不同坡位条件对毛乌素沙地长柄扁桃林地土壤水分的影响

赵 鑫[1], 翟 胜[1], 李建豹[2], 孙树臣[1]

(1.聊城大学 环境与规划学院, 山东 聊城 252059; 2.南京财经大学 公共管理学院, 江苏 南京 210023)

摘 要:[目的] 揭示半干旱区固定沙丘不同坡位条件下土壤水分空间变化规律,为固定沙丘土壤水分合理利用提供决策依据。[方法] 在毛乌素沙漠东南缘陕西省神木市生态协会毛乌素治沙造林基地,以固定沙丘 12 a 龄人工长柄扁桃林地为研究对象,建立土壤水分定位观测小区,使用 CNC503DR 型中子仪对 2018 年 7—10 月 0—300 cm 土层土壤水分进行测定,并分析不同坡位条件下长柄扁桃林地生长季土壤水分时空变化特征。[结果] ①坡顶与坡上 0—300 cm 土壤剖面含水量随土层深度的增加呈先增加后减小,之后趋于稳定的变化趋势,而坡中(上、下)与坡底表现为类似 S 形的变化规律,土壤含水量表现为:坡底>坡中(上)>坡上≥坡顶>坡中(下); ②坡底土壤含水量表现出强变异性,其他 4 种坡位条件下为中等变异; ③不同坡位条件下蒸散发表现为:坡底>坡顶>坡中(下)>坡上>坡中(上),坡上属强变异,而坡底则表现出中等变异且变异系数最小。[结论] 不同坡位条件对固定沙丘土壤水分及蒸散耗水具有重要影响,坡底土壤含水量及蒸散发量均最大,且具有较强的不稳定性。

关键词:坡位条件; 土壤水分; 空间变异; 毛乌素沙地

文献标识码:A **文章编号**:1000-288X(2020)04-0045-08 **中图分类号**:S152.7, S157.2

文献参数:赵鑫, 翟胜, 李建豹, 等.不同坡位条件对毛乌素沙地长柄扁桃林地土壤水分的影响[J].水土保持通报,2020,40(4):45-52. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2020.04.007; Zhao Xin, Zhai Sheng, Li Jianbao, et al. Effects of different slope conditions on soil moisture of *Amygdalus pedunculate* woodland in Mu Us sandy land [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2020,40(4):45-52.

Effects of Different Slope Conditions on Soil Moisture of *Amygdalus Pedunculate* Woodland in Mu Us Sandy Land

Zhao Xin[1], Zhai Sheng[1], Li Jianbao[2], Sun Shuchen[1]

(1. *School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng, Shandong* 252059, *Shandong, China*; 2. *School of Public Administration, Nanjing University of Finance & Economics, Nanjing, Jiangsu* 210023, *China*)

Abstract: [Objective] The spatial variation of soil moisture under different slope conditions in fixed sand dunes in semi-arid area was studied in order to provide decision-making basis for the optimal management of soil moisture in fixed sand dunes. [Methods] In the Mu Us sand land controlled and afforestation base of Shenmu ecological association of Shanxi Province in the southeastern edge of Mu Us sand land, the 12-year-old artificial *Amygdalus pedunculate* woodland in fixed dunes was taken as the research object. Soil moisture observation plots were established and CNC503DR neutron meter was used to measure soil moisture in 0—300 cm soil layer from July to October in 2018. The spatial and temporal variation characteristics of soil moisture during the growing season of *Amygdalus pedunculate* were analyzed under different slope conditions. [Results] ① Soil moisture content of the 0—300 cm soil profile at the top and upper slope increased firstly and then decreased with the increase of soil depths, and then tended to be stable. However, the soil moisture variation of the middle (upper and lower) of the slope and the bottom of the slope showed a S-shape pattern. Soil water content and storage showed as: slope bottom> middle slope (upper)> the upper slope≥ slope top > middle slope (lower). ② The soil moisture content at the lower slope showed strong variability, while the

收稿日期:2020-03-28 **修回日期**:2020-04-27

资助项目:国家自然科学基金项目"沙漠长柄扁桃林地水量平衡的试验研究"(41701243),"基于 15N 示踪的包膜尿素对棉田土壤氨挥发的影响研究"(41807092); 聊城大学博士科研启动资助项目(318051748); 聊城大学大学生科技文化创新项目(cxcy2019y061)

第一作者:赵鑫(1995—),男(汉族),山东省广饶县人,硕士研究生,研究方向为资源利用与生态安全。Email:734219751@qq.com。

通讯作者:孙树臣(1984—),男(汉族),山东省汶上县人,博士,讲师,主要从事土壤水分与植物相互作用关系研究。Email:sunshuchen123@126.com。

other four slope conditions showed moderate variation. ③ Thevariation of evapotranspiration (ET) was as follows: bottom of slope > top of slope > middle of slope (lower) > upper of slope > middle of slope (upper). The variation of ET on slope bottom was medium and the coefficient of variation was the smallest. [Conclusion] Different slope conditions had important effects on fixed dune soil moisture and ET. Soil moisture content and ET at the bottom of slope was the highest and showed a strong instability.

