喀斯特浅层裂隙土壤入渗特征及其影响因素

朱列坤[1,2]，戴全厚[1,2]，李焱秋[1,2]，涂 娜[1,2]，严友进[1,2,3]

(1.贵州大学林学院，贵阳 550025；2.贵州大学土壤侵蚀与生态修复研究中心，
贵阳 550025；3.贵州大学贵州省森林资源与环境研究中心，贵阳 550025)

摘要：为探索喀斯特地下浅层裂隙土壤水分运移规律，通过野外调查、单环入渗试验探索裂隙土壤的入渗特性及入渗模型的适应性。结果表明：(1)裂隙土壤初始入渗率为 21.06～57.90 mm/min，入渗时间 20～60 min 后达到稳定入渗(4.21～13.69 mm/min)，且入渗初期到最后的稳渗阶段存在着较大降幅(40.89%～89.08%)，与非喀斯特地区相比，喀斯特裂隙土壤的入渗速率更快；裂隙土壤各入渗特征处于中等程度变异(变异系数为 0.52～0.67)。(2)裂隙土壤各入渗特征与各土壤属性显著性相关较少($P<0.05$)，裂隙土壤的入渗能力与土壤容重、毛管孔隙度以及根系没有较好的相关性，受裂隙岩—土界面等因素影响，与非喀斯特地区的土壤入渗特征与影响因素有明显差异；喀斯特裂隙不同土地利用类型土壤的入渗能力为草地＞农田＞乔木＞灌木。(3)利用回归模型对裂隙土壤入渗的拟合分析对比得出，Horton 模型对喀斯特浅层裂隙土壤的入渗过程拟合效果优于 Philip 模型和 Kastiakov 模型，可以更好地模拟和预测喀斯特浅层裂隙土壤入渗能力和入渗过程。研究结果可为研究喀斯特地区坡面水分运移及地下漏失提供新的研究思路与科学理论依据。

关键词：喀斯特；浅层裂隙；入渗特征；入渗模型；适应性评价

中图分类号：S152.7^{+}2　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1009-2242(2021)02-0047-08

DOI：10.13870/j.cnki.stbcxb.2021.02.007

Infiltration Characteristics and Influencing Factors of Karst Shallow Fissured Soil

ZHU Liekun[1,2], DAI Quanhou[1,2], LI Yanqiu[1,2], TU Na[1,2], YAN Youjin[1,2,3]

(1.*College of Forestry, Guizhou University, Guiyang* 550025;
2.*Soil Erosion and Ecological Restoration Research Center, Guizhou University, Guiyang* 550025;
3.*Guizhou Forest Resources and Environment Research Center, Guizhou University, Guiyang* 550025)

Abstract: In order to explore the water movement law of karst shallow fractured soil, the infiltration characteristics of fractured soil and the adaptability of infiltration model were explored through field investigation and single ring infiltration test. The results showed that: (1) The initial infiltration rate of fissured soil was 21.06～57.90 mm/min, and the stable infiltration rate reached 4.21～13.69 mm/min after 20～60 min infiltration time, and there was a significant decrease from the initial to the final stable infiltration stages (40.89%～89.08%). Compared with non karst areas, the infiltration rate of karst fissured soil was faster, and the infiltration characteristics of fissured soil were in medium degree variation (coefficient of variation was 0.52～0.67). (2) Little significant correlations were observed between the infiltration characteristics and soil properties ($P<0.05$). The infiltration capacity of fissured soil had no significant correlation with soil bulk density, capillary porosity and root system. Affected by factors such as fissure rock soil interface, it was significantly different from that in non karst areas. The infiltration capacity of different land use types in karst fissure was grassland＞farmland＞ arbor＞shrub. (3) The results showed that Horton model was better than Philip model and Kastiakov model, and could better simulate and predict the infiltration capacity and infiltration process of karst shallow fissured soil. These results could provide new research ideas and scientific theoretical basis for the study of slope water movement and underground leakage in karst area.

收稿日期：2020-09-10

资助项目：国家自然科学基金项目(41671275)；中国博士后科学基金项目(2020M673296)；国家重点研发计划项目(2016YFC050)；贵州省高层次创新型人才项目(黔科合平台人才[2018]5641)；贵州省重大专项(黔科合重大专项字[2016]3022 号)；贵州省科技计划项目(黔科合平台人才[2017]5788)；贵州省一流学科建设项目(GNYL[2017]007)

第一作者：朱列坤(1996—)，男，硕士，主要从事水土保持与生态恢复重建研究。E-mail：1257810783@qq.com

通信作者：戴全厚(1969—)，博士，教授，博士生导师，主要从事喀斯特水力侵蚀与生态恢复重建研究。E-mail：qhdairiver@163.com

Keywords: karst; shallow fracture; infiltration characteristics; infiltration model; adaptability evaluation

据《中国水土保持公报(2019 年)》数据显示,2019 年中国西南石漠化地区水土流失面积为 248 600 km^2,占西南喀斯特地区面积的 50%以上。而贵州处于西南喀斯特地区的中心地带,喀斯特分布面积占全省面积的 60%以上,是典型的喀斯特省份[1],水土流失极为严重,在长期的岩溶作用下,区域内形成了地表、地下双层结构[2],其特有的二元结构使得该地区存在地表和地下水土流失 2 种形式,且地表水土流失一部分通过喀斯特孔(裂)隙、孔洞、管道等通道进入地下系统流失掉,产生地下漏失[3]现象。有研究[2,4]表明,降雨是地下漏失的主要驱动因素,其作用是水分将覆盖于岩石表面的土壤通过孔(裂)隙、管道携带进入地下系统,这便加重了这一地区的水土流失/漏失。裂隙作为地下漏失的重要通道,水分作为地下漏失的主要驱动力,研究喀斯特裂隙土壤水分入渗特性对了解喀斯特裂隙土壤水分运移规律和水土流失的治理无疑具有重要的科学意义。

