沙区微域土壤水分再分布研究

柴成武,徐先英,王方琳,郭树江,唐卫东,王多泽

(甘肃省治沙研究所/甘肃民勤荒漠草地生态系统国家野外科学观测研究站,甘肃 武威 733000)

摘要:根据水量平衡方程式建立沙区微小区域蒸发估算模型,利用该模型对沙区微域径流区积水 区、过渡区、产流区土壤水分入渗与蒸发进行估算,分析降水的微域积水效应,探讨利用沙区微域积水效 应进行植被恢复的可行。结果表明:微域径流区积水区表现出明显的积水效应,降水入渗使土壤水分变 化较大的深度表现为积水区(100 cm)>过渡区(80 cm)>产流区(60 cm);对应的水分增量为积水区 (15.84%)>产流区(12.64)>过渡区(10.61%);蒸发量表现为积水区(44.8%)>过渡区(35.9%)>产 流区(25.8%),水分增量、蒸发量及总存水量相关,沙区微域积水区具有良好的积水存水效应,对植被恢 复具有重要意义。

关键词:沙区;蒸发估算模型;微域径流区;土壤水分

中图分类号:S 152.7 文献标识码:A 文章编号:1009-5500(2016)02-0066-05

DOI:10.13817/j.cnki.cyycp.2016.02.010

蒸散发是 SPAC 系统中水分运动重要而复杂的过 程,其强度与土壤状况、植被状况、大气环境密切相关。 研究陆地表面蒸散发过程意义在于,蒸散发一方面关 联着地一气系统的物质能量交换,影响着对全球变化 的预测,另一方面区域蒸散发的显著变化又反映着区 域生态环境的改变^[1]。自 1802 年 Dalton 提出著名的 Dalton 蒸发定律以来,对于蒸发量的研究已有 200 多 年的历史,在蒸发的理论、测定、计算等问题方面,取得 了大量成果,特别是用于区域范围内的蒸散遥感遥测 法得到极大发展^[2]。目前,蒸散发的确定有实际测量 与模拟计算2种方法^[3],实际测定方法有水量平衡测 定法[4]、蒸渗仪法[5-6]、梯度法(扩散法)、涡度相关法 $(EC 法)^{[7]}$ 、包文比能量平衡法(BREB 法)、示踪法、蒸 腾室法、气孔计法、植株液流法等^[3]。虽然方法众多, 但实际测定中对于单点测量多以称量法为主[8-9],难 以应用到野外实地测量,从而形成一些基于一定参数 测量的模拟计算方法[10-13]。这些模拟计算法在参数 的处理方面各有千秋,形成不同的应用范围,但笔者在

收稿日期:2015-10-29;修回日期:2015-12-21 基金项目:国家自然科学基金(31100519、41161006),甘肃 省自然科学基金计划项目(1107RJZA099)资助 作者简介:柴成武(1980-),男,甘肃会宁人,助理研究员, 硕士,从事荒漠化防治与土壤水文生态研究。 E-mail;chaichw@163.com 应用于民勤沙区荒漠绿洲过渡带水分监测时没有找到 更具操作性的模拟计算方法,而是应用水量平衡原理 推导出新的应用于沙区的定点土壤水分监测蒸发估算 模型。已有水量平衡法主要通过测定一定深度内土壤 贮水量的变化,利用降水量资料,根据水分收支平衡推 算模型,试验介绍的模型却是一种基于单点测定的估算 模型。沙区微域径流作为地表径流的一种形式,具有地 表径流形成的一切特征,但又存在差别。微域径流是在 微地貌下产生的,这就决定了相对于小流域概念,其集 水面积、径流量、径流长等都很小,对于土壤水分的补给 和生态效益是有限的,但在干旱区尤其是在沙漠中却十 分重要。沙区微域积水区、过渡区、产流区的水分分布 差异研究可为沙区区域化植被恢复提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

石羊河下游的民勤绿洲地处河西走廊东段,是我 国荒漠化危害严重的区域之一,东北与腾格里沙漠接 壤,西北为巴丹吉林沙漠。地处温带干旱荒漠气候区, 多年均温7.8℃;平均年降水量113.2 mm 而蒸发量高 达2644 mm,为全国最干旱地区之一。土壤类型以风 沙土、灰棕漠土、草甸土、草甸沼泽土为主,耕作土壤是 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。目前由 于地表水资源的不合理利用和地下水资源的无序开 采,已造成平均地下水位埋深下降到目前的 19.8 m, 地下水对地表植被的影响极度减弱,植被生态水文格 局发生很大变化,由主要利用地下水演变为完全利用 天然降水维持生长的状况^[14-15]。

