



黄健良, 柳万春, 袁野, 等. 2026. 海上拖缆数据深水复杂盐体纵横波速度波形反演方法. 地球物理学进展, 41 (1): 0468-0480, doi:10. 6038/pg2026JJ0007.

HUANG JianLiang, LIU WanChun, YUAN Ye, et al. 2026. Waveform inversion of P- and S-wave velocities in deepwater complex Salt bodies based on towed streamer data. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 41 (1): 0468-0480, doi:10. 6038/pg2026JJ0007.

海上拖缆数据深水复杂盐体纵横波速度波形反演方法

Waveform inversion of P- and S-wave velocities in deepwater complex Salt bodies based on towed streamer data

黄健良¹, 柳万春¹, 袁野¹, 张世鑫¹, 吴国忱²

HUANG JianLiang¹, LIU WanChun¹, YUAN Ye¹, ZHANG ShiXin¹, WU GuoChen²

1. 中国海洋石油国际有限公司研究院, 北京 100028

2. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580

1. Research Institute, CNOOC International Limited, Beijing 100028, China

2. College of Geosciences, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China

摘要 在海洋勘探中, 深水复杂盐体的速度建模是一项极具挑战性的任务. 一方面, 复杂盐体构造处于海水与弹性介质并存的特殊环境; 另一方面, 高速复杂盐体产生的强振幅转换波会影响传统声波速度建模的准确性. 因此, 必须充分考虑上述关键因素以开展这类特殊构造的纵横波速度波形反演建模. 针对海上拖缆数据在深水复杂盐体速度建模时面临的问题, 本研究采用声波和弹性波方程边界耦合的方法构建声-弹耦合方程, 该方程更适用于模拟地震波在上覆海水弹性介质中的传播过程. 通过三层模型的数值模拟, 验证了利用拖缆数据进行横波速度反演的可行性. 然后, 推导了适用于声-弹耦合方程的波形反演梯度算子, 并建立了基于海上拖缆数据的复杂盐体纵横波速度波形反演方法. 最后, 通过基于海外实际地质情况构建的复杂盐体介质模型开展的反演测试, 以及实际拖缆数据的反演试算, 验证了该新方法的适用性和准确性.

关键词 上覆海水弹性介质; 拖缆数据; 声-弹耦合方程; 正演模拟; 全波形反演

中图分类号 P631, P738

文献标识码 A

Abstract In marine exploration, velocity modeling of complex deep-water salt is an extremely challenging task. On the one hand, complex salt structures exist in a unique environment where seawater coexists with elastic media; on the other hand, the strong amplitude converted waves generated by high-velocity complex salt can affect the accuracy of traditional acoustic velocity modeling. Therefore, it is essential to fully consider these critical factors in order to carry out P- and S-wave velocity waveform inversion modeling for such special structures. Addressing the challenges faced in velocity modeling of complex deep-water salt using towed streamer data, this paper employs a method of boundary coupling between acoustic and elastic wave equations to construct an acoustic-elastic coupled equation (AECE). This equation is more suitable for simulating the propagation process of seismic waves in the overlying seawater elastic media. Through numerical simulations of a three-layered model, we have verified the feasibility of using towed streamer data for S-wave velocity inversion. Subsequently, we derived the waveform inversion gradient operator applicable to the acoustic-elastic coupled equation and established a method for P- and S-wave velocity waveform inversion of complex salt based on towed streamer data. Finally, we validated the applicability and accuracy of this new method through inversion tests conducted on a complex salt media model constructed based on actual overseas geological conditions, as well as through inversion trials using towed streamer data.

收稿日期 2025-04-23; 修回日期 2025-11-05.

投稿网址 <http://www.progeophys.cn>

基金项目 中国海洋石油集团有限公司“十四五”重大科技项目“‘两岸一带’重点区勘探开发地球物理关键技术”(KJGG2022-0903)资助.

第一作者简介 黄健良, 男, 1987 年生, 硕士, 高级工程师, 2010 年毕业于中国矿业大学地球物理学专业, 获学士学位, 2013 年毕业于中国石油大学(华东)地球探测与信息技术专业, 获硕士学位, 现就职于中海油国际公司, 主要从事综合石油地质研究及地震资料解释等工作. E-mail: huangjl12@cnooc.com.cn

doi:10.6038/pg2026JJ0007

CSTR:32085.14.pg2026JJ0007

Keywords Overlying seawater elastic media; Towed streamer data; Acoustic-elastic coupled equation; Forward modelling; Full waveform inversion

0 引言

地震勘探工作中,速度参数贯穿于地震数据采集、处理及解释整个地震勘探过程.高精度速度场对地震成像、地震解释和储层预测的可靠性有着十分重要的意义.海洋地震勘探中地震波在声-弹耦合介质中传播,对于其数据处理,必须估算声-弹耦合模型界面处的波传播特性才能准确的模拟地震波在声-弹耦合模型中的传播过程. Hou 等(2012)和 De Basabe 和 Sen(2014)将地震波在该情况下的数值模拟方法分为两种:(1)单一控制方程法,即在流相和固相中采用相同的地震波波动方程,利用一阶速度-应力方程针对流固耦合介质进行地震波数值模拟.由于方程中的变量较多,计算效率相对较低;(2)双方程耦合方法,即分别用声波方程和弹性波方程来描述地震波在液相和固相介质中的传播,并利用连续性条件将两者介质联系起来. Stephen (1983, 1988)和 Sochacki 等(1991)利用流固界面的应力、应变连续性条件采用有限差分方法对声学 and 弹性介质的纯位移方程耦合开展正演模拟研究. Yu 等(2016)提出了单一控制方程法的声-弹耦合方程并完成逆时偏移成像. Wu 和 Wu(2017)提出基于高阶有限差分法的一阶速度-应力声波和弹性波方程耦合算法,并模拟验证了地震波在声-弹耦合模型中传播的稳定性. Sun 和 Jin(2020)改进了单一控制方程法的声-弹耦合方程,减少了数值模拟的计算时间.为了克服不规则海底的“阶梯状”散射,一些专家学者(Li *et al.*, 2019; Qu *et al.*, 2020; Sun *et al.*, 2021; 柳世光等, 2024)采用不同的方法进行了不规则海底的声-弹耦合方程数值模拟. Zhang 等(2023)和 Chen 和 Wang(2024)考虑海洋弹性地层中的各向异性,完成了各向异性的海洋流-固耦合介质中各类地震波的数值模拟. Yang 等(2024)考虑温度效应,建立流-固耦合条件下热弹性介质中地震波的传播方程并进行数值模拟.

全波形反演(Full-Waveform Inversion, FWI)通过最大限度减少模拟和观测数据之间的残差,从而获得高分辨率的地下物理参数的方法. Tarantola (1984)提出声波波形反演(Acoustic Full Waveform Inversion, AFWI),从波动方程出发,将残差记录反

传来得到梯度下降方向,最终在时间域实现了最小二乘 AFWI. Gauthier 等(1986)通过数值实验证实了非线性声波波形反演理论的正确性,研究指出地下介质的模型参数的低频信息恢复往往要经过多次迭代,所需计算量较大. Pratt(1999)将全波形反演推广到频域,为频率空间域全波形反演提供了理论依据.近年来,声-弹耦合介质的全波形反演的到广泛关注. Choi 等(2008)提出了一种基于频域有限元建模技术的声-弹性介质波形反演算法. Li 和 Wu(2020)提出了使用纵波数据进行陆上多参数全波形反演的理论框架,并将声-弹耦合方程应用于陆上实际资料. Yang 等将声-弹耦合方程分别应用到东海的拖缆数据的纵横波速度反演(Yang *et al.*, 2023a)以及联合南海拖缆和海底地震仪数据的多参数全波形反演(Yang *et al.*, 2023b),均取得了良好的效果. Li 等(2023)提出了基于广义有限差分的不规则海底声-弹耦合介质的全波形反演.

