

用人工源和天然源面波联合探测 浅层速度结构¹

张 维 何正勤 胡 刚 叶太兰

(中国地震局地球物理研究所, 北京 100081)

摘要 本文在简要介绍天然源与人工源瑞雷面波勘探基本原理、数据采集和资料处理方法的基础上, 结合 3 个不同场地的探测实例, 阐述了天然源和人工源瑞雷面波方法在浅部速度结构探测中的应用效果。结果表明, 根据不同的场地条件和探测目的要求, 分别采用天然源、人工源瑞雷面波方法提取瑞雷波频散曲线, 再用遗传算法反演得到工程场地浅部地层横波速度结构的技术方法是有效和可行的。该方法对于类似工程的浅部横波速度结构探测具有经济适用、简便快捷的优点。

关键词: 天然源和人工源 瞬态多道面波分析 空间自相关法 浅部速度结构

引言

获取工程场地的浅部横波速度结构是土木工程和防震减灾工程的关键环节, 其在场地土动力学评价、土层地震反应分析、定量评价场地条件等方面是必不可缺的(师黎静等, 2006)。然而, 如何经济快捷准确地得到浅部土层的横波速度是目前需要解决的问题。目前, 探测浅层横波速度结构的方法主要有钻孔波速测试、浅层折射和反射勘探、人工源和天然源面波勘探等。钻孔波速测试方法尽管其探测精度较高, 但钻孔费用也高, 且在人口稠密的地区不易实施。浅层地震反射和折射波方法不但要求地下介质必须存在较强的波阻抗界面, 而且, 数据采集和资料处理过程复杂, 得到的速度精度也低于钻孔波速测试; 另外, 折射波法还要求地下上层介质的波速必须小于下层介质。人工源和天然源面波勘探方法探测浅部速度结构的应用逐渐增多, 并取得了较好的效果和大量的应用成果。

人工源瑞雷面波勘探技术, 尤其是瞬态法, 对浅部地层分辨率较高, 经济适用, 便于实施, 被广泛应用于工程勘察之中(贾辉等, 2010; 彭文等, 2006), 是一种简便有效的探测手段。天然源面波(也称微动或地脉动)勘探对环境无特殊要求, 仅需短时间的噪声记录, 探测深度从几十米到上千米不等, 简单快捷、成本低, 得到了快速发展和应用(何正勤等, 2007; 叶太兰, 2004; Hortencia Flores Estrella 等, 2003)。人工源和天然源面波勘探具有各自的优

1 基金项目 中国地震局地球物理研究所基本业务费专项(DQJB10B27, DQJB11C13)

[收稿日期] 2011-10-18

[作者简介] 张维, 女, 生于 1987 年。硕士, 中国地震局地球物理研究所研究生。主要从事面波勘探、浅层地震勘探和城市活断层探测等领域研究。E-mail: 451339501@qq.com

势, 结合二者的优势进行地下速度结构探测具有广阔的应用前景 (Suqun Ling 等, 2004)。本文首先介绍了瞬态瑞雷波勘探和微动台阵探测的基本原理、技术要点, 并将其应用于实际的工程探测中, 得到了场地的浅部速度结构并确定了隐伏断层浅部的大致位置。

1 瑞雷波勘探方法简述

瑞雷波具有能量强、速度低和衰减慢的特点, 便于被接收、分析。同时瑞雷波又具有以下特殊的性质: 首先, 在层状均匀各向同性介质中, 瑞雷波的速度随频率 (或波长) 的变化而变化, 此特性即为其频散特性; 其次, 在均匀介质中, 当把介质视为泊松体时, 瑞雷波的速度和横波速度有 $V_r=0.9194V_s$ 的关系 (杨成林等, 1996)。瑞雷波的上述特性为探测地下结构分层和速度结构提供了理论依据。因此, 面波勘探的重要环节是如何获取不同频率的面波相速度 v_c , 也称提取频散曲线。因为同一频率的 v_c 随空间的变化反映了地下结构的横向不均匀性, 而同一位置不同频率的 v_c 变化则反映了地下构造随不同深度的变化 (单娜琳, 2006)。瑞雷面波勘探方法按提取频散曲线时面波的来源不同分为人工源面波勘探和天然源面波勘探。

