

涡度相关法研究土壤水分状况对沙地杨树人工林生态系统能量分配和蒸散日变化的影响

刘晨峰¹, 张志强^{1,*}, 查同刚¹, Ge Sun²,
Chen Jiquan³, 朱金兆¹, 申李华¹, 张津林¹, 陈 军¹, 崔令军¹

(1. 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; 2. Southern Global Change Program, USDA FS, 920 Main Campus, Raleigh, NC 27606, U. S. A.; 3. Landscape Ecology & Ecosystem Science, University of Toledo, Toledo, OH 43606, U. S. A.)

摘要: 为了解位于北京大兴区林场杨树人工林在不同的土壤水分环境条件下的水汽交换过程和能量的分配差异及其与环境因子关系, 运用涡度相关(Eddy covariance, EC)法开路系统、常规微气象观测系统及土壤热通量板等设施对生态系统生长季内典型水分胁迫和无水分胁迫条件下蒸散日变化、能量分配以及与各环境因子的关系进行了测定分析和比较。结果表明, 在水分严重胁迫日(以 7 月 7 日为例), 蒸散日变化过程为单峰曲线, 全天(24h)蒸散量为 2.4 mm; 而在无水分胁迫典型日(以 7 月 25 日为例), 蒸散日变化过程呈多峰曲线, 全天蒸散量为 4.5 mm。能量平衡分析显示, 无水分胁迫条件下潜热通量(LE)占净辐射通量(R_n)的比例远高于水分胁迫条件下潜热通量占净辐射通量的比例, 说明水分充足时, 能量的大部分用于蒸散。水分胁迫条件下蒸散速率与各环境因子的相关性均低于无水分胁迫条件下蒸散速率与环境因子的相关性。水分胁迫条件下, 蒸散速率主要与净辐射和下垫面因子关系显著, 而与其它因子的相关性较小; 无水分胁迫条件下, 蒸散速率与下垫面土壤含水量和各气象因子均表现出较强的相关性。大气温度对于两个典型日蒸散速率的影响均很小; 土壤含水量与水分胁迫日的蒸散速率几乎没有相关性, 反应出土壤水分含量低至对蒸散几乎没有贡献了。

关键词: 涡度相关法; 土壤水分; 蒸散速率; 能量平衡; 沙地杨树人工林

文章编号: 1000-0933(2006)08-2549-09 中图分类号: S181 文献标识码: A

Soil moisture affects energy allocation and diurnal evapotranspiration of a poplar plantation-an eddy-covariance-based study

LIU Chen-Feng¹, ZHANG Zhi-Qiang^{1,*}, ZHA Tong-Gang¹, Ge Sun², Chen Jiquan³, ZHU Jin-Zhao¹, SHEN Li-Hua¹, ZHANG Jin-Lin¹, CHEN Jun¹, CUI Ling-Jun¹ (1. Water and Soil Conservation College at Beijing Forestry University, Key Lab. Soil and Water Conservation and Desertification Combating, Ministry of Education, Beijing 100083, China; 2. Southern Global Change Program, USDA FS, 920 Main Campus, Raleigh, NC 27606, U. S. A.; 3. Landscape Ecology & Ecosystem Science, University of Toledo, Toledo, OH 43606, U. S. A.). *Acta Ecologica Sinica*, 2006, 26(8): 2549 ~ 2557.

Abstract: Eddy-Covariance(ED) open path system and microclimate monitor system were employed in this study to investigate energy allocation and diurnal variation of evapotranspiration (ET) in growing season of 2005. The study was located in DaXing

基金项目: 国家高等学校博士专项科研基金资助项目(20040022013); 国家教育部重点资助项目(105027); 国家十五科技攻关课题资助项目; 中美碳联盟 USCCC 国际合作资助项目

收稿日期: 2006-02-05; 修订日期: 2006-05-31

作者简介: 刘晨峰(1978~), 女, 陕西西脂人, 博士生, 主要从事林业生态工程研究. E-mail: lcf@bjfu.edu.cn

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zhqzhang@bjfu.edu.cn

Foundation item: The project was supported by Grants from the National Ministry of Education Foundation of China for Ph.D program(No. 20040022013); The Key Foundation Project of Ministry of Education of China(No. 105027); The National Science and Technology Advancement Project of the Tenth Five-year Plan(2001BA510B11-03); U. S. -China Carbon Consortium

Received date: 2006-02-05; Accepted date: 2006-05-31

Biography: LIU Chen-Feng, Ph.D. candidate, mainly engaged in soil water budget. E-mail: lcf@bjfu.edu.cn

District, Beijing on a sandy soil in an 11-year-old poplar plantation. The primary objective was to compare the energy fluxes, the relation of diurnal change of ET , and microclimate at ecosystem level before and post a precipitation event. Field data suggested that the diurnal variation of ET showed a single-peak curve under serious water stress with an average daily ET of 2.4 mm, while a multi-peaks curve with a daily average of 4.5 mm post the 56.89 mm precipitation on July 23, 2005. Our analysis of energy balance showed that the contribution of latent and sensible heats to the available energy ($Rn-G$) varied greatly before and after the rain event. Prior to the precipitation, LE/Rn ratio was lower than that of post rain event, averaging 54.88% and 83.80%, respectively. This suggested that the most of energy was used for ET when soil water was sufficient in this ecosystem. Under water stress, net radiation (Rn) and soil moisture played important roles in ecosystem ET , while other environmental factors showed minor influence on ET . We also found high correlations between soil conditions, microclimate, and Rn with ET under moist soil condition. Air temperature had little effect on ET regardless of soil moisture condition. The correlation of soil moisture and ET was low prior to precipitation, suggesting a minor role in affecting ecosystem ET .

