

· 综述 ·

地震子波提取方法综述

杨培杰* 印兴辉

(中国石油大学(华东)地球资源与信息学院)

杨培杰,印兴辉. 地震子波提取方法综述. 石油地球物理勘探, 2008, 43(1): 123~128

摘要 地震子波提取方法总体上可分为确定性子波提取方法、统计性子波提取方法两大类。确定性子波提取方法不需要对反射系数序列的分布作任何假设,能得到较为准确的子波,但很容易受各种测井误差的影响,尤其是声波测井资料不准而引起的速度误差会导致子波振幅畸变和相位谱扭曲;统计性子波提取不需要测井信息,也可以得到子波的估计,但需要对地震资料和地下反射系数序列的分布进行某种假设,得到子波精度与假设条件的满足程度有关。文中对确定性子波提取方法和统计性子波提取方法进行了详尽的评述,并认为可将通信工程中的子空间分解法的思想用于混合相位子波提取。子空间法混合相位子波提取基于信号和噪声子空间正交的原理,建立二次型的目标函数,不需要对地层反射系数做任何假设,因此子波提取准确度高且稳定性好。

关键词 确定性子波提取 统计性子波的提取 混合相位子波 高阶统计量 子空间法

1 引言

地震子波提取是地震勘探中一个非常关键的问题^[1]。在正演问题中,需要通过波动方程或褶积模型结合地震子波来形成正演模拟地震数据。在反演和反褶积问题中,也需要通过地震道提取一个子波,不同的子波往往对反演结果会有不同的影响。地震子波为具有确定的起始时间、能量有限且具有一定延续长度的信号,它是地震记录中的基本单元。一个地震子波一般具有2~3个相位的延续长度(约为90ms)。一般认为,地震炸药震源激发时所产生的地震波仅是一个延续时间极短的尖脉冲,随着尖脉冲在黏弹性介质中传播,尖脉冲的高频成分很快衰减,波形随之加宽,便形成了地震子波。

地震子波提取的基本框架是褶积模型,它包括子波、反射系数序列、含有噪声的地震道。地震子波提取方法主要分为确定性子波提取方法、统计性子波提取方法两大类。确定性子波提取方法首先利用测井资料计算出反射系数序列,然后结合井旁地震道由褶积模型求出地震子波。统计性子波提取方法通过地震道自身来估计子波,又可分为基于二阶统

计量和基于高阶统计量两种方法。基于二阶统计量方法首先由Robinson(1975)提出,该法基于这样的假设:地震子波是时不变的且是单一相位的(零相位、最小相位或最大相位),地下反射系数是具有白噪声的随机序列。因此在上述假设下观测到的地震道的自相关就给出了地震子波自相关的一个估计(即已知地震子波的振幅谱)。实际上地震子波是一种混合相位的,因此基于二阶统计量的自相关统计方法提取的地震子波也是不准确的。自20世纪80年代后期,许多学者开始使用高阶统计方法解决地震子波估计问题,这些方法大多源于20世纪60年代发展起来的累积量和多谱理论^[2],Matsuoka等人(1984)最早将它们用于混合相位地震子波的估计^[3]。高阶统计量地震子波提取的新思想是由Lazear(1993)和Velis等人(1996)提出的^[4,5],他们将非高斯信号处理中的四阶累积量用于子波的估计,为解决混合相位子波估计问题提供了一条全新的思路。

2 确定性地震子波提取

确定性子波提取方法^[6~8]是利用声波测井和密

* 山东省东营市中国石油大学地球资源与信息学院,257061

本文于2007年4月3日收到。

度测井资料,首先计算出反射系数序列,然后结合井旁地震道由褶积模型求出地震子波。其代表算法有以下几种。

2.1 维纳滤波法

它是在时间域内通过解线性方程组来估计子波,实际计算过程中只能截取一段地震记录来估计子波,这就会产生截断误差。

2.2 谱除法

这种方法遇到的一个问题是可能被零除,因为反射系数谱中有零值或接近于零的值。习惯上是将反射系数序列谱白噪声化,以避免这种现象的发生。

2.3 线性反演方法

通过正演模型计算出合成地震记录,然后与实际地震记录比较,逐步修正子波,直到合成记录与实际观测记录完全匹配为止。该法使用如下最小化目标函数

$$\min f(w) = (r * w - d)(r * w - d) + Q(w) \quad (1)$$

其中: w 为待求的地震子波; r 为地层反射系数序列; d 为地震数据; $Q(w)$ 为对子波的先验约束。

2.4 贝叶斯法^[9]

