

邬健强, 陈松, 徐俊杰, 等. 被动源面波法在城市居民区建筑间的应用 [J]. 中国岩溶, 2023, 42(6): 1322-1330.

DOI: [10.11932/karst20230613](https://doi.org/10.11932/karst20230613)

被动源面波法在城市居民区建筑间的应用

邬健强¹, 陈松¹, 徐俊杰¹, 郑智杰^{2,3}, 刘永亮^{2,3}, 王越⁴

(1. 中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 湖北武汉 430205; 2. 中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室/联合国教科文组织国际岩溶研究中心, 广西桂林 541004; 3. 广西平果喀斯特生态系统国家野外科学观测研究站, 广西平果 531406;
4. 武汉轻工大学马克思主义学院, 湖北武汉 430023)

摘要: 城镇中的人文噪声和工业生产对传统的地球物理调查方法(重、磁、电、震)有极大的干扰限制, 鉴于此, 文章采用抗干扰能力强、受场地条件影响小的被动源面波法在城市居民区进行地下空间勘探的应用。研究结果表明: (1) 被动源面波法在城市地区地下空间勘探中是一种有效的物探方法, 其施工排列灵活多变, 适应性强且不受外界干扰; (2) 根据扩展的空间自相关法(ESPAC)处理得到视横波速度剖面能有效地对地下土洞、岩溶破碎带及溶洞等进行响应; (3) 结合多条网状测线剖面结果, 绘制不同深度的视横波速度水平切片图能有效对地下空间结构进行评价。

关键词: 被动源面波法; 频散曲线; 扩展的空间自相关法(ESPAC); 视横波速度 V_x

中图分类号: P631.4 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810(2023)06-1322-09

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

随着城市的快速发展, 人类对城市地面塌陷^[1]和城市地下空间的关注不断提高。地球物理方法作为能够直接感知地下介质结构的手段, 越来越多地被应用于解决城市地区浅地表和地下空间的实际地质问题。由于城镇中的人文噪声和工业生产而产生的各种电磁场等干扰, 导致传统地球物理调查方法(重、磁、电、震)在人口密集的城市地区的应用受到极大限制, 但是人文噪声却为被动源面波法提供了有效的震源。

被动源面波法最早是在 1957 年由 Aki^[2] 提出来的, 利用以瑞雷波能量为主的微震, 采用空间自相关法(SPAC)提取瑞雷波相速度频散曲线, 然后反演得到地下一维横波速度结构。Okada^[3] 概述了 SPAC

方法, 并进一步开发微震阵列测量, 以提高检波器布局的灵活性, 能够勘探更深处的横波速度结构。Nakamura^[4] 提出可以通过在同一场地观测到的噪声水平分量与垂直分量的频谱比来估计场地响应, 即 HVSR 法。Louie^[5] 提出了一种基于 τ - p 变换或倾斜叠加的被动地震方法—折射微震法。Park^[6] 提出可以通过采用基于主动源面波中的相移法来处理被动源面波数据。

近年来, 该方法以其抗干扰能力强、受场地条件影响小等特点得以快速发展^[7-10]。并在岩溶塌陷探测^[11-12]、预测覆盖层厚度^[13-14]、地下横波速度结构探测^[15-16]、场地效应评价^[17-18]、地热资源勘察^[19-20]、活断层探测^[21]、城市地质调查^[22-23]等多个领域取得了一些成功应用。由于本次研究区位于城市居民区, 且地面

基金项目: 中国地质调查局项目(DD20230237); 国家自然科学基金(42107485);

第一作者简介: 邬健强(1990—), 男, 工程师, 主要从事岩溶灾害及地下水勘探方法研究。E-mail: 1191261549@qq.com。

通信作者: 陈松(1985—), 男, 高级工程师, 主要从事近地表地震体波、面波成像方面研究。E-mail: anhuisongchen@163.com。

收稿日期: 2022-12-11

发生过塌陷,亟需查明地下介质的地质结构和构造,基于此,笔者采用被动源面波法进行勘探工作。通过对被动源面波法的结果进行处理与解译,确定了地下溶洞、岩溶裂隙带等岩溶特征,证明了被动源面波法在城市地区应用的有效性,同时结合不同深度的视横波速度水平切片对地下空间结构进行了有效评价。

1 被动源面波的方法原理

被动源面波勘探的关键问题之一是如何提取频散曲线,目前最常用的两种方法是频率-波数域法(F-K 法)和空间自相关法(SPAC 法),笔者主要采用 SPAC 法。

空间自相关法(SPAC 法)是 Aki 在 1957 年首创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,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 ω 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:

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

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

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

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。由此可知,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)^[10]。

2 研究区概况

研究区位于广西桂林市七星区城区,主要在居民宿舍楼建筑区,该区西临东二环路,北临金鸡路(图 1),电磁及振动干扰明显。建筑之间纵横交错,主要以水泥路相隔。区内主要出露地层依次为:上覆第四系全新统桂平组(Q_{hg})浅黄,砖红色黏土,砂

