

祁连山八宝河流域典型草地土壤入渗特征

李广文^{1,2},冯 起^{1,3},张福平¹,成爱芳³

(1. 陕西师范大学旅游与环境学院, 陕西 西安 710062; 2. 齐齐哈尔大学理学院, 黑龙江, 齐齐哈尔 161006;
3. 中国科学院寒区与旱区环境工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 利用 Guelph 入渗仪,对祁连山八宝河流域典型草地的土壤入渗进行了调查,并基于 Kostiakov 模型和 Horton 模型对其入渗特征进行拟合。结果表明,峨堡样区土壤初始入渗率平均为 1.66 cm·min⁻¹,稳定入渗率为 0.99 cm·min⁻¹;阿柔样区土壤初始入渗率平均为 0.47 cm·min⁻¹,稳定入渗率为 0.21 cm·min⁻¹。入渗率随着海拔的升高而升高,与土壤含水量成正相关关系。整个入渗过程可分为三个阶段:0~10 min 为入渗速率急剧变化阶段,10~30 min 为入渗速率缓慢变化阶段和 30 min 以后逐渐达到稳定入渗阶段。Kostiakov 模型在阿柔样区拟合效果较好;而 Horton 模型适合在峨堡样区使用。

关键词: 祁连山;土壤入渗过程;入渗拟合

中图分类号: S152.7 文献标志码: A 文章编号: 1000-7601(2014)01-0060-06

The soil infiltration characteristics of typical grass land in
Babao River Basin of Qilian mountain

LI Guang-wen^{1,2}, FENG Qi^{1,3}, ZHANG Fu-ping¹, CHENG Ai-fang³

(1. The College of Tourism and Environment, Shaanxi Normal University, Xian, Shaanxi 710062, China;
2. School of Science, Qiqihar University, Qiqihar 161006, China;

3. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Using the Guelph Infiltration Meter, has carried out the investigation for the soil infiltration in typical grass land in Babao River Basin of Qilian Mountain, also based on the Kostiakov Model and Horton Model, has simulated the water infiltration characteristic. The results showed that the average soil initial infiltration rate was 1.66 cm·min⁻¹ and the steady infiltration rate was 0.99 cm·min⁻¹ in the Ebao sample region. The average soil initial infiltration rate was 0.47 cm·min⁻¹ and the steady infiltration rate was 0.21 cm·min⁻¹ in the Arou sample area. The infiltration rate was increased with the rise of the altitude. At the same time, the infiltration rate was the positive correlation with the soil moisture content. The whole infiltration process can be divided into three phases: The infiltration rate of 0~10 min was the rapid change stage; the infiltration rate of 10~30 min was slowly change phase and after 30 min the infiltration rate was gradually to reach the stability. The fitting effect of Kostiakov Model was good for the Arou sample area; but the Horton Model was suitable for the Ebao sample region.

Keywords: Qilian Mountain; soil infiltration process; infiltration fitting

土壤入渗是指降雨后落到地面上的雨水从土壤表面渗入土壤形成土壤水的过程,它是降水、地表水、土壤水和地下水相互转化过程的一个重要环节^[1-2]。土壤水分入渗过程不仅决定进入土壤中水分的量^[3],还强烈影响陆地表面蒸腾蒸发过程^[4-5],并决定了降雨过程再分配中的地下径流和贮水性,进行土壤水分入渗过程研究,对增加土壤蓄水、土壤

水分最优化调控、合理有效地利用土壤“水库”的调节功能等方面及对认识区域产汇流、水量转化关系等问题具有重要的现实意义。

对土壤入渗过程进行数值模拟有助于提高陆地水文循环模型精度,还可以定量评估不同土壤类型以及土地利用方式对入渗的影响^[6]。目前,关于土壤入渗过程的研究国内外学者提出了具有不同特点

和用途的入渗模型,如 Green—Ampt 方程^[7]、Kostiakov 经验公式^[8]、Horton 公式^[9]、Philip 方程^[10]、方正三通用经验公式以及蒋定生经验公式等^[11-12]。这些模型的提出,加深了人们对土壤入渗过程的理解,为基于过程的水文模型提供了理论基础和数值计算方法。对土壤入渗影响因素的研究较多,多集中于土壤性质、植被状况、气候气象、地形地貌和人类活动等方面。其中土壤含水率对初始入渗率的影响,研究结果不尽一致^[13-15],对稳定入渗率影响的研究结果也不尽相同^[16-17]。研究区域较广,但对黑河上游草地研究较少。

