

河水-地下水侧向交互流运动机制

张宇^{1,2}, 王建力^{1,2†}, 杨平恒^{1,2,3*}, 谢世友^{1,2}

1. 西南大学地理科学学院, 岩溶环境重庆市重点实验室, 三峡库区生态环境教育部重点实验室, 重庆 400715;

2. 国土资源部岩溶生态环境-重庆南川野外基地, 重庆 408435;

3. 中国科学院页岩气与地质工程重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: pinghengyang@126.com

† 同等贡献, E-mail: wangjl@swu.edu.cn

收稿日期: 2016-09-12; 接受日期: 2017-08-28; 网络版发表日期: 2017-09-28

国家科技支撑计划项目(编号: 2011BAC09B01)、重庆市国土房管科技计划项目(编号: CQGT-KJ-2014056)、中央高校基本科研业务费专项项目(编号: XDJK2014A016、XDJK2016D046)和重庆市研究生科研创新项目(编号: CYS16050)资助

摘要 河水-地下水交互带对河流和地下水水质保护具有重要作用. 为研究河水-地下水侧向交互带中交互流的运动机制, 以重庆市马鞍溪为研究对象, 选取旱季2015年12月至2016年4月为研究期, 对河水、交互带及地下水的水位、水温、pH、Cl⁻进行监测, 结合对交互带沉积物渗透系数、水体氢氧稳定同位素和溶解有机碳浓度的分析. 结果表明, 沉积物渗透系数对交互带水位变化及交互流运动有重要的影响, 使得交互流在距河岸10cm附近易受降水下渗及蒸散发的影响. 研究期间以地下水补给河水为主, 地下水在补给过程中对交互流的影响逐渐减弱. 交互流在距河岸30cm附近仍以受地下水影响为主, 地下水运动至距河岸10~30cm后与降水、河水的混合作用增强, 水分受沉积物质地影响在距河岸10cm附近富集, 并通过交互流不断补给河流, 从而对河水水质造成潜在影响.

关键词 交互带, 侧向交互流, 渗透系数, 氢氧稳定同位素, 马鞍溪

1 引言

河水-地下水交互带(下文简称“交互带”), 或称潜流带, 是指位于河流河床下并延伸至河岸两侧的水分饱和的沉积物层(Boulton等, 2003). 河水与地下水在交互带内相互交换和混合形成交互流, 其中位于河床两侧的交互带与河岸带下边缘相交并受河岸带边缘效应影响(Wagner和Bretschko, 2003; Duke等, 2007), 相比于河床底部交互带, 其具有更加复杂的交互流作用机制(Boulton等, 2010; Butturini等, 2002). 交互流驱

动着这一区域复杂的生物地球化学过程(Packman和Brooks, 1995; Krause等, 2011; 夏继红等, 2013; Hartwig和Borchardt, 2015), 为河水-地下水提供了一个水位、温度和化学变化的缓冲带, 许多污染物质在其中得到净化, 对河流和地下水水质具有重要的保护作用(Su等, 2014; Herzog等, 2015; Aleksander-Kwaterczak和Ciszewski, 2016; Lasagna等, 2016), 被称为河流的“肝脏”(Fischer等, 2005).

交互流在交互带对污染物质的净化方面中具有重要作用, 目前国内外关于交互流运动机制的研究

中文引用格式: 张宇, 王建力, 杨平恒, 谢世友. 2017. 河水-地下水侧向交互流运动机制. 中国科学: 地球科学, 47: 1349-1356, doi: 10.1360/N072016-00310
英文引用格式: Zhang Y, Wang J L, Yang P H, Xie S Y. 2017. Movement of lateral hyporheic flow between stream and groundwater. Science China Earth Sciences, 60: 2033-2040, doi: 10.1007/s11430-016-9103-9

主要集中于河床底部的交互带, 对于河床侧向交互带中的交互流关注较少, 且多以不同水力学条件、河床形态及渗透系数为背景进行研究(夏继红等, 2013; 陈孝兵等, 2014; Chandler等, 2016; Xie等, 2016). 交互带内沉积物常具有不均匀性, 对交互流的运动起决定性作用(Miller等, 2014; Huber和Huggenberger, 2015; Menichino和Hester, 2015), 也对大气降水入渗、地表蒸发、土壤水分迁移等因素产生影响, 进而作用于交互带氢氧稳定同位素的变化(张翔等, 2015). 在分析交互带沉积物不均匀性的基础上, 对氢氧稳定同位素的变化加以研究, 可更加准确地揭示交互流运动机制(Maloszewski等, 1987; King等, 2015; Mendoza-Sanchez等, 2013), 有助于理解交互带的污染物质净化机制.

城镇建设对地表水体的污染的影响日益严重(Templar等, 2016), 影响城市环境的同时也对水资源的安全利用构成较大的威胁. 相关研究表明嘉陵江支流马鞍溪受生活污水、工业废水污染严重, 而侧向交互带在河水补给地下水过程中具有一定的净化作用(张宇等, 2016). 通过分析马鞍溪侧向交互带的沉积物渗透系数以及氢氧稳定同位素的时空变化特征, 可进一步明确侧向交互带中交互流的运动机制, 以期为水体自净化能力评估和水资源的科学利用提供依据.

