

黄土高原沟壑区两种乔木林土壤水分平衡的模拟

张洛丹^{1,2}, 张瑜^{1,2}, 黄明斌², 朱元骏²

(1. 西北农林科技大学 资源环境学院, 陕西 杨凌 712100;

2. 西北农林科技大学 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘 要: 为了了解黄土高原沟壑区不同乔木林的耗水规律, 利用长期定位试验资料和 Hydrus-1D 模型详细研究了两种乔木林(侧柏林、刺槐林)的土壤水分动态变化及水量平衡各要素的差异。结果表明: 结合优化的水力参数, Hydrus-1 D 模型能准确地模拟两种乔木林地土壤水分动态, 模拟值与实测值均方根误差在 $0.018 \sim 0.029 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 之间, 相对平均绝对误差在 $9.8\% \sim 12.5\%$ 之间; 水分平衡各要素受气候和植物类型影响, 蒸散量是水平衡中的主要支出项, 侧柏林蒸散量占同期降水量的 $83.4\% \sim 108.4\%$, 刺槐林蒸散量占同期降水量的 $75.9\% \sim 96.2\%$, 生长季内刺槐林土壤储水量始终大于侧柏林。

关键词: Hydrus-1 D 模型; 侧柏林; 刺槐林; 土壤水分; 水量平衡

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2015)02-0026-06

Simulations of Soil Water Balance in Two Arbor Forests Grown in Gully Region of the Loess Plateau

ZHANG Luodan^{1,2}, ZHANG Yu^{1,2}, HUANG Mingbin², ZHU Yuanjun²

(1. College of Natural Resources and Environment, Northwest A&F University,

Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: In order to investigate the differences in water consumption of two arbor forests grown in the gully region of the Loess Plateau, Hydrus-1 D model coupling the long-term experimental data was used to simulate the dynamics of soil water and soil water balance components in the sites grown *Platyclatus orientalis* and *Robinia pseudoacacia*. With the calibrated and validated hydraulic parameters, the Hydrus-1 D could be used to simulate soil water dynamics in two arbor forests. The root mean square errors between the simulated and measured water contents ranged from $0.018 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ to $0.029 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, while the mean absolute relative errors varied from 9.8% to 12.5% . The components of soil water balance were impacted by climatic conditions and tree species. Evapotranspiration was the largest one among all components of soil water balance, which varied from 83.4% to 108.4% of total precipitation for *Platyclatus orientalis*, and from 75.9% to 96.2% of total precipitation for *Robinia pseudoacacia*. With regard to the two trees, *Robinia pseudoacacia* had the larger soil water storage than *Platyclatus orientalis* during the study period from 2011 to 2013.

Keywords: Hydrus-1 D; *Platyclatus orientalis*; *Robinia pseudoacacia*; soil water; water balance

黄土高原沟壑区年降水量在 $500 \sim 600 \text{ mm}$ 之间, 属暖温带亚干旱区, 在植被演替过程中, 这里形成了一些适应于本区自然气候特征的以旱生和中生植被占优势的植物生态系统, 适宜油松、侧柏、刺槐、楸树、毛白杨等乔木树种的生长^[1-2]。因而, 在生态建设过程, 该地区常常选择人工种植乔木林来加速植被恢复。但是, 该区降水常年稀少, 且季节分布不均^[3], 干

燥度大于 1.5, 乔木林的生长受水分胁迫, 特别是在 5 a 一遇的极端干旱年^[1]。乔木林强烈蒸腾作用常过量消耗雨季土壤储水, 降低土壤水的深层补给, 出现生物利用型土壤干层^[4-5], 削弱土壤深层储水对大气干旱的调节作用, 限制了乔木林的正常生长。例如该区域广泛存在的林相衰败的小老树, 就是人工林地水分生态失调的后果^[6]。

不同乔木林耗水量、耗水规律不同,水分利用效率差异可达2~5倍^[7-8],树种选择失当会加剧深层土壤干燥化^[9]。土壤干层的出现会导致植被稀疏,树木难以成材,林草提早衰退,生活周期缩短,群落的稳定性就会发生变化,导致整个群落的衰败^[5,10]。因此,了解不同乔木林的耗水规律,选择适合当地水分条件的乔木树种是植被恢复的关键。为此,本研究在位于黄土高原沟壑区的长武,选择两种乔木树种进行长期水分平衡试验,并结合模型模拟,研究不同树种耗水规律,以期为该区域植被建设提供指导。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

