

王保丽, M. D. Sacchi, 印兴耀等. 2014. 基于保幅拉东变换的多次波衰减. 地球物理学报, 57(6):1924-1933, doi:10. 6038/cjg20140623.

Wang B L, M. D. Sacchi, Yin X Y, et al. 2014. Multiple attenuation based on amplitude preserving Radon transform. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(6):1924-1933, doi:10. 6038/cjg20140623.

基于保幅拉东变换的多次波衰减

王保丽¹, M. D. Sacchi², 印兴耀¹, 张广智¹

¹ 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580

² University of Alberta, Edmonton T6G 2G7

摘要 为在去除多次波时有效保护地震一次反射波数据的 AVO 现象,给后续反演、解释提供准确的地震数据,本文提出了一种基于保幅拉东变换的多次波衰减方法,该方法是对常规抛物拉东变换的修改,把常规的稀疏拉东变换在拉东域分成两部分:一部分用于模拟零偏移距处的反射波能量,增加的另一部分用于模拟反射波振幅的 AVO 特性.该方法不仅考虑了反射波同相轴的形状,还考虑了反射波同相轴振幅幅度的变化,从而可把反射波信息进行有效转换,进而有利于多次波的消除,更好地恢复有效波的能量.在把地震数据由时间域转换到拉东域时,本文采用了 IRLS 算法实现保幅拉东算子的反演.模型数据和实际地震道集的试算分析表明,与常规拉东变换相比,保幅拉东变换在去除多次波的同时可有效保护一次反射波的 AVO 现象.

关键词 多次波衰减;AVO;拉东变换;保幅

doi:10. 6038/cjg20140623

中图分类号 P631

收稿日期 2013-07-08,2014-04-16 收修定稿

Multiple attenuation based on amplitude preserving Radon transform

WANG Bao-Li¹, M. D. Sacchi², YIN Xing-Yao¹, ZHANG Guang-Zhi¹

¹ School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China

² University of Alberta, Edmonton, T6G 2G7, Canada

Abstract Classical Radon transform cannot preserve the amplitude versus offset (AVO) phenomena of primary when eliminating multiples, the remnant energy of multiples and the amplitude distortion of the primary will have great impact on the future seismic inversion and seismic interpretation. In order to solve these problems, an algorithm has been developed to model reflections with AVO via the amplitude preserving Radon transform. The algorithm is a modification of the classical sparse Radon transform and splits the seismic gather into two Radon gathers: one gather models the strength of the reflections at zero offset, the other one adds capability to model the AVO signature. The algorithm not only considers the shape of events as parabolas but also the energy variation of events when performing the Radon transform. It can effectively transforms the reflections to the Radon domain, easily eliminate the multiples and more accurately get the primaries. The new amplitude preserving Radon operator is inverted using the Iterative Reweight Least Square (IRLS) algorithm. Our synthetic and real data examples show an improvement with respect to the classical sparse Radon transform at the time of estimating primaries with reduced amplitude distortion and preserved AVO phenomena.

Keywords Multiple attenuation; AVO; Radon transform; Amplitude preservation

基金项目 国家科技重大专项(2011ZX05009)、国家自然科学基金(41204085)、山东省自然科学基金(ZR2011DQ013)、中央高校基本科研业务费专项资金(13CX02040A)及中国石化地球物理重点实验室(WTYJY-WX2013-04-07)联合资助。

作者简介 王保丽,1981年生,女,讲师,现从事地球物理反演方面的研究与教学工作. E-mail:baoliwang@upc.edu.cn

1 引言

多次波的压制是地震数据处理人员面临的一个很重要的问题,抛物拉东变换是一种应用广泛的有效衰减多次波的基本方法(Yilmaz et al., 1994; Sacchi et al., 1995; 熊登等, 2009; 郭梦秋等, 2012). Thorson(1985), Hampson(1986)和 Kostov(1990)论述了用最小平方方法进行拉东变换的求解,并指出如何减轻由有限孔径引起的拖尾效应. 为避免反演大的矩阵,拉东变换常在频率-空间($f-x$)域进行求解. 另外,拉东变换也可在时间域进行求解, Thorson(1985)和 Yilmaz(1994)提出了在时间域进行的高分辨率最小平方倾斜叠加因子. 最小平方拉东变换方法可获得能量最小化的解,但最小平方解的分辨率还不足以区分动校正量比较小的同相轴. 为克服这一缺点,有不少专家学者基于抛物拉东变换陆续提出了几种时间域和频率域的高分辨率拉东变换反演方法(Sacchi et al., 1995; Cary, 1998; Herrmann et al., 2000; Hargreaves et al., 2001; Sahonewill et al., 2002; Ng et al., 2004; Wang et al., 2009),其中, Sacchi(1995)使用稀疏先验对同相轴的曲率方向进行了约束,从而在拉东域获得与输入地震数据相对应的稀疏的数据体显示. 与经典最小平方拉东变换相比,高分辨率拉东变换使变换所得的拉东域数据体的能量更加集中,在同样动校正量差的情况下,高分辨率拉东变换可更好地区分有效波和多次波. 由于高分辨率反演算子是 Hermitian 算子,不具有 Toeplitz 结构,这使得求解很耗时. 针对这一问题, Sacchi(1999)给出了快速求解高分辨率抛物拉东变换的方法,利用循环矩阵和共轭梯度算法来反演 Hermitian 算子,与 Cholesky 分解相比,该方法大大提高了运算效率. 这一改进使得高分辨率拉东变换的应用更加普遍,而且有利于处理大的地震数据体.

