

· 非地震 ·

# 基于 Hilbert-Huang 变换的 大地电磁信号谱估计方法

蔡剑华\*<sup>①②</sup> 汤井田<sup>②</sup>

(①湖南文理学院信息研究所,湖南常德 415000; ②中南大学信息物理工程学院,湖南长沙 410083)

蔡剑华,汤井田. 基于 Hilbert-Huang 变换的大地电磁信号谱估计方法. 石油地球物理勘探, 2010, 45(5): 762~767

**摘要** 由于大地电磁(MT)信号的非平稳特性,基于傅里叶变换的谱估计方法会带来偏差。本文提出了一种基于 HHT 的边际谱估算方法,即边际谱是由 Hilbert 谱沿时间轴积分得到,它代表了整个信号在时间跨度上的幅值累积效应。文中证明了边际谱的线性性质,详细讨论了提高 Hilbert 谱估计精度的两种方法,并对仿真 MT 信号和实测 MT 信号进行了数值实验。理论与实验证明,基于 HHT 的谱估计方法更符合 MT 信号的实际情况,能够最小化大地电磁信号非平稳性带来的估算偏差,且可抑制较强的白噪声,其频率分辨率和估算精度均高于傅里叶变换方法。

**关键词** 大地电磁数据 Hilbert-Huang 变换 谱估计 边际谱 频率分辨率

## 1 引言

传统的大地电磁资料处理方法一般是对一段记录做傅里叶变换,构成功率谱,然后求阻抗张量元素。傅里叶变换是建立在稳态信号处理基础之上的,对信号和地质模型作了许多假设和要求,如假设大地电磁信号为高斯信号,噪声为高斯白噪声,大地系统为线性最小相位系统等<sup>[1,2]</sup>。大地电磁信号具有非线性、非平稳、非最小相位特征,是一种典型的非平稳随机信号,不符合以傅里叶变换为基础的传统谱分析的基本要求<sup>[3,4]</sup>。由于大地电磁信号表现出非稳定的特征,引起谱估算结果也具有时变特征,因此利用时频分析从瞬时谱上统计估算参量比傅里叶变换更有利于实现稳健估计<sup>[5]</sup>。本文介绍的 Hilbert-Huang 变换(HHT)是一种新的处理非线性、非平稳信号的分析方法,它通过对信号进行经验模态分解(EMD)和 Hilbert 变换,得到一种新的时频描述方式,被称为 Hilbert 谱,各频率的幅值通过其对时间的累计,可得到类似于傅里叶谱的 Hilbert 边际谱。HHT 已在地质勘探、结构检测、故障诊断

等领域得到广泛应用<sup>[6~9]</sup>,而基于 Hilbert 边际谱的 MT 信号谱估计方法鲜有报道,本文就此方面做了些研究,以供参考和讨论。

## 2 HHT 的原理和谱估计方法

### 2.1 经验模态分解

EMD 方法即 Huang 变换,它依据信号  $x(t)$  本身的时间尺度特征,将信号分解为含有不同时间尺度且满足以下两个定义条件的一组经验模态函数(IMF)<sup>[6]</sup>:①对于一系列数据极值点和过零点数目必须相等或至多相差一点;②在任意点,由局部极大点和极小点构成的两条包络线的平均值为零。每个 IMF 可以被认为是信号中固有的一个模态函数<sup>[6]</sup>。那么原序列  $x(t)$  可表示为一组 IMF 分量和一个残余项的和,即

$$x(t) = \sum_{i=1}^n c_i + r_n \quad (1)$$

### 2.2 Hilbert 变换和边际谱

获得 IMF 分量以后,对每一阶 IMF 作 Hilbert 变换,得到

\* 湖南省常德市湖南文理学院信息研究所,415000

本文于 2009 年 6 月 22 日收到,修改稿于 2010 年 8 月 5 日收到。

基金项目:国家 863 计划(2006AA06Z105)、湖南省“十一五”重点建设学科——光学基金及湖南文理学院优秀青年项目(YXQN0904)资助。

$$y(t) = \frac{1}{\pi} p \int \frac{x(t')}{t-t'} dt' \quad (2)$$

$x(t)$  和  $y(t)$  共同组合为一解析信号  $z(t)$ , 在极坐标系下可表示为

$$z(t) = x(t) + iy(t) = a(t)e^{i\theta(t)} \quad (3)$$

这里

$$a(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)} \quad (4)$$

$$\theta(t) = \arctg\left[\frac{y(t)}{x(t)}\right] \quad (5)$$

定义瞬时频率

$$\omega(t) = \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (6)$$

由上式可看出,  $\omega(t)$  是时间  $t$  的单值函数, 即某一时间对应某一频率, 即每个 IMF 序列在每一点的频率惟一。也就是说, 对每一阶 IMF 作 Hilbert 变换, 可求出相应解析函数的幅值谱和瞬时频率。