针对盐体速度场建模的难题,传统方法首先采用层析成像,并结合潜水波全波形反演以可能构建一个尽可能准确且可靠的沉积层速度模型.然后通过计算各种盐属性来识别盐体顶底边界(Zhou *et al.*, 2007; Berthelot *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2015),这一过程往往需要研究人员具备深厚的地球物理数据处理技能和扎实的地质解释功底(Farmer *et al.*, 1996; Jones, 2012).最后通过反复的盐体测试来解决盐的几何形态问题,这是一项既耗时又容易产生解释误差的工作(Wang *et al.*, 2019).温铁民等(2007)对墨西哥湾海上盐丘发育区地震资料的具体分析,确信盐丘高速异常体是导致该区盐下速度场出现异常的根本原因. Brenders 和 Pratt(2007)使用 BP 2004 盐模型(Billette and Brandsberg-Dahl, 2005)证明了可以从一个平滑的初始模型出发,利用 FWI 构建盐速度模型.然而,他们使用的频率低至 0.5 Hz,远低于通常的野外数据频率.此后,许多专家利用合成地震数据采用 FWI 对盐体速度进行刻画(Esser *et al.*, 2015; Guasch *et al.*, 2016; Kadu *et al.*, 2016; Datta *et al.*, 2016).然而这些方法并未在实际数据中得到应用. Shen 等(2017)和 Michell 等(2017)基于低频和全方位海底节点(Ocean Bottom

Node, OBN)数据,应用全波形反演纠正了一些对盐结构的错误解释,从而改善了墨西哥湾亚特兰蒂斯油田的盐下成像.近年来,反射波全波形反演(Peng *et al.*, 2018)、时滞全波形反演(Zhu *et al.*, 2019; Ren *et al.*, 2022)和正则化全波形反演(Kalita *et al.*, 2019)等方法逐渐在盐速度更新中得到应用.随着人工智能的兴起,Alali 和 Alkhalifah (2023) 和 Pérez 和 Liu (2023) 利用深度学习辅助全波形反演进行盐体的速度建模.

本文针对仅有海上拖缆数据且含高速盐体的海洋目标区域,引入了适用于上覆海水介质的声-弹耦合方程.对于海上拖缆的采集方式,我们通过散射体模型和简单上覆海水层状介质模型的声-弹耦合方程数值模拟验证了该方程对海上拖缆采集的方式的适用性.随后我们推导了全波形反演梯度算子,并利用弹性波 PP 成像验证声-弹耦合方程对模型速度反演的准确性.最终,通过对实际含高速盐体工区的纵横波速度波形反演测试,验证了海上拖缆数据复杂盐体弹性参数波形反演方法的适用性.

1 方法原理

1.1 基于上覆海水介质的声-弹耦合方程

在海洋环境中,通过上部流体相的地震波传播可以使用一阶速度压力声波方程进行建模:

$$\mathbf{L}\mathbf{T} = \mathbf{f}, \quad (1)$$

其中 $\mathbf{T} = [p, v_x, v_z]^T$, p 是流体压力, v_x 和 v_z 是速度矢量, $\mathbf{f} = [f, 0, 0]^T$ 是震源项, $\mathbf{L}$ 是声学偏微分算子矩阵:

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} \partial/\partial t & -\rho v_p^2 \partial/\partial x & -\rho v_p^2 \partial/\partial z \\ -\partial/\partial x & \rho \partial/\partial t & 0 \\ 0 & -\partial/\partial z & \rho \partial/\partial t \end{bmatrix}. \quad (2)$$

在海洋固相介质中地震波是无源的,地震波传播过程可以由弹性波一阶速度-应力方程描述:

$$\begin{cases} \dot{\tau}_{ij} = C_{ijkl} (v_{k,l} + v_{l,k}) \\ \rho \dot{v}_i = \frac{\partial}{\partial x_j} \tau_{ij} \end{cases}, \quad (3)$$

同理将其改写为矩阵形式:

$$\mathbf{B}\mathbf{U} = \mathbf{0}, \quad (4)$$

其中 $\mathbf{U} = (v_x, v_z, \tau_{xx}, \tau_{zz}, \tau_{xz})^T$, $\mathbf{B}$ 是弹性偏微分算子矩阵:

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} \rho \partial/\partial t & 0 & -\partial/\partial x & 0 & -\partial/\partial z \\ 0 & \rho \partial/\partial t & 0 & -\partial/\partial z & -\partial/\partial x \\ -\rho v_p^2 \partial/\partial x & -\rho (v_p^2 - 2v_s^2) \partial/\partial z & \partial/\partial t & 0 & 0 \\ -\rho (v_p^2 - 2v_s^2) \partial/\partial x & -\rho v_p^2 \partial/\partial z & 0 & \partial/\partial t & 0 \\ -\rho v_s^2 \partial/\partial z & -\rho v_s^2 \partial/\partial x & 0 & 0 & \partial/\partial t \end{bmatrix}. \quad (5)$$

为了衔接海底界面的两个控制方程,应解决流-固界面上应力和部分速度的法向分量的连续性.考虑到海底界面的灵活性,采用上推界面过渡层方法是更为综合的选择.该方法在海床上方建立水平基准线,将模型分成两个区域,分别由声波和弹性波方程控制.接着,在基准线下方设立过渡层,将弹性应力分量转化为声压分量.这一方法可被视为单一控制方程(整体)法和双方程耦合(分区)法的结合,同时不忽略界面边界信息.因此,含边界耦合条件的海上声-弹介质耦合方程表示为:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{L} & \mathbf{0} \\ \mathbf{M}_1 & \mathbf{M}_2 \\ \mathbf{0} & \mathbf{B} \end{bmatrix} \mathbf{V} = \mathbf{F}, \quad (6)$$

其中 $\mathbf{V} = [\mathbf{T} \ \mathbf{U}]^T$, 震源 $\mathbf{F} = [f \ 0 \ 0]^T$ 加载于流体中, $\mathbf{M}_1$ 和 $\mathbf{M}_2$ 是过渡层中的控制方程,其形式为:

$$\mathbf{M}_1 = \begin{bmatrix} -\partial/\partial x & 0 & 0 \\ -\partial/\partial z & 0 & 0 \\ \partial/\partial t & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad (7)$$

$$\mathbf{M}_2 = \begin{bmatrix} \rho \partial/\partial t & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \rho \partial/\partial t & 0 & 0 & 0 \\ -\rho v_p^2 \partial/\partial x & -\rho v_p^2 \partial/\partial z & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}. \quad (8)$$

1.2 基于拖缆数据的弹性波波形反演

传统弹性波波形反演输入多分量地震资料,反演算法使用共轭梯度法来更新弹性参数模型.利用 Born 近似假设,海底弹性模型可分为两部分:背景介质(v_p, v_s, ρ)和扰动介质($\Delta v_p, \Delta v_s, \Delta \rho$).将背景和扰动参数代入方程(4)可得:

$$\mathbf{B}(v_p + \Delta v_p, v_s + \Delta v_s, \rho + \Delta \rho)(\mathbf{U} + \Delta \mathbf{U}) = \mathbf{0}, \quad (9)$$

其中 $\Delta \mathbf{U} = (\Delta v_x, \Delta v_z, \Delta \tau_{xx}, \Delta \tau_{zz}, \Delta \tau_{xz})^T$ 为波场扰动.从方程(9)中减去方程(4)得:

$$\mathbf{B} \Delta \mathbf{U} = -\mathbf{B}'_{v_p} \mathbf{U} \Delta v_p - \mathbf{B}'_{v_s} \mathbf{U} \Delta v_s - \mathbf{B}'_{\rho} \mathbf{U} \Delta \rho, \quad (10)$$

其中 $\mathbf{B}'_{v_p}$, $\mathbf{B}'_{v_s}$ 和 $\mathbf{B}'_\rho$ 表示 $\mathbf{B}$ 相对于弹性参数 (v_p, v_s, ρ) 的偏导数, 并表示为:

$$\mathbf{B}'_{v_p} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -\partial/\partial x & -\partial/\partial z & 0 & 0 & 0 \\ -\partial/\partial x & -\partial/\partial z & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad (11)$$

$$\mathbf{B}'_{v_s} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -2\partial/\partial z & 0 & 0 & 0 \\ -2\partial/\partial x & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -\partial/\partial z & -\partial/\partial x & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}. \quad (12)$$

根据方程(10), 可进一步推导出:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} = -\mathbf{B}^{-1} \mathbf{B}'_m \mathbf{U}, \quad (13)$$

然后用目标函数关于弹性参数的偏导数来计算梯度:

$$\nabla_m J = \int_0^{t_{\max}} -\mathbf{U}^T (\mathbf{B}'_m)^T (\mathbf{B}^{-1})^T (\mathbf{d}_{\text{cal}} - \mathbf{d}_{\text{obs}}) dt. \quad (14)$$

