

土壤水分动态及防灾减灾分析研究

杨帆^{1,3}, 刘志军¹, 马忠秋¹, 张万军¹, 唐常源²

(1. 中国科学院石家庄农业现代化研究所, 石家庄 050021;

2 日本千叶大学, 日本千叶; 3 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 通过对林地土壤水势和土壤含水量变化规律得出在降雨入渗过程中, 土壤水分变化过程是零通量面发散和收敛型的相互转换; 土壤含水量和土壤水势变化规律基本相同, 林地 10~20 cm 剖面水分变化受环境影响最显著, 属表层急变型; 30 cm 剖面水分变化相对缓慢为过渡层; 50~100 cm 剖面水分变化较为一致, 含水率也较为接近为稳变层。

关键词: 土壤水势; 土壤含水量; 零通量面; 刺槐林地

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2005)06-0014-03

Study on Analysis of Changes of Soil Water and Disaster Prevention and Relief

YANG Fan^{1,3}, LIU Zhi-jun¹, MA Zhong-qiu¹, ZHANG Wan-jun¹, TANG Chang-yuan²

(1. Shijiazhuang Institute of Agricultural Modernization, Chinese Academy of Sciences, Shijiazhuang 050021;

2 Chiba University, Chiba, Japan;

3 The Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: The changes of soil water potential and soil moisture content of forest were analyzed, the result showed that the variety of soil water potential was the transpiration between disconvergent of zero flux plane (ZFP) and convergent ZFP in the process of rainfall infiltration, and soil moisture content was almost the same change as the soil water potential. The change of soil moisture on the section from 10 to 20 cm was the most distinct. This section was the surface leap type. And the variety on the section of 30 cm was slow, which was the transition layer. The variety of the section from 50 to 100 cm was even, and the section was near to the steady layer.

Key words: soil water potential; soil moisture content; zero flux plane; artificial *Robinia pseudoacacia* plantation

土壤水是联系地表水和地下水的纽带, 在水资源的形成、转化及消耗过程中有重要作用, 与农业、水文、环境等领域都有密切的关系。而且是水文学中最重要的组成内容^[1,2]。土壤水分动态变化是水分循环的一个重要环节^[3,4]。因此研究土壤水分动态变化规律对整个流域径流产生及洪水预报、防洪防旱减灾, 流域水文循环都具有重要意义。

1 试验地概况和研究方法

1.1 试验地概况

试验在中国科学院太行山山地生态试验站进行, 该站属太行山东坡中段低山丘陵区, 是太行山脉生态环境最严酷的地带之一。海拔 247~1040 m, 站址位于河北省太行山东坡, 地理坐标为 E114°15'55", N37°52'45", 属半干旱半湿润大陆性季风气候。冬季干寒少雨, 夏季炎热多雨, 多年平均降水量 570~620 mm, 且降水分布不均, 其中雨季(7~9 月份)降水占全年降水量的 67.8%。春季降水仅占 7.69%。年均蒸发力为 1934.6 mm。试验地成土母质为片麻岩。试区植被主要以人工林为主, 刺槐林是 60 年代初建造的人工林, 由于多年人

为破坏形成现在不同年龄级组成。径级差别很大, 群落稀疏, 盖度小于 50%。林内散落着以臭椿萌生丛为主的臭椿林斑, 林下灌木以荆条为主。

1.2 研究方法

在林内自然坡面分别按 10 cm、20 cm、30 cm、50 cm、80 cm、100 cm 六个深度埋设 TDR 与负压计, 具体安放位置如图 1。负压计上午 9:00 和下午 16:00 一天两次读数。降雨过程加密读数。TDR 是由美国 Campbell 公司生产的 CS616 型时域反射仪。探针长 30 cm, 并与 CR-10X 型数据采集器相连, 每 20 min 自动采集数据。通过土壤水势和土壤含水量来分析土壤水分动态变化过程和机理。

