

徐子凡, 陈喜, 刘维翰, 等. 表层岩溶带土岩结构对降雨-径流响应特征的影响[J]. 中国岩溶, 2024, 43(4): 863-875.

DOI: 10.11932/karst20240406

表层岩溶带土岩结构对降雨-径流响应特征的影响

徐子凡¹, 陈喜^{1,2}, 刘维翰¹, 刘皓², 张志才²

(1. 天津大学地球系统科学学院表层地球系统科学研究院, 天津 300072;

2. 河海大学水文水资源学院, 江苏南京 210098)

摘要: 碳酸盐岩在溶蚀作用下形成的表层岩溶带, 其上层土壤特性和厚度以及下覆裂隙大小和分布控制降雨入渗、蒸散发和地下径流过程。而不同土岩结构对水文过程的影响尚不明晰。文章构建3种典型土岩结构(薄层石灰土-石灰岩块型、薄层石灰土-白云岩碎石型、厚层土壤-石灰岩碎石型)土柱试验装置并进行观测, 通过对比分析, 揭示不同土岩结构的产流能力和径流响应特征的差异。结果表明: 土岩结构对水平衡有显著影响。厚层土壤(85 cm)极大增加了蒸发量, 其产流能力较小, 表现为形成地下径流所需的降雨阈值大和形成的径流总量小。相比之下, 薄层土壤(20 cm)具有较大的产流能力。当薄层土壤下覆为白云岩碎石时, 相比于下覆为石灰岩岩块, 碎石表面滞留水分能力较强, 导致蒸发损失增加和径流量减少。此外, 土岩结构还显著影响降雨-径流响应特征: 对于厚层土壤, 其对径流的调蓄能力强, 洪峰流量显著减小, 初始径流和洪峰流量的响应时间延长, 但这种延长的幅度随着降雨事件的雨量和强度的增加而减小; 对于薄层土壤, 其对径流的调蓄能力较弱, 其中对于下覆石灰岩岩块结构, 裂隙率低、导水性强, 在小降雨下容易入渗并形成较大的洪峰; 而下覆白云岩碎石结构储水能力较大, 在大降雨下, 有利于入渗水积蓄, 从而形成较大的洪峰。

关键词: 岩溶; 土岩结构; 地下径流; 水量平衡; 径流响应特征

创新点: 通过创新的多样化土岩结构物理模型, 充分模拟自然界中的复杂土岩结构, 准确量化不同土岩结构对水文过程的影响, 并在控制环境中观测自然降雨事件对地下径流的影响, 以提高实验数据的可靠性。

中图分类号: P333 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810(2024)04-0863-13

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

全球碳酸盐岩分布面积约占陆地面积15%, 全球约25%的人口用水依赖于岩溶地下水的供给^[1]。中国西南岩溶地区是其中连片分布面积最大、发育最强烈的地区^[2]。碳酸盐岩在强烈的岩溶化过程中形成了各种犬牙交错的岩溶个体形态和微形态, 并组合构成不规则带状的强岩溶化层, 称为表层岩溶

带^[3]。表层岩溶带是水分赋存与迁移的重要空间, 控制降雨入渗过程^[4-5]。表层岩溶带中裂隙率和土壤厚度的空间差异导致不同土岩结构的地下水文过程差异较大, 从而增加了径流特征定量解析的难度。量化表层岩溶带不同土岩结构对水文过程的影响, 对认知岩溶地区径流形成机理以及预测洪旱灾害、评估水资源以及生态环境状况具有重要意义^[6-7]。

表层岩溶带是岩溶关键带的核心区域^[8], 其土岩

基金项目: 国家自然科学基金项目(42030506)

第一作者简介: 徐子凡(1998—), 女, 硕士研究生, 主要研究方向为地下水数值模拟。E-mail: 18915170728@163.com。

通信作者: 陈喜(1964—), 男, 教授, 主要研究方向为流域水文模拟、地下水数值计算。E-mail: xi_chen@tju.edu.cn。

收稿日期: 2022-06-15

结构复杂,表征为不同结构的裂隙、管道网络以及众多被土壤填满的溶沟(槽)^[9-12]。不同岩性(岩层)表层岩溶带土岩结构存在差异^[13-17],如灰岩区土体充填垂直裂缝成为土楔,部分土楔宽数十厘米、深数米,而白云岩中溶蚀残余物质在地表分布相对均匀^[18],土下岩层裂隙呈弥漫状分布^[19]。由于近地表发育的岩溶裂隙垂向渗透系数大,岩溶地区表层岩溶带滞蓄水能力(约 40 mm)远比非岩溶地区土壤蓄水能力小(约 120 mm)^[20],坡面地表径流少,地下漏失量大^[21-22]。为此,近年来国内外学者提出了“地下暴雨径流(subsurface stormflow)”的概念^[23-27],以描述地下径流涨落过程。如 Wilcox 等^[24]在爱德华兹高原降雨试验中发现地下暴雨径流是岩溶区坡地产流的重要机制,对河流径流过程具有重要影响。

表层岩溶带土岩结构是影响岩溶地区入渗水运动、地表和地下径流过程的重要因素^[28-29]。过去的研究主要通过室内、室外降雨试验和径流小区观测来研究入渗水运动、地表和地下径流过程^[30-33]。室内试验可甄别不同土岩结构下入渗水及产流特征。如严友进等^[34]在钢槽底部打了直径 5 cm 的 192 个圆孔分析土壤—表层岩溶带界面的高渗透性,其结果表明增大地下孔隙、裂隙度能显著增加岩溶裸地和坡耕地的地下产流量。杨静等^[35]通过单环入渗实验研究了岩溶白云岩区三种土体构型(深厚土层、浅薄土层、土石混合)的持水和导水性能,发现土壤颗粒组成和剖面构型对持水和导水性能有显著影响。Fang 等^[36]设置底部有无裂隙的两种钢槽,得出无裂隙坡地 50% 以上的降雨量转化为岩土界面流,而有裂隙坡地 61% 以上的降雨量转化为地下裂隙流。蒸渗仪是野外观测近天然状态蒸散发和地下径流的重要手段,如 Chen 等^[37]根据蒸渗仪(2 m×2 m×2 m)观测资料,得出相同白云岩砾石上覆 5 cm 和 20 cm 土层的两种土柱年蒸发量分别为 486 mm 和 498 mm。Zeng 等^[38]根据普定试验站大型室外土槽观测,得出上覆 50 cm 土壤的碎石年径流系数为 0.57,远小于无土壤覆盖的裸岩年径流系数(0.92)。在广西环江实验站白云岩坡地径流小区,Fu 等^[39]根据人工降雨实验得出地下径流与表层岩溶带的渗透性、地形、初始水分条件和降雨强度相关;Zhang 等^[40]根据该实验站两种不同厚度土壤径流小区试验,得出土壤厚度越大降雨产流阈值也越高。虽然上述研究揭示了表层岩溶带对地下径流的重要影响,但是由于岩溶

地区土岩结构复杂多样,过去的研究方法在区分入渗水受上覆土壤特性和下覆基岩裂隙分布的影响方面存在局限。此外,这些研究通常缺乏自然降雨下不同土岩结构和不同雨型径流响应的直接比较,且野外实验观测存在难度大、成本高、监测数据精度不足等缺点。

采用定量信息来阐明土岩结构对地下径流过程的影响,可为进一步了解岩溶地区水资源利用做出贡献。为此,本研究在西南岩溶地区构建了三种典型土岩结构的土柱物理模型,观测自然降雨事件形成的地下径流过程,对比分析不同土岩结构下水平衡、径流对不同类型降雨响应特征的差异,以期揭示西南岩溶地区表层岩溶带复杂土岩结构下水文过程和水资源转化提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 试验装置及观测

三个方形柱体试验装置(图 1)布设于中国科学院普定岩溶生态系统观测研究站(简称普定站)。柱体内部横截面积 1 m²、高度 2 m,周边为水泥砌制。该地区属中亚热带季风温暖湿润气候区,多年平均降水量为 1315 mm,5-10 月降水量占全年的 80% 以上,年均气温 15.1 ℃^[41]。根据野外调查,该地区表层岩溶带土岩结构具有石灰岩、白云岩上覆石灰土和黄壤多种组合类型。

