

# 地震资料处理中小波函数的选取研究\*

高静怀<sup>1)</sup> 汪文秉<sup>1)</sup> 朱光明<sup>2)</sup> 彭玉华<sup>3)</sup> 王玉贵<sup>2)</sup>

1) 西安交通大学电子与信息工程学院, 西安 710049

2) 西安地质学院信息工程系, 西安 710054

3) 山东工业大学电子工程系, 济南 250014

## 摘 要

本文给出了常见地震子波的一个模拟公式, 可以很好地模拟零相位及混合相位子波, 在一定意义上也可以近似模拟最大相位及最小相位子波。模拟出的子波加上适当的修正项后满足允许条件, 可用作小波函数。与 Morlet 小波类似, 在实际应用中这些修正项在一定条件下可以略去, 文中对 Morlet 小波作了改造, 使其能更好地适应于地震资料处理。研究了反射波能量及噪声等干扰波在时间-尺度域的分布特征与所选基本小波的关系。提出用地震子波(或与地震子波相近的函数)作为基本小波, 对地震资料进行去噪及分频解释的方法。最后用实例证明方法的有效性。

**关键词** 小波变换, 小波函数, 地震资料处理。

## 1 引 言

小波变换的理论及应用是近年来十分活跃的研究领域<sup>[1-3]</sup>, 小波变换的理论还在不断发展, 应用领域不断扩大。它已在信号处理、图像处理、数据压缩、数值计算等领域得到了广泛应用, 取得了比较好的效果。小波变换的基本思想来源于地震信号处理, 它在地震资料采集、处理及解释诸环节均有很好的应用前景<sup>[2,4,7]</sup>, 已被用于地震资料处理的诸多方面<sup>[10-15]</sup>。

小波变换可分为连续小波变换、二进小波变换及离散小波变换三大类。连续小波变换有很多好的性能, 非常适合于对信号作分析<sup>[5]</sup>。在连续小波变换中, 仅要求小波函数满足允许条件即可, 这为我们处理实际问题时选择小波函数提供了很大自由度。

连续小波变换中常用的小波函数有: Morlet, Paul 和 Marr 小波<sup>[5]</sup>等, 根据要从信号中提取的信息不同, 应恰当地选择或构造小波函数。Grossmann 等<sup>[2]</sup>详细地研究了用高斯函数及其导数构造连续小波函数的方法, 对其优点进行了分析, 给出了大量例子。本文试图对地震资料处理中小波函数的选取问题作初步探索。

\* 国家自然科学基金资助的课题。

本文 1995 年 4 月 19 日收到, 同年 8 月 14 日收到修改稿。

## 2 地震子波模拟

常见的几种地震子波有<sup>[6]</sup>: 零相位、混合相位、最小相位及最大相位子波。这些地震子波可用如下公式模拟(或近似模拟):

$$g(t) = \cos mt e^{-\frac{1}{2}f(t)\tau^2}, \quad (1)$$

式中  $f(t)$  是一函数, 根据所模拟的子波不同,  $f(t)$  应选择不同的函数。  $m$  为角频率。

### 2.1 模拟零相位子波

取  $f(t) = c$ , (1) 式变为

$$g(t) = \cos mt e^{-\frac{1}{2}(ct)^2}, \quad (2)$$

现在讨论 (2) 式中常数  $c$  的确定方法。零相位子波是余弦函数被高斯函数调制的结果。对于给定的地震子波, 可以通过给定包络中余弦函数的振动周期数  $2\tau$  来确定 (2) 式中的常数  $c$ 。

在 (2) 式中, 以  $t = 0$  为时间起点,  $\cos mt$  的周期为  $T = \frac{2\pi}{m}$ , 用  $\tau T$  表示  $t$ , 有

$$t = \tau T = \frac{2\pi\tau}{m}, \quad (3)$$

$$|g(t)| = |\cos mte^{-\frac{1}{2}(ct)^2}| \leq e^{-\frac{1}{2}(ct)^2}, \quad (4)$$

$$\text{设} \quad |g(t)| \leq e^{-\sigma^2} \quad (\sigma \text{ 为实数}) \quad (5)$$

