

DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2019.03.04

南方小型岩溶流域与非岩溶流域的 释水过程及径流组分差异

王泽君¹, 周宏¹, 罗明明^{2,3}, 郭绪磊¹, 蔡志强²

(1. 中国地质大学(武汉)地质调查研究院, 湖北 武汉 430074; 2. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北 武汉 430074; 3. 自然资源部岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘要: 我国南方岩溶流域和非岩溶流域下垫面条件和含水介质结构的差异造成了不同的产汇流过程及机制, 进而导致不同释水时段径流组分的开发利用价值不同。为深入理解岩溶流域的产汇流机制并探索岩溶流域的水资源评价方法, 文章对鄂西庙沟岩溶流域和高家坪非岩溶流域共31次洪水过程进行了流量衰减分析, 对比分析了两个流域的标准衰减方程、典型次降雨的释水过程以及不同洪峰流量下的径流组分差异。结果表明: 岩溶流域的释水过程快于非岩溶流域, 其衰减系数比非岩溶流域大40%; 两个流域的河流基流均来自裂隙介质释水, 裂隙介质为流域的主要储水空间, 但非岩溶流域的裂隙介质比例比岩溶流域高8.8%; 随洪峰流量增加, 两个流域的地表径流占比均呈对数形式增大, 地下径流占比均呈对数形式减小; 岩溶流域径流组分随洪峰流量变化比非岩溶流域更为敏感, 其地表径流占比变幅为4%~40%, 而非岩溶流域则始终小于10%。文章定量评价了管道和裂隙介质在流域中的导水及储水功能, 在进一步刻画岩溶流域产汇流过程及机制方面进行了有益的探索, 研究结果可为岩溶山区水资源评价和流域水文模型的改进提供科学依据。

关键词: 岩溶流域; 非岩溶流域; 流量衰减; 释水过程; 径流组分

中图分类号: P641.134

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2019)03-0027-06

Variations in discharge processes and runoff components between small karst watersheds and non-karst watersheds in Southern China

WANG Zejun¹, ZHOU Hong¹, LUO Mingming^{2,3}, GUO Xulei¹, CAI Zhiqiang²

(1. Geological Survey of China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China;
2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China;
3. Karst Dynamics Laboratory, MNR, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: The differences in the underlying surface conditions and the structure of aquifers in karst watersheds and non-karst watersheds in southern China lead to different runoff generation, which results in different development and utilization values of runoff components in different water discharge processes. In order to understand the runoff generation of karst watersheds and explore the water resources evaluation methods in karst watersheds, 31 flooding events in the Miaogou karst watershed and the Gaojiaping non-karst watershed in western Hubei Province were analyzed to propose two standard recession equations. This paper compares the standard attenuation equations of two watersheds, the discharge process of typical rainfalls, and the differences in runoff components under different flood peak flows. The results show that the water discharge process in the karst watershed is faster than that in the non-karst watershed, and its attenuation coefficient is 40% larger than

收稿日期: 2018-09-15; 修订日期: 2018-11-17

基金项目: 国家重点研发计划课题(2017YFC0406105); 中国地质调查局地质调查项目(12120113103800; DD20160304); 湖北省自然科学基金项目(2018CFB170); 国家自然科学基金项目(41807199); 自然资源部岩溶动力学重点实验室开放基金(KDL201702); 中央高校基本科研业务费专项资金项目(CUG170670)

第一作者: 王泽君(1996-), 男, 硕士研究生, 主要从事岩溶水文地质方面的研究。E-mail: wangzejun@cug.edu.cn

通讯作者: 周宏(1962-), 男, 副教授, 主要从事水文地质环境地质方面的教学与科研工作。E-mail: zhouhong@cug.edu.cn

that of the non-karst watershed. The base flow in the two watersheds is derived from the fissure medium that is the main groundwater storage space, but the proportion of the space occupied by the fracture media in the non-karst watershed is 8.8% greater than that of the karst watershed. With the increasing flood peaks, the proportions of surface runoff increase logarithmically, while the proportion of subsurface runoff decreases logarithmically. The runoff component of the karst watershed is more sensitive to the peak flow than that of the non-karst watershed, and its surface runoff ratio ranges from 4% to 40%, while the non-karst basin is always less than 10%. This paper quantitatively evaluates the water-conducting and water-storing functions of pipelines and fractured media in the watersheds, and the research results are beneficial for explorations in further describing runoff generation in karst watersheds. The results can provide a basis for water resources evaluation and improvement of hydrological models in karst mountainous areas.