三个土柱试验装置的土岩组合类型(图 1)包括:(1)薄层石灰土—土岩混合层—石灰岩块(土柱 a)。其中,土岩混合层为石灰岩块裂隙中充填石灰土和黄壤,土岩体积比为 2:8;下层为两两正交摆放的规则岩块(15 cm×10 cm×60 cm);最底层为反滤层(砂砾),此种结构通常分布于土层薄、石灰岩裂隙发育的山坡;(2)薄层石灰土—白云岩碎石(土柱 b)。其中,下层白云岩碎石直径 1-4 cm,此种结构反映土少石多的典型白云岩山坡;(3)厚层土壤—石灰岩碎石(土柱 c)。土壤包括石灰土、黄壤土,此种结构大都出现在土壤较厚、下覆碎石的坡耕地或岩溶洼地。土柱中石灰岩、白云岩来自当地石场,土壤取当地自然环境中发育于石灰岩和白云岩上的土壤,风干后回填于土柱内,土壤质地情况见表 1。各土壤层为均匀填埋,填埋前采用环刀法确定土壤容重(表 2)。

在岩块和碎石层填埋后,通过注水实验估算体

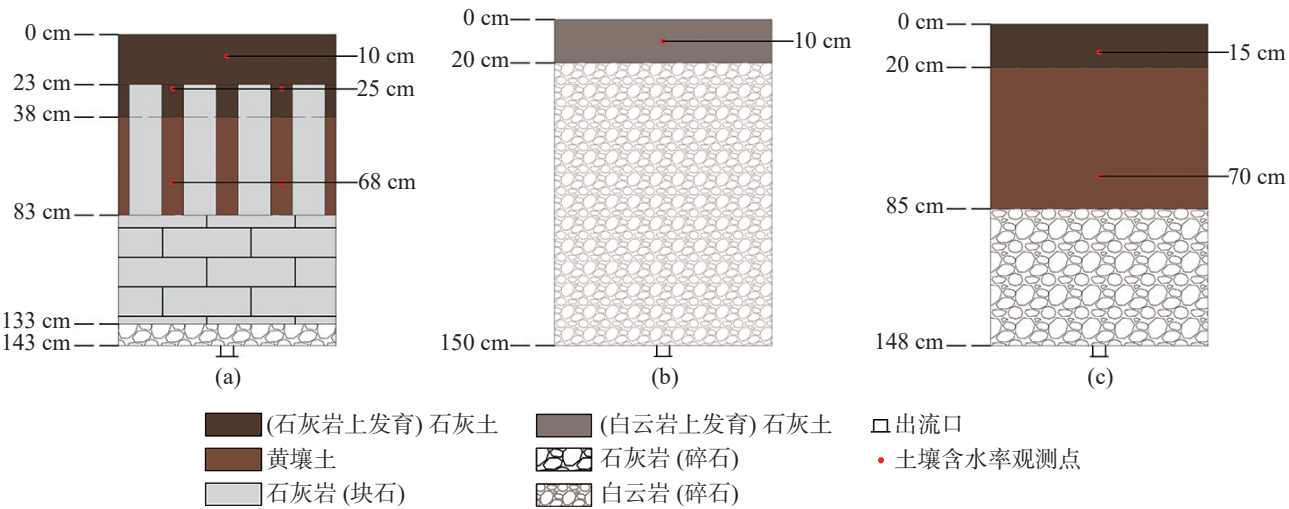


图 1 土柱垂向分层示意图

Fig. 1 Schematic diagram of vertical stratification in soil columns

表 1 土柱中土壤质地

Table 1 Soil textures in soil columns

土壤类型	土壤质地	颗粒组成/%		
		砂粒	粉粒	黏粒
黄壤土	壤土	28.2	45.6	26.2
白云岩上发育石灰土	壤土	36.7	49.1	14.2
石灰岩上发育石灰土	粉壤土	26.1	57.6	16.3

注：砂、粉、黏粒粒径分别为0.05~2 mm、0.002~0.05 mm、<0.002 mm；土壤质地分类按照美国农业部(United States Department of Agriculture, USDA)的土壤质地分类标准进行。

Note: The particle sizes of sand, powder and clay are 0.05–2 mm, 0.002–0.05 mm and <0.002 mm, respectively. Soil textures are classified according to the soil texture classification standards of United States Department of Agriculture.

表 2 土柱基本结构及特征参数

Table 2 Basic structures and physical properties of soil columns

土柱	分层特征	土壤占比/%	土壤容重/g·cm ⁻³	岩石裂隙率/%	渗透系数(10 ⁻³) cm·s ⁻¹
a	① 0~23 cm (石灰岩上发育)石灰土	100	1.34	—	0.815
	② 23~38 cm 石灰土—岩块	20	1.34	—	13.7*
	③ 38~83 cm 黄壤土—岩块	20	1.25	—	13.7*
	④ 83~133 cm 岩块	—	—	8	18.9
	⑤ 133~143 cm 反滤层(碎石)	—	—	25	4.79
b	① 0~20 cm (白云岩上发育)石灰土	100	1.00	—	3.14
	② 20~150 cm 白云岩(碎石)	—	—	40	17.8
c	① 0~15 cm (石灰岩上发育)石灰土	100	1.34	—	0.815
	② 15~85 cm 黄壤土	100	1.25	—	0.022 1
	③ 85~148 cm 石灰岩(碎石)	—	—	12.1	21.3

注：*23~83 cm层在注水实验中测出的渗透系数值。

Note: * Permeability coefficient of the layers from 23 cm to 83 cm measured in water injection experiment.

裂隙率。体裂隙率是指单位体积岩体中裂隙的体积与包括裂隙在内的岩石体积之比,可用来定量表征岩体内部裂隙的发育程度^[42]。注水实验的具体步骤为:对岩石层注水至水面淹没过岩石层最高点,停止

注水,测量注入的水体积(及裂隙体积) V_w ,则该层体裂隙率 $K_v = \frac{V_w}{V_0} \times 100\%$,其中, V_0 为岩石层总体积(表 2)。

注水后使用 HOBO 水位记录仪(HOBO U20-001-

04-TI) 监测降深 s 随时间 t 的变化, 根据降水头法^[43], 由达西定律计算各层渗透系数 K :

$$K = -L \frac{\ln \frac{H_2}{H_1}}{t_2 - t_1} \quad (1)$$

式中: K 为试验土层渗透系数 ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$); t_1 、 t_2 为注水试验两个时段时间 (s); H_1 、 H_2 为 t_1 、 t_2 时的试验水头 (cm); $H_2 = H_1 - s$, 其中, s 为 t_1 到 t_2 时下降水头 (cm); L 为试验土层厚度 (cm)。

绘制 $\ln\left(\frac{H-s}{H}\right) \sim t$ 的曲线, 采用最小二乘法拟合其斜率 k , 从而求得该层的渗透系数 $K = -k \cdot L$ (表 2)。

在三个土柱不同深度处填埋 HOBO SMC(EC-5) 土壤水分湿度传感器, 测量土壤含水率; 土柱底部设有自由出口, 采用 HOBO RG3-M 雨量桶观测出流量 (图 1)。降水等气象资料来源于普定试验站内气象场的观测结果。

2019 年 6 月 1 日开始观测, 观测时段步长为 1 h。其中, 2020 年 6 月 29 日-7 月 1 日、8 月 26 日-9 月 5 日、9 月 15 日-9 月 16 日仪器故障缺测。在试验期间, 土柱装置几乎不产生地表径流, 所以出口观测的径流均视为地下径流。