Key words: eddy covariance; soil moisture; evapotranspiration; energy balance; sandy soil; poplar plantation

蒸散是森林生态系统水量平衡的重要组成部分,其主要受森林生态系统植被组成^[1-3],气候^[4,5],土壤^[6-8]等因素的综合影响。大量的研究表明,我国北方温带地区森林生态系统蒸发散是水量平衡的主要支出项^[9-11]。由于我国北方地区光照充足,降水少而集中,因此,水分及水分有效性成为限制植被生长的重要因素,也对森林生态系统蒸发散和生态系统生产力起着决定性的作用^[12-14]。研究表明,经常处于水分胁迫状态的森林生态系统与大气水分交换在一次大的降雨事件后明显增强^[15-20],蒸散量显著增加。杨树作为我国人工林组成面积最大的树种,以往的研究多从其生理生态角度特别是叶片尺度入手,研究其光合特性、水分生理调节、蒸腾速率与气孔导度、以及气体交换特性^[21-23]。近年来应用 TDP 热脉冲技术测定单株树木的树干液流也是研究的热点^[24-26]。而对于杨树人工林以生态系统为尺度来探讨水热平衡则较少,且目前比较常见的几种蒸散研究方法观测也多为非连续性的。一般而言,森林生态系统蒸散过程和蒸散水平,土壤蒸发和植被蒸腾对于蒸散总量的贡献在不同的空间和时间尺度上差异较大^[14,17,20]。本文在生态系统尺度上对杨树人工林不同水分环境条件下的蒸散水平、蒸散过程以及与能量分量和环境因子的关系进行了定量研究。本研究的目的:(1)确定人工林生态系统水分胁迫和无水分胁迫条件下蒸散过程的差异及其与环境因子的相关性,(2)确定生态系统能量平衡与相应的潜热(LE)和显热(Sensible heat, H_s)能量分配特征,(3)确定生态系统水热平衡动态变化规律。

1 试验区概况

试验地位于北京市南郊大兴区榆垓镇大兴林场,地处北纬 39°31'50",东经 116°15'07",属暖温带亚湿润气候区,年平均气温为 11.5℃,极端最低气温 -27.4℃,极端最高气温 40.6℃,年平均无霜期 209 d;年平均日照总时数 2772 h,太阳辐射量为 564kJ cm⁻²,平均风速 2.60 m s⁻¹,风向变化显著;年平均降雨 569 mm,最少年降雨量为 262 mm,最多年降雨量为 1058 mm,其中 7、8、9 月份降水占全年降水总量的 60%~70%。大于 10℃的积温 4143℃。该区是海河水系永定河洪积-冲积平原,海拔 30 m,土壤 pH 值为 8.25~8.39,容重 1.43~1.47 g cm⁻³,土质为沙壤土,通透性好,保肥蓄水能力差。地下水位 2003~2005 年平均为 16.10 m,呈逐年下降趋势。

试验地为纯杨树人工林,林地总面积 0.8 km²,林木平均胸径为 9.20 cm,平均树高为 8.9 m,栽植密度(2 m × 2 m)。林下植物种类较少,优势种为灰绿藜(*Chenopodium glaucum*),伴生有紫花苜蓿(*Medicago sativa*),黄香草木樨(*Melilotus officinalis*),猪毛菜(*Salsola collina*),蒺藜(*Tribulus terrestris*)等。

2 涡度相关法的原理与试验方法

2.1 涡度相关法的原理

涡度相关是指某种物质的垂直通量,即这种物质的浓度与其垂直速度的协方差。涡度相关法已经成为直接测定大气与植物群落气体交换通量的通用标准方法^[27-29]。该试验区下垫面平坦均匀,符合涡度相关法观测要求。运用涡度相关法(EC)开路系统直接测定潜热通量和显热通量,通过用实时所测的垂直风速与水汽

浓度和温度的斜方差所得,其湍流通量的计算式可表示为:

$$LE = \rho C_p \overline{w'q'}$$

$$H_s = \rho C_p \overline{w'T'}$$

式中, ρ 为空气密度, C_p 为空气的定压比热, q' 和 T' 分别为水汽含量和温度的脉动量。潜热通量和显热通量数据均经过 WPL (Webb-peaman-leuning) 矫正^[30] 和 DR 坐标转换^[31] 处理,通过三维坐标旋转校正三维风速,从而使得垂直风向风速的平均值为零,水平风速方向与主导方向一致。

在对该测定系统能量闭合 (Energy balance closure) 验证的基础上运用以下公式通过潜热通量 (LE) 计算林地蒸散:

$$ET = \frac{0.43 LE}{(597 - 0.564 T)}$$

式中,潜热通量 (LE) 的单位为 $W m^{-2}$, 为水的汽化热 ($\times 4.186 J g^{-1}$), 0.43 为单位转换系数,蒸散 (ET) 的最后输出单位为 ($mm/30min$)。

