

极端干旱区不同水分条件下胡杨林生态耗水特征

张瑞文^{1,2}, 赵成义³, 王丹丹^{1,2}, 施枫芝¹, 郑金强¹

(1.中国科学院新疆生态与地理研究所,荒漠与绿洲生态国家重点实验室,乌鲁木齐 830011;

2.中国科学院大学,北京 100049;3.南京信息工程大学土地科学研究中心,南京 210044)

摘要:以极端干旱区胡杨林为研究对象,探究不同水分条件下胡杨林土壤水分运动规律和胡杨生态耗水特征。结果表明:HYDRUS-1D 模型对极端干旱区胡杨林土壤水分运动和蒸散发过程具有良好的模拟效果。不同水分条件下胡杨林土壤水分运动特征和生态耗水变化差异明显。随着下垫面水分条件趋于湿润,土壤水分含量和湿润锋入渗深度均出现增加,入渗深度分别达到 100,120,150 cm。下垫面水分条件改变导致土壤水分存储情况发生变化。下垫面水分补给增加的同时胡杨林蒸散发呈明显增加,其中植被蒸腾增加显著。随着水分条件逐渐湿润植被蒸腾占总蒸散比例由 55% 升至 65%。研究显示,随着下垫面水分条件逐渐湿润,极端干旱区胡杨林生态耗水量逐渐增加,其中植物蒸腾消耗是造成水分耗散增加的主要原因。

关键词: 胡杨林地; HYDRUS-1D 模型; 土壤水分变化; 水分条件; 蒸散发耗水

中图分类号: Q945.17; S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2019)04-0270-09

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2019.04.038

Ecological Water Consumption Characteristics of *Populus euphratica* Forest Under Different Water Conditions in Extremely Arid Area

ZHANG Ruiwen^{1,2}, ZHAO Chengyi³, WANG Dandan^{1,2}, SHI Fengzhi¹, ZHENG Jinqiang¹

(1.State Key Laboratory of Oasis Ecology and Desert Environment, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049;

3.Land Science Research Center, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044)

Abstract: Taking *Populus euphratica* forests in extremely arid area as the research object, we studied the soil water movement and the ecological water consumption characteristics under different water conditions. The results showed that the HYDRUS-1D model had a good simulation effect on soil water movement and evapotranspiration in forestland in extremely arid regions. The soil water movement and ecological water consumption of *Populus euphratica* forests under different water conditions were significantly different. As the moisture condition of the underlying surface tended to be wet, the soil moisture content and the wetting front infiltration depth increased, and the infiltration depth reached 100 cm, 120 cm and 150 cm, respectively. The changes in moisture conditions on the underlying surface resulted in the changes in soil moisture storages. When the water supply of the underlying surface increased, the evapotranspiration of *Populus euphratica* forest increased significantly, and the transpiration increased significantly. The percentage of transpiration in the total evapotranspiration gradually increased from 55% to 65% as the moisture conditions became wet. Studies showed that with the gradual wetting of the underlying surface moisture conditions, the ecological water consumption of *Populus euphratica* forests in the extremely arid regions is gradually increasing, and transpiration is the main reason for the increase of water dissipation.

Keywords: *Populus euphratica*; HYDRUS-1D model; soil moisture condition; water condition; evapotranspiration

收稿日期: 2019-01-31

资助项目: 国家自然科学基金项目“塔河胡杨蒸腾与土壤水—地下水间的水力联系识别与分割”(41671030, U1403281); 中国科学院重大仪器研制项目(Y52410)

第一作者: 张瑞文(1991—), 男, 硕士研究生, 主要从事生态水文研究。E-mail: 2267796809@qq.com

通信作者: 赵成义(1966—), 男, 博士, 教授, 研究员, 主要从事生态水文和土壤研究。E-mail: zhaocy@nuist.edu.cn

植物生态耗水是极端干旱地区生态水文过程机理研究中的重要参变量之一^[1]。因地表具有高度空间异质性,不同下垫面土壤水分运移和植被耗水过程具有明显的时空变异性^[2]。如何阐明不同水分条件下土壤水分运移规律和植被生态耗水机制,提高植物水分利用率,实现土壤水资源可持续利用,对维护极端干旱地区生态安全和实现水资源的高效利用具有重要意义。胡杨(*Populus euphratica*)作为塔河流域河岸林优势物种,在维护塔河干流生态环境良性发展等方面起到非常重要的作用^[3]。当前许多学者^[4]对胡杨生理特性、耗水规律等展开了广泛的研究。王海珍等^[5]通过盆栽方法对不同控水处理下胡杨水分利用效率进行分析,发现在干旱条件下胡杨通过提高水分利用效率以保证正常生长;赵春彦等^[6]对荒漠河岸胡杨树干液流的时滞效应变化特征进行探究。但目前针对极端干旱区胡杨林在不同水分条件下植被—土壤水分运动规律及胡杨生理特性变化的研究还比较少,尤其欠缺对不同水分条件下胡杨林蒸散发定量分析的研究。

HYDRUS 模型可以模拟土壤水分运动、热量传导、根系吸水、蒸散发和溶质运移等多个过程^[7]。由于操作简便、适用范围广泛、模拟结果可靠等特点, HYDRUS 模型在模拟土壤水分运动和溶质运移等方面有着广泛的应用^[8]。本文利用 HYDRUS-1D 模拟极端干旱区不同水分条件下胡杨林土壤水分运移和生态耗水过程,分析不同水分条件下土壤水分变化特征和胡杨耗水特性,探究极端干旱区不同水分条件下胡杨林地的生态耗水机理,为干旱区植被生态修复及水资源高效利用提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于阿克苏河流域冲洪积平原,中国科学院阿克苏水平衡试验站内(40°27'N,80°45'E)。该区地形平坦,地表水与地下水赋水条件良好,地下水埋深 2~3 m,水分交换频繁,具有典型极端干旱区气候特征,年均降水量 45 mm,年均潜在蒸发量超过 2 000 mm,年均气温 10.5~11.4℃,年日照时间 2 950 h,无霜期 207 d^[9]。试验土壤主要为沙质潮土、沙质盐碱土等,自然植被为典型的荒漠河岸植被,以胡杨、怪柳为主要优势种。

1.2 试验设计

不同水分条件按照田间持水量的 30%,60%,90%水分梯度设置处理,分别记为 W₁、W₂、W₃,另设自然对照组 W₄,每个处理设置 3 个重复。每个试验小区长宽为 2.8 m×1.8 m,深度为 1.5 m,试验小区为独立的测坑,测坑四周和底部设置防水处理,以消

