

基于氡同位素的平原湖荡枯水期湖水—地下水补排通量^{*}

卢小慧^{1**}, 吴潮峰¹, 龚绪龙², 王梦瑶¹, 王磊¹, 张海涛¹, 卫岩瞳¹, 严子豪¹, 武鑫²

(1: 河海大学地球科学与工程学院, 南京 211100)

(2: 江苏省地质调查研究院, 南京 210049)

摘要: 水是人类生存之源, 而湖荡被称为地球之“肾”, 是河湖水系连接的关键缓冲节点, 与人类生存和发展息息相关。长三角平原水系众多, 河流纵横, 天然湖泊与人工沟渠遍布, 平原湖荡湖水与周边地下水的水力联系较为频繁, 而地下水对湖泊水均衡贡献尚不明确, 对平原湖荡地下水赋存和运移规律的认识不足。本研究以苏州吴江区元荡湖为研究对象, 选取氡同位素作为湖水和地下水水力交换过程的示踪剂, 建立氡箱模型, 揭示元荡湖不同区段与地下水的水力联系过程和补给关系, 并通过水位动态验证分析湖水—地下水交互关系。枯水期元荡湖水位和氡浓度空间分布特征指示研究区内地下水向湖水排泄, 其中以湖泊西侧较为明显, 地下水入流补给的氡为 7.137×10^6 Bq/d, 输入量源项占比为 90%, 地下水流入量为 $4540.801 \text{ m}^3/\text{d}$, 地下水每日流入量对元荡湖水量的贡献率为 2.551%。参数敏感性分析结果表明, 风速与地下水²²²Rn 活度为特别敏感参数, 取值差异较大时会导致计算误差急剧增大, 改善测点布置和提高模型参数精度能有效提高模型计算结果的准确性和可靠程度。借助氡同位素示踪方法, 建立湖泊氡箱模型, 是研究平原湖荡内地下水补、径、排特征的有效方法。本研究在一定程度上加深了对平原湖荡区域水量均衡的认识, 有助于了解平原湖荡水均衡和水循环机制, 为平原湖荡水资源开发利用与环境保护提供数据支撑。

关键词: 氡同位素; 湖泊氡箱模型; 地下水; 湖水; 水力交换; 元荡湖

Lake-groundwater recharge fluxes during dry season in plain lakeland based on radon isotopes^{*}

Lu Xiaohui^{1**}, Wu Chaofeng¹, Gong Xulong², Wang Mengyao¹, Wang Lei¹, Zhang Haitao¹, Wei Yantong¹, Yan Zihao¹ & Wu Xin²

(1: School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 211100, P.R.China)

(2: Jiangsu Institute of Geological Survey, Nanjing 210049, P.R.China)

Abstract: Water is the source of life, and wetland around lakes, known as the "kidney" of the earth, is a key buffer region that connecting rivers and lakes, and is closely related to human survival and development. The Yangtze River Delta Plain has numerous river systems, natural lakes and artificial channels, and frequent hydraulic connections between the lake water and the surrounding groundwater. However, the contribution of groundwater to the lake water balance is still unclear, and the law of the occurrence and migration of groundwater in the plain lake is not well understood. In this study, Lake Yuandang, Wujiang District, Suzhou were selected as the research object, while radon isotope was selected as the tracer of the hydraulic exchange process between lake water and groundwater. A radon tank model was established to reveal the hydraulic connection process and recharge relationship between different sections of Lake Yuandang and groundwater, and the interaction relationship between lake water and groundwater was analyzed through dynamic verification of water level. The spatial distribution characteristics of the water level and radon concentration in Lake Yuandang during dry season indicated that the groundwater in the study area drained into the lake, especially in the west side of the lake. The radon recharge of groundwater was 7.137×10^6 Bq/d, the input source term accounts for 90%, and the inflow

* 2023-08-06 收稿; 2023-11-20 收修改稿。

国家自然科学基金项目(51979078)和江苏省地质勘查基金项目联合资助。

** 通信作者; E-mail: luxiaohui945@hhu.edu.cn。

of groundwater was 4540.801 m³/d. The contribution rate of groundwater inflow to the water volume of Lake Yuandang was 2.551%. The results of parameter sensitivity analysis showed that wind speed and groundwater ²²²Rn activity were particularly sensitive parameters, and the calculation error would increase sharply when the value difference was large. Improving the arrangement of measuring points and improving the accuracy of model parameters can effectively improve the accuracy and reliability of model calculation results. By means of radon isotope tracer method, the radon tank model of lake is an effective method to study the characteristics of water feed, diameter and discharge in the lake plateau. To a certain extent, this study provides deep understanding of the water balance in the plain lake swing region, helps to understand the water balance and water circulation mechanism in the plain lake swing region, and provides data support for the development and utilization of water resources and environmental protection in the plain lake swing region.

Keywords: Radon isotopes; lake radon box model; groundwater; lake water; hydraulic exchange; Lake Yuandang

人类的生存和发展与水具有密不可分的关系,水资源在保障区域社会经济发展和流域生态环境安全中发挥着不可替代的作用,而湖荡被称为地球之“肾”,是河湖水系连接的关键节点。平原湖荡水系众多,河道水网纵横交错、湖泊荡漾星罗棋布,湿地资源极其丰富。丰富的水资源不仅是平原湖荡的自然优势,是社会经济高质量发展的重要依仗,同时也是生态保护的重难点所在。伴随着城市化进程的加快,平原湖荡面临着资源衰竭、生态破坏与环境污染的多重危机,湿地资源萎缩、生态功能退化等成为亟待解决的难题^[1]。要保持平原湖荡水量安全,维持湖泊功能的正常运转,其关键在于深刻了解及把握水资源现状及其循环规律^[2]。平原湖荡地下水与地表水存在着复杂的水力联系,二者之间的补给排泄关系对于水资源开发利用和环境保护具有重要意义^[3-7]。平原湖荡内水系发达、水情复杂,地表水与地下水之间的水力联系强弱不一,不同区域甚至存在互为补排的复杂情况,这使得湖水—地下水补排通量计算较为困难,一定程度上影响了人们对平原湖荡地下水赋存、运动、演化规律的深入理解。由于缺少水文气象、长序流量资料和定量监测数据,区内地表水—地下水交互作用关系与补排通量估算等问题未能获得清晰认识,严重影响了区域水资源的管理优化与协调分配。

放射性同位素氡被认为是理想的示踪剂,在揭示地下水与地表水交互作用方面已得到有效的利用^[8-10]。根据地表水体的氯物质守恒,可建立模型定量计算地下水流入量。根据所适用的水体水流条件,目前常用的氡同位素平衡模型可分为氡箱模型和河道氡一维稳定模型^[10-13]。氡箱模型最早由 Cable 等建立,他们利用此模型计算得出墨西哥湾西南海域海底地下水排泄量为 180~730 m³/s^[14]。此后,氡同位素质量平衡模型被广泛用于海底地下水排放的利用,随着该技术的发展,其应用范围也扩展到内陆地表水与地下水的水力联系研究当中^[15]。国外不同学者利用氡箱模型对海底地下水排泄(SGD)和内陆河湖地表水与地下水的交互作用进行了研究,并估算了地下水入流量及地表水渗漏量^[16-23]。国内学者利用²²²Rn 研究水文过程主要集中于海底地下水排泄(SGD)的研究,对莱州湾、五缘湾、桑沟湾、胶州湾、龙口湾等海域开展了海水与地下水相互作用关系的研究,定量估算了海水—地下水相互作用的补排通量^[24-29]。近年来众多学者基于同位素稳定模型和数值模拟对大林诺湖、鄱阳湖、小柴达木湖、洞庭湖、青海湖等内陆河湖地表水—地下水交互作用及其补排通量展开了研究^[30-36],展现出了较好的应用效果,然而长期以来针对平原湖荡湖水和地下水相互作用的研究案例相对较少。

