

一般 TI 介质中多震相旅行时层析成像 ——以井间成像为例

黄国娇*^① 白超英^② 钱卫^①

(^①河海大学地球科学与工程学院地质科学与工程系,江苏南京 211100;

^②长安大学地质工程与测绘学院地球物理系,陕西西安 710054)

黄国娇,白超英,钱卫. 一般 TI 介质中多震相旅行时层析成像——以井间成像为例. 石油地球物理勘探,2016, 51(1):115-126.

摘要 传统的各向异性介质中的正、反演研究大多基于弱各向异性假设下的 VTI 介质,且主要是有关初至波的射线追踪和相应的旅行时反演。然而,随着勘探精度要求的不断提高,一般普适的(含强)TI 介质中的多震相射线正、反演方法,则成为急需解决的问题。鉴于此,本文将基于各向同性介质多震相分区多步最短路径射线追踪算法推广到一般各向异性 TI 介质,结合相、群速度导数的一阶旅行时扰动方程,采用共轭梯度求解带约束的阻尼最小二乘问题,进而提出了一种利用多震相旅行时进行一般 TI 介质弹性参数反演的方法。井间地震数值实验结果表明,多震相旅行时联合反演可有效提高成像分辨率,验证了方法的有效性和正确性。

关键词 各向异性 TI 介质 多震相射线追踪 弹性参数反演 井间旅行时层析

中图分类号:P631 文献标识码:A doi: 10.13810/j.cnki.issn.1000-7210.2016.01.015

1 引言

大量的实验室岩石样品测试结果和野外地震资料都证实地球内部介质具有明显的地震各向异性^[1-4]。地震各向异性可能是沉积旋回、断层活动、裂隙及其他构造运动所造成的,所以地震各向异性研究有助于了解地下裂隙分布、应力状态、深部物质组成以及地球动力学过程等。地震层析成像是研究地球内部结构的主要地球物理方法之一。随着地震观测技术的进步、数据的积累以及计算机技术的发展,利用地震波旅行时数据反演各向异性弹性参数成为可能。

各向同性介质中地震层析成像已有许多相当成功的实例,但是地震波在各向异性介质中传播相比于各向同性介质中要复杂的多,存在三种不同类型的波,即 qP 波、qSV 波和 qSH 波。每种波都有自己的传播速度和偏振方向,且相速度和群速度不相等,

而是弹性参数(最多有 21 个独立参数)和波传播方向的函数^[5-7]。

Červený 等^[5,8,9] 对非均匀各向异性介质中的射线理论做出了奠基性的研究,采用了一般各向异性介质中程函方程的哈密顿形式,并给出了用三种体波(qP、qSV 和 qSH)的极化向量和特征向量表示的一阶旅行时扰动公式,首次将地震运动学反演扩展至不均匀各向异性的情形,并于 2001 年提出了一种动态射线追踪的方法。Crampin^[1,2] 和 Helbig^[3,7] 都对各向异性介质中地震波理论进行了深入研究,导出了地震学中各向异性介质中有关射线的基本理论。自此以后,许多学者在以上研究的基础上,开展了各向异性介质的地震波场正、反演研究和应用研究,如 Hirahara 等^[10] 提出了一种只采用 qP 波旅行时数据反演三维各向异性结构的旅行时反演方法; Jech^[11] 完成了三维 TI 介质中旅行时反演; Jech 等^[12] 提出了一种新的算法,可以避免 Červený 算法中计算两种准剪切波的特征向量(极化方向)时

* 江苏省南京市河海大学地球科学与工程学院地质科学与工程系,211100。Email:jiaojiao.1986520@163.com

本文于 2014 年 11 月 24 日收到,最终修改稿于 2015 年 12 月 8 日收到。

本研究受国家自然科学基金项目(41504038)、江苏省自然科学基金项目(BK20150799)及中央高校基本科研业务费专项基金项目(2014B13814)联合资助。

出现的奇点问题; Chapman 等^[13,14]提出了一种适用于各向异性介质中的线性化旅行时层析成像方法,并将其用于井间各向异性层析成像; Grechka 等^[15-17]、Pech 等^[18]和 Behera 等^[19]在地震反射波数据偏移、多层各向异性参数分析估算、以及二维/三维 TTI 介质界面反演等方面的研究取得了显著的进展。

国内学者对各向异性反演的研究起步相对较晚。何樵登等^[20]采用遗传算法反演裂隙各向异性介质弹性参数; 张文生等^[21]则运用 VSP 和跨孔旅行时反演 TI 介质各向异性参数; 杨顶辉等^[22]提出了一种各向异性动力学方程反演新算法; 张秉铭等^[23]提出了一种新的地层弹性参数直接反演方法,即利用地震勘探中的多波多分量记录(PP 反射波和 PSV 转换波)联合进行地层弹性参数 a_{11} 和 a_{33} 的反演,用以判断地层的属性; 傅旦丹等^[24]则采用坐标扰动法进行一维正交各向异性介质模型参数的反演; 阮爱国等^[25]在推导了弱各向异性介质的地震波速公式的基础上介绍了反演上地幔各向异性参数的具体算法; 卢明辉等^[26]分析了正交各向异性介质的 P 波走时并采用小生境遗传算法进行了 Thomsen 参数反演; 郭飏^[27]则从弱各向异性条件出发构建了地震各向异性 P 波旅行时层析成像算法。

以往的二维/三维地震各向异性层析成像方法,通常假设介质是弱各向异性,即基于各向同性介质背景下的扰动(一阶扰动)。这种假设可简化数学计算的难度,且反演迭代中不用重复进行射线追踪计算(雅克比矩阵元素固定不变),从而有利于进行线性反演,但忽略了介质横向变化,即不适用于强各向异性介质中的正、反演问题。

鉴于此,有必要提出一种新的算法,以适用于一般(包括强、弱)各向异性介质中的正、反演问题。Zhou 等^[28-30]推导了适用于一般各向异性介质中群速度、相速度的计算公式,采用改进型最短路径算法^[31],实现了一般二维/三维各向异性介质中初至波和一次反射波的追踪计算,随后又研发一种可用于二维/三维强各向异性介质的初至波旅行时层析成像的非线性反演算法,但并未实现多次反射、转换波的追踪计算,且旅行时反演成像中仅采用了初至波,成像的空间分辨率有限。因此,本文研究一般 TI 介质中多震相旅行时层析成像的方法,主要工作

包括:采用分区多步不规则最短路径算法^[32,33]实现了一般 TI 介质中多次透射、反射以及转换波的追踪计算;结合后续波(反射波)的旅行时资料,采用各向同性地震多震相旅行时层析成像的方法^[34,35],结合有关群速度、相速度偏导数的计算^[36],实现了井间各向异性五个弹性参数的同时反演;通过数值模拟实验展示多震相井间地震层析成像方法确定各向异性参数的能力。

2 群速度和相速度计算

由于各向异性介质中进行射线追踪最主要的问题在于群速度和相速度的计算,所以首先介绍 TTI 介质中相速度和群速度的计算公式^[28]。

TTI 介质的相对于 VTI 介质只是对称轴做了一个角度旋转。对于简单的 VTI 介质,介质各向异性决定于 5 个弹性参数(即 a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 、 a_{44} 和 a_{66})。Daley 等^[37]给出了 VTI 介质中相速度的简化表达式

$$\begin{cases} c_{1,2} = \sqrt{P \pm \sqrt{P^2 - Q}} \\ c_3 = \sqrt{a_{44} + (a_{66} - a_{44}) \sin^2 \vartheta} \end{cases} \quad (1)$$

式中

$$\begin{cases} P = \frac{Q_1 + Q_2}{2} \\ Q = Q_1 Q_2 - Q_3 \\ Q_1 = a_{44} + (a_{11} - a_{44}) \sin^2 \vartheta \\ Q_2 = a_{33} + (a_{44} - a_{33}) \sin^2 \vartheta \\ Q_3 = 0.25(a_{13} + a_{44})^2 \sin^2 2\vartheta \end{cases} \quad (2)$$

