

北京山区侧柏林蒸散拆分研究

王渝淞, 贾国栋, 张永娥, 郑鹏飞, 朱栩辉, 孙乐乐, 余新晓

(北京林业大学水土保持与荒漠化防治教育部重点实验室, 北京 100083)

摘要: 以北京山区广泛分布的侧柏林为研究对象, 分别采用水文学实测法(树干液流计结合大型蒸渗仪)和稳定同位素法对林分蒸散量进行定量拆分研究。结果表明: (1) 在日尺度上, 该林分的蒸散量和蒸腾量均显现为“单峰”型的变化曲线。林分总的蒸散量和蒸腾量均在正午前后达到最大值, 分别为 1.27, 1.13 mm/h; (2) 实测法和稳定同位素法对侧柏林蒸腾量占总蒸散量的计算结果分别为 80.21%~89.63% 和 79.10%~98.71%。相比水文学实测法, 稳定同位素法在小时尺度上误差为 $(3.97 \pm 3.53)\%$, 而在日尺度上误差为 $(1.89 \pm 0.67)\%$ 。该林分蒸散主要来自于植被蒸腾, 林木蒸腾耗水远大于土壤蒸发耗水。

关键词: 北京山区; 侧柏林; 蒸散; 蒸腾; 蒸发

中图分类号: S715.4

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2019)02-0272-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2019.02.042

Study on the Separation of Evapotranspiration of *Platycladus orientalis* Forest in Beijing Mountains Area

WANG Yusong, JIA Guodong, ZHANG Yonge,

ZHENG Pengfei, ZHU Xuhui, SUN Lele, YU Xinxiao

(Key Laboratory of Soil & Water Conservation and Desertification Combating of
Ministry of Education, Beijing Forestry University, Beijing 100083)

Abstract: Taking the *Platycladus orientalis* forest distributed widely in Beijing mountain area as research object, the evapotranspiration of the stand was quantitatively separated by two methods, which were hydrological measurement method (sap flow sluice combined with large-scale lysimeter) and stable isotope. The results showed that: (1) On the daily scale, the evapotranspiration and transpiration of the stand both showed “single peak” type curves. The total evapotranspiration and transpiration of the stand reached the maximum values around noon, which was 1.27 mm/h and 1.13 mm/h, respectively. (2) The proportion of transpiration to total evapotranspiration calculated by the measured method and the stable isotope method was 80.21%~89.63% and 79.10%~98.71%, respectively. Compared with the measured values, the error of the stable isotope method was $(3.97 \pm 3.53)\%$ on the hourly scale, and was $(1.89 \pm 0.67)\%$ on the daily scale. The evapotranspiration of this stand was mainly from the transpiration of vegetation, and the water consumption of forest transpiration was far greater than that of soil evaporation.

Keywords: Beijing mountain area; *Platycladus orientalis* forest; evapotranspiration; transpiration; evaporation

森林是陆地生态系统的重要组成部分, 森林蒸散是陆地生态系统水循环的重要环节。一般来说, 森林蒸散量包括植物蒸腾量和土壤蒸发量, 蒸散耗水是其二者耗水的总和^[1-2]。蒸散组分的研究始于 20 世纪 70 年代, 其常用的测定方法主要分为实测法和模型法 2 类^[3]。涂洁等^[4]利用树干液流计并辅以生长量调查方法对湿地松的生长和耗水进行了实测; Stanard 等^[5]使用气室法对混合灌木林的蒸散进行拆分, 测得蒸腾占蒸散总量的 84%; Wilson 等^[6]成功利用涡动协方差法测得林分蒸散总量和冠层的蒸腾量,

结果显示林木蒸腾量约为蒸散总量的 50%。实测法计算准确, 但较高的成本和研究尺度的受限成为它的劣势, 模型法较好地弥补这种缺陷。莫兴国等^[7]利用土壤—植被—大气传输机理模型(VIP 模型)对华北平原农作物生育期的蒸散过程做了连续 20 年的模拟研究, 发现其蒸散量在空间上具有南高北低的趋势; Hu 等^[8]利用 Shuttleworth-Wallace 模型将 4 种草原生态系统的蒸散量进行拆分, 与实测相比, 2 种方法的结果具有较高的吻合度; 魏焕奇等^[9]改进 PT-Fi 模型的关键参数, 结合遥感和气象数据对人工林蒸散及

收稿日期: 2018-09-20

资助项目: 国家自然科学基金项目(41430747, 41877152); 林果业生态环境功能提升协同创新中心项目(PXM2018_014207_000024)

第一作者: 王渝淞(1994—), 男, 在读硕士研究生, 主要从事森林水文和水土保持研究。E-mail: 786501484@qq.com

通信作者: 余新晓(1961—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事森林水文和水土保持研究。E-mail: yuxinxiao111@126.com

其组分进行研究,发现模型法比实测值偏低 2.4%。目前,国内外对森林蒸散量及各组分进行大量研究,但利用稳定同位素方法对其进行定量拆分的研究相对较少。对蒸散进行定量拆分,不仅有助于我们更好地了解土壤—植物—大气水分循环过程^[10-12],而且对提高区域生态系统水分利用效率和建立节水型生态系统具有重要意义^[13-15]。

