

基于稳定水同位素和原状土柱的贡嘎山原始森林暴雨入渗过程

叶鑫^{1,2,3}, 黄美玉¹, 秦子怡¹, 朱婉婷¹, 谢莲¹, 赵鹏¹

(1.四川农业大学林学院,长江上游森林资源保育与生态安全国家林业和草原局重点实验室,水土保持与荒漠化防治省高校重点实验室,成都 611130;2.中国科学院地理科学与资源研究所,陆地水循环及地表过程院重点实验室,北京 100101;3.中国科学院大学资源与环境学院,北京 100049)

摘要:在贡嘎山原始森林不同土壤质地的样地采集制备原状土柱,监测并分析 2020 年夏季 2 场暴雨期间入渗出流过程及出流水稳定同位素($\delta^{18}\text{O}$)变化特征。结果表明:(1)海拔 2 649 m 的富含砾石的粉壤土样地 A 在 8 月 6 日和 8 月 11 日次降雨后平均总出流量(分别为 4.14,14.61 L)比海拔 3 000 m 的粉壤土样地 B(1.45,11.99 L)大。样地 A 的出流过程对降雨的响应也更敏感。(2)出流水的同位素变化幅度小于降雨同位素变化幅度,入渗过程中新旧水混合强烈。(3)2 个样地出流水来源和运移路径的变化模式存在明显差异。样地 A 在初始降雨峰值时体现出极高的降雨贡献和快速触发的优先流路径,出流消退中逐步体现活塞流特征;样地 B 在相对缓慢的入渗过程中以活塞流为主导,新旧水交换程度更高。因此,较高的有机质和砾石含量以及较大雨强有利于优先流产生,优先流和活塞流的产生转变过程对于降雨强度变化有着快速响应,这对于流域的含水层补给和溶质运移等过程可能产生进一步影响。

关键词:暴雨;入渗;稳定同位素;原始森林;原状土柱

中图分类号:S157.1

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2023)01-0211-09

DOI:10.13870/j.cnki.stbcxb.2023.01.028

Rainstorm Infiltration Process of Primeval Forest of Gongga Mountain
Based on Stable Water Isotope and Undisturbed Soil Column

YE Xin^{1,2,3}, HUANG Meiyu¹, QIN Ziyi¹, ZHU Wanting¹, XIE Lian¹, ZHAO Peng¹

(1. National Forestry and Grassland Administration Key Laboratory of Forest Resources Conservation and Ecological Safety on the Upper Reaches of the Yangtze River, Key Laboratory of Soil and Water Conservation & Desertification Combating of Sichuan Provincial Colleges and Universities, College of Forestry, Sichuan Agricultural University, Chengdu 611130; 2.Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101; 3.College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: The undisturbed soil columns were collected from different soil texture sample plots in Gongga Mountain primeval forest. The infiltration and outflow process and the stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$) variation characteristics were monitored and analyzed during two rainstorms in summer of 2020. The results showed that: (1) The average total runoff (4.14 and 14.61 L, respectively) of gravel rich silty loam plot A at low altitude (2 649 m above sea level) after rainfall on August 6th and 11th was larger than that of silty loam sample plot B (3 000 m above sea level) (1.45 and 11.99 L, respectively). The outflow process of plot A was also more sensitive to rainfall. (2) The variation amplitude of isotope in outflow water was smaller than that in rainfall, and the new and old water were strongly mixed in the process of infiltration. (3) There were obvious differences in the variation patterns of the source and migration path of the outflow water between the two plots. Plot A showed extremely high rainfall contribution and fast triggered preferential flow path at the initial rainfall peak, and gradually showed the characteristics of plug flow when the outflow faded. Plot B was dominated by plug flow movement in the relatively slow infiltration process, and the exchange degree of new and old water was higher. Therefore, higher organic matter, gravel content and higher rainfall intensity

收稿日期:2022-06-23

资助项目:国家自然科学基金项目(42177315)

第一作者:叶鑫(1999—),女,在读硕士研究生,主要从事流域水文及同位素水文研究。E-mail:1515103640@qq.com

通信作者:赵鹏(1988—),男,讲师,硕士生导师,主要从事坡地水文过程研究。E-mail:744590657@qq.com

were beneficial to the generation of preferential flow, and the generation and transformation process of preferential flow and plug flow had a rapid response to the change of rainfall intensity, which might have a further impact on aquifer recharge and solute transport in the basin.

Keywords: rainstorm; infiltration; stable isotope; primeval forest; undisturbed soil column

降雨入渗是水循环的关键过程,该过程对于土壤水量平衡、植被水分利用、地下水补给和径流形成等有着重要影响^[1]。降雨入渗过程由土壤质地、容重和有机质含量等土壤理化性质决定^[2],同时受降雨和下垫面植被覆盖等因素的影响。在暴雨条件下雨滴对地面冲击力增强,促进水分通过孔隙向下运动,但也使土壤颗粒崩解而堵塞孔隙阻碍入渗^[3-4]。植被覆盖可以通过改变土壤孔隙状态进而影响土壤下渗过程,原始森林植被盖度高,枯落物储量大,具有植物根孔、虫洞等发达大孔隙,相较于人工林和弃耕地其入渗性能更好^[5-6],现有研究多关注土壤入渗性能指标对于植被要素和降雨因子的响应,缺乏从入渗过程变化角度分析水分运移机理,因此,研究典型暴雨下的原始森林土壤入渗变化过程具有重要意义。

由于土壤结构的空空间变异性以及非饱和流过程的高度非线性,降雨入渗的水流运移路径复杂而难以观测^[7],而同位素作为天然的示踪剂,可以用来揭示降雨入渗方式及其动态过程^[8]。包气带的主要入渗机制包括非平衡优先流和均匀活塞流^[9],许多学者利用土壤剖面同位素信息揭示不同土地利用下 2 种流动的存在形式^[10-11]及显著程度^[12-13]等。另有学者^[14-16]将同位素技术与可控性更强的降雨模拟及室内土柱试验结合,分析降雨入渗水流运移方式,并发现其体现出活塞流特征。现有研究^[17]多为日及以上尺度的同位素采样和降水入渗过程分析,对暴雨后小时及更短时间尺度的土壤水实时响应过程研究较少,而高频次降水入渗过程监测有利于研究降水输入与土壤蓄水储存及地下水路径的联系机制等关键问题。

川西亚高山针叶林是西南地区森林主体,在长江上游发挥着水源涵养和调节气候等功能^[18],因此,明确川西林区水量储存和渗透机制具有重要的生态战略意义。本研究以贡嘎山原始森林土壤制备原状土柱,对暴雨后土柱的出流水体进行高频收集并测定其同位素组成,以期探究典型暴雨后不同土壤物理性质和土层深度的土柱水分入渗响应过程的差异,以及原始森林土壤水下渗运移方式及降雨对土壤出流水贡献的动态变化。本试验结果可为土壤侵蚀防治、污染物风险评估和相关入渗模型模拟等提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于四川省泸定县贡嘎山东坡海螺沟的原