ϑ 为波矢量与对称轴的夹角; c_1 、 c_2 和 c_3 分别为 qP、qSV 和 qSH 波的相速度; 弹性参数 a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 、 a_{44} 和 a_{66} 均为位置坐标 \mathbf{x} 的函数。

根据 $\partial c_k / \partial \phi = 0$, 其中 ϕ 为波矢量的方位角(关于 x 轴), Crampin 等^[6]给出了群速度计算公式

$$U^{(k)} = \sqrt{c_k^2 + \left(\frac{\partial c_k}{\partial \vartheta}\right)^2} \quad (3)$$

式中 $k=1, 2, 3$ 代表波的三种类型。同时也给出了群速度的水平和垂直分量的表达式

$$\begin{cases} U_H^{(k)} = c_k \sin \vartheta + \cos \vartheta \frac{\partial c_k}{\partial \vartheta} \\ U_V^{(k)} = c_k \cos \vartheta - \sin \vartheta \frac{\partial c_k}{\partial \vartheta} \end{cases} \quad (4)$$

式中

$$\begin{cases} \frac{\partial c_{1,2}}{\partial \vartheta} = \frac{1}{2c_{1,2}} \left[\frac{\partial P}{\partial \vartheta} \pm \frac{1}{\sqrt{P^2 - Q}} \left(P \frac{\partial P}{\partial \vartheta} - 0.5 \frac{\partial Q}{\partial \vartheta} \right) \right] \\ \frac{\partial c_3}{\partial \vartheta} = \frac{1}{2c_3} (a_{66} - a_{44}) \sin 2\vartheta \\ \frac{\partial P}{\partial \vartheta} = 0.5 (a_{11} - a_{33}) \sin 2\vartheta \\ \frac{\partial Q}{\partial \vartheta} = [Q_1 (a_{44} - a_{33}) + Q_2 (a_{11} - a_{44})] \sin 2\vartheta - \\ \quad 0.5 (a_{44} + a_{13})^2 \sin 4\vartheta \end{cases} \quad (5)$$

式(1)~式(5)是 VTI 介质中计算群速度的公式。当计算 TTI 介质中群速度时,需要将介质的对称轴旋转至某一个角度,则 ϑ 可用对称轴角度(θ_0 , φ_0)和相慢度角(θ , φ)表示

$$\cos \vartheta = \sin \theta_0 \sin \theta \cos(\varphi_0 - \varphi) + \cos \theta_0 \cos \theta \quad (6)$$

式中(θ_0 , φ_0)和(θ , φ)分别代表对称轴和波矢量的倾角(从 z 轴计算)和方位角(从 x 轴计算)。将式(6)代入式(1)~式(5)就可以得到一般 TTI 介质中的群速度的计算公式。一般 TTI 介质中群速度沿坐标轴方向的三个分量为

$$\begin{cases} U_1^{(k)} = U_V^{(k)} \cos \varphi_0 \sin \theta_0 + U_H^{(k)} \cos \varphi_0 \cos \theta_0 \\ U_2^{(k)} = U_V^{(k)} \sin \varphi_0 \sin \theta_0 + U_H^{(k)} \sin \varphi_0 \cos \theta_0 \\ U_3^{(k)} = U_V^{(k)} \cos \theta_0 - U_H^{(k)} \sin \theta_0 \end{cases} \quad (7)$$

射线传播方向 \mathbf{r} 为

$$\begin{cases} \mathbf{r} = (\sin \theta' \cos \varphi', \sin \theta' \sin \varphi', \cos \theta') \\ \theta' = \arccos \frac{U_3^{(k)}}{\sqrt{[U_1^{(k)}]^2 + [U_2^{(k)}]^2 + [U_3^{(k)}]^2}} \\ \varphi' = \arccos \frac{U_1^{(k)}}{\sqrt{[U_1^{(k)}]^2 + [U_2^{(k)}]^2}} \end{cases} \quad (8)$$

其中 θ' 、 φ' 分别代表射线的倾角及方位角。

对于二维情形,有 $\varphi_0 = \varphi = 0^\circ$,则

$$\begin{cases} U_1^{(k)} = U_V^{(k)} \sin \theta_0 + U_H^{(k)} \cos \theta_0 \\ U_3^{(k)} = U_V^{(k)} \cos \theta_0 - U_H^{(k)} \sin \theta_0 \end{cases} \quad (9)$$

$$\begin{cases} \mathbf{r} = (\sin \theta', \cos \theta') \\ \theta' = \arccos \frac{U_3^{(k)}}{\sqrt{[U_1^{(k)}]^2 + [U_3^{(k)}]^2}} \end{cases} \quad (10)$$

由以上推导可知,对于一般二维 TTI 介质需要用六个参数来描述,即 $\mathbf{m}(\mathbf{x}) = \{a_{11}(\mathbf{x}), a_{13}(\mathbf{x}), a_{33}(\mathbf{x}), a_{55}(\mathbf{x}), a_{66}(\mathbf{x}), \theta_0(\mathbf{x})\}$; 对于一般的三维 TTI 介质则需由 7 个参数来表征, $\mathbf{m}(\mathbf{x}) = \{a_{11}(\mathbf{x}), a_{13}(\mathbf{x}), a_{33}(\mathbf{x}), a_{55}(\mathbf{x}), a_{66}(\mathbf{x}), \theta_0(\mathbf{x}), \varphi_0(\mathbf{x})\}$, 这些

参数均是位置坐标 \mathbf{x} 的函数。

3 多震相射线追踪计算方法简介

本文将各向同性介质中分区多步不规则最短路径算法^[32,33]推广至各向异性介质中进行多次波的射线追踪计算。所谓分区多步计算中的分区是指在模型参数化时,可根据速度界面的具体情况将模型分成若干个独立的计算区域(相邻的区域由界面连接);所谓多步计算则是根据所要计算地震震相的种类从炮点所在的区域逐区(步)进行计算。具体来说,自炮点所在的单元开始进行扫描,按照一定的步长进行波前扩展。等当前区域所有网格单元内节点都计算完毕后,波前停留在该区速度离散界面上。若追踪下行透射(或透射转换)波,则从速度界面中旅行时最小的点开始(惠更斯原理,视为次级震源),继续新区内的波前扩展和射线追踪;若追踪上行反射(或反射转换)波,则从速度界面中旅行时最小的点开始,继续原区内的波前扩展和射线追踪。若存在转换波,则调用相应的速度模型。按照上述步骤重复则可实现多震相地震射线的追踪计算。

由于各向异性介质中某一点的群速度是射线角度的函数,所以在计算网格中两点(i 和 j)间旅行时用两节点处沿射线方向群速度的平均值,即

$$t_j^k = t_i^k + \frac{2D(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)}{U^{(k)}(\mathbf{x}_i, \theta, \mathbf{r}_{ij}) + U^{(k)}(\mathbf{x}_j, \theta, \mathbf{r}_{ij})} \quad (11)$$

式中: i 是波前点当前的次级震源节点序号; j 为将要计算的节点序号; t_j^k 是自炮点到达 j 节点射线的最小旅行时; $D(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$ 是节点 i 和节点 j 间的距离; $U^{(k)}(\mathbf{x}_i, \theta, \mathbf{r}_{ij})$ 和 $U^{(k)}(\mathbf{x}_j, \theta, \mathbf{r}_{ij})$ 分别是节点 i 、 j 处沿射线 \mathbf{r}_{ij} 方向上的群速度值。

为演示该算法的射线追踪能力,图 1 给出了一个三层各向异性介质中多震相地震射线路径追踪结果。模型中各层弹性参数分别为:第一层($a_{11} = 9.08, a_{13} = 2.98, a_{33} = 7.54, a_{44} = 2.27, a_{66} = 3.84$), 第二层($a_{11} = 20.31, a_{13} = 9.58, a_{33} = 22.29, a_{44} = 8.35, a_{66} = 11.36$), 第三层($a_{11} = 13.86, a_{13} = 4.31, a_{33} = 10.93, a_{44} = 3.31, a_{66} = 4.34$)。从图 1 可以看出,无论是初至波(图 1a),还是透射反射波(图 1b~图 1d),还是多次透射反射波(图 1f)或多次反射转换波(图 1e),该算法均能进行追踪计算。

