

石羊河尾闾黏土质夹层结构土壤对降雨入渗的响应

柴成武, 徐先英, 王方琳, 唐卫东, 王多泽

(甘肃省治沙研究所 荒漠化与风沙灾害防治国家重点实验室培育基地, 兰州 730070)

摘 要:为探究该种土壤结构如何影响降雨在土壤中再分配及其影响效果,采用自然降雨背景下的人工试验方法开展了黏土质夹层对降雨入渗影响效果的试验研究。结果表明:(1)降雨后经过相同时间水分再分布后的土壤末期含水率主要受控于降雨初期含水率、降雨入渗所能达到的最高含水率及其黏土夹层厚度;(2)黏土质夹层表层沙土土壤含水率在降雨条件下经过长期水分再分布后表现出黏土层厚度越小,表层含水率越低的特征;黏土层及黏土层下部的沙土层初始含水率越高,在降水初期水分增加量、增加速度以及水分流失量、流失速度与初始含水率具有一定的正相关关系。因此,黏土质夹层结构土壤阻滞水分入渗到植物难以利用到的深层,将水分固持于黏土层及黏土层上下部,在表层覆沙 20 cm 情景下,10,20,30 cm 厚度的黏土质夹层以 10 cm 处理总体水分保持效果最好。

关键词:土壤结构;黏土质夹层;降雨入渗;石羊河尾闾

中图分类号:S152

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2021)02-0163-05

Response of Clay Interlayer Structure Soil to Rainfall Infiltration in the Lower Reaches of Shiyang River

CHAI Chengwu, XU Xianying, WANG Fanglin, TANG Weidong, WANG Duoze

(State Key Laboratory Breeding Base of Desertification and Aeolian Sand Disaster
Combating, Gansu Desert Control Research Institute, Lanzhou 730070, China)

Abstract: An experimental study on the influence of clay interlayer on rainfall infiltration was carried out by artificial test method under the background of natural rainfall to find out the effect of soil structure on rainfall redistribution in the soil. The results show that: (1) after the same time of rainfall and redistribution of water, the water content of soil at the end of rainfall is mainly controlled by the water content at the beginning of rainfall and the highest water content that rainfall infiltration can reach, followed by the thickness of clay interlayer; (2) after long-term water redistribution under rainfall conditions, the soil moisture content of sandy soil on the surface layer of clay interlayer shows the characteristics that the smaller the thickness of clay layer is, the lower the surface water content is; the higher the initial moisture content of sand layer under the clay layer and the clay layer is, the more the water content increases, the increasing speed, the water loss, the loss speed. The soil with clay interlayer structure blocks the infiltration of water into the deep layer where the water is hard to be used by plants, and the water is held in the clay layer and the upper and lower part of the clay layer. It has the best effect as a whole for water retention in the 10 cm thick clay layer when the surface layer is covered with sand for 20 cm thick over 10 cm, 20 cm and 30 cm thick clay layers.

Keywords: soil structure; clay interlayer; rainfall infiltration; lower reaches of Shiyang River

土壤水是植物水分利用的主要来源,也是联系地表水与地下水的纽带,土壤水的形成、转化及消耗过程中形成的可以为植物所利用的有效水量对植物生长有重要意义^[1]。大部分研究认为干旱荒漠区植物生长对地下水有很强的依赖性^[2-3],但是,对于地下水

位很深的干旱沙区如石羊河尾闾民勤盆地来说,地下水位大多已在 20 m 以下,荒漠植物已很难依赖于地下水生长^[4],但该区依然存在生长较好的植被,在沙区防风固沙方面起着重要作用,它们如何适应干旱环境?综观对沙生植被土壤水分动态的研究,还不能为

收稿日期:2020-03-26

修回日期:2020-05-18

资助项目:国家自然科学基金(41761051);甘肃省林业科技项目(2017kj024);中央财政林业科技推广示范项目([2017]ZYTG14)

