

# 川西亚高山三个森林群落的湿林冠蒸发速率

杨万勤<sup>1</sup>, 王开运<sup>1, 2</sup>, Seppo Kellomäki<sup>2</sup>, 肖玲<sup>1</sup>

(1. 中国科学院成都生物研究所, 成都 610041; 2. 约恩苏大学林学系, 111 信箱, FIN-80101, 芬兰)

**摘 要:** 基于 3 个假说和林冠上方 2 m 处的气象变量, 采用 Penman-Monteith 组合模型估算了一个生长季节内川西亚高山林区分别以云杉(SF)、冷杉(FF)和白桦(BF)为优势树种的 3 个林分的湿林冠蒸发速率( $E_r$ )。研究结果表明, SF、FF 和 BF 的湿林冠蒸发量( $E$ )分别为 44.5 mm、88.5 mm 和 57.8 mm, 分别占总降雨量的 9.2%、16.6% 和 10.2%。与 SF 和 BF 相比, FF 具有最高的月平均  $E_r$  和蒸发比例。SF、FF 和 BF 的平均  $E_r$  分别为 0.097 mm/h (变化范围: 0.028~ 0.487 mm/h)、0.242 mm/h (变化范围: 0.068~ 0.711 mm/h) 和 0.149 mm/h (0.060~ 0.576 mm/h)。最高和最低的月平均  $E_r$  分别在 6 月(SF、FF 和 BF 分别为 0.120 mm/h、0.317 mm/h 和 0.169 mm/h) 和 10 月(SF、FF 和 BF 分别为 0.083 mm/h、0.187 mm/h 和 0.101 mm/h)。8:00 至 16:00 期间的平均  $E_r$  显著高于 0:00 至 8:00 以及 16:00 至 0:00 期间的平均  $E_r$ 。 $E_r$  显著的日变化和月变化主要归因于林冠上方的太阳辐射、空气温度和相对湿度的变化。

**关键词:** 湿林冠蒸发速率( $E_r$ ); 气象变量; Penman-Monteith 模型; 亚高山森林

中图分类号: P968, X37

文献标识码: A

林冠对降雨的截留主要受到叶片、枝条、树枝和树干表面的贮水能力和降雨过程中的  $E_r$  和  $E$  等两个重要部分所控制<sup>[1]</sup>。研究表明, 湿林冠蒸发对降雨截留和分配具有很大的贡献<sup>[2-4]</sup>。湿林冠蒸发是一个直接受到气象变量(例如, 太阳辐射, 气温, 大气湿度)和林冠结构控制的连续和动态的过程<sup>[5]</sup>, 这意味着在研究林冠截留时应该更多地关注  $E_r$ <sup>[6]</sup>。但在许多研究中<sup>[7-11]</sup>, 常常忽略湿林冠蒸发, 这使得难以全面了解林冠对降雨的截留过程。因此, 如何测定降雨过程中的  $E_r$  就成为降雨截留研究的关键问题。

川西亚高山森林位于我国青藏高原东缘长江上游地区, 是我国第二大林区, 在我国国民经济和生态环境建设中具有举足轻重的地位<sup>[12]</sup>。由于其独特的气候、植被和水文特征, 自 20 世纪 50 年代以来, 森林群落的结构和功能、森林水文生态效应以及采伐迹地的演替和更新等受到普遍关注。关于区域的

森林水文的研究已有大量报道<sup>[9-10, 13-14]</sup>, 但由于其地处偏远, 极为不便的交通和陡峭的地形限制了研究人员对林冠气象变量进行连续、动态的监测, 所以在许多研究中,  $E_r$  常常被忽略或仅限于短期的观测, 对该区森林群落  $E_r$  的了解还非常有限。本文作者采用气候、植被和土壤自动监测系统观测林冠上方 2 m 处的气象变量, 基于 Penman-Monteith 组合模型<sup>[5]</sup>, 估算川西亚高山 3 个森林植物群落一个生长季节内的  $E_r$  和  $E$ , 揭示 3 个森林植物群落中  $E_r$  的动态及其在降雨分配中的作用。

## 1 材料和方法

### 1.1 研究区域和样地设置

试验地设于四川省西部绵阳市平武县境内的王朗国家级自然保护区内, 东经 103.55°~ 104.10°N, 32.49°~ 33.02°E, 面积 340 km<sup>2</sup>, 海拔 2 300~

收稿日期(Received date): 2004- 03- 11; 改回日期(Accepted): 2004- 05- 20。

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金西部环境与生态科学重大研究计划项目(no. 90202010)、中芬国际合作项目(3021130504)、中国科学院“百人计划”项目和中国科学院知识创新工程项目[Under the auspice of Key Project of Ecology and Environment in West China (90202010) and the China-Finland cooperation project (3021130504) of the National Natural Science Foundation of China, and “100 Distinguished Experts” Programme of the Chinese Academy of Sciences]

作者简介(Biography): 杨万勤(1969-), 男, 博士, 副研究员, 主要从事森林生态、土壤生态、恢复生态等方面研究工作。E-mail: yangwq@cib.ac.cn [Yang Wanqin (Dr.) (1969-); Male, associate Prof., major in forest ecology, soil ecology and restoration ecology.]

