中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 3 期: 299 ~ 314
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

岩石物理驱动的正交各向异性方位叠前地震反演方法

潘新朋[1], 张广智[1,2*], 印兴耀[1,2]
1. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580;
2. 海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266071
* 通讯作者, E-mail: zhanggz@upc.edu.cn

收稿日期: 2017-03-16; 接受日期: 2017-10-11; 网络版发表日期: 2018-01-04
国家自然科学基金项目(批准号: 41674130)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB228604、2014CB239201)、国家科技重大专项项目(编号: 2016ZX05027004-001、2016ZX05002005-009)、中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号: 15CX08002A、17CX06040)资助

摘要 基于长波长近似假设, 周期性薄互层中发育一组平行排列的垂直裂缝则可视为等效的正交各向异性介质. 岩石物理是构建裂缝参数与地震响应之间联系的基础, 地震散射理论是各向异性介质参数反演的有效途径. 文章提出了一种利用方位叠前地震数据实现正交各向异性裂缝储层Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数可靠预测的方法. 首先, 综合考虑矿物基质、孔隙、裂缝及各向异性岩石中流体替换的影响, 通过构建正交各向异性裂缝岩石物理等效模型, 实现正交各向异性刚度系数的估测, 进而预测储层测井数据的弹性参数、Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数, 为后续地震反演提供初始模型约束; 然后, 基于地震散射理论, 推导了面向Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数反演的正交各向异性介质纵波反射系数方程, 为后续地震反演奠定了理论基础; 最后, 发展了贝叶斯框架下的正交各向异性裂缝储层Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数AVAZ反演方法, 同时考虑柯西稀疏约束正则化和平滑模型约束正则化约束, 使用非线性的迭代重加权最小二乘策略实现正交各向异性特征参数的稳定估算. 模型和实际资料处理表明, 该方法能够稳定可靠地从方位叠前地震资料中获取正交各向异性特征参数, 为正交各向异性介质的特征参数预测提供了一种高可靠性的地震反演方法.

关键词 正交各向异性, 裂缝, 岩石物理, AVAZ反演

1 引言

地下裂缝是碳酸盐岩储层和非常规储层(页岩油气、致密油气)研究的重要部分, 不仅可以连通孤立的孔隙, 增加储层的有效孔隙度, 而且可以为油气运移提供通道, 提高储层的渗透率(Liu和Martinez, 2012; 陈怀震等, 2015). 研究表明, 各向同性背景介质中发育两组垂直正交的裂缝, 或具有垂直对称轴的横向各向同性(Transverse Isotropic with a Vertical symmetry axis, VTI)背景介质中发育一组平行排列或两组正交的垂直裂缝均可等效为正交各向异性介质(Orthorhombic/Orthogonal Anisotropic media, OA)(Schoenberg和Hel-

中文引用格式: 潘新朋, 张广智, 印兴耀. 2018. 岩石物理驱动的正交各向异性方位叠前地震反演方法. 中国科学: 地球科学, 48: 299–314, doi: 10.1360/N072017-00085
英文引用格式: Pan X P, Zhang G Z, Yin X Y. 2018. Azimuthally pre-stack seismic inversion for orthorhombic anisotropy driven by rock physics. Science China Earth Sciences, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9124-6

© 2018 《中国科学》杂志社

big, 1997; Tsvankin, 1997; Bakulin等, 2000b, 2002; Shaw和Sen, 2004; Bachrach, 2015). 正交各向异性介质中, 地震波传播方向的改变导致波速的变化, 即速度各向异性现象(Thomsen, 2002). 为了描述正交各向异性介质速度各向异性特征, Tsvankin(1997)基于弱各向异性理论(Thomsen, 1986), 引入了正交各向异性介质的弱各向异性特征参数. Schoenberg和Helbig(1997)基于VTI背景介质中发育一组平行排列的垂直裂缝假设, 使用裂缝弱度参数(Hsu和Schoenberg, 1993)定义了正交各向异性模型. Bakulin等(2000b)描述了两种正交各向异性模型中Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数的关系.

裂缝岩石物理的研究为利用地震数据进行裂缝储层预测搭建了有效的桥梁. 目前常用的裂缝岩石物理等效模型有Hudson(1981)的裂隙模型、Thomsen(1995)的等径孔隙模型和Schoenberg(1980, 1983)的线性滑动模型. 其中, Hudson模型假设裂缝分布稀疏, 呈薄硬币形状, 最先用于解释裂缝密度和方向对裂缝介质中地震波速度各向异性特征的影响; Thosmen模型同样假设裂缝为薄硬币状且稀疏分布, 是最早考虑裂缝与基质孔隙间流体流动效应的模型, 可定量表征流体流动效应对介质各向异性特征的影响; Schoenberg模型忽略裂缝的形状和结构, 将裂缝看为嵌入各向同性背景介质中的零厚度松软平面, 且无需限定裂缝密度, 在低频条件下假设跨越裂缝面的位移与作用于裂缝面上的应力呈线性关系. 一些学者对以上三种裂缝岩石物理模型进行了推广(Cheng, 1978, 1993; Chichinina等, 2009), 改善了上述模型中部分的过于理想的介质假设条件, 研究了地震波在介质等效模型中的传播特征. 另一方面, 以Biot理论(Biot, 1956a, 1956b)为代表的孔隙弹性波动理论和以Gassmann方程(Gassmann, 1951)为基础的流体替换理论开启了孔隙流体对地震波传播影响的研究, 前者研究了不同尺度下地震波的频散与衰减特征影响(Dvorkin和Nur, 1993; Parra, 1997; Yang和Zhang, 2000, 2002; Batzle等, 2006; Chapman, 2009; 巴晶, 2010; 唐晓明, 2011), 后者主要讨论地震频带内孔隙流体变化的影响(Brown和Korringa, 1975; Gurevich, 2003; Huang等, 2015). 综合考虑裂缝储层矿物基质、孔隙-裂缝及各向异性岩石中流体替换的影响, 构建正交各向异性介质裂缝岩石物理等效模型, 实现正交各向异性刚度系数的估测, 进而估测裂缝岩石速度以及Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数, 不仅弥补横波速度测井数据的缺失, 而且基于速度和各向异性参数的变化特征从测井数据上直接识别裂缝发育位置, 为后续地震反演结果验证提供依据.

基于Born或Rytov近似的弹性逆散射理论在勘探地球物理领域取得了较好的应用(Wu和Aki, 1985; Stolt和Weglein, 2012; Chen等, 2017). Shaw和Sen(2004, 2006)基于散射理论推导了不同等效介质模型假设的弱各向异性介质反射系数方程. 印兴耀等(2013)和Zong等(2015a, 2015b)从地震散射理论出发, 利用微扰理论和稳相法分别推导了面向孔隙流体参数及纵、横波质量因子反演的各向同性介质反射系数方程. 薛娇等(2015)基于Born近似, 推导了面向表征流体裂隙的广义裂缝弱度参数反演的准静态孔缝介质反射系数方程. 正交介质中地震波传播的复杂性导致反射系数方程推导过程的繁复性. Pšenčik和Martins(2001)使用弱各向异性理论(Thomsen, 1986), 推导了弱各向异性参数表征的任意等效介质模型假设的各向异性介质反射系数方程. Bachrach(2015)在Pšenčik和Martins(2001)推导的正交介质反射系数方程的基础上, 引入了两个新的各向异性梯度参数. 本文使用弹性逆散射原理推导了面向Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数反演的正交各向异性介质纵波反射系数方程.

随着宽方位地震采集与处理技术的成熟, 利用宽方位地震信息预测地下裂缝成为研究的热点. 基于方位地震反射振幅随入射角和方位角的变化(AVOZ, AVAZ或者AVOAZ, Amplitude Variation with Offset/Angle and Azimuth)的各向异性反演方法能够充分利用方位地震信息, 获取裂缝储层的各向异性参数, 实现裂缝储层裂缝发育特征的描述(Mallick等, 1998; Bakulin等, 2000a; Shaw和Sen, 2006; Bachrach等, 2009; Downton和Roure, 2015; Bachrach, 2015). 然而, 目前关于利用方位叠前地震数据直接估测正交各向异性介质Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数的研究较少. 本文使用面向Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数反演的正交各向异性介质纵波反射系数方程, 开展了柯西稀疏约束和平滑模型约束正则化条件下的正交各向异性介质Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数AVAZ直接反演方法的研究, 避免了原有的弹性参数地震反演结果向各向异性参数与裂缝弱度参数转换的误差, 而且综合利用岩石物理模型、测井数据及方位地震数据, 大大提高了地下裂缝预测的精度.

2　正交各向异性裂缝岩石物理等效模型

裂缝岩石物理模型是连接裂缝岩石弹性特征与裂缝参数(裂缝密度、裂缝对称轴及缝隙充填物类型等)的纽带，是从地震数据中进行裂缝特征描述的重要桥梁. 已知地下裂缝特征相当复杂，利用地震数据精确描述地下裂缝特征显得较为困难. 为了更好地描述地震波在裂缝型岩石中的传播特征，引入了裂缝等效介质理论(Liu和Martinez, 2012). 当裂缝尺度远小于地震波长时，发育大量裂缝的地下均匀各向同性的岩石可用均匀各向异性介质进行代替，利用等效介质理论分析裂缝对地震传播特征的影响. 参照Xu和White(1995)经典砂泥岩岩石物理模型的建立过程，我们开展了正交各向异性裂缝储层岩石物理等效模型的构建，基于岩石物理模型计算正交各向异性裂缝岩石的刚度系数矩阵，进而估算裂缝岩石的速度及各向异性参数与裂缝弱度参数.

正交各向异性裂缝等效岩石物理模型的构建主要包括几个部分: 矿物平均、裂缝干岩石骨架的形成, 以及各向异性岩石的流体替换(张广智等, 2013). 岩石物理模型构建步骤解析如下(图1).

2.1　VTI背景介质等效弹性模量的获取

使用Voigt-Reuss-Hill模型(Mavko等, 2009)计算混合矿物的弹性模量，然后使用Backus平均(Backus, 1962)混合VIT背景介质，计算最终的VTI背景介质等效弹性模量.