尽管不少学者提出了提高拉东域转换数据体分辨率的方法,但是,当有效波和多次波间的动校正量差较小或需处理的地震数据体具有振幅随偏移距变化(Amplitude Versus Offset, AVO)现象时,用拉东变换去除多次波时会遇到有效波振幅失真的问题,尤其是在近、远偏移距处,振幅扰动更明显(Trad et al., 2003; Sahonewill et al., 2007; Kabir et al., 1999, 2007). Kabir(1999)指出由于抛物拉东变换不是正交变换,在正变换过程中会出现假象,反变

换不能完全重构原始地震数据,尤其会使近偏移距处的振幅失真,进而导致 AVO 分析出现误差. 对于抛物拉东变换在对实际资料进行多次波衰减时是否会损坏 AVO 振幅信息这一问题, 2007 年, Recorder 杂志专门邀请了该领域的两位著名专家 BP 的 Kabir 和 Delft 的 Verschuur 进行了分析讨论. Kabir(2007)指出由于拉东变换中的正、反拉东变换并不完全是彼此的逆过程,因此,在用最小平方进行拉东变换时会在近偏移距处产生假象. 即使是比较先进的加权最小平方或高分辨率拉东变换也不能完全消除这些假象. Verschuur(2007)指出,与最小平方拉东变换相比,高分辨率拉东变换虽然有了明显的提高,但是,在拉东域仍然存在拖尾效应,拉东域的多次波和有效波仍存在重叠现象. 虽然高分辨率拉东变换大大减小了近偏移距处的振幅泄漏,但反演所恢复的有效波振幅的可靠性仍待商榷.

为消除 Radon 变换对有效波振幅的损失,保护原始数据的 AVO 现象,近年来不少学者进行了相关的研究, Wu(2008, 2009)提出了基于模式识别的多次波识别和衰减技术,用以保护有效波的 AVO 信息. Nowak(2006)采用加权解削减近、远偏移距的假象进而达到保护 AVO 信息的目的. 薛亚茹等(2012)提出一种基于 Radon 变换和正交多项式变换的多方向正交多项式变换压制多次波的方法. 从本质上来说,常规抛物拉东变换假设剩余动校正量能表示为比较好的抛物线形式,而且是在没有考虑振幅随偏移距的变化的条件下进行的多次波压制,但是实际地震资料不可能符合以上情况. 本文基于常规抛物拉东变换提出了一种新的保幅的抛物拉东变换表达式,并形成基于保幅拉东变换的多次波衰减方法. 该方法同时兼顾反射波形状和振幅特性的转换,可在去除多次波的同时有效保护地震数据的 AVO 现象.

2 基本理论

拉东变换是一种应用广泛的有效衰减多次波方法,它可在频率域或时间域进行,由 Cary(1998)及 Bancroft 和 Cao(2004)的研究可知,频率域的拉东变换速度比较快,而时间域的方法则更加稳定,能更好地分离相干信号和噪音. 拉东变换一般分为线性拉东变换、双曲拉东变换和抛物拉东变换三种形式. Hampson(1986)提出了时间域的经典抛物拉东变换,在该变换中,时间域的地震道集可以在拉东变换

域表示为常振幅抛物轴叠加的形式. 其正演算子的离散形式可表示为

$$d(h, t) = \sum_p m(p, \tau = t - ph^2), \quad (1)$$

其中, $d(h, t)$ 是叠前 CMP 道集, h 是偏移距, t 是在偏移距 h 处的时间, τ 是在零偏移距处的截距时间, p 通常指远偏移距处的剩余校正时间量. $m(\tau, p)$ 表示拉东域的转换数据体.

方程(1)可把拉东域的一个点转换成时间-偏移距域的一条抛物线,它只是形状上的转换,没有考虑振幅的变化,因此,方程(1)不能模拟振幅随偏移距的变化,即地震数据的 AVO 特性,而 AVO 现象是进行地下目的储层准确描述的一个重要特征.

考虑到地震数据的 AVO 现象,本文给出了保幅拉东变换(AVO-Preserving Radon Transform, AVO-PRT)的正演表达式:

$$d(h, t) = \sum_p \{m_A(\tau = t - ph^2, p) + F(h)m_B(\tau = t - ph^2, p)\}, \quad (2)$$

其中,函数 $F(h)$ 表示振幅随偏移距的近似变化规律. 在上式中,时间域的地震数据通过拉东变换可用转换域的两个数据体 $m_A(\tau, p)$ 和 $m_B(\tau, p)$ 来表示. 在本文中,采用了 $F(h) = (h/h_{\max})^2$, h_{\max} 指最大偏

移距.

利用(2)式,通过保幅拉东变换可以从地震道集中同时估计 $m_A(\tau, p)$ 和 $m_B(\tau, p)$. 与(1)式相比,由于(2)式不仅考虑了同相轴的形状,也考虑了同相轴幅度随偏移距的变化,因此,利用该式可以模拟地震数据的 AVO 信息.

3 算法求解

方程(2)可以简化为下面的矩阵表达式:

$$d = (L_A \quad L_B) \begin{pmatrix} m_A \\ m_B \end{pmatrix} = Lm.$$

从表达式可以看出,保幅拉东变换与常规拉东变换的形式类似,不同之处在于常规拉东变换只使用其中的 L_A 和 m_A . 以(2)式为基础,本文采用 Sacchi(1995)提出的高分辨率拉东变换方法对方程进行求解,进而得到高分辨率的保幅拉东变换方法. 由于考虑了地震数据的 AVO 现象,与常规拉东变换相比,保幅拉东变换的正演和共轭算子均包含两项.

下式给出了求解拉东域转换数据体的目标函数 J ,使目标函数最小化可获得拉东域的数据体 $m_A(\tau, q)$ 和 $m_B(\tau, q)$.

$$J = \sum_t \sum_h W(t, h) \left| d(t, h) - \sum_p \{m_A(p, \tau = t - ph^2) + F(h)m_B(p, \tau = t - ph^2)\} \right|^2 + \mu \sum_{\tau, p} R[m_A(\tau, p)/s_A, m_B(\tau, p)/s_B], \quad (3)$$

其中,规则化项 R 是对转换数据体 $m_A(\tau, p)$ 和 $m_B(\tau, p)$ 的稀疏约束, $W(t, h)$ 是数据空间的加权因子. 如果只是反演 $m_A(\tau, p)$, 该算法则变为常规时间域的高分辨率抛物拉东变换. 平衡参数 μ 用于平滑数据匹配与稀疏约束间的关系. 另外,该算法还用到两个标定参数 s_A 和 s_B . 用于稀疏约束的规则化项可以表示为 $R(x, y) = \log(1 + x^2 + y^2)$ 的形式,该形式与 Sacchi(1995)提出的 Cauchy 稀疏约束类似,但此处对应的是稀疏约束组,也就是把 $m_A(\tau, p)$ 和 $m_B(\tau, p)$ 看作一组,同时对二者进行稀疏约束. 最后可对方程(3)采用叠代重加权最小平方(IRLS)进行最小化求解.

