

影响青藏高原植被生理过程与大气 CO₂ 浓度及气候变化的相互作用*

范广洲^{1,2)} 程国栋¹⁾ P4 A

1) (中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000)

2) (成都信息工程学院, 成都 610041)

摘 要 利用 1 陆面过程模式, 初步模拟研究了青藏高原夏季风盛行期植被生理过程与大气 CO₂ 浓度及气候变化的相互作用。结果表明, 气候以及大气 CO₂ 浓度变化对青藏高原地区的植被生理过程有较明显的影响, 高温、高湿和高 CO₂ 浓度将加强高原植被的光合作用和呼吸作用, 有利于植被生长。高原植被也可通过生理过程, 产生净 CO₂ 吸收, 降低大气 CO₂ 含量, 起到调整温室效应的作用, 从而影响全球气候变化; 当气温升高、大气 CO₂ 增加时, 这种作用更加有效。青藏高原地区大气 CO₂ 浓度加倍, 对高原地区气候的直接影响不明显。植被的存在也会影响区域气候变化, 并可通过改变高原热源, 进而影响高原及其周边地区气候变化。文中还归纳出了植被生理与气候相互作用的简单概念模型。

关键词: 植被生理过程; CO₂ 浓度; 气候变化; 陆面模式

1 引言

地球绿色植物是包括人类在内的一切生物生存的基础条件之一, 绿色植物是整个地球系统的“肺”。植被的存在, 可以通过雨水截留过程、水土保持过程、蒸腾过程以及植被生理过程等对地球水文循环造成影响; 可以通过改变地表粗糙度等改变大气动力过程, 从而改变全球大气循环; 可以通过改变地表反照率、土壤热容量等改变地表热力状况, 从而改变地、气热量交换; 可以通过吸收和释放 CO₂、大气尘埃以及蒸发水分等过程, 改变大气成分, 从而影响全球气候变化。植被的存在同时也受到气候变化的强烈影响。可以说气候和植被是共存于一个动态系统中的两个方面。气候特征是决定植被分布的主要因素之一, 而植被的存在又在一定程度上影响着区域乃至全球气候的变化。Xue 等^[1]指出撒哈拉沙漠扩展时, 降水减少 13%, 蒸发、云量亦减少; 沙漠消失时, 降水增加 25%, 蒸发亦明显增多。Carlos 等^[2]利用 GCM 模式研究了亚马孙河流域森林砍伐对气候的影响, 发现以草原代替雨林后, 地表温度将升高 2.5℃, 年蒸散率下降 30%, 降水减少 25%, 且在干季最明显。范广洲等^[3]利用 GCM-SSiB 模式模拟发现我国西北地区绿化后, 东、南亚年平均地表温度升高, 海平面气压下降, 我国及中南半岛

2000-10-16 收到, 2001-05-14 收到再改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G19990435 及中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程重点项目“典型流域气候与环境系统模式发展研究”共同资助

地区降水增多, 印度降水减少。绿化后西北地面热源增强明显, 并通过环流影响使东、南亚地区冬季风减弱, 夏季风增强, 并且指出温带干旱、半干旱区植被效应及其物理过程与热带雨林区是不同的。Kabat 等^[4]指出, 在半干旱地区, 森林砍伐或退化可以导致降水减少。撒哈拉北部地区在罗马时期由于森林覆盖较好, 其降水量明显高于现代。这种降水变化不仅发生于阿拉伯半岛及北非(植被变化区), 而且发生于撒哈拉南部地区。在其他半干旱区(美国西南部及墨西哥、非洲、亚洲中部以及澳大利亚)的数值试验也证明植被退化不仅导致该区降水减少, 而且明显改变了全球其他地区的降水形势; 地表植被在几天甚至几小时的天气过程的预报中也有影响。Claussen 等^[5]模拟认为, 发生于 4 000~6 000 年前的撒哈拉和阿拉伯地区的沙漠化, 主要是由地球轨道的微小变化引起, 但被亚热带地区的大气-植被反馈过程明显加强。

上述工作主要研究了植被物理过程对气候的影响, 而没有考虑植被生理过程的作用。近来的研究发现, 植被的反馈作用在由于大气 CO_2 浓度增加引起的温室效应中也扮演着重要角色, 这一发现在理解气候变化上有着重要的科学意义^[4]。通过测量和分析大气中氧浓度和 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比率的变化, 获得了对现今全球碳循环的新认识, 即北半球中纬度陆地生态系统是一个重要的碳汇, 可吸收人为排放的 CO_2 约 2 Gt/a ^[6]。Mora 等^[7]通过分析古土壤碳酸盐和与其共存的土壤有机质中稳定碳同位素发现, 自古生代中期至古生代晚期, 大气 CO_2 浓度下降了 10%, 分析表明大气 CO_2 浓度下降与陆地植被增加和全球气候变化导致的石炭纪冰河期有关。Sellers 等^[8]通过数值模拟发现 CO_2 加倍不仅能导致传统意义上的“温室效应”, 而且陆地植被对 CO_2 浓度增加的生理响应, 也可以导致大陆上的增暖, 植被的生理作用将使全球 CO_2 引起的温室效应加强。石广玉等^[9]指出, 地球生态系统在全球碳循环中的作用具有双重性: 人类活动对它的破坏使之成为 CO_2 的源, 而其对过量 CO_2 的响应又使其成为 CO_2 的汇。

