

赵乐凡, 杨振京, 马荣, 等. 内蒙古高原浑善达克沙地典型湖泊萎缩机制[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2023, 21(5): 907-916.  
ZHAO L F, YANG Z J, MA R, et al. The shrinking mechanism of typical lakes in Hunshandake Sandy Land of Inner Mongolia Plateau[J].  
South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2023, 21(5): 907-916. (in Chinese)

## 内蒙古高原浑善达克沙地典型湖泊萎缩机制

赵乐凡<sup>1,2,3</sup>, 杨振京<sup>2,3</sup>, 马荣<sup>2,3</sup>, 宁凯<sup>2,3</sup>, 陈鹏<sup>2,3,4</sup>, 吴俊<sup>2,3,5</sup>, 李洋<sup>6</sup>

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄 050061;  
3. 福建省水循环与生态地质过程重点实验室, 福建 厦门 361021; 4. 河北地质大学地球科学学院, 石家庄 050030;  
5. 河北工程大学能源与环境工程学院, 河北 邯郸 056009; 6. 河北省邯郸市涉县水利局, 河北 涉县 056400)

**摘要:**以内蒙古高原浑善达克沙地内骏马湖水下地形测绘数据为基础, 构建湖泊结构特征曲线; 基于遥感数据提取 1991—2021 年骏马湖面积, 反演出 30 年来其水位与容积的演化特征; 建立其水量平衡方程, 定量分析降水、蒸发和地下水补给量等水量平衡要素的变化趋势及相互作用模式, 识别出不同阶段湖泊萎缩的主控因素。计算结果显示: 骏马湖容量由 1991 年的 1 450 万 m<sup>3</sup> 波动下降至 2021 年的 380 万 m<sup>3</sup>, 年均变化率为 -34 万 m<sup>3</sup>/a, 降水量、蒸发量和地下水补给量均呈现减少趋势, 年均变化率分别为 -10 万、-7 万和 -5 万 m<sup>3</sup>/a。2006 年前, 湖泊呈微弱的负均衡状态; 2006 年后, 地下水补给量显著减少, 导致湖泊水量负均衡加剧、萎缩速率加快。结果表明: 2006 年前, 气候暖干化是导致湖泊萎缩的主要因素; 2006 年至今, 流域地下水资源大量开采导致湖泊水量失衡, 人类活动成为湖泊萎缩的主控因子。降低地下水资源开发利用量, 提高水资源利用效率, 可有效减缓浑善达克沙地湖泊群的萎缩退化进度。

**关键词:** 水量平衡; 水量; 蒸发; 气候变化; 人类活动

**中图分类号:** TV213 **文献标志码:** A **DOI:** 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2023.0088

湖泊作为陆地水圈的组成部分, 在地区水循环、水均衡和水调节等方面发挥着不可或缺的作用, 其对气候变化及人类活动响应敏感, 是环境变化的指示因子<sup>[1-3]</sup>。在全球气候剧烈变化与人类活动加剧<sup>[4-5]</sup>的显著影响下, 湖泊演化呈现较大的时空差异性。在我国五大湖泊群<sup>[1,3]</sup>中, 青藏高原湖泊群由于气候暖湿化导致冰川溶解、河流径流量增加, 湖泊群总体呈现扩展趋势<sup>[6-8]</sup>; 而内蒙古高原由于气候暖干化<sup>[9]</sup>、农业灌溉及矿山开采等因素,<sup>[10-11]</sup>湖泊群总体呈萎缩趋势<sup>[12]</sup>。过去 30 年, 内蒙古高原面积大于 1 km<sup>2</sup> 的湖泊数量减少了 145 个, 面积下降了 30.3%<sup>[11]</sup>。但值得注意的是, 内蒙古高原气候条件与人类活动各不相同, 导致不同时空内湖泊萎缩成因具有显著的差异性<sup>[12-13]</sup>。因此, 对内蒙古高原湖泊萎缩需要开展专项研究, 探究其萎缩、退化的主要原因。

浑善达克沙地位于内蒙古高原中东部, 是京津冀主要的风沙带。同时该区域是气候变化最为敏感, 也是农牧业活动较为频繁的区域, 在这些因素的影响下, 湖泊群呈显著萎缩退化趋势, 诱发表层植被退化、土壤盐渍化及生物多样性减少等多种生态环境问题<sup>[14-17]</sup>。由于浑善达克沙地独特的地理格局和气候特性, 部分学者对浑善达克沙地开展了气候<sup>[16]</sup>、生态<sup>[18-23]</sup>及湖泊面积演化<sup>[24]</sup>方面的研究。然而, 这些研究大多聚焦于气候变化以及生态稳定性方面, 仅有少量关于区域内湖泊演化的研究, 时间主要集中在 2015 年以前, 缺少对浑善达克在当前新状态下的研究, 特别是缺少基于水量平衡模型对水量平衡要素变化的探究及人类活动和气候变化对湖泊演化的定量解析。因此, 厘清内蒙古高原浑善达克沙地湖泊萎缩特征, 揭示其萎缩机制, 能够为

收稿日期: 2023-06-23 修回日期: 2023-10-01 网络出版时间: 2023-10-10

网络出版地址: <https://link.cnki.net/urlid/13.1430.tv.20231008.0002.002>

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20221773); 中国地质科学院水文地质环境地质所基本科研业务费项目(SK202012)

作者简介: 赵乐凡(1999—), 男, 河南商丘人, 主要从事生态水文地质方面的研究。E-mail: 2101210127@email.cugb.edu.cn

通信作者: 马荣(1982—), 男, 陕西延安人, 研究员, 博士, 博士生导师, 主要从事生态水文地质方面的研究。E-mail: marong@mail.cgs.gov.cn

北方生态屏障的建设提供有力支撑。

从水资源角度而言,沙地由一个个相对完整的集水区或小流域构成,对小流域的研究既可以更好地理解 and 解决由于人类活动和自然因素对水资源的影响,也可以提供宝贵的数据和方法论,对湖泊群保护和修复产生深远的影响。骏马湖位于浑善达克沙地腹地,1991—2021 年由于水资源大量开采导致湖泊面积萎缩,流域内生态系统发生不同程度退化,引发了一系列生态环境问题。因此,本次研究选择骏马湖为典型研究区,基于 Landsat TM/ETM+ 提取 1991—2021 年骏马湖湖泊面积。收集数字高程模型(digital elevation model, DEM)数据,结合现场高程点测试,建立骏马湖水位-面积-容积曲线,计算湖泊水量。结合气象数据,建立 1991—2021 年骏马湖水量平衡模型,计算地下水补给量演化序列。定量分析降水、蒸发和径流等水量平衡要素的变化特征,解析收入项与支出项之间的互动关系及其对湖泊水量变化的影响,分析不同阶段气候变化和人类活动对湖泊水量变化的影响,确定不同阶段湖泊水量变化的主控因子。研究结果可以为区域湖泊演化和生态保护提供依据和支撑。

