

王月, 张捷. 2018. 伪二维弹性波联合反演近地表的速度和衰减. 地震学报, 40(5): 595–608. doi: 10.11939/jass.20170196.
Wang Y, Zhang J. 2018. Pseudo 2D joint elastic waveform inversion for velocities and attenuation in the near surface. *Acta Seismologica Sinica*, 40(5): 595–608. doi: 10.11939/jass.20170196.

伪二维弹性波联合反演近地表的速度和衰减^{*}

王 月^{1,2),†} 张 捷¹⁾

1) 中国合肥 230026 中国科学技术大学地球和空间科学学院
2) 中国北京 100045 中国地震台网中心

摘要 利用弹性波的初至波和面波, 应用交叉梯度算子, 联合反演了近地表的二维纵横波速度和衰减参数, 并提出了采用一维弹性波正演模拟, 应用二维 Tikhonov 正则化, 同时反演出二维速度模型和衰减模型的方法. 理论模型测试和实际数据应用结果均表明本文算法极大地提高了计算效率, 同时能够反演出可靠的速度模型和衰减模型.

关键词 联合反演 波形反演 速度 衰减

doi: 10.11939/jass.20170196 中图分类号: P315.3 文献标识码: A

Pseudo 2D joint elastic waveform inversion for velocities and attenuation in the near surface

Wang Yue^{1,2),†} Zhang Jie¹⁾

1) *Earth and Space School, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China*
2) *China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China*

Abstract: In this study, by applying cross-gradient constraints, we joint early arrivals and surface waves to invert the 2D P-wave velocity, S-wave velocity, Q_P and Q_S simultaneously for the near-surface area. In order to improve the efficiency of computation, we propose a method that employs 1D elastic forward modeling and applies 2D Tikhonov regularization to invert the 2D velocity structures and attenuation model. Synthetic tests and real data application illustrate that the method can greatly improve the computational efficiency, and is able to invert reliable velocity and attenuation models simultaneously.

Key words: joint inversion; waveform inversion; velocity; attenuation

引言

在勘探地震学中, 由于近地表(0—500 m)分布的沙漠、沼泽、戈壁和风化层等松软结构的影响, 地震波在传播过程中, 出现明显的衰减, 给地球物理成像带来了很大干扰. 传统的全波形反演方法忽略了衰减对波形的影响, 但通过品质因子 Q 则可以判断地下介质对波形

^{*} 基金项目 国家自然科学基金(41374132)和川滇国家地震监测预报实验场项目(2016CESE0101)联合资助.
收稿日期 2017-11-09 收到初稿, 2017-12-26 决定采用修改稿.
[†] 通信作者 e-mail: wangyue@seis.ac.cn



的衰减能力, Q 值越高, 衰减能力越弱. 如果已知具体的 Q 值分布, 则可提高速度反演的精度以及地球物理解释的可靠性 (Pramanik *et al.*, 2000; Wang, 2002; Zhu *et al.*, 2014). 除此之外, Q 值也可以作为地下天然气存储的指示依据 (Odebeatu *et al.*, 2006).

由波动方程可知, 地震波在地球介质中传播时, 速度和衰减是耦合的 (Kjartansson, 1979; Aki, Richards, 1980; Zhu, Carcione, 2014), 因此, 利用波形同时反演速度和衰减难度较大. 目前已经发展了较多的利用地震数据反演同时得到速度和衰减结构的方法, 例如, Stewart (1983) 利用频率域上行波和下行波的波形同时反演出速度和地下介质品质因子 Q 值. Q 值模型的反演需要以较准确的速度数据为基础, 才能从多重外在因素所导致的衰减中独立出固有 Q 值的作用, 故 Kamei 和 Pratt (2008) 率先提出利用波形首先反演出纵波速度结构, 然后进行速度和 Q 值联合反演的方法. Smithyman 等 (2009) 则利用声波波形反演了二维 P 波速度及其衰减. Zhu 和 Harris (2015) 利用井间地震走时数据联合反演纵波速度、横波速度和 Q 值.

地球物理学方面的联合反演始于 Vozoff 和 Jupp (1975), 其利用直流电磁测深数据和大 地电磁测深数据联合反演一维层状电阻率模型. 自此之后, 联合反演在地震数据领域得到了广泛的发展. 杨文采和焦富光 (1987) 利用阻尼最小二乘法联合反射波走时和均方根速度反演出速度结构; 张树林等 (1993) 利用井间地震和逆垂直地震剖面 (vertical seismic profiling, 简称为 VSP) 联合层析反演三维速度结构; Tryggvason 等 (2002) 利用 P 波和 S 波走时信息联合反演纵横波速度, 并用其进行地震定位; Gallardo 和 Meju (2003) 提出利用交叉梯度联合反演的方法, 并得到了广泛应用 (Gallardo, Meju, 2004, 2007; Tryggvason, Linde, 2006; Colombo *et al.*, 2008).

通常会利用一维弹性波正演模拟数据反演一维速度结构, 利用二维弹性波正演模拟数据反演二维结构, 或者利用三维弹性波正演模拟数据反演三维结构 (Zhou *et al.*, 1995; Pratt, Shipp, 1999). 然而由于一维弹性波波形反演计算效率高, 但由于近地表结构复杂, 一维模型很难准确地描述实际的地质结构; 二维或三维弹性波波形反演能够提供更加精确的地下结构, 但计算耗时多, 而且对计算机的存储有较高的要求, 因此, 如何利用一维弹性波模拟反演得到地下二维结构是值得探讨的. Auken 和 Christiansen (2004) 提出伪二维反演电阻率的方法, 即利用一维正演模拟, 通过增加水平约束条件来反演二维结构. 目前地球物理联合反演依然面临着不同数据权重选择的难题 (Moorkamp *et al.*, 2007; Colombo *et al.*, 2016). 为了提高运算效率, 降低计算所用存储空间, 本文拟提出一种利用一维弹性波正演, 通过二维 Tikhonov 正则化矩阵 (Tikhonov, Arsenin, 1977) 对模型参数的约束, 来反演二维结构的方法. 该方法具体步骤为: 首先, 分析纵波速度、横波速度、 Q_P 和 Q_S 等 4 个参量联合反演的可行性, 并设计应用交叉梯度联合反演的目标函数; 其次, 进行理论合成模型测试, 讨论不同的权重因子对反演结果的影响; 最后, 对某地区的地震波数据进行处理, 联合反演近地表的 速度和 Q 值.

1 弹性波正演

地震波是能量的传播, 通常包括体波和面波两种. 体波是指脉冲短且能够传到地下深部的波, 包含 P 波和 S 波, 遵循由地下不同区域不同的弹性模量和密度引起的反射、折射定律; 面波通常指在地表传播的波, 包括瑞雷波和勒夫波, 其频率越低, 能够到达的地下深度越大, 而且面波的振幅随深度的增加衰减得很快. 本文主要研究地震波中的 P 波和瑞雷波.

由于地球介质的黏弹性或内在摩擦, 地震波能量在传播过程中逐渐衰减 (Shearer, 1999). 衰减的强度用 $1/Q$ 来表示, 即:

$$\frac{1}{Q} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}, \quad (1)$$

式中, E 表示峰值应变能, $-\Delta E$ 表示一个周期内能量的衰减, 因此 Q 值越大, 衰减越小. Knopoff (1964) 认为高频地震波的 Q 值与频率有关, 而低频地震波的 Q 值受频率影响则较小.

