

深层干化黄土自然降雨入渗特征试验研究

张敬晓¹, 吕望², 汪星³, 路梅¹, 韩超¹, 景明²

(1.河北水利电力学院, 河北 沧州 061000; 2.黄河水利科学研究院, 郑州 450003; 3.宁夏大学 农学院, 银川 750021)

摘 要:为探讨自然降雨在黄土区干化土壤中的入渗性能,研究干化黄土的降雨入渗机制,在陕北米脂试验站,建立野外 10 m 大型土柱模拟枣林地深层干化土壤,利用 CS650-CR1000 土壤水分自动监测系统对 2014—2019 年的土壤水分状况进行了连续定位监测。结果表明:(1) 日降雨量为 33.6、35.6 mm 的大雨(降雨强度分别为 3.73、2.97 mm/h,降雨历时 9.0、12.0 h)状况下,最大入渗深度为 140、100 cm,累积入渗量达 20.05、16.10 mm;日降雨量为 19.0、16.8 mm 的中雨(降雨强度分别为 2.24、1.53 mm/h,降雨历时 8.5、11.0 h)状况下,最大入渗深度为 90、60 cm,累积入渗量达 8.12、9.77 mm;日降雨量为 9.6、8.8 mm 的小雨(降雨强度分别为 1.48、0.76 mm/h,降雨历时 6.5、11.5 h)状况下,最大入渗深度为 30、20 cm,累积入渗量仅为 1.05、0.23 mm。(2) 降雨入渗的湿润锋运移深度(Z_i)随时间(T)呈幂函数 $Z_i = aT^b$ 增加。(3) 雨水的入渗历时包括降雨历时、自降雨停止至入渗结束两个时段。6 次降雨(33.6、35.6、19.0、16.8、9.6、8.8 mm)在降雨停止后时段内的入渗深度分别为 100、60、70、40、30、20 cm,入渗量依次为 9.86、10.78、2.09、8.42、1.05、0.23 mm。在总入渗历时内,6 次降雨入渗补给系数分别为 0.60、0.45、0.43、0.58、0.11、0.03。黄土区降雨入渗深度受降雨量、降雨强度、入渗历时影响较大,提高单次降雨的雨水量有助于提升雨水入渗补给系数,促进干化土壤得到有效水分修复。

关键词:降雨; 土壤含水率; 入渗深度; 湿润锋; 入渗量

中图分类号:S152.7; TV93

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2021)02-0141-08

Experimental Study on Characteristics of the Infiltration in the Deep Drying Loess Under Nature Rainfall

ZHANG Jingxiao¹, LÜ Wang², WANG Xing³, LU Mei¹, HAN Chao¹, JING Ming²

(1.Hebei University of Water Resources and Electric Engineering, Cangzhou, Hebei 061000, China; 2.Yellow River Institute of Hydraulic Research, Zhengzhou 450003, China; 3.School of Agriculture, Ningxia University, Yinchuan 750021, China)

Abstract: In order to explore the capacity of natural rainfall infiltration, and to study the mechanism of rainfall infiltration in the drying soil in the loess area, a field soil column up to 10 m was established to simulate the jujube forests drying soil in Mizhi experimental station which is located in the north of Shaanxi Province. By using the CS650-CR1000 automatic system, changes of soil moisture within different depths were observed continuously under natural conditions during the period 2014—2019. The results were as follows. (1) Under the conditions of heavy rain with daily rainfall of 33.6 mm and 35.6 mm (the rainfall intensities were 3.73 mm/h and 2.97 mm/h, as well, the duration was 9.0 h and 12.0 h, respectively), the maximum infiltration depths were 140 cm and 100 cm, and the cumulative infiltration amounts were up to 20.05 and 16.10 mm, respectively. Under the conditions of moderate rain with daily rainfall of 19.0 mm and 16.8 mm (the rainfall intensities were 2.24 mm/h and 1.53 mm/h, as well, the duration was 8.5 h and 11.0 h, respectively), the maximum infiltration depths were 90 cm and 60 cm, and the cumulative infiltration amounts were up to 8.12 mm and 9.77 mm, respectively. And under the conditions of light rain with daily rainfall of 9.6 mm and 8.8 mm (the rainfall intensities were 1.48 and 0.76 mm/h, as well, the duration was

收稿日期:2020-03-22

修回日期:2020-04-07

资助项目:国家重点研发计划项目(2017YFC0504703); 黄河水利科学研究院基本科研业务费专项资金资助项目(HKY-JBYW-2020-30, HKY-JBYW-2018-17)

第一作者:张敬晓(1987—),男,河北衡水人,硕士,讲师,主要从事水资源高效利用研究。E-mail:zhangjingxiao198704@126.com

通信作者:汪星(1984—),男,陕西杨凌人,博士,讲师,主要从事林地耗水研究。E-mail:WangXingSTR@163.com

6.5 h and 11.5 h, respectively), the maximum infiltration depths were 30 cm and 20 cm, and the cumulative infiltration amounts were up to 1.05 mm and 0.23 mm, respectively. (2) The depths of wetting front (Z_i) increases with time (T), which follows the power function $Z_i = aT^b$. (3) The duration of infiltration includes two stages, namely from the beginning of the rain to the end, and from the cessation of rainfall to the end of infiltration. The infiltration depths of the 6 typical rainfall events (33.6 mm, 35.6 mm, 19.0 mm, 16.8 mm, 9.6 mm, 8.8 mm) were 100 cm, 60 cm, 70 cm, 40 cm, 30 cm, 20 cm in the period from the cessation of rainfall to the end of infiltration, and the infiltration amounts were 9.86 mm, 10.78 mm, 2.09 mm, 8.42 mm, 1.05 mm, and 0.23 mm, respectively. During the duration of infiltration, the coefficients of the 6 rainfall infiltration were 0.60, 0.45, 0.43, 0.58, 0.11 and 0.03. The infiltration depths were greatly affected by precipitation, intensity, and duration of the rainfall in the loess hilly region. Increasing the precipitation of the rainfall was helpful to improve the recharge coefficient and could promote the effective water restoration of dry soil in this region. This study was of great importance to understand the natural restoration ability of the drying soil in the Loess Plateau under the conditions of bare land, and could provide a strong theoretical support for the sustainable utilization of the drying soil.

