

# 大气 CO<sub>2</sub> 浓度变化与生物群系气候异常之间的关联分析

周涛<sup>①②\*</sup>, 仪垂祥<sup>③</sup>, P. S. Bakwin<sup>④</sup>, L. Zhu<sup>⑤</sup>

① 地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京师范大学, 北京 100875;

② 北京师范大学资源学院, 北京 100875;

③ School of Earth and Environmental Sciences, Queens College, City University of New York, New York 11367, USA;

④ NOAA Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Boulder 80305, USA;

⑤ Department of Epidemiology and Biostatistics, Texas A & M University, TX 77843, USA

\* E-mail: [tzhou@bnu.edu.cn](mailto:tzhou@bnu.edu.cn)

收稿日期: 2007-08-30; 接受日期: 2007-12-24

国家自然科学基金(批准号: 40401028, 40671173, 40425008, 30590384)和中国科学院地理科学与资源研究所访问教授基金资助

**摘要** 自工业革命以来全球化石燃料燃烧释放大气中的 CO<sub>2</sub> 持续升高, 但大气中 CO<sub>2</sub> 的增长速率却并没有相应地增加. 造成这种差异的原因, 尤其是造成大气 CO<sub>2</sub> 浓度年际变化的驱动因素以及其空间位置, 目前还存在很大的争议. 基于全球气候数据及相关的遥感数据, 对 1986~1995 年大气 CO<sub>2</sub> 浓度增长速率(CGR)与生物群系气候异常之间的关联进行了分析. 结果表明: 常绿阔叶林、C<sub>4</sub> 森林草地、C<sub>4</sub> 草地以及针叶林与林地这 4 种生物群系是主要的气候异常敏感区域, 其碳源/碳汇的年际变化影响着大气 CO<sub>2</sub> 浓度的增长速率. 虽然这些影响在特征和数量上存在差异, 但它们有时也会对大气 CO<sub>2</sub> 浓度增长速率表现出共同的作用. 如厄尔尼诺年(1987 年)大气 CO<sub>2</sub> 浓度的增长速率非常大, 而造成这种现象的原因是热带生物群系(常绿阔叶林、C<sub>4</sub> 森林草地、C<sub>4</sub> 草地)对于厄尔尼诺年温度变化的响应.

**关键词**  
生物群系  
碳循环  
气候异常  
NDVI  
厄尔尼诺

化石燃料燃烧及森林砍伐向大气释放大量的 CO<sub>2</sub>, 从而导致大气 CO<sub>2</sub> 浓度的持续增高并引起了全球气候变暖<sup>[1]</sup>. 碳循环研究表明陆地生态系统能够有效地吸收大气中的部分 CO<sub>2</sub>, 从而使得人类释放大气中的 CO<sub>2</sub> 只有不到一半保留在大气中<sup>[2]</sup>. 然而, 尽管化石燃料释放的 CO<sub>2</sub> 逐年增高(增长接近了 40%), 但同期监测到的大气 CO<sub>2</sub> 增长速率基本上保持在相同的水平上, 甚至略有下降<sup>[3]</sup>. 造成大气 CO<sub>2</sub> 增长速率年际变化的原因目前还存在很大的争议与不确定性<sup>[3-6]</sup>.

控制大气 CO<sub>2</sub> 浓度变化的 3 个主要因素包括人类

活动导致的 CO<sub>2</sub> 释放量的变化、海洋-大气碳交换量的变化、陆地-大气碳交换量的变化. 由于人类活动每年释放的 CO<sub>2</sub> 逐年持续上升, 而大气观测到的 CO<sub>2</sub> 增长速率(CGR)并没有相似的增长趋势, 它只是表现出非常明显的年际波动<sup>[5]</sup>, 因此, 造成大气 CO<sub>2</sub> 增长速率年际波动主要受全球陆气碳交换和海气碳交换的影响, 这种陆气与海气碳交换的年际波动与全球主要的气候事件密切相关<sup>[7]</sup>.

区分陆气和海气碳交换的方法总的来说有两类方法<sup>[7]</sup>, 即自上而下的方法(top-down)与自下而上的方法(bottom-up). 自上而下的方法又称为大气反演方

法, 它基于大气 $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ 及 $^{13}\text{CO}_2$ 等气体含量的测量及大气传输模型<sup>[18]</sup>. 由于大气成分的观测具有比较高的精度, 使得该方法可以用于区分海洋与陆地 $\text{CO}_2$ 吸收量<sup>[9]</sup>. 与自上而下方法不同, 自下而上方法通常是基于土地利用变化与森林覆盖变化的详查数据来估算陆地生态系统的碳汇(或碳源)的数量及其空间分布<sup>[10]</sup>.

