

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.552>



黑河上游高寒山区降雨—径流形成过程的同位素示踪

潘 钊¹, 孙自永^{1,2*}, 马 瑞^{1,2}, 常启昕¹, 胡雅璐¹, 刘 源³, 王 旭⁴

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学盆地水文过程与湿地生态恢复学术创新基地, 湖北武汉 430074

3. 江苏省地质调查研究院, 江苏南京 210018

4. 中国地质大学公共管理学院, 湖北武汉 430074

摘要: 为揭示中、低纬度高寒山区降雨—径流的形成过程, 指导水资源的合理开发利用, 选择黑河上游红泥沟小流域为研究区, 基于河道径流量及雨水和河水稳定同位素的观测数据, 构建二元混合模型, 计算了2013年7月23日及8月21日两次典型降雨—径流事件中事件水(降雨)和事件前水(流域前期储水)对河道径流的贡献及其动态变化。结果显示: 两次降雨事件中事件前水的贡献比例分别为68.69%和54.46%; 事件前水的贡献比例在涨水阶段减小, 在退水阶段增大。结合河水电导率的观测结果, 进一步分析了降雨—径流的形成过程: 河道径流的形成主要受饱和区蓄满产流、河岸带地下径流和山坡地下径流3种产流机制控制; 事件水主要源于蓄满产流, 事件前水主要源于河岸带和山坡地下径流; 事件初期和末期以河岸带地下水补给为主, 涨水阶段后期和退水阶段前期转为以蓄满产流和山坡地下水补给为主, 洪峰期间蓄满产流的贡献达到最大。两次事件的对比表明, 事件前的湿度条件和降雨强度对降雨—径流的形成过程有着重要影响: 前期越湿润, 流域储水能力越弱, 导水能力越强, 事件水的贡献越大, 河道径流对降雨的响应越迅速; 降雨强度越大, 蓄满产流及其中的事件水比例越高, 河道径流中事件水的比例也越高。

关键词: 高寒山区; 径流分割; 稳定同位素; 水分来源; 电导率; 地下水。

中图分类号: P641.1

文章编号: 1000-2383(2018)11-4226-11

收稿日期: 2017-12-07

Isotopic Investigation of Rainfall-Runoff Generation in an Alpine Catchment in Headwater Regions of Heihe River, Northeast Qinghai-Tibet Plateau

Pan Zhao¹, Sun Ziyong^{1,2*}, Ma Rui^{1,2}, Chang Qixin¹, Hu Yalu¹, Liu Yuan³, Wang Xu⁴

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Laboratory of Basin Hydrology and Wetland Eco-Restoration, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210018, China

4. School of Public Administration, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The objective of this study is to identify the dominant rainfall-runoff generation mechanisms in the middle-low latitude alpine catchment, which can guide the exploitation and utilization of water resources, stream discharge and isotopic composition of rainwater and stream water in the Hongnigou catchment, an alpine catchment in the headwater regions of the Heihe River, Northeast Qinghai-Tibet plateau, were determined during two typical rainfall-runoff events on July 23 and August 21, 2013. Two-component hydrograph separation along with $\delta^2\text{H}$ of rainwater and stream water was used to estimate the contributions of event and pre-event waters to streamflow and their variations over time. The results show that storm runoff was dominated by pre-event water, which contributed 68.69% and 54.46% of the total runoff during the two events, respectively. Pre-

基金项目: 国家重点研发计划课题(No.2017YFC0406105); 国家自然科学基金项目(Nos.91125009, 91325101, 4141070).

作者简介: 潘钊(1993-), 男, 博士研究生, 主要从事寒区水文学研究。ORCID: 0000-0002-5983-3395. E-mail: panzhao@cug.edu.cn

* **通讯作者:** 孙自永, E-mail: ziyong.sun@cug.edu.cn

引用格式: 潘钊, 孙自永, 马瑞, 等, 2018. 黑河上游高寒山区降雨—径流形成过程的同位素示踪. 地球科学, 43(11): 4226-4236.

event water contributions decreased on rising limbs and increased on recession limbs. The results of the electrical conductivity of stream water suggest that runoff generation at the Hongnigou catchment was controlled by three hydrological processes, namely overland flow from the saturated zone, riparian groundwater, and hillslope groundwater. The majority of event water came from overland flow, whereas pre-event water mainly came from riparian and hillslope groundwaters. At the beginning and ending of the events, riparian groundwater dominated the runoff response while the contributions of overland flow and hillslope groundwater were limited. During the other parts of the events, i.e., from the late rising limb to early recession limb, overland flow and hillslope groundwater conversely dominated the runoff response, with the contribution of overland flow reaching its maximum at the streamflow peak. The comparison of event results indicates that event water contributions to streamflow were related to antecedent wetness conditions and rainfall intensity. Event water contribution was larger during the event with higher antecedent moisture condition or with higher rainfall intensity.

Key words: alpine catchment; hydrograph separation; stable isotope; water sources; electrical conductivity; groundwater.

0 引言

中国西部地区的大型内陆河通常跨越高寒山区和干旱区两类自然地理单元。处于上游的高寒山区是径流的形成区,中下游的干旱区是径流的消耗区(陈仁升等,2007,2014)。高寒山区的径流形成过程决定着中下游的水量及其动态变化,是进行流域水资源科学管理的基础,而该区各水文要素对人类活动和气候变化的响应非常敏感,可通过径流过程的变化将其传递到中下游,从而对整个流域的水量和水质产生影响。因此,对源于高寒山区的内陆河,查清其径流形成机制具有重要意义。

冰川和积雪融水虽然对高寒山区河道径流有重要贡献,但降雨仍是其主要来源,这也是中国西部高寒山区与北极、亚北极地区水文气象特征的一个重要区别(刘彦广,2013)。因此,降雨转化成河道径流的过程与机制仍是高寒山区水文学研究的核心。近二十年来,中国西部高寒山区已逐步构建了系统的水文观测网络(Chen *et al.*, 2008)。然而,高寒山区特殊的下垫面使得各种产、汇流路径间存在着复杂的相互作用,仅靠点状的观测难以准确刻画其空间分布特征,且同一物理参数(如地下水位、土壤含水量等)可能对不同的产、汇流过程产生相似的响应,导致研究结果具有多解性(Buttle, 1994; Klaus and McDonnell, 2013)。同时,高寒山区自然条件恶劣,交通困难,后勤难以保障,导致观测困难。上述因素阻碍了高寒山区水文过程和机理的研究,进而影响流域水资源合理规划和利用。

传统的水文学径流分割主要是采用图解法,例如直线分割法、退水直线法等(徐磊磊等,2011)。这些方法主要通过流量过程线的起涨点和退水拐点之间的连线作为分割依据,具有较强的主观性和不确定性(徐磊磊等,2011)。20世纪70年代起,环境同

位素技术被引入高寒山区水文学研究中,其中尤以水分子稳定同位素(^2H 、 ^{18}O)的应用最为广泛。与人工投放的示踪剂不同,水分子稳定同位素是通过降水事件自然“投加”的,记载着丰富的时空信息;在地球浅层运移时,水分子稳定同位素具有“保守”特征,即无论水的流动路径如何,只要没有相态转化和混合作用,其组成将保持不变(Ogunkoya and Jenkins, 1993; Buttle, 1994; 杨克红等,2016; 李惠等,2017)。基于这种特性,许多学者利用 ^2H 同位素径流分割技术,定量分析降雨、融雪水、冰川融水、地下水等对河道径流的贡献,为河道径流的水分来源及其在流域内的流动路径、滞留时间等研究做出了重要贡献(McGuire and McDonnell, 2006; Klaus and McDonnell, 2013)。虽然环境同位素方法在水分来源的精确量化方面存在一定的局限,但对水文概念模型的构建却具有重要价值(常启昕等,2016)。此外,为了识别上述水分来源在流域中的流动路径,也有研究选用pH值、电导率、主要离子等常规化学参数或者 ^{34}S 、 ^{13}C 、 ^{15}N 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 等同位素作为示踪剂进行水流路径的反演(Kendall *et al.*, 2014)。综合来看,高寒山区已有的同位素和水化学示踪研究多集中在冰川或积雪融水等“特殊”水源对径流的贡献上,或多年冻土区水分的汇流路径上,季节冻土区降雨—径流过程的示踪研究较少,小空间尺度上典型降雨—径流事件的精细研究更少。

