

# 鼎湖山森林地表 CO<sub>2</sub> 通量及其影响因子的研究\*

周存宇<sup>①</sup> 周国逸<sup>①\*\*</sup> 张德强<sup>①</sup> 王迎红<sup>②</sup> 刘世忠<sup>①</sup>

(<sup>①</sup> 中国科学院华南植物园, 广州 510650; <sup>②</sup> 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

**摘要** 利用静态箱-气相色谱法对鼎湖山 3 种主要森林类型地表 CO<sub>2</sub> 通量及其主要影响因子进行了为期一年的观测, 比较和分析了不同林型间地表 CO<sub>2</sub> 通量的季节变化, 凋落物对地表 CO<sub>2</sub> 通量的贡献以及地表 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度和土壤含水量的关系. 3 种林型地表 CO<sub>2</sub> 通量都有相似的季节变化模式, 即雨季较高而旱季较低, 年均 CO<sub>2</sub> 通量按从大到小排序为: 季风林>混交林>松林; 3 种林型由凋落物分解释放的 CO<sub>2</sub> 对地表 CO<sub>2</sub> 通量的贡献均相当显著, 就全年平均而言来源于凋落物分解的 CO<sub>2</sub> 通量占总的地表 CO<sub>2</sub> 通量的比例按季风林、混交林和松林的顺序分别为: 24.43%, 41.75%和 29.23%; 3 种林型不同处理地表 CO<sub>2</sub> 通量均与地下 5cm 土壤温度呈显著指数相关, Q<sub>10</sub> 值变化范围在 1.86~3.24 之间; 当土壤含水量全年变异系数较大时, 地表 CO<sub>2</sub> 通量与土壤含水量的相关性较好.

**关键词** 地表 CO<sub>2</sub> 通量 凋落物分解 Q<sub>10</sub> 值 土壤含水量

从森林地表释放 CO<sub>2</sub> 是森林生态系统碳循环的一个重要环节, 为森林碳支出的主要方式, 因此对森林地表 CO<sub>2</sub> 通量进行长期连续观测和对其影响因子的研究是认识整个森林生态系统碳平衡的重要组成部分. 在我国的植被分区中, 亚热带常绿阔叶林区域占全国森林总面积的 45.56%, 其土壤层碳库为 4.12PgC, 占全国森林总土壤碳库的 39.24%, 在全球变暖的背景下, 地表 CO<sub>2</sub> 通量可能发生较大的变化, 所以在该区域进行地表 CO<sub>2</sub> 通量的观测和研究对认识我国森林生态系统碳收支有重要意义, 进而为预测未来森林生态系统的 CO<sub>2</sub> 源汇功能提供依据. 自

20 世纪 70 年代以来上有关陆地生态系统地表 CO<sub>2</sub> 通量的研究逐步在世界各国展开, 但以温带草原、森林等生态系统的居多<sup>[1]</sup>. 相关研究在我国起步较晚, 且大多数工作集中在华北华中地区<sup>[2-4]</sup>, 在南亚热带森林生态系统的工作相对较少. 本研究以鼎湖山 3 种主要的森林类型——季风常绿阔叶林、针阔叶混交林和马尾松(*Pinus massoniana*)林为对象, 通过一年时间的地表 CO<sub>2</sub> 通量及相关环境因子的高频率(每周 1 次)观测, 试图揭示不同森林类型地表 CO<sub>2</sub> 通量的变化规律, 找出影响其变化的关键因子, 为在该地区的碳循环研究提供依据.

2004-07-14 收稿, 2004-10-27 收修改稿

\* 中国科学院知识创新工程重大项目(编号: KZCX1-SW-01)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2002CB412501)和中国科学院重要研究方向性项目(编号: KSCX2-SW-120)共同资助

\*\* E-mail: gyzhou@scbg.ac.cn

## 1 研究地概况

本研究在鼎湖山自然保护区内进行. 保护区位于广东省中西部, 是中国第一个自然保护区, 东经  $112^{\circ}30'39''\sim 112^{\circ}33'41''$ , 北纬  $23^{\circ}09'21''\sim 23^{\circ}11'30''$ , 面积  $1155 \text{ hm}^2$ , 最高峰鸡笼山海拔  $1000.3 \text{ m}$ . 属南亚热带季风湿润气候, 年平均降水量  $1956 \text{ mm}$ , 主要集中在 4~9 月份, 占全年的 76%; 年平均温度为  $20.9^{\circ}\text{C}$ , 最冷月(1月)和最热月(7月)平均温度分别为  $12.0^{\circ}\text{C}$  和  $28.0^{\circ}\text{C}$ ; 年平均相对湿度为 80.8%. 在保护区内选择 3 种处于演替不同阶段的林型——季风常绿阔叶林、针阔叶混交林和马尾松林分别对其地表  $\text{CO}_2$  通量及相关环境因子进行观测研究.

