P631.3 640
S56

国家科学技术学术著作出版基金资助出版

可控源音频大地电磁法理论与应用

石昆法 著



A0928849

科 学 出 版 社

1999

内 容 简 介

本书共分五章，较全面系统地给出了电磁场的理论公式，尤其是对可控源音频大地电磁法（CSAMT法）的公式进行了详细的论述与推导。根据CSAMT法的理论公式，对该方法在实际应用中经常遇到的几个重要实用问题进行了详尽的讨论，使CSAMT法的应用理论基础进一步深化。本书还根据作者的多年应用实践，给出了CSAMT法的野外工作方法及资料处理和推断解释方法，最后给出了CSAMT法的应用效果和应用实例，可以看到使用CSAMT法取得了重大的经济效益和社会效益。本书的特色是理论性和实用性相结合。它可供从事应用地球物理、地质等领域的科研、生产人员以及大专院校有关专业的师生参阅。

图书在版编目（CIP）数据

可控源音频大地电磁法理论与应用/石昆法著. - 北京：科学出版社，1999.10
ISBN 7-03-007612-5

Ⅰ.可… Ⅱ.石… Ⅲ.音频电磁法：大地电磁法 Ⅳ.P631.3

中国版本图书馆CIP数据核字（1999）第20325号

科学出版社 出版
北京东黄城根北街16号
邮政编码：100717
丽源印刷厂 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1999年10月第 一 版 开本：850×1168 1/32
1999年10月第一次印刷 印张：3 插页：2
印数：1—800 字数：71 000

定价：12.00元

（如有印装质量问题，我社负责调换〈杨中〉）

前　言

长期以来，人们探测地壳的浅层电性结构，或者对浅层地壳结构进行地球物理场的透视成象，以达到了解近地表地层，寻找矿产资源及解决各种水文工程地质等目的。

在众多的地球物理探测中，电法勘探由于其场源的多变性、方法的多样性和解决问题的有效性，已为世人所关注。

本世纪 50 年代，法国的 Cagniard（1953）和前苏联的 Tichonov（1950），以及 60 年代的 Berdichevskil 等（1969），借助于在大地中传播的不同频率的电磁波趋肤效应的差异，提出了大地电磁法（以下简称 MT）和音频大地电磁法（以下简称 AMT）。这种方法的实质是测量由于太阳风或太阳黑子活动（MT 法）及赤道区的闪电雷击（AMT 法）在地球表面产生的各种频率的水平电场分量 E_x 和与之正交的水平磁场分量 H_y 之比，从而达到了解地下电性结构的目的。从理论上讲，这种方法的探测深度是无限的，就目前方法的应用，其探测深度已达几十公里，加之，这种方法不受高阻层屏蔽、设备轻便，为地球物理界所重视。

MT 或 AMT 法尽管有诸多优点，但是由于它使用的是天然场源（或称被动场源），信号往往是微弱的，另外易受自然环境因素的影响，尤其在矿山、城区附近就很难利用此种方法。

1971 年和 1978 年，Goldstein 和 Strangberg 提出了可控源音频大地电磁法（以下简称 CSAMT 法）。该方法使用了人工发射的可

控制的场源,达到电磁测深的目的,解决了 AMT 和 MT 法场源微弱和多变性等问题。

1984~1985 年,加拿大凤凰公司在安大略省地质调查局勘探技术发展资助项目的赞助下,研制了可控源音频大地电磁系统,并于 1986 年改进了硬件和软件系统,推出了 V-4 型微机控制的、八通道接收机和 IPT-1,T-30 型发射机(见图版 1)。

1987 年,中国科学院地球物理研究所首次将凤凰公司的 V-4 系统引进中国,开展了大量的实验研究,在石油天然气勘探、金属矿勘探、地下水勘探、工程地质勘探、煤田陷落柱勘探等领域均取得明显地质效果。

目前凤凰公司已由 V-4 发展到 V-5, V5-2000, V-6(V-5, V5-2000, V-6 既能作 CSAMT,又能作 AMT 和 MT),在中国已销售近 60 台套。

在中国引进的这些仪器中,多半用于石油天然气勘探,使用的方法多半是 MT 或 AMT 法。

中国科学院地球物理研究所用 V-4 系统进行浅层地球物理勘探,坚持开展了 CSAMT 方法的应用理论基础研究和应用效果的研究,取得了重大进展。

本书是中国科学院资源与生态环境研究重点项目"近地表地球物理综合透视方法技术及其在地下水资源探测中的应用研究"的部分总结,得到中国科学院资源与环境、中国科学院地球物理研究所领导及科研管理部门的热情支持,得到了课题负责人王妙月教授的指导与关怀,在此,作者表示衷心感谢!

本书的应用实例,是中国科学院地球物理研究所电法组十几年来艰苦劳动的总结,在此向电法组的开创者张赛珍教授致以崇

高敬意，向电法组的李英贤、于昌明、张庚利、王若等表示衷心感谢！

作者

1999年6月

第一章　应用理论基础

第一节　电磁场的理论公式

众所周知，电磁场也是一种物质，它在空间的分布和传播遵循麦克斯韦方程组。

一、理想自由空间的麦克斯韦方程组

$$\nabla \cdot \boldsymbol{E} = 4\pi\rho^* \tag{1.1}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{1.2}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{B} = 0 \tag{1.3}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{B} = \frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} + \frac{4\pi}{c}\boldsymbol{j} \tag{1.4}$$

式中$\nabla \cdot \boldsymbol{E}$表示$\boldsymbol{E}$的散度；$\nabla \times \boldsymbol{E}$表示$\boldsymbol{E}$的旋度；$\rho^*$为自由电荷体密度；$\boldsymbol{j}$为电流密度；$\boldsymbol{E}$为电场强度；$\boldsymbol{B}$为磁感应强度，$\boldsymbol{B} = \mu\boldsymbol{H}$；$c$为常数，即光速。

上述方程组为高斯制的表达式，若运用实用单位制时，则将4π及常数c去掉即可。

麦克斯韦方程组实质上是反映了电荷、电流、电场、磁场随时

间和空间变化规律的定律，它综合了电磁现象的一切相互作用。由方程式可知：

方程(1.1)表明：每一个单位正(负)电荷要发散(收集)4π 倍的电力线。

方程(1.4)表明：传导电流 $\boldsymbol{j}$ 产生涡旋状磁场，变化的电场产生涡旋状的磁场，相当于位移电流产生的磁场。

方程(1.3)表明：交变电磁场中的磁力线是封闭的。

方程(1.2)表明：变化的磁场产生涡旋状的电场。

方程(1.2)、(1.4)式相结合，表征了电磁场的产生和传播过程。

二、电磁场对介质的作用

电磁波进入介质中后要产生传导、极化、磁化现象，而这些现象反过来又改变原来电磁场的状态，这就是电磁波和介质的相互作用。当电磁波从一种介质进入另一种介质时，在分界面附近要发生波的反射和折射等复杂现象，这些都是在 CSAMT 法中常会遇到的问题。

传导：电流在介质中传导遵循欧姆定律微分形式，即 $\boldsymbol{j}=\dfrac{\boldsymbol{E}}{\rho}$，式中 ρ 为介质电阻率。

极化：由于外电场的作用，使介质产生极化，极化的结果，反过来又影响介质中的电场。极化强弱用极化强度 $\boldsymbol{P}$ 来表示，它表示单位体积内的电偶极矩。

磁化：在磁场作用下，介质会发生磁化。磁化的结果，反过来

又影响介质中的磁场。磁化的强弱，用磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 来表示，它表示单位体积内的磁偶极矩。

三、均匀介质中的麦克斯韦方程及波动方程

1. 均匀介质中的麦克斯韦方程

由自由电荷密度 ρ_f^* 产生的传导电流密度为 $\boldsymbol{j}_f$；由极化电荷密度 ρ_P^* 产生的极化电流密度为 $\boldsymbol{j}_P$；由磁化作用产生的磁化电流密度为 $\boldsymbol{j}_m$。极化电荷密度 ρ_P^* 为极化强度 $\boldsymbol{P}$ 的散度，即 $\rho_P^* = \nabla \cdot \boldsymbol{P}$；极化电流密度 $\boldsymbol{j}_P$ 为极化强度 $\boldsymbol{P}$ 的时间变化率，即 $\boldsymbol{j}_P = \frac{\partial \boldsymbol{P}}{\partial t}$；磁化电流密度 $\boldsymbol{j}_m$ 为磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 的旋度，即 $\boldsymbol{j}_m = c\nabla \times \boldsymbol{M}$，实质上是磁化作用产生的涡旋状电场所引起的电流密度。因此介质中的总电荷密度 $\rho^* = \rho_f^* - \nabla \cdot \boldsymbol{P}$；总电流密度 $\boldsymbol{j} = \boldsymbol{j}_f + \frac{\partial \boldsymbol{P}}{\partial t} + c\nabla \times \boldsymbol{M}$

将 ρ^* 和 $\boldsymbol{j}$ 代入理想自由空间的麦克斯韦方程中，得到在均匀介质中的麦克斯韦方程组。

$$\nabla \cdot \boldsymbol{E} = 4\pi(\rho_f^* - \nabla \cdot \boldsymbol{P}) \tag{1.5}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{1.6}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{B} = 0 \tag{1.7}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{B} = \frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} + \frac{4\pi}{c}\boldsymbol{j}_f + \frac{4\pi}{c}\frac{\partial \boldsymbol{P}}{\partial t} + 4\pi\nabla \times \boldsymbol{M} \tag{1.8}$$

令 $\boldsymbol{E} + 4\pi\boldsymbol{P} = \boldsymbol{D}$，$\boldsymbol{D}$ 定义为位移矢量；令 $\boldsymbol{B} + 4\pi\boldsymbol{M} = \boldsymbol{H}$，$\boldsymbol{H}$ 定义为磁场强度，最终得出均匀介质中的麦克斯韦方程组为：

$$\nabla \cdot \boldsymbol{D} = 4\pi\rho_f^* \tag{1.9}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{1.10}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{B} = 0 \tag{1.11}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{H} = \frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t} + \frac{4\pi}{c}\boldsymbol{j}_f = \frac{4\pi}{c}\left(\frac{1}{4\pi}\frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t} + \boldsymbol{j}_f\right) \tag{1.12}$$

式中$\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t}$称为位移磁流密度；$\frac{1}{4\pi}\frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t}$称为位移电流密度；$\boldsymbol{j}_f$ 传导电流密度。

2. 边界条件

电磁波在介质中的分界面，要产生反射、折射，边界条件就是反映边界上入射、反射、折射之间的关系。研究表明：

$H_{1t} - H_{2t} = J_s$　　（界面上有面电流密度 J_s）

$H_{1t} - H_{2t} = 0$　　（界面上无面电流密度）

$E_{1t} - E_{2t} = 0$

$B_{1n} - B_{2n} = 0$

$D_{1n} - D_{2n} = \rho_s^*$　　（界面上有面电荷密度 ρ_s^*）

$D_{1n} - D_{2n} = 0$　　（界面上无面电荷密度）

式中脚标 t 代表界面的切线方向，n 代表界面的法线方向，1 代表界面紧上侧的位置，2 代表界面紧下侧的位置。

因 $B = \mu H$，$D = \varepsilon E$，所以 $\mu_1 H_{1n} = \mu_2 H_{2n}$；$\varepsilon_1 E_{1n} - \varepsilon_2 E_{2n} = 0$ 或 ρ_s^*。

3. 均匀介质中电磁场的波动方程

当介质存在时，我们引进介质方程组为

$$\boldsymbol{D} = \varepsilon \boldsymbol{E}$$

$$\boldsymbol{B} = \mu \boldsymbol{H}$$

$$\boldsymbol{j} = \sigma \boldsymbol{E}$$

式中 σ 为电导率，ε 为介电常数，μ 为导磁率。

将介质方程组代入麦克斯韦方程，经运算可得波动方程：

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} - \frac{\mu\varepsilon}{c^2}\frac{\partial^2 \boldsymbol{E}}{\partial t^2} - \frac{4\pi\mu\sigma}{c^2}\frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} = 0 \tag{1.13}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{B} - \frac{\mu\varepsilon}{c^2}\frac{\partial^2 \boldsymbol{B}}{\partial t^2} - \frac{4\pi\mu\sigma}{c^2}\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} = 0 \tag{1.14}$$

式中 $\nabla^2 \boldsymbol{E}$ 表示 $\boldsymbol{E}$ 的梯度，∇^2 为拉普拉斯算子。

在实用单位制下，当引入介质方程组后，麦克斯韦方程组变为

$$\nabla \cdot \boldsymbol{D} = 4\pi\rho^* \tag{1.15}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\mu\frac{\partial \boldsymbol{H}}{\partial t} \tag{1.16}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{H} = 0 \tag{1.17}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{H} = \sigma \boldsymbol{E} + \varepsilon\frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} \tag{1.18}$$

如今初始状态时，介质内不带电荷，则可得到实用的简谐振荡时的介质麦克斯韦方程。

$$\nabla \cdot \boldsymbol{E} = 0 \tag{1.19}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = i\omega\mu \boldsymbol{H} \tag{1.20}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{H} = 0 \tag{1.21}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{H} = -i\omega\varepsilon' \boldsymbol{E} \tag{1.22}$$

式中 $\varepsilon' = \varepsilon + i\frac{\sigma}{\omega}$，称为复介电常数。

上面公式(1.19)和(1.21)说明在无自由电荷时,电力线和磁力线是闭合的,这又表征了介质中的电磁波为横波场。

四、均匀半空间地面水平电偶极子源的电磁场

如图 1.1 所示的坐标方位,设电偶极子 AB 与 X 轴一致,地面上任一点 M,与 AB 中点 O 之距离为 r,OM 连线与 AB 线(即 X 轴)之间的夹角为 θ。

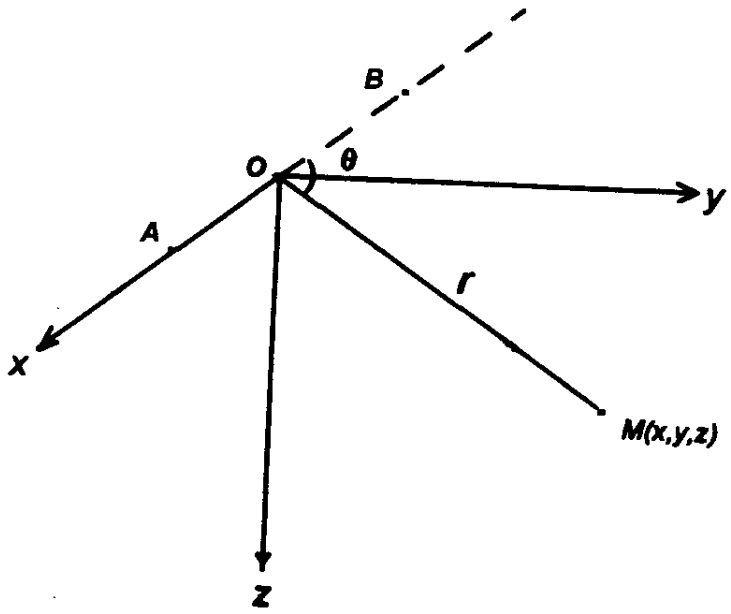


图 1.1 水平偶极及坐标示意图

下面我们来求水平电偶源时场强 $\dot{E}$ 和 H 公式。在求解过程中,我们假定电磁场为简谐振动,忽略了空气中和介质中的位移电流,即令 $\varepsilon = 0$;绝大多数岩石和矿物的导磁率很小,我们令 $\mu = \mu_0$。这样就只剩下地层的电导率 σ 的作用。

我们利用上述的边界条件,运用实用单位制,导出了水平电偶

极源在地面上的电场及磁场公式如下：

$$E_x = \frac{I\,AB\,\rho_1}{2\pi r^3}[e^{ik_1 r}(1 - ik_1 r) + (3\cos^2\theta - 2)] \tag{1.23}$$

$$E_y = \frac{3\ I\,AB\,\rho_1}{4\pi r^3} \cdot \sin 2\theta \tag{1.24}$$

$$E_z = \frac{i\mu_0 \omega I\,AB}{2\pi r} \cdot \cos\theta \cdot I_1(-\frac{ik_1 r}{2}) K_1(-\frac{ik_1 r}{2}) \tag{1.25}$$

$$H_x = \frac{-\ iI\,AB}{8\pi r} \cdot \sqrt{\frac{i\mu_0 \omega}{\rho_1}} \cdot \sin 2\theta \cdot [I_0(-\frac{ik_1 r}{2}) \cdot K_1(-\frac{ik_1 r}{2}) - I_1(-\frac{ik_1 r}{2}) \cdot K_0(-\frac{ik_1 r}{2})] \tag{1.26}$$

$$H_y = \frac{I\,AB}{2\pi r^2} \cdot I_1(-\frac{ik_1 r}{2}) \cdot K_1(-\frac{ik_1 r}{2})(1 - 4\sin^2\theta) + \frac{iIAB}{8\pi r}\sqrt{\frac{i\mu_0 \omega}{\rho_1}} \cdot \{(\cos 2\theta - 1)[I_0(-\frac{ik_1 r}{2}) \cdot K_1(-\frac{ik_1 r}{2}) - I_1(-\frac{ik_1 r}{2}) \cdot K_0(-\frac{ik_1 r}{2})]\} \tag{1.27}$$

$$H_z = \frac{iI\,AB\,\rho_1}{2\pi\mu_0 \omega r^4} \cdot \sin\theta[e^{ik_1 r}(-3 - 3ik_1 r - k_1^2 r^2) + 3] \tag{1.28}$$

式中 k_1 为波常数，$k_1 = \sqrt{\pm i\mu_0 \omega \sigma_1}$，$\sigma_1 = \frac{1}{\rho_1}$；$I_1$，$I_0$，$K_1$，$K_0$ 为虚宗量贝塞尔函数：

$$I_0 = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{(k!)^2}(\frac{z}{2})^{2k}$$

$$I_1 = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!(k+1)!}(\frac{z}{2})^{2k+1}$$

$$K_0 = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{(k!)^2}[\psi(k+1) - \ln(\frac{z}{2})](\frac{z}{2})^{2k}$$

$$K_1 = \frac{1}{z} + \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!(k+1)!}[\ln(\frac{z}{2}) - \frac{1}{2}\psi(k+2) - \frac{1}{2}\psi(k+1)](\frac{z}{2})^{2k+1}$$

式中 $\psi(1) = -r = -0.577215665$ 是欧拉常数

$$\psi(z+1) = \psi(z) + \frac{1}{z}$$

$$\psi(z+n) = \psi(z) + \sum_{r=0}^{\infty} \frac{1}{z+r}$$

由(1.23)和(1.28)式可直观看出，电磁场实际由两部分组成，其一是在地面上传播，并经折射穿到地下，其二为直接从地中传播过去，并按 $\exp(-2\pi r/\lambda_1)$ 指数衰减，显然，当 $|k_1 r| \gg 1$ 时，即波区时，此项可忽略。故下面分波区和 S 区两种情况加以讨论。

1. 波区

$|k_1 r| \gg 1$ 时，则可以由上面式子推出：

$$E_x = \frac{IAB\rho_1}{2\pi r^3}(3\cos^2\theta - 2) \tag{1.29}$$

$$E_y = \frac{3IAB\rho_1}{4\pi r^3} \cdot \sin 2\theta \tag{1.30}$$

$$E_z = (i-1)\frac{IAB\rho_1}{2\pi r^2} \cdot \sqrt{\frac{\mu_0\omega}{2\rho_1}} \cdot \cos\theta \tag{1.31}$$

$$H_x = -(1+i)\frac{3IAB}{4\pi r^3} \cdot \sqrt{\frac{2\rho_1}{\mu_0\omega}} \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \tag{1.32}$$

$$H_y = (1+i)\frac{IAB}{4\pi r^3}\cdot\sqrt{\frac{2\rho_1}{\mu_0\omega}}\cdot(3\cos^2\theta-2) \tag{1.33}$$

$$H_z = i\frac{3IAB\cdot\rho_1}{2\pi\mu_0\omega r^4}\cdot\sin\theta \tag{1.34}$$

式中，I 为供电电流强度(A)；AB为供电偶极长度(m)；r 为场源到接收点之间的距离(m)。

由波区场公式可以看到：

(1)观测点远离场源时，在地中具有衰减因子 $\exp(-k_1 r)$的地层波已完全消失，即与地层波无关。

(2)电磁场分量反比于极距 r 的某次幂衰减。

(3)E_z、H_x、H_y 三个分量与下半空间的电性关系较小；而 E_x、E_y、H_z 分量与地层关系密切，因此，测量这三个分量较为有利。

(4)当 $\theta=0°$时(轴向偶极)，$E_y=0, H_x=0, H_z=0$；当 $\theta=90°$时(赤道偶极)，$E_y=0, E_z=0, H_x=0$；而 E_x 和 H_z 的绝对值最大。

2. S′区

$|k_1 r|\leqslant 1$ 时，则

$$E_x = \frac{IAB\rho_1}{2\pi r^3}(3\cos^2\theta-1) \tag{1.35}$$

$$E_y = \frac{3IAB\rho_1}{4\pi r^3}\sin 2\theta \tag{1.36}$$

$$E_z = \frac{i\mu_0\omega IAB}{4\pi r}\cos\theta \tag{1.37}$$

$$H_x = -\frac{IAB}{2\pi r^2}\cos\theta\sin\theta \tag{1.38}$$

$$H_y = \frac{IAB}{2\pi r^2}\cos 2\theta \tag{1.39}$$

$$H_z = \frac{IAB}{4\pi r^2}\sin\theta \tag{1.40}$$

从上面式子看到，当极距远小于波长时，即 $|k_1 r| \leqslant 1$ 时，除 E_x，H_y 分量外，其余分量均已不反映地下电性了。

对比波区和S区公式还可看到 $E_y|_{S区} = E_y|_{波区}$，即 r 为任意远时，E_y 分量总为实数且表达式相同，但这只是均匀大地时的一种特殊情况，分层介质时，情况将发生变化。

五、均匀分层介质时的场公式

上面讨论了下半空间为均匀介质时的情况。如果地下半空间为均匀分层介质时，只要将相应的场公式乘上一个与地层有关的因子即可。例如对于电偶源场 E_x 和 H_z 分量的波区场公式变成：

$$E_x = \frac{IAB\rho_1}{2\pi r^3} \cdot \frac{1}{G_0^2} \cdot (3\cos^2\theta - 2) \tag{1.41}$$

$$H_z = i\frac{3IAB\rho_1}{2\pi\mu_0\omega r^4} \cdot \frac{1}{G_0^2} \cdot \sin\theta \tag{1.42}$$

其它分量，有的乘 $\frac{1}{G_0^2}$（场强与 ρ_1 成正比时），有的乘 $\frac{1}{G_0}$（场强与 $\sqrt{\rho_1}$ 成正比时）。其中 G_0 是一与地层有关的因子，它的表达式如下。

