

基于连续高密度电阻率测量判断海水入侵影响范围的实验研究

杨林^{1,2}, 陈波², 于洪军^{2,3}, 苏乔^{2,3}

(1. 山东科技大学 地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590; 2. 自然资源部第一海洋研究所 海洋地质与成矿作用重点实验室, 山东 青岛 266100; 3. 自然资源部 莱州湾海水入侵与土壤盐渍化野外科学观测研究站, 山东 青岛 266100)

摘要: 海水入侵已成为我国比较突出的环境灾害, 严重影响海岸带地区的生态环境与可持续发展。高密度电阻率法在确定海水入侵范围、识别海水入侵界线方面具有工作效率高、成本低等优势, 但也存在结果多解性等问题, 难以建立统一的判别标准。本研究开展潮汐影响作用下海水入侵模拟实验, 在分析不同因素对地层电阻率影响基础上, 采用连续的地层电阻率观测方法, 通过分析其频率、振幅特征与模拟的潮位数据之间关系来划定海水入侵的范围, 进而摆脱单剖面电阻率测量多解性的局限性, 建立了一种基于连续高密度电阻率法确定海水入侵界面的新方法。

关键词: 海水入侵; 高密度电阻率法; 连续剖面观测; 潮汐波动; 砂槽实验

中图分类号: X52 文献标识码: A 文章编号: 1007-6336(2025)02-0266-10

Experimental study on determining the impact range of seawater intrusion based on continuous high-density resistivity measurements

YANG Lin^{1,2}, CHEN Bo², YU Hongjun^{2,3}, SU Qiao^{2,3}

(1. College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China; 2. Key Laboratory of Marine Geology and Mineralization, First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266100, China; 3. Laizhou Bay Seawater Intrusion and Soil Salinization Field Scientific Observation and Research Station, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266100, China)

Abstract: Seawater intrusion has emerged as a significant coastal hazard in our country, profoundly impacting the ecological environment and sustainable development of coastal regions. The high-density resistivity method offers notable advantages, such as cost-effectiveness and efficiency, in delineating the extent of seawater intrusion and identifying its boundary. However, it also presents challenges, including the potential for multiple interpretations of results, which hinder the establishment of a standardized criterion. This study conducted a simulation experiment on seawater intrusion, considering the influence of tides. By analyzing the impact of various factors on formation resistivity, and examining the relationship between frequency, amplitude characteristics and simulated tide level data using the continuous formation resistivity observation method, the researchers successfully outlined the scope of seawater intrusion. Consequently, they overcame limitations associated with multiple solutions in single-section resistivity measurement and proposed a novel approach to determine the seawater intrusion interface based on the continuous high-density resistivity method.

收稿日期: 2023-11-27, 修订日期: 2024-02-20

基金项目: 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(GY0220Q03); 国家自然科学基金面上项目(42276223)

作者简介: 杨林(1998-), 男, 山东诸城人, 硕士, 主要研究方向为海水入侵, E-mail: lyang_1028@163.com

通信作者: 苏乔(1983-), 男, 山东日照人, 副研究员, 博士, 主要研究方向为海水入侵, E-mail: suqiao@fio.org.cn

Key words: seawater intrusion; high-density resistivity method; continuous profile observation; tidal fluctuations; sand tank experiment

在全球范围内,海岸带通常都是经济发达地区,用水量极大,超采地下水现象十分普遍。在自然因素和人类活动双重作用下,滨海地区含水层中的地下淡水与海(咸)水之间的原有平衡状态被打破,海(咸)水沿含水层向陆地方向扩侵,使淡水资源遭到破坏,形成海水入侵现象^[1-2]。作为海洋与陆地的过渡带,海岸带地区生态较为脆弱,海水入侵的发生极易导致严重的环境和生态问题^[3],精确识别海水入侵界线对海岸带地区防灾减灾具有重要意义。

传统上对海水入侵的描述依赖于观测井及其水样的化学分析结果,受监测井间距的限制,大多数情况下难以准确刻画海水入侵的时空发展^[4-5]。海水和淡水之间存在巨大电性差异,因此可以利用地球物理技术描绘地下水盐度分布^[6]。地球物理方法避免了通过钻孔来定位咸淡水界面的需要,在监测海水入侵方面效果显著^[7]。高密度电阻率法正是利用地下不同岩土电性特征的差异来解决地质问题的一种方法^[8]。与传统电阻率方法相比,高密度电阻率法电极布置简单,可以自动快速采集数据,被广泛应用在工程地质、水文地质等领域^[9-10],也可用来圈定海水入侵范围,识别海水入侵界线^[11]。例如,赵战坤等^[12]用室内砂槽实验模拟海水入侵过程,通过实时监测垂向土体的电阻率变化来分析海水入侵发生发展情况;何玉海^[13]将高密度电阻率法与水文调查结合起来研究莱州湾地区的视电阻率特征值。

海水入侵的复杂性和电阻率方法的多解性导致咸淡水过渡带电阻率表现出明显的区域差异,因此基于电阻率方法进行海水入侵研究难以形成一个统一的标准^[14]。即使在研究程度最高的莱州湾地区,基于电阻率方法对咸淡水界面的识别指标也存在显著差异。例如,刘青勇和董广清认为,不同区域应采用不同的咸淡水界面电阻率特征值,广饶、寿光和莱州分别为 $20 \Omega \cdot \text{m}$ 、 $22 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $30 \Omega \cdot \text{m}$ ^[15];苏永军等研究认为,咸水入侵区电阻率值一般低于 $3 \Omega \cdot \text{m}$ ^[16];何玉海则进一

步考虑了不同介质的影响,指出砂质覆盖区咸淡水界面电阻率值为 $30 \Omega \cdot \text{m}$,黏土质覆盖区为 $15 \Omega \cdot \text{m}$ ^[13];陈学群等则结合水化学方法,采用 $10 \Omega \cdot \text{m}$ 作为寿光咸淡水界面的推断值^[17]。

