

北京山区典型森林生态系统土壤水文特征研究

张 艺¹, 史 宇², 余新晓¹, 常 存¹, 邓文平¹, 王贺年¹

(1. 北京林业大学 水土保持学院 水土保持与荒漠化防治教育部重点实验室 100083; 2. 中国环境监测总站, 北京 100101)

摘 要: 对北京山区 4 种典型森林生态系统的土壤水文特征进行了研究。结果表明,除侧柏外,研究区各林分土壤容重都随土层深度增加而增加,土壤总孔隙度和毛管孔隙度都随土层深度增加而减小,而非毛管孔隙度变化没有普遍规律性。不同林分各层次土壤水势都随土壤含水率的增加而降低,100 kPa 为土壤水分特征曲线的临界值。土壤入渗的瞬变阶段发生在 0~5 min,渐变阶段发生在 5~60 min,稳定阶段发生在 60 min 以后,针叶林的土壤渗透能力要明显高于阔叶林。用双环入渗法得出的土壤入渗过程用蒋定生公式拟合的效果最佳。

关键词: 土壤水文特征; 土壤水分特征曲线; 土壤入渗

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2012)03-0062-06

中图分类号: P426.68

Soil Hydrological Characteristics of Typical Forest Ecosystems in Beijing Mountainous Area

ZHANG Yi¹, SHI Yu², YU Xin-xiao¹, CHANG Cun¹, DENG Wen-ping¹, WANG He-nian¹

(1. Key Laboratory of Soil and Water Conservation & Combating Desertification of the Ministry of Education, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China; 2. Environmental Monitoring Station of China, Beijing 100101, China)

Abstract: Soil hydrological characteristics were studied for four typical forest ecosystems located in Beijing mountainous area. Results showed that soil bulk density increased with the increase in soil depth, while total soil porosity and capillary porosity decreased. There was no regular trend for non-capillary porosity. Soil water potential at all levels increased with soil water content for all forest stands and 100 kPa was found to be the cutoff value of the characteristic curve of soil water. The transient phase of infiltration occurred in the first five minutes, the gradual phrase occurred between the fifth minute and the sixtieth minute, and the stable phrase occurred after 60 minutes. Infiltration capacity of coniferous forest soil was significantly higher than that of broad-leaved forest. Jiang Dingsheng formula best fitted the infiltration process determined by double-ring method.

Keywords: soil hydrological characteristic; soil water characteristic curve; infiltration of soil

在森林生态系统水分传输过程中,土壤层通过入渗、蓄纳等作用,对降水资源分配格局产生的影响最为明显^[1-2]。森林土壤由于受到森林凋落物、树根以及依存于森林植被下的特殊生物群的影响,具有一些独特的水文物理性质^[3]。国内外学者从土壤机械物理性质、持水性、入渗性等角度对森林土壤的水分特征做了大量研究^[4-8],内容集中于比较不同植被类型、不同植物群落结构对土壤水分特征的影响^[9-11]。

本文对妙峰山林场不同森林类型的土壤水文特征进行了研究,为进一步研究北京山区森林生态系统

生态水文特征,指导水文功能导向型的森林经营技术提供支持。

1 研究区概况

妙峰山林场位于北京市西北郊太行山北部,燕山东部,地理坐标北纬 39°54',东经 116°28',面积 811.73 hm²。林场内最高处海拔 1 150 m,相对高差最大达 1 000 m 余。林场地属华北大陆型季风气候,春季干旱多风,夏季凉爽多雨,冬季干燥寒冷。年平均气温 12.2℃,最高气温 39.7℃,最低气温 19.6℃,

收稿日期:2011-07-26

修回日期:2011-09-10

资助项目:“十二五”国家科技支撑计划“三北地区水源涵养林体系构建技术与示范”(2011BAD38B05)

作者简介:张艺(1988—),女(汉族),湖北省襄阳市人,硕士研究生,主要研究方向为林业生态工程、水土保持。E-mail:prayer88zhangyi@126.com。

通信作者:余新晓(1961—),男(汉族),甘肃省平凉市人,教授,博士生导师,主要研究方向为森林水文、水土保持等。E-mail:yuxinixiao111@126.com。