## 1 研究区概况

骏马湖是位于浑善达克沙地腹地正镶白旗境内典型的地下水补给型湖泊,是正镶白旗国家级湿地公园,也是正镶白旗最大的自然湖泊,流域面积 1 300 km<sup>2</sup>。研究区介于 114°0.5'N~115°15.0'N, 42°23.0'E~42°52.0'E,区域属于干旱半干旱的大陆性沙漠气候<sup>[25]</sup>,域内气候具有降水量小、蒸发量大、湿度小、温差大、风大沙多的气候特点<sup>[26]</sup>。研究区土地利用类型以农用地为主,占土地总面积的 91.80%,其中,耕地、林地和牧草地分别占总面积的 2.65%、6.17%、和 82.61%,沙地、建设用地、水域面积分别占流域 6.73%、0.77%、0.66%。流域以农业为基础,工农共同发展,2021 年生产总值达 36.48 亿元,其中第一产业、第二产业和第三产业占比分别为 20.2%、41.8% 和 38.0%。区域内水资源匮乏,无常年入湖河流,仅极端天气时出现短暂地表径流,本文以地下水系统为依据划分流域范围。流域地下水赋存类型主要为松散岩类孔隙水且埋藏深度较浅,以小于 10 m 为主;承压水含量较低且含水层埋藏深度较大,以大于 110 m 为主。流域内地下水流

向由南向北,在骏马湖以泉点和岸边径流的方式持续补给湖泊,区域内地下水的主要补给来源为大气降水,蒸发、农业灌溉和生活用水是地下水主要排泄途径。根据流域多年观测资料,多年平均气温 1.9℃,最高气温 33.3℃,最低气温 -35.2℃,多年平均降水量为 379.19 mm,年最大降水量 413.90 mm,年最小降水量 220.30 mm,降水多集中在 6—9 月,占全年总降水量的 70% 左右,以阵雨和暴雨为主。年蒸发量较大,多年平均蒸发量为 1 859.43 mm,年最大蒸发量 2 261.8 mm,年最小蒸发量 1 640.6 mm,尤以 4—7 月的蒸发量最大,占全年总蒸发量的 60%~70%。相对湿度 59%,多年平均无霜期为 117 d,最大冻土深度 2.6 m。以西北风为主,最大瞬时风力 10 级,年平均风速 3.8 m/s,最大风速 23 m/s。近年来,在人类活动加强和区域气候趋于暖干化的背景下,流域湖泊面积和水量发生了显著的萎缩,造成水质下降、植被退化和生物多样性减少等问题。

## 2 材料与方法

以 DEM 数据为基础,开展水下地形测绘,查明湖泊结构,构建水位-面积-容积关系曲线;结合遥感影像,厘清过去 30 年湖泊面积-水量的演化特征;构建湖泊水量平衡模型,反演出各水平衡要素的演化特征,结合人类活动的变化,分析不同因素对湖泊萎缩的影响机制。

### 2.1 数据收集与获取

遥感影像数据来源于地理空间数据云(<https://www.gscloud.cn/>),基于 Landsat TM/ETM+/OLI 遥感影像,提取骏马湖 1991—2021 年共 31 期的湖泊面积,构建湖泊面积演化序列。目前常用的水体识别方法主要包括单波段阈值法、多波段谱间关系法、水体指数法等<sup>[27]</sup>,不同方法各有其优点和缺点。由于研究区植被覆盖度不一,且湖岸线以裸露的沙土为主,故本次选用单波段阈值法提取湖泊面积。不同时期的遥感影像既可能是阶段性变迁的结果,也可能受不同季节演化的影像,为减少季节更替对湖泊面积变化的干扰,面积影像集中在 6—8 月。

气象数据来源于中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>),选取流域周边的正镶白旗、镶黄旗、苏尼特左旗、阿巴嘎旗 4 个气象站 1991—2021 连续 30 年气象资料,按照气象标准划分季节,基于 ArcGIS

10.8, 运用 Kriging 插值法将流域内气象数据空间栅格化, 得到骏马湖流域内各个气象要素的平均值, 下载数据包括年均气温、蒸发量、降水量等, 第一产业等人类活动数据均从当地的统计年鉴获得。

## 2.2 水位-面积-容积关系曲线

运用实时动态(real-time kinematic, RTK)载波相位差分技术和塔尺进行 325 组现场高程点测试, 结合 DEM 数据, 利用 ArcGIS 水文模块确定骏马湖结构特征, 建立湖泊水位-面积-容积关系曲线。基于 Landsat 提取的 1991—2021 年共 31 年的遥感影像, 提取湖泊面积。骏马湖水量随着湖泊面积的变化而变化, 基于遥感影像提取的湖泊面积, 结合建立的水位-面积-容积关系曲线, 建立骏马湖水量变化的时间序列。

## 2.3 湖面蒸发的计算

由于湖泊水量供应充足, 湖面蒸发量即为该区域的实际蒸发量, 而区域内研究程度较低, 缺乏湖面直接的蒸发记录, 故本次研究基于下载的蒸发量数据记录乘以任芝花等<sup>[28]</sup>发表的小型蒸发器对 E-601 B 蒸发器的折算系数计算湖面蒸发。

## 2.4 水量平衡模型

某时段湖泊库容差与增(减)水的关系, 可用水量平衡方程式表示:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = A(h)(P - E) + Q_{in} + Q_{out} \quad (1)$$

式中:  $\Delta t$  为计算时段, a;  $\Delta V$  为湖泊库容变化量,  $m^3$ ;  $A$  为湖泊水面面积,  $km^2$ ,  $A$  是水位  $h$  的函数;  $P$  为研究区内降水量, mm;  $E$  为研究区内蒸发量, mm;  $Q_{in}$  为入湖水量,  $m^3$ ;  $Q_{out}$  为出湖水量,  $m^3$ 。

骏马湖属于封闭湖泊, 没有水出入河流。根据骏马湖实际情况, 将水量平衡方程式表示为

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = A(h)(P - E) + Q_{地下入} - Q_{地下出} = A(h)(P - E) + \Delta Q \quad (2)$$

式中:  $Q_{地下入}$  为地下径流入湖量,  $m^3$ ;  $Q_{地下出}$  为地下径流出湖量,  $m^3$ ;  $\Delta Q$  为地下水径流量的差值,  $m^3$ 。

## 3 结果分析

由于缺乏长序列、高精度地下水位观测数据, 导致难以刻画长时间序列地下水对湖泊补给量, 为了证明水量平衡方程的普适性, 对 2021 年的地下水补给量和蒸发耗水量进行验证。2021 年在骏马湖流域内完成 154 点次地下水位测量, 结合流域潜水

含水层厚度与渗透系数空间分布特征, 利用断面法计算出 2021 年地下水对骏马湖补给量为  $308.9 \text{ 万 } m^3$ , 与水量平衡方程算得的  $297.3 \text{ 万 } m^3$  相差  $11.6 \text{ 万 } m^3$ , 符合可接受范围。基于骏马湖水量平衡方程, 2021 年度骏马湖蒸发量为  $473 \text{ 万 } m^3$ , 虽略高于蒸发皿算得的蒸发耗水量  $431 \text{ 万 } m^3$ , 但二者间的误差仅为 4.6%, 这充分表明以蒸发皿数据为基础, 结合校准系数, 可精确计算骏马湖年度蒸散发量。因此, 以年度骏马湖降雨补给量、蒸发排泄量、湖泊容量变差为基础, 利用湖泊水量平衡方程, 所计算的地下水对骏马湖历年补给量亦能够真实反映流域潜水含水层对骏马湖补给作用, 为揭示骏马湖萎缩成因提供可靠数据支撑。