Keywords: karst watershed; non-karst watershed; flow recession; discharges process; runoff component

我国南方碳酸盐岩和非碳酸盐岩一般交错分布,各个流域的下垫面条件和含水介质结构差异较大,导致岩溶流域和非岩溶流域呈现出不同的产汇流过程。而在单个流域内的整个水文过程中,不同时段、不同性质的径流组分作为可有效利用资源的属性也有所差异。故从深入理解岩溶流域的产汇流机制以及合理开发利用水资源的角度出发,岩溶流域和非岩溶流域的释水过程和径流组分的对比研究是值得持续探索的问题。

在以往的研究中,学者们常利用水文模型研究流域的水循环规律。Boussinesq^[1-2]基于一维简单含水层模型的释水过程得到了泉流量的指数和非指数衰减方程;Shevenell等^[3]利用指数衰减分析成功解释了岩溶含水层中的钻孔水位曲线;Baedke等^[4]通过指数衰减分析获得了与实测值近似的岩溶含水层导水系数与给水度的比值;Mendoza等^[5]利用非指数衰减分析获得了与区域实测值接近的非岩溶流域各项水文地质参数;Malvicini等^[6]利用非指数衰减分析对非岩溶泉进行了评价。在国内,黄敬熙^[7]通过指数衰减方程对洛塔岩溶盆地的水资源进行了评价;缪钟灵等^[8]对指数衰减方程在地下水中的应用进行了总结;劳文科等^[9]通过指数衰减分析对石期河的径流组分进行了分析;尹德超等^[10]对鄂西地下河的径流组分进行了评价计算。然而,前人的研究在揭示下垫面条件和含水介质结构对产汇流过程的影响机制方面仍有所欠缺,尤其在岩溶流域和非岩溶流域定量化对比研究方面极少涉及。本文通过流量衰减分析,定量分析探讨了岩溶流域和非岩溶流域的释水过程及径流组分的差异,力求为岩溶山区水资源评价工作提供科学参考。

1 研究区概况

本文研究的小型流域为湖北省兴山县境内的庙沟岩溶流域和高家坪非岩溶流域。两个小流域属于香溪

河一级支流高岚河流域的子流域,属亚热带季风性湿润气候,多年平均年降水量为 1 100 mm,降水充沛,降水主要集中在 5—9 月。庙沟流域面积 61.2 km²,其中 80% 以上为寒武系(ε)、奥陶系(O)以及二叠系(P)的灰岩和白云岩,为一小型岩溶流域。庙沟流域东北部为台塬型溶丘洼地地貌,地表及地下岩溶发育,岩溶洼地、溶沟、溶槽、落水洞、岩溶洞穴、地下暗河等岩溶形态齐全,庙沟左岸出露有白龙泉和黑龙泉两个岩溶泉,岩溶洼地面积约 28.2 km²,占流域总面积的 46%;流域中部及西南部为溶蚀侵蚀中山—中高山山地地貌,岩溶发育程度相对较弱,地形坡度较大。高家坪流域面积 67.4 km²,出露地层为太古界(Pt)岩浆岩及变质岩,岩性以花岗岩和片麻岩为主,为一小型非岩溶流域(图 1)。两个小流域出口均建有水文站,使用超声波水位计对其水位和流量进行了实时监测。

