

西双版纳热带季节雨林的土壤呼吸研究*

沙丽清^{①③**} 郑 征^① 唐建维^① 王迎红^② 张一平^① 曹 敏^①
王 锐^① 刘广仁^② 王跃思^② 孙 扬^②

(①中国科学院西双版纳热带植物园, 昆明 650223; ②中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

③中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要 2003 年 1 月~2004 年 1 月, 用静态箱-气相色谱法对西双版纳热带季节雨林的土壤呼吸进行了研究. 实验设 3 个处理, 处理 A: 土壤; 处理 B: 土壤+凋落物层; 处理 C: 土壤+凋落物层+地表低矮植物. 研究表明, 土壤呼吸速率年变化在 12~2 月呼吸速率最低, 7 月出现明显的呼吸高峰, 4 月和 10 月还分别存在两个小峰. 不同处理的土壤呼吸速率不同, 实测平均值 $C>B>A$, 分别为 14642, 12807 和 9532 $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 差异达到 1% 显著水平. 因西双版纳温度日变化不大, 土壤呼吸速率日变化不明显. 土壤呼吸速率与土壤含水量呈凸型抛物线型相关, 达 1% 显著水平, 水分含量在 35%~40% 范围时, 土壤呼吸速率较大. 土壤呼吸速率与 5 cm 地温呈指数相关, 达 1% 显著水平. 根据计算, 西双版纳热带季节雨林土壤呼吸的 Q_{10} 为 2.03~2.36, 与文献所报道的热带土壤 Q_{10} 接近. 根据模型计算得到 2003 年的土壤+凋落物层+地表低矮植物的 CO_2 排放量为 5.34 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 其中土壤为 3.48 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 占 65.2%, 凋落物层为 1.19 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 占 22.3%, 地表低矮植物为 0.67 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 占 12.5%.

关键词 季节雨林 土壤呼吸 二氧化碳排放 Q_{10} 西双版纳

自工业革命以来, 人类活动对生物圈的影响已从区域扩展到全球, 大量化石燃料的消耗及地表覆盖物的变化, 特别是森林砍伐, 使大气中 CO_2 , CH_4 和其它温室气体浓度在逐年增加, 对地球生态系统产生深刻影响并导致全球变化^[1~3]. 观测结果表明, 在过去的 40 年间, 大气 CO_2 平均浓度已从 315×10^{-6}

增加到 368×10^{-6} ^[4], 而在工业化前估计在 $243 \sim 290 \times 10^{-6}$ 之间^[5,6]. 对南极冰芯的研究表明, 自 18 世纪中叶以来, CO_2 浓度上升了 25%, 并以指数形式增加^[7]. 大气中 CO_2 增加主要是由化石燃料的燃烧和土地利用方式的改变引起的^[8]. 如果温室气体以目前排放速率持续下去, 则地球表面的气温有可能每 10 年

2004-07-14 收稿, 2004-10-26 收修稿稿

* 中国科学院知识创新工程重大项目(批准号: KZCX1-SW-01)和国家自然科学基金项目(批准号: 40173039)及国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2002CB412501)共同资助

** E-mail: shalq@xtbg.ac.cn

上升 0.2℃. 全球气温升高将会导致海平面上升、降水分布变异、植被分布和生产力的改变等, 危及人类自身的生存.

在研究全球碳平衡时, 人类向大气排放的碳量为每年约 6.0 PgC^[4,9~11], 其中 3.36 PgC 留在大气中^[12], 2 PgC 被海洋吸收^[13,14], 但至今科学家们仍不清楚另外约 2 PgC 到哪儿去了, 成为碳的未探明汇(missing sink)之谜. 人们猜测可能是陆地生物圈的净吸收作用, 可能分布在北半球中纬度地带^[13,15~18], 特别是被森林和土壤吸收了^[19]. 近年来研究发现, 热带地区也可能是一个重要的碳汇^[20~23].

森林对维持全球碳平衡具有重要作用. 森林贮存的碳是大气中的 3 倍^[24]. 森林含有陆地活生物量碳素总量的 90%, 其净初级生产力约占陆地植被净初级生产力的 60%. 全球森林面积约为 $34.17 \times 10^9 \text{ km}^2$, 占陆地面积的 26%. 全球常绿阔叶林的面积约 $(1.6 \sim 2) \times 10^8 \text{ km}^2$, 其土壤中的碳占全球土壤碳的 43%. 当森林被开垦成农地后, 由于森林被焚烧及残留物的分解, 土壤水热及通气条件的变化, 大量的碳会释放到大气中^[25]. 在 1980~1989 年期间, 由于土地利用变化和森林砍伐, 平均每年有 2.6~6 PgC 以 CO_2 的形式释放到大气中. 在大多数陆地生态系统中, 土壤呼吸的碳通量仅次于光合作用的碳通量^[26]. 由全球变化导致的极小土壤呼吸变化, 其产生的大气中 CO_2 增加可以与每年由于化石燃料产生的 CO_2 量相提并论^[27,28]. 关于森林对碳的固定及土地利用变化对碳循环的影响, 国内外都有大量研究^[17,29~31].

