引用格式：张前，吴小洁，钟宙灿，等，2025. 基于微动方法提高浅层横波波速结构反演精度：以海口江东新区为例[J]. 地质力学学报，31（1）：109−123. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2024055

Citation: ZHANG Q，WU X J，ZHONG Z C，et al.，2025. Improving the inversion accuracy of shallow shear wave velocity structure based on microtremor method: A case study of Haikou Jiangdong New District[J]. Journal of Geomechanics，31（1）：109−123. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2024055

基于微动方法提高浅层横波波速结构反演精度——以海口江东新区为例

张　前[1,2]，吴小洁[1,3]，钟宙灿[1,3]，蔡水库[1,3]

ZHANG Qian[1,2]，WU Xiaojie[1,3]，ZHONG Zhoucan[1,3]，CAI Shuiku[1,3]

1. 海南省海洋地质资源与环境重点实验室，海南 海口 570206；
2. 海南省矿产资源勘查院，海南 海口 571100；
3. 海南省地质调查院，海南 海口 570206

1. *Key Laboratory of Marine Geological Resources and Environment of Hainan Province*, *Haikou*, *Hainan* 570206, *China*;
2. *Hainan Survey Institute of Mineral Resources*, *Haikou* 571100, *Hainan*, *China*;
3. *Hainan Geological Survey Institute*, *Haikou* 570206, *Hainan*, *China*

Improving the inversion accuracy of shallow shear wave velocity structure based on microtremor method: A case study of Haikou Jiangdong New District

Abstract: ［**Objective**］The microtremor survey method is not limited by the spatiotemporal distribution of seismic sources and has become an effective method for observing the structure of shallow shear wave velocity. An experiment to compare microtremor, drilling, and shear wave logging was conducted in Jiangdong New District. The experiment showed that the microtremor inversion results were consistent with the logging curve shape, and the shear wave velocities of the strata and the corresponding depths were basically in agreement. Thus, good application results can be achieved. However, it was found that the microtremor inversion strata and the drilled strata did not completely correspond. In terms of wave velocity, the microtremor results could not reveal an interface with a small difference in wave velocity, while the drilling data did not distinguish an interface with a large difference in wave velocity. The study of the influence mechanism of the two factors on the microtremor inversion results is helpful to improve the understanding of the microtremor inversion model and to obtain more reasonable inversion results. ［**Methods**］On the basis of a small or a large wave velocity difference, a physical stratification model, a geological stratification model, and a combined model are designed. The factors and rules affecting the inversion results are discussed by dispersion curves, low-velocity layers, layer variations, and inversion method. ［**Results**］The inversion results of the physical property stratification model can better reflect the location of a weak layer. Changing the interface mainly affects the adjacent layers. Adding interfaces with small and large differences in wave velocity increases and decreases the wave velocity errors of the adjacent layers, respectively. The interface with a large velocity difference has less influence on the velocity of the adjacent layers than an interface with a small velocity difference. A large error change is mainly caused by an interface with a small velocity difference, and the inversion is more sensitive to an interface with a small velocity difference. ［**Conclusion**］The practical application of the microtremor method in Jiangdong New District of Haikou shows that it is helpful to improve the inversion accuracy of the

基金项目：海南省海洋地质资源与环境重点实验室自主课题（22-HNHYDZZYHJKF023，HNHYDZZYHJZZ003）

This research is financially supported by Key Laboratory of Marine Geological Resources and Environment of Hainan Province (Grants No. 22-HNHYDZZ-YHJKF023 and HNHYDZZYHJZZ003).

第一作者：张前（1982—），男，高级工程师，主要从事综合物探应用研究。 Email：251254900@qq.com

通信作者：吴小洁（1983—），女，高级工程师，主要从事综合物探应用研究。 Email：12738455@qq.com

收稿日期：2024−05−20；**修回日期**：2024−11−01；**录用日期**：2024−11−12；**网络出版日期**：2025−01−20；**责任编辑**：吴芳

wave velocity by merging the interfaces with smaller wave velocity differences or adding interfaces with larger wave velocity differences, without changing the local trend of the layer velocity. [**Significance**] The 2D microtremor shear wave velocity section was obtained by inverting the measured data. Combined with the depth and undulation information of the bedrock surface provided by drilling, it provides a reliable basis for the site condition evaluation and the underground space utilization planning of Haikou Jiangdong New District.

Keywords: shear wave velocity structure; wave velocity difference interface; inversion model; microtremor method

摘　要：微动方法不受地震源时空分布的限制，已成为探测浅层地下横波速度空间结构的重要方法。在海口江东新区开展微动与钻孔、横波测井的对比试验，试验显示：微动反演结果与测井曲线形态一致，对应深度地层的横波速度基本吻合，取得了一定的应用效果；但在分层上微动和钻孔结果并非完全对应，就波速而言，微动结果未反演出一个波速差异较小界面，钻孔结果未区分出一个波速差异较大界面，对两者在微动反演结果中的影响机制进行研究，有助于提高对微动反演模型的认识，获得更合理的反演结果。基于波速差异较小和较大界面，设计物性分层模型、地质分层模型以及组合模型，从频散曲线形态、软弱夹层、分层变化等方面讨论两类界面影响反演结果的规律。结果显示：物性分层模型反演结果能更好地反映出软弱层位置；改变界面主要影响相邻地层，增加波速差异较小和较大界面，分别使相邻地层波速误差增大和减小；波速差异较大界面对相邻层波速的影响程度要小于差异较小界面，误差大幅变化主要是由波速差异较小界面引起，反演对波速差异较小界面更敏感。微动方法在海口江东新区实际应用研究表明，合并模型中波速差异较小界面或增设波速差异较大的界面，不改变地层局部的变化趋势时，有助于提高波速的反演精度。选取实测数据反演得到二维微动横波速度剖面，结合钻孔提供工程基岩面的埋深及起伏信息，为海口江东新区场地条件评价和地下空间利用规划提供可靠依据。

关键词：横波速度结构；波速差异界面；反演模型；微动方法

中图分类号：P315.61　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2025)01−0109−15

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2024055

0　引言

横波速度结构是场地分类的重要指标，也是场地土动力学评价、土层地震反应分析所需的基础资料，对于城市地下空间的开发利用，获取横波速度结构是浅地表工程地质勘察的核心工作。施工钻孔并通过孔中横波测井是获取横波速度常规的手段。然而，在很多地区施工钻孔受到成本、场地条件等限制施工难度很大。对于利用被动震源、不受低阻高导层影响的微动方法，复杂地理环境反而为其提供了丰富的宽频带背景噪声震源，让其具备了开展工作的先天条件，在人口密度大的城区，有电磁干扰的环境下依然适用，具有快速、经济、受场地条件限制小等优点，对城市场地横波勘探具有重要意义。

近年来，微动方法对浅部横波速度结构探测的有效性逐渐体现（李巧灵等，2019；李雪燕等，2020；Xu et al.，2012）。徐佩芬等（2009, 2012, 2013a）在河南、山西等多地利用微动方法进行地层分层、断裂构造探测及陷落桩勘察，谢朋等（2019）在江汉平原应用微动数据反演地层结构，均取得显著效果。刘云祯等（2016）用微动台阵方法测定地表 100 m 深度范围的速度结构与横波测井结果进行对比研究，认为微动探测系统可准确、快速获取百米内地层的横波速度曲线，进而辨识地下地层性质，满足常见的工程勘查需要。徐浩等（2021）利用微动勘探方法开展城市地面沉降检测，通过钻孔验证波速异常处，验证了该技术的有效性。

微动方法利用探测台阵接收微动信号的垂直分量估算面波相速度，并通过对面波频散曲线反演，获得探测台阵下方地层横波速度结构（Liu et al.，2000；赵东，2010；Ni et al.，2014；高艳华等，2018）。Aki（1957）最早提出基于平稳随机过程理论的空间自相关方法（Spatial Auto Correration Method，简称 SPAC 方法），从微动信号中提取面波频散曲线，研究微动探测的原理和技术，促进了微动理论方法的发展（徐义贤和罗银河，2015）。空间自相关方法在国内得到了很好的应用，徐佩芬等（2009）利用 SPAC 方法探测场地剪切波速剖面图。何正勤等（2007, 2013）从探测方法、数据采集、反演等方面对 SPAC

方法进行了详细介绍，进行了实际测试计算，并在云南通海盆地取得了不错的效果，肯定了方法的应用前景。黄海清（2011）将 SPAC 方法运用到了金属矿区的应用探索，肯定了 SPAC 方法在矿产资源勘查中的应用价值。Tian et al.（2019）在青山海湾地区采用 2 Hz 地震检波器进行微动探测，获得的横波速度结构与钻孔岩性对比，证明了 SPAC 方法得到结构的准确性。付微等（2012）将微动勘探方法应用于地热资源勘探，结果表明利用 SPAC 方法可有效反映地热资源的分布特征。

利用 SPAC 方法从微动信号中提取面波频散曲线后，为了得到地层物性结构，要进行面波频散曲线反演，该过程就是不断修改模型，正演模拟计算，寻求最优拟合结果的过程，建立有效模型是反演的前提。早期人们用半波长法、一次导数极值点法和拐点法等建立分层模型进行反演（Horike, 1985），但这些方法主观性强且不易获得全局最优解。Xia et al.（1999）采用 LM（Levenberg-Marquard）算法结合奇异值分解技术反演浅层横波结构，但该算法受初始值影响较大。此外，Beaty et al.（2002）使用模拟退火算法进行高阶面波频散曲线的反演。Song et al.（2008, 2012）将粒子群优化、模式搜索算法应用于频散曲线反演。蔡伟等（2018）提出基于萤火虫和蝙蝠群的智能算法。这些算法提升了反演的自动化和智能化，在某些特定情况下取得了比较好的解，但是反演收敛慢，并且要得到比较好的解依赖初始模型的设定。