年降水量近 700 mm,多集中在 7,8 月。植物生长期 220 d,无霜期 180 d,晚霜于 4 月上旬,早霜于 9 月上旬。森林覆盖率已达 85%,立木蓄积 $1.10 \times 10^4 \text{ m}^3$,林地面积为 772.51 hm^2 ,植被属于温带落叶林带的山地栎林和油松林带,前山区的林木多为 50 年代栽植,主要树种为油松、侧柏、栎树、刺槐和五角枫,已郁闭成林,形成了良好的森林环境。在地形、气候和人

类经济活动影响下,植被、基岩及成土母质所形成的土壤类型随海拔上升依次为:褐土型耕作土,淋溶褐土,棕壤。

本研究以北京林业大学妙峰山林场生态站的数采室为中心,在附近 4 hm^2 范围内按不同优势种选定了 4 块 $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ 样方作为长期定位监测的典型森林生态系统。样方的基本情况见表 1。

表 1 各试验样地自然概况

项目	侧柏	栓皮栎	油松	刺槐
海拔/m	137.5	135.2	139.3	130.6
坡度/(°)	21	20.5	17	15
坡向	南偏东 80°	南偏东 24°	南偏东 30°	南偏东 86°
林分密度/(株·hm ⁻²)	1 500	1 200	1 200	900
郁闭度	0.8	0.8	0.7	0.6
灌木盖度/%	15	26	35	32
草本盖度/%	5	50	28	65
枯落物厚度/cm	4.2	7	5	2.5

2 研究内容与实验方法

2.1 土壤物理性质测定

采用环刀法测定各样地土壤物理性质,包括土层厚度、容重、总孔隙度、毛管孔隙度、非毛管孔隙度、饱和持水量等。在样地内挖掘土壤剖面,用环刀按土层深度 0—10,10—20,20—40,40—60,≥60 cm 分层取样,每层 3 次重复。

土壤容重和孔隙度等指标采用环刀浸泡法测定,一定土层深度的土壤最大持水深、非毛管持水深和毛管持水深可根据实测的土壤孔隙度数据,由以下公式计算:

$$W_c = 10P_c h \quad (1)$$

$$W_{nc} = 10P_{nc} h \quad (2)$$

$$W_t = 10P_t h \quad (3)$$

式中: W_c ——土壤毛管持水深(mm); W_{nc} ——土壤非毛管持水深(mm); W_t ——土壤最大持水深(mm); P_c ——毛管孔隙度(%); P_{nc} ——非毛管孔隙度(%); P_t ——总孔隙度(%); h ——计算土层深度(m)。

2.2 土壤水分特征曲线

由于滞后现象的存在,土壤吸湿过程和脱湿过程所测得的土壤水分特征曲线是不同的,一般以脱湿曲线表征土壤水分特征曲线。本研究利用日立 H-1400PF 土壤离心机的方法,测得的是土壤的脱湿过程。利用 100 cm^3 环刀取原状土样,对土样施以不同

转速,测得土壤不同水势下的持水率,经计算得到土壤水分特征曲线。

常用的拟合土壤水分特征曲线的方程有 Gardner^[12] 提出的幂函数方程, Van Genuchten^[13] 提出的拟合方程等。本文以土壤水势(kPa)为因变量,土壤体积含水率(%)为自变量的幂函数方程来拟合不同树种林分各土壤深度的土壤特征曲线。方程形式为:

$$\theta = aS^b \quad (4)$$

式中: S ——土壤体积含水量(%); θ ——土壤水势(kPa); a, b ——方程拟合参数。下同。

2.3 土壤入渗测定与计算

采用内环直径为 7.5 cm,外环直径为 15 cm 的双环测定 0—20 cm 的土壤水分入渗过程。其中,初渗率=最初入渗时段内渗透量/入渗时间;平均渗透速率=达到稳渗时的渗透总量/达到稳渗时的时间;稳渗率为单位时间内的渗透量趋于稳定时的渗透速率。

土壤水分入渗的数学模型有多种,本文选取 4 种模型对实测入渗过程进行拟合。

(1) Kostiakov 公式(1932)。该公式由 Kostiakov^[14] 提出:

$$f = at^{-b} \quad (5)$$

式中: f —— t 时间时的瞬时入渗速率(mm/min); t ——入渗时间(min); a, b ——由试验资料拟合的参数。

(2) Horton 公式(1940)。Horton^[15] 提出一个他认为与他渗透过程的物理概念理解相一致的方程:

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt} \quad (6)$$

式中: f —— t 时间时的瞬时入渗速率 (mm/min); f_o ——初渗速率 (mm/min); f_c ——稳渗速率 (mm/min); k ——常数, 决定 f 从 f_o 减小到 f_c 的速度。

(3) Philip 公式(1957)。Philip 对 Richards^[16] 方程进行了系统的研究, 提出了方程的解析解。在此基础上得出了 Philip 简化公式:

$$f = \frac{1}{2}st^{-\frac{1}{2}} + f_c \quad (7)$$

式中: f —— t 时间时的瞬时入渗速率 (mm/min); s ——吸渗率 (%); t ——入渗时间; f_c ——稳渗速率 (mm/min)。

(4) 蒋定生公式。蒋定生等^[17] 在分析 Kostikov 和 Horton 入渗公式的基础上, 结合黄土高原大量的

野外测试资料, 提出了描述黄土高原土壤在积水条件下的入渗公式:

$$f = f_c + (f_1 - f_c)/t^\alpha \quad (8)$$

式中: f —— t 时间时的瞬时入渗速率 (mm/min); f_1 ——第 1 min 末的入渗速率 (mm/min); f_c ——土壤稳渗速率 (mm/min); t ——入渗时间; α ——指数。

以上所有测定和计算方法均采用国家林业行业标准:《森林土壤水分—物理性质的测定》和《森林土壤渗透率的测定》。

3 结果与分析

3.1 土壤持水特征

本研究对不同森林类型土壤不同层次的土壤物理性质进行了测定, 结果见表 2。

表 2 典型试验样地土壤水分物理性质

林分	深度/cm	容重/(g·m ⁻³)	饱和持水量/%	最小持水量/%	毛管持水量/%	非毛管空隙/%	毛管空隙/%	总空隙/%
侧柏	0—10	1.44	32.21	16.53	18.47	19.55	26.65	46.20
	10—20	1.41	38.23	24.16	25.16	18.40	35.25	53.65
	20—40	1.86	15.49	7.25	7.82	14.05	14.55	28.60
刺槐	0—10	1.32	38.84	28.31	29.01	12.75	37.85	50.60
	10—20	1.46	32.07	21.80	24.47	11.10	35.25	46.35
	20—40	1.51	28.81	19.75	20.72	12.15	31.20	43.35
	40—60	1.53	27.84	17.41	18.39	14.45	28.20	42.65
油松	0—10	1.41	33.86	21.14	22.36	16.15	31.45	47.60
	10—20	1.64	23.44	10.61	11.72	19.20	18.95	38.15
	20—40	1.64	21.39	7.89	8.20	21.50	13.50	35.00
栓皮栎	0—10	0.72	90.29	41.52	42.67	33.20	29.65	62.85
	10—20	1.12	46.40	24.65	25.10	23.75	28.10	51.85
	20—40	1.27	26.07	14.04	15.34	13.65	19.55	33.20

(1) 土壤容重。研究区各林分土壤容重除了侧柏外都随土层深度增加而增加。表层土壤(0—10 cm)的土壤容重大小排序为: 侧柏林>油松林>刺槐林>栓皮栎林; 平均土壤容重排序为: 侧柏林>油松林>刺槐林>栓皮栎林。不同植被类型表层的枯落物组成及地下根系的生长发育状况、枯落物的分解状况等均存在差异, 因此造成林地土壤容重的差异。栓皮栎林年产生凋落物的生物量很大, 分解速率也较快, 栓皮栎林表层土壤与分解后的枯落物层很难分开, 因此表层土壤质地疏松容重小、孔隙度大。

(2) 孔隙度。各林分土壤总孔隙度和毛管空隙度除侧柏外都随土层深度增加而减小, 侧柏林样地由于离道路较近, 表层土壤很可能受到人的踩踏而变得更为紧实, 因此表层 0—10 cm 孔隙率略小 10—20 cm 层次。非毛管空隙度变化没有普遍规律性, 侧柏林与

栓皮栎林是随土层深度增加而减小, 而刺槐林和油松林是随土层深度增加而呈增加趋势。

(3) 土壤持水能力。利用式(1)—(3) 计算得出了不同林分土壤层持水能力, 不同种林分的土壤非毛管持水深、毛管持水深、总持水深 3 个指标的排序差异较大(如表 3 所示)。

