

# 水位波动对洞庭湖洲滩潜流带水热传输影响

王大博<sup>1</sup> 任杰<sup>1,2</sup> 代娟<sup>3</sup> 倪枫<sup>1</sup> 王帆<sup>1</sup> 马辰<sup>11</sup>

(1. 西安理工大学 省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室,

陕西 西安 710048; 2. 河海大学 水文水资源与

水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098;

3. 长江水利委员会长江科学院, 湖北 武汉 430012)

**【摘要】:** 选取三峡大坝下游洞庭湖岳阳段某一洲滩作为试验场地, 实时监测洲滩剖面的河流水位、水温以及洲滩地下水水位、土壤含水率变化与温度分布。通过分析洲滩内部热通量、潜流交换速率, 定量描述洲滩潜流带水热传输特征, 刻画洲滩潜流带与地下水位、水温和气温之间的响应关系。结果表明: 洲滩内部热通量与气温具有极强的正相关性, 可以用日均气温推算洲滩热通量变化; 以监测井 T1 不同深处土壤含水率反求的潜流交换速率变化范围为 $-5.34 \times 10^{-6} \sim 6.78 \times 10^{-5} \text{m/s}$ ; 冬季, 地下水位变化会延缓洲滩内部热通量由负值转换为正值的时间; 洲滩在河水和洲滩潜流带地下水互补过程中损失热量, 地下水位越低, 波动越频繁, 损失热量越大, 且主要集中在地面以下 0.5~0.7m。研究揭示了大坝运行对下游洲滩潜流带的影响规律, 为河流潜流带生态影响评估提供参考。

**【关键词】:** 洲滩潜流带 水位 温度 热通量 相关性分析

**【中图分类号】:** TV131 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2022)03-0685-13

在过去的 20 年里, 世界上的许多国家为了满足能源需求修建了高坝水库<sup>[1,2]</sup>。为应对防洪发电的要求, 大坝运行导致下游河道水位异常波动和泥沙冲淤平衡的改变, 在库区和坝下形成众多河湾洲滩潜流带<sup>[3]</sup>。

潜流带是河流中物质和能量交换、以及许多鱼类、昆虫卵和无脊椎动物的生长和繁殖的区域, 在维持河流生态系统健康和稳定过程中发挥着重要作用, 物质及能量传输受地表水和地下水交换驱动, 对河流的生态健康起着关键调控作用<sup>[4,5,6,7]</sup>。土壤热通量直接影响地表能量的收支状况及生态系统物质和能量交换过程, 是地表能量平衡中重要的组成部分, 土壤表面热量的吸收和损失都与气候变化息息相关<sup>[8,9]</sup>。土壤热通量与太阳辐射、土壤含水量和土壤的物理结构密切相关<sup>[10,11,12]</sup>。太阳辐射是土壤热通量最显著的影响因子, 土壤热通量随着太阳辐射的增强而增强<sup>[13,14]</sup>。张宏等<sup>[9]</sup>利用中国生态系统研究网络的 17 个野外台站 2004~2007 年的实测土壤表层热通量资料, 分析了土壤表层热通量的季节和空间变化规律, 结果表明: 土壤热通量从 2 月开始由负值转变为正值, 9 月左右开始由正值转变为负值, 在 3~8 月土壤热通量的值都为正值, 12 月至次年 1 月土壤热通量都为负值。温

**作者简介:** 王大博(1994~)男, 硕士研究生, 主要研究方向为水利工程与生态系统关系. E-mail: 2562425661@qq.com; 任杰 E-mail: renjie@xaut.edu.cn

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(51679194); 陕西省水利厅科技计划项目(2019slkj-12); 陕西省教育厅重点实验室科研计划项目(20JS102); 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室“一带一路”水与可持续发展科技基金项目(2019490711)

度已被发现与生物地球化学过程和海藻带水生生物的存活密切相关<sup>[15]</sup>。Hanrahan 等<sup>[15]</sup>揭示了河床温度对鲑鱼成功孵化的重要性，热传输通过地下水流动储存和释放热量缓冲地下温度，地下水流动受水位变化的影响很大。土壤含水量间接影响土壤热通量的变化<sup>[14, 16]</sup>。洲滩土壤含水量受河流地表水和洲滩地下水相互作用的影响，地表水和地下水之间的作用叫做潜流交换，潜流交换控制着潜流带内水量的变化<sup>[17]</sup>。任杰等<sup>[18]</sup>利用室内试验和数值模拟的方法分析了水库低温水下泄对下游河岸洲滩土壤水分及温度动态变化的影响，认为在低温水入渗条件下，水头及辐射温度的变化对土壤的水分场及温度场具有显著影响。Shi 等<sup>[19]</sup>利用自动监测井监测水位和温度的变化，分析了水力发电后潜流带的水热动力学，结果表明，水力发电引起了水位波动，增强了地下水交换，从而加速了横向的热传递。土壤水分含量过高，会导致植物群落物种多样性降低，尤其是物种丰富度下降<sup>[20]</sup>，随着三峡工程的运行，洞庭湖区植被演替发生了变化，从而引起小型兽类群落动态的变化<sup>[21]</sup>。目前，采用 VFLUX 计算程序求解潜流交换速率<sup>[6, 22, 23]</sup>，此方法适用于饱和均质土壤。人为活动影响下的洲滩地质较为复杂，此方法不在适用，针对其相关研究较少，尤其是大坝下游洲滩湿地内部热通量和潜流交换二者之间的研究更为少见。

本研究以三峡大坝下游洞庭湖岳阳段某一洲滩潜流带为研究对象，自动监测洲滩潜流带水位及水温变化，分析水位波动下洲滩潜流带潜流交换与洲滩内部温度时空特征，阐明三峡大坝运行下洲滩潜流带冬季热传输量过程与驱动机制，以期为建坝河流潜流带水热交换过程研究提供参考。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区域概况

洞庭湖是我国第二大淡水湖泊，湖泊总面积 2670km<sup>2</sup>，容积 167×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>，是长江流域重要的泄洪及蓄洪湖泊<sup>[24]</sup>；位于湖南省北部、长江中下游荆江段南岸(27° 55' N~30° 23' N, 110° 50' E~113° 45' E)，汇集“四水”(湘江、资江、沅江、澧水)，北接“四口”(松滋口、太平口、藕池口、调弦口)分流入湖，经调蓄后由岳阳城陵矶注入长江<sup>[25]</sup>；对整个长江中游的防洪和水资源利用举足轻重，同时洞庭湖也是世界著名的湿地生态保护地区，为区域生态系统的维护和生物多样性提供重要作用<sup>[26]</sup>。水位变化会带来洲滩湿地温度和水分的重分布，因此有必要开展洲滩水热传输动态研究。试验地点位于城陵矶(七里山)水文站对面洲滩(图 1)，是洞庭湖区典型洲滩湿地断面。

