

西双版纳热带季节雨林水热通量

窦军霞^{1,2}, 张一平¹, 于贵瑞³, 赵双菊¹, 宋清海¹

(1. 中国科学院西双版纳热带植物园, 昆明 650223; 2. 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089;

3. 中国科学院地理科学与资源环境研究所, 北京 100101)

摘要 利用西双版纳热带季节雨林 2003 和 2004 年常规气象、生物量以及水热通量观测资料, 对该林地两年内各能量分量的数值大小和变化规律、能量分配以及水量平衡特征等进行了分析研究。结果表明 2003 和 2004 年净辐射总量分别为 3516.4 MJ/(m²·a) 和 3516.6 MJ/(m²·a)。在能量分配过程中潜热通量占优势, 2003 年和 2004 年的总量分别是相应年份净辐射总量的 46% 和 44%, 显热通量则分别只有 12% 和 11%。2003 年和 2004 年林冠传导率均值分别为 10.3 mm/s 和 10.0 mm/s, 其中干热季期间的林冠传导率明显低于雾凉季和雨季。林冠传导率与叶面积指数和空气饱和水汽压差值之间分别呈极显著的正、负线性相关关系, 它基本上不受土壤含水量的影响, 只是当长期无雨或雨量很小导致土壤含水量低于 0.15 m³/m³ 时, 林冠传导率才与土壤含水量间存在极显著的相关关系。西双版纳热带雨林 2003 和 2004 年的蒸散量分别是 663 mm 和 634 mm, 受浓雾和林冠传导率的综合影响, 该森林生态系统干季蒸散量低于雨季, 这是西双版纳热带季节雨林能够在水热极限条件下生存并良好发育的重要原因。

关键词 能量平衡 林冠传导率 蒸散 水量平衡 热带季节雨林

文章编号: 1000-0933 (2007) 08-3099-11 中图分类号: Q143, Q948 文献标识码: A

Inter-annual and seasonal variations of energy and water vapour fluxes above a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna, SW China

DOU Jun-Xia^{1,2}, ZHANG Yi-Ping¹, YU Gui-Rui³, ZHAO Shuang-Ju¹, SONG Qing-Hai¹

1 Xishuangbanna Tropical Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Kunming 650223, China

2 Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089, China

3 Institute of Geographic Sciences and National Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

Acta Ecologica Sinica 2007 27 (8) 3099 ~ 3109.

Abstract: The values and variation characteristics of energy components, the relation of these energy components with net radiation and the characteristics of water balance in the forest were analyzed, based on the observation data of energy fluxes, meteorological parameters and biomass in a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna from January 2003 to December 2004. The results showed that annual net radiation was 3516.4 MJ/(m²·a) and 3516.6 MJ/(m²·a) in 2003 and 2004, respectively, of which 46% and 44% were used in latent heat flux, 12% and 11% were lost as sensible heat flux. Annual mean canopy surface conductance was 10.3 mm/s and 10.0 mm/s in 2003 and 2004, respectively. Moreover, canopy

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40571163); 国家 973 资助项目 (2002CB412501); 中国科学院知识创新工程重大资助项目 (KZCX1-SW-01-01A4)

收稿日期: 2006-06-27; 修订日期: 2007-03-13

作者简介: 窦军霞 (1976 ~), 女, 河北邯郸人, 博士, 主要从事生态气候学研究. E-mail: jxdou@ium.cn

致谢: 本研究得到了沙丽清副研究员和刘梦楠先生以及中国生态系统研究网络西双版纳热带森林生态站的大力支持, 在此表示感谢。

Foundation item: The project was financially supported by National Natural Science Foundation of China (No. 40571163), the Development Program in Basic Science of China (No. 2002CB412501) and the Grant of the Knowledge Innovation Program of Chinese Academy of Sciences (No. KZCX1-SW-01-01A)

Received date 2006-06-27; **Accepted date** 2007-03-13

Biography: DOU Jun-Xia, Ph. D., mainly engaged in ecoclimatology. E-mail: jxdou@ium.cn

surface conductance was lower in dry-hot season than those in fog-cool and rainy season. Canopy surface conductance correlated significantly and positively with leaf area index, but negatively with water vapour pressure deficit. In general, canopy surface conductance was not affected directly by soil water content, but highly depended on soil moisture status when soil water content was below $0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Annual total evapotranspiration was 663 mm and 634 mm in 2003 and 2004, respectively. Influenced by heavy fog and canopy surface conduction, the evapotranspiration of this forest ecosystem in dry season was lower than that in the rainy season, which was considered as one of the most important reasons that tropical seasonal rain forest could survive and flourish in Xishuangbanna at limit of water and heat.

Key Words : energy balance ; canopy surface conductance ; evapotranspiration ; water budget ; tropical seasonal rain forest

陆地生态系统是人类赖以生存与持续发展的生命支持系统,而森林作为陆地生态系统的主体,在全球环境变化中起着举足轻重的作用。无论从面积、生物量还是碳储量上来看,森林都是地球生物圈的重要组成部分,是陆地生态系统的主体,在整个陆地生态系统的结构和功能中居于重要的地位。其中热带雨林更是以其庞大的生物量和生产力成为世界上最重要的生物群系之一。尽管目前世界上热带雨林只覆盖地球陆地植被面积的 12%^[1],但它却以生物量的形式拥有陆地生物圈约 40% 的碳储量^[2],并且提供陆地生态系统约 50% 的总初级生产力^[3,4]。另外,热带雨林通过蒸腾、蒸发作用向大气中释放的水分是地球陆地表面水分的主要来源^[5],这对区域乃至全球尺度上的水分循环和气候变化都起着重要作用^[6,7]。森林生态系统蒸散量的多少与潜热量的大小直接相关,而潜热量的大小又直接作用于森林生产力,影响着整个生态系统的物质循环和水量平衡^[8];并且潜热和显热量在可利用能量中所占有的比例,决定了大气边界层的形成速度和性质,影响着热量、湿气和污染物等在大尺度范围内的输送,是区域和全球尺度气候过程的驱动力^[8]。因此,揭示森林生态系统各形式能量的特征及其分配的时空变化规律是十分必要的。

