文章编号:1001 - 5485(2009)12 - 0022 - 04

干热河谷干季土壤水分动态研究

穆 军,李占斌,李 鹏,薛 萐,郑 郁
(西安理工大学 西北水资源与环境生态教育部重点实验室,西安 710048)

摘要:为了开展植被恢复试验,对干热河谷土壤水分的动态变化规律进行初步研究。结果表明随海拔高度增加,干热河谷干季土壤水分呈逐渐增加趋势。干季相同海拔高度不同土地类型土壤含水量均较低,土壤含水量都低于8%。层间变化由于受降雨入渗分布与土壤水分向上蒸发的综合作用基本表现为增长型。利用变异系数对土壤水分的层间变化进行了分析和层次划分。

关 键 词:干热河谷;干季;土壤水分动态;变异系数
中图分类号:X144 **文献标识码**:A

金沙江干热河谷主要指云南鹤庆中江河口至四川布拖对坪,全长约880 km的干流及其支流流域的河谷两侧海拔1 500 m以下地区[1]。干热河谷是由特殊地形、气候以及土壤等因子综合作用形成的一种特殊的生态区域,生态脆弱性、植被恢复的困难性是其典型特征。该地区气候干旱炎热,降水量较少且分布不均,特别是干季持续时间长,蒸发力大等异常干热的气候特点,其水分亏缺问题较其它干旱、半干旱地区更加突出[2,3],加之土壤贫瘠,成为我国植被恢复极端困难的立地之一[4]。

金沙江水能资源极为丰富,水能蕴藏量达1.124亿kW,约占全国的16.7%,是全国最大的水电能源基地,也是世界上少有的水能资源富集的河流。在金沙江干热河谷区已规划了若干个大型梯级水电站,使得该地区成为我国水电开发的重要基地。随着我国西南水电能源基地开发建设的逐步实施,将进一步破坏干热河谷地区本已十分脆弱的生态环境和加重该地区的水土流失。保护该地区脆弱的生态环境,减少水土流失,进行有效的植被恢复重建研究已成为促进当地水电开发与生态环境协调发展的当务之急。土壤水分缺乏,特别是旱季水热关系的严重失衡成为干热河谷区植被恢复的最大障碍[5]。为了掌握研究区土壤水分变化规律,进行了相应的水分变化研究,研究成果为开展水电站弃渣场植被恢复土壤保水技术和措施提供支持。

1 研究地区概况

试验点位于云南金沙江段干热河谷区,属典型南亚热带干热河谷气候,日照充足,热量丰富。年均温为18~22 ℃。干、湿季节分明,5 - 10月为雨季,11月至翌年4月为旱季;年平均降雨量为600~800 mm,其中90%以上集中于雨季,年蒸发量1 500 mm以上,可达年降水量的2倍多,其中3 -4月的湿润指数小于0.02。土壤侵蚀严重,土层浅薄,层次分化不明显,土壤多为沙性重、砾石含量多的初育土[6]。这种极度干热的气候和极差的立地条件,决定了现代自然植被主要为南亚热带干热河谷稀树灌丛草坡,人类活动加速了南亚热带干性常绿阔叶林原生植被向干热河谷草灌的演替进程[7]。因此改善土壤水分供应条件、选择适宜的造林树种,是干热河谷植被恢复需要解决的技术关键。

2 研究方法

土壤含水量测定采用烘干法。监测土壤含水量时,采样每次设3个重复。监测土壤层间水分时,样地为原状草地,土层厚度60 cm,草为扭黄茅。在0~60 cm土层内每间隔10 cm取样,然后称重烘干。

3 结果与分析

3.1 研究区气候特征

土壤中水分消退的快慢,其作用大小可用大气蒸发力表征。无人工灌溉的土壤水分的动态变化完全取决于环境气候条件。降水是干热河谷非耕地土壤水分的唯一来源,而温度、光照、辐射、风等气象因