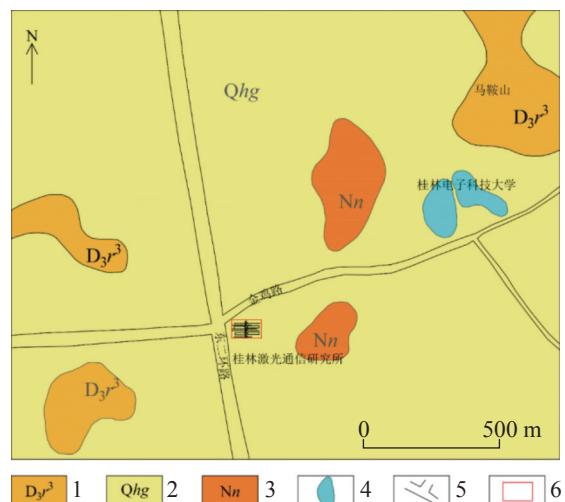


图 1 研究区地质简图

1. 泥盆系上统融县组上段灰岩 2. 第四系全新统桂平组黏土 3. 第三系上统南康组碎屑岩 4. 湖泊 5. 公路 6. 物探区

Fig. 1 Geology of the study area

1. Dolomite of the upper segment of Devonian Upper Rongxian Formation
2. Clay of Quaternary Holocene Guiping Formation 3. Clastic rocks of Upper Tertiary Nankang Formation 4. Lakes 5. Highway 6. Testing zone of geophysical prospecting

砾;下伏基岩为泥盆系上统融县组上段(D_3r^3)浅灰,灰白色厚层灰岩。研究区内没有断裂构造发育,研究区地质简图见图 1。

不同的岩石具有不同的横波速度,相同的岩石在不同的环境下亦显示不同的横波速度,所以地层岩性差异是被动源面波法划分岩性层的物理前提。根据区内岩性特征,第四系土层应为低速层,完整灰岩应为高速层,而含水或有裂隙发育的灰岩则属于相对低速特征。

3 工作方法

实际场地踏勘可知,纵横交错的建筑之间是水泥路,且宽度有限,故采用直线型的被动源面波法。测线布置见图 2,布置了东西横向测线 5 条,南北纵向测线 2 条,其中 V1 线 64~72 m 处为原塌陷回填区。

数据采集仪器采用德国 DMT 公司的 SUMMIT 地震仪,接收为 4.5 Hz 的垂向检波器。布设方式为每条测线按 2 m 点距一次性布设好检波器,采集参数为每条测线采集 20 个及以上的记录,每个记录的采样时间为 32 768 ms,采样频率为 500 Hz。工作之前检查检波器的一致性,保证所有检波器能够正常工作,方可进行正式观测。数据正式采集时尽量保

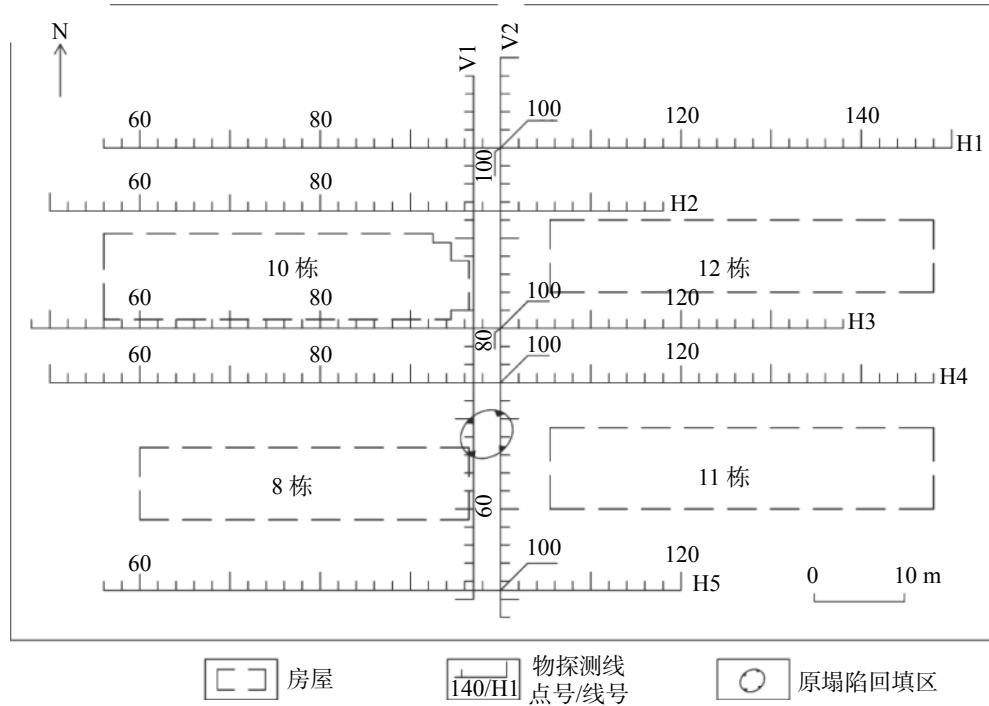


图2 物探测线布置图
Fig. 2 layout of geophysical prospecting

持周围环境相对安静,以利于有效记录数据,实际野外数据采集情况见图3。



图3 实际野外数据采集示意图
Fig. 3 Schematic map of field data acquisition

4 数据处理与解释分析

4.1 直线型被动源面波法数据处理

被动源面波法数据处理的流程包括预处理、提取频散曲线、计算视横波速度和绘制视横波速度成果图。针对本次采集到的直线型被动源面波数据,采用如下步骤进行处理:

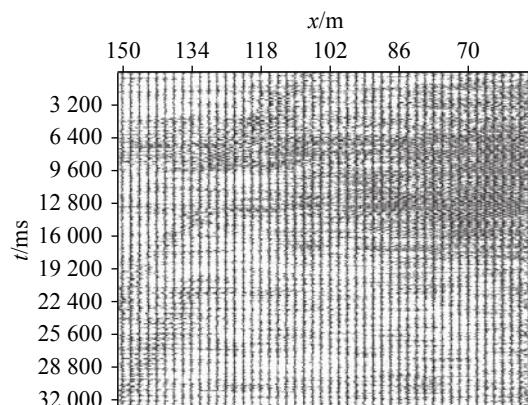


图4 H1线被动源面波原始数据图
Fig. 4 Original data map of passive surface wave of Line H1

(1)按照达到探测深度的原则,对每条测线每个记录的原始数据进行排列长度处理。本次探测深度为20~35 m左右,故排列长度选择20 m,即11道,并按照2 m点距整体移动对原始数据进行有序抽取。H1线的被动源面波原始数据图见图4,图5为有序抽取1-11道的原始数据图。

(2)对所有抽取之后的数据进行检查,剔除干扰较大的数据段。

(3)采用ESPACE法处理检查之后的数据。具体步骤如下:①将数据按照一定时间长度分成若干个数据段,剔除其中干扰大的数据段,采用中心频率不

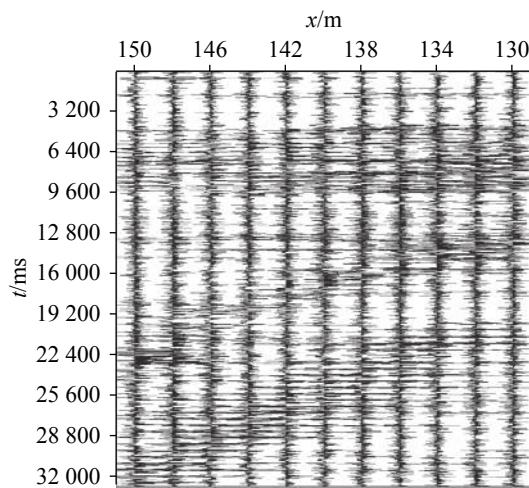


图 5 H1 线 1-11 道被动源面波原始数据图

Fig. 5 Original data map of passive surface wave for traces 1-11 of Line H1

同的窄带滤波器处理各数据段, 提取待分析的频率成分; ②对各个频率成分分别计算中心接收点与不同位置各点之间的空间自相关系数并进行方向平均; ③最后拟合不同观测位置的空间自相关系数得到频散曲线;

(4) 检查每个记录所得到的频散曲线, 直接剔除其中干扰大或形态差异大的频散曲线, 不参与最后的合并;

(5) 将提取的频散曲线经公式 $V_{x,i} = \left(\frac{T_i \cdot V_{r,i}^4 - T_{i-1} \cdot V_{r,i-1}^4}{T_i - T_{i-1}} \right)^{\frac{1}{4}}$ 计算得到视横波速度。其中 V_x 为视横波速度, V_r 为面波相速度, T 为周期;

(6) 在 Surfer 软件中直接绘制视横波速度成果图。

按照以上原则对所有测线的所有记录进行处理, 最后得到各测线的视横波速度成果图(图 6 和图 7)。视横波速度 V_x 是既不同于相速度 V_r 也不同于横波速度 V_s 的面波物性参数, 具有速度量纲。因为其避免了反演过程中设置初始模型、反演结果选取等人为因素的影响, 故而选择视横波速度。

4.2 直线型被动源面波法数据解释

图 6 给出了平行测线 V1 和 V2 的视横波速度剖面图, 从上到下依次为测线 V1 和测线 V2 的结果。本着由已知到未知的原则, 先分析原塌陷回填区的视横波速度特征。原塌陷回填区位于图中 V1 线 64~72 m 处, 该回填区浅部有个比较明显的相对高速异常, 深部则出现相对低速异常特征, 证实浅部土层被扰动, 发育于溶槽中, 深部发育有溶洞, 导致土体