土壤呼吸是碳循环的一个重要过程. 研究热带土壤呼吸速率, 对了解热带森林生态系统对全球碳循环的作用具有重要意义. 相对于北方森林、温带森林及亚热带森林, 对热带森林土壤呼吸的研究较少, 而对东南亚地区的研究则更少^[32]. 国内除海南岛尖峰岭外^[33,34], 有关西双版纳的研究还未见报道. 本文研究西双版纳热带季节雨林土壤碳排放规律及土壤碳排放与主要环境因子(温度和湿度)的相互关系, 建立数据模型, 预测环境因子变化对碳排放的影响, 为研究我国主要生态系统碳源/汇关系及碳通量提供热带地区的基础数据.

1 材料与方法

1.1 研究样地

样地为中国科学院热带生态站(位于云南省西双版纳州勐腊县勐仑镇, 21°56'N, 101°16'E)的热带季节雨林长期定位样地, 海拔 720 m. 据中国科学院热带生态站气象站多年资料, 年均温为 21.4℃, 年均降雨量为 1557 mm, 其中雨季(5~10 月)为 1355 mm, 占全年的 87%, 干季(11~4 月)为 202 mm, 仅占年降雨量的 13%, 全年平均相对湿度为 86%. 土壤为由白垩系黄色砂岩发育而成的砖红壤, 枯枝落叶层厚 2~5 cm, 腐殖质层厚 1~3 cm, 0~20 cm 土层的有机质含量在 $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右. 季节雨林样地位于国家自然保护区内, 在 1 hm^2 的样地内, DBH>10 cm 的树种有 119 种, 优势种为番龙眼(*Pometia tomentosa*)、千果榄仁(*Terminalia myriocarpa*)、云南肉豆蔻(*Myristica yunnanensis*)、滇南风吹楠(*Horsfieldia tetratelpala*)、光叶天料木(*Homalium laoticum*)、金刀木(*Barringtonia macrostachya*)等. 群落高度 48m, 林龄约 200 a. 样地的详情请参见有关文献^[35~37].

1.2 实验设置

本研究采用静态箱技术, 采样箱由底座及顶箱组成, 均由 2 mm 厚的不锈钢钢板加工而成. 底座为正方形($50 \text{ cm} \times 50 \text{ cm}$), 下部由刀刃状的钢板组成, 安装时切入土壤约 5 cm. 底座上端有密封槽, 可以用水或密封胶带密封. 采样点设置在热带生态站季节雨林永久样地的观测铁塔附近, 设置 3 个处理. 处理 A: 土壤, 即底座内的植物从地表剪除, 其中的凋落物也拣出; 处理 B: 土壤+凋落物; 处理 C: 土壤+凋落物+地表低矮植物. 每个处理重复 3 次, 重复间间隔 5~6 m. 顶箱($50 \text{ cm} \times 50 \text{ cm} \times 50 \text{ cm}$)内安装有风扇、温度计及采样管线. 底座提前两天埋入土壤中, 给予足够的时间平衡扰动, 并在采样箱周围铺设栈桥, 避免踏实对土壤呼吸造成影响.

1.3 采样方法

每周观测一次, 早上 9:00~11:00 之间进行采样. 采样前, 先在底座密封槽内注入清水, 以密封气

体. 取气装置为三通阀和一次性塑料注射器. 分别在 0, 10, 20, 30 min 4 个时刻抽取样品约 100 mL, 并记录零时刻和 30 min 时的环境大气温度、箱内温度、地表温度和地下 5 cm 温度. 采样结束后, 迅速撤去顶箱, 将样品带回实验室分析.

在采样的同时, 用便携式测墒仪(MPkit)测定土壤的容积含水量. 沿采样箱周围选 5 个点, 尽可能使 5 个测点位置对称. 探针插入深度为 7 cm(即探针恰好全部进入土壤). 取 5 点的平均值做为该采样点的含水量.

对 C 处理 3 个底座内的活地被物进行了不同季节 4 次生长动态的测定. 并在底座外选取相同的植物种类进行生物量的测定, 建立各种类的生物量模型来推算 3 个底座内的生物量.

日变化的测定方法: 在不同季节选择晴好天气, 每隔 3~4 h 同上述方法进行 24 h 采样, 采样的同时测定温湿度等环境因子变化, 样品带回实验室内分析, 以确定 CO₂ 日变化形式.

