

鄱阳湖洪泛区地下水流准三维数值模拟与水均衡分析*

何景媛^{1,2}, 安杰³, 杨扬^{1,2}, 彭晨^{4,5}, 邢子康^{4,5}, 李云良^{4,5**}

(1:关键矿产资源勘查与开发江西省重点实验室, 南昌 330029)

(2:江西省煤田地质勘察研究院, 南昌 330029)

(3:华北水利水电大学, 郑州 450046)

(4:中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与流域水安全重点实验室, 南京 210008)

(5:中国科学院南京地理与湖泊研究所鄱阳湖湖泊湿地综合研究站, 九江 332899)

摘要: 洪泛区地下水动力学过程影响了水系统物质、能量和信息的传递与交换, 是维持洪泛湿地生态系统完整性的重要水文过程。本文以鄱阳湖洪泛区地下水系统为研究对象, 通过水文地质参数的空间分区和含水层垂向上的分层刻画, 构建了基于FEFLOW的洪泛区准三维地下水流数值模型, 定量分析了一般年份下洪泛区地下水动力条件对不同水文阶段的响应特征, 探明了洪泛区地下水均衡要素的相对贡献以及地下水储量的动态变化特征。研究表明, 准三维模型在地下水位时空变化方面呈现出较好的模拟预测能力, 率定期(2018年)和验证期(2019-2020年)地下水位模拟的确定性系数大于0.85, 纳什效率系数大于0.80, 地下水位偏差基本小于0.45 m。受湖泊年内水位变化影响, 洪泛区地下水位具有明显的季节性波动特征, 丰枯季节的地下水位差异约2~3 m; 受湖盆地形地貌影响, 洪泛区地下水位呈现出“南高北低、东高西低”的空间分布特征。洪泛区大部分区域的地下水流速小于0.1 m/d, 但涨水和丰水期的部分区域地下水流速可达0.3 m/d, 丰水期地下水主要从东侧主湖区流向西侧洪泛区。降水、蒸发以及地下水与湖泊之间的水量交换是洪泛区地下水均衡的主要影响因素, 且地下水系统表现为春夏季节的正均衡和秋冬季节的负均衡状态。降水入渗约占总补给量的64%-65%, 湖水补给约占总补给量的29%-30%, 碟形湖群的入渗补给仅占总补给量的2%, 蒸发排泄约占总排泄量的70%-73%, 地下水排泄占总排泄量的23%-26%。本研究可为应对鄱阳湖季节性干旱、保障区域供水安全以及维持湿地生态等方面提供关键科学依据和决策支持。

关键词: 洪泛湿地; 鄱阳湖; 水均衡分析; FEFLOW; 水动力场

Qusi-3D Groundwater Flow Simulation and Water Budget Analysis in the Lake Poyang Floodplain Using FEFLOW Model

He Jingyuan^{1,2}, An Jie³, Yang Yang^{1,2}, Peng Chen^{4,5}, Xing Zikang^{4,5}, Li Yunliang^{4,5**}

(1: Jiangxi Provincial Key Laboratory of Critical Mineral Resources Exploration and Development, Nanchang 330029, P. R. China)

(2: Geological Environment Monitoring Institute of Jiangxi geological survey and Exploration Institute, Nanchang 330029, P. R. China)

(3: North China University of Water Resources and Electric Power, Zhengzhou 450046, P. R. China)

(4: Key Laboratory of Lake and Watershed Science for Water Security, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China)

*2025-07-17 收稿;2025-10-11 收修改稿..

中国科学院青年创新促进会优秀会员项目(Y2023084)、江西省自然科学基金重点项目(20242BAB26044)、江西省双千计划项目(jxsq2023101105)、江西省水资源基础调查项目(自然资发[2023]230号)、国家自然科学基金项目(42401049)、中国博士后科学基金面上资助项目(2024M76336)和“一带一路”水与可持续发展科技基金面上项目(2023490611)合资助。

**通信作者;E-mail: yunliangli@niglas.ac.cn.

(5: Poyang Lake Wetland Research Station, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Jiujiang, 332899, P. R. China)

Abstract: Groundwater dynamics in floodplains regulate the transfer and exchange of materials, energy, and information within hydrological-environmental systems, serving as a key driver for maintaining the integrity of floodplain wetland ecosystems. This study focuses on the groundwater system in the floodplain of Lake Poyang, located in the middle reaches of the Yangtze River. Based on spatial zoning of hydrogeological parameters and vertical characterization of aquifer structures, a quasi-3D groundwater flow numerical model was constructed using FEFLOW to simulate groundwater processes in the Lake Poyang floodplain. The study quantitatively analyzes the spatiotemporal response characteristics of groundwater dynamics across different hydrological stages in typical years, identifies the relative contributions of water balance components in the floodplain groundwater system, and assesses the dynamics of groundwater storage throughout the year. Results demonstrate that the model performs well in simulating spatiotemporal variations in groundwater levels, with coefficient of determination values exceeding 0.85 and Nash-Sutcliffe efficiency values above 0.80 during both the calibration (2018) and validation (2019–2020) periods, and groundwater level deviations generally remaining below 0.45 m. Influenced by the annual variation in Lake Poyang's water level, the floodplain groundwater level exhibits distinct seasonal fluctuations, with wet-dry season differences of approximately 2–3 m. Owing to heterogeneous topography and geomorphology across the lake basin, groundwater levels display a spatially differentiated pattern, generally higher in the south and lower in the north, and higher in the east and lower in the west. Under the combined influence of lake level and topography, groundwater flow velocity in most areas of the floodplain is less than 0.1 m/d, though in some regions it can reach up to 0.3 m/d during rising and high-water periods. The primary groundwater flow direction is from the eastern main lake area toward the western floodplain, a pattern particularly pronounced during high lake levels. Water budget analysis indicates that precipitation infiltration, evaporation, and groundwater-lake exchange are the main factors governing the floodplain groundwater balance. Precipitation infiltration accounts for about 64%–65% of total recharge, lake water contribution for about 29%–30%, and seasonal lake groups for only about 2%. Evaporation constitutes about 70%–73% of total discharge, while aquifer discharge to the lake accounts for about 23%–26%. The Lake Poyang floodplain groundwater system is generally in positive balance (receiving water) in spring and summer, and in negative balance (releasing water) in autumn and winter. These findings provide a scientific basis and decision-making support for addressing seasonal droughts in Lake Poyang, ensuring regional water supply security, and sustaining wetland ecosystem functioning.

Keywords: Floodplain Wetland; Lake Poyang; Water Budget Analysis; FEFLOW; Hydrodynamic field

洪泛区通常是生物多样性和生态系统研究的重要湿地区域, 具备调蓄洪水、改善水质等多重功能^[1]。洪泛区的结构和功能对水文变化高度敏感, 深入理解洪泛区地表-地下水交互关系以及地下水均衡动态, 对于识别湿地水文特征和维持水资源可持续发展至关重要^[2]。地下水不仅是全球工农业及生活生产的重要水源, 也是应对极端气候变化和人类活动干扰下洪泛湿地的重要水源储备^[3]。地表水和地下水在维系洪泛湿地生态健康中具有同等重要性, 但相比于洪泛区动态、敏感的地表水文情势变化, 地下水及其贡献作用的相关研究仍显不足, 缺乏对水资源完整性和系统性的深入理解。

国内外围绕地下水动力学过程及其作用机制, 主要研究方法包括水文监测法、温度或电导率示踪法、同位素和水化学法以及地表-地下水耦合模型等^[4]。例如, 水文监测法, 通过长期监测和记录水位、流量等水文变量, 分析地下水文变化规律及与地表水的相互作用。该方法简单直观, 但需要长期的数据积累和足够的监测点支撑; 水化学和同位素法, 通过分析水样的化学成分和同位素比率(如氢氧同位素), 追踪地下水与地表水的交换及混合过程, 但该方法对技术、设备和实验要求较高, 分析过程较为复杂; 温度示踪法, 利用水体温度变化作为示踪剂, 揭示不同水体之间的交换与流动过程。该方法适用于温差较大的地区, 但对温度变化的敏感度要求较高, 且容易受天气和季节等外部环境影响; 水均衡法, 通过分析水文系统中的输入与输出进而解析系统的水量平衡。该方法适用于广泛区域的水文研究, 但其精度依赖于输入数据的可靠性, 可能忽略小范围水文动态变化; 模型法, 通过构建数学模型, 揭示地下水动力学过程及与地表水

的交互转化机制。该方法适用于大范围 and 复杂环境研究,能够进行高精度的时空尺度模拟,但模型构建通常复杂,且依赖大量数据支持和验证。在洪泛区的研究过程中,通常会根据洪泛区特点和实际问题,选择合适的方法开展地下水科学研究^[5]。