在地震波传播过程中, Q 值通过

$$v(\omega) = v_0 \left(1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{2\pi} \right) - \frac{i}{2Q} \right) \quad (2)$$

与速度结合, 影响弹性波传播 (Aki, Richards, 1980). 式中, $v(\omega)$ 表示频率为 ω 时的速度值, v_0 表示参考频率为 f_0 时的速度值, 故非线性波形正演计算可以简化为

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}), \quad (3)$$

式中: \mathbf{d} 为计算出的波形数据; \mathbf{m} 为模型参数向量, 包含 v_p , v_s , Q_p 和 Q_s ; \mathbf{G} 表示正演计算函数. 随后, 利用有限差分公式分别求取弹性波对 v_p , v_s , Q_p 和 Q_s 的偏微分, 并用波形将敏感度体现出来, 其表达式为

$$\frac{\partial \mathbf{d}(m_i, t)}{\partial m_i} = \frac{\mathbf{d}(m_i + \delta m_i, t) - \mathbf{d}(m_i, t)}{\delta m_i}, \quad (4)$$

式中, $\mathbf{d}(m_i, t)$ 表示 t 时刻的地震记录, m_i 表示第 i 个模型的参数, δm_i 表示对 m_i 的扰动. 用扰动后模型正演得出的波场减去扰动前模型正演得出的波场, 再除以扰动量, 便可得到波场对扰动模型的偏微分.

2 弹性波反演

弹性波的初至波含有 v_p 和 Q_p 信息, 面波含有 v_s 和 Q_s 的信息 (Wang, Zhang, 2017). 勘探地球物理中, 初至波包含详细的地下结构信息, 而面波对浅层结构信息更敏感. 因此, 综合初至波信息和面波信息, 可以同时反演 v_p , v_s , Q_p 和 Q_s . 尽管目前的研究尚未发现 Q_p 与 Q_s 之间存在解析关系, 但由于在地质学分析中, 二者在结构上存在一定的联系, 对于干燥或部分饱和的岩石, Q_p 和 Q_s 的值的趋势相同 (Winkler, Nur, 1979), 所以, 我们考虑在联合反演过程中增加结构约束, 使 Q_p 与 Q_s 的模型在结构上保持一致, 并与速度模型相近. 因此, 所使用交叉梯度的目标函数为

$$\begin{aligned} \min[\varphi(\mathbf{m})] = \min(\varphi_d + \varphi_L + \varphi_t) = \min \left\{ \frac{1}{2} \left\| \omega_p [\mathbf{d}_p - \mathbf{G}_p(\mathbf{m}_{v_p}, \mathbf{m}_{Q_p})] \right\|^2 + \right. \\ \left. \frac{1}{2} \left\| \alpha_{v_p} \mathbf{L} \mathbf{m}_{v_p} \right\|^2 + \frac{1}{2} \left\| \alpha_{Q_p} \mathbf{L} \mathbf{m}_{Q_p} \right\|^2 + \frac{1}{2} \alpha_t \left\| t(\mathbf{m}_{v_p}, \mathbf{m}_{Q_p}, \mathbf{m}_{v_s}, \mathbf{m}_{Q_s}) \right\|^2 \right\}, \end{aligned} \quad (5)$$

式中, φ_d 表示观测数据与模拟数据的差值, φ_L 表示模型的二阶 Tikhonov 正则化项, φ_t 表示交叉梯度限制, \mathbf{d}_p 和 \mathbf{d}_s 分别表示观测到的初至波数据和面波数据, $\mathbf{G}(\mathbf{m}_p)$ 和 $\mathbf{G}(\mathbf{m}_s)$ 代表正演模拟的初至波和面波数据, \mathbf{L} 为正则化矩阵, t 为交叉梯度, ω_p 和 ω_s 分别表示初至波数据和面波数据的权重, α_{v_p} , α_{Q_p} , α_{v_s} 和 α_{Q_s} 分别表示作用在 4 个物理量上的拉普拉斯算子的阻尼因子, α_t 表示交叉梯度的权重. 将上述目标函数最小化, 即

$$\nabla \varphi(\mathbf{m}) = \mathbf{0}, \quad (6)$$

对式(6)添加扰动,可以得到

$$\nabla^2 \varphi(\mathbf{m}) \bullet \delta \mathbf{m} = -\nabla \varphi(\mathbf{m}), \quad (7)$$

根据式(7),可得到反演过程中模型更新量的公式,即

$$\begin{pmatrix} \omega_p^2 \mathbf{J}_{v_p}^T \mathbf{J}_{v_p} + \alpha_{v_p}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} & \omega_p^2 \mathbf{J}_{v_p}^T \mathbf{J}_{Q_p} & 0 & 0 \\ \omega_p^2 \mathbf{J}_{Q_p}^T \mathbf{J}_{v_p} & \omega_p^2 \mathbf{J}_{Q_p}^T \mathbf{J}_{Q_p} + \alpha_{Q_p}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \omega_s^2 \mathbf{J}_{v_s}^T \mathbf{J}_{v_s} + \alpha_{v_s}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} & \omega_s^2 \mathbf{J}_{v_s}^T \mathbf{J}_{Q_s} \\ 0 & 0 & \omega_s^2 \mathbf{J}_{Q_s}^T \mathbf{J}_{v_s} & \omega_s^2 \mathbf{J}_{Q_s}^T \mathbf{J}_{Q_s} + \alpha_{Q_s}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta \mathbf{m}_{v_p} \\ \delta \mathbf{m}_{Q_p} \\ \delta \mathbf{m}_{v_s} \\ \delta \mathbf{m}_{Q_s} \end{pmatrix} + \alpha_t \mathbf{B}^T \mathbf{B} \begin{pmatrix} \delta \mathbf{m}_{v_p} \\ \delta \mathbf{m}_{Q_p} \\ \delta \mathbf{m}_{v_s} \\ \delta \mathbf{m}_{Q_s} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \omega_p^2 \mathbf{J}_{v_p}^T (\mathbf{d}_p - \mathbf{G}_p) \\ \omega_p^2 \mathbf{J}_{Q_p}^T (\mathbf{d}_p - \mathbf{G}_p) \\ \omega_s^2 \mathbf{J}_{v_s}^T (\mathbf{d}_s - \mathbf{G}_s) \\ \omega_s^2 \mathbf{J}_{Q_s}^T (\mathbf{d}_s - \mathbf{G}_s) \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \alpha_{v_p}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}_{v_p} \\ \alpha_{Q_p}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}_{Q_p} \\ \alpha_{v_s}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}_{v_s} \\ \alpha_{Q_s}^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}_{Q_s} \end{pmatrix} - \alpha_t \mathbf{B}^T \mathbf{t}, \quad (8)$$

式中, \mathbf{J}_p 和 \mathbf{J}_s 分别为 \mathbf{G}_p 和 \mathbf{G}_s 的雅克比矩阵,可以通过式(4)计算出来. \mathbf{B} 为交叉梯度对 v_p , Q_p , v_s 和 Q_s 的偏微分矩阵,则

$$\mathbf{B} = \begin{pmatrix} \frac{\partial t}{\partial m_{v_p}}, & \frac{\partial t}{\partial m_{Q_p}}, & \frac{\partial t}{\partial m_{v_s}}, & \frac{\partial t}{\partial m_{Q_s}} \end{pmatrix}. \quad (9)$$

目前已发展了多种算法来反演式(8),例如模拟退火法、遗传算法、奇异值分解法、共轭梯度法等.利用全局最优优化算法或半全局最优优化算法,可以得到方程的最优解,但计算量大,所需计算机的存储空间大,在处理少量模型参数的情况下有优势,例如一维模型的反演;但在实际勘探地震学中,大量的波形数据以及模型参数需要解决,如果使用模拟退火法、遗传算法等会极大地增加计算时间(Beaty *et al.*, 2002);而共轭梯度法在求解方程解时,仅需要动态保存雅克比矩阵和反演的模型参数,在处理勘探地震数据时更加有效实用(Hestenes, Stiefel, 1952).因此本文采用共轭梯度法求解式(8)得到模型的更新量.最后,通过迭代反演的模型正演计算的数据与观测到的数据求取差值,当误差达到预设的条件时,迭代停止;或者,当迭代次数达到预设迭代次数 N 时,反演结束.从目标函数的表达式式(5)可以看出,波形数据的权重以及交叉梯度的权重直接对反演产生作用,因此,我们将在后面的理论模型测试中详细讨论不同权重因子对反演结果的影响.

