

陶毅,符力耘,孙伟家,等.地震波干涉法研究进展综述.地球物理学进展,2010,25(5):1775~1784,DOI:10.3969/j.issn.1004-2903.2010.05.035.

Tao Y, Fu L Y, Sun W J, *et al.* A review of seismic interferometry. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 2010, 25(5):1775~1784, DOI:10.3969/j.issn.1004-2903.2010.05.035.

地震波干涉法研究进展综述

陶毅, 符力耘, 孙伟家, 孙秋霞

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘 要 地震波干涉法的提出与应用丰富了对地震波传播规律的认识和研究,被认为是地球物理发展的一大进展.其基本原理是对不同位置接收到的地震波信号进行相关而得到新的地震信号,该信号能反映原始地震波信号所不能反映的信息.本文详细介绍了地震波干涉法的原理及其在地球物理学特别是地震勘探领域中的应用.首先,重点介绍了地震波干涉法理论的提出、发展和完善的过程;其次,讨论了目前应用的地震波干涉法不同的数学实现方式;最后,介绍了用地震波干涉法的数值实现过程以及用地震波干涉法进行成像的研究进展.

关键词 地震波干涉法,虚震源,相关,成像

DOI:10.3969/j.issn.1004-2903.2010.05.035

中图分类号 P631

文献标识码 A

A review of seismic interferometry

TAO Yi, FU Li-Yun, SUN Wei-Jia, SUN Qiu-Xia

(*Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

Abstract The development and application of seismic interferometry, which is assumed as one significant advancement in geophysical community, have enriched the knowledge and study of seismic wave propagation. The basic idea of seismic interferometry is that if we cross-correlate the different seismic signals at different locations, we could retrieve a new signal, which could reflect the information that could not be seen from the original seismic waves. In this paper, we briefly review the principles of seismic interferometry and the application in geophysical fields, especially in exploration geophysics. We first focus on the birth, historical development and enrichment of seismic interferometry, then discuss different mathematical ways to do seismic interferometry, and finally introduce the process of interferometry from a numerical point of view and introduce the advancement interferometric imaging.

Keywords Seismic interferometry, virtual source, correlation, imaging

0 引 言

地震波干涉法(Seismic Interferometry)是最近几年地球物理特别是勘探地球物理研究的一个热点.近几年来“Geophyscis”等国际性的地球物理权威杂志上发表了大量关于地震波干涉法有关的文章.美国勘探地球物理学家协会(SEG)和欧洲地球科学和工程师学会(EAGE)分别在2005年和2006

年举行过关于地震波干涉法的研讨班,体现出地球物理工作者对该方法的重视.

物理学中,干涉法(Interferometry)指的是对两个不同的信号重叠而产生的新信号这一现象的研究,其对信号所穿过的介质的物理特性的变化比较敏感.其中的一个例子是雷达干涉技术.这一技术在地球物理方面的应用体现在监测地壳形变,用于监测火山、地震、滑坡、地面沉降、冰川活动等^[1~3].地

收稿日期 2009-12-15; 修回日期 2010-03-20.

基金项目 国家科技重大专项(2008ZX05023-005)资助.

作者简介 陶毅,男,1983年生,2005年进入中国科学院地质与地球物理研究所攻读硕士学位,现在美国德州大学奥斯汀分校,主要从事复杂介质地震波传播理论和模拟的研究.(E-mail:taoyi107@hotmail.com)

震波干涉法(Seismic Interferometry)与物理学中的干涉法类似,但研究对象为地震信号或声信号,其广义的定义是指与地震波有关的干涉现象的研究^[4].通过对记录到的地震信号进行干涉,将得到新的地震信号,这种地震信号不仅包含了原始地震信号的特性,而且能反映出原始信号所不具有的某些重要的特征,如去除复杂地质构造对波传播的影响、把噪声变成有用的信号、提高信号的信噪比以及反映常规的地震处理方法所不能反映的某些复杂地质构造的局部性特征等^[5].

地震波干涉法的研究最早见于1968年Clearbout发表于“Geophysicis”的一篇经典论文^[6],文中用水平层状介质证明了对自由地表接收到的从底部来的透射地震记录进行自相关等价于其自激自收模拟记录(包含负时间记录以及零时刻的脉冲响应).该结论可以推广到非自激自收的情况,若对自由地表两个不同的检波器记录到的从透射波地震信号做互相关,可得到一个新的地震信号,其包含因果和非因果部分以及脉冲响应.其因果部分与以一个检波器所在的位置为震源(虚震源)而另一个检波器为检波器的观测系统记录到的地震波一样.这种通过对地震波进行相关而得到新的地震波并进行成像的方法被命名为声波日光法成像技术(Acoustic daylight imaging)^[7,8].Clearbout推断这一结论可以推广到三维各向异性的介质中,但没有给出证明.法国巴黎高等理工化工大学Fink领导的研究小组在声学领域从理论和实验上证实了在各种不同的介质中,包括强散射介质,声场存在时间反转现象(time reversal)^[9~11].这一方法被用于超声聚焦与检测,同时也激发了地球物理工作者提出尾波干涉的方法来监测介质的微小变化^[18~22].

Schuster在2000年结束对斯坦福大学的访问之后,2001年在其发表的会议文章中正式使用了地震波干涉法这个名词^[12],在后来发表的文章中进一步地阐明了该方法的原理和应用价值^[4].应用地震波干涉法对多次波进行偏移得到反射界面的构造特征,所用的震源可以是人工源也可以是被动源.与Clearbout的层状介质、炮点和检波点水平分布不同的是,其不受模型的限制,炮点和检波点也可以任意布置,只要满足地震波干涉法成立的条件即可.几乎同时,许多地球物理工作者广泛地开展了对地震波干涉法的研究.荷兰代夫特理工大学Wapenaar领导的研究小组发表了一系列文章^[13~17],用积分理论和互易定理论证了地震波干涉法对不同的非衰减

的介质和不同的震源均成立,并通过数值模拟的方法,用合成地震数据和实际数据进行了验证,证明了Clearbout提出的关于三维介质中地震波干涉法关系式成立的推断.美国科罗拉多矿业学院的Snieder等人对地震波干涉法作了许多创新性的工作^[18~22],进一步完善了地震波干涉法的理论,提出了尾波干涉的理论,通过不同的地震仪记录到的尾波进行相关来推断介质的参数随时间的变化.该方法被应用于实际的天然地震资料^[19~23],用来推断地震波速度、震源位置等参数的变化以及岩石应力的变化、火山活动的监测等.

