

# CRP 道集叠前精细处理技术应用

张征<sup>1,2</sup>, 狄帮让<sup>1</sup>, 胡英<sup>2</sup>, 姚逢昌<sup>2</sup>

1. 中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249
2. 中国石油勘探开发研究院物探技术研究所, 北京 100083

**摘要** 随着地震反演由叠后发展到叠前,地震叠前弹性阻抗反演要求更大的入射角范围,即需要更大的偏移距范围,这就要求叠前偏移得到的共反射点(CRP)道集更加平直,动校拉伸效应更小。这就需要在叠前偏移之后,对CRP道集进行更精细的处理,尽量消除剩余时差的影响。消除剩余时差和动校拉伸效应最有效的方法是各向异性动校正,而各向异性动校正的应用需要相对正确的各向异性参数  $V_{\text{NMO}}$  和  $\eta$ 。本文应用一种高密度双谱扫描的方法,首先在CRP道集中进行高密度扫描,得到两个与各向异性参数有关的量值  $\tau_0$  和  $dtn$ ,配合横向和纵向的插值、平滑,再应用位移双曲方法,将  $\tau_0$  和  $dtn$  转化为各向异性参数  $V_{\text{NMO}}$  和  $\eta$ ,最后应用各向异性动校正,最终消除由地层各向异性引起的叠前道集不平和谐余时差。本文给出了这种方法的基本流程,并在合成记录和实际数据上加以应用,都取得了较好的效果。双谱扫描的方法能够得到较为准确的各向异性参数,应用于各向异性动校正能够较好地消除剩余时差和动校拉伸对CRP道集的影响,提高有效偏移距的范围。

**关键词** CRP道集;弹性阻抗反演;剩余时差;各向异性参数;高密度双谱扫描

中图分类号 P315.61

文献标识码 A

doi 10.3981/j.issn.1000-7857.2012.27.004

## Application of Pre-stack Detailed Process Technique on CRP Traces Gather

ZHANG Zheng<sup>1,2</sup>, DI Bangrang<sup>1</sup>, HU Ying<sup>2</sup>, YAO Fengchang<sup>2</sup>

1. State Key Laboratory of Petroleum Resource and Prospecting, China University of Petroleum, Beijing 102249, China
2. Department of Geophysical Exploration Technology RIPED, Beijing 100083, China

**Abstract** With the development of the post-stack seismic inversion into the pre-stack seismic inversion, the prestack seismic inversion of the elastic impedance requires a large range of incident angle, i.e. a large offset range, which means a very smooth CRP gather from the pre-migration and a small NMO stretch. So after PSTM, a detailed processing on pre-stack gathers will be carried out to reduce the impact of the residual moveout. The most effective way to reduce the residual moveout and the NMO stretch is the anisotropic NMO, which requires exact anisotropic parameters  $V_{\text{NMO}}$  and  $\eta$ . In this paper, an anisotropic NMO application process is introduced, which uses the high-density dual-spectral scanning method to obtain  $\tau_0$  and  $dtn$  then converts  $\tau_0$  and  $dtn$  to the anisotropic parameters  $V_{\text{NMO}}$  and  $\eta$ , which are required for the anisotropic NMO using the shifted hyperbola approach, with the horizontal and vertical interpolation and smoothing. These two parameters will be used in the anisotropic NMO to avoid the bad effects of anisotropy. This method is applied to the synthetic data and field data and good results are obtained, which means that this method can obtain the quite accurate anisotropic parameter, reduce bad influences of residual moveout and NMO stretch on the CRP gather and increase the range of effective offset.

**Keywords** CRP traces gather; inversion of elastic impedance; residual moveout; anisotropic parameters; high-density dual-spectral scanning

### 0 引言

中国陆上油气勘探已进入岩性油气藏和构造油气藏勘

探并重的新阶段,大部分盆地岩性油气藏已成为中国陆上最重要的勘探领域。伴随着勘探领域从构造圈闭到岩性地层圈

收稿日期:2012-05-03;修回日期:2012-07-04

作者简介:张征,博士后,研究方向为地震资料的保幅处理,电子信箱:tuoniaozheng@hotmail.com

闭的转变,勘探深度从中浅层到深层的延伸,勘探对象从常规储层向复杂储层的拓展,作为储层定量预测的关键技术——地震反演也从叠后发展到叠前<sup>[1]</sup>。叠前反演对地震数据处理提出了更高的要求,面向地震叠前反演的地震数据处理,除了要应对提高地震数据的信噪比和压制噪声的同时必须保持反射波振幅的相对强弱关系<sup>[2]</sup>这两大挑战,还要对叠前道集进行更加细致的处理,为地震叠前反演提供更平直

