

沙坡头人工植被固沙区生物结皮-土壤系统 温室气体通量特征*

胡宜刚^{1**} 冯玉兰² 张志山¹ 黄磊¹ 张鹏¹ 徐冰鑫^{1,3}

(¹中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙坡头沙漠试验研究站, 兰州 730000; ²西北民族大学生命科学与工程学院, 兰州 730000; ³中国科学院大学, 北京 100049)

摘要 荒漠生物结皮-土壤系统温室气体(CO₂、CH₄和N₂O)通量数据的缺乏,给区域尺度上温室气体通量的估算带来很大的不确定性.2011—2012年在腾格里沙漠东南缘沙坡头地区不同时期建植的人工植被固沙区,采用静态箱-气相色谱法研究了不同类型和不同演替阶段生物结皮覆盖的土壤CO₂、CH₄和N₂O的通量特征.结果表明:结皮类型、恢复时间及二者与采样时间的互作显著影响CO₂通量;恢复时间、结皮类型与采样时间的互作显著影响CH₄通量;采样日期显著影响CO₂、CH₄和N₂O通量.苔藓结皮年均CO₂通量(105.1 mg·m⁻²·h⁻¹)显著高于藻类结皮(37.7 mg·m⁻²·h⁻¹).荒漠生物结皮-土壤系统年均CH₄和N₂O吸收通量分别为19.9和3.4 μg·m⁻²·h⁻¹.藻类结皮的年均CH₄和N₂O吸收通量略高于苔藓结皮,但差异并不显著.随着荒漠生物结皮的发育和演替的深入,生物结皮-土壤系统呼吸逐渐增加,CH₄和N₂O吸收能力逐渐下降.与藻类结皮相比,苔藓结皮呼吸对温、湿度的变化更为敏感,且随着生物结皮的发育和演替的深入逐渐增强.温度和湿度不是决定荒漠生物结皮-土壤CH₄和N₂O通量的关键因子.

关键词 生物土壤结皮 温室气体 人工固沙 生态恢复 演替 沙坡头

文章编号 1001-9332(2014)01-0061-08 中图分类号 P416.2 文献标识码 A

Greenhouse gases fluxes of biological soil crusts and soil ecosystem in the artificial sand-fixing vegetation region in Shapotou area. HU Yi-gang¹, FENG Yu-lan², ZHANG Zhi-shan¹, HUANG Lei¹, ZHANG Peng¹, XU Bing-xin^{1,3} (¹Shapotou Desert Experiment and Research Station, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; ²College of Life Science and Engineering, Northwest University for Nationalities, Lanzhou 730000, China; ³University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China). -*Chin. J. Appl. Ecol.*, 2014, 25(1): 61-68.

Abstract: Uncertainties still existed for evaluating greenhouse gases fluxes (GHGs), including carbon dioxide (CO₂), methane (CH₄) and nitrous oxide (N₂O) at the regional scale for desert ecosystem because available GHGs data about biological soil crusts (BSCs) was very scarce. In 2011 and 2012, soil ecosystem covered by various types of BSCs and BSCs at different succession stages in an artificial sand-fixing vegetation region established in various periods at southeast of the Shapotou area in Tengger Desert was selected to measure fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O using static chamber and gas chromatography. The results showed that crust type, recovery time and their interactions with sampling date significantly affected CO₂ flux. Recovery time and interaction of crust type and sampling date significantly affected CH₄ flux. Sampling date significantly affected the fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O. The mean annual flux of CO₂ for moss crust (105.1 mg·m⁻²·h⁻¹) was significantly higher than that of algae crust (37.7 mg·m⁻²·h⁻¹) at the same succession stage. Annual mean CH₄ and N₂O consumption was 19.9 and 3.4 μg·m⁻²·h⁻¹, respectively. Mean annual consumption of CH₄ and N₂O for algae crust was slightly higher than that of moss crust, however,

* 中国科学院重要方向性项目(KZCXZ-EW-301)、国家自然科学基金项目(41101081,31170385)和中国科学院寒区旱区环境与工程研究所人才基金项目(51Y184A51)资助。

** 通讯作者. E-mail: huyig@lzb.ac.cn

2013-03-11 收稿,2013-10-29 接受。

significant difference was not found. Ecosystem respiration (Re) of desert soil covered by BSCs increased with the recovery process of desert ecosystem, in contrast, consumption of CH₄ and N₂O decreased. Re of moss crust was more sensitive to temperature and moisture variation than algae crust and Re sensitivity of temperature and moisture gradually increased with the development and succession of BSCs. Both soil temperature and moisture were not the main factor to determine CH₄ and N₂O fluxes of BSCs-soil in desert ecosystem.

Key words: biological soil crust; greenhouse gases; artificial sand-fixing; ecological recovery; succession; Shapotou area.

二氧化碳 (CO₂)、甲烷 (CH₄) 和氧化亚氮 (N₂O) 是 3 种最重要的温室气体. 近一个多世纪以来, 大气中 CO₂、CH₄ 和 N₂O 的浓度明显升高, 导致过去 30 年全球年均气温按 2 °C · 10 a⁻¹ 的幅度增加^[1]. 大气中的 CO₂、CH₄ 和 N₂O 在生物圈和大气圈之间发生着复杂的交换, 其“源-汇”关系和交换量因生态系统类型的不同有很大差异^[2-3], 并受土壤理化性质和植被类型^[2,4]、环境因子^[5-6]、土地利用方式^[6-7] 等多重因素的影响. 目前有关 CO₂、CH₄ 和 N₂O 通量的观测主要集中在农田、森林、草地、湿地和冻原生态系统^[2,4], 而针对荒漠生态系统的监测数据相当匮乏. 其中, 绝大部分研究只集中在生长季, 对非生长季的报道十分有限^[6,8], 这给区域尺度上 CO₂、CH₄ 和 N₂O 通量的估算带来很大的不确定性.

