

# 喀斯特山地森林土壤入渗特征对人为踩踏的响应规律

李瑶<sup>1</sup>, 刘冬冬<sup>1,2</sup>, 车陆禄<sup>1</sup>

(1. 贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳 550025; 2. 喀斯特地质资源与地质环境教育部重点实验室, 贵阳 550025)

**摘要:** 为了揭示喀斯特林下经济活动中人为踩踏对土壤入渗特性的影响规律, 以喀斯特山地森林内部(未受干扰区域)、森林小径中央、森林小径边缘和裸地为试验样地, 基于盘式入渗试验测定不同负压水头下(-0.5, -3, -6, -9 cm)的非饱和导水率( $K_9$ 、 $K_6$ 、 $K_3$ 、 $K_{0.5}$ )、饱和导水率  $K_s$ 、Gardner  $\alpha$  常数和水流贡献率。通过原位染色示踪试验分别估算各样地的剖面染色面积比(DC)、均匀渗透深度(UniFr)和优先流百分比(PF-fr), 分析了人为踩踏对喀斯特森林土壤优先流特征的影响。结果表明, 森林小径中央的  $K_s$  ( $45.800 \times 10^{-3}$  cm/min)比森林内部( $101.000 \times 10^{-3}$  cm/min)降低 55%, Gardner  $\alpha$  常数和土体孔隙数量的剧烈减少阐明森林路径中土壤入渗能力减弱的原因; 森林小径中央的优先流百分比(71.955%)显著高于森林内部(36.734%), 表示人为踩踏活动增强了土壤优先流强度; 4 种人为踩踏干扰程度下土壤的大孔隙平均水流贡献率均超过 95%, 喀斯特山地森林土壤水分入渗以大孔隙为主要入渗通道。森林植被覆盖能够有效提升土壤入渗能力和抑制土壤优先流, 研究结果为喀斯特林下经济开发过程中的负面清单建立提供了试验依据。

**关键词:** 喀斯特山地; 优先流; 盘式入渗; 森林土壤; 人为踩踏

**中图分类号:** S152.7<sup>+</sup>2

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1009-2242(2021)04-0096-10

**DOI:** 10.13870/j.cnki.stbcxb.2021.04.014

## Response of Soil Infiltration Characteristics to Human Trampling in Karst Mountain Forests

LI Yao<sup>1</sup>, LIU Dongdong<sup>1,2</sup>, CHE Lulu<sup>1</sup>

(1. College of Resource and Environment Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025;

2. Key Laboratory of Karst Geological Resources and Environment, Ministry of Education, Guiyang 550025)

**Abstract:** The objective of this paper is to reveal the influence of human trampling on infiltration characteristics of various forest soils in karst mountain lands. Inside the forest, central areas of forest path, edge areas of forest path, and bare lands were selected as test plots. The unsaturated hydraulic conductivity ( $K_9$ ,  $K_6$ ,  $K_3$ ,  $K_{0.5}$ ), saturated hydraulic conductivity  $K_s$ , contribution rate of water flow and Gardner  $\alpha$  were determined via disc infiltrometers under different pressure heads (-0.5, -3, -6, -9 cm). The dye coverage (DC), uniform penetration depth (UniFr) and preferential flow percentage (PF-fr) were estimated through in-situ dye tracer experiments and digital image processing. Based on a series of dye tracer experiments, the effects of human trampling on the soil preferential flow were analyzed. The results showed that the  $K_s$  values in central areas of forest path ( $45.800 \times 10^{-3}$  cm/min) was 55% lower than that of the inside the forest ( $101.000 \times 10^{-3}$  cm/min). The drastic reduction in values of the Gardner  $\alpha$  and the soil pores number explained the reduce of soil infiltration capacity in forest paths. The percentage of preferential flow in the center areas of the forest path (71.955%) was significantly higher than that in the forest lands (36.734%), and this result indicated that the soil preferential flow was largely enhanced by trampling activities from humanity. The average contribution rate of water flow exceeded 95% in soil macro-pores under the four levels of artificial trampling. The soil infiltration channels were mainly macro-pores in karst mountain forests. Soil infiltration capacity and soil preferential flow can be effectively enhanced and inhibited by forest vegetation cover. These results can

收稿日期: 2021-02-28

资助项目: 国家自然科学基金项目(41807016); 贵州省水利科技经费项目(KT201803); 黔科合平台人才项目([2019]1081)

第一作者: 李瑶(1998—), 女, 硕士生, 主要从事岩溶区生态水文过程研究。E-mail: 1787651847@qq.com

通信作者: 刘冬冬(1989—), 男, 博士, 特聘教授, 硕士生导师, 主要从事地球关键带水土过程及生态环境效应研究。E-mail: liudongdong@foxmail.com

provide an experimental basis to set up a negative list for economic development in karst mountain lands.

**Keywords:** karst mountain; preferential flow; disc infiltration; forest soil; human trampling

喀斯特山地自然生态脆弱,土层稀薄,水土保持能力差。人类不合理的开发活动导致贵州省喀斯特山地水土流失严重,地表易干旱。喀斯特森林植被覆盖及其凋落物能够有效降低地表径流流速,吸收并储存雨水,影响水分再分配,增加水土保持能力,在喀斯特水分循环过程中发挥着重要作用<sup>[1]</sup>。由于喀斯特地表地下二元结构的特殊性,其森林植被生态系统同样脆弱。近年来,贵州省大力提倡发展林下经济(林下畜牧业和旅游业等),然而目前林下经济的开发建设活动缺乏水文方面相关试验的数据支撑,导致部分喀斯特森林的植被受到破坏,野生动植物活动受到影响,生态环境污染问题加剧。林下经济开发面临着既要保“绿水青山”又要利用好“金山银山”的博弈困境。

土壤水力特性演变不仅与土壤固有的理化性质有关,还与外界人为干扰因素有关。相关研究<sup>[2]</sup>显示,在林下活动中,人类旅游干扰对土壤环境因子如土壤理化性质、土壤孔隙度、土壤紧实度等产生影响。人为踩踏是林下旅游活动的主要干扰之一,森林近地表自然景观经过长期人为踩踏后形成森林小径,外力频繁压实导致原本土壤颗粒间的孔裂隙缩小,引起水分渗透性减弱,从而改变土体的水力特征和优先流特性<sup>[3]</sup>。不同类型的植被下土壤性质不同,土壤水力特性具有差异,在济南千佛山风景区<sup>[4]</sup>,由于频繁的人为踩踏干扰,景区森林土壤坚实度增加,黏粒降低,pH增大,土壤养分含量减小。人为踩踏影响土壤体积质量,祁连山风景区<sup>[5]</sup>被踩踏区域土壤体积质量增大,但孔隙度下降。旅游踩踏干扰引起九寨沟冷杉林<sup>[6]</sup>土壤容重增大和总孔隙度减小,同时入渗速率大幅度减小,土壤水调蓄功能显著退化。此外有研究<sup>[7]</sup>表明,森林土壤性质由于放牧践踏而改变,当林下放牧停止后,森林土壤的孔隙大小与入渗率迅速改善。土壤的入渗率越高,贮存降水的能力越强,形成壤中流、地下径流越多,越能有效减少地表径流的损失,但由于发展林下经济,森林土壤受到人为踩踏干扰,影响土壤入渗特性,进而影响水文过程,减弱森林植被对水文循环过程的积极响应。