介质的电阻率差异是电阻率法勘探的物理前提。除了与介质的组分有关之外,还与其结构、构造、孔隙度、孔隙溶液的物理化学性质以及温度等因素相关^[10]。地球物理测量海水入侵存在两个主要误差来源:首先,将观测(测量信号)与期望状态(盐度)联系起来的数学模型是近似的;其次,测量到的信号可能会受到盐度以外其他变化的影响,从地球物理测量分析中得到的盐度分布也是近似的^[6]。此外,潮汐的周期变化也对滨海地区电阻率测量提出了独特的挑战。在潮汐作用的影响下,电阻率方法对地下淡水和海水分布的研究具有局限性^[18]。

因此,在判断海水入侵边界问题上,传统电阻率方法存在的多解性难题使其难以被广泛推广,往往需要借助水化学等方法进行综合分析才能确定。基于这种情况,本研究开展了潮汐影响下海水入侵模拟实验,分析了不同因素对地层电阻率的影响,通过获取高密度电阻率连续观测数据与潮位之间的关系来确定海水入侵的影响范围,为单独利用电阻率方法探测海水入侵界面提供新的思路。

1 材料与方法

1.1 实验设置

本研究在现有水槽基础上进行了改造,增加了一套潮汐模拟和水位控制装置,具体实验装置设计如图1所示,主要由海水池(潮汐模拟控制装置)、砂槽和淡水池(水位控制装置)组成。砂槽尺寸为 $2.7 \text{ m} \times 0.45 \text{ m} \times 1.5 \text{ m}$,外壁为混凝土,内壁涂有防水涂层,内部填充细砂。

砂槽左侧为海水池,尺寸为 $0.5 \text{ m} \times 0.45 \text{ m} \times 1.5 \text{ m}$ 。海水池和砂槽中间用布满圆孔(直径 1 cm)的PVC板隔开,且在其两侧布设工布,以起到透水隔砂的作用。海水池与海水储水池、废水池

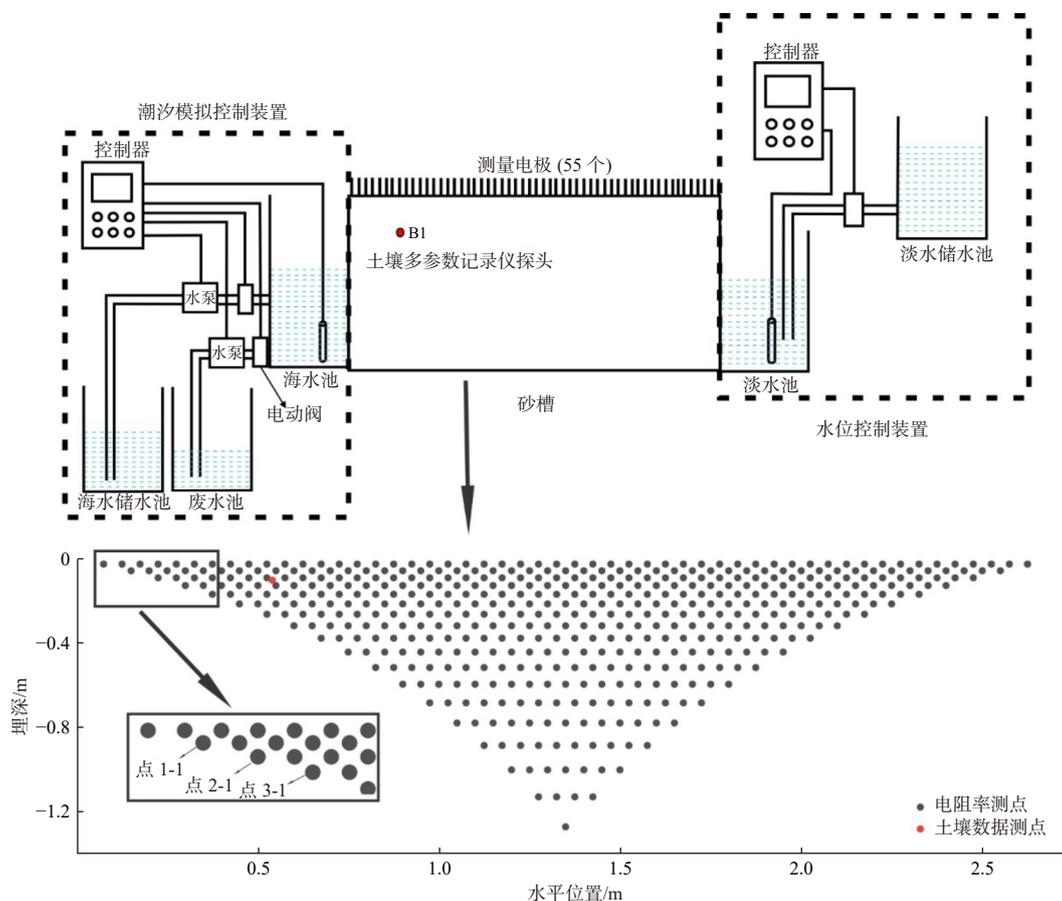


图1 实验装置设计及测量点分布

Fig. 1 Experimental device design and measuring point distribution diagram

相连。在实验过程中,通过控制器将海水储水池中的水注入海水池,使水位达到预设高度,再将海水池中的水排入废水池直至设定高度,不断重复这一过程实现海水池中的水位周期性涨落,模拟自然界的潮汐波动。砂槽右侧为淡水池,尺寸为 $0.3\text{ m}\times 0.45\text{ m}\times 1.5\text{ m}$,内部设置与海水池相同。通过水泵与淡水储水池连接,利用控制器控制淡水水位,维持预设高度。

将筛过的细砂按 10 cm 间隔分层装入砂槽中,逐层填充后进行压实,确保填充介质的孔隙度基本一致。砂槽表层布设55个高密度电阻率测量电极,电极间距为 5 cm 。在测量点B1(距砂槽左侧隔板 54 cm ,距填充介质表面 10 cm)处安装一个土壤传感器,在海水池和淡水池各放置一个地下水三参数传感器(图1)。