生物结皮 (biological soil crusts, BSCs) 广泛分布于荒漠生态系统中, 其覆盖度占荒漠地表活体覆盖的 40% 以上, 是荒漠生态系统的重要构建者和组成成分^[9]. 生物结皮是由隐花植物如蓝细菌、藻类、地衣、苔藓和土壤微生物, 以及相关的其他生物体通过菌丝体、假根和分泌物等与土壤表层颗粒胶结形成的十分复杂的复合体, 在维护荒漠生态系统的稳定性、碳氮循环和生态平衡等方面发挥着重要作用^[10-11].

在腾格里沙漠东南缘的宝兰铁路两侧, 利用草方格固定沙丘表面并种植旱生灌木形成人工固沙植被后, 生物结皮开始发育并不断拓殖和演替, 50 年后形成了高等植物和结皮隐花植物镶嵌分布的稳定格局, 成为沙漠化逆转和生态恢复的典型案列. 研究发现, 在这一生态恢复过程中, 表层土壤的营养状况得以改善^[12], 生物结皮及蚂蚁等昆虫的多样性逐渐增加^[13-14], 土壤酶活性逐渐增强^[15]. 在该恢复过程中, 生物结皮-土壤系统中温室气体通量 (CO₂、CH₄ 和 N₂O) 发生了怎样的变化? 目前还不清楚. 本文在沙坡头地区不同年代建植的人工植被固沙区, 选择不同类型和不同演替阶段的生物结皮-土壤系统, 通过在全年尺度上对其 CO₂、CH₄ 和 N₂O 通量的监

测, 剖析不同类型生物结皮覆盖的土壤以及沙漠化逆转过程中生物结皮-土壤系统与大气之间的温室气体交换特征, 以及生物结皮-土壤系统中 CO₂、CH₄ 和 N₂O 通量与土壤温度和水分之间的关系, 旨在为客观地判别荒漠生态系统碳、氮循环, 以及“源-汇”关系提供基础数据.

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区概况

研究区位于中国科学院沙坡头沙漠研究试验站包兰铁路以北的人工植被固沙区 (37° 32' N, 105° 02' E), 海拔 1330 m, 多年平均气温 9.6 °C, 7 月平均气温 24.3 °C, 1 月平均气温 -6.9 °C; 1956—2002 年年平均降水量 186.5 mm, 降水主要集中在 5—9 月; 年蒸发量 2300 ~ 2500 mm, 平均风速 2.6 m · s⁻¹. 土壤基质为松散贫瘠的流沙, 土壤稳定含水量为 2% ~ 3%. 该区人工固沙植被始建于 1956 年, 并于 1964, 1981 和 1987 年多次补建^[16]. 主要固沙灌木、半灌木为: 柠条 (*Caragana korshinskii*)、花棒 (*Hedysarum scoparium*) 和油蒿 (*Artemisia ordosica*), 主要优势草本植物有: 小画眉草 (*Eragrostis poaeoides*)、雾冰藜 (*Bassia dasyphylla*) 和刺沙蓬 (*Salsola ruthenica*). 经过 50 多年的演化, 由原来的流动沙丘逐渐演变成一个复杂的人工-天然荒漠生态系统, 生物结皮的形成和发育尤为明显, 其种类和高度明显增加. 其中, 盖度较大且发育较好的主要有苔藓结皮和藻类结皮, 在 1956 年始建的人工植被区生物结皮的覆盖度已经超过 80%^[17].

1.2 研究方法

选择 1964 年建植的人工植被固沙区盖度均一的藻类和苔藓结皮、1981 年建植的人工植被固沙区的苔藓结皮和 1981 年无生物结皮覆盖的活化沙丘为研究对象, 共有 4 个类型, 其生物结皮覆盖度分别为 91%、98%、94% 和 0. 以 1981 年无生物结皮覆盖的活化沙丘作为对照, 每个类型 3 次重复. 采样点选择在沙丘顶部地势相对平坦、微地形相对一致的位置. 在 2011 年 11 月至 2012 年 11 月持续 1 年内, 采

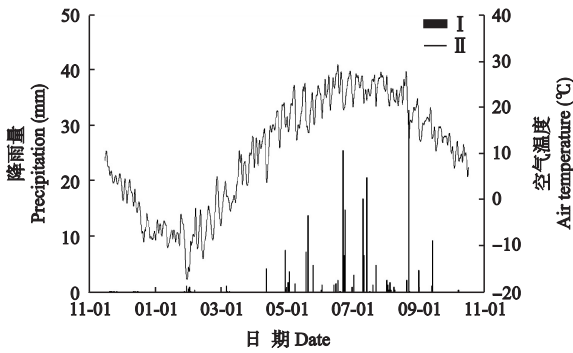


图1 2011—2012年研究区的空气温度(I)和降雨量(II)
Fig.1 Air temperature (I) and precipitation (II) in 2011 and 2012.