化石燃料释放的 $\text{CO}_2$ 的年际变化及海洋净吸收的大气 $\text{CO}_2$ 的年际波动都比较小, 它们不能从根本上解释大气 $\text{CO}_2$ 增长速率所表现出的相当大的年际变化, 也就是说造成大气 $\text{CO}_2$ 增长速率年际变化的最主要因素是陆地和大气之间的碳交换的年际波动<sup>[7]</sup>. 海洋碳循环模型与海洋碳观测的研究均表明海洋与大气 $\text{CO}_2$ 交换量的年际波动很小, 它们最大值与最小值之间的差异仅为 $0.5 \text{ GtC} \cdot \text{a}^{-1}$ <sup>[11-13]</sup>. 相反, 全球陆地与大气之间碳交换的年际变化远大于海洋与大气碳交换的年际变化, 它们最大值与最小值之间的差异达到 $4 \text{ GtC} \cdot \text{a}^{-1}$ <sup>[14-16]</sup>. 多种研究方法表明大气 $\text{CO}_2$ 浓度增长速率的变化主要取决于陆气碳交换, 这些研究方法包括: (1) 基于不同观测站大气 $\text{CO}_2$ 浓度变化的时间序列数据的反演方法<sup>[14-16]</sup>; (2) 碳同位素方法<sup>[9]</sup>; (3) 海洋碳循环模型模拟方法<sup>[12,13]</sup>; (4) 陆地碳循环耦合模型模拟方法<sup>[17-20]</sup>.

尽管自上而下的方法与自下而上的方法都认为在全球尺度上, 大气 $\text{CO}_2$ 增长速率的年际波动主要由陆地与大气碳交换的年际变化决定, 这种变化通常与全球主要的气候事件密切相关, 但对于具体区域尺度的陆气碳交换的研究来说还存在许多的不确定性. 如对于自上而下的大气反演方法来说, 在单个区域(洲或海盆)上反演结果的误差通常很高, 而且其显著性可能会丧失; 对于自下而上的方法来说, 由于陆地生态系统的空间异质性过于复杂, 而相比之下陆地生态系统观测的碳通量数据太少, 从而直接影响了大尺度净陆气碳交换估计的精度<sup>[7]</sup>.

考虑到人类碳释放及净海气碳交换的年际波动比较小, 大气 $\text{CO}_2$ 增长速率的年际变化主要由陆地生物圈气候因素的年际波动引起<sup>[7]</sup>, 因此观测到的大气 $\text{CO}_2$ 浓度的增长速率的变化与控制陆地生物群系碳循环的主要气候因素的波动之间存在内在的关联性. 正因为如此, 本文在陆地生物群系尺度上对大气 $\text{CO}_2$

浓度增长速率与相应的气候因素变化之间的相关性进行了分析. 这种分析基于如下的假设, 气候因素的年际波动驱动着陆地生物群系碳的吸收与释放, 进而影响其与大气之间 $\text{CO}_2$ 的净交换量; 同时假设当前生物群系的空间分布与其气候条件相适应, 各植物群系气候因素的概率最大值所对应的气候特征反映该植物群系的最优气候条件(如图 1 所示).

## 1 数据与方法

本文使用的大气 $\text{CO}_2$ 增长速率来自美国海洋和大气管理局气候监测与诊断实验室(NOAA/CMDL)的GLOBALVIEW- $\text{CO}_2$ 数据库<sup>[21]</sup>. 全球土地覆盖数据来自DeFries的遥感分类结果<sup>[22]</sup>, 它的初始分辨率为 $8 \text{ km}$ 并被重采样到 $1^\circ \times 1^\circ$ 空间分辨率. 该土地覆盖分类主要基于AVHRR-NDVI数据, 在分类时参照了 3 个基于地面调查的土地覆盖数据库<sup>[23-25]</sup>, 因而与地面实际情况比较吻合.

年平均气温数据来自全球历史气候观测网(GHCN)发布的数据集(第二版), GHCN包含了大约1260~5860个陆地观测站点, 并且记录1950~1999年间的月平均温度数据<sup>[26]</sup>. GHCN发布的数据的初始分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , 本文在进行分析时把它们重采样到 $1^\circ \times 1^\circ$ 空间分辨率, 以与全球土地覆盖数据相匹配. 全球陆地月平均降水数据来自全球降水气候中心(GPCC), 该数据集的空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ , 它是基于全球约7000个气象观测站点的雨量观测数据得到<sup>[27]</sup>, 该数据集的时间跨度为1986~1999. 本文采用的光合有效辐射(PAR)和净辐射( $R_n$ )根据全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 地表短波与长波辐射计算得到<sup>[28]</sup>. 这些短波与长波辐射数据来自美国航空与航天管理局全球能量与水循环实验(NASA/GEWEX)地面辐射平衡计划(SRB).

本文的研究集中在1986~1995年, 因为这一时段包含除1995年11和12月份PAR与 $R_n$ 外所需的全部数据. 对于缺失的这两个月的PAR与 $R_n$ 数据, 采用其余9年(1986~1994)对应月的平均值来代替. 在数据处理时, 首先基于 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点计算每个气候变量( $T$ ,  $P$ , PAR,  $R_n$ )的均值与标准差, 然后依据土地覆盖图上的生物群系类型进行统计.

