

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.

DOI: 10.11932/karst20230601

岩溶包气带水流衰减过程与调蓄能力影响机制研究

张轶博, 王锦国, 刘芮彤

(河海大学地球科学与工程学院, 江苏南京 210098)

摘 要:我国岩溶水资源丰富, 是岩溶地区重要的生产生活用水来源。岩溶包气带对地下水起着涵养调蓄作用, 为定量评价岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力影响因素, 通过搭建实验室尺度的岩溶包气带物理模型, 分析衰减曲线与调蓄系数, 探究降雨强度、传输带裂隙发育程度、传输带厚度对岩溶包气带水流过程与调蓄能力的影响。试验结果表明, 降雨强度的增大将引起岩溶包气带水流衰减系数的增大与调蓄系数的减小, 降雨强度对结构一定的岩溶包气带调蓄能力的影响有一定限度; 随着传输带裂隙增加, 快速流衰减系数呈增大趋势, 慢速流衰减系数呈减小趋势, 调蓄系数呈减小趋势; 传输带厚度的增加引起衰减系数的减小与调蓄系数的增大, 但对调蓄系数的影响不明显。

关键词:岩溶包气带; 室内试验; 衰减曲线; 调蓄系数

中图分类号: P641 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810 (2023) 06-1140-09

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

我国岩溶地下水资源丰富, 约占全国地下水资源量的 23%, 是岩溶地区重要的生产生活水源。西南岩溶地区年平均降雨量超 1 200 mm^[1], 但降雨时间分布极不均匀。由于岩溶地区特殊的地质环境特征, 丰水期降雨入渗快, 导致水资源快速流失; 枯水期可利用的岩溶水资源十分有限, 易造成持续干旱, 制约当地群众的生产生活。岩溶包气带具有涵养和调蓄地下水的作用, 因此, 开展岩溶包气带水流衰减过程与调蓄能力影响机制的研究, 对合理开发利用岩溶水资源具有重要意义。

岩溶含水系统高度的非均质性和各向异性, 往往使岩溶包气带形成排泄网络, 成为地下水流动的通道^[2]。岩溶包气带主要由土壤带、表层岩溶带和传输带组成(如图 1(a)), 岩溶包气带的储水功能与表层岩溶带对地下水资源的动态储存有关, 降雨入渗

经表层岩溶带的调蓄和分流, 再由传输带转移到潜水层^[3-4]。岩溶包气带中的水流在成岩孔隙、微小裂隙及碳酸岩盐基质部分流速小, 表现为慢速流; 在大裂隙和落水洞中流速快, 表现为快速流^[5-6]。岩溶含水系统的非均质性和岩溶包气带径流路径的复杂性增大了地下水流动过程研究的难度。岩溶泉衰减曲线含有岩溶含水层的内部信息, 常被用于认识岩溶含水系统、获取部分水文地质参数^[7], 以及研究岩溶地区地下水运动特征^[8]。程星等^[9]通过对岩溶水调蓄和衰减过程的研究, 得出岩溶地下水衰减过程受岩性、构造、地貌发育阶段、排泄条件及入渗方式等因素影响的结论。周玥等^[10]通过室内试验, 探究了不同断面尺寸和填充程度的落水洞对泉流量衰减过程的影响。目前用于衰减曲线分析的方法主要有指数衰减分析法^[11-12]、非指数衰减分析法^[13-14]以及综合型衰减分析法^[15-16]。指数衰减分析法由于简单且易于操作, 被广泛应用于泉流量衰减过程的分析。

第一作者简介: 张轶博(1997—), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为地质资源与地质工程。E-mail: zhangyibo@hhu.edu.cn。

通信作者: 王锦国(1974—), 男, 博士, 教授, 主要从事地质工程、地下水科学与工程方面的科研与教学工作。E-mail: wang_jinguo@hhu.edu.cn。

收稿日期: 2022-08-10

Forkasiewicz 等^[17]通过对法国岩溶泉的研究,建立了叠加指数衰减方程。Baedke 和 Krothe^[18]利用该方法分析印度的两个岩溶泉流量衰减曲线,并获得了裂隙和管道系统的平均导水系数和给水度。杨立铮^[19]使用叠加指数衰减方法分析了后寨地下河岩溶水流量衰减过程。Amaël Poulain 等^[3]分析了岩溶包气带水流衰减曲线,并使用线性衰减方程与指数衰减方程叠加的方法模拟了岩溶包气带水流衰减过程。

岩溶地区的调蓄能力主要与岩溶含水系统的结构有关^[20]。L.Aquilina 等^[21]通过研究法国南部四个岩溶泉对降雨的响应时间,表明表层岩溶带的储水功能在岩溶补给过程中起着重要作用。Williams^[22-23]认为表层岩溶带中的狭窄裂隙具有蓄水的作用;在研究溶洞水文地质中的表层岩溶带时提出,表层岩溶带的储水能力主要由其厚度和连续性、平均孔隙度及水的流速决定。蒋忠诚等^[24]研究我国南方岩溶区表层岩溶带的调蓄功能发现,表层岩溶带的结构、岩层产状、地表覆盖情况和降雨性质等会影响其对岩溶水的调蓄功能。邹胜章等^[25]利用长期观测资料,对表层岩溶带调蓄系数进行了定量计算,并对调蓄能力的影响因素进行了分析,认为调蓄系数可以定量评价表层岩溶带的调蓄能力。

