

文章编号: 0253-9985(2005)06-0816-07

复杂条件下的深度成像技术

方伍宝¹, 孙建国²

(1 中国石化石油勘探开发研究院南京石油物探研究所, 江苏南京 210014)

(2 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083)

摘要: 基于波动方程的叠前深度偏移方法能在复杂介质条件下精确描述波场, 且能高精度成像。此方法包括波场向上和向下延拓进行基准面校正、基于深度域共成像道集的成像点速度模型修正技术和应用成像条件前后作偏移数据内插的偏移反假频技术等核心技术。经实际应用, 基于波动方程的叠前深度偏移技术在波组的分辨率、断层的清晰度、深部目的层的成像精度以及振幅的保持等方面都明显优于传统方法。

关键词: 波场延拓; 基准面校正; 速度模型; 反假频; 深度成像技术

中图分类号: TE19 **文献标识码:** A

Depth imaging technique in complex conditions

Fang W ubao¹, Sun Jianguo²

(1 Nanjing Branch of Exploration & Production Research Institute, SINOPEC, Nanjing, Jiangsu;

2 Exploration & Production Research Institute, SINOPEC, Beijing)

Abstract Wave equation-based prestack depth migration technique can accurately describe the wave field in complex media conditions and perform high resolution imaging. Its key techniques include datum correction through upward and downward continuations of wave field, velocity model modification of imaging points based on common imaging gather in depth domain, and migration antialias filter through interpolation of migration data before and after application of imaging condition equation. Practical application shows that prestack depth migration technique based on wave equation is obviously better than conventional techniques in respects of resolution of wave-groups, detail of fault, imaging accuracy of deep target and preservation of amplitude, etc.

Key words wavefield continuation; datum correction; velocity model; antialias filter; depth imaging technique

在我国以陆地勘探为主, 多期构造运动的叠加使油气勘探条件从地表到地下都非常复杂, 主要表现为: 1) 地表起伏剧烈; 2) 地表速度纵、横向变化大; 3) 地下地层、构造复杂; 4) 勘探目标由构造油气藏向岩性油气藏发展, 勘探深度由中-浅层向中-深层迈进^[1, 2]。面对如此复杂的勘探条件, 如何才能获取高精度的地震成像效果呢?^[3]

我们都知道, 常规叠加技术和叠后偏移技术仅适于均匀介质或水平层状介质^[4]。于是, 人们把目光转向叠前深度偏移。首先发展起来的是克希霍夫叠前深度偏移。其优点是计算效率高, 且对观测系统适用能力强。但是由于它基于高频近似条件下的射线理论, 在复杂地区的适应性较差。

而基于波动方程的叠前深度偏移方法, 既考虑了波场传播中的绕射效应, 又考虑了速度横向变化引起的折射效应, 能精确地描述波场; 它的成像精度高, 且保振幅性好, 对复杂构造的适应能力较强。在波动方程偏移方法研究中, Claerbout^[5]在差分法偏移方面做出了开创性的工作, 为该类方法的迅速发展奠定了良好的基础。马在田^[6]提出高阶有限差分法偏移, 为有限差分法的发展做出了很大的贡献。Stoffa^[7]提出了分步傅立叶偏移方法, Ristow^[8]提出了傅立叶有限差分法偏移, Wu^[9]提出了广义屏叠前深度偏移法。这些方法是通过采用傅立叶变换和有限差分手段在计算效率和适合复杂介质之间找到一个折衷点。

基金项目: “863”项目“油气地震勘探应用网络研究”(2004AA104350)

第一作者简介: 方伍宝, 男, 41岁, 高级工程师, 石油物探

收稿日期: 2005-06-23

为了提高复杂条件下地震成像的质量, 本文提出了波场延拓基准面校正技术、速度模型建立技术和实用的三维波动方程叠前深度偏移技术。这些技术在理论数据和实际数据的应用中得到了较理想的结果。

1 方法技术

1.1 波场延拓基准面校正

静校正是地震资料处理中的一个重要环节。常规静校正方法是基于地表一致性假设基础之上的, 这在复杂地表情况下不能成立。在进行静校正时移时会产生传播时间误差和波的振幅变化误差。而波动方程基准面校正方法符合地震波的传播规律, 校正后的地震波具有正确的时距关系和正确的能量关系。该类方法最初由 Berryhill^[10]提出, 用波动方程的积分解作波场外推。之后, 一些学者对该方法进行了发展^[11, 12]。目前, 大多数波动方程基准面校正处理都采用相移方法。虽然相移基准面校正相对常规静校正在对复杂地表的适应性方面有所提高, 但它的一个不足之处是要求介质的横向速度不能变化。针对相移法基准面校正的缺陷, 我们采用 Bom 近似偏移的原理, 推导了基于 Bom 近似的波动方程基准面校正方法。该方法的特点是既能适应地表起伏的地形变化, 又能适应地表速度的横向剧烈变化。