在本文中, “气候异常值”定义为某一年各气候因素的观测值与其十年平均值之间的差值. 反映水热

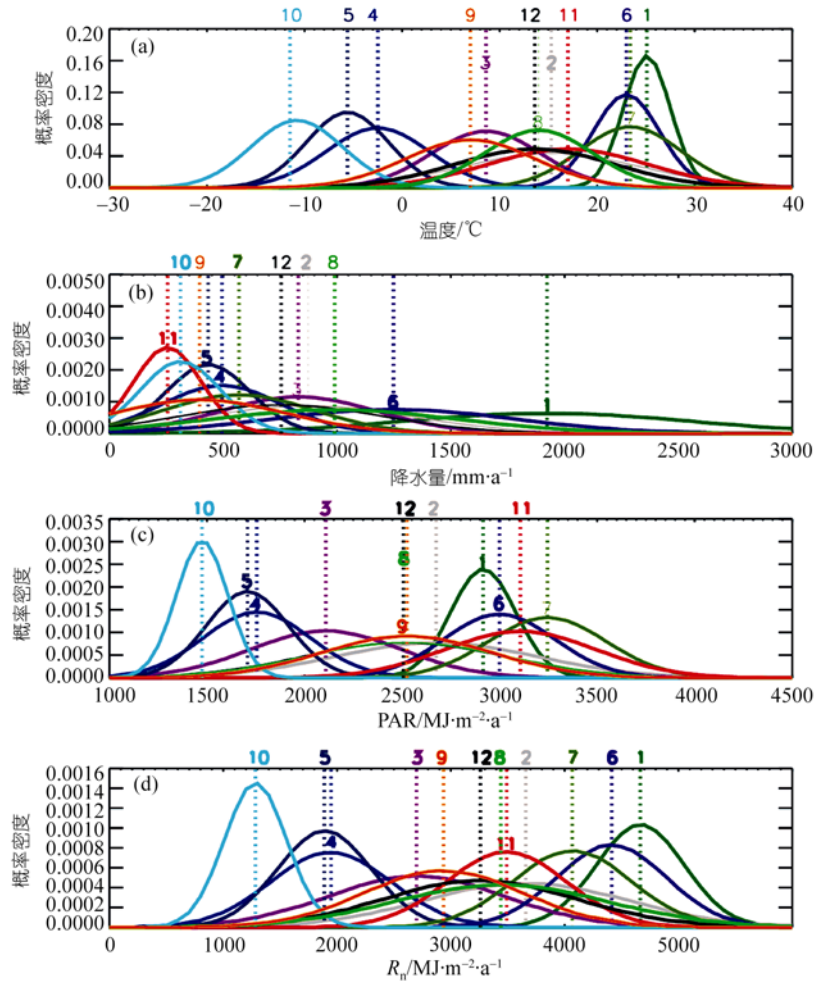


图 1 生物群系各气候因素的分布

(a) 温度; (b) 降水; (c) 光合有效辐射 PAR; (d) 净辐射  $R_n$ . 各曲线中心的数字为不同生物群系的代码, 其具体名称在表 1 中列出

综合指标的 Budyko 干燥指数基于生物群系的净辐射与降水量, 其计算公式为

$$\text{Dryness} = R_n / (L \times P), \quad (1)$$

其中,  $R_n$  为净辐射量 ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ),  $P$  为年降水量 ( $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ),  $L$  为蒸发潜热常数 ( $L = 2.5 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ). 考虑到干旱地区格点的降水量太少而影响干燥指数的计算, 因此在生物群系尺度上的干燥指数的计算基于整个群系的年平均降水量和年平均净辐射量.

## 2 结果与讨论

生物群系气候因素的异常值与大气 CO<sub>2</sub> 浓度增长速率(CGR)之间存在明显的关联性, 其相关显著的结果如图 2 所示, 作为参照各生物群系气候因素的多

年平均值及标准差如表 1 所示. 相关分析表明对于常绿阔叶林, CGR与降水异常之间存在正相关性, 而与干燥指数异常之间存在负相关性(图 2(a)和(b)), 其中作为厄尔尼诺年的 1987 年为明显的奇异值. 如果剔除该厄尔尼诺年数据, CGR与降水异常值及CGR与干燥指数异常值之间的关联性得到明显改善. 相关分析同时表明对于常绿阔叶林, CGR与温度异常之间存在显著的正相关性(图 2(c)). CGR与温度之间的正相关性与基于野外站点的研究结果一致, 野外站点研究表明气温升高降低了常绿阔叶林的光合作用并增强了生态系统的呼吸 [29,30], 使相关联的大气CO<sub>2</sub> 的增长速率明显增大.