国内对震波干涉法在天然地震学中也有系列的研究.王宝善等^[23]对在云南昆明采集到的一个月周期的地震数据,用尾波干涉的方法来估计地震波速度的变化并解释了引起这种变化的可能原因.中国科学院声学研究所汪承灏院士领导的研究小组做了大量的关于声波时间反转法的深入研究工作^[24~26].汪承灏等^[24]用换元接收的时间反转法,克服了以往的时间反转法不能区分目标和界面的缺点.陆明慧等^[25]把时间反转法应用于水下扩频编码通信,带来了信号的聚焦增益和提高了编码信号的主副瓣比.吴昊等^[26]把时间反转法应用于固体板中的声波传播,表明时间反转法能补偿固体板中由多径效应造成的波形和相位畸变.但是,把地震波干涉法应用到勘探地震领域是一个新的研究方向,目前国内的研究工作相对开展的较少,尚无中文文章发表.

1 地震波干涉法的分类

在忽略仪器响应的情况下,地震检波器或地震仪记录到的地震信号等效于格林函数和地震子波的卷积.地震波干涉法的核心思想就是对记录的地震信号进行一定的数学处理,得到以其中一个检波器为震源的新的地震记录.如果对地震波场的格林函数进行运算后,能产生一个虚震源记录,那么在对地震子波做卷积之后,这种关系将仍然成立.因此,地震波干涉法的数学实现方式体现在虚震源格林函数的提取方法上.

1.1 相关型地震波干涉法

相关型地震波干涉法是应用最为广泛的一种地震波干涉法.实际上,在反卷积型地震波干涉法出现之前,人们对地震波干涉法的定义就是指用相关的方法获得虚震源的地震数据,其中,自相关生成自激自收的地震记录,互相关生成共炮点道集.如图1所

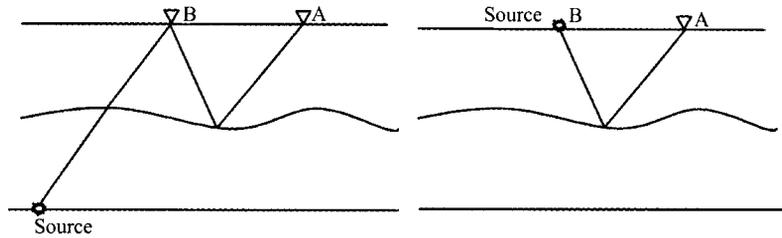


图 1 相关型地震波干涉法的射线路径图

Fig. 1 Ray paths of seismic interferometry of crosscorrelation type

示,相关型地震波干涉法的原理可以用几何射线的方法直观地解释如下:

对不同的检波器 A 和 B 接收到的地震信号进行互相关,重合的射线路径将相互抵消,使得最后得到的新的地震信号看起来像是以 B 为震源,从 B 传播到 A 一样.

相关型地震波干涉法的原理可以用时间域的格林函数表述为^[27]:

$$R(x_A, x_B, t) + R(x_A, x_B, -t) = \delta(x_{H,A} - x_{H,B})\delta(t) - \sum_i T(x_A, x_i, -t) * T(x_B, x_i, t), \quad (1)$$

其中, $T(x_A, x_i, t)$, 和 $T(x_B, x_i, t)$ 分别为从地下的震源 x_i 传到 A 检波点和 B 检波点的透射地震记录, $R(x_A, x_B, t)$ 是以 B 为震源, A 为检波点的反射地震记录,符号表示卷积. 相关型地震波干涉法提取的地震信号既包含因果部分,也非因果的部分和零时刻的脉冲响应. $R(x_A, x_B, t)$ 为因果的地震记录,而 $R(x_A, x_B, -t)$ 为其负时的部分,与 $R(x_A, x_B, t)$ 关于 $t=0$ 对称,对应于非因果的地震记录. 式(1)右边表示对地震记录做完相关之后,沿炮点所在的曲线或曲面求和.

Fraiser^[27]在 1970 年将声波反射波和透射波满足地震波干涉法的结论推广到弹性波的情况. 对每一层介质的 Thomson-Haskell 矩阵,声波情况下维数为,而对弹性波的情况,矩阵的维数为. Kumar 等^[28]用反射率法再次给出了对任意角度入射的弹性波而言,在地面接收到的透射地震记录可以通过

互相关转化为反射地震记录. 由于考虑的是上行波场和下行波场的整体的反/透射系数,因此其推导适用于层内介质为各向异性的情况.

Wapenaar 在 2003 年和 2004 年^[13, 29]用互易定理的方法,把上述结论推广到了三维声波和弹性介质的情况. 文中给出的证明对任意的非衰减的各向异性介质均成立. Wapenaar 在 2006 年^[30]给出了更为一般化的结论,适用于任意的非衰减介质中,考虑的波包括声波、弹性波、电磁波等. Snieder 等在 2007 年^[31]进一步阐述了地震波干涉法对许多物理现象均成立. 从理论上证实了地震波干涉法不仅对波动现象,而且对以薛定谔方程、扩散和对流方程等描述的其他物理现象也成立.

1.2 卷积型地震波干涉法

地震波干涉法也可以用卷积来实现^[32, 33]. 原因为对两个不同检波器记录到的地震波进行相关等价于对一个检波器的负时记录和另一检波器的因果的地震记录进行卷积. 由于卷积和相关的等价关系,卷积型干涉法涉及的数学理论与相关型地震波干涉法类似.

如图(2)所示,以 S 为井间震源而出发的地震射线,检波点 A 和 B 位于井的两侧,通过对 B 点和 A 点接收到的地震记录进行卷积将会得到一个以 B 为虚震源、A 为检波点的新的地震记录. 相关使得重合的射线路径相消,与此相反的是,卷积使得射线路径延长了. 这里使射线路径延长的方法跟多次波的预测技术相类似.