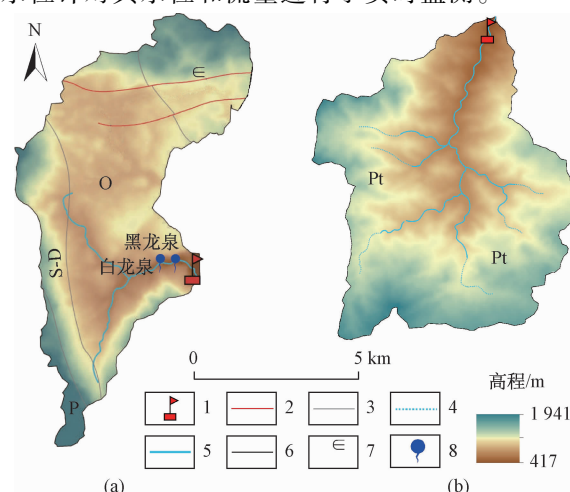


图 1 庙沟流域(a)和高家坪流域(b)略图

Fig. 1 Sketch map of the Miaogou (a) and Gaojiaping (b) watersheds

1—监测站;2—断层;3—地质界;4—季节性河流;常年河流;
6—流域边界;7—地层代号;8—岩溶大泉

2 研究方法

据前人研究^[7-10],仅由大气降水补给而无其他补给的相对独立含水系统,在无降水条件下,地下水排泄仅消耗系统内原有的储水量,其流量衰减可用指数方程描述。对于仅由大气降水补给而无其他补给的独立小型流域,总排泄口在峰值后的流量衰减是坡面产流和流域内不同等级规模空隙释水的综合反映^[7]。根据各径流组分衰减速率的差异,可将整个衰减过程划分为若干个衰减期,从而对释水过程进行研究,其衰减方程为:

$$Q_t = \begin{cases} Q_1 \cdot e^{-\alpha_1 t} & (0, t_1] \\ Q_2 \cdot e^{-\alpha_2 t} & (t_1, t_2] \\ Q_3 \cdot e^{-\alpha_3 t} & (t_2, t_3] \\ \dots\dots \end{cases}$$

式中: Q_t ——衰减开始后 t 时刻流量;

Q_i ——第 i 个衰减期初始时刻的流量;

α_i ——第 i 个衰减期的衰减系数;

t_i ——第 i 个衰减期的结束时间。

根据各衰减周期的衰减系数和衰减时间,各径流组分的储水量为:

$$V_i = \begin{cases} V_1 = \int_0^{t_1} (Q_1 \cdot e^{-\alpha_1 t} - Q_2 \cdot e^{-\alpha_2 t}) dt \\ V_2 = \int_0^{t_2} (Q_2 \cdot e^{-\alpha_2 t} - Q_3 \cdot e^{-\alpha_3 t}) dt \\ V_3 = \int_0^{\infty} (Q_3 \cdot e^{-\alpha_3 t}) dt \\ V_0 = \sum_{i=1}^3 V_i \end{cases}$$

每个径流组分的储水量($V_i, i=1, 2, 3$)占总储水量的比例为:

$$K_i = V_i / V_0$$

现已有2013—2017年庙沟岩溶流域和高家坪非岩溶流域总排泄口逐时流量监测资料,在此基础上进行小型流域的释水过程和径流组分分析。

3 释水过程及径流组分差异

3.1 释水过程差异

选取庙沟岩溶流域2013年8月—2016年11月期间的15次不同降雨量下的降水事件、高家坪非岩溶流域2014年8月—2016年11月期间的16次不同降雨量下的降水事件,进行河流的洪峰流量衰减过程分析,统计结果见表1。以流域各衰减阶段参数的平均值建

立标准衰减曲线,见图2。

标准衰减曲线均表现为4个衰减周期(图2),表明2个流域均可划分出4种径流组分。结合野外调查和前人研究^[7-10],庙沟岩溶流域的四种径流组分为:坡面流、溶洞水、岩溶裂隙水和微裂隙水;高家坪非岩溶流域的四种径流组分为:坡面流、宽大裂隙水、中等裂隙水和微裂隙水。此外,两流域各衰减周期的衰减时间越来越长,衰减系数越来越小,说明岩溶流域和非岩溶区流域在降雨事件的退水过程中总趋势一致,均表现为先快速衰减,后稳定释水。这是由于在释水前期,坡面流和溶洞水能够快速汇集达到流域出口,而后各个级次的裂隙作为主要的储水空间进行释水,裂隙起到了良好的调蓄作用,因此释水过程相对稳定和缓慢^[11]。

前人在提出和应用衰减方程时,已经明确了衰减系数能反映含水介质的特征,一定程度上能反映介质的给水能力^[1,12-13]。庙沟岩溶流域各阶段的衰减系数均大于高家坪非岩溶流域,其衰减系数整体比非岩溶流域大40%,即庙沟岩溶流域介质的给水能力大于高家坪非岩溶流域,岩溶流域的释水要快于非岩溶流域。这和不同流域的介质类型直接相关,岩溶流域中规模较大的管道、溶蚀缝隙所占比例高于非岩溶流域,导致其释水快于非岩溶流域。