鄱阳湖是我国最大的淡水湖,也是国际公认的重要湿地,鄱阳湖洪泛湿地具有水文与生态、气候变化与适应策略等研究领域的区位优势,其在维护生态平衡和保障水资源安全方面发挥着重要作用^[6]。鄱阳湖主湖区水位的季节性波动深刻影响着与之依存的洪泛区地下水动力过程。关于鄱阳湖地下水动力学的相关研究已取得重要进展,目前主要采用方法包括水文学法、同位素示踪法和数值模型法等。王然丰^[7]基于长序列水文观测资料发现,鄱阳湖主湖区水位与周边观测井的地下水位相关系数高达 0.93~0.99。Li 等^[8]基于水量平衡模型开展了鄱阳湖洪泛系统的水均衡分析。研究表明,冬春季地下水系统向湖泊补给,而夏秋季节湖泊则补给地下水,地下水接受湖水的年总补给量约为地下水向湖水年排泄总量的 4 倍。此外,一些学者通过氢氧同位素技术探究鄱阳湖地表水-地下水交互作用,认为两者之间的交互作用存在明显的时空差异,且 6~7 月的交互作用尤为显著^[9-10]。许秀丽等^[11]利用氢氧同位素法发现,鄱阳湖湿地 6~8 月地下水主要受湖水和河水补给,且湖水贡献占比超过 50%; 9~10 月地下水则主要补给河水和湖水。Liao 等^[12]基于镭同位素特征,估算出鄱阳湖区地下水的入湖流量为 $2.99\sim 3.99\times 10^7\text{m}^3/\text{d}$ 。多手段联合方法在此类研究中也得出了一些有价值的结论。例如, Li 等^[13]综合利用野外调查、统计模型和达西定律,定量解析了洪泛区碟形湖与地下水的季节性转化关系,估算了两之间转换通量变化范围为 7.5~48.2 m/d,但明显低于周边河流与地下水之间的交换通量。由此可见,多学科交叉研究方法在鄱阳湖地下水与河湖地表水之间的转化关系方面提供了诸多科学依据。

近年来,应用地下水数值模型已成为阐明鄱阳湖流域地下水动力学过程的关键途径。兰盈盈^[14]利用 GMS 模型模拟了鄱阳湖赣江入湖三角洲地下水-地表水相互转化作用,表明了 2003~2010 年地下水补给地表水的年平均流量为 $1.42\text{m}^3/\text{s}$,而地下水排泄地表水的年平均流量为 $0.8\text{m}^3/\text{s}$ 。Nixdorf^[15]基于鄱阳湖流域核心区地下水流模型构建,发现低水位时鄱阳湖与地下水位的相互作用主要通过潜流路径进行,地下水入湖流量为 $38.76\text{m}^3/\text{s}$,而高水位时地下水的入湖流量显著增加,达到 $85.69\text{m}^3/\text{s}$ 。Wang 等^[16]通过 FEFLOW 数值模型分析了赣抚入湖平原湖泊-河流-地下水之间的相互作用,研究认为枯水期时地下水向地表水补给,而丰水期时地表水补给地下水,进一步发现水文变化和降水减少分别导致赣抚平原地下水储量减少 $22.5\times 10^6\text{m}^3$ 和 $3.2\times 10^6\text{m}^3$ 。Jiang 等^[17]和宋炎炎^[18]均通过构建整个鄱阳湖未控区间(环湖平原)的 MODFLOW 地下水流数值模型,定量模拟了典型丰水年和枯水年地下水与湖泊之间的水量交换规律以及地下水对湖泊水量的调蓄过程。曹思佳等^[17,18]聚焦鄱阳湖季节性淹没的湖泊湿地(以湖区洪泛湿地为主),应用 FEFLOW 地下水流二维数值模型开展了洪泛区地下水动力学过程及其对极端干旱条件的响应模拟研究。大量研究案例表明,地下水数值模型已成为创新揭示鄱阳湖地下水系统变化过程与响应机理的重要技术手段^[14-19]。

综上,现有研究提升了对鄱阳湖地下水系统的认知水平,但大多数研究工作一是集中在入湖三角洲或者环湖平原区来开展,二是尽管已有研究聚焦鄱阳湖洪泛湿地,但受限于资料的可获取性和系统性不足,缺乏对地下水-湖水交互作用的深入剖析。在此背景下,本研究聚焦于鄱阳湖典型洪泛湿地,基于现阶段逐步完善的水文地质资料,在前期高度概化的二维地下水流数值模型基础上,进一步优化并构建洪泛区三维地下水流数值模型,模拟分析不同水文阶段下洪泛区地下水位、流速等时空分布特征以及地下水均衡状况。相关结果对鄱阳湖洪泛区的生态保护与水资源合理利用具有重要意义,为后续湖泊湿地生物地球化学循环研究提供科学支撑。

1 研究区概况

鄱阳湖位于长江中下游南岸、江西省北部,地理坐标为东经 $115^{\circ}47'\sim 116^{\circ}45'$ 、北纬 $28^{\circ}22'\sim 29^{\circ}45'$ 。鄱阳湖控制着流域与长江之间的水量平衡,接纳赣江、抚河、信江、饶河和修水的五河来水,经调蓄后水量由湖口汇入长江(图 1)。鄱阳湖南北长约 173 km,东西最大宽度约 74 km,最窄处为 2.8 km,平均宽度为 16.9 km。湖盆自东南向西北倾斜,最大高程差约为 13 m,南北平均高程差为 6.5 m(图 1)。根据鄱阳

湖区重要气象站点资料,该地区多年平均降水量为 1314~1713 mm,降水量年内分配不均,主要集中于 4~6 月,占全年降水量的 42%~53%,而冬季降水量最少^[20]。鄱阳湖的年平均蒸发量为 800~1200 mm,其中约一半集中于 7~9 月。鄱阳湖平均水深为 6.4 m,最大水深可达 25.1 m,水体容积约为 300 亿 m³^[21]。作为一个典型的受流域河流来水主控的湖泊系统,鄱阳湖的水位受季节变化影响显著。洪水期时湖区整体被淹没,湖水面积可扩展至 3000 km²;而枯水期时水域面积缩小为不足 1000 km²,永久水体主要集中在主河道附近,洪枯季节水位差可达 15 m^[22]。鄱阳湖同样也是一个高度动态的大型洪泛湿地系统,其洪泛区是我国重要的生态湿地,也是全球六大主要湿地生态系统之一,对全球生物多样性保护发挥着关键作用^[23]。洪泛区地下水水位年内变化特征与湖水水位波动较为相似,两者均呈“洪高枯低”的年内变化趋势,洪泛区地下水补给湖泊主要发生在枯水和退水时期,而湖泊补给地下水主要发生在涨水和洪水季节。洪泛区地下水位的年内变幅基本介于 2~5 m 之间,地下水流速普遍小于 1~2 m/d^[19]。鄱阳湖洪泛区主要由碟形湖、洲滩和沟壑水系等组成,其中百余个碟形湖是枯水季节出露于洲滩中的碟形洼地,平均面积约为 8 km²,总面积 816.32 km²,占鄱阳湖总面积的 22.25%。在洪季,碟形湖与主湖区融为一体,而枯季时则脱离主湖区的地表水力联系,形成“湖中湖”的独特景象。碟形湖为湿地生态环境提供了宝贵的水源和物质保障,维持了大量植被、底栖动物和候鸟等生物的生存^[1]。

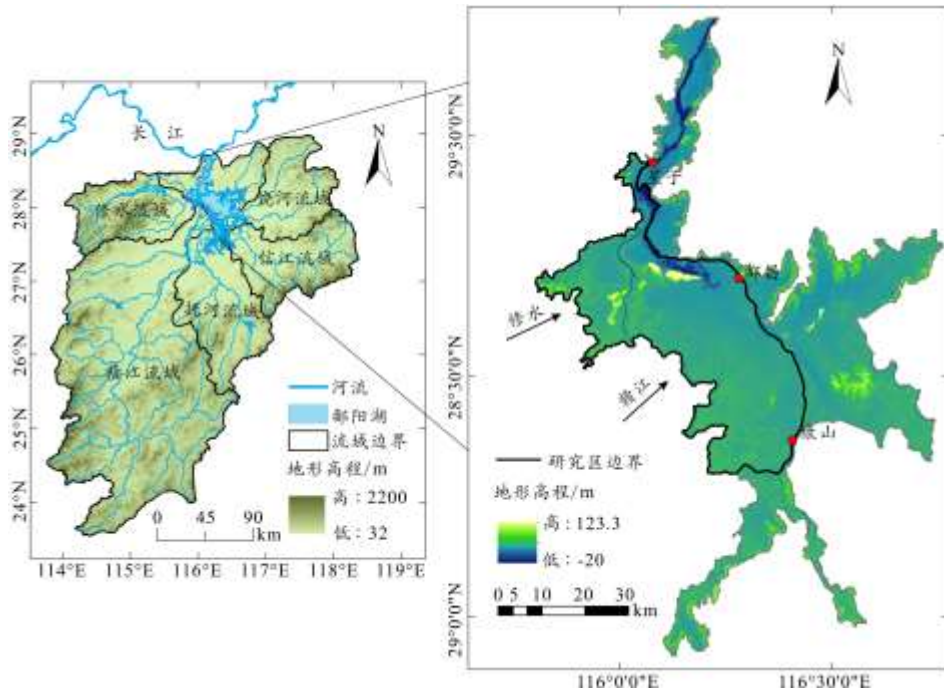


图1 鄱阳湖流域河湖水系分布与湖区地形高程变化

Fig.1 Distribution of river-lakes in the Lake Poyang basin and lake bottom elevation changes

2 数据与方法

2.1 数据资料及获取

考虑到地下水资料的获取情况,本文所需气象水文资料包括鄱阳湖的蒸发、降水、湖水位和地下水位数据(2018-2020年)。其中,降水和蒸发等气象数据来自湖泊周边庐山、都昌和波阳气象站的逐日观测数据,作为地下水数值模型的气象驱动和源汇条件,数据来源于江西省水文监测中心和中国科学院南京地理与湖泊研究所鄱阳湖湖泊湿地综合研究站;鄱阳湖水位数据来自湖口、星子、都昌和康山水文站日观测数据,作为地下水数值模型的边界条件,数据来源于江西省水文监测中心;地下水位日监测数据来自鄱阳

