

# VSP 波形反演品质因子方法及应用

袁 焕\* 王 孝 曾华会 谢春晖 吕 磊

(中国石油勘探开发研究院西北分院,甘肃兰州 730020)

袁焕,王孝,曾华会,谢春晖,吕磊. VSP 波形反演品质因子方法及应用. 石油地球物理勘探,2015,50(5): 824-829.

**摘要** 提出了利用上、下行波旅行时联合反演地层层速度,并记录波的传播路径及传播时间,然后根据波场传播理论,利用 VSP 上、下行波波形反演品质因子(Q)的方法。该方法不仅符合波场衰减理论,同时解决了利用单一下行波或上行波反演 Q 值的算法不稳定、精度不高、信息量不足的问题,得到了稳定、可靠的 Q 值。数值模拟和实际资料处理结果均表明,文中方法可以有效、稳定地估计 Q 值,提高地震资料的分辨率,得到主频更高、频带更宽的地震资料,可更加清楚地识别不整合面、小断裂等地质特征及其接触关系,对油气预测和储层反演具有现实意义。

**关键词** 品质因子 VSP 旅行时 射线追踪 波形反演

中图分类号:P631 文献标识码:A doi: 10.13810/j.cnki.issn.1000-7210.2015.05.003

## 1 引言

当今石油勘探的主要地质目标已经由构造油气藏转换为隐蔽油气藏和复杂构造油气藏,对勘探精度和解释结果提出了更高的要求。但是地震波在地层传播过程中,因大地吸收效应引起地震波衰减,不仅造成能量损失,同时造成地震子波的频带变窄,相位发生畸变,从而严重降低了地震资料的分辨率<sup>[1]</sup>。因此,研究一种稳定、高效的算法准确估计品质因子(Q),对于提高地震资料处理质量、高精度层析成像、地震属性反演和油藏描述等都有重要意义。

迄今很多学者已经提出了多种 Q 值估计的方法,如子波或频谱模拟法、频谱比值法、上升时间法以及解析信号法等<sup>[2,3]</sup>。由于依赖于频率的 Q 值计算方法简单可靠,在地球物理勘探中得到了广泛应用<sup>[4~6]</sup>。Wang<sup>[7]</sup>提出一种基于 VSP 资料的多参数高分辨率谱估计提取 Q 值的方法;Yang 等<sup>[8]</sup>比较了频谱比值法、中心频率偏移、峰值频率偏移、小波包络峰值处瞬时频率法等 Q 值估计方法;刘国昌等<sup>[9]</sup>提出整形正则化反演和 S 变换的 Q 值估计方法。贺振华等<sup>[10]</sup>、俞寿朋<sup>[11]</sup>详细研究了 Q 值估计的理论方法与实际应用。但是传统的基于频率和

子波计算 Q 值的方法一般要求资料有较高的信噪比,且容易受到时窗选取、异常振幅和初至等因素的影响。

鉴于以上影响因素导致基于 VSP 资料求解 Q 值不稳定,本文提出了利用上、下行波旅行时联合反演地层层速度,并记录波的传播路径及传播时间<sup>[12]</sup>,然后根据波场传播理论,利用 VSP 上、下行波波形反演 Q 值的方法。模拟试算和实际地震资料处理结果均表明,该方法可以有效、稳定地估计 Q 值,提高地震资料的分辨率。

## 2 基本理论

在水平地层情况下,地震波在地层内传播过程中,波沿射线路径穿过层厚为  $\Delta z$  的传播时间为  $\Delta \tau$ ,波场发生衰减。假设 Q 与频率无关,据 Futterman 模型<sup>[13]</sup>,可以得到在频散及频率衰减情况下的单频波场正演关系式

$$D[\omega, \tau(l)] = U(\omega, 0) \times \exp \left\{ \sum_{k=1}^l \left[ - \left( \frac{\omega}{\omega_h} \right)^{-\gamma_k} \times \frac{\omega \Delta \tau_{l,k}}{2Q_k} \right] \times \left[ -i \left( \frac{\omega}{\omega_h} \right)^{-\gamma_k} \omega \Delta \tau_{l,k} \right] \right\} \quad (1)$$

式中:  $\tau(l)$  为地震波从震源沿射线路径到第  $l(l=1, 2, \dots, n, n$  为最大接收道数) 个检波器的走时,  $l$  为