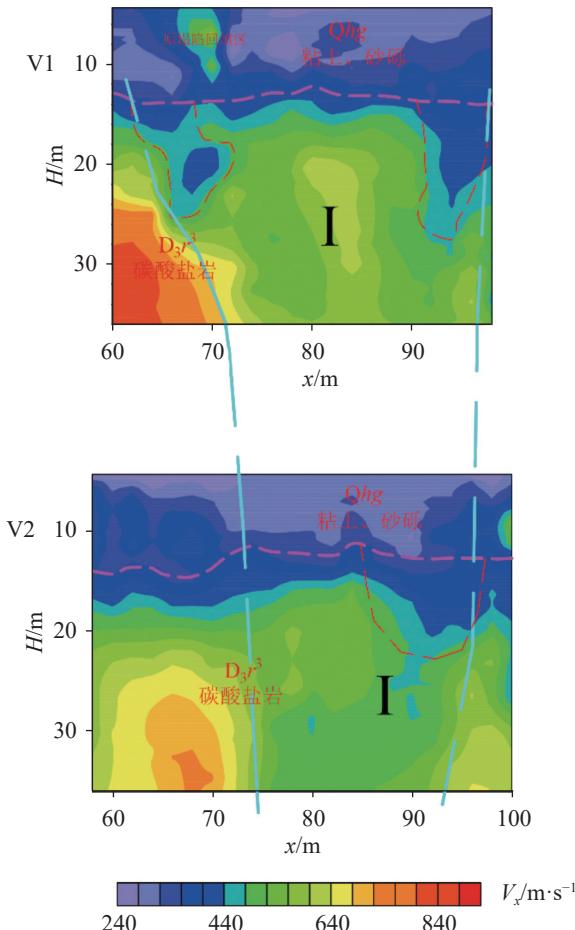


图 6 V1-V2 视横波速度剖面图

Fig. 6 Apparent S-wave velocity profiles of Lines V1-V2

漏失形成地面塌陷, 后经回填, 浅部形成相对高速体。此结果表明, 该工作区可以通过视横波速度的大小及相对变化来判断岩土体的结构特征。由图 6 可知, 两条平行测线的地下介质视横波速度值整体范围在 240~920 m·s⁻¹, 剖面从纵向上来看存在分层现象, 浅层介质视横波速度除回填区外, 基本相对偏低, 普遍范围在 240~380 m·s⁻¹, 是第四系覆盖层黏黏土、砂砾的反映, 覆盖层的深度大约 10~15 m。随着深度的增大, 介质视横波速度值有明显的增大, 普遍范围在 400~920 m·s⁻¹, 是基岩 D₃r³ 融县组灰岩的反映。横向来看基岩面起伏不大, 只在基岩相对低速异常区有比较明显的下凹现象, 图中粉色虚线即推测的岩土分界面位置。基岩中可以明显看到两条测线都存在不同程度的横向视横波速度值的突变, 突变处的视横波速度表现为低速特征, 视横波速度值范围在 360~480 m·s⁻¹, 推测可能是岩溶破碎带或溶洞的反映。图中红色虚线即推测的异常范围, 具体为 V1 线 64~72 m 和 92~98 m 处, V2 线 88~98 m 处。从这

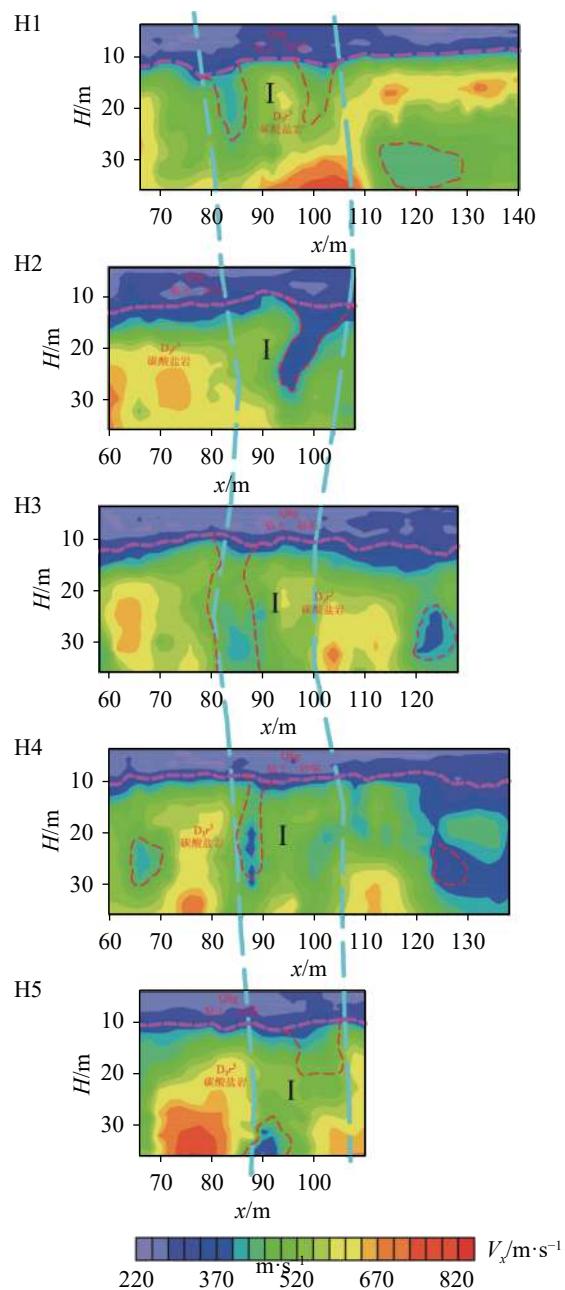


图 7 H1-H5 线视横波速度剖面图

Fig. 7 Apparent S-wave velocity profiles of Lines H1-H5

两条平行测线的异常形态的分布来看,推測存在一个主要的岩溶发育带 I(青色虚线范围)。

图 7 给出了平行测线 H1-H5 的视 S 波速度剖面图,从上到下依次为测线 H1, 测线 H2, 测线 H3, 测线 H4 和测线 H5 的结果。五条平行测线的地下介质视横波速度值在 $220\text{--}850\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 从纵向上整体来看存在分层现象, 表层介质视横波速度值相对偏低, 普遍范围在 $220\text{--}380\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 为第四系覆盖层的反映; 随着深度的增大, 介质视 S 波速度值有明显的增大, 普遍范围在 $400\text{--}850\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 为基岩 D_3r^3 融

县组灰岩的反映。横向来看, 覆盖层厚度变化不大, 变化范围在 9~15 m, 各测线中粉色虚线即为推測的岩土分界面; 而在基岩中, 各测线都存在不同程度的横向视横波速度值的突变, 突变处的视横波速度表现为低速特征, 视横波速度值范围在 $340\text{--}430\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 推測可能是岩溶破碎带或溶洞的反映。测线中红色虚线范围即为推測的异常范围, 具体为 H1 线 80~88 m, 98~104 m 和 110~130 m 处, H2 线 94~102 m 处, H3 线 82~90 m 和 120~128 m 处, H4 线 62~70 m, 84~90 m 和 122~130 m 处, H5 线 88~94 m 和 96~104 m 处。从五条平行测线的异常形态的分布来看, 有些异常分布呈局部孤岛状, 而有些异常分布存在一定的联系, 总体上来看, 推測存在一个主要的岩溶发育带 I 号(青色虚线范围), 该异常带与图 6 中的异常带相对应, 应属于同一个异常带。I 号异常带主要表现为南北走向, 范围广, 从基岩面开始就有明显的异常形态。

