

热带季节雨林林冠上方和林内近地层 CO₂ 浓度的时空动态及其成因分析^{*}

谭正洪^{1,3} 张一平^{1*} 于贵瑞² 宋清海^{1,3} 高举明^{1,3}
杨振^{1,3} 孙晓敏² 赵双菊⁴

(1 中国科学院西双版纳热带植物园, 昆明 650223) (2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)
(3 中国科学院研究生院, 北京 100049) (4 云南省建筑材料科学研究设计院, 昆明 650221)

摘要 为探讨西双版纳独特地方气候背景下, 热带季节雨林 CO₂ 浓度的时空变化特征和不同时间尺度上环境因素对森林 CO₂ 浓度时间分布的作用, 以及为研究热带季节雨林的碳通量、净生态系统交换量 (Net ecosystem exchange, NEE) 等提供支持, 我们利用热带季节雨林林冠上方和林内近地层 CO₂ 浓度连续监测资料, 结合同步气象资料进行了统计分析。研究结果表明: 在植被生理活动、土壤呼吸以及林内湍流的共同作用下, 西双版纳热带季节雨林 CO₂ 浓度表现出明显的日变化、季节变化和林冠上下差异。在日尺度上, 林冠上方的 CO₂ 浓度时间变化曲线为“单峰型”, 林内近地层 CO₂ 浓度时间变化曲线为“双峰型”, 造成林内近地层傍晚第二个峰值的主要因子是地形因子作用下形成的局地环流。在季节尺度上, 林冠上方 CO₂ 浓度主要受林冠代谢作用的影响, 呈现雨季低、干季高的特点, 而林内近地层的 CO₂ 浓度则主要受地表呼吸过程所控制, 季节变化趋势与林冠上方相反。林冠上方 CO₂ 浓度低于林内近地层 CO₂ 浓度, 且差异较大; 在日尺度上, 各月 (除 12 月外) CO₂ 浓度的最大差值皆大于 80 mg·m⁻³, 且出现在傍晚; 在季节尺度上, 最大值为 -62.9 mg·m⁻³, 出现在 10 月, 最小值为 -8.4 mg·m⁻³, 出现在 12 月。

关键词 热带季节雨林 CO₂ 浓度 林冠上方 林内近地层 西双版纳

SPATIAL AND TEMPORAL DYNAMICS OF CO₂ CONCENTRATION AND ITS CAUSES IN XISHUANGBANNA TROPICAL SEASONAL RAIN FOREST, CHINA

TAN Zheng-Hong^{1,3}, ZHANG Yi-Ping^{1*}, YU Gui-Rui², SONG Qing-Hai^{1,3}, GAO Ju-Ming^{1,3}, YANG Zhen^{1,3}, SUN Xiao-Min², and ZHAO Shuang-Ju⁴

¹Xishuangbanna Tropical Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Kunming 650223, China, ²Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China, ³Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China, and ⁴Constructional Material Design and Research Institute of Yunnan Province, Kunming 650221, China

Abstract Aims Because of its highly diverse flora and unique climate, Xishuangbanna tropical seasonal rain forest (XTSRF) is one of few areas in China characterized by well-protected primary forest types considered to be tropical rainforest. Compared with other rainforests around the world, XTSRF occurs at higher latitude and altitude. Our aim was to investigate variation of CO₂ concentration at different time scales under this unique climate and special geographical situation and determine how environmental variables formed the temporal pattern of CO₂ concentration.

Methods CO₂ concentration in XTSRF was measured continuously by infrared gas analyzers (Li-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA) and recorded every 30 min with a data-logger (CR5000); meteorological variables were also measured and recorded. The static chamber method was used to measure soil respiration weekly. Leaf area index was measured in the middle of every month using a forest canopy analyzer (LAI-2000).

Important findings The diurnal pattern of CO₂ concentration above canopy (AC) was consistent through the year, with higher values at daytime and lower values at night due to photosynthesis uptake and respiration release, respectively. In contrast, near the forest floor (NF) diurnal patterns were bimodal in most months, with a second peak in late afternoon. Average variation of CO₂ concentration in a year was larger at AC (622.8–686.5 mg·m⁻³) than at NF (659–700 mg·m⁻³). Difference of CO₂ concentration between AC and NF was

收稿日期: 2007-07-12 接受日期: 2007-10-19
基金项目: 国家自然科学基金(40571163)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KJCX2-YW-432-1)、国家科技部“973”计划项目(2002CB412501)和中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-SW-01-01A)
本研究得到中国科学院西双版纳热带森林生态系统研究站的大力支持, 刘梦楠协助收集数据, 在此表示感谢
^{*} 通讯作者 Author for correspondence E-mail: yipingzh@xtbg.ac.cn

higher in the rainy season than in the dry season, with the largest value ($-62.9 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) in October and the smallest ($-8.4 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) in December. The “flushing” phenomenon in the early morning was primarily affected by stability of the atmospheric boundary layer. In long foggy days and under low wind velocities, forests in the valley had little air circulation, but local circulation resulted in sharp increases of CO_2 concentration in the afternoon. CO_2 concentration of NF and AC were dominated by soil respiration and canopy metabolism, respectively.

Key words tropical seasonal rain forest, CO_2 concentration, airspace above canopy, airspace near floor in canopy, Xishuangbanna

DOI: 10.3773/j.issn.1005-264x.2008.03.004

早在 20 世纪 70 年代末,美国 Mauna Loa 实验室就公布了他们对大气中 CO_2 浓度长期监测的结果——地球大气中的 CO_2 浓度有逐渐升高的趋势 (Keeling *et al.*, 1976)。根据 IPCC (1996) 的预测,大气 CO_2 浓度和其它气体共同作用下所引起的温室效应将导致全球变暖,地球温度每年将会上升 0.2°C 。世界各国对全球变暖问题的日益关注,极大地促进了与 CO_2 浓度相关的研究工作。大型的国际合作研究计划(如 IGBP 和 GCP 等)陆续启动,把地球当作一个系统进行研究 (Curtis, 2004); 利用大尺度的 CO_2 浓度观测数据来反演区域 (Fan *et al.*, 1998) 乃至全球 (Battle *et al.*, 2000; Suntharalingam *et al.*, 2003) 的碳源汇分布; 利用自由大气 CO_2 增浓实验 (FACE) 探讨生态系统反馈 (Shaw *et al.*, 2002; Körner *et al.*, 2005); 利用涡度相关法进行生态系统与大气之间的通量研究 (Aoki *et al.*, 1975; Desjardins *et al.*, 1982; Wofsy *et al.*, 1988; Fan *et al.*, 1990; Grace *et al.*, 1995; Malhi *et al.*, 1998; Saleska *et al.*, 2003; Yukio *et al.*, 2003; Goulden *et al.*, 2004) 等。相比之下,有关生态系统尺度的 CO_2 浓度的时空分布及其成因分析的研究尚为稀少。早期对森林 CO_2 浓度的研究通常作为微气象学研究的补充,并且受时代的局限,在研究方法和实验仪器上有所欠缺 (Evans, 1939; McLean, 1919; Odum *et al.*, 1970; Lemon *et al.*, 1970)。Selm 曾对上述研究结果进行了综述,得到森林冠层下方的 CO_2 浓度随着高度的增加而降低,冠层 CO_2 浓度最低,冠上 CO_2 浓度高于冠层而低于冠下的结论,并推论:冠下 CO_2 浓度主要受到地表的土壤异养呼吸以及细根生长等过程的影响,大部分光合作用底物 CO_2 来自地表呼吸所释放的 CO_2 。早晨 CO_2 浓度的迅速下降被认为是紫外辐射导致的光合吸收所致 (Selm, 1952)。1990 年, Fan 的研究认为:亚马逊雨林日出前最高 CO_2 浓度为 $370 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$, 下午最低浓度为 $340 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$, 比 3 km 高空处的浓度低 $7 \text{ mg} \cdot$

kg^{-1} (Fan *et al.*, 1990)。Grace 的研究则指出,由于大气在夜间的稳定层结,日出前的 CO_2 浓度常常高于 $500 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。对于 CO_2 浓度而言,大尺度范围内大气边界层行为的影响比局地生理行为的影响要大,所以基于生理学过程的模型不能准确地模拟通量 (Grace *et al.*, 1995)。Culf 等 (1997) 也认为,昼间森林 CO_2 浓度主要受大气边界层行为的影响,界面通量的影响很小,而夜间二者皆发挥重要作用,并依此解释了森林 CO_2 浓度高于全球背景 CO_2 浓度却表现出碳汇效应的悖论。在国内,陈步峰等 (2001) 使用 CI-301PS CO_2 测定系统对海南岛尖峰顶热带山地雨林进行了 CO_2 浓度时空分布研究,并得到地表浓度最高、雨季浓度较早季低的结论。业已开展的生态系统尺度 CO_2 浓度时空分布及其成因分析的研究,或者受时代所限研究手段和方法不够理想(如早期的工作,因红外气体分析技术和数据自动记录采集系统的不成熟,观测结果往往集中于晚上,且数据的精度较低) (Selm, 1952), 或者非常零碎,不系统(如 Fan 和 Grace 等在亚马逊森林的研究,只是在探讨系统通量时的一个附带说明) (Fan *et al.*, 1990; Grace *et al.*, 1995), 或者只是分析某些局部过程对日尺度 CO_2 浓度分布的影响(如 Culf 等 (1997) 的工作也只是着重于微气象过程对 CO_2 浓度的影响分析), 并且所有的热带森林 CO_2 浓度的研究均未对季节尺度的 CO_2 浓度时空分布及其成因做分析探讨。生态系统尺度 CO_2 浓度的观测和分析是研究生态系统对 CO_2 浓度上升反馈的基础,有利于深刻理解生物和物理过程对 CO_2 浓度分布的影响过程和机理,对模拟和预测全球变化与生态系统之间的相互作用也有重要意义。同时, CO_2 作为光合作用的底物,其研究对于了解林分的气体交换功能和生产力形成也是必要和重要的。