Keywords: rainfall; soil moisture; depth of infiltration; wetting front; amount of cumulative infiltration

黄土丘陵半干旱区位于我国西北地区,因土层深厚、降雨较少,土壤水分成为限制当地植被生长和生态发育的主要因子。长期以来黄土高原一直面临着水资源严重不足的问题^[1],大面积、高密度的人工林建设造成了严重的土壤水分亏缺损耗,形成了土壤干层^[2-4]。王志强等^[5]指出,土壤干层一旦形成,其土壤水分就会处于稳定的低水平,且具有持久性,林后放牧荒坡土壤水分要恢复到持续放牧荒坡至少需要150年^[2]。因此,干化土壤如果不能得到有效的水分补给与修复,将对当地植被生长发育和生态环境可持续发展产生巨大的破坏作用。

黄土丘陵区地下水埋藏较深,达60多米。地下水难以在毛管力的作用下通过深厚的黄土层对上部土壤形成有效补给。受地形条件限制,该地区无法形成有效灌溉,因此天然降雨成为当地土壤水分的唯一补给来源。如何充分、高效利用自然降雨,成为缓解甚至修复林地土壤干化问题的重中之重。赵娇娜等^[6]通过对黄土区室内土柱的模拟试验研究指出,降雨对土壤含水率的影响深度主要集中在160 cm深度以上,至240 cm土层降雨峰值信息几近消失。陈洪松等^[7]利用室内人工模拟降雨,研究了初始土壤含水率对干化的黄土坡面降雨入渗机制的影响。杜光波等^[8]通过对黄土斜坡的降雨监测指出,强度大于19 mm/d的降雨才会引起土壤含水率的骤增,且土壤含水率变化比降雨延迟48 h左右。苏敬媛^[9]通过对黄土高原典型区域干化土壤水分特性研究指出,丰水年内不同植被覆盖下的土壤水分在0—200 cm变化活跃,即降雨入渗深度主要集中在2 m范围内,随着

土层深度的加深,变化逐渐减弱。肖婧等^[10]通过研究黄土丘陵区撂荒草地入渗特征,结果表明坡度、降雨特征等因素都能显著影响土壤入渗,且土壤入渗特征参数可表示为降雨过程参数和坡度的综合幂函数方程。围绕黄土入渗机制与特征,众多学者进行了大量研究^[11-12],成果丰硕。但这些研究一方面大多是基于室内人工模拟降雨进行的,相比于天然降雨具有一定的局限性;另一方面研究对象大多是采取普通黄土,而针对干化黄土的降雨入渗研究相对较少;另外,以往试验土柱布设深度基本在3 m以内,鲜有10 m深的大型土柱。

本文基于典型黄土丘陵区布设了野外10 m大型干化土壤土柱,从入渗深度、湿润锋转移、入渗量等方面对自然降雨的入渗特征进行分析研究,以期明晰黄土丘陵区林地干化土壤的降雨入渗机制,明确干化黄土的入渗性能,为充分利用雨水资源、改善生态环境以及预测、评估干化黄土的修复深度与修复时限提供理论依据。

1 试验区概况

试验区位于陕西省米脂县银州镇(109.47E, 37.18N)远志山红枣栽培试验基地,属于典型的黄土丘陵沟壑区。该区域降雨量小,蒸发量大,且降水年内分配不均,年平均降雨量451.6 mm,最大年降雨量704.8 mm,最小年降雨量186.1 mm,属于中温带半干旱性气候。试验区土壤为黄绵土,剖面发育不明显,土质均一,渗透性能良好,土壤容重为1.2~1.35 g/cm³,0—60 cm土壤计划湿润层的田间持水量约为20%,土地较为贫瘠。

2 材料与方法

2.1 试验设计

试验采用野外大型土柱,在完全自然条件下进行。为了使柱体土壤与周围土壤隔绝,在试验区一水平阶地上首先开挖一个直径 80 cm、深 10 m 的测井,开挖过程中注意按照原状土情况分别堆放,以便于后期分层回填。测井开挖完成后,在井壁周围铺设一层厚约 1 mm 的塑料薄膜,避免入渗过程中水分向周围交流扩散。考虑到水分运移至 10 m 深度需要较长的时间,且无地下水影响,因此在测井底部未铺设塑料薄膜。然后按照原

状土土壤层次分层向测井中回填,并逐层压实,形成地下土柱。回填过程中一方面控制土壤容重尽量与原状土保持一致[约为(1.3±0.5) g/cm³],另一方面控制土壤含水率在 6%左右,以最大限度的模拟枣林地干化土壤的真实状况。土柱地表裸露,无植被覆盖。

依据中国气象局关于降雨类型的划分标准^[13],根据试验区气象系统监测数据,本研究选取 2014—2019 年期间黄土丘陵区典型的大、中、小雨各两场进行分析,降雨状况见表 1。每场降雨均为单场次独立降雨,降雨前、后一定时期内无降雨发生,以保证初始土壤干燥和不受其他降雨的影响。