4 980 m。年平均温度 2.9 °C, 年积温 ( $\geq 10$  °C) 1 056.5 °C, 最高和最低温度分别为 26.2 °C 和 -17.8 °C, 1 月份和 7 月份平均气温分别为 -6.1 °C 和 12.7 °C。年降水量随着海拔变化, 大约为 801~805 mm, 主要分布在 5~8 月份, 并主要是小于 10.0 mm/d 的小雨和中雨 (10.0~24.9 mm/d), 很少有大雨或暴雨, 而且绝大多数发生在傍晚或深夜<sup>[15]</sup>。森林植被主要由原始冷云杉林, 针阔混交林, 桦木林和人工针叶林组成。土壤包括黄棕壤、棕壤、暗棕壤、冲积土和草甸土等, 但由于受到频繁的地质灾害的影响, 区域内的土壤发育常常受到阻碍, 土壤发育很不完善。作为川西亚高山森林生态系统过程定位研究的一部分内容, 以建立在原始云杉 (*Picea purpurea*) 林 (SF), 冷杉 (*Abies faxoniana*) 林 (FF) 和白桦 (*Betula platyphylla*) 林 (BF) 中的 3 个定位研究样地为研究对象, 基于 3 个森林群落林冠上方 2 处监测到连续和动态的气象资料和 Penman-Monteith 组合模型, 研究 3 个群落的  $E_r$ 。

### 1.2 森林植物群落特征

为了比较植物群落特征对  $E_r$  和  $E$  的影响, 调查了 3 个样地的优势树种组成、郁闭度、树高、基面积 (BA)、胸径 (DBH)、冠层投影面积 (CPA)、冠层体积、树木密度和叶面积指数 (LAI)。分别定位编号样地中的树木物种, 采用每木检尺的方法测定样地中的树高、冠层厚度、枝下高、BA、DBH 和 CPA, 计算树木密度、冠层体积和郁闭度等。采用半球仪照相技术拍摄半球照片, 利用 Hemiview 处理软件估算得到 LAI<sup>[16]</sup>。同时, 调查样地中林下植被的物种组成。3 个样地的基本特征见表 1。此外, 根据 Marin 等 (2000) 的方法<sup>[4]</sup>, 将树干表面当作矩形, 通过测量胸高树干的周长和枝下高, 测定树干的表面积, 并根据树干的锥形形状校正其面积。

### 1.3 气象变量的监测和 $E_r$ 的估算

3 个固定样地分别安置一套微气象、植物和土壤自动监测系统 (Measurement Engineering Pty Ltd, Australia), 连续和动态地监测林地内外的气象变量。用于估算  $E_r$  的气象变量包括总降雨量, 空气温度, 相对湿度, 风速和风向以及太阳辐射分别采用安装于铁塔上的翻转式雨量筒 (精度: 0.2 mm), 温度计, 干湿球温度计, 风速计和辐射计进行自动监测。所有的探头连接到林内安装的数据采集器 (datalogger) 上, 数据采集器每 5 s 扫描一次气象参数的变化, 每 15 min 记录一次扫描数据的平均值或

总量。其它诸如空气密度、水分的蒸发潜热、空气饱和和水汽压和干湿球温度常数等则基于气象资料, 采用《Principles of Environmental Physics》提供的方法计算<sup>[5]</sup>。

每次降雨时间的  $E_r$  采用 Penman-Monteith 方程计算<sup>[5]</sup>

$$E_r = \frac{sR_n + \rho_p [e_s(T_a) - e_a] / r_a}{\lambda [s + \gamma(1 + r_s/r_a)]} \quad (1)$$

式中  $E_r$ —湿林冠蒸发速率 (mm/h),

$s$ —饱和水汽压—温度曲线的斜率 (Pa/K),

$R_n$ —有效辐射能量 (W/m),

$\rho$ —空气密度 (kg/m),

$c_p$ —在恒压 (J/kg·K<sup>-1</sup>) 恒温 (T) 条件下的比热,

$e_s(T_a)$ —空气温度  $T_a$  时的饱和水汽压 (Pa),

$e_a$ —周围环境的水汽压 (Pa),

$[e_s(T_a) - e_a]$ —水汽压亏缺 (Pa),

$\lambda$ —水分蒸发的潜热值 (J/kg),

$\gamma$ —干湿表常数 (Pa/K),

$r_a$ —湿林冠的空气动力阻力 (h/m),

$r_s$ —气孔阻力 (h/m)。

方程 (1) 是用于描述一维单源蒸发过程原式。当水汽源是完全湿润的林冠时, 方程 (1) 中的  $r_s$  约等于零, 因而方程就简化为 Penman 方程<sup>[5]</sup>, 最终表达式 (2) 计算的结果为  $E_r$ <sup>[17]</sup>

$$E_r = \frac{sR_n + \rho_p [e_s(T_a) - e_a] / r_a}{\lambda [s + \gamma]} \quad (2)$$

此外, 为了计算  $E_r$ , 在本项研究中, 以下 3 个假设是必不可少的: 1) 在林冠贮水量 ( $S$ ) 没有饱和之前, 没有水滴产生, 即, 当降雨量 < 1.3 mm 时, SF 没有产生穿透水, 当降雨量 < 1.4 mm 时, FF 没有产生穿透水, 当降雨量 < 1.0 mm 时, BF 没有产生穿透水<sup>[15]</sup>; 2) 林冠在充分湿润之前 (即产生穿透水之前) 以及降雨和穿透水停止之后, 林冠的蒸发不被认为是湿林冠蒸发。这个标准可通过自动监测系统记录的数据来区分; 3) 由于降雨可能是由一系列的不连续的降雨事件构成, 以树冠彻底干燥为标准来将一系列不连续降雨过程分为不同的降雨事件。