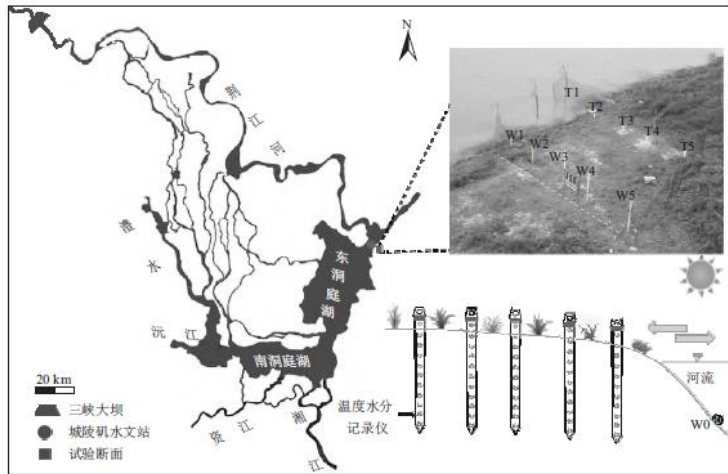


图 1 试验地理位置及现场布置图

### 1.2 洲滩温度水分和地下水位监测

长江三峡工程建成运行后,对洞庭湖的水位、水情会产生影响,亦必然对其生态环境产生影响<sup>[27]</sup>。洞庭湖洲滩地区生活着不同种类的生物和植物,其对土壤水分和温度适应程度不同,为了精确对洲滩不同坡位土壤温度和水分变化进行动态监测,且超过地表以下 1m 深度的土壤对大气温度以及太阳辐射不太敏感<sup>[28]</sup>。在洲滩坡面上布设智墒(北京东方润泽生态科技股份有限公司,云智能土壤温度水分观测仪,ET100),长度 1.2m,分为 11 层,每 10cm 为 1 层,最上层为土壤温度记录仪,其余为温度水分记录仪(水分数据为体积含水率),每 1h 读取 1 次温度和水分数据(图 1)。试验仪器布置采取人工打孔方式,受人为活动影响地质较为复杂,试验区共布置了 5 个智墒,编号为 T1~T5,离 T1 水平距离依次为 2.02、4.36、6.00 和 8.20m。

在智墒一侧平行位置统一基准面埋设 PPR 管监测井,编号为 W1~W5,底部布置压力传感器(HOBOU20-001-01;测量精度为 ±0.5cm)监测地下水水位动态变化(图 1)。且在试验区域同时布置了温度传感器(OnsetHOB0U22-001;测量精度为 ±0.2℃)监测气温,在河底布置 W<sub>0</sub> 监测水位和水温,每 1h 自动记录和存储 1 次。监测连续时间自 2018 年 10 月 10 日开始至 2019 年 5 月 6 日终止。

### 1.3 洲滩热量计算

利用下列方程,根据相邻储层之间的温度差,估算相邻储层之间热通量<sup>[19]</sup>:

$$Q_s = -k_s \cdot \left( \frac{dT_e}{dZ} \right) \cdot L \quad (1)$$

$$Q_i = C \cdot \rho \cdot q \cdot \Delta T_e \quad (2)$$

式中:  $Q_s$  为洲滩内部热通量;  $k_s$  为洲滩各层之间的热导率,取值  $2.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$ ;  $dT_e/dZ$  为洲滩各层之间的温度梯度,  $^\circ\text{C}/\text{m}$ ;  $L$  为试验区长度,  $\text{m}$ ;  $Q_i$  为洲滩内部由潜流交换传递的热量;  $C$  为水比热容,  $4.2 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ ;  $\rho$  为水密度,  $1 \times 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ ;  $q$  为潜流交换通量,  $\text{m}^3$ ;  $\Delta T$  为水体交换前后的温度差,  $^\circ\text{C}$ 。

### 1.4 洲滩潜流交换速率计算

用土壤体积含水率变化计算河水和洲滩地下水潜流交换通量和速率,因每层监测深度为 0.1m,取长高都为 0.1m 为流速计算概念模型(图 2),则通过土壤体积含水率变化可以计算洲滩和河水交换通量和交换速率,计算公式为:

$$q = acb(\theta_{i+1} - \theta_i) \quad (3)$$

$$(\theta_{i+1} - \theta_i) V = \bar{v} St \quad (4)$$

$$S = bc \quad (5)$$

$$V = abc \quad (6)$$

式中:  $q$  为潜流交换通量,  $\text{m}^3/\text{s}$ ;  $\theta_i$  为为第  $i$  时刻土壤含水率,  $\text{m}^3/\text{m}^3$ ;  $V$  为模型体积,  $\text{m}^3$ ;  $\bar{v}$  为第  $i$  至  $i+1$  一个小时平均交换速率,  $\text{m}/\text{s}$ ;  $S$  为模型入渗面积,  $\text{m}^2$ ;  $t$  为时间,  $\text{h}$ ;  $a$  为模型长度,  $\text{m}$ ;  $b$  为模型宽度,  $\text{m}$ ;  $c$  为模型高度,  $\text{m}$ 。

### 1.5 热图解法

利用垂向温度分布确定洲滩地下水和河水交

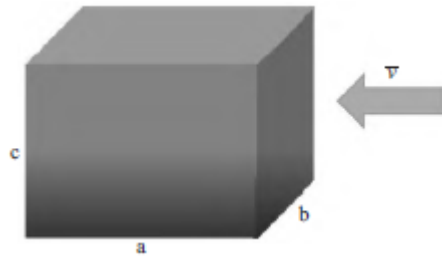


图 2 流速计算概念模型

换模式，依据温度分布线的弯曲方向来确定水交换方式<sup>[29]</sup>，是描述垂直矢量方向上水热物质运动的概念模型<sup>[30,31]</sup>。在冬季，当水位较高时有河水补给洲滩地下水，由河水主导着潜流的速度，曲线向下凸起明显(图 3 I 曲线)；当水位下降时，有洲滩潜流带水交换向上流动，由地下水主导着潜流的速度，曲线向上凸起明显<sup>[32]</sup>(图 3 II 曲线)。

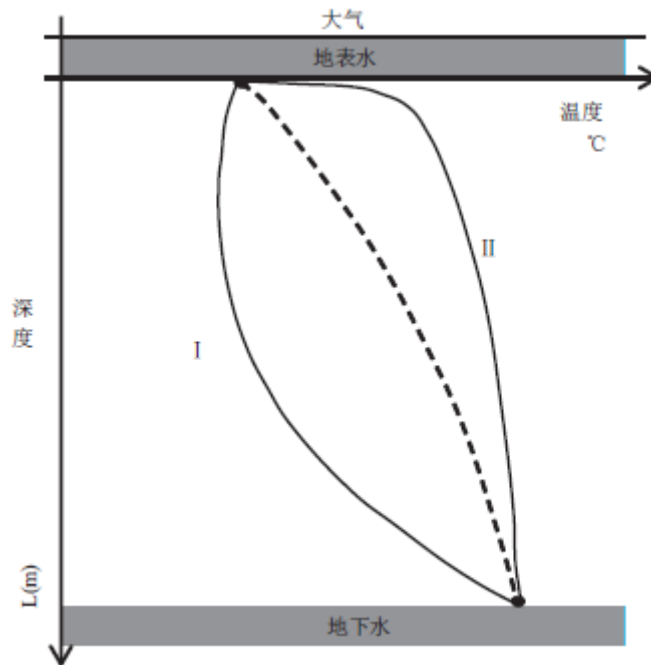


图 3 利用垂直温度分布剖面确定地下水交换模式的概念图<sup>[32]</sup>

## 2 结果与讨论

### 2.1 洲滩地下水位响应分析

在监测过程中，洲滩地下水水位波动较为频繁，近似于正弦曲线，W1、W2、W3 地下水水位相近且水位最高，W4 地下水水位波动相对于 W1、W2、W3 地下水水位具有明显的“衰减”和“滞后”现象，W5 无地下水变化。在监测期间洲滩地下水水位出现 5 次较大波幅，W1 地下水水位最大值 1.72m，最小值 0.93m，落差为 0.79m(图 4)，在 2018 年 12 月 3 日 10:00 至 2018 年 12 月 13 日 8:00 洲滩地下水水位出现最大波幅，此期间地下水水位波幅达到 0.6m。W1、W2、W3、W4 平均地下水水位分别为 1.00、0.95、0.88 和 0.26m。说明离岸越远，地下水水位越低；离岸越远，振幅越小，相位越滞后，河水进入洲滩地下水的过程中其波动会有所衰减，与刘东