前人为研究岩溶地区水流衰减过程和调蓄能力而进行的室内试验多采用有机玻璃搭建的二维裂隙-管道物理模型^[10, 26-28],与实际含水介质结构相差较大,且未考虑土壤带的存在,因此对岩溶地区水流衰减过程和调蓄能力的影响机制还需要进一步的研

究。目前有关岩溶地区调蓄能力的研究主要集中在表层岩溶带,对于传输带对调蓄能力的影响研究甚少。本研究采用灰岩岩块搭建的实验室尺度的三维立体岩溶包气带物理模型,旨在探究降雨强度、传输带裂隙发育程度、传输带厚度对岩溶包气带水流衰减过程与调蓄能力的影响。

1 试验及方法介绍

1.1 试验装置

本研究在充分了解岩溶包气带结构与水动力的基础上,搭建实验室尺度的三维立体岩溶包气带物理模型(图 1(b))。该物理模型主要包括:降雨补给模拟系统、岩溶包气带模拟系统、数据采集系统。

降雨补给模拟系统将蠕动泵(Longer BT300-2J, 英国)与降雨模拟器连接,降雨强度可通过蠕动泵转速控制,从而模拟降雨过程。岩溶包气带模拟系统使用 20 cm×20 cm×20 cm 的灰岩岩块搭建传输带,可通过搭建的岩块层数控制传输带厚度。在搭建时使用不透水玻璃胶(QY-793)密封裂隙来控制裂隙条数,从而模拟不同裂隙发育程度。使用 10 cm×10 cm×5 cm 的灰岩岩块搭建表层岩溶带,由于岩溶地区近地表裂隙垂面形态多为“漏斗状”^[29],将上下面边长分别为 9 cm 与 10 cm,高 5 cm 的四棱台放置于表层岩溶带顶层。使用取自河海大学某山坡下蜀土搭建厚度为 7 cm 的土壤带,土壤带含水率为 20%,干密度约 1.1~1.2 g·cm⁻³。在装置一角留出 5 cm×5 cm 的

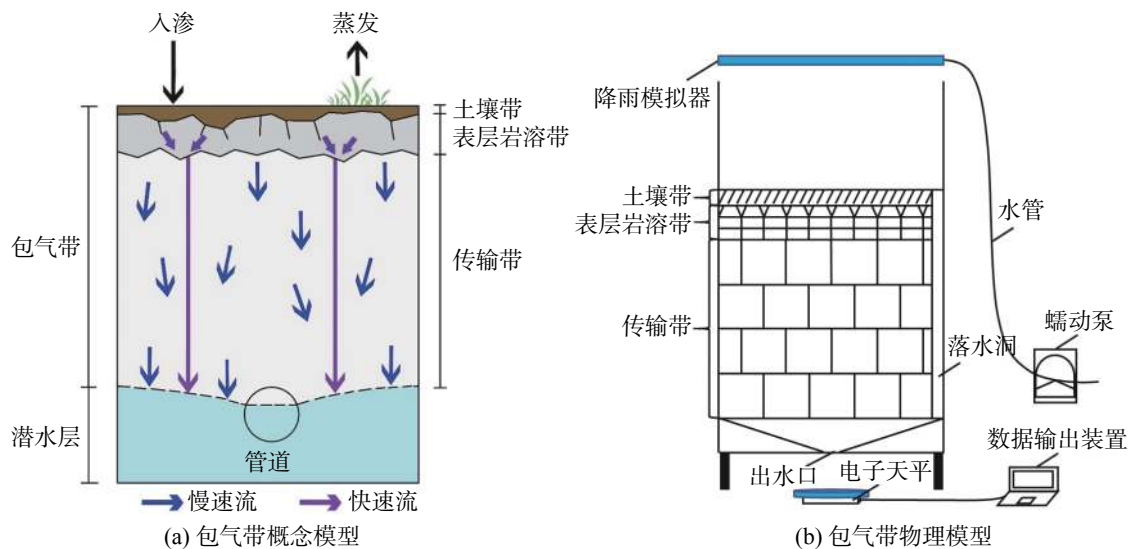


图 1 岩溶包气带概念模型和物理模型图

Fig. 1 Conceptual and physical model diagrams of karst aeration zone

通道作为落水洞。数据采集系统通过精密电子天平(常州幸运 XY5000-1BF, 中国)采集实时流量数据, 并通过连接电脑存储数据。

1.2 叠加指数衰减分析法

指数衰减分析法是分析泉流量衰减曲线的有效方法之一, 包括单一指数衰减方法和叠加指数衰减方法^[30-31]。本研究采用含两个指数的叠加指数衰减方程(式(1))对模拟试验的衰减曲线进行分析。

$$Q_t = Q_1 e^{-\alpha_1 t} + Q_2 e^{-\alpha_2 t} \quad (1)$$

式中: Q_t 为 t 时刻的流量 (m^3/s); Q_1 、 Q_2 为开始衰减时刻的流量 (m^3/s); α_1 、 α_2 为衰减系数, 无量纲。

衰减系数 α 是定量描述水流衰减过程的重要物理量, 衰减系数越大表示衰减速度越快。

1.3 调蓄系数计算方法

调蓄系数可定量描述岩溶含水系统对水资源的调蓄能力, 反映了入渗水在表层岩溶带中的滞留比例^[25]。陈植华等^[32]提出了表层岩溶带调蓄系数的定义:

$$I = \frac{\Delta Q}{Q_0} \quad (2)$$

式中: I 为表层岩溶带的调蓄系数, 无量纲; ΔQ 为入渗水在表层岩溶带中滞留的流量 (m^3/s); Q_0 为降雨补给量 (m^3/s)。

王熹等^[27]将式(2)与泉流量衰减曲线结合起来计算裂隙-管道介质模型的调蓄系数(图 2), 在降雨强度一定的条件下, 从补给刚开始时刻到出口刚到达最大流量时刻, 流出模型的流量为 Q , 则滞留在模型中的水量 $\Delta Q = Q_0 - Q$, 又因为 $Q_0 = p \times T$, 可得到以下公式:

$$I = 1 - \frac{Q}{p \times T} \quad (3)$$

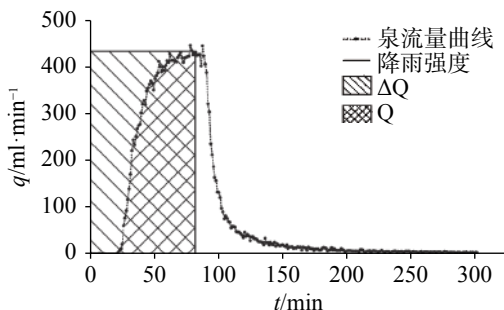


图 2 调蓄系数计算示意图

Fig. 2 Schematic diagram for calculation of regulating coefficient

式中: Q 为补给时间段内排出的流量, p 为降雨强度, T 为降雨补给时间。

本研究利用式(3)计算调蓄系数来衡量岩溶包气带物理模型的调蓄能力。

1.4 试验方案及过程

本研究设置三组不同变量的试验, 分别探究降雨强度、传输带裂隙发育程度、传输带厚度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响。

试验过程: 按试验设计搭建试验装置, 打开蠕动泵, 调节转速, 模拟降雨过程并记录开始降雨时间。将出水口排出的水用塑料盘接收, 同时使用电子天平称量水的质量, 并用电脑每 0.5 s 记录一次数据。降雨 1.5 h 后关闭蠕动泵, 停止降雨补给, 继续记录出水口流量, 当停止降雨 3.5 h 后, 出水口流量可忽略不计, 此时结束试验。

试验 1: 通过调节蠕动泵转速控制降雨强度, 研究降雨强度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响。本组试验设置 5 组对照组(表 1), 各对照组降雨强度分别为 $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

试验 2: 利用玻璃胶密封灰岩岩块间的缝隙控制裂隙条数, 从而探究传输带裂隙发育程度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响。本组试验设置 5 组对照组(表 2), 各对照组裂隙条数分别为 1 条、2 条、3 条、4 条和全裂隙(图 3(a)~(e), 红色实线为裂隙位置)。

试验 3: 通过搭建的灰岩层数来控制传输带厚度, 探究传输带厚度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响。本组试验设置 5 组对照组(表 3), 各对照组传输带厚度分别为 40 cm、60 cm、80 cm、100 cm 和 120 cm。

2 试验结果分析

2.1 降雨强度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响

通过不同降雨强度入渗试验, 分别得到不同降雨强度下的衰减系数和调蓄系数(图 4)。

由图 4(a)可见, 随着降雨强度的增大, 快速流衰减系数 α_1 和慢速流衰减系数 α_2 都呈增大趋势, 但 α_1 的变幅比 α_2 大, α_1 从 0.054 增加到了 0.246, 而 α_2 只从

表 1 降雨强度影响试验试验条件
Table 1 Test conditions for influence of precipitation intensity

对照组编号	有无落水洞	传输带厚度/cm	地面坡度/°	降雨强度/mm·h ⁻¹	裂隙/条
1-a	有	80	15	5	2
1-b	有	80	15	10	2
1-c	有	80	15	20	2
1-d	有	80	15	30	2
1-e	有	80	15	50	2

表 2 传输带裂隙发育程度影响试验试验条件
Table 2 Test conditions for influence of fissure development degree of transfer zone

对照组编号	有无落水洞	传输带厚度/cm	地面坡度/°	降雨强度/mm·h ⁻¹	裂隙/条
2-a	无	80	0	20	1
2-b	无	80	0	20	2
2-c	无	80	0	20	3
2-d	无	80	0	20	4
2-e	无	80	0	20	全裂隙