## 3.1 湖泊面积、水位与水量的变化

结合骏马湖结构特征, 构建出湖泊水位-面积-容积特征曲线见图 1(a), 依据遥感面积、水位数据时间序列计算骏马湖容积的变化 [图 2(b)]。近 30 年间骏马湖水位、面积与水量发生了显著变化, 且三者具有极强的同步性, 这也与研究区内大多数湖泊特征 [图 1(c)] 相符合。研究区内湖泊多为浅平型湖泊, 湖泊面积和容积均会随着水位变化而变化。同时, 对于浅平型湖泊而言, 湖泊水位波动时, 湖泊水量的不稳定性将会显著增加。1991—2001 年, 湖泊水量平均值为  $1050 \text{ 万 } m^3$ , 其中: 湖泊水量最大值为 1997 年的  $1510 \text{ 万 } m^3$ ; 2021 年湖泊水量最小, 为  $380 \text{ 万 } m^3$ 。骏马湖水量演化总体呈减小趋势, 由 1991 年的  $1450 \text{ 万 } m^3$  波动下降至 2021 年的  $380 \text{ 万 } m^3$ , 下降速率为  $34 \text{ 万 } m^3/a$ 。演化过程大体可分为两个阶段:

第一阶段为 1991—2005 年, 湖泊水量呈缓慢波动下降趋势, 水量平均值为  $1390 \text{ 万 } m^3$ , 较多年平均值  $1050 \text{ 万 } m^3$  高  $340 \text{ 万 } m^3$ 。此阶段骏马湖水量变化率为  $-15.2 \text{ 万 } m^3/a$ , 湖泊水量线性拟合方程为  $y = -15.2x + 3171.3$ 。

第二阶段为 2005—2021 年, 其中: 2006 年因气温升高, 蒸发量增加, 降水量显著降低, 湖泊水量较 2005 年下降  $580 \text{ 万 } m^3$ , 占 2005 年湖泊水量的 40.02%; 而后 2006—2014 年湖泊水量趋于稳定, 湖泊平均水量为  $880 \text{ 万 } m^3$ , 与多年平均值接近, 但 2014 年后, 湖泊水量下降速率显著增加, 由 2014 年的  $960 \text{ 万 } m^3$  快速下降至 2021 年的  $390 \text{ 万 } m^3$ 。此阶段湖泊水量线性拟合方程为  $y = -42.2x + 8566.1$ , 容积变化率为

-42.2 万 m<sup>3</sup>/a, 显著高于第一阶段。

总的来看, 除 2005 年和 2014 年湖泊水量发生

了显著减少外, 湖泊水量总体呈缓慢波动下降趋势, 且下降速率逐渐增加。

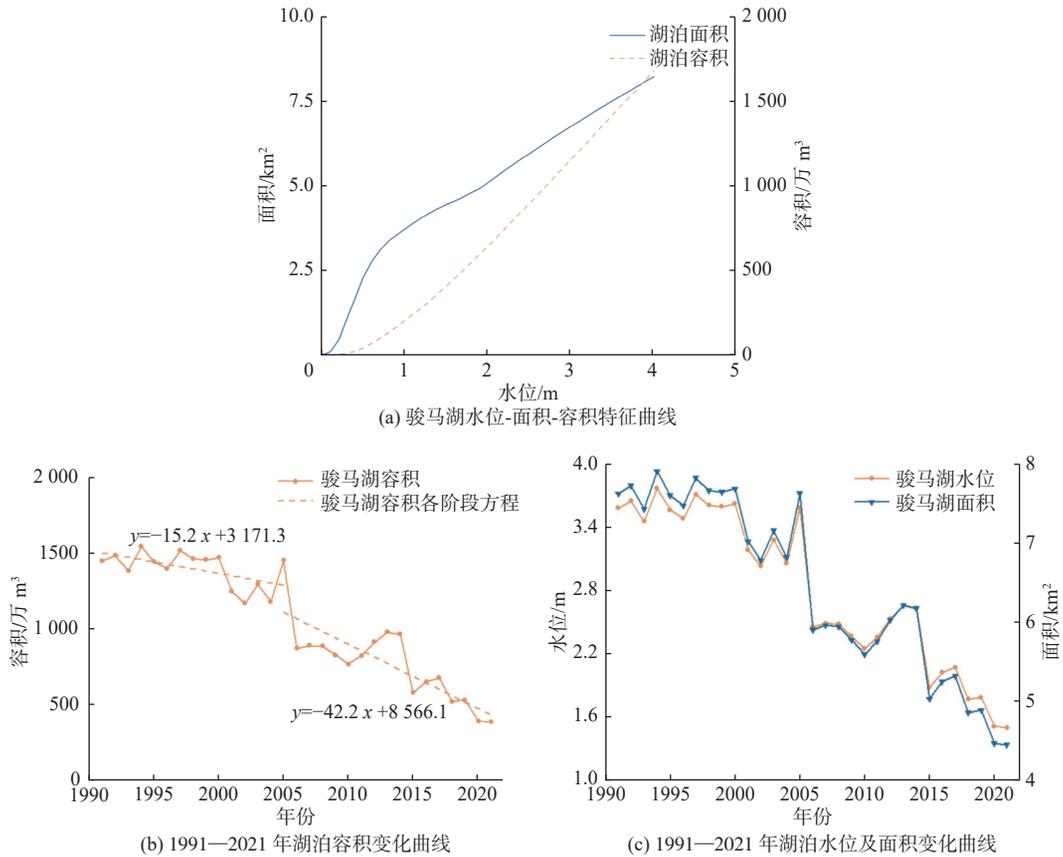


图 1 骏马湖水水位-面积-容积演化序列

Fig. 1 Evolution sequence of water level-area-volume in Junma Lake

### 3.2 湖泊水量平衡要素的变化

#### 3.2.1 湖面蒸发耗水量

湖面蒸发是骏马湖主要的水量支出, 1991—2021 年骏马湖湖面蒸发量线性拟合方程为  $y = 2.5254x - 4040.884$ , 蒸发量变化率为 2.5254 mm/a, 增加趋势较为明显(图 2)。但受限于湖泊面积剧烈萎缩的影响, 蒸发耗水量呈减少趋势, 1991—2021 年蒸发耗水量波动下降, 多年平均值为 658 万 m<sup>3</sup>, 下降速率约为 10 万 m<sup>3</sup>/a。其中: 1991—2005 年骏马湖蒸发耗水量虽存在波动, 但总体演化趋势不明显, 阶段蒸发耗水量均值为 748 万 m<sup>3</sup>, 略高于多年平均值; 2005 年以后, 蒸发耗水量显著下降, 由 2005 年的 812 万 m<sup>3</sup> 波动下降至 2021 年的 431 万 m<sup>3</sup>, 下降率达 46.92%, 阶段下降速率为 24 万 m<sup>3</sup>/a, 阶段蒸发耗水量平均值为 587 万 m<sup>3</sup>, 略低于多年平均值 658 万 m<sup>3</sup>。

总的来说, 1991—2021 年, 蒸发耗水量线性拟合方程为  $y = -10.213x + 2090.1$ , 蒸发耗水量变化率为 -10 万 m<sup>3</sup>/a, 呈缓慢下降趋势。