除水平和地下水交换的影响。测坑内底部填充 20 cm 厚粗砂层,坑内土壤按照砂粒、粉粒、黏粒 25:70:5 的比例混合均匀填埋。每个小区内均匀种植胡杨,保持胡杨生长状态一致以消除个体差异,并剔除杂草。依据实测的田间持水量,人工控水以保持不同水分梯度差异。按照胡杨生态特性,人工控水时间分别为 2018 年 7 月 5 日,7 月 20 日,8 月 5 日和 8 月 20 日。

试验期间,每次人工控水前后,采用环刀分层采集土壤样品,采集深度划分按照深度在 0—100 cm,每层 10 cm;100—150 cm 每层 50 cm,用烘干法测量土壤实际含水量。同步在相同层次分别布设土壤水分探头(TRIME, TRIME-PICO-IPH TDR, 德国),实时测定土壤含水量。同时测定土壤容重、土壤饱和导水率等参数。研究区内降水、温度等气象数据由站区内的 M520 自动气象观测站(VAISALA, 芬兰)提供。自动气象站位于试验区的东南方向,主要监测温度、气压、风速、降雨、辐射等多种气象数据,监测频率为 1 次/h。

1.3 HYDRUS-1D 模型应用

HYDRUS-1D 模型是由美国农业部国家盐土实验室(U. S. Salinity Laboratory)于 1991 年开发的一款用以模拟一维水流、热、溶质运移的模型^[10]。HYDRUS-1D 模型主要包括土壤水分运动、根系吸水、溶质运移、热量运移、蒸散发模拟等若干个模块^[11]。模型采用 Crank-Nicholson 差分法进行时间离散,采用 Galerkin Finite Elements 进行空间离散,控制方程采用 Gelarkin 有限元法进行求解^[12]。HYDRUS-1D 模型在土壤水运动方面有着广泛的应用。

1.3.1 土壤水分运动和蒸散发模型建立 本试验设计重点为关注胡杨林水分的垂直交换过程,忽略水分水平交换过程,故采用修正的一维 Richards 方程来描述一维土壤水分的垂向运动:

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

式中: θ 为土壤含水率(cm^3/cm^3); t 为时间(d); h 为土壤基质势(cm); z 为土层垂直高度(cm); K 为非饱和导水率(cm/d); S 为描述根系吸水的源汇项($\text{cm}^3/(\text{cm}^3 \cdot \text{d})$)(对于裸地该项为 0)。

Richards 方程中有关非饱和导水率和土壤基质势的关系,采用 van Genuchten 和 Mualem 方程进行表达:

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

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

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

式中: $\theta(h)$ 为土壤水分特征曲线; $K(h)$ 为导水率曲线; S_e 为土壤饱和度; θ 为模拟期土壤体积含水量 (cm^3/cm^3); θ_r 为残余含水量 (cm^3/cm^3); θ_s 为饱和含水量 (cm^3/cm^3); K_s 为饱和导水率 (cm/d); a 、 m 、 n 、 l 为模型经验参数, 其中 $m = 1 - l/n$ 时模型的效果最好; 参数 l 一般取为 0.5。Richards 方程中 S 表示作物在单位时间单位体积土壤中吸收水的体积。在 HYDRUS-1D 模型中根系吸水模型采用 Fedded 模型进行计算:

$$S(h) = \alpha(h) S_p \quad (5)$$

式中: $\alpha(h)$ 为根系吸水的水分胁迫响应函数 (root-water uptake water stress response function); S_p 为潜在吸收率 (d^{-1})。

HYDRUS-1D 模型提供 Penman-Monteith 和 Hargreaves Formula 2 种方法用以计算潜在蒸散发。联合国粮农组织 (FAO) 1998 年推荐 Penman-Monteith 公式作为参考作物蒸发蒸腾量的标准计算方法。计算公式为:

$$ET_0 = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)} + \frac{\rho c_p (e_a - e_d)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)} \right] \quad (6)$$

式中: ET_0 为潜在蒸散发量 (mm/d); λ 为水的汽化潜热 (MJ/kg); R_n 为净辐射 ($\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$); G 为土壤热通量 ($\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$); ρ 为大气密度 (kg/m^3); c_p 为空气定压比热容 ($\text{J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$); e_a 与 e_d 分别为饱和水汽压和实际水汽压 (kPa); r_s 为水汽通过植物与土壤界面蒸散发时克服的阻抗 (s/m); r_a 为空气动力学阻抗 (s/m); Δ 为饱和水汽压与温度之间的函数梯度 ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$); γ 为湿度计常数 ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$)。

在 HYDRUS-1D 模型中, 根据 Beer 定律^[13]将公式(6)计算得到的潜在蒸散发量分为潜在蒸散发量 (E_p) 和潜在蒸腾量 (T_p) 2 个部分, 公式为:

$$\begin{cases} E_p = ET_p e^{-kLAI} \\ T_p = ET_p (1 - e^{-kLAI}) \end{cases} \quad (7)$$

式中: k 为冠层消光系数, 模型默认为 0.463; LAI 为叶面积指数。

1.3.2 边界条件和模型参数选择 本研究模拟土体深度为 150 cm, 最大根系深度按照 150 cm 计算, 上边界条件为大气边界, 下边界条件不考虑地下水与土壤的水分交换, 以日为模拟时间步长。气象数据包括太阳辐射、最高气温、最低气温、相对湿度、风速、降水和日照时间等采用站区自动气象观测站的实测数据。土壤水分特征曲线采用美国 SOIL MOISTURE 公司生产的压力膜仪测定。土壤饱和导水率 K_s 采用定

水头法测定, 其他土壤水力学参数依据土壤水分特征曲线进行参数反演。采用 Li-6400 便携式光合测量系统 (Li-Cor, Lincoln, NE, USA), 选择晴朗无云天气, 从 8:00—20:00, 每间隔 2 h 测定 1 次胡杨的净光合速率 (P_n , $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$) 和蒸腾速率 (T_r , $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)。根据净光合速率和蒸腾速率计算不同水分条件下胡杨的水分利用效率 (WUE, $\text{WUE} = P_n/T_r$)。