本研究以苏州吴江元荡湖为研究对象,通过水位动态验证法定性识别平原湖荡枯水期地表水—地下水交互关系,采用氡同位素示踪法,建立氡箱模型,定量估算平原湖荡湖水—地下水的补排通量,并对所选关键参数进行比较和敏感性分析,以确定各参数对模型计算精度的影响程度,有助于理解平原湖荡水循环机制,为平原湖荡水资源管理与环境保护提供数据支撑。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

吴江区($30^{\circ}45'36''\sim31^{\circ}13'41''N$, $120^{\circ}21'4''\sim120^{\circ}53'59''E$)地处苏浙两省和上海市的交界处,西临太湖,位于长江中下游南岸,研究区域如图 1 所示,吴江区属北亚热带季风区,四季分明,气候温和,日照充足,雨水充沛,年平均气温为 15.7℃,年平均降水为 1685.0 mm。根据吴江区资源调查公报显示,陆域总面积为

1176 km²,水域面积为267 km²。吴江区地处扬子地层区下扬子地层分区宜兴—吴江区地层小区,东侧属江南地层区杭州—嘉兴地层分区,大部分区域被第四系覆盖,依据钻探资料,下伏基岩主要有震旦系、侏罗系、白垩系和古近系。吴江区第四系属于太湖沉积区,该区基本上是在基岩凸起的背景上形成的,下伏地层侵蚀较严重,第四系地层厚度一般为150~250 m。

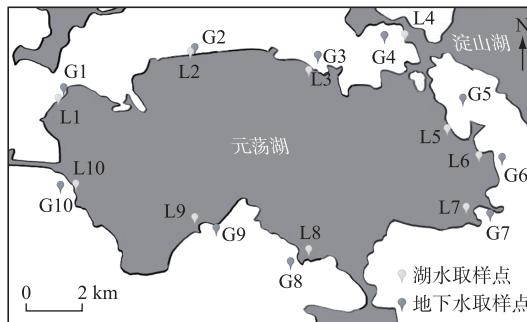


图1 研究区域及取样点布设

Fig.1 Study area and sampling sites layout

吴江区境内以平原为主,属太湖沼泽平原区,分为两种类型,西北部太湖沿岸为湖滨圩田平原,其余地区为湖荡平原,区内地势平坦,水文地质条件具有三角洲相特征,其间多层富水性砂层叠置分布,蕴藏丰富的地下水资源。地下水类型主要为松散岩类孔隙水,根据地下水的赋存条件、水理性质、水力特征及含水层的空间分布与形成时代,将区内含水层组划分为浅层水含水层组和第Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ承压含水层组。潜水层组由黏土与粉砂组成,含水层厚度小于5 m,水位埋深在0.5 m左右;第Ⅰ承压含水层由上更新统河、湖、海相交替砂层组成,埋藏深度在8~80 m之间,含水砂层颗粒较细,一般多由夹层状粉砂、粉细砂及粉砂与亚砂土互层构成;第Ⅱ承压含水层组为中更新统河湖相砂层,含水层埋藏于100~160 m之间,厚度一般大于20 m,最厚处超过30 m,颗粒较粗,以细中砂为主,局部含粗砂;第Ⅲ承压含水层组为下更新统砂层,厚度14~100 m,由灰黄、黄褐色粉砂、中细砂、含砾中粗砂组成。区内典型水文地质剖面如图2所示。

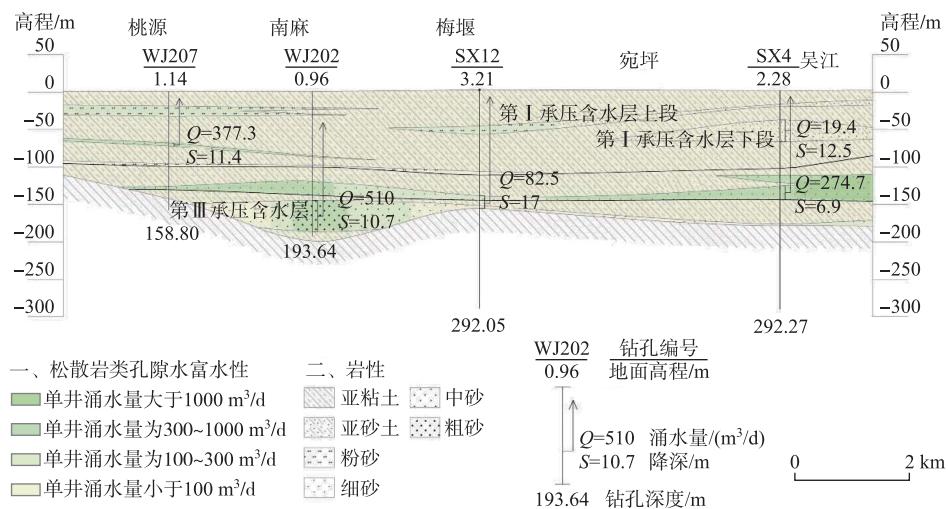


图2 桃源—吴江水文地质剖面

Fig.2 Taoyuan-Wujiang hydrogeological profile

吴江区内河网密布,天然状态下,地表水与地下水相互补给、排泄,即丰水期地表水补给潜水、枯水期潜

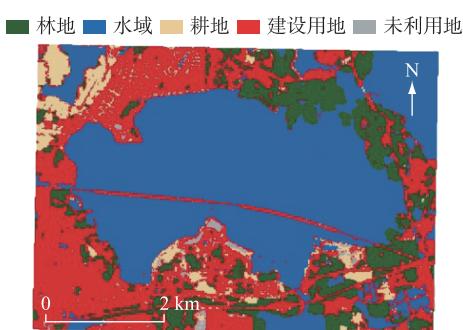


图 3 2021 年元荡湖及其周边土地利用

Fig.3 Land use of Lake Yuandang
and its surroundings in 2021

水采集自布设钻孔, 分别布设 10 个湖水采样点(L1~L10)和 10 个地下水采样点(G1~G10), 取样点分布如图 1 所示。

1.2.2 数据分析 利用 RAD7 测氡仪对水样中²²²Rn 含量进行测试。RAD7 测氡仪(Durridge Company, USA)被广泛应用于测定空气中²²²Rn 及²²⁰Rn 的放射性活度, 通过搭配不同的配件还可测定水体、土壤中的²²²Rn 放射性活度, 具有便携、耐用、灵敏度高、低本底、可连续监测等优点^[13]。RAD7 可在 1 h 内达到美国环境保护局规定的行动水平(4 pCi/L), 其标准偏差为 10%^[37]。在内置协议(Protocol)下, RAD7 将在测试最开始的 5 min 内启动隔膜泵对水样进行曝气, 随后关闭隔膜泵并保持 5 min 的静默, 等待导电腔室内²¹⁸Po 与²²²Rn 达到平衡, 在最后的 20 min 内, RAD7 将以 5 min 的计数时间为一个计数周期, 探测导电腔室内²¹⁸Po 的 α 衰变, 并通过 WAT-40 或 WAT-250 模式将结果换算为水体内的²²²Rn 活度。在内置协议下, 单个水样有 4 个计数周期, RAD7 输出它们的平均值作为最后的结果, 参数设置如表 1 所示。