表 1 2014—2019 年典型降雨状况

| 降雨 编号 | 降雨时间 | 降雨量/ mm | 降雨历时/ h | 降雨强度/ (mm·h ⁻¹) | 最大雨强(30 min 雨强)/ (mm·h ⁻¹) | 雨型 |
|----------|-----------------------------------|------------|------------|--------------------------------|---|----|
| 1 | 2014-09-16 05:00—2014-09-16 14:00 | 33.6 | 9.0 | 3.73 | 5.6 | 大雨 |
| 2 | 2015-06-30 08:00—2015-06-30 20:00 | 35.6 | 12.0 | 2.97 | 9.4 | 大雨 |
| 3 | 2016-07-13 19:30—2016-07-14 04:00 | 19.0 | 8.5 | 2.24 | 7.2 | 中雨 |
| 4 | 2017-06-05 00:30—2017-06-05 11:30 | 16.8 | 11.0 | 1.53 | 4.0 | 中雨 |
| 5 | 2018-10-11 07:00—2018-10-11 13:30 | 9.6 | 6.5 | 1.48 | 3.6 | 小雨 |
| 6 | 2019-10-05 23:00—2019-10-06 10:30 | 8.8 | 11.5 | 0.76 | 2.0 | 小雨 |

2.2 观测方法

土壤含水率:在土柱内埋设 CS650 型智能土壤水分传感器。由于降雨后上部土层比下部土层含水率变化大,故土壤水分探头按照上密下疏的原则布置。从地面以下 0.1 m 开始,1 m 监测步长为 0.1 m,1~3 m 监测步长为 0.2 m,3~6 m 监测步长为 0.5 m,6~10 m 监测步长为 1 m,共计埋设 30 个水分探头,见图 1。土柱外布设 CR1000 数据采集器,与柱体内的 30 个水分探头相连,每隔 30 min 自动记录一次数据。土壤水分探头于 2014 年 6 月布置完成,2014 年 8 月开始正常监测并采取数据。

土壤水分探头埋设时,在相应的埋深位置取土样(每个埋深位置取 3 个重复土样),并用烘干法对 CS650-CR1000 土壤水分监测系统进行数据校正,见图 2。这在一定程度上可以确保试验期内土壤水分数据采集可靠、正常。

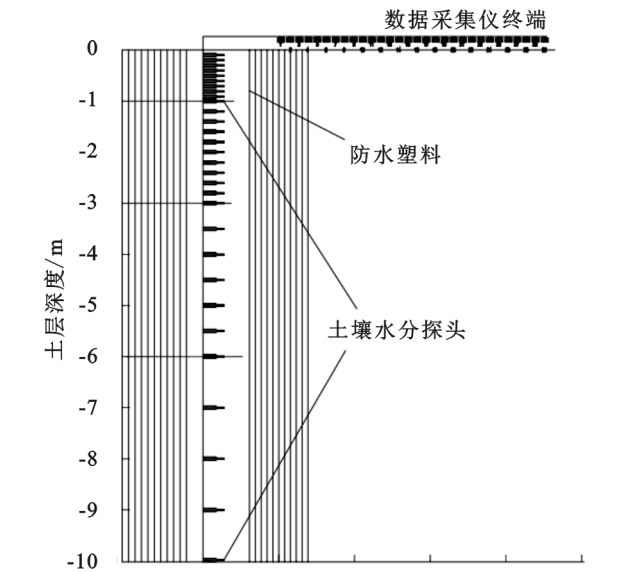


图 1 土壤水分探头布置

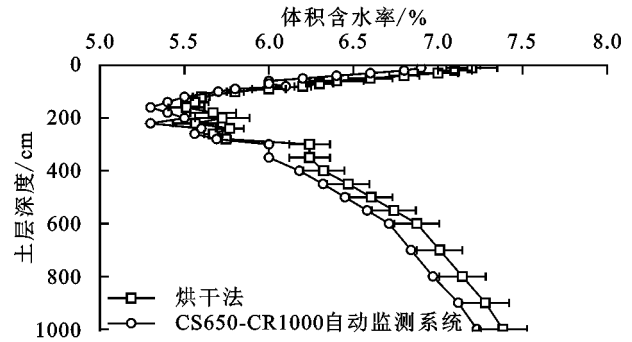


图 2 SC650-CR1000 自动监测系统与烘干法土壤水分比较

气象因素:在试验区土柱东侧 50 m 处架设 BLJW—4 小型综合气象观测站,以观测试验地的环境温度、空气湿度、降雨量、风速等气象指标,所有数据均由采集器收集,每隔 30 min 采集一次。

入渗量:天然降雨情况下,入渗与蒸发同时进行,交互影响,无法直接通过量测来计量渗入土柱内的水量。但水分入渗以后不断的转化为土壤水,因此可以通过降雨后土柱内土壤储水量变化状况来间接反映降雨入渗量。即:

$$I(t)=\int_0^L[\theta(z,t)-\theta(z,0)]dz \tag{1}$$

式中: $I(t)$ 为入渗量; $\theta(z,t)$ 为降雨开始后 t 时刻土壤含

水率; $\theta(z, 0)$ 为降雨开始时土壤含水率; L 为土层厚度。

2.3 数据处理

试验所有数据均采用 SPSS 18 进行数据统计分析,利用 Origin 9.0 进行绘图。

3 结果与分析

3.1 降雨入渗深度

白盛元等^[13]研究指出,土壤水分的入渗深度主要取决于立地条件(如土壤质地、土壤结构等)、降雨

强度及降雨量等。如果立地条件一定,自然降雨的入渗深度主要取决于降雨量与降雨强度。雨水在土壤中的入渗过程发生在降雨历时内、自降雨结束至入渗过程结束两个时段内,通过降雨发生后不同深度土层的水分变化状况,可以确定此次降雨的入渗深度。图 3 依次体现了 6 次典型降雨在两个时段内的入渗深度变化。由于所选降雨均为单次降雨,几次雨水的入渗深度均不超过 2 m,故图 3 仅对 2 m 以内土壤水分变化情况进行分析。