2 研究区概况

马鞍溪位于重庆市北碚区, 为嘉陵江右岸一级支流, 发源于缙云山脉, 全长8.13km, 流域面积14.47km², 多年平均流量为0.19m³ s⁻¹. 11月至次年4月为枯水期(干晓瑜, 2012). 气候类型属亚热带季风气候, 流域内年平均降水量约为1107.1mm, 降水的季节分配不均匀, 主要集中于初夏(5~6月)和秋季的9~10月. 马鞍溪流域主要地层为中侏罗统沙溪庙组二段(J₂s²), 岩组厚度为100~600m. 岩层主要岩石为灰紫色细粒长石砂岩, 矿物组分中石英小于70%, 长石20~45%, 孔隙率较高, 细微裂隙率较少, 岩层储水性较差, 多为孔隙裂隙储水. 上覆灰棕紫泥土, 黏土矿物以高岭石为主, 蒙脱石、绿泥石次之, pH为6.5~7, 岩土普遍受片蚀影响, 土壤肥力较高, 矿质元素丰富, 保水保肥性能较好(李正积, 1983). 流域西北为缙云山, 东南为北碚城区内猪背脊, 地貌主要为构造丘陵和河谷地貌, 地势西北高, 东北低, 相对高差约770m(干晓瑜, 2012; 图1a). 马鞍溪流域

内工业主要集中于上游城南新区, 受城镇生活污水、工业废水污染严重.

研究点位于马鞍溪中游湿地公园内溪流右岸的一处河漫滩上, 土层厚75~140cm. 该段地势相对平坦, 平均坡度约7°, 河漫滩右侧阶地平均坡度约12.5°(图1b). 受上游水库不定期放水影响, 河漫滩常被短暂淹没. 河岸带生态脆弱, 河漫滩植被类型以裸地为主, 仅于近岸处保留草地(图1b).

3 研究方法

3.1 试验布点

为研究河流侧向交互带地球化学特征, 在河漫滩上距河岸10cm起, 垂直于河岸线每隔20cm布直径7.5cm、深度100cm的观测井, 共3个. 观测井编号自河流方向起依次为MAX1~MAX3(图1b), 观测井沉积物类型均为黏土(图1a). 观测井在地表以下20cm至井底间侧面开孔, 以减少对交互流运动的影响, 观测井封口以减少蒸发对交互流的影响. 监测期间对河水进行同步观测, 并在距河岸150cm处的阶地上设置观测井监测地下水状况, 地下水观测井编号为MAX4(图1b), 观测井沉积物自地表至深75cm处为黏土, 深75cm以下为砂岩(图1b).

3.2 样品采集与测试

氢氧稳定同位素: 用润洗好的10mL离心管采集水样, 旋紧离心管盖后用封口膜密封, 以防止蒸发引起稳定同位素分馏, 4℃保存样品于暗箱至检测. 样品使用激光液态水同位素分析仪(DLT-100, 型号: 908-0008; 美国Los Gatos Research公司)完成检测, 测试结果以相对于维也纳标准平均海水(V-SMOW)的千分差表示, 记作 δ :

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{\text{样品}} - R_{V-SMOW}}{R_{V-SMOW}} \times 1000, \quad (1)$$

式中, R 为D¹H或¹⁸O/¹⁶O, 测试精度分别为 $\delta D \leq 0.5\text{‰}$, $\delta^{18}O \leq 0.1\text{‰}$.

现场测试: 使用Multi3430便携式多参数水质分析仪(德国WTW公司)测定各水体水温和电导率(EC), 精度分别为0.1℃、0.001 $\mu\text{s cm}^{-1}$. 使用DR2800型便携式分光光度计(美国HACH公司)测定河水及各观测井入