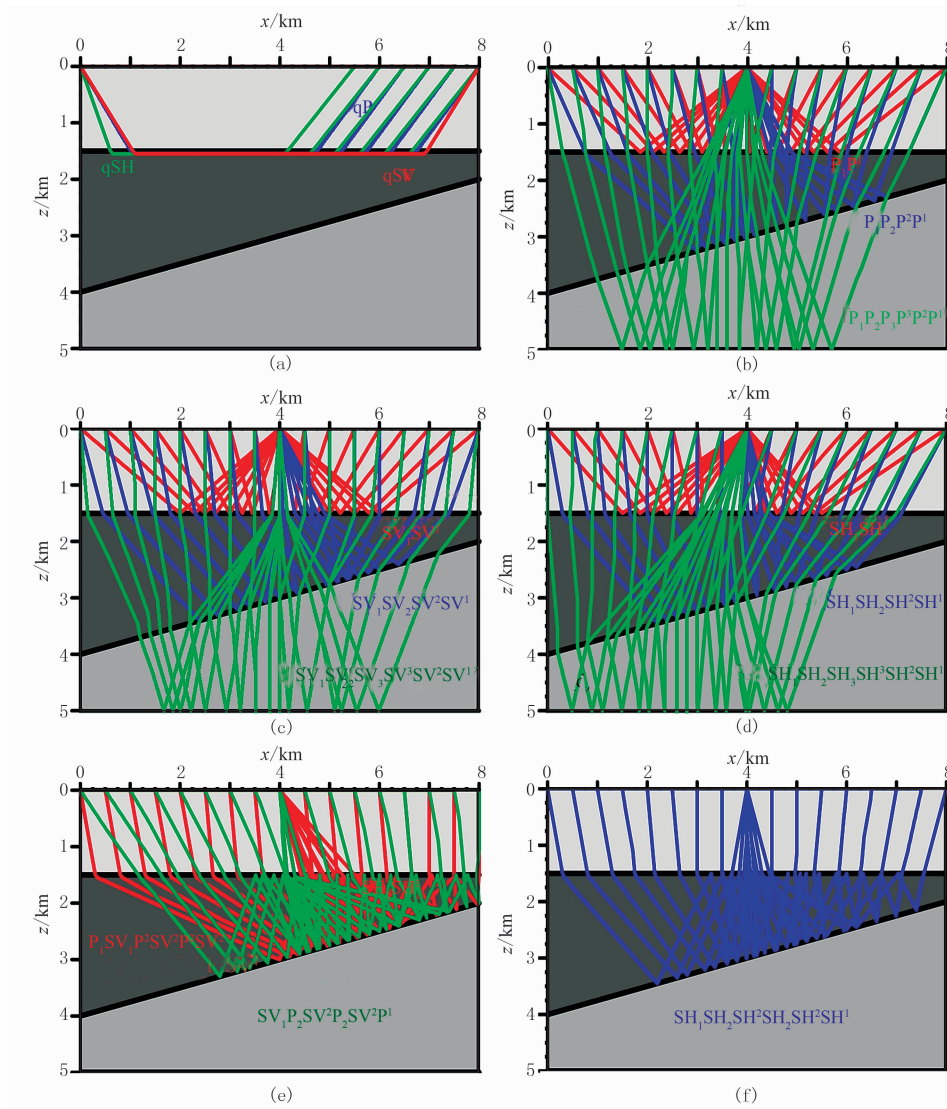


图 1 多震相射线路径

(a) 三种直达波 (qP、qSV 和 qSH 波) 射线路径; (b) 三个界面的 qP 波一次反射路径; (c) 三个界面的 qSV 波一次反射路径; (d) 三个界面的 qSH 波一次反射路径; (e) qP 波和 qSV 波多次透射、反射转换波射线路径; (f) qSH 波多次透射、反射波射线路径

4 Jacob 矩阵计算

在进行各向同性介质多震相旅行时联合反演时,通常采用共轭梯度法迭代求解带约束的阻尼最小二乘问题^[38]。本文仍然采用该方法,其主要区别在于 Jacob 矩阵元素的计算上。Jacob 矩阵元素是旅行时关于弹性参数的导数,Zhou 等^[30]推导了一阶旅行时扰动方程,该方程不同于传统的基于特征向量的旅行时扰动方程^[2,8],不需要计算特征向量,能够避免两个准横波的奇点问题。

沿着射线路径 R 的旅行时一阶扰动方程可以

分别用群速度的导数和相速度的导数表示

$$\delta t = - \int_R \frac{\delta m_v}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n})U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \left(\mathbf{n} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \right) ds \quad (12)$$

$$\delta t = - \int_R \frac{\delta m_v}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n})U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} ds \quad (13)$$

式中: $ds = |d\mathbf{x}|$, $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$ 为射线路径坐标; \mathbf{m} 为模型参数, $m_v \in \{a_{11}, a_{13}, a_{33}, a_{44}, a_{66}, \theta_0\}$ 。由于射线路径固定,所以波前法向量 $\mathbf{n} = \mathbf{n}(\mathbf{x})$ 不是关于模型参数的函数,即 $\partial n_i / \partial m_v = 0$,意味着 $\mathbf{n}(\mathbf{x})$ 是由射线路径 R 的射线方向 $\mathbf{r}(\mathbf{x})$ 确定的,且 $\mathbf{n} \cdot \mathbf{r} = c/U$,由模型参数 $\mathbf{m} = \{m_v\}$ 给定并随着射线路径 R 的坐标 \mathbf{x} 的变化而变化。

很明显,式(12)和式(13)是独立且等价的,对任意各向异性介质的三种波都有效。如果要计算旅行时的一阶扰动值,速度导数 $\partial U/\partial m_v$ 和 $\partial c/\partial m_v$ 的计算是关键。因为式(13)只涉及标量计算和相速度的一阶导数,所以应用该式计算一阶旅行时扰动相对简单。根据式(1)和式(2)可以推导出相速度关于弹性参数的导数

$$\frac{\partial c}{\partial m_v} = \frac{1}{2c} \begin{cases} \frac{\partial P}{\partial m_v} \pm \frac{1}{\sqrt{P^2 - Q}} \left(P \frac{\partial P}{\partial m_v} - \frac{1}{2} \frac{\partial Q}{\partial m_v} \right) & \text{qP, qSV 波} \\ \frac{\partial a_{44}}{\partial m_v} \cos^2 \vartheta + \frac{\partial a_{66}}{\partial m_v} \sin^2 \vartheta - & \\ (a_{44} - a_{66}) \sin 2\vartheta \frac{\partial \vartheta}{\partial m_v} & \text{qSH 波} \end{cases} \quad (14)$$

式中

$$\frac{\partial P}{\partial m_v} = \begin{cases} \frac{1}{2} \sin^2 \vartheta & m_v = a_{11} \\ \frac{1}{2} \cos^2 \vartheta & m_v = a_{33} \\ \frac{1}{2} & m_v = a_{44} \\ 0 & \text{其他} \end{cases} \quad (15)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial m_v} = \begin{cases} \frac{a_{33}}{4} \sin^2 2\vartheta + a_{44} \sin^4 \vartheta & m_v = a_{11} \\ \frac{a_{11}}{4} \sin^2 2\vartheta + a_{44} \cos^4 \vartheta & m_v = a_{33} \\ a_{11} \sin^4 \vartheta + a_{33} \cos^4 \vartheta - \frac{a_{13}}{2} \sin^2 2\vartheta & m_v = a_{44} \\ -\frac{(a_{44} + a_{13})}{2} \sin^2 2\vartheta & m_v = a_{13} \\ 0 & \text{其他} \end{cases} \quad (16)$$