西双版纳热带雨林处于热带北缘,具有生物多样性丰富、生产力高的特性,在区域的生态环境中发挥着巨大的支撑作用^[9];但是与世界主要的热带雨林分布地区相比,云南南部的热带地区由于纬度偏北和海拔偏高,有相对较低的年平均温度(约 $22 \text{ }^\circ\text{C}$)和年降雨量(年平均 1500 mm),并且降雨季节变化明显,长达半年的干季期间(11~翌年 4 月份)的各月降雨总量均不超过 60 mm,甚至不足 20 mm。因此,西双版纳的热带森林如何在水热极限的条件下形成并良好发育一直以来都是研究的热点问题。目前利用涡度相关法对亚马逊和东南亚热带雨林能量分配和水循环特征的研究已经大量被报导,与之相比,西双版纳的研究报道则刚开始。

1 样地概况与研究方法

1.1 样地概况

观测样地位于云南省西双版纳州勐腊县境内的国家级自然保护区内($21^\circ 57' \text{N}$, $101^\circ 12' \text{E}$, 海拔 756 m)。样地所在的热带季节雨林,其群落高度 35 m 左右,郁闭度 90%,结构复杂,分层现象明显,乔木层按高度即可分为 3 层:上层优势种主要为千果榄仁(*Terminalia myriocarpa*)、番龙眼(*Pometia tomentosa*);中层常见种有云南玉蕊(*Barringtonia macrostachya*)、大叶白颜树(*Gironniera subaequalis*)、山焦(*Mitrephora maingayi*)等;下层树种主要包括云树(*Garcinia cowl*)、假广子(*Knema erratica*)、细罗伞(*Ardisia tenera*)、蚁花(*Mezzettiopsis creaghii*)及毒鼠子(*Dichmpetalum gelonioides*)等。灌木层除上层乔木的幼苗幼树外,常见种有染木(*Saprosma ternatum*)、狭叶巴戟(*Morinda angustifolia*)、玉叶金花(*Mussaenda* sp.)等。群落结构特征详见文献^[10]。

本区位于热带雨林的北缘,终年受西南季风控制,属热带季风气候,一年中有雾凉季(11~翌年 2 月份)、干热季(3~4 月份)、雨季(5~10 月份)之分,年降雨量在 1400~1500 mm 左右,其中雨季降水占全年的 83% 左右,因雨季阵性对流天气较多,造成阵性降水日较多,几乎每天 15:00 前后均出现降水。干湿季节的变化在物候及生理上有明显反应,植物在干热季时有落叶和换叶现象,林冠较其它季节稀疏。该地区雾凉季和干热季时早晚多有浓雾出现(出现率 > 90%),在本研究样地,雾凉季时林内的雾日数最多,月均雾日数可达 27 d,一般在 23:00 左右开始起雾,至次日 11:00 左右消散;干热季的月均雾日数为 24 d,其雾生成的时间比雾季推

迟约 0.7 h,但消散时间却提前约 0.8 h;虽然雨季月均雾日数有 17 d,但其雾层较薄,范围较小,雾一般只在 1 00 至 9 00 之间存在^[11]。

1.2 研究方法

1.2.1 仪器设置

西双版纳热带季节雨林主要分布在山间沟谷中,为此,气象观测铁塔设置在沟谷中(海拔 756 m),样地周围山峰海拔高度在 830 ~ 1020 m 之间,铁塔与山峰顶的直线距离在 400 ~ 680 m 之间。铁塔高 72 m,根据观测需要,塔上设置了开路涡度相关测量系统和 7 层常规气象观测系统,同步进行林地冠层的 CO₂、水热通量和气象条件的观测。其中开路涡度相关系统是由一个三维超声风速仪(CSAT3, CAMPBELL, USA)和一个快速响应的红外气体分析仪(LI-7500, LI-COR Inc., USA)构成,安装高度为 48.3 m(高于林冠层 15 ~ 16 m)。样地林冠上有两个明显的主导风向,昼间是偏东南风(ESE 和 SE),夜间为偏西风(WSW、W 和 WNW),其风向频率分别为 23.5% 和 45.0%,因此将探头固定于与正北的夹角为 210°的 3 m 长的铁臂支架上。用于进行太阳辐射、反射辐射(长、短波)和净辐射测定的传感器(CNR-1, 荷兰 KIPP&ZONEN 公司)设置在铁塔 41.6 m 处。此外还同步进行了 9 层土壤温度(0, 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80, 100 cm)(107-L 和 105T, 美国 CAMPBELL 公司)、3 层土壤湿度(5, 20, 40 cm)(CS616-L, 美国 CAMPBELL 公司)以及土壤热通量(HFP01, 荷兰 HUKSEFLUX 公司)的观测。

1.2.2 数据处理

通量原始数据采样频率为 10 Hz,其他数据的采样频率均为 0.5 Hz。各种数据通过 DATALOGGER(CR5000, CR10X, CR23X-TD + AM25T, 美国 CAMPBELL 公司)收集并存储。本研究采用各变量的 30 min 平均值,数据的计算由 LOBBERNET(Compbell Science Ins.)软件自动完成。观测从 2002 年 11 月 17 日开始,本文取 2003 和 2004 两年的数据进行分析。

通量数据在使用前经过了一系列的订正、筛选和插补工作。首先对 30 min 的通量数据进行了坐标轴倾斜校正、时间趋势校正和 WPL 校正^[12]。随后,以通量数据需满足 CO₂和 H₂O 浓度分别介于 400 ~ 1000 mg/m³和 0 ~ 40 g/m³之间、夜间摩擦风速 $u^* > 0.2$ m/s,以及观测时刻无雨为条件对数据进行了筛选,剔除了不准确数据。最后对缺失的通量数据进行了插补,插补时,在连续缺失数据的时间长度不超过 2 h 的情况下,利用缺失时段前后的数据,采用线性内插法进行插补;一旦缺失数据的时间长度超过 2 h,潜热和显热通量的缺失值则通过其与净辐射值之间的经验回归关系式插补。

1.2.3 数据计算

从地面到涡度相关测量系统所在高度间的热储量值由热流板之上土壤热储量、空气显热和潜热储量、林冠热储量以及光合作用耗能这几项构成,其中热流板之上土壤热储量、空气显热和潜热储量的计算公式详见文献^[13],林冠热储量以及光合作用耗能的计算方法详见文献^[14]。