该方法应用贝叶斯公式将地震子波、反射系数、地震道噪声的先验信息与似然函数相结合,从而得到各个参数的后验概率密度。

假定要估计的地震子波为 θ ,为了进行贝叶斯推断,首先要来设定 θ 的先验分布 $p(\theta)$,然后将得到的观测信息融入先验信息来改进先验分布。假定地震数据为 x (与 θ 有关),用 $p(x|\theta)$ 表示其条件密度函数。有了先验分布和条件分布,就可以通过贝叶斯公式得到参数 θ 的后验分布,即

$$p(\theta | x) = \frac{h(x, \theta)}{p(x)} \propto p(\theta) p(x | \theta) \quad (2)$$

通过最大后验估计或马尔可夫链—蒙特卡罗模拟方法得到地震子波。

2.5 循环迭代法^[10]

该方法考虑到地震子波在空间变化的特点,首先由多道相关法提取初始地震子波的振幅谱,然后结合测井资料确定初始地震子波的相位谱,最后根据离散反演理论迭代求取精细的井旁地震子波。

除上述五种确定性子波提取方法之外,还有很多其他的确定性地震子波提取方法,这里就不再赘述。

3 统计性地震子波提取

从盲信号处理的角度出发,统计性子波提取应属于盲系统辨识的范畴^[11,12](图1)。盲系统辨识是指在输入信号 R 和系统函数 W 都未知的情况下,仅仅根据系统的输出 D 来辨识系统函数 W 。

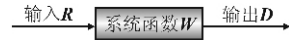


图1 输入和系统响应未知的盲系统辨识示意图

统计性地震子波提取与盲系统辨识问题类似,如果将地层反射系数看作输入 R ,将系统地震子波看作是系统函数 W ,统计性地震子波提取就是在地层反射系数和地震子波都未知的情况下,仅仅根据观测到的地震记录 D 来估计地震子波。有关统计性地震子波主要提取方法分述如下。

3.1 最小相位子波提取^[6,7]

3.1.1 自相关法

在反射系数为白噪声的假设条件下,地震记录的自相关等于子波自相关,通过地震记录的自相关得到子波的振幅谱。当子波是零相位时,可以直接由地震记录的振幅谱得到子波的频谱,再由傅里叶反变换得到子波的时间域形式。当子波为最小相位时,可以由希尔伯特变换法得到相位谱,记子波的振幅谱为 $A(\omega)$,待求的相位谱为 $\varphi(\omega)$,则

$$\varphi(\omega) = -\text{HT}[A(\omega)] = -\ln A(\omega) * \frac{1}{\pi\omega} \quad (3)$$

最小相位谱也可以用Wold-Kolmogorov公式得到,然后与子波振幅谱组合再通过傅里叶反变换得到最小相位子波。

3.1.2 Z变换法

在反射系数为白噪声的假设条件下,有

$$r_{bb}(\tau) = r_{xx}(\tau) \quad (4)$$

其中: $r_{bb}(\tau)$ 为子波的自相关; $r_{xx}(\tau)$ 为地震道的自相关。对式(4)两边同时做Z变换

$$R_{bb}(z) = B(z)B(z^{-1}) = R_{xx}(z) = \sum_{\tau=-M}^M r_{xx}(\tau) z^{-\tau} \quad (5)$$

对上式进行因式分解,一般可以得到 $2M$ 个互为倒数的零点,设单位圆内的零点为 z_m ($m=1, \dots, k$),

$\frac{1}{z_m}$ ($m=k+1, \dots, M$),则

$$B(Z) = \frac{M \prod_{m=1}^k (z - z_m) \prod_{m=k+1}^M \left(z - \frac{1}{z_m} \right)}{z^M} \\ = b_0 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2} + \cdots + b_M z^{-M} \quad (6)$$