本文选择位于青藏高原东北部黑河上游高寒山区的红泥沟小流域为研究区,针对2013年的两次典型降雨—径流事件,通过雨水与河水的密集采样及其稳定同位素、河水电导率等测定结果,构建二元混合模型,计算降雨对河道径流的贡献及其动态变化,为揭示我国西部高寒山区降雨—径流的形成机制提供依据。

1 研究区概况

红泥沟小流域位于黑河上游葫芦沟流域,属于黑河的二级子流域.地理坐标为 $E99^{\circ}51'30'' \sim E99^{\circ}52'45''$ 和 $N38^{\circ}15'05'' \sim N38^{\circ}15'55''$, 面积 1.12 km^2 (图 1), 高程 $3030 \sim 3600 \text{ m}$. 总体地貌为低山丘陵, 保留了古冰斗的基本形态; 热融阶梯、热喀斯特、冻融滑坡等冻土微地貌发育; 流域中、下部河岸两侧分布有季节性变化的草甸湿地, 湿地范围可从流域面积的 0% 变化至 15% 左右.

研究区属大陆性气候, 夏季暖湿, 冬季干冷. 年均气温 $0.34 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 最低气温 $-26.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 最高气温 $23.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$. 年降水量 446 mm , 主要集中在 $6 \sim 9$ 月份, 约占全年降水量的 86% (Chen *et al.*, 2014b; Chen *et al.*, 2015a); 2013 年全年蒸发量为 1231 mm (陈仁升等, 2014; Chen *et al.*, 2015b). 流域内发育一条季节性河流, 河道长度约为 1.76 km . 2012—2014 年间平均径流量为 $14.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ (Chen *et al.*, 2014b); 径流主要发生在 $4 \sim 10$ 月, 11 月~次年 3 月间基本断流.

流域内基岩风化程度高, 风化层以富含长石的硅质粘土为主, 风化层上覆 $30 \sim 260 \text{ cm}$ 厚的残坡积物, 为研究区的主要潜水含水层. 基岩的导水和富水性差, 构成潜水含水层的隔水底板 (刘彦广, 2013).

流域内土壤类型有山地栗钙土、草甸土和亚高山灌丛草甸土 (高艳红等, 2007; 刘章文等, 2014). 对流域中游典型土壤剖面的调查表明, 近地表为厚约

$10 \sim 30 \text{ cm}$ 的腐殖层, 其下依次为厚约 160 cm 的淋溶层和 70 cm 的淀积层, 再向下为风化层, 直至母岩.

流域内发育高山草甸和高山灌丛两类植物群落. 草甸主要分布在土壤水分较多且海拔较低处 ($2900 \sim 3100 \text{ m}$), 植被覆盖度约 59% ; 灌丛在阴坡、半阴坡和半阳坡的海拔较高处 ($3250 \sim 3600 \text{ m}$) 都有分布, 植被覆盖度约 41% (刘章文等, 2014).

2 研究方法

2.1 样品的采集测试

本研究所选择的两次典型降雨—径流事件分别发生在 2013 年 7 月 23 日和 8 月 21 日 (图 2). 期间的降雨量数据由中科院黑河上游生态—水文试验研究站提供, 其观测点位于东侧分水岭海拔 3360 m 处 (图 1), 观测设备为 Hobo 自动雨量计, 观测频率为 $1 \text{ 次}/\text{h}$.

河道径流的观测点位于流域出口梯形流量堰处 (图 1). 因河水中泥沙含量高, 故通过手动监测静水井水位, 再根据水位—流量关系曲线计算得出流量. 观测频率从降雨前的 $3 \text{ 次}/\text{d}$, 到降雨—径流事件期间的 $1 \text{ 次}/2 \text{ min} \sim 1 \text{ 次}/3 \text{ h}$, 再到河水位恢复至降雨前水平时的 $3 \text{ 次}/\text{d}$ 不等.

降雨样品在流域出口 (海拔 3060 m) 处通过雨水取样器采集. 降雨之前清空并用去离子水冲洗取样器, 降雨停止后 6 h 内将样品转移到采样瓶内. 在红泥沟小流域出口处设置河水采样点 (图 1), 根据

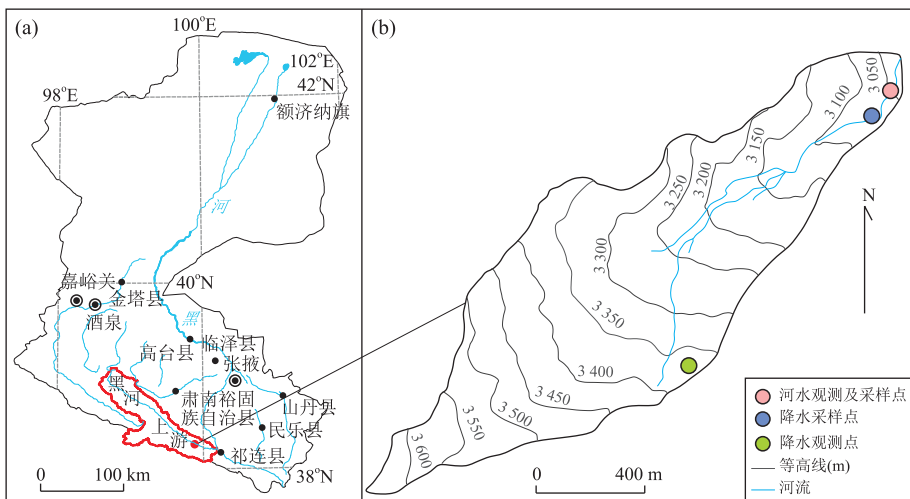


图 1 研究区地理位置(a)及观测、采样点布设图(b)

Fig.1 The Hongnigou catchment in the Heihe River basin (a) and the observation and sampling sites in the Hongnigou catchment (b)

