doi: 10.11720/wtyht.2026.0143
王安钦, 孙成禹, 刘童, 等. 考虑上覆地层影响的角道集合成方法[J]. 物探与化探, 2026, 50(5): 946-955. https://doi.org/10.11720/wtyht.2026.0143
Wang A Q, Sun C Y, Liu T, et al. An angle-gather synthesis method accounting for the influence of overlying strata[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2026, 50(5): 946-955. https://doi.org/10.11720/wtyht.2026.0143

考虑上覆地层影响的角道集合成方法

王安钦[1], 孙成禹[1], 刘童[2], 李佳楠[1]
(1. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 山东 青岛 266580; 2. 中国石化胜利油田分公司 勘探开发研究院, 山东 东营 257015)

摘 要: 基于 Zoeppritz 方程界面反射理论的角道集合成方法, 通常采用统一震源子波进行褶积合成, 难以有效刻画复杂层状介质中的波场传播特征、薄层调谐效应及能量透射损失。针对该问题, 本文提出一种考虑上覆地层影响的角道集合成方法。该方法以层反射单元为基本计算单元, 引入入射子波矩阵, 在频率域内综合计入层内多次波、转换波、薄层干涉以及地震波下行与上行传播过程中的透射响应, 最终直接输出角道集。通过多种模型的正演模拟对所提方法进行验证。结果表明, 与基于精确 Zoeppritz 方程的角道集合成方法相比, 本文方法能更全面地反映地震波传播过程中的能量衰减与复杂波场特征, 所得深层振幅响应相对真实可靠, 且能保持 PP 波与 PS 波 AVA 变化趋势的一致性, 可为叠前正演模拟、AVA 分析及储层预测提供更为可靠的理论与方法基础。

关键词: 层反射; 入射子波矩阵; 角道集; 薄层调谐; AVA 分析
中图分类号: P631.4; P31 **文献标识码**: A **文章编号**: 1000-8918(2026)05-0946-10

0 引言

目前, 角道集的合成多以 Zoeppritz 方程及其线性近似式为理论基础, 其正演过程通常建立在单一弹性界面一次反射等假设之上, 主要反映了地震波在弹性分界面处的反射、透射情况, 难以完整刻画有限厚度层状介质中的复杂传播效应[1-4]。此外, 该方法通常还忽略地震波传播过程中入射波场的变化。实际地震波在穿过上覆地层时, 会受到透射损失、层间多次波及地层滤波等因素影响, 使传播到不同反射层位处的入射子波不再等同于初始震源子波。梁光河[5] 从短程微曲多次反射角度讨论了地震子波时变问题; 冯玮等[6] 针对非稳态地震记录开展了时变子波估计研究; Margrave 等[7] 和 Wang[8] 也分别从非平稳反褶积和反 Q 滤波角度说明传播效应会改变子波的振幅谱和相位特征。因此, 若在叠前正演中对所有反射层位均采用统一震源子波, 可能导致深层角道集的振幅和频谱响应存在偏差。

基于波动方程的全波场正演方法虽然能够较完整地模拟复杂波场, 但常规正演多采用点源激发, 所得地震记录中通常包含球面扩散效应; 且声波波动方程只能描述 P 波传播, 难以刻画 PS 转换波及完整弹性效应; 弹性波波动方程虽能模拟多分量波场, 但若要获得可用于 AVA 分析的角道集, 通常还需要进行波场分离、P/S 分解、成像及角度域转换等处理, 这些处理不仅增加了计算和实现复杂度, 也可能在振幅保持和相位一致性方面引入额外误差[9-11]。

针对层状介质中复杂的传播问题, 国内外学者开展了大量研究。Thomson[12] 和 Haskell[13] 建立了层状介质中的传播矩阵理论, 为多层介质弹性波传播与反射透射计算奠定了基础。Brekhovskikh 等[14] 系统研究了层状介质中的波传播规律, Fuchs 等[15] 进一步发展了反射率法, 实现了层状介质中反射波、透射波及多次波的计算。Kennett[16] 和 Muller[17] 对层状介质中的波场递推与反射透射响应进行了系统阐述。在薄层地震响应研究方面, Widess[18] 指出当层厚小于调谐厚度时, 顶、底界面反射波将发生干涉叠

收稿日期: 2026-06-24; **修回日期**: 2026-07-31
基金项目: 国家自然科学基金项目“强吸收介质中面波和 P-导波频散—衰减特征及近地表参数一体化反演”(42574157)
第一作者: 王安钦(2002-), 男, 硕士研究生, 2024 年毕业于中国石油大学(华东), 获地球物理学学士学位, 现为该校地质资源与地质工程专业在读研究生, 主要从事地震波传播理论与地震波场正演方法的理论研究工作。Email: 2456308542@qq.com
通讯作者: 孙成禹(1968-), 男, 教授, 主要从事地震波传播理论与反演方法研究工作。Email: suncy@upc.edu.cn

加, 从而引起振幅增强和波形畸变。Kallweit 等[19]进一步讨论了零相位子波条件下的地震分辨率问题, Chopra 等[20]从薄层反射率反演角度分析了地震分辨率与薄层响应之间的关系。Chung 等[21]将 Widess 的研究推广到薄层在底部和顶部界面具有相等的振幅和相同的极性的情况, 并分析了不同子波对薄层反射的影响。国内学者围绕薄层时频特征、薄层反射透射系数近似及薄储层 AVA 分析和反演开展了研究[22-23], 表明薄层响应不仅与界面阻抗差有关, 还受到层厚、频率、子波频带等因素共同影响[24-25]。这些研究表明, 实际的地震响应并不是若干界面反射的简单叠加, 而是层内传播过程与边界条件共同作用的结果。

综上, 本文建立了一种考虑上覆地层影响的角道集合成方法(后续称为层反射方法)。该方法以有限厚度的层反射单元为基本计算对象, 给定入射角度, 引入入射子波矩阵逐层计算地震响应, 对不同层位、不同角度下的入射子波及反射波场进行校正, 最终直接输出角道集。通过正演模拟多种模型, 并与基于精确 Zoeppritz 方程界面反射理论的角道集合成方法(后续称为界面反射方法)进行对比验证, 以说明层反射方法的合理性与有效性。

1　方法原理

1.1　层反射透射系数

层反射方法的基本计算单元由目标层及其上下反射界面共同组成, 我们称为层反射单元, 如图 1 所示。对于第i个层反射单元, 当中间层厚度为h时, 将其中传播的纵横波位函数以及波数关系式代入位移与位移位的关系式中, 可以得到第i个层反射单元底界面的位移与应力值:

$$\begin{bmatrix} u^{(i)} \\ w^{(i)} \\ \sigma_{zz}^{(i)} \\ \sigma_{zx}^{(i)} \end{bmatrix} = \boldsymbol{D} \begin{bmatrix} A_1^{(i)} + A_2^{(i)} \\ A_1^{(i)} - A_2^{(i)} \\ B_1^{(i)} - B_2^{(i)} \\ B_1^{(i)} + B_2^{(i)} \end{bmatrix} \mathrm{e}^{\mathrm{j}(\omega t - \xi x)}, \tag{1}$$