时可忽略, 令  $t = t_\sigma$  时有  $\frac{1}{2}(ct_\sigma)^2 = \sigma^2$ , 即

$$c = \sqrt{2}\sigma/t_\sigma, \quad (6)$$

记这时包络中余弦函数的振动周期数为  $2\tau_\sigma$ , 由 (3) 和 (6) 式不难得到

$$c = \sqrt{2}\sigma m/(2\pi\tau_\sigma), \quad (7)$$

为了书写方便, 略去  $\tau_\sigma$  的下角标  $\sigma$ , 且把零相位子波记为  $g_\tau(t)$ 。把 (7) 式代入 (2) 式中得

$$g_\tau(t) = \cos mt e^{-\frac{1}{2}(\frac{\sqrt{2}\sigma m}{2\pi\tau}t)^2}, \quad (8)$$

图 1a 是  $\tau = 3$ ,  $m = 100$  时得到的零相位子波。

### 2.2 模拟混合相位子波

在 (1) 式中取

$$f(t) = \begin{cases} c_1, & t < 0 \\ c_2, & t \geq 0 \end{cases} \quad (9)$$

把 (9) 式代入 (1) 式得

$$g(t) = \begin{cases} \cos mte^{-\frac{1}{2}(c_1t)^2}, & t < 0 \\ \cos mte^{-\frac{1}{2}(c_2t)^2}, & t \geq 0 \end{cases} \quad (10)$$

式中  $c_1$  及  $c_2$  的确定方法同 (2) 式。易得到

$$c_1 = \sqrt{2}\sigma m/(2\pi\tau_1), \quad (11)$$

$$c_2 = \sqrt{2}\sigma m/(2\pi\tau_2), \quad (12)$$

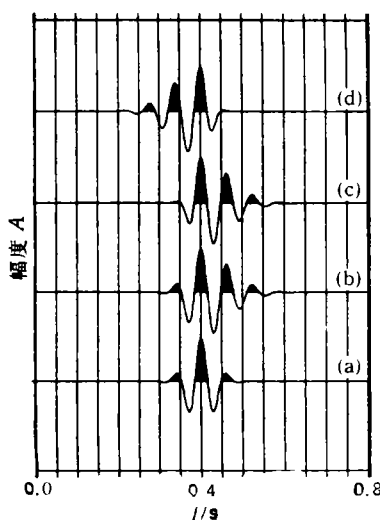


图 1 模拟的几种常见地震子波  
(a) 零相位子波; (b) 混合相位子波; (c) 近似最小相位子波; (d) 近似最大相位子波

这里  $\sigma$  由(5)式定义。把(11)和(12)式代入(10)式可得

$$g(t) = \begin{cases} \cos mte^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\sqrt{2}\sigma m}{2\pi\tau_1}t\right)^2}, & t < 0 \\ \cos mte^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\sqrt{2}\sigma m}{2\pi\tau_2}t\right)^2}, & t \geq 0 \end{cases} \quad (13)$$

$\tau_1, \tau_2$  取不同值,可以得到不同的混合相位子波。为了表示这种对应关系,记  $\tau = (\tau_1, \tau_2)$ , (13)式简记成  $g_\tau(t)$ 。图 1b 是  $\tau = (3, 6), m = 100$  时得到的混合相位子波。(13)式中  $\tau_1 = \tau_2$  时即可得到零相位子波。

### 2.3 最小相位及最大相位子波模拟

严格的最小相位及最大相位子波不能由(1)式模拟,但可以近似模拟。当  $\tau_1$  较小而  $\tau_2$  较大时,  $g_\tau(t)$  能量集中在波形的前部,可近似看成最小相位子波;反之,当  $\tau_1$  较大而  $\tau_2$  较小时,  $g_\tau(t)$  能量集中在波形的后部,可近似看成最大相位子波。例如取  $\tau = (2, 6), m = 100$  时,  $g_\tau(t)$  (见图 1c) 可近似看成最小相位子波;  $\tau = (6, 2), m = 100$  时,  $g_\tau(t)$  (见图 1d) 可近似看成最大相位子波。