湖洪泛湿地的 7 口观测井（监测井深度约 10~13 m），用于数值模型中地下水位综合模拟效果的率定与验证，数据来源于洪泛区自行地下水位观测资料。鄱阳湖盆地地形高程数据的分辨率为 5 m×5 m，用于地下水数值模型的地形条件刻画。另外，为了合理概化洪泛区的水文地质条件，本次研究共收集到 19 个地质勘探钻孔数据，其中 11 个地质勘探钻孔资料来源于前人文献成果^[24]，8 个地质勘探钻孔来源于中国科学院南京地理与湖泊研究所鄱阳湖湖泊湿地综合研究站 2024 年新增设的钻孔资料。为了便于阐述地下水数值模型的构建过程，上述数据资料的具体说明和应用情况可进一步参见表 1 和下文。

表 1 本研究所需基本数据资料

Tab.1 Basic data for the present study

数据名称	具体参数	数据来源	格式
气象数据	降雨、蒸发	庐山、都昌和波阳气象站 3 个站点	时间序列
水文数据	湖水位和地下水位	湖口、星子、都昌和康山 4 个水位站；地下水位 7 口观测井	时间序列
地形数据	湖盆高程资料	新获取的高程分辨率 5 m×5 m	栅格类型
地质数据	勘探钻孔资料	11 个收集钻孔和 8 个新增设钻孔	钻孔柱状图

2.2 地下水数值模型构建

2.2.1 FEFLOW 模型基本介绍 FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system) 是一个通过有限元法高效模拟地下水流动、溶质迁移和热传导等过程的数值模拟软件^[25]，最初是由德国水资源规划与系统研究所 WASY 公司开发的地下水数值模型，目前已成为丹麦水利研究所 DHI 模型系统的重要组成部分。FEFLOW 凭借其卓越的灵活性和精确性，广泛应用于水资源管理、环境污染评估以及地下水污染治理等领域。FEFLOW 支持多种文件格式，并且具备灵活的网格生成算法、先进的数值求解器以及强大的可视化功能。在 FEFLOW 中，地下水流动的数学模型通过有限元法求解，采用适应性更好的非结构性网络，以此实现局部网格加密及其重点区域的精细化刻画，进而来灵活应对各种地下水流场模拟与溶质运移模拟中可能出现的复杂的物理过程。FEFLOW 可以实现多孔介质达西流、非饱和流、潜水水流模拟和迁移、变密度流和裂隙等诸多实际问题^[26]。鉴于本研究聚焦第四系松散沉积物含水层，对于非均质、各向异性、空间三维结构的非稳态地下水系统，数学模型的一般形式可表述如下：

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \\ H(x, y, z, t)|_{t=0} = H_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega, t = 0 \\ H(x, y, z, t)|_{\Gamma_1} = H(x, y, z, t) & (x, y, z) \in \Gamma_1, t \geq 0 \\ K_n \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) & (x, y, z) \in \Gamma_2, t \geq 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中， Ω 代表模拟区域； Γ_1 、 Γ_2 为第一、二类边界； K_{xx} 、 K_{yy} 、 K_{zz} 分别为 x 、 y 、 z 主方向的渗透系数 (L/T)； W 表示源汇项 (T^{-1})； S_s 表示储水率 (L^{-1})； t 表示时间 (T)； H 代表水头 (L)； q 表示第二类边界上已知流量函数 (L^2/T)。

2.2.2 模拟区域和边界条件 鄱阳湖洪泛区的含水层主要由湖泊沉积物和洪积物构成，物理特性较为均一，形成了连贯的含水层系统，并呈现出完整的水文循环特征^[14]。此外，地下水与湖水之间的水力联系密切，湖泊水位的波动对地下水位有显著影响，二者的季节性水文变化高度一致^[11]。因此，鄱阳湖洪泛区被视为一个完整的水文地质单元，主要位于鄱阳湖主河道（星子—都昌—康山）和西侧湖区岸线边界之间的洲滩湿地，总面积约为 1646 km²（图 2），约占整个鄱阳湖面积的 45%^[19]，将此作为地下水模型的模拟区域（图 2）。结合前人通过抽水试验获得的水力传导率分区成果^[14,16]，并综合区域地质构造和水文地质条件分析，依据地层特征、地下水流动及水力传导特性，将模拟区划分为 5 个水文地质区（图 2），以进一步细化模型的水文地质参数。其中，子区 I 是修水冲积层及部分湖区，II 是修水与赣江武城支流冲积层，III 是赣江下游冲积层，IV、V 为鄱阳湖与湿地的一部分。根据鄱阳湖的水文地质资料，模拟区东侧边界选取为鄱阳湖主河道，起自北部星子，经过都昌延伸至南部康山，主河道常年有水，故将其概化为第一类边界：变水头

边界。同时考虑到鄱阳湖主河道水位波动的空间差异，东侧变水头边界被进一步细分为三段（见图 2 三种不同颜色所示的水头边界），并分别采用星子、都昌和康山水文站的湖水水位观测数据来插值给定；模拟区西侧边界设定采用沿湖岸线分布的总体策略，主要受修水与赣江流域地下水流入的影响，因此被概化为第二类流量边界（图 2）。本研究依据修水和赣江流域的实际控制范围，将西侧边界划分为两段，并通过达西定律计算两段边界的地下水流入或流出湖泊水量，具体计算方法可参考先前已发表文献成果^[错误:未找到引用源]。含水层底板以下主要为砂岩组成，为相对隔水层（详见下文 2.2.4 小节）。

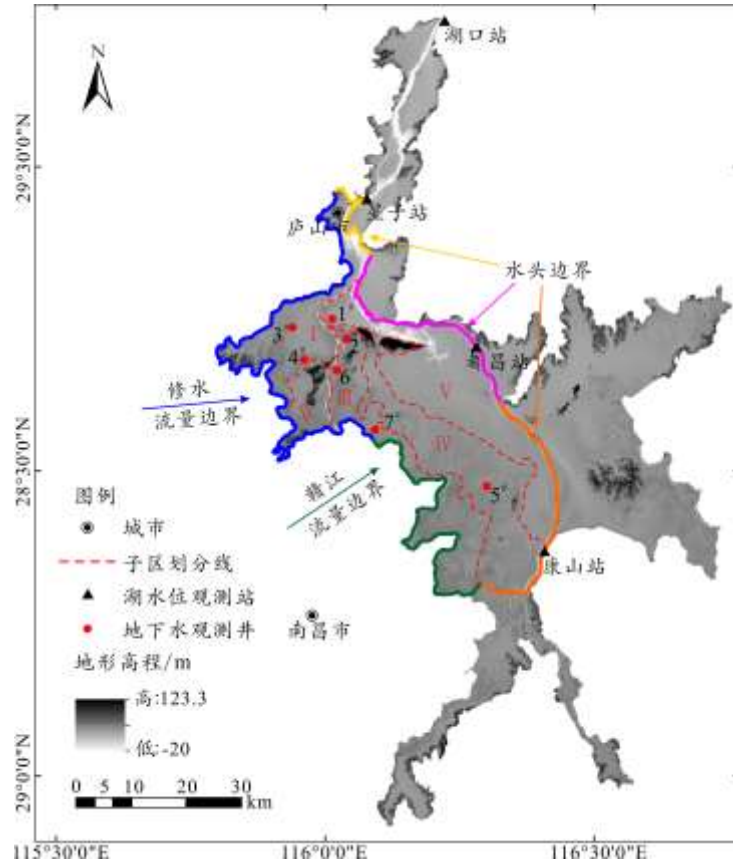


图 2 模型范围和边界类型以及水文地质分区

Fig. 2 Model domain, boundary condition, and hydrogeological zoning

2.2.3 网格剖分和初始条件 根据鄱阳湖洪泛区和湖区主河道的复杂水文地貌条件，网格剖分时充分考虑了这些区域的地形变化。由于部分区域的水流和渗透特性较为复杂，因此对其进行了加密网格处理，以提高模拟的精度和准确性。在 FEFLOW 模型网格离散过程中，首先进行精细的三角形网格剖分，随后通过 Kriging 法对湖盆高程数据和钻孔数据进行插值，构建了模拟区的网格结构并生成了 26876 个节点和 33015 个锐角三角形网格单元，网格单元边长介于 10~3000 m 之间（图 3）。对于模型的初始条件，本文选择 2018 年 1 月 1 日作为模拟初始时间。由于空间上实测水头数据有限，为确保初始条件的准确性，采用稳态流模拟方法来确定初始水位，随后输入边界条件和源汇项（取 2017 年 12 月的平均值）。在稳态流模拟时，通过不断调整关键参数（如渗透系数、给水度），使模拟水位逐步逼近实测观测井水位（见图 2 的 1#~7#），最终确定合理的初始地下水位。

2.2.4 含水层条件概化 鄱阳湖区的主要含水层为第四系松散孔隙含水岩组，富水性良好，水资源丰富，大部分地区为潜水，局部具有微承压性。如前所述，本次研究共收集到 19 个地质勘探钻孔数据以完成地下水数值模型的合理概化（如图 4 所示），包括 2024 年 10 月于鄱阳湖湿地新增加的 8 个钻孔（Zk01~Zk08）。