季风常绿阔叶林样地位于自然保护区内庆云寺以北, 海拔  $200 \text{ m}$  的山坡上, 坡度  $26^{\circ}$ . 种类组成以黄果厚壳桂(*Cryptocarya concinna*)和锥栗(*Castanopsis chinensis*)为主. 林分种类丰富, 结构复杂, 垂直结构可分为 7 层, 即乔木 4 个亚层、幼树灌木层、草本苗木层和层间植物层. 层间植物主要为木质藤本植物和少量的附生植物. 土壤为砂页岩发育而来的赤红壤,  $\text{pH}4.06\sim 4.34$ , 土层厚  $30\sim 90 \text{ cm}$ <sup>[5]</sup>. 针阔叶混交林样地位于保护区内五棵松, 海拔高度  $240 \text{ m}$ . 森林为人工种植的马尾松因一些阔叶树种入侵而自然形成的过渡类型. 群落结构较简单, 可分成 4 层. 乔木两层, 灌木一层, 草本及苗木一层. 土壤为砂质壤土, 土层厚薄不均, 一般在  $30\sim 60 \text{ cm}$  之间, 地面枯枝落叶层盖度  $80\%\sim 90\%$ , 厚度  $1\sim 3 \text{ cm}$ ,  $\text{pH}$  值为  $3.86$ . 马尾松样地位于保护区东南角缓冲带人工种植的松林里. 海拔高度在  $50 \text{ m}$  到  $100 \text{ m}$  之间. 种类组成以马尾松为主, 还有少量的桉树. 林龄约为 60 年. 林冠稀疏, 但下层的灌木、草本、蕨类植物较稠密<sup>[6]</sup>. 下层植物主要以桃金娘(*Rhodomyrtus tomentosa*)、芒萁(*Dicranopteris linearis*)等为主. 研究样地的母岩为沙岩. 土壤为砖红壤性红壤, 土层较浅, 一般不超过  $30 \text{ cm}$ ,  $\text{pH}$  值在  $3.99\sim 4.07$  之间.

## 2 研究方法

$\text{CO}_2$  通量利用静态箱/气相色谱法测定. 采样箱为组合式, 即由底座和顶箱两部分组成, 均为不锈钢板制成. 底座: 长( $L$ ) $\times$ 宽( $W$ ) $\times$ 高( $H$ ) $\times$ 钢板厚度( $T$ )=

$500 \text{ mm}\times 500 \text{ mm}\times 100 \text{ mm}\times 2.5 \text{ mm}$ , 水封槽: 宽 $\times$ 高 $\times$ 钢板厚度 =  $20 \text{ mm}\times 30 \text{ mm}\times 2.5 \text{ mm}$ ; 顶箱:  $L\times W\times H\times T = 500 \text{ mm}\times 500 \text{ mm}\times 500 \text{ mm}\times 1.5 \text{ mm}$ . 顶箱封顶, 内装 2 个轴流混气扇、采样管、测温口. 实验观测前将底座打入采样位点(因坡度较大, 无法采用水密封, 密封槽内用粘帖弹性胶带进行密封). 观测区内设置 2 种处理: (i) 去除地表凋落物(S); (ii) 凋落物 + 土壤(L+S). 在每个采样点罩箱后 0, 10, 20, 30 min 分别用  $100 \text{ mL}$  医用注射器采集箱内气体  $90 \text{ mL}$ , 采样后及时带回实验室分析. 此外, 在通量测定的同时观测地表、 $5 \text{ cm}$  深处土壤温度、气温和地下  $10 \text{ cm}$  土壤含水量. 用 HP4890D 气相色谱仪测定  $\text{CO}_2$  浓度,  $\text{CO}_2$  经镍触媒转化器转化后, 用氢焰离子化检测器(FID)进行检测, 检测器、转化器分离柱温度分别为  $200, 375, 55^{\circ}\text{C}$ , 载气为高纯氮气, 流速  $30 \text{ mL}\cdot\text{min}^{-1}$ .

气体的通量是指单位时间单位面积观测箱内该气体质量的变化, 一般正值表示气体从土壤排放到大气, 负值表示土壤吸收大气中的该气体, 用公式表示为

$$F = \frac{\Delta m}{\Delta t} \cdot D \frac{V}{A} = hD \frac{\Delta m}{\Delta t},$$

式中  $F$  为气体通量( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ),  $V$  为观测箱的容积,  $A$  为观测时包围的土壤面积,  $D$  为箱内气体密度,  $\frac{\Delta m}{\Delta t}$  是气体在观测时间内浓度随时间变化的直线斜率,  $h$  为观测箱高度.

土壤含水量用生态系统网络统一配置的土壤墒仪测定, 在每一  $\text{CO}_2$  通量采样点周围选取 5 个点测量土壤含水量, 取其平均值代表采样点内的土壤含水量.