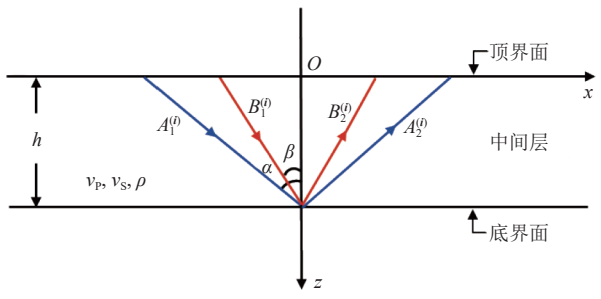


图 1　第 *i* 层层反射单元示意

Fig. 1　Schematic of reflection unit in layer *i*

式中: ω为角频率; t为时间; A为纵波振幅, B为横波振幅, 振幅下标 1 表示下行波, 下标 2 表示上行波; ξ为水平波数; u为水平位移, w为垂直位移; σ_{zz}为正应力, σ_{zx}为切应力。

当中间层厚度$h=0$时, 可以得到第i个单一反射层的顶界面(即第$i-1$层底界面)的位移和应力值:

$$\begin{bmatrix} u^{(i-1)} \\ w^{(i-1)} \\ \sigma_{zz}^{(i-1)} \\ \sigma_{zx}^{(i-1)} \end{bmatrix} = \boldsymbol{D}_{h=0} \begin{bmatrix} A_1^{(i)} + A_2^{(i)} \\ A_1^{(i)} - A_2^{(i)} \\ B_1^{(i)} - B_2^{(i)} \\ B_1^{(i)} + B_2^{(i)} \end{bmatrix} \mathrm{e}^{\mathrm{j}(\omega t - \xi x)}, \tag{2}$$

将式(1)与式(2)联立求解得式(3), 其中矩阵$\boldsymbol{C}^{(i)}$中的各元素只与第i层反射单元的中间层参数有关, 故称矩阵$\boldsymbol{C}^{(i)}$为该层反射单元的层矩阵:

$$\begin{bmatrix} u^{(i)} \\ w^{(i)} \\ \sigma_{zz}^{(i)} \\ \sigma_{zx}^{(i)} \end{bmatrix} = \boldsymbol{D}[\boldsymbol{D}_{h=0}]^{-1} \begin{bmatrix} u^{(i-1)} \\ w^{(i-1)} \\ \sigma_{zz}^{(i-1)} \\ \sigma_{zx}^{(i-1)} \end{bmatrix} = \boldsymbol{C}^{(i)} \begin{bmatrix} u^{(i-1)} \\ w^{(i-1)} \\ \sigma_{zz}^{(i-1)} \\ \sigma_{zx}^{(i-1)} \end{bmatrix}。 \tag{3}$$

式(3)建立了第i个层反射单元顶界面与底界面的位移和应力关系, 接下来考虑平面 P 波入射某一层反射单元的情形, 如图 2 所示。根据波函数在分界面上满足位移和应力连续的边界条件, 建立 P 波入射情况下的层反射透射系数矩阵方程:

$$\boldsymbol{P} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \boldsymbol{Q}, \tag{4}$$

求解式(4)即可得到 P 波入射层反射单元的 P 波反射系数、SV 波反射系数、P 波透射系数、SV 波透射系数(层反射透射系数的具体推导过程及 $\boldsymbol{D}$、$\boldsymbol{C}$、$\boldsymbol{P}$、$\boldsymbol{Q}$ 矩阵元素的具体形式参见文献 [15])。式(4)中的各个矩阵不仅含有v_P、v_S和ρ, 还有α、β、h 和ω, 这表明层反射响应不仅与顶、底界面波阻抗差有关, 还受到层厚、入射角以及层内波场干涉作用的共同影响。

1.2　入射子波矩阵的构建

实际上, 地震波在传播过程中会受到上覆地层

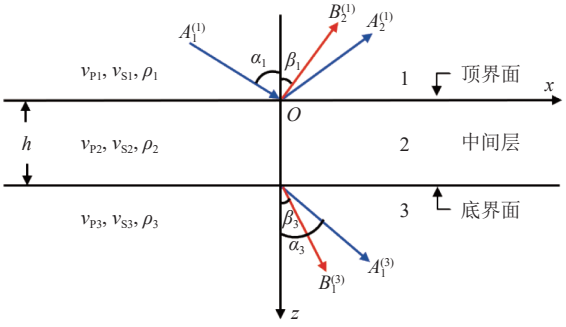


图 2　P 波入射到层反射单元反射透射示意

Fig. 2　Schematic of reflection and transmission of P-wave incident on layer reflection unit

透射效应的影响，其频谱特征和能量分布将发生变化。因此，本文引入入射子波矩阵，利用反射率法计算上覆地层的透射响应，对震源子波进行传播校正，从而获得该层位处的实际入射子波。对于第i个层反射单元，根据目标层入射角确定射线参数，并利用Snell 定律回推上覆各层中的传播角度。然后，采用反射率法计算震源子波从地表传播至目标层反射单元时的下行透射响应，记为$T^{\mathrm{d}}(\theta,\omega,i)$，对 $T^{\mathrm{d}}(\theta,\omega,i)$做零相位处理以保证入射子波均为零相位子波。由此可得到该层反射单元对应的下行入射子波$W^{\mathrm{d}}(\theta,\omega,i)=W_0T^{\mathrm{d}}(\theta,\omega,i)$，其中$W_0$为初始频率域子波。对入射角和层反射单元重复上述计算，即可构建入射子波矩阵$\boldsymbol{W}^{\mathrm{d}}$。对于一个具有 n 层层反射单元、m 列角度道的模型有：

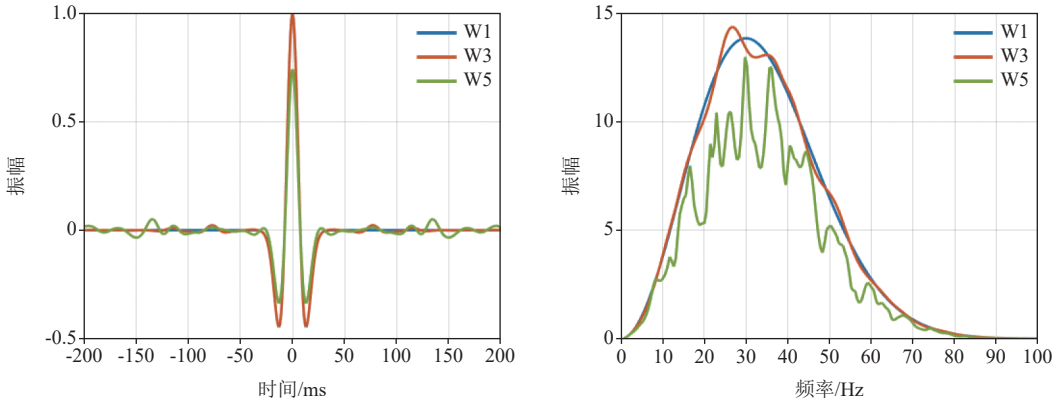
$$\boldsymbol{W}^{\mathrm{d}}=\begin{bmatrix} W^{\mathrm{d}}(\theta_1,\omega,1) & \cdots & W^{\mathrm{d}}(\theta_m,\omega,1) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ W^{\mathrm{d}}(\theta_1,\omega,n) & \cdots & W^{\mathrm{d}}(\theta_m,\omega,n) \end{bmatrix}, \qquad (5)$$

设计一个夹高速薄层的多层介质模型，其参数如表 1 所示。其中第四层为高速薄层，纵波速度为 3 400 m/s，厚度为 30 m，与上下低速地层形成明显速度反差。采用主频为 30 Hz 的 Ricker 子波作为震源，利用构建的入射子波矩阵计算不同层反射单元对应的实际入射波场，其时域波形和频谱特征如图 3 所示。

