

# 被动源面波勘探方法与应用

赵东

( 骄佳技术公司,加拿大 卡尔加里 T3A 5P2)

**摘要:** 被动源面波源于自然界和人类活动所产生的各种振动,通过分析被动源面波的频散特性可推断地下横波速度结构。介绍了被动源面波的特征及被动源面波勘探的基本流程;阐述了从被动源面波数据提取频散曲线的SPAC与F—K等两种方法,通过数字模拟对两种方法进行了对比;列举了采集被动源面波数据的技术要求;给出几个应用实例,说明其效果。

**关键词:** 被动源面波;空间自相关法;频率—波数法;数字模拟

**中图分类号:** P631.4      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-8918(2010)06-0759-06

地球表面存在一种微弱波动,它源于自然界和人类的各种活动。自然界中的风、潮汐、气压变化、火山活动等都会产生震动;而人类活动产生的震动包括车辆移动、工厂机械运行,甚至人的行走等。

所有这些振动的能量将以波的形式向远处传播,其中含有各种体波,但能量传播的主要形式是面波,既所谓的被动源面波。被动源面波具有如下特征:①在地球表面无论何时何地都存在;②源的空间分布、触发时间及源的强度是随机的;③在某一固定的位置,波的到来方向一般不确定;④频率一般较低;⑤被动源面波中携带有面波所固有的频散信息。基于被动源面波的勘探方法就是从采集的被动源面波数据中提取面波的频散信息,并推断地下介质的速度结构。

被动源面波勘探的历史比较久,早在20世纪50年代,Aki(1957)就利用被动源测定覆盖层速度结构(当时的许多计算是由模拟电路实现的);1965年,Capon提出了新的方法并成功地定位核实验场位置。随后,尤其在最近的20年中,由于硬件计算能力的不断提升和软件技术的发展,被动源面波分析方法也得到进一步完善。如今,在美洲、欧洲和日本等国家和地区,被动源面波勘探在无损检测和场地评价中的应用日益广泛。

在世界上不同的地区和国家,被动源面波有不同的名称,在美洲,称为被动源面波(passive surface wave);在日本称为微动(microtremor);而在欧洲则是环境随机振动(ambient vibration);在我国,有时又叫作天然源。尽管名称各异,但实质相同。

## 1 方法流程

被动源面波勘探方法的一般流程与主动源方法相似,即有三大步骤,采集数据、提取频散曲线和频散曲线反演(图1)。

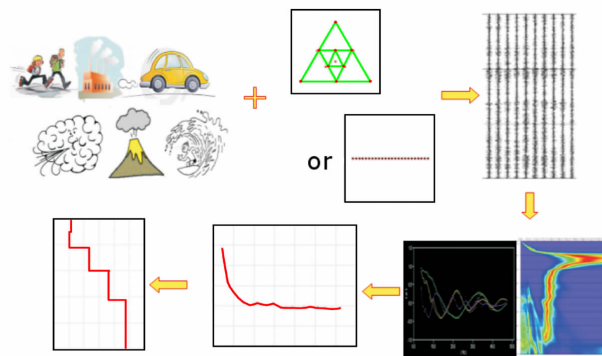


图1 被动源面波法的一般流程

与主动源面波法不同之处是,采集的数据是被动源面波,不需要震源;通常采用二维或一维排列接受;提取频散曲线的具体方法也不一样。

## 2 频散分析

被动源面波勘探的关键问题之一是如何从采集的面波数据中提取频散曲线。我们知道,主动源面波勘探利用的是人工震源激发的面波,波的传播方向确定,一般沿着排列方向,可以采用相位差法或二维波场变换方法提取主动源面波频散曲线。而被动源的空间传播特性与主动源不同,相对一个固定的排列,被动源面波的到来方向一般是未知的,如果采用与主动源面波相同的一维排列,就可能得到错误

的结果,如图 2 所示, $v_r$  为面波真速度, $v_m$  为测量的面波速度。只有当排列方向与面波传播方向一致时,测得的面波速度才是真实的;而当排列方向与波的传播方向垂直时,测得的面波速度为无穷大;当排列与波的传播方向成一定夹角,测得的速度介于真实速度与无穷大之间。所以,当波的传播方向未知时,必须采用二维排列,目前常用的排列方式有三角形、圆形、十字形和 L 形。当然,如果预先知道被动源面波传播方向,如公路上的车流方向,或者确信被动源面波来自所有方向,如喧闹的市区,也可以采用一维排列测定被动源面波速度。

