

青海湖西北部泉吉乡附近土壤入渗规律研究

赵景波^{1,2}, 曹军骥², 张冲¹, 古丽扎提·哈布肯¹, 胡建¹

(1. 陕西师范大学 旅游与环境学院, 西安 710062;

2. 中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075)

摘要: 通过对青海湖地区刚察县泉吉乡草地土壤入渗实验、孔隙度测定与粒度测定, 研究了高草地土壤与低草地土壤的入渗特征和土壤蓄水性。结果表明, 研究区域内高草地土壤的稳定入渗率较大, 平均为 $3.1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$; 低草地土壤的稳定入渗率较小, 平均为 $1.6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$; 高草地达到稳定入渗的时间较低草地短 80 min 左右。通用经验公式对青海湖泉吉乡高草地土壤入渗实验数据的拟合最为适合, 而霍顿公式对于低草地土壤入渗实验数据拟合最为适合。高草地草本植物根系发育深, 受根系影响的土壤疏松层较低草地深厚是造成高草地土壤渗透性较低草地大的主要原因。青海湖土壤粒度成分较粗, 土层薄是该区土壤稳定入渗率较黄土大和在较短时间内能够达到稳定入渗状态的主要原因。虽然青海湖地区土壤渗透性较强, 但该区土壤厚度较小, 土壤水库蓄水能力有限, 调蓄能力较差, 不能满足乔森林发育的需要, 但基本能够满足草原植被生长的需要。

关键词: 入渗规律; 土壤水分平衡; 高草地; 低草地; 青海湖

中图分类号: P934; P426.68 文献标志码: A 文章编号: 1674-9901(2010)03-0175-08

The soil infiltration research of the Quanji township in the northwest Qinghai Lake area

ZHAO Jing-bo^{1,2}, CAO Jun-ji², ZHANG Chong¹, Gulzat Habiken¹, HU Jian¹

(1. College of Tourism and Environment, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China; 2. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China)

Abstract: By the infiltration experiments, porosity determination and grain size analysis on grassland soils of the Quanji town in Gangcha county of Qinghai lake area, we studied the characteristics of low and high grass lands particle size and soil water infiltration. The results show that, the steady soil infiltration of high grassland is larger than the low grassland, the average steady soil infiltration rate is $3.1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ and is $1.6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ respectively; steady infiltration of high grassland is about 80 minutes smaller than the low grassland. General empirical formula is more suitable for fitting the experimental data of high grass soil infiltration of the Quanji township of Qinghai lake area, and Horton formula is more appropriate for the low grass soil infiltration. The high grassland possess deeper loose soil layers than low grassland because of deep root development of high grassland plants, and it is the main reason that the soil infiltration of high grassland is larger than the low grassland. Coarse grain size composition in soil and thin soil layer is the main reason why the steady soil infiltration of that place is higher than the loessal soil and how to reach a steady state infiltration in a short time. Although the permeability of soil of Qinghai Lake area is higher, but the soil layer is not enough thick, the soil water storage capacity is limited, poor storage capacity can not meet the need for arbor forest development and afforestation, however, can basically meet the needs of grassland vegetation growth.

Key words: infiltration; soil water balance; high grassland; low grassland; Qinghai Lake

收稿日期: 2010-11-15

基金项目: 国家科技支撑计划 (2007BAC30B01)

通讯作者: 赵景波, E-mail: zhaojb@snnu.edu.cn

土壤入渗特性研究在水文产流计算和对土壤水资源与地下水资源富集等有重要意义。长期以来,土壤水分平衡是森林、草原和农田等生态系统研究的重要内容,尤其是在干旱区和半干旱区(何其华等,2003),土壤水分更是限制植物生长和分布的主要因子,是草原畜牧业发展、水资源规划与管理及节水农牧业技术研究的基础(王月玲,2005)。入渗是指在灌溉或降水条件下,水分通过土壤表面垂直或水平进入土壤的过程(陈洪松等,2005;邵明安等,2006)。过去人们对现代表层土壤渗透性进行了许多研究,已认识到裸地形成地表结皮会使产流提前、平均入渗率降低,但地面草本植物覆盖能有效增加水分入渗,并促进土壤水分向深层运移(卢晓杰等,2008;郭忠升和邵明安,2009;林代杰等,2010)。土壤表层0~15 cm入渗性能较高,差异小,地表之下15~30 cm土壤入渗性能差异较大,旱地地表下层有时存在明显的入渗阻滞层(张治伟等,2010)。

由于土壤入渗特性受到土壤结构、土壤质地和土地利用方式等因素的影响(Franzluubbers,2002;王慧芳和邵明安,2006;赵勇钢等,2008),且存在强烈的空间变异性(姜娜等,2005;Zeleeke and Si,2005,2006;贾宏伟等,2006;Machiwa et al,2006;王康等,2007),使得这一领域的研究面临许多困难。然而野外的实际入渗实验仍然是获得真实可信结果的重要方法。近些年来,有的学者试图通过建立土壤入渗特性与易测定的土壤物理特性之间的函数关系,即土壤转换函数,以获得大尺度上土壤入渗特性参数(刘继龙等,2010)。