第一作者:柴成武(1980—),男,甘肃会宁人,副研究员,主要从事荒漠化防治与荒漠生态研究。E-mail:chaichw@163.com

通信作者:王方琳(1985—),女,甘肃天水人,副研究员,主要从事植物生态生理研究。E-mail:wangfanglin2008@163.com

解释植被在沙丘地长期生存的机理提供充分依据^[5-6],沙区广泛分布垂直层次“沙土+黏土+沙土”结构的土壤如何影响降水在土壤中再分配?对夹层这种土壤结构的研究始见于 20 世纪 60 年代^[7],多见于农田壤土砂质夹层研究^[8]、实验室壤土与沙土组成层状土壤的水力性质的研究^[9-12]。对自然条件下黏土夹层的研究仅见于低地下水位区对地下水上升的影响^[7]及易盐渍区水盐运动^[13-15];对流沙区、固定半固定沙丘或沙地存在的黏土层问题深入研究仅见于孙程鹏等^[16]对绿洲边缘夹粘沙丘持水特性的研究,该研究认为土壤孔隙度、土壤机械组成是影响夹粘沙丘土壤持水性的主要因素,并指出夹粘层土壤持水性远高于上下沙层;其他对流沙区、固定半固定沙丘或沙地存在的黏土层问题仅见于现象描述,如荒漠区耕作土壤中的瘀底层现象^[17-18]、丘间地与灌丛沙包底部相接处层存在 20 cm 厚度的高含水层^[19]、绿洲边缘部分沙丘土壤剖面中分布有黏土层^[20]、白刺沙包在 120 cm 深度出现黏土层构成的弱透水层等^[21]。因此,对黏土质夹层土壤结构,目前仅见于实验室的试验及易盐渍区水盐运动、地下水上升等方面的影响研究,并且对黏土夹层具有贮存深层土壤水分和阻滞蒸发作用形成共识,但还不能深入描述其在复杂影响的自然界中存在价值、影响方式与程度等方面的过程与效果。

对降水量极低的干旱沙区深根性林木梭梭(*Haloxyylon ammodendron*)退化、衰败已引起广大学者的重视^[22],本文自然降雨条件下近地表层不同厚度黏土质夹层对水分再分布影响研究,对利用该种结构土壤进行浅根性抗旱植物植被恢复具有现实指导意义,将丰富干旱沙区雨养型植被抗逆土壤环境因子作用机制研究。

1 研究区概况

研究区石羊河尾间腾格里沙漠边缘民勤盆地,分布大量黏土滩地,流沙治理区沙丘高度多在 2~5 m。该区气候属温带干旱荒漠气候,多年均温 7.8℃,年日照时间长,昼夜温差大,平均年降水量约 113.2 mm,而蒸发量高达 2 644 mm,降水主要在 7—9 月,干燥度大于 5.5,年平均风速 2.55 m/s。土壤类型以风沙土、灰棕漠土、草甸土、草甸沼泽土为主,耕作土壤为灰棕漠土、草甸土等土类经过长期灌溉淋溶、耕作施肥等人为作用下形成的特殊土类——绿洲灌漠土。

2 试验设计与方法

为获得尽量相同的立地条件及有对比性的黏土层厚度,选取自然分布黏土滩地黏土质土壤及试验地流动

沙丘风沙土进行人工试验布置:选取流动性弱的流动沙丘,在沙丘中部挖坑,深度 0.7 m,长宽分别为 9,1 m,以 1 m×1 m 为单元将土坑用棚膜塑料分割,坑内填埋黏土及挖出的风沙土,形成从地表向下为“20 cm 沙土+30 cm 黏土+沙”、“20 cm 沙土+20 cm 黏土+沙”、“20 cm 沙土+10 cm 黏土+沙”不同黏土厚度 3 个处理的黏土质夹层土壤结构,填埋土壤时,在黏土层上部、下部 10 cm 处及黏土层中部布置水分探头,各处理 3 个重复共 9 个试验小区。黏土来自于丘间低地,试验用黏土及砂土粒度见表 1。各试验小区边界做好塑料阻隔,以防止水分相互渗透。试验布置 90 d 后开始观测非降雨条件下土壤水分再分布,观测时间 150 d,期间遇到降雨时用塑料盖住试验小区;试验布置 240 d 后等待合适的降雨,观测降雨条件下土壤水分再分布。具体试验区编号如图 1 所示。

表 1 试验土样粒度 %

| 土样名称 | 土类名称 | 0.01~2 μm (黏粒) | 2~20 μm (粉粒) | 20~200 μm (细砂粒) | 200~2000 μm (粗砂粒) |
|------|--------|-------------------|-----------------|--------------------|----------------------|
| 砂土 | 壤质砂土 | 0.000 | 0.547 | 55.379 | 44.074 |
| 黏土 | 粉砂质黏壤土 | 17.161 | 77.889 | 4.950 | 0.000 |