林冠传导率(G_c)通过 Penman-Monteith 公式求得^[15]:

$$1/G_c = \rho C_p D / (\gamma LE) + (\beta \Delta / \gamma - 1) / G_a \quad (1)$$

(1)式中 ρ 为空气密度, C_p 为定压下空气比热, D 为空气饱和水汽压差, γ 为比湿常数, β 是波恩比, Δ 为空气平均温度时的饱和水汽压曲线斜率, G_a 是空气传导率,它等于摩擦风速值(u^*)的平方与风速值(u)的比值,即 u^{*2}/u 。

2 研究结果与分析

2.1 气象因子概述

本实验开展前,样地内未进行过气象要素的长期定位观测,但距观测样地直线距离约 8 km 的中国科学院西双版纳热带雨林生态系统定位研究站的长期气象观测资料表明,与 1959 ~ 2002 年间该地的平均气候状况相比,2003 和 2004 年的整体气温偏高,降水偏少。

44 a 来该地的年平均气温为 21.8 °C,而 2003 和 2004 年分别是 22.4 °C 和 22.7 °C。除 2003 年 11 月和

2004 年 12 月的平均气温分别比相应月份低 0.2 °C 和 1.0 °C 以外,观测期间其它月份的气温均较相应时段多年平均值高。

该地区 2003 年和 2004 年的降雨量分别是 1275 mm 和 1372 mm,均少于该地 44 a 来降雨量的平均值 1507 mm。但 2003 年和 2004 年的情况又有所不同,2003 年干季的 1~3 月份降水量高于往年平均状况,特别是 1 月和 3 月份,降雨量分别达到 127.4 mm 和 101.1 mm,而多年平均值仅为 19.0 mm 和 36.6 mm,但干季的 4、11 月份和 12 月份的降雨量却又低于平均状况,尤其是 11 月份和 12 月份,降雨量仅为 1.0 mm 和 3.9 mm,远低于往年的 54.2 mm 和 30.3 mm;雨季时 8~10 月份与往年情况相近,而 5~7 月份的降雨量却少于往年,特别是 5 月和 7 月份,降雨量仅为多年平均值的 24% 和 45%,分别比往年少降雨 130 mm 和 174 mm。2004 年的干季除 4 月份的降雨量高出多年平均状况外,其它月份的降雨量均小于多年平均状况,尤其是 2 月、3 月和 12 月份,降雨量分别只有 1.9 mm、4.8 mm 和 0.6 mm,雨季时主要是 6 月和 7 月份的降雨量少于往年,而 5 月和 9 月份的降雨却超过往年较多,分别是往年值的 1.4 倍和 1.8 倍。

观测期间样地气象要素变化趋势如图 1 所示。考虑到样地降雨量资料的不完整性,仍采用定位站的降雨资料来分析。观测样地 48 m 高处,在 2003 年和 2004 年的年平均气温分别是 20.7 °C 和 20.3 °C。与定位站情况不同,两年气温相比较,是 2003 年的更高一些,除 2 月、3 月和 11 月份外,2003 年各月平均气温总高于 2004 年。

受相对较高的气温与极少的降雨量相配合的影响,饱和水汽压差值多在 2~5 月份间较高,其中 2004 年 3 月和 4 月份的平均饱和水汽压差值分别高达 1.17 kPa 和 1.01 kPa,其它月份则因丰沛的降雨或较低气温的缘故,饱和水汽压的差值都较小,且差值在这些月份间的差异不明显。

土壤含水量直接受降雨量的大小及其分配格局的影响,因此尽管 2003 年的全年降雨总量低于 2004 年,但两年间的月平均土壤含水量相比较,除 12 月份外,其它月份的土壤含水量均是 2003 年时较高。两年间各月的土壤含水量差异在雨季不明显,但干季较大,特别是 1~3 月间,因 2003 年和 2004 年在此期间的降雨量分别显著高于和低于多年的平均降雨量,使得土壤含水量的差异极其明显,其中 2003 年 1、2、3 月份的土壤含水量分别为 0.27、0.26 m³/m³ 和 0.23 m³/m³,相对于 2004 年的 0.14、0.11 m³/m³ 和 0.09 m³/m³,差值分别高达 0.13、0.15 m³/m³ 和 0.14 m³/m³ (图 1)。

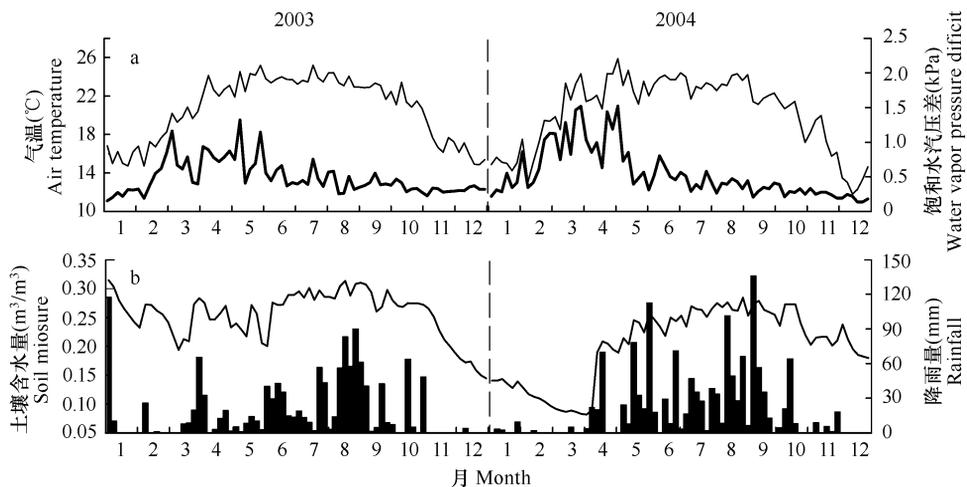


图 1 西双版纳热带季节雨林 2003 年和 2004 年气温 (48 m)、饱和水汽压差 (48 m)、土壤含水量每 5 d 滑动平均值及降雨量每 5 d 的总量值
Fig. 1 Five-day running averages of daily average air temperature (48 m), water vapor pressure deficit (48 m) and soil water content and five-day sum of rainfall for 2003 and 2004 in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest

a 气温 (细实线) 和饱和水汽压差值 (粗实线), b 土壤含水量 (线条) 和降雨量 (条柱) a Air temperature (thin solid line) and water vapor pressure deficit (thick solid line) b Soil water content (line) and rainfall (bar)