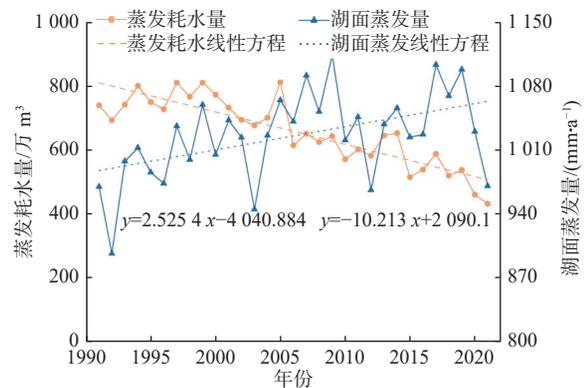


图 2 1991—2021 年骏马湖蒸发量变化

Fig. 2 Changes in evaporation of Junma Lake from 1991 to 2021

#### 3.2.2 大气降水补给量

降水数据见图 3, 研究区降水量在 1991—2021 年呈波动下降的趋势, 多年平均值为 379.19 mm, 降水量变化率为 -3.4821 mm/a, 线性拟合方程为  $y = -3.4821x + 7364.2$ , 下降趋势较为明显。在降水量下降和湖泊面积萎缩的双重影响下, 骏马湖湖面降水补给量明显下降, 1991—2021 年湖面降水平均

补给量为 247 万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 呈下降趋势, 从 1991 年的 349 万  $\text{m}^3$  波动下降至 2021 年的 153 万  $\text{m}^3$ 。其中: 1992 和 2003 年湖面降水补给量达到峰值, 分别为 416 万  $\text{m}^3$  和 398 万  $\text{m}^3$ ; 湖面降水补给量最大值为 1992 年的 420 万  $\text{m}^3$ , 高于多年降水补给量平均值 247 万  $\text{m}^3$ ; 2009 年湖面降水量最低, 为 130 万  $\text{m}^3$ 。1991—2003 年平均降水补给量较高但趋势性不显著, 阶段降水平均补给量为 316 万  $\text{m}^3$ , 比多年降水补给量平均值高 66 万  $\text{m}^3$ 。2003 年以后, 湖面降水补给量持续降低且逐渐趋于稳定, 2003—2012 年降水补给量波动较为强烈, 2012 年以后湖面降水补给量呈稳定的下降趋势, 2003—2021 年, 湖面降水补给量平均值为 208 万  $\text{m}^3$ , 与多年平均值接近。骏马湖 30 年间湖面降水补给量变化率为  $-6.7$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 湖面降水线性拟合方程为  $y = -6.732x + 1363.4$ , 骏马湖湖面降水补给量呈下降趋势。

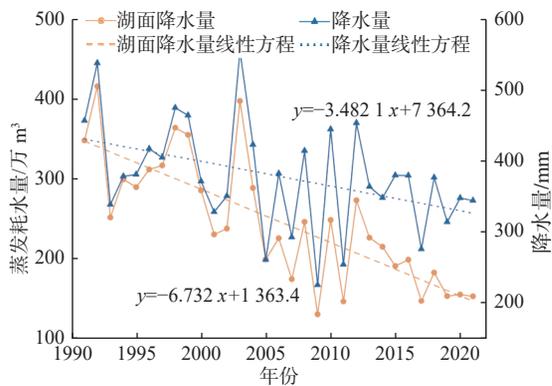


图 3 1991—2021 年骏马湖降水量变化

Fig. 3 Precipitation change in Junma Lake from 1991 to 2021

### 3.2.3 地下水补给量

受区域经济和发展的影响, 缺乏连续的、有效的出入湖径流量监测数据, 本文基于水量平衡模型计算地下水出入湖径流量的差值。地下水出入湖径流量的差值可以很好地反映骏马湖与地下水之间的互动关系, 1991—2021 年, 骏马湖持续接受地下水的补给, 且地下水补给量呈波动下降趋势(图 4), 骏马湖 30 年地下水补给量线性拟合方程为  $y = -4.713x + 9828.1$ , 年均补给量约 379 万  $\text{m}^3$ 。其中: 1991—2005 年地下水径流补给量变化较大, 这也与 1991—2005 年骏马湖水量波动趋势相符合; 2005 年地下水补给量为 30 年最低值, 为 53 万  $\text{m}^3$ , 仅占多年平均值的 13.97%; 1993 与 2004 年地下水补给量分别为 648 万  $\text{m}^3$  和 680 万  $\text{m}^3$ , 远高于平均值; 2006—2021 年地下水补给量波动性减弱, 但下降趋势更加明显, 地下水补给量阶段下降率约为 27 万  $\text{m}^3/\text{a}$ 。

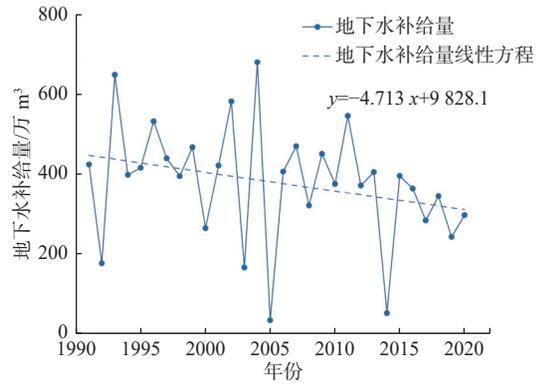


图 4 1991—2021 年地下水补给量变化

Fig. 4 Changes in groundwater recharge from 1991 to 2021

### 3.3 水量平衡分析

为了探究水量平衡要素在不同阶段的演化趋势和要素间的互动关系, 求取骏马湖各阶段水量平衡要素均值见图 5, 可以看出: 1991—1996 年虽然湖泊水量存在一定波动, 但湖泊阶段演化相对稳定, 呈微弱萎缩趋势, 1991—1996 年湖泊年均容积变化量为  $-2.9$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ ; 1996—2001 年, 地下水补给量及大气降水保持稳定, 蒸发耗水量增强, 湖泊水量表现为负均衡, 湖泊水量变化约为  $-31.4$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 萎缩趋势较为明显; 2001—2006 年蒸发耗水量及大气降水补给量较上一阶段均呈减弱趋势, 地下水补给量趋于稳定, 阶段湖泊水量整体呈现负均衡。2006 年以前, 地下水补给量变化不大, 湖面蒸发及大气降水存在一定波动, 具体表现为蒸发耗水量减少和大气降水量降低, 此阶段湖泊水量变化受蒸发量、降水量和地下水补给量共同控制, 总体呈现萎缩趋势; 2006—2011 年蒸发量及降水量持续减弱, 但随着地下水补给量减少, 湖泊水量收入与水量支出之间的差值增大, 蒸发及降水对湖泊水量的控制作用增强, 此阶段湖泊萎缩速率加快, 2006—2011 年均容积变化约为  $-47.2$  万  $\text{m}^3$ 。2011—2016 年蒸发量、降水量及地下水补给量均趋于稳定, 但地下水补给量与降水补给量之和仍小于蒸发耗水量, 湖泊水量仍呈减小趋势; 2011—2016 年湖泊水量减小速率约为  $-39.5$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 略低于 2006—2011 年的  $-47.2$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ ; 2016—2021 年蒸发量及降水量持续降低, 同时, 地下水平均补给量由 2011—2016 年的 348 万  $\text{m}^3/\text{a}$  快速减少至 2016—2021 年的 241 万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 导致湖泊萎缩速率加快, 2011—2016 年湖泊水量年均变化率为  $-39.5$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 而 2016—2021 年急剧下降至  $-119.7$  万  $\text{m}^3/\text{a}$ 。