4 模型处理与分析

本文用 Ostrander(1984)提出的第三类 AVO

模型合成包含有效波和多次波的地震道集,其模型数据见表 1. 利用常规拉东变换和保幅拉东变换分别对远、近偏移距处具有不同动校正差的地震道集进行多次波衰减, $\Delta\tau_{h\max}$ 和 $\Delta\tau_0$ 分别表示最大和最小偏移距处多次波(M)和有效波(R)间的动校正量

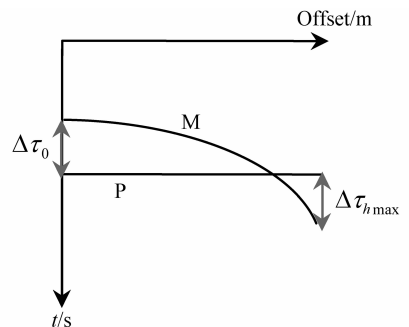


图 1 AVO 保幅拉东变换中的一些参数

Fig. 1 Parameterization used in the AVO-Preserving Radon Transform

表 1 Ostrander's 第三类 AVO 模型

Table 1 Ostrander's Class 3 AVO model

地层	纵波速度 /($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	横波速度 /($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	密度 /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)
页岩	3048	1244	2.400
含气砂岩	2438	1625	2.140
页岩	3048	1244	2.400

差,其参数示意图如图 1 所示.

为产生多次波,假设在 Ostrander 模型的气层之上有多套地层,多次波来自于其中的一个反射界面,有效波来自 Ostrander 模型气层的顶界面,产生的多次波和有效波彼此相交.

基于以上假设,叠前地震道集由表 1 中所示的经典 AVO 模型产生的地层反射系数与 30 Hz 的地震子波褶积产生,最小和最大偏移距分别为 100 m 和 1000 m. 图 2 给出了 $\Delta\tau_{h_{\max}}$ 和 $\Delta\tau_0$ 均为 0.03 s,有效波和多次波间的动校正量差比较大的合成记录. 图 3 给出了 $\Delta\tau_{h_{\max}}$ 和 $\Delta\tau_0$ 均为 0.01 s,有效波和多次波间的动校正量差比较小的合成记录. 从图中可以看出,有效波振幅随着偏移距的增加,幅度增加,具有明显的第三类 AVO 特征,而多次波的 AVO 现象则不明显,与实际的地质现象相吻合,这是因为多次波的产生常常需要经过多次反射,地层的吸收使得多次波的能量减小,振幅随偏移距变化的特性也受到削弱.

下面分别采用图 2 和图 3 所示的 $\Delta\tau_0$ 、 $\Delta\tau_{h_{\max}}$ 均为 0.03 s 和 $\Delta\tau_0$ 、 $\Delta\tau_{h_{\max}}$ 均为 0.01 s,即不同动校正

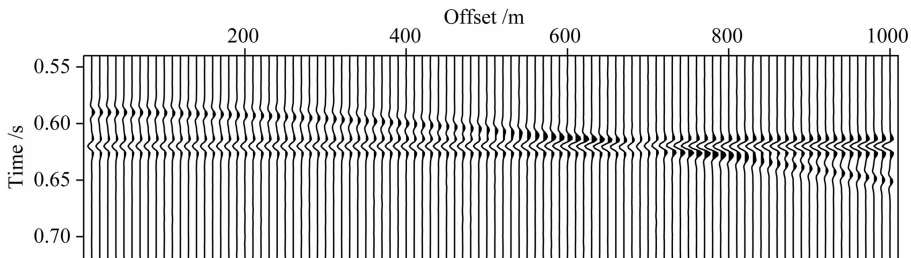
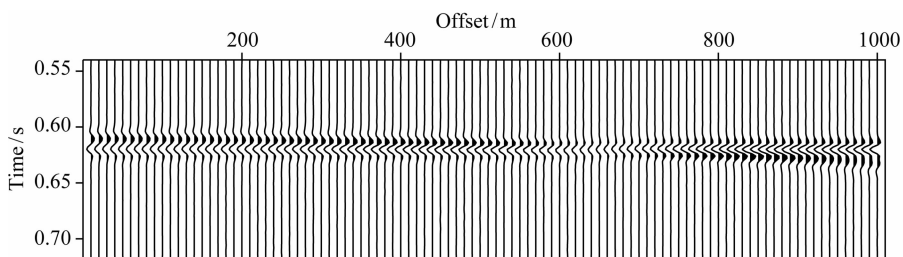
差的合成 CMP 道集对算法进行详细的分析.

4.1 动校正量差较大的合成 CMP 道集分析

对于 $\Delta\tau_0$ 和 $\Delta\tau_{h_{\max}}$ 均为 0.03 s 的合成道集数据,在图 2 所示的初始合成记录的基础上按信号与噪音的最大能量之比添加信噪比为 3:1 的部分随机噪音. 用常规和保幅拉东变换方法分别对含噪数据进行高分辨率拉东变换,所得拉东域数据体如图 4 所示. 图 4a 是常规拉东变换结果,图 4b 和 4c 是保幅拉东变换结果,其中,4b 是 m_A ,4c 是 m_B .

对图 4a 来说,虽然是高分辨率拉东变换结果,但仍存在拖尾效应,在拉东域所得的多次波和有效波的能量有部分重叠. 这意味着由于时间域抛物同相轴的 AVO 现象,在拉东域有某一特定的“区域”而不是特定的“点”与时间域的同相轴相对应. 因此,对具有 AVO 现象的地震同相轴,用常规拉东变换进行多次波和有效波的分离有它本身的局限性. 如果拖尾效应的影响超过多次波和有效波间的分离界限,在估计的有效波上会存在假象,进而影响数据的 AVO 特征. 而对于图 4b 和 4c 中的保幅拉东变换结果,由于考虑了数据的振幅变化,地震同相轴的形状和幅度分别被转换到拉东域的不同数据体中,从而减小了转换数据的拖尾效应,使多次波和有效波在拉东域得到更好的分离.

