

沙质草地生长季土壤 CO₂ 排放特征及水热因子分析

龚相文^{1, 2}, 李玉强^{1*}, 王旭洋^{1, 2}, 牛亚毅^{1, 2}, 连杰¹, 罗永清¹

1. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 草地土壤 CO₂ 排放是陆地生态系统碳循环的关键生态学过程之一, 研究其通量特征可以定量评估和预测区域 CO₂ 排放状况, 服务于全球气候变化下的区域碳管理。应用 LI-8150 土壤碳通量测定系统, 定位观测并分析科尔沁沙地沙质草地生长季(6—9月)土壤 CO₂ 通量特征, 探究水热因子(降水、土壤温度和土壤含水量)对碳排放的影响机制。结果表明, (1) 在日动态变化尺度上, 晴天和雨天土壤 CO₂ 通量呈现不对称“单峰型”曲线, 最高值出现在 11:00—16:00, 最低值在 04:00—06:00。(2) 在生长季动态变化尺度上, 土壤 CO₂ 日平均通量呈现明显的多峰和季节变化, 土壤 CO₂ 月平均日通量分别在 7 月和 9 月出现高峰值和低峰值; 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日日平均排放通量最小值(0.35 μmol·m⁻²·s⁻¹)出现在晴天(6 月 8 日), 最大值(2.68 μmol·m⁻²·s⁻¹)出现在雨天(7 月 23 日), 生长季平均排放通量为 1.26 μmol·m⁻²·s⁻¹。(3) 土壤 CO₂ 通量表现为雨天高于晴天, 降水事件是扰动土壤 CO₂ 排放的关键因子。(4) 土壤 CO₂ 通量与土壤温度和土壤含水量分别表现出不同的时间尺度效应。在日尺度上, 无论晴天还是雨天, 7 月土壤 CO₂ 月平均日通量与表层(5 cm)土壤温度和含水量均呈正相关关系, 且相关系数高于其他月份; 晴天和雨天土壤含水量和温度的协同作用分别可解释土壤 CO₂ 排放的 95.0% 和 85.5%。在生长季尺度上, 晴天的土壤含水量和雨天的土壤温度分别能够解释土壤 CO₂ 排放的 63.6% 和 48.0%; 当土壤含水量低于 4.87%、土壤温度低于 25.94 °C 时, 土壤 CO₂ 排放量随含水量、温度的增加而增加; 晴天和雨天土壤含水量和温度的协同作用分别可解释土壤 CO₂ 排放的 61.6% 和 43.7%。

关键词: 沙质草地; 生长季; 土壤 CO₂ 通量; 土壤含水量; 土壤温度

DOI: 10.16258/j.cnki.1674-5906.2018.04.006

中图分类号: S153; X144; S812.2

文献标志码: A

文章编号: 1674-5906 (2018) 04-0634-09

引用格式: 龚相文, 李玉强, 王旭洋, 牛亚毅, 连杰, 罗永清. 2018. 沙质草地生长季土壤 CO₂ 排放特征及水热因子分析[J]. 生态环境学报, 27(4): 634-642.

GONG Xiangwen, LI Yuqiang, WANG Xuyang, NIU Yayi, LIAN Jie, LUO Yongqing. 2018. Characteristics of soil CO₂ emission in relation to hydrothermal factors during the growing season in Horqin sandy Land [J]. Ecology and Environmental Sciences, 27(4): 634-642.

土壤向大气排放 CO₂ 的过程, 是土壤将植物固定的碳释放回大气的主要途径 (Schlesinger et al., 2000; Ma et al., 2017)。土壤每年产生的碳 (C) 排放约 50~75 Pg (Wang et al., 2009), 超过全球陆地生态系统净初级生产力和化石燃料等燃烧排放 CO₂ 的量, 其变化可能对全球碳平衡和气候变化方面等产生重要的影响 (周萍等, 2009)。因此, 土壤 CO₂ 排放过程已被用于表征陆地生态系统过程和研究全球气候变化的关键生态过程 (王新源等, 2012)。草地生态系统是地球上广泛分布的全球陆地生态系统之一, 在全球碳循环中至关重要 (李学斌等, 2014; Wang et al., 2016)。目前, 国际上有关草地生态系统土壤 CO₂ 排放的研究主要集中在北美温带草原 (Frank, 2002; Huxman et al., 2004;

