

南京城郊麻栎林坡面土壤体积含水率与侧向流对降雨响应

吴胡强, 邵永昌, 庄义琳, 张金池, 韩 诚, 刘 鑫, 庄家尧

(南京林业大学 森林资源与环境学院, 江苏 南京 210037)

摘要: 为了研究森林涵养水源机制, 选择南京城郊麻栎 *Quercus acutissima* 林, 采用 ECH₂O 土壤含水率检测系统在坡面 0~100 cm 深土壤 5, 15, 30, 40, 60, 100 cm 等 6 个深度层次进行土壤水分定位监测, 分析了小雨、中雨、大雨条件下南京城郊麻栎林地各层次土壤水分变异过程, 分析各土壤层次体积含水率的变化过程对降雨强度响应曲线, 得到 5 cm 和 15 cm 层次土壤水分变化与降雨量变化有良好的同步性, 在降雨量 6.8 mm, 11.8 mm 和 36.8 mm 时 5 cm 和 15 cm 层次的土壤体积含水量变化量分别是 1.48% 和 2.10%, 5.21% 和 5.72%, 7.55% 和 7.85%; 随着土壤层次的加深土壤含水率变化趋势与降雨量同步性逐渐下降, 在中雨和大雨中土壤含水量的峰值会延迟 1~2 小时, 在小雨下无变化。在降雨强度 0~4.0 mm·h⁻¹, 土壤含水率自表层到 30 cm 变异幅度增大, 5 cm, 15 cm 和 30 cm 层次土壤体积含水量变化量分别是 1.48%, 2.10% 和 2.90%; 降雨强度 12~30 mm·h⁻¹, 土壤含水率自表层到 60 cm 层次变异幅度降低特征, 5, 15, 30, 40 和 60 cm 的土壤体积含水量变化量分别是 8.01%, 7.85%, 6.39%, 5.96% 和 2.63%, 而 100 cm 层次土壤含水率却变异幅度显著土壤体积含水量变化量达到 8.97%。在 2011–2012 年中研究的 3 场降雨量为 6.8 mm, 16.2 mm 和 36 mm 中, 在降雨强度 0~60.0 mm·h⁻¹ 区间, 0~60 cm 层次土壤水含水率的增加量显著高于降雨量, 无地表径流发生, 最大侧向流分别为 2.1 mm·h⁻¹, 2.4 mm·h⁻¹ 和 28.7 mm·h⁻¹, 呈非饱和下渗现象。研究了在小、中、大降雨强度下, 0~1.00 m 深度土壤垂直坡面上各层次侧向流对降雨强度响应的变化曲线, 揭示了林地侧向流对各层土壤含水率变化的影响规律。图 6 表 1 参 19

关键词: 森林水文学; 麻栎林; 土壤体积含水率; 降雨强度; 侧向流

中图分类号: S715.3

文献标志码: A

文章编号: 2095-0756(2014)05-0683-07

Lateral water flow and volumetric water content with rainfall for soils in a suburban *Quercus acutissima* forest in Nanjing

WU Huqiang, SHAO Yongchang, ZHUANG Yilin, ZHANG Jinchi, HAN Cheng, LIU Xin, ZHUANG Jiayao

(College of Forest Resources and Environment, Nanjing Forestry University, Nanjing 210037, Jiangsu, China)

Abstract: Infiltration in forest which is not well understand till now may be quite different from that on the bare land. In order to study water conservation mechanisms and soil water infiltration law for a forest, an ECH₂O soil moisture content detection system was used to measure the volumetric soil water content (VSWC) at six soil depths: 5, 15, 30, 40, 60, and 100 cm, for a *Quercus acutissima* forest in the suburbs of Nanjing, China. VSWC with light, moderate, and heavy rainfall conditions was analyzed along with the VSWC curves of different soil depths. Also, the response of the VSWC increasing rate and its peak value as well as the peak value time to rainfall were analyzed. The response curve of lateral flow to precipitation intensity at each soil depth level between 0–100 cm was studied and the affect for the law of lateral flow on variation of VSWC at

收稿日期: 2013-12-19; 修回日期: 2014-03-19

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(31170663, 201104055-1); 江苏省林学优势学科资助项目; 江苏高校优势学科建设工程资助项目