为了更加直观地反映建筑楼地下异常的空间分布情况, 图 8 给出了不同深度的视横波速度水平切片图。其中图 8(a)为 30 m 深, 图 8(b)为 25 m 深, 图 8(c)为 20 m 深, 图 8(d)为 15 m 深。由图 8 可知, 随着深度的加大, 相对低速的异常圈闭也不断变化, 纵向深度上主要是向 10 栋建筑楼地下及周围集中, 横向分布上形成南北向的 I 号异常带。

综合图 6、图 7 和图 8 的解译结果, 给出各测线推測的异常位置统计表(表 1)及各测线不同介质的视横波速度的统计表(表 2)。该工作区内主要异常带为 I 号异常带, 推測为岩溶发育带, 有一定的延伸方向, 可解译为强径流带, 主要走向为 NS 向。将表 1 推測的异常位置投影到物探测线布置图上, 结合综合解译结果, 给出综合物探解译平面图(图 9)。虽未获得后期验证钻孔资料, 但在 I 号异常带部分位置揭露处呈串珠状发育的溶洞。

5 结 论

(1)研究区覆盖层厚几米至十几米, 覆盖层厚度在速度突变处或附近处变化较大。通过与原塌陷回填区的对比验证, 明显的异常特征表现为: 上部土层被扰动, 土层覆盖在溶槽上, 深部有溶洞发育, 导致土体漏失, 形成地面塌陷。

(2)测线上揭露显示, 岩溶多发育于 30 m 以内,

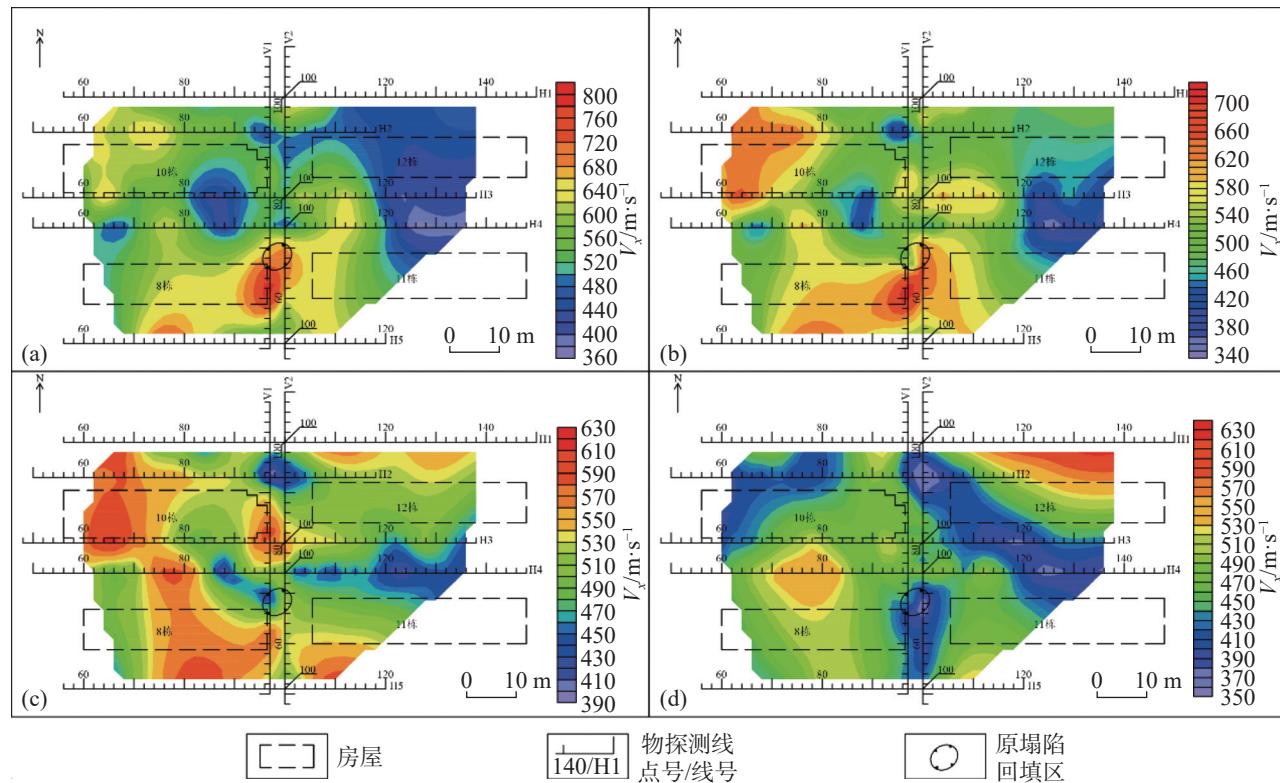


图8 不同深度视横波速度切片图

Fig. 8 Slice maps of apparent S-wave velocity at different depths

表1 各测线推测的异常位置统计表

Table 1 Inferred abnormal position of each survey line

测线	点号/m	面波测量点号/m	推测异常位置/m
H1	56~150	66~140	80~88, 98~104, 110~130
H2	50~118	60~108	94~102
H3	48~138	58~128	82~90, 120~128
H4	50~148	60~140	62~70, 84~90, 122~130
H5	56~120	66~110	88~94, 96~104
V1	50~108	60~98	64~72, 92~98
V2	48~110	58~100	88~98