1. 二层时

$$G_0(\sigma_1,\sigma_2,h_1)=\frac{(\sqrt{\sigma_1}+\sqrt{\sigma_2})-(\sqrt{\sigma_1}-\sqrt{\sigma_2})e^{2ik_1h_1}}{(\sqrt{\sigma_1}+\sqrt{\sigma_2})+(\sqrt{\sigma_1}-\sqrt{\sigma_2})e^{2ik_1h_1}}$$

$$=\frac{1-\eta_{12}e^{2ik_1h_1}}{1+\eta_{12}e^{2ik_1h_1}} \tag{1.43}$$

式中 $\eta_{12}=\dfrac{\sqrt{\sigma_1}-\sqrt{\sigma_2}}{\sqrt{\sigma_1}+\sqrt{\sigma_2}}$ 为第一层到第二层的反射系数。

2. 三层时

$$G_0(\sigma_1,\sigma_2,\sigma_3,h_1,h_2)=$$

$$\frac{[\sqrt{\sigma_1}+\sqrt{\sigma_2}\,G_0(\sigma_2,\sigma_3,h_2)]-[\sqrt{\sigma_1}-\sqrt{\sigma_2}\,G_0(\sigma_2,\sigma_3,h_2)]e^{2ik_1h_1}}{[\sqrt{\sigma_1}+\sqrt{\sigma_2}\,G_0(\sigma_2,\sigma_3,h_2)]+[\sqrt{\sigma_1}-\sqrt{\sigma_2}\,G_0(\sigma_2,\sigma_3,h_2)]e^{2ik_1h_1}}$$

$$=\frac{1-\eta_{12}e^{2ik_1h_1}+\eta_{12}\,\eta_{23}\,e^{2ik_1h_1}-\eta_{23}\,e^{2i(k_1h_1+k_2h_2)}}{1+\eta_{12}e^{2ik_1h_1}+\eta_{12}\,\eta_{23}\,e^{2i(k_1h_1+k_2h_2)}+\eta_{23}\,e^{2i(k_1h_1+k_2h_2)}} \tag{1.44}$$

式中

$$G_0(\sigma_2,\sigma_3,h_2)=\frac{(\sqrt{\sigma_2}+\sqrt{\sigma_3})-(\sqrt{\sigma_2}-\sqrt{\sigma_3})e^{2ik_2h_2}}{(\sqrt{\sigma_2}+\sqrt{\sigma_3})+(\sqrt{\sigma_2}-\sqrt{\sigma_3})e^{2ik_2h_2}}$$

$\eta_{23}=\dfrac{\sqrt{\sigma_2}-\sqrt{\sigma_3}}{\sqrt{\sigma_2}+\sqrt{\sigma_3}}$ 是第二层到第三层的反射系数。

3. *n* 层时

当 n 层介质时，只要将 $\sqrt{\sigma_{n-1}}$ 变成 $\sqrt{\sigma_{n-1}}\cdot G_0(\sigma_{n-1},\sigma_n,h_{n-1})$ 即可类推得出。

显然,在公式(1.43)和(1.44)中,如果$\sqrt{\sigma_1}=\sqrt{\sigma_2}$时,则 $G_0=1$,即为均匀半空间的公式。

第二节 视电阻率公式

在上述的电场分量与磁场分量中,在波区的情况下,公式中都含有电阻率 ρ_1 项,因此我们可以根据电磁场的各分量,分别求出各场强单分量的视电阻率公式。如电偶源时,采用赤道方式 $\theta=90°$,可得到电场分量 E_x 的视电阻率公式:

$$\rho_s^{E_x}=\frac{\pi r^3}{AB\cdot MN}\cdot\frac{\Delta V_E}{I}=K_E\frac{\Delta V_E}{I} \tag{1.45}$$

式中,$K_E=\left(\frac{\pi r^3}{AB\cdot MN}\right)$为装置系数。$MN$为测量偶极长度。

依此类推,可得到 $\rho_s^{E_y}$,$\rho_s^{E_z}$,$\rho_s^{H_x}$,$\rho_s^{H_y}$,$\rho_s^{H_z}$ 等场的单分量视电阻率公式。

使用单分量的视电阻率公式,有其优点,那就是提供的参数多,增加综合解释的能力。尤其在有高阻屏蔽的情况下,电场分量穿透高阻的能力差,而磁场分量穿透高阻的能力强,利用 ρ_s^H 参数可增加在高阻区的勘探深度。

但是采用场的单分量视电阻率,干扰因素比较大,比如电磁干扰,地形影响,尤其是发射机与接收机之间地质体的不均匀性,都会给单分量视电阻率带来较大影响。

为此,近年来,随着科学技术的发展,采用了在地面上同时观测两个正交的电场和磁场,比如 E_x 和 H_y,通过 E_x 和 H_y 的比值来求得其视电阻率,这叫阻抗视电阻率。由于采取了比值法,就可大

幅度地减小大地突然来的电磁干扰，也可大幅度减小发射机与接收机之间大地的电阻不均匀性和地形起伏的影响。

根据大地电磁场的理论，在地面上观测的两个正交的水平电磁场(E_x，H_y)之比定义为平面电磁波的波阻抗 Z，其物理意义和单位与电阻率相同。因此

$$Z = \frac{E_x}{H_y} \tag{1.46}$$

我们将(1.29)与(1.33)式相比，即

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\frac{IAB\rho_1}{2\pi r^3}(3\cos^2\theta - 2)}{(1+i)\frac{IAB}{4\pi r^3}\sqrt{\frac{2\rho_1}{\mu_0\omega}}(3\cos^2\theta - 2)} = \frac{2\rho_1}{(1+i)\sqrt{\frac{2\rho_1}{\mu_0\omega}}}$$

若等式两边同时乘方，则：

$$\frac{E_x^2}{H_y^2} = \frac{\rho_1\mu_0\omega}{i}$$

若等式两边同时取模，则：

$$\frac{|E_x|^2}{|H_y|^2} = \rho_1\mu_0\omega$$

于是

$$\rho_1 = \frac{1}{\mu_0\omega}\left|\frac{E_x}{H_y}\right| \tag{1.47}$$

另外，从平面波电磁阻抗 Z 的定义出发，则

$$Z = \frac{\mu_0\omega}{k} \tag{1.48}$$

式中 $k=\sqrt{-i\mu_0\sigma_1\omega}$，于是

$$Z=\frac{\mu_0\omega}{\sqrt{-i\mu_0\sigma_1\omega}}=\sqrt{i}\sqrt{\omega\mu_0\rho_1}=\sqrt{\mu_0\omega\rho}\cdot e^{i\pi/4} \quad (1.49)$$

说明阻抗的相位为45°，亦即电场 E_x 超前磁场 H_y 45°，将阻抗 Z 取模平方，可得

$$\rho_1=\frac{1}{\mu_0\omega}|Z|^2 \quad (1.50)$$

由此可见(1.50)式与(1.47)式是相同的。

在推导过程中，采用的是C、G、S、M单位制，在实际测量中，我们习惯于电阻率用Ωm作单位，电场使用mV/km，磁场用nT，时间仍用秒(s)。另外我们令岩石中的导磁率 μ 与空气中的导磁率 μ_0 相同，并取 $\mu_0=1$，则最终得到

$$\rho_s=0.2T\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2=\frac{1}{5f}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2 \quad (1.51)$$

这便是CSAMT常用的视电阻率公式。

第三节 视相位公式

大地为电阻、电容、电感作用均具备的阻抗体，因此当地电结构变化时，不但视电阻率发生变化，而且视相位 φ_s 也随之变化。φ_s 和 ρ_s 一样，也是一个宏观的体积效应的等效值，同样也可以通过相位变化的规律来研究地下的情况。

由前述电磁场的场强公式可看出，电、磁场实际上由虚部和实部两部分组成，即

$$E = \mathrm{Re}(E) + i\mathrm{Im}(E)$$

$$H = \mathrm{Re}(H) + i\mathrm{Im}(H)$$

式中 $\mathrm{Re}(E)$和 $\mathrm{Re}(H)$分别为电场和磁场的实部，$\mathrm{Im}(E)$和 $\mathrm{Im}(H)$分别为电场和磁场的虚部。

因此视相位的表达式为

$$\psi_s = \tan^{-1}\frac{\mathrm{Im}(E,H)}{\mathrm{Re}(E,H)} \tag{1.52}$$

它的物理意义是发射电流与观测点上的电场之间的相位，或观测点上电场与磁场之间的相位差，因此又可以表示为

$$\psi_s = \psi_E - \psi_H \tag{1.53}$$

既然视电阻率和视相位，都是表示大地介质变化的物性参数，那么视电阻率和视相位必然也存在着内部的联系。1976 年贝尔等人指出，利用下式可根据视电阻率估计相位。

$$\psi \approx 45° \pm 45°\frac{2\ln\rho_s}{2\ln\omega} \tag{1.54}$$

由(1.54)式可以看出，视相位是视电阻率随频率的变化率。因此利用视相位这一参数可克服 CSAMT 法中的静位移。

第二章　CSAMT 法实际应用中几个重要问题的讨论

第一节　关于收发距 r 及频率范围的选择

在上述视电阻率公式的理论推导过程中，我们作了很多假设，其中之一是假设电磁波是垂直入射的平面波。但是在实际工作中，由于 r 距离及频率 f 的选择往往不能满足这一条件，使问题复杂化，下面对这一问题进行讨论。

一、场的建立和传播

在地面上布设长导线 AB，在 AB 两端布设电极，在 AB 导线中供以正弦波交变电流，则在 AB 导线上产生的电磁波向四面八方辐射，就其波的传播途径可分为天波、地面波和地层波三种。由于我们所使用的是长波和超长波段，因此，可不考虑天波，而只研究到达 MN 接收端的地面波和地层波。

电磁波在空气中的波长 $\lambda_0 = \frac{c}{f}$，式中 c 为光速，f 为频率。

电磁波在地下的波长 $\lambda_1 = \sqrt{\frac{10^7 \rho_1}{f}}$ (m)，式中 ρ_1 为地层电阻

率。

对比 λ_0 和 λ_1，可以看出电磁波在地下的波长远比空气中的波长要小。

这样，沿地表传向 MN 的地面波(S_0)和直接在地层中传播的地层波(S_1)，在某一时刻，由于波程的差别，就会在地面附近形成一个近于水平的波阵面，造成一个几乎是垂直向下传播的 S^* 波，即通常所说的水平极化平面波。

S_1 波、S_0 波和 S^* 波在传播过程中，均与地下地质体发生电磁作用，并把作用的结果反映到地面观测点，这就是频率电测深法能解决地质问题的物理前提。

二、波场区的划分

上面提到 S_1 波和 S^* 波均与地质体发生电磁作用，但是否都影响到地面观测值，或以哪种波占主导，这又与到场源间的极距 r 大小有关，因此，就有一个场区划分问题。

1. 波区和 S 区

众所周知，电磁波在真空中传播时无衰减，在空气中衰减也甚微，因此，从地表滑行过去的 S_0 波，当 r 有限时，总可以到达接收端 MN 处，而在导电介质(地层)中传播时，则衰减很快。

对于平面电磁波，其传播 r 距离后的场强 E_r 与初始场强 E_0 之比为

$$E_r / E_0 = e^{-2\pi r/\lambda_1} \tag{2.1}$$

当 $r/\lambda_1 = 0.5$ 时，$E_r/E_0 = 0.042$，E_r 已衰减为 E_0 的百分之几了，已达可忽略不计的程度。

这样我们便可根据地层波的作用程度，划分波区和 S 区两种不同性质的类型。

通常，我们定义 $r \geqslant \frac{\lambda_1}{2\pi}$ 时为波区。这时，地层波 S_1 不起作用，只有 S_0 波和 S^* 波对观测值起作用。反之，当 $r \leqslant \frac{\lambda_1}{2\pi}$ 时，地层波占主导地位，则定义为 S 区。

波区时，S^* 波入射具有垂直入射的性质，这可从理论上给予证明：

电磁波在遇界面产生折射时，其折射率 α 为

$$|\alpha| = \frac{\sin\theta_0}{\sin\theta_1} = \frac{V_0}{V_1} = \frac{\lambda_0}{\lambda_1} \tag{2.2}$$

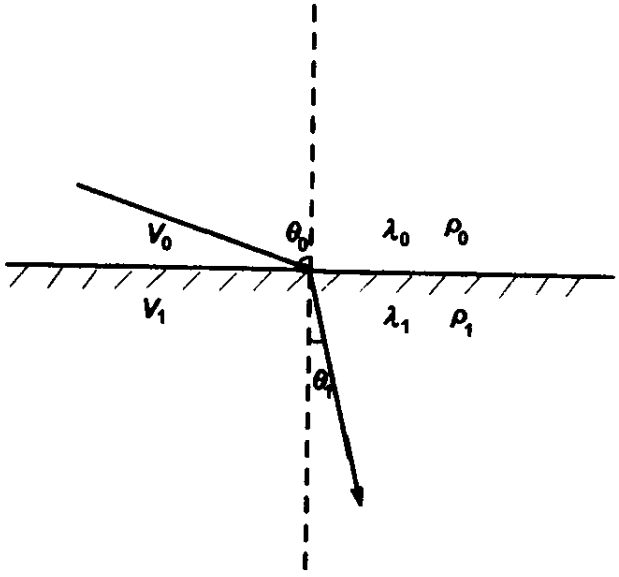


图 2.1　电磁波折射示意图

式中 θ_0 为入射角，θ_1 为折射角，V_0 和 V_1 分别为空气和地层中的波速，λ_0 和 λ_1 分别为空气和地层中的波长，见图2.1。

从(2.2)式可得

$\sin\theta_1 = \frac{\lambda_1}{\lambda_0}\sin\theta_0$，若 $f = 1000\text{Hz}$，$\rho_1 = 100\Omega\text{m}$，$\theta_0 = 90°$ 时，则 $\sin\theta_1 = 1/300$，$\theta_1 \approx 11'$，说明 S^* 波几乎是完全垂直入射。

我们已经知道，在均匀介质中传播的电磁波是横波，因此在电磁波垂直入射时，地层的横向(垂直向)电阻率 ρ_n 不起作用，只有地层的纵向(水平向)电阻率 ρ_t 起作用。故波区观测的视电阻率均以 ρ_t 来理解。据资料证明，当各向异性系数 $\lambda = 1.35 \sim 1.4$ 时，对其仍无影响，这就是通常所说的 CSAMT 法各向异性影响小的根据。

反之，当由波区向 S 区过渡(r 减小或 f 降低)时，由于地层波的作用逐渐加强，其入射到地层中的波径变为倾斜以至水平，这时 ρ_s 曲线对地电层的分辨力逐渐降低，地层各向异性的影响逐渐加大。因此，为了取得较好的地质效果，在采用定距变频的测深时，以选择可以忽略地层波影响的极距为宜，即采用远区测量为好。

2. 远区和近区

以上我们讨论了波区和 S 区的划分，其划分的标准仅仅涉及到收发距 r 与波长 λ_1 或与频率(f)的关系，而并没有考虑勘探深度这一含意，在实际工作中，往往需要根据探测目标的深度来选择距离 r，所以我们还需建立 r 与探测深度 H 的关系。

上已述及，当 $r \geqslant \lambda_1$ 时，可认为地层波的影响已基本消失。根

据电磁波的趋肤深度公式 $\lambda_1 = 2\pi\delta$（δ 为趋肤深度或有效穿透深度），所以当 $r \geqslant 2\pi\delta$ 或 $r \geqslant 6H$ 时，我们定义为远区，把 $r \leqslant 6H$ 时，定义为近区，其中 H 为最大探测深度。

在上面的讨论中，我们用 r 与 λ_1 的关系，建立了波区与 S 区，用 r 与 H 的关系，建立了远区和近区，下面我们将建立 r 与 λ_1 和 H 的综合关系。

(1)远区

我们曾规定，$r \geqslant 6H$ 为远区，认为地层波的影响已经消失，但是当发射频率 f 大大降低以后，或者波长 λ_1 很大时，地层波的影响又会加大，就不能满足波区条件，可见在远区中，随频率或波长的变化又可划分出远区中的波区和 S 区。

1)远区中的波区。需满足 $r \geqslant 6H$ 且 $r \gg \frac{\lambda_1}{2\pi}$ 两个条件。只有符合这两个条件，CSAMT 所测的测深曲线称为波曲线或称完全波曲线。在这种情况下，观测结果只与垂直入射的水平极化平面波有关，这是 CSAMT 法中的最好的利用场区。

2)远区中的 S 区。当 $r \geqslant 6H$ 且 $r \leqslant \frac{\lambda_1}{2\pi}$ 时，为远区中的 S 区，虽然 r 满足了大于 6 倍 H 的条件，但不满足 $r \gg \frac{\lambda_1}{2\pi}$ 的条件，即处于低频段时，地层波又起了主导作用，此区段的测深曲线称为 S 曲线，其观测值与地电层的关系甚微，或只与总的纵向电导有关，其分辨力降低，测深曲线等值作用加大，地层各向异性影响增加，当 $\lambda_1 = \infty$（即 $f \to 0$）时，就变成了直流电测深。

(2)近区

当 $r \leqslant H$ 时,我们规定为近区,在近区测量时,其测深曲线的大部或全部已成为 S 曲线了,已无法完成地质探测任务,故实际的 CSAMT 工作中是不可采用的。

三、关于 r 和 f 对场强及视电阻率的影响

根据公式(1.23)和(1.27),假定 $AB = 4\text{km}$,导线电阻 $R_w = 80\Omega$,接地电阻 $R_c = 100\Omega$,总电阻 $R_t = 180\Omega$,供电电压 $V = 800\text{V}$,供电电流 $I = 4.4\text{A}$,功率 $P = 3.5\text{kW}$,地层电阻率 $\rho_1 = 1000\Omega\text{m}$,频率 $f = 1024\text{Hz}$,计算出地面上不同位置的磁场强度 H_y,电场强度 E_x 和视电阻率的值,分别表示在图 2.2 中。从图 2.2 中电场(E_x)和磁场(H_y)的分布图可见,随着 r 距离的增大(即观测点远离发射偶极时),其场强度的衰减情况,并且可以看到,在发射偶极的端

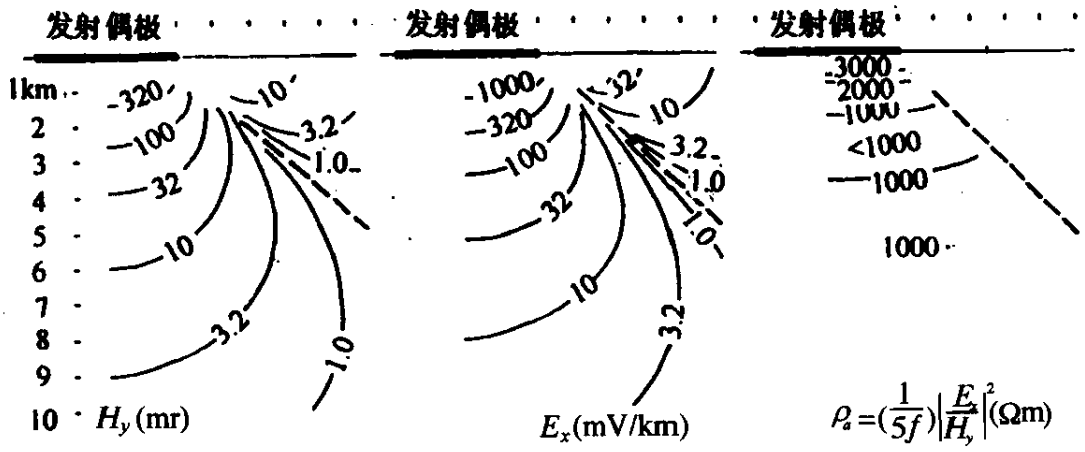


图 2.2 均匀大地电磁场强及 ρ_s 计算结果

0999849

点沿 60°角的方向上(虚线所示)场强值趋近于零,是最弱的区域。从图 2.2 中的视电阻率(ρ_a)分布图还可看出,在 $r < 1.5$km 的近区,其视电阻率值已不是原来给出的 1000Ωm 了,而变成 2000 ~ 3000Ωm,只有在 $r > 1.5$km 以后,即进入波区时,计算出的视电阻率才与地层的真实电阻率相同,即 1000Ωm。

为什么 $r > 1.5$km 后就可以认为进入波区,视电阻率已接近真值了呢,原来这个 r 距离已接近趋肤深度 δ 的 3 倍,即 $3\delta = 1.5$km,根据电磁波在介质中的趋肤深度公式 $\delta = 503\sqrt{\frac{\rho}{f}}$,本计算中我们已假设 $\rho_1 = 1000\Omega m$, $f = 1024$Hz,所以 $\delta = 500$m,即 $3\delta = 1500$m。说明只要收发距大于 3 倍的趋肤深度时,即可以认为进入了波区,其视电阻率已不受或少受近场的影响了。

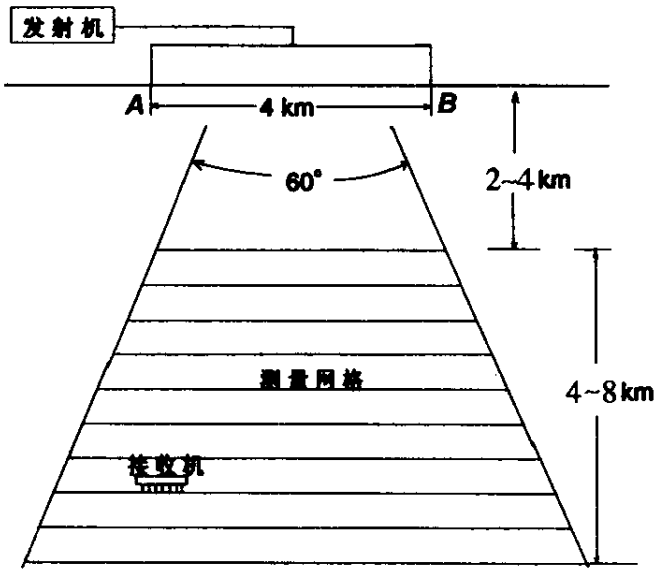


图 2.3　CSAMT 工作示意图

另外还可以看出，*MN* 测量的区域应该是以 *AB* 偶极为上底所张的 60°角的梯形面积内，距 *AB* 大于 3δ 以远的区域，能真实反映地下电性情况，易于观测（见图 2.3）。

图 2.3 说明，CSAMT 的观测区域既不能太靠近 *AB* 偶极，要大于 3 倍的趋肤深度，又不能在梯形面积之外进行测量，否则场强度的值太小，不能保证观测精度。

下面我们再来观察实际工作中，频率对视电阻率的影响。我们根据推导出的 CSAMT 的 ρ_s 计算公式（1.51）来计算视电阻率，假定地层电阻率 $\rho_1 = 1000\Omega m$，收发距 r 分别为 2km 和 8km，计算结果示于图 2.4。

