

## 青海湖流域河源湿地生态系统碳交换对模拟增温的响应

左弟召<sup>1,2,3</sup>, 陈克龙<sup>2,3,4\*</sup>, 刘娟<sup>1,2,3</sup>

(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; 3. 青海师范大学青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海西宁 810008; 4. 青海师范大学科技处, 青海西宁 810008)

**摘要** 为了探究河源湿地生态系统碳交换过程对增温的响应, 2017年9月采用LI-6400便携式光合仪和静态箱法对生长季末期的河源湿地生态系统碳通量各组分进行测定。结果表明, 河源湿地生态系统表现为碳汇, 增温处理降低了生态系统净交换(NEE)的碳吸收能力。增温处理促进了河源湿地生态系统呼吸(ER), 且对生态系统总初级生产力(GEP)的日变化速率具有重要影响。NEE主要受控于土壤温度且与不同深度土壤温度具有极显著的正相关关系, ER主要受控于土壤体积含水量且与不同深度土壤体积含水量具有显著的正相关性。土壤体积含水量可能是生长季末期河源湿地生态系统碳源汇转换的关键因子。在未来全球气候变化背景下, 可能会导致河源湿地生态系统碳吸收和碳排放的转变。

**关键词** 生态系统碳交换; 模拟增温; 静态箱法; 青海湖流域

中图分类号 X171 文献标识码 A

文章编号 0517-6611(2020)23-0001-05

doi: 10.3969/j.issn.0517-6611.2020.23.001



开放科学(资源服务)标识码(OSID):

### Response of Carbon Exchange to Simulated Warming of River Source Wetland Ecosystem in Qinghai Lake Basin

ZUO Di-zhao<sup>1,2,3</sup>, CHEN Ke-long<sup>2,3,4</sup>, LIU Juan<sup>1,2,3</sup> (1. College of Geographical Sciences, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008; 2. MOE Key Laboratory of Tibet Plateau Land Surface Process and Ecological Conservation, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008; 3. Key Laboratory of Natural Geography and Environmental Processes of Qinghai Province, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008; 4. Science and Technology Department, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008)

**Abstract** In order to investigate the response of carbon exchange process of river source wetland ecosystem to temperature increase, in September 2017, LI-6400 portable photosynthesis system and static chamber method were used to measure the carbon flux components of the river source wetland ecosystem at the end of the growing season. The results showed that river source wetland ecosystems behave as carbon sinks, and warming treatment reduced the carbon absorption capacity of the net ecosystem exchange (NEE). The warming treatment promotes the ecosystem respiration (ER) of the river source wetland ecosystem, and had an important impact on the daily change rate of the total primary productivity (GEP) of the ecosystem. NEE was mainly controlled by soil temperature and had a significantly positive correlation with soil temperature at different depths. ER was mainly controlled by soil volumetric water content and had a significant positive correlation with soil volumetric water content at different depths. Soil volumetric water content may be a key factor in carbon source-sink transition of river source wetland ecosystem at the end of the growing season. In the context of future global climate change, it may lead to changes in carbon absorption and carbon emissions in river source wetland ecosystems.

**Key words** Ecosystem carbon exchange; Simulated warming; Static chamber method; Qinghai Lake Basin

随着大气CO<sub>2</sub>浓度增加和人类活动的加剧, 全球变暖趋势进一步持续。近年来, 青藏地区暖湿化特征明显, 其增温速率明显高于全球和全国平均水平, 升幅为0.37℃/10a<sup>[1]</sup>。湿地生态系统与气候之间存在着密切的联系, 与其他陆地生态系统相比, 湿地生态系统对气候变化异常敏感。在气候变化下, 受纬度、海拔的影响, 高寒地区生态系统具有极高的敏感性<sup>[2]</sup>。因此, 加强对高海拔地区湿地生态系统与气候变化的响应研究显得尤为重要。

现有关模拟增温对生态系统碳交换影响的研究多集中于高寒草原生态系统<sup>[3]</sup>、高寒草甸生态系统<sup>[4]</sup>、高寒湖滨湿地生态系统<sup>[5]</sup>和高寒人工草地生态系统<sup>[6]</sup>, 而对高寒河源湿地生态系统碳交换的研究较少。青海湖高寒湿地位于青藏高原东北部, 处于西北干旱区及东部季风区的交汇处, 是高寒湿地生态系统的典型区域<sup>[7]</sup>。虽有研究对比分析了小泊湖湿地和伊克乌兰高寒湿地对增温的响应<sup>[8]</sup>, 但模拟增温对