为削弱初始值的影响，将地层划分为等厚薄层，在一定程度上解决初始模型的选取问题，但是密集的地层划分导致方程的欠定程度增大，降低了方程的稳定性和解的精度。针对模型量增多等问题，研究物性差异大小对反演的影响机制，认识地质和物性的关联和区别，有助于在前人算法的基础上，减少初始模型数量，改进反演过程中最优解的搜索方式，避免陷入局部极小值，提高反演精度，满足生产需要。

为研究模型因素对微动反演的影响机制，从海口江东新区微动结果与钻孔中波速测井以及钻孔地质结果的对比出发，引出微动反演分层和钻孔分层的差异，在此基础上建立物性分层模型、地质分层模型以及组合模型，用孔中测井波速作为评价标准分析模型反演结果，通过讨论分析，对影响微动方法反演精度的模型因素增强认识。

1　研究区概况

1.1　地层

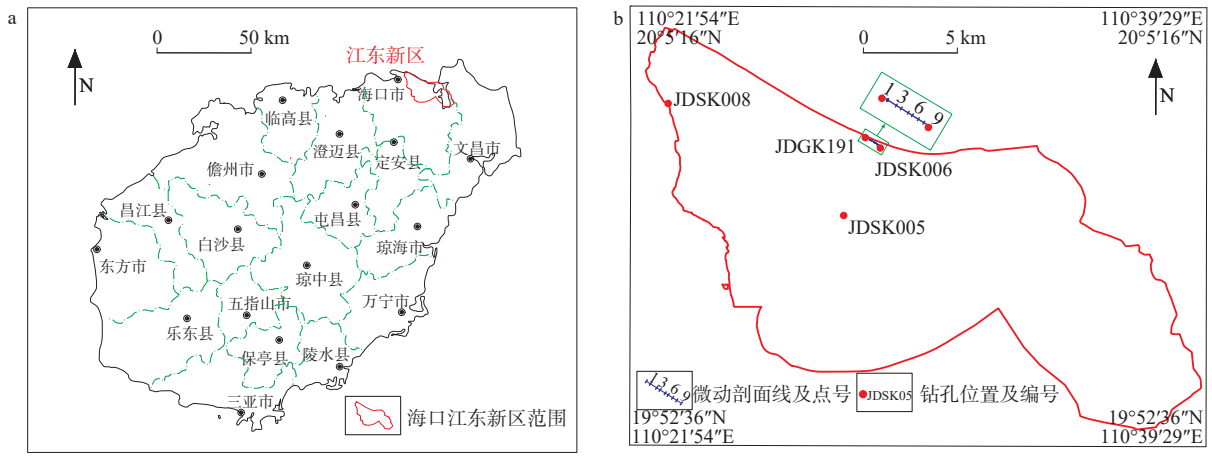
根据收集的钻孔资料，在研究区大范围分布，深度在 200 m 以浅的地层以第四系秀英组和烟墩组及新近系海口组和灯楼角组为主（梁定勇等, 2021）。第四系下更新统秀英组岩性以杂色黏土为主，与下伏海口组呈平行不整合接触；全新统烟墩组以底部灰白色砂砾层，上部灰黑色黏土层为特征。新近系上新统海口组自上而下为：海口组 4 段（N_2h^4）岩性以灰、灰黑色黏土（粉砂质黏土）为主，不含生物碎屑，主要为松散沉积物；海口组 3 段（N_2h^3）岩性以灰、灰白色生物碎屑砂砾岩、中粗砂岩作为主，生物化石主要以生物碎屑的形式产出，沉积物以砂砾岩、粗砂岩为主，不含或含少量卵砾石；海口组 2 段（N_2h^2）岩性以灰黑色含生物碎屑黏土（粉砂质黏土、局部半成岩）为主，生物碎屑含量较高，沉积物为弱胶结—中等胶结，较致密；海口组 1 段（N_2h^1）岩性以黄褐色、灰黄色贝壳砂砾岩为主，生物贝壳保存较完整，沉积物粒度较粗，含大量卵砾石，分选性较差，胶结程度高。灯楼角组顶部与海口组含贝壳砂砾与砂砾岩整合接触，岩性以灰色、灰黄色、灰绿色粉砂、中砂夹粉砂质黏土为主。

1.2　地层横波速度特征

海口江东新区（图 1）东起东寨港，西至南渡江，北临东海岸线，南至绕城高速二期和 212 省道。周边环境中的风浪、潮汐变化等自然现象以及车辆行驶、机器运行以及人们日常生活、生产活动等存在于海底或地表的震源都为微动信号提供宽频带面波成分，在江东新区收集的孔中横波测井数据显示，该区地层速度随深度的增加而增加，时代越老，速度越大，地层剪切波速间存在较大差异，江东新区的 3 个孔中横波测井结果，均显示了上述特征（图 2）。

2　SPAC 法方法原理

不同频率的面波以各自的速度在地层中传播，频散曲线就是表示这种频率与波速之间关系的几何曲线。频散曲线只包含了频率和波速 2 个变量，但自然界中微动信号来自多个方向，因此还要考虑传播中的方向因素。Aki（1965）研究了基于空间平稳随机波动理论和基阶面波求取随机波动相速度

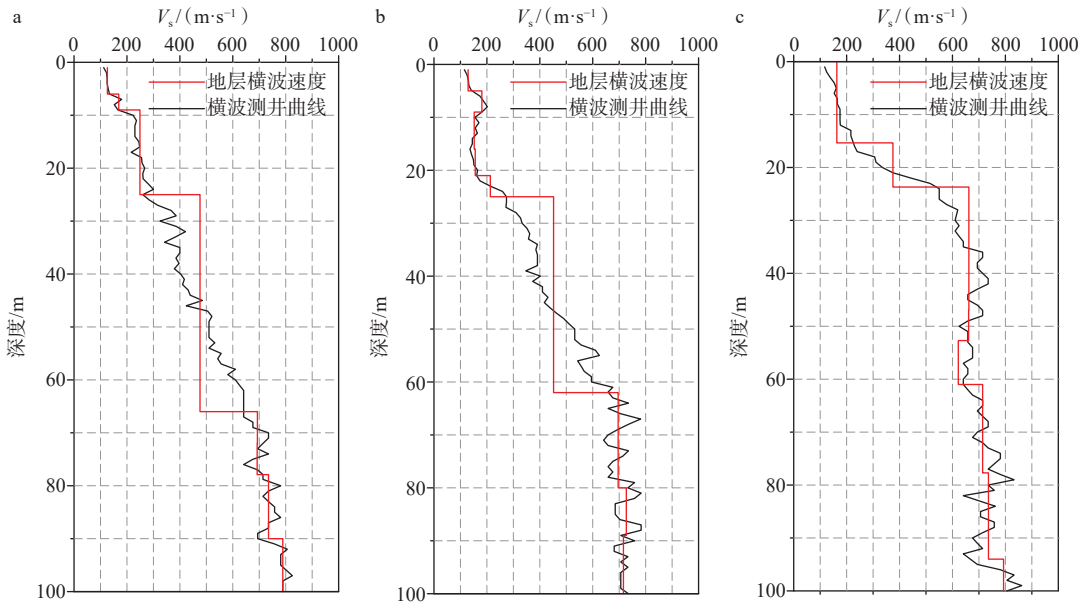


a—海口江东新区区位；b—钻孔及微动剖面线位置

图 1 海口江东新区位置及收集钻孔分布图

Fig. 1 Location and distribution map of the bore holes collected in Haikou Jiangdong New District

(a) Location of Haikou Jiangdong New District; (b) Position of the bore holes and the microtremor profile line



a—JDSK005 横波测井曲线；b—JDSK008 横波测井曲线；c—JDSK006 横波测井曲线

图 2 江东新区孔中横波测井成果

Fig. 2 Shear wave logging results in bore holes in Jiangdong New District

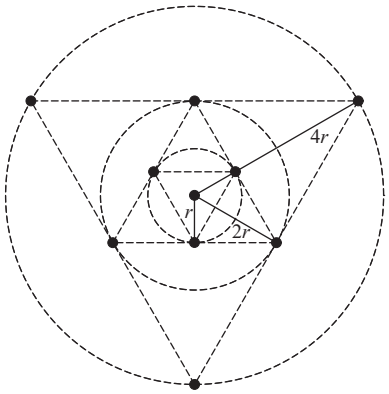
(a) JDSK005 shear wave logging curve; (b) JDSK008 shear wave logging curve; (c) JDSK006 shear wave logging curve

的方法，该方法可以通过测量功率谱和空间自相关的方位平均来获得相速度，而不需要知道波的传播方向。空间自相关要求台阵布设为圆形，探测台阵由 10 个探测点组成，1 个置于圆心、9 个分别置于内接正三角形的顶点（图 3）。

通过延长探测记录时间，不同台阵点可以达到噪声源趋向于空间均匀分布的效果，长时间的探测等效于台阵点间的方位平均（Chavez-Garicia et al., 2005; Tsai and Moschetti, 2010），自相关系数按照如下公式计算：

$$\rho_{ij}(f)=\frac{U_i(f)U_j^*(f)}{\sqrt{U_iU_i^*(f)U_jU_j^*(f)}}=J_0\left(\frac{\omega_0\gamma}{c(\omega_0)}\right) \quad (1)$$

