基于自适应加权超虚干涉法的地震面波压制研究

安圣培, 胡天跃*

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

* 通讯作者: E-mail: tianyue@pku.edu.cn

收稿日期: 2016-02-17; 接受日期: 2016-06-07; 网络版发表日期: 2016-09-18

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB228602)、国家科技重大专项项目(编号: 2016ZX05004003-002)和国家高技术研究发展计划项目(编号: 2013AA064202)资助

摘要 面波是陆地地震勘探数据的主要噪声, 掩盖了地震记录中的有效波信号. 常用的面波压制方法根据频率或视速度的差异将面波从有效波信号中分离出来并进行压制, 但当差异不很明显时, 难以取得较好的压制效果. 鉴于目前基于地震干涉的方法只能得到检波点间的面波, 文章提出使用数据驱动的超虚干涉法预测面波, 该方法可以直接得到炮检点间面波, 不要求检波点附近存在真实炮点用于实现面波的自适应相减. 针对非均匀近地表结构产生的强频散面波, 发展了自适应加权的超虚干涉法(AWSVI), 提高了对频散面波的预测精度. 合成数据实例验证了AWSVI方法预测强频散面波的有效性和对复杂地表情况的适用性. AWSVI方法应用在中国东部地区的实际陆地地震资料, 相比常规的面波压制方法, 更好地压制了残余面波.

关键词 非均匀介质, 近地表, 频散面波, 干涉法, 相关系数

1 引言

对于陆地地震勘探, 面波是地震资料中最主要的噪声干扰之一. 非均匀近地表结构往往产生具有大振幅和强频散特征的面波记录, 掩盖了地震记录中的有效波信号, 包括用于深部构造成像的反射波信号. 常用的面波压制方法, 如 f - x 和 f - k 滤波, 是基于预测-压制的模式, 其原理是基于有效波和面波在频率或视速度上的差异, 表现为 f - x 或 f - k 谱中的不同位置, 以此实现有效波和面波的分离, 并对面波进行压制. 对非均匀介质, 有效波和面波在 f - x 或 f - k 域的位置可能存在较大重叠, 常规方法难以取得较好效果(Yuan和Wang, 2011;

李月等, 2013).

地震干涉法Seismic interferometry (SI) 是一种数据驱动的方法, 通过两道地震记录的互相关提取检波点间的格林函数, 即虚源记录(Wapenaar和Fokkema, 2006), SI方法不依赖于任何频率或视速度的信息, 在加强初至波信号(Mallinson等, 2011; Qiao等, 2015)、尾波干涉(Snieder, 2006; Tang等, 2015)和干涉成像(Hornby和Yu, 2007; Cheng等, 2015)等领域有广泛应用. Dong等(2006)和Halliday等(2007)最早提出使用SI方法提取检波点间的面波, 再通过最小二乘匹配的方法压制炮集中的面波干扰. 为实现SI方法提取的检波点间面波与炮集中炮检点间面波的相互匹配, 要求至少一个检

中文引用格式: 安圣培, 胡天跃. 2016. 基于自适应加权超虚干涉法的地震面波压制研究. 中国科学: 地球科学, 46: 1371–1380, doi: [10.1360/N072015-00525](https://doi.org/10.1360/N072015-00525)
英文引用格式: An S P, Hu T Y. 2016. Suppression of seismic surface waves based on adaptive weighted super-virtual interferometry. Science China Earth Sciences, 59, doi: [10.1007/s11430-015-5525-7](https://doi.org/10.1007/s11430-015-5525-7)

波点附近存在真实炮点, 但这一条件在实际观测系统中并不一定满足, 因此限制了该方法的应用范围. 目前已有两种方法可以直接预测得到炮检点间的面波: Duguid等(2011)使用炮检点型的干涉法得到了炮检点间的面波记录, 但相比原SI方法, 要求存在一组额外的炮点或检波点构成的边界. Halliday等(2015)发展了模型驱动的干涉法压制面波, 是通过最小二乘拟合的方法预测炮点间的面波, 再利用SI方法, 通过对炮点间的面波和原始地震数据做互相关提取炮检点间的面波, 但模型驱动的方法要求选取的模型视速度相对精确, 否则预测的面波中会包含部分有效波, 自适应相减后可能损伤有效波信号.