由此可以得到最小相位地震子波

$$\mathbf{b}(t) = (b_0, b_1, \dots, b_M)$$

3.1.3 四阶矩法

通过地震道的四阶矩,应用脉冲反褶积方法求得一个反子波,然后由反子波得到最小相位子波的振幅谱和相位谱,最终得到最小相位子波。该方法可以有效抑制地震道中的高斯白噪声和高斯有色噪声。

3.1.4 分形地震子波提取^[13,14]

在假设地震记录所反映的波阻抗函数具有分形特性的条件下,反射系数的功率谱与频率的关系为

$$P_r(f) = cf^{-\beta}$$

经过整理,可以得到

$$P_w(f) = bP_x(f)f^\beta \quad (7)$$

对上式两边开方并取绝对值得

$$|W(f)| = |\sqrt{bP_x(f)}f^{\beta/2}|$$

然后应用同态滤波的方法结合希尔伯特变换得到相位谱,进而求取地震子波。

3.1.5 ARMA 最小相位系统辨识^[2]

如果将地震数据表示为 ARMA 过程,即

$$x(n) + \sum_{i=1}^p a_i x(n-i) = e(n) + \sum_{j=1}^q b_j e(n-j) \quad (8)$$

其中: $x(n)$ 为地震数据; $e(n)$ 为地层反射系数; a_i 、 b_j 为系统参数。可以得到

$$R_x(\tau) = \sigma_e^2 \sum_{i=0}^{\infty} h(i)h(i+\tau) \quad (9)$$

线性系统的冲击响应就是冲击信号激励该系统时的输出响应,故 ARMA 过程的定义式为

$$\sum_{i=0}^p a_i h(n-i) = \sum_{k=0}^q b_k \delta(n-k) = b_n \quad (10)$$

综合式(9)、式(10)得到下面的方程

$$R_x(l) + \sum_{i=1}^p a_i R_x(l-i) = 0 \quad \forall l > q \quad (11)$$

式(11)就是著名的修正 Yule-Walker 方程,特别地,对于严格 AR(p)过程,上式简化为

$$R_x(l) + \sum_{i=1}^p a_i R_x(l-i) = 0 \quad \forall l > 0 \quad (12)$$

通过求解以上方程组,就可以确定 AR 参数 a_1, \dots, a_p , 即

$$\begin{cases} \sigma^2(b_0^2 + b_1^2 + \cdots + b_q^2) = c_0 \\ \sigma^2(b_0 b_1 + \cdots + b_{q-1} b_q) = c_0 \\ \vdots \\ \sigma^2(b_0 b_q) = c_0 \end{cases} \quad (13)$$

式(13)中共有 $q+2$ 个未知参数,为了保证解的惟一性,通常在 $q+1$ 个方程组中约定 $b_0 = 1$,再通过 Newton-Raphson 算法求解上述方程组,就可以确定 MA 参数 b_1, \dots, b_q ,与 AR 参数相结合,从而最终确定 ARMA 最小相位系统。

3.2 混合相位子波提取

3.2.1 基于高阶统计量的方法

高阶统计量通常包括高阶累积量、高阶矩以及高阶累积量谱和高阶矩谱,此外还包括倒高阶累积量谱(即倒多谱)。相对于二阶统计量及其功率谱而言,高阶统计量除了包含完整的相位信息外,还具有任意高斯统计的优良特性,给我们提供了十分丰富的信息,可以辨识非因果、非最小相位、非线性系统,可以抑制高斯或非高斯的有色噪声,可以抽取不同于高斯信号的多种信号特征等,从而给地震信号处理领域开辟了一个崭新而广阔的前景。

3.2.1.1 高阶统计量 FIR 系统辨识^[2,11]

(1) GM 算法

三阶累积量 FIR 系统的 GM 方程为

$$\sum_{i=0}^q b^2(i) R_x(m-i) = \epsilon_3 \sum_{i=0}^q b(i) c_{3x}(m-i, m-i) \\ - q \leq m \leq 2q \quad (14)$$

其中 $\epsilon_3 = \sigma_e^2 / \gamma_{3e}$ 。四阶累积量 FIR 系统的 GM 方程表示为

$$\sum_{i=0}^q b^3(i) R_x(m-i) = \epsilon_4 \sum_{i=0}^q b(i) c_{4x}(m-i, m-i) \\ - q \leq m \leq 2q \quad (15)$$