其中，5 个钻孔（Zk01~Zk05）位于鄱阳湖星子周边的广大湿地，主要靠近湖岸地带。该区域的第四系潜水含水层岩性主要为粉质粘土（0~4.4 m）、淤泥质粘土（4.1~9.2 m）和淤泥（8.6~17.6 m），该含水层下方的岩性为泥质粉砂岩（17.3~21.1 m），为隔水层。此外，3 个钻孔（Zk06~Zk08）位于吴城鄱阳湖国家级自然保护区的蚌湖湿地，其第四系潜水含水层岩性主要为粉质粘土（0~2.7m）、细砂（2.4~9.3 m）、中砂（7.6~11.2m）和粗砂含少量砾石（10.8~19.5 m），该含水层下方为砂岩层（19.2~26.6 m），为隔水层。

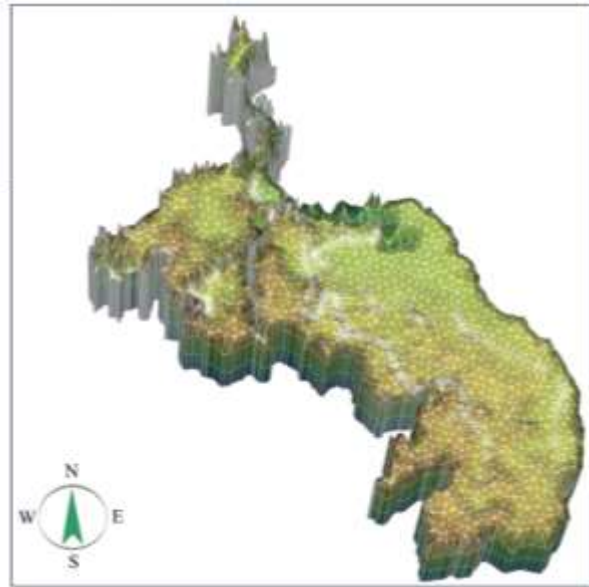


图3 本研究模拟区网格剖分图

Fig.3 Spatial distribution of grid cells for the simulation domain

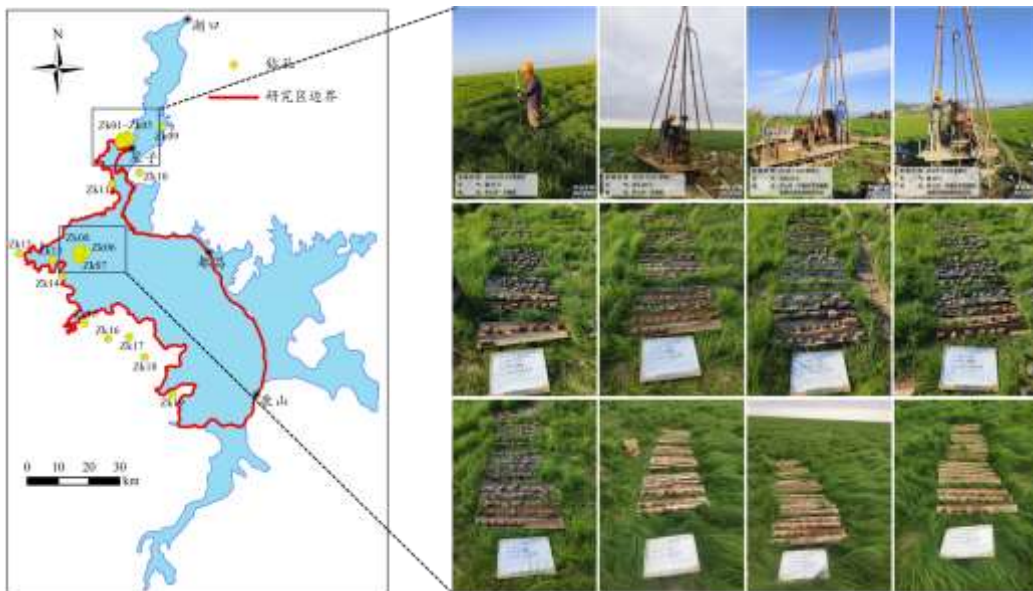


图4 研究区获得的钻孔分布以及典型钻孔现场勘探情况

Fig.4 Obtained borehole distributions and field investigation for typical boreholes in the study area

根据上述钻孔资料，并结合各岩层平均厚度和 FEFLOW 的 Kriging 插值功能，建立了研究区地层结构。本研究的重点是第四系松散沉积物含水层，其所在地层为全新统冲积层，总体可分为三层。上层（第 1 层），主要由粉质粘土组成，呈褐黄色，稍湿，具有可塑性，无明显地震反应，略带光泽，干强度和韧性均为中等，层厚约为 2.40~4.40 m，渗透系数为 0.01~0.25 m/d；中间层（第 2 层），主要为细-中砂，呈褐黄或灰白色，湿-饱和，松散-稍密状态，含有少量泥质，级配不良，层厚约为 6.40 m~9.20 m，渗透系数为 1~10 m/d；下层（第 3 层），主要为粗砂夹带少量砂砾，呈褐黄或灰白色，饱和，稍密-中密状态，级配不良，层厚约为 8.30~8.60 m，渗透系数可达 8~50 m/d。该潜水含水层的底部埋深介于 20~30 m 之间，其下为第三系新余群，主要由全风化和强风化的泥质粉砂岩组成，透水性较弱。

2.2.5 源汇项设置 考虑到洪泛区不存在抽水井和灌溉等人类活动干扰，因此本次模型的源汇项主要包括蒸发排泄、降水入渗补给和碟形湖入渗补给。其中，大气降水通过降水入渗强度（即降水量乘以降水入渗系数；见下表 2）输入模型，蒸发排泄量概化为地表蒸发量与蒸发系数的乘积。此外，本研究基于鄱阳湖 MODIS 遥感影像资料，通过枯水期和丰水期的水面分布（见图 5），结合碟形湖的现状分布情况，在洪泛区内共刻画了 52 个碟形湖。考虑到这些碟形湖与地下水之间存在季节性水量交换，具体表现为枯水季节碟形湖渗漏补给地下水，而洪水季节两者之间的水量交换较为微弱，由此根据年内季节变化特征和前人研究的概化方法^{错误:未找到引用源。}，将 0~0.1 m/d 的碟形湖入渗量估算结果输入到地下水流模型。

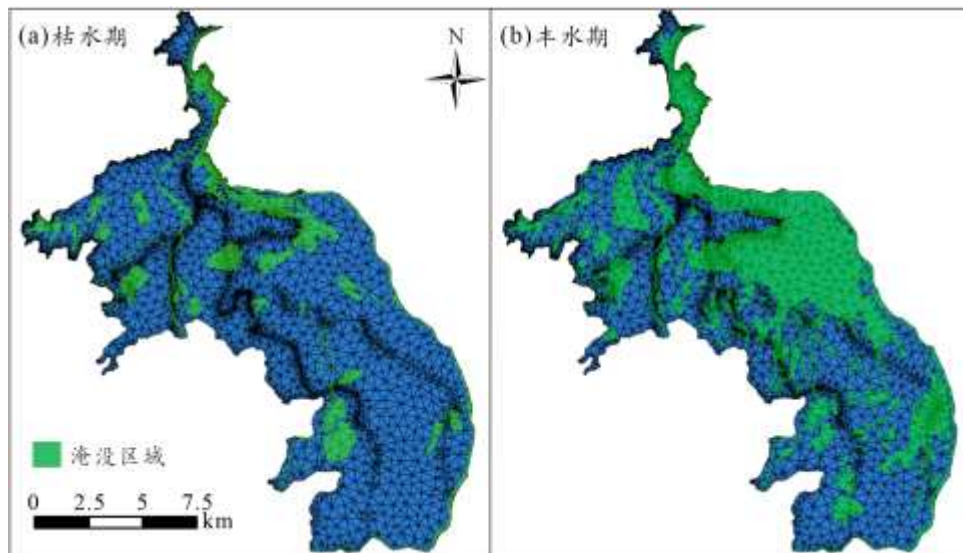


图 5 模拟区枯水期 (a) 和丰水期 (b) 水面分布

Fig. 5 Water surface area distribution during (a) the dry season and (b) wet season for the simulated domain

2.2.6 水文地质参数 在地下水非稳态流模拟中，主要水文地质参数包括渗透系数、给水度、储水系数、降水入渗系数和蒸发系数。一般情况下，水平方向的渗透系数被视为各向同性，而垂直方向的渗透系数通常根据经验取值为水平方向的 1/10^[27]。考虑到鄱阳湖洪泛区的土壤年蒸发量约为观测年蒸发量的 1/10，且近年来该区域地下水对蒸发的贡献较小^[28]，因此本文模拟区的蒸发系数取值为 0.1^[19]。依据前人研究和模拟区水文地质条件^{错误:未找到引用源。}，洪泛区第 1 层的渗透系数初值给定范围为 0.05~1 m/d，第 2 层的渗透系数初值给定 5-10 m/d，第 3 层的渗透系数初值给定 30-50 m/d，给水度初值给定 0.01-0.25，降水入渗系数初值给定 0.10-0.20，储水系数初值给定 1×10⁻⁵ m⁻¹。通过模型率定与校正，最终确定了各水文地质分区以及各层的参数取值（见表 2）。

