

文章编号:1007-2284(2021)12-0046-07

半干旱草原内陆河潜流交换研究 ——以内蒙古锡林河为例

任嘉伟¹, 胡海珠¹, 田炳燧¹, 于瑞宏¹, 任 蓉²

(1. 内蒙古大学生态与环境学院 内蒙古河流与湖泊生态重点实验室, 呼和浩特 010021; 2. 呼和浩特职业学院, 呼和浩特 010051)

摘 要:潜流交换对于地表水和地下水水质以及河流廊道的生态环境有重要作用。针对半干旱草原河流潜流交换作用研究不足的现状,选取锡林河作为典型草原河流,利用水动力学法和温度示踪法对锡林河上游试验河段的垂向潜流交换过程进行定量研究,并讨论了两种方法的适用性。结果表明,试验期间主要为地表水补给地下水,垂向潜流交换主要发生在河床表面以下20~100 cm。受砂质河床流动性较大和空间异质性的影响,河道不同位置的潜流交换速率及其对降雨的响应各不相同。水动力学法与温度示踪法得到的河段垂向潜流交换速率具有一致性:分别为-0.2~-0.4、-0.1~-0.4 m/d。相比于易受河床形态和水动力学特性影响的水动力学法,温度示踪法具有准确、便捷的特点,更适用于半干旱草原河流的潜流交换研究。

关键词:潜流交换;温度示踪;水动力学法;半干旱草原内陆河

中图分类号:TV138 **文献标识码:**A

任嘉伟,胡海珠,田炳燧,等. 半干旱草原内陆河潜流交换研究:以内蒙古锡林河为例[J]. 中国农村水利水电, 2021(12): 46-52, 59.

REN J W, HU H Z, TIAN B Y, et al. Research on the hyporheic exchange in semi-arid grassland inland rivers: taking Xilin River in Inner Mongolia as an example[J]. China Rural Water and Hydropower, 2021(12): 46-52, 59.

Research on the Hyporheic Exchange in Semi-Arid Grassland Inland Rivers : Taking Xilin River in Inner Mongolia as an Example

REN Jia-wei¹, HU Hai-zhu¹, TIAN Bing-yi¹, YU Rui-hong¹, REN Rong²

(1. School of Ecology and Environment, Key Laboratory of River and Lake Ecology of Inner Mongolia, Inner Mongolia University, Hohhot 010021, China; 2. Hohhot Vocational College, Hohhot 010051, China)

Abstract: Hyporheic exchange plays an important role in surface water and groundwater quality and the ecological environment of river corridors. The Xilin River is chosen as a typical grassland river to address scarce research on the hyporheic exchange in semi-arid grassland rivers. Both the hydrodynamic and temperature tracer method are used to quantify the process of vertical hyporheic exchange in the upper section of the Xilin River. The applicability of the two methods is also discussed. The results indicate that surface water mainly discharged to groundwater during the experiment period. Vertical hyporheic exchange occurs mainly 20~100 cm below the riverbed surface. Under the influence of the fluidity and inhomogeneity of the sandy riverbed, the process of hyporheic exchange and its response to rainfall vary at different locations of the river channel. Both hydrodynamic and temperature-tracer methods obtain consistent vertical rates of hyporheic exchange, i. e., -0.2~-0.4 and -0.1~-0.4 m/d. Compared with the hydrodynamic method, which can be easily influenced by the morphology and hydrodynamic characteristics of the riverbed, the temperature tracer method is accurate and convenient, and more suitable for the study of hyporheic exchange in semi-arid grassland rivers.

Key words: hyporheic exchange; temperature tracer method; hydrodynamic method; semi-arid steppe rivers

收稿日期:2021-03-04

基金项目:国家自然科学基金资助项目(52069017, 51609118);内蒙古自治区自然科学基金资助项目(2020MS05019)。

作者简介:任嘉伟(1996-),男,硕士研究生,主要从事水文及水资源

源研究。E-mail:1107209754@qq.com。

通讯作者:胡海珠(1985-),女,副教授,主要从事水文及水资源研究。E-mail:haizhuhu@163.com。

1 研究背景

在地表水资源相对贫乏的干旱和半干旱地区,浅层地下水是生产生活的基础保障,而地表水-地下水相互作用是水文循环的重要过程^[1]。地表水与地下水相互迁移混合的区域称为潜流带,其中发生的水、溶质、胶体与颗粒间的双向迁移转化即为潜流交换作用^[2]。潜流交换作用将河水与地下水相连通,不仅影响着两种水体的水量交换,还通过生物地球化学过程影响水质和潜流带生态系统^[3-5]。定量研究半干旱区内陆河的地表水-地下水相互作用,对实现地表水和地下水的科学管理和流域生态系统的可持续发展至关重要^[6]。

潜流交换作用的量化研究方法众多。基于达西定律的水动力学法被广泛用于计算地表水和地下水之间的潜流交换速率^[7],但有研究尺度小,对交换过程的刻画不够精细的局限性^[8]。热作为示踪剂^[9]具有清洁、对水流变化反应灵敏、温度信号易监测,且监测成本低廉的特点,因此可以实现大范围、高密度连续监测。近年来,温度示踪法在河流^[10]、水库^[11]的潜流交换研究中广泛应用。选取合适的研究方法是理解潜流交换过程的重要基础,对于潜流交换频繁的干旱半干旱草原河流,需要进一步探究各种方法的适用性。

本研究选取典型半干旱草原内陆河——内蒙古锡林河的上游河段为研究区域,通过定点监测河道不同位置的沉积物、地表水和地下水的水位和温度,运用水动力学方法和温度示踪法,定量研究锡林河垂向潜流交换作用的变化规律和影响因素,并选取适用于半干旱草原河流潜流交换的研究方法,为明