3 理论模型测试

建立一个层状模型,如图1所示. v_p 变化范围为 1 900—2 200 m/s, v_s 根据 $v_p/v_s=2.0$ 得到,故其变化范围为 950—1 100 m/s, Q_p 的取值范围为 30—60, Q_s 的取值范围为 20—60.模型具有明显的分层:在 180 m 以下为均匀半空间;第二层在水平方向 350—550 m 之间和 850—1 050 m 之间设置一凸起的异常体和一凹陷的异常体.采用震源时间函数为雷克子波,中心频率为 8 Hz,震源深度设置在 10 m,接收器位于地表,偏移距为 800 m,且记录了 2.048 s 的地震波序列,采样率为 0.004 s.为了使联合反演过程中数据对速度和衰减的响应能够合理地体现出来,设置速度和衰减的参考量(v_{p0} , v_{s0} , Q_{p0} 和 Q_{s0})来平衡波形的敏感度.通过测试得到一组比较合理的参考量为 $v_{p0}=100$ m/s; $v_{s0}=100$ m/s; $Q_{p0}=1$; $Q_{s0}=10$.初至波和面波对 v_p/v_{p0} , v_s/v_{s0} , Q_p/Q_{p0} 以及 Q_s/Q_{s0} 的敏感度,如图2所示.

建立如图3所示的联合反演初始模型.通常波形反演对初始速度模型的要求较高,因

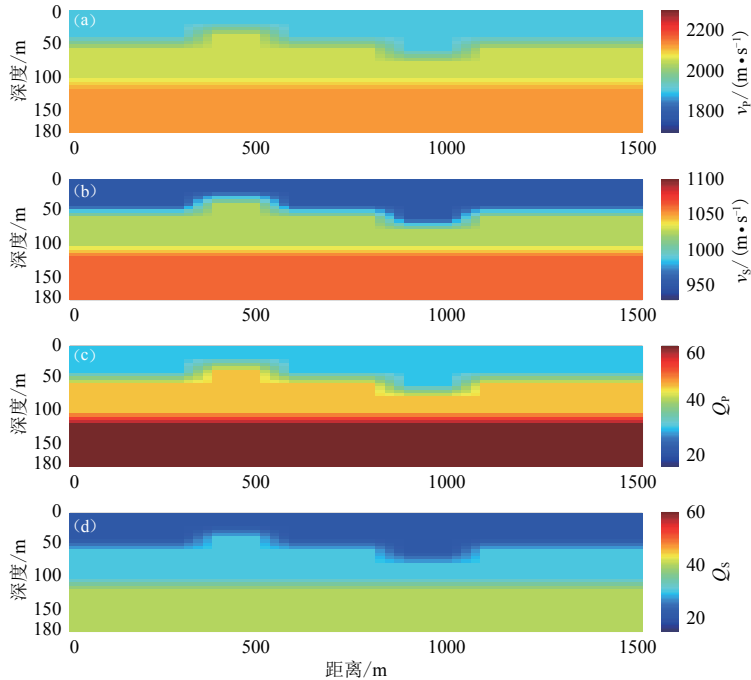


图 1 真实理论测试模型

(a) v_p 模型; (b) v_s 模型; (c) Q_p 模型; (d) Q_s 模型

Fig. 1 True models for synthetic tests

(a) v_p model; (b) v_s model; (c) Q_p model; (d) Q_s model

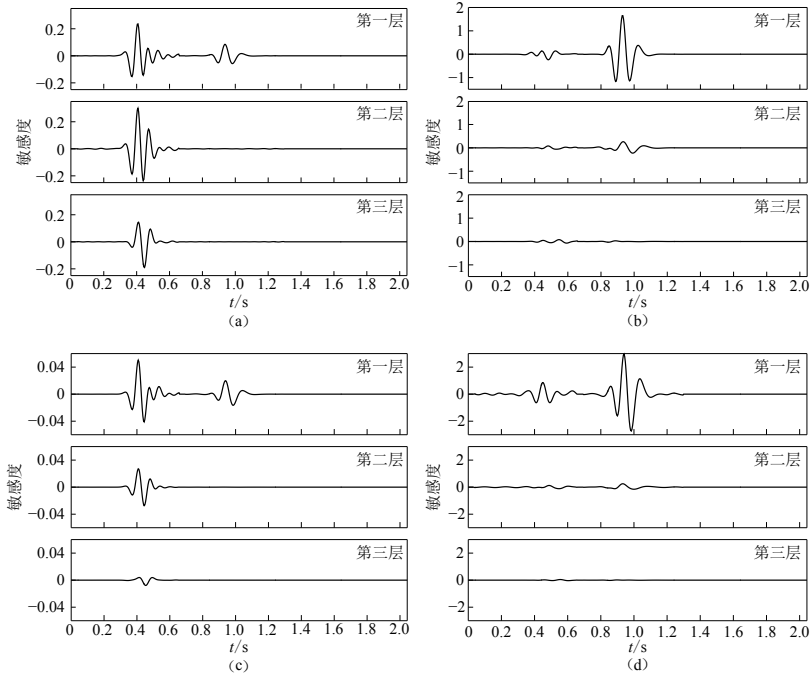


图 2 弹性波对参数 v_p/v_{p0} (a), v_s/v_{s0} (b), Q_p/Q_{p0} (c) 和 Q_s/Q_{s0} (d) 的敏感度

Fig. 2 Sensitivity of elastic waveform to parameters v_p/v_{p0} (a), v_s/v_{s0} (b), Q_p/Q_{p0} (c) and Q_s/Q_{s0} (d)

此, 我们根据观测数据的初至波到时建立初始 P 波速度模型, 然后根据纵横波速度比为 2, 得到初始 S 波速度模型. 由于初始模型正演模拟得到的波形与真实波形之间的相位差不能过大, 否则波形反演会陷入周期跳跃问题, 不可得到准确的反演结果, 又因波形对纵横波衰减的敏感度较小, 联合反演对 Q_P 和 Q_S 初始模型的要求则较低, 因此我们建立如图 3c 和图 3d 所示的各向均匀的衰减模型作为初始 Q_P 和 Q_S 模型.