一般情况下, 波动方程偏移成像是从水平面开始进行的, 所以将其应用到非水平地面就必须对波场延拓公式作适当的修正。我们所采用的修正方案为“逐步累加”外推波场。其“逐步累加”的思路是将波场从某一个高度延拓, 并在每一个深度步长上将所截的地形面位置上的原有波场值加到延拓的波场中, 再向下或向上延拓, 如此逐步进行, 直到基准面为止。

我们采用的延拓算法是基于 Bom 近似的偏移算法。下面简要介绍波动方程向上或向下延拓静校正的具体实现过程。

$$\square^2 U - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = 0 \quad (1)$$

式中 $U(x, z)$ 为地震波场; $v(x, z)$ 为介质速度; (x, z) 为纵、横向坐标; t 为时间。在 Bom 近似条件下, 根据扰动理论有

$$U(x, z, \omega) = U_0(x, z, \omega) +$$

$$k^2 \int G_0(x, z, x', z') U(x', z', \omega) dx' dz' \quad (2)$$

式中 $U_0(x, z, \omega)$ 为频率域背景波场; $k = \omega/v_0(z)$, $v_0(z)$ 为背景速度; $G_0(x, z, x', z')$ 为背景介质的格林函数。背景波场延拓采用相移法, 扰动波场延拓采用正向散射近似求取延拓算子来实现。

(2) 式中的第二项又可分裂为两项, 即波场延拓公式如下

$$U(x, z_{i+1}, \omega) = P_0[U(x, z_b, \omega)] + P_a[U(x, z_b, \omega)] + P_b[U(x, z_b, \omega)] \quad (3)$$

式中 P_0 为相移算子; P_a 为时移算子; P_b 为补偿算子; z_i 为第 i 点深度。当我们从曲地表观测面向上或向下延拓时, (3) 式变为

$$U(x, z_{i+1}, \omega) = P_0[U_c(x, z_b, \omega) + U_r(x, z_b, \omega)] + P_a[U_c(x, z_b, \omega) + U_r(x, z_b, \omega)] + P_b[U_c(x, z_b, \omega) + U_r(x, z_b, \omega)] \quad (4)$$

式中 $U_c(x, z_b, \omega)$ 为延拓到 (x, z_i) 处的波场; $U_r(x, z_b, \omega)$ 为该位置原有的波场。将延拓后的波场变换到时间域即实现了波场延拓基准面校正。

1.2 速度模型的建立

速度模型是地震资料偏移成像的核心, 因为速度模型的精度高低直接影响最终成像的效果。速度模型的建立包括复杂地表条件下的速度模型建立及水平地表复杂构造条件下的速度模型建立。所谓复杂地表是指地表非水平、存在起伏且速度呈纵、横向变化。我们采用基于层析成像的近地表速度反演方法。而复杂构造条件下的速度模型建立采用的策略是以叠前时间偏移的共成像点道集和时间偏移剖面为基础建立初始速度模型, 以叠前深度偏移的共成像点道集为基础作剩余速度分析, 进而实现速度模型的修正。

1.2.1 近地表速度反演

建立起伏地面条件下近地表速度模型的方法是首先建立近地表初始模型, 将模型划分成网格形式, 用网格节点的速度分布来模拟复杂的速度结构, 通过射线追踪, 计算出初至波在接收点的走时; 然后与实际的地震初至波走时进行比较。根据比较结果修正模型; 经过反复多次修改, 最终获得与实际情况比较接近的速度模型。

根据变步长扰动法射线追踪的特点以及在目前计算机内存不再是大问题的情况下, 用初至波走时来建立近地表二维 (三维) 速度模型。我们认为, 采用求解反问题应用最为广泛的广义最小二

乘法, 亦称为高斯方法比较合适。

根据计算初至波走时和实际初至波走时, 可建立线性方程组

$$A \Delta \mathbf{v} = \Delta \mathbf{t} \quad (5)$$

式中 A 为矩阵; $\mathbf{v}$ 为速度, $\mathbf{t}$ 为时间。

通常方程 (5) 式是一大型的、稀疏的超定方程组。如何快速地解这一大型的稀疏超定方程组, 是有待解决的、难度不小的一个问题。我们采用“逐步反演法”和“长剖面分段反演法”来解决。