用静态箱-气相色谱法测定 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 的通量^[7]. 每个月中旬左右采集气体样品, 采样前先人工去除生物结皮外的其他草本和枯枝落叶, 采样时间为 9:00—10:00, 4 个样点同时进行采样. 具体方法是, 将顶箱(长×宽×高=40 cm×40 cm×40 cm)合扣在预先安装在土壤中的不锈钢底座(长×宽×深=40 cm×40 cm×15 cm)上, 顶箱与底座用密封条密封. 顶箱内装有风扇, 用于箱内气体混合均匀. 在密封后的第 0、10、20 和 30 min, 用 50 mL 的注射器通过三通阀采集静态箱中的气体 30 mL. 用手持式温度记录仪(JM624, 中国)测定采样始末静态箱内的温度和 5 cm 的土壤温度. 同时, 用土壤水分测定仪(TDR300, 美国)测定 5 cm 深处的土壤湿度(图 1). 所采集的气体样品带回室内后, 在气相色谱仪(Agilent 6820, 美国)上分析气体中 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 的浓度. 所有气体样品在采集后的 24 h 内完成分析.

1.3 数据处理

采用 SPSS 16.0 软件对所得数据进行统计分析. 采用一般线性模型中的多因素方差分析法(Multivariate)分析采样日期、恢复时间和结皮类型对 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量的影响. 用 t 检验法分析 4 种类型的年平均 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量之间的显著性差异. 用线性回归分析 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量与土壤温度和湿

度之间的关系, 显著性水平设定为 $\alpha=0.05$.

2 结果与分析

2.1 人工植被固沙区生物结皮-土壤系统的 CO_2 通量特征

由表 1 可以看出, 结皮类型、恢复时间、采样日期以及结皮类型与采样日期、恢复时间与采样日期的相互作用显著影响人工植被固沙区生物结皮-土壤系统的 CO_2 通量. 生物结皮-土壤系统 CO_2 通量的变化因采样日期的不同差异很大, 在 $-23.3 \sim 698.2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 之间变化. 苔藓结皮年均通量 ($105.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 显著高于藻类结皮 ($37.7 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 特别是生长季降雨后(7月26日和9月25日), 藻类结皮和苔藓结皮之间的差异非常明显; 非生长季(11月至次年3月)藻类结皮和苔藓结皮平均 CO_2 通量很低, 分别为 0.7 和 $8.8 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 显著低于生长季(4—10月)平均通量 (74.4 和 $209.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) (图 2). 不同建植年代的苔藓结皮和活化沙丘年均 CO_2 通量按 1964 年苔藓结皮、1981 年苔藓结皮和 1981 年活化沙丘的顺序逐渐递减, 1981 年活化沙丘的年均 CO_2 通量最低 ($34.8 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 显著低于 1964 年苔藓结皮 ($111.6 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 表明在人工植被固沙区, 随着生物结皮的发育和演替的深入, 生物结皮-土壤系统呼吸逐渐增加. 但 1981 年苔藓结皮与活化沙丘、1964 年苔藓结皮和 1981 年苔藓结皮之间的差异不显著(图 3).

2.2 人工植被固沙区生物结皮-土壤系统的 CH_4 通量

恢复时间、采样日期, 以及结皮类型与采样日期的交互显著影响生物结皮-土壤系统的 CH_4 通量, 结皮类型对 CH_4 通量的影响不显著, 恢复时间与采样日期之间没有交互效应(表 1). 如图 2 和 3 所示, CH_4 通量并没有显示出明显的季节变化, 除 1964 年苔藓结皮个别日期(9月25日) CH_4 通量为正值外,

表 1 生物结皮-土壤系统的 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量双因子方差分析
Table 1 Multivariate analysis of CO_2 , CH_4 and N_2O fluxes in soil-crust system

因素 Factor	CO_2		CH_4		N_2O	
	<i>F</i>	<i>P</i>	<i>F</i>	<i>P</i>	<i>F</i>	<i>P</i>
结皮类型 Types of BSCs (T)	33.169	<0.001	0.677	0.413	0.008	0.928
恢复时间 Recovery time (Y)	8.774	0.004	7.767	0.006	0.146	0.703
采样日期 Sampling date (D)	29.894	<0.001	6.105	<0.001	3.496	<0.001
T×D	16.380	<0.001	2.508	0.008	0.194	0.998
Y×D	5.416	<0.001	0.895	0.548	0.747	0.691

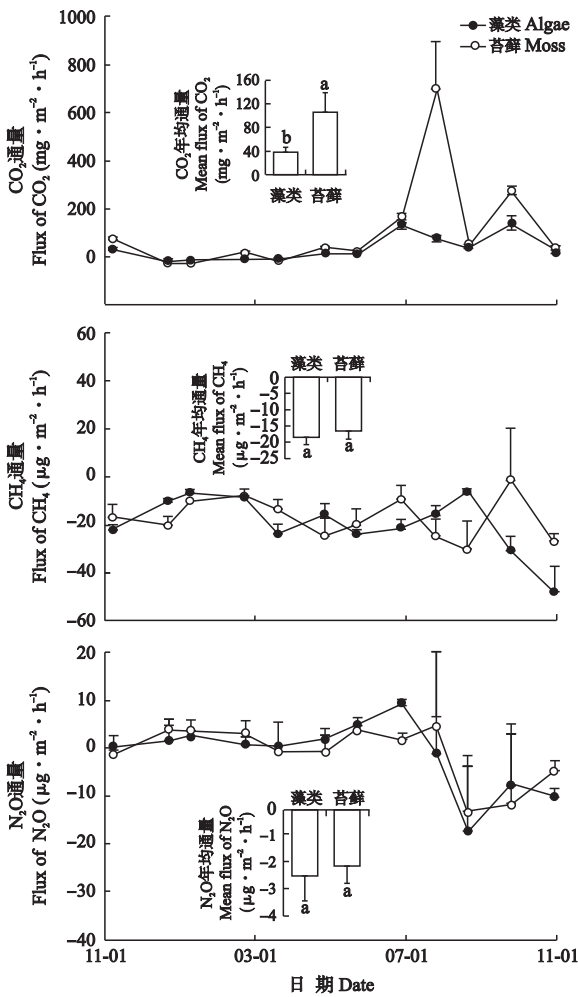


图2 不同生物结皮类型的 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量
Fig. 2 Dynamics of CO_2 , CH_4 and N_2O fluxes for various BSCs types.