表 2 地下水模型的参数取值表

分区	渗透系数 (m/d)			给水度 (-)			降水入渗系数 (-)	储水系数 (m ⁻¹)		
	1层	2层	3层	1层	2层	3层		1层	2层	3层
I	0.15	12	40	0.02	0.18	0.26	0.08	9.5×10 ⁻⁶	9.5×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁵
II	0.20	12	50	0.02	0.15	0.25	0.19	9.5×10 ⁻⁶	9.5×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁵
III	0.15	10	45	0.02	0.15	0.22	0.10	9.5×10 ⁻⁶	9.5×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁵
IV	0.12	10	35	0.01	0.12	0.20	0.08	9.5×10 ⁻⁶	9.5×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁵
V	0.10	8	35	0.01	0.12	0.20	0.06	9.5×10 ⁻⁶	9.5×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁵

2.2.7 模型评估方法 本文模型的率定与验证采用试估一校正法,即通过不断调整水文地质参数并反复运行模型,使模拟的地下水动态过程尽可能接近实测动态过程。本文选择 2018 年作为模型识别与参数率定期,2019-2020 年作为模型验证期,模拟的时间步长设置为 1 d,迭代次数设置为 1000 次,误差容限设定为 $\varepsilon \leq 0.001$ 。考虑到研究区内 7 口观测井的深度 (10~13 m) 基本位于含水层垂向上的第 2 层,因此本研究主要通过第 2 层的模拟结果来开展三维地下水流模型的评估和后续分析。模型可靠性评估采用确定性系数 (R^2)、纳什效率系数 (NSE) 和均方根误差 ($RMSE$) 作为评价指标^[29]。

$$R^2 = \left[\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - \bar{h}_{obs})(h_{sim,i} - \bar{h}_{sim}) \right]^2 / \left[\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - \bar{h}_{obs})^2 \sum_{i=1}^n (h_{sim,i} - \bar{h}_{sim})^2 \right] \quad (2)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - h_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - \bar{h}_{obs})^2} \quad (3)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - h_{sim,i})^2}{n}} \quad (4)$$

式中, $h_{obs,i}$ 为第 i 天地下水位观测值, $h_{sim,i}$ 为第 i 天地下水位模拟值, \bar{h}_{obs} 和 \bar{h}_{sim} 分别为观测序列和模拟序列的平均值, n 为天数。 R^2 和 NSE 越接近 1, $RMSE$ 越接近 0, 表示模拟效果越好。

2.3 水均衡模型构建

影响鄱阳湖洪泛区含水层水均衡的主要因素包括降水、蒸发、渗漏、地下水与周边水体的交互作用等。本文研究区地下水系统的主要补给来源有降水入渗、主湖区对东侧边界的侧向补给(水头边界)、碟形湖的入渗以及研究区西侧来自修水、赣江流域的地下水侧向补给(流量边界);地下水系统的主要排泄途径为蒸发、含水层在东侧和西侧边界的侧向排泄。因此,本文以鄱阳湖洪泛区地下水系统为研究对象,其水均衡方程可表示为:

$$\Delta S = DB_{in} + NB_{in} + Q_p + Q_l - DB_{out} - NB_{out} - Q_e \quad (5)$$

式中, ΔS 为地下水储量变化量(即水均衡差); DB (Dirichlet BCs)、 NB (Neumann BCs) 分别代表第一类水头边界和第二类流量边界(输入与输出); Q_p 为降水入渗补给量; Q_l 为碟形湖入渗补给量; Q_e 为潜水蒸发量。

3 结果与分析

3.1 模型率定与验证

通过图 6a~g 可见,地下水数值模型率定期内地下水位模拟值与实测值的年内动态变化趋势基本一致,该模型能够很好再现出年内尺度上地下水位的上涨和下降过程,且地下水位偏差大多在可接受误差范围内(小于 0.44 m),表明率定期地下水模拟效果总体较好。然而,部分观测井(例如 3#、4#、6#)在春季涨水时段的地下水位模拟偏差要大于 0.5 m,这可能是由于地下水位对大气降水响应的滞后效应所致,而当前地下水模型并没有考虑上部非饱和土壤层的影响作用。进一步结合表 3 各个评价指标来看,7 个地下水观测井拟合的确定性系数 R^2 介于 0.88~0.96 之间,纳什效率系数 NSE 变化范围为 0.72~0.93,均方根误差 $RMSE$ 值均小于 0.5 m。本文进一步选择了 2019 年和 2020 年作为地下水数值模型的验证期。因为大部分观测井地下水位资料缺失,仅选取了数据序列较为完整的 6#和 7#观测井进行地下水位模拟值与观测值的验证效果分析(图 6h-k)。通过验证期对比分析可知,2019 年和 2020 年的地下水模拟值与观测值较为接近,仅在 7#的部分时间段,水位偏差介于 0.5~1 m 之间。根据验证期模型可靠性评价结果(表 3), R^2 均大于 0.85, NSE 均大于 0.80, $RMSE$ 均小于 0.45m,表明 2019 年和 2020 年的模拟效果较好。通过上述率定期和验证期的整体模拟水平可知,鄱阳湖洪泛区地下水位模拟结果的可靠性较高。

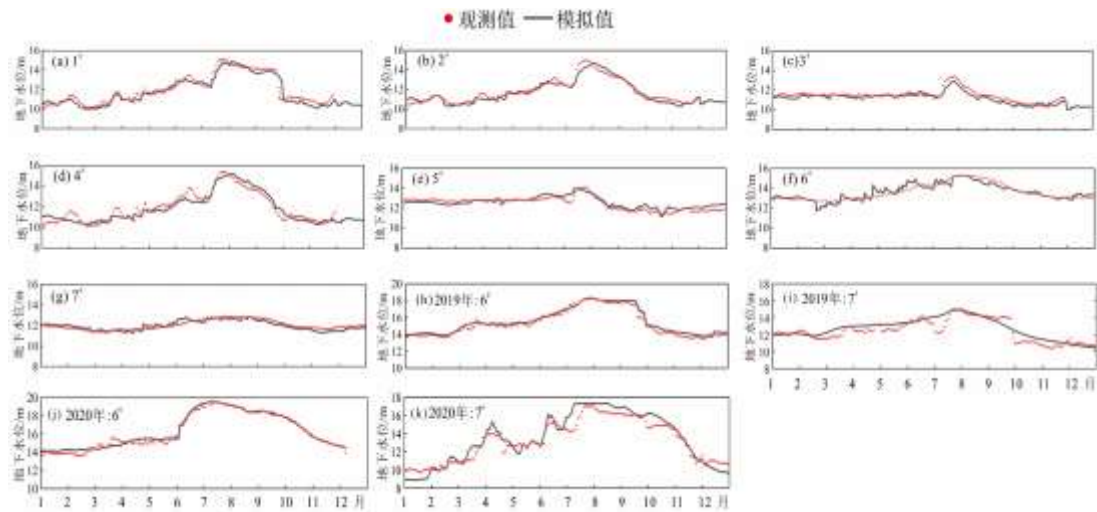


图 6 率定期 (a-g) 和验证期 (h-k) 地下水位模拟值与观测值垂向上综合效果对比

Fig.6 Comparison of simulated and observed groundwater levels for the comprehensive effect of the vertical direction during the model calibration(a-g) and validation period (h-k)

表 3 模型率定期和验证期地下水位模拟效果评价

Tab.2 Assessment of groundwater levels during the model calibration and validation periods

指标	2018 年							2019-2020 年			
	1#	2#	3#	4#	5#	6#	7#	6#	7#	6#	7#
R^2	0.95	0.93	0.92	0.89	0.86	0.85	0.92	0.92	0.85	0.93	0.87
NSE	0.91	0.90	0.86	0.82	0.87	0.84	0.83	0.86	0.80	0.90	0.85
$RMSE$ (m)	0.24	0.29	0.38	0.44	0.32	0.38	0.36	0.34	0.42	0.29	0.45

3.2 地下水位时空分布特征模拟

鄱阳湖全年可划分为四个典型的水文时期:枯水期(12~次年2月)、涨水期(3~5月)、丰水期(6~8月)和退水期(9~11月),本文通过“枯-涨-丰-退”四个水文时期来展现洪泛区地下水位的时空动态特征(图 7)。由模拟结果可知,东西南北四个区域的地下水位大致范围分别为 10.5~17 m、9.5~14.5 m、13~16

m 和 10~15 m。整体来看, 研究区东部的地下水位普遍高于西部, 平均高出 1~2 m; 南部区域的地下水位明显高于北部, 平均高出 1~3 m。南北方向的空间差异可能是由于鄱阳湖南部为流域河流的入流方向, 而北部为出流方向, 且鄱阳湖地势呈南高北低的特点; 东西方向的空间差异可能源于研究区东部为主湖区, 西部为大面积洪泛湿地, 因此东部区域地下水位更容易受到主湖区湖水位变化影响明显。在枯水期, 研究区的地下水位普遍低于 14 m, 其中西部洪泛湿地的地下水位在 9.5~11 m 之间, 东部主湖区的地下水位在 10.5~12 m 之间(图 7a)。进入 3~5 月的涨水期, 湖水位迅速上升, 地下水位也随之升高(图 7b)。丰水期时, 地下水位达到 13~17 m, 其中洪泛湿地的地下水位在 13~14.5 m 之间, 近主湖区的地下水位在 15~17 m 之间(图 7c)。随后的 9~11 月, 湖水位逐渐下降, 研究区地下水位再次回落至枯水期水平(图 7d)。综上所述, 丰水期的地下水位平均比枯水期高出 2~3 m, 且空间上呈现“南高北低、东高西低”的分布特征。湖水位变化是造成鄱阳湖洪泛区地下水位时空差异的主要驱动因素。同时, 地形地貌也是影响洪泛区地下水位空间分布的关键因素。