目前,国内外学者针对喀斯特地区土壤水分运移做了大量的研究。甘凤玲[5]运用 GIS 空间分析和地统计学方法分析喀斯特槽谷区水土流/漏失过程以及影响因素,并通过模拟降雨探讨了该地区产流产沙空间分布特征和坡面水动力学特征;李渊等[6]通过对喀斯特洞穴表土和漏失水土进行野外监测和采样分析,得出了地表喀斯特石漠化程度越高,岩溶裂隙管道的联通性越强,地下漏失水的滴率变幅也会变大;徐勤学等[7]则对喀斯特地区灌木林地和梯田旱地不同土层的入渗特征进行探究,并运用不同入渗模型对其过程进行拟合分析得出,灌木林入渗性能大于梯田旱地,且 Horton 模型对灌木林地和梯田旱地的拟合效果较好;甘艺贤等[8]通过模拟降雨试验发现,降雨强度较小时,具有较强入渗能力的土壤与地下孔(裂)隙配合下,喀斯特坡耕地主要以地下径流为主;Fu 等[9]从土壤—表层岩溶带三维空间角度出发,深入探究喀斯特地区水分运移的特征,总结出这一地区以地下水文过程为主,地表径流为辅的结论;Jakob 等[10]在半干旱环境下,通过小规模的灌溉试验,对岩土界面的水分入渗进行探讨,与直接从土壤表面渗入的水相比,岩—土界面径流的渗透速度更快,渗透深度更大,对地下水补给更具潜力;还有学者[4,11-12]研究了不同环境下土壤质地与理化性质特征以及溶槽岩—土界面处优势流对土壤水分的影响等。

综上所述,学者们的研究多集中于对水分在坡面尺度上的运移及不同用地类型之间的探究,而隐蔽性和复杂性较高的喀斯特地下裂隙土壤虽已有一定研究,但研究方向多集中于土壤质地与化学特征以及溶槽岩—土界面处优势流对土壤水分的影响的探索,裂隙中土壤水分的运移特征仍需要进一步探索。为此,本研究以喀斯特裂隙为研究对象,通过野外单环入渗试验研究喀斯特地下裂隙土壤的入渗过程与入渗特征,分析裂隙土壤入渗特征的主导因子,通过评价 3 种入渗模型的拟合程度,筛选出适合喀斯特地下裂隙土壤的最优入渗模型,以期为深入研究喀斯特地区坡面水分运移及地下漏失提供新的研究思路与科学理论支撑。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于贵州省安顺市西秀区大西桥镇马场村(25°56′—26°27′N,105°44′—106°21′E),气候类型为北亚热带季风湿润气候,四季分明,海拔 1 340 m,极端最高温为 34.3 ℃,极端最低温为-7.6 ℃。雨量较为充沛,年降水量 1 334.6 mm。研究区处于贵州喀斯特黔中—黔西南喀斯特峰林区,地层岩性主要是白云岩和石灰岩,形成以喀斯特峰林为主的地貌,土壤类型为石灰土,土层浅薄,水土流失较为严重。

1.2 研究方法

本试验于 2019 年 2—3 月进行,试验期间没有降雨,在试验区选择裂隙张开度较大、裂隙土壤填充较深的土壤作为试验样地,选取灌木、乔木、草地、农田 4 种不同土地利用类型下的 16 条裂隙,试验选择单环法进行测定(常规下裂隙土壤断面开挖难度大,投资也高,各裂隙张开度较小,不易打入双环)。试验前采集裂隙的基本信息、裂隙形态、地理坐标以及周围的植被情况,然后清理土壤表层的植被枯落物,单环试验前先打入 100 cm^{3}环刀(3 个重复)取出称重记录重量,并用自封袋采集表层土样,在一侧未被破坏的裂隙表土将预先准备好的 PVC 单环(内径 10 cm,高 20 cm,标记水头线)垂直平稳的打入土中 10 cm,之后在单环内注水至 5 cm 水头处并通过多只注射器(450 mL)轮流不断注水保持水头恒定,在 1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,15,20,25,30 min 及之后每 10 min 记录注射器注入单环的水量直至 90 min。初渗速率采用前 1 min 的速率表示;稳渗速率为单位时间内渗透量趋于同一渗透速率;平均入渗率为达到稳渗时的入渗总量与达到稳渗时间的比值;入渗总量为 90 min 内渗透总量。入渗速率计算公式为:

$$V=\frac{10Q_n}{ST_n}$$

式中:V 为入渗速率(mm/min);Q_n 为第 n 次测定时间的的加水量(mL);S 为内环横截面积(cm^2);T_n 为第 n 次测定时间间隔(min)。

采集的环刀和土样带回实验室分析土壤容重、孔隙度、自然含水率、机械组成、有机碳含量等基本土壤理化性质。土壤容重、孔隙度、自然含水量参照中华人民共和国林业行业标准《森林土壤水分—物理性质的测定》(LY/T 1215—1999)[13]进行测定。有机碳含量采用重铬酸钾氧化—外加热法测定;机械组成采用比重计法并使用国际制土壤颗粒分级标准[4]。

1.3　数据分析

采用 Excel 2015 进行数据统计,Origin 2018 软件用于入渗模型拟合,SPSS 22 软件对数据进行相关性及主成分分析。常见 3 种土壤水分入渗模型[14]为:

(1)Kostiakov 模型:

$$f(t)=\beta t^{-\alpha}$$

式中:$f(t)$为入渗速率(mm/min);t 为入渗时间(min);β 和 α 为经验参数。

(2)Philip 模型:

$$f(t)=0.5St^{-0.5}+A$$

式中:$f(t)$为入渗速率(mm/min);S 为吸渗率(mm/min);A 为稳定入渗率(mm/min)。

(3)Horton 模型:

$$f(t)=f_c+(f_a-f_c)e^{-kt}$$

式中:$f(t)$为入渗速率(mm/min);f_0为初始入渗率(mm/min);f_c为稳定入渗率(mm/min);k 为经验参数。所选取裂隙的基本信息见表 1。