青海湖地区属于高原大陆性气候,雨量偏少,水分是制约当地植被生长、恢复的关键因子。然而到目前为止,针对高海拔草场土壤渗水规律的研究还很少,对高海拔草原土壤渗透性特点、不同草地入渗率的差异及其原因更缺少深入研究。因此,本文通过对高原草场不同植被土壤水分入渗实验和土壤蓄水性的研究,为认识该区草原土壤的渗透性和土壤水库的特点提供科学依据,对该区生态环境的保护和牧业发展具有重要的现实意义。

1 研究区概况与方法

泉吉乡位于青海省海北藏族自治州刚察县城西南部,距县府驻地25公里,面积0.1万平方公里,

地处湖滨平原,泉吉河流过境内汇入青海湖。境内山脉的走向呈西北向,北部高山连绵,南部低缓,境内湖滨平原海拔在3100左右。人口0.4万,以藏族为主,占总人口的78%。以牧业为主,主要发展的是藏系绵羊与牦牛。青藏铁路与315国道穿境而过,交通便利。该区年平均气温为1.3℃。年降水量约330 mm,多集中在6—9月(刚察县志编纂委员会,1997)。

实验地点选在泉吉乡政府南10公里左右处地势平坦人为影响小的草地,草原植被草本植物组成可分为两类,一是沙草科与禾本科等构成的低地,草高一般小于20 cm,分布最广,是该区主要的草原成分;二是芨芨草构成的高草,草高45 cm左右,小面积或零星分布。低草地植被覆盖度从60%到90%不等,选取5个点进行实验,每个点位间隔为1 km左右。高草地植被覆盖度在80%以上,共选取4个点进行实验,每个点位相隔1 km左右。

现场入渗试验采用双环法测定入渗率,渗水环由直径30 cm和60 cm的两个金属圆环组成,环高20 cm。试验时将两环同心埋入土中约10 cm,然后在内外两环底部铺上1 cm厚的细砾石,以减少加水冲刷对土壤结构的破坏。然后注水于两环中,内外环水深均保持5 cm水高,以防止内外环互渗。在环壁5 cm高处标出水位刻度线,先将水加至刻度线处,随着水分的不断入渗减少,用500 mL量杯向环内加水,使两环内始终保持5 cm的水体高度,同时记录消耗500 mL水分所用的时间。直到连续3次消耗500 mL水量的时间基本相同为止,然后计算入渗速率。粒度成分应用英国马尔文仪器公司生产的Mastersizer-2000激光粒度仪进行分析。孔隙度利用环刀法测定。

2 实验结果

2.1 高草地入渗实验结果

根据青海湖西北泉吉乡高草地4个实验点的入渗实验结果(图1)可知,4个样点入渗过程的前10分钟水分入渗都很快,之后入渗渐渐变慢,最后达到入渗稳定状态。因此,我们将前10分钟的入渗率作为初渗率,并按照初渗率、稳定前的入渗率和稳定入渗率数据进行介绍。