## 3 Morlet 小波的改造

解析小波非常适合于分析因果信号<sup>[9]</sup>。Morlet 小波是在时-频联合域具有最好分辨率的解析小波,其实部与虚部有  $90^\circ$  相移,易于得到频率、相位等信息<sup>[2,5]</sup>。Morlet 小波在地震信号处理<sup>[7]</sup>、语音信号识别<sup>[21]</sup>、医电信号处理<sup>[22]</sup>、湍流特征分析<sup>[9]</sup>等领域得到了广泛应用。如果能对这类小波加以改造,使其实部与地震子波相同(或相近),虚部是实部的 Hilbert 变换,这对压制噪声,研究目的层的动力学特征(如瞬时频率、瞬时相位等)很有好处。

Morlet 小波的定义式为

$$g(t) = e^{imt}e^{-\frac{1}{2}t^2}, \quad (14)$$

为了上述目的,我们把(14)式改写成

$$g(t) = e^{imt}e^{-\frac{1}{2}(ct)^2}, \quad (15)$$

常数  $c$  的确定方法同(2)式。

## 4 小波函数构造

Morlet 小波直流分量不为零,为了满足允许条件,需加上适当的修正项<sup>[1,2,5,7,20]</sup>。当  $m = 6$  时,修正项与常用计算机的舍入误差有相同的数量级,故可以略去<sup>[2,5,7]</sup>。本文公式(1)模拟出的子波与 Morlet 小波情况类似,它们的直流分量不为零。模拟出的子波只有加上适当的修正项后才能成为小波函数。(2),(10),(15)式加上修正项后变成

$$g(t) = \cos mte^{-\frac{1}{2}(ct)^2} - \sqrt{\frac{m^2}{2}} e^{-\frac{m^2}{4c^2}} \cos mt e^{-(ct)^2}, \quad (16)$$

$$g(t) = \begin{cases} \cos mte^{-\frac{1}{2}(c_1t)^2} - \sqrt{\frac{m^2}{2}} e^{-\frac{m^2}{4c_1^2}} \cos mte^{-(c_1t)^2}, & t < 0 \\ \cos mte^{-\frac{1}{2}(c_2t)^2} - \sqrt{\frac{m^2}{2}} e^{-\frac{m^2}{4c_2^2}} \cos mte^{-(c_2t)^2}, & t \geq 0 \end{cases} \quad (17)$$

$$g(t) = e^{im_1 t} e^{-\frac{1}{2}(c_1 t)^2} - \sqrt{\frac{m_1^2}{2}} e^{-\frac{m_1^2}{4c_1^2}} e^{im_1 t} e^{-(c_1 t)^2}, \quad (18)$$

欲证(16)–(18)式中的  $g(t)$  满足允许条件, 只需证明(a)  $\int_{-\infty}^{\infty} g(t) dt = 0$ , (b)  $|g(t)| \leq c(1 + |t|)^{-1-\varepsilon}$ ,  $\varepsilon > 0$  即可<sup>[8]</sup>. 事实上, 将  $g(t)$  的表达式直接积分, 容易验证 (a) 成立. 本文中用到的函数  $g(t)$  均为一有界函数与  $e^{-(c_1 t)^2}$  相乘的形式, 条件 (b) 显然成立. 因此(16)–(18)式给出的函数满足允许条件, 可作为基本小波. 我们来估计(17)式中修正项的模

$$|\sqrt{\frac{m_1^2}{2}} e^{-\frac{m_1^2}{4c_1^2}} \cos m_1 t e^{-(c_1 t)^2}| \leq \sqrt{\frac{m_1^2}{2}} e^{-\frac{m_1^2}{4c_1^2}}, \quad (19)$$

$$|\sqrt{\frac{m_2^2}{2}} e^{-\frac{m_2^2}{4c_2^2}} \cos m_2 t e^{-(c_2 t)^2}| \leq \sqrt{\frac{m_2^2}{2}} e^{-\frac{m_2^2}{4c_2^2}}, \quad (20)$$

由(19)和(20)式可见, 当  $\frac{m_1^2}{4c_1^2}$  及  $\frac{m_2^2}{4c_2^2}$  增大时, (17) 式中修正项的值减小. 在实际应用中, 若  $\frac{m_1^2}{4c_1^2}$  及  $\frac{m_2^2}{4c_2^2}$  选得足够大, 使修正项与计算机的舍入误差有相同的数量级, 这时可略去(17)式中的修正项. 同理, 当  $\frac{m^2}{4c^2}$  足够大时, 在实际应用中, (16)与(18)式中的修正项也可以略去.