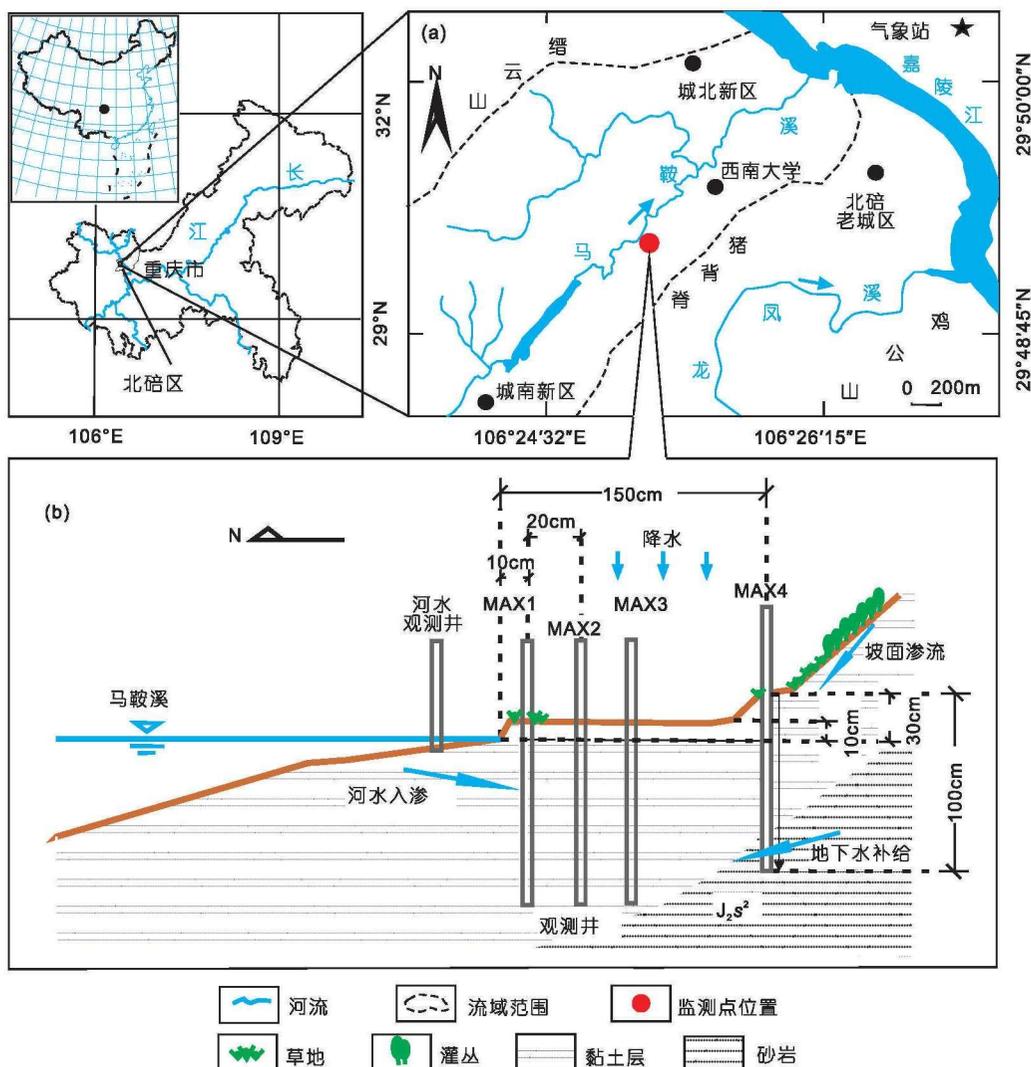


图1 马鞍溪交互带监测点位置及布点示意

渗水的CI, 精度为 0.1mg L^{-1} . 使用HOBO水位自动记录仪(美国ONSET公司)测定河水及各观测井水位, 精度为 0.3cm .

溶解有机碳(DOC): 用润洗好的350mL棕色聚乙烯瓶采集水样. 为避免微生物对溶解有机碳产生干扰, 水样中滴入2滴饱和 HgCl_2 并密封, 4°C 保存样品于暗箱至检测. 样品使用multi N/C 3100 TOC分析仪(德国耶拿公司)测定, 精度为 0.01mg L^{-1} .

沉积物渗透系数: 分别于MAX1~MAX4处设置深20cm和深100cm的仅底部开孔的试验井, 依次进行非承压含水层Bouwer与Rice法微水试验(余钟波等, 2008), 并计算各试验点的渗透系数, 以分别反映

MAX1~MAX4表层沉积物(深20cm)、深层沉积物(深100cm)的渗透性. 渗透系数表达式为

$$K = \frac{r_c^2 \ln\left(\frac{R_e}{r_w}\right)}{2L_e} \frac{1}{t} \ln \frac{y_0}{y} \quad (2)$$

式中, K 为沉积物渗透系数; r_c 为试验井内径; R_e 为影响半径; r_w 为试验井外径; L_e 为试验井深度; y_0 为试验井注水后水位(注水后水位相对于初始水位的距离); y 为 t 时间后试验井水位, 水位均以地面为参考进行校准. 其中影响半径通过经验公式及相关曲线确定(余钟波等, 2008). 研究区沉积物以黏土为主, 透水性较弱, 提高了试验的精确度.

于2015年12月7日至2016年4月16日采集各观测井的 δD 、 $\delta^{18}O$ 样品, 同时进行水温、CI⁻及水位的现场测试, 采集间隔约为一周, 共进行了18次采样, 其中2016年2月1日至2016年2月20日样品及现场测试数据缺失. 其中河水及观测井水位数据均以2015年12月7日河水水位为参考进行校准. 于2015年12月7日、2015年12月13日、2015年12月20日进行各观测井EC的现场测试. 于2016年4月16日采集河水及各观测井的DOC样品. 于2016年7月12~15日设置试验井, 并依次进行非承压含水层微水试验, 期间各试验井底部均处于饱水带; 为减少对含水层的扰动, 每次试验间隔至少10h, 试验前一周及试验期间均无降水影响.

