增温对青海湖流域高寒沼泽草甸主要温室 气体通量的影响

吴恒飞^{1,2},陈克龙²,张乐乐^{1,2},丁俊霞^{1,2}

(1. 青海师范大学地理科学学院,青海西宁 810008;2. 青海师范大学青藏高原地表过程与生态 保育教育部重点实验室,青海西宁 810008)

摘要:全球变暖下的温度升高对陆地生态系统碳循环产生了较大影响,而高寒沼泽草甸生态系统是 气候变化的敏感区域。以青海湖流域两种类型高寒沼泽草甸(小泊湖湖滨湿地和瓦颜山河源湿地)为研 究对象,利用开顶箱法(OTC)模拟全球变暖,采用静态箱—气相色谱仪法探究了 2018 年 9 月两地在增 温处理下三种主要温室气体(CH4、CO2和N2O)的日间排放变化特征。研究结果表明:9 月中旬日间小 泊湖湿地表现为 CH4和 CO2的源、N2O 的汇,增温提高了小泊湖湿地 CH4及 CO2排放通量的吸收能力, 使 CH4及 CO2排放通量相较于对照分别减少了 48.43%和 20.65%,对 N2O 无显著影响;瓦颜山湿地分 别表现为 CH4的汇及 CO2、N2O 的源,增温使瓦颜山湿地 CH4由弱汇转为弱源,N2O 由弱源转为弱汇, 并促进了 CO2的排放,使 CO2排放通量增加了 15.79%。两地不同处理下土壤 10、20 cm 温度及土壤表 层含水量与三种温室气体通量相关性分析表明:除小泊湖湿地对照样地 CO2通量与土壤 10 cm、20 cm 温度存在显著的相关性(P<0.05),其他样地相关性均不显著(P>0.05),主要由表土温度及含水量的 滞后效应所导致。表明全球变暖对青海湖高寒沼泽草甸温室气体排放通量有一定影响,不同类型高寒 沼泽草甸对全球变暖的响应也不尽相同。研究对了解未来青海湖流域乃至青藏高原的碳氮平衡有重要 意义。

关键词:青海湖;高寒沼泽草甸;全球变暖;温室气体通量 中图分类号:S812 文献标志码:A 文章编号:1009-5500(2021)04-0001-09 DOI: 10.13817/j. cnki, cvvcp. 2021.04.001



近年来,温室气体的大量排放使得全球气候持续 变暖,预计到 21 世纪末,全球气温将升高 0.3~ 4.8℃,温室气体排放已成为自 20 世纪中期以来气候 变暖的主要原因^[1]。研究表明,气温上升使生态系统 碳循环的重要过程发生了显著的变化,导致植物光合 作用、土壤和大气温度、土壤-植被-大气碳交换等速 率或过程发生了很大变化^[2]。由于温度升高导致地表

收稿日期:2020-08-09;修回日期:2020-11-05

- 基金项目:国家自然科学基金项目(41661023);国家科技 支撑计划项目(2017YFC0403601);青海省科技 厅项目(2017-ZJ-720、2018-ZJ-T09)
- 作者简介:吴恒飞(1994-),男,山西长治人,硕士研究生。 E-mail:775342865@qq.com

陈克龙为通讯作者。E-mail:ckl7813@163.com

大气中 3 种主要温室气体 CH4、CO2 和 N2O 的浓度分 别以每年 0.40%、0.75% 和 0.25% 的速率不断上 升^[3]。温室气体的高速率排放以及大量积累,使得生 态系统的碳、氮平衡遭受严重破坏,对全球生态环境 带来了巨大影响^[4]。湿地是陆地上最常见的景观单 元之一,其面积约占到陆地总面积的 5%~8%,但其 碳储量占整个陆地生态系统碳储量的 35%^[5],是温 室气体重要的源或汇^[6]。随着全球温度升高,国内 外学者关于湿地生态系统对温室气体排放通量开展 了研究^[7],但大多分布在湿润区、干旱或半干旱区, 对高寒湿地温室气体通量的研究较少^[8],模拟增温 下的监测相对缺乏。