始森林林区(101°30′—102°15′E,29°20′—30°20′N),该区处于青藏高原寒带和温暖潮湿亚热带季风区域的过渡地带,属于长江上游贡嘎山暗针叶林生态系统。该地年均气温 3.8℃,1 月气温最低,可达-12℃,最热月 8 月,最高气温可达 22℃,年均降水量为 2 000 mm,年平均相对湿度为 90%^[19]。植被主要为峨眉冷杉(*Abies fabri*)、白皮云杉(*Picea aurantiaca*)、千里香杜鹃(*Rhododendron thymifolium*)等。土壤类型为冰碛物土壤(由冰川推移形成)和坡积物土壤(由泥石流冲击形成),土层薄且含有较多石砾,具有高入渗性能,几乎不产生地表径流^[20]。

1.2 试验方法

1.2.1 样地选取及土柱制备 试验选取 2 处样地(图 1),样地 A 位于贡嘎山 2 649 m 的常绿阔叶林(102°01′36″E,29°35′12″N);样地 B 位于贡嘎山 3 000 m 的暗针叶林(101°59′27″E,29°34′24″N)。每个样地选 3 个土壤剖面,取不同深度的土壤以测定分析土壤容重、质地和水力特性等参数(表 1 和表 2)。样地 A 土壤属砾质粉壤土(砾石含量最大达 41%),样地 B 土壤属粉壤土。在每个样地分别制备 60,90 cm 2 种深度土柱,2 种土柱各 3 次重复,共 12 个。土柱制备过程包括开挖、初步修形、精修、套管、填充边缝和分离等环节。将制备好的土柱放置在四川农业大学成都校区五教(103°51′36″E,30°42′09″N)开展试验,该区域气候类型为亚热带湿润气候,气候温和,四季分明,年平均气温 16.8℃,年平均降水量为 865.9 mm,全年无霜日 282 天,夏季气温高,雨量集中。

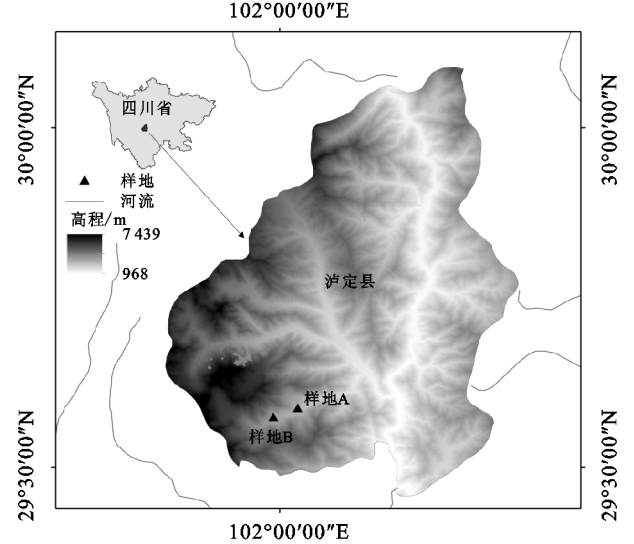
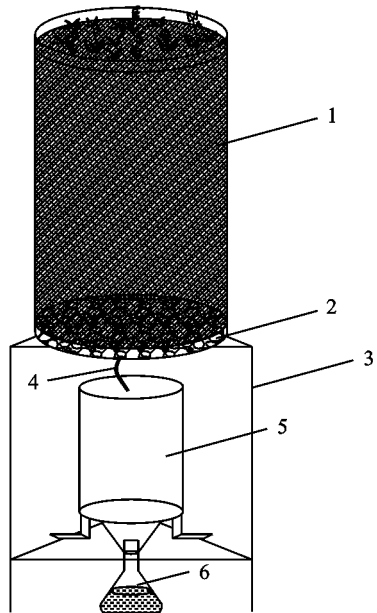


图 1 原状土柱采集样地

试验采用的土柱为高密度聚乙烯管材连接法兰套件组成的底部可拆卸的封底管桶,底部铺设 3 cm 厚的石英砂,法兰板与土柱之间装有泡沫垫,法兰底板与石英砂之间垫有 3 层尼龙纱,底板上有 12 个直径为 5 mm 的孔(图 2)。将土柱放置于自制的高度为 80 cm,边长为 90 cm 的等边三角形铁架上,每个土柱下面放置 1 个翻斗雨量计自动记录翻斗次数。流量计的两侧固定在三角形铁架的 2 个三角边上,并用螺丝固定,另一边用大小合适的塑料管来支撑和固定,固定之前先调平。仪器的量程在安装之前进行过调试和标定。采用锥形瓶收集出流样(图 2)。在周围空旷地设置翻斗雨量计监测降雨过程,放置用于采集雨水样的窄口瓶,并在上方放置漏斗和乒乓球减少蒸发。



注:1 为土体;2 为石英砂;3 为三角形铁架;4 为软管;5 为翻斗雨量计;6 为锥形瓶。

图 2 土柱装置示意

1.2.2 样品采集 根据土柱的出流情况不定期收集出流样,并根据降雨强度大小分时段采集降水样。样品采集后 0.45 μm 滤膜过滤后放入洁净的 50 mL 聚乙烯瓶内,用封口膜密封,随后在 4 ℃ 下冷藏,直至完成测试分析。试验期间共发生 2 次降雨事件,分别为 8 月 6—7 日和 8 月 11—12 日,共采集降雨样品 39 个,出流水样 266 个。使用 LGR (Los Gatos Research) 公司研发的液态水同位素分析仪(型号 T-LWIA-45-EP(912-0050))测试分析样品中的氧同位素组成。计算公式为:

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{V-SMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1)$$

式中:δ 为千分偏差值(‰);R 为 $R(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$ 和 $R(\text{D}/\text{H})$,表示样品中同位素丰度的比率,下标 sample 和 V—

SMOW 分别表示采集所得样品和维也纳标准平均海洋水。

1.3 数据处理

根据翻斗雨量计翻动频率选取适当的时间间隔(在降雨集中时段内取 2~5 min),计算时段出流量(F):

$$F = \frac{n_i a}{t_i} \quad (2)$$

式中:F 为时段出流量(mL/min); t_i 为选取时段时长(min); n_i 为对应时段内翻斗翻动次数;a 为换算系数,为 15.6 mL/次。计算时段出流量与次降雨后最大出流量的比值为相对出流量(R_F)

$$R_F = F / F_m \quad (3)$$

式中: R_F 为相对出流量;F 为某一时段出流量(mL/min); F_m 为同一土柱同场降雨中的最大时段出流量(mL/min)。

基于两端元的线性混合模型,可计算出流水中降水所占的比例,即降水贡献率(P_C)^[21]:

$$P_C = \frac{\delta^{18}\text{O}_a - \delta^{18}\text{O}_s}{\delta^{18}\text{O}_a - \delta^{18}\text{O}_c} \quad (4)$$

