

DOI: 10.5846/stxb201902260362

王博,段玉玺,王伟峰,李晓晶,刘宗奇,刘源.植被恢复对库布齐沙漠非生长季土壤 CH₄、N₂O 通量的影响.生态学报,2020,40(6):2028-2038.

Wang B, Duan Y X, Wang W F, Li X J, Liu Z Q, Liu Y. Effects of revegetation on soil effluxes of CH₄ and N₂O in non-growing season in Hobq Desert, China. Acta Ecologica Sinica, 2020, 40(6): 2028-2038.

植被恢复对库布齐沙漠非生长季土壤 CH₄、N₂O 通量的影响

王 博,段玉玺*,王伟峰,李晓晶,刘宗奇,刘 源

内蒙古自治区林业科学研究院,呼和浩特 010010

摘要:荒漠土壤温室气体排放是陆地碳氮循环的重要组成部分,目前人工建植促进植被恢复对非生长季荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量的影响尚不明确。本研究采用静态暗箱-气相色谱和时空替代法,分析非生长季库布齐沙漠东部不同植被恢复阶段土壤 CH₄、N₂O 通量特征及其与环境因子之间的关系,探讨植被恢复对非生长季荒漠土壤温室气体排放的影响。结果表明:非生长季荒漠土壤是 CH₄ 的吸收汇,也是 N₂O 的排放源。不同植被恢复阶段 CH₄ 平均吸收量和 N₂O 排放量均表现为:苔藓结皮固定沙地(47.6 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 13.5 μg N₂O m⁻² h⁻¹)>地衣结皮固定沙地(32.2 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 9.1 μg N₂O m⁻² h⁻¹)>藻结皮固定沙地(23.7 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 8.7 μg N₂O m⁻² h⁻¹)>半固定沙地(22.4 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 5.0 μg N₂O m⁻² h⁻¹)>流动沙地(18.7 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 3.9 μg N₂O m⁻² h⁻¹)。荒漠土壤在不同冻结时期温室气体排放存在较大差异,融冻期 CH₄ 吸收贡献率最大,在冻结期 N₂O 排放贡献率最大。非生长季荒漠土壤存在明显的水热同期现象,土壤水热因子对 N₂O 通量的影响较小,仅半固定沙地土壤温度与 N₂O 通量呈显著正相关;而在藻类、地衣和苔藓结皮固定沙地中,土壤温度和含水量均与 CH₄ 通量呈显著负相关。植被恢复过程中,生物量的积累和土壤理化性质的改善,能够显著影响荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量的变化。因此,人工建植促进植被恢复实现沙漠化逆转可改变荒漠生态系统的温室气体排放格局。

关键词:荒漠生态系统;非生长季;冻融期;植被恢复;温室气体

Effects of revegetation on soil effluxes of CH₄ and N₂O in non-growing season in Hobq Desert, China

WANG Bo, DUAN Yuxi*, WANG Weifeng, LI Xiaojing, LIU Zongqi, LIU Yuan

Inner Mongolia Forestry Research Institute, Hohhot 010010, China

Abstract: Greenhouse gas emission from desert soil is an important part of terrestrial carbon and nitrogen cycle, while the influence of artificial vegetation restoration on CH₄ and N₂O fluxes in desert soil in non-growing seasons is still not clear. In this paper, the static chamber and gas chromatography technique were used. We performed a spatial series analysis that represented at temporal series to study the desert soil CH₄ and N₂O fluxes corresponding to the different stages of vegetation restoration during non-growing season. We also explored the correlation of these fluxes with the environmental factors and studied the effects of revegetation on desert soil CH₄ and N₂O fluxes in the eastern Hobq Desert, China. The results showed that the desert soil was a sink of CH₄ and a contributor to N₂O emission during non-growing season. The change trend for CH₄ and N₂O fluxes at different restoration stages were the same: moss crust fixed sand (47.6 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 13.5 μg N₂O m⁻² h⁻¹) > lichen crust fixed sand (32.2 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 9.1 μg N₂O m⁻² h⁻¹) > algae crust fixed sand (23.7 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 8.7 μg N₂O m⁻² h⁻¹) > semi-fixed sand (22.4 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 5.0 μg N₂O m⁻² h⁻¹) > mobile dune (18.7 μg CH₄ m⁻² h⁻¹, 3.9 μg N₂O m⁻² h⁻¹).

基金项目:林业科技创新平台项目(2019132021);内蒙古自然科学基金(2017MS0368);国家林业公益性行业科研专项(201404204)

收稿日期:2019-02-26; **网络出版日期:**2019-12-17

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: nmg.dyx@163.com

h^{-1} , $3.9 \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{h}^{-1}$). The greenhouse gas emissions of desert soil in different freezing periods were significantly different. The CH₄ absorption contribution rate was the largest in thawing period, while the N₂O emission contribution rate was the largest in freezing period. During the non-growing season, there was an obvious hydrothermal synchronization in desert soil. The soil hydrothermal factors had little effect on the N₂O flux. Only the soil temperature in semi-fixed sandy land had a significant positive correlation with the N₂O flux. But in algae, lichen and moss crust fixed sands, soil temperature and moisture content were all negatively correlated with the CH₄ flux. In the process of vegetation restoration, the accumulation of biomass and the improvement of soil physical and chemical properties could significantly affect the changes of CH₄ and N₂O fluxes in desert soil. Therefore, the artificial vegetation restoration and desertification reversal could alter the pattern of greenhouse gas emissions in desert ecosystem.

Key Words: desert ecosystem; non-growing season; thawing period; revegetation; greenhouse gas

CH₄和N₂O是大气中重要的温室气体,具有很强的吸收红外辐射并保存红外热能的能力,其增温潜势分别为CO₂的28倍和265倍^[1],对温室效应的贡献率在所有温室气体中分占第2和4位^[2]。自工业革命以来,随着人类活动和土地利用变化,大气中CH₄和N₂O浓度年均增长分别为0.8%和0.3%,是造成全球气候变暖的主要原因之一^[3]。因此,对陆地生态系统CH₄和N₂O排放规律和机制开展研究,是降低温室效应和减缓气候变暖的重要基础。

目前,全球荒漠化面积超过3600万km²,占地球陆地面积的1/4,荒漠生态系统已成为地球圈层气体型循环的重要组成部分。近年来,国内外学者对荒漠生态系统温室气体通量的研究逐步开展,如Castillo-Monroy等^[4]研究发现荒漠生态系统中生物结皮是土壤CO₂排放的重要来源;Mosier等^[5]研究了耕作和施肥等方式对干旱区土壤CH₄和氮氧化物通量的影响;Zhang等^[6]认为沙漠化逆转可以改变土壤CO₂的排放速率;Zhao等^[7]研究了降雨对温带荒漠土壤温室气体排放的影响。国内学者如赵哈林等^[8]对科尔沁沙地土壤呼吸特征进行了研究;徐冰鑫等^[9]利用模拟增温试验分析了全球气候变暖背景下荒漠土壤温室气体的排放特征;滕嘉玲等^[10]认为沙埋可显著影响生物结皮覆盖下土壤的温室气体通量。相关研究也表明,人工建植促进植被恢复是荒漠生态修复和实现沙漠化逆转的重要手段。在这一过程中,土壤-植被系统、环境水热因子等已被证实能够产生显著变化,而有关植被恢复对荒漠土壤CH₄和N₂O通量的影响鲜有报道,胡宜刚等^[11]认为随着荒漠生物结皮的发育和演替,土壤对CH₄和N₂O的吸收量逐渐减弱,但影响机制尚不明确。