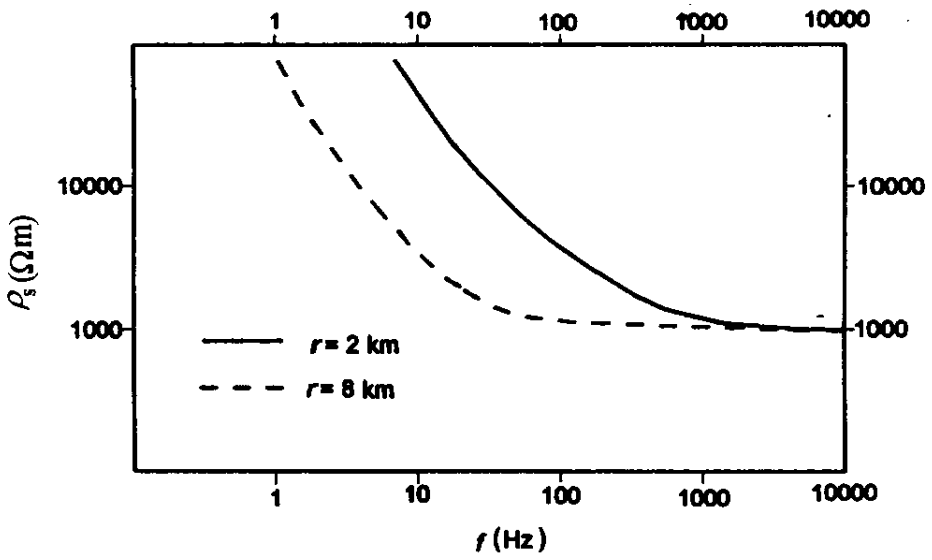


图 2.4 不同收发距 r 计算出的 ρ_s 随频率变化结果

从图 2.4 可以看出，当 $r = 2km$ 时，频率低于 1000Hz 后，视电阻率 ρ_s 就不是原来假定的 1000Ωm 了，而是随频率的降低，ρ_s 值

越来越大，完全偏离了真实值，只有当 $f > 1000\text{Hz}$ 以后，进入波区时，计算出的 ρ_s 才与实际均匀地层的电阻率相等。当 r 增加到 8km 时，波区的范围增大了，只要 $f > 80\text{Hz}$ 以上时，就能保证计算出的 ρ_s 值与真实值相等，这就是 r 与 f 对 ρ_s 的综合影响的实例。说明在野外，根据勘探目标，适当选择 r 和 f 是必要的，也是必须的。

第二节 关于近场校正方法

从以上所讨论的远区、近区、波区、S 区的定义来看，只要使收发距 r 足够大，就可以使观测点处于远区或波区，但是，在实际工作中，由于发射功率的限制，加之电磁场随 r 的增大以高次幂而衰减，所以当 r 足够大以后，往往使电磁场的信号变得微弱，不能保证观测精度。为此，在 r 有限大的情况下，提出了近场校正的方法。

参考公式(1.33)，在远区情况下，采用赤道偶极($\theta = 90°$)时，$H_y \approx \dfrac{1}{r^3\sqrt{\sigma_1 f}}$；在近区情况下(参考公式(1.39))，$H_y \approx \dfrac{1}{r^2}$。

对于电场公式而言，不论是远区或近区，$E_x \approx \dfrac{1}{\sigma_1 r^3}$(参考公式(1.29)和(1.35))。

远区：

$$\frac{E_x}{H_y} = \left[\frac{1}{\sigma_1 r^3}\right] \Big/ \left[\frac{1}{r^3\sqrt{\sigma_1 f}}\right] = \sqrt{\frac{f}{\sigma_1}} = \sqrt{\rho_1 f}$$

所以 $\rho_s \approx \frac{1}{f}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2$，导入因子$\frac{K_f}{5}$，则

$$\rho_s \approx \frac{K_f}{5f}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2 \tag{2.3}$$

近区：

$$\frac{E_x}{H_y} = \left[\frac{1}{\sigma_1 r^3}\right] \Big/ \left[\frac{1}{r^2}\right] = \frac{1}{\sigma_1 r}$$

所以 $\rho_s \approx r\left|\frac{E_x}{H_y}\right|$，导入近场因子 K_n，则

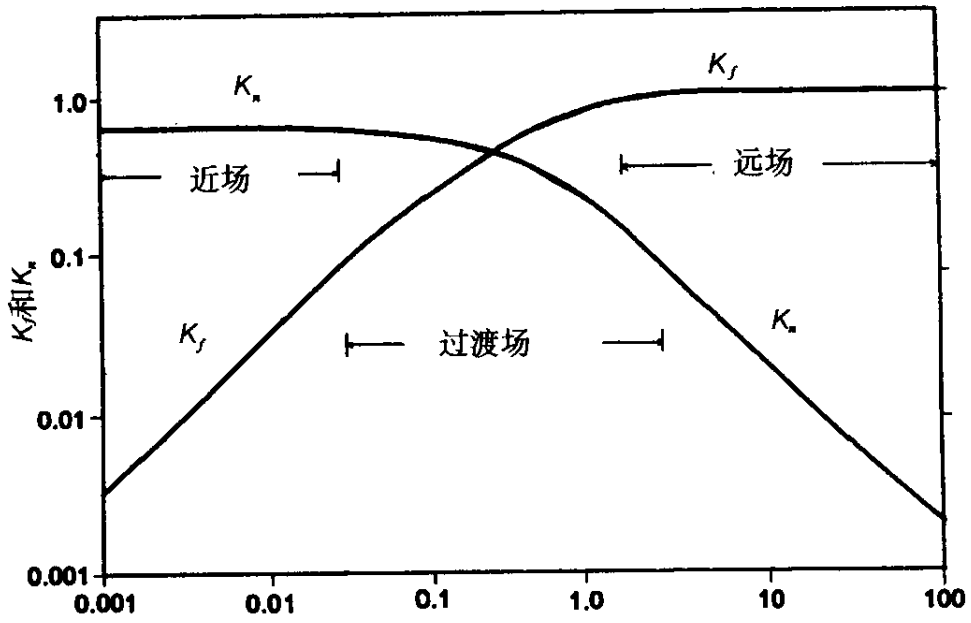
$$\rho_s \approx K_n r\left|\frac{E_x}{H_y}\right| \tag{2.4}$$

计算了远场因子 K_f 和近场因子K_n 与$fr\left|\frac{E_x}{H_y}\right|$的关系，如图2.5所示，其关系竟出乎意料的简单，$K_n$ 在近场时为一常数0.63，K_f 在远场为一常数1.0。从实际运用的f，r，和测定的$\left|\frac{E_x}{H_y}\right|$值可以把场分为远场区、近场区和过渡场区。

在远场区，因为 $K_f = 1$，表明方程(2.3)与 Cagniard 方程相同，而在近场区和过渡场区则必须用 K_f 和 K_n 系数进行校正。

CSAMT法的野外观测资料通过近场和过渡场校正以后，就得到了相当于远场的视电阻率结果，于是就可以运用目前已完善的MT或AMT的所有资料处理及解释方法。

目前加拿大凤凰公司，已根据上述原理，编制了近场校正软件TCMT，图2.6是近场改正的一个实例，三条曲线分别表示了用



$$fr\left|\frac{E_x}{E_y}\right|$$

图 2.5 K_f 和 K_n 与 $fr\left|\frac{E_x}{H_y}\right|$ 关系曲线

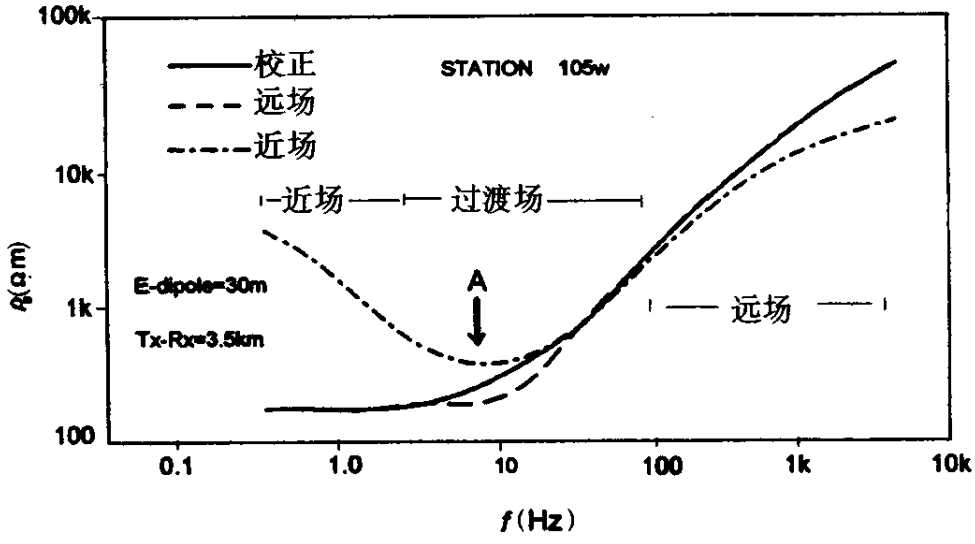


图 2.6 用 Cagniard 方程,近场方程和一次校正计算出的 ρ_s 随 f 变化曲线

Cagniard方程及近场公式计算出的 ρ_s 曲线，通过近场校正后的 ρ_s 曲线，一方面消除了原曲线上的假极值(图中标有A的地方)，另一方面，使曲线的尾支变得平缓，表明两层高阻之下为一低阻层，而不是高—低—高的层状几何形态。

第三节 关于趋肤深度的概念

在CSAMT法工作中，经常需要根据地质任务和探测目标粗略地估计探测深度，以便合理地选择收发距 r，因此有必要从理论上研究电磁波的有效穿透深度，或称电磁波的趋肤深度问题。

波区条件下，电磁波在均匀半空间介质中传播时，其场强度是随深度 z 的增加而成指数衰减的，若为赤道偶极时($\theta=90°$)，公式(1.23)可简化为

$$E_x = \frac{I\,AB\,\rho_1}{\pi r^3} e^{-2\pi z/\lambda_1} \tag{2.5}$$

同理，根据公式(1.28)，可得到

$$H_z = -\frac{3I\,AB\,\rho_1}{2\pi\mu_0\omega r^4} \cdot e^{-2\pi z/\lambda_1} \tag{2.6}$$

所以

$$E_x^z/E_x^0 = E_x|_{z=z}/E_x|_{z=0} = e^{-2\pi z/\lambda_1}$$
$$H_z^z/H_z^0 = H_z|_{z=z}/H_z|_{z=0} = e^{-2\pi z/\lambda_1}$$

当 $z=\frac{\lambda_1}{2\pi}$ 时

$$E_x^z/E_x^0 = \frac{1}{e}, H_z^z/H_z^0 = \frac{1}{e}$$

即当深度 z 增加到$\frac{\lambda_1}{2\pi}$时，电磁场的振幅已衰减为地表相应值的$\frac{1}{e}$。

当传播一二个$\frac{\lambda_1}{2\pi}$时，电磁场的振幅已衰减得很小了，故通常我们把场强衰减为地表值的$\frac{1}{e}$时的深度$z(\frac{\lambda_1}{2\pi})$，定义为有效穿透深度(或称趋肤深度)，并用 $h_{有效}$ 来表示。其物理含意是：当电磁波进入介质时，它只在表面附近不厚的一层作用比较明显，电流也只集中在这一表层中，再深也就可以忽略了。

由于在介质中 $\lambda_1 = \sqrt{\frac{10^7 \rho_1}{f}}$，所以

$$h_{有效} = \frac{\lambda_1}{2\pi} = \frac{\sqrt{\frac{10^7 \rho_1}{f}}}{2\pi} = 503.3\sqrt{\rho_1/f} \qquad (2.7)$$

式中 ρ_1 为地层电阻率，用 Ωm 表示，f 为工作频率(Hz)。

从(2.7)式看到，探测深度与工作频率和地层电阻率均有关，但在某一实际观测点探测时，其地层电性是一定的，故我们改变工作频率便可改变探测深度，达到测深的目的，这正是频率测深或 CSAMT 法的实质所在。

当然，对于不同的观测点，若地层电阻率变化，则虽然采用了相同的频率，其穿透深度是不同的，这就是为什么在低阻区工作，

利用同样的频率，却探测深度浅，而在高阻区，探测深度大的原理。

如果把场强衰减为地表值的1/2时的深度作为趋肤深度，则

$$h_{有效} = 356.5\sqrt{\rho_1/f}\ (\mathrm{m}) \tag{2.8}$$

因此，结合非均匀介质和均匀分层介质的情况下，我们把有效穿透深度定义为

$$h_{有效} = 256\sqrt{\rho_1/f} \tag{2.9}$$

有了这一概念之后，我们就可以粗略地估计在某一工区收发距 r 的选择，比如，在一工区，地表电阻率为36Ωm，最低频率用到1Hz，那么

$$r = (3 \sim 6)H = (3 \sim 6)h_{有效} = (3 \sim 6) \times 256\sqrt{\frac{36}{1}}$$

$$= 4608 \sim 9216\mathrm{m} \approx 4.6 \sim 9.2\mathrm{km}$$

如果使用的工作频率低于1Hz，则 r 距离还要大于4～9km；如果工作频率高于1Hz，则 r 距离可小于4～9km；如果工作区地表电阻率增高，r 距离要变大；地表电阻率低，r 距离可变小。

第四节 关于静态校正的问题

静态效应是MT、AMT、CSAMT方法共有的现象，它是由于地表电阻率横向不均匀而引起的一种电荷积累效应，其突出表现是视电阻率曲线沿视电阻率轴出现的一个平行移动，见图2.7，图中曲线A代表大地为均匀情况下的视电阻率 ρ_s 与频率 f 之间的关系

曲线，B 为地表有小型良导体时的 ρ_s 与 f 关系曲线，C 为地表有小型高阻体时的 ρ_s 与 f 关系曲线。可以看出，无论是地表有小型低阻体或高阻体，都会使 ρ_s 与 f 的关系曲线发生沿 ρ_s 轴的平行移动。

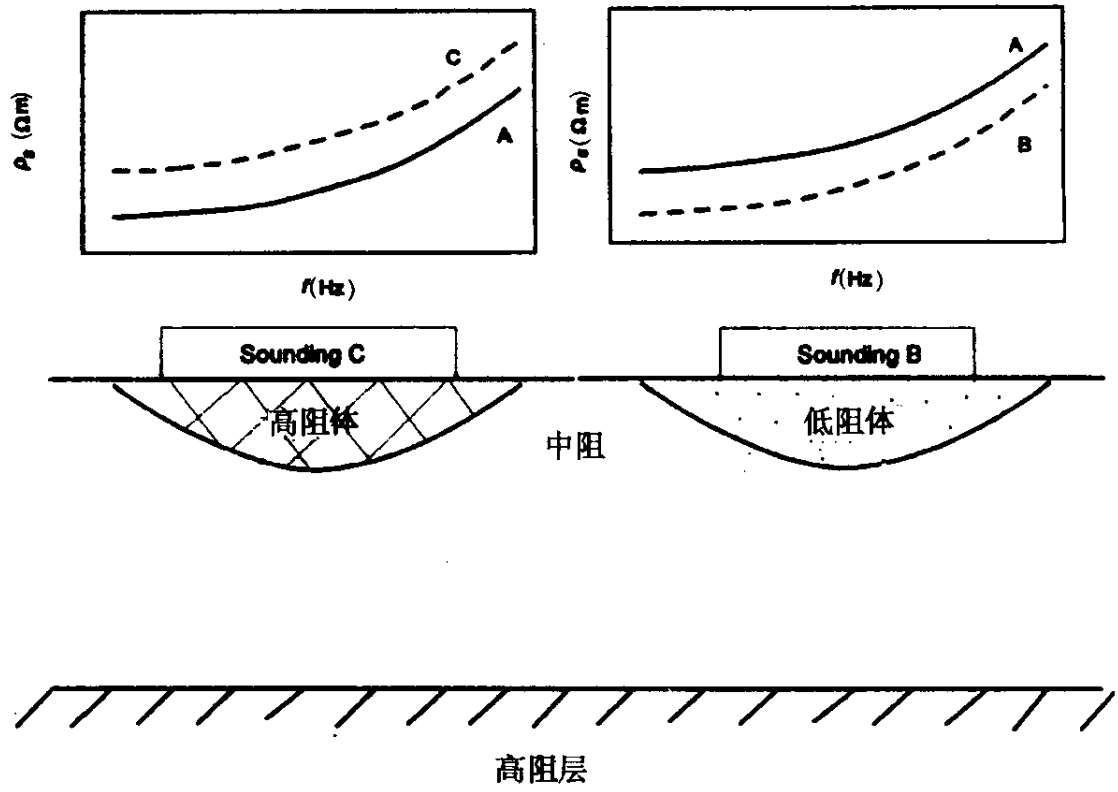


图 2.7 地表小的高阻体与低阻体对平面波视电阻率的影响

在 CSAMT 的 ρ_s 断面图上，则表现为直上直下的条带状异常，也就是说，地表的一个很小的电阻率不均匀体，将一直影响到深部的 ρ_s 测试数据。

静态效应引起反演模型产生误差，反演的电阻率发生偏移，偏移的程度与视电阻率的偏移相当；反演的深度偏移相当于视电阻

率偏移的平方根。

目前尚没有一种较好的方法来进行静态改正，常用的方法有两种：一维空间滤波法、二维正演模拟法。

为了寻找深部的地质目标，往往用一维空间滤波法，为了寻找浅部的地质目标，往往采用二维正演模拟法。

1. 空间一维滤波法

采用的公式为五点圆滑法，即

$$\bar{\rho}_{(0)} = 0.23\bar{\rho}_{(-2)} + 0.21\bar{\rho}_{(-1)} + 0.12\bar{\rho}_{(0)} + 0.21\bar{\rho}_{(1)} + 0.23\bar{\rho}_{(2)} \tag{2.10}$$

具体作法是：首先认真分析视电阻率断面图上的等值线变化情况，初步判断静态效应存在的频点，选择几个观测质量好的，不存在静态效应异常的频点，求得其视电阻率平均值 $\bar{\rho}_{(i)}$，然后代入上式逐点求取区域平均值 $\bar{\bar{\rho}}_{(0)i}$，根据 $\bar{\bar{\rho}}_{(0)i}$ 和 $\bar{\rho}_{(i)}$，求取每个测点上的静态校正系数 $A_i = \bar{\bar{\rho}}_{(0)i} / \bar{\rho}_{(i)}$，以 A_i 分别乘以该测点所有频点的视电阻率 ρ_i，即求得静态校正后的视电阻率。

目前根据这一算法，已编出了静态校正一维空间滤波软件程序，可以在计算机上自动实现。在后面的应用实例和应用效果中，将会看出空间滤波在克服静态中的作用。

2. 二维正演模拟法

一维空间滤波有可能把浅部的一些有用信息滤掉，尤其是在作浅层地球物理时，浅层的一些电性不均匀体，往往正是要捕捉的

目标,这时应采用二维正演模拟法。

二维正演模拟法是采用有限元法二维正演模型,模拟混杂于静态效应中的小规模地质体的一种方法。

首先观察 ρ_s 断面图,研究直上直下的静态效应异常中是否还含有有用的地质体引起的异常,然后设计二维模型进行正演计算,如果正演值与实测值相符,说明正演模型的设计是正确的,如果不符,则继续修改模型,进行判断。

静态效应引起的异常,单从数学物理角度是难以区分的,因此,野外生产工作应带上全信息资料到实地观察研究,判断静态效应是否由地表不均匀体所引起,然后综合其它方法如重、磁、TEM、IP、化探、地质等参数进行综合解释和判断。

第五节 关于 TE 测量方式与 TM 测量方式

对于均匀大地而言,CSAMT 的测量结果与发射偶极和测量偶极的方向无关,但是真正的地质体很少是一维的,多数情况是二维或三维的。在二维地电条件下,视电阻率测量结果将受到发射偶极与接收偶极方向的影响。

在 CSAMT 法的标量测量中,发射偶极、测量偶极和测线布置垂直于地质体走向的布极方式为 TM(Transverse Magmetic)测量方式;发射偶极、测量偶极平行地质体构造走向的布极方式为 TE(Transverse Electric)测量方式。

这两种测量方式由于电磁场分布上的差别,有不同的异常反映和应用效果。TM 方式测定的 E_x 正是电场的法向分量,由于界面的积累电荷效应,受其静态影响较明显,造成低阻异常的垂向拉

长,而 TE 方式测定的电场 E_y 沿地质构造的走向分布,法向电性界面相距较远 ,故受静态效应影响小。静态效应通常做为一种干扰对待。但是,由于它的存在,增强了规模小的低阻异常强度,对发现有意义的规模小的低阻体来说,也起到有益作用,即提高了方法的灵敏度,故 TM 方式发现异常的能力比 TE 方式强。

总之,TM 方式横向(水平方向)分辨能力强,低阻地质体反映的异常明显,但是,其异常中心反映在地质体的顶部或上部,异常范围不能完全反映地质体的实际规模,对倾斜矿体更是如此,因此不宜利用 TM 方式资料直接布孔,但它是普查低阻地质体的有效手段;TE 方式垂向分辨能力较高,低阻异常的范围和形态能较准确地反映地质体的赋存空间,适宜于异常或地质体的详查研究。

如果在发射功率相当大的情况下,将发射偶极和测线与地质体的构造走向成 45°角布置,在每个点上同进测量 E_x, E_y, H_x, H_y 就可同时获得 TM 和 TE 两种测量方式的资料,对综合解释是极其有用的。

第六节 关于假极值问题

假极值现象,西方称之为下冲效应(Undershoot effect),它是自然界中许多情况下能够见到的一种普遍的物理现象,即一个物理量当从低值突然升到高值时,往往在向高值转折之前,先向下冲一下,然后继续上升,类似于"反弹"效应。在 CSAMT 方法中,假定有一低阻层覆盖在高阻层上,在其地面上测出的 ρ_s 曲线应该是随频率的降低而逐渐升高,但是,在实际观测中,往往发现在 ρ_s 升高之前,有一个下冲现象,然后再升高,这就是所谓的假极值现象。假

极值现象的物理本质解释如下：

我们假定有一个二层的地电断面，ρ_1 为低阻，ρ_2 为高阻，第一层的厚度为 h_1，根据公式(1.43)，可得到

$$\frac{1}{|G_0(\sigma_1,\sigma_2,h_1|^2}=\frac{1+2\eta_{12}e^{-2x}\cos 2x+\eta_{12}^2e^{-4x}}{1-2\eta_{12}e^{-2x}\cos 2x+\eta_{12}^2e^{-4x}} \quad (2.11)$$

式中 $x=\frac{h_1}{\delta_1}=\sqrt{\frac{\mu_0\omega\sigma_1}{2}}\,h_1$；$\delta_1=\frac{\lambda_1}{2\pi}$(趋肤深度)。

当 $x\gg 1$ 时(即 $\delta_1\ll h_1$)时，$e^{-2x}\approx 0$；$e^{-4x}\approx 0$，则 $\frac{1}{|G_0|^2}\approx 1$，所以 $\rho_s=\frac{\rho_1}{|G_0|^2}=\rho_1$，这就是说，当频率很高时，电磁波未能穿透第一层，$\rho_s$ 值反映的为第一层的真电阻率 ρ_1。

由公式(2.11)可得出：当 $x=\frac{2n+1}{4}\pi(n=0,1,2\ldots)$时，$\rho_s$ 均等于 ρ_1，即在 ρ_1 附近出现了一系列的振荡即属假极值效应。

