

· 处理方法 ·

# 基于偏移/反偏移的地震数据映射方法

杨 铠<sup>\*①</sup> 王毓玮<sup>①</sup> 王华忠<sup>①</sup> 冯 闯<sup>②</sup>

(①同济大学海洋与地球科学学院,同济大学海洋地质国家重点实验室;②四川石油管理局地球物理勘探公司)

杨铠,王毓玮,王华忠,冯闯. 基于偏移/反偏移的地震数据映射方法. 石油地球物理勘探, 2008, 43(1): 7~16

**摘要** 基于宏观速度场的数据映射理论在地震数据处理中得到了广泛应用,其中叠前偏移/反偏移是最适宜于提高叠前成像质量的数据映射手段。面对低信噪比地震资料,本文采用叠前时间偏移/反偏移作为数据映射工具,将常规预处理后的地震数据通过初始的偏移速度场进行叠前时间偏移映射到成像空间,然后在该空间内实施合理的相干加强处理之后再同一个速度场将其反偏移回到叠前数据空间。数值计算和实际资料应用结果表明:由于叠前时间偏移/反偏移这一对算子具有良好的共轭性质,采用叠加速度作为偏移速度场也不会造成地震数据的畸变。文中提出两种处理流程A和B,两种流程均要做相干加强处理,均可得到可靠的速度分析和成像结果。

**关键词** 地震数据映射 叠前时间偏移 反偏移 相干加强

## 1 引言

自20世纪90年代以来,地球物理学家们开始以数据映射的观点来看待地震成像过程中的诸多问题。Hubral等<sup>[1]</sup>和Tygel等<sup>[2]</sup>进行了地震数据映射中开创性的工作,他们基于克希霍夫积分法首先系统地提出了统一的地震数据映射理论,将地震数据处理中的绝大部分处理工作如偏移成像、偏移到零炮检距、再偏移和剩余偏移、倾角时差校正、炮检距记录延拓、炮记录延拓、记录方式转换(如从地表接收记录转换为垂直地震剖面(VSP)记录)、波型转换(如从PP波到PS波)、方位角校正等都归结为地震数据映射问题,认为上述各项处理工作都只是地震数据映射问题中的特例,可以在对速度模型进行修正的基础上,通过克希霍夫偏移/克希霍夫反偏移这样的一对共轭算子加以解决。Jaramillo<sup>[3]</sup>从Born反演+建模以及克希霍夫反演+建模的角度对Tygel等<sup>[2]</sup>提出的公式进行了修改。Bleistein<sup>[4]</sup>在此基础上给出了基于这种反演+建模思想的统一克希霍夫型公式,即克希霍夫数据映射公式。

Ronen<sup>[5]</sup>提出采用  $NMO + DMO + STACK +$

$DMO^{-1} + NMO^{-1}$  进行数据映射插值,他采用的地震数据映射算子实际上是部分偏移算子DMO。利用DMO是二维算子的特性,将  $DMO + DMO^{-1}$  应用到三维地震数据规则化中。Biondi等<sup>[6]</sup>在此基础上将DMO与  $DMO^{-1}$  串联起来,应用稳相近似推导出了一个统一的公式,使得数据规则化能够一步完成。

文献[1~4]采用了克希霍夫积分作为数据映射的工具是因为这些文献作者长期从事射线理论和克希霍夫积分成像方法研究,实际上采用波动方程偏移/反偏移作为数据映射工具也完全能够达到同样的目的。本文采用共炮检距波动方程相移叠前时间偏移/反偏移算子作为数据映射算子。与常速的倾角时差校正(DMO)部分偏移算子相比,该算子可以很好地适应速度的变化,与对层速度要求极高的MZO算子或叠前深度偏移算子相比,叠前时间偏移/反偏移只需要一个比较粗糙的均方根速度场就能够得到令人满意的成像结果。实践表明在速度横向变化剧烈并存在大倾角反射的情况下,使用叠前时间偏移仍然能够得到较高质量的叠前时间偏移剖面,这也正是目前工业界普遍采用叠前时间偏移作为地震解释出发点的原因。另外,相比叠前深度偏

\*上海市同济大学海洋与地球科学学院反射地震科学组,海洋地质国家重点实验室,200092

本文于2007年1月14日收到,修改稿于同年9月20日收到。

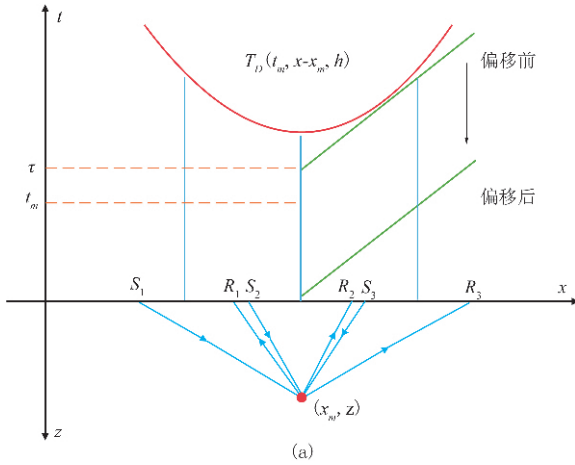
本研究得到中石油物探重点实验室开放基金项目(GPKL0701)和国家自然科学基金项目(40504016)资助。

移/反偏移,叠前时间偏移/反偏移还具有较高的计算效率。

## 2 基于共炮检距波动方程叠前时间偏移/反偏移算法

基于波动方程的频率—波数域叠前时间偏移方法最早由 Dubrulle<sup>[7]</sup>提出,它实质上是一种平面波偏移方法。唐亚勋<sup>[8]</sup>在此基础上推导了相移偏移及任意炮检距的相移反偏移计算公式,将偏移与反偏移算法串联起来使用实现地震数据映射。

图1显示了叠前时间平面波相移偏移与反偏移的原理。如图1a所示,当炮检距不为零时,记录到的单点绕射旅行时为



$$T_D(t_m, x - x_m, h) = \frac{1}{v_s} \sqrt{\left(\frac{t_m v_s}{2}\right)^2 + (x - x_m - h)^2} + \frac{1}{v_s} \sqrt{\left(\frac{t_m v_s}{2}\right)^2 + (x - x_m + h)^2} \quad (1)$$