1.1 人工源面波勘探

在人工源瑞雷面波勘探中, 根据震源、接收方式和资料处理方法的不同, 又可分为稳态法和瞬态法。稳态法激振器激发出的面波为单一频率, 需要不断地改变激振器的频率完成不同深度的勘探; 瞬态法激振器激发出的面波频带范围宽, 不同频率的波叠加在一起以脉冲形式传播, 需经过频谱分析将各频率的波分离开来。瞬态法实施起来方便灵活, 国内应用较多。瞬态瑞雷面波勘探根据检波器数目分为两道表面波谱法 (SASW) 和多道法 (MCSW)。两道法是通过分析两道之间同一频率面波的相位差信息, 用两道间的距离除以相同相位的到时差, 求得某一频率面波的相速度。多道法根据有效面波和干扰波的频谱特征和传播速度的不同进行波场分离后测定相速度, 其提取频散曲线的方法主要有频率-波数域法 (f-k 法) 和 τ -p 变换法。其中 f-k 法应用较多, 是将面波记录从时间域变换到频率-波数域, 根据能量团的分布特征分离出体波和面波, 同时也区分出基阶和高阶面波, 沿着能量最强处提取频散曲线。而两道法排列短, 面波信息量少, 探测误差较大, 故本文主要介绍采用多道法, 并用 f-k 法提取频散曲线。

1.2 天然源面波勘探

天然源的面波勘探是利用微动 (又称地脉动) 信号来探测地下浅部速度结构。微动信号是由面波和体波组成的复杂信号, 但面波占其信号能量的大部分 (约为 70%)。天然源面波勘探主要用微动台阵方法 (SPAC 法和 F-K 法) 来探测地下的 S 波速度结构, 其基本原理为: 通过接收来自场地的微动记录, 并从中提取面波信号, 分析其频散曲线来反演场地的 S 波速度结构。F-K 法虽然较 SPAC 法台阵布置方式灵活, 能够判别能量的主要方向, 区分出面波的基阶和高阶模, 但 F-K 法的分辨率较低, 尤其是在低频部分其分辨率更低。对于相同的台阵半径, SPAC 方法能够获得比 F-K 方法更深的地下结构信息, 已有的研究表明 (王振东, 2006), SPAC 法的有效波长范围为台站半径的 3.2—17.2 倍, 而 F-K 法为 2.3—6.8 倍。随着扩展空间自相关方法 (ESPAC) 的发展和应用, 台阵可以灵活布置成 “T” 形、“L” 形、“十字” 形、“直线” 形或 “不规则” 形, 不再局限于圆形, 解决了不规则台阵探测效率低的问题, 且扩展空间自相关方法比 F-K 法得到的结果精度高 (Michihiro Ohori 等, 2002)。近几年来, 许多学者开始进行空间自相关方法的理论研究, 并对其有效性进行了分析, 大大扩展了自相关方

法的应用领域(Claprod M.等, 2010; Hiroshi Okada, 2006; Ikuo Cho 等, 2008; Michael W. Asten, 2006)。本文根据场地条件情况灵活采用 SPAC 和 ESPAC 方法, 取得了较好的探测效果。

2 瑞雷波频散曲线的提取方法

2.1 瞬态瑞雷波勘探

瞬态瑞雷面波勘探用 f-k 法提取频散曲线, 反演获得排列下方地下介质的平均速度结构的基本步骤为: 首先在时间-距离域识别提取瑞雷波, 去除折射、反射等体波信息和高阶瑞雷波, 保留低阶瑞雷波信息。然后将记录变换到频率-波数域, 得到频率-波数的谱能量图。由于瑞雷波能量占记录能量的绝大部分, 因此在去除干扰波后, 主能量团为基阶瑞雷波信息, 沿着主能量团即可提取出基阶瑞雷波的频散曲线。

$$S(f, k_x) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} S(t, x) e^{-2\pi i(f t + k_x x)} dt dx \quad (1)$$

式中, $S(f, k_x)$ 为能量谱函数。

2.2 空间自相关法

用空间自相关 (SPAC) 法提取频散曲线的步骤为 (Aki K., 1957; 王振东, 1990):

首先用中心角频率为 w_0 的带通滤波器滤波, 计算圆形观测台阵中心测点与圆周上第 i 观测点记录的空间自相关函数。再取中心测点与圆周各个点的空间自相关函数的平均, 得到空间自相关系数 ρ :

$$\rho(r, W_0) = \frac{\overline{s(r, W_0)}}{s_0(W_0)} = J_0(k(W_0) \square r) = J_0\left(\frac{W_0}{C(W_0)} \square r\right) \quad (2)$$