高寒河源湿地生态系统碳交换过程和相关环境因子的影响机制尚不明确。气候变暖给土壤温度和湿度带来影响, 而土壤温度、湿度对生态系统的生物学过程有重要作用<sup>[9]</sup>。因此, 笔者基于伊克乌兰瓦颜站2017年9月涡动相关观测气象数据, 采用LI-6400便携式光合仪和静态箱法对生长季末期的河源湿地生态系统净生态系统碳交换量(NEE)、生态系统呼吸(ER)和总生态系统生产力(GEP)进行测定, 进而探究模拟增温如何影响高寒湿地生态系统碳交换过程及其土壤环境因子响应机制, 以期对未来气候变化背景下开展高寒湿地生态系统的碳通量研究提供理论参考和数据支持。

## 1 资料与方法

**1.1 研究区概况** 研究区位于青海省海北藏族自治州刚察县伊克乌兰乡瓦颜山(37°44'34"N, 100°05'41"E), 北靠祁连山, 南临青海湖, 是沙柳河上游支流瓦颜曲的河源湿地。依托该区建设青海湖湿地生态系统国家定位观测研究站——伊克乌兰瓦颜站(图1)。该站点年均气温为(-3.06±0.40)℃, 年均降水量为540.258mm, 属于典型的高原大陆性气候<sup>[6]</sup>, 主要特征为太阳辐射强, 气温低而日温差大, 降水少而集中, 雨热同期。该区海拔3710~3840m, 主要植被类型是高寒沼泽草甸, 矮生嵩草(*Kobresia humilis*)为主要优势

**基金项目** 国家重点研发计划项目(2017YFC0403601); 国家自然科学基金项目(41661023); 青海省科技厅项目(2017-ZJ-782)。

**作者简介** 左弟召(1996—), 男, 四川资阳人, 硕士研究生, 研究方向: 生物地理与自然保护。\*通信作者, 教授, 博士生导师, 从事生物地理与湿地生态研究。

**收稿日期** 2020-03-15; 修回日期 2020-05-14

种。主要土壤类型为草甸土和沼泽土,土壤浅薄,表层广泛分布有季节性冻土,深层为永久性冻土。

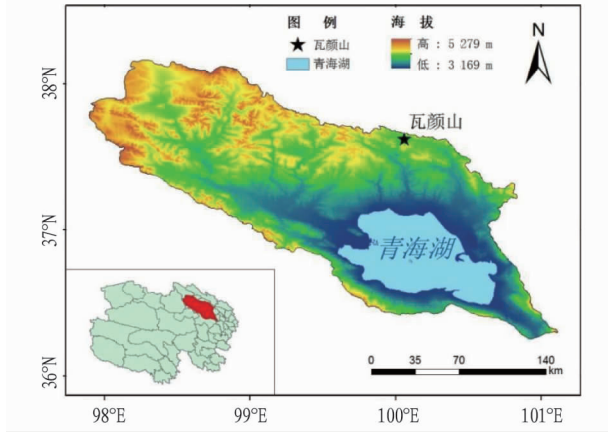


图1 瓦颜山地理位置

Fig. 1 Geographical location of Wayan Mountain

## 1.2 研究方法与数据采集

**1.2.1 样地选取与设计。**试验样地选择 50 m×50 m 的矮生嵩草草甸群落,从中选择一个 4 m×4 m 的小样方并放入增温圈,内置一个基座为 5 cm 高、边长为 40 cm×40 cm 的正方形铁框,并将其一端嵌入土壤约 3 cm 深,以防试验过程中漏气<sup>[2]</sup>。

开顶式生长室(OTC)选用材料为聚丙烯酸酯的亚克力有机玻璃(90%以上透光率)。其上边长为 87 cm,下边长为 122 cm,以此组成一个上表面直径 150 cm、下表面直径 210 cm 且倾斜角为 60°的正六边形增温圈<sup>[10]</sup>。设置增温(W)和对照(CK)2种处理,每种处理设置 6 个重复。