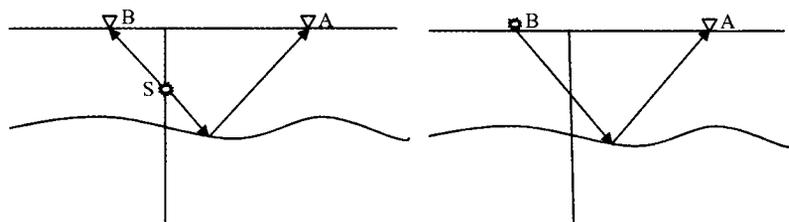


图 2 卷积型地震波干涉法的射线路径图

Fig. 2 Ray paths of seismic interferometry of convolution type

1.3 反卷积型地震波干涉法

地震波干涉法可在做完反卷积后实施. 该方法需要对波场进行分离, 如分解为上行波与下行波^[34, 35]或扰动场与非扰动场, 边界条件也要做相应的修改. 与相关型地震波干涉法不同的是, 反卷积型地震波干涉法对散射波场只提取因果的地震信号. Vasconcelos 和 Snieder 用散射理论阐述了该方法^[36, 37], 首先把地震波场分解为背景介质的非扰动项和散射介质的扰动项:

$$u(\mathbf{r}, \mathbf{s}, \omega) = W(\mathbf{s}, \omega) [G_0(\mathbf{r}, \mathbf{s}, \omega) + G_s(\mathbf{r}, \mathbf{s}, \omega)], \quad (2)$$

其中, $G_0(\mathbf{r}, \mathbf{s}, \omega)$ 和 $G_s(\mathbf{r}, \mathbf{s}, \omega)$ 分别为背景介质(不含扰动项)以及散射介质(扰动项)的格林函数, $W(\mathbf{s}, \omega)$ 为震源在频率域的响应.

相关型地震波干涉法用的是接收到的地震信号(位移、压力或加速度等)来进行相关, 这里采用两个不同的检波点记录到的地震信号的比值:

$$D_{AB} = \frac{u(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})}{u(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})} = \frac{G(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})}{G(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})}. \quad (3)$$

式(3)在时间域为反卷积运算, 由于使用波场比值, D_{AB} 与震源的响应无关. 存在的题是, 无论是弹性波的位移分量还是声波的压力比值, 均不再满足互相关的关系式(1), 因此需要做一些数学处理. 波场比值 D_{AB} 用泰勒级数展开表示成:

$$D_{AB} = \frac{G(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})}{G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})} + \frac{G(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})G_0^*(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})}{|G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})|^2 G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})} \times \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \left(\frac{G_s(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})}{G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})} \right)^n, \quad (4)$$

对上式进行积分, 有:

$$\oint_{\Omega} D_{AB} ds = \oint_{\Omega} \frac{G_0(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})G_0^*(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})}{|G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})|^2} ds + \oint_{\Omega} \frac{G_s(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})G_0^*(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})}{|G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})|^2} ds + \oint_{\Omega} \frac{G_0(\mathbf{r}_A, \mathbf{s})G_0^*(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})G_s(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})}{|G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})|^2 G_0(\mathbf{r}_B, \mathbf{s})} ds. \quad (5)$$

式(5)相当于对地震波场比值的 Born 近似. 其中, 第一项表示的是以 \mathbf{r}_B 为虚震源, 从 \mathbf{r}_B 传到 \mathbf{r}_A 的非因果(负时间)和因果(正时间)的地震波. 第二项表示的是从 \mathbf{r}_B 传到 \mathbf{r}_A 的因果的散射地震波, 第二项和第三项在 \mathbf{r}_B 与 \mathbf{r}_A 相等时、即自激自收的情况下相互抵消. 其不包含散射波场的非因果响应, 因而只提取其因果的部分, 与实际的地震记录相对应.

2 地震波干涉法成立的条件

2.1 地震波干涉法对震源及传播介质的要求

勘探地球物理中广泛使用的人工源的震源位置

和强度一般不是随机变化的, 因此被称为确定性震源. 若地震波传播的介质也不引起地震波的随机变化, 其被称为确定性波场(Deterministic Wavefield). 地震波干涉法最初的理论推导就基于此类震源或地震波场, 这样的震源和地震波是相关的或者经过反褶积后是相关的. 与光学中干涉现象对相干光源的要求不同的是, 地震波干涉法不仅适用于相干震源或相干波场, 也适用于随机的地震波场或扩散波场(Diffusive Wavefield)^[38, 39]. 扩散波场可由许多随机的震源, 各向异性的多次散射界面, 崎岖的介质分界面引起的波的多重反射或者上述条件共同组成. 基于扩散波场发展的无源地震监测技术可应用于小尺度的地球物理勘探, 用于描述储层的参数变化, 推测断层和裂缝分布等^[40]. 由于地震波干涉法的原理对这两类波场均成立, 它有着极大的应用范围.

许多地球物理工作者从理论和实际应用方面讨论了扩散波场的地震波干涉法. Wapenaar^[41]在2006年推导了用地震波干涉法对白噪声源生成虚震源地震记录的关系式, 该过程和确定性震源的地震波干涉法相类似. 文中证明, 和确定性震源的结果一样, 可以通过相关生成新的地震记录, 这个新的地震记录并不和实际的模拟记录完全一样, 它是一种近似, 但这种近似仅具有振幅上的误差, 对相位的提取是精确的. 在推导过程中 Wapenaar 假设了噪声源具有同样的功率谱并且它们同时激发地震波. 但在实际中, 噪声源可能不同时激发而在时间上有可能相互重叠, 为了保证噪声源互不相关, 要求记录的时间相对较长. Larose 等人^[42]从理论上对随机波场的地震波干涉法进行了总结性的研究, 并用超声波实验进行了验证以及用天然地震的数据进行了层析成像的研究. Dragnov 等在2006年^[43]的一篇文章中用数值模拟的方法, 采用模型数据, 对白噪声源的地震记录进行了互相关, 从噪声信号中得到了几个清晰的反射波同向轴. Dragnov 在另一篇文章中^[44]进一步对中东沙漠采集的实际数据应用了这一方法, 得到的虚反射记录可以用 P 波的反射资料来解释.

地震波干涉法不仅可用于不考虑地震波衰减的介质, 也可以应用于其他介质中, 如运动的声介质及衰减介质中, 不过得到的信号的因果部分和非因果部分不再是一个简单的关于零时刻对称的关系. Wapenaar 在2006年^[45]给出了运动的介质中地震波干涉法的关系式. 运动介质中, 相关后的地震波不再关于零时刻对称, 因果的部分表征的是一检波器

为虚震源,另一检波器为实际的检波器的格林函数,而非因果的部分表征的是格林函数沿着相反的路径的负时记录. Godin 在 2006 年^[46]把噪声源干涉的方法应用到了各向异性、运动的流体中,推导了这种介质中的地震波干涉法的关系式. 对于衰减的介质而言,相关后的地震波同样不再是关于零时刻对称的. Snieder 在 2007 年^[47]对衰减介质中的地震波干涉法进行了修正,证明了若噪声源的功率谱与扩散系数成正比,可由干涉法得到一个虚震源的记录.

