第11卷 第1期 地 震 地 质 Vol.11 No.1
1989年3月 SEISMOLOGY AND GEOLOGY Mar. 1989

瞬 变 电 磁 测 深 法

中德瞬变电磁测深合作组*

提 要

瞬变电磁测深法是一种人工源的电磁方法，适用于寻找火山岩覆盖区以及逆掩推覆体下部的含油气构造、圈定碳酸盐岩地区的低阻和中等电阻的沉积岩系构造。与其它电磁方法比较，有抗干扰能力强、信噪比高、受横向不均匀性的影响小等优点。本文简述了该方法的物理原理、野外测量技术、数据处理及其解释方法。

关键词：瞬变 迭加 数据采集 处理 解释

一、引 言

瞬变电磁理论是六十年代由苏联学者首先提出并投入实际应用的。后来该方法引入美国、加拿大、西德等国，并配之以先进的技术装备，使得该方法大有进展。

过去，我国只有少数单位利用磁偶极源的瞬变电磁法寻找金属矿体，而运用大功率的电偶极源的瞬变电磁法来寻找石油、天然气构造、划分上地壳的电性结构等工作则刚刚开始。

本文简单地介绍了该方法的原理及技术，并展示了该方法在唐山地区所获得的某些中间结果，反演解释剖面以后再撰文发表。

二、方 法 原 理

瞬变电磁法是一种人工源的电磁方法。利用一对电偶极向地下注入大强度的方波电流，此电流在换向期间(即方波的上升沿及下降沿)产生感应场，此瞬变电磁场随时间向深部及四周弥散，其弥散过程如同"烟圈"向外扩散。图1为两层地球模型情况下，关断开关后，不同时刻的接地偶极"烟圈"系统。同时，在另一地区接收由此产生的感应磁场的垂直分量，或两个水平电场分量。根据均匀层状半空间条件下的麦克斯韦方程，假定在层面上磁场H和电场E是连续的，则接收到的垂直磁场的感应电压U_z以及电场分量E_x、E_Y有以下关系式

$$U_z(r,t)=\frac{-1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\mu_0 A e^{iwt}\frac{D_0\cos\phi}{4\pi}\int_0^{\infty}\frac{B_E(k,\omega)-k}{B_E(k,\omega)+k}kJ_1(k,r)\,dk\,d\omega \qquad (1)$$

$$V_x=E_x(r,t)=\frac{-1}{2\pi i}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{e^{iwt}}{\omega}\frac{-i\omega\mu_0 D_0}{4\pi}\int_0^{\infty}\left\{\left(\frac{B_H(k,\omega)-k}{k_1^2}-\frac{1}{B_E(k,\omega)+k}\right)\right.$$

$$\left.\left(\frac{2}{r}J_1(k,r)(2\cos^2\phi-1)-2kJ_0(k,r)\cos^2\phi\right)\right.$$

---

* 国家地震局地质研究所、地矿部石油地质海洋地质局和石油部大港石油管理局地球物理勘探公司与联邦德国科隆大学、Geometra公司合作，于1988年在中国开展了瞬变电磁测深，中方参加唐山丰南地区工作的有刘国栋、张木生、邓前辉、汤吉、王关勇、吴淮均和顾锦才等。本文由张木生执笔。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

$$+\frac{B_E(k,\omega)-k}{B_E(k,\omega)+k}J_0(k,r)\Big\}dk\,d\omega+\frac{\rho_1 D_0}{2\pi r^3}\left(2-3\sin^2\phi\right) \quad (2)$$

$$V_Y=E_Y(r,t)=\frac{-1}{2\pi i}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{e^{iwt}}{\omega}\frac{-i\omega\mu_0 D_0\cos\phi\sin\phi}{4\pi}\int_0^{\infty}\left(\frac{B_H(k,\omega)-k}{k_1^2}\right.$$

$$\left.-\frac{1}{B_E(k,\omega)+k}\right)\left(\frac{4}{r}J_1(k,r)-2kJ_0(k,r)\,dk\,d\omega-\frac{3\rho_1 D_0\cos\phi\sin\phi}{2\pi r^3}\right) \quad (3)$$