Peri et al., 2015) 和澳大利亚热带草原等 (Hunt et al., 2002; Fan et al., 2015)。虽然中国学者在研究草地碳库及其动态变化方面已有大量的工作, 但仍然缺乏对草地碳库动态特征的全面认识 (方精云等, 2010)。中国草地土壤 CO₂ 排放研究主要集中在青藏高原的高寒草甸生态系统 (吴琴等, 2005; 白炜等, 2011; 黄晓宇等, 2016; 柴曦等, 2017)、祁连山高山草甸生态系统 (常宗强等, 2007; 魏巍等, 2015; 解欢欢等, 2016)、贝加尔针茅草甸草原 (张盼弟等, 2014)、内蒙古典型草原 (齐玉春等, 2005) 和内蒙古锡林河流域草地 (李明峰等, 2003; 王凤玉等, 2003; 齐玉春等, 2010) 等生态系统, 而针对沙质草地土壤 CO₂ 排放的研究相对较少 (于占源等, 2006; 韩春雪等, 2017)。精确量

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目 (Y551821); 国家重点研发计划项目 (2016YFC0500901); 国家自然科学基金项目 (31640012; 31501611; 31500369)

作者简介: 龚相文 (1992 年生), 男, 硕士研究生, 研究方向为草地生态系统碳循环。E-mail: gongxiangwen16@126.com

***通信作者:** 李玉强 (1975 年生), 男, 博士生导师, 研究方向为半干旱区恢复生态。E-mail: liyq@lzb.ac.cn

收稿日期: 2017-11-09

化生态系统碳通量的日变化和月变化对准确理解全球气候变化和环境之间的反馈至关重要 (Chen et al., 2017), 但由于各种测量方法存在不确定性, 土壤 CO₂ 排放的空间和时间变异性以及由于许多生物和非生物因素影响导致的土壤呼吸 CO₂ 排放很难被精确估算; 同时受实验设备和天气状况的限制, 目前的研究结果多是基于晴天进行的短时间低频观测, 长时间连续高频野外观测相对较少。自然状态下土壤 CO₂ 排放对降水及土壤含水量、温度的响应机制仍不明确, 这将限制学者们对区域土壤 CO₂ 排放估算和管理的研究。

科尔沁沙地是中国典型的北方农牧交错区和生态脆弱区, 近 200 年以来由于受到半干旱气候条件和沙质土壤的共同作用, 以及人类过量开垦土地和超载放牧, 其原生植被遭到严重破坏, 其生境不断恶化 (赵哈林等, 2000; Li et al., 2017), 属于对全球变化反应敏感的区域。草地植被是该区域典型的地带性稳定植被类型 (张继义等, 2003), 研究该地区草地土壤 CO₂ 排放对研究区域碳循环过程有重要的意义。目前研究发现, 干旱区降水可能会产生更大的土壤 CO₂ 排放和土壤呼吸组分的变化, 降水对干旱地区生态系统影响更加极端 (Liu et al., 2017)。大多数研究表明, 土壤温度和含水量是影响土壤 CO₂ 排放的重要因素 (Davidson et al., 2010; Hoover et al., 2016; Xue et al., 2017; Yang et al., 2017)。因此, 本文以科尔沁沙质草地为研究对象, 按照降水条件 (晴天和雨天) 分析土壤 CO₂ 日排放和月排放特征及其与降水、土壤温度和含水量的关系, 探究水热因子对该地区土壤碳排放的影响机制, 为该地区碳平衡管理提供理论依据。

1 研究区概况

研究区位于内蒙古东部科尔沁沙地的奈曼旗境内, 依托中国科学院奈曼沙漠化研究站 (42°55'N, 120°42'E, 海拔 345 m) 开展试验。该区年均温 6.0~6.5 °C, 7 月温度最高 (均值为 23.5 °C), ≥10 °C 的有效积温为 3 000~3 400 °C, 无霜期约 150 d。年均降雨量 360 mm 左右 (70%集中在 6—8 月), 年均蒸发量 1 500~2 500 mm (70%集中在 4—7 月), 干燥系数 1.0~1.8。研究样地为科尔沁典型的沙质草地, 地势平坦, 植被较为均一, 表层 (0~20 cm) 土壤理化性质如表 1 所示。植被类型主要包括五星蒿 (*Bassia hyssopifolia*)、猪毛菜 (*Salsola collina* Pall)、狗尾草 (*Setaria viridis*) 等。