1) 逐步反演法: 先用大尺度的模型网格对粗糙 (即初始速度值与实际速度值差别很大) 的初始模型进行修改, 当达到一定的精度时, 再逐步加密模型网格, 直至达到要求的尺度为止。

2) 长剖面分段反演法: 将很长的剖面分成几段进行反演。由于反演时剖面两端会产生“边缘效应”, 在两段剖面之间的连接点附近往往会产生“畸变”, 使得速度失真。为此我们采用“段间重叠 (即重复计算两段之间相接点附近的数据)”和“消畸 (即去除会产生速度畸变的数据)”等一系列办法, 基本上消除了两段剖面之间相接点附近的畸变现象。

1.2.2 速度模型的建立

速度模型的建立包含两部分, 即建立初始速度模型和修正速度模型。我们开发出了两种建模方法。第一种是建立速度模型不受构造层位的约束和控制, 但对速度模型的编辑和调整可以参考层位进行操作, 称之为网格点速度建模; 第二种是在构造解释的地质约束条件下建立速度模型, 并且速度模型的编辑和调整是逐层进行的, 称之为沿层速度建模。

另外, 我们还应考虑射线参数、速度和深度之间的关系。即用正确的速度进行偏移时, 其共成像道集上的同相轴深度是相同的; 如果用于偏移的速度不准确, 则在共成像道集上的相应同相轴具有不同的深度。因此, 可以利用这种深度差异进行速度分析, 从中提取速度修正量。由此我们开发出了基于深度域共成像道集的共成像点的速度模型修正技术。

1.3 三维炮域叠前深度偏移

该方法是基于波的散射理论并借助 Bom 近似导出, 在空间域和波数域交替进行波场延拓的双域偏移方法。基于扰动理论, 可将地震波场和速度场分裂为背景场的扰动场

$$S(x_T, z) = S_0(z) + \Delta S(x_T, z) \quad (6)$$

$$U(x_T, z) = U_0(x_T, z) + U_\Delta(x_T, z) \quad (7)$$

式中 $S(x_T, z)$ 为介质的慢度 (速度的倒数); $S_0(z)$ 为背景慢度 (仅随深度方向变化); $\Delta S(x_T, z)$ 为慢度扰动量; $U(x_T, z)$ 为总波场; $U_0(x_T, z)$ 为背景波场; $U_\Delta(x_T, z)$ 为扰动波场; $x_T = (x, y)$ 为平面坐标。 $U_\Delta(x_T, z)$ 又可分裂为两项

$$U(x_T, z, \omega) = U_0(x_T, z, \omega) + U_1(x_T, z, \omega) + U_2(x_T, z, \omega) \quad (8)$$

$$\frac{\partial U_0(k_x, k_y, z, \omega)}{\partial z} = ik_z U(k_x, k_y, z, \omega)$$

$$\frac{\partial U_1(x, y, z, \omega)}{\partial z} = i\omega \Delta S(x_T, z) U_0(x, y, z, \omega)$$

$$\frac{\partial U_2(x, y, z, \omega)}{\partial z} = i\omega \Delta S \frac{a \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right]}{k_0^2 + b \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right]} U(x, y, z, \omega)$$

式中 $U(k_x, k_y, z, \omega)$ 为总波场; $U_0(k_x, k_y, z, \omega)$ 为背景波场; $U_1(x, y, z, \omega)$ 和 $U_2(x, y, z, \omega)$ 为扰动波场; k_0 为背景波数; a 和 b 为常数。在实现叠前深度偏移的过程中, 利用 (7) 式分别对上、下行波场作延拓, 并通过下式完成成像

$$M(x_T, z) = \sum_{ns} \left| \int_0^\omega U(x_T, z, \omega) D^*(x_T, z, \omega) d\omega \right| \quad (9)$$

式中 $M(x_T, z)$ 为成像值; U 为延拓的上行波场; D^* 为延拓的下行波场的复共轭; ns 为偏移的总炮数; (ω_0, ω_n) 为偏移的频带范围。

1.4 偏移反假频

在偏移成像过程中, 反假频是必须考虑的一个重要问题^[13-14]。在以波场延拓方式实现偏移成像的波动方程偏移方法中, 可以用 3 种数据内插手段来实现反假频, 即在波场延拓过程中进行数据内插、在应用成像条件之前作数据内插和在应用成像条件之后进行数据内插。