晰草原河流的水文生态功能提供科学依据。

2 材料与方法

2.1 研究区概况

锡林河是一条绕锡林浩特市而过的内陆河,发源于赤峰市克什克腾旗。该河干流全长 198 km,流域面积 6 263 km²^[12]。锡林河流域位于典型的半干旱地区,属温带大陆性气候,夏季炎热湿润,气温最高可达 39.2 ℃;冬季寒冷干燥气温最低可达 -33.1 ℃,年平均气温为 2.59 ℃左右^[13]。年平均降水量约为 280 mm,降水时空分布不均,7-9 月的平均降水量为 172 mm,占全年的 60% 左右。与绝大多数的内陆河流相同,锡林河径流主要依靠降水及冰雪消融补给,河道下游断流现象频发,多年平均径流量为 0.53 m³/s^[13]。锡林河流域水资源总量呈下降趋势,面临缺水风险。研究区选择锡林河上游干流河段,距离中科院草原研究定位站 5 km(图 1)。该试验河段平均宽度平均为 3 m 左右,左岸地势高,右岸地势低。

2.2 试验布置及监测方案

沿河流流向,在河道中线布置 3 个监测井 RC1、RC2 和 RC3(图 1),每个监测井之间的距离为 5 m,监测井选用管长 2 m、管径为 50 mm 的 PVC 管,管底端密封,河床以下长度为 1.3 m,在距离井管底端 10~15 cm 的位置均匀钻孔,并且包裹尼龙网以防泥沙进入。监测时段为 2019 年 7 月 10 日至 8 月 13 日,通过水尺逐日监测 3 个监测井处的河水、河道地下水水位变化,并在 RC1 的底部放置自计水位计(HOBO U20-001-01),通过注水实

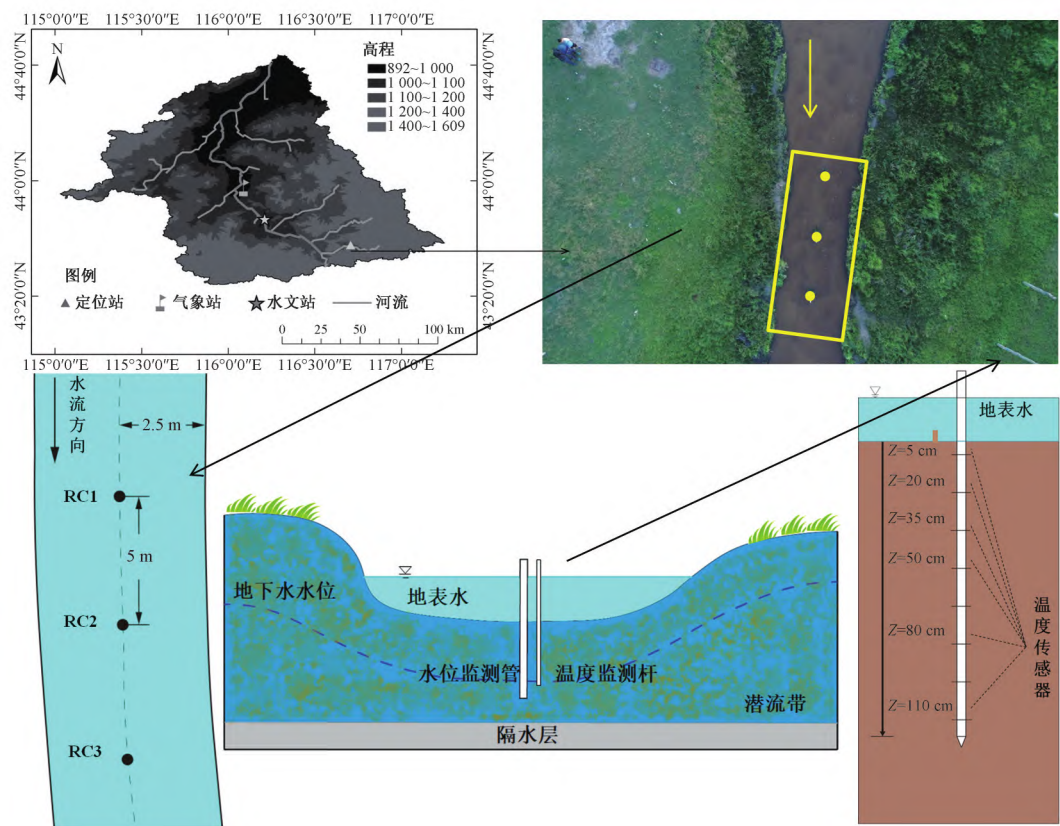


图1 锡林河流域概况、样点布设

Fig.1 Overview map of the Xilin River basin, and layout of sample points in the study area

验^[1]测得沉积物渗透系数 K 为10.8 m/d。

使用自制沉积物温度采集杆采集沉积物温度。采样杆长1.8 m,杆由管壁上打孔的金属管与底部尖端组成,温度传感器固定在管内。将温度传感器(HOBO MX2201)分别安装在河床表面以下5、20、35、50、80和110 cm处。传感器的测量范围为-20~50℃,测量精度±0.5℃,分辨率0.04℃。监测时间为2019年7月12~25日,计数频率为2次/h。RC3点温度采集杆因损坏未能连续监测沉积物温度,仅有7月12~14日数据。相关参数依据野外实际沉积物特征及相关参考文献^[14]获得(表1)。气温数据来源于中国气象网,地表水温度由便携式水质分析仪(WTW Multi 3630 IDS)测得,地下水温度由水位检测管管底水位计获得。

2.3 潜流交换速率计算

2.3.1 水动力学法

本研究根据达西定律计算河流潜流带的垂向潜流交换速率。

$$q = KI = K \frac{h_{sw} - h_{gw}}{L} \quad (1)$$

式中: q 为垂向潜流交换速率,m/s; h_{sw} 为地表水高程,m; h_{gw} 为地下水高程,m; L 为渗流路径长度,m; K 为沉积物渗透系数,m/s; I 为水力梯度。

2.3.2 温度示踪法

在饱和沉积物中的一维垂向热运移对流弥散过程可用方程2表示^[15]

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

式中: T 为温度,℃; t 为时间,s; k_e 为饱和介质有效热扩散系数,m²/s; z 为深度,m; C_w 为水的体积热容,J/(m³·℃); C 为饱和沉积物体积热容,J/(m³·℃)。

