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

冯娜,刘冬冬,赵荣存,李瑶

(贵州大学资源与环境工程学院,贵阳 550025)

摘要:退耕还林还草工程实施后岩溶山地林草植被结构明显改善,研究植被恢复中碳酸盐岩红土人渗特征对岩溶生态恢复有重要意义。采用盘式入渗法在不同植被覆盖(荒草、灌草丛和乔木)下分别测定不同负压水头(-0.5,-3,-6,-15 cm)的水分入渗特征,计算不同负压下非饱和导水率、土壤孔隙分布常数、各孔隙级别对水流的贡献率,明确不同植被覆盖碳酸盐岩红土入渗特性差异。结果表明:不同水头条件下荒草、灌草丛和乔木地的土壤稳渗率均随负水头增大而递增,且碳酸盐岩红土入渗达到稳渗状态所需时间较长(约 120 min),在低水头下荒草地土壤稳渗率最大(0.17 mm/min),而在高水头下乔木地最大(9.17 mm/min);荒草、灌草丛和乔木地土壤饱和导水率 K,差异极显著($P{<0.01}$),乔木地土壤饱和导水率达到最大(4.62 mm/min),而 K_3 、 K_6 、 K_{15} 和 Gardner α 差异不显著,碳酸盐岩红土饱和导水率 K,仅受土壤有机质含量和土壤电导率控制;乔木地土壤大孔隙数量及其占比显著大于灌草丛与荒草地($P{<0.05}$),碳酸盐岩红土导水性能主要受土壤大孔隙对水流的作用控制(>70%)。研究结果可为西南岩溶山地生态恢复和水资源承载力分析提供数据支撑和理论依据。

关键词:岩溶山地;水分入渗;碳酸盐岩红土;土壤理化性质

中图分类号:S152.7⁺2 文献标识码:A 文章编号:1009-2242(2019)06-0162-08

DOI:10.13870/j.cnki.stbcxb.2019.06.023

Infiltration Characteristics and Influencing Factors of Carbonate Laterite from Karst Mountain Areas During Vegetation Restoration

FENG Na, LIU Dongdong, ZHAO Rongcun, LI Yao

(College of Resource and Environment Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025)

Abstract: After the project of returning farmland to forest and grass was implemented, the forest and grass structure of Karst Mountain vegetation was improved obviously. It is of great significance to study the infiltration characteristics of carbonate laterite in Karst Mountain in vegetation restoration for the restoration and reconstruction of karst ecosystem. The water infiltration characteristics of different negative pressure heads (-0.5, -3, -6, and -15 cm) under different vegetation covers (wild grass ground, shrubgrassland, and arbor land) were measured by disc infiltration method. The contribution rate of the hydraulic conductivity, the distribution constant of soil pore size, and the grade of pore under different negative pressures to water flow was calculated. The infiltration characteristics of carbonate laterite with different vegetation covers were clarified. The results showed that a significant differences in soil steady infiltration rate among wild grass ground, shrub-grassland, and arbor land under different water head conditions. The difference of soil steady infiltration rate increased with the increase of negative head, and the time required for soil infiltration in the test area to reach the stable infiltration state was long (about 120 min). The soil steady infiltration rate of wild grass ground was the highest (0.17 mm/min) under the condition of low head, but the arbor land was the largest (9.17 mm/min) under the high water head. There was significant difference in soil saturated hydraulic conductivity K, among wild grass ground, shrub-grassland, and arbor land $(P \le 0.01)$, and the saturated hydraulic conductivity of arbor land reached the maximum (4.62 mm/min). However, there was no significant difference in K_3 , K_6 , K_{15} , and Gardner α , and the saturated hydraulic conductivity K, of carbonate laterite was only controlled by soil organic matter content and soil

收稿日期:2019-06-02

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([2017]5788);贵州大学创新创业训练计划及"SRT 计划"项目(2018033,2018261)

第一作者: 冯娜(1996—), 女, 硕士研究生, 主要从事岩溶区生态水文过程研究。 E-mail: 1012079037@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:liudongdongcn@foxmail.com

conductivity. The quantity and the proportion of macropores in the soil of the arbor land were significantly larger than that of the shrub-grassland and the wild grass ground (P < 0.05), and the water conductivity of carbonate laterite was mainly controlled by the effect of soil macropores on water flow (>70%). These results can provide data support and practical experience for ecological restoration and water resources carrying capacity analysis of Karst Mountain in Southwest China.

Keywords: Karst mountain areas; water infiltration; carbonate laterite; soil physical and chemical properties

岩溶山地生态环境脆弱,在人类活动干扰下地表植被易受破坏,水土流失/漏失问题严重,从而造成基岩出露并加剧石漠化,导致了土地生产力下降。石漠化是岩溶山地土地退化的一种典型形式。至今,我国西南岩溶石漠化土地面积已达1.2×10⁵ km²。由于特殊的地表地下二元水文地质结构,石漠化山区形成了山高水深、地表水缺乏、地下水丰富但难以利用的水资源分布特点[1]。2018年全国第三次石漠化监测结果显示,我国石漠化土地面积为1007万hm²,占岩溶面积的22.3%;5年间石漠化土地面积净减少193.2万hm²;石漠化扩展趋势得到遏制,林草植被结构明显改善,岩溶生态系统稳步好转。然而,由于石漠化岩溶山区土地瘠薄,保水保肥能力弱[2],植被恢复初期生态系统稳定性差,石漠化极易反弹。尽管石漠化治理取得了阶段性成果,但形势依然严峻。

在退耕还林还草等一系列生态恢复工程实施后,岩溶山地明显改善的林草植被,成为区域生态治理不可忽视的影响因素。岩溶山区的植被常具有发达根系以增大根与土壤的接触面积,大多数植被使根系穿插于岩溶裂隙中以拓宽水和养分的吸收来源;植被通过改变土壤理化性质,增加土壤入渗补给量,从而抑制坡面径流。因此,研究植被根际区的水分入渗和水分再分配尤为重要[3]。准确分析岩溶山区生态系统植被恢复过程中的水分入渗特征和再分配过程,不仅有助于促进岩溶区包气带水分入渗和迁移理论的发展,也可为预测岩溶区地表地下水动力学过程提供科学依据[4]。