\* 甘肃省兰州市城关区雁儿湾路 535 号中国石油勘探开发研究院西北分院数据处理所,730020。Email: yuanhuan2003@126.com  
本文于 2014 年 5 月 15 日收到,最终修改稿于 2015 年 7 月 15 日收到。

本研究受国家油气专项“天然气复杂储层预测与烃类检测地球物理技术研究及应用”项目(2011ZX05007006)资助。

VSP 记录的道号;  $\Delta\tau_{l,k}$  为在第  $l$  个检波器中射线在第  $k$  ( $k=1,2,\dots,l$ ) 层界面的传播时间;  $\gamma_k \approx \frac{1}{\pi Q_k}$ ,

$Q_k$  为第  $k$  层的品质因子;  $\omega_h$  为参考频率;  $U(\omega,0)$  为地面接收的波场,  $\omega$  为角频率。

已知地下水平层状地质模型参数 ( $V_{P_i}, V_{S_i}, \rho_i, Q_i, i=1,2,\dots,n,n+1$ ) 以及炮点、接收点  $R_i(x, h_i)$  和初始波场信息 (图 1), 根据射线追踪法可以求出旅行时间  $\Delta\tau_{l,k}$ 、入射角  $\theta_1$  和透射角  $\theta_2$ , 则可利用式 (1) 合成吸收介质的上、下行波地震记录。

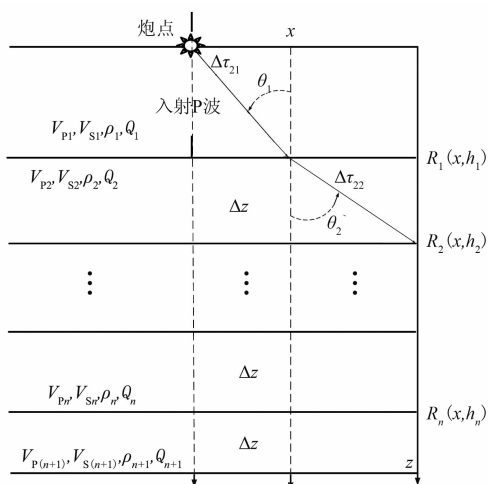


图 1 下行波射线路径示意图

当已知地震记录时, 根据初至时间, 可以反演出地层层速度, 记录地震波在各个地层中的传播路径及时间  $\Delta\tau_{l,k}$ , 并根据式 (1) 推导下行波单频反演  $Q$  值公式。对式 (1) 取自然对数, 得

$$\ln\{D^d[\omega, \tau(l)]\} = \ln[U(\omega, 0)] - \sum_{k=1}^l \left\{ \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma_k} \frac{\omega \Delta\tau_{l,k}^d}{2Q_k} + i \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma_k} \omega \Delta\tau_{l,k}^d \right\} \quad (2)$$

令  $b_{l,k}^d = \frac{\omega \Delta\tau_{l,k}^d}{2}$ ,  $a_w = \frac{\omega}{\omega_h}$ , 则式 (2) 变为

$$c^d(\omega, l) = \sum_{k=1}^l \left( b_{l,k}^d \frac{a_w^{-\gamma_l}}{Q_k} + i a_w^{-\gamma_l} b_{l,k}^d \right) \quad (3)$$

式 (3) 中  $c^d(\omega, l)$  为在第  $l$  个记录道、频率为  $\omega$  的接收数据, 上角  $d$  代表下行波。将实部、虚部分开, 可分别得到

$$\text{real}[c^d(\omega, l)] = \sum_{k=1}^l \left( b_{l,k}^d \frac{a_w^{-\gamma_l}}{Q_k} \right) \quad (4)$$

$$\text{img}[c^d(\omega, l)] = \sum_{k=1}^l \left( i a_w^{-\gamma_l} b_{l,k}^d \right) \quad (5)$$

将式 (4) 扩展到所有检波器, 则下行波实部为如下矩阵形式

$$\begin{pmatrix} \text{real}(c_1^d) \\ \text{real}(c_2^d) \\ \vdots \\ \text{real}(c_n^d) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{1,1}^d & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ b_{2,1}^d & b_{2,2}^d & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ b_{n,1}^d & b_{n,2}^d & b_{n,3}^d & \cdots & b_{n,n}^d \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \frac{a_w^{-\gamma_1}}{Q_1} \\ \frac{a_w^{-\gamma_2}}{Q_2} \\ \vdots \\ \frac{a_w^{-\gamma_n}}{Q_n} \end{pmatrix} \quad (6)$$