2.2 各能量通量的季节特征

2.2.1 净辐射

2003 和 2004 年净辐射总量相近,但呈现不同的季节变化特征(表 1,图 2)。2003 年在 2~3 月份初期以及 8~10 月份初期先后两次出现净辐射值的较高时段,而 2004 年则是 4~9 月份间的净辐射值明显高于其它时段。两年相比较,净辐射值在 2003 年的变化相对平稳,在 2004 年则波动幅度较大。2003 和 2004 年净辐射的日平均值分别在 13~174 W/m² 和 10~185 W/m² 间变动,其中干季的净辐射日平均值分别是 110 W/m² 和 102 W/m²,雨季分别是 113 W/m² 和 121 W/m²。与世界上其它地区热带雨林已有的观测结果相比,西双版纳净辐射的日平均值在全年的变动幅度较大,并且干季的净辐射日平均值相对较小,雨季的值则接近。例如,亚马逊热带雨林为期 1a 的观测结果表明当地的热带雨林净辐射的日平均值是在 70~180 W/m² 间变动,其中干季净辐射的日平均值为 140 W/m²,雨季为 113 W/m²^[6]。

2.2.2 显热和潜热通量

显热通量在全年的变幅不大,2003 和 2004 年的年平均日总量值分别为 1.2 MJ/(m²·d) 和 1.1 MJ/(m²·d)。除 2004 年 4 月中旬到 5 月初期,显热值随净辐射值的增加而出现了明显的高值时段外,其它时段每 5 天平均的显热日总量值通常不超过 2.0 MJ/(m²·d)。

与显热通量相比,潜热通量随净辐射值的变化而改变的趋势更为明显。2003 年的潜热通量在 5 月末~6 月初以及 7 月末~8 月初期较高,2004 年则是 4~8 月间的潜热通量值相对较高。两年间的潜热通量最大值均出现在 7 月份,分别为 9.4 MJ/(m²·d) (2003 年) 和 10.1 MJ/(m²·d) (2004 年)。

在可利用能量的分配过程中,潜热通量占优势。从年总量情况来看,2003 年和 2004 年的潜热通量总量为 1626.7 MJ/(m²·a) 和 1555.4 MJ/(m²·a),分别占相应年份净辐射总量的 46% 和 44%,而显热通量分别是 426.4 MJ/(m²·a) 和 394.5 MJ/(m²·a),占净辐射总量的 12% 和 11% (表 1,图 2);从日总量比值情况来看(图 3),两年间,显热通量与净辐射的比值在 5 月份之前变动幅度较大,6 月份后则相对平稳,除每年的干季和雨季过渡时段的显热通量在净辐射中所占比例会略高于 20% 外,其它时刻的比值多在 15% 以内。潜热与净辐射比值的变化趋势在两年间有所不同,但比值总高于 20%。观测期间,每当干季或雨季末期的降雨过后,潜热通量与净辐射的比值往往会出现骤增,而显热通量与净辐射的比值又相应地呈现急剧减少的现象,这一特征在 2004 年的 1~3 月份期间体现地尤为明显,可能与这期间持久、严重的干旱天气有关(图 3)。

表 1 西双版纳热带季节雨林各辐射量年总量值

Table 1 Annual total values of energy balance components in 2003 and 2004 over a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna (MJ/m²·a)

项目 Item	年份 Year	
	2003	2004
净辐射 Net radiation	3516	3501
潜热通量 Latent heat flux	1627	1555
显热通量 Sensible heat flux	426	395
土壤热通量 Soil heat flux	-27.68	-34.46
总热储量 Total heat storage	29.84	27.19

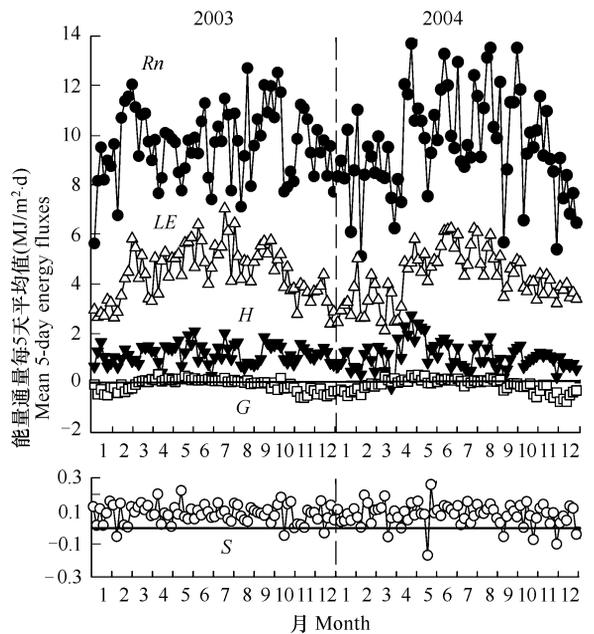


图 2 西双版纳热带季节雨林 2003 和 2004 年间净辐射 (R_n)、潜热通量 (LE)、显热通量 (H)、土壤热通量 (G) 以及热储量 (S) 每 5 d 平均值的变化特征

Fig. 2 Five-day averages of daily average net radiation (R_n), latent heat flux (LE), sensible heat flux (H), soil heat flux (G) and total heat storage (S) for 2003 and 2004 in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest

2.2.3 土壤热通量

与净辐射、潜热和显热通量值相比,土壤热通量的日总量值总是很小。2003年和2004年的年总量值分别只有 $-27.7 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 和 $-34.5 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ (表1)。两年间的土壤热通量变化趋势相似,且季节变化特征明显。雾凉季期间,除个别几天外,地表面总处于吸热状态,其中2003年的土壤热通量每5 d平均的最大、最小日总量值是分别是 $-0.07 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $-0.59 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$;2004年则分别是 $-0.03 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $-0.76 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。进入干热季后,随着林冠层植物的集中落叶,叶面积指数降至一年中的最低,地面可以接收到更多的能量,以放热为主,2003年和2004年的土壤热通量最大值分别是 $0.30 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $0.34 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$;雨季则明显分成两个阶段,在其前期(5~8月份)地面仍以散热为主,但其强度已低于干热季时,并且随时间的推移,其日总量值逐渐减小,雨季后期(9~10月份),随着土壤热通量的日总量值的进一步减少,地面逐渐由放热状态重新转变为吸热状态(图2)。