2 结果分析

2.1 降雨入渗过程中土壤水分动态变化过程

如果在某个时段、某种条件下, 在土层的某一深度存在一个面, 通过该面的水量代数和为零, 则这个面就成为零通量面(ZFP)。零通量面可以分为发散型和收敛型两种类型。发散型零通量面是指零通量面上面的水汽向上运行, 其下面

* 收稿日期: 2004-11-24

基金项目: 国家 863 重大专项“新型高效雨水集蓄与利用技术研究”(2002AA2Z405); 中日国际合作项目“太行山地下水环境研究”资助
作者简介: 杨帆(1974-), 女, 在读硕士, 主要从事干旱半干旱山区生态水文研究工作。

的水汽向下运行。而收敛型与发散型相反,其上面的水汽向下运行,下面的水汽向上运行。因此用零通量面法可以很好的反映降雨过程中土壤水分动态变化规律。

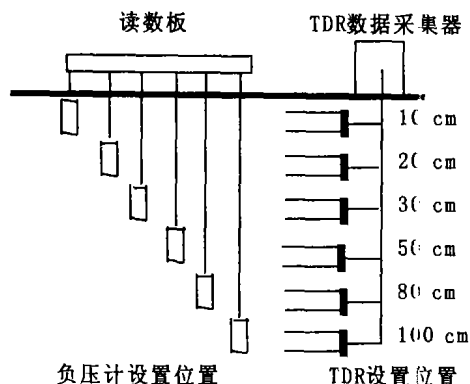


图1 试验仪器位置图

以2000年7月22日降雨过程分析降雨入渗过程(以下同)。7月22日6:30开始降雨,9:00结束。降雨量是32 mm,历时180 min。通过林地自然坡面各剖面水势变化及土壤含水量的变化用零通量面法分析降雨入渗过程中土壤水分动态变化规律。由图2可知,降雨前林地土壤水分已经具有零通量面。零通量面上部由于蒸发作用水汽上行。零通量面下部由于重力作用水汽下行。因此此零通量面是发散型。降雨初期表面土壤水分在毛管吸力和重力的双重作用向下运移,而未受到降雨影响的土壤水汽仍在上行。由图2可知7:15土壤水势曲线在10~20 cm剖面形成收敛型零通量面。两个零通量面同时存在(上部收敛,下部发散)。随降雨进行10 cm剖面水势迅速增大,20 cm剖面水势也逐渐增大。收敛型零通量面越来越占优势,发散型零通量面越来越不明显。当10 cm剖面水势达到最大值时,10 cm剖面土壤水已达饱和。随湿润锋不断下移20 cm剖面水势增大速度加快。30 cm剖面水势也在增加。此时的零通量面只有收敛型,而不再有发散型。而且零通量面向下运移。这是由于土体水分变化受降雨入渗控制。降雨停止后,由于表层土壤的蒸发作用,达到饱和的10 cm剖面土壤水汽上行,土壤水势逐渐变低。土壤水势曲线又发生变化。在收敛型零通量面上部又有新的拐点,即发散型零通量面。此时两个零通量面同时存在(上部为发散型,下部为收敛型)。随着蒸发作用的不断进行,10 cm剖面土壤水势不断减小,发散型零通量面越来越明显,收敛型越来越不明显。最后只剩下发散型零通量面。而且随着蒸发的进行,零通量面逐渐向下推移。在此降雨入渗过程中,零通量面发散型、收敛(上部)+发散(下部)、收敛型、发散(上部)+收敛(下部)、最后到发散型,完成了一个循环过程。在此循环过程中,我们可以通过改变各部分的循环时间,减少循环步骤达到人为控制土壤水分变化。为防洪防旱减灾和水土保持研究提供一个新的思路和方法。

由图3可知各剖面含水率表现出与水势同样的变化规律。10 cm剖面降雨后含水率增加很快,含水率随时间的推移波动很大。20 cm剖面含水率增加也比较快,但波动相对较小。30 cm剖面降雨后含水率增加相对较慢,含水率在降雨及雨停后的变化过程波动很小,下降趋势。50 cm以下各剖面含水率呈平缓上升和变化很小,降雨过程中含水率还在