北京山区是华北土石山区的重要组成部分,近年来,北京市在森林面积恢复上取得巨大的成就。在完成以提高森林覆盖率为主要目标的绿化任务后,如何实现维持长期的森林健康与森林生产力,是北京市林业发展的首要目标。该区域独特的气候特征,造成当地降水分布不均、土层瘠薄、土地利用类型的更替,天然林所剩无几,主要为人工林植被类型。因此在气候暖干化日益显著的条件下,解决好森林与水的关系对实现森林经营可持续发展具有非常大的意义。本研究以北京山区广泛分布的侧柏林(*Platycladus orientalis* (Linn.) Franco)为研究对象,在对其日尺度上的蒸腾量和蒸散量的变化分别进行研究的基础上,对蒸腾量占总蒸散量的比例进行拆分,以期进一步揭示植物的耗水机制和林分蒸散耗水机制。这不仅可以为区域生态系统水汽交换研究提供理论依据,而且还可以为区域森林生态系统的经营与维护提供一定的技术支撑。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于北京鹫峰国家森林公园(40°03′50.55″N, 116°05′47.51″E),该区域地形条件复杂,山体连绵,山坡陡峭且高差较大。该区属于暖温带半湿润季风型大陆性季风气候,四季分明,春秋较短,冬夏较长。夏季炎热多雨,冬季寒冷干燥。年平均降水量 580 mm,年降水量在不同季节分配上很不均匀,夏季降水量较多,约占全年降水量的 75%,7、8 月常有暴雨。年蒸发量较大,约为 1 800~2 000 mm。年蒸发量远大于降水量,使得水分成为限制该区植被生长的重要因子。年平均气温 10~13℃,7 月最热,平均气温 25~26℃,1 月最冷,平均气温 -7~-4℃。年日照时间 2 801.8 h,年内无霜期 176 d。流域土壤类型主要以褐土与棕壤为主,石质土的分布较少。土壤类型分布呈现出一定的垂直分布规律,其中山地棕壤主要分布于高海拔地区(≥900 m),海拔由高到低土壤类型依次为淋溶褐土、普通褐土和潮褐土。鹫峰内的植被多为林龄相近的人工林,广泛分布的针叶林代表树种为侧柏和油松(*Pinus tabulaeformis* Carr.)等,阔叶林代表树种为杨树(*Populus* L.)等。研究区的灌木和草本种类较多,林下广泛分布的灌木种类有大花溲疏(*Deutzia grandiflora* Bunge.)、孩儿

拳头(*Grewia biloba* var. *parviflora* Hand. Mazz)、胡枝子(*Lespedeza bicolor* Turcz.)、荆条(*Vitex negundo* L. var. *heterophylla* (Franch.) Rehd.)和雀儿舌头(*Leptopus chinensis* (Bunge) Pojark.)等,广泛分布的代表性草本种类有小花鬼针草(*Bidens parviflora* Willd.)、大油芒(*Spodiopogon sibiricus* Trin.)、白莲蒿(*Artemisia sacrorum* Ledeb.)和蒙古蒿(*Artemisia mongolica* (Fisch. ex Bess.) Nakai.)等。

1.2 研究方法

1.2.1 蒸渗仪—液流计法 本研究选取 4 个典型晴天(2016 年 7 月 5 日、7 月 8 日、8 月 10 日和 8 月 11 日),对研究区侧柏林生态系统的蒸腾量及蒸散量进行定位观测。蒸散量的观测采用大型蒸渗仪,可实现对蒸散量的连续观测。蒸渗仪的面积为 2 m×2 m,深度为 2.3 m,将其布设于株行距为 2.5 m×2.0 m 的侧柏林平地上,侧柏的平均树龄为 9 年,且生长状况良好。在观测的白天,没有凝结水的输入,故蒸散量的计算方法为不同时间大型天平称重输出数据的差值。蒸腾量的观测采用树干液流计,在研究区对生长健康、不同胸径的成年侧柏树木安装树干液流计,进而对整个生态系统的蒸腾量进行估测。蒸腾量占总蒸散量的比例(F_{T1})的实测值计算公式为:

$$F_{T1} = \frac{\text{蒸腾量}}{\text{蒸散量}}$$

1.2.2 稳定同位素法 大气水汽是由氢和氧同位素组成的,其中氧同位素(^{16}O 、 ^{18}O)组成的表达式为:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准物}}}{R_{\text{标准物}}} \times 1000$$

式中: $R_{\text{样品}}$ 和 $R_{\text{标准物}}$ 分别代表样品和标准物 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的摩尔比率。

土壤蒸发用 δ_E 表示,采用 Craig-Gordon 方程计算^[16]:

$$\delta_E = \frac{\frac{\delta_s}{\alpha} - h\delta_v - \epsilon_{eq} - (1-h)\epsilon_k}{(1-h) + \frac{(1-h)\epsilon_k}{1000}}$$