热带森林占全球森林面积的 22% (Melillo *et al.*, 1993), 占全球森林碳库的 59% (Dixon *et al.*, 1994), 全球 NPP 的 32% (Field *et al.*, 1998) 和 43%

(Melillo *et al.*, 1993), 在全球碳平衡中扮演着重要的角色(Dixon *et al.*, 1994)。我国云南省南部的西双版纳热带季节雨林与世界主要的热带雨林分布区相比, 纬度偏北, 海拔偏高, 又是山原地貌, 年平均温度(约 22 °C)和年降雨量(1 500 mm)相对典型的热带较低, 故西双版纳热带森林是否属于真正热带雨林曾经是一个争议的问题(朱华和蔡琳, 2005), 可见其环境条件非常独特。而且, 西双版纳是著名的静风区, 全年雾日数多, 浓雾持续时间长, 热带季节雨林又多处于山间沟谷中。2002 年, ChinaFlux 在该地设置了 CO₂ 通量观测系统, 张一平等(张一平等, 2005a, 2005b; Zhang *et al.*, 2006)开展了相关研究, 初步探讨了热带季节雨林的太阳辐射特征、小气候特征、风时空变化特征和碳通量年变化特征及其影响因素。

为了探讨独特地方气候背景下热带季节雨林 CO₂ 浓度的时空变化特征和不同时间尺度上环境因素对森林 CO₂ 浓度时间分布的作用, 利用 2006 年林冠上方和林内近地层的 CO₂ 浓度和相关环境因子的实测资料, 对热带季节雨林的 CO₂ 浓度时空分布及其成因进行了初步分析, 其结果可为了解复杂环境条件下的 CO₂ 通量特征, 进一步应用涡度相关法和深入分析涡度相关通量系统的测定结果提供理论基础。

1 研究样地概况和研究方法

1.1 研究样地概况

样地位于西双版纳勐仑国家级自然保护区内(21°57'32" N, 101°12'44" E, 海拔 756 m), 属于热带季风型气候, 终年受西南季风所控制, 11 月至翌年 2 月为雾凉季, 3~4 月为干热季, 5~10 月为雨季(张克映, 1966)。年日照时数为 1 858.7 h, 年平均气温为 21.8 °C, 年均降水量为 1 492.9 mm, 季节分配不均, 雨季降水占全年降水的 84.1% 左右。雾日较多, 年雾日可达 186.4 d。在雾凉季, 月平均雾日超过 23 d, 一般在夜间 22:30 起雾, 直到第二天中午 12:00 后才慢慢消散; 干热季夜间 23:00 起雾, 上午 10:00 后消散, 形成比较独特的天气现象。在热带季节雨林样地内安装了观测铁塔(Zhang *et al.*, 2006)。

该雨林群落胸径 ≥10 cm 的立木密度为每公顷 386 棵, 每公顷基面积为 30.03 m², 平均每木基面积为 0.078 m², 平均树高为 18.6 m。群落垂直结构复杂, 分层现象明显。乔木层按高度可分为 3 层: 上层

高 30 m 以上, 优势种主要为千果榄仁(*Terminalia myriocarpa*)和绒毛番龙眼(*Pometia tomentosa*); 中层高度在 16~30 m 之间, 常见种有梭果玉蕊(*Barringtonia fusicarpa*)、白颜树(*Gironniera subaequalis*)和山蕉(*Mitrophora maingayi*)等; 下层高 16 m 以下, 主要种包括云树(*Garcinia cava*)、假广子(*Knema erratica*)、细罗伞(*Ardisia sinoaustralis*)、蚁花(*Mezzettia creaghii*)和毒鼠子(*Dichapetalum gelonioides*)等。灌木层除上层乔木的幼苗幼树外, 常见种有染木树(*Saprosma ternatum*)、狭叶鸡眼藤(*Morinda angustifolia*)和玉叶金花(*Mussaenda* sp.)等。草本层与灌木层处于同一层次, 种类不多, 常见有凤尾蕨(*Pteris* sp.)、海芋(*Alocasia macrorrhiza*)和沧江南星(*Arisaema bonatianum*)等, 藤本及附生植物丰富, 板根及茎花现象显著(Cao *et al.*, 1995; 任泳红等, 1999)。

1.2 观测仪器设置

开路红外气体分析仪(Li-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA)和三维超声风速仪(CSAT-3, Li-Cor, Lincoln, NE, USA)分别安装在观测铁塔的 48.8 m 和 4.2 m 高处, 测定林冠上方和林内近地层的 CO₂ 浓度和风速、风向, 使用 CR5000(Campbell Scientific Inc., USA)数据采集器按照 10 Hz 频率采集数据, 并输出 30 min 的平均值。在 70 m 高处安装点状光量子探头用于测定光合有效辐射; 同时在 70 m 高处安装雨量计测定降雨量, 此两项数据采集时间间隔为 30 min。每月中旬, 使用 LAI-2000(Li-Cor, Lincoln, NE, USA)在铁塔上分层进行测定。地表呼吸通量的测定则使用静态箱-气相色谱法, 每周测定 1 次, 每次 3 个处理, 每个处理 6 个重复。5 cm 土壤体积分含水量和 5 cm 土壤温度分别使用 CS616 型探头(Campbell Scientific Inc., USA)和 105 型热电偶(Campbell Scientific Inc., USA)测定, 通过数据采集器控制采样时间间隔 30 min。

1.3 数据处理

通过数据采集系统(CR5000, Campbell Scientific Inc., USA)采集数据, 并通过程序控制每 30 min 自动输出各层 CO₂ 浓度的平均值, 存储于站点的计算机内, 用移动存储盘取回室内进行处理。由于仪器为开路, CO₂ 浓度的测量往往受空气湿度的影响, 造成部分数据不正常, 必须对这类数据(超出 400~1 000 mg·m⁻³ 的范围, ChinaFlux 规定)进行剔除; 同时, 也对时间变化曲线上相邻两个点之间 CO₂ 浓度相差大于 50 mg·m⁻³ 的数据进行了剔除。

对剔除后的数据进行如下的插补: 对于缺失数

据少于4个的情况(即数据缺失时间段小于2 h),使用线性内插;对于缺失数据缺失大于或等于4个的情况(即数据缺失大于或等于2 h),使用剔除后数据同一时刻的月平均值进行替换,完成插补。

根据 Monin – Obkhov 相似理论求算稳定度参数:

$$\frac{z}{L} = K \cdot g \cdot \frac{zT^*}{Tu^{*2}} \tag{1}$$

式中, z/L 为稳定度, z 为测定高度, L 为湍流长度尺度, u^* 为速度尺度, T^* 为湍流温度尺度, K 为玻尔兹曼常数, g 为重力加速度, T 为气温。在综合分析中, $z/L < -1$ 为不稳定, $-1 \leq z/L \leq 1$ 为中性, $z/L > 1$ 为稳定。

在研究中, 季节划分标准为: 雾凉季为 11 月至翌年 2 月, 干热季为 3~4 月, 雨季前期为 5~7 月,

雨季后期为 8~10 月。定义 4.2 m 高处的 CO_2 浓度为林内近地层 CO_2 浓度, 48.8 m 高处的 CO_2 浓度为林冠上方 CO_2 浓度。

2 结果与分析

2.1 平均 CO_2 浓度的日变化

2.1.1 林冠上方

植被 – 大气 – 土壤连续体 (SPAC) 之间相互作用形成森林 CO_2 浓度的分布格局。图 1 显示了热带季节雨林林冠上方月平均 CO_2 浓度的日变化。在日尺度上, 林冠上方各月的平均 CO_2 浓度的时间变化趋势十分相近: 清晨在太阳辐射的作用下, 林冠上方的平均 CO_2 浓度不断降低; CO_2 浓度在 16:30~17:00 出现最低值, 表明了昼间植物的光合作用对大气中 CO_2 的吸收作用; 随后, 伴随着植物光合作用的减弱, 平均 CO_2 浓度不断升高; 入夜以后, 因受植物呼