Keywords: slope conditions; soil moisture; spatial variation; Mu Us sandy land

水资源是中国干旱、半干旱地区植被恢复及生态环境改善的重要限制因子,土壤水分影响地表能量通量、物质迁移及植物生长状况和演替[1-2]。目前,中国荒漠化和沙化土地仍占国土面积的 27.20%和 17.93%,且治理难度大[3]。加之降水稀少,蒸发量大,水资源匮乏[4],进一步加剧了沙化土地的治理难度。

毛乌素沙地地处半干旱区,沙丘广布,风沙活动剧烈,生态环境脆弱,成为中国荒漠化最严重的地区之一[5-6]。自 20 世纪 80 年代以来,国家在西北地区先后实施了"三北"防护林体系建设、退耕还林还草、防沙治沙等多项生态环境治理工程,植被恢复区生态环境得到有效改善[7]。研究[8-10]发现,植被恢复后,区域内土壤结构改善,沙丘固定性增加,土壤水分不同程度提高。然而在人工生态林建设过程中由于缺乏对水分在土壤—植物—大气连续体中的理解和认识,水资源匮乏导致人工林建设产生的生态效益日渐衰弱,加之沙漠治理的特殊性,经济很难得到可持续发展。目前相关研究大多集中在植被区土壤结构改善[11]及不同沙丘类型土壤水分动态变化[12]。关于毛乌素沙地固定沙丘不同坡位条件下人工长柄扁桃林土壤水分时空变化特征及蒸散耗水规律研究报道较少。土壤水分是半干旱地区植被生存与生长的关键水源,也是缓冲气候变化,缓解生态环境压力等的重要参数。鉴于此,在毛乌素沙地东南缘陕西省神木市生态协会治沙造林基地内选择 12 a 龄人工长柄扁桃林地建立土壤水分定位观测小区,于 2018 年 7—10 月连续监测长柄扁桃生长季土壤水分,分析不同坡位条件下土壤水分的时空动态变化特征及蒸散耗水规律,以期为该区植被恢复及生态环境建设提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于毛乌素沙地东南缘陕西省神木市生态协会毛乌素治沙造林基地(38°53′N,109°22′E,海拔 1 250～1 280 m)。该区属温带大陆性干旱与半干旱地区过渡带,年降水变化率较大,一般情况多雨年为少雨年的 2～3 倍,降水多分布在 7—9 月,占全年降水的 60%～70%。盛行西北风,年均风速为 2.9～3.5 m/s。年均温度为 6～9 ℃,年平均蒸发量为 2 100～2 600 mm,≥10 ℃积温为 2 500～3 645 ℃,年日照数 2 800～3 100 h,无霜期 130～160 d。土壤机械组成以砂粒为主,0—10 cm 平均土壤容重为 1.64 g/cm^3。土质疏松,在大风及强降水作用下导致低植被覆盖区及陡坡区易产生水土流失现象。该区域以灌木为主,主要灌木种有长柄扁桃(*Amygdalus pedunculata*)、紫穗槐(*Amorpha frutiocosa*)、沙柳(*Salix psammophila*)、油蒿(*Artemisia ordosica*)等,其中长柄扁桃覆盖率高达 33%。在固定沙丘迎风坡的坡中(上)表层有少量的生物结皮覆盖,坡底冠层下生长少量的草本植物。小区水源来自天然降水补给,无人工灌溉,其长柄扁桃密度为 0.25 株/m^2。坡顶与坡底相差 10 m,迎风坡坡度平均 3.3°。

1.2 研究方法

在毛乌素治沙造林基地内以 12 a 龄长柄扁桃林为研究对象,选择典型固定沙丘的迎风坡(坡上、坡中(上)、坡中(下)、坡底、坡顶)建立土壤水分定位观测小区(见图 1),小区规格 4 m×12 m,并在每个小区内均匀布设 3 根 3 m 长中子管,用于监测 0—300 cm 范围内土壤水分。在 2018 年 7—10 月期间,每月中旬利用北京超能科技有限公司 CNC503 DR 型中子仪测定土壤水分,并依据校正曲线计算土壤体积含水量[13]。0—100 cm 范围内每隔 10 cm 测定 1 次,100—300 cm 范围内每隔 20 cm 测定 1 次。气象数据由小型全自动气象站自动监测,包括大气降水、温度、湿度、风速等。研究期内(7—10 月)总降水量为 496.8 mm,占全年降水量的 83.3%(全年 596.3 mm)。

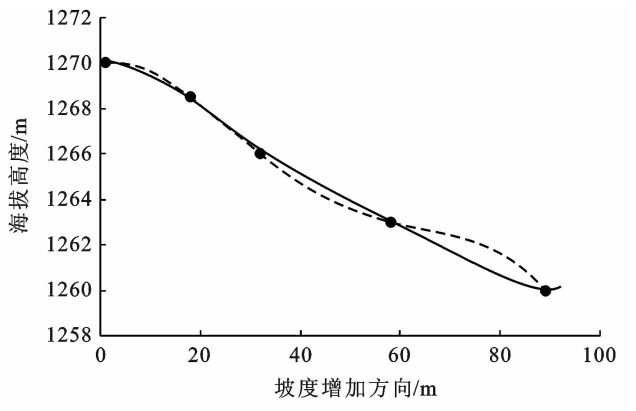


图 1 造林基地坡面土壤水分定位观测小区示意图

1.3　数据处理

土壤储水量(soil water storage, SWS)计算公式为:

$$SWS=10\sum_{i=1}^{N_y}\theta\cdot\Delta Z \quad (1)$$

式中:N_y 为测定点土壤剖面测定层数;ΔZ 为土壤剖面水分测定间隔深度;θ 为土壤体积含水量(soil volumetric moisture content, SWC);10 为由 cm 转化为 mm 的系数。本研究中,0—100 cm 土层深度 ΔZ =10 cm,100—300 cm 土层深度 ΔZ=20 cm。土壤水分蒸散发依据水量平衡原理进行计算,本研究中灌水量 I=0;土壤凝结水量(C_w)仅为 0.031 mm[14],可忽略;因此水量平衡公式可简化为:

$$P+U=ET+D+R+\Delta W \quad (2)$$

式中:P 为降水量;U 为地下水上升补给量;ET 为蒸散发量;D 为土壤水分渗漏量;R 为地表径流量;ΔW 为计时段内土壤储水量变化,上述单位均为 mm。毛乌素沙地地下水位在 3—30 m 范围内波动[15],本研究中除坡底外均距地下水较深,且未能对 U 和 D 进行有效测定,因此忽略 U 和 D;沙地土质疏松,入渗量大,难以形成地表径流[16],本研究期内亦未观测到地表径流,R=0。因此,公式(2)可简化为:

$$P=ET+\Delta W \quad (3)$$

数据处理和绘图制表在 Excel 及 Origin 2018 软件中进行,利用 SPSS 25.0 进行 K-S 正态检验。

2　结果与分析

2.1　土壤含水量基本统计特征

迎风坡不同坡位条件下 0—300 cm 范围内土壤含水量介于 8.0%～12.5%(表 1)。5 种坡位条件下土壤含水量大小表现为:坡底>坡中(上)>坡上≥坡顶>坡中(下),说明坡底土壤水分环境较好。不同坡位条件不仅土壤含水量之间有较大不同,其相应的变异系数也存在差异。本研究通过变异系数(C_v)的大小来确定土壤含水量的变异程度,C_v≤10%属于弱变异,10%<C_v<100%为中等变异,C_v≥100%为强变异[17]。不同坡位条件下土壤水分变异系数介于 25%～112%,5 种坡位条件下土壤含水量变异系数大小为:坡底>坡中(上)>坡顶>坡中(下)≥坡上。其中坡底属于强变异,其他条件均属于中等变异。通过 K-S 正态分布检验,坡顶土壤含水量分布服从正态分布,而坡上、坡中(上)、坡中(下)和坡顶均不服从正态分布。可见,坡位条件不仅对土壤含水量影响较大,对土壤水分空间分布也带来较大影响。

表 1　迎风坡不同坡位条件下 0—300 cm 土壤含水量的统计学特征

立地条件	样本数	平均值/%	最小值/%	最大值/%	标准差	变异系数(C_v)/%	分布类型
坡 顶	240	8.6	3.3	15.1	2.5	29	N
坡 上	240	8.6	4.4	15.2	2.1	25	NN
坡中(上)	240	11.1	5.4	24.2	3.9	35	NN
坡中(下)	240	8.0	4.5	13.8	2.0	25	NN
坡 底	240	12.5	0.2	45.8	14.0	112	NN

注:N 表示在 0.05 的水平上呈正态分布,NN 表示非正态分布。下同。

各坡位条件下土壤含水量变异系数随土层深度增加表现不同(见表 2)。坡顶、坡上和坡中(上)变异系数随土层深度增加先减小后增大,坡中(下)和坡底则相反。变异系数大部分介于 18%～68%,属于中等变异,只有坡底 100—200 cm 土层为 124%,属于强变异。总体上看,在各坡位条件下土壤含水量在空间分布上差异较明显。通过 K-S 正态分布检验,大部分坡位条件下在 0—50 cm 土层内服从正态分布,在 200—300 cm 土层内(除坡上外)均不服从正态分布。

2.2　不同坡位条件下土壤水分垂直变化特征

土壤含水量动态变化是气候、地形、土壤质地及植被等多种因素共同作用的结果[18]。不同坡位条件下土壤含水量垂直变化趋势存在较大差异,坡位条件对固定沙丘长柄扁桃林地 0—300 cm 土壤水分垂直变化动态具有重要影响(见图 2)。随土层深度增加,坡上和坡顶 0—300 cm 范围内土壤含水量表现出相似的垂直变化规律,均呈先增加后降低然后趋于稳定的变化趋势;坡中(上)和坡中(下)表现为先增加后降低再增加再降低的 S 形变化趋势;坡底虽表现出类似于坡中(上、下)的 S 形变化,但 200—300 cm 土层土壤含水量呈急剧增加的变化趋势,明显高于坡中(上、下)。相关研究表明,土壤含水量随土层深度增加主要有 4 种变化形式:增长型、降低型、稳定型、波动型[19],本研究亦发现相似的变化规律。