2.2.4 热储量

尽管热储量值在全天的变幅较大(图略),但因其昼、夜间储热与放热效应相抵消,使得观测期间的热储量日总量值相对稳定,没有明显的趋势变化特征。两年间的热储量日总量值多围绕在 $0.1 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 上下,在 $0 \sim 0.2 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 的范围内变化(图2)。较小的日总量值的累计使得热储量的年总量值也较小,2003年和2004年分别是 $29.8 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 和 $27.2 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ (表1),仅占相应净辐射年总量值的0.9%和0.8%。

2.3 林冠传导率

林冠传导率在大气与生物圈之间物质和能量交换过程中起着非常重要的作用,它是林冠层进行 CO_2 同化作用的关键因子,同时也是直接决定潜热通量值大小的唯一的生物因子^[7]。饱和水汽压差值的大小和土壤含水量的多少是影响冠层传导率值大小的最常见的限制因子。通过冠层表面蒸发以及边界层的反馈机制,空气的饱和水汽压差值大小又与土壤含水量的多少联系在一起,因此冠层传导率的变化主要是受“上控”效应——饱和水汽压差值的大小,还是“下控”效应——土壤水分状况的影响,是一个非常重要的问题。对此,众多的研究却给出了不同的回答。

Malhi等^[8]对亚马逊热带雨林能量和水分动态特征的研究中得到的结果显示,该处热带雨林林冠传导率的年变化更多的是受到土壤水分状况的影响,其研究结果与Williams等^[9]在同一地区模型敏感度研究中得出的年内土壤水分状况的变化趋势导致林冠传导率发生相应改变的结论相吻合。西伯利亚中部的一个*Pinus sylvestris*森林生长季期间林冠传导率的研究结果也证明了这一点^[20],但Tchebakova等^[21]对该地区另一片*Pinus sylvestris*森林的研究却得到截然相反的结论,其结果表明,该地林冠传导率的大小强烈受限于空气饱和水汽压差值的情况,却与土壤水分状况的关系不大。

冠层传导率除去只受单一因素控制的情况外,空气饱和水汽压差值和土壤的含水量共同影响的情况也很常见。例如,Valentini等^[22]对同样是西伯利亚中部地区的一片*Pinus sylvestris*森林林冠传导率的研究就证实了这一点。

除饱和水汽压差值和土壤含水量外,叶面积指数通常也是影响林冠传导率的一个重要因素,在北美一个温带落叶阔叶林的研究就表明该森林的叶面积指数与林冠传导率之间有很好的线性相关关系^[8]。

在本次开展研究的热带季节雨林,所得到的结论与上述的研究报道又都有所不同,其林冠传导率与空气

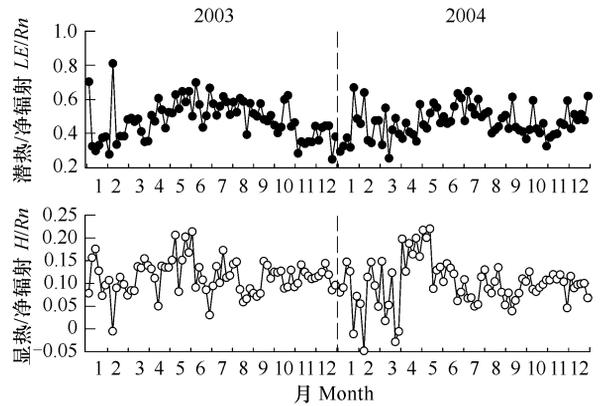


图3 西双版纳热带季节雨林2003和2004年潜热和显热通量与净辐射日总量比值的5天平均值

Fig. 3 Five-day averages of ratios of daily latent heat flux and sensible heat flux to net radiation for 2003 and 2004 in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest

饱和水汽压差值之间呈极显著的负线性相关关系 ($y = 14.6 - 8.6x, r = 0.987$) (图 4) 却基本上不受土壤含水量的影响,只是当长期无雨或雨量很小导致土壤含水量低于 $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 时,林冠传导率才与土壤含水量间存在极显著的相关关系 ($y = 116.4x - 6.5, r = 0.988$) (图 5); 另外,本样地的林冠传导率还同时受叶面积指数的显著影响 ($y = 2.7x - 3.2, r = 0.967$) (图 6)。

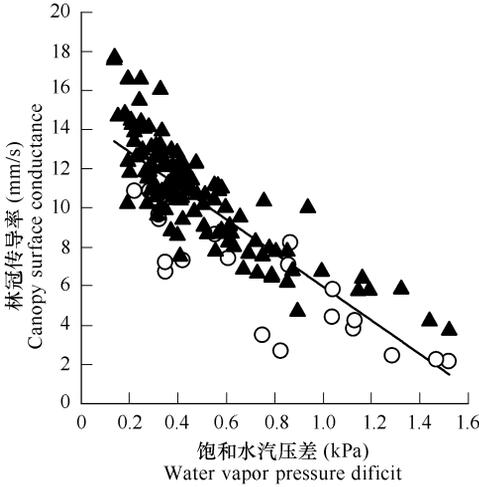


图 4 林冠传导率与饱和水汽压差之间的相关关系

Fig. 4 Relationship between canopy surface conductance and water vapor pressure deficit