式中, J_0 为第一类零阶贝塞尔函数; r 为台阵半径; $C(W_0)$ 为瑞雷面波的相速度。

重新滤波, 按照上述步骤, 得到自相关系数随频率的变化关系, 根据自相关系数与第一类零阶贝塞尔函数相等的关系, 求得瑞雷波的频散曲线。

由于地震仪和检波器的频率特性和安装条件不可能完全一致, 因此在求取空间自相关系数时, 需要进行规格化。过去 SPAC 法的数据处理主要采用窄带通数字滤波方法, 目前已普遍采用快速傅里叶变换法, 不但速度快而且精度高。实际处理时需要将微动记录进行分段, 分别计算各段的自相关函数再取平均 (Michihiro Ohori 等, 2002)。

2.3 扩展的空间自相关法 (ESPAC)

扩展的空间自相关方法是在自相关方法的基础之上发展起来的。在自相关方法中, 固定台站半径, 求得自相关系数随频率的变化关系, 将自相关系数与贝塞尔函数拟合; 在扩展的空间自相关方法中, 以台站半径变化求得自相关系数随距离的变化关系, 再将自相关系数与贝塞尔函数拟合, (徐佩芬等, 2009; Parolai S.等, 2007)。

$$S_{on}(f, r_{on}) = J_0\left(\frac{2\pi f r_{on}}{C(f)}\right) (n=1, 2, \dots, N-1) \quad (3)$$

$$\text{Error} = \sum_{n=1}^{N-1} \left[S_{on}(f, r_{on}) - J_0\left(\frac{2\pi f r_{on}}{C(f)}\right) \right]^2 \quad (4)$$

式中, $S_{on}(f, r_{on})$ 表示某频率 f 不同半径下的空间自相关系数; r_{on} 表示中心点和其它点之间的距离; Error 表示拟合误差。

将微动记录进行带通滤波，依次求出各个半径下的自相关系数，根据最小误差原则拟合得到最佳贝塞尔函数，求得该频率下的瑞雷波相速度，重复以上步骤得到每个频率的相速度，最终求得瑞雷波的频散曲线。

3 数据采集与资料处理

3.1 瞬态瑞雷波勘探

3.1.1 野外数据采集

面波勘探应根据不同的探测目的采用不同的地震波激发方式。探测深度较小时，一般采用锤击，稍深时采用夯源或炸药震源。激发点和接收点通常在同一条直线上，排列长度一般为 12—24 道，并用低频检波器接收信号。在实施的过程中，需要选择适当的偏移距、道间距和排列长度，得到的频散曲线反映的是整个排列下方的速度平均值。

3.1.2 资料处理

- (1) 检查并整理原始记录，剔除坏道，定义排列参数。
- (2) 在时间-空间域，利用干扰波与面波的视速度差异，用窗口选取面波，消除干扰波。
- (3) 变换到频率-波数域，根据主能量团提取频散曲线。
- (4) 反演频散曲线得到地下的横波速度结构。

3.2 空间自相关

3.2.1 野外数据采集

(1) 根据探测深度设计台阵半径，探测深度一般为面波波长的一半左右，一般来讲，台阵的最大半径为感兴趣的最长波长的一半，台阵的最小半径为最短波长的一半；若事先不能确定探测深度，可采用多个不同尺度的台阵进行观测试验。

(2) 精确定位台站的相对位置，通常采用 GPS 定位，当观测半径不大且无障碍物时可采用皮尺丈量定位。

(3) 用灵敏度高、噪声低的宽频带地震仪接收（便于接收长周期微动信号）；检波器固有频率应满足探测深度需要；数据采集方式通常有集中采集和分散采集两种，前者适用于观测台阵尺度较小的情况，后者虽适用于各种探测尺度的台阵，但对检波器的时间精度要求高（王振东，2006）。

3.2.2 资料处理的基本流程

- (1) 查看微动记录，将记录进行分段剔除认为干扰大的噪声记录。
- (2) 对微动记录用中心频率为 w_0 的带通滤波器进行滤波。
- (3) 分别求出每一频率的瑞雷波相速度，得到频散曲线。
- (4) 反演得到地下的横波速度结构。

扩展的空间自相关方法的数据采集和资料处理步骤跟常规的空间自相关方法大体相同，区别主要在于台阵的布置形状和频散曲线的提取方法不同。

4 应用实例

【实例 1】：微动台阵探测

用地脉动台阵方法探测地下的速度结构，试验地点在北京顺义，台站布置如图 1 所示。

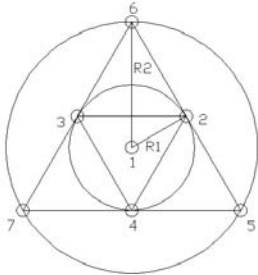


图 1 SPAC 法台阵示意图

Fig. 1 The schematic diagram of SPAC method array

采用不同半径布置台阵，小台阵半径分别为 25m 和 50m，大台阵半径分别为 100m 和 200m，2 个台阵的中心点位置相同。用 MD-1 微动台阵探测系统观测，速度型检波器的频带为 0.1—50Hz，记录时各点由中心站同步控制。为了减少人为干扰，选择在夜间观测。整个记录时长 30min，采样率为 40ms。