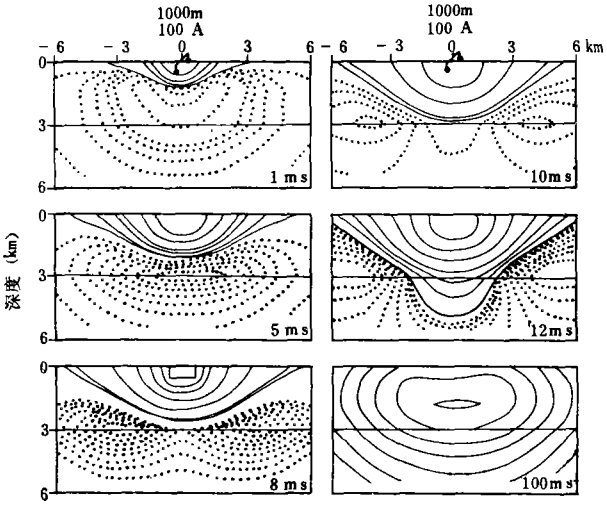


图 1 两层模型下的"烟圈"系统(据T·Hanstein)

Fig.1 "Smoke-rings"system of a two-layer earth model (Courtesy of T.Hanstein).

式中：$U_0(t)$为接收线圈的感应电压；H_Z为垂直磁场；V_X，V_Y分别为测得的两个水平电场分量；B_H，B_E是由下列式子导出来的趋肤深度：

$$B_{EHM}=\alpha_m \quad \alpha_m^2=k^2+i\omega\mu_0\sigma_m$$

$$B_{Em}=\alpha_m\frac{B_{Em+1}+\alpha_m\tanh(\alpha_m d_m)}{\alpha_m+B_{Em+1}\tanh(\alpha_m d_m)}$$

$$B_{Hm}=\alpha_m\frac{B_{Hm+1}+\alpha_m\beta_m\tanh(\alpha_m d_m)}{\alpha_m\beta_m+B_{Hm+1}\tanh(\alpha_m d_m)}$$

$$m=M-1,\cdots,1 \quad d_m=h_{m+1}-h_m$$

$$\beta_m=\sigma_{m+1}/\sigma_m;$$

$J_0(\lambda r)$，$J_1(\lambda r)$＝贝塞尔函数；D_0为电偶极发射矩；A为接收线圈的有效面积或接收电极的长度；λ为波长；r，θ为接收点到发射偶极中心点之间的连线与发射偶极轴线之间的夹角(即方位角)；σ为电导率；ρ为电阻率；h_m为第m层顶面的深度；d_m为第m层的厚度；n为层数；μ_0为真空磁导率($4\times3.1416\times10^{-7}$H/m)

公式(1) —(3) 中的积分代表傅利叶传输函数和汗克尔传输函数，他们是通过数字滤波而得到的。式中ρ_1是半空间岩石真电阻率，而在实际测量中却是视电阻率，于是二者之间要经过换算。在有效的接收线圈面积A中，所测得的电压可用下式表示：

$$V(t)=\frac{3\rho D_0 A\mu_0}{2\pi r^5}\mathrm{erf}\left(\frac{u}{\sqrt{2}}\right)-\sqrt{\frac{2}{\pi}}u\left(1+\frac{u^2}{3}\right)e^{-\frac{u^2}{2}} \quad (4)$$

这里，误差函数

$$\mathrm{erf}(x)=\frac{2}{\pi}\int_0^x e^{-P^2}\,dP$$

$$u=\frac{2\pi r}{\tau} \qquad \text{而} \quad \tau^2=\frac{8\pi^2\rho t}{\mu_0}$$