表2 各测线不同介质的视横波速度统计表

Table 2 Apparent shear wave velocity of different medium for each survey line

测线	覆盖层/m·s ⁻¹	破碎灰岩/m·s ⁻¹	充水溶洞/m·s ⁻¹	完整灰岩/m·s ⁻¹
H1	220~380	400~490	370~430	580~850
H2	220~370	390~480	350~400	580~850
H3	220~350	400~480	340~420	580~850
H4	220~360	400~500	350~410	580~850
H5	220~370	400~510	360~420	580~850
V1	240~380	410~480	360~410	600~920
V2	240~360	400~470	370~420	600~920

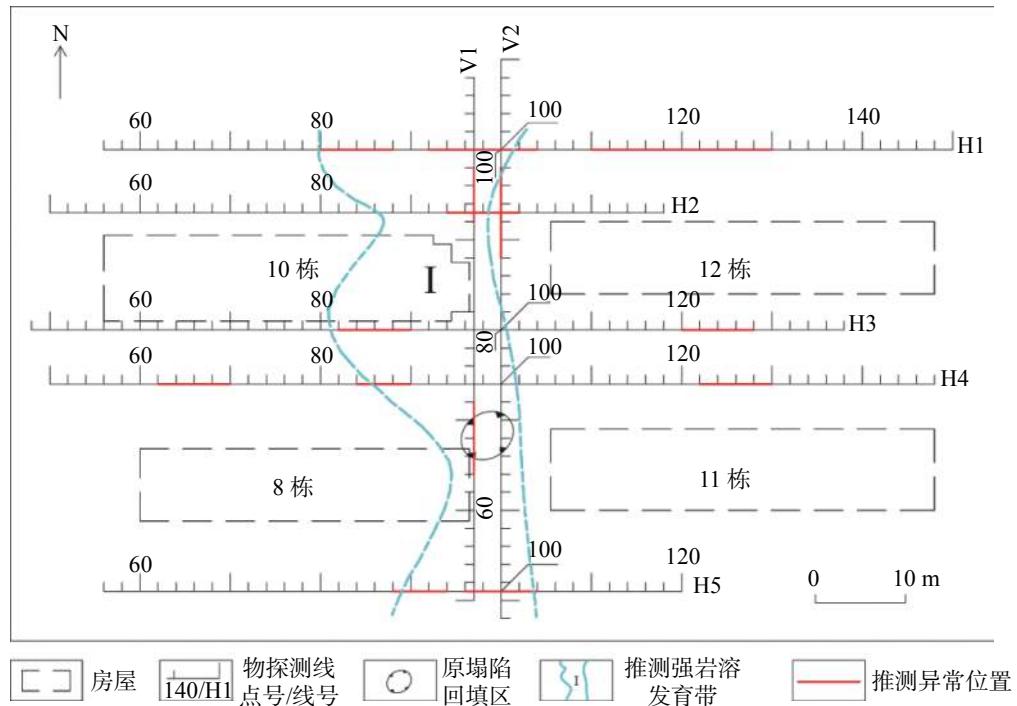


图9 综合物探解译平面图

Fig. 9 Plan map of comprehensive geophysical interpretation

主要有I号强岩溶发育带。该岩溶发育带主要分布在10栋地下及其周围，范围较广，并具有一定的延伸方向，主要走向为NS向，推测为强径流带。

(3) 研究区覆盖层的视横波速度范围在 $220\text{--}380\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，完整灰岩在 $580\text{--}920\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；而破碎灰岩，由于裂隙发育，视横波速度在 $390\text{--}510\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，充水溶洞的视横波速度则相对更低，为 $340\text{--}430\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

参考文献

- [1] 黄健民, 吕镁娜, 郭宇, 陈小月. 广州金沙洲岩溶地面塌陷地质灾害成因分析[J]. 中国岩溶, 2013, 32(2): 167-174.
HUANG Jianmin, LV Meina, GUO Yu, CHEN Xiaoyue. Research on the reason for geologic disaster by karst surface collapse at Jinshazhou in Guangzhou[J]. Carsologica Sinica, 2013, 32(2): 167-174.
- [2] Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors[J]. Bulletin Earthquake Research Institute, 1957, 35(3): 415-456.
- [3] Okada H, Suto K, Asten M W. The microtremor survey method[M]. Tulsa, USA: Society of Exploration Geophysicists, 2004.
- [4] Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface[J]. Quarterly Report of RTRI, 1989, 30(1): 25-33.
- [5] Louie J N. Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2001, 91(2): 347-364.
- [6] Park C B, Miller R D. Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW)[J]. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 2008, 13(1): 1-11.
- [7] 孙勇军, 徐佩芬, 凌甦群, 李传金. 微动勘查方法及其研究进展[J]. 地球物理学进展, 2009, 24(1): 326-334.
SUN Yongjun, XU Peifen, LING Suqun, LI Chuanjin. Microtremor survey method and its progress[J]. Progress in Geophysics, 2009, 24(1): 326-334.
- [8] 叶太兰. 微动台阵探测技术及其应用研究[J]. 中国地震, 2004, 20(1): 47-52.
YE Tailan. The exploration technique for microtremor array and its application[J]. Earthquake Research in China, 2004, 20(1): 47-52.
- [9] 丁连靖, 刘伟彦. 天然源面波频率-波数法的应用[J]. 物探与化探, 2005, 29(2): 138-141, 145.
DING Lianjing, RAN Weiyang. The application of natural source surface wave frequency-waves method[J]. Geophysical & Geochemical Exploration, 2005, 29(2): 138-141, 145.
- [10] 赵东. 被动源面波勘探方法与应用[J]. 物探与化探, 2010, 34(6): 759-764.
ZHAO Dong. Passive surface waves: Methods and applications[J]. Geophysical & Geochemical Exploration, 2010, 34(6): 759-764.
- [11] 刘伟, 甘伏平, 赵伟, 陈玉玲. 高密度电法与微动技术组合在岩溶塌陷分区中的应用分析: 以广西来宾吉利塌陷为例[J]. 中国岩溶, 2014, 33(1): 118-122.
LIU Wei, GAN Fuping, ZHAO Wei, CHEN Yuling. Application analysis of combining high density resistivity and microtremor survey methods in areas of karst collapse: A case