对于各向同性、完全弹性介质，可用Voigt-Reuss-Hill平均计算岩石的等效弹性模量:

$$M_{\mathrm{VRH}}=\frac{M_{\mathrm{V}}+M_{\mathrm{R}}}{2}, \tag{1}$$

式中，M_{V}与M_{R}分别表示基于Voigt模型和Reuss模型计算的矿物混合模量，M_{VRH}为混合矿物的弹性模量.

Backus(1962)指出，在长波极限下，VTI背景介质的等效刚度为

$$\boldsymbol{c}_{\mathrm{VTI}}^{b}=\begin{bmatrix} c_{11}^{b} & c_{12}^{b} & c_{13}^{b} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12}^{b} & c_{11}^{b} & c_{13}^{b} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13}^{b} & c_{13}^{b} & c_{33}^{b} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55}^{b} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55}^{b} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66}^{b} \end{bmatrix}, \tag{2}$$

式中，c_{ij}^{b}为求得的VTI背景介质的等效弹性刚度张量元素.

在弱各向异性假设条件下，Thomsen(1986)引入了一组描述VTI介质各向异性特征的参数:

$$\begin{aligned} &\varepsilon\equiv\frac{c_{11}^{b}-c_{33}^{b}}{2c_{33}^{b}},\gamma\equiv\frac{c_{66}^{b}-c_{55}^{b}}{2c_{55}^{b}}, \\ &\delta\equiv\frac{\left(c_{13}^{b}+c_{55}^{b}\right)^{2}-\left(c_{33}^{b}-c_{55}^{b}\right)^{2}}{2c_{33}^{b}\left(c_{33}^{b}-c_{55}^{b}\right)}\approx\frac{c_{13}^{b}+2c_{55}^{b}-c_{33}^{b}}{c_{33}^{b}}. \end{aligned} \tag{3}$$

2.2　考虑孔隙的“干”骨架等效弹性模量的求取

利用各向异性SCA-DEM模型(Hornby等, 1994)向VTI背景介质中加入孔隙系统, 得到考虑孔隙的“干”骨架弹性模量.

由于背景基质等效为VTI介质，因此常用添加孔隙的各向同性模型不再适用. Hornby等(1994)将各向同性的SCA模型推广到各向异性介质，将考虑孔隙的“干”骨架等效弹性刚度张量$\boldsymbol{c}^{\mathrm{SCA}}$表示为

$$\begin{aligned} \boldsymbol{c}^{\mathrm{SCA}}&=\sum_{n=1}^{N}v_n\boldsymbol{c}^{n}\boldsymbol{K}^{*n}\left\{\sum_{p=1}^{N}v_p\boldsymbol{K}^{*p}\right\}^{-1} \\ &=\sum_{n=1}^{N}v_n\boldsymbol{c}^{n}\left(\boldsymbol{I}+\widehat{G}\left(\boldsymbol{c}^{n}-\boldsymbol{c}^{\mathrm{SCA}}\right)\right)^{-1} \\ &\times\left\{\sum_{p=1}^{N}v_p\left(\mathbf{I}+\widehat{G}\left(\boldsymbol{c}^{p}-\boldsymbol{c}^{\mathrm{SCA}}\right)\right)^{-1}\right\}^{-1}, \end{aligned} \tag{4}$$

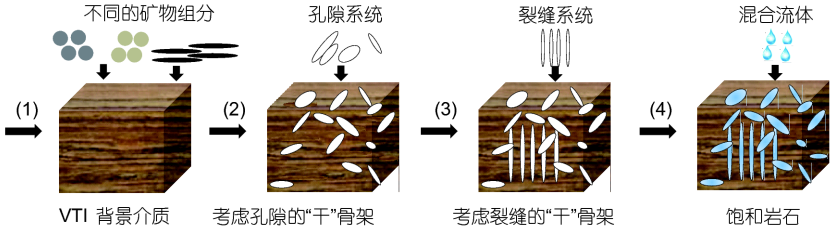

图 1　正交各向异性裂缝岩石物理等效模型构建流程

式中，$\boldsymbol{c}^n$、v_n分别为第n种组分的弹性刚度张量及体积分数，$\boldsymbol{K}^{*n}$为联系复合材料平均应力与内部各相平均应变的张量，张量$\widehat{\boldsymbol{G}}$是与包含物纵横比有关的参数，$\boldsymbol{I}$是单位张量.

由于添加的是连通孔隙，为确保介质在任意孔隙度时的双相连通性，需将SCA模型与DEM模型结合使用. 因此，首先使用SCA模型计算孔隙度较高的有效介质弹性模量，然后使用DEM模型逐渐加入固体矿物减小孔隙度到指定值，最终计算新的等效介质的弹性模量，可用差分方程表示为

$$\begin{aligned}&\frac{d}{dv}(\boldsymbol{c}^{\mathrm{DEM}}(v))\\&=\frac{1}{1-v}(\boldsymbol{c}^i-\boldsymbol{c}^{\mathrm{DEM}}(v))\times[\boldsymbol{I}+\widehat{G}(\boldsymbol{c}^i-\boldsymbol{c}^{\mathrm{DEM}}(v))]^{-1},\end{aligned}\tag{5}$$

式中，$\boldsymbol{c}^{\mathrm{DEM}}$表示由各向异性DEM模型求得的等效介质刚度张量，$v$为包含物的体积含量，$\boldsymbol{c}^i$为包含物的弹性刚度张量. 该方程可通过Runge-Kutta方法求取数值解.

本文中假设岩石孔隙为具有单一纵横比的理想椭球体，将其纵横比看作自由参数，以实测纵波速度为约束条件进行求取，即将模型计算的纵波速度与测井实测纵波速度相比较，其建立的反演目标函数为

$$\left\|v_P^M-v_P^E\right\|=\left\|v_P^M-f\left(\phi,\alpha,\widehat{G},S_w,\rho\right)\right\|,\tag{6}$$

式中，v_P^M与v_P^E分别表示实测和计算的纵波速度，ϕ为孔隙度，S_w为含水饱和度，ρ为岩石密度. 根据岩芯分析和测井解释结果，通过最小二乘法来寻找使二者误差足够小的最佳的等效孔隙纵横比.

2.3 考虑裂缝的“干”骨架等效弹性模量的求取

在弱各向异性假设的条件下(Thomsen, 1986)，利用Hudson模型(Hudson, 1981)与Schoenberg线性滑移模型(Schoenberg, 1980, 1983)向VTI背景介质中加入垂直裂缝系统，构建正交各向异性等效介质模型，得到考虑裂缝的“干”骨架弹性模量.

裂缝弱度参数是储层裂缝描述的特征参数，有助于指导地下的裂缝识别. Hsu和Schoenberg(1993)引入了一组无量纲的描述裂缝的特征参数:

$$\begin{aligned}&0\le\delta_N\equiv\frac{M_{\mathrm{b}}Z_N}{1+M_{\mathrm{b}}Z_N}<1,\\&0\le\delta_V\equiv\frac{\mu_{\mathrm{b}}Z_V}{1+\mu_{\mathrm{b}}Z_V}<1,\\&0\le\delta_H\equiv\frac{\mu_{\mathrm{b}}Z_H}{1+\mu_{\mathrm{b}}Z_H}<1,\end{aligned}\tag{7}$$

式中，M_{b}与μ_{b}表征背景介质的纵波模量与横波模量；三个正定的裂缝参数Z_N、Z_V与Z_H分别表征法向裂缝柔度、垂直切向裂缝柔度及水平切向裂缝柔度；δ_N、δ_V与δ_H分别表征法向裂缝弱度、垂直切向裂缝弱度及水平切向裂缝弱度.

因此，VTI背景介质中发育一组平行排列的垂直裂缝的等效正交各向异性介质的刚度矩阵可用裂缝弱度参数表示为(Bakulin等, 2000b):

$$\boldsymbol{c}_{OA}=\begin{bmatrix}c_{11}^b(1-\delta_N) & c_{12}^b(1-\delta_N) & c_{13}^b(1-\delta_N) & 0 & 0 & 0\\ c_{12}^b(1-\delta_N) & c_{11}^b\left(1-\dfrac{\left(c_{12}^b\right)^2}{\left(c_{11}^b\right)^2}\delta_N\right) & c_{13}^b\left(1-\dfrac{c_{12}^b}{c_{11}^b}\delta_N\right) & 0 & 0 & 0\\ c_{13}^b(1-\delta_N) & c_{13}^b\left(1-\dfrac{c_{12}^b}{c_{11}^b}\delta_N\right) & c_{33}^b\left(1-\dfrac{\left(c_{13}^b\right)^2}{c_{11}^bc_{33}^b}\delta_N\right) & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & c_{55}^b & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55}^b(1-\delta_V) & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66}^b(1-\delta_H)\end{bmatrix}.\tag{8}$$

2.4　饱和岩石等效弹性模型的计算

选取Wood公式(Wood, 1955)计算不同类型流体混合后的模量和密度，然后使用Brown-Korringa方程(Brown和Korringa, 1975)将混合流体加入构建的考虑孔隙与裂缝的“干”骨架中，计算饱和岩石弹性模量, 进而计算正交各向异性等效介质的速度及各向异性特征参数.

Brown和Korringa(1975)研究了各向异性岩石的流体替换, 得到饱和流体岩石等效模量s_{ijkl}^{sat}:

$$s_{ijkl}^{\mathrm{sat}}=s_{ijkl}^{\mathrm{dry}}-\frac{\left(s_{ijaa}^{\mathrm{dry}}-s_{ijaa}^{0}\right)\left(s_{bbkl}^{\mathrm{dry}}-s_{bbkl}^{0}\right)}{\phi\left(\beta_{\mathrm{fl}}-\beta_{0}\right)+\left(s_{ccdd}^{\mathrm{dry}}-s_{ccdd}^{0}\right)}, \tag{9}$$

式中，s_{ijkl}^{dry}、s_{ijkl}^{sat}分别为干岩石和饱和岩石的等效柔度张量元素，s_{ijkl}^{0}为矿物的柔度张量元素，β_{fl}和β_0分别为流体和矿物的压缩系数, ϕ是孔隙度.

通过构建正交各向异性介质裂缝岩石物理等效模型, 实现正交各向异性刚度系数的估测, 进而估测裂缝岩石速度以及Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数. 通过实测速度与估测速度的对比, 及相应成像测井资料解释结果, 可验证方法的有效性. 结合测井解释信息, 可进一步进行裂缝发育位置的分析, 为地震反演或者解释提供帮助和指导.