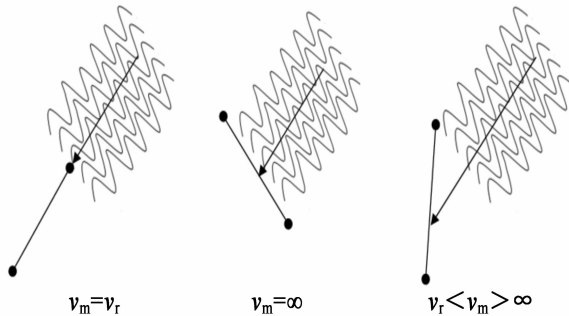


图 2 动源面波的一维排列示意

从被动源面波数据中提取频散曲线的方法有两大类,即基于空间相关分析的 SPAC 方法和基于二维波场变换的 F—K 法,下面分别予以介绍。

### 2.1 空间自相关法

空间自相关法 (SPAC 法) 是 Aki 在 1957 年首创的提取被动源面波频散的方法。其基本原理是,给定一组被动源面波接收点,其中一个点位于中心,其余点等角度分布在圆周上 (图 3),假设中心点  $C(0,0)$  与圆周上任一点  $X(r,\theta)$  接收的角频率为  $\omega$  的面波信号分别为  $u(0,0,\omega,t)$  和  $u(r,\theta,\omega,t)$ ,则其空间自相关函数为

$$\phi(r,\theta,\omega) = \overline{u(0,0,\omega,t)u(r,\theta,\omega,t)}$$

空间自相关系数则定义为空间自相关函数在所有方向上的平均,即

$$\rho(r,\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi(r,\theta,\omega) d\theta$$

上式的积分结果可表示为

$$\rho(r,\omega) = J_0\left(\frac{\omega r}{v(\omega)}\right)$$

式中, $J_0(x)$  是第一类零阶贝塞尔函数, $v(\omega)$  为面波相速度。

由此可见,空间自相关系数是面波相速度和频率的函数,通过拟合计算的空间自相关系数  $\rho(r,\omega)$ ,可以导出面波相速度。

空间自相关法提取频散曲线的步骤是首先将实

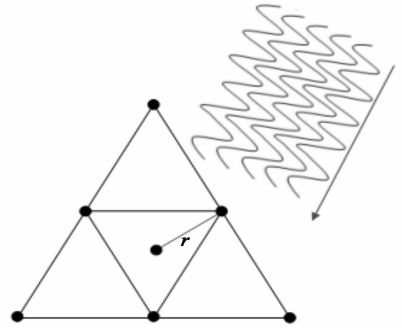


图 3 检测被动源面波的二维排列示意

测记录分成若干个数据段,剔除干扰大的数据段,用中心频率不同的窄带滤波器处理各数据段,提取待分析的频率成分;再对各个频率分别计算中心接收点与不同圆周上各点之间的空间自相关系数并进行方向平均;最后拟合不同观测半径的空间自相关系数得到频散曲线 (图 4),上图实线为实测的空间自相关曲线,虚线为计算的空间自相关曲线;下图实线为频散曲线,虚线为面波记录的振幅谱。这里需指出,如果有来自各个方向的被动源面波,那么在求取空间自相关系数时,可对波动的传播方向 (而不是接收点方位角) 进行积分,得到同样的结果。所以,在此情况下,排列可以是一条直线。

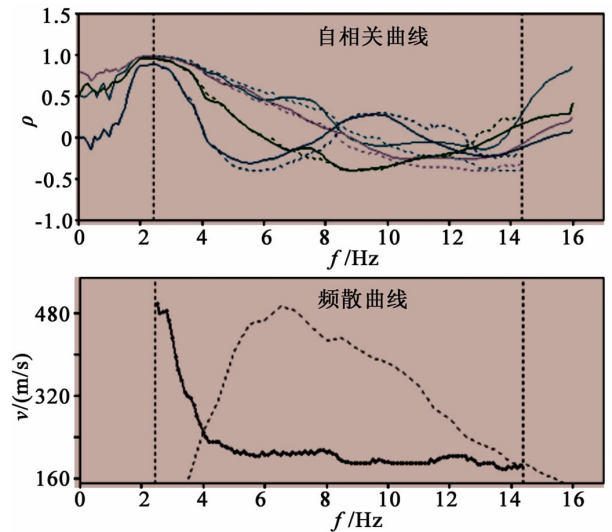


图 4 由空间自相关系数导出频散曲线

空间自相关法适用于规则的接收点。当接收点不规则时,可类似地采用拟合贝塞尔函数的方法计算相速度,这种采用非规则台阵的空间自相关法称为扩展的空间自相关法 (ESPAC),显然 ESPAC 法使实际工作更加方便。