超虚干涉法Super-virtual interferometry (SVI)在SI方法的基础上发展而来, 它利用SI方法得到的检波点间的虚源记录褶积原始地震记录重建炮检点间的地震记录, 目前主要应用在加强折射波或绕射波信号(Mallinson等, 2011; Dai等, 2011). 以此为出发点, 本文提出使用SVI方法直接预测得到炮检点间的面波, 可直接用于炮集中面波的压制, 不再要求检波点附近存在真实炮点才可实现面波的匹配. 影响SI和SVI方法压制面波效果的另一个因素是陆地地震资料中面波的强频散特征, 本文进一步发展了自适应加权的超虚干涉法(Adaptive weighted super-virtual interferometry, AWSVI), 通过计算相关系数确定权重函数实现加权叠加, 可以提高对陆地地震勘探中强频散面波的预测精度.

2 二维SVI预测面波

二维SVI方法最早被提出用于加强折射波, 应用其预测面波的过程与之类似, 分两步进行. 第一步通

过互相关和叠加提取检波点间的面波. 如图1a, 从炮点 x_m 激发在检波点 x_A 和 x_B 接收的面波分别表示为 $G(x_A, x_m, \omega)$ 和 $G(x_B, x_m, \omega)$, ω 是圆频率, 两者做互相关得到 x_A 到 x_B 的面波, 其中从 x_m 到 x_A 的共用射线路径在互相关过程中被相互抵消, 所以互相关结果独立于炮点位置的选取, 因此通过使用不同炮点 x_m 得到的互相关结果包含相同的 x_A 到 x_B 的面波响应, 可以实现相干叠加加强这部分面波. 这一过程可以用离散的干涉积分形式表示(Halliday等, 2007), 其频率域的表达式为

$$2 \cdot \text{Re}\{G(x_B, x_A, \omega)\} = D_1 \sum_m G(x_B, x_m, \omega) G^*(x_A, x_m, \omega), \quad (1)$$

其中, $\text{Re}\{\cdot\}$ 是取实部的算子, 上标*表示复共轭, D_1 是振幅因子, 用于表示叠加得到的检波点间的面波和真实面波的振幅偏差. 公式(1)得到的结果是检波点间的面波, 因此需要 x_A 或 x_B 附近存在真实的炮点用于匹配和压制炮集中的面波. SVI方法进一步通过褶积和叠加的步骤, 得到炮检点间的面波. 如图1b, $G(x_B, x_n, \omega)$ 可以通过 $G(x_A, x_n, \omega)$ 和 $G(x_B, x_A, \omega)$ 的褶积得到, 对于不同位置的检波点 x_A , 重建的 $G(x_B, x_n, \omega)$ 包含的面波具有相同的射线路径, 因此把使用不同 x_A 重建的 $G(x_B, x_n, \omega)$ 叠加可以进一步加强面波, 这一过程的表达式为

$$G(x_B, x_n, \omega) = D_2 \sum_A G(x_A, x_n, \omega) G(x_B, x_A, \omega), \quad (2)$$

其中, D_2 是振幅因子, 用于表示叠加得到的炮检点间的面波和真实面波的振幅偏差, 这里我们不需要关心绝对振幅, 即 D_1 和 D_2 的取值, 因为预测的面波最后会经过自适应匹配振幅后从地震记录中减去.

评价面波压制效果的重要标准之一是能否保护有效波信号, 尤其是用于深部构造成像的反射波信号. 已经证明SVI方法可以压制来自同一层位的反射波信

图1 SVI方法预测炮检点间面波的过程示意图

(a) 互相关和叠加提取检波点间的面波; (b) 褶积和叠加提取炮检点间的面波. x_m 和 x_n 是炮点, x_A 和 x_B 是检波点, 灰线表示地表位置, 黑线表示沿地表传播的面波射线路径