- study of the collapse in Jili village, Laibin, Guangxi[J]. Carso-
logica Sinica, 2014, 33(1): 118-122.
- [12] 梁东辉, 甘伏平, 张伟, 韩凯. 微动HVSR法在岩溶区探测地下
河管道和溶洞的有效性研究[J]. 中国岩溶, 2020, 39(1):
97-102.
- LIANG Donghui, GAN Fuping, ZHANG Wei, HAN Kai. Study
on the effectiveness of the microtremor HVSR method in detect-
ing underground river pipelines and caves in karst areas[J]. Car-
sologica Sinica, 2020, 39(1): 97-102.
- [13] Liang D H, Gan F P, Zhang W, Jia L. The application of HVSR
method in detecting sediment thickness in karst collapse area of
Pearl River Delta, China[J]. Environmental Earth Sciences,
2018, 77(6): 259.
- [14] 张伟, 甘伏平, 梁东辉, 韩凯, 刘伟. 利用微动法快速探测岩溶
塌陷区覆盖层厚度研究[J]. 人民长江, 2016, 47(24): 51-54.
ZHANG Wei, GAN Fuping, LIANG Donghui, HAN Kai, LIU
Wei. Application of microtremor exploration in quick inspection
of overburden layer thickness in karst collapse area[J]. Yangtze
River, 2016, 47(24): 51-54.
- [15] 何正勤, 丁志峰, 贾辉, 叶太兰. 用微动中的面波信息探测地壳
浅部的速度结构[J]. 地球物理学报, 2007, 50(2): 492-498.
HE Zhengqing, DING Zhifeng, JIA Hui, YE Tailan. To deter-
mine the velocity structure of shallow crust with surface wave
information in microtremors[J]. Chinese Journal of Geophysics,
2007, 50(2): 492-498.
- [16] 何正勤, 胡刚, 鲁来玉, 张维, 叶太兰, 沈坤. 云南通海盆地的浅
层速度结构[J]. 地球物理学报, 2013, 56(11): 3819-3827.
HE Zhengqin, HU Gang, LU Laiyu, ZHANG Wei, YE Tailan,
SHEN Kun. The shallow velocity structure for the Tonghai basin
in Yunnan[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2013, 56(11):
3819-3827.
- [17] 王伟君, 刘澜波, 陈棋福, 张杰. 应用微动H/V谱比法和台阵技
术探测场地响应和浅层速度结构[J]. 地球物理学报, 2009,
52(6): 1515-1525.
WANG Weijun, LIU Lanbo, CHEN Qifu, ZHANG Jie. Applica-
tions of microtremor H/V spectral ratio and array techniques in
assessing the site effect and near surface velocity structure[J].
Chinese Journal of Geophysics, 2009, 52(6): 1515-1525.
- [18] Foti S, Parolai S, Albarello D, Picozzi M. Application of surface-
wave methods for seismic site characterization[J]. Surveys in
Geophysics, 2011, 32(6): 777-825.
- [19] Wang C F, Zhang J, Yan L H, Liu H, Zhao D. Application of
passive source surface-wave method in site engineering seismic
survey[J]. Earthquake Science, 2014, 27(1): 101-106.
- [20] Xu P F, Ling S Q, Li C J, Du J G, Zhang D M, XU X Q, Dai K
M, Zhang Z H. Mapping deeply-buried geothermal faults using
microtremor array analysis[J]. Geophysical Journal Interna-
tional, 2012, 188(1): 115-122.
- [21] 徐佩芬, 李世豪, 杜建国, 凌苏群, 郭慧丽, 田宝卿. 微动探测:
地层分层和隐伏断裂构造探测的新方法[J]. 岩石学报, 2013,
29(5): 1841-1845.
XU Peifen, LI Shihao, DU Jianguo, LING Suqun, GUO Huili,
TIAN Baoqing. Microtremor survey method: A new geophysical
method for dividing strata and detecting the buried fault struc-
tures[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(5): 1841-1845.
- [22] 徐佩芬, 侍文, 凌苏群, 郭慧丽, 李志华. 二维微动剖面探测“孤
石”：以深圳地铁7号线为例[J]. 地球物理学报, 2012, 55(6):
2120-2128.
XU Peifen, SHI Wen, LING Suqun, GUO Huili, LI Zhihua.
Mapping spherically weathered "Boulders" using 2D
microtremor profiling method: A case study along subway line
7 in Shenzhen[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2012, 55(6):
2120-2128.
- [23] 廖武林, 林亚洲, 李井冈, 王秋良, 姚运生, 张丽芬. 微动探测方
法在武汉后湖勘察中的应用[J]. 地震工程与工程振动, 2014,
34(Suppl.1): 173-177.
LIAO Wulin, LIN Yazhou, LI Jinggang, WANG Qiuliang, YAO
Yunsheng, ZHANG Lifen. Application of microtremor method
in survey of Houhu district, Wuhan[J]. Earthquake Engineering
and Engineering Dynamics, 2014, 34(Suppl.1): 173-177.