式中：$\rho_{ij}(f)$是自相关系数，是频率f的函数；$U_i(f)$与$U_j(f)$表示台站i与台站j的频率域微动数据，*表示共轭；J_0为第一类零阶贝塞尔函数；ω_0为角频率；γ为台站i与台站j之间的距离；$c(\omega_0)$为



r—台阵圆周半径

图 3　微动探测台阵示意图

Fig. 3　Illustration of the microtremor observation station

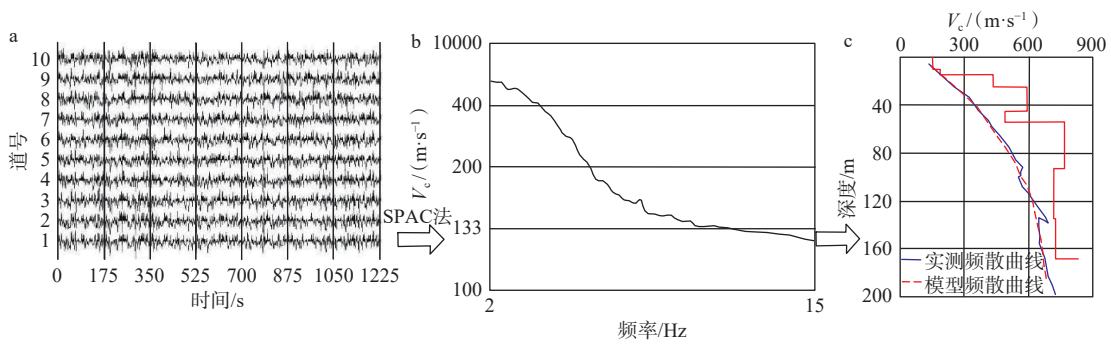
r–Circumference radius of the microtremor stations

Rayleigh 面波相速度。当满足长时间探测时，自相关系数谱的虚部为零，实部近似为第一类零阶贝塞尔函数，即：

$$\rho_{ij}(f)=Re\left[\frac{U_i(f)U_j^*(f)}{\sqrt{U_iU_i^*(f)U_jU_j^*(f)}}\right]\approx J_0\left(\frac{2\pi f\gamma}{c(f)}\right) \quad (2)$$

式中各物理量含义同公式 1；由此可以计算得到相速度 $c(f)$，从而获得相速度的频散曲线。

微动反演主要采用目前常用的 SPAC 法，首先将实测微动记录分成若干个数据段，剔除干扰明显的记录段，将各数据段微动信号通过中心频率不同的窄带滤波器以提取各个频率成分，再对不同的频率分别计算中心测点与圆周上各点之间的空间自相关函数，通过方向平均后求得空间自相关系数，再通过零阶贝塞尔函数对其拟合求出相速度，最终获得相速度频散曲线（钟宙灿等，2023；图 4）。在速度结构的反演中，在相速度频散曲线的约束下，采用个体群探索分歧型遗传算法反演即可得到场区地下的横波速度结构（Cho et al.，1999；徐佩芬等，2012，2013b）。



a—微动原始数据；b—频散曲线提取；c—分层反演

图 4　微动数据主要处理流程（钟宙灿等，2023）

Fig. 4　Main processing flow of microtremor sound data (Zhong et al.,2023)

(a) Microtremor data; (b) Dispersion curve extraction; (c) Hierarchical inversion

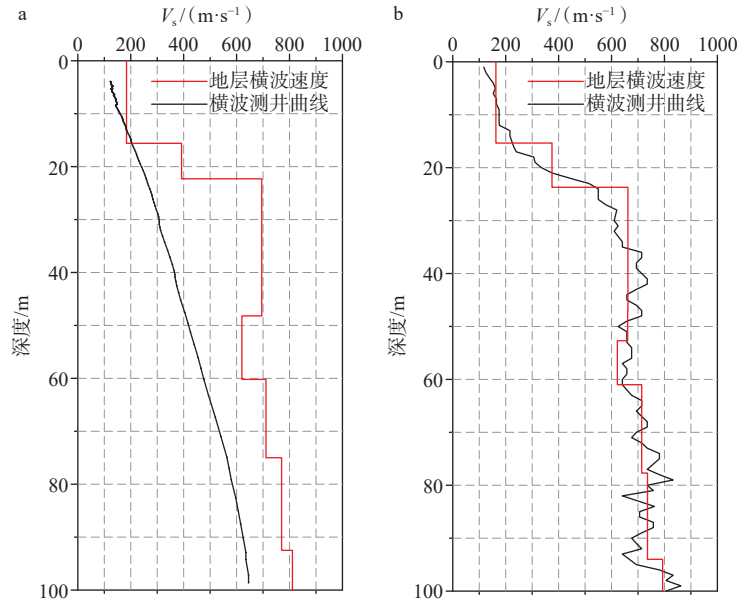
3　试验对比

为试验微动方法在江东新区的应用效果，进一步了解微动探测结果的可靠性和精度，在 JDSK6 钻孔分别开展了地表微动数据和孔中横波测井，将微动探测成果与 JDSK6 钻探、孔中测井曲线进行了结果对比。微动方法采用 WD 智能勘探仪，按照嵌套三角形台阵安置 10 支检波器，最大边长 60 m，检波器频率为 1 Hz，采集 10 通道，采样间隔 10 ms，探测深度达到 200 m。此次数据处理解释使用北京水电物探研究所研发的 PTRYScan 天然源面波数据预处理软件和 PVsINV 剪切波反演软件。孔中测井采用悬挂式波速测井仪，测井深度为 100 m。

3.1　与孔中波速测井曲线对比

微动与 JDSK006 孔中横波测井曲线对比结果见图 5。从图 5a 可知，在地面利用地球的微弱振动，采用微动方法可获得的面波频散曲线，通过反演获得各岩土层的厚度和横波速度。从图 5b 可知，可采用悬挂式波速测井仪获得钻孔横波测井曲线，该曲线是在钻孔中通过逐点激发和接收地震波，通过检测地震波传播时间获得孔壁周围介质的速度（图 5b）。

通过对比 2 种方法的速度曲线（图 5）可知，2 条曲线的速度整体趋势均为随深度的增加而增加，形态基本一致，对应地层的横波速度绝对误差在



a—微动频散曲线；b—JDSK006 横波测井曲线

图 5 微动反演成果曲线与横波测井曲线对比

Fig. 5 Comparison between the microtremor inversion and shear wave logging curve

(a) Microtremor dispersion curve; (b) JDSK006 shear wave logging curve

3～49 m/s 间，横波速度均方相对误差为 4.58%，吻合较好，对比结果见表 1。从表 1 可知，2 种方法的横波速度差异并未随深度的增加而不断增大，说明此次微动反演兼顾了深部频散曲线的拟合，并取得了较好的拟合效果。

表 1 微动反演结果与 JDSK006 钻孔钻遇地层、孔中测井结果对比

Table 1 Comparison of microtremor inversion results with geological strata and logging results of borehole JDSK006

钻孔钻遇地层			孔中测井	微动反演结果		底界深度相对误差/%	层速度绝对误差/(m/s)	测井波速标准差/(m/s)	土的类型
时代单元	岩性名称	底界深度/m	层速度/(m/s)	底界深度/m	层速度/(m/s)				
第四系烟墩组、秀英组	粉细砂、黏土	15.35	163	15.6	184	1.62	21	30.8	软弱土–中软土
新近系海口组3段	含贝壳碎屑砾砂	23.70	375	22.3	392	6.09	17	76.0	中硬土
	粉质黏土	47.00	646	48.2	695	2.52	49	50.5	坚硬土
	贝壳碎屑岩	52.70	675	—	—	—	—	—	软质岩
新近系海口组2段	粉质黏土	—	666	60.2	620	4.55	46	30.7	坚硬土
	(层间含贝壳碎屑)	77.70	714	75.0	711	3.54	3	38.4	坚硬土
	粉质黏土(砾粒增多)	94.00	736	92.5	770	1.62	34	30.5	坚硬土
新近系海口组1段	贝壳碎屑砂砾岩(砾砂互层)	109.30	793	114.0	811	4.21	18	52.7	较硬岩
	贝壳碎屑砂砾岩	133.80	—	133.0	767	0.60	—	—	较硬岩
新近系灯楼角组	多层相间的粉质黏土、中砂及粉砂	169.13	—	162.0	816	4.31	—	—	坚硬土
	多层相间的粉质黏土、粗砂及粉砂	200.17	—	216.0	963	—	—	—	坚硬土

海口组 3 段和上下相邻地层波速差分别为 212 m/s 和 271 m/s，对于此类物性差异明显的地层，微动方法反映良好；新近系海口组 2 段 77.7 m 界面两侧地层波速差为 22 m/s，微动方法也能够划分，并且深度误差在 5% 以内。

测井横波速度在地层定量解释上具有较高的准确性和精度，此次微动方法的结果和测井横波速度对比试验，说明此次微动方法对各地层横波速度

反映良好，根据横波速度对土的类型进行划分，两者的划分结果一致，微动方法具有较高的精度。

3.2　与钻孔钻遇地层对比

将微动频散曲线反演的地层结构与 JDSK6 的钻孔进行对比分析 (表 1，图 6)。从表 1 可知，微动反演结果与钻探钻遇地层的底界面相对误差介于 0.6%～6.09%，岩性分界面探测精度随深度波动，但并未因为深度增加而持续降低，微动反演在深部同样具有较高精度。从图 6 可知，微动反演速度结构与钻孔钻遇地层均分出 10 层，除在深度 47.00～77.70 m 间分层存在较大差异外，其他层位吻合较好。