显而易见,直接利用式(13)~式(16)计算旅行时的一阶扰动,不用计算特征向量导数,也不用计算高阶导数,就可以避免两种准横波(qSV 和 qSH)的奇点问题。

式(13)是积分形式的旅行时一阶扰动方程,要将其用于反演二维各向异性弹性参数,需改写成容易实现的求和形式。假设射线 R 穿过的单元格数为 N ,第 k 段(R_k)的两个端点分别为 $\mathbf{x}_A^{(k)}$ 和 $\mathbf{x}_B^{(k)}$,则式(13)可以改写为

$$\delta t = - \sum_{k=1}^N \int_{R_k} \frac{\delta m_v}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} ds$$

$$\approx - \sum_{k=1}^N \frac{R_k \delta m_v}{2} \left\{ \left[\frac{1}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \right] \Big|_{\mathbf{x}_A^{(k)}} + \left[\frac{1}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \right] \Big|_{\mathbf{x}_B^{(k)}} \right\} \quad (17)$$

其中两端点处的相速度(c)、群速度(U)和相速度导数($\partial c/\partial m_v$),都可以通过该射线段所在单元格四个角点上的相应的值经过双线性拉格朗日插值得到,即

$$\left[\begin{array}{c} c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) \\ U(\mathbf{m}, \mathbf{n}) \\ \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \end{array} \right] \Big|_{\mathbf{x}_q^{(k)}} = \sum_{i=1}^4 \left[\prod_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^4 \frac{\mathbf{x}_q^{(k)} - \mathbf{x}_j^{(k)}}{\mathbf{x}_i^{(k)} - \mathbf{x}_j^{(k)}} \right] \left[\begin{array}{c} c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) \\ U(\mathbf{m}, \mathbf{n}) \\ \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \end{array} \right] \Big|_{\mathbf{x}_j^{(k)}} \quad (18)$$

利用式(17)就可以得到 Jacob 矩阵元素(即旅行时关于弹性参数的偏导数)的计算公式

$$\frac{\partial t}{\partial m_v} = - \sum_{k=1}^N \frac{R_k}{2} \left\{ \left[\frac{1}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \right] \Big|_{\mathbf{x}_A^{(k)}} + \left[\frac{1}{c(\mathbf{m}, \mathbf{n}) U(\mathbf{m}, \mathbf{n})} \frac{\partial c(\mathbf{m}, \mathbf{n})}{\partial m_v} \right] \Big|_{\mathbf{x}_B^{(k)}} \right\} \quad (19)$$

三种波(qP、qSV 和 qSH)旅行时关于各向异性弹性参数的偏导数可以用式(19)计算,其中比较关键的就是计算相速度导数或者群速度导数。图 2 为 VTI 介质(粘土页岩,弹性参数为 $a_{11} = 25.7$, $a_{13} = 15.2$, $a_{33} = 15.4$, $a_{44} = 4.2$ 和 $a_{66} = 9.0$)中三种波的群速度导数和相速度导数。从图中可以看出:① 5 个弹性参数被分成了两部分,即与 qP 波和 qSV 波相关的部分(a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 和 a_{44})以及与 qSH 相关的部分(a_{44} 和 a_{66}),弹性参数 a_{44} 和三种波均有关。② 导数的峰值所对应的入射角(相幔度与 z 轴的夹角)随弹性参数的不同而不同,如图 2a 中的 qP 波,其相速度关于 a_{11} 的导数在入射角为 90° 时最大,而对 a_{33} 的导数最大值则在垂直入射时(入射角为 0° 和 180°),关于 a_{13} 和 a_{44} 的导数在入射角为 45° 和 135° 时最大。③ 无论是相速度还是群速度关于弹性参数导数的曲线形态有些是相似的,如从图 2a 可以看出 qP 波的相速度(或群速度)关于 a_{13} 和 a_{44} 导数曲线大致形态一致,只是 a_{13} 的幅度没有 a_{44} 的大;同样地对于 qSV 也有这样的情况(图 2b),而且速度对 a_{11} 和 a_{33} 导数曲线也比较相近。④ 对于每种波而言,不同的弹性参数对群速度(或相速度)的影响不同,因此相关性大的弹性参数反演效果较好,而相关性差的弹性参数反演效果较差。

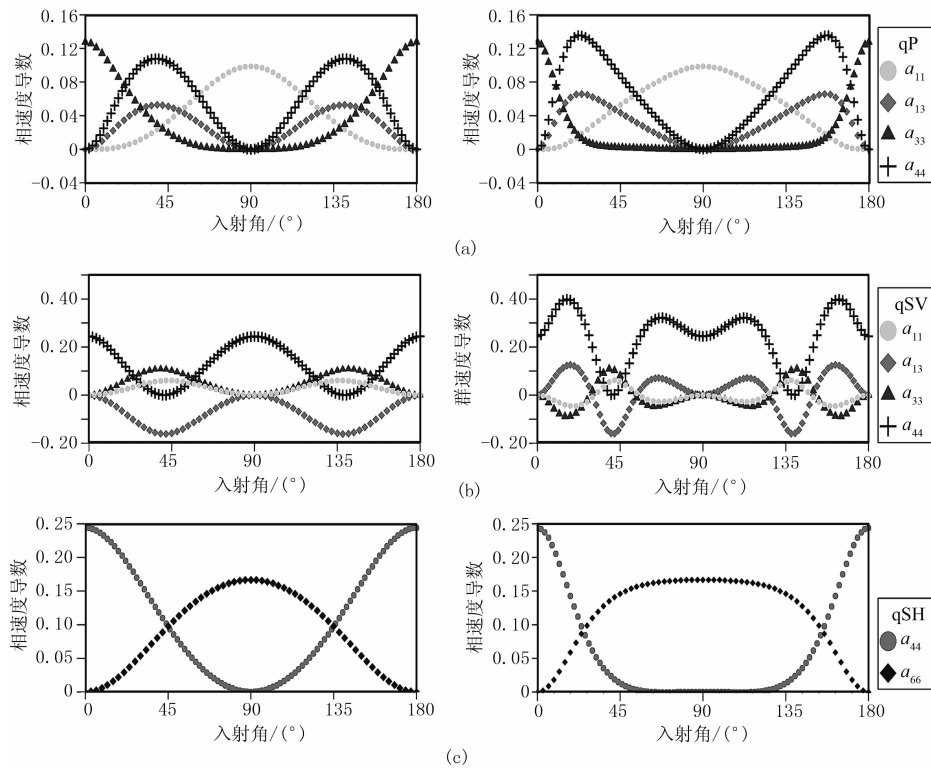


图2 VTI介质中三种波的相速度(左)和群速度(右)关于弹性参数导数的变化曲线

(a)qP波; (b)qSV波; (c)qSH波

5 数值算例

为验证地震多震相非线性反演方法的有效性和正确性,选用一个井间模型进行实验反演 TTI 介质中的各向异性弹性参数。图 3 为一个简单的断层模型,背景介质的弹性参数为: $a_{11} = 15.1$, $a_{13} = 1.6$, $a_{33} = 10.8$, $a_{44} = 3.1$, $a_{66} = 4.3$, $\theta_0 = 45^\circ$; 断块的弹性参数为 $a_{11} = 25.7$, $a_{13} = 15.2$, $a_{33} = 15.4$, $a_{44} = 4.2$, $a_{66} = 9.0$, $\theta_0 = 0^\circ$; 模型尺度为 $40\text{m} \times 60\text{m}$, 采用 $2\text{m} \times 2\text{m}$ 的网格单元。将 61 个震源和 61 个检波器按间隔 1m 分别放置于模型两侧(图 3), 所以对于每一种类型的波都有 3721 个旅行时及相应的射线路径。

该模拟实验不仅计算了直达 qP 波、qSV 波和 qSH 波射线路径, 还计算了来自模型底界面的一次反射 qP-qP 波、qSV-qSV 波和 qSH-qSH 波射线路径。图 4 为多相地震波的射线路径, 可以看出, 直达 qP 波和 qSH 波路径在断层处均呈现射线汇集的现象, 而 qSV 波则没有这种现象。

对于二维 TTI 介质, 需反演的各向异性弹性参数包括 a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 、 a_{44} 、 a_{66} 和 θ_0 。Zhou 等^[28,30] 发现