升等<sup>[33]</sup>的研究一致。

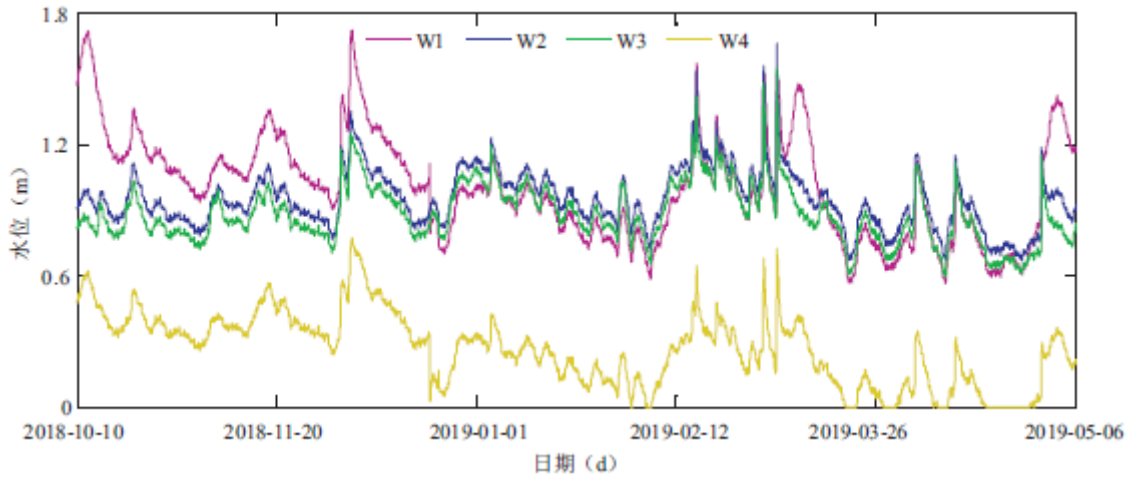


图4 监测井地下水水位分布

## 2.2 气温与洲滩内部热通量相关性分析

为探究气温对洲滩温度场的影响，引入热通量分析不同月份气温对洲滩温度场的作用。为排除洲滩表层蒸发散失的热量对计算结果的影响，选择计算洲滩地面以下0.1~1m处内部热通量。图5表示监测期间(2018年11月至2019年4月)不同月份气温和洲滩内部对应热通量变化，正值表示洲滩内部吸收周围热量，负值表示洲滩内部向周围释放热量。12、1和2月整体呈现负值，说明此期间洲滩向周围土壤释放热量及向河水传递热量；3和4月正负交替说明此期间洲滩与周围土壤及河水热量互相补充，但可以看到4月洲滩内部吸收周围的热量明显高于向周围释放热量；不同月份的土壤热通量变化值不同，1月气温对应的土壤热通量明显比其它季节明显偏小。可以看出每个月份洲滩热通量与气温呈现明显的正相关，时间尺度上拟合系数 $R^2$ 存在差异，12和2月 $R^2$ 达到最大值0.76和0.78，说明气温是12月与2月洲滩内部热通量的主要因子；其余月份 $R^2$ 在0.5左右，最小的为3月0.33，从侧面反映出洲滩内部热通量不仅受到大气温度的影响，同时也会受到其他环境因子如天气状况、河流水位、降水、等影响。

由图5知气温和洲滩热通量具有极强的正相关性，为了进一步探索气温和洲滩热通量的关系，图6给出了各个月份日均气温和日洲滩热通量线性拟合。监测期间，洲滩内部向周围释放热量最大值为 $18.36 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ，洲滩内部向周围吸收热量最大值 $10.73 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ，11月至次年2月热通量都为负值。时间尺度上：随着18年11月至19年1月温降，洲滩内部每月向周围释放热量的最大值约为 $4 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ，12月日均气温最低时，释放热量最大；1月至4月份的温升过程，洲滩内部每月向周围吸收热量递增。1月日均温度最小，最高为 $10.10^\circ\text{C}$ ，但是日均气温和日洲滩热通量拟合曲线斜率最大，日均气温增加 $1^\circ\text{C}$ ，传递热量增加 $1.31 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。11月拟合系数 $R^2$ 较小为0.71，表明洲滩内部热通量与日均气温具有极强的相关性，可以用日均气温推算洲滩热通量。

通过上述分析可以看出，不同季节的土壤热通量变化规律不同；在整个研究时间段洲滩内部热通量与气温具有极强的正相关性，即随着温度上升，滩内部热通量增大，同一气温在不同月份对应的热通量具有较大的差异性，这说明了气温和热通量变化的时空差异性；洲滩内部日热通量与日均气温相关性最强，可以用日均气温推算洲滩日热通量；日热通量在11~2月都是负值，3月开始由负值转变为正值，这一点也被张宏等<sup>[9]</sup>的研究所证实，但其研究表明土壤热通量从2月开始由负值转变为正值，说明洲滩热量的正负值的转变和土壤热通量的转变具有一定的差异性。郝雅婕等<sup>[34]</sup>研究表明7~8月降雨集中，受降雨影响土壤热通量表现为负值，与赵娇娜等<sup>[35]</sup>、何子淼等<sup>[36]</sup>表层土壤热通量对降雨响应规律的研究结果相一致，说明洲滩热通量转变的差异