表 1 RAD7 测氡仪参数设置

Tab.1 RAD7 radon meter parameter settings

水样类型	协议	模式	计数时间/min	周期次数	泵设置
地表水	User	WAT-40	20	4	On
地下水	User	WAT-250	5	4	On

根据测试时间与采样的时间间隔, 对测试结果的²²²Rn 含量进行衰变修正:

$$A = A_m e^{-\left(\frac{t}{T_{1/2}}\right)} \quad (1)$$

式中, A 为取样时刻水体的²²²Rn 活度浓度, Bq/m^3 ; A_m 为测试时刻的²²²Rn 活度浓度, Bq/m^3 ; t 为测试与采样的时间间隔, h 。

1.3 研究方法

1.3.1 氡同位素示踪原理 氡同位素测定地下水湖泊补给的原理是基于氡的自然放射性衰变过程, 地下水和湖泊中都含有氡, 当地下水或湖泊水渗入周围土壤或岩石时, 氡会逐渐从水中释放并进入气相^[12]。通过采集地下水或湖泊水样品, 并监测其中氡的浓度, 可以推算出其与周围土壤或岩石间的氡平衡, 从而估算地下水或湖水的补给来源和流动方向。氡同位素作为理想示踪剂具有敏感性低, 侵入性弱, 适用范围广泛, 安全快速等优点, 是测定湖水与地下水交互作用和补排关系的良好示踪剂^[14]。

1.3.2 湖泊氡箱模型 湖泊氡箱模型实质上是湖泊内水体的氡质量平衡模型, 它考虑了湖泊氡的所有补给来源, 其模型适用于非流动性或流动性较差的水域, 如湖泊、湿地、水库等。对于无输入源的封闭湖泊, 氡同位素的补给来源包括地下水流、沉积物扩散、水体中同位素的衰变, 其排泄方向包括氡向大气排放及自身衰变。湖泊氡箱模型如图 4 所示。

水补给地表水。由于区内多为平原区, 地形坡降极小, 黏性土渗透性较差, 加上河流纵横, 把区内切割成众多相对独立的区块, 割断了平原地带潜水的径流联系。区内潜水的排泄方式主要有 4 种, 即蒸发、向地表水体排泄、越流补给承压水及民井开采, 其中以蒸发为最多。本研究根据卫星影像资料, 利用多时相 Landsat8 遥感影像, 进行辐射定标、FLAASH 大气校正、图像裁剪等预处理, 然后进行监督分类, 对元荡湖及其周边区域 2021 年的土地利用分布情况进行分析, 结果如图 3 所示。

1.2 样品采集

1.2.1 数据与样本采集 采样点坐标由 GPS 测定仪记录, 采样期间的风速、气温由便携式环境检测仪测得, 湖泊自然情况由卫星影像和吴江区资源调查公报测得。2022 年 12 月对元荡湖湖水及地下水、土壤水进行样品采集, 地下

绕湖一周布设 10 个湖泊采样点和 10 个地下水采样点,对所取水样,测定²²²Rn 活度浓度,建立质量平衡模型。该质量平衡模型 3 个假设条件为:(1)假设湖泊水平和垂直方向混合均匀;(2)降水中氡同位素可忽略不计;(3)湖水渗入地下水的通量可忽略不计。

元荡湖虽然面积达数十平方千米,但由于地下水埋深较浅,湖水与地下水交互作用较频繁。此外,湖水温度和盐度在深度剖面上变化不大(温度波动≤0.3℃,盐度波动≤0.01‰);因此,元荡湖可以认为是混合良好的。因此,有充分的证据表明条件(1)已经满足。对于条件(2),元荡湖区的降水主要发生在 6—8 月,因此可以假设在枯水期降水中的²²²Rn 通量可以忽略不计,降水中的²²²Rn 浓度可以假设为不显著。关于条件(3),地下水位高于湖面,表明地下水向湖水排泄,而不是湖水向地下水排泄。湖水中²²²Rn 含量比地下水中²²²Rn 含量低 2 个数量级(湖水和地下水²²²Rn 平均含量分别为 53.625 和 1105.250 Bq/m³);因此,即使湖水补给地下水,通过湖水渗漏消耗的²²²Rn 也可忽略。

2 元荡湖湖水与地下水交互作用研究

2.1 元荡湖湖水与地下水水位动态分析

本研究收集了 2022 年 11 和 12 月各地下水监测井的逐日地下水水位数据,结果如图 5 所示。根据监测数据显示,地下水位总体高于湖水水位,地下水位变化趋势相对平稳,而湖水受降雨影响较大,变化趋势呈现出较大差异,在 2022 年 11 月中旬,受短期降水影响,各地下水测点水位在此时间段内出现峰值水位,且到达峰值时间基本相近,在地下水位显著升高数日后,湖水位亦到达监测时间段内的峰值水位,湖水位变化相较于地下水位表现出滞后性。从空间分布上看,水位监测点 G5~G8 处位于元荡湖东侧及东南侧,该区域湖水通过沟渠与太浦河相连,地下水位显著高于湖水位,表明在东侧存在较高强度的水力交换,湖水受到地下水补给,而元荡湖西侧沟渠处水位监测点 G1、G10 处地下水水位与湖水接近且变化趋势相似,表明地下水位与湖水水位变化联系密切。根据卫星影像资料,西侧监测点周边土地利用类型以建设用地为主,元荡湖周边地下水向湖泊中心地带流动,在枯水期地下水对湖水的补给较为明显。元荡湖西侧地下水水流场如图 6 所示,结果显示,枯水期地下水水流场方向与水位动态分析结果相同,地下水在枯水期自西侧补给地表湖水。

2.2 元荡湖区域氡同位素分布特征分析

沿元荡湖湖岸线布设 10 个湖泊采样点和 10 个地下水采样点,各区段的氡活度浓度变化如图 7(采样点 G5 由于地理位置原因未取得样品送测),湖水与地下水的分布特征箱线图如图 8 所示,统计结果显示,地下水氡活度远高于湖水氡活度。

通过深入分析湖区不同水体²²²Rn 的空间分布状况,可进一步辨析枯水期湖水和地下水的相互补排关系。本研究中元荡湖地表水²²²Rn 浓度相对波动较小,空间分布总体上呈现由东高西低的规律,而地下水氡活度表现出较大差异,其中尤其以湖泊西侧²²²Rn 活度较高,根据测试结果,大部分湖水样品超过湖水背景