的、动校拉伸更少的道集。

然而由于受到地层各向异性的影响,叠前偏移后的 CRP 道集中往往存在剩余时差,这些剩余时差如果没有得到很好的校正,会对叠前反演造成很大的影响,如图 1 所示。同时叠前弹性阻抗反演需要更宽的入射角范围,也就是更大的偏移距范围(图 2),这也需要处理人员提供更平直的叠前道集,减少切除过程中偏移距的损失,保证为地震叠前反演提供更高

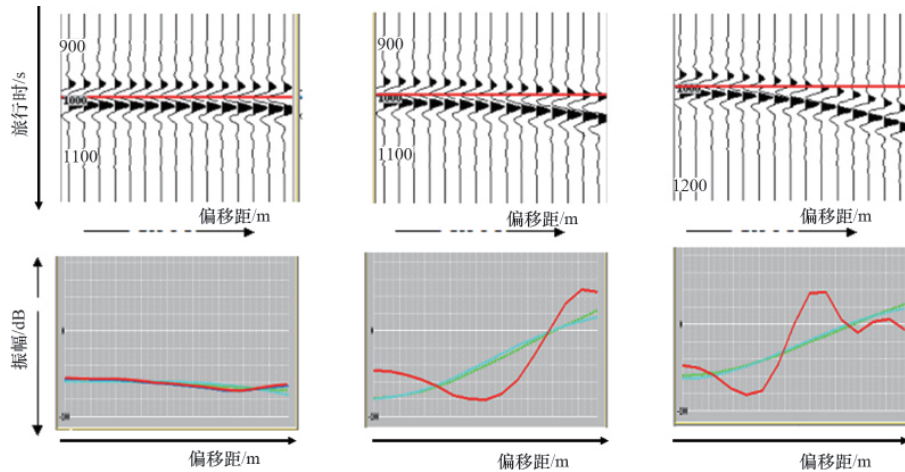


图 1 剩余时差对叠前反演的影响

Fig. 1 The influence of residual moveout on prestack inversion

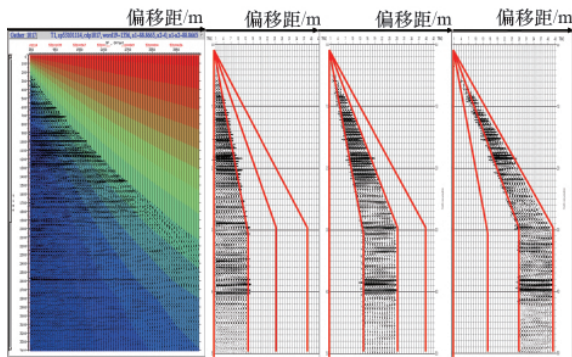


图 2 弹性阻抗反演的叠前道集

Fig. 2 The prestack gathers of elastic impedance inversion

质量的叠前道集。

各向异性动校正是克服剩余时差和动校拉伸较为有效的手段,但是各向异性动校正的效果有依赖于各向异性参数的准确求取,这也是困扰各向异性处理的一个难题。对于 CRP 道集的精细处理,不要求取绝对准确的各向异性参数,只需要求取相对准确的各向异性参数,这在一定程度上降低了难度。

### 1 CRP 道集叠前精细处理技术

消除 CRP 道集存在的剩余时差的道集精细处理技术主要就是叠前偏移道集中的剩余时差进行校正,消除剩余时差造成的道集不平、大炮检距动校不足或过量等效应。其中普遍的方法主要有以下几种。

#### (1) 精细速度分析

以拉平道集为最终目的,在更密的网格上生成速度分析数据体,进行细致的速度分析,得到动校正速度,应用于 CRP 道集,消除剩余时差。

#### (2) 高阶拟合法

常规动校正中的动校正量是利用 DIX 双曲线公式计算求取的<sup>[3]</sup>,但 DIX 公式的应用有两个假设:各向同性层状介质和中、近炮检距检波排列。使用常规动校正很多时候是无法完全消除剩余时差的,原因在于 DIX 公式忽略了时距关系函数  $F(t)=G(x^2)$  的泰勒展开式的高次项<sup>[4]</sup>,Taner 等<sup>[5]</sup>给出了包含高阶项的时距关系函数的泰勒展开式

$$t=(c_1+c_2x^2+c_3x^4+c_4x^6+\dots)^{\frac{1}{2}}$$

其中,

$$c_1=t_0^2 \quad c_2=\frac{1}{\mu_2} \quad c_3=\frac{\mu_2^2-\mu_4}{4t_0^2\mu_2^4}$$

$$c_4=\frac{2\mu_3^2-\mu_2\mu_6-\mu_2^2\mu_4}{t_0^4\mu_2^7} \quad \mu_j=\frac{\sum_{k=1}^N \Delta t_k v_k^j}{\sum_{k=1}^N \Delta t_k}$$