可见植被对区域乃至全球的气候变化有着重要影响。同时, 气候变化对全球植被的分布及植被对大气 CO_2 的吸收也有着明显的影响。Christensen 等^[10]通过考察欧亚大陆苔原生态系统的—个纵断面上的碳循环和甲烷交换类型发现, 碳的长期累积速率(即大气 CO_2 的净吸收)受到简单气候参数的影响(如 7 月份平均气温和年降水量等), 温度和降水的增加使碳吸收速率增加。

2 资料介绍

青藏高原隆起是地球演变史上的一个重大自然历史事件, 它的隆起对高原及其邻近地区, 甚至对北半球乃至全球的气候与环境都产生了深刻的影响。以前关于青藏高原的研究工作主要集中于高原的动力和热力作用的研究, 而由于资料缺乏等原因, 对青藏高原地区的陆-气相互作用过程的研究甚少, 尤其生物生理过程与气候的相互作用研究则更少。1998 年 6 月 16 日至 9 月 16 日(当年高原的季风期)期间, GAME (GEWEX Asia Monsoon Experiment) / Tibet 试验在藏北高原的安多 ($32^{\circ}14'30''\text{N}$, $91^{\circ}37'30''\text{E}$) 地区进行了为期 3 个月的加强观测^[11], 取得了较好的观测资料, 这对高原地区陆-气相互作用研究有着非常重要的意义。GAME / Tibet 试验观测点位于安多以西约 6 km 处。观测仪器主要包括一个 14 m 高的气象塔, 一个测量 4 个辐射分量的测

量系统, 一个湍流测量系统等。观测期间每 10 min 记录一次各观测量的最大、最小及平均值。经检验各观测量均有较好的精确度。有关观测量的具体观测方法及精度检验等问题, 请参阅文献[11]。

3 陆面过程模式介绍

1996 年 Bonan^[12]发展了陆面过程模式 (LSM), 并被 CCM3 等气候模式采用, 其结果由于 LSM 模式的应用, 气候模式的模拟效果明显改善。LSM 模式是一个一维模式, 包括生态系统动力过程、生物物理过程、水文过程和生物化学过程等物理过程, 可以描述陆气间能量、动量、水分以及 CO₂ 等的交换, 对植被生理过程与气候的相互作用有较好的模拟能力。模式中 CO₂ 的交换主要包括植物光合作用对大气 CO₂ 的吸收以及植物呼吸作用向大气的 CO₂ 释放。植物光合作用的 CO₂ 吸收率 A (单位: $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$) 为

$$A = \frac{C_s - C_i}{1.65 r_s p_{\text{atm}}}, \quad (1)$$

其中 C_s 为叶片表面的 CO₂ 浓度 (单位: Pa); C_i 为叶片间的 CO₂ 浓度 (单位: Pa); r_s 为叶片气孔阻抗 (单位: $\text{s m}^2 \mu\text{mol}^{-1}$); p_{atm} 为气压。

植物生长呼吸作用的 CO₂ 释放率 (R_g , 单位: $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$) 为

$$R_g = 0.25(A_{\text{sun}} L_{\text{sun}} + A_{\text{sha}} L_{\text{sha}}) \quad (2)$$

其中 A_{sun} 和 A_{sha} 为向阳和背阴叶片的光合作用吸收的 CO₂ 量; L_{sun} 和 L_{sha} 为向阳和背阴叶片的面积指数。

由于模式在许多方面的成功应用, 因此本文将不再对其性能进行检验。

4 数值试验设计

4.1 模式大气资料的输入

LSM 模式所需要输入的大气边界条件包括: (1) 大气参考高度; (2) 参考高度处气压; (3) 参考高度处温度; (4) 参考高度处风速; (5) 参考高度处比湿; (6) 地表面气压; (7) 大尺度降水和对流性降水; (8) 参考高度处 CO₂ 含量, 一般取为定值 ($355 \times 10^{-6} \text{mol mol}^{-1}$); (9) 参考高度处 O₂ 含量, 一般也取为定值 ($0.209 \text{mol mol}^{-1}$); (10) 5 个入射辐射分量: 入射长波辐射、直射可见光辐射、漫射可见光辐射、直射近红外辐射、漫射近红外辐射。其中物理量 (1) ~ (7) 及入射长波辐射由 GAME/Tibet 试验的观测资料提供, 其他四个辐射分量由经验公式计算:

$$\text{直射可见光辐射通量: } F_{s,b} = \lambda_d (1 - \lambda_b) F_{\text{sw}}, \quad (3)$$

$$\text{漫射可见光辐射通量: } F_{s,d} = \lambda_d \lambda_b F_{\text{sw}}, \quad (4)$$

$$\text{直射近红外辐射通量: } F_{n,b} = (1 - \lambda_d) (1 - \lambda_b) F_{\text{sw}}, \quad (5)$$

$$\text{漫射近红外辐射通量: } F_{n,b} = (1 - \lambda_d) \lambda_b F_{\text{sw}}, \quad (6)$$