土壤水分的合理人渗与蓄存是植被正常生长的基础,也是岩溶山区土地复垦的关键。土壤渗透性对地表径流的大小具有重要的调节作用,并且对土壤侵蚀和物理、化学物质转移等过程产生重要影响,是土壤生态水文功能的重要表现[5]。植被恢复中岩溶山地土壤人渗速率决定着地表径流量、地下水补给量和土壤侵蚀/漏蚀程度[6]。国内外对土壤人渗的研究较多,无论是人渗方法、理论和模型均有了较大的发展[7-8],在不同土地利用和土壤理化性质等方面进行了系统研究。相同负压水头下随砾石含量增加土壤稳定入渗速率降低[9];随植被恢复年限的增加土壤入渗性能导到较好的改善[10];有学者[11]发现,不同植被覆盖下坡上人渗性能显著大于坡中与坡下;陈家林

等^[12]发现,土壤理化性质对土壤渗透能力的影响最大;Leung等^[13]研究表明,有植被覆盖的土壤导水率至少高于裸土的 50%;Perkins 等^[14]研究表明,移除树木、引入其他类植物和以入侵物种取代本地植物所引起的植被群落变化,极大地改变了土壤入渗过程;Machiwa等^[15]发现,不同土地利用方式可加强土壤水分的空间变异性。

综上所述,由于土壤—表层岩溶带的存在,土壤 人渗特征与非岩溶区有很大差异,使得许多在非岩溶 地区行之有效的研究方法难以直接用于岩溶地 区^[16]。相比于黄土高原、西北内陆和东北垦区,目前 对植被恢复岩溶山区土壤渗透性能及其驱动机制还 缺乏充分认知。本文以贵州省贵阳市花溪区岩溶植 被恢复试验场为研究区,通过野外圆盘入渗试验研究 植被覆盖对碳酸盐岩红土入渗特征的影响,并解析其 主要影响因素。研究结果可为恢复、重建和维持岩溶 山区生态系统提供理论依据,并加强对岩溶山地表层 环境与水土过程的认知。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

试验于贵州省贵阳市花溪区贵州大学岩溶植被 恢复试验场(26°25′39.62″N,106°40′05.81″E)进行。 岩溶植被恢复试验场始建于2010年,规划用于岩溶 山地生态水文过程研究,其土壤、水文地质、水化学性 和含水层条件均具有典型的岩溶特征;试验场发育有 良好的表层岩溶带并存在大面积的基岩裸露,基岩以 白云岩、灰岩为主,土层浅薄且砾石含量较大,南侧有 落水洞(洞口高约1 m,洞长约2 m);岩溶植被恢复 试验场表层为第四系残坡积土,土壤理化性质较能代 表贵州省岩溶地区的土壤特性。自2013年以来,试 验场北坡人为种植落叶乔木(悬铃木和银杏)和常绿 灌木植物(女贞),南坡则维持原状(其优势种主要为荚 蒾、火棘和茅草)。花溪区属于亚热带季风湿润气候,年 平均降雨量 1 178.3 mm,年平均蒸发量 738 mm,年平均 气温 14.9 ℃,最热月平均温度 23.4 ℃,最低月平均温度 4.9 ℃,年无霜期 246 d,年均日照时间 1 686.8 h。

1.2 试验设计

试验于 2018 年 9—11 月进行,在试验区选择坡度、坡向、人为干扰小、土壤发育状况等条件相似的地

块作为试验样地。岩溶植被恢复试验场南坡生长有 大量的茅草、火棘、荚蒾等植物,与其他的岩溶山区植 被覆盖情况类似;为体现典型植被覆盖在垂直空间分 布上的差异性以及对土壤理化性质的不同响应,特选 择荒草地(茅草)、灌草从(火棘和荚蒾)和乔木地(悬 铃木)3种典型植被覆盖进行圆盘入渗试验,各植被 类型选取 5~7个测点。由于在野外试验场邻近贵州 大学人工湖,其人工湖水主要由天然降水及附近的养 牛溪补给;考虑到贵州岩溶区自然条件下水资源利用 的实际情况,本次野外试验用水选用贵州大学人工湖 水,pH 7.18,电导率 1 097.44 μS/cm,可溶解固体含 量 764.11 mg/L,电阻率 919.44 Ω·cm。圆盘入渗 仪由入渗圆盘、储水管和调压管组成,其中入渗盘和 储水管固定连接,通过橡胶管和调压管连接以控制恒 定的负水头。调压管根据马氏瓶原理制作而成。本 试验圆盘入渗仪的渗透底盘直径为 12 cm,储水管高 100 cm、直径 3.7 cm。试验前将测试点表面整平,为 不破坏土壤结构,割除地面上部植株,并保留植株根 系于土壤中,经整理后的土壤表面直径为20~25 cm。试验时在测点表面平铺 4~5 mm 厚的细砂,确 保试验时渗透底盘与土壤表面有良好的水力接触。 选取 4 个不同的负压水头(分别为-15,-6,-3,-0.5 cm)依次进行圆盘入渗试验,入渗过程中记录 入渗时间和储水管水位。由于植被根系影响和碳酸 盐岩红土入渗较慢等特性,选择在0~10 min 时段内 每隔 1 min 读取 1 次数据,10~20 min 时段内每隔 2 min 读 1 次数,20~60 min 时段内每隔 5 min 读 1 次 数,60 min 后每隔 10 min 读 1 次数,直至连续相等时 间内储水管水位下降高度相等,认为野外入渗达到稳 定状态,随即停止某负压下的入渗试验。

在所有负压水头试验结束后,快速移开圆盘入渗仪并铲去表层细砂,采用环刀和根钻分层采集不同深度土壤和植物根系(0—20,20—40,40—60 cm),装入自封袋带回实验室预处理进行相关理化性质测定:环刀法测定土壤容重及饱和含水量,激光粒度仪测定颗粒组成,重铬酸钾法测定土壤有机质含量;烘干法测定地下生物根系量;电位法测定土壤 pH 及电导率,各个指标至少3次重复。

1.3 数据处理

通过非线性拟合 $^{[17]}$ 计算非饱和导水率和 Gardner α 常数,拟合方程 $^{[18]}$ 为:

$$i(h) = K_s e^{ah} + \frac{4K_s e^{ah}}{\pi R\alpha}$$
 (1)