优先流是水分受重力影响经大孔隙快速入渗达到深层土壤的过程,优先流的产生导致水分快速流失,植被根系穿插土壤,土壤动物活动形成巢穴,提供优先流路径<sup>[8]</sup>。优先流的存在使水分和溶质通过优先流路径快速到达深层土壤,对地表径流、水土流失及深层地下水的储量产生较大影响。优先流在流域水文循环过程中具有重要作用,是目前国内外环境、

水和土壤物理研究的热点问题之一。土壤染色示踪试验是研究土壤的优先流运移特征的重要手段之一,李胜龙等<sup>[9]</sup>通过室外亮蓝染色示踪试验对比稻田—田埂过渡区的优先流差异得出,稻田水分通过田埂区域快速渗漏,田埂区加剧田间水分流失;杨析等<sup>[10]</sup>研究发现,土壤生物活动形成的巢穴改变了土体结构,增加土壤孔隙数量,提供更多的优先流通道;程竞萱等<sup>[11]</sup>对不同植被覆盖的土壤优先流进行观测发现,不同类型林地的土壤优先流发展过程存在一定差异,随着土壤垂直深度增加,林地土壤优先流的空间异质性逐渐加剧。王发等<sup>[12]</sup>研究发现,耕地0—20 cm范围内染色面积占染色总面积的比例远大于自然封育区,且水分入渗深度小于自然封育区。Mona等<sup>[13]</sup>研究车辆压实耕作地对耕作地土壤入渗性能和优先流的影响显示,通过压实处理的土壤,饱和液电导率、导水率、大孔隙数量和透气性显著降低,车辆压实很大程度上降低土壤优先流的强度。高朝侠<sup>[14]</sup>研究土壤优先流特性表示优先流特性对土壤保证农业产量、维持和改善森林及草原生态系统质量提供有效基础。

目前对喀斯特山地森林入渗特性的研究主要集中在林分和小流域等尺度,对小尺度森林区域的关注较少<sup>[9-14]</sup>,不能完整揭示喀斯特林下经济开发过程中土壤入渗特性的演变机制及其影响因素。本文将研究视野聚焦于“森林小径”这一局部区域,研究森林小径中央、小径边缘与森林内部的土壤入渗特性差异,重点探讨其差异来源。利用盘式入渗仪进行野外原位试验,通过调节水头高度来控制不同负压测定土壤非饱和入渗率,估算饱和导水率和 Gardner  $\alpha$  常数,分析不同处理的土壤裂隙量差异及不同级别裂隙对水流的贡献率;通过野外亮蓝染色示踪试验,观察森林小径中央、森林小径边缘、森林内部的土壤优先流特征,探究森林小径与森林内部优先流特征差异,以期揭示人为踩踏对喀斯特森林入渗过程和优先流特征的影响,从而为喀斯特林下经济开发过程中的负面清单建立提供试验依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于贵阳市花溪区森林区域(106°27'—106°52'W,26°11'—26°34'N),属于亚热带季风气候。研究区是典型的喀斯特森林植被覆盖区域,主要植被为自然生长的落叶乔木和灌木。研究区森林地表在长期人为踩踏的过程中形成较复杂的小径网络。研究区北侧建有喀斯特生态水文观测场,该观测场含水

层富水性较强,但水分分布极不均匀,下伏岩溶裂隙含水层。研究区年均降水量 1 450.8 mm,年均无霜期 352 天,年均蒸发量 738 mm,年均气温 16 °C,年日照时间 1 287.4 h,年日照百分率 29%。土壤为典型的碳酸盐岩红土,pH 4.9~6.5。

## 1.2 试验方案

盘式入渗试验和染色示踪试验于 2018 年 8 月至 2019 年 8 月在研究区试验样地进行。首先,根据不同踩踏程度在研究区中选取 3 个典型试验样地,分别位于森林内部、森林小径中央和森林小径边缘。森林内部样地选择在垂直于森林小径约 5 m 位置,森林小径中央选择在森林内小径正中央,森林小径边缘选于小径与灌木交界处,另选森林外部不远区域的 1 块裸地作为对照处理,每个处理选取 8 个样点。

盘式入渗试验通过圆盘入渗仪进行。圆盘入渗仪的储水管高 100 cm,直径为 3.7 cm,入渗底盘直径为 12 cm。试验前清除近地表植被和凋落物,并在土壤表面平铺 1 层细沙,随后覆盖 1 层 300 目纱布。每个样点通过 -9, -6, -3, -0.5 cm 的负压水头分别进行入渗试验,试验过程中记录入渗时间和入渗水量,直到相同时间间隔内入渗水量相对稳定后立即停止试验。试验入渗用水均为实验室去离子水。盘式入渗试验累积进行 27 次。入渗试验结束后对试验样地土壤进行采样,使用环刀、根钻、自封袋等工具分别在 0—20, 20—40, 40—60 cm 的土层深度下采集土壤样品。环刀试样放于 105 °C 的烘箱中烘干 24 h 后测定土壤容重;用水冲洗根钻土样取出植物根系,植物根系装入铝盒经 85 °C 烘干 24 h 后测量根系重量;自封袋试样用于测定土壤基本理化性质,激光粒度仪法测定颗粒组成,电位法测定土壤 pH 和电导率,每个指标重复测定不少于 3 次。

染色示踪试验采用亮蓝为染色剂,分别在森林内部、森林小径中央和森林小径边缘进行染色示踪试验。染色示踪试验开始前,选择地面较平整且坡度 < 10° 的位置(森林内部选择在 2~3 株相邻乔木中间),清理地表凋落物和腐殖质层,然后将尺寸为 50 cm × 50 cm × 50 cm 的铁框缓慢嵌入土壤中,均匀灌入浓度 1.5 g/L 染色示踪溶液 37 L,待溶液完全入渗(24 h)后缓慢移开铁框;最后沿铁框边缘向下人工开挖 50 cm 的土壤剖面,每个样地开挖 3 个土壤纵剖面,保持剖面间距 25 cm,对开挖后的土壤剖面进行表面修整,利用数码相机(分辨率为 4 608 × 3 456 像素)拍摄土壤剖面以便后期进行图像处理。

## 1.3 图像处理和优先流特征分析

土壤染色面积识别处理基于 Python 3.7 平台进行,通过调用第三方库“OpenCV”,利用 cvCvtColor

函数将 RGB 模式的图像转化成 HSV 色彩模式,通过 COLOR\_BGR2GRAY 函数将 HSV 图片转换成灰度图,利用全局二值化方法将灰度图转化成黑白色的二值图像。黑色代表染色部分,白色代表未染色部分,计算黑色面积和图像总面积之比即染色面积比。

研究采用染色面积比、均匀渗透深度和优先流百分比 3 个参数来表征优先流特征。染色面积比(DC)表示土壤剖面染色面积与土壤剖面面积的百分比<sup>[15]</sup>,优先流产生时土壤水分优先通过大裂隙通道,因此优先流动程度较高时染色面积比一般会降低。DC 的计算公式为:

$$DC = \left( \frac{D}{D + ND} \right) \times 100\% \quad (1)$$

式中:DC 为染色面积比(%);D 为染色面积(cm<sup>2</sup>);ND 为未染色面积(cm<sup>2</sup>)。

将染色剖面沿水平方面划分成  $n$  份子剖面,每个子剖面均可以通过公式(1)计算其染色面积比(DC)。当第  $i$  份染色子剖面的染色覆盖率恰好下降到 80% 以下时,将均匀渗透深度(UniFr)认定为第  $i$  份染色子剖面的土层深度,均匀渗透深度代表该深度以上区域的土壤流动以基质流为主导,而该深度以下的区域以优先流为主导。一般优先流程度高的土壤剖面该参数值较低<sup>[15]</sup>。