式中: $\delta^{18}\text{O}_a$ 为富集端水源,即初始土壤水源的 $\delta^{18}\text{O}$ (取降雨前土柱最后一次流出水样 $\delta^{18}\text{O}$ 值); $\delta^{18}\text{O}_c$ 为消耗端水源的 $\delta^{18}\text{O}$ (取次降雨雨量加权 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值); $\delta^{18}\text{O}_s$ 为降雨后流出水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 。采用 Microsoft Excel 2019 和 Origin 2021 软件进行数据处理及作图。

2 结果与分析

2.1 土壤基本物理性质

由表 1 可知,样地 A 土壤属砾质粉壤土,样地 B 土壤属粉壤土。样地 A 土壤黏粒含量(6.14%~8.79%)大于样地 B(2.11%~5.27%)。样地 A 和样地 B 的土壤有机质含量(不包括砾石)均随土层加深而减小,在 50—60 cm 土层又增加。样地 A 有机质含量(57.85~90.96 g/kg)大于样地 B(30.38~63.54 g/kg),且样地 A 各采样点变异程度也更大。由表 2 可知,2 个样地的土壤容重随土层加深而增大,总孔隙度随土层加深先增大后减小,在 10—20 cm 土层达到最大值,分别为 69.48% 和 61.17%。由于富含砾石,样地 A 各层土壤容重(0.98~1.46 g/cm³)大于样地 B(0.55~1.18 g/cm³),样地 A 总孔隙度(57.42%~69.48%)也大于样地 B(52.31%~61.17%)。样地 A 的饱和体积含水率、饱和质量含水率和毛管最大持水率越往下层土壤越小,上层土壤保水效果优于下层,样地 B 则随土层加深先增大后减小,最大饱和质量含水率达 157.77%,最大饱和体积含水率达 83.67%(均位于 10—20 cm 土层)。样地 B 的饱和含水率及毛管最大持水率均大于样地 A,表明样地 B 土壤蓄持水分的能力更强。在试验前的 4 天内(即 8 月 2 日 10 时至 8 月 6 日 10

时)没有降雨事件发生,因此试验前土柱初始土壤含水量对试验结果影响较小。

表 1 土壤质地及有机质含量

样地	土层深度/cm	有机质含量 (不包含砾石)/ (g·kg ⁻¹)	土壤粒径组成(不包含砾石)/%			砾石含量 (>2 mm)/%	土壤质地
			黏粒 (<0.002 mm)	粉粒 (0.002~0.05 mm)	砂粒 (0.05~2 mm)		
样地 A	0—20	90.96±26.27	8.79±1.90	57.33±1.42	33.88±0.48	29.44±5.23	砾质粉壤土
	20—30	73.57±22.97	7.47±0.92	63.80±4.65	28.73±3.74	35.37±6.76	
	30—40	73.51±12.67	6.19±1.21	52.00±9.65	41.80±10.86	41.32±1.42	
	40—50	57.85±24.66	7.73±0.29	61.96±1.76	30.31±1.55	32.79±5.10	
	50—60	62.47±32.07	6.14±0.37	58.42±2.57	35.44±2.91	36.01±10.28	
样地 B	0—20	49.13±1.22	4.24±0.54	67.63±0.84	28.13±1.34	—	粉壤土
	20—30	39.31±14.04	2.11±0.89	51.38±10.71	46.51±11.60	—	
	30—40	30.38±10.35	4.84±0.78	68.29±10.96	26.87±11.62	—	
	40—50	40.67±2.50	4.97±2.06	76.11±5.24	18.91±7.28	—	
	50—60	63.54	4.15	68.57	27.28	—	
	60—70	39.06±26.41	5.27±0.80	65.29±7.52	29.45±6.83	—	

注:表中数据为平均值±标准差。下同。

表 2 土壤容重及持水能力

样地	土层深度/cm	容重(包含砾石) /(g·cm ⁻³)	饱和质量 含水率/%	饱和体积 含水率/%	毛管最大 持水率/%	总孔隙度/ %
样地 A	0—10	0.98±0.08	69.80±12.40	67.70±6.10	59.92±12.16	66.71±1.92
	10—20	1.00±0.08	67.11±6.57	66.57±1.38	58.97±7.50	69.48±2.59
	20—30	1.37±0.26	42.32±17.58	55.17±10.69	35.52±17.46	65.47±6.43
	30—60	1.39±0.17	40.75±11.60	55.17±8.52	35.51±10.71	58.81±3.96
	60—90	1.46±0.18	35.54±9.80	50.67±7.37	30.47±9.30	57.42±5.56
样地 B	0—10	0.69±0.10	101.07±44.84	67.33±22.97	77.55±46.07	60.95±1.50
	10—20	0.55±0.13	157.77±40.29	83.67±4.40	131.05±47.03	61.17±1.58
	20—30	0.76±0.33	114.05±52.94	74.97±12.54	99.13±50.71	53.91±4.96
	30—60	1.11±0.20	57.26±16.27	61.40±6.81	48.32±15.53	53.69±3.30
	60—90	1.18±0.29	55.81±20.74	61.63±9.67	48.44±19.82	52.31±3.44

2.2 降雨和土柱出流同位素特征

试验期间内共发生 2 场降雨,其中 8 月 6 日次降雨量为 69.2 mm,属于暴雨;8 月 11 日次降雨量为 200 mm,前 24 h 内降雨 169.2 mm,属于大暴雨。2 场降雨及土柱出流水氢氧稳定同位素的组成特征见表 3,8 月 6 日暴雨过程中 δD 和 δ¹⁸O 值变化范围分别为-97.23‰~-74.85‰和-13.7‰~-10.7‰,雨量加权平均值下 δD 和 δ¹⁸O 值分别是-85.74‰和-12.06‰;8 月 11 日大暴雨过程中 δD 和 δ¹⁸O 值变化范围分别为-124.77‰~-77.64‰和-17.28‰~-10.84‰,雨量加权平均值下 δD 和 δ¹⁸O 值分别是-109.56‰和-15.63‰。相比较而言,8 月 6 日暴雨的重同位素更加富集,但 2 场暴雨总体上较贫化。全球大气降水线(global meteoric water line,GMWL)为 δD=8 δ¹⁸O+10。根据收集的 2 次暴雨样品的同位素特征值,得到 2 次连续降水的大气水线(sequential meteoric water line,SMWL)^[22]分别为 δD=