其中,

$$\lambda_b = \beta + (1 - \beta)C_t, \quad (7)$$

$$\beta = \frac{0.0604}{\cos\theta - 0.0223} + 0.0683, \quad (8)$$

$$\lambda_d = \frac{580 - 464C_t}{(580 - 499C_t) + (580 - 464C_t)}, \quad (9)$$

F_{sw} 为达到地表的总短波辐射通量, $\cos\theta$ 为太阳天顶角, C_t 为云量。

4.2 模式所需陆面资料

LSM 模式所需的陆面资料包括格点中心的经纬度、地表类型、土壤颜色等。其中经纬度用来计算太阳天顶角; 地表类型用来确定植被类型及其覆盖度, 模式地表类型共分为 29 种, 植被类型分为 14 种, 每种地表类型包含 3 种植被类型及其覆盖度; 土壤颜色用来确定干、湿土壤的反照率。

4.3 数值试验设计

为了研究青藏高原地区植被及 CO_2 浓度变化与气候的相互作用, 本文共设计了 5 个数值试验 (表 1): 试验 1 (EXP1) 的大气资料和陆面资料均取为实况值, 主要用来研究气候变化对植被生理过程的影响; 试验 2 (EXP2) 将大气底层的 CO_2 浓度加倍, 用来模拟 CO_2 加倍情况下, 植被生理过程及其对气候的影响; 试验 3 (EXP3) 将安多地区地表类型改为荒漠, 模拟研究植被类型对气候的影响; 试验 4 (EXP4) 将安多地区地表类型改为寒温带夏绿阔叶林, 模拟研究植被类型对气候的影响; 试验 5 (EXP5) 将安多地区地表类型改为寒温带夏绿阔叶林, 并将大气底层 CO_2 浓度加倍, 模拟研究植被与 CO_2 浓度变化对气候的影响。5 个试验积分时间均从 1998 年 6 月 16 日 00 时至 1998 年 9 月 16 日 24 时。模式时间步长为 5 min, 每天输出一次模式资料用于结果分析。

表 1 数值试验设计

数值试验	大 气 资 料 和 陆 面 资 料
EXP1	均为实况值
EXP2	大气底层 CO_2 浓度加倍 ($=710 \times 10^{-6} \text{ mol mol}^{-1}$), 其他同 EXP1
EXP3	地表类型改为荒漠, 植被覆盖度为 0, 其他同 EXP1
EXP4	地表类型改为寒温带夏绿阔叶林, 植被覆盖度为 75%, 其他同 EXP1
EXP5	地表类型和植被类型同 EXP4, 大气底层 CO_2 加倍, 其他同 EXP1

试验所需的气压、温度、风速、比湿、入射长波辐射、大尺度降水和对流性降水等资料由 GAME/Tibet 试验的观测资料提供; 直射可见光辐射、漫射可见光辐射、直射近红外辐射、漫射近红外辐射利用 GAME/Tibet 试验观测资料和经验公式计算得到 (见 4.1 节); 陆面资料取实况值 (见 4.2 节)。LSM 模式输出资料主要包括潜热、感热、长波辐射、水汽、 CO_2 等通量。其中 CO_2 通量主要包括植被光合作用的吸收率、呼吸作用的释放率、微生物呼吸作用的排放率等。有关植被光合作用的 CO_2 吸收率和呼吸作用的 CO_2 释放率计算方法见第 3 节。

5 模拟结果分析

5.1 气候变化对植被生理的影响

EXP1 的目的是研究气候变化对植被生理过程的影响。试验中地表类型为高寒草原; 植被类型为高寒草地 (覆盖度为 60%)、温带草地 (覆盖度为 20%)、裸土 (覆盖度为 20%)。下面简要分析 EXP1 的模拟结果, 从而讨论气候变化对植被生理过程的影响。

5.1.1 气候变化对植被光合作用的影响

对 1998 年 6 月 16 日至 9 月 16 日共 93 天的安多地区土壤湿度 (模拟)、大气湿度 (观测)、降水量 (观测)、气压 (观测)、太阳短波辐射 (观测) 及地表 2 m 处大气温度 (模拟) 由大到小排序, 并按各物理量排序结果分别调整植被光合作用的 CO_2 吸收率序列 (模拟), 使之与相应的物理量序列对应, 绘制植被光合作用的 CO_2 吸收率随各量变化的曲线图 (图 1)。