其中:  $(x_m, z)$  为地下一个绕射点的横向和纵向坐标;  $h$  表示半炮检距;  $v_s$  表示介质速度;  $t_m$  表示偏移后的时间。式(1)描述了地下一个绕射点被等炮检距观测所照明及接收的时距关系。物理上讲,其时距关系上某一点的斜率即代表了某一个角度的平面波。根据 Dubrulle<sup>[7]</sup>,将这些“平面波”相移到时间轴的起点,然后应用成像条件,即可得到某一个平面波的叠前时间偏移结果,再将所有的平面波偏移结果累加在一起即可得到最终叠前时间偏移的结果。

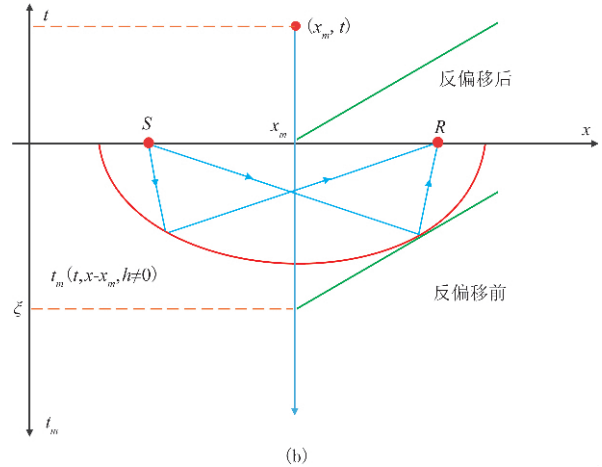


图1 叠前时间平面波相移偏移/反偏移原理示意图

(a) 相移法叠前时间偏移原理示意; (b) 相移法叠前时间反偏移原理示意

由式(1)可以得到切线的斜率为

$$m = \frac{dT_D}{dx} = \frac{1}{v_s} \left[ \frac{x - x_m - h}{\frac{1}{v_s} \sqrt{\left(\frac{t_m v_s}{2}\right)^2 + (x - x_m - h)^2}} \right] + \frac{1}{v_s} \left[ \frac{x - x_m + h}{\frac{1}{v_s} \sqrt{\left(\frac{t_m v_s}{2}\right)^2 + (x - x_m + h)^2}} \right] \quad (2)$$

要想得到  $(x_m, t_m)$  处的成像值,可以将不同斜率的平面波分别进行相移处理,然后将所有频率的平面波求和,从而得到成像结果(图1a)。如果在  $x_m$  处向上引一条垂线作为新的  $t$  轴,那么相移量即为切线在新的时间  $t$  轴上的截距,由下式定义

$$\tau = T_D - m(x - x_m) \quad (3)$$

因此,常炮检距频率—波数域叠前相移偏移可以写

为如下三步:

(1)将输入的原始共炮检距道集波场记为  $p(x, t_m=0, t, h)$ ,其中  $x, t_m, h$  分别代表空间、时间和半炮检距坐标,  $t_m$  代表时间偏移中所用到的“时间深度”,  $t_m=0$  表示在地表记录到的波场,对其进行二维傅里叶变换得到

$$P(k_x, t_m = 0, \omega, h) = \iint p(x, t_m = 0, t, h) \times e^{i(\omega t - k_x x)} dt dx \quad (4)$$

(2)按照式(3)对输入波场进行相移处理,即对其在时间深度方向上进行延拓得到

$$P(k_x, t_m = 0, \omega, h) e^{-i\omega \tau} \quad (5)$$

(3)类似于深度偏移,应用成像条件,对所有频

率的延拓波场进行求和,然后进行一维傅里叶反变换,得到偏移后的结果

$$P(x_m, t_m, t=0, h) = \left(\frac{1}{2\pi}\right)^2 \iint P(k_x, t_m=0, \omega, h) \times e^{-i\omega\tau} e^{ik_x x_m} d\omega dk_x \quad (6)$$

按照上述讨论过程,可以推导出相应的叠前时间相移反偏移公式。它与刚刚讨论过的叠前时间相移偏移具有类似的形式,区别仅在于相移因子的符号与偏移时相反。故反偏移的相移因子应该为  $e^{i\omega\tau}$ ,表示反偏移是一个与偏移相反的计算过程,它需要将上行波方程正向外推到地表,然后提取地表处的波场值,从而得到地震记录。因此反偏移的处理流程可归纳为:

(1)对偏移后数据  $p(x, t_m, t=0)$  做一维  $x$  方向的傅里叶变换,得到  $P(k_x, t_m, t=0)$ ;

(2)将  $P(k_x, t_m, t=0)$  乘以相移因子进行正向外推,即  $P(k_x, t_m, t=0)e^{i\omega\tau}$ ,然后对所有  $t_m$  求和(反偏移成像条件),得到  $P(k_x, t_m=0, \omega)$ ;

(3)对  $P(k_x, t_m=0, \omega)$  做二维傅里叶反变换得到反偏移后的波场  $P(x, t_m=0, t)$ 。

唐亚勋<sup>[8]</sup>随后对理论数据进行了计算,验证了偏移/反偏移之后数据确实能够回到初始状态,证明了算法的正确性。从中得出一个重要结论:对于一个相对复杂的介质,尽管通过常规叠加速度分析得到的均方根速度场并不很准确,并导致叠前时间偏移产生误差,但是随后的叠前时间反偏移采用同样的算子和同样的速度场,可以抵消由于偏移过程产生的误差。正是由于这个重要结论,保证了基于叠前时间偏移/反偏移作为地震数据映射的工具将得到可靠的计算结果。

