

底青云,王光杰,王妙月等.长偶极大功率可控源激励下目标体电性参数的频率响应.地球物理学报,2009,52(1):275~280  
Di Q Y, Wang G J, Wang M Y, et al. Frequency response characteristics of target electric property with long bipole large power control source. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(1):275~280

## 长偶极大功率可控源激励下目标体电性参数的频率响应

底青云,王光杰,王妙月,王 若

中国科学院地质与地球物理研究所,中国科学院工程地质力学重点实验室,北京 100029

**摘 要** 利用三维(3D)全空间积分方程准线性解作为数值模拟手段,对包含电离层、大气层和地球介质层的“地-电离层”典型异常目标体多层介质模型进行了数值模拟,得到了偶极源长度 100 km、电流 200 A、收发距离远达 1600 km 的合理的异常电性目标体的电阻率-频率响应结果.通过对不同埋深异常目标体的电阻率-频率特征的讨论,认为当考虑电离层和大气层的“地-电离层”大尺度深层横向不均匀复杂介质模拟时,电磁场对深部目标体仍有很好的异常响应,但当异常体电阻率及同一电阻率的岩石埋深不同时,其电阻率-频率的响应特征有很大不同,这正反映了不同岩石物性参数的电阻率-频率响应特征.文中结果表明从长偶极大功率源(WEM)激励的电磁场观测资料区分岩石的电阻率参数是可能的,这为利用 WEM 观测资料建立电性参数和岩石/地层参数经验关系奠定了基础.

**关键词** 长偶极,大功率,远距离,岩石物性,电阻率-频率响应

文章编号 0001-5733(2009)01-0275-06

中图分类号 P631

收稿日期 2008-09-19,2008-10-23 收修定稿

### Frequency response characteristics of target electric property with long bipole large power control source

DI Qing-Yun, WANG Guang-Jie, WANG Miao-Yue, WANG Ruo

*Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

**Abstract** We simulate models of anomalous body imbedded in multi-layered medium that include the ionosphere, the atmosphere, and the earth medium by using 3D quasi-linear integral equation method in whole space, and obtain the reasonable resistivity-frequency response of the anomalous body when the bipole length is 100 km, the current is 200 A and the transmitter-receiver space is 1600 km. Through the discussion of the character of resistivity-frequency curves of the targets buried in different depth, we draw the conclusion that the electromagnetic field of the deeply buried anomalous body can be got perfectly when considering the horizontal inhomogeneous complex medium including the large-scale ionosphere and the atmosphere. But the resistivity-frequency responses are different from each other when the resistivity and the buried depth of the anomalous body are variable, which demonstrate the character of the resistivity-frequency of different kind of rock. The results in the paper show that it is possible to distinguish the resistivity of rock from the observed data due to the bipole large power control source (WEM), and the research establishing the basis of the relationship between the electric parameter and

基金项目 中国科学院重要方向项目(KZCX2-YW-121)资助.

作者简介 底青云,女,博士,研究员,主要从事电磁波正反演研究方面的工作. E-mail, qydi@mail. igcas. ac. cn

rock/medium parameter using WEM observed data.

**Keywords** Long bipole, Large power, Far distance, Rock property, Resistivity-frequency response

## 1 引言

除了地震勘探方法外,电磁(EM)法,尤其是低频电磁法在油气资源探测中发挥着不可替代的重要作用<sup>[1~9]</sup>,特别是近几年,海上可控源电磁(MCSEM)技术发展得如火如荼<sup>[10~20]</sup>.这极大地促进了电磁法正反演研究的力度<sup>[21~35]</sup>,特别是对新方法新技术的开发研究提出了极大的需求.