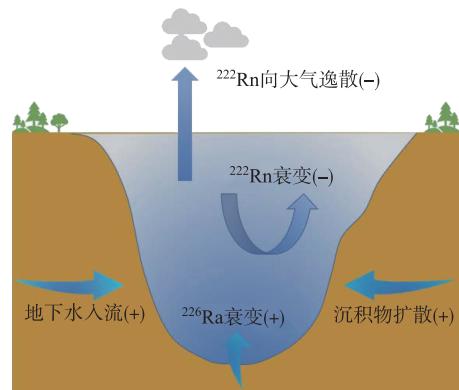


图 4 湖泊氡箱模型示意图

Fig.4 Schematic diagram of radon tank model in lake

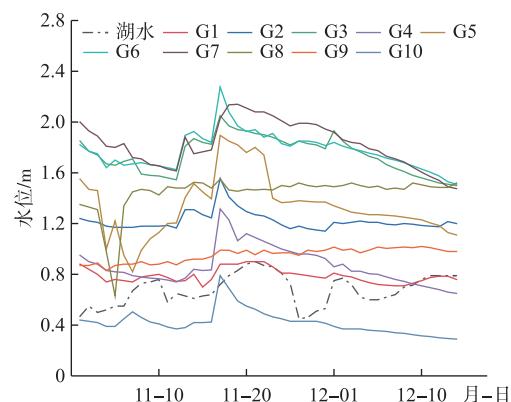


图 5 枯水期元荡湖监测水位对比

Fig.5 Comparison of monitored water level in Lake Yuandang during dry season

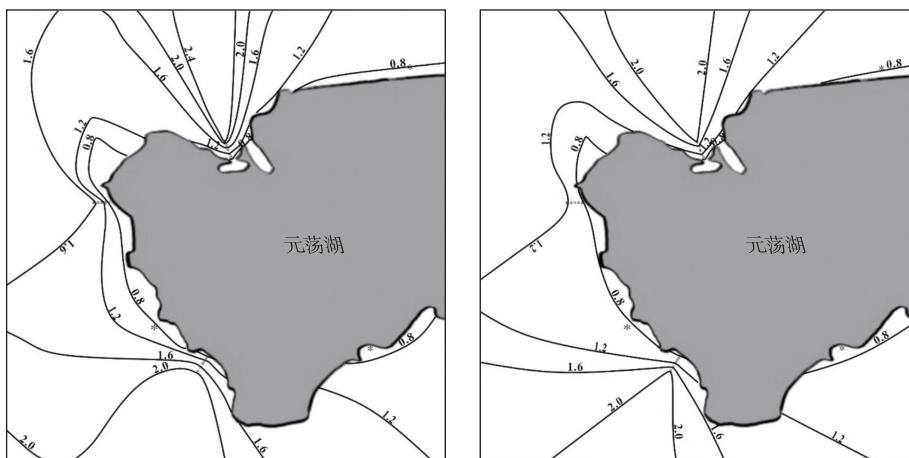


图 6 元荡湖西侧枯水期地下水水流场(2022 年 11 和 12 月)

Fig.6 Groundwater flow field in the west side of Lake Yuandang during dry season

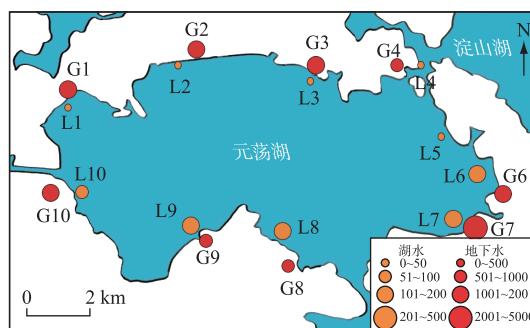
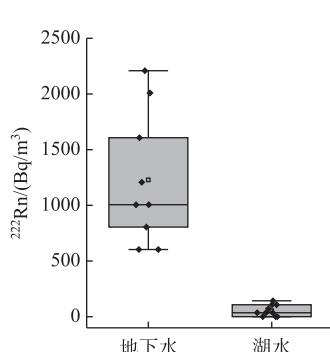


图 7 元荡湖氡活度空间分布

Fig.7 Spatial distribution of radon activity in Lake Yuandang

图 8 元荡湖湖水与地下水
水²²²Rn 活度箱线图Fig.8 Activity boxmaps of ²²²Rn in lake water and groundwater in Lake Yuandang

$$Q_{gw}(C_g - C_s) - F_{degas}A - \lambda_{Rn}VC_s + F_{sed}A = 0 \quad (2)$$

值,表明存在地下水排泄且引起了湖水²²²Rn浓度升高,地下水排泄强度的不同是导致湖水²²²Rn浓度空间分异的主要原因。结合西侧地下水水流场分布情况,该区域可能存在地下水补给地表水过程。其中东南侧区域测点G6、G7处的湖泊²²²Rn活度显著高于湖泊其他区域,这可能与元荡湖底部高程与地表水的流向有关^[38]。湖水²²²Rn活度范围为0~1.43×10² Bq/m³,地下水的²²²Rn活度范围为6.03×10²~2.21×10³ Bq/m³,从箱线图分布(图8)可以看出,地表水²²²Rn活度低于地下水²²²Rn活度1~2个数量级。

2.3 氡估算湖泊地下水排泄

考虑到室内空气中氡活度的背景值^[15,18],本研究将忽略氡箱模型中水体Ra的衰变,由此,湖泊氡箱模型简化为地下水入流、沉积物扩散、²²²Rn向大气逸散以及²²²Rn衰变的物质平衡。由于²²²Rn的半衰期为3.82 d,其反映的水文过程时间尺度为数小时至数十天,假定在此期间湖泊为时不变的稳态系统,则湖泊氡箱模型可表示为:

式中, C_g 和 C_s 分别为地下水及地表水的氡活度, Bq/m^3 ; Q_{gw} 为地下水入流流量, m^3/s ; F_{degas} 为湖泊内 ^{222}Rn 向大气逸散的通量, $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$; λ_{Rn} 为 ^{222}Rn 的衰变常数, 取值为 2.08×10^{-6} ; F_{sed} 为沉积物扩散的 ^{222}Rn 通量, $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$; A 为湖泊面积, m^2 , 同时假定湖底面积等于湖面面积; V 为湖泊水量, m^3 , 本研究取湖泊面积与平均水深 d 的乘积。

同水—气界面类似, 当沉积物孔隙水中的 ^{222}Rn 活度高于其上覆水体的 ^{222}Rn 活度时, 在沉积物—水界面上也存在 ^{222}Rn 的扩散过程。沉积物扩散的 ^{222}Rn 通量可表示为^[39]:

$$F_{\text{sed}} = (\lambda_{\text{Rn}} D_s)^{0.5} (C_{\text{eq}} - C_0) \quad (3)$$

式中, F_{sed} 为沉积物扩散的 ^{222}Rn 通量, $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$; C_{eq} 和 C_0 分别为沉积物孔隙水及沉积物上覆水体的 ^{222}Rn 活度, Bq/m^3 ; D_s 为沉积物有效扩散系数, 约等于沉积物的孔隙率和分子扩散系数的乘积^[25]。式(3)可近似表示为:

$$F_{\text{sed}} = (\lambda_{\text{Rn}} D_n)^{0.5} (C_{\text{eq}} - C_0) \quad (4)$$