式中:i(h)为负压水头 h(cm)时的稳定入渗速率 (cm/min);R 圆盘入渗半径 $(cm);\alpha$ 表示土壤孔隙大小分布的 Gardner 常数(1/cm);K。表示土壤饱和导

水率(cm/min)。将拟合得到的 K_s 和 α 代入 Gardner 指数方程求出-0.5, -3, -6, -15 cm 水头下的非 饱和导水率[19].

$$K(h) = K \cdot e^{ah} \tag{2}$$

各个负压下的非饱和导水率值分别用 $K_{0.5}$ 、 K_3 、 K_6 、 K_{15} 表示, K_8 表示土壤饱和导水率(cm/min)。根据毛管水理论,可将孔隙分为 4 个等级: 大孔隙(>0.5 mm)、中等孔隙 $1(0.25\sim0.5$ mm)、中等孔隙 $2(0.1\sim0.25$ mm)、小孔隙(<0.1 mm) $[^{20}]$ 。各级别孔隙的导水能力由不同等级孔隙对水流的贡献率(%) $[^{21}]$ 来表示:

$$\varphi = \frac{K(h_f) - K(h_{f-1})}{K_s} \times 100\%$$
 (3)

式中: $f=1,2,3,\cdots,n,f$ 表示次序的数值;h 表示负 压水头(cm); $K(h_f)$ 、 $K(h_{f-1})$ 是连续 2 个负压水头 下得出的非饱和导水率(cm/min);K。为土壤饱和导 水率(cm/min)。

在土壤水分运移过程中,连续施加-3,-6,-15 cm 的张力,土壤水分依次从>0.1,0.05,0.02 cm 直径的孔隙中排出,孔隙半径由下列方程[21]得出:

$$r = -\frac{2\sigma\cos\alpha}{\rho gh} = \frac{-0.15}{h} \tag{4}$$

式中: σ 为水的表面张力(N/m); α 为水和土壤孔壁之间的接触角(假设为 0); ρ 为水的密度(g/cm³);g 为重力加速度(m/s²);h 为水头(-3,-6,-15 cm)。

通过 Poiseuille 方程[21] 计算单位面积上不同孔隙半径r 的孔隙数量N 及孔隙占比 θ_m :

$$N = \frac{8\mu K_m}{\pi \rho g r^4} \tag{5}$$

$$\theta_m = N\pi r^2 \tag{6}$$

式中: μ 表示水的动力黏性系数(g/(cm·s)); K_m 为大孔隙导水率(cm/s);r分别为孔隙半径 0.05,0.025,0.01 cm。

采用 Excel 和 R 程序等软件进行数据处理和作图分析,单因素方差分析(ANOVA)和最小显著差异法(LSD)分析不同植被覆盖下土壤特性差异,探讨植被覆盖对碳酸盐岩红土入渗速率以及导水特性的影响规律。本研究中植物根系和土壤质量是通过精度为 0.01 g 电子天平测得,土壤入渗速率是通过盘式入渗仪下渗水量和数字秒表结合测得,盘式入渗仪刻度和数字秒表自定义测量精度分别为 0.01 cm 和 0.01 s。因此,根据数据测量误差,计算结果均可保留 2 位有效数字。

2 结果与分析

2.1 不同植被覆盖碳酸盐岩红土理化性质差异

从表 1 可以看出,不同植被覆盖下土壤颗粒黏粒 (<0.002 mm)、粉粒($0.05 \sim 0.002 \text{ mm}$)、砂粒($0.05 \sim 2 \text{ mm}$)含量分别为 0.98%, 91.56%, 7.46%, 根据美

国制分级标准,土壤属于粉土。不同植被覆盖下平均根系生物量大小依次为灌草丛(14.20 mg) < 荒草地(38.09 mg) < 乔木地(38.87 mg); 荒草地、灌草丛和乔木地的根系生物量均随土层深度增加而减小(P<0.05),表明各植被覆盖条件下土壤表层植物生长活动较为强烈,然而灌草丛的减小幅度最大。对于土壤有机质而言,有机质含量随土层深度加深而减少,灌草丛和荒草地0—20,20—40 cm 的土壤有机质无显著差异,灌草丛与荒草地0—20,20—40 cm 土

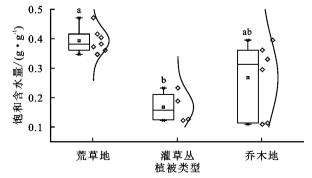
壤有机质含量均显著大于乔木地(P<0.05)。所有植被覆盖下土壤 pH 均呈弱碱性。灌草丛和乔木地土壤 pH 最大值均出现在 40—60 cm 土层,而荒草地土壤 pH 最大值出现在土壤表层。3 种植被覆盖下土壤电导率无显著差异(P<0.05),灌草丛的土壤电导率随土层加深而增加,而荒草地土壤电导率随土层增加而降低。不同植被覆盖下 0—40 cm 土层深度容重大小依次为荒草地<灌草丛<乔木地,表明荒草地土壤表层较疏松。

表 1 不同植被类型根系生物量及土壤理化性质差异

土层	植被	根系生物量/	有机质/	Ha	电导率/	容重/	颗粒组成/%			
深度/cm	类型	$(mg \cdot cm^{-3})$	$(g \cdot kg^{-1})$		$(\mu S \cdot cm^{-1})$	$(g \cdot cm^{-3})$	2~0.05 mm	0.05~0.002 mm	<0.002 mm	
	荒草	33.33a	34.93a	8.14ab	226.86a	1.11b	3.87b	94.72a	1.41a	
0-20	灌草丛	13.10a	38.64a	8.20a	150.44a	1.29a	13.93a	85.96b	0.11b	
	乔木	17.62a	25.80b	8.00b	155.02a	1.36a	2.58b	95.84a	1.58a	
	荒草	3.36a	28.59a	7.80a	163.59a	1.28a	1.72b	96.61a	1.68a	
20—40	灌草丛	0.90a	29.56a	8.13a	179.80a	1.30a	14.23a	85.61b	0.16b	
	乔木	15.58a	17.17b	8.08a	137.40a	1.43a	5.30b	93.67a	1.03ab	
	荒草	1.40a	24.22a	8.01b	162.96a	1.29a	5.84b	93.21a	0.95a	
40-60	灌草丛	0.20a	17.69ab	8.80a	180.30a	1.19a	15.92a	83.92b	0.16a	
	乔木	5.68a	9.37b	8.15b	136.85a	1.27a	3.76b	94.52a	1.73a	