在炮域波动方程偏移中, 分别对炮点和检波点位置的波场作延拓, 一般情况下会出现空间假频, 使成像质量下降。这种假频问题可以通过偏移数据内插来解决。在波场延拓过程中作内插去假频的效果应该最好, 但是由于波动方程偏移的计算量巨大, 在目前计算能力情况下, 显然采用这种内插方式是没有实际意义的。所以, 我们可以在应用成像条件 (9) 式前、后作偏移数据内插。下面我们进一步分析这两种内插方式的差异 (以三

点插值为例)。

设应用成像条件之前的 3 个检波点和炮点的延拓值分别为 A_k, B_k , 且 $A_k = a_{1k} + a_{2k}i$; $B_k = b_{1k} + b_{2k}i$ ($k=1, 2, 3$)。若在应用成像条件后内插, 先求得 3 个采样点的成像值

$$\begin{aligned} M_k &= A_k B_k^* = (a_{1k} + a_{2k}i)(b_{1k} - b_{2k}i) \\ &= (a_{1k}b_{1k} + a_{2k}b_{2k}) + (a_{2k}b_{1k} - a_{1k}b_{2k})i \\ &\quad (k=1, 2, 3) \end{aligned} \quad (10)$$

并设三点插值的系数分别为 r_k , ($k=1, 2, 3$), 则其插值的结果为

$$M = \sum_{k=1}^3 r_k M_k = R + Ii \quad (11)$$

式中 R, I 分别为成像内插值的实部和虚部。且

$$R = \sum_{k=1}^3 r_k (a_{1k}b_{1k} + a_{2k}b_{2k}), \quad I = \sum_{k=1}^3 r_k (a_{2k}b_{1k} - a_{1k}b_{2k})$$

若在应用成像条件之前作内插, 则

$$A = \sum_{k=1}^3 r_k A_k \quad (12)$$

$$B = \sum_{k=1}^3 r_k B_k \quad (13)$$

内插后的成像值为

$$M = AB^* = R' + I'i \quad (14)$$

$$R' = \sum_{k=1}^3 r_k a_{1k} \sum_{k=1}^3 r_k b_{1k} + \sum_{k=1}^3 r_k a_{2k} \sum_{k=1}^3 r_k b_{2k}$$

$$= \sum_{k=1}^3 r_k a_{2k} \sum_{k=1}^3 r_k b_{1k} - \sum_{k=1}^3 r_k a_{1k} \sum_{k=1}^3 r_k b_{2k}$$

显然 $R \neq R', I \neq I'$ 并且 R' 和 I' 所考虑数据的交互作用更完全些。从下面的测试结果可进一步看到它们之间的差异。

2 应用实例

2.1 波场延拓基准面校正

选用的实际数据位于近地表横向速度变化较大, 且起伏较为剧烈的地区。地表最大起伏为 70m。数据共 517 炮记录, 每炮 180 道, 共 1408 个 CDP 点, 剖面长度为 28 km。图 1 为采用层析速度反演后的近地表速度剖面。图 2a 为原始单炮记录, 记录上的面波较强, 初至波、反射波明显受到地