从各阶段的衰减时间看,除第一衰减阶段外,高家坪非岩溶流域各阶段的衰减时间均大于庙沟岩溶流域的衰减时间。在第一衰减阶段,两流域主要径流组分为坡面流,岩石空隙规模大、形式多样的岩溶流域对降水资源的调蓄要优于岩石空隙规模小、形式单一的非岩溶流域,从而导致这一阶段岩溶流域的衰减时间比非岩溶流域更长。另一方面,流域的坡度、地表入渗能力、植被等下垫面条件也影响了坡面流的产生。在后3个衰减阶段,河流的流量主要来源于降雨补给的地下水,非岩溶流域的衰减时间均大于岩溶流域。这是由于在非岩溶流域内,含水介质空隙形式较为单一,主要以裂隙为主,地下水释水较为稳定,释水速度相对较慢;而在岩溶流域内,岩溶发育导致含水介质空隙形式多样,空隙空间较大,给水能力较强,释水更加迅速。

3.2 小型流域的径流组分差异

研究区内两个流域的退水过程均呈分段衰减,可以通过衰减方程估算各径流组分的资源量及所占比例^[7-10]。通过选择两个流域洪峰流量相近、衰减总时间相近且衰减周期完整的2次水文事件,对2个流域的径流组分进行对比。

表 1 小型流域洪峰流量衰减过程统计结果

Table 1 Results of recession analyses in the small watersheds

峰值时间	降雨总量/ mm	降雨历时/ h	峰值流量 $Q/(m^3 \cdot s^{-1})$	衰减期 I		衰减期 II		衰减期 III		衰减期 IV	
				α	T/h	α	T/h	α	T/h	α	T/h
庙沟岩溶流域											
2013-08-30	8.1	11	2.71	0.0760	26	0.0133	91	0.0036	≥ 216	0.0006	> 132
2014-04-21	25.0	25	9.71	0.0760	31	0.0113	95	0.0044	196		
2014-07-12	55.9	29	19.86	0.1008	36	0.0149	86	0.0053	> 150		
2014-07-23	3.8	11	1.28	0.0972	19	0.0104	100	0.0043	> 162		
2014-08-12	66.5	54	12.65	0.0748	36	0.0154	94	0.0050	> 127		
2014-09-02	169.7	66	51.75	0.0535	53	0.0219	75	0.0041	195	0.0005	> 67
2014-10-26	44.4	24	18.08	0.0775	36	0.0131	97	0.0038	> 122		
2015-04-17	7.5	10	3.35	0.0401	36	0.0085	88	0.0045	> 136		
2015-05-13	13.1	14	9.31	0.0751	26	0.0162	90	0.0020	> 70		
2015-06-29	56.6	31	14.93	0.0709	25	0.0094	109	0.0051	> 150		
2015-07-20	16.6	16	12.43	0.0537	47	0.0074	115	0.0026	260	0.0008	> 220
2015-09-22	33.9	31	9.51	0.0839	35	0.0107	81	0.0021	279	0.0009	> 352
2016-04-15	31.0	38	7.25	0.0481	47	0.0059	120	0.0032	197	0.0006	> 104
2016-06-01	88.0	97	7.98	0.0539	28	0.0106	97	0.0047	172	0.0009	> 128
2016-11-05	48.4	64	2.64	0.0434	30	0.0126	60	0.0033	212	0.0004	≥ 1858
平均值				0.0683	34	0.0121	93	0.0039	216	0.0007	
高家坪非岩溶流域											
2014-08-12	70.6	43	11.21	0.0444	27	0.0095	93	0.0065	≥ 128	0.0002	> 185
2014-09-02	166.1	47	41.39	0.0615	32	0.0150	70	0.0050	> 84		
2014-09-18	25.0	28	4.89	0.0195	27	0.0094	98	0.0024	> 87		
2014-09-28	15.1	20	2.37	0.0213	22	0.0044	119	0.0012	194		
2014-10-28	57.3	38	7.27	0.0537	24	0.0075	74	0.0013	220		
2014-11-29	15.2	20	1.79	0.0129	33	0.0030	109	0.0010	271	0.0002	≥ 1545
2015-02-27	18.6	26	1.57	0.0072	47	0.0032	104	0.0014	210	0.0005	> 67
2015-03-17	44.8	29	9.10	0.0630	22	0.0100	110	0.0025	≥ 219	0.0006	> 294
2015-04-05	43.3	23	15.33	0.0496	29	0.0108	108	0.0040	≥ 125		
2015-05-01	30.5	16	16.83	0.0373	33	0.0060	98	0.0024	≥ 91		
2015-05-11	29.2	19	7.51	0.0370	37	0.0037	96	0.0011	≥ 263		
2015-06-17	15.7	16	11.53	0.0536	28	0.0057	98	0.0019	> 120		
2015-06-30	86.6	32	37.18	0.0604	35	0.0059	89	0.0030	≥ 194	0.0002	≥ 1729
2015-11-24	34.0	31	2.75	0.0270	24	0.0052	86	0.0007	285		
2016-06-02	/	/	36.16	0.0603	30	0.0143	75	0.0038	208		
2016-11-07	/	/	4.13	0.0316	32	0.0061	96	0.0021	254		
平均值				0.0401	30	0.0075	95	0.0025	235		