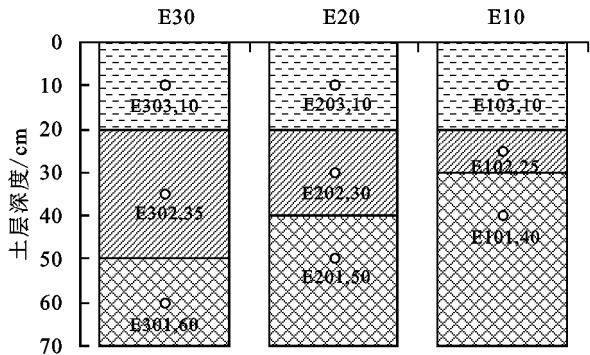


图 1 试验区编号及水分探头位置示意图

土壤水分探头为美国 Decagon 公司研制的 ECH₂O 电容式土壤水分传感器[测量精度±(1%~3%)],监测频率设置为 10 min 读数 1 次;在使用之前按照校准说明书方法及文献方法^[23]以试验用土壤对所用到的所有传感器及其数据采集器校准,获得监测值与烘干法测定的土壤水分拟合关系线性方程;记录校准中传感器编号与数据采集器编号、对应的通道,在后期监测中固定使用该数据采集器、通道及传感器;将监测值代入拟合方程获得监测体积含水率,其测量精度可达到 1.1%~2.4%。试验中铺捉到的最大降雨为一次 33.6 mm 降雨,降雨后以各土壤层水分数值剧烈上升开始时间对应的土壤含水率作为初期含水率,以各土层水分数值剧烈上升结束时间对应的土壤含水率作为最高含水率,并以期间所经历的时间作为水分增加时间,某个时间点对应的土壤含水

率作为对应时间的末期含水率获取相关数据,试验数据用 Excel 及 SPSS 进行处理及分析。土壤储水量计算公式为:

$$h=W\times H\times 10\tag{1}$$

式中: h 为土层厚度为 H (cm) 时的土壤储水量 (mm); W 为土壤体积含水率 (%)。

3 结果与分析

3.1 土壤水分再分布影响因子

在经过一次 33.6 mm 降水后,对降雨前的土壤初期含水率、降水后所能达到的最高含水率、达到最高含水率水分增加时间、100 d 后的末期土壤含水率、反映土层厚度的土壤水分监测深度进行相关性检验发现(表 2):土壤末期含水率与初期含水率、最高含水率极显著正相关,与土壤监测深度显著负相关;土壤初期含水率与土壤监测深度显著负相关;土壤水分增加时间与初、末期含水率具有负相关关系,但显著性不高;最高含水率与土壤监测深度具有不显著的负相关关系。因此,在本试验条件下,降雨后经过相同时间水分再分布后的土壤末期含水率主要受降雨初期含水率、降雨入渗所能达到的最高含水率影响,其次为黏土层厚度。

表 2 土壤水分再分布影响因子相关系数

| 项目 | 初期 含水率 | 最高 含水率 | 水分 增加时间 | 末期 含水率 | 土壤 监测深度 |
|--------|-----------|-----------|------------|-----------|------------|
| 初期含水率 | 1 | | | | |
| 最高含水率 | 0.974** | 1 | | | |
| 水分增加时间 | -0.744 | -0.708 | 1 | | |
| 末期含水率 | 0.978** | 0.957** | -0.745 | 1 | |
| 土壤监测深度 | -0.864* | -0.801 | 0.500 | -0.919** | 1 |

注:** 相关性极显著(双尾);* 相关性显著(双尾)。

3.2 非降雨条件下土壤水分再分布

试验布置达土壤水分自然平衡后观测 150 d 以了解非降雨条件下土壤水分再分布(表 3),150 d 后 70 cm 深度内初末期土壤总储水量 30 cm 处理、20 cm 处理分别降低 780,280 mm,10 cm 处理增加 500 mm,具有 10 cm 处理>20 cm 处理>30 cm 处理的关系;黏土层下部初末期土壤含水率变化亦具有 E101>E201>E301 的关系;黏土层上部初末期土壤含水率变化为 E201>E301>E101;黏土层初末期土壤含水率变化为 E101>E201=E301。因此,在无降雨输入条件下 10 cm 厚度黏土层处理最有利于保持土壤水分,30 cm 厚度黏土层处理土壤水分保持效果最差。土壤总储水量的变化与土壤含水率变化及土层厚度有关,在本试验条件下,土壤含水率影响因子只有布置于次层的黏土厚度不同,其他环境因