1.2 研究方法

1.2.1 观测方法 采用中子仪定时观测土壤重量含 水率。选择甘肃省民勤治沙综合试验站 15 号观测井 附近的典型微域,产流区相对于积水区底部高度 1.6 m,外周长 28.1 m,内周长 16.8 m,坡度约 28°,面积 40.725 m²;积水区长 2.9 m,宽 2.3 m,面积约 21 m²。 在积水区(相对经常积水)、积水区与产流区的过渡区 (相对少量积水)、产流区(基本不积水)分别设置中子 管,为 4、5、6 号管,设置深度 200 cm,每 20 cm 进行监 测,发生产生径流的降雨时,连续每天观测。

 1.2.2 微域蒸发估算模型的建立 水量平衡法是计算土壤蒸发最基本的方法,地下水位相当低时可忽略 地下水引起的水分向上运移,在地表水分入渗过程中, 总能找到一个水分变化接近于恒定的地层,而且一般 处于土壤深层,此时地温也比较恒定,假定此层不蒸发 不入渗,则在不考虑侧渗、外部水分输入如凝结等情况 下,此层以上水分的变化量为地表水分蒸发。如图 1 所示,选择地表蒸发层 A 层(水分变化强烈)和植被水 分利用最为密切的中间变化层 B 层(水分缓慢变化)及 其下边界层 C 层(水分基本恒定,近似为没有变化)为 研究对象,t₀时刻 A 层含水量为 A_{t0} ,至 t_1 时刻时 A_{t0} 的 去向有三:蒸发、入渗、存留部分 A_{t1} ,同时有 B 层蒸发 梯度力引起的进入 A 层的水分为输入量记为 $B_{to3\#}$;对 于 B 层而言, B_{t0} 的去向有三:蒸发梯度力引起的向上的 水分流失记为 $B_{to3\#}$ 、重力引起的入渗记为 $B_{to3\#}$ 、存留 部分 B_{t1} ;C 层同理,分别记为 $C_{to3\#}$ 、 C_{t1} 。由水量 平衡则可得出如下关系式(模型图 1):

$$A_{t0} + B_{t0\bar{\mathbf{x}}\mathbf{z}} = A_{t0\bar{\mathbf{x}}\mathbf{z}} + A_{t0\lambda\bar{\mathbf{z}}} + A_{t1}$$
(1)

$$B_{t0} + C_{t0\bar{x}b} + A_{t0\lambda\bar{b}} = B_{t0\bar{x}b} + B_{t0\lambda\bar{b}} + B_{t1} \quad (2)$$

$$C_{t0} + B_{t0\lambda \not{B}} = C_{t0 \not{K} \not{B}} + C_{t0\lambda \not{B}} + C_{t1}$$
(3)

自 C 层 不 烝 叐 不 入 渗 时:
$$C_{t0 \overline{x} \overline{z}} = 0$$
; $C_{t0 \lambda \overline{x}} = 0$;
 $C_{t1} = C_{t0}$;则 $B_{t0 \lambda \overline{x}} = 0$ (4)
由式(1)、(2)、(3)、(4)可得:
 $A = x = A = A + B = B$ (5)

$$A_{t0\bar{x}\bar{z}} = A_{t0} - A_{t1} + B_{t0} - B_{t1}$$
(5)



图1 土壤蒸发估算模型图

Fig. 1 Soil moisture evaporation estimation model

2 结果与分析

2006 年 8 月 11 日当日单次特大降水 46.9 mm, 其后降水 12 日为 3 mm,13 日为 0.4 mm,17 日为 13.5 mm,18 日为 0.3 mm,19 日为 3.5 mm。当降水 进入土壤后,土壤水分的再分布表现为土壤水分入渗 与蒸发。

2.1 积水区土壤水分再分布

2.1.1 积水区土壤水分入渗 表层 0~100 cm 土壤
含水率在降水后两日即 8 月 13 日(由于仪器原因 12
日缺测)都大幅提高(图 2),提高最大为 20~40 cm 处

为 20.82%,其次为表层 0~20 cm 和 40~80 cm 处, 都在 15%之上,80~100 cm 提高 10.98%,明显降低。 地表 0~20 cm 层直接与大气接触,蒸发强烈,土壤含 水率提高后便迅速降低,40~100 cm 处明显受到降水 入渗时间滞后效应影响,但总体都有较大幅度的提高。 100 cm 以下土壤含水率提高更慢,已经不足 1%,但随 着时间延长至 19 日,100~120 cm 层土壤含水率一直 在提高,已经属于水分再分布的长期效应。