对称轴角度 θ_0 对相速度和旅行时的影响很大, 如果要同时反演对称轴的角度, 常常导致反演的多解性、严重时致使反演失败。所以本文假设对称轴角度为已知, 而反演另外 5 个弹性参数。

图 5 是仅用直达 qP 波迭代 20 次的反演结果, 从中可以看出, qP 波能较好地反演出这四个弹性参

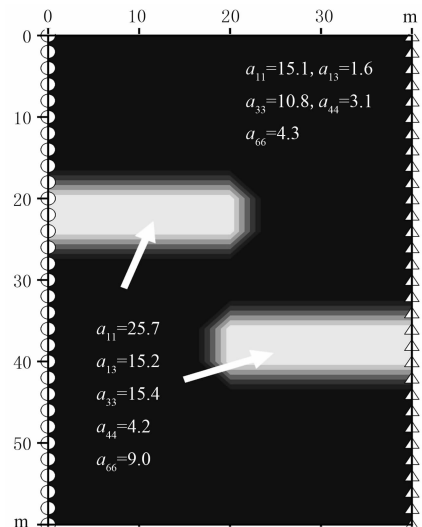


图3 各向异性介质模型及观测系统
圆代表震源, 三角形代表检波器

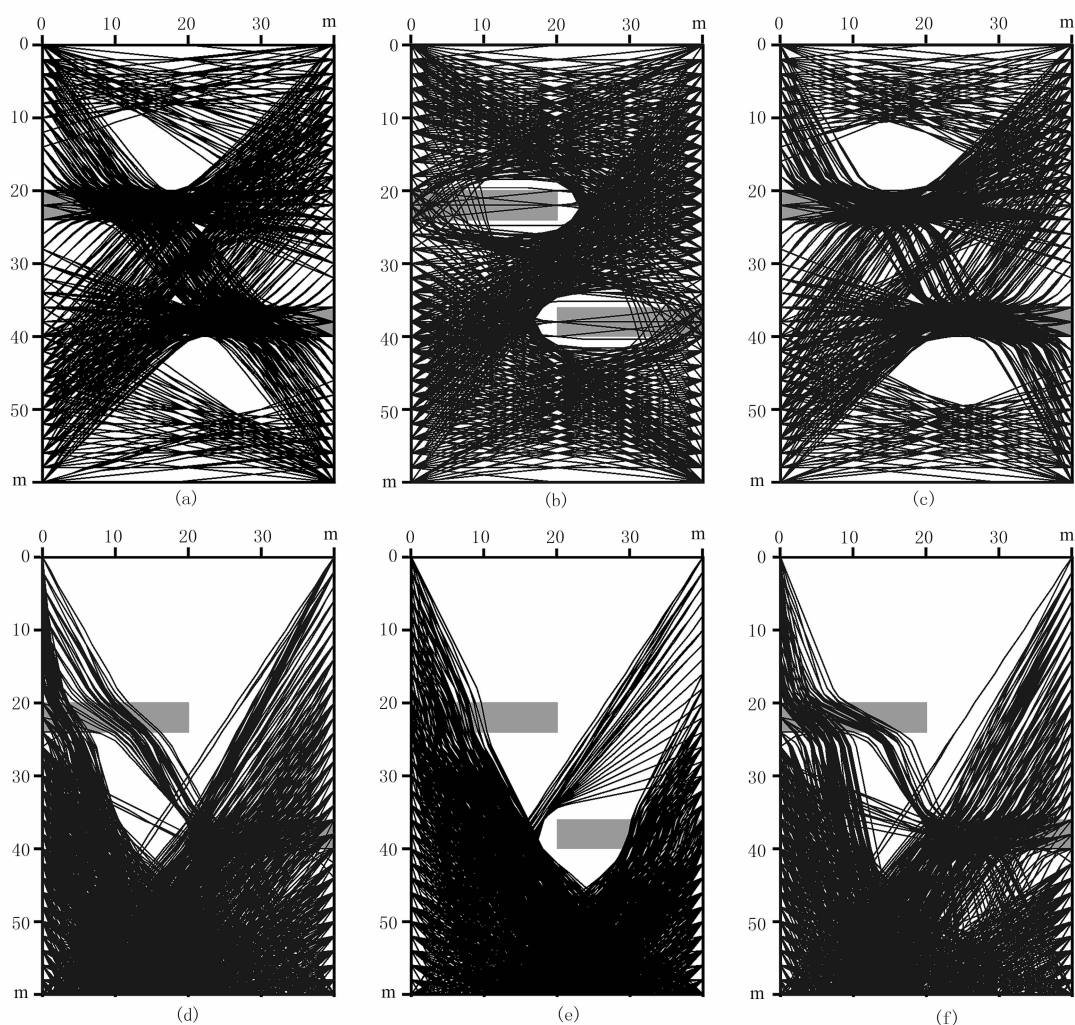


图 4 直达波和模型底界面反射波射线路径

(a)qP 波; (b)qSV 波; (c)qSH 波; (d)反射 qP 波; (e)反射 qSV 波; (f)反射 qSH 波

数异常的形态、大小及位置,但是参数 a_{33} 的反演结果精度较低,这主要是因为速度关于弹性参数 a_{33} 的导数在很广的入射角范围内的敏感性接近于零(图 2a),影响最大的入射角在 0° 和 180° 时,也即射线垂直入射的情形,但是从图 4a 中可以发现垂直入射的 qP 波射线稀疏,说明了 a_{33} 的低敏感性和有限的射线覆盖导致其反演精度不如其他弹性参数高。同样地,从图 2a 可以看出速度关于 a_{13} 和 a_{44} 的导数曲线比较相似且敏感性较高,所以这两个弹性参数的反演精度较高且比较一致。

图 6 为直达 qSV 波的反演结果。很明显弹性参数 a_{13} 和 a_{44} 的反演结果很理想,但是 a_{11} 和 a_{33} 基本上未反演出来。从图 2b 可以看出速度对 a_{13} 和 a_{44} 是相当敏感的,而对 a_{11} 和 a_{33} 在整个入射角范围内几乎都徘徊在零值附近,可以说极不敏感。

仅采用直达 qSH 波进行反演的结果如图 7 所示。由于 qSH 波只由两个参数 a_{44} 和 a_{66} 决定,所以采用 qSH 波只能反演这两个弹性参数。 a_{44} 的反演结果(图 7a)明显不如 a_{66} 的反演结果(图 7b),这同样也是由各自的敏感性(图 2c)和射线角度覆盖(图 4c)决定的。从图 2c 可以看出, a_{44} 对垂直入射的射线比较敏感, a_{66} 对水平入射的射线比较敏感,而在井间地震中主要是水平入射的地震射线,这就导致 a_{44} 的反演结果并不如 a_{66} 。

以上都是单一类型直达波的反演结果,从图 5 和图 6 可以发现,无论是 qP 波还是 qSV 波都不能完全反演弹性参数 a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 和 a_{44} 。为验证多震相反演能有效地提高成像分辨,不仅尝试了直达波 qP 波和 qSV 波联合反演,而且进行了直达波和模型底界面一次反射波的联合反演。