下面给出伴随波场 ξ 计算方程如下:

$$(\mathbf{B}^{-1})^T \xi = \mathbf{d}_{\text{cal}} - \mathbf{d}_{\text{obs}}, \quad (15)$$

引入伴随波场将梯度改写为:

$$\mathbf{B}^P = \begin{bmatrix} \rho \partial^P / \partial t & 0 & -\partial^P / \partial x & 0 & 0 \\ 0 & \rho \partial^P / \partial t & 0 & -\partial^P / \partial z & 0 \\ -\rho v_p^2 \partial / \partial x & -\rho v_p^2 \partial / \partial z & \partial / \partial t & 0 & 0 \\ -\rho v_p^2 \partial / \partial x & -\rho v_p^2 \partial / \partial z & 0 & \partial / \partial t & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \partial / \partial t \end{bmatrix}, \quad (20)$$

$$\mathbf{B}^S = \begin{bmatrix} \rho \partial^S / \partial t & 0 & -\partial^S / \partial x & 0 & -\partial^S / \partial z \\ 0 & \rho \partial^S / \partial t & 0 & -\partial^S / \partial z & -\partial^S / \partial x \\ 0 & 2\rho v_s^2 \partial / \partial z & \partial / \partial t & 0 & 0 \\ 2\rho v_s^2 \partial / \partial x & 0 & 0 & \partial / \partial t & 0 \\ -\rho v_s^2 \partial / \partial z & -\rho v_s^2 \partial / \partial x & 0 & 0 & \partial / \partial t \end{bmatrix}, \quad (21)$$

其中上角标 P、S 为对应的纵波场和横波场分解。

2 数值测试

2.1 散射波场数值模拟

为了说明声学 and 弹性介质压力分量的散射波场之间的差异, 我们设计一个固体地层中有一个单散射点的双层流-固耦合介质模型。模型网格点大小为 250×150 , 如图 1 所示, 其中水层纵波速度为 1500 m/s , 横波速度为 0 m/s , 深度为 200 m ; 固体

$$\begin{cases} \nabla_{v_p} J = - \int_0^{t_{\max}} \mathbf{U}^T (\mathbf{B}'_{v_p})^T \xi dt \\ \nabla_{v_s} J = - \int_0^{t_{\max}} \mathbf{U}^T (\mathbf{B}'_{v_s})^T \xi dt \end{cases}, \quad (16)$$

其中负号和转置运算不影响梯度结果, 因此可以改写为:

$$\nabla_m J \approx \int_0^{t_{\max}} \xi^T (\mathbf{B}'_m \mathbf{U}) dt, \quad (17)$$

其中 $\xi = (\xi_x, \xi_z, \xi_{xx}, \xi_{zz}, \xi_{xz})^T$ 表示伴随波场。

1.3 基于 P/S 解耦声-弹耦合方程逆时偏移成像

本文采用 Du 等 (2017) 提出的弹性波 PP 波标量成像条件:

$$I_{PP}(\mathbf{x}) = \frac{\int_0^{T_{\max}} \mathbf{S}^P(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{R}^P(\mathbf{x}, t)}{\int_0^{T_{\max}} \mathbf{S}^P(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{S}^P(\mathbf{x}, t)}, \quad (18)$$

其中 $\mathbf{S}$ 和 $\mathbf{R}$ 分别表示震源波场和检波点波场, 上角标表示 P/S 分解的纵波波场。对声-弹耦合方程下部的弹性波波场进行纵横波解耦 $\mathbf{U} = \mathbf{U}^P + \mathbf{U}^S$, 同理弹性波算子也进行分解 $\mathbf{B} = \mathbf{B}^P + \mathbf{B}^S$, 则解耦后的下伏固相控制弹性波方程等价于:

$$(\mathbf{B}^P + \mathbf{B}^S)(\mathbf{U}^P + \mathbf{U}^S) = 0, \quad (19)$$

其中:

层纵波速度为 3000 m/s , 横波速度为 1700 m/s , 纵波散射点的速度为 2400 m/s , 横波散射点的速度为 1400 m/s , 散射点的位置均为 $(1250 \text{ m}, 750 \text{ m})$ 。空间采样间隔 10 m , 震源采用 15 Hz 的雷克子波, 位置 $(500 \text{ m}, 10 \text{ m})$ 。

当采用声波方程进行数值模拟时, 因为基于声学假设, 所以在海底界面处向地层深处传播的波只有透射纵波, 进而与纵波散射点作用后只产生 PP 散射波, 如图 2a 所示。当采用声-弹耦合方程进行数值

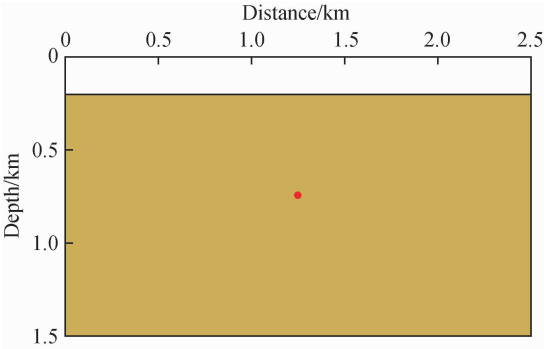


图1 含单个散射体的流-固耦合介质模型
Fig.1 Fluid-solid coupled media model with a single scatterer

模拟时,产生的散射点波场快照如图2b所示.当地震波通过海底界面时,会产生向地层深处传播的透射纵波和透射横波,当透射P波到达散射点时,与纵波速度散射点作用产生PP散射波,与横波速度散射点作用产生PS转换波,随后,当透射S波到达散射点时,与纵波散射点作用产生SP转换波,与横波速度散射点作用产生SS波,最后通过海上水听器接收信号,其中包含了丰富的转换纵波信息,这些转换波信息有助于横波速度的反演.

2.2 三层模型数值模拟

为验证分析海上声-弹耦合方程正演模拟的准确性和稳定性,本节设计一个上层为海水的三层模型开展流-固边界耦合波动方程正演模拟.我们建立

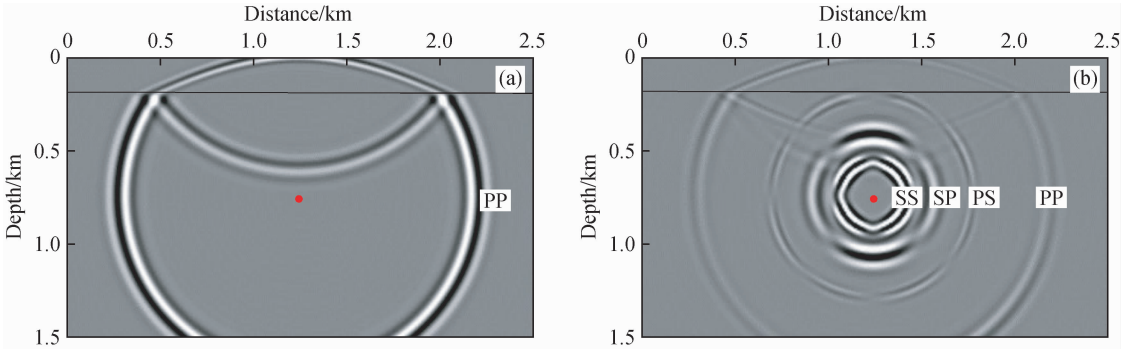


图2 压力(耦合波为 $p + \tau_{zz}$)分量散射点波场快照

(a) 声波方程仅含 v_p 散射点;(b) 声-弹耦合方程含 $v_p + v_s$ 散射点.

Fig.2 Snapshot of pressure (the coupled wave is $p + \tau_{zz}$) component scattering point wavefield

(a) The acoustic wave equation only contains scattering points v_p ; (b) The acousto-elastic coupling equation contains scattering points $v_p + v_s$.

一个 301×151 网格大小的层状模型,如图3所示,炮点位于坐标(0 m, 10 m)处,空间步长统一为10 m,时间采样间隔为0.8 ms,震源选取主频是15 Hz 雷克子波,介质为三层介质模型,第一层纵波速度1500 m/s,横波速度0 m/s;第二层纵波速度2500 m/s,横波速度1470 m/s;第三层纵波速度3000 m/s,横波速度1732 m/s,接收方式采用单向海上拖缆接收.