Hatch^[16]等人提出了方程(2)的解析解,研究表明由于Hatch解考虑了热弥散效应所产生的影响所以结果更为准

确^[17,18]。Hatch振幅法(3)与Hatch相位法(4)计算的交换速率解析解分别为:

$$q = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2k_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v^2}{2}} \right) \quad (3)$$

$$|q| = \frac{C}{C_w} \alpha - 2 \left(\frac{4\pi \Delta t k_e}{P \Delta z} \right) \quad (4)$$

式中: A_r 为下侧传感器数据振幅与上侧之比; Δz 为传感器间距离,m; v 为热锋移动速度,m/s; α 定义为 $\alpha = \sqrt{v^4 + \left(\frac{8\pi k_e}{P}\right)^2}$;

P 为温度波动周期,s; k_e 定义为 $k_e = \left(\frac{\lambda_0}{C}\right) + \beta |V_f|$; λ_0 为水流的热传导系数,W/(m·℃); β 为热弥散度,m; V_f 为垂直流速,m/s。通过振幅计算的解析解包含交换速度的大小和方向,正值表示该点地表水补给地下水;负值表示地下水补给地表水。

表1 温度示踪法相关参数

Tab.1 Parameters of the temperature tracer method

参数	导热系数/ (W·m ⁻¹ · ·℃ ⁻¹)	弥散度/ m	水的体积 热容/ (J·m ⁻³ · ·℃ ⁻¹)	泥沙的体积 热容/ (J·m ⁻³ · ·℃ ⁻¹)	孔隙度
数值	1.9	0.001	4.18×10 ⁶	2.09×10 ⁶	0.28

3 结果

3.1 水位和水动力学交换速率

监测期间,河道中RC1、RC2、RC3的河水 and 地下水的水位差在-0.001~0.03 m之间波动,7月16日~8月1日的河水位均高于地下水位(图2)。由图2可知,监测期降雨频发,8月5日和8月7日两次强度较大的降水导致3个监测管的地表水和地下水位均出现0.2 m左右的升高。

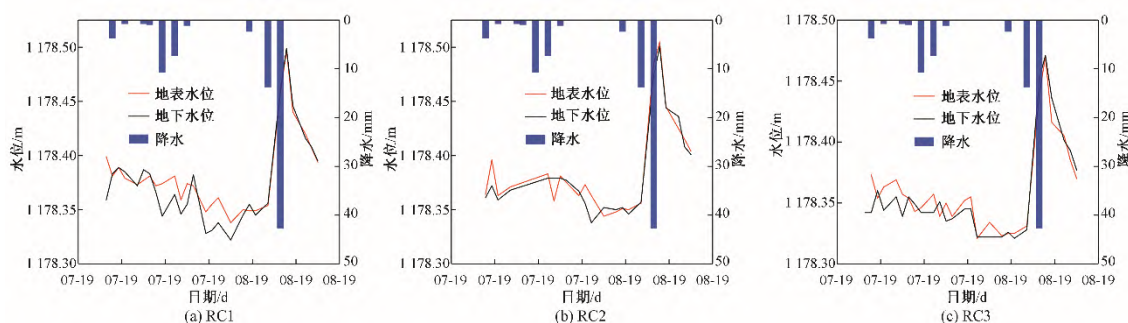


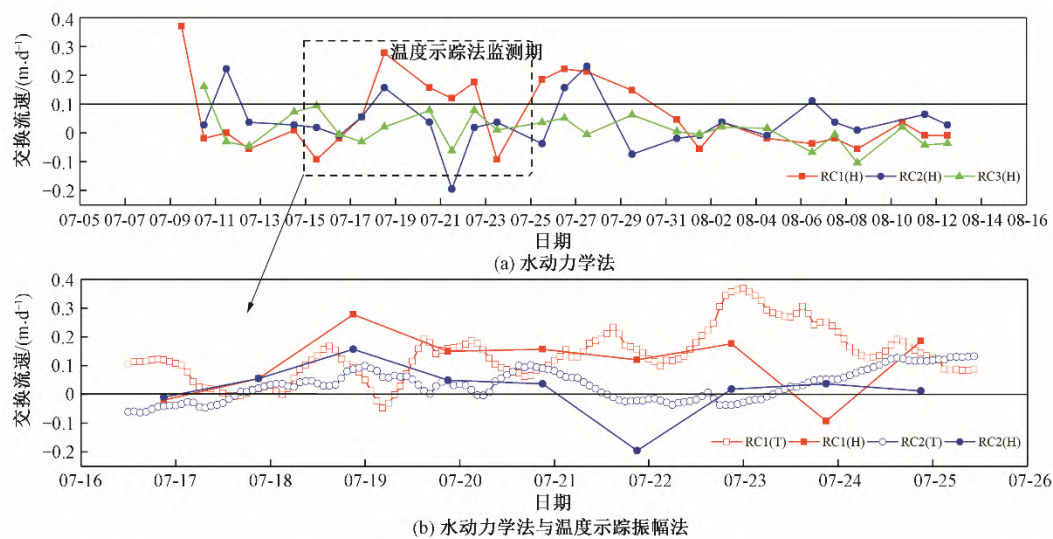
图2 河道RC1、RC2和RC3监测管的地表水和地下水位变化

Fig.2 Change of surface water and groundwater levels at monitoring pipes RC1, RC2 and RC3 in rivers

水动力学法计算的潜流交换速率见图3(a),正值表示地表水补给地下水,负值表示地下水补给地表水。在监测期内主要为地表水补给地下水,RC1、RC2和RC3的交换速率变化范围分别为-0.09~0.4, -0.19~0.24和-0.1~0.16 m/d。7月10~31日,交换速率较大,波动明显,各监测管的最大交换速率均出现这个时期;8月1日后各监测管交换速率明显减小,RC1、RC3以地下水补给地表水为主,RC2则主要为地表水补给地下水。

3.2 温度时序变化和剖面分布

试验期间气温、地表水温度和地下水温度存在显著差异。草原地区昼夜温差大,地表水温度受气温影响明显,变化趋势和数值都接近日平均气温,在夏季这种对应关系尤为明显。监测期间平均气温24.5℃,气温最高35.4℃、最低13.3℃;地表水平均温度为20.4℃、最高温度为22.4℃、最低温度为16.8℃;地下水平均温度为16.1℃,温度波动较为平缓,呈缓慢上升趋势。