号和随机噪声(Al-Hagan等, 2014; An等, 2015a), 因此在叠加次数足够多时利用SVI方法重建的面波中几乎不包含反射波信号, 自适应相减的过程可以有效地避免对反射波信号的损伤. 进一步考虑震源子波的影响, 假设原始地震资料的震源子波表示为 $S(\omega)$, 通过公式(1)预测的检波点间的虚源记录会包含正比于 $|S(\omega)|^2$ 的振幅因子, 进一步通过公式(2)重建的信号将包含正比于 $|S(\omega)|^3$ 的振幅因子, 这会导致重建的信号存在波形拉伸畸变. 为解决这一不足, 可以使用反褶积型干涉法替代公式(1)中的互相关型干涉法(Vasconcelos和Snieder, 2008; Liu等, 2014), 公式如下:

$$2 \cdot \text{Re}\{G(x_B, x_A, \omega)\} = D_1 \sum_m \frac{G(x_B, x_m, \omega) G^*(x_A, x_m, \omega)}{G(x_A, x_m, \omega) G^*(x_A, x_m, \omega) + \eta^2}, \quad (3)$$

其中, η 是实数小量, 用于避免除法运算的不稳定, 分母项是地震信号的自相关函数, 正比于 $|S(\omega)|^2$, 因此公式(3)相当于去除了互相关结果中子波的贡献, 仅保留了介质响应信息. 利用反褶积干涉法的结果通过公式(2)重建的地震信号包含正比于 $S(\omega)$ 的振幅因子, 可以避免波形拉伸, 提高面波的预测精度.

3 AWSVI方法预测频散面波

陆地勘探工区往往具有强非均匀性的近地表结构, 会产生强频散面波, 其频散部分可视为主要能量部分的拖尾并且具有不同的视速度. 如果预测频散面波的精度不足, 自适应相减仍会导致面波残留, 由于面波在陆地地震资料中占主要能量部分, 即使很小的面波残量仍会掩盖有效波信号, 因此本文在SVI的基础上, 进一步发展AWSVI方法提高对频散面波的预测精度.

首先本文证明了SVI方法可以相对准确地预测面波的主要能量部分, 但对频散部分的预测存在偏差. 假设面波沿地表传播, 考虑在炮点 s 激发, 并在检波点 x_1 和 x_2 接收的面波, 其格林函数可表示为

$$G(s, x_1) = A(s, x_1) \exp\left(i\omega \frac{x}{c_0}\right), \quad (4)$$

和

$$G(s, x_2) = A(s, x_2) \exp\left(i\omega \frac{x + \Delta x}{c_0}\right), \quad (5)$$

其中, x 为面波传播距离, Δx 是检波点 x_1 和 x_2 间的距离, c_0 是面波主要能量部分的视速度, $A(s, x_1)$ 和 $A(s, x_2)$ 表示振幅项. 面波频散部分可以看做是具有不同于 c_0 的视速度的一系列平面波构成. 为直观分析, 仅考虑具有单一视速度的面波频散部分, 其格林函数可表示为

$$G^d(s, x_1) = A^d(s, x_1) \exp\left(i\omega \frac{x}{c_0 - \Delta c}\right), \quad (6)$$

和

$$G^d(s, x_2) = A^d(s, x_2) \exp\left(i\omega \frac{x + \Delta x}{c_0 - \Delta c}\right), \quad (7)$$

其中, 上标 d 表示是频散部分的物理量, Δc 是频散部分与 c_0 的视速度差. 通过互相关可以提取 x_1 和 x_2 间的面波响应为

$$G(x_1, x_2) = \exp\left(i\omega \frac{\Delta x}{c_0}\right), \quad (8)$$

和

$$G^d(x_1, x_2) = \exp\left(i\omega \frac{\Delta x}{c_0 - \Delta c}\right). \quad (9)$$

这里单独考虑了面波主要能量部分和频散部分的互相关结果, 而两者的交叉项由于不同相叠加在互相关结果中的贡献可以忽略. $G(x_1, x_2)$ 和 $G^d(x_1, x_2)$ 在时间域分别具有 $\frac{\Delta x}{c_0}$ 和 $\frac{\Delta x}{c_0 - \Delta c}$ 的旅行时, 如果假设陆地勘探工区的 c_0 为300m/s, Δc 为50m/s, Δx 的选取决定了旅行时差. 考虑面波的波形和相位易受近地表面情况变化的影响, 相距越远的检波点接收到的面波波形相似度越低, 通过互相关提取的检波点间面波响应的精度也会降低, 因此一般选取适中或较小的检波点间隔. 如果考虑 Δx 为100m, 则 $G(x_1, x_2)$ 和 $G^d(x_1, x_2)$ 在互相关图谱中的震相位置相距66ms, 一般陆地地震勘探的面波周期都在百毫秒量级, 因此在互相关图谱中难以有效分辨 $G(x_1, x_2)$ 和 $G^d(x_1, x_2)$ 的震相.