同理, 将式 (5) 扩展到所有检波器, 则下行波虚部为如下矩阵形式

$$\begin{pmatrix} \text{img}(c_1^d) \\ \text{img}(c_2^d) \\ \vdots \\ \text{img}(c_n^d) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{1,1}^d & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ b_{2,1}^d & b_{2,2}^d & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ b_{n,1}^d & b_{n,2}^d & b_{n,3}^d & \cdots & b_{n,n}^d \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \frac{a_w^{-\gamma_1}}{Q_1} \\ \frac{a_w^{-\gamma_2}}{Q_2} \\ \vdots \\ \frac{a_w^{-\gamma_n}}{Q_n} \end{pmatrix} \quad (7)$$

根据式 (7), 可以直接求出  $a_w^{-\gamma_l}$ , 则式 (6) 变为

$$\begin{pmatrix} \text{real}(c_1^d) \\ \text{real}(c_2^d) \\ \vdots \\ \text{real}(c_n^d) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} e_{1,1}^d & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ e_{2,1}^d & e_{2,2}^d & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ e_{n,1}^d & e_{n,2}^d & e_{n,3}^d & \cdots & e_{n,n}^d \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \frac{1}{Q_1} \\ \frac{1}{Q_2} \\ \vdots \\ \frac{1}{Q_n} \end{pmatrix} \quad (8)$$

其中  $e_{l,k}^d = a_w^{-\gamma_l} \times b_{l,k}^d$ 。式 (8) 可写成

$$\mathbf{d}^d = \mathbf{G}^d \mathbf{P}^d \quad (9)$$

其中  $\mathbf{P} = \left(\frac{1}{Q_1}, \frac{1}{Q_2}, \dots, \frac{1}{Q_n}\right)^T$ 。式 (9) 即为下行波频率为  $\omega$  时的反演  $\frac{1}{Q}$  的公式。同理, 也可推导出上行波一般方程

$$\begin{pmatrix} \text{real}(c_1^u) \\ \text{real}(c_2^u) \\ \vdots \\ \text{real}(c_n^u) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} e_{1,1}^u & 2e_{1,2}^u & 2e_{1,3}^u & \cdots & 2e_{1,n+1}^u \\ e_{2,1}^u & e_{2,2}^u & 2e_{2,3}^u & \cdots & 2e_{2,n+1}^u \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ e_{n,1}^u & e_{n,2}^u & 2e_{n,3}^u & \cdots & 2e_{n,n+1}^u \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \frac{1}{Q_1} \\ \frac{1}{Q_2} \\ \vdots \\ \frac{1}{Q_{n+1}} \end{pmatrix} \quad (10)$$

其中  $e_{i,k}^u = a_{\omega}^{-\gamma_i} \times b_{i,k}^u$ , 上角 u 代表上行波。式(10)可写成

$$d^u = G^u P^u \quad (11)$$

$P = \left( \frac{1}{Q_1}, \frac{1}{Q_2}, \dots, \frac{1}{Q_{n+1}} \right)^T$ 。式(11)即为上行波频率为  $\omega$  时的反演  $\frac{1}{Q}$  的公式。

为方便起见,将  $\text{real}(c_i^d)$  记为  $rc_i^d$ 。联合上、下行波数据可以得到

$$\begin{pmatrix} rc_1^u \\ rc_2^u \\ \vdots \\ rc_n^u \\ rc_1^d \\ rc_2^d \\ \vdots \\ rc_n^d \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} e_{1,1}^u & 2e_{1,2}^u & 2e_{1,3}^u & \cdots & 2e_{1,n}^u & 2e_{1,n+1}^u \\ e_{2,1}^u & e_{2,2}^u & 2e_{2,3}^u & \cdots & 2e_{2,n}^u & 2e_{2,n+1}^u \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ e_{n,1}^u & e_{n,2}^u & 2e_{n,3}^u & \cdots & 2e_{n,n}^u & 2e_{n,n+1}^u \\ e_{1,1}^d & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ e_{2,1}^d & e_{2,2}^d & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ e_{n,1}^d & e_{n,2}^d & e_{n,3}^d & \cdots & e_{n,n}^d & 0 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \frac{1}{Q_1} \\ \frac{1}{Q_2} \\ \vdots \\ \frac{1}{Q_n} \\ \frac{1}{Q_{n+1}} \end{pmatrix} \quad (12)$$