黑河流域是我国西北干旱地区较大的内陆河之一,水资源短缺,生态环境恶化是制约其发展的重要原因。上游地区的祁连山脉是维系黑河流域水资源平衡的“水塔”,而八宝河流域是黑河主要水源地,它不仅影响到当地经济社会的发展,而且关系到黑河中下游地区经济的可持续发展。因此,分析八宝河流域土壤入渗过程,有助于进一步把握区域产汇流的机理及其规律,揭示干旱区水量转化关系,为祁连山区水资源的合理利用提供科学依据。

本研究基于野外试验数据,对八宝河流域典型草地土壤水分入渗过程进行了分析,探讨其土壤入渗变化规律,建立了适合于该区域的入渗模型。

1 研究区域概况与研究方法

1.1 研究区域概况

黑河上游的八宝河流域位于海北藏族自治州祁连县境内,在祁连县县城以下 12 km 处汇入黑河。

干流全长 108 km,流域面积 2 452 km²(图 1)。年均气温 0.7℃,多年平均降水量 400 mm 左右,平均蒸发量 1 529.8 mm。植被类型以高寒草甸、亚高山灌丛以及高寒草原为主,草场面积较大。主要土类有寒漠土、泥炭土、高山草甸土、亚高山草甸土和高山草原土,其中以高山草甸土、亚高山草甸土为主。

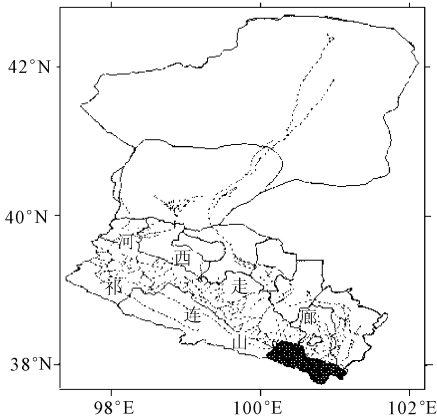


图 1 研究区位置
Fig.1 Position of the study areas

依据海拔确定样点,结合河流流向和祁连县行政区划,划分上游峨堡样区和中游阿柔样区。在每个样区内选择较为平坦的地方测定入渗过程。每个样区选择三个样地,每个样地重复测试 3 次,结果取平均值。由于八宝河流域内草场分布最广,本试验以草地作为观测样地,布设点的位置及特征如表 1 所示。

表 1 试验点位置和特征
Table 1 The location and characteristics of the test sites

土样 Soil sample	经度 Longitude	纬度 Latitude	海拔/m Altitude	土壤类型 Soil type	植被类型 Vegetation types
AR1	100°32′34.90″	38°02′08.00″	3073	亚高山草甸土	蒿草杂类草高寒草甸
AR2	100°21′02.60″	38°05′10.10″	2994	高山草原土	禾草、薹草高寒草原
AR3	100°25′03.50″	38°03′26.80″	2978	高山草原土	禾草、薹草高寒草原
EB1	100°44′32.78″	38°0′19.94″	3176	亚高山草甸土	蒿草杂类草高寒草甸
EB2	101°02′47.47″	37°52′11.30″	3507	亚高山草甸土	蒿草杂类草高寒草甸
EB3	100°55′47.23″	37°59′10.64″	3528	亚高山草甸土	蒿草杂类草高寒草甸

注: AR,阿柔样区; EB,峨堡样区。下同。
Note: AR, the Arou sample region; EB, the Ebao sample region. The same as below.

1.2 研究方法

1.2.1 入渗过程的测定 土壤入渗过程采用 Guelph 入渗仪测定。测试深度为 20 cm,压力水头 5 cm。试验开始后每隔一定时间记录水面下降的总高度,时间序列设计为 2 min 的间隔观测,直到连续

3 个相同的时间段(2 min)内入渗的水量相同时停止。在每个时间间隔内,密切关注水面下降情况并加以记录。主要使用初始入渗率(cm·min⁻¹)、稳定入渗率(cm·min⁻¹)和入渗时间(min)来进行描述。初始入渗率以入渗开始后第 1 min 内的入渗系数来