大功率极低频人工电磁源用于地下资源探测时称为 WEM 方法.在用于地下资源探测的电磁方法中已有天然源大地电磁法(MT)和小功率可控源音频电磁法(CSAMT).MT 法探测深度大,但信号弱、精度低,一般只用于区域大结构的普查.CSAMT 方法信号强、精度高,但只能测到 1 km 左右深度.WEM 法则兼顾了两种方法的优点,可在同一场源的激发下,在全国所有的地方同时开展 10 km 深度范围内电性结构的组网式高精度观测,使得 WEM 方法不仅有可能提高普查的可靠性,而且有可能用于详查.这对提高深部资源探测的分辨率极为有利.

为了充分发挥 WEM 法的这个优点,如反射地震在做地质解释时需要较可靠的地震参数和岩性/地层参数的经验关系一样,我们需要研究可靠的电性参数和岩性/地层参数的经验关系,以便获得 WEM 资料的更可靠的地质解释.为此电性参数和岩性/地层参数的研究和确定显得特别重要.此外,在寻找油气、金属矿工作中,已经研究了电性参数和岩性/地层参数的某些经验关系.在测井中,则同时研究了地震和电性各自的经验关系.然而由于在大部分剖面测量情况下,常常只有一种资料剖面,或为地震,或为电法,因而电性参数和地震参数之间的关系研究很少;现在 WEM 法的问世为同一剖面上既有反射地震剖面又有分辨率相当高的电性剖面的研究创造了条件.此时,通过岩性/地层参数建立起电性参数和地震参数之间的经验关系以便通过 WEM 和反射地震共同对岩性/地层进行地质解释显得十分重要.这样做时,也需要更为可靠的电性参数和岩性/地层参数的经验关系.然而对于 WEM,为了增大发射功率,源的长度长达几十甚至上百公里,此时较长的线源产生的电磁信号是点偶极源电磁场的叠加,并且

电离层和空气层对电磁场传播的影响不能忽略.在这种情况下,能否由观测的电磁信号区分目标地质体的电性结构是人们普遍关心的.本研究针对这一新问题深入开展研究,以便通过 WEM 的观测建立电性参数和岩性/地层参数经验关系奠定基础.

作者在文献“长偶极大功率可控源电磁波响应特征研究”<sup>[36]</sup>中介绍了极低频电磁法 WEM 工作思路,并认为是深部目标体油气勘探的一种新技术.因此,本文锁定 WEM 技术对不同埋深的典型异常目标体(含矿、含油气等)的电磁波响应问题,借助考虑电离层和大气层的“地-电离层”全空间积分方程准线性解数值模拟手段,对典型岩石物性变化的异常体在长偶极大功率远距离人工源激励下的视电阻率-频率响应特点进行了分析,归纳了岩石物性变化及其埋深变化时的电磁波场的响应特征.

## 2 数值模拟方法

文献[36]中详细介绍了极低频电磁法(WEM)的工作原理及所涉及的全空间问题,并指出常规的有限差分、有限元等的一些数值模拟手段在此所受到的限制.经过一段时间的摸索和试验研究认为积分方程法可以做很大尺度全空间的电磁波场的模拟.

尽管有大量的关于积分方程法的介绍文献<sup>[29~34]</sup>,但为了文章的完整性,这里还是简单介绍积分方程法的核心思想.

对于一个三维地电结构模型,我们把它看成是由背景电导率为  $\sigma_0$  和异常电导率为  $\Delta\sigma$  的介质组成,即  $\sigma = \sigma_0 + \Delta\sigma$ ,并认为它是非磁性介质,也就是介质的磁导率  $\mu$  为真空中的磁导率  $\mu_0$ .当模型被时谐电磁波场激励时,模型产生的电场和磁场可以表示成背景场  $E^0$  或  $H^0$  和异常场  $E^a$  或  $H^a$  两部分的和:

$$E = E^0 + E^a, \quad H = H^0 + H^a. \quad (1)$$

对于(1)式中的背景场  $E^0$  或  $H^0$ ,由于它是均匀或层状大地产生的,很容易求解.文献[35]指出,在非均匀异常区间  $D$  上异常场  $E^a$  或  $H^a$  可以表示为在该域剩余电流的积分:

$$E^a(r_j) = \iiint_D \hat{G}^n(r_j | r) \Delta\sigma(r) \times [E^n(r) + E^a(r)] dv, \quad (2)$$

$$H^n(r_j) = \frac{1}{i\omega\mu_0} \iiint_D \nabla_{r_j} \hat{G}^n(r_j|r) \Delta\sigma(r) \times [E^n(r) + E^s(r)] dV, \quad (3)$$