青藏高原高寒湿地是全球气候变化的敏感区 域^[9],其以独特的自然环境条件及复杂的生物学过程

在温室气体的排放和吸收中发挥着巨大的作用[10]。 青海湖流域位于青藏高原东北部,流域内的高寒沼泽 草甸是维系该地区生态平衡的重要地理单元[11],由于 其独特的地理位置及对气候变化较强的敏感性^[12],在 该区域展开模拟增温下温室气体的通量研究具有重要 意义。目前,对青海湖高寒沼泽草甸的土壤呼吸碳交 换研究较多,模拟增温下的温室气体通量对温室气体 日间排放动态变化趋势的研究较少。本文以青海湖流 域两处不同类型高寒沼泽草甸为研究对象,利用两处 试验站(小泊湖站、瓦颜山站)长期模拟增温的条件及 在室内分析的基础上,试图探究增温处理下青海湖流 域不同类型高寒沼泽草甸三种主要温室气体(CH4、 CO₂和 N₂O)在日间的排放特征、差异以及与相关要素 的相关性。研究有助于了解温度升高对高寒湿地温室 气体通量的影响与内在作用机理,能够为全球气候变 化提供一定的理论依据。

1 材料和方法

1.1 研究区概况

研究区位于青海湖流域,选取两处不同类型的高 寒沼泽草甸,分别为青海湖湖滨湿地小泊湖试验站和 青海湖河源湿地瓦颜山试验站。小泊湖试验站 (N 36.70°,E 100.78°)位于青海湖东岸,地形开阔,平 均海拔3 212 m,年均温为一4.6~1.0℃,年降水量为 291~575 mm,土壤为水成性隐域性土壤,以沼泽土和 草甸土为主,优势物种主要以莎草科的藏北嵩草(Kobresia littledalei)、小嵩草(Kobresia parva)为主,是 青海湖水位下降后遗留下来的沼泽草甸湿地^[11]。瓦 颜山试验站(E 37.74°N,100.09°)位于青海湖北部海 北藏族自治州刚察县的伊克乌兰乡,地形平坦,平均海 拔3 800 m,年均温为一3.31~1.4℃,年均降水量为 426.8 mm,土壤类型主要以沼泽土和草甸土为主,小 嵩草(Kobresia pygmaea)为主要优势种,是沙流河上 游的河源湿地^[13]。

1.2 试验设计与数据采集

选择自然生长状态下的高寒草甸生态系统小泊湖 湖滨湿地和瓦颜山河源湿地为试验样地,分别在两处 样地圈出一个 25 m×25 m 的试验区,遵照典型性和 代表性原则对两处试验区进行网围栏禁牧、封育等前 期处理。在两处试验区内设置增温装置,并在增温处



Fig. 1 Schematic diagram of the geographical location of the study area

理周围约1m处设置自然状态下的对照样地,每组增 温与对照组成一个面积为4m×4m的样方。增温装 置采用开顶箱(OTC),该装置由透光率在92%以上的 聚乙烯酸酯构成,其顶部边长为87 cm,底部边长为 122 cm,以此构成上表面直径为150 cm,下表面直径 为208 cm的正六边形增温圈^[14]。在两处试验区分别 选取一组增温(W)与对照处理(CT)进行试验,每个处 理设置3个重复。

采用静态箱法对温室气体进行采集。静态箱是由 箱体和底座两部分组成,均由不锈钢材料制成。箱体 是一个长宽高分别为 0.4 m×0.4 m×0.3 m 的长方 体,箱体底部开口,底座长宽高分别为 0.4 m×0.4 m ×0.1 m,底座上部焊接有钢槽,用以放置箱体,下部嵌 入土壤中,以防漏气。在使用过程中需将箱体周围及 顶部覆盖上隔热泡沫板,防止温度对气体产生影响;在 箱体内安装小风扇,从而使箱内气体均匀;箱体内使用 热敏电阻(TM-902C)来监测每次抽气过程中箱体内 温度:放置箱体时在底座钢槽内注满水,以增加气密 性[15]。试验选择在 2018 年 9 月中旬晴朗的天气下进 行,在两处试验样地分别于 7:00~19:00 每隔 2 h 进 行1次气体采集,在每次气体采集过程中,在30 min 内每隔 10 min 利用装有三通阀门的医用注射器抽取 气体1次,每次抽取60mL。同时,在相应的时间段内 利用手持式土壤温湿度测定仪(TZS-5X)分别测出土 壤 10、20 cm 的温度及土壤含水量。将采集的气体在 3天内带回实验室并使用气相色谱仪(7890B, Agilent, USA)测出其浓度,测量前使用标气对气相色谱仪曲 线校正,然后将注射器内气体打入气相色谱仪进行测