表 3 不同林分的土壤持水能力

林分	土层厚度/cm	非毛管持水深/mm	毛管持水深/mm	总持水深/mm
侧柏	45	73.07	98.28	171.35
刺槐	55	69.83	177.80	247.63
油松	43	84.80	81.45	166.25
栓皮栎	35	77.43	87.08	164.51

本研究中, 4 种试验林分相互距离不超过 200 m, 但土壤持水特征却有很大的变化。油松林土壤的非

毛管持水能力最强,而毛管持水能力最差,说明其土壤中孔隙较多,但质地偏沙质保水保肥能力较差;栓皮栎林土壤总孔隙度较大,易于下渗,但其土层较薄,其持水能力位于中等;侧柏林土壤土层较厚,有一定的非毛管和毛管持水能力,总持水深排在第 2 位;刺槐林土壤非毛管持水量很小土壤空隙以毛管孔隙为主,其毛管持水量远大于其他林分土壤层,加之其土层深厚,土壤发育较为完善,有着最大的持水能力。除了植被影响外,土壤层的持水能力也受坡向、坡位、土壤质地等其他相关因素影响。

3.2 土壤水分特征曲

土壤水分对植物的有效程度最终决定于土水势的高低而不是自身的含水量。如果测得土壤的含水量,可根据土壤水分特征曲线查得基质势值,从而可

判断该土壤含水量对植物的有效程度。

从图 1 可知,土壤水势都随着土壤含水率的增加而降低,在土壤水势降低到 100 kPa 前水势随土壤含水率升高而呈急剧下降趋势,当水势值降低到 100 kPa 以下时,随土壤含水率增加的变化幅度明显减缓。可见 100 kPa 为土壤水分特征曲线的临界值,此结论与莫菲^[18]的结论相似。在相同土壤水势下,各林分土壤表层的含水率明显高于下层,说明表层土壤有机质含量较高,质地更偏于壤土,下层土壤质地更偏于沙土。用实测值对式(4)进行参数估计,得到的 a, b 参数估计值和复相关指数值 R^2 值(表 4)。由表 4 可见,各层次的土壤特征曲线的拟合度较高,复相关指数 R^2 值都在 0.85 以上,参数 a 值范围在 $3.19 \times 10^6 \sim 1.66 \times 10^{15}$, 参数 b 值范围在 $-12.36 \sim -5.12$ 。

