

# 若尔盖泥炭小流域地下水水位的时空变化规律

周冰玉<sup>1</sup>, 李志威<sup>2</sup>, 鲁瀚友<sup>1</sup>, 游宇驰<sup>1</sup>, 易雨君<sup>3</sup>

(1. 长沙理工大学 水利与环境工程学院, 湖南 长沙 410114; 2. 武汉大学 水资源与水电工程科学国家重点实验室, 湖北 武汉 430072; 3. 北京师范大学 水环境模拟国家重点实验室, 北京 100875)

**摘 要:** 若尔盖泥炭湿地是黄河上游重要的水源涵养地, 发挥着蓄水、固碳和生态的重要功能。近几十年来若尔盖泥炭湿地面积持续萎缩, 其地下水水位的变化对湿地萎缩发挥着关键性作用。选取若尔盖高原的黑河上游泥炭湿地典型小流域, 采用 HOB0 自记水位计布设 5 个靠近沟道和 3 个远离沟道的地下水水位观测点, 结合 2017 年 5–9 月地下水水位观测数据以及红原站气象资料, 分析该小流域内地下水水位的时空变化规律。结果表明: 沟道可为周边泥炭层提供更加长效的补水时间, 而且能够更快汇集地表水流; 远离沟道的地下水水位变化与降雨过程趋于同步, 其与降雨量的相关系数达到 0.8; 洼地的地下水水位变化比坡地受降雨影响小; 地下水水位变化对降雨过程具有滞后响应, 即随着降雨强度增大, 滞后时长逐渐减小, 且远离沟道比靠近沟道的观测点的滞后时长要短约 18 min。

**关键词:** 泥炭湿地; 地下水水位; 时空变化; 滞后效应; 若尔盖高原

中图分类号: TV121.3; P641

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2021)05-0118-08

## Spatio-temporal variation of groundwater level in a small Zoige peatland catchment

ZHOU Bingyu<sup>1</sup>, LI Zhiwei<sup>2</sup>, LU Hanyou<sup>1</sup>, YOU Yuchi<sup>1</sup>, YI Yujun<sup>3</sup>

(1. School of Hydraulic and Environmental Engineering, Changsha University of Science & Technology, Changsha 410114, China;

2. State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China;

3. State Key Laboratory of Water Environment Simulation, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

**Abstract:** The Zoige peatland is an important water conservation area in the upper reaches of the Yellow River, which plays a vital role of water storage, carbon sequestration, and ecological protection in the basin. The area of the Zoige peatland has been shrinking continuously during recent decades, which is mainly caused by the changes of its groundwater level. Here, taking a typical small peatland catchment in the upper Black River in Zoige Plateau as an example, we set up five monitoring points close to the natural channels and three away from them using the HOB0 water level recorders. Analysis of the spatio-temporal variation of groundwater levels in this small catchment was carried out based on the monitored groundwater level data of May–September 2017 and the meteorological data of Hongyuan Station. Results reveal that the natural channels can provide a longer effective time of water replenishment for the surrounding peat layer and they can accumulate the surface water flow faster. The change of groundwater level at the monitoring points away from the channels tended to be synchronized with the rainfall process, with the correlation coefficient between the groundwater level and rainfall reaching 0.8. The groundwater level change in the low-lying land was less likely to be affected by precipitation than that in the slope land. The change of groundwater level had a lag response to the rainfall process, with the increase of rainfall intensity, the lag time gradually decreased, and the lag time of the monitoring points far away from the channels was about 18 min shorter than those close to the channels.

**Key words:** peatland; groundwater level; spatio-temporal variation; lag effect; Zoige Plateau

收稿日期: 2020-12-23; 修回日期: 2021-04-27

基金项目: 国家自然科学基金项目(51979012); 湖南省自然科学基金项目(2020JJ3036); 湖南省研究生科研创新项目(CX20200861)

作者简介: 周冰玉(1998–), 女, 湖南湘潭人, 硕士研究生, 主要从事高原泥炭湿地研究。

通讯作者: 李志威(1984–), 男, 湖北云梦人, 博士, 副研究员, 研究方向为河流动力学。

## 1 研究背景

若尔盖泥炭湿地位于青藏高原东北部,占地面积曾达4 600 km<sup>2</sup>,是全球最大的高原泥炭地<sup>[1-3]</sup>。1990年以来,若尔盖泥炭湿地退化现象十分明显,包括湿地面积减少、地下水位的下降、湿地功能退化等<sup>[4]</sup>。地下水水位是泥炭地水文过程的重要组成部分,其直接影响泥炭地的径流产生、植物生长和有机碳动态。泥炭地的水文特性可通过自然侵蚀过程和人工开挖的排水沟道而发生改变<sup>[5-7]</sup>。在若尔盖泥炭地的地下水研究方面已有较多观测与模拟研究成果,如李志威等<sup>[8]</sup>、Ronkanen 等<sup>[9]</sup>、Lautz 等<sup>[10]</sup>运用 MODFLOW 和野外原位观测模拟了若尔盖泥炭地下水运动过程并计算了水量动态平衡变化以及沟道排水能力;鲁瀚友等<sup>[11]</sup>、Li 等<sup>[12]</sup>建立了2种典型自然沟道影响下泥炭地的地下水数值模型。已有研究发现切穿泥炭层的沟道附近地下水具有很强的横向沿距离衰减特性<sup>[13-14]</sup>;另外,李丽等<sup>[15]</sup>对若尔盖不同土壤剖面的土壤有机碳含量、总氮含量的分布及土壤容重等影响因素进行了研究,发现泥炭地排水和地下水水位降低是泥炭地土壤有机碳和总氮丧失的重要原因。

泥炭湿地的地下水水位在时空变化上有所不同,地下水水位的时间变化主要是由降雨和降雨间期之间的不同水文过程引起的。在降雨期间,地下水水位上升很快并经常到达地表,因此降雨迅速转变为地表径流;在降雨间期,在蒸发以及沟道排水的作用下,地下水水位以沟道为中心快速降低,此时地下水水位的空间分布差别较大。在空间上,地下水水位会受到局部地形以及与沟道距离远近的影响。地下水水位是影响泥炭湿地状态的最重要水文因子<sup>[16-17]</sup>,若尔盖泥炭湿地存在严重的退化趋势反映了地下水水位处于下降态势。目前,对于泥炭湿地地下水水位的时空变化规律及其对泥炭湿地的影响仍较缺乏定量认识。