在高纬度和高海拔地区,非生长季土壤冻融循环和冰封是普遍存在的现象。土壤反复结冻和融冻,能够直接影响土壤水热平衡、有机质的分解和微生物动态,进而间接改变土壤温室气体的排放规律^[12]。目前,对非生长季土壤温室气体通量的研究主要集中于高纬度苔原、草地和北方森林^[13-14],但荒漠土壤CH₄和N₂O通量在结冻-融冻循环过程中的变化特征尚不明确。因此,开展对干旱荒漠区非生长季土壤CH₄和N₂O通量及其影响机制的研究非常必要,可以丰富和完善陆地生态系统碳氮循环的理论体系。

本研究以库布齐沙漠东部植被恢复程度不同的5种沙地类型为研究对象,采用静态暗箱-气相色谱法,测定非生长季荒漠土壤CH₄、N₂O通量的动态变化,探讨植被恢复过程中环境因子对通量的影响,阐明荒漠土壤非生长季温室气体的“源/汇”属性,为科学评价人工干扰措施对荒漠生态系统碳氮循环的影响提供理论依据。

1 研究区概况

研究区位于内蒙古自治区鄂尔多斯市准格尔旗境内的布尔陶亥治沙站(110°48′29.28″E,40°03′—42.13″N),地处库布齐沙漠东部,包含流动沙地、半固定沙地和固定沙地等沙漠地貌类型。该区为温带大陆性气候,季节变化明显,干旱多风,昼夜温差大。水热同期,年均气温6.1—7.1℃,年均降水量240—360 mm,年均蒸发量

2560 mm, 年均日照时数 3138 h, 无霜期 130—140 d, 年均风速 3.3 m/s。试验区海拔 1100—1300 m, 土壤以风沙土为主, 植被主要包括沙柳(*Salix cheilophila*)、柠条(*Caragana korshinskii*)、油蒿(*Artemisia ordosica*)、猪毛菜(*Salsola collina*)、沙竹(*Psammochloa villosa*)、沙米(*Agriophyllum squarrosum*)、蒙古蒿(*Artemisia mongolica*)等。

2 研究方法

2.1 样地设置

根据植被恢复程度及沙漠化逆转阶段将样地划分为以下类型:(1)流动沙地, 植被盖度极小的裸露沙丘, 生长少量一年生草本植物, 地表无结皮发育;(2)半固定沙地, 当先锋灌木油蒿在沙地定植后, 随时间推移, 群落逐渐稳定, 风蚀逐渐减弱, 地表有少量物理结皮分布;(3)藻结皮固定沙地, 2012 年在部分半固定沙地呈网格状扦插沙柳提高植被盖度, 因冠层荫蔽地表逐渐形成发育初期的藻结皮(叶绿素 a 含量为 0.31 $\mu\text{g/g}$, 伪枝藻素含量为 0.28 $\mu\text{g/g}$, 类胡萝卜素含量为 0.16 $\mu\text{g/g}$);(4)地衣结皮固定沙地, 2002 年行带式扦插造林后形成以沙柳为优势种的固定沙地, 土壤及微气象条件改变促进地衣结皮发育(叶绿素 a 含量为 0.95 $\mu\text{g/g}$, 伪枝藻素含量为 1.72 $\mu\text{g/g}$, 类胡萝卜素含量为 0.31 $\mu\text{g/g}$);(5)苔藓结皮固定沙地, 研究区内植被恢复的最优阶段, 植被盖度最大, 基本无风蚀, 有较厚的凋落物层, 地表结皮已发育为演替后期的苔藓结皮(叶绿素 a 含量为 1.93 $\mu\text{g/g}$, 伪枝藻素含量为 7.62 $\mu\text{g/g}$, 类胡萝卜素含量为 0.58 $\mu\text{g/g}$)。各样地基本情况见表 1。

表 1 样地基本信息

Table 1 Conditions of different sample types

样地类型 Sample type	优势植物 Dominant plants	盖度 Coverage/%	密度 Density/(株/hm ²)		结皮厚度 BSCs thickness/mm	土壤容重 Soil bulk density/ (g/cm ³)	土壤孔隙度 Soil porosity/%
			草本 Herbage	灌木 Shrub			
Md	沙竹(<i>Psammochloa villosa</i>)、 沙蓬(<i>Agriophyllum squarrosum</i>)	2.7	10	0	0	1.62±0.11	39.1±0.3
Ss	油蒿(<i>Artemisia ordosica</i>)、 猪毛菜(<i>Salsola collina</i>)	15.5	48	15	0.8	1.57±0.02	40.8±0.8
As	沙柳(<i>Salix psammophila</i>)、 杨柴(<i>Hedysarum mongolicum</i>)、 狗尾草(<i>Setaria viridis</i>)	38.6	53	135	1.2	1.55±0.08	41.1±0.7
Ls	沙柳、油蒿、猪毛菜、雾冰藜 (<i>Bassia dasyphylla</i>)	55.3	112	55	8.8	1.43±0.12	46.2±0.1
Ms	沙柳、油蒿、杨柴、狗尾草	65.8	74	77	13.7	1.43±0.07	45.9±2.8

Md: 流动沙地, Mobile dune; Ss: 半固定沙地, Semifixed sand; As: 藻结皮固定沙地, Algal crust fixed sand; Ls: 地衣结皮固定沙地, Lichen crust fixed sand; Ms: 苔藓结皮固定沙地, Moss crust fixed sand

2.2 气体通量测定

使用静态暗箱-气相色谱法进行土壤 CH₄和N₂O的采集和通量测定。静态暗箱由规格为 320 mm×600 mm 的圆筒形顶箱和基座组成, 顶壁安装有搅拌风扇, 使箱内气体混合均匀, 基座预先嵌入样点土体进行稳定, 采样时将顶箱扣入基座凹槽并向内注水以密封。气体样品采集在 2017 年 11 月—2018 年 4 月的非生长季进行。根据研究区土壤冻结状态将非生长季分为 3 个时期, 2017 年 11 月 13 日—12 月 22 日为土壤结冻阶段, 2017 年 12 月 23 日—2018 年 3 月 2 日为土壤冰封阶段, 2018 年 3 月 3 日—4 月 23 日为土壤融冻阶段。在 5 类样地内, 分别选择生境相对一致的 3 个平坦地块作为采样点并进行基座嵌入。土壤结冻和融冻期每 10 d 采样一次, 冰封期每月采样 1 次, 非生长季共采样 11 次。每次采样时间为 9:00—12:00, 罩箱时间为 30 min, 即在罩箱 0、15、30 min 各取气体样品 3 次, 每次采集气体 3 袋。采用 100 mL 医用带三通阀的注射器收集箱内气体, 存储于铝箔气袋中带回实验室, 采用气相色谱仪(Agilent 4890D, USA)测定样品中 CH₄、N₂O 的浓度。