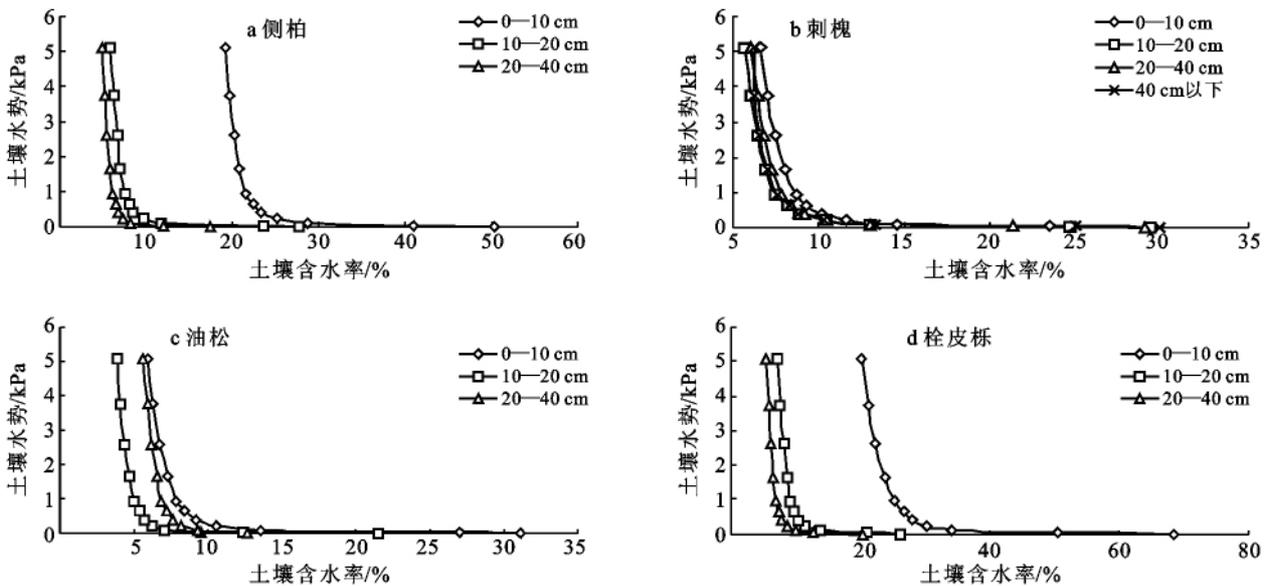


图 1 不同林分各层次土壤水分特征曲线

表 4 不同林分各层次土壤的水分特征方程

林分	土层深度/cm	a	b	R^2
侧柏	0—10	1.66×10^{15}	-9.39	0.923
	10—20	1.86×10^7	-5.54	0.880
	20—40	5.48×10^8	-7.91	0.961
刺槐	0—10	9.78×10^7	-5.93	0.899
	10—20	9.44×10^6	-5.23	0.883
	20—40	4.88×10^7	-5.86	0.921
	40 以下	1.25×10^7	-5.30	0.880
油松	0—10	9.50×10^6	-5.12	0.873
	10—20	3.19×10^6	-5.85	0.965
	20—40	1.32×10^{13}	-12.36	0.929
栓皮栎	0—10	4.77×10^{13}	-7.96	0.946
	10—20	2.52×10^9	-7.15	0.912
	20—40	1.64×10^9	-7.90	0.977

3.3 土壤入渗特征

3.3.1 土壤入渗过程 因本研究所有土样渗透速率在 90 min 前已达稳定,为了便于比较,渗透总量统一取前 120 min 内的渗透量。

不同树种林分土壤层的入渗特征主要指标值如表 5 所示,入渗的开始阶段初期渗透速率很快,随着时间的推移,渗透速率下降,初始阶段土壤渗透速率降幅较大,此后土壤渗透速率的降幅逐渐减小,最后趋向于一个恒定值,即土壤稳定渗透速率。

根据土壤水分渗透所受作用力和运动特性,土壤渗透曲线大致可分为 3 个阶段:渗透率瞬变阶段、渐变阶段和平稳阶段^[18],土壤入渗速率随时间变化过程如图 2 所示。

表 5 不同林分土壤入渗特征指标

林分	初渗速率	稳渗速率	平均渗透速率	渗透总量
侧柏	13.91	4.62	5.17	320
油松	12.50	4.04	4.91	280
栓皮栎	16.55	0.98	1.58	85
刺槐	9.37	1.92	2.51	150

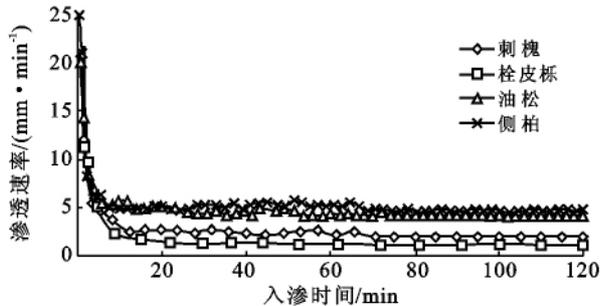


图 2 不同林分土壤入渗过程

渗透速率瞬变阶段发生在渗透开始的 0~5 min 内,此时土壤水分未能充满土壤非毛管孔隙,土壤水分处于非饱和状态,渗透速率变化剧烈。在分子力及重力作用下,渗透水量首先供给土壤非毛管孔隙后形成一定的水压,使下渗峰面快速延伸。土壤渗透渐变阶段主要发生在 5~60 min 左右,此过程渗透速率继续变小,渗透速率的变化过程较为平稳,土壤水分主要受毛管力的作用,土壤水分继续作不平稳的流动,直到全部毛管孔隙充满水分,此阶段主要是土壤毛管

孔隙的水分充填过程。稳定阶段主要发生在 60 min 以后,此时土壤孔隙已经全部充满水分,水分主要在重力作用下作渗透运动,最后达到饱和而接近稳渗速率。

土壤入渗能力的影响主要取决于土壤机械组成、水稳性团粒含量、土壤容重、土壤初始含水量等因素^[19-20]。不同树种林分的土壤入渗规律有一定的差异性,总体看来针叶林的土壤渗透能力要明显高于阔叶林。