式中: δ_s 为表层土壤液态水的同位素组成; δ_v 为近地面大气水汽同位素组成; h 为大气相对湿度(%); ϵ_k 是动力分馏系数,取常数 1.016 4,平衡分馏效应 $\epsilon_{eq} = (1 - 1/\alpha^+) \times 1000$, $\alpha^+ (>1)$ 为与温度相关的平衡分馏系数,计算公式为^[17]:

$$^{18}\text{O}\alpha^+ = \frac{1.137\left(\frac{10^6}{T^2}\right) - 0.4516\left(\frac{10^3}{T}\right) - 2.0667}{1000} + 1$$

式中: T 为 5 cm 深度的土壤绝对温度(K)。

基于同位素稳态假设,研究中可认为植物枝条中水的氧同位素组成与植物蒸腾水汽中氧同位素组成

一致,所以可以使用侧柏枝条水中氧同位素组成(δ_x)代替蒸腾水汽中氧同位素组成(δ_T)。

利用水汽浓度及其同位素组成数据做 keeling-plot 图^[18],以 y 轴截距作为蒸散水汽氧同位素组成(δ_{ET}):

$$\delta_{\text{cbl}} = C_a (\delta_a - \delta_{ET}) \left(\frac{1}{C_{\text{cbl}}} \right) + \delta_{ET}$$
 式中: δ_{cbl} 和 C_{cbl} 分别为冠层大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和水汽浓度; C_a 和 δ_a 分别为背景大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和水汽浓度。

稳定同位素法中,蒸腾量占总蒸散量比例(F_{T2})的计算计算公式为^[16]:

$$F_{T2} = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \times 100\%$$

2 结果与分析

2.1 微气候条件的变化特征

由图 1 可知,观测期间,研究区的微气象条件变化相对一致。在日尺度上,大气温度通常在正午前后达到最高值(31.60~34.36℃),而在夜间达到最低值(22.10~28.69℃);相对湿度则与大气温度呈相反的变化趋势,通常在正午前后达到最低值,而在夜间达到最高值。正午时温度较高,会促进蒸发和蒸腾,而此时较高的相对湿度又会抑制蒸发和蒸腾^[19]。观测期间的风速都较小,变化范围为 0~0.26 m/s,风速较低,不利于水汽扩散,进而降低蒸腾和蒸发速率。太阳辐射也均在正午前后达到最大值(401.7~466.5 W/m²),在夜间为零。太阳辐射较强时,在土壤供水较为充分的条件下,会刺激叶片气孔开放,蒸腾速率较大^[20]。研究期间较为稳定的环境条件可以降低蒸散拆分的不确定性。

2.2 水文学实测法的林分蒸散拆分结果

2.2.1 日尺度上蒸腾量及蒸散量变化 由图 2 可知,侧柏林蒸散量和蒸腾量在日尺度上表现出相似的变化趋势。最大蒸散量和最大蒸腾量均在正午前后(11:00—15:00)时达到最大值,分别为 1.27,1.13 mm/h。随后,蒸散量和蒸腾量都开始呈递减趋势,在夜晚时达到最小值,分别为 0.013,0.010 mm/h。4 个典型晴天的观测数据均表明,蒸散量和蒸腾量都表现为“单峰”形的日变化趋势,并没有出现“双峰”形的午休现象。

2.2.2 日尺度上蒸腾占蒸散的比例 由图 3 可知,利用传统水文学方法进行实测,侧柏林蒸腾量占总蒸散量的比例为 80.21%~89.63%。不同观测天,蒸腾量占总蒸散量比例的波动较小。在 4 个典型晴天中,蒸腾占蒸散的比例均呈先上升后下降的变化趋势,一天中的峰值出现在下午 13:00—15:00,变化范围为 88.96%~89.72%。研究表明,蒸腾量占总蒸

散量的比例很大,该生态系统蒸散耗水主要用于植被蒸腾,中午植被蒸腾作用比较强烈,在一天中对蒸散的贡献量达到最大值。

2.3 稳定同位素法的林分蒸散拆分结果

2.3.1 日尺度上土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$ 、树木蒸腾 $\delta^{18}\text{O}$ 与生态系统蒸散 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化 利用 Craig-Gordon 模型计算的侧柏林土壤蒸发 δ_E 的结果及各项参数见表 1。通过对比 4 个典型晴天的表层土壤 δ_s 值、近地层水汽 δ_v 值和土壤蒸发 δ_E 值发现, δ_E 均显著小于 δ_s ,说明表层土壤中 ^{18}O 明显富集,蒸发水汽的氧同位素明显贫化。4 个典型天的土壤蒸发 δ_E 值均为先上升后下降的变化趋势,其中 7 月 5 日和 7 月 8 日变化幅度较小,而 8 月 10 日和 8 月 11 日变化幅度较大。7 月 8 日和 8 月 11 日的最大 δ_E 值均出现在下午 13:00 左右,之后开始下降,7 月 5 日的最大 δ_E 值出现于上午 11:00 左右,8 月 10 日的最大 δ_E 值出现于下午 15:00 左右。