## 3 结果与分析

### 3.1 不同森林类型地表 $\text{CO}_2$ 通量的比较

图 1 为 3 种森林生态系统地表(有凋落物覆盖和无凋落物覆盖) $\text{CO}_2$  通量的年变化曲线. 就全年来看, 3 种林型地表  $\text{CO}_2$  通量都呈现雨季高而旱季低的趋势. 经方差分析可知, 无论是有凋落物覆盖的处理还是无凋落物覆盖处理, 季风林、混交林和松林地表  $\text{CO}_2$  通量间都有极显著差异( $P < 0.01$ ), 按年均通量大小

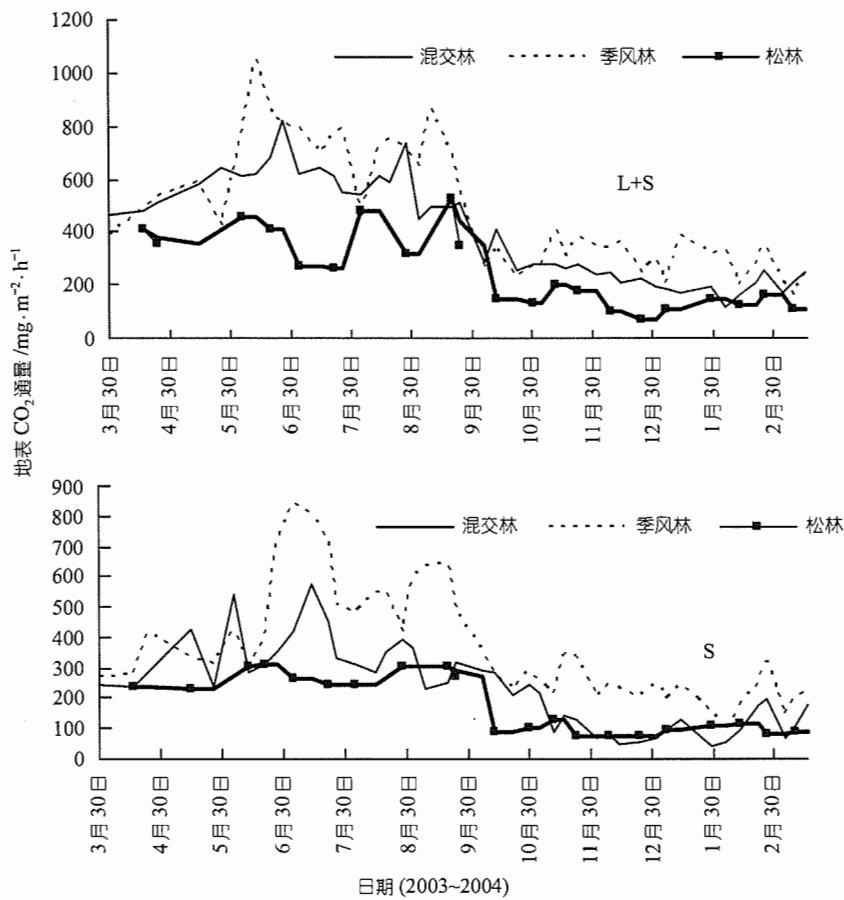


图 1 3 种林型地表 CO<sub>2</sub> 通量全年变化趋势  
L+S 为有凋落物覆盖的处理; S 为无凋落物覆盖的处理

排序两种处理均为: 季风林>混交林>松林。

由地表排放的 CO<sub>2</sub> 主要来源于土壤微生物、土壤动物的异养呼吸, 植物根系的自养呼吸以及凋落物分解产生的 CO<sub>2</sub>, 根据鼎湖山多年的观测研究资料, 3 种林型的土壤微生物生物量、根系生物量、土壤有机碳含量以及凋落物年分解速率按大小排序均为季风林>混交林>松林(表 1); 另外处于演替顶级阶段的季风林的林内气候温暖潮湿, 有利于微生物和植物根系的代谢活动, 所以季风林地表 CO<sub>2</sub> 通量最大。

根据地表 CO<sub>2</sub> 通量的年平均值换算得出季风林、混交林和松林的年均土壤(含凋落物)CO<sub>2</sub> 通量分别为 4169±309, 3509±255, 2210±274 g·m<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>, 位于我国温带的白桦林、辽东栎林和油松林的年均土壤 CO<sub>2</sub> 通量<sup>[3]</sup>分别为 1132, 1431, 866 g·m<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>, 位于我国中亚热带的青冈常绿阔叶林、毛竹林和茶园的年均土壤 CO<sub>2</sub> 通量<sup>[4]</sup>分别为 2412, 3077, 2855 g·m<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>, 位于我国热带的尖峰岭林区的年均土壤 CO<sub>2</sub> 通量<sup>[7]</sup>为 3316 g·m<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>, 从以上结果看出位于

表 1 3 种林型影响地表 CO<sub>2</sub> 通量主要因子的比较

	土壤微生物生物量 /mgC <sub>mic</sub> ·100 g <sup>-1</sup> dry soil	根系生物量 /t·hm <sup>-2</sup>	土壤有机碳密度 /g·m <sup>-2</sup>	凋落物年分解速率 /%	空气相对湿度 /%
季风林	82.20	96	16410	49.65	86.8
混交林	58.62	88	11129	40.39	81.8
松林	52.99	8.1	10518	36.40	80.5

南亚热带的鼎湖山的各森林类型的地表  $\text{CO}_2$  通量总体上大于温带和中亚热带森林地表  $\text{CO}_2$  通量, 与热带森林地表  $\text{CO}_2$  通量接近, 反映出地表  $\text{CO}_2$  通量随纬度降低而升高的趋势. 将本研究中不同林型地表  $\text{CO}_2$  通量的年平均值进行单位换算后与世界其它地区相近植被的结果进行比较如表 2.