3.3.2 土壤入渗模型 用实测的土壤入渗过程数据同 4 种模型进行拟合,得出了不同模型的模拟精度和参数估计值见表 6。从表 6 中可以看出,不同的方程对于不同树种林分土壤入渗过程的模拟精度有所差异,Philip 公式对栓皮栎和刺槐的模拟精度较高($R^2 > 0.8$),对油松和侧柏的模拟精度偏低;Horton 公式对 4 种林分模拟精度都不高, R^2 值均未超过 0.75;Kostiakov 公式对栓皮栎和刺槐的模拟精度高, R^2 值都超过或接近 0.9,但针叶林油松和侧柏的拟合 R^2 值都小于 0.8;蒋定生公式对所有研究树种林分土壤入渗的过程模拟都达到了很好的效果,拟合的 R^2 值都大于 0.9。因此可以得出,研究区域的用双环入渗法得出的土壤入渗过程用蒋定生公式拟合的效果最佳,其次为 Kostiakov 公式和 Philip 公式,而用 Horton 公式模拟的效果最差。

表 6 不同林分土壤入渗模型拟合参数

林分	Philip 公式		Horton 公式		Kostiakov 公式			蒋定生公式	
	s	R^2	k	R^2	a	b	R^2	α	R^2
侧柏	16.377	0.603	0.232	0.634	1.067	0.194	0.630	0.922	0.929
油松	16.080	0.784	0.181	0.739	1.023	0.211	0.798	0.864	0.966
栓皮栎	39.224	0.875	0.168	0.531	1.499	0.638	0.950	1.281	0.989
刺槐	20.236	0.838	0.130	0.615	0.992	0.377	0.891	1.166	0.922

4 结论

(1) 除了侧柏以外,研究区各林分下的土壤容重都随着土层深度增加而增加,土壤总孔隙度和毛管空隙度都会随土层深度增加而减小;非毛管空隙度变化没有普遍规律性,侧柏林与栓皮栎林随土层深度增加而减小,而刺槐林和油松林随土层深度增加而呈增加趋势。

(2) 研究区不同林分的土壤非毛管持水深、毛管持水深、总持水深 3 指标的排序差异较大,油松林土壤的非毛管持水能力最强,而毛管持水能力最差;栓皮栎林持水能力位于中等;侧柏林总持水深排在第 2 位;刺槐林毛管持水量远大于其他林分土壤层。

(3) 不同林分土壤各层次土壤水势都随着土壤含水率的增加而降低,100 kPa 为土壤水分特征曲线的临界值;各林分土壤表层的含水率明显高于下层,说明表层土壤有机质含量较高,质地更偏于壤土,下层土壤质地更偏于沙土。

(4) 土壤渗透速率瞬变阶段发生在渗透开始的前 0~5 min 时段以内;土壤渗透渐变阶段主要发生在渗透开始后的第 5~60 min 左右;稳定阶段主要发生在 60 min 以后。

(5) 研究区域的用双环入渗法得出的土壤入渗过程用蒋定生公式拟合的效果最佳,其次为 Kostiakov 公式和 Philip 公式,而 Horton 公式模拟的效果最差。

[参 考 文 献]