图4分别展示了用声波方程和声-弹耦合方程正演模拟的接收记录,图4a为纯声波记录,观测到的波有①直达波、②海底界面(第一层界面)P反射波、③海底界面(第一层界面)折射波和④第二层界面P反射波四种波,此外层间也会产生多次波,因其振幅微弱,在记录中不明显.图4b为声-弹耦合方程模拟获得的单炮记录,波形依次为①直达波、②海底界面(第一层界面)P反射波、③海底界面(第一层界面)折射波、④第二层界面P反射波、⑤第二层界

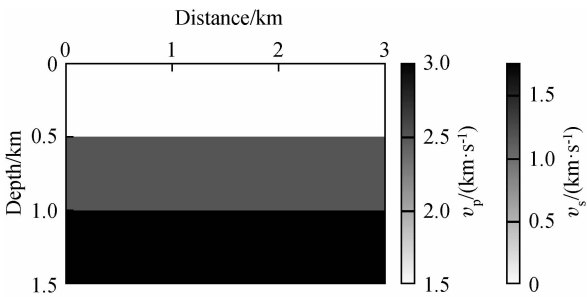


图3 三层弹性介质模型示意图
Fig.3 Three layers elastic media model

面PS/SP反射波和⑥第二层界面SS反射波,记录中还存在大量层间反射的转换波,因为能量弱而难以观测.

为清晰描述声-弹耦合方程和声波方程模拟的区别,分别抽取声-弹耦合方程模拟记录和声波模拟记录偏移距为0 m,500 m,1000 m处的单道进行对

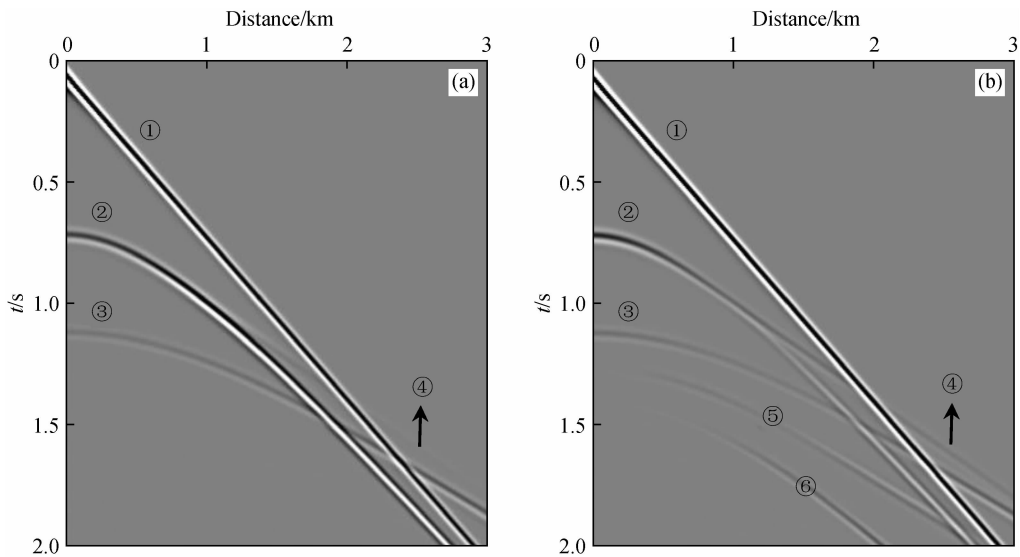


图 4 正演模拟单炮记录
(a) 声波方程; (b) 声-弹耦合方程.
Fig. 4 Forward modeling single-shot record
(a) Acoustic equation; (b) Acoustic-elastic coupled equation.

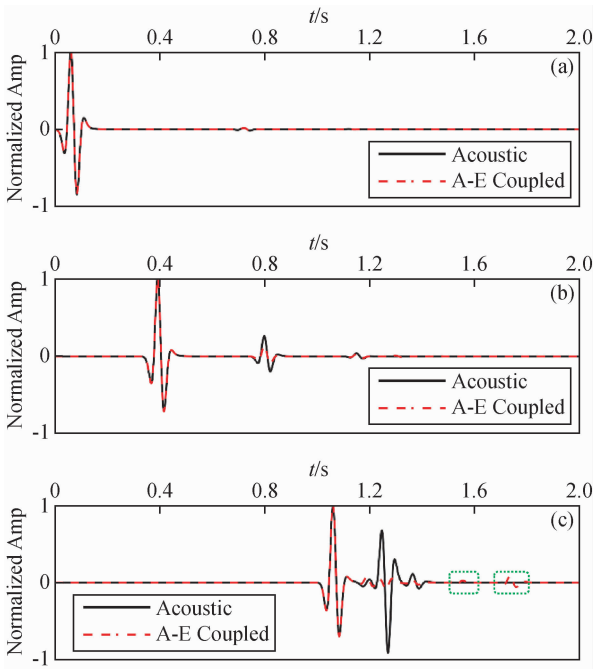


图 5 单道正演模拟记录对比
(a) 偏移距为 0 m; (b) 偏移距为 500 m; (c) 偏移距为 1000 m.
Fig. 5 Comparison between single trace of forward modeling
(a) Offset distance is 0 m; (b) Offset distance is 500 m;
(c) Offset distance is 1000 m.

比,如图 5a—c 所示. 红色线条表示声-弹耦合方程模拟结果,黑色线条是声波方程模拟的结果. 图 5a

为零偏移距时两个记录对比图,可以看出两者完全一致;随着偏移距增大声-弹耦合方程模拟的结果振幅会相对降低,同时产生一些转换波信息,如图 5c 绿色框中的第二层界面处的 PS/SP、SS 转换波,而采用声波方程模拟则无法获得这些转换波信息.

2.3 双层盐体模型反演测试

本节聚焦于某深水含盐盆地,主体水深为 500 ~ 2500 m,发育复杂形变盐岩,速度空间变化剧烈,勘探难度大. 针对该区实际地质情况修正的双层盐体模型,纵横波速度模型如图 6 所示,模型大小 574 × 501,横向、纵向空间采样间均为 10 m,时间采样间隔 1 ms,采样时长为 4 s,震源采用主频为 20 Hz 的雷克子波. 初始速度(图 7 所示)为真实速度高斯平滑结果,模型上层为海水层,横波速度为零.

图 8a、b 是基于声-弹耦合波方程的弹性参数波形反演迭代 46 次结果. 由结果可见,全波形反演结果基本与真实模型一致. 在盐体局部形变复杂区域和相对厚度较薄区域,反演结果更新量更多,速度细节还原更准确,而其他区域的盐下速度更新稍差. 图 9 为采用声-弹耦合数据(含弹性效应的压力数据)进行声波全波形反演的结果,与声-弹耦合波方程的纵波反演结果(图 8a)相比,其反演结果反演精度较差,尤其是盐下构造更新量很小. 这是由于在海底界面和高速盐体界面,声波全波形反演与包含弹性效应的压力记录匹配较差,甚至会起到负作用. 这

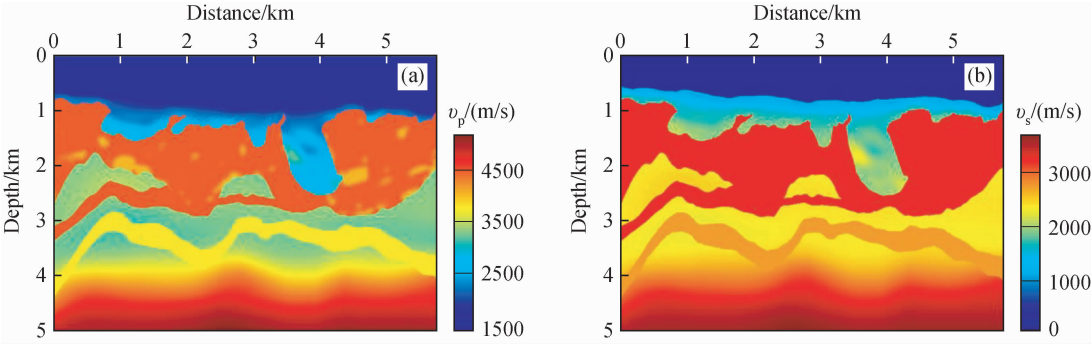


图 6 基于实际地质情况的深水含盐模型
(a)纵波速度;(b)横波速度.

Fig. 6 Deep water forward model with salt body based on the actual geology data
(a) P-velocity; (b) S-velocity.