收稿日期:2008-12-18; **修回日期**:2009-03-18
基金项目:国家自然科学基金项目(40771124);国家科技支撑项目(2006BAD09B02)
作者简介:穆 军(1970-),男,陕西兴平人,工程师,博士研究生,主要从事生态恢复方面的研究,(电话)029-82312651(电子信箱)mujunmkl@163.com。

子决定了土壤中水分消退的快慢,其作用大小可用大气蒸发力表征[8,9]。因此分析立地环境的降雨和大气蒸发的季节变化,是揭示干热河谷土壤水分动态变化特征的前提条件。

3.1.1　研究区大气降雨和蒸发力变化分析

根据当地气象资料统计, 当年降雨总量 902 mm,大气蒸发量 2 482 mm,干/ 湿比为2.75。年度降雨和蒸发量变化见图 1。湿润指数见表 1。从表 1 可以看出,就年度湿润指数来说,研究区在气候区划分属半干旱区,而雨季和干季的气候区划差异非常大。湿润指数表明,研究区在雨季属于湿润区,干季则为极干旱区。从图 1 蒸发和降雨的年内分配看,全年降雨主要集中于 6 –9 月,这 4 个月的降雨占全年降雨的71.81 %;其次是 5 月和 10 月。根据降雨的分布特点,可将 5 –10 月归为雨季,降雨量占全年的96.63%;1 –4 月和 11 月、12 月统归为干季,干季降雨量较少, 降雨量只占全年的3.37%。当年 3 月滴雨未下,降雨量为零,4 月亦只有1.2 mm的降雨量,且为零星降雨,这部分水仅湿润地表层,在很短的时段内被蒸发殆尽,不能为植物根系吸收利用,为无效降雨。从大气蒸发力看,全年蒸发量基本呈单峰曲线变化,1 –4 月,蒸发量急剧增大,从 1 月全年蒸发量最低,到4 月蒸发量达全年最大,从5 月开始蒸发量下降,一直到 12 月总体呈减少下降趋势。雨季蒸发量的起伏变化,主要与当月降雨量有关。

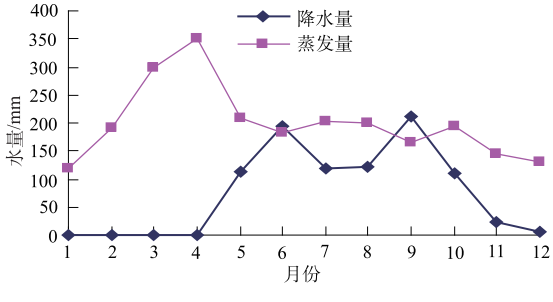


图 1　干热河谷降雨和蒸发变化图

Fig. 1　Curves showing rainfall and water evaporation in the dry-hot valley

表 1　2007 年干热河谷雨季和干季的湿润指数

Table 1　The humid index of dry-hot valley in the rain and dry seasons in 2007

季节	蒸发量/mm	降雨量/mm	湿润指数	气候区
干季	1 325	30.4	0.02	极干旱区
雨季	1 157	871.6	0.75	湿润区
年度	2 482	902	0.36	半干旱区

3.2　不同海拔高度土壤水分的变化

土壤水分是环境温度、辐射、降雨及大气蒸发等气象因子综合作用的结果,环境中各气象因子随海拔高度的变化必然导致土壤水分随之发生有规律的变化。不同海拔高度土壤水分变化见图 2。从图 2 可以看出,土壤水分监测数据显示 4 月干季土壤水分随海拔高度的增加呈逐渐上升的趋势。在 1 500 m 以下,土壤含水量增加较为平缓。其中,700 ~900 m 之间,土壤水分在 4% ~5% 之间,最高比最低含水量多增加4.3%,表明海拔影响不明显。而从 1 000 ~1 500 m,土壤水分增加,含水量在 5% ~6% 之间,最高比最低含水量多增加14.95%,虽然土壤含水量绝对值增加不大,但相对值比较已表明海拔影响显示出来,海拔 1 500 m 土壤含水量比最低的 800 m 土壤含水量高出34.85%。从图中可以看出 1 600 m土壤含水量有一较大的增幅,同 1 500 m 含水量相比,增加64.86%,同 800 m 含水量相比,增加123%,含水量增加了一倍多。可以得出 1 500 m 以下,影响土壤水分的气象因子影响程度近似,土壤水分变化幅度差别不是很大。在 1 600 m 以上,影响土壤水分的气象因子影响程度明显不同,土壤水分较 1 500 m 以下显著增加。从上述土壤水分的变化情况来看,干热河谷在海拔 1 500 m 以下区域合适一些。