性应该是由水分变化引起的，洲滩水分变化受河流水位变化影响较大。

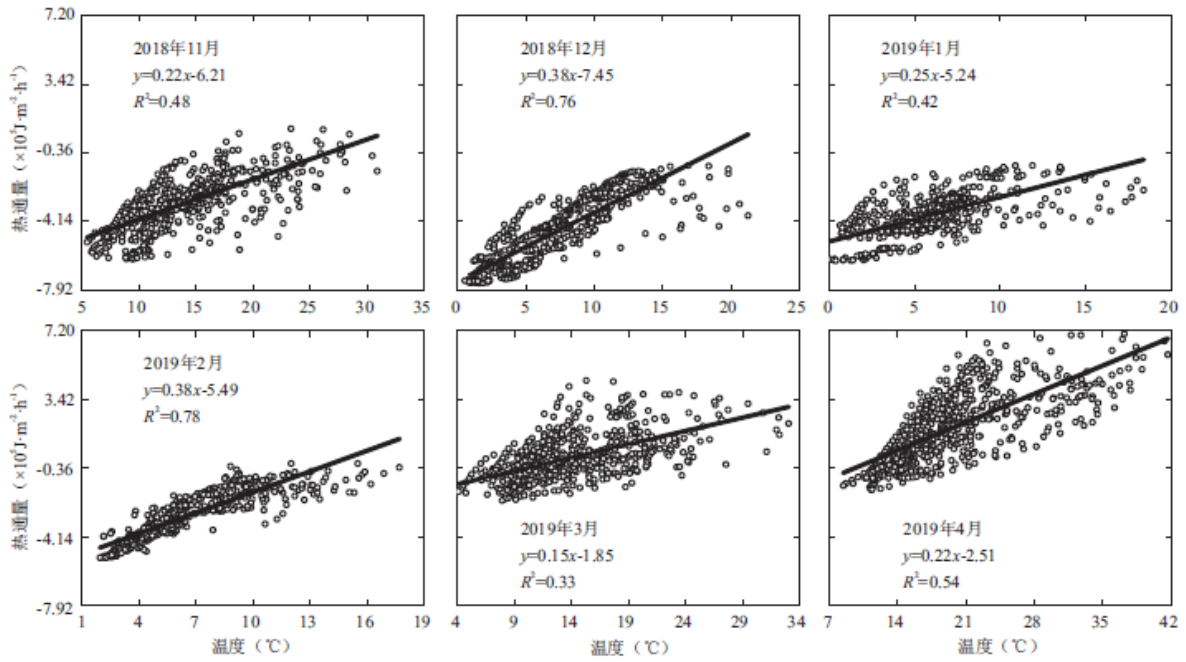


图5 气温和洲滩内部热通量相关性

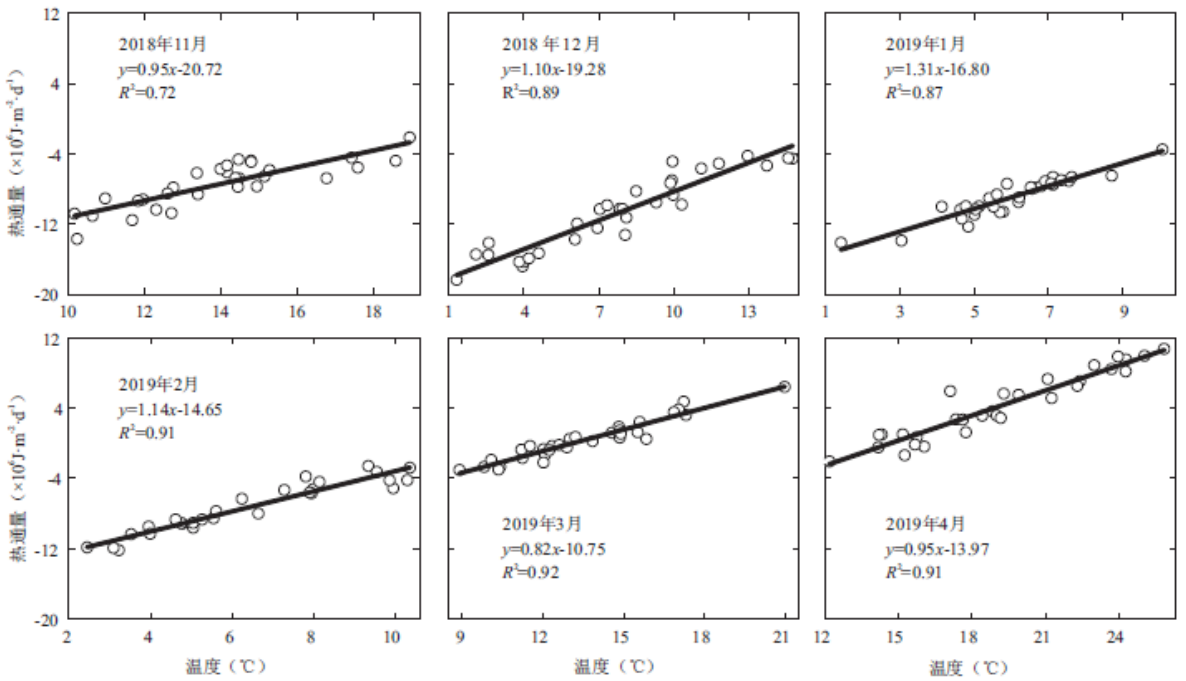


图6 日均气温和洲滩内部日热通量相关性

### 2.3 潜流交换特性分析

### 2.3.1 洲滩含水率变化

以T1为例图7给出了T1-0.1、T1-0.2、T1-0.3、T1-0.4、T1-0.5、T1-0.6、T1-0.7、T1-0.8、T1-0.9m含水率差值变化曲线。红色和蓝色含水率差值曲线分别代表一个水位波峰期且水位较高(高水位期 2018/12/04-2018/12/08)和多个水位波峰且水位较低(低水位期 2019/02/15-2018/02/19)含水率差值变化率曲线,期间水位变化如图8所示。

通过对比高水位期(High)和低水位期(Low)的含水率差值变化曲线,可以清楚地看出,0.3m以上高水位含水率差值变化较大,最大值和最小值都出现在T1-0.1m分别为5.26和-3.64 $\text{m}^3/\text{m}^3$ ,这是因为T1-0.1m位于地表的浅层区域受水位和太阳辐射影响较大,导致其变化幅度较大;随着深度增加含水率差值最大值呈现阶梯型逐渐降低。时间尺度上,含水率差值随着地下水水位下降逐渐减小。低水位期最大含水率差值出现在T2-0.6m为2.44 $\text{m}^3/\text{m}^3$ ,整个低水位地面以下0.1~0.7m,每个监测点含水率差值最大值在1.5 $\text{m}^3/\text{m}^3$ 左右。两个水位变化期间,地面以下0.8~1.0m以下含水率差值都小于0.5 $\text{m}^3/\text{m}^3$ 。说明T1垂直剖面含水率差值受水位和太阳辐射影响,其中表层受太阳辐射影响较大。洲滩各层含水率差值变化垂向上呈现一定的差异性,洲滩表层水分受外界因素影响,随着深度的增加,影响减弱,太阳辐射最大影响深度为0.4m。