本研究采用2017年5-9月若尔盖典型泥炭小流域的地下水水位原位观测数据,其观测点根据距离沟道远近分为2种类型:靠近沟道和远离沟道。结合2017年5-9月小流域附近的红原气象站降雨数据,对比降雨对各个水位观测点地下水水位在时间上的影响并分析其原因;对比靠近沟道和远离沟道观测点的地下水水位在空间上的变化差异,同时对比了靠近沟道和远离沟道观测点的地下水水位在受降雨影响的滞后时长的差异性。本研究有助于揭

示若尔盖泥炭湿地的地下水水位时空变化规律,对评估若尔盖泥炭湿地的水源涵养能力具有重要的科学意义。

## 2 数据来源与研究方法

### 2.1 若尔盖泥炭湿地和研究区域概况

若尔盖高原地处于青藏高原东北部边沿,海拔高程介于3 400~3 900 m之间,隶属四川省若尔盖县、红原县和阿坝县以及甘肃省的玛曲县和碌曲县<sup>[18]</sup>。受季风因素影响,高原上干湿分明,且雨热同期。若尔盖高原为大陆性高原气候,寒冷湿润,长冬无夏,霜冻期长,日温差大。若尔盖高原年降雨量约765 mm,年内分配不均,主要集中在6-9月,年平均气温仅有0.6~1.2℃,年平均相对湿度达到64%~73%,年蒸散发量为1 260~1 290 mm<sup>[17]</sup>。

黄河若尔盖高原段由西北—东南流向转为东南—西北流向,先后主要有白河、黑河等支流汇入,再经从玛曲流出若尔盖高原。若尔盖高原独特的气候特点是沼泽发育的有利因素,其中黑河中上游地区最能体现,该地区地势较为平坦,支流较少且大多为闭流,伏流宽谷较多,高原沼泽土多分布于此地。此外,该地区沉积物的细颗粒含量高,地表长时间积水且排水能力差,故有较多泥炭沼泽发育<sup>[19-20]</sup>。

若尔盖高原泥炭典型小流域与原位观测点分布见图1。

本研究选取地处黑河上游、面积约0.151 km<sup>2</sup>的若尔盖小流域(图1(b)),其三面均有土坡环绕。小流域的地表上层为泥炭土,约0.5~2 m厚,中值粒径 $d_{50}$ 为0.651 mm,下层为透水性较弱的粉沙层, $d_{50}$ 为0.039 mm。根据笔者2011-2017年在若尔盖湿地进行的野外勘测,将天然沟道按其发育程度分为未切穿泥炭层沟道和切穿泥炭层沟道两种类型,其中未切穿泥炭层沟道的沟道深度小于泥炭层厚度,反之则为切穿泥炭层沟道。为具体分析不同位置的影响,在研究区小流域安置了8个自记水位计(图1(b)),其中S1、S7、S8、S9和S10为靠近沟道放置的水位计,S2、S3和S11为远离沟道放置的水位计,其中,在靠近沟道放置的水位计中,S1、S7靠近切穿泥炭层沟道,S8、S9和S10靠近未切穿泥炭层沟道。

### 2.2 观测仪器与方法

采用美国Onset公司的HOBO自记水位计,该仪器由3部分组成:(1)water level logger(水位计)and end cap(水位计帽)。水位计(water level log-

ger)是银白色的金属体,end cap 是与水位计相连的黑色螺旋帽;(2) coupler (转接口);(3) base station (数据传输底座)。base station(数据传输底座)用于

水位计启动 (launch)、参数设定、数据下载 (read-out),base station 与转接口直接相连,转接口与水位计相连<sup>[19]</sup>。

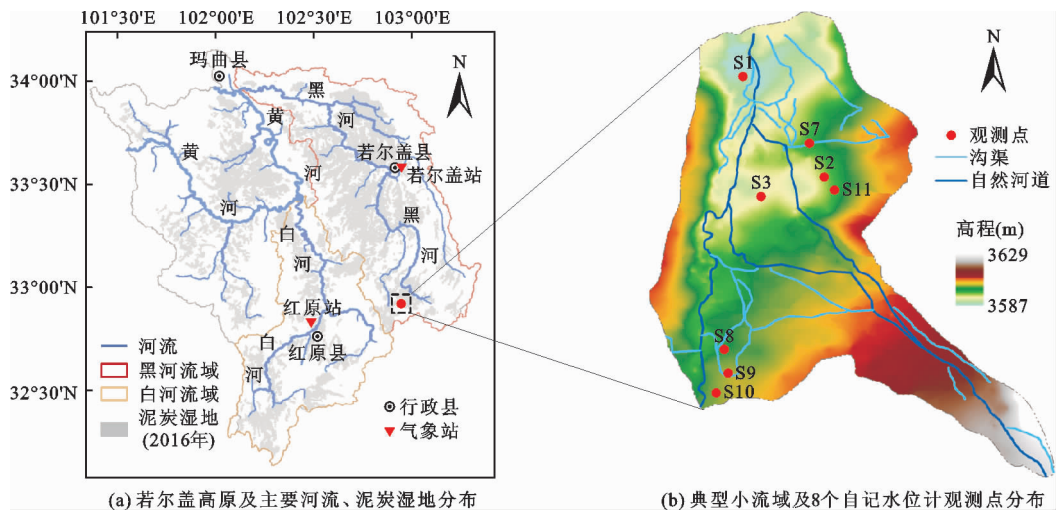


图1 若尔盖高原典型泥炭小流域与原位观测点分布

本文只探讨地下水水位的时空变化规律,故选取远离沟道和靠近沟道两大类作为观测点。2017年5-9月,分别在红原县8个观测点安装了 HOBO 自记水位计,观测频率设置为每 15 min 记录一个数据。将 HOBO 自记水位计安装于各观测点地下一定埋深,埋置方式见图 2。HOBO 水位计采用压力式测量原理,可采集水温、水下大气压等数据,探头距水面的距离(探头位置保持不变)根据水面大气压值自动换算得出,即地下水水位值。