公式(1)是地震干涉法积分公式的离散形式, 并且由驻点项方法可以证明面波的主能量部分对干涉法积分起主要贡献, 这是由于他们位于积分相位的驻点位置(Snieder, 2004; Halliday和Curtis, 2008; 印兴耀等, 2013). 理论上, 具有单一视速度的面波可以通过SVI方法准确重建, 但已经证明不同视速度成分的面波记录在互相关图谱中难以分辨, 此时相对振幅更大的面

波主要能量部分 $G(x_1, x_2)$ 在积分中起主要贡献, 而频散响应 $G^d(x_1, x_2)$ 的贡献相对小. 因此, SVI的褶积步骤可以近似为 $G(x_1, x_2)$ 和原始地震道的褶积:

$$\begin{aligned} G(s, x_1) * G(x_p, x_2) \\ = A(s, x_1) \exp\left[i\omega \frac{x + \Delta x}{c_0}\right] \approx G(s, x_2), \end{aligned} \quad (10)$$

和

$$\begin{aligned} G^d(s, x_1) * G(x_p, x_2) &= A^d(s, x_1) \exp\left[i\omega \left(\frac{x}{c_0 - \Delta c} + \frac{\Delta x}{c_0}\right)\right] \\ &\approx A^d(s, x_1) \exp\left[i\omega \frac{x + \Delta x}{c_0 - \Delta c}\right] \exp\left[-i\omega \frac{\Delta x \Delta c}{c_0^2}\right] \\ &= G^d(s, x_2) \exp\left[-i\omega \frac{\Delta x \Delta c}{c_0^2}\right]. \end{aligned} \quad (11)$$

公式(10)表明SVI方法得到的褶积结果中包含对面波主能量部分的准确估计, 而公式(11)表明褶积结果中包含的面波频散部分具有正比于 $-\omega \frac{\Delta x \Delta c}{c_0^2}$ 的相位误差, 即在时间域具有正比于 $-\frac{\Delta x \Delta c}{c_0^2}$ 的走时误差, 误差大小随着 Δx 的增大而增大, 因此褶积结果叠加后难以得到准确的面波频散部分的估计. 这一结论也符合物理规律: Δx 为零表明面波通过自身重建, 不会产生走时误差; 当 Δx 较大, 面波在两检波点间传播经过的复杂地表结构可能会改变子波形态或面波的频散程度, 因此通过 x_1 处接收的面波重建 x_2 处接收的面波会产生走时误差, 假设陆地勘探工区的 c_0 为300m/s, Δc 为50m/s, 选取适中的 Δx 为500m, 则旅行时误差为0.28s, 即预测的频散面波与实际面波位置相差0.28s, 因此会导致叠加得到的面波精度降低.

为减小误差较大的褶积结果对叠加结果的影响, 以提高频散面波的预测精度, 本文发展了AWSVI方法, 借鉴了在处理动校正叠加问题中相似度加权叠加提高信号信噪比的方法(Liu等, 2009; Chen和Fomel, 2015), 该方法通过计算叠前道集与参考道集间的相似度作为权重函数, 减小误差较大的道集在叠加中的权重. 类似地, 将公式(2)的等权重叠加改为加权叠加:

$$\begin{aligned} \hat{G}(x_B, x_p, \omega) &= \frac{1}{\sum_A W(x_B, x_A)} \sum_A W(x_B, x_A) \\ &\times G(x_A, x_p, \omega) G(x_B, x_A, \omega), \end{aligned} \quad (12)$$

其中, $\hat{G}(x_B, x_p, \omega)$ 为加权叠加得到的面波记录, $W(x_B, x_A)$ 为检波点 x_A 和 x_B 对应的权重函数, 由褶积得到的面波与原始地震记录间的相关系数确定:

$$\begin{aligned} W(x_B, x_A) &= \begin{cases} (\rho_{YZ})^n, & (\rho_{YZ})^n > \varepsilon, \\ 0, & (\rho_{YZ})^n \leq \varepsilon, \end{cases} \\ Y &= F^{-1}\{G(x_A, x_p, \omega) G(x_B, x_A, \omega)\}, \\ Z &= F^{-1}\{G(x_B, x_p, \omega)\}. \end{aligned} \quad (13)$$