表示。

1.2.2 土壤物理性质的测定 主要测定土壤含水量、粒径、有机质和土壤容重。在每个入渗测试样点附近挖掘一个 40 cm 深土壤剖面,每 10 cm 取样两份,带回实验室。一份用烘干(105℃)称重法测定土壤含水量;另一份土样自然晾干,取适量样品过 2 mm 筛后,用激光粒度分析仪测定土壤的机械组成,另取适量土样用重铬酸钾法测定有机质含量。土壤机械组成按照中国土粒分级标准(1975 年)划分为黏粒(粒径 < 0.001 mm)、粗黏粒(0.001 ~ 0.005 mm)、细粉粒(0.005 ~ 0.01 mm)、粗粉粒(0.01 ~ 0.05 mm)、细砂粒(0.05 ~ 0.25 mm)、粗砂粒(0.25 ~ 1 mm)和细砾(> 1 mm)七个等级。另外,在土壤剖面上距离表层 20 cm 深处用 5 cm×5 cm 环刀取样带回,测定土壤容重。

1.2.3 入渗模型的选择 土壤水分入渗的数学模型有许多种,其使用条件各异^[18]。本研究结合前人的研究成果,选择经验性模型 Kostiakov 模型、Horton 模型和具有明确的物理意义的 Philip 模型,对入渗试验数据较为完整和可靠的试验过程进行拟合,并利用均方根误差分析拟合效果。

Kostiakov 模型:
$$f(t) = at^{-b} \tag{1}$$
式中, $f(t)$ 为入渗速率; t 为入渗时间; a 、 b 为拟合的参数。

Horton 模型:
$$f = f_0 + (f_0 - f_1)e^{-\beta t} \tag{2}$$
式中, f_0 为稳定下渗率; f_1 为初始下渗率; β 为常数。
Philip 模型:

$$f = f_c + 1/2st^{\frac{1}{2}} \tag{3}$$

式中: f 为土壤入渗速率; f_c 为土壤稳渗速率; s 为经验参数; t 为入渗时间(min)。

2 结果与分析

2.1 土壤入渗及影响因素分析

影响初始入渗率与稳定入渗率的因素有容重、有机质、初始含水量、粒度等^[19-23]。研究样地为海拔较高的草场,土壤表层 5 cm 内,草根紧实,伴有腐殖草根,表层有机质含量较高。20 cm 处土壤有机质含量在 4.24 ~ 7.80 g·kg⁻¹之间,平均为 5.61 g·kg⁻¹。土壤含水率在 22.51% ~ 46.64%。样区土壤容重在 0.81 ~ 1.38 g·cm⁻³之间(如表 2)。土壤粒径以粉粒为主,其次为黏粒和砂粒;土壤粘粒含量对土壤入渗能力有较大影响,随粘粒含量增多,入渗能力递减^[19-20],故而土壤质地以黏粒为分析对象。比较两个样区土壤粒径发现,位于海拔较低的阿柔样区土壤黏粒含量高于海拔较高的峨堡样区。也就是说土壤黏粒含量随着海拔升高而呈现出降低的趋势。

表 2 研究区土壤性质						
Table 2 The soil properties in the study areas						
土样 Soil sample	黏粒含量 Clay content /%	稳渗率 f_c Steady infiltration rate /(cm·min ⁻¹)	初渗率 f_1 Initial infiltration rate /(cm·min ⁻¹)	有机质 Organic matter /(g·kg ⁻¹)	含水率 Moisture content /%	容重 Bulk density /(g·cm ⁻³)
AR1	5.308	0.21	0.65	4.24	22.51	0.89
AR2	4.199	0.29	0.50	5.76	38.48	1.22
AR3	7.218	0.12	0.30	7.80	32.26	0.87
EB1	4.292	0.81	1.65	4.63	38.26	0.96
EB2	4.632	0.92	1.55	6.56	46.64	0.81
EB3	4.562	1.23	2.60	4.71	26.18	1.38

峨堡样区位于河流上游,其土壤容重平均值为 1.05 g·cm⁻³,略大于阿柔样区 0.99 g·cm⁻³,有机质含量平均为 5.3 g·kg⁻¹,略小于阿柔样区 5.9 g·kg⁻¹,但差别较小。在容重、有机质含量相近的情况下,土壤初始入渗率与稳定入渗率主要受到土壤粒径和含水量等因素的影响。峨堡样区土壤黏粒含量平均为 4.4%,阿柔样区土壤黏粒含量为 5.5%。由于土壤入渗能力随着黏粒含量增加而减小。因此,位于上游区域海拔较高的峨堡样区初始入渗率