式中, n 为沉积物孔隙率; D 分子扩散系数。湖泊水体内 ^{222}Rn 向大气的逸散主要与温度、风速及水—气界面 ^{222}Rn 活度梯度有关^[16]。Macintyre 等给出了湖泊内 ^{222}Rn 向大气逸散的通量方程:

$$F_{\text{degas}} = K(C_s - K_{w/\text{air}} C_a) \quad (5)$$

式中, K 为气体迁移速率, m/d ; C_s 和 C_a 分别为湖水及大气的 ^{222}Rn 活度, Bq/m^3 ; $K_{w/\text{air}}$ 为水气分配系数, 它是水温的函数。大气中的 ^{222}Rn 活度范围为 $1 \sim 10 \text{ Bq}/\text{m}^3$, 水温为 20°C 时, $K_{w/\text{air}}$ 约为 0.25 , $K_{w/\text{air}}/C_a$ 约为 $0.25 \sim 2.5 \text{ Bq}/\text{m}^3$, 远低于一般地表水体 ^{222}Rn 活度, 故通常忽略此项。式(5)近似表示为:

$$F_{\text{degas}} = KC_s \quad (6)$$

式中, 气体迁移速率 K 的取值是准确估算湖水内 ^{222}Rn 向大气逸散通量的关键所在。Gilfedder 等在利用氯箱模型计算地下水入流补给 SaleCommon 湿地时, 选用不同的经验公式估算 K 值可导致地下水入流量相差 58% 左右^[40]。Wanninkhof 等总结了气体迁移速率的各类测定方法以及各类经验公式^[41]。然而, 目前在经验公式的选取上尚无统一论。在湖泊氯箱模型中, 目前最为广泛使用的 K 值经验公式由 MacIntyre 等提出^[42], 以下简称 MacIntyre 公式:

$$K_{600} = 0.45 u_{10}^{1.6} \left(\frac{S_c}{600} \right)^{-b} \quad (7)$$

式中, D 为 ^{222}Rn 的分子扩散速率, m^2/s ; b 为常数系数, 当风速 $> 3.6 \text{ m/s}$ 时, $b = 0.5$, 当风速 $< 3.6 \text{ m/s}$ 时, $b = 0.667$; S_c 为施密特常数 (the Schmidt number); K_{600} 中的 600 指 CO_2 在 20°C 的纯水中的 S_c 为 600; u_{10} 为距地面 10 m 高程处的风速, 通常需对风速进行修正:

$$u_{10} = u_h \left[0.097 \ln \left(\frac{h}{10} \right) + 1 \right]^{-1} \quad (8)$$

式中, h 为风速实测点距离地面高程, m ; u_h 为距离地面 h 高程处的实测风速, m/s 。

2.4 模型计算结果

根据测量氡同位素的实测数据, 风速修正后平均风速为 3.4 m/s 。典型湖泊沉积物孔隙率由沉积物颗粒分析实验测得, $n = 0.45$, 水温为 8°C 时, 分子扩散系数计算结果为 $8.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 。模型主要计算参数如表 2 所示。元荡湖由地表径流与湖面降水补给。入荡河流多在荡的西部及西北部, 西侧主要入湖河道为八荡河; 出荡河流主要分布在荡的东部, 东侧主要出湖河道为天决口, 东北侧的天决口是元荡水流下泄淀山湖的主要通道。因此选取位于西北区域的采集的地下水 (G1) 作为典型地下水段元, $C_g = 1.6075 \times 10^3 \text{ Bq}/\text{m}^3$ 。典型湖泊的氡活度端元值取为 10 个湖水样的中位数, $C_s = 35.75 \text{ Bq}/\text{m}^3$, 所取水样平均温度为 8°C , 根据吴江区水资源公报数据, 元荡湖湖泊面积 12.90 km^2 , 平均水深 1.38 m , 测算体积 (湖水容积) 为 178020 m^3 。

将以上数据带入结算可得, 氡逸散损失量为 $7.005 \times 10^6 \text{ Bq}/\text{m}^3$ 。氡衰变损失量为 $1.324 \times 10^5 \text{ Bq}/\text{m}^3$ 。通过底泥均衡培养试验, 测得沉积物中氡活度 $C_{\text{eq}} = 6166.550 \text{ Bq}/\text{m}^3$, 沉积物上覆水体氡活度取为典型湖泊氡活度端元值, $C_0 = C_s = 35.75 \text{ Bq}/\text{m}^3$, 将以上数据带入计算得沉积物扩散补给的氡通量 $F_{\text{sed}} = 0.1716 \text{ Bq}/(\text{d} \cdot \text{m}^2)$, 沉积物扩散补给的氡 $2.210 \times 10^4 \text{ Bq}/\text{d}$ 。沉积物扩散补给比氡逸散损失量低 3 个数量级, 因此本研究将忽略氯箱模型中沉积物的扩散, 此结果亦符合其他文献的研究结论^[18]。

将以上数据带入计算可得,地下水入流补给的氡为 $7.137 \times 10^6 \text{ Bq/d}$, 地下水流人量为 $4540.801 \text{ m}^3/\text{d}$, 地下水每日流入量占湖泊水量的 2.551%。根据计算结果, ^{222}Rn 质量平衡概念模型如图 9 所示。源项中约 90% 为地下水入流, 只有约 10% 为沉积物扩散; 汇项中氡的去向绝大部分为向大气逸散, 氡衰变的部分可忽略不计。

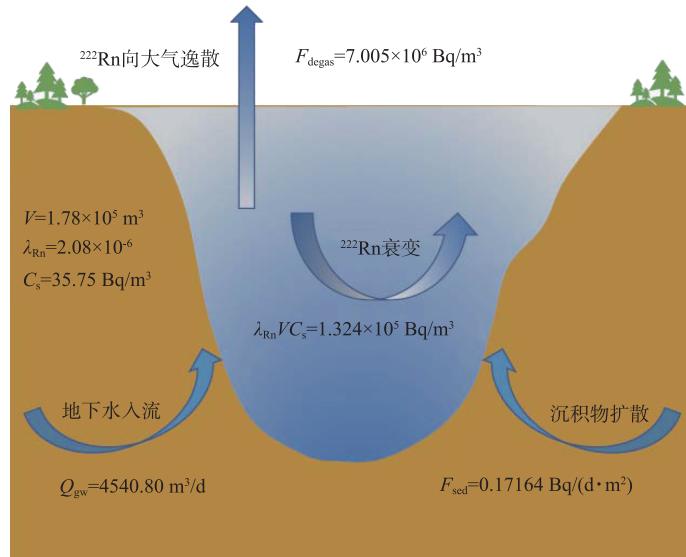


图 9 ^{222}Rn 质量平衡概念模型图
Fig.9 Mass balance conceptual model of ^{222}Rn

2.5 结果与讨论

2.5.1 参数取值对计算结果的影响 本研究同时选择了其他 4 个常用的 K 值经验公式, 在利用氡箱模型计算地下水入流典型湖泊水量时, 以 MacIntyre 公式计算结果为准, 其他经验公式^[41-45] 计算结果仅作为参考对比:

$$K_{600} = (0.3 + 0.1u_{10} + 0.064u_{10}^2 + 0.011u_{10}^3) \left(\frac{S_c}{600}\right)^{-b} \quad (9)$$

$$K_{600} = (0.166u_{10}^2 + 0.133u_{10}) \left(\frac{S_c}{600}\right)^{-b} \quad (10)$$

$$K_{600} = (0.222u_{10}^{2.2} + 0.168) \left(\frac{S_c}{600}\right)^{-b} \quad (11)$$

$$K_{600} = 4.16(34.6 R_v D^{0.5} u_{10}^{1.5}) \quad (12)$$

式中, R_v 为水温 20°C 时的运动粘度系数与所采集水样运动粘度系数的比值。水的运动粘度系数可近似为温度的函数:

$$v_T = v_{20} e^{-0.035(T-20)} \quad (13)$$

式中, v_{20} 为水温 20°C 时的运动粘度系数, $v_{20} = 1.0067 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$; T 为水温, $^\circ\text{C}$; v_T 为水温为 $T^\circ\text{C}$ 时的运动粘度系数。式(7)及式(9~12)均认为风速是影响气体迁移速率 k 的主要因素。一些研究表明摩擦速度、气泡、能量耗散和降水等因素也可能会影响气体迁移速率^[46]。氡箱模型中目前广泛采用的施密特常数 S_c 计算方法是由 Pilson 提出的:

$$S_c = \frac{v_T}{D} \quad (14)$$

式中, v_T 为运动粘滞系数, 其计算见式(13); D 为分子扩散系数。Wanninkhof 通过拟合实验数据得出了不同

气体的施密特数 S_e 与水温 T (0~30°C)之间的经验公式,对于淡水中的²²²Rn有:

$$S_e = 3171 - 224.28T + 8.2809T^2 - 0.016699T^3 + 0.0013915T^4 \quad (15)$$

本研究对比了相同水温下, Wanninkhof^[46]方法和 Pilson 方法^[47]计算的 S_e ,二者计算结果相似,如根据本研究中实测水温为 8°C 时,分别使用 Pilson 方法和 Wanninkhof 方法计算,可得 K 为 1823.810 和 1826.938。对比水温在 0~20°C 范围内,Pilson 方法和 Wanninkhof 方法计算所得结果相近,呈线性关系,如图 10 所示。

由以上数据计算结果可以看出,氡箱模型中氡逸散是最大的氡损耗途径,在很大程度上影响了湖泊内氡的物质平衡。气体迁移速率的取值很大程度上决定了氡的逸散量,目前关于气体迁移速率的计算常数尚无统一的结论,以上计算结果是基于 Macintyre 公式得到的,本研究对比了目前其他学者使用的公式^[41-45],结果如表 3 所示。

如表 2 所示,选用不同气体迁移速率经验公式得到的地下水流入量范围为 2616.203~5124.860 m³/d,其中最大值约是最小值的两倍,平均值为 3916.401 m³/d,地下水每日流入量所占湖泊水量约为 1.467%~2.879%。根据以上计算结果,气体迁移速率 K 的取值很大程度上影响着氡箱模型的计算结果。相较于 Macintyre 公式,其他经验公式计算出的地下水入流量误差在 12.862%~42.385% 之间。

表 2 不同气体迁移速率经验公式计算结果对比

Tab.2 Comparison of calculation results of empirical formulas of different gas migration rates

计算值	MacIntyre 公式	Wanninkhof 公式	Liss 公式	Crusius 公式	Hartman 公式
$K/(m/d)$	1.519	0.8630	1.129	1.302	1.718
$Q/(m^3/d)$	4540.801	2616.203	3396.210	3903.930	5124.860

2.5.2 参数敏感性分析 本研究在建立湖泊氡箱模型时,对实际情况做了一系列假设与概化,例如,在氡箱模型中假设了湖泊为时不变的稳态系统,这些假设与概化可能与实际情况并不相符,从而导致模型计算结果出现偏差。另一方面,在模型计算过程中,由于参数取值的误差,同样会给计算结果带来不确定性。为了量化各个参数的敏感性大小,本研究采用了敏感性指数作为量化参数敏感性的标准:

$$S = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \frac{(M_{i+1} - M_i) Pa}{Ma(P_{i+1} - P_i)}}{n - 1} \quad (16)$$

式中, S 为参数敏感性指数; M_{i+1} 和 M_i 分别为第 $i+1$ 和第 i 次模型输出结果; Ma 为 M_{i+1} 和 M_i 的平均值; P_{i+1} 和 P_i 分别为第 $i+1$ 和第 i 次模型输入参数值; Pa 为 P_{i+1} 和 P_i 的平均值; n 为各参数模拟次数。

本研究依据陈建等建立的敏感性分级方法,根据 S 值的范围将参数敏感性划分为 5 个级别^[48],如表 3 所示,参数敏感性表征结果如表 4 所示。

结果显示,风速与地下水²²²Rn 活度为特别敏感参数,当风速的误差达到 50% 时,地下水入流水量误差达到了 71%。本研究风速测量采用理想情况下的固定值计算,不能完全代表典型湖泊的实地风速,这为计算结果带来较大的不确定性。模型中,湖泊面积为比较敏感参数,未能准确测量出湖泊面积将影响湖泊内²²²Rn 活度的储

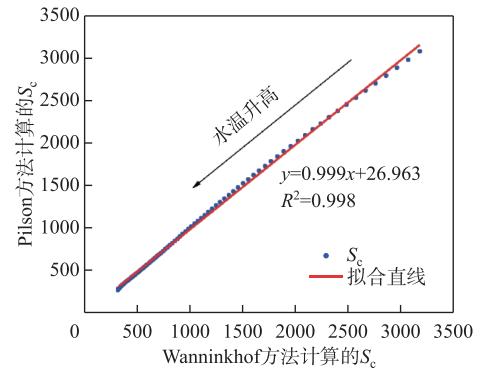


图 10 Pilson 方法和 Wanninkhof 方法计算的 S_e 对比

Fig.10 Comparison of S_e calculated by Pilson method and Wanninkhof method

表 3 敏感性分级

Tab.3 Sensitivity grading

S	级别	敏感性表征
$ S \leq 0.1$	I	不敏感
$0.1 < S \leq 0.25$	II	弱敏感
$0.25 < S \leq 0.5$	III	一般敏感
$0.5 < S \leq 1$	IV	比较敏感
$ S > 1$	V	特别敏感

表 4 参数敏感性表征
Tab.4 Sensitivity characterization of parameters

模型参数	参数含义	S	敏感性表征
C_s	湖泊氡活度	1	比较敏感
C_g	地下水氡活度	1.1	特别敏感
A	湖泊面积	1	比较敏感
d	湖泊深度	0.1	不敏感
u	风速	1.42	特别敏感
T	温度	0.15	弱敏感
h	风速测量点高程	0.17	弱敏感

布局地下井取样点,充分选取代表性样本,并在取样、野外测量中严格按照规程操作,尽量多次重复测量,取平均值,进一步提高模型计算的精度。

3 结论与展望

3.1 结论

1) ^{222}Rn 示踪结果表明枯水期元荡湖的地下水补给湖泊主要集中在湖泊边界的西北区段,且东南区段的氡活度浓度明显高于西北区段,通过补充水位动态分析法,所得结果与 ^{222}Rn 示踪结果具有一致性,这也与湖泊自东南区段经太浦河注入黄浦江的补给关系相一致。

2) 湖泊氡箱模型的分析计算结果显示,元荡湖湖水与地下水存在一定的水力联系,在枯水期地下水氡活度浓度显著高于湖水氡活度浓度 2~3 个数量级,地下水流入补给的氡为 $7.137 \times 10^6 \text{ Bq/d}$,地下水流入量为 $4540.801 \text{ m}^3/\text{d}$,地下水每日流入量占湖泊水量的 2.551%。氡箱模型的计算结果表明地下水对湖泊具有明显的补给作用,与定性分析结果一致。