2.1.2 积水区土壤蒸发 选择水分变化相对处于稳 定状态中的 160~200 cm 层作为控制层应用水量平衡 原理来说明土壤水分的蒸发与入渗。当该层水分含量





Fig. 2 Soil moisture change of in the casual water zone (pipe 4)

处于不变状态时认为上部入渗十分微弱,100~160 cm 标记为 B 层;对于其上部的 0~100 cm,标记为 A 层; 对于其下的 160~200 cm 标记为 C 层。降水后当地表 0~20 cm 水分达到最大时,记为 t₀ 时刻,对于其后的 某一时刻记为 t₁ 时刻,则从 t₀ 至 t₁ 时刻土壤表面蒸 发率可以用(5)式计算出。观察到 8 月 13 日之前 A 层土壤含水率大幅升高,B 层处于恒定状态,之后 A 层下降而 B 层上升。11 日至 13 日之间降雨引起的水 分变化量为 8 月 13 日 A 层含水量与 8 月 11 日降雨前 含水率之差,即 15.84%。应用式(5)可计算出 8 月 13、15、16、17、18、19 日的土壤蒸发率分别为 2.55%、 1.92%、0.62%、0.473、1.02%、0.11%、3.43%,合计 蒸发 7.09%,占总流失水分的 44.8%。 2.2 过渡区土壤水分再分布

2.2.1 过渡区土壤水分入渗 表层 0~100 cm 土壤 含水率在降水后 1 日即 8 月 12 日都增加至最大,提高 最大的是 20~40 cm 表层,为 17.1%;其次,表层 40~ 60 cm 处和 60~80 cm 处,分别为 16.97%和11.34%; 表层 0~20 cm 处直接与大气接触,蒸发强烈,土壤含 水率提高后便迅速降低,只提高 5.78%;80~100 cm 处明显受到降水入渗时间滞后效应影响,但总体也有 一定幅度的提高。100 cm 以下土壤含水率提高更慢, 已经不足 1%,但随着试验时间延长至 19 日,100~ 120 cm 层土壤含水率一直在提高,此层属于水分再分 布的长期效应;120 cm~200 cm 属于水分变化稳定不 变区间(图 3)。



图 3 过渡区 5 号管土壤含水率

Fig. 3 Soil moisture change of in the transition area (pipe 5)

2.2.2 过渡区土壤蒸发 水分变化相对处于稳定状态中的 $120 \sim 200 \text{ cm}$ 层作为控制层即 C 层, $80 \sim 120 \text{ cm}$ 标记为 B 层;对于其上部的 $0 \sim 80 \text{ cm}$,标记为 A 层。降水后当地表 $0 \sim 20 \text{ cm}$ 水分达到最大时,记为 t_0 时刻即 8 月 12 日,对于其后的某一时刻记为 t_1 时刻。则 $11 \sim 12$ 日降水引起的水分变化量为10.61%。应用式(5)可计算出 11 日以后各日的土壤蒸发率,合计蒸发 4.59%,占总流失水分的 35.9%。

2.3 产流区土壤水分再分布

2.3.1 产流区土壤水分入渗 表层 0~80 cm 土壤含
水率在降水后一日即 8 月 12 日都增加至最大(图 4),
提高最大者 20~40 cm 处为 15.02%,其次为表层 40
~60 cm 处为 14.24%;表层 0~20 cm 处直接与大气
接触,蒸发强烈,土壤含水率提高后便迅速降低,只提

高 8.65%;60~100 cm 处受到降水入渗时间滞后效应 影响,60~80 cm、80~100 cm 分别以 2.51% 和 2.03%的幅度提高,此层属于水分再分布的长期效应 区。100 cm 以下土壤含水率提高都不足 1%,属于水 分变化稳定不变区间。

2.3.2 产流区土壤蒸发 水分变化相对处于稳定 状态中的 $100 \sim 200 \text{ cm}$ 层作为控制层即 C 层, $60 \sim 100 \text{ cm}$ 标记为 B 层;对于其上部的 $0 \sim 60 \text{ cm}$,标记为 A 层。降雨后当地表 $0 \sim 20 \text{ cm}$ 水分达到最大时,记 为 t_0 时刻即 8 月 12 日,对于其后的某一时刻记为 t_1 时刻。则 11 日至 12 日之间降雨引起的水分变化量 为12.64%。应用式(3)可计算出 11 日以后各日的 土壤蒸发率,合计蒸发 3.26%,占总流失水分的 25.8%。





Fig. 4 Soil moisture change of in runoff area (pipe 6)