由表 2 看出, 鼎湖山几种植被类型的地表  $\text{CO}_2$  通量值处于热带亚热带地区的印度、夏威夷等地的森林地表  $\text{CO}_2$  通量值的变化范围之内, 而明显高于温带及寒带地区森林的  $\text{CO}_2$  通量值, 位于温带的安达略松林的通量值比位于亚热带的鼎湖山松林的通量值要高, 可能是因为前者是在生长季节测定, 温湿度条件较有利于土壤呼吸.

### 3.2 凋落物对地表 $\text{CO}_2$ 通量的贡献

为了解凋落物分解对地表  $\text{CO}_2$  通量的贡献, 在本研究涉及的 3 个林型的观测区内分别设置两种处理: (i) 地表有凋落物覆盖; (ii) 观测前去除地表凋落物. 经  $t$  检验, 在 3 种林型中两种处理间地表  $\text{CO}_2$  通量均有显著差异 ( $P < 0.01$ ). 计算结果表明, 就全年平均来看季风林、混交林和松林凋落物分解产生  $\text{CO}_2$  占各自地表  $\text{CO}_2$  总排放比例分别是 24.43%, 41.75% 和 29.23%, 说明在南亚热带森林生态系统凋落物分解是地表  $\text{CO}_2$  排放的一个重要来源. 季风林凋落物分解产生  $\text{CO}_2$  占地表  $\text{CO}_2$  总排放量的比例在 3 种林型中最低, 出现这种现象的主要原因有两个方面, 一是季风林土壤呼吸速率在 3 种林型中最大, 就去除地表凋落物的处理而言, 季风林、混交林和松林地表  $\text{CO}_2$  通量(即土壤呼吸速率)年平均值分别为:  $359.72 \pm$

$28.05$ ,  $233.33 \pm 20.62$  和  $178.56 \pm 20.78 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ; 另一方面, 季风林近年来凋落物输入量有逐年减少的趋势, 而马尾松的凋落物输入则还在逐年上升<sup>[15]</sup>, 由此造成目前季风林凋落物的现存量在 3 种林型中最低. 2002 年的调查结果表明, 季风林、混交林和松林的凋落物现存量分别为  $328 \pm 71$ ,  $497 \pm 103$  和  $436 \pm 146 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ .

根据每次观测的平均值得到 3 种林型凋落物释放  $\text{CO}_2$  通量的雨旱季变化如图 2. 从图中可以看出, 3 种林型凋落物释放  $\text{CO}_2$  有较为一致的季节变化规律, 即雨季(4~9 月)  $\text{CO}_2$  释放速率大于旱季(10~3 月)的  $\text{CO}_2$  释放速率, 很明显这主要是因为雨季气温高、湿度大, 有利于分解凋落物的微生物的活动. 虽然如前文所述, 马尾松林凋落物的现存量比季风林的要大, 但与阔叶树种凋落物相比, 凋落松针较难分解, 其分解过程释放  $\text{CO}_2$  的速率也较小. 全年平均而言季风林、混交林和松林 3 种林型来源于凋落物分解的  $\text{CO}_2$  通量分别为  $116.28 \pm 23.62$ ,  $167.27 \pm 16.40$  和  $73.76 \pm 15.48 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ , 以混交林凋落物释放  $\text{CO}_2$  通量为最高, 这与混交林凋落物现存量最高是一致的.

### 3.3 温度对 $\text{CO}_2$ 通量的影响

用 SPSS 统计软件对数据进行多重回归分析发现所有林型的地表  $\text{CO}_2$  通量都与 5 cm 深处的土壤温度有很显著的相关性, 这是因为地表排放的  $\text{CO}_2$  主要来源于土壤微生物和植物根系的代谢活动, 因此地表  $\text{CO}_2$  通量对土壤温度的变化比较敏感. 根据温度与土壤呼吸的指数模型<sup>[16-18]</sup>, 对 3 种林型(每一林型包括两种处理)地表  $\text{CO}_2$  通量与 5 cm 土壤温度进行非线性

表 2 世界不同地区森林地表  $\text{CO}_2$  通量值的比较

地点	植被	观测时段	$\text{CO}_2$ 通量值/ $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$	文献来源
鼎湖山	季风常绿阔叶林	1 年	11.42	本文
鼎湖山	针阔叶混交林	1 年	9.61	本文
鼎湖山	松林	1 年	6.01	本文
安大略	松林	生长季节	7.96	Ellis <sup>[8]</sup>
印度	松林	1 年	5.21	Rout 和 Gupta <sup>[9]</sup>
巴西	常绿阔叶林	1 年	13.65	Goreau 和 Mello <sup>[10]</sup>
马来西亚	橡胶林	数日	5.03	Ceulemans 等 <sup>[11]</sup>
夏威夷	常绿阔叶林	1 年	7.23	Townsend 等 <sup>[12]</sup>
纽约	红松林	1 年	1.50	Hudgens 和 Yavitt <sup>[13]</sup>
阿拉斯加	云杉林	139 天	3.12	Ruess 等 <sup>[14]</sup>