3) 参数敏感性分析结果显示,风速与地下水氡活度浓度为特别敏感参数,取值差异较大时会导致计算误差急剧增大,设置风速误差为 50% 时,地下水流入水量误差达到了 71%,改善测点布置和提高模型参数精度能有效提高模型计算结果的准确性和可靠程度。湖泊氡箱模型在定性及定量分析湖泊与地下水的水力交换过程表现出良好的适用性。研究成果可为小尺度平原湖荡区域内水资源开发利用、环境保护和自然资源开发规划提供理论支撑。

3.2 展望

本研究在采集湖水时仅沿湖岸线布设取样点,缺少湖泊中央的取样点测定情况,为本研究的模型计算带来了不确定性。同时本研究所采用的氡箱模型在某些重要参数的取值上存在多个不同的经验公式,存在改进空间,未来可尝试结合其他性质的示踪剂来验证。

4 参考文献

- [1] Lin ZX, Xu YP, Dai XY et al. Effect of urbanization on the river network structure and functions—A case study in Suzhou City. *J Lake Sci*, 2018, **30**(6): 1722-1731. DOI: 10.18307/2018.0623. [林芷欣, 许有鹏, 戴晓颖等. 城市化对平原河网水系结构及功能的影响——以苏州市为例. 湖泊科学, 2018, 30(6): 1722-1731.]
- [2] Li YL, Zhang Q, Cai YJ et al. Hydrodynamic investigation of surface hydrological connectivity and its effects on the water quality of seasonal lakes: Insights from a complex floodplain setting (Poyang Lake, China). *Science of the Total Environment*, 2019, **660**: 245-259. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.01.015.
- [3] Hu JF, Wang JS, Teng YG. Study progress of interaction between stream and groundwater. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2004, **31**(1): 108-113. DOI: 10.3969/j.issn.1000-3665.2004.01.028. [胡俊锋, 王金生, 滕彦国. 地下水与河水相互作用的研究进展. 水文地质工程地质, 2004, 31(1): 108-113.]
- [4] Xu LG, Zhang Q, Zuo HJ. Status and progress of research on interaction and coupled modeling of surface water and groundwater. *Water Resources Protection*, 2009, **25**(5): 82-85, 102. [徐力刚, 张奇, 左海军. 地表水地下水的交互与耦合模拟研究现状与进展. 水资源保护, 2009, 25(5): 82-85, 102.]

量估计,同时影响衰变量的变化。在这些因素的共同作用下,可能导致计算出的地下水入流量相较于真实值偏大。

本研究中环湖泊 ^{222}Rn 活度为比较敏感参数,计算过程中参考其他研究采用了所取采样点湖水氡活度的中位数作为计算值^[11,13,16],所取湖水采样点集中于湖岸区域,未在湖中布设采样点取样,为湖泊 ^{222}Rn 活度带来了不确定性。后续研究中可以通过提高测量仪器的精度、开展连续动态测量提高模型计算结果的可靠性。受到地质构造、地层岩性和含水层条件的影响,确定地下水 ^{222}Rn 浓度代表值难度较大。在设计取样方案时,应合理

- [5] 杨智. 鄂尔多斯高原海流兔河地下水和地表水交互作用关系研究[学位论文]. 北京: 中国地质大学(北京), 2014.
- [6] Chang QX, Sun ZY, Ma R et al. A review of groundwater flow and its interaction with surface water in permafrost region. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2016, **36**(5) : 87-94. [常启昕, 孙自永, 马瑞等. 冻土区地下水水流过程及其与地表水转化关系研究进展. 水利水电科技进展, 2016, **36**(5) : 87-94.]
- [7] Liao F, Luo X, Xie YQ et al. Advances in ^{222}Rn application in the study of groundwater-surface water interactions. *Earth Science Frontiers*, 2022, **29**(3) : 76-87. DOI: 10.13745/j.esf.2022.1.44. [廖福, 罗新, 谢月清等. 氡(^{222}Rn)在地下水-地表水相互作用中的应用研究进展. 地学前缘, 2022, **29**(3) : 76-87.]
- [8] Yan SF, Yu SE, Wu YB et al. Understanding groundwater table using a statistical model. *Water Science and Engineering*, 2018, **11**(1) : 1-7.
- [9] Taniguchi M, Iwakawa H. Measurements of submarine groundwater discharge rates by a continuous heat-type automated seepage meter in Osaka Bay, Japan. *Journal of Groundwater Hydrology*, 2001, **43**(4) : 271-277. DOI: 10.5917/jagh1987.43.271.
- [10] Frei S, Gilfedder BS. FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon. *Water Resources Research*, 2015, **51**(8) : 6776-6786.
- [11] Wu Y, Wen X, Zhang Y. Analysis of the exchange of groundwater and river water by using Radon-222 in the middle Heihe Basin of north-western China. *Environmental Geology*, 2004, **45**(5) : 647-653. DOI: 10.1007/s00254-003-0914-y.
- [12] Yu ZB, Li MJ, Liu YC et al. Study on hydraulic exchange of river water and groundwater based on radon isotope. *Journal of Hohai University: Natural Sciences*, 2020, **48**(1) : 8-13. [余钟波, 李敏娟, 刘芸辰等. 基于氡同位素的河水与地下水水力交换研究. 河海大学学报: 自然科学版, 2020, **48**(1) : 8-13.]
- [13] 骆欢. 基于氡同位素的黄河源区地下水补给河湖水量研究[学位论文]. 南京: 河海大学, 2018.
- [14] Cable JE, Burnett WC, Chanton JP et al. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, **144**(3/4) : 591-604. DOI: 10.1016/S0012-821X(96)00173-2.
- [15] Dimova NT, Burnett WC. Evaluation of groundwater discharge into small lakes based on the temporal distribution of radon-222. *Limnology and Oceanography*, 2011, **56**(2) : 486-494. DOI: 10.4319/lo.2011.56.2.02486.
- [16] Schmidt A, Gibson JJ, Santos IR et al. The contribution of groundwater discharge to the overall water budget of two typical Boreal lakes in Alberta/Canada estimated from a radon mass balance. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2010, **14**(1) : 79-89. DOI: 10.5194/hess-14-79-2010.
- [17] Kluge T, von Rohden C, Sonntag P et al. Localising and quantifying groundwater inflow into lakes using high-precision ^{222}Rn profiles. *Journal of Hydrology*, 2012, **450/451** : 70-81. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.026.
- [18] Hamada H, Kishi S. Quantitative analysis of groundwater effluent and reservoir-water influent in a small pond using ^{222}Rn - and water-balance equations. *Japan Agricultural Research Quarterly: JARQ*, 2004, **38**(4) : 253-258. DOI: 10.6090/jarq.38.253.
- [19] Sadat-Noori M, Amibas C, Andersen MS et al. A comparison of radon, heat tracer and head gradient methods to quantify surface water-groundwater exchange in a tidal wetland (Kooragang Island, Newcastle, Australia). *Journal of Hydrology*, 2021, **598** : 126281. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2021.126281.
- [20] Wallace H, Wexler EJ, Malott S et al. Evaluating lacustrine groundwater discharge to a large glacial lake using regional scale radon-222 surveys and groundwater modelling. *Hydrological Processes*, 2021, **35**(4). DOI: 10.1002/hyp.14165.
- [21] Muthukumar P, Selvam S, Suresh Babu DS et al. Measurement of submarine groundwater discharge (SGD) into Tiruchendur coast at south-east India using ^{222}Rn as a naturally occurring tracer. *Marine Pollution Bulletin*, 2022, **174** : 113233. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2021.113233.
- [22] Chavoshi A, Danesh-Yazdi M. Quantifying the uncertainty of lake-groundwater interaction using the forward uncertainty propagation framework: The case of Lake Urmia. *Journal of Hydrology*, 2022, **610** : 127878. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2022.127878.
- [23] Okwir G, Kumar S, Pramod KS et al. Conceptualization of groundwater-surface water interaction with evidence from environmental isotopes and hydrogeochemistry in Lake Babati Basin in Northern Tanzania. *Groundwater for Sustainable Development*, 2023, **21** : 100940. DOI: 10.1016/j.gsd.2023.100940.
- [24] 张艳. 氡同位素示踪莱州湾海底地下水排泄[学位论文]. 北京: 中国地质大学, 2016.
- [25] Guo ZR, Li KP, Yuan XJ et al. Assessment of submarine groundwater discharge into the Wuyuan Bay via continuous Radon-222 measurements. *Advances in Water Science*, 2012, **23**(2) : 263-270. [郭占荣, 李开培, 袁晓婕等. 用氡-222评价五缘湾的地下水输入. 水科学进展, 2012, **23**(2) : 263-270.]
- [26] 温廷宇. 基于氡放射性同位素示踪海底地下水排放[学位论文]. 上海: 华东师范大学, 2013.
- [27] Yuan XJ, Guo ZR, Ma ZY et al. The evaluation of submarine groundwater discharge in Jiaozhou Bay based on ^{222}Rn mass balance. *Acta Geoscientica Sinica*, 2015, **36**(2) : 237-244. DOI: 10.3975/cagsb.2015.02.13. [袁晓婕, 郭占荣, 马志勇等. 基于 ^{222}Rn 质量平衡模型的胶州湾海底地下水排泄. 地球学报, 2015, **36**(2) : 237-244.]
- [28] Luo H, Yi P. Study on sluice leakage detection based on Rn isotope. *Yangtze River*, 2017, **48**(24) : 101-105. [骆欢, 衣鹏. 基于氡同位