式(12)即为单频上、下行波联合反演  $\frac{1}{Q}$  的理论公式,记为

$$d = GP \quad (13)$$

在最小平方意义下,可以转化为求解下述优化问题

$$\min \| d - GP \|_2 \quad (14)$$

式中  $\| \cdot \|_2$  表示  $l_2$  范数。求解此类优化问题,已经有很成熟的求解方法<sup>[14]</sup>。

对于实际地震数据,在分离出上、下行波<sup>[15~17]</sup>后,先利用旅行时反演出地层层速度并记录沿射线路径的旅行时,然后利用接收到的上、下行波场进行联合反演,即可反演出地层 Q 值。由于拾取初至存在的误差及最深一层介质的接收数据易受噪声等影响,因此在反演过程中通过给定一个包括初至和所有上行波数据的滑动时窗,以尽量消除上述影响。图 2 为上、下行波联合反演 Q 值流程图。

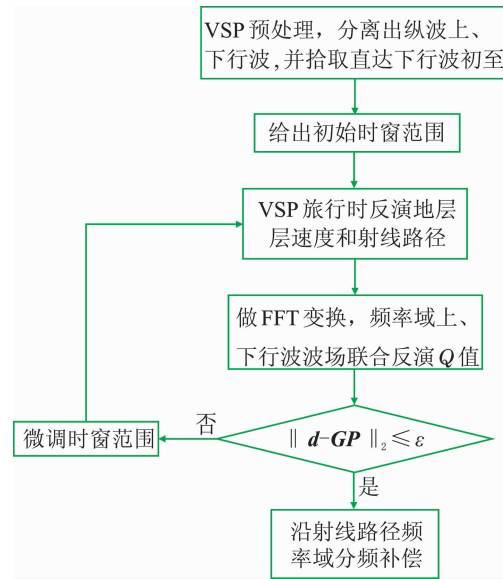


图 2 上、下行波联合反演 Q 值流程图

### 3 数值模拟

给定子波、层状地质模型参数(图 3 与图 4 的红色曲线),利用地震波场传播理论,采用反演流程(图 2)反演出地层 Q 值(图 3)与地层层速度(图 4),并进行补偿。由反演结果可以看出,上、下行波联合反演的 Q 值(图 3 绿色曲线)较下行波反演的 Q 值(图 3 蓝色曲线)更加准确,与模型 Q 值(图 3 红色曲线)更加吻合。图 5 为存在衰减的上、下行波场记录,图 6 为无衰减的上、下行波场记录,沿射线路径补偿后的合成记录(图 7)及频谱(图 8)能很好地恢复无衰减的地震波场,具有很高的分辨率和良好的保幅性。