算[15]。

1.3 数据处理与计算

温室气体浓度测出后,根据 Parish 等提出的湿地 温室气体通量计算公式计算出其相应的通量,并将每 个处理下分别3组重复取平均值得出温室气体最终通 量,通量计算公式如下:

 $F = \rho \times \frac{V}{A} \times \frac{P}{P_0} \times \frac{T_0}{T} \times \frac{dC_t}{d_t}$

式中:F为温室气体通量,单位 mg /(m² · h),指 单位时间、单位面积气体浓度的变化量; ρ 为标准状态 下被测气体密度(g/L);V 为箱体体积(m³),A 为箱体 覆盖面积(m²);P 为采样点大气压(hPa),P。为标准 状态下大气压(hPa);T。为保准状态下空气绝对温度 (K),T 为采样时箱体内绝对温度(K); dC_t/d_t 为采样 箱内气体浓度随时间变率。

1.4 数据分析与制图

用 Excel 2007 对数据进行计算整理;用 SPSS 21.0中采用配对样本 T 检验分别探究两处样地 3 种 温室气体通量、土壤环境要素在不同处理下的差异及 两地在同一处理下的差异;运用 SPSS 21.0采用 Pearson 相关分析法分析 10、20 cm 土壤温度以及土壤表 层含水量与两处样地 3 种温室气体的相关性。最后利用 Origin 2018 和 Excel 2007 完成相应图表的绘制。

2 结果与分析

2.1 OTC 的增温效应

小泊湖湿地在9月中旬日间(7:00~19:00)10 cm 土壤的平均温度为13.3℃,20 cm 土壤的平均温度为 11.7℃,二者最低温与最高温均大致出现在9:00 与 17:00左右,日均呈现出随时间先升高后降低的趋势



草原与草坪 2021 年

(图 2)。增温使不同深度土壤温度均有所升高,使 10、 20 cm 土壤平均温度比对照处理增加了 6.97%和 6.72%(P<0.05)。9月中旬小泊湖湿地处于水淹状 态,在采样期间测出不同处理下土壤表层含水量均为 100%。瓦颜山湿地在 9月中旬日间(7:00~19:00) 10、20 cm 土壤平均温度分别为 7.16℃和 6.55℃,二 者最低温与最高温均出现在 7:00 与 17:00 左右。增 温下 10 cm、20 cm 土壤平均温度均有所增加,分别为 9.43℃和 7.92℃(P<0.001)(图 3)。9月中旬瓦颜山 湿地土壤表层平均含水量为 68.47%,日间变化曲线 大致呈"M"趋势,增温下土壤表层平均含水量为 57.95%,较对照下显著降低(P<0.05)(图 3)。9月 中旬小泊湖湿地与瓦颜山湿地不同深度土壤温度及土 壤表层含水量在增温下均存在显著差异(P<0.01), 与两地所处地理位置与环境气候特征密切相关。

2.2 湿地3种温室气体排放通量日变化特征

2.2.1 湿地CH4排放通量日变化特征 小泊湖湿地



图 2 小泊湖湿地土壤温度在不同处理下日间变化

Fig. 2 Diurnal changes of soil temperature in Xiaobo Lake wetland under different treatments



图 3 瓦颜山湿地土壤温度与含水量在不同处理下日间变化

在9月中旬日间(7:00~19:00)表现为CH₄的排放源, 在增温处理与对照下均呈现出较为显著的单峰型。自 7:00开始,随着湿地温度的升高,增温处理与对照下 的CH₄的排放量也不断上升,并均在13:00左右达到 最大值,分别为0.98、1.47 mg/(m² · h)。随后均呈 现出下降趋势(图4-A)。增温处理对9月中旬小泊湖 湿地CH₄通量排放有较大影响,使得CH₄排放通量较 对照显著下降(P<0.05)。瓦颜山湿地在9月中旬日 间总体表现为CH₄的弱汇,增温处理下表现为CH₄的 弱源,其排放趋势均为较连续的波动型。上午7:00开 始,两种情况下瓦颜山湿地CH₄均为吸收状态,在 8:00左右开始转为排放状态,并随时间逐渐上升,其中 增温下CH₄排放通量在13:00达到最大值,为0.021