1.4 模型精度验证

采用均方根误差 (RMSE)、相对误差 (RE) 和 Nash 效率系数 (Ens) 来检验模拟精度。其中 Nash 效率系数反映模拟效果与实测值之间的符合程度, 系数值越接近 1 认为模拟效果越好; RE 表示模拟值和实测值之间的相对误差; RMSE 表示模拟值与实测值之间绝对误差的平均程度, 结果越小表示模拟的拟合精度越高。各评价指标的计算公式为:

均方根误差 RMSE:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (r_i - m_i)^2} \quad (8)$$

相对误差 RE:

$$\text{RE} = \frac{\sum_{i=1}^n m_i}{\sum_{i=1}^n r_i} - 1 \quad (9)$$

Nash 效率系数 Ens:

$$\text{Ens} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (r_i - m_i)^2}{\sum_{i=1}^n (r_i - \bar{r})^2} \quad (10)$$

式中: r_i 为实测土壤含水率; m_i 为模拟土壤含水率; $\bar{r}$ 为各层实测土壤含水率平均值, n 为样本数量。

采用 SPSS 19 软件和 MATLAB 2016a 软件对数据进行统计分析和处理, 采用 Origin 9.0 软件进行图表绘制。

2 结果与分析

2.1 HYDRUS-1D 模型参数测定与调整

根据压力膜仪测定土壤水分特征曲线的结果 (图 1) 可知, 不同土层的土壤水分特征曲线整体变化趋势相似, 随着土壤吸力的增加, 土壤含水量逐渐降低。在 0—200 cm 低吸力范围内, 土壤含水量随压力的增加急剧下降; 当吸力超过 800 cm 后, 土壤水分特征曲线开始变平缓; 随着吸力继续增加, 土壤水分特征曲线逐渐变缓并趋于稳定。

根据 van Genuchten 模型 (简称 vG 模型) 拟合得到不同深度土壤水分特征曲线, 并用最小二乘法推求对应的动力学参数 (表 1)。拟合结果显示相关系数均大于 0.99 ($P < 0.01$), 表明 vG 模型对土壤水分特征曲线具有良好的拟合效果。

有研究^[14]显示, 根据模型拟合得到的土壤水力学参数直接用于模拟时存在较大误差。因此本试验

以压力膜仪得到的水力学参数作为模型的初始参数,采用7月3—15日实测土壤含水量对模拟结果进行参数率定。调参之后最终得到模拟结果与实测数据

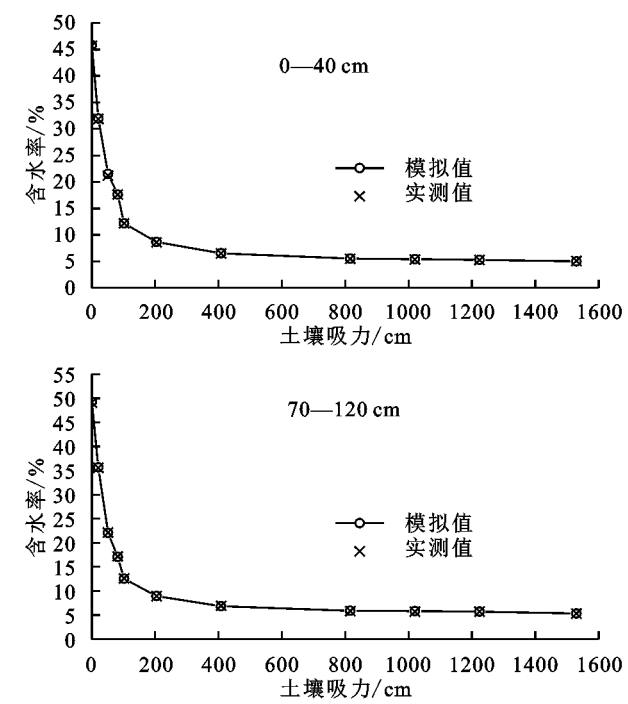


图1 不同深度土层土壤水分特征曲线

表1 vG模型初始土壤水力学参数

土层深度/cm	拟合参数				相关系数 R^2
	θ_r	θ_s	α	n	
0—40	0.015	0.448	0.0068	1.1324	0.9983
40—70	0.021	0.513	0.0073	1.0275	0.9974
70—120	0.018	0.552	0.0071	1.1672	0.9921
120—150	0.011	0.496	0.0067	1.3515	0.9952

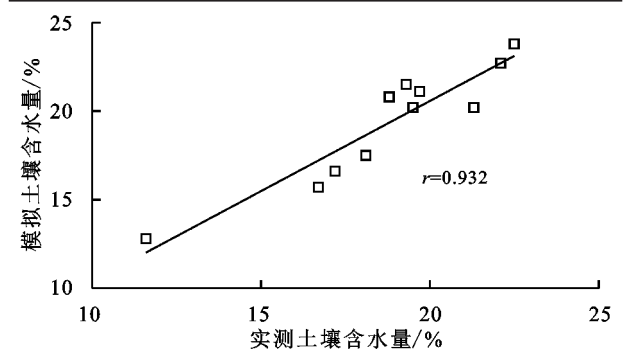


图2 土壤含水量模拟值与实测值对比

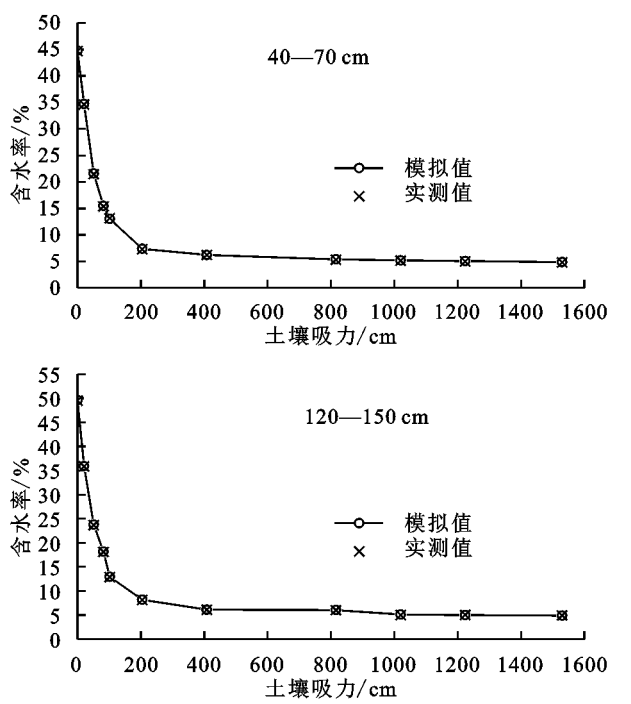
表2 模型调参后土壤水力学参数

土层深度/cm	θ_r	θ_s	α	n	l	K_s
0—40	0.008	0.448	0.0121	1.842	0.5	25.1
40—70	0.023	0.533	0.0072	1.813	0.5	42.3
70—120	0.020	0.564	0.0095	1.371	0.5	38.4
120—150	0.018	0.527	0.0088	1.415	0.5	28.9