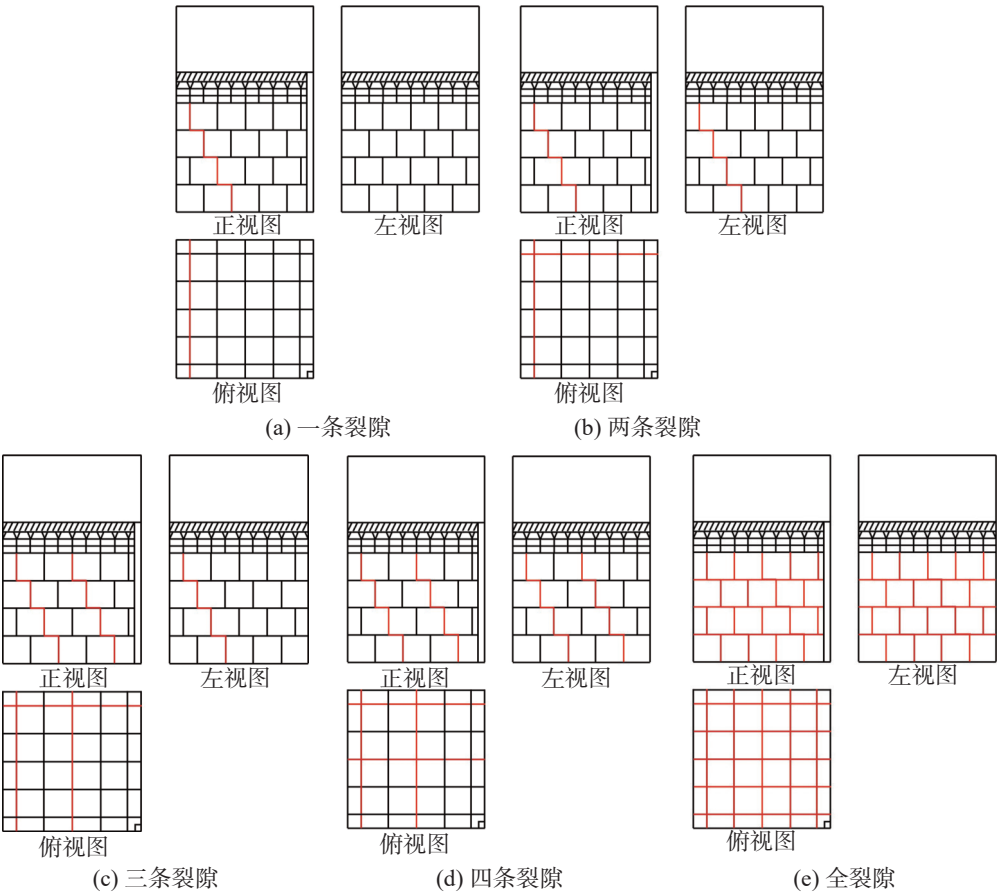


图 3 裂隙位置示意图

Fig. 3 Schematic diagram of fissure location

0.006 增加到了 0.024, 这说明降雨强度的增大会影响岩溶包气带内水流的衰减速度, 降雨强度越大, 衰减速度越快, 且降雨强度对 α_1 的影响大于对 α_2 的影响。

考虑原因是降雨强度较小时, 大部分降雨补给通过裂隙以慢速流的形式流出装置; 随着降雨强度增大, 慢速流通道过水量有限, 水流流到落水洞以快速流

表 3 传输带厚度影响试验试验条件

Table 3 Test conditions for thickness influence of transfer zone

对照组编号	有无落水洞	传输带厚度/cm	地面坡度/°	降雨强度/mm·h ⁻¹	裂隙/条
3-a	无	40	0	20	2
3-b	无	60	0	20	2
3-c	无	80	0	20	2
3-d	无	100	0	20	2
3-e	无	120	0	20	2

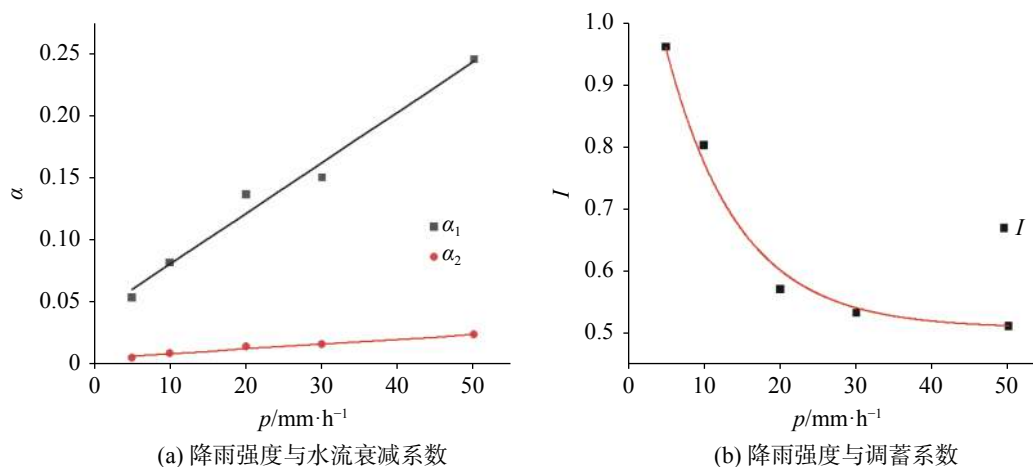


图 4 不同降雨强度下水流衰减系数与调蓄系数变化

Fig. 4 Variation of attenuation coefficient and regulating coefficient of water flow under different precipitation intensities