作者简介: 吴胡强, 从事水土保持等研究。E-mail: 1048757625@qq.com。通信作者: 庄家尧, 副教授, 博士, 从事森林水文研究。E-mail: nlzjiayao@njfu.edu.cn

each soil depth was determined. Results showed that the VSWC at 5 cm and 15 cm levels changed synchronously with rainfall, at rainfall of 6.8 mm, 11.8 mm, 36.8 mm whose variation of VSWC are 1.48% and 2.10%, 5.21% and 5.72%, 7.55% and 7.85% respectively. And as the soil level deepened, the changing synchronicity between the VSWC and rainfall declined gradually because peak VSWC was 1–2 h lateral at middle rainfall to storm while showing no change at small rainfall. At a rainfall intensity of 0–4.0 mm·h⁻¹ the varying amplitude for VSWC increased from the surface to 30 cm soil depth, with the variation of VSWC at 5 cm, 10 cm, 30 cm soil depth being 1.48%, 2.10%, 2.90% respectively; at 12.0–30.0 mm·h⁻¹ varying amplitude for VSWC decreased from the surface to 60 cm soil depth, whose variation of VSWC are 8.01%, 7.85%, 6.39%, 5.96%, 2.63% respectively, but greatly increased at 100 cm soil depth, that is 8.97%. For selected 3 precipitation events of 6.8 mm, 16.2 mm, 36.0 mm, from 2011 to 2012, when rainfall intensity was less than 60 mm·h⁻¹, the precipitation needed to increase soil water content during precipitation was much higher than actual rainfall without any happening of surface runoff, of which the biggest lateral water flow was 2.1 mm·h⁻¹, 2.4 mm·h⁻¹ and 28.7 mm·h⁻¹ respectively. Thus, a phenomena of non-saturated water infiltration in forest soil occurred. [Ch, 6 fig. 1 tab. 19 ref.]

Key words: forest hydrology; *Quercus acutissima* forest; VSWC; rainfall intensity; lateral flow

土壤水分是连接地表水与地下水的纽带,在水资源的形成、转化及消化过程中有重要作用。近年来,由全球变暖引起的土壤含水量减少,预计将影响全球的植物群落^[1]。许多土壤和水的保护措施已经实施,以减少水土流失,防止土地退化。土壤和水的养护不仅可以减少土壤和水的亏损,也改变了这部分土地表面,影响生态系统的结构和职能^[2]。所以,如何提高林分的水源涵养功能,防止水土流失,保护生态环境已成为人们非常关注的问题。土壤含水率的测量是很困难且费时的一个过程^[3]。一些研究者已经在广泛的空间范围和时间尺度上观察土壤含水率的稳定性^[4]。每场降雨中,都有部分水沿着土壤内的空隙渗入到土壤内部形成土壤水,然后形成壤中流^[5]。壤中流是坡地径流的重要组成部分,对流域径流产生、养分流失,水土流失等有重要影响^[6]。壤中流对重力侵蚀起到了促发作用,与以往研究表明的长江流域坡面以面蚀为主的结论有所不同,甚至有壤中流促发的侵蚀量要远远高于片蚀、沟蚀等坡面侵蚀形式。壤中流受地形、土层厚度、土地利用等多种因素的影响,已对壤中流的产生机制^[7]、优先路径^[8-9]、临界性和非线性^[10],以及壤中流的影响因子^[11]进行了广泛的研究。土壤含水率的时间动态变化和深度变化受降雨过程的严重影响^[12],降雨后土壤表层水分发生剧烈变化,表层水分含量迅速增加,在蒸散和下渗作用下表层土壤含水率缓慢减小^[13],继而影响深层土壤含水率,随着深度的加深,土壤含水率对降雨的响应程度也减小。降雨时浅层次有优势流现象出现,受到土壤结构影响和降雨量大小控制^[14]。目前,林地土壤水文特征研究以蓄满稳渗特征为主,缺乏林地野外土壤水分变异规律以及对降雨响应实际特征研究。很多研究是在饱和供水坡度为零条件下总结出的规律,与野外坡面自然降水条件差异巨大。林地坡面与以上研究模拟条件相比更加复杂。因此,开展林地坡面自然降雨状态下的土壤水分响应变异过程,对于揭示森林水源涵养功能与机制,具有实际的理论指导意义。

1 材料与方法

1.1 研究地概况

实验区在南京市东善桥林场铜山分场,31°35′~31°39′N, 118°50′~118°52′E, 年均气温为 15.1℃, 年降水量为 1 100 mm, 年日照 2 199 h, 无霜期 229 d。试验地选择 45 年生的麻栎 *Quercus acutissima* 林,郁闭度为 0.8, 密度 425 株·hm⁻², 平均树高 16.8 m, 平均胸径 24.3 cm, 平均冠幅 9.7 m。林地地面坡度为 18°, 坡长 62 m, 土壤为黄棕壤。

1.2 土壤体积含水量与降雨量监测

采用 ECH₂O 土壤含水率监测系统, ECH₂O 传感器通过测量土壤的介电常数来计算土壤体积含水率。本研究着眼于土壤表层 5, 15, 30, 40, 60, 100 cm 等 6 个层次土壤含水率在不同降雨强度条件下的变化特征。在监测点坡面上坡不同郁闭度 50%, 80%, 100% 各设置雨量计 1 个, 设置集水槽 3 个·郁闭度⁻¹