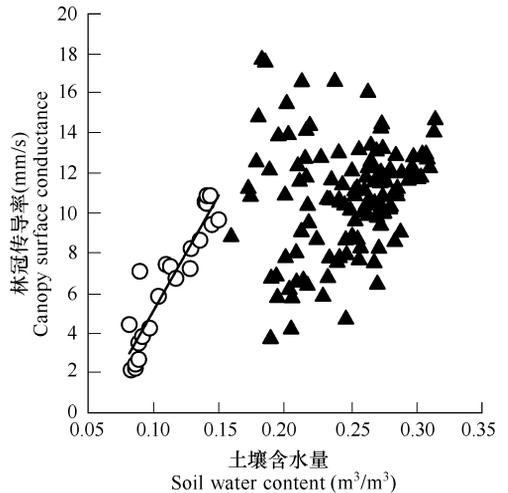


图 5 林冠传导率与土壤含水量之间的相关关系

Fig. 5 Relationship between canopy surface conductance and soil water content

与世界上其它地区的热带雨林相比,西双版纳热带季节雨林的土壤含水量偏低,但它通常情况下不影响林冠传导率的这一特征却值得探讨。Tchebakova 等^[21]曾对其研究地 *Pinus sylvestris* 森林影响冠层传导率的因素与 Kelliher 等^[20]和 Valentini 等^[22]对同一地区不同 *Pinus sylvestris* 森林影响冠层传导率的因素所得到的不一样、甚至截然相反的结论进行了比较分析,他认为导致出现不同结论的根本原因在于其样地森林的根系可以利用深层土壤水,而 Kelliher 等^[19]和 Valentini 等^[22]样地的植物根系不具备这一特征。Tchebakova 等^[21]对其样地环境特征的分析对揭示西双版纳热带季节雨林的较低土壤含水量基本上不影响冠层传导率的原因有很强的借鉴作用。虽然本研究样地植物的根系较浅,通常分布在地面到地下 80 cm 之间,并集中分布于 40 cm 之内,但是地下水位却较高,在铁塔附近,地下 1 m 左右即是含水层,并且土壤层 40 ~ 160 cm 之间的含水量的差异并不明显(图略),因此可以初步推断是较浅含水层的存在能够一定程度上保证根系的用水,从而避免了土壤水分对冠层传导胁迫情况的发生。

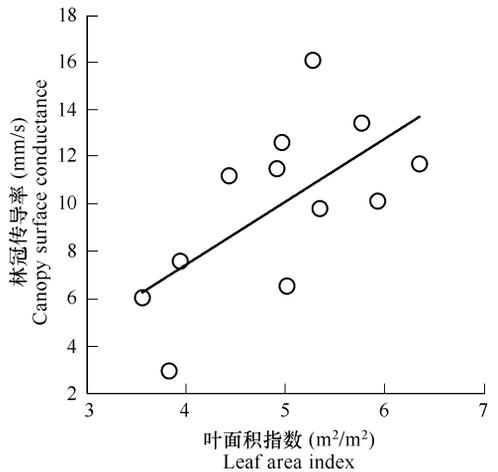


图 6 林冠传导率与叶面积指数之间的相关关系

Fig. 6 Relationship between canopy surface conductance and leaf area index

西双版纳热带季节雨林 2003 和 2004 年的林冠传导率年平均值相近,分别为 10.3 mm/s 和 10.0 mm/s (表 2),但是在饱和水汽压差、土壤含水率以及叶面积指数这几方面因素的共同作用影响下,两年的林冠传导率呈现出了不同的趋势变化特征(图 7)。2003 年时,5 月份之前的林冠传导率呈现下降趋势,从 6 月份开始林冠传导率比较稳定,月平均值在 $10.5 \sim 11.9 \text{ mm/s}$ 之间变化,波动较小。2004 年时,1 ~ 3 月份间由于迅速升高的气温、极少的降雨量导致这一期间的饱和水汽压差值和土壤含水率分别明显高于和低于其它时期,使

得这一阶段的林冠传导率呈显著下降趋势,其中3月份的平均林冠传导率值仅为2.9 mm/s。5月份后,随着雨季的来临,丰沛的降雨使得饱和水汽压差值急剧减小,土壤含水量维持在 $0.20 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 左右,同时新叶的生长也促使叶面积指数迅速增长,这些因素综合作用的结果导致林冠传导率总体呈现上升趋势,在12月份最大时为16.1 mm/s。

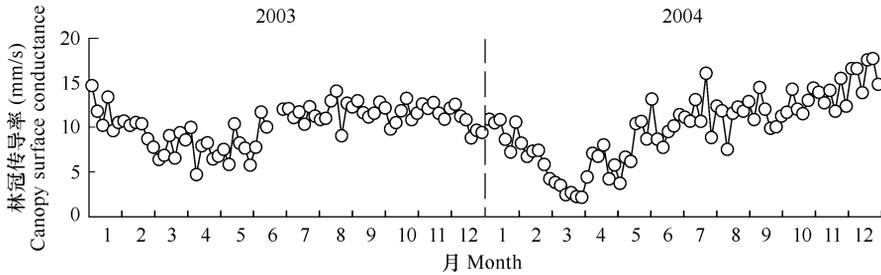


图7 西双版纳热带季节雨林2003~2004年日间林冠传导率(12:30~15:30)每5 d平均值

Fig. 7 Five-day averages of daily canopy conduction (12:30~15:30) for 2003 and 2004 in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest

西双版纳热带季节雨林林冠传导率的年平均值与亚马逊东部和中部热带雨林所报道的12.7 mm/s以及13.8 mm/s接近,但各地热带雨林林冠传导率在不同季节均有其各自的特征。例如,亚马逊东部地区热带雨林的林冠传导率在全年都变化不大,其干季和雨季的平均值为12.2 mm/s和13.0 mm/s;但亚马逊中部地区的热带雨林的林冠传导率值在干湿季节间却差异明显,其湿季正午的林冠传导率高达20 mm/s,而干季仅为7.5 mm/s^[16,18]。至于西双版纳地区,其热带季节雨林干季和雨季的林冠传导率值在2003年是10.8 mm/s和9.8 mm/s,2004年为10.8 mm/s和9.1 mm/s,看上去干季的林冠传导率反而较雨季的高,但事实上是由于雾凉季期间较小的饱和水汽压差值造成林冠传导率值较高,从而在很大程度上提高了干季林冠传导率的平均值。将干季进一步细分的话,2003年雾凉季和干热季的林冠传导率分别是10.9 mm/s和7.7 mm/s,2004年则是11.5 mm/s和4.5 mm/s。

干热季较小的林冠传导率极大地限制了西双版纳热带季节雨林森林生态系统的蒸散作用,使得该森林能够安然度过干旱少雨的季节。

2.4 水量平衡

目前已有的相关报道中,对热带雨林蒸散值的求算结果都比较接近,例如,在亚马逊东部热带雨林1年间蒸散在1.5~6.0 mm/d间变动,其年平均值为3.6 mm/d,干季和雨季的平均值分别为4.0 mm/d和3.2 mm/d^[16]。Shuttleworth^[23]在实测和模型相结合的基础上得到亚马逊Manaus地区热带雨林的日平均蒸散值为3.5 mm/d。Da Rocha等^[16]通过运用模型的方法对亚马逊的3片热带森林计算得到的日平均蒸散值在3.7 mm/d到4.0 mm/d之间。东南亚Borneo热带森林日蒸散量的观测结果也与亚马逊热带雨林的接近,其在中等干旱程度、严重干旱以及湿季时分别为3.4、2.9 mm/d和3.5 mm/d^[24]。