子相同,由土壤含水率变化可知,黏土层上部、黏土层及其黏土层下部含水率变化范围分别在 0~0.8%, -0.2%~-2.8%,0.2%~1.3%,黏土层及其黏土层下部土壤含水率变化是引起总储水量变化的主要原因,其原因可能是在蒸发及土壤水吸力共同作用下黏土层土壤水分向地表及下部运动差异所致。

表 3 非降雨条件下土壤水分再分布

| 土壤层次 名称 | 初始 含水率/% | 150 d 后 含水率/% | 150 d 后 含水率变化/% | 150 d 后总储水 量变化/mm |
|------------------|-------------|------------------|--------------------|----------------------|
| 30 cm 黏土下部(E301) | 2.3 | 2.5 | 0.2 | |
| 30 cm 黏土层(E302) | 13.1 | 10.3 | -2.8 | -780 |
| 30 cm 黏土上部(E303) | 2.2 | 2.3 | 0.1 | |
| 20 cm 黏土下部(E201) | 2.0 | 2.4 | 0.4 | |
| 20 cm 黏土层(E202) | 13.1 | 10.3 | -2.8 | -280 |
| 20 cm 黏土上部(E203) | 2.1 | 2.9 | 0.8 | |
| 10 cm 黏土下部(E101) | 2.3 | 3.6 | 1.3 | |
| 10 cm 黏土层(E102) | 13.1 | 12.9 | -0.2 | 500 |
| 10 cm 黏土上部(E103) | 1.8 | 1.8 | 0.0 | |

3.3 自然降水条件下土壤水分再分布

经过一次 33.6 mm 降水后(表 4),由土壤总储水量变化可以看出,37 d 后土壤总储水量具有 30 cm 处理>20 cm 处理>10 cm 处理的关系,100 d 后土壤总储水量具有 10 cm 处理>20 cm 处理>30 cm 处理的关系,说明本试验条件下黏土层越厚越有利于降雨后土壤水分吸收,但土壤水分长期保持效果却随黏土层增厚而降低;由土壤含水率增加时间可以看出,E101>E201>E301,E102>E302>E202,说明黏土层下部及黏土层含水率增加时间表现为黏土层厚度越小所用时间越长,水分增加时间越长越有利于将水分保持在土壤中,以 10 cm 处理水分增加时间最长,其次为 20 cm 处理。黏土层及其下部沙土土壤含水率变化是引起总储水量变化的主要影响因子,黏土层含水率较高时黏土层越厚对表层沙土土壤含水率影响越大,但随时间延长,黏土层含水率不断降低情况下其影响越来越小。降雨 100 d 后的土壤水分变化情况与非降雨条件下土壤水分再分布特征基本相似,在一定时间内有水分输入情况下,湿润锋经过表层沙土向黏土层不断推进(图 2),当湿润锋到达黏土层时入渗减慢(图 3),当穿过黏土层 10 cm 后,黏土层 10 cm 处理中湿润锋已经推进到黏土层下方的沙土中(图 4),而黏土层 20 cm 处理和 30 cm 处理中湿润锋依然在黏土中移动,同样的情况出现在 20 cm 处理和 30 cm 处理之间,因此,黏土层 30 cm 处理储存于地表与黏土层的水分高于 20 cm 黏土层处理,黏土层 30 cm 处理最小,水分距离地表越近,在后期蒸发作用下更易于散逸,不利于水分储存。