试验区位于陕西省长武县洪家镇王东沟小流域(北纬35°12'—36°16'、东经107°40'—107°42'),流域面积8.3 km²。地貌分为塬面和沟壑两大单元,分别占土地面积的35%~65%,是典型的高原沟壑区。试验区所在地属于暖温带半湿润大陆性季风气候,年均气温9.1℃,年日照时数2 226.5 h,年太阳总辐射量484 kJ/cm²,年际间降雨量差异大,在369.5~813.2 mm之间变动,多年平均降雨量为581.4 mm。有明显的旱季和雨季之分,雨季(7—9月)降水量占全年的55%以上。流域内主要土壤类型为黑垆土和黄壤土,母质为深厚的中壤质马兰黄土。地下水埋深达50~80 m。

1.2 试验设计

在王东沟小流域沟道自然坡面上修建坡度为35°,长20 m,宽5 m的两个径流小区(正西向),每个小区周围均有混凝土建成的挡墙,径流桶(分为集流桶与分流桶)与小区出水口相连。小区于2003年建成,植被同年栽种,两种乔木分别为侧柏和刺槐。坡面上中下部均安装有测深为5.5 m的中子管用于监测土壤含水量。

1.3 试验观测

1) 土壤水分。用中子仪测定植被生长季径流小区坡面上中下部0—5 m土层的土壤含水量,0—1 m,1—5 m分别间隔10 cm和20 cm进行观测,观测时间为2011年5月12日—11月20日,2013年4月10日—11月20日,旱季(4—6月,10—11月)每隔两周测定一次,雨季(7—9月)每隔一周测定一次,雨后加测。为排除坡位的影响,用坡面上中下部同一观测深度的平均值分析土壤含水量的变化。

2) 坡面径流。每次产流后,量取径流桶水位,计算总径流量。2011年共产生4次径流,2013年共产生5次径流。

3) 植被叶面积指数(LAI)。利用LAI-2000仪器测定植被叶面积指数,在测定过程中,保持探头与坡面平行,并用45°遮盖帽遮挡侧面入射光以避免小区以外的植被影响测量结果。测定时间为2013年4—11月。

4) 气象资料。降雨、温度、风速、日照时数等气象资料采用长武试验站监测的气象数据。气象站距试验小区500 m。

1.4 数学模拟

1.4.1 基本方程 垂直一维饱和和非饱和土壤水分运动可运用改进的Richards方程来描述:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

式中: t ——时间(d); θ ——土壤体积含水率(cm³/cm³); h ——压力水头(cm); z ——垂向空间坐标(cm),向上为正; $K(h)$ ——非饱和导水率(cm/d); S ——根系吸水速率(cm/d)。土壤水分特征曲线和非饱和导水率用如下van Genuchten-Mulaem方程^[11]拟合:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$K(h) = \begin{cases} K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 & h < 0 \\ K_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4)$$

式中: S_e ——无量纲的有效水分含量; θ_r, θ_s ——残余含水率和饱和含水率(cm³/cm³); K_s ——饱和导水率(cm/d); α, n, m 均为拟合经验参数,其中, $m = 1 - 1/n$ 。

式(1)中的 S 代表根系在单位时间内从单位体积土体中吸收的水分。用Feddes模型^[12]模拟根系吸水:

$$S(h) = \alpha(h) \cdot \beta(z) \cdot T_p \quad (5)$$

式中: $\alpha(h)$ ——水分胁迫反应函数; $\beta(z)$ ——根系空间分布函数; T_p ——作物潜在蒸腾速率(cm/d)。水分胁迫反应方程通常概化为如下方程:

$$\alpha(h) = \begin{cases} 1 & h_1 \leq h < 0 \\ (h - h_2)/(h_1 - h_2) & h_2 < h < h_1 \\ 0 & h \leq h_2 \end{cases} \quad (6)$$