**1.2.2 气象环境因子的测定。**由安装于试验站长期观测样地内的涡度相关系统每 30 min 记录一次大气温度、降雨量、光合有效辐射等气象数据和不同梯度土层含水量数据,24 h 全天候观测。由 EM50 连接的 5TE 传感器(Decagon, USA)测定矮生嵩草草甸地表 10 cm 和 15 cm 的土壤温度和土壤体积含水量<sup>[11]</sup>,数据每 10 min 记录一次,24 h 全天候观测。

**1.2.3 NEE、ER 的测定。**采用 LI-6400 便携式光合仪(LI-COR, USA)和透明同化箱对瓦颜山湿地进行 NEE 和 ER 数据的采集。于 2017 年 9 月选择一天晴朗天气的 08:00—18:00,每隔 2 h 进行一轮数据采集。测定时将长 40 cm、宽 40 cm、高 50 cm 的透明同化玻璃箱置于铁框底座,箱内装有小风扇用于保持箱体气体的混匀及箱体温度的均一。每个样点的测定时长为 90 s,仪器每 10 s 自动记录一次数值,共计 9 个数值,通过计算得到 NEE。NEE 测定完毕后,将同化箱抬起,使之与自然状态下的空气充分混合,待仪器数值稳定后,将同化箱放入铁框底座,并用一块遮光布(上白下黑)将同化箱盖住,用于测定 ER,测定时间、数值个数及计算公式同 NEE。到此完成第一个样方的第一轮测定,以此类推测定完 12 个样方。在试验过程中,NEE<0,表示生态系统处于碳吸收状态;NEE>0,则生态系统处于碳释放状态;ER 始终为正值,代表生态系统处于碳释放状态<sup>[11-14]</sup>。

**1.3 数据统计方法** 将野外采集的试验数据导出到计算机

后,计算叶室内 CO<sub>2</sub> 的浓度随时间变化的斜率,进而计算 NEE。其计算公式为:

$$NEE = \text{Slope} \times 0.5 \times P \times 293 / [22.4 \times 0.001 \times 101.325 \times (273 + T)] / 10 \quad (1)$$

式中,Slope 为每组 CO<sub>2</sub> 通量数据计算所得斜率,即 90 s 内连续测量得到的 9 次 CO<sub>2</sub> 浓度数值求得的变化斜率;P 为大气压(Pa);T 为气温(°C)。

ER 的计算公式同 NEE,GEP 由 ER 和 NEE 的差值计算得出,其计算公式为:

$$GEP = ER - NEE \quad (2)$$

在试验过程中,由于野外环境的特殊性出现的仪器故障、天气因素及操作过程的影响,不可避免地存在误差,故需要删除个别样点的数据,以确保整体数据质量。采用 EDDY 涡度软件对碳通量数据进行转换和处理。

采用 Excel 2013 对碳通量、气象、土壤等数据进行进一步计算处理。利用 SPSS 18.0 对数据进行单因素方差分析、相关分析与显著性检验。用 OriginPro 2018 来制图。

## 2 结果与分析

**2.1 微环境分布状况** 从图 2 可以看出,在此次野外试验观测中,研究区 2017 年 9 月的微气象分布无明显变化规律。月平均气温为 3.835 °C,月初波动下降,第 5 日时逐渐上升至 9 月峰值 6.287 °C(9 月 12 日),随后波动下降至低谷值 1.303 °C(9 月 27 日),最后逐渐升高。月平均降水量为 3.802 mm,降水量与气温的变化趋势具有一致性,主要由于该区属于典型的高原大陆性气候,雨热同期。总辐射与光量子通量密度变化趋同,月平均总辐射为 185.576 W/m<sup>2</sup>,最高值在 9 月 6 日(305.447 W/m<sup>2</sup>),最低值在 9 月 18 日(45.747 W/m<sup>2</sup>),而月平均光合光量子通量密度为 368.697 μmol/(m<sup>2</sup>·s),在 9 月 6 日出现最大值 580.771 μmol/(m<sup>2</sup>·s),于 9 月 18 日出现最小值 100.084 μmol/(m<sup>2</sup>·s)。