由实验结果可知,高草地第1实验点(图1a)在入渗开始后的前10分钟之内入渗速率较大,之后迅速降低,在15分钟时达到最

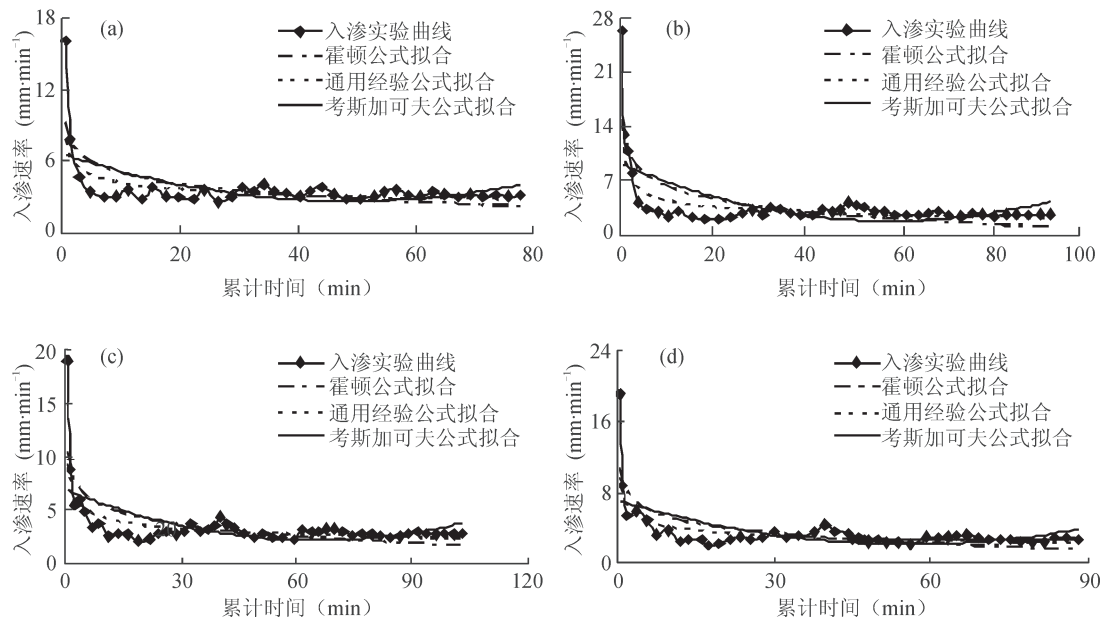


图1 泉吉乡高草地入渗率和用3种渗水经验公式拟合的曲线

Fig. 1 Infiltration rates of high grass lands at Quanji town and their fitting curves of three empirical equations

(a) — (d) 分别为高草地4个实验点的入渗曲线

低, 之后入渗速率缓慢增加, 在经过约80分钟的入渗后, 入渗速率达到稳定状态。10分钟之前的平均初渗率为 $11.9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前的平均入渗水率为 $3.9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率或入渗系数为 $3.3 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

高草地第2实验点(图1b)在入渗开始后的前12分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在20分钟时达到最低, 之后入渗速率缓慢增加, 在经过约90分钟的入渗后, 入渗率到达稳定状态。初渗率为 $10.1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗率为 $4.2 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率或入渗系数为 $2.9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

高草地第3实验点(图1c)在入渗开始后的前约15分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在18分钟时达到最低, 之后入渗速率缓慢增加, 在经过约100分钟的入渗后, 入渗率到达稳定状态。初渗率为 $9.7 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗速率为 $3.7 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $3.0 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

高草地第4实验点(图1d)在入渗开始后的前13分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在17 min时达到最低, 之后入渗速率缓慢增加, 在经过约90 min的入渗后, 入渗率到达稳定状态。初渗率为 $11.4 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗率

为 $4.1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $3.2 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

由上可知, 高草地4个实验点入渗率变化趋势相同, 初渗率为 $9.7 \sim 11.9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 平均入渗率为 $3.7 \sim 4.2 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 入渗系数为 $2.9 \sim 3.3 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 总入渗时间为 $70 \sim 100 \text{ min}$ 。

2.2 低草地入渗实验结果

由实验结果可知, 低草地第1实验点(图2a)在入渗开始后的前10分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在50分钟时达到最低, 之后入渗率缓慢增加, 在经过约160分钟的入渗后, 入渗速率达到稳定状态。初渗率为 $3.1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗率为 $1.6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

低草地第2实验点(图2b)在入渗开始后的前10分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在50分钟时达到最低, 之后入渗速率缓慢增加, 在经过约160分钟的入渗后, 入渗速率达到稳定状态。初渗率为 $3.9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗前平均入渗率为 $2.0 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

低草地第3实验点(图2c)在入渗开始后的前约10分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在60分钟时达到最低, 之后入渗速率缓慢增加, 在经过约150分钟的入渗之后, 入渗率到达稳定状态。

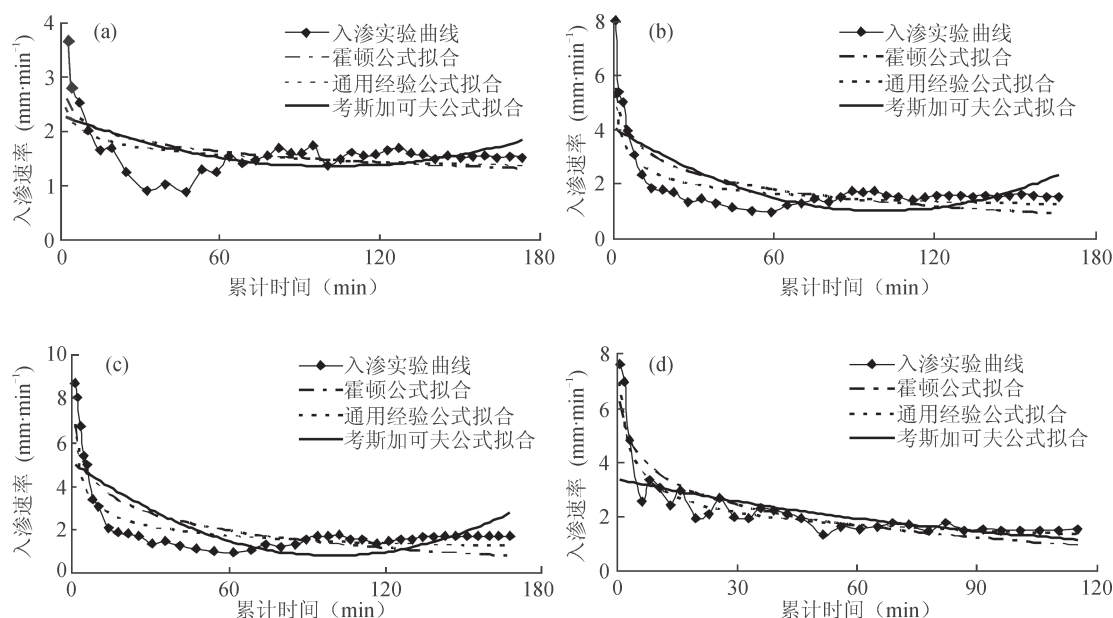


图 2 泉吉乡低草地渗水实验结果和用 3 种渗水经验公式对渗水速率的拟合

Fig.2 Infiltration rates of low grass lands at Quanji town and their fitting curves of three empirical equations