2.2 地震波干涉法对模型的要求

地震波干涉法对模型的依赖性非常强,无论采用哪种数学实现方式,离开对模型的研究而直接采用地震波干涉法都将会是不合适的. Claerbout^[6]等人对一维的层状介质的推导要求自由地表的条件,否则透射与反射的转化关系不再成立. Mehta 等人^[48]指出,如图 3 所示的观测系统,若要用地震波干涉法生成以 A 或以 B 为虚震源的反射地震记录,则要求炮点所在的曲线是闭合的并包围所有的检波器,即要求炮点密集采样. 如果炮点的采样点很稀疏,得到的干涉图因空间假频的存在而生成许多虚假的信号. 但该观测系统在实际的地震资料采集中是一种不可能达到的理想状态. 对于地下放炮,地表接收的观测系统,炮点所在的曲面仅仅只有图 3 所示的观测系统的一半. 干涉法对该种观测系统是有效的,因为自由地表的的存在使得波场产生一个镜像,从而不需要上半部分的震源成为可能. 其从积分理论的角度亦可解释:假设有很多震源沿自由地表布设,对这部分震源,对波场进行干涉后为 0,只需要自由地表以下的震源就可应用地震波干涉法获得新的反射地震记录.

从几何地震学的角度考虑,如图 1 所示,用地震波干涉法得到的结果如果要和实际的模拟记录相对应,需要同一震源发出的地震射线同时经过 A 和 B.

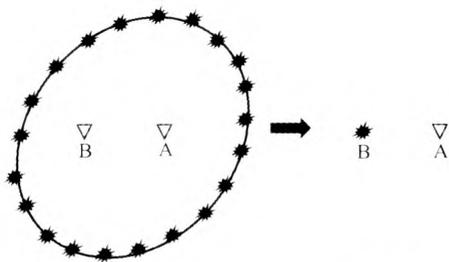


图 3 理想状态的地震波干涉法观测系统
Fig. 3 Idealized acquisition geometry
for seismic interferometry

这样重合的路径就会在互相关中相互抵消,从而得到一个虚震源的地震记录. 因此,地震波干涉法的效果(即相位和振幅提取的优劣)与模型的地质构造有着非常大的联系. 如 Willis 等^[49]和 Lu R R 等^[50-51]用地震波干涉法对岩丘模型进行成像的例子,因为岩丘侧翼的特殊形状,能通过变偏移距的 VSP 得到从岩丘反射的地震射线,因而对共检波点道集进行互相关,能得到很好的虚震源道集,从而能进行面向目标的成像. 但如果将岩丘模型换成简单的平行层模型,则不能得到一个合理的结果. 考虑到地震波干涉法的这一特性,可以将其应用到不同的地质模型和观测系统中,如 VSP 数据到平地表采集数据的转换,平地表采集数据到平地表采集数据的转换, VSP 数据到井间地震数据的转换等. 因此,对实际采集到的数据,在应用地震波干涉法前,需要对采集系统及区域的地质特征进行评估,否则得到的结果将不能真实地反应在虚震源和检波器之间传播的地震波场.

3 地震波干涉法的数值实现方法

本文以相关型的地震波干涉法为例,设计了一个模型来模拟海上地震数据的采集. 模型由正弦型变化的起伏海底以及一个倾斜的断层构成,海水的速度为 1500 m/s,密度为 1000 kg/m³,第二层的速度为 2000 m/s,密度为 2000 kg/m³,底层介质的速度为 3000 m/s,密度为 3000 kg/m³. 在自由表面每隔 10 m 布置一个检波器,总共有 600 个检波器,在距离地表深度为 2000 m 的地方从 $x = 0$ 开始每个 20 m 布置了一个炮点,共需要模拟 300 炮记录.

对共炮点接收道集进行地震波干涉法的处理得到新炮集的处理流程如图 5 所示. 如果要得到一个以 B ($x_B, 0$) 为虚震源和 A ($x_A, 0$) 为检波点的新的