氢氧稳定同位素样品测试在西南大学地理科学学院完成, DOC样品测试于中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶地质与资源环境测试中心完成. 监测期间气象资料来源于AccuWeather(<http://www.accuweather.com>)重庆市北碚区气象站点, 距研究区约3.2km(图1).

4 结果及分析

4.1 马鞍溪交互带沉积物渗透系数

交互带沉积物的渗透系数直接影响降水入渗、蒸发以及交互流的运动状况等(Miller等, 2014; Menichino和Hester, 2015; Stewardson等, 2016). 图2为试验井水位与时间的关系, 分别在各试验井中注水后, 水位随时间逐渐降低, 且在观测初期下降较快, 尤以表层沉积物(深20cm)试验的水位变化明显(图2), 反映出表层沉积物受地表水及降水冲刷影响较大, 较为松散. 据式(2)计算得, 试验期间, MAX1~MAX4表层沉积物(深20cm)的渗透系数平均值分别约为 1.17×10^{-3} 、 3.74×10^{-4} 、 4.52×10^{-4} 和 $9.70 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$, 其中, MAX1附近湿生植物较多(图1b), 在其根系的作用下, 表层沉积物渗透系数最大, 利于降水入渗及交互流的蒸散发. 试验期间, MAX1~MAX4深层沉积物(深100cm)的渗透系数平均值分别约为 6.71×10^{-7} 、 8.14×10^{-7} 、 8.06×10^{-7} 和 $7.90 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$, 阶地深层沉积物以砂岩为主, 渗透系数较高. 河水、MAX1~MAX4的DOC浓度依次为18.29、13.05、12.29、1.25和 1.2 mg L^{-1} , 可见近岸地区受河水入渗影响较大, 沉积物孔隙不断被有机质及其他细小颗粒填充, 故MAX1深层沉积物渗透系数较MAX2、

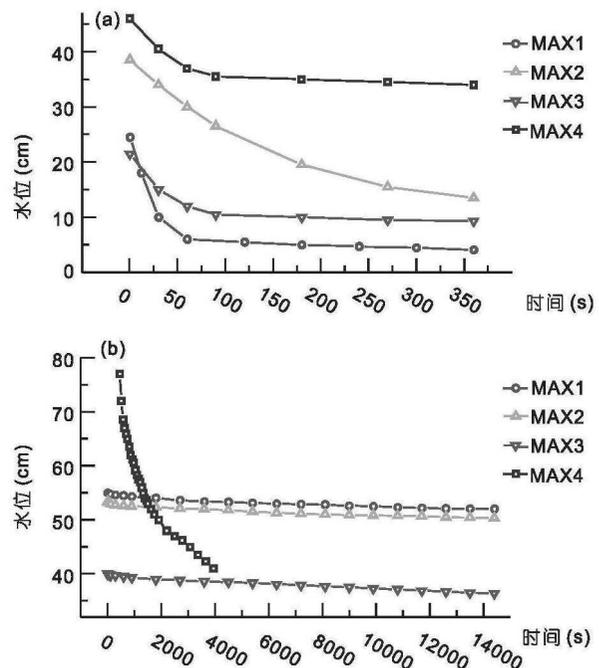


图2 试验井水位与时间的关系
(a) 表层沉积物(深20cm); (b) 深层沉积物(深100cm)

MAX3小, 进而对河水入渗强度产生一定的削弱作用.

4.2 马鞍溪交互带温度及水位变化

图3为气温降水及观测井水温水位变化. 气温不断波动, 受降水影响明显, 因监测期间处于旱季, 降水量总量约为303mm, 仅占年降水量的26%.

交互带为河水-地下水相互作用提供了一个温度和um水位变化的缓冲带(张宇等, 2016). 河水温度变化趋势与气温相似, 变化幅度较大, 而各观测井水温相对稳定(图3).

河水水位受上游水库放水影响, 水库放水时间短暂, 未对历次监测产生较大影响, 故河水水位变化较小. 阶地深层沉积物渗透性较好, 且受坡面渗流影响, 使MAX4水位变化幅度较大且与降水量变化趋势相似. 研究期间, 除2015年12月26日至2016年1月17日以及2016年4月2日前后, MAX4水位均较河水高(图3), 以地下水补给河水为主. 在其影响下MAX1~MAX3水位总体较河水略高, 其中因有机质在近岸沉积物中累积, 土壤水分扩散率减小(单秀枝等, 1998), 且降水易于距河岸10cm附近入渗, 导致MAX1水位总体较河水、MAX2、MAX3略微偏高(图3).