(200 cm × 20 cm × 20 cm), 集水槽附近除去周围过高的草本植被, 使其低于径流槽, 将降雨导入称重式自动排液式穿透雨测定系统, 最后根据集水槽的面积以及 3 个集水槽的收集到的穿透雨量换算出林内雨量, 降雨量结合雨量筒数据取平均值。于 2012 年 6 月 29 号到 12 月 9 号以半时监测 1 次的频率对观测地的土壤水分进行监测。实验选用翻斗式雨量计远程信息传输系统, 1.0 mm 降雨量通过卫星平台远程发送信息 1 次。

1.3 土壤最大体积含水率测定

环刀规格直径 5 cm, 选定麻栎林代表性的测定地点, 采用环刀法取 5, 15, 30, 40, 60, 100 cm 等层次原状土后, 用水浸泡一定时间使其达到水饱和称量(M_1), 放入烘干箱烘干至恒量(M_2), 即可算出各层次的最大体积含水率。最大体积含水率(%)=[$(M_1-M_2)/(1 \times V)$] $\times 100$ 。

1.4 侧向流的计算

土壤中侧向流动的径流成为侧向流, 因为无地表径流产生, 所以侧向流近似为单位时间、单位体积下土壤含水量变化量与实际降雨量的差值。 $I_{in}=\Delta W-P$ 。其中: I_{in} 为侧向流, mm; ΔW 为含水率变化量所需要的降雨量, mm; P 为实测降雨量, mm。

2 结果与分析

以时刻为横坐标, 以降雨强度($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)和土壤瞬时体积含水率(%)为纵坐标, 得到 5, 15, 30, 40, 60, 100 cm 等 6 个不同土壤层次土壤含水率对小雨(24 h 内降雨量不超过 10 mm)、中雨(24 h 内降雨量为 10~25 mm)、大雨(24 h 内降雨量为 25~60 mm)的响应变化曲线。

2.1 在小雨条件下不同土壤层次土壤含水率对降雨的响应

以 2012 年 10 月 26 日为例(图 1), 在降雨之前, 初始含水率最大和最小的土壤层次分别是 30 cm (11.53%) 和 60 cm (6.67%)。累计降雨量 6.8 mm 时, 5 cm, 15 cm, 30 cm 等 3 个层次的土壤含水率曲线发生了明显的变化, 40 cm, 60 cm, 100 cm 等 3 个层次的土壤含水率无响应, 15 cm 和 30 cm 土壤层次含水率曲线同时达到最高峰, 而 5 cm 土壤层次含水率曲线达到最高峰的时间滞后 2 h。有响应的土壤层次中, 土壤含水率变化量最大和最小的层次分别是 30 cm (2.90%) 和 5 cm (1.48%); 土壤含水率上升速率最大和最小的分别是 30 cm ($1.45\% \cdot \text{h}^{-1}$) 和 5 cm ($0.37\% \cdot \text{h}^{-1}$)。降雨结束, 15 cm 和 30 cm 层次土壤含水率曲线有明显的下降过程, 而 5 cm 层次的土壤含水率曲线无响应。降雨开始, 0~30 cm 层次土壤含水率表现出随深度增加变化梯度增大趋势, 响应曲线表现出土壤水在垂直表面非饱和入渗, 侧渗壤中流集中于 15~30 cm 土壤层次, 40~100 cm 无响应特征。

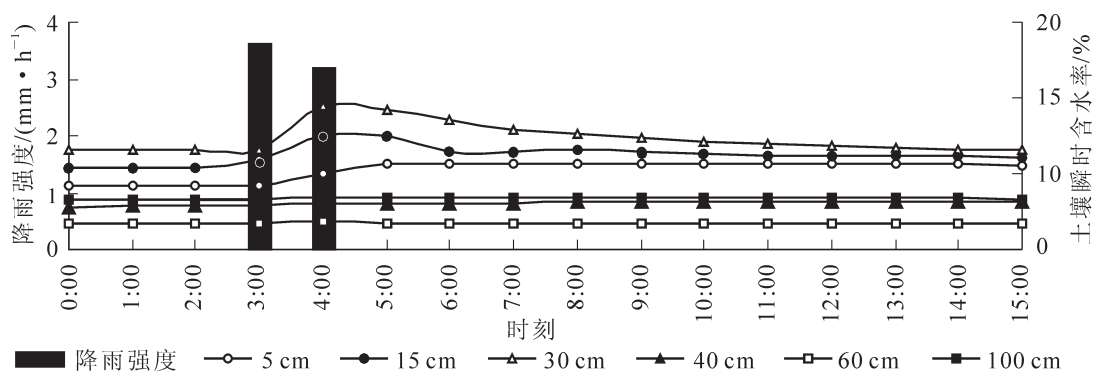


图 1 2012 年 10 月 26 日小雨条件下 6 个土壤层次土壤含水率对降雨的响应

Figure 1 Response of VSWC at 6 depths to rainfall intensity on the day 26th, Oct., 2012 for a small rainfall event