注:图中H为水动力学法计算结果;T为温度示踪振幅法计算结果。
图3 水动力学法与温度示踪振幅法计算的垂向潜流交换速率

Fig.3 Rates of vertical hyporheic exchange calculated by hydrodynamic method and temperature tracer amplitude method

地下水温度在河床以下 130 cm 测得,该深度的地表水与地下水相互作用较弱,且基本不受日温度变化的影响范围^[4]。图 4(a)、(b)为 RC1 和 RC2 点不同深度的沉积物温度分布。河床表面以下 5、20 和 35 cm 处的沉积物温度均随气温昼夜变化呈正弦周期性波动,其中,5 cm 处的温度变化幅度最大,35 cm 处的最小,且 35 cm 处的温度峰值略滞后于 20 cm 处和 5 cm 处。河床以下

5 cm 处的沉积物温度变化范围为 13~26.8 ℃,与地表水温度变化范围相近;50、80、110 cm 处的沉积物温度无明显波动,110 cm 处温度与地下水温度相近。地下水温度相对稳定,地下水向河流的补给量越大,潜流带内温度的波动越小,相反的,河流向地下水补给量越大,潜流带内温度波动越大。由此可以判断研究河段为地表水补给地下水^[19]。

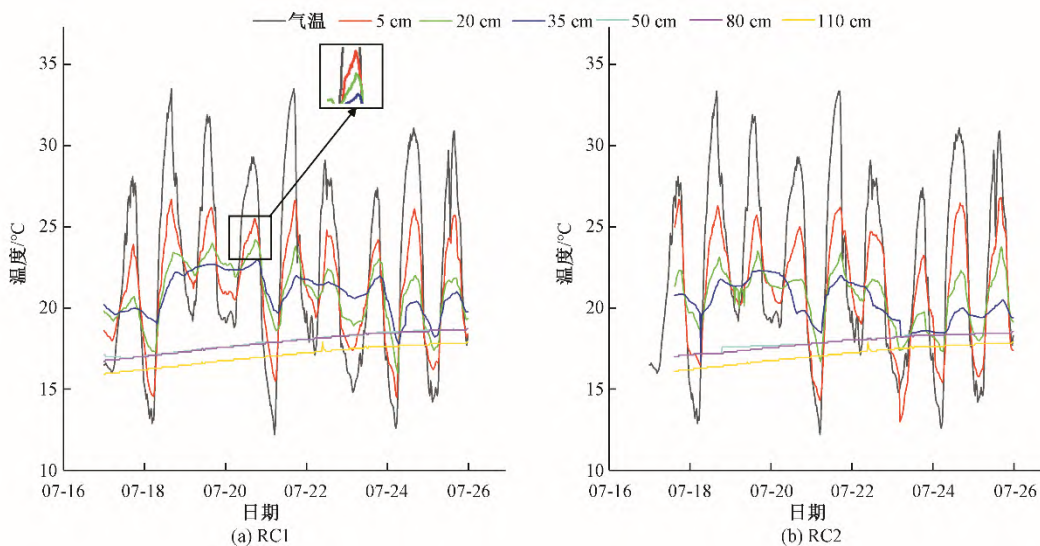


图4 监测期间气温、河道RC1和RC2处的沉积物温度变化

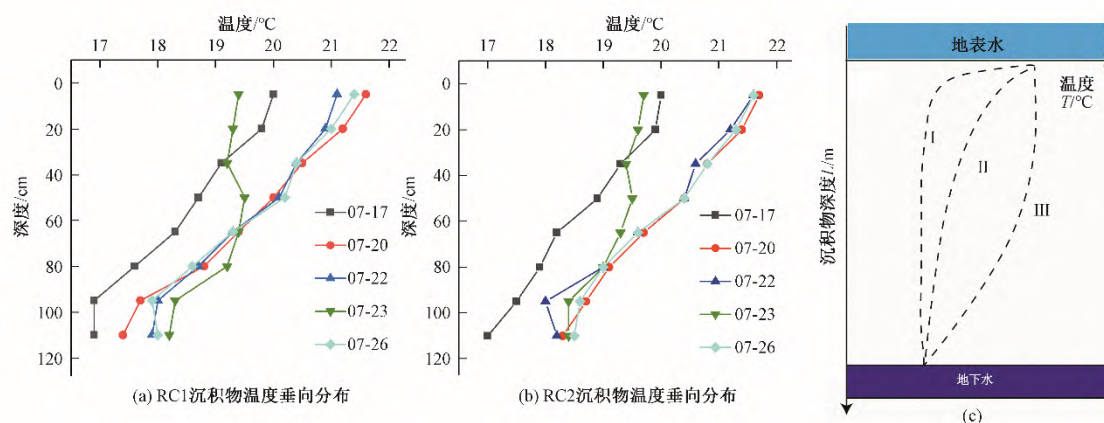
Fig.4 Change of air temperature and sediment temperature at RC1 and RC2 in the river during the monitoring period.

垂向潜流交换模式可以用沉积物温度变化曲线的概念图解释^[20],如图 5(c)。一个完整时间周期的最高和最低温度形成了一个特定温度曲线范围。当地下水补给地表水时,由于地下水温度较恒定,向上流动的地下水缓冲了温度波动,使得地表水与地下水相互作用带中的变温层深度减小,温度变化幅度较小,温度曲线向河床表面突出;当地表水补给地下水时,由于河水温度变化较大,河水向下的热运移过程缺乏地下水的温度缓冲效应,因此地表水与地下水相互作用带中的变温层深度增大,温度曲线向下膨胀。根据图 5(a)、(b)可知,RC1 和 RC2 的

沉积物温度变化主要集中在 20~100 cm 的深度,说明潜流交换过程主要发生在此范围,且沉积物温度分布曲线与图 5(c)中曲线 III 相似,由此判断 RC1 和 RC2 主要为地表水补给地下水。

3.3 基于温度示踪法的潜流交换速率

基于温度时间序列数据,利用 VFLUX 计算程序^[21],分别用 Hatch 振幅法与 Hatch 相位法计算 RC1 与 RC2 的交换速率随着时间的变化(图 6)。振幅法计算结果多为正值,表明监测点的补给方向为地表水补给地下水,与水动力学和上述概念图解法判