由图 4 可知,在 4 个典型晴天,侧柏林蒸散和蒸腾水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值并不完全具有相似的变化趋势。7 月 8 日和 8 月 10 日的蒸腾、蒸散水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化趋势相似,其中 7 月 8 日 11:00 左右蒸腾与蒸散值均出现了极小值,结合图 1 可以看出,可能是受相对湿度较低和较集中的风速影响造成这种结果。7 月 5 日的差异出现在上午 7:00—9:00 时段,7:00 左右蒸散水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著低于蒸腾水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值,差值达 4.725 1‰,为全天最大差值。8 月 11 日的差异为相对于蒸腾水汽 $\delta^{18}\text{O}$,蒸散水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 在一天中的变化较大,表现为早晚低,中午高的现象,蒸腾水汽一天内的极差为 0.790 3‰,而蒸散水汽一天内的极差为 4.06‰。说明 8 月 11 日蒸散水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 变化程度显著大于蒸腾水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 。

2.3.2 日尺度上蒸腾占蒸散的比例 由图 5 可知,蒸腾对蒸散的贡献在 4 个典型晴天中变化不一致,8 月 5 日整体呈上升趋势,蒸腾占蒸散的比例从早晨到晚上逐渐增大,变化范围为 79.10%~96.86%;8 月 8 日呈“下降—上升—下降—上升”的变化趋势,变化范围为 87.95%~98.71%。结合图 1 可以看出,11:00 左右出现的风速和显著下降的相对湿度也影响到了蒸腾占蒸散的比例;8 月 10 日整体呈下降的变化趋势,变化范围为 89.57%~95.91%;8 月 11 日呈“W”形变化趋势,变化范围为 88.43%~93.67%。这种变化现象与图 4 中对应日期内显著变化的蒸散水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值有较大的关系,根据稳定同位素法中,蒸腾量占总蒸散量比例的计算计算公式来看,当蒸散水汽 δ_{ET} 浮动较大,而其他条件浮动较小的情况下,蒸腾对蒸散的贡献率(F_T)则会出现较大的变化幅度。