### 3 基于共炮检距波动方程叠前时间偏移/反偏移算法的地震数据映射

由于共炮检距波动方程叠前时间相移偏移/反偏移算法具有良好的稳定性和计算效率,因此该方法提供了一个很好的进行地震数据映射的计算工具。近年来在中国西部山区和南部碳酸盐岩出露地区采集了大量地震资料,恶劣的地表条件对激发接收造成负面作用。散射波的发育降低了记录的信噪比,同时观测系统变化造成的道集残缺也对叠前成像造成了非常不利的影

响,因此对数据进行规则化处理非常必要。

如前所述,这种偏移/反偏移计算并不会对地震数据产生改造,因此不妨设计这样一种处理思路:首先在常规预处理基础上用叠加速度进行叠前时间偏移,由于道集残缺以及处理中的去噪必然会在一定程度上削弱有效反射,造成成像剖面整体分辨率的下降。但是由于多次覆盖数据本身具有的潜力,有效反射虽然变弱但依然可以辨识,因此可以对偏移后的数据实施合理的相干加强,然后基于同样的观测系统参数将其反偏移回到叠前数据空间。由于反偏移是建立在相干加强之后的偏移数据之上,据此产生的叠前道集的信噪比一定高于反偏移前的道集。在反偏移后的叠前道集上进行叠前偏移速度分析可以得到比原始道集更可信的速度分析结果,进而提高偏移成像的精度。

依据以上思路,本文提出两种基于共炮检距波动方程叠前时间相移偏移/反偏移算法的地震数据映射处理流程。第一种直接基于共炮检距剖面进行偏移/反偏移处理,简称为流程 A;第二种是将所有炮检距的偏移结果进行累加,再将其反偏移到各个炮检距,简称为流程 B。

图 2 展示了处理流程 A。注意流程 A 中输入的共炮检距道集是经过常规预处理的地震数据。所谓“初始均方根速度”是指在常规预处理基础上拾取的一个比较合理的叠加速度场。在流程 A 中,叠前数据以一个个独立的炮检距道集形式输入,分别实施叠前时间偏移与相干加强,然后再以同样的观测系统参数实施叠前时间反偏移。由于进行了相干加强处理,可以预料在反偏移处理之后得到的叠前道集的信噪比一定高于反偏移前的道集,要注意相干加强的实施一定要在合理的范围之内,否则有可能出现假象。在反偏移之后的新道集上,可以进行新一轮叠加速度分析更新叠加速度,得到更好的叠前剖面 and 叠后时间偏移剖面;或者可以进行新一轮叠前偏移速度分析更新偏移速度,得到更好的叠前偏移成像结果。

图 3 显示了处理流程 B。它与处理流程 A 有所不同的是,流程 B 应用的是叠后时间偏移/叠前时间反偏移处理流程。由于共反射面元叠加(CRS)是现有最好的零炮检距成像方法,因此在常规处理中使用 CRS 叠加方法可得到高质量的零炮检距结果,在此基础上进行叠后时间偏移可以得到高品质的时