其他日期均为负值. 说明在绝大多数时间里, 荒漠人工植被固沙区生物结皮-土壤系统表现为吸收 CH_4 , 是 CH_4 的汇. 所有结皮类型 CH_4 年均通量为 -19.9 ($-77.6 \sim 41.7$) $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$. 藻类结皮年均 CH_4 通量 ($-18.8 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 略低于苔藓结皮 ($-16.6 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 但二者差异并不显著 (图2). 1981 年苔藓结皮 CH_4 吸收通量 ($24.0 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 显著高于 1964 年苔藓结皮, 但二者与 1981 年活化沙丘 CH_4 吸收通量差异均不显著 (图3). 所有结皮类型 (包括活化沙丘) 生长季 CH_4 平均吸收通量 ($23.9 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 高于非生长季 ($14.3 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 是非生长季 CH_4 平均通量的 1.7 (1.5 ~ 1.9) 倍, 说明生长季荒漠人工植被固沙区生物结皮-土壤系统 CH_4 的吸收能力比非生长季更强.

2.3 人工植被固沙区生物结皮-土壤系统的 N_2O 通量
 采样日期显著影响 N_2O 通量, 恢复时间和结皮

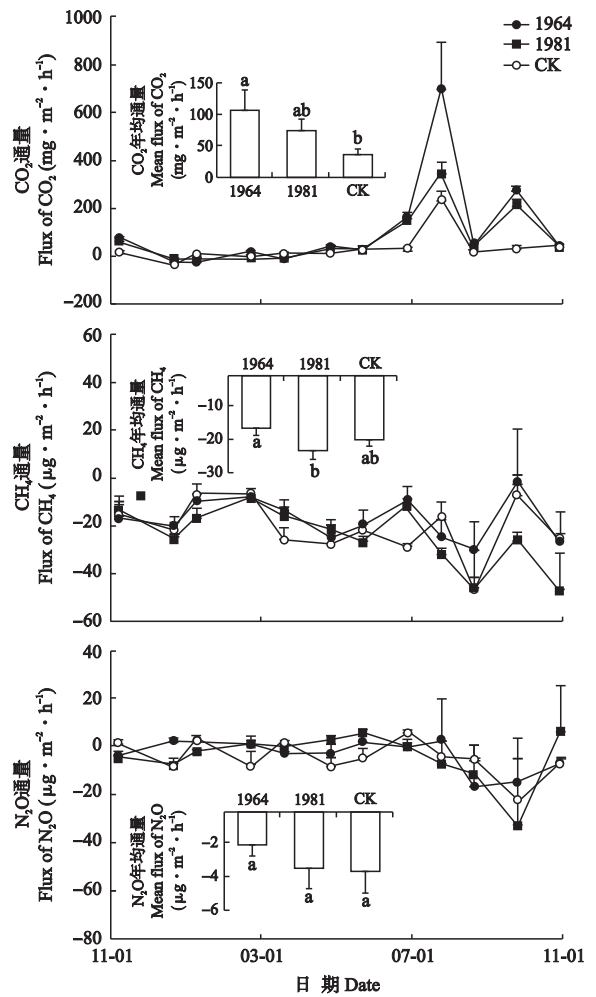


图3 不同演替阶段苔藓结皮的 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量
Fig. 3 Fluxes of CO_2 , CH_4 and N_2O for moss crust in various succession stages.

类型对 N_2O 通量的影响不显著, 建植年代、结皮类型与采样日期之间也不存在交互效应 (表1). N_2O 通量并没有表现出明显的季节变化规律. 所有结皮类型 (包括 1981 年活化沙丘) N_2O 平均通量为 -3.4 ($-54.0 \sim 31.5$) $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 表明生物结皮-土壤系统在全年水平上吸收 N_2O , 是 N_2O 的汇. 生长季 (4—10 月) N_2O 吸收通量 ($5.2 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 显著高于非生长季 (11 月至次年 3 月) ($0.9 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 是非生长季的 5.5 (2.3 ~ 7.7) 倍, 说明生长季土壤系统 N_2O 的吸收能力更强. 藻类结皮年均 N_2O 吸收通量 ($-51.3 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 略高于苔藓 ($-48.9 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 但二者之间差异不显著 (图2). 从不同年代建植的人工植被固沙区来看, 1981 年活化沙丘、1981 年苔藓和 1964 年苔藓年均 N_2O 通量差异均不显著, 并按照 1981 年活化沙丘、1981 年苔藓和 1964 年苔藓的顺序降低 (图3),

说明随着生物结皮的发育和演替的深入, 荒漠人工植被固沙区生物结皮-土壤系统吸收 N_2O 的能力逐渐减弱。

2.4 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 通量与土壤温、湿度的关系

如图 4 所示, 生物结皮-土壤系统 CO_2 通量与 5 cm 土壤温度和湿度呈显著正相关关系, 温度和湿度分别解释 21.1% 和 11.0% 的 CO_2 通量变化, 二者结合解释 26.2% 的 CO_2 通量变化, 其二元回归方程为: $Y = 5.017T + 6.488M + 2.301$ ($R^2 = 0.262$, $P < 0.001$)。式中: T 为土壤温度; M 为土壤湿度。就不同年代和类型的生物结皮而言, 5 cm 土壤温度和湿度分别能解释 26.8% ~ 37.6% 和 9.4% ~ 51.3% 的 CO_2 通量变化 (表 2)。这表明随着土壤温度和湿度的增加, 荒漠生物结皮-土壤系统呼吸逐渐加强。 CH_4 通量与土壤温度呈显著负相关, 与土壤湿度显著正相关, 5 cm 土壤温度和湿度分别解释 4.7% 和 8.6% 的 CH_4 通量变异 (图 4), 二者结合解释 11.0%