式中,  $\Delta t_k$  为第  $k$  层中的地震波旅行时,  $V_k$  为第  $k$  层层速度,  $\mu_j$  为层间垂直旅行时  $\Delta t_k$  对层速度  $V_k$  的加权值。

#### (3) 各向异性动校正技术消除剩余时差

对于地震介质来说,各向异性是指地震波在介质中传播时由于方向或偏振的变化引起的物理性质测量值的变化,具体表现为介质的物理性质所对应的地球物理参数,如速度、

振幅、频率等的变化。在地震勘探中主要关注的是速度随方向的变化——速度的各向异性。

横向各向同性 (Vertical Transverse Isotropic, VTI) 介质是研究和应用最为广泛的一种各向异性介质模型。只需要 5 个参数就可以清楚地描述 VTI 介质中的波的传播。

Thomsen<sup>[6]</sup>提出了 3 个各向异性参数  $\epsilon$ 、 $\delta$  和  $\gamma$ , 以及弱弹性各向异性假设

$$\begin{aligned} \epsilon &\equiv \frac{C_{11}-C_{33}}{2C_{33}} \\ \delta &\equiv \frac{(C_{13}+C_{44})^2-(C_{33}-C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33}-C_{44})} \\ \gamma &\equiv \frac{C_{66}-C_{44}}{2C_{44}} \end{aligned} \quad (1)$$

再加上纵、横波的垂直速度

$$V_{P0} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \quad V_{S0} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} \quad (2)$$

就可以描述 VTI 介质中的地震波的传播速度

$$\begin{aligned} v_P(\theta) &= \alpha_0 (1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \epsilon \sin^4 \theta) \\ v_{SV}(\theta) &= \beta_0 \left[ 1 + \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} (\epsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right] \\ v_{SH}(\theta) &= \beta_0 (1 + \gamma \sin^2 \theta) \end{aligned} \quad (3)$$

Alkhalifah 等<sup>[7]</sup>引入了一个新的各向异性参数——非椭圆率  $\eta$ , 并且用 Thomsen 各向异性参数中的  $\epsilon$  和  $\delta$  定义为

$$\eta = \frac{\epsilon - \delta}{1 + 2\delta} \quad (4)$$

$\eta$  是一个无量纲数, 它不为零就表明各向异性。这样, 只需要两个参数就可以进行所有的时间域的处理, 例如 NMO 校正 (包括非双曲时差的校正)、DMO 校正和叠前、叠后的时间偏移。 $\eta$  是这两个参数中的一个。另一个参数是  $V_{NMO}$ , 它是水平反射体的短排列的 NMO 速度。用这两个参数的非双曲时差的表达为

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2\eta x^4}{V_{NMO}^2 [t_0^2 V_{NMO}^2 + (1 + 2\eta)x^2]} \quad (5)$$

可以看出, VTI 介质的反射的非双曲时差在大偏移距部分与  $\eta$  和  $V_{NMO}$  有关。

## 2 高密度双谱扫描的处理流程

各向异性动校正技术应用的各向异性参数的求取, 这里应用了一种双谱扫描的方法求取各向异性参数。这是一种间接的求取方法, 首先是通过双谱扫描求得  $\tau_0$  和  $dtn$  两个参数,  $dtn$  和  $\tau_0$  的物理意义如图 3 所示,  $\tau_0$  是局部坐标系 (在这个坐标系中时距曲线符合双曲时差方程) 中零偏移距旅行时, 如果在原始坐标系中时距曲线就满足双曲时差方程, 那么  $\tau_0 = t_0$  ( $t_0$  是原始坐标系中的零偏移距自激自收旅行时)。  $dtn$  是局部坐标系 (在这个坐标系中同相轴符合双曲时差方程) 中最大偏移距处的剩余时差; 然后经过变换得到动校正速度  $V_{NMO}$  和非椭圆性参数  $\eta$ , 最后应用到各向异性动校正中, 具体流程如图 4 所示。