空气动力学阻力 ( $r_a$ ) 常常假设空气稳定性和非流线形体阻力的影响可以补偿或忽略, 然后根据风速和表面的粗糙度来计算<sup>[18]</sup>

$$r_a = \frac{\ln \left[ \frac{z - d}{z_0} \right]^2}{k^2 u(z)} \quad (3)$$

式中  $k$  是 von K rm n 常数 (0.41);  $z$  (m) 距树冠 (蒸散面) 2 m 以上的高度;  $d$  (m) 零平面位移高度, 取 0.78 倍平均树高<sup>[19]</sup>;  $z_0$  为粗糙度, 取 0.075<sup>[19]</sup>,  $u(z)$  (m s<sup>-1</sup>) 为高度  $z$  处的风速。

Gash 等(1999) 研究稀疏树林时假设<sup>[20]</sup>: 1) 湍流不受林冠稀疏度的影响, 2) 单位林冠面积的蒸发由方程(2) 得到, 但对应时间(  $t$  ) 内的单位地表面积

的湿林冠蒸发  $E$  简化为与林冠郁闭度(  $c$  ) 之间的比例

$$E = c \times Er \times t$$

(4)

1.4 统计分析

方差分析 (ANOVA) 用于比较不同森林群落内每月、每日和每小时的  $Er$  和  $E$  的差异, 差异显著性水平为:  $P < 0.01$ 。

表 1 川西亚高山森林生态系统中 3 个样地的一般特征

Table 1 General characteristics of three plots in the subalpine forest ecosystem, western Sichuan

	样地 1 Plot 1	样地 2 Plot 2	样地 3 Plot 3
群落类型 Community type	云杉林 (SF) Spruce forest	冷杉林 (FF) Fir forest	白桦林 (BF) Birch forest
地点 Location	大草坪 Dacaoping	牧羊场 Muyangchang	七坪沟 Qipingou
经度 Latitude	104. 05292°	104. 08334°	104. 12531°
纬度 Longitude	32. 90729°	32. 97803°	32. 95516°
海拔 Altitude (m)	2 900	2 600	2 540
坡向 Direction	NE75°	NS170°	NS120°
坡度 Slope (°)	25	4	40
林龄 Stand age (yr)	350	200	40
树木密度 Tree density (trees/hm <sup>2</sup> )	650	1 049	615
郁闭度 Canopy cover	0. 69	1. 00	0. 53
胸径 DBH (m/hm <sup>2</sup> )	182	252	154
冠层体积 Crown volume (m <sup>3</sup> /hm <sup>2</sup> )	94 900	175 183	75 635
叶面积指数 Leaf Area index (LAI)	1. 5	1. 9	1. 1 ( 生长季节 in the growing season)
树干表面积 Trunk surface area (m <sup>2</sup> /hm <sup>2</sup> )	8 970	15 944	5 958
林下植物 Understorey plant species	<i>Fargesia denudata</i> , <i>Lonicera</i> spp, <i>Rubus palmatus</i> , <i>Festuca ovina</i> , <i>Rubia cordifolia</i>	<i>Lonicera</i> sp, <i>Ribes</i> spp, <i>Adiantum capillus-veneris</i> , <i>F. japonica</i> , <i>Impatiens nolitangere</i>	<i>Ostryopsis davidiana</i> , <i>Rubus palmatus</i> , <i>Deyeuxia arundinacea</i> , <i>Artemisia lactiflora</i>

2 研究结果

2.1 湿林冠蒸发(  $E$  )和湿林冠蒸发速率(  $Er$  )

为了了解湿林冠蒸发在降雨截留中的作用, 估计了一个生长季节内 3 个森林群落的湿林冠蒸发量  $E$ , 结果见表 2。由表 2 可见, 一个生长季节内, SF、FF 和 BF 的  $E$  分别为 44. 5 mm、88. 5 mm 和 57. 8 mm, 分别占总降雨量的 9. 2% ( 变化范围: 1. 2% ~ 34. 8% )、16. 6% 变化范围: 4. 7% ~ 47. 1% ) 和 10. 2% ( 变化范围: 2. 5% ~ 34. 7% )。一个生长季节

内, SF 的平均  $Er$  为 0. 097 mm/h, 变化范围为 0. 028~ 0. 487 mm/h, FF 的平均  $Er$  为 0. 242 mm/h, 变化范围为 0. 068~ 0. 711 mm/h, BF 的平均为 0. 149 mm/h, 变化幅度为 0. 060~ 0. 576 mm/h。FF 的平均  $Er$  及  $E$  占总降雨量的比例显著 ( $P < 0.01$ ) 高于 BF 和 SF 的, 尽管 BF 的  $E$  高于 SF 的, 但二者之间的差异不显著。

2.2  $Er$  的月变化

为了了解  $Er$  的月变化及其在降雨截留中的作用, 计算了  $Er$  的月平均值及  $E$  占产生穿透水的总降雨量的百分比(图 1)。FF 中, 5~ 10 月的月平均

$E_r$  显著高于 ( $P < 0.01$ )  $BF$  和  $SF$ , 但  $SF$  和  $BF$  之间的月平均  $E_r$  没有显著的差异, 即  $FF$  有最高的月平均  $E_r$ 。每月的  $E$  占月降雨量的百分比以  $FF$  显著 ( $P < 0.01$ ) 高于  $BF$  和  $SF$ , 尽管 5 月、7 月和 8 月份的  $E$  占降雨量的百分比以  $BF$  高于  $SF$ , 而 9 月和 10 月份正好相反, 但二者之间没有显著的差异。