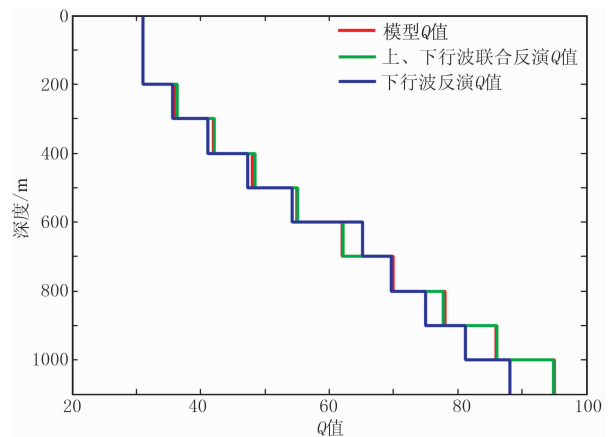


图 3 模型 Q 值与反演 Q 值

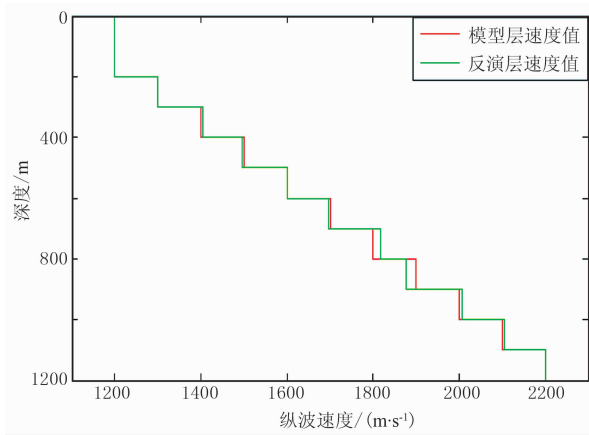


图 4 模型层速度与反演层速度

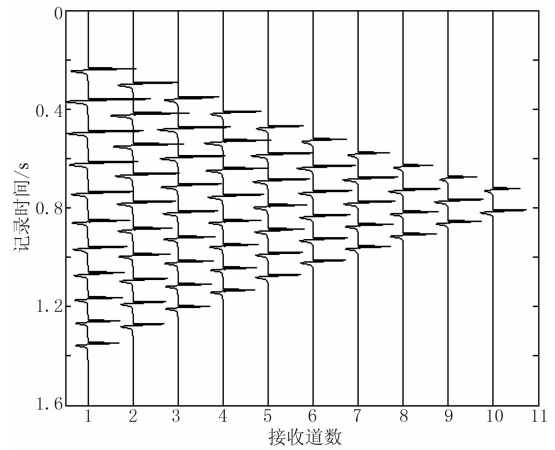


图 7 沿射线路径补偿后的合成记录

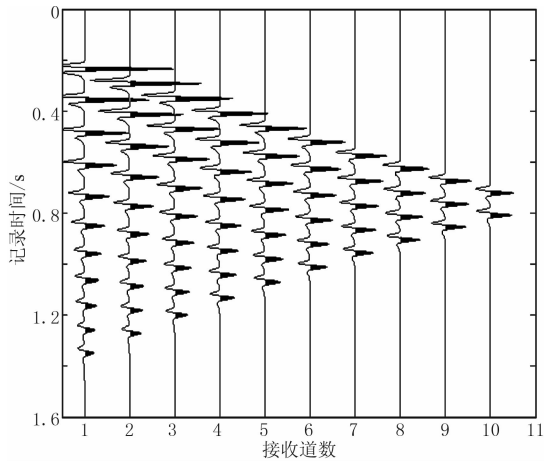


图 5 存在衰减的上、下行波场记录

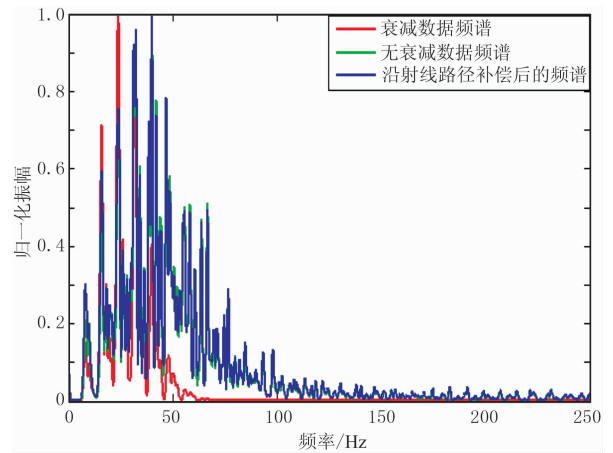


图 8 合成记录频谱