由于是合成数据,可计算得到估计的有效波与实际的有效波间的差异. 为更好地对比两种变换方法的效果,图 5 给出了两种方法估计的有效波与实际有效波间的差,图 5a 是常规方法所得有效波与实

图 2 当 $\Delta\tau_0 = 0.03 \text{ s}$, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.03 \text{ s}$ 时的合成 CMP 道集Fig. 2 The synthetic CMP gathers when $\Delta\tau_0 = 0.03 \text{ s}$, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.03 \text{ s}$ 图 3 当 $\Delta\tau_0 = 0.01 \text{ s}$, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.01 \text{ s}$ 时的合成 CMP 道集Fig. 3 The synthetic CMP gathers when $\Delta\tau_0 = 0.01 \text{ s}$, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.01 \text{ s}$

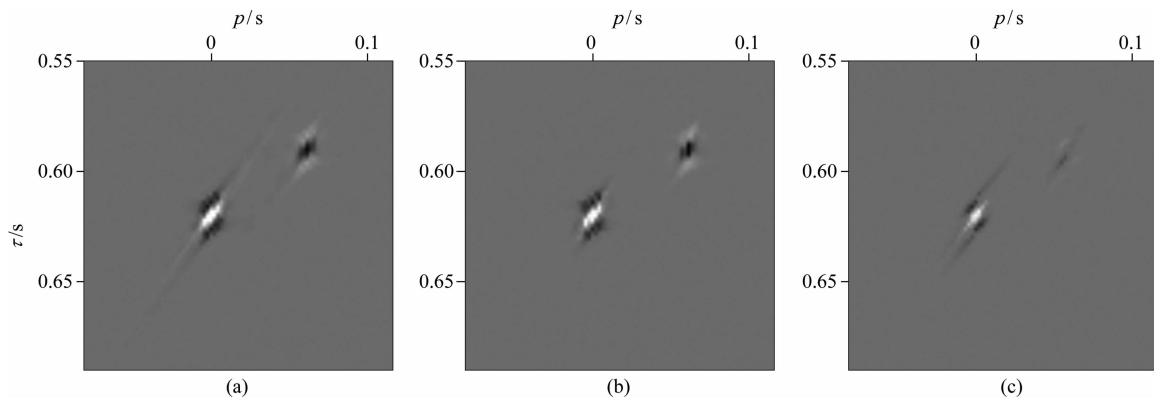


图 4 当 $\Delta\tau_0 = 0.03$ s, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.03$ s 时, 分别用 (a) 常规拉东变换和 (b), (c) 保幅拉东变换反演所得的拉东域转换数据, 其中, (b) 是 m_A , (c) 是 m_B

Fig. 4 When $\Delta\tau_0 = 0.03$ s, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.03$ s, the transformed data in the Radon domain from (a) the conventional RT and (b), (c) the ARPT, where (b) is m_A and (c) is m_B

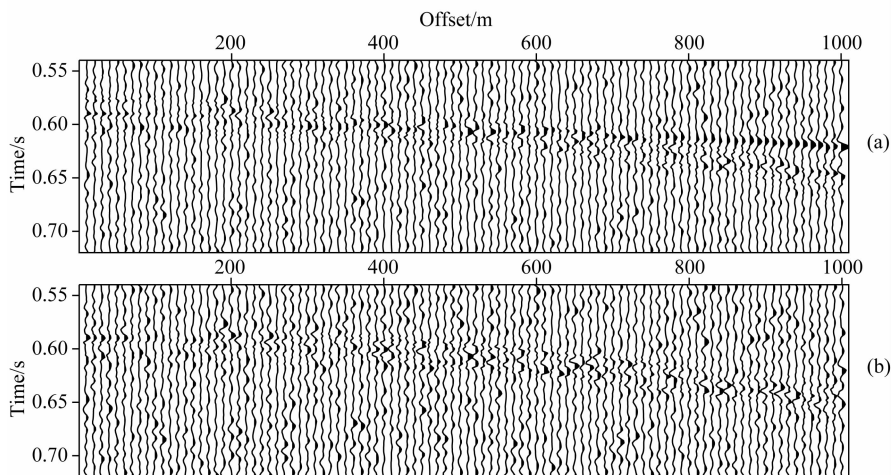


图 5 当 $\Delta\tau_0 = 0.03$ s, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.03$ s 时, 实际的有效波与 (a) 常规拉东变换和 (b) 保幅拉东变换反演结果间的差异

Fig. 5 The differences between the true primary and the estimated primary of (a) the conventional RT and (b) the ARPT when $\Delta\tau_0 = 0.03$ s, $\Delta\tau_{h_{\max}} = 0.03$ s

际有效波的差, 图 5b 是保幅拉东变换结果与实际有效波的差. 从图中可以看出, 与图 5b 相比, 图 5a 的误差比较大, 尤其在远偏移距处. 这表明, 常规拉东变换所估计的有效波不仅没得到完全恢复, 而且还包含残留的部分多次波, 而保幅拉东变换则比常规拉东变换能获得更好的振幅恢复.

虽然从图 5 中可以明显看出两种方法所得结果的差异. 但是需要说明的是, 由于多次波和有效波间的动校正量差比较大, 在拉东域进行多次波与有效波的分离时, 常规拉东变换引起的拖尾效应比较小, 从而对有效波的影响不大.

在 Ostrander 模型气层顶部界面的反射轴附近取一小时窗, 计算在该时窗内, 通过两种方法估计所得有效波振幅与实际有效波振幅间的均方根误差

(Mean Square Error, MSE) $MSE = E(P^{\text{True}} - \hat{P})^2$, 其结果如图 6 所示. 虚线显示的是常规高分辨率方法的结果 (High Resolution Radon Transform, HR-RT), 实线显示的是保幅高分辨率方法的结果 (AVO-Preserving High Resolution Radon Transform, AP-HR-RT).