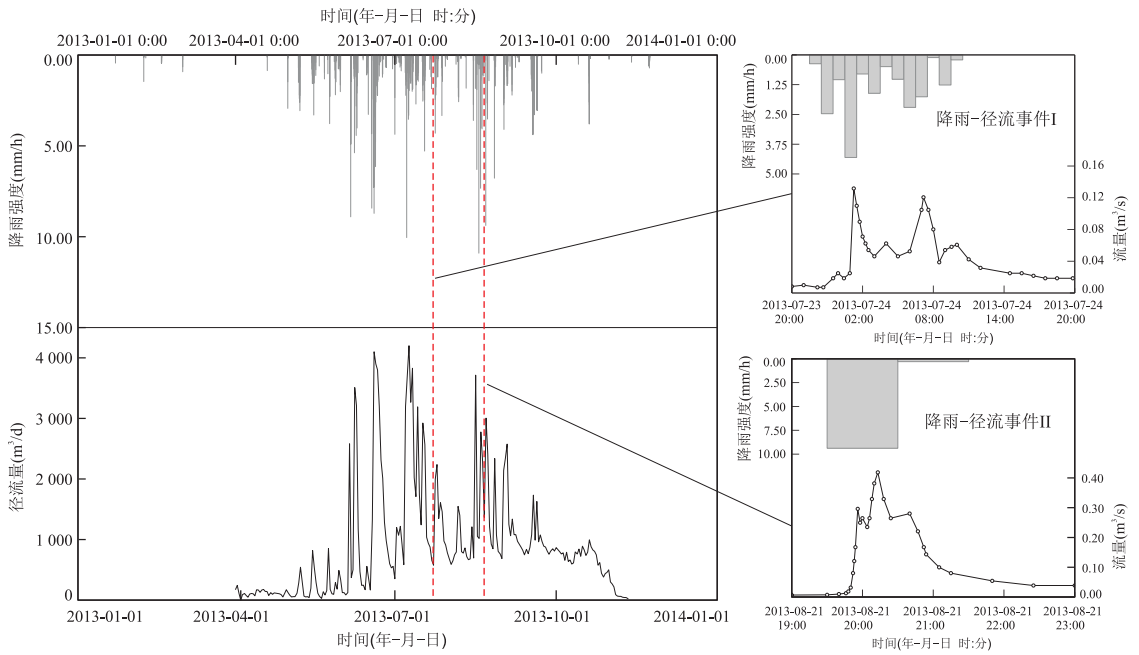


图 2 研究区 2013 年降水与径流量过程线

Fig.2 Time series of precipitation and streamflow in the Hongnigou catchment during 2013

河道径流量变化调整采样频次,采样间隔从 2 min 至 3 h 不等,同时利用便携式水质分析仪(HACH HQ14d)进行河水电导率的测定,样品采集后立即装入 8 mL 标准螺纹口硼硅酸玻璃瓶,现场用 Parafilm 胶膜密封,然后在 2 °C 下保存,直至带回实验室进行同位素测定。

水样送至中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室,利用气体稳定同位素质谱仪(Finnigan MAT 253)测定其 $\delta^2\text{H}$ 。测得的同位素组成用相对于标准平均海洋水(SMOW)的千分差表示。 $\delta^2\text{H}$ 测定精度 1.5‰。

2.2 河道径流时间来源的分割

河道径流的时间来源针对的是封闭流域中的降雨(融雪)-径流事件:以降雨开始时刻为界,降雨前就存储于流域内的水称为事件前水(pre-event water),又称老水;本次降雨则称为事件水(event water),又称新水(Arnold and Allen, 1999)。在降雨-径流事件中,事件水和事件前水相互混合,最终汇入河道,到达流域出口。基于河水和降雨的 $\delta^2\text{H}$ 测试结果,根据质量平衡定理,建立二元混合模型(Fritz and Clark, 1997),对流域出口的河道径流进行时间来源的分割:

$$\begin{aligned} Q_t &= Q_o + Q_n, \\ C_t Q_t &= C_o Q_o + C_n Q_n, \\ X &= (C_t - C_o) / (C_o - C_n), \end{aligned}$$

式中: Q_t 为流域出口河流断面的径流量(m^3/s); Q_o 为事件前水对河道径流的贡献量(m^3/s); Q_n 为事件水对河道径流的贡献量(m^3/s); C_t 为河水的 $\delta^2\text{H}$; C_n 为降雨(事件水)的 $\delta^2\text{H}$; C_o 为基流(用来代替事件前水)的 $\delta^2\text{H}$; X 为事件前水对河道径流的贡献比例(Sklash and Farvolden, 1982)。

3 结果

3.1 典型降雨-径流事件 I (2013 年 7 月 23 日~24 日)

3.1.1 降雨 本次降雨量为 17.66 mm,从 7 月 23 日 22 时开始,至 7 月 24 日 10 时结束,次历时为 13 h,平均降雨强度为 1.36 mm/h;期间出现 3 个显著的雨强峰值,分别为 7 月 23 日 23 时的 2.47 mm/h、7 月 24 日 1 时的 4.31 mm/h 以及 7 月 24 日 6 时的 2.21 mm/h(图 3)。

3.1.2 河道径流量 河道径流量在降雨前为 $0.0072 \text{ m}^3/\text{s}$,在降雨开始后 1.5 h(于 7 月 23 日 23 时 30 分)才对其产生响应,至 7 月 24 日 20 时基本恢复到降雨前水平。期间累积径流量为 3398.85 m^3 ,径流深约为 3.03 mm,径流系数为 0.172。洪峰为双峰型,分别出现在 7 月 24 日 1 时 15 分与 7 月 24 日 7 时,流量分别为 $0.1317 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $0.1206 \text{ m}^3/\text{s}$,与 7 月 24 日 1 时和 7 月 24 日 6 时的雨峰具有较好的对

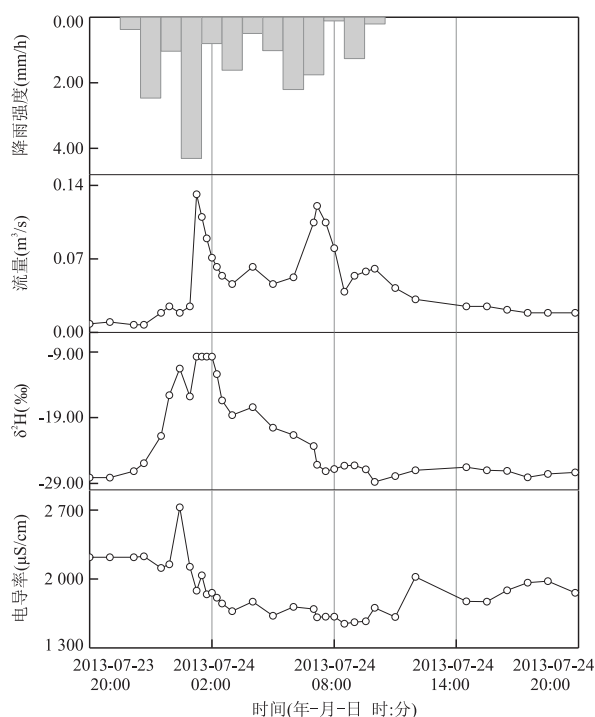


图 3 降雨—径流事件 I 期间降雨强度、河道径流量、河水中 $\delta^2\text{H}$ 及电导率随时间的变化

Fig.3 Variation in rainfall, streamflow, and the $\delta^2\text{H}$ and electrical conductivity values of stream water over time during the rainfall-runoff event I

应关系(图 3)。两次洪峰的涨水段和退水段都呈近对称分布,涨水过程分别历时约 3 h 和 2 h;第 2 次洪峰的退水过程历时约 11 h,拖尾现象显著。

3.1.3 降雨与河水的 $\delta^2\text{H}$ 值 本次降雨的 $\delta^2\text{H}$ 值为 -9.68‰ , 高于降雨前河水的 $\delta^2\text{H}$ 值 (-28.15‰), 为径流的同位素分割奠定了基础。河水 $\delta^2\text{H}$ 值对降雨的响应无明显滞后, 呈先增大后减小的趋势, 但与洪水过程线不同的是, 河水 $\delta^2\text{H}$ 值的过程线为单峰型, 峰值为 -9.68‰ , 出现在 7 月 24 日 1 时 15 分, 与第 1 次洪峰基本上同步; 此后, 河水 $\delta^2\text{H}$ 值先急剧降低, 随后缓慢降低, 即使在第 2 次洪峰的涨水段也持续减小, 至 7 月 24 日 17 时 30 分基本恢复到降雨前水平, 其拖尾时间小于洪水过程线(图 3)。