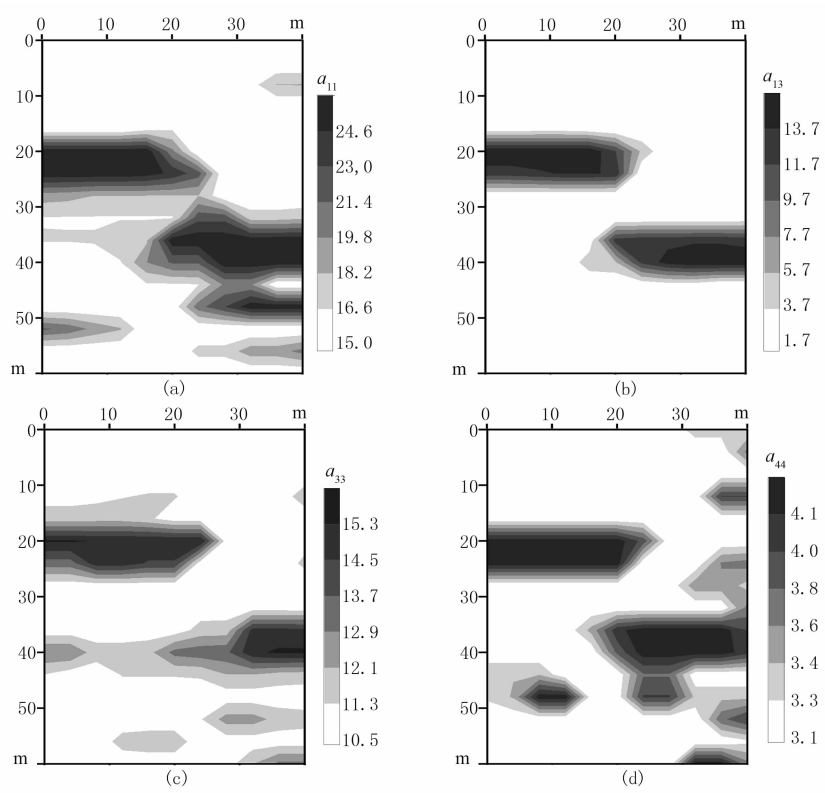


图5 qP波初至反演的弹性参数

(a) a_{11} ; (b) a_{13} ; (c) a_{33} ; (d) a_{44}

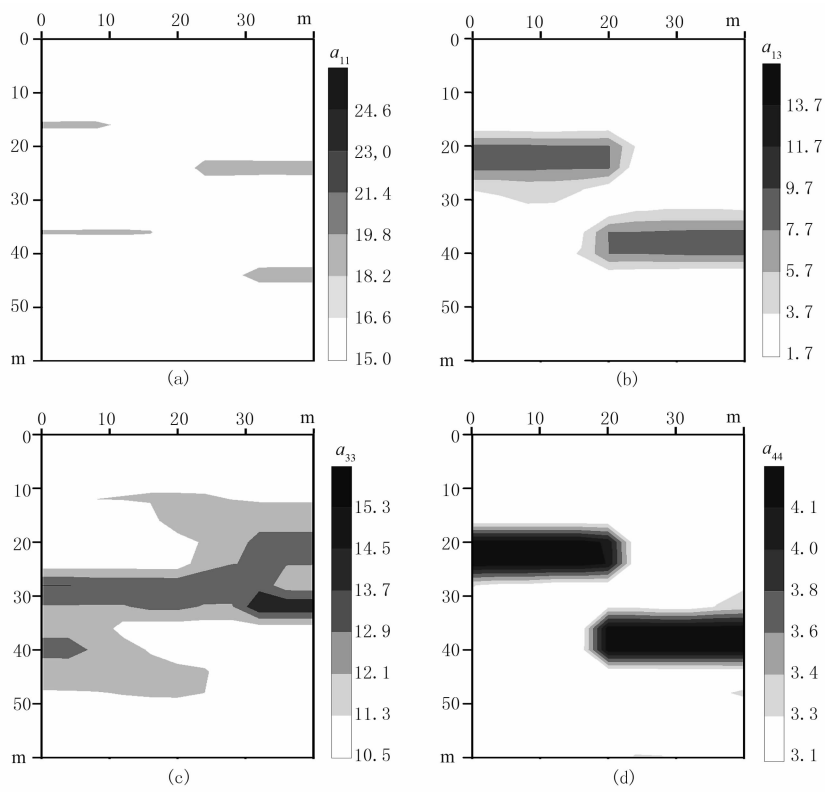


图6 初至qSV波弹性参数反演结果

(a) a_{11} ; (b) a_{13} ; (c) a_{33} ; (d) a_{44}

图 8 是弹性参数 a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 和 a_{44} 的直达 qP 波和直达 qSV 波联合反演结果。对比图 5、图 6 和图 8, 可以明显看出 qP 波和 qSV 波联合反演能够全部反演出四种弹性参数, 并有效地提高了成像分辨率。但是从图 2a 和图 2b 可以看出, 无论是 qP 波还是 qSV 波, a_{33} 的敏感性都较低, 并且井间地震射线角度覆盖有限, 即使将 qP 波和 qSV 波联合反演也不能很好地恢复弹性参数 a_{33} 。也就说明, 地震层

析成像分辨率的提高不仅需要多震相资料, 而且还要增加射线的有效角度覆盖。

各向异性弹性参数被分成了两部分, 不同类型的波所能反演的弹性参数不同, 所以分别利用直达 qP 波和模型底界面的一次反射 qP 波、直达 qSV 波和一次反射 qSV 波、以及直达 qSH 波和一次反射 qSH 波进行了联合反演各向异性弹性参数, 其结果如图 9、图 10 和图 11 所示。对比图 5 和图 9, 加入