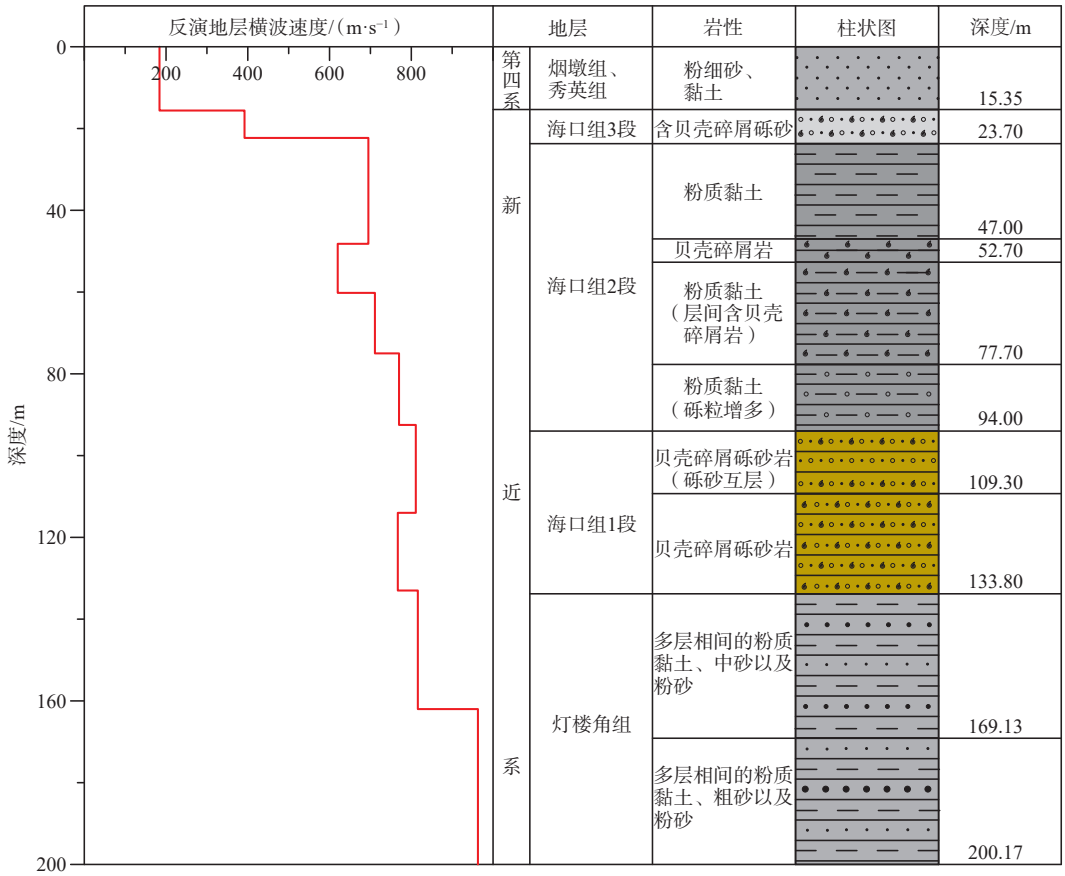


图 6　微动反演速度结构与钻孔钻遇地层对比

Fig. 6　Comparison of the wave velocity structure of microtremor inversion and drilled geological strata

最大误差 6.09% 出现于秀英组与海口组 3 段分界面处，可能是由于海口组 3 段贝壳碎屑砾砂中夹有粉砂层、粉土，影响了分层精度(钟宙灿等，2023)。采用测井波速计算了各层的波速标准差，以标准差为自变量，以微动反演的底界深度相对误差为因变量绘制交汇图，底界深度相对误差随波速标准差变大呈递增趋势(图 7)。底界深度相对误差最大的海口组 3 段其波速标准差最大；可见，地层内部横波速度的不均匀会使微动对地层界面的反演精度降低。

钻孔揭露 47.00～52.70 m 间发育一层贝壳碎屑岩，与下伏粉质黏土层在成分、胶结程度上存在明显不同，而孔中测井结果显示波速差仅有 9 m/s，物性差异较小。由于微动方法是以物性差异为工作前提，因此微动反演对此物性差异小的界面，即使岩性存在差别，也不易有效反演出来(徐佩芬等，2013a)。

微动反演结果中，在 60.20 m 处有一界面，界面两侧地层波速差为 89 m/s，孔中测井在此深度附近也显示 48 m/s 的波速差，证明地层确实存在物性差异，差异主要由贝壳碎屑含量变化引起，钻探结果中并未分出此界面。实际应用中，需要分辨微动反演结果中的物性界面是否为工程地质上的分层岩性界面。

对于第四系秀英组底界、新近系海口组各段间、新近系灯楼角组顶界面等江东新区重点地层界面，微动反演深度误差控制在 6% 左右，说明不同时

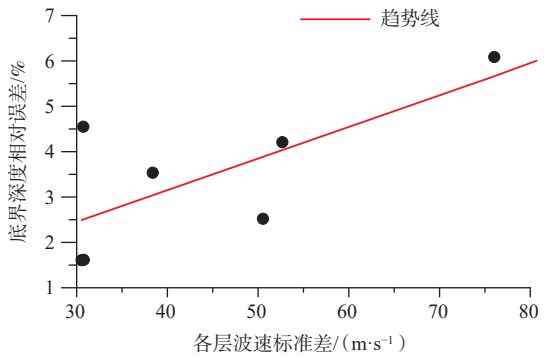


图 7 各层波速标准差和微动反演底界深度相对误差交汇图

Fig. 7 Intersection diagram of the standard deviation of the wave velocity and the relative error of the bottom boundary depth of microtremor inversion

代地层分界面是良好的速度分界面，微动反演可有效确定其深度，精度也较高。

4 模型反演结果分析

微动与测井及钻孔对比结果中，52.70 m 处为波速差异较小界面，微动漏分此层；60.20 m 处为波速差异较大界面，钻孔资料未将此处认定为地质界面。在此基础上，设计物性分层模型、地质分层模型以及组合模型，对比讨论 6 种模型的反演结果。

6 个模型的分层参数见表 2 和表 3。模型 1 是含 60.20 m 处界面，未含 52.70 m 处界面的物性分层情况；模型 2 是含 52.70 m 和 60.20 m 处界面的物性分层情况；模型 3 是含 52.70 m 处界面，未含 60.20 m 处界面的物性分层情况；模型 4 是含 52.70m 处界面，未含 60.20 m 处界面的地质分层情况；模型 5 是含 52.70 m 和 60.20 m 处界面的组合分层情况；模型 6 是含 60.20 m 处界面，但未含 52.70 m 处界面的组合分层情况。模型 2 包含所有物性差异界面；模型 1 相较模型 2，减少了波速差异较小界面；模型 3 相较模型 2，减少了波速差异较大界面；模型 4 即钻孔地质分层，只以地质角度分层；模型 5 相较模型 4，增加了波速差异较大界面，属于物性、地质组合模型；模型 6 相较模型 5，减少了波速差异较小界面，也属于物性、地质组合模型。模型 1—6 可以认为涵盖物性层、地质层和波速差异较小、较大界面的全部组合情况。模型反演时固定分层，仅反演层速度（表 2，表 3，图 8）。为了讨论不同模型的反演精度，计算反演地层波速绝对误差（表 2，表 3）。

模型 1—6 横波速度反演结果见图 8，包括实测和反演频散曲线。深度 100 m 以浅，自上而下，地层波速按递增变化，实测频散曲线随深度的增加单调递增，至第 5 层出现相对软弱夹层，软弱层及附近实测频散曲线没有明显的拐折（图 8），表明瑞利波能量以基阶模式为主，其他模式的能量可忽略不计（杨天春等，2004a，2004b；杨天春和肖巧玲，2009）；测井第 5 层 666 m/s 与第 4 层 675 m/s 相差不大（表 2），说明软弱夹层和相邻层波速差较小时，对频散曲线影响不大。