区(25.8%),水分增量与蒸发量与总存水量相关。

3 讨论

(1)沙区微域蒸发估算模型应用具备条件:1)土壤 不同深度的定点土壤水分监测数据;2)能找到一个土 壤温度和水分变化比较恒定的地层,并且土壤水分监 测到该位置。

(2)微域径流区积水区水分监测表现出明显的积 水效应,对植被恢复具有重要意义,降水入渗使土壤水 分变化较大的深度表现为积水区(100 cm)>过渡区 (80 cm)>产流区(60 cm);对应的水分增量为积水区 (15.84%)>产流区(12.64)>过渡区(10.61%);土壤 蒸发表现为积水区(44.8%)>过渡区(35.9%)>产流 (3)土壤水分在入渗蒸发后,存水量并非一定表现 出"积水区>产流区>过渡区",由于蒸发影响,还与植 被盖度等因素有关。

参考文献:

- [1] 徐富安,赵炳梓,唐万龙.豫北地区水分生态环境要素演 变及其意义[J].土壤学报,2003,40(1):29-36.
- [2] 宋文献,江善虎,杨春生,等.基于 SEBS 模型的老哈河流
 域蒸散发研究[J].水资源与水工程学报,2012,23(5):115
 -118.
- [3] 胡继超,张佳宝,冯杰. 蒸散的测定和模拟计算研究进展 [J]. 土壤,2004,36(5):492-497.

- [4] 李子忠,郑恕梅,龚元石,等.时域反射仪对水分非均匀分
 布土壤含水率的测定[J].农业工程学报,2010,26(11):19
 -23.
- [5] 刘昌明,张喜英,由懋正.大型蒸渗仪与小型棵间蒸发器 结合测定冬小麦蒸散的研究[J].水利学报,1998,29(10): 35-39.
- [6] 孙景生,康绍忠,王景雷,等.沟灌夏玉米棵间土壤蒸发规律的试验研究[J].农业工程学报,2005,21(11):20-24.
- [7] 李思恩,康绍忠,朱治林,等.应用涡度相关技术监测地表
 蒸发蒸腾量的研究进展[J].中国农业科学,2008,41(9):
 2720-2726.
- [8] 孙宏勇,刘昌明,张喜英,等.不同长度 micro-lysimeters 对测定土壤蒸发的影响[J].西北农林科技大学学报, 2003,31(4):167-170.
- [9] 李王成,王为,冯绍元,等.不同类型微型蒸发器测定土壤 蒸发的田间试验研究[J].农业工程学报,2007,23(10):6 -13.

- [10] 王海玲,刘延玺,郑明.科尔沁沙地甸子地土壤蒸发的野 外试验研究[J].人民黄河,2011,33(7):103-105.
- [11] Xiao X, Hortoa R, Sauer T J, et al. Cumulative soil water evaporation as a function of depth and time[J]. Vadose Zone Journal, 2011(10):1016-1022.
- [12] Villegas J C, Breshears D D, Zou C B, et al. Ecohydrological controls of soil evaporation in deciduous dry lands: How the hierarchical effects of Litter, patch and vegetation mosaic cover interact with phenology and season
 [J]. Journal of Arid Environments, 2010(74):595-602.
- [13] 王会肖.砂土土壤蒸发的测定与模拟[J].中国农业气 象,1997,18(4):29-35.
- [14] 王方琳,张锦春,纪永福,等.不同结皮破坏对退化梭梭 林地土壤水分及梭梭生长的影响[J].草原与草坪, 2011,31(4):56-59,63.
- [15] 王方琳,徐先英,柴成武,等.绿洲边缘固定沙丘水分时 空动态变化[J].草原与草坪,2013,33(4):71-74.

A Study on the soil moisture redistribution in micro-scale watershed in sandy area

CHAI Cheng-wu,XU Xian-ying,WANG Fang-lin,GUO Shu-jiang, TANG Wei-dong,WANG Duo-ze

(Gansu Desert Control Research Institute, National Field Observation and Research Station of Desert Grassland Ecosystem in Minqin, Wuwei 733000, China)

Abstract: In order to explore the feasibility for recovering the vegetation by using the water kept in microscale watershed in sandy area, the evaporation model for micro-scale watershed was established with water balance equation to estimate the soil moisture infiltration and evaporation in casual water zone, transition zone and runoff zone. The result showed that the soil moisture was significantly increased in casual water zone, and the variation order of soil moisture in different depths caused by rainfall infiltration was 100cm in rainfall precipitation zone>80 cm in transition zone>60 cm in runoff area. Soil moisture was increased by 15.84% in the casual water zone, 12.64% in the runoff area and 10.61% in the transition area respectively. Soil evaporation order was 44.8% in the casual water zone>35.9% in the transition area>25.8% in the runoff area. The water storage in micro-scale watershed was promising for vegetation restoration.

Key words: sandy area; evaporation estimation model; micro-scale watershed; soil moisture