式中: h_1 ——根系吸水速率开始降低时的土壤基质势(cm); h_2 ——萎蔫点的土壤基质势(cm)。 h_1, h_2 参考Michael等^[13]对常绿植物及落叶植物的研究,结果见表1。

式(5)中 $\beta(z)$ 为标准化根系吸水分布函数,其计算方程如下:

$$\beta(z) = \frac{\beta'(z)}{\int_0^L \beta'(z) dz} \quad (7)$$

式中: Lr ——植被根系深度; $\beta'(z)$ ——实测或模拟的根系分布函数。本研究最大根系深度 Lr 定为 500 cm, 两种乔木的根系分布参考王进鑫等^[14]的测定结果确定。

实际蒸腾量 T_a 由以下方程计算:

$$T_a = T_p \int_0^{Lr} \beta(z) \alpha(h) dz \quad (8)$$

冠层截留量由以下方程计算:

$$I = aLAI(1 - \frac{1}{1 + \frac{bP}{aLAI}}) \quad (9)$$

$$b = 1 - e^{-\mu LAI} \quad (10)$$

式中: I ——冠层截留量; P ——降雨量; a ——经验参数, 取 0.25。

地表径流由外界条件和瞬时土壤水环境共同控制, 土壤表层边界条件可在给定的水流与压力头之间转换。在没有积水的情况下, 地表产流的限制条件由以下两个方程决定:

$$\left| -K \frac{\partial h}{\partial x} - K \right| \leq E \quad (11)$$

$$h_A \leq h \leq h_s \quad (12)$$

式中: E ——当前气象条件下最大潜在蒸发速率; h ——土壤表层压力头; h_A ——现有条件下土壤表层的最小压力头, 由土壤水和大气水的平衡条件决定, h_s 为现有条件下土壤表层的最大压力头, 通常设为 0。当上述任一条件达到时, 该模型会根据给定的压力头来计算地表径流。

表 1 土壤水力学参数优化值和两种乔木根系吸水参数

植物类型	van Genuchten 模型参数								根系吸水参数	
	$\theta r / (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\theta s / (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\alpha / (\text{L} \cdot \text{cm}^{-1})$		n		$K_s / (\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})$			
	拟合值	优化值	拟合值	拟合值	拟合值	拟合值	拟合值	拟合值	h_1 / cm	h_2 / cm
侧柏	0.116	0.485	0.049	0.027	1.303	1.849	66.2	83.7	6500	25000
刺槐	0.001	0.469	0.069	0.086	1.145	1.324	66.2	177.9	3400	22000

由 2011 年两种乔木林地不同土层深度 (50, 140, 300 cm) 土壤含水量模拟值与实测值的比较 (图 1) 可见, 模拟值与实测值有较好的的一致性, 说明优化得到的参数能够较好的模拟土壤含水量随时间的动态变化。2011 年观测期内土壤含水量模拟值与实测值统计结果表明: 侧柏林地和刺槐林地 MD 为 -0.003 , $-0.006 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, RMSE 为 0.018, 0.020 cm^3/cm^3 , MARE 为 9.8% 和 11.8% (表 2)。与侧柏林地相比, 刺槐林地土壤含水量模拟误差较大。对比余冬立等^[16]利用 SWAP 模型模拟黄土高原苜蓿地, 长芒草地土壤含水量变化的 RMSE 值变化范围 (0.001 4~0.024 6 cm^3/cm^3) 和黄明斌等^[15]利用 Hydrus-1 D 模型模拟常绿植物短叶松林、云杉林、香脂冷杉林土壤含水量的 MARE 值范围 (1.8%~12.9%) 可以看到,

1.4.2 初始条件和边界条件 本文以天为单位, 以模拟前一天实测土壤剖面含水量为初始条件。由于黄土高原地下水埋深厚, 模型采用自由排水下边界, 上边界为有径流产生的大气边界条件。其中日潜在蒸散量 (ET_p) 用 Penman-Monteith 方程计算, 而日潜在蒸腾量 (T_p) 和蒸发量 (E_p) 由下式获得:

$$T_p = ET_p (1 - e^{-\mu LAI}) \quad (13)$$

$$E_p = ET_p e^{-\mu LAI} \quad (14)$$

式中: LAI——植被叶面积指数; μ ——植物冠层辐射衰减系数, 根据 Michael 等^[13]的研究, 常绿植物油松、侧柏的 μ 值为 0.51, 落叶植物刺槐的 μ 值为 0.54。