表 1　各裂隙基本信息

裂隙编号	植被	裂隙形态	裂隙张开度/cm	类型	海拔/m	坐标	
						N	E
1	野蔷薇(*Rosa multiflora*)	斜长方	60	灌木	1343	26°19′50.7″	106°08′54.0″
2	艾草(*Artemisia argi*)、野蔷薇(*Rosa multiflora*)、马桑(*Coriaria nepalensis* Wall.)、雀稗(*Paspalum thunbergii* Kunth ex Steud.)	斜长方	40	灌木	1349	26°19′49.6″	106°08′55.5″
3	火棘(*Pyracantha fortuneana* (Maxim))	斜长方	45	灌木	1350	26°14′15.2″	105°58′55.4″
4	火棘(*Pyracantha fortuneana* (Maxim))	漏斗状	40	灌木	1355	26°19′60.2″	106°08′58.0″
5	插田泡(*Rubus coreanus* Miq.)、雀稗(*Paspalum thunbergii* Kunth ex Steud)、蛇葡萄(*Vitis piasezkii* Maxim.)	正长方	47	灌木	1349	26°19′49.2″	106°08′55.6″
6	花椒(*Zanthoxylum bungeanum* Maxim.)、六月雪(*Serissa foetida*)、朴树(*Celtis sinensis* Pers.)、黄连木(*Pistacia chinensis* Bunge)	正长方	33	乔木	1337	26°19′56.7″	106°08′54.9″
7	朴树(*Celtis sinensis* Pers.)、六月雪(*Serissa foetida*)、花椒(*Zanthoxylum bungeanum* Maxim.)	漏斗状	27	乔木	1334	26°19′57.1″	106°08′55.0″
8	女贞(*Ligustrum lucidum* Ait.)、朴树(*Celtis sinensis* Pers.)、马桑(*Coriaria nepalensis* Wall.)	斜长方	28	乔木	1330	26°19′50.7″	106°08′56.5″
9	油菜(*Brassica napus*)	漏斗状	60	农田	1321	26°15′51.4″	106°08′46.3″
10	油菜(*Brassica napus*)	正长方	30	农田	1322	26°19′68.3″	106°08′52.4″
11	油菜(*Brassica napus*)	正长方	53	农田	1345	26°19′68.3″	106°08′52.7″
12	油菜(*Brassica napus*)	斜长方	32	农田	1332	26°19′68.0″	106°08′52.3″
13	白茅(*Imperata cylindrical* (L.) Beauv.)	正长方	55	草地	1335	26°19′69.2″	106°08′53.1″
14	荩草(*Arthraxon hispidus* (Thunb.) Makino.)	正长方	47	草地	1325	26°20′25.0″	106°11′06.0″
15	荩草(*Arthraxon hispidus* (Thunb.) Makino.)、小蓬草(*Conyza Canadensis* (L.)Cronq.)	正长方	34	草地	1321	26°19′69.0″	106°08′52.4″
16	艾草(*Artemisia argyi* H. Lév. & Vaniot.)、白茅(*Imperata cylindrical* (L.) Beauv.)	斜长方	28	草地	1348	26°20′25.0″	106°11′07.0″

2　结果与分析

2.1　土壤入渗特性

入渗是土壤水文的重要功能,是连接地表水文与地下水文的重要桥梁[15]。本研究中各裂隙土壤入渗过程曲线见图 1。裂隙土壤入渗过程变化趋势明显,各裂隙土壤的稳定入渗速率相比于初始入渗率均出现了较大降幅,裂隙土壤稳渗点集中在 20～60 min,其中降幅最大的是 6 号裂隙,降幅达 89.08%,最小为 11 号裂隙(40.91%)。从图 1 可以看出,裂隙土壤的入渗速率在到达稳定前出现明显的波动性下降趋势,其中波动性多集中于 0～10 min,部分裂隙(12,13,15)的入渗速率下降出现阶梯性下降,在 30 min 左右趋于平稳后又继续下滑,出现这类情况可能是由于所处的土壤质地以及根系分布的差异,在土壤两侧深处岩—土界面空隙较大,土壤水分入渗初期水分进行垂直运动,入渗通道很多,快速填充空隙,而当水分渗入到较深土层的同时还带入了上层土壤的颗粒导致了水分运移通道的堵塞,从而使得水分入渗速率继续下降[16]。

土壤的入渗能力对地表径流以及土壤中水分的存储、壤中流与地下径流的产生和发展有着决定性的影响[17]。由图 2 可知,各裂隙的初渗率、稳渗率变化很大,草地裂隙的入渗特征指标均比其他裂隙大;16 条裂隙土壤初渗率波动范围为 10.53～73.70 mm/min,其中 12 号裂隙初渗率最大,平均入渗率也最大,而较小的是 8,13 号裂隙。稳渗率最大为 16 号裂隙(34.74

mm/min),最小为 4 号裂隙(4.21 mm/min)。本研究中各裂隙在 90 min 入渗总量波动范围为 3 570.00～34 360.00 mm。从表 2 可以看出,4 个特征指标的变异系数从小大依次为 0.52(初渗率),0.62(平均入渗率),0.64(入渗总量),0.67(稳渗率),处于中等程度变异。由图 2 还可看出,4 种土地利用类型下的裂隙土壤入渗特征有所差别,裂隙平均初渗率农田裂隙最大(54.22 mm/min),灌木裂隙最小(22.11 mm/min);灌木、乔木、农田和草地 4 种土地利用类型下的土壤稳渗率分别为 6.32,10.53,17.48,26.19 mm/min;草地裂隙的入渗速率和入渗总量明显大于其他 3 种不同土地利用类型的裂隙土壤。