1.2 实验过程

实验开始前,首先将采集的地下水从储水池注入淡水池,并将水位控制在 1.4 m 保持稳定。

淡水通过透水隔板均匀进入砂槽,在自然梯度作用下从另一侧透水隔板逐渐渗出进入海水池,并不断排出。利用高密度电阻率仪对砂槽的电阻率进行实时观测,直至砂槽电阻率达到稳定,并运行一段时间,这一过程共持续约2周时间。

模拟实验开始后,通过潮汐模拟控制装置使海水池水位在 $0.1\sim 1.3\text{ m}$ 范围内波动,模拟自然界潮汐水位变化,淡水池水位则继续稳定在 1.4 m 不变。实验开始于2022年10月31日15时41分,结束于2022年11月3日12时,总时长约68 h。实验过程中各观测设备均开机运行并实时采集数据。

1.3 数据获取与预处理

海水池与淡水池传感器(型号均为CTD-diver,精度:水位 $\pm 0.2\text{ cm}$;电导率 $\pm 0.1\%$ mS/cm;温度 $\pm 0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$)用于采集水位、电导率和温度数据,设置测量间隔为 5 min ,在实验期间共获得810组数据。B1测量点土壤传感器(型号:RS-TRREC-

NO01-2, 精度: 含水率 $\pm 2\%$, 电导率 $\pm 3\%$ $\mu\text{S}/\text{cm}$, 温度 $\pm 0.5\%$ ($^{\circ}\text{C}$) 用于采集土壤含水率、电导率和温度等参数, 测量间隔同样设置为 5 min, 由于实验过程中夜间温度较低, 导致仪器频繁自动关机, 仅获取数据 394 组, 其中在实验进行的 43 ~ 64 h 内, 我们得到了最连续的数据。本文将主要针对这段时间内的土壤相关参数进行分析。

地层电阻率数据通过高密度电阻率仪(型号: E60DN)获取, 装置形式为温纳 α 装置, 采用连续观测方式, 单次剖面测量获取测量点 477 个(图 1)。单次剖面测量时间为 12 min, 每次测量间隔 1 min, 试验期间共重复测量 318 次, 获取电阻率测量点总量为 152029 个。由于电阻率获取数据量较大, 本文仅以其中 3 个代表性测量点为例, 分析潮汐作用下地层电阻率变化的试验结果, 所选取的测量点分布如图 1 所示。

由于地层电阻率数据单次剖面测量时间约为 12 min, 因此各测量点电阻率数据的实际获取时间有所差异。在进行时间序列分析时需要电阻率数据进行测量时间的统一。本研究使用 Arand for Windows 软件对地层电阻率数据进行插值处理, 以中心点测量时间为准将所有测量点的电阻率数据统一到同一时刻。

在数据采集过程中, 由于系统误差或环境变化, 数据可能出现异常, 本实验观测数据时间较长, 数据量大, 适合采用拉依达准则进行异常值检测^[19]。基于该方法, 电阻率数据中异常值共有 1468 个, 占总数据量的 0.97%; 海水电导率数据中有 17 个异常值, 占总数据量的 2.1%; 其他测量数据无异常值。异常值总体占比较小, 在可接受范围内, 本文同样基于 Arand for Windows 软件对异常数据进行插值替换处理。

1.4 分析方法

傅里叶变换法被广泛应用于地球物理数据处理, 特别是磁法、电法和地震等连续性物探数据^[20]。傅里叶变换可以将连续信号分解为不同频率的正弦波或余弦波信号的叠加, 得到不同频率、振幅和相位的正弦波或余弦波信号, 并对原始信号进行滤波, 提取特定频率的部分, 达到滤波的效果^[21]。本文基于傅里叶变换方法计算了模拟潮汐和地层电阻率的频率特征, 分析潮汐波

动对地层电阻率的周期性影响。

小波相干是一种通过在时间域和频率域寻找两个时间序列的共性来确定它们的相干性的时频分析方法^[22]。本文采用的数据多数具有周期性特征, 适合用小波相干来研究它们之间的相干性。Acycle 是一款用于古气候研究和教育的时间序列分析软件^[23], 其小波相干分析模块的基础理论来自 Torrence 等的研究成果^[24], 本文的小波相干分析基于该软件实现。

2 结果与讨论

2.1 观测数据的时间变化特征

模拟潮汐初始设置潮位为 0.1 ~ 1.4 m, 受实验装置精度、传感器位置及环境温度的影响, 实验过程中实际海水池的最高水位为 1.404 m, 最低水位为 0.132 m, 平均水位为 0.762 m, 模拟的最大潮差为 1.272 m, 潮汐周期约为 4.5 h(图 2a)。实验过程中, 当海水池水位下降后, 水位自然梯度的影响导致淡水池中的水不断流向海水池, 从而使海水池中的海水逐渐淡化, 导致其电导率虽然呈周期性变化, 但与水位变化存在显著差异(图 2i)。

实验期间, 海水最高温度为 17.8 $^{\circ}\text{C}$, 最低温度为 17.3 $^{\circ}\text{C}$, 海水池温度总体呈下降趋势, 与实验时秋季环境温度逐渐下降趋势一致(图 2k)。同时, 由于实验过程中夜间环境温度较低, 测量点 B1 处土壤传感器数据采集记录仪频繁自动关机, 导致测量点 B1 处电导率数据和含水率数据经常间断而不连续(图 2m 和图 2n), 其中最连续时间为 21 h(43 ~ 64 h)。

为反映潮汐变化对地层电阻率的总体影响, 本研究提取了各测量点同一时刻地层电阻率平均值, 最大平均电阻率为 107.29 $\Omega\cdot\text{m}$, 最小平均电阻率为 89.45 $\Omega\cdot\text{m}$, 其随时间变化如图 2i 所示。总体呈上升趋势, 并表现出明显的周期性变化, 变化周期约为 4.5 h, 与模拟潮汐周期一致。

以测量点 1-1、2-1、3-1 为例, 具体测量点的电阻率随时间变化特征如图 2c-h 所示。测量点 1-1 的电阻率范围为 29.28 ~ 56.58 $\Omega\cdot\text{m}$ (平均值为 43.52 $\Omega\cdot\text{m}$); 测量点 2-1 的电阻率范围为 39.81 ~ 74.07 $\Omega\cdot\text{m}$ (平均值为 58.60 $\Omega\cdot\text{m}$);