**2.2 增温对生态系统碳交换的影响** 从图 3 可以看出,2017 年 9 月瓦颜山河源湿地生态系统碳通量各组分具有明显的日间变化特征,且增温(W)和常温对照(CK)的变化趋势具有较好的一致性。W 状态下的 NEE 值在 -2.036 ~ 3.199 μmol/(m<sup>2</sup>·s);于 08:00 开始,W 状态下的 NEE 值为负,说明净生态系统生产力处于碳吸收状态,12:00 后其吸收速率变慢,到 18:00 NEE 值由负转正,达 3.199 μmol/(m<sup>2</sup>·s),完成了由碳吸收到碳排放的转变。CK 状态下的 NEE 从 08:00 开始有较快的碳吸收速率,12:00 之后碳吸收速率呈现波动下降状态,但 NEE 一直为负值,为 -1.561 ~ -3.823 μmol/(m<sup>2</sup>·s),说明其 NEE 一直处于碳吸收状态。通过试验对照,表明增温降低了湿地生态系统的碳汇能力。2 种处理下的 ER 日变化均呈现先增加后减少的单峰曲线,清晨开始至正午生态系统呼吸速率会随着太阳辐射强度变大逐渐升高至峰值,后又随着太阳辐射强度降低而减小<sup>[15]</sup>。但增温处理促进了高寒湿地生态系统呼吸。W 和 CK 状态下的 ER 均从 08:00 开始不断增加,于 14:00 分别达到峰值 8.404 和 5.233 μmol/(m<sup>2</sup>·s),之后不断降低。进一步对增

温与对照区的碳通量及土壤环境因子差异进行分析,结果表明(表 1),在不同处理下的碳通量组分(NEE 和 ER)具有显著差异。不同处理下的 GEP 日变化呈先增加后减少的倒 U 型,

12:00 之前较常温状态增加更快,16:00 之后也较之下降更快,所以增温对 GEP 的速率转变具有重要影响,但 2 种状态下的 GEP 差异不显著。

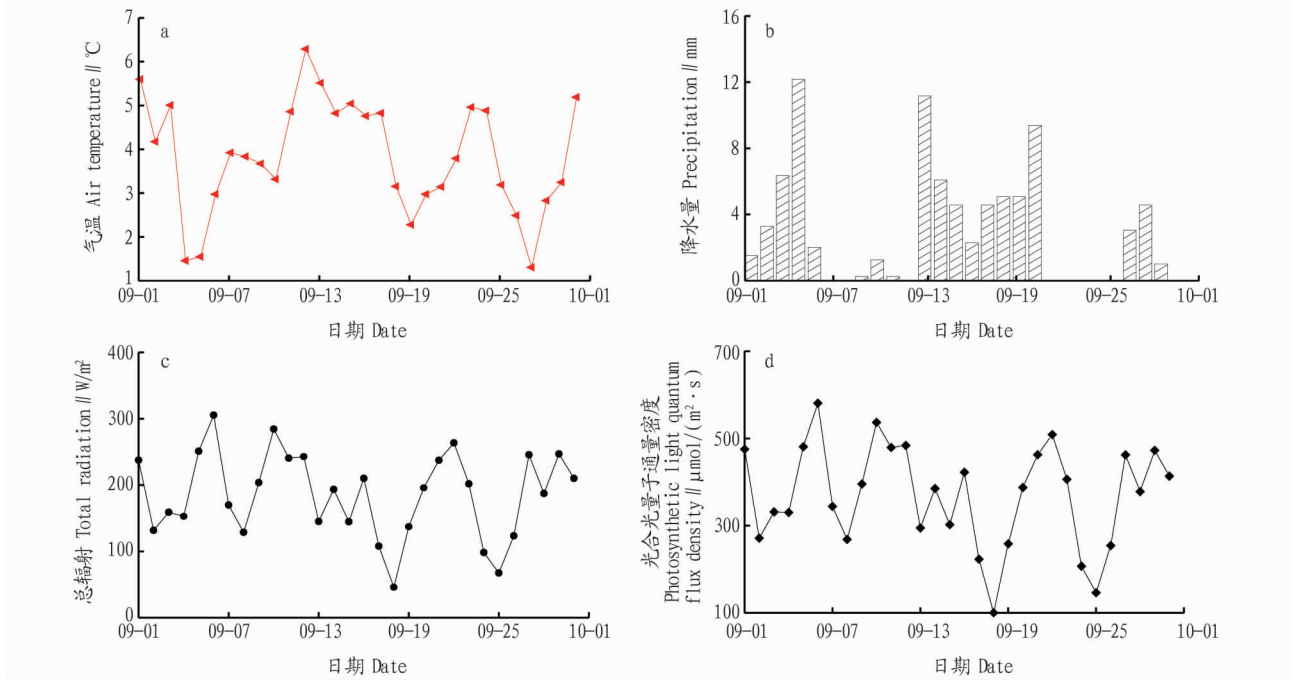


图 2 2017 年 9 月河源湿地气温 (a)、降水量 (b)、总辐射 (c)、光合光子通量密度 (d) 变化

Fig. 2 Changes of air temperature (a), precipitation (b), total radiation (c), photosynthetic light quantum flux density (d) in river source wetland in September 2017