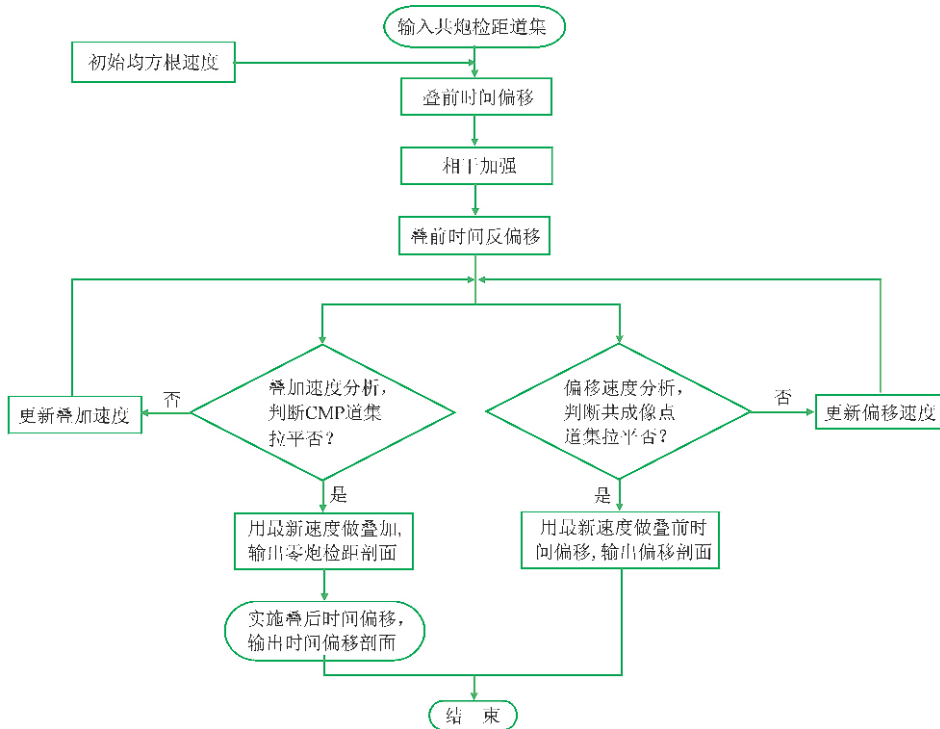


图2 偏移/反偏移处理流程 A

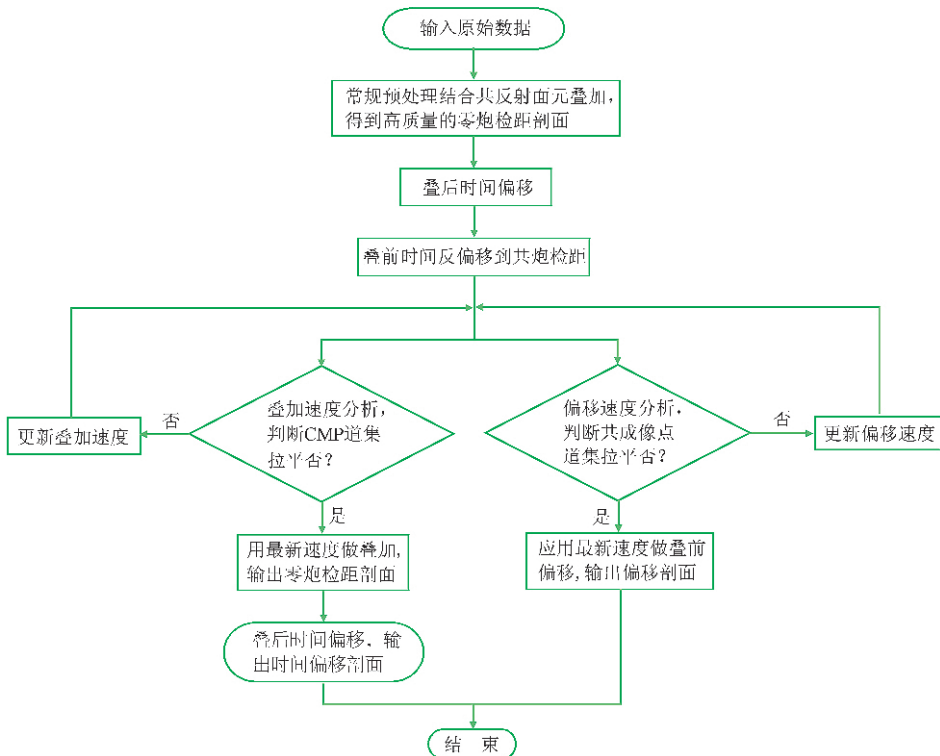


图3 偏移/反偏移处理流程 B

间偏移结果。在叠后时间偏移的基础上实施叠前时间反偏移,将数据反偏移到各个炮检距,就可以得到信噪比大为提高的叠前数据体。

流程 B 是针对更低信噪比的地震数据设计的,当信噪比低到一定程度时,基于共炮检距成像剖面的相干加强未必能够得到可靠的结果,只有在叠加

剖面上才有比较可靠的反射同相轴。在这种情况下,经过叠后时间偏移进行反偏移,才能够得到较高信噪比的叠前数据体。同样在这个新道集上,可以进行新一轮叠加速度分析更新叠加速度,得到更好的叠加剖面 and 叠后时间偏移剖面,也可以进行新一轮叠前偏移速度分析更新偏移速度,得到更好的叠前偏移成像结果。

## 4 两种处理方法的数值计算结果

### 4.1 处理流程 A

为了模拟实际情况,本文选用了介质速度比

较复杂的大庆火山岩模型。图 4a 为大庆火山岩模型的真实层速度模型;图 4b 是真实层速度模型(图 4a)转化得到的均方根速度场。数值计算中采用图 4b 所示的均方根速度场。基于真实层速度模型的速度场正演模拟了 500 炮地震记录,每炮 201 道,道间距为 20m,4s 记录长度,4ms 采样。为了模拟实际生产中的低信噪比资料,在正演数据中加入了 5 倍于信号的随机噪声。

图 5a 为从加了噪声之后的数据中抽出的炮检距为 2000m 的共炮检距道集;对加了噪声的共炮检距道集进行叠前时间相移偏移得到如图 5b 所示的时间偏移剖面;图 5c 则是对相移偏移后的结果进行

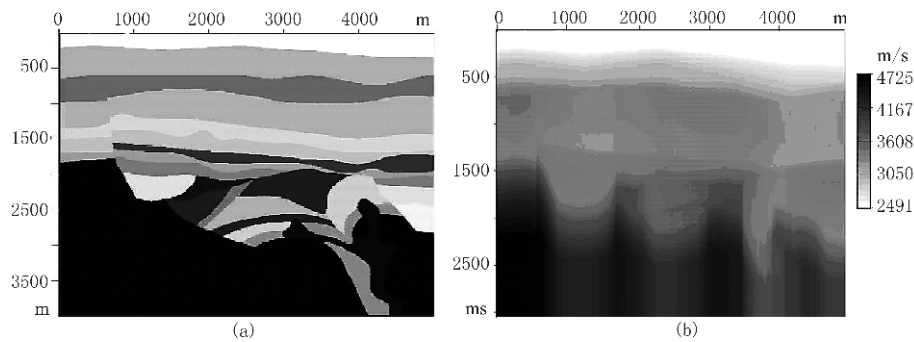


图 4 大庆火山岩原始速度模型(a)与均方根速度模型(b)

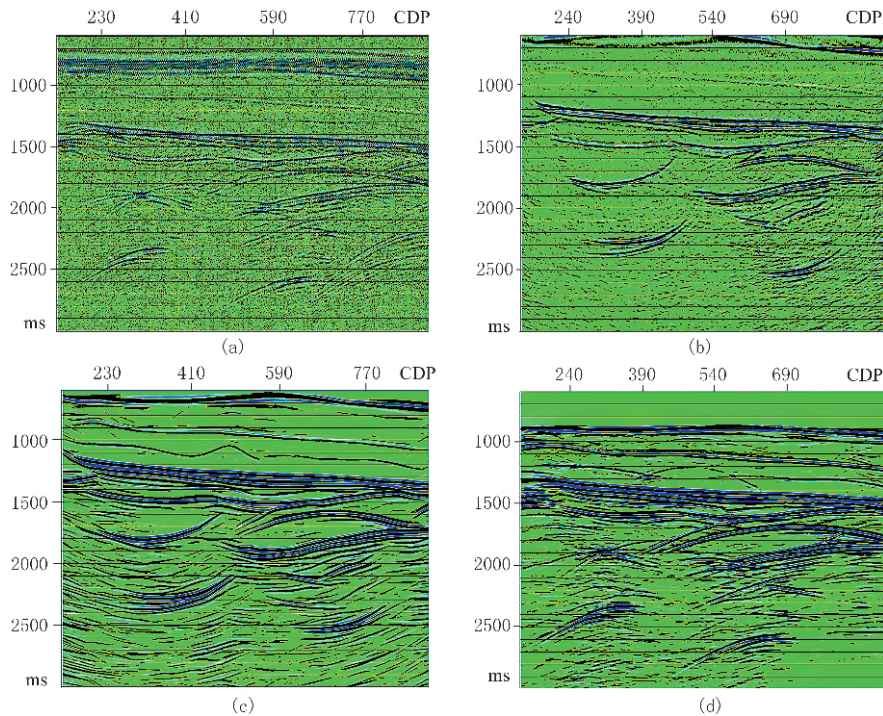


图 5 利用流程 A 对零炮检距剖面的处理结果

(a) 2000m 的共炮检距道集; (b) 对(a)相移偏移后的结果; (c) 对(b)相干加强的结果; (d) 对(c)反偏移到 2000m 的炮检距道集结果