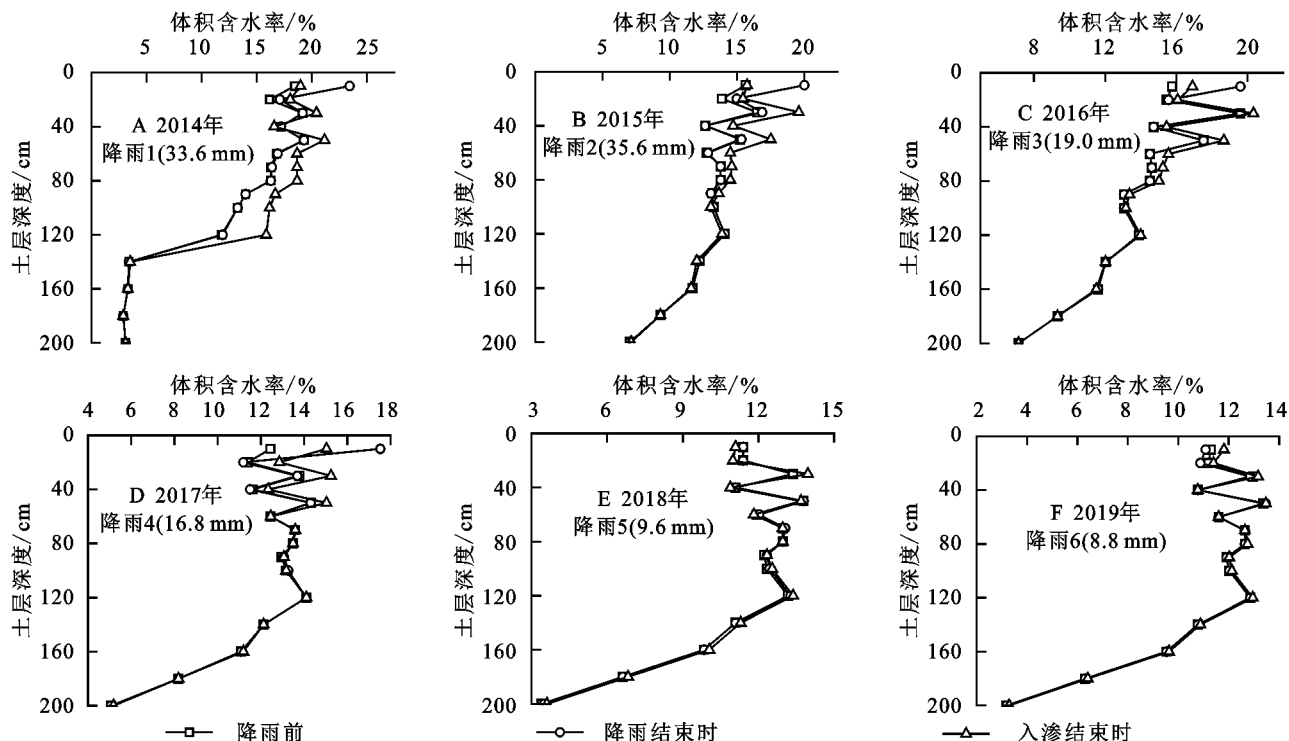


图 3 典型降雨下土柱土壤含水率变化

由图 3 可以看出,土层越浅,土壤含水率波动越大,对降雨的反应越敏感。由于黄土丘陵区夏、秋季温度较高,蒸发作用强烈。在强烈的蒸发作用影响下,表层土壤极其干燥,降雨发生后,表层土壤快速得到水分补给,土壤含水率急剧增大,且与下层干燥土壤形成较大的水势梯度,进而驱动水分向下层土壤运移。至降雨结束时,水分来源中断,但是水分在重力与毛管力作用下仍将继续向下运移,直至入渗结束,水分运移深度达到最大。如图 3A 所示,2014 年 9 月 16 日降雨量达 33.6 mm,降雨历时 9 h,在降雨历时内,上层土壤由于持续得到水分补给,表层 40 cm 范围内平均土壤含水率由 17.76% 增加至 19.24%,40 cm 以下土壤水分无变化,即降雨历时内入渗深度为 40 cm。降雨结束后,表层土壤由于缺少水分来源,在蒸发作用下土壤水分再次被消耗,含水率较降雨结束时有所降低,而下层土壤则由于水分在重力和毛管力作用下的垂向运移,含水率有一定范围增加。至入

渗结束时,土壤水分运移深度达到最大,约为 140 cm。其他降雨入渗过程与此类似,见图 3B—F。图 3 显示,降雨 1—4(33.6,35.6,19.0,16.8 mm)在降雨历时内的入渗深度依次为 30,40,20,20 cm,降雨 5,6(9.6,8.8 mm)由于雨量太小,在降雨历时内的入渗深度小于土壤水分探针布置的最小步长,该时段内未能作出有效观测。自降雨结束至入渗结束,6 次降雨(33.6,35.6,19.0,16.8,9.6,8.8 mm)的水分运移深度大约分别为 110,60,70,40,30,20 cm,即 6 次典型降雨的最大入渗深度分别为 140,100,90,60,30,20 cm。

由于试验布置精度有限,1 m 内水分探头间隔为 10 cm,无法对每场降雨进行更精细的入渗深度监测。总体上最大入渗深度与降雨量表现出一致性,即降雨量越大,该降雨的最大入渗深度越大,反之亦反。但降雨 1,2 却表现相反,降雨 1 降雨量(33.6 mm)小于降雨 2(35.6 mm),而最大入渗深度却表现为降雨 1(140 cm)大于降雨 2(100 cm)。分析认为,产生这

种现象的原因除了降雨量能够在较大程度上决定单次降雨最大入渗深度以外,降雨历时(即降雨强度)还将造成一定影响。即在雨量基本一致的情况下,降雨强度越大,水分入渗的最大深度也越大。

3.2 湿润锋运移特征

湿润锋是指水分在下渗过程中,土壤湿润部分的前缘^[14]。湿润锋运移状况可以直观反映出土壤水分的运动规律^[7]。当湿润锋运移到达某一深度时,该深度土层的土壤含水率开始增加,随深度增加,湿润锋变化的时间逐渐滞后,其原因一方面是湿润锋运移至