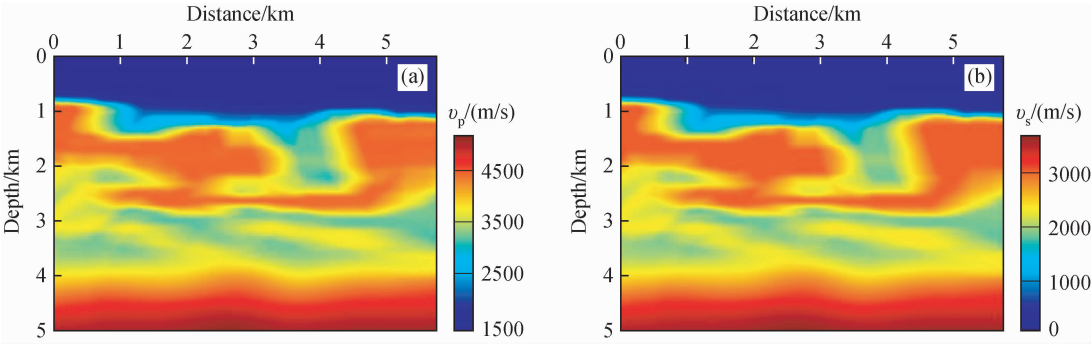


图 7 初始速度模型
(a)纵波速度;(b)横波速度.
Fig. 7 Inversion initial velocity model
(a) P-velocity; (b) S-velocity.

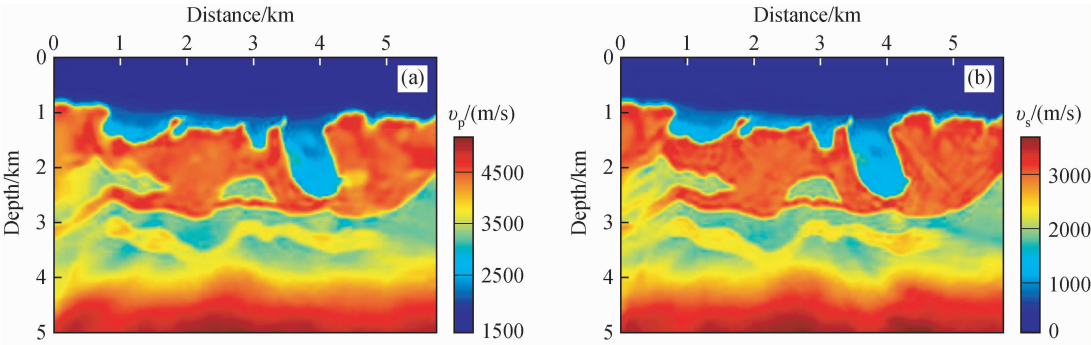


图 8 耦合波动方程反演迭代 46 次后的速度
(a)纵波速度;(b)横波速度.
Fig. 8 Inversion velocity after 46 Iterations of coupled wave equation
(a) P-velocity; (b) S-velocity.

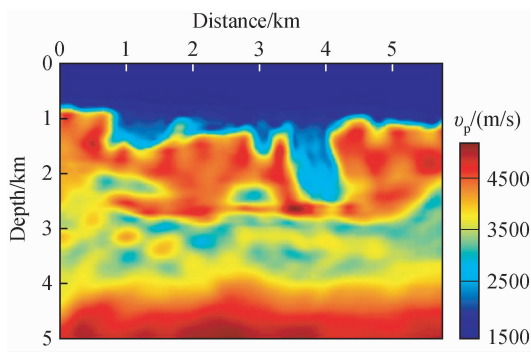


图9 基于声-弹耦合数据的声波方程反演纵波速度
Fig.9 Inverted P-velocity from acoustic wave equation
based on acoustic-elastic coupled data

些误差进而会影响深部速度的反演迭代,导致声波全波形反演结果的可靠性降低.若想改善这种较差

的反演结果,我们可以采取小偏移距来进行声波反演,正如图5的结果显示,随着偏移距的增大,转换波的振幅会逐渐增大,小偏移距可以减少转换波的干扰,进而改善声波纵波速度反演结果.

图10a是海上纵波接收记录,图10b—d为不同迭代次数模型的数值模拟记录结果,随着迭代次数增加模拟记录向观测记录趋于一致.为了展示反演结果的细节,我们抽取了水平方向(a) $x=2.4\text{ km}$ (b) $x=4.4\text{ km}$ (c) $x=5.2\text{ km}$ 处纵波速度-深度单道对比如图11所示和水平方向(a) $x=2.4\text{ km}$ (b) $x=4.4\text{ km}$ (c) $x=5.2\text{ km}$ 处横波速度-深度单道对比如图12所示,其中绿色虚线表示初始速度,黑色实线表示真实速度,蓝色实线表示基于声-弹耦合数据的声波反演纵波速度,红色实线代表声-弹耦合波方程

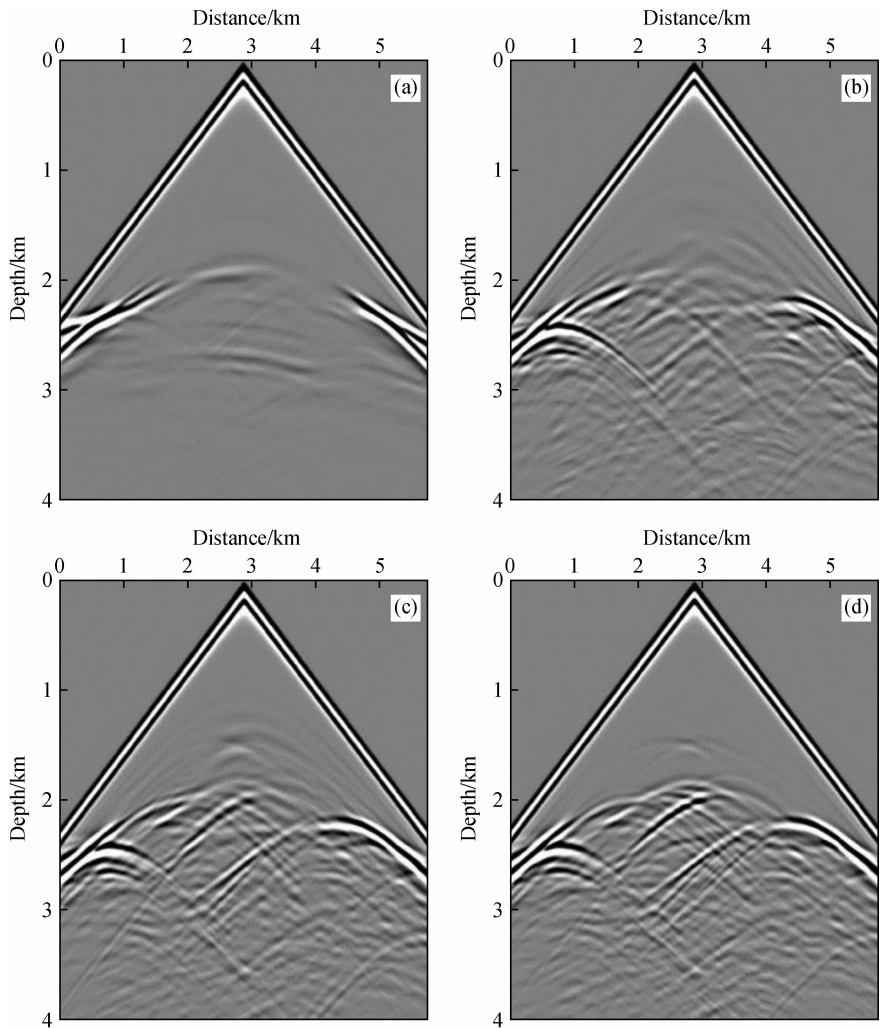


图10 单炮记录

(a) 初始模型记录;(b) 迭代35次模型记录;(c) 最终迭代模型记录;(d) 真实模型记录.

Fig.10 Single-shot record

(a) Initial model;(b) Model after 35 iterations;(c) Final iterated model;(d) The true model.