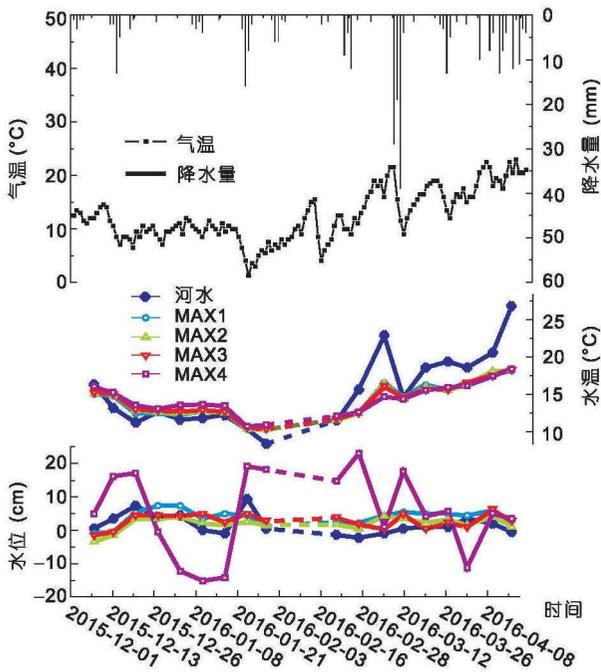


图3 气温、降水及各监测点水温和水位变化

4.3 马鞍溪交互带氢氧稳定同位素特征及环境意义

4.3.1 氢氧稳定同位素特征

图4北碚区大气降水线及马鞍溪各监测点 δD 、 $\delta^{18}O$ 分布特征. 河水、MAX1~MAX4中 δD 与 $\delta^{18}O$ 的相

关系数依次为0.93、0.97、0.83、0.69、0.97($p < 0.01$). 通过对各监测点18组氢氧稳定同位素数据进行分析, 发现河水、交互流及地下水均主要分布于北碚区大气降水线($\delta D = 8.73\delta^{18}O + 15.73$)(李廷勇等, 2010)两侧(图4), 表明河水、交互流及地下水主要受大气降水补给. 河水同位素平均值较其他监测点偏负(表1), 反映出在补给MAX1~MAX4的过程中均受蒸散发影响而产生了较强的稳定同位素分馏效应. 地下水 δD 、 $\delta^{18}O$ 较为稳定, δD 、 $\delta^{18}O$ 在地下水补给运动过程中不断受蒸散发影响而不断富集(Pezdicč, 1997; Aseltyne等, 2006; West等, 2014), 随距河岸距离的减少, MAX3~MAX1的 δD 、 $\delta^{18}O$ 平均值增长的同时, 标准差也呈增大趋势(表1), 表明地下水在补给运动过程中除受蒸散发影响增强外, 其他水体入渗的影响也逐渐增加, 水分迁移过程愈加复杂, 交互流受地下水的影响逐渐减弱. 因距河岸10cm附近水分蒸散发作用较强, MAX1的 δD 、 $\delta^{18}O$ 富集较其他观测井更明显(表1); 另外地下水在补给MAX3之前可能已经过较强的蒸发作用, 致使MAX3斜率与截距较其他观测井小(图4).

4.3.2 交互流运动机制分析

研究区地下水主要受大气降水补给, 李廷勇等(2010)研究得出北碚区旱季降水 d -excess为15~30‰, 平均为18.23‰.

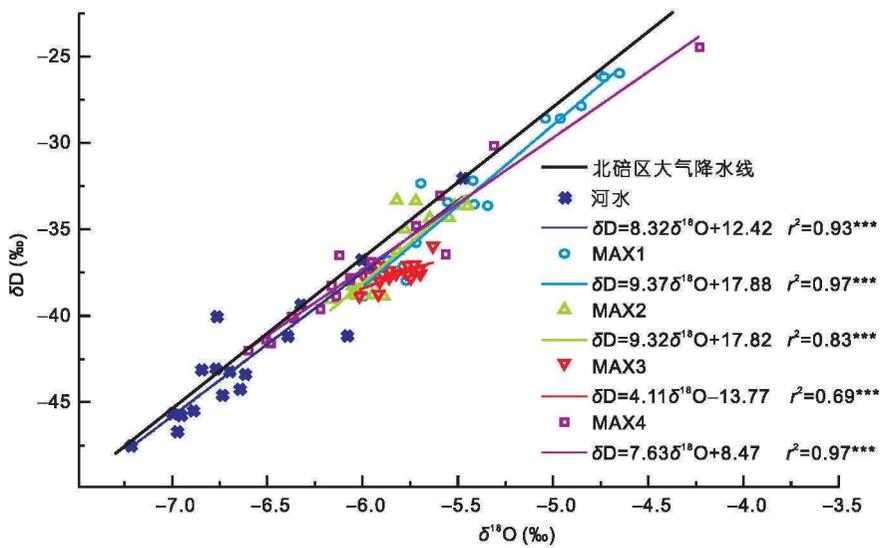


图4 各监测点 δD 、 $\delta^{18}O$ 分布及北碚区大气降水线

***0.01置信水平

表1 各监测点稳定同位素组成统计特征

监测点	$\delta D(\text{‰})$				$\delta^{18}O(\text{‰})$			
	最大值	最小值	平均值	标准差	最大值	最小值	平均值	标准差
河水	-32.05	-47.54	-42.25	4.01	-5.47	-7.21	-6.57	0.45
MAX1	-26.05	-38.95	-32.86	4.55	-4.65	-5.99	-5.42	0.47
MAX2	-33.34	-39.05	-36.64	2.32	-5.45	-6.17	-5.84	0.21
MAX3	-36.12	-39.02	-37.71	0.63	-5.63	-6.02	-5.83	0.11
MAX4	-24.48	-41.99	-37.09	4.35	-4.23	-6.60	-5.97	0.56