采用空间自相关方法提取频散曲线，大小半径台阵的记录均分为 20 段，频散曲线如图 2 (a) 所示。大半径台阵的频散曲线主要分布在低频部分，而小半径的主要集中在稍高的频率段，二者在相同频率段的相速度值大致吻合。平均频散曲线取小半径的高频部分，大半径的低频部分。

反演时首先用半波长法确定初始模型，勘探深度为 $\lambda_R/2$ ，半波长算法基于如下假设：一是瑞雷波的传播速度代表 $\lambda_R/2$ 深度上各地层速度的平均值；二是瑞雷波的频散曲线与平均值 V_R 曲线的变化规律相同，根据以下公式确定各层的瑞雷波波速（杨成林，1993），得到初始模型，如图 2 (b) 中速度值较小的阶梯状曲线所示。

当速度 V_R 随 H 增大而增大时：

$$V_{Rm} = \frac{H_n V_{Rn} - H_{n-1} V_{Rn-1}}{H_n - H_{n-1}} \quad (5)$$

当速度 V_R 随 H 增大反而减小时：

$$V_{Rm} = \frac{H_n - H_{n-1}}{\frac{H_n}{V_{Rn}} - \frac{H_{n-1}}{V_{Rn-1}}} \quad (6)$$

式中， V_{Rm} 表示 H_n-H_{n-1} 深度之间的速度值； H_n 、 H_{n-1} 分别表示第 n 和 $n-1$ 点的深度； V_{Rn} 、 V_{Rn-1} 分别表示第 n 和 $n-1$ 点的深度上的平均速度。

采用遗传算法对面波频散曲线进行反演，将剪切波速和深度设为反演的目标，搜索范围均为观测值的 0.8—1.25 倍，群体的规模为 64，叠代次数为 30，交叉概率 0.9，变异概率 0.02。进行多次反演，取最小误差较小的，结果如图 2 (b) 中速度值较大的阶梯状曲线所示。

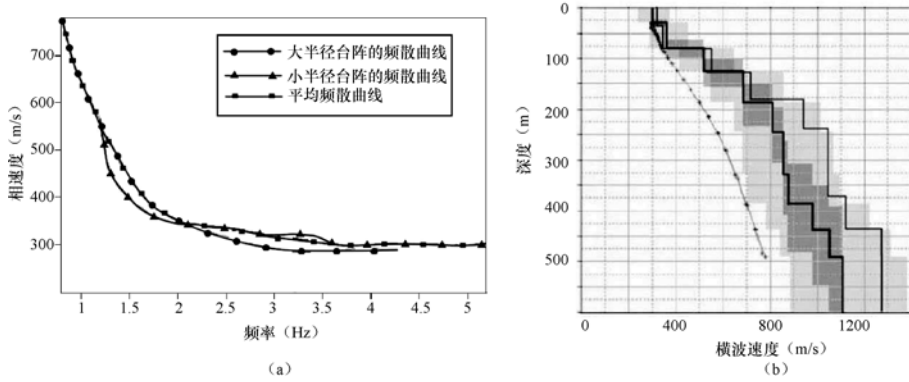


图 2 平均频散曲线及其反演结果

Fig. 2 The average dispersion curve and its inversion result

另外，进行了记录长度试验，首先将大半径台阵的记录分别取 30min、15min 和 7.5min 提取频散曲线，从左到右依次显示在图 3 中。可以看到，30min 记录与 15min 记录得到的结果基本相同，7.5min 记录的能量集中度稍差，但三者的频散曲线基本一致。以上结果说明，如果环境较安静，噪声记录受人为干扰较小，选择 15—30min 的记录长度可基本满足探测要求。