信号加强后的剖面。信号加强采用了能够显著提高叠加剖面信噪比的 CRS 叠加方法<sup>[9]</sup>。由图 5c 可以看出在 CRS 叠加之后地震记录的信噪比有了大幅度提高。图 5d 是对 CRS 叠加后的数据进行叠前时间相移反偏移的结果。由图 5b 和图 5d 可以看出, 经过一正一反两次偏移之后的地震记录的运动学和动力学特征与输入数据均保持一致, 最大的不同在于反偏移之后的数据信噪比得到了很大的提高, 这正是我们设计这个处理流程的目的。

为了更清楚地看到处理效果, 将所有炮检距都进行上述处理, 然后在共中心点(CMP)道集上比较它们之间的差别。图 6a 为原始 CMP 道集, 图 6b 为将所有炮检距剖面都进行反偏移处理之后的 CMP 道集。可以看出其信噪比得到大幅度提高。图 6c

为用原始 CMP 道集进行速度分析的结果, 图 6d 为用反偏移处理之后的 CMP 道集进行速度分析的结果, 可以看出反偏移之后的叠加速度谱能量更集中, 更有利于精确的速度拾取。由此可见, 在叠前时间偏移速度分析或是叠前深度偏移速度分析的过程中, 偏移速度分析精度的提高对于改善叠前成像质量至关重要。图 6e 和图 6f 分别为反偏移前、后的叠加剖面对比, 由图可见, 反偏移后的叠加剖面的信噪比得到了明显提高。

#### 4.2 处理流程 B

处理流程 A 的偏移/反偏移都是在两个相同的炮检距数据上进行, 事实上从数据映射的角度来考察, 反偏移可以在任意两个不同的炮检距之间进行, 例如从零炮检距到非零炮检距。当信噪比很低时,

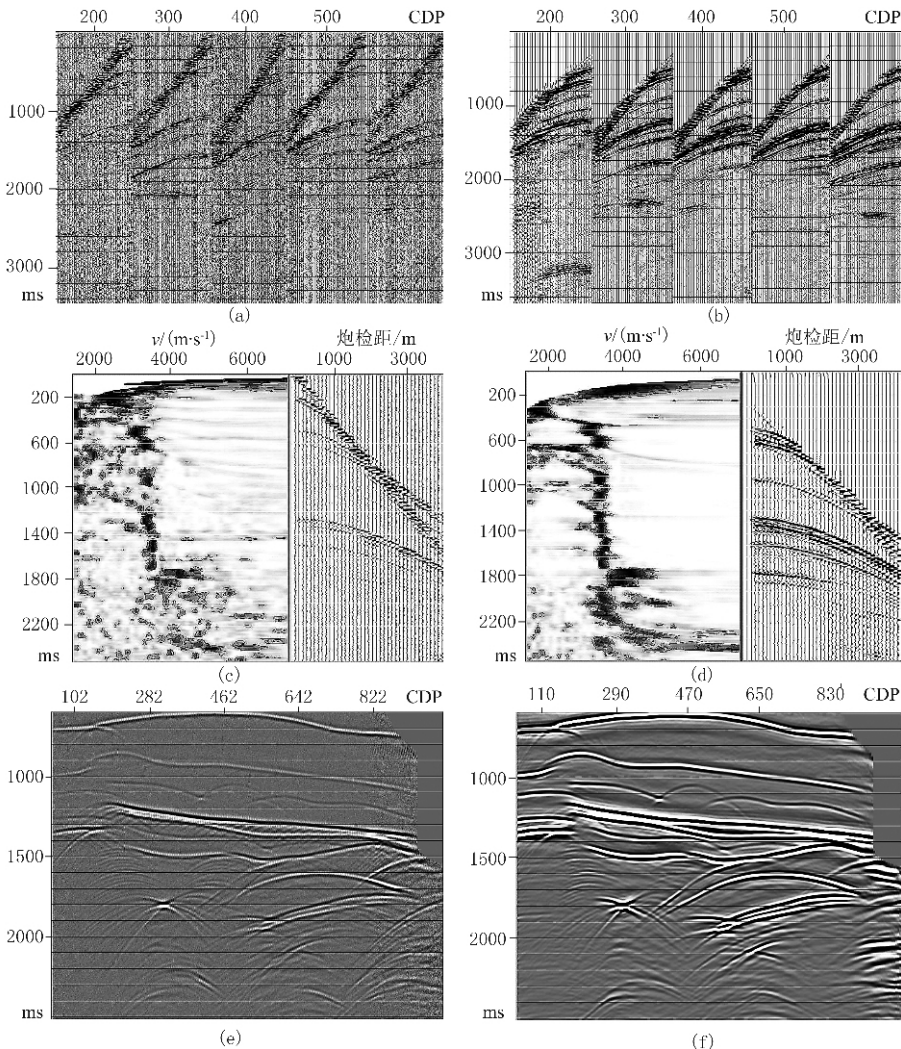


图 6 利用流程 A 反偏移处理结果对比

(a)反偏移前的 CMP 道集;(b)反偏移后的 CMP 道集;(c)反偏移前的叠加速度分析;  
(d)反偏移后的叠加速度分析;(e)反偏移前的叠加剖面;(f)反偏移后的叠加剖面;