表 2 迎风坡不同土层深度下土壤含水量统计学特征

立地条件	土层深度/cm	样本数	平均值/%	最大值/%	最小值/%	变异系数/%	分布类型
坡 顶	0—20	24	5.3	15.1	9.7	31	N
	20—50	36	5.9	13.9	9.5	25	N
	50—100	60	6.4	14.5	9.6	20	NN
	100—200	60	3.3	12.6	7.6	33	NN
	200—300	60	3.5	13.0	7.8	31	NN
坡 上	0—20	24	4.8	13.2	8.4	27	N
	20—50	36	4.7	14.3	9.2	29	N
	50—100	60	5.5	12.8	9.4	18	NN
	100—200	60	4.4	15.2	7.8	24	N
	200—300	60	4.5	12.1	8.4	23	N
坡中(上)	0—20	24	6.0	13.6	8.9	24	N
	20—50	36	6.8	15.1	9.5	23	N
	50—100	60	7.2	14.1	10.0	18	N
	100—200	60	6.0	24.1	13.7	34	NN
	200—300	60	5.4	24.2	11.5	39	NN
坡中(下)	0—20	24	5.7	13.8	8.9	22	N
	20—50	36	4.8	13.4	8.0	27	N
	50—100	60	4.8	10.0	7.0	21	NN
	100—200	60	4.8	12.8	8.1	26	NN
	200—300	60	4.7	13.4	8.6	24	NN
坡 底	0—20	24	0.6	20.5	8.6	62	N
	20—50	36	0.4	15.4	5.9	62	NN
	50—100	60	0.2	15.8	5.2	68	NN
	100—200	60	0.3	48.4	9.1	124	NN
	200—300	60	1.1	45.8	28.7	58	NN

5 种坡位条件下 0—100 cm 土层范围内土壤含水量受降水及蒸散耗水等因素影响波动比较剧烈，特别是 0—50 cm 土层土壤含水量波动更为剧烈，0—20 cm 和 20—50 cm 土层变异系数除坡底外均高于 50—100 cm 土层(见表 2)，表明降水对 0—50 cm 土层范围内土壤含水量具有较大影响[20]，随土层深度的增加其影响程度逐渐降低。随土层深度的增加，100—300 cm 土层范围内坡顶和坡上土壤含水量逐渐降低并趋于稳定，并在 100—200 cm 土层内出现含水量的最小值，主要是由于该土层受降水补充有限，且距地下水为较深，长柄扁桃处于生长季耗水较多，易形成干土层[21]，土壤含水量下降。坡中(上、下)100—300 cm 土层范围内土壤含水量增加，其原因可能是由于该土壤水分监测小区表层覆盖少量生物结皮，在一定程度上对土壤水分散失起到一定的抑制作用[22]；此外，在中子管布设过程中在 180—220 cm 土层之间发现有固定沙丘形成之前流动风沙覆盖形成的腐殖质层在一定程度上阻碍了上层水分的下渗并能有效保蓄水分，从而导致该层土壤水分呈增加趋势，并达到含水量的最大值(180—200 cm 土层均值分别为 15.3%和 9.7%)，之后逐渐降低。坡底 100—300 cm 范围内土壤含水量呈增加趋势最后趋于稳定，在 240—260 cm 土层范围内达到含水量的最大值(高达 31.6%)，可能是由于坡底距离地下水位较近，受地下水位影响较大。此外，由图 2 还可以发现，长柄扁桃生长季内 0—300 cm 土层范围内土壤水分波动频繁，土壤水分运动超出本研究中的 3 m 深度，表明在 3 m 范围内存在一定的土壤水分渗漏。而本研究中未能对 U 和 D 进行有效观测，因此在未来的研究中，应加 U 和 D 对土壤水分影响方面的研究，特别是坡底处受到 U 和 D 的双重影响，土壤水分的变化可能更加复杂。以上分析表明，不同坡位条件下，土壤含水量在 0—300 cm 深度内变化存在较大差别，其中深层土壤中坡底和坡中(上、下)较明显。