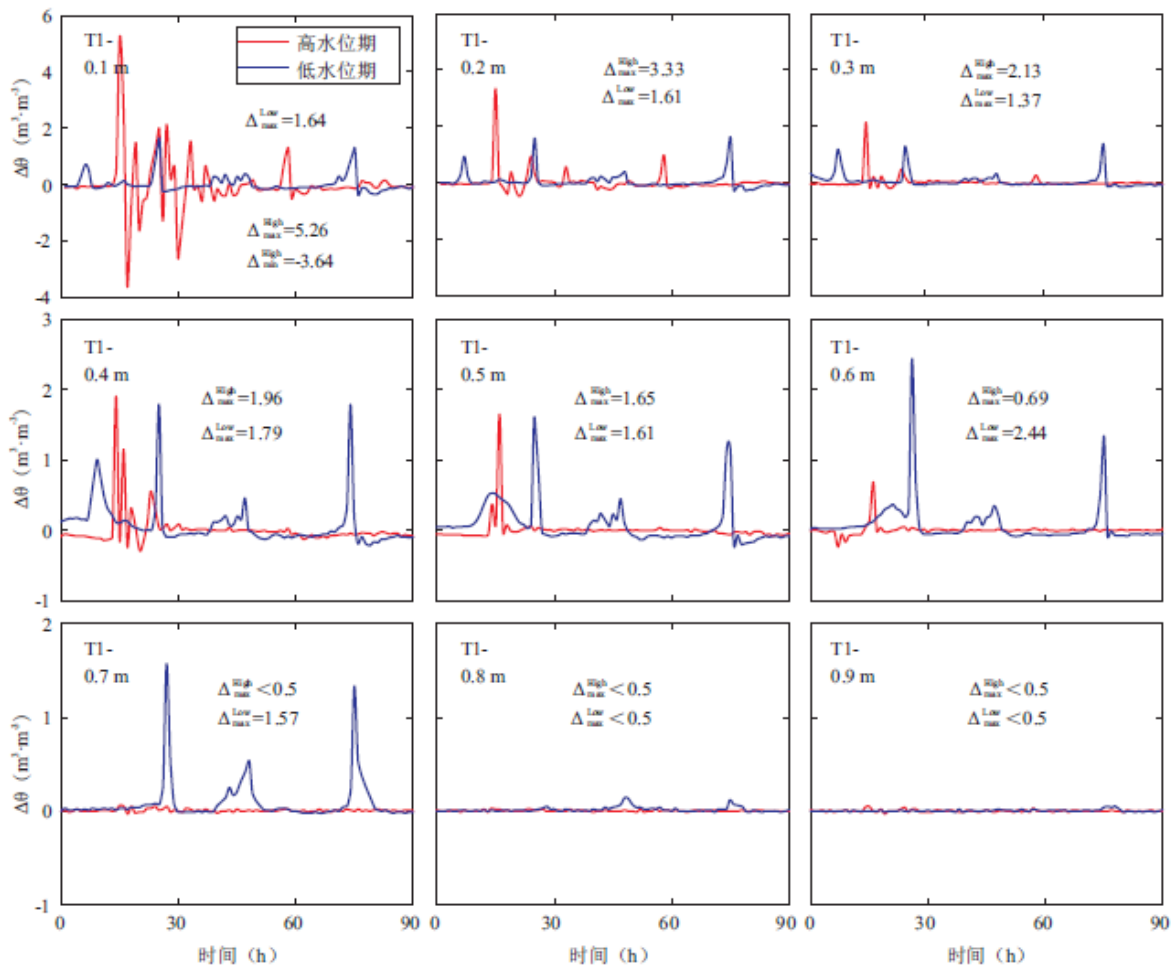


图7 水位波动期间T1含水率差值曲线

### 2.3.2 洲滩潜流交换速率计算

为排除太阳辐射对浅层区域水分的影响,研究水位变化对洲滩潜流交换速率的影响,选取 T1 含水率差值变化较大的地面以下 0.5~0.7m 计算交换速率,由图 7 得两个水位期间含水率一直在变化,说明此期间 0.5~0.7m 土壤类型为非饱和,分别用  $V_{0.5}$ 、 $V_{0.6}$  和  $V_{0.7}$  表示。图 8 给出了不同时期 W1 地下水位波动和交换速率的变化图,由公式(4)计算的交换速率的数量级为  $10^{-5}$  与李英玉等<sup>[37]</sup>由 VFLUX 计算程序通过 Keery 振幅法计算得到的流速在数量级是一致的。从整体看, T1 不同深度的交换速率规律相似,受地下水位波动幅度和频率影响,2018 年 12 月季“ $V<0$ ”时间段要远大于“ $V>0$ ”时间段,2019 年 2 月中旬“ $V<0$ ”时间段和“ $V>0$ ”时间段将近平,前者表示为洲滩地下水补给河水,后者相反。因此,2018 年 12 月洲滩地下水排泄时段相对较长,2019 年 2 月中旬洲滩地下水和河水交替互补,但河水补给洲滩地下水量比洲滩地下水补给河水大得多,峰值大约是洲滩地下水补给河水的 8.5 倍。 $V_{0.5}$ 、 $V_{0.6}$  和  $V_{0.7}$  曲线对水位波动的响应存在一定的差异性,在 2018 年 12 月上旬水位上升期间, $V_{0.5}$ 、 $V_{0.6}$  和  $V_{0.7}$  随着水位上升逐渐增大,且  $V_{0.5}>V_{0.6}>V_{0.7}$ ,说明在垂向上,该断面上的地下水流速递减,主要因为在地下水位以下的沉积物中,位置越深,其水压消散越大,这和李英玉等<sup>[37]</sup>研究结果一致。2018 年 12 月 W1 地下水位最高达 1.72m,随着 W1 地下水位下降,在 2018 年 12 月 9 日水位下降到 1.3m 左右时, $V_{0.5}$  首先由正转负,表明由河水补给洲滩转为洲滩地下水补给河水,下降到 1.16m 左右时  $V_{0.6}$  补给程度最强,下降到 1m 左右时  $V_{0.7}$  补给程度最强。2019 年 2 月中下旬 W1 地下水位最高只有 1.57m,交换速率为  $6.78\times 10^{-5}$  m/s,反而比 2018 年 12 月大,说明地下水位越高,流速越小;地下水位越低,流速越大,这和李英玉等<sup>[37]</sup>研究结果一致。

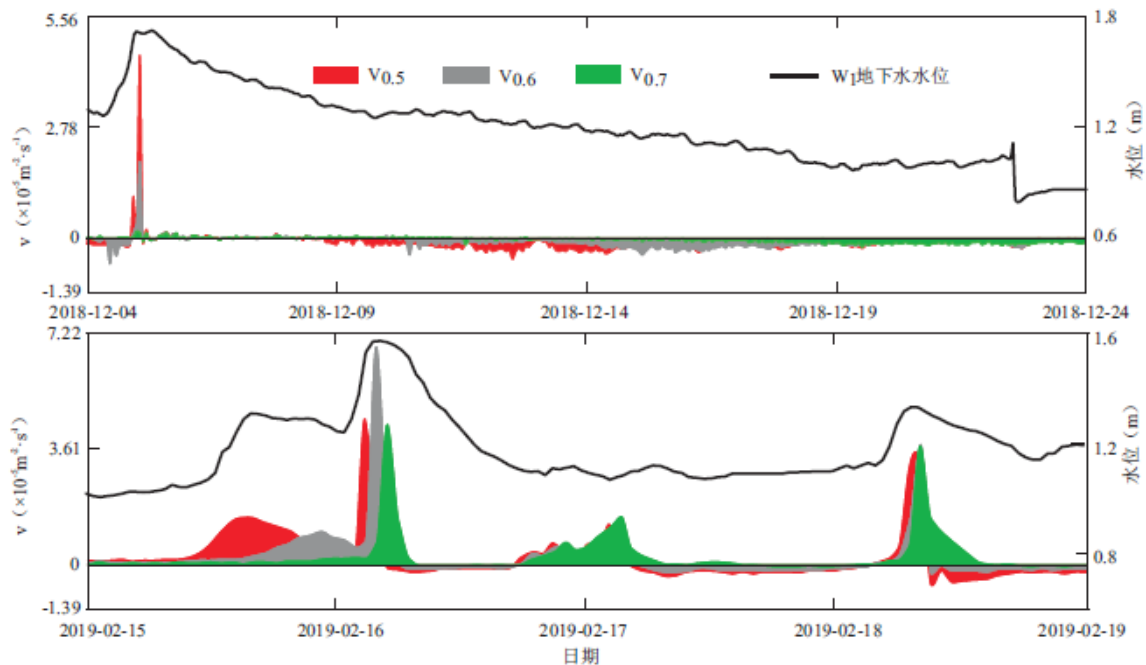


图 8 水位波动期间 T1 潜流交换速率

## 2.4 洲滩热量传输

### 2.4.1 洲滩温度场对水位波动的响应

为探究河流水位波动对洲滩温度场的影响,选取 2019 年 2 月 16 日 17:00 水位上升期间分析洲滩垂向温度分布对水位上升的响应关系(图 9),此时 W1 对应地下水水位为 1.57m(图 8)。垂向温度剖面反映了洲滩地下水与河水的相互作用,T1 被河水淹没,T2 和 T3 在 0.3~0.6m 深度下温度表现出明显的弹性。T2 和 T3 在地表 0.3m 以下垂向剖面温度有向下扩散的趋势,但是 T2 在 0.4~0.5m 处有向上扩散的趋势,这是由于岸边河水位受过往大型船的影响存在一定的波动,智熵垂向监测间距较小,对水位变化较为敏感,但也不排除受到地质影响导致浅层温度分布不均。由 T2 和 T3 垂向温度剖面变化判定此时地面以下 0.5~1.0m 整