2006 年以前, 地下水补给量相对稳定, 此阶段蒸发耗水量、降水补给量及地下水补给量三者相互

协调、共同作用,维持了骏马湖水量平衡。2006 年以后,地下水补给量呈下降趋势,且下降速率逐渐增加。随着地下水补给量的逐渐减弱,湖面蒸发以及湖面降雨对湖泊水量控制作用加强,湖泊水量不稳定性增加,在蒸发耗水量和降水补给量的双重影响下,湖泊萎缩速率加快,容积变化率增加。

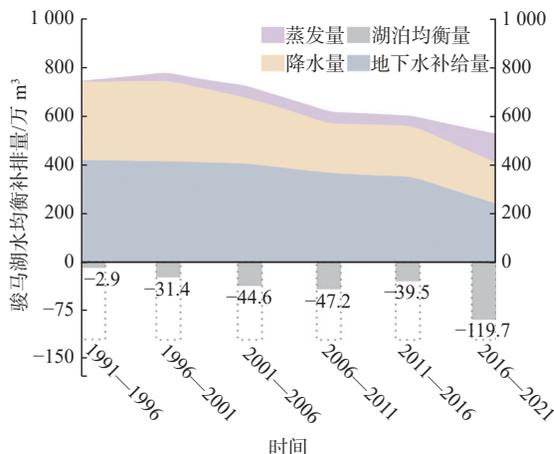


图 5 1991—2021 年骏马湖水平衡补排量

Fig. 5 Equilibrium recharge and discharge of Junma Lake from 1991 to 2021

## 4 讨论

自 1991 年以来,骏马湖水量发生了显著的变化,对于浅平型湖泊而言,湖泊面积和水量变化趋势呈现较高的一致性。1991—2021 年骏马湖水量由 1991 年的 1450 万  $\text{m}^3$  波动下降至 2021 年的 390 万  $\text{m}^3$ , 30 年湖泊水量下降了 1060 万  $\text{m}^3$ , 占 1991 年湖泊总容积的 73.10%。与干旱区大多数湖泊萎缩过程<sup>[29]</sup>相似,骏马湖萎缩速率也经历了先慢后快的过程,其中:1991—2005 年湖泊萎缩速率较慢,年均变化率约为 15.2 万  $\text{m}^3/\text{a}$ ; 2006 年以后湖泊水量下降率快速增加; 2006—2021 年湖泊年均变化率为 42.2 万  $\text{m}^3/\text{a}$ 。杨腾腾等<sup>[29]</sup>以岱海为研究区重建了强人类活动下半干旱湖泊水资源损失过程,其中 1961—1978 年、1979—2004 年和 2005—2019 年湖泊萎缩速率分别为 730 万、2100 万和 3390 万  $\text{m}^3/\text{a}$ , 表明 2005 年以后为湖泊水量加速损失的阶段。白雪梅等<sup>[24]</sup>也通过对浑善达克湖泊群的变化研究发现,自 1969—2013 年,浑善达克沙地湖泊群总面积由 502.04  $\text{km}^2$  减少到 303.42  $\text{km}^2$ , 且 21 世纪以后湖泊萎缩状态加剧。结合前人<sup>[30]</sup>研究可以看出,骏马湖和区域湖泊具有相同的演化趋势,但受不同区域发展状况的影响,各流域湖泊加速演化的具体开始时间并不完全一致。尽管湖泊萎缩的主导因素在不

同流域存在差异,但气候变化和人类活动<sup>[31]</sup>在湖泊演化中的作用始终是不可忽视的<sup>[29]</sup>。

### 4.1 气候变化对湖泊水量的影响

气候因子通过影响收入项与支出项,直接控制骏马湖水量变化,与浑善达克沙地气温演化特征<sup>[32]</sup>相似,流域内年均气温(图 6)也呈升高趋势,由 1991 年的 3.583  $^{\circ}\text{C}$  波动增加至 2021 年的 5.96  $^{\circ}\text{C}$ , 区域气温增加速率约为 0.074  $^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 。与此同时,降水量变化则与气温表现不同的演化趋势<sup>[33]</sup>,流域内降水量(图 3)由 1991 年 457.07 mm 波动下降至 2021 年的 344.90 mm, 降水量年均变化率为 -3.48  $\text{mm}/\text{a}$ , 呈波动下降趋势。受湖泊面积萎缩和降水量减少的共同作用,骏马湖降水补给量减少了约 56.16%, 由 1991 年的 349 万  $\text{m}^3$  波动下降至 2021 年的 153 万  $\text{m}^3$ , 下降速率约为 -70 万  $\text{m}^3/\text{a}$ 。

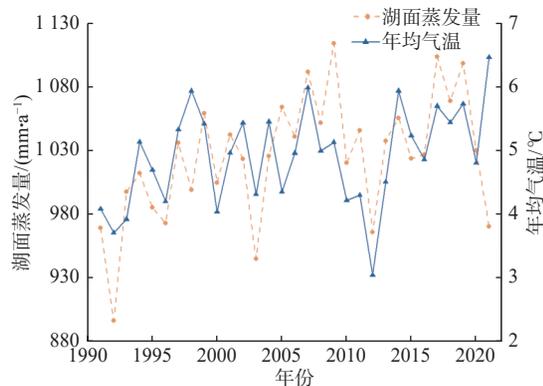


图 6 1991—2021 年骏马湖湖面蒸发与年均气温变化

Fig. 6 Potential evaporation and annual average temperature change in Junma Lake from 1991 to 2021

湖面蒸发是骏马湖主要的水量支出,相关分析结果显示,湖面蒸发与降水量和年均气温的相关性系数分别为 -0.737 和 0.523, 在 0.01 级别(双尾),相关性显著,表明降水量对湖面蒸发的控制作用大于年均气温,由此可见,降水量的降低不仅直接减少了骏马湖水量收入,同时还通过减少湖面蒸发对湖泊水量支出造成了影响。受降水量降低和气温升高共同作用,流域内湖面蒸发量呈波动上升趋势,年均变化率为 2.53  $\text{mm}/\text{a}$ 。2009 年流域内降水量取得最小值 226 mm, 此时湖面蒸发量为 1113.95 mm, 为 30 年间最大值, 2009—2012 年湖面蒸发骤减, 年均变化率约为 -49.32  $\text{mm}/\text{a}$ , 随后缓慢回升, 2016 年湖面蒸发量为 1026.73 mm。虽然流域内湖面蒸发量增加,但在湖泊面积萎缩的影响下,骏马湖水面的蒸发耗水量仍以约 -10.3 万  $\text{m}^3/\text{a}$  的速率由 1991 年的 739 万  $\text{m}^3$  减少至 2021 年的 431 万  $\text{m}^3$ 。