表 2 模型 1—3 微动反演结果及误差分析

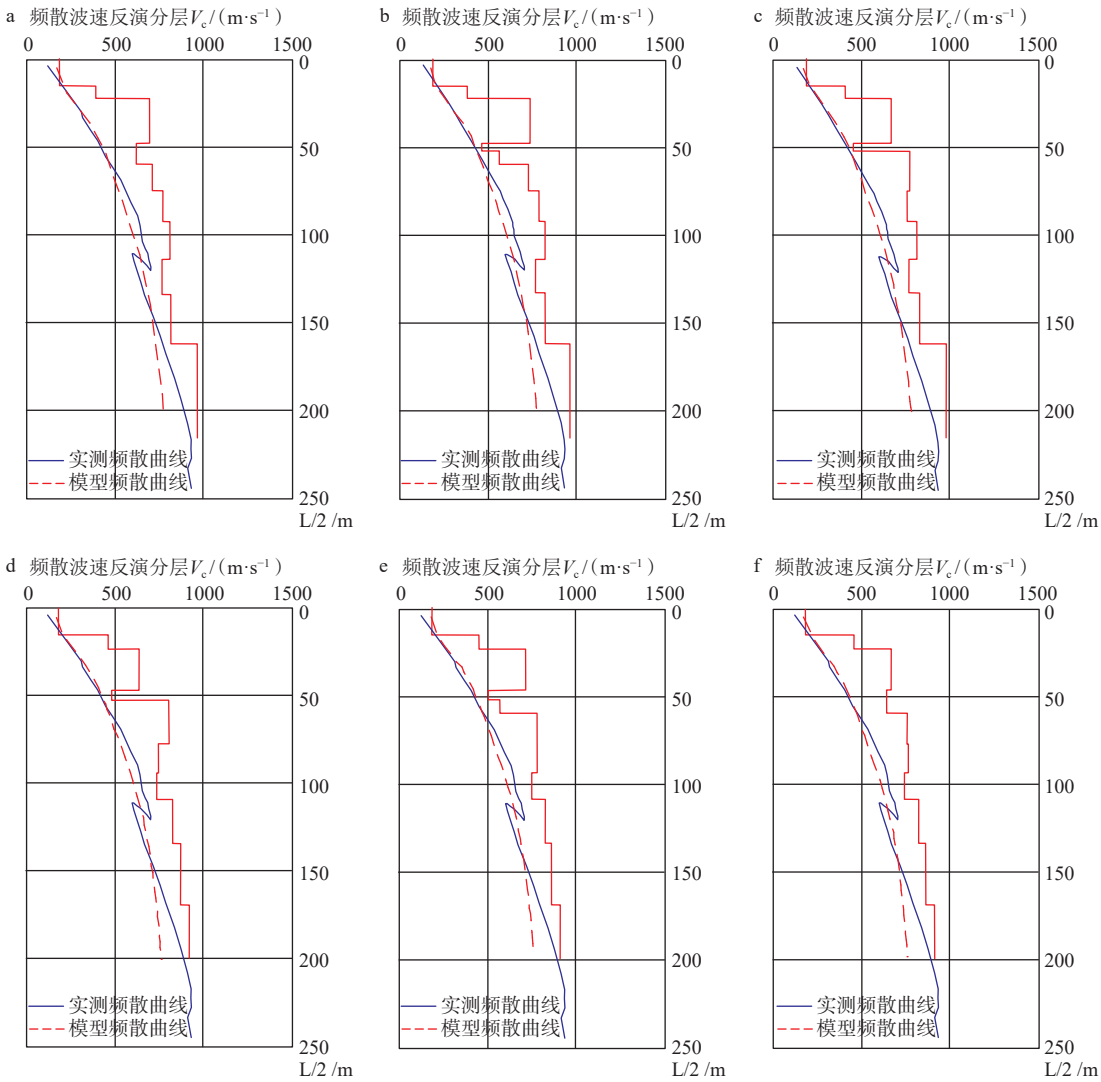
Table 2 Results and error analysis of microtremor inversion in models 1-3

层编号	钻探分层深度/m	测井横波波速/(m/s)	模型1			模型2			模型3		
			分层深度/m	反演波速/(m/s)	绝对误差/(m/s)	分层深度/m	反演波速/(m/s)	绝对误差/(m/s)	分层深度/m	反演波速/(m/s)	绝对误差/(m/s)
1	15.35	163.00	15.60	183.89	20.89	15.60	184.69	21.69	15.60	182.61	19.61
2	23.70	375.00	22.30	391.58	16.58	22.30	381.00	6.00	22.30	403.77	28.77
3	47.00	646.00	48.20	695.34	49.34	48.20	735.18	89.18	48.20	664.50	18.50
4	52.70	675.00	—	—	—	52.65	461.90	213.10	52.65	451.50	223.50
5	—	666.00	60.20	620.23	45.77	60.20	558.77	107.23	—	—	—
6	77.70	714.00	75.00	711.01	2.99	75.00	724.49	10.49	75.00	768.07	54.07
7	94.00	736.00	92.50	769.67	33.67	92.60	783.18	47.18	92.40	752.54	16.54
8	109.30	793.00	114.00	811.26	18.26	114.00	817.55	24.55	114.00	809.50	16.50
9	133.80	—	133.80	767.25	—	133.20	763.26	—	133.20	766.27	—
10	169.13	—	162.00	816.04	—	162.00	817.78	—	162.00	827.15	—
11	200.17	—	216.00	962.73	—	216.00	958.50	—	216.00	972.89	—
			均方相对误差		4.58%	均方相对误差		11.42%	均方相对误差		11.43%

表 3　模型 4—6 微动反演结果及误差分析

Table 3　Results and error analysis of microtremor inversion in models 4-6

层编号	钻探分层深度/m	测井横波波速/(m/s)	模型4			模型5			模型6		
			分层深度/m	反演波速/(m/s)	绝对误差/(m/s)	分层深度/m	反演波速/(m/s)	绝对误差/(m/s)	分层深度/m	反演波速/(m/s)	绝对误差/(m/s)
1	15.35	163.00	15.36	180.05	17.05	15.36	181.40	18.40	15.36	180.90	17.90
2	23.70	375.00	23.70	461.45	86.45	23.70	446.18	71.18	23.70	454.21	79.21
3	47.00	646.00	47.00	634.36	11.64	47.00	707.92	61.92	47.00	662.98	16.98
4	52.70	675.00	52.65	480.12	194.88	52.65	495.54	179.46	—	—	—
5	—	666.00	—	—	—	60.20	565.78	100.22	60.20	637.67	28.33
6	77.70	714.00	77.60	804.12	90.12	77.60	774.15	60.15	77.60	757.40	43.40
7	94.00	736.00	94.00	746.26	10.26	94.00	773.53	37.53	94.00	761.50	25.50
8	109.30	793.00	109.25	735.83	57.17	109.25	745.37	47.63	109.25	739.47	53.53
9	133.80	—	133.80	825.48	—	133.80	822.23	—	133.80	821.04	—
10	169.13	—	169.20	867.89	—	169.20	854.44	—	169.20	858.23	—
11	200.17	—	200.00	921.52	—	200.00	902.97	—	200.00	909.55	—
			均方相对误差		11.55%	均方相对误差		10.70%	均方相对误差		6.51%



a—模型 1; b—模型 2; c—模型 3; d—模型 4; e—模型 5; f—模型 6

图 8　模型 1—6 横波速度反演结果

Fig. 8　Results of shear wave velocity inversion in models 1-6

(a) Model 1; (b) Model 2; (c) Model 3; (d) Model 4; (e) Model 5; (f) Model 6

实测频散曲线在深度 110～126 m 间出现明显的“之”字形拐折(图 8)，各模型波速反演结果在深度 100 m 以下均显示有相对软弱层，说明“之”字形拐折的位置与相对软弱层的深度有关(张碧星等，2002)。模型 1—3 结果中，软弱层是第 9 层，深度在 114～133.8 m，与频散曲线“之”字形拐折深度吻合(图 8a、8b、8c，表 2)，模型 1—3 属物性模型，更好地反映出软弱层位置。而在模型 4—6 结果中，相对软弱层是第 8 层且第 8 层波速小于上覆层，这明显与测井第 8 层波速大于第 7 层不符(图 8d、8e、8f，表 3)，且软弱层深度 94～109.5 m，较“之”字形拐折深度偏浅。

对比模型 1 和 3(图 8a、8c)及模型 4 和 6(图 8d、8f)，第 4 层厚度减小，该层反演波速变小；对比模型 1 和 2(图 8a、8b)及模型 5 和 6(图 8e、8f)，第 4 层分割为两层，两层反演波速均小于分割前；对比模型 2 和 3(图 8b、8c)及模型 4 和 5(图 8d、8e)，模型 3 和 5 在相邻的第 4 层和第 5 层中只保留第 4 层，该层反演波速减小。综上所述，当地层厚度减小或相对减小时，该层反演速度一般会变小。

从表 2、表 3 和图 9 可知，模型 2 的 52.7 m 处分层反演波速与实际波速相差超过 200 m/s；模型 3 的 52.70 m 处分层反演波速与实际波速相差超过 200 m/s；模型 4 有 3 层反演波速与实际波速相差大于 80 m/s，最大波速差达 194.88 m/s；模型 5 的 52.70 m 处分层反演波速与实际波速相差达 165.46 m/s，其相近的 3 层分别达到了 70.18 m/s、89.22 m/s 和 60.75 m/s；模型 6 除了第 2 层略大些外，其他层反演波速与实际波速相差基本都在 50 m/s 以内。采用不同模型，反演结果存在较大的差异，尤其是在 52.70 m 差异较小分层处。

模型 2 与模型 1 相比，增加 52.70 m 处分层，上下相邻地层波速绝对误差分别由 49.34 m/s 增至 89.18 m/s、45.77 m/s 增至 107.23 m/s，反演值与实际值偏差变大，模型 6 相较模型 5 亦如此；模型 5 与模型 4 相比，增加 60.20 m 处分层，上下相邻地层波速绝对误差分别由 194.88 m/s 减至 179.46 m/s、90.12 m/s 减至 60.50 m/s，反演值与实际值的偏差减小，模型 3 相较模型 2 亦如此(图 10)。可见，改变分层主要影响相邻地层，增加波速差异较小和较大分层，分别使上下相邻地层波速绝对误差增大和减小，波速差异较大分层对相邻层波速的影响程度要小于差异较小分层。