气温、土温、降水等气象连续观测数据, 由样地附近中国生态系统研究网络西双版纳热带生态站的自动气象观测站提供.

1.4 CO₂ 分析方法

样品中 CO₂ 采用气相色谱法进行分析, 分析仪器为 Agilent 4890D 型气相色谱仪, 用 FID 检测器测定.

关于采样和 CO₂ 分析方法的详细过程请参见有关文献^[38,39].

1.5 计算公式

$$F = \frac{M}{V_0} \frac{P}{P_0} \frac{T_0}{T} H \frac{dc}{dt}, \quad (1)$$

式中, F 为 CO₂ 通量($\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), M 为 CO₂ 摩尔质量($\text{g} \cdot \text{mol}^{-1}$), P_0 和 T_0 为理想气体标准状态下的空气压力和气温(分别为 1013.25 hPa 和 273.15 K), V_0 为 CO₂ 在标准状态下的摩尔体积, 即 $22.41 \text{ L} \cdot \text{mol}^{-1}$, H 为采样箱内气室高度(m), P 和 T 为采样时箱内的实际气压(hPa)和气温(°C), dc/dt 为箱内目标气体浓度随时间变化的回归曲线斜率.

2 结果

2.1 土壤呼吸的季节变化

土壤呼吸速率的季节变化见图 1, 可以看出全年的呼吸速率有 3 个高峰期, 分别在 3~4 月、6~7 月和 9~10 月, 与温度及降水的变化趋势一致, 特别是与温度的关系更为明显. 2~5 月, 温度逐渐上升, 土壤呼吸速率也逐渐增加, 但由于这段时间内降雨少, 土壤比较干旱, 土壤呼吸速率未达最高峰. 6~7 月水热条件较好, 土壤呼吸速率达到最大值. 但在 8 月前后, 由于降雨量大, 一方面导致温度下降, 另一方面由于土壤水分含量过高, 土壤通透性受影响, 土壤呼吸速率反而有所降低. 10 月后, 由于温度逐渐下降, 降雨也逐渐减少, 土壤呼吸速率也随着降低.

不同处理的土壤呼吸速率不同, 实测平均值 $C > B > A$, 分别为 14642, 12807 和 9532 $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 差异达到 1% 显著水平.

2.2 土壤呼吸速率的日变化

由于西双版纳地区温度日变化较小, 在 3, 5, 8 月不同季节实测的 5 cm 土温日较差一般小于 2°C, 因此土壤呼吸速率日变化也不大, 没有明显的起伏变化, 见图 2. 通过计算发现, 9:00~11:00 的土壤呼吸速率接近全天的土壤呼吸速率平均值.

2.3 土壤呼吸速率与土壤水分含量的关系

土壤呼吸速率与土壤水分含量的关系见图 3, 呈凸型抛物线型关系, 相关性达 1% 显著水平. 土壤含水量在 35%~40% 范围时土壤呼吸速率最大, 过低或过高都将降低土壤的呼吸速率.

2.4 土壤呼吸速率与温度的关系

土壤呼吸受温度的影响, 与温度呈指数相关关系, 见图 4. 土壤呼吸速率与 5 cm 地温、地表温度、采样箱内气温及大气温度的相关性都达到 1% 显著水平. 因为 5 cm 地温与地表温度、采样箱内气温及大气温度相比, 在短时间内变化较小, 比较稳定, 且与土壤呼吸的相关性也最高, 所以选取 5 cm 地温作为参数研究温度对土壤呼吸的影响.