1.4.3 数据分析 利用平均误差 (MD), 均方根误差 (RMSE) 和相对平均绝对误差 (MARE) 来评价土壤水分模拟的准确性^[15]。

2 结果与分析

2.1 模型参数标定与验证

用 CR21G 高速离心机测定水分特征曲线, 通过 RETC 软件拟合 van Genuchten 模型的参数作为参数优化的初始值, 根据 2011 年实际测定的土壤水分数据, 用 Hydrus-1 D 软件对 α , n 和 K_s 进行优化, 得到各个径流小区的水力参数 (表 1)。在两个径流小区中, 刺槐林地有较大的饱和导水率。它们之间水力学参数的差异可能来自于小区建造时整地的不一致, 也可能受植物生长的影响。

本模型模拟结果都在允许的误差范围内。

利用优化得到的水力学参数值 (表 1) 模拟 2013 年两种乔木林地的土壤水分变化, 进一步验证模型参数的合理性。选取 2013 年 4 月 22 日 (旱季) 和 7 月 23 日 (雨季强降雨后) 的实测数据与模拟值进行比较 (图 2), 发现在 20 cm 以上土层, 模拟值与实测值均存在较大偏差, 而在 20 cm 以下土层模拟值与实测值整体吻合较好。20 cm 以上土层的高误差是由于中子水分仪测定浅层土壤水分偏低。2013 年观测期内土壤含水量的模拟值与实测值统计结果表明: 侧柏林地和刺槐林地 MD 为 -0.005 , $0.017 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, RMSE 为 0.021, 0.029 cm^3/cm^3 , MARE 为 10.8% 和 12.5% (表 2)。较小的误差表明, 标定的水力参数可用来模拟黄土高原地区两种乔木林的土壤水分动态。

表 2 2011 年、2013 年土壤水分模拟结果统计分析						
年份	时段	植物类型	样本数	MD/($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	RMSE/($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	MARE/%
2011	132—324	侧柏	120	-0.003	0.018	9.80
		刺槐	120	-0.006	0.020	11.80
2013	100—324	侧柏	240	-0.005	0.021	10.80
		刺槐	240	0.017	0.029	12.50