通过气体浓度随时间的变化, 计算单位面积土壤气体交换量, 正值表示土壤排放 CH₄和N₂O, 为“源”, 负值表示土壤吸收 CH₄和N₂O, 为“汇”。气体通量计算公式如下:

$$F = \rho \cdot h \cdot \frac{dC}{dt} \cdot \frac{273}{273 + T}$$

式中: F 为被测气体通量($\mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$); ρ 为标准状态下气体密度(kg/m^3); h 为静态暗箱高度(m); dC/dt 为箱内气体浓度变化斜率; T 为采样时箱内平均温度($^{\circ}\text{C}$)。

2.3 环境因子测定

研究区气象资料由小型自动气象站记录(HOBO, USA)。气体采样时同步监测样地土壤及空气温湿度。土壤温湿度使用水分速测仪测定(TRIME PICO, Germany),按 0—20、20—40、40—60、60—80、80—100 cm 划分为 5 个土层。地表(地上 5 cm)及空气(地上 100 cm)温湿度使用手持气象跟踪仪测定(Kestrel 4500, USA)。

样地植物群落和土壤性状调查于 2017 年夏末进行。各样地类型随机布设 3 块 10 m×10 m 的灌木样地,每块灌木样地内随机布设 5 块 1 m×1 m 的草本和凋落物样方,统计样地内灌木生长参数并计算平均值,依此选择标准株 3 株,采用全挖法获取灌木地上、地下生物量。采用收获法获得草地上、地下及凋落物生物量。每块样地内同样分 5 层挖取 3 个土壤剖面,各层混合取样带回实验室阴干、粉碎、过筛,采用重铬酸钾-浓硫酸氧化外加热法测定有机碳含量,采用凯式定氮法测定土壤全氮含量,采用环刀法测定土壤容重并计算孔隙度。

2.4 数据处理

试验数据处理及作图采用 Excel 2007 及 SigmaPlot12.5 软件进行,并采用 SPSS 20.0 软件进行统计检验,选取最小显著极差法(LSD)进行不同植被恢复阶段温室气体通量差异性检验($\alpha=0.05$);使用 Pearson 检验对气体通量与环境因子进行相关性分析。

3 结果与分析

3.1 非生长季荒漠土壤水热因子时空变化特征

如图 1 所示,5 种类型荒漠土壤水热因子在非生长季变化基本一致,表现出鲜明的水热同期特征。自进入结冻期,土壤温度持续降低,在无降水补给的情况下,土壤含水量同样不断减小,此阶段 5 类样地土壤温度变化范围为 -3.9°C — 17.0°C ,土壤含水量为 1.8%—11.1%。冰封期内发生数次降雪事件,地表出现雪被,土壤温度和含水量处于稳定的低水平状态,此阶段 5 类样地土壤温度变化范围为 -1.3°C — 10.5°C ,土壤含水量为 1.2%—4.8%。自进入融冻期,气温迅速回暖,土壤温度逐渐升高,积雪消融和冻层融化为土壤补充大量水分,导致土壤含水量显著增大,此阶段 5 类样地土壤温度变化范围为 2.2°C — 23.2°C ,土壤含水量为 3.8%—11.8%。

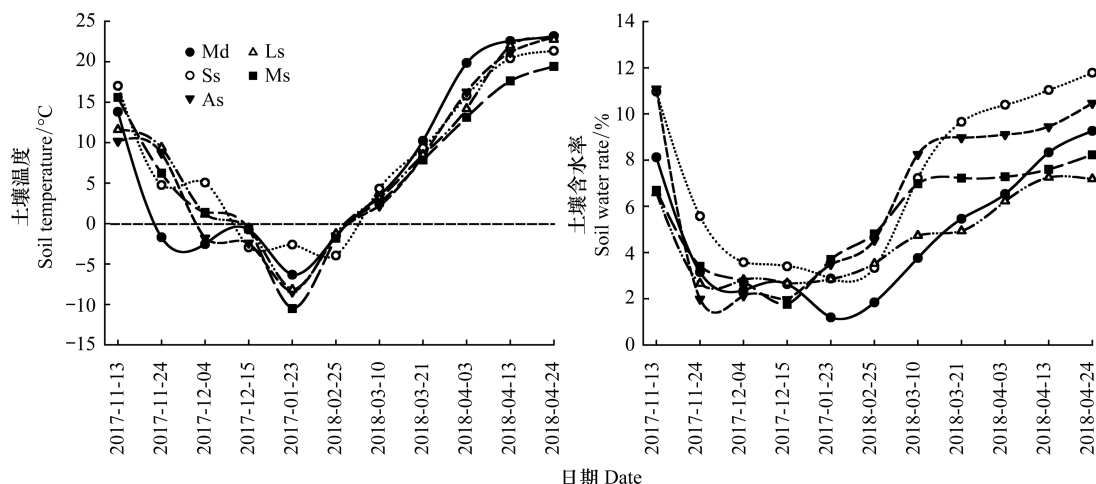


图 1 非生长季 0—100 cm 平均土壤温度和含水量变化

Fig.1 Changes in mean soil temperature and water rate between 0 to 100 cm depths during non-growing season

T: 土壤温度, Soil temperature; W: 土壤含水量, Soil water rate

3.2 非生长季荒漠土壤 CH_4 、 N_2O 通量时空变化特征

由图 2 可知,5 种类型荒漠土壤在非生长季均以吸收 CH_4 为主,是 CH_4 的汇。各样地 CH_4 通量随时间的变化规律不同,流动沙地 CH_4 吸收量最大值出现在 12 月 4 日 ($-42.0 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),半固定沙地最大吸收量出现在 4 月 24 日 ($-46.4 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),而在 4 月 13 日出现少量 CH_4 排放 ($16.8 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$)。藻结皮固定沙地 CH_4 最大吸收量出现在 12 月 15 日 ($-41.6 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),其余时间吸收量无明显波动。地衣结皮固定沙地 CH_4 通量变化呈单峰曲线,排放峰值出现在 2 月 25 日 ($6.1 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),此前吸收量逐渐减小,土壤由汇转为源,此后吸收量逐渐增大,土壤由源转为汇。苔藓结皮固定沙地在试验期间均表现为吸收 CH_4 ,最大吸收量出现在 4 月 13 日 ($-112.2 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$)。