3.1.4 河水的电导率 河水电导率对降雨的响应有明显滞后, 在降雨初期保持不变 ($2\,220\ \mu\text{S}/\text{cm}$), 7 月 23 日 23 时 30 分略有减小, 随后快速增高, 至 7 月 24 日 0 时 25 分达到最大 ($2\,730\ \mu\text{S}/\text{cm}$), 比第 1 个洪峰的出现时间早了 50 min。此后, 随降雨的持续进行, 河水电导率先是快速下降, 7 月 24 日 3 时降至 $1\,672\ \mu\text{S}/\text{cm}$, 然后基本保持稳定。降雨结束后, 河

水的电导率开始逐渐增大, 在观测期结束时升至 $1\,860\ \mu\text{S}/\text{cm}$, 仍略小于降雨前的水平(图 3)。

3.1.5 河道径流的时间来源 本次事件中, 事件前水对径流的贡献为 68.69% , 事件水的贡献为 31.31% 。事件水转化为径流深后为 $0.95\ \text{mm}$, 占次降雨量的 5.38% 。在第 1 个洪峰期间, 除上升幅度较小外, 事件水的流量过程线与洪水过程线的形态基本相同, 贡献比例则呈先增大后减小的变化趋势(图 4); 对于第 2 个洪峰, 事件前水的流量过程线与洪水过程线的形态几乎完全相同, 河道径流主要由事件前水贡献(图 4)。

据此, 可将河水时间来源的变化大致划分为 6 个阶段(图 4): (1) 在径流对降雨响应的滞后期, 即河道径流对降雨仍无明显响应的早期阶段, 河水全部由事件前水贡献; (2) 第 1 个洪峰的涨水阶段前

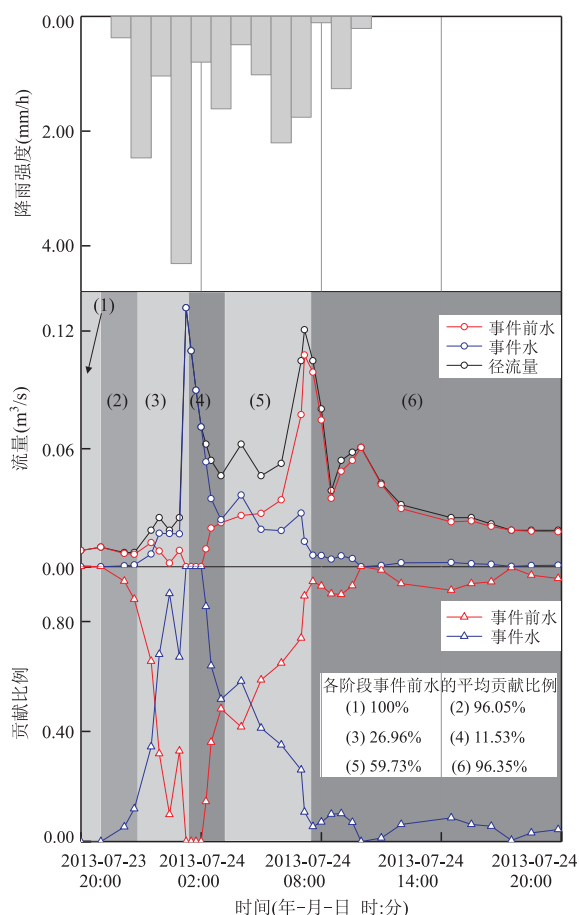


图 4 降雨—径流事件 I 期间降雨强度、河道径流量、事件前水和事件水流量及其贡献比例的时间序列

Fig.4 Time series of rainfall, streamflow, and the contribution amounts and fractions of pre-event water and event water to streamflow during the rainfall-runoff event I

期,事件前水的流量基本保持不变,但因事件水开始形成贡献,所以事件前水的贡献比例下降,事件水的贡献比例则逐渐增大;(3)第 1 个洪峰的涨水阶段后期至洪峰来临,事件前水的流量逐渐增大,而事件水的流量急剧增加,故事件前水的贡献比例快速下降,事件水的贡献比例则快速增至最大(100%);(4)第 1 个洪峰的退水阶段的前期,事件前水的流量缓慢增加,但事件水的流量急剧下降,故事件前水的贡献比例反而急剧增至 48.28%;(5)第 1 个洪峰的退水阶段的后期(拖尾段)至第 2 个洪峰到来,事件前水的流量先缓慢增加,然后随第 2 个洪峰的涨水过程而急剧增高,事件水的流量则持续缓慢减小,所以事件前水的贡献比例进一步增高至近 100%;(6)第 2 个洪峰的整个退水阶段,随着事件水的流量趋于零,河道径流基本上全部由事件前水贡献,事件前水的流量和河道径流量同步变化,呈现急剧减小—略增大—减小的变化趋势。

3.2 典型降雨—径流事件 II(2013 年 8 月 21 日)

3.2.1 降雨

本次降雨量为 9.67 mm,发生在 8 月 21 日 19 时至 21 时,次历时为 2 h,平均降雨强度为 4.84 mm/h.其中,8 月 21 日 19 时至 20 时降雨强度很大,累计降雨量为 9.38 mm,占次降雨量的 97%;8 月 21 日 20 时至 21 时降雨强度迅速减弱,累计降雨量为 0.29 mm(图 5).与 2013 年 7 月 23 日~24 日的典型降雨事件相比,本次降雨事件的持续时间短,但降雨强度大。

3.2.2 河道径流量

河道径流量在降雨发生前为 $0.0067 \text{ m}^3/\text{s}$.径流量对降雨的响应较快,于降雨发生约 40 min 开始增大,至 8 月 21 日 23 时基本恢复到降雨前水平.期间累积径流量为 1495.98 m^3 ,径流深为 1.34 mm,径流系数为 0.139.洪峰为单峰型,出现在 8 月 21 日 20 时 15 分,流量约为 $0.4186 \text{ m}^3/\text{s}$,与 8 月 21 日 20 时的雨峰具有较好的对应关系(图 5).洪水过程线的涨水段和退水段差异明显:涨水过程急促,历时仅 40 min,涨水过程线近垂直;退水过程较涨水过程平缓,历时约 3 h,拖尾现象显著(图 5)。

与降雨—径流事件 I 相比,事件 II 有如下特点:

(1)径流响应迅速,涨水段历时极短;(2)径流事件持续时间短;(3)径流事件为单峰型。

3.2.3 降雨与河水的 $\delta^2\text{H}$

本次降雨的 $\delta^2\text{H}$ 值为 -49.85% ,低于降雨前河水的 $\delta^2\text{H}$ 值(-31.95%)。与事件 I 相反,河水 $\delta^2\text{H}$ 的过程线与洪水过程线呈镜像关系:河水 $\delta^2\text{H}$ 在涨水阶段急剧减小,在退水阶段增大,中间形成一个明显的低谷;河水 $\delta^2\text{H}$ 谷