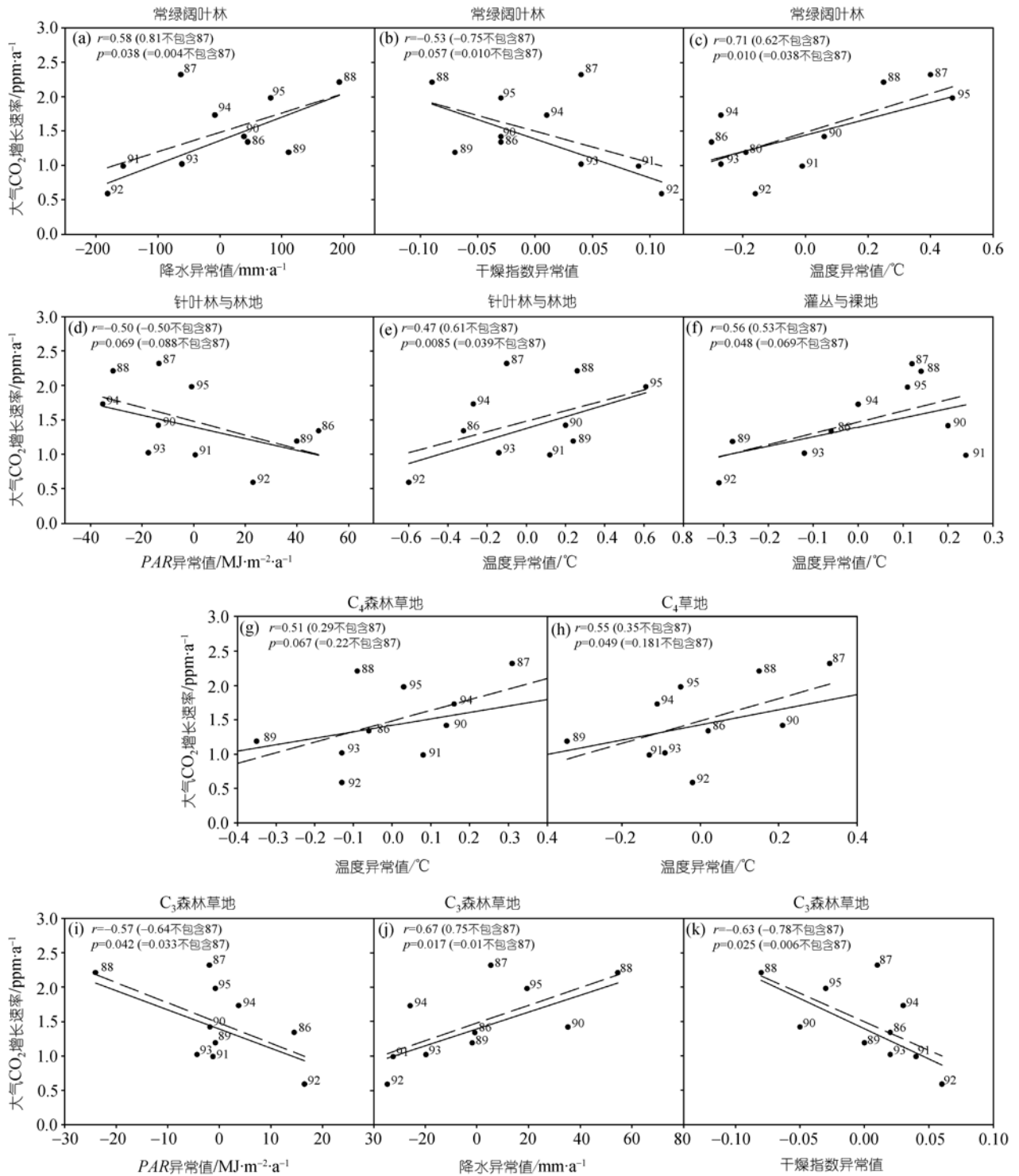


图 2 大气 CO<sub>2</sub> 增长速率与生物群系气候因素异常之间的相关性

图上的数字表示 20 世纪的年份, 如 88 代表 1998 年, 其中实线为不包含 1987 年的拟合线, 虚线为包含 1987 年的拟合线.

$$1 \text{ ppm} = 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$$

表 1 各生物群系气候因素的均值与标准差 (1986~1995)

编号	生物群系	降水/mm·a <sup>-1</sup>	温度/°C	光合有效辐射 /MJ·m <sup>-2</sup> ·a <sup>-1</sup>	净辐射 /MJ·m <sup>-2</sup> ·a <sup>-1</sup>	辐射干燥指数	面积 /10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>
1	常绿阔叶林	1922 (629)	25.1 (2.4)	2916 (167)	4664 (387)	0.97 (0.07)	13.4
2	落叶阔叶林与林地	872 (458)	15.3 (9.2)	2675 (517)	3658 (902)	1.68 (0.05)	3.3
3	针阔叶混交林与林地	830 (347)	8.6 (5.6)	2109 (387)	2698 (774)	1.30 (0.06)	6.6
4	针叶林与林地	494 (265)	-2.5 (5.3)	1755 (276)	1948 (529)	1.58 (0.07)	13.0
5	高纬落叶林与林地	434 (184)	-5.6 (4.2)	1707 (210)	1889 (411)	1.74 (0.09)	5.8
6	C <sub>4</sub> 森林草地	1248 (528)	23.0 (3.4)	2999 (285)	4413 (482)	1.42 (0.06)	17.1
7	C <sub>4</sub> 草地	569 (328)	23.4 (5.2)	3245 (301)	4066 (518)	2.87 (0.16)	8.9
8	C <sub>3</sub> 森林草地	990 (538)	14.0 (2.4)	2523 (515)	3440 (933)	1.39 (0.04)	4.6
9	C <sub>3</sub> 草地	396 (378)	7.0 (2.4)	2525 (435)	2936 (705)	2.97 (0.18)	11.5
10	苔原	312 (176)	-10.8 (4.7)	1475 (132)	1283 (274)	1.65 (0.11)	7.1
11	灌丛与裸地	255 (147)	17.0 (8.2)	3106 (390)	3490 (524)	5.50 (0.42)	11.0
12	耕地	755 (443)	13.6 (8.2)	2508 (518)	3260 (850)	1.73 (0.06)	13.3