## 5 反射地震资料分析

### 5.1 小波变换

设小波函数为  $g(t)$ ,  $g(t) \in L^2(\mathbb{R})$  ( $L^2(\mathbb{R})$  表示平方可积函数空间), 且满足允许条件

$$c_g = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\hat{g}(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega < \infty, \quad (21)$$

信号  $s(t) \in L^2(\mathbb{R})$ ,  $s(t)$  相对于  $g(t)$  的小波变换定义为

$$S(b, a) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} \overline{g\left(\frac{t-b}{a}\right)} s(t) dt, \quad (22)$$

这里  $\overline{g(t)}$  表示对  $g(t)$  取复共轭.  $b, a$  取实数. 令

$$g^{[b,a]}(t) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} g\left(\frac{t-b}{a}\right), \quad (23)$$

一般来说,  $g^{[b,a]}(t)$  不一定是彼此正交的, 然而我们有如下结果

$$\begin{aligned} s(t) &= \frac{1}{c_g} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{da}{a^2} \int_{-\infty}^{\infty} S(b, a) g^{[b,a]}(t) db \\ &= \frac{1}{c_g} \left[ \int_{-\infty}^{\infty} \frac{da}{a^2} \int_{-\infty}^{\infty} S(b, a) \frac{1}{\sqrt{|a|}} g\left(\frac{t-b}{a}\right) db \right], \end{aligned} \quad (24)$$

(24)式称为小波反变换公式.

### 5.2 反射地震资料分析

反射地震资料分析中常用的一种模型是褶积模型. 这种模型的假设之一是: 震源子

波在地下传播过程中不变,亦即它是稳定的<sup>[6]</sup>。对于反射地震记录还有另一种描述<sup>[17,18]</sup>,在这种模型中,震源子波在地下传播过程中是变化的,Ziolkowski 称这种模型为“变子波模型”<sup>[16]</sup>。震源子波在地下传播时,由于诸如微屈多次反射等弹性传播效应使子波加了一个尾巴。由于粘弹性吸收效应,高频成分衰减较快而使子波展宽,因此,反射回地面的子波波形不仅取决于震源子波,而且也由波的传播路径决定。在这种模型中,每种不同的波至都具有不同的子波,地震记录是这些不同波至的子波的叠加<sup>[16]</sup>。

为考虑问题简单,我们研究平面波入射到水平层状粘弹介质的情况。设入射到第  $i$  个反射界面上的子波为  $W_i(t)$ ,由于受垂向分辨率的限制,垂向小范围内地震子波可看成是不变的。 $W_i(t)$  可看成是入射在第  $i$  个反射界面附近各反射界面上的入射波。下面分析第  $i$  个目的层的特征,设用(1)式模拟出的最接近  $W_i(t)$  的基本小波为  $g_{\tau_i}(t)$  (必要时加上修正项),一般来说  $g_{\tau_i}(t)$  与  $W_i(t)$  之间是有差别的,但由于  $g_{\tau_i}(t)$  满足允许条件,故地面上接收到的来自第  $i$  个反射界面上的反射波  $W_{iR}(t)$  可写成如下形式

$$W_{iR}(t) = \sum_{m=M_{1,i}}^{M_{2,i}} \sum_{j=J_{1,i}}^{J_{2,i}} C(b_m, a_j, \tau_i) g_{\tau_i}^{[b_m, a_j]}(t) \frac{\Delta b \Delta a}{a_j^2}, \quad (25)$$