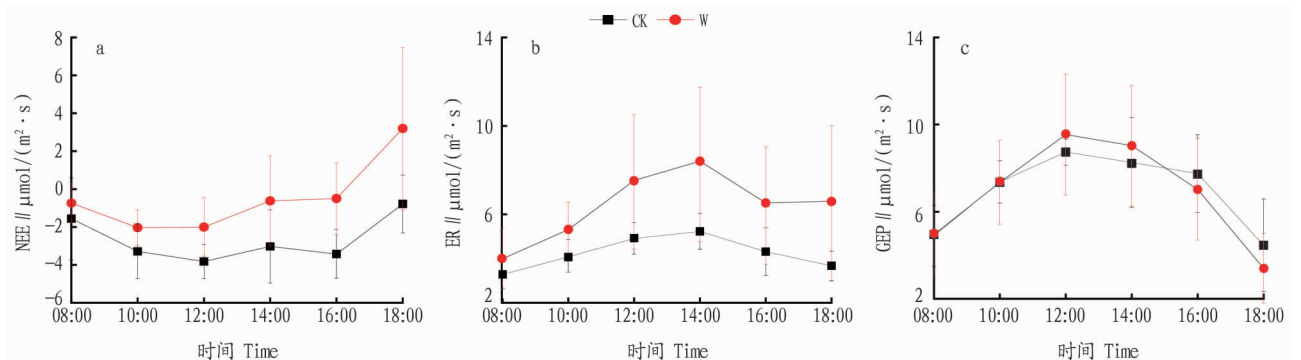


图 3 2017 年 9 月不同处理下瓦颜山河源湿地生态系统碳通量的日变化

Fig. 3 Diurnal changes of carbon flux in the wetland ecosystem of the river source of the Wayan Mountain in September 2017 under different treatments

表 1 增温与对照区生态系统碳通量及土壤环境因子差异分析

Table 1 Differences of carbon flux and soil environmental factors in warming and control areas

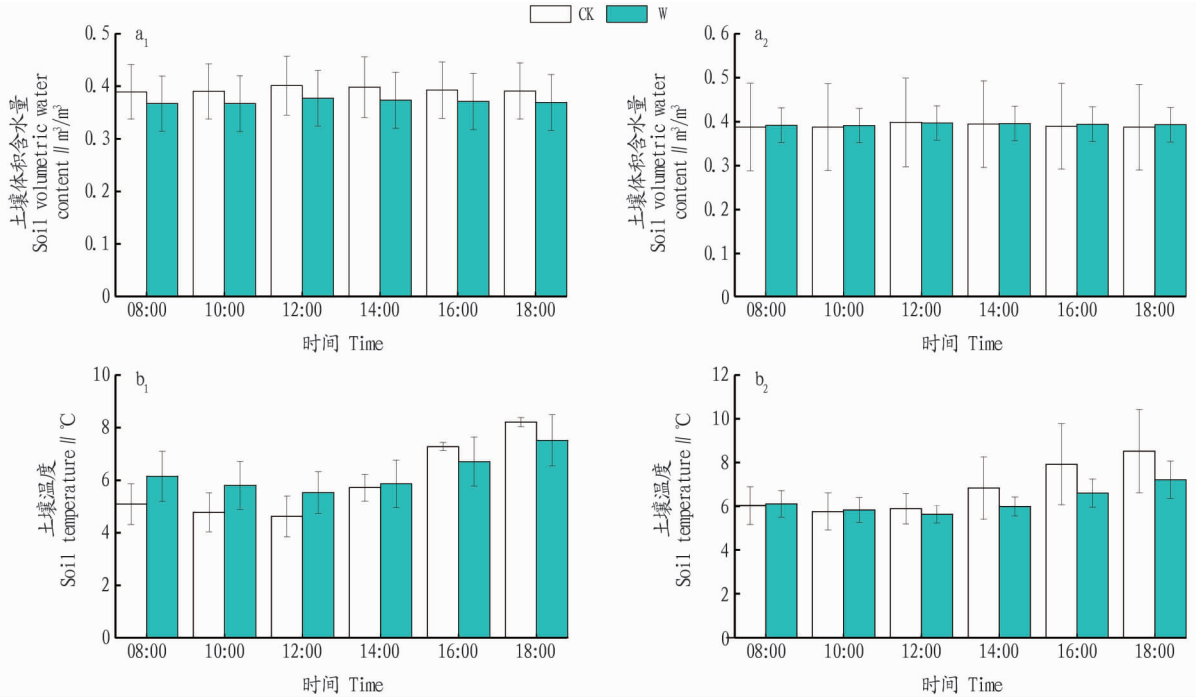
项目 Item	NEE $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$	ER $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$	GEP $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$	10 cm 深度 土壤体积 含水量 (SWC)/ $\text{m}^3/\text{m}^3$	15 cm 深度土壤 体积含水量 (SWC)/ $\text{m}^3/\text{m}^3$	10 cm 深度 土壤温度 ( $T_s$ )/ $^{\circ}\text{C}$	15 cm 深度 土壤温度 ( $T_s$ )/ $^{\circ}\text{C}$
均值 Mean	-1.551	5.321	6.909	0.383	0.392	6.105	6.536
标准差 Standard deviation	1.909	1.619	1.795	0.013	0.004	1.119	0.928
标准误 SE	0.551	0.467	0.733	0.004	0.001	0.323	0.268
均值的 95% 置信区间 95% confidence interval of the mean	-2.763~ -0.338	4.293~6.350	5.024~8.793	0.375~0.390	0.389~0.394	5.394~6.817	5.946~7.125
F 值 F value	5.688	9.168	0.001	80.913	2.167	0.217	1.274
Sig. (双侧) Sig. (both sides)	0.380*	0.130*	0.982	0.000*	0.172*	0.651	0.285