### 2.2 F—K 法 (频率—波数法)

20 世纪 60 年代,美国为了监视其他国家的地下核试验,建立了半径 200 km 以上的巨大地震观测网 (LASA)。为了从观测数据中提取由核试验引发

的地震信息, Capon 等开发了频率—波数法(F—K法),同时该方法也被用于研究天然源地震波场。

F—K法的具体实现方法有多种,如传统的相似性谱方法用中心频率不同的窄带滤波器提取各个频率成分,并计算功率谱,功率谱上最大值对应的波数  $\mathbf{k} = (k_{x0}, k_{y0})$  与优势波动信号对应,该信号的传播速度为

$$v_r = \frac{\omega_0}{|\mathbf{k}_0|} = \frac{2\pi f_0}{\sqrt{k_{x0}^2 + k_{y0}^2}},$$

其传播方向为

$$\theta = \arctan\left(\frac{k_{y0}}{k_{x0}}\right)。$$

这样求出不同频率对应的相速度  $v_r$  就可以得到一条实测的相速度频散曲线。

由于被动源面波场较为复杂,而接收点个数通常又非常有限,F—K频散谱常出现多个峰值,分辨率也随之降低,导致频散提取困难。最近,有人提出将各个方向上的F—K频散谱叠加,然后直接在叠加后的频散谱上提取频散。实现的步骤为首先将实测数据分为若干段,剔除干扰大的数据段;接着对各

个方向上应用二维波场变换生成频散谱;再将所有方向的频散谱叠加,得到总频散谱,并提取频散(图5)。

SPAC法与F—K法作为被动源面波频散分析的两种方法,各有优缺点,SPAC法只需较少的接收点就能反映较宽的频率范围,但不能分辨高阶面波;而F—K法能分辨高阶面波,但要求较多的接收点,否则分辨率显著降低。

### 3 数字模拟

为了验证和比较SPAC与F—K分析方法的有效性,笔者数字模拟了一组被动源面波记录,并分别用SPAC法与F—K法对模拟数据进行频散分析。数字模拟采用有6个层位的地层模型,其对应的频散曲线如图6所示,这里只考虑了基阶面波。

被动源面波的震源空间分布如图7所示,在方圆12 km范围内共有200个随机分布,且强度不同的震源,震动的触发时间也是随机的。在分布图的中心布设了四种不同的排列装置,分别是圆形、三角形、L形和线形排列。