该深度需要一定的时间,另一方面本试验每间隔 30 min 测定一次土壤水分对于湿润锋的判断也有一定的滞后性。由于选取 2018 年、2019 年中的降雨 5、6 小雨的入渗深度较小,试验布设精度有限,在湿润锋运移过程的监测中数据较少,不具有代表性,因此图 4 只给出了 2014—2017 年几场典型大、中雨发生后水分入渗过程中湿润锋运移随时间的推进过程。进一步分析发现,降雨入渗过程中的湿润锋深度(Z_i)与时间(T)的关系均可用幂函数表示: $Z_i = aT^b$,可以看出决定系数 R^2 均大于 0.9,具有很强的相关性。

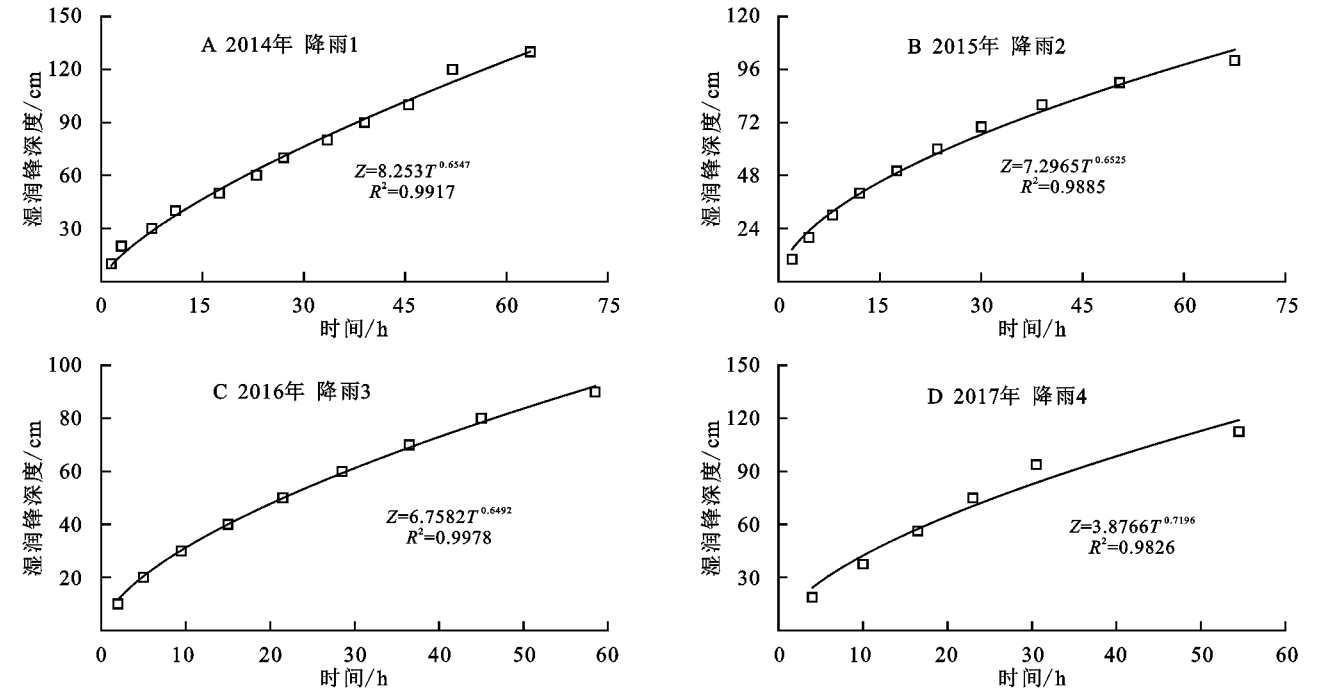


图 4 大、中雨入渗湿润锋随时间变化

从图 4 可以看出,不同雨型下的水分在入渗过程中湿润锋深度均表现出先快速增加,一段时间之后曲线增速减缓,最终趋于水平,即湿润锋运移速率随入渗时间均表现为由快变慢,最终趋向于零。以 2015 年发生的降雨 2 为例,在入渗开始的 17.5 h 内,湿润锋深度随入渗时间快速增加,平均运移速率达到了 32.4 mm/h,几乎呈一条直线。但是随着入渗过程的推进,湿润锋增速逐渐趋缓,最终为 0。这是由于入渗初期,土柱表层土壤比较干燥,土壤基质吸力较大,故土柱的入渗能力较大,降雨后水分能快速入渗到土壤中,湿润锋运移速率较快。随着时间的推移,上层土壤由于持续得到水分补给,含水率不断增加,甚至接近饱和,各土层间的水势差逐渐减小,土柱的入渗能力下降,湿润锋运移速率由此不断减小,当湿润锋运移速率为零时,水分入渗过程终止。

3.3 降雨入渗量

入渗量是降雨发生后,水分在入渗历时(包括降雨

历时及自降雨停止至入渗结束两个时段)内入渗储存在土壤中的水量^[15]。本研究通过分析 2014—2019 年的 6 次典型降雨入渗量来评价干化黄土的入渗性能。

由于土柱内水分探针不连续,计算过程中取相邻两个水分探头的平均值作为当前土层土壤含水量。通过计算,分别得出了典型降雨在降雨历时、降雨停止后的入渗量及本次降雨的累积入渗量结果(表 2),并将水分入渗量随时间的推进过程表示在图 5 中。

| 表 2 典型降雨下的入渗量 | | | mm |
|---------------|---------------|---------------|-----------|
| 降雨 编号 | 降雨历时内的 入渗量 | 降雨停止后的 入渗量 | 累积 入渗量 |
| 1 | 10.19 | 9.86 | 20.05 |
| 2 | 5.32 | 10.78 | 16.10 |
| 3 | 6.03 | 2.09 | 8.12 |
| 4 | 1.35 | 8.42 | 9.77 |
| 5 | — | 1.05 | 1.05 |
| 6 | — | 0.23 | 0.23 |

