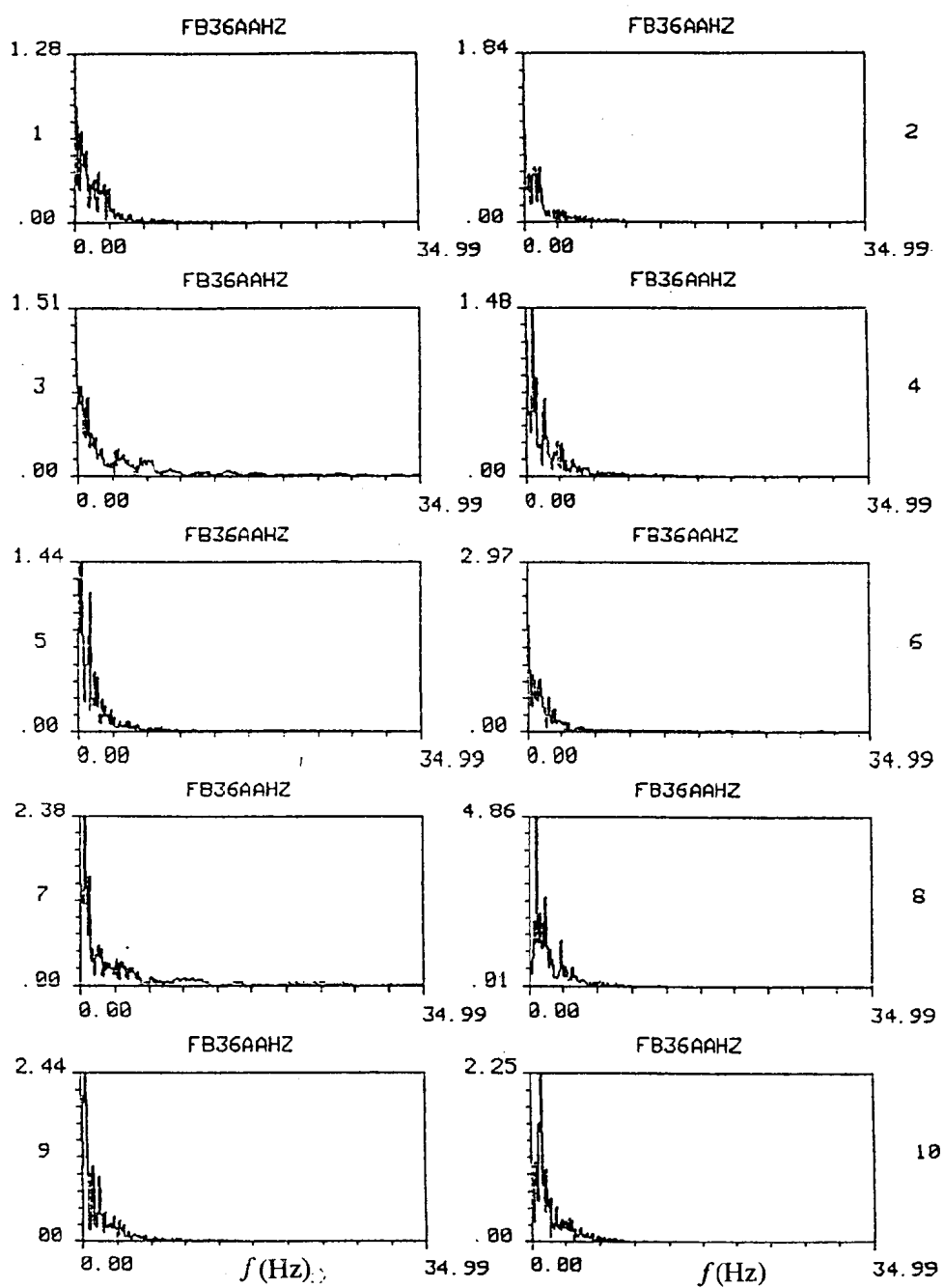


图 8 FB36AA 测点的瞬变磁场曲线的频谱响应

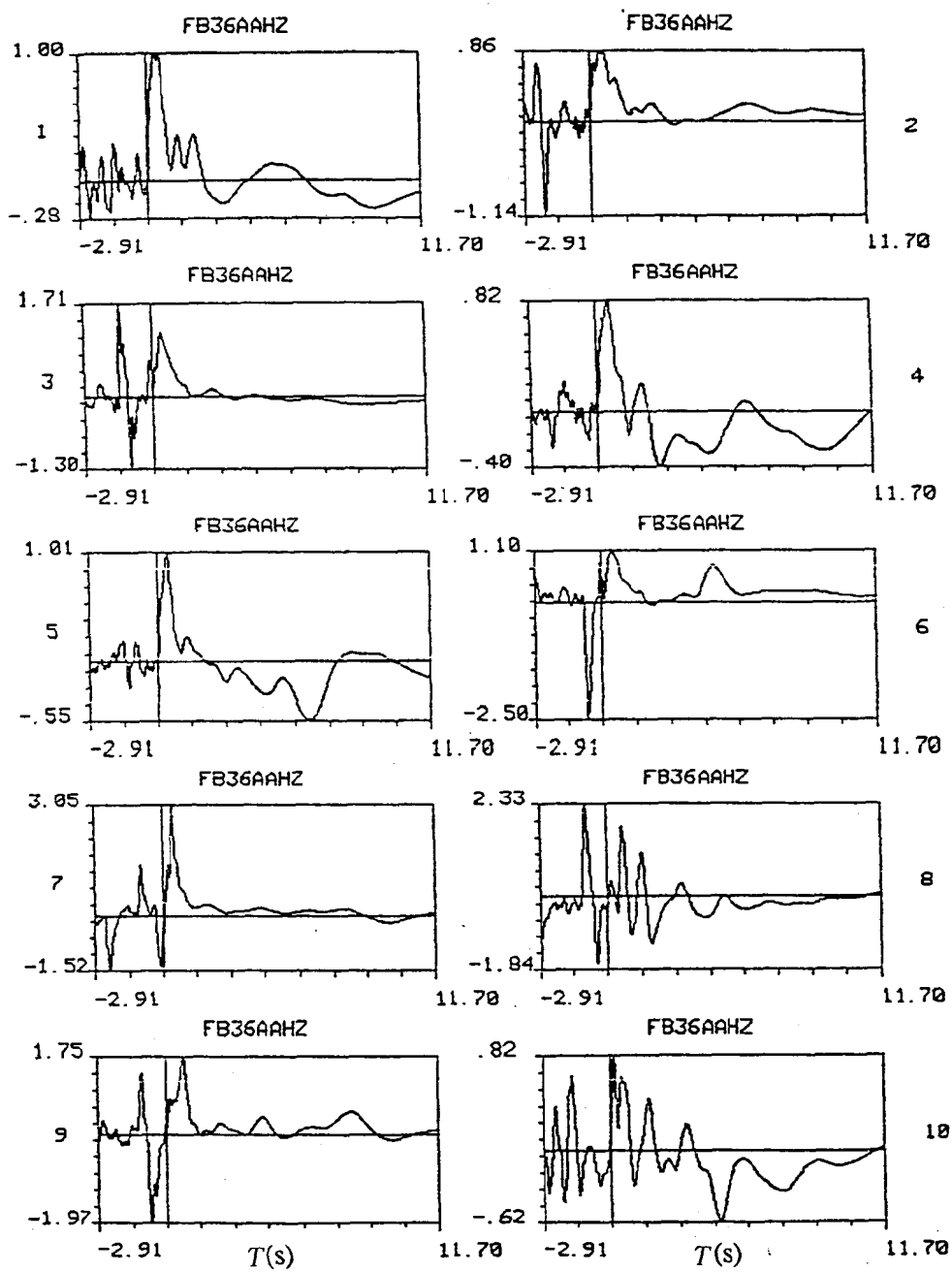


图9 滤除噪声后基线已做调整的时间域瞬变磁场曲线

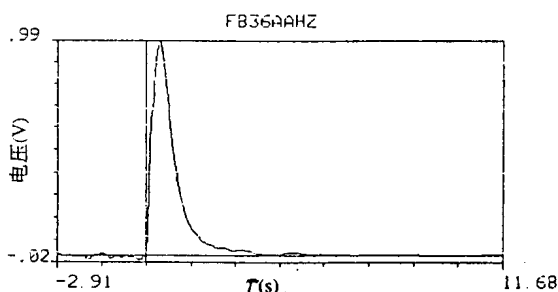


图 10 选择叠加后的瞬变磁场曲线