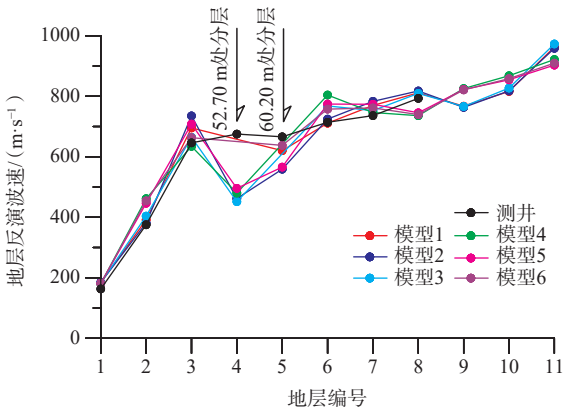


图 9 模型 1—6 地层反演波速对比

Fig. 9 Comparison of wave velocity inversion for models 1-6

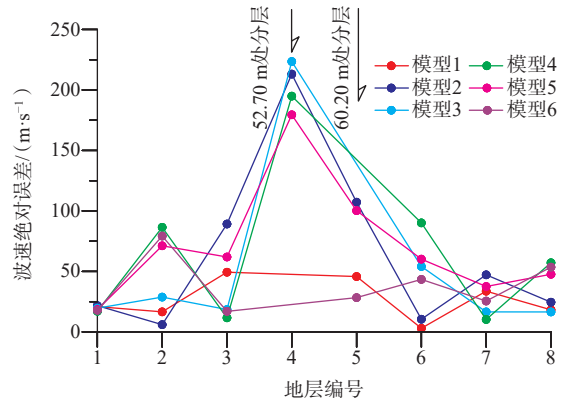


图 10 模型 1—6 地层反演波速绝对误差对比

Fig. 10 Comparison of the absolute errors of wave velocity inversion for models 1-6

模型 2、3、4、5 的均方相对误差均在 10% 以上(图 11)，是模型 1 和 6 均方相对误差的近 2 倍。就均方相对误差而言，模型 2 和 3 及模型 4 和 5 变幅明显小于模型 1 和 3 及模型 4 和 6，说明均方相对误差大幅变化主要是由波速差异较小界面引起，而差异较大界面的影响相对较弱，反演对波速差异较小界面更敏感。

模型 1—3 反演精度均高于模型 4；模型 1—3 为物性分层，模型 4 为钻孔的地质分层，微动数据主要包含的是物性信息，较之地质分层，物性分层能获得更好的速度反演结果。模型 2 和模型 1 相比，增加 52.70 m 界面使反演波速的均方相对误差由 4.58% 增至 11.42%，增大了一倍以上，反演精度明显降低；模型 5 和模型 6 相比，增加 52.70 m 界面使均方相对误差由 6.51% 增至 10.70%，约增大 70%，反演精度明显降低。模型 2 和模型 3 相比，增加 60.20 m 界面使均方相对误差略有减小；模型 5 和模型 4 相比，增加 60.20 m 界面使均方相对误差由 11.55%

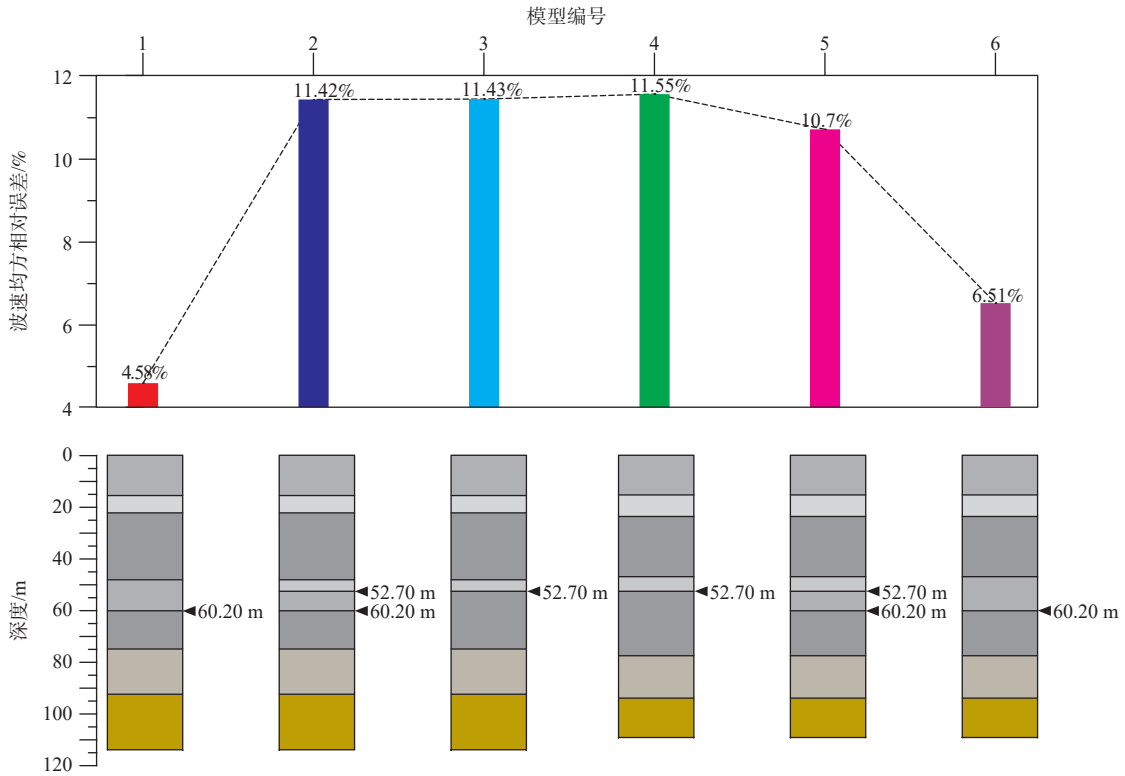


图 11　模型 1—6 地层反演波速均方相对误差对比

Fig. 11　Comparison of mean square relative errors of wave velocity inversion for models 1-6

减至 10.70%。模型 1 反演波速均方相对误差为 4.58%，在所有模型中最小，反演结果最接近实际波速，模型 6 次之为 6.51%。可见，地层速度反演精度下降与增加波速差异较小界面有关，而划分出波速差异较大的界面有助于提高反演精度。

模型 3 均方相对误差大于模型 2，说明模型 3 的结果不是全局最优解，只是收敛到了局部最优。模型 3 未分第 5 层，只划分第 4 层和第 6 层，两者波速是递增关系；模型 2 相较模型 3 增加波速差异较大分层第 5 层，反演结果第 4 层至第 6 层波速依次也是递增关系（表 2，图 9）；模型 4 和 5 对比也是如此（表 3，图 9）。可见，模型增加差异较大分层，虽然使模型参数空间增长，但没有改变地层波速递增趋势，可以使反演继续迭代跳出局部最优，在原精度的基础上，改变地层变化梯度，使模型更加精细，更接近实际情况，从而提高精度。

同样对比模型 2 和 1 及模型 5 和 6（表 2，表 3，图 9），减少波速差异较小分层，没有改变 2 层夹相对低速层的变化趋势，可以使反演继续迭代跳出局部最优。减少波速差异较小分层，使模型简化，减少反演过程中的层数和未知参数，降低方程欠定程度，更容易得到稳定正确的解（赵红鹏等，2022）。

各模型结果中，77.70 m 以下同层反演波速差值不大（表 2，表 3，图 8，图 9），可见上部地层的调整没有引起下层反演精度降低和较大变化，反演结果比较稳定，但正演频散曲线明显偏离实测频散曲线，反演值可能与实际值有所偏差。2 条曲线的分离明显受到深度 110～126 m 间相对软弱层的影响，影响范围不只局限在软弱层内，模型 1 和 6 仍然能达到 5% 左右的均方相对误差精度，这在工程勘察中是可以接受的误差范围。

当前，瑞利波的实地勘探主要是以基阶导波为依据的，大多实际地层虽然是速度递增地层和相对软弱夹层的组合地层，但微动信号仍以基阶模式面波为主成分，通过合并、增加地层改进分层数目可以有效提高速度反演精度。当实际地层受风化和构造作用的影响，地层物性变得复杂，要得到可靠反演结果，需要同时利用基阶和高阶模式瑞利波（徐佩芬等，2020）。

5　二维微动横波速度剖面效果

采用微动探测方法，江东新区完成 1 条南东向二维微动剖面，剖面总长 1060 m，剖面上共有 9 个微

动探测点，间距约 80～180 m，剖面两端分布有钻孔 JDGK191 和 JDSK006(图 12)。根据横波速度剖面，并结合钻孔，得到地质解译剖面。微动剖面自上而下共反映出 7 个岩性层位，各层描述如下：