的形式流出装置,且降雨越大,通过快速流通道排出的水流越多。因此降雨强度增大对 α_1 的影响更大。

由图 4(b)可见,降雨强度为 5 mm·h⁻¹ 时调蓄系数最大且接近 1,此时从出水口流出的水量很少,入渗水滞留在装置中的比例很大。随着降雨强度增加到 10 mm·h⁻¹ 和 20 mm·h⁻¹,出流量增加,入渗水滞留比例减小,使得调蓄系数减小。降雨强度继续增大至 30 mm·h⁻¹ 和 50 mm·h⁻¹,调蓄系数继续减小,但均保持在 0.52 左右。由此可知,岩溶包气带结构一定时,随着降雨强度增大,岩溶含水系统调蓄能力逐渐减弱,但降雨强度对调蓄能力的影响是有限度的,降雨强度达到一定量时,调蓄系数基本不变达到一近似恒定值。当调蓄能力到达极限时,调蓄系数将不再随降雨强度的增大而减小。

2.2 传输带裂隙发育程度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响

通过不同传输带裂隙发育程度入渗试验,得到不同裂隙发育程度下的衰减系数和调蓄系数(图 5)。为了直观地体现不同裂隙条数的影响,在绘图时将全裂隙以 5 条裂隙代替。

由图 5(a)可见,随着传输带裂隙增加,快速流衰减系数 α_1 呈增大趋势,慢速流衰减系数 α_2 呈减小趋势。说明传输带裂隙发育程度越高,快速流衰减速度越快,慢速流衰减速度越慢。推测这种现象是由于传输带裂隙增加,导致快速流通道增多的结果。当裂隙增多时,更多的降雨补给以快速流的形式排出。因此,一定降雨强度下,裂隙的增加将引起快速流衰减系数增大与慢速流衰减系数减小。

由图 5(b)可见,随着传输带裂隙增加,调蓄系数持续减小。说明传输带裂隙发育程度越高,含水系统调蓄能力越弱。由式(3)可知,在降雨强度 p 和降雨补给时间 T 一定时,出流量 Q 增大,调蓄系数 I 将减小。Williams^[23]曾指出,当表层岩溶带与下伏基岩(传输带)渗透性有较大差异时,表层岩溶带才有储水功能。随着传输带裂隙的增加,岩溶包气带的主要储水区——土壤带与表层岩溶带的排泄通道增加,因此出现调蓄能力随传输带裂隙的增加而减弱的现象。本试验结果与 Williams 的观点相吻合。此外由图可知,随着裂隙的增加,调蓄系数呈持续减小的趋势不再趋于一个定值,说明岩溶包气带结构的改变

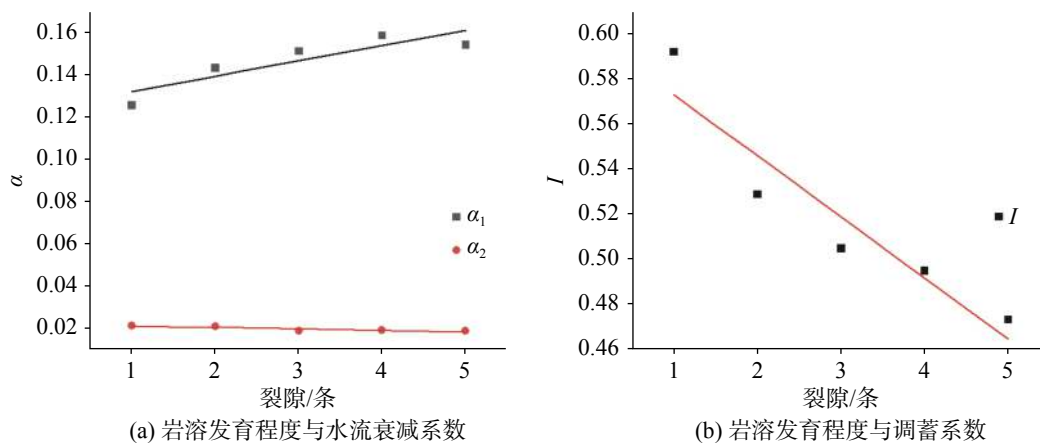


图 5 不同裂隙发育程度下水流衰减系数和调蓄系数变化

Fig. 5 Variation of attenuation coefficient and regulating coefficient of water flow under different fissure development degrees

将影响整个含水系统的最大调蓄能力。

2.3 传输带厚度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响

通过不同传输带厚度入渗试验,得到不同传输带厚度下的衰减系数和调蓄系数(图 6)。

由图 6(a)可见,随着传输带厚度的增加,快速流衰减系数 α_1 和慢速流衰减系数 α_2 都呈减小的趋势。说明传输带厚度越厚,水流衰减速度越慢。原因是传输带厚度增加造成入渗水流动路径变长,从而导致水流流动时间增加。因此,传输带厚度的增加将导致衰减系数减小。

由图 6(b)可见,随着传输带厚度增加,调蓄系数不断增大。传输带厚度增加提供了更多储水空间,导致传输带储水量增加,出流量 Q 减少,由式(3)可知,在降雨补给量相同时, Q 减小,调蓄系数 I 将增大,因