(a) — (d) 分别为低草地 4 个实验点的入渗曲线

初渗率为 $0.49 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗率为 $0.22 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $0.16 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

低草地第 4 实验点 (图 2d) 在入渗开始后的前 16 分钟之内入渗速率较大, 之后迅速降低, 在经过约 110 分钟的入渗后, 入渗速率达到稳定状态。初渗率为 $0.48 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗率为 $0.24 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $0.15 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

低草地第 5 实验点 (图略) 在入渗水开始后的前 10 分钟之内入渗率较大, 之后迅速降低, 在经过约 170 分钟的入渗后, 入渗率达到了稳定状态。初渗率为 $3.8 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定前平均入渗率为 $1.8 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率为 $1.7 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

由上可知, 低草地 5 个实验点入渗率变化趋势相同, 初渗率为 $3.1 \sim 4.9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 平均入渗速率为 $1.6 \sim 2.4 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 稳定入渗率或入渗系数为 $1.5 \sim 1.7 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 总入渗时间为 $160 \sim 180 \text{ min}$ 。低草地的初渗率、平均入渗率和稳定入渗率均明显小于高草地相应的入渗率。

2.3 青海湖泉吉乡土壤粒度成分与孔隙度

为查明泉吉乡土壤入渗率及其决定因素, 需要分析该区土壤粒度成分和测定土壤孔隙度。为此, 利用轻型人力钻采集了各试验点 $0 \sim 2.5 \text{ m}$ 不同深度的粒度分析样品。分析了 6 个剖面的粒度样品之后, 发现其粒度组成特征都很相似, 所以选择代表

性好的粒度实验结果进行介绍。粒度分析结果 (图 3) 表明, 泉吉乡试验点 1.0 m 以上土壤粒度组成是以粗粉砂、细粉砂、极细砂为主。其中粗粉砂的含量最高, 其变化范围是 $43.7\% \sim 54.9\%$, 平均含量为 50.8% ; 其次是细粉砂, 变化范围是 $14.0\% \sim 20.1\%$, 平均含量为 16.3% ; 再次是极细砂, 变化范围为 $8.3\% \sim 18.06\%$, 平均含量为 13.5% ; 细砂、中砂、粗砂少量。

土壤剖面 $100 \sim 230 \text{ cm}$, 以细砂、中砂、极细砂为主。其中细砂的含量最高, 其变化范围为 $3\% \sim 56.8\%$, 在 110 cm 以下含量剧增, 平均为 34.6% ; 其次是中砂, 平均含量为 19.6% , 变化范围为 $4.0\% \sim 25.3\%$; 再次是极细砂, 平均含量为 14.9% , 变化范围为 $6.9\% \sim 19.3\%$; 粘粒和细粉砂的平均含量分别为 9.43% 、 7.54% , 分布范围分别为 $2.37\% \sim 19.87\%$ 、 $1.6\% \sim 15.66\%$; 其他少量或缺失。

由 2 个剖面样品的孔隙度测定结果 (表 1) 可知, 泉吉乡附近土壤上部 1.4 m 以上孔隙度较高, 其值变化为 $45.4\% \sim 64.6\%$, 多数样品孔隙度大于 50% , 且在垂向上的差异较小。与黄土高原黄土孔隙度相比, 泉吉乡附近土壤孔隙度与黄土层相近。虽然青海湖土层孔隙度并不比黄土高, 但其粒度成分较黄土略粗, 这会使孔隙直径变大, 导致土层渗透性增强, 这应当是该区土壤入渗率高的原因。