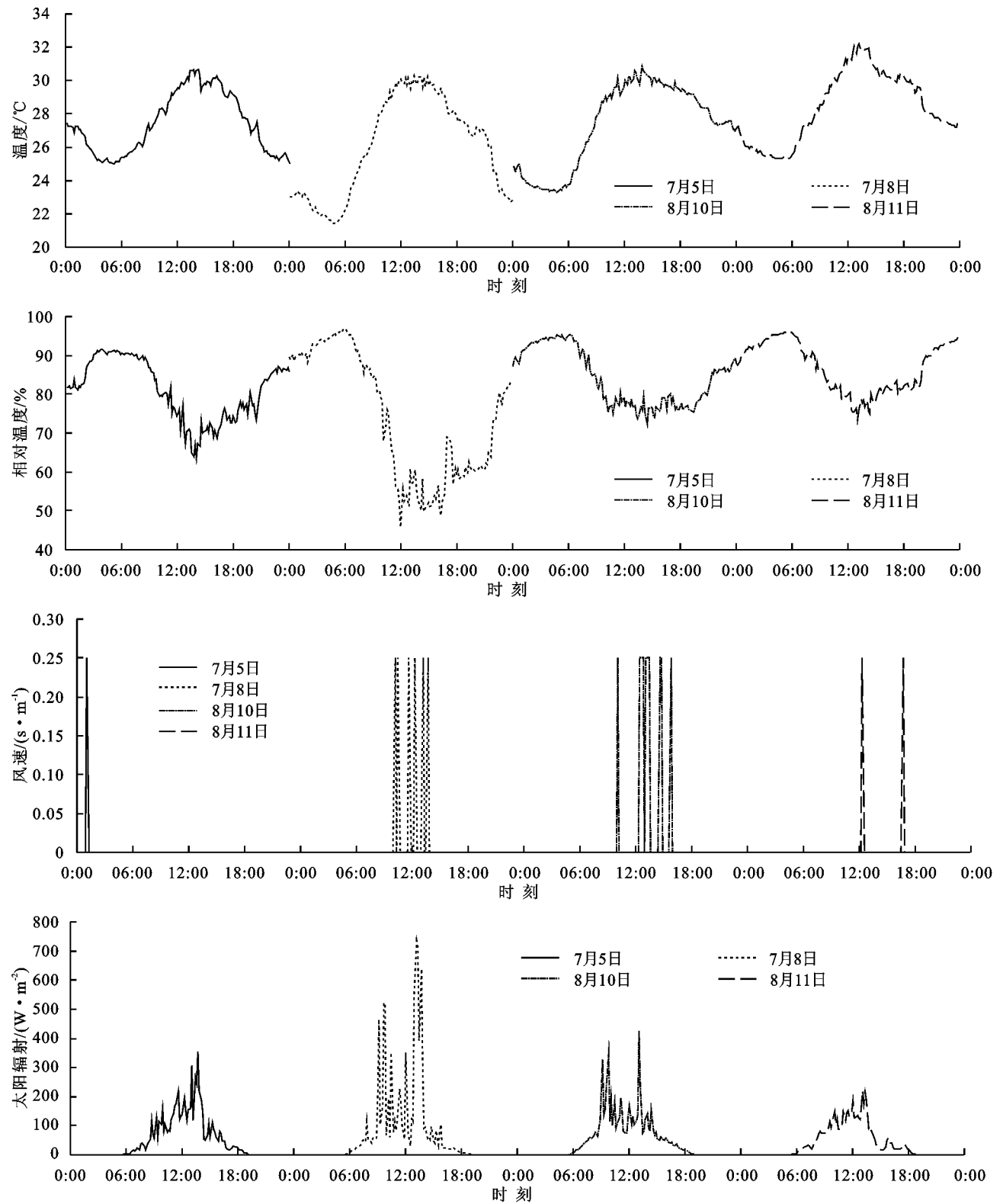


图 1 测定期间微气象条件变化

3 讨论

3.1 水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化和蒸腾占蒸散总量的变化机理

蒸散中氧同位素的值的贫化程度容易受气象因素影响。7月5日和8月11日6:00—8:00期间风速为0,而太阳辐射逐渐增强,侧柏林蒸腾作用随之上升,蒸腾水汽扩散缓慢,所以蒸腾水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏高。但是夜晚侧柏林的蒸腾作用较弱,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值贫

化严重,白天刚开始时太阳辐射所产生的温度不足以使土壤水大量蒸发,所以总的蒸散水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值处于最低值。7月8日蒸散和蒸腾的最低值都出现在上午11:00左右,因为10:00—14:00期间是一天中风速最多、最集中的时间段,气流带走了蒸散产生的水汽,且太阳辐射变化较大(29.4~734 W/m²),不利于蒸散稳定进行,致使各组分 $\delta^{18}\text{O}$ 值大幅度降低。