注:部分降雨时间受后一次降雨的影响,衰减周期不完整,“/”表示降雨数据缺失。

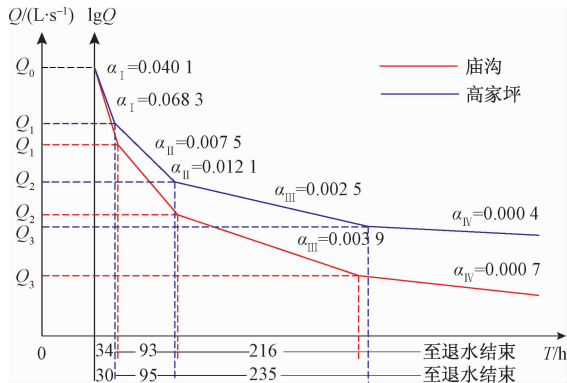


图 2 典型小流域标准衰减曲线

Fig. 2 Standard recession curves of the typical small watersheds

庙沟岩溶流域 2016 年 11 月上旬的降雨对流域进行了有效补给,且在之后的 90 天内无有效降雨(即表 1 中庙沟 2016 年 11 月 5 日洪峰);高家坪非岩溶流域 2015 年 11 月下旬的降雨对流域进行了有效补给,且在之后的 88 天内无有效降雨(即表 1 中高家坪 2015 年 11 月 24 日洪峰);对两个不同流域的两次降雨事件进行衰减分析并进行径流组分估算(表 2)。

根据衰减分析,两个流域的 4 种径流组分中,衰减级次越低、规模越小的空隙对径流量的贡献越大,说明其在介质中所占的空间比例越高。

表 2 典型流量衰减过程的径流组分对比

Table 2 Comparison of variations in runoff components of the typical flow recessions												
庙沟 径流组分	洪峰流量组分		衰减周期		I		II		III		IV	
	流量 $Q/$ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	占比 $K/\%$	总水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$
坡面流	1.97	74.77	5.08	3.78	5.08	37.31						
溶洞水	0.35	13.09	7.23	5.38	4.49	32.98	2.74	28.85				
岩溶裂隙水	0.20	7.48	12.33	9.17	2.53	18.54	3.86	40.66	5.94	38.03		
微裂隙水	0.12	4.66	109.73	81.66	1.52	11.17	2.89	30.48	9.68	61.97	95.63	100.00
总和	2.64	100.00	134.37	100.00	13.63	100.00	9.49	100.00	15.62	100.00	95.63	100.00

高家坪 径流组分	洪峰流量组分		衰减周期		I		II		III		IV	
	流量 $Q/$ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	占比 $K/\%$	总水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$	水量 $V/$ (10^4 m^3)	占比 $K/\%$
坡面流	1.49	54.25	4.98	0.38	4.98	27.77						
宽大裂隙水	0.29	10.40	11.99	0.91	4.82	26.91	7.17	20.38				
中等裂隙水	0.26	9.46	17.29	1.31	1.73	9.65	5.35	15.20	10.21	12.36		
微裂隙水	0.71	25.89	1282.13	97.40	6.40	35.68	22.67	64.41	72.39	87.64	1180.69	100.00
总和	2.75	100.00	1316.39	100.00	17.92	100.00	35.19	100.00	82.59	100.00	1180.69	100.00

在庙沟岩溶流域的衰减过程中,岩溶裂隙水和微裂隙水对径流量的贡献达 90% 以上,岩溶流域的河流基流主要来源于级次较低的裂隙释水;因此,若疏干整个庙沟岩溶流域,裂隙介质所占的空间比例最大,而管道和溶洞所占的空间比例很小。在高家坪非岩溶流域的衰减过程中,微裂隙水对径流量的贡献达 97% 以上,说明河流基流主要来源于微裂隙释水。