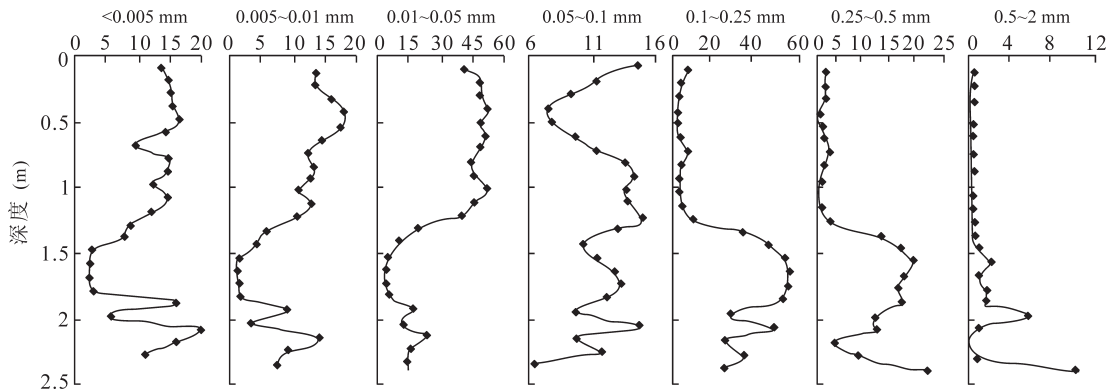


图 3 泉吉乡土壤剖面粒度成分变化

Fig.3 Particle size composition in the soil profile at Quanji town

表 1 泉吉乡土壤孔隙度变化

Table 1 Change of soil porosity at Quanji town

样品号	深度 (m)	孔隙度 (%)	样品号	深度 (m)	孔隙度 (%)
gc2-2	0.2	64.6	gc9-2	0.2	52.7
gc2-4	0.4	51.1	gc9-4	0.4	53.2
gc2-6	0.6	52.2	gc9-6	0.6	53.8
gc2-8	0.8	45.8	gc9-8	0.8	50.0
gc2-10	1.0	45.4	gc9-10	1.0	53.8
gc2-12	1.2	53.4	gc9-12	1.2	53.6
gc2-14	1.4	50.5	gc9-14	1.4	51.9

3 入渗实验数据的公式拟合

3.1 三种公式拟合结果

将青海湖西北泉吉乡入渗实验数据用如下 3 种渗水经验公式 (Green and Ampt, 1911; Horton, 1940; Philip, 1957) 拟合。考斯加可夫 (Koctakob) 公式: $f_0=at^{-b}$, 式中 f_0 为渗水速率 ($\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$), t 为渗水时间 (min), a 、 b 为经验参数。霍顿 (Horton) 公式: $f_0=f_c+(f_0-f_c)e^{-kt}$, 式中 f_0 和 f_c 分别为初渗率和稳渗率, k 为经验参数, t 为渗水时间 (min)。通用经验公式: $f_0=a_1+b_1t^{-n}$, 式中 a_1 、 b_1 和 n 均为经验参数, t 为渗水时间 (min)。

通过用以上 3 种渗水公式进行回归分析, 得出表 2 中的结果。从表 2 中可以看出, 低草地土壤入渗实验数据用考斯加可夫公式拟合时的 a 值变化范围较大, 为 0.34 ~ 0.86, 高草地的 a 值变化范围较小, 为 1.00 ~ 1.38, 它与土壤初始含水率和容重有关, 成反相关关系, 说明低草地土壤含水量高, 容重大。高草地土壤含水量低, 容重小。 b 值反映了入渗率递减状况, b 值越大, 入渗率随时间减小越快, 反之相反。由此可以看出, 高草地土壤整体的入渗

率递减比低草地土壤要快。用霍顿公式拟合时, 高草地 f_0-f_c 变化为 1.3 ~ 2.37, 低草地 f_0-f_c 变化为 0.21 ~ 0.7, 高草地的初渗率和稳定入渗率比低草地差值要大。通用经验公式中 a_1 实质上相当于稳定入渗率, 也表明高草地的稳定入渗率比低草地大。由表 2 中的拟合结果还可以看出, 不同土层的入渗参数值是不同的, 造成这一结果的主要原因是高草地和低草地土层性质的不同。

3.2 拟合结果对比及其意义

对于研究水循环过程和农田灌溉而言, 人们关心的主要是经验公式中经验参数的具体采用数值。为此, 通过计算获得了 3 个经验公式各个经验参数的均值 (表 3)。结果表明, 通用经验公式对青海湖泉吉乡高草地土壤入渗试验数据的拟合最为适合, 而霍顿公式对低草地土壤入渗试验数据的拟合最为适合。表 3 中的结果对水文和农业部门在应用渗水经验公式 (不能够判断青海湖高海拔土壤的特性时) 有重要参考价值, 其中的均值可以作为经验参数的具体取值来估计经验公式的计算结果。

表 2 用 3 种入渗经验公式中参数的回归分析结果

Table 2 Regression analysis of the parameters of three infiltration empirical equations

实验分类	编号	考斯加可夫公式			霍顿公式				通用经验公式			
		a	b	R^2	f_c	f_0-f_c	k	R^2	a_1	b_1	n	R^2
高草地	G1	1.00	0.32	0.75	0.33	1.3	0.64	0.92	0.33	0.51	1.05	0.97
	G2	1.37	0.45	0.89	0.29	2.37	0.72	0.94	0.27	0.89	0.83	0.97
	G3	1.15	0.37	0.81	0.30	1.63	0.58	0.91	0.29	0.71	0.91	0.97
	G4	1.19	0.37	0.83	0.33	1.79	0.70	0.93	0.30	0.69	0.82	0.95
低草地	D1	0.34	0.19	0.53	0.15	0.21	0.12	0.79	0.14	0.47	0.97	0.76
	D2	0.73	0.38	0.89	0.15	0.65	0.18	0.97	0.11	0.68	0.64	0.94
	D3	0.86	0.40	0.90	0.17	0.7	0.15	0.96	0.06	0.82	0.51	0.91
	D4	0.75	0.37	0.93	0.15	0.61	0.14	0.89	0.06	0.71	0.46	0.94
	D5	0.65	0.35	0.82	0.17	0.56	0.22	0.91	0.13	0.63	0.80	0.93