2.2 在中雨条件下不同土壤层次土壤含水率对降雨的响应

以 2012 年 8 月 29 号为例(图 2), 在降雨之前, 初始含水率最大和最小的土壤层次分别是 15 cm (17.57%), 60 cm (8.50%)。在累计降雨量在 11.8 mm 时, 5, 15, 30, 40, 60 cm 等 5 个土壤层次土壤含水率都有明显的变化特征。5 cm, 15 cm, 30 cm 等 3 个土壤层次土壤含水率同时达到最高峰, 40 cm 层次土壤达到最高峰滞后 2 h, 60 cm 层次土壤含水率缓慢上升。有响应的土壤层次中, 土壤含水率变化

量最大和最小的层次分别是 15 cm(5.72%)和 60 cm(1.037%); 土壤含水率上升速率最大和最小的分别是 15 cm($5.72\% \cdot h^{-1}$)和 60 cm($0.52\% \cdot h^{-1}$)。在达到最高峰之后, 5 cm 和 15 cm 层次土壤含水率有显著下降趋势, 30 cm 和 40 cm 层次土壤含水率则趋于稳定, 60 cm 和 100 cm 层次土壤含水率有很缓慢的上升趋势。中雨开始时, 0~15 cm 层次的土壤含水率表现出高速增长趋势, 曲线显示垂直表面非饱和入渗和测渗集中于 0~30 cm 土壤层次垂直面上。

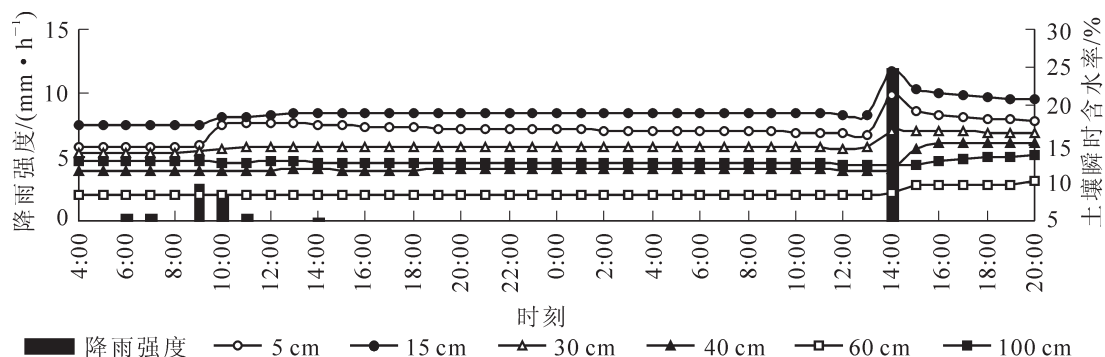


图 2 2012 年 8 月 29 日中雨条件下 6 个土壤层次土壤含水率对降雨的响应曲线

Figure 2 Response of VSWC at 6 depths to rainfall intensity on the day 29th, Aug., 2012 for middle rainfall event

2.3 在大雨条件下不同土壤层次土壤含水率对降雨的响应

以 2012 年 8 月 21 日为例(图 3), 在降雨之前, 初始含水率最大和最小的分别是 15 cm(15.65%), 60 cm(7.24%)。第 1 次降雨, 曲线达到最高峰累计降雨量 36.8 mm, 各层次土壤含水率曲线出现明显上升, 降雨 3.0 h 时 5, 15, 30, 100 cm 等 4 个层次土壤含水率达到最大值, 降雨 3.5 h 时 60 cm 层次土壤含水率达到最大值, 降雨 4.5 h 时 40 cm 层次土壤含水率达到最大值, 峰值最大和最小的是 15 cm(23.4%)和 60 cm(9.87%), 土壤含水率变化量最大和最小的分别是 100 cm(9.79%)和 60 cm(2.63%); 土壤含水率上升速率最大和最小的分别是 100 cm($4.39\% \cdot h^{-1}$)和 60 cm($0.87\% \cdot h^{-1}$)。