7.19δ¹⁸O+1.01(R²=0.97,n=12),δD=7.55 δ¹⁸O+6.73(R²=0.981 3,n=27)(图 3)。2 场暴雨的样点大部分位于 GMWL 上方,SMWL 的斜率和截距均小于 GMWL。对土柱出流水 δD 和 δ¹⁸O 作拟合分析得到出流水线发现,8 月 11 日暴雨后 60 cm 低柱的出流水线的斜率和截距比 90 cm 高柱更接近降水线,且样地 A 的出流水线的斜率和截距比样地 B 更偏离大气水线,样点分布更为离散。

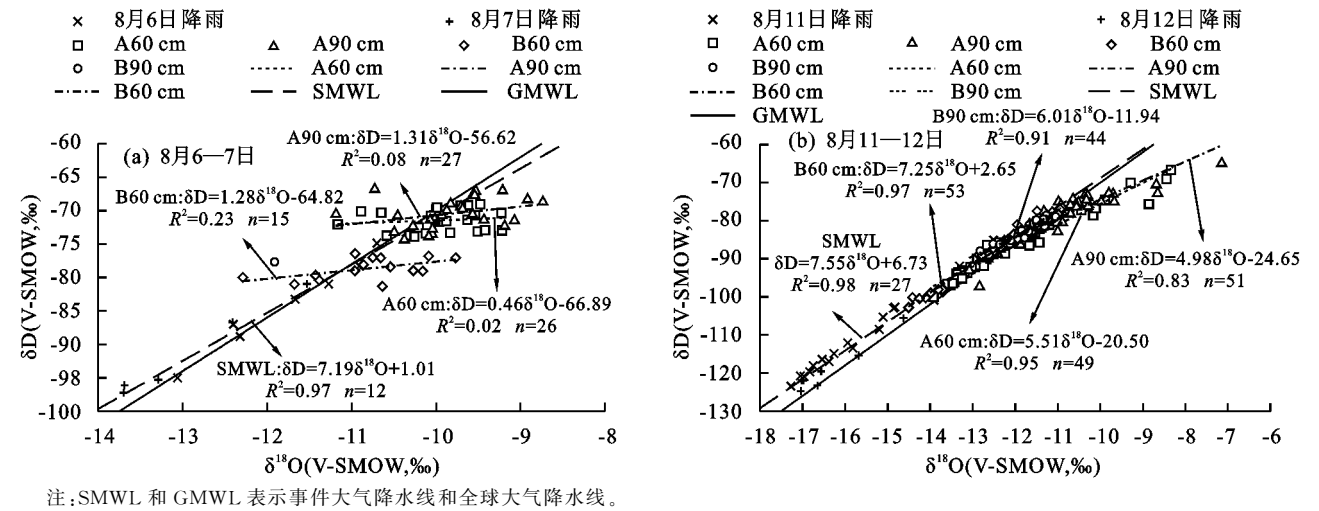
2.3 土柱出流过程及对降雨的响应

由土柱下渗出流开始时刻和持续时间分析可知,在历时 11 h 43 min 的 8 月 6 日暴雨中,样地 A 的低柱(60 cm 土柱)平均(取 3 个重复土柱平均值)在 0.23 h 开始出流,高柱(90 cm 土柱)平均在 1.66 h 开始出流,样地 B 的低柱平均在 2.53 h 开始流出,高柱平均在 16.90 h 才开始出流(图 4a)。样地 A 的土柱出流持续时间长,在 30 h 以后仍存在间断出流现象。在历时 33 h 13 min 的 8 月 11 日大暴雨中,样地 A 低柱平均在 2.34 h 开始出流,高柱平均在 1.71 h 开

始出流。样地 B 低柱平均在 5.64 h 开始流出,高柱平均在 8.24 h 开始出流(图 4b)。样地 A 土柱出流持续时间均达到 60 h,样地 B 土柱出流均发生在 50 h 以内,且流出频率低。样地 A 比样地 B 更早出流且出流持续时间长,值得注意的是,8 月 11 日大暴雨中样地 A 的高柱早于低柱流出。

表 3 不同暴雨事件过程中土柱雨水和出流水氢氧稳定同位素特征

降雨事件	水样类型	土柱编号	$\delta^{18}\text{O}$				δD			
			平均值 /‰	最大值 /‰	最小值 /‰	变异系数	平均值 /‰	最大值 /‰	最小值 /‰	变异系数
8 月 6 日暴雨	雨水		-12.06	-10.70	-13.70	-0.09	-85.74	-74.85	-97.23	-0.09
	出流水	A60 cm	-9.97	-9.22	-11.17	-0.05	-71.46	-69.05	-73.89	-0.02
		A90 cm	-9.82	-8.73	-11.18	-0.06	-70.47	-66.81	-74.35	-0.03
		B60 cm	-10.83	-9.77	-12.29	-0.06	-78.69	-76.43	-81.32	-0.02
8 月 11 日大暴雨	雨水		-15.63	-10.84	-17.28	-0.12	-109.56	-77.64	-124.77	-0.13
	出流水	A60 cm	-12.07	-8.34	-13.92	-0.12	-86.98	-66.66	-100.02	-0.09
		A90 cm	-11.02	-7.14	-13.08	-0.10	-79.49	-64.97	-97.33	-0.07
		B60 cm	-12.33	-10.94	-14.51	-0.07	-86.75	-76.95	-102.82	-0.08
		B90 cm	-11.57	-11.05	-12.82	-0.04	-81.43	-78.65	-89.08	-0.03



注:SMWL 和 GMWL 表示事件大气降水线和全球大气降水线。

图 3 不同暴雨事件过程中降雨和土柱出流水稳定同位素 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 关系