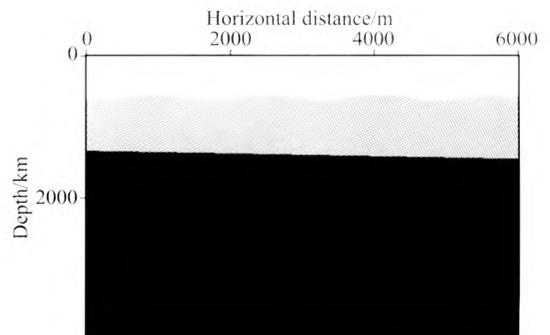


图 4 用于数值验证的速度和密度模型
Fig. 4 Velocity and density model for numerical test

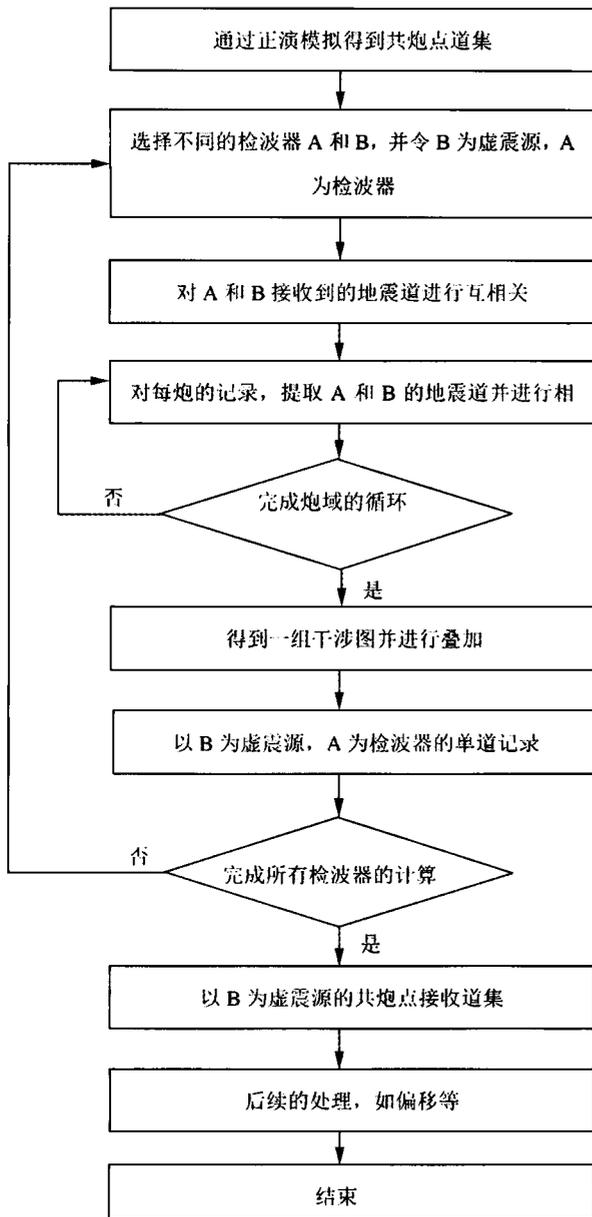


图 5 地震波干涉法的处理流程图

Fig. 5 Workflow of seismic interferometry

地震记录,需要提取 B 检波器对应于每一炮的地震道,以及对应于同一个炮记录的 B 检波器所记录的地震信号,并对他们进行相关,直到完成所有炮对 B 检波器和 A 检波器的地震信号的提取和相关.图 6 为以 $(3000\text{ m}, 0)$ 为虚震源, $(3000\text{ m}, 0)$ 为检波点(即自激自收)的相关图谱.对相关图谱所有的地震道的信号进行叠加将得到一个新的地震信号,该信号可解释为以 B 为震源传播到 A.然后再进行以 B 为虚震源在其他位置为检波器接收到的地震信号(图 7 右).

图 7 的左边是在 $(3000\text{ m}, 0)$ 处放炮的真实观测系统记录到的地震信号.由图上可见海底以及倾斜层引起的多次波以及海底的起伏引起的非常明显的绕射波.右图是通过地震波干涉法得到的新的炮集记录,可见除了能量较弱的直达波之外,地震波干涉对多次波的提取是比较准确的,并且其振幅在许多位置得到了加强.不过值得注意的是,地震波干涉法由于零时刻脉冲响应的影响以及地震波散射等现象引起的波传播的复杂性,会产生虚假的信号^[52],用这部分信号进行成像将会得到虚假的地质构造.

4 地震波干涉法成像

对地震波干涉法得到的新的地震数据进行成像,是地震波干涉法的主要应用之一.除直接对得到的数据进行偏移外,地震波干涉法成像亦有其他实现方式. Sava 等^[53]通过对波场外推后对成像点进行空间和时间上的相关,形成新的时空域相关成像条件,提高了计算效率和使偏移算法更稳定.地震波干涉法成像丰富了地震波成像的内容,对准确的获得地下的地质构造有着重要意义.改进地震波偏移算法一直是提高地震成像精度的主导方向,地震波干涉法成像在同样的偏移算法下,由于其如下特点对精确成像有着很重要的意义.

4.1 多次波是有用的信号

在地震勘探中,尤其是在复杂的近地表勘探和海洋勘探中,多次波一般被认为是噪声而在地震处理的过程中加以消除.但在地震波干涉法成像中,多次波对提高成像的精度非常重要.在对接收到的地震数据用干涉法进行重新提取地震记录的过程中,多次波也是组成地震波场的一个重要的组分,对准确的获得虚震源的地震记录很重要.美国犹他大学 Schuster 领导的研究小组发表的利用多次波进行多次波干涉法成像的文章^[54, 55]或 Vasconcelos 等人定义的模型间的多次散射波的例子^[56].其结果表明,应用多次波成像能提高成像的分辨率,并且对地质体有更大的照明范围.

4.2 消除近地表复杂地质条件的影响

在近地表,复杂的地质条件如风化带、小断块、推覆体的存在将引起地震波阻抗复杂的变化,从而降低采集到的地震信号的信噪比,给地震资料的处理和解释带来很大困难.用地震波干涉法就可以不考虑这部分介质中的波传播,直接得到新的从虚震源出发的地震记录,从而消除近地表复杂地质条件的干扰,提高成像的精度. Bakulin 等人在发表的关

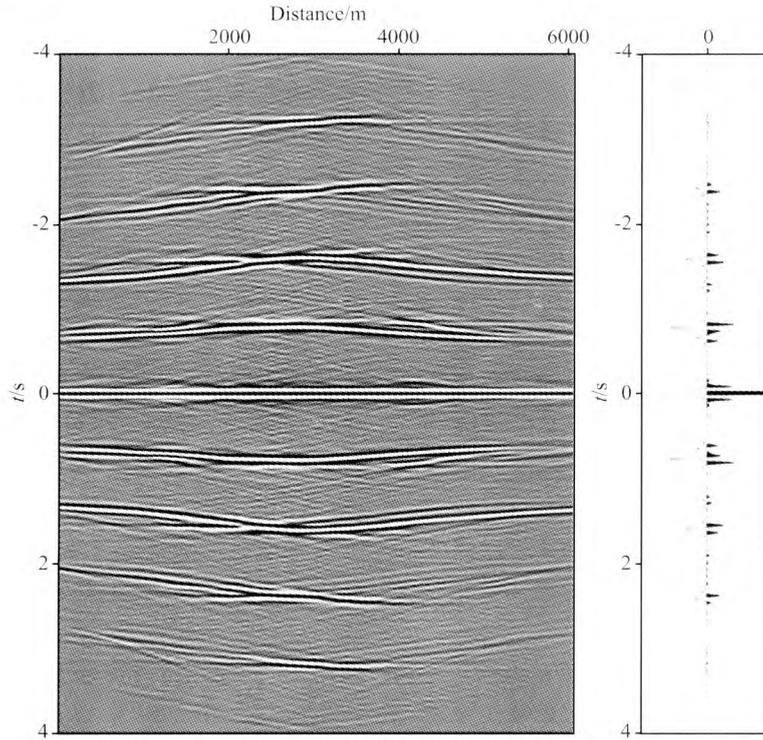


图 6 相关图谱(左)以及对所有道叠加后形成新的地震道(右)
 Fig. 6 Correlograms(left) and new trace(right) by stacking all traces