- [1] 马雪华. 四川米亚罗地区高山冷杉林水文作用的研究[J]. 林业科学, 1987, 23(3): 253-265.
- [2] 刘世荣, 温远光, 王兵, 等. 中国森林生态系统水文生态功能规律[M]. 北京: 中国林业出版社, 1996: 300-710.
- [3] 时忠杰, 张宁南, 何常清. 桉树人工林冠层、凋落物及土壤水文生态效应[J]. 生态学报, 2010, 30(7): 1932-1939.
- [4] Fernández-Gálvez J, Barahona E, Mingorance M D. Measurement of infiltration in small field plots by a portable rainfall simulator: Application to trace-element mobility[J]. Water, Air & Soil Pollution, 2008, 191(1/4): 257-264.
- [5] Shein E V. Soil hydrology: stages of development, current state, and nearest prospects [J]. Soil Physics, 2010, 43(2): 158-167.
- [6] Liu Shiyu, Chen Wenbo. Impacts of ground cover on Laws of temporal and spatial variation of soil moisture [J]. Original Article, 2009, 4(3): 271-275.
- [7] 霍小鹏, 李贤伟, 张健, 等. 川西亚高山暗针叶林土壤渗透性能研究[J]. 水土保持研究, 2009, 3(16): 192-195.
- [8] 余新晓, 赵玉涛, 张志强, 等. 长江上游亚高山暗针叶林土壤水分入渗特征研究[J]. 应用生态学报, 2003, 14(1): 15-19.
- [9] 陈致富, 魏天兴, 赵健, 等. 陕北风蚀水蚀交错区不同植被下土壤入渗性能差异研究[J]. 水土保持学报, 2009, 23(3): 232-235.
- [10] 王国梁, 刘国彬. 黄土丘陵区长芒草群落对土壤水分入渗的影响[J]. 水土保持学报, 2009, 23(3): 227-231.
- [11] 刘韶辉, 项文化, 方江平. 西藏南伊沟原始林芝云杉林土壤水文的物理特征[J]. 中南林业科技大学学报, 2010, 30(7): 15-18, 25.
- [12] Gardner W R, Hillel D, Benyamini Y. Post irrigation movement of soil water: 2. Simultaneous redistribution and evaporation[J]. Water Resources Research, 1970, 6(4): 1148-1153.
- [13] Van Genuehten M T H. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892-898.
- [14] Kostiaikov 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.
- [15] Horton R E. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity[J]. Soil Sci. Soc. AM. J., 1940, 5(3): 399-417.
- [16] Philip J R. The theory of infiltration about sorptivity and algebraic infiltration equations[J]. Soil Sci., 1957, 84(4): 257-264.
- [17] 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.
- [18] 莫菲. 六盘山洪沟小流域森林植被的水文影响与模拟[D]. 北京: 中国林业科学研究院, 2008.
- [19] 蒋定生, 黄国俊, 谢永生. 黄土高原土壤入渗能力野外测试[J]. 水土保持通报, 1984, 4(4): 7-9.
- [20] 田积莹. 黄土地区土壤的物理性质与黄土成因的关系[J]. 中国科学院西北水保所集刊, 1987(5): 1-12.

(上接第 41 页)

(4) 本文的研究仍属于在简单分析基础上的半定量研究, 还没有充足的生态水文过程基础, 也没有建立起小流域年径流变化和水土保持工程的种类、强度、质量的数量关系, 不利于对土地利用规划给出定量指导, 因此仍需进一步深入研究。

[参 考 文 献]

- [1] 刘卉芳, 朱清科, 魏天兴. 晋西黄土区森林植被对流域径流的影响[J]. 水土保持学报, 2004, 18(2): 5-9.
- [2] 穆兴民, 高鹏, 巴桑赤烈. 应用流量历时曲线分析黄土高原水土保持措施对河川径流的影响[J]. 地球科学进展, 2008, 23(4): 382-389.
- [3] 穆兴民, 王文龙, 徐学选. 黄土高原沟壑区水土保持对小流域地表径流的影响[J]. 水利学报, 1999(2): 73-75.
- [4] 郭慕萍, 王志伟, 秦爱民, 等. 54 年来中国西北地区降水量的变化[J]. 干旱区研究, 2009, 26(1): 120-125.
- [5] 张淑兰, 王彦辉, 于彭涛, 等. 定量区分人类活动和降水量变化对泾河上游径流变化的影响[J]. 水土保持学报, 2010, 24(4): 53-58.
- [6] 毛泽秦. 纸坊沟流域近 50 年水沙特性及其变化研究[J]. 水土保持研究, 2010, 17(3): 264-268.
- [7] 许炯心, 孙季. 近 50 年来降水变化和人类活动对黄河入海径流通量的影响[J]. 水科学进展, 2003, 14(6): 690-695.
- [8] 张鉴, 段义字. 平凉市纸坊沟流域 45 年降水变化特征初步分析[J]. 水土保持研究, 2007, 14(1): 257-258.
- [9] 张淑兰, 王彦辉, 于彭涛, 等. 人类活动对泾河流域径流时空变化的影响[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(6): 66-72.
- [10] 毛泽秦. 纸坊沟小流域综合治理成效及水土资源高效开发利用模式[J]. 中国水土保持, 2008(6): 43-44.
- [11] 徐丽娟. 人类活动影响下大河流域降雨径流关系特征分析[J]. 南水北调与水利科技, 2011, 9(2): 73-76.