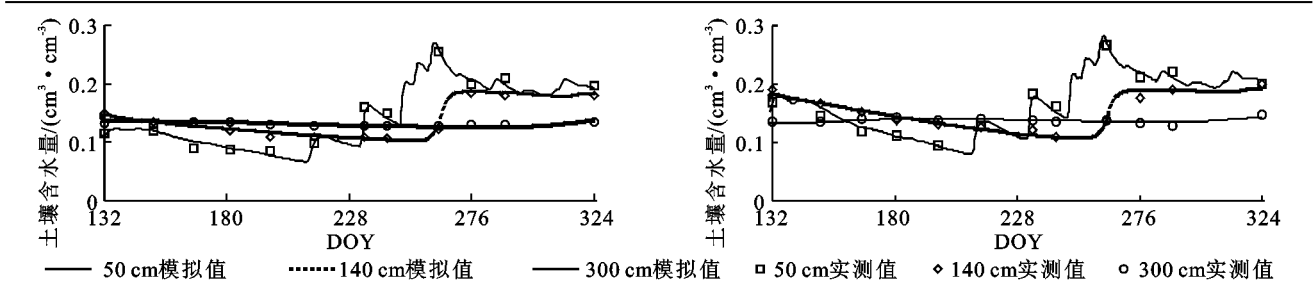


图 1 两种乔木林 2011 年不同深度土壤含水量模拟值与实测值

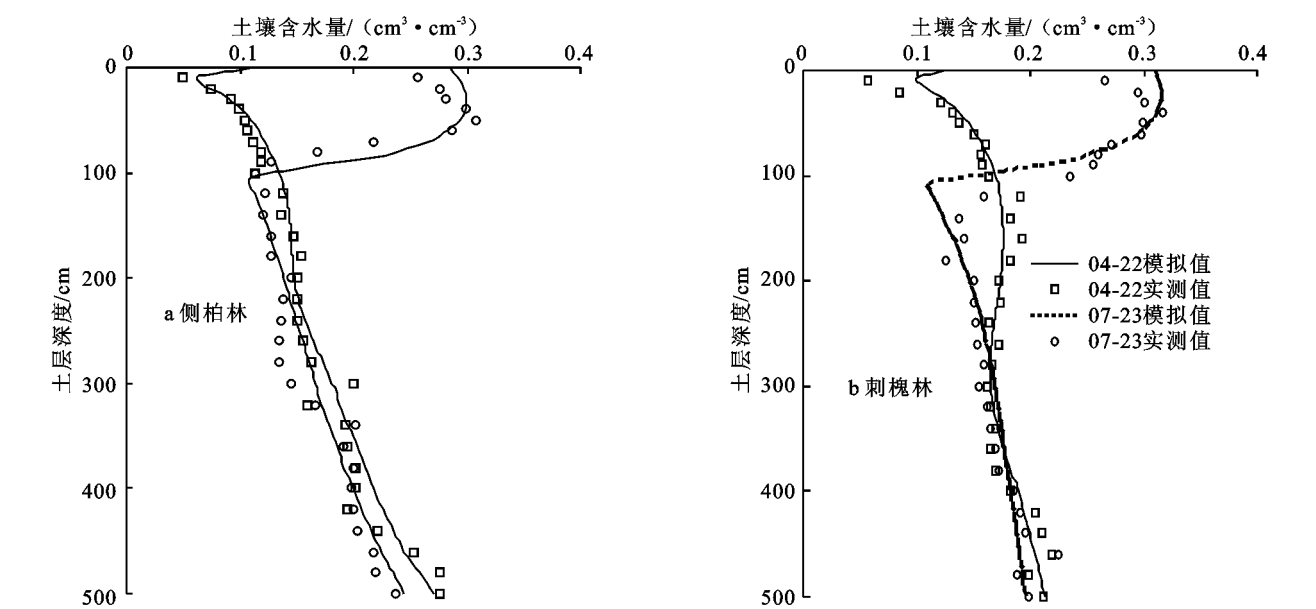


图 2 两种乔木林 2013 年 4 月 22 日和 7 月 23 日土壤剖面含水量模拟值与实测值

2.2 两种乔木林的土壤水分平衡模拟分析

利用表 1 的水力参数,我们系统模拟了两种乔木林地 2011—2013 年植物生长季(5—10 月)土壤水分平衡各收支项的大小。

水量平衡受气象条件、植被类型、地形和土壤性质等多种因素的影响。本研究两个径流小区位于黄土高原沟壑区同一土壤类型的同一自然坡面上,因而水量平衡各分量的差异只能源于树种的不同。2011 年、2012 年、2013 年全年降雨量分别为 644.2、480.8、579.3 mm。相较于多年平均降雨量 581.4 mm,分别属于丰水年、枯水年和平水年。由于土壤深层渗漏量很小,可忽略不计,水量平衡的主要支出项只有冠层截留、土壤蒸发、植物蒸腾和地表径流。

2.2.1 林冠截留 在对次降雨量与冠层截留量的关系进行研究时发现,降雨量较小时,不同树种的截留量差异较小;当降雨量在 5~30 mm 之间时,截留量受叶面积指数影响较大,侧柏林和刺槐林截留量变化

范围分别为 0.52~2.65 mm 和 0.43~1.92 mm;降雨量大于 30 mm 后,林冠截留趋于饱和,截留量随降雨量的增大而变化很小,2013 年 7 月 22 日 120.8 mm 降雨条件下,侧柏林,刺槐林截留量分别为 5.27 和 4.01 mm,截留率(截留量/同期降雨量)仅为 4.4%和 3.4%,导致该年份植物生长季冠层截留率明显低于其它年份。受叶面积指数差异(图 3)的影响,两种种乔木林平均截留率的大小顺序为侧柏林(7.7%)>刺槐林(6.7%)。关于林冠截留率的研究结果差异较大^[17-20],可能是由于不同试验区植被叶面积指数,气候条件差异引起的。对比杨新民等^[18]关于刺槐林截留率 7%~12%,以及王治国等^[19]关于侧柏林等冠层截留率 10%左右的研究结果,证明该模型计算的截留量较为合理。