表 1　夹高速薄层模型物性参数

Table 1　Physical property parameters of high-velocity thin interlayer model

层序号	纵波速度/(m·s^{-1})	横波速度/(m·s^{-1})	密度/(kg·m^{-3})	层厚/m
1	2 400	1 200	2000	100
2	2 600	1 300	2 200	100
3	1 800	900	1 500	120
4	3 400	1 700	2 200	30
5	1 800	900	1 500	120
6	2 600	1 300	2 200	150
7	2 800	1 400	2 700	120



(a) 入射子波时域波形　　(b) 入射子波频谱

图 3　三个层反射单元 30°角入射子波波形与频谱

Fig. 3　Waveform and spectrum of incident wavelet at 30° angle for three layer reflection units

W1、W3 和 W5 分别表示入射至第一、第三和第五个层反射单元 30°角入射的子波。从图 3a 中可以看出，随着传播深度增加，入射子波主体波形整体仍保持 Ricker 子波特征，W5 子波的振幅小于 W1 和 W3，说明上覆地层会对地震波能量产生衰减作用。同时，在主波瓣两侧出现了一定幅度的小振荡波形，其主要来源于上覆地层内部多次波的透射与叠加。频率域的变化则更为显著，如图 3b 所示，随着传播深度增加，入射子波频谱逐渐偏离初始 Ricker 子波的单峰特征。W3 频谱已出现一定程度的振荡，而 W5 频谱则形成多个明显的峰谷结构，表明上覆地层透射作用具有较强的频率选择性。对于本模型中的高速薄层，其上下界面形成的波场干涉进一步增强了透射响应的频率振荡特征，使子波不同频率成分在传播过程中产生了不同程度的变化。

结果表明，不同层反射单元对应的实际入射波场并不相同。界面反射方法采用统一震源子波合成角道集，难以反映上覆地层传播过程对深层反射响应的调制作用。而本文构建的入射子波矩阵能够有效描述这种传播效应，从而为角道集的合成提供更加符合实际传播规律的波场输入。

1.3　角道集的合成

在角道集合成过程中，除下行传播影响外，还需考虑反射波返回地面时穿过上覆地层所产生的上行透射损失。对于 PP 波，反射波仍以 P 波形式返回地面，因此传播校正因子可表示为：$\boldsymbol{T}_{\mathrm{PP}}^{\mathrm{all}}=\boldsymbol{T}_{\mathrm{P}}^{\mathrm{d}}\boldsymbol{T}_{\mathrm{P}}^{\mathrm{u}}$；对于 PS 波，入射波为下行 P 波，反射后以上行 S 波形式返回地面，因此传播校正因子为：$\boldsymbol{T}_{\mathrm{PS}}^{\mathrm{all}}=\boldsymbol{T}_{\mathrm{P}}^{\mathrm{d}}\boldsymbol{T}_{\mathrm{S}}^{\mathrm{u}}$。对于第$i$个

层反射单元, 在确定入射角和频率下, 将传播校正因子与初始子波相乘:

$$\begin{cases}\boldsymbol{W}_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega,i)=\boldsymbol{W}_0\boldsymbol{T}_{\mathrm{PP}}^{\mathrm{all}}(\theta,\omega,i)=\boldsymbol{W}_0\boldsymbol{T}_{\mathrm{P}}^{\mathrm{d}}(\theta,\omega,i)\boldsymbol{T}_{\mathrm{P}}^{\mathrm{u}}(\theta,\omega,i),\\ \boldsymbol{W}_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega,i)=\boldsymbol{W}_0\boldsymbol{T}_{\mathrm{PS}}^{\mathrm{all}}(\theta,\omega,i)=\boldsymbol{W}_0\boldsymbol{T}_{\mathrm{P}}^{\mathrm{d}}(\theta,\omega,i)\boldsymbol{T}_{\mathrm{S}}^{\mathrm{u}}(\theta,\omega,i)。\end{cases}\tag{6}$$

由于层反射透射系数和传播校正后的入射子波均具有频率相关性, 本文将传统褶积模型拓展到频率域中实现, 流程如图 4 所示。对于有n个层反射单元的层状介质模型, 首先用频率域校正后的子波与层反射系数相乘得到每一层的频率域地震记录$\boldsymbol{S}_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega,i)$和$\boldsymbol{S}_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega,i)$并进行动校正:

$$\begin{cases}\boldsymbol{S}_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega,i)=\boldsymbol{W}_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega,i)\boldsymbol{R}_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega,i),\\ \boldsymbol{S}_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega,i)=\boldsymbol{W}_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega,i)\boldsymbol{R}_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega,i)。\end{cases}\tag{7}$$

然后计算每一个层反射单元的反射波旅行时t_{PP}和t_{PS}, 根据旅行时将地震记录归位到正确的时延上, 将各个层反射单元的地震记录叠加起来, 得到完整的频率域角道集$\boldsymbol{S}_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega)$和$\boldsymbol{S}_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega)$:

$$\begin{cases}S_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega)=\sum\limits_{i=1}^{n}S_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega,i)\exp\left(-\mathrm{j}\omega t_{\mathrm{PP}}^{(i)}\right),\\ S_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega)=\sum\limits_{i=1}^{n}S_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega,i)\exp\left(-\mathrm{j}\omega t_{\mathrm{PS}}^{(i)}\right)。\end{cases}\tag{8}$$

最后对频率做一维傅里叶反变换, 输出时间—角度域道集$S_{\mathrm{PP}}(\theta,t)$和$S_{\mathrm{PS}}(\theta,t)$:

$$\begin{cases}S_{\mathrm{PP}}(\theta,t)=\dfrac{1}{2\pi}\displaystyle\int_{-\infty}^{+\infty}S_{\mathrm{PP}}(\theta,\omega)\mathrm{e}^{\mathrm{j}\omega t}\mathrm{d}\omega,\\ S_{\mathrm{PS}}(\theta,t)=\dfrac{1}{2\pi}\displaystyle\int_{-\infty}^{+\infty}S_{\mathrm{PS}}(\theta,\omega)\mathrm{e}^{\mathrm{j}\omega t}\mathrm{d}\omega。\end{cases}\tag{9}$$

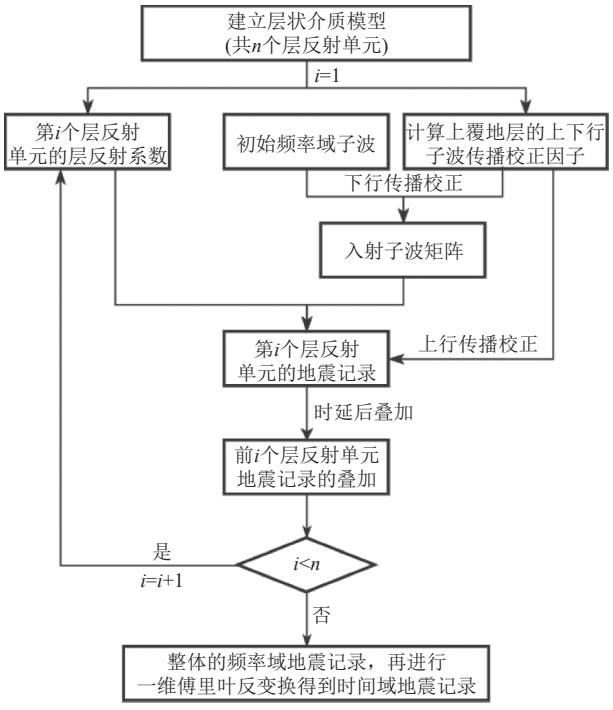


图 4　合成角道集流程

Fig. 4　Flowchart of synthetic angle gather generation

层反射方法不再假设各层位采用统一震源子波, 也不再忽略传播过程中的透射损失、层内多次波和转换波等效应。该方法通过频率域层反射系数描述有限厚度地层内部的复杂波场响应, 并对不同层反射单元不同入射角的波场进行双向校正, 从而更接近“地面激发—地下传播—界面响应—地面接收”的实际地震波传播过程。