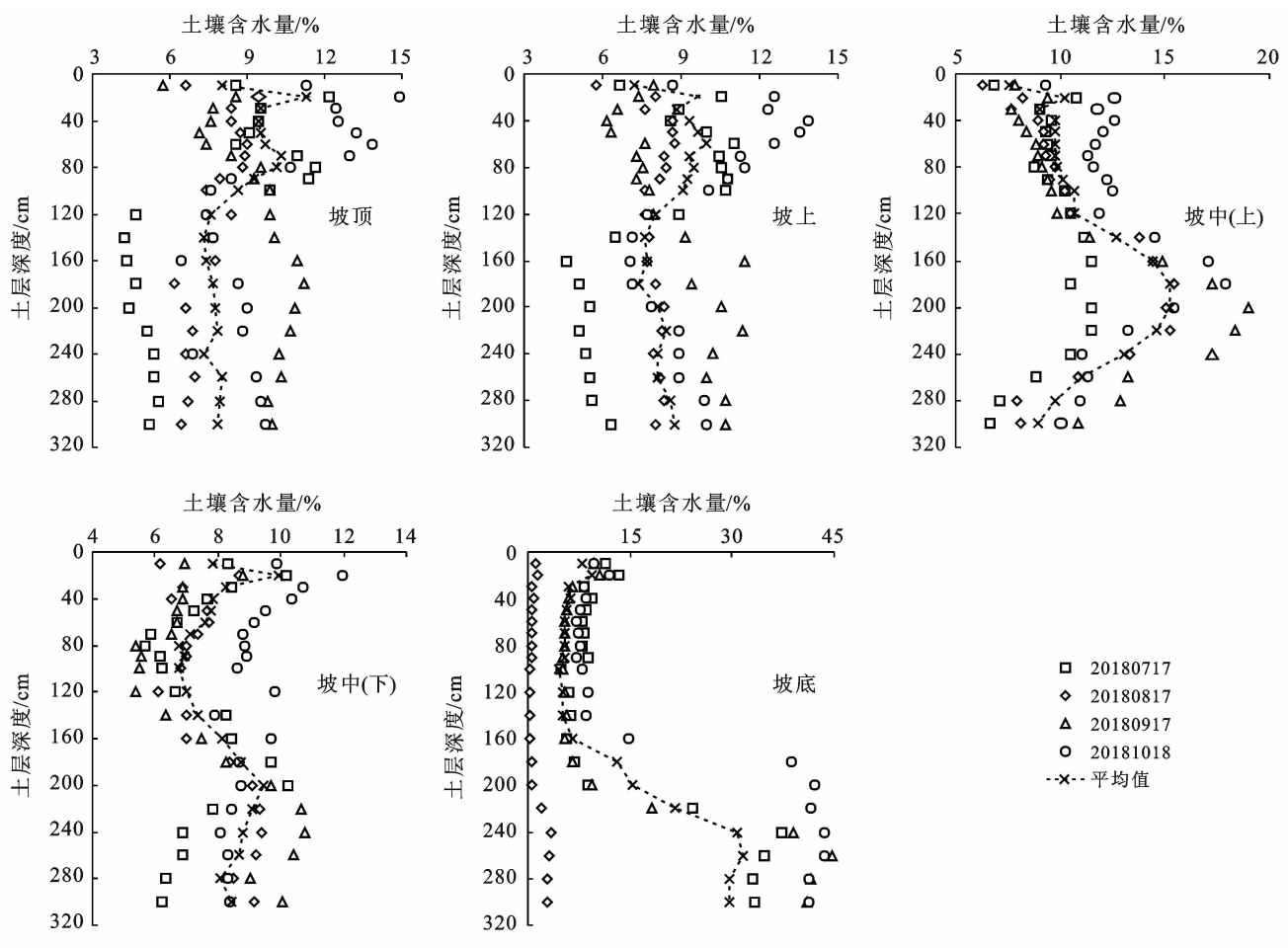


图 2　2018 年 7—10 月不同坡位条件下 0—300 cm 土壤剖面含水量

2.3　土壤储水量统计特征

迎风坡固定沙丘不同坡位条件下 0—300 cm 土层土壤储水量均值在 244.2～592.9 mm 之间变化，差异较大(见表 3)，表现为：坡底＞坡中(上)＞坡上＞坡顶＞坡中(下)。从坡顶到坡底，土壤储水量随坡度延伸呈先增大后减小再增大的趋势变化，这与土壤含水量变化趋势相反。各坡位条件下变异系数介于 12%～108%，坡底属于强变异，其他 4 种均属于中等变异。不同坡位条件下土壤储水量时空分布差异较大，表明坡位条件对土壤储水量空间分布影响较大，坡底对土壤储水量空间分布影响较明显。

表 3　不同坡位条件下 0—300 cm 土壤储水量统计特征值

坡位条件	平均值/mm	最小值/mm	最大值/mm	变异系数/%
坡 顶	249.3	199.4	289.0	18
坡 上	253.2	215.4	282.0	12
坡中(上)	347.7	292.2	384.3	12
坡中(下)	244.2	227.2	269.3	41
坡 底	592.9	498.5	732.3	108

2.4　不同坡位条件下长柄扁桃蒸散耗水规律

不同坡位条件下灌丛小区蒸散耗水量均值在 88.8 mm～161.2 mm 之间变化，表现出较大的差异性(见表 4)，其表现为：坡底＞坡顶＞坡中(下)＞坡上＞坡中(上)。除坡底外，其他 4 种坡位条件灌丛小区蒸散耗水量差距较小。在坡面尺度上，不同坡位条件灌丛小区蒸散耗水量变异系数存在差异。变异系数介于 46%～106%，其中，坡上属于强变异，其他坡位均属于中等变异。表明坡位条件对灌丛小区蒸散耗水量影响较大，且坡上对灌丛小区蒸散耗水量影响较明显。

表 4　监测期内不同坡位条件下灌丛小区蒸散耗水量统计特征值

坡位条件	最大值/mm	最小值/mm	平均值/mm	标准差/mm	变异系数/%
坡 顶	200.4	33.0	108.0	69.4	79
坡 上	199.7	2.1	93.8	81.3	106
坡中(上)	179.6	7.4	88.8	70.6	97
坡中(下)	213.9	28.1	100.5	81.2	99
坡 底	241.0	95.9	161.2	60.1	46