逐渐下降,随时间推移湿润锋不断前移,含水率才有微小的增加,并且随深度增加,含水率的增加逐渐滞后。

2.2 刺槐林地土壤含水量季节变化

林地剖面各层水分含量因受降雨年型影响,年际间存在很大差异。但是周年内基本遵循共同的季节变化规律,即林地水具有以一年为周期的起伏变化。林地水分周年变化对植物生长有重要意义。以1999~2001年的土壤含水量来分析其季节变化和日变化。由图4可知冬季含水率变化不大,基本处于稳定状态。其它季节变化显著。这主要是林地植被蒸腾耗水而引起的。林地100 cm以上各层水分变化都很活跃,含水率最高值出现在7~9月份。10 cm处含水率始终处于一个低值点,全年处于水分亏缺状态,这主要是由地表水分蒸发及降雨后水分很快下渗引起的。10 cm土壤水主要为草本植物所利用,草本植物适应这种水分亏缺的方式是降雨后旺盛生长,水分亏缺时地表以上植物组织死亡,根组织进入休眠状态等待下一次降雨过程的到来;20 cm处土壤持水性能较好,含水量除1月份外均高于10 cm及30 cm土壤含水量;30 cm处土壤含水率与其它深度相比年变化不大;50、80、100 cm三个深度土壤含水率季节变化较大,而同一时刻土壤剖面三个深度含水率几乎相同。由10月份林地水分变化可以看出,随深度增加林地水分变动位相渐次滞后,10 cm、20 cm水分变化受降雨影响最显著,属表层急变型;30 cm水分变化相对于表层来说,变化较缓慢,但又快于50 cm以下各层水分变化,可将其独立划分为过渡层;50~100 cm水分变化较为一致,含水率也比较接近,为稳变层。

由林地水分剖面图5可以更直观地看出不同剖面水分随时间变化,50~100 cm变化较为一致,10、20、30 cm水分变率较大,10 cm始终处于低值点,20 cm水分含量相对较高,30 cm水分含量又明显降低,处于一结点位置。这一现象可从林地剖面物理性质方面得到合理的解释:50~100 cm为山体基岩,结构相似;30 cm为重力及水蚀形成的碎石加土壤颗粒组成的混合物,石块直径为10~30 cm,偶尔也有个别较大石块;20 cm为土壤层,厚度约10 cm左右,土壤质地较细此层很少有石砾掺杂在内;10 cm与30 cm剖面物理性质相似,水分变化却表现出极大的不同,这主要是10 cm剖面距地表较近,受蒸发影响强烈,而由于本层及30 cm两层碎石层的存在,又阻滞了深层水分的向上运动,因此水分含量除降雨过程外始终处于较低状态;20 cm土壤质地较细,持水能力较强,又由于10 cm与30 cm碎石层的存在,阻止了水分垂直向上及向下的运动,因此20 cm层剖面水分含量始终处于一个高值点;30 cm剖面相对于基岩透水性较好,相对于20 cm土壤层持水能力又较差,因此其水分含量始终处于一个相对低值点。由以上分析可知,在太行山低山区观测和解决好0~30 cm土壤水分对洪水预测和防洪防旱减灾具有重要意义。

3 结论

(1)在降雨入渗过程中,土壤水分变化显著。零通量面由发散型、收敛(上部)+发散(下部)、收敛型、发散(上部)+收敛(下部)最后到发散型的一个循环过程。

(2)土壤水势和土壤含水量变化趋势相同,存在明显的时空变化。冬天水势和含水量低,变化不显著。春天到秋天水势、含水量增加,变化显著。林地10~20 cm剖面水分变化受