 $mg/(m^2 \cdot h),$ 对照下 CH_4 排放通量在 15:00 达到最 大值,为0.016 $mg/(m^2 \cdot h)$ 。到 15:00 之后,两种情 况下 CH_4 排放通量均开始下降,并于 16:00 左右转为 吸收状态,在 17:00~19:00 间, CH_4 吸收均表现为逐 渐降低的趋势(图 4-B)。9 月中旬日间小泊湖与瓦颜 山湿地 CH_4 排放通量分别表现为排放与吸收状态,增 温处理下两湿地均表现为 CH_4 排放源。小泊湖湿地 与瓦颜山湿地 CH_4 排放通量日变化在两种情况下均 存在显著的差异($P_{CT} < 0.01, P_W < 0.05$)。总体来 看,小泊湖湿地 CH_4 排放通量均明显高于瓦颜山湿 地,其中增温处理下两处湿地 CH_4 排放通量差异较对 照有所减小,瓦颜山湿地在该时段内表现为 CH_4 的极 弱源(图 4-C,4-D)。



图 4 两种湿地 CH4 通量排放日变化

Fig. 4 Diurnal changes of CH₄ flux emissions from the two wetlands

2.2.2 湿地 CO₂排放通量日变化特征 小泊湖湿地 日间 CO₂排放通量在增温处理与对照下均表现为排放 状态且日变化趋势基本一致,呈现出明显的单峰曲线, 在 13:00 达到最大值,对照为 148.28 mg/(m² • h), 增温处理为 79.17 mg/(m² • h)(图 5-A)。9 月中旬

对照的 CO₂ 排放通量略高于增温处理,增温对小泊湖 9 月中旬 CO₂ 排放通量影响较小,差异不显著(P> 0.05)。瓦颜山湿地在对照与增温处理下都表现为 CO₂的源,排放通量日间变化趋势也大致相同,均为明 显的 单峰型,在 13:00 达到排放最大值,分别为 87.51 mg/(m² • h)和 97.39 mg/(m² • h)(图 5-B)。 增温对 9月中旬瓦颜山湿地 CO₂排放通量有较大影响, 使 CO₂排放通量比对照下升高了 15.79%(*P*<0.05)。

9月中旬两种湿地在增温处理与对照下均表现为 CO₂的源且呈现出较为明显的日变化。在对照下,两 地 CO₂排放通量差异不大(*P*>0.05),两种湿地日间 CO₂排放通量趋势大致相同。在 7:00~13:00,两种湿 地 CO₂排放通量均呈上升趋势,在 13:00 达到峰值,到 19:00 排放通量持续下降(图 5-C)。在峰值时小泊湖 湿地明显高于瓦颜山湿地,可能与两地水热条件差异 有关。增温下两地呈现出相同的日变化特征,在7:00 ~13:00 表现为持续上升,并在13:00 达到峰值,之后 在13:00~19:00 期间开始持续下降(图 5-D)。增温 下两地 CO₂ 排放通量差异显著(P<0.01),具体表现 为增温使瓦颜山湿地 CO₂ 排放通量在各个监测时段均 高于小泊湖湿地,平均增幅达到 43.46%。







2.2.3 湿地 N₂O 排放通量日变化特征 试验期间小 泊湖湿地 N₂O 表现为弱吸收,日间吸收通量为 15.21 $\mu g/(m^2 \cdot h)$ 。小泊湖日间 N₂O 排放通量呈现出不显 著的日变化,排放曲线无规律。在 7:00~11:00,小泊 湖湿地表现为 N₂O 的源,吸收量随时间而加大,在 11:00~13:00 由吸收转为排放并在 13:00 达到排放 峰值,为 2.37 $\mu g/(m^2 \cdot h)$,之后排放量开始减小,在 15:00~17:00 间转为吸收直到试验结束。增温对小 泊湖 N₂O 通量影响不显著(P>0.05),小泊湖湿地 N₂ O 同 样 表 现 为 弱 吸 收,日 间 吸 收 通 量 为