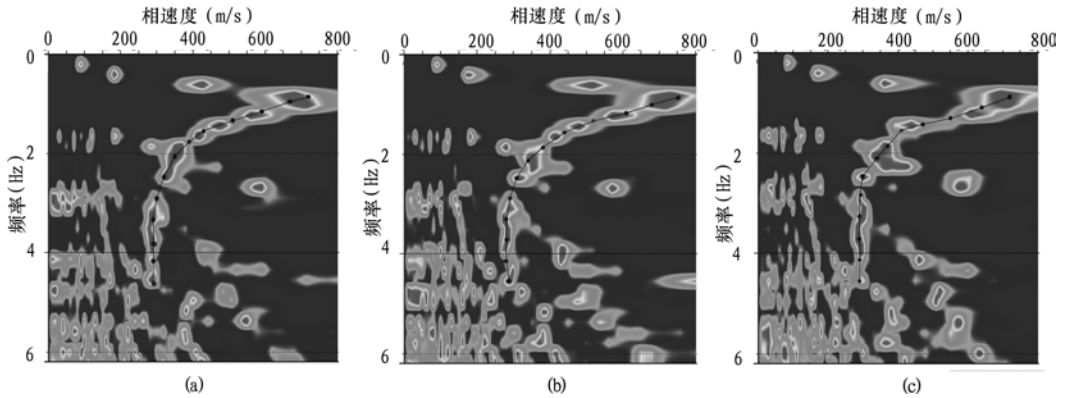


图 3 不同时间长度记录的频散曲线

Fig. 3 Dispersion curves for different time durations

【实例 2】：人工源面波隐伏断层探测

试验场地位于银川市新渠稍村，测线紧邻一条高速公路贺兰山出口附近，车辆的干扰较大，不宜展开天然源探测，采用了人工源面波方法。用人工夯击源激发，低频检波器（4.5Hz）接收，德国 DMT 公司的 Summit 地震仪进行数据采集。检波器安放在压实的土路上。共完成了 4 个直线型排列的探测试验，道间距均为 2m（图 4）。排列 1 激发点桩号 194，检波点桩号 146—192，共 24 道，偏移距 2m；排列 2 激发点桩号 125，检波点桩号 126—148，共 12 道，偏移距 1m；排列 3 激发点桩号 125，检波点桩号 102—124，共 12 道，偏移距 1m；排列 4 激发点桩号 106，检波点桩号 58—104，共 24 道，偏移距 2m。仪器采样率 0.5ms，记录

长度 1024ms。

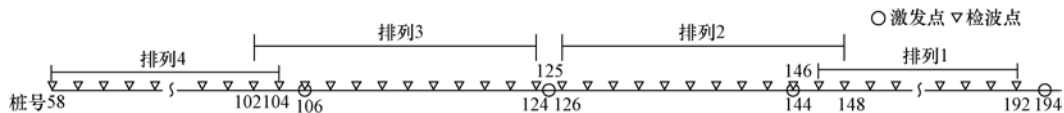


图 4 银川试验的排列示意图

Fig. 4 The seismic array of Yin Chuan test

图 5 (a)、(b) 分别为排列 1 的波形记录和频散曲线。在时间域中合理选取面波窗口，消除记录上部的直达波、反射波、下部的各种噪声和次要的瑞雷波，再将其换到 $f-k$ 域，沿着能量最强处提取频散曲线，频散点不宜太密也不宜太稀，尽量保证曲线光滑。反演时取横波速度为反演目标，其他反演步骤均与实例 1 相同，得到的横波速度剖面见图 6。结果显示，排列 1、2 与排列 3、4 对比，在相同深度处，前者速度高于后者，推断在排列 2、3 间应存在断层，断层位置如图 6 中的斜线所示。

据浅层地震反射剖面 and 钻孔联合地质剖面资料显示 (刘保金等, 2008)，在排列中部处存在一条西倾的断层，断层上断点在地面的投影大致处于排列 2、3 中间，其上断点埋深约 9m，断层两边地层厚度也与钻孔地质剖面资料基本吻合。该实例表明，通过瑞雷面波勘探得到的浅部地层速度结构，有助于判断断层的大致位置，可为进一步通过钻孔地质剖面确定断层的存在和其他工作提供一定的依据。