此调蓄系数随传输带厚度增加而增大。当传输带厚度从 40 cm 增加到 120 cm 时,对应调蓄系数仅从 0.49 增大到 0.53,对比图 4(b)降雨强度和图 5(b)传输带裂隙发育程度对调蓄系数的影响,传输带厚度的影响不明显。这是由于入渗水主要滞留在灰岩孔隙与微小裂隙,增加传输带厚度仅增加很小部分的储水空间,导致入渗水滞留比例增加不大,因此传输带厚度对含水系统调蓄能力的影响不显著。

3 结 论

通过试验分析降雨强度、传输带裂隙发育程度、传输带厚度对岩溶包气带水流衰减过程和调蓄能力的影响,可得到以下结论:

(1) 降雨强度的增大将引起岩溶包气带水流衰减速度加快,且快速流衰减速度受降雨强度的影响

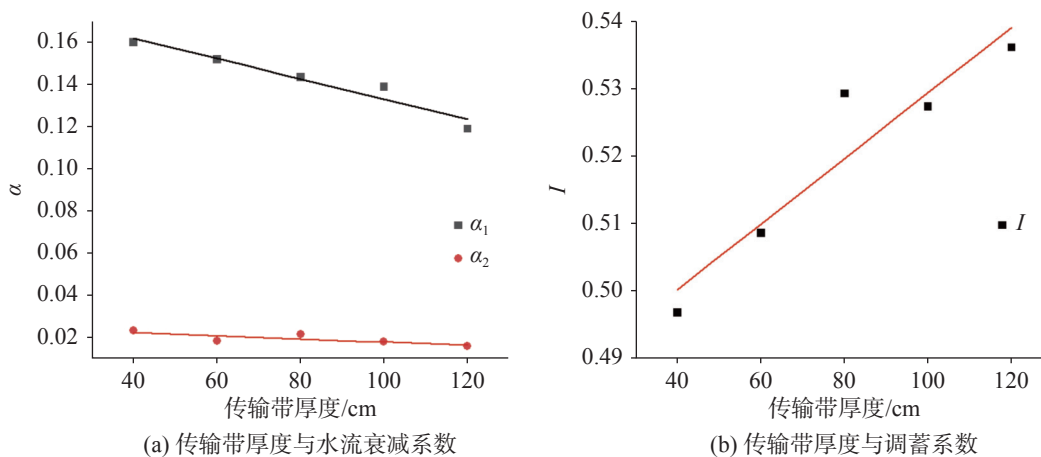


图 6 不同传输带厚度下水流衰减系数和调蓄系数变化

Fig. 6 Variation of attenuation coefficient and regulating coefficient of water flow under different thicknesses of transfer zone

比慢速流更大;

(2) 降雨强度的增大将导致岩溶含水系统调蓄能力减弱,但降雨强度对结构一定的岩溶包气带调蓄能力的影响有一定限度,当调蓄能力到达极限时,调蓄系数将不再随降雨强度的增大而减小;

(3) 随着传输带裂隙条数的增加,快速流衰减系数呈增大趋势,慢速流衰减系数呈减小趋势,调蓄系数呈减小趋势;