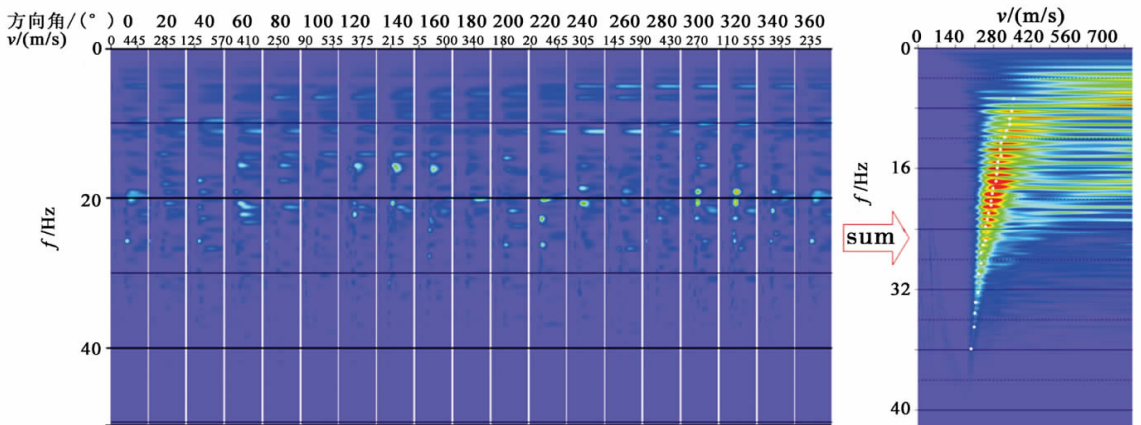


图5 F—K频散谱的叠加

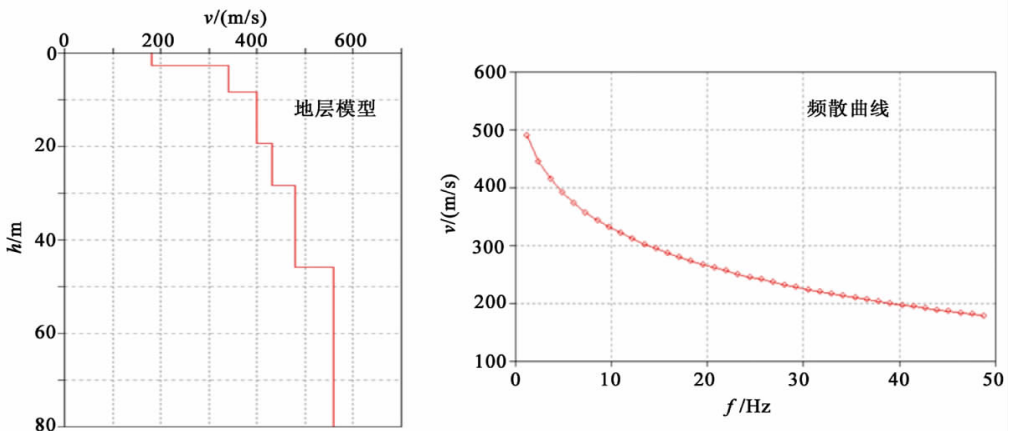


图6 地层模型及其频散曲线

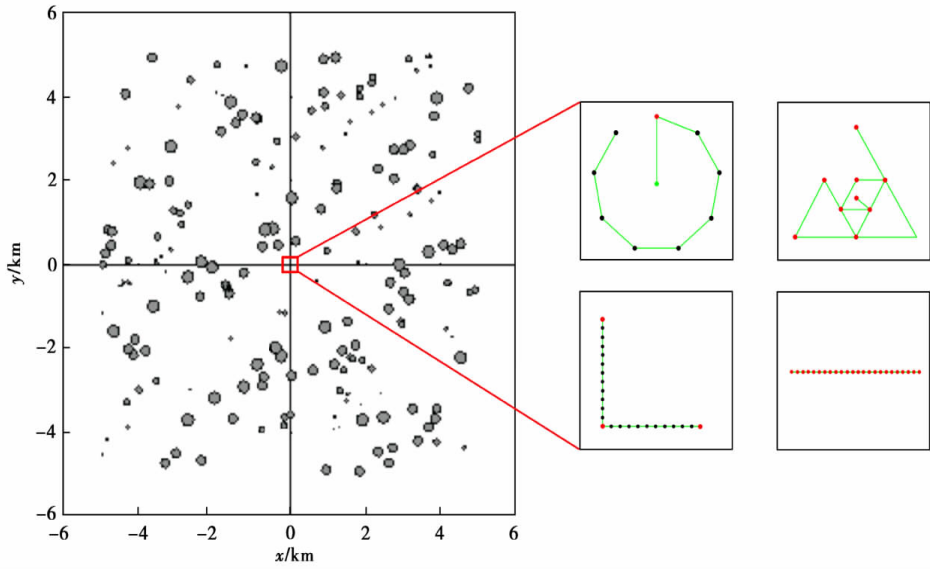


图7 震源分布及位于其中心的四种不同的排列装置

图8所示为一段被动源面波记录,由于震源分布、触发时间等的随机性,波动记录呈现为随机噪声。应用SPAC法和F—K法提取的不同排列的频散曲线显示在图9中,红色为理论频散曲线;绿色为SPAC法提取的频散曲线;蓝色为F—K法提取的频散曲线。从图中可以看出,无论采用何种排列,SPAC法提取的频散曲线都能在更宽的频带范围内与理论频散曲线保持一致。只有在接收点较多的情况下,F—K法提取的频散曲线才与理论频散曲线接近,而当接收点较少,如圆形和三角形排列只有约10个接收点,F—K法提取的曲线偏差较大。