把频率  $\omega_j(t)$  和幅值  $a_j(t)$  都展成时间  $t$  的函数, 可构成幅值、频率、时间的三维时频谱图——Hilbert 幅值谱, 简称 Hilbert 谱, 如

$$H(\omega, t) = \text{real} \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i\int \omega_j(t) dt} \quad (7)$$

从而原始信号可以表示为

$$x(t) = \text{real} \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i\int \omega_j dt} \quad (8)$$

其形式上的傅里叶级数为

$$x(t) = \text{real} \sum_{j=1}^n a_j e^{i\omega_j t} \quad (9)$$

显然, 式(8)、式(9)反映的 HHT 是傅里叶变换的一种扩展形式<sup>[10]</sup>。基于式(7), 通过对时间的积分, 可以定义边际谱

$$h(\omega) = \int_0^T H(\omega, t) dt \quad (10)$$

边际谱表达了每个频率在全局上的幅度(或能量), 它代表了此频率沿整个时间轴的全部累加幅度。将式(7)代入式(10)得

$$\begin{aligned} h(\omega) &= \int_0^T H(\omega, t) dt \\ &= \int_0^T \text{real} \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i\int \omega_j(t) dt} dt \\ &= \sum_{j=1}^n \int_0^T \text{real}[a_j(t) e^{i\int \omega_j(t) dt}] dt \\ &= \sum_{j=1}^n h_j(\omega) \end{aligned} \quad (11)$$

式中

$$h_j(\omega) = \int_0^T \text{real}[a_j(t) e^{i\int \omega_j dt}] dt$$

表示信号第  $j$  个分量的边际谱, 式(11)表明 HHT 中的边际谱具有线性性质。

### 3 边际谱的物理意义

Huang 等<sup>[6]</sup>和钟佑明等<sup>[10]</sup>对边际谱的物理意义作了说明, 他们指出, 无论 Hilbert 谱中的瞬时频率还是边际谱中的频率, 其意义都与傅里叶分析中的频率完全不同。在傅里叶变换中, 某个频率成分的存在, 意味着在整个信号时间跨度上存在着一个正弦或余弦成分。本质上傅里叶变换是将任何信号分解为正弦信号的加权和, 每一个正弦信号对应着一个固定的频率和固定的幅值。因此对于频率随时间变化的非平稳信号, 傅里叶变换就无能为力了。

而 HHT 方法中是先把信号展成三维时频谱(图 1、图 2), 再对任意频率沿时间轴积分得到边际谱, 因此频率为  $\omega$  的边际谱的含义是: 瞬时频率为  $\omega$  的信号总能量。边际谱表达了每个频率在全局上的能量贡献, 它代表了在统计意义上的整组数据在每个频率点的累积能量分布。该频率成分不必在信号的整个时间段都存在, 由边际谱的物理意义可知边际谱对信号的平稳性和周期性没有要求, 该频率成分不必在信号的整个时间段都存在, 其发生的时刻, 则在 Hilbert 谱中给出了精确的定位。事实上, 边际谱的物理意义与傅里叶频谱的物理意义是一致的, 只不过在傅里叶频谱中, 对任意频率都要求在整