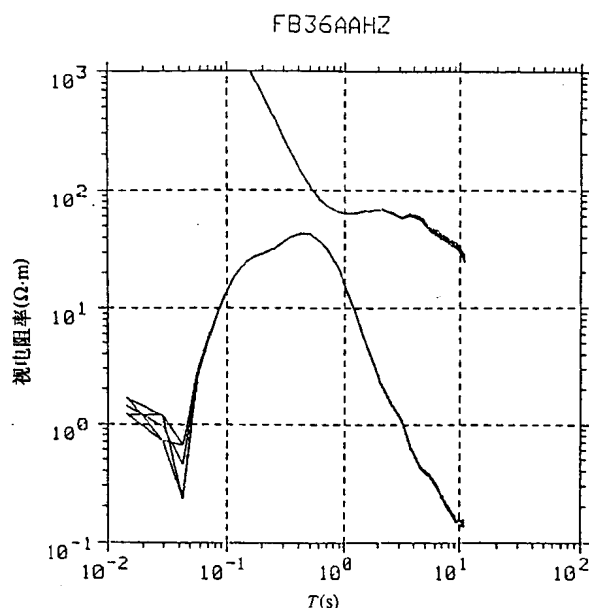


图 11 早期和晚期视电阻率曲线

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。

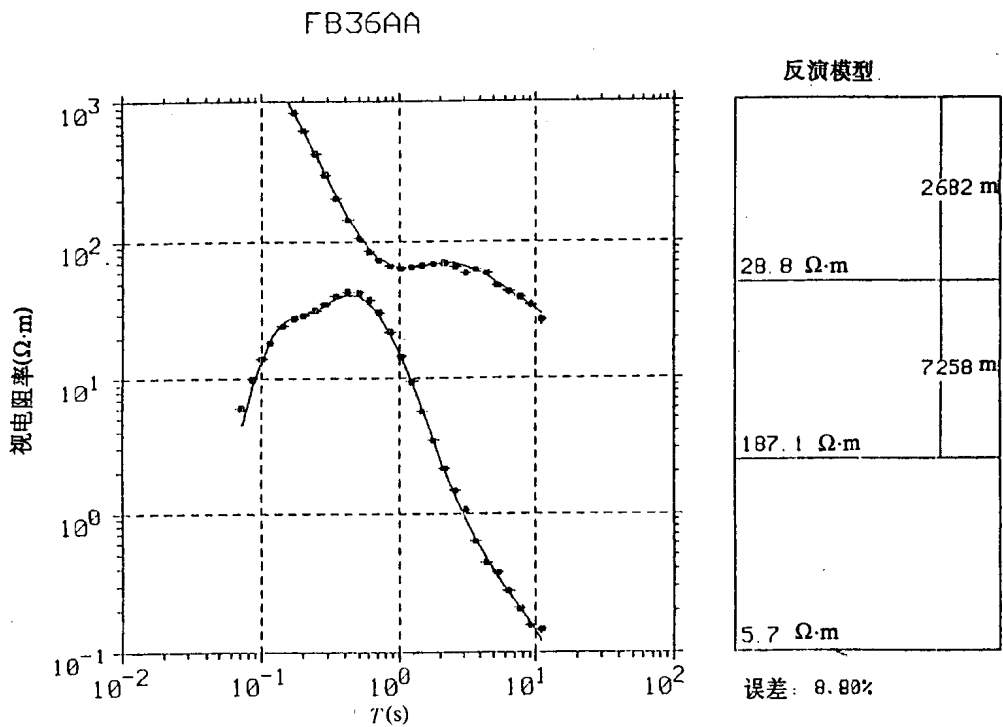


图 12 测点 FB36AA 瞬变磁场曲线的反演结果

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，因此勘探深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—17 $\Omega \cdot \text{m}$ ，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—200 $\Omega \cdot \text{m}$ 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