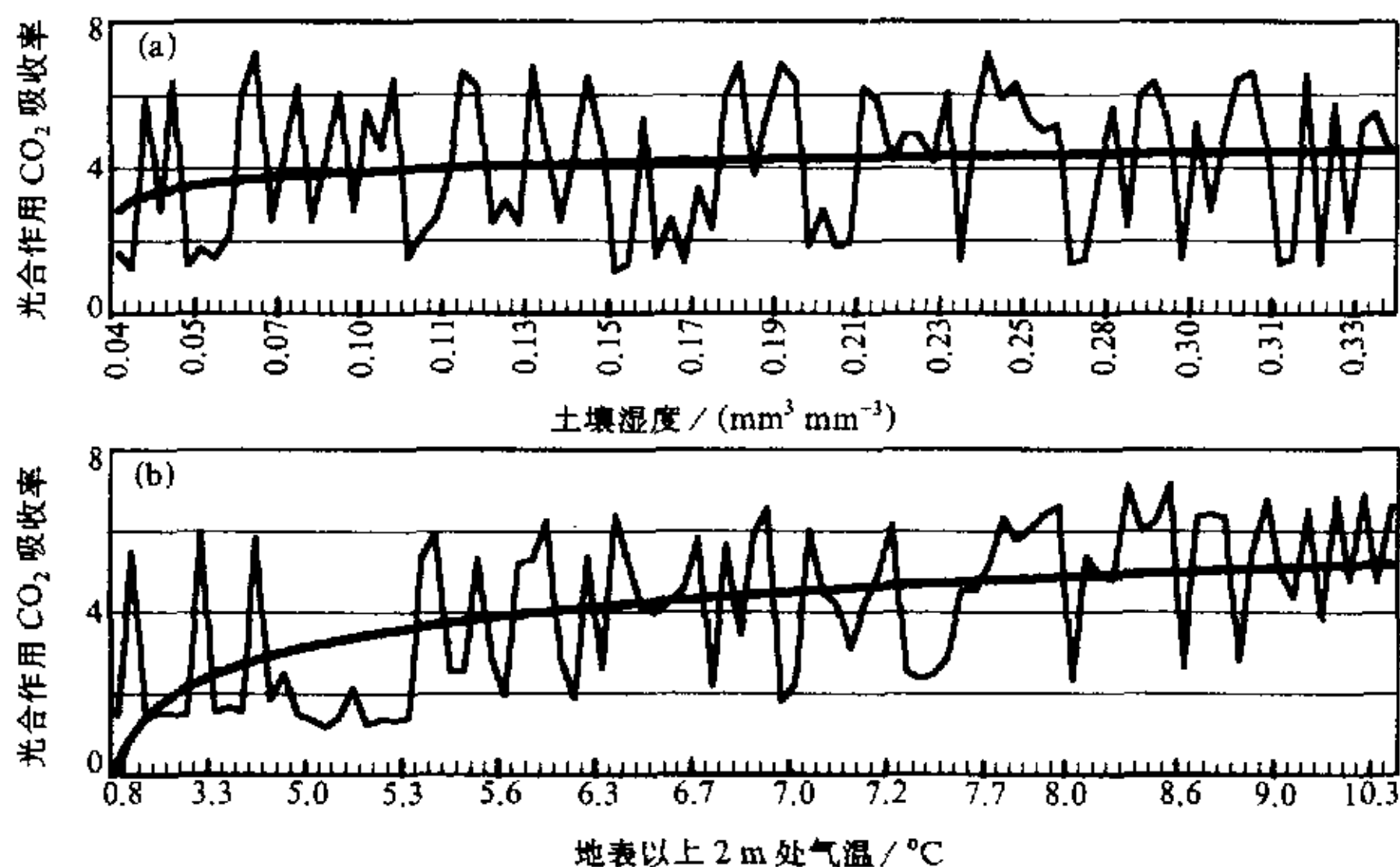


图 1 植被光合作用的 CO_2 吸收率随各量的变化
细线为植被光合作用的 CO_2 吸收率原始序列曲线; 粗线为指数拟合曲线
(a) 随土壤湿度的变化; (b) 随地表以上 2 m 处气温的变化

从图 1a 可知, 高原地区草原植被光合作用的 CO_2 吸收率随土壤湿度的增加而增加, 尤其在土壤湿度较小时, 其增加速率较快。表明土壤越湿润越有利于植被光合作用。一般土壤湿度每增加 $1 \text{ mm}^3 \text{ mm}^{-3}$, 光合作用的 CO_2 吸收率约增加 $5.2 \mu\text{mol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 。从图 1a 中 CO_2 原始序列曲线可以看到, 在光合作用的 CO_2 吸收率随土壤湿度增加而增加的过程中, 还存在不同的波动, 表明土壤湿度对植被光合作用吸收 CO_2 的影响是一种非线性过程。地表面以上 2 m 处气温是所考察的几个变量中对青藏

高原地区草原植被光合作用 CO_2 吸收率影响幅度最大的一个变量。从图 1b 中的拟合曲线可知, 在气温向 0°C 接近时, 植被光合作用变得很弱, 甚至趋向于 0。随着气温的升高, 光合作用迅速加强, 平均气温每升高 1°C , 光合作用的 CO_2 吸收率约增加 $0.55 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ 。从图 1b 中原始序列曲线可知, 在光合作用的 CO_2 吸收率随气温升高而增加的过程中, 同样存在波动, 表明气温对植被光合作用的影响也呈非线性关系。其他一些物理量如大气湿度、降水量、气压等对高原地区植被光合作用的 CO_2 吸收率影响相对较小, 这里不再讨论。

5.1.2 气候变化对植被生长呼吸作用的影响

植被生长呼吸作用的 CO_2 释放率随土壤湿度的增加而增加 (图 2a), 表明土壤水分含量高有利于植被呼吸作用。一般土壤湿度每增加 $1 \text{ mm}^3 \text{ mm}^{-3}$, 植被呼吸作用的 CO_2 释放率约增加 $1.55 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ 。从图 2a 中原始序列曲线也可知, 呼吸作用的 CO_2 释放率随土壤湿度增加而增加的过程并非是均匀过程, 而是存在明显的波动, 这表明土壤湿度对植被呼吸作用的影响呈非线性关系。地表面以上 2 m 处气温也是所考察的几个变量中对植被呼吸作用的 CO_2 释放率影响最大的一个 (图 2b)。尤其在气温较低时, 随气温升高, 呼吸作用的 CO_2 释放率增加明显, 气温较高时, 其随气温升高而增加的速率变慢。平均而言, 气温每升高 1°C , 呼吸作用的 CO_2 释放率约增加 $0.13 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ 。从图 2b 中原始序列曲线还可知, 在呼吸作用的 CO_2 释放率随气温升高而增加的过程中, 同样存在波动, 表明气温与植被呼吸作用也呈非线性关系。其他一些物理量如大气湿度、降水量、气压等对高原地区植被呼吸作用的 CO_2 释放率影响也相对较小, 这里也不再讨论。