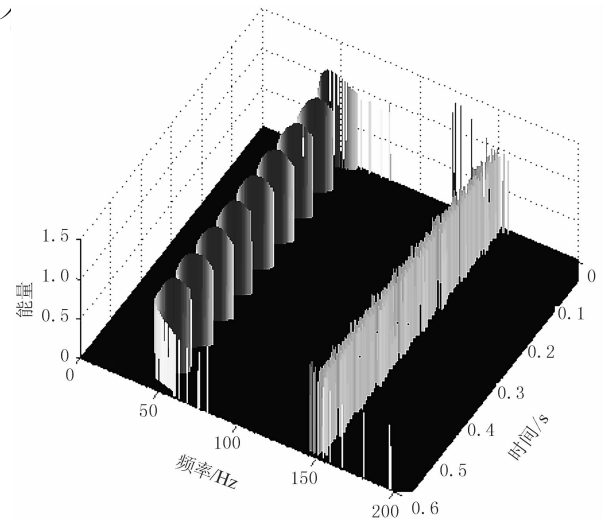


图 1 平稳信号的三维 HHT 谱

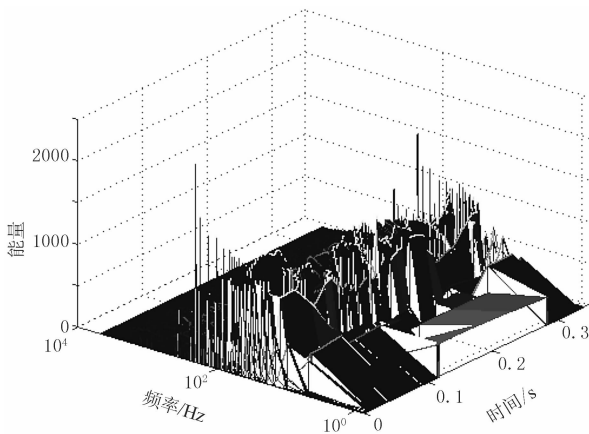


图2 非平稳信号的三维 HHT 谱

个信号的时间跨度上具有相同的幅值<sup>[10]</sup>。

在分析平稳信号时(图1),由于信号的频率成分在整个时间跨度上都具有固定的频率和固定的幅值,因此由快速傅里叶变换得到的频谱与沿着图1的时间轴积分得到的边际谱都符合信号的实际情况,两者都不会带来估算偏差。

在分析非平稳信号(如某点大地电磁信号的 $H_y$ 分量)时(图2),由于信号各频率成分分段平稳甚至毫无规律的,由建立在稳态信号处理基础之上的快速傅里叶变换方法估计频谱势必带来偏差。而 HHT 方法由于跨越了傅里叶变换中要求的常幅值和常频率的限制,可以突破傅里叶变换仅对平稳信号有效的不足之处,使得 HHT 能够成功地应用于非线性、非平稳的 MT 信号处理中。在大地电磁信号的时频谱上(图2)沿时间轴积分(累计各频率的瞬时幅值)可得到 MT 信号的频谱。显然,此算法得到的频谱更接近 MT 信号的真实谱,可以大大减小快速傅里叶变换方法中由于 MT 信号非平稳性带来的估计偏差<sup>[11,12]</sup>。

## 4 提高谱估计的处理方法

文献[13]提出了提高小波谱估计精度的统计处理方法,此法也完全适用于 HHT 谱估计的处理。当信号含噪时,可以采用在信号的 HHT 时频谱沿时间轴整体平均、对频谱数据进行预处理等方法提高谱估计的精度。

### 4.1 整体平均

在时频平面上沿时间轴对每个分析频率分别进

行整体平均,实践证明,这是最有效的去除随机噪声的技术<sup>[14]</sup>。在 HHT 方法中,Hilbert 时频谱把幅度表示成频率与时间的函数,因此在 Hilbert 时频谱中,某一分析频率的 HHT 功率谱在一段时间内的平均,可定义为

$$\bar{p}(\omega) = \frac{1}{N} \sum_{i=n_1}^{n_2} p_i(\omega) \quad (12)$$

式中  $N = n_2 - n_1 + 1$  为此时间段的长度。当对整个记录段进行整体平均时,由上式计算得到的 HHT 谱称为整体平均 HHT 谱。由统计学原理可知,整体平均可以有效地消除随机噪声。另一方面,本文提出的整体平均与应用于小波谱的平均法相比,减少了小波函数中尺度与频率的转化,进一步保证了频率分析的精度。

### 4.2 数据预处理

预处理对不同的噪声都有一定的压制作用,尤其适合于压制高斯型噪声。EMD 分解出的 IMF 序列是多通带滤波的结果,且各阶模态函数能够完全重构,几乎没有能量损失。因此 EMD 可用来减少和消除信号中混杂的噪声,当噪声为一个或多个 IMF 分量时,可直接利用时空滤波器去噪<sup>[8~10]</sup>。如一个包含  $n$  个 IMF 的低通时空滤波器可表示为