第 1 次降雨缓慢结束, 5 cm, 15 cm, 100 cm 等 3 个层次土壤含水率曲线有明显的下降过程, 30 cm, 40 cm, 60 cm 等 3 个层次土壤含水率曲线趋于稳定。第 2 次降雨, 曲线达到最高峰累计雨量 18.0 mm, 5, 15, 30, 40 cm 等 4 个层次土壤含水率曲线同时达到最高峰, 第 2 次降雨结束后, 5, 15, 30, 40 cm 曲线呈下降趋势, 而 60 和 100 cm 层次土壤含水率曲线呈上升趋势, 60, 100 cm 层次土壤含水率曲线达到最高峰, 相对滞后 1.0~2.0 h, 峰值最大和最小的分别是 15 cm(26.24%)和 60 cm(9.87%); 土壤含水率变化量最大和最小的分别是 15 cm (10.59%)和 60 cm (5.39%); 退水速率最大和最小的分别是 5 cm($3.78\% \cdot h^{-1}$)和 40 cm($0.63\% \cdot h^{-1}$)。

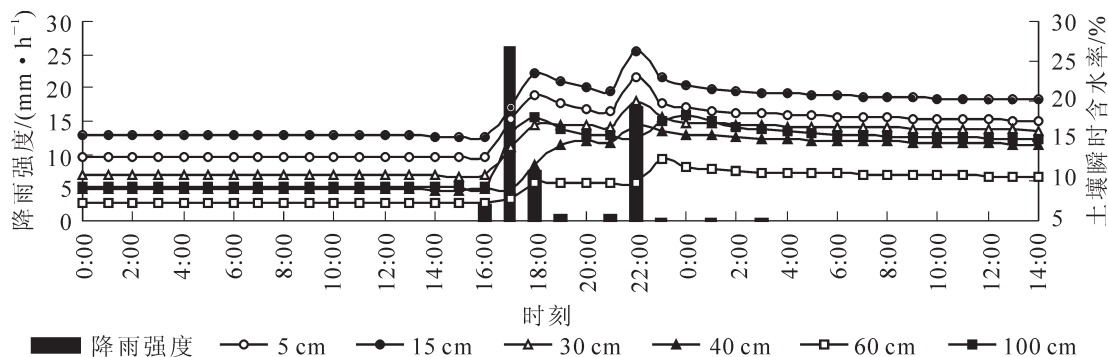


图 3 2012 年 8 月 21 日大雨条件下 6 个土壤层次土壤含水率对降雨的响应

Figure 3 Response of VSWC at 6 depths to rainfall intensity on the day 21st, Aug., 2012 for storm rainfall event

表 1 为各个层次最大体积含水率。由图 3 降雨过程中在各上层土壤远未达到最大体积含水率时, 下层土壤含水率有明显的变化特征, 表明是土壤水是非饱和下渗, 在上层土壤没有达到土壤饱和含水率, 存在土壤水下渗过程。

2.4 侧向流对降雨的响应

以时刻为横坐标，雨量(mm)为纵坐标，得到 5, 15, 30, 40, 60, 100 cm 等 6 个层次土壤含水率变化理论所需雨量、实际观测点降雨量随时间的变化曲线，理论所需雨量减去实际观测降雨量等于侧向流，按照 1.4 节公式 $I_{in}=\Delta W-P$ 计算得到图 4~6 不同级别降雨不同层次土壤侧向流响应过程。

对土壤入渗有一定影响的因素很多，如降雨强度的大小^[15]，在图 4 降雨量极小时，60~100 cm 层次的土壤含水率变化微小，看不到明显的曲线特征，而 5~40 cm 的土壤含水率变化与降雨过程有良好的同步性，此层次显著地出现了侧向流。图 5~6 中，中雨和大雨时，0~100 cm 层次的土壤含水率变化与降雨过程有一个很明显的响应曲线特征，侧向流对降雨的响应很显著。

由图 4~6 显示：麻栎林土壤 5, 15, 30, 40, 60, 100 cm 等 6 个层次土壤含水变化量变化随降雨量增大而变化显著，而在小雨和中雨时侧向流较小，但在大雨情况下侧向流呈高速增长特征。反映了土壤垂直方向上有侧向流的侵入使土壤含水率变化的加剧，小雨过程中产生最大侧向流 2.1 mm，中雨过程中产生最大侧向流 2.4 mm，大雨过程中产生最大侧向流 28.7 mm。

表 1 麻栎林各层次土壤的最大体积含水率

Table 1 Measured max VSWC at 10 depths under oak forest

麻栎林土壤 层次深度/cm	理论最大体积 含水率/%	麻栎林土壤层 次深度/cm	降雨过程实际最 大体积含水率/%
0~10	45.9	50~60	35.8
10~20	41.2	60~70	32.7
20~30	40.6	70~80	30.4
30~40	38.9	80~90	27.5
40~50	37.5	90~100	25.3