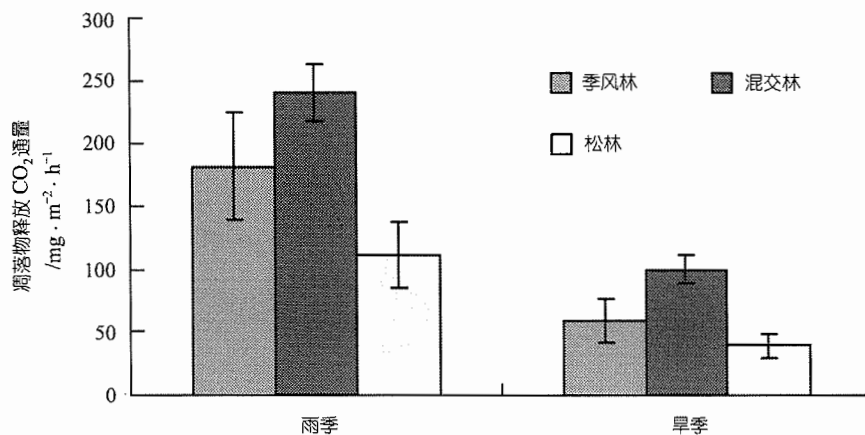


图 2 3 种林型凋落物分解释放 CO<sub>2</sub> 通量的雨旱季比较

回归分析, 结果如图 3.

以上回归分析结果表明, 指数模型能较好地描述地表 CO<sub>2</sub> 通量与地温之间的关系 ( $R^2 = 0.49 \sim 0.81$ ,  $P < 0.01$ ).  $Q_{10}$  值是衡量土壤呼吸速率对温度敏感性的一个指标, 根据有关计算公式<sup>[17,18]</sup>, 季风林、混交林和松林 3 种林型的有凋落物覆盖处理的  $Q_{10}$  值分别为: 1.86, 2.31 和 2.72; 而 3 种林型的无凋落物覆盖处理的  $Q_{10}$  值分别为: 2.24, 3.24 和 2.47. 以上结果表明在同一地区的不同森林类型间  $Q_{10}$  值有显著差异, 有无凋落物覆盖的两种处理都是以季风林的  $Q_{10}$  值最小, 即处于演替顶级阶段的季风常绿阔叶林的地表 CO<sub>2</sub> 通量的温度敏感性最低, 这预示着, 在全球变暖的背景下处于成熟期的季风林的地表 CO<sub>2</sub> 排放对温度升高的响应相对于其它处于演替中的森林类型是最弱的. 就同一林型来看, 地表有或无凋落物覆盖的两种处理的  $Q_{10}$  值也有明显差异, 季风林和混交林都是有凋落物覆盖的  $Q_{10}$  值小于无凋落物覆盖的  $Q_{10}$  值, 这可能是因为这两种林型凋落物上分布的微生物与其相应土壤中的微生物相比对温度变化的敏感性较低, 从而使得有凋落物覆盖地表 CO<sub>2</sub> 通量对温度的总的敏感性下降.

从图 3 还可看出, 对相关系数较高的几种林型/处理而言 ( $r^2 > 0.75$ ), 温度较低时, 地表 CO<sub>2</sub> 通量的实测值对应的点聚集在拟合曲线附近, 随着温度的升高, 地表 CO<sub>2</sub> 通量对应的点渐渐发散开来, 说明温度较低时指数模型的拟合性好于温度较高时, 换言

之, 地表 CO<sub>2</sub> 通量对温度的敏感性在较低温度条件下要高于在较高温度条件下. 上述结果与研究者们经常观察到的  $Q_{10}$  值随着温度升高而下降, 即所谓温度适应现象<sup>[18,19]</sup>是一致的. 而对相关系数较低的其它几种林型/处理而言, 在温度较低的旱季, 过低的土壤含水量(如松林土壤在整个旱季的土壤含水量平均只有 6.61%, 最低值为 2.22%)构成土壤微生物和根系呼吸的限制因子<sup>[20]</sup>, 从而阻碍了土壤呼吸对温度的响应, 因此没有出现上述现象.

本研究得出的不同林型  $Q_{10}$  值明显低于处于温带地区的硬木混交林 ( $Q_{10} = 3.4 \sim 5.6$ ) 和山毛榉林 ( $Q_{10} = 4.2$ )<sup>[17,21]</sup>, 而与中亚热带的几种植被的  $Q_{10}$  值 (1.75 ~ 2.55)<sup>[4]</sup> 比较接近, 说明就森林地表 CO<sub>2</sub> 排放对温度升高的响应敏感性而言, 在年均温度较高的亚热带地区要低于在年均温度较低的温带地区.

### 3.4 土壤含水量对 CO<sub>2</sub> 通量的影响

除温度外, 土壤含水量也是控制地表 CO<sub>2</sub> 通量变化的一个关键因子. 多元回归分析结果表明, 3 种林型在两种处理条件下地表 CO<sub>2</sub> 通量与土壤含水量间均存在显著的线性关系(图 4).