2　正演模拟与分析

2.1　三层介质模型

如表 2 所示, 设计了一个夹厚层模型。采用主频为 30 Hz 的 Ricker 子波作为震源, 其中间层纵波主波长约为 101 m, 而层厚为 200 m, 大于主波长, 因此属于典型厚层模型。分别利用层反射方法和界面反射方法进行正演模拟, 得到的 PP 波和 PS 波角道集如图 5 所示。

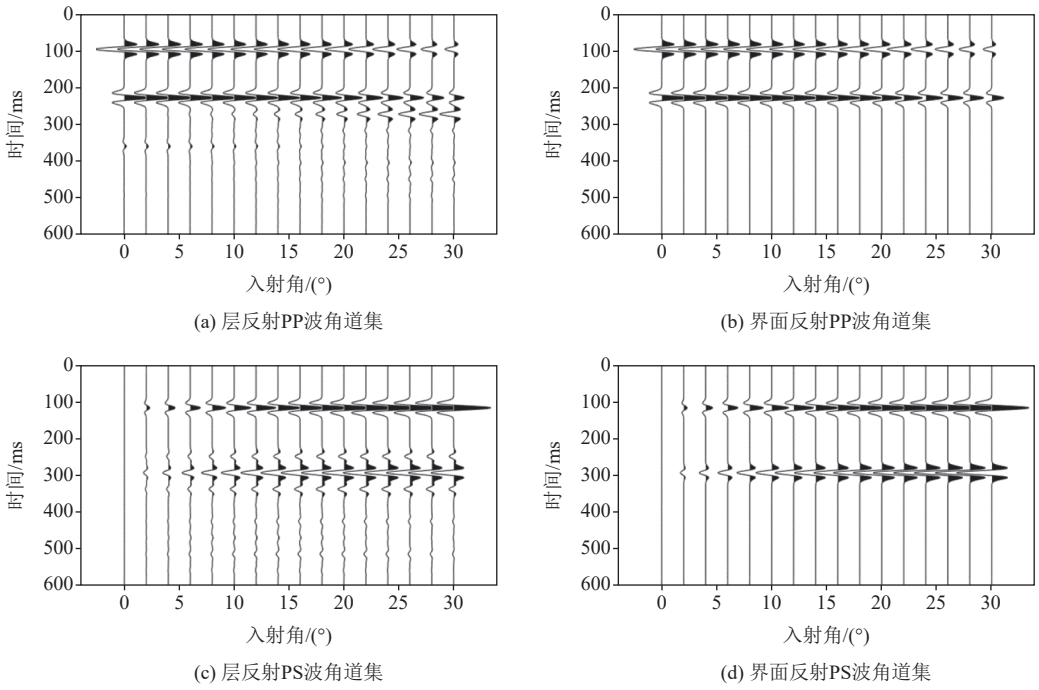
表 2　三层介质物性参数

Table 2　Physical property parameters of three-layer medium

层序号	纵波速度/(m·s^{-1})	横波速度/(m·s^{-1})	密度/(kg·m^{-3})	层厚/m
1	4 200	2 850	3 000	200
2	3 030	1 810	2 300	200
3	4 200	2 850	3 000	300

由图 5 可见, 界面反射方法仅模拟了层顶和层底界面的一次反射响应, 波场组成相对简单。相比之下, 层反射方法以层反射单元为基本计算单元, 在计算过程中考虑了顶、底界面的反射透射作用以及层内波场的往返传播过程, 因此除一次反射波外, 还能够模拟转换波及层间多次波等复杂波场。从图 5a 来看, 除顶、底界面产生的一次反射波外, 在约 280 ms 处还出现了一组较弱的同相轴。根据传播路径分析, 其对应 PPSP 或 PSPP 转换波; 在约 360 ms 处则出现了明显的层间多次波, 其传播路径可表示为 PPPPPP。从图 5c 来看, 波场组成更加复杂。在约 300 ms 附近可观察到 PPPS 和 PSSS 转换波; 在 400～600 ms 时间范围内则出现多组由层内往返传播形成的多次波响应。

对于该厚层模型, 由于中间层厚大于主波长, 一次反射波与层间多次波在时间上能够有效分离, 各类波场具有良好的可识别性。此时, 多次波主要表现为独立的后续反射事件, 对一次反射波振幅和波形影响较小, 因此层反射方法与界面反射方法得到的一次反射响应基本一致。结果表明, 基于层反射单元的正演方法不仅能够准确模拟界面一次反射响



(a) 层反射PP波角道集　(b) 界面反射PP波角道集

(c) 层反射PS波角道集　(d) 界面反射PS波角道集

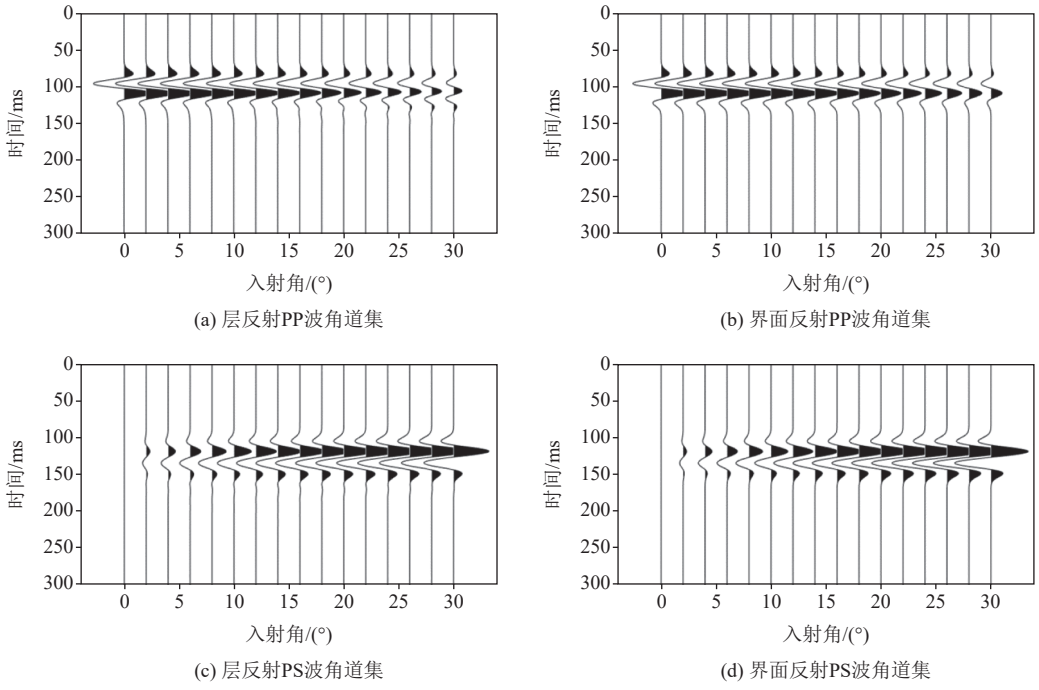
图 5　两种方法正演的夹厚层模型角道集

Fig. 5　Angle gathers of interbedded-thick-layer model from two forward modeling methods