注: \* 表示显著性 LSD ALPHA ( $P < 0.05$ )

Note: \* indicates significant LSD ALPHA ( $P < 0.05$ )

**2.3 增温对不同深度河源湿地土壤环境因子的影响** 从研究区不同深度河源湿地土壤环境因子的日变化(图4)可以看出,增温处理降低了10 cm深度土壤体积含水量,对照差值为 $0.023 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ,但增加了15 cm深度的土壤体积含水量,对照差值为 $0.003 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。增温处理增加了10 cm深度土壤

温度,对照差值为 $0.312 \text{ }^\circ\text{C}$ ,且其日变化趋势由最初的增加变为降低;增温处理降低了15 cm深度土壤温度。通过对增温与对照区的土壤环境因子差异分析(表1),表明不同处理下高寒湿地土壤体积含水量有显著差异( $P<0.05$ ),而不同深度土壤温度的差异不显著( $P>0.05$ )。



注: $a_1$ 、 $b_1$ 为10 cm深度; $a_2$ 、 $b_2$ 为15 cm深度

Note:  $a_1$  and  $b_1$  are 10 cm depth;  $a_2$  and  $b_2$  are 15 cm depth

图4 2017年9月瓦颜山在不同处理下不同深度土壤体积含水量(a)和土壤温度(b)的日变化

Fig. 4 Diurnal changes of soil volumetric water content (a) and soil temperature (b) at different depths in Wayan Mountain under different treatments in September 2017

**2.4 土壤环境因子对生态系统碳交换影响机制分析** 通过对河源湿地不同深度土壤环境因子与生态系统碳通量各组分进行相关分析,结果表明(表2),NEE主要受控于土壤温

度,与不同深度土壤温度呈极显著的正相关( $P<0.01$ ),但与不同深度土壤体积含水量呈负相关。ER主要受控于土壤体积含水量,与不同深度土壤体积含水量具有显著的正相关性

表2 增温状态下生态系统碳通量与土壤环境因子的相关分析

Table 2 Correlation analysis of ecosystem carbon flux and soil environmental factors under warming