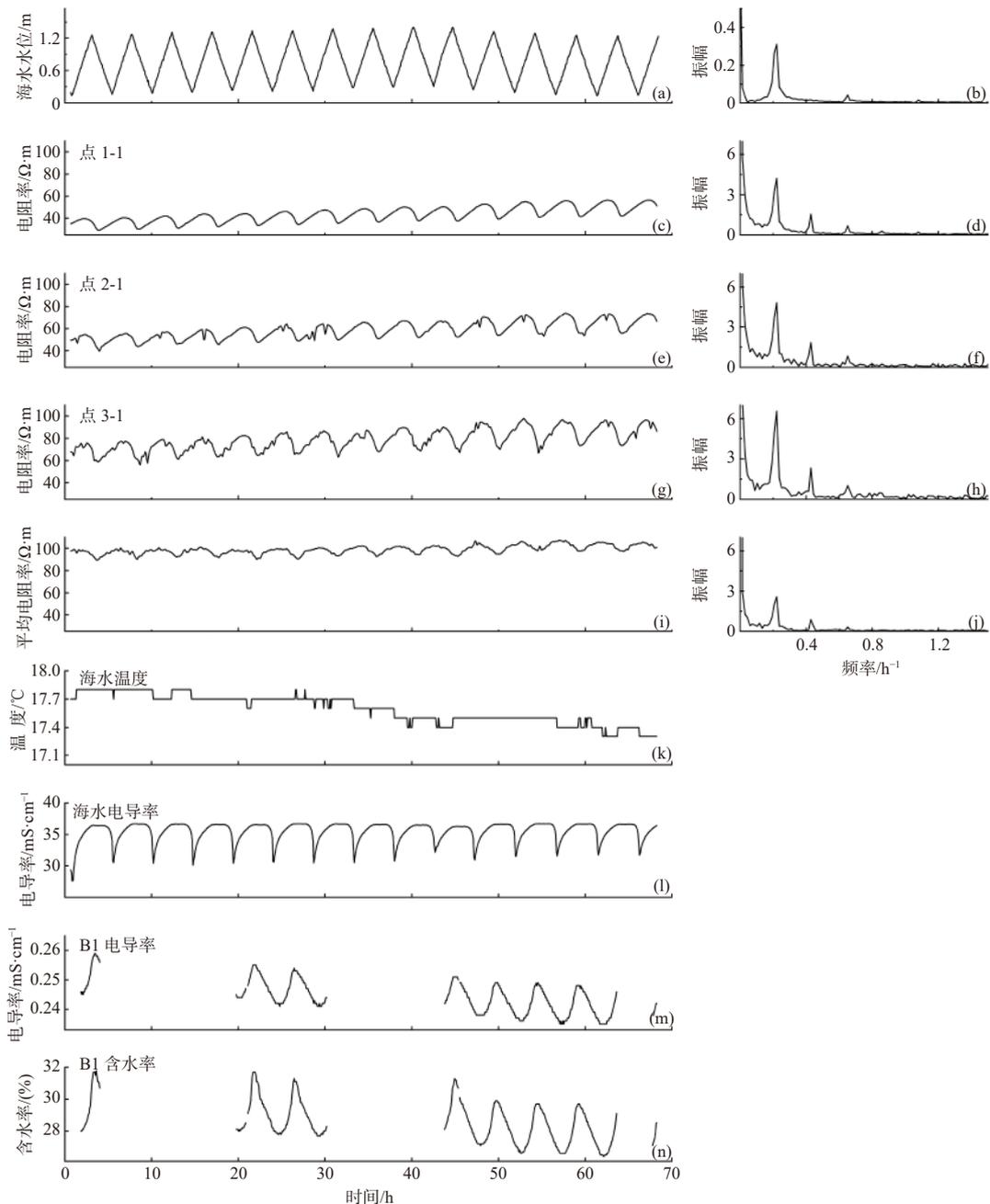


图2 观测数据时间变化与频率分布曲线

Fig. 2 Time variation and frequency distribution curve of observation data

测量点 3-1 的电阻率范围为 $56.3 \sim 97.93 \Omega \cdot \text{m}$ (平均值为 $78.72 \Omega \cdot \text{m}$)。3 个测量点电阻率振幅逐渐增大, 均随时间呈周期性上升变化特征, 且其周期与模拟潮汐的 4.5 h 一致。

在实验 $43 \sim 64 \text{ h}$ (图 3), 测量点 B1 的电导率变化范围为 $0.235 \sim 0.251 \text{ mS/cm}$, 含水率变化范围为 $26.4\% \sim 31.3\%$, 两者均呈周期性变化且整体趋势一致, 与海水池水位的周期一致。测量

点 B1 相应电阻率原始数据周期不明显, 但经平滑处理后, 也存在较为明显的 4.5 h 周期, 并且与电导率和含水率的变化趋势相反。

2.2 海水池水位与土壤电阻率的频率特征

傅里叶变换可以从数据序列中分离出不同的频率信息^[25]。基于该方法, 对观测数据进行频率分析, 发现在 0.22 附近, 模拟潮汐频率有一个显著高的振幅 (图 2b), 与海水水位变化一致