应,而且能够有效描述有限厚度地层内部的多次反射及波型转换过程。

在表 2 模型的基础上,将中间层厚度由 200 m 减小至 20 m,其余参数保持不变。此时中间层厚度已小于 PP 波 1/4 主波长,满足薄层条件。采用主频为 30 Hz 的 Ricker 子波作为震源,分别利用层反射方法和界面反射方法进行正演模拟,得到的 PP 波和 PS 波角道集如图 6 所示。

对比图 5 和图 6 可以发现,当地层厚度由厚层减小至薄层时,波场特征发生了明显变化。在薄层条件下,顶、底界面反射波之间的传播时间显著缩短,两组一次反射波在时域中高度重叠,从而形成单一的复合反射响应。此时地震记录已无法直接反映顶、底界面的真实反射特征,而是表现为多个波场成



(a) 层反射PP波角道集　(b) 界面反射PP波角道集

(c) 层反射PS波角道集　(d) 界面反射PS波角道集

图 6　两种方法正演的夹薄层模型角道集

Fig. 6　Angle gathers of interbedded-thin-layer model from two forward modeling methods

分共同叠加后的综合结果。同时, 随着入射角的增大, 反射振幅和波形特征均呈现出显著变化。而界面反射方法仅考虑顶、底界面的一次反射贡献, 无法描述薄层内部多次反射过程, 难以反映真实薄层介质中的波场干涉现象。结果表明, 当地层厚度进入薄层尺度后, 多次波会与反射波混叠在一起, 不再是可以单独识别和压制的干扰信号。常规的界面反射理论难以准确描述这种复杂的波场耦合过程, 而层反射方法能够自然包含薄层内部的多次反射效应, 从而更加真实地模拟薄层地震响应特征。

此外, 还对垂直入射情况下不同中间层厚度反射 P 波最大振幅的变化规律进行了分析, 并与界面反射方法的模拟结果进行了对比。如图 7 所示, 无论采用界面反射方法(黑色曲线)还是层反射正演方法(红色曲线), 反射波最大振幅均随层厚增加呈现先增大后减小的变化趋势, 并在层厚约为 20 m 时达到振幅极值, 该现象反映了典型的薄层调谐效应, 其振幅变化规律与经典薄层调谐理论保持一致, 从而验证了该方法在描述薄层反射响应方面的合理性。进一步比较两条振幅曲线可以发现, 在整个厚度变化范围内, 层反射方法得到的振幅整体低于界面反射方法, 其主要原因在于界面反射方法仅考虑顶、底界面一次反射波的叠加, 而层反射方法同时考虑了层内多次反射、波型转换以及透射损失等传播效应。

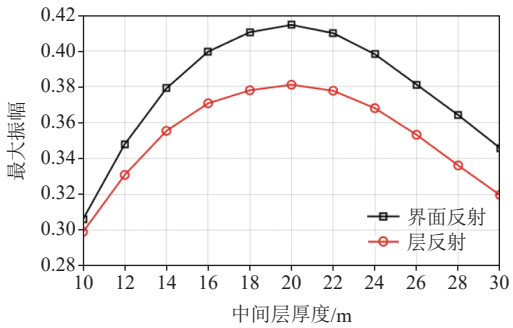


图 7　薄层反射 P 波振幅随中间层厚度变化

Fig. 7　Amplitude variation of thin-layer reflected P-wave with interlayer thickness

2.2　夹高速薄层模型

采用表 1 所示夹高速薄层模型分别利用层反射方法与界面反射方法进行 PP 波与 PS 波角道集合成, 两种方法合成得到的角道集及残差结果如图 8 所示。对于 PP 波角道集, 两种方法在浅层的反射整体较为一致, 而差异主要集中在高速薄层以下的深层反射区域。相比于界面反射方法, 层反射方法的结果在深层反射附近出现了更多弱振荡及尾波成分。且 PS 波角道集的波场更加复杂, 可以看到丰富的多次波及转换波成分。图 9 进一步给出两种方法 30°入射条件下的 PP 波和 PS 波单道记录, 其中黑色曲线为界面反射方法的单道记录, 红色曲线为层反射方法的单道记录。可以看出, 两种方法均能够对主要反射界面产生有效响应, 层反射方法因为考虑顶、底界面反射及层间多次反射, 使得波场更加全面。同时, 随着传播深度增加, 层反射方法结果中的反射振幅相较于界面反射方法的结果逐渐减弱。这是由于层反射方法在正演过程中考虑了地震波穿越上覆地层时的透射损失, 传播路径越长, 能量衰减越明显。

2.3　砂泥岩互层模型

为了进一步验证层反射方法在层状介质中的适用性与有效性, 构建砂泥岩互层模型(其中各层层厚均大于地震波长的四分之一, 并非传统的薄互层模型)进行正演模拟, 其模型参数如表 3 所示。模型中纵、横波速度及密度均呈现明显交替变化特征, 能够较好反映砂泥岩互层地层的波阻抗差异。采用主频为 30 Hz 的 Ricker 子波作为激发震源, 分别利用层反射方法与界面反射方法进行 PP 波与 PS 波角道集合成, 并开展 AVA 特征分析。

图 10 与图 11 分别给出了两种方法得到的 PP 波、PS 波角道集及 30°入射条件下的 PP 波和 PS 波单道记录。图 11 中黑色曲线为界面反射方法的单道记录, 红色曲线为层反射方法的单道记录。整体来看, 两种方法均能够较好反映主要反射界面的响应特征, 但层反射方法由于考虑了层间多次波、转换波及传播子波变化等因素, 深层反射段出现了更多局部波动细节。与此同时, 随着传播深度增加, 层反射方法结果中的反射振幅相较于界面反射方法的结果逐渐减弱, 说明上覆地层透射损失对深层反射能量具有明显影响。

为了定量分析改进方法对叠前振幅随角度变化(amplitude variation with angle, AVA)特征的影响, 提取了模型中第 3 界面与第 5 界面的 PP 波及 PS 波振幅, 并绘制对应 AVA 曲线及其相对差异图, 如图 12 所示。从图 12a 的 PP 波 AVA 结果可以看出, 随着入射角增大, 两种方法得到的反射振幅呈减小趋势。图 12c 则表示, 随着入射角增大, 两种方法得到的 PS 波反射振幅呈增大趋势。两种方法得到的 PP 波和 PS 波 AVA 曲线变化规律基本一致, 说明层反射方法能够正确描述反射振幅随角度变化的动力学特征。然而, 相比于界面反射方法, 层反射方法的结果整体振幅明显偏低, 用两种方法得到的振幅差值与界面反射方法结果的振幅做比, 得到两种方法