14.61 $\mu g/(m^2 \cdot h)$,日间 N₂O 通量在 11:00 出现一次排放高峰,为3.40 $\mu g/(m^2 \cdot h)$,在 17:00 出现一次 吸收高峰,为12.65 $\mu g/(m^2 \cdot h)$ (图 6-A)。瓦颜山湿 地在 9 月中旬表现为大气 N₂O 的弱源,为 3.97 $\mu g/(m^2 \cdot h)$,增温使瓦颜山湿地 N₂O 吸收增强,表现为 N₂O 的弱汇,为-2.16 $\mu g/(m^2 \cdot h)$ 。增温处理与对 照下瓦颜山湿地 N₂O 排放通量日变化趋势较为相似,均出现两次峰值,排放趋势大致呈"M"型(图 6-B)。增 温处理的瓦颜山湿地 N₂O 排放通量相较于对照有所 减少,但差异不显著(P > 0.05)。

量差异不显著(P > 0.05),均表现为 N₂O 的弱汇。在

7:00~11:00 间,小泊湖湿地 N₂O 表现为排放状态,

并在11:00 达到一个排放高峰,随后排放速率逐渐减

少并在 17:00 达到日间吸收最大值,占全天 N₂O 吸收

总量的 86.58%。相较于小泊湖湿地,增温处理下瓦

颜山湿地 N₂O 通量日间变化波动幅度较小,主要表现

为在 7:00~9:00 及 15:00 为排放状态,在 11:00~13

两种湿地 N₂O 排放通量在 9 月中旬有一定差异, 但不显著(P>0.05),其中小泊湖湿地表现为 N₂O 的 弱汇,瓦颜山湿地表现为 N₂O 的弱源。总体来看,两 种湿地 N₂O 排放通量日间变化趋势存在较大差异,主 要表现为在 7:00~12:00 间,小泊湖湿地 N₂O 为微吸 收,瓦颜山湿地 N₂O 为微排放,在 13:00 左右,小泊湖 湿地 N₂O 排放增强,而瓦颜山湿地 N₂O 吸收增强(图 6-B)。增温处理下两种湿地在 9 月中旬 N₂O 排放通







2.3 主要温室气体与土壤温度和土壤含水量相关性

对9月中旬小泊湖湿地在增温处理与对照下3种 主要温室气体与土壤温度和含水量进行 Pearson 相关 性分析。结果表明:除对照下 CO₂通量与10 cm 土壤 温度及20 cm 土壤温度呈显著正相关外(P<0.05), 其余相关性均不显著(P>0.05)。瓦颜山湿地在增温 处理与对照下3种温室气体与土壤温度和含水量要素 相关性均不显著(P>0.05),3种温室气体与10、20 cm 土壤温度及表层含水量拟合性均较差(表2)。

表 1 小泊湖主要温室气体排放通量与土壤温度相关性分析 Table 1 Correlation analysis of main greenhouse gas emission fluxes and soil temperature in Xiaopo Lake

	CH_4	CO_2	N_2O
10 cm 土壤温度(CT)	0.329	0.720**	0.222
10 cm 土壤温度(W)	-0.030	-0.176	-0.350
20 cm 土壤温度(CT)	0.246	0.485*	0.247
20 cm 土壤温度(W)	0.035	-0.143	-0.112

注:"**"在 0.01 水平(双侧)上显著相关;"*"在 0.05 水平 (双侧)上显著相关,下同

表 2 瓦颜山主要温室气体排放通量与土壤温度及 含水量相关性分析

Table 2 Correlation analysis of main greenhouse gas emission

fluxes and soil temperature and water content

in Wayan Mountain

	CH_4	CO_2	$N_2 O$
10 cm 土壤温度(CT)	0.206	-0.065	-0.301
10 cm 土壤温度(W)	-0.291	-0.164	-0.123
20 cm 土壤温度(CT)	0.194	0.184	0.010
20 cm 土壤温度(W)	-0.161	-0.210	-0.022
10 cm 土壤含水量(CT)	0.119	-0.244	0.390
10 cm 土壤含水量(W)	0.200	-0.071	-0.016