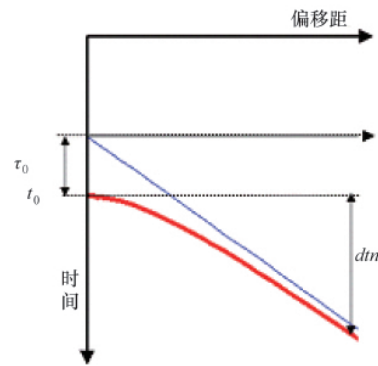


图 3  $\tau_0$  和  $dtn$  示意图  
Fig. 3 A schematic diagram of  $\tau_0$  and  $dtn$

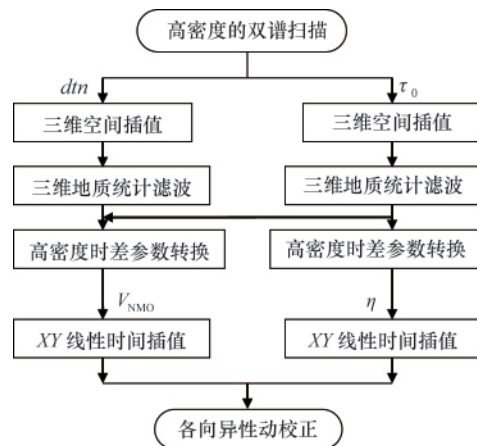


图 4 高密度双谱扫描流程图  
Fig. 4 Flowchart of high density dual-spectral scanning

### (1) 高密度的双谱扫描

高密度的双谱扫描是对整个输入数据逐道逐点扫描, 计算量非常的大。因此, 通常是从整个数据体中抽出若干道集进行扫描, 以减少计算量, 生成  $dtn$  和  $\tau_0$  道集;  $\tau_0$  是局部坐标系 (在这个坐标系中时距曲线符合双曲时差方程) 中零偏移距旅行时, 如果在原始坐标系中时距曲线就满足双曲时差方程, 那么  $\tau_0 = t_0$  ( $t_0$  是原始坐标系中的零偏移距自激自收旅行时)。  $dtn$  是局部坐标系 (在这个坐标系中同相轴符合双曲时差方程) 中最大偏移距处的剩余时差。

### (2) 三维空间插值

高密度双谱扫描的运算成本很高, 所以通常不对所有的 CRP 道集进行处理, 只是有选择地对一部分 CRP 道集进行扫描。因此, 在扫描之后, 要对求得的  $dtn$  和  $\tau_0$  进行三维插值, 这里使用的是 3D Kriging 地质统计插值方法。

### (3) 地质统计滤波

插值之后要接着对  $dtn$  和  $\tau_0$  进行平滑, 以消除可能的异常值影响后续处理的效果。

### (4) 高密度时差转化

将  $dtn$  和  $\tau_0$  转换为能够用于各向异性动校正的  $\eta$  和

$V_{\text{NMO}}$ 。

应用位移双曲方法<sup>[8]</sup>,如方程(6)–(8),可以求得  $V_{\text{NMO}}$  和  $\eta$ 。

$$(dtn + \tau_0) = \sqrt{\tau_0^2 + \frac{x^2}{V_s^2}} \quad (6)$$

$$\tau_0 = S^{-1}t_0 \quad t - \tau_0 - dtn = (S-1)\tau_0 \quad V_s^3 = SV_{\text{NMO}}^2 \quad (7)$$

$$S = 1 + 8\eta \quad (8)$$

(5) XY 线性时间插值

对得到的  $V_{\text{NMO}}$  和  $\eta$  进行时间方向的插值和平滑,消除异常值和突变保证动校正的效果。

(6) 各向异性动校正

这里使用的各向异性动校正的原理如下:

$$t(V_{\text{NMO}}, \eta) = t_0 \frac{8\eta}{1+8\eta} + \sqrt{\left(\frac{t_0}{1+8\eta}\right)^2 + \frac{x^2}{(1+8\eta)V_{\text{NMO}}^2}} \quad (9)$$

式中,  $V_{\text{NMO}}$  为经典的二阶动校正速度,  $\eta$  为有效非椭圆系数,  $x$  为炮检距,  $t_0$  为零偏移距旅行时。当  $\eta=0$ , 或者偏移距与深度的比值很小时, 方程(6)就变为经典的双曲时差方程。