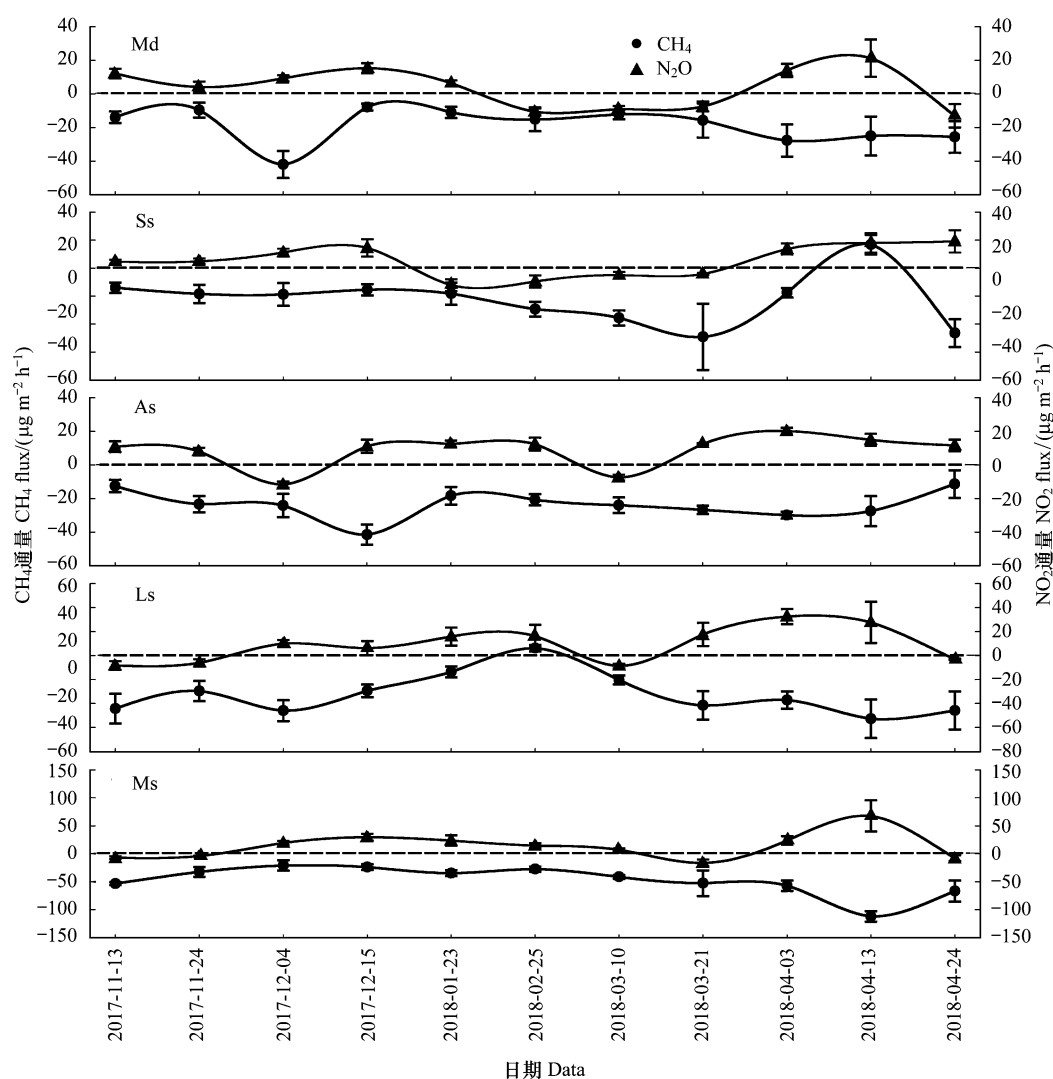


图 2 荒漠土壤 CH_4 、 N_2O 通量时空变化

Fig.2 Spatial-temporal variation of desert soil fluxes of CH_4 , N_2O

荒漠土壤 N_2O 通量随时间的波动较为剧烈,正负值变化无明显规律。总体来讲,5 种类型荒漠土壤在非生长季对 N_2O 的排放大于吸收,是 N_2O 的源。流动沙地对 N_2O 的最大排放量出现在 4 月中旬 ($21.4 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),2 月 25 日吸收量最大 ($-13.9 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$)。半固定沙地在冰封期及融冻初期均为吸收 N_2O ,1 月 23 日吸收量最大 ($-12.2 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),其余时间均为排放,融冻末期排放最大 ($19.1 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$)。藻结皮固定沙地大部分时

间为排放 N₂O, 4 月初排放最大 (20.2 $\mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$), 仅在 12 月初及 3 月初出现少量吸收。地衣结皮固定沙地分别在结冻初期、融冻初期和末期少量吸收 N₂O, 其余时间均为排放, 最大排放量出现在 4 月 3 日 (32.5 $\mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$)。苔藓结皮固定沙地 N₂O 通量变化规律同地衣结皮相似, 最大吸收量为 3 月 21 日 (-16.5 $\mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$), 最大排放量为 4 月 13 日 (67.6 $\mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$)。

3.3 非生长季荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量差异分析

如表 2 所示, 5 种类型荒漠土壤在非生长季 CH₄、N₂O 平均通量差异显著 ($P < 0.05$)。从流动沙地到苔藓结皮固定沙地, 土壤对 CH₄ 的吸收通量逐渐递增, 后者为前者的 2.5 倍, 土壤对 N₂O 的排放通量同样逐渐增加, 后者为前者的 3.6 倍。非生长季荒漠土壤 CH₄ 累积吸收量和 N₂O 累积排放量分别为 -0.074—-0.182 g/m² 和 0.007—0.065 g/m², 各样地间均差异显著 ($P < 0.05$)。根据环境温度变化将非生长季分为结冻期、冰封期和融冻期, 不同时期内荒漠土壤 CH₄、N₂O 平均通量差异同样显著 ($P < 0.05$)。

不同冻结时期荒漠土壤温室气体排放量对非生长季累积排放占比越大, 吸收或排放贡献率越大。如表 2 所示, 不同时期累积占比在样地间的分异较大。对 CH₄ 而言, 流动沙地、地衣结皮和苔藓结皮固定沙地均在融冻期吸收贡献率最大, 而半固定沙地和藻结皮固定沙地则在冰封期吸收贡献率最大。对 N₂O 而言, 流动和半固定沙地在结冻期排放贡献率最大, 而藻结皮、地衣结皮和苔藓结皮固定沙地均为冰封期排放贡献率最大。就研究区而言, 荒漠土壤在融冻期 CH₄ 吸收贡献率最大, 在结冻期 N₂O 排放贡献率最大。

3.4 土壤水热因子对 CH₄、N₂O 通量的影响

如表 3 所示, 非生长季流动沙地与半固定沙地土壤 CH₄ 通量与土壤温度和含水量关系不显著 ($P > 0.05$), 但随着沙地被固定, 土壤水热因子开始不同程度影响 CH₄ 通量。藻结皮固定沙地 CH₄ 通量与深层土壤含水量 (60—100 cm) 呈显著负相关 ($P < 0.05$), 地衣结皮固定沙地 CH₄ 通量与各土层温度及深层土壤含水量 (40—100 cm) 均呈显著负相关 ($P < 0.05$), 苔藓结皮固定沙地 CH₄ 通量与 0—100 cm 土壤含水量及各土层温度均呈极显著负相关 ($P < 0.01$)。土壤水热因子对非生长季 N₂O 通量的影响较小, 除半固定沙地 N₂O 通量与土壤温度存在显著正相关外 ($P < 0.05$), 其他样地 N₂O 通量与土壤水热因子关系均不显著 ($P > 0.05$)。