不同监测时段内长柄扁桃小区灌丛不同坡位条件下蒸散耗水量动态变化如图 3 所示。在各监测时段,蒸散耗水量表现出较为一致的变化规律,即由坡顶到坡底,小区尺度蒸散耗水量整体表现为先减小后增加。从时间尺度上看,小区灌丛最大蒸散耗水量出现在 7.17～8.17 时间段,这是因为 6—8 月是长柄扁桃生长旺季,灌木生长耗水增加,降水较多(268.0 mm),加之光照剧烈,土壤水分散失较多,其大小关系为:坡底>坡中(下)>坡顶>坡上>坡中(上)。因此,长柄扁桃生长也会加剧各灌丛小区蒸散耗水量变化。在 8.17～9.17 时间段内小区灌丛蒸散耗水量较少,分析原因可能与降水减少(32.1 mm)等有关。监测期内坡底灌丛小区蒸散耗水量最大,这是因为坡底土壤含水量及储水量较大,土壤水分条件较好,有利于灌木蒸腾及土壤蒸发。

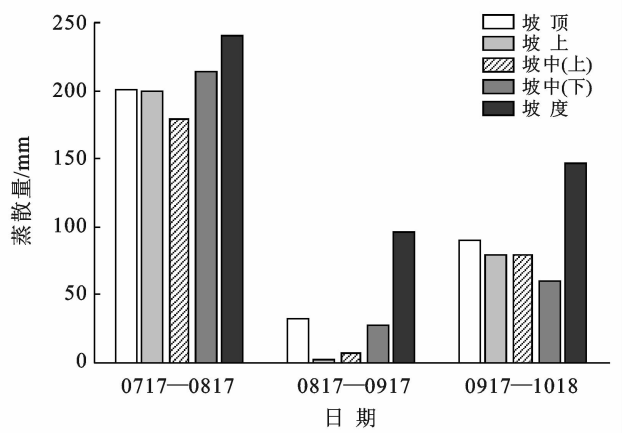


图 3 2018 年 7—10 月长柄扁桃小区灌丛蒸散量动态变化

3 讨 论

土壤水分改善对毛乌素沙地的植被恢复有着至关重要的作用[6]。沙地土壤水分变化与降水量、植被类型、土壤质地、地形等因素有关,在其他因素相同情况下,地形(坡位、海拔)对土壤水分动态变化影响较大[23-24],进而对土壤储水量及蒸散耗水量产生影响。土壤含水量一般表现为:沙丘下部>沙丘中部>沙丘底部>沙丘中脊[10,25],而郝振纯等[26]和张思琪等[27]的研究则发现,从坡顶到坡底土壤含水量表现为增加。这与本研究中土壤含水量在坡底较大,坡中(下)较低,且随坡度延伸土壤含水量呈先减小再增大的趋势略有不同。可能是由于本研究中沙丘底部海拔较低,距地下水较近,地下水对上层土壤水分特别是 200—300 cm 土层土壤水分的补充较大。同时降水较多(研究其内总降水量为 496.8 mm),降水不仅能加剧土壤水分在时空分布上不稳定性,而且可以增加立地条件的显著性[25]。5 种坡位条件下 0—50 cm 土层内土壤含水量波动较剧烈,50—100 cm 土层次之,而 100—300 cm 土层范围内土壤含水量在不同坡位处存在较大差异,这一结果与贺美娜等[29]在刺槐林的研究存在较大差异。刺槐林土壤含水量在 0—40 cm 变化剧烈,在 40—440 cm 土层深度内变化较为稳定,差别不大。这可能因为沙土与黄土相比土质疏松,降雨后地表径流较少,入渗深度较大,本研究中发现土壤水分入渗超过 3 m 深度。这与王锴等[27]在毛乌素风沙滩土壤水分入渗在日降水量为 71 mm 时仅为 90 cm的研究存在较大差异。此外,坡中(上、下)180—220 cm 土层范围内存在一层固定沙丘形成过程中流沙覆盖形成的腐殖质层,在一定程度上阻碍了上层水分的入渗并对水分起到保蓄作用,从而导致坡中 100—200 cm 范围内土壤含水量增加。土壤储水量反映了土层内部水分调节和储蓄的功能,它是半干旱地区植被恢复与重建的重要影响因子[30]。研究表明,坡底土壤储水量最大,坡顶和坡中(下)较低,坡位条件对土壤储水量具有重要影响,这一结果与曹瑞敏[31]等对杜仲林土壤储水量的研究较一致。

蒸散耗水是指土壤整体及植物向大气输送的水汽通量,是土壤—植物—大气系统重要的组成部分[32],受到土壤水分及气象条件等多种因素的共同影响。本研究表明坡位条件对长柄扁桃林地蒸散耗水量具有重要影响,坡底较大,坡中较少。而张友焱等[33]通过沙柏地不同部位土壤水分变化研究则发现,沙柏蒸散耗水量在迎风坡底部较少,丘顶较大。这可能是因为研究区中坡底土壤含水量及储水量较大,能够对处于生长期的长柄扁桃提供充足的水分,同时高温环境会加快土壤水分散失。这一结果与张国盛等[14]的研究较一致,臭柏、油蒿等灌木在 8 月份蒸腾速率最大。此外,降水也是灌木蒸散耗水量及土壤水分蒸发的重要影响因子[34]。研究时段内 7 月 17 日至 8 月 17 日处于长柄扁桃生长旺盛期,较多的降水(268.0 mm)促进了土壤含水量及储水量的增加,从而导致蒸散耗水量增大;而 8.17～9.17 期间随降水量(32.1 mm)的减少,土壤水分得不到有效补给,土壤含水量及储水量下降,进而导致蒸散耗水量的急剧减少。9.17 之后虽长柄扁桃叶片逐渐衰老但降水(96.1 mm)与之前相比有所增加,蒸散发表现出增加趋势。表明降水对不同坡位条件下蒸散耗水量具有重要影响。