只有基于高质量叠后偏移剖面进行反偏移才能得到有效的叠前数据体。在这种情况下,只有从经过上述处理的叠后时间偏移剖面出发进行反偏移,才能得到高信噪比的叠前数据体。

图 7a 为反偏移前的叠后时间偏移剖面,信噪比较低;图 7b 为经过信号加强之后进行叠后偏移得到的偏移剖面,信噪比有了非常显著的提高。图 7c

为将相干加强后的叠后时间偏移结果反偏移到 1000m 炮检距的结果;图 7d 为将图 7b 反偏移到 2000m 炮检距的结果;图 7e 为通过流程 B 计算得到的 CMP 道集。可以看出这种方法比图 6b 通过流程 A 得到的 CMP 道集信噪比更高;图 7f 为通过流程 B 得到的叠加剖面,可以看出此图要比反偏移前叠加剖面(图 6e)信噪比明显提高。

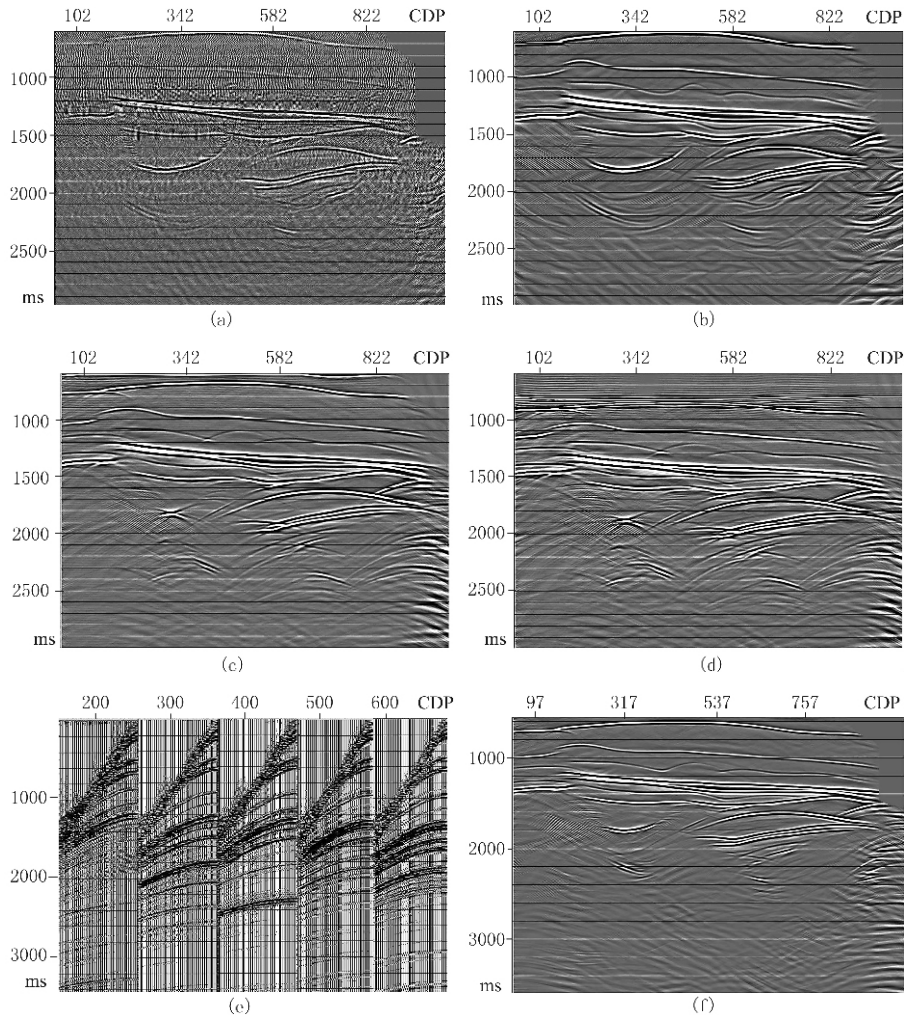


图 7 利用流程 B 对叠后偏移剖面的处理结果

(a) 反偏移前的叠后时间偏移剖面; (b) 相干加强处理后的叠后时间偏移剖面; (c) 基于图 (b) 反偏移到 1000m 炮检距的结果; (d) 基于图 (b) 反偏移到 2000m 炮检距的结果; (e) 反偏移后的 CMP 道集; (f) 反偏移后的叠加剖面

## 5 两种处理方法在实际数据上的应用结果

### 5.1 基于叠前偏移/反偏移流程 A 的处理实例

前面具体讨论了速度随深度变化介质和相对复杂的大庆火山岩模型的相移地震数据映射,现在将它运用于更为复杂的实际数据中。本文选取了在中

国西部 Z 盆地的山前带采集的一条 L1 二维测线地震数据。图 8a 为 L1 测线的原始单炮记录,可以看出由于近地表的剧烈起伏和地表速度变化导致原始单炮记录上的信噪比非常低。图 8b 为经常规处理之后得到的叠加速度剖面。图 8c 为经过常规处理后的 CMP 道集。由于噪声在原始资料中所占的比例很大,即使进行了常规去噪处理,CMP 道集上的信噪比也很低。