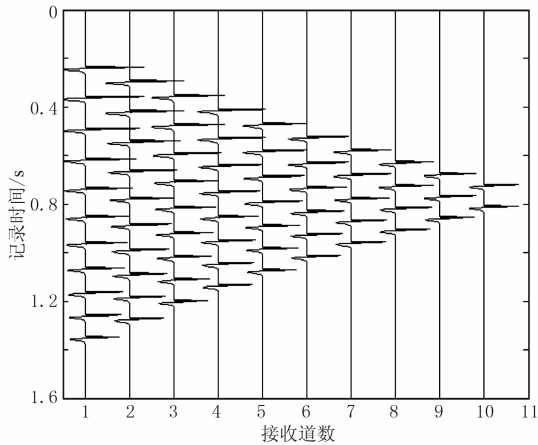


图 6 无衰减的上、下行波场记录

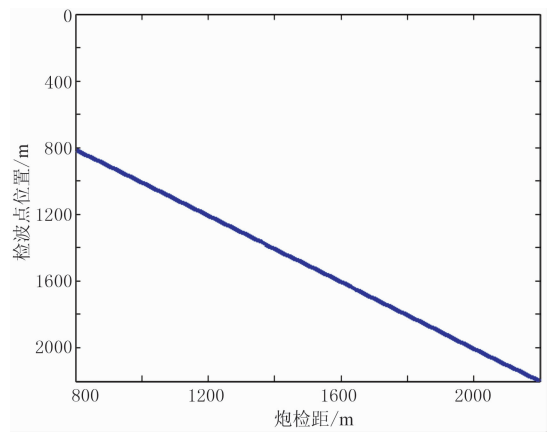


图 9 零井源距 VSP 炮检关系示意图

### 4 实际资料应用

本文采用 F 工区的一口零井源距 VSP 井数据, 表 1 为观测系统参数, 图 9 为零井源距 VSP 炮检

关系示意图, 图 10~图 12 为 VSP 原始单炮记录及预处理之后分离出来的上、下行波记录, 利用上、下行波联合反演出来的 Q 值(图 13)对 VSP 上行波进行 Q 补偿, 可以显著提高 VSP 上行波的分辨率(图 14)。图 15 为 Inline140 测线反 Q 滤波前、后偏