注:同列不同字母表示差异达显著水平(P<0.05)。

从图 1 可以看出,3 种植被覆盖下土壤饱和含水量具有显著性差异,从试样点分布曲线可知荒草地土壤饱和含水量变化较稳定。3 种植被覆盖下土壤平均饱和含水量范围为 0.11~0.47 g/g,平均土壤饱和含水量为 0.37 g/g。3 种植被覆盖下最大平均土壤饱和含水量是荒草地,为 0.39 g/g,且荒草地土壤饱和含水量显著大于灌草丛(P<0.05),乔木地土壤饱和含水量与荒草地和灌草丛无显著差异(P>0.05);相对地,其最小平均土壤饱和含水量是灌草丛,为 0.17 g/g,最大平均土壤饱和含水量是最小平均土壤饱和含水量的 2.29 倍。



注: 箱形图各条横线分别表示上边缘、上四分位数 Q3、中位数、下四分位数 Q1、下边缘; 箱形图邻近曲线表示数据点的分布情况; 箱形图上部不同字母表示差异达到显著水平 (P < 0.05)。

图 1 不同植被类型下土壤饱和含水量

2.2 植被类型对碳酸盐岩红土入渗过程的影响

与陕西杨凌(塿土)、新疆玛纳斯县(盐碱土)和濒

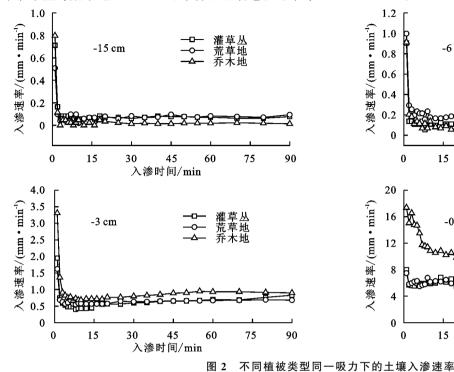
临渤海的大港区绿化带土壤人渗达到稳渗状态所需时长(<60 min)相比^[22-23],该试验区土壤入渗达到稳渗状态所需时间较长(约 120 min),且入渗速率波动明显。所有植被覆盖下土壤入渗速率随时间变化趋势类似,土壤初渗速率较高,且随着入渗时间延长波动降低,最终达到稳定入渗状态。荒草地、灌草丛和乔木地初始入渗率和稳定入渗率均随负水头的增加而递增(图 2),前 5,10 min 平均土壤入渗率的变化范围分别为0.03~0.04,0.02~0.04 cm/min。

负压水头为一0.5 cm 时土壤稳定入渗率大小依次为乔木地>灌草丛>荒草地(表 2)。乔木的根系较为粗壮但分布不广,根系的生长和萎缩过程导致乔木地下伏土壤裂隙较多;岩溶山区土层浅薄,碎石与土犬牙交错,土壤孔/裂隙较多,导致灌草丛前90min累积入渗量略大于荒草地;荒草地表层土壤中微细根系纵横交错分布密集,充斥于土壤孔/裂隙,因而荒草地固持土壤水分的能力较明显。

2.3 植被类型对碳酸盐岩红土导水特征的影响

非饱和导水率 $K_{0.5}$ 、 K_3 、 K_6 、 K_{15} 的变异系数 CV 变化范围为 $18.73\% \sim 140.92\%$,表明土壤非饱和导水率空间变异性较大,然而变异系数 CV 随着负压水头的减小而增大,表明小孔隙的变异程度大于大孔隙,随孔隙尺寸变小其分布越不均匀;不同植被类型下非饱和土壤导水率大小排序不一致,表明不同植被类型各负压水头下的孔隙数目并不相同(表 3)。

不同植被类型下,土壤孔隙数及其孔隙比差异显著 (表 4),其中乔木地土壤大孔隙数及大孔隙占比显著大 于灌草从与荒草地(P<0.05)。其次,土壤饱和导水率



不同植被类型碳酸盐岩红土土壤入渗特征分析

植被类型	负压 水头/cm (前 5 min 平均土壤 人渗率/ (cm·min ⁻¹)	前 10 min 平均土壤 人渗率/ (cm·min ⁻¹)	前 90 min 累积人 渗量/cm	稳定人渗率/ (cm·min ⁻¹)	
	-15	0.02	0.01	4.61	0.01	
荒草	-6	0.04	0.04	11.89	0.02	
爪平	-3	0.08	0.07	43.31	0.09	
	-0.5	0.64	0.62	347.30	0.35	
	-15	0.02	0.15	5.14	0.01	
灌草从	-6	0.03	0.02	7.92	0.01	
准千公	-3	0.10	0.08	50.78	0.08	
	-0.5	0.62	0.60	352.48	0.46	
	-15	0.02	0.01	1.82	0.00	
乔木	-6	0.03	0.02	5.18	0.01	
2171	-3	0.14	0.11	58.42	0.09	
	-0.5	1.57	1.38	669.90	0.92	

从图 3 还可看出,3 种植被覆盖下土壤各级孔隙 对水流贡献率的影响,包括大孔隙(>0.5 mm)、中等 孔隙 1 (0.25~0.5 mm)、中等孔隙 2 (0.1~0.25 mm)和小孔隙(<0.1 mm)对水流的贡献率。结果表 明,3种植被覆盖下各级土壤孔隙对水流的贡献率随 孔隙尺寸减小而降低,大孔隙对水流的贡献率占主导 作用(>70%),小孔隙对水流的贡献率最小(<2%), 说明主要受土壤大孔隙对水流的作用控制。

受植被覆盖影响显著(P<0.05)(图 3),土壤饱和导水率 K.大小排序依次为荒草地(215.68 cm/min)<灌草从 (237.55 cm/min) < 乔木地(467.46 cm/min)。