3.5 植被恢复对 CH₄、N₂O 通量的影响

在人工建植促进荒漠植被恢复过程中, 植物生物量不断积累, 从流动沙地到苔藓结皮固定沙地, 根平均生物量由 0.8 g/m² 增至 255.8 g/m², 地上生物量由 2.1 g/m² 增至 568.2 g/m², 凋落物生物量由 0 增至 69.9 g/m², 总生物量由 2.9 g/m² 增至 893.7 g/m²; 在土壤-植被协同作用下, 荒漠土壤性状也逐渐改善, 从流动沙地到苔藓结皮固定沙地, 0—100 cm 深度土壤平均有机碳含量由 0.22 g/kg 增至 1.10 g/kg, 全氮含量由 0.02 g/kg 增至 0.07 g/kg, 土壤容重由 1.62 g/cm³ 降至 1.43 g/cm³, 土壤孔隙度由 39.1% 增至 45.9%。

植物生物量和土壤性状不断积累和改善的过程能够显著影响荒漠土壤 CH₄ 和 N₂O 通量的变化。如表 4 所示, 荒漠土壤 CH₄ 通量与土壤有机碳含量和孔隙度呈显著负相关, 与全氮含量呈极显著负相关, 与土壤容重呈显著正相关, 与地上及凋落物生物量呈显著负相关, 与根及总生物量呈极显著负相关。荒漠土壤 N₂O 通量与土壤有机碳和全氮含量呈显著正相关, 与土壤容重呈显著负相关, 与浅层土壤 (0—40 cm) 孔隙度呈显著正相关, 与地上、根系及总生物量呈显著正相关, 与凋落物生物量呈极显著正相关。

4 讨论

4.1 非生长季荒漠土壤 CH₄ 通量变化

CH₄ 的产生和排放是一个复杂的生物化学过程, 目前对非生长季土壤 CH₄ “源/汇” 的性质仍不明确。本研究表明, 非生长季荒漠土壤总体表现为 CH₄ 的吸收汇 (-39.0 $\mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$), 这与胡宜刚等^[11]对腾格里沙漠的研究结果一致。这是因为荒漠土壤属于好氧环境, 在有氧条件下, 土壤中的甲烷氧化菌可氧化 CH₄ 并将其当作唯一的碳源和能源。土壤中存在两类甲烷氧化菌: 一类生长于高浓度 CH₄ (>40 mL/m³) 环境中, 属低 CH₄ 亲和力; 第二类生长于接近大气 CH₄ 浓度的环境中, 属高 CH₄ 亲和力^[15]。不饱和的荒漠土壤以第二类甲

表 2 荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量差异性检验

Table 2 LSD test for the desert soil fluxes of CH ₄ , N ₂ O										
气体 Gas	样地 Site	非生长季 Non-growing season			结冻期 Freezing period		冰封期 Frozen period		融冻期 Thawing period	
		平均通量 Average flux /(μg m ⁻² h ⁻¹)	累积排放量 Total emission /(g/m ²)	平均通量 Average flux /(μg m ⁻² h ⁻¹)	累积占比 Cumulative proportion/%	平均通量 Average flux /(μg m ⁻² h ⁻¹)	累积占比 Cumulative proportion/%	平均通量 Average flux /(μg m ⁻² h ⁻¹)	累积占比 Cumulative proportion/%	
CH ₄	Md	-18.73±6.55 D	-0.074±0.029 D	-18.34±4.48 Cb	31.50	-13.06±5.24 Ca	32.59	-31.30±8.73 Cb	35.91	
	Ss	-32.38±7.74 CD	-0.092±0.034 C	-16.67±5.61 Ca	23.05	-33.81±6.63 Bb	41.14	-36.39±9.89 Cb	35.81	
	As	-33.66±5.15 C	-0.098±0.022 C	-35.41±5.61 Bb	32.89	-19.54±4.33 Ba	36.74	-33.92±5.28 Cb	30.37	
	Ls	-32.23±8.81 B	-0.116±0.040 B	-37.32±5.39 Ab	40.90	-3.75±3.60 Da	16.58	-39.54±10.98 Bb	42.51	
	Ms	-47.62±9.05 A	-0.182±0.044 A	-32.80±6.47 Aa	22.95	-31.18±4.92 Aa	31.70	-66.06±12.75 Ab	45.35	
N ₂ O	Md	3.86±1.78 D	0.007±0.003 C	10.21±2.76 Aa	174.44	-3.11±1.88 Dc	-93.82	1.16±0.36 Db	19.38	
	Ss	5.02±3.91 C	0.011±0.007 C	8.82±3.12 Aa	131.82	-10.84±4.37 Cb	-154.09	8.32±3.34 Ba	122.27	
	As	8.65±2.60 B	0.042±0.011 B	4.59±3.12 Bb	13.96	12.48±2.93 Ba	55.13	10.36±2.26 ABa	30.91	
	Ls	9.07±6.16 B	0.047±0.027 B	0.48±2.84 Cc	1.30	16.01±8.44 Aa	63.46	13.17±7.07 Ab	35.24	
	Ms	13.53±6.85 A	0.065±0.030 A	9.33±3.12 Ac	18.21	18.91±6.77 Aa	53.61	14.73±9.86 Ab	28.19	

表 3 非生长季荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量与土壤水热因子相关系数

Table 3 Correlation coefficients between desert soil fluxes of CH ₄ , N ₂ O and soil hydro-thermal factors in non-growing season													
气体 Gas	样地 Site	土壤含水量 Soil water rate					土壤温度 Soil temperature						
		0—20cm	20—40 cm	40—60 cm	60—80 cm	80—100 cm	0—100 cm	0—20cm	20—40 cm	40—60 cm	60—80 cm	80—100 cm	0—100cm
CH ₄	Md	-0.225	-0.276	-0.287	-0.308	-0.139	-0.263	-0.314	-0.313	-0.313	-0.312	-0.311	-0.313
	Ss	-0.155	-0.105	0.002	-0.003	-0.066	-0.067	0.025	0.028	0.034	0.036	0.037	0.032
	As	0.330	0.320	0.210	-0.698*	-0.618*	-0.232	0.173	0.173	0.175	0.175	0.176	0.174
	Ls	-0.400	-0.384	-0.591*	-0.614*	-0.647*	-0.616*	-0.556*	-0.557*	-0.558*	-0.559*	-0.560*	-0.558*
	Ms	-0.691*	-0.732*	-0.710*	-0.770*	-0.503	-0.749**	-0.736**	-0.737**	-0.740**	-0.738**	-0.739**	-0.738**
N ₂ O	Md	0.090	0.032	0.084	0.178	0.222	0.118	0.099	0.101	0.102	0.104	0.108	0.103
	Ss	0.294	0.427	0.528	0.512	0.521	0.470	0.662*	0.666*	0.670*	0.672*	0.675*	0.669*
	As	0.330	0.293	0.263	0.496	-0.041	0.326	0.366	0.366	0.366	0.367	0.370	0.367
	Ls	0.039	0.240	0.342	0.143	-0.276	0.132	0.009	0.008	0.007	0.006	0.003	0.007
	Ms	-0.241	-0.144	-0.136	0.044	0.068	-0.130	-0.107	-0.105	-0.102	-0.103	-0.102	-0.104