其中,当背景空间为均匀空间时, $\hat{G}^n(r_j|r)$ 是均匀自由传导介质中电磁格林张量函数,它满足下述方程:

$$\nabla \times \nabla \times \hat{G}^n(r_j|r) - k_n^2 \hat{G}^n(r_j|r) = -i\omega\mu_0 \hat{I} \delta(r_j-r), \quad (4)$$

这里  $k_n^2 = i\omega\mu_0\sigma_n$ ,  $\hat{I}$  为单位张量,  $\delta(r_j-r)$  是狄拉克函数.当背景空间为层状空间时,格林函数  $\hat{G}^n(r_j|r)$  可以由求层状介质格林函数的方法求得.

### 3 “地-电离层”大尺度有源场的典型岩石物性参数的频率响应特征

文献[36]通过远距离“地-电离层”(电离层、大气层和固体地球半空间介质层)电磁场的模拟结果与理论结果的对比肯定了方法的可行性.为了更进一步了解典型异常体的岩石物性变化及其埋深变化对应的视电阻率-频率响应特征,对具有代表性的多层介质模型在有限长电缆源激励下远距离“地-电离层”赤道方向(诸接收点沿与电缆垂直的  $y$  方向,  $\alpha=90^\circ$ )电磁波场的频率特征进行了模拟.

图 1a 为电离层、大气层及地球介质中含典型三维异常体的模型,模型的特点是在不同深度上有一厚度为 400 m,  $x, y$  方向延伸各 8 km 的电阻率不同的岩石异常体,我们可以认为该异常体分别代表含水介质、含矿介质、含油介质.

所用坐标系如图 1b 所示,坐标原点位于在地面顶部中心处.定义电离层为介质-1,空气层为介质 0,固体地球多层介质依次为介质 1、2、3 等.模型电阻率分别为  $\rho_{-1} = 10^4 \Omega m$ 、 $\rho_0 = 10^{14} \Omega m$ 、 $\rho_1 = 10^3 \Omega m$ 、 $\rho_2 = 100 \Omega m$ 、 $\rho_3 = 3 \times 10^3 \Omega m$ . 各层的厚度  $h_{-1} = 100 \text{ km}$ 、 $h_0 = 100 \text{ km}$ 、 $h_2 = 2 \text{ km}$ 、 $h_3 = 0.4 \text{ km}$ 、 $h_4 = \infty$ . 异常体的电阻率  $\rho_3 = 20 \Omega m$  (矿物质水)、 $50 \Omega m$  (孔隙水)、 $100 \Omega m$  (不含异常)、 $200 \Omega m$  (小孔隙含油气情况)、 $500 \Omega m$  (大孔隙含油气情况)、 $1000 \Omega m$  (沉积岩石)、 $2000 \Omega m$  (花岗岩)、 $5000 \Omega m$  (火山石). 第一层地球介质的厚度  $h_1$  分别取值为 0.1, 0.5, 1, 2, 4, 6, 8, 10 km. 异常体中心在地面的投影点为  $(x_s, y_s, z_s) = (0 \text{ km}, 1600 \text{ km}, 0 \text{ km})$ . 长偶极 AB 的长度  $2L$  为 100 km, 两端点的坐标分别为  $A(x, y, z) = (-50 \text{ km}, 0 \text{ km}, 0 \text{ km})$ ,  $B(x, y, z) = (50 \text{ km}, 0 \text{ km}, 0 \text{ km})$ . 发射的电磁波频率  $f$  为 0.1, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0, 32.0, 64.0, 128.0, 256.0,