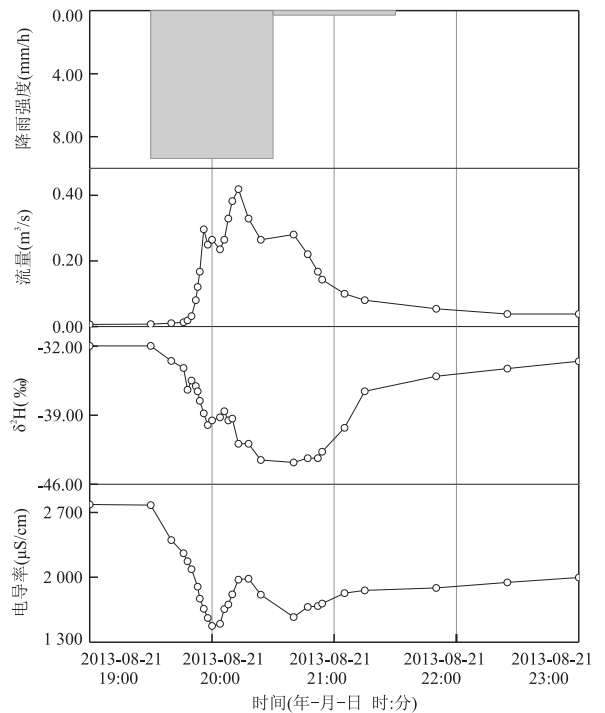


图 5 降雨—径流事件 II 期间降雨强度、河道径流量、河水中 $\delta^2\text{H}$ 及电导率随时间的变化

Fig.5 Variation in rainfall, streamflow, and the $\delta^2\text{H}$ and electrical conductivity values of stream water over time during the rainfall-runoff event II

值的出现略滞后于洪峰; $\delta^2\text{H}$ 减小段与增大段呈非对称分布,增大段持续时间较长,前期快速上升,后期平缓增大;河水 $\delta^2\text{H}$ 值对降雨的响应无滞后(图 5)。

3.2.4 河水的电导率

河水电导率对降雨的响应无滞后,降雨伊始就由 $2780 \mu\text{S}/\text{cm}$ 迅速减小,8 月 21 日 19 时 30 分~20 时降至最低($1475 \mu\text{S}/\text{cm}$),早于洪峰出现时间(图 5)。随后,河水电导率有所回升,至洪峰后才再次回落,从而形成一个与洪峰相对应的小型峰值($1985 \mu\text{S}/\text{cm}$) (图 5)。此后,河水的电导率逐渐增大,但到观测期结束时仍低于降雨前的水平(图 5)。

3.2.5 河道径流的时间来源

本次事件中,事件前水对径流的贡献为 54.46%,事件水的贡献为 45.54%。事件水转化为径流深后为 0.73 mm,占次降雨量 7.55%。除幅度较小外,事件水的流量过程线与洪水过程线的形态基本相同(图 6),其贡献比例则呈先增大后减小的趋势。

据此,可将河水时间来源的变化大致划分为 5 个阶段:(1)在河道径流对降雨还没有明显响应的滞后期内,绝大多数河水仍由事件前水贡献,但已混入少量的事件水,尤其是在后期,其贡献比例快速增

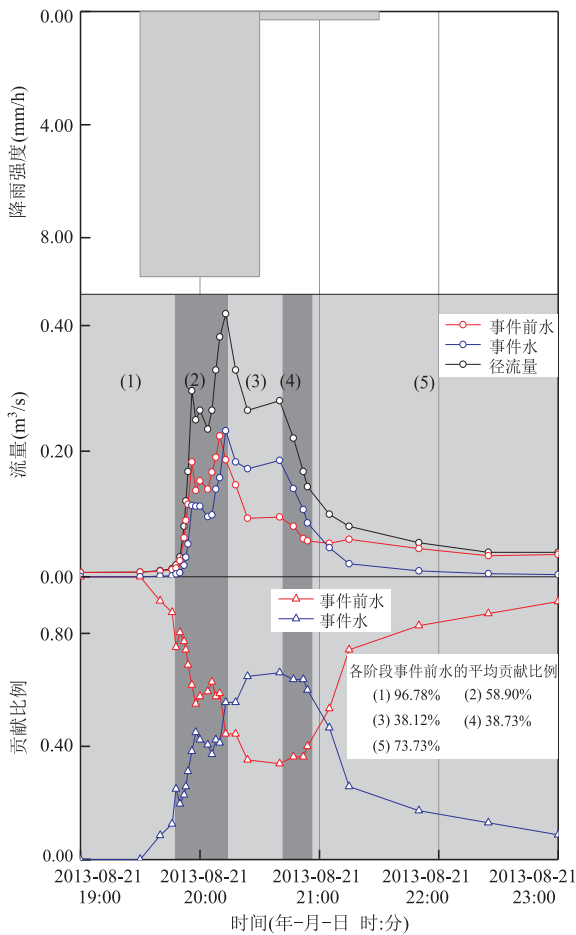


图 6 降雨—径流事件 II 期间降雨强度、河道径流量、事件前水和事件水流量及其贡献比例的时间序列

Fig.6 Time series of rainfall, streamflow, and the contribution amounts and fractions of pre-event water and event water to streamflow during the rainfall-runoff event II

高；(2) 在涨水阶段，事件前水的流量增高，但因事件水流量的增幅更大，所以事件水的贡献比例快速上升；(3) 退水阶段早期，事件前水的流量迅速减小，而事件水流量的降幅较小，所以事件水的贡献比例进一步增大，达到其最高值 66%；(4) 退水阶段中期，事件水的流量与径流总量同步减小，故其贡献比例基本恒定；(5) 退水阶段后期，事件前水的流量基本恒定，所以随事件水流量的减小直至趋于零，事件前水的贡献比例先迅速增高，然后缓慢增长。

4 讨论

4.1 红泥沟小流域降雨—径流的形成过程

在本研究中，降雨—径流事件期间的河水主要由事件前水构成，这与中欧、北美等其他高寒小流域

的研究结论一致 (Hill and Waddington, 1993; Hinton *et al.*, 1994; Brassard *et al.*, 2000; Shanley *et al.*, 2002; Boucher and Carey, 2010; Dahlke *et al.*, 2014; Mueller *et al.*, 2016; Penna *et al.*, 2016). 前人认为，对于这类由山坡—河岸带—河流串联而成的简单水文系统 (hillslope-riparian-stream system)，暴雨期间的河道径流由以下产流机制构成：直接降落在河面上的降水、河岸带蓄满产流、河岸带地下水和山坡地下径流 (Penna *et al.*, 2016). 其中，河面直接降水全部由事件水构成，但因山区源头河流水面窄、流程短，直接降水常忽略不计；河岸带蓄满产流主要由事件水构成，但有时也会混入事件前水，且两者比例可能在事件期间发生变化；河岸和山坡地下水主要由事件前水构成，但在大型暴雨 (融雪) 径流事件的后期，也可能因含水层遭受降水补给而混入较高比例的事件水 (Boyer *et al.*, 1997; Burns *et al.*, 1998). 事件前水之所以在暴雨事件期间仍是河流的主要构成部分，是因为地下水向河流的排泄较事件前发生了明显改变 (Hill and Waddington, 1993; Hinton *et al.*, 1994; Brassard *et al.*, 2000). 在本研究中，事件前水流量的动态变化指示了地下水来源和排泄方式的改变，而其贡献比例的变化则是上述 3 种产流机制所占比重变化的结果，这也可由河水电导率的变化得到证明。

降雨—径流事件初期，河水电导率下降，指示了降雨的稀释作用 (Meriano *et al.*, 2011)，但事件 I 和 II 的河水电导率下降幅度差异显著，说明两者的产流机制有所不同。(1) 对于事件 I，因为之前相对干旱，山坡上的降雨主要用于填补包气带水分亏损，山坡地下径流对河水的贡献微不足道；而在河岸带，饱和区还未形成 (或面积较小)，降雨难以形成蓄满产流，大部分入渗补给了地下水，使河岸带地下水位抬升，向河道的排泄量缓慢增加 (Penna *et al.*, 2011). 因此，该时段河道径流主要由河岸地下水贡献，事件前水所占比例较高 (图 4)，故河水电导率下降幅度很小 (图 3)。(2) 与之不同，因之前发生过多次大型降雨，事件 II 发生时河岸带有较大面积的饱和区，降雨能迅速转化为蓄满产流 (Penna *et al.*, 2011)，在初期就对河道径流有一定贡献，且贡献比例上升迅速 (图 6)，导致河水电导率急剧下降 (图 5)。