很显然，这个半空间电压可表示成电阻率的函数，然而电阻率却不能写成电压的函数。可是计算视电阻率时又需要这个电压，为解决这个问题，采用计算早时($t\to0$)和晚时($t\to\infty$)这两个极端情况下的渐近线，然后与半空间电压一起归一化，消去半空间电阻率ρ，写出早时

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

视电阻率和晚时视电阻率与测量电压之间的关系式：

$$\frac{\rho_a^{E,T}}{\rho_1}=\frac{V(t)_m}{V(t)_{E,T}^{H,S}} \quad 或 \quad \rho_a^{E,T}=\frac{2\pi r^5}{3D_0AY}V(t)_m$$

$$\frac{\rho_a^{L,T}}{\rho_1}=\left(\frac{V(t)_{L,T}^{H,S}}{V(t)_m}\right)^{2/3} \quad 或 \quad \rho_a^{L,T}=\left(\frac{D_0AY}{40\pi\sqrt{\pi}V(t)_m}\right)^{2/3}\left(\frac{\mu_0}{t}\right)^{5/3}$$

式中，$\rho_a^{E,T}$为早时视电阻率；$\rho_a^{L,T}$为晚时视电阻率；ρ_1为半空间电阻率；$V(t)_m$为测量电压；$V(t)_{E,T}^{H,S}$，$V(t)_{L,T}^{H,S}$为半空间早时电压与晚时电压；Y为发射偶极到接收点的垂直距离。

由公式(5) 可见，有了实际测量的电压，便可计算出早时与晚时视电阻率，然后反演解释这个实测的视电阻率曲线，便得到地下电性结构断面。

三、野外测量技术系统

瞬变电磁测深野外测量技术系统包括发射和接收两大部分。图 2 为实测系统布设图。野外施工时，需要布设一对发射电极(电极距为1—3公里)瞬变电流通过此对电极注入地下。发射机则是由三相发电机和开关单元所组成(图3)。发电机送出三相交流电压(相电压为380V)，经过整流、滤波，用高精度的同步钟控制电子机械开关，将此电流切换成所需宽度的方波电流并改变极性。方波的宽度及电流大小视勘探目的而定。通常为几十到几百安培。同步钟有两个作用，一是控制开关动作，二是使发射机和接收机同步。所用电极板为瓦棱状铁皮板或一般的铁皮板(尺寸：1×2m)，由2—3块并联组成一个发射电极。