式中,  $\Delta b$  与  $\Delta a$  应保证足够小。 $J_{1,i}, J_{2,i}$  及  $M_{1,i}, M_{2,i}$  取整数,它们分别表示尺度因子和平移因子的取值范围。 $C(b_m, a_j, \tau_i)$  是  $W_{iR}(t)$  在函数系  $\{g_{\tau_i}^{[b_m, a_j]}(t)\}$  上的投影。 $\tau_i$  是一数组,它决定基本小波的形状  $\{g_{\tau_i}^{[b_m, a_j]}(t)\}$ ,当  $m, j \in \mathbf{Z}$  ( $\mathbf{Z}$  表示整数集合)时张成的空间为  $L^2(\mathbf{R})$  的闭子空间,当  $j = J_{1,i}, J_{2,i}$ ;  $m = M_{1,i}, M_{2,i}$  时,  $\{g_{\tau_i}^{[b_m, a_j]}(t)\}$  张成的空间记为  $V_i(W_{iR}(t))$  的全部能量分布在该空间,  $V_i$  是上述空间的闭子空间。信号的小波变换是不同尺度的小波函数(或其复共轭)与信号的互相关<sup>[19]</sup>,因此,基本小波与待分析的信号越接近,信号在时间-尺度域能量分布越集中(即  $V_i$  的维数越低);反之,信号能量在时间-尺度域展布范围大(即  $V_i$  的维数越高)。图 2 中信号 2 表示  $W_{iR}(t)$ ,

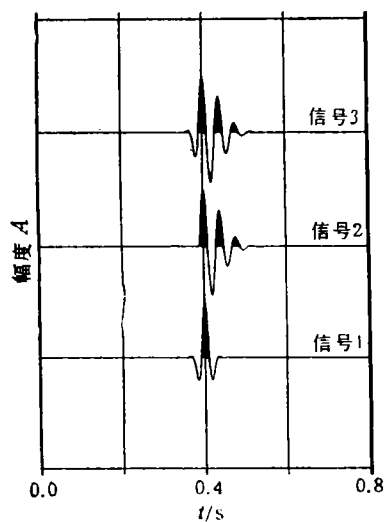


图 2

信号 2 表示反射波,信号 1 及信号 3 是作小波分解时所用的基本小波。

分别用图 2 中信号 1 和信号 3 作基本小波时  $W_{iR}(t)$  在时间-尺度域的能量分布见图 3a, b。比较信号 1、信号 2 及信号 3,信号 1 与信号 2 差别较大,而信号 3 与信号 2 比较接近。现在分析图 3a, b 中能量分布。图 3a 中能量沿尺度方向展布范围(用尺度序号标记)9—19;图 3b 中能量沿尺度方向展布范围 11—16,后者比前者约小一半,后者能量在 400ms 附近有一极大值,两侧能量下降很快,而前者能量分布比较分散,其结果与理论分析相一致。

### 5.3 应用

如果我们对第  $I$  个目的层感兴趣,可用其他方法(如用测井或 VSP 资料)估计该目的层处的地震子波  $W_I(t)$ ,然后用公式(1)模拟该子波,用  $g_{\tau_I}(t)$  记模拟结果。以  $g_{\tau_I}(t)$  为基本小波(必要时加上修正项)对地震记录作小波变换。根据前面分析,干扰波、随机噪声等由于波形与  $g_{\tau_I}(t)$  差别较大,因

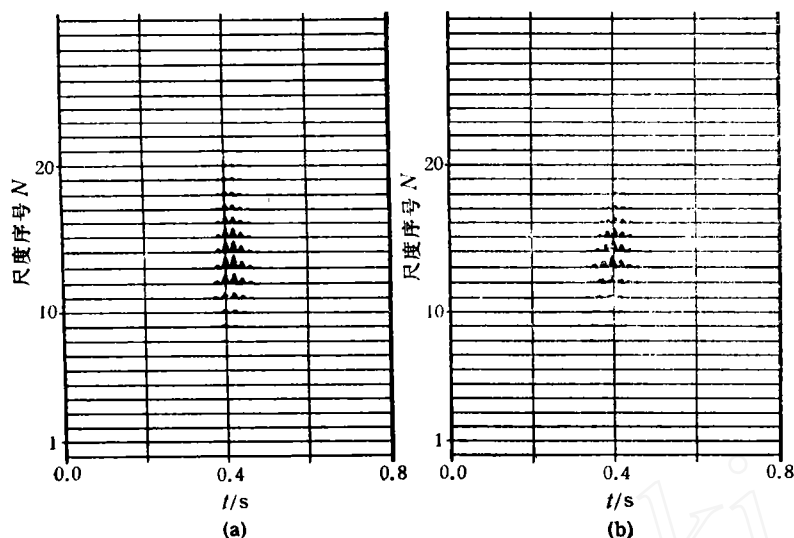


图3 不同信号为基本小波时信号2在时间-尺度域的能量分布

(a) 信号1; (b) 信号2.