体趋势是河水补给洲滩，但同时也易受到其他因素的影响。

#### 2.4.2 水位波动期间河水和洲滩热量传输

为避免外界因素的干扰，由公式(2)计算 T1 地面以下 0.5~1.0m 以下水位波动期间的的热交换量(图 10),从整体上看，T1 地面以下 0.6m 处热量传输与水位波动规律相反，水位上升期间，热量计算结果为负值，此时水量增加，温度降低，这是由于冬季，河水温度较低且低于洲滩深层温度，河水补给洲滩地下水过程中，使洲滩地下水温度降低，致使洲滩损失热量，地面以下 0.5m 处呈现差异性变化显示为正值，这是由于水位上升初期河水表层温度由于太阳辐射高于 0.5m 处温度，随着水位上升，补给洲滩 0.5m 处的河水温度受太阳辐射较小，温度低于 0.5m 处洲滩温度；水位下降期间，洲滩地面以下 0.5~0.7m 热量计算结果为正值，此时水量减小，温度降低，由于在水位下降河岸带地下水补给河水的水源来自相应位置左上方，冬季温度分布为上冷下暖，致补给过程监测点温度降低，洲滩损失热量，2018 年 12 月地面以下 0.8~1.0m 为负值，主要是由于洲滩底层基本不再受低温地表水补给，洲滩底层水温较高，在底层水温扩散的作用下，水温总体上呈现上升趋势<sup>[38]</sup>。说明在冬季无论水位升降，在河水和河岸带互补过程中，都是洲滩地下水损失热量。

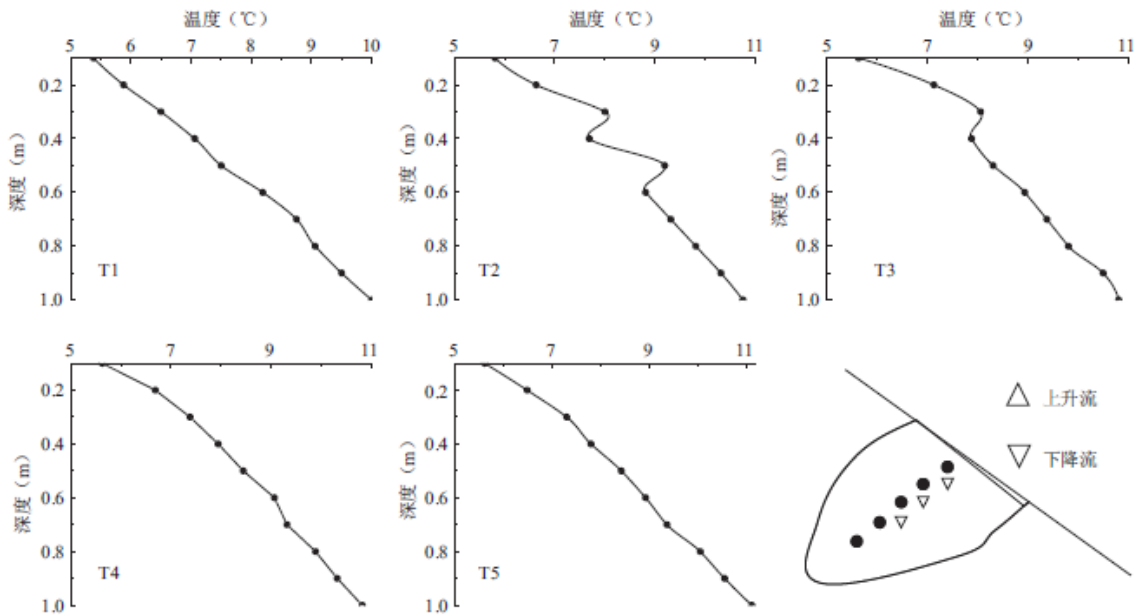


图 9 洲滩深度-温度廓线图

图 11 给出了 T1 水位波动期间洲滩热量损失情况，高水位期(2018/12/04~2018/12/08)和低水位期(2019/02/08~2018/02/12)损失总热量分别为  $8.45 \times 10^6$  和  $36.25 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$  后者是前者的 4 倍左右。柱状图表示每层在此水位波动期间(90h)总的热量损失，通过柱状图可以清楚地看出，热量在低水位期的损失更大，尤其是地面以下 0.5~0.7m;低水位期最大热量变化值为  $17.35 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$  是高水位期最大热量变化值  $3.49 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$  的 5 倍左右，且两个水位变化期间随着垂向深度增加，热量损失值递减。无论是高水位期还是低水位期，地面以下 0.5~0.8m 低水位期损失的热量比高水位期大，随着深度增加热量损失逐渐接近，在地面以下 1m 处二者相等为  $0.45 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$ 。区域图表示洲滩地面以下 0.5~1.0m 总的热量在此期间的变化规律，可以看出低水位期热量在水位变化的波峰处明显高于高水位期，在水位较平缓期间二者相差不大。