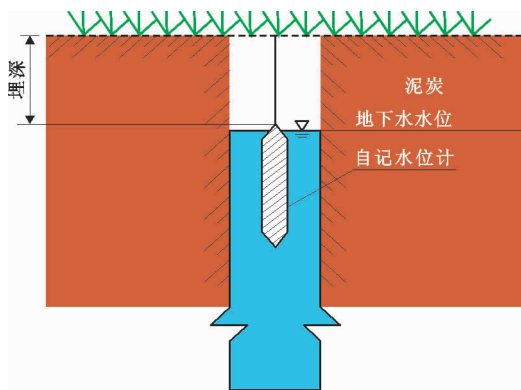


图2 HOBO 自记水位计埋置方式

### 2.3 降雨量数据及降雨时段划分

研究区附近的红原气象站 2017 年 5-9 月的降雨量数据如图 3 所示。根据图 3 统计得出:2017-05-15T 18:00 至 2017-06-08T 11:00 (T1 时间段) 累计降雨量为 68.5 mm,平均降雨强度约为 0.9 mm/h,出现降雨的 23 个时间段中有 18 个时间段为中、小雨;

2017-06-08T 12:00 至 2017-07-27T 10:00 (T2 时间段) 累计降雨量为 103.3 mm,平均降雨强度约为 0.9 mm/h,出现降雨的 22 个时间段中有 18 个时间段为中、小雨,该时间段内降雨仍以中、小雨为主;2017-07-27T 11:00 至 2017-09-18T 15:00 (T3 时间段) 累计降雨量为 200.6 mm,平均降雨强度约为 1.4 mm/h,该时间段内降雨大部分为中雨及以上,其中 12 个时间段为大、暴雨,且大、暴雨集中在 8 月底至 9 月中旬。

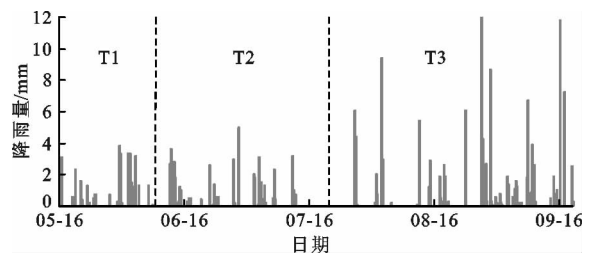


图3 红原气象站 2017 年 5-9 月降雨数据

### 2.4 数据来源及分析方法

地下水水位数据来自于 HOBO 自记水位计每 15 min 记录一次的水位值,各水位观测点的基本参数与水位计安装信息见表 1。本文以红原气象站 2017 年 5-9 月的每小时降雨数据 (precipitation, PRE) 为基础,红原气象观测站海拔 3 491.6 m,其气象资料来自国家气象信息中心。

地下水水位数据分析采取如下方法与步骤:

(1) 绘制各个地下水水位观测点的水位-时间图和降雨-时间图,分析各观测点地下水水位在时间上的变化趋势。记录各观测点大于 0 的水位(饱和)

出现时间,分析不同观测点之间该时间出现前后差异的原因。结合降雨量分析地下水水位的变化趋势,并计算两者存在的相关关系。

(2)根据红原气象站的气象数据资料划分不同时间段,按照地形、观测点靠近沟道和远离沟道、观测点靠近切穿泥炭层沟道和靠近未切穿泥炭层沟道等不同条件,结合各观测点地下水水位在各时间段的均值、方差和标准差  $C_v$  值对比分析不同观测点地下水水位的变化。

(3)分别选取 1 个大雨和无雨的时间段,对比分析降雨对地下水水位的影响。

(4)绘制各个地下水水位观测点的水位均值与时间之间的箱型图,反映水位在均值附近波动的大小。

(5)结合水位图和降雨图分析水位与降雨之间

是否出现滞后效应,如出现滞后效应,按降雨强度分类估计大概滞后时间,滞后影响用公式(1)表示。

$$t_{WL} = t_{PRE} + \Delta t$$

(1)

式中: $t_{WL}$  为地下水水位产生变化的时间,h; $t_{PRE}$  为降雨时间段的中间时间,h; $\Delta t$  为降雨对水位存在滞后影响时的滞后时长,h。

(6)对远离沟道和靠近沟道的各个观测点,通过以上方法定量分析后,对比两者的差异,并分析水位空间变化的差异性原因。

### 3 结果与分析

#### 3.1 靠近沟道泥炭地的地下水水位时空变化

研究时段内靠近沟道的各观测点地下水水位、降雨量随时间变化趋势见图 4。

表 1 8 个水位观测点的基本参数与水位计安装信息

| 观测点编号 | 经纬度                          | 与沟道关系 | 靠近的沟道种类 | 埋深/cm |
|-------|------------------------------|-------|---------|-------|
| S1    | 32°57′48.70″N,103° 0′26.30″E | 靠近沟道  | 切穿泥炭层   | 79.5  |
| S2    | 32°57′44.06″N,103° 0′30.19″E | 远离沟道  |         | 68.0  |
| S3    | 32°57′43.23″N,103° 0′27.12″E | 远离沟道  |         | 73.5  |
| S7    | 32°57′45.57″N,103° 0′29.50″E | 靠近沟道  | 切穿泥炭层   | 64.5  |
| S8    | 32°57′36.23″N,103° 0′25.25″E | 靠近沟道  | 未切穿泥炭层  | 36.5  |
| S9    | 32°57′35.11″N,103° 0′25.44″E | 靠近沟道  | 未切穿泥炭层  | 55.5  |
| S10   | 32°57′34.22″N,103° 0′24.83″E | 靠近沟道  | 未切穿泥炭层  | 69.5  |
| S11   | 32°57′43.48″N,103° 0′30.71″E | 远离沟道  |         | 40.0  |