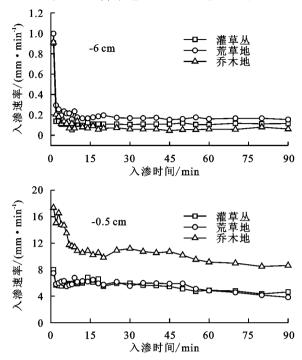


表 3 不同植被类型下的土壤导水特征分析									
植被类型	参数	平均值	最小值	最大值	CV/%				
	K_s	215.66	41.55	444.57	58.53				
	$K_{\scriptscriptstyle 0.5}$	164.90	38.32	331.29	63.03				
些 	K_3	49.04	21.94	127.14	74.01				
荒草	$K_{\scriptscriptstyle 6}$	14.76	2.15	50.15	103.27				
	K_{15}	1.05	0	3.66	140.92				
	α	0.49	0.16	0.79	43.46				
	K_s	237.55	114.62	395.51	41.31				
	$K_{\scriptscriptstyle 0.5}$	182.22	95.09	300.10	42.58				
海古口	K_3	50.77	37.38	75.47	29.88				
灌草丛	K_{6}	12.11	4.75	20.00	42.11				
	K_{15}	0.26	0.01	0.69	97.01				
	α	0.50	0.37	0.69	23.81				
	K_s	467.46	341.62	626.24	18.73				
	$K_{\scriptscriptstyle 0.5}$	329.22	229.12	467.23	26.25				
** **	K_3	62.54	24.47	119.13	59.31				
乔木	$K_{\scriptscriptstyle 6}$	10.32	1.49	30.05	101.77				
	K_{15}	0.14	0	0.48	122.10				
	α	0.72	0.46	0.93	21.54				

注: K_s 为土壤饱和导水率(cm/min); K_{0.5}、K₃、K₆、K₁₅分别为 -0.5, -3, -6, -15 cm 下的非饱和导水率(cm/min); α 为 Gardner α 参数(cm⁻¹)。

碳酸盐岩红土饱和导水率影响因素分析

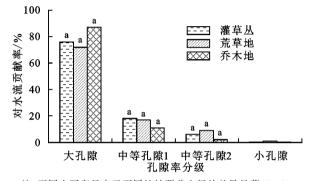
选取可能影响碳酸盐岩红土饱和导水率的容重、 有机质含量、根系生物量、土壤 pH、土壤电导率和颗 粒组成等因子,对这些因子与土壤饱和导水率的关系 进行相关性分析(表 5)。碳酸盐岩红土饱和导水率 仅与有机质含量、电导率呈显著负相关关系,相关系数分别为一0.54和一0.51,而与其他因素根系生物量和容重等无显著关系。可能原因在于,植被恢复场试验样地的土壤容重之间并没有显著差异性,土壤容重是用环刀法直接测得,而土壤容重无法表征样地的地

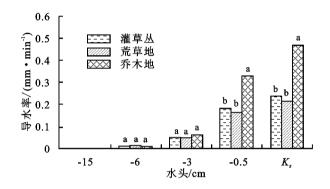
下孔裂隙结构和展布格局,在进一步研究中应采取开挖剖面结合染色示踪试验来测量样地地下孔裂隙特征;其次,用根系生物量单一指标无法表征植物根系特征,植物根系特征(根长、根径和根组织结构等)还需进一步深入研究。

表 4 不同植被类型下孔隙数量及孔隙体积比

植被	植被 孔隙数/(个・m ⁻²)				孔隙体积比/%				
类型	>0.05 cm	0.025~0.05 cm	0.01~0.025 cm	>0.05 cm	0.025~0.05 cm	0.01~0.025 cm			
荒草	116.04b	381.94a	5967.56a	0.91b	0.75a	1.87a			
灌草丛	146.14b	484.80a	7462.33a	1.15b	0.95a	2.34a			
乔木	262.57a	567.99a	4863.22a	2.06a	1.12a	1.53a			

注:同列不同字母表示差异达到显著水平(P<0.05)。





注:不同小写字母表示不同植被覆盖之间的差异显著(P<0.05)。

图 3 不同植被覆盖碳酸盐岩红土导水率及各级土壤孔隙对水流贡献率比较

表 5 碳酸盐岩红土饱和导水率与土壤理化性质 Pearson 相关性分析

Pearson	饱和	宏垂	有机质 根系	中日本	砂粒	粉粒	黏粒		
相关系数	导水率	容重	含量	生物量	рН	电导率	含量	含量	含量
饱和导水率	1	0.39	-0.54 *	0.05	0.03	-0.51*	-0.22	0.20	0.30
容重		1	-0.41	0.23	0.07	<u>-0.61**</u>	-0.01	0.02	-0.03
有机质含量			1	-0.10	0.18	0.58*	0.34	-0.32	-0.35
根系生物量				1	0.01	-0.17	-0.32	0.33	0.22
pH					1	-0.06	0.46	-0.42	-0.65 * *
电导率						1	-0.03	0.04	-0.06
砂粒含量							1	-1.00 * *	-0.73 * *
粉粒含量								1	0.66 * *
黏粒含量									1

注:*表示P<0.05时显著相关;**表示P<0.01时极显著相关;加下划线数字表示与土壤饱和导水率具有显著相关性。

3 讨论

3.1 不同植被覆盖碳酸盐岩红土理化性质影响因素

植物根系能显著改变土壤理化性质,如植物根系通过改变水流通道,分泌化学物质改变土壤性质,从而影响土壤水分入渗性质。土壤容重是表征土壤紧实度的指标,在一定程度上能够响应土壤孔隙状况和贮水能力[24]。土壤容重越低意味土壤疏松和空隙较多,涵养水源和水土保持作用强[25]。仅针对研究区土壤表层而言,荒草地表层土壤根系生物量最大、容重最小,与吴江琪等[26]研究结果不一致,研究结果差异可能是由土壤质地不同造成。本次野外试验是在岩溶山地植被恢复试验场进行,野外观测发现荒草地覆盖度极高,枯落物形成的腐殖质层较厚,加上荒草地土