与稳定入渗率比海拔较低的中游阿柔样区大。继而呈现出初始入渗率与稳定入渗率随着海拔升高而升高。

刘汗等^[16]研究土壤含水率对初始入渗率的影响时得出,双环入渗法试验初始阶段土壤初始入渗率随着土壤含水率增加而增加,呈现出正相关关系。这与本试验结果一致。原因在于试验开始注水时,初始含水量低的土壤颗粒快速湿润分散,堵塞土壤孔隙,严重影响土壤入渗,使初始入渗率降低。刘目

兴等^[24]研究显示稳定入渗率随着土壤含水率的增加而增大。本试验也反映出稳定入渗率随着土壤含水率的增加而增加,呈现出正相关关系。原因在于含水率较低的土壤遇水快速湿润过程中,土壤团聚体迅速膨胀崩解,加之原状土表面细颗粒的堵塞,土壤孔隙度和孔隙连通性变差,透水的物理孔隙减少,稳定入渗率明显减小。

此外,观测过程中发现,峨堡样区与阿柔样区植被类型有所差别。峨堡样区其植被高度 3~15 cm,植被根系密集且集中于表层;阿柔样区植被高度 10~30 cm,植被根系分布相对稀疏,但分布深度较大,即阿柔样区植被根系分布较深。在水分入渗过程中

由于受到植物根系的阻滞作用,使入渗的速度比较慢^[25]。

2.2 祁连山八宝河流域土壤入渗过程分析

通过原位测试分析,结果如图 2 所示,峨堡样区(EB)土壤初始入渗率平均为 1.66 cm·min⁻¹,稳定入渗率为 0.99 cm·min⁻¹;0~10 min 土壤入渗率呈现明显减小过程,由 1.66 cm·min⁻¹减小到 1.13 cm·min⁻¹,变化量为 0.53 个单位;10~30 min 土壤入渗率减小缓慢,由 1.13 cm·min⁻¹减小到 1.0 cm·min⁻¹,入渗率变化量 0.13 个单位,30 min 以后入渗速率逐渐达到稳定。

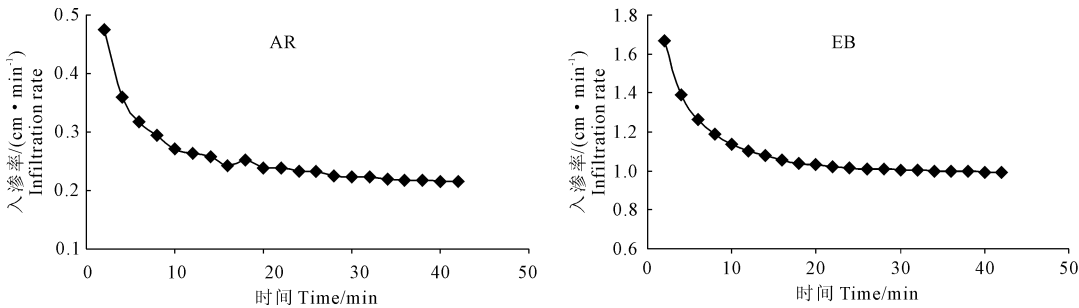


图 2 阿柔(AR)和峨堡(EB)样区土壤入渗过程
Fig.2 Soil water infiltration process in AR and EB sample regions

阿柔样区(AR)土壤初始入渗率平均为 0.47 cm·min⁻¹,稳定入渗率为 0.21 cm·min⁻¹。0~10 min 土壤入渗率呈现明显减小过程,由 0.47 cm·min⁻¹减小到 0.27 cm·min⁻¹,变化量为 0.2 个单位;10~30 min 土壤入渗率减小缓慢,由 0.27 cm·min⁻¹减小到 0.22 cm·min⁻¹,入渗率变化量 0.05 个单位,30 min 以后入渗率逐渐达到稳定。

对比两个样区土壤入渗过程,峨堡样区样点初始入渗率和稳定入渗率均高于阿柔样区,并且峨堡样区初始入渗率与稳定入渗率之差较大。入渗率在人渗初期变化明显,随着试验的进行,土壤逐渐达到

饱和,入渗率变化越来越小,从而形成了入渗率随时间变化的入渗过程曲线。根据土壤入渗过程曲线,一般将土壤入渗过程阶段的划分分为 3 个阶段:初渗阶段、过渡阶段和稳渗阶段。本文根据入渗率变化的快慢,将整个入渗过程分为:0~10 min 为入渗速率急剧变化阶段,10~30 min 为入渗速率缓慢变化阶段和 30 min 以后逐渐达到稳定入渗阶段。