2.2 试验方法

本试验仪器为涡度相关观测系统,在试验站点中心架设一高 18 m 的观测塔。主要观测仪器包括净辐射仪 (REBS, Seattle, WA)、净辐射仪 (Q7.1, REBS)、日照强度计 (LI200X-L, Li-Cor, NE)、量子探头 (LI190SB-L, Li-Cor, NE), 仪器安装高度均为 15 m; H_2O 和 CO_2 红外气体分析仪 (LI-7500, Li-Cor, NE) 安装高度 13 m; 三维超声风速仪 (CSAT3, CS, USA) 和气压计 (CS105, CS, USA) 安装高度均为 13 m, 翻斗式自动雨量计 (TE525-L, CS, USA) 安装高度为 17 m; 空气温湿度传感器 (HMP45C probe, CS, USA) 在 2 m、6 m、10 m、14 m 高度处各安置一套; 土壤温度传感器 (TCAV107, CS, USA) 和土壤热通量板 (HFT3, Seattle, WA) 均置于地表以下 5、10、20 cm 处; 土壤水分观测仪 TDR (CS616, CS, USA) 位于地表以下 15 cm 和 20 cm 处。所有气象资料均采用数据采集器 (CR5000, CS, USA) 每 30 min 自动记录一次。通量观测从 2004 年 10 月开始一直运行至今。

由于土壤湿度探头位于地表以下 20 cm 处,观测深度不够,故辅以土钻烘干法连续测定 2005 年生长季林内 0~100 cm 范围内的土壤含水量 (每间隔 20 cm 为 1 层,分 5 层,每隔 15d 观测 1 次),为了进一步研究土壤深层水分含量情况,每次取土样时,均取一个 0~200 cm 土层范围的土样,辅助分析土体含水量变化。观测点布设在选定样地的标准木下。由解析木分析了解到该林地林木主根系分布在地面以下 30 到 80 cm 范围内,在林地无地下水补给,研究区土壤层深厚的情况下,对于降水入渗层和林木生长耗水层来说,0~100 cm 土层的水分观测,基本能够说明林地土壤水分的动态变化过程。

3 结果与分析

3.1 涡度相关法能量平衡闭合分析

系统的能量平衡闭合分析是评价 EC 法观测数据可靠性的主要方法之一,以研究期内林地生态系统处于严重干旱状态下 (图 1) 发生于 7 月 23 日的 56.9 mm 的降雨事件 (观测期内降雨量最大的雨次) 为界,将雨前 7 月 7 日~7 月 9 日水分胁迫期和雨后 7 月 25 日~7 月 26 日无水分胁迫期每天 (8:00~18:00) 的潜热通量和显热通量之和 ($LE + H_s$) 与可提供能量 ($R_n - G$) 进行闭合 (图 2), 所得回归直线斜率为 0.94, 相关系数为 0.92, 闭合水平符合大部分文献报道的结果范围。该能量闭合的验证结果说明该站点的涡度相关法观测数据是可靠的,这对于用涡度相关法准确评估林地的蒸散水平提供了保证。对于生物体所储热能和植物光和作用耗能以及水平方向能量的交换量则不包括在这个简单的能量分析中,这部分能量在研究地所处的生态环境条件下占可提供能量的比重有待进一步深入研究。

图 1 是 2005 年 7 月 7 日与 7 月 25 日土壤体积含水量随深度变化结果,图中同时给出了稳定凋萎湿度随深度变化的参考值。由于 7 月 7 日之前较长的一段时间没有降雨,使得林内处于严重干旱状态,从林地植被生长情况看,林下优势植物灰绿 90% 暂时凋萎,林内杨树林则由于水分严重胁迫而使得树叶早黄而落,叶面积指数由 6 月份的 1.63 降至 1.39。从图中可以看出,7 月 7 日 0~20 cm 土层体积含水量已接近该层凋萎湿

度参考值,80~100cm 土层体积含水量仅为 3.95%,0~100 cm 土层蓄水量为 33.9 mm,是整个生长季所测得的土体蓄水量最低的时期。而在 7 月 23 日降雨事件后,林地土壤水分状况显著改善,0~100 cm 土层蓄水量达到 78.92 mm,是整个生长季所测得的土体蓄水量最高的阶段。因此,将 7 月 7 日与 7 月 25 日作为典型期来研究杨树人工林生态系统蒸散在水分胁迫和无水分胁迫条件下的变化规律是有代表性的。