其中 $\epsilon_4 = \sigma_e^2 / \gamma_{4e}$ 。GM 算法是一种同时使用相关函数和高阶累积量的方法,因此该方法只适用于无加性噪声的特殊情况。

(2) Tugnait 算法

为了使 GM 算法适用于加性白噪声的情况,需要增加新的方程

$$\left\{ \begin{aligned} & \sum_{i=1}^q b^2(i) c_{3y}(m-i, m-i) - \\ & - \sum_{i=0}^q [\in b^2(i)] R_y(m, i) = -c_{3y}(m, m) \\ & \quad -q \leq m \leq 1 \quad q+1 \leq m \leq 2q \\ & \sum_{i=1}^q c_{3y}(i-m, q) - [\in b(q)] R_y(m) = -c_{3y}(-m, q) \\ & \quad q+1 \leq m \leq 2q \end{aligned} \right. \quad (16)$$

求解上述方程组,可以得到问题的解。

(3) 累积量矩阵方程法^[15]

上述算法的主要缺点是只能适用于加性白噪声(高斯或非高斯),为了在理论上完全抑制高斯有色噪声,就必需避免自相关函数的使用,而只使用高阶累积量。考虑下面的方程

$$\sum_{i=0}^q \omega(i) c_{kd}^{k-1}(q, i-\tau) = c_{kd}(\tau, 0) c_{kd}^{k-3}(q, 0) c_{kd}(q, q) \quad \tau = -q, \dots, 0, \dots, q \quad (17)$$

其中 $\omega(i)$ 为待估计的子波。上式可以写成矩阵的形式

$$\begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \end{bmatrix} \mathbf{w} = \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \end{bmatrix} \quad (18)$$

通过最小二乘法可以求得地震子波 $\omega(t)$ 。

(4) MA 阶数的确定

考虑扩展阶的累积量矩阵

$$\mathbf{C}_{MA,e} = \begin{bmatrix} c_{kd}(0,0) & c_{kd}(1,0) & & c_{kd}(q,0) \\ c_{kd}(1,0) & & & \\ \vdots & \vdots & \ddots & \\ c_{kd}(q_e,0) & & \dots & 0 \end{bmatrix} \quad (19)$$

式中 $q_e > q$, c_{kd} 是地震数据的高阶量,使用奇异值分解确定 $\mathbf{C}_{MA,e}$ 的有效秩(等于 $q+1$),即可获得 MA 阶数 q 的估计。

3.2.1.2 同态法^[15~19]

同态法子波估计时从复赛谱域分离子波,假设前提是子波比较光滑,而反射系数却很不光滑,从而在复赛谱上可以将两者分开。高阶复赛谱法非最小相位子波估计主要采用倒双谱和倒三谱。考虑下面的公式

$$B_{kd}(z_1, z_2) = \gamma_{br} H(z_1) H(z_2) H(z_1^{-1} z_2^{-1}) \quad (20)$$

其中: $B_{kd}(z_1, z_2)$ 为地震数据的双谱; $H(z)$ 为待求子波的 Z 变换。由于子波是非最小相位,传递函数

可以写为

$$H(z) = A z^l H^{\min}(z) H^{\max}(z^{-1}) \quad (21)$$

其中: A 为常数; l 表示线性相移; $H^{\min}(z)$ 、 $H^{\max}(z^{-1})$ 分别为子波的最小相位部分和最大相位部分。将式(21)代入式(20),则双谱变为

$$\begin{aligned} B_{kd}(z_1, z_2) &= \beta H^{\min}(z_1) H^{\min}(z_2) \cdot \\ &\cdot H^{\max}(z_1^{-1}) H^{\max}(z_2^{-1}) \cdot \\ &\cdot H^{\min}(z_1^{-1} z_2^{-1}) H^{\max}(z_1 z_2) \end{aligned} \quad (22)$$

其复赛谱为

$$\hat{b}(m, n) = Z^{-1} [\ln B_{kd}(z_1, z_2)] \quad (23)$$

最终可以得到下式

$$\begin{cases} \hat{b}(m, 0) = \hat{\omega}^{\min}(m) & m > 0 \\ \hat{b}(m, 0) = \hat{\omega}^{\max}(m) & m < 0 \end{cases} \quad (24)$$