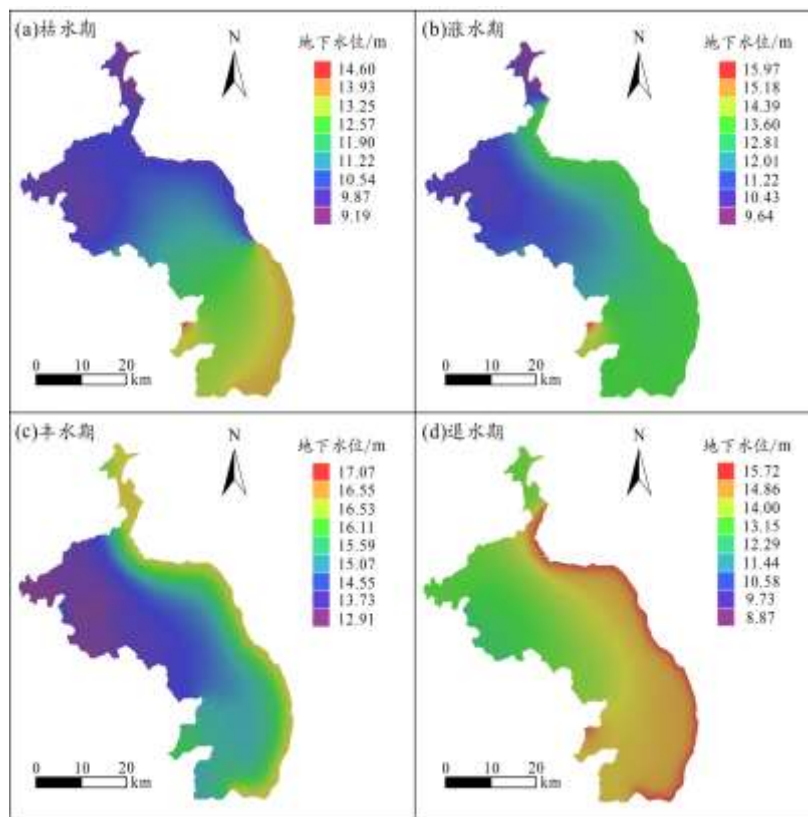


图 7 鄱阳湖洪泛区“枯-涨-丰-退”时期第 2 层地下水位分布

Fig. 7 Distribution of layer 2 groundwater levels during the low, rising, high and falling water level periods of the Lake Poyang floodplain

3.3 地下水流速场特征模拟

本节同样选取鄱阳湖“枯-涨-丰-退”四个水文时期的典型时段, 对不同水文时期地下水流速(图 8a-d)和流线轨迹(图 8e-h)变化特征开展分析, 并采用达西流速来表征研究区的地下水流速。由图 8 可见, 研究区大部分区域的地下水流速全年维持在较低水平(<0.1 m/d), 仅有少数区域地下水流速可达到 0.3 m/d。枯水期, 大部分区域的地下水流速极为微弱, 普遍低于 0.01 m/d(图 8a), 然而西侧部分区域的流速高于东侧, 导致西侧洪泛区的地下水流向东侧主湖区(图 8a)。涨水期, 由于湖水位的迅速上升, 驱动了东侧主湖区周边的地下水流速, 总体可达到 0.2 m/d, 此时地下水主要从主湖区附近流向洪泛区(图 8b 和图 8f)。丰水期, 主湖区附近的地下水流速先增大后逐渐减缓, 原因是主湖区湖水位迅速上升, 导致地下水流速增大, 随着洪泛区逐步被水体淹没, 地下水流速逐渐减小。此时, 地下水流向仍表现为从主湖区

附近流向洪泛区（图 8c 和图 8g））。退水期，大多数地下水由东侧主湖区缓慢流向西侧洪泛区，但仍有少部分地下水从洪泛区流向主湖区（图 8d 和图 8h）。综上所述，鄱阳湖洪泛区的地下水流速普遍较低，大部分时间低于 0.1 m/d。在涨水期和丰水期，由于湖水位的迅速上升，东侧主湖区部分地下水流速可达 0.3 m/d。此外，研究区地下水流动具有明显的季节性差异，地下水的主要流向为从东侧主湖区附近流向西侧洪泛区。

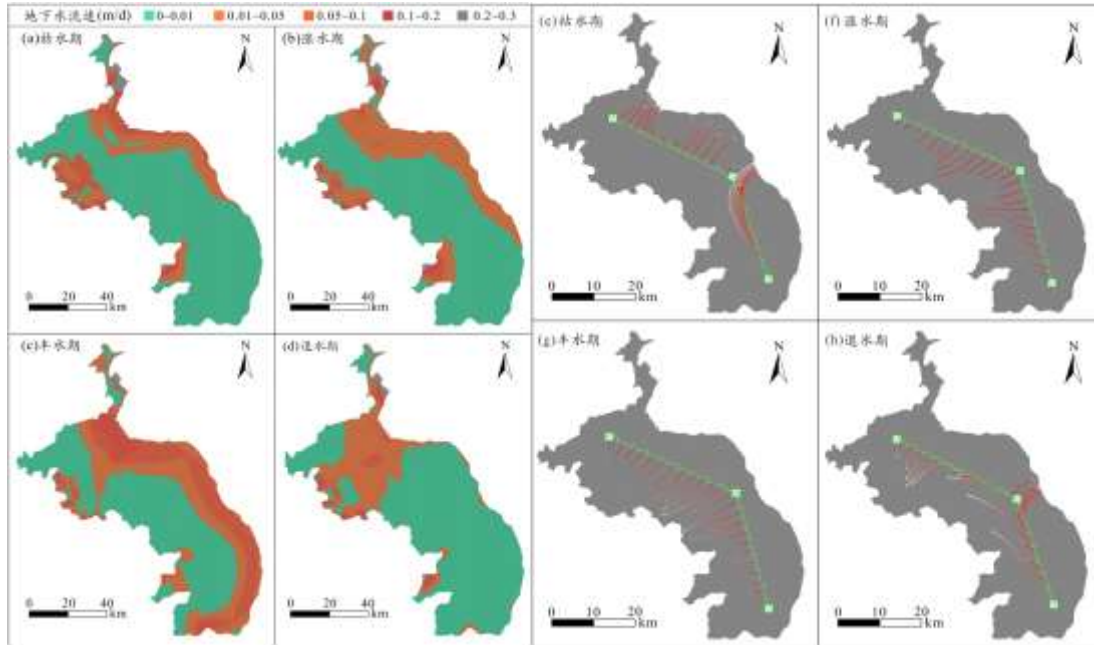


图 8 鄱阳湖洪泛区“枯-涨-丰-退”时期第 2 层地下水流速 (a-d) 和流线轨迹 (e-h) 变化 (注: 图 e-h 中绿色线条表示选取的断面位置, 红色线条表示流线轨迹, 且起始点位于断面)

Fig. 8 Variation of layer 2 groundwater flow velocity (a-d) and streamline trajectory (e-h) during the low, rising, high and falling water level periods of the Lake Poyang floodplain. Green lines in (e-h) represent the selected cross-sections, and red lines represent streamline trajectories, with their starting points located on the cross-sections.

3.4 地下水均衡模拟分析

应用前文构建的地下水数值模型和水均衡方程, 表 4 给出了一般年份下 (选取 2018-2019 年, 2020 特大洪水年未加考虑和分析) 逐月地下水均衡收支项模拟结果, 并进一步绘制了地下水均衡要素的相对贡献占比图 (图 9)。根据表 4 数据结果可知, 研究区地下水的总补给量为 $2.6 \times 10^8 \text{ m}^3$, 总排泄量为 $2.4 \times 10^8 \text{ m}^3$, 地下水系统总体表现为正水均衡状态。计算期内地下水系统的降水补给量 Q_p 和蒸发排泄量 Q_e 分别为 $1.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $1.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。西侧流量边界的地下水流入量 NB_{in} 和流出量 NB_{out} 分别为 $0.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $0.09 \times 10^8 \text{ m}^3$, 东侧水头边界的地下水补给量 DB_{in} 和排泄量 DB_{out} 分别为 $0.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $0.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。此外, 碟形湖作为研究区地下水系统一个相对稳定的上部补给源 Q_l , 其年补给量约为 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。表 4 计算期内各月的地下水储量变化 ΔS 呈现明显的正负均衡变化规律。具体而言, 每年 2~7 月为正均衡 ($\Delta S > 0$), 即地下水储量增加, 每年 8~次年 1 月为负均衡 ($\Delta S < 0$), 即地下水储量减少。这一变化特点与春夏季节水位上涨、秋冬季节水位下降的规律基本一致。在春夏季节, 湖水水位上升比地下水水位更迅速, 湖水对地下水的补给量显著增加, 同时降水入渗补给量也有所增加, 因此研究区的月补给量明显大于月排泄量, 即表现为正均衡; 而在秋冬季节, 湖水水位下降的速度较地下水水位更快, 地下水向湖水排泄量增加, 且降水入渗补给量明显减少, 因此研究区的月排泄量大于月补给量, 即表现为负均衡。上述分析可知, 鄱阳湖洪泛区地下水系统在春夏季节主要表现为正均衡 (接受外界补给), 而在秋冬季节主要表现为负均衡 (向外界排泄)。