表 2 2002- 05~ 10 期间, 川西亚高山地区分别以云杉(  $SF$  )、冷杉(  $FF$  )和桦木(  $BF$  )为优势树种的 3 个森林群落的湿林冠蒸发量(  $E$  )和蒸发速率(  $E_r$  )

Table 2 The characteristics of wet canopy evaporation (  $E$  ) in three plant communities, dominated by spruce, fir and birch trees, respectively, at the subalpine area in the western Sichuan between May and October 2002

森林群落	<i>SF</i>	<i>FF</i>	<i>BF</i>
蒸发总量 Total amount of wet canopy evaporation ( $E$ ) ( mm )	44. 5	88. 5	57. 8
蒸发量占降雨量的百分比 Percentage of $E$ to rainfall ( % )	9. 2	16. 6	10. 2
蒸发量占降雨量百分比的变化范围 Range of percentage of $E$ to rainfall ( % )	1. 2~ 34. 8	4. 7~ 47. 1	2. 5~ 34. 7
平均湿林冠蒸发速率 Mean $E_r$ ( mm/ h )	0. 097	0. 242	0. 149
湿林冠蒸发速率的变化范围 Range of $E_r$ ( mm/ h )	0. 028~ 0. 487	0. 068~ 0. 711	0. 060~ 0. 576
标准偏差 Std	0. 090	0. 108	0. 091
湿林冠的蒸发时数 Hours of the $E$ ( h )	457	366	388

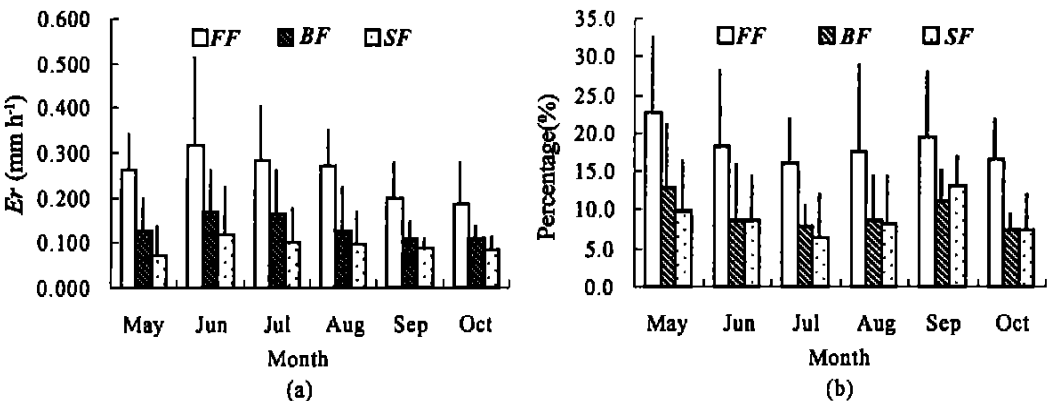


图 1 一个生长季节内, 分别以云杉( *Picea purpurea* ) (  $SF$  )、冷杉( *Abies faxoniana* ) (  $FF$  )和白桦( *Betula platyphylla* ) (  $BF$  )为优势树种的 3 个森林群落中

( a ) 湿林冠蒸发速率(  $E_r$  : mm/h )的月变化, ( b ) 湿林冠月蒸发量占产生穿透水的降雨量的百分比( % )

Fig 1 Monthly variation of the mean wet canopy evaporation rate (  $E_r$  : mm/ h ) ( a ) and percentage ( % ) of monthly evaporation of the wet canopy to gross rainfall ( b ) which produced the throughfall in three plant communities, dominated by spruce ( *Picea purpurea* ) (  $SF$  ), fir ( *Abies faxoniana* ) (  $FF$  ) and birch ( *Betula platyphylla* ) (  $BF$  ) trees, respectively, over one growing season

$FF$  中, 5~ 10 月份的月平均  $E_r$  变化为: 0. 187 ~ 0. 317 mm/h, 最高为 0. 317 mm/h, 最低为 0. 187 mm/h, 平均为 0. 242 mm/h。  $BF$  中, 5~ 10 月份的月平均  $E_r$  变化范围为 0. 110~ 0. 169 mm/h, 最高是 0. 169 mm/h, 最低是 0. 110 mm/h, 平均为 0. 149 mm/h。  $SF$  中, 5~ 10 月份的月平均  $E_r$  变化范围为 0. 070~ 0. 120 mm/h, 最高是 0. 120 mm/h, 最低是 0. 070 mm/h, 平均为 0. 097 mm/h。 3 个不同群落, 6 月份的月平均  $E_r$  为最高, 再次为 7 月、8 月、5 月、9 月和 10 月。 尽管 7 月和 8 月的月平均  $E_r$  显

著高于 9 月和 10 月, 但是相邻月份之间以及 5 月、6 月、7 月和 8 月之间的差异并未达到极显著水平 ( $P < 0.01$ )。 对于  $FF$ ,  $E$  占降雨量的百分比值的最高值和最低值分别在 7 月和 5 月, 对于  $BF$ , 最高值和最低值分别在 10 月和 5 月, 对于  $SF$ , 最高值和最低值分别在 7 月和 9 月, 3 个群落的月平均  $E_r$  并没有表现出相似的变化趋势( 图 1 )。 对于  $FF$ , 除了 5 月的  $E$  占降雨量的百分比值显著高于 7 月和 10 月以外, 其它月份之间的百分比值并没有显著的差异。 相似地, 对于  $SF$  和  $BF$ , 除了 9 月和 5 月的百分比