$$x_{lk}(t) = \sum_{i=k}^n C_i(t) + R_n(t) \quad (13)$$

高通时空滤波器为

$$x_{hk}(t) = \sum_{i=1}^k C_i(t) \quad (14)$$

若噪声和信号混叠,可设置硬(或软)阈值去噪,其过程类似小波变换中的方法<sup>[15~17]</sup>。给定信号  $x(t)$  经 EMD 分解后得到  $N$  个 IMF,对每一层 IMF 选取一合适的阈值,并用此阈值对  $C_i$  进行截断为  $\hat{C}_i$ ,然后再进行 EMD 重构,即

$$x(t) = \sum_{i=1}^n \hat{C}_i(t) + R_n \quad (15)$$

根据 Donoho 等人的理论,去噪中给出的消除噪声的阈值为<sup>[18]</sup>

$$\begin{aligned} \tau_i &= \sigma_i \sqrt{2 \log(n)} \\ \sigma_i &= \frac{\text{MAD}_i}{0.6745} \end{aligned} \quad (16)$$

其中: $\sigma_i$  为第  $i$  层 IMF 的噪声水平; $\text{MAD}_i$  为第  $i$  层 IMF 的绝对中值偏差,且定义为

$$\text{MAD}_i = \text{Median}\{|C_i(t) - \text{Median}\{C_i\}|\} \quad (17)$$

设第  $i$  层 IMF 的估计为  $\hat{C}_i$ , 由硬阈值方法得到

$$\hat{c}_i(t) = \begin{cases} c_i(t) & |c_i(t)| \geq \tau_i \\ 0 & |c_i(t)| < \tau_i \end{cases} \quad (18)$$

由软阈值方法得到

$$\hat{c}_i(t) = \begin{cases} \text{sign}[c_i(t)][|c_i(t) - \tau_i|] & |c_i(t)| \geq \tau_i \\ 0 & |c_i(t)| < \tau_i \end{cases} \quad (19)$$

阈值收缩的具体步骤为:①将含噪信号进行经验模态分解,得到各阶 IMF 分量;②根据噪声的不同来源和特征,利用基于 EMD 的时空滤波器或硬(软)阈值的方法对各 IMF 分量进行噪声抑制;③重建处理后的各 IMF 分量,得到去噪后的信号;④将处理后的信号进行 HHT 变换,得到 HHT 时频谱。因此本文提出的预处理方法是对信号 EMD 分解后的系数直接进行阈值收缩去噪,然后再进行 Hilbert 变换得到时频谱,进而估算功率谱。文献[13]提出置阈值小波系数收缩方法,先用小波方法对傅里叶变换后的周期图进行阈值收缩,然后再进行逆小波变换得到去噪后的傅里叶域周期图,没有从根本上摆脱傅里叶变换的限制。

## 5 数值实验

用 HHT 方法计算功率谱的步骤为:①用式(1)对信号进行 EMD 分解,得到各阶 IMF;②根据信号特征用式(13)、式(14)或式(15)~(19)确定的阈值对各阶分解系数进行预处理;③对处理后的 IMF 进行 Hilbert 变换,计算 HHT 时频谱;④根据式(12)计算整个时间长度的整体平均功率谱。

### 5.1 仿真 MT 信号的谱估计

为了检验前述方法用于大地电磁信号谱分析的有效性,文中设计了 4 个振幅为 1 的谐波合成信号,频率分别为 5, 2.5, 1.25, 0.625 Hz, 此频率序列与我国引进较多的加拿大凤凰公司 V5 系统分析频点是对应的。该仿真信号在时域上分为 4 段, 4 个频率成分各占总数据长度的 1/4, 模拟 MT 信号的非平稳性, 整个时间长度为 8s, 采样频率为  $f_c = 10\text{Hz}$ , 采样点数  $N = 80$ 。用 HHT 计算得到信号的二维时频谱如图 3a 所示, 从图中可明显看出 4 个成分的能量分布随时间和频率的动态变化特征, 图中从时域和频域两方面把信号在 4 个时间段上的幅频特性准确地区分出来了。由图 3a 沿时间轴积分得到边际谱

(图 3b), 由图中可见, 在没有能量的区域, 谱值一般很小或为 0, 这是由于加窗造成能量泄露形成连续的空间时频谱值分布所致, 并因此产生虚假信息, 给解释工作带来困难。图 3 中 4 个频率已经分开, 已较准确地反映了仿真信号的瞬态特性(图中毛刺与低频信号交接采样点的选取和 EMD 算法中的端点效应等有关)。