根据 d -excess 定义: $d\text{-excess} = \delta D - 8\delta^{18}O$ (Dansgaard, 1964), 大气降水进入含水层后, 岩石溶解性越高, 水体在含水层滞留时间越长, 则 d -excess 越小 (尹观和倪师军, 2009). 由水位变化可知 MAX4 受降水影响较大 (图3), 降水随坡面渗流至 MAX4 附近时间较短, 因而其 d -excess 众数较高 (图5). 研究期间以地下水补给河水为主, MAX4 附近含水层中地下水在补给 MAX3 的过程中, 由砂岩进入黏土层 (图1b), 流速减缓, 地下水滞留时间增长, 致使 MAX3 附近的 d -excess 众数及波动幅度变小 (图5). 随地下水继续向河岸方向运动, MAX3~MAX1 的 d -excess 众数及波动幅度反而逐渐增大 (图5), 河水 d -excess 较高, 可见在 MAX3 至河岸之间, 河水混合对地下水 d -excess 变化的影响远大于水岩作用.

水体运动过程中, 在没有与 EC 较小的水体混合的情况下, EC 是逐渐升高的 (宋献方等, 2007), 同时 Cl^- 性质稳定, 河水或地下水入渗是交互带 Cl^- 的直接来源 (Aseltyne 等, 2006), 故 EC 和 Cl^- 在一定程度上也反映了水分在运动过程中径流路径和滞留时间的长短. 以 2015-12-07、2015-12-13、2015-12-20 的 EC、 Cl^- 变化为例进行分析. 2015-12-07~2015-12-13 各观测井 EC 受降水影响较小, EC 峰值出现于 MAX2 (图6), 河水、地下水于距河岸 30cm 附近发生混合. 因 MAX1 附近深层沉积物渗透系数较低, 导致扩散-弥散系数较小, MAX1 附近 Cl^- 在河水、地下水补给过程中存在一定程度的累积, 而其他观测井水分运移较为稳定, Cl^- 变化均较小 (图6). 2015-12-13~2015-12-19 存在多场降水, 总量约为 24mm (图3). 受降水稀释和淋溶作用影响, 2015-12-20, MAX1 的 EC、 Cl^- 大幅下降 (图6). 在降水及坡度的作用下, 砂岩中滞留时间较长的地下水向河岸方向运动加快, 使 MAX3、MAX4 Cl^- 升高 (图6). 其中 MAX1 的 EC、 Cl^- 变化幅度最大, 均体现出降水对 MAX1 交互流

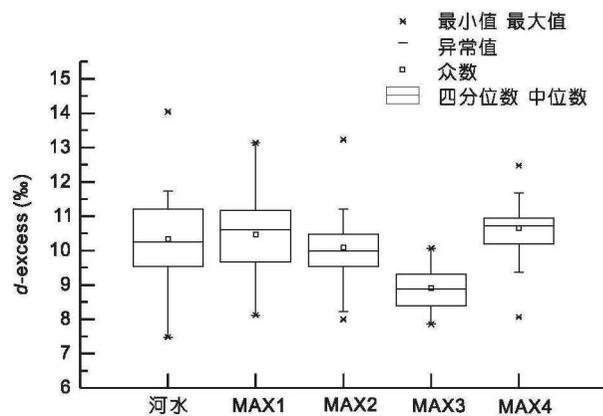


图5 各监测点过量氘参数 (d -excess) 特征

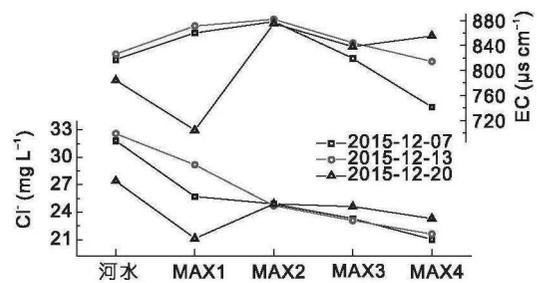


图6 各监测点 Cl^- 、EC 特征

运动的重要影响. 故在地下水与河水的混合过程中降水的混合也对交互流运动有重要影响.