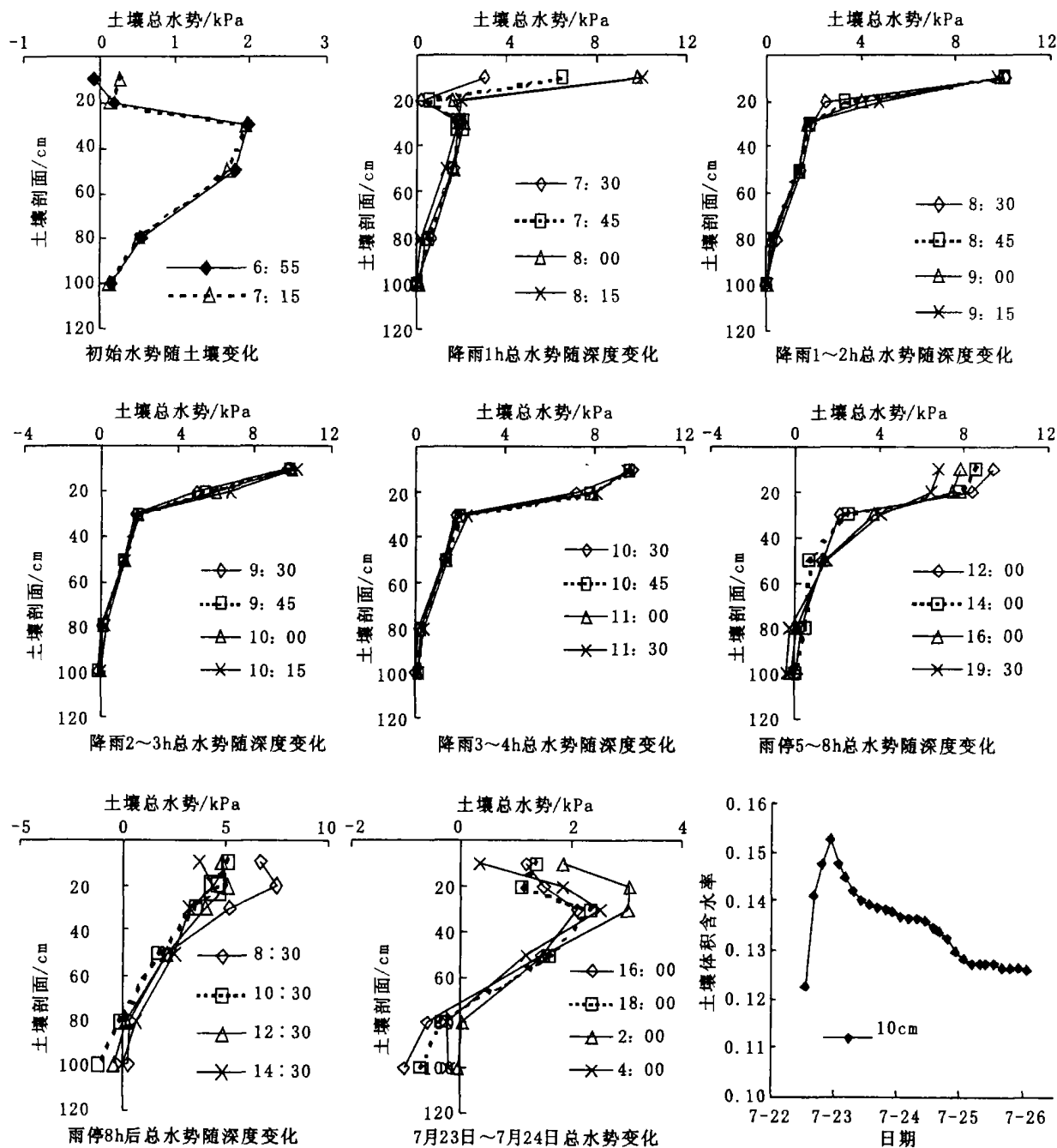


图2 降雨入渗过程水势剖面图(总水势均以地表以下1 m 为基本高度)