接收部分则由接收线圈、电子放大部分、数据采集及图形显示等部分组成(图 4)。接收

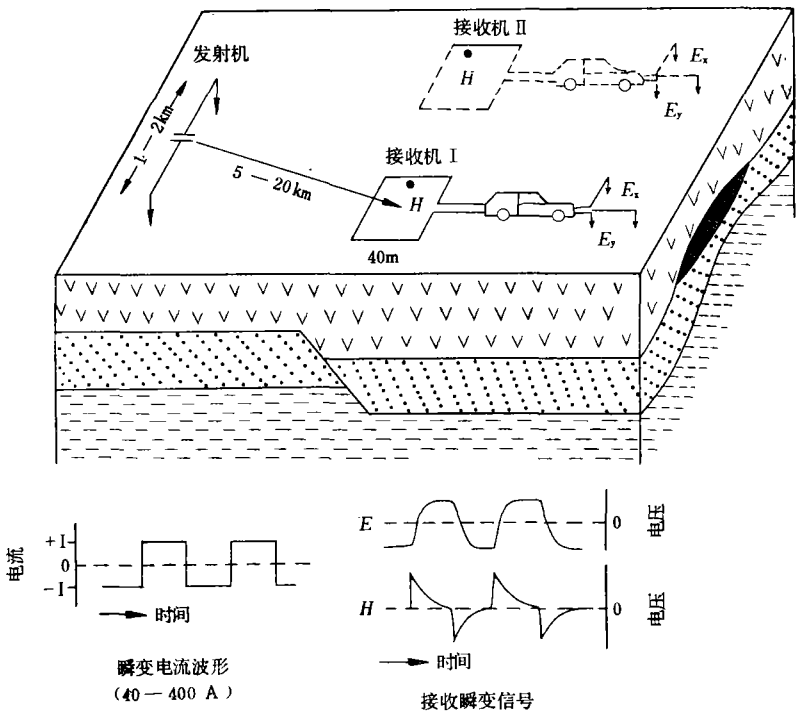


图 2　瞬变电磁测深野外仪器系统

Fig.2 DTEM field system.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

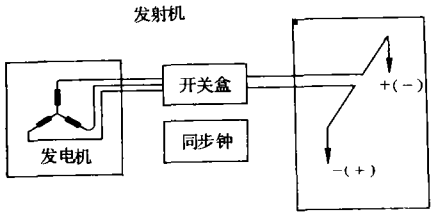


图 3 瞬变电磁测深的发射机系统

Fig.3 DTEM transmitter.

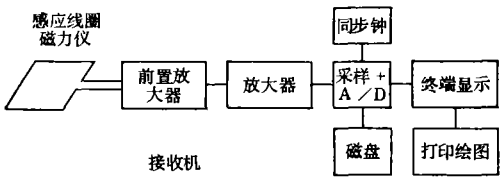


图 4 瞬变电磁测深接收系统

Fig.4 DTEM receiver system.

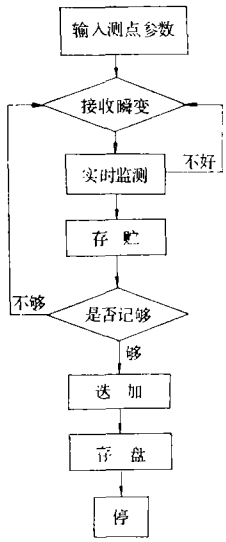


图 5 瞬变电磁测深野外采集流程图

Fig.5 DTEM data acquisition flowchart.

线圈为160匝的地震电缆、铺设成40×40m²的矩形(也可成长方形)，以接收磁场的垂直分量。如果接收电场分量，则需要埋设电极，电极距为40米。模拟单元除设有放大器外，还设置有多种频率的陷波器，以抑制50赫兹及其谐波。数字采集部分则包括PDP11/73(1兆字节内存，20兆字节的温盘)计算机。为了满足动态范围的需要，模数转换器为16位，并具有3位的程控放大。整个接收系统由 12V电瓶供电。数据采集之前，通过键盘，输入各种必要的参数，计算机终端显示出每个瞬变图形，人们可以现场监视这个图形，随时剔去质量差的瞬变，每八个瞬变显示后，随即显示一下累积迭加结果。图 5 为野外数据采集流程图。最后全部信息存贮在温盘上。野外结束后，将温盘插入室内计算机Microvax-Ⅱ，以进行数据转换。图6 是在

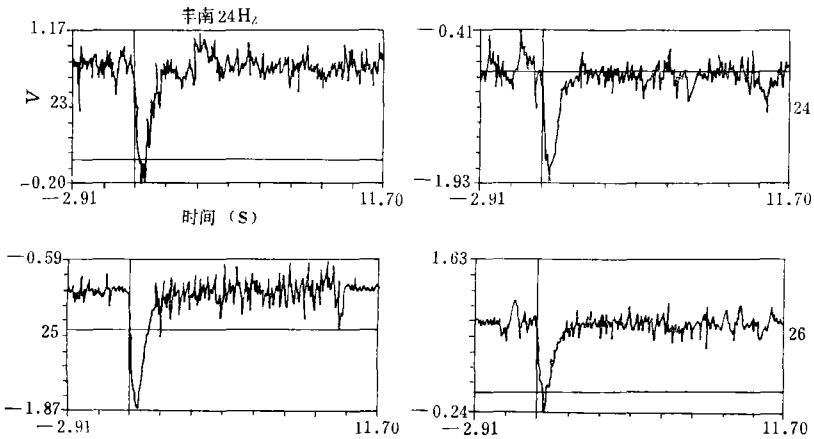


图 6 野外实测的瞬变图形(唐山丰南24H_Z)