因为 $x=\frac{h_1}{\delta_1}$，$\delta_1=\frac{\lambda_1}{2\pi}$，所以 $2h_1=(2n+1)\cdot\frac{\lambda_1}{4}$，即在改变频率时，其电磁波的往返距离 $2h_1$，为 $\frac{\lambda_1}{4}$ 的奇数倍时，均出现这种反复，从某种意义上说，可设想假极值的出现是由于电磁波在界面上反射所产生的干涉效应。

在 CSAMT 法工作中，如果测量区域处于远区或波区，这种下冲现象表现得不那么强烈，如果处于近区或 S 区，这种现象常常是明显的，尤其在二层介质的电阻率值差别较大时，这种现象更加剧烈。

下冲现象出现的频率位置、下冲幅度，目前尚不能用一个简单的函数关系表示，它主要与电阻率的差异、界面的深度、收发距 r 等因素有关，因此无法进行下冲效应的校正，目前只有通过加密频点测量，加大或改变收发距 r，来判断假极值现象的存在，并用人工圆滑法来进行校正。

第三章　CSAMT 法野外工作方法

第一节　观测区域的选择及测线布置

在 CSAMT 法野外工作中，总是把观测区域布置在一个梯形面积内（见图 2.3），梯形的上底为 AB 发射偶极所在的位置，测线到 AB 的距离应大于三倍的趋肤深度。测线的长度，应保持在梯形面积之内。

根据上述电磁场强度的理论计算，可以看出（见图 2.2），在梯形的边部，场强度明显变弱，为此，根据野外的实践经验，最好把测区布置在一个以 AB 为边的矩形面积之内，这样就可以保证观测精度。

测线测点的编号，对以后的数据处理关系极大，应该按一定的规则，以便计算机进行计算。

如图 3.1 所示，符号 | 代表电极位置，符号△代表记录点（或测深点）的位置，测深点是取测量电极的中点。

测线测点的编号，N 或 E 定为正，S 或 W 定为负，测线测点的编号以实际距离为准。如 000N 线与 500N 线的实际距离就是 500m，1000N 线与 000N 线的距离为 1000m，并且规定沿向北（N）方向为测线编号的增大方向。又如测点号 25E 和 75E 之间的距离就是 50m，0E 与 100E 之间的距离就是 100m。并且规定沿向东（E）方

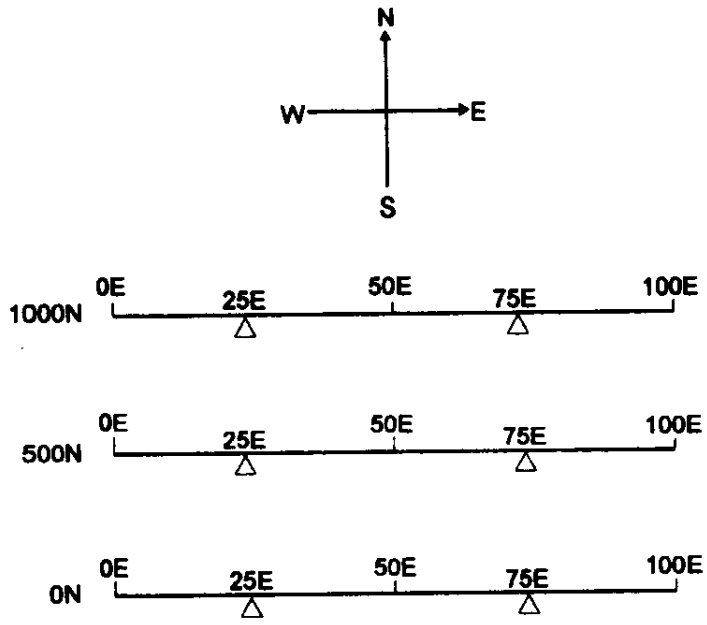


图 3.1 测线测点编号规则图

向为测点编号的增大方向。

按此规定给出的测线测点编号,计算机在成图时,就会按一定的比例尺,准确无误地绘制各种图件。否则,在数据处理时会造成很大的麻烦。

第二节 收发距 r、发射偶极 AB 与测量偶极 MN 的选择

CSAMT法因场源采用人工场,所以在采集数据时,既存在因收发距 r 太小,使观测区过早进入近区(或S区)的问题,又存在因 r 距离太大,使信噪比太低,难以保证观测精度的问题。野外生产工作如何协调二者关系,显得十分必要。根据上述的理论公式推

导以及结合野外工作实践经验，认为 r 应满足以下两个条件：

$$\begin{cases} r \geqslant 3 \sim 6H \\ r_{max} = (IAB\rho_1 \sin(\theta/\pi)E_{min})^{1/3} \end{cases}$$

式中，H 为勘探深度，I 为发射电流，AB为供电偶极长度，θ 为 r 与 AB 之间的夹角，E_{min}为接收机能观测到的最小信号，一般取 7μV。

上面的第一个式子满足了波区或远区的条件，第二个式子满足了观测精度的要求。

在布置工作之前，若能大致地估计探测目标的深度 H，又能大致地了解测区的电阻率值，就可以根据发射功率的大小计算收发距 r 的大小。

发射偶极 AB及接收偶极 MN 的大小，主要考虑要满足偶极子的条件，即 AB 与 MN 相对于 r，要足够小。

通常我们取 $AB \leqslant (\frac{1}{3} \sim \frac{1}{5})r$，$MN \leqslant \frac{1}{10}r$ 即可。

另外我们还必须考虑，AB大时，低频特性好，AB小时，高频特性好，在探测较深的地质目标时，AB可选择大一些，在探测较浅层的地质体目标时，AB可选择小一些。

对MN来说，MN过大其分辨率会降低，但测量到的电位差值大，易于观测，另外可提高工作效率，一个排列覆盖的范围大；MN变小，其分辨率会提高，但测到的电位差值变小，不能保证观测质量。另外因一个排列所覆盖的范围变小而使工作效率变低。

当然，如果是探测深部的大目标，MN应选择大一些，如果是探测较浅部的小地质目标，MN应选择小一些。

最后还要说一点，供电偶极 AB 的布设，除了考虑上述的基本原则以外，尽量选择交通方便的地方，如顺路、顺山沟、地形较平坦

的地方，这正是 CSAMT 的优越之处。

第三节 提高观测质量的措施

1. 供电时尽量采用低压大电流

在发射功率一定的条件下，采用低压大电流的供电方式，可最大限度地提高发射系统的效能。因为观测的电磁场值的大小与供电电流 I 成正比，即 I 越大，E_x、H_y 值亦越大，易于观测，但是要增大供电电流 I，不应该靠提高电压来实现，因为这会损失发射系统的功率，而应该尽量减小接地电阻和导线电阻，以保证在低压下能供出大电流。

为此，AB 电极的布设是关键，在 A、B 电极处，应挖成放射状的深沟，在深沟内埋设铝箔，并浇上盐水或肥皂（洗衣粉）水，填土压实，这样可大大减小接地电阻。另外供电导线应尽量选择 10～20 芯的全铜线，保证 1000m 的导线，其电阻不超过 5Ω 为好。

2. 测量电极及磁探头的布设

测量电极 MN 应尽量采用不极化电极，尤其在低频段，可减小直流飘移或电极不稳造成的干扰。如果野外没有不极化电极，或在岩石裸露的山区，不好埋设不极化电极的区域，采用紫铜棒电极。

测量电极 MN 接地电阻越小越好，因为目前设计的仪器，输入阻抗不够高，MN 接地电阻太大，容易接收到干扰信号，这是千万要注意的，为此，在干燥区，对 MN 电极浇水是个好的方法。保证接地电阻小于 5kΩ 为好。

磁探头应使其方向与 MN 电极垂直，另外要保证磁探头水平放置。在布置磁探头时，最好将一只罗盘放在磁探头上，一方面保证磁探头的水平，另一方面保证磁探头的方向与电场方向垂直。

在目前的 CSAMT 测量中，测七道电场和一道磁场，这七道电场都要与这一道磁场相比而求得视电阻率，所以磁场的观测精度是至关重要的。磁探头应避免放在高压线下及汽车来往频繁的公路旁。

图版 1 是发射机与接收机现场布置的大体位置，发电机和发射机放在汽车上，接收机在远离它大约 5～10km 处进行测量。

第四章　CSAMT 法资料处理及异常推断解释

第一节　资料处理

目前 CSAMT 法资料处理已形成了系统软件，常用的软件有 TCMV，TCMT，TCMP，TCMS，TCMG，TCMGS，STATIC，SCSIO 等。

TCMV 是数据传输软件，它将接收机内的数据文件，通过 RS232 接口传入 PC 机，计算机将观测的数据按一定格式进行排列，变成随机存取的数据文件，以便进行下面的数据处理。

TCMT 软件是将 TCMV 传输的数据进行各种参数计算，其中就包括了进行近场改正，最后给出电磁场归一化振幅值，相位值，未经改正的视电阻率值和经过近场改正后的视电阻率值。

TCMP 软件是绘制每个测深点上视电阻率 ρ_s 与频率 f 之间的测深曲线图以及相位与频率、电场归一化振幅与频率、磁场归一化振幅与频率的关系曲线图。该图件可了解电测深的曲线类型及观测质量。

TCMS 软件是根据 TCMT 的计算结果，绘制 ρ_s 与频率的假断面图。

TCMG 是绘制彩色的视电阻率与频率的假断面图。

TCMGS 是绘制两条以上测线的不同深度的平面切片图。通过这一图件，可了解不同深度上异常的平面变化。

STATIC 软件是根据工作需要，对浅部的干扰体进行空间滤波。

SCSIO 软件是对整条剖面的 ρ_s 断面进行一维联合反演，反演过程采用曲线圆滑法，并考虑了相邻测线的相互影响。

剔除干扰异常是资料处理中的一项重要工作，由于 CSAMT 法的优点是发射人工场源，可观测的信号较强，所以能够在 MT 或 AMT 无法工作的强干扰区工作，如矿山、城市及近郊区。但在这些干扰区，工作质量往往较差，尤其在万伏高压线或三相高压线下或附近工作，其磁场 H_y 将受到极大的畸变，影响到视电阻率的值发生畸变。为此必须进行改正。

改正的方法：一是通过对高压线的计算，计算高压线在地面上引起的电场和磁场，然后从实测数据中减去高压线引起的电场和磁场；二是通过观察测线上不受高压线或其他强干扰的磁场值，然后用平均值取代在强干扰下测得的磁场值。然后再进行正反演计算，可获得较理想的结果。在这方面，我们已有不少经验，比如在北京郊区用 CSAMT 法寻找地下热水，北京郊区高压线纵横，常常形成强大干扰，我们就用此法进行了校正，经数据处理后，在定的地热井位上打出了热水。

第二节 异常推断解释

CSAMT 法异常推断解释，就是对处理出的各种资料与图件进行深入分析，并结合地质情况进行推断。必要时进行一维正反演计算和二维正演计算及地形改正，最后根据 CSAMT 异常给出与之相适应的地质推断模型及地质推断结果。

在推断解释中，首先要仔细分析观察CSAMT法每个测点上的视电阻率随频率变化的测深曲线，看它分几层，曲线类型、尾支曲线形态、误差棍的长短等，对测深曲线的形态及质量有个初步认识。

第二，要研究 ρ_s 与 f 的假断面图，找出断面上可能出现的异常部位及异常形态。观察有没有近场及静态影响，如果出现直上直下的“挂面条”式的异常，应进行空间滤波处理，或改变测量方式，用TE方法进行测量。

第三，如果在一个地区作了两条以上的CSAMT剖面，应做不同深度的切片平面图，以了解异常沿平面不同深度的发育情况，这对宏观上认识异常，确定异常是否存在及其沿水平方向和垂直方向的变化情况是很有帮助的。

第四，CSAMT的一维联合反演图件是推断的主要依据，因为反演以后的资料，基本上代表了地下真正的电阻率和真正的深度。

第五，必要时进行二维正演计算，尤其是静态影响严重的地区，对于既有静态，又有地质体异常时，或者还夹杂着地形影响的情况下，这种二维有限元正演计算，可剔除干扰，给出真正的地质模型。

第六，最后应该把CSAMT的异常与地质及其它物探方法进行综合解释，给出肯定的地质结论。

第五章　应用实例及效果

中国科学院地球物理研究所于1987年从加拿大凤凰公司引进了CSAMT法的整套仪器设备和软件。十几年来，运用CSAMT技术开展了寻找地下水、地下热水、煤田中的陷落柱、有色金属矿床、石油天然气，以及在水库坝址及库区的勘探，均取得了明显的地质效果和重大的经济效益，现分述如下。

第一节　CSAMT法寻找地下水资源

中国科学院地球物理研究所利用CSAMT方法寻找地下冷(热)水资源，已有八年历史，工作区域达5个省、10个市、20多个地区，工作条件有山区、丘陵、平原、海滨、海滩、城市边缘及闹市区。

1991年，在山东沂蒙山区定井位11口，10口井见水，水量达50m^3/h，已荣获中国科学院科技进步奖。

1992年在上海金山海滨、海滩上寻找淡水，定井位3口，已打出工业及生活用的淡水。

1993年在山西曲沃县荀王寻找地下热水，定井位两口。

1994年春，在北京市房山县南窖乡，定井位一口，在预计的460m深处见到基岩裂隙水，受到北京市市长的表扬，并于1995年2月9日《北京日报》上进行了报道。

1994年秋,在北京市延庆县松山国家自然保护区,与北京市地质工程勘察院协作,定热水井位一口,打钻结果,热水自喷7m高,热水自喷量700m³/天,水温45℃。1995年9月11日《北京晚报》进行了报道。

1995年秋,在北京市延庆县黑汉岭和二道河扶贫项目中,定井位两口,目前均已见水,水量3000m³/天。

1995年,在北京市大兴县,为和邦高尔夫俱乐部定基岩深井一口,CSAMT法明显地发现了北京南侧通县至南苑的通南大断裂的具体位置(见图5.1)。

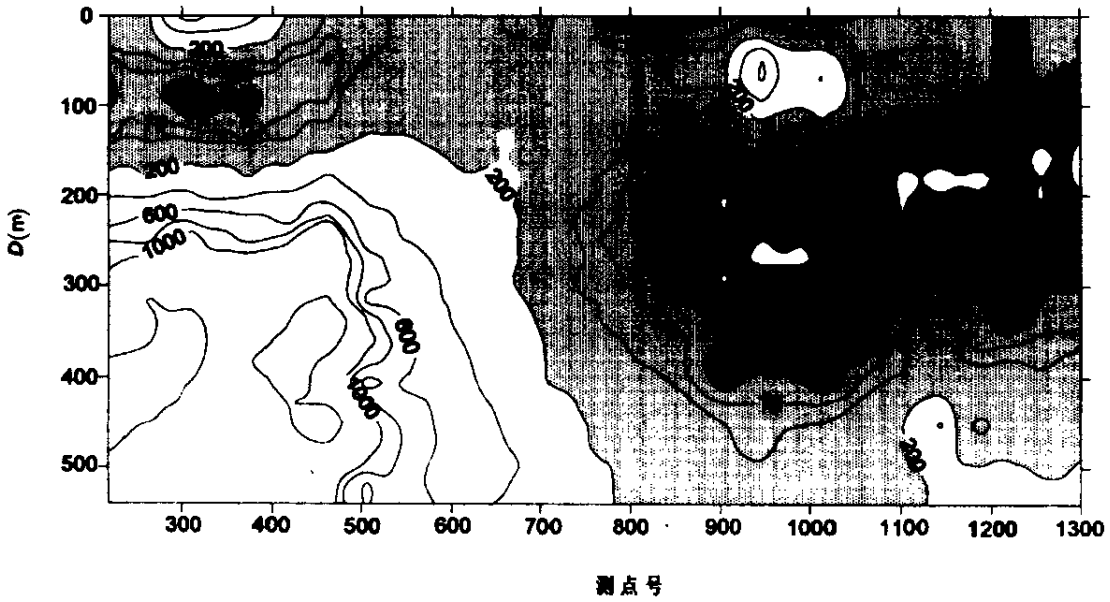


图5.1 北京大兴和邦CSAMT法 ρ_s 反演断面图

1996年初,在福建罗源海滨定地热井位三口,1997年开钻,其中一口已打到断层,并见45℃的地下热水。

1996年春,在北京市海淀温泉乡,定井位5口,1997年其中一口井开钻,见到丰富地下水。

1997年春节，在河南小浪底，为连地滩寻找水源地补充，用CSAMT探测第三系基岩的深槽古河道水，并与IP法相结合，寻找第四系砂砾层水，定井位26口，解决了黄河小浪底工程移民用水。

下面具体讨论四个实例。

1. 山东沂蒙山区寻找基岩裂隙水

沂蒙山区是一个十分缺水的地区，尤其是位于深山沟里的革命老区，至今仍没有完全解决人畜饮水问题，更谈不上工农业用水。如果说沂蒙山区有许多特点的话，那么，一个最显著的特点就是：哪里有水，哪里人们就相对富裕；哪里没有水，哪里人们就相对贫困。

1991年5月份，中国科学院组织力量，对沂蒙山区五个县开展了寻找地下水的综合方法研究。其中CSAMT方法效果最好。

沂蒙山区的地下水，主要富集在奥陶系及上寒武统风山组的厚层灰岩、白云质灰岩、泥灰岩的裂隙岩溶中。如果能在灰岩中找到断层裂隙，并有一定的补给条件，就可找到地下水。因此CSAMT方法是最快速有效地捕捉断层的好方法。

在CSAMT发现断层的地方又开展了激电法，进一步确定富水程度，用高精度重力进一步印证断层的准确位置及倾向。

在沂水县的井峪村，没有一口好的水井，人们盼望能找到地下水，以前也打过几口井，因没有找到断层裂隙，都是干井。我们利用CSAMT法在地质上认为有利地段，作了一条剖面(见图5.2)，发现了一个非常好的低阻异常，结合重力资料，定井位一口，结果打出了50m^3/h的丰富地下水，当地村民说是中科院为他们打出了“幸福水”。

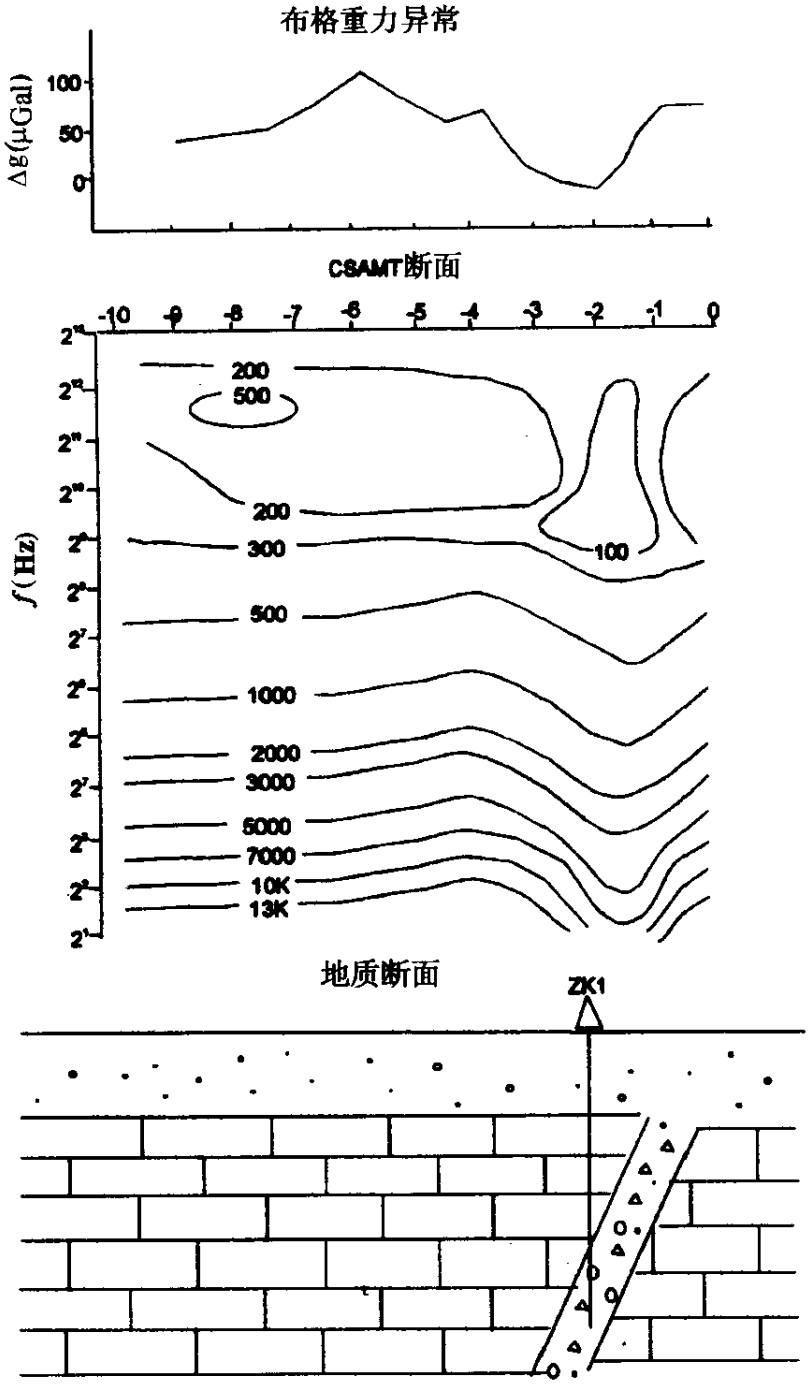


图 5.2 山东沂水县井峪村 CSAMT 法定井位综合断面图

又如蒙阴县的新东山村，也处于灰岩区，他们准备打一口井，解决果园和农田的灌溉问题，我们先用 CSAMT 法作了一条剖面，发现了低阻异常，又在异常上方开展了激电测深，发现在 AB/2 等于 100m 处，曲线出现低阻转折，而极化率出现了上升转折，断定在 100m 深处有地下水富集。打钻结果在 100m 见丰富地下水，水量 50m^3/h(见图 5.3)。

CSAMT 法发现断层最明显的例证是在沂水县苗家庄地区的一条 CSAMT 剖面，见图 5.4，在灰岩的高值背景区内，发现一个一直延深到深部的低阻异常带，打钻结果证明该断层的存在，井获 100m^3/h 的涌水量，为农业及果园的灌溉解决了大问题。

2. 北京市房山县南窖乡寻找深层基岩水

身居北京市的闹市区，竟然不知道北京市的远郊区还有如此贫困缺水的地方。北京市房山县南窖乡，就是其中一例。当地的机关、学校、工厂及村民用水特别困难，尤其是当地的居民，每天靠拖拉机从外地拉水，然后在马路上用水桶排队，每家分给一点。

1994 年春，天气干旱无雨，北京市政府决定在南窖乡院内打一眼基岩深井，希望能打出“救命”水。但到 4 月份，钻井打到 120m 时，仍不见水。北京市地质矿产局、水利局决定用物探方法来探测深部到底有没有地下水，以决定钻机要不要向下打。