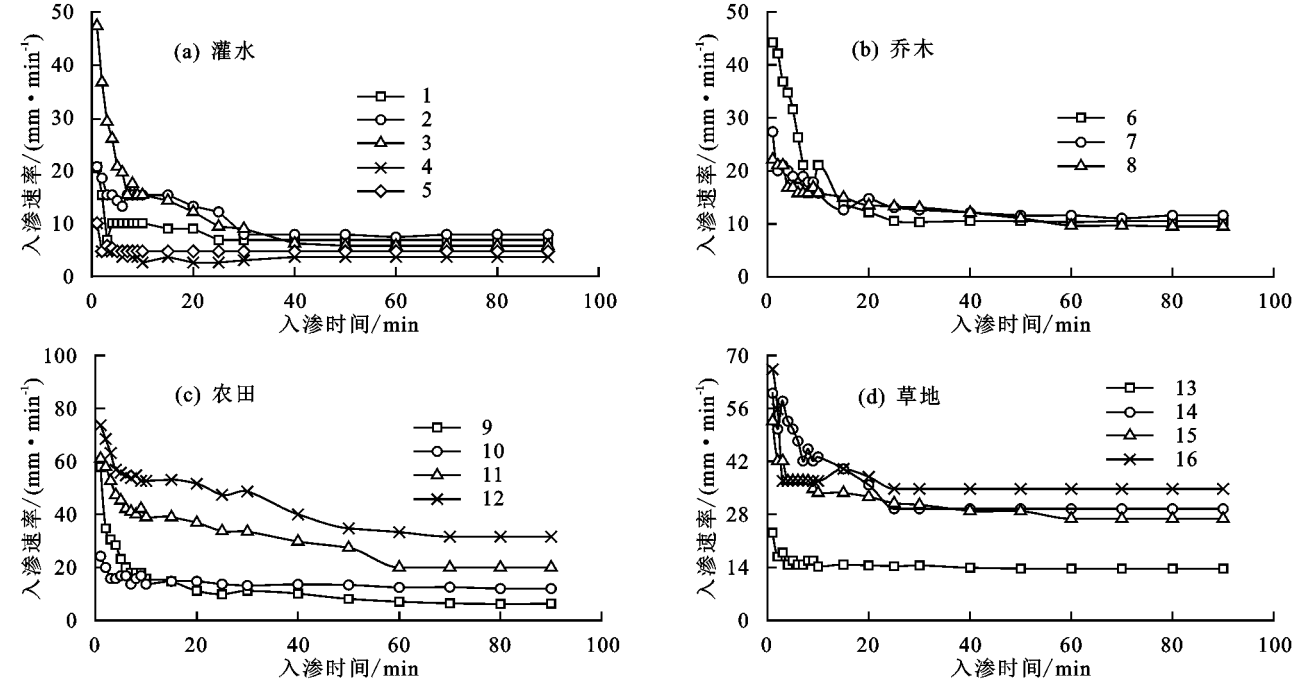


图 1 裂隙土壤入渗过程

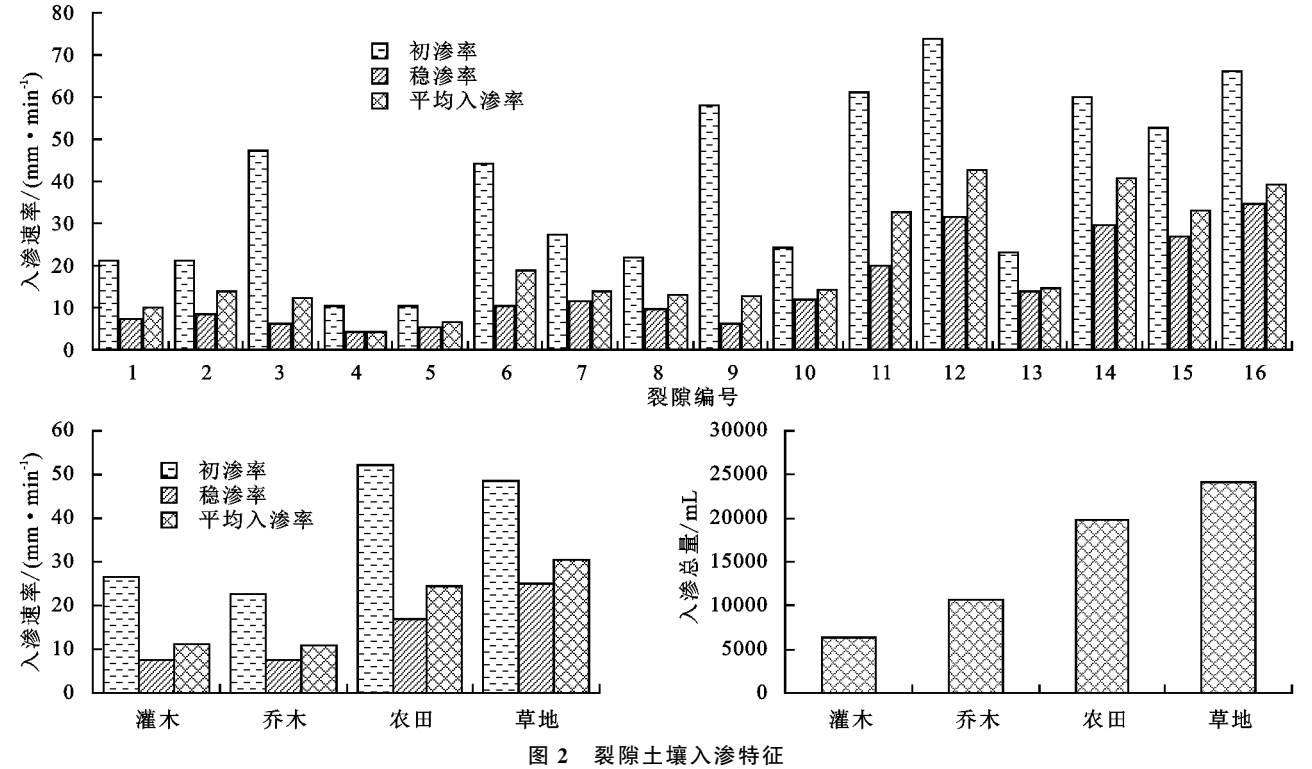


图 2 裂隙土壤入渗特征

2.2 土壤水分入渗影响因素

土壤的入渗过程受土壤容重、孔隙度、机械组成、有机质等因素影响[18]。由表 3 可知,16 条裂隙的土壤容重为 0.67～1.19 g/cm³,大部分裂隙土壤的土壤容重差异不显著,7 号和 2 号裂隙土壤与其他裂隙的土壤容重差异显著($P<0.05$),裂隙土壤的非毛管孔隙度和毛管孔隙度为 4.73%～26.09%和 30.06%～48.96%,大部分裂隙的毛管孔隙和非毛管孔隙度显

著性差异不显著($P>0.05$);总孔隙度上,4 号裂隙和 7 号裂隙的差异性显著($P<0.05$)。机械组成上,黏粒含量为 24.23%～61.95%,粉粒含量为 33.32%～64.48%,沙粒含量为 4.27%～12.64%。6,7 号裂隙土壤与其他的裂隙土壤有机碳含量相差很大,最大为 7 号裂隙,有机碳含量 152.27 g/kg,最小为 5 号裂隙,仅为 16.88 g/kg,相差 135.39 g/kg,6,7 号裂隙土壤与其他的裂隙土壤的有机碳含量差异性显著($P<0.05$)。

表 2　裂隙土壤入渗特征统计

入渗特征	最大值	最小值	极差	平均值	标准差	变异系数
初渗率/(mm·min^{-1})	73.70	10.53	63.17	38.95	20.42	0.52
稳渗率/(mm·min^{-1})	34.74	4.21	30.53	14.86	9.92	0.67
平均入渗率/(mm·min^{-1})	42.65	4.13	38.52	20.13	12.43	0.62
入渗总量/mL	34360.00	3570.00	30790.00	14956.81	9644.54	0.64

表 3　研究区裂隙表层土壤理化性质

编号	土壤容重/(g·cm^{-3})	非毛管孔隙度/%	毛管孔隙度/%	总孔隙度/%	黏粒/%	粉粒/%	沙粒/%	有机质/(g·kg^{-1})
1	1.03±0.03b	10.42±0.03ab	48.96±0.03c	59.38±0.01bcde	41.72±0.13cd	35.41±0.06a	22.86±0.08d	43.83±1.70 b
2	1.19±0.03c	4.73±0.01a	47.90±0.03c	52.63±0.03b	38.51±0.02abc	42.55±0.06b	18.94±0.04cd	39.05±10.11ab
3	0.87±0.02b	20.72±0.02bd	44.02±0.02c	64.74±0.01de	34.55±0.07abc	45.57±0.05bc	19.88±0.04cd	31.11±6.68ab
4	0.89±0.10b	12.84±0.03abc	30.06±0.04a	42.90±0.06a	37.05±0.01abc	47.37±0.01bcde	15.62±0.02bcd	15.37±4.53ab