表 3 渗水公式中经验参数的均值对比

Table 3 Mean value and standard difference of experiential coefficients in infiltration parameters

公式类型	考斯加可夫公式			霍顿公式				通用经验公式			
参数	a	b	R^2	f_c	f_0-f_c	k	R^2	a_1	b_1	n	R^2
高草地均值	1.18	0.38	0.82	0.31	1.77	0.66	0.92	0.30	0.70	0.91	0.96
低草地均值	0.67	0.34	0.81	0.16	0.55	0.16	0.90	0.10	0.66	0.68	0.89

4 讨论

4.1 泉吉乡高草地与低草地入渗率的差异及原因分析

植被能够造成土壤孔隙多少与孔隙大小的不同,是影响土壤入渗率差异的重要因素之一 (Franzluebbers, 2002; 张治伟等, 2010)。根据高草地和低草地各试验点入渗速率对比 (图 4) 可知,高草地 4 个试验点的初渗率都明显大于该点的稳定前入渗率、稳定入渗率和平均入渗率,但稳定前入渗率、稳定入渗率和平均入渗率差别不大,低草地 5 个试验点入渗率也有类似的变化。对比高草地和低草地可以发现,高草地试验点土壤的初渗率、稳定前入渗率、稳定入渗率和平均入渗率都明显大于低草地各试验点入渗率,前者比后者大两倍以上。在做入渗实验的时段属旱季向雨季转换时期,降水不足,但温度增加较快,蒸发作用强烈,再加上植物的迅速生长对水分的吸收使得土壤含水量明显下降,表层干化,吸水性强,这是造成高草地和低草地初渗率都明显增大的主要原因。水分快速入渗通过表层干化土壤到达下部土层之后,由于下部水分含量较高,这时的入渗速率比初渗率明显变小。

经过野外开挖土壤剖面的观察发现,高草地草本植物根系分布深度大,深度超过 30 cm,低草地植物根系分布深度小,分布深度多小于 30 cm;高草地土质比低草地土质较为疏松。高草根分布深度大使得孔隙较多的疏松土层厚度较大,低草地草本根系较浅使得孔隙较多的疏松土层厚度较小,较为密实的下部土层厚度较大。在渗水过程中,水分在孔隙度较大的土壤中渗水较快,所以高草地容易达到稳定入渗状态。而水分在较硬的土壤中入渗较慢,所以在低草地达到稳定入渗状态需要的时间较长,比高草地达到稳定的时间平均长 80~90 min。

入渗率的差异也造成了入渗量的不同。根据高草地和低草地各试验点的平均入渗速率和达到稳定入渗的时间可知,高草地达到稳定入渗前的总入渗量为 215337~280126 mL,低草地达到稳定入渗前的总入渗量为 193275~268819 mL。可以看出,同等深度土层高草地达到稳定入渗前的总入渗量要大于低草地的入渗量。

4.2 泉吉乡土壤入渗率与黄土入渗率差异

根据前人对陕西黄土渗水规律研究表明,西

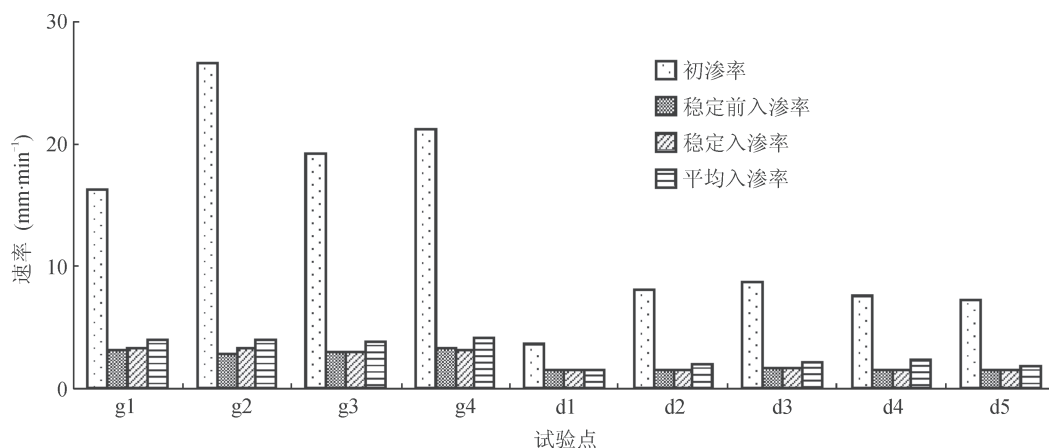


图4 高草地和低草地各试验点入渗率对比

Fig.4 Comparison of average infiltration rate between high and low grass land
 g1 — g4, 分别为高草地第1—第4试验点入渗率; d1 — d5, 分别为低草地第1—第5试验点入渗率