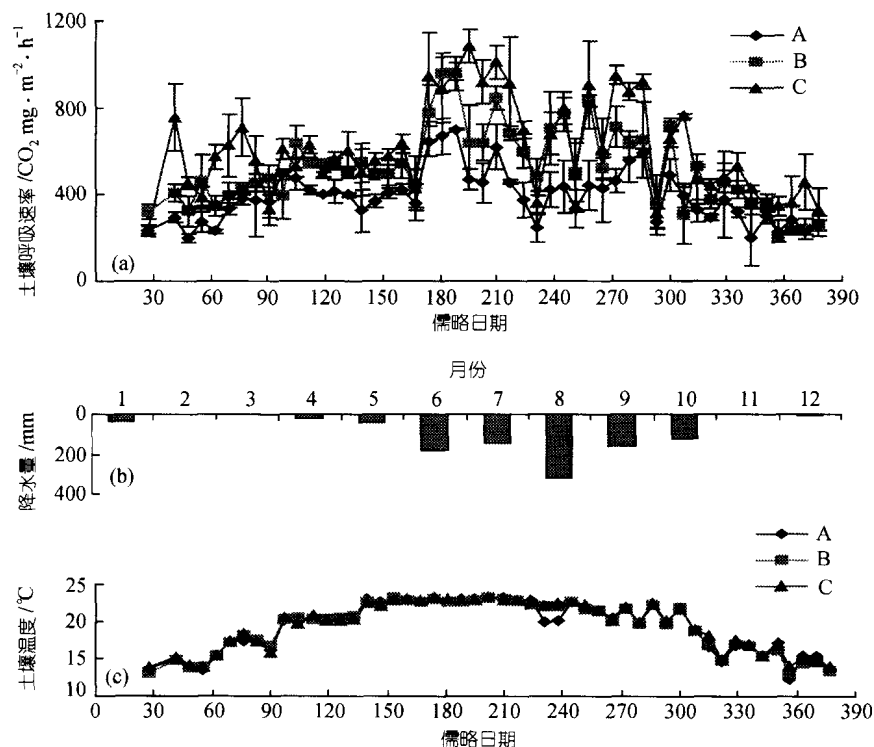


图 1 土壤呼吸速率、降水量和 5 cm 土壤温度的季节变化

(a), (c) 分别为土壤呼吸速率和土壤温度的季节变化, (b) 为月降水量

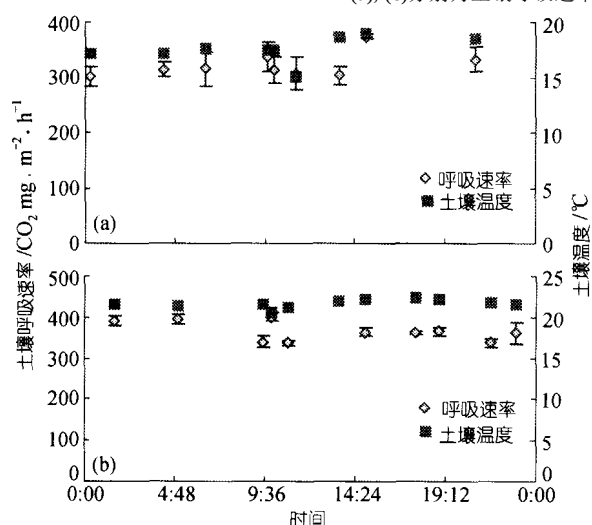


图 2 土壤温度与土壤呼吸速率的日变化

(a) 2003 年 3 月 10~11 日; (b) 2003 年 5 月 12~13 日

根据图 4 中的指数方程和公式(2), 可计算得出西双版纳季节雨林土壤呼吸的 Q_{10} 值, 处理 A, B, C 分别为 2.03, 2.36 和 2.08, 与文献报道的热带森林土壤的 Q_{10} (1.96)接近^[40].