为了检验各向异性动校正的效果, 针对数值模拟得到的数据和实际地震数据应用了各向异性动校正技术。

### 2.1 合成记录

数值模拟使用的模型如图 5 所示, 整个模型具有 7 层介质, 6 个反射界面, 上 3 个界面是水平反射界面, 下 3 个是起伏的反射界面。模型中各层介质的参数如表 1 所示。数值模拟应用的是二维弹性各向异性模拟程序。501 炮激发, 561 道接受, 炮间距为 20m, 道间距为 20m, 最小炮检距为 0。

图 6 和图 7 分别是横向差值平滑前后的  $dtn$  和  $\tau_0$ 。在进行横向差值平滑前由双谱扫描得到  $dtn$  和  $\tau_0$  都呈现为弱背景下的异常点, 与数值模拟的模型根本无法对应, 而经过横

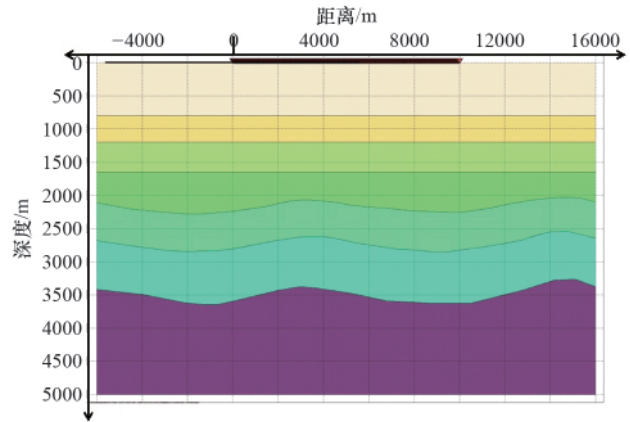


图 5 数值模拟使用的模型

Fig. 5 The model used in numerical simulation

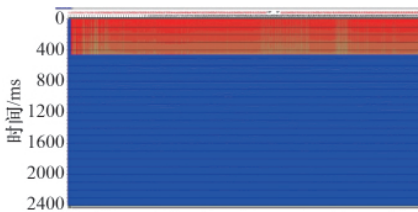
表 1 模型中各层介质的参数

Table 1 The layer's parameters in the model

介质层	纵波速度 / (m·s <sup>-1</sup> )	横波速度 / (m·s <sup>-1</sup> )	密度 / (kg·m <sup>-3</sup> )	$\varepsilon$	$\delta$	$\gamma$
1 层介质	2868	1350	1860	0.17	0.09	0.13
2 层介质	3292	1768	2075	0.19	0.05	0.18
3 层介质	3688	2774	2230	0.181	0.057	0
4 层介质	4054	1341	2500	0.12	0.03	0.05
5 层介质	4237	3018	2890	0.036	-0.039	0.03
6 层介质	4359	3048	3100	0.172	0	0.157
7 层介质	5200	2900	2700			

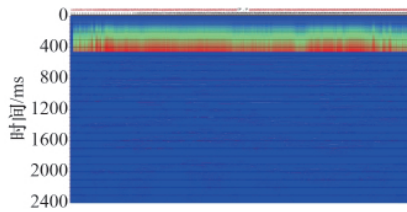
向插值和平滑的  $dtn$  和  $\tau_0$  能够看到明显的分层, 并且能够和数值模拟的模型基本对应。

图 8 和图 9 分别是纵向平滑前后的  $\eta$  和  $V_{\text{NMO}}$ 。平滑前转



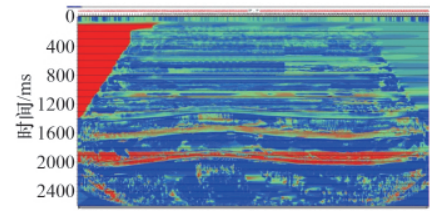
(a) 双谱扫描得到的  $dtn$

(a) The  $dtn$  from dual-spectral scanning



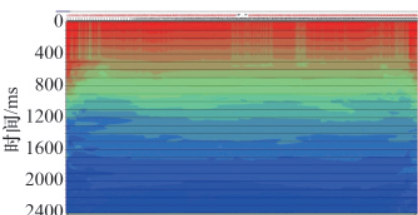
(a) 双谱扫描得到的  $\tau_0$

(a) The  $\tau_0$  from dual-spectral scanning



(a) 转换得到的  $\eta$

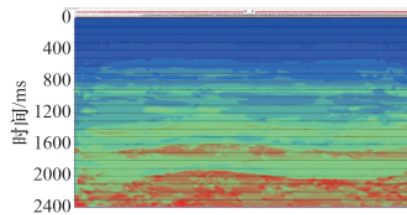
(a) The  $\eta$  from shifted hyperbola approach