优先流百分比(PF-fr)指土壤染色剖面中优先流区域的染色面积占总染色面积的比值,计算公式为<sup>[15]</sup>:

$$PF - fr = \left( 1 - \frac{U_{inFr} \times 50}{TotStAr} \right) \times 100\% \quad (2)$$

式中:PF-fr 为优先流百分比(%);UniFr 为均匀渗透深度(cm),剖面宽度为 50 cm;TotStAr 为总染色面积(cm<sup>2</sup>)。

## 1.4 数据分析

计算饱和导水率  $K_s$  和 Gardner  $\alpha$  常数利用非线性回归拟合方程为<sup>[16]</sup>:

$$I(h) = K_s \exp(ah) + \frac{4K_s \exp(ah)}{\pi R\alpha} \quad (3)$$

式中: $I(h)$  为在压力水  $h$  (cm) 下的稳定入渗率(cm<sup>3</sup>/min); $K_s$  为土壤饱和导水率(cm/min); $R$  为圆盘入渗半径(cm); $\alpha$  为为土壤孔隙率大小分布的 Gardner 常数(1/cm)。基于 Python 3.7 平台,调用 pymc3、numpy 和 pandas 第三方库,拟合计算公式(3)中的  $K_s$  和 Gardner  $\alpha$ 。将饱和导水率  $K_s$  和  $\alpha$  代入 Gardner 指数方程<sup>[16]</sup>:

$$K(h) = K_s \exp(ah) \quad (4)$$

求出 -9, -6, -3, -0.5 cm 水头的非饱和导水率,各负压水头下的非饱和导水率分别用  $K_9$ 、 $K_6$ 、 $K_3$ 、 $K_{0.5}$  表示。



根据毛管水理论<sup>[16]</sup>,将土壤孔隙分为4个等级:孔隙半径 $>0.5$  mm为大孔隙,0.25~0.5 mm为中等孔隙1,0.1~0.25 mm为中等孔隙2, $<0.1$  mm为小孔隙。各孔隙级别的导水能力由不同等级孔隙对水流的贡献率 $\varphi$ <sup>[16]</sup>来表示:

$$\varphi = \frac{K(h_f) - K(h_{f-1})}{K_s} \times 100\%, f = 1, \dots, n \quad (5)$$

式中: $\varphi$ 为不同等级孔隙的水流贡献率(%); $f=1,2,3, \dots, n$ ;  $n$ 为次序的数值; $h$ 为压力水头(cm); $K(h_f)$ 、 $K(h_{f-1})$ 为连续2个压力水头下获得的非饱和导水率(cm/min); $K_s$ 为土壤饱和导水率(cm/min)。

计算导水率 $K_s$ 、Gardner  $\alpha$ 常数和非饱和导水率 $K_9$ 、 $K_6$ 、 $K_3$ 、 $K_{0.5}$ 的变异系数 $CV$ <sup>[17]</sup>:

$$CV = \frac{S}{\bar{X}} \times 100\% \quad (6)$$

式中: $CV$ 为样本的变异系数(%),变量值平均水平越高,其离散程度的测度值越大; $S$ 为样本的标准差; $\bar{X}$ 为样本的平均值。

在入渗试验中,连续施加-3,-6,-9 cm的负压,土壤水分将依次从 $>0.1, 0.05, 0.025$  cm直径的孔隙中排出,对应的孔隙半径可由方程<sup>[18]</sup>得出:

$$r = -\frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho gh} = \frac{-0.15}{h} \quad (7)$$

式中: $\sigma$ 为水的表面张力(N/m); $\alpha$ 为水和土壤孔壁之间的接触角(假设为0); $\rho$ 为水的密度( $\text{g}/\text{cm}^3$ ); $g$ 为重力加速度( $\text{m}/\text{s}^2$ ); $h$ 为水头(-3,-6,-9 cm)。

利用 Poiseuille 方程<sup>[18]</sup>计算单位面积上有效孔隙半径 $r$ 的孔隙数量 $N$ 及孔隙比 $\theta_m$ :

表1 不同人为踩踏的土壤理化性质差异性分析

土层深度/cm	土壤状态	pH	电导率/ ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ )	可溶解固体总量/ ( $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ )	盐度 SAL	根系生物量/ ( $\text{mg} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	容重/ ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	颗粒组成/%		
								2~0.05 mm	0.05~0.002 mm	$<0.002$ mm
0-20	森林内部	5.729a	301.086a	201.143a	0.143a	0.006a	1.000a	1.656a	77.983a	20.361a
	森林小径中央	5.520a	240.500a	161.200a	0.114a	0.002a	1.148a	1.086a	76.970a	21.944a
	森林小径边缘	5.433a	215.650a	143.500a	0.102a	0.005a	1.099a	1.004a	77.469a	21.527a
	裸地	6.400a	291.000a	195.000a	0.140a	0.001a	1.239a	2.370b	86.650a	11.069b
20-40	森林内部	5.214a	229.743a	153.571b	0.110b	0.004a	1.139a	2.281a	79.248a	18.471a
	森林小径中央	5.000a	221.480a	147.600a	0.106a	0.001a	1.036a	2.044a	78.364a	19.592a
	森林小径边缘	5.150a	190.267a	126.500a	0.088a	0.001a	1.133a	0.495b	78.097a	21.408a
	裸地	6.800b	247.000a	171.000a	0.120a	0.001a	1.186a	6.440b	90.000a	3.560b
40-60	森林内部	5.157a	254.943a	170.357a	0.121a	0.004a	1.091a	2.282a	79.248a	18.470a
	森林小径中央	4.960b	201.100a	134.200a	0.096a	0.001a	0.977a	0.532a	75.246a	24.222a
	森林小径边缘	5.033a	196.983a	131.166a	0.092a	0.001a	1.109a	1.223a	82.149a	16.628a
	裸地	6.500b	338.000a	226.000a	0.160a	0.001a	1.110a	0.040b	73.780a	26.180a

注:同列不同字母表示不同土壤状态间差异达到显著水平( $P<0.05$ )。

## 2.2 入渗特征

低负压水头条件下(-0.5,-3 cm)森林内部和森林小径边缘的入渗速率较大,但在高负压水头条件

$$N = \frac{8\mu K_m}{\pi \rho g r^4} \quad (8)$$

$$\theta_m = N \pi r^2 \quad (9)$$

式中: $\mu$ 表示水的动力黏滞系数( $\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s})$ ); $K_m$ 为导水率( $\text{cm}/\text{s}$ ); $r$ 分别为孔隙半径0.05,0.025,0.01 cm。

文中试验数据取3次重复均值,采用 Excel 2010 进行数据处理,基于 Python 3.7 平台进行方差分析和参数拟合。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤理化性质