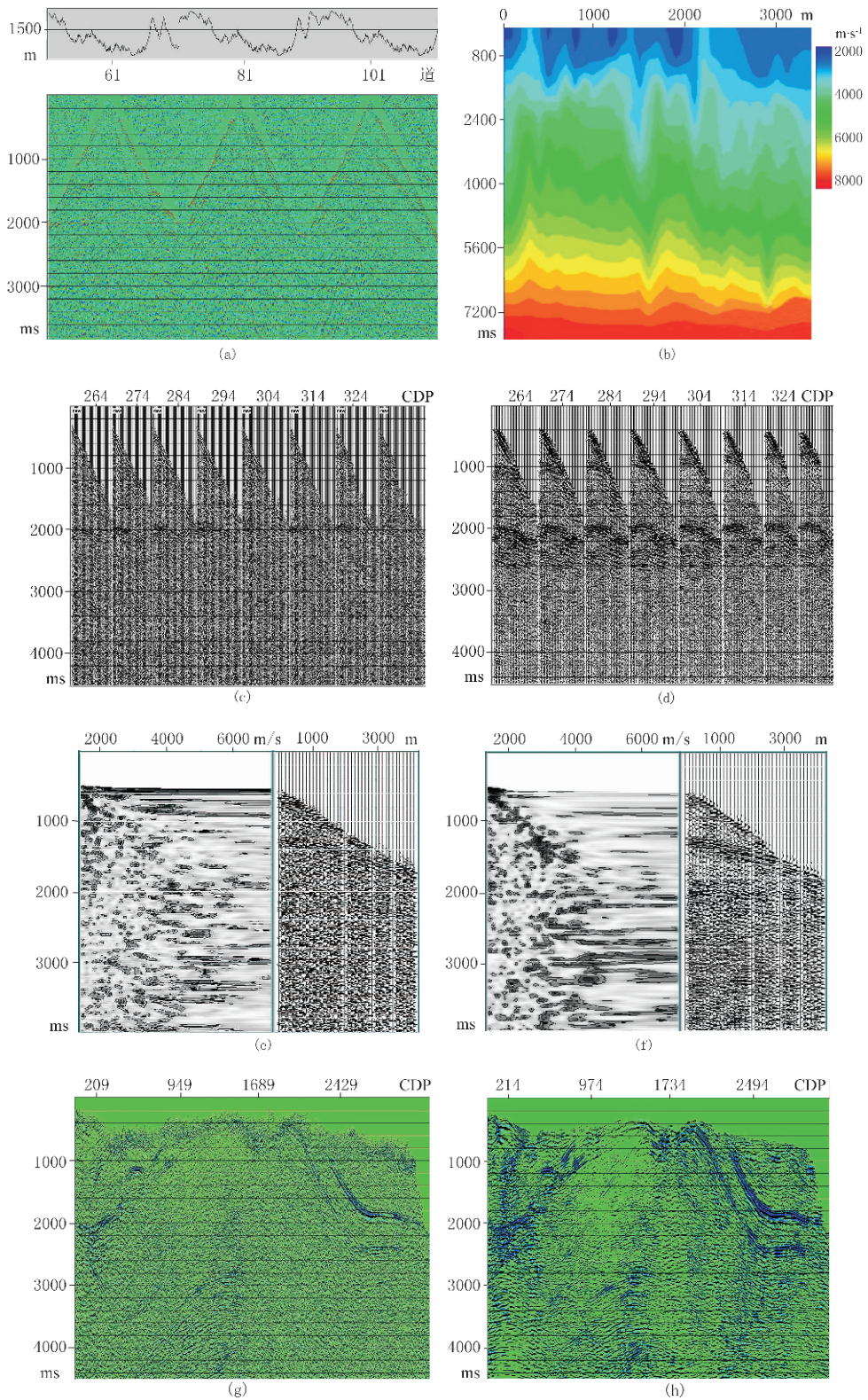


图 8 利用流程 A 对 L1 测线实际数据的处理结果

(a)原始单炮数据;(b)经常规处理得到的叠加速度剖面;(c)常规处理后的 CMP 道集;(d)经过流程 A 处理后的 CMP 道集;(e)原始速度谱及 CMP 道集;(f)反偏移后速度谱及 CMP 道集;(g)常规处理后的叠加剖面;(h)经流程 A 处理后的叠加剖面