3　面向正交各向异性特征参数的AVAZ反演

3.1　含正交各向异性特征参数的纵波反射系数方程

基于一阶扰动理论，正交各向异性介质刚度矩阵$\boldsymbol{c}_{OA}$可认为是VTI背景介质刚度矩阵$\boldsymbol{c}_{VTI}^{b}$与裂缝扰动介质刚度矩阵$\Delta\boldsymbol{c}_f$的叠加，而VTI背景介质的刚度矩阵又可认为是均匀各向同性背景介质矩阵$\boldsymbol{c}_{iso}^{b}$与各向同性扰动介质矩阵$\Delta\boldsymbol{c}_{iso}$及VTI扰动介质矩阵$\Delta c_{\mathrm{VTI}}$的叠加. 因此, 等效的正交各向介质刚度矩阵可表征为

$$\boldsymbol{c}_{OA}=\boldsymbol{c}_{iso}^{b}+\Delta\boldsymbol{c}_{iso}+\Delta\boldsymbol{c}_{\mathrm{VTI}}+\Delta\boldsymbol{c}_{f}. \tag{10}$$

也即,

$$\boldsymbol{c}_{iso}^{b}=M_b\begin{bmatrix}1 & 1-2g & 1-2g & 0 & 0 & 0\\ 1-2g & 1 & 1-2g & 0 & 0 & 0\\ 1-2g & 1-2g & 1 & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & g & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & g & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & g\end{bmatrix}, \tag{11a}$$

$$\Delta\boldsymbol{c}_{iso}=\begin{bmatrix}\Delta M & \Delta M-2\Delta\mu & \Delta M-2\Delta\mu & 0 & 0 & 0\\ \Delta M-2\Delta\mu & \Delta M & \Delta M-2\Delta\mu & 0 & 0 & 0\\ \Delta M-2\Delta\mu & \Delta M-2\Delta\mu & \Delta M & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & \Delta\mu & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta\mu & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta\mu\end{bmatrix}, \tag{11b}$$

$$\Delta\boldsymbol{c}_{VTI}=M_b\begin{bmatrix}2\Delta\varepsilon & 2\varepsilon-4g\Delta\gamma & \Delta\delta & 0 & 0 & 0\\ 2\Delta\varepsilon-4g\Delta\gamma & 2\Delta\varepsilon & \Delta\delta & 0 & 0 & 0\\ \Delta\delta & \Delta\delta & 0 & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2g\Delta\gamma\end{bmatrix}, \tag{11c}$$

$$\Delta\boldsymbol{c}_{f}=-M_b\begin{bmatrix}\Delta\delta_N & (1-2g)\Delta\delta_N & (1-2g)\Delta\delta_N & 0 & 0 & 0\\ (1-2g)\Delta\delta_N & (1-2g)^2\Delta\delta_N & (1-2g)^2\Delta\delta_N & 0 & 0 & 0\\ (1-2g)\Delta\delta_N & (1-2g)^2\Delta\delta_N & (1-2g)^2\Delta\delta_N & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & g\Delta\delta_V & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & g\Delta\delta_H\end{bmatrix}, \tag{11d}$$

式中, ΔM与$\Delta\mu$分别表示界面两侧纵波模量与横波模量的差值; $g \equiv \mu_b / M_b = \beta_b^2 / \alpha_b^2$表示背景横、纵波速度的平方比; $\Delta\varepsilon$、$\Delta\delta$与$\Delta\gamma$分别表示界面两侧Thomsen各向异性参数的差值; $\Delta\delta_N$、$\Delta\delta_V$与$\Delta\delta_H$分别表示界面两侧裂缝弱度参数的差值.

在弱散射假设条件下, 基于Born近似和稳相法, 则正交各向异性介质纵波反射系数可表示为(Shaw和Sen, 2004):

$$R_{PP} = \frac{1}{4\rho_b \cos^2\theta} \boldsymbol{S}(\boldsymbol{r}_0), \tag{12}$$

式中, θ是入射角; $\boldsymbol{r}_0$是水平界面一点, 而$\boldsymbol{S}(\boldsymbol{r}_0)$表征散射函数, 表示为

$$\boldsymbol{S}(\boldsymbol{r}_0) = \Delta\rho\xi + \Delta\boldsymbol{C}\eta_{mn}, \tag{13}$$

式中, $\xi = \boldsymbol{t}_i \boldsymbol{t}'_i\big|_{r=r_0}$, $\eta_{mn} = \boldsymbol{t}'_i \boldsymbol{p}'_j \boldsymbol{t}_k \boldsymbol{p}_l\big|_{r=r_0}$, $\boldsymbol{p}$和$\boldsymbol{t}$分别表示慢度矢量和极化矢量(详见Shaw和Sen, 2006); 符号Δ表示弹性模量的扰动量, $\Delta\rho$与$\Delta\boldsymbol{C}$分别表示密度参数及刚度系数扰动量.

在此基础上, 我们推导了线性化的含Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数的正交各向异性特征参数纵波反射系数方程(详见网络版附录A, http://earthcn.scichina.com):

$$\begin{aligned} R_{PP}(\theta,\phi) = {} & \frac{\sec^2\theta}{4}\frac{\Delta M}{M_b} - 2g\sin^2\theta\frac{\Delta\mu}{\mu_b} + \left(\frac{1}{2} - \frac{\sec^2\theta}{4}\right)\frac{\Delta\rho}{\rho_b} + \frac{\sin^2\theta\tan^2\theta}{2}\Delta\varepsilon + \frac{\sin^2\theta}{2}\Delta\delta \\ & - \frac{\sec^2\theta}{4}\left[2g\sin^2\theta\sin^2\phi + 2g\cos^2\theta - 1\right]^2\Delta\delta_N + g\sin^2\theta\cos^2\phi\Delta\delta_V - g\sin^2\theta\tan^2\theta\sin^2\phi\cos^2\phi\Delta\delta_H, \end{aligned} \tag{14}$$

式中, ϕ为方位角. 该方程建立了正交各向异性介质纵波反射系数与Thomsen弱各向异性参数和裂缝弱度参数间的直接关系. 当介质为均匀各向同性介质时, 该方程退化为各向同性介质的纵波反演系数方程(宗兆云等, 2012). 同样地, 当介质分别为VTI介质或HTI介质时, 方程也均可退化为相应各向异性介质的纵波反射系数方程(Rüger, 1996; Shaw和Sen, 2006).

3.2 正交各向异性特征参数贝叶斯AVAZ反演方法

AVO/AVA反演可在贝叶斯框架下实施(Buland和Omre, 2003), 同样地, AVAZ反演也可使用贝叶斯反演理论. 以方程(14)为基础, 在贝叶斯反演框架下, 假设待反演弹性参数、Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数服从柯西稀疏分布, 该分布假设可最大限度提高反演分辨率(Alemie和Sacchi, 2011), 并假设似然函数服从高斯分布, 同时在反演目标函数中加入平滑初始模型约束, 通过初始模型建立各道去相关矩阵, 消除待反演参数间的互相关性, 建立OA-AVAZ方位叠前地震反演方法, 具体反演流程如图2所示.

贝叶斯框架下, AVAZ反演中待反演参数的后验概率分布$p(\boldsymbol{m}|\boldsymbol{d})$可表示为先验概率$p(\boldsymbol{m})$与似然函数$p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m})$的联合分布:

$$p(\boldsymbol{m}|\boldsymbol{d}) = \frac{p(\boldsymbol{m})p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m})}{\int p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m})d\boldsymbol{m}} \propto p(\boldsymbol{m})p(\boldsymbol{d}|\boldsymbol{m}), \tag{15}$$

式中, $p(\bullet)$表征概率密度函数(Probability Density Function, PDF), $\boldsymbol{m}$表征待反演参数, 即弹性参数M、μ、ρ的反射系数, Thomsen弱各向异性参数ε、δ以及裂缝弱度参数δ_N, δ_V、δ_H的差值, $\boldsymbol{d}$表征观测地震数据样本.

贝叶斯估计由带噪音的方位叠前部分角度叠加道集数据$\boldsymbol{D}$估计待反演参数矩阵$\overline{\boldsymbol{R}}'$. 假设似然函数服从高斯分布为

$$p(\boldsymbol{D}|\overline{\boldsymbol{R}}') = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_n}\exp\left[\frac{-\left(\boldsymbol{D} - \overline{\boldsymbol{G}}'\overline{\boldsymbol{R}}'\right)^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{D} - \overline{\boldsymbol{G}}'\overline{\boldsymbol{R}}'\right)}{2\sigma_n^2}\right], \tag{16}$$

式中, $p(\boldsymbol{D}|\overline{\boldsymbol{R}}')$为似然函数, σ_n^2为噪音方差, 可先统计初始模型正演记录与实际资料的残差的方差作为初始值, 在迭代过程中微调更新, n为数据采样点数, $\overline{\boldsymbol{G}}'$为去相关子波矩阵(Alemie和Sacchi, 2011), 该矩阵中包含了方程(14)中待反演参数反射系数及差值的加权系数, 同时受到入射角、方位角及子波的影响.