2 研究方法

2.1 实验设计

数据采集通过 LI-8150 (LI-COR, Inc, Lincoln, NE, USA) 土壤碳通量自动测量系统。在样地中按

表 1 研究样地土壤背景值

w(SOC)/ (g·kg ⁻¹)	w(TN)/ (g·kg ⁻¹)	pH	EC/ (μS·cm ⁻¹)	w(Coarse sand)/%	w(Fine sand)/%	w(Clay+ silt)/%
1.27	0.21	7.42	16.04	92.76	3.28	3.96

照等边三角形的方式设置 3 个 1 m×1 m 的固定样方, 每个样方内布设 1 个土壤 CO₂ 通量观测点 (即安装 3 个长期自动观测室), 每两个观测点之间的距离大约为 10 m, 每个 PVC 环 (内径 20 cm, 高 10 cm) 嵌入土壤后露出表面 3 cm。安装过程中剪掉环内的地上植被。土壤 CO₂ 通量测量在安装 PVC 环 1 周后进行, 尽量避免人为干扰对实验结果造成误差。2016 年 6 月 1 日—2016 年 9 月 30 日进行连续观测, 测定频率为每隔 30 min 测定 1 次。降水量、5 cm 土壤温度和土壤含水量数据分别通过样地内开路式涡度相关系统中雨量筒、温度传感器和水分传感器采集。

2.2 数据分析

以 2016 年 6—9 月日降水总量 (Rain) 划分晴天 (Rain=0 mm) 和雨天 (Rain>0 mm) 进行分析。将 CO₂ 月均日通量时刻值与对应土壤温度、含水量进行偏相关性分析, 研究土壤 CO₂ 排放日动态特征及其影响因素。对土壤 CO₂ 通量与土壤温度、含水量各月日均值进行方差分析, 土壤 CO₂ 通量与土壤温度、含水量实测值进行回归分析, 研究生长季土壤 CO₂ 排放动态特征及其影响因素。

土壤 CO₂ 排放与土壤温度、含水量间的关系采用二次多项式方程 (1)、(2) 和二元线性方程 (3) 拟合:

$$R_s = a_1 T^2 + b_1 T + c_1 \quad (1)$$

$$R_s = a_2 M^2 + b_2 M + c_2 \quad (2)$$

$$R_s = a_3 T + b_3 M + c_3 \quad (3)$$

式 (1)、式 (2)、式 (3) 中, R_s 为土壤 CO₂ 通量 (μmol·m⁻²·s⁻¹); T 、 M 分别表示 5 cm 土壤深度的土壤温度 (°C)、含水量 (%); a_1 、 a_2 、 b_1 、 b_2 和 c_1 、 c_2 代表二次多项式的待定系数和常数; a_3 、 b_3 和 c_3 代表二元线性方程的待定系数和常数。

2.3 数据处理

利用 SPSS 24.0 进行单因素方差分析、偏相关分析、二次多项式和二元线性回归分析。使用 SigmaPlot 12.5 软件作图。

3 结果与分析

3.1 沙质草地生长季的水热因子变化

由图 1 可知, 生长季不同月份降水量、日平均土壤温度和土壤含水量存在显著差异 ($P<0.05$)。6—9 月降水总量为 204.0 mm, 不同月份的大小顺序为 67.5 mm (8 月) > 60.3 mm (6 月) > 46.1 mm (9