的 CH_4 通量变化, 其二元回归方程为: $Y = -0.209T + 1.060M - 25.109$ ($R^2 = 0.110$, $P = 0.001$)。说明 CH_4 吸收通量随着温度的增加和湿度的降低而逐渐增强。 N_2O 通量与 5 cm 土壤温度和湿度均不相关。

土壤温度和湿度与 CO_2 通量之间线性回归方程的斜率可以用来表征生态系统呼吸的温度和湿度敏感性, 斜率越大表示敏感性越强。由表 2 可以看出, 1964 年苔藓结皮-土壤系统 CO_2 通量对土壤温度和湿度的斜率分别为 8.8 和 15.8, 明显大于藻类结皮 (2.7 和 7.9), 表明苔藓结皮呼吸对温度和湿度变化更敏感。就不同年代的结皮类型来看, 其 CO_2 通量与温度的线性回归方程的斜率按照 1981 年活化沙丘、1981 年苔藓和 1964 年苔藓的顺序增加。1981 年活化沙丘-土壤系统呼吸与湿度不相关, 表明活化沙丘呼吸对湿度不敏感。1964 年苔藓结皮呼吸与湿度线性回归方程的斜率 (15.8) 明显高于 1981 年的苔藓结皮 (10.0)。

表 2 CO_2 通量与 5 cm 土壤温度和湿度的线性回归分析

Table 2 Regression between CO_2 flux and soil temperature or moisture at 5 cm soil depth

年份 Year	类型 Type	5 cm 土壤温度 Soil temperature at 5 cm ($^{\circ}C$)			5 cm 土壤湿度 Soil moisture at 5 cm (%)		
		线性方程 Linear equation	P	R^2	线性方程 Linear equation	P	R^2
1964	藻类 Algae	$Y = 2.707T + 15.874$	< 0.001	0.376	$Y = 7.874M + 8.220$	< 0.001	0.513
1964	苔藓 Moss	$Y = 8.839T + 34.260$	0.001	0.268	$Y = 15.821M + 34.188$	0.097	0.094
1981	苔藓 Moss	$Y = 5.223T + 22.711$	< 0.001	0.374	$Y = 9.964M + 41.444$	0.012	0.203
1981	沙丘 Sand	$Y = 3.155T - 2.199$	< 0.001	0.364	-	-	-

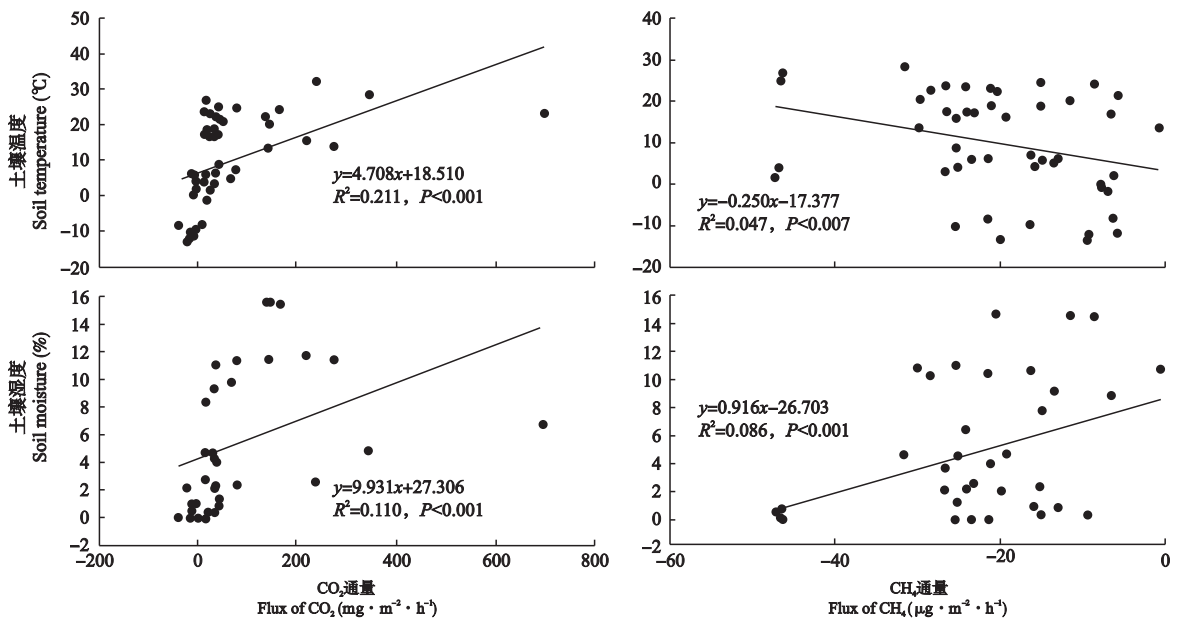


图 4 CO_2 和 CH_4 通量与 5 cm 土壤温度和湿度的回归分析

Fig. 4 Regression between fluxes of CO_2 and CH_4 with soil temperature and moisture at 5 cm soil depth.