壤表层根系生物纵横交错、分布密集,导致土壤孔隙增加,有效改善了土壤质地,增强了土壤保水能力。

土壤饱和含水量是指土壤中所有孔隙被全部充满水时的含水量,土壤总孔隙与饱和含水量呈正比关系。该研究中,荒草地土壤饱和含水量最大,分别是灌草丛和乔木地土壤饱和含水量的 1.06,1.15 倍。这主要是因为灌草丛和乔木地试验区含有大量石块,属于土石混合介质,导致该样地持水能力较差;另外,韩春苗等[27]研究发现,土壤饱和含水量与碎石含量呈反比关系,即碎石比例越大土壤饱和含水量越小,也证明了这一结论,所以荒草地土壤具有较强的持水能力。

土壤有机质可改善各类土壤团聚体结构,土壤团聚体结构越好其水力传导度越大,相应土壤入渗能力

越强。本研究表明,碳酸盐岩红土有机质含量随土层 深度增加而减小,与程瑞梅等[28]研究结果极其相似。 原因可能在于表层土壤聚集大量动植物等残体且表 层根系较多,导致表层土壤有机质含量高于深层。值 得注意的是,试验样地中荒草地土壤有机质含量最 高,荒草地生长植物主要为茅草,属于禾本科类植物, 密布的荒草根系随着植物生长向四周发展,叶子腐烂 不断给该样地提供有机质; 荒草地植被密度较高, 为 土壤有机质的积累提供了良好氧化还原条件;其次, 乔木地有机质含量低干灌草从有机质含量,原因在干 该样地属于落叶乔木然而林分密度较小,乔木根系在 深层土壤较发达,提供有机质含量较少,光照充足导 致有机质分解速度加快,从而造成乔木地有机质含量 最小;灌草丛土壤原本生长有稀疏的草本植物,由于 近期人为拔除,导致该样地有机质的微生物减少,从 而使灌草从的有机质含量短时间内维持在一定水平。

在研究土壤基本理化特性、盐碱化和土壤保水保 肥能力时,土壤电导率作为确定土壤中的盐类离子是 否限制植物生长的基础是非常重要的[29]。电导率数 值的变化,不仅与土壤质地、成土过程和母岩有关,还 与植被类型和水资源利用等方式有关。研究中土壤 电导率平均值大小依次为乔木地<灌草从<荒草地, 荒草地表层土壤电导率最大为 226.86 μ S/cm,可能 原因在于荒草地植物根系主要分布在土壤表层,植物 根系和残体对草地土壤养分的贡献主要集中在土壤 表层,加上植物根系分布密集且根系分泌物增加,导 致土壤盐分含量增加。因此, 荒草地土壤电导率平均 值最大。土壤 pH 对土壤微生物的构成与活性产生 重要的影响,通过对微生物的作用而影响土壤特性。 在本次研究中,3种植被类型下土壤 pH 平均值均大 于8.0,趋向于碱性,原因可能在于本次研究的试验区 地处表层岩溶带,表层岩溶带土壤较疏松有极强的通 气透水能力,导致土体总体偏弱碱性。

3.2 植被恢复中碳酸盐岩红土入渗的主控因素

土壤人渗速率主要依靠土壤毛管对水分的吸力以及水自身的重力,在人渗前期土壤水吸力为推动土壤人渗的主要作用力[30]。根据土壤水势原理可知,随着水分不断渗入土壤,土壤含水量逐渐增加,土壤水吸力逐渐减小直至水分最终只受重力作用下渗,此时土壤水分人渗速率基本趋于稳定[31-32]。研究结果表明,岩溶区不同植被覆盖土壤初始入渗率和稳定入渗率均较低,与胡阳等[33]研究结果类似。试验过程中荒草地入渗特征指标(初始入渗率、稳定入渗率和前90 min累积入渗量)最大。原因在于荒草地土壤表层生物活动强烈,大孔隙存在为水分渗透到土层提供了自然的运输途径,有利于水分入渗,从而减小地表排水和超渗产流

的发生,对保护土体有较好的作用。灌草丛土壤稳定 人渗率大于乔木地土壤稳定入渗率,原因在于灌草丛 中含有少量碎石,属于土石混合介质,加上灌草丛土 壤粉粒较多,导致土壤持水能力差。

土壤导水率和 Gardner α 常数是反映土壤入渗 能力的主要参数[34]。不同植被覆盖下的土壤导水率 受土壤质地、孔隙度、容重、有机质含量以及土壤被扰 动程度等因素的作用而存在差异[29]。有研究[35]发 现,岩溶区土壤导水率 K 呈较强的空间异质性,可能 是因为土壤一表层岩溶带具有高度的空间异质性,并 且存在高渗透性的管道;其次,不同植被覆盖下土壤 导水率 K_0 和 K_0 5 均呈显著差异 (P < 0.05), 然而 K_3 K_6 、 K_{15} 及 Gardner α 均无显著差异,这可能由于岩 溶地区土壤中大孔隙较多,对导水特性有主控作用。 乔木地的土壤导水率 K、、K 0.5 均大于荒草地和灌草 丛,乔木地土壤大孔隙数及大孔隙占比显著大于灌草 丛与荒草地(P < 0.05),证明了大孔隙对乔木地土壤 水流贡献率起主导作用:一方面,乔木地植物不仅主 根发达粗壮,侧根也生长旺盛,根系的生长和萎缩过 程中易形成大孔隙优先流现象;另一方面,发达的根 系与枯落物形成强化的根土作用层,不仅体现在其透 水性和蓄水性等土壤物理性状和结构的改善,还表现 在根系对土壤的固持作用,减弱地表开裂[36]。

土壤入渗性能受到土壤容重、有机质、pH、电导率及颗粒组成等多种因素的影响。本研究中,土壤饱和导水率受土壤有机质含量和土壤电导率控制,该结果与侯秀丽等[37]研究结果不一致,可能是由于土壤结构不同引起的。土壤有机质含量较高时土壤团聚体增加,土壤水分运移速率加快,从而促进盐分运移,增强土壤持水能力,本研究结果中土壤电导率与土壤容重呈极显著负相关和土壤电导率与有机质呈显著正相关都证明了这一点。