(4) 传输带厚度的增加引起衰减系数的减小与调蓄系数的增大,但对调蓄系数的影响不明显。

参考文献

- [1] Peng T, Wang S J. Effects of land use, land cover and rainfall regimes on the surface runoff and soil loss on karst slopes in Southwest China[J]. *Catena*, 2012, 90: 53-62.
- [2] 郭小娇. 中国南方典型岩溶上部包气带水文过程对降雨响应机制研究: 以丫吉试验场为例[D]. 北京: 中国地质科学院, 2017.
GUO Xiaojiao. The mechanisms investigation for vadose hydrological processes response to precipitation events in a typical upper unsaturated zone, South China: A case study in the Yaji experimental site[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2017.
- [3] Poulain A, Watlet A, Kaufmann O, Van Camp M, Jourde H, Mazzilli N, Rochez G, Deleu R, Quinif Y, Hallet V. Assessment of groundwater recharge processes through karst vadose zone by cave percolation monitoring[J]. *Hydrological Processes*, 2018, 32(13): 2069-2083.
- [4] Perrin J. A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers[D]. Neuchatel, Switzerland: University of Neuchatel, 2003.
- [5] 赵良杰, 杨杨, 曹建文, 夏日元, 王喆, 栾崧, 林玉山. 珠江流域地下水资源评价及问题分析[J]. *中国地质*, 2021, 48(4): 1020-1031.
ZHAO Liangjie, YANG Yang, CAO Jianwen, XIA Riyuan, WANG Zhe, LUAN Song, LIN Yushan. Groundwater resources evaluation and problem analysis in Pearl river basin[J]. *Geology in China*, 2021, 48(4): 1020-1031.
- [6] Liu R T, Wang J G, Zhan H B, Chen Z, Li W J, Yang D, Zheng S Y. Influence of thick karst vadose zone on aquifer recharge in karst formations[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 592: 125791.
- [7] 常勇. 裂隙-管道二元结构的岩溶泉水文过程分析与模拟[D]. 南京: 南京大学, 2015.
CHANG Yong. Analysis and simulation of the hydrological process of the karst aquifer with fracture-conduit dual structure[D]. Nanjing: Nanjing University, 2015.
- [8] Fan Y H, Huo X L, Hao Y H, Liu Y, Wang T K, Liu Y C, Yeh T J. An assembled extreme value statistical model of karst spring discharge[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 504: 57-68.
- [9] 程星, 杨子江. 影响喀斯特地下水调蓄功能的因素的探讨[J]. *中国岩溶*, 2000, 19(1): 52-57.
CHENG Xing, YANG Zijiang. A discussion on the factors of underground water regulation in karst areas[J]. *Carsologica Sinica*, 2000, 19(1): 52-57.
- [10] 周玥, 束龙仓, 方依雯, 翟月, 王硕, 鲁程鹏. 落水洞对裂隙-管道介质泉流量衰减过程影响的试验研究[J]. *南水北调与水利科技*, 2017, 15(3): 108-112.
ZHOU Yue, SHU Longcang, FANG Yiwen, ZHAI Yue, WANG Shuo, LU Chengpeng. Experimental study on the effects of sink-holes on spring flow attenuation process within fissure-conduit media[J]. *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2017, 15(3): 108-112.
- [11] Fiorillo F, Revellino, Ventafridda G. Karst aquifer draining during dry periods[J]. *Journal of Caves & Karst Studies*, 2012, 74(2): 148-156.
- [12] Fiorillo F. The recession of spring hydrographs, focused on karst aquifers[J]. *Water Resources Management*, 2014, 28(7): 1781-1805.
- [13] Mendoza G F, Steenhuis T S, Walter M T, Parlange J Y. Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 279(1-4): 57-69.
- [14] Malvicini C F, Steenhuis T S, Walter M T, Parlange J Y, Walter M F. Evaluation of spring flow in the uplands of Matalom, Leyte, Philippines[J]. *Advances in Water Resources*, 2005, 28(10): 1083-1090.
- [15] Padilla A, Pulido Bosch A, Mangin A. Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring[J]. *Groundwater*, 1994, 32(2): 267-277.
- [16] Mohammadi Z, Shoja A. Effect of annual rainfall amount on characteristics of karst spring hydrograph[J]. *Carbonates and Evaporites*, 2014, 29(3): 279-289.
- [17] Forkasiewicz J, Paloc H. Le régime de tarissement de la Foux de la Vis[J]. Ediciones Sígueme, 1965.
- [18] 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.
- [19] 杨立铮. 地下河流域岩溶水天然资源类型及评价方法[J]. *水文地质工程地质*, 1982(4): 22-25.
- [20] 苏春田. 湖南新田县富锶地下水形成机理研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2021.
SU Chuntian. Study on the formation mechanism of strontium-rich groundwater in Xintian county, Hunan Province[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2021.
- [21] Aquilina L, Ladouche B, Dorfliger N. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 327(3-4): 472-485.
- [22] Williams P W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 61(1-3): 45-67.

- [23] 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.
- [24] 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 of karst water[J]. *Carsologica Sinica*, 2001, 20(2): 106-110.
- [25] 邹胜章, 张文慧, 梁小平, 罗伟权, 梁彬. 表层岩溶带调蓄系数定量计算: 以湘西洛塔赵家湾为例[J]. *水文地质工程地质*, 2005(4): 37-42.
ZOU Shengzhang, ZHANG Wenhui, LIANG Xiaoping, LUO Weiquan, LIANG Bin. Quantitative calculation of regulating coefficient for epikarst zone: Case study of Zhaojiawan, Luota, west of Hunan[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2005(4): 37-42.
- [26] 束龙仓, 范建辉, 鲁程鹏, 张春艳, 唐然. 裂隙-管道介质泉流域水文地质模拟试验[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2015, 45(3): 908-917.
SHU Longcang, FAN Jianhui, LU Chengpeng, ZHANG Chunyan, TANG Ran. Hydrogeological simulation test of fissure-conduit media in springs watershed[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2015, 45(3): 908-917.
- [27] 王熹, 束龙仓, 苏佳林, 王茂枚, 苏小茹, 张依楠. 裂隙-管道介质调蓄系数与补给强度之间关系的试验研究[J]. *水电能源科学*, 2016, 34(9): 139-143.
WANG Xi, SHU Longcang, SU Jialin, WANG Maomei, SU Xiaoru, ZHANG Yinan. Experimental study of relationship between regulating coefficient and recharge rates through fissure-conduit media model[J]. *Water Resources and Power*, 2016, 34(9): 139-143.
- [28] 孙晨, 束龙仓, 鲁程鹏, 张春艳. 裂隙-管道介质泉流量衰减过程试验研究及数值模拟[J]. *水利学报*, 2014, 45(1): 50-57, 64.
SUN Chen, SHU Longcang, LU Chengpeng, ZHANG Chunyan. Physical experiment and numerical simulation of spring flow attenuation process in fissure-conduit media[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2014, 45(1): 50-57, 64.
- [29] 严友进. 喀斯特石漠化区浅层岩溶裂隙及其土壤主要生态功能研究[D]. 贵阳: 贵州大学, 2019.
YAN Youjin. Study on the main ecological functions of shallow karst fissures and soil in an area of karst rocky desertification in SW China[D]. Guiyang: Guizhou University, 2019.
- [30] 王泽君, 周宏, 齐凌轩, 王纪元, 燕子琪. 岩溶水系统结构和水文响应机制的定量识别方法: 以三峡鱼迷岩溶水系统为例[J]. *地球科学*, 2020, 45(12): 4512-4523.
WANG Zejun, ZHOU Hong, QI Lingxuan, WANG Jiyuan, YAN Ziqi. Method for characterizing structure and hydrological response in karst water systems: A case study in Y-M system in Three Gorges Area[J]. *Earth Science*, 2020, 45(12): 4512-4523.
- [31] 刘丽红, 李炯, 鲁程鹏. 岩溶含水系统水动力特征研究进展[J]. *水电能源科学*, 2012, 30(7): 21-24, 79.
LIU Lihong, LI Xian, LU Chengpeng. Research progress on hydrodynamic characteristics of karstic water system[J]. *Water Resources and Power*, 2012, 30(7): 21-24, 79.
- [32] 陈植华, 陈刚, 靖娟利, 蒋忠诚, 时坚. 西南岩溶石山表层岩溶带岩溶水资源调蓄能力初步评价[C]//岩溶地区水、工、环及石漠化问题学术研讨会论文集. 南宁: 广西科学技术出版社, 2003: 180-188.
CHEN Zhihua, CHEN Gang, JING Juanli, JIANG Zhongcheng, SHI Jian. A preliminary evaluation of the capacity to storage groundwater of epikarst zone in southwest karst mountain of China[C]//Proceedings of the symposium on water, industrial, environmental and rocky desertification in karst areas. Nanning: Guangxi Science & Technology Publishing House Co., Ltd., 2003: 180-188.