为进一步明确河水及地下水对交互流运动机制的影响, 对研究期间各监测点 Cl^- 进行相关性分析. MAX1 与河水 Cl^- 相关性最高, 故距河岸 10cm 附近, 交互流的运动受河水入渗影响较大. MAX4 与 MAX3 的 Cl^- 相关性较 MAX4 与其他监测点高, 进一步证明了 MAX3 主要受地下水影响, 而 MAX2 与 MAX3 的 Cl^- 相关性较 MAX2 与 MAX1 高 (表2), 故地下水由 MAX3 至 MAX2 运

表2 各监测点Cl⁻相关矩阵($n=18$)^{a)}

监测点	河水	MAX1	MAX2	MAX3	MAX4
河水	1				
MAX1	0.840**	1			
MAX2	0.730**	0.767**	1		
MAX3	0.729**	0.730**	0.864**	1	
MAX4	0.673**	0.500*	0.696**	0.732**	1

a) *0.05置信水平; **0.01置信水平

动过程中虽受与河水、降水的混合作用影响,但地下水仍占较大比例.在距河岸30cm内,地下水的影响逐渐降低.

5 结论与不足

5.1 结论

(1) 沉积物渗透系数对交互带水位变化及交互运动有重要影响,马鞍溪侧向交互带中距河岸10cm附近的表层沉积物渗透系数最高,且水位较高,使交互在距河岸10cm附近易受降水下渗及蒸散发的影响,而在河水有机质及颗粒物入渗填充影响下,近岸深层沉积物渗透系数较低,对河水入渗强度有一定的削弱作用.

(2) 研究期间以地下水补给河水为主,研究区地下水主要受降水补给;地下水在补给河水的过程中受蒸散发影响逐渐增强,水分迁移过程愈加复杂,交互在距河岸30cm附近仍主要受地下水影响,在距河岸30cm以内,地下水对交互流的影响逐渐减弱.

(3) 地下水运动至距河岸10~30cm后与河水、降水的混合作用增强,在沉积物质地影响下,水分在距河岸10cm附近富集,进而通过交互流不断对河流进行补给.

5.2 不足

目前国内对交互带研究较少,处于起步阶段,本文希望能起到抛砖引玉的作用,促进该方面的研究走向繁荣.本文对侧向交互带的渗透系数及氢氧稳定同位素特征作了较为详细的研究,但沉积物的不均匀性对交互运动机制有重要的影响,鉴于微水试验仅代

表试验井底小范围岩石的渗透性,应增加试验频度及布点密度,以更好的了解研究区沉积物特征.同时囿于经费和研究水平的限制,对雨季及单次降雨事件的监测不足,缺乏对地下水、降水、河水在侧向交互带混合比例的精确计算,需要在日后的研究中改进研究方法,加密监测,以更精细的方法从不同的时间和空间尺度去定量刻画侧向交互带中交互流的运动机制.

致谢 感谢西南大学地理科学学院孙喆、张海月、曾莘茹、张媚、周菁俐、李丽和雷佳琪在野外采样和实验过程中所提供的帮助.

参考文献

- 陈孝兵,赵坚,李英玉,陈力. 2014. 床面形态驱动下潜流交换试验. 水科学进展, 25: 835-841
- 干晓瑜. 2012. 城市溪谷型湿地景观恢复与重建研究——以重庆马鞍溪湿地公园为例. 硕士学位论文. 重庆: 西南大学. 39-48
- 李廷勇,李红春,沈川洲,杨朝秀,李俊云,衣成城,袁道先,王建力,谢世友. 2010. 2006-2008年重庆大气降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 特征初步分析. 水科学进展, 21: 757-764
- 李正积. 1983. 四川盆地红层的农业地质特征. 大自然探索, 5: 85-96
- 单秀枝,魏由庆,严慧峻,刘继芳,张锐. 1998. 土壤有机质含量对土壤水动力学参数的影响. 土壤学报, 35: 1-9
- 宋献方,刘相超,夏军,于静洁,唐常源. 2007. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 102-110
- 夏继红,陈永明,王为木,韩玉玲,刘海洋,胡玲. 2013. 河岸带潜流层动态过程与生态修复. 水科学进展, 24: 589-597
- 尹观,倪师军. 2009. 同位素地球化学. 北京: 地质出版社. 30-37, 259-260
- 余钟波,黄勇, Franklin W S. 2008. 地下水水文学原理. 北京: 科学出版社. 75-76
- 张翔,邓志民,潘国艳,吴绍飞,肖洋,朱才荣. 2015. 鄱阳湖湿地土壤水稳定同位素变化特征. 生态学报, 35: 7580-7588
- 张宇,杨平恒,王建力,谢世友,陈峰,詹兆君,任娟,张海月,刘黛薇,孟元可. 2016. 河水-地下水侧向交互带地球化学特征: 以重庆市马鞍溪为例. 环境科学, 37: 2478-2486
- Aleksander-Kwaterczak U, Ciszewski D. 2016. Pollutant dispersal in groundwater and sediments of gaining and losing river reaches affected by metal mining. Environ Earth Sci, 75: 95
- Aselyne T A, Rowe H D, Fryar A E. 2006. Stable isotopic fingerprint of a hyporheic-hypolentic boundary in a reservoir. Hydrogeol J, 14:

- 1688–1695
- Boulton A J, Findlay S, Marmonier P, Stanley E H, Valett H M. 2003. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annu Rev Ecol Syst*, 29: 59–81
- Boulton A J, Detry T, Kasahara T, Mutz M, Stanford J A. 2010. Ecology and management of the hyporheic zone: stream-groundwater interactions of running waters and their floodplains. *J North Am Benthol Soc*, 29: 26–40
- Butturini A, Bernal S, Sabater S, Sabater F. 2002. The influence of riparian-hyporheic zone on the hydrological responses in an intermittent stream. *Hydrol Earth Syst Sci*, 6: 515–526
- Chandler I D, Guymer I, Pearson J M, van Egmond R. 2016. Vertical variation of mixing within porous sediment beds below turbulent flows. *Water Resour Res*, 52: 3493–3509
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436–468
- Duke J R, White J D, Allen P M, Muttiah R S. 2007. Riparian influence on hyporheic-zone formation downstream of a small dam in the Blackland Prairie region of Texas. *Hydrol Process*, 21: 141–150
- Fischer H, Kloep F, Wilzcek S, Pusch M T. 2005. A river's liver-microbial processes within the hyporheic zone of a large lowland river. *Biogeochemistry*, 76: 349–371
- Hartwig M, Borchardt D. 2015. Alteration of key hyporheic functions through biological and physical clogging along a nutrient and fine-sediment gradient. *Ecohydrology*, 8: 961–975
- Herzog S P, Higgins C P, McCray J E. 2015. Engineered streambeds for induced hyporheic flow: Enhanced removal of nutrients, pathogens, and metals from urban streams. *J Environ Eng*, 142: 04015053
- Huber E, Huggenberger P. 2015. Subsurface flow mixing in coarse, braided river deposits. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss*, 12: 9295–9316
- King A C, Raiber M, Cendon D I, Cox M E, Hollins S E. 2015. Identifying flood recharge and inter-aquifer connectivity using multiple isotopes in subtropical Australia. *Hydrol Earth Syst Sci*, 19: 2315–2335
- Krause S, Hannah D M, Fleckenstein J H, Heppell C M, Kaeser D, Pickup R, Pinay G, Robertson A L, Wood P J. 2011. Inter-disciplinary perspectives on processes in the hyporheic zone. *Ecohydrology*, 4: 481–499
- Lasagna M, De Luca D A, Franchino E. 2016. Nitrate contamination of groundwater in the western Po Plain (Italy): The effects of groundwater and surface water interactions. *Environ Earth Sci*, 75: 240
- Maloszewski P, Moser H, Stickler W, Bertleff B, Hedin K. 1987. Modeling of groundwater pollution by river bank filtration using oxygen-18 data. In: *International Symposium on Groundwater Monitoring and Management*. Institute of Water Management/UNESCO. 153–161
- Mendoza-Sanchez I, Phanikumar M S, Niu J, Masoner J R, Cozzarelli I M, McGuire J T. 2013. Quantifying wetland-aquifer interactions in a humid subtropical climate region: An integrated approach. *J Hydrol*, 498: 237–253
- Menichino G T, Hester E T. 2015. The effect of macropores on bi-directional hydrologic exchange between a stream channel and riparian groundwater. *J Hydrol*, 529: 830–842
- Miller R B, Heeren D M, Fox G A, Halihan T, Storm D E. 2014. Heterogeneity influences on stream water-groundwater interactions in a gravel-dominated floodplain. *Hydrol Sci J*, 61: 741–750
- Packman A, Brooks N. 1995. Colloidal particle exchange between stream and stream bed in a laboratory flume. *Mar Freshw Res*, 46: 233–236
- Pezdic J. 1997. Recharge and retention time study of a partly karstified Area of Boč (Eastern Slovenia) using Hydrogen, Oxygen and Carbon isotope composition as natural tracers. *Isot Environ Health Stud*, 33: 293–306
- Stewardson M J, Detry T, Lamouroux N, Pella H, Thommeret N, Valette L, Grant S B. 2016. Variation in reach-scale hydraulic conductivity of streambeds. *Geomorphology*, 259: 70–80
- Su X, Xu W, Du S. 2014. *In situ* infiltration test using a reclaimed abandoned river bed: Managed aquifer recharge in Shijiazhuang City, China. *Environ Earth Sci*, 71: 5017–5025
- Templar H A, Dila D K, Bootsma M J, Corsi S R, McLellan S L. 2016. Quantification of human-associated fecal indicators reveal sewage from urban watersheds as a source of pollution to Lake Michigan. *Water Res*, 100: 556–567
- Wagner F H, Bretschko G. 2003. Riparian trees and flow paths between the hyporheic zone and groundwater in the Oberer Seebach, Austria. *Internat Rev Hydrobiol*, 88: 129–138
- West A G, February E C, Bowen G J. 2014. Spatial analysis of hydrogen and oxygen stable isotopes (“isoscapes”) in ground water and tap water across South Africa. *J Geochem Exploration*, 145: 213–222
- Xie M, Wang N, Gaillard J F, Packman A I. 2016. Hydrodynamic forcing mobilizes Cu in low-permeability estuarine sediments. *Environ Sci Technol*, 50: 4615–4623