2.2.2 地表径流 两种乔木林都只在 6—9 月才产生径流。侧柏林 2011 年,2012 年,2013 年总径流量

分别为12.8, 19.1, 10.6 mm, 占同年生长季降雨量的2.61%, 4.89%和2.01%, 刺槐林2011年, 2012年, 2013年总径流量分别为3.5, 3.4, 3.1 mm, 占同年生长季降雨量的0.71%, 0.87%和0.78%。试验区两种乔木林下自然草被生长差异显著, 刺槐林下自然草被生长旺盛, 对径流起到显著的减弱作用。

侧柏林2011年, 2012年, 2013年地表径流的模拟值分别为10.4, 7.3, 11.1 mm; K_s 值较大的刺槐林在降雨产流初期入渗较多的水分, 导致径流量减少, 其2011年, 2012年, 2013年地表径流的模拟值分别为9.1, 6.9, 10.7。对比径流实测值与模拟值发现, 实测值与模拟值相差较大, 可能是由于模拟过程中, 没有考虑到雨强, 土壤表面凋落物, 地表自然草被的影响作用。

2.2.3 蒸散量 植物蒸散量有明显的季节性差异, 受降水与温度综合作用的影响, 6—8月蒸散量明显高于其它月份。侧柏林2011年, 2012年, 2013年6—8月的蒸散量变化范围分别为81.2~105.3 mm, 70.3~102.8 mm, 76.9~116.9 mm; 刺槐林2011年, 2012年, 2013年6—8月的蒸散量变化范围分别为73.6~96.5 mm, 68.4~92.6 mm, 71.8~110.9 mm。在2013年7月降雨量达237 mm时, 侧柏林和刺槐林蒸散量分别占降雨量的32.5%和30.3%, 除此之外, 侧柏林和刺槐林6—8月各月蒸散量占降雨量的百分比最小值分别为97.6%和87.9%。