综上所述,坡位条件对固定沙丘长柄扁桃林地土壤含水量、储水量及蒸散耗水量时空变化均产生重要影响。然而土壤水分及蒸散发的时空变化是多种因

素共同作用的结果,本研究中仅考虑迎风坡及坡顶土壤水分时空变化,对背风坡土壤水分空间分布还未曾涉及。因此,还不能完全阐述固定沙丘土壤水分空间分布规律。且未能充分考虑 0—3 m 范围内土壤水分渗漏量(D)及地下水补给量(U),特别是在坡底条件下,土壤水分受 D 和 U 的双重影响,将导致土壤水分变化更加复杂,进而对蒸散耗水量产生影响。未来应加强 D 和 U 共同影响下的土壤水分时空变化及蒸散耗水规律。

4　结 论

(1) 不同坡位条件下 0—300 cm 土层范围内土壤含水量变化表现出较大差异。随土壤深度的增加,坡顶和坡上土壤含水量表现为先增加后降低而后趋于稳定的变化趋势;坡中(上、下)和坡底则表现为先增加后降低再增加再降低的变化趋势。

(2) 变异系数分析表明,不同坡位条件下土壤含水量除坡底属强变异外均呈中等变异,且坡底 100—200 cm 土层土壤含水量变异性最强;土壤储水量与蒸散发量的强变异性则分别出现在坡上和坡底。

(3) 不同坡位条件下土壤含水量及储水量大小均表现为:坡底>坡中(上)>坡上≥坡顶>坡中(下);蒸散发量则表现为:坡底>坡顶>坡中(下)>坡上>坡中(上)。

[参 考 文 献]

[1] Shao Hongbo, Chu Liye, Cheruth A J, et al. Water-deficit stress induced anatomical changes in higher plants [J]. Comptes Rendus Biologies, 2008,331(3):215-225.

[2] Xiao Jingfeng, Sun Ge, Chen Jiquan, et al. Carbon fluxes, Evapotranspiration and water use efficiency of terrestrial ecosystems in China [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2013,182/183(22):76-90.

[3] Wang Feng, Pan Xubin, Wang Dongfang, et al. Combating desertification in China: Past, present and future [J]. Land Use Policy, 2013,31:311-313.

[4] 闫昕旸,张强,闫晓敏,等.全球干旱区分布特征及成因机制研究进展[J].地球科学进展,2019,34(8):826-841.

[5] Yan Feng, Wu Bo, Wang Yanjiao. Estimating spatiotemporal patterns of above ground biomass using Landsat TM and MODIS images in the Mu Us Sandy Land, China [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2015, 200:119-128.

[6] Yue Yaojie, Shi Peijun, Zou Xueyong, et al. The measurement of wind erosion through field survey and remote sensing: A case study of the Mu Us Desert, China [J]. Natural Hazards, 2015,76(3):1497-1514.

[7] Luo Juan, Shan Yin, Bao Yuhai, et al. Analysis on dynamic changes characteristics of vegetation cover and climate response from 2000 to 2010 [J]. Advances in Intelligent Systems Research, 2014,102:517-522.

[8] 洪光宇,王晓江,张雷,等.毛乌素沙地不同林龄杨柴灌木林土壤剖面水分变化特征[J].内蒙古林业科技,2016,42(4):6-9.

[9] 安慧,王俊波,安钰.灌丛密度对毛乌素沙地南缘沙柳生长及土壤水分动态的影响[J].干旱地区农业研究,2012,30(1):197-203.

[10] 刘姣,艾宁,宗巧鱼,等.毛乌素沙地南缘臭柏群落土壤水分空间分布特征[J].水土保持学报,2019,33(5):79-84.

[11] 吴永胜,郭建英,刘静,等.毛乌素沙地南缘人工植被恢复对表土机械组成和养分的影响[J].土壤通报,2018,19(3):560-566.

[12] 符超峰,赵景波,卞子浩,等.毛乌素沙地西北缘不同类型沙丘土壤水分分布特征[J].西安科技大学学报,2015,35(4):426-435.

[13] 陈洪松,邵明安.中子仪的标定及其在坡地土壤水分测量中的应用[J].干旱地区农业研究,2003,21(2):68-71,76.

[14] 张国盛,王林和,董智,等.毛乌素沙地主要固沙灌(乔)木林地水分平衡研究[J].内蒙古农业大学学报(自然科学版),2002,23(3):1-9.

[15] 吕书军.陕北沙地地下水位变化规律浅析[J].地下水,2007,29(6):82-83.

[16] 宋云民,刘致远,周泽福,等.毛乌素沙地降水、蒸散时间分布格局及其对土地利用的意义[J].林业科学,2006,42(5):6-10.

[17] 朱绪超,邵明安,朱军涛,等.高寒草甸生态系统表层土壤水分时间稳定性研究[J].农业机械学报,2017,48(8):217-223.