相比高斯分布, 待反演参数的柯西先验分布在提高反演分辨能力等方面更有优势, 因此, 我们假设待反演参数服从柯西分布:

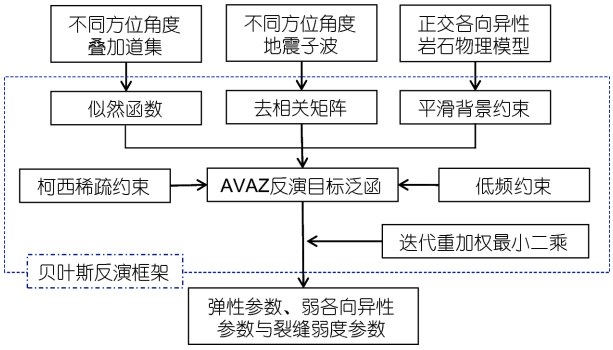

图 2　贝叶斯框架下的OA-AVAZ方位叠前地震反演流程图

$$p(\boldsymbol{R}') = \frac{1}{(\pi\sigma_m)^M}\prod_{i=1}^{M}\left[\frac{1}{1+\boldsymbol{R}'^{\,2}_i/\sigma_m^2}\right], \tag{17}$$

式中, M为模型参数个数, σ_m^2为待反演参数方差, 在实际应用中可通过测井曲线统计获得. 因此, 参数后验PDF为

$$p\left(\boldsymbol{R}',\sigma_n|\boldsymbol{D}\right) \propto \prod_{i=1}^{M}\left[\frac{1}{1+\boldsymbol{R}'^{\,2}_i/\sigma_m^2}\right] \times\exp\left[\frac{-\left(\boldsymbol{D}-\overline{\boldsymbol{G}}'\boldsymbol{R}'\right)^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{D}-\overline{\boldsymbol{G}}'\boldsymbol{R}'\right)}{2\sigma_n^2}\right]. \tag{18}$$

最大化后验PDF得到初始目标函数为

$$F(\boldsymbol{R}') = (\boldsymbol{D}-\overline{\boldsymbol{G}}'\boldsymbol{R}')^{\mathrm{T}}(\boldsymbol{D}-\overline{\boldsymbol{G}}'\boldsymbol{R}') +2\sigma_n^2\sum_{i=1}^{M}\ln\left(1+\boldsymbol{R}'^{\,2}_i/\sigma_m^2\right). \tag{19}$$

由于地震数据的低频分量相对较弱, 易受噪音影响, 平滑模型约束正则化能够补充反演参数的低频信息, 提高其稳定性及横向连续性. 对目标方程(19)添加平滑模型约束正则化项, 得

$$F(\boldsymbol{R}') = (\boldsymbol{D}-\overline{\boldsymbol{G}}'\boldsymbol{R}')^{\mathrm{T}}(\boldsymbol{D}-\overline{\boldsymbol{G}}'\boldsymbol{R}') +2\sigma_n^2\sum_{i=1}^{M}\ln\left(1+\boldsymbol{R}'^{\,2}_i/\sigma_m^2\right)+\zeta, \tag{20}$$

式中,

$$\begin{aligned}\zeta = {}&\lambda_M\left\|\Gamma_M - PM_r\right\|_2^2 + \lambda_\mu\left\|\Gamma_\mu - P\mu_r\right\|_2^2\\ &+\lambda_\rho\left\|\Gamma_\rho - P\rho_r\right\|_2^2 + \lambda_\varepsilon\left\|\varepsilon-\varepsilon_0\right\|_2^2 + +\lambda_\delta\left\|\delta-\delta_0\right\|_2^2\\ &+\lambda_{\delta_N}\left\|\delta_N-\delta_N^0\right\|_2^2 + \lambda_{\delta_V}\left\|\delta_V-\delta_V^0\right\|_2^2 + \lambda_{\delta_H}\left\|\delta_H-\delta_H^0\right\|_2^2.\end{aligned} \tag{21}$$

$\lambda_i(i=M,\mu,\rho,\varepsilon,\delta,\delta_N,\delta_V,\delta_H)$为弹性参数与正交各向异性特征参数平滑模型约束的正则化参数; $P=\int_{t_0}^{t}\mathrm{d}\tau$表示积分算子矩阵; M_r、μ_r与ρ_r分别表示纵、横波模量及密度参数的反射系数; $\Gamma_M = 1/2\ln(M/M_b)$, $\Gamma_\mu = 1/2\ln(\mu/\mu_b)$, $\Gamma_\rho = 1/2\ln(\rho/\rho_b)$; ε_0、δ_0、δ_N^0、δ_V^0与δ_H^0分别表示Thomsen弱各向异性参数与裂缝弱度参数的初始模型, 可由正交各向异性岩石物理等效模型估算的结果建立.

柯西先验分布的引入使得方程(20)具有弱非线性, 可采用重加权最小二乘反演方法(Iteratively Re-weighted Least Squares, IRLS)进行优化求解(Daubechies等, 2010).

综上所述, 本文提出的岩石物理驱动的正交各向异性方位叠前地震反演方法主要分为以下几步:

(1) 根据图1所示的正交各向异性裂缝岩石物理等效模型构建流程, 使用声波测井曲线、密度曲线、孔隙度曲线、泥质含量曲线及含水饱和度曲线等常规测井解释数据, 首先使用V-R-H模型(Mavko等, 2009)及Backus平均公式(Backus, 1962)计算VTI背景介质的等效模量, 然后使用各向异性SCA-DEM模型(Hornby等, 1994)计算考虑孔隙的"干"骨架弹性模量, 接着利用Hudson模型(Hudson, 1981)与Schoenberg线性滑移模型(Schoenberg, 1980, 1983)计算考虑裂缝的"干"骨架弹性模量, 最后使用Wood公式(Wood, 1955)和B-K方程(Brown和Korringa, 1975)计算饱和流体的正交各向异性介质刚度矩阵, 进而实现纵、横波速度参数与Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数等正交各向异性特征参数的估测, 进而构建弹性模量及正交各向异性特征参数地震反演的初始约束模型;

(2) 根据网络版附录A所示的推导方法, 实现面向Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数等正交各向异性特征参数的纵波反射系数方程的推导(式(14)), 建立正交各向异性介质纵波反射系数与Thomsen弱各向异性参数和裂缝弱度参数间的直接关系;

(3) 根据图2所示的贝叶斯框架下的OA-AVAZ地震反演流程图, 在贝叶斯框架下, 基于柯西稀疏约束与平滑初始模型约束正则化(式(20)), 采用重加权最小二乘迭代算法实现Thomsen弱各向异性参数和裂缝弱度参数等正交各向异性特征参数的方位叠前地震

预测.

4 模型试算与实际资料处理

4.1 模型试算

基于建立的正交各向异性岩石物理等效模型，本文首先使用某工区测井工作人员测井解释得到的A井测井解释曲线，包括声波测井曲线、密度曲线、孔隙度曲线、泥质含量曲线及含水饱和度曲线等(图3)，实现了纵、横波速度参数与Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数等正交各向异性特征参数(图4)的估测. 从图4中可以看出, 利用岩石物理等效模型估测的纵、横波速度与测井速度之间吻合较好, 误差较小, 满足应用要求. 同时, 通过分析估测的正交各向异性特征参数及速度值的变化，可大致从测井数据上识别地下裂缝

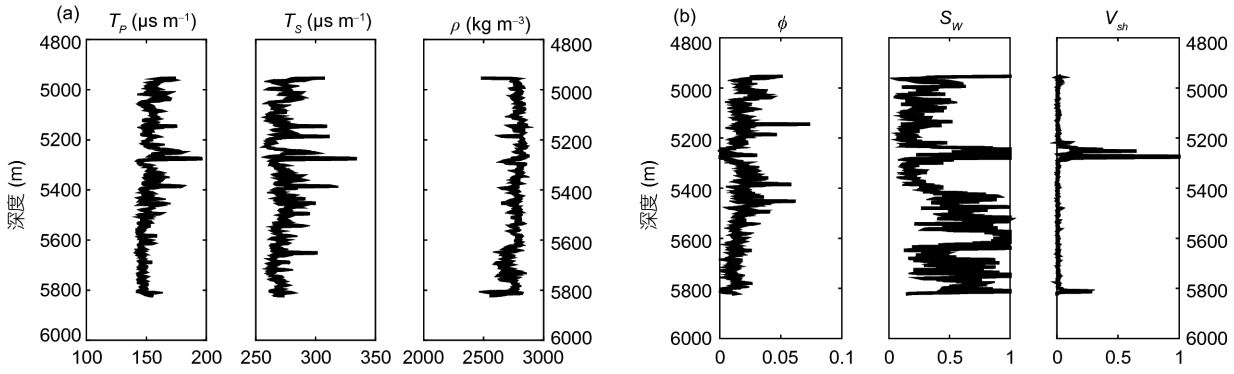

图 3　测井解释数据

(a) 纵波时差、横波时差及密度信息; (b) 孔隙度、含水饱和度及泥质含量信息

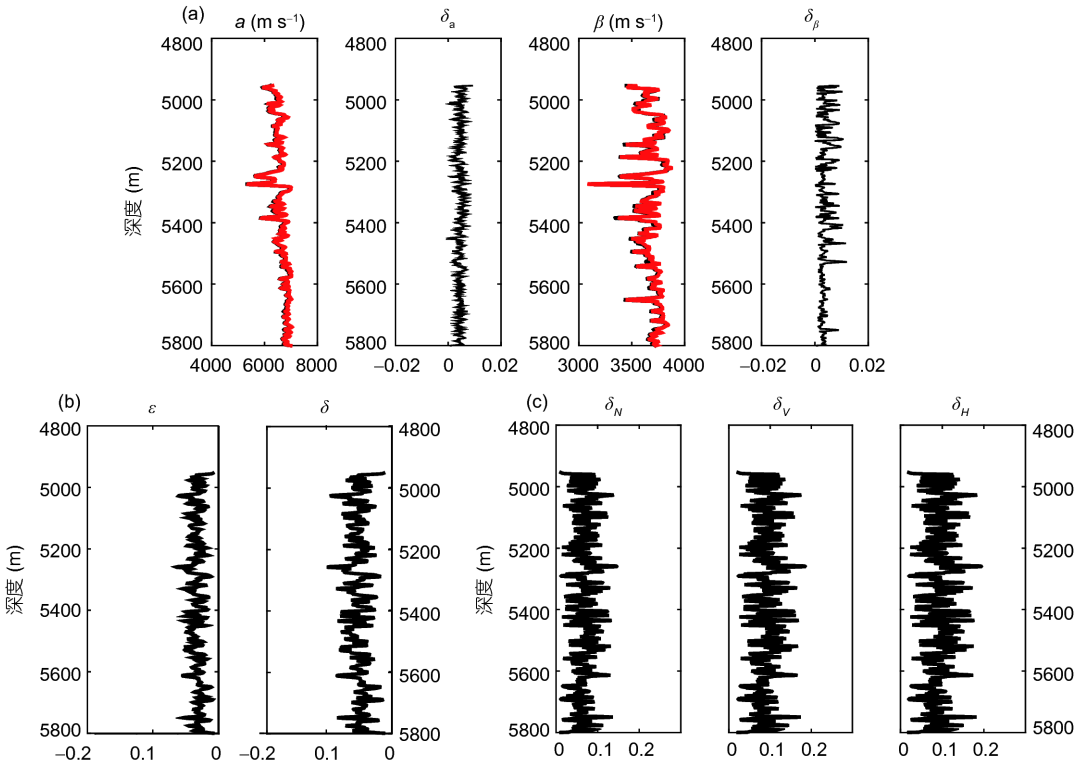

图 4　基于正交各向异性岩石物理等效模型估算的弹性参数及各向异性特征参数信息

(a) 纵、横波速度估测结果(红线)与测井结果(黑线)对比及其相对误差; (b) Thomsen弱各向异性参数估测值; (c) 裂缝弱度参数估测值

位置. 结合本地区地质条件及成像测井结果可知, 含气裂缝发育区域其纵横波速度降低, Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数升高.