对于针叶林与林地生物群系, CGR 与光合有效辐射 PAR 异常之间存在负的相关性, 与温度异常之间存在正的相关性(图 2(d)和(e)). 对于灌丛与裸地、C<sub>4</sub> 森林草地、C<sub>4</sub> 草地而言, CGR 与生物群系的温度异常之间存在显著正相关性(图 2(f)~(h)). 当包含厄尔尼诺年(1987 年)数据时, C<sub>4</sub> 森林草地与 C<sub>4</sub> 草地的 CGR 与温度异常之间的关联性明显增强(图 2(g)和(h)). 对于 C<sub>3</sub> 森林草地而言, CGR 对 PAR 及干燥指数异常更为敏感(图 2(i)~(k)).

除了图 2 中显示的结果外, 落叶阔叶林与林地生物群系的温度异常与 CGR 之间存在比较弱的正相关性( $r=0.43$ ), 但在  $\alpha=0.1$  的水平上不显著( $p=0.11$ ). 其他的生物群系, 如高纬落叶林与林地、苔原及 C<sub>3</sub> 草地, 虽然它们占有相对比较的面积(约占陆地总面积的 24.4%), 但这些生物群系的气候因素的异常与 CGR 之间不存在显著的关联性.

CGR 与降水异常之间正的相关性(图 2(a)和(b))表明, 常绿阔叶林在干旱年份能够吸收更多的大气 CO<sub>2</sub>. 这与通常模型模拟的结果不一致, 模型模拟通常认为降水减少限制了植物的生长从而降低了干旱年份常绿阔叶林对 CO<sub>2</sub> 的吸收<sup>[31,32]</sup>. 本文所示的生物群系尺度上的 CGR 与降水异常之间的正相关性可能由于植物光合作用对水分胁迫的敏感性小于土壤异养呼吸对水分的敏感性. 因为在干旱年份常绿阔叶林的根系能够从深层土壤中吸收水分<sup>[33]</sup>, 因此受降水的影响相对较小, 但土壤有机碳的分解则主要集中在地表和上层土壤, 因此对水分胁迫的影响更为敏感, 从而降低了其碳的排放. 这种水分对常绿阔叶

林碳吸收与排放的影响在巴西的常绿阔叶林的通量塔观测中得到了验证, 三年的通量观测数据表明森林生态系统在干旱年份吸收 CO<sub>2</sub>, 而在湿润年份释放 CO<sub>2</sub><sup>[34]</sup>. 这与本研究图 2 中所示的结果是一致的.

对于 C<sub>3</sub> 森林草地来说, CGR 与降水异常呈正相关性与干燥指数的异常呈负相关性(图 2(j)和(k)), 这归因于净初级生产力(NPP)与土壤呼吸对降水异常响应的敏感性差异. 为了确定降水异常对 NPP 和土壤呼吸的影响, 本研究进一步采用典型的土壤呼吸模型<sup>[35]</sup>和光能利用率模型(CASA 模型<sup>[36,37]</sup>)进行了模拟验证. 结果表明当降水量增加 20% 时, C<sub>3</sub> 森林草地的土壤呼吸将增加 1.3%, 如果不考虑降水和 PAR 之间的相关性, CASA 模型模拟的 C<sub>3</sub> 森林草地的 NPP 将增加 2.4%. 由于 C<sub>3</sub> 森林草地的降水量和光合有效辐射之间存在显著的负的相关性(图 3), 因此, 同时考虑降水和 PAR 影响时, CASA 模型模拟的 NPP 只是增加了 0.45%, 小于降水增加所导致的土壤呼吸的增量(1.3%). 因此, 从总的效果来看, 降水增加使 C<sub>3</sub> 森林草地的碳释放增加, 从而导致 CGR 与降水和干燥指数之间存在如图 2(j)和(k)所示的关系.

通常, 高的大气 CO<sub>2</sub> 增长速率与厄尔尼诺气候条件相对应<sup>[38,39]</sup>. 厄尔尼诺对 CGR 的影响表现在两个方面: 直接影响和间接影响. 直接影响表现在厄尔尼诺改变了温度和降水等气候因素, 并进而影响了陆地与大气之间的碳交换和与之相关的 CGR 的年度变化<sup>[17,40]</sup>. 间接影响表现在厄尔尼诺在一定程度上影响森林火灾的次数和范围, 从而影响大气 CO<sub>2</sub> 增长速率<sup>[41~45]</sup>.