## 4.2 人类活动对地下水资源的作用

骏马湖流域位于北方农牧交错带核心区域,是流域内地下水资源最终排泄点,流域内地下水资源的开发利用对湖泊演化有重要影响。但由于流域地处浑善达克沙地核心区域,水文地质研究程度较低,未有长时间序列地下水资源开采量和水位监测数据。该流域内农用地面积占土地总面积的91.8%,且以牧草地为主,耕地、林地和牧草地分别占总面积的2.65%、6.17%、和82.61%<sup>[34]</sup>,但由于地表水资源短缺,地下水是支撑流域牧草种植、牲畜饲养、矿山开发的唯一水资源来源,故用第一产业总值可以很好地反映区域内农业灌溉和畜牧取水的耗水强度,进而定量刻画人类活动对湖泊萎缩的影响。1991—2021年,人类活动逐渐增强,经济水平与畜牧业发展快速提高(图7),流域内第一产业总值由1991年的0.475亿元增长至2021年的7.3741亿元,增长速率约为0.2226亿元/a,其中1991—2005年和2006—2021年阶段增长速率分别为0.0872亿元/a和0.3263亿元/a。由此不难看出,2006年以前,人类活动较弱且增长速率缓慢,2006年以后人类活动强度显著增加。在人类活动的影响下,地下水对湖泊补给量由1991年的425万m<sup>3</sup>波动下降至2021年的297万m<sup>3</sup>,其中1991—2005年人类活动相对较弱,地下水补给量波动性较大但趋势性不明显,且地下水补给量波动趋势与区域降水量变化趋势表现出较强的一致性,由此可推断此阶段地下水补给量主要受降水量的影响。2006年以后,人类活动加强,地下水开采量增加,导致地下水位下降,此阶段地下水对湖泊的补给量趋于稳定且呈现逐年递减的趋势。随着地下水补给量和湖面降水补给量逐渐降低,二者对湖泊的补给量难以支撑湖面蒸发,湖泊水量负均衡状态加剧,1991—2005年湖泊水量变化率为-15万m<sup>3</sup>/a,而2006—2021年骤降至-42万m<sup>3</sup>/a,导致2006年以后骏马湖水量变化加快,湖泊萎缩速率提高。

为了定量探究不同阶段气候变化和人类活动对湖泊演化的影响,对不同阶段的湖泊水量变化与降水、蒸发、地下水补给以及人类活动等因子进行相关分析(表1),结果表明,在不同时期人类活动与气候变化对骏马湖水量的影响程度不同。湖面蒸发量在1991—2021年均与骏马湖水量保持较强的相关性,其中1991—2005年和2006—2021年相关系数分别为0.688和0.941,在0.01级别(双尾),相关性显著。造成此结果的原因一方面是湖泊水量和

湖面蒸发量均与湖泊面积有一定的关系,故导致二者具有一定的相关性,但主要原因是湖面蒸发是骏马湖主要的耗水途径:2006年以前,人类活动较弱,湖面蒸发、湖面降雨相互协调,共同作用,维持骏马湖水量平衡,2006年以后,人类活动显著增强,骏马湖水量与第一产业的相关系数由1991—2005年的-0.486增长到2006—2021年的-0.810,在0.01级别(双尾)相关性显著。剧烈的人类活动导致的地下水开采量增加、地下水位下降致使地下水对湖泊的补给量显著降低,湖面蒸发对湖泊容积的控制作用增强。1991—1996年地下水对湖泊的年均补给量约为420万m<sup>3</sup>,而2016—2021年地下水对骏马湖的年均补给量仅为241万m<sup>3</sup>,较1991—1996年下降了42.64%,随着地下水补给量减弱,湖面蒸发逐渐成为控制骏马湖水量演化的主要因素。平均气温在长时间尺度上也与骏马湖水量演化具有一定的相关性,区域年均气温以0.079℃/a的速率增加。

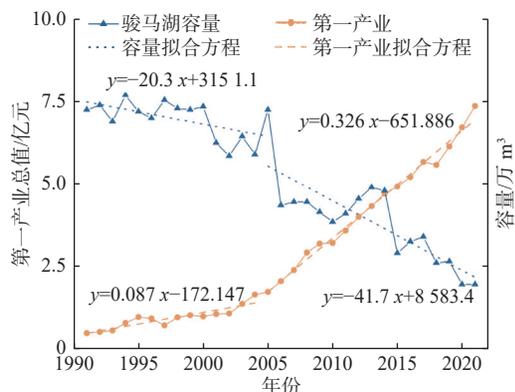


图7 1991—2021年流域内第一产业变化

Fig. 7 Changes in primary industry in the basin from 1991 to 2021

表1 1991—2021年骏马湖水量与各要素的相关系数

Tab. 1 Correlation coefficient between water quantity and elements of Junma Lake from 1991 to 2021

年份	湖面蒸发	湖面降雨	气温	地下水补给	第一产业
1991—2005	0.688**	0.319	-0.213	-0.412	-0.486
2006—2021	0.941**	0.530*	-0.375	0.118	-0.810**

注:\*在0.05级别(双尾),相关性显著;\*\*在0.01级别(双尾),相关性显著。

由于骏马湖独特的地形地貌和水文地质条件,湖区没有固定的水出入河流。虽然在不同阶段湖泊萎缩的主控因子不同,但是气候变化和人类活动在湖泊演化过程中都扮演着重要角色。湖泊接受大气降水和地下水的补给,湖区内地表水不存在人为开采,蒸发耗水是主要的水量支出。从流域尺度来看,气候变化主要通过控制年均气温、湖面蒸

发<sup>[35]</sup>和湖面降水直接影响骏马湖的水量均衡,而人类活动则通过大量开采地下水对入湖补给量造成影响,间接控制骏马湖水量变化。

2006年以前,人类活动较弱,骏马湖水量变化主要受控于气候,降水补给量和湖面蒸发量的相互协调,共同维持了骏马湖的水量平衡。2006年以后,人类活动较上一阶段显著增强,并逐渐成为骏马湖水量演化的主控因子。农业、牧业和林业等第一产业总值的增长率较上一阶段发生了显著提高,1991—2005年第一产业总值增长速率约为0.105 0亿元/a,明显低于2006—2021年的0.454 9亿元/a。与气候变化直接控制骏马湖水量演化不同,强烈的人类活动使得流域内地下水过量开采,地下水入湖补给量减少,间接影响骏马湖的水量平衡。

由于骏马湖是位于浑善达克腹地的小型封闭性内陆湖泊,区域内研究较少,缺乏连续的地下水径流量长时间序列,故本文以水平衡模型为基础,根据水量收支平衡计算得出地下水补给量长时间演化趋势,分析不同阶段水量演化的影响因素,研究结果对浑善达克沙地湖泊群保护与修复具有重要意义。与大多数研究相同,本文也存在一些不足,水面蒸发是构成水循环的重要环节,在水量平衡、水资源开发及水文水利等方面都具有重要意义<sup>[36]</sup>。由于实测水体蒸发量往往很难获取,我国常用蒸发皿折算法根据小型蒸发器间接推求大面积水面蒸发<sup>[37]</sup>。但是折算系数在不同年份往往会存在细微差距,盛琼等<sup>[38]</sup>通过对小型蒸发器对水面蒸发折算系数进行的研究发现,虽然内蒙古地区大多数站点折算系数趋于稳定,但仍有少数站点折算系数的变化在 $\pm 0.02/(10\text{ a})$ 左右,所以在进行长时间序列的湖面蒸发量计算时,可能会导致结果具有一定的潜在不确定性。