北京市地质矿产局邀请中国科学院地球物理研究所，利用 CSAMT 法进行探测，因为其他物探方法不可能在乡政府的院内开展工作，并达到较深的勘探深度。

我们于 1994 年 5 月份，利用一周的时间，在院内作了三条 CSAMT 剖面。结果在 100E 线(见图 5.5)，发现一个断层。旁侧的

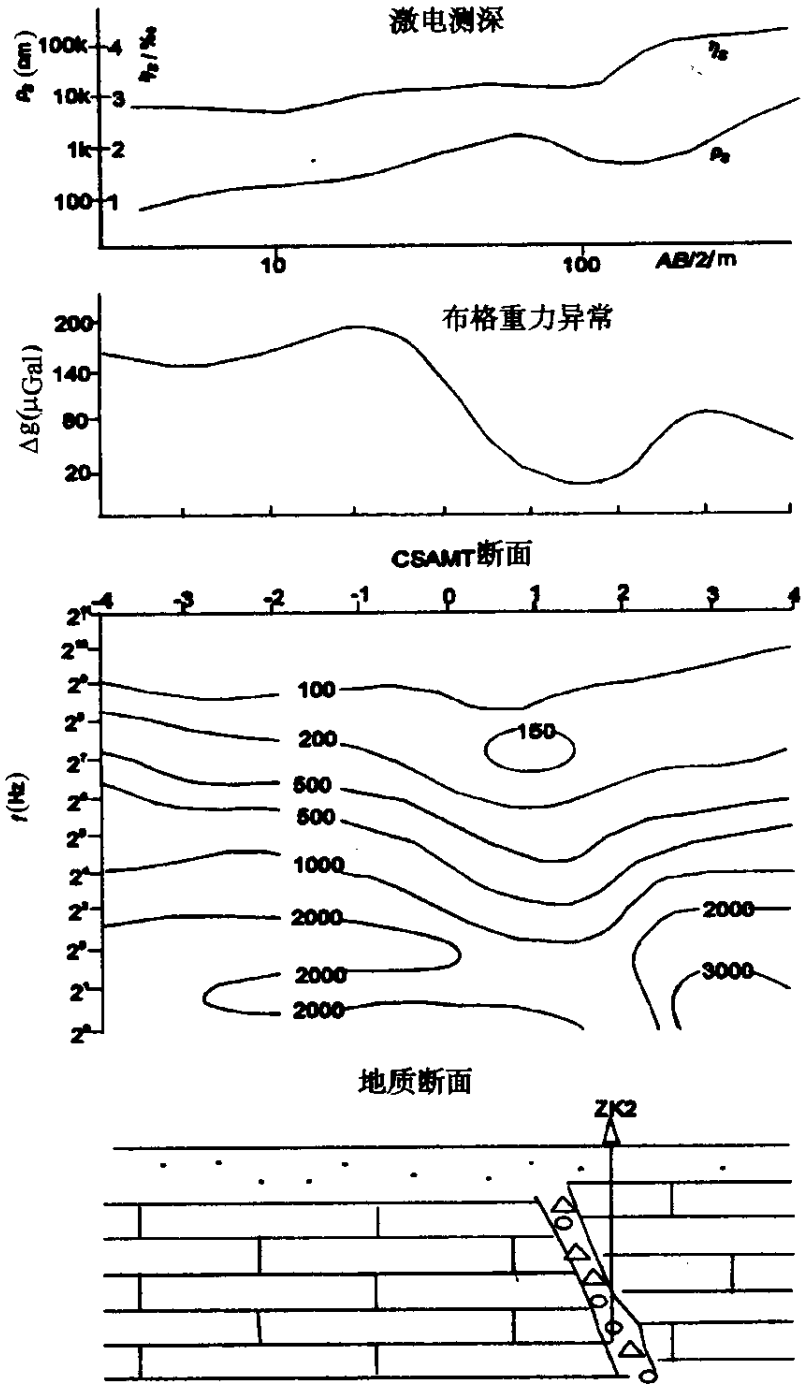


图 5.3 山东蒙阴县新东山 CSAMT 法定井位综合断面图

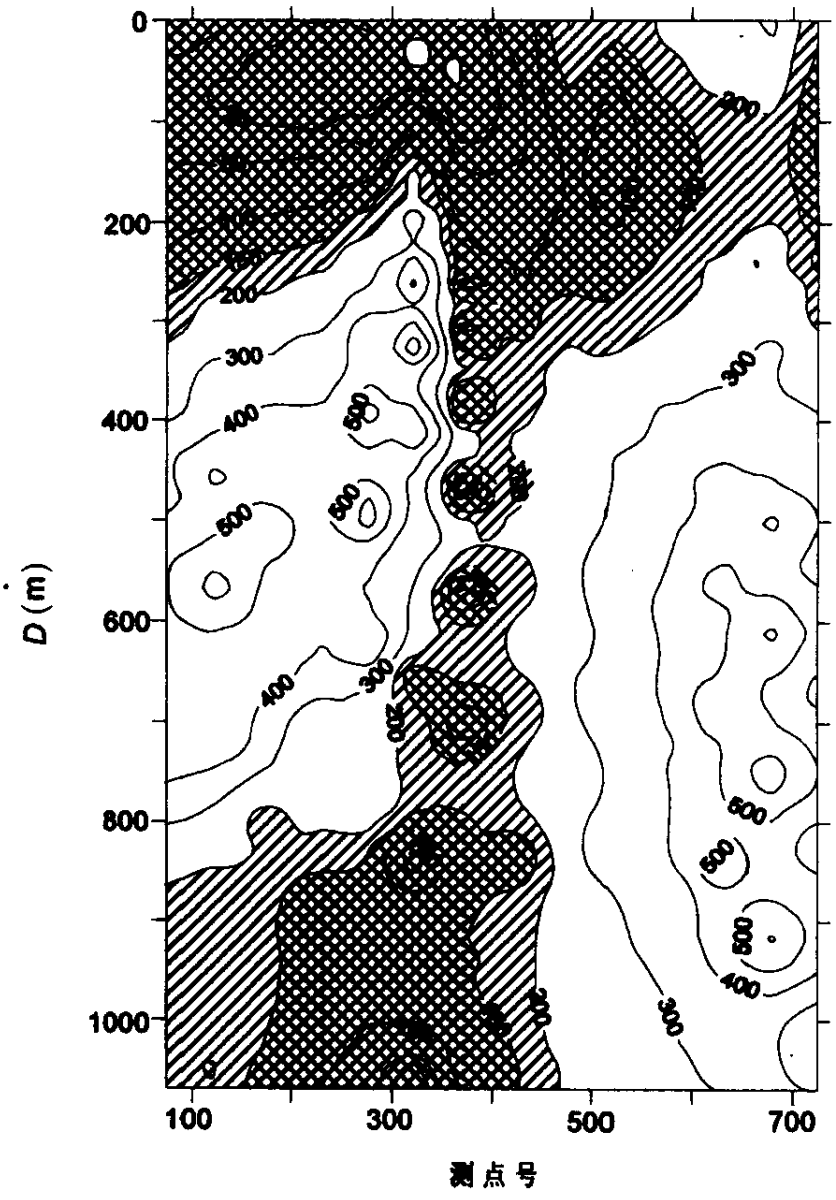


图 5.4 山东沂水县苗家庄 CSAMT 法 ρ_s 断面图

130E 线上也有反映(见图 5.6)。为了消除静态影响,我们进行了空间滤波(见图 5.7),证明断层确实存在。又作了 460m 深的切片平面图(见图 5.8),可看出断层的走向,这进一步证明了断层在深

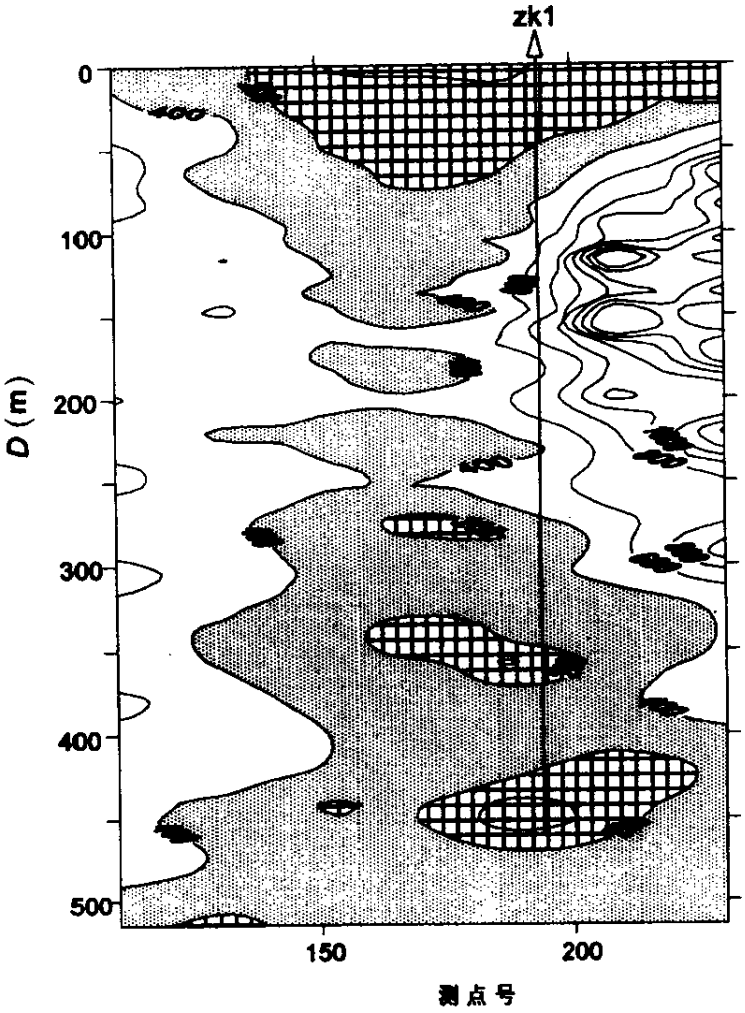


图 5.5 北京房山 100E 线 CSAMTρ_s 反演断面图

部仍存在。

但是钻机的位置在 190 号点，从图 5.5 看，似有些偏离断层。经过进一步分析，发现断层向东倾斜，在深部约 460m 能遇到断层。因此决定不改变钻机的位置，继续向深部钻进。

结果在 1995 年春节左右，喜迅传来，在 460m，钻遇断层裂隙，并见到深层基岩裂隙水，出水量为 20m^3/h，与 CSAMT 的判断完全

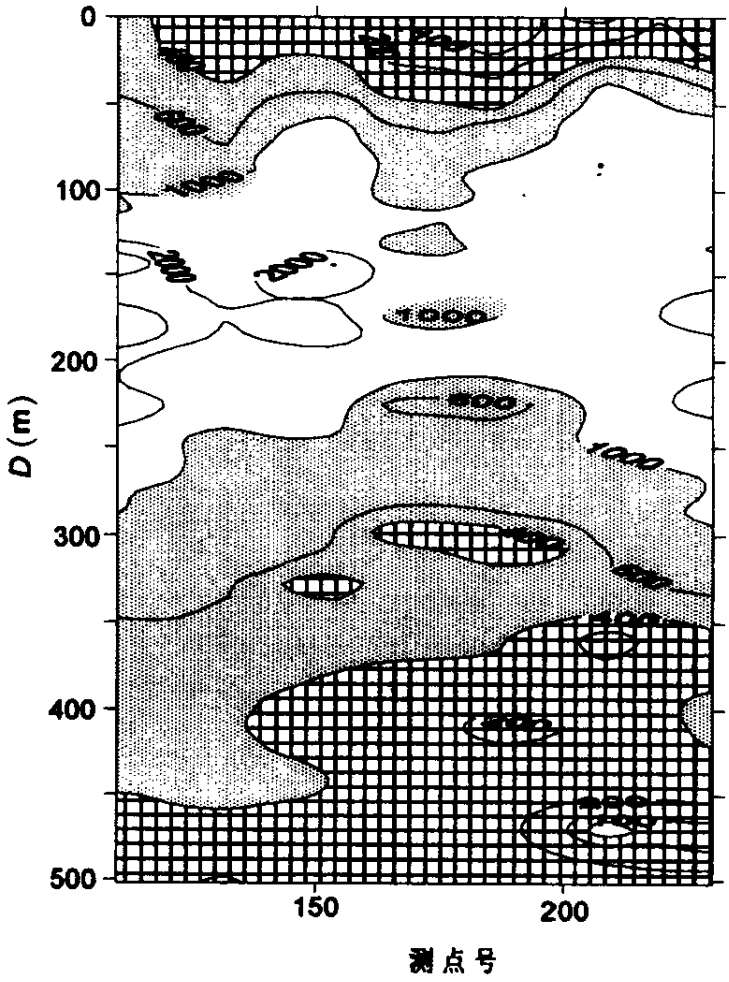


图 5.6 北京房山 130E 线 CSAMTρ_s 反演断面图

吻合,证明了方法的有效性。

1995 年 2 月 9 日,《北京日报》以"山里人有了'救命水',南窖乡打成岩石深井"为题作了专门报道,创造了重大的经济效益和社会效益。

1995 年 7 月 1 日,利用此基岩深井的水,为各家各户、厂矿、机关、学校安装了自来水,结束了缺水的日子。

该成果受到北京市地质矿产局的表扬(见附件 1)

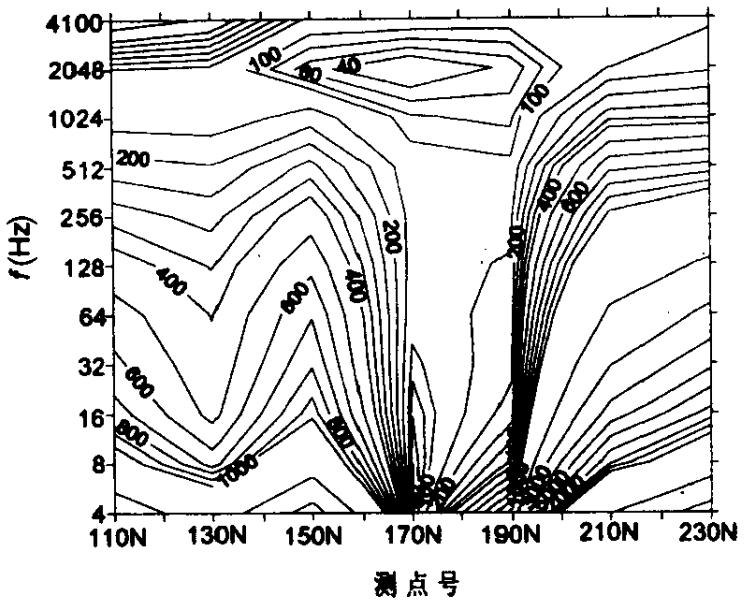


图 5.7 北京房山 100E 线 ρ_s 空间滤波断面图

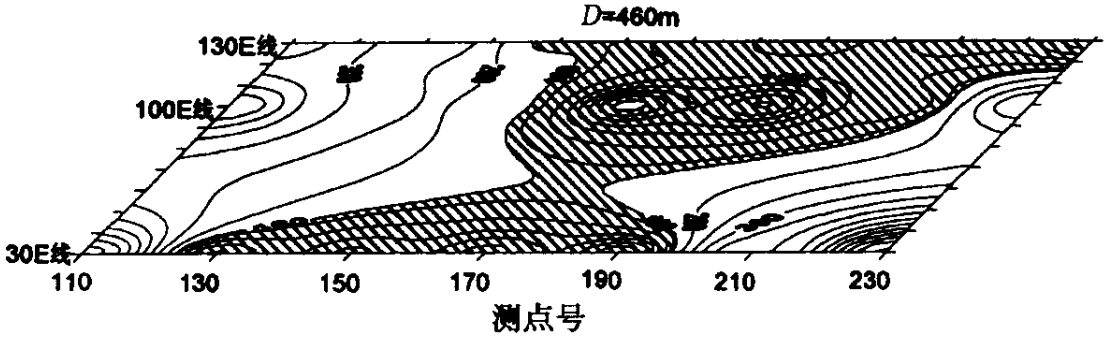


图 5.8 30E,100E,130E 线 460m 深处平面切片图

3. 松山国家自然保护区寻找地下热水

松山国家自然保护区位于北京市延庆县,距北京市区 90km,是世界上离大城市最近的国家公园之一,野生动植物几百种,每个春秋季节,百花盛开,鸟雀争鸣,呈现一派大自然的勃勃生机。

松山温泉自古闻名,早在 1500 多年的《水经注》上就有记载,

但近年来,温泉已近干枯,不能满足旅游事业的发展。为此,松山自然保护区管理处把寻找温泉作为龙头项目来抓,决定寻找新的地下热水。

1994 年秋,北京市地质矿产局组织了北京市地质工程勘察院和中国科学院地球物理研究所的科技人员开展此项工作。

该区为花岗岩地区,植被覆盖,要找到地下热水,必须寻找深大断裂,为此,首先利用物探方法。

由于山高路险,不可能采用直流电测深。为此,决定用 CSAMT 法,发射机放在山前平原区,接收机在高山上进行测量,r 距离为 4km,在测区内布置了两条测线,一条通过已知温泉,定名为 100N 线,测线长 70m;另一条测线位于 100N 线南 100m 处,定名为 000N 线,测线长 205m,测点距 10m,MN 距 10m,使用频率为 2^{12} ~ 2^{0} Hz。

通过已知温泉的 100N 线上,在已知温泉 200 点以西(见图 5.9(a))发现有一断层(图中的阴影),断层向东倾。温泉在断层的影响带 200 号点出露。

在未知测线 000N 线上,在 150 ~ 200 号点之间(见图 5.9(b))发现一条更宽的深大断裂,断层向东倾,倾角约 85°。

由于发现的异常直上直下,近于直立,疑是地表低阻体引起的静态反应,故对 100N 线和 00N 线进行了空间滤波处理,其结果见图 5.9 的(c)和(d)。从滤波图可见,100N 线和 00N 线的异常依然存在,排除了静态干扰所致。

为了判定断层的走向,我们作了 00N 线与 100N 线在 200m 深处的平面切片图(见图 5.10),可见在 160 ~ 200 号点之间有一条 NE 向的断层存在。

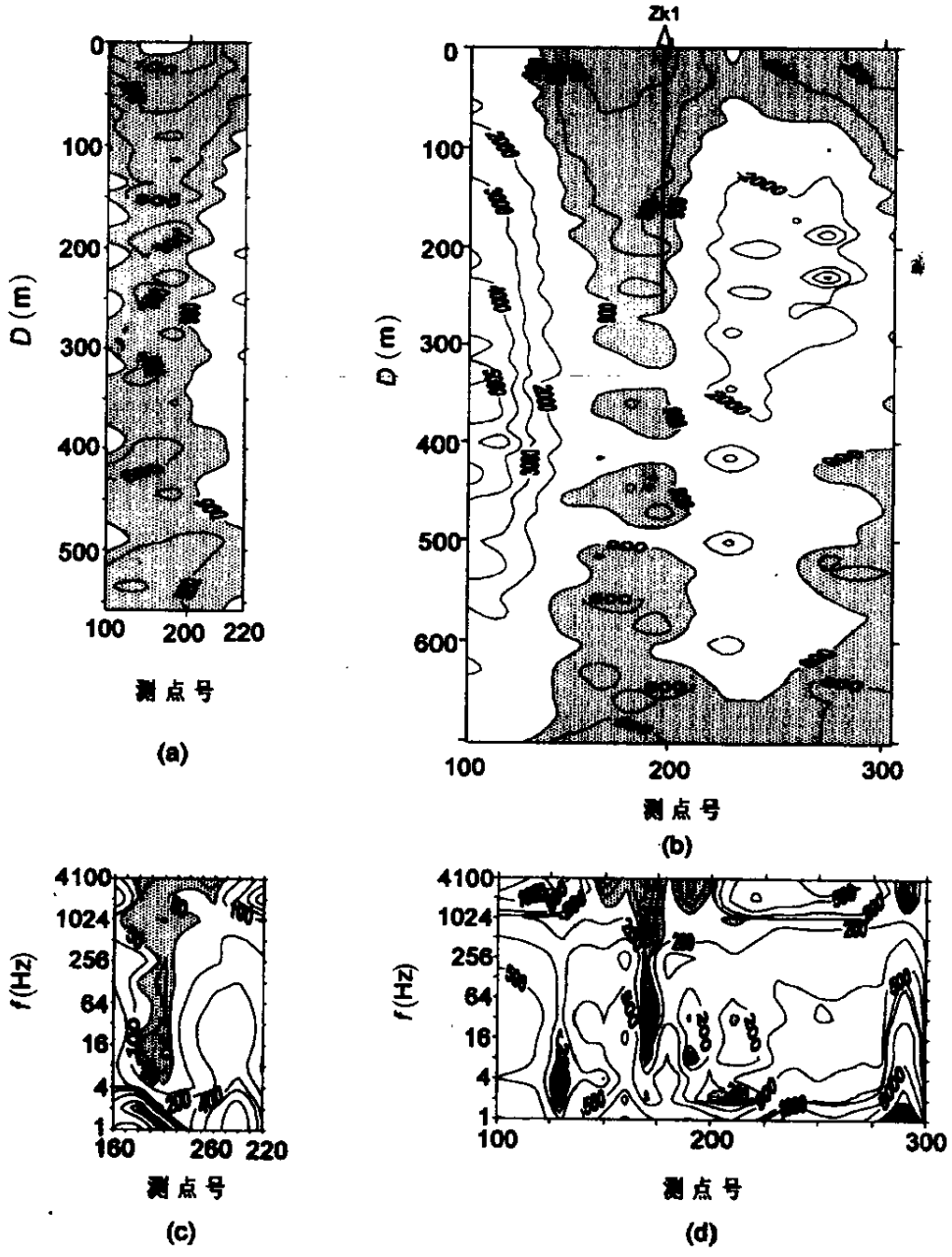


图 5.9 北京松山 CSAMTρ_s 断面图及滤波图

(a) 100N 线 ρ_s 断面 (b) 000N 线 ρ_s 断面

(c) 100N 线 ρ_s 滤波 (d) 000N 线 ρ_s 滤波

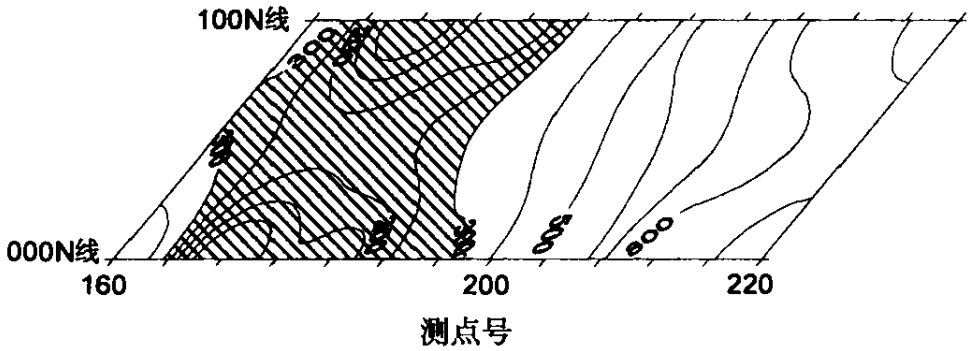


图 5.10 北京松山 CSAMT 深度 200m 时平面切片

图 5.11 是根据 CSAMT 结果，结合本区地质情况绘制的地质推断断面图，图中可看出断层的存在位置。

根据 CSAMT 的资料，北京市地质工程勘察院的地质人员在断层的东侧定井位一口。

1995 年，打钻结果，令人鼓舞，钻孔在 80m 处见断层，在 120m 处见地下热水，终孔于 230m，热水为承压水，自喷 7m 高，水温 45℃，内含多种对人体有益的元素和矿物质。热水自喷量 800m^3/日，抽水可达 3000m^3/日（见图版 2）。