第一次洪峰期间或其涨水段后期，河水的电导率增高。Waterloo *et al.* (2006) 和 Penna *et al.* (2016) 也曾观察到这种现象，认为它指示了山坡地下径流对河水的补给：随着山坡上的降雨入渗转化

为重力水,山坡地下径流开始形成,且因形成过程中混入了大量的前期储水(土壤水和地下水),所以前期具有较高的电导率(Waterloo *et al.*, 2006; Penna *et al.*, 2016).由于山坡的面积和接受的降雨量远大于河岸带,所以山坡地下径流对河道径流的补给量远大于此前的河岸地下水(Penna *et al.*, 2015),不仅导致事件前水的流量急剧增大,也导致河水电导率回升.在本研究的两次降雨—径流事件中,河水电导率的上升幅度和时段也存在差异.(1)对于事件 I,河水电导率在小幅下降后急剧升高,甚至超过事件前的水平,增高的时段在降雨后 3 h,一方面说明山坡上前期储存的土壤水和地下水滞留时间较长,水—岩作用程度较高,另一方面则说明山坡地下径流运移至河道的历时较长,这都与事件发生前相对干旱的条件有关.(2)对于事件 II,河水电导率增高相对于降雨开始仅滞后 1 h,说明山坡地下径流在降雨发生后不久即对河道形成补给,这与事件前发生过多次降雨导致山坡较湿润和地下水位较高有关.河水电导率的回升与洪峰同时发生(图 5),此时事件前水和事件水的流量也都达到最高(图 6),说明地下水—河水间的水力梯度在洪峰前后达到最大,山坡地下径流的形成范围甚至可能扩展到了分水岭(Penna *et al.*, 2015),但饱和区的面积也在此时达到最大,不仅覆盖了整个河岸带,甚至扩展到山坡下部(Penna *et al.*, 2016),导致蓄满产流量增至最高.正是因为高电导率地下水的贡献被低电导率蓄满产流的贡献抵消(Meriano *et al.*, 2011),所以事件 II 中河水电导率的增幅远小于事件 I.

当事件水的贡献比例达到最高时,河水电导率再次下降,指示了蓄满产流的稀释作用;此后,随着事件水贡献比例的降低,河水电导率回升.前人研究也曾观察到河水电导率值与事件水贡献比例间的这种负相关关系(Carey and Quinton, 2005; Meriano *et al.*, 2011; Mueller *et al.*, 2016; Penna *et al.*, 2016).在本研究的两次事件中,虽然河水电导率在中后期都经历了先降后升的过程,但其特征却存在一定差异.(1)对于事件 I,事件前水的贡献比例在第 1 次洪峰时降到最低,与之对应,河水电导率急剧下降;在第 2 次洪峰的退水阶段,河水电导率与事件前水贡献比例的变化也较为一致,即随着事件前水的逐渐排泄,地下水—河水间的水力梯度减小,地下径流的滞留时间增长(Dunn *et al.*, 2010; McGuire and McDonnell, 2010),水—岩作用充分,河水电导率呈上升趋势,观测结束时已接近降雨前的水平.然

而,在两次洪峰之间,事件前水的贡献比例持续增高,但河水的电导率却一直保持在较低的水平,在事件前水贡献比例的急剧上升阶段,河水电导率甚至仍在持续下降,说明期间降水虽然仍在持续,但饱和区面积减小,大部分降雨入渗补给给了地下水,使其遭受了一定程度的“冲洗”作用(Penna *et al.*, 2016).本次降雨具有总降雨量大、持续时间长和强度中等的特点,有利于降雨的入渗,是造成“冲洗”效应的主要原因(Hoeg *et al.*, 2000; Carey and Quinton, 2005; Mueller *et al.*, 2016; Penna *et al.*, 2016).(2)对于事件 II,事件水的贡献比例在退水阶段早期达到最高,河水的电导率对应形成一个低谷;此后,随事件前水贡献比例的增高,河水的电导率也增大,两者间基本同步,无明显滞后.从流量上看,事件前水在退水阶段早期急剧减小,然后就保持相对稳定($0.0034 \text{ m}^3/\text{s}$),而事件水的流量则一直在逐渐衰减.这说明随降雨减弱,山坡地下水因无法获得补给,其水位在退水阶段早期就急剧下降,导致事件前水的流量和贡献比例迅速衰减(McGuire and McDonnell, 2010; Penna *et al.*, 2015);与之不同,河岸带在整个退水阶段都处于饱和状态,导致河岸地下水的水位较高且稳定(Penna *et al.*, 2015),从而使得事件前水的流量在退水阶段中后期保持稳定;饱和区超蓄产流则因降雨停止,先是急剧降低,再缓慢衰减.由于该阶段的事件前水以河岸地下水为主,故对于事件前水贡献比例的变化,河水电导率的响应非常迅速,但因河岸地下水明显遭受过降雨的“冲洗”,故观测结束时事件前水的贡献比例已经回升到 91.23%,而河水的电导率却远未回升至事件前的水平.

4.2 降雨—径流过程的影响因素

两次事件间的对比表明,前期湿度条件对河道径流的时间来源有着显著影响.事件 I 发生之前较为干旱,河岸带内的饱和区接近消失,事件初期时蓄满产流较少,而山坡上的降雨也首先要填补包气带水分亏缺,无法对河流形成贡献(Penna *et al.*, 2011),这导致河道径流对降雨的响应滞后,且涨水阶段早期事件水的贡献比例很低.与之相反,事件 II 之前 7 d 内曾发生过 8 次降雨,降雨量累积达 57.4 mm,使得事件发生时河岸带分布着较大面积的饱和区,降雨能迅速转化为蓄满产流(Scanlon *et al.*, 2000; Penna *et al.*, 2011),所以事件前水在涨水阶段初期就对河道径流有贡献,且贡献比例快速上升;同样,受前期降雨入渗影响,山坡上不仅包气带水分含量高,地下水位也可能较高,所以山坡地下

水在事件一开始即对河道径流形成贡献 (McGuire and McDonnell, 2010; Penna *et al.*, 2015), 导致事件前水的流量在涨水初期就迅速增高, 几乎没有经历事件 I 中曾出现过的缓慢上升阶段。

事件前水总贡献比例的差异证明了上述影响: 在事件 II 期间, 事件前水对河水的总贡献比例明显低于事件 I, 说明事件前的降雨占用了流域内大部分的储水空间, 使其蓄水能力降低, 导致更多的降雨 (45.54%) 直接转化为径流。另一方面, 前期降雨造成的地下水位抬升和饱和区面积扩大还使流域的导水能力增强, 导致河道径流量和事件水流量都对降雨响应迅速。此外, 事件 II 中河水电导率的下降幅度要大于事件 I, 说明期间汇入河道的水在流域内的流动路径短, 水-岩(土)接触时间短, 化学反应不充分, 应该主要流经地表或土壤浅层 (Waterloo *et al.*, 2006; Frey *et al.*, 2007; Stotler *et al.*, 2009), 这也与前期降雨导致流域内地下水埋藏较浅有密切关系 (Penna *et al.*, 2016)。