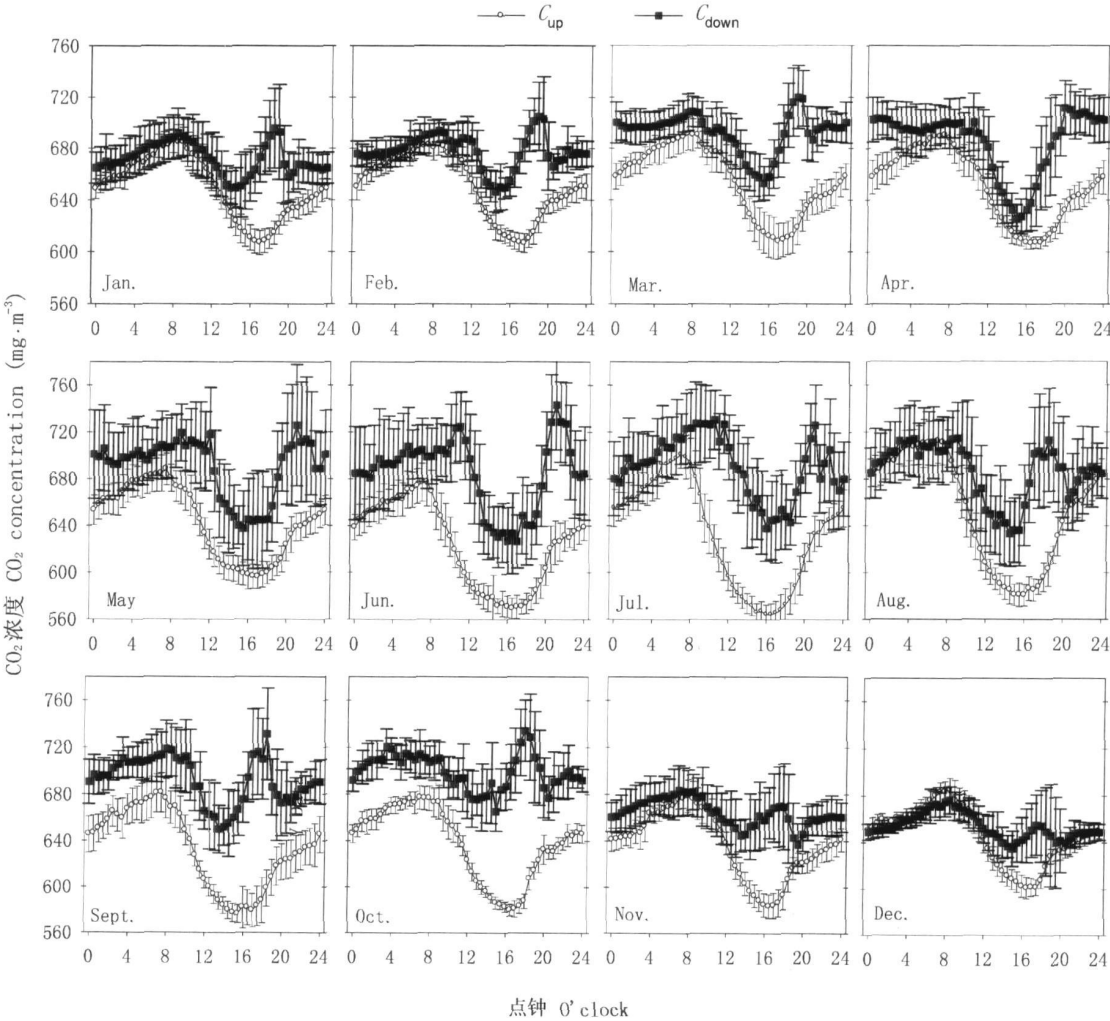


图1 2006年西双版纳热带季节雨林林冠上方(C_{up})和林内近地层(C_{down}) CO_2 浓度月平均值日变化特征

Fig. 1 Diurnal variations of monthly averaged CO_2 concentration in airspace above canopy (C_{up}) and near floor in canopy (C_{down}) in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest in 2006

C_{up} : 48.8 m 高处的 CO_2 浓度 CO_2 concentration at height of 48.8 m, C_{down} : 4.2 m 高处的 CO_2 浓度 CO_2 concentration at height of 4.2 m

吸作用和夜间稳定大气状况的影响,CO₂ 不断蓄积,林冠上方的平均 CO₂ 浓度不断增加,在 7:30~8:30 出现最大值;之后,CO₂ 浓度迅速下降,出现了通量的清晨“爆发(Flushing)”现象。总之,昼间 6 月和 7 月的平均 CO₂ 浓度较低;而 8 月夜间的平均 CO₂ 浓度最高。

2.1.2 林内近地层

林内近地层各月的平均 CO₂ 浓度的日变化与林冠上方不同(图 1),不同月份间也有较大差异。1 月、2 月、11 月和 12 月属于雾凉季。在雾凉季,林内近地层的平均 CO₂ 浓度呈现明显的双峰双谷的日变化特征:第一峰值在上午,第二峰值在下午;第一谷值在中午,第二谷值在傍晚。11 月和 12 月的峰值是上午低于下午,谷值是中午低于傍晚,即在傍晚出现平均 CO₂ 浓度剧增的现象;1 月和 2 月则相反,峰值上午高于下午,谷值中午高于傍晚,傍晚平均 CO₂ 浓度剧增的现象不明显。3 月和 4 月属于干热季。在干热季,林内近地层平均 CO₂ 浓度的日变化,3 月与 1 月和 2 月相似,但 4 月呈现昼间低、夜间高的趋

势,最低值在 15:00 出现,最高值出现在 20:00。5~7 月定义为雨季前期。在雨季前期,林内近地层平均 CO₂ 浓度的日变化规律呈昼间低、夜间高的变化趋势,在 12:00 以后,平均 CO₂ 浓度较低,而在前半夜和清晨,平均 CO₂ 浓度出现较高值,特别是在 20:00 左右出现平均 CO₂ 浓度骤增的现象。进入雨季后期,林内近地层平均 CO₂ 浓度的日变化又变为两峰两谷,总体上,下午的谷值较大,而傍晚 18:00 出现峰值,平均 CO₂ 浓度骤增的时刻比雨季前期大约提前了 2 h。

2.1.3 不同季节林冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度的比较

比较不同月份林冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度的日变化(图 1)可知,在雾凉季,夜间到上午(20:00~12:00)林冠上方与林内近地层的平均 CO₂ 浓度变化趋势相近,但在下午,其变化趋势有较大差异;林冠上方的平均 CO₂ 浓度呈现先降低到谷底再升高的趋势,而林内近地层的平均 CO₂ 浓度则是呈现先升高到最大值而后降低的趋势。在干热季,林

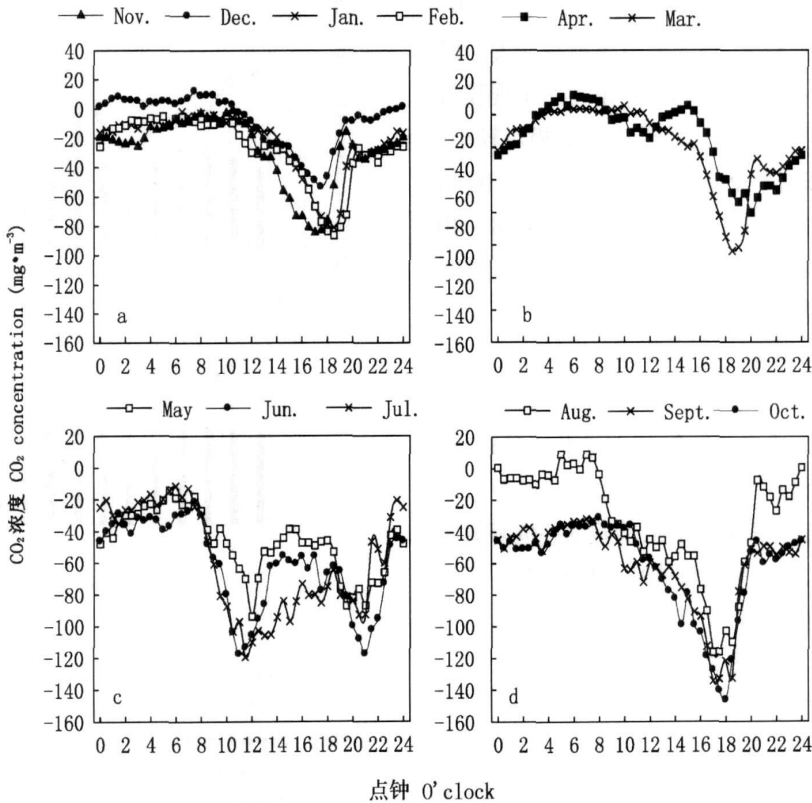


图 2 2006 年西双版纳热带季节雨林林冠上方与林内近地层 CO₂ 浓度差月平均值日变化特征
Fig.2 Diurnal variations of difference of CO₂ concentration between airspaces above canopy and near floor in canopy
in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest in 2006
a: 雾凉季 Fog-cool season b: 干热季 Dry-hot season c: 雨季前期 Early rain season d: 雨季末期 Later rain season

冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度的变化趋势相近,但是林冠上方平均 CO₂ 浓度的日变幅要大于林内近地层。在雨季初期,总体上林冠上方与林内近地层的平均 CO₂ 浓度的日变化趋势相近,但是在傍晚 20: 00 前后,林内近地层的平均 CO₂ 浓度出现剧增。到了雨季后期,林冠上方和林内近地层的平均 CO₂ 浓度的日变幅均较小,并且在林内近地层平均 CO₂ 浓度剧增出现的时刻(18: 00)比雨季前期(20: 00)提前了 2 h。