2.2 不同水分条件下胡杨林土壤水分动态特征

2.2.1 土壤含水量变化特征 模拟结果表明,在不同水分条件下胡杨林不同深度土壤含水量变化趋势

之间的相关系数达到0.932($P<0.01$)(图2),表明调整后的土壤水力学参数对土壤水运动具有良好的模拟效果。调参后的土壤水力学参数见表2。



相似。表层含水量在水分补给后短时间内出现急剧增加,由于补给水量不同,导致不同条件下土壤含水量增加幅度存在差异;土壤表层(0—20 cm)因沙质土持水性较差,且蒸发作用强烈导致水分补给完成之后含水量迅速降低。深层由于蒸发作用非常微弱,并存在上层水分的入渗补给,含水量变化过程相对比较缓慢(图3)。

不同水分条件下土壤含水量变化存在显著差异($P<0.05$)。W₁极端干旱条件下,由于缺少水分补给各层含水量均随时间呈现下降变化。表层尽管蒸发作用强烈,但由于受到水分条件限制实际蒸发量相对较低,含水量在2%~5%范围内变化。W₃条件下表层土壤由于受到水分补给含水量变化明显从8.7%增加至27.49%;由于补给水量较少,同时在入渗过程中受到蒸发作用消耗,导致只有较少水分到达深层。深层含水量保持在17.7%~19.75%范围,基本不受表层水分入渗的影响。在W₁和W₂条件下,由于水分充足表层和深层土壤均受到补充,含水量变化明显。其中W₁条件下表层和深层含水量变化范围分别为9.87%~44.69%和19.87%~56.41%;W₂条件下,表层和深层含水量变化分别为11.14%~40.79%和19.44%~47.69%。各层土壤含水量均呈现先增加后减少的变化趋势,其中以表层土壤变化趋势最为显著($P<0.05$)。深层土壤则由于水分入渗过程存在一定的时间延迟,其变化趋势普遍要慢于表层。