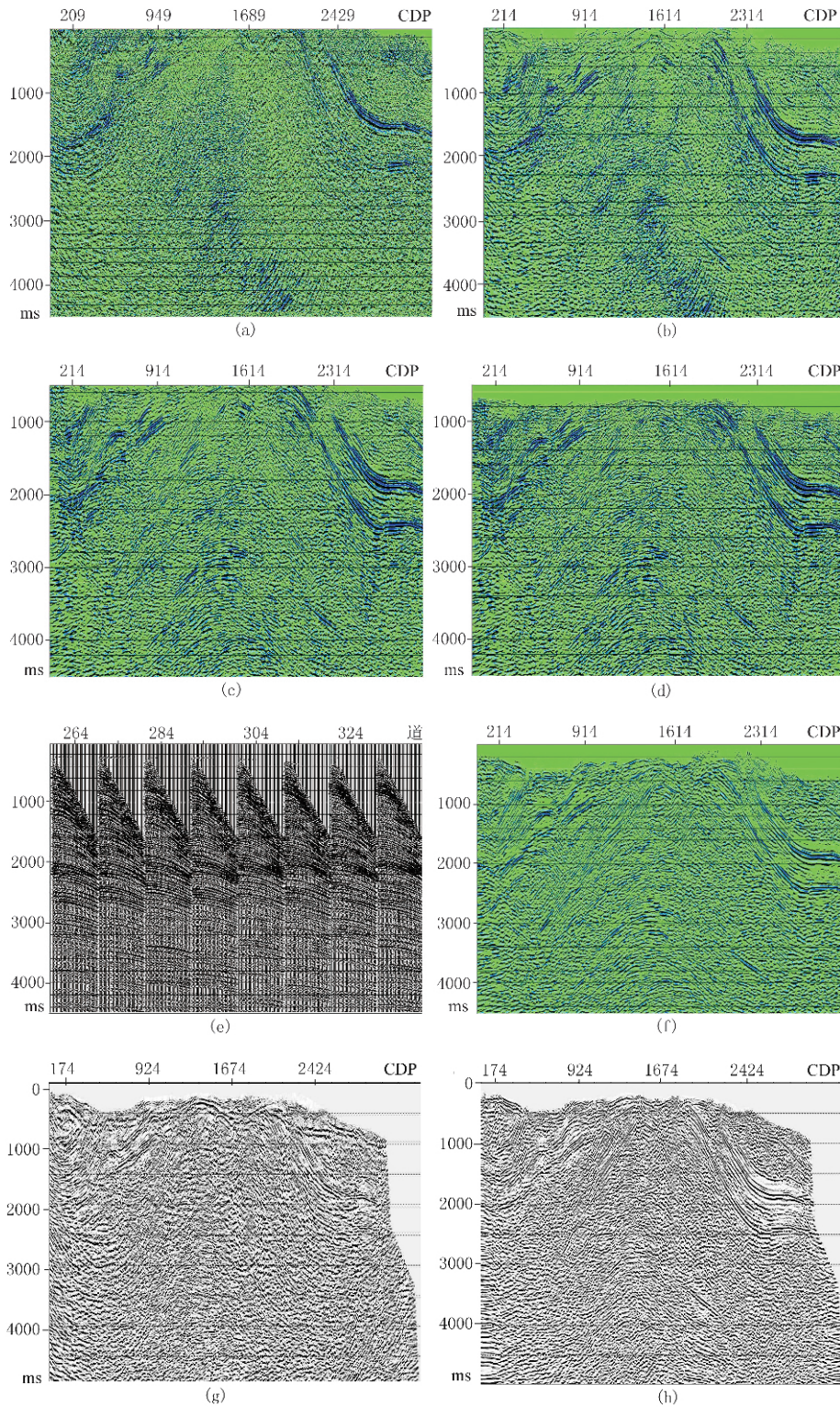


图 9 利用流程 B 对 L1 测线实际数据的处理结果

(a) 常规叠加时间偏移剖面; (b) 基于 CRS 叠加剖面基础上的叠后时间偏移剖面; (c) 基于图 (b) 反偏移到 750m 炮检距的结果; (d) 基于图 (b) 反偏移到 1650m 炮检距的结果; (e) 经过流程 B 处理的 CMP 道集; (f) 经过流程 B 得到的 CMP 叠加剖面; (g) 未经过反偏移处理得到的叠前时间偏移剖面; (h) 经过流程 B 得到的叠前时间偏移剖面

根据流程 A,笔者首先将数据分选为共炮检距剖面,然后进行叠前时间偏移,并对偏移结果相干加强处理后再进行反偏移。由于篇幅所限,仅展示反偏移前后的 CMP 道集以及相应的叠加速度分析对比结果。图 8c 与图 8d 分别为反偏移处理前、后的 CMP 道集记录,可以看出反偏移后的 CMP 道集的信噪比得到明显提高。图 8e 与图 8f 分别为经常规处理的 CMP 道集和经过流程 A 处理后的 CMP 道集进行速度分析的结果。可以看出通过偏移+相干加强+反偏移后道集的有效能量得到了加强,速度谱中的能量团更加聚焦。图 8g 是常规叠加剖面,图 8h 是经过反偏移流程 A 处理得到的叠加剖面。可见流程 A 无论对于理论数据还是实际数据处理的效果均明显优于常规处理效果。

## 5.2 基于叠后偏移/反偏移的流程 B 的处理实验

实际数据仍为 L1 测线地震数据。图 9a 为常规的叠后时间偏移剖面。图 9b 为基于 CRS 叠加处理后的叠加剖面得到的叠后时间偏移剖面,显然后者的信噪比和同相轴连续性优于前者。

根据流程 B,将基于 CRS 叠加的叠后时间偏移反偏移到各个非零炮检距,得到 41 个炮检距的叠前数据(从 50~4050m,增量为 100m)。图 9c 与图 9d 分别为反偏移到 750m 与 1650m 炮检距的结果。图 9e 为通过流程 B 计算得到的新 CMP 道集,由于信噪比得到大幅度提高,如果进行叠加速度分析,速度分析精度将进一步提高。图 9f 为通过流程 B 得到的新的叠加剖面。与图 8h 相比较,可以看出流程 B 能够更加显著地提高地震数据叠后成像的质量。

## 6 结论

本文基于地震数据映射理论,利用波动方程叠前时间相移偏移与反偏移算法作为数据映射算子,设计了两种可用于实际资料处理的地震数据映射处理流程。对理论数据和实际资料的计算结果证明了两种处理方法的可行性。

从计算实例中可以看到,由于叠前时间相移偏移/反偏移这一对算子之间具有良好的共轭性质,即便是采用比较粗糙的叠加速度作为偏移速度场,也不会对数据造成畸变。因此在偏移剖面上进行适度的相干加强处理再做反偏移能有效地提高数据信噪比,有利于提高速度分析的精度并提高后续成像剖面的信噪比。无论对于流程 A 还是流程 B,偏移之后的相干加强处理都是一个特别需要注意的环节,结合工区地质构造的具体情况选择相干处理中的有关参数,力求避免因相干加强产生假的同相轴,破坏地下地质构造的真实性。因此在流程 B 中建议在 CRS 叠加之后的叠后偏移剖面上进行反偏移处理。

综上所述,叠前偏移/反偏移地震数据映射方法是提高成像质量的重要技术。此法对于中国西部及南方采集到的低信噪比数据进行叠前成像处理具有重要意义。

## 参考文献

- [1] Hubral P, Schleicher J and Tygel M. A unified approach to 3D seismic reflection imaging, PART I: Basic Concepts. *Geophysics*, 1996, 61:742~758
- [2] Tygel M, Schleicher J and Hubral P. A unified approach to 3D seismic reflection imaging, PART II: Theory. *Geophysics*, 1996, 61: 759~775
- [3] Jaramillo H. Seismic data mapping(Ph D Thesis). Center of wave phenomenon, Colorado school of mines, 1998
- [4] Bleistein N, Cohen J and Jaramillo H. True-amplitude transformation to zero offset of data from curved reflectors. *Geophysics*, 1999, 64:112~129
- [5] Ronen J. Wave-equation trace interpolation. *Geophysics*, 1987, 52:973~984
- [6] Biondi B, Formel S and Chemingui N. Azimuth moveout for 3-D prestack imaging. *Geophysics*, 1998, 63:574~588
- [7] Dubrulle A. Numerical methods for the migration of constant-offset sections in homogeneous and horizontally layered media. *Geophysics*, 1983, 48:1195~1203
- [8] 唐亚勋. 基于偏移与反偏移的同相叠加方法研究(硕士论文). 上海: 同济大学, 2005
- [9] 杨锴, 马在田, 罗卫东. 输出道方式的共反射面元叠加方法 II——实践. *地球物理学报*, 2006, 49(3): 859~902

(本文编辑:金文昱)