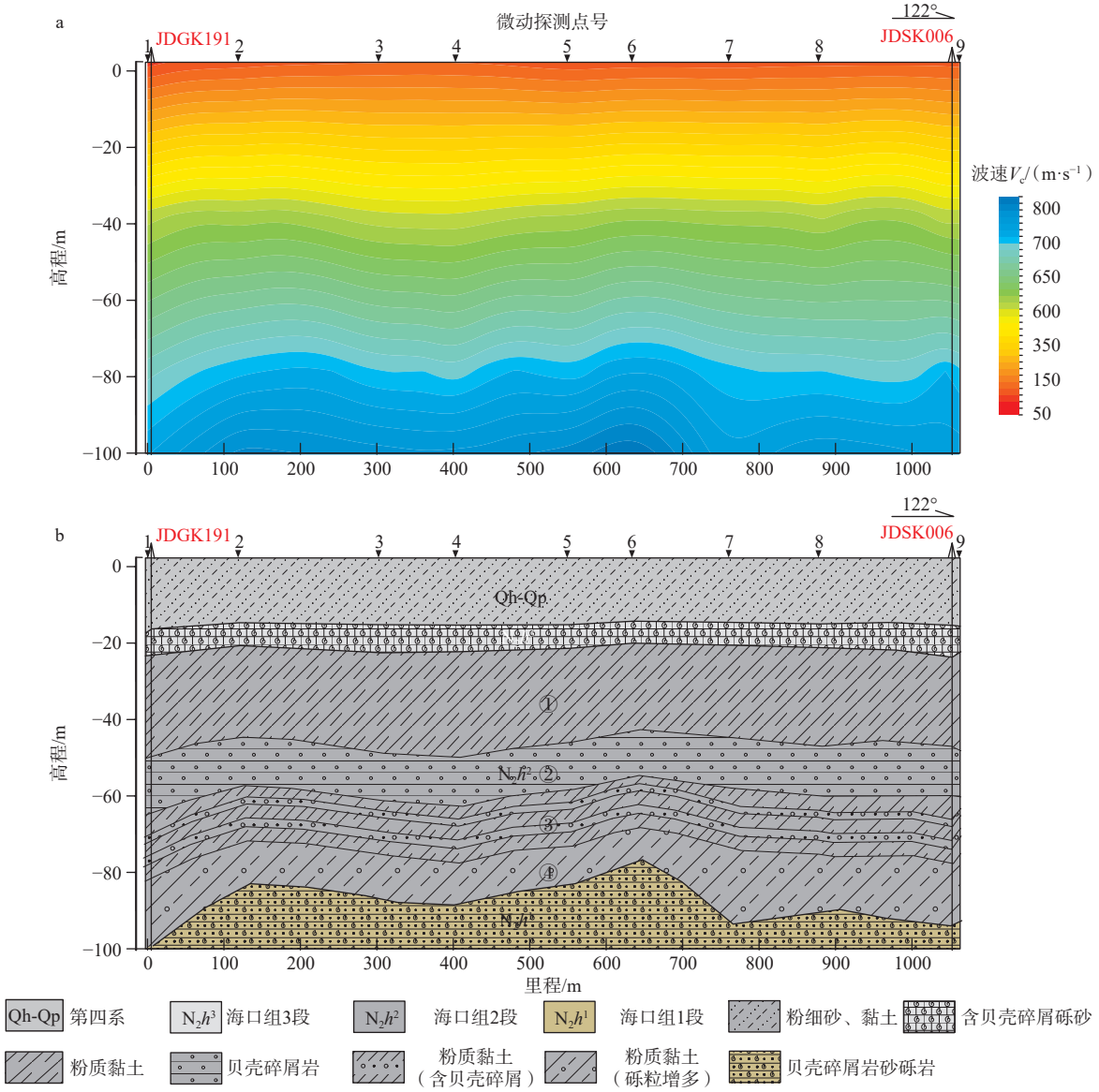
(1)第四系：岩性以粉细砂、黏土为主；出露地表，底界面埋深 14～17 m，整体平缓，厚度均匀，属滨海相沉积；横波速度<200 m/s，波速低与土质松散、含水量较大有关，可能分布液态砂土，工程性质差。

(2)海口组 3 段：岩性为含贝壳碎屑砾砂；底界面埋深 20～24 m，整体较平缓，厚度变化不大，属海岸相沉积；横波速度 200～350 m/s，横波速度相较第四系地层变大，说明土质更密实，同时也和含砾有关，工程性质较好。

(3)海口组 2 段①层：岩性为粉质黏土；底界面埋深 40～50 m，起伏较大，属浅海相沉积；横波速度 350～650 m/s，状态可达硬塑及以上，工程性质良好。

(4)海口组 2 段②层：岩性为贝壳碎屑岩；底界面埋深 55～65 m，起伏较大，属浅海相沉积；横波速度 650～700 m/s，横波速度变大与贝壳碎屑胶结成块有关，工程性质良好。

(5)海口组 2 段③层：岩性为粉质黏土，含贝壳碎屑；底界面埋深 70～80 m，起伏较大，平均厚度约



a—二维微动横波速度剖面；b—地质解译剖面

图 12 微动探测综合解释剖面

Fig. 12 Comprehensive interpretation profile of the microtremor survey

(a) 2D microtremor shear wave velocity; (b) Geological interpretation

10 m，属浅海相沉积；横波速度 700～750 m/s，达到坚硬状态，工程性质优良。

（6）海口组 2 段④层：岩性为粉质黏土，砾粒增多；底界面埋深 75～100 m，最大高差 25 m，起伏明显变大，属浅海相沉积；里程 0～130 m 和里程 650～760 m 两段，分别为斜率较大的上升和下降段；里程 760～1060 m 段平均厚度达到 17 m；横波速度 750～800 m/s，达到坚硬状态，工程性质优良。

（7）海口组 1 段：岩性为贝壳碎屑砂砾岩，属浅海相沉积；横波速度>800 m/s，坚硬的完整岩石，工程性质优良。

二维微动横波波速剖面能直观显示岩性纵向、横向变化，配合少量钻孔资料，便能获得良好的探测效果，节省勘探成本。二维微动剖面包含有岩土层的许多固有特征，可以用来了解岩土层的特性参数，如岩土状态、不良岩土层厚度、持力层埋深以及起伏形态信息，对岩土工程性质做出判断，为场地条件评价和地下空间利用规划提供地球物理依据。

6　结论

与钻孔、横波测井进行对比，基于 SPAC 法的微动反演对江东新区第四系秀英组、新近系海口组各段间、新近系灯楼角组等重点地层的界面深度以及层速度具有较高的反演精度，在了解江东新区地下空间横波速度结构中具有良好的应用前景。通过模型研究对影响微动方法反演精度的模型因素提高认识。

（1）微动对地层界面深度的反演精度并未随深度增加而持续降低，较低的反演精度不一定出现在深部，实测浅层波速计算结果反映地层界面深度的反演精度与所划分地层的内部横波速度不均匀性有关。

（2）在微动的实际应用中，可根据钻孔资料设置初始模型进行反演，但要取得更高精度的横波速度反演结果，需加强对地层物性的认识，区分地层物性差异的大小。当地层厚度减小或相对减小时，一般会导致变化层的反演速度变小。改变界面主要影响相邻地层的反演结果，增加波速差异较小和较大界面，分别使相邻地层波速误差增大和减小；波速差异较大界面对相邻层波速的影响程度一般要小于差异较小界面，反演对波速差异较小界面更敏感。

（3）物性差异较小的地层界面会造成反演精度降低，在设置模型时如果对其进行舍弃会取得更好的反演效果；部分物性差异较大界面尽管其不一定是工程地质上的分层界面，但将其加入模型有助于提高反演精度。当合并物性差异较小地层和划分差异较大分层不改变地层整体的变化趋势时，微动信号仍以基阶模式面波为主成分，反演后仍然能取得较高的精度。以上认识有利于提高微动方法在江东新区应用中的反演精度，获取可靠的地层横波速度结构。

致谢：感谢审稿专家宝贵的修改意见和建议。感谢中国地质大学（武汉）梁青老师和海南省矿产资源勘查院章雪松高级工程师在微动数据反演和稿件撰写过程中的指导和帮助。

References

AKI K, 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors[J]. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 35: 415-456.

AKI K, 1965. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust[J]. Geophysics, 30(4): 665-666.

BEATY K S, SCHMITT D R, SACCHI M, 2002. Simulated annealing inversion of multimode Rayleigh wave dispersion curves for geological structure[J]. Geophysical Journal International, 151(2): 622-631.

CAI W, SONG X H, YUAN S C, et al., 2018. Inversion of Rayleigh wave dispersion curves based on firefly and bat algorithms[J]. Chinese Journal of Geophysics, 61(6): 2409-2420. (in Chinese with English abstract)

CHO I, NAKKKANISHI I, LING S, et al., 1999. Application of forking genetic algorithm FGA to an exploration method using microtremors; Bidotansaho heno kotaigun tansaku bunkigata identeki arugorizumu fGA no tekiyo[J]. Geophysical Exploration, 52(3): 227-246.

CHAVEZ-GARCIA F J, RODRIDUEZ M, STEPHENSON W R, 2005. Analternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise[J]. Bull. Seism. Soc. Am.,95(1): 277-293.

FU W, XU P F, LING S Q, et al., 2012. Application of the microtremor survey method to geothermal exploration[J]. Shanghai Land & Resources, 33(3): 71-75. (in Chinese with English abstract)

GAO Y H, HUANG S H, LIU D, et al., 2018. Microtremor detection technology and its new progress in engineering application[J]. Science Technology and Engineering, 18(23): 146-155. (in Chinese with English abstract)

HE Z Q, DING Z F, JIA H, et al., 2007. To determine the velocity structure of shallow crust with surface wave information in microtremors[J]. Chinese Journal of Geophysics, 50(2): 492-498. (in Chinese with English abstract)

HE Z Q, HU G, LU L Y, et al., 2013. The shallow velocity structure for the Tonghai basin in Yunnan[J]. Chinese Journal of Geophysics, 56(11): 3819-3827. (in Chinese with English abstract)

HORIKE M, 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized

areas[J]. Journal of Physics of the Earth, 33(2): 59-96.