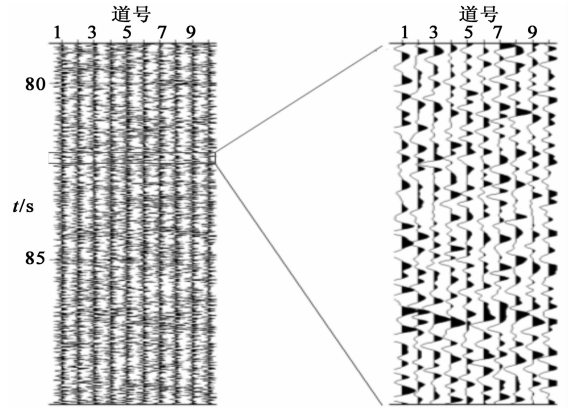


图8 被动源面波数字模拟记录

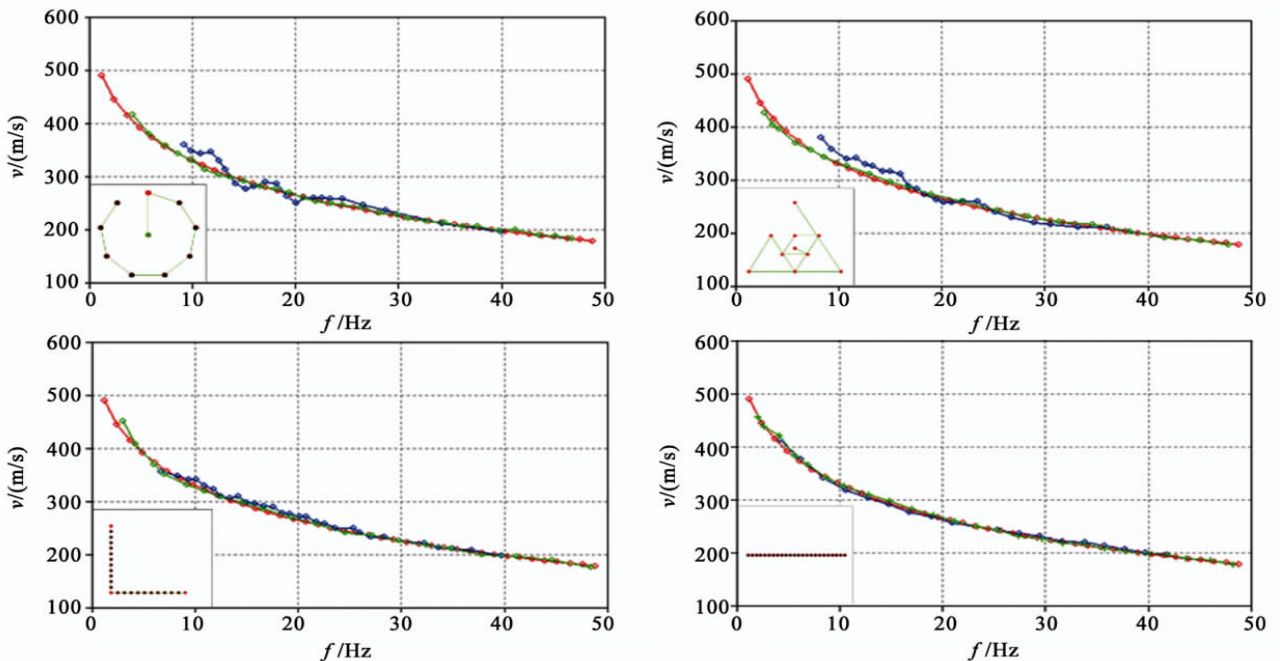


图9 SPAC和F—K法提取的不同排列的频散曲线

## 4 频散曲线反演

和主动源面波法一样,一旦从被动源面波中提取了频散曲线,接下来就可对频散曲线进行反演以获取横波速度结构。通常采用遗传算法(GA)反演,遗传算法作为一种非线性全局优化方法,不要求苛刻的初始速度—深度模型,得到的最佳拟合模型较传统的最小二乘法要稳定、可靠得多。关于遗传算法及其在频散曲线反演中的具体应用,请参考文献[10],这里不再赘述。