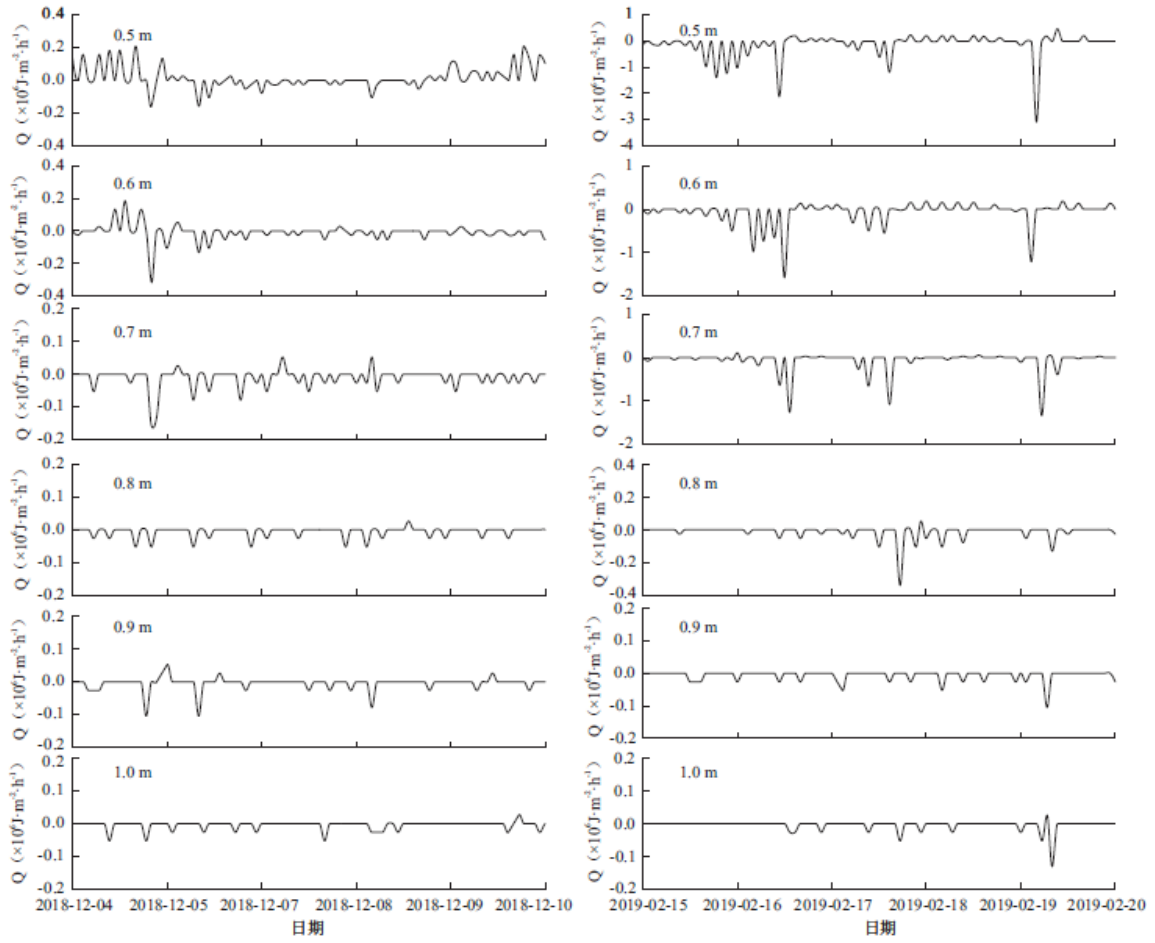


图 10 洲滩地面以下 0.5~1.0m 热量传输

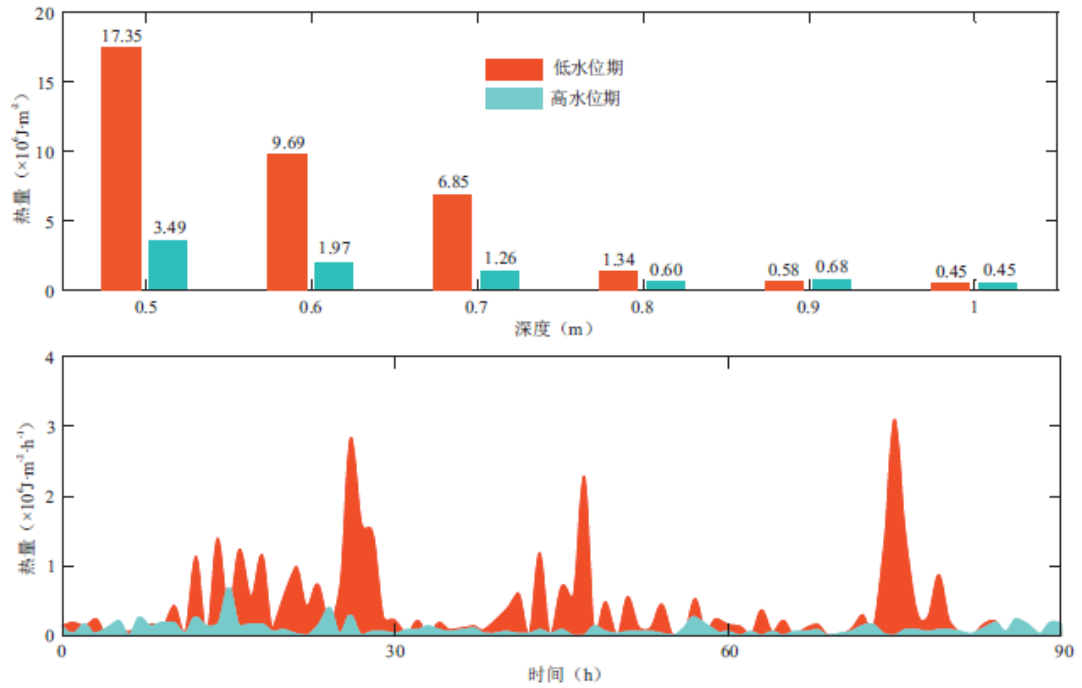


图 11 水位波动引起的热量损失

### 2.5 洲滩横断面温度场时空特征

洲滩受太阳辐射，并与河水发生潜流交换，从而产生热量交换，其温度场必将在太阳辐射和河水入渗双重影响下重新分布。为了解其分布规律，对河岸带 5 个智墒离散的温度数据进行线性插值，绘制相应的等值线图。从图 12 可以看出，在整体上洲滩温度场分区明显：秋冬季(2018 年 10 月到 2019 年 2 月)垂向上表现为“上冷下暖”现象，从上到下可以分为低温区、中温区和高温区，温度区面积随着时间变化而变化，且垂向温差梯度随着时间尺度逐渐增大，秋季温差为 5℃，冬季温差最大为 15℃。10 月洲滩温度场靠近河道顶部温度相对较高，与此日中午太阳辐射作用较强相应及地下水水位较高且正处于上升阶段(图 12)，即洲滩潜流交换作用较强相应。春季(2019 年 3 月到 2019 年 5 月)在整体上洲滩温度场分区明显：垂向上表现为“上暖下凉”现象，5 月呈现洲滩上层右侧温度高于与左侧，但是此时地下水水位处于下降阶段(图 4)且地下水水位在地面以下 0.3m 处，受沿湖路的影响，上午 10:00 之前只有 T1 及 T2 受日照，与中午太阳辐射作用较强相应，这印证了温度场是在太阳辐射和河水入渗双重影响下的结果。整体温度场分布看：无论秋冬季或春季，其在垂直方向上都有明显的分层现象，受太阳辐射影响 0.3m 以上温度梯度比 0.3m 以下梯度大，不同的是春季表现为“上暖下凉”，秋冬季相反。

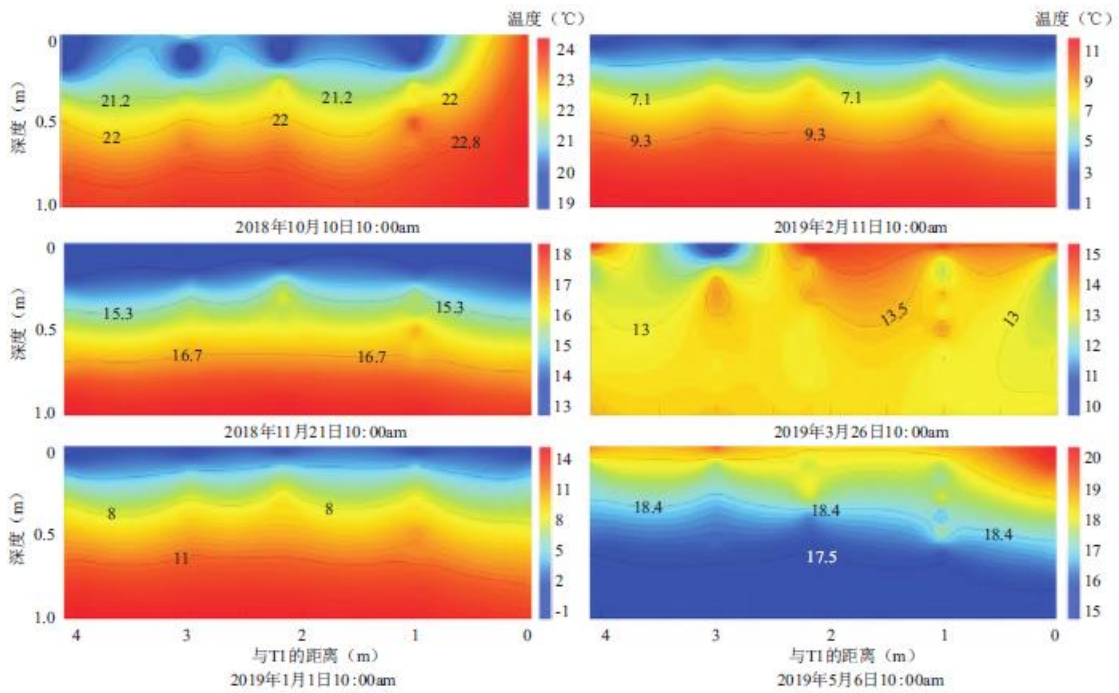


图 12 洲滩温度场时空分布规律

## 3 结论

(1) 洲滩内部热通量与气温具有极强的正相关性，即随着温度上升，滩内部热通量增大，同一气温在不同月份对应的热通量具有较大的差异性，洲滩内部日热通量与日均气温相关性最强，可以用日均气温推算洲滩热通量，河流水位变化会延缓冬季洲滩热通量由负值转换正值的时间。

(2) 外界因素会导致浅层温度分布不均，垂向温度分布变化趋势可以反映河水和洲滩地下水交换方向；洲滩各层含水率差值垂向上呈现一定的差异性，洲滩表层水分受外界因素影响，随着深度的增加，影响减弱；以 T1 含水率求得的交换速率是可靠的，