移剖面,由图中可见,Q补偿后的剖面分辨率和信噪比得到显著提高,对不整合面、小断裂等地质特征刻画得更细致,层间内幕更清晰,接触关系更清楚(图15右)。

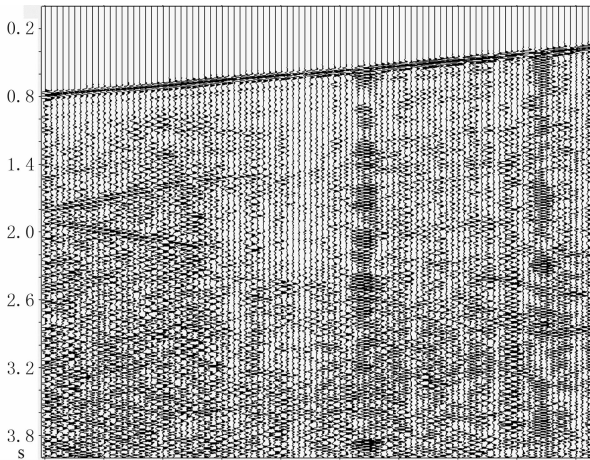


图10 VSP原始单炮记录

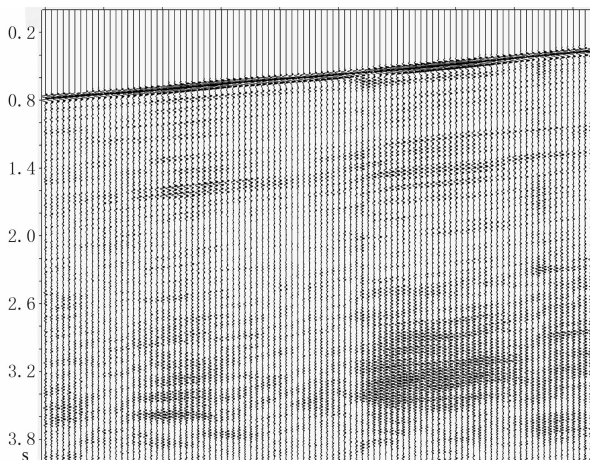


图11 VSP下行波记录

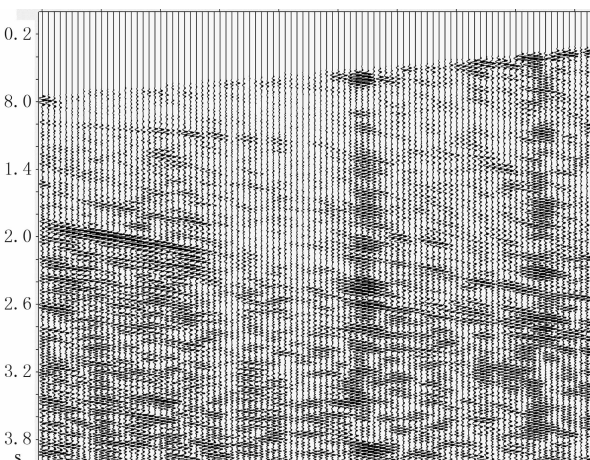


图12 VSP上行波记录

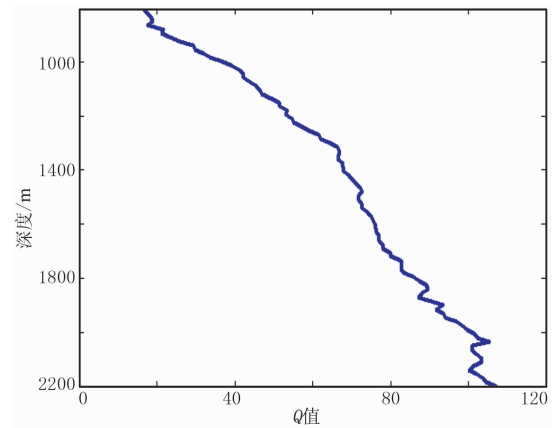


图13 上、下行波联合反演的Q值曲线

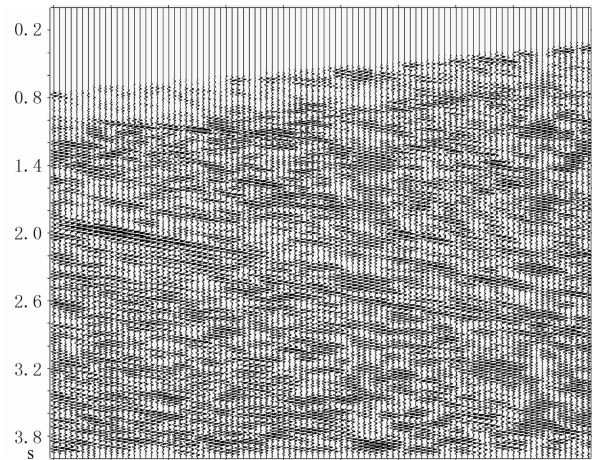


图14 Q补偿后的VSP上行波记录

表1 VSP观测系统参数

扫描长度	16s	检波器个数	94
记录长度	20s	大井高程	309.5m
采样间隔	2ms	起始检波器深度	805m
井源距	125m	终点检波器深度	2200m

## 5 结束语

对于VSP数据,根据几何地震学和波动地震学原理,提出了一种基于波形和波场衰减的稳定、可靠的联合反演Q值的方法,可以较准确地反演地层的层速度,解决了利用单一下行波或上行波反演Q值的算法不稳定、精度不高、信息量不足的问题。模拟试算和实际地震资料处理结果均表明,该方法可以有效、稳定地估计Q值,提高地震资料的分辨率,得到主频更高、频带更宽的地震资料,可更加清楚地识别不整合面、小断裂等地质特征及其接触关系,对油气预测和储层反演具有现实意义。