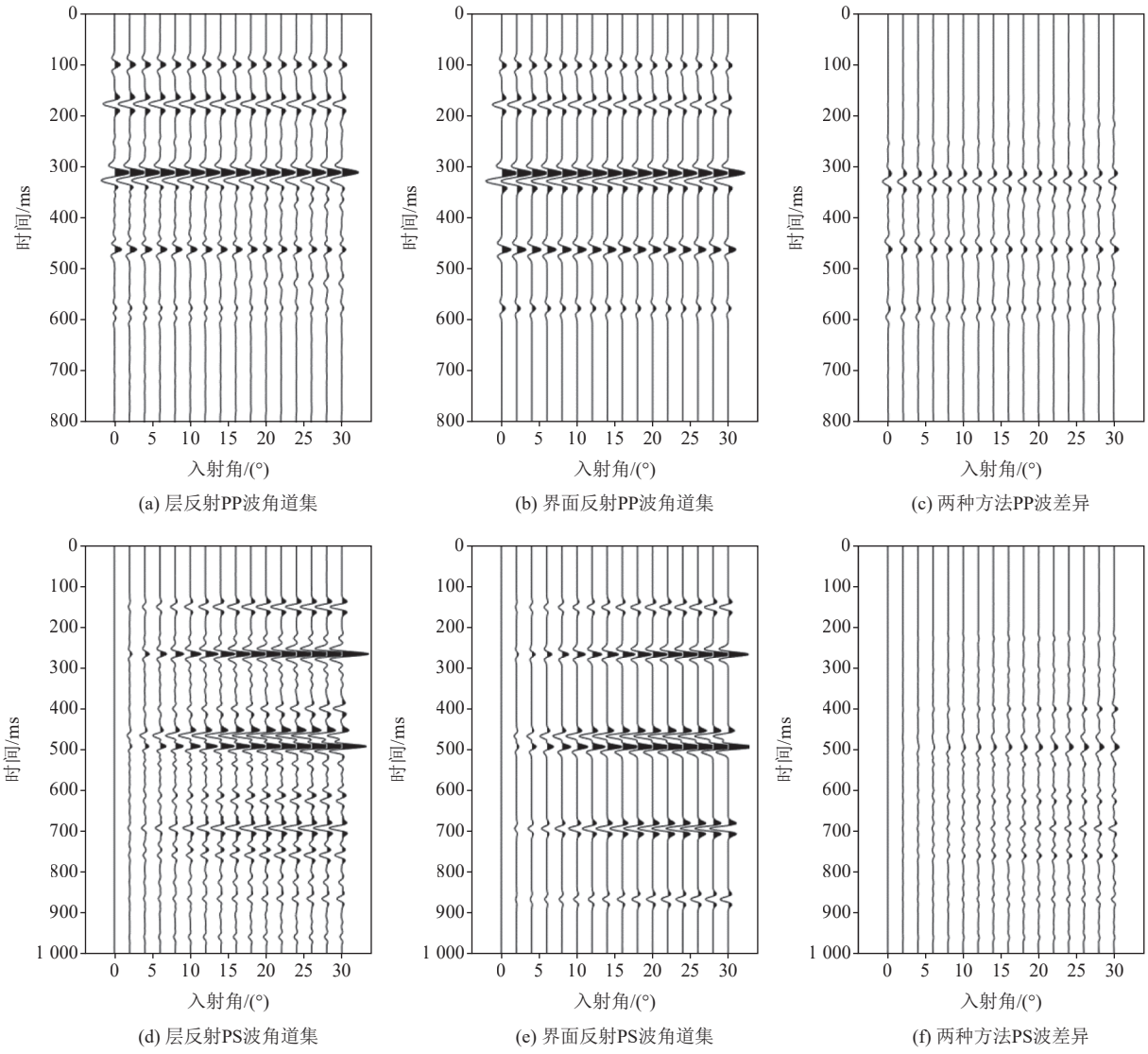


图 8　两种方法正演的夹高速薄层模型角道集及残差

Fig. 8　Angle gathers and residuals of high-velocity thin interlayer model from two forward modeling methods

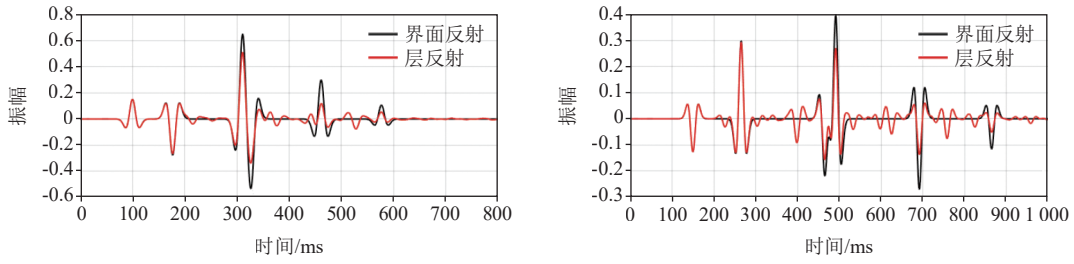


图 9　两种方法正演的夹高速薄层模型 30°单道记录

Fig. 9　Single-trace records at 30° for high-velocity thin interlayer model from two forward modeling methods

的相对差异，如图 12b 和 12d。可以看出，PP 波 AVA 曲线的相对误差范围约为 3%~13%，而 PS 波 AVA 曲线的相对误差范围约为 15%~21%，并且随着角度的增大，相对误差也越来越大。

上述分析表明，常规的界面反射方法仅基于单一界面反射系数进行正演，采用统一震源子波描述各界面的入射波场，未考虑层间多次波、转换波以及地震波传播过程中的透射损失与波场变化，因此对反射振幅的刻画存在一定局限性。层反射方法综合考虑顶底界面反射、多次波和转换波等波场效应，并对波场进行双向的传播校正，在保持 AVA 变化规律一致性的同时，能够更合理地表征复杂层状介质中

表 3　砂泥岩互层模型物性参数

Table 3　Physical property parameters of sand-shale interbedding model

层序号	纵波速度/($m\cdot s^{-1}$)	横波速度/($m\cdot s^{-1}$)	密度/($kg\cdot m^{-3}$)	层厚/m
1	2 200	1 200	2 100	80
2	3 000	1 800	2 350	120
3	2 400	1 300	2 150	100
4	3 200	1900	2 400	140
5	2 500	1 350	2 200	120
6	3 400	2 000	2 450	160
7	2 600	1 400	2 250	180

的能量传播与振幅响应特征。

3　结论与认识

1)层反射方法能同时考虑目标层顶、底界面反射以及层内往返传播的共同作用,反映层间多次波、转换波及薄层调谐等复杂波场特征。与常规的界面反射方法相比,该方法突破了单界面一次反射假设的限制,能够更加完整地描述有限厚度地层中的实际地震响应。

2)随着传播深度增加,上覆地层透射作用对波场的影响逐渐增强,入射波频谱发生明显重塑,入射子波矩阵可以表征出不同层反射单元不同入射角下实际入射波的差异;对波场进行上下行的双向传播校正可以使深层反射响应的模拟相对合理和真实。

3)层反射方法获得的 PP 波和 PS 波 AVA 变化趋势与界面反射方法的结果总体一致,但能够同时考虑层内波场效应和传播过程中的透射损失,避免深层振幅响应被高估,从而更加合理地表征复杂层状介质中的振幅变化规律,可为叠前正演模拟、AVA 分析及储层预测提供更加可靠的理论依据。