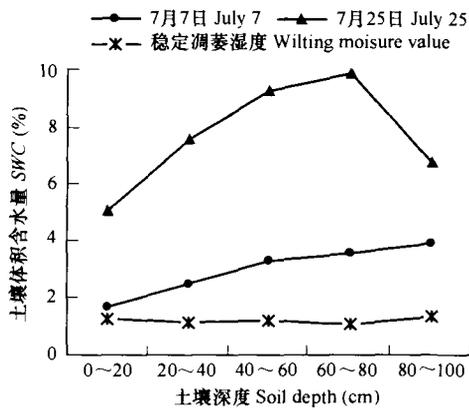


图 1 土壤含水量随土壤深度变化及不同土壤深度凋萎湿度值

Fig.1 Change of soil water content with soil depth and wilting moisture value

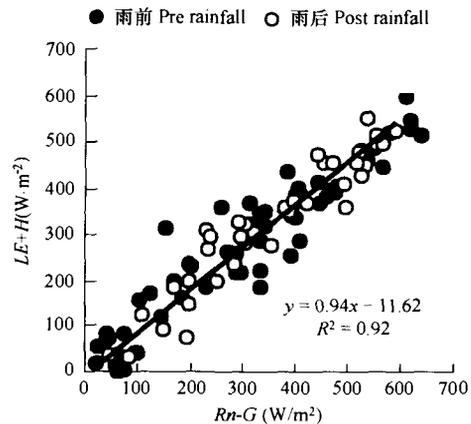


图 2 站点白天能量闭合情况

Fig.2 Energy balance closure in daytime of the site

3.2 林地水分条件对生态系统能量分配的影响

从图 3 a 中可看出,严重水分胁迫净辐射日变化过程为单峰曲线,全天平均净辐射通量为 116.62 W m^{-2} ,从 6:00 至 18:00 之间为正值(能量向下输向地面),峰值(444.0 W m^{-2})出现在 12:30。土壤热通量则从 9:00 到 20:00 期间为正值,土体从大气吸收热量,最高值出现在 12:30 为 43.49 W m^{-2} ,全天平均土壤热通量为 7.33 W m^{-2} ,占净辐射通量的 6.28%。潜热通量和显热通量日变化过程较相似均为单峰曲线,分别从早晨 4:00 和 5:00 转为正值,显热通量 5:00 到 7:00 之间比潜热通量水平高,8:00 之后潜热水平高于显热水平并缓慢增长至 12:30 达到其峰值(378.88 W m^{-2}),之后开始迅速降低。显热的峰值(272.56 W m^{-2})则滞后于潜热峰值出现在 13:00。全天平均潜热通量和显热通量分别为 64.00 W m^{-2} 和 40.42 W m^{-2} ,全天累积通量分别占净辐射全天累积通量的 54.88% 和 34.66%,比例较接近。说明该生态系统在水分胁迫条件下,用于大气增湿(蒸散)的潜热水平和用于大气增温的显热水平相差不大,相对于无水分胁迫条件下潜热通量和显热通量的比例而言,潜热通量所占比例偏低,这正是由于林地极为干旱,水分亏缺导致林内蒸散水平较弱造成的。

图 3 b 中反映的是无水分胁迫条件下各能量组成日变化过程,净辐射通量从 7:00 左右转为正值,峰值(577.28 W m^{-2})出现在 12:30,全天平均净辐射通量为 147.04 W m^{-2} 。净辐射转为正值 1h 后土壤热通量变为正值,土壤开始向下传导热量,全天平均土壤热通量为 5.30 W m^{-2} ,占净辐射通量的 3.6%,比水分胁迫条件下占净辐射通量的比例要小,这是因为土壤水分含量较大,土壤吸收、传导热量的速度降低,使全天平均土壤热通量值偏低,土壤水分含量和土壤热通量成负相关。潜热通量和显热通量日变化过程差异较大,潜热通量变化过程为多峰曲线,峰值分别出现在 11:00(444.53 W m^{-2})、12:30(492.75 W m^{-2}) 和 14:00(484.51 W m^{-2}),比水分胁迫条件下的潜热峰值明显为高。除早晨 4:00~5:00 潜热通量是负值,为凝结过程外,其余时段均为正值,说明无水分胁迫时蒸散过程历时较长,全天平均潜热通量为 123.22 W m^{-2} ,占净辐射通量的 83.80%,是全天平均显热通量的 7.42 倍。显热通量 6:00 到 18:00 之间为正值,最大值出现在 13:00 仅为 138.15 W m^{-2} ,全天平均显热通量为 16.61 W m^{-2} ,是水分胁迫条件下显热通量水平的 41%,占净辐射的 11.30%。可见水分充足条件下潜热水平显著高于显热水平,能量的大部分用于蒸散。这是因为此期间林地的水分条件较好地满足了土壤蒸发和植被蒸腾对水分的需求,使得林内的蒸散作用十分强烈。其次是由于降雨过后,大气温度较

低,使得显热水平较早季时明显偏低。

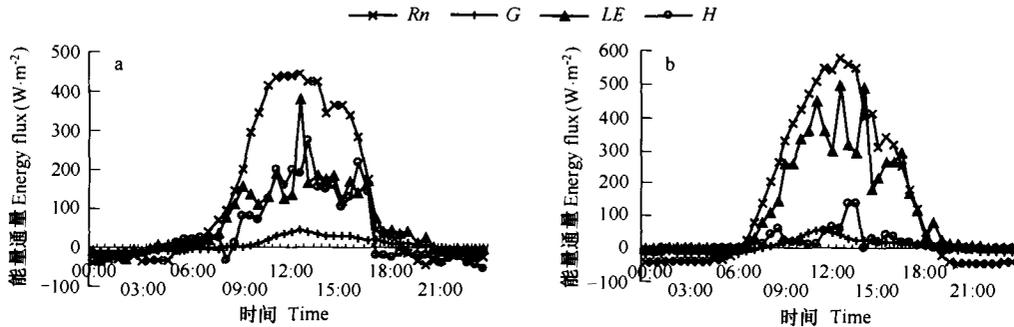


图3 7月7日(a)和7月25日(b)各能量分量日变化过程

Fig. 3 Diurnal variation of energy component on July 7(a) and on July 25(b), 2005