注: I 为较大向上通量; II 为中等向上通量; III 为向下通量^[22]。

图5 RC1、RC2的沉积物温度垂向分布和利用温度垂向分布判断交换方向的概念图

Fig.5 Vertical distribution of sediment temperature at RC1, and RC2 and conceptual diagram using vertical temperature distributional profile to determine hyporheic exchange pattern

断(图5)的交换方向相一致。但是相位法计算出两监测管的潜流交换速率(0~25 m/d)明显大于振幅法计算结果(-0.1~0.4 m/d),两者的变化趋势在7月20~22日相近,其余时段差别较大。研究表明在交换速率不稳定的情况下,振幅法得到的结果更为准确^[18],所以本研究主要考虑振幅法计算出的结果。

振幅法计算结果显示,在整个温度监测期内,RC1(-0.047~0.37 m/d)的交换速率明显大于RC2(-0.063~0.14

m/d)。RC1交换速率波动较剧烈,在7月20~23日有明显升高,而RC2的交换速率一直保持在较为平稳的状态。

4 讨论

4.1 草原河流潜流交换的影响因素

研究表明汛期降水引起的洪水过程会导致潜流交换的大小和方向发生明显变化^[7]。在7月10~30日频繁但是雨量不大的降雨后,锡林河水位和地下水位波动明显,3个监测管均出现潜流交换速率增大、交换方向频繁发生转变(图2、3);而在7月31日两次较大降雨过程后,地表水和地下水位明显抬升,但潜流交换速率和方向没有明显变化,可见连续频繁的降雨对潜流交换的影响大于单次强降雨的影响。

已有研究表明即使在很小尺度的空间上,潜流交换的速率和方向都会变化^[23]。潜流交换对于河床微地形^[24]变化的响应十分敏感。沙波形态变化^[25]以及浅滩深潭地形^[26]都会对潜流交换的强度和方向产生影响。从水动力学的计算结果来看,虽然3个监测管的水位变化呈现相同的趋势,但在交换速率与交换方向上有所不同;由图3(a)可知在经历强降雨过程后,仅RC2表现为地表水补给地下水,而RC1、RC3则表现为地下水补给地表水,这可能与锡林河流动性砂质河床的形态多变和渗透性的空间变异性有关。

4.2 国内外河流潜流交换对比

通过对比国内外不同类型河流的潜流交换方向,发现与锡林河类似,塔塔凌河^[6]与Elkhorn River^[23]同样存在河床不同位置潜流交换方向不同的现象,主要因为河床微地形导致河床内部压力分布变化以及沉积物渗透性的空间异质性。在交换量级上,不同河流的潜流交换速率与所在研究区的年降水量呈现显著正相关关系(图7)。泾河^[35](0.016~0.1 m/d)、巩乃斯河^[37](0.01~0.08 m/d)与锡林河同为半干旱地区内陆河,虽然流域年降水量与径流量相似,但锡林河潜流交换量的量级和变化范围更大,在数值上与流域年降水量和径流量更大的East River^[31](0.084~0.356 m/d)、第二松花江^[32](-0.09~0.31 m/d)以及Colorado River^[30](-0.5~0.5 m/d)处在同一水平(图8、表2),说明半干

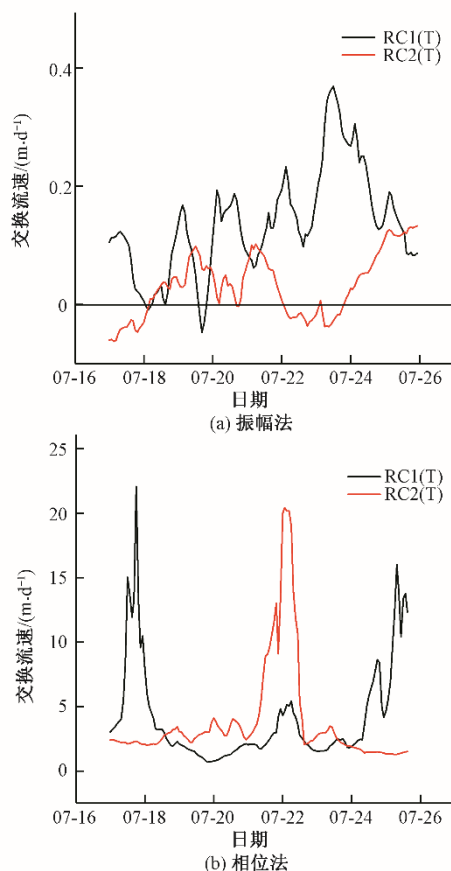


图6 Hatch振幅法和相位法计算的潜流交换速率

Fig.6 Hyporheic exchange rate calculated by Hatch amplitude and phase methods

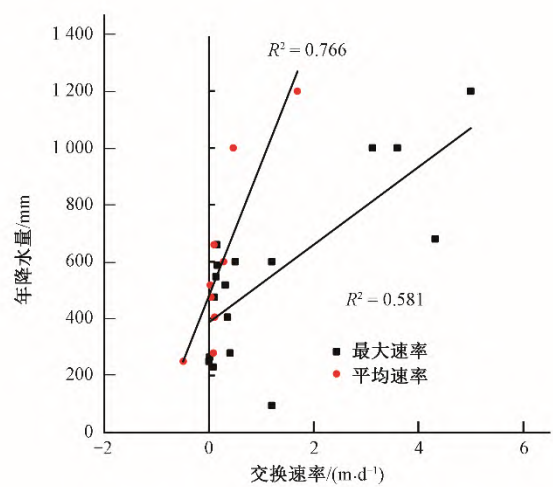


图7 国内外河流年平均降水量与最大、平均交换速率的相关性分析

Fig.7 Correlation analysis of mean annual precipitation with maximum and mean hyporheic exchange rates in domestic and international rivers