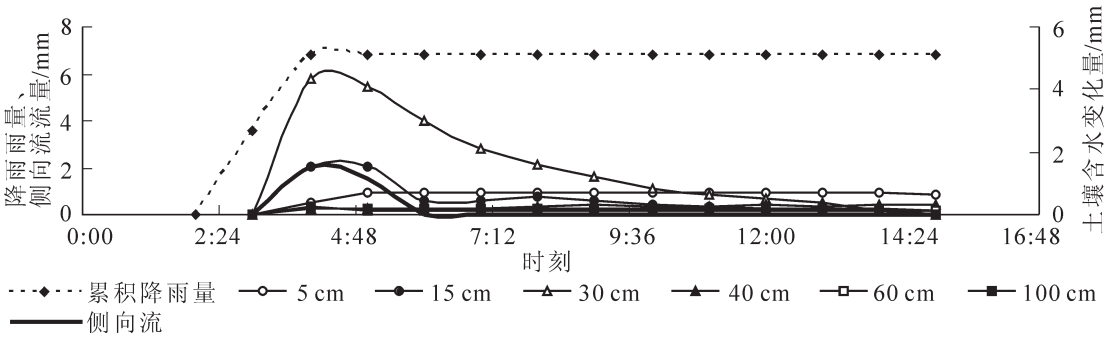


图 4 2012 年 10 月 26 日小雨情况下 6 个层次侧向流随时间的变化曲线

Figure 4 Response of lateral flow at 6 depths to rainfall intensity on the day 26th, Oct., 2012 for small rainfall event

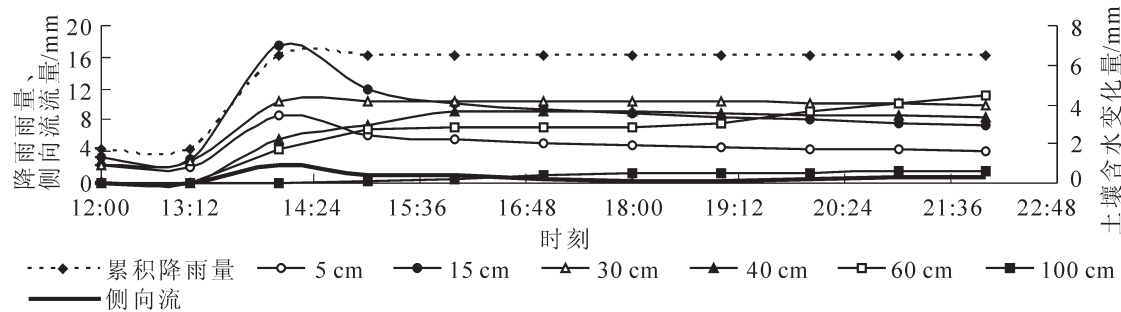


图 5 2012 年 8 月 29 日中雨情况下 6 个层次侧向流随时间的变化曲线

Figure 5 Response of lateral flow at 6 depths to rainfall intensity on the day 29th, Aug., 2012 for middle rainfall event

3 结论与讨论

3.1 讨论

降雨入渗是坡地水文循环的中心环节，入渗过程也是水文循环的最重要的组成部分之一^[16]，水分入渗影响了降雨地表径流、壤中流、地下水的在分配，一直以来是土壤侵蚀、非点源污染、水资源管理等科学研究的重点内容^[17]。研究表明入渗的直接测量是费力费时昂贵的，而且往往涉及大量的空间和时间变化^[17]，所以弄清楚一场降雨的入渗过程是非常不易的。

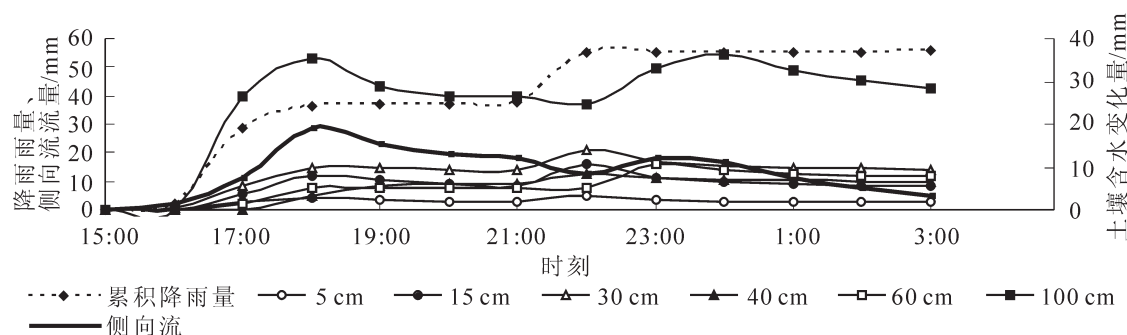


图 6 2012 年 8 月 21 日大雨情况下 6 个层次侧向流随时间的变化曲线

Figure 6 Response of lateral flow at 6 depths to rainfall intensity on the day 21st, Aug., 2012 for storm rainfall event