2. 1. 4 林冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度差日变化特征

进一步分析林冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度差值的日变化可知,在不同的月份,其差值的日变化具有较大差异(图 2)。从图 2a 可见,在雾凉季的 11 月至翌年的 2 月,林冠上方与林内近地层的平均 CO₂ 浓度差异绝大部分为负值,其绝对值在夜间和上午较小,下午较大,最大差值出现在 17: 00~ 18: 00 之间,除 12 月之外,差值绝对值均大于 80 mg·m⁻³; 12 月的差异总体较小,并且夜间出现差值为正的情况。在干热季的 3~ 4 月(图 2b),平均 CO₂ 浓度差值均为负值,在清晨和上午,平均 CO₂ 浓度差异较小,而下午和夜间差异较大,最大差值出现在傍晚。但是在雨季前期(5~ 7 月),平均 CO₂ 浓度差呈现较为特殊的日变化特征(图 2c),后半夜差值相对较小,下午次之,中午和前半夜差异较大,分别在 11: 00 和 21: 00 前后出现差值的峰值。在雨季后期(8~ 10 月),平均 CO₂ 浓度差值恢复为夜间相对较小、昼间较大,在傍晚出现差值峰值的日变化状况。

从总体上看,林冠上方与林内近地层的平均 CO₂ 浓度差异,雾凉季的数值和日变化均为最小;雨季后期的平均 CO₂ 浓度差值最大;日变化也最显著,但是雨季前期差值日变化最特殊(双峰双谷型);并且从雾凉季、干热季到雨季前期,傍晚的差值峰值出现时刻逐渐推迟,其差值绝对值则不断增大。

2. 2 平均 CO₂ 浓度的季节变化特征

2. 2. 1 平均 CO₂ 浓度的季节变化

从林冠上方和林内近地层的平均 CO₂ 浓度及其浓度差的季节变化(图 3)可知,昼间林冠上方的平均 CO₂ 浓度(图 3a)以 3 月最高(643. 8 mg·m⁻³)、6 月最低(596. 8 mg·m⁻³),年间差异较显著;而林内近地层的平均 CO₂ 浓度的年变化规律较差,总体上 10 月最高(696. 4 mg·m⁻³)、12 月最低(653. 7 mg·m⁻³),年间变化小于林冠上方。夜间(图 3b),林冠上方和

林内近地层的平均 CO₂ 浓度均较大,林冠上方以 8 月最大(686. 2 mg·m⁻³)、11 月最低(646. 6 mg·m⁻³);林内近地层在 3~ 10 月 CO₂ 浓度较高,且各月之间变化不大,最大值出现在 10 月(703. 3 mg·m⁻³),最小值出现在 12 月(654. 1 mg·m⁻³)。对于全天空平均值,林冠上方平均 CO₂ 浓度的最大值出现在 3 月(654. 2 mg·m⁻³),最小值出现在 6 月(622. 8 mg·m⁻³);林内近地层的平均 CO₂ 浓度的最大值出现在 10 月(700. 0 mg·m⁻³),最小值出现在 12 月(653. 9 mg·m⁻³)。即在一年中,热带季节雨林内近地层平均 CO₂ 浓度在 653. 9~ 700. 0 mg·m⁻³ 之间变动,而在其林冠上方平均 CO₂ 浓度在 622. 8~ 686. 5 mg·m⁻³ 之间变化。

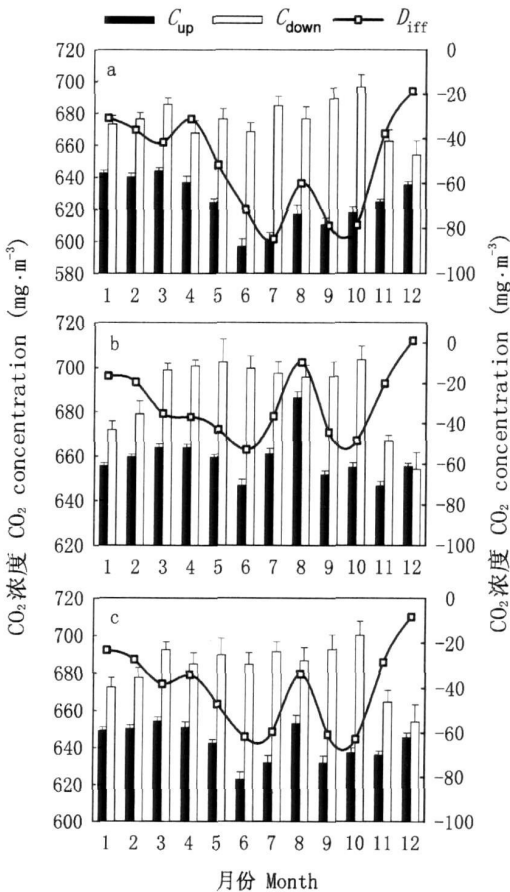


图 3 2006 年西双版纳热带季节雨林林冠上方和林内近地层 CO₂ 浓度及其差值季节变化特征

Fig. 3 Seasonal variations of CO₂ concentration in airspace above canopy and near floor in canopy and their differences in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest in 2006
C_{up}: 48. 8 m 高处的 CO₂ 浓度 CO₂ concentration at height of 48. 8 m
C_{down}: 4. 2 m 高处的 CO₂ 浓度 CO₂ concentration at height of 4. 2 m
D_{diff}: 48. 8 m 高处的 CO₂ 浓度与 4. 2 m 高处的 CO₂ 浓度之差 CO₂ concentration differences between 48. 8 and 4. 2 m height a: 昼间 Daytime b: 夜间 Nighttime c: 全天 All day

2.2.2 林冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度差值季节变化

进一步分析林冠上方与林内近地层平均 CO₂ 浓度差值的年变化(图 3)可知,无论是昼间还是夜间,各月份平均 CO₂ 浓度差值绝大部分为负值,表明林内近地层的 CO₂ 浓度要大于林冠上方。在昼间(图 3a),林冠上方与林内近地层的平均 CO₂ 浓度的差异在干季(11 月至翌年 4 月)较小,其中 12 月份的差异仅为- 18.7 mg•m⁻³,但是在雨季(5~ 10 月),平均 CO₂ 浓度差异较大,以 7 月最显著,可达- 84.7 mg•m⁻³。夜间(图 3b)总体上差值绝对值要小于昼间(特别是在雨季),年变化规律不明显,最大差值出现在 6 月(52.7 mg•m⁻³),最小值出现在 12 月(1.2 mg•m⁻³)。受其影响,日平均 CO₂ 浓度差值均为负

值(图 3c),变化特征总体上呈现雨季大、干季小的趋势,最大差值为- 62.9 mg•m⁻³(10 月),最小差值为- 8.4 mg•m⁻³(12 月)。

2.3 叶面积指数和气象因子的季节变化

西双版纳热带季节雨林 2006 年全年平均叶面积指数(LAI)为 5.24 ± 0.90。其中,3~ 5 月数值较低,6 月最高,其余各月之间有较小幅度的波动(图 4a)。5 cm 深处土壤体积含水量与叶面积指数较相关(R²= 0.590),干热季土壤水分含量最低,雨季中期(7 月和 8 月)达到峰值,其后含水量持续下降(图 4a)。4 m 高处光合有效辐射在干热季出现峰值,雾凉季数值最小,整个雨季中 7 月光合有效辐射最弱(图 4b)。冠层温度高于土壤温度,二者呈近似的单峰曲线,但是在 9 月出现了一个较小值(图 4b)。

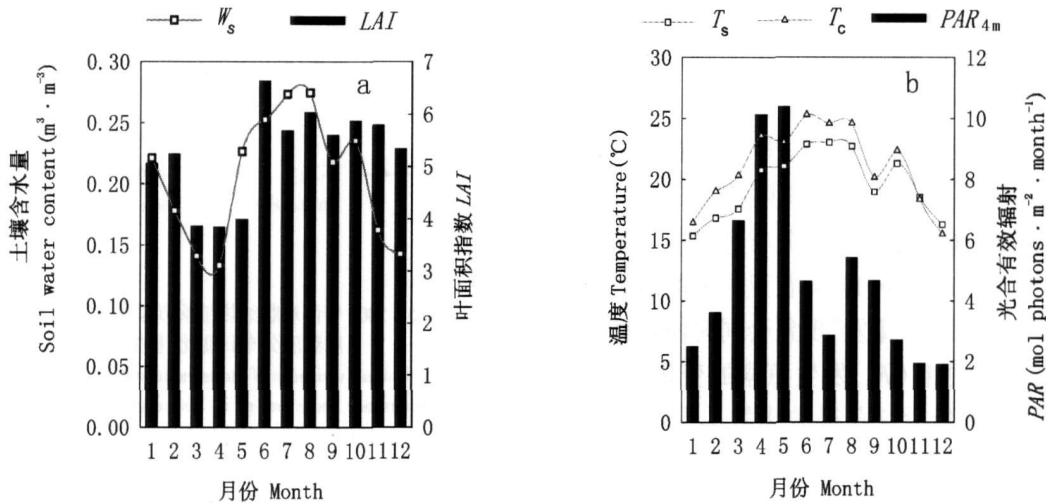


图 4 2006 年西双版纳热带季节雨林环境因子的季节变化特征
Fig. 4 Seasonal variations of environmental factors in Xishuanghanna tropical seasonal rain forest in 2006
Ws: 5 cm 深处土壤含水量 Soil water content at depth of 5 cm LAI: 叶面积指数 Leaf area index Ts: 5 cm 深处土壤温度 Soil temperature at depth of 5 cm Tc: 冠层平均温度 Canopy temperature PAR4m: 4 m 高处光合有效辐射 Photosynthetically active radiation at height of 4 m a: 5 cm 深处土壤含水量与叶面积指数 Soil water content at 5 cm depth and leaf area index b: 5 cm 深处土壤温度、冠层温度与 4 m 高处光合有效辐射 Soil temperature at 5 cm depth, canopy temperature and photosynthetically active radiation at 4 m height