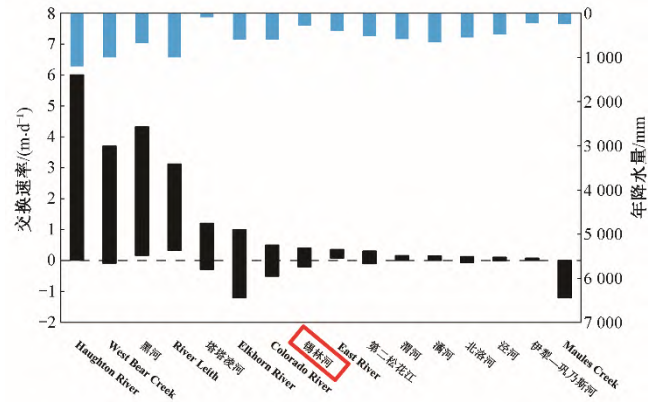


图8 国内外河流的潜流交换速率变化范围对比

Fig.8 Comparison of the variation range of hyporheic exchange rates in domestic and international rivers

旱草原河流的潜流交换活跃。已有研究表明地表水和地下水交换是半干旱流域水文过程的重要环节,二者的交换量可占到河流补给量或排泄量的一半以上^[6],因此草原河流的潜流交换

表2 国内外河流的潜流交换速率对比

Tab.2 Comparison of hyporheic exchange rates in domestic and international rivers

河流	年降水量/ mm	径流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	交换速率/(m·d ⁻¹)		沉积物类型	监测时间	参考文献
			范围	平均			
Houghton River	1 200	2~25	0.02~6.00	1.690	黏土、粉砂	2011.9	[27]
West Bear Creek	1 000	0.12~2.10	-0.08~3.70	0.465	中砂	2005-12-2006-12	[28]
黑河	680	-	0.17~4.32	-	砂、砾石	2016-07-04-09-18	[10]
River Leith	1 000	0.53~2.07	0.336~3.12	-	-	2012-05-2014-01	[29]
塔塔凌河	95	3.68	-0.28~1.20	-	粗砂、中砂	2018-08-15-09-07	[7]
Elkhorn River	350~800	0.85~3.30	-1.2~1.0	0.280	中砂	2007-08-05-08-06	[23]
Colorado River	600	-	-0.5~0.5	-	砾石、粉砂、黏土	2013-08-16-08-17	[30]
锡林河	280	0.53	-0.2~0.4	0.084	中砂、粉砂	2019-07-12-25	本文
East Rive	406	-	-0.2~0.4	0.110	砾石	2016-08-2017-08	[31]
第二松花江	518	456.6	-0.09~0.31	0.025	中砂、粉砂	2016-09-29-11-16	[32]
渭河	588~750	328	0.01~0.16	-	-	2012-2014	[3]
湫河	660	6.65	0.012~0.150	0.095	黏土/粉砂	2016-08、2016-12	[34]
北洛河	548	28.5	-0.06~0.13	-	-	2014-06	[35]
泾河	355	190	0.003 8~0.108 0	0.040	粉砂	2017-06-12	[35]
巩乃斯河	230	46	0.01~0.08	-	砂、沙砾石	2016-07-08	[37]
Maules Creek	250	-	-1.20~0	-0.490	黏土、沙石、砾石	2007-05-09-11-02	[38]

对于整个流域的生态水文意义有待于进一步研究。

4.3 方法的适用性分析

在整个监测期间,锡林河的潜流交换方向为地表水补给地下水,水动力学法和温度示踪振幅法计算出的交换量级相似,且均为RC1的交换速率大于RC2,说明结果可靠。由于原理不同,这两种方法的计算结果受到不同因素的影响,所以每种方法可能有不同的适用情景。影响水动力学法的主要因素为沉积物渗透系数,渗透系数除了受沉积物颗粒的形状、大小、组成影响外,也受由温度变化引起的水体密度和黏度变化的影响^[39];而影响温度示踪法的主要影响因素为沉积物热力学参数,相比于渗透系数,热力学参数的变化较小^[1],且河床沉积物温度对于潜流交换的变化反应强烈^[10]。锡林河砂质河床的流

动性大,渗透系数存在较大的空间变异性,而沉积物热力学参数是相对稳定的参数,这是导致两种方法交换速率差别的主要原因^[7]。

此外,河床沉积物的渗透性能受温度变化和地表水与地下水的 水位差影响。对于四季和昼夜温差较大的草原地区,可能需要考虑不同温度下的渗透系数,才能保证准确性^[1]。当水位差较大时,比如在降雨集中的7月,沉积物渗透能力可能降低,导致实际的潜流交换速率小于水动力学法计算出的结果^[40]。另外,因为监测河段的砂质河床流动性较强,特别是在强降雨过程中,冲淤作用也会导致潜流交换,而水动力学法仅考虑了由于静水压力导致的泵吸交换作用,可能存在误差^[2]。

温度示踪法是利用布设在沉积物不同深度的温度传感器

所测得的温度信号的振幅比与相位差计算潜流交换量,可以获得连续高分辨率结果,精细刻画潜流交换过程。在计算中传感器的布设位置直接影响计算结果,如果传感器布置过深,温度信号没有明显相位差和振幅比,将会导致无法计算出结果。温度示踪方法依赖于地表水与地下水之间的温度差异。目前,不同的温度测量方式和测量仪器对潜流交换计算结果产生的影响无法进行客观量化评估。此外,一维垂向热运移方程的解析方法是基于若干个基本假设得到的,而野外试验过程中往往无法满足所有的假设条件,使得解析方法在多维流场和非理想条件下的适用性受到限制^[18]。

5 结 论

本文利用水动力学法和温度示踪法定量研究了典型草原内河——锡林河上游河段的垂向潜流交换特征和影响因素,对比分析了两种方法的异同与适用性。研究表明:

(1)锡林河作为典型草原河流,相比于降雨量和径流量与之相当的其他河流,其潜流交换量级更大,甚至与有些水量更丰沛的半干旱区河流的潜流交换量处在同一量级,可见草原河流的潜流交换活跃。

(2)锡林河上游潜流带中的上升流和下降流交替发生,并且以下降流为主,垂向潜流带位于河床表面以下20~100 cm的位置。降雨频次、强度和草原河流微地形是影响潜流交换的重要因素。

(3)水动力学法和温度示踪振幅法的结果一致性较好。考虑到前者计算结果易受河床渗透性的影响,而沉积物的热力学参数变化较小,且草原地区温度变化显著,因此温度示踪法是研究草原河流潜流交换较为准确、便捷的方法。 □