1.2 分析方法

1.2.1 水平衡分析

选取监测期内一个完整水文年 (2020 年 6 月 21 日-2021 年 6 月 21 日) 以及雨季 (2020 年 6 月 21 日-10 月 21 日) 分别进行水量平衡计算:

$$P - R = E + \Delta W \quad (2)$$

式中: P 为总降雨量, R 为总径流量, E 为总蒸发量, ΔW 为土壤水蓄量差, 由实测的土壤层时段初、时段

末含水率的差值乘以土壤层厚度计算得出; 岩石层储水量变化忽略不计。根据式 (2) 推求实际蒸发量 E 。

1.2.2 次降雨—径流特征及相关性分析

选取年内 23 场次降雨事件以及对应的径流过程 (图 2)。次降雨事件的划分标准为: 连续 10 h 以上内无降雨, 则视为两次降雨过程。统计次降雨特征, 包括: 次降雨量 P 、降雨历时 T 、降雨强度 I 、最大 1 h 雨量 P_m (图 3, 表 3)。次降雨形成的地下径流过程划分标准为: 以径流起涨到回落至下一个起涨时刻为一次径流事件; 采用直线斜割法分割径流过程线, 作为次降雨形成的径流过程 (图 3)。以此统计径流响应特征, 包括: 次径流深 R 、洪峰流量 Q_m , 以及初始径流响应时间 T_0 、洪峰响应时间 T_m 。其中, T_0 为降雨开始到流量起涨的时间, T_m 为小时最大雨量到洪峰流量的时间 (图 3)。此外, 还统计雨前土壤含水率 S_w 。23 场次降雨、径流统计值变化范围见表 3。

降雨产流阈值的研究采用直线回归法^[44]。通过回归分析建立次径流量与次降雨量间直线方程, 从而推求降雨产流阈值。

采用 Spearman 秩相关^[45] 分析 23 场径流响应特征 (Y_i) 与降雨特征及雨前土壤含水率 (X_i) 之间的相关性。Spearman 秩相关系数计算公式为:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (3)$$

式中: r_s 为秩相关系数; d_i 为 X_i 与 Y_i 的差值; X_i 、 Y_i 分别为变量 X 、 Y 按特征值从小到大排列的序号 ($i=1 \sim n$); n 为样本容量; r_s 取值范围在 $(-1, 1)$ 之间, 绝对值越大相关性越强, 取值符号表示相关的方向。

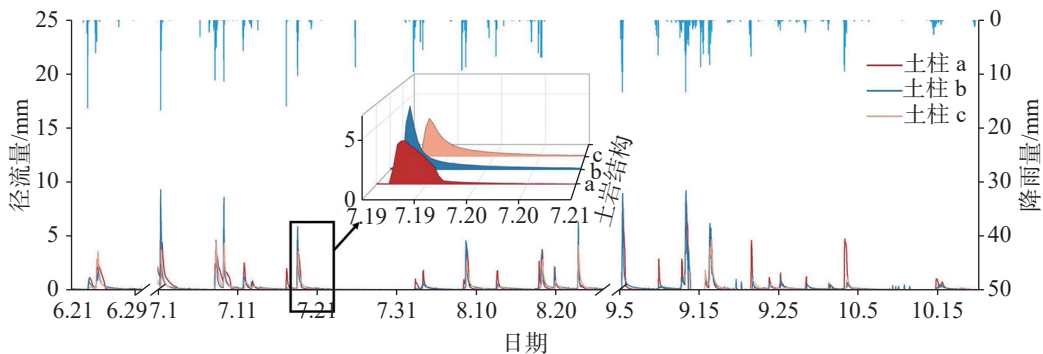


图 2 2020 年 6 月 21 日-10 月 21 日降雨-径流过程

Fig. 2 Rainfall-runoff process during 21 June–21 October, 2020

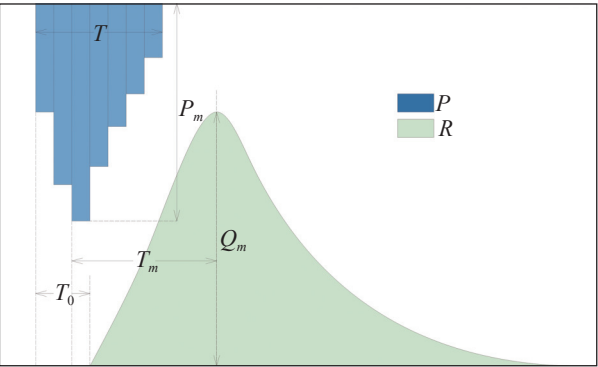


图 3 次降雨及径流响应特征示意图

Fig. 3 Schematic diagram of rainfall-runoff response characteristics

表 3 次降雨、径流特征及变化范围

Table 3 Characteristics and variation range of rainfall and runoff

统计指标	指标符号	单位	变化范围
次降雨量	P	mm	10.0~69.4
降雨历时	T	h	2~40
降雨强度	I	mmh^{-1}	0.43~8.50
最大 1 h 雨量	P_m	mm	0.6~16.8
土壤初始含水率	S_w	—	0.178~0.365
径流深	R	mm	0.33~67.37
洪峰流量	Q_m	mm	0.04~9.26
初始径流响应时间	T_0	h	0.1~18.0
洪峰响应时间	T_m	h	0.1~25.0

1.2.3 降雨类型划分及径流响应特征分析

根据次降雨四个特征值(P 、 T 、 I 、 P_m),采用 K -means 聚类算法,将 23 场降雨分为 4 类: A、B、C、D 型降雨。 K -means 聚类计算过程为:在 23 个样本中随机选择 4 个样本作为初始聚类中心,基于欧式距离将其余的样本划入距离它们最近的聚类中心成为一簇,重新计算新簇中的均值,将其作为新的聚类中心,再次执行上述步骤,直到聚类中心不再变化,则聚类完成。若各聚类的方差具有显著性差异($P<0.05$),则认为分类合理^[46]。

根据 K -means 聚类分析结果,23 场降雨事件可分为 4 类(表 4): A 型降雨雨量大、雨强大、历时短; B 型降雨雨量少、雨强小、历时长; C 型降雨雨量大、雨强小、历时长; D 型降雨雨量少、雨强大、历时短。4 类降雨特征指标值的差异均通过显著性检验($P<0.05$)。在雨季(2020 年 6 月 21 日-10 月 21 日),A 型降雨发生的频次最高,占总场次的 43.5%,累计

表 4 不同降雨类型特征指标均值

Table 4 Average value of characteristic indexes under different rainfall types

降雨类型	次降雨量 P/mm	降雨历时 T/h	降雨强度 I/mmh^{-1}	1 小时最大雨强 P_m/mm
A	34.5	11.8	3.2	10.8
B	15.8	28.0	0.6	2.9
C	52.9	31.0	1.7	12.3
D	16.3	6.3	3.6	8.7

降雨量最大,为 345.0 mm; B 型降雨占总场次的 17.4%,累计降雨量 63.2 mm; C 型降雨占总场次的 8.7%,累计降雨量 105.8 mm; D 型降雨占总场次的 30.4%,累计降雨量 114.0 mm。

统计 A、B、C、D 雨型下径流响应特征值的均值,对比分析三个土柱不同雨型下产流量特征。

此外,采用最小显著性差异法 (Least-Significant Difference, LSD),根据 T 检验进行各组间的配对比较。LSD 检验的敏感性高,各个水平间的均值存在微小的差异也易被检验出来。

2 结果与分析

2.1 水平衡对比

本研究基于各土柱统计的全年以及雨季降水量 P 、出流量 R ,采用式(2)计算实际蒸发量 E ,具体数据见表 5。结果显示:土柱 a、b、c 年出流总量依次减少,具体表现为: $R_a>R_b>R_c$;径流系数 R/P 分别为 0.88、0.79、0.55;年实际蒸发量排序与径流量排序相反,即 $E_c>E_b>E_a$,分别占年降水量的 47%、21% 和 11%。土柱 c 的年蒸发量是土柱 a 的近 4 倍、土柱 b 的近 2 倍,下覆白云岩碎石(土柱 b)的年蒸发量是下覆块状石灰岩(土柱 a)的近 2 倍。

在雨季,土柱 a、b 径流系数 R/P 相比于全年显著增大,分别为 0.96、0.91;而土柱 c 雨季的 R/P (0.59) 仅略大于年径流系数(0.55)。

2.2 次降雨—径流响应特征的对比

2.2.1 次降雨—径流量回归曲线

对 23 场次降雨量及次产流量绘制散点图,通过最小二乘法进行线性回归分析,得到土柱 a、b、c 降雨-径流量回归曲线(图 4)。拟合的线性回归方程($R=\alpha P+\beta$)确定性系数均大于 0.76,显示出较强的