高家坪流域的微裂隙水占比大于庙沟流域(97.4% > 81.66%),说明高家坪非岩溶流域微裂隙介质所占的空间比例高于庙沟岩溶流域,且非岩溶流域介质的空隙主要以微小裂隙为主;而岩溶流域介质的空隙则更为多样化,管道、溶隙等规模较大的空隙所占比例更高,对径流量也有一定贡献。总体来说,小型岩溶流域和非岩溶流域的河流基流来自于流域裂隙介

质释水,裂隙介质为流域的主要储水空间,但高家坪非岩溶流域裂隙介质所占的空间比例比庙沟岩溶流域高 8.8%。

在洪峰状态下,庙沟岩溶流域坡面流和溶洞水占洪峰流量的 87.86%,说明坡面流和管道流是岩溶流域洪峰流量的主要组成部分,虽然管道和溶洞在介质中所占空间比例不大,但其在流量传输上发挥了巨大作用;而高家坪非岩溶流域的洪峰流量则主要以坡面流为主,这是由于含水介质不发育大型管道和宽大裂隙导致的。

3.3 洪峰流量和径流组分的关系

以两个流域共 31 次衰减分析为基础(表 1),对庙沟岩溶流域和高家坪非岩溶流域分别选取 6 次不同洪峰流量的衰减过程进行径流组分的分析,统计结果见表 3。

表 3 不同洪峰流量下的径流组分统计结果

Table 3 Results of runoff components under different flood peaks											
庙沟流域 峰值时间	洪峰流量 $Q/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	径流组分占比 $K/\%$				高家坪流域 峰值时间	洪峰流量 $Q/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	径流组分占比 $K/\%$			
		坡面流	溶洞水	岩溶裂隙水	微裂隙水			坡面流	宽大裂隙水	中等裂隙水	微裂隙水
2016-11-5	2.64	3.78	5.38	9.17	81.66	2014-11-29	1.79	0.33	0.01	3.50	96.16
2015-09-22	9.51	33.06	9.86	9.17	47.91	2014-09-28	2.37	0.23	1.30	2.13	96.34
2014-04-21	9.71	25.56	8.56	12.35	53.53	2015-11-24	2.75	0.38	0.91	1.31	97.40
2015-7-20	12.43	26.47	8.32	12.25	52.96	2014-10-28	7.27	2.74	3.23	2.74	91.28
2014-10-26	18.08	30.17	11.73	13.39	44.71	2015-05-01	16.83	4.50	2.96	7.64	84.91
2014-09-02	51.75	39.96	18.85	5.25	35.94	2016-06-02	36.16	8.05	6.67	9.19	76.09

注:自上而下洪峰流量依次增加。

从统计结果可以看出,两个流域径流组分的占比随洪峰流量的增大而有所变化,且均表现为地表径流占比随着洪峰流量增大而增大,地下径流占比随着洪峰流量增大而减小。对地表径流、地下径流占比与洪