为作对比, 用 FFT 方法估计该仿真信号的谱, 实际仿真结果如图 4 所示, 未准确反映瞬态信号的峰值, 误差较大, 且有虚假频率出现。表 1 列出了傅里叶变换和 HHT 谱估计精度对比结果, 由表中可见, HHT 的谱估计精度高于傅里叶变换。

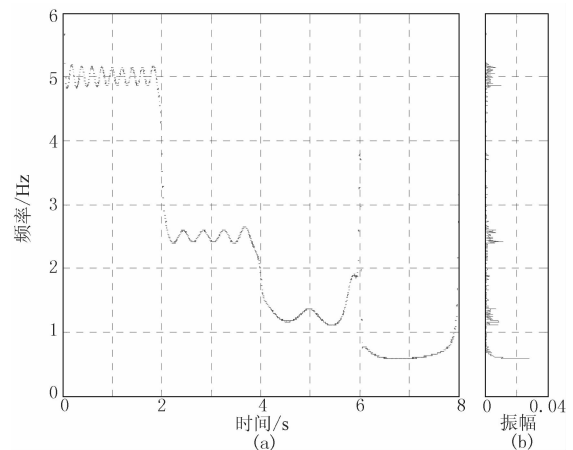


图 3 仿真 MT 信号的 HHT 二维谱(a)和边际谱(b)

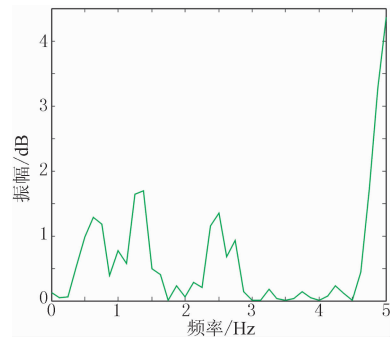


图 4 仿真 MT 信号的 FFT 谱

表 1 FFT 和 HHT 谱估计精度对比结果

频率 Hz	傅里叶变换		HHT	
	谱估计	相对误差	谱估计	相对误差
5.000	5.000	0%	5.010	0.2%
2.500	2.450	2%	2.510	0.4%
1.250	1.420	13.6%	1.200	4.0%
0.625	0.615	1.6%	0.625	0

## 5.2 实测 MT 信号的谱估计

以实测 EH-4 观测信号(内蒙古 F 区由 EH-4 仪器测得的低频模式信号)为例,由于数据量非常庞大,这里只选取其中一个测点 4 个分量( $E_x, E_y, H_x, H_y$ )中的一个磁场分量  $H_y$  进行谱估计,采样频率为 12000Hz。图 5 为  $H_y$  的三维 HHT 谱,由图中可见:① HHT 方法对  $H_y$  的动态变化过程刻画得比较清楚,反映了  $H_y$  的非线性、非平稳性,且每时段都有各自的频率特性、能量差异,而其他方法难以揭示这种细微性变化;②时频谱阵图上的能量主要集中在 0~1000Hz 内,这与实际 EH-4 低频模式的频率设置范围相符;③在时频谱图像中, $H_y$  数据的突变点、持续时段和频带能量分布均能够清晰地显现。将同一频率成分的幅值沿着时间轴累计,得到边际谱(图 6)。为作对比,文中给出了信号的傅里叶变换谱(图 7)。显然,二者在整体趋势上是一致的,表明了本文方法的正确性。但细节上边际谱和傅里叶幅值谱具有明显区别:边际谱更为平滑,抑制