森林内部、森林小径中央、森林小径边缘的土壤 pH 均随土层深度的增加而减小,森林中土壤呈弱酸性,而对照裸地的 pH 偏弱碱性(表1)。不同踩踏干扰下土壤电导率具有显著性差异( $P<0.05$ ),具体表现为森林内部(301.086  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) $>$ 森林小径中央(240.500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) $>$ 森林小径边缘(215.650  $\mu\text{S}/\text{cm}$ )。值得注意的是,森林内部20—40 cm 土层深度下可溶解固体总量与其他处理呈显著性差异( $P<0.05$ ),20—40 cm 深度森林内部的盐度与其他处理也呈显著差异( $P<0.05$ )。各土层深度下的根系生物量无显著性差异( $P<0.05$ ),且根系量非常小。不同踩踏干扰下的土壤容重无显著性差异( $P<0.05$ )。土壤黏粒( $<0.002$  mm)、粉粒(0.05~0.02 mm)和砂粒(2~0.05 mm)的平均含量分别1.656%,77.983%,20.361%,每个处理条件下土壤颗粒主要以粉粒为主,然而不同处理间土壤粉粒无显著性差异( $P<0.05$ )。

下(-6,-9 cm)森林小径中央和裸地的入渗速率较大(图1)。

总体而言,4种处理下的土壤入渗速率均随时间

呈下降趋势,入渗率在 90 min 时均能达到稳定状态。 $-0.5$  cm 负压水头下森林内部、森林小径中央、森林小径边缘和裸地的稳定入渗率分别为 0.807, 0.413, 0.238, 0.167 cm/min, 森林内部的稳定入渗率明显大于其他处理条件,可能的原因是森林内部土壤表层较

为疏松; $-3$  cm 压强水头下裸地与森林小径中央的稳定入渗率较接近; $-6$ ,  $-9$  cm 压强水头下,各森林土壤状态下的入渗率极小,分析原因可能是高负压水头下,水分主要通过小孔隙入渗,小孔隙入渗水分极少,以至于入渗率很小。

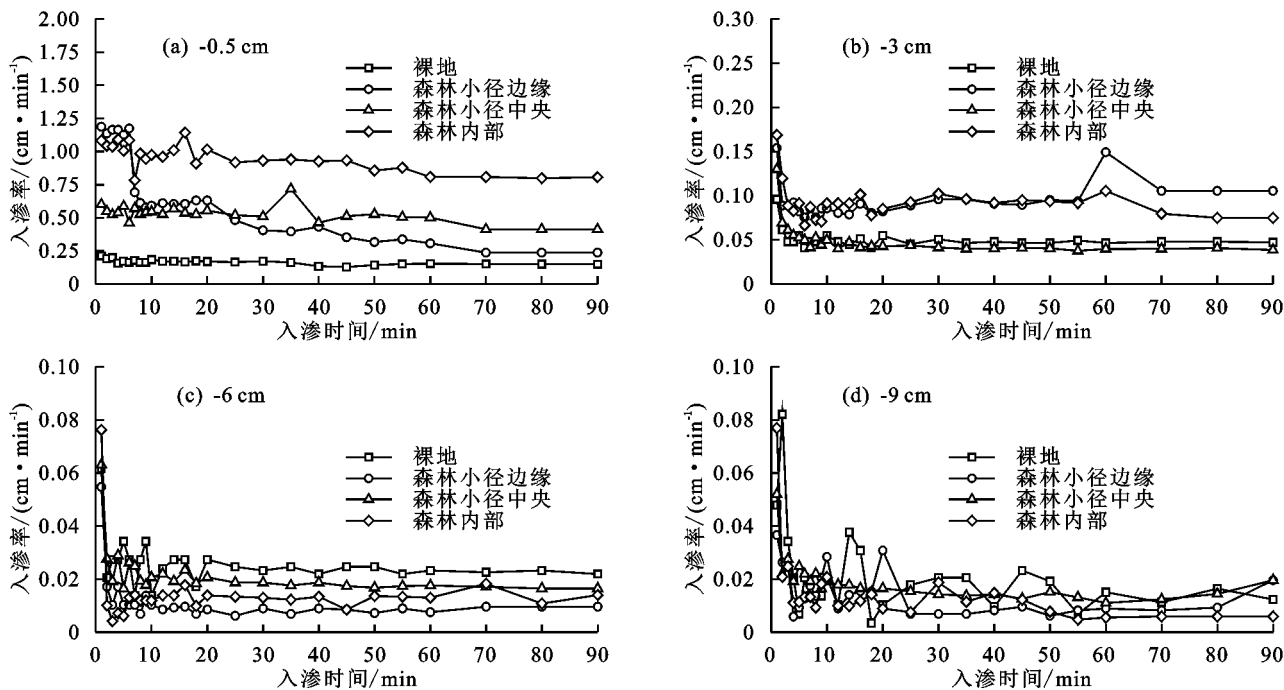


图 1 不同负压水头下喀斯特山地森林不同人为踩踏区域的土壤入渗速率随入渗时间的变化曲线

### 2.3 饱和导水率 $K_s$ 和 Gardner $\alpha$

由表 2 可知,森林内部的饱和导水率比森林小径中央大 2.205 倍,比森林小径边缘大 2.141 倍。土壤饱和导水率和非饱和导水率变异性较大,变异系数 CV 值随负压水头减小而增大。不同人为踩踏区域的  $K_s$ 、 $K_{0.5}$ 、 $K_3$ 、 $K_6$ 、 $K_9$  值变化范围分别为  $(22.000 \sim 135.000) \times 10^{-3}$ ,  $(8.161 \sim 85.437) \times 10^{-3}$ ,  $(0.033 \sim 12.916) \times 10^{-3}$ ,  $(0.0001 \sim 1.728) \times 10^{-3}$ ,  $(0.00003 \sim 0.328) \times 10^{-3}$  cm/min, 饱和导水率变异系数 CV 随人为踩踏干扰程度的增加从森林内部的 24.878% 增大到森林小径边缘的 75.202% 和森林小径中央的 54.548%; 变异系数 CV 值随负压水头减小而增大的原因可能在于土壤水流通道的孔隙尺寸随负压水头减小而降低,然而小孔隙通道分布的非均质性远大于大孔隙通道分布。Gardner  $\alpha$  表示土壤孔隙大小分别常数,其平均值变异系数在为 29.877% ~ 43.237%, 表明土壤孔隙大小分布较不均匀。

对 4 种不同人为踩踏干扰程度的区域的土壤饱和导水率和 Gardner  $\alpha$  进行双因素方差分析(表 3)表明,4 种不同踩踏区域的饱和导水率  $K_s$  和非饱和导水率  $K_{0.5}$  具有显著性差异 ( $P < 0.05$ )。盘式入渗试验时负压水头的试验顺序依次是  $-9$ ,  $-6$ ,  $-3$ ,  $-0.5$  cm, 在高负压水头条件下土壤小孔隙优先被填满,此时土壤饱和导水率主要由小孔隙数量决定,在低负压水

头条件下,由于前期小孔隙已经趋于饱和,其非饱和导水率主要由大孔隙数量主导。因此, $-0.5$  cm 水头下水流主要由大孔隙主导,在此负压水头条件下土壤的入渗能力有显著差异 ( $P < 0.05$ ),从而导致土壤饱和导水率有显著性差异 ( $P < 0.05$ )。然而  $K_3$ 、 $K_6$ 、 $K_9$  和 Gardner  $\alpha$  均无显著性差异 ( $P < 0.05$ ),可能原因于一  $3$ ,  $-6$ ,  $-9$  cm 负压水头下土壤保水能力主要由小孔隙主导。进一步对各种级别的孔隙数量和孔隙体积比进行方差分析(表 4),结果证实,森林内部各级别孔隙数量和孔隙体积比与森林小径中央、森林小径边缘和裸地均有显著性差异 ( $P < 0.05$ )。