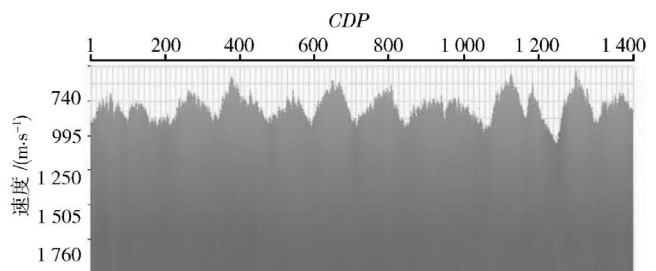


图 1 近地表速度反演剖面

Fig. 1 Near surface velocity inversion profile

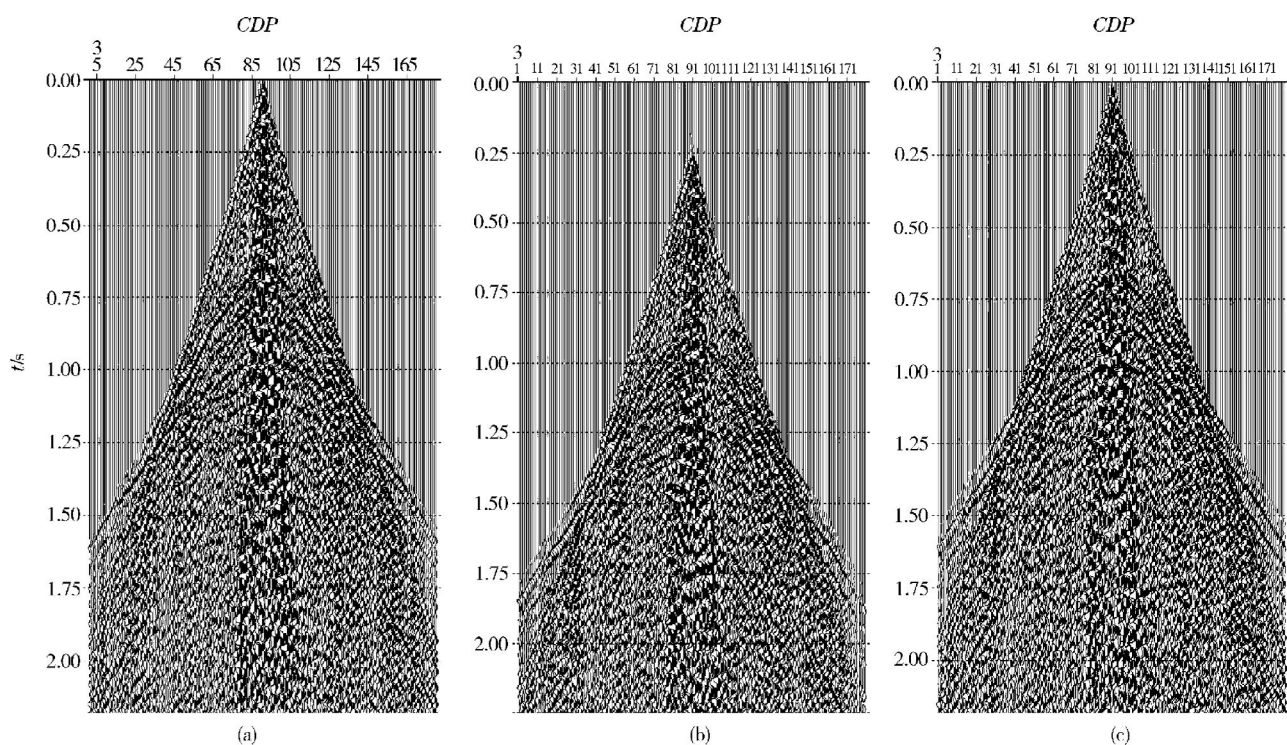


图 2 实际炮记录

Fig. 2 Real shot record

(a) 原始炮记录; (b) 波动方程向上延拓后的炮记录; (c) 波动方程向下延拓后的炮记录

形起伏变化的影响;图 2b 为采用波动方程向上延拓后的炮记录,从该记录上的初至波看到地形高程变化的影响基本消除;图 2c 为采用波动方程向下延拓后的炮记录,从其初至波、反射波上可看到地形高程变化的影响及速度横向变化的影响都得到了消除。图 3a b 和 c 为原始记录作常规高程静校正、层析静校正和波动方程基准面校正(向下延拓)后的偏移剖面。图 3b 在反射同相轴的连续性、剖面中部大倾角反射的信噪比等方面明显比图 3a 强,所以说高程静校正后的资料中仍存在很大的静校正剩余量。图 3c 与图 3b 在总体质量上比较接近,但在 CDP 500~700,时间 1.0~1.5s 间反射信号图 3c 明显强于 3b,且 CDP 900~1200,时间 0.5~1.1 s 间的斜界面的反射能量及连续性图 3c 也明显强于图 3b。

实际数据测试结果表明,在静校正精度方面,层析静校正的精度高于高程静校正,波动方程基准面校正高于层析静校正。在波动方程基准面校正中,向上延拓基准面校正只消除了高

程的影响,而没有消除横向速度变化的影响,所以不能采用常规处理手段对基准面校正后的记录作处理。

2.2 三维炮域叠前深度偏移

首先选用国际通用的测试 3D 复杂构造成像效果的 3D SEG/EAGE 盐丘模型数据进行测试。图 4a b 和 c 分别为 Crossline 120 的速度剖面和应用成像条件后、前进行偏移数据内插的偏移剖面。其中图 4b 和图 4c 的成像质量较为接近,且与图 4a 的对比中可看到主要反射层及盐丘边界成像清晰;但图 4c 在 A、B、C、D 等处的反射同相轴的成像质量优于图 4b。由此我们认为,在基于 Bom 近似的炮域波动方程叠前深度偏移中在应用成像条件之前作内插反假频后的偏移成像质量较高,且优于在应用成像条件后作内插反假频的成像结果。