其中, ρ_{YZ} 为 Y 和 Z 之间的相关系数, 反映了两道记录之间的相似度, 取 ρ_{YZ} 的 n ($n > 1$)次方可以放大相似度的差异, 本文实例都取 n 等于3. F^{-1} 为傅里叶反变换算子, 因此, Y 和 Z 分别为褶积重构的面波和原始地震道数据的时间序列. 参数 ε 为阈值, 限定了相似系数小于一定数值时, 权重函数置为0. 利用这种方法, 可以减小面波误差较大的褶积结果在叠加中的权重, 进而提高叠加得到的面波精度.

最后, 我们使用与迭代SVI方法(Al-Hagan等, 2014)类似的迭代策略实现迭代的AWSVI方法, 步骤如下:

- (1) 通过公式(3)得到检波点间的面波响应;
- (2) 通过公式(12)和(13)实现自适应加权叠加得到炮检点间的面波;
- (3) 通过多道最小二乘方法实现自适应相减压制炮集中的面波(Halliday等, 2007);
- (4) 迭代进行步骤(1)~(3), 压制残余面波干扰.

4 合成数据实例

本文提供了三组二维合成数据实例, 验证AWSVI方法压制频散面波的有效性, 抗噪能力和对复杂地表情况的适用性.

4.1 简单层状模型

该实例通过层状模型正演得到的面波记录验证AWSVI方法的正确性. 模型参数见表1, 该模型包含随机数产生的起伏地表, 炮检点都位于地表, 且炮点和检波点相距较远, 最小偏移距为350m, 不满足地震干涉法压制面波要求的检波点附近存在真实炮点的条件. 合成数据通过弹性波有限差分正演的方法得到(王彦宾和Takenaka, 2012; Yuan等, 2014). 如图2, 原始数据存在较强的面波, 掩盖了部分有效波同相轴, 由于模型第一层厚度达500m, 产生的Rayleigh面波频散很弱

表 1 模型参数

层位	P波速度(m/s)	S波速度(m/s)	密度(kg/m ³)	深度(m)
1	1600	450	1700	500
2	2200	1200	1900	750
3	2700	1550	2050	1000

图 2 AWSVI方法压制面波实例
(a) 原始数据; (b) AWSVI方法预测的面波; (c) 自适应相减的结果

(Yilmaz和Kocaoglu, 2012). AWSVI方法预测的炮检点间的面波记录几乎不包含有效波信号, 该结果直接用于对炮集中面波的自适应相减后, 压制了大部分面波能量, 数据信噪比由-10dB提高到45dB. 该实例证明了即使在检波点附近不存在真实炮点时, AWSVI方法仍可以有效压制炮集中的面波.

4.2 近地表薄层模型

该实例用于对比SVI和AWSVI方法压制强频散面波的效果. 对于陆地地震勘探, 近地表可能是松软的风化层, 具有强非均匀性结构, 易产生强频散面波. 通过构建近地表具有两个低速薄层的速度模型并正演得到包含强频散面波的数据(图3). 图4展示了SVI和AWSVI方法预测的面波, SVI的结果可以较好地匹配大部分的面波, 但对表现为拖尾的频散部分的预测效果较差, 相比之下, AWSVI方法提高了对频散部分的预测精度. 图5为AWSVI用到的权重函数 $W(x_B, x_A)$, 其中 x_B 为第100个检波点, x_A 是其他参与计算的检波点, ε 的取值为权重系数最大值的0.7倍, 可以看到, 距 x_B 较近的检波点具有较大的权重, 随着距离增大相似度减

图 3 P波速度模型用于产生强频散面波

小, 权重函数也随之减小, 与理论分析的结论一致. 进一步将预测的面波与原始地震道信号做振幅归一化处理, 直接相减得到信号残差, 图6展示了单道的残差, 可以看到SVI和AWSVI方法都很好地保护了有效波信号(箭头标示), 但在方框指示的面波频散发育较强的区域内, AWSVI方法更好地压制了频散面波, 面波残差能量只有SVI方法的1/10. 图7进一步展示了最小二乘自适应相减的结果, 原始数据中面波掩盖了部分反射波同相轴, SVI方法将信噪比由-40dB提高到-8dB, 但仍存在表现为线性噪声的面波残留, 且残余噪声的