3 讨论

3.1 冠层上方 CO₂ 浓度日变化形成的原因

大尺度的大气边界层活动日变化是形成冠层上方 CO₂ 浓度日变化的主要原因。夜间大气边界层底部形成夜间稳定边界层,上方为残留层;日出后,太阳辐射增强,辐射能注入到边界层大气中,产生强大的热力对流,大气稳定层结被打破,混合层迅速生长,不断侵蚀残留层;同时,上方自由大气的侵入也加速了残留层的消失,到 11:00 左右,残留层完全消

失,此时大气混合作用强烈,边界层处于完全“通风(Ventilation)”状态(Stull, 1988; Grace et al., 1995)。大尺度大气边界层影响近地层大气,进而影响林冠上方大气。夜间大气边界层稳定,林冠上方大气也较稳定,处于稳定状态的频率达 50% 以上(图 5),使得植物呼吸作用释放的 CO₂ 大量积累,浓度不断升高,到日出前浓度达到最高值。日出之后,混合层迅速生长,林冠上方大气迅速变为不稳定状态,不稳定状态频率达到 80% 以上(图 5),使得 CO₂ 迅速向外扩散,林冠上方的 CO₂ 浓度急剧下降,产生通量“爆

发(Flushing)”现象(Fitzjarrald *et al.*, 1988; Wofsy *et al.*, 1988; Grace *et al.*, 1995)。中午, 大气边界层中残留层完全消失, 林冠上方大气不稳定状态频率达到90%(图5)。此时, 林冠上方大气中 CO_2 浓度可以认为与大气边界层上方的自由大气层相近。林冠大气在13:00左右达到最不稳定的状态(图5), 其后不稳定状态的频率降低, 稳定状态的频率增加, 加之, 太阳辐射达到最大, 光合日变化曲线为单峰型, 植物没有明显的“午休”现象(宋清海等, 2006), 植物光合作用旺盛, 导致处于边界层底部的森林冠层上方大气, 由于植物光合作用对 CO_2 的吸收作用, 其 CO_2 浓度低于自由大气, 且在边界层内, 越靠近林冠, CO_2 浓度越低。由于湍流交换和植物光合作用的共同影响, 林冠上方在15:00左右, CO_2 浓度达到最低值; 其后, 随着太阳辐射的减小, 植物光合作用减弱; 大气越来越稳定, 特别是到了夜间, 植物呼吸作用产生的 CO_2 不断积累, 林冠上方 CO_2 浓度不断升高, 一直到清晨日出时, 林冠上方的 CO_2 浓度达到最高。在群体光合作用模拟中, 对大气影响下的 CO_2 浓度的空间分布关注较少, 而 CO_2 浓度作为光合作用的底物, 势必影响光合作用过程。因此, 在进行模拟时对森林 CO_2 浓度时空分布进行适当的考虑是必要的, 这与Grace等(1995)在亚马逊的研究结果相似。在清晨出现的“爆发”现象会同时使森林碳储项通量(F_s)和碳通量(F_c)发生急剧的变化, 在使用Li-7500红外气体分析仪获得的离散单层浓度时间序列, 按照Hollinger等(1994)提出的方法计算 F_s 时, 往往因为浓度变化太大而产生误差。使用廓线装置计算 F_s 是解决此问题的适宜方法。

3.2 林内近地层 CO_2 在傍晚出现“剧增”现象的原因

在大气传输, 植物群落光合作用和呼吸作用的共同作用下, 林内近地层的 CO_2 浓度在夜间积累, 清晨释放, 表现出与林冠上方 CO_2 浓度相似的变化特征。但是, 值得注意的是, 热带季节雨林林内近地层在傍晚出现了 CO_2 浓度“剧增”这个十分独特的现象。

本研究的观测铁塔位于沟谷中(Zhang *et al.*, 2006), 沟谷里有一个东南至西北走向的低谷线, 低谷线在铁塔位置接近东西走向。在如此地形下, 一方面由于受热不均匀将产生热力环流; 另一方面地形也改变了近地层气流的方向和速度。在白天, 山顶受到太阳辐射加热, 气温高于周围同高度的大气层温度, 山顶近地层的大气受热上升, 谷底空气沿山

坡爬升, 形成谷风; 在夜间, 山顶受周围大气的影 响, 冷却降温速率较大, 气温较低, 空气密度加大, 冷空气沿山坡下滑, 形成下坡风或冷泄流。从风向的日进程看(图6), 夜间, 林内近地层风向变化较大, 从18:00到23:00, 风向由西风(270°)逐渐转变为东风(90°), 特别是在20:00前后, 风向变化急剧。在重力和气流(风)的共同作用下, 山坡中上部土壤和植物呼出的 CO_2 顺山坡下流, 形成 CO_2 的冷泄流, 在

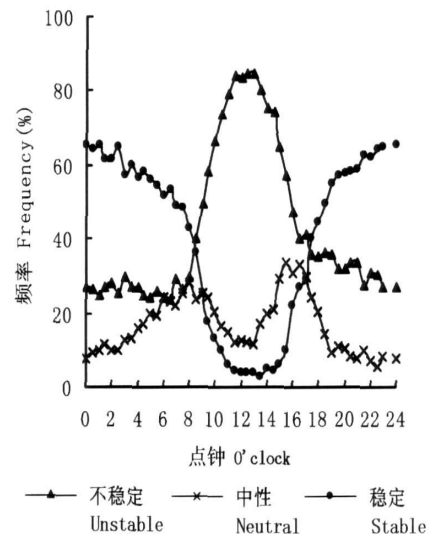


图5 2004年西双版纳热带季节雨林林冠上方大气稳定度频度分布日变化(杨振等, 2007)

Fig. 5 Diurnal variations of atmospheric stability frequency distribution in airspace above canopy in Xishuangbanna seasonal tropical rain forest in 2004 (Yang *et al.*, 2007)

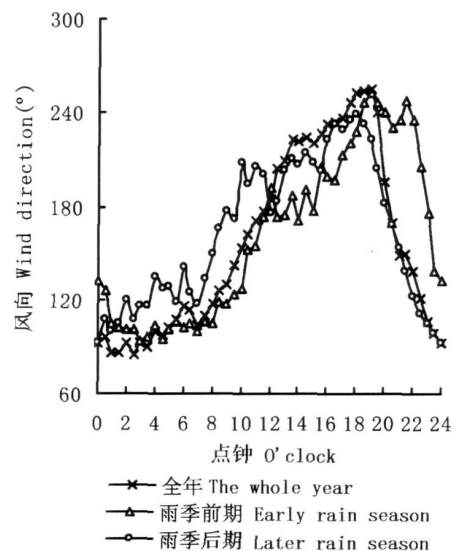


图6 2006年西双版纳热带季节雨林林冠上方大气风向日变化

Fig. 6 Diurnal variations of wind direction in airspace above canopy in Xishuangbanna seasonal tropical rain forest in 2006

20:00 左右,造成了处于沟谷中的林内观测点近地层的 CO₂ 浓度“剧增”的现象。结合图 1 和图 6 可以看出,风向剧变的时间与浓度剧增的时间刚好吻合,这证实了“泄流”造成 CO₂ 浓度“剧增”的假设。其后,由于风向逐渐转变,山坡中上部土壤和植物呼出的 CO₂ 缺少气流动力的支持作用,难以阻止气流的重力下泄,使得林内观测点近地层附近的 CO₂ 浓度逐渐降低,但在林内附近土壤和植物呼吸的影响下,林内近地层的 CO₂ 浓度在下降到一定程度之后,逐渐转为较慢的积累。