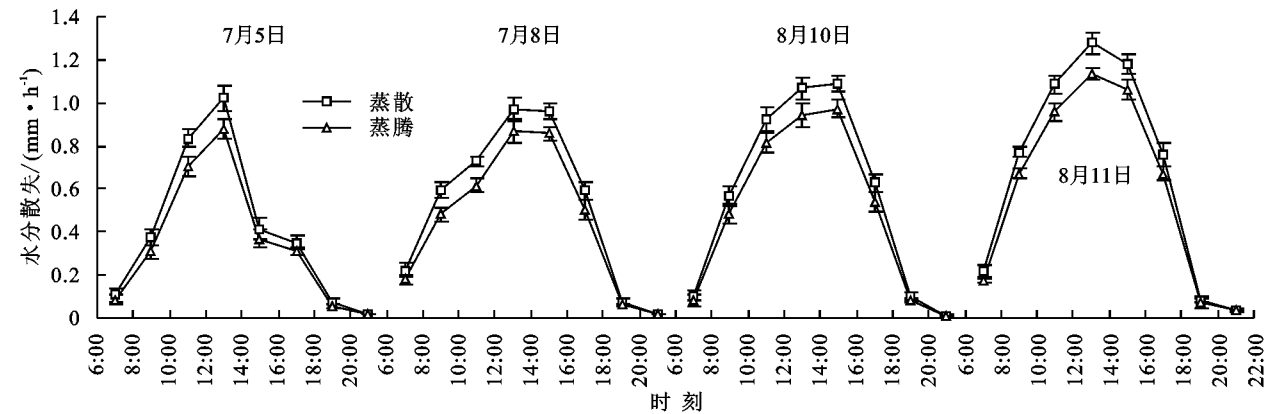


图 2 4 个观测日蒸腾量及蒸散量变化

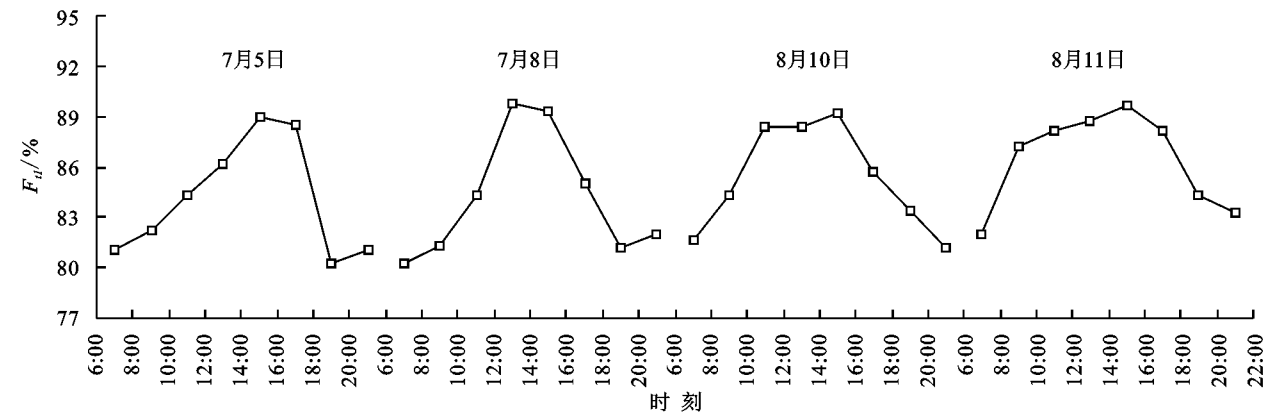


图 3 4 个观测日蒸腾量占总的蒸散量的比例

表 1 侧柏林土壤蒸发 δ_E 参数

时间	时刻	$\delta_s/\%$	$\delta_v/\%$	$\delta_E/\%$
7 月 5 日	6:00—8:00	-6.47	-15.48	-32.55
	8:00—10:00	-5.91	-14.65	-32.21
	10:00—12:00	-5.40	-14.89	-28.35
	12:00—14:00	-5.69	-15.21	-28.46
	14:00—16:00	-5.06	-13.94	-30.08
	16:00—18:00	-6.42	-15.50	-30.56
	18:00—20:00	-6.91	-15.11	-35.07
	20:00—22:00	-6.70	-15.69	-31.70
7 月 8 日	6:00—8:00	-6.51	-15.69	-34.37
	8:00—10:00	-6.31	-14.92	-34.56
	10:00—12:00	-6.13	-15.27	-30.77
	12:00—14:00	-6.17	-15.37	-30.58
	14:00—16:00	-6.21	-14.47	-32.46
	16:00—18:00	-7.06	-15.72	-32.58
	18:00—20:00	-7.21	-16.03	-32.51
	20:00—22:00	-7.93	-17.37	-31.95
8 月 10 日	6:00—8:00	-6.03	-14.96	-47.90
	8:00—10:00	-6.98	-15.22	-37.29
	10:00—12:00	-6.48	-15.54	-31.15
	12:00—14:00	-6.48	-15.73	-30.03
	14:00—16:00	-6.46	-16.28	-26.89
	16:00—18:00	-6.54	-16.22	-27.59
	18:00—20:00	-6.71	-16.25	-28.60
	20:00—22:00	-6.93	-16.29	-29.32
8 月 11 日	6:00—8:00	-6.32	-14.42	-59.68
	8:00—10:00	-6.16	-14.16	-46.69
	10:00—12:00	-6.00	-14.54	-33.86
	12:00—14:00	-5.96	-14.57	-32.00
	14:00—16:00	-5.85	-14.36	-33.47
	16:00—18:00	-6.74	-14.93	-38.55
	18:00—20:00	-6.82	-14.57	-42.46
	20:00—22:00	-7.15	-14.88	-49.64

一般来说,在生态系统中蒸腾占蒸散的比例都较大,Yepeze 等^[17]对稀树林地蒸散拆分的研究结果表明,该区域蒸腾量占蒸散量的比例能达到 85%;孙守家等^[21]认为,栓皮栎生态系统蒸腾量占蒸散量的比例能达到 90%以上;袁国富等^[22]对麦田生态系统蒸散拆分的研究结果也表明,蒸腾量占蒸散量得比例约为 94%~99%。本文研究结果表明,在侧柏林中蒸腾是蒸散的主要方式,林木蒸腾耗水远大于土壤蒸发耗水。从实测值来看,在 4 个典型晴天内,侧柏林蒸腾对蒸散总量的贡献比例的峰值均出现在中午 11:00—15:00,表明中午时分侧柏林发生了大量的蒸散现象,但是在这个过程中,因为侧柏林蒸腾量的变化最大,所以在蒸腾和蒸散总量同时增大时,才会出现图 3 中所显示的峰值。与此相比,上午和下午时,太阳辐射相对较弱,温度相对较低,大气中水分子运动相对缓慢,产生一定水汽压,所以蒸散对蒸腾总量的贡献没有中午多。从稳定同位素方法来看,蒸腾对蒸散总量贡献在小时尺度上的测量虽然没有完全固定的规律,但是图 5 同样显示在 4 个典型晴天内,侧柏林蒸腾对蒸散总量的贡献比例于中午 11:00—15:00 之间同样存在一个峰值,因为相对于一天中其他时间,中午的气温较高,林分内水分子活跃运动,侧柏林冠层大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 贫化增大,蒸散量 δ_{ET} 贫化也增大,但

同时贫化的土壤蒸发量 δ_E 相对较小,所以在这个时段内出现了蒸腾对蒸散量贡献的峰值。

3.2 测算尺度对水汽氧同位素方法准确性的影响

本研究为日尺度的试验,实测法和稳定同位素法测得的蒸腾占蒸散总量的比率是存在一定误差。在 4 个典型晴天中,在每个小时尺度上相比,2 种方法的比率差值最大为 16.72%,最小为 1.18%,平均为 $(3.97 \pm 3.53)\%$ 。在一天的平均值尺度上相比,2 种方法比率差值最大为 8.29%,最小为 4.65%,平均为 $(1.89 \pm 0.67)\%$ 。当计算尺度增大时,同位素方法测得的数据误差也会随之减小,测量的稳定性也随之增加。刘璐等^[23]认为,当尺度扩大至数日或数周时,植物蒸腾的 $\delta^{18}\text{O}$ 趋近于枝条木质部 $\delta^{18}\text{O}$ 的计算原理才更为可靠,而短时间尺度上,植物蒸腾易受迅速变化的环境条件影响,难以达到同位素稳定态^[21]。