注:“—”代表未发现,下表同。

结合表 2,图 5 分析发现,雨量为 33.6,35.6 mm 的两场大雨分别持续了 9.0,12.0 h,降雨历时内入渗量为 10.19,5.32 mm,降雨结束后雨水在重力作用下继续通过土壤孔隙下渗,分别持续了 56,58 h,入渗量为 9.86,10.78 mm,两场大雨在两个时段内的累积入渗量分别为 20.05,16.10 mm。雨量为 19.0,16.8 mm 的两场中雨持续历时分别为 8.5,11.0 h,在降雨历时内的入渗量分别为 6.03,1.35 mm,降雨结束后水分继续下渗持续了 46.5,44 h,入渗量为 2.09,8.42 mm,两场中雨在两个时段内的累积入渗量分别为 8.12,9.77 mm。而雨量为 9.6,8.8 mm 的两场小雨由于雨量太小,试验布设精度有限(最小为 10 cm),在降雨历时内未检测到结果,两场小雨均在第 40 h 入渗量达到最大,即累积入渗量为 1.05,0.23 mm。整体上,降雨量与入渗量、入渗历时三者表现出一致性(图 6),降雨量越大,入渗量也越大,所用历时也越长。但降雨量相差不大时,水分入渗情况却有所不同,这也再次印证了以上结果中降雨强度对入渗的影响作用。经过 SPSS 对其进行相关分析,累积入渗量(y)与降雨量(x_1)、入渗历时(x_2)都符合线性关系,拟合方程分别为: $y=0.6551x_1-4.2517(R^2=0.92)$, $y=0.6084x_2-23.736(R^2=0.91)$,均具有较好的相关性。

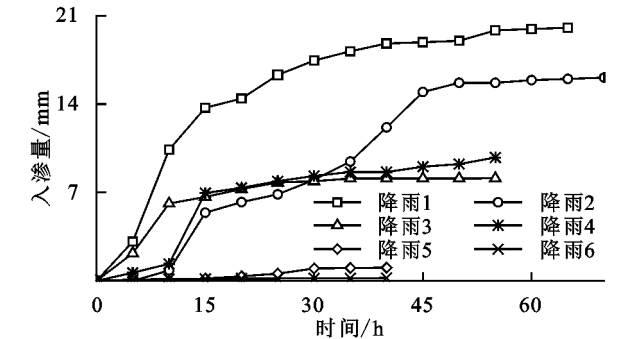


图 5 典型降雨下入渗量随时间变化状况

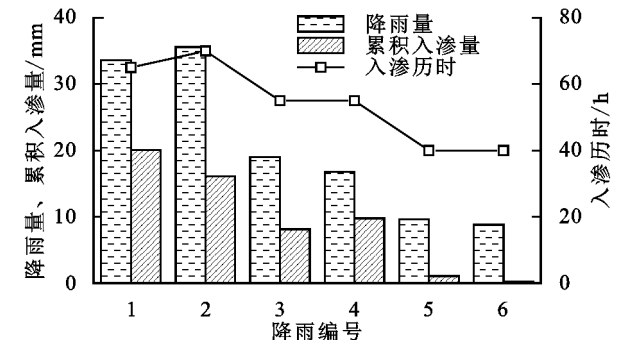


图 6 降雨量、入渗历时与累积入渗量状况

此外,降雨入渗补给系数是衡量降水对土壤水与地下水补给状况的重要指标,研究入渗补给系数对于估算区域水资源尤其是地下水资源状况具有重要的理论指导意义。降雨入渗补给系数一般可以分为次降雨补给系数、规定时段的降雨入渗补给系数^[16],本

研究选取的 6 场单场次独立降雨均属于次降雨状况,通过计算 6 次降雨在降雨历时、自降雨停止至水分入渗结束、总入渗历时 3 个时段内的入渗补给系数,由降雨对土壤水分的补给情况来反映干化黄土对不同降雨的储蓄能力,属于规定时段的降雨入渗补给系数。因此,本研究中确定各时段入渗补给系数的方法为该时段内的入渗量与对应场次降雨量的比值。表 3 给出了 6 次典型降雨的入渗补给系数,降雨 1—4 在降雨历时内的入渗补给系数分别为 0.31,0.15,0.32,0.08;降雨 5,6 同样受试验精度所限未检测到结果。在降雨停止后,降雨 1—6 的入渗补给系数分别为 0.29,0.30,0.11,0.50,0.11,0.03。在整个入渗历时内,降雨 1—6 的入渗补给系数分别为 0.60,0.45,0.43,0.58,0.11,0.03。整体上,在总入渗历时内,大、中雨的入渗补给系数维持在较高水平,在 0.4~0.6 范围内变动,而小雨处于较低水平,在 0~0.11 范围内变化。这也说明降雨量过小时入渗转化为土壤中的水分在入渗停止后很容易在蒸发作用下排泄散失,可能为无效降雨。

表 3 典型降雨下的入渗补给系数

| 降雨编号 | 降雨历时内的入渗补给系数 | 降雨停止后的入渗补给系数 | 降雨入渗补给系数 |
|------|--------------|--------------|----------|
| 1 | 0.31 | 0.29 | 0.60 |
| 2 | 0.15 | 0.30 | 0.45 |
| 3 | 0.32 | 0.11 | 0.43 |
| 4 | 0.08 | 0.50 | 0.58 |
| 5 | — | 0.11 | 0.11 |
| 6 | — | 0.03 | 0.03 |