3.3 林冠上方和林内近地层 CO₂ 浓度的季节变化的形成原因

在季节尺度上,光、水和热的组合通过控制光合作用和呼吸作用的生理过程,而成为 CO₂ 浓度变化的主要控制因子;大尺度大气边界层的影响较小。

在雾凉季,由于浓雾持续时间较长(刘文杰等,2004),日照时间缩短,加之太阳高度较低,太阳辐射较弱(图 7a),植物可用于光合作用的能量减少,植物的光合作用对 CO₂ 的吸收量难以抵消土壤和植物的呼吸对 CO₂ 的释放量,使得雾凉季林冠上方的 CO₂ 浓度较高。随着雾凉季的结束,进入干热季后,空气干燥程度增加,土壤含水量降低(图 4a),开始出现西双版纳热带雨林独特的自然现象——树木集中换叶,导致森林叶面积指数降低,虽然太阳辐射在 4 月达到全年的最高值,但是由于叶片老化、脱落,叶片光合效率降低,减少了植物光合作用对 CO₂ 的吸收;与此同时,土壤温度升高(图 4b),土壤呼吸出现逐渐增强的趋势(图 7b),加之,由于林冠覆盖的减小,风速增大,湍流增强,使得昼间土壤呼出的 CO₂ 更容易到达林冠上方,导致 3~4 月林冠上方 CO₂ 浓度较高,特别在 3 月较为明显,出现 CO₂ 浓度的最高值。随着雨季的来临,新生叶迅速生长,叶片面积不断扩展,叶面积指数不断增加(图 4a),光合作用细胞器不断发育完善;但由于降雨造成日照时数的减少,光合有效辐射总量减少;林冠上方的 CO₂ 浓度受到光合有效辐射减少和叶面积指数增加的共同作用,没有出现 CO₂ 浓度明显的下降;但是在 6 月,叶面积指数达到了全年的最大值,加之适中的太阳辐射,导致林冠上方 CO₂ 浓度达到了全年的最小值。降水量的增加,造成日照时数的减少,辐射总量的减少(图 7a),光合作用碳吸收的减少,7 月份 CO₂ 浓度较 6 月升高。9 月,林冠表面温度降低近 4℃(图 4b),林冠呼吸作用降低,CO₂ 浓度下降。到进入雾凉季,由于辐射降低,光合作用碳吸收减少,CO₂ 浓

度又不断升高。可见,林冠上方大气 CO₂ 浓度在季节尺度上的变化特征受冠层代谢作用的控制,包括冠层的光合作用和呼吸作用,但以光合作用的控制为主。在干热季,大量落叶后,昼间较大的湍流交换作用下,地表呼吸对林冠上方的 CO₂ 浓度也有影响。

在雾凉季,由于土壤温度低,土壤呼吸作用小(图 7b),排出的 CO₂ 也少,加之夜间的浓雾,在林内形成较多的雾露水(刘文杰等,2004)对土壤呼吸造成影响,使得林内近地层平均 CO₂ 浓度均较低,在 12 月达到全年的最低值。进入干热季后,由于 3 月地表温度刚开始上升,相应的地表呼吸作用也较弱(图 7b)。但由于进入树木集中换叶期(图 4a),森林凋落物和粗死木质残体增加,整个生态系统的呼吸作用增加,进而形成了林内近地层 CO₂ 浓度的次峰值。到 4 月,土壤含水量降低到了全年的最低值(图 4a),如果凋落物和表层土壤因为水分减少而出现“脱水(Desiccation)”现象(Saleska *et al.*, 2003),那么地表呼吸应该降低。然而,4 月降水达到了 72 mm,而且温度高,所以土壤呼吸作用强烈,“脱水(Desiccation)”现象在热带季节雨林内并不明显。冠层叶片凋落,使乔木幼苗、灌木和草本等林下植物处于很好的光环境条件下(图 4b),光合作用的碳吸收能力强,所以,纵使地表呼吸在 4 月很强,但是在光合作用碳吸收的抵消下,CO₂ 浓度较 3 月有所下降。雨季,高温和高湿为凋落物的分解代谢提供了很好的条件,5 月的土壤呼吸呈较高水平,但是林内光环境好,林下植物碳吸收也很强,最重要的是,5 月新叶大量萌生、扩展,新生叶不能进行光合作用,且需要很强的代谢作用维持器官生长,因此产生较强的呼吸作用,CO₂ 浓度相对较高。到 6 月,叶片完全扩展,叶面积指数增加(图 4a),林内光合有效辐射降低(图 4b),且叶片光合机构完善,光合作用增强,浓度较 5 月有些许下降。但是集中的降水导致了土壤空隙的堵塞,对土壤呼吸产生比较明显的抑制作用(陈全胜等,2003),使得 7~8 月出现了地表呼吸的较低值。然而在雨季中,林内近地层的 CO₂ 浓度由于受到森林生态系统整体呼吸作用的影响,始终维持在较高的浓度水平。在雨季末期的 10 月,由于树木的持续生长,使得森林处于茂盛时期,呼吸旺盛,但是由于昼间太阳辐射减弱(图 7a),植物光合效率降低,加之土壤呼吸仍保持较强作用,在 10 月出现了林内近地层 CO₂ 浓度的最大值。从以上分析可以看出,热带季节雨林林内近地层的平均 CO₂ 浓度主要受地表呼吸作用的影响,但是在干热季,由于冠层

叶片大量凋落, 林下植物的光合作用对林内近地层 CO₂ 浓度的影响也不可低估。

对西双版纳热带季节雨林 CO₂ 浓度与环境因子进行相关分析, 其相关系数矩阵如表 1。

林冠上方 CO₂ 浓度与光合有效辐射之间皆表现出正相关, 随着光合有效辐射的增强, CO₂ 浓度相应地升高, 这与上面的分析是一致的。由于西双版纳热带季节雨林存在明显的落叶现象, 旱季辐射虽然很强, 叶片凋落造成光合碳吸收减少, CO₂ 浓度高; 雨季辐射减弱, 但是叶面积指数高, 光合碳吸收总量

多, CO₂ 浓度低; 林冠上方 CO₂ 浓度与叶面积指数之间显著的负相关关系也印证了这一点。林冠下方 CO₂ 浓度与光合有效辐射之间的正相关关系较林冠上方强, 这是因为辐射的增加对土壤和生态系统温度的增温有促进作用, 进而使呼吸作用增加, CO₂ 浓度上升, 辐射的直接影响只是一个表象。林内近地层 CO₂ 浓度与土壤温度以及土壤呼吸的相关系数为正, 土壤呼吸能够解释 60% 的 CO₂ 浓度季节变化特征, 土壤呼吸可以认为是影响和控制近地层 CO₂ 浓度的主要因子。

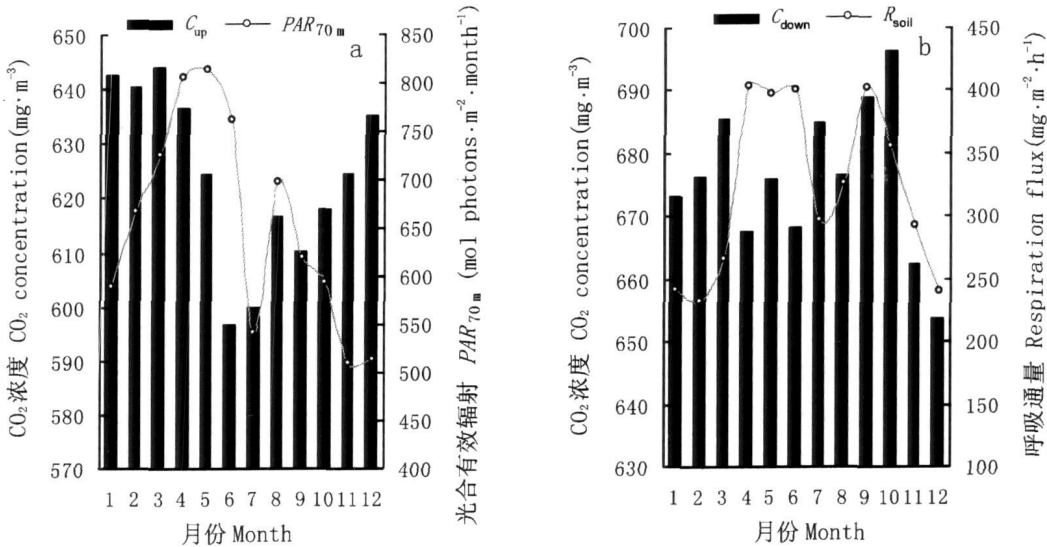


图 7 2006 年西双版纳热带季节雨林 CO₂ 浓度的季节变化与相应的环境因子的关系

Fig. 7 Relationships between CO₂ concentrations and environmental factors at seasonal scale in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest in 2006
C_{up}: 林冠上方大气(48.8 m)CO₂ 浓度 CO₂ concentration in airspace above canopy at 48.8 m height PAR_{70m}: 70 m 高处光合有效辐射强度 Photosynthetically active radiation at 70 m height C_{down}: 林内近地层大气(4.2 m)CO₂ 浓度 CO₂ concentration in airspace near floor in canopy at 4.2 m height R_{soil}: 土壤呼吸通量 Soil respiration flux a: 林冠上方 CO₂ 浓度与 70 m 高处的光合有效辐射 CO₂ concentration in airspace above canopy at 70 m height and photosynthetically active radiation at 70 m height b: 林内近地层 CO₂ 浓度与土壤呼吸通量 CO₂ concentration in airspace near floor in canopy at 4.2 m height and soil respiration flux