Fig.6 The trancients in Fenglan, Tangshan.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

唐山丰南地区实测的瞬变图形。

四、数 据 处 理

瞬变电磁测深资料处理过程都是在时间域里进行的。当野外数据转换到室内计算机以后，首先是作坐标变换、将野外测点的局部矩形坐标转换成实用的X、Y地理坐标。然后编辑文件头及原始数据，打出所有瞬变图形。紧接着执行下列处理程序：去直流(亦即去倾)，对测量过程中基线漂移进行直流滤波；谱分析，找出干扰成分特别强的谱成分；数字滤波，针对干扰谱，设置数字陷波器，滤去局部噪声源所形成的干扰频率，例如欧洲电气火车的特定供电频率16.667赫兹；50赫兹电网频率及其谐波100，150，200，250赫兹等等；低通滤波，滤波器的角频率视上述谱分析结果而定。选择迭加，其迭加方式有几种，可选择其一种，迭加次数可任选：50，100，200，1000次；打出迭加后的瞬变图形和文件；迭加后数字滤波，可进行低通数字滤波，也可作陷波。如果迭加后瞬变图形很理想，可略去此步骤；挪动基线，如果瞬变图形越过基线(零线)，出现负值，则要人为分步挪动基线，到不出现负值为止。图7为瞬变电磁测深数据处理过程方框图。图8为经过迭加处理后的瞬变。从图可以看出，迭加后，信噪比大大提高了。图形变得干净而规则，这是瞬变电磁测深突出的优点之一。下一步是作反褶积和计算视电阻率，计算出早时和晚时视电阻率曲线(图9)，图中左下部曲线为早时视电阻率曲线，右上部曲线为晚时视电阻率曲线。一般情况下，早时曲线的最左枝（即最早期）和晚时曲线的最右枝(即最晚期)分散度要大一些。这是由于最早期易受环境高频干扰，最晚期由于相应的深度大，信号变得微弱有关。不过，在反演时，

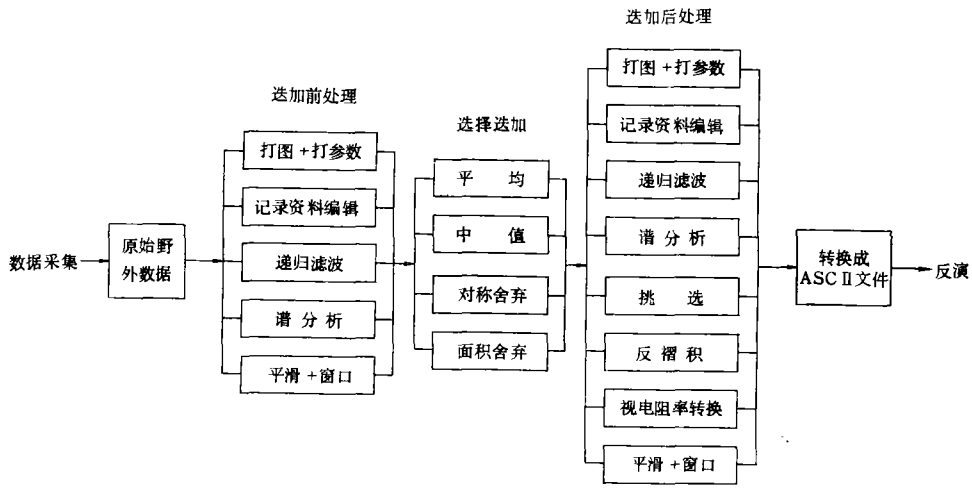


图7　瞬变电磁测深数据处理方框图

Fig.7　DTEM data processing flowchart.