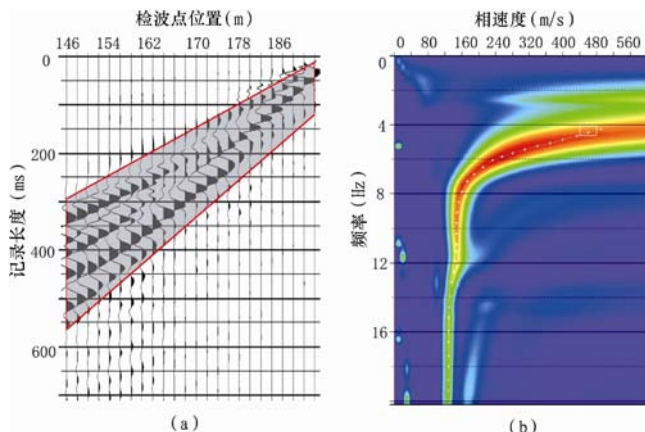


图 5 排列 1 频散曲线的提取示意图

Fig. 5 Schematic diagram of extracting the dispersion curve of arrangement 1

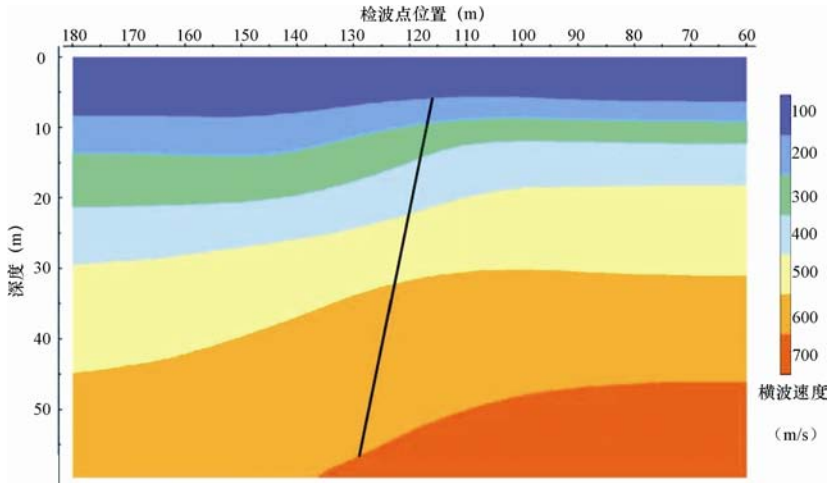


图 6 横波速度剖面

Fig. 6 S-wave velocity profile

【实例 3】：白家瞳人工源与天然源面波结合勘探试验

试验场地位于北京市海淀区温泉镇白家瞳观象台内，背靠燕山。地震仪为德国 DMT 公司制造的 Summit 高分辨率数字地震仪，检波器为 4.5Hz 的低频检波器。

人工源面波采用直线型排列，17 道接收，道间距 2m，偏移距 1m (图 7)。震源为 12 磅铁锤。采样率 0.5ms，记录长度 2048ms。天然源面波使用的地震仪、检波器及其排列参数与人工源相同，傍晚记录，外界干扰较小，采样率 8ms，记录长度 320s，取 1s 的记录，如图 8 (d) 所示，可见波形记录良好，无明显人为干扰。人工源与天然源记录的频谱图见图 8 (c)、(f)。

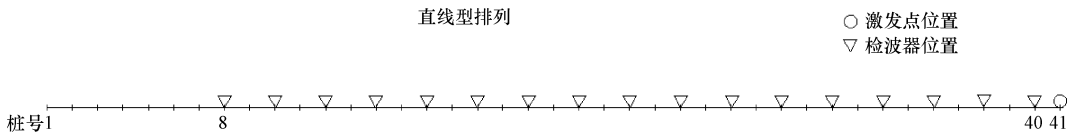
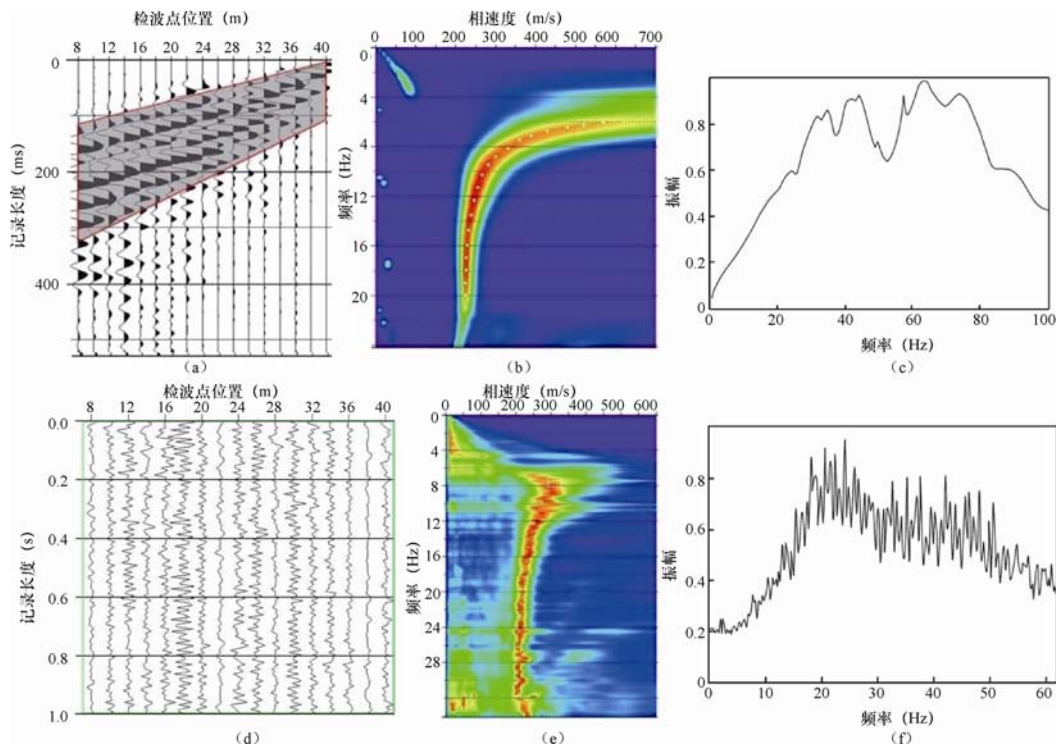