---

地下水位越高, 速率越小; 地下水位越低, 波幅越多, 速率越大。

(3) 冬季无论水位升降, 在河水和洲滩地下水互补过程中, 地面以下 0.5~1.0m 都是洲滩地下水损失热量; 热量在低水位期的损失更大, 主要集中在地面以下 0.5~0.7m, 随着垂向深度增加, 热量损失递减, 在 0.8m 以下趋于稳定。

(4) 无论秋冬季或春季, 洲滩温度场在垂直方向上都有明显的分层现象, 受太阳辐射影响 0.3m 以上温度梯度比 0.3m 以下梯度大, 且垂向温差梯度随着时间尺度逐渐增大, 不同的是春季表现为“上暖下凉”, 秋冬季相反。

#### 参考文献:

- [1]HU Y, CHENG H. The urgency of assessing the greenhouse gas budgets of hydroelectric reservoirs in China[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(8):708-712.
- [2]SCHERER L, PFISTER S. Global water footprint assessment of hydropower[J]. *Renewable Energy*, 2016, 99:711-720.
- [3]姬雨雨, 施文卿, 陈求稳, 等. 库区洲滩潜流带温度示踪流速计算方法[J]. *水资源与水工程学报*, 2018, 29(3):159-163.
- [4]MALCOLM I A, SOULSBY C, YOUNGSON A F, et al. Hydrological influences on hyporheic water quality: Implications for salmon egg survival[J]. *Hydrological Processes*, 2004, 18(9):1543-1560.
- [5]朱蓓, 赵坚, 陈孝兵, 等. 水库运行对下游河岸潜流带水位-温度影响研究[J]. *水利学报*, 2015, 46(11):1337-1343.
- [6]任杰, 程嘉强, 杨杰, 等. 潜流交换温度×示踪方法研究进展[J]. *水科学进展*, 2018, 29(4):597-606.
- [7]金光球, 李凌, 河流中潜流交换研究进展[J]. *水科学进展*, 2008, 19(2):285-293.
- [8]OGEE J, LAMAUD E, BRUNET Y, et al. A long-term study of soil heat flux under a forest canopy[J]. *Agricultural and forest Meteorology*, 2001, 106(3):173-186.
- [9]张宏, 胡波, 刘广仁, 等. 中国土壤热通量的时空分布特征研究[J]. *气候与环境研究*, 2012, 17(5):515-522.
- [10]EULENSTEIN F, URBANIAK M, CHOJNICKI B H, et al. Influence of plant cover on the share of the soil heat flux in the heat balance of the active surface[J]. *International Agrophysics*, 2005, 19(1):31-36.
- [11]孙成, 江洪, 陈健, 等. 亚热带毛竹林土壤热通量变异特征[J]. *土壤学报*, 2013, 50(5):966-973.
- [12]王美莲, 崔学明, 韩鹏, 等. 大兴安岭原始林区土壤热通量变化特征的初探[J]. *内蒙古农业大学学报*, 2010, 31(4):139-142.
- [13]张强, 曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J]. *大气科学*, 2003, 27(2):245-254.
- [14]窦军霞, 张一平, 于贵瑞, 等. 西双版纳热带季节雨林水热通量[J]. *生态学报*, 2007, 27(8):3099-3109.

- 
- [15]TIMOTHY P, HANRAHAN. Effects of river discharge on hyporheic exchange flows in salmon spawning areas of a large gravel-bed river[J]. *Hydrological Processes*, 2008, 22:127-141.
- [16]WARD, J V, STANFORD J A, et al. Thermal responses in the evolutionary ecology of aquatic insects[J]. *Annual Review Entomology*, 1982, 27(1):97-117.
- [17]霍艾迪, 韦红, 管文轲, 等. 渭河下游垂向潜流量动态特征研究[J]. *长江科学院院报*, 2018, 35(9):17-22.
- [18]任杰, 沈振中, 赵坚, 等. 低温水入渗条件下土壤水分温度动态变化[J]. *水科学进展*, 2013, 24(1):125-131.
- [19]SHI W, CHEN Y, CHEN Q. Dynamics of heat transport across sediment deposited hyporheic zone inside reservoirs following hydropower production[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 707:135611.
- [20]WANTZEN K M, ROTHHAUPT K O, MORTL M, et al. Ecological effects of water-level fluctuations in lakes: An urgent issue[J]. *Hydrobiologia*, 2008, 613(1):1-4.
- [21]郑普阳, 周训军, 张美文, 等. 三峡水库运行后洞庭湖洲滩小型兽类群落状况[J]. *动物学杂志*, 2020, 55(2):141-152.
- [22]GORDON R P, LAUTZ L K, BRIGGS M A, et al. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 420(4):142-158.
- [23]SWANSON T E, CARDENAS M B. Ex-Stream: a MATLAB program for calculating fluid flux through sediment-water interfaces based on steady and transient temperature profiles[J]. *Computers and Geosciences*, 2011, 37(10):1664-1669.
- [24]刘易庄, 杨树清, 蒋昌波, 等. 洞庭湖萎缩对湖内洪水影响[J]. *水科学进展*, 2019, 30(4):485-495.
- [25]靳朝, 雷霆. 水分梯度下洞庭湖洲滩植物群落多样性特征[J]. *湿地科学*, 2015, 13(2):177-183.
- [26]王鸿翔, 查胡飞, 李越, 等. 三峡水库对洞庭湖水文情势影响评估[J]. *水力发电*, 2019, 45(11):14-18, 44.
- [27]黄维, 王为东. 三峡工程运行后对洞庭湖湿地的影响[J]. *生态学报*, 2016, 36(20):6345-6352.
- [28]SCHORNBERG C, SCHMIDT C, KALBUS E, et al. Simulating the effects of geologic heterogeneity and transient boundary conditions on streambed temperatures: Implications for temperature-based water flux calculations[J]. *Advances in Water Resources*, 2010, 33(11):1309-1319.
- [29]ANIBAS C, FLECKENSTEIN J H, VOLZE N, et al. Transient or steady-state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange[J]. *Hydrological Processes*, 2009, 23(15):2165-2177.
- [30]SCHMIDT C, CONANT B, BAYER-RAICH M, et al. Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 347(3):292-

[31] ANIBAS C, BUIS K, VERHOEVEN R, et al. A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction[J]. Journal of Hydrology, 2011, 397(1):93-104.

[32] SONG J, CHENG D, ZHANG J, et al. Estimating spatial pattern of hyporheic water exchange in slack water pool[J]. Journal of Geographical Sciences, 2019, 29(3):377-388.

[33] 刘东升, 赵坚, 吕辉. 大坝下游河岸带冬夏季水热交换特征对比[J]. 水科学进展, 2017, 28(1):124-132.

[34] 郝雅婕, 邓巧玲, 王艳霞, 等. 元江干热河谷稀树灌丛土壤热通量特征[J]. 西北林学院学报, 2019, 34(5):23-28.

[35] 赵娇娜, 徐学选, 李星, 等. 长武塬区降雨入渗特征[J]. 中国水土保持科学, 2012, 10(4):37-44.

[36] 何子淼, 肖培青, 郝仕龙, 等. 黄丘区野外坡面土壤水分变化对次降雨过程的响应[J]. 中国水土保持科学, 2018, 16(4):16-24.

[37] 李英玉, 赵坚, 吕辉, 等. 河岸带潜流带温度示踪流速计算方法[J]. 水科学进展, 2016, 27(3):423-429.

[38] 姬雨雨, 陈求稳, 施文卿, 等. 水库运行对漫湾库区洲滩水热交换影响[J]. 水科学进展, 2018, 29(1):73-79.