2.3 土壤入渗特征拟合分析

用 Kostikov 模型、Horton 模型和 Philip 模型分别对样本区内各点土壤入渗速率进行了拟合。各测点土样入渗方程参数和相关系数 *r* 见表 3。

表 3 模型相关参数
Table 3 Model related parameters

土样 Soil sample	Kostiakov 模型 Kostiakov model			Horton 模型 Horton model		Philip 模型 Philip model	
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>	<i>k</i>	<i>r</i>	<i>s</i>	<i>r</i>
AR1	0.58	0.25	0.93	0.10	0.92	0.32	0.97
AR2	0.49	0.16	0.93	0.14	0.96	0.14	0.98
AR3	0.34	0.25	0.98	0.08	0.96	0.31	0.98
EB1	1.85	0.27	0.98	0.18	0.98	0.74	0.99
EB2	1.76	0.17	0.94	0.09	0.95	0.70	0.98
EB3	2.17	0.23	0.93	0.36	0.95	0.62	0.97

对 Kostiakov 模型拟合相关分析结果显示,其相关系数 r 均在 0.93 以上。模型中的参数 a 变化于 0.34 ~ 2.17 之间,在阿柔样区数值较小,平均 0.47,在峨堡样区数值较大,平均为 1.93。参数 a 的大小也反映了初始入渗率与稳定入渗率之差的大小,参数 a 大说明初始入渗率与稳定入渗率之差大,参数 a 小说明初始入渗率与稳定入渗率之差小。峨堡样区 a 值明显高于阿柔样区,这正好解释了峨堡样区初始入渗率与稳定入渗率之差较大。参数 b 值相对稳定,变化不大。 b 变化在 0.16 ~ 0.27 之间, b 值越大入渗速率随时间减少越快^[26],说明试验样点入渗速率变化整体不是很剧烈。

Horton 模型中参数 k 变化于 0.08 ~ 0.36 之间。 k 值反映了入渗曲线的斜率变化情况, k 值越大,入

渗速率减小越快^[18]。比较峨堡和阿柔两个样区发现,峨堡样区入渗速率减小相对较快。对拟合数值与实测数据做相关关系分析,其相关系数均在 0.92 以上,说明模型拟合较好。

Philip 模型中参数 s 变化于 0.14 ~ 0.74 之间。对拟合数值与实测数据做相关分析,其相关系数均在 0.96 以上,说明模型拟合较好。

2.4 三种模型土壤入渗特征的比较分析

从入渗模型拟合相关系数 r 的大小可以判断不同模型的拟合效果,相关系数 r 均在 0.90 以上,说明方程拟合效果较好。为了进一步比较所选三种模型对本流域土壤入渗的适用性,比较分析了三种模型的入渗曲线和实测数据的点,如图 3、图 4、图 5 所示。

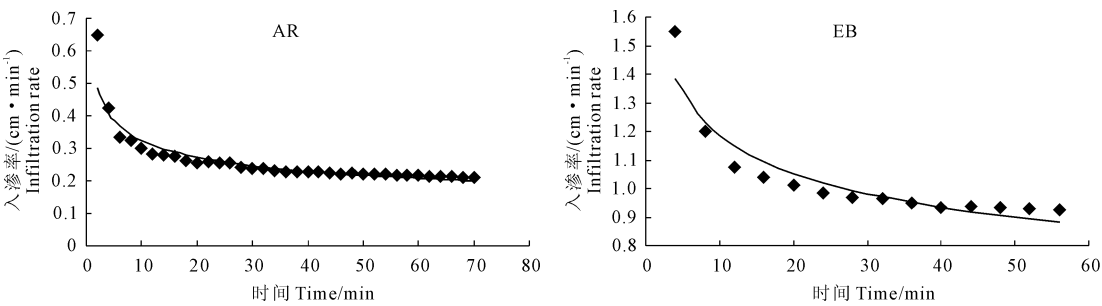


图 3 入渗实测结果与 Kostiakov 模型计算结果的比较

Fig.3 The measured infiltration results comparing with the calculated results by the Kostiakov Model