值显著高于10月和7月以外,其余月份之间的差异并不显著。

2.3 湿林冠蒸发速率( $E_r$ )的日变化

为了了解一个生长季节内,3个森林群落  $E_r$  的日变化及其在降雨截留中的作用,计算了每天3个时期(00:00~08:00, 08:00~16:00和16:00~0:00)的平均  $E_r$  和  $E$  占降雨量的百分比值(结果见图2)。由图2可见,3个森林群落中,8:00~16:00

期间的  $E_r$  显著高于0:00~8:00和16:00~0:00期间的  $E_r$ ,0:00~8:00期间的  $E_r$  值最低。对于  $SF$  和  $BF$ ,16:00~0:00期间的平均  $E_r$  值显著高于0:00~8:00期间的值,但对于  $FF$ ,尽管16:00~0:00期间的平均值高于0:00~8:00期间的值,但它们之间的差异并不显著。尽管3个森林群落中8:00~16:00期间的  $E$  占降雨量的百分比高于0:00~8:00及16:00~0:00期间的值,但差异并不显著。

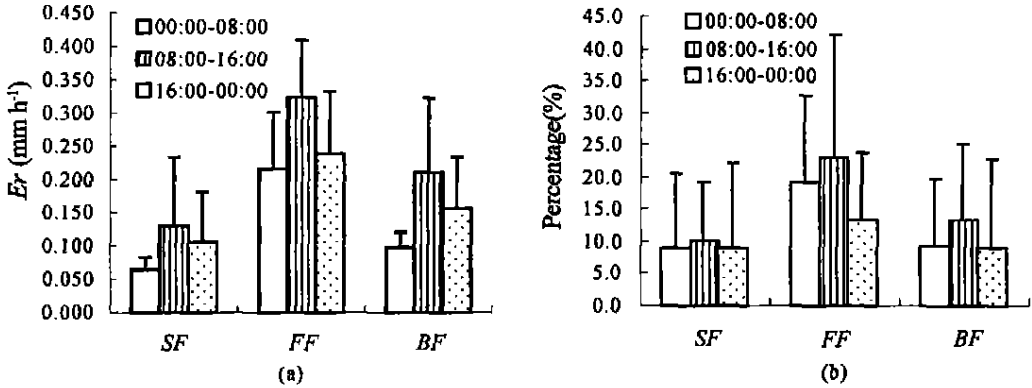


图2 一个生长季节内,分别以云杉(*Picea purpurea*) ( $SF$ )、冷杉(*Abies faxoniana*) ( $FF$ )和白桦(*Betula platyphylla*) ( $BF$ )为优势树种的3个森林群落中

(a) 湿林冠蒸发速率( $E_r$ : mm·h<sup>-1</sup>)的日变化,(b) 湿林冠日蒸发量占产生穿透水的降雨量的百分比(%)

Fig. 2 Daily variation of the mean wet canopy evaporation rate ( $E_r$ : mm/h) (a) and percentage (%) of  $E$  to gross rainfall (b) which produced the throughfall in three plant communities, dominated by spruce (*Picea purpurea*) ( $SF$ ), fir (*Abies faxoniana*) ( $FF$ ) and birch (*Betula platyphylla*) ( $BF$ ) trees, respectively, over one growing season

3 讨论

迄今为止,已经有几种方法被广泛用于  $E_r$  的测量,例如,称重法<sup>[21]</sup>,涡流相关技术<sup>[6]</sup>,水量平衡方法<sup>[22]</sup>,或 Leyton 方法<sup>[23]</sup>,但是,基于气象变量和 Penman-Monteith 方程估算  $E_r$  是最为普遍的方法之一。采用这种方法的关键是如何获取林冠上的连续的动态的气象变量,但是,采用这种方法有两个突出的问题:一是通过人工监测的方法很难收集到林冠上面的气象变量,尤其是在一些交通不便、地形复杂的偏远地区。因此,过去的许多研究采用远离森林的当地气象站的观测资料代替林地的实际气象变量<sup>[24-26]</sup>,这很难反映林地的实际  $E_r$  和  $E$ ,尤其对于那些局域性气候变化较大的山地森林生态系统而言就更加困难;二是怎样界定每次降雨过程中的湿林冠蒸发?事实上,过去的许多研究并没有将湿林冠蒸发和整个降雨过程中的林冠蒸发区分开,而是

用整个降雨事件中的蒸发代替湿林冠蒸发。很显然,要通过人工观测的方法很难解决这两个突出的问题。随着微气象自动监测技术的发展,自动获取连续的动态的气象变量资料已经成为可能,因此,在降雨截留和分配过程研究中,很有必要采用自动记录技术来研究  $E_r$ 。此外,基于降雨量、穿透水和茎流之间的回归关系来估算林冠的平均蒸发速率的 Leyton 方法<sup>[23]</sup>也被广泛用于  $E_r$  的测定<sup>[4]</sup>,但采用这种方法获取的林冠蒸发速率的估计值远远超过采用 Penman-Monteith 方法(Monteith, 1965)<sup>[27]</sup>估测的值<sup>[28]</sup>。这主要还是由于采用 Leyton 方法推测的蒸发值未能将湿林冠蒸发和整个降雨期间的蒸发区分开来,其估测值并非真正意义上的湿林冠蒸发。由于  $E_r$  受到林冠参数和连续的动态的气象变量的综合影响,因此,采用 Leyton 方法估测  $E_r$  不能描述降雨期间林冠的蒸发过程 and 变化。本项研究中,基于 Penman-Monteith 方程以及“材料和方法”中描述的3个假说,应用自动气候、植物和土壤监测系统记