3.3 林地水分条件对蒸散日变化过程的影响

7月7日和7月25日的蒸散速率日变化过程反映了林地水分严重亏缺和水分供应相对充足的条件下生态系统蒸散的变化特征。从图4中可以看出,在水分胁迫条件下(7月7日)蒸散速率日变化过程为单峰型。清晨4:00左右出现蒸散,此时蒸散速率为 $0.003 \text{ mm}/30\text{min}$,之后蒸散速率缓慢上升,9:00~12:00间蒸散速率变化较小,之后迅速增加,12:30前后蒸散速率出现峰值,为 $0.28 \text{ mm}/30\text{min}$,随后迅速下降。13:00后蒸散速率变化减缓,到21:00降低到最小值 $0.007 \text{ mm}/30\text{min}$,此期间蒸散速率出现较小幅度的反弹回升。从夜间21:30左右之后蒸散转为负值,呈凝结过程。全天蒸散量为 2.4 mm 。在无水胁迫条件下(7月25日),蒸散日变化过程呈多峰型。全天除清晨4:00~5:00左右蒸散速率为负值,其它时段均有蒸散。6:30前和22:30后蒸散速率较小且很稳定,此期间蒸散速率平均为 $0.002 \text{ mm}/30\text{min}$,7:00前后蒸散速率迅速上升,到11:00出现第1次峰值,为 $0.33 \text{ mm}/30\text{min}$,后有所降低,然后回升至12:30出现第2次峰值 $0.37 \text{ mm}/30\text{min}$,后再次降低、回升至14:00出现第3次峰值,为 $0.36 \text{ mm}/30\text{min}$,后快速下降到14:30之后又小幅度反弹至16:30,之后才开始持续下降,夜间蒸散速率没有出现负值。全天蒸散量为 4.5 mm ,是水分胁迫条件下全天蒸散量的1.9倍。比较两个典型日的蒸散速率变化过程,可以看出,无水胁迫日的蒸散作用十分强烈,在两个典型日的夜间,大气温度和风速指标无明显差异的情况下,水分胁迫期夜间没有蒸散发生,而水分供应较充足的条件下,夜间仍有不同程度的蒸散作用,蒸散历时较长。在白天时段内,水分胁迫条件下蒸散作用除在峰值出现前后起伏变化较大以外,其余时段变化则比较平缓;而无水分胁迫条件下,蒸散作用维持在较高水平的的时间延长,且多次出现峰值,整个时段内蒸散速率上升和回降的变化均较为剧烈。其次,7月7日水分胁迫条件下蒸散速率峰值仅为 $0.28 \text{ mm}/30\text{min}$,而7月25日水分供应充足条件下所出现的3次峰值的平均值为 $0.35 \text{ mm}(30\text{min})^{-1}$,

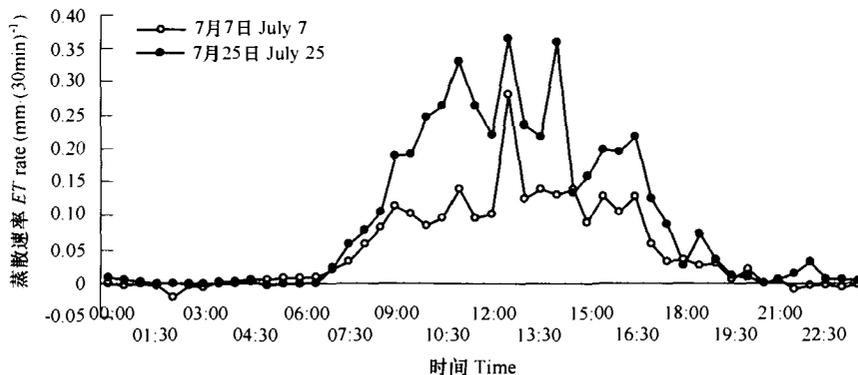


图4 2005年7月7日和7月25日蒸散速率日变化

Fig. 4 Diurnal variation of evapotranspiration rate on July 7 and on July 25, 2005