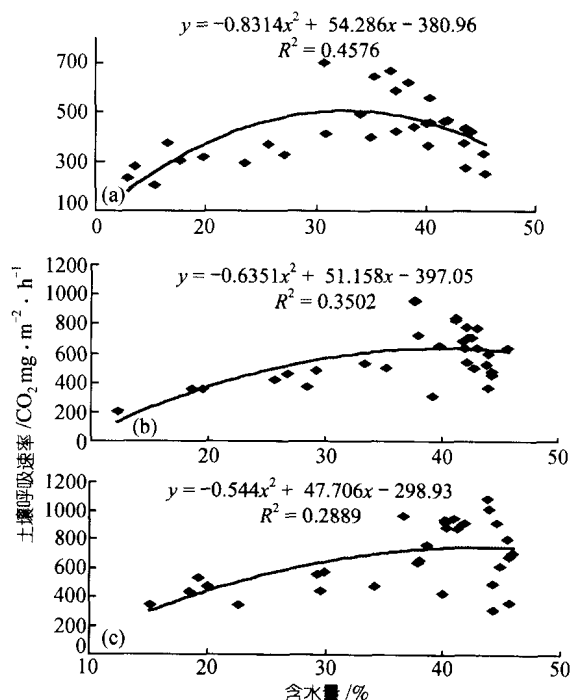


图 3 土壤呼吸速率与土壤容积含水量的关系

(a), (b) 和 (c) 分别代表处理 A, 处理 B 和处理 C 的结果

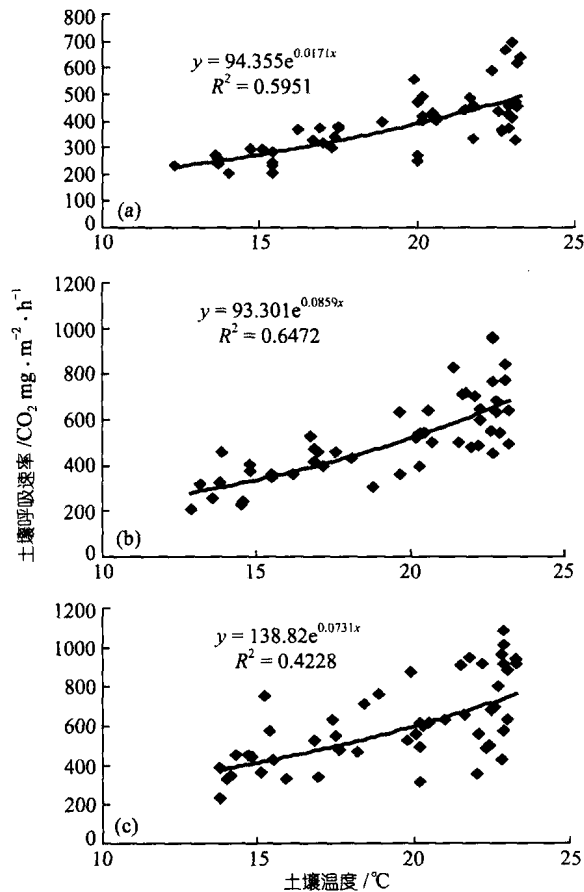


图4 土壤呼吸速率与 5 cm 土壤温度的关系
(a), (b)和(c)分别代表处理 A, 处理 B 和处理 C 的结果

$$Q_{10} = \frac{R_{t+10}}{R_t}, \quad (2)$$

式中, R_t 为温度为 t 时的土壤呼吸速率, R_{t+10} 为温度上升 10°C 后的土壤呼吸速率。

2.5 年土壤呼吸量

由于西双版纳温度日变化较小, 导致土壤呼吸日变化也较为平缓。因此, 在将每小时的土壤呼吸量换算为每天的呼吸量时, 可以简单处理为 24 乘以每小时的土壤呼吸量。

某一天的土壤呼吸量为:

$$\text{A 处理: } r_A = 24 \times 94.355e^{0.071t}$$

$$\text{B 处理: } r_B = 24 \times 93.301e^{0.0859t}$$

$$\text{C 处理: } r_C = 24 \times 138.82e^{0.0731t}$$

则一年的土壤呼吸量 R 为:

A 处理:

$$R_A = \sum_{i=1}^z r_{Ai}, \quad (3)$$

公式中 z 为一年的天数, 范围 1~365。

同理可得 B 处理、C 处理的年土壤呼吸量 R_B 和 R_C 。

将 2003 年每天土壤温度实测值代入上面公式, 可得到有关土壤 CO_2 日排放量、月排放量及年累计排放量, 见图 5。

根据模型计算得到 2003 年的土壤呼吸量, A 处理为 $3.48 \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, B 处理为 $4.67 \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, C 处理为 $5.34 \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。如果我们将 C 处理的排放量看作 100%, 则土壤占总排放量的 65.2%, 凋落物层 ($1.19 \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) 占 22.3%, 地表低矮植物 ($0.67 \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) 占 12.5%。地表低矮植物的 CO_2 呼吸量不大, 主要是其生物量较小的缘故, 见图 6。西双版纳热带季节雨林的土壤呼吸高于海南岛尖峰岭山地雨林的土壤呼吸 ($29.89 \text{ tCO}_2 \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)^[33], 但凋落物层呼吸低于岛尖峰岭的山地雨林 ($3.27 \text{ tCO}_2 \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)。西双版纳热带季节雨林的土壤呼吸远远低于泰国季雨林 (tropical monsoon forest) 的土壤呼吸 ($2.56 \text{ kgC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)^[32], 只相当于其一半。Davidson 等在亚马逊的研究也得出类似在泰国的结果^[41]。

3 讨论

土壤呼吸包括植物根系的自养呼吸、土壤微生物及土壤动物的异养呼吸, 还包括少量无机碳酸盐的化学分解作用。土壤呼吸作为一个复杂的生物学过程, 受到许多因素的影响, 但温度和水分是影响最为显著的因素^[42~47]。有研究表明, 北方森林中, 土壤温度是影响土壤呼吸的主要因子, 而土壤水分的影响则不大^[42,44,47]。在温带森林, 土壤呼吸随水热条件的变化而变化, 呈现出季节动态^[43,45,46]。Hashimoto 等在泰国季雨林的研究认为, 在热带由于常年高温且温度变化小, 温度并不是影响土壤呼吸的主要因子, 而水分则显现出干湿季变化, 因此水分才是影响土壤呼吸的主要因子^[32]。我们的研究表明, 西双版纳热带季节雨林的土壤呼吸受水热条件的影响, 具有明显的季节动态, 这种动态与西双版纳具有干热季、湿热