本试验结果与鲍彪等^[18]在晋西黄土区刺槐 *Robinia pseudoacacia* 林地的研究不同, 由于麻栎林根系发达和坡面的复杂性在小雨和大雨时南京城郊麻栎林土壤含水率只出现上升期和退水期, 没有出现平台期。麻栎林土壤初始含水率普遍出现 15 cm 土壤层高, 而 60 cm 土壤层低的现象。随着雨量的增大, 15 cm 土壤层次达到最大土壤含水率, 上升的速率快。土壤含水率从降雨前到降雨后呈现低-高-缓慢下降的变化趋势, 一般其变异程度随着深度的增加而逐渐减小^[14], 但在此次研究中发现, 大雨时 100 cm 土壤层次土壤含水率的变异程度就比 40 cm 和 60 cm 土壤层高, 这可能是由于浅层含量较高的土壤水分随着时间变化水分垂直向下再分布所致。在降雨过程中深层次土壤含水率变化表现出很明显的滞后关系。研究表明: 各层次土壤含水率对降雨强度的响应很明显, 随着深度的增大, 土壤含水率对降雨的响应程度也逐渐降低。

本研究表明: 降雨过程中土壤层次不是达到最大含水率而开始下渗, 土壤水是非饱和下渗, 在上一土壤层次未达到饱和含水率的情况下就开始下渗。每场降雨垂直面上都有不同程度的侧向流流入, 造成垂直面上的土壤含水率变化所需降雨量大于实际观测降雨量。

Bodman 等^[19]在考察匀质土层下渗过程中土壤水分剖面变化时发现, 土壤下渗以表面饱和到水分传递带、湿润带、湿润锋, 逐层次下渗。这些是在平面表层水分积水 5 cm 条件下的土壤渗透过程, 和自然降雨过程条件差别巨大。由于林地土壤孔隙特征表现优先流、侧向流、垂直入渗并存的混合流特征, 导致林地土壤非饱和入渗在 0~100 cm 具有普遍性, 和以往特定条件下的入渗特征具有显著不同的规律性, 表现为小雨—中雨为无饱和界面, 大雨以深层次(100~60 cm)逐渐饱和过程, 饱和带上方全部为水分传递带。

裸地或者林下裸露地, 由于无地表覆盖, 容易发生击溅侵蚀, 结果导致裸露土壤泥浆溅散、孔隙堵塞, 土壤失去渗透储水功能, 产生地表径流和土壤侵蚀, 土壤入渗为饱和入渗特征。林地发挥水源涵养功能的机制与裸地不同, 林地地表覆盖阻断了击溅侵蚀的发生, 土壤不会失去渗透储水功能, 难以产生地表径流和土壤侵蚀, 降雨过程实际小于表层土壤入渗能力, 从而表现出极大不同的非饱和入渗特征。

3.2 结论

从小雨到大雨, 降雨量均小于观测点土壤实际蓄水量, 无地表径流产生, 入渗均表现为非饱和入渗。土壤含水率与降雨强度呈良好的线性关系。

不同土壤层次土壤含水率对降雨响应表现出随降雨量不同差异显著。降雨强度为 0~4.0 mm·h⁻¹, 土壤含水率自表层到 30 cm 变异幅度增大; 降雨强度为 12.0~30.0 mm·h⁻¹, 土壤含水率自表层到 60 cm 层次变异幅度降低特征, 而 100 cm 层次土壤含水率却上升明显。

5 cm 和 15 cm 土壤层次土壤含水率变化趋势与降雨量变化趋势有着良好的同步性, 随着土壤层次的加深, 土壤含水率变化趋势与降雨量同步性逐渐下降。浅层次土壤含水率对降雨响应明显, 随时间深层次土壤含水率过程曲线形状与降雨过程有一定的平移和延长, 中层次土壤含水率同时受降雨入渗和地下水位变动影响, 深层次土壤含水率主要受地下水位变动控制。

参考文献:

- [1] WUA G L, RENAL G H, WANG D, *et al.* Above-and below-ground response to soil water change in an alpine