式中 $\hat{\omega}(n)$ 是子波的复赛谱。由式(24)可以看出,通过两个半轴就可以定义子波的复赛谱。

3.2.1.3 相位估计法^[20~24]

相位估计法是通过双谱或三谱估计子波的相位谱,然后与子波的振幅谱相结合,通过傅里叶反变换得到地震子波。下面考虑双谱的情况。设地震记录和反射系数的双谱分别为 $B_d(\omega_1, \omega_2)$ 和 $B_r(\omega_1, \omega_2)$, 系统的频率响应记为 $H(\omega) = |H(\omega)| e^{-j\varphi(\omega)}$, 则可以得到下面的方程

$$\begin{cases} |B_d(\omega_1, \omega_2)| = \gamma_{3r} |H(\omega_1)| \cdot \\ \cdot |H(\omega_2)| \cdot |H^*(\omega_1 + \omega_2)| \\ \psi_d(\omega_1, \omega_2) = \varphi(\omega_1) + \varphi(\omega_2) - \varphi(\omega_1 + \omega_2) \end{cases} \quad (25)$$

式中 $\psi_d(\omega_1, \omega_2)$ 是地震记录的双谱相位。根据观测数据可以估计 $B_d(\omega_1, \omega_2)$, 即

$$\begin{cases} |B_d(\omega_1, 0)| = \gamma_{3r} |H(\omega_1)| \cdot |H(0)| \cdot |H^*(\omega_1)| \\ = \gamma_{3r} \cdot |H(0)| \cdot |H(\omega_1)|^2 \\ |H(\omega_1)| = c \sqrt{|B_d(\omega_1, 0)|} \end{cases} \quad (26)$$

考虑相位公式的离散形式

$$\psi_d(i, j) = \varphi(i) + \varphi(j) - \varphi(i+j) \quad (27)$$

式(27)可以写成矩阵的形式

$$\mathbf{A}\boldsymbol{\phi} = \boldsymbol{\psi} \quad (28)$$

最终相位谱的解可表示为

$$\boldsymbol{\phi} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \boldsymbol{\psi} \quad (29)$$

实际计算表明, \mathbf{A} 的条件数比较低,因为这个方法在加性噪声的干扰下相当稳健,该方法可以推广到三谱,只是涉及的矩阵运算量要比双谱大得多。

3.2.1.4 累积量匹配法^[3~5, 25]

混合相位子波提取基于地震道高阶累积量与子

波高阶矩匹配的思想,需建立如下的目标函数

$$\min \phi = \sum_{\tau_1, \tau_2, \tau_3} [\alpha(\tau_1, \tau_2, \tau_3) c_{4d}(\tau_1, \tau_2, \tau_3) - \gamma_{4r} m_{4w}(\tau_1, \tau_2, \tau_3)]^2 \quad (30)$$

使得

$$v_{\text{down}} \leq \mathbf{w} \leq v_{\text{up}} \\ \sum \mathbf{w} = 0$$

其中: $c_{4d}(\tau_1, \tau_2, \tau_3)$ 为地震记录的四阶累计量; $m_{4w}(\tau_1, \tau_2, \tau_3)$ 为待求子波的四阶矩; γ_{4r} 为反射系数的峰态; \mathbf{w} 为子波向量; v_{down} 和 v_{up} 为子波的取值范围,并满足子波的和为零; $\alpha(\tau_1, \tau_2, \tau_3)$ 为三维窗函数。由式(30)可以看出,目标函数 ϕ 为地震子波的函数,该目标函数具有很强的非线性,对其求解是一个非线性多参数多极值的优化问题。Lazear^[4]曾经使用了基于梯度下降的线性优化技术求解目标函数;Velis^[5]对地震记录的四阶累计量加了一个窗函数,并采用模拟退火算法优化该目标函数,取得了一定的效果。

3.2.1.5 全通子波匹配法^[26]

该方法与累积量匹配法类似,将待求的混合相位子波分解为最小相位与一个全通子波的褶积,首先求出最小相位子波,然后用累积量匹配法求出全通子波,最后将最小相位子波与全通子波褶积就得到了混合相位的子波。