### 2.4 土壤孔隙级别下的水流贡献率

图 2 为不同人为踩踏干扰程度下各级土壤孔隙的水流贡献率,分别为大孔隙 ( $> 0.5$  mm)、中等孔隙 1 ( $0.25 \sim 0.5$  mm)、中等孔隙 2 ( $0.1 \sim 0.25$  mm) 和小孔隙 ( $< 0.1$  mm) 对水流的贡献率。不同踩踏状态下的水流贡献率随孔隙尺寸的降低而减小,大孔隙对水流的贡献率为 81.024% ~ 98.953%, 且平均值超过 95%, 远大于其他 3 个级别; 中等孔隙 1 的水流贡献率为 1.035% ~ 15.375%, 不超过 20%; 中等孔隙 2 和小孔隙的水流贡献率为 0.117% ~ 0.0001%, 接近于 0。结果表明,无论是否受到人为踩踏干扰,喀斯特山地森林土壤大孔隙对水流贡献率占主导作用。

表 2 不同人为踩踏区域的饱和导水率  $K_s$ 、非饱和导水率和 Gardner  $\alpha$  的统计差异

干扰状态	参数	平均值/ ( $10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	最小值/ ( $10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	最大值/ ( $10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	CV/%
森林内部	$K_s$	101.000	66.000	135.000	24.878
	$K_{0.5}$	52.683	28.227	85.437	45.670
	$K_3$	4.015	0.033	12.916	123.796
	$K_6$	0.330	0	1.390	156.104
	$K_9$	0.031	0	0.036	176.400
	$\alpha$	1.579	0.915	2.579	43.237
森林小径中央	$K_s$	45.800	20.000	92.000	54.548
	$K_{0.5}$	26.083	8.161	63.548	74.880
	$K_3$	2.290	0.093	9.992	168.734
	$K_6$	0.222	0	1.085	194.501
	$K_9$	0.024	0	0.118	198.982
	$\alpha$	1.530	0.740	2.337	34.660
森林小径边缘	$K_s$	47.167	24.000	119.000	75.202
	$K_{0.5}$	26.697	9.668	59.360	67.290
	$K_3$	2.285	0.069	4.411	62.759
	$K_6$	0.188	0	0.314	79.237
	$K_9$	0.019	0	0.047	95.867
	$\alpha$	1.095	0.634	1.979	41.955
裸地	$K_s$	35.667	22.000	48.000	29.877
	$K_{0.5}$	22.860	12.691	36.387	43.570
	$K_3$	3.571	0.793	9.108	109.653
	$K_6$	0.592	0.017	1.728	135.818
	$K_9$	0.110	0	0.328	140.476
	$\alpha$	0.978	0.554	1.281	31.586

注:  $K_s$  为土壤饱和导水率;  $K_{0.5}$ 、 $K_3$ 、 $K_6$ 、 $K_9$  分别为 0.5, -3, -6, -9 cm 水头下的导水率;  $\alpha$  为 Gardner  $\alpha$  常数; CV 为偏态系数; 表中 0 为同一数量级下数值较小所致。

表 3 不同干扰状态下各导水率的方差分析

因变量	自由度	方差	均方差	统计量 $F$	$P$ 值
$K_s$	1	0.001	0.039	9.837	0.004
$K_{0.5}$	1	0	0.024	4.669	0.044
$K_3$	1	0	0.004	0.011	0.918
$K_6$	1	0	0.001	0.367	0.554
$K_9$	1	0	0	1.023	0.330
$\alpha$	1	0.307	0.569	2.616	0.136

注:  $K_s$  为土壤饱和导水率;  $K_{0.5}$ 、 $K_3$ 、 $K_6$ 、 $K_9$  分别为 0.5, -3, -6, -9 cm 水头下的导水率;  $\alpha$  为 Gardner  $\alpha$  常数。

## 2.5 优先流特征

基于染色示踪试验得到森林内部、森林小径中央和森林小径边缘 3 种地块下水分沿大孔隙流动的剖面染色轨迹(图 3), 其中黑色部分(染色区域)代表水流沿大孔隙流动的分布区域, 白色部分(未染色区域)代表水分未流动区域。3 种人为踩踏干扰程度下的土壤入渗均产生不同程度的基质流和优先流。从黑色分布面积上可以看出, 表层 5 cm 内入渗基本属于基质流; 随着土层深度的增加, 土壤入渗主要以非均

匀流为主, 甚至在森林路径区域出现明显的“指流”(见森林小径中央剖面 1)和“断层流”(见森林小径边缘剖面 1); 其次, 3 种人为踩踏条件之间的土壤基质流和优先流特征具有明显差异。例如, 相比森林小径区域, 森林内部的基质流区域较大; 森林小径区域的染色分布相对零碎; 森林小径中央的染色差异比森林内部与森林小径中央的染色差异更大, 森林小径中央的染色面积低于森林内部和森林小径边缘, 森林小径中央的优先流更高。

图 4 为 3 种人为踩踏干扰程度下的土壤剖面染色面积比随着土壤剖面深度增加的变化趋势。染色面积比随土壤剖面深度的增加呈降低趋势, 然而森林小径中央和森林小径边缘的染色面积比降低速度较森林内部更快, 分析原因可能是由于森林小径区域 0—20 cm 的土壤容重较高, 土壤孔隙率较低; 森林小径中央在 40 cm 处的染色面积比接近 0, 而森林内部在此深度下的染色面积比保持在 10% 左右, 证实森林小径区域在土壤深层的大孔隙通道急剧减少。

表 4 不同干扰状态下土壤的孔隙数量与孔隙体积比的差异性分析

土壤状态	孔隙数量 $N/m^{-2}$			孔隙体积比 $\theta_m/\%$		
	$>0.05$ cm	$0.025\sim0.05$ cm	$0.01\sim0.025$ cm	$>0.05$ cm	$0.025\sim0.05$ cm	$0.01\sim0.025$ cm
森林内部	49.184b	786.939b	30739.796b	0.386b	1.544b	9.652b
森林小径中央	21.764a	348.230a	13602.731a	0.171a	0.683a	4.271a
森林小径边缘	22.414a	358.621a	14008.635a	0.176a	0.703a	4.398a
裸地	16.949a	271.183a	10593.102a	0.133a	0.532a	3.326a