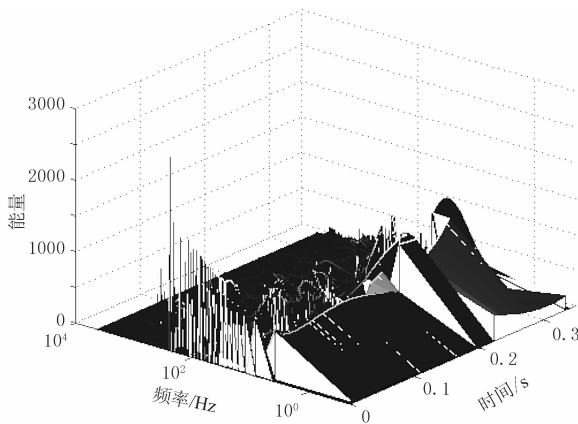


图 5  $H_y$  的三维 HHT 谱

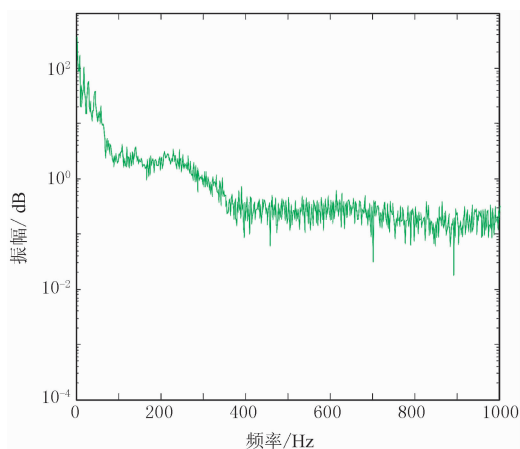


图 6  $H_y$  的边际谱

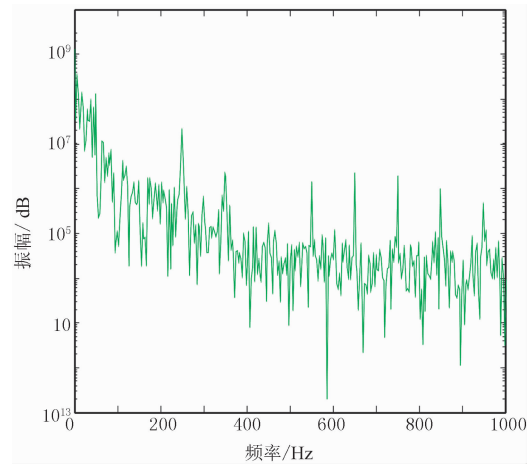


图 7  $H_y$  的傅里叶幅值谱

了个别频点突出的现象;傅里叶幅值谱表示  $H_y$  信号的能量分散在较宽的频率上,但由边际谱看(图 6), $H_y$  信号的能量主要集中在低频部分,因此边际谱更能反映信号频率分布的真实情况。可见,利用边际谱估算阻抗元素,可以减小 MT 非平稳性带来的估算偏差。

## 5 结束语

傅里叶变换是建立在稳态信号处理基础之上的,用此来估算非平稳 MT 信号的频谱,势必带来较大偏差。HHT 与传统谱分析方法相比,是对以傅里叶变换为基础的信号处理方法的一大突破。边际谱是由 Hilbert 谱沿时间轴积分得到,它代表了整个信号在时间跨度上的幅值累积效应。因此,用 HHT 方法估计大地电磁信号的频谱,更符合 MT 信号的实际情况,可最小化大地电磁信号非平稳性带来的估算偏差,同时也为进一步研究大地电磁资料和地质结构奠定了良好的基础。

### 参考文献

- [1] Chant I J and Hastie L M. The Wigner-Ville analysis of magnetotelluric signals. *Proceedings Geological SOC of Australia*, 1990, 25: 89~90
- [2] Chant I J and Hastie L M. Time-frequency analysis of magnetotelluric data. *Geophys J Int*, 1992, 111: 399~413
- [3] 王书明,王家映. 关于大地电磁信号非最小相位性的讨论. *地球物理学进展*, 2004, 19(2): 216~221
- [4] 王书明,王家映. 大地电磁信号统计特征分析. *地震学报*, 2004, 26(6): 669~674
- [5] 陈乐寿,白改先. 处理大地电磁资料的瞬时谱方法. 石

- 油地球物理勘探,1984,12(6):562~574
- [6] Huang N E, Shen Z, Long S R et al. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-station time series analysis. *Proc R Soc London*, 1998,45(4):903~995
- [7] Schlurmann T. Spectral analysis of non-linear water waves based on the Hilbert-Huang transformation. *Transaction of the ASME*, 2002,124(2):124~127
- [8] Bradley Matthew Battista, Camelia Knapp. Application of the empirical mode decomposition and Hilbert-Huang transform to reflection seismic data. *Geophysics*, 2007, 72(3):H29~H37
- [9] 李夕兵, 张义平, 左宇军等. 岩石爆破振动信号的 EMD 滤波与消噪. 中南大学学报(自然科学版), 2006, 37(1):150~154
- [10] 钟佑明, 秦树人, 汤宝平. 希尔伯特-黄变换中边际谱的研究. 系统工程与电子技术, 2004, 26(9):1323~1326
- [11] 盖强, 张海勇, 徐晓刚. Hilbert-Huang 变换的自适应频率多分辨分析研究. 电子学报, 2005, 33(3):563~566
- [12] Yue H Y, Guo H D. A SAR interferogram filter based on the empirical mode decomposition method. *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS 01*, 2001:206~2063
- [13] 徐义贤, 王家映. 基于连续小波变换的大地电磁信号谱估计方法. 地球物理学报, 2000, 43(5):677~683
- [14] Torrence C and Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Metero Soc*, 1998, 79(1):61~78
- [15] 丁宏, 戴逸松, 石要武. 采用小波变换对短数据信号的谱估计方法. 电子学报, 1997, 25(1):11~14
- [16] Dowine T R, Silverman B W. The discrete multiple wavelet transform and threshold methods. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 1998, 46(9):2558~2561
- [17] Daubechies I. The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Transactions on Information Theory*, 1990, 36(5):961~965
- [18] Donoho D L. De-noising by soft thresholding. *IEEE trans on information theory*, 1995, 41(3):613~627