与这些地区相比较,西双版纳热带季节雨林的日蒸散量偏低,其2003年和2004年的日蒸散分别在0.5~3.8 mm/d和0.4~4.1 mm/d的范围内变化,年平均日蒸散值在2003年和2004年分别为1.8 mm/d和1.7 mm/d(图8)。另外,与亚马逊地区热带雨林观测到的蒸散值在干季较高的现象相反,西双版纳热带季节雨林干季期间的日蒸散量通常小于雨季时,其2003年雾凉季、干热季和雨季的蒸散日平均值分别是1.4、1.8 mm/d和2.1 mm/d,2004年是1.5、1.5 mm/d以及2.0 mm/d,这使得2 a间的月总蒸散量最小值37 mm/mo和38 mm/mo均出现在干季,而最大值72 mm/mo和71 mm/mo都出现在雨季期间(表2)。分析这一现象形成的原因,主要是由于雾凉季时较长时间浓雾的存在以及较小饱和水汽压差值使得空气中的需水量大为减少,从而导致蒸散量较小,而干热季期间则由于较低林冠传导率在很大程度上抑制了森林生态系统蒸发和蒸腾作用,使得这一期间的蒸散量也偏低。

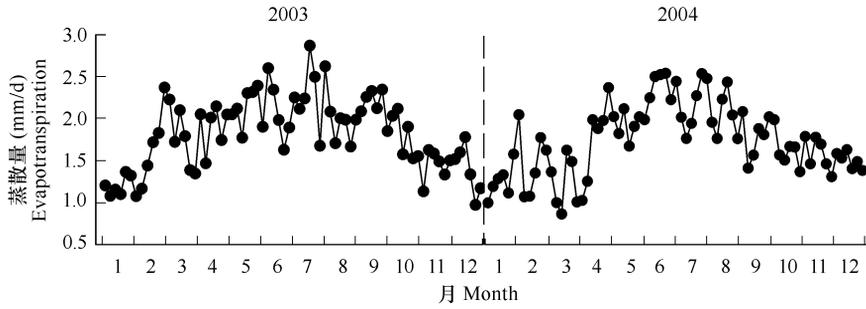


图 8 西双版纳热带季节雨林 2003 年和 2004 年蒸散日总量每 5 d 的平均值

Fig. 8 Five-day averages of daily evapotranspiration for 2003 and 2004 in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest

表 2 西双版纳热带季节雨林月水量平衡

Table 2 Monthly water fluxes over a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna (mm/mo)

月份 Month	蒸散 Evapotranspiration		降雨量 Rainfall		雾露穿透水 Fog drip		水量平衡 Water budget		林冠传导率 (mm/s) Canopy conductance	
	2003	2004	2003	2004	2003	2004	2003	2004	2003	2004
1	37	39	127	15	5	16	95	-8	11.5	9.8
2	45	43	27	2	14	18	-4	-23	9.8	6.5
3	55	38	101	5	6	18	52	-16	7.8	2.9
4	57	53	68	116	8	5	19	69	7.5	6.0
5	67	60	41	245	12	2	-14	187	7.5	7.6
6	62	71	176	159	3	4	117	92	10.7	10.1
7	72	66	143	143	4	4	75	81	11.5	11.7
8	60	65	310	300	1	2	251	236	11.7	11.2
9	63	53	158	256	4	2	98	205	11.9	11.5
10	58	51	118	97	5	6	65	52	11.6	12.6
11	43	47	1	34	18	13	-24	-1	11.9	13.4
12	43	47	4	1	18	18	-22	-28	10.5	16.1
全年 Annual	663	634	1275	1372	97	106	709	845	10.3	10.0

西双版纳热带雨林 2003 年和 2004 年的年总蒸散量分别为 663 mm 和 634 mm, 远低于 Da Rocha 等^[16]和 Malhi 等^[18]分别在亚马逊热带雨林测得的 1300 mm 和 1123 mm, 但本研究中 2003 年和 2004 年的总蒸散量分别相当于该年总降雨量的 52% 和 46%, 却与 Da Rocha 等^[16]和 Malhi 等^[18]观测得到亚马逊热带雨林的年总蒸散量分别占观测期间降雨总量的 60% 和 54% 的结果相差不大。

尽管西双版纳热带季节雨林的年降雨总量远低于世界上的其他热带雨林地区, 但从“水量平衡 = 降雨量 + 雾露穿透水 - 蒸散”的计算结果来看(表 2) 2003 年和 2004 年全年的水量均处于盈余状态, 只是两年间水量平衡的季节特征差异明显, 其中雨季期间的水量供应远大过其消耗, 而干季期间却普遍呈现缺水状态, 即使干季期间有个别月份降水量远高于多年来的平均值, 但因其降雨主要是集中在 1、2 d 内完成, 所以只是在一定程度上对森林生态系统的缺水状态有所缓解。值得注意的是本文在水量平衡计算时忽略了林冠对雾露水的截留量, 刘文杰等人^[25]曾对样地林冠截留的雾露水量进行过实际测定, 结果表明即使是在林冠最为稀疏的干热季, 平均每天能被植物叶片吸附在林冠表面的雾露水量也可达到 0.97 mm/d, 如果以此数据为基准并结合各季节雾日出现的频率计算^[11], 则雾凉季期间各月的平均林冠截留水量可达 26 mm/mo, 干热季时为 23 mm/mo, 则西双版纳热带季节雨林干季期间各个月份输入的水量都基本上能够满足其消耗, 或稍有欠缺, 使得森林生态系统基本上经受不到严重的水分胁迫情况, 这可能就是西双版纳热带雨林在降雨量远低于世界上其他热带雨林地区的情况下还能够生存并良好发展的重要原因。