表 1 2006 年西双版纳热带季节雨林 CO₂ 浓度与环境因子之间的相关系数
Table 1 Correlation coefficient of CO₂ and environmental factors in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest in 2006

	4.2 m 高处光合有效辐射 Photosynthetically active radiation at 4.2 m height	70 m 高处光合有效辐射 Photosynthetically active radiation at 70 m height	叶面积指数 Leaf area index	冠层温度 Canopy temperature	5 cm 深处土壤温度 Soil temperature at 5 cm depth	5 cm 深处土壤湿度 Soil moisture at 5 cm depth	土壤呼吸 Soil respiration flux
48.8 m 高处 CO ₂ 浓度 CO ₂ concentration at height of 48.8 m	0.29	0.21	- 0.63	- 0.30	- 0.44	- 0.44	- 0.46
4.2 m 高处 CO ₂ 浓度 CO ₂ concentration at height of 4.2 m	0.46	0.49	- 0.12	0.75	0.63	0.41	0.60

此外,我们从图 8 可以看出,在 2003~2006 年间,2006 年的土壤含水量以及土壤温度表现正常,本文讨论的 CO₂ 浓度变化特征以及成因分析在各年之间具有代表性。

3.4 复杂环境因子作用下特殊的 CO₂ 浓度时间变化特征

亚马逊雨林林冠上方平均 CO₂ 浓度最大值为 480 mg•kg⁻¹ (850 mg•m⁻³) 出现在 7:00,该值的出现是夜间稳定大气层结下 CO₂ 不断积累的结果;之后,CO₂ 浓度迅速降低,出现清晨日出后的通量“爆发(Flushing)”现象,CO₂ 浓度的最大下降速率达到 18 μmol•m⁻²•s⁻¹ (830~900),8:00~10:00 的降幅达到 90 mg•kg⁻¹ (159 mg•m⁻³);下午达到的林冠上方 CO₂ 浓度最低值为 360 mg•kg⁻¹ (639 mg•m⁻³) (Grace *et al.*, 1995)。在 Fan 的研究中,林冠上方平均 CO₂ 浓度的最大值仅为 370 mg•kg⁻¹ (656 mg•m⁻³),CO₂ 浓度最低值为 340 mg•kg⁻¹ (603 mg•m⁻³) (Fan *et al.*, 1990)。本研究中林冠上方平均 CO₂ 浓度最大

值出现在 8:00,为 690 mg•m⁻³;CO₂ 浓度最大下降速率仅为每 30 min 下降 9.3 mg•m⁻³。CO₂ 浓度最大值较小,出现的时间也较晚,显示了热带季节雨林林冠上方通量“爆发(Flushing)”现象较弱。究其原因:一方面是因为西双版纳地区雾日数多,浓雾持续时间长;另一方面是因为研究站点处于静风区,大气稳定性较高(图 5),大气混合层的生长速度较慢造成的。海南岛尖峰顶热带山地雨林雨季 CO₂ 浓度低于旱季 CO₂ 浓度;林内 CO₂ 浓度垂直梯度(ΔC/ΔZ)昼夜均小于 0,林地指向上层的 CO₂ 通量特征显著,且浓度梯度在雨季比旱季明显(陈步峰等,2001)。本研究中,林冠上方大气 CO₂ 浓度雨季低于旱季,但林内近地层由于受土壤呼吸的影响,呈现近“双峰”的特征,干旱季初期和雨季末期高,雨季初期低。林内近地层昼夜的 CO₂ 浓度均高于林冠上方大气。本研究所发现的因地形风造成的傍晚林内近地层 CO₂ 浓度“剧增”的现象是其它研究中未曾提及的特殊现象,值得深入探讨。

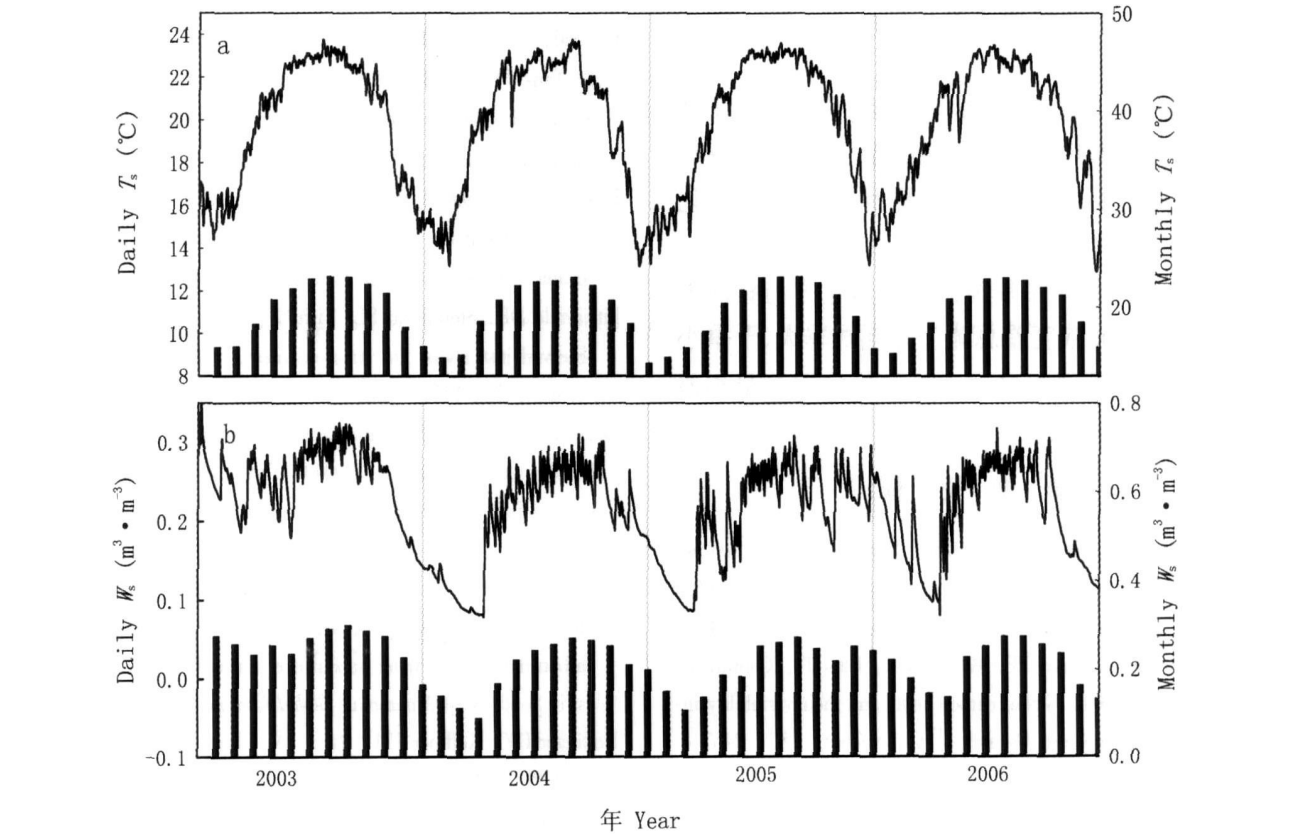


图 8 2003~2006 年西双版纳热带季节雨林 5 cm 深处土壤温度和 5 cm 深处土壤含水量的年间变化
Fig. 8 Inter-annual variations of soil temperature at depth of 5 cm and soil water content at depth of 5 cm in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest from 2003 to 2006
 T_s : 5 cm 深处土壤温度 Soil temperature at depth of 5 cm W_s : 5 cm 深处土壤含水量 Soil water content at depth of 5 cm —: 日平均数值 Daily average value ■: 月平均数值 Monthly average value a: 土壤温度 Soil temperature b: 土壤含水量 Soil water content

4 结 论

1) 西双版纳热带季节雨林林冠上方平均的 CO_2 浓度, 不同月份间日变化趋势相近, 昼间由于植物的光合作用, 导致 CO_2 浓度较低, 而夜间受植物呼吸作用的影响, CO_2 浓度较高; 清晨, 由于大气逆温层被打破, 湍流增强, CO_2 浓度有一个明显的释放过程, 但由于西双版纳热带季节雨林多雾静风的特殊气象条件和山间沟谷的地形条件, 该释放过程表现相对较弱。

2) 在热带季节雨林林内近地层, 不同月份间的 CO_2 浓度日变化趋势差异较大, 大部分月份呈现双峰双谷的变化特征, 傍晚 18:00~20:00 出现较明显的 CO_2 浓度峰值; 结合相应的数据分析推测, 局地地形风作用是造成该现象的主要因素。

3) 由于热带季节雨林林冠上方和林内近地层 CO_2 浓度的日变化趋势差异较大, 致使不同月份平均 CO_2 浓度差的日变化也出现较大差异, 使得热带季节雨林日平均 CO_2 浓度林冠上方在 $622.8 \sim 686.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 间变动, 而林内近地层则在 $653.9 \sim 700.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 间变化。

4) 在季节尺度上, 林冠上方 CO_2 浓度主要受林冠代谢作用的影响, 呈现雨季低、干季高的规律; 林内近地层则主要为地表呼吸过程所控制, 季节变化趋势总体上与林冠上方相反。

5) 西双版纳热带季节雨林林冠上方与林内近地层的平均 CO_2 浓度差总体上呈现雨季大、干季小的趋势, 最大差值为 $-62.9 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (10 月), 最小差值为 $-8.4 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (12 月)。

参 考 文 献

Aoki M, Yabuki K, Koyama H (1975). Micrometeorology and assessment of primary production of a tropical rain forest in West Malaysia. *Journal of Agriculture Meteorology*, 31, 115–124.