(本文编辑:刘勇)

(上接第 747 页)

遇井的测井地球物理响应特征与试气结果, 优选火山岩气藏对应的测井敏感参数, 建立火山岩有效储层单井(测井)识别标准。在此基础上, 利用多种地震资料解释方法, 从火山岩目标识别入手, 在火山岩相带划分基础上, 对火山岩储层进行定性识别与描述; 同时, 开展叠前同时反演, 进行岩石物理建模, 得到纵横波阻抗、纵横波速度比、密度体等, 通过不同数据体之间的交会, 确定有效储层定量解释的阈值, 实现火山岩有效储层的定量评价。研究表明, 应用这套方法预测的有效储层厚度与钻井、测井解释成果比较吻合, 可为徐深 9 井区火山岩气藏开发方案的建立与开发井位的部署提供依据。

## 参 考 文 献

- [1] 邹才能, 赵文智, 贾承造等. 中国沉积盆地火山岩油气藏形成与分布. 石油勘探与开发, 2008, 35(3):257~272
- [2] 赵文智, 邹才能, 冯志强等. 松辽盆地深层火山岩气藏地质特征及评价技术. 石油勘探与开发, 2008, 16(2):126~135
- [3] 王玲, 张研, 杨辉, 戴晓峰等. 松辽盆地徐家围子断陷火山岩勘探面临的问题及对策. 刘光鼎院士 80 华诞论文集. 北京: 海澱出版社, 2008, 12
- [4] 刘万洙, 王璞珺, 门广田. 松辽盆地北部深层火山岩储层特征. 石油与天然气地质, 2003, 3(1):28~32
- [5] 王玲, 靳久强, 张研. 松辽盆地徐家围子断陷营城组一段、三段火山岩喷发期次划分及意义. 中国石油勘探, 2009, 14(1):17~26
- [6] 王玲, 孙夕平, 张研. 松辽盆地深层断裂体系对火山岩成因和火山岩相带的控制. 天然气地球科学, 2007, 18(3):389~393
- [7] 王璞君, 迟元林, 刘万洙等. 松辽盆地火山岩相: 类型、特征和储层意义. 吉林大学学报(地球科学版), 2003, 33(4):449~456
- [8] 宋维海, 王璞珺, 蒙启安等. 松辽盆地中生代火山岩油气藏特征. 石油与天然气地质, 2003, 24(1):12~17
- [9] 陈建文, 魏斌, 李长山等. 火山岩岩性的测井识别. 地学前缘, 2000, 7(4):458
- [10] 罗静兰, 邵红梅, 张成立. 火山岩油气藏研究方法与勘探技术综述. 石油学报, 2003, 24(1):31~39.
- [11] 王拥军, 周雪峰, 吴海忠等. 火山岩岩性识别新技术. 断块油气田, 2006, 13(3):86~88
- [12] 周波, 李舟波, 潘保芝等. 火山岩岩性识别方法研究. 吉林大学学报(地球科学版), 2005, 35(3):394~397
- [13] 王玲, 张研, 杨辉等. 火山岩天然气藏评价技术应用现状与发展趋势. 石油地球物理勘探, 2008, 43(5):540~548
- [14] 杨辉, 张研, 邹才能等. 松辽盆地深层火山岩天然气勘探方向. 石油勘探与开发, 2006, 33(3):274~281
- [15] 李明, 邹才能, 刘晓. 松辽盆地北部深层火山岩气藏识别与预测技术. 石油地球物理勘探, 2005, 40(6):663~669

(本文编辑:张亚中)