表 4 研究区年均地下水均衡统计表 (单位: 10^6 m^3)
 Tab.4 Water budget analysis of the studied groundwater system (Unit: 10^6 m^3)

月份	补给项				排泄项			ΔS
	Q_p	Q_l	NB_{in}	DB_{in}	Q_e	NB_{out}	DB_{out}	
1	8.31	0.60	0.67	3.02	5.29	0.53	8.55	-1.77
2	19.71	0.50	0.67	4.60	5.85	0.53	7.05	12.05
3	22.13	0.60	0.79	6.71	8.80	0.65	3.15	17.63
4	22.32	0.60	0.78	6.55	10.68	0.64	2.50	16.43
5	19.56	0.60	0.84	6.96	13.59	0.70	1.62	12.05
6	20.05	0.60	0.85	9.50	15.09	0.72	1.85	13.34
7	22.13	0	0.86	11.50	20.37	0.86	1.52	11.74
8	3.21	0	0.76	7.15	27.61	0.78	1.62	-18.89
9	4.25	0	0.70	5.69	25.23	0.71	7.15	-22.45
10	4.65	0.60	1.40	5.79	17.51	1.25	8.70	-15.02
11	9.91	0.60	1.12	4.57	12.30	0.99	6.85	-3.94
12	8.51	0.60	0.81	3.72	7.84	0.68	8.09	-2.97
小计	164.74	5.30	10.25	75.76	170.16	9.04	58.65	18.20

进一步通过图 9 地下水均衡要素相对贡献分析可知,降水入渗量约占总补给量的 64%-65%,湖水补给量约占总补给量的 29%-30%,蒸发排泄量约占总排泄量的 70%-73%,含水层向湖区排泄量占总排泄量的 23%-26%。此外,东侧水头边界的年补给量(或年排泄量)远大于西侧地下水流量边界,表明东侧主湖区对研究区地下水系统的影响显著强于西侧的地下水交互作用。由于碟形湖底部存在厚度约为 0.3~0.6 m 的淤泥质弱透水层,这种低水力传导性使得碟形湖的入渗补给能力较弱,仅占总补给量的 2%,对地下水系统的贡献相对较小。综上可知,降水、蒸发及湖水与地下水的交互作用是影响鄱阳湖洪泛区地下水均衡变化的主要因素。

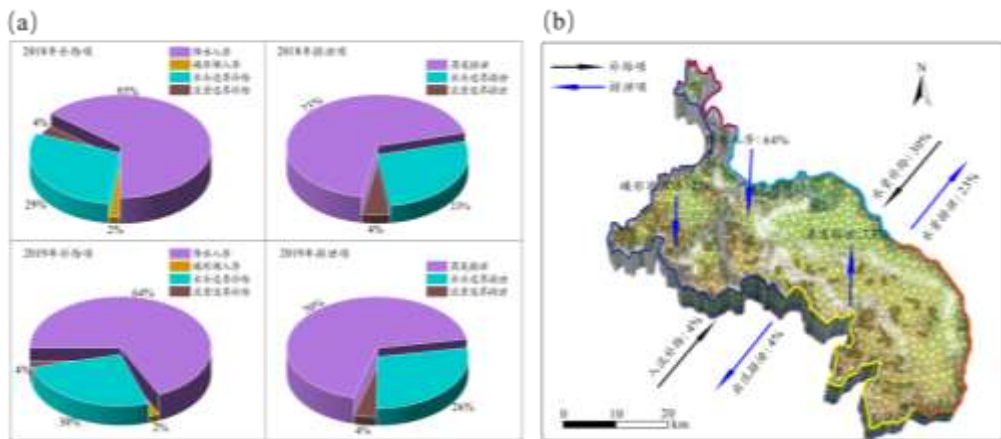


图 9 计算期内地下水均衡要素相对贡献占比 (a) 和研究区水均衡概念示意图 (b)

Fig. 9 Relative contribution ratio of groundwater budget components (a) and corresponding conceptual diagram of the study area (b) during the calculation period

4.讨论

本文拓展了前期构建的鄱阳湖洪泛区二维地下水流模型,围绕洪泛区准三维模型构建、地下水动力场特征以及水均衡分析等方面取得了相关研究结果。对比曹思佳等^[19]先前构建的平面二维地下水流模型,即该模型在垂向上高度概化为1层,本研究准三维模型不仅考虑了鄱阳湖异质性洪泛区水文地质参数的5个水平分区,还充分结合了研究区及其周边的19个地质勘探钻孔资料,更加真实地刻画了含水层的垂向3层分布特征(见表2),合理反映了洪泛区复杂含水层结构下的水流运动。准三维地下水模型验证指标显示,多个观测点地下水位拟合的确定性系数(>0.85)和纳什效率系数(>0.80)整体上优于先前的二维地下水模型(确定性系数 >0.74 ,纳什效率系数 >0.71),表明本文准三维模型不仅保持了模拟精度,同时拓展了模拟维度。本文对地下水动力场的刻画更为精细,量化了“南高北低、东高西低”的空间水位分布,确定了更加合理的地下水流速(普遍 $<0.1\text{m/d}$,局部 0.3m/d)。总的来说,本研究的准三维地下水模型和先前的二维模型均识别出湖水位和地形地貌对地下水文情势的主控作用,但本文所构建的准三维模型可进一步揭示垂向分层对水流路径的影响。本研究结果发现了湖水位上涨过程中“地下水东→西流向”更加显著的趋势特征,这与曹思佳等^[19]研究中“南部常年逆向流动”的发现形成互补,共同完善了不同地貌单元下地下水-湖水交互的驱动机制认知,为分区管理提供了更全面的理论依据。本研究建立的准三维模型在水平和垂向尺度上实现了水文地质信息的细化表征,能够为后续污染物迁移模拟提供更可靠的数据基础和参数支撑。

在鄱阳湖季节性水位变化驱动下,洪泛区地下水文过程实际上影响了湿地生态系统的诸多方面。例如,鄱阳湖湿地不同植被群落通过适应特定地下水埋深变化进而实现空间分布分化的总体特征^[18],本研究得出的地下水位空间异质性分布结果可进一步验证上述事实。此外,依据本论文的地下水均衡分析,研究中发现降水、蒸发及湖水与地下水的转化作用是影响鄱阳湖洪泛区地下水均衡变化的主要因素。该结果可以显著促进湖泊湿地水资源的可持续利用以及湿地生态的适应性管理,也与曹思佳等^[30]先前的极端干旱评估工作所得结论基本一致,即2022年鄱阳湖特大干旱导致了洪泛区地下水位大幅下降且地下水流速显著加快,主要原因是降水补给量锐减和地下水向湖泊排泄量增强。这些研究成果除了加深对气候变化影响作用的理解,也深化了对湖泊-地下水相互作用机制的认知水平,不仅为湿地水安全保障提供了理论依据,更能为区域抗旱防涝决策提供关键的科学支撑。

本研究成功构建了鄱阳湖洪泛区准三维地下水数值模型,研究中提供的地下水动态数据信息,可作为变化水情下鄱阳湖湿地植被格局演变分析与趋势预测的重要驱动要素,进而推动水文-生态-环境多学科交叉研究。但由于鄱阳湖洪泛区常受季节性湖水淹没的影响,部分现场参数试验工作较为困难,因此一些参数来源于已有的水文地质资料和前人文献结果。因而,数值模型参数率定过程中不可避免地存在一定的主观性。后续研究应进一步加强与野外试验工作的结合,获取更详细的实测参数数据,包括高频监测和长期气候情景的数据支撑,构建研究区更加真实可靠的三维地下水数值模型并揭示地下水垂向分布规律。同时,未来研究工作可充分耦合地表水文和生态过程,发展“地表水-地下水-生态”全耦合模型,结合机器学习优化参数,并融合气候变化情景数据,以更全面模拟湿地系统的复杂相互作用。

5.结论

鄱阳湖季节性洪泛水文过程深刻影响着周边地下水及其生态系统。本文以鄱阳湖洪泛区为研究对象,基于大量的野外水文地质资料和气象水文数据,综合考虑到完全三维模型的复杂性及垂向上的水流交换特性,采用FEFLOW模型构建了鄱阳湖洪泛区地下水流准三维数值模型,应用模型分析了洪泛区地下水动力场的时空分异特征,解析了洪泛区系统地下水均衡要素及其相对贡献,为洪泛湖泊湿地水资源的深入理解提供科学支撑。主要研究结论如下。

(1) 本文通过水文地质参数的空间分区及含水层垂向上的分层刻画,细化了鄱阳湖洪泛区准三维地下水流数值模型。结果评价显示,率定期和验证期的确定性系数总体大于0.85,纳什效率系数大于0.80,均方根偏差基本小于0.45 m,表明准三维地下水模型呈现出较好的模拟预测能力。