安白鹿原任家坡剖面 $L_1 \sim L_5$ 黄土层平均稳渗速率为 $1.49 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, $S_1 \sim S_5$ 古土层平均入渗速率为 $0.91 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ (赵景波等, 2010)。而青海湖周边土壤的最低的稳渗速率也达到了 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 入渗率明显比黄土与红色古土壤大。土层入渗率与土层粒度成分和土壤的结构有密切的关系, 他们决定了入渗率的大小和入渗过程的长短(姜娜等, 2005; Zeleke and Si, 2005, 2006; 贾宏伟等, 2006; 王慧芳和邵明安, 2006; Machiwa et al, 2006; 王康等, 2007)。由于土层粒度和结构存在空间差异, 所以土壤的入渗率也存在空间的变化(姜娜等, 2005; Zeleke and Si, 2005, 2006; 王康等, 2007)。泉吉乡土壤入渗率与黄土入渗率的差异主要是粒度和孔隙特点成分存在一定差别造成的。泉吉乡土壤粒度成分比陕西洛川黄土粒度成分粗, 粗粒土层的孔隙度虽然不一定高, 但构成的孔隙直径较大, 这决定了孔隙的连通性较好, 利于水分较快速的入渗(李云峰, 1991; 赵景波等, 2010), 对入渗率有决定作用。在黄土地层中, 决定入渗率大小的主要也是孔径较大的孔隙, 孔径较小的孔隙对入渗率影响很小(李云峰, 1991)。泉吉乡土壤粒度成分普遍较黄土偏粗, 所以入渗普遍较高。

4.3 泉吉乡土壤入渗率与土壤水库蓄水性

土壤水库的蓄水情况主要取决于土壤的渗透性或入渗率, 孔隙度, 孔隙大小、粒度成分、土壤持水性和土壤的厚度。良好的土壤水库首先需要有较高大含水空间, 即需要有较高的含水空间。孔隙度测定孔隙度的测定表明, 该区土壤孔隙度为 50% 左右, 比黄土高原土壤含水空间(赵景波等,

2009a, 2009b) 发育更好, 具有很高的含水空间, 具备大气降水在土层内蓄积的空间条件。从青海湖泉吉乡高草地与低草地土壤入渗率较高分析, 该区土壤利于大气降水的入渗, 利于水分进入土壤水库中。良好的土壤水库还需要土壤具有较好的持水性, 否则土壤水分难以在土层内存留。持水性对评价土壤水库也非常重要。如果土壤粒度成分粗大, 孔径较大, 持水性弱, 即使含水空间发育好, 那么土壤水库中的水分也常常缺乏。对疏松的土壤来说, 粒度成分决定其持水性的大小, 粒度较为细小的土壤孔隙直径小, 持水性较好。粉砂成分并含有一定量粘粒成分的土壤一般具有较好的持水性。青海湖泉吉乡土壤粒度成分以粉砂为主, 土壤上部 1 m 含有 12% 左右的粘土成分, 与黄土粒度成分接近, 粒度成分较细, 孔隙直径也较小, 土壤的持水性也较好。

土壤厚度是也是评价土壤水库的重要指标。只有较大的土壤厚度才能蓄积较多的土壤水资源。钻孔揭露显示, 泉吉乡附近土壤厚度较小, 一般小于 1 m, 在靠南部的青海湖方向土壤厚度增加, 一般为 1~2 m。从土层厚度分析, 该区土壤能够蓄积的水分较少, 调蓄水分的能力低, 不能满足常常需要深部土层提供水分的乔木植物生长的需要。因此, 从土壤厚度小和该区降水量一般小于 400 mm 确定, 该区不适于乔木林生长。然而该区发育的植被是较为矮小的高寒草原, 植物根系一般为 30 cm 左右, 利用的是土壤 0.5 m 深度以上的的水分, 所以从当地的自然植被和需要吸收的土壤水分析, 蓄水性较好的 1 m 左右厚度的土壤水库已能够满足高寒草原植被发育的需要。

5 结论

综上所述,可得出如下结论:

(1) 泉吉乡附近芨芨草高草地土壤的稳定入渗率较大,平均为 $3.1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$; 莎草科与禾本科低草地土壤的稳定入渗率较小,平均为 $1.6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$; 高草地达到稳定入渗的时间较低草地短 80 min 左右。

(2) 通用经验公式对于青海湖泉吉乡高草地土壤入渗实验数据拟合最为适合,霍顿公式对于青海湖泉吉乡低草地土壤入渗实验数据拟合最为适合。

(3) 泉吉乡高草地土壤含水空间发育好、渗透性强,低草地土壤含水空间发育较差、渗透性弱。高草地草本植物根系深度大,土质较低草地疏松是造成高草地渗透性比低草地高的主要原因。