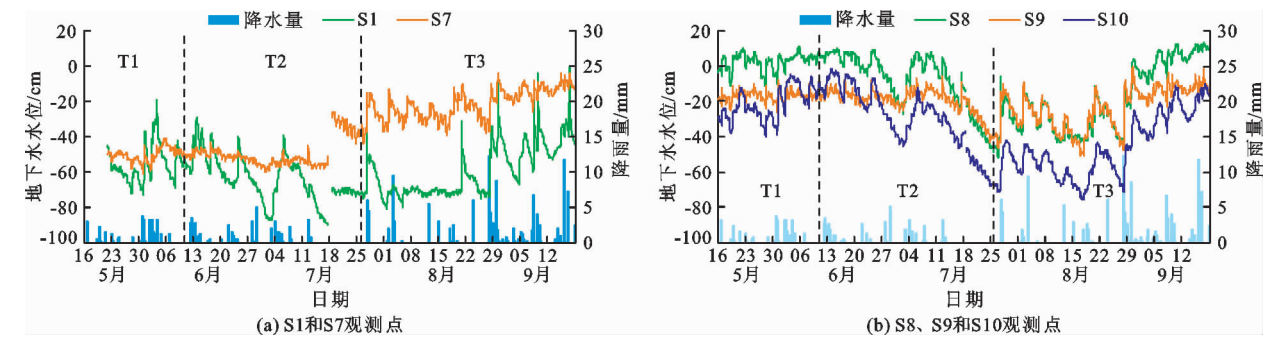


图 4 研究时段内靠近沟道的各观测点地下水水位、降雨量随时间变化趋势

由图 4 可见,S1 观测点在 T1、T2、T3 时间段地下水水位分别呈上升、下降、上升趋势,且在 8、9 月的丰雨期间,地下水水位出现较大幅度的升高(图 4(a)),水位开始变化值与最大值相差达 73 cm。S7 观测点相较 S1 而言,在 T1 和 T2 时间段的地下水水位变化不大,在 -50 cm 上下波动,在 T3 时间段内由于降雨丰富,地下水水位明显升高,平均升高速率为 6.1 cm/h,最大高升高速率达 30 cm/h(图 4(a))。S8、S9 和 S10 观测点在 T1 时间段地下水水位在 10 ~ -40 cm 范围内波动,T2 和 T3 时间段地

下水水位分别呈下降、上升趋势。

在靠近沟道的 5 个观测点中,只有 S8 观测点存在高于 0 的水位(图 4(b)),其中 2017-07-13T9:45 至 2017-08-29T20:15 仅存在 2017-07-27T13:15 水位为 7.3 cm,2017-08-20T12:15 和 T12:30 水位分别为 8.1 和 2.9 cm,其余时间均在 0 水位以下(由于地下水水位监测是每隔 15 min 读取一次水位,且该时段内仅存在 3 个高于 0 的水位,为避免数据点过多显得图片过于紧凑,图 4 仅选取了每日整点的数据进行绘图展示)。综合降雨过程来看,2017-07-13T9:45 至 2017-

08-29T20:15 时间段小流域区域未降雨或降雨较少,导致所有水位计所在泥炭层均未达到饱和,且由于沟道的影响,S8 的不饱和时间滞后于其余 4 个观测点(2017-07-13,其余 4 个观测点为 2017-06-28),且能提前达到饱和状态(2017-08-29,其余 4 个观测点为 2017-08-30)。

从地形来看,靠近沟道侧的 5 个观测点的地下水水位在时间上的变化与其所在位置有关。S1 观测点位于小流域的西北方向,处于沟道旁的一处低洼地,四周地势较高,且 S1 位于沟道下游旁,故 S1 处地下水水位变化相对较为平稳。S7 观测点位于小流域的东北侧,处于一处滩地,四周地势平坦。S8、S9 和 S10 位于小流域的西南侧,处于沟道旁的一处坡地,且位于沟道上游侧,地下水水位起伏较大,对比同时段降雨,由于 S8、S9 和 S10 处于坡地,地下水水位对降雨的响应比 S1 和 S7 更明显。

S1 和 S7 靠近切穿泥炭层沟道,S8、S9 和 S10 靠近未切穿泥炭层沟道,在降雨以中、小雨为主的 T1、T2 时间段,S1 和 S7 的地下水水位普遍低于 S8、S9 和 S10,且从靠近沟道的 5 个观测点的各时段均值、方差和标准差  $C_v$  值来看(表 2),S1 和 S7 各时段的地下水水位均值均比其他 3 个观测点低,最大差值达到 58.3 cm,这与切穿泥炭层沟道比未切穿泥炭层沟道排水能力更强有关,且降雨补给沟道更多。S1 比 S7 的地下水水位更低(图 4(a)),这是因为 S1 更加靠近切穿泥炭层沟道,其距离为 11.1 m,而 S7 与沟道距离有 33.0 m,切穿泥炭层沟道附近的地下

水水位会呈现很强的距离衰减效应。

选取观测时间内 1 个大雨时段 08-29T10:00 至 08-29T23:00 和 1 个无降雨时段 08-08T0:00 至 08-11T20:00,分析靠近沟道各观测点的地下水水位变化趋势,如图 5 所示。其中大雨时段内总降雨量为 17.5 mm,降雨强度为 1.3 mm/h。

由图 5(a)可知,S1 观测点地下水水位在大雨时段的波动最大,这可能与 S1 更靠近切穿泥炭层沟道有关,S7 虽也靠近切穿泥炭层沟道,但距离较 S1 测点远,而 S8、S9 和 S10 观测点均靠近未切穿泥炭层沟道。5 个观测点地下水水位最大值与水位开始变化时刻的水位值之差分别为 40.9、16.7、28.1、20.9 和 16.6 cm,平均增加速率分别为 6.8、2.1、2.8、2.3 和 1.8 cm/h。

由图 5(b)可知,在无降雨时间段,5 个观测点的地下水水位的变化幅度都不大,地下水水位的极差分别为 5.7、13.4、22.5、21.8 和 19.9 cm,与大雨时段相比变化更加稳定,说明降雨事件的发生是引起地下水水位发生变化的重要原因。5 个观测点中,S8、S9 和 S10 的极差相对较大,是由于未切穿泥炭层沟道的排水能力较弱,需要周围对其补水较少,使得附近地面上的积水下渗到泥炭层,从而造成地下水水位升高。