因子 Factors	NEE	ER	GEP	10 cm 深度土壤 体积含水量 10 cm depth soil volumetric water content	15 cm 深度土壤 体积含水量 15 cm depth soil volumetric water content	10 cm 深度土 壤温度 10 cm depth soil temperature	15 cm 深度土 壤温度 15 cm depth soil temperature
NEE	1.000						
BER	0.068	1.000					
GEP	-0.771	0.583	1.000				
10 cm 深度土壤体积含水量 10 cm depth soil volumetric water content	-0.252	0.812*	0.728	1.000			
15 cm 深度土壤体积含水量 15 cm depth soil volumetric water content	-0.140	0.846*	0.661	0.982**	1.000		
10 cm 深度土壤温度 10 cm depth soil temperature	0.928**	-0.098	-0.822*	-0.386	-0.282	1.000	
15 cm 深度土壤温度 15 cm depth soil temperature	0.933**	-0.042	-0.791	-0.354	-0.241	0.997**	1.000

注: \*\*表示 $P<0.01$ (双尾检验) \*表示 $P<0.05$ (双尾检验)

Note: \*\* means  $P<0.01$  (two-tailed test) \* means  $P<0.05$  (two-tailed test)

( $P < 0.05$ ), 但与不同深度土壤温度呈负相关。GEP 与不同深度土壤温度呈现负相关性, 而与不同深度土壤体积含水量呈正相关。

### 3 讨论

**3.1 生态系统碳交换对增温的响应** 由于研究区域不同, 生态系统碳交换对增温的响应也不尽相同, 表现为增加<sup>[16]</sup>、降低<sup>[2]</sup>或者不变<sup>[17]</sup>。在高寒湿地生态系统中, 植物通过光合作用所固定的碳含量高于生态系统呼吸所释放的碳含量, 在 CK 状态下的湿地生态系统处于碳汇状态。在 9 月份植物进入生长末期, 随着太阳辐射强度的降低, 植物体逐渐枯黄, 其光合作用能力日趋下降, 使得植物固碳能力降低, 导致碳汇能力下降。此时处于降水量稀少的干旱季节, 增温处理引起的土壤含水量的减少是导致高寒湿地 NEE 降低的主要原因<sup>[3]</sup>。在傍晚, 增温后植物呼吸作用的增强, 也能导致植物净初级生产力的下降, 从而实现生态系统由碳吸收向碳排放的转变。增温对 NEE 的影响主要通过 GEP 和 ER 的影响来实现。该研究中增温处理对 ER 的促进作用显著大于对 GEP 的促进作用, 虽然太阳辐射强度在生长季末期降低, 但增温处理使得土壤表层温度上升, 植物和微生物活性增强, 使得生态系统呼吸速率较 CK 状态下显著增强, 从而促进了生态系统呼吸。在枯草期, 增温在一定程度上弥补因植物光合作用减少导致的营养物质生产和积累的下降, 所以 GEP 在不同处理下变化较小而差异不显著。

**3.2 土壤环境因子对模拟增温的响应** 在野外观测期间, 增温处理首先增加了土壤地表温度, 增温使 10 cm 深度土壤温度较自然状态下高, 15 cm 深度土壤温度较自然状态低, 温度的升高使 10 cm 深度土壤体积含水量减少, 15 cm 深度土壤体积含水量增加, 这可能由于温度升高使土壤水分的基模势和总势变大, 产生了向上的势能梯度, 此时会产生向下的水分通量使得顶部含水量变小, 地下水位抬高<sup>[18]</sup>。

**3.3 土壤环境因子对生态系统碳交换影响机制分析** 由于青藏高原独特的气候条件和高度空间异质性, 使得高寒河源湿地生态系统碳交换特征及其与影响因子的影响机制也与众不同。因此, 在对青藏高原生态系统碳交换特征进行监测的同时, 分析相关环境因子对生态系统碳循环过程的影响效应, 有利于深入了解生态系统碳循环过程机理<sup>[19]</sup>。影响河源湿地生态系统碳交换的环境要素复杂多样, 且各要素间存在相互作用。温度和湿度是影响高寒湿地生态系统碳通量的主要环境因子。该研究结果也表明, 不同深度的土壤温度和土壤体积含水量对湿地生态系统碳通量都有一定的相关关系, 但影响程度不一样。NEE 与不同深度土壤温度呈极显著的正相关关系, 但增温处理降低了 NEE。再结合 ER 与不同深度土壤体积含水量呈显著的正相关性, 表明研究区 9 月由于降水量较少, 植物处于生长季末期, 土壤水分状况会限制土壤温度对湿地生态系统固碳能力的影响<sup>[20]</sup>, 因此土壤体积含水量可能是生长季末期河源湿地生态系统碳源汇转换的关键因子。GEP 受土壤温度的影响较土壤体积含水量的影响大, 说明土壤表层温度的升高有利于促进生长季末期