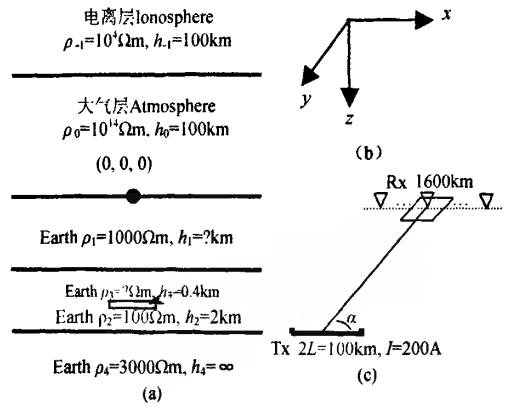


图 1 三维异常体模型垂向断面图及收发方式  
异常体沿  $x, y$  方向的延伸为 8 km,  $z$  方向的厚度为 0.4 km.  
Fig. 1 Vertical section of 3D anomalous body and transmitted-receiver configuration  
Anomaly extended along  $x$  and  $y$  direction is 8 km, the thickness along  $z$  direction is 0.4 km.

512.0, 1024.0, 2048.0, 4096.0, 8192.0 Hz.

赤道模式模拟时接收点位于地面,即  $y=1600 \text{ km}$ ,  $z=0 \text{ km}$ ,  $x$  坐标分别为  $-100, -50, -40, -30, -20, -10, 0, 10, 20, 30, 40, 50, 100 \text{ km}$ .

#### 3.1 不同岩石物性目标体的电阻率-频率响应特征

为了解大功率大收发距时岩石物性的频率响应特征,在上述其他参数不变的情况下,当第一层地球介质  $h_1$  取值 2 km 时,计算了异常目标体电阻率  $\rho_3$  分别为 50  $\Omega m$  (孔隙水)、100  $\Omega m$  (不含异常)、500  $\Omega m$  (大孔隙含油气情况)、5000  $\Omega m$  (火山石)的电阻率-频率曲线,如图 2 所示.

图 2 的视电阻率-频率曲线总体特征为高频反映地表的 1000  $\Omega m$  的介质特性,几赫兹段反映地球介质第二层电阻率比较低的特性,再低频率时反映深层高阻基岩的特征.如果把不含异常体情况( $\rho_3 = 100 \Omega m$ )的视电阻率-频率曲线作为参考曲线,可以从图 2 看出,对于高阻异常岩石( $\rho_3 = 5000 \Omega m$ )和低阻异常岩石( $\rho_3 = 50 \Omega m$ )从几赫兹以低的频率都有很清楚的反映,高阻异常岩石的视电阻率幅值明显高于  $\rho_3$  取 100  $\Omega m$  时的不含异常体的视电阻率幅值,而低阻异常岩石的情况正好相反.图 2 结果表明,当源长 100 km,源检距达到 1600 km 时,观测点处地下异常体的电性大小在频率小于 0.6 Hz 时异常体的电磁响应有肉眼可以明显辨别的异常.

#### 3.2 同一目标体不同埋深时的电阻率-频率响应特征

为了解大功率大收发距时同一目标体不同埋深时的电阻率-频率响应特征,其他参数不变,对于

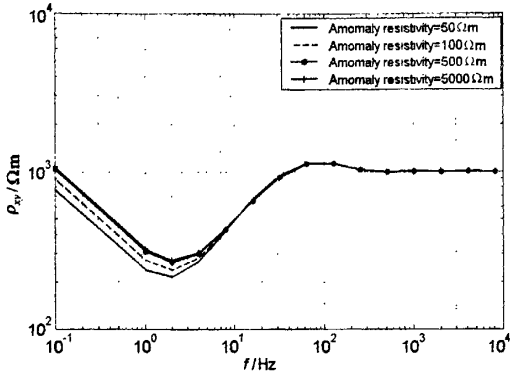


图 2 对应异常中心的地面点、 $h_1 = 2$  km、异常体电阻率取不同值时的视电阻率-频率曲线

Fig. 2 Apparent resistivity-frequency curves for different anomaly resistivity while the receiver is on the surface corresponding to the anomaly center and  $h_1 = 2$  km