图 6 为靠近沟道各观测点不同时间段的地下水水位均值箱型图,箱型图中从上到下 5 根横线分别代表水位均值的上限值、上四分位数、中位数、下四分位数和下限值(下同)。

表 2 靠近沟道的各观测点地下水水位的各时段均值、方差和标准差  $C_v$

| 观测点 | T1 时段 |      |       | T2 时段 |      |       | T3 时段 |      |       |
|-----|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|
|     | 均值    | 方差   | $C_v$ | 均值    | 方差   | $C_v$ | 均值    | 方差   | $C_v$ |
| S1  | -56.0 | 10.0 | 0.18  | -63.3 | 12.5 | 0.20  | -58.9 | 14.4 | 0.24  |
| S7  | -50.3 | 4.0  | 0.08  | -49.0 | 7.7  | 0.16  | -20.9 | 8.0  | 0.38  |
| S8  | 2.3   | 4.9  | 2.13  | -8.0  | 16.4 | 2.05  | -17.8 | 18.6 | 1.04  |
| S9  | -16.9 | 2.9  | 0.17  | -20.0 | 7.4  | 0.37  | -23.3 | 11.3 | 0.48  |
| S10 | -22.4 | 8.9  | 0.40  | -29.3 | 18.2 | 0.62  | -45.2 | 17.1 | 0.38  |

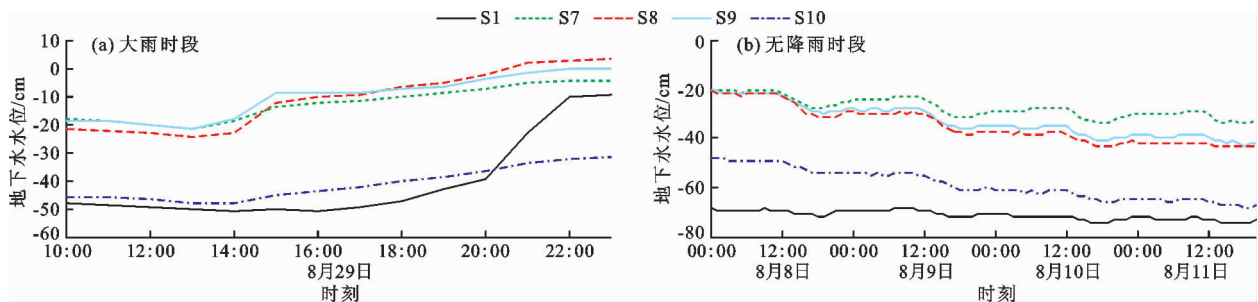


图 5 靠近沟道的各观测点局部时段的地下水水位随时间变化趋势

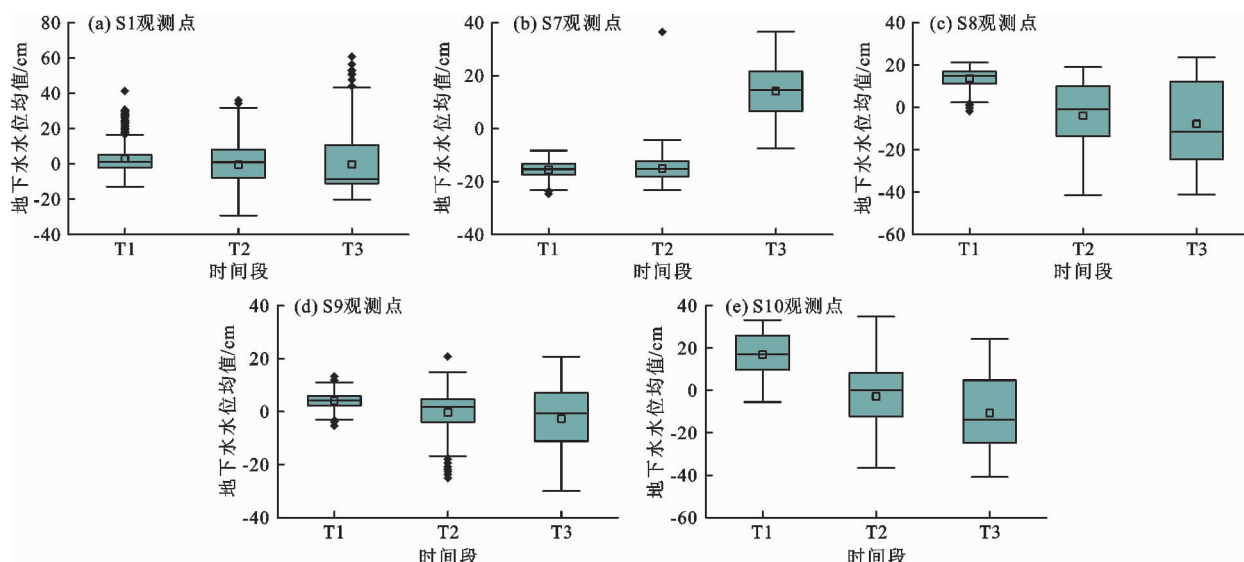


图6 靠近沟道各观测点不同时段地下水水位均值箱型图

由图6可看出,不同时段靠近沟道各观测点的地下水水位在其均值附近上下波动,在降雨较少的T1时段波动幅度较小,水位上、下限之差在15~40 cm之间,而随着降雨量的增加,在降雨丰沛的T3时段,波动范围也随之增大,水位上、下限之差在45~65 cm之间,可见地下水水位的波动幅度随着降雨量的增加而加大。从空间上来看,位于洼地的S1、S7观测点的地下水水位波动幅度比相应时间段位于坡地的S8、S9和S10观测点要小。