## 5 结论

本文以骏马湖为研究对象,基于遥感影像提取的湖泊面积和现场高程点测试建立了湖泊水位—面积—容积曲线,重建了骏马湖水位、面积、容积变化的时间序列,同时结合长时间序列的人类活动和气象数据分析了降水量、蒸发量、地下水补给量等水平衡要素的演化特征,分析了各收入项与支出项之间的互动关系及其对湖泊水量的影响,并定量解析了不同阶段气候变化和人类活动对骏马湖水量的影响,得出如下结论:

1991—2021年,区域内潜在蒸发量增加、降水

量和地下水补给量逐渐减少,蒸发耗水量、降水补给量以及地下水径流量多年平均值分别为660万、250万和380万 $\text{m}^3$ ;骏马湖水量呈显著的减少趋势,由1991年的145 0万 $\text{m}^3$ 波动下降至2021年的390万 $\text{m}^3$ ,2006年以前波动性较大但趋势性不明显,2006年后湖泊萎缩速率显著增加。

2006年以前,气候变化因子是导致湖泊水量波动的主导因素,1991—2006年研究区降雨量减少,潜在蒸发量增加,地下水补给量相对稳定,湖泊缓慢萎缩湖;2006年以后,人类活动增强,湖泊水量支出项与收入项之间的差值增大,萎缩速率增加,农牧业取水量激增导致的地下水补给量迅速减少是该阶段骏马湖水量减少速率逐渐增加的主要原因。

## 参考文献:

- [1] 马荣华,杨桂山,段洪涛,等.中国湖泊的数量、面积与空间分布[J].*中国科学:地球科学*,2011,41(3):394-401. DOI: 10.1007/s11430-010-4052-6.
- [2] 李龙,姚晓军,巨喜锋,等.2000—2014年中国内流区主要湖泊面积变化[J].*人民黄河*,2020,42(6):63-67. DOI: 10.3969/j.issn.1000-1379.2020.06.013.
- [3] 尚博譔,肖春蕾,赵丹,等.中国湖泊分布特征及典型流域生态保护修复建议[J].*中国地质调查*,2021,8(6):114-125. DOI: 10.19388/j.zgdzdc.2021.06.11.
- [4] 高凡,邹兰,孙晓懿.改进综合水质指数法的乌伦古湖水质空间特征[J].*南水北调与水利科技*,2020,18(1):127-137. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2020.0014.
- [5] 杨丽伟,陈诗越.白洋淀水环境质量评价[J].*南水北调与水利科技*,2015,13(3):457-462. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2015.03.013.
- [6] 张国庆,王蒙蒙,周陶,等.青藏高原湖泊面积、水位与水量变化遥感监测研究进展[J].*遥感学报*,2022,26(1):115-125. DOI: 10.11834/jrs.20221171.
- [7] 万玮,肖鹏峰,冯学智,等.卫星遥感监测近30年来青藏高原湖泊变化[J].*科学通报*,2014,59(8):701-714. DOI: 10.1007/s11434-014-0128-6.
- [8] 陈军,刘延昭,曹立国,等.青藏高原湖泊变化遥感监测及水量平衡定量估算研究进展[J].*冰川冻土*,2022,44(4):1203-1215. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0110.
- [9] HU Q, PAN F, PAN X, et al. Spatial analysis of climate change in Inner Mongolia during 1961 - 2012, China[J]. *Applied Geography*, 2015, 60: 254-260. DOI: 10.1016/j.apgeog.2014.10.009.

- [10] ZHOU Y, DONG J, XIAO X, et al. Continuous monitoring of lake dynamics on the Mongolian Plateau using all available Landsat imagery and Google Earth Engine[J]. *Science of The Total Environment*, 2019, 689: 366-380. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.06.341.
- [11] TAO S, FANG J, ZHAO X, et al. Rapid loss of lakes on the Mongolian Plateau[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2015, 112(7): 2281-2286. DOI: 10.1073/pnas.1411748112.
- [12] 闫立娟, 郑绵平. 我国蒙新地区近40年来湖泊动态变化与气候耦合[J]. *地球学报*, 2014, 35(4): 463-472. DOI: 10.3975/cagsb.2014.04.08.
- [13] 耿晓庆, 胡兆民, 赵霞, 等. 内蒙古呼伦贝尔草原湖泊变化研究[J]. *干旱区地理*, 2021, 44(2): 400-408. DOI: 10.12118/j.issn.1000-6060.2021.02.11.
- [14] 高涛涛, 殷淑燕. 浑善达克沙地及周边地区平均最高气温、最低气温及气温日较差的变化特征[J]. *江西农业学报*, 2018, 30(5): 94-100. DOI: 10.19386/j.cnki.jxnyxb.2018.05.19.
- [15] 申陆, 田美荣, 高吉喜. 基于RWEQ模型的浑善达克沙漠化防治生态功能区土壤风蚀与主要影响因子分析[J]. *水土保持研究*, 2016, 23(6): 90-97. DOI: 10.13869/j.cnki.rswc.2016.06.010.
- [16] 刘宏宇, 宁小莉, 海全胜, 等. 浑善达克沙地蒸散发时空变化及植被和气候响应[J]. *干旱区资源与环境*, 2022, 36(8): 110-118. DOI: 10.13448/j.cnki.jalre.2022.206.
- [17] 刘树林, 王涛. 浑善达克沙地地区的气候变化特征[J]. *中国沙漠*, 2005, 25(4): 557-562. DOI: 10.3321/j.issn:1000-694X.2005.04.018.
- [18] 陈臻琦, 张靖, 张贻龙, 等. 基于VSD的近20 a来浑善达克沙地生态脆弱性变化研究[J]. *干旱区研究*, 2021, 38(5): 1464-1473. DOI: 10.13866/j.azr.2021.05.29.
- [19] 元志辉, 包刚, 银山, 等. 2000—2014年浑善达克沙地植被覆盖变化研究[J]. *草业学报*, 2016, 25(1): 33-46. DOI: 10.11686/cyxb2015319.
- [20] 元志辉, 雷军, 包刚, 等. 土地利用/覆盖变化对浑善达克沙地植被覆盖度的影响[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(6): 330-338. DOI: 10.13870/j.cnki.stbxb.2016.06.055.
- [21] 罗嘉艳, 张靖, 徐梦冉, 等. 浑善达克沙地植被变化定量归因及多情景预测[J]. *干旱区地理*, 2022: 1-14. DOI: 10.12118/j.issn.1000-6060.2022.302.
- [22] 王俊枝, 常屹冉, 匡文慧, 等. 浑善达克沙漠化防治重点生态系统功能区防风固沙功能动态特征分析[J]. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2018, 21(3): 348-356. DOI: 10.16360/j.cnki.jbnuns.2018.03.011.
- [23] LIU X, LI L, QIN F, et al. Ecological policies enhanced ecosystem services in the Hunshandake Sandy Land of China[J]. *Ecological Indicators*, 2022, 144: 109450. DOI: 10.1016/j.ecolind.2022.109450.
- [24] 白雪梅, 春喜, 斯琴毕力格, 等. 近45 a内蒙古浑善达克沙地湖泊群的变化[J]. *湖泊科学*, 2016, 28(5): 1086-1094. DOI: 10.18307/2016.0519.
- [25] 张存厚, 李兴华, 韩芳, 等. 近30年来浑善达克沙地-湿地的气候变化发展趋势及适应对策[J]. *干旱区资源与环境*, 2009, 23(9): 72-77. DOI: 10.13448/j.cnki.jalre.2009.09.007.
- [26] 李春兰, 银山, 包玉海, 等. 基于高程的浑善达克沙地典型区正镶白旗的荒漠化特征分析[J]. *水土保持研究*, 2014, 21(4): 295-299, 306. DOI: 10.13869/j.cnki.rswc.2014.04.057.
- [27] 徐蓉, 张增祥, 赵春哲. 湖泊水体遥感提取方法比较研究[J]. *遥感信息*, 2015(1): 111-118. DOI: 10.3969/j.issn.1000-3177.2015.01.019.
- [28] 任芝花, 黎明琴, 张纬敏. 小型蒸发器对E-601B蒸发器的折算系数[J]. *应用气象学报*, 2002, 13(4): 508-512. DOI: 10.3969/j.issn.1001-7313.2002.04.014.
- [29] 杨腾腾, 吴挺峰, 嵇晓燕, 等. 强人类活动下半干旱地区湖泊水资源损失过程重建: 以岱海为例[J]. *湖泊科学*, 2022, 34(6): 2105-2121. DOI: 10.18307/2022.0623.
- [30] 栾清华, 王旖, 张海, 等. 华北平原典型灌区农田水循环健康评价[J]. *南水北调与水利科技*, 2021, 19(5): 930-940. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdk.2021.0076.
- [31] 陈月庆, 武黎黎, 章光新, 等. 湿地水文连通研究综述[J]. *南水北调与水利科技*, 2019, 17(1): 26-38. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdk.2019.0005.
- [32] 曹红芳, 秦伟, 胡永宁, 等. 榆树年轮记录的浑善达克沙地春季平均最高气温[J]. *中国沙漠*, 2018, 38(6): 1313-1320. DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2018.00056.
- [33] 张宝林, 罗瑞林. 浑善达克地区温度和降水的时空变化特征分析[J]. *东北农业大学学报*, 2015, 46(5): 51-59. DOI: 10.3969/j.issn.1005-9369.2015.05.008.
- [34] 马莉, 魏楠. 内蒙古正镶白旗土地利用问题及对策研究[J]. *内蒙古林业调查设计*, 2016, 39(6): 13-16. DOI: 10.13387/j.cnki.nmld.2016.06.005.
- [35] 张存厚, 吴学宏, 李永利. 内蒙古近45 a蒸发量气候变化特征分析[J]. *干旱区资源与环境*, 2007(12):