图4 预测频散面波的效果对比
(a) SVI方法的结果; (b) AWSVI方法的结果

图5 权重函数 $W(x_B, x_A)$

x_B 表示第100个检波点, 横坐标为 x_A 的检波点号, 阈值 ϵ 的取值为权重函数最大值的0.7倍

图6 单道的面波残差

虚线和实线分别是SVI和AWSVI方法的结果, 箭头标示了反射波(含多次波)的位置, 虚线方框标示了面波频散较强的区域

振幅与有效波接近, 对后续的地震资料处理仍是强线性干扰, 影响有效信号的识别. AWSVI方法提高了面波压制效果, 揭示了更多原本被面波掩盖的有效波信号, 数据信噪比提高到5dB. 但在面波和反射波同相轴相交的位置也存在面波残留, 因为最小二乘匹配相减要求压制后的地震记录能量最小, 且要求面波和反射波之间具有正交性, 而这两点都难以满足, 因此匹配相减的误差会产生面波的残余(李学聪等, 2010). 该实

例证明了相比SVI方法, AWSVI方法可以更好地压制强频散面波.

4.3 抗噪性测试

进一步测试AWSVI方法对随机噪声的敏感程度. 仍使用图3模型正演得到的数据, 加入不同强度的随机噪声. 图8展示了使用信噪比为37、8和-11的含噪数据预测的面波, 此时, 信噪比的计算中将体波和面波都视为有效信号. 可以看到加入随机噪声后, AWSVI仍可以准确地预测面波, 相比原含噪数据, 随机噪声也得到了在一定程度上压制, 这是由于随机噪声在SVI或AWSVI方法中无法实现相干叠加, 因此会被相对压制(Mallinson等, 2011). 图9展示了使用不同信噪比的含噪数据预测的面波中的残余噪声, 纵坐标表示残余噪声与面波的能量比值, 当信噪比大于0时, 预测的面波误差不超过10%. 信噪比为0要求随机噪声能量与面波能量接近, 真实地震数据很少会存在如此大的随机噪声, 如果存在, 需进行一定的预处理压制随机噪声, 再应用AWSVI方法才可以保证预测面波的精度.

4.4 起伏近地表横向速度变化模型

该实例模型在近地表存在地形起伏和S波的横向速度变化, 用于验证AWSVI方法对复杂近地表情况的适用性(图10). 地表高程和S波的横向速度扰动量均由随机数产生. 如图11, 该模型产生的原始记录信噪比为-32dB, 起伏地表导致面波不具有线性同相轴形态, 难以通过传统方法, 如f-k滤波进行压制. 另外, 该面波记录频散较强, 表现出多种不同视速度分量, 且 Δc 较

图 7 炮集中的面波压制效果对比
(a) 原始数据; (b) SVI方法的结果; (c) AWSVI方法的结果

图 8 AWSVI方法的抗噪性测试
(a)~(c) 为含噪数据, 信噪比分别为37、8和-11; (d)~(f) 为分别使用(a)~(c)数据预测的面波

大, 根据公式(11), SVI方法预测的面波存在正比于 Δc 的相位误差, 因此SVI方法的结果难以有效压制频散面波, 信噪比仅为-5dB. AWSVI方法压制了SVI结果中