3 讨 论

3.1 CO₂通量

生态系统呼吸 (Re) 由植物地上部分呼吸、根呼吸和微生物呼吸 3 部分组成^[18]. 植物生物量、根系活性和环境条件的差异造成了 Re 具有很大的时空异质性^[4]. 有研究发现, 生物结皮是半干旱生态系统 Re 的主要贡献者, 占总呼吸的 42%, 同时也是引起 Re 时空异质性的关键因子^[19]. Li 等^[20] 研究报道人工固沙植被建立后, 经过近 40 年的演替后形成藻类和苔藓混生的生物结皮层. 由于光照、温度和水分、降尘和土壤化学性质, 特别是 K 含量的差异, 在中、小尺度上微地形决定生物结皮的组成^[21]. 本研究关于苔藓结皮 Re 显著高于藻类结皮 (图 2) 的试验结果说明, 不同类型或组成的生物结皮增加了荒漠生态系统 Re 的空间异质性. 生物结皮在演替和发育过程中, 早期出现的是蓝细菌, 随后逐渐出现藻类和地衣, 后期苔藓开始发育并拓殖, 最后形成地衣或苔藓为优势种的阶段^[22]. 有研究发现, 苔藓结皮 ($24.5 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 和藻类结皮 ($10.3 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 年均 Re 均高于蓝细菌结皮 ($8.6 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)^[23]. 本研究中, 苔藓结皮 Re 高于藻类结皮, 藻类结皮高于无生物结皮覆盖的活化沙丘, 这与 Zhang 等^[24] 的最新报道相一致, 证实了荒漠生态系统 Re 随着生物结皮的发育和演替的深入而逐渐增加. 人工扎设草方格固定沙丘表面并栽植灌木后, 活动沙丘逐渐被固定. 生物结皮开始形成并发育, 随着演替的深入, 结皮厚度逐渐增加, 土壤有机 C、总 N 和总 P 含量逐渐增加^[12], 土壤微生物种群和数量 (如线虫) 也逐渐增加^[14]. 生物结皮生物量的增加和土壤养分的改善促进了地上部分呼吸和土壤微生物呼吸, 因而促使 Re 增加.

许多环境因子影响或控制 Re 的生物和物理过程, 但目前的研究表明, Re 主要与土壤温度和湿度有关^[18]. 众多研究已证实 Re 与土壤温度显著正相关, Re 随着温度的升高呈指数增长^[18, 25]. 也有报道发现, Re 在降雨后迅速升高, 而在经历干旱后随土壤湿度的降低而明显下降^[18, 23]. 然而, 高寒草甸的 Re 与土壤湿度呈显著负相关关系^[26]. 这说明 Re 与土壤湿度的关系与生态系统的类型有关. 本研究发现, 生物结皮-土壤系统 Re 与土壤温度和湿度显著正相关, 与之前其他干旱区的相关报道一致^[18]. 这是因为土壤温度和湿度的增加可能刺激了苔藓等隐花植物的呼吸, 同时也提高了土壤微生物的活性和

有机物质的分解^[18], 因而促进了 Re 的增加. 苔藓结皮 Re 较藻类结皮对温度和湿度的变化更为敏感, 随着演替时间的延长, 不同年代建植的人工植被固沙区生物结皮-土壤系统 Re 的温度和湿度敏感性逐渐增加. 人工植被建立以后, 随着生物结皮的发育和演替的深入, 土壤养分逐渐恢复, 土壤肥力得以提高^[12], 微生物活性逐渐增加, 土壤酶的含量和活性增强^[15], 结皮种类从早期的蓝细菌逐渐变为藻类和地衣, 并发展为以苔藓为优势种的阶段^[22]. 因此, 生物结皮-土壤 Re 的温度和湿度敏感性随着生物结皮的发育和演替的深入而逐渐增强.

3.2 CH₄通量

土壤在厌氧环境下通过产甲烷菌产生 CH₄, 产生的 CH₄ 如若逸出到大气中就表现为“源”. 而在有氧环境下, 土壤中的 CH₄ 被甲烷同化菌和自养铵氧化菌氧化^[2], 表现为“汇”. 实际上, 土壤中 CH₄ 的产生和氧化同时进行着, 本研究所监测到的 CH₄ 通量是这两个过程的综合结果. 本研究结果发现, 荒漠生物结皮-土壤系统吸收 CH₄, 是 CH₄ 的汇, 这与 Strieg 等^[27] 的报道一致. 土壤中 CH₄ 的产生和氧化过程受土壤中 O₂ 状况和土壤微生物活性的共同影响和制约, 而土壤水分是决定 CH₄ “汇”能力大小的关键因子^[28]. 就不同类型的生物结皮而言, 苔藓结皮厚度 (1.1 mm) 比藻类结皮 (0.2 mm) 更厚. 同时, 由于不同类型的生物结皮对地表蒸散的影响不同, 苔藓结皮土壤的持水能力高于藻类结皮, 藻类结皮高于流动沙丘^[9]. 这导致苔藓结皮相对于藻类结皮覆盖的土壤含水量更高, 从而阻碍了大气中的 CH₄ 和 O₂ 通过扩散进入土壤, 限制了 CH₄ 的氧化过程, 使土壤 CH₄ 吸收通量减小 (图 2). 就处于不同演替阶段的生物结皮而言, 随着结皮的形成和发育, BSC 层和其下的亚土层增厚, 土壤容重下降, 土壤持水能力增加^[12], 通过扩散进入土壤中的 CH₄ 和 O₂ 减少, 容易产生相对厌氧的环境, 导致 CH₄ 的氧化过程受到限制, 土壤对 CH₄ 的吸收能力降低. 当结皮退化消失后, 虽然土壤持水能力减少, 气体扩散性增强, 土壤中 CH₄ 和 O₂ 量增加, 土壤对 CH₄ 的吸收能力也应增加. 但结皮退化后, 土壤中甲烷氧化菌的活性和数量却减弱或降低, CH₄ 氧化能力也随之下降.