### 3.2 远离沟道泥炭地的地下水水位时空变化

研究时段内远离沟道的各观测点地下水水位、降雨量随时间变化趋势见图7。

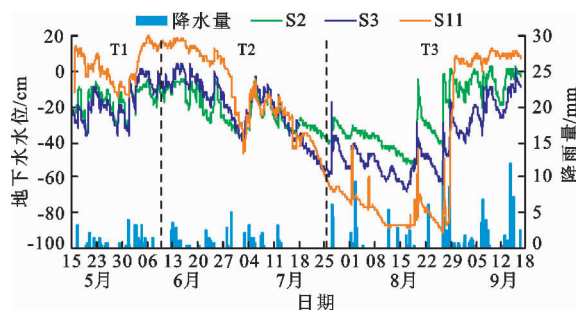


图7 研究时段内远离沟道的各观测点地下水水位、降雨量随时间变化趋势

由图7可看出,远离沟道侧的3个观测点S2、S3和S11的地下水水位在时间上的变化趋势大致相同,在T1、T2和T3时间段内,地下水水位总体上分别呈上升、下降、上升趋势,与相应时段的降雨量呈大致相同的趋势。研究时段内S2、S3和S11 3个水位观测点均存在大于0的水位,但3个观测点出现大于0水

位的时间点有区别,S2、S3和S11观测点首次出现大于0水位的时间点分别为2017-08-29T19:45、2017-06-03T22:30和2017-05-16T18:15,S3和S11观测点首次出现大于0水位的时间较S2靠前。

同样选取1个大雨时段和1个无降雨时段(两个时段与前文中靠近沟道观测点地下水水位分析时所选的时段相同),分析远离沟道各观测点的地下水水位变化趋势,如图8所示。

由图8(a)可见,S2观测点的地下水水位在大雨时段的变化相较S3和S11观测点不明显,3个测点的地下水水位最大值与水位开始变化时刻的水位值之差分别为21.3、31.5和52.6 cm,平均增加速率分别为2.4、4.5和5.8 cm/h。这可能与S2、S3和S11所在位置有关,S11所在位置存在溯源下切的现象,导致其地下水水位的波动更加明显。由图8(b)可见,无降雨时段的3个观测点地下水水位变化幅度均不大,地下水水位的极差分别为9.2、15.8和11.0 cm,与大雨时段相比其变化更加稳定,也说明了降雨事件的发生确实可引起地下水水位的变化。

图9为远离沟道各观测点不同时段地下水水位均值箱型图。由图9可看出,不同时段远离沟道各观测点的地下水水位在其均值附近上下波动,与靠近沟道侧的观测点在时间上存在相似的变化规律,即各观测点地下水水位的波动范围均随着降雨量的增加而加大。S11观测点的地下水水位波动范围相比S2和S3观测点明显增大,在T2和T3时间段,其上、下限之差达100~110 cm,这与S11观测点处沟道存在溯源下切现象有关。总体来说,远离沟道侧的观测点比靠近沟道侧的观测点的地下水水

位波动幅度要小。

### 3.3 降雨对不同位置地下水水位的滞后影响

由于一次降雨之后泥炭层下渗需要一定时间,因此降雨对地下水位存在滞后影响。同时,本次观测小流域采用的降雨数据是红原县的每小时降雨数据,气象站与小流域观测点的直线距离约为 48 km,由于高原局部气象的差异性,气象站观测的降雨数据与观测点的实际降雨存在一定时间差,故需要讨

论降雨对地下水位的滞后影响。

根据我国气象部门采用的降雨强度标准,小雨为 12 h 内雨量小于 5.0 mm,中雨为 12 h 内雨量为 5.0 ~ 14.9 mm,大雨为 12 h 内雨量为 15.0 ~ 29.9 mm,12 h 内降雨量大于或等于 30 mm 为暴雨。选取各个观测点水位变化大的典型时间段,按降雨强度分类,各强度降雨对靠近和远离沟道观测点地下水水位影响的滞后时长箱型图如图 10 所示。