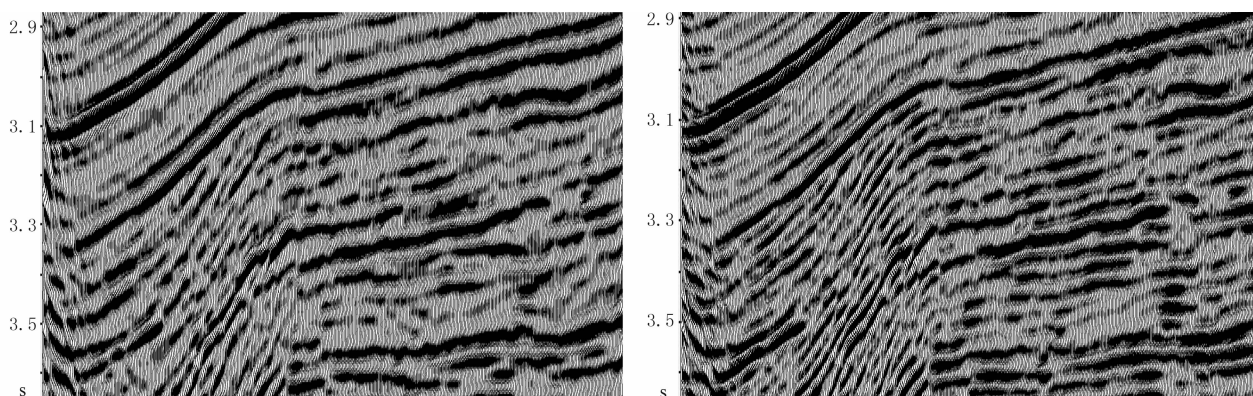


图 15 Inline140 测线反 Q 滤波前(左)、后(右)偏移剖面

## 参 考 文 献

- [ 1 ] 马昭君,刘洋.地震波衰减反演研究综述.地球物理学进展,2005,20(4):1074-1081.  
Ma Zhaojun, Liu Yang. A summary of research on seismic attenuation. Progress in Geophysics, 2005, 20(4):1074-1081.
- [ 2 ] Tonn R. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data; A comparison of different computational methods. Geophysical Prospecting, 1991, 39(1):1-27.
- [ 3 ] 宫同举,孙成禹,彭洪超等.几种提取品质因子方法的对比分析.勘探地球物理进展,2009,32(4):252-256.  
Gong Tongju, Sun Chengyu, Peng Hongchao et al. Comparison of several computational methods of quality factor. Progress in Exploration Geophysics, 2009, 32(4):252-256.
- [ 4 ] 高静怀,杨森林.利用零偏移 VSP 资料估计介质品质因子方法研究.地球物理学报,2007,50(4):1198-1209.  
Gao Jinghuai, Yang Senlin. On the method of quality factors estimation from zerooffset VSP data. Chinese Journal of Geophysics, 2007, 50(4):1198-1209.
- [ 5 ] 李合群,孟小宏,赵波等.塔里木沙漠区地震数据品质与沙层 Q 吸收.石油地球物理勘探,2010,45(1):28-34.  
Li Hequn, Meng Xiaohong, Zhaobo et al. Seismic data quality and sand layer Q absorption in Tarim Desert area. OGP, 2010, 45(1):28-34.
- [ 6 ] 张固澜,熊晓军,容娇君等.基于改进的广义 S 变换的地层吸收衰减补偿.石油地球物理勘探,2010,45(4):512-515.  
Zhang Gulan, Xiong Xiaojun, Rong Jiaojun et al. Stratium absorption and attenuation compensation based on improved generalized S-transform. OGP, 2010, 45(4):512-515.
- [ 7 ] Wang Y H. Quantifying the effectiveness of stabilized inverse Q filtering. Geophysics, 2003, 68(1):337-345.
- [ 8 ] Yang S, Gao J H. Comparison of four methods used for seismic quality factors estimation. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2009, 28:2472-2476.
- [ 9 ] 刘国昌,陈小宏,杜婧等.基于整形正则化和 S 变换的 Q 值估计方法.石油地球物理勘探,2011,46(3):417-422.  
Liu Guochang, Chen Xiaohong, Du Jing et al. Seismic Q estimation using S-transform with regularized inversion. OGP, 2011, 46(3):417-422.
- [ 10 ] 贺振华,黄德济.复杂油气藏地震波场特征方法理论与应用.四川成都:四川科学技术出版社,1999.
- [ 11 ] 俞寿朋.高分辨率地震勘探.北京:石油工业出版社,1993.
- [ 12 ] 谢春辉,孙赞东,王学军. VSP 多波旅行时反演.石油地球物理勘探,2011,46(增刊 1):40-46.  
Xie Chunhui, Sun Zandong, Wang Xuejun et al. Traveltime inversion using VSP multi-wavefield. OGP, 2011, 46(S1):40-46.
- [ 13 ] Futterman W I. Dispersive Body Waves Geophysics Reprint Series, 1962, 2:405-417.
- [ 14 ] 杨文采.地球物理反演的理论与方法.北京:地质出版社,1997.
- [ 15 ] 姜天平.多道中值滤波在分离 VSP 波场的应用.石油地球物理勘探,1985,20(4):433-436.  
Jiang Tianping. Median filtering applied to the separation of VSP wave field. OGP, 1985, 20(4):433-436.
- [ 16 ] 吴律编译.  $\tau$ - $p$  变换及应用.北京:石油工业出版社,1993.

(本文编辑:刘勇)

## 作 者 简 介



袁焕 工程师,1983 年生;2007 年毕业于长江大学地球物理与石油资源学院,获理学学士学位;2010 年毕业于中国石油大学(北京)地球探测与信息技术专业,获硕士学位。2010 年至今一直在中国石油勘探开发研究院西北分院从事地震数据处理及其方法研究工作。