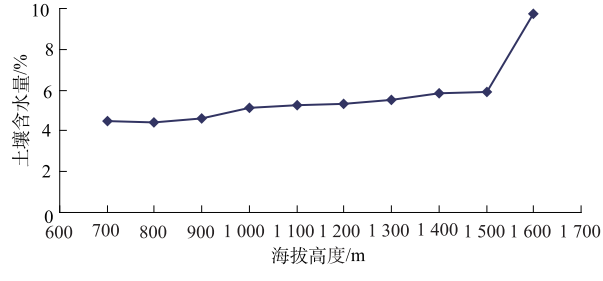


图 2　不同海拔高度土壤水分的变化图

Fig. 2　The change of soil moisture with different elevations

3.3　相同海拔高度土壤水分的变化

干热河谷相同海拔高度(海拔 850 m)不同土地类型干季土壤水分的变化见图 3。从图 1 知道,研究区在 4 月为全年极干旱区,降雨量很少,而蒸发量最高。从图 3 可以看出,对于相同海拔不同土地类型土壤水分的变化体现出这种特点,即不同土地类型土壤含水量都较低,土壤含水量都低于 8%。灌丛土壤含水量高于草地、撂荒农地,主要由于枯枝落叶层的存在能防止水分蒸散。灌丛地表枯落层厚 2 ~3 cm,草地枯落层厚度不到 1 cm, 而撂荒农地完全裸露,没有枯落层。有研究表明枯枝落叶层具有减缓减少地表径流,增加土壤水分下渗,涵养水源的作用[10,11]。灌丛地表 2 ~3 cm 厚枯叶层即达到了

其保持水土的有效厚度[12],因此灌丛土壤含水量高于草地、撂荒农地。桑林、甘蔗地、花椒地较灌丛、草地和撂荒地土壤含水量高,尽管地表裸露,没有枯落层覆盖,由于这时正是3种经济作物生长发育期,当地农民进行过灌溉,因此土壤含水量要相对高一些。

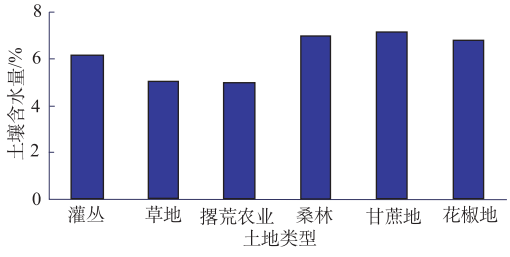


图3 相同海拔高度土壤水分的变化图

Fig. 3 The change of soil moisture at same altitude

3.4 干热河谷土壤水分层间变化

在研究区,降水是土壤水分的唯一补充来源。土壤剖面各层次所处空间位置不同,接受大气降水的时间次序存在先后,同时受入渗率的影响,导致各土层接受降水量的数量存在差异。土壤水分的损失快慢同时也受空间位置、土壤导水率及植物根系对土壤水分的吸收等因素影响,土壤水分状况是大气降雨和土壤水分消退综合作用的结果。分析选取旱季4月,研究土壤水分层间变化。样地为草地。土壤水分层间变化情况见表2。在土壤垂直剖面上,表层土壤受外界环境影响大,随着土壤深度的增加土壤所受的环境影响减弱。从表2看出,随着土壤层厚度的增加,层间含水量呈增加的趋势。这主要是降雨入渗分布与土壤水分向上蒸发综合作用的结果[13]。干季土壤含水量从0到20 cm土层,增加幅度较大;到30 cm以上,增幅趋缓。干季含水量最高的层次均出现在30~60 cm土层。由于这个层次位于底层,受外界环境影响最小,水分散失路径长,土壤水分不易损失,因此土壤含水率高;土壤含水率最低的层次为0~10 cm土层,土壤表层地表温度变化大,蒸发剧烈导致土壤含水率最低;10~30 cm土层含水率介于二者之间。