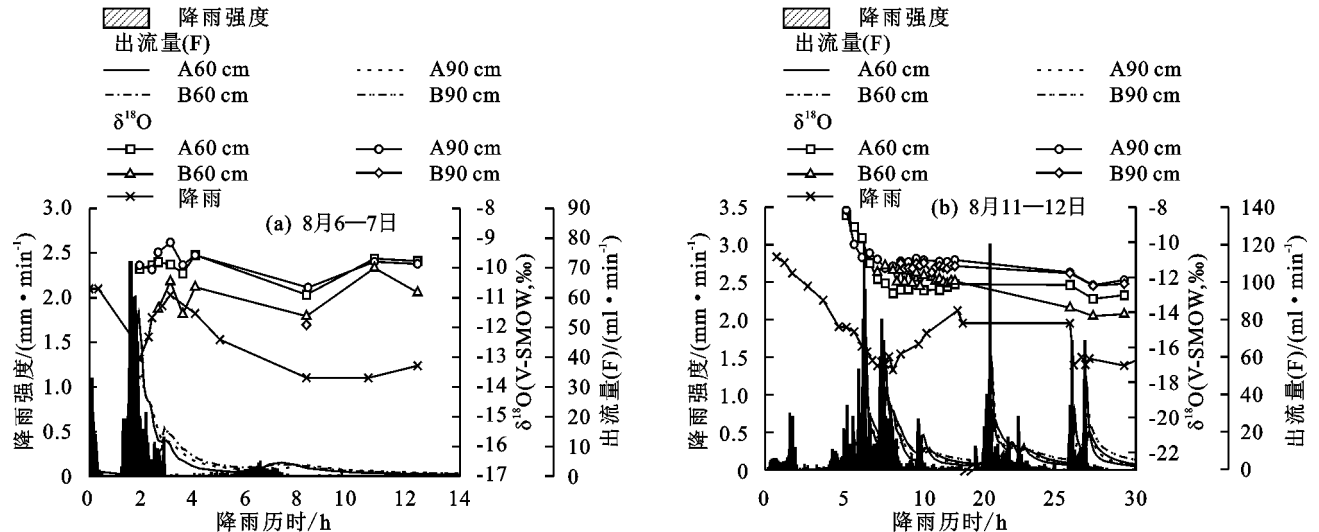


图 4 不同暴雨事件过程中降雨强度、土柱出流量及降雨和出流水的 $\delta^{18}\text{O}$ 随降雨历时的变化

8 月 6 日暴雨中时段降雨强度在 1.69 h 出现最大值 2.40 mm/min,样地 A 的低柱和高柱的最大出流量分别出现在 1.86,2.11 h,分别为 60.77,35.20 mL/min(图 4a)。样地 B 的低柱和高柱的最大出流量分

别出现在 3.03,18.78 h,分别为 16.00,0.28 mL/min。8 月 11 日大暴雨中时段降雨强度在 6.37,20.58 h 出现最大值 3.00 mm/min,雨强变化呈现多峰型(图 4b)。对于样地 A,流出曲线波动与降雨强度变化波动相似,

低柱和高柱的最大出流量分别在出现 6.46, 6.52 h, 分别为 74.00, 62.41 mL/min, 共出现 4 次较为明显的流量峰值。对于样地 B, 低柱和高柱的最大出流量分别出现在 7.84, 27.01 h, 分别为 41.85, 24.69 mL/min, 时间晚于样地 A, 流量也更小。样地 A 在 8 月 6 日和 8 月 11 日 2 场降雨中平均总出流量分别为 4.14, 14.61 L, 样地 B 分别为 1.45, 11.99 L。因此, 样地 A 比样地 B 出流量大且对降雨响应更敏感, 2 次暴雨中低柱出流量均比高柱大。

对降雨和土柱出流水同位素值随时间的变化进行分析。在 8 月 6 日暴雨中(图 4a), 降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 在 2.03 h 出现最小值 -13.06‰ , 随后降雨强度减小, 降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 随之增大至 3.28 h 的 -10.91‰ , 此后继续减小。在 8 月 11 日大暴雨中(图 4b), 降雨强度在 6~8 h 内 2 次达到峰值, 在此期间降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 较小, 其变化范围为 $-17.05\text{‰} \sim -15.94\text{‰}$ 。因此, 在 2 场暴雨中, 降雨的 $\delta^{18}\text{O}$ 最小值均出现在降雨强度最大时。整体上样地 A 的出流水 $\delta^{18}\text{O}$ 比样地 B 更富集, 土柱出流样的 $\delta^{18}\text{O}$ 波动趋势与降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 相似(图 4), 但几乎均大于降雨, 且出流水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变异系数范围为

$-0.12 \sim -0.02$, 雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变异系数范围为 $-0.13 \sim -0.09$, 表明出流水 $\delta^{18}\text{O}$ 波动幅度更小, 是雨水和原有土壤水的混合。

2.4 相对出流量和降雨贡献率的动态变化

对土柱的相对出流量(R_F)和降雨贡献率(P_C)的变化过程进行分析, 在 8 月 6 日暴雨中(图 5), 样地 A 低柱(60 cm)的首个出流样 P_C 分别为 0.26, 0.46, 0.43 (此时相对出流量 R_F 为最大值), 2 h 以后随 R_F 的减小, P_C 分别减小至 0.10, 0.34, 0.21, 样地 A 高柱(90 cm)的 P_C 在 R_F 较大时(2~3 h)也较大, 随后迅速减小至最小值 0.12, 0.09, -0.11 。出现负值是因为 $\delta^{18}\text{O}$ 比富集端水源即旧水的 $\delta^{18}\text{O}$ 更加富集, 表明样品中含有大量原有土壤水。在 8 月 6 日暴雨中, 样地 B 低柱在 3.78 h 也出现降雨贡献率的极大值 0.34, 0.44 (此时 R_F 处于消退阶段)。因此, 在 8 月 6 日暴雨中, 在 0~3.28 h, 样地 A 的出流量越大, 降雨贡献率也越大, 当出流量下降时, 降雨贡献率也迅速下降, 体现出大量雨水快速下渗的优先流的特征; 在 3.28 h 之后, 出流量持续减小, 降雨贡献率出现 2 次峰值波动, 体现出前期雨水推移旧水下渗的均匀流特征。