生态系统蒸散 δ_{ET} 和土壤水分蒸发 δ_E 是难以直

接测定的。利用水汽浓度及其同位素数据作 keeling 图,其截距为蒸散 δ_{ET} ,但在北京山区中,每一天早上和晚上的太阳辐射、温度和相对湿度等环境因子的变化较为强烈,侧柏林在这种变化环境中气孔导度较低,蒸腾较弱,此时的植物蒸腾作用更多趋向于在同位素非稳态下进行,因此计算蒸散时会出现明显的误差。土壤蒸发水汽 δ_E 则利用 Craig-Gordon 方程计算,短时间尺度上大气相对湿度是控制该方程的主要因子^[24],侧柏林在一天内蒸散量变化明显,林内空气相对湿度显示为早晚高,中午低,变化率达 18.28%~61.64%,对土壤蒸发 δ_E 的计算产生一定影响。Good 等^[25]和 Zhang 等^[26]认为,keeling 方法的使用应当添加样本数量和大气水汽变异系数来减小水汽浓度对 δ_{ET} 的影响,Craig-Gordon 方程计算时可以提高对蒸发点气象参数的测量频率,以提高 δ_E 测量的准确性。

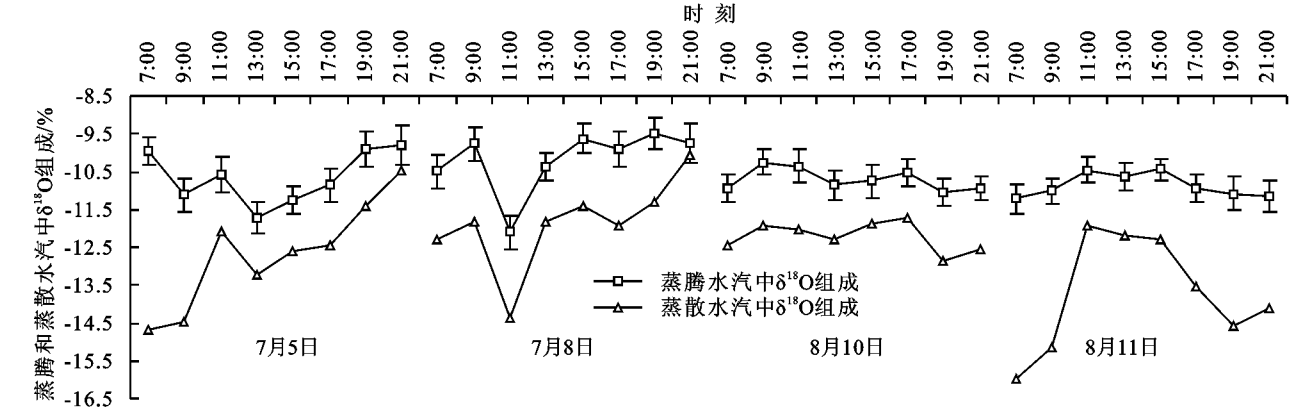


图 4 蒸腾和蒸散水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 组成

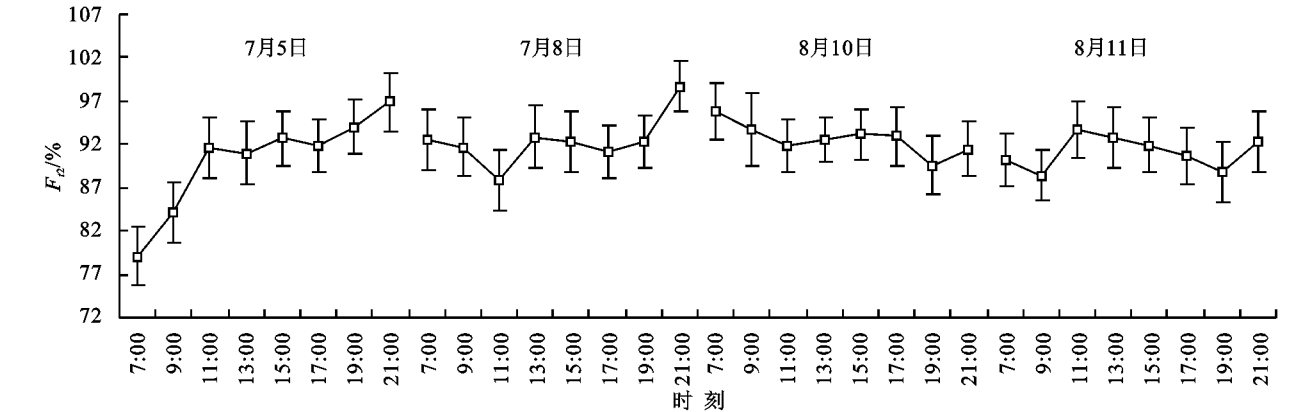


图 5 日尺度上蒸腾 $\delta^{18}\text{O}$ 占蒸散 $\delta^{18}\text{O}$ 的比例

4 结论

(1)在日尺度上,该林分的蒸腾量和蒸散量都显现为“单峰”型的变化曲线。林分总的蒸散量和蒸腾量均在正午前后达到最大值,分别为 1.27,1.13 mm/h。

(2)实测法和稳定同位素法对侧柏林蒸腾量占总蒸散量的计算结果显示,研究区域蒸腾量占总的蒸散量分别为 80.21%~89.63%和 79.10%~98.71%。相比