$\rho_3 = 500 \Omega\text{m}$ , 计算了  $h_1$  为 0.1 km、2 km、10 km, 即异常体顶部埋深分别为 0.9 km、2.8 km、10.8 km 的电阻率-频率曲线, 如图 3 所示。

从图 3 可以清楚地看出, 异常体埋深不同时电阻率-频率曲线的特征变化非常大。对于图 3 中异常体顶部埋深 0.9 km 的实线, 由于地表层厚度很薄 (100 m), 所以, 从很高频开始就反映了其下各层的电性特征, 尤其是含异常的这个 2 km 厚的地球第二层低电阻率的特征。当异常体顶部埋深增大为 2.8 km 时 (图 3 中的虚线), 300 Hz 以上的高频段还是首先反映地球第一层介质的特征, 随后以相对较低的幅度反映第二层和其中高阻异常体的综合特征。

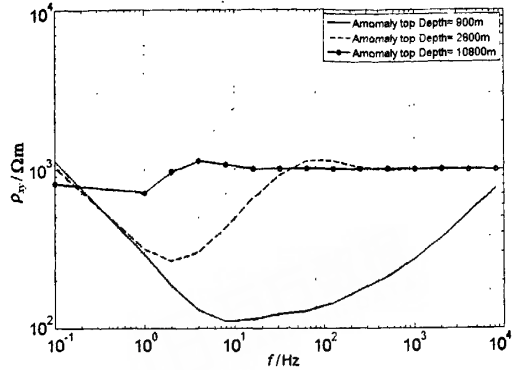


图 3 对应异常中心的地面点、异常体电阻率 500  $\Omega\text{m}$  但顶部埋深不同时的视电阻率-频率曲线

Fig. 3 Apparent resistivity-frequency curves for different anomaly depth while the receiver is on the surface corresponding to the anomaly center and anomaly resistivity ( $\rho_3$ ) is 500  $\Omega\text{m}$

征。对于异常体顶部埋深更大的情况 (10.8 km), 则更低频率段才开始以更低的异常幅度反映第二层和其中高阻异常体的综合特征, 甚至频率低到 0.1 Hz 时, 依然是第二层和其中高阻异常体的综合反映。

为了更进一步了解岩石真实电阻率和频率响应的视电阻率的关系, 以  $\rho_3$  的真电阻率值为横轴, 视电阻率  $\rho_{app}$  为纵轴, 给出了频率分别为 1, 16, 256 Hz 和 4096 Hz 的  $h_1 = 0.1$  km, 2 km, 10 km 三种情况的响应特征 (图 4)。图 4 的结果表明, 不同覆盖层厚度 (即异常体埋深不同) 的异常体岩石其频率响应是有很大的变化的。对于 256 Hz 和 4096 Hz 的高频, 覆盖层 2 km 和 10 km 的曲线几乎完全重合, 反映的是