参考文献:

- [1] 王 平. 西北干旱区间歇性河流与含水层水量交换研究进展与展望[J]. 地理科学进展, 2018, 37(2): 183-197.
- [2] 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.
- [3] CHEN X, CHEN L, STONE M C, et al. Assessing Connectivity between the River Channel and Floodplains during High Flows Using Hydrodynamic Modeling and Particle Tracking Analysis [J]. Journal of Hydrology, 2020, 583: 124-609.
- [4] HARVEY J, GOOS EF F M. River corridor science: Hydrologic exchange and ecological consequences from bedforms to basins [J]. Water Resources Research, 2015, 51(9): 6 893-6 922.
- [5] TRAUTH N, SCHMIDT C, VIEWEG M, et al. Hyporheic transport and biogeochemical reactions in pool-riffle systems under varying ambient groundwater flow conditions [J]. Journal of Geophysical Research Biogeosciences, 2014, 119(5): 910-928.
- [6] YONG T, YI Z, WU B, et al. Modeling surface water-groundwater interaction in arid and semi-arid regions with intensive agriculture [J]. Environmental Modelling & Software, 2015, 63: 170-184.
- [7] 陈宝辉. 塔塔凌河河流—地下水交互带水量交换研究[D]. 西安: 长安大学, 2019.
- [8] 马 瑞, 董启明, 孙自永, 等. 地表水与地下水相互作用的温度示踪与模拟研究进展[J]. 地质科技情报, 2013, 32(2): 131-137.
- [9] ANDERSON M P. Heat as a Ground Water Tracer [J]. Ground Water, 2010, 43(6): 951-968.
- [10] 葛孟琰, 马 瑞, 孙自永, 等. 高寒山区河水与地下水相互作用的温度示踪: 以黑河上游葫芦沟流域为例[J]. 地球科学, 2018, 43(11): 4 246-4 255.
- [11] 孙晓宇, 刘 华, 何长林, 等. 温度示踪法确定库水-地下水垂向交换速率[J]. 海洋湖沼通报, 2020(1): 56-64.
- [12] 张 璐, 朱仲元, 席小康, 等. 基于SPEI的锡林河流域干旱演化特征分析[J]. 干旱区研究, 2020: 1-13.
- [13] 韩冬冬, 朱仲元, 宋小园, 等. 土地覆被和气候变化对锡林河流域径流量的影响[J]. 水土保持研究, 2019, 26(2): 153-160.
- [14] LAPHAM W W, Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity [M]. United States Geological Survey Water-Supply Paper. 1989: 2 337-2 372.
- [15] STALLMAN R. W. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature [J]. Journal of Geophysical Research, 1965, 70(12): 2 821-2 827.
- [16] HATCHCE, FISHER A T, REVENAUGH J S, et al. Quantifying surface water - groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development [J]. Water Resources Research, 2006, 42(10): p.W10410.1-W10410.14
- [17] KEERY J, BINLEY A, CROOK N, et al. Temporal and spatial variability of groundwater - surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series [J]. Journal of Hydrology, 2007, 336(1-2): 1-16.
- [18] 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.
- [19] Gabriel C R, Martin S A, Andrew M M, et al. Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments [J]. Earth-Science Reviews, 2014, 129(1): 40-58.
- [20] STONESTROM D A, CONSTANTZ J. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams [J]. 2003, 1 260 (1 260): 1-96
- [21] DYLAN J I, LAURA K L, MARTIN A, et al. Experimental evaluation of the applicability of phase, amplitude, and combined methods to determine water flux and thermal diffusivity from temperature time series using VFLUX 2 [J]. Journal of Hydrology, 2015, 531(3): 728-737.
- [22] 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(1-2): 93-104.
- [23] CHEN X, SONG J, CHENG C, et al. A new method for mapping variability in vertical seepage flux in streambeds [J]. Hydrogeology Journal, 2009, 17(3): 519-525.
- [24] CHEN X, CARDENAS M B, CHEN L. Hyporheic Exchange Driven by Three-Dimensional Sandy Bed Forms: Sensitivity to and Prediction from Bed Form Geometry [J]. Water Resources Research, 2018, 54(6): 4 131-4 149.
- [25] BLOIS G, BEST J L, SMITH G S, et al. Effect of bed permeability and hyporheic flow on turbulent flow over bed forms [J]. Geophysical Research Letters, 2015, 41(18): 6 435-6 442. (下转第59页)