5	0.94±0.03b	19.97±0.02ab	47.72±0.05bc	67.69±0.04b	34.91±0.01abc	49.29±0.02bcdef	15.80±0.03bcd	16.88±5.01ab
6	0.87±0.06b	21.19±0.04bcd	32.12±0.05ab	53.31±0.01bc	27.77±0.01a	52.88±0.01cdefg	19.62±0cd	144.88±20.72d
7	0.67±0.11a	19.97±0.03bcd	47.72±0.03c	67.69±0.02e	38.29±0.01abc	46.32±0.01bcd	15.22±0bcd	152.27±31.91d
8	1.03±0.09b	12.17±0.04abc	43.57±0.01b	55.74±0.04bcd	45.98±0.01cd	47.76±0.01bcde	6.82±0ab	111.22±25.76c
9	0.89±0.07b	21.85±0.01cd	41.21±0.02bc	63.06±0cde	31.50±0.01ab	57.46±0.02fg	11.04±0.01abc	42.51±13.42ab
10	1.02±0.05b	15.92±0.01abc	41.14±0.04bc	57.06±0.03bcd	31.62±0.01ab	55.73±0dfg	12.64±0.01abc	44.34±7.72ab
11	0.89±0.07b	20.28±0.04bcd	39.95±0.03bc	60.23±0.04bcde	25.57±0.01ab	60.14±0fg	14.29±0.01abc	65.19±2.60ab
12	0.98±0.03b	26.09±0.02bc	38.04±0.03bc	64.13±0.02bcd	31.91±0.01ab	57.44±0.01g	10.64±0bcd	66.98±14.40ab
13	0.86±0.01b	13.86±0.01bcd	41.79±0.04bc	55.65±0.03bcde	31.37±0ab	57.22±0fg	11.41±0abc	27.43±4.73ab
14	0.91±0.06b	20.28±0.01bcd	39.95±0.03abc	60.23±0.03bcde	35.01±0.02abc	54.57±0.03edfg	10.42±0.01abc	65.20±13.43ab
15	0.98±0.03b	16.88±0.04bc	40.28±0.02bc	57.16±0.02bcd	32.42±0.01ab	54.25±0cdefg	13.33±0.01abc	58.14±6.15a
16	0.91±0.10b	20.44±0.07d	38.41±0.04abc	58.85±0.03de	54.03±0a	41.53±0.01b	4.44±0.01a	66.98±1.94ab