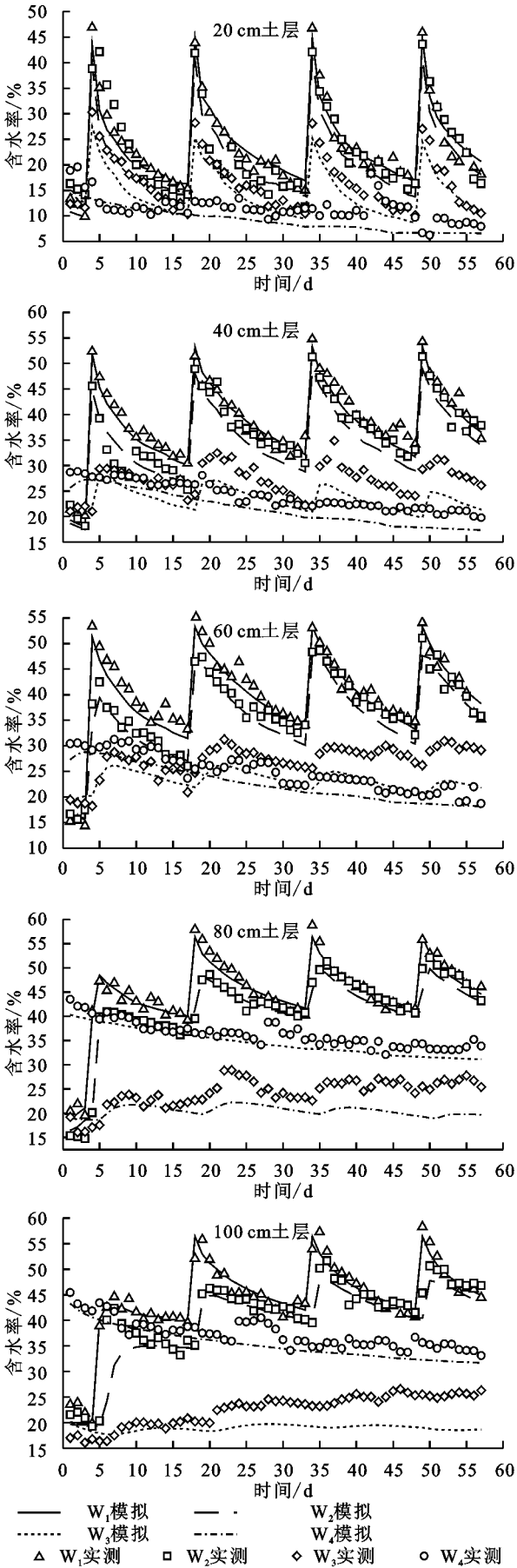


图 3 不同水分条件下逐日土壤含水量变化

土壤剖面含水量变化(图 4)可知,随着土层深度增加,土壤含水量逐渐升高。深层含水量基本保持在 15%~20%,而表层受强烈的蒸发作用导致含水量低于 10%。

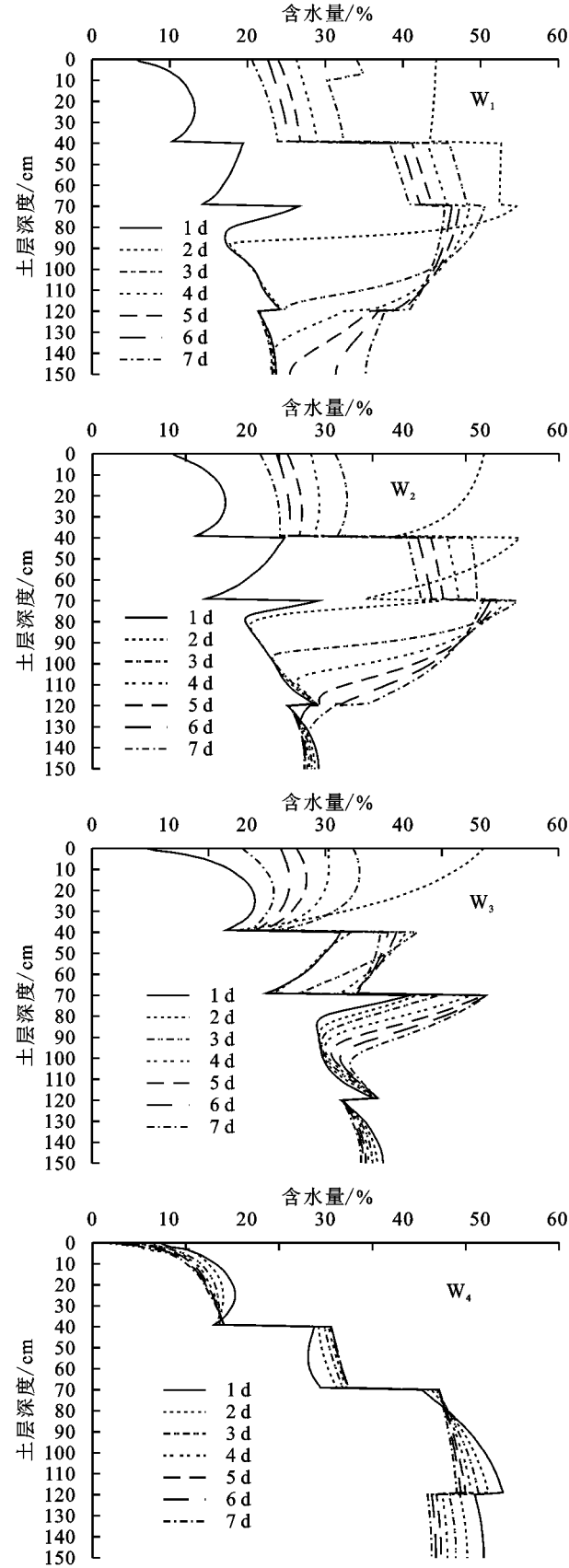


图 4 不同水分条件下土壤剖面含水量变化

2.2.2 土壤剖面水分变化特征 由不同水分条件下

W₄条件下由于缺乏水分补给,土壤剖面各层含

水量波动变化不明显。 W_1 、 W_2 和 W_3 条件下由于存在水分补给,各层含水量随时间出现明显变化,其中以表层含水量的变化最为显著($P<0.01$)。在补给当天(2 天) W_1 、 W_2 和 W_3 条件下表层土壤含水量迅速增加,由灌溉前的不足 10%,补给后分别增加到 44.7%,42.3%和 34.3%。随后在蒸散发、根系吸水和入渗的共同作用下表层含水量迅速降低,在补给后第 1 天(3 天),表层含水量分别下降至 35.2%,26.1%和 22.4%;至第 5 天(7 天),含水量分别下降至 20.4%,19.8%和 13.5%,逐渐恢复到补给前的状态。

在湿润条件下土壤水入渗湿润锋逐渐向深层移移。由于水分条件不同,导致湿润锋入渗速度和入渗深度明显不同($P<0.05$)。 W_1 条件下,补给当天(2 天)水分入渗至 90 cm 处,至第 1 天(3 天)运移至地下 120 cm。由于入渗过程中水分不断被消耗,导致入渗速度逐渐降低,至第 3 天(5 天)湿润锋基本到达土壤底部 150 cm 处。 W_2 和 W_3 条件下湿润锋入渗过程与 W_1 条件下相类似,随着入渗深度的增加,入渗速度逐渐减慢。由于 W_2 和 W_3 相比 W_1 水分条件更加匮乏,导致湿润锋入渗深度分别达到 120,110 cm,均低于 W_1 条件。这表明随着水分条件趋于干旱,水分入渗深度逐渐降低。在 W_2 和 W_3 条件下,120—150 cm 范围内土壤含水量保持在 20%,基本不受上层水分条件的影响。

2.3 不同水分条件下胡杨林地生态耗水特征

2.3.1 不同水分条件下胡杨水分利用效率 图 5 为不同水分条件下胡杨净光合速率和蒸腾速率日变化特征。从图 5 可以看出, W_1 条件下从上午 8:00 开始,随着光照强度的增加,净光合速率从最初的 $4.21 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 逐渐升高,到中午 14:00 时达到一天中的峰值 $23.48 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。随后光照强度减弱,净光合速率逐渐下降,到 20:00 下降至 $5.18 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。 W_1 条件下由于水分补给充足,胡杨生长过程中基本不会出现水分匮乏,净光合速率呈现“单峰”变化,没有“光合午休”现象出现。 W_2 、 W_3 、 W_4 条件下,净光合速率日变化趋势与 W_1 相似。随着光照强度的增加,净光合速率逐渐升高,在 12:00 达到第 1 次峰值。此后温度和光照强度进一步升高,蒸腾作用急剧增强,胡杨体内由于水分无法满足蒸腾需要导致气孔关闭,进而引起净光合速率下降。从 12:00 开始净光合速率逐渐降低,到 14:00 左右下降到一个低值。此后光照强度减弱,蒸腾作用逐渐降低,胡杨体内水分消耗趋于平衡,净光合速率开始逐渐回升,到 16:00 达到第 2 个峰值。在这之后净光合速率又开始下降,逐渐回归日出之前的状态。在 W_1 、 W_2 、 W_3 、 W_4 条件下,日净光合速率平均值分别为 $14.54, 12.25, 8.98, 6.93 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,随着水分条件趋于干旱,胡杨净光合速率逐渐降低。

胡杨日蒸腾速率与净光合速率变化相似(图 5b)。在不同水分条件下,胡杨日蒸腾速率变化均呈现“单峰”趋势,但具体数值差异较大。 W_1 、 W_2 、 W_3 、 W_4 条件下日平均蒸腾速率分别为 $7.45, 5.71, 4.23, 3.53 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。随着水分条件趋于干旱,胡杨蒸腾速率也逐渐降低。蒸腾速率同时也受到气温、光照强度等气象因素的影响。从上午 8:00 开始,随着气温和光照强度的增加,蒸腾速率逐渐升高。到中午 12:00 时 W_1 和 W_2 条件下蒸腾速率达到峰值,分别为 $13.12, 9.31 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。到下午 14:00, W_3 和 W_4 条件下蒸腾速率达到最大值,分别为 $6.93, 5.51 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。此后由于气温和光照强度逐渐降低,蒸腾速率也开始下降。