从图中可以看出, 在近偏移距处二者的差异比较小, 但在远偏移距处二者的差异比较大. 通过常规方法获得的远偏移距处振幅的能量被削弱, 保幅方法很好地保护了远偏移距处的振幅信息. 这是因为在远偏移距处振幅随偏移距的变化比较明显, 常规方法因为没考虑振幅的变化, 从而不能很好地恢复远偏移距处的有效波振幅, 而保幅变换考虑了数据的 AVO 效应, 从而减小了远偏移距处振幅的能量

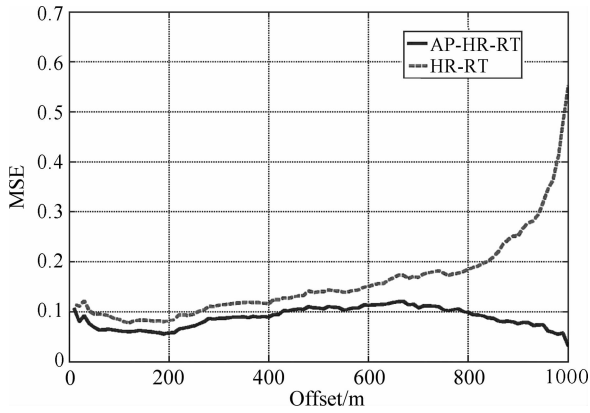


图 6 当 $\Delta\tau_0=0.03\text{ s}$, $\Delta\tau_{h\max}=0.03\text{ s}$ 时, 随偏移距变化的均方根误差

Fig. 6 Mean square error versus offset when $\Delta\tau_0=0.03\text{ s}$, $\Delta\tau_{h\max}=0.03\text{ s}$

泄漏,使有效波得到很好的恢复.

4.2 动校正量差较小的合成 CMP 道集分析

对 $\Delta\tau_0$ 和 $\Delta\tau_{h\max}$ 均为 0.01 s 的地震道集数据,

其合成记录如图 3 所示,从图中可清楚看出,由于多次波和有效波间的动校正量之差比较小,二者非常接近,这将使二者的分离比较困难. 同样在该初始合成记录上按信号与噪声的最大能量之比添加信噪比为 $3:1$ 的部分随机噪声. 两种拉东变换方法对加噪地震数据所得拉东域数据体如图 7 所示. 图 7a 是常规拉东变换的结果,图 7b 和 7c 是保幅拉东变换的结果,其中,7b 是 m_A , 7c 是 m_B . 从图上可清楚看出保幅拉东变换方法相对常规方法的改进之处. 常规拉东变换没有考虑地震数据的 AVO 效应,由于拖尾效应,在拉东域所得的多次波和有效波的能量相对比较分散,而且有部分重叠. 保幅拉东变换考虑了数据的振幅变化,地震同相轴的形状和幅度分别被转换到拉东域的不同数据体中,更好地满足了抛物拉东变换的条件,从而减小了转换数据的拖尾效应,使多次波和有效波在拉东域得到更好的分离.

图 8 显示了通过两种方法恢复的有效波与实际

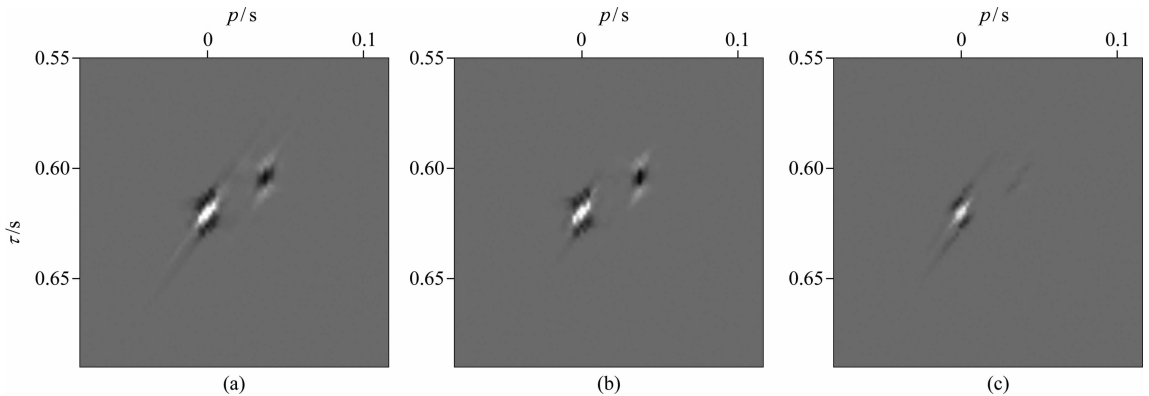


图 7 当 $\Delta\tau_0=0.01\text{ s}$, $\Delta\tau_{h\max}=0.01\text{ s}$ 时,分别用(a)常规拉东变换

和(b),(c)保幅拉东变换反演所得的拉东域转换数据,其中,(b)是 m_A , (c)是 m_B
Fig. 7 When $\Delta\tau_0=0.01\text{ s}$, $\Delta\tau_{h\max}=0.01\text{ s}$, the transformed data in the Radon domain from (a) the conventional RT and (b), (c) the ARPT, where (b) is m_A and (c) is m_B

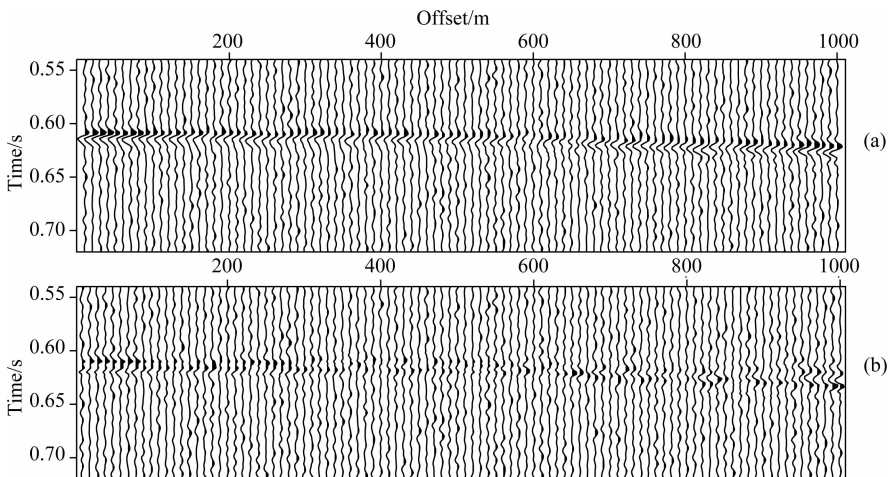


图 8 当 $\Delta\tau_0=0.01\text{ s}$, $\Delta\tau_{h\max}=0.01\text{ s}$ 时,实际的有效波与(a)常规拉东变换和(b)保幅拉东变换反演结果间的差异
Fig. 8 The differences between the true primary and the estimated primary of (a) the conventional RT and (b) the ARPT when $\Delta\tau_0=0.01\text{ s}$, $\Delta\tau_{h\max}=0.01\text{ s}$