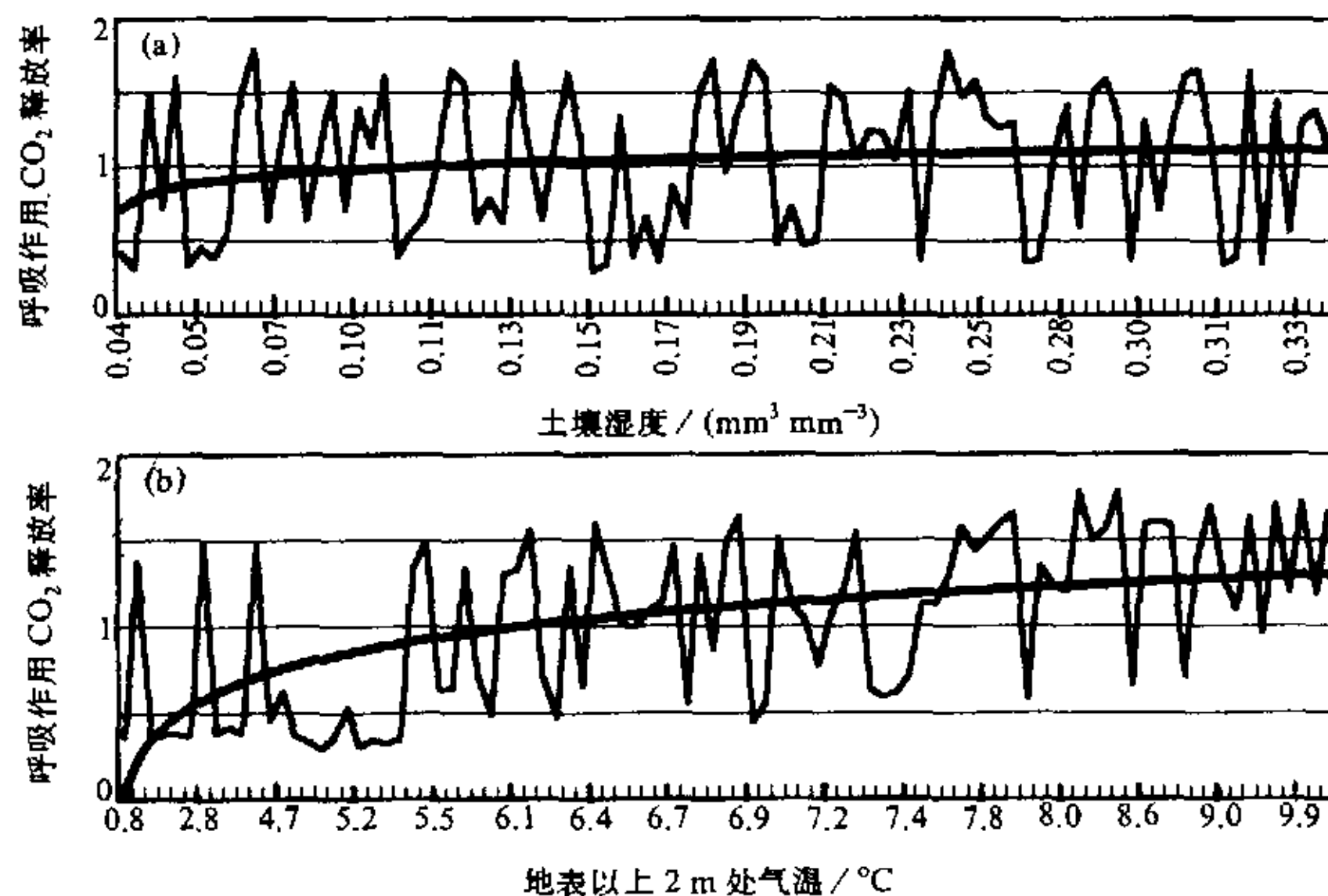


图2 植被生长呼吸作用的 CO_2 释放率随各量的变化
细线为植被生长呼吸作用 CO_2 释放率的原始序列曲线; 粗线为指数拟合曲线
(a) 随土壤湿度的变化; (b) 随地表以上 2 m 处气温的变化

从这些分析可见, 对植被光合作用及呼吸作用影响最大的是土壤湿度和气温, 说明高温、高湿有利于植被生长。另外从上述分析中还可以得到一个重要结论: 植被光合作用的 CO₂ 吸收率随气温升高的增加速度明显高于呼吸作用的 CO₂ 释放率随气温升高的增加速度, 这表明由温室气体增加造成的温室效应将会被高原植被生理过程所减弱。