表 4 地表土层 60 cm 内土壤水分变化

| 土壤 层次 | 初期 含水率/% | 最高 含水率/% | 水分增加 时间/h | 37 d 后含水 率变化/% | 100 d 后 含水率/% | 37 d 后总储水量 变化/mm | 100 d 后总储水量 变化/mm |
|------------------|-------------|-------------|--------------|-------------------|------------------|---------------------|----------------------|
| 30 cm 黏土下部(E301) | 2.5 | 5.9 | 480.0 | 2.8 | 1.5 | | |
| 30 cm 黏土层(E302) | 10.3 | 27.6 | 20.0 | 16.3 | 8.3 | 6070 | -1060 |
| 30 cm 黏土上部(E303) | 2.3 | 21.0 | 0.5 | 3.1 | 1 | | |
| 20 cm 黏土下部(E201) | 2.4 | 3.5 | 696.0 | 0.9 | 2.4 | | |
| 20 cm 黏土层(E202) | 10.3 | 23.5 | 12.0 | 11.6 | 10.1 | 3170 | -380 |
| 20 cm 黏土上部(E203) | 2.9 | 25.5 | 0.5 | 2.9 | 1.2 | | |
| 10 cm 黏土下部(E101) | 3.6 | 5.1 | 888.0 | 1.3 | 3.2 | | |
| 10 cm 黏土层(E102) | 12.9 | 42.2 | 192.0 | 19.2 | 13.2 | 2900 | -290 |
| 10 cm 黏土上部(E103) | 1.8 | 19.8 | 0.5 | 2.3 | 1 | | |

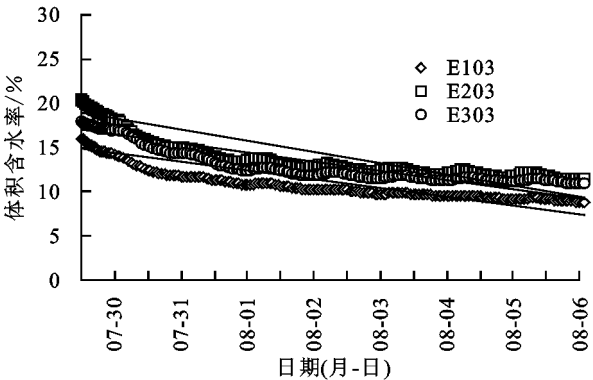


图 2 表层土壤含水率变化

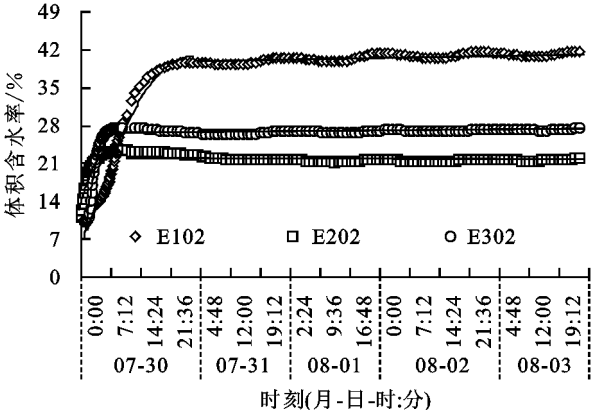


图 3 黏土层土壤含水率变化过程

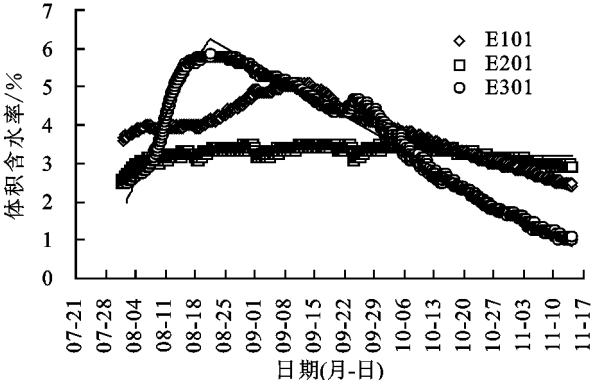


图 4 黏土层下部沙土含水率变化过程

3.4 自然降雨后土壤含水率变化过程

3.4.1 表层沙土含水率变化过程 以各处理表层水

分剧烈上升开始时间作为水分变化起点,以变化最大值作为水分上升变化终点计算含水率上升区间的含水率变化速度。结果表明(图 5),降水后 0.5 h 内,表层沙土迅速达到最大土壤含水率,之后表层沙土单位时间体积含水率变化量与时间之间表现为对数线性关系(表 5),变化趋势线以 E203 最陡,E103 最平缓。除初始含水率不一致外其他的环境变量基本一致,表现出降水后表层沙土土壤水分变化方向及速度与土壤初始含水率相一致的现象。各处理表层沙土含水率降低速率在 1 h 之内变化剧烈,在 1~2 h 基本以 1.02%/h 的变化速率平稳降低,在 2~2.5 h 基本以 0.51%/h 的变化速率波动性降低,2.5 h 之后已难以从变化速率方面区别 3 个处理的水分变化差别。如图 2 所示,对各处理表层土壤水分变化进行拟合,体积含水率与时间之间表现为直线线性关系,其中以 10 cm 黏土层处理斜率最小。