图 5a 5b 分别为 Inline 方向的速度切片及其对应的偏移的结果。从中看到,波动方程偏移成像精度很高,能对浅层、断层和盐丘边界进行高精度成像。

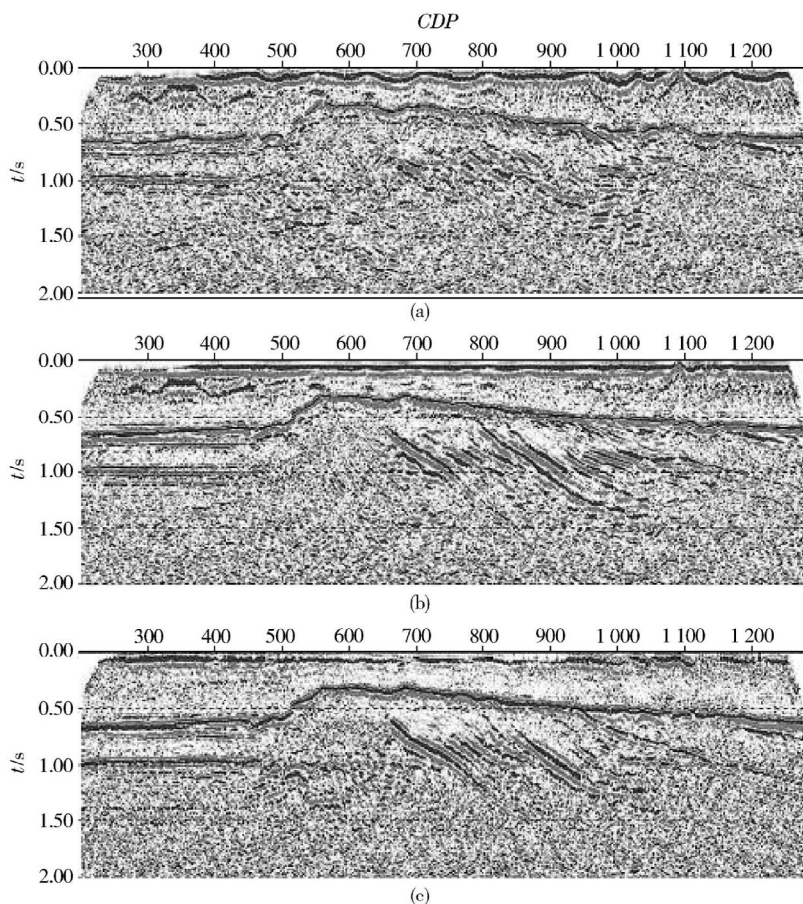


图 3 偏移剖面

Fig. 3 Migrated section

(a) 高程静校正; (b) 层析静校正; (c) 波动方程基准面校正

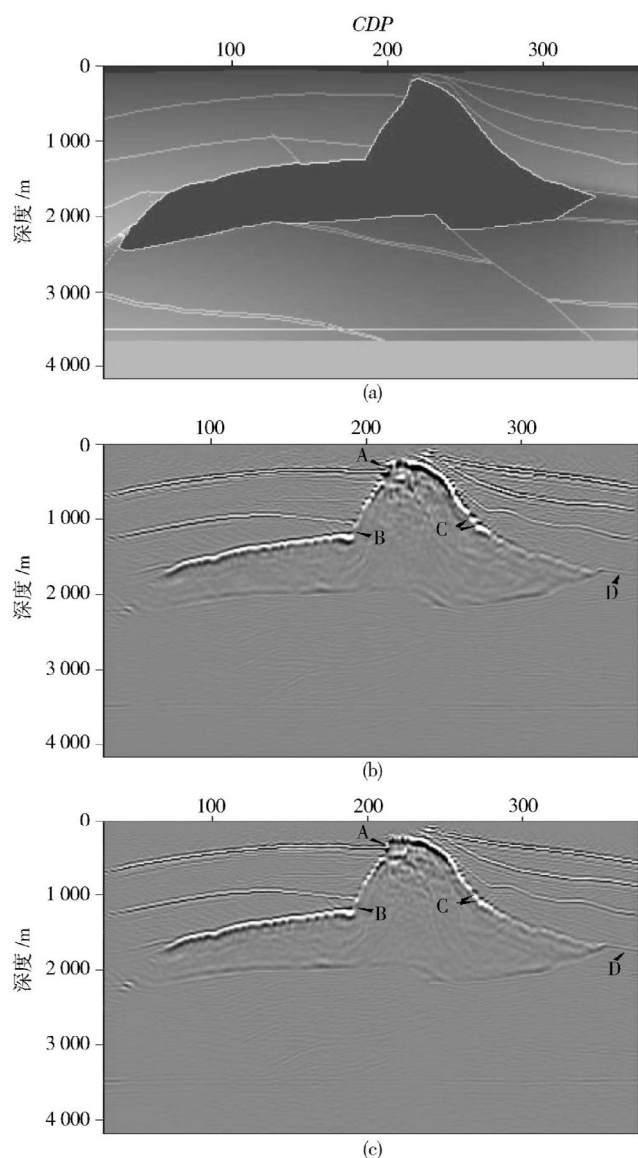


图 4 应用成像条件前、后作数据内插后的偏移结果比较
Fig. 4 Comparison of migration results through data interpolation before and after application of imaging condition equation

(a) 3D SEG/EAEG 盐丘模型的 Crossline 120 速度剖面; (b) 成像后作内插的偏移剖面; (c) 成像前作内插的偏移剖面