3 讨论

高寒沼泽草甸 CH。排放是土壤厌氧环境产甲烷 菌和有氧环境甲烷氧化菌共同作用的结果^[16]。增温 处理使小泊湖湿地日间吸收 CH4 能力显著增强(P< 0.05),这与李娜^[17]、王琪^[18]等的研究一致,原因可能 是增温处理短期内使土壤水分蒸发量增强,造成土壤 表面水分减少,从而促进大气中 O2进入土壤浅层,加 速了 CH4 的氧化,从而使 CH4 吸收增强^[19]。增温处理 一定程度上增加了瓦颜山湿地 CH₄的排放,使其由弱 汇转为弱源,但影响并不显著(P>0.05),可能因为瓦 颜山湿地 9 月中旬土壤水热条件较差,土壤浅层含水 量始终处于一个较低的水平。但增温处理对土壤产甲 烷菌活性的促进作用相对大于浅层水分的限制作用, 从而增加了 CH4 的排放^[20]。9 月中旬小泊湖湿地植 被生长状况及土壤水热环境均相对优于瓦颜山湿地, 且小泊湖湿地土壤厌氧环境的产甲烷菌活性高于瓦颜 山湿地,使得小泊湖湿地 CH4 排放通量在相同处理水 平下均高于瓦颜山湿地^[21]。高寒沼泽草甸 CO₂ 排放 主要来源于土壤呼吸作用,而土壤呼吸与土壤微生物 活性和数量有密切联系[22]。增温处理对小泊湖湿地 日间 CO_2 排放影响不显著(P > 0.05)。王学霞等^[23]的 研究表明,短期的增温无法对高寒草甸土壤蔗糖酶的 活性造成影响,对有机质分解的影响很小,不会对 CO₂ 排放造成显著影响,而且小泊湖湿地是水淹沼泽,长期 积水造成的厌氧环境对 CO₂ 排放有一定的抑制作 用^[24],因此增温处理对小泊湖湿地土壤 CO₂的排放影 响不显著。但是对于非淹水的瓦颜山湿地来说,由于 没有积水条件的限制,温度升高一定程度上促进土壤

微生物活性,从而提高了 CO₂的排放量^[22]。高寒沼泽 草甸 N₂O 是由土壤中硝化与反硝化作用共同影响的 结果,硝化作用与反硝化作用分别适应好氧与厌氧环 境,受土壤温度、水分、微生物种类及活性等多方面因 素的影响,因此 N₂O 的排放是一个极其复杂的过 程^[20]。Hu 等^[25]的研究发现,增温处理对高寒草甸 N₂ O 年排放量无显著影响;王东启等^[26]认为温度低于 15℃,N₂O 排放通量随温度上升呈递减趋势;而宋长 春^[27]等人则发现,增温能改变三江平原沼泽湿地 N₂O 的源汇状态。本研究结果表明增温处理对两湿地 N₂ O 排放通量均无显著影响,这与 Hu 等人的研究相似。 N₂O 排放受多种因素影响,对各因素响应机制较为复 杂,增温对其排放影响过程有待进一步研究。

关于湿地土壤温度、含水量与温室气体关系的研 究中,不同学者的看法存在一定的差异。其中王洋 等[20] 认为湿地土壤温度升高能显著提高3种温室气 体的排放通量:徐鑫王豪^[28]在滨海湿地温室气体研究 中发现 CO₂排放通量与土壤温度存在显著相关,CH₄、 N₂O 排放通量与土壤温度均不相关;王学霞等^[23]发现 藏北高寒草甸 3 种温室气体与土壤温度关系均不密 切,CH₄,N₂O排放通量与土壤湿度均无显著相关。在 本研究中,两处湿地在对照与增温处理下除小泊湖湿 地在对照下 CO2通量与 10、20 cm 土壤温度存在显著 相关外,其余相关性均不显著。出现这种现象的原因 可能是:9月中旬,两处湿地均处于植物生长季末期,3 种主要温室气体通量都处于一个较低的水平,增温处 理对温室气体通量的影响幅度也受到一定限制,土壤 温度、湿度对温室气体的影响很可能被大气温度、太阳 净辐射等其他因子的影响所掩盖[29]。此外,土壤温度 日变化出现明显的滞后效应,土壤含水量日变化波动 也较大,导致无法与温室气体通量有较好的拟合。

4 结论

通过对 9 月中旬青海湖两种类型湿地增温处理与 对照的日间 3 种温室气体排放通量及相关要素的分析 研究,得到了以下的结论:

(1)9月中旬日间小泊湖湿地分别表现为 CH4 和 CO2的源、N2O 的汇, 瓦颜山湿地分别表现为 CH4 的汇 及 CO2、N2O 的源, 两处湿地 3种温室气体日间排放 通量均表现出较为明显的日动态变化。两处湿地 CH4排放通量存在较大差异, 小泊湖湿地 CH4 通量排 放能力大于瓦颜山湿地,CO2 与 N2O 排放通量差异均较小。