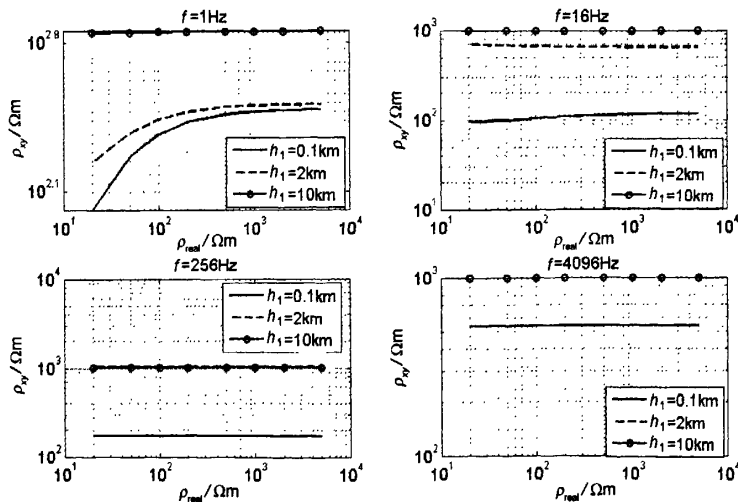


图 4 对应异常中心的地面点、不同频率、 $h_1$  厚度不同时异常电阻率-视电阻率关系曲线

Fig. 4 Resistivity-apparent resistivity curves for different anomaly depth and frequency while the receiver is on the surface corresponding to the anomaly center

浅部的第一层介质的性质,而对于覆盖层厚度为 0.1 km 的情况,这两个视电阻率的频率响应幅值不同,反映的是第一层和第二层综合,但看不出随异常岩石的真电阻率的变化;对于 1 Hz 和 16 Hz 的低频,只有覆盖层 10 km 的曲线只反映浅部第一层介质的性质,视电阻率几乎不随异常岩石的真电阻率变化,而对于覆盖层厚度为 0.1 km 和 2 km 的情况,这两个频率的视电阻率随异常岩石的真电阻率变化很大.当覆盖层的厚度很大时(10 km),即异常体埋深很大时,无论是高频还是低频,其电阻率的频率响应都不再随着异常岩石的真电阻率发生变化.

图 3、4 表明,1600 km 以远的异常体的电磁响应随其自身电性差异的影响也和异常体的埋深有关.当异常体埋深很深时,要检测到其物性差异对异常体电磁响应的明显影响,选择的工作频率需很低.

### 3.3 同一目标体同一埋深但不同频率时的电阻率响应特征

同样以  $\rho_3$  的真电阻率值为横轴,视电阻率  $\rho_{xy}$  为纵轴,可以分析不同频率时埋深 2.8 km(覆盖层厚 2 km)目标体的电阻率响应特征.图 5 为对应频率 1 Hz, 16 Hz, 256 Hz, 1024 Hz 和 8192 Hz 的异常电阻率-视电阻率关系曲线.图 5 的 5 个频率结果表明了和图 4 雷同的结果,即对于覆盖层厚 2 km 的情况,只有 16 Hz 以低的工作频率才能反映异常体的变化,并且当异常体岩石的真电阻率大到一定程度后,其视电阻率的响应变化幅度会逐渐变小.

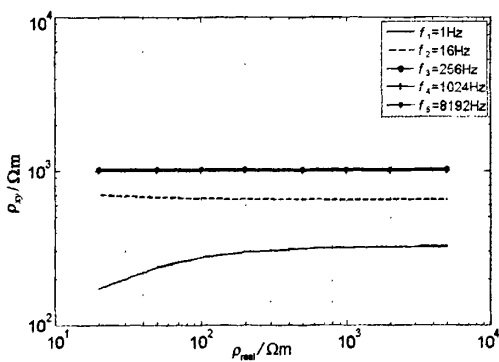


图 5 对应异常中心的地面点不同频率时异常电阻率-视电阻率关系曲线

Fig. 5 Resistivity-apparent resistivity curves for different frequency while the receiver is on the surface corresponding to the anomaly center

由于 WEM 的工作频率为 0.1 Hz~300 Hz,因此,在 0.1 Hz~16 Hz 范围内是可以检测到源检距 1600 km 远处的 10 km 深度以浅的岩石电性差异

的,也就是说,虽然 WEM 的源很长,有叠加效应和电离层的影响,但在源检距达 1600 km 时,仍可由观测资料决定异常体的电性,从而有可能决定电性和岩石、岩层的经验关系.