4 结论

(1)不同植被覆盖下土壤表层特征: 荒草地土壤理化性质得到有效改善,即其土壤容重最小,土壤饱和含水量最大(是灌草丛和乔木地的1.06,1.15 倍); 3种植被覆盖下土壤颗粒含量主要为粉粒($83.92\% \sim 96.61\%$),属于粉土,土壤 pH 均呈弱碱性($7.80 \sim 8.20$); 乔木地土壤大孔隙数及其占比显著大于灌草丛与荒草地(P < 0.05)。

(2) 荒草地、灌草丛和乔木地初始人渗率和稳定人 渗率均随负水头的增加而递增。该试验区土壤人渗达 到稳渗状态所需时间较长(约 120 min),低水头条件下 荒草地土壤稳定入渗速率最大,是灌草丛的 1.06 倍,乔 木地的 4.14 倍;高水头下乔木地土壤稳定入渗速率最 大,分别是灌草丛和荒草地的 1.98,2.66 倍。 (3)碳酸盐岩红土导水性能主要受大孔隙土壤对水流的作用控制。3种植被覆盖下各级土壤孔隙对水流的贡献率随孔隙尺寸减小而降低,大孔隙对水流的贡献率占主导作用(>70%),小孔隙对水流的贡献率最小(<2%)。由于岩溶山地具有天然的水流通道且空间异质性较强,导致土壤非饱和导水率空间变异性较大且小孔隙的变异程度大于大孔隙;土壤饱和导水率 K_s 受植被覆盖影响显著(P<0.05),其大小依次为荒草地(215.68 cm/min)<灌草丛(237.55 cm/min)<乔木地(467.46 cm/min),而碳酸盐岩红土饱和导水率 K_s 仅受土壤有机质含量和土壤电导率控制。

参考文献:

- [1] 吴清林,梁虹,熊康宁,等.石漠化环境水土综合整治与 山地混农林业前言理论与对策[J].水土保持学报,2018, 32(2):11-19.
- [2] 曹坤芳,付培立,陈亚军,等.热带岩溶植物生理生态适应性对于南方石漠化土地生态重建的启示[J].中国科学:生命科学,2014,44(3):238-247.
- [3] 熊好琴,段金跃,王妍,等.毛乌素沙地生物结皮对水分 人渗和在分配的影响[J].水土保持研究,2011,18(4): 82-87.
- [4] 李春茂,徐勤学,吴攀,等.不同土地利用方式峰丛坡地 土壤入渗特征及其模拟[J].水土保持研究,2019,26(1): 47-52.
- [5] 许景伟,李传荣,夏江宝,等.黄河三角洲滩地不同林分类型的土壤水文特征[J].水土保持学报,2009,23(1): 173-176.
- [6] 胡阳,邓艳,蒋忠诚,等.岩溶坡地不同植被类型土壤水分入渗特征及其影响因素[J].生态学杂志,2016,35(3): 597-604
- [7] 高婵婵,余凯,赵传燕,等.黄土丘陵区安家沟流域土壤 人渗特性空间变异的研究[J].干旱区资源与环境,2016, 30(4):90-95.
- [8] 王小燕,王天巍,蔡崇法,等.含碎石紫色土坡面降雨入渗与产流产沙过程[J],水科学进展,2014,25(2):190-195.
- [9] 周蓓蓓,邵明安,王全九,等.不同碎石种类对土壤入渗的影响[J].西北农林科技大学学报(自然科学版),2011,39(10):141-148.
- [10] 李叶鑫,史东梅,吕刚,等.不同恢复年限弃渣场入渗特征研究与评价[J].水土保持学报,2017,31(3):91-95.
- [11] 张志华,桑玉强,孔玉华,等.太行山低山丘陵区坡位对 土壤渗透性能影响研究[J].灌溉排水学报,2018,37 (9):43-47.
- [12] 陈家林,孔玉华,裴丙,等.太行山低山丘陵区不同植被 类型土壤渗透特性及影响因素[J].水土保持研究, 2016,23(4):60-65.
- [13] Leung A K, Garg A, Coo J L, et al. Effects of the roots of Cynodon dactylon and Schefflera heptaphyl-

- la on water infiltration rate and soil hydraulic conductivity[J]. Hydrological Processes, 2015, 29:3342-3354.
- [14] Perkins K, Stock J D, Nimmo J R. Vegetation influences on infiltration in Hawaiian soils[J]. Ecohydrology, 2018, 11(5):e1973.
- [15] Machiwa L D, Jha M K, Mal B C. Modeling infiltration and quantifying spatial soil variability in a wasteland of Kharagpur India [J]. Biosystems Engineering, 2006,95(4):569-582.
- [16] 聂云鹏,陈洪松,王克林,等.采用稳定同位素技术判定 喀斯特地区植物水分来源的挑战与可能应对方案[J]. 应用生态学报,2017,28(7);2361-2368.
- [17] Wooding R A. Steady infiltration from a circular shallow circular pond[J]. Water Resources Research, 1968, 4(6):1259-1273.
- [18] Hu W, Shao M A, Wang Q J, et al. Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses[J].Geoderma,2009,149(3/4):355-366.
- [19] 张俐,佘冬立,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):64-80.
- [20] 佘冬立,刘营营,俞双恩,等.不同土地利用方式下土壤水力性质对比研究[J].农业机械学报,2014,45(9): 175-179.
- [21] Watson K, Luxmoore R. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension Infiltrometer[J]. Soil Science Society of America Journal, 1986, 50(3): 578-582.
- [22] 陈世平,李毅,付秋萍,等.不同含盐土壤圆盘入渗特征试验[J].农业工程学报,2010,4(4):36-41.
- [23] 孙甲霞,康跃虎,胡伟,等.滨海盐渍土原土滴灌水盐调 控对土壤水力性质的影响[J].农业工程学报,2012,2 (3):107-112.
- [24] 韩雪成,赵雨森,辛颖,等.大兴安岭北部火烧迹地兴安落叶松人工林土壤水文效应[J].水土保持学报,2012,26(4):183-188,
- [25] 李红,范素芳,张光灿,等.黄土丘陵区退耕还林后不同 林地土壤孔隙与贮水特性[J].水土保持通报,2010,30 (1):27-30.
- [26] 吴江琪,马维伟,李广,等.黄土高原4种植被类型对土壤物理特征及渗透性的影响[J].水土保持学报,2018,32(4):133-138.
- [27] 韩春苗,甘永德,贾仰文,等.土石混合介质中碎石性质对土壤水分特征曲线的影响分析[J].中国农村水利水电,2018(8):86-90.
- [28] 程瑞梅,肖文发,王晓荣,等.三峡库区植被不同演替阶段的土壤养分特征[J].林业科学,2010,46(9):1-6.
- [29] 刘洁,李贤伟,纪中华,等.元谋干热河谷三种植被恢复模式土壤贮水及人渗特性[J].生态学报,2011,31(8): 2331-2340.