两种乔木林在降水丰富的9月份蒸散量远远低于6月, 7月, 8月蒸散量, 与生长季其它月份相近。

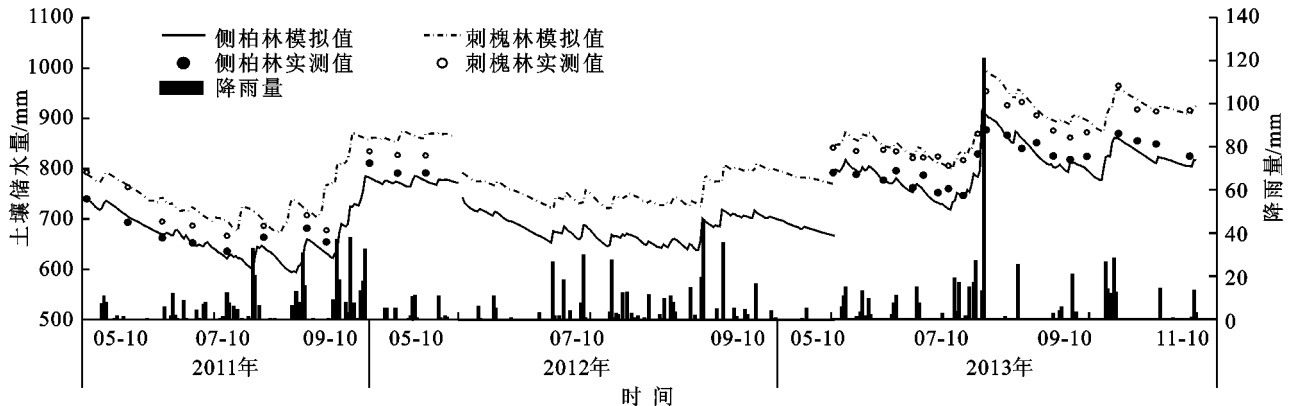


图4 两种乔木林土壤储水量

2.3 水量平衡分析

两种乔木林模拟期水量平衡分析结果见表3。侧柏林2011年, 2012年, 2013年支出项占收入项的比例分别为93.3%, 119.5%和96.6%, 刺槐林这一比例分别为85%, 105.6%和85.4%。在各支出项中, 侧柏林2011—2013年冠层截留, 地表径流, 蒸散量占水分收入项的百分比平均值分别为7.7%, 2.0%和92.0%, 刺槐林2011—2013年冠层截留, 地

侧柏林在2011年, 2012年, 2013年9月的蒸散量与降雨量的百分比分别为22.3%, 50.3%和49%, 刺槐林这一比例分别为18.9%, 46.5%和43.1%。模拟期内侧柏林各月蒸散量始终大于刺槐林, 为刺槐林的1.02~1.35倍。

2.2.4 土壤储水量 两种乔木林模拟期土壤储水量的变化情况如图4所示, 模拟值与实测值相差较小。由于强烈的蒸发蒸腾作用, 两种乔木林6—8月土壤储水量除受降雨影响表现出短时间波动外, 整体呈下降趋势。2011年和2013年两种乔木林的土壤储水量在水分消耗较少的9月份, 受丰富降水的补给作用, 土壤水分亏损状态得到改善。2012年由于降水量较少, 水分支出项大于收入项, 导致该年模拟期最终储水量小于初始储水量。

受水分支出项差异的影响, 刺槐林土壤储水量始终大于侧柏林, 且同一林地年际间土壤储水量也有较为明显的差异。

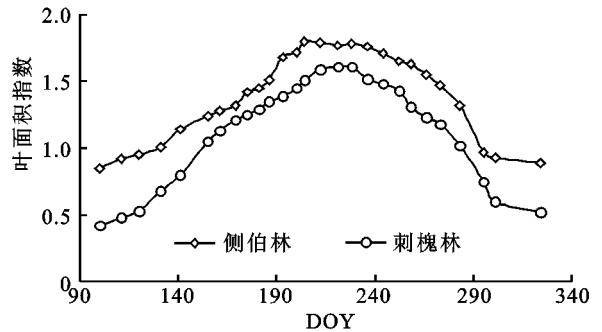


图3 两种乔木林叶面积指数

表径流, 蒸散量占水分收入项的百分比平均值分别为6.7%, 1.9%和82.3%。

对两种乔木林水平衡中主要支出项蒸散量的年际间差异进行分析时发现, 2013年蒸散量最高, 这是由于该年植物生长季降雨量占全年降雨量的90.8%, 大于2011年丰水年(76.0%)和2012年枯水年(81.2%)。侧柏林2011年, 2012年, 2013年蒸散量分别为408.7, 423和462.5 mm, 分别占同期降水量的83.4%,

108.4%和87.9%;刺槐林2011年,2012年,2013年蒸散量分别为371.8,375.2,410.8 mm,分别占同期降水量的75.9%,96.2%和78.1%。上述结果与杨新民等^[18]、韩磊等^[20]在黄土区测定刺槐林、侧柏林的蒸散量近似。

表 3 两种乔木林的土壤水平衡

植物类型	时间	降雨量/ mm	截留量/ mm	蒸散量/ mm	径流/ mm	储水量 变化/mm
侧柏	2011	489.8	37.7	408.7	10.4	33.01
	2012	390.2	35.9	423.0	7.3	-76.0
	2013	526.2	34.8	462.5	11.1	17.8
	平均值	468.7	36.1	431.4	9.6	-8.4
刺槐	2011	489.8	35.6	371.8	9.1	73.3
	2012	390.2	30.1	375.2	6.9	-22.0
	2013	526.2	28.1	410.8	10.7	76.6
	平均值	468.7	31.3	385.9	8.9	42.6