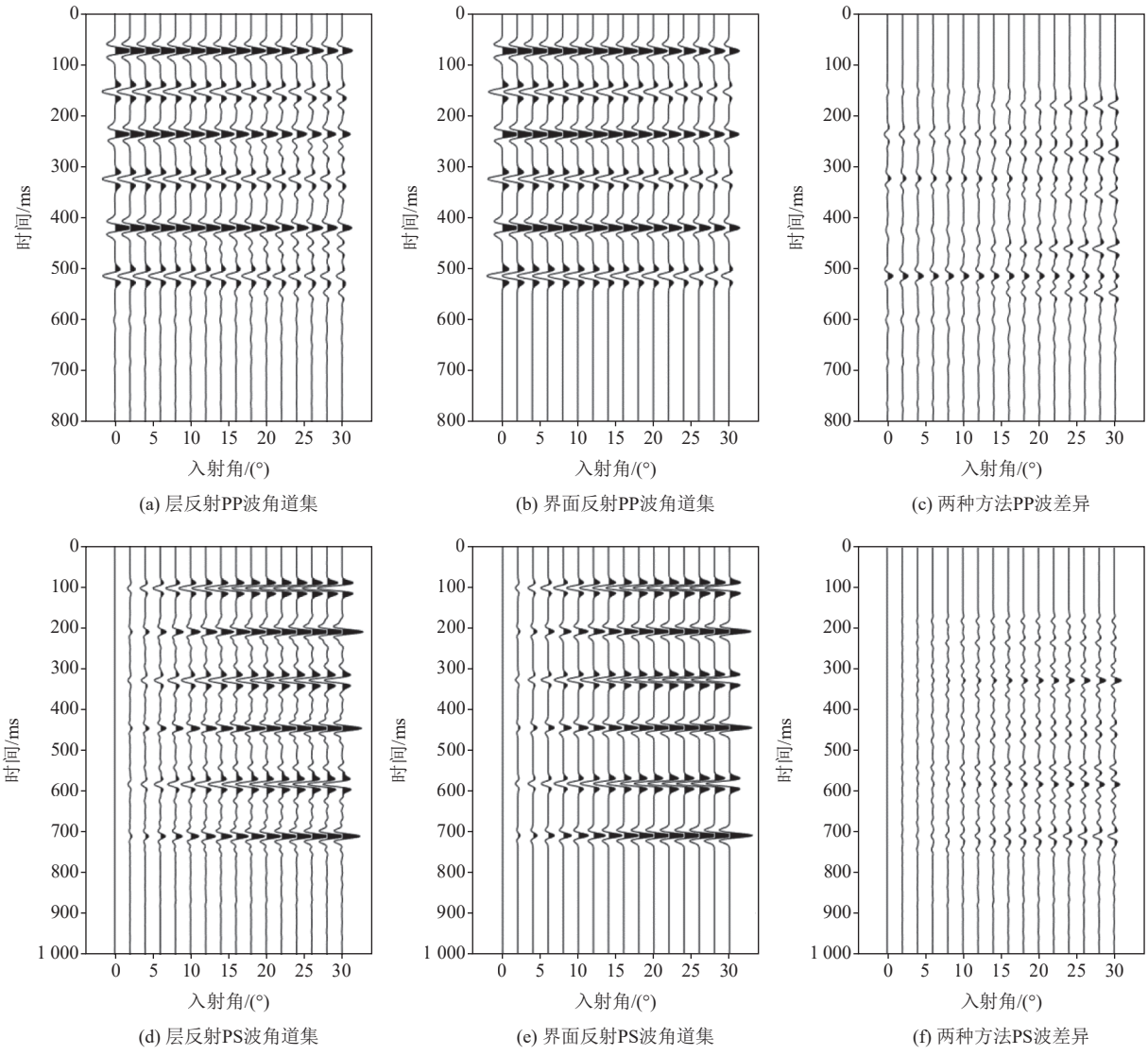
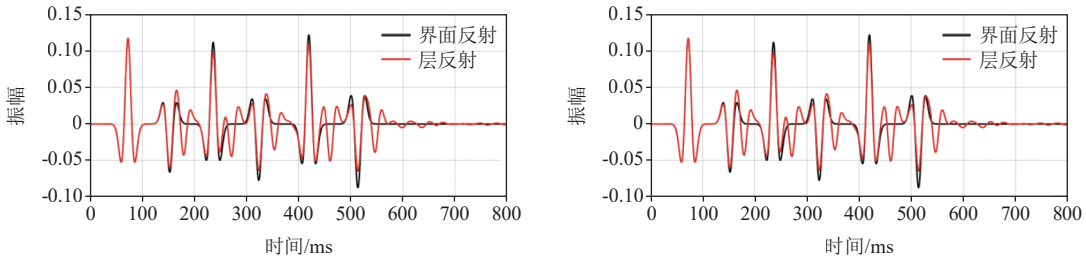


图 10　两种方法正演的砂泥岩互层模型角道集及残差

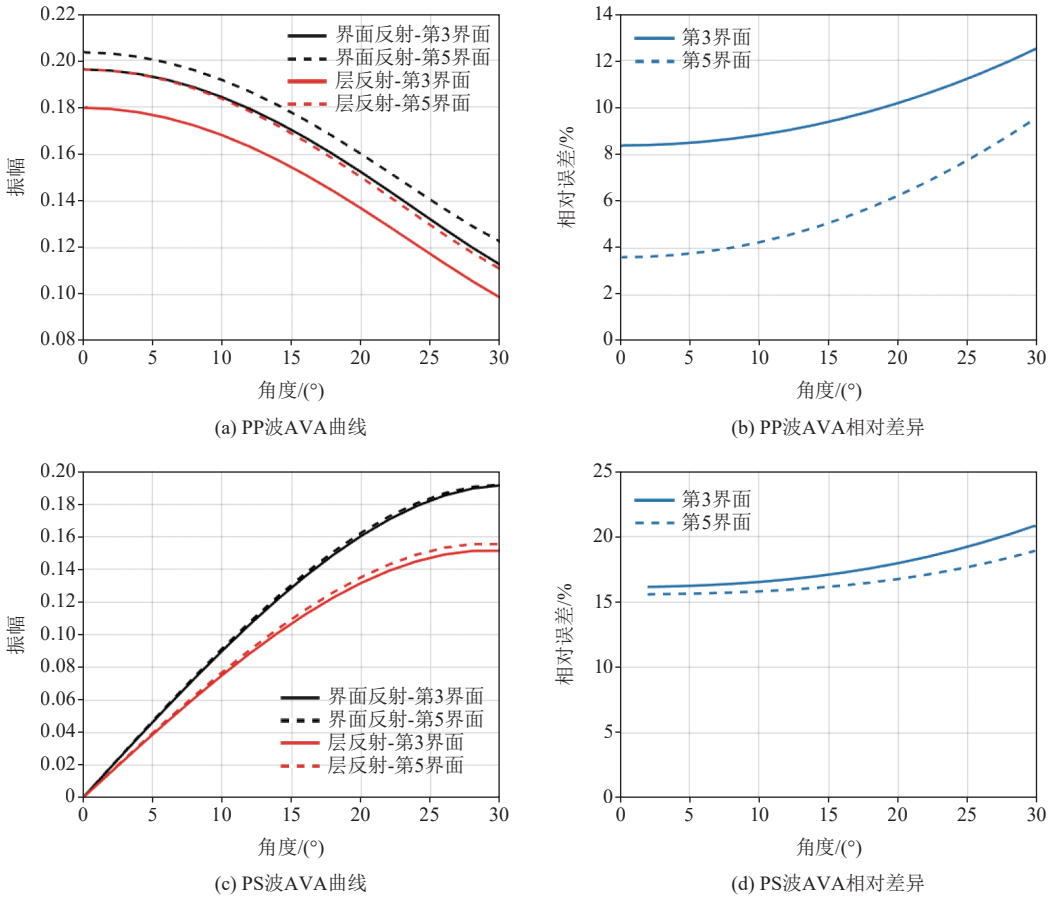
Fig. 10　Angle gathers and residuals of sand-shale interbedding model from two forward modeling methods



(a) PP波30°单道记录 (b) PS波30°单道记录

图 11 两种方法正演的砂泥岩互层模型 30°单道记录

Fig. 11 Single-trace records at 30° for sand-shale interbedding model from two forward modeling methods



(a) PP波AVA曲线 (b) PP波AVA相对差异

(c) PS波AVA曲线 (d) PS波AVA相对差异

图 12 两种方法 AVA 分析

Fig. 12 AVA analysis of two methods

参考文献(References):

[1] Zoeppritz K. Erdbebenwellen VII B. Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen[J]. Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 1919: 66−84.