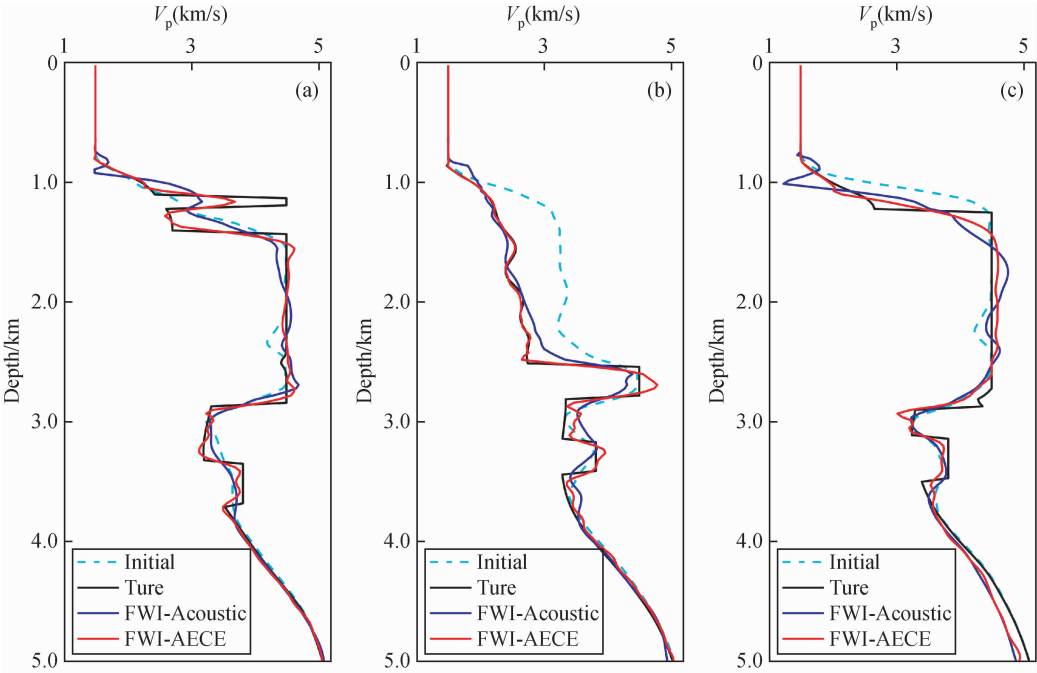


图 11 水平方向 (a) $x=2.4$ km、(b) $x=4.4$ km、(c) $x=5.2$ km 处纵波速度-深度单道对比

Fig. 11 Single-trace comparison of P-wave velocity-depth at horizontal positions

(a) $x=2.4$ km, (b) $x=4.4$ km and (c) $x=5.2$ km

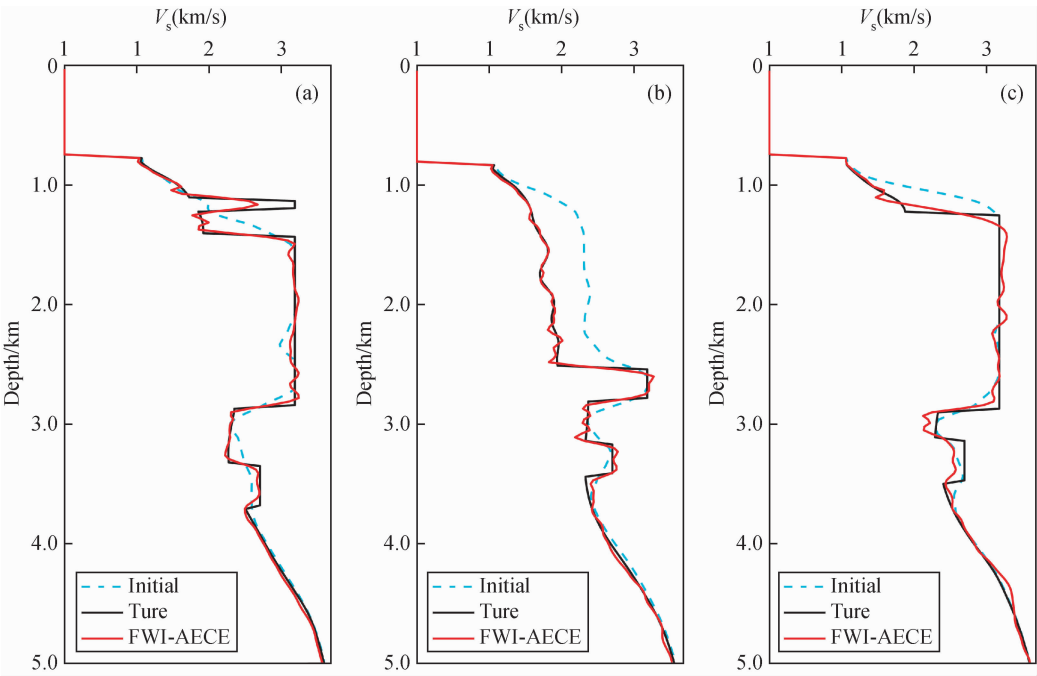


图 12 水平方向 (a) $x=2.4$ km、(b) $x=4.4$ km、(c) $x=5.2$ km 处横波速度-深度单道对比

Fig. 12 Single-trace comparison of S-wave velocity-depth at horizontal positions

(a) $x=2.4$ km, (b) $x=4.4$ km and (c) $x=5.2$ km

反演速度结果. 由图 11, 在海底界面处, 声波反演结果会出现异常值, 这与上述分析一致. 声-耦合波方

程的纵横波反演结果与真实模型速度基本一致, 从细节方面验证了所提方法的准确性, 图 13a 为声-弹

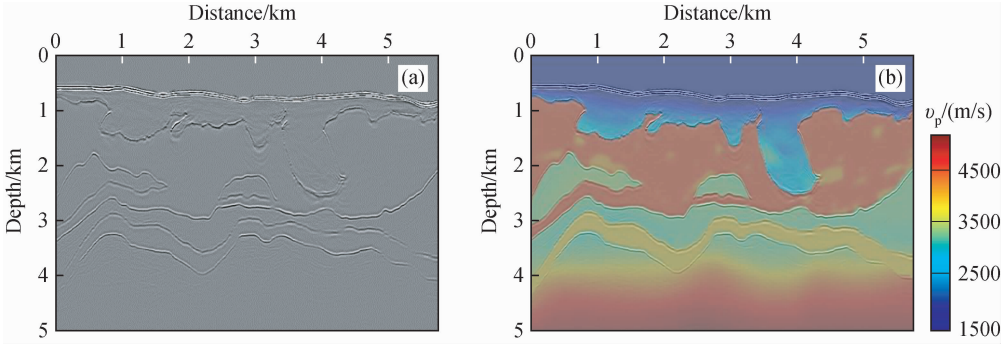


图 13 (a)弹性波逆时偏移结果;(b)偏移结果与真实速度模型叠合剖面
Fig. 13 (a)RTM result based on inversion velocity model;
(b) True velocity model overlaid on the corresponding RTM result

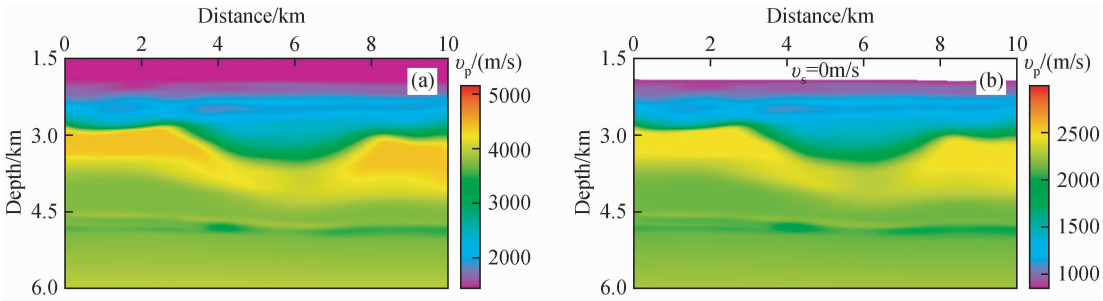


图 14 初始速度模型
(a)初始纵波速度;(b)初始横波速度.
Fig. 14 Initial velocity model
(a) P-velocity; (b) S-velocity.