- wetland ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau, China [J]. *J Hydrol*, 2013, **476**(4): 120 – 127.
- [2] XIE Hongxia, YANG Qinke, LI Ri, *et al.* Influence on ecosystem service caused by soil and water conservation in Yanhe River Basin of the Loess Plateau, China [J]. *Int J Food Agric Environ*, 2013, **11**(1): 993 – 998.
- [3] NAVEED M, MOLDRUP P, TULLER M, *et al.* Prediction of the soil water characteristic from soil particle volume fractions [J]. *Soil Sci Soc Amer J*, 2012, **76**(6): 1946 – 1956.
- [4] VANDERLINDEN K, VEREecken H, HARDELAUF H, *et al.* Temporal stability of soil water contents: a review of data and analyses [J]. *Vadose Zone J*, 2012, **11**(4): 1539 – 1663.
- [5] 裴铁, 王番, 李金中. 壤中流模型研究的现状及存在问题[J]. 应用生态学报, 1998, **9**(5): 543 – 548.
PEI Tie, WANG Fan, LI Jinzhong. Current situation and existing problems in research of interflow models [J]. *Chin J Appl Ecol*, 1998, **9**(5): 543 – 548.
- [6] ANDERSON M G. *Encyclopedia of Hydrological Sciences* [M]. Hoboken: John Wiley & Sons, Ltd, 2005: 136 – 143.
- [7] CHANG M. *Forest Hydrology: An Introduction to Water and Forests* [M]. 3ed. Boca Rat: CRC Press, 2013: 145 – 153.
- [8] 张红江, 程金花, 史玉虎, 等. 三峡库区花岗岩林地坡面优先流对降雨的响应[J]. 北京林业大学学报, 2004, **26**(5): 6 – 9.
ZHANG Hongjiang, CHENG Jinhua, SHI Yuhu, *et al.* Response of preferential flow to rainfall on the forestland slope in the granite area of Three Gorges [J]. *J Beijing For Univ*, 2004, **26**(5): 6 – 9.
- [9] UCHIDA T, TROMP-van MEERVELD H J, McDONNELL J J. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of nonlinear hillslope response [J]. *J Hydrol*, 2005, **311**(1/4): 117 – 133.
- [10] TROMP-van MEERVELD H J, McDONNELL J J. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-stom analysis of the Panola Hillslope [J]. *Water Resour Res*, 2006, **42**(2): 1 – 11.
- [11] KIENZLER P M, NAEF F. Temporal variability of subsurface stormflow formation [J]. *Hydrol Earth Sys Sci*, 2008, **12**(1): 257 – 265.
- [12] 丁文峰, 张平仓, 王一峰. 紫色土坡面壤中流形成与坡面侵蚀产沙关系试验研究[J]. 长江科学院院报, 2008, **25**(3): 15 – 17.
DING Wenfeng, ZHANG Pingcang, WANG Yifeng. Experimental study on runoff and sediment yield characteristics on purple soil slope [J]. *J Yangtze River Sci Res Inst*, 2008, **25**(3): 15 – 17.
- [13] 高红贝, 邵明安. 干旱区降雨过程对土壤水分与温度变化影响研究[J]. 灌溉排水学报, 2011, **30**(1): 40 – 45.
GAO Hongbei, SHAO Mingan. Effect of rainfall on soil water and soil temperature in arid region [J]. *J Irrigation Dra*, 2011, **30**(1): 40 – 45.
- [14] 刘冰, 赵文智, 常学向, 等. 黑河流域荒漠区土壤水分对降水脉动响应[J]. 中国沙漠, 2011, **31**(3): 716 – 712.
LIU Bing, ZHAO Wenzhi, CHANG Xuexiang, *et al.* Response of soil moisture to rainfall pulse in desert region of the Heihe River Basin [J]. *J Des Res*, 2011, **31**(3): 716 – 712.
- [15] 刘宏伟, 余钟波, 崔广柏. 湿润地区土壤水分对降雨的响应模式研究[J]. 水利学报, 2009, **40**(7): 822 – 829.
LIU Hongwei, YU Zhongbo, CUI Guangbo. Pattern of soil moisture responses to precipitation in humid area [J]. *J Hydr Eng*, 2009, **40**(7): 822 – 829.
- [16] 吕刚, 吴祥云. 土壤入渗特性影响因素研究综述[J]. 农业工程学报, 2008, **24**(7): 494 – 499.
LÜ Gang, WU Xiangyun. Review on influential factors of soil infiltration characteristics [J]. *Trans Chin Soc Agric Eng*, 2008, **24**(7): 494 – 499.
- [17] PARCHAMI-ARAGHI F, MIRLATIFI S M, DASHTAKI S G, *et al.* Point estimation of soil water infiltration process using Artificial Neural Networks for some calcareous soils [J]. *J Hydrol*, 2013, **481**(1): 35 – 47.
- [18] 鲍彪, 毕华兴, 云雷, 等. 晋西黄土区刺槐林地土壤水分对降雨的响应[J]. 北京林业大学学报, 2012, **34**(2): 84 – 89.
BAO Biao, BI Huaxing, YUN Lei, *et al.* Response of soil moisture to precipitation in *Robinia pseudoscacia* forestland in loess region of western Shanxi Province, northern China [J]. *J Beijing For Univ*, 2012, **34**(2): 84 – 89.
- [19] BODMAN G B, COLMAN E A. Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils [J]. *Soil Sci Soc Am Proc*, 1943, **8**: 116 – 122.