而在时间-尺度域能量分布比较分散, 分布在  $V_1$  空间(第1个反射界面的反射波能量都分布在该空间)的能量仅是总能量的一部分。如果我们在  $V_1$  空间分析问题, 有效波(第1个反射界面产生的反射波)可能会比较清晰, 干扰波得到压制。下面举例说明。

图4中信号4是一道合成地震记录, 地震子波为近似最小相位子波, 其中有两个反射层。信号1是信号4加上高斯分布的噪声结果(信号与噪声的最大值之比为2:1)。先用公式(1)模拟第1个反射界面的入射波得  $g_{r_1}(t)$ , 用  $g_{r_1}(t)$  作基本小波对信号1作小波分解, 信号2是从信号1在  $V_1$  的投影中选出的一个分量, 利用该分量易于对第1个反射界面作解释。同样模拟第2个反射界面上的入射波得  $g_{r_2}(t)$ , 信号3是从信号1在  $V_2$  的投影中选出的一个最佳分量, 利用该分量易于对第2个反射界面作解释。图5a,b 分别是子波为零相位及混合相位子波时的结果。

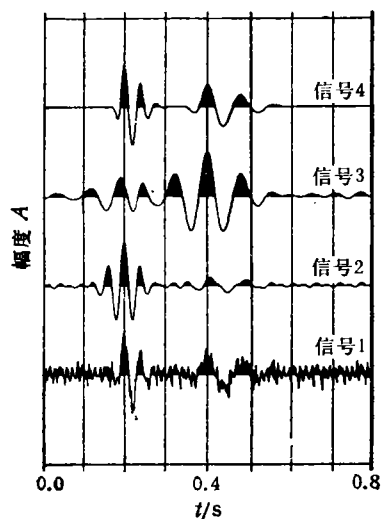


图4 合成地震记录

上面的例子中, 非零相位子波, 在我们所选定的尺度上的小波变换结果近似为零相位子波。这是因为, 我们作小波变换时所选基本小波与待分析的信号很接近, 如前所述, 信号的小波变换实际上是不同尺度的小波函数(或其复共轭)与信号的互相关。因此, 尺度因子在一定范围内变化时, 原非零相位信号其小波变换的结果可能近似为零相位信号。

图6a是某油田一条测线经过偏移处理的水平叠加剖面。由于波场复杂, 潜山顶面同

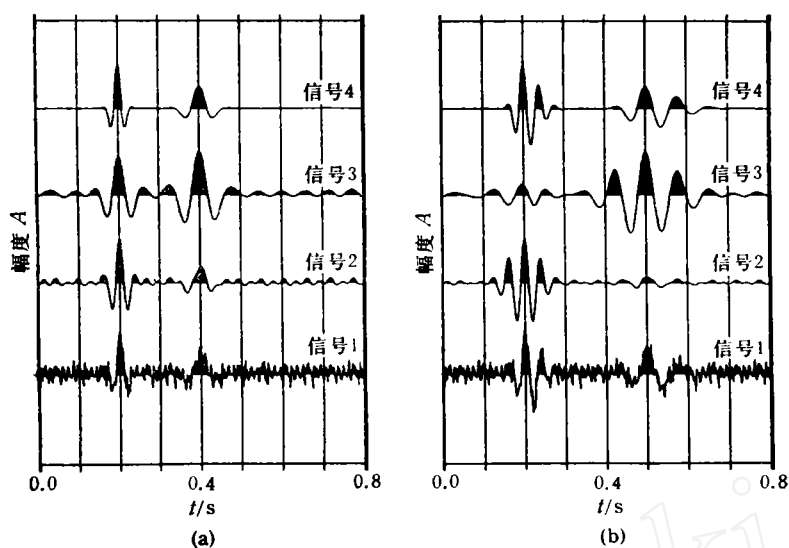


图 5

(a) 选用零相位子波; (b) 选用混合相位子波.