(4) 泉吉乡土壤粒度较粗,构成的孔隙孔径较大,土层薄是该地土壤入渗率较黄土大和在较短时间内能够达到稳定渗水状态的主要原因。

(5) 青海湖泉吉乡土壤水库蓄水能力有限,调蓄能力较差,不能满足森林植被发育的需要,不宜植树造林,但基本能够满足草原植被生长的需要。

参考文献

- 陈洪松,邵明安,张兴昌,等. 2005. 野外模拟降雨条件小坡面降雨入渗、产流试验研究[J]. *水土保持学报*, 19(2): 5-8.
- 刚察县志编纂委员会. 1997. 刚察县志[M]. 西安: 陕西人民出版社, 16-79.
- 郭忠升,邵明安. 2009. 半干旱区人工林地土壤入渗过程分析[J]. *土壤学报*, 46(5): 953-958.
- 何其华,何永华,包维楷. 2003. 干旱半干旱区山地土壤水分动态变化[J]. *山地学报*, 21(3): 149-156.
- 贾宏伟,康绍忠,张富仓,等. 2006. 石羊河流域平原区土壤入渗特性空间变异的研究[J]. *水科学进展*, 17(4): 471-476.
- 姜娜,邵明安,雷廷武. 2005. 水蚀风蚀交错带坡面土壤入渗特性的空间变异及其分形特征[J]. *土壤学报*, 42(6): 904-908.
- 李云峰. 1991. 洛川黄土渗透性与孔隙行的关系[J]. *西安地质学院学报*, 13(2): 60-64.
- 林代杰,郑子成,张锡洲,等. 2010. 不同土地利用方式下土壤入渗特征及其影响因素[J]. *水土保持学报*, 24(1): 33-36.
- 刘继龙,马孝义,张振华. 2010. 土壤入渗特性的空间变异性及土壤转换函数[J]. *水科学进展*, 21(2): 215-221.
- 卢晓杰,李瑞,张克斌. 2008. 农牧交错带地表覆盖物对土壤入渗的影响[J]. *水土保持通报*, 28(1): 15-18.
- 邵明安,王全九,黄明斌. 2006. 土壤物理学[M]. 北京: 高等教育出版社, 126-156.
- 王慧芳,邵明安. 2006. 含碎石土壤水分入渗试验研究[J]. *水科学进展*, 17(5): 604-609.
- 王康,张仁铎,王富庆,等. 2007. 土壤水分运动空间变异性尺度效应的染色示踪入渗试验研究[J]. *水科学进展*, 18(2): 158-163.
- 王月玲,张源润,蔡进军,等. 2005. 宁南黄土丘陵不同生态恢复与重建中的土壤水分变化研究[J]. *中国农学通报*, 21(7): 367-369.
- 张治伟,章雄,王燕. 2010. 岩溶坡地不同利用类型土壤入渗性能及其影响因素[J]. *农业工程学报*, 26(6): 71-76.
- 赵景波,邵天杰,牛俊杰. 2009. 西安白鹿原黄土渗透性与含水条件[J]. *地理研究*, 28(5): 1188-1196.
- 赵景波,王长燕,刘护军. 2010. 陕西洛川黄土剖面上部土层水分入渗规律与含水条件研究[J]. *水文地质工程地质*, 37(1): 124-129.
- 赵景波,张允,陈宝群,等. 2009. 陕西洛川中更新统下部黄土入渗规律研究[J]. *土壤学报*, 46(6): 966-972.
- 赵勇钢,赵世伟,曹丽花,等. 2008. 半干旱典型草原区退耕地土壤结构特征及其对入渗的影响[J]. *农业工程学报*, 24(6): 14-20.
- Franzluebbers A J. 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth[J]. *Soil & Tillage Research*, 66: 197-205.
- Green W H, Ampt G A. 1911. Studies on soil physics: Flow of air and water through soil[J]. *J Agric Sci*, 4(1): 1-24.
- Horton R E. 1940. An approach to ward a physical interpretation of filtration-capacity[J]. *Soil Sci Soc Am J*, 5(3): 399-417.
- Machiwa L D, Jha M K, Mal B C. 2006. Modeling infiltration and quantifying spatial soil variability in a wasteland of kharagpur, India[J]. *Biosystems Engineering*, 95(4): 569-582.
- Philip J R. 1957. The theory infiltration: 5, the influence of the initial moisture content[J]. *Soil Sci*, 84: 329-339.
- Zelege T B, Si B C. 2006. Characterizing scale-dependent spatial relationships between soil properties using multifractal techniques[J]. *Geoderma*, 134(3/4): 440-452.
- Zelege T B, Sib C. 2005. Scaling relationships between saturated hydraulic conductivity and soil physical properties[J]. *Soil Sci Soc Am J*, 69: 1691-1702.