注:表中数据为平均值±标准差;同列不同字母表示各裂隙间差异显著($P<0.05$)。

利用 SPSS 分析软件对水分入渗特征与土壤各个属性做相关性分析(表 4)可以看出,4 个土壤的入渗特征与土壤的理化性质都有一定的相关性,其中初渗率、稳渗率、平均入渗率与非毛管孔隙度均呈显著正相关,入渗总量与沙粒呈现显著负相关($P<0.05$),但是 4 个入渗特征指标与容重、毛管孔隙度、有机质、总孔隙度、黏粒含量的关系不显著($P>0.05$),初渗率除了与非毛管孔隙度呈极显著关系外($P<0.01$),仅与粉粒含量呈显著相关性($P<0.05$),稳渗率也只与砂粒含量呈显著负相关。

表 4　裂隙土壤入渗特征与各土壤属性 Spearman 相关性分析

入渗特征	容重	非毛管孔隙	毛管孔隙	黏粒	粉粒	砂粒	有机质	根长密度	根表面积密度
初渗率	−0.282	0.653**	−0.113	−0.274	0.558*	−0.315	−0.412	−0.217	−0.309
稳渗率	−0.195	0.498*	−0.095	0.071	0.362	−0.560*	−0.409	−0.105	−0.095
平均入渗率	−0.181	0.515*	−0.102	−0.021	0.410	−0.487	−0.417	−0.140	−0.188
入渗总量	−0.185	0.487	−0.073	−0.028	0.448	−0.526*	−0.429	−0.172	−0.171

注:** 表示 $P<0.01$;* 表示 $P<0.05$,观测数 $n=16$。

2.3　土壤水分入渗模型拟合

数学模型能够更好地反映动态参数的变化规律,而水文入渗模型是描述土壤水文现象、机理的重要方法之一[19]。本研究采用了 Horton 模型、Kostiakov 模型和 Philip 模型对裂隙土壤入渗过程进行优化拟合。由表 5 可知,Philip 模型的拟合决定系数 R^2 为 0.532～0.987,平均值为 0.823;Kostiakov 模型拟合决定系数

R^2 为 0.306～0.987，平均值为 0.792；Horton 模型拟合决定系数为 0.766～0.951，平均值为 0.884。拟合决定系数 R^2 的数值越大，拟合效果越好，并且本试验 16 条裂隙样点的土壤入渗模型拟合中，最优模型 Horton 模型占 8 个。因此，本研究所选取的 3 种模型中 Horton 模型对裂隙土壤的入渗过程拟合适用性最好，可以更好地模拟和预测浅层裂隙土壤的入渗能力和入渗过程。这与徐勤学等[7]、曾江敏等[20]研究结果一致。在喀斯特地区，土壤大多为非均质土，相较于 Horton 模型，其余 2 个适用性较差。

表 5 裂隙土壤入渗模型拟合结果

裂隙	Philip 模型			Kostiakov 模型			Horton 模型			
编号	S	A	R^2	β	α	R^2	f_c	f_o-f_c	k	R^2
1	26.209	5.433	0.775	17.041	0.231	0.689	8.683	29.019	1.024	0.863
2	30.470	8.120	0.740	21.760	0.204	0.834	7.620	11.226	2.131	0.845
3	96.889	0.461	0.987	48.608	0.486	0.987	8.283	45.528	0.251	0.952
4	96.342	3.995	0.890	50.147	0.401	0.901	10.307	43.424	2.395	0.922
5	36.384	9.816	0.914	25.899	0.200	0.932	11.827	14.058	0.156	0.896
6	108.839	−0.325	0.982	55.260	0.525	0.984	9.450	0.663	0.306	0.928
7	31.297	9.503	0.856	23.408	0.189	0.942	10.114	11.092	0.074	0.895
8	11.082	2.758	0.652	7.480	0.201	0.474	4.164	21.913	5.635	0.808
9	7.701	4.331	0.532	7.229	0.101	0.307	5.353	17179.196	11.468	0.940
10	24.098	11.080	0.874	21.159	0.136	0.791	13.466	13.325	1.015	0.766
11	17.289	12.333	0.817	19.152	0.091	0.636	14.378	16.572	2.408	0.830
12	98.594	21.039	0.853	65.463	0.230	0.938	21.021	34.670	0.054	0.895
13	96.785	33.400	0.811	76.273	0.175	0.914	29.290	36.134	0.069	0.886
14	83.611	26.262	0.826	63.408	0.185	0.909	29.003	32.346	3.258	0.947
15	55.273	24.935	0.959	48.502	0.141	0.946	28.736	22.068	0.168	0.864
16	58.811	28.859	0.704	52.113	0.120	0.495	35.732	70.737	5.841	0.901

2.4 土壤水分入渗能力评价

利用 SPSS 软件对土壤 4 个入渗特征进行主成分分析(图 3)可知，各特征值因子荷载数和指标权重。初渗率($X1$)、稳渗率($X2$)、平均入渗率($X3$)、入渗总量($X4$)的荷载数分别为 0.243，0.257，0.267，0.268。可见，入渗总量最大。

一般认为，因子的负荷越大，变量所占的权重也就越大[21]，因此，指标权重最大的入渗总量($X4$)为 0.257，其次是 $X3$(0.255)、$X2$(0.248)、$X1$(0.243)；抽取的一个主成分的 4 个变量的累计贡献率达到 93.17%，可以认为抽取的主成分反映了 4 个入渗特征指标的大部分信息，完成对入渗特征指标变异的解释。其主成分方程为：

$$P_1=0.243X_1+0.257X_2+0.267X_3+0.268X_4$$

(P_1 为主成分的的载荷矩阵)