(2)增温使9月中旬小泊湖湿地日间 CH₄及 CO₂ 排放通量吸收能力增强,对 N₂O 排放通量影响不显 著。增温使瓦颜山湿地 CH₄由弱汇转为弱源,N₂O 由 弱源转为弱汇,并促进了 CO₂的排放能力,使 CO₂排放 通量增加了 15.79%。增温处理下两处湿地日间 CH₄ 及 CO₂排放通量存在较大差异,表现为小泊湖湿地 CH₄排放通量大于瓦颜山湿地,瓦颜山湿地 CO₂排放 通量高于小泊湖湿地。增温下两处湿地 N₂O 排放通 量差异较小,均表现为 N₂O 的弱汇。

(3)小泊湖湿地 3 种温室气体在 9 月中旬日间除 CO₂排放通量在对照下与土壤 10、20 cm 温度存在显 著的相关性,其余相关性均不显著。瓦颜山湿地增温 处理与对照的 3 种温室气体排放通量在 9 月中旬日间 与土壤 10、20 cm 温度及土壤含水量相关性均不显著。 参考文献:

- [1] IPCC. Climate change 2007: The Physical Science Bases[R]. Sweden IPCC, 2007.
- [2] 彭飞,薛娴,尤全刚.模拟增温对生态系统碳循环影响研 究进展[J].中国沙漠,2014,34(5):1285-1292.
- [3] IPCC. Climate Change 2001: The scientific basis[R]. Sweden IPCC, 2001.
- [4] 武倩,韩国栋,王瑞珍,等.模拟增温对草地植物、土壤和
 生态系统碳交换的影响[J].中国草地学报,2016,38(4):
 105-114.
- [5] 段晓男,王效科,尹弢,等.湿地生态系统固碳潜力研究进 展[J].生态环境学报,2006,15(5):1091-1095.
- [6] 傅国斌,李克让.全球变暖与湿地生态系统的研究进展 [J].地理研究,2001,20(1):120-128.
- [7] Grimm N B, Chapin III F S, Bierwagen B, et al. The impacts of climate change on ecosystem structure and function. Frontiers in Ecology and the Environment[J]. 2013, 11(9):474-482.
- [8] 曹莹芸,郭小伟,周庚,等. 青藏高原高寒草甸 N₂O 排放 速度及其对降水和气温的响应特征[J]. 草原与草坪, 2017,37(4):20-25.
- [9] Zhang J X, Cao G M, Zhou D W, *et al*. The carbon storage and carbon cycle among the atmosphere, soil, vegetation and a nimal in the Kobresia humilis alpine meadow ecosystem[J]. Acta Ecologica Sinica, 2003, 23(4):627-634.
- [10] 亓伟伟,牛海山,汪诗平,等.增温对青藏高原高寒草甸 生态系统固碳通量影响的模拟研究[J].生态学报,

2012,32(6):1713-1722.