图3 降雨入渗过程中各剖面含水量的变化

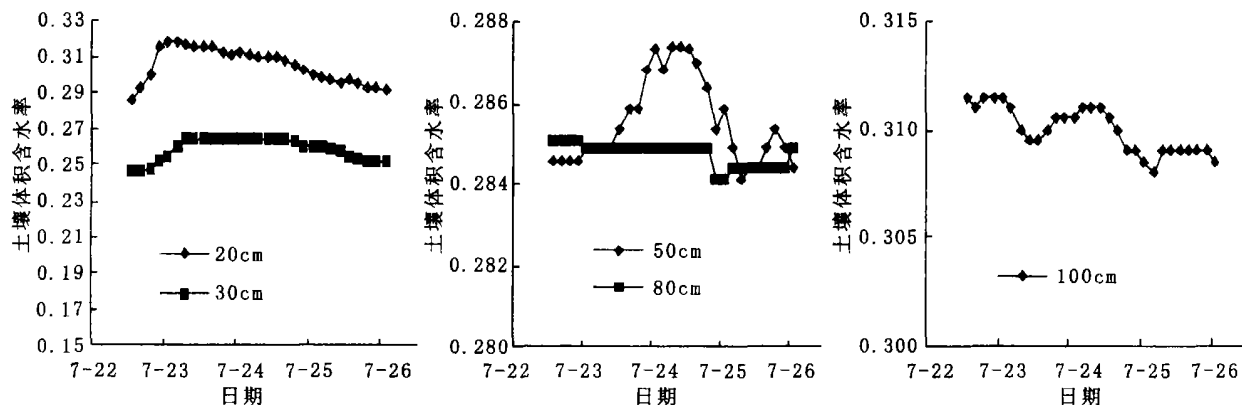


图3 降雨入渗过程中各剖面含水量的变化

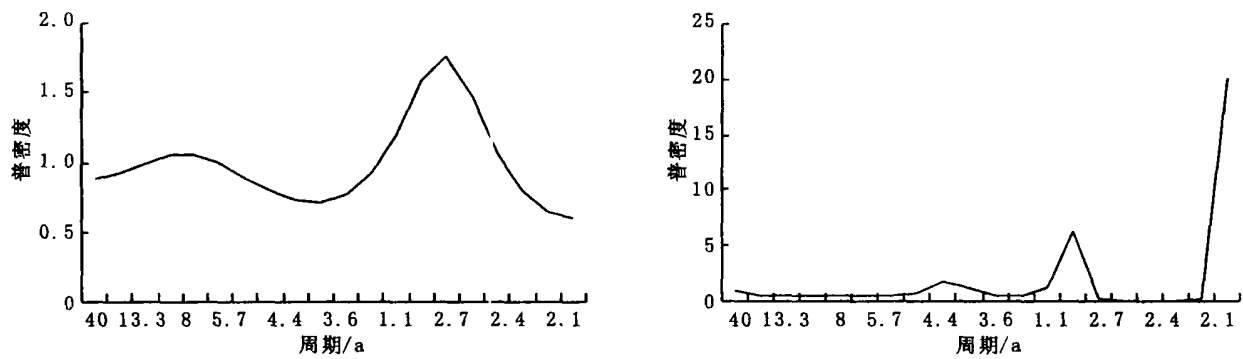


图6 天池气温、降水周期

6 小 结

40 a 来三工河流域气候变化是显著的,表现在温度升高、降水增加。

(1) 阜康、天池的气温和降水的变化有线性增加的趋势,除了天池气温气候趋势系数外,其它三个气候趋势系数都通过置信检验,增加趋势明显,气候在由暖干向暖湿转变。

(2) 阜康、天池各季平均气温的变幅以冬季最大,夏季最小,但各季总体上均呈上升趋势;各季的降水的变幅最大是夏季,冬季最小,并且阜康的春季变幅明显大于天池,总体趋

势是降水增多。

(3) 阜康、天池气温的年代变化,自60年代来气温基本上呈上升趋势,尤其是进入90年代气温增幅更大,都在0.3以上;降水没有气温变化明显,但降水量是在增加,变湿较明显。