通过得出的主成分方程，对不同植被下的裂隙土壤入渗能力进行评价，土壤入渗能力强弱依次为草地、农田、乔木和灌木。

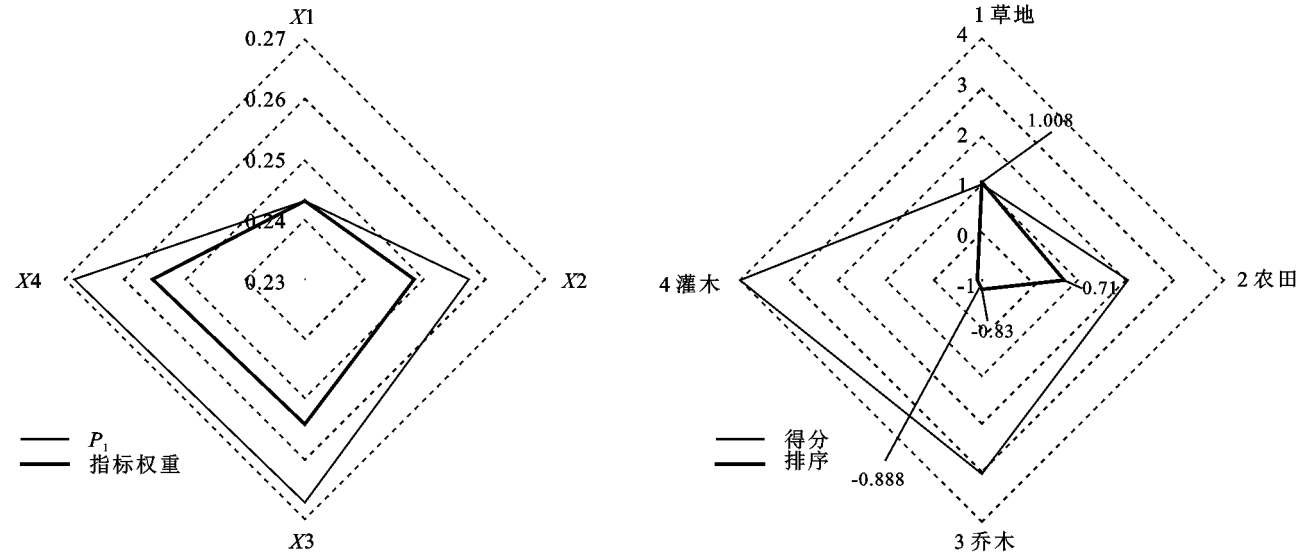


图 3 土壤入渗能力 PCA 分析

3　讨 论

土壤水分入渗是水循环的重要过程之一,是降水、地面水转化为土壤水的过程,土壤入渗过程随着时间的延长而衰退,入渗速率达到一定值时便会趋于稳定,这一过程亦是研究土壤水分运动的基础[16]。本研究中,16 条裂隙土壤的初渗率和稳渗率明显大于非喀斯特地区,这与喀斯特独特的生态水文环境有一定的关系,喀斯特地区的溶沟、溶洞、裂隙地形等较为普遍[2,22],降雨后的地表水除了径流和植物吸收外,部分水通过裂隙、岩溶管道等流失掉[23]。已有研究[3]表明,喀斯特裂区地下裂隙通常被土壤和风化物以及植物根系所填充,并且填充的土壤通过蠕动的方式运动,摩擦裂隙岩石界面,使其基岩表面变得光滑,因此水分更易下渗流失。在试验过程中发现,水分入渗一段时间后,土壤里的水汇集到两侧岩—土界面,快速下渗,且已有研究[12,24]表明,半干旱喀斯特地区裸露岩石的岩—土界面的入渗远大于土壤中入渗速率,岩—土界面所产生的优先流影响土壤的入渗情况,使得喀斯特裂隙土壤的入渗速率比其他地区更大。另外,相比于非喀斯特地区,喀斯特地区土壤由于其有机质含量高、团粒结构稳定而具有更好透水、通气性的特点使得其入渗能力更强[25-26]。

不同土地利用类型下的裂隙土壤入渗速率有所差异,草地最大,灌木最小,这与莫斌等[27]的研究结果有所差异,主要是与喀斯特裂隙的岩—土界面的影响有关。已有研究[28]表明,土壤的入渗能力与容重、孔隙度有极其密切的相关性,土壤的渗透能力与植物根系也有一定关系,植物根系的生长发育,纵横交错,土壤的孔隙度增大,土壤的入渗性能较好,裂隙土壤的入渗特征与容重、毛管孔隙度、总空隙度、植物根系等因素没有显著的相关性,这也体现出喀斯特裂隙土壤入渗的影响因素不仅受土地利用类型不同的影响,还受岩—土界面等因素的影响。因此,喀斯特地区不同的土地利用类型对裂隙土壤入渗的影响与非喀斯特地区不同的土地利用类型对土壤入渗的影响小。喀斯特裂隙土壤受独特的环境以及高度的空间异质性影响,土壤的入渗能力是多种因素共同作用的结果。

从图 1 和图 2 可知,即使在同一土地利用类型下的裂隙土壤入渗差异也很大,如 5 号灌木裂隙,初渗率为 10.53 mm/min,而 3 号灌木裂隙的初渗率为 47.38 mm/min。造成差异的原因可能还与喀斯特裂隙构造下土壤的来源有关,喀斯特裂隙的土壤分为地表土壤和填充土壤,填充土壤来源有 2 种:一种是土壤的蠕动和错落等方式填充;另一种则是入渗径流所携带的泥沙所充填[3],本试验野外所选取的裂隙土壤,有可能是填充土壤,原本存在于裂隙中的原有土壤流失掉,填充土壤来源于原地表土表所填充,或从其他地方搬运而来所填充,导致土壤本身的属性差异较大,同一土地利用类型的裂隙土壤的入渗能力差异也很明显。

在数学模型的拟合分析上,Philip 模型的适用性在均质土地区比较实用,其基本参数能反映土体的物理特性,对于初始含水量均匀、供水充足,可以较好地反映实际土体的入渗情况[29]。Kostiakov 模型中的基本参数是经验值,在大量的试验验证下,能够反映短期的水分入渗过程;而 Horton 模型的参数因子较多,3 个参数因子都有实测数据,受土体本身特征的影响,水分入渗强度与时间的变化趋势拟合效果较好,实测数据与拟合数据拟合度很高[29]。喀斯特地区其独特的地貌环境以及多重因素的影响,土质为非均质土,且理化性质差异明显,因此对于喀斯特裂隙土壤入渗过程的拟合分析中,Horton 模型相较于其他 2 个模型,能更好地反映喀斯特浅层裂隙土壤的入渗能力和入渗过程,未来对于喀斯特地区土壤,尤其是裂隙土壤水分运移模型构建时可以参考 Horton 的模型。