3 结论

在西双版纳热带季节雨林可利用能量的分配过程中,潜热通量占据优势,2003年和2004年的潜热通量年总量分别占相应年份净辐射年总量的46%和44%,而显热通量年总量分别是相应年份净辐射年总量的12%和11%。

西双版纳热带季节雨林2003年和2004年的林冠传导率年平均值分别为10.3 mm/s和10.0 mm/s。林冠传导率与叶面积指数和空气饱和水汽压差值之间分别呈极显著的正、负线性相关关系,但基本上不受土壤含水量的影响,只是当长期无雨或雨量很小导致土壤含水量低于 $0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 时,林冠传导率才与土壤含水量间存在极显著的相关关系。

虽然西双版纳降雨量远低于世界上的其他热带雨林地区,特别是干季时的降雨量比较少,但由于雾露水的直接补水效应,再加上干热季时森林生态系统生理调节作用使得林冠集中落叶,以及较小的林冠传导率对森林生态系统蒸发、蒸腾作用的限制,使得森林的耗水量大为减少,这在很大程度上缓解了干季植物缺水的严重程度,使得该森林生态系统基本上不经受严重的水分胁迫,能够安然度过干旱少雨的季节。

References :

- [1] Food and Agriculture Organization. Forest Resources Assessment 1990—Tropical Countries. In : FAO Forestry Paper. Rome ,1993. 112.
- [2] Skole D , Tucker C. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon : satellite data from 1978 to 1988. Science ,1993 ,260 :1905—1910.
- [3] Malhi Y , Grace J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. Trends in Ecology Evolution ,2000 ,15 (8) :332—337.
- [4] Grace J , Malhi Y , Higuchi N , *et al.* Productivity of tropical forests. In : Roy J. , Saugier B. , Mooney H. A. eds. Terrestrial Global Productivity. Academic Press. San Diego ,2001. 401—426.
- [5] Choudhury B J , Digirolamo N E , Susskind J , *et al.* A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data II. Regional and global patterns of seasonal and annual variations. Journal of Hydrology ,1998 ,205 (3-4) :186—204.
- [6] Lean J , Warrilow D A. Simulation of the regional climatic impact of Amazonian deforestation. Nature ,1989 ,342 :411—413.
- [7] Nobre C A , Sellers P J , Shukla J. Amazonian deforestation and regional climate change. Journal of Climate ,1991 ,4 :957—988.
- [8] Wilson K B , Boldocchi D D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. Agricultural and Forest Meteorology ,2000 ,100 :1—18.
- [9] Zeng Q B , Li Y D , Chen B F , *et al.* Research and management of tropical forest ecosystem , Beijing : China Forestry Publishing House ,1997. 186—190.
- [10] Ren Y H , Cao M , Tang J W , *et al.* A comparative study on litterfall dynamics in a seasonal rain forest and a rubber plantation in Xishuangbanna , SW China. Acta Phytocologica Sinica ,1999 ,23 (5) :418—425.
- [11] Liu W J , Zhang Y P , Li H M , *et al.* Fog characteristics in a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna , Southwest China. Acta Phytocologica Sinica ,2004 ,28 (2) :264—270.
- [12] Webb E K , Pearman G I , Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society ,1980 ,106 :85—100.
- [13] Oliphant A J , Grimmond C S B , Zutter H N , *et al.* Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. Agricultural and Forest Meteorology ,2004 ,126 :185—201.
- [14] Blanken P D , Black T A , Yang P C , *et al.* Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest : partitioning overstory and understory components. Journal of Geophysical Research ,1997 ,102 (Q4) :28915—28927.
- [15] Monteith J L , Unsworth M H. Principles of environmental physics. Edward Arnold. London ,1990. 291.
- [16] Da Rocha H R , Goulden M L , Miller S D , *et al.* Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. Ecological Applications ,2004 ,14 (4) Supplement :22—32.
- [17] Carswell F E , Costa A L , Palheta M , *et al.* Seasonality in CO_2 and H_2O flux at an eastern Amazonian rain forest. Journal of Geophysical Research ,2002 ,107 (D20) :LBA 43 ,1—15.

- [18] Malhi Y, Pegoraro E, Nobre A D, *et al.* Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (D20): LBA 45-1-17.
- [19] Williams M, Malhi Y, Nobre A D, *et al.* Seasonal variation in net carbon exchange and evapotranspiration in a Brazilian rain forest: A modeling analysis. *Plant, Cell and Environment*, 1998, 21 (10): 953-968.
- [20] Kelliher F M, Lloyd J, Arnth A, *et al.* Evaporation from a central Siberian pine forest. *Journal of Hydrology*, 1998, 205: 279-296.
- [21] Tchebakova N M, Kolle O, Zolotoukhine D, *et al.* Inter-annual and seasonal variations of energy and water vapour fluxes above a *Pinus sylvestris* forest in the Siberian middle taiga. *Tellus*, 2002, 54B: 537-551.
- [22] Valentini R, Dore S, Marchi G, *et al.* Carbon and water exchanges of two contrasting central Siberia landscape types: regenerating forest and bog. *Functional Ecology*, 2000, 14: 87-96.
- [23] Shuttleworth W J. Evaporation from amazonian rain forest. *Proceedings of the Royal Society of London Series B*, 1988, 233: 321-346.
- [24] Kumagai T, Saitoh T M, Sato Y, *et al.* Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. *Journal of Hydrology*, 2004, 287: 237-251.
- [25] Liu W J, Zhang K Y, Zhang G M, *et al.* Canopy interceptive effect of dew and fog resources in the dry season in Xishuangbanna tropical rain forest. *Resources Science*, 2001, 23 (2): 75-80.

参考文献:

- [9] 曾庆波, 李意德, 陈步峰, 等. 热带森林生态系统研究与管理. 北京: 中国林业出版社, 1997. 186-190.
- [10] 任泳红, 曹敏, 唐建维, 等. 西双版纳季节雨林与橡胶多层林凋落物动态的比较研究. *植物生态学报*, 1999, 23 (5): 418-425.
- [11] 刘文杰, 张一平, 李红梅, 等. 西双版纳热带季节雨林内雾特征研究. *植物生态学报*, 2004, 28 (2): 264-270.
- [25] 刘文杰, 张克映, 张光明, 等. 西双版纳热带季节雨林干季林冠雾露水资源效应研究. *资源环境*, 2001, 23 (2): 75-80.