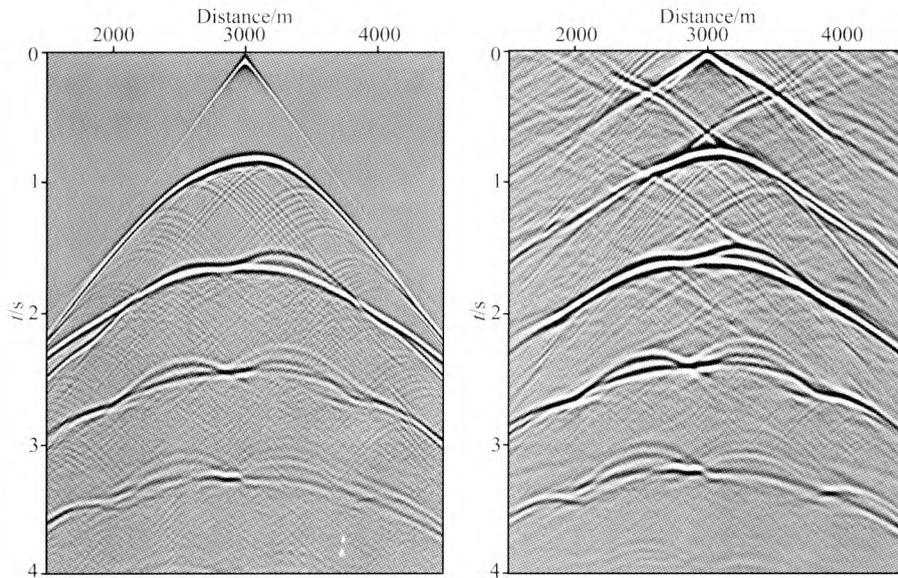


图 7 真实的炮集记录(左)以及地震波干涉法得到的炮集记录(右)
 Fig. 7 Real shot gather(left) and shot gather retrieved by seismic interferometry(right)

于这类问题的文章中^[57~59]把这种方法称为虚震源法(Virtual Source Method),而没有采用地震波干涉法的名称.

4.3 不需要对震源或地震子波的了解

用地震波干涉法成像由于采用的是虚震源,因

此不需要了解震源的特性.如前所述,其震源可以是确定性震源如人工源,也可以是随机的震源如噪声源.对理论数据以及实际数据进行成像的结果表明,通过地震波干涉法,对随机的震源产生的不相干时间序列引起的地震波场仍能很好地得到地下的速度

结构^[60];对采集到的噪声信号进行地震波干涉法成像,同样得到信噪比较高的成像剖面^[61]。

4.4 面向目标的地质成像

地震波干涉法通过对数据重建,能够使新的地震波场集中在感兴趣的地质构造范围内,从而间接地达到面向目标的地质成像的目的。对同样的地质体,可以通过不同的方式得到面向目标的虚震源记录,因而这里的观测系统相对于常规的面向目标的观测系统有着更大的自由性。Schuster^[62]用干涉法描述的费曼原理阐述了动态提取虚震源的反射波走时的可行性,并把它应用于面向目标的层析成像的研究。对改善区域性以及全球性的层析成像的分辨率有很好的效果。在随后发表的文章中^[63],用探地雷达的数据进行了层析成像。事实上,所有的地震波干涉法成像方法都可以被认为是一种面向目标的成像方法。

4.5 被动源法成像(Passive Seismic Imaging)

地震波干涉法的对成像一个重大的贡献是被动源法成像^[64]。勘探地球物理的被动源技术一般指的是用微震来研究储层的地质结构。由于地震波传播的介质的复杂性,采集到的微震的数据常比勘探中常用的人工源技术的信号弱,具有低信噪比等特点。直接对这种数据进行成像处理有一定的技术困难,如干扰波的存在常使得成像的精度很低。而用地震波干涉法能得到新的地震数据,可避开对某些复杂的地质构造和复杂的震源特征的研究。数值实验和实际地震资料的应用表明,用地震波干涉法得到的新的地震数据进行成像能够把噪声变成有用的信号,能够显著提高成像的精度。

4 结 论

从混沌无序的地震信号中发现有用的信息、从地震噪声中提取有用的信号来推断地震波穿过的介质的地质构造一直是地球物理工作者努力的一个方向。地震波干涉法通过对不同的信号进行相关并进行叠加,得到了一个新的地震波看起来像是以其中一个检波器为震源出发的一样。由于叠加的综合作用以及相关对地震波路径的消去作用,使得原来无序的噪声信号变成了一个有用的信号。地震波干涉法既具有理论意义,也具有实际意义。其涉及对采集到的地震数据进行重建,计算量特别是对三维或四维的地震数据是比较大的,但由于计算机软硬件系统的不断更新和发展,可期望地震波干涉法在将来应用于大量的数据体的资料处理中。

对地震波干涉法的研究既具有理论意义,也具有实际意义。从一开始许多研究者就从理论和实际两方面入手,使得这一方法既能获得学术界的关注,也能获得工业界的认可。人们从理论上分析了这种方法的可行性和适用范围,研究对不同的震源、不同的传播介质、除地震波和声波以外的其他波动现象和非波动现象中的虚源格林函数的提取的方法。其适用范围从一维的层状分区均匀声波介质推广到三维的弹性介质,再到任意的非均匀或各向异性介质;对其稍作修改,可再推广到运动的介质以及衰减介质。人们在研究后发现,地震波干涉法的原理是一个普适的结论,可应用于许多不同的情况。在应用方面,人们从解决实际问题出发,用地震波干涉法进行了许多创造性的应用并取得了很好的效果。人们用数值模拟的方法,利用合成数据验证了地震波干涉法的可行性并把这些方法应用到了实际采集的地震数据中。一些有用的方法和技术都借助于地震波干涉法而提出或完善,丰富了地震波勘探和天然地震的理论与应用研究。这些方法,包括变噪声信号为有用的信号,利用多次波进行成像,利用尾波干涉监测与地震波相关的参数的变化,利用被动源法监测油气储层的变化规律等。