Battle M, Bender L, Tans PP, White JWC, Ellis JT, Conway T, Francey RJ (2000). Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O_2 and $\delta^{13}\text{C}$. *Science*, 287, 2467–2470.

Cao M, Zhang JH, Feng ZL, Deng JW, Deng XB (1995). Tree species composition of a seasonal rain forest in Xishuangbanna, Southwest China. *Tropical Ecology*, 37, 183–192.

Chen BF (陈步峰), Lin MX (林明献), Li YD (李意德), Qiu JR (邱坚锐), Luo TS (骆土寿), Zhou TF (周铁烽) (2001). Space–time character of CO_2 content in tropical mountain rain forest of Jianfengling, Hainan. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 21, 2167–2173. (in Chinese with English abstract)

Chen QS (陈全胜), Li LH (李凌浩), Han XG (韩兴国), Yan ZD (阎志丹) (2003). Effects of water content on soil respiration and the mechanisms. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 23, 972–978. (in Chinese with English abstract)

Culf AD, Fisch G, Malhi Y, Nobre CA (1997). The influence of the atmospheric boundary layer on carbon dioxide concentrations over a tropical forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 85, 149–158.

Curtis PS (2004). Biosphere–atmosphere interactions. *New Phytologist*, 162, 1–8.

Desjardins RL, Brack EJ, Alov P, Schuepp PH (1982). Aircraft monitoring of surface carbon dioxide exchange. *Science*, 216, 733–735.

Dixon RK, Brown S, Houghton RA, Solomon AM, Trexler MC, Wisniewski J (1994). Carbon pools and fluxes of global forest ecosystem. *Science*, 263, 185–190.

Evans GC (1939). Ecological studies on the rainforest of Southern Nigeria. I. The atmospheric environmental conditions. *Journal of Ecology*, 27, 436–482.

Fan SM, Wolfson SC, Bakwin PS, Jacob D, Fitzjerald DR (1990). Atmosphere–biosphere exchange of CO_2 and O_3 in the central Amazon forest. *Journal of Geophysical Research*, 95, 16851–16864.

Fan SM, Gloor M, Malmgren J, Pacala S, Sarmiento J, Takahashi T, Tans PP (1998). A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science*, 282, 442–446.

Field CB, Behrenfeld MJ, Randerson JT, Falkowski P (1998). Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281, 237–240.

Fitzjerald DR, Stomwind BL, Fish G (1988). Turbulent transport observed just above the Amazon forest. *Journal of Geophysical Research*, 93, 1551–1563.

Goulden ML, Miller SD, Rocha HR, Menton MC, Freitas HC, Figueira AM, Sousa CA (2004). Diel and seasonal patterns of tropical forest CO_2 exchange. *Ecological Applications*, 14, S42–S54.

Grace J, Lloyd J, McIntyre J, Miranda AC, Meir P, Miranda HS, Moncrieff J, Massheder J, Wright I, Gash J (1995). Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in South–West Amazonia. *Global Change Biology*, 1, 1–12.

Hollinger DY, Kelliher FM, Byers JN, Hunt JE, McSeveny TM, Weir PL (1994). Carbon dioxide exchange between an undisturbed old–growth temperate forest and the atmosphere. *Ecology*, 75, 134–150.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (1996). *Climate Change in 1995: the Science of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Keeling CD, Bacastow RB, Bainbridge AE, Ekdahl CA, Guenther PR, Watanabe LS (1976). Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, 28, 538–

- 551.
- Kömer C, Asshoff R, Bignucolo O, Hättenschwiler S, Keel SG, Pekécz- Riedl S, Pepin S, Siegwolf RTW, Zolt G (2005). Carbon flux and growth in mature deciduous forest trees exposed to elevated CO₂. *Science*, 309, 1360– 1362.
- Lemon EH, Allen LH, Miller L (1970). Carbon dioxide exchange of a tropical rain forest. II. *BioScience*, 20, 1054– 1059.
- Liu WJ (刘文杰), Zhang YP (张一平), Li HM (李红梅), Duran WP (段文平) (2004). Fog characteristics in a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna, Southwest China. *Acta Phytocologica Sinica* (植物生态学报), 28, 264– 270. (in Chinese with English abstract)
- Malhi Y, Nobre AD, Grace J, Kruijt B, Pereira MGP, Culf A, Scott S (1998). Carbon dioxide transfer over a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, 103, 31593– 31612.
- McLean RC (1919). Studies on the ecology of tropical rain forest. *Journal of Ecology*, 7, 121– 172.
- Melillo JM, McGuire AD, Kicklighter DW, Moore B, Vorosmarty CJ, Schloss AL (1993). Global climate change and terrestrial net primary production. *Nature*, 363, 234– 240.
- Odum HT, Lugo A, Gintron G (1970). Metabolism and evapotranspiration of some rain forest plants and soils. In: Odum HT ed. *A Tropical Rain Forest*. Springfield, Virginia, 1103– 1164.
- Ren YH (任泳红), Cao M (曹敏), Tang JW (唐建维), Tang Y (唐勇), Zhang JH (张健侯) (1999). A complicative study on litterfall dynamics in a seasonal rain forest and a rubber plantation in Xishuangbanna, SW China. *Acta Phytocologica Sinica* (植物生态学报), 23, 418– 425. (in Chinese with English abstract)
- Saleska SR, Miller SD, Matross DM (2003). Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance– induced losses. *Science*, 302, 1554– 1557.
- Selm HRDE (1952). Carbon dioxide gradient in a Beech forest in central Ohio. *The Ohio Journal of Science*, 52, 187– 198.
- Shaw MR, Zavaleta ES, Chiariello NR, Cleland EE, Mooney HA, Field CB (2002). Grassland responses to global environmental changes suppressed by elevated CO₂. *Science*, 298, 1987– 1990.
- Song QH (宋清海), Zhang YP (张一平), Zheng Z (郑征), Yu GR (于贵瑞), Sun XM (孙晓敏) (2006). Physiology and ecology of *Pometia tomentosa* photosynthesis in tropical seasonal rain forest. *Chinese Journal of Applied Ecology* (应用生态学报), 17, 961– 966. (in Chinese with English abstract)
- Stull RB (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Boston, USA.
- Suntharalingam P, Spivakovsky CM, Logan JA, McElroy MB (2003). Estimating the distribution of terrestrial CO₂ sources and sinks from atmospheric measurements: sensitivity to configuration of the observation network. *Journal of Geophysical Research*, 108, 1– 48.
- Wofsy SC, Harriss RC, Kaplan WA (1988). Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research*, 93, 1377– 1387.
- Yang Z (杨振), Zhang YP (张一平), Yu GR (于贵瑞), Zhao SJ (赵双菊), Song QH (宋清海) (2007). The temporal variation characteristics of atmospheric stability classification over the ecoboundary layer in tropical seasonal rainforest of Xishuangbanna, SW China. *Journal of Tropical Meteorology* (热带气象学报), 23, 413– 416. (in Chinese with English abstract)
- Yukio Y, Yoshikazu O, Tsutomu W (2003). Measurement of CO₂ flux above a tropical rain forest at Pasoh in Peninsular Malaysia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114, 245– 250.
- Zhang KY (张克映) (1966). An analysis on the characteristics and forming factors of climates in the southern part of Yunnan. *Acta Meteorologica Sinica* (气象学报), 33, 210– 230. (in Chinese with English abstract)
- Zhang YP (张一平), Zhao SJ (赵双菊), Yu GR (于贵瑞), Dou JX (窦军霞), Sun XM (孙晓敏) (2005a). Characteristics of microclimate and CO₂ flux above a tropical seasonal rain forest in dry– hot season of Xishuangbanna, southwest of China. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 25, 2540– 2549. (in Chinese with English abstract)
- Zhang YP (张一平), Dou JX (窦军霞), Yu GR (于贵瑞), Zhao SJ (赵双菊), Sun XM (孙晓敏) (2005b). Characteristics of solar radiation and its distribution above the canopy of tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna, Southwest China. *Journal of Beijing Forestry University* (北京林业大学学报), 27, 17– 25. (in Chinese with English abstract)
- Zhang YP, Sha LQ, Yu GR, Song QH, Tang JW, Yang XD, Wang YS, Zheng Z, Zhao SJ, Yang Z, Sun XM (2006). Annual variations of carbon flux and impact factors in the tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, SW China. *Sciences in China* (Series D), 49 (Suppl. II), 150– 162.
- Zhu H (朱华), Cai L (蔡琳) (2005). Biogeography of the tropical rain forest of Yunnan and some implications to geological history. *Advance in Earth Science* (地球科学进展), 20 (Suppl.), 1– 57. (in Chinese with English abstract)

责任编辑: 周广胜 责任编辑: 王 藏