Application of the method of passive surface wave to the exploration of urban residential area

WU Jianqiang¹, CHEN Song¹, XU Junjie¹, ZHENG Zhijie^{2,3}, LIU Yongliang^{2,3}, WANG Yue⁴

(1. Wuhan Center of China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Central South China), Wuhan, Hubei 430205, China; 2. Institute of
Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamics, MNR & GZAR/International Research Center on Karst under the Auspices of UNESCO,
Guilin, Guangxi 541004, China; 3. Pingguo Guangxi, Karst Ecosystem, National Observation and Research Station, Pingguo,
Guangxi 531406, China; 4. Wuhan Polytechnic University School of Marxism, Wuhan, hubei 430023, China)

Abstract With the rapid development of cities, people are paying increasing attention to urban ground subsidence and underground space. As a means to directly explore the structure of subsurface media, geophysical methods are increasingly being applied to solve the geophysical and geological problems on shallow surface in urban areas. Due to the various electromagnetic interference produced by the human noise and industrial production in cities, the application of traditional geophysical survey methods (gravity, magnetism, electricity and earthquake) is greatly limited in densely populated urban areas, but the human noise provides an effective source for the method of passive

surface wave.

The method of passive surface wave has developed rapidly due to its strong anti-interference capacity and little influence by site conditions. Specifically, this method has been used in karst collapse detection, prediction of overburden thickness, detection of velocity structure of underground shear wave, site effect evaluation, geothermal resource exploration, active fault detection, urban geological survey and other fields. Since the study area is located in an urban residential area whose ground had subsided, it is urgent to find out the geological structure of the underground medium. The authors adopt the method of passive surface wave for exploration and application research. The core of this method lies in the extraction of the dispersion curve. There are two most commonly used methods at present. One is the method of frequency-wave number domain (F-K method), and the other is the method of spatial autocorrelation (SPAC method). In this study, the authors mainly adopt the latter, while for irregular arrays, the method of extended spatial autocorrelation (ESPACE) is used.

The main exposed strata in this study area lies successively as follows: the overlying clay in light yellow and brick red and gravel in Quaternary Holocene Guiping Formation (Qhg), and the underlying bedrock composed of thick limestone in light gray and gray-white in the upper segment of Devonian Upper Rongxian Formation (D_3r^3). There is no fault structure developed in the area. The overburden is characterized by low velocity. The complete limestone shows characteristics of obviously high velocity. When there are fissures or even water-filled caves in the limestone, the high velocity will be significantly weakened, which is the geophysical premise for the application of this method.

Due to the narrow space and the criss-crossing buildings in the area, the method of linear passive surface wave was adopted in actual data collection. The SUMMIT seismograph of the German DMT company was adopted as the instrument to collect data, and a vertical geophone of 4.5 Hz was used to receive data. One-time layout at intervals of 2 m was completed, and the whole survey line was received at the same time. Each survey line collected 20 or more records, and the sampling time of each record was 32,768 ms with the sampling frequency of 500 Hz. Before indoor processing, the original data were extracted in an orderly manner according to the spread length of 11 traces. The specific processing flow included preprocessing, extraction of dispersion curve, calculation of apparent shear wave velocity and drawing of apparent S-wave velocity profiles. The apparent shear wave velocity V_x is a physical parameter of surface wave different from the phase velocity V_r and the shear wave velocity V_s . It has a velocity dimension. Because it avoids the influence of human factors such as setting the initial model and selecting the inversion results during the inversion process, the apparent shear wave velocity was chosen.

In this study, the characteristics of apparent shear wave velocity in the backfilling area for the original subsidence were firstly interpreted and analyzed, and then the characteristics of other survey lines were interpreted. The profiles and the slice diagrams at different depths of the apparent shear wave velocity show that: (1) The thickness of overburden layer in this area ranges from several meters to more than ten meters, and the thickness varies greatly at or near the sudden change in velocity. According to the comparison with the backfill area of original subsidence, the obvious abnormal features indicate that the upper soil layer is disturbed and developed in the solution groove, and karst caves are developed in the deep part, resulting in soil leakage and then ground subsidence. (2) Survey lines reveal that the karst in the bedrock is mostly developed within 30 m, mainly composed of Zone I—a strong karst development zone. Zone I is mainly distributed under and around Building 10 in a residential area, with a wide range and a certain extension direction. It is speculated to be a strong runoff zone with the main trend of north-south direction. (3) The statistical results of apparent shear wave velocity of multiple survey lines show that the apparent shear wave velocity range of the overburden in this study area is $220\text{--}380 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, and the intact limestone is $580\text{--}920 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. However, due to the development of fissures in broken limestone, its range is $390\text{--}510 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, and the apparent shear wave velocity of water-filled cave is relatively lower at the range of $340\text{--}430 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Key words method of passive surface wave, dispersion curve, method of extended spatial auto-correlation (ESPACE), apparent S-wave velocity V_x

(编辑 张玲)