表2 土壤水分的层间变化

Table 2 The layer's change of soil moisture

土层厚度/cm	10	20	30	40	50	60
土壤含水量/%	6.28	8.65	8.88	8.97	8.87	8.83

3.5 土壤层间水分的变异性

在干旱半干旱地区,土壤水分是植物生长和植被恢复的主要限制因子,也是土地评价的主要因素之一。土壤含水量的垂直梯度变化可用变异系数来具体描述[14]。土壤水分的空间变异反映了水分在土壤中的分配及消耗的差异,通常以变异系数 C_v 表示,C_v = 标准差/平均数,C_v 越大,则土壤剖面层次的水分变化越剧烈,反之含水量也越稳定,变异系数的大小反映了受环境水热交换的影响强弱,反映了层间水分的稳定性。土壤水分具有高度的异质性[15],无论在大尺度上还是在小尺度上,土壤水分的空间异质性均存在。

干热河谷水分的亏损主要指干季,干旱后期土壤中有效水分数量的多少对植物的生长发育影响最大,若有效土层(指能供给植物养分和水分的土层)中水分含量低于植物凋萎系数,植物就不会安全渡过旱季。现以4月土壤水分为例分析草地土壤水分的空间差异。草地土壤水分层间变异见图4。通过分析可得出:变异系数随土壤深度的增加而降低。0~20 cm变异系数降低幅度大,超过30 cm以上,变异系数减少趋缓。土壤水分的空间变异性以0~10 cm表土层最大,最大值为0.897,40~60 cm土层的变异最小,最小值为0.210,最大值约为最小值的4倍左右,这说明表层土水分非常不稳定,波动剧烈,这是因为表土水分主要受降雨和蒸散作用控制,气候因素影响极大。亦说明在研究区土层深度对土壤水分的稳定性影响作用是显著的;根据余新晓等[16]对土层水分有效层的划分,可大致将草地60 cm土层分为2层:水分弱利用层和水分利用层。水分弱利用层变异系数大于0.3,土层厚度为0~20 cm,土壤水分强烈受降水和蒸发的影响,水分变化相当剧烈,具有接纳雨水快、蒸发快和干湿变动频繁的特点。该层对植被生长影响较大。土壤水分利用层,变异系数在0.2~0.3之间,厚度为20~60 cm,这层土壤水分变化明显减弱,主要受降雨和植物耗水状况的影响。该层对上下土壤水分的传导快,植被可以利用的水分多,是植被根系的密集层。

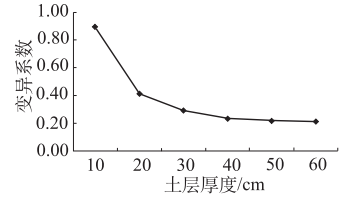


图4 土壤水分的空间变异

Fig. 4 The spatial difference of soil moisture

4 结 论

(1)干热河谷降雨分布不均和蒸发量大是导致干季土壤干旱的主要原因,干季(11-4月),大气蒸发量达1 300 mm以上,属极干旱区;全年蒸发量

基本呈单峰曲线变化,全年以 4 月蒸发量最大,从 5 月开始下降,到 12 – 1 月降至全年最低,从 2 月蒸发量开始增加,到 4 月最高。

(2) 随海拔高度增加,干季土壤水分呈逐渐增加趋势。海拔 1 500 m 以下,增幅相对较小,1 600 m 增幅显著,土壤水分明显变大。

(3) 干季相同海拔高度不同的土地类型土壤含水量不同,但含水量较低,土壤含水量都低于 8%。灌丛土壤含水量高于草地、撂荒农地。

(4) 干季土壤水分的层间分布从土壤剖面表层至下层递增;土壤水分的变异上层大于下层;水分弱利用层为 0 ~ 20 cm,土壤水分利用层,厚度为 20 ~ 60 cm。

参考文献:

[1] 张荣祖. 横断山区干旱河谷[M]. 北京:科学出版社,1996.