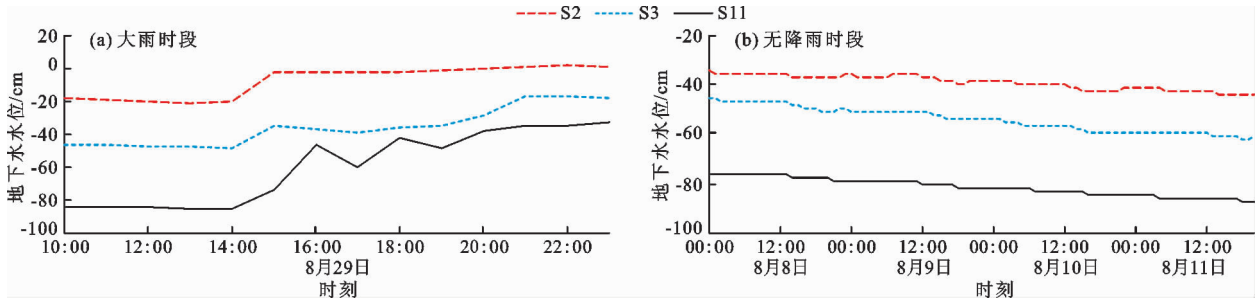


图 8 远离沟道的各观测点局部时段的地下水水位随时间变化趋势

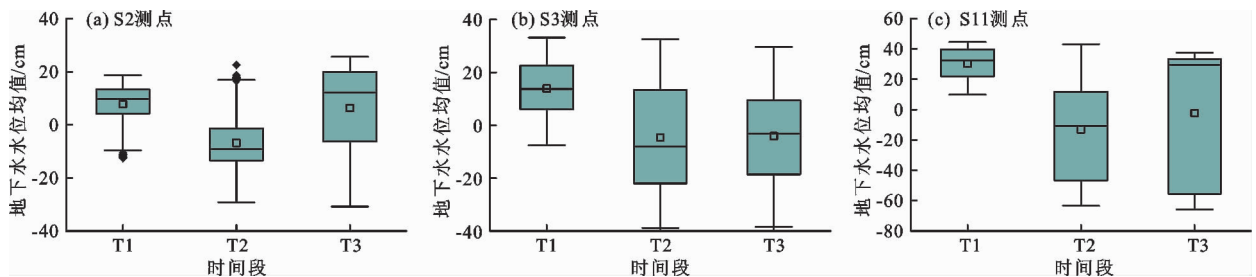


图 9 远离沟道的各观测点不同时段地下水水位均值箱型图

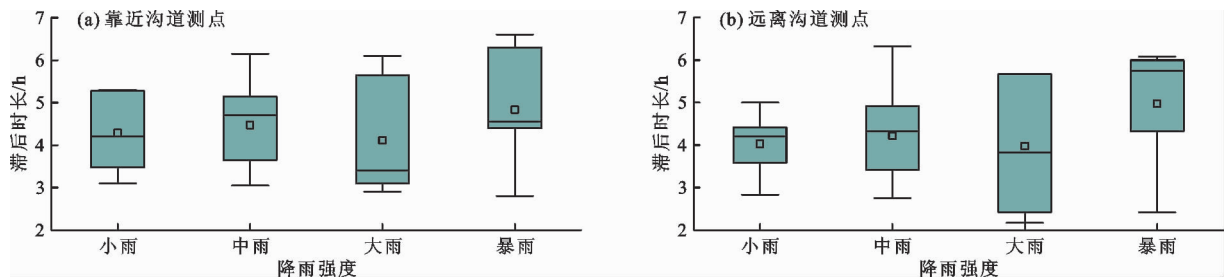


图 10 各强度降雨对靠近和远离沟道观测点地下水水位影响的滞后时长箱型图

由图 10 通过计算各降雨强度下靠近和远离沟道各观测点的平均滞后时长可知,随着降雨强度的增大,滞后时长随之缩短,并且远离沟道的观测点比靠近沟道的观测点的滞后时长平均缩短约 18 min。这是由于降雨强度的增大使地表径流下渗到泥炭层的速度加快,且靠近沟道的观测点由于降雨优先补给沟道,使得其地下水水位响应的滞后时长较远离沟道的观测点长。

### 3.4 不同位置水位变化的空间差异性及原因

对比靠近沟道和远离沟道的观测点地下水水位

数据分析结果可知,远离沟道的 3 个地下水水位观测点对降雨的响应程度要高于靠近沟道的 5 个观测点,远离沟道的地下水水位大致随着降雨的增加(减少)而上升(下降),这说明降雨是影响小流域地下水水位变化的重要因素<sup>[21]</sup>。在靠近沟道的 5 个观测点中,水位变化值与降雨的相关系数最大仅有 0.294,而远离沟道的 3 个观测点相关系数最大可达 0.890,说明远离沟道比靠近沟道的地下水水位与降雨之间关系更显著。

远离沟道的 3 个观测点,均存在高于 0 的水位,

但由于在6月底至8月底小流域内未降雨或降雨较少,导致2017-06-28T15:30至2017-08-30T20:45均低于0水位。在靠近沟道的5个观测点中,S8观测点存在高于0的水位,该观测点在2017-07-13T13:45至2017-08-29T18:30期间低于0水位,不饱和时间较为滞后,且能提前达到饱和状态。因此,沟道能为周边泥炭层提供更长效的补水时间,且能更快汇集水流,从而导致靠近沟道的观测点比远离沟道的不饱和时间要短。

对比8个观测点在大雨和无雨时间段的地下水水位变化,最靠近切穿泥炭层沟道的S1的地下水水位在大雨时段的每小时平均增加速率更大,为6.8 cm/h,S7由于距离未切穿沟道达3.3 m,增加速率明显小于S1,其他3个靠近未切穿沟道的观测点增加速率为2.3 cm/h,远离沟道的3个观测点由于存在溯源下切导致其地下水水位增加速率相差较大,故越靠近切穿泥炭层沟道,地下水水位变化越明显,且溯源下切会导致地下水水位变化更大。

分析该泥炭层的地下水水位空间变化的差异性原因,主要有以下3点:

(1)水位计安放位置是否靠近沟道。远离沟道的观测点排水能力小于靠近沟道的观测点,靠近沟道的观测点地下水水位受降雨影响不大,因其有一部分水量通过地表径流和地下水出流流入沟道之中,致使其水位变化与降雨变化的相关性较小。

(2)水位计安放位置是否靠近切穿泥炭层沟道。切穿泥炭层沟道的排水能力比未切穿泥炭层沟道强,且切穿泥炭层沟道附近的地下水水位呈现很强的距离衰减效应,越靠近切穿泥炭层沟道,则地下水水位下降幅度越大。

(3)水位计安放位置处的地形影响。安置在洼地处比安置在坡地处的水位计水位变化受降雨影响小,洼地四周地势较高,地下水水位受降雨影响不大,只在降雨较大的情况下有明显变化。