## 4 讨论及结论

对于长偶极、大功率源,由于存在衰减小的波导场,所以电磁波信号可以传播到数千公里的远距离处,在此处仍然存在可被仪器接收的来自地下固体地球介质的返回信号,这样可以对同一源在远区、波导区的不同区域同时进行真正意义上的三维电磁勘探.本研究表明在源检距  $R$  为 1600 km 的波导区,下方的局部异常体的电性差异对异常体的电磁响应在频率小于 16 Hz 时仍有明显的异常.究其可能的原因是激发 1600 km 处地下异常体的电磁信号主要是通过空气和电离层传播给异常体的,通过地下固体介质传递的信号因固体介质的吸收已经耗散.所以只要 WEM 一次源的强度足够大,远距离处深部局部异常体的电磁响应也将和 CSAMT 小尺度(源检距 10 km 左右)的情况类似.

致谢 本文三维积分方程数值模拟是利用犹他大学(University of Utah)Zhdanov 教授的 CEMI 研究组的程序完成的,在此致以特别的感谢.

### 参考文献(References)

- [1] 王家映. 石油电法勘探. 北京: 石油工业出版社, 1993  
Wang J Y. Electric Method Prospecting for Rock Oil (in Chinese). Beijing: Petroleum Industry Press, 1993
- [2] Christopherson K R. The new millenn E M. *Geophysics*, 2001, 66(1): 38~39
- [3] 阿尔佩罗维奇. 苏联石油勘探中的磁大地电流法. 北京: 地质出版社, 1984  
Alpenluowiqi. Russian Petroleum Prospecting with Magnetotelluric Current Method (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1984
- [4] 朴化荣. 电磁测深法原理. 北京: 地质出版社, 1990  
Piao H R. Principle of Electromagnetic Depth Sounding (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1990
- [5] 陈乐寿, 王光镔. 大地电磁测深法. 北京: 地质出版社, 1990  
Chen L S, Wang G E. Magnetotelluric Sounding Method (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1990
- [6] Sternberg B K. A review of some experience with the induced-polarization / resistivity method for hydrocarbon surveys: successes and limitations. *Geophysics*, 1991, 56(10): 1522~1552
- [7] Dias C A. Multi-frequency EM method for hydrocarbon detection and for monitoring fluid invasion during enhanced