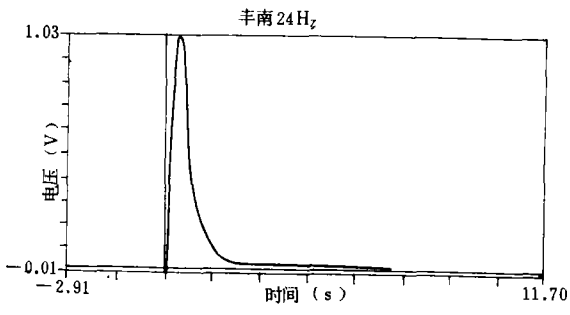


图8　经过迭加后的瞬变

Fig.8　The trancient after stacking.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

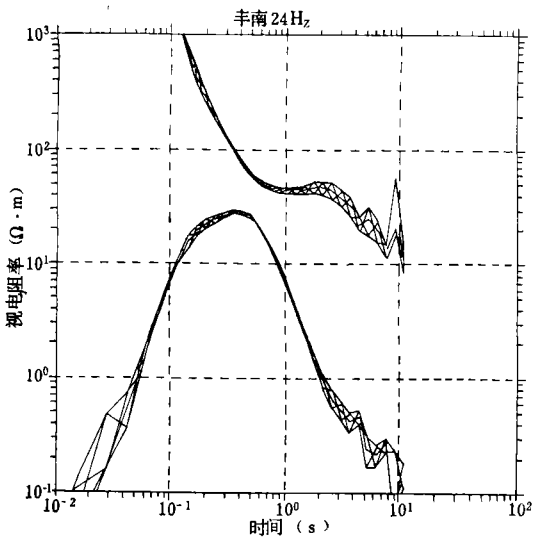


图 9 瞬变电磁测深视电阻率曲线

Fig.9 Apparent resistivity curves.

这些分散的数据点要去掉。最后进行视电阻率曲线的拟合反演，得出地下电性分层结构。图10为反演结果。图中左边部分，星点代表实测数据点，实线部分为拟合曲线。右图为反演结果——电性断面。

上述每一步处理过程都可以打出文件和图形，最后把各个单点反演结果输入计算机，以得出整条剖面上的电性分层，计算机自动成图。

值得重视的是，在正式提供设计之前，要广泛搜集有关地质、地球物理及电测井等资料，在计算机上作出正演模型。以便对勘探目标的可行性作出评价，另外，可以正确设计出供电电流的大小、方波的宽度以及发射机到接收剖面之间的距离。最后对视电阻率曲线作反演时，其初始参数也来自正演模型，如果合适，可大大缩短反演时间。

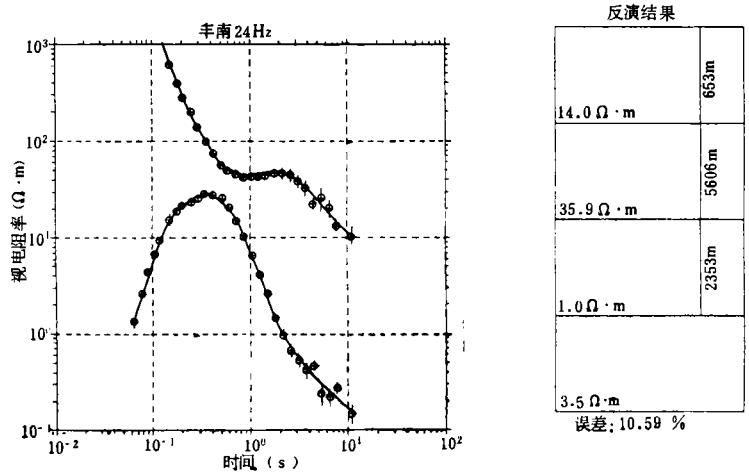


图10 视电阻率曲线反演结果

Fig.10 Inversion resules to resistivity curves.