为了验证正交各向异性方位地震反演的可行性与稳定性, 本文采用单井模型进行验证. 模型测试使用主频35Hz的Ricker子波. 图5是通过模型正演得到的无噪及含噪角度域叠前方位合成道集, 图6~8分别是相应方位道集的反演结果, 其中黑色曲线为某工区通过实际测井资料解释结果计算并通过深时转换得到的时间域纵、横波模量及密度弹性参数曲线, Thomsen弱各向异性参数曲线, 及裂缝弱度参数曲线, 绿色曲线为初始背景模型, 红色曲线为反演结果. 反演结果表明, 在无噪及适当噪音的情况下, 弹性参数与正交各向异性特征参数的反演结果与真实值仍有较高的吻合度, 平均相对误差(真实值与模型值的差相对真实值的变化)均在3%以内, 证明了方法的稳定性. 从反演精度而言,

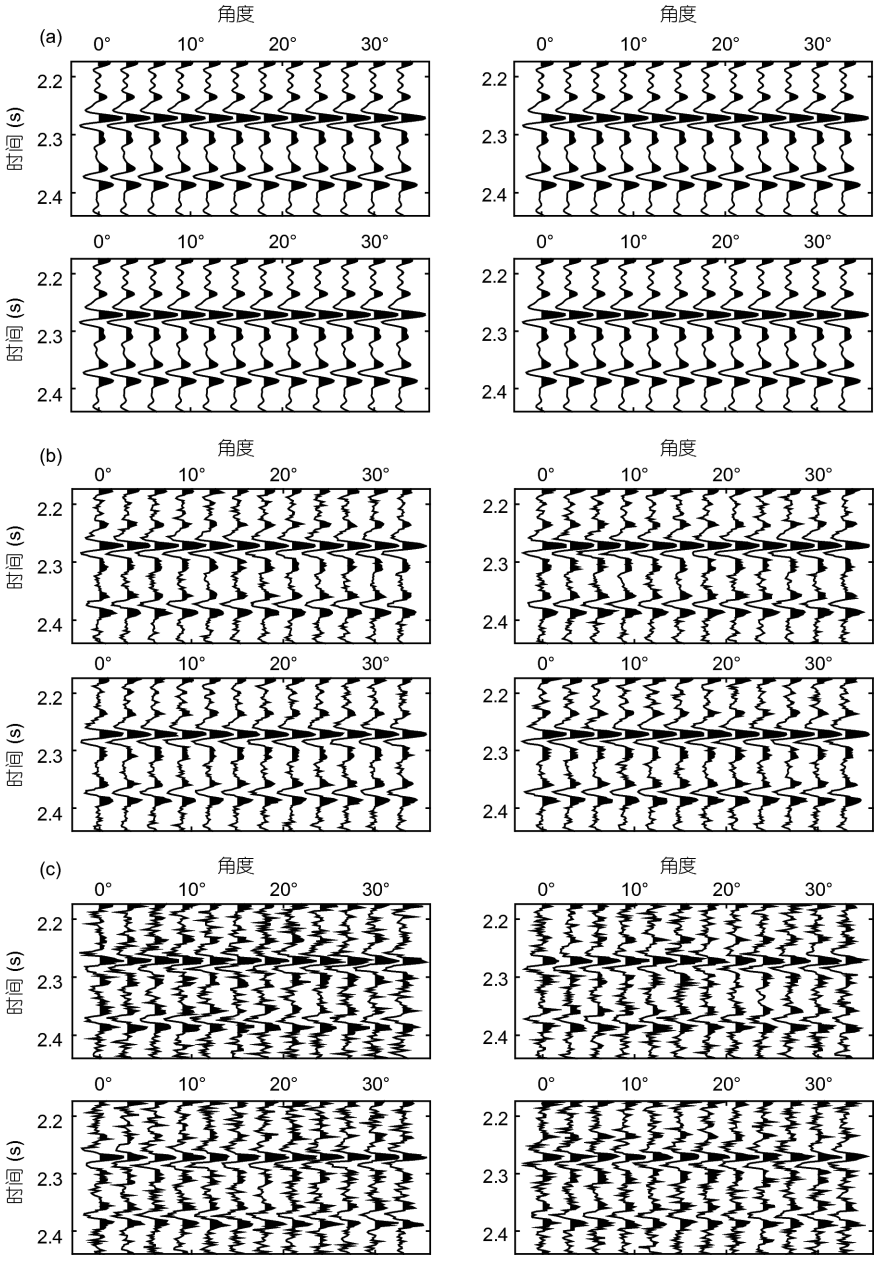

图 5　不同方位角的角度域合成地震记录

(a) 无噪音; (b) 信噪比为5:1; (c) 信噪比为2:1

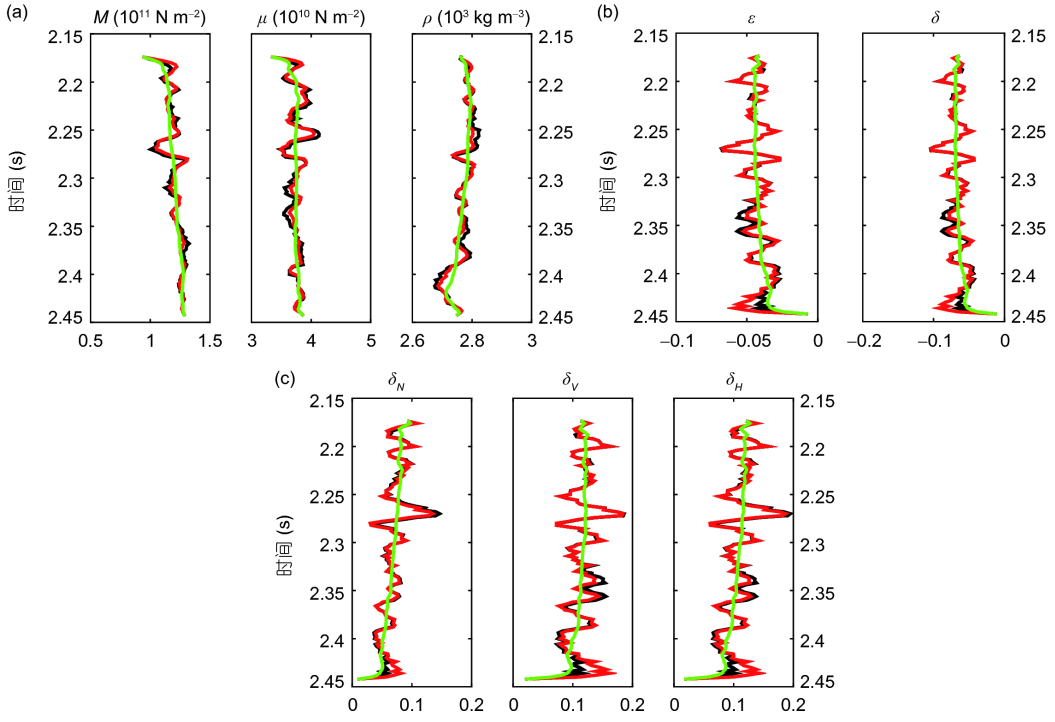

图 6　无噪音情况下弹性参数及正交各向异性特征参数实际模型(黑线)、初始模型(绿线)及反演结果(红线)

(a) 纵、横波模量及密度弹性参数反演结果; (b) Thomsen弱各向异性特征参数反演结果; (c) 裂缝弱度参数反演结果

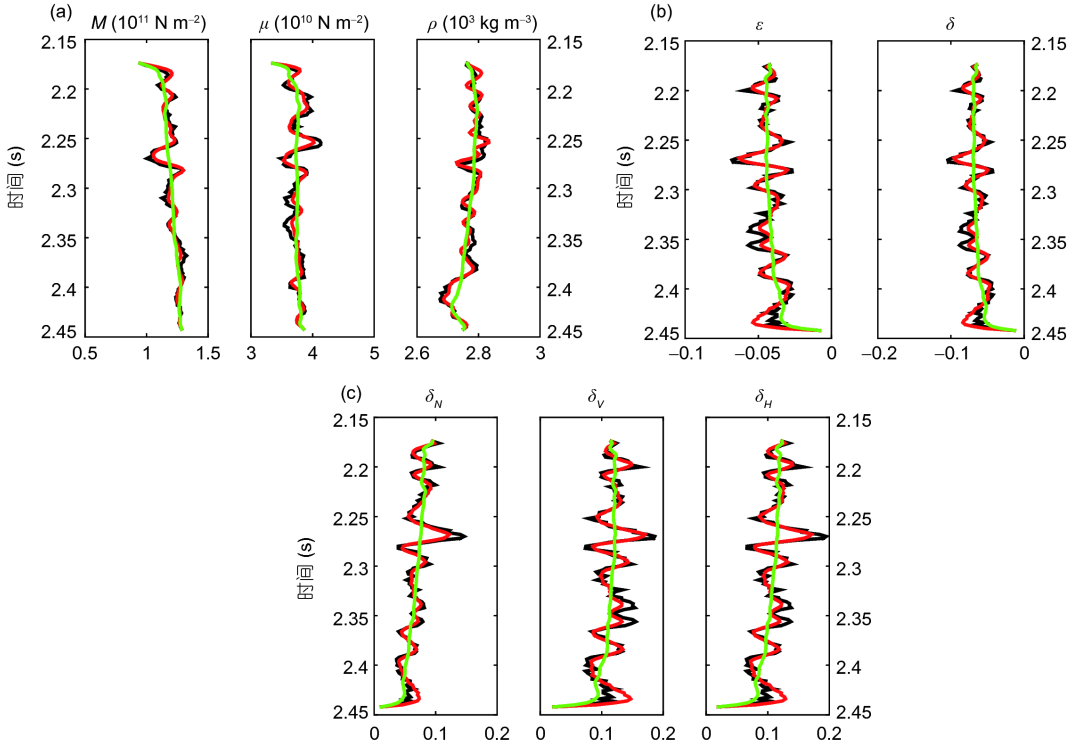

图 7　信噪比为5:1情况下弹性参数及正交各向异性特征参数实际模型(黑线)、初始模型(绿线)及反演结果(红线)