4　结 论

(1)喀斯特裂隙土壤的初渗率和稳渗率大于非喀斯特地区,初渗到稳渗降幅较大(最高可达 89.08%),且达到稳渗的时间点集中于 20～60 min,大部分裂隙 30 min 前入渗速率已趋于稳定;喀斯特不同土地利用类型下裂隙土壤的入渗能力强弱依次为草地＞耕地＞乔木＞灌木。

(2)各裂隙土壤入渗特征与土壤理化性质之间存在一定的相关性,但由于喀斯特裂隙土壤中岩—土界面这一特殊现象的存在,与已有的试验结果有所差异,裂隙土壤的入渗能力与土壤容重、毛管孔隙度以及根系等没有较好的相关性,喀斯特裂隙土壤的入渗特征差异巨大是多种外界因素共同作用的结果。

(3)比较分析 3 种入渗模型后,Horton 模型对喀斯特浅层裂隙土壤入渗模拟效果最佳。

参考文献:

[1]　楚文海,鄢贵权,苏维词,等.贵州典型喀特流域水资源可持续利用对策研究[J].水利学报,2008,39(6):753-757.

[2]　彭旭东,戴全厚,李昌兰.中国西南喀斯特坡地水土流失/漏失过程与机理研究进展[J].水土保持学报,2017,31(5):1-8.

[3]　张信宝,王世杰,贺秀斌,等.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.

[4] Yan Y J, Dai Q H, Yuan Y F, et al. Effects of rainfall intensity on runoff and sediment yields on bare slopes in a karst area, SW China[J].Geoderma,2018,330:30-40.

[5] 甘凤玲.喀斯特槽谷区水土流/漏失过程与水动力学机制研究[D].重庆:西南大学,2019.

[6] 李渊,刘子琦,吕小溪,等.贵州石漠化地区地下漏失水土理化性质特征[J].水土保持学报,2016,30(6):111-117.

[7] 徐勤学,李春茂,陈洪松,等.喀斯特峰丛坡地灌木林地与梯田旱地土壤水分入渗特征[J].农业工程学报,2018,34(8):124-131.

[8] 甘艺贤,戴全厚,伏文兵,等.基于模拟降雨试验的喀斯特坡耕地土壤侵蚀特征[J].应用生态学报,2016,27(9):2754-2760.

[9] Fu Z Y, Chen H S, Xu Q X, et al. Role of epikarst in near-surface hydrological processes in a soil mantled subtropical dolomite karst slope: Implications of field rainfall simulation experiments[J].Hydrological Processes,2016,30:795-811.

[10] Jakob S, Fabian R, Martin S, et al. Significance of preferential flow at the rock soil interface in a semi-arid karst environment[J].Catena,2014,123:1-10.

[11] 杨宇琼,戴全厚,严友进,等.黔中喀斯特坡地浅层裂隙土壤机械组成对降雨的响应[J].应用生态学报,2019,30(2):545-552.

[12] 王甲荣,陈喜,张志才,等.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.

[13] 国家林业局. LY/T 1215—1999 森林土壤水分:物理性质的测定[S].北京:中国标准出版社,1999.

[14] 李建兴,何丙辉,梅雪梅,等.紫色土区坡耕地不同种植模式对土壤渗透性的影响[J].应用生态学报,2013,24(3):725-731.

[15] 黎明扬,刘廷玺,罗艳云,等.半干旱草原型流域土壤入渗过程及转换函数研究[J].水利学报,2019,50(8):936-946.

[16] 李叶鑫,史东梅,吕刚,等.工程堆积体入渗特征及入渗模型适宜性评价[J].水土保持学报,2018,32(3):86-91.

[17] 李平,王冬梅,丁聪,等.黄土高寒区典型植被类型土壤入渗特征及其影响因素[J].生态学报,2020,40(5):1610-1620.

[18] 王晓艺,苏正安,马菁,等.河北坝上与坝下不同土地利用类型土壤入渗特征及其影响因素[J].自然资源学报,2020,35(6):1360-1368.

[19] 刘莉莉,乔伟,孙青言.寒区土壤水冻融机制及入渗模型研究综述[J].水利科学与寒区工程,2019,2(1):52-58.

[20] 曾江敏,何丙辉,李天阳,等.喀斯特槽谷区不同林草恢复模式下土壤入渗特征[J].水土保持学报,2019,33(4):58-64.

[21] 胡琴,陈为峰,宋希亮,等.开垦年限对黄河三角洲盐碱地土壤质量的影响[J].土壤学报,2020,57(4):824-833.

[22] 甘凤玲,何丙辉,覃自阳.喀斯特槽谷区的顺/逆层坡面对水动力学参数的影响[J].土壤学报,2019,56(4):825-837.

[23] 李焱秋,戴全厚,任青青,等.喀斯特浅层裂隙土壤垂向渗透性及影响因素[J].水土保持学报,2020,34(3):150-155.

[24] 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.

[25] 杨永辉,赵世伟,雷廷武,等.宁南黄土丘陵区不同植被下土壤入渗性能[J].应用生态学报,2008,19(5):1040-1045.

[26] 曹建华,袁道先,潘根兴.岩溶生态系统中的土壤[J].地球科学进展,2003,18(1):37-44.

[27] 莫斌,陈晓燕,杨以翠,等.不同土地利用类型土壤入渗性能及其影响因素研究[J].水土保持研究,2016,23(1):13-17.

[28] 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.

[29] 赖坡,程圣国,陈勇,等.降雨入渗模型的研究方法综述[J].山西建筑,2016,42(26):71-73.