5.2 大气 CO₂ 浓度变化与植被生理过程的相互作用

5.2.1 大气 CO₂ 浓度变化对植被光合作用的影响

大气 CO₂ 浓度变化对植被光合作用会产生明显影响。从 EXP2 与 EXP1 及 EXP5 与 EXP4 的对比结果 (表 2) 可知, 当大气 CO₂ 浓度加倍时, 无论青藏高原地区夏季是草原植被还是落叶阔叶林植被, 植被光合作用的 CO₂ 吸收率均明显增加, 增加量约占原 CO₂ 吸收率的 29% 和 26%。表明大气 CO₂ 浓度增加有利于高原植被的光合作用。

表 2 各试验模拟结果分析

物理量 \ 试验	EXP1	EXP2	EXP3	EXP4	EXP5
2 m 气温 / °C	6.6	6.5 (-0.1)	6.7 (0.1)	7.5 (0.9)	7.5 (0.0)
植被蒸腾耗热 / W m ⁻²	35.5	28.6 (-6.9)	0.0 (-35.5)	36.7 (1.2)	29.2 (-7.5)
地表蒸发耗热 / W m ⁻²	53.7	55.5 (1.8)	98.4 (44.7)	78.5 (24.8)	78.0 (-0.5)
净长波 / W m ⁻²	62.8	61.7 (-1.1)	58.4 (-4.4)	60.6 (-2.2)	60.7 (0.1)
感热 / W m ⁻²	32.3	36.4 (4.1)	33.0 (0.7)	29.6 (-2.7)	37.2 (7.6)
地表热源 / W m ⁻²	184.3	182.2 (-2.1)	189.8 (5.5)	205.4 (21.1)	205.1 (-0.3)
光合作用吸收 CO ₂ 率 / μmol s ⁻¹ m ⁻²	4.1	5.3 (1.2)	0.0 (-4.1)	3.8 (-0.3)	4.8 (1.0)
呼吸作用释放 CO ₂ 率 / μmol s ⁻¹ m ⁻²	1.0	1.3 (0.3)	0.0 (-1.0)	0.9 (-0.1)	1.2 (0.2)

注: EXP2、EXP3 及 EXP4 括号中数值为与 EXP1 的差值; EXP5 括号中数值为与 EXP4 的差值

5.2.2 大气 CO₂ 浓度变化对植被呼吸作用的影响

从 EXP2 与 EXP1 及 EXP5 与 EXP4 的对比结果 (表 2) 还可看到, 当大气 CO₂ 浓度加倍时, 植被呼吸作用的 CO₂ 释放率也有所增加, 增加量约占原 CO₂ 释放率的 30% 和 22%。这表明大气 CO₂ 浓度增加同样有利于高原植被的呼吸作用。

5.3 植被生理过程对大气 CO₂ 浓度的影响

由表 2 可知, 各试验中植被光合作用的 CO₂ 吸收率均明显大于呼吸作用的 CO₂ 释放率 (除 EXP3), 即植被生理过程有净 CO₂ 吸收。特别在大气 CO₂ 浓度加倍时, 光合作用 CO₂ 吸收率与呼吸作用 CO₂ 释放率的差值更大。这些特征表明青藏高原地区夏季风盛行期, 植被可以通过生理过程吸收大气中 CO₂, 当大气 CO₂ 增加, 这种效应更加有效, 可见高原植被生理过程具有调节温室效应的功能。

5.4 植被对气候变化的影响

从上述的分析可知, 气候变化对植被生理有着明显的影响; 同时, 植被的存在也会通过各种物理及生理过程, 对气候变化产生直接和间接的影响。

从表 2 中可以看到, 高原地区变为荒漠时 (EXP3), 该区地表以上 2 m 处气温将略有增加, 这表明高寒草原植被将使高原夏季近地面气温降低。植被消失, 植被蒸腾耗热量变为 0。而由于植被消失, 地表裸露, 土壤水分可以直接与大气进行交换, 因此地

表蒸发耗热增加明显,不利于高原地区土壤湿度的保持,可能会导致土壤湿度下降,荒漠化加剧。荒漠化后,地表净长波辐射将减少,感热增加,总体地表热源将增加 5.5 W m^{-2} ,说明荒漠化将影响高原夏季热源,从而可能对高原及其周边气候产生影响。

高原地表类型变为寒温带夏绿阔叶林,植被覆盖度变为 75% 时 (EXP4),高原近地表大气温度将有较明显升高。由于寒温带夏绿阔叶林根系比草原植被根系深,植株高大,因此其冠层蒸腾耗热量将增加。而由于植株高大,且植被覆盖度相对较小,因此地表比高寒草原植被时容易裸露,地表与大气间的水分交换比草原植被时强,地表蒸发耗热量增加明显。由于近地表大气温度升高,地、气间温差减小,导致地表净长波辐射和地表感热减小,然而总的地表热源将有较大程度加强,这将对高原及其周边气候产生明显影响,甚至可能影响全球气候变化。

青藏高原地区大气底层 CO_2 浓度加倍 (EXP2、EXP5) 时,无论是草原植被还是夏绿阔叶林植被,高原近地表大气温度均变化不明显。这与 Sellers 等^[8]认为的大气底层 CO_2 加倍,将使全球陆地格点平均地表气温升高的结论不一致,这也许说明青藏高原地区植被受大气底层 CO_2 加倍影响导致的气温变化与全球平均情况不一致,但这一结论尚需观测试验及更精确的数值模拟研究验证。