(b) 横向插值平滑后的  $dtn$

(b) The  $dtn$  after horizontal interpolation smoothing

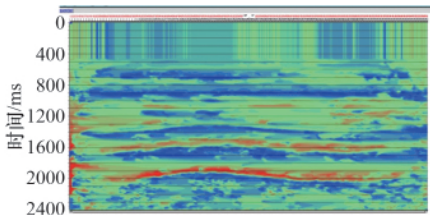
图 6 横向差值平滑前后的  $dtn$   
Fig. 6 The  $dtn$  before and after horizontal interpolation smoothing



(b) 横向插值平滑后的  $\tau_0$

(b) The  $\tau_0$  after horizontal interpolation smoothing

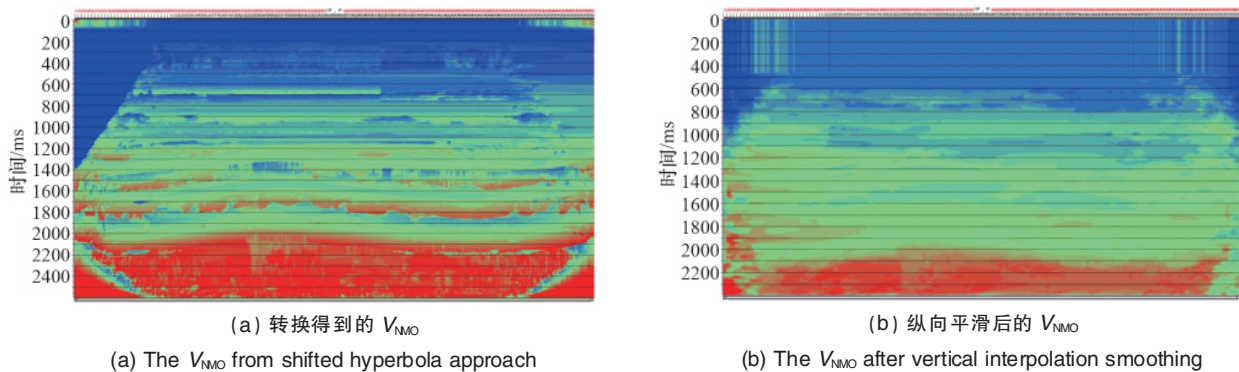
图 7 横向差值平滑前后的  $\tau_0$   
Fig. 7 The  $\tau_0$  before and after horizontal interpolation smoothing



(b) 纵向平滑后的  $\eta$

(b) The  $\eta$  after vertical interpolation smoothing

图 8 纵向平滑前后的  $\eta$   
Fig. 8 The  $\eta$  before and after vertical interpolation smoothing



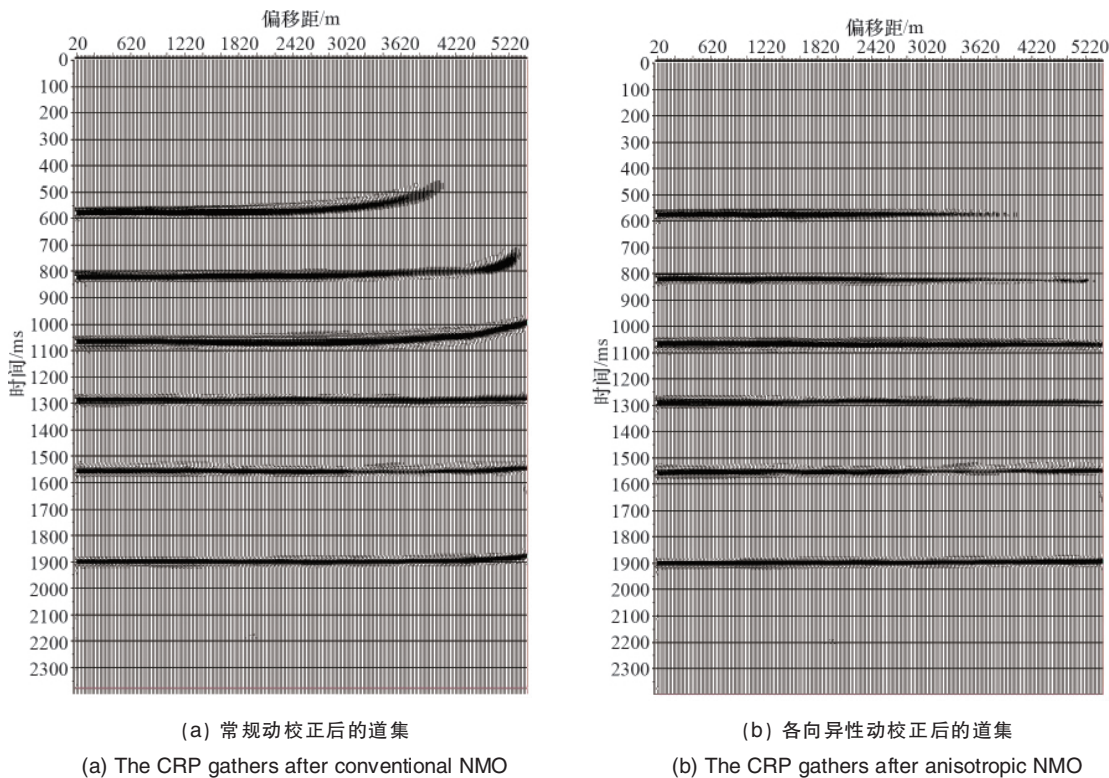
(a) 转换得到的  $V_{NMO}$  (a) The  $V_{NMO}$  from shifted hyperbola approach  
 (b) 纵向平滑后的  $V_{NMO}$  (b) The  $V_{NMO}$  after vertical interpolation smoothing