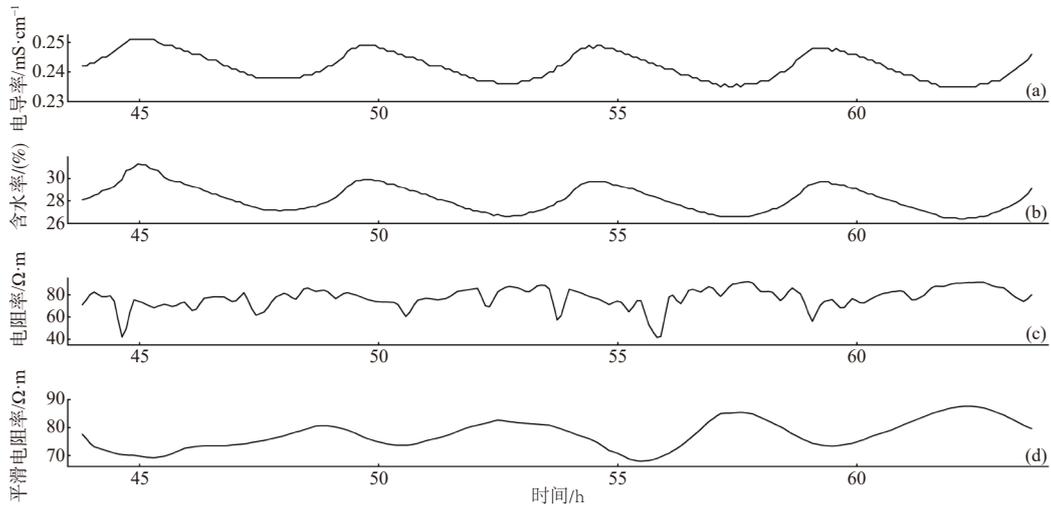


图3 B1 测量点土壤参数变化

Fig. 3 Soil parameter change diagram at point B1

(图 2a), 对应主周期为 4.5 h。

测量点 1-1、2-1、3-1 的电阻率频率-振幅图(图 2c—图 2h)显示,在整个频率范围内,0.22 附近也是主要振幅,与模拟潮汐振幅一致,说明它们的主要周期都是 4.5 h。但与潮汐不同的是,在频率 0.43 附近,这 3 个测量点的电阻率也存在较高振幅,对应周期约为 2.3 h,而在潮汐频率中并不显著。平均电阻率频率与上述 3 个测量点的总体趋势一致,只是对应频率的振幅相对较低(图 2j)。

此外,无论是在模拟潮汐还是在 3 个测量点的电阻率频率-振幅图中,在频率 0.65 附近均存在一个相对较高振幅,但不显著,对应周期约为 1.54 h。

2.3 海水水位与电阻率的相干性

小波相干可以很好地反映两个不同时间序列变化之间的相干性。对各测量点电阻率值和海水水位进行小波相干分析,小波相干谱图中不同颜色表示两个时间序列的相干性,黄色代表相干性较强,蓝色代表相干性较弱^[26]。结果表明,相干谱图中的高能区域呈条状连续分布(图 4),在 4.5 h 周期上共同特征显著,在 1.54 h 周期上相干性较弱,与频率分析结果一致。

采用相同的方法对其他观测参数进行了两两小波相干分析。结果显示,海水水位和土壤含水率在 4.5 h 周期上有显著的共同特征,在 1.54 h 周期上相干性较弱(图 4e)。海水电导率和土壤

电导率在 4.5 h 周期上有显著的共同特征,在 2.3 h 周期上相干性较弱(图 4f)。海水电导率和土壤电阻率在 4.5 h 周期上有显著的共同特征(图 4g)。

2.4 讨论

在自然状态下,土壤电阻率受到多种因素影响,包括土壤结构、孔隙度、含水率、温度和矿化度等^[10]。本研究中,实验水槽统一填充筛选均匀的细砂,模拟的含水层结构和孔隙度等因素基本保持不变,温度、含水率和电导率(矿化度)是影响电阻率变化的主要因素。

已有研究表明,土壤电阻率越低,电导率越高,导电性越好^[27]。本实验观测到的 B1 测量点电阻率数据与电导率数据也符合这一趋势,拟合结果显示这两者之间存在显著的负相关关系(图 5a)。另外,由于水的电导率较大,当土壤含水率升高时,土壤电导率也会随之升高,二者通常呈正相关关系^[28]。此外,温度也是土壤电导率变化的重要影响因素,随着温度升高,土壤中可自由移动的离子含量增加,因此土壤电导率与温度呈负相关关系^[27]。

地层电阻率同时受到温度、含水率和电导率的影响,本文对它们之间的相互关系进行了分析,并使用 Origin 软件进行非线性曲面拟合,拟合结果如图 5b 所示。拟合公式为:

$$\sigma = 2.3852 - 0.00426\omega - 0.25412t - 0.00021097\omega^2 + 0.00655t^2 + 0.00119\omega t \quad (1)$$