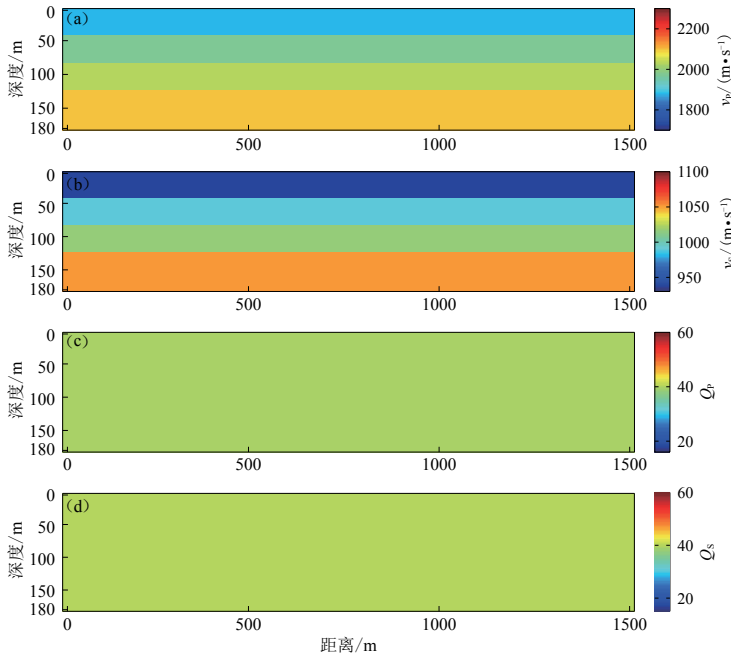


图 3 联合反演的初始输入模型

(a) v_P 模型; (b) v_S 模型; (c) Q_P 模型; (d) Q_S 模型

Fig. 3 Initial models for joint inversion

(a) v_P model; (b) v_S model; (c) Q_P model; (d) Q_S model

随后测试不同权重因子对反演结果的影响. 首先, 确定初至波和面波的波形数据权重为 1, v_P , v_S , Q_P 和 Q_S 模型的光滑因子均为 0.1, 测试不同交叉梯度权重 α_t 对反演结果的影响. 当 α_t 分别为 0, 0.1, 1, 3 和 10 的情况下, 波形不匹配度随反演迭代次数的变化如图 4 所示. 可以看出, 5 组参数下的联合反演均收敛, 而且随着权重因子的增大, 交叉梯度对模型的约束从反演结果来看越来越强, 在联合反演中的作用越来越大, 致使数据的不匹配度可收敛至很小.

$\alpha_t=0$ 表示联合反演中不加入交叉梯度算子的限制, 经过 20 次迭代反演得到的速度模型及其衰减模型如图 5 所示. 横波速度结构的异常体反演清晰(图 5a); 而纵波速度结构异常体的轮廓模糊, 出现假构造, 在垂直方向的分辨率很低, 例如深度约为 500 m 时第二层的凸起异常区延伸至地表和第三层(图 5b); Q_P 模型与真实模型的相差较大(图 5c); Q_S 模型第二层的起伏变化明显, 但第三层与第二层的分界模糊(图 5d). 由于未引入交叉梯度算子, 横波信息的反演结果比纵波信息的反演结果更接近真实模型, 所以我们结合图 4 中波形不匹配度的变化认为, $\alpha_t=10$ 的反演结果要优于 $\alpha_t=0$ 时的结果. 对比 $\alpha_t=10$ 时反演的速度及衰减模型(图 6)与无交叉梯度的反演结果(图 5)可以看到: v_P 在图 6a 中第二层有起伏变化; v_S 在图 6b

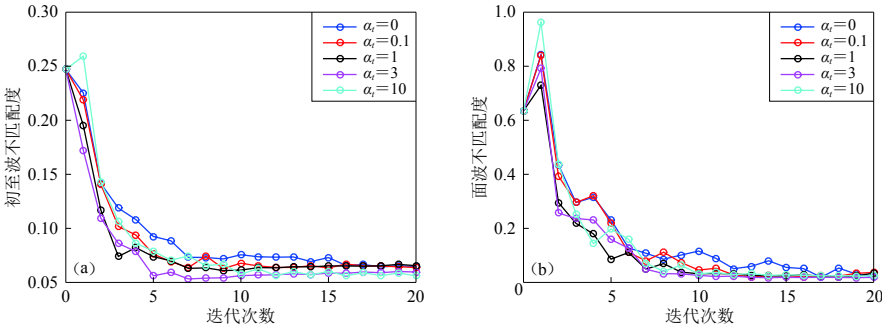


图 4 不同交叉梯度权重下初至波(a)和面波(b)的波形不匹配度随迭代次数的变化
Fig. 4 Misfit variation of initial arrival data (a) and surface wave data (b) with iteration number by different cross-gradient weightings

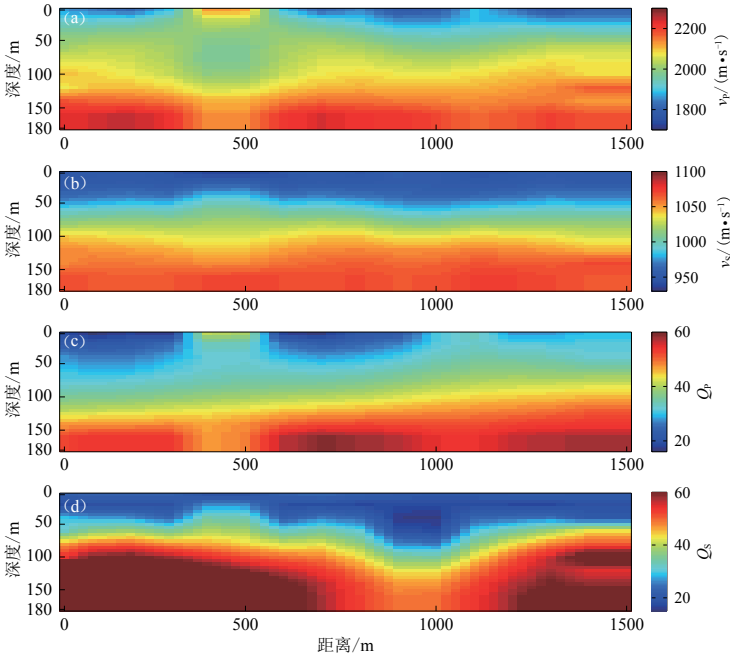


图 5 交叉梯度权重 $\alpha_t=0$ 时理论数据的联合反演结果
(a) v_p 模型; (b) v_s 模型; (c) Q_p 模型; (d) Q_s 模型

Fig. 5 The synthetic data inversion results with cross-gradient weighting $\alpha_t=0$
(a) v_p model; (b) v_s model; (c) Q_p model; (d) Q_s model

中的分层较图 5b 中更加清晰,第二层的起伏更加明显; Q_p 和 Q_s 在图 6c 和 d 也显示出第二层具有明显的起伏变化且在深度为 100 m 处形成分界线. 此后在进行真实波形与初始模型的波形对比以及真实波形与经过 20 次迭代后反演所得波形的对比(图 7),可见初至波与面波拟合得较好.

由前文得到的反演结果可知,交叉梯度因子能够为反演模型提供结构上的约束,使反演的 4 个模型在结构上趋于一致. 联合反演的模型中,有关 S 波信息的横波速度和衰减结构与真实模型的拟合度较高,而有关 P 波信息的纵波速度和衰减结构与真实模型拟合度较低. 因此,下文将简单讨论不同波形数据的权重因子对联合反演结果的影响.