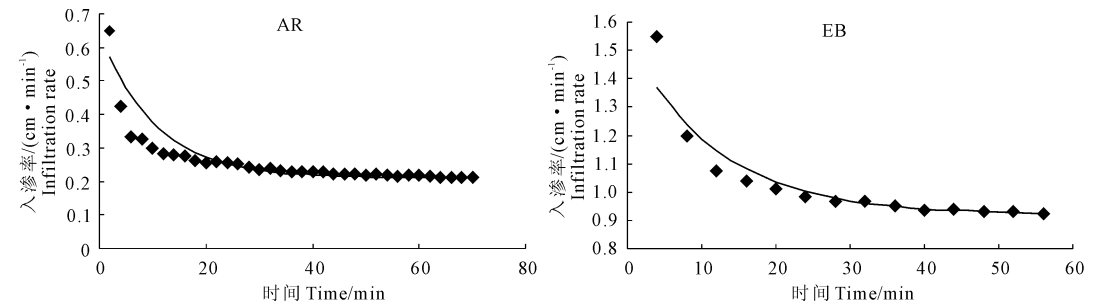


图 4 入渗实测结果与 Horton 模型计算结果的比较

Fig.4 The measured infiltration results comparing with the calculated results by the Horton Model

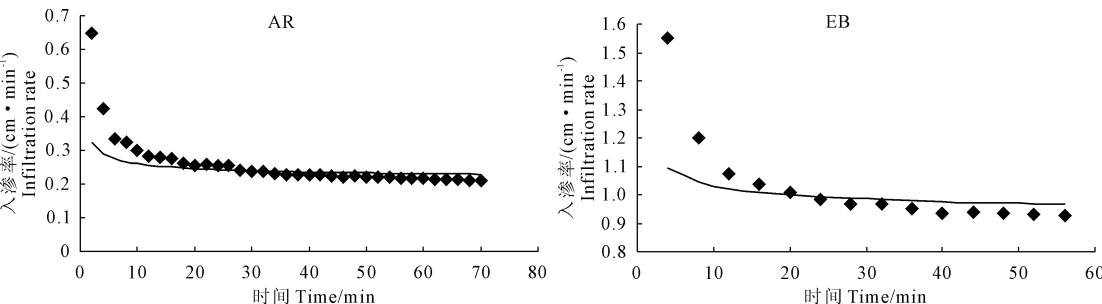


图 5 入渗实测结果与 Philip 模型计算结果的比较

Fig.5 The measured infiltration results comparing with the calculated results by the Philip Model

另将不同模型下入渗率的计算值与实测值进行入渗过程各阶段均方根误差(*RMSE*)分析,*RMSE* 越

小,模型的计算精度越高^[27],结果如表 4 所示。

表 4 三种模型拟合的均方根误差 (*RMSE*)/(cm·min⁻¹)
Table 4 The root mean square error (*RMSE*) of the three models fitting

入渗模型 Infiltration model	AR 土样 AR soil sample			EB 土样 EB soil sample		
	0 ~ 10 min	10 ~ 30 min	> 30 min	0 ~ 10 min	10 ~ 30 min	> 30 min
Kostiakov 模型 Kostiakov model	0.077	0.015	0.007	0.105	0.037	0.027
Horton 模型 Horton model	0.091	0.029	0.006	0.115	0.024	0.003
Philip 模型 Philip model	0.163	0.017	0.013	0.280	0.018	0.037

Kostiakov 模型在入渗速率急剧变化阶段,阿柔样区拟合精度较高;对缓慢变化和稳定入渗阶段的拟合,阿柔样区的拟合精度高于峨堡样区。

Horton 模型在入渗速率急剧变化阶段,两个样区拟合精度均偏低;缓慢变化阶段,两个样区的拟合精度有所提高;对稳定入渗阶段拟合,两个样区拟合精度高,模拟入渗曲线与实测点最为接近。

Philip 模型在入渗速率急剧变化阶段,阿柔样区拟合精度较高,峨堡样区偏低;对缓慢变化阶段的拟合精度均较高,并且阿柔样区的拟合精度高于峨堡样区;而对稳定入渗阶段拟合,两个样区拟合精度又偏低。

综上所述 Kostiakov 模型在阿柔样区与实测点拟合比 Horton 模型和 Philip 模型拟合效果好;在峨堡样区 Horton 模型与实测点拟和最好。

3 结 论

初始入渗率与稳定入渗率随着海拔降低而降低,主要受黏粒含量和土壤含水量的影响。土壤黏粒含量随着海拔升高而呈现出降低的趋势。随着海拔的升高,土壤温度降低,制约着生物活动,影响着土壤发育。海拔较低的区域,温度较高,土壤发育完全,黏粒含量增加,致使入渗率降低;植被以高山草原为主,根系分布比海拔较高的亚高山草甸深,这也成为影响入渗的一个因素。土壤含水量也受到海拔的影响。在一定高度内,降水量随着海拔升高而增加,继而土壤含水量增加;同时,海拔较高区域气温较低,植被生长缓慢,蒸散发较小,使土壤含水量增加。研究区表现出入渗率随含水量增加而升高。