- oil recovery. 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2005
- [8] Wright D, Ziolkowski A, Hobbs B. Hydrocarbon detection and monitoring with a multi-component transient electromagnetic (MTEM) survey. *The Leading Edge*, 2002, **21**(9): 852~864
- [9] 刘国栋. 我国大地电磁测深的发展. 地球物理学报, 1994, **37**(增刊): 301~310  
Liu G D. The progress of electromagnetotelluric sounding in China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1994, **37** (Suppl.): 301~310
- [10] Flosadóttir Á H, Constable S. Marine controlled-source electromagnetic sounding; 1. Modeling and experimental design. *Journal of Geophysical Research*, 1996, **101**: 5507~5517
- [11] Constable S, Cox C S. Marine controlled source electromagnetic sounding; 2. The PEGASUS experiment. *Journal of Geophysical Research*, 1996, **101**: 5519~5530
- [12] Constable S, Orange A, Hoversten G M, et al. Marine magnetotellurics for petroleum exploration; Part 1. A seafloor instrument system. *Geophysics*, 1998, **63** (3): 816~825
- [13] Hoversten G L, Morrison H F, Constable S C. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part II; Numerical analysis of subsalt resolution. *Geophysics*, 1998, **63**(3): 826~840
- [14] Tompkins M J. Marine controlled-source electromagnetic imaging for hydrocarbon exploration; interpreting subsurface electrical properties. *First break*, 2004, **22**(1): 27~33
- [15] Hoversten G L, Chen J, Gasperikova E, et al. Integration of marine CSEM and seismic AVA data for reservoir parameter estimation; 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2005. 579~582
- [16] Wan L. Rapid seabed imaging by frequency domain electromagnetic migration. 75th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, 2005
- [17] Carazzone J J, Burtz O M, Green K E, et al. Three dimensional imaging of marine CSEM data. 75th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, 2005
- [18] Gribenko A, Zhdanov M S. Rigorous 3D inversion of marine CSEM data based on the integral equation method. *Geophysics*, 2007, **72**(2): WA73~WA84
- [19] Lien M, Mannseth T. Sensitivity analysis of marine CSEM data for production monitoring of an oil reservoir. University of Bergen Centre for Integrated Petroleum Research Report, 2007
- [20] Mathieu D, Matthew C K, René-Edouard P, et al. Detecting hydrocarbon reservoirs from CSEM data in complex settings; application to deepwater Sabah, Malaysia. *Geophysics*, 2007, **72**(2): WA97~WA103
- [21] Zhdanov M S, Traynin P, Booker J. Underground imaging by frequency domain electromagnetic migration. *Geophysics*, 1996, **61**(1): 666~682
- [22] Zhdanov M S, Traynin P. Migration versus inversion in electromagnetic imaging technique. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1997, **49**(3): 1415~1437
- [23] Zhdanov M S. Geophysical inversion theory and regularization problems. Amsterdam-Boston-London-New York-Oxford-Paris-Tokyo, San Diego-San Francisco-Singapore-Sydney; Elsevier, 2002. 231~324
- [24] 汤井田, 何继善著. 可控源音频大地电磁法及其应用. 长沙: 中南大学出版社, 2005  
Tang J T, He J S. Controlled Source Electromagnetic Method and Its Applications (in Chinese). Changsha: Central South University Press, 2005
- [25] Edwards N. Marine controlled source electromagnetics; principles, methodologies, future commercial applications. *Surveys in Geophysics*, 2005, **26**(3): 675~700
- [26] Hoversten G M, Røsten T, Hokstad K, et al. Integration of multiple electromagnetic imaging and inversion techniques for prospect evaluation; 76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2006. 719~723
- [27] Zhdanov M S, Lee S K, Yoshioka K. Integral equation method for 3D modeling of electromagnetic fields in complex structures with inhomogeneous background conductivity. *Geophysics*, 2006, **71**(6): G333~G345
- [28] 底青云, 王若等. CSAMT 数据正反演及方法应用. 北京: 科学出版社, 2008  
Di Q Y, Wang R, et al. CSAMT Data Forward Modeling and Inversion and Its Application (in Chinese). Beijing: Science Press, 2008
- [29] Raiche A P. An integral equation approach to three-dimensional modeling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1974, **36**(1): 363~376
- [30] Dmitriev V I, Nesmeyanova N I. Integral equation method in three-dimensional problems of low-frequency electrodynamics. *Computational Mathematics and Modeling*, 1992, **3** (1): 313~317
- [31] Wannamaker P E. Advances in three-dimensional magnetotelluric modeling using integral equations. *Geophysics*, 1991, **56** (11): 1716~1728
- [32] Zhdanov M S, Fang S. Quasi-linear approximation in 3D EM modeling. *Geophysics*, 1996, **61**(3): 646~665
- [33] Kress R. Linear Integral Equations. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo; Springer-Verlag, 1999. 365
- [34] Zhdanov M S. Integral Transforms in Geophysics. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo; Springer-Verlag, 1999. 367
- [35] Tseng H W, Lee K H, Becker Alex. 3D interpretation of electromagnetic data using a modified extended Born approximation. *Geophysics*, 2003, **68**(1): 127~137
- [36] 底青云, 王妙月, 王若, 王光杰. 长偶极大功率可控源电磁波响应特征研究. 地球物理学报, 2008, **51**(6): 1917~1928  
Di Q Y, Wang M Y, Wang R, Wang G J. Study of the long bipole and large power electromagnetic field. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(6): 1917~1928

(本文编辑 何燕)