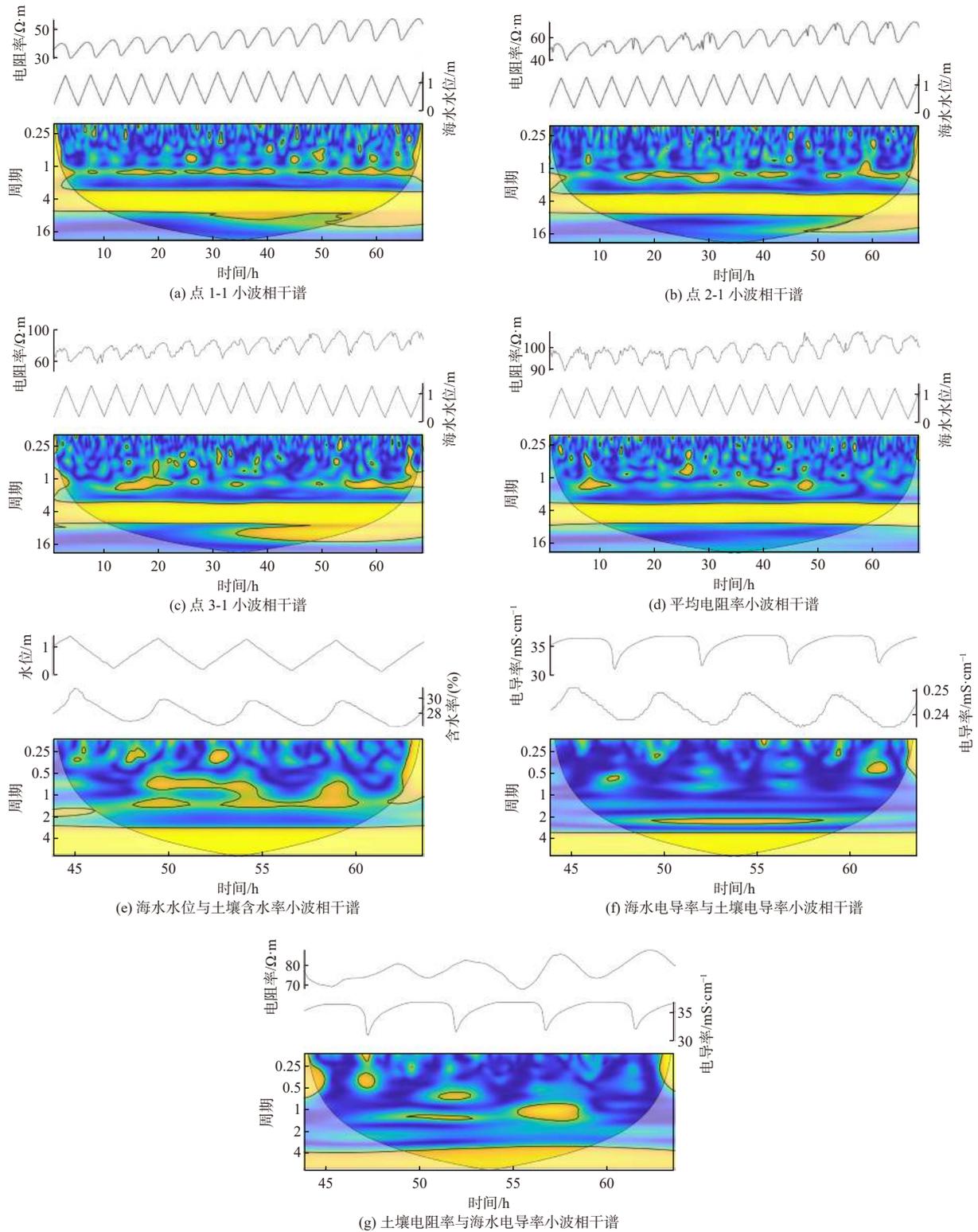


图4 小波相干分析结果

Fig. 4 Wavelet coherence analysis results

式中： σ 为电导率； ω 为含水率； t 为温度，拟合系数 R^2 为 0.98767。

尽管从拟合公式(1)来看，温度对电导率的

影响要大于含水率，但实际上，在本实验中观测到的含水率变化值是温度变化值的 10 倍左右，同时在实验过程中环境温度变化较小，最高温度

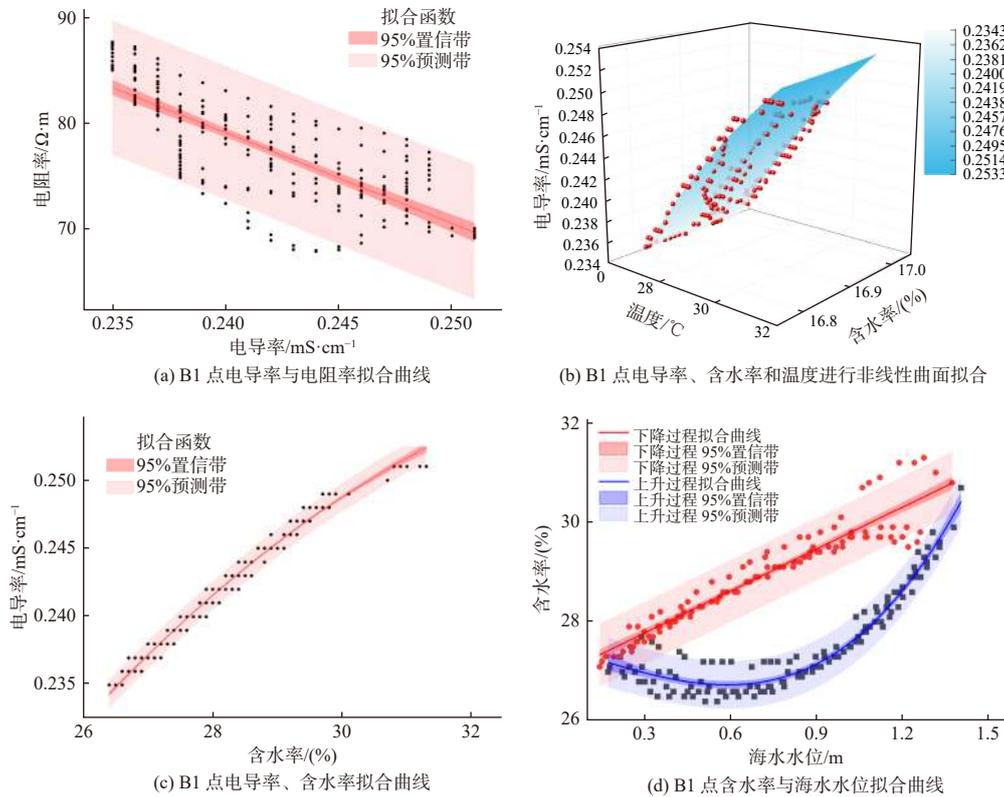


图5 不同参数拟合结果

Fig. 5 Fitting curves with different parameters

与最低温度之间仅相差 0.2 °C, 因此含水率对电导率变化的影响更为显著。如果仅对电导率和含水率数据进行拟合, 拟合结果如图 5c 所示。拟合公式为:

$$y = -0.0002508x^2 + 0.01815x - 0.06998 \quad (2)$$

式中: y 为电导率; x 为含水率。 R^2 为 0.98708, 在温度变化不大的情况下, 仅用含水率也可以很好地反映电导率变化。

小波相干分析的结果显示, 海水水位与土壤含水率之间存在明显的相干性(图 4e)。土壤含水率随海水水位的变化而变化, 由于淡水池水位较高, 淡水在自然梯度作用下不断流入海水池, 导致其盐度发生变化, 因此在海水水位上升和下降过程中土壤含水率变化趋势显著不同。如果将海水水位的上升和下降视为两个不同的过程, 分别对其海水水位和土壤含水率数据进行拟合, 拟合结果如图 5d 所示。海水水位上升过程的拟合公式为:

$$y = 2.39453x^3 - 0.60327x^2 - 1.76696x + 27.49524 \quad (3)$$

海水水位下降过程的拟合公式为:

$$y = 2.81435x + 26.9343 \quad (4)$$

式中: y 为含水率; x 为海水水位。上升和下降过程 R^2 分别为 0.93405 和 0.89879。

尽管温度、含水率和电导率同时对地层电阻率产生影响, 但电导率可以用温度和含水率来拟合, 温度变化较小情况下, 电导率也可直接用含水率来拟合。这表明在连续观测时, 仅用含水率来反映地层电阻率的变化。而含水率的变化又受海水水位变化影响, 因此海水水位的变化最终会影响土壤电阻率的变化。海水水位上升时, 含水率升高, 电导率升高, 土壤电阻率降低, 相反, 海水水位下降时, 土壤电阻率升高, 海水池水位与土壤电阻率原始曲线、频率分析和小波相干分析的结果也进一步证实了这一观点。

地层电阻率与模拟潮汐存在相同周期, 海水水位的主要频率成分为 0.22, 而地层电阻率中受海水水位波动影响的部分, 也应主要反映在这个频率上。因此, 0.20 ~ 0.25 的频率成分基本能覆盖地层电阻率中受海水水位波动影响的范围。

采用傅里叶变换和逆变换的方法从测量点 1-1 的电阻率曲线中提取 0.2 ~ 0.25 频率, 结果如图 6 所示。滤波后的电阻率振幅变化消除了上

升趋势, 并且其曲线变化与模拟潮汐基本一致, 表示本方法能有效提取出电阻率中受潮汐影响的因素。

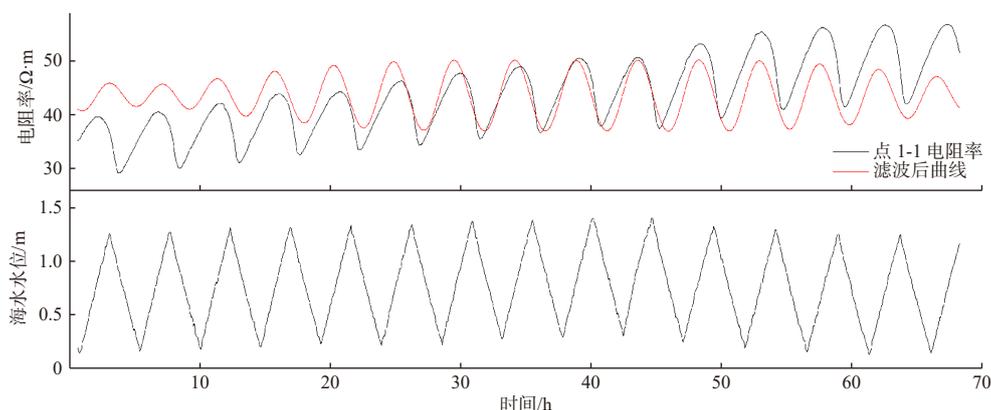


图 6 测量点 1-1 滤波曲线

Fig. 6 Point 1-1 filtered image

采用相同的方法, 我们分别提取了所有测量点地层电阻率曲线中 0.20 ~ 0.25 频率, 并计算了其最大振幅, 这个振幅可以在一定程度上表示电阻率中受潮汐影响的大小。在图 7 中, 圆点的大

小表示滤波后该测量点的最大振幅程度。结果显示, 靠近海水池的一侧有更大的最大振幅, 并向淡水池一侧逐渐减小, 说明海水水位变化对地层电阻率的影响随距离增加而逐渐减小。

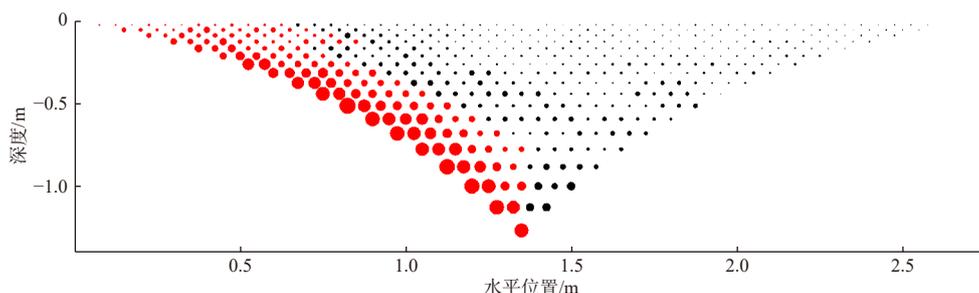


图 7 潮汐对电阻率影响分布

Fig. 7 Distribution diagram of tidal influence on resistivity

对各个测量点的电阻率和海水池水位数据进行小波相干分析, 其中相干性显著的测量点用红色标示(图 7)。结果显示, 这些测量点主要分布在靠近海水池的一侧, 与滤波后最大振幅的分布结果一致, 同样表明, 在靠近海水池一定范围内的潮汐波动对电阻率变化有显著影响。

虽然与传统的电阻率法相比, 高密度电阻率法具有成本低、效率高、信息丰富和解释方便等优点, 但由于海水入侵的复杂性以及电阻率方法的多解性, 咸淡水过渡带电阻率具有显著区域性特征, 因此, 基于电阻率单剖面方法探测海水入

侵边界存在局限性。本实验研究表明, 采取连续的高密度电阻率观测方法, 可以从电阻率动态变化中有效识别出潮汐波动的影响, 进而划分出潮汐波动对地层电阻率所能施加的影响范围, 也即狭义上的海水入侵边界, 从而避免高密度电阻率法多解性的局限性, 实现海水入侵的快速、高效探测。

3 结论

(1) 尽管温度、含水率和电导率同时对地层电阻率产生影响, 但电导率可以用温度和含水率

拟合。在温度变化较小的情况下,电导率也可直接用含水率拟合。这表明在连续观测时,可以仅用含水率来反映地层电阻率的变化。而含水率的变化又受到海水水位变化的影响,因此,海水水位的变化最终会传递到土壤电阻率的变化。