- 素的闸塘渗漏检测研究. 人民长江, 2017, **48**(24) : 101-105.]
- [29] Guo QN, Zhao Y, Zhou ZF et al. Submarine groundwater discharge in Longkou coastal zones under the influence of human activities. *Earth Science Frontiers*, 2022, **29**(4) : 468-479. DOI: 10.13745/j.esf.sf.2022.2.71. [郭巧娜, 赵岳, 周志芳等. 人类活动影响下的龙口海岸带海底地下水排泄通量研究. 地学前缘, 2022, **29**(4) : 468-479.]
- [30] Li WP, Wang LF, Zhang YL et al. Determining the boundary of groundwater basin of Dalinuoer Lake watershed in the middle of Inner Mongolian Plateau, China and its impact on the ecological environment. *China Geology*, 2021, **4**(3) : 1-11. DOI: 10.31035/cg2021066.
- [31] Song YY, Zhang Q, Melack JM et al. Groundwater dynamics of a lake-floodplain system: Role of groundwater flux in lake water storage subject to seasonal inundation. *Science of the Total Environment*, 2023, **857** : 159414. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.159414.
- [32] Liu B, Li YL, Jiang WY et al. Understanding groundwater behaviors and exchange dynamics in a linked catchment-floodplain-lake system. *Science of the Total Environment*, 2022, **853** : 158558. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.158558.
- [33] Liao F, Wang GC, Yang N et al. Groundwater discharge tracing for a large ice-covered lake in the Tibetan Plateau: Integrated satellite remote sensing data, chemical components and isotopes (D , ^{18}O , and ^{222}Rn). *Journal of Hydrology*, 2022, **609** : 127741. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2022.127741.
- [34] 谌宏伟, 杨璠, 黄荷等. 基于氡同位素示踪的洞庭湖区枯水期湖水与地下水交互作用研究. 地学前缘, 1-12. DOI: 10.13745/j.esf.sf.2023.2.76.
- [35] He BY, Yang YK, Kong FC et al. The distribution characteristics and significance of stable (δD and $\delta^{18}O$) and radon-222 isotopes in the Buha River Basin of Qinghai Lake during dry season. *Acta Geologica Sinica*, 2023, **97**(6) : 2042-2053. [何炳毅, 杨英魁, 孔凡翠等. 青海湖布哈河流域枯水期氡同位素和氧同位素分布特征及其意义. 地质学报, 2023, **97**(6) : 2042-2053.]
- [36] Le QG. Numerical simulation study of radon tracer river bottom groundwater-river water exchange. *Modern Chemical Research*, 2022, (19) : 54-56. [乐庆国. 氡示踪河底地下水—河水相互交换数值模拟研究. 当代化工研究, 2022, (19) : 54-56.]
- [37] 孙凯男. 土壤氡析出率的研究[学位论文]. 北京: 清华大学, 2004.
- [38] 何云峰. 浅水湖泊总磷波动原因分析与研究——以元荡为例[学位论文]. 苏州: 苏州科技大学, 2022.
- [39] Martens CS, Kipphut CW, Klump JV. Sediment-water chemical exchange in the coastal zone traced by *in situ* radon-222 flux measurements. *Science*, 1980, **208**(4441) : 285-288. DOI: 10.1126/science.208.4441.285.
- [40] Gilfedder BS, Frei S, Hofmann H et al. Groundwater discharge to wetlands driven by storm and flood events: Quantification using continuous Radon-222 and electrical conductivity measurements and dynamic mass-balance modelling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, **165** : 161-177. DOI: 10.1016/j.gca.2015.05.037.
- [41] Wanninkhof R, Asher WE, Ho DT et al. Advances in quantifying air-sea gas exchange and environmental forcing. *Annual Review of Marine Science*, 2009, **1** : 213-244. DOI: 10.1146/annurev.marine.010908.163742.
- [42] Macintyre S, Wanninkhof R, Chanton JP. Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments, 1995.
- [43] Liss PS, Merlivat L. Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. Buat-Ménard P. The role of air-sea exchange in geochemical cycling. Dordrecht: Springer, 1986; 113-127.10.1007/978-94-009-4738-2_5
- [44] Crusius J, Koopmans D, Bratton JF et al. Submarine groundwater discharge to a small estuary estimated from radon and salinity measurements and a box model. *Biogeosciences*, 2005, **2**(2) : 141-157. DOI: 10.5194/bg-2-141-2005.
- [45] Hartman B, Hammond DE. Gas exchange in San Francisco Bay. *Hydrobiologia*, 1985, **129**(1) : 59-68. DOI: 10.1007/BF00048687.
- [46] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnology and Oceanography: Methods*, 2014, **12**(6) : 351-362. DOI: 10.4319/lom.2014.12.351.
- [47] Pilson MEQ. An Introduction to the chemistry of the sea. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. DOI: 10.1017/cbo9781139047203.
- [48] Chen J, Liang C, Chen L. Parameter sensitivity analysis of SWAT model—A case study of small watersheds with different land cover types in Hailuogou valley. *South-to-North Water Diversion and Water Science & Technology*, 2011, **9**(2) : 41-45. DOI: 10.3724/SP.J.1201.2011.02041. [陈建, 梁川, 陈梁. SWAT模型的参数灵敏度分析——以贡嘎山海螺沟不同植被类型流域为例. 南水北调与水利科技, 2011, **9**(2) : 41-45.]