图 7 瞬态面波法的排列示意图

Fig. 7 The arrangement of multi-channel analysis of surface wave

人工源面波数据处理流程同实例 2。对天然源面波处理时，将整个记录分为 100 段，每段 3.2s。剔除个别干扰较大的数据段，采用扩展的空间自相关法计算。提取的频散曲线如图 8 (b)、(e) 所示，人工源和天然源频散曲线如图 9 (a) 所示。

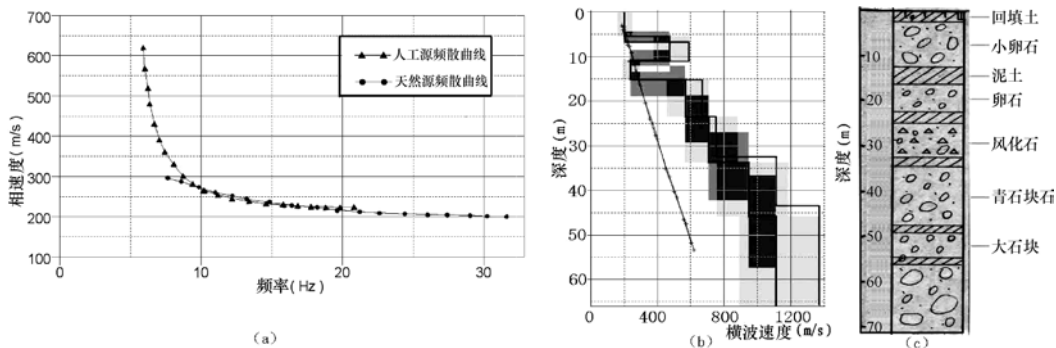


(a)、(b)、(c) 分别为人工源波形记录、频散曲线和频谱图；(d)、(e)、(f) 分别为天然源波形记录、频散曲线和频谱图

图 8 人工源、天然源对比

Fig. 8 Comparison artificial source with natural source

在相同频率处，取人工源与天然源面波相速度值的平均，使得结果更加稳定可靠。反演时，根据频散曲线斜率的变化特征和半波长算法创建初始模型，将剪切波速和深度设为反演的目标，其他参数均与实例 1 一致，再依据反演误差变化调整初始模型，反演结果如图 9 (b) 示。图 9 (c) 为钻孔资料。从图中可以看出，反演得到的地下介质在 32m 以下的速度较高，与钻孔揭示的在该深度 32m 以下为风化石和块石的位置基本吻合。



(a) 频散曲线，三角为人工源，圆点为天然源；(b) 速度结构模型；(c) 钻孔资料

图 9 人工源、天然源频散曲线和平均频散曲线反演的速度模型

Fig. 9 Artificial and natural source dispersion curves and velocity model of the average dispersion curve

5 结论

本文总结了人工源和天然源面波探测地下浅部横波速度结构的基本原理、主要方法及其最新进展，并通过 3 个应用实例分别说明了天然源、人工源和双源瑞雷面波勘探在探测浅部速度结构中的应用。结果表明，人工源瑞雷波勘探采用锤击震源一般可得到数十米深度的地下速度结构，天然源得到的结果较深，可达几百米至上千米。采用人工源和天然源相结合的方法得到的结果精度比天然源高，故在条件允许的情况下，建议用该方法进行勘探，这样可得到较准确的浅部速度结构。