表 5 水量平衡计算表
Table 5 Annual and rainy season water balance

	土柱a		土柱b		土柱c	
	全年	雨季	全年	雨季	全年	雨季
降雨总量 <i>P</i> /mm	1294	850	1294	850	1294	850
径流总量 <i>R</i> /mm	1136	817	1016	771	717	499
土壤水蓄量差Δ <i>W</i> /mm	10.7	10.0	1.2	3.5	−32.0	8.3
实际蒸发量 <i>E</i> /mm	146.7	22.6	276.0	75.5	608.4	342.6
径流系数 <i>R/P</i>	0.88	0.96	0.79	0.91	0.55	0.59

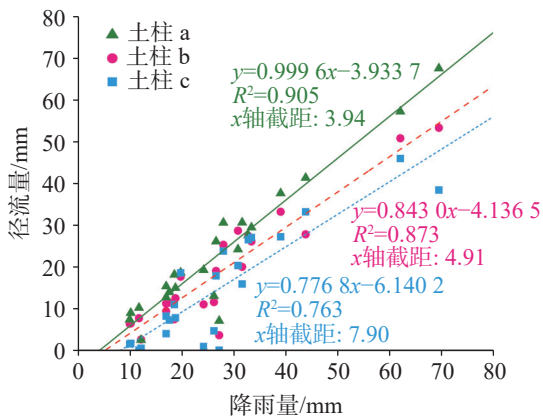


图 4 23 场自然降雨事件降雨—径流关系
Fig. 4 Relationship between rainfall and runoff in 23 natural rainfall events

线性相关性。

根据式(2), 次降雨的产流条件是需满足缺水量 ($P-E-\Delta W$)。因此, 由线性回归方程可知, $R=0$ 得出的截距反映开始产流所需的降雨阈值。具体计算公式为:

$$\text{降雨阈值} = -\frac{\beta}{\alpha} \tag{4}$$

式中: β 是线性回归方程中的截距, α 是斜率。当

$R=0$ 时, 上式给出了开始产流所需的最小降雨量。

计算得出阈值最大的土柱是 c (7.90 mm), 大于土柱 a、b 阈值 (分别为 3.94 mm、4.91 mm), 说明土层厚增加了地下径流形成所需的降雨阈值。斜率 α 反映了单位降雨量所产生的径流量, 即产流能力。三种土岩结构的斜率分别是 0.9996、0.8430、0.7768。这也表明土柱 a 的产流能力最高, 土柱 b 其次, 土柱 c 产流能力最低。

2.2.2 次降雨—径流特征的相关性

采用 Spearman 秩相关分析方法, 得出 23 场降雨事件下的径流特征值与次降雨特征值和雨前土壤含水率之间的相关系数矩阵(表 6)。三个土柱的次径流深 R 、洪峰流量 Q_m 大都仅与次降雨量 P 呈显著正相关($P<0.01$)。

对于初始径流响应时间 T_0 , 土柱 a、b 的 T_0 取决于降雨过程, 即与降雨历时 T 显著正相关, 与降雨强度 I 、最大 1 h 雨量 P_m 显著负相关; 而土柱 c 的 T_0 仅受初始土壤含水率 S_w 影响, 且两者显著负相关。

对于洪峰响应时间 T_m , 土柱 c 的 T_m 与降雨量、降雨强度、最大 1 h 雨量显著负相关; 而土柱 a、b 的 T_m

表 6 降雨径流特征统计量 Spearman 秩相关系数表

Table 6 Spearman correlation coefficient between rainfall and runoff statistical features

	次径流深/mm			次洪峰流量/mm			次初始径流响应时间/h			次洪峰响应时间/h		
	R_a	R_b	R_c	$Q_{m,a}$	$Q_{m,b}$	$Q_{m,c}$	$T_{0,a}$	$T_{0,b}$	$T_{0,c}$	$T_{m,a}$	$T_{m,b}$	$T_{m,c}$
P	0.873**	0.871**	0.817**	0.686**	0.683**	0.684**	−0.201	−0.043	−0.115	−0.160	−0.324	−0.615**
T	0.322	0.265	0.194	0.085	−0.009	−0.040	0.530**	0.690**	0.409	0.213	0.325	0.384
I	0.140	0.186	0.239	0.243	0.396	0.281	−0.676**	−0.685**	−0.318	−0.302	−0.484*	−0.590**
P_m	0.375	0.516*	0.458*	0.339	0.557*	0.378	−0.523**	−0.438**	−0.356	−0.334	−0.570*	−0.794**
$S_{w,a}$	0.283			0.558*			−0.150			−0.137		
$S_{w,b}$		0.118			0.355			0.083			0.072	
$S_{w,c}$			0.247			0.447			−0.626*			0.004

注: **表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关; *表示在 0.05 水平(双侧)上显著相关。

Note: ** indicates a significant correlation at the level of 0.01 (bilateral); * indicates a significant correlation at the level of 0.05 (bilateral).

与降雨特征以及土壤初始含水率 S_w 相关性大都不显著。

2.3 不同雨型下降雨—径流响应特征对比

2.3.1 径流量对比

统计各类雨型下径流响应特征值(图 5)。由图 5a 可知,对于各种类型降雨,a、b、c 土柱径流量 R 均呈现 $R_a > R_b > R_c$ 的特征,这与年径流量、雨季径流量排序一致。

检验每个土柱四种降雨类型之间径流深的差异性,如图 5 中字母不同表明降雨类型径流深之间差异性显著($P < 0.05$),字母相同则不显著。

次降雨量大的 A、C 雨型产流量显著大于次降雨量小的 B、D 雨型产流量(图 5a),这与表 6 中径流量与降雨量的正比关系结论一致。

2.3.2 洪峰流量对比

对比四种雨型下洪峰流量 Q_m 之间的差异(图 5b),

次降雨量大的 A、C 雨型远比次降雨量小的 B、D 雨型 Q_m 值大,两类雨型形成的 R 值差异性显著($P < 0.05$)。这也与表 6 中洪峰流量—降雨量呈正比关系一致。

对比 a、b、c 土柱之间 Q_m 的差异,次降雨量大的 A、C 雨型 Q_m 呈现: $Q_{m,b} > Q_{m,a} > Q_{m,c}$,而次降雨量小 B、D 雨型下呈现: $Q_{m,a} > Q_{m,b} > Q_{m,c}$,这说明土层厚的土柱 c 峰值最小,但土层薄的 a、b 土柱洪峰流量对不同量级的次降雨量响应存在差异。

2.3.3 降雨—径流响应时间对比

图 5c 和图 5d 分别为不同雨型下初始径流响应时间 T_0 、洪峰响应时间 T_m 平均值。图 5c 表明,无论何种雨型,土层厚的 c 土柱 T_0 最大(平均为 6.0 h)。对于表土浅薄的土柱 a、b,因为 T_0 与降雨历时成正比、与强度成反比(表 6),所以历时最长和雨强最小的 B 雨型 T_0 最大,历时最短、雨强最大的 A 雨型 T_0 最小;土柱 a 比土柱 b 初始径流响应时间总体略长(平均值