峰流量的关系进行讨论(图 3)。

庙沟岩溶流域和高家坪非岩溶流域的地表径流占比均表现为随洪峰流量增高而增大,地下径流占比均表现为随洪峰流量增高而减小(图 3);分别尝试使用

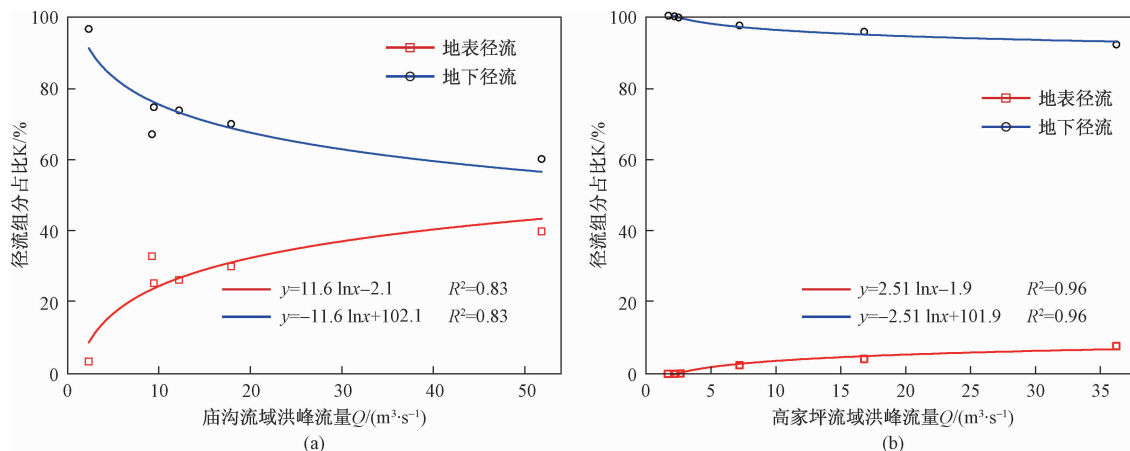


图3 洪峰流量与地表径流、地下径流组分的关系

Fig. 3 Relationship between runoff components and flood peaks

线性拟合、多项式拟合和对数函数拟合后发现,对数函数的拟合效果最佳。

随洪峰流量增加,庙沟岩溶流域的地表径流占比变幅为4%~40%,而高家坪非岩溶流域则始终小于10%。这是由于庙沟岩溶流域基岩裸露面积较大,土壤层较薄,导致其产流较快;庙沟流域地形切割强烈,其坡度整体大于高家坪流域,也加快了其坡面流的径流速度;庙沟流域植被覆盖较高家坪流域更为稀疏,导致其产流更快。这几方面的原因均会导致地表径流对径流量的贡献比例增加。

根据拟合方程, $\ln x$ 前的系数表现为岩溶流域大于非岩溶流域,表明岩溶流域径流组分随洪峰流量的变化要比非岩溶流域更为剧烈,图3的趋势线也验证了这一结论。这主要是由介质特点决定的,岩溶流域的介质空隙形式多样、规模不一,存在管道流和溶洞裂隙水,这一径流组分受降雨强度(洪峰流量)影响较大,从而导致岩溶流域径流组分对洪峰流量的响应更为敏感;而非岩溶流域的介质空隙主要以微小裂隙为主,不存在大型储水通道,故径流组分受洪峰流量影响较小。

4 结论

(1) 小型岩溶流域和非岩溶流域的衰减过程均可以划分为4个衰减周期;庙沟岩溶流域的释水过程要快于高家坪非岩溶流域,其衰减系数比非岩溶流域大40%,这是由于岩溶流域中规模较大的管道、溶隙所占比例高于非岩溶流域造成的。

(2) 小型岩溶流域和非岩溶流域的河流基流均来自于流域裂隙介质释水,裂隙介质为流域的主要储水空间,但高家坪非岩溶流域裂隙介质比例比庙沟岩溶流域

高8.8%;岩溶流域内,管道和溶洞在流域中所占空间比例不大,但其在洪峰流量传输上发挥着巨大作用。

(3) 小型岩溶流域和非岩溶流域的地表径流占比均表现为随洪峰流量增高而呈对数形式增大,地下径流占比均表现为随洪峰流量增高而呈对数形式减小;岩溶流域径流组分随洪峰流量的变化要比非岩溶流域更为剧烈;随洪峰流量增加,庙沟岩溶流域的地表径流占比变幅为4%~40%,而高家坪非岩溶流域则始终小于10%。

参考文献:

- [1] Boussinesq J. Essai sur la theorie des eaux courantes de trrissement du debit [M]. Paris: Imprimerie Nationale, 1877: 252-260.
- [2] Boussinesq J. Sur un mode simple decoulement des nappes deau dinfiltraton a lit horizontal, avec rebord vertical tout autour lorsqu'une partie de ce rebord est enlevee depuis la suirace jusquau fond [J]. CR Acad Sci, 1903, 137(5): 11.
- [3] Shevenell L. Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: Estimates of specific yields and continuum transmissivities [J]. Journal of Hydrology, 1996, 174 (3/4): 331-355.
- [4] Baedke S J, Krothe N C. Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis [J]. Water Resources Research, 2001, 37(1): 13-19.
- [5] Mendoza G F, Steenhuis T S, Walter M T, et al. Estimating basinwide hydraulic parameters of semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis [J]. Journal of Hydrology, 2003, 279(1/4): 57-69.