地震波干涉法虽然提出的时间较早,但是直到最近几年才成为地球物理的一个研究热点,虽然有大量的论文涌现,但在理论和应用上仍然有一些问题需要研究和解决。在理论上,地震波干涉法是否对更多的偏微分方程均适用尚缺乏细致的研究,由于人们对地震波衰减的机制没有能完全认识清楚,对衰减介质中的地震波干涉法的研究也并不完善,对特殊介质地震波干涉法成立的条件尚缺乏严格的定量分析。在实际应用上,由于地震波干涉法的普适性,它有着非常大的适用范围。由于地震波干涉法不需要知道震源的信息,且能对数据进行重建而得到新的地震记录,可借助于全球地震台网的数据,对某块感兴趣的区域进行针对性地或面向目标的成像等研究;可利用采集到的被动源数据,对储层变化的监测进行深入的研究;可针对复杂的地震波,如转换波、耦合波等用地震波干涉法进行地震数据的重建和成像的研究。特别值得一提的是,把地震波干涉法应用到地震勘探领域,国内目前尚处于起步阶段,因此可有很多的工作可做。总之,地震波干涉法是一个有价值和潜力的研究方向,有助于对地震波和地球结构的认识,有助于指导油气勘探生产实践。

致 谢 感谢美国德州大学奥斯汀分校地球物理研究所 Mrinal K. Sen 的帮助。

参 考 文 献 (References):

- [1] 单新建, 马瑾, 王长林, 柳稼航. 利用差分干涉雷达测量技术(D-InSAR)提取同震形变场[J]. 地震学报, 2007, 24(4): 413~420.
Shan X J, Ma J, Wang C L, Liu J H. Extracting coseismic deformation of the 1997 Mani earthquake with Differential Interferometric SAR[J]. Acta Seismologica Sinica, 2007, 24(4): 413~420.
- [2] 朱新慧, 孙付平. 用甚长基线干涉测量数据检测冰期后地壳回弹[J]. 地球物理学报, 2005, 48(2): 308~313.
Zhu X H, Sun F P. Detection of postglacial rebound by using VLBI data[J]. 2005, 48(2): 308~313.
- [3] 孙建宝, 徐锡伟, 沈正康, 等. 基于线弹性位错模型及干涉雷达同震形变场反演 1997 年玛尼 Mw7.5 级地震参数—I: 均匀滑动反演[J]. 地球物理学报, 2007, 50(4): 1097~1100.
Sun J B, Xu X W, Shen Z K, *et al.* Parameter inversion of the 1997 Mani earthquake from INSAR co-seismic deformation field based on linear elastic dislocation model-I. Uniform slip inversions[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2007, 50(4): 1097~1100.
- [4] Schuster G J, Yu J, Sheng J, and Rickett J. Interferometric/daylight seismic imaging [J]. Geophysical Journal International, 2004, 157(2): 838~852.
- [5] Hill S J. Geophysics bright spots[J]. The Leading Edge, 2006, 25: 1082~1092.
- [6] Claerbout J F. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response[J]. Geophysics, 1968, 33(2): 264~269.
- [7] Rickett J, Claerbout J F. Acoustic daylight imaging via spectral factorization: helioseismology and reservoir monitoring[J]. The Leading Edge, 1999, 18: 957~960.
- [8] Wapenaar C P A, Draganov D, Thorbecke J, Fokkema J T. Theory of acoustic daylight imaging revisited[A]. In: 72nd SEG annual meeting, Expanded Abstracts[C], 2002, 2269~2272.
- [9] Cassereau D, Fink M. Focusing with plane time-reversal mirrors: an efficient alternative to closed cavities [J]. Journal of the Acoustical Society of America, 1993, 94(4): 2373~2386.
- [10] Fink M. Time reversed acoustics[J]. Physics Today, 1997, 50, 34~40.
- [11] Roux P, Fink M. Green's function estimation using secondary sources in a shallow water environment[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 2003, 113, 1406~1416.
- [12] Schuster G T. Theory of daylight/interferometric imaging: tutorial [A]. 63rd Annual International Conference and Exhibition, EAGE, Extended Abstracts [C]. 2001, A32.
- [13] Wapenaar K. Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. Geophysics, 2003, 68(5): 1756~1759.
- [14] Wapenaar K, Thorbecke J, Draganov D. Relations between reflection and transmission responses of 3-D inhomogeneous media; Geoph. J. Int., 2004, 156(2): 179~194.
- [15] Wapenaar K. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation [J]. Phys. Rev. Lett., 2004, 93(25): 254301-1~254301-4.
- [16] Wapenaar K, Thorbecke J, Draganov D. Relations between reflection and transmission responses of 3-D inhomogeneous media. Geoph. J. Int., 2004, 156(2): 179~194.
- [17] Wapenaar K. Green's function retrieval by cross-correlation in case of one-sided illumination [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33: L19304-1~L19304-6.
- [18] Snieder R, Grêt A, Douma H, Scales J. Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. Science, 2002, 295: 2253~2255.
- [19] Snieder R. Coda wave interferometry and the equilibration of energy in elastic media[J]. Phys. Rev. E, 2002, 66: 046615-1, 8.
- [20] Snieder R, Hagerty M. Monitoring change in Volcanic Interiors using Coda Wave Interferometry: Application to Arenal Volcano, Costa Rica. Geophys. Res. Lett., 2004, 31(9): L09608. 1~L09608. 5.
- [21] Grêt A R, Snieder R, Aster C, Kyle P R. Monitoring rapid temporal changes in a volcano with coda wave interferometry. Geophys. Res. Lett., 2005, 32(6): L06304. 1~L06304. 4.
- [22] Snieder R. The theory of coda wave interferometry, Pure and Appl. Geophysics, 2006, 163: 455~473.
- [23] Wang B, Zhu P, Chen Y, *et al.* Continuous subsurface velocity measurement with coda wave interferometry[J]. J. Geophys. Res., 2006, 113, B12313, doi:10.1029/2007JB005023.
- [24] 汪承灏, 魏伟. 改进的时间反转法用于有界面时超声目标探测的鉴别[J]. 声学学报, 2002, 27(3): 193~197.
Wang C H, Wei W. Distinguishing between target and interface in ultrasonic detection by a modified time reversal method[J]. Acta Acoustica, 2002, 27(3): 193~197.
- [25] 吴昊, 张碧星, 汪承灏. 声波在固体板中的多径传播及其时间反转声场[J]. 声学学报, 2005, 30(3): 215~221.
Wu h, Zhang B X, Wang C H. Multi-path propagation of acoustical wave and time reversal acoustical field in solid plate [J]. Acta Acoustica, 2005, 30(3): 215~221.
- [26] 陆铭慧, 张碧星, 汪承灏. 时间反转法在水下通信中的应用[J]. 声学学报, 2005, 30(4): 215~221.
Lu M H, Zhang B X, Wang C H. Application of time reversal in underwater communication[J]. Acta Acoustica, 2005, 30(3): 349~354.
- [27] Frasier C W. Discrete time solution of plane P-SV waves in a plane layered medium[J]. Geophysics, 1970, 35: 197~219.
- [28] Kumar M R, Bostock M G. Transmission to reflection transformation of teleseismic wavefields [J]. J. Geophys. Res., 2006, 111, B08306, doi:10.1029/2005JB004104.
- [29] Wapenaar K. Retrieving the elastodynamic Green's function