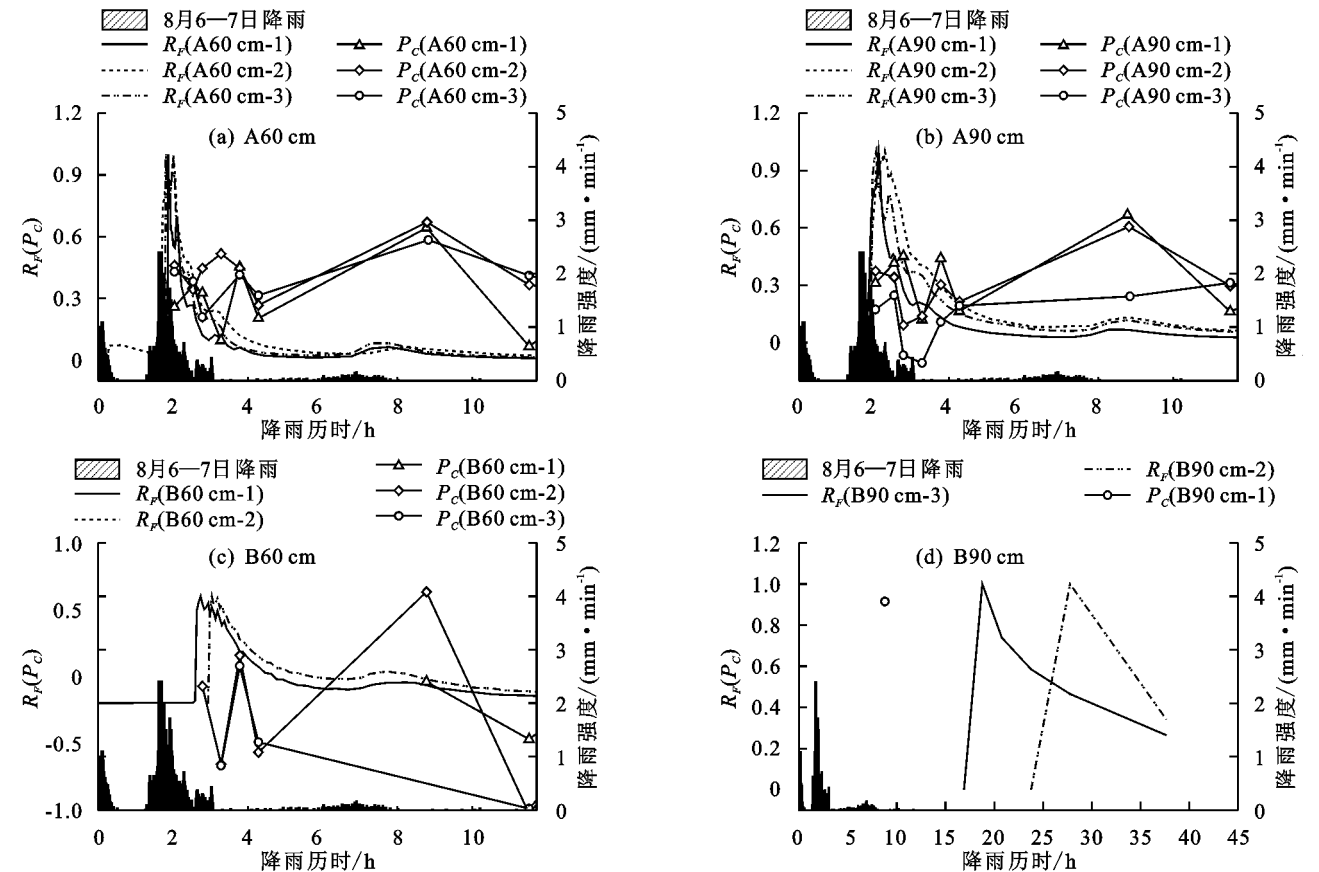


图 5 8 月 6—7 日土柱降雨贡献率(P_C)和相对出流量(R_F)随降雨历时的变化

在 8 月 11 日大暴雨中, 降雨强度增大使得出流水同位素值与降雨同位素值更接近, 降雨贡献率更高(图 6)。样地 A 低柱(60 cm)的首个出流样的 P_C 值分别为 $-0.20, -0.09, 0.15$, 随着出流过程进行, P_C 值不

断增加, 至出流量的第 2 个峰值结束后(约 8.3 h)分别达到 0.63, 0.49, 0.67, 随后以小幅下降。高柱(90 cm)变化趋势与低柱相同, 从初始的 $-0.16, -0.29, -0.09$ 增加至第 2 个流量峰值结束后(约 8.3 h)的 0.45, 0.41, 0.18, 在此

期间有 3 处突变的降雨贡献率峰值,即样地 A 高柱重复 2(A90 cm-2)的 P_c 值在 5.74 h 为 0.32,样地 A 高柱重复 3(A90 cm-3)的 P_c 值在 6.34 h 为 0.59,在 7.74 h 为 0.34,表明土柱出流水中雨水比例的突然增加。在 8 月 11 日大暴雨中,样地 B 低柱首个出流样的 P_c 分别为 0.37,0.23,0.18,随着 R_F 增加 P_c 则下降至最小值 0.32,0.10,0.07(约 8.3 h 时,此时 R_F 位于峰值),此后 P_c 持续增加,在 10.4 h 的 R_F 第 3 个峰值过后增加幅度有提高。在 25~30 h,样地 B 低柱的 P_c 值达到 0.8 以上。在 8 月 11 日大暴雨中样地 B 高柱的 P_c 变化范围较小(0.11~0.28),且变化趋势与出流量相似。因此,在 8 月 11

日降雨中,2 个样地的降雨贡献率呈现出不同的响应模式。对于样地 A,在 0~8.24 h(此期间降雨量和出流量 2 次达峰值),降雨贡献率从 0 甚至负值迅速增加至最大值,在 8.24 h 之后小幅度波动,表明降雨开始后优先流通道快速发育并成为下渗的主要方式,且能维持一段时间。对于样地 B,低柱在 0~8.3 h 期间的出流量 2 次达峰值,但降雨贡献率却不断下降,在 8.3 h 之后降雨贡献率不断增加,在 30 h 时,降雨贡献率甚至达到 0.8,高柱的降雨贡献率持续较低且波动小,这表明了样地 B 土壤中下渗雨水与旧水进行缓慢推移混合,下渗主要为活塞流过程。