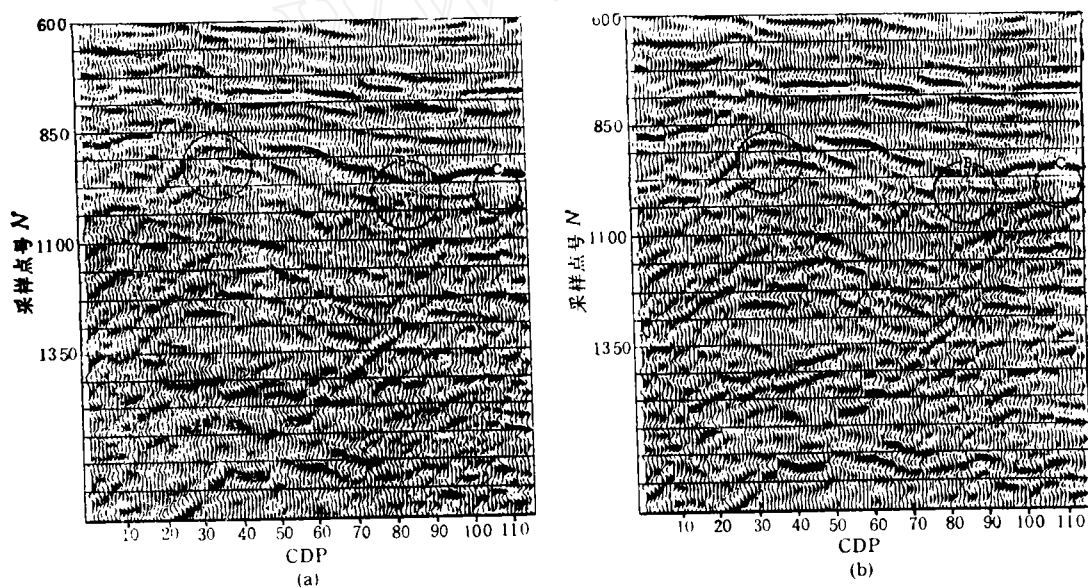


图 6

(a) 某油田某条测线的水平叠加剖面; (b) 用本文方法对该剖面处理后的结果.

相轴连续性较差(图 6a 中 A 处), 潜山内部层位不明显(图 6a 中 B 与 C 处)。用本文所述方法对该剖面处理后的结果见图 6b。对比图 6a, b, 处理后剖面上潜山顶面同相轴连续性有明显改善(见图 6b 中 A 处), 潜山内部层位(图 6b B 与 C 处)的连续性也有明显的改善。

## 6 结 语

本文给出了与常见地震子波相近的几类小波函数((16)–(18)式)可供地震资料处理中选择使用,并给出了这些小波在地震资料解释中应用的例子。这些小波在地震资料多维去噪、提高地震资料分辨率等方面有比较好的效果。