在海拔 700 多米的高山上，打出自喷 7m 高的热水井，尤其在风景秀丽的国家公园内，意义重大，创经济效益上亿元（见附件 2）。

1995 年 9 月 11 日的《北京晚报》进行了报道。

4. 福建罗源花岗岩地区寻找地下热水

众所周知，在福建省的温泉星罗棋布，如福州市、漳州市等都有著名的温泉，但在福建省的罗源县，被认为是地热的白区，别说是地下热水，就是地下淡水也认为是贫水区。

中国科学院自然资源综合考察委员会霍明远教授决心打开这

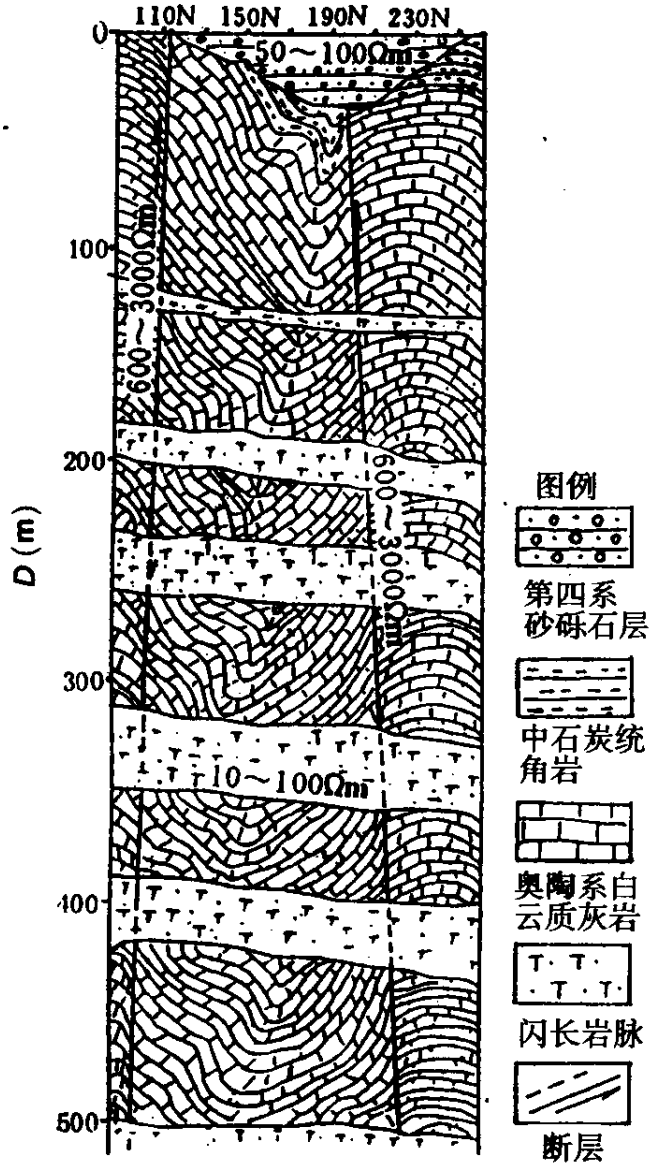


图 5.11 北京松山 000N 线地层推断断面

个禁区,他首先从遥感资料的热岛图分析,该地有几个地热异常点,从地质上分析,也有可能,提出了三处有望地段。然后邀请中国科学院地球物理研究所在本区的有望地段上开展地球物理探

测,选中了 CSAMT 方法。

1997 年 1 月,中国科学院地球物理所在本区开展了 CSAMT 法的探测,分别在迹头、大获、西宫门三个区,作了八条 CSAMT 剖面,定热水井位三个,分别埋了石桩。

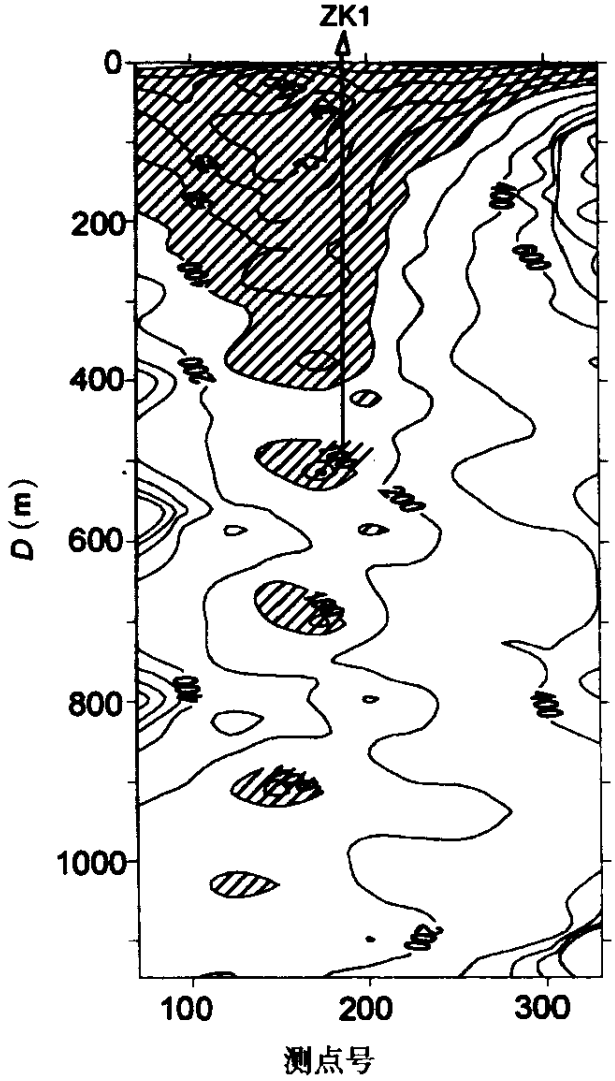


图 5.12 福建罗源 03 线 CSAMTρ_s 反演断面图

根据 CSAMT 资料上分析，认为迹头的 03 线异常最好，因此决定先在 03 线上打钻。

图 5.12 是 03 线的 CSAMTρ_s 反演断面图。从图可见，在 100～200 号点之间有一略向西倾的断层，断层内的电阻率为 20～100Ωm，判断为热水反应。井位定在 190 号点，钻孔设计 350m。

1997 年下半年开钻，打到 350m 时，见到断层，水温突升到 32℃，不太理想，被搁置了半年多。1998 年末至 1999 年初，又将 CSAMT 异常进行了分析，认为应该继续向下钻井 100m。1999 年 3 月份打到 460m，1999 年 4 月份进行了测温，在 400m 深处，水温突升到 45℃，达到了原设计要求。

从图 5.12 看，CSAMT 异常的低置正好是在 400m 处封闭。

由此打破了罗源海滨没有地热的历史，为福建省星罗棋布的地热点上增加了一颗明珠。

第二节 CSAMT 法进行工程水文地质探测

1. 深圳水祖坑水库坝址及库区地质情况探测

深圳市委及市政府决定在深圳市东侧宝安县水祖坑建一水库，容量约 4000 万立方米，该水库建成后，可容纳坪山河水及西枝江引水工程的部分给水。该水库的水可供大亚湾核电站用水及深圳市人民生活用水，经济意义十分重大。

在坝址及库区的勘探过程中，发现有隐伏的石灰岩，井在石灰岩中发现有溶洞，这给水库的兴建决策带来较大威胁。为此深圳市人民政府委托中国科学院地球物理研究所进行地球物理探测。

1992 年 2 月至 4 月，在本区开展了 CSAMT 探测，IP 探测及微

重力探测,结果在3200E线经过的主坝址上发现有灰岩存在(见图5.13),并在灰岩中有多处溶洞,即图5.13中的黑色低阻小点,分别位于400~500号点以及600号点附近。本区共作了四条剖面,其它几条线上也有类似情况。后经打钻得到证实,证明地下灰岩溶蚀严重,千窗百孔,不宜修建水库。后来水库改在其它地方兴建,挽回可能造成的经济损失8000万元。

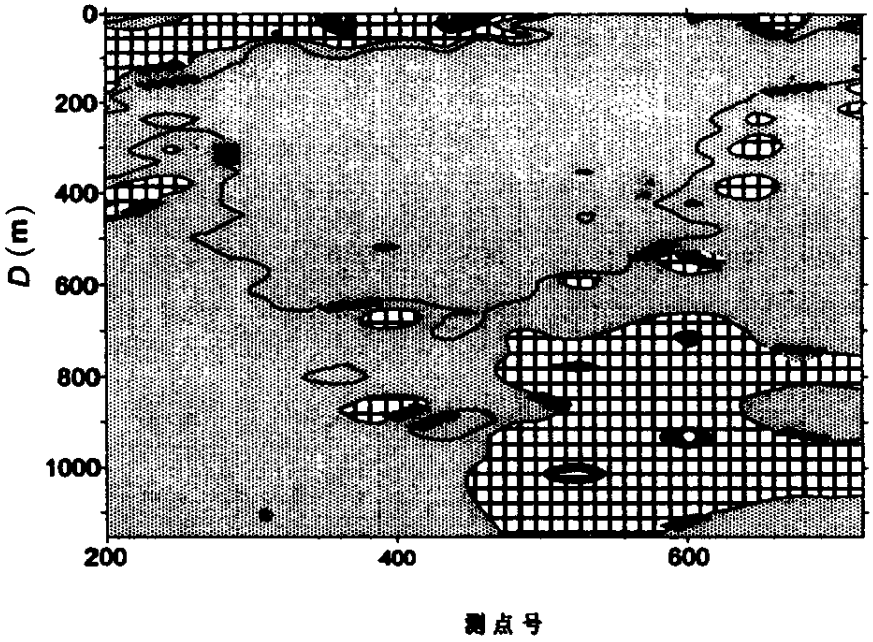


图5.13 深圳水祖坑3200E线CSAMTρ_s反演断面图

2. 宝泉抽水蓄能电站工程CSAMT探测

宝泉抽水蓄能电站位于河南省新乡市薄壁镇北约6km。电站临近工业发达地区,地理位置优越,是国家拟建的大型抽水蓄能电站工程,计划装机120kW,它以原有的宝泉水库为下库,并在约2km的高山上东沟兴建上库,在上下库间建输水隧洞和电站厂房。水利部黄河水利委员会设计院在设计和前期工程中,需对输水管

道和主厂房及可能对下库及电站造成巨大威胁的塌滑体等地段进行地球物理探测,以进一步了解地下的地质情况,加快工程地质勘探进程。为此,水利部黄河水利委员会设计院在广泛调研基础上决定委托中国科学院地球物理研究所在该地段用 CSAMT 法进行探测,其目的任务是:

(1)探明下库至上库间 1.5km 长度内,深 1km 的范围内,可能存在的断层、裂隙及破碎带,并指出其位置、产状。

(2)指明破碎带、断层的充水情况。

(3)探明塌滑体底界面的塌滑方向及塌滑面的厚度和规模。

中科院地球物理所接到任务后,认为该任务的难点是:

(1)上库下库落差大,在长约 2km 线路上高度相差 800m,剖面线坡度近 45°,给测量造成困难。

(2)工作区地形条件极其恶劣,测线内基底为太古界登封群片麻岩、其上为厚达 150m 以上的元古界汝阳群石英岩状砂岩,上覆寒武系,由于差异风化和地质作用,形成了悬崖陡壁遍布的极复杂地形,有的崩坍形成的断崖高差近 170m,许多地方是不可攀登的。可通过的地方也布满了荆棘,坡陡路险,恶劣的地形无论对野外物探,还是该方法的资料解释,都是极具挑战性的。有些地方,人无法上去,只好丢点或分段测量,Ⅰ线分三段测量,第一段为 100 号点至 800 号点,第二段为 1180 号点至 1600 号点,800 至 1160 号点之间为最高的狼山,无法上去,连测线测点都无法打,故丢掉,用第三段 1620~1900 号点来弥补狼山丢失的工作量。Ⅱ线地形更加险恶,强行作了 140~380 号点;Ⅲ线作了三个排列,从 140~560 号点。总共完成 15 个排列,105 个 CSAMT 测深点。

工作中将发射机布置在山下薄壁镇南侧的麦田里,接收机在

悬崖峭壁的高山上工作，相距 6 km，中间用军用电台联系。

为了保证质量，发射机用大功率的 T-30(30kW)，供电电流大于 10A，接收机叠加次数为 10 次，对 50Hz 的工业干扰进行了陷波。为了探测深度达 1km，工作频率采用 $2^{11} \sim 2^{-2}$Hz，点距为 20m。

工作是令人鼓舞的，且出乎意料，在Ⅰ线上发现了 F11，F8，F100 和 F101 四个断层，其中前三个断层与地质上已掌握的断层相符，F101 号断层为新发现断层。

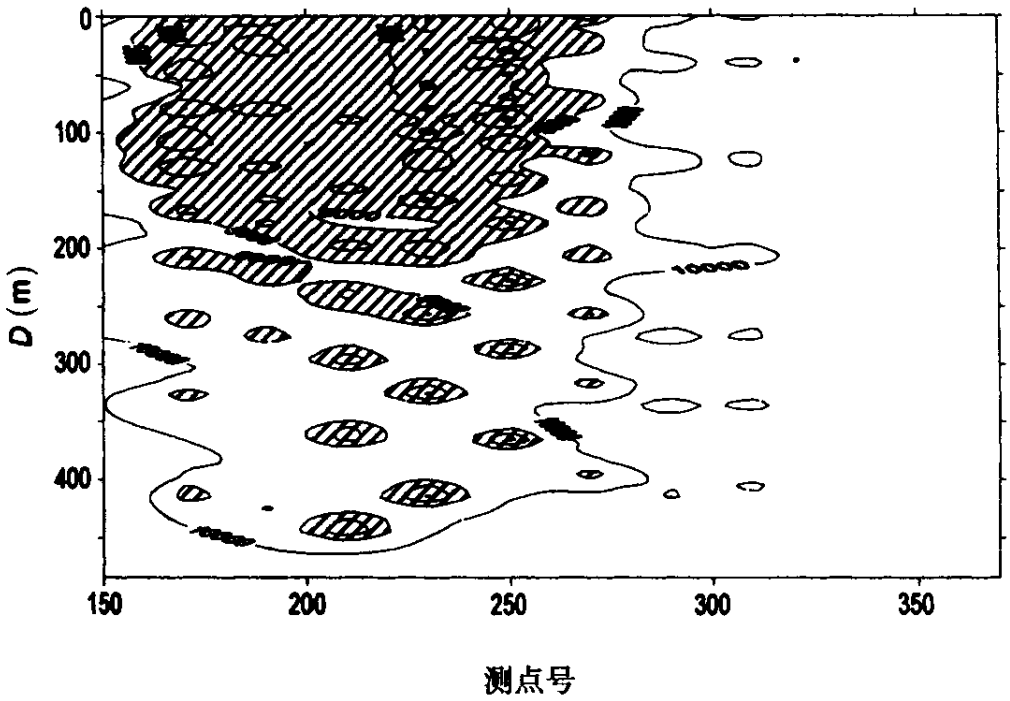


图 5.14 宝泉抽水蓄能电站Ⅱ线塌滑体 CSAMTρ_s 反演断面图

工作成果最突出的是对塌滑体的形态及底界面的划分，图 5.14是绘制的 CSAMT 反演成果图，从图上可明显看出塌滑体的底界面及形态(图中的阴影部分)，证明了塌滑体底界面为锅底状，并略向山体内侧倾斜，不会造成向下库方向塌滑，证明了塌滑体的稳

定性,这为施工设计,提供了可靠的资料。

该成果于1996年12月,由专家进行了评审验收,评审书上说"经过近半年的钻探和洞探工作,报告中对主隧道线的断层分布,性质分析和塌滑体形态的推断已初步得到证实,反映了该项目资料的可靠性,对宝泉抽水蓄能电站规划设计阶段重大工程地质的解决,起到了很好的作用,该成果为在地形极坏条件下运用CSAMT法进行工程探测取得了经验(见附件3)。

3. 国家南水北调西线工程深部构造探测

规划设计中的南水北调西线工程,长恰引水线路拟采用深挖长隧道,长约131km,埋深约500m,引水线路横穿巴颜喀拉山。

在选址规划阶段,首要任务是查清引水线路经过的地方断层裂隙的发育情况,断层裂隙的准确位置、断层宽度、倾向、走向、向下延深情况及断层的富水程度。

利用钻机揭露,自然是一种有效方法,但在海拔4000m以上的高原进行深部钻探,成本高,难度大,工作效率极低。为此水利部黄河水利委员会设计院决定用深部物探来查明断层的分布及性质。

黄河水利委员会设计院经过调研,决定邀请中国科学院地球物理研究所利用CSAMT技术进行深部地球物理探测,他们要求在德昂、莫坝、错尔根、尼曲河四个区段进行CSAMT工作,每个区段布置测线2km,四个测段共8km剖面。

1997年5月7日,项目开始起动,在海拔4000多米的高原开展了CSAMT测量,发射机用加拿大凤凰公司的IPT-1(3kW),接收机用加拿大凤凰公司的V-4系统,收发距 r 一般大于5km,频率选

用 $2^{12} \sim 2^{3}$ Hz。在每个区段，布置两条线，即主线和副线，以便追索断层走向，并绘制不同深度切片图。

现以莫坝工区为例，说明方法的有效性及其效果。

莫坝工区，以小桥为界，分为东区和西区。地质上推测东区可能存在 F45 断层，西区可能有 F44 断层穿过。

我们在西区沿洞线作了主线 610N 线，长 700m(图 5.16)，在主线的南东方向，相距 600m，平行于主线作了副线 10N，副线长 420m (图 5.15)。

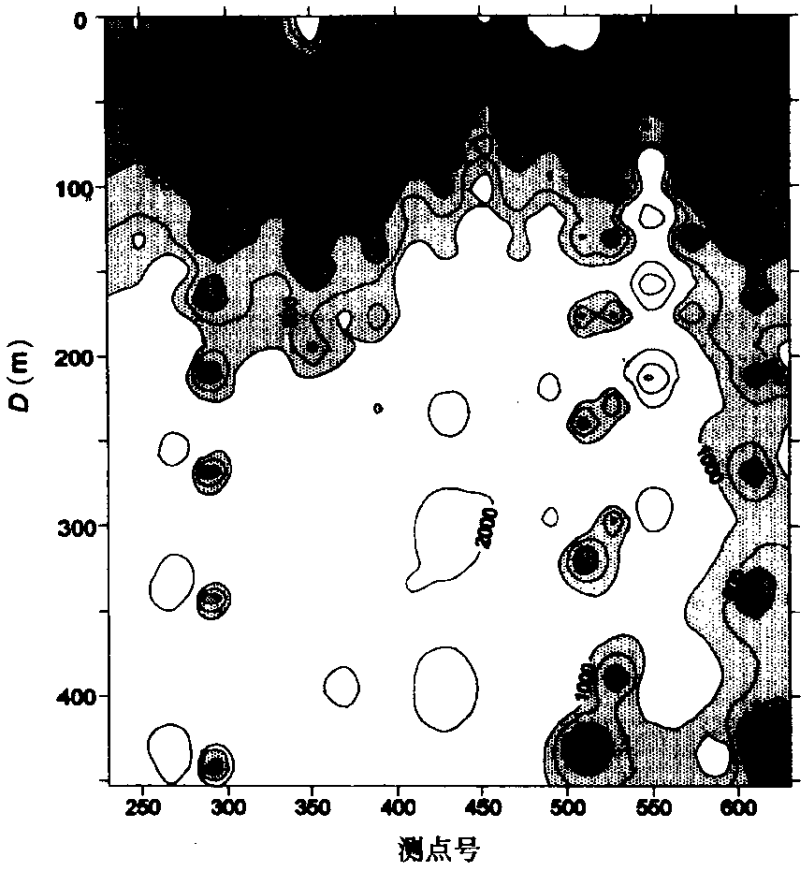


图 5.15 10N 线 CSAMTρ_s 反演断面图

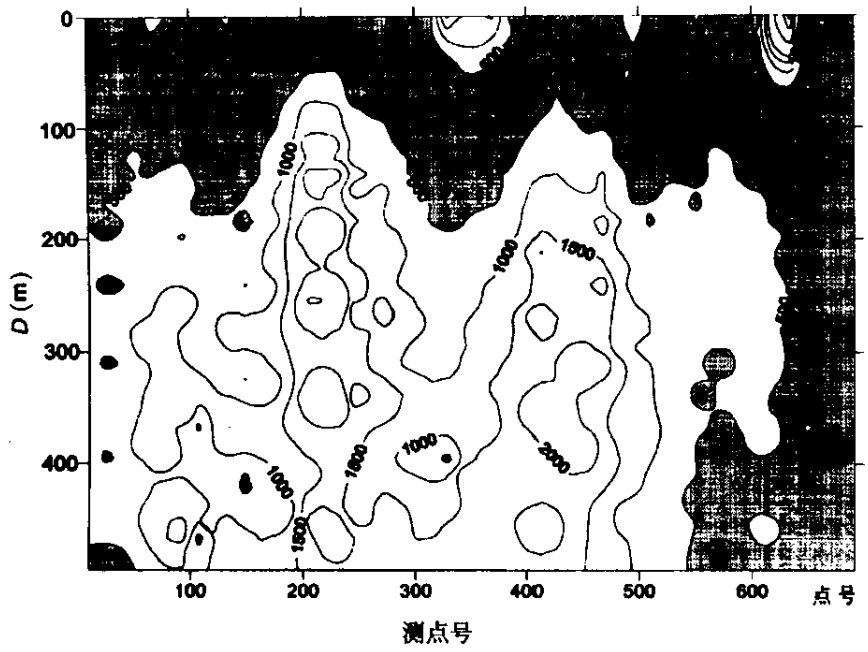
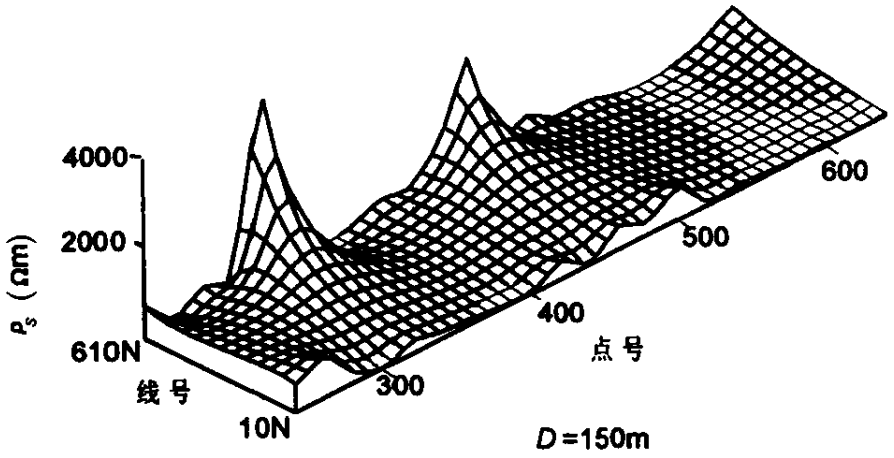
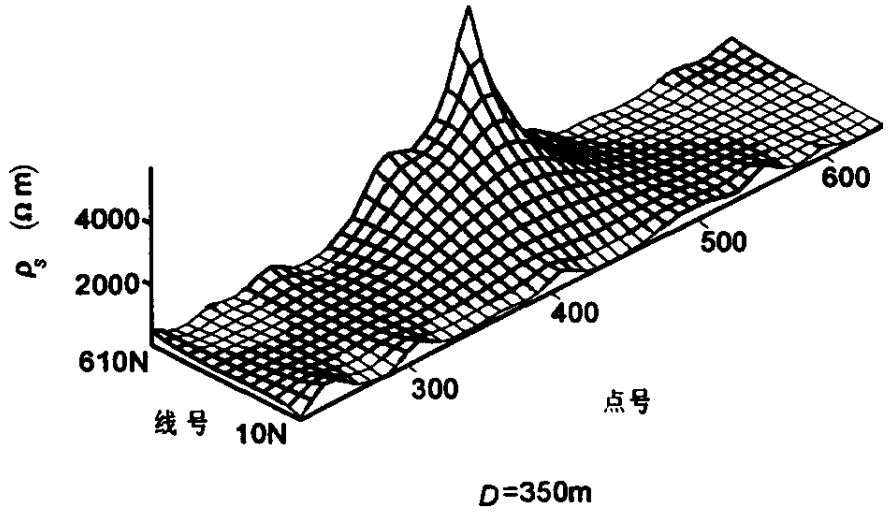