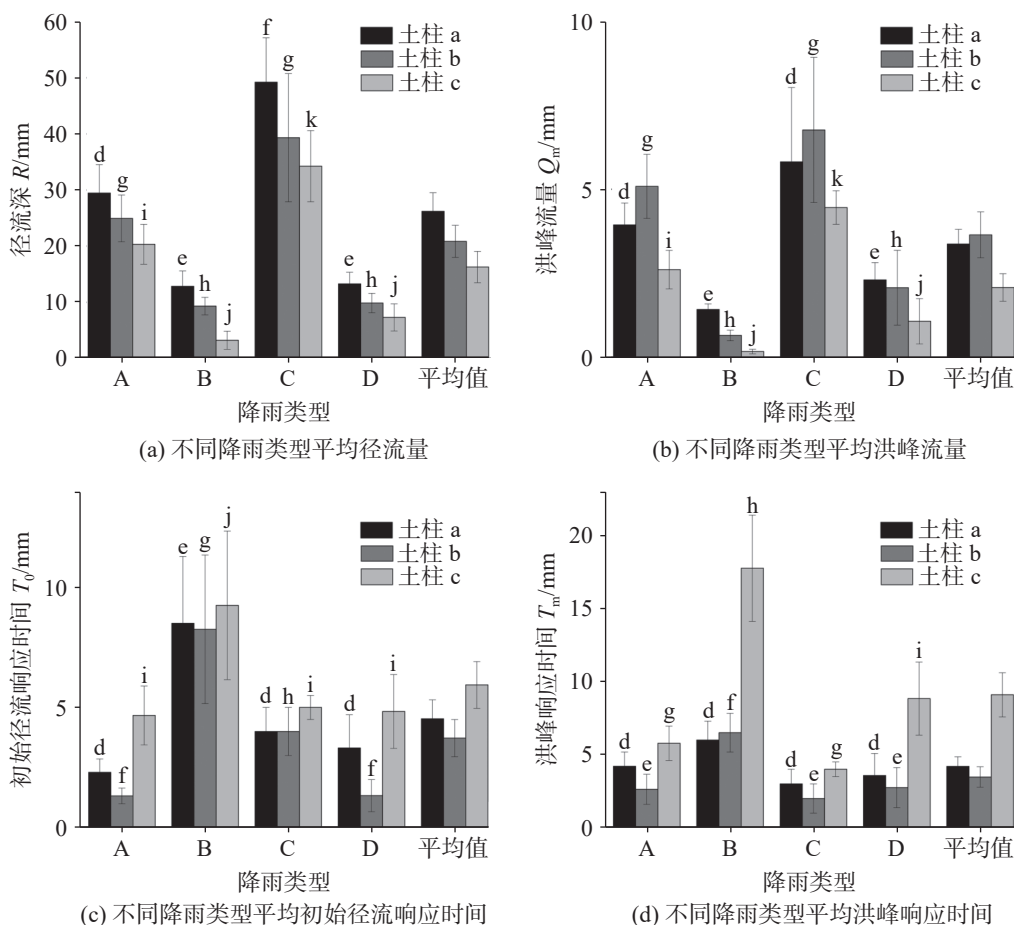


图 5 不同降雨类型下土岩结构径流特征平均值

Fig. 5 Average runoff characteristics of soil-rock structures under four rainfall types

分别为 4.5 h、3.7 h)。

图 5d 表明, 土柱 c 洪峰滞后时间 T_m 也最长(平均为 9.1 h), 且由于 T_m 与降雨量、降雨强度、最大 1 h 雨量显著负相关(表 6), 因此降雨量和降雨强度小的 B 型降雨洪峰滞后尤为显著。对于土柱 a、b, 土柱 a 总体比土柱 b 的 T_m 大(平均值分别为 4.2 h、3.5 h)。

3 讨 论

3.1 土岩结构对水平衡的影响

不同土岩结构的水平衡对比分析揭示了岩溶地区的土壤厚度对水文过程的重要影响。本研究显示, 随着土壤厚度的增加(土柱 a 厚度 23 cm, 土柱 b 厚度 20 cm, 土柱 c 厚度 85 cm), 蒸发量增大, 径流量减少。这一现象与 Zhang 等^[40] 的研究结果一致, 他们在研究中也发现土壤厚度的增加会显著增强水分的蒸发和滞留。本研究中土下的碎石(土柱 b)相比岩块(土柱 a)有更强的水分滞留能力, 这导致更大的蒸发损失和更小的径流量。此外, 本研究还发现土层浅薄地区的径流季节性变化显著, 这使得该地区更易发生旱涝灾害。

3.2 土岩结构对降雨径流关系的影响

本研究的线性回归分析揭示了表层岩溶带土岩结构的降雨—径流关系呈现出明显的阈值—线性两阶段特征, 即降雨达到阈值后产流, 大于阈值后, 降雨—径流呈线性关系, 这与兰旻^[47] 和寇平浪等^[48] 的研究结果一致。

斜率 α 反映了不同土岩结构的产流能力差异, 这与方胜等^[49] 的理论相符, 他们强调了表层岩溶带岩土组构对水分入渗的重要影响。本研究中线性回归曲线的斜率大对应着单位降雨转化为径流的效率高, 即产流能力大。根据水量平衡计算与回归分析, 土柱 a 的年蒸发量最小, 回归曲线的斜率最大, 而土柱 b 的年蒸发量大于 a, 回归曲线斜率小于 a, 这可能是由于碎石的比表面积远大于岩块, 碎石表面的薄膜水、毛细水、凝结水总量更大, 所以在表面土壤层厚度相近的情况下, 土柱 b 的年蒸发量约为土柱 a 的两倍。

3.3 不同雨型对土岩结构径流特征的影响

本研究发现, 除降雨量外, 雨型也是影响径流特

征的重要因素。对于次降雨量小的雨型(B、D 雨型), 土柱 a 产生较大的洪峰; 而对于次降雨量大的雨型(A、C 雨型), 土柱 b 的洪峰更大, 此现象可能与土柱 b 中白云岩碎石对入渗水的双重影响有关。一方面, 碎石减小了过水断面的面积, 且增加了水流的弯曲度进而限制水分入渗, 如焦友军等^[50] 指出当裂隙平均迹长过小时会导致裂隙连通性较差, 影响裂隙水流和溶蚀作用。另一方面, 碎石增加了大孔隙和裂隙数量从而促进水分入渗, 如党宏宇等^[51] 发现碎石的位置和粒径对入渗的影响不同, 较小粒径(5~20 mm)的碎石有促进入渗的作用, 而大粒径(20~40 mm)的碎石起抑制作用, 本研究中的碎石粒径为 10~40 mm, 其入渗能力可能随雨型变化。而土柱 a 下覆岩块裂隙率低(8%)、导水性强, 其渗透系数大于碎石, 优先流占比高, 所以小降雨易入渗地下并形成洪峰; 而土柱 b 下覆碎石储水能力大(裂隙率为 40%)(表 2), 有利于大降雨入渗水的积蓄并形成较大的洪峰。

此外, 对于土层薄的土岩结构(土柱 a 和 b), 初始径流时间主要取决于降雨过程。历时长、降雨强度小的降雨事件的初始径流时间长, 但洪峰流量滞后时间受降雨过程影响并不显著。相比之下, 土层较厚的土岩结构(土柱 c)中, 初始径流时间与土壤含水率呈显著负相关性, 即较高的土壤含水率缩短了出流时间。此外, 随着次降雨量和降雨强度的减小, 洪峰的滞后性在土柱 c 中变得更加明显。

本研究还观察到厚层土壤对入渗水的滞蓄能力强, 导致初始出流和洪峰响应时间远大于薄层土壤, 特别是在小降雨事件中这一现象更为明显。薄层土壤土柱 a、b 初始出流和洪峰对不同雨型降雨响应时间差异不显著。这一发现表明, 尽管雨型和降雨量是重要的控制因素, 但土壤厚度在径流的滞后特征上起着主导作用。

综上所述, 本研究强调了土岩结构的物理特性, 即土壤厚度和下覆岩石的特性在水文响应过程中的关键作用, 其不仅影响水平衡, 还决定了降雨径流关系的动态和不同雨型下的径流特征, 这些发现为岩溶水资源管理提供了科学依据。

4 结 论

(1) 表层岩溶带中土壤层厚度是对水平衡(径流、

蒸发和土壤水滞蓄过程)和地下径流过程响应特征影响的首要因素。随着土壤厚度的增加,蒸发量增大,径流量减小,地下径流形成所需降雨阈值增大。与薄层土壤相比,厚层土壤地下径流洪峰小,各场次平均地下径流初始响应时间、洪峰响应时间分别延长1.4~2.2 h、4.9~5.6 h。

(2)表层岩溶带中岩石破碎程度也对水平衡和地下径流过程响应特征产生影响。土下碎石比岩体裂隙滞留水分能力强,蒸发损失大,径流量小,下覆白云岩碎石(土柱b)的蒸发量是下覆石灰岩块(土柱a)的近2倍,而径流量是后者的约89%。下覆岩块裂隙率低(8%)、导水性强,小降雨易入渗地下并形成较大洪峰;而下覆碎石储水能力大(裂隙率为40%),有利于大降雨入渗水的积蓄并形成较大的洪峰。