河源湿地生态系统总初级生产力。

### 4 结论

(1) 2017 年 9 月瓦颜山河源湿地生态系统表现为碳汇, 增温引起土壤体积含水量的减少而降低了湿地生态系统的碳汇能力。增温促进了河源湿地生态系统呼吸, 且对 GEP 的日变化速率具有重要影响。

(2) 增温处理使 10 cm 深度土壤温度较自然状态下高, 15 cm 深度土壤温度较自然状态低, 温度的升高使 10 cm 土壤体积含水量减少, 15 cm 土壤体积含水量增加。

(3) NEE 主要受控于土壤温度, 与不同深度土壤温度呈极显著的正相关; ER 主要受控于土壤体积含水量, 与不同深度土壤体积含水量呈显著的正相关。土壤体积含水量可能是生长季末期高寒湿地生态系统碳源汇转换的关键因子。在未来全球气候变化背景下, 可能会导致河源湿地生态系统碳吸收和碳排放的转变。但由于研究区域单一且研究时间较短, 因此, 今后还需长时间尺度的连续数据积累才能对湿地生态系统碳交换过程及其环境要素的响应机制有更加全面的认识。

### 参考文献

- [1] 《中国气候变化蓝皮书》: 年平均气温显著上升[J]. 环境教育, 2018 (4): 10.
- [2] 朱军涛, 陈宁, 张扬建, 等. 不同幅度的实验增温对藏北高寒草甸净生态系统碳交换的影响[J]. 植物生态学报, 2016, 40(12): 1219-1229.
- [3] 李岩, 干珠扎布, 胡国铮, 等. 增温对青藏高原高寒草原生态系统碳交换的影响[J]. 生态学报, 2019, 39(6): 2004-2012.
- [4] 耿晓东, 旭日, 刘永稳. 青藏高原纳木错高寒草甸生态系统碳交换对多梯度增温的响应[J]. 植物生态学报, 2018, 42(3): 397-405.
- [5] 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, 22.
- [6] 干珠扎布 (Hasbagan Ganjurjav). 模拟气候变化对高寒草地物候期、生产力和碳收支的影响[D]. 北京: 中国农业科学院, 2017.
- [7] 王记明, 陈克龙, 曹生奎, 等. 青海湖高寒湿地生态系统夏季 CO<sub>2</sub> 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.
- [8] 李美玲. 两种湿地生态系统碳交换对增温的响应[D]. 西宁: 青海师范大学, 2017.
- [9] 李冰, 葛世栋, 徐田伟, 等. 冬季放牧对高寒草甸生长季 NEE 的影响[J]. 西南农业学报, 2015, 28(1): 397-402.
- [10] 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.
- [11] 干珠扎布. 增温增雨对藏北小嵩草草甸生态系统碳交换的影响[D]. 北京: 中国农业科学院, 2013.
- [12] 谷蕊. 模拟气候变化对内蒙古克氏针茅草原生态系统及其碳交换的影响[D]. 呼和浩特: 内蒙古大学, 2015.
- [13] 张新杰. 短花针茅荒漠草原生态系统碳交换对不同载畜率的响应[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2015.
- [14] 孙丽娜. 紫花苜蓿生态系统碳水交换特征与水分利用效率研究[D]. 太原: 山西大学, 2012.
- [15] 赵爽凯, 陈克龙, 吴成永, 等. 增温对高寒湿地土壤呼吸动态变化的影响[J]. 生态与农村环境学报, 2019, 35(2): 225-233.
- [16] 元伟伟, 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.
- [17] XIA J Y, NIU S L, WAN S Q. Response of ecosystem carbon exchange to warming and nitrogen addition during two hydrologically contrasting growing seasons in a temperate steppe[J]. Global change biology, 2010, 15(6): 1544-1556.
- [18] 夏自强. 温度变化对土壤水运动影响研究[J]. 地球信息科学, 2001 (4): 19-24.
- [19] 岳广阳, 赵林, 赵拥华, 等. 青藏高原草地生态系统碳通量研究进展[J]. 冰川冻土, 2010, 32(1): 166-174.
- [20] 薛红喜, 李琪, 黄瑜, 等. 土壤环境因子对克氏针茅草地生态系统碳通量的影响[J]. 地理科学, 2014, 34(11): 1385-1390.