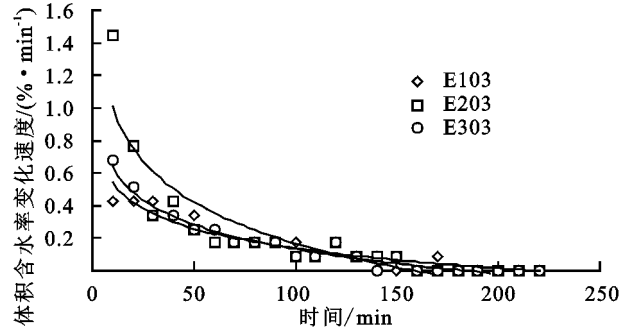


图 5 表层沙土含水率变化速率

3.4.2 黏土层及其下部沙土含水率变化过程 将黏土层及其下部沙土水分变化过程分为水分增加阶段与水分降低两个阶段,以时间与土壤含水率进行线性拟合,获得了较好的拟合效果(表 5),当湿润锋进入黏土层及黏土下部的沙土层时,黏土层及其下部的沙土在水分增加阶段以二次方程变化,在水分下降阶段土壤含水率变化平缓,以一次线性方程变化。如图 3 所示,黏土层经过水分增加获得较高水分后一直保持

稳定的高水分状态,表现为 $E102>E302>E202$ 的关系;在黏土层下部(图 4),30 cm 黏土层处理在水分增加阶段虽然获得较高的水分但后期却以 0.063 2 的斜率直线式下降;10 cm 处理在水分增加阶段获得的

水分不高,后期也以 0.040 8 的斜率直线下降;20 cm 处理从水分增加到降低,其过程都较平缓。因此,黏土层及其下部沙土的储水效果可能主要取决于黏土层所能吸收的最高含水量。

表 5 土壤水分变化过程拟合曲线

| 土壤层次 | 水分增加过程 | | 土壤层次 | 水分降低过程 | |
|------|-------------------------------|--------|------|---------------------|--------|
| | 拟合方程 | R^2 | | 拟合方程 | R^2 |
| E101 | $y=-0.0003x^2+24.764x-509708$ | 0.7247 | E101 | $y=-0.0408x+1683$ | 0.9832 |
| E201 | $y=0.001x^2-82.392x+2E+06$ | 0.9557 | E201 | $y=-0.015x+622.28$ | 0.9557 |
| E301 | $y=-0.0026x^2+214.78x-4E+06$ | 0.9443 | E301 | $y=-0.0632x+2606.5$ | 0.9815 |
| E102 | $y=-29.556x^2+2E+06x-5E+10$ | 0.9613 | E102 | $y=-0.3826x+15777$ | 0.8231 |
| E202 | $y=-102.9x^2+8E+06x-2E+11$ | 0.9553 | E202 | $y=-0.1094x+4524.1$ | 0.8796 |
| E302 | $y=-287.23x^2+2E+07x-5E+11$ | 0.9749 | E302 | $y=-0.2513x+10366$ | 0.8900 |
| E103 | $y=-0.176\ln x+0.9466$ | 0.9025 | E103 | $y=-1.0004x+41152$ | 0.8260 |
| E203 | $y=-0.364\ln x+1.8444$ | 0.8198 | E203 | $y=-1.264x+51995$ | 0.8079 |
| E303 | $y=-0.218\ln x+1.1377$ | 0.9616 | E303 | $y=-1.0426x+42891$ | 0.8359 |