另外从前文的分析可知,植被可以通过生理过程,产生净 CO_2 吸收,使大气 CO_2 含量降低,从而导致大气温室气体减少,温室效应下降,全球气温降低。这种作用可能是长期的、大范围的影响。

6 结论及讨论

从本文的模拟结果可知,气候变化和大气 CO_2 浓度对青藏高原地区的植被生理过程有明显影响,高温、高湿、高 CO_2 浓度将加强高原植被的光合作用和呼吸作用,有利于植被生长。

植被的存在,可能会通过各种物理过程,影响高原热源,从而影响高原及其周边气候变化,且不同的植被类型其影响程度也不同。

青藏高原地区底层大气 CO_2 浓度加倍,对高原地区气候的直接影响不明显。这可能表明青藏高原地区植被受大气底层 CO_2 加倍影响导致的气温变化与全球平均情况不一致,但这一结论尚需观测试验及更精确的数值模拟工作的进一步检验。

根据以往的研究,陆地生态系统是全球重要的碳汇^[6,7],其对大气碳的吸收至少与海洋的作用相当^[6]。从本文的结果可以看到,高原植被可以通过生理过程,产生净 CO_2 吸收,从而降低大气 CO_2 含量,起到调整温室效应的作用,尤其当气温升高、大气 CO_2 浓度增加时,这种作用可能更加有效。植被通过这些生理过程对区域乃至全球气候产生的影响可能更持久、更有效、范围更广。这一结论与 Sellers 等^[8]认为的植被生理过程可能加强温室效应这一结论不一致,原因可能是 Sellers 只考虑了植被生理过程对气候的影响,而没有考虑到植被生理过程对大气 CO_2 浓度等变化的影响以及气候变化对植被生理的影响。

总结本文结果,我们可以简单归纳出植被生理过程与气候变化相互作用的简单概念模型 (图 3): 在气候暖湿时,陆地植被系统发展,将吸收更多 CO_2 ,从而导致大气

CO₂ 浓度下降, 温室效应减弱, 气候变冷。变冷的气候使地球表面蒸发减弱, 因此大气湿度下降, 降水量减少, 气候变冷干。这时植被退化, 植被吸收的大气 CO₂ 减少。并且由于植被腐烂分解释放 CO₂, 使大气 CO₂ 浓度增加, 气候变暖。变暖的气候使地球表面蒸发增加, 大气湿度增加, 从而导致降水量增加, 气候又变暖湿, 完成一次循环。这里应当指出的是, 这一概念模型只是利用青藏高原一个测点的模拟结果给出的, 且只简单考虑了植被呼吸作用和光合作用, 没有考虑微生物排放的影响。在气候变暖时土壤微生物活性将大大增加, 其 CO₂ 排放率亦将增加。因此这一简单概念模型是非常初步的, 尚需更完整的资料及数值模拟工作的检验、修正和补充。