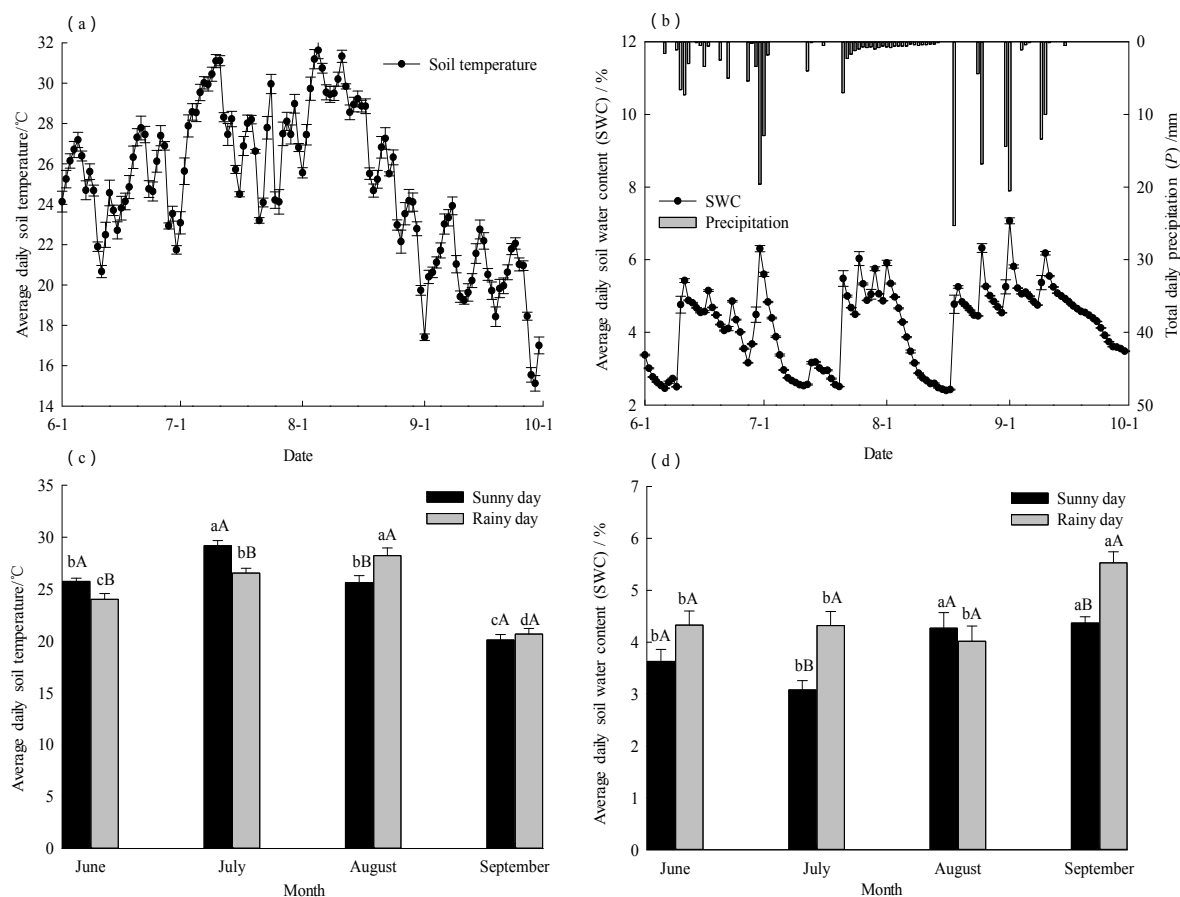


图1 沙质草地生长季的日平均土壤温度变化 (a)、日降水量和日平均土壤温度变化 (b)、月际日平均土壤温度变化 (c)、月际日平均土壤含水量变化 (d)

Fig. 1 The changes of daily average soil temperature of sandy grassland in the growing season (a), the changes of daily precipitation and daily average soil temperature (b), the monthly changes of daily average soil temperature (c), the monthly changes of daily average soil water content (d)

a, b and c represent soil CO_2 emissions differ significantly among different months ($P < 0.05$); A and B represent soil CO_2 emissions differ significantly between sunny days and rainy days in the same month ($P < 0.05$)

月) $> 30.1 \text{ mm}$ (7月), 其中6—9月降水的比例分别占29.5%、14.7%、33.1%、22.6%, 7月含水量低于其他月份。生长季内土壤温度和土壤含水量波动与降水事件有密切的关系(图1)。晴天和雨天的月际日平均土壤温度(图1c)、土壤含水量(图1d)存在显著差异($P < 0.05$)。6—9月晴天和雨天的日平均土壤温度分别为 25.75°C 和 24.52°C 、 29.19°C 和 26.55°C 、 25.63°C 和 28.23°C 、 20.10°C 和 20.67°C , 6、7月晴天日平均土壤温度比雨天高 1.73 、 2.64°C , 8、9月晴天土壤温度比雨天低 2.60 、 0.57°C , 其中7月晴天和雨天温差最大。6—9月的晴天和雨天日平均土壤含水量分别为 3.63% 和 4.33% 、 3.08% 和 4.33% 、 4.27% 和 4.02% 、 4.37% 和 5.53% , 9月的晴天和雨天土壤含水量差异最大。

3.2 沙质草地生长季 CO_2 排放的月均日动态

如图2所示, 沙质草地土壤 CO_2 通量月均日变化趋势在晴天和雨天(6月雨天除外)均表现出不

对称“单峰型”曲线, 雨天日排放通量高于晴天。6月月均日变化规律异于7—9月, 6月晴天和雨天 CO_2 月均日通量最大值分别出现在 $11:00$ ($1.16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)、 $20:00$ ($1.92 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), 最小值出现在 $22:30$ ($0.80 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) 和 $04:30$ ($1.20 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)。7—9月晴天和雨天 CO_2 月均日通量最小值出现在 $04:00$ — $06:00$, 随后开始迅速上升, $13:00$ — $16:00$ 达到最大值, $17:00$ — $19:00$ 开始逐渐下降, 夜间维持在较低水平, 至凌晨重新达到最小值, 与土壤温度变化基本一致。