(2)频率分析和小波相干分析结果均显示地层电阻率存在4.5 h的主周期,与实验模拟的潮汐周期一致,并且主要频率分布特征也相似,这说明实验砂槽中地层电阻率变化的主要控制因素是海水水位。

(3)采用滤波方法,能有效提取出地层电阻率中受海水水位波动影响的因素,滤波后各测量点地层电阻率的最大振幅可以用来代表电阻率中受海水水位变化影响的程度,进而绘制出潮汐波动对地层电阻率的影响程度分布图。

(4)在实际工作中,可以通过野外地层电阻率的连续观测,分析其频率和振幅特征与当地潮位数据的关系,进而确定潮汐波动所能施加影响的范围,这样就可以摆脱单剖面电阻率测量多解性的局限性,实现海水入侵范围的快速划分,为海岸带防灾减灾提供科学依据和技术支撑。

参考文献:

- [1] 赵新锋,叶珊,刘凯,等.人工沙滩对海水入侵影响评价的数值模拟研究[J]. *环境监测管理与技术*, 2023, 35(3): 71-75.
- [2] 崔相飞,周训,徐中平,等.海岸带咸淡水界面的研究进展[J]. *水文地质工程地质*, 2018, 45(2): 29-35.
- [3] 徐兴永,付腾飞,熊贵耀,等.海水入侵-土壤盐渍化灾害链研究初探[J]. *海洋科学进展*, 2020, 38(1): 1-10.
- [4] KUMAR P, TIWARI P, SINGH A, et al. Electrical Resistivity and Induced Polarization signatures to delineate the near-surface aquifers contaminated with seawater invasion in Digha, West-Bengal, India[J]. *CATENA*, 2021, 207: 105596.
- [5] NICULESCU B M, ANDREI G. Application of electrical resistivity tomography for imaging seawater intrusion in a coastal aquifer[J]. *Acta Geophysica*, 2021, 69(2): 613-630.
- [6] WERNER A D, BAKKER M, POST V E A, et al. Seawater intrusion processes, investigation and management: recent advances and future challenges[J]. *Advances in Water Resources*, 2013, 51: 3-26.
- [7] HAMDAN H, KRITIKAKIS G, ANDRONIKIDIS N, et al. Integrated geophysical methods for imaging saline karst aquifers. A case study of Stylos, Chania, Greece[J]. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 2010, 13(1): 1-8.
- [8] 陈文锐.高密度电法对水库渗漏判断及指导地质勘察的应用研究[J]. *陕西水利*, 2023 (12): 96-98.
- [9] 董浩斌,王传雷.高密度电法的发展与应用[J]. *地学前缘*, 2003, 10(1): 171-176.
- [10] 沈鸿雁.高密度电法勘探方法与技术[M].北京:地质出版社, 2012: IV.
- [11] 陈松,刘磊,刘怀庆,等.北部湾咸淡水分界面划分中的电法应用分析[J]. *地球物理学进展*, 2019, 34(4): 1592-1599.
- [12] 赵战坤,贾永刚,郭磊,等.高密度电阻率探针原位监测海水入侵过程试验研究[J]. *工程地质学报*, 2012, 20(5): 868-876.
- [13] 何玉海.高密度电法在莱州湾海水入侵调查中的研究与应用[J]. *海洋环境科学*, 2016, 35(2): 301-305.
- [14] 李志威,张晓影,张明珠,等.海水入侵指标对比分析与评价——以珠江口地下水含水层为例[J]. *海洋环境科学*, 2020, 39(1): 16-24.
- [15] 刘青勇,董广清.电阻率法在防治莱州湾地区海水入侵中的应用[J]. *物探与化探*, 1999, 23(5): 368-372.
- [16] 苏永军,范剑,刘宏伟,等.高密度电阻率法探测海水入侵咸淡水界限初步调查研究——以莱州湾为例[J]. *地质调查与研究*, 2014, 37(3): 177-181.
- [17] 陈学群,李成光,田婵娟,等.高密度电阻率法在咸水入侵监测中的应用[J]. *物探与化探*, 2021, 45(5): 1347-1353.
- [18] HENDERSON R D, DAY-LEWIS F D, ABARCA E, et al. Marine electrical resistivity imaging of submarine groundwater discharge: sensitivity analysis and application in Waquoit Bay, Massachusetts, USA[J]. *Hydrogeology Journal*, 2010, 18(1): 173-185.
- [19] 侍建国,张亦飞.拉依达准则在处理区域水文数据异常值中的应用[J]. *海河水利*, 2016 (5): 49-51.
- [20] 白林,郭科,刘斌.快速傅里叶变换在地球化学数据降噪中的应用[J]. *科学技术与工程*, 2015, 15(26): 124-127,135.
- [21] 刘宁.利用傅里叶变换提取地下水蒸发蒸腾和降雨入渗补给强度——以陕西宝鸡黄土区为例[D].西安:长安大学, 2018: 11-12.
- [22] 杨鹏,张寿川,郭本力,等.日照地区不同类型含水层地下水位多年动态变化特征及影响因素[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2024, 54 (3): 967-979.
- [23] LI M S, HINNOV L, KUMP L R. *Acycle*: time-series analysis software for paleoclimate research and education[J]. *Computers & Geosciences*, 2019, 127: 12-22.
- [24] TORRENCE C, COMPO G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, 79(1): 61-78.
- [25] 尹宏伟,梁丽环,韩文英,等.傅里叶变换在深州井资料处理中的应用[J]. *华北地震科学*, 2014, 32(4): 39-43.
- [26] 刘春伟,齐欢,林广奇,等.基于小波变换方法的济南市区泉水影响因素研究[J]. *中国岩溶*, 2023, 42(5): 995-1004.
- [27] 刘国兴.电法勘探原理与方法[M].北京:地质出版社, 2005: 3.
- [28] LU X C, LIU X, XIONG B B, et al. Water distribution characteristics of slopes based on the high-density electrical method[J]. *Water*, 2023, 15(5): 895.

(本文编辑:胡莹莹)