3.2.2 基于二阶统计量的方法

(1)EYW 方程法^[27,28]

Porsani 等人(1998)提出了一种混合子波估计的方法,利用离散时间信号的 Z 变换,并假设混合相位子波有 α 个零点在单位圆内,可以通过求解扩展的 Yule-Walker (EYW) 方程来求其反子波, EYW 方程系数矩阵的对角线上是自相关函数的 α 延迟。

(2)子空间法^[29,30]

文献[30]指出,对于如图 2 所示的单输入多输出系统,仅仅使用二阶统计量就可以辨别系统函数。笔者认为可将通信工程中的子空间分解法的思想用于混合相位子波提取。

子空间法混合相位子波提取基于信号和噪声子空间正交的原理,建立二次型的目标函数。考察如下地震模型

$$x(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} d_m h(t - mT) + b(t) \quad (31)$$

其中: T 为采样时间; $x(t)$ 为地震道; $h(t)$ 为系统函数(即地震子波); $b(t)$ 为观测噪声。假设:① $h(t)$ 只在有限的时间内有值;② 系统应该是单输入多输出系统。它不需要对地层反射系数做任何假设,因此子波提取准确度高且稳定性好。

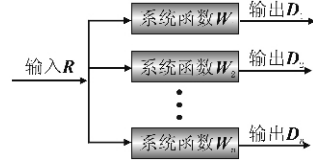


图 2 单输入多输出系统示意图

4 结束语

地震子波提取方法纷繁多样,涉及信号处理方法、最优化方法以及盲信号处理方法等。地震子波提取方法总体上可分为确定性子波提取方法、统计性子波提取方法两大类,这两类方法各有优缺点。确定性子波提取方法的优点是不需要对反射系数序列的分布作任何假设,能得到较为准确的子波;该法的不足之处是很容易受各种测井误差的影响,尤其是声波测井资料不准而引起的速度误差会导致子波振幅畸变和相位谱扭曲。统计性子波提取方法的优点是不需要测井信息,也可以得到子波的估计;统计性子波提取方法的缺点是需要对地震资料和地下反射系数序列的分布进行某种假设,所得到子波精度与假设条件的满足程度有关。文中对上述两种方法的优点与不足进行了全面的剖析,并认为可将通信工程中的子空间分解法的思想用于混合相位子波提取,子空间法混合相位子波提取基于信号和噪声子空间正交的原理,建立二次型的目标函数。它不需要对地层反射系数做任何假设,因此子波提取准确度高且稳定性好。

参 考 文 献

- [1] 李庆忠. 走向精确勘探的道路. 北京:石油工业出版社,1994
- [2] 张贤达. 现代信号处理(第二版). 北京:清华大学出版社,2002
- [3] Matsuoka T et al. Phase estimation using the bispectrum. *Proceedings of IEEE*, 1984, 72(10): 1403~1411
- [4] Lazear G D. Mixed phase wavelet estimation using fourth order cumulants. *Geophysics*, 1993, 58(7): 1042~1051