4 讨论

本试验通过黏土层厚度、末期含水率、初期含水率、最高含水率、水分增加时间、总储水量等反映土壤储水情况的诸多指标研究,认为黏土质夹层结构土壤阻滞水分入渗到更深层土壤,同时阻滞蒸发,具有较好的储水效果,这与孙程鹏等^[16]通过土壤孔隙度、土壤机械组成等方面研究得出的结论相同,但一些指标反映出与黏土层厚度变化不相一致的情况,不太符合惯性认识,如黏土层含水量持续增长时间与黏土层厚度的关系,20 cm 黏土层厚度为 12 h,30 cm 黏土层厚度为 20 h,但 10 cm 黏土层厚度含水量持续增长时间为 8 d,与厚度 20 cm 和 30 cm 相差较大且与黏土层厚度变化方向相反。水分持续增长时间决定于最高含水量及后续补充水分来源。首先,在可吸收水量一定情况下向黏土层输入水分,黏土层越厚吸水体积越大,则需要更多的水分,导致其最高含水率降低;其次,黏土层越薄进入黏土层下部沙土的水分越多,越有利于水分储存于黏土层下部的沙土中,黏土对水分束缚力较强,导致在水分缺乏时可以将黏土层下部沙土的水分吸附到黏土层,保证了黏土层水分亏缺时的水分来源。因此,10 cm 黏土层厚度含水量持续增长时间长于 20 cm 及 30 cm 黏土层厚度的黏土夹层是可以被理解的。至于黏土层含水量持续增长时间与黏土层厚度关系中的最佳反转点在哪里,还需要进一步研究。本试验只能确定黏土质夹层对水分入渗的影响方式及其本试验 3 种不同厚度黏土层处理下的影响结果,但不能确定黏土层厚度为多少时可以达到水分蒸发损耗最小的最佳水分储存效果,还需要细

化黏土层厚度设置,同时精细控制水分来源及明确水分流失方向,以及试验黏土层布置于不同深度上的变化等,该方面的细化研究还有待继续深入,可为干旱沙区植被重建提供理论基础。

5 结论

(1) 降雨后经过相同时间水分再分布后的土壤末期含水率主要受控于降雨初期含水率、降雨入渗所能达到的最高含水率,其次为黏土夹层厚度。末期含水率与初期含水率、最高含水率极显著正相关,与黏土夹层厚度显著负相关;水分增加时间与初、末期含水率具有负相关关系,但显著性不高。

(2) 黏土质夹层表层沙土土壤含水率在降雨条件下经过长期水分再分布后表现出黏土层厚度越小,表层含水率越低的特征;黏土层及黏土层下部的沙土层初始含水率越高,在降水初期水分增加量、增加速度以及水分流失量、流失速度与初始含水率具有一定的正相关变化关系。

(3) 黏土质夹层结构土壤阻滞水分入渗到植物难以利用到的深层,将水分固持于黏土层及黏土层上下部供适合于该层根系分布的植物利用,降低了土壤水分蒸发损耗,在表层覆沙 20 cm 情景下,10,20,30 cm 厚度的黏土质夹层以 10 cm 处理总体水分保持效果最好。

参考文献:

[1] 雷志栋,胡和平,杨诗秀.土壤水研究进展与评述[J].水科学进展,1999,10(3):311-318.
[2] 娜木金.不同生境蒙古扁桃(*Prunus mongolica* Maxim.)水分生理特性的比较研究[D].呼和浩特:内蒙古师范大学,2013.

端少、中部多的分布格局,而冬季降水量呈由北向南递减的变化趋势。不同尺度降水量受经度和海拔变化的影响较大,受纬度变化影响较小。

参考文献:

[1] 董思言,高学杰.长期气候变化:IPCC 第五次评估报告解读[J].气候变化研究进展,2014,10(1):56-59.

[2] 罗亚丽.极端天气和气候事件的变化[J].气候变化研究进展,2012,8(2):90-98.

[3] 龙浠玉,张新主,章新平,等.洞庭湖流域雨季极端降水事件的环流演变特征分析[J].水土保持研究,2020,27(2):158-164,177.

[4] 孙秀博,李清泉,魏敏.1960—2009 年中国年降水量的年际及年代际变化特征[J].气象,2012,38(12):1464-1472.

[5] 王润,张奇谋,李娜,等.1961—2049 年汉江流域降水量变化

研究[J].长江流域资源与环境,2019,28(11):2743-2752.

[6] 张宏利,陈豫,任广鑫,等.近 50 年来渭河流域降水变化特征分析[J].干旱地区农业研究,2008,26(4):236-241.

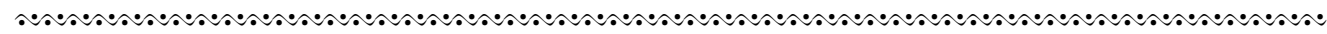
[7] 王利娜,朱厚华,鲁帆,等.海河流域近 50 年降水量时空变化特征分析[J].干旱地区农业研究,2012,30(2):242-246.