有效波间的差异. 图 8a 是常规方法所得结果, 图 8b 是保幅拉东变换所得结果. 可以看出, 与图 8b 相比, 图 8a 误差比较大, 尤其在近、远偏移距处. 这是由于有效波和多次波间的动校正量差比较小, 振幅变化引起的拖尾效应使得多次波和有效波在拉东域不能得到较好的分离, 从而使所恢复的有效波的振幅误差比较大. 相对来说, 由于保幅拉东变换考虑了数据的 AVO 特性, 减小了拉东域数据的拖尾效应, 尽管动校正量差比较小, 仍能使多次波和有效波进行分离, 从而比常规拉东变换获得了更好的振幅恢复.

同样的, 对小动校正量差的情况, 也在 Ostrander 模型气层顶部界面的反射轴附近取一小时窗, 然后在该时窗内计算两种方法估计所得有效波振幅与实际有效波振幅间的均方根误差, 其结果如图 9 所示. 虚线显示的是常规高分辨率方法的结果, 实线显示的是保幅高分辨率方法的结果. 从图中可以看出, 保幅拉东变换的 MSE 误差比常规方法的误差小, 特别在近偏移距和远偏移距, 常规方法的误差尤其大.

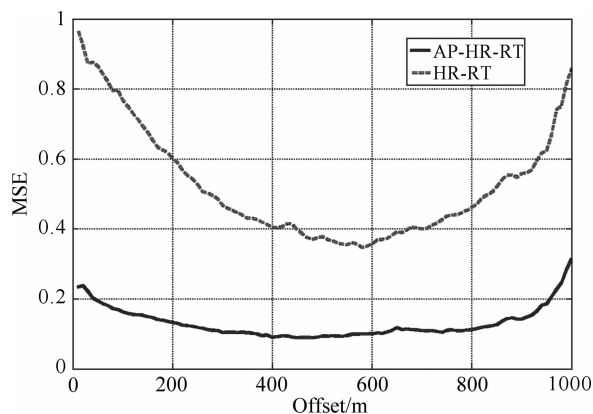


图 9 当 $\Delta\tau_0 = 0.01$ s, $\Delta\tau_{hmax} = 0.01$ s 时, 随偏移距变化的均方根误差

Fig. 9 Mean square error versus offset when $\Delta\tau_0 = 0.01$ s, $\Delta\tau_{hmax} = 0.01$ s

对小的动校正量差的情况, 通过常规拉东变换可衰减多次波的能量, 但在近偏移距处, 存在振幅能量的减小, 而在远偏移距处, 恢复的有效波又包含部分多次波, 即存在多次波的剩余. 这是因为在近偏移距, 由于有效波和多次波在拉东域比较难分离, 使得部分有效波的能量映射到多次波区域而被衰减, 使得恢复的有效波存在能量泄漏. 在远偏移距处, 部分多次波的能量被映射到有效波区域, 使得对多次波进行衰减后仍存在多次波能量的剩余. 相对来说, 由于保幅拉东变换考虑了地震数据的 AVO 效应, 无论在近偏移距还是在远偏移距, 估计所得的有效波

的振幅都相对比较准确.

总之, 以上模型测试结果表明, 通过常规拉东变换可衰减多次波, 但伴随有效波振幅能量的泄漏或多次波能量的剩余; 与常规拉东变换相比, 保幅拉东变换减小了转换数据体在拉东域的拖尾效应, 可在不破坏有效波振幅的情况下衰减多次波, 从而可更好地恢复地震数据的有效波信息.

5 实例分析

为验证保幅拉东变换的实际应用效果, 本文还对某实际工区动校正后的 CMP 道集数据进行了应用分析. 图 10 显示了色标范围一致的地震数据和通过两种拉东变换方法所恢复的有效波. 其中, 图 10a 为叠前地震道集数据, 选取的时间范围为 1.6 s 到 4.8 s, 目的储层在 2.7 s 附近, 图 10b 和图 10c 分别为通过高分辨率常规拉东变换和高分辨率保幅拉东变换反演所得的有效波数据. 从图 10a 中可以看出, 有效波基本上被校平, 多次波有明显的剩余校正量, 而且多次波并不是振幅为常数的完美抛物轴. 从图 10b 和图 10c 所示的有效波数据上可以看出, 多次波基本被消除, 有效波能量得到了较好的恢复, 但在目的储层所在的 2.7 s 附近, 即在图中红色箭头指示位置处, 二者有比较明显的差异.

为更好地展示二者间的差异, 本文对图 10 中红色虚线矩形框内的数据进行了放大显示, 其结果如图 11 所示. 图 11a 为放大后的地震道集, 图 11b 和 11c 分别为常规拉东变换和保幅拉东变换反演所得的有效波. 从图 11b 中可看到, 在红色箭头所示区域, 常规拉东变换所得有效波的同相轴发生了明显的扭曲, 破坏了地震数据的 AVO 特征, 进而会影响目的储层的识别, 而且在蓝色箭头所示区域有明显的多次波剩余; 在图 11c 所示的保幅拉东变换所得结果上, 红色箭头所示区域的有效波得到很好的恢复, 有效保护了地震数据的 AVO 现象, 为目的储层的识别奠定了基础, 而且蓝色箭头所示区域的多次波也得到了很好的去除.

图 12 展示了色标范围一致的、通过两种拉东变换方法估算得到的多次波. 图 12a 为高分辨率常规拉东变换所得多次波, 图 12b 为高分辨率保幅拉东变换所得结果. 从图中可以看出, 与常规拉东变换相比, 保幅拉东变换可有效去除更多的多次波信息, 从而可更加准确地恢复有效波的能量.