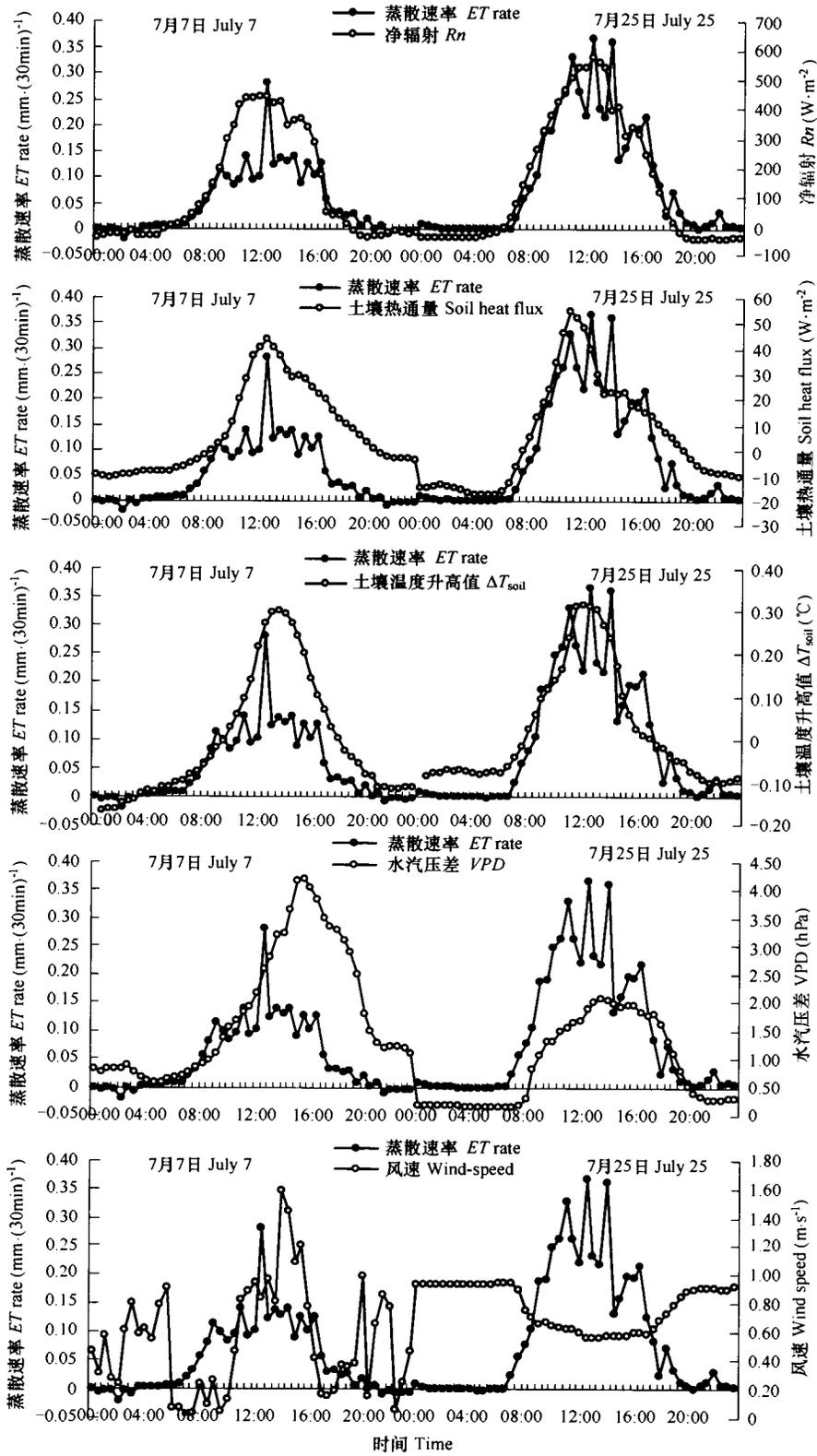


图5 2005年7月7日和7月25日环境因子与蒸散速率日变化的关系

Fig.5 Influence of microclimate on diurnal evapotranspiration on July 7 and on July 25, 2005

比水分胁迫条件下的峰值水平显著为高。可见,水分供应状况直接影响着该林地的蒸散水平和蒸散过程。

3.4 林地不同土壤水分条件下蒸散速率与各环境因子关系

蒸散量(ET)的变化主要受气候因子和下垫面条件影响,气候因子主要包括:净辐射(R_n)、气温(T_{air})、风速(v)及气压差(VPD);下垫面因子为土壤热通量(G)、土壤含水量(SWC)、土壤温度(T_{soil})、土壤温度升高值(ΔT_{soil})等。图5分别是2005年7月7日和7月25日各影响因子与蒸散日变化过程的影响曲线,表1和表2为采用SPSS软件对蒸散速率日变化与各环境因子观测数据进行曲线估计拟合,选择相关系数最大者所得到的最佳模型。可以看出,7月7日水分胁迫条件下蒸散速率与各环境因子的相关性均低于7月25日无水分胁迫条件下蒸散速率与环境因子的相关性。水分胁迫条件下,在7个关系模型中,显著的只有3个,蒸散速率主要与净辐射、土壤温度升高值及土壤热通量关系显著,而与其它气象因子的相关性较小;7月25日无水分胁迫条件下,蒸散速率与各因子的相关性均较为显著,蒸散速率与净辐射、土壤温度升高值、及土壤热通量的关系最显著,其次与下垫面和各气象因子也表现出较强的相关性。从图中看,两个典型日中净辐射、土壤热通量、土壤温度升高值的变化过程与蒸散速率的变化趋势大体一致,说明在此沙质土壤条件下,无论有无水分胁迫,净辐射和土壤热通量与林地蒸散水平的相关性均最强。

表1 2005年7月7日水分胁迫条件下蒸散速率日变化与各环境因子的关系模型

Table 1 Empirical model for correlating microclimate and evapotranspiration

影响因子 Effect factors	回归方程 Regression equation	相关系数 (R^2)	显著水平 Sig.
净辐射(R_n) Net radiation	$ET = -4.00 \times 10^{-7} R_n^2 + 0.001 R_n + 0.015$	0.805	0.000
土壤温度变化值(ΔT_{soil}) Change of soil temperature	$ET = -0.399 \Delta T_{soil}^2 + 0.422 \Delta T_{soil} + 0.06$	0.770	0.000
土壤热通量(G) Soil heat flux	$ET = 1.8 \times 10^{-5} G^2 + 0.003 G + 0.024$	0.728	0.000
大气温度(T_{air}) Temperature of air	$ET = 0.0094 T_{air} - 0.2187$	0.412	0.000
水汽压差(VPD) Vapor press deficit	$ET = -0.013 (VPD)^2 + 0.087 (VPD) - 0.05$	0.385	0.000
风速(v) Wind speed	$ET = 0.067 v^2 - 0.023 v + 0.032$	0.197	0.007
土壤含水量(SWC) Soil water content	$ET = -2.343 SWC + 0.123$	0.000	0.905

蒸散速率与土壤水分的变化关系在两个典型日不同水分环境条件下有明显差异,7月25日无水分胁迫条件下,从蒸散速率与土壤含水量的关系模型中可知,二者相关性较显著,土壤含水量随蒸散水平的加强而稳定降低,土壤体积含水量每半小时降低0.1个百分点,可知土壤蒸发量很大。而7月7日水分胁迫条件下,从蒸散速率与土壤含水量的关系模型中可知,二者没有相关性。这是因为该土层(0~20 cm)土壤体积含水量太低,以致没有多余水可供蒸发之用了,故几乎不发生土壤蒸发。