(4) 阜康、天池的气温和降水还具有明显的周期性,分析得出:阜康的气温具有50年左右的周期,降水存在3.3年左右的周期;天池的气温具有2.7年左右的主周期和8年左右的次周期,降水则存在2.9年左右的主周期和4.4年左右的次周期。

参考文献:

[1] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J] 冰川冻土, 2002, 24(3): 219- 226
[2] 苏宏超, 魏文寿, 韩萍 新疆近50a 来的气温和蒸发变化[J] 冰川冻土, 2003, 25(2): 174- 178
[3] 何清, 杨青, 李红军 新疆40a 来气温、降水和沙尘天气变化[J] 冰川冻土, 2003, 25(4): 423- 427
[4] 杨青 近10 年新疆气候变化特征[J] 新疆气象, 1998, 21(2): 9- 12
[5] 李述刚 中国科学院阜康荒漠生态系统观测试验站的自然条件和建站依据[J] 干旱区研究, 1990, 7(增刊): 1- 5
[6] 谢金南, 周嘉陵 西北地区中、东部降水趋势的初步研究[J] 高原气象, 2001, 11(4): 362- 367

(上接第16 页)

环境影响最显著属表层急变型; 30 cm 剖面水分变化相对缓慢为过渡层; 50~ 100 cm 剖面水分变化较为一致, 含水率也

较为接近为稳变层。

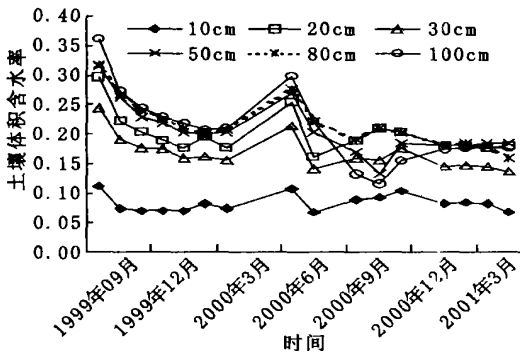


图4 土壤含水量季节变化曲线图

(3) 鉴于以上分析, 我们可以通过改变各部分的循环时间, 减少循环步骤达到人为控制土壤水分变化。以此为防洪防旱减灾和水土保持研究提供一个新思路和方法。在太行

参考文献:

[1] 雷志栋, 胡和平, 杨诗秀 土壤水研究进展与评述[J] 水科学进展, 1999, 10(3): 311- 318
[2] 裴铁, 李金中 壤中流模型研究的现状及存在问题[J] 应用生态学报, 1998, 9(5): 543- 548
[3] 刘昌明, 任鸿遵 水量转换实验与计算分析[M] 北京: 科学出版社, 1988 186
[4] 贺康宁 林地土壤水分运动的数学模型[J] 北京林业大学学报, 1992, 14(1): 77- 86

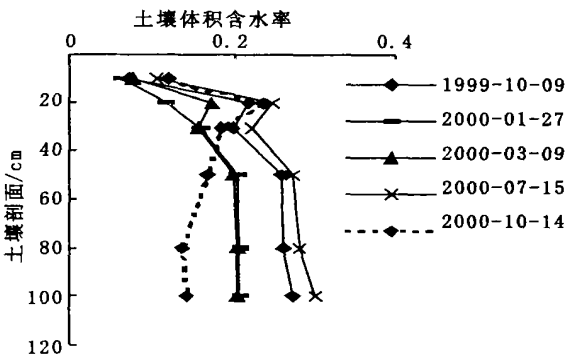


图5 土壤含水量季节变化剖面图

山低山区由于其独特的物理性质, 因此观测和解决好0~ 30 cm 土壤水分对洪水预测和防洪防旱减灾具有重要意义。