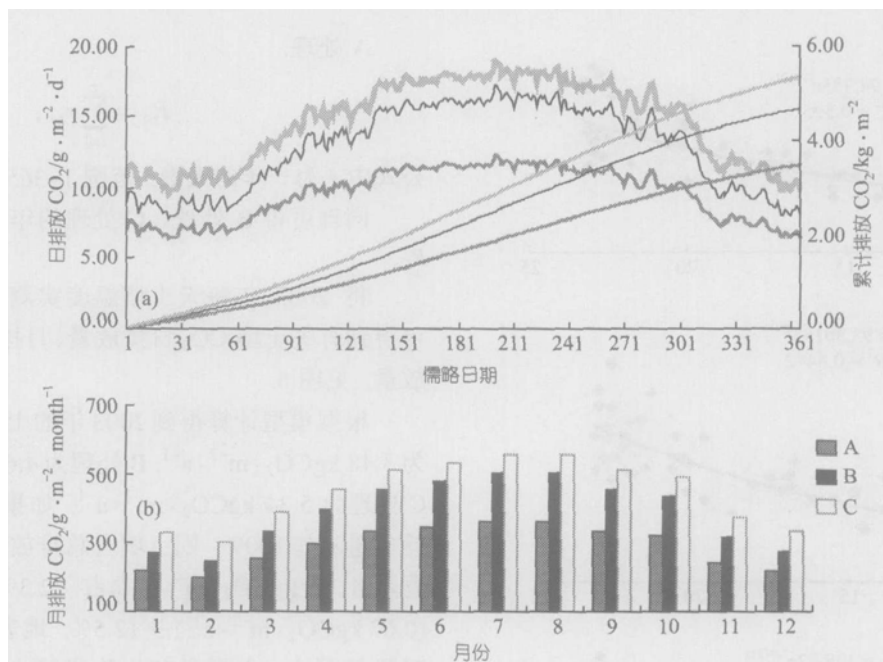


图 5 通过模型计算的土壤 CO₂ 日排放量、月排放量及年累计排放量

(a)为日排放和年累计排放量; (b)为月排放量

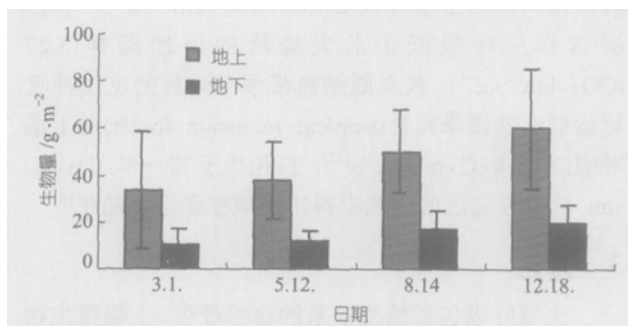


图 6 底座中低矮植物生物量变化

季及雾凉季的气候特征是吻合的。

植物凋落物、光合产物向地下部分的分配及根系分泌物也会通过影响土壤微生物的活性, 从而影响土壤呼吸^[48~51]。水热因子使植物生长发生变化, 凋落物量和向地下输送光合产物的量随季节而变化, 从而使土壤呼吸也发生季节性变化。

一般用 Q_{10} 表示土壤呼吸与温度的关系。在生理生态学中 Q_{10} 指温度在 5~20℃ 时, 温度每增加 10℃, 呼吸增加的倍数。全球土壤呼吸的 Q_{10} 一般在 2.0~2.4 之间, 平均值为 2.0^[37], 高纬度地区大于低纬度地区。用 Q_{10} 来计算全球温度上升时土壤碳排放的趋势, 对

了解全球变化下的碳循环具有重要意义。

西双版纳季节雨林土壤呼吸的年排放量高于海南岛尖峰岭山地雨林, 但远远小于泰国及亚马逊的土壤呼吸排放量。在泰国观测到的土壤呼吸 (2.56 kgC·m⁻²·a⁻¹), 是陆地及湿地生态系统中所观测到的最大值^[27]。一方面可能是水热条件的差异, 另外与森林的生物量、生产力及土壤有机质等因素有关, 观测方法不同也可能导致比较大的差异。

我们初步研究了 2003 年西双版纳热带季节雨林土壤呼吸的特征及与水分、温度等环境因子的关系, 并利用模型计算土壤呼吸导致的碳排放量。 Q_{10} 除温度、水分的影响外, 还受植被类型、物候等的影响, 随季节而变化^[49], 由于气候年际间的变异较大, 土壤呼吸年际间的变异也是比较大的。因此, 欲全面了解西双版纳热带季节雨林土壤呼吸的规律, 还需多年的定位研究。