4 讨论

白一茹^[17]、汪星等^[18]通过对黄土丘陵区枣林地干化土壤水分特性研究指出,12 a 枣林可以形成约 600 cm 深度的土壤干层,干层土壤体积含水量约为 6%。因此本研究通过在野外布设 10 m 大型土柱观测试验,从土壤水分、土壤容重、气象条件等方面尽可能真实地还原了黄土丘陵区林地干化土壤的天然状态,研究结果较以往的室内土柱试验更加真实,更具应用价值。尽管如此,土柱模拟干化土壤与当地真实的枣林地干化土壤仍不可能完全相同,其差异性主要表现在:一方面自然条件下真实的林地干化土壤大多被植被覆盖,随着时间的推移,除了降雨入渗、蒸发以外,还有植物的蒸腾损耗;另一方面,土柱模拟干化土壤在土壤质地、土壤容重等方面与真实深层干化土壤难免存在误差,因此这也是本试验的不足之处。与此

同时,在完全自然条件下,温度、风速、辐射等诸多因素复杂多变,难以控制,各种因素交互对降雨入渗产生影响,我们无法将其他因素完全控制而单独研究其中某一种因素对入渗产生的影响,因此研究结果在精度方面存在一定误差。另外,受条件所限,本试验中土壤水分探针的最小监测深度为 10 cm,即入渗深度的监测精度为 10 cm,对于入渗深度小于 10 cm 的降雨观测无法做出更加精确的研究分析,且随着时间的延长,水分将持续向土壤中补给渗透,入渗深度将越来越大,后期的精度也越来越小,分别为 20,50,100 cm。在后续试验进程中,这也是需要改进的地方。

自然条件下,单次降雨的影响深度一般不超过 3 m,故本文在对 2014—2019 年的 6 场典型单次降雨入渗深度分析时主要集中在 3 m 范围以内。实际上,间歇性降雨以及多次降雨累积均对水分向深层土壤入渗有促进作用。也就是说在当年降雨对下年甚至后续年份的入渗促进作用下,水分将持续向深层土壤运移,所以以往研究所设置的 3 m 土柱深度不能满足要求。我们通过设置 10 m 土柱并持续观测土壤水分变化,能够在一定程度上反映干化黄土自然降雨情况下的逐年恢复深度,这也是本研究的创新之处。白盛元等^[13]研究指出,黄土丘陵半干旱区水分循环主要在 0.8 m 以内的蒸发带,该层土壤水分易被蒸发,而 0.8 m 以下土壤水分无蒸发损耗,水分以下渗为主,但速度缓慢。郭忠升^[19]、李萍^[20]等研究也指出随着时间的推移,水分将持续补充下渗到深层土壤中。为了印证这一结果,我们逐年分析了 2014—2019 年末 10 m 土柱剖面土壤含水率的年际变化。如图 7 所示,至 2018 年末干化土壤的水分恢复深度已超 900 cm,干化土壤水分修复速度约为 225 cm/a,2014—2018 年深层土壤含水率逐年增加,这与以上学者研究结果一致,但与 Tu 等^[21]提出的雨水入渗深度不超过 3 m 研究结果不同。按以上土壤水分恢复速度计算,至 2019 年底水分入渗将超越 1 000 cm。图 7 显示 2019 年末土柱剖面土壤含水率较 2018 年末有所降低,但高于土壤干层含水率,分析可能是由于在 2019 年内土壤水分已经入渗达到 1 000 cm,但由于土柱底部未用塑料薄膜与外界土壤隔离开来,所以土柱内的水分在重力作用下仍继续向 1 000 cm 以下渗透,导致土柱剖面的水分较上一年有所减少。

关于无效降雨,农业气象学以降雨量低于 2~6 mm 为标准做出了定量规定。本文通过对降雨入渗补给系数的计算、分析,在一定程度上说明了降雨入渗系数也可以作为无效降雨的判别标准。降雨入渗

系数越大,水分对于土壤的补给量与补给深度越大;降雨入渗系数越小,水分对于土壤的补给量与补给深度越小。当降雨入渗补给系数很小甚至趋近于 0 时,可视为无效降雨。

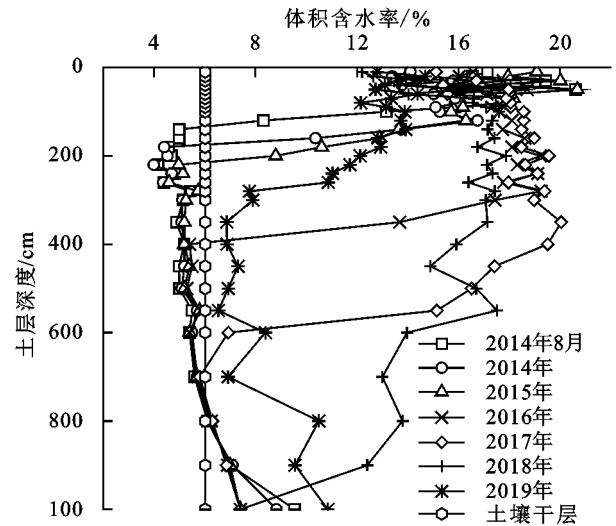


图 7 2014—2019 年末土柱剖面土壤含水率年际变化

5 结论

(1) 日降雨量为 33.6,35.6 mm 的大雨(降雨强度分别为 3.73,2.97 mm/h,降雨历时 9.0,12.0 h)状况下,最大入渗深度为 140,100 cm,累积入渗量达 20.05,16.10 mm;日降雨量为 19.0,16.8 mm 的中雨(降雨强度分别为 2.24,1.53 mm/h,降雨历时 8.5,11.0 h)状况下,最大入渗深度为 90,60 cm,累积入渗量达 8.12,9.77 mm;日降雨量为 9.6,8.8 mm 的小雨(降雨强度分别为 1.48,0.76 mm/h,降雨历时 6.5,11.5 h)状况下,最大入渗深度为 30,20 cm,累积入渗量仅为 1.05,0.23 mm。