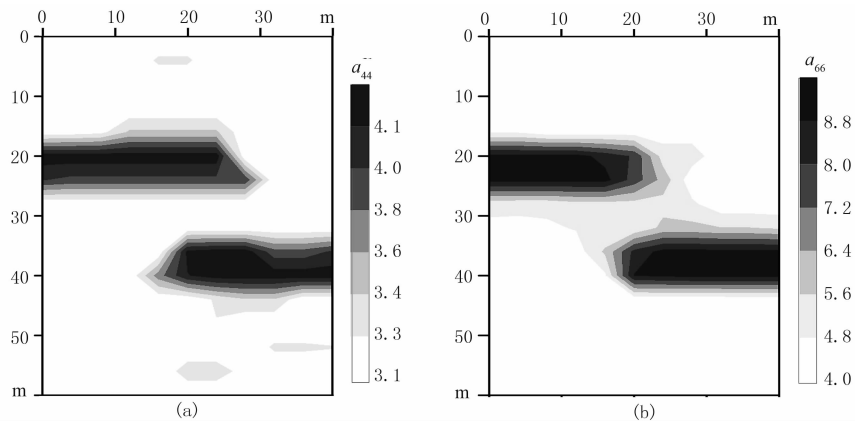


图 7 初至 qSH 波反演弹性参数结果
(a) a_{44} ; (b) a_{66}

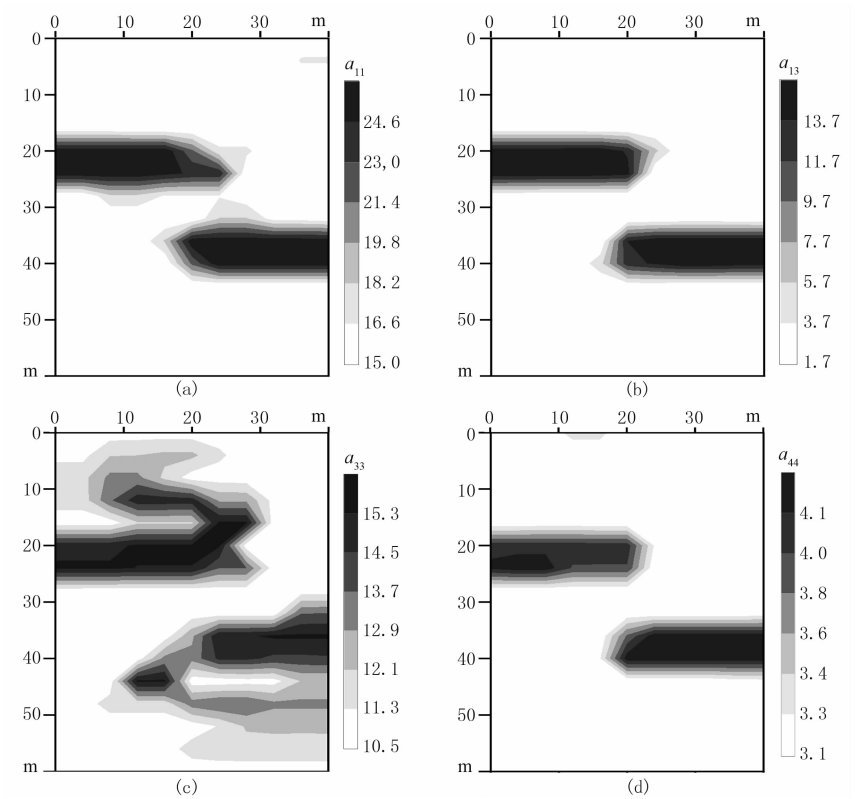


图 8 初至 qP 波和 qSV 波联合反演弹性参数结果
(a) a_{11} ; (b) a_{13} ; (c) a_{33} ; (d) a_{44}

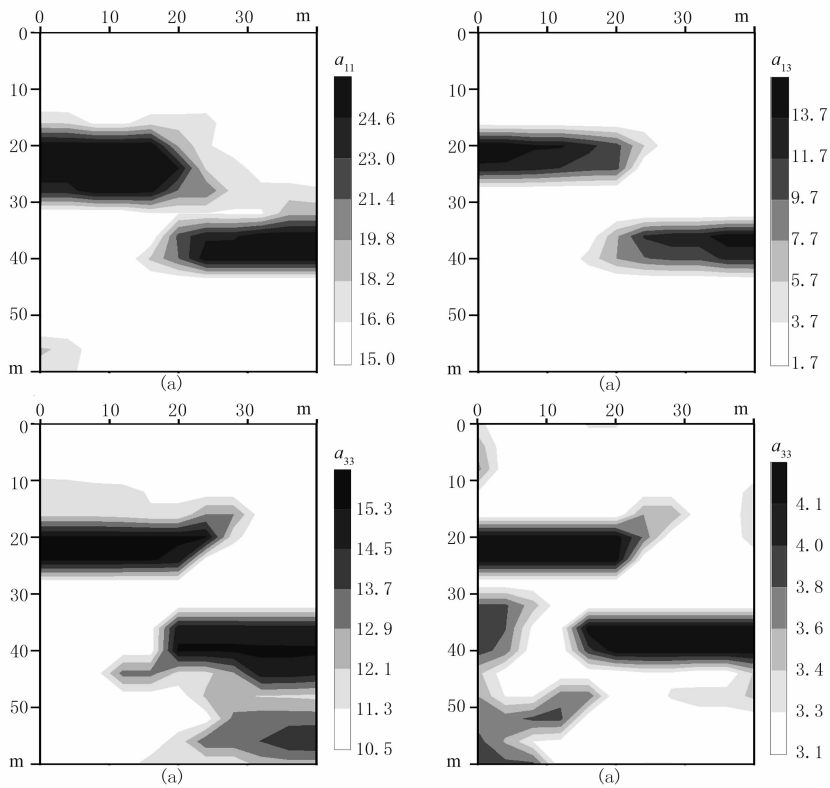


图 9 qP 波初至和模型底界面的一次反射联合反演结果

(a) a_{11} ; (b) a_{13} ; (c) a_{33} ; (d) a_{44}

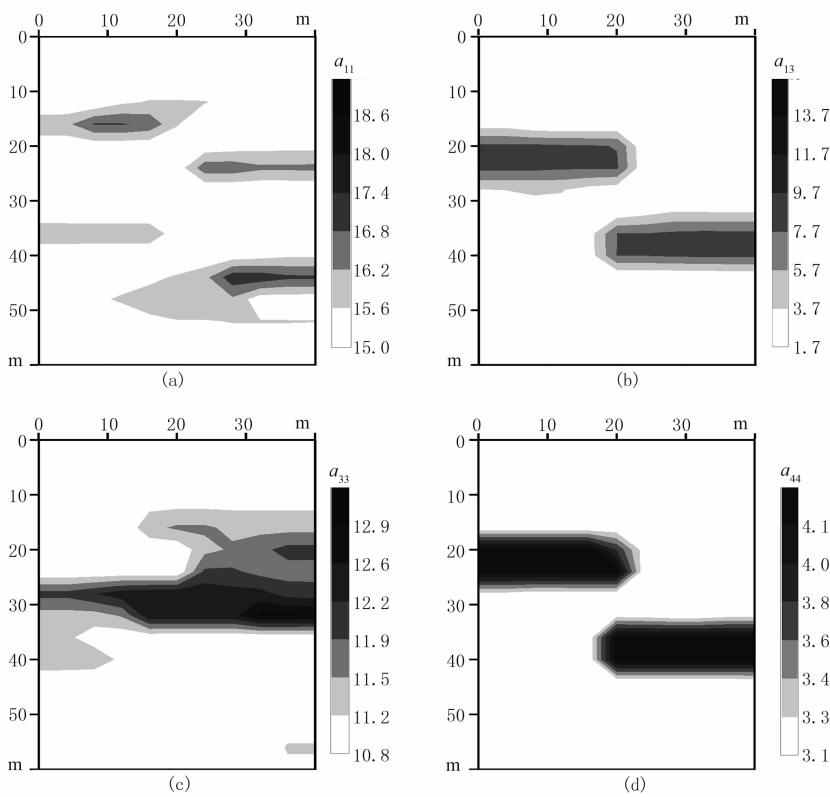


图 10 qSV 波初至和模型底界面的一次反射联合反演结果

(a) a_{11} ; (b) a_{13} ; (c) a_{33} ; (d) a_{44}

模型底界面的一次反射 qP 波后,图 9 中四个弹性参数(a_{11} 、 a_{13} 、 a_{33} 和 a_{44})的反演结果明显得到改善,无论是断层异常的形态、位置还是幅度,都非常接近真实模型(图 3)。这是因为加入一次反射波后,增加了射线角度覆盖,并且一次反射波射线路径大多近乎垂直入射,所以可以看到 a_{33} 和 a_{44} 的成像分辨率显著提高。而从图 6 和图 10 中可以发现,即使加入了模型底界面的一次反射波,成像结果也没有很明

显的改善,这是因为 a_{11} 和 a_{33} 在整个入射角的范围内都很不敏感(图 2b),而 a_{13} 和 a_{44} 相对比较敏感,对 qSV 波起着决定性的作用。对于 qSH 波而言, a_{44} 的作用就不及 a_{66} ,且 a_{44} 比较敏感的是近乎垂直入射的射线,而 a_{66} 对水平入射射线比较敏感,所以当联合界面的一次反射 qSH 波进行反演后, a_{44} 的成像结果有所改善(图 11a),但是仍然不及 a_{66} 的成像分辨率(图 11b)。

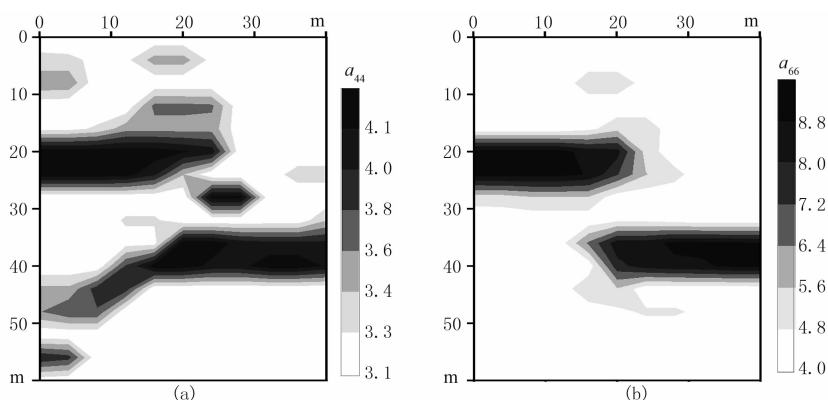


图 11 qSH 波初至和模型底界面的一次反射联合反演结果

(a) a_{44} ; (b) a_{66}

6 结论

本文利用一阶旅行时扰动方程来计算 Jacob 矩阵元素,并将分区多步不规则最短路径射线追踪算法与共轭梯度法求解带约束的阻尼最小二乘问题结合,形成了一套可用于任意 TTI 介质中多震相旅行时联合反演各向异性弹性参数的方法。井间数值模拟实验证明该方法不仅能有效地反演各向异性弹性参数,而且还能提高成像分辨率,是一种实用的反演算法。