(2) 鄱阳湖洪泛区内地下水位变化幅度较大, 丰枯季节的水位差异约 2~3 m。地下水位在空间上呈现出“南高北低、东高西低”的分布特征。洪泛区地下水流速普遍低于 0.1 m/d, 在涨水期和丰水期部分区域地下水流速可达 0.3 m/d。地下水的主要流向是从东侧主湖区附近流向西侧洪泛区, 高水位时期这一流动趋势更加显著。

(3) 地下水均衡分析发现, 洪泛区地下水均衡的主要影响因素为降水入渗、蒸发排泄以及含水层与湖区之间的水量交换。一般年份下, 降水入渗量约占总补给量的 64%-65%, 湖水补给量约占总补给量的 29%-30%, 碟形湖群的入渗仅占总补给量的 2%, 蒸发排泄量约占总排泄量的 70%-73%, 含水层向湖区排泄量约占总排泄量的 23%-26%。

(4) 鄱阳湖洪泛区地下水系统在春夏季节主要表现为正均衡(接受外界水量补给), 而秋冬季节主要表现为负均衡(向外界排泄水量)。湖水位和地形地貌是造成洪泛区地下水动力场时空差异的主要影响因素。

6 参考文献

- [1] Chen J, Li YL, Zhou JF et al. Assessing surface water-groundwater interactions in the seasonal lake-wetland system of Lake Poyang. *J. Lake Sci.*2021,33(3):842-853. [陈静, 李云良, 周俊锋等.鄱阳湖洪泛区碟形湖湿地系统地表-地下水交互作用.湖泊科学, 2021, 33(3): 842-853.]
- [2] Speldrich B, Gerla P, Tschann E. Characterizing Groundwater Interaction with Lakes and Wetlands Using GIS Modeling and Natural Water Quality Measurements. *Water*, 2021, 13(7): 983.
- [3] Yang J, Yu Z, Yi P, et al. Evaluation of Surface Water and Groundwater Interactions in the Upstream of Kui River and Yunlong Lake, Xuzhou, China. *Journal of Hydrology*, 2020, 583: 124549.
- [4] Wang ZG, Zhu XJ, Li W et al. A Coupled Surface-water/Groundwater Model for Haihe River Basin. *Progress in Geography*, 2011, 30(11): 1345-1353[王中根, 朱新军, 李尉等. 海河流域地表水与地下水耦合模拟. 地理科学进展, 2011, 30(11): 1345-1353.]
- [5] Zhang BX, Zhang C et al. Water Resources Research Institute of Shandong Province et al. Progress on Hydrogeochemical Method Applied in Groundwater Study. *Yellow River*,2019,41(10):135-142. [张保祥, 张超. 水文地球化学方法在地下水研究中的应用综述. 人民黄河, 2019, 41(10):135-142.]
- [6] Zedler JB. Progress in wetland restoration ecology. *Trends in ecology & evolution*, 2000, 15(10): 402-407.
- [7] 王然丰. 鄱阳湖典型洲滩地下水-湖水转化关系研究[学位论文]. 华北水利水电大学, 2018.
- [8] Li Y, Zhang Q, Liu X et al. Water balance and flashiness for a large floodplain system: A case study of Poyang Lake, China. *Science of the Total Environment*, 2020, 710: 11.
- [9] Huang AP. The characteristics and response mechanism of hydrology and hydrodynamics and eutrophication in Poyang Lake[D].China Institute of Water Resources and Hydropower Research,2018.[黄爱平.鄱阳湖水文水力特征及富营养化响应机制研究[D].中国水利水电科学研究院, 2018.]
- [10] Wu H, Huang Q, Fu C, et al. Stable isotope signatures of river and lake water from Poyang Lake, China: Implications for river-lake interactions. *Journal of Hydrology*, 2021, 592.
- [11] Xu XL, Li YL, Tan ZQ et al. Groundwater, river water and lake water transformations in a typical wetland of Poyang Lake. *China Environmental Science*,2021,41(4):1824-1833. [许秀丽, 李云良, 谭志强, 等.鄱阳湖典型湿地地下水-河湖水转化关系.中国环境科学, 2021, 41(4): 1824-1833.]
- [12] Liao F, Wang G, Yi L, et al. Applying radium isotopes to estimate groundwater discharge into Poyang Lake, the largest freshwater lake in China. *Journal of Hydrology*, 2020, 585.
- [13] Li YL, Zhang Q, Lu J et al. Assessing surface water-groundwater interactions in a complex river-floodplain wetland-isolated lake system. *River Research and Applications*, 2019,35:25-36.
- [14] 兰盈盈. 赣江三角洲地下水与地表水交互关系及其生态效应[学位论文].中国地质大学, 2016.
- [15] Nixdorf E. Modelling Seasonal Groundwater Flow Dynamics in the Poyang Lake Core Region [M]. *Chinese Water Systems: Volume 3: Poyang Lake Basin*, 2019: 67-88.

- [16] Wang Z, Yang Y, Chen G, et al. Variation of lake-river-aquifer interactions induced by human activity and climatic condition in Poyang Lake Basin, China . *Journal of Hydrology*, 2021, 595.
- [17] Jiang W, Liu B Li Y, et al. Unravelling groundwater budget in the Poyang floodplain system under intensifying seasonal lake inundation. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2024, 54: 101866.
- [18] Song YY, Zhang Q, Jiang SY et al. Groundwater depth and its relation with typical vegetation distribution in the Poyang Lake wetland, China. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2021, 32(1): 123-133.[宋炎炎,张奇,姜三元,等.鄱阳湖湿地地下水埋深及其与典型植被群落分布的关系.应用生态学报, 2021, 32(1): 123-133.]
- [19] Cao SJ, Li YL, Li NN et al. Groundwater numerical simulation in the typical floodplain of Lake Poyang. *J. Lake Sci.*2023,35(1):298-312. [曹思佳, 李云良, 李宁宁等.鄱阳湖典型洪泛区地下水数值模拟研究.湖泊科学, 2023, 35(1): 298-312.]
- [20] Huo Y, Wang LC, Chen XL et al. Long-term trend and persistence of precipitation over Lake Poyang basin since 1950s. *J. Lake Sci.*2011,23(3):454-462. [霍雨,王腊春, 陈晓玲, 蒙海花.1950s 以来鄱阳湖流域降水变化趋势及其持续性特征.湖泊科学, 2011, 23(3): 454-462]
- [21] Zhang B. The natural resources and the specific features of Poyang lake. *Journal of Natural Resources*,1989, 4(4): 308-318.[张本.鄱阳湖自然资源及其特征. 自然资源学报, 1989, 4(4): 308-318.]
- [22] Min Q. On the regularities of water level fluctuations in Poyang Lake. *J. Lake Sci.*1995,7(3):281-288. [闵騫. 鄱阳湖水位变化规律的研究.湖泊科学, 1995, 7(3): 281-288.]
- [23] Mao RQ, Liu CY. Conservation and sustainable exploitation of wetland in Poyang lake *Tropical Geography*,2002,22(1):24-27.[毛端谦,刘春燕.鄱阳湖湿地生态保护与可持续利用研究.热带地理, 2002, 22(1): 24-27]
- [24] Song G. Groundwater-lake interactions and associated prediction of future climate impacts in the floodplain area of Poyang Lake [Dissertation]. North China University of Water Resources and Electric Power, 2025. [宋钢. 鄱阳湖洪泛区地下水-湖水交互作用及未来气候影响预测[D]. 华北水利水电大学, 2025.]
- [25] Liu JG, Xu NQ, Ma XL et al. Study on comparative application of different simulation software in groundwater environmental impact. *Environmental Science and Technology* 2018, 41(S1): 359-362.[刘建国, 许光照, 马学礼等. 不同模拟软件在地下水环评中的应用对比研究. 环境科学与技术, 2018, 41(S1): 359-362.]
- [26] Liu L, Chen J, Niu HB et al. Numerical simulation of three-dimensional soil-groundwater coupled chromium contamination based on FEFLOW. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2022, 49(1): 164-174.[刘玲, 陈坚, 牛浩博,等. 基于 FEFLOW 的三维土壤-地下水耦合铬污染数值模拟研究. 水文地质工程地质, 2022, 49(1): 164-174.]
- [27] Lan Y, Jin M G, Yan C. Schemes of groundwater exploitation for emergency water supply and their environmental impacts on Jiujiang City, China. *Environmental earth sciences*, 2015, 73 (5): 2365-2376.
- [28] Xu XL, Li YL, Tan ZQ *et al.* Water fluxes in the groundwater-soil-plant-atmosphere continuum and water sources of typical wetland vegetation communities in Poyang Lake. *J Lake Sci*, 2018, **30**(5): 1351-1367. DOI: 10.18307/2018.0517. [许秀丽, 李云良, 谭志强等. 鄱阳湖湿地典型植被群落地下水-土壤-植被-大气系统界面水分通量及水源组成. 湖泊科学, 2018, **30**(5): 1351-1367.]
- [29] Li Y, Zhang Q, Werner, AD *et al.* Investigating a complex lake-catchment-river system using artificial neural networks: Poyang Lake (China). *Hydrology Research*, 2015, 46, 912-928.
- [30] Cao SJ, Li YL, Chen J et al. Influence of extreme drought in 2022 on groundwater hydrological regime in the Poyang Lake floodplain are. *China environmental science*, 2023,4 3(12): 6601-6610[曹思佳, 李云良, 陈静等. 2022 年鄱阳湖极端干旱对洪泛区地下水文情势的影响.中国环境科学, 2023, 43(12): 6601-6610]