残余的强线性干扰, 并在偏移距800~1200m处揭示了被面波掩盖的反射波同相轴, 信噪比提高到了35dB. 该实例验证了AWSVI方法在处理起伏地表及近地表存

图9 不同信噪比的含噪数据预测的面波与不含噪数据预测的面波之间的能量残差

图10 近地表存在S波横向速度变化的模型

在横向非均匀性时的有效性。

5 实际数据实例

本文选取中国东部地区的实际陆地勘探工区的

地震资料用于测试AWSVI方法的处理效果。该工区的近地表介质存在强非均匀性, 原始数据受强频散面波干扰严重(图12a), 通过三次迭代的AWSVI方法预测的面波很好地拟合了原始数据中的面波, 且几乎不包含有效波信号(图12b), 自适应相减后在近偏移距处揭示了更多有效波同相轴(图12c), 图12d展示了应用SVI方法的面波压制结果, 相比AWSVI, 其噪声残余更多, 很难分辨炮集中近偏移距处的有效波信号。图13进一步对比了叠加地震剖面的效果, 使用了地震资料处理软件中常用的f-x滤波对比AWSVI方法的效果, 所有地震剖面的获取都使用了相同的处理流程和参数, 只有压制面波时使用了不同的方法。f-x滤波和AWSVI方法都压制了大部分的面波能量, 相比之下, f-x滤波的结果存在线性噪声残留, 而AWSVI方法存在类似于随机噪声的残留。联合使用两种方法压制面波可以结合两种方法的优势, 得到的地震剖面的信噪比更高, 结果优于使用单一方法。因此, 当常规方法压制面波的结果中存在线性噪声残留时, AWSVI方法可视为一种有效的补充方法。

6 讨论

本文通过合成和实际数据实例验证了AWSVI适用于压制复杂近地表条件下产生的强频散面波, 并具有抗随机噪声干扰的能力。但需要指出, 基于互相关的干涉类方法对相干噪声敏感, 应用干涉类方法反而可能加强相干噪声(Al-Hagan等, 2014), 已有研究提出

图11 面波压制效果对比

(a) 原始数据; (b) SVI方法的结果; (c) AWSVI方法的结果

图 12 中国东部实际陆地勘探工区的地震资料的处理效果

(a) 原始数据; (b) AWSVI方法预测的面波; (c) AWSVI方法压制面波的结果; (d) SVI方法压制面波的结果. 所有结果在自动增益补偿条件下显示, AWSVI和SVI方法应用的范围在虚线内侧

图 13 对比不同方法得到的地震剖面的效果

(a) 未做面波压制的剖面; (b) f-x滤波的剖面; (c) AWSVI方法的剖面; (d) 联合使用f-x滤波和AWSVI方法的剖面

使用基于高阶累积量的相干积累法压制相干的高斯噪声(An等, 2015b), 可以借鉴这个思路改进AWSVI方法.

本文只给出了二维AWSVI的原理和实例, AWSVI方法可以通过同相叠加预测面波的基础是沿地表传播的面波共用部分射线路径. 在三维问题中, 不同方位的炮检点组合包含的面波不一定共用部分射线路径, Lu等(2014)通过驻点项分析方法求解三维空间中两点间的信号响应, 并应用到加强三维地震数据的折射波, 而实现三维AWSVI方法可以借鉴相同的思路, 但仍面临的问题是驻点项积分要求炮点或检波点在空间构成闭合曲面, 但实际观测系统中的炮检点一般都是稀疏或不规则分布, 难以满足这一要求. 因此, 目前我们没有将AWSVI方法应用到三维地震数据.

7 结论

本文针对非均匀介质产生的频散面波, 发展了二维的自适应加权的超虚干涉法(AWSVI)对其进行预测和压制. AWSVI方法是完全数据驱动的方法, 相比常用的面波压制方法, 如f-x和f-k滤波, 不要求面波和有效波在频率或视速度上存在明显差异. 相比已有的基于地震干涉法的面波压制方法, AWSVI方法不要求检波点附近存在真实炮点才能实现自适应相减. 发展了自适应加权叠加的方法, 通过求解相似度确定权重函数, 减小误差较大的褶积结果对叠加结果的影响, 提高对频散面波的预测精度. 合成数据实例验证了AWSVI方法预测强频散面波的有效性, 抗噪性和对复杂非均匀近地表情况的适用性. 处理了中国东部地区的实际

陆地勘探工区的地震资料, 有效地压制了强频散面波, 结合AWSVI方法和常规面波压制方法更好地压制了残余面波. 本研究虽然只讨论了AWSVI方法对频散面波的压制实例, 但它也可以用于预测和压制其他类型的源相关的线性噪声, 如S波直达波等. 今后会研究AWSVI方法对叠前炮集中源相关噪声的压制问题.