气象因子中,水分胁迫条件下蒸散速率与大气温度、水汽压差和风速的相关性均不显著,这些气象因子除影响林木蒸腾以外,也是影响土壤表土层蒸发水平的重要因子,但由于土壤表土层水分含量太低,以致这些因子对于土壤蒸发也几乎没有作用了。无水分胁迫条件下的气象因子,除净辐射外,风速与蒸散速率的相关性最显著,水汽压差和大气温度与蒸散速率也有较强的相关性,这同样是由于土壤表层水分含量大,土壤蒸发容易受风速、水汽压差及大气温度的影响,故对蒸散水平的变化有一定作用。蒸散速率与环境因子的综合模型以蒸散速率为应变变量,各环境因子为自变量,采用SPSS软件进行多元线性逐步回归分析中自后淘汰变量法,得到综合关系模型,水分胁迫条件下为:

$$ET = 0.165 \Delta T_{soil} + 1.86 \times 10^{-4} R_n + 0.029, R^2 = 0.817$$

无水分胁迫条件下为:

$$ET = 3.22 \times 10^{-4} R_n + 1.74 \times 10^{-3} G + 0.037, R^2 = 0.897$$

以上两个方程反映出在土壤水分低的条件下,森林生态系统蒸散除受净辐射影响外,还与土壤温度增量(ΔT_{soil})相关;在土壤水分条件较好的情况下,森林生态系统蒸散则主要与净辐射和土壤热通量(G)有关,而土壤温度增量和土壤热通量密切相关,且均以净辐射为能量来源,但由于湿润的土壤对于土壤增温发应不明显,所以土壤温度升高值在水分充足条件下的模型中没有体现出来。由此可见,在这两种水分条件下,净辐射均

是控制蒸散的最主要因素。

表 2 2005 年 7 月 25 日无水胁迫条件下蒸散速率日变化与各环境因子的关系模型

Table 2 Empirical models predicting evapotranspiration rate from different microclimatic variables

影响因子 Effect factors	回归方程 Regression equation	相关系数 (R^2)	显著水平 Sig.
净辐射 (R_n) Net radiation	$ET = -6 \times 10^{-8} R_n^2 + 0.001 R_n + 0.024$	0.885	0.000
土壤温度升高值 (ΔT_{soil}) Change of soil temperature	$ET = -1.387 \Delta T_{soil}^2 + 1.028 \Delta T_{soil} + 0.097$	0.853	0.000
土壤热通量 (G) Soil heat flux	$ET = -1.0 \times 10^{-5} G^2 + 0.005 G + 0.071$	0.849	0.000
风速 (v) Wind speed	$ET = 1.271 v^2 - 2.575 v + 1.299$	0.787	0.000
土壤含水量 (SWC) Soil water content	$ET = -2642.5 (SWC)^2 + 642.493 (SWC) - 38.809$	0.714	0.000
水汽压差 (VPD) Vapor press deficit	$ET = -0.010 (VPD)^2 + 0.146 (VPD) - 0.022$	0.689	0.000
大气温度 (T_{air}) Temperature of air	$ET = 0.002 T_{air}^2 - 0.070 T_{air} + 0.702$	0.660	0.000

4 结论与讨论

(1) 由于该生态系统下垫面均匀, 林分结构整齐, 很符合涡度相关法的观测要求, 利用 EC 通量法观测系统可以较为准确的评估该生态系统的水热交换过程。目前大多数研究认为, 对于森林生态系统, 能量闭合相关系数达到 0.8 以上, 即认为系统能量是基本闭合的, 数据质量可靠。该林地较好的能量闭合验证结果说明站点的涡度相关法观测数据是可靠的, 这表明用涡度相关法准确评估林地的蒸散水平亦是稳定可靠的。观测结果显示, 水分胁迫条件下, 潜热通量和显热通量占净辐射通量的比例较接近, 这与应用 EC 通量法在鼎湖山针阔混交林旱季能量平衡的研究结果大体一致^[28]。表明即使在水分严重胁迫条件下, 仍有相当比例的能量用于蒸散, 但由于土壤浅层含水量极低, 蒸散所耗水分只能来源于土壤深层且植被可通过关闭气孔的形式来减少蒸腾耗水。该生态系统水分充足时, 能量的大部分用于蒸散。土壤热通量在水分充足条件下变化较缓, 全天通量水平也低于水分亏缺条件下的热通量值。

(2) 在不同的土壤水分环境条件下, 该生态系统内蒸散的过程和强度差异很大。水分胁迫条件下, 全天蒸散量水平较低; 而水分充足条件下, 蒸散速率变化过程呈多峰型, 维持较高的蒸散速率的时间较长, 全天蒸散量水平很高。

(3) 发现包括在水分胁迫条件下, 净辐射均是控制蒸散日变化的最主要因素, 在该研究站点, 土壤水分含量对蒸散水平有明显的影响作用。

(4) 在不同的土壤水分环境条件下, 林地土壤蒸发和植被蒸腾所占比例应有差异, 由于目前试验条件下, 蒸散作为土壤蒸发和植被蒸腾总量无法分开来分析, 对进一步分析林地水热交换造成困难, 以后的研究将对林地土壤蒸发进行观测评估, 另外辅以其它测算林地蒸发散的方法与 EC 通量法结果进行比较分析研究, 以期全面、准确评估该沙质杨树林生态系统的水热交换过程。

References:

- [1] Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 2001, 37(3): 701 ~ 708.
- [2] Shukla J, Mintz Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, 1982, 215: 1498 ~ 1501.
- [3] Wetzel P, Chang J. Evapotranspiration from nonuniform surfaces: A first approach for short-term numerical weather. *Monthly Weather Review*, 1988, 116(3): 600 ~ 621.
- [4] Eagleson P S. Climate, Soil, and Vegetation-Introduction to Water Balance Dynamics. *Water Resources Research*, 1978, 14(5): 705 ~ 712.
- [5] Milly P C D. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resources Research*, 1994, 30(7): 2143 ~ 2156.
- [6] Andreassian V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 2004, 291: 1 ~ 27.
- [7] Abderrahman W A. Weather modification impact on reference evapotranspiration, soil salinity and desertification in arid regions. *Journal of Arid Environments*, 1991, 20(3): 277 ~ 286.
- [8] Mintz Y, Walker G K. Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed. *Journal of Applied Meteorology*, 1993, 32(8): 1305 ~ 1334.