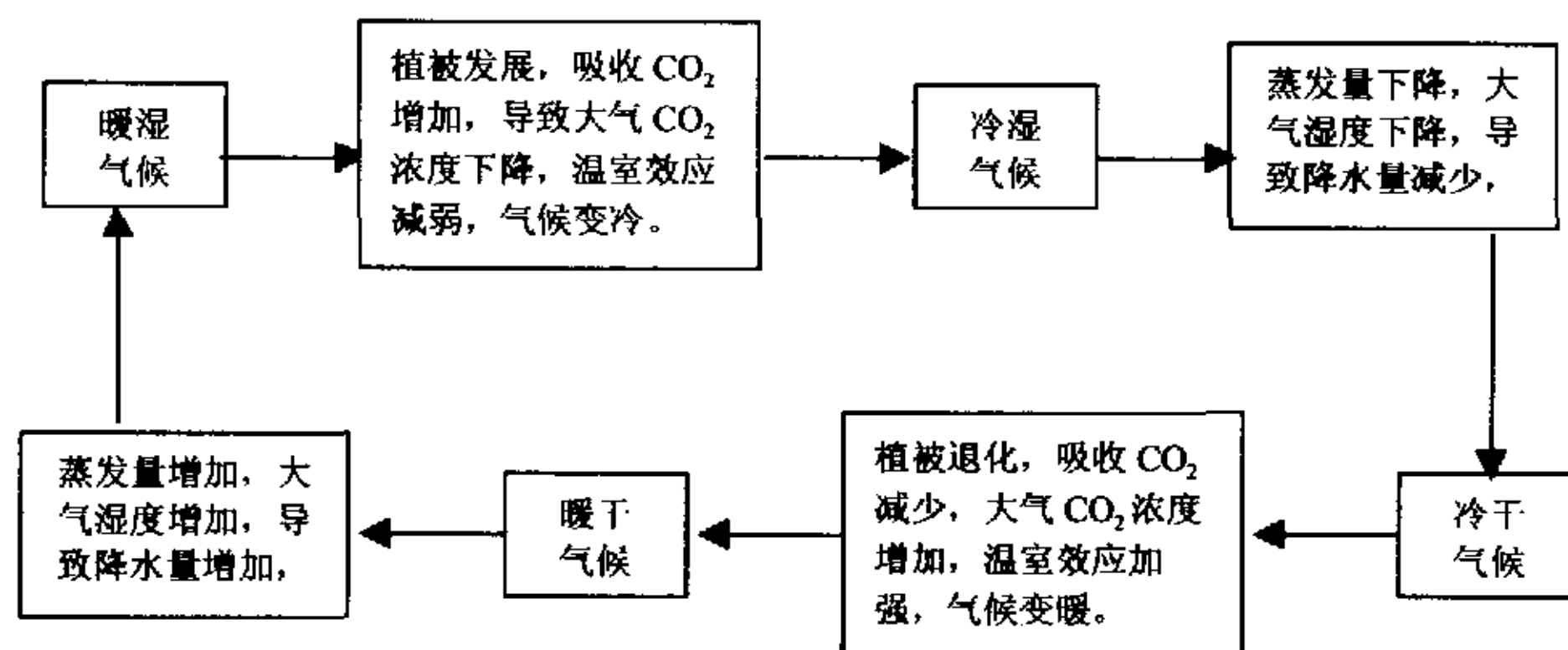


图3 植被与气候相互作用的概念模型

本文尚存在许多不足之处: 只利用一简单的陆面过程模式进行模拟, 而没有利用耦合模式作进一步验证, 因此没能考虑植被变化以及大气 CO₂ 浓度变化时, 其他气候要素的变化和影响; 由于观测资料的限制, 只取了一个模拟站点, 模拟时间仅限于夏季风期间, 对其他季节没有进行考虑; 没有与观测资料进行对比等等。虽然如此, 本文所提出的一些观点和认识, 有着重要的科学价值和社会意义, 值得在以后的工作中进一步研究、完善和验证。

致谢: 张宇博士为本文提供了GAME/Tibet资料, 在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Xue, Yongkang, K.-N. Liou and A. Kasahara, Investigation of biogeophysical feedback on the African climate using a two-dimensional model, *J. Climate*, 1990, 3(3), 337~532.
- 2 Carlos, A. N., P. J. Sellers and J. Shukla, Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Climate*, 1991, 4(10), 957~988.
- 3 范广洲、吕世华、罗四维, 西北地区绿化对该区及东、南亚区域气候的影响, *高原气象*, 1998, 17(3), 300~309.
- 4 Kabat, P., R. W. A. Hutjes and J. Gash, Land surface data in climate and weather models, Oct. 1998, BACH News, No.6, 8~10.

- 5 Claussen, M., C. Kubatzki, V. Brovkin et al., Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**(4), 2037~2040.
- 6 张志强, 孙成权, 全球变化研究十年新进展, 科学通报, 1999, **44**(5), 464~477.
- 7 Mora, C. I., S. G. Driese and L. A. Colarusso, Middle to late Paleozoic atmospheric CO_2 levels from carbonate and organic matter, *Science*, 1996, **271**, 1105~1107.
- 8 Sellers, P. J., L. Bounoua, G. J. Collatz, D. A. Randall et al., Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO_2 on climate, *Science*, 1996, **271**(8), 1402~1406.
- 9 石广玉, 郭建东, 全球二氧化碳循环的一维模式研究, 大气科学, 1997, **21**(4), 413~425.
- 10 Christensen, T. R., S. Jonasson, T. V. Callaghan et al., 欧亚大陆苔原生态系统的碳循环与甲烷交换, *AMBIO—人类环境杂志*, 1999, **28**(3), 238~244.
- 11 Ishikawa, H., T. Hayashi, K. Tanaka et al., Summary of planetary boundary layer observation in GAME / Tibet, Proceedings of the 1st International Workshop on GAME-Tibet, edited by Numaguti Atusi, Liu Liping and Tian Lide, 1999, 69~72.
- 12 Bonan, G. B., A Land Surface Model (LSM version1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide, NCAR Tech Note NCAR / TN417+STR, 1996.

Interactions between Physiological Process of the Tibetan Plateau Vegetation and CO_2 Concentration and Climate Change

Fan Guangzhou^{1,2)} and Cheng Guodong¹⁾

1) (State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering
Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

2) (Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610041)

Abstract We rudimentarily simulated the interactions between the physiological process of the Tibetan Plateau vegetation and CO_2 concentration and climate change during summer monsoon by using a land surface model. The results show that the plateau vegetation physiological process is clearly affected by climate and CO_2 concentration of the atmosphere. It would be benefit to the photosynthesis and respiration of the vegetation if the climate is warmer, the soil wetter and the CO_2 concentration higher. The vegetation can also absorb the CO_2 of the atmosphere by its physiological process. This could weaken the warming caused by CO_2 "greenhouse effect". And this effect would be more effective when the CO_2 concentration is increased and the climate is warmer. By this process, the vegetation can affect the regional and even the global climate change. But the direct influence of the increase of CO_2 concentration on the climate over the Tibetan Plateau may be unobvious. On the other side, the vegetation can also directly affect the climate of the plateau. And by changing the land surface heat source, the vegetation would further affect the climate of the Tibetan Plateau and its surroundings. A simple conception model of the interactions between the vegetation physiological process and the climate is also concluded.

Key words: vegetation physiological process; CO_2 density; climate change; land surface model