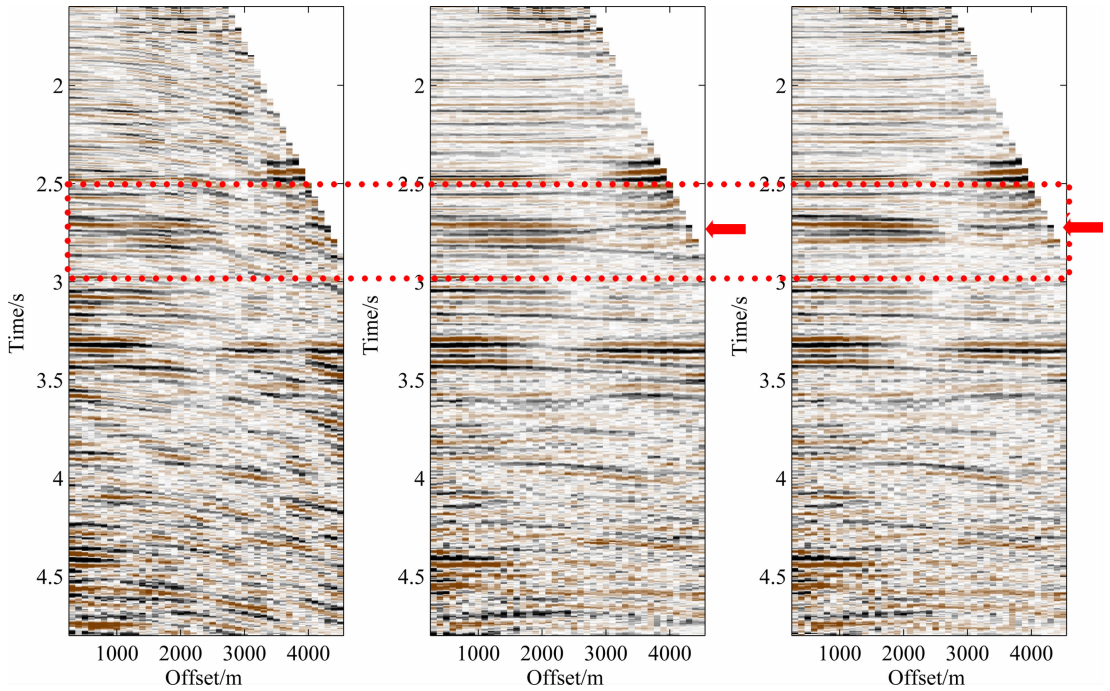


图 10 (a)实际地震数据、(b)常规高分辨率拉东变换和(c)保幅高分辨率拉东变换反演所得有效波

Fig. 10 (a) Real seismic data, (b) the inverted primaries from conventional high-resolution Radon transform and (c) the AV0 preserving high-resolution Radon transform

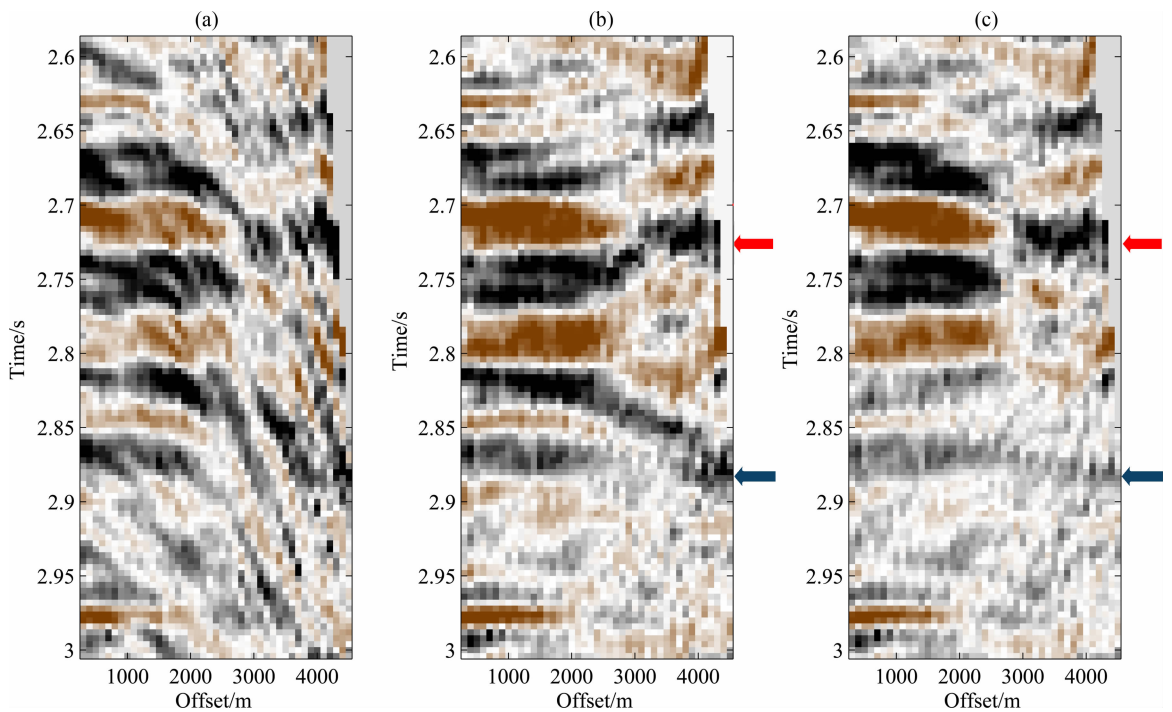


图 11 把目的层位置放大后的(a)实际地震数据、(b)高分辨率常规拉东变换和(c)高分辨率保幅拉东变换反演所得有效波

Fig. 11 (a) Real seismic data, (b) the inverted primaries from high-resolution conventional Radon transform and (c) the high-resolution AV0 preserving Radon transform after zoomed at the interest area