由图 4 可知, 3 种林型中以松林地表 CO<sub>2</sub> 通量与土壤含水量的相关性最好, 这是因为松林土壤为砂质壤土, 持水能力较差, 在整个旱季土壤处于严重缺水状态, 土壤含水量最低至 2.22%, 最高也只有 13.56%, 旱季平均值为 6.61%(表 3), 在此期间水成分成

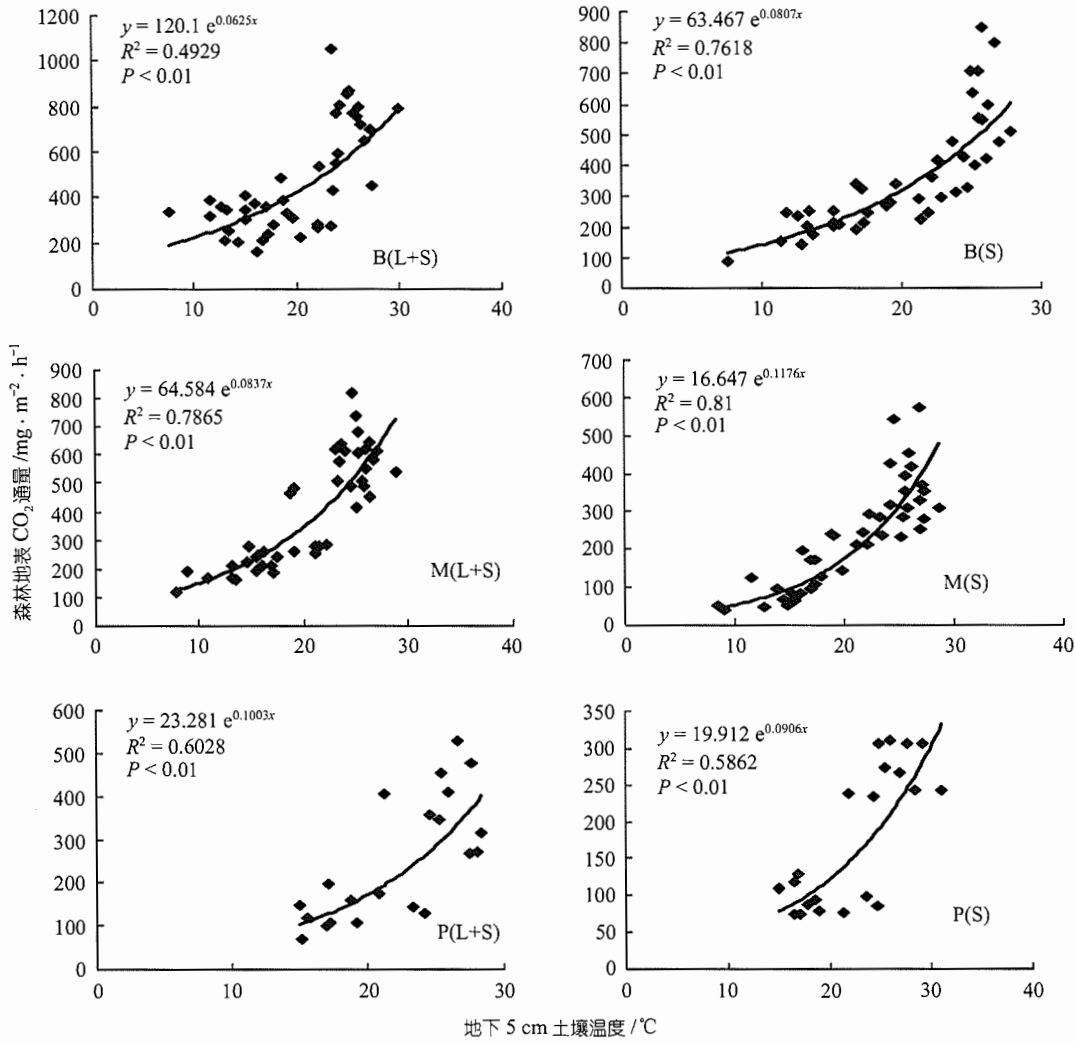


图 3 不同林型地表 CO<sub>2</sub> 通量与 5 cm 深地温的关系

B 为季风常绿阔叶林, M 为针阔叶混交林, P 为马尾松林, L+S 代表有凋落物覆盖的处理, S 代表无凋落物覆盖的处理

为控制土壤呼吸的限制因子,而在季风林和混交林,即使在旱季土壤含水量都相当于松林雨季的土壤含水量,全年来看,土壤含水量变化范围明显没有松林的大,水分可能并没有构成土壤微生物和植物根系代谢活动的制约因子,因此在季风林和混交林土壤呼吸与土壤含水量的相关系数要远低于在松林的相关系数.混交林和季风林无凋落物覆盖处理的采样点土壤呼吸与土壤含水量的相关系数为 0.3 左右,在所分析的几种林型和处理中最低,这主要是因为这两个采样点的土壤含水量年变化幅度不大,特别是

混交林无凋落物覆盖的采样点由于受微地形(位于山体坡面的一个较为平缓的台阶,容易蓄积水分)的影响常年保持较高的水平,年平均值 32.39%,在本研究的所有采样点中最高,且全年的变异系数只有 0.26,在所有采样点中最低,在旱季该采样点的土壤含水量最低值也有 19.78%,远高于其它采样点的土壤含水量最低值. Kucera 和 Kirkham<sup>[20]</sup>指出,只有在土壤水分达到土壤微生物永久性萎蔫点或者超过了田间最大持水量的情况下,土壤 CO<sub>2</sub> 释放量才会减少.如果所观测到的水分的变化没有超出极端范围,不足