图 9 纵向平滑前后的  $V_{NMO}$   
 Fig. 9 The  $V_{NMO}$  before and after vertical interpolation smoothing

换得到的  $\eta$  和  $V_{NMO}$  在纵向上变化比较剧烈, 并伴有大的反转, 这些都会影响各项异性动校正的效果, 而经过纵向平滑的  $\eta$  和  $V_{NMO}$  变化较为平缓, 能够比较清楚地与数值模拟的模型相对应。

图 10 展示的是数值模拟得到的地震记录应用常规双曲时差动校正和各向异性动校正的结果, 从中可以看到, 在大炮间距的部分, 所有的同相轴都是向上翘的, 只是程度不同而已。对于较浅的界面, 由于炮检距与地层深度的比值较大, 所以, 介质的各向异性的影响较大, 同相轴的上翘程度也较

大; 而对于较深的界面, 由于偏移距与深度的比值较小, 所以, 介质的各向异性的影响也较小, 同相轴的上翘程度也比较小。数值模拟得到的地震数据应用各向异性动校正的结果可以看到同相轴大炮检距部分的拉平效果要远远好于常规动校正。但是也可以看到, 由于各向异性参数不易准确求取, 在浅层同相轴的大炮间距部分, 同相轴被压缩得很窄, 这种变化对以后的处理和解释工作会造成一些影响, 因此, 在实际处理过程中应用各向异性动校正技术可以消除剩余时差和动校正拉伸的印象, 但还是要谨慎选取有效偏移距范围。



(a) 常规动校正后的道集 (a) The CRP gathers after conventional NMO  
 (b) 各向异性动校正后的道集 (b) The CRP gathers after anisotropic NMO

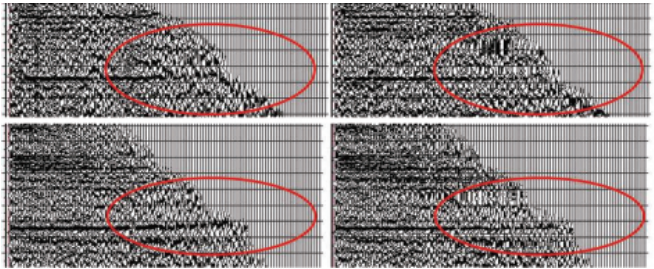
图 10 常规动校正后和各向异性动校正的 CRP 道集  
 Fig. 10 The CRP gathers after conventional NMO (a) and anisotropic NMO (b)

## 2.2 实际数据

下面是对大庆某区块的地震数据应用各向异性动校正

技术的效果。图 11 是使用常规双曲时差动校正和各向异性动校正的地震数据。图中红色椭圆区域可以看到, 在使用常

规动校正后同相轴没有被完全拉平,在大炮检距的区域同相轴是上翘的,而在应用了各向异性动校正技术的数据上,同相轴的大炮检距部分更加平直,同样可以看到各向异性动校正对道集大炮检距部分更好的拉平效果。同时,也可以看到

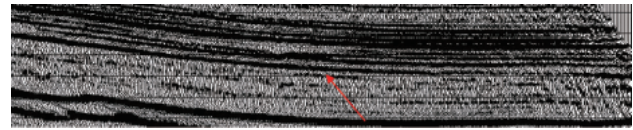


(a) 使用常规动校正的数据 (a) The CRP gathers after conventional NMO  
(b) 使用各向异性动校正的数据 (b) The CRP gathers after anisotropic NMO