注:同列不同字母表示不同土壤状态间差异达显著水平( $P<0.05$ )。

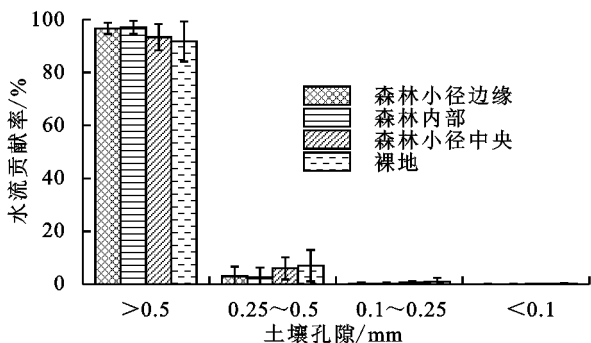


图 2 不同人为踩踏状态下土壤孔隙对水流的贡献率

森林小径中央的染色面积比为 25.468%，小于森林内部(33.717%) (图 5)。森林内部区域的染色面积比略大于森林小径区域,然而差异并不显著。均匀渗透深度平均值(UniFr)由大到小依次为森林内部(10.670 cm) $>$ 森林小径边缘(5.830 cm) $>$ 森林小径中央(3.730 cm)。森林内部区域基质流最深可达到 14.400 cm,而森林小径中央基质流最深仅能达到 5.600 cm,踩踏后形成的森林小径中央的基质流程度显著降低,表明未踩踏的区域具有较高程度的基质流。PF-fr 是反映优先流程度的关键指标,PF-fr 越高,优先流程度越高,优先流百分比(PF-fr)值由大到小依次为森林小径中央(71.955%) $>$ 森林小径边缘(59.556%) $>$ 森林内部(36.734%)。森林小径中央的 PF-fr 远大于森林内部,其值为森林内部的 1.956 倍,且远超 50%,森林小径中央的 PF-fr 值是森林小径边缘的 1.620 倍。森林内部与森林小径中央区域的优先流特征值具有显著差异性。森林小径中央区域具有极高的优先流特性,表明经踩踏压实的森林小径中央土壤的优先流程度相当明显,未受到压实影响的森林内部土壤的优先流程度不明显。

### 3 讨论

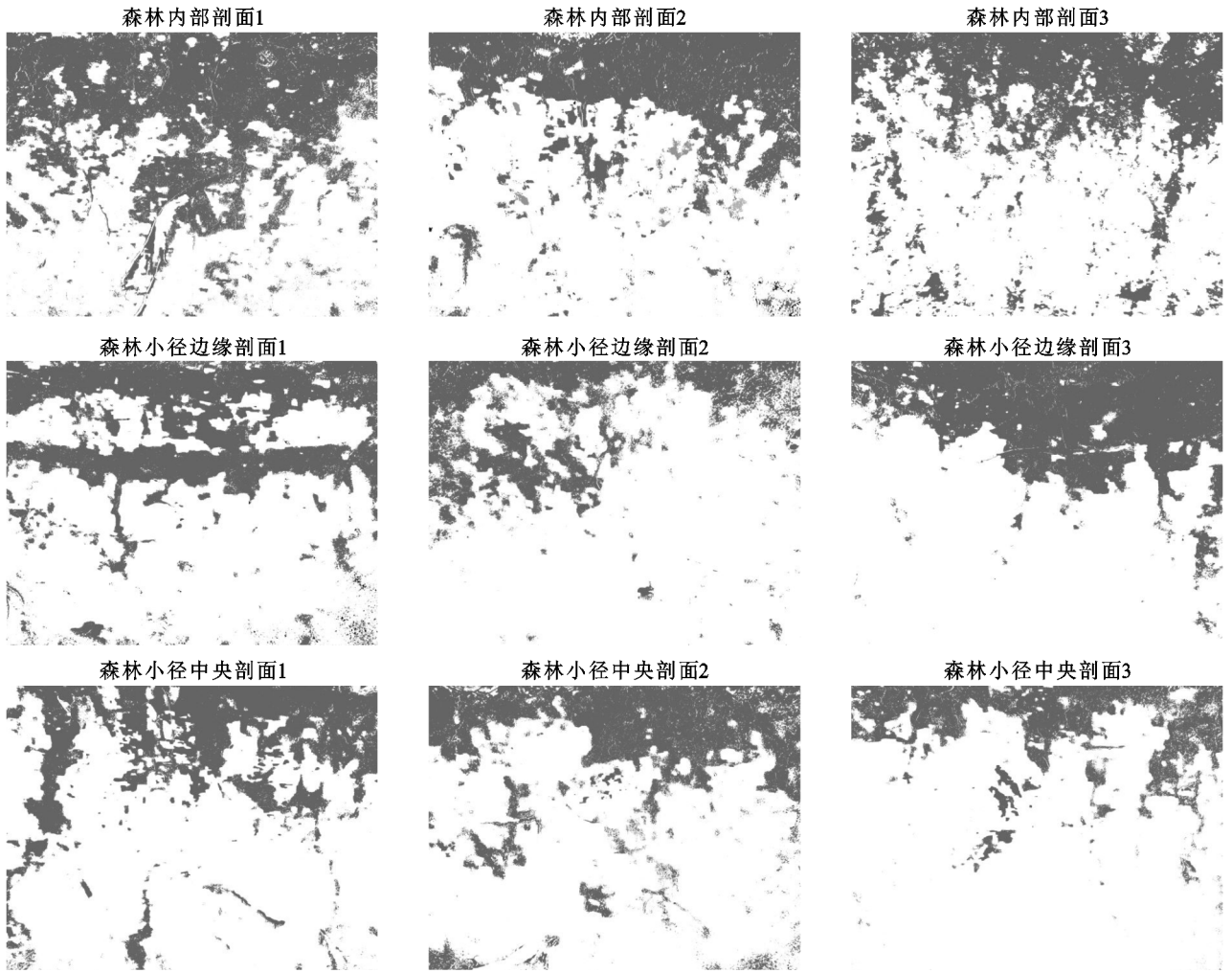
#### 3.1 森林小径对喀斯特山地森林水文过程的源汇效应

森林小径区域的土壤稳定入渗率远小于森林内部,其主要原因可能是孔隙数量和孔隙比存在显著差异。森林小径中央和森林小径边缘土壤的孔隙数量和孔隙比均远低于森林内部土壤,森林小径区域的孔隙数量是森林内部区域的 44.251%~45.572%,孔隙体积比为森林内部的 44.250%~45.572%(表 4)。另

一个原因在于,森林小径区域黏粒含量整体高于森林内部区域,由于土壤黏粒含量越高,其土壤胶结能力越强<sup>[19]</sup>,从而导致土壤表层颗粒比较致密,阻碍土壤水分入渗。长塚结花等<sup>[20]</sup>研究了森林道路的浸透能力和水流出特性表明,森林道路中的土壤入渗率较低,本文森林小径中土壤入渗能力的表现与其研究结论相近。森林内部、森林小径中央、森林小径边缘和裸地的饱和导水率分别为  $101.000 \times 10^{-3}$ ,  $45.800 \times 10^{-3}$ ,  $47.167 \times 10^{-3}$ ,  $35.667 \times 10^{-3}$  cm/min。从单位数量级可以看出,喀斯特森林碳酸盐岩红土的饱和导水率较低,森林小径中央和边缘的饱和导水率平均值较为接近裸土区域,森林未受人为踩踏干扰的区域饱和导水率远高于森林小径区域和裸地区域, Kim 等<sup>[21]</sup>研究不同植被覆盖下土壤入渗能力的结果显示,森林地和灌木地的导水率高于草地和裸地,表明大量植被覆盖可以提高土壤的入渗能力。