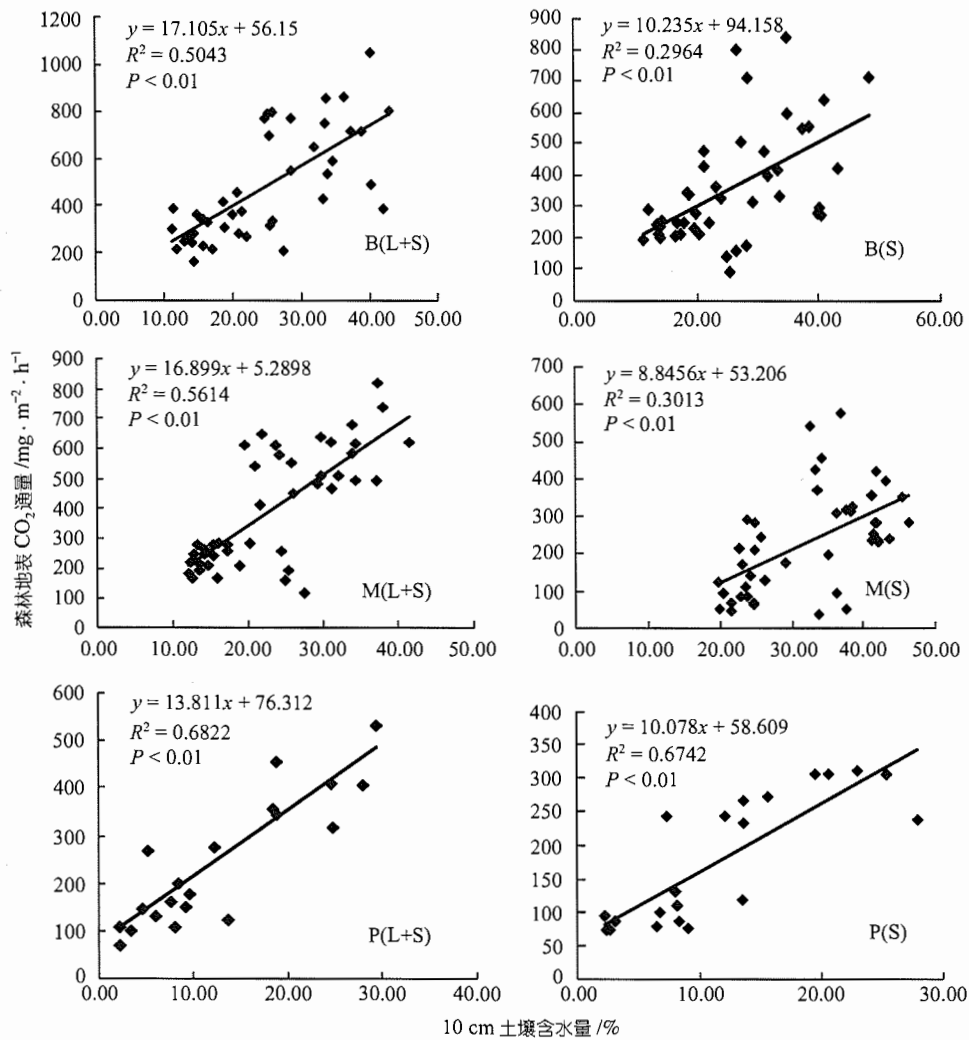


图 4 不同林型地表 CO<sub>2</sub> 通量与 0~10 cm 土壤含水量的关系  
图中字母含义同图 3

表 3 不同林型两种处理条件下土壤含水量参数的比较

林型及处理	年变化幅度/%	年平均值/%	雨季平均值/%	旱季平均值/%	年变异系数
B(L + S) <sup>a)</sup>	11.07~43.09	24.55	32.90	17.07	0.39
B(S)	11.40~48.57	25.95	34.14	18.62	0.33
M(L + S)	12.02~41.68	23.39	30.31	16.71	0.37
M(S)	19.78~45.49	32.39	39.75	25.80	0.26
P(L + S)	2.22~29.48	12.74	19.29	6.80	0.67
P(S)	2.3~28.04	11.90	17.94	6.42	0.65

a) 表中林型和处理栏的字母含义同图 3

以影响土壤微生物与植物根系的活动, 则难以检测出水分对土壤呼吸的影响。以上分析表明, 在该采样点土壤含水量全年变化幅度较小, 且即使在旱季其最低值也可能并不构成影响土壤呼吸的限制因子,

因此土壤呼吸与土壤含水量的相关性较差。

综上所述, 鼎湖山地区虽然受季风影响有明显的旱雨季之分, 表面看来其森林生态系统土壤呼吸应该与土壤水分密切相关, 而实际上不同的林型、土

壤性质和微环境都会影响到土壤水分的状况,当土壤含水量年变化幅度大且旱季土壤含水量很低时,土壤呼吸才与土壤含水量有较好的相关性,当土壤含水量年变化幅度小时,土壤含水量并不构成土壤呼吸的限制因子.