荒漠生物结皮-土壤系统 CH₄ 通量与土壤温度显著正相关, 与土壤湿度显著负相关 (图 4). 这一研究结果与内蒙古典型草原^[29]、青藏高原人工草地^[30] 和森林^[25] 等生态系统 CH₄ 通量的研究报道一致. 温度和湿度并不是独立影响 CH₄ 通量, 而是始终

交织在一起影响 CH_4 通量. 当土壤湿度较低时, 较高的温度可能会促进甲烷氧化菌的活性^[31], 进而促进 CH_4 的吸收; 而土壤湿度的增加同时也会减弱土壤的气体通透性, 降低土壤中 O_2 含量, 不利于 CH_4 的吸收. 土壤温度和湿度分别解释荒漠生物结皮-土壤系统 4.7% 和 8.6% 的 CH_4 通量变化(图 3), 远低于其他类型的生态系统(18% ~ 56%)^[25, 29-30], 说明温度和湿度的变化可能不会显著改变荒漠系统 CH_4 “汇”的大小.

3.3 N_2O 通量

土壤中 N_2O 的产生和消耗过程十分复杂, 但具体过程尚不清楚. 土壤中的 N_2O 通过硝化作用、反硝化作用和硝酸盐的还原同化过程 3 种途径产生^[2], 通过植物和土壤的吸收、相对厌氧条件下的碳矿化过程、 CH_4 和 N_2 产生中作为电子受体而消耗^[3]. 本研究发现, 荒漠生物结皮-土壤系统整个生长季平均 N_2O 通量表现为吸收 N_2O , 是 N_2O 的“汇”. 这与 Billings 等^[32] 研究报道的荒漠系统释放 N_2O 的结果并不一致. 本研究还发现, 生物结皮-土壤系统对 N_2O 的吸收主要发生在生长季(图 2、图 3), 特别是在雨水较为集中的 8—10 月(图 1), 可能的原因是降雨促进了相对厌氧条件下的碳矿化和 CH_4 的产生, 需要更多的 N_2O 作为电子受体而被消耗. Xu 等^[33] 对内蒙古典型草原的研究发现, 厌氧条件下的反硝化作用是 N_2O 产生的主要过程, 66% ~ 88% 的 N_2O 释放与反硝化作用有关. 荒漠生物结皮在发育和演替的过程中, 藻类结皮逐渐被厚度更厚的苔藓结皮所代替, 生物结皮层和其下的亚土层增厚, 土壤持水能力逐渐增加. 苔藓结皮土壤的持水能力高于藻类结皮, 藻类结皮高于流沙土壤^[9]. 因此, 苔藓结皮土壤更容易产生相对厌氧的环境. 这不仅增强了土壤的反硝化作用而容易产生 N_2O , 同时也限制了 N_2O 通过扩散进入土壤, 使土壤 N_2O 吸收通量减小.

目前, 对于 N_2O 通量与土壤温度和湿度的关系还没有达成比较一致的观点. Hu 等^[7] 发现, 高寒草甸 N_2O 通量与土壤温度显著正相关或不相关, 与土壤湿度显著负相关或不相关, 其相关关系与土壤深度有关, 试验增温并没有改变其年平均 N_2O 通量. Groffman 等^[34] 报道, 森林系统 N_2O 通量与土壤温度的相关性低于 CO_2 和 CH_4 , 而与土壤湿度的相关性不显著. 本研究发现, 荒漠生物结皮-土壤系统 N_2O 通量与温度和湿度之间均不相关. 这说明 N_2O 通量

与土壤温、湿度的相关性因生态系统类型的不同而变化, 温度和湿度并不是决定荒漠生物结皮-土壤系统 N_2O 通量的主要影响因子. 由此可以推测, 未来全球变暖的情况下, 无论该区降水增加或减少, 都可能不会明显改变荒漠区生物结皮-土壤 N_2O 通量的大小.

参考文献

- [1] IPCC. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 749-766
- [2] Dalal RC, Allen DE. Turner review No. 18. Greenhouse gas fluxes from natural ecosystems. *Australian Journal of Botany*, 2008, **56**: 369-407
- [3] Chapuis-Lardy L, Wrage N, Metay A, et al. Soils, a sink for N_2O ? A review. *Global Change Biology*, 2006, **13**: 1-17
- [4] Grogan P, Jonasson S. Temperature and substrate controls on intra: Annual variation in ecosystem respiration in two subarctic vegetation types. *Global Change Biology*, 2005, **11**: 465-475
- [5] Flanagan LB, Johnson BG. Interacting effects of temperature, soil moisture and plant biomass production on ecosystem respiration in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, **130**: 237-253
- [6] Jones S, Rees R, Skiba U, et al. Greenhouse gas emissions from a managed grassland. *Global and Planetary Change*, 2005, **47**: 201-211
- [7] Hu Y, Chang X, Lin X, et al. Effects of warming and grazing on N_2O fluxes in an alpine meadow ecosystem on the Tibetan Plateau. *Soil Biology and Biochemistry*, 2010, **42**: 944-952
- [8] Mastepanov M, Sigsgaard C, Dlugokencky EJ, et al. Large tundra methane burst during onset of freezing. *Nature*, 2008, **456**: 628-630
- [9] Li X-R (李新荣). Eco-hydrology of Biological Soil Crusts in Desert Regions of China. Beijing: Higher Education Press, 2012 (in Chinese)
- [10] Li X-R (李新荣), Jia Y-K (贾玉奎), Long L-Q (龙利群), et al. Advances in microbiotic soil crust research and its ecological significance in arid and semiarid regions. *Journal of Desert Research* (中国沙漠), 2001, **21**(1): 4-11 (in Chinese)
- [11] Fang S-B (房世波), Feng L (冯凌), Liu H-J (刘华杰), et al. Responses of biological soil crusts (BSC) from arid-semiarid habitats and polar region to global climate change. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 2008, **28**(7): 3312-3321 (in Chinese)
- [12] Li X, He M, Duan Z, et al. Recovery of topsoil physicochemical properties in revegetated sites in the sand-burial ecosystems of the Tengger Desert, northern China. *Geomorphology*, 2007, **88**: 254-265
- [13] Li X, Jia R, Chen Y, et al. Association of ant nests