用某三维区实际地震数据进行了测试。该数据工区构造复杂, 地层落差大, 速度横向变化大, 构造幅度小, 而且主要的含油气目的层深达 4 000~5 500m, 这为准确确定断层展布、构造形态和高点位置、圈闭范围内的储层特征和含油气性带来了较大的困难。工区面积约 56 km², 地震数据共 4 680 炮, 每炮 240 道, 每道长为 6 s, 时间采样率为 2 ms。

图 6a、b 分别为用 Kirchhoff 积分法和波动方程叠前深度偏移的 Inline 40 的剖面。从图中可以看出, 图 6b 中断层的清晰度、波组的分辨率均比

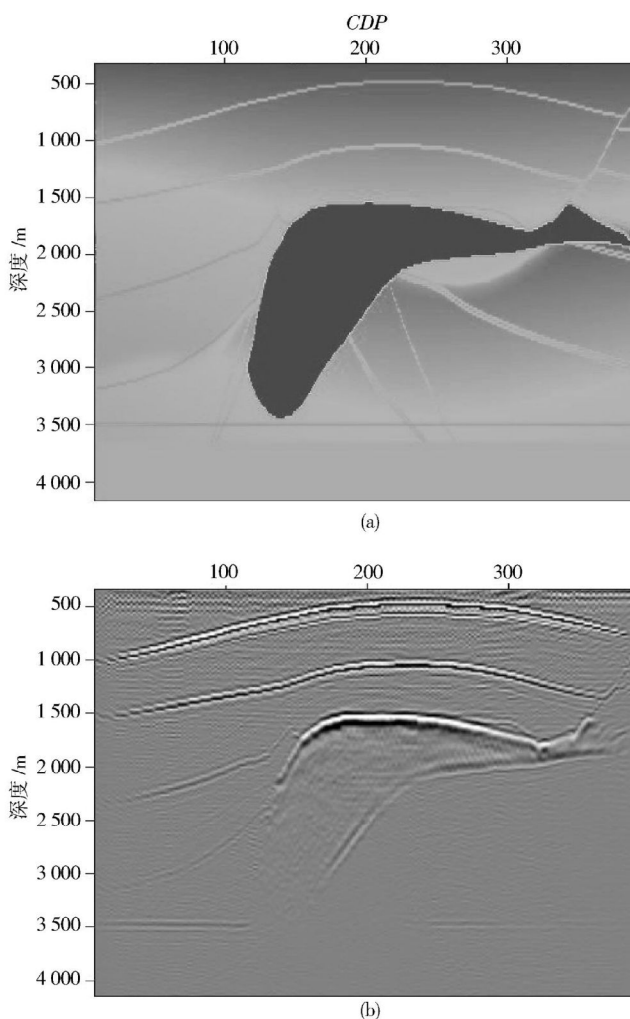


图 5 Inline 方向速度及偏移剖面

Fig. 5 Inline velocity profile and migration section

(a) 速度剖面; (b) 偏移剖面

图 6a 高; 特别是在 5 500~6 000m 的目的层的成像以及地震波的保幅方面, 图 6b 比图 6a 强得多。

3 结论

波动方程基准面校正技术考虑了地震波传播中的方向问题和能量问题, 使校正后的地震波具有正确的时距关系和正确的能量关系, 大大提高了基准面校正的质量。本文开发出的技术既能适应地表起伏的地形变化, 又能适应地表速度的横向剧烈变化。