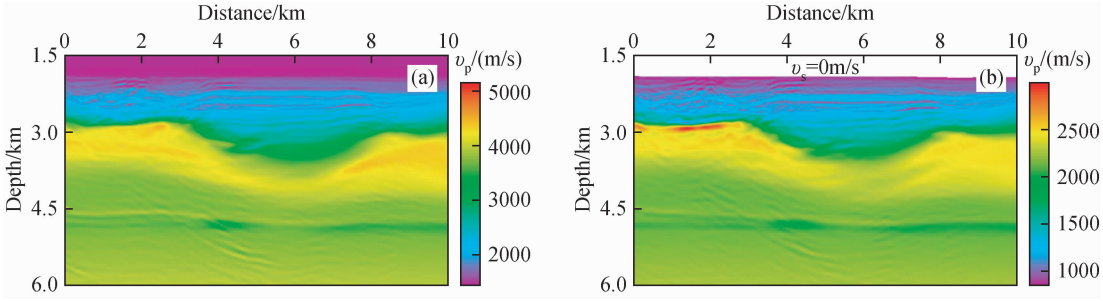


图 15 耦合波动方程反演结果
(a)纵波速度;(b)横波速度.
Fig. 15 Inversion results of coupled wave equation
(a) P-velocity; (b) S-velocity.

耦合方程弹性区域的弹性波逆时偏移结果,图 13b 为偏移结果与真实速度模型叠置显示.由图可见,偏移结果界面与真实速度边界完全重合,验证了声-弹耦合方程弹性参数波形反演结果准确性和方法的适用性.

2.4 实际资料测试

本节的目标区域位于海外某含复杂盐体的深水盆地,此靶区油气资源丰富,靶区内发育复杂盐体,盐体厚度大,盐体形态复杂多变、岩性成分复杂且速度空间变化剧烈.我们抽取了其中的一条二维线的

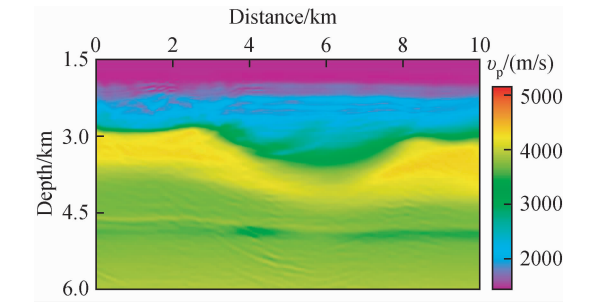


图 16 基于声-弹耦合数据的声波反演纵波速度
Fig. 16 Inverted P-velocity using acoustic-elastic coupled data

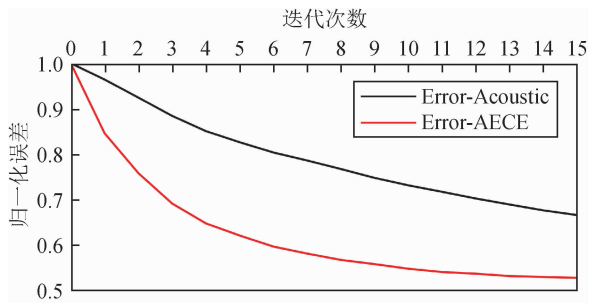


图 17 归一化误差下降曲线
Fig. 17 Normalized error curve

部分区域来测试基于海上托揽资料的复杂盐体弹性参数建模. 测线长度为 10 km, 深度为 6 km. 空间采样间隔为 12.5 m, 时间采样间隔为 0.1 ms, 总采样时间为 6 s. 图 11a 所示为初始的纵波速度模型, 该模型是在速度分析的基础上, 结合实际区块深水复杂盐体的地质认识和层析反演的结果, 通过人工解释填充部分盐体获得结果. 图 11b 所示为初始横波速度模型, 该速度是通过图 11a 所示初始纵波速度根据经验公式计算获得, 二者关系式为 $v_s = v_p / 1.732$, 模型深度范围为 $[0 \sim 1.5]$ km 内, 纵波速度为 1500 m/s, 横波速度速度为 0 km/s, 反演时速度数值保持不变. 为了方便展示, 速度模型展示深度范围为 $[1.5 \sim 6.0]$ km 的部分. 此外, 原始海上托揽资料经过过去多次波、去噪声等一系列前期处理之后获得全波形反演的输入地震记录.

图 15 所示为基于海上拖缆数据迭代 15 次纵、横波反演速度, 从图中可以看出反演速度整体上有较为明显的更新, 浅层沉积层分辨率显著提高, 盐体轮廓和盐体内部速度有所变化, 盐下沉积物也略有更新, 验证声弹耦合方程在实际资料中的有效性, 也进一步说明了用单分量资料(托揽资料)反演弹性

参数的可行性和有效性. 图 16 为基于声-弹耦合数据的声波反演纵波速度, 相比于声-弹耦合的反演纵波速度, 其浅层沉积层分辨率较差, 盐下沉积物位置偏移, 这与压力记录匹配不佳产生的负作用有关. 同时, 由如图 17 的归一化误差下降曲线可得, 声-弹耦合方程反演比声波反演更加收敛, 验证了声-弹耦合方程依托海上拖缆数据进行纵横波速度反演的有效性.

3 结 论

本文针对海洋勘探上覆海水 + 高速盐体弹性介质提出了声波和弹性波方程边界耦合方法模拟地震波在水中和弹性体中的传播, 并建立了海上拖缆数据复杂盐体弹性参数波形反演方法. 声-弹耦合方程建立能够精确的模拟地震波在海水和海底界面的传播, 零偏移距与声波模拟结果相同(零偏移距不产生转换波)验证了方法的正确性. 新方法能够准确的反演纵、横波速度信息, 为深水复杂盐体反演成像准确性提供良好的背景速度模型, 墨西哥双层盐体介质模型测试结果表明开展精确的复杂盐体介质纵、横波速度波形反演建模有助于盐构造的精确成像. 最后, 通过实际资料测试, 进一步验证了声-弹耦合方程依托海上拖缆数据进行纵横波速度反演的有效性.

致 谢 感谢审稿专家提出的修改意见和编辑部的大力支持!

References

Alali A, Alkhalifah T. 2023. Integrating U-nets into a multiscale full-waveform inversion for salt body building. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 61: 4505911, doi: 10.1109/TGRS.2023.3310886.

Berthelot A, Solberg A H S, Gelius L J. 2013. Texture attributes for detection of salt. *Journal of Applied Geophysics*, 88: 52-69, doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.09.006.

Billette F J, Brandsberg-Dahl S. 2005. The 2004 BP velocity benchmark. //67th EAGE Conference & Exhibition. Madrid, Spain; European Association of Geoscientists & Engineers, cp-1-00513, doi: 10.3997/2214-4609-pdb.1.B035.

Brenders A J, Pratt R G. 2007. Waveform tomography of marine seismic data: What can limited offset offer?. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2007. SEG, 3024-3028, doi: 10.1190/1.2793099.

Chen Y F, Wang D L. 2024. Numerical modeling of scholte wave in acoustic-elastic coupled TTI anisotropic media. *Applied Sciences*, 14(18): 8302, doi: 10.3390/app14188302.

Choi Y, Min D J, Shin C. 2008. Two-dimensional waveform inversion of multi-component data in acoustic-elastic coupled media. *Geophysical Prospecting*, 56(6): 863-881, doi: 10.1111/j.1365-2478.2008.00735.x.