据已有研究报道, 降雨强度也是影响山区河道径流时间来源的重要因素: 在高强度降雨事件期间, 河面直接降水和河岸带蓄满产流增多, 且蓄满产流以事件水为主, 有时还可能在山坡上形成超渗产流, 导致河道径流中事件水的比例增高 (Hill and Waddington, 1993; Buttle, 1994; Brown *et al.*, 1999; Shanley *et al.*, 2002; Segura *et al.*, 2012)。本研究所选的两次事件的降雨强度差异显著, 事件 II 最大雨强为事件 I 的 2.2 倍, 径流分割结果表明事件 II 期间事件水的总贡献比例 (45.54%) 高于事件 I (31.31%), 验证了事件水贡献比例随降雨强度增大而增高的推断, 但也表明两者间并不是简单的线性关系。

5 结论

基于河道径流量观测数据及雨水与河水的稳定同位素测定数据, 对黑河上游高寒山区红泥沟小流域 2013 年的两次典型降雨-径流事件进行了时间来源的分割; 结合河水电导率的观测结果, 进而分析了径流的形成过程, 得出如下主要结论:

(1) 河道径流主要由事件前水构成, 两次事件的事件前水贡献比例分别为 68.69% 和 54.46%。

(2) 事件水和事件前水对河道径流的贡献主要受饱和区蓄满产流、河岸带地下径流和山坡地下径流 3 种产流机制控制。事件水主要源于蓄满产流, 事

件前水主要源于河岸带和山坡地下径流。事件初期和末期以河岸带地下水补给为主, 涨水阶段和退水阶段转为以蓄满产流和山坡地下水补给为主, 洪峰期间蓄满产流的贡献达到最大。

(3) 降雨-径流形成过程受前期湿度条件和降雨强度的影响。前期越湿润, 则山坡土壤水分亏损越小、地下水水位越高、饱和区面积越大, 蓄满产流和山坡地下径流的贡献越大, 河道径流对降雨的响应越迅速; 降雨强度越大, 蓄满产流及其中事件水比例越高, 河道径流中事件水的比例也越高。

致谢: 感谢审稿专家及编辑部提出的宝贵建议; 感谢中科院黑河上游生态-水文试验研究站工作人员在野外工作中的帮助!

References

- Arnold, J.G., Allen, P.M., 1999. Automated Methods for Estimating Baseflow and Ground Water Recharge from Streamflow Records. *Journal of the American Water Resources Association*, 35 (2): 411 - 424. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03599.x>
- Boucher, J.L., Carey, S.K., 2010. Exploring Runoff Processes Using Chemical, Isotopic and Hydrometric Data in a Discontinuous Permafrost Catchment. *Hydrology Research*, 41 (6): 508 - 519. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.146>
- Boyer, E.W., Hornberger, G.M., Bencala, K.E., et al., 1997. Response Characteristics of DOC Flushing in an Alpine Catchment. *Hydrological Processes*, 11 (12): 1635 - 1647.
- Brassard, P., Waddington, J.M., Hill, A.R., et al., 2000. Modelling Groundwater-Surface Water Mixing in a Headwater Wetland: Implications for Hydrograph Separation. *Hydrological Processes*, 14 (15): 2697 - 2710. [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(20001030\)14:15<2697::aid-hyp 87>3.0.co;2-d](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001030)14:15<2697::aid-hyp 87>3.0.co;2-d)
- Brown, V.A., McDonnell, J.J., Burns, D.A., et al., 1999. The Role of Event Water, a Rapid Shallow Flow Component, and Catchment Size in Summer Stormflow. *Journal of Hydrology*, 217 (3/4): 171 - 190. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00247-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00247-9)
- Burns, D.A., Hooper, R.P., McDonnell, J.J., et al., 1998. Base Cation Concentrations in Subsurface Flow from a Forested Hillslope: The Role of Flushing Frequency. *Water Resources Research*, 34 (12): 3535 - 3544. <https://doi.org/10.1029/98wr02450>
- Buttle, J.M., 1994. Isotope Hydrograph Separations and Rapid Delivery of Pre-Event Water from Drainage Basins. *Progress in Physical Geography*, 18 (1): 16 - 41.

- <https://doi.org/10.1177/030913339401800102>
- Carey, S.K., Quinton, W.L., 2005. Evaluating Runoff Generation during Summer Using Hydrometric, Stable Isotope and Hydrochemical Methods in a Discontinuous Permafrost Alpine Catchment. *Hydrological Processes*, 19 (1): 95—114. <https://doi.org/10.1002/hyp.5764>
- Chang, Q. X., Sun, Z. Y., Ma, R., et al., 2016. A Review of Groundwater Flow and Its Interaction with Surface Water in Permafrost Region. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 36 (5): 87—94 (in Chinese with English abstract).
- Chen, H., Li, Z.Q., Wang, P. Y., et al., 2015a. Five Decades of Glacier Changes in the Huluhou Basin of Central Qilian Mountains, Northwest China. *Journal of Arid Land*, 7 (2): 159—165. <https://doi.org/10.1007/s40333-014-0011-y>
- Chen, R.S., Liu, J. F., Kang, E. S., et al., 2015b. Precipitation Measurement Intercomparison in the Qilian Mountains, North-Eastern Tibetan Plateau. *Cryosphere Discussions*, 9 (2): 2201—2230.
- Chen, R.S., Kang, E.S., Ji X.B., et al., 2007. Preliminary Study of the Hydrological Processes in the Alpine Meadow and Permafrost Regions at the Headwaters of Heihe River. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 29 (3): 387—396 (in Chinese with English abstract).
- Chen, R.S., Kang, E. S., Lu, S. H., et al., 2008. A Distributed Water-Heat Coupled Model for Mountainous Watershed of an Inland River Basin in Northwest China (II) Using Meteorological and Hydrological Data. *Environmental Geology*, 55 (1): 17—28. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0960-y>
- Chen, R.S., Kang, E.S., Ding, Y.J., 2014. Some Knowledge on and Parameters of China's Alpine Hydrology. *Advances in Water Science*, 25 (3): 307—317 (in Chinese with English abstract).
- Chen, R. S., Song, Y. X., Kang, E. S., et al., 2014b. A Cryosphere-Hydrology Observation System in a Small Alpine Watershed in the Qilian Mountains of China and Its Meteorological Gradient. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 46 (2): 505—523. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.2.505>
- Dahlke, H.E., Lyon, S. W., Jansson, P., et al., 2014. Isotopic Investigation of Runoff Generation in a Glacierized Catchment in Northern Sweden. *Hydrological Processes*, 28 (3): 1383—1398. <https://doi.org/10.1002/hyp.9668>
- Dunn, S.M., Birkel, C., Tetzlaff, D., et al., 2010. Transit Time Distributions of a Conceptual Model: Their Characteristics and Sensitivities. *Hydrological Processes*, 24 (12): 1719—1729. <https://doi.org/10.1002/hyp.7560>
- Frey, K. E., Siegel, D. I., Smith, L. C., 2007. Geochemistry of West Siberian Streams and Their Potential Response to Permafrost Degradation. *Water Resources Research*, 43 (3): W03406. <https://doi.org/10.1029/2006wr004902>
- Fritz, P., Clark, I., 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Gao, Y.H., Liu, W., Cheng, G.D., et al., 2007. Setup and Validation of the Soil Texture Type Distribution Data in the Heihe River Basin. *Plateau Meteorology*, 26 (5): 967—974 (in Chinese with English abstract).
- Hill, A.R., Waddington, J.M., 1993. Analysis of Storm Runoff Sources Using O-18 in a Headwater Swamp. *Hydrological Processes*, 7 (3): 305—316. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360070308>
- Hinton, M. J., Schiff, S. L., English, M. C., 1994. Examining the Contributions of Glacial Till Water to Storm Runoff Using 2-Component and 3-Component Hydrograph Separations. *Water Resources Research*, 30 (4): 983—993. <https://doi.org/10.1029/93wr03246>
- Hoeg, S., Uhlenbrook, S., Leibundgut, C., 2000. Hydrograph Separation in a Mountainous Catchment—Combining Hydrochemical and Isotopic Tracers. *Hydrological Processes*, 14 (7): 1199—1216. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1099-1085\(200005\)14:7<1199::aid-hyp35>3.0.co;2-k](https://doi.org/10.1002/(sici)1099-1085(200005)14:7<1199::aid-hyp35>3.0.co;2-k)
- Kendall, C., Doctor, D. H., Young, M.B., 2014. Environmental Isotope Applications in Hydrologic Studies. *Treatise on Geochemistry*, 5 (March): 273—327.
- Klaus, J., McDonnell, J. J., 2013. Hydrograph Separation Using Stable Isotopes: Review and Evaluation. *Journal of Hydrology*, 505: 47—64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>
- Li, H., Liang, X., Liu, Y.F., et al., 2017. Application of Hydrogen and Oxygen Stable Isotopes for Determining Water Sources Used by Cotton in Xinjiang Arid Region. *Earth Science*, 42 (5): 843—852 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y.G., 2013. Using Hydrochemical and Isotope Tracers Analyzing to Delineate Hydrologic Process in Cold Alpine Watershed in Rainy Season (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Liu, Z.W., Chen, R.S., Song, Y.X., et al., 2014. Water Holding Capacity of Mosses under Alpine Shrubs in Qilian Mountains. *Arid Land Geography*, 37 (4): 696—703 (in Chinese with English abstract).
- McGuire, K.J., McDonnell, J.J., 2006. A Review and Evaluation of Catchment Transit Time Modeling. *Journal of Hydrology*, 330 (3—4): 543—563. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.011>