林下经济活动中人为踩踏产生的森林小径可能对喀斯特山地森林水文过程有明显的源汇效应。首先,随着林下旅游业和林下畜牧业的发展,原本的森林内部区域逐步“退化”成森林小径,从而失去原本的水文效应。Sharrow<sup>[7]</sup>研究森林作为牧场放牧前后的入渗率显示,放牧后牲畜对森林土壤造成压实作用,导致土壤孔隙度和入渗率降低。未经扰动的森林内部区域由于植物根系的存在土壤大孔隙较多,然而在受长期人类踩踏干扰后,森林表层土壤质地和土壤孔隙的大小及其数量逐渐改变,其土壤结构遭到破坏,大孔隙逐渐“退化”为小孔隙。小孔隙对水流的贡献率弱于大、中孔隙对水流的贡献率,致使土壤入渗能力减弱,水文过程的源汇效应可能随之变化。其次,在森林水文循环过程中具有较低入渗速率的森林小径成为地表径流的优先通道,从而改变山洪小径。王晓燕等<sup>[22]</sup>对比了拖拉机轮胎压实前后土壤的入渗能力与地表径流的变化显示,轮胎压实改变原状土壤表层结构,导致入渗率降低,而径流量增加。森林小径可以通过截流路面降雨来改变地表径流,从而改变森林水文过程中原有源汇效应的水流小径,水流小径的改变可能影响森林的集水区,给森林富水持水带来未知的影响。





注:剖面 1,2,3 代表各土壤状态下染色示踪试验开挖的 3 个剖面。下同。

图 3 不同人为踩踏的土壤染色剖面

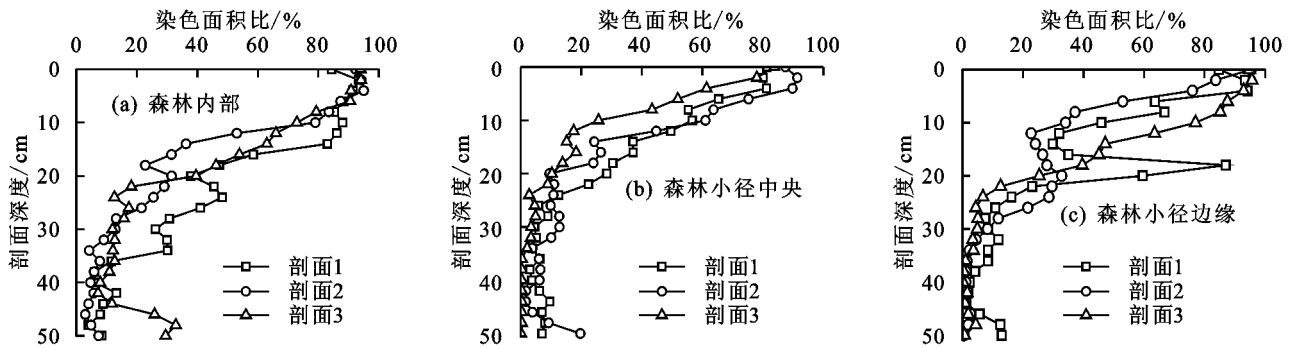


图 4 不同人为踩踏状态下的土壤染色面积比

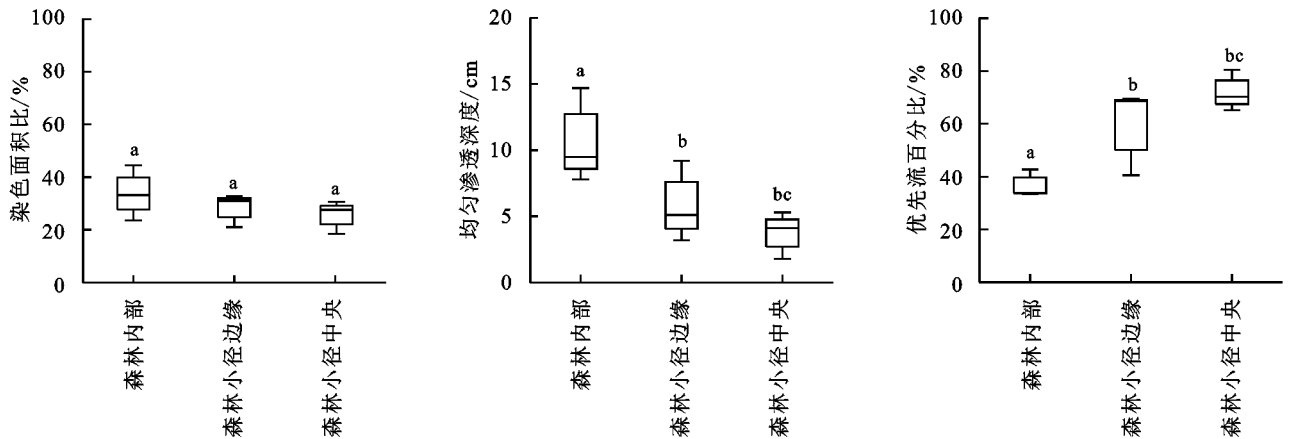
### 3.2 森林小径上的土壤优先流对喀斯特山坡稳定性的潜在影响

染色示踪试验表明,森林小径区域更容易产生优先流。森林内部区域的染色面积比总体上高于森林小径中央和森林小径边缘区域,森林内部区域的均匀渗透深度显著大于森林小径中央和森林小径边缘区域,原因在于森林内部区域土壤入渗能力较强,土壤染色溶液流经的区域较广。森林小径中央和森林小径边缘区域入渗能力较弱,所以染色面积和均匀渗透深度较小。然而优先流程度越高,染色面积比和均匀

深度的值越小,表明森林内部区域的优先流动性比森林小径区域的小。同时试验结果显示,森林小径中央的优先流百分比远大于森林内部,森林小径优先流百分比为森林内部区域的 1.959 倍,最高可达 80.403%。该数据表明林下经济活动产生森林小径更易发生程度较高的优先流。森林内部区域根系错综复杂,错综复杂的根系分布却“违反常理”地导致森林区域土壤优先流程度降低,究其原因在于,纵横交错的根系对土壤优先流形成阻滞作用。经林下经济活动干扰的森林内部区域逐步“退化”成森林小径区域,增加该区域的优先流程度。该结果与



Mossadeghi-Björklund 等<sup>[23]</sup>研究压实土壤后的优先流特征结果一致,表明经过交通压实的土壤优先流百分比更高,在压实情况下,尽管宏观孔隙度减少,但宏观孔隙的连续性仍然保持不变。压实土壤后,土壤导水率下降,孔隙度下降,土壤中通过较大孔隙传导水分,较大的土壤孔隙可能随后再生,受压实影响的小孔隙毛孔回收较慢,可能导致较强的优先流百分比<sup>[24]</sup>。受踩踏压实的森林小径土壤区具有较大的渗透阻力,尽管物理差异不显著,持续的土壤压实增强优先流。喀斯特山地森林中,在长期人为踩踏土壤的影响下,导致森林土壤入渗速率下降,染色面积比下降,优先流程度升高。山坡土壤内部优先流的变化可能导致土体稳定性随之变化。在优先流渗流过程中,



注:箱形图上部不同字母表示差异达到显著水平( $P < 0.05$ )。

图 5 不同人为踩踏状态下土壤的优先流指标

## 4 结论

(1)喀斯特山地森林经人为踩踏后土壤表层特征发生微小变化,但孔隙数量和孔隙比变化明显。森林小径土壤的孔隙数和孔隙比明显小于森林内未被踩踏的区域,森林内部孔隙数量与孔隙比差异性显著( $P < 0.05$ )。