(a) 纵、横波模量及密度弹性参数反演结果; (b) Thomsen弱各向异性特征参数反演结果; (c) 裂缝弱度参数反演结果

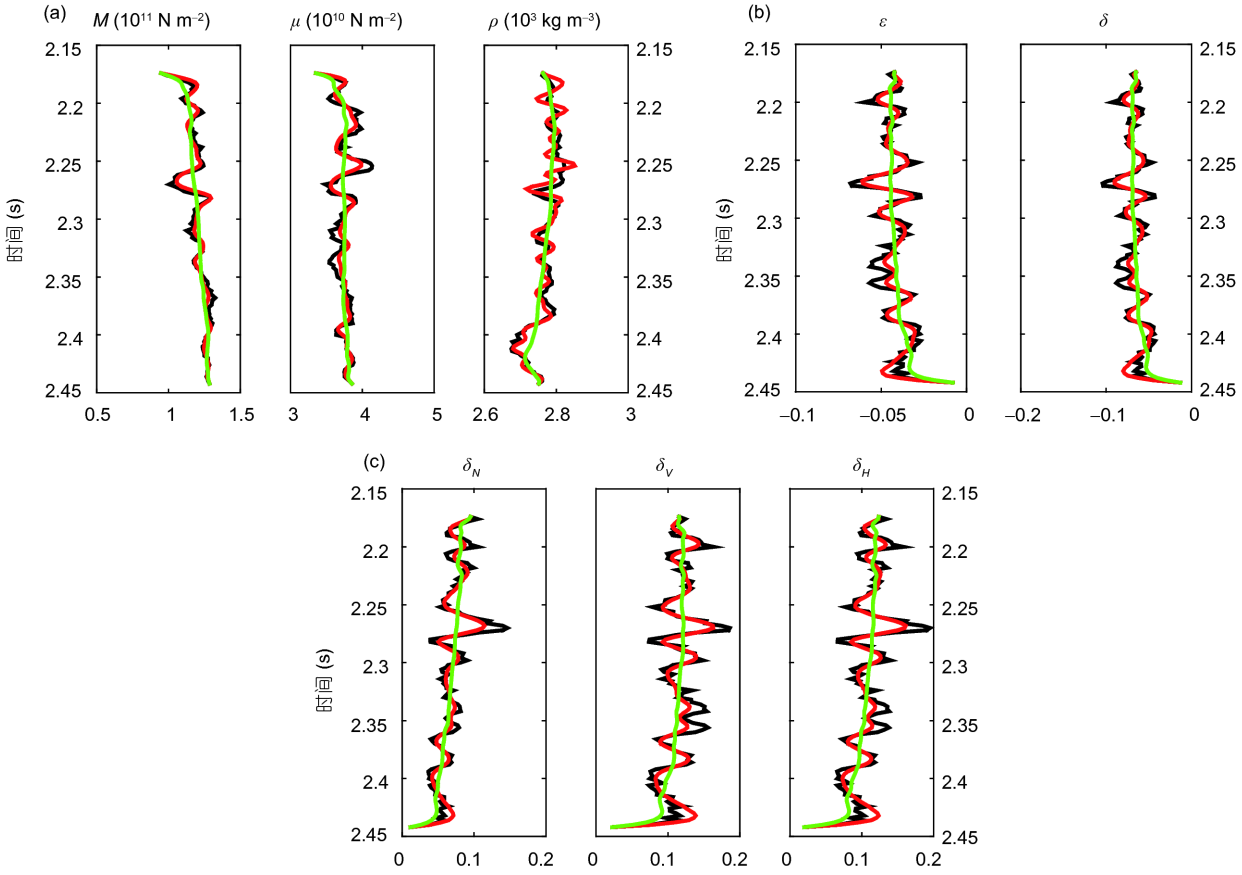

图 8　**信噪比为2:1情况下弹性参数及正交各向异性特征参数实际模型(黑线)、初始模型(绿线)及反演结果(红线)**

(a) 纵、横波模量及密度弹性参数反演结果; (b) Thomsen弱各向异性特征参数反演结果; (c) 裂缝弱度参数反演结果

由于密度项对纵波反射系数的贡献较小，密度参数相较纵波模量与横波模量反演精度较低. 同时，由于方位叠前信息的使用，裂缝弱度参数相较Thomsen弱各向异性参数反演精度较高. 图9是使用不同信噪比反演结果合成的数据与原始地震道集的对比，结果表明，两种误差相对较小.

4.2　实际资料处理

实际方位地震道集来自中国四川盆地某勘探工区，储层气藏具有多期成藏特点，属于构造调整气藏，且横向上储层连续性较好，总体属低孔、低渗性裂缝储层. 目标储层为含气层，主要岩性为较厚的灰色白云岩. 反演试处理之前，需对地震数据保幅处理，包括精细的波前扩散补偿、反Q滤波、地表一致性处理、叠前去噪、去除多次波等，且在划分方位时应保证各个方位具有足够的覆盖次数以保证资料信噪比，且各个方位覆盖次数应尽可能均匀. 处理后的过井A和B四个方位的小、中、大角度部分叠加道集剖面如图10所示，入射角分别为5°(叠加范围为0°~10°)，15°(叠加范围为10°~20°)及25°(叠加范围为20°~30°)，方位角分别为22.5°(叠加范围为0°~45°)，67.5°(叠加范围为45°~90°)，112.5°(叠加范围为90°~135°)及157.5°(叠加范围为135°~180°). 如图10a所示，黑色实线为井A和B所在位置，红色椭圆表征含气储层，且在储层位置处，存在明显的振幅异常. 反演初始模型由井A经岩石物理等效模型估算的纵、横波模量、密度弹性参数和Thomsen弱各向异性参数、裂缝弱度参数等正交各向异性特征参数曲线建模平滑获取，图11~13为采用本文发展的贝叶斯框架下正交各向异性方位地震反演方法得到的相应参数的反演结果剖面，井A处红色虚线椭圆为裂缝型气藏发育区，井B处红色矩形为优质产气区域，用于测试气产量，验证反演结果的有效性. 从反演结

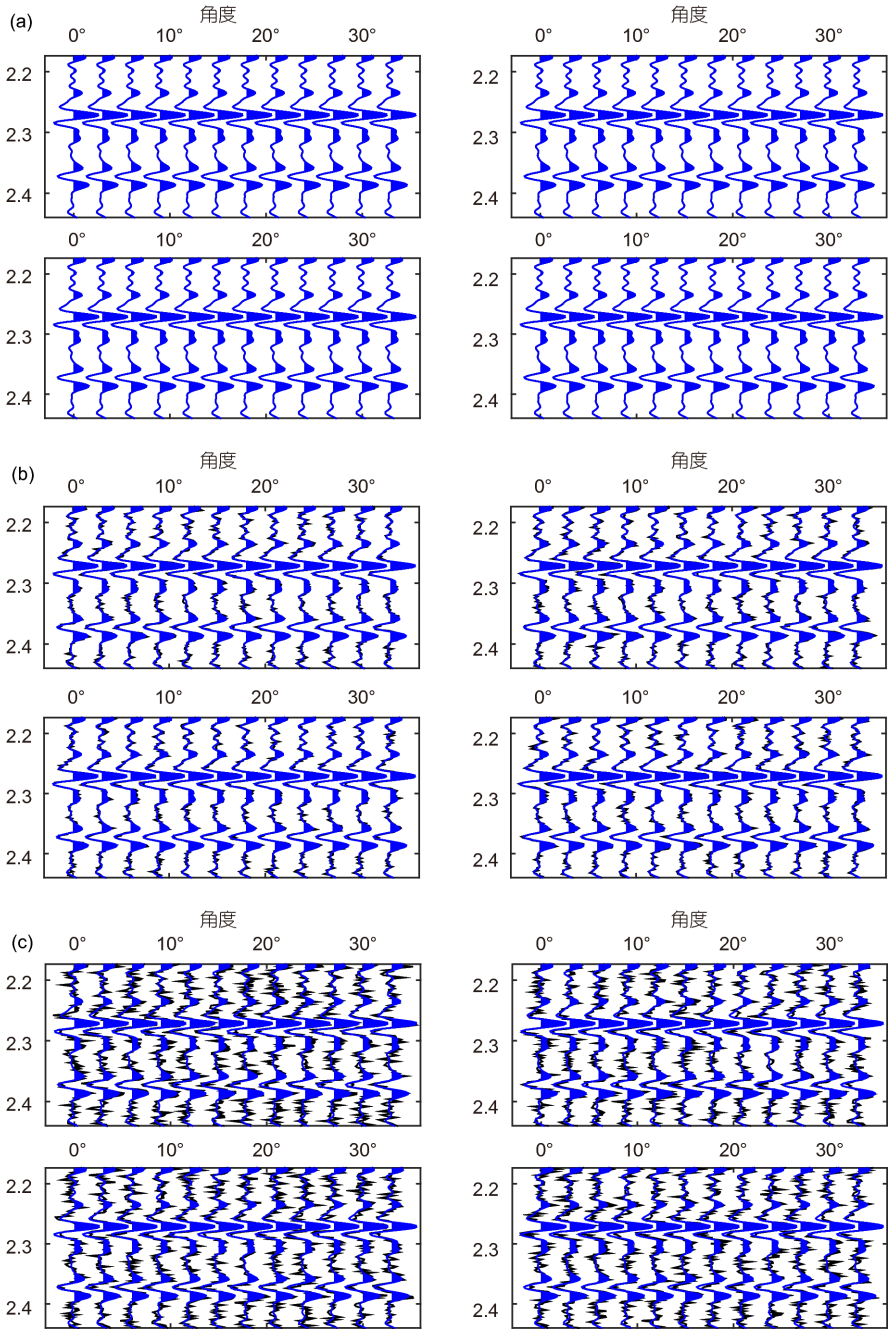

图 9　原始道集(黑)与合成道集(蓝)对比

(a) 无噪音; (b) 信噪比为5:1; (c) 信噪比为2:1

果可知，井A处气藏发育区纵、横波模量及密度弹性参数反演结果呈现低值，而Thomsen弱各向异性参数及裂缝弱度参数等反演结果呈现高值，与成像测井裂缝发育区解释结果一致. 相应地, 井B低弹性参数、高正交各向异性特征参数显示区域呈现高产气特征，与实际钻遇高产气层结果吻合较好. 图14是不同方位的真实地震道集与合成地震道集的对比，两者之间匹配较好, 误差较小, 进一步验证本文方法的适用性.