[18] Liang Weili, Hung Fengxu, Chan Mengchuan, et al. Spatial structure of surface soil water content in a natural forested head water catchment with a subtropical monsoon climate [J]. Journal of Hydrology, 2014, 516:210-221.

[19] 黄奕龙,陈利顶,傅伯杰,等.黄土丘陵小流域地形和土地利用对土壤水分时空格局的影响[J].第四纪研究,2003,23(3):334-342.

[20] Rosenbaum U, Bogena H R, Herbst M, et al. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale [J]. Water Resources Research, 2012,48(10):3472-3476.

[21] 赵景波,古丽扎提·哈布肯,马延东,等.青海海晏县西海镇沙柳林地土壤水分研究[J].地球环境学报,2011,2(6):664-671.

[22] 付广军,廖超英,孙长忠.毛乌素沙地土壤结皮对水分运动的影响[J].西北林学院学报,2010,25(1):7-10.

[23] 杜好田,焦峰,姚静,等.黄土丘陵区降水变化对退耕草地土壤水分特征的影响[J].水土保持研究,2019,26(5):81-88.

[24] Fu Chaofeng, Bian Zihao, Xi Jianjian, et al. Spatial distribution characteristics of soil moisture in different types of sand dune in the Mu Us sandy land, adjacent to north of Chinese Loess Plateau [J]. Environmental Earth Sciences, 2018,77(4):151.

[25] 伍永秋,张健枫,杜世松,等.毛乌素沙地南缘不同活性沙丘土壤水分时空变化[J].中国沙漠,2015,35(6):1612-1619.

[26] 郝振纯,吕美霞,吕美朝,等.坡度作用下土壤水分时空异质性研究[J].水文,2012,32(2):5-10.

[27] 张思琪,周秋文,韦小茶,等.喀斯特峰丛山体土壤水分变异特征及其与地形因子的关系[J].人民珠江,2018,39(12):10-19.

[28] 贺美娜,童永平,王云强,等.黄土区坡面尺度微地形和次降雨对 5 m 土壤水分影响的典型个例分析[J].地球环境学报,2017,8(4):357-366.

[29] 王锴,杨泽元,黄金廷,等.毛乌素沙地风沙滩区降水入渗响应研究[J].世界地质,2019,38(2):565-573.

[30] 景观阳,邸利,王安民,等.甘肃泾川不同林龄人工刺槐林的土壤水分—物理特性及渗透性研究[J].四川农业大学学报,2017,35(2):193-198.

[31] 曹瑞致,周自云,靳鹏博,等.黄土丘陵区不同立地条件下人工杜仲林土壤水分变化和生长规律研究[J].西北林学院学报,2007,32(1):12-18.

[32] Jia Ruiliang, Zhou Jinlong, Gao Yexin, et al. Preliminary analysis on evaporation rules of high-salinity phreatic water in arid area [J]. Advances in Water Science, 2015,31(4):62-63.

[33] 张友焱,周泽福,程金花,等.毛乌素沙地不同沙丘部位几种灌木地土壤水分动态[J].东北农业大学学报,2010,41(6):79-84.

[34] 郭忠升,邵明安.人工柠条林地土壤水分补给和消耗动态变化规律[J].水土保持学报,2007,21(2):119-123.

(上接第 44 页)

[22] 贾晓红,辜晨,吴波,等.干旱沙区生物土壤结皮覆盖土壤 CO_2 通量对脉冲式降雨的响应[J].中国沙漠,2016,36(2):423-432.

[23] 辜晨,贾晓红,吴波,等.高寒沙区生物土壤结皮覆盖土壤碳通量对模拟降水的响应[J].生态学报,2017,37(13):4423-4433.

[24] 赵蓉,李小军,赵洋,等.固沙植被区土壤呼吸对反复干湿交替的响应[J].生态学报,2015,35(20):6720-6727.

[25] 赵蓉,李小军,赵洋,等.固沙植被区两类结皮斑块土壤呼吸对不同频率干湿交替的响应[J].生态学杂志,2014,34(1):138-144.

[26] Thomas A D, Hoon S R, Linton P E. Carbon dioxide fluxes from cyanobacteria crusted soils in the Kalahari [J]. Applied Soil Ecology, 2008,39(3):254-263.

[27] Castillo-Monroy A P, Maestre F T, Rey A, et al. Biological soil crust microsites are the main contributor to soil respiration in a semiarid ecosystem [J]. Ecosystems, 2011,14(5):835-847.

[28] 吴林,苏延桂,张元明,等.模拟降水对古尔班通古特沙漠生物结皮表观土壤碳通量的影响[J].生态学报,2012,32(13):4103-4113.

[29] Feng Wei, Zhang Yuqing, Wu Bin, et al. Influence of disturbance on soil respiration in biologically crusted soil during the dry season [J]. Scientific World Journal, 2013,2013:1-6.

[30] Harper C W, Blair J M, Fay P A, et al. Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decreases soil CO_2 flux in a grassland ecosystem [J]. Global Change Biology, 2005,11(2):322-334.

[31] Mcintyre R E, Adams M A, Ford D J, et al. Rewetting and litter addition influence mineralisation and microbial communities in soils from a semi-arid intermittent stream [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2009,41(1):92-101.