在利用面波勘探方法探测地下速度结构方面，目前存在以下两方面的问题：一是对于逆频散的地层或含软硬夹层的地层，瑞雷波的模态复杂，含有较强能量的高阶模态，变换到 $f-k$ 域中有多阶主能量团，此时难于提取出基阶模态的瑞雷波频散曲线，只有将高阶模态瑞雷波频散曲线也利用起来才能最终解决问题；二是对于不是正频散形态的曲线，在用遗传算法进行反演时拟合的误差较大，需要进一步改进反演算法。

为了使天然源和人工源瑞雷面波勘探方法广泛应用于工程勘察之中，该方法的数据采集和处理技术还有待于进一步研究。

非常感谢审稿专家对本文的修改和建议。

参考文献

- 何正勤，丁志峰，贾辉等，2007. 用微动中的面波信息探测地壳浅部的速度结构. 地球物理学报，**50** (2): 492—498.
- 贾辉，何正勤，叶太兰，2010. SASW 及 MASW 方法在隐伏断层探测中的应用. 地球物理学进展，**25** (2): 709—713.
- 刘保金，柴炽章，鄯少英等，2008. 第四纪沉积区断层及其上断点探测的地震方法技术——以银川隐伏活动断层为例. 地球物理学报，**51** (5): 1—9.
- 彭文，周熙襄，2006. 利用瑞雷面波调查表层结构的可行性分析. 天然气工业，**9**: 1—4.
- 单娜琳，2006. 工程地震勘探. 北京：冶金工业出版社.
- 师黎静，陶夏新，赵纪生，2006. 地脉动台阵方法的有效性分析. 岩石力学与工程学报，**25** (8): 1683—1690.
- 王振东，1990. 微动应用技术讲座. 国外地质勘探技术，**4**: 12—16.
- 王振东，2006. 面波勘探技术要点与最新进展. 物探与化探，**30** (1): 1—6.
- 徐佩芬，李传金，凌甦群，2009. 利用微动勘察方法探测煤矿陷落柱. 地球物理学报，**52** (7): 1923—1930.
- 杨成林，1993. 瑞雷波勘探. 北京：地质出版社.
- 杨成林，时福荣，李从信等，1996. 应用瑞利波等方法对公路质量进行无损检测. 物探与化探，**20** (2): 104—113.
- 叶太兰，2004. 微动台阵探测技术及其应用研究. 中国地震，**20** (1): 47—52.
- Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, **35**: 415—456.
- Claprod M. and Asten M.W., 2010. Statistical validity control on SPAC microtremor observations recorded with a restricted number of sensors. Bull. Seismol. Soc. Am., **100** (2): 776—791.

- Hiroshi Okada, 2006. Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Exploration Geophysics*, **37**: 73—85.
- Hortencia Flores Estrella and Jorge Aguirre González, 2003. SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. *Geofísica Internacional*, **42** (2): 227—236.
- Ikuo Cho, Taku Tada and Yuzo Shinozaki, 2008. Assessing the applicability of the spatial autocorrelation method: A theoretical approach. *J. Geophys. Res.*, **113** (6): 1—19.
- Michael W. Asten, 2006. On bias and noise in passive seismic data from finite circular array data processed using SPAC methods. *Geophysics*, **71** (6): 153—162.
- Michihiro Otori, Arihide Nobata and Kunio Wakamatsu, 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92** (6): 2323—2332.
- Parolai S., Mucciarelli M., Gallipoli M.R. et al., 2007. Comparison of empirical and numerical site responses at the Tito Test Site, Southern Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97** (5): 1413—1431.
- Suqun Ling, Jun Horita and Shizuo Noguchi, 2004. Estimation of shallow S-wave velocity structure by using high precision surface wave prospecting and microtremor survey method. 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., 1445.

Detect the Velocity Structure of Shallow Crust with Artificial and Nature Source Rayleigh Wave Technology

Zhang Wei, He Zhengqin, Hu Gang and Ye Tailan

(Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China)

Abstract In this paper we firstly give a brief introduction of the basic principle of artificial and nature source Rayleigh wave exploration, the data acquisition and processing, then using three different sites' detection as an examples, we present the application of detecting shallow velocity structure with artificial and nature source Rayleigh wave methods. According different sites' condition and detecting propose, we choose artificial and nature Rayleigh wave techniques separately (double source method for short) to extract the dispersion curve of Rayleigh wave and then use genetic algorithm to get shallow S-wave velocity inversion. Our results show that this method is effective and practical. For similar projects of shallow S-wave detection, this proposed method is economic, useful, simple and fast.

Key words: Artificial and nature source; Multi-channel analysis of surface wave; Spatial autocorrelation method; Shallow S-wave velocity structure