参考文献

- 李月, 杨宝俊, 林红波, 马海涛, 聂鹏飞. 2013. 地震资料中随机强噪声压制——时频峰值滤波. 中国科学: 地球科学, 43: 1123–1131
- 李学聪, 刘伊克, 常旭, 李鹏. 2010. 均衡多道1范数匹配多次波衰减的方法与应用研究. 地球物理学报, 53: 963–973
- 王彦宾, Takenaka H. 2012. 利用伪谱法模拟横向非均匀全球模型中的SH波场. 中国科学: 地球科学, 42: 140–148
- 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
- Al-Hagan O, Hanafy S M, Schuster G T. 2014. Iterative supervirtual refraction interferometry. *Geophysics*, 79: Q21–Q30
- An S, Hu T, Liu Y, Peng G, Liang X. 2015a. Automatic first-arrival picking based on extended super-virtual interferometry with quality control procedure. *Explor Geophys*, doi: 10.1071/EG14120
- An S P, Hu T Y, Wang W Z, Duan W S, Peng G X. 2015b. Signal enhancement using higher-order cumulant based coherent integration method. *SEG Tech Prog Exp Abs*, 4735–4739
- Chen Y, Fomel S. 2015. Random noise attenuation using local signal-and-noise orthogonalization. *Geophysics*, 80: WD1–WD9
- Cheng F, Xia J, Xu Y, Xu Z, Pan Y. 2015. A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves. *J Appl Geophys*, 117: 126–135
- Dai W, Fei T, Luo Y, Schuster G T. 2011. Super-virtual interferometric diffractions as guide stars. *SEG Tech Prog Exp Abs*, 3819–3823
- Dong S, He R, Schuster G T. 2006. Interferometric prediction and least squares subtraction of surface waves. *SEG Tech Prog Exp Abs*, 2783–2786
- Duguid C, Halliday D, Curtis A. 2011. Source-receiver interferometry for seismic wavefield construction and ground-roll removal. *Leading Edge*, 30: 838–843
- Halliday D, Bilsby P, West L, Kragh E, Quigley J. 2015. Scattered ground-roll attenuation using model-driven interferometry. *Geophys Prospecting*, 63: 116–132
- Halliday D F, Curtis A, Robertsson J O A, van Manen D J. 2007. Interferometric surface-wave isolation and removal. *Geophysics*, 72: A69–A73
- Halliday D, Curtis A. 2008. Seismic interferometry, surface waves and source distribution. *Geophys J Int*, 175: 1067–1087
- Hornby B E, Yu J. 2007. Interferometric imaging of a salt flank using walkaway VSP data. *Leading Edge*, 26: 760–763
- Liu G, Fomel S, Jin L, Chen X. 2009. Stacking seismic data using local correlation. *Geophysics*, 74: V43–V48
- Liu H, Huang W, Li Y. 2014. Seismic-while-drilling data processing with seismic interferometry in the Daqing Oilfield experiment. *Explor Geophys*, 45: 164–170
- Lu K, AlTheyab A, Schuster G T. 2014. 3D supervirtual refraction interferometry. *SEG Tech Prog Exp Abs*, 4203–4207
- Mallinson I, Bharadwaj P, Schuster G, Jakubowicz H. 2011. Enhanced refractor imaging by supervirtual interferometry. *Leading Edge*, 30: 546–550
- Qiao B, Guo P, Wang P, Hu T. 2015. Retrieval of super-virtual refraction by cross-correlation. *Geophys Prospecting*, 63: 552–566
- Snieder R. 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Phys Rev E*, 69: 046610
- Snieder R. 2006. The theory of coda wave interferometry. *Pure Appl Geophys*, 163: 455–473
- Tang J, Li J J, Yao Z A, Shao J, Sun C Y. 2015. Reservoir time-lapse variations and coda wave interferometry. *Appl Geophys*, 12: 244–254
- Vasconcelos I, Snieder R. 2008. Interferometry by deconvolution: Part 1—Theory for acoustic waves and numerical examples. *Geophysics*, 73: S115–S128
- Wapenaar K, Fokkema J. 2006. Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71: SI33–SI46
- Yilmaz O, Kocaoglu A. 2012. Effect of lateral heterogeneity in the soil column on shear-wave velocity estimation by Rayleigh-wave inversion. *Leading Edge*, 31: 758–765
- Yuan S, Wang S. 2011. A local f-x Cadzow method for noise reduction of seismic data obtained in complex formations. *Pet Sci*, 8: 269–277
- Yuan S, Wang S, Sun W, Miao L, Li Z. 2014. Perfectly matched layer on curvilinear grid for the second-order seismic acoustic wave equation. *Explor Geophys*, 45: 94–104