[2] 吴征镒. 云南植被[M]. 北京:科学出版社,1987:503 – 509.

[3] 王福光,杜天理,雷彻虹. 试论我国西南地区干热河谷荒山造林的问题[C]//造林论文集. 北京:中国林业出版社,1987:45 – 49.

[4] 张尚云,高　洁,傅美芬,等. 金沙江干热河谷恢复植被与造林技术研究[J]. 西南林学院学报,1997,17(2):1 – 7.

[5] 蒋俊明,费世民,何亚平,等. 金沙江干热河谷植被恢复探讨[J]. 西南林学院学报,2007,27(6):11 – 15.

[6] 陈奇伯,王克勤,李金洪,等. 元谋干热河谷坡耕地土壤侵蚀造成的土地退化[J]. 山地学报,2004,22(5):529 – 532.

[7] 张信宝,杨　忠,向国喜,等. 微水造林建设攀枝花市视野区常绿森林植被[J]. 水土保持学报,2001,15(4):6 – 9.

[8] 张建平. 元谋干热河谷区蒸发量减少原因的关联分析[J]. 云南地理环境研究,1994,6(2):68 – 74.

[9] 王　军,傅伯杰,蒋小平. 土壤水分异质性的研究综述[J]. 水土保持研究,2002,9(1):1 – 4.

[10] 吴钦孝,赵鸿雁,刘向东,等. 森林枯枝落叶层涵养水源保持水土的作用评价[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报,1998,4(2):23 – 28.

[11] 赵鸿雁,吴钦孝,刘国彬. 黄土高原人工油松林枯枝落叶层的水土保持功能研究[J]. 林业科学,2003,39(1):168 – 172.

[12] 吴钦孝,赵鸿雁,韩　冰. 黄土高原森林枯枝落叶层保持水土的有效性[J]. 西北农林科技大学学报,2001,29 (5):95 – 98.

[13] 张　仁,李小刚. 甘肃黄土地区农田土壤水分变异规律研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报,1998,3(4):53 – 59.

[14] 李开元,韩仕峰. 陕北黄土丘陵沟壑区旱地土壤水分动态[J]. 水土保持通报,1990,10(6):21 – 25.

[15] HUISMAN J A, SPERL C, BOUTEN W, *et al*. Soil Water Content Measurements at Different Scales: Accuracy of Time Domain Reflectometry and Ground-penetrating Radar [J]. Journal of Hydrology, 2001, 245: 48 – 581.

[16] 余新晓,张建军,朱金兆. 黄土地区防护林生态系统土壤水分条件的分析与评价[J]. 林业科学,1996,32(4):289 – 296.

(编辑:曾小汉)

Study on Soil Moisture Dynamic Variation Law in Dry Seasons in Dry-hot Valley Areas

MU Jun, LI Zhan-bin, LI Peng, XUE Sha, ZHEN Yu

(Key Lab of Northwest Water Resources and Environment Ecology of Ministry of Education, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China)

Abstract: The pilot study on soil moisture dynamic variation law in dry season's in the dry-hot valley areas has been done in order to develop the vegetation restoration experiment. The results show as follows: The soil moisture in dry seasons increases gradually with the increase of altitude. The soil moisture in dry seasons in different land use type areas at same altitude is lower and its quantities are all below 8%. The vertical changes of soil moisture content influenced by the distribution of rainfall infiltration and upward evaporation of soil moisture show rising with the elevation increase. The indexes of variation coefficient can be used to describe and analyse the soil vertical moisture variation.

Key words: dry-hot valley; dry seasons; soil water dynamic; variation coefficient