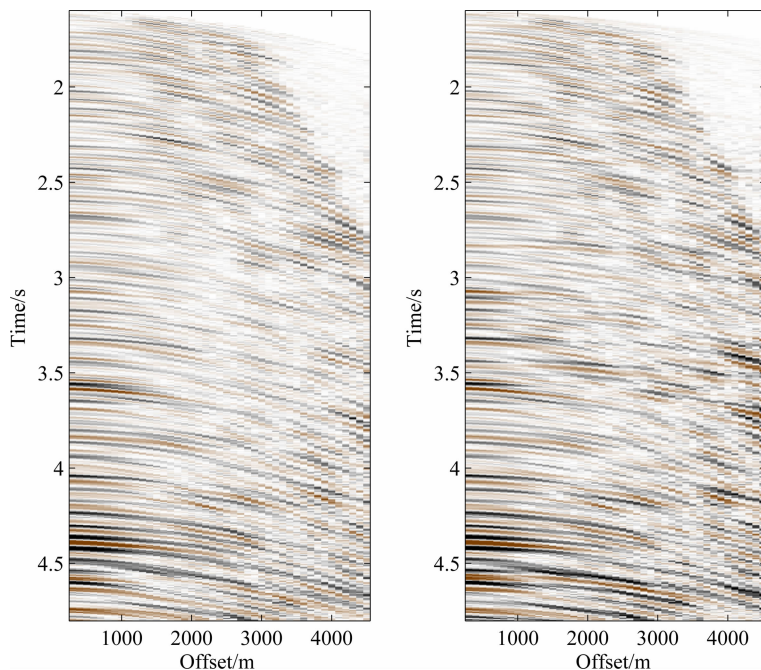


图 12 (a) 高分辨率常规拉东变换和 (b) 高分辨率保幅拉东变换反演所得多次波
 Fig. 12 (a) The inverted multiples from high-resolution conventional Radon transform and (b) the high-resolution AVO preserving Radon transform

6 结论

本文提出了一种通过拉东变换模拟具有 AVO 特征地震反射波数据的新算法. 该算法是在常规拉东变换基础上进行的修改, 它把地震道集转换成拉东域的两部分, 其中的一部分与常规拉东变换类似, 模拟了零偏移距处的反射振幅, 另一部分模拟了反射振幅 AVO 特征. 通过 IRLS 算法可对新的拉东算子进行反演, 当然也可采用其他的稀疏反演算法. 与常规拉东变换相比, 无论是合成地震道集还是实际地震数据, 保幅拉东变换均有比较明显的改进. 当然, 对于用拉东变换进行地震数据的 AVO 分析问题, 仍需要进行进一步的研究. 总之, 保幅拉东变换因考虑了地震数据的 AVO 现象, 有助于保护有效波的振幅信息, 可使恢复的有效波数据体更准确地反映地下地质体信息, 为后续的反演解释工作奠定有利的基础.

References

Bancroft J, Cao Z H. 2004. Multiple attenuation using the space-time radon transform and equivalent offset gathers. 74th SEG Extended Abstracts.
 Cary P W. 1998. The simplest discrete radon transform. 68th.

Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., SEG. Expanded Abstracts, 1999-2002.
 Guo M Q, Zhao Y L, Zuo S J, et al. 2012. Combined multiple attenuation in marine seismic data processing. *Oil Geophysical Prospecting* (in Chinese), 47(4): 537-544.
 Hampson D. 1986. Inverse velocity stacking for multiple elimination. *Journal of the CSEG*, 22(1): 44-55.
 Hargreaves N, Cooper N, Whiting P. 2001. High-resolution Radon demultiple. 70th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts, 1325-1328.
 Herrmann P, Mojesty T, Magesan M, et al. 2000. De-aliased, High-Resolution Radon transforms. 70th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts.
 Kabir N M M, Marfurt K J. 1999. Toward true amplitude multiple removal. *The Leading Edge*, 18(1): 66-73.
 Kabir N M M, Verschuur E. 2007. Does parabolic Radon transform multiple removal hurt amplitudes for AVO analysis? CSEG Recorder, 10-14.
 Kostov C. 1990. Toeplitz structure in slant-stack inversion. 60th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts, 1618-1621.
 Ng M, Perz M. 2004. High resolution Radon transform in the $t-x$ domain using "intelligent" prioritization of the Gauss-Seidel estimation sequence. 74th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts, 2160-2163.
 Nowak J E, Imhof G M. 2006. Amplitude preservation of Radon-based multiple-removal filters. *Geophysics*, 71(5): V123-V126.
 Ostrander W J. 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas

- sands at non-normal angles of incidence. *Geophysics*, 49(10): 1637-1648.
- Sacchi M, Ulrych T. 1995. High-resolution velocity gathers and offset space reconstruction. *Geophysics*, 60(4): 1169-1177.
- Sacchi M. 1999. Fast high resolution parabolic Radon transform. 69th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts,
- Sahonewill M, Zwartjes P. 2002. High-resolution transforms and amplitude preservation. EAGE 64th Conference and Exhibition.
- Sahonewill M, Aaron P. 2007. Applications of time-domain high-resolution radon demultiple. 77th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts, 2565-2569.
- Thorson J R, Claerbout J F. 1985. Velocity-stack and slant stochastic inversion. *Geophysics*, 50(12): 2727-2741.
- Trad D, Ulrych T, Sacchi M. 2003. Latest views of the sparse radon transform. *Geophysics*, 68(1): 386-399.
- Wang J F, Ng M. 2009. Greedy Least-Squares and its application in Radon Transforms. CSEG National Convention, 5-8.
- Wu W J. 2008. A new method of multiple attenuation; multiple identification and subtraction. CSEG National Convention, 1-4.
- Wu W J. 2009. A new method of multiple attenuation; multiple identification and subtraction (II). CSEG National Convention, 21-24.
- Xiong D, Zhao W, Zhang J F. 2009. Hybrid-domain high-resolution parabolic Radon transform and its application to demultiple. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 52(4): 1068-1077.
- Xue Y R, Chen X H, Ma J T. 2012. Multiples attenuation based on directional orthogonal polynomial transform. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 55(10): 3450-3458.
- Yilmaz O, Taner M T. 1994. Discrete plane-wave decomposition by least-mean-square-error method. *Geophysics*, 59(6): 973-982.

附中文参考文献

- 郭梦秋, 赵彦良, 左胜杰等. 2012. 海上地震资料处理中的组合压制多次波技术. 石油地球物理勘探, 47(4): 537-544.
- 熊登, 赵伟, 张剑锋等. 2009. 混合域高分辨率抛物 Radon 变换及在衰减多次波中的应用. 地球物理学报, 52(4): 1068-1077.
- 薛亚茹, 陈小宏, 马继涛. 2012. 多方向正交多项式变换压制多次波. 地球物理学报, 55(10): 3450-3458.

(本文编辑 胡素芳)