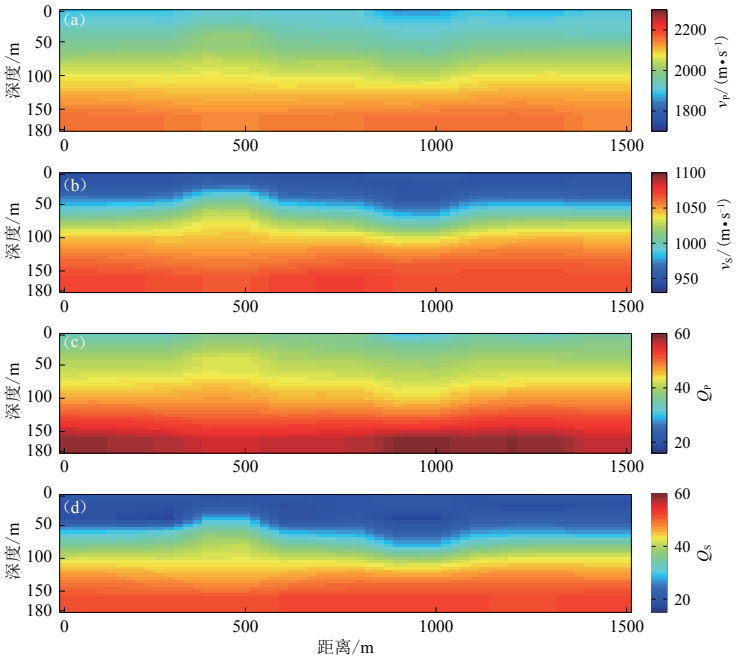


图 6 交叉梯度权重 $\alpha_T=10$ 时理论数据的联合反演结果
(a) v_p 模型; (b) v_s 模型; (c) Q_p 模型; (d) Q_s 模型

Fig. 6 The synthetic data inversion results with cross-gradient weighting $\alpha_T=10$
(a) v_p model; (b) v_s model; (c) Q_p model; (d) Q_s model

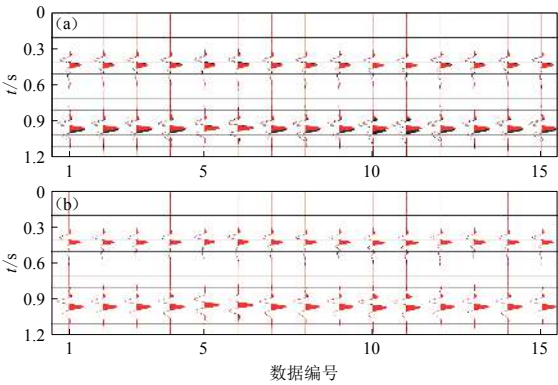


图 7 理论模型测试的初至波和面波的真实数据(黑线)与模拟数据(红线)的对比

图(a)中红线表示基于初始模型正演计算的数据,图(b)中红线表示基于交叉梯度为 $\alpha_T=10$ 反演模型正演计算的数据,下同

Fig. 7 The comparison of true data (black line) and calculated data (red line) for early arrivals and surface waves in the synthetic tests

The red line in Fig. (a) represents the forward calculation date associated with the initial model, the red line in Fig. (b) represents the forward calaculation data resulted from inversion model with cross-gradient weighting $\alpha_T=10$, the same below

确定交叉梯度的权重为 10, S 波的权重为 1, 分别设置 ω_p 为 0.2, 0.5, 1.0 和 5.0 等 4 种不同权重值进行联合反演, 计算反演结果与真实模型之间的误差, 结果如图 8 所示. 由图可见: 随着 P 波数据权重的增加, 反演的 P 波速度结构与真实结构的差异逐渐变小, 但当 $\omega_p=5.0$ 时, 差异在第 5 次迭代时最小, 而随着迭代次数的增加而变大(图 8a); S 波速度的反演结果随着 ω_p 的改变无明显变化, 与真实结构之间的差异降至较低水平(图 8b); 当 $\omega_p=1.0$ 时, 反演得到的 Q_p 模型与真实模型之间的差异达到最小(图 8c); 经过 20 次迭代, $\omega_p=0.5$ 时的 Q_s 模型与真实模型之间差异最小, 但 $\omega_p=1.0$ 的结果在可接受的范围内(图 8d). 综合对比 v_p , v_s , Q_p 和 Q_s 与真实模型之间的差异, 可知 $\omega_p=1.0$ 时的反演结果较好.

由图 1—8 的理论模型测试结果可知, 联合初至波和面波反演速度与衰减参数的方法收敛速度较快, 而且伪二维反演算法能够处理含有微弱起伏变化的近似水平层状结构. 通过测试不同的交叉梯度权重对反演结果的影响(图 4—8)可得: 随着 α_t 的增加, 反演的 4 个模型在结构上越来越相似, 有效地弥补了波形数据对 Q_P 和 Q_S 敏感度低的缺陷. 尽管得到的衰减模型较为光滑, 且 Q_P 值和 Q_S 值与真实模型存在差异, 但对于近地表地区, 分辨率较低的 Q_P 和 Q_S 结构也足够为我们提供分析近地表的地质构造信息. 通过对不同数据权重因子的测试(图 8)表明: 当减小 P 波数据的权重时, S 波数据占主导地位, S 波的相关参量 v_S 和 Q_S , 均能反演出较为准确的结构, 而 P 波的相关参量 v_P 和 Q_P 的模型更新量受交叉梯度的限制作用变大, 趋向于与 v_S 和 Q_S 结构上的一致, 但是忽略 P 波数据的拟合度, 容易导致反演的 v_P 和 Q_P 模型不合理; 当增大 P 波数据的权重时, P 波数据在反演中占主导地位, 而 S 波数据的拟合被压制, 因此, 在图 8a 和 8c 中, $\omega_P=0.5$ 时分别在第 5 次和第 7 次迭代模型的误差中降至最小值. 然而, 由于初至波对 v_P 和 Q_P 的分辨率较低, 反演的结构与真实结构存在差异, 因此交叉梯度的作用引起 v_S 和 Q_S 结构随着不准确的 v_P 和 Q_S 结构变化, 最终导致反演的模型拟合度不高. 理论模型测试结果表明, 根据反演的数据不匹配度曲线和模型的差异曲线选择最优权重因子, 有利于得到合理可靠的反演结果.

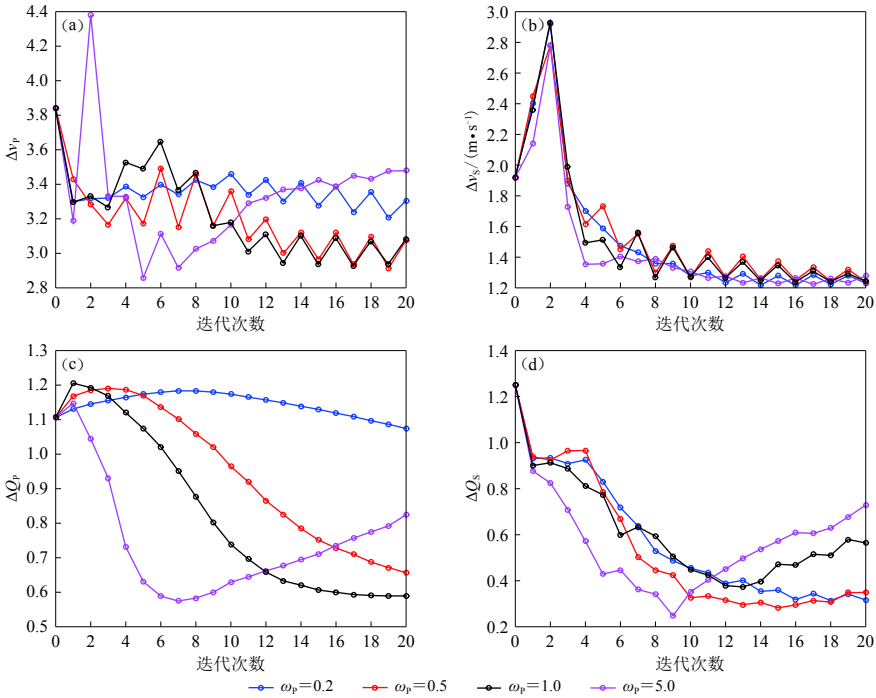


图 8 ω_P 取不同值时反演的模型与真实模型之间的差异

(a) v_P 模型; (b) v_S 模型; (c) Q_P 模型; (d) Q_S 模型

Fig. 8 Differences between the true model and the inverted model with different ω_P