HUANG H Q, 2011. Research on application of passive suface wave methods in the metallic ore zone[J]. Geology of Fujian, 30(4): 320-326. (in Chinese with English abstract)

LI Q L, LEI X D, LI C, et al., 2019. Exploring thick overburden structure by microtremor survey: a case study in the subsidiary administrative center[J]. Progress in Geophysics, 34(4): 1635-1643. (in Chinese with English abstract)

LIANG D Y, XU G Q, XIAO Y, et al., 2021. Neogene-quaternary stratigraphic standard and combined zoning of Haikou Jiangdong new district[J]. Science Technology and Engineering, 21(26): 11052-11063. (in Chinese with English abstract)

LIU H P, BOORE D M, JOYNER W B, et al., 2000. Comparison of phase velocities from array measurements of Rayleigh waves associated with microtremor and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(3): 666-678.

LIU Y Z, MEI R W, YE P, et al., 2016. Data acquisition and processing system of WD intelligent natural source surface wave and its application test[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 40(5): 1007-1015. (in Chinese with English abstract)

LI X Y, CHEN X F, YANG Z T, et al., Application of high-order surface waves in shallow exploration: An example of the Suzhou river, Shanghai [J]. Chinese Journal of Geophysics, 63(1): 247-255.

NI S D, LI Z W, SOMERVILLE P, 2014. Estimating subsurface shear velocity with radial to vertical ratio of local *P* waves[J]. Seismological Research Letters, 85(1): 82-90.

SONG X H, GU H M, ZHANG X Q, et al., 2008. Pattern search algorithms for nonlinear inversion of high-frequency Rayleigh-wave dispersion curves[J]. Computers & Geosciences, 34(6): 611-624.

SONG X H, TANG L, LV X C, et al., 2012. Application of particle swarm optimization to interpret Rayleigh wave dispersion curves[J]. Journal of Applied Geophysics, 84: 1-13.

TIAN B Q, DU Y N, YOU Z W, et al., 2019. Measuring the sediment thickness in urban areas using revised H/V spectral ratio method[J]. Engineering Geology, 260: 105223.

TSAI V C, MOSCHETTI M P, 2010. An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results[J]. Geophysical Journal International, 182(1): 454-460.

XIA J H, MILLER R D, PARK C B, 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves[J]. Geophysics, 64(3): 691-700.

XIE P, WANG Q L, LI J G, et al., 2019. Application of SPAC method on stratification of stratigraphic structure in Jianghan Plain[J]. China Earthquake Engineering Journal, 41(3): 717-723. (in Chinese with English abstract)

XU H, WU X P, SHENG Y, et al., 2021. Application of microtremor survey method in detection of urban land subsidence[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 45(6): 1512-1519. (in Chinese with English abstract)

XU P F, LI C J, LING S Q, et al., 2009. Mapping collapsed columns in coal mines utilizing microtremor survey methods[J]. Chinese Journal of Geophysics, 52(7): 1923-1930. (in Chinese with English abstract)

XU P F, LING S Q, LI C J, et al., 2012. Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis[J]. Geophysical Journal International, 188(1): 115-122.

XU P F, SHI W, LING S Q, et al., 2012. Mapping spherically weathered "boulders" using 2D microtremor profiling method: a case study along subway line 7 in Shenzhen[J]. Chinese Journal of Geophysics, 55(6): 2120-2128. (in Chinese with English abstract)

XU P F, LI S H, DU J G, et al., 2013a. Microtremor survey method: a new geophysical method for dividing strata and detecting the buried fault structures[J]. Acta Petrologica Sinica, 29(5): 1841-1845. (in Chinese with English abstract)

XU P F, LI S H, LING S Q, et al., 2013b. Application of SPAC method to estimate the crustal S-wave velocity structure[J]. Chinese Journal of Geophysics, 56(11): 3846-3854. (in Chinese with English abstract)

XU P F, DU Y N, LING S Q, et al., 2020. Microtremor survey method based on inversion of the SPAC coefficient of multi-mode Rayleigh waves and its application[J]. Chinese Journal of Geophysics, 63(10): 3857-3867. (in Chinese with English abstract)

XU Y X, ZHANG B L, LUO Y H, et al., 2013b. Surface-wave observations after integrating active and passive source data[J]. The Leading Edge, 32(6): 634-637.

XU Y X, LUO Y H, 2015. Methods of ambient noise-based seismology and their applications[J]. Chinese Journal of Geophysics, 58(8): 2618-2636, doi: 10.6038/cjg20150803. (in Chinese with English abstract)

YANG T C, HE J S, LU S L, et al., 2004a. Dispersion curves of Rayleigh wave in three-layer media[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 28(1): 41-45. (in Chinese with English abstract)

YANG T C, HE J S, LV S L, et al., 2004b. Multimodes of Rayleigh guided waves and their dispersion and displacement characteristics in three-layer media[J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 26(1): 20-26. (in Chinese with English abstract)

YANG T C, XIAO Q L, 2009. Dispersion characteristics of Rayleigh waves in multilayered media[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 33(3): 299-303. (in Chinese with English abstract)

ZHANG B X, LU L Y, BAO G S, 2002. A study on zigzag dispersion curves in Rayleigh wave exploration[J]. Chinese Journal of Geophysics, 45(2): 263-274. (in Chinese with English abstract)

ZHAO D, 2010. Passive surface waves: methods and applications[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 34(6): 759-764. (in Chinese with English abstract)

ZHAO H P, HE D K, HONG Y, 2022. Inversion of microtremor recordings dispersion curve based on geological unit[J]. Journal of Mining Science and Technology, 7(6): 662-669. (in Chinese with English abstract)

ZHONG Z C, CAI S K, LIU Q X, et al., 2023. Application of SPAC method on to the fine division of Neogene-quaternary strata in Haikou Jiangdong new district[J]. Science Technology and Engineering, 23(36): 15393-15403. (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

蔡伟, 宋先海, 袁士川, 等, 2018. 基于萤火虫和蝙蝠群智能算法的

瑞雷波频散曲线反演[J]. 地球物理学报, 61(6): 2409-2420.

付微, 徐佩芬, 凌苏群, 等, 2012. 微动勘探方法在地热勘查中的应用[J]. 上海国土资源, 33(3): 71-75.

高艳华, 黄溯航, 刘丹, 等, 2018. 微动探测技术及其工程应用进展[J]. 科学技术与工程, 18(23): 146-155.

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[J]. 地球物理学报, 50(2): 492-498.

何正勤, 胡刚, 鲁来玉, 等, 2013. 云南通海盆地的浅层速度结构[J]. 地球物理学报, 56(11): 3819-3827.

黄海清, 2011. 被动源面波勘探在金属矿区的应用探索[J]. 福建地质, 30(4): 320-326.

李巧灵, 雷晓东, 李晨, 等, 2019. 微动测深法探测厚覆盖层结构: 以北京城市副中心为例[J]. 地球物理学进展, 34(4): 1635-1643.

李雪燕, 陈晓非, 杨振涛, 等, 2020. 城市微动高阶面波在浅层勘探中的应用: 以苏州河地区为例[J]. 地球物理学报, 63(1): 247-255.

梁定勇, 许国强, 肖瑶, 等, 2021. 海口江东新区新近纪-第四纪标准地层与组合分区[J]. 科学技术与工程, 21(26): 11052-11063.

刘云祯, 梅汝吾, 叶佩, 等, 2016. WD 智能天然源面波数据采集处理系统及其应用试验[J]. 物探与化探, 40(5): 1007-1015.

谢朋, 王秋良, 李井冈, 等, 2019. SPAC 法在江汉平原地层结构分层中的应用[J]. 地震工程学报, 41(3): 717-723.

徐浩, 吴小平, 盛勇, 等, 2021. 微动勘探技术在城市地面沉降检测中的应用研究[J]. 物探与化探, 45(6): 1512-1519.

徐佩芬, 李传金, 凌甦群, 等, 2009. 利用微动勘察方法探测煤矿陷落柱[J]. 地球物理学报, 52(7): 1923-1930.

徐佩芬, 侍文, 凌苏群, 等, 2012. 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, 55(6): 2120-2128.

徐佩芬, 李世豪, 杜建国, 等, 2013a. 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, 29(5): 1841-1845.

徐佩芬, 李世豪, 凌甦群, 等, 2013b. 利用 SPAC 法估算地壳 S 波速度结构[J]. 地球物理学报, 56(11): 3846-3854.

徐佩芬, 杜亚楠, 凌甦群, 等, 2020. 微动多阶瑞雷波 SPAC 系数反演方法及应用研究[J]. 地球物理学报, 63(10): 3857-3867.

徐义贤, 罗银河, 2015. 噪声地震学方法及其应用[J]. 地球物理学报, 58(8): 2618-2636

杨天春, 何继善, 吕绍林, 等, 2004a. 三层层状介质中瑞利波的频散曲线特征[J]. 物探与化探, 28(1): 41-45.

杨天春, 何继善, 吕绍林, 等, 2004b. 三层层状介质中的多导波模式及其频散和位移特征[J]. 物探化探计算技术, 26(1): 20-26.

杨天春, 肖巧玲, 2009. 多层层状介质的瑞利面波频散特性[J]. 物探与化探, 33(3): 299-303.

张碧星, 鲁来玉, 鲍光淑, 2002. 瑞利波勘探中“之”字形频散曲线研究[J]. 地球物理学报, 45(2): 263-274.

赵东, 2010. 被动源面波勘探方法与应用[J]. 物探与化探, 34(6): 759-764.

赵红鹏, 何登科, 洪雨, 2022. 基于地质单元体的微动信号频散曲线反演[J]. 矿业科学学报, 7(6): 662-669.

钟宙灿, 蔡水库, 刘巧霞, 等, 2023. SPAC 法在海口江东新区新近纪-第四纪地层精细划分中的应用[J]. 科学技术与工程, 23(36): 15393-15403.