- of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation [J]. *Phys. Rev. Lett.*, 2006, 93(25): 254301-1~254301-4.
- [30] Wapenaar K, Slob E, Snieder R. Unified Green's function retrieval by cross-correlation[J]. *Phys. Rev. Lett.*, 2006, 97(23): 234301-1~234301-4.
- [31] Snieder R, Wapenaar K, Wegler U. Unified Green's function retrieval by cross-correlation; connection with energy principle[J]. *Phys. Rev. E*, 2007, 75: 036103.
- [32] Andrew C, Peter G, Haruo S, Roel S, Kees W. Seismic interferometry--turning noise into signal[J]. *The Leading Edge*, 2006, 25: 1082~1092.
- [33] Slob E, Wapenaar K. Electromagnetic Green's functions retrieval by cross-correlation and cross-convolution in media with losses[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34: L05307-1~L05307-5.
- [34] Wapenaar K, Slob E, Snieder R. Seismic and electromagnetic controlled-source interferometry in dissipative media [J]. *Geophysical Prospecting*, 2008, 56: 419~434.
- [35] Snieder R, Sheiman J, Calvert R. Equivalence of the virtual source method and wavefield deconvolution in seismic interferometry[J]. *Phys. Rev. E*, 2006, 73: 066620.
- [36] Vasconcelos I, Snieder R. Interferometry by deconvolution, Part 1--Theory for acoustic waves and numerical examples [J]. *Geophysics*, 2008, 73, S115~S128.
- [37] Vasconcelos I, Snieder R. Interferometry by deconvolution, Part 2 -- Theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging[J]. *Geophysics*, 2008, 73: S129~S141.
- [38] Weaver R L, Lobkis O I. Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function[J]. *J. Acoust. Soc. Am.*, 2004, 116: 2731~2734.
- [39] Weaver R L, Lobkis O I. Diffuse fields in ultrasonics and seismology[J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S15~S19.
- [40] Maxwell S C, Urbancic T I. The role of passive microseismic monitoring in the instrumented oil field[J]. *The Leading Edge*, 2001, 20(6): 636~639.
- [41] Wapenaar K. Nonreciprocal Green's function retrieval by cross correlation[J]. *Journal of the Acoustical Society of America*, 2006, 120(1): EL7~EL13.
- [42] Larose E, Margerin L, Derode A, *et al.* Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review [J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S11~S121.
- [43] Draganov D, Wapenaar K, Thorbecke J. Seismic interferometry: Reconstructing the earth's reflection response[J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S161~S170.
- [44] Draganov D, Wapenaar K, Mulder W, *et al.* Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34: L04305.
- [45] Wapenaar K, Fokkema J. Green's function representations for seismic interferometry [J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S133~S146.
- [46] Godin O A. Emergence of the acoustic Green's function from thermal noise [J]. *Journal of the Acoustical Society of America*, 2007, 121(2): EL96~EL102.
- [47] Snieder R. Extracting the Green's function of attenuating heterogeneous media from uncorrelated waves [J]. *J. Acoust. Soc. Am.*, 2007, 121: 2637~2643.
- [48] Mehta K, Snieder R, Calvert R, Jonathan Sheiman J. Acquisition geometry requirements for generating virtual-source data[J]. *The Leading Edge*, 2008, 27: 620~629.
- [49] Willis M E, Lu R R, Campman X, Toks M N, Zhang Y, and de Hoop M V. A novel application of time-reversed acoustics: Salt-dome flank imaging using walkaway VSP surveys[J]. *Geophysics*, 2006, 71(2): A7~A11.
- [50] Lu R R, Willis M E, Campman X, *et al.* Imaging dipping sediments at a salt dome flank - VSP seismic interferometry and reverse-time migration[A]. In: *SEG annual meeting, Expanded Abstracts[C]* 2006, 2191~2195.
- [51] Lu R R, Willis M E, Campman X, *et al.* Redatuming through a salt canopy and target-oriented salt-flank imaging [J]. *Geophysics*, 2008, 73(3): S63~S71.
- [52] Snieder R, Wapenaar K, Lerner K. Spurious multiples in seismic interferometry of primaries[J]. *Geophysics*, 2006, 71: S111~S124.
- [53] Sava P, Poliannikov O. Interferometric imaging condition for wave-equation migration[J]. *Geophysics*, 2008, 73(2): S47~S61.
- [54] Jiang Z, Yu J, Hornby B, Schuster G T. Migration of multiples[J]. *The Leading Edge*, 2006, 315~318.
- [55] He R Q, Hornby B, Schuster G T. 3D wave-equation interferometric migration of VSP free-surface multiples[J]. *Geophysics*, 2007, 72(5): 195~203.
- [56] Vasconcelos I, Snieder R, Brian Hornby B. Imaging internal multiples from subsalt VSP data--Examples of target-oriented interferometry[J]. *Geophysics*, 2008, 73(4): S157~S168.
- [57] Bakulin A, Calvert R. The virtual source method: Theory and case study [J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S139~S150.
- [58] Korneev V, Bakulin A. On the fundamentals of the virtual source method[J]. *Geophysics*, 2006, 71(3): A13~A17.
- [59] Bakulin A, Mateeva A, Mehta K, *et al.* Virtual source applications to imaging and reservoir monitoring [J]. *The Leading Edge*, 2007, 26: 732~740.
- [60] Artman B. Imaging passive seismic data[J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S177~S187.
- [61] Hohl D, Mateeva A. Passive seismic reflectivity imaging with ocean-bottom cable data[A]. In: *76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts[C]*, 2006, 1560~1564.
- [62] Schuster G T. Fermat's interferometric principle for target-oriented traveltime tomography[J]. *Geophysics*, 2005, 70(4): 47~50.
- [63] Hanafy H M, Schuster G T. Target-oriented interferometric tomography for GPR data[J]. *Geophysics*, 2007, 72(3): 1~6.