研究区入渗过程分为:0~10 min 的入渗速率急剧变化阶段,10~30 min 的入渗速率缓慢变化阶段和 30 min 以后逐渐达到稳定入渗阶段。在模型拟合方面 Kostiakov 模型在阿柔样区与实测点拟合比

Horton 模型和 Philip 模型拟合效果好;在峨堡样区 Horton 模型与实测点拟和最好。

参 考 文 献:

[1] 蒋定生.黄土高原水土流失与治理模式[M].北京:中国水利水电出版社,1997.

[2] 王忠科.植被盖度及地面坡度影响降雨入渗过程的试验研究[J].河北水利水电技术,1994,(4):63-64.

[3] Braud I, Fernandez P, Bouraouif. Study of the rainfall – runoff process in the Andes region using a continuous distributed model[J]. Journal of Hydrology, 1999,216:155-171.

[4] 王全九.土壤溶质迁移理论研究进展[J].灌溉排水学报,2005,24(3):77-80.

[5] Rana G, Katerjin. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the filed under Mediterranean climate: A review[J]. European Journal of Agronomy, 2000,13:125-153.

[6] 刘昌明,李道峰,田 英,等.基于 DEM 的分布式水文模型在大尺度流域应用研究[J].地理科学进展,2003,22(5):437-445.

[7] Green W H, Ampt G A. Studies on soil physics flow of air and water through soils[J]. J. Agr. Sci, 1911,76(4):1-24.

[8] Kostiakov A N. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration[J]. Soil Sci., 1932,97(1):17-21.

[9] Horton R E. An approach to ward a physical interpretation of infiltration-capacity[J], Soil Sci. Soc. AM. J., 1940,5(3):399-417.

[10] Philip J R. The theory of infiltration about sorptivity and algebraic infiltration equations[J]. Soil Sci., 1957,84(4):257-264.

[11] 方正三.黄河中游黄土高原梯田的调查研究[M].北京:科学出版社,1958:53-59.

[12] 蒋定生,黄国俊.黄土高原土壤入渗速率的研究[J].土壤学报,1986,23(4):299-304.

[13] 田育新,李锡泉,吴建平,等.小流域森林生态系统林地土壤渗透性能研究[J].水土保持研究,2006,13(4):173-175.

[14] 曾 辰,王全九,樊 军.初始含水率对土壤垂直线源入渗特征的影响[J].农业工程学报,2010,26(1):24-30.

[15] 席海洋,冯 起,程玉菲,等.额济纳绿洲土壤入渗特征与土壤状况的关系研究[J].冰川冻土,2008,30(6):976-982.

[16] 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.

3 结论与讨论

- 1) 播前灌水造墒处理不同程度提高了 0 ~ 100 cm 土层土壤水分含量,为压砂地西瓜生长创造和奠定了较好的墒情条件。但灌水定额过大引起下层土壤水分含量增加,从而增加了通过深层渗漏损失的水量。从 0 ~ 100 cm 土层土壤水分含量动态变化来看,尽管西瓜根系主要分布在 0 ~ 40 cm 的土层,但种植西瓜仍然可以影响 0 ~ 100 cm 土层土壤水分含量。
- 2) 底墒差异影响了西瓜生长速度,进而影响了西瓜耗水规律。西瓜生育前期,随着播前灌水量由高到低,西瓜耗水量有降低趋势;需水高峰期,西瓜耗水量则随播前灌水量降低呈增加的趋势。另一方面,不同底墒处理收获期土壤储水量也存在较大差异,亦会影响下季作物的生长。
- 3) 压砂地夏季休闲能增加 0 ~ 100 cm 土层土壤含水量,在西瓜生育期降雨量为 85 mm 条件下,0 ~ 100 cm 土层土壤储水量增加 2.7 mm,为下季作物提供较好的墒情。
- 4) 综合考虑西瓜产量和水分利用效率,在试验当年降雨量条件下,试验地同类型土壤区域只要保证压砂地 0 ~ 100 cm 土层土壤储水量在 250 mm 左右就能保证西瓜正常生长和产量。

参 考 文 献:

[1] 高亚军,李生秀.北方旱区农田水肥效应分析[J].中国工程科学,2002,4(7):74-79.