(a) v_P model; (b) v_S model; (c) Q_P model; (d) Q_S model

4 实际数据应用

将伪二维联合反演近地表的速度和衰减结构的方法应用到实际数据中. 首先, 根据到时

文件拾取数据的初至到时,利用射线追踪走时反演方法得到一个初始纵波速度模型;其次,对地震波数据进行滤波、截取波形等预处理,滤波范围是 2—15 Hz. 本文测试了几种频段,包括 2—10 Hz, 2—15 Hz, 2—20 Hz 以及 2—30 Hz, 其中利用 2—15 Hz 频段滤波的波形反演得到的模型较合理;最后,选取偏移距为 500 m、间隔为 80 m 的地震记录,炮点埋深为 41 m,检波器置于地表,假定纵横波速度比为 1.732,根据走时反演得到的纵波速度,得到一个横波速度模型. 由于近地表浅层存在风化层,沉积层土壤松软,浅层的速度值很低,不完全遵循假定的纵横波速比,因此,我们根据面波到时,不断修改横波速度进行正演计算,直到正演模拟的面波到时与观测数据的面波到时基本吻合. 由于地震波对 Q_P 和 Q_S 敏感度较低,我们建立均匀的 Q_P 和 Q_S 模型作为初始模型,如图 9 所示.

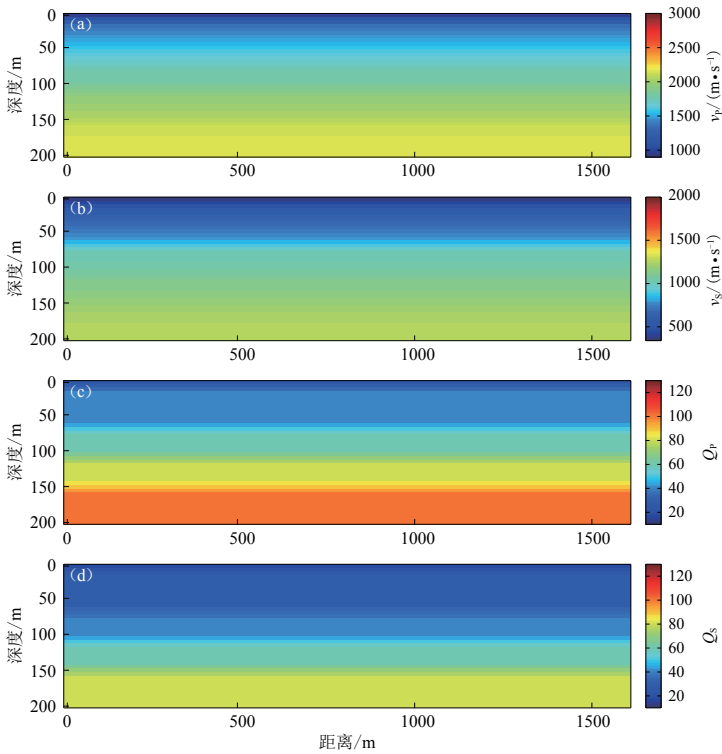


图 9 实际测试数据的初始输入模型

(a) v_p 模型; (b) v_s 模型; (c) Q_P 模型; (d) Q_S 模型

Fig. 9 Initial models for real data tests

(a) v_p model; (b) v_s model; (c) Q_P model; (d) Q_S model

联合反演中不同交叉梯度权重下,数据不匹配度随迭代次数的变化如图 10 所示. 可见:随着 α_t 的增加,数据的不匹配度变大,但基本随着迭代次数的增加而降低;当 α_t 小于 10 时,数据的不匹配度基本保持在相同水平;当 α_t 为 10 时,数据的匹配度和交叉梯度的权重基本平衡了;当 α_t 为 100 时,数据的不匹配度陡然增高. α_t 为 0 和 10 时联合反演的速度及其衰减模型,如图 11 和图 12 所示,对比可知,图 12 反演的 Q_P 和 Q_S 模型与速度在结构上有很大相似度. 基于初始输入模型计算的波形与图 12 中真实波形的对比以及基于联合反演结果正演计算的波形与真实波形的对比如图 13 所示. 结果显示,初至波拟合得较好,而面波由于实际

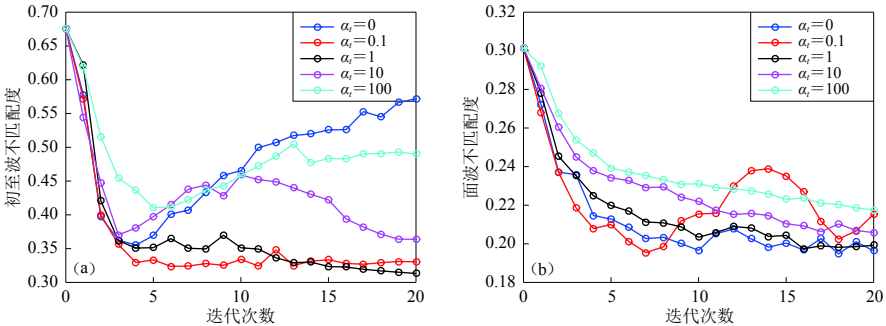


图 10 不同交叉梯度权重下初至波(a)和面波(b)的不匹配度随迭代次数的变化
Fig. 10 Misfit variation of initial arrival data (a) and surface wave data (b) with iteration number by different cross-gradient weightings

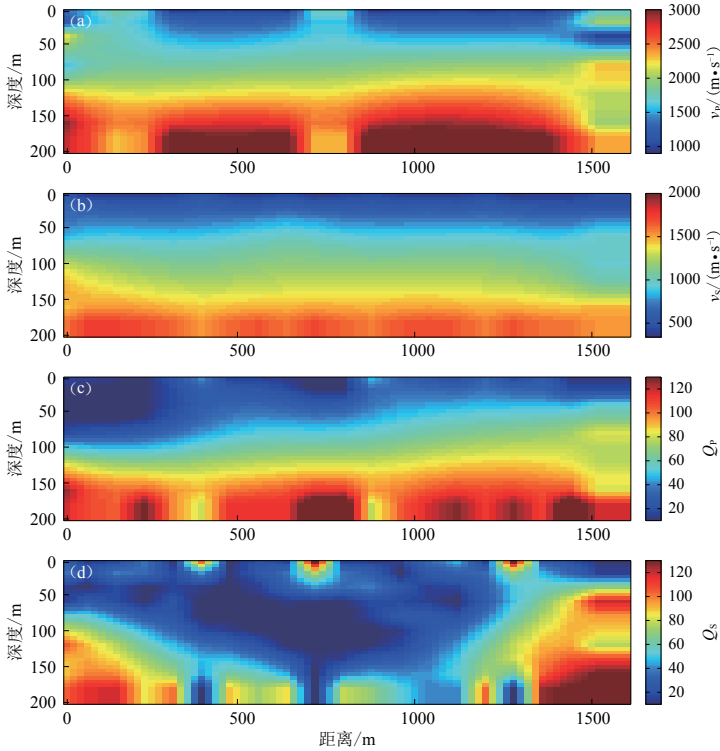


图 11 交叉梯度权重 $\alpha_t=0$ 时实际数据的联合反演结果
(a) v_p 模型; (b) v_s 模型; (c) Q_p 模型; (d) Q_s 模型