(2) 降雨入渗的湿润锋运移深度(Z_i)随时间(T)呈幂函数 $Z_i = aT^b$ 增加。

(3) 雨水的入渗历时包括降雨历时、自降雨停止至入渗结束两个时段。6 次降雨(33.6,35.6,19.0,16.8,9.6,8.8 mm)在降雨停止后时段内的入渗深度分别为 100,60,70,40,30,20 cm,入渗量依次为 9.86,10.78,2.09,8.42,1.05,0.23 mm。在总入渗历时内,6 次降雨入渗补给系数分别为 0.60,0.45,0.43,0.58,0.11,0.03。

因此,黄土丘陵半干旱地区自然降雨入渗深度与降雨量、降雨强度、入渗历时等因素密切相关,各种自然因素交互影响雨水入渗。提高单次降雨的雨量、增加降雨强度、延长入渗历时等措施均有助于提升雨水入渗补给系数,促进当地干化土壤得到有效水分修复。

参考文献:

[1] 邵明安,贾小旭,王云强,等.黄土高原土壤干层研究进

- 展与展望[J].地球科学进展,2016,31(1):14-22.
- [2] 田璐,张敬晓,高建恩,等.深层干化土壤水分恢复试验研究[J].农业机械学报,2019,50(4):255-262.
- [3] 孙剑,李军,王美艳,等.黄土高原半干旱偏旱区苜蓿—粮食轮作土壤水分恢复效应[J].农业工程学报,2009,25(6):33-39.
- [4] 孙长忠,黄宝龙,陈海滨,等.黄土高原人工植被与其水分环境相互作用关系研究[J].北京林业大学学报,1998,20(3):10-17.
- [5] 王志强,刘宝元,王旭艳,等.黄土丘陵半干旱区人工林迹地土壤水分恢复研究[J].农业工程学报,2007,23(11):77-83.
- [6] 赵娇娜,徐学选,李星,等.长武塬区降雨入渗特征[J].中国水土保持科学,2012,10(4):37-44.
- [7] 陈洪松,邵明安,王克林.土壤初始含水率对坡面降雨入渗及土壤水分再分布的影响[J].农业工程学报,2006,22(1):44-47.
- [8] 杜光波,倪万魁.降雨条件下黄土斜坡的入渗特征分析[J].安全与环境学报,2017,17(4):1387-1391.
- [9] 苏敬媛.黄土高原典型流域土壤水分时空变异及其养分特征对不同植被类型的响应[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2019.
- [10] 肖婧,王兵.黄土丘陵区不同坡度撂荒地入渗特征影响因素试验研究[J].水土保持学报,2019,33(6):136-142.
- [11] 黄俊,金平伟,李敏,等.径流小区尺度土壤入渗率影响因素与估算模型研究[J].农业机械学报,2016,47(8):171-178.
- [12] 吴发启,赵西宁,余雕.坡耕地土壤水分入渗影响因素分析[J].水土保持通报,2003,23(1):16-18.
- [13] 白盛元,汪有科,马建鹏,等.黄土高原半干旱区降雨入渗试验研究[J].干旱地区农业研究,2016,34(2):218-223.
- [14] 雷志栋.土壤水动力学[M].北京:清华大学出版社,1988.
- [15] 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.
- [16] 高正夏.新疆玛河流域平原区次降雨入渗补给系数变化规律研究[J].资源环境与工程,2014,28(4):582-586.
- [17] 白一茹.黄土丘陵区枣林土壤性质时空特征研究[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2012.
- [18] 汪星,周玉红,汪有科,等.黄土高原半干旱区山地密植枣林土壤水分特性研究[J].水利学报,2015,46(3):263-270.
- [19] 郭忠升,邵明安.半干旱区人工林地土壤入渗过程分析[J].土壤学报,2009,46(5):953-958.
- [20] 李萍,李同录,王阿丹,等.黄土中水分迁移规律现场试验研究[J].岩土力学,2013,34(5):1331-1339.
- [21] Tu X B, Kwong A K L, Dai F C, et al. Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides[J]. Engineering Geology, 2009,105(1/2):134-150.

(上接第140页)

- [15] 王瑞杰,吴林荣,闫峰.基于人粮关系的鄂尔多斯砒砂岩区土地资源承载力变化特征[J].水土保持通报,2019,39(6):142-148.
- [16] 王瑞杰,闫峰,张学良.2000—2015年鄂尔多斯高原生态承载力时空变化特征[J].水土保持通报,2020,40(1):91-98.
- [17] 王瑞杰,闫峰.2000—2018年西北砒砂岩区植被覆盖度与地形效应[J].应用生态学报,2020,31(4):1194-1202.
- [18] 丁一汇.中国气候[M].北京:科学出版社,2013.
- [19] 陈灵芝.中国植物区系与植被地理[M].北京:科学出版社,2019.
- [20] 赵其国,史学正.土壤资源概论[J].北京:科学出版社,2007.
- [21] 闫峰,吴波,王艳姣.2000—2011年毛乌素沙地植被生长状况时空变化特征[J].地理科学,2013,33(5):602-608.
- [22] 闫峰,卢琦,吴波,等.1981—2015年新疆生产建设兵团植被生长变化特征[J].干旱区地理,2018,41(3):553-563.
- [23] Huete A, Didan K, Miura T, et al. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices[J]. Remote sensing of environment, 2002,83(1/2):195-213.
- [24] Qi J, Chehbouni A, Huete A, et al. A modified soil adjusted vegetation index[J]. Remote Sensing of Environment, 1994,48(2):119-126.
- [25] 赵英时.遥感应用分析原理与方法[M].北京:科学出版社,2013.
- [26] Yan F, Wu B, Wang Y. Estimating aboveground biomass in Mu Us Sandy Land using Landsat spectral derived vegetation indices over the past 30 years[J]. Journal of Arid Land, 2013,5(4):521-530.