录的连续和动态的气象资料计算了  $E_r$  和  $E$ , 结果表明, 一个生长季节内,  $SF$ 、 $FF$  和  $BF$  的  $E$  分别为 44.5 mm、88.5 mm 和 57.8 mm, 分别占产生穿透水总降雨量的 9.2%、16.6% 和 10.2%。 $FF$  的  $E$  显著高于  $SF$  和  $BF$ , 这是由于二者的  $LAI$  和郁闭度低于  $FF$ , 因而林冠的蒸发面 <  $FF$  林冠的蒸发面。尽管  $BF$  的  $LAI$  和郁闭度高于  $SF$ , 但由于  $SF$  的海拔比  $BF$  高 360 m, 平均气温比  $BF$  高 2.5 °C, 空气湿度也高于  $BF$ , 因此具有较低的  $E_r$  和  $E$ 。Grelle 等 (1997) 对 1995–05–16~10–31 期间北方森林  $E$  的测定结果为 74 mm, 约为总降雨量的 18.5%<sup>[29]</sup>。本项研究中,  $FF$  的  $E$  以及  $E$  占总降雨量的百分比值接近 Grelle 等 (1997) 报道的值, 但  $SF$  和  $BF$  的值却远低于 Grelle 等 (1997) 报道的值。

尽管目前已经有许多关于不同植物群落  $E_r$  的研究报道<sup>[2, 6, 26, 30]</sup>, 但由于研究对象、研究方法以及对湿林冠蒸发的界定不同, 因而迄今为止尚无一致的关于  $E_r$  的范围。本项研究表明, 整个生长季节内,  $SF$  的平均  $E_r$  为 0.097 mm/h, 变化范围为 0.028~0.487 mm/h,  $FF$  的平均  $E_r$  为 0.242 mm/h, 变化范围为 0.068~0.711 mm/h,  $BF$  的平均  $E_r$  为 0.149 mm/h, 变化范围为 0.060~0.576 mm/h。 $SF$  的平均  $E_r$  值明显低于 van der Tol 等 (2003)<sup>[6]</sup> 基于涡流相关技术和 Penman-Monteith 方程估算的北美云杉 (*Sitka spruce*) 林的  $E_r$  (分别为 0.123 mm/h 和 0.130 mm/h), 但  $BF$  的平均  $E_r$  与之很接近, 但  $FF$  的值远远高于 van der Tol 等 (2003) 报道的值。本项研究中的 3 个森林群落的  $E_r$  均高于 Lankreijer 等 (1999) 1995 年夏天对北方针叶林测定的  $E_r$  (0.074 mm/h)<sup>[26]</sup>, 但都低于 Asdak 等 (1998) 估算出的印度尼西亚加里曼丹中部的润湿热带雨林的  $E_r$  (0.51 mm/h)<sup>[2]</sup>。由于本项研究是基于微气象技术和 Penman-Monteith 方程计算林冠在充分润湿之前以及穿透水停止之前的  $E_r$ , 而 Leyton 方法推测的  $E_r$  不仅包括林冠充分润湿之前的蒸发速率, 而且包括穿透水停止之后的蒸发速率, 所以本文估算的湿林冠蒸发速率值远远低于我们采用 Leyton 方法对相同时期和森林群落的  $E_r$  值 ( $SF$ 、 $FF$  和  $BF$  分别为 0.260 mm/h、0.296 mm/h 和 0.202 mm/h)<sup>[15]</sup>。

湿林冠蒸发是一个连续的动态过程, 随着林冠上方的气象参数变化而变化<sup>[29]</sup>。很显然,  $E_r$  和  $E$  占总降雨量的百分比值将受到气象变量的月变化控

制。本项研究中, 由于生长季节内的太阳辐射、气温、降雨和其它气象因素变化较大, 6 月和 10 月分别具有最高和最低的温度和太阳辐射, 因此 3 个森林群落中的月平均  $E_r$  明显不同, 最高和最低的月平均  $E_r$  值分别出现在 6 月 ( $SF$ 、 $FF$  和  $BF$  为 0.120 mm/h、0.317 mm/h 和 0.169 mm/h) 和 10 月 ( $SF$ 、 $FF$  和  $BF$  分别为 0.083 mm/h、0.187 mm/h 和 0.101 mm/h)。这意味着月平均  $E_r$  值出现在太阳辐射最强和气温最高的月份。 $E$  占降雨量的百分比值没有表现出与  $E_r$  的月变化相似的变化规律, 对于  $SF$ , 最高和最低的百分比值分别在 5 月和 7 月, 对于  $BF$ , 最高和最低的百分比值分别在 5 月和 7 月, 而对于  $FF$ , 最高和最低的百分比值分别在 9 月和 7 月。但无论如何,  $E$  占降雨量的百分比值在所有群落中均以 7 月最低。这是因为,  $E$  占降雨量的百分比值不仅与  $E_r$  和  $E$  有关, 而且与该月的总降雨量、降雨强度和降雨的持续时间有关, 这就是尽管 7 月有较高的  $E_r$ , 但由于降雨量和降雨强度较大、降雨的持续时间较长, 导致  $E$  占总降雨量的比值却最低的原因。