- [5] Velis D R et al. Simulated annealing wavelet estimation via fourth order cumulant matching. *Geophysics*, 1996, 61(6): 1939~1948
- [6] 李振春等. 地震数据处理方法. 山东东营: 石油大学出版社, 2004
- [7] Leinbach J. Wiener spiking de-convolution and minimum-phase wavelets, A tutorial. *The Leading Edge*, 1995, 14: 189~192
- [8] Cooke D A et al. Generalized linear inversion. *Geophysics*, 1983, 48(6): 665~676
- [9] Arild B et al. Bayesian wavelet estimation from seismic and well data. *Geophysics*, 2003, 68(6): 2000~2009
- [10] 张广智等. 井旁道地震子波精细提取方法. 石油地球物理勘探, 2005, 40(2): 158~162
- [11] 马建仓等. 盲信号处理. 北京: 国防工业出版社, 2006
- [12] Karim A M et al. Blind System Identification. *Proceedings of IEEE*, 1997, 85(8): 1310~1322
- [13] 乐友喜等. 任意相位子波的分形反褶积方法. 石油地球物理勘探, 1996, 31(6): 826~834
- [14] 赵秋亮等. 基于分形方法的地震子波提取及应用. 石油物探, 2005, 44(1): 7~11
- [15] Zhang X D et al. FIR system identification using high order cumulants alone. *IEEE Trans on SP*, 1994, 42(10): 2854~2858
- [16] 梁光河. 地震子波提取方法研究. 石油物探, 1998, 37(1): 31~39
- [17] Sacchi M D. Statistical and transform methods for seismic signal processing. Available at <http://cmgw.phys.ualberta.ca/~sacchi/saig>
- [18] Ulrych T J et al. Wavelet estimation revisited. *The Leading Edge*, 1995, 14: 1139~1143
- [19] 李国发等. 复数谱域提取混合相位子波的方法. 天然气工业, 2005, 25(1): 85~87
- [20] Petropulu A P et al. Phase reconstruction from bispectrum slices. *IEEE Trans on SP*, 1998, 46(2): 527~530
- [21] 邹谋炎. 反卷积和信号复原. 北京: 国防工业出版社, 2001
- [22] 谢桂生等. 双谱地震子波估计. 西南石油学院学报, 2000, 22(3): 25~28
- [23] 李大卫等. 高阶谱混合方法地震子波估计及处理. 地球物理学进展, 2005, 20(1): 29~33
- [24] Pan R L et al. Phase reconstruction in the trispectrum domain. *IEEE Trans on Acoustics, Speech, and SP*, 1987, 36(6): 895~897
- [25] Hargreaves N D. Wavelet estimation via fourth order cumulant. *Expanded Abstracts of 64th SEG Mtg*, 1994, 1588~1590
- [26] Somanath M. Wavelet estimation by non-linear optimization of all-pass operators. *CSPG-CSEG-CWLS Convention*, 2006
- [27] Ursin B et al. Estimation of an optimal mixed-phase inverse filter. *Geophysical Prospecting*, 2000, 48: 663~676
- [28] Porsani M J et al. Mixed-phase deconvolution. *Geophysics*, 1998, 63(2): 637~647
- [29] Moulines E et al. Subspace methods for the blind identification of multichannel FIR filters. *IEEE Trans on SP*, 1995, 43(2): 516~525
- [30] Tong L et al. A new approach to blind identification and equalization of multipath channels. *Proceeding of the 25th Asilomar Conference*, 1991: 856~860

(本文编辑: 刘勇)

(上接第 118 页)

初步探索。尤其是本文没有涉及已广泛用于实际资料处理的阻抗张量阻抗分解技术, 故上述认识也仅是讨论性质的, 其正确性或适用性还需要进一步验证。

参 考 文 献

- [1] 陈乐寿, 王光镔编著. 大地电磁测深法. 北京: 地震出版社, 1990
- [2] 汤吉, 王继军, 陈小斌等. 阿尔山火山区地壳上地幔电性结构初探. 地球物理学报, 2005, 48(1): 196~202
- [3] 陈小斌, 赵国泽, 马霄. 大地电磁三维模型的一维、二维反演近似问题研究. 工程地球物理学报, 2006, 3(1): 9~15
- [4] Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J Geophys*, 1988, 62, 119~127
- [5] Bahr K. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys Earth Planet Inter*, 1991, 66: 24~38
- [6] Groom R W, Baily R C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. *J geophys Res*, 1989, 94: 1913~1925
- [7] Groom R W, Baily K. Corrections for near surface effects: Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor and scaling corrections for regional resistivities; a tutorial. *Surv Geophys*, 1992, 13: 341~379
- [8] Chave A D, Smith J T. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *J geophys Res*, 1994, 99: 4669~4682
- [9] Caldwell T G, Bibby H M, Brown C. The magnetotelluric phase tensor. *Geophys J Int*, 2004, 158: 457~469
- [10] 陈小斌, 赵国泽, 詹艳等. 磁倾子矢量的图示分析及其应用研究. 地学前缘, 2004, 11(4): 626~636
- [11] 陈小斌, 张翔, 胡文宝. 有限元直接迭代算法在 MT 二维正演计算中的应用. 石油地球物理勘探, 2000, 35(4): 487~496

(本文编辑: 冯杏芝)