## 4 结 论

(1)若尔盖泥炭湿地小流域远离沟道的地下水水位变化与降雨过程趋于同步,水位变化与降雨变化趋势大致相同,靠近沟道的观测点受沟道排水影响,与降雨同步程度较小。

(2)靠近沟道比远离沟道的地下水观测点不饱和持续时间要短约16 d,其原因是沟道排水为周边泥炭层提供更长效的补水时间,且能更快汇集水流。

(3)靠近切穿泥炭层沟道的地下水水位均比靠

近未切穿泥炭层沟道的地下水水位低,最大差值达到58.3 cm,且呈现沿横向距离的衰减效应。

(4)降雨对泥炭小流域内地下水水位具有滞后影响,随着降雨强度增大,滞后时长逐渐减小,且远离沟道处比靠近沟道处的滞后时长要短约18 min。

## 参考文献:

- [1] BALLARD C E, MCINTYRE N, WHEATER H S, et al. Hydrological modelling of drained blanket peatland [J]. *Journal of Hydrology*, 2011, 407(1-4): 81-93.
- [2] HOLDEN J. Flow through macropores of different size classes in blanket peat [J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 364(3-4): 342-348.
- [3] CHEN Huai, YANG Gang, PENG Changhui, et al. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 95: 151-158.
- [4] 李志威,王兆印,张晨笛,等.若尔盖沼泽湿地的萎缩机制[J].*水科学进展*,2014,25(2):172-180.
- [5] ARMSTRONG A, HOLDEN J, KAY P, et al. The impact of peatland drain-blocking on dissolved organic carbon loss and discoloration of water: Results from a national survey [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 381(1-2): 112-120.
- [6] LI Zhiwei, GAO Peng, YOU Yuchi. Characterizing hydrological connectivity of artificial ditches in Zoige peatlands of Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Water*, 2018, 10(10): w10101364.
- [7] 李志威,孙萌,游宇驰,等.若尔盖高原实际蒸散量变化规律研究[J].*生态环境学报*,2017,26(8):1317-1324.
- [8] 李志威,鲁瀚友,胡旭跃.若尔盖高原典型泥炭湿地水量平衡计算[J].*水科学进展*,2018,29(5):655-666.
- [9] RONKANEN A K, KLOVE B. Hydraulics and flow modelling of water treatment wetlands constructed on peatlands in Northern Finland [J]. *Water Research*, 2008, 42(14): 3826-3836.
- [10] LAUTZ L K, SIEGEL D I. Modelling surface and ground water mixing in the hyporheic zone using MODFLOW and MT3D [J]. *Advances in Water Resources*, 2006, 29(11): 1618-1633.
- [11] 鲁瀚友,李志威,胡旭跃.基于VMOD模型的若尔盖泥炭沼泽地下水数值模拟[J].*生态与农村环境学报*, 2019,35(4):442-450.
- [12] LI Zhiwei, GAO Peng, LU Hanyou. Dynamic changes of groundwater storage and flows in a disturbed alpine peatland under variable climatic conditions [J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 575: 557-568.

(下转第134页)

- [28] 饶志, 储小东, 吴代赦, 等. 鄱阳湖平原地下水重金属含量特征与健康风险评估[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(5): 31–37.
- [29] YANG Mei, FEI Yuhong, JU Yiwen, et al. Health risk assessment of groundwater pollution—A case study of typical city in North China Plain[J]. Journal of Earth Science, 2012, 23(3): 335–348.
- [30] USEPA. Risk assessment guidance for superfund: Volume I—human health evaluation manual (Part A) [M]. U. S. Environmental Protection Agency, 1989.
- [31] USEPA. Integrated risk information system [M]. United States Environmental Protection Agency, 2012.
- [32] WU Jianghua, SUN Zhanchao. Evaluation of shallow groundwater contamination and associated human health risk in an alluvial plain impacted by agricultural and industrial activities, mid-west China [J]. Exposure and Health, 2016, 8(3): 311–329.
- [33] 盛丹睿, 温小虎, 冯起, 等. 张掖盆地地下水硝酸盐污染与人体健康风险评价[J]. 中国沙漠, 2019, 39(5): 37–44.
- [34] CHEN Jie, WU Hao, QIAN Hui, et al. Assessing nitrate and fluoride contaminants in drinking water and their health risk of rural residents living in a semiarid region of northwest China [J]. Exposure and Health, 2017, 9(3): 183–195.
- [35] 赵秀阁, 段小丽. 中国人群暴露参数手册(成人卷)概要[M]. 北京: 中国环境出版社, 2014.
- [36] 段小丽. 中国人群暴露参数手册(儿童卷)概要[M]. 北京: 中国环境出版社, 2016.
- [37] 耿梦梦, 徐明芳, 王阳, 等. 基于 Monte Carlo 模拟法对液态乳中黄曲霉毒素 M<sub>1</sub> 的风险评估[J]. 食品科学, 2018, 39(5): 226–233.
- [38] 王丽, 黄德寅, 刘茂, 等. 蒙特卡洛模拟方法在苯致癌风险评价中的应用[J]. 安全与环境学报, 2011, 11(5): 231–235.
- [39] 张德新, 马红梅, 何振宇. 基于 Monte Carlo 模拟法对大米途径摄入镉的风险评估[J]. 环境卫生学杂志, 2013, 3(1): 40–44.
- [40] TANG Zixi, ZHANG Yongfu, ZENG Lifang, et al. Investigation and analysis of three nitrogen pollution in groundwater in Ledong, Hainan Province [J]. Agricultural Biotechnology, 2019, 8(3): 135–137.
- [41] 李玲, 周金龙, 齐万秋, 等. 和田河流域绿洲区地下水“三氮”污染状况及影响因素[J]. 环境化学, 2019, 38(2): 395–403.
- [42] 吕晓立, 刘景涛, 朱亮, 等. 兰州市地下水中“三氮”污染特征及成因[J]. 干旱区资源与环境, 2019, 33(1): 95–100.
- [43] 王阳, 徐明芳, 耿梦梦, 等. 基于 Monte Carlo 模拟法对水源水体中微囊藻毒素的健康风险评估[J]. 环境科学, 2017, 38(5): 1842–1851.

(上接第 125 页)

- [13] LI Zhiwei, GAO Peng. Impact of natural gullies on groundwater hydrology in the Zoige peatland, China [J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2019, 21: 25–39.
- [14] ZHANG Wenjiang, YI Yonghong, SONG Kechao, et al. Hydrological response of alpine wetlands to climate warming in the eastern Tibetan Plateau [J]. Remote Sensing, 2016, 8(4): 336. <https://doi.org/10.3390/rs8040336>
- [15] 李丽, 高俊琴, 雷光春, 等. 若尔盖不同地下水位泥炭湿地土壤有机碳和全氮分布规律[J]. 生态学杂志, 2011, 30(11): 2449–2455.
- [16] LI Binqun, YU Zhongbo, LIANG Zhongmin, et al. Effects of climate variations and human activities on runoff in the Zoige Alpine Wetland in the eastern edge of the Tibetan Plateau [J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2014, 19(5): 1026–1035.
- [17] 游宇驰, 李志威, 黄草, 等. 1990–2016 年若尔盖高原荒漠化时空变化分析[J]. 生态环境学报, 2017, 26(10): 1671–1680.
- [18] 柴岫, 朗惠卿, 金树仁, 等. 若尔盖高原的沼泽[M]. 北京: 科学出版社, 1965.
- [19] MA Kun, LIU Junguo, BALKOVIC J, et al. Changes in soil organic carbon stocks of wetlands on China's Zoige plateau from 1980 to 2010 [J]. Ecological Modelling, 2016, 327: 18–28.
- [20] 李丹. HOB0 水位计与传统方法在地下水位动态监测中的对比分析[J]. 内蒙古气象, 2016(5): 39–41.
- [21] YANG Gang, CHEN Huai, WU Ning, et al. Effects of soil warming, rainfall reduction and water table level on CH<sub>4</sub> emissions from the Zoige peatland in China [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2014, 78: 83–89.