## 5 数据采集

被动源面波勘探要求采集系统有较低的频率特性,通常采用二维排列,而且采集的记录必须足够长,具体叙述如下。

### 5.1 采集系统

被动源面波勘探应采用固有频率低的检波器,如 4 Hz 动圈式检波器。如探测更深目的层,则要求更低频检波器,如通常所说的“摆”。

检波器和放大器一致性要求:在通频带范围内,以平均值为中心,在  $\pm 9^\circ$  以内;放大器内部噪声小于  $1.5 \mu\text{V}$ 。

对于分散采集系统,其时间精度(包括时钟精度和校正精度)为 24 h 误差在  $\pm 2.5 \text{ ms}$  以内。

### 5.2 现场采集

通常采用二维排列,典型的排列方式有三角形、圆形、L 形,条件许可时也可用线形排列(原因见上面的解释),但至少需要 4 个检波器。无论是二维还是一维(线形)排列,都允许是不规则的,例如三角形的各边不等,但各接收点的位置必需足够精确,由 GPS 获取的接收点经纬度,误差应小于  $10^{-1} \text{ s}$ 。

采集方式有统一和分散两种,统一采集方式是各个检波器的数据由导线传送统一记录在一台多通道记录仪上,类似于目前常用的主动源面波数据采集;分散独立采集方式是各接收点间无连线独立观测,各接收点的一致性一般通过 GPS 由内部同步时钟控制,这种采集方式适合大尺度的观测排列。

根据勘探目的层深度确定排列范围,目的层越深,要求接收提取的面波信号波长越长,相应的排列范围越大,检波点之间的间距也加大。排列应尽可能避开干扰源,尤其在排列范围内不能有任何较强的地面或地下干扰。

多记录观测,由于被动源面波震源的随机性,为得到一个稳定的频散曲线,一般在一个测点需观测 15~20 个记录,每个记录长度约为 30 s,数据处理

时将对这些数据进行某种形式的叠加。

## 6 应用实例

被动源面波已广泛应用于推断横波速度结构,以下介绍几个应用实例。

### 实例 1:地基加固评价

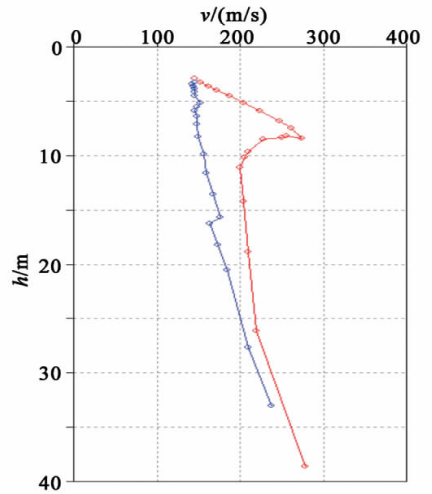


图 10 地基内外的频散曲线

在喧闹的市区进行地震波法勘探非常困难,即使是主动源面波法也是如此,这里采用被动源面波法,并且排列及采集方式与主动源面波法相似,既线形排列;24 道接收;2 m 道间距;10 Hz 检波器。共采集了 10 记录,每个记录长 1 min。

分别在地基上面和旁边布置了两条测线,得到的频散曲线见图 10,其中红色曲线是地基上面所做的结果,蓝色曲线则是地基旁的结果。两条曲线清晰地反映了地基处理的效果。

### 实例 2:调查采空区

煤矿采空区通常位于较深的层位,超出了主动源面波法所能达到的深度。本实例所用的排列是内外嵌套的两个三角形,共 7 个检波器,内三角形边长

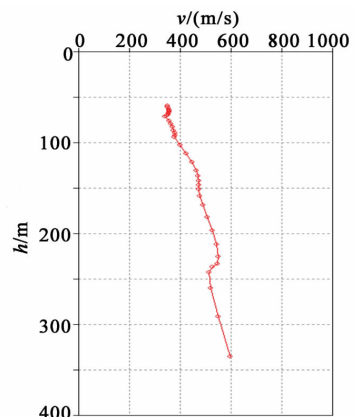


图 11 采空区上的频散曲线

约为 50 m,外三角形边长约为 100 m。采用分散式排列采集数据,记录长度为 15 min。图 11 所示的频散曲线反映了深达 300 m 的速度变化,其中的速度突变段与采空区基本对应。