(下转第39页)

- for the Gansu segment in Bailongjiang River basin based on combination weighting method [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(5): 1227 – 1236. (in Chinese)]
- [14] 韩金华. 基于 GIS 的白龙江流域泥石流危险性评价研究[D]. 兰州:兰州大学, 2010. [HAN J H. Study on GIS-based risk assessment on debris flows of Bailong Basin [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2010. (in Chinese)]
- [15] 赵艳萍. 白龙江流域泥石流分布规律及其影响因素研究[D]. 兰州:兰州大学, 2013. [ZHAO Y P. Study on the regularity of debris flow distribution and influence factors in Bailong River Basin. [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2013. (in Chinese)]
- [16] 胡向德, 黎志恒, 魏洁, 等. 舟曲县三眼峪沟特大型泥石流的形成和运动特征 [J]. *水文地质工程地质*, 2011, 38(4): 82 – 87. [HU X D, LI Z H, WEI J, *et al.* Formation and kinematic characteristics of the debris flow disaster at the Sanyanyu gully, Zhouqu County of Gansu Province [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2011, 38(4): 82 – 87. (in Chinese)]
- [17] 中华人民共和国国土资源部. 泥石流灾害防治工程勘察规范: DZ/T 0220—2006 [S]. 北京: 中华人民共和国国土资源部, 2006. [Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China. Code for Investigation of Mitigation and Prevention Engineering of Debris Flow: DZ/T0220—2006 [S]. Beijing: Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China, 2006. (in Chinese)]
- [18] 韩征, 徐林荣, 苏志满, 等. 基于流域形态完整系数的泥石流容重计算方法 [J]. *水文地质工程地质*, 2012, 39(2): 100 – 105. [HAN Z, XU L R, SU Z M, *et al.* Research on the method for calculating the bulk density of debris flow based on the integrity coefficient of watershed morphology [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2012, 39(2): 100 – 105. (in Chinese)]

编辑:汪美华

(上接第32页)

- [6] MALVICINI C F, STEENHUIS T S, WALTER M T, *et al.* Evaluation of spring flow in the uplands of Matalom, Leyte, Philippines [J]. *Advances in Water Resources*, 2005, 28(10): 1083 – 1090.
- [7] 黄敬熙. 流量衰减方程及其应用——以洛塔岩溶盆地为例[J]. *中国岩溶*, 1982, 1(2): 41 – 49. [HUANG J X. Recession equation and its application-case history of Luota karst basin [J]. *Carsologica Sinica*, 1982, 1(2): 41 – 49. (in Chinese)]
- [8] 缪钟灵, 缪执中. 指数衰减方程在地下水研究中的运用[J]. *勘察科学技术*, 1984(5): 1 – 6. [MIAO Z L, MIAO Z Z. Application of recession equation in groundwater studies [J]. *Investigation Science and Technology*, 1984(5): 1 – 6. (in Chinese)]
- [9] 劳文科, 蓝芙宁, 蒋忠诚, 等. 石期河流域岩溶水系统及其水资源构成分析[J]. *中国岩溶*, 2009, 28(3): 255 – 262. [LAO W K, LAN F N, JIANG Z C, *et al.* Analysis on karst groundwater system and its water resources composition in Shiqihe basin [J]. *Carsologica Sinica*, 2009, 28(3): 255 – 262. (in Chinese)]
- [10] 尹德超, 罗明明, 周宏, 等. 鄂西岩溶槽谷区地下河系统水资源构成及其结构特征[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(3): 13 – 18. [YIN D C, LUO M M, ZHOU H, *et al.* Water resources composition and structure characteristics of the underground river system in the karst ridge-trough in the Western Hubei Province [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2015, 42(3): 13 – 18. (in Chinese)]
- [11] 罗明明, 陈植华, 周宏, 等. 岩溶流域地下水调蓄资源量评价[J]. *水文地质工程地质*, 2016, 43(6): 14 – 20. [LUO M M, CHEN Z H, ZHOU H, *et al.* Assessment of regulating groundwater resources in karst watersheds [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2016, 43(6): 14 – 20. (in Chinese)]
- [12] 常勇, 吴吉春, 刘玲, 等. 岩溶泉流量衰减曲线分析[J]. *水文*, 2016, 36(1): 15 – 21. [CHANG Y, WU J C, LIU L, *et al.* Analysis on recession curve of karst spring [J]. *Journal of China Hydrology*, 2016, 36(1): 15 – 21. (in Chinese)]
- [13] 林敏. 泉流量衰减方程中 α 系数物理意义的探讨[J]. *勘察科学技术*, 1984(5): 6 – 10. [LIN M. Discussion for physical significance of coefficient in spring flow atenuation [J]. *Site Investigation Science and Technology*, 1984(5): 6 – 10. (in Chinese)]

编辑:张若琳