开发出了速度模型建立技术, 主要有起伏地表条件下的速度反演技术和基于深度域角度道集的速度模型修正技术。这为提高波动方程叠前深度偏移的成像精度奠定了良好的基础。

为提高波动方程叠前深度偏移的实用性, 本文开发出了波动方程偏移反假频技术。从反假频测试结果了解到, 在应用成像条件之前作数据内

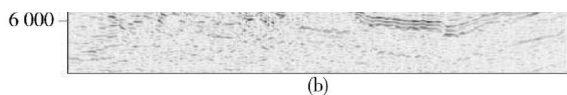
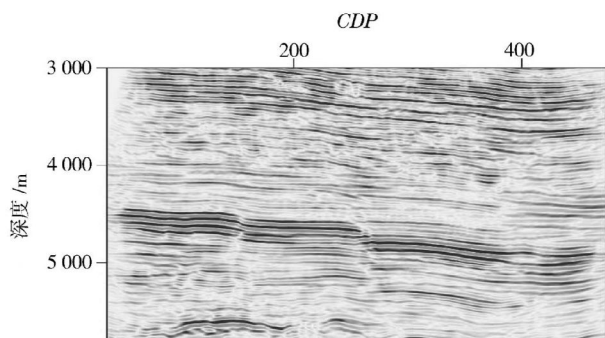


图 6 Inline 40 线 3D 实际数据的两种叠前深度偏移结果的比较

Fig. 3 Comparison of two prestack depth migration results of real 3D data on Inline 40 line

(a) Kirchhoff 叠前深度偏移; (b) 波动方程叠前深度偏移

插反假频的偏移成像质量优于在应用成像条件之后再作数据内插反假频的偏移成像结果。

本文的三维炮域波动方程叠前深度偏移技术在波组的分辨率、断层的清晰度、对深部目的层的成像精度以及地震波的振幅保持等方面优于 Kirchhoff 积分法叠前深度偏移技术。该技术在实践资料中得到了成功应用。

致谢: 在本文完成过程中得到了中国石化石油勘探开发研究院南京石油物探研究所潘宏勋、李满树、孙成龙和孔祥宁等专家的帮助, 在此一并表示感谢。

参 考 文 献

1 杨光, 薛林福, 刘振彪, 等. 松辽盆地深部地震剖面解释与深部

地质研究 [J]. 石油与天然气地质, 2001, 22(4): 326~330

Yang Guang, Xue Linfu, Liu Zhenbiao, et al. Studies of deep geology with seismic section interpretation in Songliao basin [J]. Oil & Gas Geology, 2001, 22(4): 326~330

2 马新华, 魏国齐, 钱凯, 等. 我国中西部前陆盆地天然气勘探的几点认识 [J]. 石油与天然气地质, 2000, 21(2): 114~117

Ma Xinhua, Wei Guoqi, Qian Kai, et al. Recognition of natural gas exploration in foreland basins of Central West China [J]. Oil & Gas Geology, 2000, 21(2): 114~117

马在田. 地震成像技术——有限差分法偏移 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1989. 1~213

Ma Zaitian. Seismic imaging technique—finite difference migration [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1989. 1~213

7 Stoffa P L, Fokkema J T, de Luna Freire R M, et al. Split-step Fourier migration [J]. Geophysics, 1990, 55(4): 410~421

8 Ristow D, Rühl T. Fourier finite-difference migration [J]. Geophysics, 1994, 59(12): 1882~1893

9 Wu R, Jin S. W indowed GSP (Generalized Screen Propagators) migration applied to SEG-EAEG salt model data [A]. Expanded abstracts with biographies 1997 technical program [C]. Dallas, Texas, USA: Society of Exploration Geophysicists (SEG), 1997. 1746~1749

10 Berryhill J R. Wave-equation datuming [J]. Geophysics, 1979, 44(8): 1329~1344

11 Wiggins J W. Kirchhoff integral extrapolation and migration of non-planar data [J]. Geophysics, 1984, 49(8): 1239~1248

12 Bevc D. Flooding the topography: wave-equation datuming of land data with rugged acquisition topography [J]. Geophysics, 1997, 62(5): 1558~1569

13 Zhang Y, Sun J C, Gray S H. Aliasing in wavefield extrapolation prestack migration [J]. Geophysics, 2003, 68(2): 629~633

14 Fomel S. Seismic reflection data interpolation with differential offset and shot continuation [J]. Geophysics, 2003, 68(2): 733~744

(编辑 李 军)