[8] 王秀娜,丁永建,王建,等.1960—2017 年河西地区降水时空变化特征[J].冰川冻土,2020,42(2).DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2018.1151.

[9] 王永文,刘惠英.赣江上游章水流域 1955—2015 年降雨量时空变化[J].水土保持研究,2019,26(4):105-110.

[10] Hamed K H. Trend detection in hydrologic data: The Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis [J].Journal of Hydrology, 2008,349(3/4).350-363.

[11] 易华,舒红,张涛,等.Morlet 小波在确定局部周期中的应用[J].应用数学,2010,23(2):395-400.



(上接第 167 页)

[3] Chen Y N, Li B F, Li Z, et al. Water resource formation and conversion and water security in arid region of Northwest China[J]. Journal of Geographical Sciences, 2016,26(7):939-952.

[4] 马兴旺,李保国,吴春荣,等.民勤绿洲现状土地利用模式下地下水位时空变化的预测[J].水科学进展,2003,14(1):85-90.

[5] 冯起,程国栋.我国沙地水分分布状况及其意义[J].土壤学报,1999,36(5):225-236.

[6] 李卫,冯伟,杨文斌,等.流动沙丘水分深层入渗量与降雨的关系[J].水科学进展,2015,26(6):779-786.

[7] 袁剑舫,周月华.黏土夹层对地下水上升运行的影响[J].土壤学报,1980,17(1):94-99.

[8] 李雪垠,李朝霞,王天巍,等.紫色土中砾石夹层对土壤水分入渗的影响[J].水科学进展,2016,27(5):662-669.

[9] 卢修元,魏新平,邱玥,等.砂土中黏土夹层对入渗过程影响的试验分析[J].灌溉排水学报,2009,28(6):39-41.

[10] Betti G, Grant C D, Murray R S, et al. Size of subsoil clods affects soil-water availability in sand-clay mixtures[J]. Soil Research, 2016,54(3):276-290.

[11] 陈丽娟,冯起,王昱,等.微咸水灌溉条件下含黏土夹层土壤的水盐运移规律[J].农业工程学报,2012,28(8):44-51.

[12] 涂安国.层状土壤水分入渗与溶质运移研究进展[J].江西农业大学学报,2017,39(4):818-825.

[13] 余世鹏,杨劲松,刘广明.易盐渍区黏土夹层对土壤水盐运动的影响特征[J].水科学进展,2011,22(4):495-501.

[14] 赵宇龙,李明思,陈绍民,等.滴灌条件下层状土壤滞盐作用的试验研究[J].灌溉排水学报,2015,34(6):29-34.

[15] 彭振阳,伍靖伟,黄介生.应用连续混合器模型模拟非饱和土壤盐分淋洗过程[J].水科学进展,2015,26(4):550-559.

[16] 孙程鹏,赵文智,杨淇越.绿洲边缘夹粘沙丘持水特性[J].生态学报,2018,38(11):3879-3888.

[17] 柴成武,徐先英,唐卫东,等.石羊河流域荒漠区主要固沙植物根系研究[J].西北林学院学报,2009,24(4):21-26.

[18] Huang M, Barbour S L, Elshorbagy A, et al. Infiltration and drainage processes in multi-layered coarse soils[J]. Can. J. Soil Sci, 2011,91(2):169-183.

[19] 贾宝全,慈龙骏,蔡体久,等.绿洲—荒漠交错带土壤水分变化特征初步研究[J].植物生态学报,2002,26(2):203-208.

[20] Zhou H, Zhao W Z, Yang Q Y. Root biomass distribution of planted *haloxylon ammodendron* in a duplex soil in an oasis: desert boundary area [J]. Ecological Research, 2016,31(5):673-681.

[21] 王兵,崔向慧,白秀兰,等.荒漠化地区土壤水分时空格局及其动态规律研究[J].林业科学研究,2002,15(2):143-149.

[22] 郑颖,赵文智,张格非.基于 V-Hegyí 竞争指数的绿洲边缘人工固沙植被梭梭(*Haloxylon ammodendron*)的种群竞争[J].中国沙漠,2017,37(6):1127-1134.

[23] 徐燕,易卫东,卓国文.基于信号波形幅度检测放大技术的电容式土壤水分传感器研究[J].传感技术学报,2013,26(6):779-784.