[2] 罗俊杰,黄高宝.底墒对旱地冬小麦产量和水分利用效率的影响研究[J].灌溉排水学报,2009,28(3):102-104.

[3] 李玉山,喻宝屏.土壤深层储水对小麦产量效应的研究[J].土壤学报,1980,17(1):43-53.

[4] 黄文华.从陇东麦田水分平衡看干旱成因和降水资源开发[J].干旱地区农业研究,1985,3(2):35-40.

[5] 杜延军,李自珍,李凤民.半干旱黄土高原地区地膜覆盖和底墒对春小麦生长及产量的影响[J].西北植物学报,2004,24(3):404-411.

[6] 李梅,贾志宽,蒋骏.不同土壤水分条件下宁南旱地春小麦覆膜穴播栽培效应研究初报[J].干旱地区农业研究,2000,18(1):54-59.

[7] 董大学,钟良平,李玉山.冬小麦产量与底墒关系分析[J].水土保持通报,1993,13(5):58-61.

[8] 高锺科,王小彬,汪德水,等.旱地麦田蓄水保墒耕作措施的研究[J].干旱地区农业研究,1991,9(4):1-9.

[9] 王勇.旱地地膜冬小麦播前底墒对产量效应的研究[J].中国生态农业学报,2003,11(3):117-120.

[10] 史国安,魏良友,陈明灿,等.模拟不同降水类型旱地冬小麦产量性状的通径分析[J].干旱地区农业研究,2000,18(3):64-69.

[11] 刘庚山,郭安红,安顺清,等.底墒对小麦根冠生长及土壤水分利用的影响[J].自然灾害学报,2003,12(3):149-154.

[12] 任三学,赵花荣,郭安红,等.底墒对冬小麦植株生长及产量的影响[J].麦类作物学报,2005,25(4):79-85.

[13] 侯玉虹,尹光华,刘作新,等.土壤底墒与苗期灌溉量对玉米出苗和苗期生长发育的影响[J].干旱地区农业研究,2006,24(4):51-57.

[14] 李全起,陈雨海,韩惠芳,等.底墒差异对夏玉米生理特性及产量的影响[J].中国农学通报,2004,20(6):116-119.

[15] 上官周平,陈培元,李英.氮肥和底墒对小麦籽粒灌浆过程的调节效应分析[J].西北植物学报,1994,14(2):107-116.

[16] 李全起,房全孝,陈雨海,等.底墒差异对夏玉米耗水特性及产量的影响[J].农业工程学报,2004,20(2):93-96.

[17] 罗俊杰,王勇,樊廷录.旱地不同生态型冬小麦水分利用效率对播前底墒的响应[J].干旱地区农业研究,2010,28(1):61-64.



(上接第 65 页)

[17] 吴发启,赵西宁,崔卫芳.坡耕地土壤水分入渗测试方法对比研究[J].水土保持通报,2003,23(3):39-41.

[18] 赵西宁,吴发启.土壤水分入渗的研究进展和评述[J].西北林学院学报,2004,19(1):42-45.

[19] 解文艳,樊贵盛.土壤含水量对土壤入渗能力的影响[J].太原理工大学学报,2004,35(3):272-275.

[20] 李卓,吴普特,冯浩,等.不同粘粒含量土壤水分入渗能力模拟试验研究[J].干旱地区农业研究,2009,27(3):71-77.

[21] Hillel D. Crust Formation in Lassies soils[J]. International Soil Science, 1960,29(5):330-337.

[22] Bodman G B, Colman E A. Moisture and energy condition during downward entryof water into soil[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994,8(2):166-182.

[23] 李雪转,樊贵盛.土壤有机质含量对土壤入渗能力影响的试验研究[J].太原理工大学学报,2006,37(1):59-62.

[24] 刘目兴,聂艳,于婧.不同初始含水率下粘质土壤的入渗过程[J].生态学报,2012,32(3):871-878.

[25] 程艳涛.冻土高寒草甸草地土壤水分入渗过程及影响因素的试验研究[D].兰州:兰州大学,2008.

[26] 刘贤赵,康绍忠.黄土高原沟壑区小流域土壤入渗分布规律的研究[J].吉林林学院学报,1997,13(4):203-208.

[27] 刘继龙,马孝义,张振华.不同条件下 Green - Ampt 模型累积入渗量显函数的适用性[J].应用基础与工程科学学报,2010,18(1):11-19.