同样,  $E_r$  和  $E$  占降雨量的百分比值的日变化主要受到林冠表面的气象变量的日变化的控制。本项研究中, 8:00~16:00 期间, 所有森林群落的  $E_r$  均高于 0:00~8:00 和 16:00~0:00 期间的值, 0:00~8:00 期间具有最低的  $E_r$  值。对于  $SF$  和  $BF$ , 16:00~0:00 期间的  $E_r$  也显著高于 0:00~8:00 期间的值。这是因为 8:00~16:00 和 0:00~8:00 期间分别具有最高和最低的太阳辐射、空气温度和水汽压亏缺。由于  $E$  与总降雨量的百分比不仅与  $E_r$  有关, 而且与降雨特征有关, 因此, 尽管 3 个森林群落中 8:00~16:00 期间的  $E$  占降雨量的百分比高于 0:00~8:00 及 16:00~0:00 期间的值, 但差异并不显著。因此, 昼夜之间  $E_r$  的显著差异主要归因于气象变量的变化。夜间较低的  $E_r$  和  $E$  对于解释夜间产生的暴雨更容易导致山洪爆发可能具有一定的意义。

致谢: 王朗国家级自然保护区的员工在野外调查和采样、自动微气候监测系统的维护和水文监测方面为我们提供了大量帮助, 特此鸣谢!

## 参考文献 (References):

- [1] Khassen W, Bosveld F, de Water E. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception [J]. *Journal of Hydrology*, 1998,

- 212(- 213): 36~ 50.
- [2] Asdak C, Jarvis P G, Gardingen P V. Evaporation of intercepted precipitation based on an energy balance in unlogged and logged forest areas of central Kalimantan, Indonesia[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, **92**: 173~ 180.
  - [3] Stewart J B. Evaporation from the wet canopy of a pine forest[J]. *Water Resource Research*, 1977, **13**: 915~ 921.
  - [4] Marin C T, Bouten W, Sevink J. Gross rainfall and its partitioning into throughfall, stemflow and evaporation of intercepted water in four forest ecosystems in western Amazonia[J]. *Journal of Hydrology*, 2000, **237**: 40~ 57.
  - [5] Monteith J L, Unsworth M H. Principles of Environmental Physics, 2nd edn[C]. Chapman & Hall, New York, 1990, 291.
  - [6] van der Tol C, Gash J H C, Grant S J, McNeil D D, Robinson M. Average wet canopy evaporation for a Sitka spruce forest derived using the eddy correlation-energy balance technique[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, **276**: 12~ 19.
  - [7] Liu J G. A theoretical model of the process of rainfall interception in forest canopy. *Ecological Modeling*, 1988, **42**: 111~ 123
  - [8] Lloyd C R, Gash J H C, Shuttleworth W J, Marques F A. The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest[J]. *Agriculture and Forest Meteorology*, 1988, **43**: 277~ 294.
  - [9] Ma X H. Preliminary study on hydrological function of fir forest in Miyaluo region of Sichuan[J]. *Scientia Silvae Sinicae*, 1987, **23** (3): 253~ 265. [马雪华. 四川米亚罗地区高山冷杉林水文作用研究[J]. 林业科学, 1987, **23** (3): 253~ 265.]
  - [10] Xie C H, Guan W B, Wu J A, et al. Interception capacity of dark coniferous forest ecosystem in Gongga Mountain[J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2002, **24**(4): 68~ 71. [谢春华, 关文彬, 吴建安, 等. 贡嘎山暗针叶林生态系统林冠截留特征研究[J]. 北京林业大学学报, 2002, **24**(4): 68~ 71.]
  - [11] N var J, Charles F, Jurado E. Spatial variations of interception loss components by Tamaulipan thornscrub in northeastern Mexico [J]. *Forest Ecology and Management*, 1999, **124**: 231~ 239.
  - [12] Yang Y P, Li C B, Guan Z T (eds). Forests in Sichuan[M]. Beijing: China Forestry Publishing House, 1992, pp 1~ 572. [杨玉坡, 李承彪, 管中天. 四川森林[M]. 北京: 中国林业出版社, 1992. 1~ 572.]
  - [13] Cheng G W, Yu X X, Zhao Y T, et al. Evapotranspiration of subalpine forest area in Gongga Mountain[J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2003, **25**(1): 23~ 27. [程根伟, 余新晓, 赵玉涛, 等. 贡嘎山亚高山森林带蒸散特征模拟研究[J]. 北京林业大学学报, 2003, **25**(1): 23~ 27.]
  - [14] Wang W D, Shan B Q, Yin C Q. A continuous rainfall simulation on the solute movement through the distributed primary soil of an *Abies fabri* forest in Gongga Mountain, China[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2002, **22**(12): 2154~ 2162 [王为东, 单保庆, 尹澄清. 贡嘎山峨眉冷杉林原生扰动土壤溶质迁移的持续降雨模拟研究[J]. 生态学报, 2002, **22**(12): 2154~ 2162.]
  - [15] Wang K Y, Yang W Q (eds.). Processes of subalpine forest ecosystems in western Sichuan[M]. Sichuan Publishing House of Science & Technology, Chengdu, 2004. [王开运, 杨万勤. 川西亚高山森林生态系统过程[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 2004.]
  - [16] Frazer G W, Fournier R A, Trofymow J A, Hall R J. A comparison of digital and film fisheye photography for analysis of forest canopy structure and gap light transmission[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, **109**: 249~ 263.
  - [17] Rutter A J, Morton A J, Robins P C. A predictive model of rainfall interception in forests II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands [J]. *Journal of Applied Ecology*, 1975, **12**: 367~ 380.
  - [18] Thom A S, Stewart J B, Oliver H R, Gash J H C. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest[J]. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 1975, **101**: 93~ 105.
  - [19] Jarvis P G, James G B, Landsberg J J. Coniferous forest. In: vegetation and the atmosphere[C]. Monteith, J. L. ed, London: Academic Press, 1976, **2**: 171~ 240.
  - [20] Gash J H C, Valente F, David J S. Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, **94**: 149~ 158.
  - [21] Teklehaimanot Z, Jarvis P G. Direct measurement of evaporation of intercepted water from forest canopies[J]. *Journal of Applied Ecology*, 1991, **28**: 603~ 618.
  - [22] Aboal J R, Morales D, Hernández M, Jiménez M S. The measurement and modeling of the variation of stemflow in a laurel forest in Tenerife, Canary Islands[J]. *Journal of Hydrology*, 2000, **221**: 161~ 175.
  - [23] Leyton L, Reynolds R C, Thompson F B. Rainfall interception in forest and moorland[C]. In: Sopper W E, Lull H W (Eds.), Forest Hydrology. Pergamon Press, Oxford, 1967, 163~ 179.
  - [24] Liu S. A new model for the prediction of rainfall interception forest canopies[J]. *Ecological Modelling*, 1997, **99**: 151~ 159.
  - [25] Liu S. Estimation of rainfall storage capacity in the canopies of cypress wetlands and slash pine uplands in North-Central Florida[J]. *Journal of Hydrology*, 1998, **207**: 32~ 41.
  - [26] Lankreijer H, Lundberg A, Grelle A, Lindroth A, Seibert J. Evaporation and storage of intercepted rain analysed by comparing two models applied to a boreal forest[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, **98**(- 99): 595~ 604.
  - [27] Monteith J L. Evaporation and the environment[C]. Symp. Soc. Expl. Biol., 1965, **16**: 205~ 234.
  - [28] Calder I R, Wright I R, Murdiyarso D. A study of evaporation from tropical rain forest West Java[J]. *Journal of Hydrology*, 1986, **89**: 13~ 31.
  - [29] Grelle A, Lundberg A, Lindroth A, Morén A S, Cienciala E. Evaporation components of a boreal forest: variations during the growing season[J]. *Journal of Hydrology*, 1997, **197**: 70~ 87.
  - [30] Aboal J R, Jiménez M S, Morales D, Hernández M. Rainfall interception in laurel forest in the Canary Islands[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, **97**: 73~ 86.