◆实测数据点；—理论曲线

五、结 论

瞬变电磁测深法越来越被人们所认识，它的突出优点是：1.不受高阻屏蔽、穿透能力强、探测深度大，因而对寻找火山岩覆盖区以及逆掩推覆体下部的含油气构造、圈定碳酸盐岩地区的低阻和中等电阻的沉积岩系构造很有效果；2.抗干扰能力强。由于它是在原始场不存在的情况下测量二次场，因而原始场的直流分量及所迭加的一些干扰信号均不构成威

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

协。3.信噪比高。由于采用了迭加技术，大大提高了信噪比。4.测量信号(电压)对岩石电阻率变化的敏感性比大地电磁测深要强。根据大地电磁测深视电阻率与阻抗的关系式，所测信号与视电阻率的平方根成正比，即$\frac{E}{H}\propto\rho^{1/2}$；而瞬变电磁测深所测得的垂直磁场信号电压无论与早时电阻率还是晚时电阻率的依赖性都比大地电磁测深敏感。由公式(5)可以看出。所测信号电压与早时电阻率的关系为$V_m^{E,T}\propto\rho$；与晚时电阻率的关系为$V_m^{L,T}\propto 1/\rho^{3/2}$，亦即$V_m^{L,T}\propto\sigma^{3/2}$。5.设备轻便，队伍灵活。6.成本低，效率高。一台接收机一般一天能测5—10个测点。7.对横向不均匀性的影响不敏感。

(1988年8月收到)

参 考 文 献

〔1〕 Keller G. V. et al. 1984, Magasource time-domain electromagnetic sounding method, Geophysics, V. 49, No. 7, pp. 993—1009.

〔2〕 Kaufman, A. A. and G. V. keller, 1983, Frequency and trancient soundings, Elsevier Sience Publishers.

〔3〕 Strack. K. M., 1984, The deep transient electromagnetic Sounding Technique: First Field Test in Australia, Exploration Geophys., 15 (4). pp. 251—259.

〔4〕 Strack, K. M. et al., 1982, A method for the determination of thermal conductivity of sandstone using a variable atate approach, Geophys. prospect, 30, pp. 454—469.

〔5〕 Strack, K. M., 1984, Forward modeling for Time-Domain Electromagnetic (TDEM) Sounding surveys, 46th EAEG meeting in London.

〔6〕 Stoyer, C. H. and Strack, K. M., 1984, The deep transient electromagnetic (TDEM) Sounding technique, 46th EAEG meeting in London, paper 401.

〔7〕 Vozoff, K. et al., 1984, An Australian Evaluation of new electromagnetic methods for petroleum exploration, in ASEG meeting, Melbourne.

〔8〕 Newman, G. A. et al., 1987, Interpretation of transient electromagnetic sounding over three-dimensional structure for the central-loop configuration, Geophys. J. R. Astr. Soc., 89:3, pp. 889—914.

DEEP TRANSIENT ELECTROMAGNETIC SOUNDING

The deep transient electromagnetic cooperated group
between China and West-Germany

Abstract

The Deep Transient Electromagnetic (DTEM) or Long Offset Transient Electromagnetic (LOTEM) is an active electromagnetic measurement method. It is a very efficient exploration method for reaching large penetration depths of up to 10 km.

The DTEM is very useful for hydrocarbon exploration in basins covered or interbedded by basalt, valcanic layers, salt and anhydrite.

In comparison with other electromagnetic method, DTEM has the advantages of being less sensitive to lateral inhomogenities, having the best coupling to the subsoil and measuring in the absence of primary field.

This paper provides a briefly summarization of principles and of theory for the DTEM, the technical system in the field, and the data processing and interpretation.

Key words: Transient, Stack, Data-acquisition, Data-processing, Data-interpretation

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net