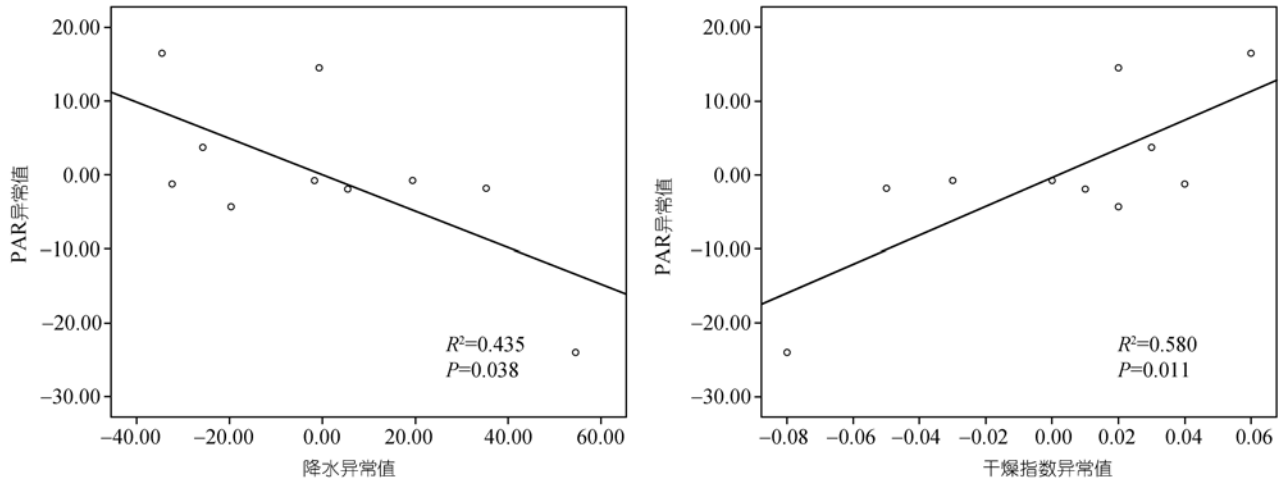


图 3 C<sub>3</sub> 森林草地光合有效辐射(PAR)异常与降水、干燥指数异常之间的关系

虽然Elliott认为大气CO<sub>2</sub>浓度的异常变化与赤道太平洋表层海水温度(SST)异常之间存在较强的正相关<sup>[46]</sup>,但这并不意味着厄尔尼诺年(1987年)高的CGR是由海洋与大气碳交换的异常引起的. Hyson与Pearman<sup>[47]</sup>的研究认为,表层海水温度升高导致的CO<sub>2</sub>的释放对大气CGR的影响有限,温度对海水CO<sub>2</sub>分压的影响并不足以解释大气CO<sub>2</sub>浓度变化.此外,赤道太平洋海洋表面CO<sub>2</sub>分压的测量表明在1987年厄尔尼诺事件中由于富含CO<sub>2</sub>的上升流的减弱,反而使得该年海洋释放的CO<sub>2</sub>是减少的而不是增加的<sup>[48]</sup>.因此,导致1987年大气CO<sub>2</sub>增长速率异常的主要的潜在影响因素是陆地生态系统与大气之间碳交换的变化.从生物群系气候因素异常与大气CO<sub>2</sub>增长速率的关联分析来看,导致厄尔尼诺年CGR异常的主要气候因素不是降水和干燥指数(图2(a)和(b)),而可能是温度异常(图2(c)).

CGR与针叶林与林地生物群系PAR异常之间存在负相关性,与温度异常之间存在正相关性(图2(d)和(e)),这种关联性与光合作用吸收碳及呼吸作用释放碳有关.高的PAR潜在地增大了光合作用吸收的碳,从而导致低的CGR观测值;相反,高的温度增大了生态系统呼吸作用向大气释放的碳量<sup>[49]</sup>,从而导致高的CGR观测值.

总的来说,CGR与生物群系气候异常之间的关联分析表明常绿阔叶林、C<sub>4</sub>森林草地、C<sub>4</sub>草地温度异常是导致1987年大气CGR异常的主要根源.这3

种生物群系占了地球陆地面积的30%,它们对大气CO<sub>2</sub>的增长速率的变化起着重要的作用.自从IPCC第三次评估报告发布以来,越来越多的研究表明大气CO<sub>2</sub>浓度的变化主要是由陆地生物群系与大气之间碳交换的变化引起,尤其是热带生物群系的影响<sup>[7]</sup>.例如,三种不同的反演研究均表明热带常绿林及邻近的草地对1987年厄尔尼诺年的陆地与大气之间碳交换变化的贡献最大<sup>[14-16]</sup>.在本文中,虽然关联分析表明CGR与灌木与裸地生物群系气候因素异常之间亦存在显著的相关性,但考虑到该生物群系吸收大气CO<sub>2</sub>的能力有限,因而它对厄尔尼诺年CGR异常的影响小于上述三种生物群系.

CGR与生物群系气候因素异常之间关联分析的结果表明:(1)厄尔尼诺年表现出的CGR最大的异常主要由常绿阔叶林、C<sub>4</sub>森林草地和C<sub>4</sub>草地生物群系的温度异常引起;(2)常绿阔叶林、针叶林与林地、C<sub>4</sub>森林草地及C<sub>4</sub>草地是主要的气候敏感生物群系,它们的碳源/碳汇变化影响着大气CO<sub>2</sub>增长速率的年度波动.这4种生物群系占全球陆地总面积的39%(如表1),而其生态系统的碳储量约占全球总碳储量的57%<sup>[11]</sup>.然而,关联分析亦表明各生物群系影响CGR的方式不完全相同,其中针叶林与林地生物群系受PAR和温度异常影响,常绿阔叶林受干旱影响,而常绿阔叶林、C<sub>4</sub>森林草地与C<sub>4</sub>草地均受到温度异常的影响.