Research on water flow attenuation process and regulating capacity in karst vadose zone

ZHANG Yibo, WANG Jinguo, LIU Ruitong

(School of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China)

Abstract The karst area in China accounts for about 20% of the total land area. The karst groundwater is rich in resources and is an important source of production and living water in karst areas. The annual average rainfall in karst areas of Southwest China exceeds 1,200 mm, but the time distribution of rainfall is extremely uneven, which is likely to cause drought and flood disasters, and hence will seriously restrict the production and life of local people. The karst vadose zone has the function of conserving and regulating groundwater. Therefore, it is of great significance to study the influence mechanism of water flow attenuation process and regulating capacity in the karst vadose zone for rational development and utilization of karst water resources.

The high heterogeneity and the anisotropy of the karst aquifer system often make the karst vadose zone form a drainage network and become a channel for groundwater. A karst vadose zone is mainly composed of soil zone,

epikarst zone and transfer zone, of which the soil zone and the epikarst zone are main water storage space. The water storage function of karst vadose zone is related to the dynamic regulation of groundwater resources in the epikarst zone. Rainfall infiltration is transferred from the transfer zone to the phreatic aquifer through the regulating and diversion of the epikarst zone. In the karst vadose zone, the low flow velocity in diagenetic pores, micro fissures and carbonate rock matrix shows its feature of slow flow, while the fast flow velocity in large fissures and sinkholes is characterized by rapid flow. Therefore, the heterogeneity of karst aquifer system and the complexity of runoff path in karst vadose zone increase the difficulty of the study on groundwater flow process.

In previous laboratory tests on water flow attenuation process and regulating capacity in karst areas, a two-dimensional fissure-conduit model built of polymethyl methacrylate was mostly used. Although it can simplify the structure of aqueous medium, it is quite different from the actual structure, and the soil zone is not considered. Meanwhile, the current studies on the regulating capacity of karst areas are mainly focused on the epikarst zone, and the studies on the influence of the transfer zone on the regulating capacity are very few. In this study, a laboratory-scale three-dimensional model of karst vadose zone was built with limestones. The attenuation curve was analyzed by superposed exponential decay equation, and the regulating coefficient was calculated by formula. The influence of rainfall intensity, fissure development degree and thickness of transfer zone on the attenuation process and regulating capacity of water flow in karst vadose zone were explored.

In this study, three tests were set up to explore the influence of the above factors on the attenuation process of water flow and the regulating capacity in karst vadose zone. In Test 1, five control groups with different rainfall intensities were designed, including $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ and $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, and the attenuation coefficient and regulating coefficient under the corresponding rainfall intensity were obtained respectively. The analysis of test data shows that the greater the rainfall intensity is, the faster the attenuation speed is, and the influence on the attenuation coefficient of fast flow is greater than that on the attenuation coefficient of slow flow. When the structure of karst vadose zone is fixed, the regulating capacity gradually decreases with the increase of rainfall intensity, but this effect is limited: when the intensity increases to a certain extent, the regulating coefficient is basically unchanged. In Test 2, the number of fissures in the transfer zone is designed as 1, 2, 3, 4 and full fissures. It is concluded that the attenuation speed of fast flow accelerates and the attenuation speed of slow flow slows down with the increase of fissure development in the transfer zone. The data also demonstrates that the higher the fissure development is, the weaker the regulating capacity of the aquifer system is. In Test 3, five groups of control tests with different thicknesses of transfer zone were designed, and the thickness increased from 40 cm to 120 cm, with a difference of 20 cm between each group. Results indicate that the increase of the thickness will lead to the decrease of the attenuation coefficient and the increase of the regulating coefficient, but the influence of thickness on the latter is not very obvious.

Key words karst vadose zone, laboratory test, attenuation curve, regulating coefficient

(编辑 张玲)