- with successional stages of biological soil crusts in the Tengger Desert, northern China. *Applied Soil Ecology*, 2010, **47**: 59–66
- [14] Liu Y, Li X, Jia R, *et al.* Effects of biological soil crusts on soil nematode communities following dune stabilization in the Tengger Desert, northern China. *Applied Soil Ecology*, 2011, **49**: 118–124
- [15] Zhang ZS, Dong XJ, Liu YB, *et al.* Soil oxidases recovered faster than hydrolases in a 50-year chronosequence of desert revegetation. *Plant and Soil*, 2012, **358**: 275–287
- [16] Liu L, Song Y, Gao Y, *et al.* Effects of microbiotic crusts on evaporation from the revegetated area in a Chinese desert. *Soil Research*, 2007, **45**: 422–427
- [17] Jia R-L (贾荣亮), Li X-R (李新荣), Tan H-J (谭会娟), *et al.* Mechanism of photosynthetic recovery of biological soil crusts after the removal of sand burial disturbance. *Journal of Desert Research* (中国沙漠), 2010, **30**(6): 1299–1304 (in Chinese)
- [18] Nakano T, Nemoto M, Shinoda M. Environmental controls on photosynthetic production and ecosystem respiration in semi-arid grasslands of Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, **148**: 1456–1466
- [19] Castillo-Monroy AP, Maestre FT, Rey A, *et al.* Biological soil crust microsites are the main contributor to soil respiration in a semiarid ecosystem. *Ecosystems*, 2011, **14**: 835–847
- [20] Li X, Zhou H, Wang X, *et al.* The effects of sand stabilization and revegetation on cryptogam species diversity and soil fertility in the Tengger Desert, northern China. *Plant and Soil*, 2003, **251**: 237–245
- [21] Li X, He M, Zerbe S, *et al.* Micro-geomorphology determines community structure of biological soil crusts at small scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2010, **35**: 932–940
- [22] Li XR, Wang XP, Li T, *et al.* Microbiotic soil crust and its effect on vegetation and habitat on artificially stabilized desert dunes in Tengger Desert, North China. *Biology and Fertility of Soils*, 2002, **35**: 147–154
- [23] Thomas AD, Hoon SR. Carbon dioxide fluxes from biologically-crusts Kalahari Sands after simulated wetting. *Journal of Arid Environments*, 2010, **74**: 131–139
- [24] Zhang ZS, Li XR, Nowak, Robert S, *et al.* Effect of sand-stabilizing shrubs on soil respiration in a temperate desert. *Plant and Soil*, 2012, **367**: 1–15
- [25] Fang HJ, Yu GR, *et al.* Effects of multiple environmental factors on CO₂ emission and CH₄ uptake from old-growth forest soils. *Biogeosciences*, 2010, **7**: 395–407
- [26] Kato T, Tang YH, Gu S, *et al.* Temperature and biomass influences on interannual changes in CO₂ exchange in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Global Change Biology*, 2006, **12**: 1285–1298
- [27] Strieg R, McConnaughey T, Thorstenson D, *et al.* Consumption of atmospheric methane by desert soils. *Nature*, 1992, **357**: 145–147
- [28] Striegl RG. Diffusional limits to the consumption of atmospheric methane by soils. *Chemosphere*, 1993, **26**: 715–720
- [29] Wang Y, Xue M, Zheng X, *et al.* Effects of environmental factors on N₂O emission from and CH₄ uptake by the typical grasslands in the Inner Mongolia. *Chemosphere*, 2005, **58**: 205–215
- [30] Wang SP, Yang XX, Lin, XW, *et al.* Methane emission by plant communities in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau: A new experimental study of alpine meadows and oat pasture. *Ecology Letters*, 2009, **5**: 535–538
- [31] Zhuang Q, Melillo JM, McGuire AD, *et al.* Net emissions of CH₄ and CO₂ in Alaska: Implications for the region's greenhouse gas budget. *Ecological Applications*, 2007, **17**: 203–212
- [32] Billings S, Schaeffer S, Evans R. Trace N gas losses and N mineralization in Mojave desert soils exposed to elevated CO₂. *Soil Biology and Biochemistry*, 2002, **34**: 1777–1784
- [33] Xu R, Wang Y, Zheng X, *et al.* A comparison between measured and modeled N₂O emissions from Inner Mongolian semi-arid grassland. *Plant and Soil*, 2003, **255**: 513–528
- [34] Goffman PM, Hardy JP, Driscoll CT, *et al.* Snow depth, soil freezing, and fluxes of carbon dioxide, nitrous oxide and methane in a northern hardwood forest. *Global Change Biology*, 2006, **12**: 1748–1760

作者简介 胡宜刚,男,1980年生,博士,助理研究员.主要从事干旱区生态学研究. E-mail: huyig@lzb.ac.cn

责任编辑 李凤琴