注:模拟时期均为5月12日—10月31日

3 结 论

利用定位试验资料和 Hydrus-1 D 模型研究了黄土高原沟壑区两种乔木林的土壤水分平衡状况,结果表明在利用2011年实测资料反求土壤水力参数及利用2013年实测资料对反求得到的水力学参数进行验证的过程中,土壤含水量模拟值与实测值偏差很小,模拟的RMSE均在0.018~0.029 cm³/cm³之间,模拟精度较高。

对比两种乔木林水量平衡各分量,发现蒸散量在水分支出项中占主导作用,因而在蒸腾蒸发作用强烈的6—8月,除降雨量被完全消耗外,部分土壤前期储水也被消耗,导致该时期土壤储水量下降,这一现象在9月份丰富的降水条件下得到补偿。受水量平衡各项差异性的影响,刺槐林生长季储水量始终大于侧柏林。由于人工林普遍存在生物利用型土壤干层,水分亏缺限制其生长,因此刺槐较侧柏更适宜在该地区生长。

参考文献:

[1] 杨文治,马玉玺. 黄土高原地区造林土壤水分生态分区研究[J]. 水土保持学报,1994,8(1):1-9.

[2] 杨文治. 黄土高原土壤水分状况分区(试拟)与造林问题[J]. 水土保持通报,1981,1(2):13-19.

[3] 苏娜,焦菊英,马祥华. 黄土丘陵沟壑区主要群落地上生物量季节变化及其与土壤水分的关系[J]. 水土保持研究,2012,19(6):7-12.

[4] 黄明斌,杨新民,李玉山. 黄土高原生物利用型土壤干层的水文生态效应研究[J]. 中国生态农业学报,2003,11(3):113-116.

[5] 王力,邵明安,侯庆春. 黄土高原土壤干层初步研究[J]. 西北农林科技大学学报:自然科学版,2001,29(4):34-38.

[6] 杨文治,田均良. 黄土高原土壤干化问题探源[J]. 土壤学报,2004,41(1):1-6.

[7] 王韶唐. 植物的水分利用效率和旱地农业生产[J]. 干旱地区农业研究,1987(2):67-80.

[8] 韩蕊莲,梁宗锁,侯庆春,等. 黄土高原适生树种苗木的耗水特性[J]. 应用生态学报,1994,5(2):210-213.

[9] 郭忠升,邵明安. 半干旱区人工林草地土壤旱化与土壤水分植被承载力[J]. 生态学报,2003,23(8):1640-1647.

[10] 潘占兵,张龙,杨瑞,等. 黄土高原土壤旱化研究综述[J]. 水土保持研究,2012,19(6):210-215.

[11] Van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Science Society of America Journal,1980,44(5):892-898.

[12] Feddes R A, Kowalik P J, Zaradny H. Simulation of field water use and crop yield[M]. Centre for Agricultural Publishing and Documentation,1978.

[13] White M A, Thornton P E, Running S W, et al. Parameterization and sensitivity analysis of the BIOME-BGC terrestrial ecosystem model: net primary production controls [J]. Earth Interactions,2000,4(3): 1-85.

[14] 王进鑫,王迪海,刘广全. 刺槐和侧柏人工林有效根系密度分布规律研究[J]. 西北植物学报,2005,24(13): 2208-2214.

[15] Huang M, Lee Barbour S, Elshorbagy A, et al. Water availability and forest growth in coarse-textured soils [J]. Canadian Journal of Soil Science, 2011, 91(2): 199-210.

[16] 余冬立,邵明安,俞双恩. 黄土高原典型植被覆盖下SPAC系统水量平衡模拟[J]. 农业机械学报,2011,42(5):73-78.

[17] 成向荣,黄明斌,邵明安,等. 黄土高原农牧交错带人工乔灌木林冠截留[J]. 生态学杂志,2009,28(7):1213-1217.

[18] 杨新民,杨文治. 黄土丘陵区人工林地土壤水分平衡初探[J]. 林业科学,1989,25(6):549-553.

[19] 王治国. 山西省生态用水态势及其可持续性评价研究[D]. 北京:北京林业大学,2007.

[20] 韩磊. 黄土半干旱区主要造林树种蒸腾耗水及冠层蒸腾模拟研究[D]. 北京:北京林业大学,2011.