- [11] 高黎明,张乐乐,陈克龙.青海湖流域湿地小气候特征 [J].干旱区研究,2019,36(1):186-192.
- [12] 刘娟,陈克龙,张乐乐.高寒湖滨湿地生长季生态系统碳 交换对增温的响应[J].青海草业,2018,27(4):2-8.
- [13] 高黎明,张乐乐,陈克龙,等.青海湖流域高寒湿地光合 有效辐射特征[J].干旱区研究,2018,35(1):50-56.
- [14] 毛亚辉.青藏高原高寒沼泽草甸土壤呼吸动态变化及对 增温的响应-以瓦颜山为例[D].西宁:青海师范大学, 2016.
- [15] 李娜,陈建中,李宇飞.湿地温室气体气相色谱分析及采 样一进样技术研究进展[J].分析测试技术与仪器, 2010,16(4):213-217.
- [16] Kammann C, Hepp S, Lenhart K, et al. Stimulation of methane consumption by endogenous CH₄ production in aerobic grassland soil[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2009,41(3):622-629.
- [17] 李娜. 增温和施氮肥对荒漠草原生态系统土壤温室气体 通量的影响[D]. 呼和浩特:内蒙古农业大学,2010.
- [18] 王琪.青海湖湖滨湿地温室气体排放对模拟增温的响应 [D].西宁:青海师范大学,2019.
- [19] 徐冰鑫,胡宜刚,张志山,等.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[J].植 物生态学报,2014,38(8):809-820.
- [20] 王洋,刘景双,窦晶鑫,等.温度升高对湿地系统温室气体排放的影响[J].安全与环境学报,2010,10(5):122-126.
- [21] 李宝鑫.青海湖湿地模拟增温和施氮处理的温室气体排 放响应[D].西宁:青海师范大学,2017.
- [22] 郝庆菊,王跃思,宋长春,等.三江平原湿地土壤 CO₂ 和 CH₄ 排放的初步研究[J].农业环境科学学报,2004,23 (5):846-851.
- [23] 王学霞,高清竹,干珠扎布,等.藏北高寒草甸温室气体 排放对长期增温的响应[J].中国农业气象,2018,39(3): 152-161.
- [24] Freeman C, Lock M A, Reynolds B. Fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O from a Welsh Peatland following simulation of water table draw-down: Potential feedback to climatic change[J]. Biogeochemistry, 1993, 19(1):51-60.
- [25] Hu Y, Chang X, Lin X, et al. Effects of warming and grazing on N₂O fluxes in an alpine meadow ecosystem on the Tibetan plateau[J]. Soil Biology and Biochemistry,2010,42(6):944-952.
- [26] 王东启.长江口滨岸潮滩沉积物反硝化作用及 N₂O 的

排放和吸收[D].上海:华东师范大学,2006.

- [27] 宋长春,王毅勇,王跃思,等.季节性冻融期沼泽湿地CO₂、CH₄和N₂O排放动态[J].环境科学,2005,26(4): 7-12.
- [28] 许鑫王豪. 滨海湿地温室气体通量及影响因素分析一以

江苏为例[D].南京:南京大学,2015.

[29] 王记明,陈克龙,曹生奎,等.青海湖高寒湿地生态系统 夏季 CO₂ 通量日变化及其影响因子研究[J].生态与农 村环境学报,2014,30(3):317-323.

Impact of warming on greenhouse gas fluxes from alpine marsh meadows in the Qinghai Lake basin

WU Heng-fei^{1,2}, CHENG Ke-long², ZHANG Le-le^{1,2} DING Jun-xia^{1,2}

(1. College of Geographical Sciences, Qinghai Normal University, Xining 810008, China; 2. MOE Key Laboratory of Tibetan Plateau Land Surface Processes and Ecological Conservation, Xining 810008)

Abstract: The increasing temperature under global warming has great effects on the carbon cycle of terrestrial ecosystem, and the alpine marsh meadow ecosystem is the sensitive area to climate change. In this paper, two alpine swamp meadows (Xiaopohu Lakeside Wetland and Wayanshan Headwater Wetland) in the Qinghai Lake Basin were taken as the research objects, and Open Top Chamber(OTC) and static box-like gas chromatograph were used to analyze the diurnal variation of three main greenhouse gases $(CH_4, CO_2 \text{ and } N_2O)$ in September 2018. Results showed that Xiaopohu Lakeside Wetland was the source of CH4 and CO2 while the sink of N_2 O. The absorption capacity of CH_4 and CO_2 increased in response to warming, which reduced the CH_4 and CO_2 fluxes by 48. 43% and 20. 65%, respectively, while there was no significant effect on N₂O flux. Wayanshan Wetland was the sink of CH_4 and the source of CO_2 and N_2O , respectively. Warming at Wayanshan Wetland shifted CH4 from weak sink to weak source, and shifted N2O from weak source to weak sink, and promoted the CO2 emission capacity with an increase in CO2 emission flux by 15.79%. There was a significant correlation between soil CO₂ flux and soil temperature at the soil depth of 10 cm, 20 cm at Xiaopohu Wetland(P < 0.05), but no other significant correlations were found, which was mainly due to the hysteresis effects of surface soil temperature and water content. In general, global warming has some effects on the greenhouse gas emission flux from Alpine meadow in Qinghai Lake, and the response of different types of Alpine meadow to global warming was also different. The information is important for understanding the future carbon balance of the Qinghai Lake Basin and Tibetan plateau.

Key words: Qinghai Lake; alpine swamp meadow; global warming; greenhouse gas flux