4 结论

(1) 西双版纳热带季节雨林土壤呼吸具有明显的季节变化, 变化趋势与湿度及温度的季节变化一致, 但日变化不明显。

(2) 不同处理的土壤呼吸速率不同, 实测平均值 $C>B>A$, 分别为 14642, 12807 和 9532 $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 差异达到 1% 显著水平。

(3) 土壤呼吸速率与土壤水分含量呈凸型抛物线型相关, 与 5 cm 地温呈指数相关, 都达到 1% 显著性水平。

(4) 土壤呼吸的 Q_{10} 为 2.03~2.36, 接近其他热带地区所报道的 Q_{10} 值。

(5) 根据模型计算得到 2003 年的土壤+凋落物层+地表低矮植物的 CO_2 排放量为 5.34 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 其中土壤为 3.48 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 占 65.2%, 凋落物层为 1.19 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 占 22.3%, 地表低矮植物为 0.67 $\text{kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 占 12.5%。

致谢 在实验过程中得到中国科学院西双版纳热带生态站及生物地球化学实验室的大力帮助, 生态站还提供生物量、2003 年 5 cm 地温及 2003 年降水资料, 深表谢意。

参 考 文 献

- Matson P A, Parton W J, Power A G, et al. Agricultural intensification and ecosystem properties. *Science*, 1997, 277: 504~509
- Vitousek P M, Mooney H A, Lubchenco J, et al. Human domination of earth's ecosystems. *Science*, 1997, 277: 494~499
- Vitousek P M, Aber J D, Goodale C L, et al. Global change and wilderness science. In: USDA Forest Service Proceedings, 2000, RMRS-P-15-VOL-1
- Schlesinger W H. Biogeochemistry: An analysis of global change, 2nd edition. San Diego: Academic Press, 1997
- Cicerone R J, Oremland R S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. *Global Biogeochemical Cycle*, 1988, 2: 299~327
- Holmen K. The global carbon cycle. In: Butcher S S, Charlson R J, Orians G, et al, eds. *Global Biogeochemical Cycle*. San Diego: Academic Press, 1992. 239~262
- King A W, Emanuel W R, Post W M. Project in future concentrations of atmospheric CO_2 with global carbon cycle models: the importance of simulating historical changes. *Environmental Management*, 1992, 16: 91~108
- Bolin B. Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science*, 1977, 196: 613~615
- Dale V H. Terrestrial CO_2 flux: the challenge of inter disciplinary research. In: Dale V H, ed. *Effects of land use change on atmospheric CO_2 concentrations*. New York: Springer-Verlag, 1994. 1~14
- Houghton J T, Meira-Filho L G, Bruce J, et al. *Climate change 1994*. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 39~71
- Schlesinger W H. An overview of the carbon cycle. In: Retal L, ed. *Soils and Global Change*. Florida: CRP Press, 1995. 9~25
- Keeling C D, Whorf T P, Wahlen M, et al. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 1995, 375: 666~670
- Siegenthaler U, Sarmiento J L. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 1993, 365: 119~125
- Quary P D, Tilbrook B, Wong C S. Oceanic uptake of fossil fuel CO_2 : Carbon-13 evidence. *Science*, 1992, 256: 74~79
- Tans P P, Pieter P, James W C, et al. The global carbon cycle: in balance, with a little help from the plants. *Science*, 1998, 281: 183~184
- Ciais P, Tans P P, Troler M, et al. A large Northern-Hemisphere terrestrial CO_2 sink indicated by $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 . *Science*, 1995, 269: 1098~1102
- Fan S, Gloor M, Mahlman J, et al. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic CO_2 data and models. *Science*, 1998, 282: 442~446
- Barford C C, Wofsy S C, Goulden M L, et al. Factors controlling long- and short-term sequestration of atmospheric CO_2 in a mid-latitude forest. *Science*, 2001, 294: 1688~1691
- Harrison K, Broecker W. A strategy for estimating the impact of CO_2 fertilization and soil carbon storage. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7: 69~80
- Cao M K, Woodward F I. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature*, 1998, 393: 249~252
- Woodwell G M. The biota and world carbon budget. *Science*, 1978, 199: 141~146
- Prentice I C, Lloyd J. C-quest in the Amazon Basin. *Nature*, 1998, 396: 619~620
- Phillips O L, Malhi Y, Higuchi N, et al. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, 1998, 282: 439~442
- Rollinger J L, Strong T F, Grigal D F. Forested soil carbon in landscapes of the Northern Great Lakes Region. *Advances In Soil Science: Management Of Carbon Sequestration In Soil*. 1997, 335~350
- Korschens M. Soil organic matter and sustainable land use. *Advances in GeoEcology*, 1998, 31: 423~430
- Davidson E A, Savage K, Verchot L V, et al. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 21~37
- Jenkinson D S, Harkness D D, Vance E D, et al. Calculating net primary production and annual input of organic matter to soil from the amount and radiocarbon content of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 1992, 24: 295~308
- Raich J W, Schlesinger W H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 1992, 44B: 81~99