#### 4 结论

(1) 鼎湖山 3 种主要植被类型—季风常绿阔叶林、针阔叶混交林和马尾松林—的地表 CO<sub>2</sub> 通量有相似的季节变化模式,即温湿度较高的雨季 CO<sub>2</sub> 排放量要高于温湿度较低的旱季,3 种林型地表 CO<sub>2</sub> 通量年均值按从大到小的排序为:季风林>混交林>松林.

(2) 3 种林型的凋落物分解所释放的 CO<sub>2</sub> 通量对地表总的 CO<sub>2</sub> 通量贡献都较为显著,全年平均来看,季风林、混交林和松林凋落物释放 CO<sub>2</sub> 通量占地表 CO<sub>2</sub> 通量的比例分别为 24.43%, 41.75% 和 29.23%,以混交林的比值最高,这与混交林的凋落物现存量在 3 种林型中最高有关.凋落物释放 CO<sub>2</sub> 通量的季节变化趋势与地表总 CO<sub>2</sub> 通量的相一致.

(3) 3 种林型地表 CO<sub>2</sub> 通量均与地下 5cm 土壤温度显著相关,根据 CO<sub>2</sub> 通量与温度间的指数模型计算出不同林型和处理的 Q<sub>10</sub> 值在 1.86~3.24 之间,有无凋落物覆盖两种处理均以季风林的 Q<sub>10</sub> 值为最低,说明处于演替顶级阶段的森林类型对温度变化的敏感性较低,而处于演替中的森林类型对温度的敏感性较高.

(4) 土壤含水量与地表 CO<sub>2</sub> 通量的回归分析表明,由于不同林型和微环境影响下土壤水分状况有较大差异,土壤含水量与 CO<sub>2</sub> 通量的相关程度也有明显区别,总体而言,当土壤含水量年变异系数较大时,土壤含水量与 CO<sub>2</sub> 通量相关性较好.

#### 参 考 文 献

- 1 Raich J W, Schlesinger W H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 1992, 44(B): 81~99
- 2 李凌浩,王其兵,白永飞,等. 锡林河流域羊草原群落土壤呼吸及其影响因子的研究. *植物生态学报*, 2000, 24(6): 680~686
- 3 刘绍辉,方精云,清田一信. 北京山地温带森林的土壤呼吸. *植物生态学报*, 1998, 22(2): 119~126
- 4 黄承才,葛滢,常杰,等. 中亚热带东部 3 种主要木本群落土壤呼吸的研究. *生态学报*, 1999, 19(3): 324~328
- 5 王铸豪,何道泉,宋绍敦,等. 鼎湖山自然保护区的植被、热带亚热带森林生态系统研究. 第 1 集, 1982. 77~141
- 6 周厚诚,李明佳,周远瑞,等. 鼎湖山自然保护区植被图及说明书. 热带亚热带森林生态系统研究. 第 4 集, 1986. 43~49
- 7 吴仲民,曾庆波,李意德,等. 尖峰岭热带森林土壤 C 储量和 CO<sub>2</sub> 排放量的初步研究. *植物生态学报*, 1997, 21(5): 416~423
- 8 Ellis R C. The Seasonal pattern of nitrogen and carbon mineralization in forest and pasture soils in southern Ontario. *Can J Soil Sci*, 1974, 54: 15~28
- 9 Rout S K, Gupta S R. Soil respiration in relation to abiotic factors, forest floor litter, root biomass and litter quality in forest ecosystem of Siwaliks in northern India. *Acta Oecol/Oecol Plant*, 1989, 10: 229~244
- 10 Goreau T J, Mello W Z. Tropical deforestation: Some effects on atmospheric chemistry. *Ambio*, 1988, 17: 275~281
- 11 Ceulemans R, Impens I. CO<sub>2</sub> evolution from different types of soil cover in the tropics. *Trop Agric*, 1987, 64: 68~69
- 12 Townsend A R, Vitousek P M, Trumbore S E. Soil organic matter dynamics along gradients in temperature and land use on the island of Hawaii. *Ecology*, 1995, 76: 721~733
- 13 Hudgens E, Yavitt J B. Land-use effects on soil methane and carbon dioxide fluxes in forests near Ithaca, New York. *Ecoscience*, 1994, 4: 214~222
- 14 Ruess R W, Van C K, Yarie J, et al. Contributions of fine root production and turnover to carbon and nitrogen cycling in taiga forests of the Alaskan interior. *Can J For Res*, 1996, 26: 1326~1336
- 15 张德强,叶万辉,余清发,等. 鼎湖山演替系列中代表性森林凋落物研究. *生态学报*, 2000, 20: 938~944
- 16 Lloyd J, Taylor J A. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 1994, 8: 315~323
- 17 Davidson E A, Belk E, Boone R D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology*, 1998, 4: 217~227.
- 18 Luo Y, Wan S, Hui D, et al. Acclimation of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature*, 2001, 413: 622~625
- 19 Oechel W C, Vourlitis G L, Hastings S J, et al. Acclimation of ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. *Nature*, 2000, 406: 978~981
- 20 Kucera C L, Kirkham D R. Soil respiration studies in tall grass prairie in Missouri. *Ecology*, 1971, 52: 912~915
- 21 Ivan A J, Kim P. Large seasonal changes in Q<sub>10</sub> of soil respiration in a beech forest. *Global Change Biology*, 2003, 9: 911~918