* $P<0.05$; ** $P<0.01$

表 4 植被恢复过程中荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量与土壤-植被因子相关系数Table 4 Correlation coefficients between desert soil fluxes of CH₄, N₂O and soil-vegetation factors in the process of vegetation reconstruction

气体 Gas	土壤因子 Soil factors	土层 Soil layer/cm						植物因子 Plant factors	
		0—20	20—40	40—60	60—80	80—100	0—100		
CH ₄	有机碳	-0.975 **	-0.753	-0.832	-0.786	-0.824	-0.941 *	地上生物量	-0.949 *
	全氮	-0.985 **	-0.903 *	-0.930 *	-0.999 **	-0.994 **	-0.987 **	根生物量	-0.993 **
	容重	0.916 *	0.907 *	0.901 *	0.802	0.900 *	0.930 *	凋落物生物量	-0.933 *
	孔隙度	-0.909 *	-0.923 *	-0.851	-0.812	-0.846	-0.912 *	总生物量	-0.964 **
N ₂ O	有机碳	0.923 *	0.797	0.951 *	0.838	0.959 **	0.932 *	地上生物量	0.948 *
	全氮	0.905 *	0.897 *	0.997 **	0.929 *	0.907 *	0.934 *	根生物量	0.951 *
	容重	-0.904 *	-0.871	-0.906 *	-0.595	-0.774	-0.884 *	凋落物生物量	0.967 **
	孔隙度	0.924 *	0.904 *	0.800	0.653	0.647	0.835	总生物量	0.955 *

* $P < 0.05$; ** $P < 0.01$

烷氧化菌为主,其氧化 CH₄ 的临界浓度通常小于大气 CH₄ 浓度,因而这些甲烷氧化菌的生存依赖于对大气 CH₄ 的消耗^[16]。一些学者对其他类型生态系统如青藏高原高寒草甸^[17]、高纬度落叶松林^[13]、温带刺槐林^[18]以及农牧交错区草地土壤^[19]的研究也认为非生长季土壤以吸收 CH₄ 为主,但 Groffman 等^[20]研究发现非生长季的硬阔林土壤会出现少量 CH₄ 排放;吕金岭等^[21]认为冻融期绿洲灰漠土 CH₄ 排放比重占全年排放量的 6%—14%;孙向阳等^[22]发现冬季北京低山区森林土壤 CH₄ 的吸收量几乎为 0;陈哲等^[23]发现在非生长季水稻田以排放 CH₄ 为主,而玉米田则以吸收 CH₄ 为主。这种生态系统间的差异可能与土壤 CH₄ 通量是产甲烷菌及甲烷氧化菌共同作用和传输的综合过程有关,不同气候带中植物群落和土壤类型有较大分异,导致两种菌群类别、数量和活性产生变化,从而改变了非生长季 CH₄ 通量格局。

土壤水分是影响 CH₄ 吸收速率的一个重要因素,但在不同的土地利用方式或土壤含水量范围内,CH₄ 吸收速率与土壤含水量的关系存在很大差异。在本试验中,附着生物结皮的固定沙地土壤含水量与 CH₄ 通量呈显著负相关性,这与 Striegl 等^[24]研究结果一致。森林土壤 CH₄ 吸收率通常与土壤含水量呈负相关性,这是因为甲烷氧化菌消耗 CH₄ 的能力主要取决于土壤中气体扩散的速率,森林土壤含水量较高导致气体扩散受阻,甲烷氧化菌活性下降,CH₄ 吸收率会随土壤含水量的增加而降低^[25]。而荒漠土壤含水量较低且具有良好的气体交换通道,利于氧化菌对 CH₄ 的氧化,但过低的水分含量也会影响微生物活性,干旱胁迫明显限制了土壤对 CH₄ 的吸收。当沙地逐渐被固定,植被对沙质土壤能够起到一定的水源涵养作用,土壤含水量保持在一定范围后,甲烷氧化菌重新恢复活性,CH₄ 吸收率随土壤含水量的上升而增大^[26]。

土壤温度也是影响 CH₄ 吸收速率的另一个重要因素。试验结果显示,在温度较低的非生长季,地衣结皮和苔藓结皮固定沙地 CH₄ 通量与土壤温度呈显著负相关性,这是因为土壤温度通过改变产甲烷菌和甲烷氧化菌群落结构而间接影响 CH₄ 通量。产甲烷菌对外界温度变化十分敏感,其最适生存温度为 30—40℃,在非生长季温度降低会显著削弱产生 CH₄ 的能力^[27]。而甲烷氧化菌对温度的敏感性弱于产甲烷菌,Sitaula 等^[28]发现在平均温度低于 1℃ 的高纬度森林土壤中仍有大量甲烷氧化菌存在,而且荒漠土壤中的甲烷氧化菌为高 CH₄ 亲和力菌群,氧化 CH₄ 时所需活化能较低,所以低温时仍能大量吸收 CH₄。李俊等^[16]发现土壤温度在 -5—10℃ 时对甲烷氧化菌的影响较为明显,而在 10—20℃ 时则无法左右其活性。本研究中非生长季荒漠土壤平均温度为 4.7℃,因此甲烷氧化菌正处于受土壤温度显著影响的范围。

不同植被覆盖与土地利用方式变化对土壤 CH₄ 吸收速率有较大影响。本研究中,通过人工建植促进荒漠植被恢复,使流动沙地逐渐演变为固定沙地,在此过程中,CH₄ 通量发生显著变化。从流动沙地到苔藓结皮固定沙地,非生长季 CH₄ 平均吸收量由 18.7 增至 47.6 μg m⁻² h⁻¹。植被恢复对 CH₄ 通量的影响主要表现为三个方面:首先,甲烷氧化菌在团粒结构较好的壤土中可保护自己免受干扰,而在保水保肥性差的沙土中则易失去其高活力的生态位,导致 CH₄ 吸收率下降^[29]。植被恢复是加速沙地土壤演变和细粒化的过程,固定沙地土壤

容重减小,孔隙度和黏粒含量的增加可为甲烷氧化菌提供良好的生存环境,促进 CH_4 吸收。其次,植被恢复是土壤养分富集的过程,植被-土壤系统的协同和反馈作用能够显著增加荒漠土壤底物浓度,活性有机碳是土壤微生物生长的速效基质,可有效促进微生物种群扩大和活性提高^[30]。最后,植物发达的通气组织对土壤-大气之间的气体交换起着重要的传导作用,根系气孔氧气的下行渗漏促进 CH_4 在根际土壤发生氧化,同时根系在大量吸收养分的同时可将甲烷氧化菌等土壤微生物从有害底物中释放,提高其氧化 CH_4 的能力^[31]。因此,在荒漠生态系统中,植被恢复可显著增加土壤对 CH_4 的吸收能力。