(3)不同雨型下土岩结构对水平衡和地下径流过程响应特征影响程度存在差异。薄层土壤的土岩结构初始径流响应时间取决于降雨过程,而厚层土壤土岩结构初始径流响应时间与土壤含水率呈负相关。此外,在厚层土壤中,洪峰流量显著减小,初始径流和洪峰流量的响应时间延长,但这种延长的幅度随降雨事件的降雨量和降雨强度的增加而减小。

参考文献

- [1] 曹建华, 蒋忠诚, 袁道先, 夏日元, 章程. 岩溶动力系统与全球变化研究进展[J]. 中国地质, 2017, 44(5): 874-900.
CAO Jianhua, JIANG Zhongcheng, YUAN Daoxian, XIA Riyuan, ZHANG Cheng. The progress in the study of the karst dynamic system and global changes in the past 30 years[J]. Geology in China, 2017, 44(5): 874-900.
- [2] Hartmann A, Goldscheider N, Wagener T, Lange J, Weiler M. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches[J]. *Reviews of Geophysics*, 2014, 52(3): 218-242.
- [3] 覃小群, 蒋忠诚. 表层岩溶带及其水循环的研究进展与发展方向[J]. 中国岩溶, 2005, 24(3): 250-254.
QIN Xiaoqun, JIANG Zhongcheng. A review on recent advances and perspective in epikarst water study[J]. *Carsologica Sinica*, 2005, 24(3): 250-254.
- [4] Williams P W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: A review[J]. *International Journal of Speleology*, 2008, 37(1): 1-10.
- [5] Williams P W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 61(1): 45-67.
- [6] 蒋忠诚, 王瑞江, 裴建国, 何师意. 我国南方表层岩溶带及其对岩溶水的调蓄功能[J]. 中国岩溶, 2001, 20(2): 106-110.
JIANG Zhongcheng, WANG Ruijiang, PEI Jianguo, HE Shiyi. Epikarst zone in South China and its regulation function to karst water[J]. *Carsologica Sinica*, 2001, 20(2): 106-110.
- [7] Sohr J, Ries F, Sauter M, Lange J. Significance of preferential flow at the rock soil interface in a semi-arid karst environment[J]. *Catena*, 2014, 123(1): 1-10.
- [8] 张君, 付智勇, 陈洪松, 连晋蛟, 覃常. 西南喀斯特白云岩坡地土壤: 表层岩溶带结构及水文特征[J]. 应用生态学报, 2021, 32(6): 2107-2118.
ZHANG Jun, FU Zhiyong, CHEN Hongsong, LIAN Jinjiao, Qin Chang. Soil-epikarst structures and their hydrological characteristics on dolomite slopes in karst region of Southwest China[J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2021, 32(6): 2107-2118.
- [9] 张信宝, 王世杰, 贺秀斌, 汪阳春, 何永彬. 碳酸盐岩风化壳中的土壤蠕滑与岩溶坡地的土壤地下漏失[J]. 地球与环境, 2007, 35(3): 202-206.
ZHANG Xinbao, WANG Shijie, HE Xiubin, WANG Yangchun, HE Yongbin. Soil creeping in weathering crusts of carbonate rocks and underground soil losses on karst slopes[J]. *Earth and Environment*, 2007, 35(3): 202-206.
- [10] 何江湖, 张科利. 西南喀斯特地区地下水土流失研究综述[J]. 泥沙研究, 2022, 47(5): 1-8.
HE Jianghu, ZHANG Keli. Spatial variation of soil steady-state infiltration rates in karst hillslopes[J]. *Journal of Sediment Research*, 2022, 47(5): 1-8.
- [11] 唐益群, 张晓晖, 周洁, 余恬钰, 杨坪, 王建秀. 喀斯特石漠化地区土壤地下漏失的机理研究: 以贵州普定县陈旗小流域为例[J]. 中国岩溶, 2010, 29(2): 121-127.
TANG Yiqun, ZHANG Xiaohui, ZHOU Jie, SHE Tianyu, YANG Ping, WANG Jianxiu. The mechanism of underground leakage of soil in karst rocky desertification areas: A case in Chenqi small watershed, Puding, Guizhou Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2010, 29(2): 121-127.
- [12] 陈喜. 西南喀斯特地区水循环过程及其水文生态效应[M]. 北京: 科学出版社, 2014.
CHEN Xi. Hydrological cycle and hydroecological effects in karst area of Southwest China[M]. Beijing: Science Press, 2014.
- [13] 张兴, 王克林, 付智勇, 陈洪松, 张伟, 史志华. 桂西北白云岩坡地典型土体构型石灰土水文特征[J]. 应用生态学报, 2017, 28(7): 2186-2196.
ZHANG Xing, WANG Kelin, FU Zhiyong, CHEN Hongsong, ZHANG Wei, SHI Zhihua. Hydrological characteristics of calcareous soil with contrasting architecture on dolomite slope of northwest Guangxi[J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2017, 28(7): 2186-2196.
- [14] 张志才, 陈喜, 刘金涛, 彭韬, 石朋, 严小龙. 喀斯特山地地形对表层岩溶带发育的影响: 以陈旗小流域为例[J]. 地球与环境, 2012, 40(2): 137-143.
ZHANG Zhicai, CHEN Xi, LIU Jintao, PENG Tao, SHI Peng, YAN Xiaolong. Influence of topography on epikarst in karst mountain areas: A case study of Chenqi catchment[J]. *Earth and*