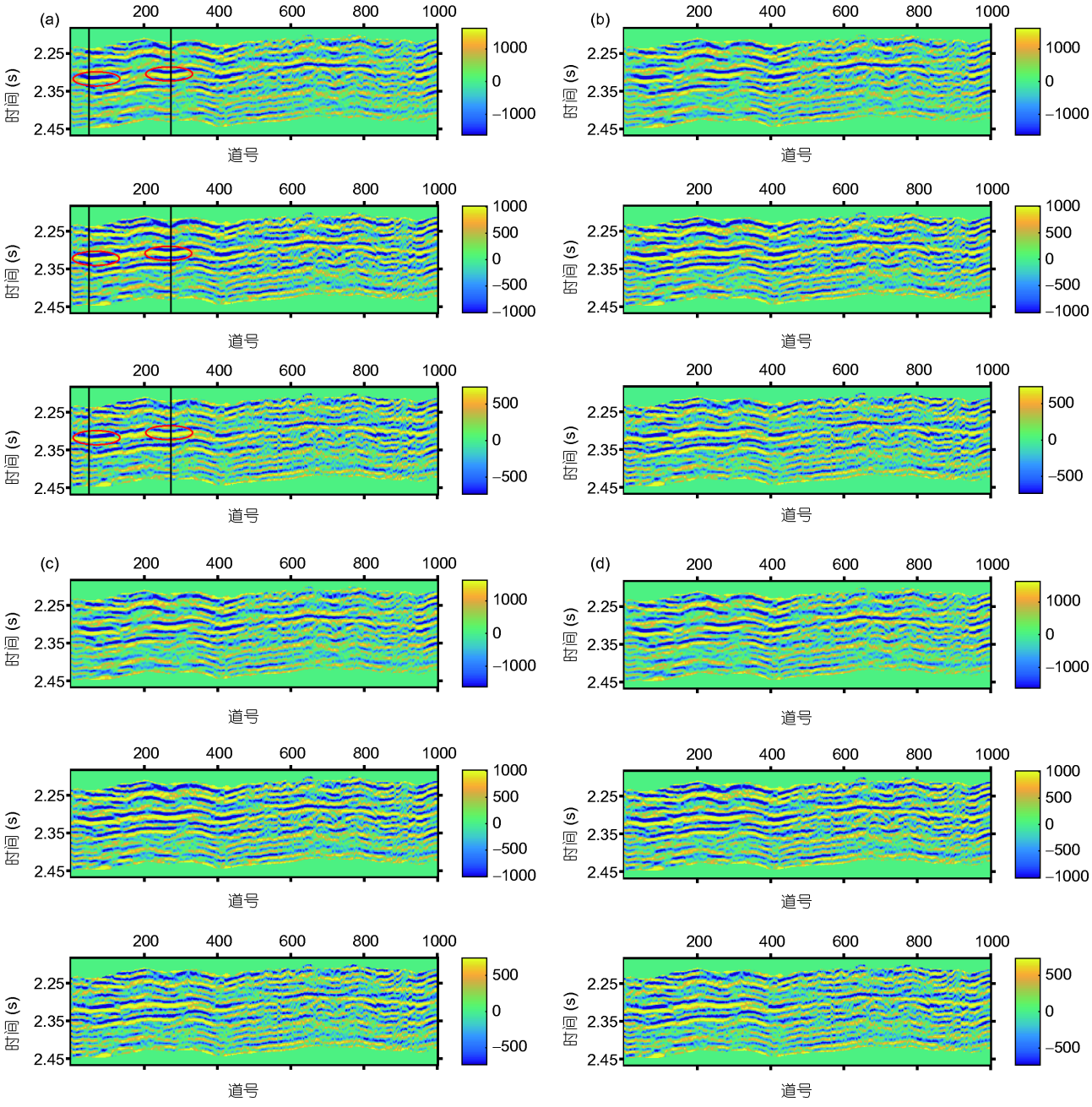

图 10　不同方位的5°、15°及25°角度部分叠加道集剖面

(a) 22.5°方位角度部分叠加剖面; (b) 67.5°方位角度部分叠加剖面; (c) 112.5°方位角度部分叠加剖面; (d) 157.5°方位角度部分叠加剖面

5　讨论与认识

水平层状地层中发育一组平行排列的垂直裂缝可构成长波长正交各向异性等效介质. 正交各向异性岩石物理等效模型的构建, 可实现裂缝岩石弹性参数、Thosmen弱各向异性参数及裂缝弱度参数的可靠估测, 为后续地震反演提供初始模型约束条件. 基于地震散射理论建立的正交各向异性特征参数与地震响应之间的关系, 奠定了地震反演理论基础, 可使用方位叠前地震数据直接反演裂缝参数. 贝叶斯框架下的基于柯西

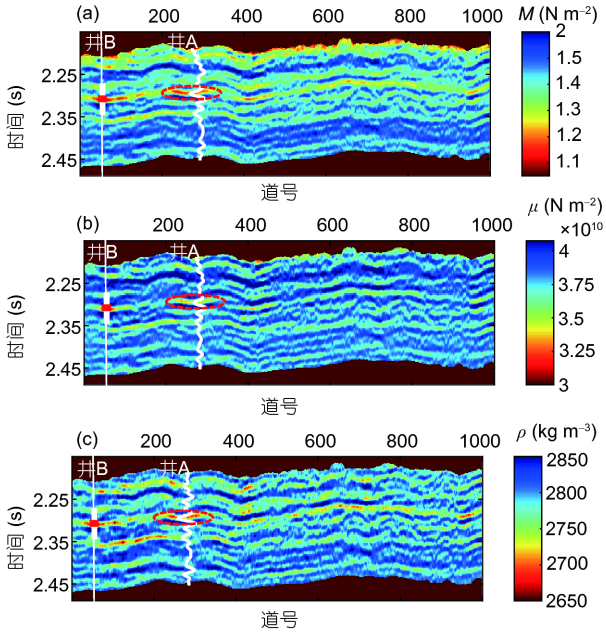

图 11　弹性参数反演结果

(a) 纵波模量M反演剖面; (b) 横波模量μ反演剖面; (c) 密度ρ反演剖面

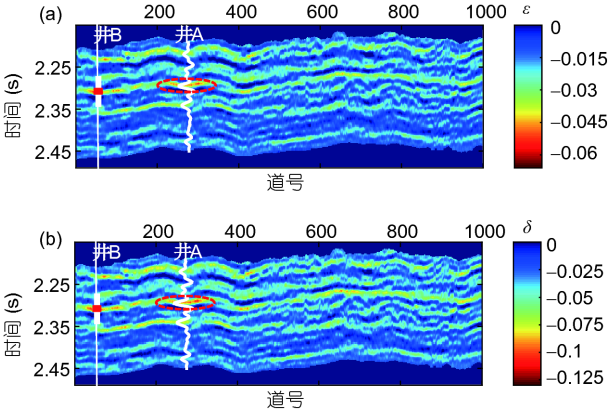

图 12　Thomsen各向异性特征参数反演结果

(a) ε反演剖面; (b) δ反演剖面

稀疏约束和平滑模型约束正则化的正交各向异性方位叠前地震反演方法，能够反演出较为合理的弹性参数及正交各向异性特征参数，在实际生产应用中具有较好的效果.

相比数据驱动，采用基于岩石物理模型驱动的正交各向异性方位叠前反演方法得到的正交各向异性特征参数更具岩石物理意义，但受观测方位地震资料、模型参数化、正演算子和反演优化算法等多方面的影响，采用基于岩石物理模型驱动的方式获取储层裂缝信息仍面临很大的挑战.

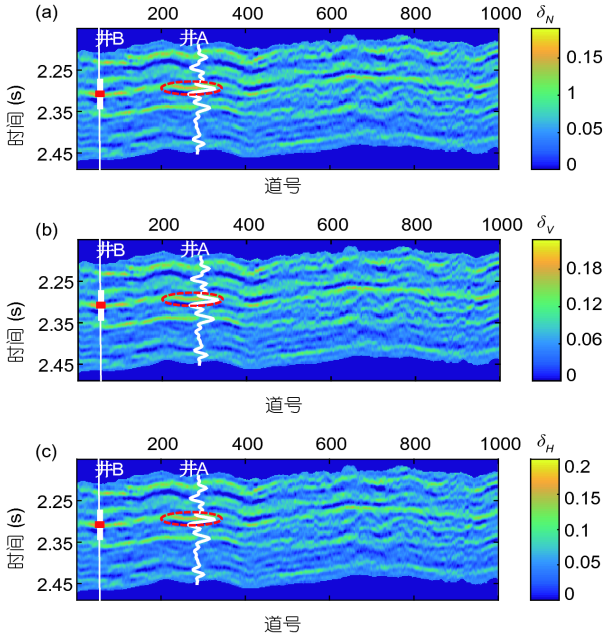

图 13　裂缝弱度特征参数反演结果

(a) 法向裂缝弱度参数δ_N反演剖面; (b) 垂直切向裂缝弱度参数δ_V反演剖面; (c) 水平切向裂缝弱度参数δ_H反演剖面

一方面，岩石物理建模的可靠性是基于岩石物理驱动地震反演的关键，合理、可行的裂缝岩石物理模型的构建是裂缝参数预测的基础. 正交各向异性特征参数地震反演的优劣依赖于岩石物理模型建立的参数模型，合理的岩石物理参数估算可为地震叠前反演工作提供更加适用的岩石物理资料. 文中建立的岩石物理模型基于长波长极限假设，属于高频段或低频段极限情况下裂缝型储层岩石的弹性响应的静态等效介质模型, 与频率无关. 而实际储层中地震波会发生较强的速度频散与衰减，发展能够描述裂缝型储层岩石地震波传播特性的全频段动态等效介质理论和模型是下一步研究的重点.