78.25%,至 2012 年水库的剩余可淤积库容约为 1.15 亿 m³,淤积比为 83.24%。

把全流域水库作为一个整体,在总拦沙量已知的条件下,引入水库控制面积、平均侵蚀强度、拦沙率3个因素建立了对水库逐年拦沙量进行分配的计算公式,计算了清水河流域1957—2012年水库的逐年拦沙量。把本次计算结果与宁夏水文总站对1959—1979年的计算成果进行了对比分析,显示1971年以后,在水库数量较多、控制流域平均侵蚀强度能与全流域平均侵蚀强度大致相同的条件下,本文建立的计算方法其结果与实际情况是比较接近。建议清水河流域水库逐年拦沙量在1959—1979年时段仍然采用宁夏水文总站的计算成果,1980—2012年时段可以采用本次计算的结果。

对计算结果的分析表明,1979年以前时段由于多数中型水库已经建成,水库运用方式为蓄水拦沙,加上遇到丰水大沙的年份,水库拦沙量比较大,1980年以后水库建设速度减慢,水库受到淤积,拦沙能力逐渐变小。自1960年以后水库的剩余可淤积库容处于下降状态,2000年以后水库的淤积比为83.00%,水库的拦沙能力较小。

参考文献:

- [1] 费祥俊,傅旭东.水库拦沙为下游减淤的效率(拦沙比) [J].人民黄河,2010,32(1):1-3.
- [2] 刘晓燕.黄河近年水沙锐减原因[M].北京:科学出版社, 2016:137-151.
- [3] 韩其为.论水库的三角洲淤积(一)[J].湖泊科学,1996,7 (2):107-118.
- [4] 韩其为.论水库的三角洲淤积(二)[J].湖泊科学,1996,7 (3):213-225.
- [5] Wu B S, Wang G Q, Xia J Q. Case study: Delayed sedimentation response to inflow and operations at Sanme-

(上接第 169 页)

- [30] 王则宇,蒙仲举,崔向新,等.希拉穆仁天然草地不同群落 土壤入渗特征[J].水土保持学报,2017,31(3):112-117.
- [31] 王珍,冯浩.秸秆不同还田方式对土壤入渗特性及持水能力的影响[J].农业工程学报,2010,26(4):75-80.
- [32] 唐金林,杨洁,刘窑军,等.初始含水率及容重影响下红壤水分入渗规律[J].水土保持学报,2016,30(1):122-126.
- [33] 胡阳,邓艳,蒋忠诚,等.岩溶坡地不同植被类型土壤水分入渗特征及其影响因素[J].生态学杂志,2016,35 (3):597-604.
- [34] 高雪梅, 佘冬立, 房凯. 利用盘式负压仪测定土壤导水

- nxia Dam[J].Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 2007,133(5):482-494.
- [6] 张红梅,赵建虎.水库库容和淤积量测算技术研究[J].水 利学报,2002(12):33-37.
- [7] 李秋梅,张显双,朴富林.小型水库多年淤积量测算研究 [J].中国水土保持,1999(4):13-14.
- [8] 胡彩虹,吴泽宁,高宗强.汾河水库淤积驱动因子分析 [J].干旱区研究,2009,26(1):109-114.
- [9] 包淑萍,王生鑫.清水河流域水沙变化分析[J].人民黄河,2016,38(3):25-29.
- [10] 郭文锋, 雒旭升, 高春河, 等. 宁夏黄土高原地区大型拦泥库实践与探讨[J]. 人民黄河, 2008, 30(5): 63-65.
- [11] 孙和平.小型水库泥沙淤积成因分析及淤积量的初步估算[J].地下水,2005,27(3);221-224.
- [12] 朱旭东,张维江,李娟.好水川流域小型水库及淤地坝泥沙淤积量估算[J].水土保持通报,2012,32(4);196-199.
- [13] 冉大川,刘斌,王宏,等.黄河中游典型支流水土保持措施减洪减沙作用研究[M].郑州:黄河水利出版社,2006:237.
- [14] 艾成,丁环.宁夏清水河流域水文特性分析[J].宁夏农 林科技,2010(3);71-72,
- [15] 李帅,魏虹,刘媛,等.气候与土地利用变化下宁夏清水河流域径流模拟[J],生态学报,2017,37(4):1252-1260,
- [16] 苏新礼.宁夏清水河流域干旱演变特征分析[J].宁夏农 林科技,2011,52(12):266-268.
- [17] 童思陈,周建军.水库淤积初步平衡问题[J].泥沙研究, 2006(5):17-21.
- [18] 涂苏昭.长冈水库若干泥沙淤积问题的研究[J].江西农 业大学学报,1993,15(4):335-343.
- [19] Dendy E E,刘玉茹.小型水库的拦沙能力[J].中国水土保持,1984(10):58-61.
- [20] 宁夏回族自治区水文总站.宁夏回族自治区地表水资源(内部资料)[Z].宁夏,1985;155-157.
- [21] 姜乃森,张启顺,黄霖恩,水库淤积上延问题的分析[J]. 水利学报,1997(8):67-71.
 - 率的计算方法对比[J]. 排灌机械工程学报, 2015, 33 (3): 246-252.
- [35] 刘建伟,陈洪松,张伟,等.盘式人渗仪法测定喀斯特洼 地土壤透水性研究[J].水土保持学报,2008,22(6): 202-206.
- [36] 刘营营,余冬立,刘冬冬,等.土地利用与土壤容重双因子对土壤水分入渗过程的影响[J].水土保持学报,2013,27(5):84-88.
- [37] 侯秀丽,付登高,阎凯,等.滇中不同植被恢复策略下土壤入渗性能及其影响因素[J].山地学报,2013,31(3): 273-279.