参考文献

- [1] Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 1981, 3(81):343-391.
- [2] Crampin S. Effective anisotropic elastic constants for wave-propagation through cracked solids. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1984, 76(1):135-145.
- [3] Helbig K. Systematic classification of layered-induced transverse isotropy. *Geophysical Prospecting*, 1981, 29(4):550-577.
- [4] Thomsen L. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 1986, 51(10):1954-1966.
- [5] Cerveny V. Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1972, 29(1):1-13.
- [6] Crampin S and Yedlin M. Shear-wave singularities of wave propagation in anisotropic media. *Journal of Geophysics*, 1981, 49(1):43-46.
- [7] Helbig K. *Foundations of Anisotropy for Exploration Seismics*. Pergamon Press, Oxford, 1994.
- [8] Cerveny V. *Seismic Ray Theory*. Cambridge University Press, England, 2001.
- [9] Cerveny V and Jech J. Linearized solutions of kinematic problems of seismic body waves in inhomogeneous slightly anisotropic media. *Journal of Geophysics Zeitschrift Fur Geophysik*, 1982, 51(2): 96-104.
- [10] Hirahara K and Yuzo I. Travel-time inversion for three-dimensional P-wave velocity anisotropy. *Journal of Physics of the Earth*, 1984, 32(3):197-218.
- [11] Jech J. Three-dimensional inverse problem for inhomogeneous transversely isotropic media. *Studia Geophysica Et Geodaetica*, 1988, 32(2):136-143.
- [12] Jech J and Pšencik I. First-order perturbation method for anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 1989, 99(2):369-376.
- [13] Chapman C H and Pratt R G. Traveltime tomography in anisotropic media, I : Theory. *Geophysical Journal International*, 1992, 109(1):1-19.
- [14] Pratt R G and Chapman C H. Traveltime tomography in anisotropic media, II : Applications. *Geophysical Journal International*, 1992, 109(1):20-37.
- [15] Grechka V, Pech A and Tsvankin I. P-wave stacking-velocity tomography for VTI media. *Geophysical Prospecting*, 2002, 50(2):151-168.
- [16] Grechka V, Pech A and Tsvankin I. Multicomponent stacking-velocity tomography for transversely isotro-

- pic media. *Geophysics*, 2002, 67(5): 1564-1574.
- [17] Grechka V, Pech A and Tsvankin I. Quartic reflection moveout in a weakly anisotropic dipping layer. *Geophysics*, 2006, 71(1): D1-D13.
- [18] Pech A, Tsvankin I and Grechka V. Quartic moveout coefficient: 3D description and application to tilted TI media. *Geophysics*, 2003, 68(5): 1600-1610.
- [19] Behera H and Tsvankin I. Migration velocity analysis and imaging for tilted TI medium. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2007, 26: 129-133.
- [20] 何樵登, 陶春辉. 用遗传算法反演裂隙各向异性介质. *石油物探*, 1995, 34(3): 46-50.
He Qiaodeng, Tao Chunhui. Inversing fractured anisotropic media through a genetic algorithm. *GPP*, 1995, 34(3): 46-50.
- [21] 张文生, 何樵登. 利用 VSP 和跨孔走时反演横向各向同性介质中的弹性常数. *石油地球物理勘探*, 1997, 32(3): 345-356.
Zhang Wensheng, He Qiaodeng. Deriving the elastic constants of transversal isotropic medium from VSP and crosshole travel times. *OGP*, 1997, 32(3): 345-356.
- [22] 杨顶辉, 滕吉文, 张中杰. 各向异性动力学方程反演新算法. *地震学报*, 1997, 19(4): 376-382.
Yang Dinghui, Teng Jiwen and Zhang Zhongjie. A new inversion algorithm based on the dynamic equations in anisotropic medium. *Acta Seismologica Sinica*, 1997, 19(4): 376-382.
- [23] 张秉铭, 张中杰. 一种新的地层弹性参数直接反演方法. *地震学报*, 2000, 22(6): 654-660.
Zhang Bingming, Zhang Zhongjie. A new way of directly elastic parameters inversion. *Acta Seismologica Sinica*, 2000, 22(6): 654-660.
- [24] 傅旦丹, 何樵登, 刘一峰等. 一种新的全局最优化反演计算方法. *石油地球物理勘探*, 2000, 35(4): 536-542.
Fu Dandan, He Qiaodeng, Liu Yifeng et al. A novel global-optimized inversion method. *OGP*, 2000, 35(4): 536-542.
- [25] 阮爱国, 王椿镛. 上地幔各向异性的反演方法. *西北地震学报*, 2002, 24(2): 104-112.
Ruan Aiguo, Wang Chunyong. The inversion methods of the upper mantle anisotropy. *Northwestern Seismological Journal*, 2002, 24(2): 104-112.
- [26] 卢明辉, 唐建侯, 杨慧珠等. 正交各向异性介质 P 波走时分析及 Thomsen 参数反演. *地球物理学报*, 2005, 48(5): 1167-1171.
Lu Minghui, Tang Jianhou, Yang Huizhu et al. P-wave traveltimes analysis and Thomsen parameters inversion in orthorhombic media. *Chinese Journal of Geophysics*, 2005, 48(5): 1167-1171.
- [27] 郭彪. 非均匀各向异性介质的地震 P 波旅行时层析成像研究[学位论文]. 北京: 中国地震局地震研究所, 2010.
Guo Biao. *Seismic P-wave Travel-time Tomography in Heterogeneous and Anisotropic Media*[D]. Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Beijing, 2010.
- [28] Zhou B and Greenhalgh S A. On the computation of elastic wave group velocity for a general anisotropic medium. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2004, 1(3): 205-215.
- [29] Zhou B and Greenhalgh S A. Raypath and traveltime computations for 2D transversely isotropic media with dipping symmetry axes. *Exploration Geophysics*, 2006, 37(2): 150-159.
- [30] Zhou B and Greenhalgh S A. Nonlinear traveltime inversion for 3D seismic tomography in strongly anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 2008, 172(1): 383-394.
- [31] Bai C Y. Three-dimensional Seismic Kinematic Inversion with Application to Reconstruction of the Velocity Structure of Rabaul Volcano[D]. University of Adelaide, Australia, 2004.
- [32] Bai C Y, Tang X P and Zhao R. 2-D/3-D multiply transmitted, converted and reflected arrivals in complex layered media with the modified shortest path method. *Geophysical Journal International*, 2009, 179(1): 201-214.
- [33] Bai C Y, Huang G J and Zhao R. 2-D/3-D irregular shortest-path raytracing for multiple arrivals and its applications. *Geophysical Journal International*, 2010, 183(3): 1596-1612.
- [34] 黄国娇, 白超英. 二维复杂层状介质中地震多波旅行时联合反演成像. *地球物理学报*, 2010, 53(12): 2972-2981.
Huang Guojiao, Bai Chaoying. Simultaneous inversion with multiple traveltimes within 2-D complex layered media. *Chinese Journal of Geophysics*, 2010, 53(12): 2972-2981.
- [35] 白超英, 黄国娇, 李忠生. 三维复杂层状介质中多震相旅行时联合反演成像. *地球物理学报*, 2011, 54(1): 182-192.
Bai Chaoying, Huang Guojiao, Li Zhongsheng. Simultaneous inversion combining multiple-phase travel times within 3D complex layered media. *Chinese Journal of Geophysics*, 2011, 54(1): 182-192.
- [36] Zhou B and Greenhalgh S A. Analytic expressions for the velocity sensitivity to the elastic moduli for the most general anisotropic media. *Geophysical Prospecting*, 2005, 53(4): 619-641.
- [37] Daley P F and Hron F. Reflection and transmission coefficients for transversely isotropic media. *Bulletin of Seismological Society of America*, 1977, 67(8): 661-675.
- [38] Bai C Y and Greenhalgh S. 3-D non-linear travel time tomography: Imaging high contrast velocity anomalies. *Pure and Applied Geophysics*, 2005, 162(11): 2029-2049.

(本文编辑: 宜明理)

作者简介



黄国娇 博士, 1987年生; 2009年本科毕业于长安大学地球物理系; 2012年、2014年分别获得长安大学地球探测与信息技术专业硕士、博士学位; 现在河海大学地球科学与工程学院从事教学与科研工作, 主要研究方向为地震正、反演方法及应用等。