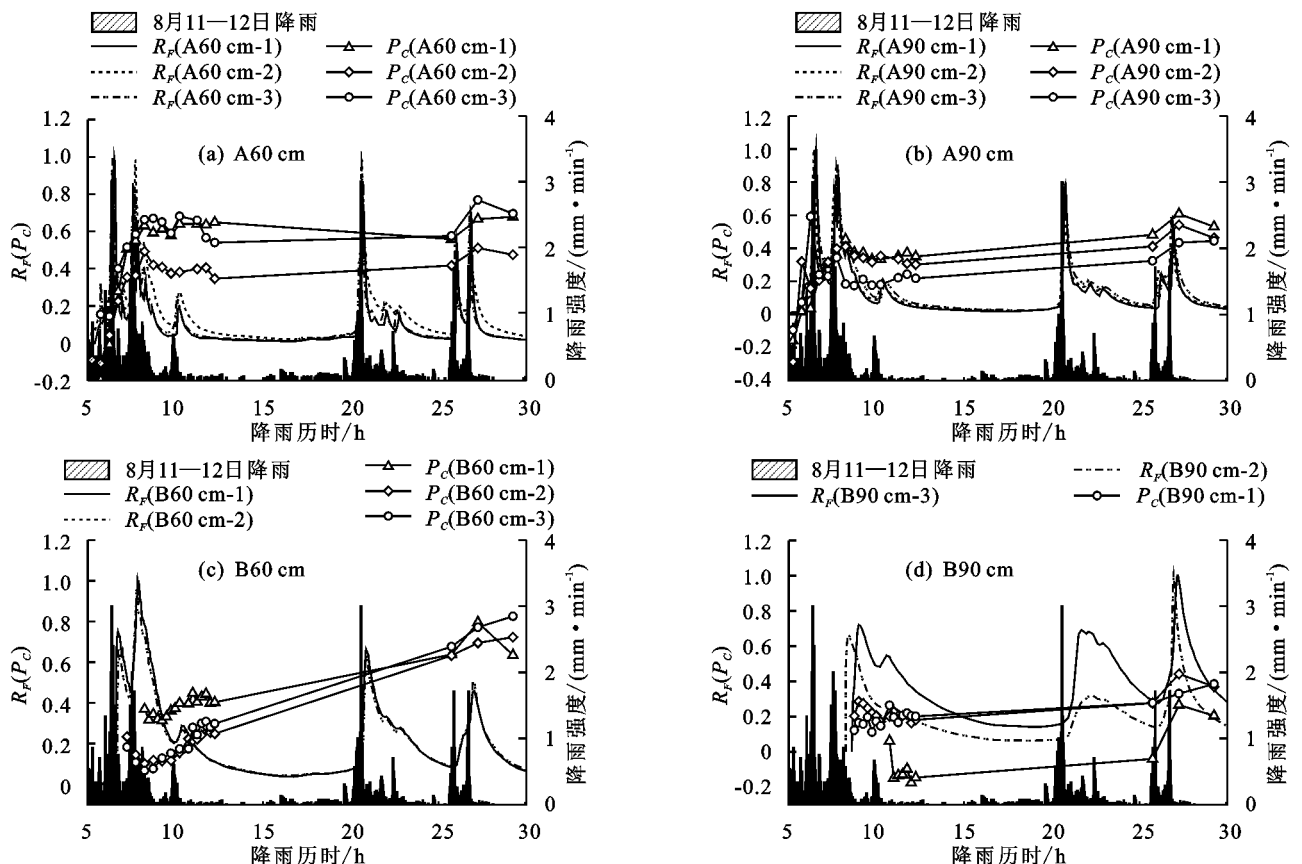


图 6 8 月 11—12 日各土柱降雨贡献率(P_c)和相对出流量(R_F)随降雨历时的变化

3 讨论

相同降雨条件下样地 A 比样地 B 下渗快,且出流持续时间长,出流过程线对降雨响应更为灵敏,表明样地 A 土壤利于快速补给深层土壤水,样地 B 土壤蓄水持水能力强。这是由于样地 A 的高有机质含量增加土壤团粒结构的稳定性和过水面积^[23],且有机质影响土壤中根系密度、穴居动物以及裂隙等,进而影响到大孔隙的分布,促进稳定性优先流通道的形成^[24];同时样地 A 土壤中的砾石可以增加大孔隙密度^[25],使土壤保水能力下降^[26],水分下渗速率加快。样地 B 土壤容重较小,土壤饱和持水率较高,使得其初始含水量高,土壤孔隙被填满堵塞而连通性差,阻

止部分快速流动^[27]。高柱出流过程线比低柱平缓且总出流量小,主要是由于雨水向深层土壤下渗过程中,土壤容重增大而变得紧密坚实,孔隙度减小^[28],下渗水流受到的阻力增加,因而出流量减小。

8 月 6 日暴雨后,样地 A 出流量和降雨贡献率同步增加,主要是由于降雨前的土壤干燥促进优先流快速产生^[29];当雨强减小后,雨水供给速率逐渐小于大孔隙的输送能力,渗透转变为通过基质域进行,湿润锋趋向水平并缓慢推移下渗,出流量减小,降雨贡献率也迅速下降;当土壤中旧水排出,湿润锋运移至土柱底部,前期雨水被排出使得降雨贡献率再次增加。Xu 等^[30]在卧龙的亚高山针叶林中也发现类似的从优先流到均匀流的变化过程。8 月 11 日大暴雨后,

样地 A 的降雨贡献率随出流量增加而快速增加,土柱出流的主要贡献来源由土壤中的旧水迅速变为雨水,这是由于夏季大暴雨持续时间短且强度大,可使土壤表层迅速饱和并通过优先流通道迅速下渗出流^[31];当出流量到达峰值后,随着降雨强度减小及土壤不断被饱和,出流水的混合比例稳定,此时仍以优先流运动为主导。样地 A 的 90 cm 高柱比 60 cm 低柱更早出流,且出现降雨贡献率的突变增大值,表明在 0—90 cm 土层内可能存在连通性较好的裂隙或根孔等体积小但能快速输送大部分水量的大孔隙通道^[32]。在 8 月 11 日大暴雨中,样地 B 的 60 cm 低柱降水贡献率先减小后持续增加,出流样中雨水比例持续缓慢增加,雨水缓慢推移易于移动的旧水进行置换运移,体现出明显的活塞流特征。样地 B 的 90 cm 高柱的降雨贡献率持续处于较低范围,表明雨水在到达土柱底部之前与旧水进行充分混合。总体来说,在典型暴雨的下渗过程中,当降雨强度和出流量增加并达到峰值时易发生优先流,在降雨强度减小的下渗后期,体现出湿润锋从表土层向下均匀传播的基质活塞流特征。

4 结论

(1)原始森林不同海拔和质地的土柱下渗过程对降水响应存在差异。60 cm 高度的低柱比 90 cm 高度的高柱对降雨响应更快。砾质粉壤土样地 A 在两场暴雨后的下渗总出流量(4.14, 14.61 L)比粉壤土样地 B(1.45, 11.99 L)更大,对降雨的响应更灵敏。

(2)海拔较低且含有大量砾石的样地 A 在 2 场暴雨的前期(前 3 h 和前 8 h),出流量和出流水的降雨贡献率都呈同步增大趋势,优先流可被快速触发,土柱存在连续性较好的通道。海拔较高的样地 B 在 2 场暴雨中出流量与出流水的降雨贡献率呈相反变化趋势或同步变化趋势不明显,土柱主要通过活塞流方式下渗,降雨与土壤旧水交换充分,土壤蓄水能力较强。

(3)样地 A 的降水贡献率在暴雨前期骤然增加后期平稳波动,样地 B 则表现为小幅度波动或缓慢增加。在典型暴雨下渗过程中,暴雨初期雨强较大时流出水中雨水比例增加快,同时土壤有机质、砾石含量、质地和容重等物理化学性质控制着土壤结构的变化,使得水分流动路径和湿润锋下移速度也不断发生变化。

参考文献:

[1] Sun D, Yang H, Guan D X, et al. The effects of land use change on soil infiltration capacity in China: A me-

ta-analysis[J]. Science of the Total Environment, 2018, 626: 1394-1401.

[2] 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.

[3] 吕凯,段颖丹,吴伯志.降雨强度和秸秆覆盖对坡耕地烤烟降雨入渗特征的影响[J].灌溉排水学报, 2020, 39(1): 91-97.

[4] 刘汗,雷廷武,赵军.土壤初始含水率和降雨强度对黏黄土入渗性能的影响[J].中国水土保持科学, 2009, 7(2): 1-6.

[5] 刘澄静,角媛梅,高璇,等.哈尼梯田水源区不同景观类型土壤水分的入渗特性及影响因子[J].水土保持通报, 2018, 38(3): 99-105, 111.

[6] 阿茹·苏里坦,常顺利,张毓涛.天山林区不同群落土壤水分入渗特性的对比分析与模拟[J].生态学报, 2019, 39(24): 9111-9118.