- Environment, 2012, 40(2): 137-143.
- [15] 张志才, 陈喜, 程勤波, 彭韬, 张艳芳, 纪忠华. 喀斯特山体表层岩溶带水文地质特征分析: 以陈旗小流域为例[J]. 地球与环境, 2011, 39(1): 19-25.
- ZHANG Zhicai, CHEN Xi, CHENG Qinbo, PENG Tao, ZHANG Yanfang, JI Zhonghua. Hydrogeology of epikarst in karst mountains: A case study of the Chenqi catchment[J]. Earth and Environment, 2011, 39(1): 19-25.
- [16] 高强山, 彭韬, 付磊, 王世杰, 曹乐, 程倩云. 探地雷达技术对表层岩溶带典型剖面组构刻画与界面识别[J]. 中国岩溶, 2019, 38(5): 759-765.
- GAO Qiangshan, PENG Tao, FU Lei, WANG Shijie, CAO Le, CHENG Qianyun. Structure description and interface recognition on epikarst typical profiles using GPR technology[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(5): 759-765.
- [17] 程凭, 程勤波, 陈喜, 刘金涛, 张志才, 高满. 基于频域电磁法反演喀斯特表层土—岩结构研究[J]. 中国岩溶, 2022, 41(5): 675-683.
- CHENG Ping, CHENG Qinbo, CHEN Xi, LIU Jintao, ZHANG Zhicai, GAO Man. Exploration of superficial soil-rock structure for karst area based on frequency domain electromagnetic method[J]. Carsologica Sinica, 2022, 41(5): 675-683.
- [18] 李阳兵, 王世杰, 李瑞玲. 岩溶生态系统的土壤[J]. 生态环境, 2004, 13(3): 434-438.
- LI Yangbing, WANG Shijie, LI Ruiling. Some soil features of karstecosystem[J]. Ecology and Environment, 2004, 13(3): 434-438.
- [19] 刘鸿雁, 蒋子涵, 戴景钰, 吴秀臣, 彭建, 王红亚, Meersmans J, Green S M, Quine T A. 岩石裂隙决定喀斯特关键带地表木本与草本植物覆盖[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(12): 1974-1981.
- LIU Hongyan, JIANG Zihan, DAI Jingyu, WU Xiuchen, PENG Jian, WANG Hongya, Meersmans J, Green S M, Quine T A. Rock crevices determine woody and herbaceous plant cover in the karst critical zone[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2019, 49(12): 1974-1981.
- [20] 陈喜, 张志才. 喀斯特地区地球关键带科学与生态水文学发展综述[J]. 中国岩溶, 2022, 41(3): 356-364.
- CHEN Xi, ZHANG Zhicai. An overview on the development of science and ecological hydrology of the earth critical zones in karst area[J]. Carsologica Sinica, 2022, 41(3): 356-364.
- [21] 陈洪松, 杨静, 傅伟, 何菲, 王克林. 桂西北喀斯特峰丛不同土地利用方式坡面产流产沙特征[J]. 农业工程学报, 2012, 28(16): 121-126.
- CHEN Hongsong, YANG Jing, FU Wei, HE Fei, WANG Kelin. Characteristics of slope runoff and sediment yield on karst hill-slope with different land-use types in northwest Guangxi[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2012, 28(16): 121-126.
- [22] 彭韬, 王世杰, 张信宝, 容丽, 杨涛, 陈波, 汪进阳. 喀斯特坡地地表径流系数监测初报[J]. 地球与环境, 2008, 36(2): 125-129.
- PENG Tao, WANG Shijie, ZHANG Xinbao, RONG Li, YANG Tao, CHEN Bo, WANG Jinyang. Results of preliminary monitoring of surface runoff coefficients for karst slopes[J]. Earth and Environment, 2008, 36(2): 125-129.
- [23] Rempe D M, Dietrich W E. Direct observations of rock moisture, a hidden component of the hydrologic cycle[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2018, 115(11): 2664-2669.
- [24] Wilcox B P, Taucer P I, Munster C L, Owens M K, Mohanty B P, Sorenson J R, Bazan R. Subsurface stormflow is important in semiarid karst shrublands[J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35(10): 1-6.
- [25] Tromp Van Meerveld H J, McDonnell J J. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hill-slope[J]. Water Resources Research, 2006, 42(2): W02410.
- [26] Tromp Van Meerveld H J, McDonnell J J. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis[J]. Water Resources Research, 2006, 42(2): W02411.
- [27] Tromp Van Meerveld H J, Peters N E, McDonnell J J. Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA[J]. Hydrological Processes, 2007, 21(6): 750-769.
- [28] 张轶博, 王锦国, 刘芮彤. 岩溶包气带水流衰减过程与调蓄能力影响机制研究[J]. 中国岩溶, 2023, 42(6): 1140-1148.
- ZHANG Yibo, WANG Jinguo, LIU Ruitong. Research on water flow attenuation process and regulating capacity in karst vadose zone[J]. Carsologica Sinica, 2023, 42(6): 1140-1148.
- [29] 马从文, 张志才, 陈喜, 程勤波, 彭韬, 张林. 基于机器学习的西南岩溶泉流量模拟研究[J]. 中国岩溶, 2024, 43(1): 48-56.
- MA Congwen, ZHANG Zhicai, CHEN Xi, CHENG Qinbo, PENG Tao, ZHANG Lin. Modelling karst spring flow in Southwest China based on machine learning[J]. Carsologica Sinica, 2024, 43(1): 48-56.
- [30] 王甲荣, 陈喜, 张志才, 张润润, 朱彪, 龚轶芳, 刘皓, 袁瞬飞. 喀斯特溶槽岩—土界面优势流及其对土壤水分动态的影响[J]. 中国岩溶, 2019, 38(1): 109-116.
- WANG Jiarong, CHEN Xi, ZHANG Zhicai, ZHANG Runrun, ZHU Biao, GONG Yifang, LIU Hao, YUAN Shunfei. Preference flow at rock-soil interface and its influence on soil water dynamics in the karst troughs[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(1): 109-116.
- [31] Gabrielli C P, Morgenstern U, Stewart M K, McDonnell J J. Contrasting groundwater and streamflow ages at the Maimai watershed[J]. Water Resources Research, 2018, 54(6): 3937-3957.
- [32] 闫钊全, 刘琦, 邓大鹏, 王涵. 表层岩溶裂隙带土壤地表流失/地下漏失室内模拟实验[J]. 中国岩溶, 2022, 41(2): 240-248.
- YAN Yiquan, LIU Qi, DENG Dapeng, WANG Han. Laboratory simulation study on soil surface loss and underground leakage in the epikarst fissure zone[J]. Carsologica Sinica, 2022, 41(2): 240-248.
- [33] Fu Z Y, Chen H S, Zhang W, Xu Q X, Wang S, Wang K L. Sub-

- surface flow in a soil-mantled subtropical dolomite karst slope: A field rainfall simulation study[J]. *Geomorphology*, 2015, 250(1): 1-14.
- [34] 严友进, 戴全厚, 伏文兵, 杨智. 下垫面变化对喀斯特坡地地下产流产沙的影响[J]. *水土保持学报*, 2018, 32(1): 67-73, 79.
- YAN Youjin, DAI Quanhou, FU Wenbing, YANG Zhi. Influences of underlying surface changes on underground runoff and sediment yield in karst slope land[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2018, 32(1): 67-73, 79.
- [35] 杨静, 王升, 丁亚丽, 陈洪松. 喀斯特白云岩地区不同土体构型土壤剖面持水导水性能研究[J]. *中国岩溶*, 2020, 39(5): 697-704.
- YANG Jing, WANG Sheng, DING Yali, CHEN Hongsong. Moisture-retaining and transmissibility properties of soil profiles with different architectures in dolomite karst areas[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(5): 697-704.
- [36] Fang Q, Zhao L S, Hou R, Fan C H, Zhang J X. Rainwater transformation to runoff and soil loss at the surface and belowground on soil-mantled karst slopes under rainfall simulation experiments[J]. *Catena*, 2022, 215: 106316.
- [37] Chen J, Luo W J, Zeng G N, Wang Y W, Lyu Y N, Cai X L, Zhang L, Cheng A Y, Zhang X B, Wang S J. Response of surface evaporation and subsurface leakage to precipitation for simulated epikarst with different rock-soil structures[J]. *Journal of Hydrology*, 2022, 610(4): 127850.
- [38] Zeng Q R, Liu Z H, Chen B, Hu Y D, Zeng S B, Zeng C, Yang R, He H B, Zhu H, Cai X L. Carbonate weathering-related carbon sink fluxes under different land uses: A case study from the Shawan simulation test site, Puding, Southwest China[J]. *Chemical Geology*, 2017, 474: 58-71.
- [39] Fu Z Y, Chen H S, Zhang W, Xu Q X, Wang S, Wang K L. Sub-surface flow in a soil-mantled subtropical dolomite karst slope: A field rainfall simulation study[J]. *Geomorphology*, 2015, 250: 1-14.
- [40] Zhang J, Wang S, Fu Z Y, Chen H S, Wang K L. Soil thickness controls the rainfall-runoff relationship at the karst hillslope critical zone in Southwest China[J]. *Journal of Hydrology*, 2022, 609: 127779.
- [41] Zhao M, Zeng C, Liu Z H, Wang S J. Effect of different land use/land cover on karst hydrogeochemistry: A paired catchment study of Chenqi and Dengzhanhe, Puding, Guizhou, SW China[J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 388(1): 121-130.
- [42] 张杨, 宁立波, 尹峰, 赵国红, 白冰珂, 朱晔亭. 岩体裂隙率野外测量及计算方法的研究[J]. *工程地质学报*, 2020, 28(1): 10-18.
- ZHANG Yang, NING Libo, YIN Feng, ZHAO Guohong, BAI Bingke, ZHU Xianting. New method of field measurement and calculation for volumetric fracture rate of rock mass[J]. *Journal of Engineering Geology*, 2020, 28(1): 10-18.
- [43] 霍丽娟, 李一菲, 钱天伟. 定水头法和降水头法测定黄土的饱和导水率[J]. *太原科技大学学报*, 2010, 31(3): 256-259.
- HUO Lijuan, LI Yifei, QIAN Tianwei. Determination of saturated hydraulic conductivity of loess soil by constant-head method and falling-head method[J]. *Journal of Taiyuan University of Science and Technology*, 2010, 31(3): 256-259.
- [44] 黄俊, 吴普特, 赵西宁. 多参数非线性降雨产流阈值模型试验研究[J]. *北京林业大学学报*, 2011, 33(1): 84-89.
- HUANG Jun, WU Pute, ZHAO Xining. Experimental study on the nonlinear multi-parameter rainfall-runoff threshold model[J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2011, 33(1): 84-89.
- [45] Spearman C. The proof and measurement of association between two things[J]. *American Journal of Psychology*, 1987, 15(1): 72-101.
- [46] Wei W, Chen L D, Fu B J, Huang Z L, Wu D P, Gui L D. The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 335(3): 247-258.
- [47] 兰旻. 山坡尺度降雨产流过程宏观本构关系研究[D]. 北京: 清华大学, 2014.
- LAN Min. Study on constitutive relationship of runoff generation at the hillslope scale[D]. Beijing: Tsinghua University, 2014.
- [48] 寇平浪, 许强, 王崔林, 徐建强, 袁爽. 基于逐5 min 时间分辨率的降雨-径流关系研究[J]. *人民黄河*, 2022, 44(6): 34-37.
- KOU Pinglang, XU Qiang, WANG Cuilin, XU Jianqiang, YUAN Shuang. Research on rainfall-runoff relationship based on time resolution of five minutes[J]. *Yellow River*, 2022, 44(6): 34-37.
- [49] 方胜, 彭韬, 王世杰, 刘秀明, 孟凡德. 喀斯特坡地土壤稳渗率空间分布变化特征研究[J]. *地球与环境*, 2014, 42(1): 1-10.
- FANG Sheng, PENG Tao, WANG Shijie, LIU Xiuming, MENG Fande. Spatial variation of soil steady-state infiltration rates in karst hillslopes[J]. *Earth and Environment*, 2014, 42(1): 1-10.
- [50] 焦友军, 黄奇波, 于青春. 初始裂隙对岩溶水紊流形成的影响[J]. *中国岩溶*, 2022, 41(4): 501-510.
- JIAO Youjun, HUANG Qibo, YU Qingchun. Influence of initial fractures on the occurrence of karst turbulent flow[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(4): 501-510.
- [51] 党宏宇, 陈洪松, 邵明安. 喀斯特地区不同层次土石混合介质对土壤水分入渗过程的影响[J]. *农业工程学报*, 2012, 28(8): 38-43.
- DANG Hongyu, CHEN Hongsong, SHAO Ming'an. Effects of laminated rock fragments on soil infiltration processes in karst regions[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2012, 28(8): 38-43.