- 29 Houghton R A, Hackler J L, Lawrence K T. The US carbon budget: contributions from land-use change. *Science*, 1999, 285: 574~578
- 30 Fang J, Chen A, Peng C, et al. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science*, 2001, 292: 2320~2322
- 31 Pacala S W, Hurtt G C, Baker D, et al. Consistent land- and atmosphere-based US carbon sink estimates. *Science*, 2001, 292: 2316~2320
- 32 Hashimoto S, Tanaka N, Suzuki M, et al. Soil respiration and soil CO₂ concentration in a tropical forest, Thailand. *J For Res*, 2004, 9: 75~79
- 33 吴仲民. 尖峰岭热带森林土壤 C 储量和 CO₂ 排放量的初步研究. *植物生态学报*, 1997, 21(5): 416~423
- 34 骆士寿, 陈步锋, 李意德, 等. 海南岛尖峰岭热带山地雨林土壤和凋落物呼吸研究. *生态学报*, 2001, 21: 2013~2017
- 35 Zhang J H, Cao M. Tropical forest vegetation of Xishuangbanna and its secondary changes, with special reference to some problems in local nature conservation. *Biological conservation*, 1995, 73: 229~238
- 36 Cao M, Zhang J H, Feng Z L, et al. Tree species composition of a seasonal rain forest in Xishuangbanna, Southwest China. *Tropical Ecology*, 1996, 37: 183~192
- 37 Cao M, Zhang J H. Tree species diversity of tropical forest vegetation in Xishuangbanna, SW China. *Biodiversity and Conservation*, 1997, 6: 995~1006
- 38 王跃思, 刘广仁, 王迎红, 等. 一台气相色谱仪同时测定陆地生态系统 CO₂, CH₄ 和 N₂O 排放. *环境污染治理技术与设备*, 2003, 4(10): 84~90
- 39 Wang Y, Wang Y. Quick measurement of CO₂, CH₄ and N₂O emission from agricultural ecosystem. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, 20(5): 842~844
- 40 杨 昕, 王明星. 陆面碳循环研究中若干问题的评述. *地球科学进展*, 2001, 16: 427~435
- 41 Davidson E A, Verchot L V, Cattânio J H, et al. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. *Biogeochemistry*, 2000, 48: 53~69
- 42 Schlentner R E, Van Cleve K. Relationships between CO₂ evolution from soil, substrate temperature, and substrate moisture in four mature forest types in interior Alaska. *Can J For Res*, 1984, 15: 97~106
- 43 Fang C, Moncrieff J B, Gholz H L, et al. Soil CO₂ efflux and its spatial variation in a Florida slash pine plantation. *Plant and Soil*, 1998, 205: 135~146
- 44 Goulden M L, Wofsy S C, Harden J W, et al. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 1998, 279: 214~217
- 45 Ohashi M, Gyokusen K, Saito A. Measurement of carbon dioxide evolution from a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica* D. Don) forest floor using an open-flow chamber method. *For Ecol Manage*, 1999, 123: 105~114
- 46 Londo A J, Messina M G, Schoenholtz S H. Forest harvesting effects on soil temperature, moisture, and respiration in a Bottomland hardwood forest. *Soil Sci Soc Am J*, 1999, 63: 637~644
- 47 Rayment M B, Jarvis P G. Temporal and spatial variation of soil CO₂ efflux in a Canadian boreal forest. *Soil Biol Biochem*, 2000, 32: 35~45
- 48 Li Y, Xu M, Zou X, et al. Soil CO₂ efflux and fungal and bacterial biomass in a plantation and a secondary forest in wet tropics in Puerto Rico. *Plant and Soil*, 2004 (in press)
- 49 Boone R D, Nadelhoffer K J, Canary J D, et al. Roots exert a strong influence on the sensitivity of soil respiration. *Nature*, 1998, 396: 570~572
- 50 Hogberg P, Nordgren A, Buchmann N, et al. Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature*, 2001, 411: 789~791
- 51 Singh B, Nordgren A, Lofvenius M O, et al. Tree root and soil heterotrophic respiration as revealed by girdling of boreal Scots pine forest: extending observations beyond the first year. *Plant, Cell and Environment*, 2003, 26: 1287~1296