### 3 结论

生物群系尺度的关联分析表明大气 CO<sub>2</sub> 浓度增长速率的年际波动与常绿阔叶林、C<sub>4</sub> 森林草地、C<sub>4</sub> 草地及针叶林与林地这四种生物群系关系密切, 气候因素的异常影响了它们的光合作用与呼吸作用强度, 并进而影响了大气 CO<sub>2</sub> 浓度增长速率的年际变化。

关联分析同时表明厄尔尼诺年大气 CO<sub>2</sub> 浓度增长速率的异常主要由常绿阔叶林、C<sub>4</sub> 森林草地和 C<sub>4</sub> 草地生物群系对气候异常的响应所致。总的来说, 关联分析表明影响大气 CO<sub>2</sub> 浓度变化的陆地生态系统碳源与碳汇气候敏感的生物群系主要是热带的生物群系, 这与先前的研究表明北半球是主要的“迷失碳汇”区的研究结果有所不同。

**致谢** 本文得到了两位匿名评审专家建设性的意见和建议, 在研究方法和研究结果上与科罗拉多大学 Russ Monson 教授进行了诸多有益的讨论, 在研究过程中, P. W. Stackhouse 博士(NASA)提供了全球地表短波与长波辐射资料, 在此表示衷心感谢。

### 参考文献

- Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. *Climate Change 2001: The Scientific Base*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 1—896
- Schimel D S, House J I, Hibbard K A, et al. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, 2001, 414: 169—172[DOI]
- Wofsy S C. Where has all the carbon gone? *Science*, 2001, 292: 2261—2263[DOI]
- Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO<sub>2</sub> budget. *Science*, 1990, 247: 1431—1438[DOI]
- Conway T J, Tans P P, Waterman L S, et al. Evidence for interannual variability of the carbon cycle from the National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network. *J Geophys Res*, 1994, 99: 22831—22855[DOI]
- 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[DOI]
- Denman K L, Brasseur G, Chidthaisong A, et al. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al., eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. New York: Cambridge University Press, 2007. 499—587
- Gurney K R, Law R M, Denning A S, et al. Towards robust regional estimates of CO<sub>2</sub> sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature*, 2003, 415: 626—630[DOI]
- Rayner P J, Enting I G, Francey R J, et al. Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO<sub>2</sub>, δ<sup>13</sup>C and O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> observations. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 1999, 51: 213—232
- Houghton R A. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from the changes in land use and land management 1850—2000. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 2003, 55: 378—390
- Lee K, Wanninkhof R, Takahashi T, et al. Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 1998, 396: 155—159[DOI]
- Quéré C L, Aumont O, Bousquet P, et al. Two decades of ocean CO<sub>2</sub> sink and variability. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 2003, 55: 649—656
- McKinley G A, Follows M J, Marshall J. Mechanisms of air-sea CO<sub>2</sub> flux variability in the equatorial Pacific and the North Atlantic. *Glob Biogeochem Cycles*, 2004, 18: GB2011, doi: 10.1029/2003GB002179
- Bousquet P, Peylin P, Ciais P, et al. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, 2000, 290: 1342—1346[DOI]
- Rödenbeck C, Houweling S, Gloor M, et al. Time-dependent atmospheric CO<sub>2</sub> inversions based on interannually varying tracer transport. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 2003, 55: 488—497
- Baker D F, Law R M, Gurney K R, et al. TransCom 3 inversion intercomparison: impact of transport model errors on the interannual variability of regional O<sub>2</sub> fluxes, 1988—2003. *Glob Biogeochem Cycles*, 2006, 20: GB1002, doi: 10.1029/2004GB002439
- Jones C D, Cox P M. Constraints on the temperature sensitivity of global soil respiration from the observed interannual variability in atmospheric CO<sub>2</sub>. *Atmos Sci Lett*, 2001, 1, doi: 10.1006/asle.2001.0041
- McGuire A D, Sitch S, Clein J S, et al. Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: Analyses of CO<sub>2</sub>, climate and land use effects with four process-based ecosystem models. *Glob Biogeochem Cycles*, 2001, 15: 183—206[DOI]
- Peylin P, Bousquet P, Quéré C, et al. Multiple constraints on regional CO<sub>2</sub> flux variations over land and oceans. *Glob Biogeochem Cycles*, 2005, 19: GB1011, doi: 10.1029/2003GB002214
- Zeng N, Mariotti A, Wetzel P. Terrestrial mechanisms of interannual CO<sub>2</sub> variability. *Glob Biogeochem Cycles*, 2005, 19: GB1016,