图 5.16 610N 线 CSAMTρ_s 反演断面图

从图 5.15 和 5.16 可见,在 600～700 号点之间有一低阻带(阴影部分),可推断为断层,我们将它定为 F44 断层,断层 NE 方向倾斜,倾角约 70°,断层宽度约 50～80m,上窄下宽。电阻率值由上向下逐渐降低,说明上部为风化碎屑物,砾石成分高,深部泥质成分增加,整体上看为中等赋水。由于在本区布设了两条平行测线,相距 600m,为此我们可以作平面切片立体图,图 5.17 为 10N 线与 610N 线不同深度的立体切片图。从图中可以看出,在山峰一样的高值右侧,即 600 号点附近,有一条浅色低阻异常带,这便是断层的位置,断层近 NW 走向。另外从图 5.17 还可以看出断层向下的延深情况和倾向,在 D = 150m 时(图 5.17(a))断层较窄,D = 350m (图 5.17(b))时断层变宽。还可以看出在 D = 150m,断层在 600 号点左侧为中心,而在 D = 350m 时,断层中心移到 600 右侧,说明断



(a)



(b)

图 5.17 10N 与 610N 线不同深度 ρ_s 立体切片图

(a) D = 150m (b) D = 350m

层确实是向 NE 方向倾斜的。为了验证这一断层的存在，黄河水利委员会不惜巨资，在海拔 4000m 以上的高原上打了一个钻孔，钻孔位于 650 号点，结果在 70m 处就发现断层，由于高原施工困难，大雪封山，第二年(1998 年)又接着打，一直打到了 300m，均在断层之内，说明了 F44 断层的推断是正确的，同时也说明了 CSAMT 法在海拔 4000m 以上的高原进行深部探测，是发现断层的快速有效且十分经济的方法(见附件 4)。

第三节 CSAMT 法在煤田寻找陷落柱

陷落柱是煤系地层底板厚层灰岩中溶洞裂隙的塌陷柱(见图 5.18)。长期以来，这种陷落柱未引起人们的足够重视，随着煤炭生产自动化程度的提高，对探知陷落柱的要求越来越迫切。

探测陷落柱的方法有多种，如井下坑透法，地面遥感法等，但这些方法不是需要在工作面已经准备好后进行，就是探测精度低。对机械化采煤来说，最好是在布置采区、工作面之前，就能查明陷落柱的位置、大小，以便进行采区设计、施工，减小损失。我们的研究表明，运用 CSAMT 法，能够在地面上提前判断陷落柱可能的存在位置、发育情况，给综合采煤过程提供较详细的地质资料，以提高工效，降低成本。

1993 年 11 月，我们与大同矿务局签订合同，首次在 402 盘区开展 CSAMT 寻找陷落柱的实验。

402 盘区位于大同向斜北翼，全区出露地层由老到新为太古界花岗片麻岩，总厚超过 1000m；古生界寒武-奥陶系灰岩，厚度约 300m，本溪群砂岩，厚约 200m；中生界怀仁群砂页岩，厚度约 47m，

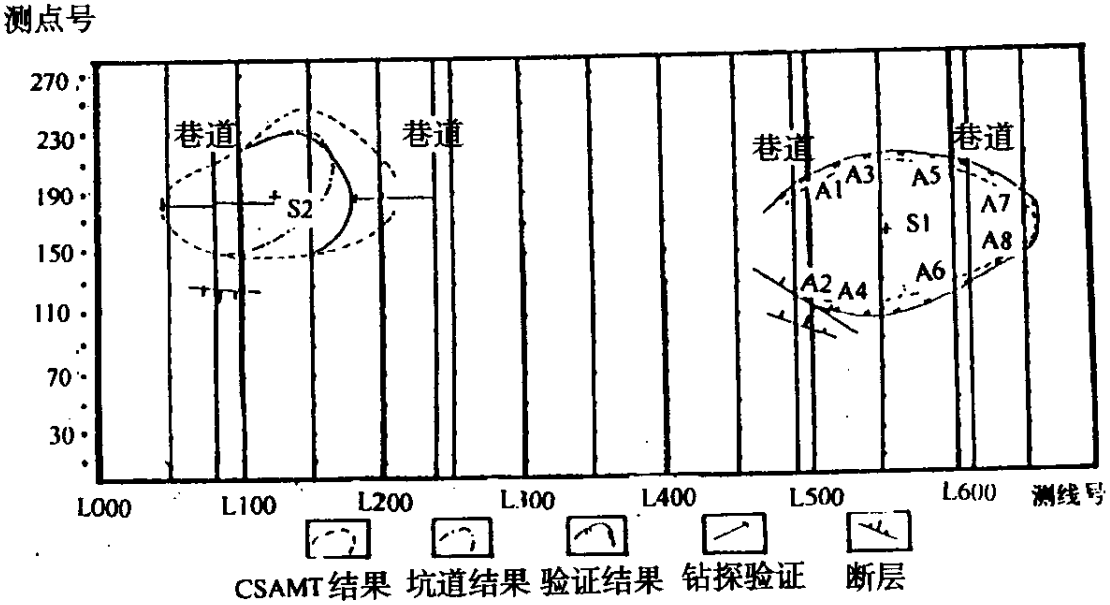


图 5.19 工区布置及发现的陷落柱平面图

发射偶极源布置在测区以西 4km 的土路上，发射偶极 AB 长 1km，发射机用大功率的 T-30，发射功率最大 30kW，由于该测区地下正在采煤，各种工业电流干扰较大，我们采用大电流供电，供电电流一般都大于 10A。

为了提高探查陷落柱的分辨力，采取了加密频点的办法，即采用了 2^n 系列和 $(2/3)2^n$ 系列迭加，即 $2^{12} \sim 2^2$ Hz 和 $(2/3)2^{12} \sim (2/3)2^2$ Hz，总计 22 个频点。

野外数据采集完成后，进行了数据处理，绘制了 ρ_s 断面图，以 500E 线为例（见图 5.20(a)），可以看出静态影响严重，不宜直接进行解释，为此，进行了空间滤波处理（见图 5.20(b)），可以明显看出深部的静态影响已经消失，显示出深部 130 ~ 170 号点之间存在一个断层，在断层上部有陷落柱的反映。

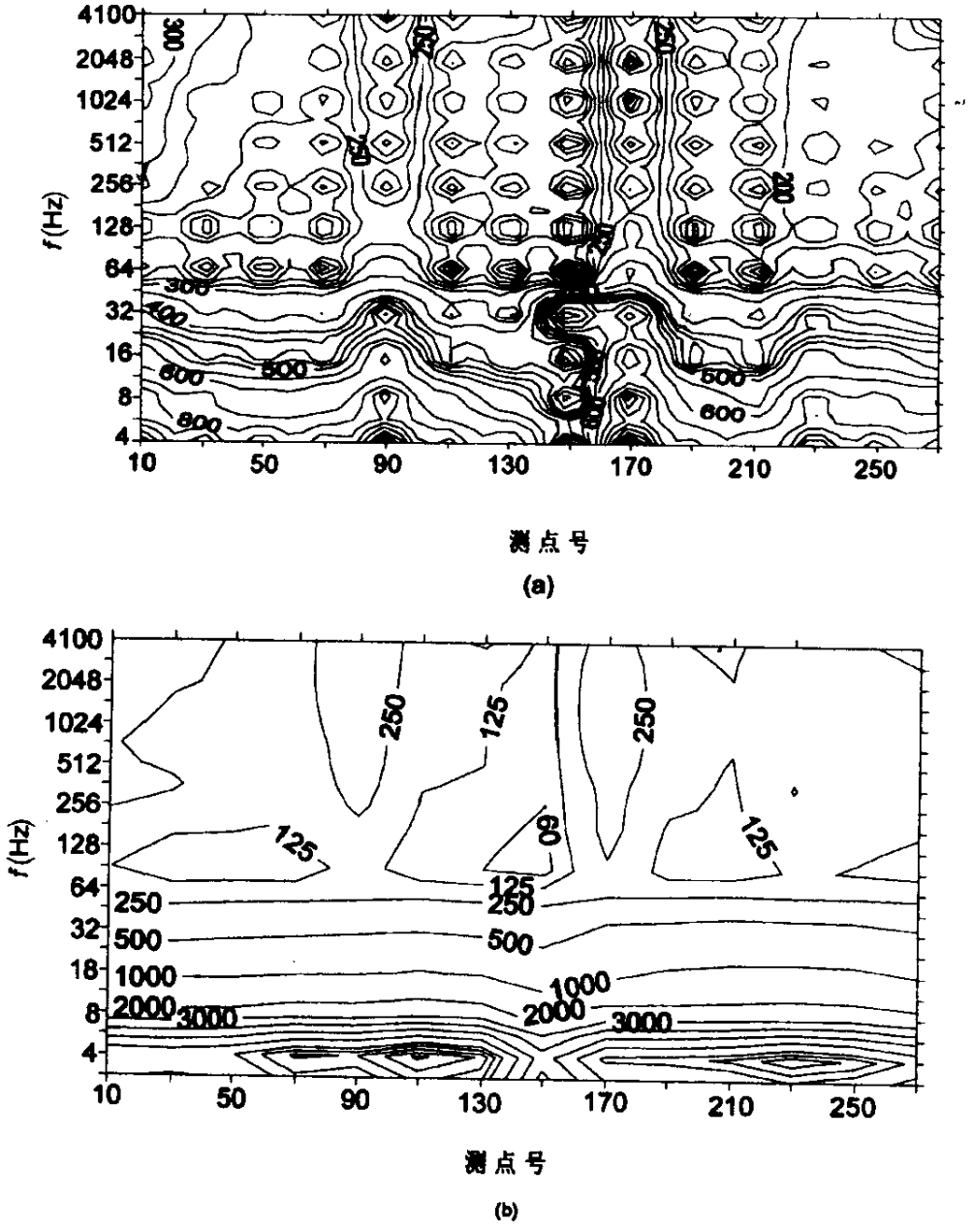


图 5.20 L500E 线 CSAMTρ_s 断面图

(a) 未经改正的 ρ_s 断面 (b) 经滤波后的 ρ_s 断面

通过对所有测线进行滤波后，绘制了某一个深度的 ρ_s 平面，可明显看出(见图 5.21)，有两个陷落柱存在，一个表现为高阻，一个表现为低阻，右边的那个陷落柱即是已知的 S_1 陷落柱(见图 5.19)，左边的那个陷落柱是新发现的，定名为 S_2(见图 5.19)。后经坑道中打钻，证实了 S_2 陷落柱的存在。实验获得成功，第二年(1994 年)，大同矿务局又拨专款，在 404 盘区开展了 CSAMT 法的试生产工作，面积约 2km，在这次工作中，共发现五个陷落柱，并勾绘出了一个大的断层的赋存位置，指出此大断层的分布线上，是陷落柱的多发区，指导了煤矿机械化采煤工作。

该成果经验收评比，认为该方法在地面上能快速发现地下的陷落柱，对盘区的设计及综合采煤意义重大，具有国际先进水平。

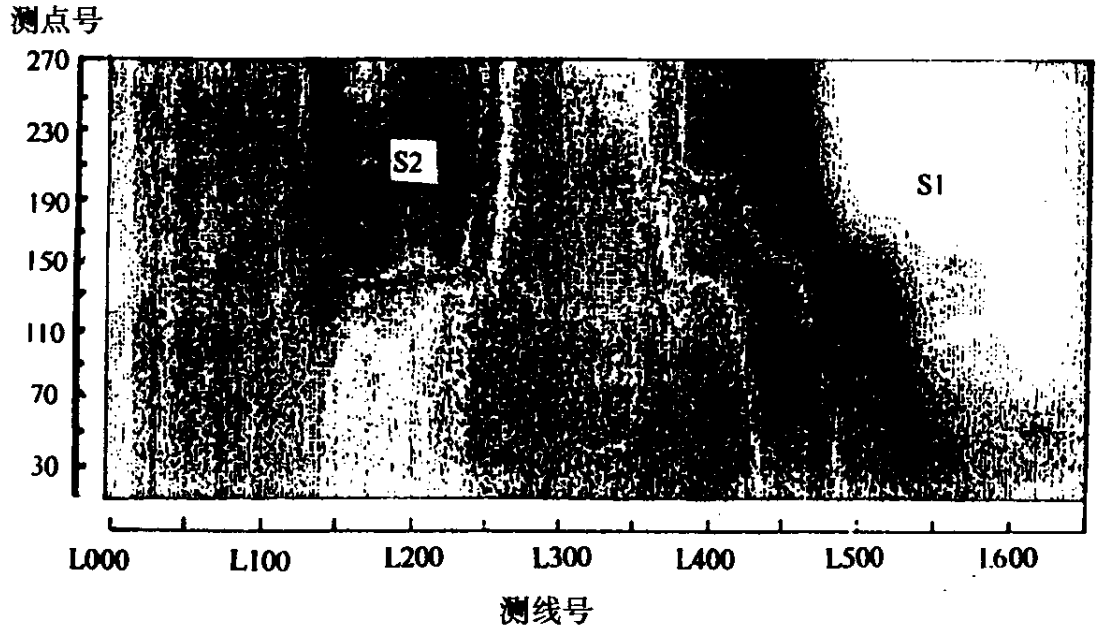


图 5.21 某一深度上 ρ_s 断面图

第四节 CSAMT法探测金属矿

CSAMT法寻找金属矿主要指寻找铜矿和金矿。它可以在两个方面发挥效能，一是通过CSAMT的测量寻找大的控矿构造及蚀变带；二是利用含矿岩石与不含矿岩石电阻率的差异，直接寻找金属矿。

利用CSAMT法寻找金属矿，我们是从1995年开始的，分别在北京市延庆县石青硐铜矿寻找铜矿和在内蒙古及山东地区寻找金矿，均获得好的地质效果。

现在以延庆县石青硐寻找铜矿为例。该区已有不少采矿点，但都未能找到大矿。1995年5月，我们到石青硐矿区，用CSAMT法作了两条线，分别为760线和800线，两线相距40m，点距20m。在760线的520～560m之间发现一个40m宽的低阻带，反演以后，求得的电阻率为54Ωm，比围岩低得多。另外在800线的510～590号点之间的深部也发现了一低阻带，电阻率值为200～300Ωm。因为本区的铜矿品位较富，一般可达5%左右，另外黄铜矿与黄铁矿化共生，黄铁矿硫化物与黄铜矿有共消长的关系，通过标本测定，矿石的电阻率为100Ωm左右，围岩电阻率一般为10000Ωm左右。

此低阻异常的发现，推测为与铜矿的富集部位有关。为了研究异常的走向及向下延伸情况，我们利用这两条线作了不同深度平面切片图，从此图可明显看出该异常的平面展布方向及向下异常的形态变化，证明此异常向下有变宽的趋势，证明了此异常确实存在。为此在760线的540号点定井位一口。当年10月份开钻。到1995年底已打出层厚20m，品位为5%的较富的黄铜矿体。

CSAMT 法，在本区的纯工作日才一天，就取得如此好的结果，尤其在山区，其它物探方法是很难如此高效地发现异常的。

下面重点叙述一个 CSAMT 法在内蒙古寻找金矿的实例。

内蒙古喀喇沁旗大水清金矿，已有十几年的开采历史，每年产金量大于万两，但近年来随着开采量的增大，矿量已显不足，严重威胁到矿山的生存。为此在 1998 年，决定进行深部物探。

1998 年 11 月份，内蒙古已是天寒地冻，中国科学院地球物理研究所利用 CSAMT 法，在本区作了 11 条 CSAMT 剖面，剖面长约 400m，使用的频率为 $2^{11} \sim 2^{0}$Hz，收发距一般为 4 ~ 6km，探测深度可达 1km。

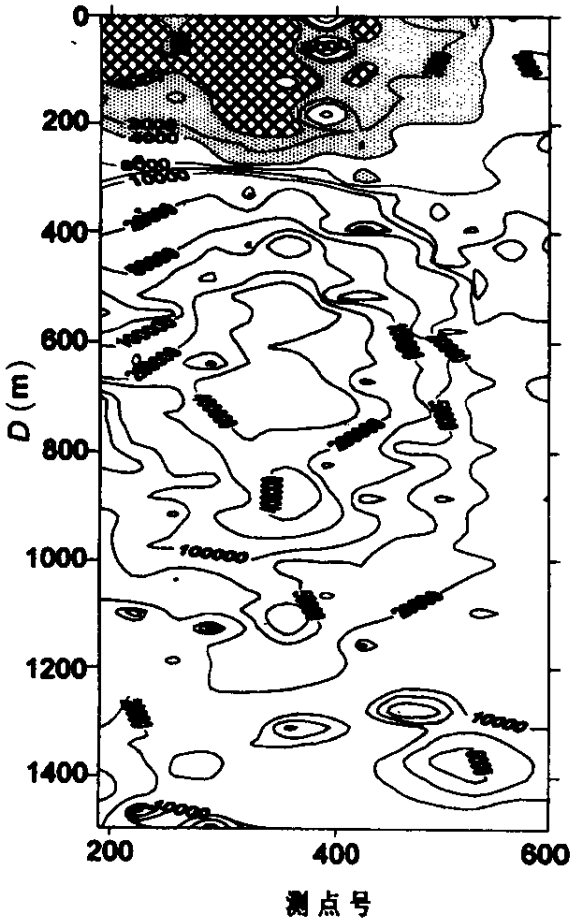


图 5.22 内蒙古 700N 线(22 勘探线) CSAMTρ_s 反演断面

图 5.22 为已知矿上的 CSAMT 断面，阴影部分为矿体存在的位置，与实际矿体位置一致的。

图 5.23 为未知矿区作的一条 CSAMT 断面，可以看到一条延深到 400 多米的矿体存在(阴影部分)。

尤其值得注意的是，在测区的北部，发现深部有更大的隐伏矿体，图 5.24 为 11 条测线不同深度的切片图，可以看出在 $h = 50 \sim 200$m 的深度上

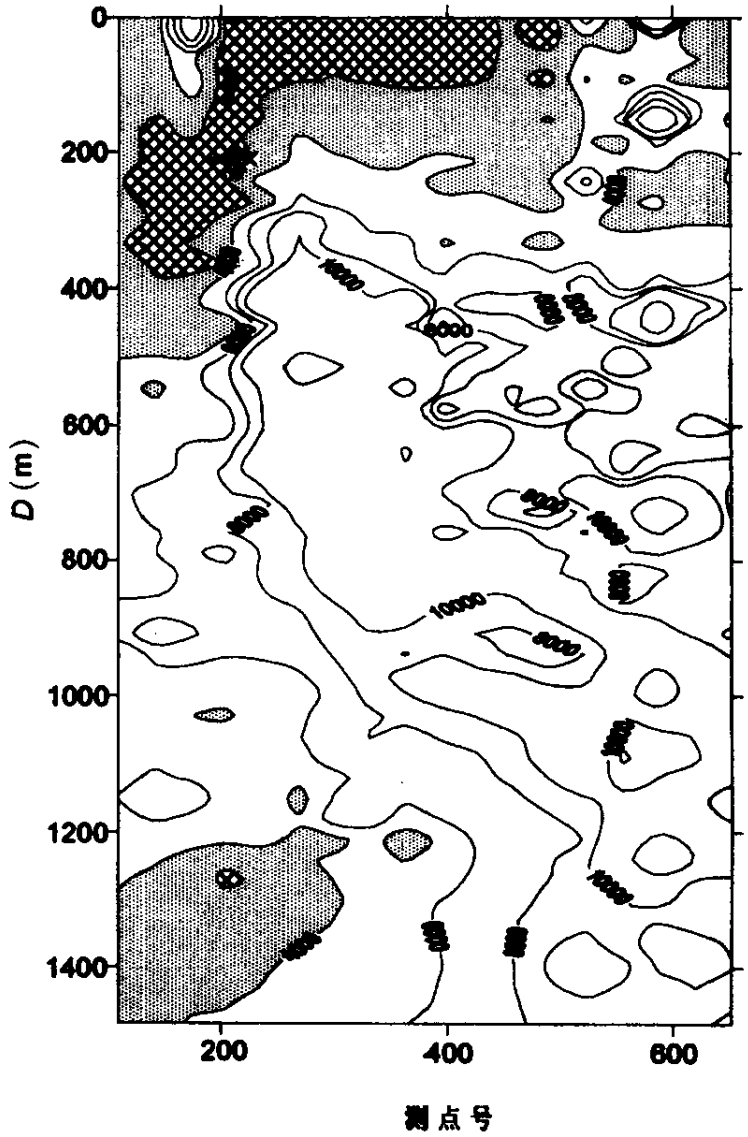


图 5.23 内蒙古 100N 线(1 勘探线)
CSAMTρ_s 反演断面

矿体多集中在南部,而从 $h = 300 \sim 700$m 的深度上,矿体集中在北部,而在南部 $h = 50 \sim 200$m 的深度上矿体都是已知的,而在北部 $h = 300 \sim 700$m 的深度上的隐伏矿体为未知的,这就为矿山寻找深