不同水分条件下的胡杨水分利用效率差异明显($P<0.05$)(图 5c)。8:00—12:00 时段内,由于净光合速率相对蒸腾速率增幅较大,导致胡杨水分利用效率较高。8:00 之后蒸腾速率迅速增加,胡杨水分利用效率随之出现下降。14:00 之后气温和光照强度逐渐下降,由于净光合速率与蒸腾速率下降幅度不同,导致胡杨水分利用效率变化出现波动。 W_1 、 W_2 、 W_3 、 W_4 条件下胡杨日水分利用效率平均值为 $2.02, 2.21, 2.31, 1.98 \mu\text{mol}/\text{mmol}$ 。

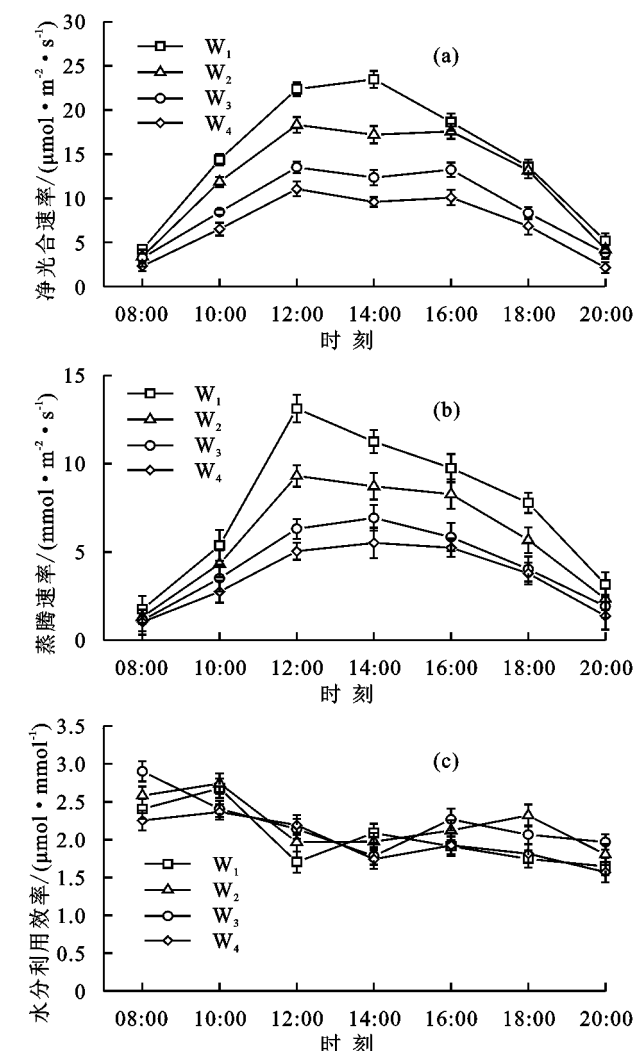


图 5 不同水分条件下胡杨生理特征参数变化

2.3.2 不同水分条件下胡杨林蒸散发变化特征 蒸散发耗水过程模拟表明,不同水分条件下蒸散发量逐日变化差异明显($P<0.05$)。从图 6 可以看出, W_1 、 W_2 、 W_3 、 W_4 条件下逐日平均蒸散发量分别为 4.78、4.53、4.19、3.40 mm。其中土壤日蒸发量均值分别为 1.66、1.80、1.82、1.50 mm;植被日蒸腾量均值分别为 3.09、2.72、2.36、1.90 mm。随着水分条件逐渐湿润,植被蒸腾量、土壤蒸发量和蒸散发耗水量均出现一定程度的增加。下垫面水分条件改变对陆面蒸散发耗水过程产生直接影响。 W_4 极端干旱条件下,由于土壤水分匮乏严重,实际蒸散发水量偏低,日蒸散发量在一定范围内波动而整体