本项研究先后得到中国石油天然气总公司物探局李庆忠院士、中国科学院地球物理研究所李幼铭研究员的指导与鼓励,作者在此表示衷心感谢。

## 参 考 文 献

- [1] Grossmann, A., Morlet, J., Decomposition of function into wavelets of constant shape, and related transforms, In Mathematics + Physics, In: ed. Streit, L., Lectures on Recent Results, Singapore: World Scientific., 135–165, 1985.
- [2] Grossmann, A., Kronland-Martinet, R., Morlet, J., Reading and understanding continuous wavelet transforms, In: Wavelets, Time-Frequency Methods and Phase Space. 1st Int. Wavelets Conf., Marseille, 2–20, 1989.
- [3] Daubechies, I., Orthonormal base of wavelets with finite support-connection with discrete filters, In: Wavelets, Time-Frequency Methods and Phase Space. 1st Int. Wavelets Conf., Marseille, 38–66, 1989.
- [4] Larsonneur, J. L., Morlet, J., Wavelets and seismic interpretation, In: Wavelets, Time-Frequency Methods and Phase Space, 1st Int. Wavelets Conf., Marseille, 126–131, 1989.
- [5] Farge, M., Wavelet transforms and their applications to turbulence, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **24**, 395–457, 1992.
- [6] Yilmaz, O., 著,黄绪德、袁明德译,地震数据处理,北京:石油工业出版社,74,1994.
- [7] Goupillaud, P., Grossmann, A., Morlet, J., Cycle-octave and related transforms in seismic signal analysis, *Geoexploration*, **23**, 85–102, 1984.
- [8] 李世雄、刘家琦,小波变换和反演数学基础,北京:地质出版社,13,1994.
- [9] 朱光明、高静怀、王玉贵,小波变换及其在一维滤波中的应用,石油物探,**32**(1),1–10,1993.
- [10] Chakraborty, A., David, O., Application of wavelet transform to seismic data, 64th SEG meeting, American, Expanded Abstracts, 725–728, 1994.
- [11] Yang Fu-sheng, Qian Shao-xin, 3-D viscoelastic wave equation inversion: application of wavelet transform, 64th SEG meeting, American, Expanded Abstracts, 1046–1048, 1994.
- [12] Frank, J. D., Wapenaar, C.P.A., Wavefield extrapolation using the wavelet transform, 64th SEG meeting, American, Expanded Abstracts, 1355–1358, 1994.
- [13] Miao, X. G., Moon, W. M., Application of the wavelet transform in seismic data processing, 64th SEG meeting, American, Expanded Abstracts, 1461–1464, 1994.
- [14] Wang Zhen-Li, Li Yan-da, Trace interpolation using wavelet transform, 64th SEG meeting, American, Expanded Abstracts, 729–730, 1994.
- [15] Li, B., Loehle, C. S., Wavelet analysis for characterizing geologic heterogeneity, *EOS, Tran. Am. Geophys. Union*, **56**, 56–57, 1993.
- [16] Ziolkowski, A., Why don't we measure seismic signatures? *Geophysics*, **56**, 190–201, 1991.
- [17] Ricker, N., The form and nature of seismic wavelet and the structure of seismograms, *Geophysics*, **5**, 348–366, 1940.
- [18] Dobrin, M. B., Savit, C. H., Introduction to Geophysical Prospecting, 4th ed., McGraw-Hill Book Co., 1988.
- [19] Rioul, O., Flandrin, P., Time-scale energy distributions, a general class extending wavelet transforms, *IEEE Transactions on Signal Processing*, **40**, 1746–1757, 1992.
- [20] Grossmann, A., Kronland-Martinet, R., Time-scale representations obtained through continuous wavelet transforms, In: Signal Processing IV: Theories and Applications, Amsterdam: Elsevier, 675–682, 1988.
- [21] Dutilleul, P., Grossmann, A., Kronland-Martinet, R., Application of the wavelet transform to



the analysis, transformation and synthesis of musical sounds, Preprint of the 85th A.E.S. Convention, Los Angeles, 1988.

- [22] Tuteur, F. B., Wavelet transformations in signal detection, In: Wavelets, Time-Frequency Methods and Phase Space, 1st Int. Wavelet Conf., Marseille, 132—137, 1989.

## ON THE CHOICE OF WAVELET FUNCTIONS FOR SEISMIC DATA PROCESSING

GAO JING-HUI<sup>1)</sup>    WANG WEN-BING<sup>1)</sup>    ZHU GUANG-MING<sup>2)</sup>

PENG YU-HUA<sup>3)</sup>    WANG YU-GUI<sup>2)</sup>

1) School of electronics & information engineering,  
Xian Jiaotong Univ., Xian., 710049, China

2) Xian college of geology, Xian, 710054, China

3) Shandong Industrial Univ., Jinan, 250014, China

### Abstract

In this paper, a formula is given to well simulate the usual seismic wavelet to make the wavelet zero phase, etc. It can also simulate the wavelets of maximum phase and minimum phase approximately. The proposed wavelets with the small correction terms can satisfy the admissible condition. Similar to Morlet wavelet, these correction terms can be ignored under some conditions. The Morlet wavelet is modified to be more suitable for the seismic data processing.

On the basis of the changing wavelet model, the relationship between the energy distribution of reflected wave in time-scale domains and the selected wavelet are investigated. To make a comparison, the energy distribution of other waves like noise are studied as well. As a conclusion, the proposed wavelets in the paper are suitable for denoting and interpretation of seismic data. The efficiency of the method have been proved by modeling and examples.

**Key words** Wavelet transform, Wavelet functions, Seismic data processing.

**作者简介** 高静怀,男,1960年生,1991年获西安地质学院应用地球物理专业硕士学位。毕业后留校从事教学及地震勘探资料数字处理新方法的研究。现为西安交通大学电信学院博士研究生,发表论文10余篇。