[2] Shuey R T. A simplification of the zoeppritz equations[J]. Geophysics, 1985, 50(4): 609−614.

[3] Wang Y H. Approximations to the Zoeppritz equations and their use in AVO analysis[J]. Geophysics, 1999, 64(6): 1920−1927.

[4] Lu J, Yang Z, Wang Y, et al. Joint PP and PS AVA seismic inversion using exact Zoeppritz equations[J]. Geophysics, 2015, 80(5): R239−R250.

[5] 梁光河. 地震子波的时变与短程微曲多次反射 [J]. 石油物探, 1997, 36(3): 18−27.
Liang G H. The time-variant seismic wavelet and the peg-leg multiple[J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 1997, 36(3): 18−27.

[6] 冯玮, 胡天跃, 姚逢昌, 等. 非稳态地震记录时变子波估计 [J]. 地球物理学报, 2017, 60(1): 305−315.
Feng W, Hu T Y, Yao F C, et al. Time-varying seismic wavelet estimation from nonstationary seismic data[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2017, 60(1): 305−315.

[7] Margrave G F, Lamoureux M P, Henley D C. Gabor deconvolution: Estimating reflectivity by nonstationary deconvolution of seismic data[J]. Geophysics, 2011, 76(3): W15−W30.

[8] Wang Y H. A stable and efficient approach of inverse *Q* filtering[J]. Geophysics, 2002, 67(2): 657−663.

[9] 蔡杰雄. 基于方位—反射角度道集的高斯束层析速度建模方法及实现 [J]. 物探与化探, 2018, 42(5): 977−989.

Cai J X. Method and application of Gaussian beam velocity tomography based on azimuth-reflection angle domain common imaging gathers[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 42(5): 977−989.

[10] 陈飞旭, 李振春, 张凯, 等. 基于波动方程偏移的宽方位三维角道集提取 [J]. 物探与化探, 2015, 39(4): 797−804.
Chen F X, Li Z C, Zhang K, et al. Wide-azimuth 3D angle gathers based on wave equation migration[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2015, 39(4): 797−804.

[11] 张广智, 常德宽, 王一惠, 等. 波动方程叠前深度偏移角度道集求取方法 [J]. 石油地球物理勘探, 2016, 51(3): 529−536, 416−417.
Zhang G Z, Chang D K, Wang Y H, et al. Angle domain common-image gather calculation based on wave equation prestack depth migration[J]. Oil Geophysical Prospecting, 2016, 51(3): 529−536, 416−417.

[12] Thomson W T. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium[J]. Journal of Applied Physics, 1950, 21(2): 89−93.

[13] Haskell N A. The dispersion of surface waves on multilayered media[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1953, 43(1): 17−34.

[14] Brekhovskikh L M, Lieberman D, Beyer R T. Waves in layered media[M]. New York: Academic Press, 1960.

[15] Fuchs K, Müller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations[J]. Geophysical Journal International, 1971, 23(4): 417−433.

[16] Kennett B L N. Seismic wave propagation in stratified media[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1983.

[17] Muller G. The reflectivity method: A tutorial[J]. Journal of Geophysics, 1985, 58(1): 153−174.

[18] Widess M B. How thin is a thin bed?[J]. Geophysics, 1973, 38(6): 1176−1180.

[19] Kallweit R S, Wood L C. The limits of resolution of zero-phase wavelets[J]. Geophysics, 1982, 47(7): 1035−1046.

[20] Chopra S, Castagna J P. Seismic resolution and thin bed reflectivity inversion[J]. CSEG Recorder, 2006, 31(1): 19−25.

[21] Chung H M, Lawton D C. Amplitude responses of thin beds: Sinusoidal approximation versus Ricker approximation[J]. Geophysics, 1995, 60(1): 223−230.

[22] 王赟, 杨春. 薄互层弹性波传播理论: 上册 [M]. 北京: 科学出版社, 2019.
Wang Y, Yang C. Theory of elastic wave propagation in thin interbeds:Part I[M]. Beijing: Science Press, 2019.

[23] 杨震, 刘俊州, 时磊, 等. 基于快速反射率法的 AVA 反演技术在致密砂岩薄储层勘探中的应用 [J]. 石油物探, 2023, 62(1): 130−141.
Yang Z, Liu J Z, Shi L, et al. Application of AVA inversion technique based on rapid reflectivity method in thin tight gas reservoir exploration[J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 2023, 62(1): 130−141.

[24] 陈康, 吴国忱, 印兴耀, 等. 基于反射率法的 TTI 介质正演模拟 [J]. 石油地球物理勘探, 2013, 48(5): 717−727, 671, 854.
Chen K, Wu G C, Yin X Y, et al. The modeling based on the reflectivity method in TTI media[J]. Oil Geophysical Prospecting, 2013, 48(5): 717−727, 671, 854.

[25] 罗敬, 孙成禹. 基于模型的薄互层地震反射滤波效应研究 [J]. 物探与化探, 2024, 48(4): 996−1005.
Luo J, Sun C Y. A model-based study of the filtering effects of thin-interbedded reservoirs on seismic reflection waves[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2024, 48(4): 996−1005.

An angle-gather synthesis method accounting for the influence of overlying strata

WANG An-Qin [1], SUN Cheng-Yu [1], LIU Tong [2], LI Jia-Nan [1]

(1. *School of Geosciences,China University of Petroleum* (*East China*), *Qingdao* 266580, *China*; 2. *Exploration and Development Research Institute*, *Shengli Oilfield Company*, *SINOPEC*, *Dongying* 257015, *China*)

Abstract: Angle-gather synthesis methods based on Zoeppritz equations that describe seismic reflection at an interface, generally performing convolution-based synthesis using wavelets from a unified source, fail to effectively characterize wavefield propagation, thin-layer tuning effects, and energy transmission losses in complex layered media. To address this issue, this study proposes an angle-gather synthesis method that incorporates the influence of overlying strata. The proposed method employs layer reflection units as basic computational elements and introduces an incident wavelet matrix. In the frequency domain, the proposed method comprehensively incorporates intralayer multiples, converted waves, thin-layer interference, and transmission responses during both downgoing and upgoing seismic wave propagation, ultimately outputting angle gathers directly. The proposed method was validated through forward modeling of various models. The results demonstrate that compared to the angle-gather synthesis method based on the exact Zoeppritz equations, the proposed method can provide a more comprehensive characterization of energy attenuation and complex wavefield during seismic wave propagation. It yields more reliable amplitude responses of deep strata while also maintaining consistent amplitude variation with incident angle (AVA) of PP and PS waves. Overall, this study provides a more robust theoretical and methodological foundation for prestack forward modeling, AVA analysis, and reservoir prediction.

Key words: layer reflection; incident wavelet matrix; angle gather; thin-layer tuning effect; amplitude variation with incident angle(AVA) analysis

（本文编辑：叶佩）