[7] Liu H H, Zhang R, Bodvarsson G S. An active region model for capturing fractal flow patterns in unsaturated soils: Model development[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2005, 80(1): 18-30.

[8] 陈同同,陈辉,韩璐,等.石家庄市土壤水分运移的稳定同位素特征分析[J].环境科学, 2015, 36(10): 3641-3648.

[9] Hendrickx J M H, Flury M. Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. in: National Research Council. Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone[M]. Washington, D C: The National Academies Press, 2001: 149-187.

[10] Gaziz C, Feng X H. A stable isotope study of soil water: Evidence for mixing and preferential flow paths [J]. Geoderma, 2004, 119(1): 97-111.

[11] Yang Y G, Fu B J. Soil water migration in the unsaturated zone of semiarid region in China from isotope evidence[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21(3): 1757-1767.

[12] 柯造成,李占斌,李鹏,等.黄土区典型小流域包气带土壤水同位素特征[J].水土保持学报, 2017, 31(3): 298-303.

[13] 牟洋,范弢,户红红.滇东南喀斯特小生境土壤水来源与运移的稳定同位素分析[J].福建农林大学学报(自然科学版), 2020, 49(4): 540-549.

[14] 靳宇蓉,鲁克新,李鹏,等.基于稳定同位素的土壤水分运动特征[J].土壤学报, 2015, 52(4): 792-801.

[15] 孙晓旭,陈建生,史公勋,等.蒸发与降水入渗过程中不同水体氢氧同位素变化规律[J].农业工程学报, 2012, 28(4): 100-105.

[16] 包为民,王涛,胡海英,等.降雨入渗条件下土壤水同位素变化实验[J].中山大学学报(自然科学版), 2009, 48(6): 132-137.

- [17] Kirchner J W, Feng X H, Neal C, et al. The fine structure of water-quality dynamics: The (high-frequency) wave of the future[J]. *Hydrological Processes*, 2004, 18(7): 1353-1359.
- [18] 宁朋,程小毛,杨晓锋,等.贡嘎山不同海拔峨眉冷杉根际土壤化学性质及胞外酶活性[J].*应用与环境生物学报*, 2021, 27(5): 1138-1146.
- [19] 杜流姗,陆琦,梁紫嫣,等.贡嘎山海螺沟冰川退缩区原生演替不同阶段优势植物光合生理特征[J]. *生态环境学报*, 2019, 28(12): 2356-2363.
- [20] 牛健植,余新晓,赵玉涛,等.贡嘎山暗针叶林土壤优先流形成因素的初步研究[J].*植物生态学报*, 2006, (5): 732-742.
- [21] 徐庆,刘世荣,安树青,等.四川卧龙亚高山暗针叶林土壤水的氢稳定同位素特征[J].*林业科学*, 2007(1): 8-14.
- [22] 韩婷婷,张明军,王圣杰,等.兰州市两场典型降水事件稳定同位素特征及其水汽来源[J].*环境科学*, 2020, 41(9): 3993-4002.
- [23] 李雪转,樊贵盛.土壤有机质含量对土壤入渗能力及参数影响的试验研究[J].*农业工程学报*, 2006, 22(3): 188-190.
- [24] 王佩佩,苏雪萌,周正朝,等.黄土丘陵区典型植被群落坡面土壤优先流特征及其影响因素[J].*水土保持学报*, 2021, 35(5): 16-23.
- [25] 时忠杰,王彦辉,徐丽宏,等.六盘山森林土壤的石砾对土壤大孔隙特征及出流速率的影响[J].*生态学报*, 2008, 28(10): 4929-4939.
- [26] Novák V, Kňava K. The influence of stoniness and canopy properties on soil water content distribution: simulation of water movement in forest stony soil[J]. *European Journal of Forest Research*, 2012, 131(6): 1727-1735.
- [27] Nimmo J R. Preferential flow occurs in unsaturated conditions[J]. *Hydrological Processes*, 2012, 26(5): 786-789.
- [28] 李卓,刘永红,杨勤.土壤水分入渗影响机制研究综述[J].*灌溉排水学报*, 2011, 30(5): 124-130.
- [29] Yao J J, Cheng J H, Sun L, et al. Effect of antecedent soil water on preferential flow in four soybean plots in south-western China[J].*Soil Science*, 2017, 182(3): 83-93.
- [30] Xu Q, Liu S R, Wan X C, et al. Effects of rainfall on soil moisture and water movement in a subalpine dark coniferous forest in southwestern China[J].*Hydrological Processes*, 2012, 26(25): 3800-3809.
- [31] Jarvis N. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality[J]. *European Journal of Soil Science*, 2020, 71(3): 279-302.
- [32] Alaoui A, Helbling A. Evaluation of soil compaction using hydrodynamic water content variation: Comparison between compacted and non-compacted soil[J]. *Geoderma*, 2006, 134(1): 97-108.
- (上接第 210 页)
- [20] 刘一霖,温娅檬,李巧玉,等.川西高山峡谷区 6 种森林枯落物的持水与失水特性[J].*水土保持学报*, 2019, 33(5): 151-156, 162.
- [21] 邱聪,秦倩倩,郑大桢,等.油松人工林重度火烧后凋落物分解及水文效应[J].*水土保持学报*, 2022, 36(1): 196-204.
- [22] Keeley J E. Fire intensity, fire severity and burn severity: A brief review and suggested usage[J].*International Journal of Wildland Fire*, 2009, 18(1): 116-126.
- [23] 王飞,陈国鹏,齐瑞,等.甘南白龙江上游小流域主要林分地被物层的持水特性分异[J].*水土保持研究*, 2016, 23(6): 242-247.
- [24] 涂立辉.六盘山叠叠沟小流域四种典型植物群落的多功能评价[D].北京:中国林业科学研究院, 2020.
- [25] 凌继华,崔立奇,张章.冀北山地不同坡位油松林枯落物水文效应[J].*河北林果研究*, 2015, 30(2): 117-121.
- [26] 王卓敏.不同坡位乡土阔叶树种的林分改造生态效益评价[D].广州:华南农业大学, 2018.
- [27] 杨霞,陈丽华,康影丽,等.辽东低山区 5 种典型水源涵养林枯落物持水特性[J].*生态学杂志*, 2019, 38(9): 2662-2670.
- [28] 郑淼.华北土石山区不同林分类型枯落物及土壤水文生态效应[J].*中国水土保持科学*, 2020, 18(2): 84-91.
- [29] 张建利,王加国,李苇洁,等.贵州百里杜鹃自然保护区杜鹃林枯落物储量及持水功能[J].*水土保持学报*, 2018, 32(3): 167-173.
- [30] 王丽红,辛颖,邹梦玲,等.大兴安岭重度火烧迹地植被恢复过程中枯落物持水特征[J].*水土保持学报*, 2014, 28(6): 262-267.