Fig. 11 The real data inversion results with cross-gradient weighting $\alpha_t=0$
(a) v_p model; (b) v_s model; (c) Q_p model; (d) Q_s model

采集的数据质量较差, 最终拟合效果较初至波差.

研究区域地表风化严重, 沉积层地质结构疏松, 因此浅层介质对地震波吸收较多, 尤其是地表至 60 m 深度的地层, Q 值较小. 由于面波的信噪比较低, 因此, 在反演过程中可利用交叉梯度的作用, 得到与纵波速度和 Q_p 结构类似的横波速度和 Q_s 模型. 通过对不同交叉梯度权重因子的讨论(图 10), 结果显示: 如果交叉梯度权重过小, 则 4 个参量之间的结构限制

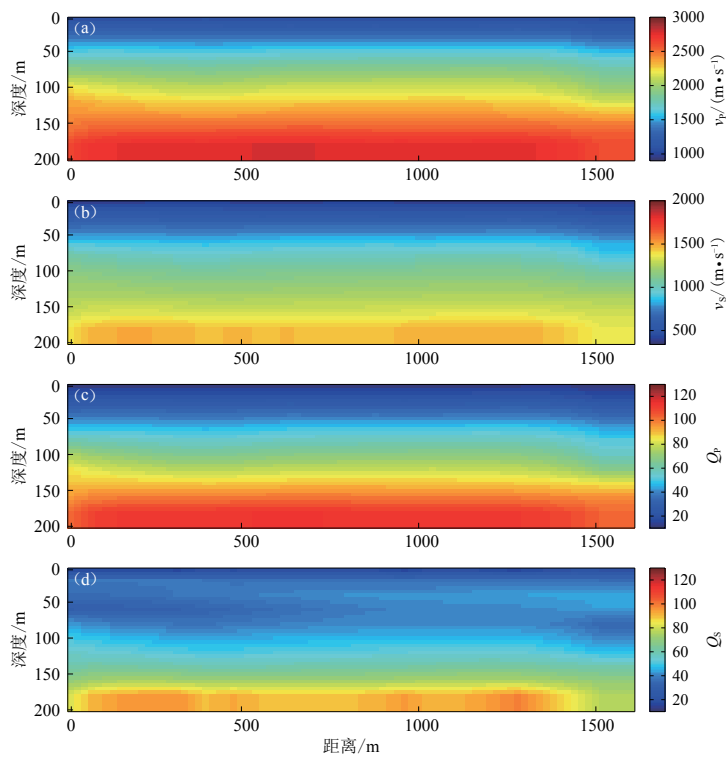


图 12 交叉梯度权重 $\alpha_t=10$ 时实际数据的联合反演结果
(a) v_p 模型; (b) v_s 模型; (c) Q_p 模型; (d) Q_s 模型

Fig. 12 The real data inversion results with cross-gradient weighting $\alpha_t=10$
(a) v_p model; (b) v_s model; (c) Q_p model; (d) Q_s model

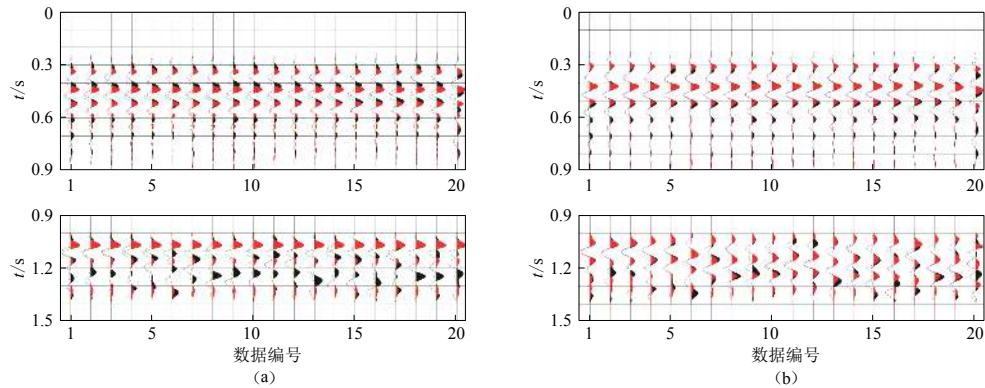


图 13 实际数据测试的初至波和面波的真实数据(黑线)与基于初始模型(a)和反演模型(b)模拟数据(红线)的对比

Fig. 13 The comparison of true data (black line) and calculated data (red line) for early arrivals and surface waves associated with initial models (a) and inversion models (b)

作用变小, 联合反演结果与不引入交叉梯度的反演结果类似; 如果交叉梯度的权重过大, 则联合反演被交叉梯度因子主导从而忽略数据对反演的作用. 因此, 在联合反演中, 要通过对比不同交叉梯度权重作用下的反演结果, 综合分析波形的拟合度, 以求得到最优的权重取值.

5 讨论与结论

联合初至波和面波反演近地表的速度及其衰减, 研究表明, Q 值的影响在波形反演中不可被忽视, 尤其是地质结构复杂的近地表区域, 介质的 Q 值越小, 对波形的衰减作用越大. 利用弹性波的初至波和面波联合反演 v_p , v_s , Q_p 和 Q_s 等 4 个参量, 不仅可以为地震解释提供丰富的结构信息, 而且可以降低地球物理解释的非唯一性. 本文在反演的目标函数中, 引入交叉梯度算子, 利用其对 v_p , v_s , Q_p 和 Q_s 这 4 个参量在结构上的约束, 实现了弹性波全波形反演近地表的速度及其衰减结构.

在理论模型测试中, 本文讨论了目标函数中的不同数据权重因子和交叉梯度权重因子对反演结果的影响. 如果交叉梯度权重因子过大, 反演的 4 个参数虽然在结构上具有较高的一致性, 但是不能体现出地震波数据的影响, 致使反演的结果可靠性降低; 如果交叉梯度权重因子过小, 反演的结果对波形数据的质量依赖性较强, 而且波形对衰减的敏感度远低于对速度的敏感度, 造成在反演迭代过程中只更新速度结构而衰减结构无明显变化, 反演结果也不可靠. 因此, 适当提高交叉梯度的权重, 而又不忽略地震波数据在联合反演中的主导地位, 导致联合反演得到的 4 个参量更接近真实模型. 实际数据处理过程的难点在于对数据和交叉梯度权重因子的选择. 由于研究区域近地表风化严重, 浅层的衰减强, 弹性波数据, 尤其面波数据, 质量较差, 因此, 在反演中适当降低面波数据的权重, 同时增加交叉梯度的权重, 使反演的横波速度和 Q_s 倾向于与纵波速度和 Q_p 的结构一致, 有利于得到可靠的结果. 实际操作中, 需要通过大量的测试, 依据反演结果与真实数据之间的拟合度, 选择合理的权重值.