于实测值,稳定同位素法在小时尺度上误差为 $(3.97 \pm 3.53)\%$,而在日尺度上误差为 $(1.89 \pm 0.67)\%$ 。该林分蒸散主要来自于植被蒸腾,林木蒸腾耗水远远大于土壤蒸发耗水。

参考文献:

[1] Oishi A C, Oren R, Novick K A, et al. Interannual invariability of forest evapotranspiration and its consequence to water

- flow downstream[J]. *Ecosystem*, 2010, 13: 421-436.
- [2] Jiang X, Kang S, Li F, et al. Evapotranspiration partitioning and variation of sap flow in female and male parents of maize for hybrid seed production in arid region[J]. *Agricultural Water Management*, 2016, 176: 132-141.
- [3] 路倩倩, 何洪林, 朱先进, 等. 中国东部典型森林生态系统蒸散及其组分变异规律研究[J]. *自然资源学报*, 2015, 30(9): 1436-1448.
- [4] 涂洁, 刘琪璟, 李海涛, 等. 江西千烟洲湿地松生长旺季树干液流动态及影响因素分析[J]. *林业科学*, 2008(1): 46-51.
- [5] Stannard D I, Weltz M A. Partitioning evapotranspiration in sparsely vegetated rangeland using a portable chamber[J]. *Water Resources Research*, 2006, 42(2): 262-275.
- [6] Wilson B K, Paul J H, Patrick J M, et al. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: Sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 106(2): 153-168.
- [7] 莫兴国, 薛玲, 林忠辉. 华北平原 1981—2001 年作物蒸散量的时空分异特征[J]. *自然资源学报*, 2005, 20(2): 181-187.
- [8] Hu Z M, Yu G R, Zhou Y L, et al. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: Application of a two-source model[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009, 149(9): 1410-1420.
- [9] 魏焕奇, 何洪林, 刘敏, 等. 基于遥感的千烟洲人工林蒸散及其组分模拟研究[J]. *自然资源学报*, 2012, 27(5): 778-789.
- [10] 孙伟, 林光辉, 陈世苹, 等. 稳定性同位素技术与 Keeling 曲线法在陆地生态系统碳/水交换研究中的应用[J]. *植物生态学报*, 2005, 29(5): 851-862.
- [11] Sun S J, Meng P, Zhang J S, et al. Partitioning oak woodland evapotranspiration in the rocky mountainous area of North China was disturbed by foreign vapor, as estimated based on non-steady[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2014, 184: 36-47.
- [12] Wang P, Yamanaka T, Li X Y, et al. Partitioning evapotranspiration in a temperate grassland ecosystem, numerical modeling with isotopic tracers[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, 208: 16-31.
- [13] 石俊杰. 利用同位素原位监测技术分割农田蒸散研究[D]. 陕西 杨凌: 西北农林科技大学, 2012.
- [14] 张永娥, 余新晓, 陈丽华, 等. 北京山区油松林蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 的确定及定量区分[J]. *水土保持学报*, 2017, 31(1): 122-126.
- [15] Ringgaard R, Herbst M, Friborg T. Partitioning of forest evapotranspiration, the impact of edge effects and canopy structure[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 166/167: 86-97.
- [16] Yakir D, Sternberg L D S L. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange[J]. *Oecologia*, 2000, 123(3): 297-311.
- [17] Yepez E A, Williams D G, Scott R L, et al. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2003, 119(1/2): 53-68.
- [18] Williams D G, Cable W, Hultine K, et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 125(3/4): 241-258.
- [19] 胡海英, 包为民, 瞿思敏, 等. 稳定性氢氧同位素在水体蒸发中的研究进展[J]. *水文*, 2007, 27(3): 1-5.
- [20] 温学发, 张世春, 孙晓敏, 等. 叶片水 H_2^{18}O 富集的研究进展[J]. *植物生态学报*, 2008, 32(4): 961-966.
- [21] 孙守家, 孟平, 张劲松, 等. 华北低丘山区栓皮栎生态系统氧同位素日变化及蒸散定量区分[J]. *生态学报*, 2015, 35(8): 2592-2601.
- [22] 袁国富, 张娜, 孙晓敏, 等. 利用原位连续测定水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 Keeling Plot 方法区分麦田蒸散组分[J]. *植物生态学报*, 2010, 34(2): 170-178.
- [23] 刘璐, 贾国栋, 余新晓, 等. 北京山区侧柏林生长旺季蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 日变化及其定量区分[J]. *北京林业大学学报*, 2017, 39(12): 61-70.
- [24] Lee X H, Kim K, Smith R. Temporal variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ signal of the whole-canopy transpiration in a temperate forest[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21(3): 130-144.
- [25] Good S P, Soderberg K, Wang L X, et al. Uncertainties in the assessment of the isotopic composition of surface fluxes: A direct comparison of techniques using laser-based water vapor isotope analyzers[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(D15). doi: 10.1029/2011JD017168.
- [26] Zhang Y, Yu X X, Chen L H, et al. Comparison of the partitioning of evapotranspiration-numerical modeling with different isotopic models using various kinetic fractionation coefficients[J]. *Plant and Soil*, 2018, 430(1/2): 307-328.