- [7] 张秀菊,安 焕,赵文荣,等. 基于支持向量机的水质预测应用实例[J]. 中国农村水利水电, 2015(1):85-89.
- [8] 潘佳敏,冯禹昊,谢 平,等. 基于小波-神经网络耦合模型对云南星云湖富营养化气象驱动因子的分析[J]. 湖泊科学, 2021,33(2):428-438.
- [9] 张少文,张学成,王 玲,等. 黄河天然年径流长期丰枯状态变化特性研究[J]. 人民黄河, 2005,27(5):9-10, 46.
- [10] 桑燕芳,王 栋,吴吉春,等. 水文序列分析中基于信息熵理论的消噪方法[J]. 水利学报, 2009(8):25-32.
- [11] 桑燕芳,王 栋,吴吉春,等. 基于WA, ANN和水文频率分析法相结合的中长期水文预报模型的研究[J]. 水文, 2009,29(3):10-15,9.
- [12] 杨 丽,吴雨茜,王俊丽,等. 循环神经网络研究综述[J]. 计算机应用, 2018,38(增刊2):1-6,26.
- [13] HOCHREITER S, SCHMIDHUBER J. Long short-term memory [J]. Neural computation, 1997,9(8):1 735-1 780.
- [14] 王 鑫,吴 际,刘 超,等. 基于LSTM循环神经网络的故障时间序列预测. 北京航空航天大学学报, 2018,44(4):772-784.
- [15] 于家斌,尚方方,王小艺,等. 基于遗传算法改进的一阶滞后滤波和长短期记忆网络的蓝藻水华预测方法[J]. 计算机应用, 2018,38(7):2 119-2 123,2 135.
- [16] 商艳红,张 静. 基于局部化双向LSTM和状态转移约束的养殖水质分类预测[J]. 渔业现代化, 2019,46(2):28-34.
- [17] 刘晶晶,庄 红,铁治欣,等. K-Similarity降噪的LSTM神经网络水质多因子预测模型[J]. 计算机系统应用, 2019,28(2):226-232.
- [18] 王 竹,朱士江,刘 扬,等. 不同水质评价方法在滦河下游段的比较应用[J]. 节水灌溉, 2019(10):68-72,77..
- [19] 王 瑶,王慧勇,安丽娟,等. 黄壁庄水库水质评价及氮污染成因分析[J]. 水电能源科学, 2020,38(4):60-63.
- [20] 徐冬梅,邵 莉,徐梦臣,等. 基于博弈论的可变模糊评价模型在水质评价中的应用[J]. 节水灌溉, 2019(10):60-63.
- [21] 陈 婧,赵 敏,周 华,等. 基于博弈论组合赋权的姜堰区模糊综合水质评价法及应用[J]. 水电能源科学, 2019,37(9):32-35,91.
- [22] 段少洁,杨军耀. 加权欧氏距离法和模糊综合评价法在阳泉市主要河流水质评价中的比较分析[J]. 水电能源科学, 2020,38(7):53-56.
- [23] 张 颖,高倩倩. 基于灰色模型和模糊神经网络的综合水质预测模型研究[J]. 环境工程学报, 2015,9(2):537-545.
- [24] 杨华芬,魏 延. 基于模糊神经网络的水质评价模型研究[J]. 云南民族大学学报(自然科学版), 2007,16(3):255-258.
- [25] 肖金球,周 翔,潘 杨,等. GA-BP优化TS模糊神经网络水质监测与评价系统预测模型的应用:以太湖为例[J]. 西南大学学报(自然科学版), 2019,41(12):110-119.
- [26] 王 霞,沈红军,刘 雷,等. 洪泽湖水质特征分析及评价[J]. 环境与发展, 2019,31(9):11-13, 15.
- [27] ADAMOWSKI J, CHAN H F. A wavelet neural network conjunction model for groundwater level forecasting [J]. Journal of Hydrology, 2011,407(1-4):28-40.
- [28] KISI O, CIMEN M. A wavelet-support vector machine conjunction model for monthly streamflow forecasting [J]. Journal of Hydrology, 2011,399(1-2):132-140.
- [29] 孙 铭,魏守科,王莹洁,等. 基于小波分解的LSTM水质预测模型[J]. 计算机系统应用, 2020,29(12):55-63..
- [30] 秦文虎,陈溪莹. 基于长短时记忆网络的水质预测模型研究[J]. 安全与环境学报, 2020,20(1):328-334.
- [31] 陈作炳,刘 盼,刘 阳,等. 基于T-S模糊神经网络的三叶回转石灰窑智能控制[J]. 数字制造科学, 2021,19(1):37-41.
- [32] 杨 程,郭亚昆,郑兰香,等. T-S模糊神经网络模型训练样本构建及其在鸣翠湖水质评价中的应用[J]. 水动力学研究与进展(A辑), 2020,35(3):356-366.
- [33] 韩淑新,黄 军,张 磊. 湖水位变化对洪泽湖水质变化规律的影响分析[J]. 水电能源科学, 2015,33(1):30-33.
- (上接第52页)
- [26] 王 伟. 阶梯-深潭结构下的潜流交换过程试验研究[J]. 水电能源科学, 2020,38(7):34-36.
- [27] CRANSWICK R H, COOK P G, LAMONTAGNE S, et al. Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon data [J]. Journal of Hydrology, 2014,519:1 870-1 881.
- [28] KENNEDY C D, GENEREUX D P, CORBETT D R, et al. Spatial and temporal dynamics of coupled groundwater and nitrogen fluxes through a streambed in an agricultural watershed [J]. Water Resources Research, 2009,45(9):627-643.
- [29] DUDLEY-SOUTHERN M, BINLEY A. Temporal responses of groundwater-surface water exchange to successive storm events [J]. Water Resources Research, 2015,51(2):1 112-1 126
- [30] BRIODY A C, CARDENAS M B, SHUAI P, et al. Groundwater flow, nutrient, and stable isotope dynamics in the parafluvial-hyporheic zone of the regulated Lower Colorado River (Texas, USA) over the course of a small flood [J]. Hydrogeology Journal, 2016,24(4):923-935.
- [31] BRUANT S R, SAWYER A H, SAUP C M, et al. Seasonal manganese transport in the hyporheic zone of a snowmelt-dominated river (East River, Colorado, USA) [J]. Hydrogeology Journal, 2020(8):1-19.
- [32] 刘 洋,崔 庚,温传磊,等. 第二松花江下游洪水过程对河水-地下水交换的影响[J]. 水电能源科学, 2017,35(10):33-36,54.
- [33] ZHANG J, SONG J, LONG Y, et al. Seasonal variability of hyporheic water exchange of the Weihe River in Shaanxi Province, China [J]. Ecological Indicators, 2017,92(SEP.):278-287.
- [34] 郭伟强,宋进喜,刘 琪,等. 滦河冬季潜流带水交换对沉积物间隙水水质的影响[J]. 环境科学学报, 2018,38(5):1 957-1 967.
- [35] 李佳选,王元元,宋进喜等. 北洛河潜流带水交换研究[J]. 水土保持学报, 2015,29(2):310-313.
- [36] 闫玉琴. 泾河潜流带氮迁移转化规律及其关键过程影响因素 [D]. 西安:西北农林科技大学, 2018.
- [37] 郑紫文. 新疆伊犁—巩乃斯河河床沉积物渗透系数空间变异性及河水与地下水转化关系 [D]. 西安:长安大学, 2017
- [38] RAU G C, ANDERSEN M S, MCCALLUM A M, et al. Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water - groundwater exchange, evaluated using field temperature records [J]. Hydrogeology Journal, 2010,18(5):1 093-1 110.
- [39] MUSKAT M, MERES M W. The Flow of Heterogeneous Fluids Through Porous Media [J]. Physics, 1936,7(9):346-363.
- [40] RUSHTON K R, TOMLINSON L M. Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers [J]. Journal of Hydrology, 1979,40(1-2):49-65.