本文提出的伪二维反演是基于—维共中心点假设, 利用二维正则化矩阵增加反演模型网格点之间的联系, 实现二维结构反演. 对于第 4 节中实际数据的处理, 采用 15 个核心并行计算, 反演迭代一次约需 6 分钟, 20 次迭代需 2 个小时, 而真正的二维弹性波波形反演迭代一次的时间远大于 1 个小时. 这种算法可以处理近似水平层状结构或者有微小起伏变化的结构. 当地震波在一维介质中传播时, 地表接收到的波形可以用来反演震源和接收器之间的中心点下方的结构, 而如果速度或者 Q 模型在水平方向上有明显的变化, 那么这种利用—维正演反演二维结构的伪二维算法可能会失败. 然而, 这种算法相比于—维反演结果能够提供更加丰富的地下结构水平方向的变化, 相比于真正的二维弹性波反演, 提高了计算效率, 节省了计算时间. 因此, 这种算法在处理数据量大的勘探地球物理反演问题方面有很大的发展前景.

参 考 文 献

- 杨文采, 焦富光. 1987. 利用联合反演技术进行反射地震的波速成像[J]. 地球物理学报, **30**(6): 617–627.
- Yang W C, Jiao F G. 1987. Velocity imaging from reflection seismic data by joint inversion techniques[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **30**(6): 617–627 (in Chinese).
- 张树林, 朱介寿, 贺振华. 1993. 井间地震和逆 VSP 联合层析成像[J]. 石油地球物理勘探, **28**(5): 577–583.
- Zhang S L, Zhu J S, He Z H. 1993. Joint tomography of interborehole seismic data and inverse VSP data[J]. *Oil Geophysical Prospecting*, **28**(5): 577–583 (in Chinese).
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*[M]. San Francisco: W. H. Freeman and Company: 183–186.
- Auken E, Christiansen A V. 2004. Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data[J]. *Geophysics*, **69**(3): 752–761.
- Beatty K S, Schmitt D R, Sacchi M. 2002. Simulated annealing inversion of multimode Rayleigh wave dispersion curves for geological structure[J]. *Geophys J Int*, **151**(2): 622–631.
- Colombo D, Mantovani M, Hallinan S, Virgilio M. 2008. Sub-basalt depth imaging using simultaneous joint inversion of seismic

- and electromagnetic (MT) data: A CRB field study[C]//*Proceedings of the 2008 Annual International Meeting*. Las Vegas: SEG: 2674–2678.
- Colombo D, McNeice G, Rovetta D, Sandoval-Curiel E, Turkoglu E, Sena A. 2016. High-resolution velocity modeling by seismic-airborne TEM joint inversion: A new perspective for near-surface characterization[J]. *The Lead Edge*, **35**(11): 977–985.
- Gallardo L A, Meju M A. 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of DC resistivity and seismic data[J]. *Geophys Res Lett*, **30**(13): 1658.
- Gallardo L A, Meju M A. 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints[J]. *J Geophys Res*, **109**(B3): B03311.
- Gallardo L A, Meju M A. 2007. Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic traveltimes data for structural and lithological classification[J]. *Geophys J Int*, **169**(3): 1261–1272.
- Hestenes M R, Stiefel E. 1952. Methods of conjugate gradients for solving linear systems[J]. *J Res Nat Bur Stand*, **49**: 409–436.
- Kamei R, Pratt R G. 2008. Waveform tomography strategies for imaging attenuation structure with cross-hole data[C]//*Proceedings of the 70th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2008*. Houten: EAGE.
- Kjartansson E. 1979. Constant Q -wave propagation and attenuation[J]. *J Geophys Res*, **84**(B9): 4737–4748.
- Knopoff L. 1964. Q [J]. *Rev Geophys*, **2**(4): 625–660.
- Moorkamp M, Jones A G, Eaton D W. 2007. Joint inversion of teleseismic receiver functions and magnetotelluric data using a genetic algorithm: Are seismic velocities and electrical conductivities compatible?[J]. *Geophys Res Lett*, **34**(16): L16311.
- Odebeatu E, Zhang J H, Chapman M, Liu E R, Li X Y. 2006. Application of spectral decomposition to detection of dispersion anomalies associated with gas saturation[J]. *Lead Edge*, **25**(2): 206–210.
- Pramanik A G, Singh V, Dubey A K, Painuly P K, Sinha D P. 2000. Estimation of Q from borehole data and its application to enhance surface seismic resolution: A case study[C]//*Proceedings of the 70th SEG Annual International Meeting*. Alberta: SEG: 2013–2016.
- Pratt R G, Shipp R M. 1999. Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 2: Fault delineation in sediments using crosshole data[J]. *Geophysics*, **64**(3): 902–914.
- Shearer P M. 1999. *Introduction to Seismology*[M]. Cambridge: Cambridge University Press: 91.
- Smithyman B, Pratt R G, Hayles J, Wittebolle R. 2009. Detecting near-surface objects with seismic waveform tomography[J]. *Geophysics*, **74**(6): WCC119–WCC127.
- Stewart R R. 1983. Iterative one-dimensional waveform inversion of VSP data[C]//*Proceedings of the 1983 Annual International Meeting*. Las Vegas: SEG: 535–538.
- Tikhonov A N, Arsenin V Y. 1977. *Solutions of Ill-Posed Problems*[M]. New York: Wiley: 1–272.
- Tryggvason A, Rögnvaldsson S T, Flóvenz Ó G. 2002. Three-dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath southwest Iceland[J]. *Geophys J Int*, **151**(3): 848–866.
- Tryggvason A, Linde N. 2006. Local earthquake (LE) tomography with joint inversion for P- and S-wave velocities using structural constraints[J]. *Geophys Res Lett*, **33**(7): L07303.
- Vozoff K, Jupp D L B. 1975. Joint inversion of geophysical data[J]. *Geophys J Int*, **42**(3): 977–991.
- Wang Y, Zhang J. 2017. Pseudo 2D elastic waveform inversion for attenuation in the near surface[J]. *J Appl Geophys*, **143**: 129–140.
- Wang Y H. 2002. A stable and efficient approach of inverse Q filtering[J]. *Geophysics*, **67**(2): 657–663.
- Winkler K, Nur A. 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks[J]. *Geophys Res Lett*, **6**(1): 1–4.
- Zhou C X, Cai W Y, Luo Y, Schuster G T, Hassanzadeh S. 1995. Acoustic wave-equation traveltimes and waveform inversion of crosshole seismic data[J]. *Geophysics*, **60**(3): 765–773.
- Zhu T Y, Carcione J M. 2014. Theory and modelling of constant- Q P- and S-waves using fractional spatial derivatives[J]. *Geophys J Int*, **196**(3): 1787–1795.
- Zhu T Y, Harris J M, Biondi B. 2014. Q -compensated reverse-time migration[J]. *Geophysics*, **79**(3): S77–S87.
- Zhu T Y, Harris J M. 2015. Improved estimation of P-wave velocity, S-wave velocity, and attenuation factor by iterative structural joint inversion of crosswell seismic data[J]. *J Appl Geophys*, **123**: 71–80.