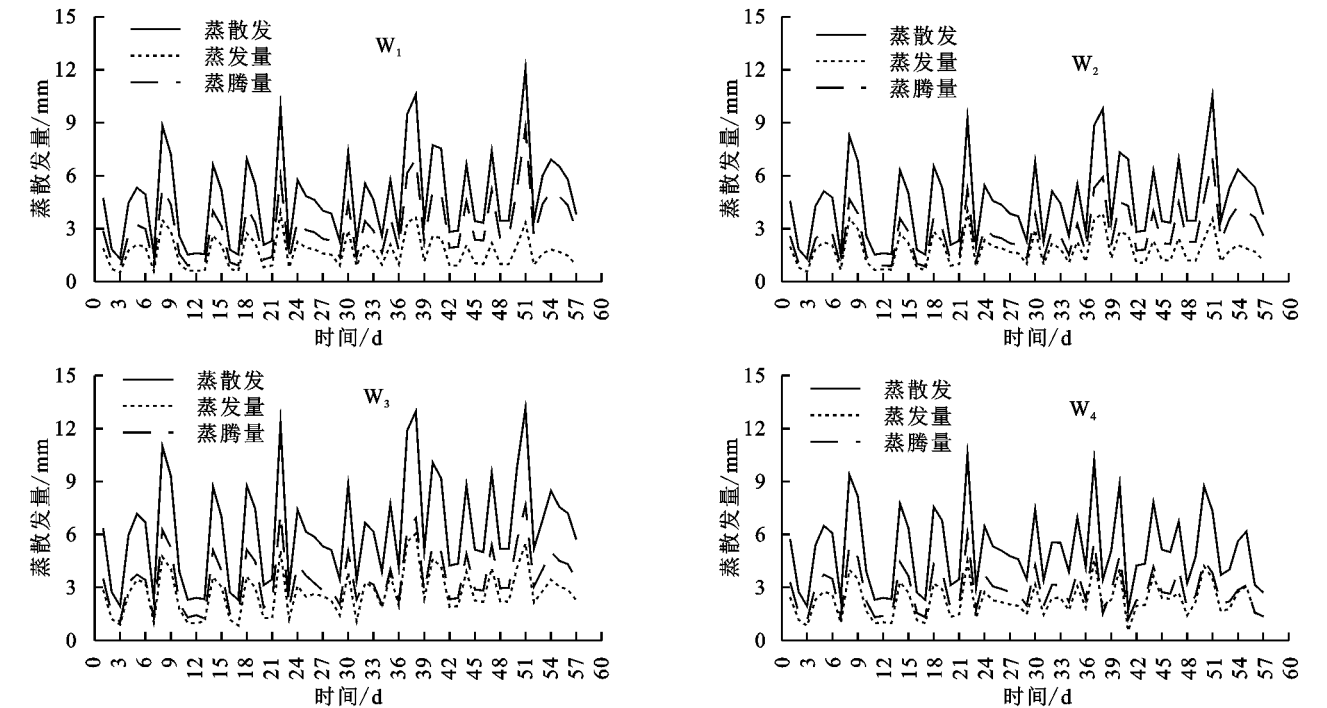


图 6 不同水分条件下胡杨林蒸散发变化

2.3.3 不同水分条件下胡杨林水量平衡变化特征 不同水分条件下胡杨林水量平衡模拟分析见表 3 和表 4。随着水分条件的改变,胡杨林土壤水量变化存在明显差异($P<0.05$)。由于不考虑水分下渗,整个研究区水分来源只有灌溉和降水,水分耗散主要是蒸散发。 W_1 、 W_2 、 W_3 人工补给条件下土体水量变化为正,即土体中储蓄水量出现增加;随着水分条件逐渐变干,土体储蓄水量也逐渐减少。 W_4 条件下,由于缺少水分补给土体储水量变化为负,即土体水分流失,土壤呈现干燥化的变化趋势。

对土体分层进行水量平衡计算结果(表 4)显示, W_1 、 W_2 、 W_3 条件下,各土层水量变化均为正值,表示在试验期内各土层水量增加。其中 100—150 mm 范围内水量增加最大,这是因为底层蒸散发作用微弱,水分耗散量相对较低。0—100 mm 范围内,各层土壤水分增量相对较低。这可能是由于土壤水分条件

变化趋于稳定。而 W_1 、 W_2 和 W_3 条件下,由于受到不同程度的水分补给,蒸发量和蒸腾量在一定范围内波动同时整体呈现增长趋势。不同水分条件下,植被蒸腾耗水量均高于土壤蒸发耗水量。 W_1 和 W_2 条件下,植被蒸腾量明显高于土壤蒸发量;而 W_3 和 W_4 条件下只有部分时段内植物蒸腾耗水量持平或略低于蒸发耗水量。这表明水分条件的改变对植物蒸腾和土壤蒸发均起到增加作用,相对于土壤蒸发过程,水分补给对植被蒸腾耗水量的影响更加显著($P<0.05$)。 W_1 、 W_2 、 W_3 、 W_4 条件下,植被蒸腾量在总蒸散发量中的占比分别为 65%、60%、57% 和 55%,蒸腾占比逐渐升高。

充足,胡杨主要利用 0—100 mm 范围内的水分,导致该范围内储水量增加较低。 W_4 条件下由于缺少水分补给,各土层水分储量均出现下降,整体呈现水分匮乏的状态。由于表层水分无法满足胡杨耗水需求,胡杨根系只有加大对深层土壤水分的吸收,导致 100—150 mm 范围内水量消耗远大于其他土层。

表 3 不同水分条件下胡杨林水量平衡
单位:mm

水分条件	蒸散量	蒸发量	蒸腾量	灌水量	降水量	土壤储水量变化
W_1	242.6	87.5	155.1	1110.8	13.1	881.3
W_2	231.4	94.1	137.3	714.4	13.1	496.1
W_3	214.8	92.3	122.5	238.0	13.1	36.5
W_4	179.5	78.5	101.0	0	13.1	-166.5

3 讨论

在极端干旱区水分是制约植被生长的关键因素。

不同水分条件下植被光合作用、蒸腾作用等生理过程存在明显差异^[15]。随着水分补给土壤造成含水量升高,导致植被可利用水分增加,胡杨净光合速率和蒸腾速率均出现明显上升,土壤水分条件直接影响胡杨的生理过程。这一发现与前人^[16]的研究结果相一致。干旱条件下可利用水资源量减少,植被为适应干旱环境,通过关闭气孔降低蒸腾耗散,导致蒸腾速率和净光合速率出现下降。不同水分条件下胡杨水分利用效率差异明显。随着水分条件逐渐湿润,胡杨水分利用效率并没有出现明显升高,甚至 W₁ 条件下水分利用效率低于 W₂ 和 W₃ 条件。下垫面水分匮乏一定程度促使植被改变用水策略。Sun 等^[17]研究发现,在干旱胁迫下,植被通过提高水分利用效率实行更为保守的水分利用策略以应对水分缺乏。Correia 等^[18]发现,水分胁迫过高或过低都会影响植被的水分利用效率,只有在中度情况下,植被水分利用效率才会达到最高。有研究^[19]表明,在水分匮乏条件下,植被通过提高水分利用效率来维持自身正常生长。在水分充足情况下,植被生理过程不受水分限制,光合作用强烈,导致水分利用效率相对较低^[20]。

表 4 不同水分条件下各土层水量平衡

水分条件	土壤储水量/mm					
	0—20 cm	20—40 cm	40—60 cm	60—80 cm	80—100 cm	100—150 cm
W ₁	51.9	94.3	114.5	138.3	130.9	351.4
W ₂	17.6	47.3	63.6	85.7	76.7	205.2
W ₃	2.1	1.1	6.7	1.7	4.3	20.6
W ₄	−18.8	−18.5	−20.4	−20.5	−25.8	−62.5

4 结 论

(1)相同水分条件下各层土壤含水量呈现先增加后降低的变化趋势,不同水分条件下含水量变化差异明显,随水分条件趋于湿润入渗深度由 120 cm 增至 150 cm。

(2)水分条件逐渐湿润导致胡杨净光合速率和蒸腾速率出现明显升高,不同水分条件下胡杨水分利用效率存在明显差异;湿润条件下胡杨水分主要来自浅层土壤,水分利用效率相对较低。极端干旱条件下胡杨水分主要来自深层土壤,土壤存蓄水量下降,下垫面干旱趋势进一步加剧。

(3)植被蒸腾是极端干旱区水分耗散的主要过程。随水分条件变湿润,蒸散发量增加同时蒸腾占总蒸散发比例不断提高,由极端干旱条件下的 55% 增加至水分充足条件下的 65%。极端干旱区水分条件改变导致蒸腾耗水发生明显变化。

参考文献:

[1] Qin S, Gao G Y, Fu B J, et al. Sap flow and water use

相关研究^[21]表明,蒸腾耗水是干旱区水分耗散的主要过程,不同水分条件下胡杨林蒸散发耗水变化差异明显,水分条件改变影响土壤蒸发和植被蒸腾过程,其中植物蒸腾过程对水分条件变化更为敏感。王鹏等^[22]对主要农作物水分通量研究显示,作物蒸腾占比受到土壤含水量的影响。而本文研究表明,随着水分条件逐渐湿润,植被蒸腾在总蒸散发中占比逐渐升高,由极端干旱条件下的 55% 增至 65%,这一发现与吕娜娜等^[23]的研究结果相似。尤其在水分充沛条件下,一些植被生长季内蒸腾占比甚至超过 90%^[24]。水分补给直接影响干旱区下垫面水量平衡变化。在极端干旱条件下,缺少有效的水分补给导致下垫面水量减少,土壤干旱趋势进一步加剧。随着下垫面水分条件改善,胡杨水分利用策略发生变化。在极端干旱条件下由于表层水分匮乏,胡杨对 100—150 cm 深层水分利用增加,造成深层土壤水分消耗加剧。W₁、W₂、W₃ 条件下土壤水分储量增加,胡杨生态耗水水分则主要来自 0—80 cm 浅层土壤。大量研究^[25-26]显示,植被会根据下垫面水分条件而改变水分利用策略以适应环境变化。

sources of shelter-belt trees in an arid inland river basin of Northwest China[J].Ecohydrology,2016,8(8):1446-1458.

[2] Mohammad F S, Alghobari H M, Elmarazky M S A. Adoption of an intelligent irrigation scheduling technique and its effect on water use efficiency for tomato crops in arid regions[J]. Australian Journal of Crop Science, 2013,7(3):305-313.

[3] 刘新华,徐海量,凌红波,等.塔里木河下游生态需水估算[J].中国沙漠,2013(4):1198-1205.

[4] Zhuang L, Dong Y S, Yin F H, et al. Historical evolution and the effects of ecological management in Tarim Basin, China[J].Chinese Science Bulletin,2010,55(36): 4097-4103.

[5] 王海珍,韩路,徐雅丽,等.控水处理对胡杨、灰胡杨生长特性及水分利用效率的影响[J].农业工程学报,2010,26(2):195-201.

[6] 赵春彦,司建华,冯起,等.荒漠河岸胡杨(Populus euphratica)树干液流的时滞效应[J].中国沙漠,2014,34(5):

- 1254-1260.
- [7] Šimunek J J, Saito H, Sakai M, et al. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.0; HYDRUS Software Series 3[M]. California, USA: 2008, 315.
 - [8] Bufon V B, Lascano R J, Bednarz C, et al. Soil water content on drip irrigated cotton: Comparison of measured and simulated values obtained with the Hydrus 2-D model[J].Irrigation Science,2012,30(4):259-273.
 - [9] 赵成义,施枫芝,盛钰,等.近 30 年阿克苏绿洲水面蒸发趋势及影响因素[J].水土保持学报,2012,26(1):237-240.
 - [10] Simunek J, VAN Genuchten M T, Sejna M. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media[R]. University of California-Riverside Research Reports, 2005, 3: 1-240.
 - [11] Tan X Z, Shao D G, Liu H H. Simulating soil water regime in lowland paddy fields under different water managements using HYDRUS-1D[J].Agricultural Water Management,2014,132(2):69-78.
 - [12] Mohanty B P, Bowman R S, Hendrickx J M H, et al. Preferential transport of nitrate to a tile drain in an intermittentflood-irrigated field: Model development and experimental evaluation[J].Water Resources Research, 1998,34(5):1061-1076.
 - [13] Iqbal S, Guber A K, Khan H Z. Estimating nitrogen leaching losses after compost application in furrow irrigated soils of Pakistan using HYDRUS-2D software [J].Agricultural Water Management,2016,168(4):85-95.
 - [14] Whling T, Vrugt J A, Barkle G F. Comparison of three multiobjective optimization algorithms for inverse modeling of vadose zone hydraulic properties[J].Soil Science Society of America Journal,2008,72(2):305-319.
 - [15] Miller J, Williams R J, Farquhar G D. Carbon isotope discrimination by a sequence of Eucalyptus species along a subcontinental rainfall gradient in Australia[J]. Functional Ecology,2001,15(2):222-232.
 - [16] 李菊艳,赵成义,孙栋元,等.水分对胡杨幼苗光合及生长特性的影响[J].西北植物学报,2009,29(7):1445-1451.
 - [17] Sun X K, Fan Z P, Wang H, et al. Photosynthetic characteristics and water use efficiency of three broad-leaved tree species in the Horqin Sandland [J].Journal of Arid Land Resources and Environment, 2008, 22 (10):188-194.
 - [18] Correia I, Almeida M H, Aguiar A, et al. Variations in growth, survival and carbon isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$) among pinus pinaster populations of different geographic origins[J].Tree Physiology, 2008, 28 (10): 1545-1552.
 - [19] Nippert J B, Knapp A K. Soil water partitioning contributes to species coexistence in tallgrass prairie[J]. Oikos,2007,116(6):1017-1029.
 - [20] 贾国栋,余新晓,邓文平,等.北京山区典型树种土壤水分利用特征[J].应用基础与工程科学学报,2013,21 (3):403-411.
 - [21] 袁国富,罗毅,邵明安,等.塔里木河下游荒漠河岸林蒸散规律及其关键控制机制[J].中国科学:地球科学, 2015,45(5):695-706.
 - [22] 王鹏,宋献方,袁瑞强,等.基于 Hydrus-1d 模型的农田 SPAC 系统水分通量估算:以山西省运城市董村农场为例[J].地理研究,2011,30(4):622-634.
 - [23] 吕娜娜,白洁,常存,等.近 50 年基于农作物种植结构的新疆绿洲农田蒸散发时空变化分析[J].地理研究, 2017,36(8):1443-1454.
 - [24] Xu Z, Yang H B, Liu F D, et al. Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements [J]. Botanical Studies,2008,49(4):351-361.
 - [25] 周雅聃,陈世苹,宋维民,等.不同降水条件下两种荒漠植物的水分利用策略[J].植物生态学报,2011,35(8): 789-800.
 - [26] 朱建佳,陈辉,邢星,等.柴达木盆地荒漠植物水分来源定量研究:以格尔木样区为例[J].地理研究,2015,34 (2):285-292.