部隐伏矿提供了依据，矿上领导极为重视，决定打钻验证。

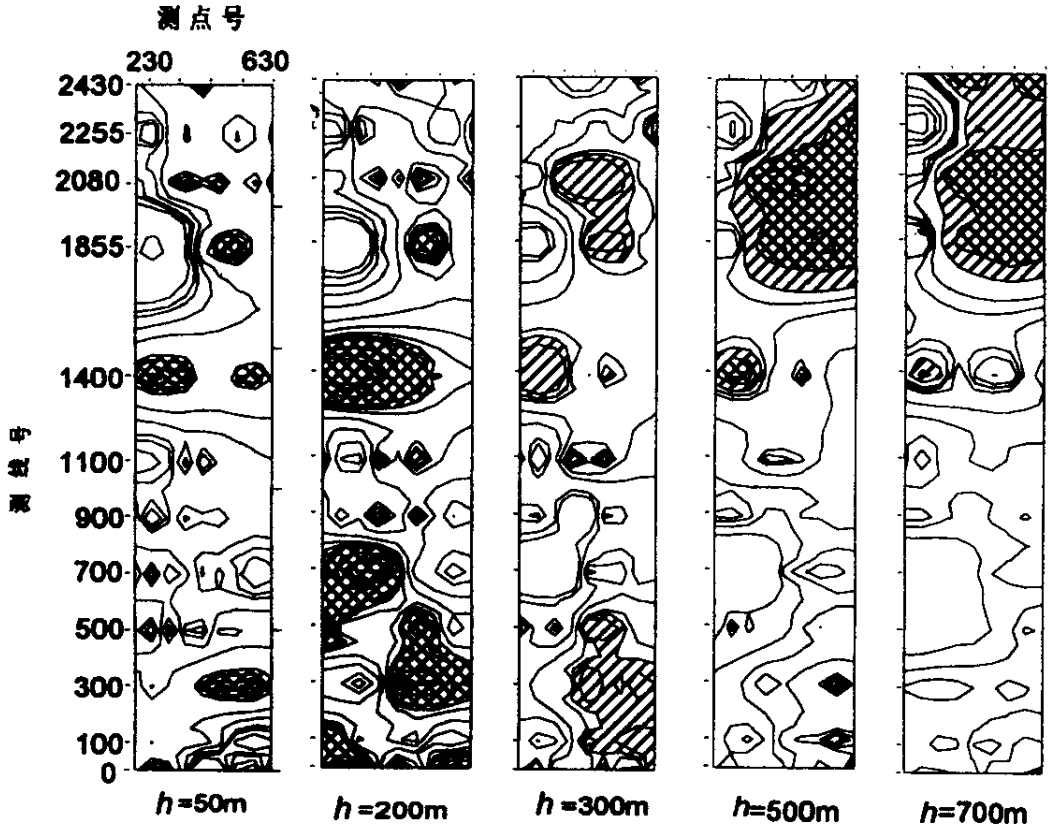


图 5.24 内蒙古 11 条测线不同深度 CSAMTρ_s 反演切片图

最近，作者利用 CSAMT 法在山东乳山县蓬家夼地区寻找层间滑动角砾岩型金矿，取得了很好的结果，现介绍如下。山东乳山县蓬家夼地区，最近由中科院地质所发现了一种层间滑动角砾岩型金矿，该矿体埋藏浅，规模大，适合露天开采。现已查明储量达 20t。为了扩大储量，寻找周围的盲矿体，决定开展 CSAMT 方法。1999 年 5 月在本区布置了 5 条剖面，其中 1420 线为已知矿，另外 4 条为未知区。我们首先在已知区的 1420 线作了 CSAMT 方法，其

ρ_s 反演断面图见图版 3。从图可以看出，蓝色为层间滑动带，黄色为金矿体，与地质上所掌握的断面完全一致。

在另外的四条线上也有类似反应。我们作了五条线不同深度的切片图，可以看出（见图版 4），在 $H = 100$m 的深度上，黄色的矿体，从西向东形成一个长约 2000m 的矿带，随着深度增加，矿脉缩小，在 500m 的深度上矿脉已消失。

此结果对预测蓬家亦金矿的储量，寻找附近的盲矿体，起到了重要作用。

第五节 CSAMT 法直接探测石油天然气

地震勘探目前只能发现构造，而对油气尚不能直接显示。其它非地震勘探，比如遥感、化探、放射性、自电、激电等都是利用深埋地下的石油天然气的微渗漏原理，在空中、地面捕捉油气渗漏的信息，达到寻找石油天然气的目的，但这些方法，一是具有极大的不确定性，微渗漏场的信息微弱；二是探测深度有限，仍然不能直接反映油层的存在。MT、AMT 方法，信号弱，高频干扰大，只能从深部的大地构造角度，为石油勘探提供参考信息。

CSAMT 方法，采用可控源，信号强，使用的频率段为 $2^{13} \sim 2^{-2}$ Hz，探测深度可在石油储存深度 1 ~ 3km，因此可通过含油气地层的高阻特征，直接探测石油天然气。

图 5.25 是我们在新疆准噶尔盆地东部北 16 井区已知油田上作的 CSAMT 实验剖面。该区油藏与断裂遮挡有密切关系，通过 CSAMT 断面，可明显看出断层的存在，与地质断面非常吻合。在断层的上下盘有高阻异常，这正是油气地层含油气后电阻率升高

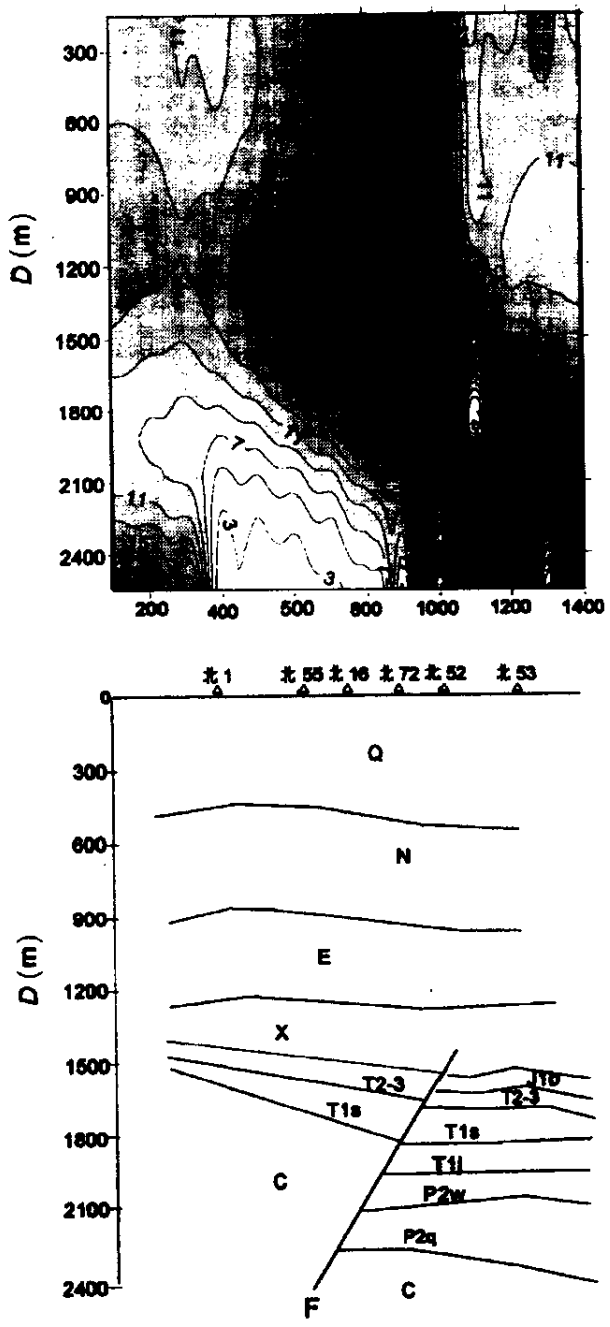


图 5.25 新疆某区利用 CSAMT 法直接探测石油天然气 ρ_s 反演断面及地质断面

所致,可以看出高阻区与石油天然气的储层对应很好,说明该方法在直接寻找石油天然气方面有广阔的前景。

主要参考文献

[1] 吴璐苹,石昆法等,1996,可控源音频大地电磁法在地下水勘查中的应用研究,地球物理学报

[2] 吴璐苹,石昆法等,1996,松山地下热水勘探及成因模式探讨,物探与化探

[3] 于昌明,石昆法等,1996,CSAMT法在四台矿402盘区陷落柱构造探测中的应用,地球物理学进展

[4] Berdichevskil, M.N., and V.I. Dmitriev, 1969: Magneto-telluric field over a dipping high resistant base-Magneto-telluric metody izucheniya stroeniya zemnoi kory in verchnei mantii, Acad. of sci. of the UdSSR, Soviet Geophys. Committee, No4: 71 – 78

[5] Caginiard, L., 1953: Principle of the magneto-telluric method, a new method of geophysical prospecting, Ann. de Geophys., 9: 95 – 125

[6] Kaufman, A.A., and G.V. Keller, 1983, Frequency and transient soundings: Elsevier Science Publ. Co., Inc.

[7] Kaufman, A.A., and G.V. Keller, 1985, Inductive Mining prospecting, Part 1, Theory: Elsevier Sci. Publ. Co., Inc.

[8] Mitsuru Yamashita, 1985, CSAMT case histories with a multi-channel CSAMT system and discussion of Near-Field Data Correction

[9] Tichonov, A., 1950, About the computation of the electrical characteristic of the layers of the earth. – Dokl, AKak Nauk SSRR, 73: 295 – 297

附件1　关于在北京房山县南窖乡寻找基岩裂隙水的鉴定及证明材料

中国科学院地球物理研究所石昆法、李荫槐、刘元龙研究员，于昌明、吴璐苹、孙海明工程师等七位同志于1994年5月到北京市房山县南窖乡，帮助当地政府及村民寻找地下水。他们利用先进的CSAMT方法技术及先进的仪器设备，发扬吃大苦耐大劳的精神，抱着为北京市人民作贡献的爱心，对北京市政府十分关心的难以决断的井进行了地球物理深部诊断，提交了报告，预计400多米见水，建议孔深500m，结果在460m左右见到了地下水，每小时达20t左右。数据采集、资料解释及推断与实际钻孔情况非常符合，显示了中国科学院地球物理研究所高技术的力量，为房山县南窖乡人民的生活用水，进而也是为北京市作出了贡献，找到了干旱时节的“救命”水。

据我局掌握的资料看该项成果在应用领域已达国际先进水平。

北京市地质矿产局

1995年1月10日

附件2　关于用CSAMT方法在北京松山寻找到地下热水的用户证明

北京松山自然保护区位于北京市延庆县西北部，距市区90余公里。由于特殊的地理位置，优雅的自然环境及丰富的动、植物资源，1986年被国务院列为国家级自然保护区。

松山温泉，自古闻名，早在1500多年前，北魏晚期郦道元《水经注》上就有记载。但目前温泉水量渐枯，远不能满足旅游事业的需要，为此管理处把开发地下温泉作为发展松山自然保护区旅游事业的龙头项目，决定在原有温泉附近打一口热水井。

但是井打在哪里，地下有没有丰富的地下热水，难以决断。通过北京市地质矿产局刘局长的介绍，请来了中国科学院地球物理研究所的专家教授，开展了地质、地球物理勘探工作。在各种物探方法难以施工的崇山之间，他们运用世界上先进的CSAMT新技术，经过近一周的勘查和资料分析，首次发现了一条近北东向的深大断裂带的存在，并推测受此深大断裂的控制，地下有丰富的地下热水，井定井位一口。

地球物理勘探为我们管理处领导的决策提供了依据，并坚定了打井信心。在我们管理处领导的积极努力下，筹措了71万元的经费，由北京市地质工程勘察院打并队，于1995年4月终于打出了一口日涌水量达900m^3，抽水量1900m^3，温度45℃的热水并，比原有温泉水温提高3℃。

该热水井的开发成功，为松山国家自然保护区增添了新的景色、新的气象、新的活力。经化验，该泉水中含钾、镁、铁等27种元

素，氟离子含量高达 12mL/L。对皮肤病、关节炎、类风湿、局部神经痛等疗效显著，为此将吸引众多沐浴疗疾者。管理处领导还决定在高山上建造高档次温泉别墅、雪中温泉游泳池等，吸引中外旅游者。估计该热水井的成功可为松山自然保护区创经济效益上亿元。

松山自然保护区既是科研考察、教学实习的理想场所，又是旅游度假、避暑疗养、领略大自然情趣的胜地，温泉热水井开发成功将在松山乃至北京的温泉开发史上写下光辉的一页，其社会效益是难以估量的。

北京市松山国家级自然保护区
管理处
1995 年 4 月 8 日

附件3　关于宝泉蓄能电站工程探测的证明材料

宝泉抽水蓄能电站工程地球物理探测项目是黄河水利委员会勘测规划设计研究院委托中国科学院地球物理研究所实施。中国科学院地球物理研究所在恶劣的地形条件下，用先进的 CSAMT 技术，完成了野外数据采集和分析处理，其成果报告在 1996 年 7 月验收。经过近半年的钻探和洞探工作，报告中对主隧道线的断裂分布、性质分析和塌滑体形态的推断已初步得到验证，反映了项目资料的可靠性，对宝泉抽水蓄能电站规划设计阶段重大工程地质的解决起到了很好作用。

水利部黄河水利委员会勘测
规划设计研究院地质总队
1996 年 12 月 6 日

附件4　关于用CSAMT法在南水北调工程探测中对长恰引水线路深部地质构造探测成果报告的验收意见

根据《南水北调长—恰线应用CSAMT探测深部构造》协议书，我院委托中科院地球物理研究所，对雅砻江长—恰引水线路开展深部地球物理勘探，查明长—恰线深部地质构造。现已完成任务，南水北调西线工程项目组织院地质总队、物探总队、计划处等单位，对该成果进行验收，验收意见如下：

(1)西线南水北调长—恰引水线路采用CSAMT技术，委托中科院地球所(乙方)探测了4个重点工区的深部地质构造。经3个月的野外作业，外业实物工作量完成测段总长8.8km，包括9条测线、63个排列、441电测深的探测，在协议书规定的数量要求上完成了本次外业任务。

(2)关于测线的布置，在现场根据实际情况作了相应调整，在可能出现隐伏断裂部位，采用了沿线路轴线并增设辅助测线的方式，以利于追索断裂的走向及平面展布，取得了较好效果。

(3)成果报告编写的内容与形式，乙方充分采纳了甲方的建议，结构安排合理，图件直观，根据电性剖面转化的地质剖面与工程地质进一步结合，便于生产部门使用。

(4)在要求的1000m探测深度内，在4个不同高程处作出了电性切片图，揭示了同一断层在不同深度的表现形态，清晰地反映了低阻带的规模和状况，便于分析深部断裂构造，为探测分析确定隐伏断裂取得了经验。

(5)据4个工区的ρ_s空间滤波图、ρ_s联合反演彩色图、ρ_s彩色

切片图，对各工区断裂构造作了解译推断及可能详尽的描述，基本确定了隐伏断裂的规模、宽度、走向、倾向以及深部延伸状态，定性的给出了断裂带的富水信息，为引水线路大型断裂构造部位的圈定提供了地球物理依据。

(6)本次探测成果的可靠性，已经引水线路莫坝重点工区钻孔检验，初步证实了该工区隐伏断裂的存在。

(7)提供了可供参考的覆盖层及强风化层厚度资料。

(8)关于测线端点的 GPs 定位问题，由于现场缺乏可供使用的精密水准点坐标及高程数据，其定位精度受到了一定影响。

综上认为：西线调水区工程位于高海拔的青藏高原，采用 CSAMT 技术进行深部地质构造的探测在国内尚属首次，并取得了宝贵经验，对开展西线调水工程研究有重要意义。我们认为本次委托任务已完成，提交的成果报告同意验收。

黄河水利委员会南水北调规划办公室

1997 年 11 月 13 日



接收机

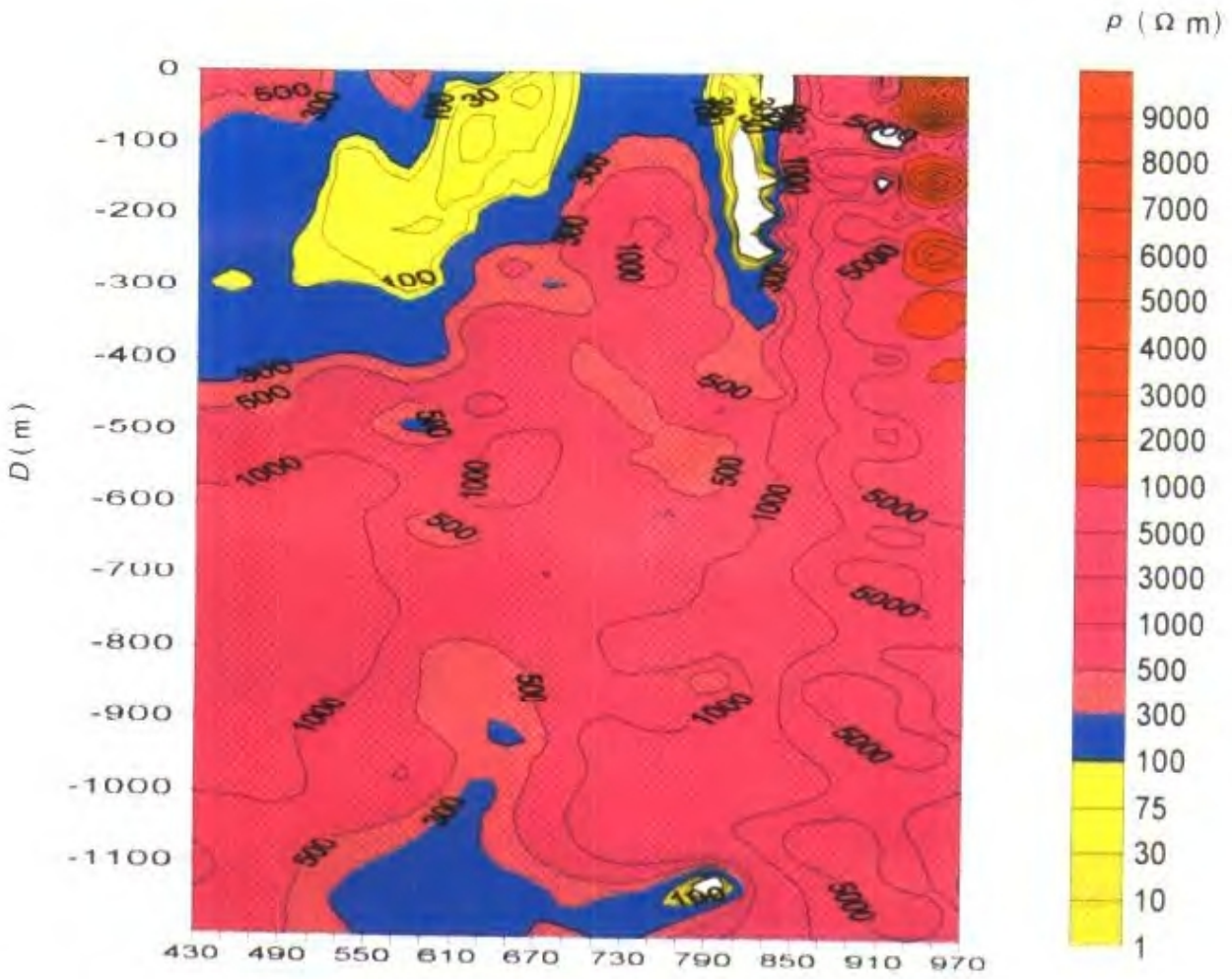


发射系统

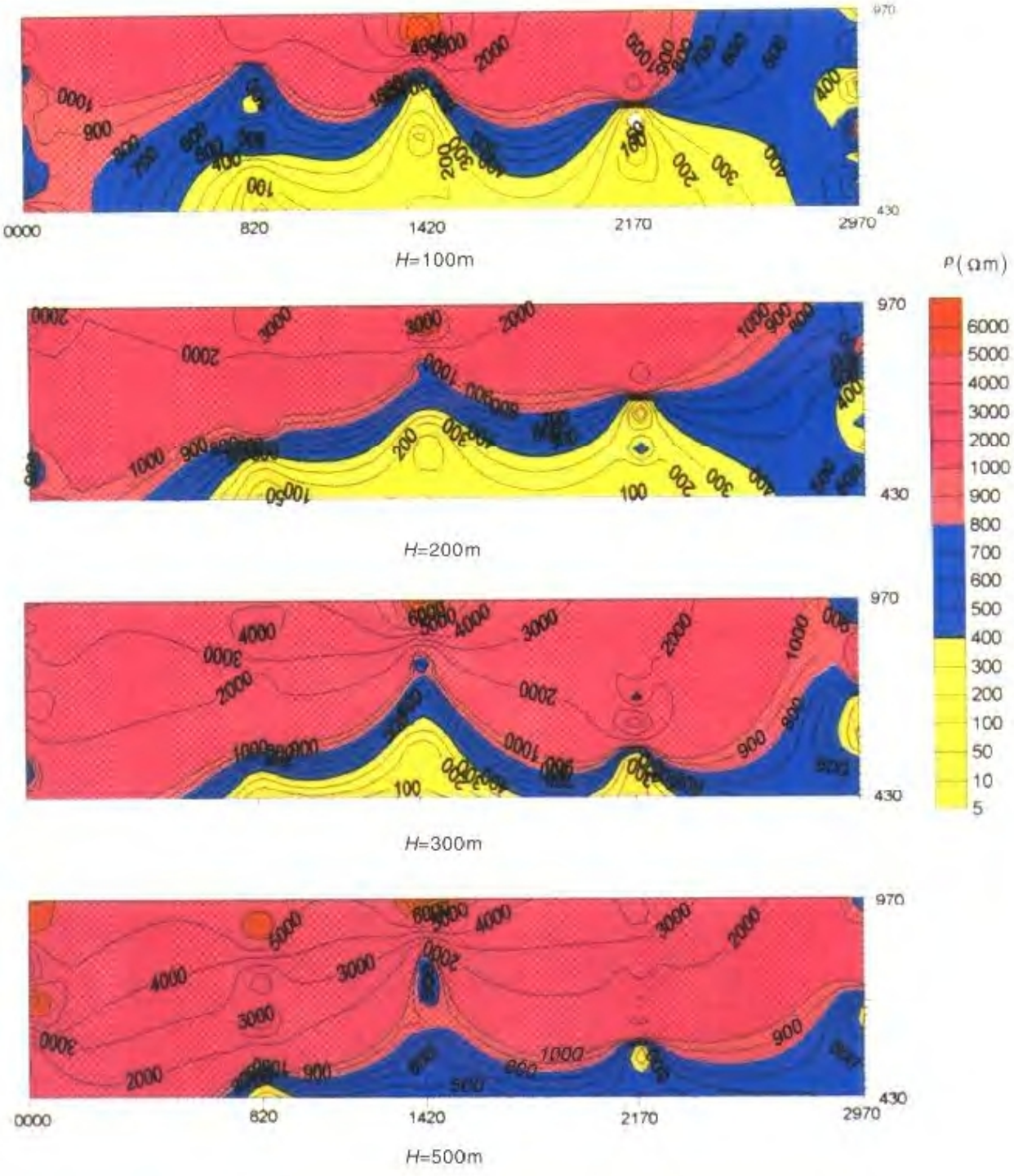
图版 1　CSAMT 法使用的发射机和接收机



图版2　在北京松山用CSAMT法找出的地下热水（自流）



图版 3　山东乳山县蓬家夼金矿 1420 线 CSAMT 联合反演断面图



图版 4　山东乳山县蓬家夼金矿 0000、820、1420、2170、2970 线不同深度切片图