另一方面，实际的地震反演过程中虽然使用了多个方位地震道集，但道集资料的品质依然对反演结果的影响较大，反演方法更适用于具有较高信噪比地震资料的工区，因此，需进一步开展面向实际工区资料反演的更为鲁棒的方法, 提高方法的抗噪性. 同时，方位地震反演的基础是宽方位地震资料的处理技术，对于地表起伏剧烈、裂缝储层非均质强、速度纵横向变

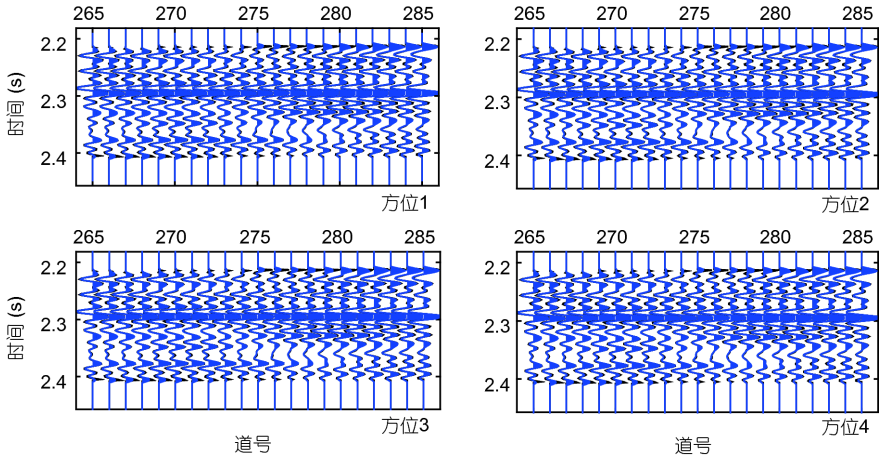

图 14　不同方位的A井旁道真实地震道集(黑)与合成地震道集(蓝)的对比

化大、静校正问题严重的实际工区，在相关宽方位地震资料处理技术尚未完善的情况下，应慎用相应的方位地震反演预测方法.

参考文献

巴晶. 2010. 双重孔隙介质波传播理论与地震响应实验分析. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 40: 1398–1409

陈怀震, 印兴耀, 高建虎, 刘炳杨, 张广智. 2015. 基于等效各向异性和流体替换的地下裂缝地震预测方法. 中国科学: 地球科学, 45: 589–600

唐晓明. 2011. 含孔隙、裂隙介质弹性波动的统一理论——Biot理论的推广. 中国科学: 地球科学, 41: 784–795

薛娇, 顾汉明, 蔡成国. 2015. 准静态孔缝介质广义裂隙弱度研究. 石油地球物理勘探, 50: 1146–1153

印兴耀, 宗兆云, 吴国忱. 2013. 非均匀介质孔隙流体参数地震散射波反演. 中国科学: 地球科学, 43: 1934–1942

张广智, 陈怀震, 王琪, 印兴耀. 2013. 基于碳酸盐岩裂缝岩石物理模型的横波速度和各向异性参数预测. 地球物理学报, 56: 1707–1715

宗兆云, 印兴耀, 吴国忱. 2012. 基于叠前地震纵横波模量直接反演的流体检测方法. 地球物理学报, 55: 284–292

Alemie W, Sacchi M D. 2011. High-resolution three-term AVO inversion by means of a Trivariate Cauchy probability distribution. Geophysics, 76: R43–R55

Bachrach R. 2015. Uncertainty and nonuniqueness in linearized AVAZ for orthorhombic media. Leading Edge, 34: 1048–1056

Bachrach R, Sengupta M, Salama A, Miller P. 2009. Reconstruction of the layer anisotropic elastic parameters and high-resolution fracture characterization from P-wave data: A case study using seismic inversion and Bayesian rock physics parameter estimation. Geophys Prospect, 57: 253–262

Backus G E. 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. J Geophys Res, 67: 4427–4440

Bakulin A, Grechka V, Tsvankin I. 2000a. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data—Part I: HTI model due to a single fracture set. Geophysics, 65: 1788–1802

Bakulin A, Grechka V, Tsvankin I. 2000b. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data—Part II: Fractured models with orthorhombic symmetry. Geophysics, 65: 1803–1817

Bakulin A, Grechka V, Tsvankin I. 2002. Seismic inversion for the parameters of two orthogonal fracture sets in a VTI background medium. Geophysics, 67: 292–299

Batzle M L, Han D H, Hofmann R. 2006. Fluid mobility and frequency-dependent seismic velocity—Direct measurements. Geophysics, 71: N1–N9

Biot M A. 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range. J Acoust Soc Am, 28: 168–178

Biot M A. 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. J Acoust Soc Am, 28: 179–191

Brown R J S, Korringa J. 1975. On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. Geophysics, 40: 608–616

Buland A, Omre H. 2003. Bayesian linearized AVO inversion. Geophysics, 68: 185–198

Chapman M. 2009. Modeling the effect of multiple sets of mesoscale fractures in porous rock on frequency-dependent anisotropy. Geophysics, 74: D97–D103

Chen H Z, Zhang G Z, Ji Y X, Yin X Y. 2017. Azimuthal seismic amplitude difference inversion for fracture weakness. Pure Appl Geophys, 174: 279–291

Cheng C H. 1978. Seismic velocities in porous rocks: Direct and inverse problems. Dissertation for Doctoral Degree. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology

Cheng C H. 1993. Crack models for a transversely isotropic medium. J Geophys Res, 98: 675–684

Chichinina T, Obolentseva I, Gik L, Bobrov B, Ronquillo-Jarillo G. 2009. Attenuation anisotropy in the linear-slip model: Interpretation of physical modeling data. Geophysics, 74: WB165–WB176

Daubechies I, DeVore R, Fornasier M, Güntürk C S. 2010. Iteratively reweighted least squares minimization for sparse recovery. Comm Pure Appl Math, 63: 1–38

Downton J E, Roure B. 2015. Interpreting azimuthal Fourier coefficients for anisotropic and fracture parameters. Interpretation, 3: ST9–ST27

Dvorkin J, Nur A. 1993. Dynamic poroelasticity: A unified model with the squirt and the Biot mechanisms. Geophysics, 58: 524–533

Gassmann F. 1951. Uber die elastizitat poroser medien. Vier der Natur Gesellschaft in Zurich, 96: 1–23

Gurevich B. 2003. Elastic properties of saturated porous rocks with aligned fractures. J Appl Geophys, 54: 203–218

Hornby B E, Schwartz L M, Hudson J A. 1994. Anisotropic effective-medium modeling of the elastic properties of shales. Geophysics, 59: 1570–1583

Hsu C J, Schoenberg M. 1993. Elastic waves through a simulated fractured medium. Geophysics, 58: 964–977

Huang L, Stewart R R, Sil S, Dyaur N. 2015. Fluid substitution effects on seismic anisotropy. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 850–863

Hudson J A. 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. Geophys J Int, 64: 133–150

Liu E, Martinez A. 2012. Seismic Fracture Characterization. Amsterdam: EAGE Publication

Mallick S, Craft K L, Meister L J, Chambers R E. 1998. Determination of the principal directions of azimuthal anisotropy from P-wave seismic data. Geophysics, 63: 692–706

Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J. 2009. The Rock Physics Handbook Tools for Seismic Analysis of Porous Media. 2nd ed. New York: Cambridge University Press

Parra J O. 1997. The transversely isotropic poroelastic wave equation including the Biot and the squirt mechanisms: Theory and application. Geophysics, 62: 309–318

Pšenčík I, Martins J L. 2001. Properties of weak contrast PP reflection/transmission coefficients for weakly anisotropic elastic media. Studia Geophys Geod, 45: 176–199

Rüger A. 1996. Reflection coefficients and azimuthal AVO analysis in anisotropic media. Dissertation for Doctoral Degree. Golden: Colorado School of Mines

Schoenberg M. 1980. Elastic wave behavior across linear slip interfaces. J Acoust Soc Am, 68: 1516–1521

Schoenberg M. 1983. Reflection of elastic waves from periodically stratified media with interfacial slip. Geophys Prospect, 31: 265–292

Schoenberg M, Helbig K. 1997. Orthorhombic media: Modeling elastic wave behavior in a vertically fractured earth. Geophysics, 62: 1954–1974

Shaw R K, Sen M K. 2004. Born integral, stationary phase and linearized reflection coefficients in weak anisotropic media. Geophys J Int, 158: 225–238

Shaw R K, Sen M K. 2006. Use of AVOA data to estimate fluid indicator in a vertically fractured medium. Geophysics, 71: C15–C24

Stolt R H, Weglein A B. 2012. Seismic Imaging and Inversion: Application of Linear Inverse Theory. New York: Cambridge University Press

Thomsen L. 1986. Weak elastic anisotropy. Geophysics, 51: 1954–1966

Thomsen L. 1995. Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rock1. Geophys Prospect, 43: 805–829

Thomsen L. 2002. Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. SEG 2010 Distinguished Instructor Short Course

Tsvankin I. 1997. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media. Geophysics, 62: 1292–1309

Wood A W. 1955. A Textbook of Sound. New York: McMillan Co

Wu R S, Aki K. 1985. Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity. Geophysics, 50: 582–595

Xu S Y, Payne M A. 2009. Modeling elastic properties in carbonate rocks. Leading Edge, 28: 66–74

Xu S, White R E. 1995. A new velocity model for clay-sand mixtures. Geophys Prospect, 43: 91–118

Yang D H, Zhang Z J. 2000. Effects of the Biot and the squirt-flow coupling interaction on anisotropic elastic waves. Chin Sci Bull, 45: 2130–2138

Yang D H, Zhang Z J. 2002. Poroelastic wave equation including the Biot/squirt mechanism and the solid/fluid coupling anisotropy. Wave Motion, 35: 223–245

Zong Z Y, Yin X Y, Wu G C. 2015a. Complex seismic amplitude inversion for *P*-wave and *S*-wave quality factors. Geophys J Int, 202: 564–577

Zong Z Y, Yin X Y, Wu G C, Wu Z P. 2015b. Elastic inverse scattering for fluid variation with time-lapse seismic data. Geophysics, 80: WA61–WA67