- Datta D, Sen M, Liu F Q, *et al.* 2016. Salt model building by shape-based parameterization and global FWI. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016. SEG, 1069-1073, doi: 10.1190/segam2016-13867592.1.
- De Basabe J D, Sen M K. 2014. A comparison of finite-difference and spectral-element methods for elastic wave propagation in media with a fluid-solid interface. *Geophysical Journal International*, 200(1): 278-298.
- Du Q Z, Guo C F, Zhao Q, *et al.* 2017. Vector-based elastic reverse time migration based on scalar imaging condition. *Geophysics*, 82(2): S111-S127, doi: 10.1190/geo2016-0146.1.
- Esser E, Guasch L, Leeuwen T V, *et al.* 2015. Automatic salt delineation-Wavefield reconstruction inversion with convex constraints. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015. SEG, 1337-1343, doi: 10.1190/segam2015-5877995.1.
- Farmer P, Miller D, Pieprzak A, *et al.* 1996. Exploring the subsalt. *Oilfield Review*, 8.
- Gauthier O, Virieux J, Tarantola A. 1986. Two-dimensional nonlinear inversion of seismic waveforms; Numerical results. *Geophysics*, 51(7): 1387-1403, doi: 10.1190/1.1442188.
- Guasch L, Warner M, Herrmann F J. 2016. Constrained waveform inversion-automatic salt flooding with inclusions. //78th EAGE Conference and Exhibition. Online; European Association of Geoscientists & Engineers, 1-5, doi: 10.3997/2214-4609.201601547.
- Hou G N, Wang J, Layton A. 2012. Numerical methods for fluid-structure interaction-a review. *Communications in Computational Physics*, 12(2): 337-377, doi: 10.4208/cicp.291210.290411s.
- Jones I F. 2012. Tutorial: Incorporating near-surface velocity anomalies in pre-stack depth migration models. *First Break*, 30(3): 47-58, doi: 10.3997/1365-2397.2011041.
- Kadu A, Van Leeuwen T, Mulder W. 2016. A parametric level-set approach for seismic full-waveform inversion. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016. SEG, 1146-1150, doi: 10.1190/segam2016-13870276.1.
- Kalita M, Kazei V, Choi Y, *et al.* 2019. Regularized full-waveform inversion with automated salt flooding. *Geophysics*, 84(4): R569-R582, doi: 10.1190/geo2018-0146.1.
- Li Q Y, Wu G C, Wu J L, *et al.* 2019. Finite difference seismic forward modeling method for fluid-solid coupled media with irregular seabed interface. *Journal of Geophysics and Engineering*, 16(1): 198-214, doi: 10.1093/jge/gxy017.
- Li Q Y, Wu G C. 2020. 2D multi-parameter waveform inversion of land reflection seismic data obtained from the particle-motion response from the vertical geophone. *Acta Geophysica*, 68(2): 377-388, doi: 10.1007/s11600-020-00403-6.
- Li Q Y, Wu G C, Jia Z F, *et al.* 2023. Full-waveform inversion in acoustic-elastic coupled media with irregular seafloor based on the generalized finite-difference method. *Geophysics*, 88(2): T83-T100, doi: 10.1190/geo2022-0408.1.
- Liu S G, Sun J B, Zhang D W, *et al.* 2024. Least-squares reverse time migration in acoustic-elastic coupling media with irregular seabed interfaces. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 39(2): 851-866, doi: 10.6038/pg2024HH0495.
- Michell S, Shen X K, Brenders A, *et al.* 2017. Automatic velocity model building with complex salt: Can computers finally do an interpreter's job?. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2017. SEG, 5250-5254, doi: 10.1190/segam2017-17778443.1.
- Peng C, Wang M S, Chazalnoel N, *et al.* 2018. Subsalt imaging improvement possibilities through a combination of FWI and reflection FWI. *The Leading Edge*, 37(1): 52-57, doi: 10.1190/tle37010052.1.
- Pérez C H B, Liu Y. 2023. Three-dimensional initial salt body building for full-waveform inversion assisted by deep learning. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 20: 3002105, doi: 10.1109/LGRS.2023.3287553.
- Pratt R G. 1999. Seismic waveform inversion in the frequency domain, Part 1: Theory and verification in a physical scale model. *Geophysics*, 64(3): 888-901, doi: 10.1190/1.1444597.
- Qu Y M, Guan Z, Li J L, *et al.* 2020. Fluid-solid coupled full-waveform inversion in the curvilinear coordinates for ocean-bottom cable data. *Geophysics*, 85(3): R113-R133, doi: 10.1190/geo2018-0743.1.
- Ren D, He X, Xu S Y, *et al.* 2022. FWI for the complex Walker Ridge salt province using streamer data. //Second International Meeting for Applied Geoscience & Energy, Expanded Abstracts, 822-826, doi: 10.1190/image2022-3744364.1.
- Shen X K, Ahmed I, Brenders A, *et al.* 2017. Salt model building at Atlantis with full-waveform inversion. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2017. SEG, 1507-1511, doi: 10.1190/segam2017-17738630.1.
- Sochacki J S, George J H, Ewing R E, *et al.* 1991. Interface conditions for acoustic and elastic wave propagation. *Geophysics*, 56(2): 168-181, doi: 10.1190/1.1443029.
- Stephen R A. 1983. A comparison of finite difference and reflectivity seismograms for marine models. *Geophysical Journal International*, 72(1): 39-57, doi: 10.1111/j.1365-246X.1983.tb02803.x.
- Stephen R A. 1988. A review of finite difference methods for seismo-acoustics problems at the seafloor. *Reviews of Geophysics*, 26(3): 445-458, doi: 10.1029/RG026i003p00445.
- Sun M N, Jin S G. 2020. Multiparameter elastic full waveform inversion of ocean bottom seismic four-component data based on a modified acoustic-elastic coupled equation. *Remote Sensing*, 12(17): 2816, doi: 10.3390/rs12172816.
- Sun Y C, Zhang W, Ren H X, *et al.* 2021. 3D seismic-wave modeling with a topographic fluid-solid interface at the sea bottom by the curvilinear-grid finite-difference method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(5): 2753-2779, doi: 10.1785/0120200363.
- Tarantola A. 1984. Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, 49(8): 1259-1266, doi: 10.1190/1.1441754.
- Wang P, Zhang Z G, Mei J W, *et al.* 2019. Full-waveform inversion for salt: A coming of age. *The Leading Edge*, 38(3): 204-213, doi: 10.1190/tle38030204.1.
- Wang Z, Hegazy T, Long Z L, *et al.* 2015. Noise-robust detection and tracking of salt domes in postmigrated volumes using texture, tensors, and subspace learning. *Geophysics*, 80(6): WD101-WD116, doi: 10.1190/geo2015-0116.1.
- Wen T M, Su S L, Qian Y. 2007. Analysis of abnormal issue in subsalt velocity field. *Oil Geophysical Prospecting* (in Chinese), 42(S1): 5-7.
- Wu J, Wu G. 2017. Full waveform inversion in acoustic-elastic coupled media based on the finite-difference method. //79th EAGE Conference and Exhibition. Paris, France; European Association of Geoscientists & Engineers, 1-5, doi: 10.3997/2214-4609.201700796.
- Yang S, Wu G C, Shan J Z, *et al.* 2024. Simulation of seismic waves in fluid-solid coupled thermoelastic media. *Geophysics*, 89(5): T263-T274, doi: 10.1190/geo2023-0448.1.
- Yang T, Liu Y Z, Wu Z, *et al.* 2023a. Multi-parameter full waveform inversion using only the streamer data based on the acoustic-elastic coupled wave equation. *Journal of Applied Geophysics*, 209: 104902, doi: 10.1016/j.jappgeo.2022.104902.
- Yang T, Liu Y Z, Yang J Z. 2023b. Joint towed streamer and ocean-bottom-seismometer data multi-parameter full waveform inversion in acoustic-elastic coupled media. *Frontiers in Earth Science*, 10: 1085441, doi: 10.3389/feart.2022.1085441.
- Yu P F, Geng J H, Li X B, *et al.* 2016. Acoustic-elastic coupled equation for ocean bottom seismic data elastic reverse time migration. *Geophysics*, 81(5): S333-S345, doi: 10.1190/geo2015-0535.1.
- Zhang B, Wu G, Shan J, *et al.* 2023. Simulation of a wavefield in VTI media adopting an acoustic-elastic coupled equation. //84th EAGE Annual Conference and Exhibition. Vienna, Austria; European Association of Geoscientists & Engineers, 1-5, doi: 10.3997/2214-

4609.202310913.

Zhou J, Zhang Y Q, Chen Z G, *et al.* 2007. Detecting boundary of salt dome in seismic data with edge detection technique. //SEG Technical Program Expanded Abstracts 2007. SEG, 1392-1396, doi: 10.1190/1.2792759.

Zhu H, Kumar R, Vandrasi V, *et al.* 2019. Velocity model building with time-lag FWI: a perdido area case study. //Second EAGE Workshop on Deepwater Exploration in Mexico: Knowledge Transfer and Collaboration from Shelf to Deepwater. Cancun, Mexico: European Association of Geoscientists & Engineers, 1-5, doi: 10.3997/2214-4609.201900339.

附中文参考文献

柳世光, 孙晶波, 张东伟, 等. 2024. 面向崎岖海底界面的声-弹最小二乘偏移. 地球物理学进展, 39(2): 851-866, doi: 10.6038/pg2024HH0495.

温铁民, 苏世龙, 钱豫. 2007. 盐下速度场异常问题分析. 石油地球物理勘探, 42(S1): 5-7.