# Wet Canopy Evaporation Rate of Three Stands in the Western Sichuan

YANG Wanqin<sup>1</sup>, WANG Kaiyun<sup>1,2</sup>, Seppo Kellomäki<sup>2</sup>, XIAO Ling<sup>1</sup>

(1. Chengdu Institute of Biology, the Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041;

2. University of Joensuu, Faculty of Forestry, P. O. Box 111, FIN-80101, Finland)

**Abstract:** Rainfall interception by canopy is governed by two important parts: one is the specific water interception capacity on the surface of foliage, twig, branches and trunk; and the other is the wet canopy evaporation rate during rainfall events. Numerous studies during the past decades have led to the general conclusion that wet canopy evaporation( $E$ ) contributes greatly to rainfall interception.  $E$  is a continuous and dynamic course controlled directly by a combination of meteorological variables and canopy structure. It implies that more attention should be paid to the wet canopy evaporation rate( $E_r$ ) for each rainfall event in studying crown interception. However,  $E$  has been omitted in many studies, it is difficult to understand the rainfall interception in the canopy. Therefore, based on three assumptions, the  $E_r$  of three stands, dominated by spruce ( $SF$ ), fir ( $FF$ ) and birch ( $BF$ ) trees, respectively, were calculated by Penman-Monteith combination model based on meteorological variables 2 m above the canopy within a growing season. Results showed that: (1) the total amount of the  $E$  was 44.5 mm, 88.5 mm and 57.8 mm and accounted for 9.2%, 16.6% and 10.2% of the gross rainfall for  $SF$ ,  $FF$  and  $BF$ , respectively, during the measuring period; (2) there was the highest average monthly  $E_r$  and percentage of  $E$  to gross rainfall for  $FF$ , compared with  $SF$  and  $BF$ ; (3) mean  $E_r$  was 0.097 mm/h (ranged from 0.028 to 0.487 mm/h), 0.242 mm/h (from 0.068 to 0.711 mm/h) and 0.149 mm/h (0.060 to 0.576 mm/h) for  $SF$ ,  $FF$  and  $BF$ , respectively; (4) the highest and lowest average monthly  $E_r$  occurred in June (0.120 mm/h for  $SF$ , 0.317 mm/h for  $FF$  and 0.169 mm/h for  $BF$ ) and in October (0.083 mm/h for  $SF$ , 0.187 mm/h for  $FF$  and 0.101 mm/h for  $BF$ ), respectively; and (5) the averages of  $E_r$  from 8:00 to 16:00 were significantly higher than that from 0:00 to 8:00 and from 16:00 to 0:00 for three stands. The marked daily and monthly differences of  $E_r$  were contributable to the variations of solar radiation, air temperature and relative humidity.

**Key words:** wet canopy evaporation rate ( $E_r$ ); meteorological variable; Penman-Monteith equation; subalpine forest