- [9] He K N, Zhang X P. Heat energy budget characteristics and evapotranspiration of protection forest in loess region of southwestern Shanxi Province. *Journal of Beijing Forestry University*, 1998, 20(6):7 ~ 13.
- [10] Kang S Z, Liu X M. A study of Penman-Monteith model to estimate transpiration from crops. *Journal of Northwest Sci-Tech University of Agriculture and Forestry*, 1991, 1:13 ~ 20.
- [11] Liu F J, Zheng S K. A study on comparison of measuring water consumption for transpiration in poplar. *Scientia Silvae Sinicae*, 1997, 33(2):117 ~ 126.
- [12] Law B E, Falge E. Environmental controls over carbon dioxide and vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113:97 ~ 120.
- [13] Noy-meir I. Desert ecosystems: environment and producers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1973, 4:25-51.
- [14] Williams D G, Cable W. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 125:241 ~ 258.
- [15] MacMahon J A, Schimpf D J. Water as a factor in the biology of North American desert plants. *Water in Desert Ecosystems, USA*, 1981.
- [16] Sammis T W, Lloyd W, Gay. Evapotranspiration from an arid zone plant community. *Journal of Arid Environments*, 1979,2:313 ~ 321.
- [17] Smith D, Herr C A. Soil-plant water relations in a Mojave Desert mixed shrub community: A comparison of three geomorphic surfaces. *Journal of Arid Environments*, 1995, 29:339 ~ 351.
- [18] Kemp P R, Reynolds J F. A comparative modeling study of soil water dynamics in a desert ecosystem. *Water Resources Research*, 1997, 33:73 ~ 90.
- [19] Reynolds J F, Kemp P R. Effects of long-term rainfall variability on evapotranspiration and soil water distribution in the Chihahuan desert: a modeling analysis. *Plant Ecology*, 2000, 150:145 ~ 159.
- [20] Ferretti D F, Pendal E. Partitioning evapotranspiration fluxes from a Colorado grassland using stable isotopes: Seasonal variations and ecosystem implications of elevated atmospheric CO₂. *Plant and Soil*, 2003, 254:291 ~ 303.
- [21] Downton W J, Loveys B R. Non-uniform stomatal closure induced by water stress cause putative non-stomatal inhibition of photosynthesis. *Journal of New Phytology*, 1988, 110: 503 ~ 509.
- [22] Baker N J. A possible role for photosystem II in environmental perturbations of photosynthesis. *Journal of Physiologia Plantarum*, 1991, 81:563 ~ 570.
- [23] Gimenez K, Mitchell V. Regulation of photosynthesis rate of two sunflower hybrids under water stress. *Journal of Plant Physiology*, 1992, 98: 516 ~ 524.
- [24] Hatton T J, Catchpole E A. Integration of sapflow velocity to estimate plant water use. *Tree Physiology*, 1990, 6:201 ~ 209.
- [25] Lundblad M, Lindroth A. Stand transpiration and sapflow density in relation to weather, soil moisture and stand characteristics. *Basic and Applied Ecology*, 2002, 3:229 ~ 243.
- [26] Lagergren F, Lindroth A. Variation in sapflow and stem growth in relation to tree size, competition and thinning in a mixed forest of pine and spruce in Sweden. *Forest Ecology and Management*, 2004, 188(13):51 ~ 63.
- [27] Wang X, Yin G C. Dry season energy balance of a Coniferous and Broad-leaved Mix forest at Dinghushan Mountain Southern China. *Journal of Tropical and Subtropical Botany*, 2005, 13(3):205 ~ 210.
- [28] Song X, Liu Y F. Comparison study on Carbon dioxide, water and heat flux of the forest ecosystem in red earth hilly zone over winter and spring. *Resource Science*, 2004, 26(3): 96 ~ 104.
- [29] Song X, Liu Y F. Study on the Comparison of Chamber Technique and Eddy Covariance in Measuring Carbon Flux. *Jiangxi Science*, 2003, 21(3): 206 ~ 210.
- [30] Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106:85 ~ 106.
- [31] Massman W J, Lee X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113:121 ~ 144.

参考文献:

- [9] 贺康宁, 张学培. 晋西南黄土区防护林能量平衡特征和蒸散研究. *北京林业大学学报*, 1998, 20(6):7 ~ 13.
- [27] 王旭, 尹光彩, 周国逸, 等. 鼎湖山针阔混交林旱季能量平衡研究. *热带亚热带植物报*, 2005, 13(3):205 ~ 210.
- [28] 宋霞, 刘允芬, 徐小锋, 等. 红壤丘陵区人工林冬春时段碳、水、热通量的观测与分析. *资源科学*, 2004, 26(3): 96 ~ 104.
- [29] 宋霞, 刘允芬, 徐小锋. 箱法和涡度相关法测碳通量的比较研究. *江西科学*, 2003, 21(3): 206 ~ 210.