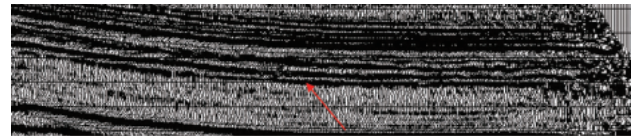
图 11 使用常规动校正 (a) 和各向异性动校正 (b) 的 CRP 道集

Fig. 11 The CRP gathers after conventional NMO (a) and anisotropic NMO (b)

在大炮检距部分,存在比较严重的动校拉伸的现象,因此,各向异性动校正技术应该谨慎使用。图 12 是分别应用了常规动校正和各向异性动校正后的叠加剖面,从中可以看到应用各项应用动校正的叠加剖面具有较高的分辨率。



(a) 应用常规动校正后的叠加剖面  
(a) The stack section using conventional NMO



(b) 应用各向异性动校正后的叠加剖面  
(b) The stack section using anisotropic NMO

图 12 使用常规动校正 (a) 和各向异性动校正 (b) 的叠加剖面

Fig. 12 Stack section using conventional NMO (a) and anisotropic NMO (b)

### 3 结论

随着地震反演技术由叠后发展到叠前,地震叠前反演对地震处理提出了更高的要求,处理高信噪比,高分辨率,高保真度,还需要 CRP 道集保有足够的入射角范围,尽量平直。CRP 道集的叠前精细处理主要就是消除叠前偏移后 CRP 道集中的剩余时差,使 CRP 道集变得更加平直。各向异性动校正技术是消除剩余时差的有效手段,而高密度的双谱扫描技术能够高效的求取各向异性参数,应用于各向异性动校正,消除 CRP 道集中的剩余时差。

#### 参考文献 (References)

[1] 贾承造. 岩性地层油气藏地质理论与勘探技术 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2008.  
Jia Chengzao. Geological theory and exploration technology for lithostratigraphic hydrocarbon reservoirs [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2008.

[2] 郭树祥. 地震资料保幅处理讨论[J]. 油气地球物理, 2009, 7(1): 1-3.  
Guo Shuxiang. Petroleum Geophysics, 2009, 7(1): 1-3.

[3] 薛冈, 王良书, 胡中平. 大炮检距地震资料动校正方法比较[J]. 石油地球物理勘探, 2003, 38(2): 151-155.  
Xue Gang, Wang Liangshu, Hu Zhongping. Oil Geophysical Prospecting, 2003, 38(2): 151-155.

[4] Castle R J. A theory of normal moveout[J]. Geophysics, 1994, 59(6): 983-999.

[5] Taner M T, Koehler F. Velocity spectra-digital computer derivation and application of velocity functions[J]. Geophysics, 1969, 34(6): 859-881.

[6] Thomsen L. Weak elastic anisotropy[J]. Geophysics, 1986, 51(10): 1954-1966.

[7] Alkhalifah T, Tsvankin I. Velocity analysis for transversely isotropic media[J]. Geophysics, 1995, 60(5): 1550-1566.

[8] Siliqi R, Bousquié N. An elliptic time processing based on a shifted hyperbola approach [C]. 2000 SEG Annual Meeting, Calgary, Alberta, Canada, August 6-11, 2000.

[9] Grechka V, Tsvankin I. 3-D description of normal moveout in anisotropic inhomogeneous media[J]. Geophysics, 1998, 63(3): 1079-1092.

[10] Crampin S. Shear-wave polarizations: A plea for three-component recording [C]. 1983 SEG Annual Meeting, Las Vegas, Nevada, USA, September 11-15, 1983.

[11] Crampin S. Seismic wave propagation through a cracked solid: Polarization as a possible dilatancy diagnostic[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1978, 53(3): 467-496.

[12] Crampin S. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1984, 76(1): 135-145.

[13] Postma G W. Wave propagation in a stratified medium [J]. Geophysics, 1955, 20(4): 780-806.

[14] Daley P F, Hron F. Reflection and transmission coefficients for transversely isotropic media [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1977, 67(3): 661-675.

[15] Tsvankin I, Thomsen L. Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media[J]. Geophysics, 1994, 59(8): 1290-1304.

[16] Tsvankin I. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media[J]. Geophysics, 1997, 62(4): 1292-1309.

(责任编辑 马骁骁)