Effect of soil-rock structures on the characteristics of rainfall-runoff responses in epikarst zones

XU Zifan¹, CHEN Xi^{1,2}, LIU Weihang¹, LIU Hao², ZHANG Zhicai²

(1. Institute of Surface-Earth System Science, School of Earth System Science, Tianjin University, Tianjin 300072, China;

2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China)

Abstract This study was conducted at the Puding Karst Ecosystem Research Station, Chinese Academy of Sciences. Three square columns were set up in the experiment to simulate different soil-rock structures. Each column has a cross-sectional area of 1 square meter and a height of 2 meters. The station is located in a warm, humid mid-subtropical monsoon climate zone, with an average annual rainfall of 1,315 mm and an average annual temperature of 15.1 °C. The soil-rock structures in this area are diverse, mainly comprising limestone, dolomite, and associated soils.

This study aims to reveal the impact of complex soil-rock structures on hydrological processes in the karst areas of Southwest China. In this study, physical models of three typical soil-rock structures (Column a: thin limestone soil over limestone blocks; Column b: thin limestone soil over dolomite gravel; Column c: thick soil over limestone gravel) were constructed, the underground runoff processes formed by natural rainfall were observed, and the water balance and runoff response characteristics under different soil-rock structures were compared. The research findings provide scientific insights into better understanding of the transformation and effective utilization of water resources in karst areas.

Three square columns were used as experimental devices in this study to simulate different types of soil-rock structures (combinations of limestone, dolomite, overlying lime soil, and yellow soil). During natural rainfall events, evaporation and runoff of the soil columns with different soil-rock structures were compared and analyzed. Various methods of statistical analysis were employed to quantitatively assess the impact of these structures, revealing the hydrological processes of the complex soil-rock structures in epikarst zones.

The main results are as follows. (1) Water Balance: As soil thickness increased (20 cm, 23 cm, 85 cm), evaporation increased and runoff decreased. Dolomite gravel (Column b) retained more water than limestone blocks (Column a), leading to higher evaporation and lower runoff. Seasonal runoff variability was significant in areas covered with thinner soil, in which flood and drought are prone to occur. (2) Rainfall-Runoff Relationship: Linear regression revealed a threshold-linear two-stage pattern. Runoff started after reaching a threshold, becoming linear beyond that. The increase of soil thickness raised the rainfall threshold for runoff formation. Column a had the highest runoff efficiency, while Column c had the lowest. The specific surface area of the gravel in Column b is larger, so its evaporation is twice as much as that of Column a, and the regression slope is lower. (3) Impact of Rainfall Patterns: Small-event rainfall (Patterns B and D) caused higher peaks in Column a, while large-event rainfall (Patterns A and C) caused higher peaks in Column b. Thicker soil in Column c delayed initial runoff and peak flow, especially in small events. Additionally, the initial runoff response time of soil-rock structures with thin soil layers depends on the rainfall process, while the initial runoff response time of soil-rock structures with thick soil layers is negatively correlated with soil moisture content.

This study reveals the significant impact of different soil-rock structures on hydrological processes in the karst areas of Southwest China. The physical properties of soil-rock structures (e.g., soil thickness and characteristics of underlying rocks) not only affect the water balance but also determine the rainfall-runoff relationship and runoff characteristics under different rainfall patterns. Firstly, the soil layer thickness is a key factor influencing water balance and underground runoff response. Thicker soil can significantly delay the response time of underground runoff, reduce peak flow, and increase the rainfall threshold required for runoff generation. Additionally, the physical properties of

rock fractures affect the water balance, with dolomite gravel under the soil having a higher water retention capacity than limestone blocks, leading to higher evaporation losses and lower runoff. Lastly, the response of water balance and underground runoff to different rainfall patterns varies significantly with soil-rock structures. Low-fracture limestone blocks beneath the soil (fracture porosity of 8%) have high water conductivity, allowing small rainfall to easily infiltrate and form substantial peak flows. In contrast, dolomite gravel beneath the soil, with a higher water storage capacity (fracture porosity of 40%), facilitates the accumulation of infiltrated water during heavy rainfall, leading to larger peak flows.

Key words karst, soil-rock structure, subsurface stormflow, water balance, runoff response characteristics

(编辑 黄晨晖)

(上接第 862 页)

concentration is higher than the risk control value of other agricultural land ($120 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) covers about $22,297 \text{ m}^2$, with an average thickness of 2.5 m. The volume of arsenic contaminated soil is $55,742.5 \text{ m}^3$.

Two tracing tests of underground water found that arsenic flows to Chengxi water plant through underground karst runoff, and the pathway is as follows: karst depression in the east of Sanjingcun arsenic factory → Xingdong in Xingdong village of Liuwei town → Fandong → Oudong → Nalong reservoir (underground runoff zone) → Chengxi water plant. The runoff is 12.25 km long with a groundwater flow rate of $0.86 \text{ km} \cdot \text{d}^{-1}$ and a permeability coefficient of $0.995 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

The long-term monitoring of water quality shows that the arsenic content of Chengxi water plant is at risk of exceeding the permitted level of Class III ($0.01 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$) during the flood season. Therefore, it is necessary to control the pollution source (karst depression in the east of the arsenic factory) and to strengthen the monitoring of groundwater quality in the water source area of Chengxi water plant by setting up monitoring points for long-term observation of water quality at key points in the runoff area. For example, new monitoring points can be established at Lingxiao spring, estuary of Dula underground river, Xingdong skylight and Fandong skylight.

The pollution source is located outside the quasi-protected area of the water source of Chengxi water plant. Considering that the water source mainly consists of karst water, and the groundwater primarily flows through karst pipelines, the pollutant runoff path is long and the attenuation is slow, it is suggested to expand the quasi-protected area of the water source of Chengxi water plant, with the southern boundary defined by groundwater divide of Longjiang karst groundwater system and Diaojiang karst groundwater system.

Key words karst area, groundwater, water source area, causes of pollution, tracer test

(编辑 黄晨晖)