1016/j.jhydrol.2006.04.020

- McGuire, K. J., McDonnell, J. J., 2010. Hydrological Connectivity of Hillslopes and Streams; Characteristic Time Scales and Nonlinearities. *Water Resources Research*, 46 (10): W10543. <https://doi.org/10.1029/2010wr009341>
- Meriano, M., Howard, K. W. F., Eyles, N., 2011. The Role of Mid-summer Urban Aquifer Recharge in Stormflow Generation Using Isotopic and Chemical Hydrograph Separation Techniques. *Journal of Hydrology*, 396 (1–2): 82–93. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.041>
- Mueller, M. H., Alaoui, A., Alewell, C., 2016. Water and Solute Dynamics during Rainfall Events in Headwater Catchments in the Central Swiss Alps under the Influence of Green Alder Shrubs and Wetland Soils. *Ecohydrology*, 9 (6): 950–963. <https://doi.org/10.1002/eco.1692>
- Ogunkoya, O. O., Jenkins, A., 1993. Analysis of Storm Hydrograph and Flow Pathways Using a Three-Component Hydrograph Separation Model. *Journal of Hydrology*, 142 (1–4): 71–88. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90005-t](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90005-t)
- Penna, D., Tromp-van Meerveld, H. J., Gobbi, A., et al., 2011. The Influence of Soil Moisture on Threshold Runoff Generation Processes in an Alpine Headwater Catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15 (3): 689–702. <https://doi.org/10.5194/hess-15-689-2011>
- Penna, D., Mantese, N., Hopp, L., et al., 2015. Spatio-Temporal Variability of Piezometric Response on Two Steep Alpine Hillslopes. *Hydrological Processes*, 29 (2): 198–211. <https://doi.org/10.1002/hyp.10140>
- Penna, D., van Meerveld, H. J., Zuecco, G., et al., 2016. Hydrological Response of an Alpine Catchment to Rainfall and Snowmelt Events. *Journal of Hydrology*, 537: 382–397. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.040>
- Scanlon, T. M., Raffensperger, J. P., Hornberger, G. M., et al., 2000. Shallow Subsurface Storm Flow in a Forested Headwater Catchment; Observations and Modeling Using a Modified TOPMODEL. *Water Resources Research*, 36 (9): 2575–2586. <https://doi.org/10.1029/2000wr900125>
- Segura, C., James, A. L., Lazzati, D., et al., 2012. Scaling Relationships for Event Water Contributions and Transit Times in Small-Forested Catchments in Eastern Quebec. *Water Resources Research*, 48 (7): W07502. <https://doi.org/10.1029/2012wr011890>
- Shanley, J. B., Kendall, C., Smith, T. E., et al., 2002. Controls on Old and New Water Contributions to Stream Flow at Some Nested Catchments in Vermont, USA. *Hydrological Processes*, 16 (3): 589–609. <https://doi.org/10.1002/hyp.312>
- Sklash, M. G., Farvolden, R. N., 1982. The Use of Environmental Isotopes in the Study of High-Runoff Episodes in Streams. *Isotope Studies of Hydrologic Processes*: 65–73.
- Stotler, R. L., Frappe, S. K., Ruskeeniemi, T., et al., 2009. Hydrogeochemistry of Groundwaters in and below the Base of Thick Permafrost at Lupin, Nunavut, Canada. *Journal of Hydrology*, 373 (1/2): 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.013>
- Waterloo, M. J., Oliveira, S. M., Drucker, D. P., et al., 2006. Export of Organic Carbon in Run-off from an Amazonian Rainforest Blackwater Catchment. *Hydrological Processes*, 20 (12): 2581–2597. <https://doi.org/10.1002/hyp.6217>
- Xu, L. L., Liu, J. L., Jin, C. J., et al., 2011. Baseflow Separation Methods in Hydrological Process Research: A Review. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 22 (11): 3073–3080 (in Chinese with English abstract).
- Yang, K. H., Yu, X. G., Chu, F. Y., et al., 2016. Environmental Changes in Methane Seeps Recorded by Carbon and Oxygen Isotopes in the Northern South China Sea. *Earth Science*, 41 (7): 1206–1215 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 常启昕, 孙自永, 马瑞, 等, 2016. 冻土区地下水流过程及其与地表水转化关系研究进展. *水利水电科技进展*, 36 (5): 87–94.
- 陈仁升, 康尔泗, 吉喜斌, 等, 2007. 黑河源区高山草甸的冻土及水文过程初步研究. *冰川冻土*, 29 (3): 387–396.
- 陈仁升, 康尔泗, 丁永建, 2014. 中国高寒区水文学中的一些认识和参数. *水科学进展*, 25 (3): 307–317.
- 高艳红, 刘伟, 程国栋, 等, 2007. 黑河流域土壤质地分类数据建立及其模拟效果检验. *高原气象*, 26 (5): 967–974.
- 李惠, 梁杏, 刘延峰, 等, 2017. 基于氢氧稳定同位素识别干旱区棉花水分利用来源. *地球科学*, 42 (5): 843–852.
- 刘彦广, 2013. 基于水化学和同位素的高寒山区雨季径流过程示踪 (博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.
- 刘章文, 陈仁升, 宋耀选, 等, 2014. 祁连山高寒灌丛苔藓持水性能. *干旱区地理*, 37 (4): 696–703.
- 徐磊磊, 刘敬林, 金昌杰, 等, 2011. 水文过程的基流分割方法研究进展. *应用生态学报*, 22 (11): 3073–3080.
- 杨克红, 于晓果, 初凤友, 等, 2016. 南海北部甲烷渗漏系统环境变化的碳、氧同位素记录. *地球科学*, 41 (7): 1206–1215.