(2)人为踩踏干扰对喀斯特山地森林入渗特征具有负面影响,踩踏区域的入渗率和饱和导水率均显著小于未干扰区域。各个干扰状态下森林土壤水流贡献率均以大孔隙为主导作用,小孔隙对水流的贡献率最小,甚至不产生贡献。

(3)人为踩踏影响喀斯特山地森林优先流特征。未踩踏区域水分入渗以基质流为主,森林小径中央和森林小径边缘的优先流百分比高于森林内部。踩踏压实了土壤使森林小径优先流百分比增强,持续踩踏土壤可以增强优先流强度。

### 参考文献:

[1] 方翌,李仕蓉.西南喀斯特石漠化治理研究进展[J].江苏农业科学,2017,45(20):10-16.  
[2] 段桂兰,朱寅健.旅游干扰对土壤生态系统的影响研究

水的力学作用使土体孔隙水压力增大,促使坡体软弱结构面形成并逐渐贯通直至失稳,加之水分入渗的优先流通道可使渗流场发生变化,导致土体内部强度减小,山坡体稳定性降低<sup>[25]</sup>。特别当降雨强度越大时,优先流反应量越大,对山坡土体的稳定性越不利,在水分的快速流动影响下,土体的稳定性降低,进而影响山坡的稳定性,表明森林小径上的优先流增大时,可能对喀斯特山坡稳定性有负面效应:其一,喀斯特山地森林小径可通过优先流机制使雨水快速到达深层土壤,可能影响山坡的稳定性;其二,仅通过布设有限的土壤水分/水势探头无法有效监测优先流状况,甚至有可能得出错误的结论。这些问题都将对喀斯特山地灾害监测和防治提出新的考验。

进展[J].生态学报,2019,39(22):8338-8345.

[3] 王凤娇,王金满,路晓.矿区土壤压实对水分运移规律影响的研究进展[J].灌溉排水学报,2017,36(增刊1):1-7.  
[4] 张晓芹,孙磊,张强.旅游干扰对济南千佛山风景区土壤部分生态因子的影响[J].水土保持学报,2015,29(4):332-336.  
[5] 马剑,刘贤德,何晓玲,等.旅游干扰对祁连山风景区土壤性质的影响[J].土壤,2016,48(5):924-930.  
[6] 刘小兰.旅游干扰对九寨沟冷杉林下枯落物及其土壤水文功能的影响[J].水土保持研究,2015,22(2):229-234.  
[7] Sharrow S H. Soil compaction by grazing livestock in silvo-pastures as evidenced by changes in soil physical properties [J].Agroforestry Systems,2007,71(3):215-223.  
[8] 张家明,徐则民,李峰,等.植被发育斜坡土体大孔隙结构多尺度特征[J].山地学报,2019,37(5):717-727.  
[9] 李胜龙,易军,刘目兴,等.稻田—田埂过渡区土壤优先流特征研究[J].土壤学报,2018,55(5):1131-42.  
[10] 杨析,邵明安,李同川,等.黄土高原北部日本弓背蚁巢穴结构特征及其影响因素[J].土壤学报,2018,55(4):868-878.  
[11] 程竞莹,程金花,郑欣,等.不同植被覆盖下土壤优先流特征及影响因素[J].河南农业大学学报,2018,52(6):

- 973-982.
- [12] 王发,付智勇,陈洪松,等.喀斯特洼地退耕和耕作土壤优先流特征[J].水土保持学报,2016,30(1):111-116.
- [13] Mona M B, Nicholas J, Mats L, et al. Effects of compaction on soil hydraulic properties, penetration resistance and water flow patterns at the soil profile scale [J]. *Soil Use and Management*, 2019, 35(3):367-377.
- [14] 高朝侠.黄土区土壤大孔隙流试验研究[D].陕西 杨凌:中国科学院研究生院(教育部水土保持与生态环境研究中心),2014.
- [15] Liu D D, She D L. The effect of fracture properties on preferential flow in carbonate-derived laterite from karst mountainous agroforestry lands[J/OL]. *Soil and Tillage Research*, 2020, 203. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104670>.
- [16] 张俐,余冬立,傅瑜,等.入渗水水质对土壤导水特性影响的试验研究[J].水土保持学报,2017,31(4):64-68.
- [17] 李柯,谭柱森.基于 CV 值的城市应急管理差异性分析[J].武汉理工大学学报(信息与管理工程版),2018,40(2):129-135.
- [18] 冯娜,刘冬冬,赵荣存,等.岩溶山地植被恢复中碳酸盐岩红土入渗特征及其影响因素[J].水土保持学报,2019,33(6):162-169,175.
- [19] 崔强,段辉顺,毛矛,等.不同气候环境下黄土胶结性状的试验研究[J].地下空间与工程学报,2019,15(1):52-59.
- [20] 長塚結花,五味高志,平岡真合乃,等.林道路面の浸透能と水流出特性[J].日本森林学会誌,2014,96(6):315-322.
- [21] Kim S, Perkins J D, Stock J R. Vegetation influences on infiltration in Hawaiian soils [J]. *Ecohydrology*, 2018, 11(5):329-4551.
- [22] 王晓燕,高焕文,李玉霞,等.拖拉机轮胎压实对土壤水分入参与地表径流的影响[J].干旱地区农业研究,2000,18(4):57-60.
- [23] Mossadeghi-Björklund M, Arvidsson J, Keller T, et al. Effects of subsoil compaction on hydraulic properties and preferential flow in a Swedish clay soil[J]. *Soil and Tillage Research*, 2016, 156:91-98.
- [24] 闫加亮,赵文智.长期机械耕作压实对绿洲农田土壤优先流的影响[J].生态学杂志,2019,38(5):1376-1383
- [25] 李鑫,卢玉东,范文,等.黄土斜坡优先流促滑机理研究现状及展望[J].水土保持通报,2019,39(1):294-301,324.
- (上接第95页)
- [25] Zahra S A, Saberali S F. Evaluating of eight evapotranspiration estimation methods in arid regions of Iran [J/OL]. *Agricultural Water Management*, 2020, 239. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106243>.
- [26] Xu C Y, Singh V P. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland [J]. *Water Resources Management*, 2002, 16(3):197-219.
- [27] Fotios X P D, Matzarakis A. Evaluation of 13 empirical reference potential evapotranspiration equations on the island of cretein southern Greece [J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 2011, 137(4):211-222.
- [28] Muhammad A R, Chen Z H, Yuan X H, et al. Reference evapotranspiration modeling using new heuristic methods [J/OL]. *Entropy*, 2020, 22(5):547. <https://doi.org/10.3390/e22050547>.
- [29] Valle J L C G, Ventura T M, Gomes R S R, et al. Comparative assessment of modelled and empirical reference evapotranspiration methods for a brazilian savanna [J/OL]. *Agricultural Water Management*, 2020, 232. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106040>.
- [30] Efthimiou, Alexandris, Karavitis, et al. Comparative analysis of reference evapotranspiration estimation between various methods and the FAO56 Penman-Monteith procedure [J]. *European Journal of Water Quality*, 2013, 42:19-34.
- [31] Zheng H, Yu G R, Wang Q F, et al. Assessing the ability of potential evapotranspiration models in capturing dynamics of evaporative demand across various biomes and climatic regimes with China FLUX measurements [J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 551:70-80.