doi:10.1029/2004GB002273

- 21 Global View-CO<sub>2</sub>: Cooperative Atmospheric Data Integration Project—Carbon Dioxide. CD-ROM, NOAA/CMDL, Boulder, 2003 [Also available on Internet via anonymous FTP to ftp.cmdl.noaa.gov, Path: ccg/CO<sub>2</sub>/GLOBALVIEW]
- 22 DeFries R S, Townshend J R G. NDVI-derived land cover classifications on a global scale. *Int J Remote Sens*, 1994, 15: 3567—3586 [\[DOI\]](#)
- 23 Matthews E. Global vegetation and land use: new high resolution data bases for climate studies. *J Clim Appl Meteorol*, 1983, 22: 474—487 [\[DOI\]](#)
- 24 Olson J S, Watts J, Allison L. Carbon in live vegetation of major world ecosystems. Oak Ridge National Laboratory: W-7405-ENG-26. 1983
- 25 Wilson M F, Sellers A. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation models. *J Clim*, 1985, 5: 119—143 [\[DOI\]](#)
- 26 Legates D R, Willmott C J. Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. *Theor Appl Climatol*, 1990, 41: 11—21 [\[DOI\]](#)
- 27 Rudolf B. Management and analysis of precipitation data on a routine basis. In: Proceedings of Int WMO/IAHS/ETH Symposium on Precipitation and Evaporation. Bratislava: Slovak Hydrometeor Institute, 1993. 69—76
- 28 Pinker R T, Laszlo I. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on global scale. *J Appl Meteor*, 1992, 31: 194—211 [\[DOI\]](#)
- 29 Clark D A, Piper S C, Keeling C D, et al. Tropical rain forest tree growth and atmospheric carbon dynamics linked to interannual temperature variation during 1984–2000. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 2003, 100: 5852—5857 [\[DOI\]](#)
- 30 Sotta E D, Meir P, Malhi Y, et al. Soil CO<sub>2</sub> efflux in a tropical forest in the central Amazon. *Glob Change Biol*, 2004, 10: 601—617 [\[DOI\]](#)
- 31 Tian H, Melillo J M, Kicklighter D W, et al. Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature*, 1998, 396: 664—667 [\[DOI\]](#)
- 32 Botta A, Ramankutty N, Foley J A. Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon basin. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(9): 1319, doi:10.1029/2001GL013607
- 33 Nepstad D C, Carvalho C D, Davidson E A, et al. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests. *Nature*, 1994, 372: 666—669 [\[DOI\]](#)
- 34 Saleska S R, Miller S D, Matross D M, et al. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, 2003, 302: 1554—1557 [\[DOI\]](#)
- 35 Raich J W, Potter C S, Bhagawati D. Interannual variability in global soil respiration, 1980—1994. *Glob Change Biol*, 2002, 8: 800—812 [\[DOI\]](#)
- 36 Potter C S, Randerson J T, Field C B, et al. Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data. *Glob Biogeochem Cycles*, 1993, 7(4): 811—841
- 37 Field C B, Randerson J T, Malmstrom C M. Global net primary production: combining ecology and remote sensing. *Remote Sens Environ*, 1995, 51:74—88 [\[DOI\]](#)
- 38 Bacastow R B, Keeling C D. Atmospheric carbon dioxide concentration and the observed airborne fraction. In: Bolin B, ed. Carbon Cycle Modelling (SCOPE 16). New York: John Wiley and Sons, 1981. 103—112
- 39 Lintner B R. Characterizing global CO<sub>2</sub> interannual variability with empirical orthogonal function/principal component (EOF/PC) analysis. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(19): 1921, doi: 10.1029/2001GL014419
- 40 Gérard J C, Nemry B, Francois L M, et al. The interannual change of atmospheric CO<sub>2</sub>: contribution of subtropical ecosystems. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 243—246 [\[DOI\]](#)
- 41 Barbosa P M, Stroppiana D, Grégoire J M, et al. An assessment of vegetation fire in Africa (1981—1991): burned areas, burned biomass, and atmospheric emissions. *Glob Biogeochem Cycles*, 1999, 13(4): 933—950 [\[DOI\]](#)
- 42 Langenfelds R L, Francey R J, Pak B C, et al. Interannual growth rate variations of atmospheric CO<sub>2</sub> and its <sup>13</sup>C, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning. *Glob Biogeochem Cycles*, 2002, 16(3): 1048, doi: 10.1029/2001GB001466
- 43 Page S, Siegert F, Rieley J O, et al. The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. *Nature*, 2002, 320: 61—65 [\[DOI\]](#)
- 44 Werf G R, Randerson J T, Collatz G J, et al. Carbon emissions from fires in tropical and subtropical ecosystems. *Glob Change Biol*, 2003, 9: 547—562 [\[DOI\]](#)
- 45 Patra P K, Ishizawa M, Maksyutov S, et al. Role of biomass burning and climate anomalies for land-atmosphere carbon fluxes based on inverse modeling of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Glob Biogeochem Cycles*, 2005, 19: GB3005, doi: 10.1029/2004GB002258
- 46 Elliott W P, Angell J K. On the relation between atmospheric CO<sub>2</sub> and equatorial sea-surface temperature. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 1987, 39: 171—183
- 47 Hyson P, Pearman G I. Aspects of atmospheric CO<sub>2</sub> observations and modelling. In: Pearman G I, ed. Carbon Dioxide and Climate: Australian Research. Canberra: Australian Academy of Science, 1980. 65—77
- 48 Wong C S, Chan Y H, Page J S, et al. Change in equatorial CO<sub>2</sub> flux and new production estimated from CO<sub>2</sub> and nutrient levels in Pacific surface waters during the 1986/87 El Niño. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 1993, 45: 64—79 [\[DOI\]](#)
- 49 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 [\[DOI\]](#)