- 93-98. DOI: [10.13448/j.cnki.jalre.2007.12.001](https://doi.org/10.13448/j.cnki.jalre.2007.12.001).
- [36] 张新潮. 衡水湖新建漂浮水面蒸发场蒸发量分析[J]. *地下水*, 2020, 42(5): 197-198. DOI: [10.19807/j.cnki.DXS.2020-05-061](https://doi.org/10.19807/j.cnki.DXS.2020-05-061).
- [37] 刘伟莉, 高佳, 屈利红. 干旱半干旱地区小型蒸发器水面蒸发量折算系数分析[J]. *内蒙古水利*, 2022(12): 16-18.
- [38] 盛琼, 申双和, 顾泽. 小型蒸发器的水面蒸发量折算系数[J]. *南京气象学院学报*, 2007, 30(4): 561-565. DOI: [10.3969/j.issn.1674-7097.2007.04.019](https://doi.org/10.3969/j.issn.1674-7097.2007.04.019).

## The shrinking mechanism of typical lakes in Hunshandake Sandy Land of Inner Mongolia Plateau

ZHAO Lefan<sup>1,2,3</sup>, YANG Zhenjing<sup>2,3</sup>, MA Rong<sup>2,3</sup>, NING Kai<sup>2,3</sup>, CHEN Peng<sup>2,3,4</sup>, WU Jun<sup>2,3,5</sup>, LI Yang<sup>6</sup>

(1. School of Earth Science and Resources, China University of Geoscience (Beijing), Beijing 100083, China; 2. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, China; 3. Fujian Provincial Key Laboratory of Water Cycle and Eco-geological Process, Xiamen 361021, China; 4. School of Earth Sciences, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050030, China; 5. School of Energy and Environmental Engineering, Hebei University of Engineering, Handan 050069, China; 6. Hebei Province Shexian Water Conservancy Bureau, Shexian 056400, China)

**Abstract:** As an integral part of the terrestrial hydrosphere, lakes play an indispensable role in regional water cycle, water balance and water resources regulation. Due to the different climatic conditions and human activities, the causes of lake shrinkage in different time and space are significantly different. The Hunshandake Sandy Land is located in the eastern part of Inner Mongolia. Due to its unique geographical pattern and climatic characteristics, the predecessors have carried out a lot of research on this area. However, most of the previous studies focused on climate change and ecological stability, and only a small amount of research focused on lake area and water volume. And the studies are mainly concentrated before 2015, and there is a lack of research on the recent Hunshandake in the current new state. In particular, there is a lack of research on the changes of water balance factors based on the water balance model and the quantitative analysis of human activities and climate change on lake evolution. Therefore, it is of great significance to reveal the mechanism of shrinkage and degradation of lakes in Hunshandake Sandy Land of Inner Mongolia Plateau for the protection and restoration of lakes in Hunshandake Sandy Land.

Based on Landsat TM / ETM +, the lake area of Junma Lake from 1991 to 2021 was extracted. Combined with DEM data and field elevation point test, the water depth-area-volume curve of Junma Lake was established to calculate the lake water volume. Based on the meteorological data, the water balance model of Junma Lake from 1991 to 2021 was established. The variation characteristics of water balance factors such as precipitation, evaporation and runoff are quantitatively analyzed, the interaction between income items and expenditure items and their impact on lake water volume changes is analyzed, the impact of climate change and human activities on lake water volume changes at different stages is analyzed, and the main control factors of lake water volume changes at different stages are determined. The research results can provide basis and support for regional lake evolution and ecological protection.

The results show that the lake water volume decreases from  $1\,450 \times 10^4 \text{ m}^3$  in 1991 to  $380 \times 10^4 \text{ m}^3$  in 2021, with an average annual change rate of  $-34 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ . The regional precipitation, evaporation and groundwater recharge all show a decreasing trend, with an average annual change rate of  $-10 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ,  $-7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$  and  $-5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ , respectively. Before 2006, the lake recharge and discharge showed a weak negative equilibrium; after 2006, due to the significant reduction of groundwater recharge, the negative balance of lake water increased and the shrinkage rate accelerated.

The results show that: before 2006, climate warming and drying was the main factor leading to lake shrinkage; after 2006, the large-scale exploitation of groundwater resources affected the lake recharge, and human activities became the main controlling factor of lake shrinkage. Rational development and utilization of groundwater resources and improvement of water resources utilization efficiency can alleviate the shrinkage and degradation of lake wetlands in Hunshandake Sandy Land to a certain extent.

**Key words:** water balance; water quantity; evaporation; climate change; human activity