4.2 非生长季荒漠土壤 N_2O 通量变化

非生长季不同生态系统中土壤 N_2O 的“源/汇”属性同样存在高度的不确定性。本研究中荒漠土壤为 N_2O 的排放源 ($7.9 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$),而胡宜刚^[11]等认为腾格里沙漠在非生长季为 N_2O 的弱汇 ($-0.9 \mu\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$);其他生态系统如高寒草甸^[17]和硬阔林^[13]在非生长季排放 N_2O ,北方农牧交错区草地冻融季 N_2O 排放可占全年排放的 70%^[19],而温带半干旱草原则表现为吸收 N_2O ^[32],东北典型农田生态系统在覆雪期会出现 N_2O 弱吸收^[23]。土壤 N_2O 是在土壤微生物的参与下,通过硝化作用(自养硝化和异养硝化)、反硝化作用(生物反硝化和化学反硝化)、硝态氮异化还原等作用产生的^[33],不同生态系统中硝化或反硝化菌群的变化可能是导致“源/汇”分异的重要原因。

本研究表明,虽然土壤水热因子不是影响 N_2O 通量的主控因素,但 N_2O 仍表现出较强的季节性变化。很多研究认为冬季土壤 N_2O 的排放量增大,本研究也证明了以上结论。这种冷季高排放现象出现的原因可能表现为以下四个方面:第一,非生长季冻融交替对参与 N_2O 产生的硝化和反硝化细菌数量影响较小,土壤反硝化酶在低温状态下仍能保持较高活性,所以在非生长季土壤依然可以大量排放 N_2O ^[34];第二,非生长季地表自然覆盖物主要为凋落物和积雪,较厚的覆盖层能够隔离表层土壤与冷空气的直接接触,降低土壤冻结强度及冻结深度,形成温暖和厌氧的土壤环境有利于反硝化过程中 N_2O 的产生^[20];第三,冻融循环可以改变土壤养分局,破坏团聚体稳定性,使部分细根或微生物细胞分解,增强土壤碳、氮矿化能力,有效氮含量升高会提升反硝化菌群活性,促进反硝化作用产生 N_2O ^[35];第四,禁锢-释放理论。有研究表明,当地表被积雪覆盖或土壤冻结时,土壤-大气之间的气体交换十分微弱,反硝化作用产生的 N_2O 将被暂时封存于土壤孔隙中,当温度升高土壤开始融冻后,被禁锢的 N_2O 将呈脉冲式排放^[36]。Teepe 和 Ludwig^[37]也认为冻融循环后沙质土壤中 N_2O 气体排放没有增加,而壤土中 N_2O 排放量明显增加。由此可知,不同质地土壤在冻融循环作用下具有不同的 N_2O 排放特征,禁锢-释放机理并不适用于荒漠生态系统。

本研究中,从流动沙地到苔藓结皮固定沙地,荒漠土壤对 N_2O 的排放量呈递增趋势,植被-土壤系统协同发展、共同作用是 N_2O 排放增多的重要原因。自养硝化菌以 CO_2 为碳源,要求土壤具有良好的透气性,而异养硝化菌在以土壤有机碳作为碳源和能源的情况下,将还原态氮转化为氧化态氮,异养反硝化作用同样以有机碳为能源,将 NO_3^- 还原为 N_2O ^[38]。在植被恢复过程中,土壤有机碳和全氮含量逐渐增多,孔隙度逐渐增大,增加了硝化和反硝化作用所需的底物浓度,创造了良好的氧化还原环境,促进 N_2O 的产生。有研究发现,地表凋落物是冻融循环过程中 N_2O 产生的主要底物来源,当移除凋落物后,土壤对 N_2O 的排放量会明显减少^[39]。在本试验中,流动和半固定沙地几乎无凋落物覆盖,而随着植被恢复凋落物逐渐增多,苔藓结皮固定沙地凋落物生物量为 69.9 g/m^2 ,大量凋落物分解促进了 N_2O 排放,这是植被恢复过程中改变荒漠土壤温室气体排放格局的一个重要体现。

5 结论

非生长季荒漠土壤是 CH_4 的吸收汇,是 N_2O 的排放源。在植被恢复促进沙漠化逆转过程中, CH_4 和 N_2O 通量变化明显,从流动沙地到苔藓结皮固定沙地,荒漠土壤对 N_2O 的排放和 CH_4 的吸收量逐渐增大。根据环境温度变化将非生长季分为结冻期、冰封期和融冻期,不同时期荒漠土壤 CH_4 、 N_2O 通量差异显著,研究区土壤在融冻期 CH_4 吸收贡献率最大,在结冻期 N_2O 排放贡献率最大。环境因子对 CH_4 、 N_2O 通量的影响有所不同,

土壤含水量能够显著影响 3 类固定沙地土壤对 CH₄ 的吸收,土壤温度是地衣结皮和苔藓结皮固定沙地 CH₄ 通量的重要影响因子。除半固定沙地土壤温度与 N₂O 通量存在显著正相关关系外,其他样地中土壤水热因子不是影响 N₂O 通量的主控因素。植物生物量的积累和土壤理化性质的改善能够显著影响荒漠土壤 CH₄、N₂O 通量,表明人工建植促进植被恢复会显著改变荒漠生态系统的温室气体排放格局。

参考文献 (References):