### 实例 3:断层探测

在一条测线上连续布置一系列被动源面波测点,就可揭示横波速度在水平方向上的变化。图 12 上图是用被动源面波法获取的横波速度断面,其中速度的横向突变带显示了断层的存在。图中的下部是用折射波层析成像方法推断的纵波速度断面,可以看出,纵波和横波速度的横向变化是一致的,图中的波速值单位为 ft/s。

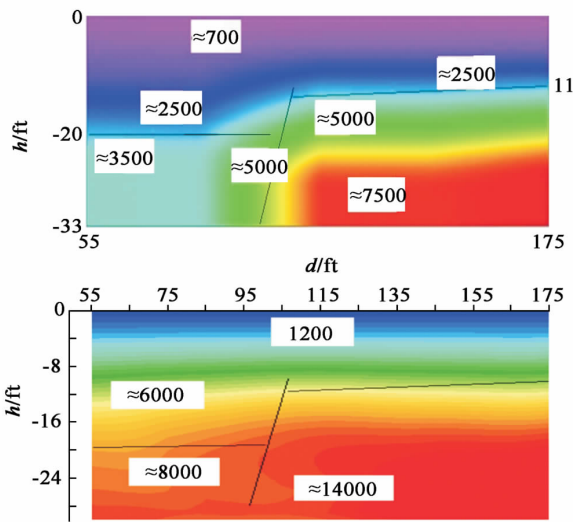


图 12 横波速度(上)与纵波速度(下)断面

## 7 结束语

被动源面波法利用自然界和人类活动所产生的振动,并从中获取面波的频散特性以推断地下速度结构。和主动源相比,被动源面波的主要成分是低

频震动,这样再利用具有良好低频特性的数据采集系统,就可以显著加大勘探深度。选择正确的频散分析方法也是有效地应用被动源面波法的关键,目前采用的空间自相关法和频率一波数法两种方法各有优缺点,一般情况下,空间自相关法能反映更宽的频率范围,鉴于被动源面波波场的复杂性,在实际应用中,应联合使用两种方法,相互佐证。

数字模拟和实际应用都说明了被动源面波法的有效性,该方法弥补了主动源面波法的勘探深度不足的缺陷。实际上二者有很强的互补性。

### 参考文献:

- [1] Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors[J]. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 1957, 35, 415 - 456.
- [2] Aki K, Richards P G. Quantitative seismology, Second Edition [M]. University Science Books, 2002.
- [3] Capon J, High resolution frequency-wavenumber analysis[J]. Proceeding of the IEEE, 1969, 57, 1408 - 1418.
- [4] Okada, H. The Microtremor survey method [C]//Geophysical Monograph Series 12, SEG, 2003.
- [5] Asten M W. On bias and noise in passive seismic data from finite circular array data processed using SPAC methods[J]. Geophysics, 2006, 71(6): 153 - 162.
- [6] Park C B, Miller R D, Ryden N, et al. Combined use of active and passive surface waves[J]. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 2005, (10): 323 - 334.
- [7] Park C B, Miller R D, and Xia J. Multichannel analysis of surface waves(MASW)[J]. Geophysics, 1999, 64: 800 - 808.
- [8] 王兴泰,赵东. 瑞利波勘探:应用、现状和问题[J]. 世界地质, 1995(2).
- [9] 王振东. 面波勘探技术要点与最新进展[J]. 物探与化探, 2006, 30(1).
- [10] 赵东,王光杰,王兴泰,等. 用遗传算法进行瑞利波反演[J]. 物探与化探, 1995, 19(3): 178.

## PASSIVE SURFACE WAVES: METHODS AND APPLICATIONS

ZHAO Dong

(Geogiga Technology Corp., Calgary T3A 5P2, Canada)

**Abstract:** The shear wave velocity of subsurface can be estimated by analyzing the passive surface waves typically generated by cultural and natural sources. This article first introduces the passive surface waves and the processing procedure, and then utilizes the simulated passive waves to compare the FK and SPAC methods in deriving dispersion curves. It also discusses the general requirements of data acquisition and demonstrates some field examples.

**Key words:** passive surface wave; spatial autocorrelation; frequency-wavenumber; simulation

作者简介: 赵东(1969 - ),男,现从事各种地震勘探方法的综合应用研究及软件设计开发工作,公开发表学术论文数篇。