- [1] Harris E, Ladreiter-Knauss T, Butterbach-Bahl K, Wolf B, Bahn M. Land-use and abandonment alters methane and nitrous oxide fluxes in mountain grasslands. *Science of the Total Environment*, 2018, 628-629: 997-1008.
- [2] IPCC. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, Switzerland; IPCC, 2014.
- [3] Baggs E M, Blum H. CH₄ oxidation and emissions of CH₄ and N₂O from *Lolium perenne* swards under elevated atmospheric CO₂. *Soil Biology and Biochemistry*, 2004, 36(4): 713-723.
- [4] Castillo-Monroy A P, Maestre F T, Rey A, Soliveres S, García-Palacios P. Biological soil crust microsites are the main contributor to soil respiration in a semiarid ecosystem. *Ecosystems*, 2011, 14(5): 835-847.
- [5] Mosier A R, Delgado J A, Keller M. Methane and nitrous oxide fluxes in an acid Oxisol in western Puerto Rico: effects of tillage, liming and fertilization. *Soil Biology and Biochemistry*, 1998, 30(14): 2087-2098.
- [6] Zhang Z S, Li X R, Nowak R S, Wu P, Gao Y H, Zhao Y, Huang L, Hu Y G, Jia R L. Effect of sand-stabilizing shrubs on soil respiration in a temperate desert. *Plant and Soil*, 2013, 367(1/2): 449-463.
- [7] Zhao Y, Li X R, Zhang Z S, Hu Y G, Chen Y L. Biological soil crusts influence carbon release responses following rainfall in a temperate desert, northern China. *Ecological Research*, 2014, 29(5): 889-896.
- [8] 赵哈林, 李玉强, 周瑞莲. 沙漠化对沙地土壤呼吸的影响及其对环境变化的响应. *生态学报*, 2009, 30(8): 1972-1980.
- [9] 徐冰鑫, 胡宜刚, 张志山, 陈永乐, 张鹏, 李刚. 模拟增温对荒漠生物土壤结皮-土壤系统 CO₂、CH₄ 和 N₂O 通量的影响. *植物生态学报*, 2014, 38(8): 809-820.
- [10] 滕嘉玲, 贾荣亮, 胡宜刚, 徐冰鑫, 陈孟晨, 赵芸. 沙埋对干旱沙区生物结皮覆盖土壤温室气体通量的影响. *应用生态学报*, 2016, 27(3): 723-734.
- [11] 胡宜刚, 冯玉兰, 张志山, 黄磊, 张鹏, 徐冰鑫. 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. *应用生态学报*, 2014, 25(1): 61-68.
- [12] Lavoie M, Kellman L, Risk D. The effects of clear-cutting on soil CO₂, CH₄, and N₂O flux, storage and concentration in two Atlantic temperate forests in Nova Scotia, Canada. *Forest Ecology and Management*, 2013, 304: 355-369.
- [13] 刘实, 王传宽, 许飞. 4 种温带森林非生长季土壤二氧化碳、甲烷和氧化亚氮通量. *生态学报*, 2010, 30(15): 4075-4084.
- [14] 张悦, 牟长城, 刘辉, 井立杰. 透光抚育对温带帽儿山红松林非生长季土壤温室气体排放的影响. *应用生态学报*, 2018, 29(7): 2183-2194.
- [15] Bender M, Conrad R. Kinetics of methane oxidation in oxic soils. *Chemosphere*, 1993, 26(1/4): 687-696.
- [16] 李俊, 同小娟, 于强. 不饱和土壤 CH₄ 的吸收与氧化. *生态学报*, 2005, 25(1): 141-147.
- [17] 王广帅, 杨晓霞, 任飞, 张振华, 贺金生. 青藏高原高寒草甸非生长季温室气体排放特征及其年度贡献. *生态学杂志*, 2013, 32(8): 1994-2001.
- [18] 庄静静, 张劲松, 孟平, 郑宁, 李剑侠. 非生长季刺槐林土壤 CH₄ 通量的变化特征及其影响因子. *林业科学研究*, 2016, 29(2): 274-282.
- [19] 杨新明. 华北农牧交错区草地生态系统温室气体交换规律的研究[D]. 北京: 中国农业大学, 2015.
- [20] Groffman P M, Hardy J P, Driscoll C T, Fahey T J. Snow depth, soil freezing, and fluxes of carbon dioxide, nitrous oxide and methane in a northern hardwood forest. *Global Change Biology*, 2006, 12(9): 1748-1760.
- [21] 吕金岭, 刘骅, 王西和, 李太魁, 寇长林, 刘学军. 施肥处理对春季冻融期荒漠土农田温室气体排放的影响. *土壤学报*, 2018, 55(1): 159-173.
- [22] 孙向阳. 北京低山区森林土壤中 CH₄ 排放通量的研究. *土壤与环境*, 2000, 9(3): 173-176.
- [23] 陈哲, 韩瑞芸, 杨世琦, 张爱平, 张晴雯, 米兆荣, 王永生, 杨正礼. 东北季节性冻融农田土壤 CO₂、CH₄、N₂O 通量特征研究. *农业环境科学学报*, 2016, 35(2): 387-395.
- [24] Striegl R G, McConnaughey T A, Thorstenson D C, Weeks E P, Woodward J C. Consumption of atmospheric methane by desert soils. *Nature*, 1992, 357(6374): 145-147.
- [25] Czepliel P M, Crill P M, Harriss R C. Environmental factors influencing the variability of methane oxidation in temperate zone soils. *Journal of*

- Geophysical Research: Atmospheres, 1995, 100(D5): 9359-9364.
- [26] Striegl R G. Diffusional limits to the consumption of atmospheric methane by soils. *Chemosphere*, 1993, 26(1/4): 715-720.
- [27] Le M J, Roger P. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: a review. *European Journal of Soil Biology*, 2001, 37(1): 25-50.
- [28] Sitaula B K, Bakken L R, Abrahamsen G. CH₄ uptake by temperate forest soil: effect of N input and soil acidification. *Soil Biology and Biochemistry*, 1995, 27(7): 871-880.
- [29] Hütsch B W. Methane oxidation in non-flooded soils as affected by crop production-invited paper. *European Journal of Agronomy*, 2001, 14(4): 237-260.
- [30] 张凯, 郑华, 欧阳志云, 李睿达, 杨苗, 兰俊, 项学武. 施氮对桉树人工林生长季和非生长季土壤温室气体通量的影响. *生态学杂志*, 2015, 34(7): 1779-1784.
- [31] Watson A, Stephen K D, Nedwell D B, Arah J R M. Oxidation of methane in peat: kinetics of CH₄ and O₂ removal and the role of plant roots. *Soil Biology and Biochemistry*, 1997, 29(8): 1257-1267.
- [32] 董云社, 齐玉春, Domroes M, 耿元波, 杨小红, 刘立新, 刘杏认. 内蒙古温带半干旱羊草草原N₂O通量及其影响因素. *地理研究*, 2004, 23(6): 776-784.
- [33] Baggs EM. A review of stable isotope techniques for N₂O source partitioning in soils: recent progress, remaining challenges and future considerations. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 2008, 22(11): 1664-1672.
- [34] Pelletier F, Prévost D, Laliberté G, Van BE. Seasonal response of denitrifiers to temperature in a Quebec cropped soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 1999, 79(4): 551-556.
- [35] 陈哲, 杨世琦, 张晴雯, 周华坤, 井新, 张爱平, 韩瑞芸, 杨正礼. 冻融对土壤氮素损失及有效性的影响. *生态学报*, 2016, 36(4): 1083-1094.
- [36] Mastepanov M, Sigsgaard C, Dlugokencky E J, Houweling S, StrömL, Tamstorf M P, Christensen T R. Large tundra methane burst during onset of freezing. *Nature*, 2008, 456(7222): 628-630.
- [37] Teepe R, Vor A, Beese F, Ludwig B. Emissions of N₂O from soils during cycles of freezing and thawing and the effects of soil water, texture and duration of freezing. *European Journal of Soil Science*, 2004, 55(2): 357-365.
- [38] Shao M F, Zhang T, Fang H H P. Sulfur-driven autotrophic denitrification: Diversity, biochemistry, and engineering applications. *Applied Microbiology and Biotechnology*, 2010, 88(5): 1027-1042.
- [39] Teepe R, Ludwig B. Variability of CO₂ and N₂O emissions during freeze-thaw cycles: results of model experiments on undisturbed forest-soil cores. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 2004, 167(2): 153-159.