3.3 沙质草地生长季 CO_2 排放的生长季动态

土壤 CO_2 生长季排放动态呈现多峰的波动曲线和明显的生长季变化特征(图3)。整个生长季土壤 CO_2 排放的日均通量变化范围为 0.35 — $2.68 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 最小值出现在晴天(6月8日), 最大值发生在雨天(7月23日), 整个生长季日均排放通量为 $1.26 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。晴天的 CO_2 日均通量大小依次为 1.51 (7月) > 1.22 (8月) > 1.00 (6月) > 0.67

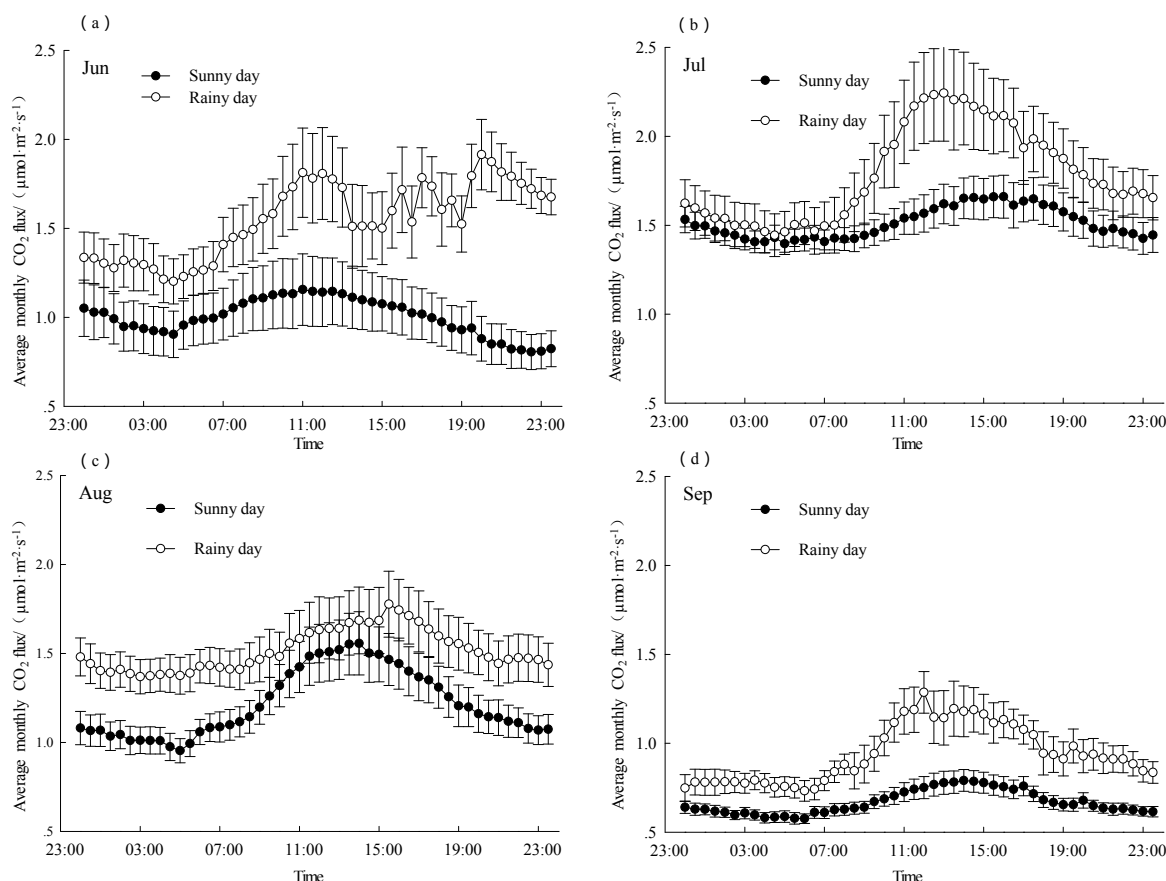


图2 沙质草地生长季(6—9月)晴天和雨天土壤 CO₂ 通量月平均日动态

Fig. 2 Monthly average diurnal soil CO₂ flux in sunny and rainy days during growing season (June to September) in sandy grassland

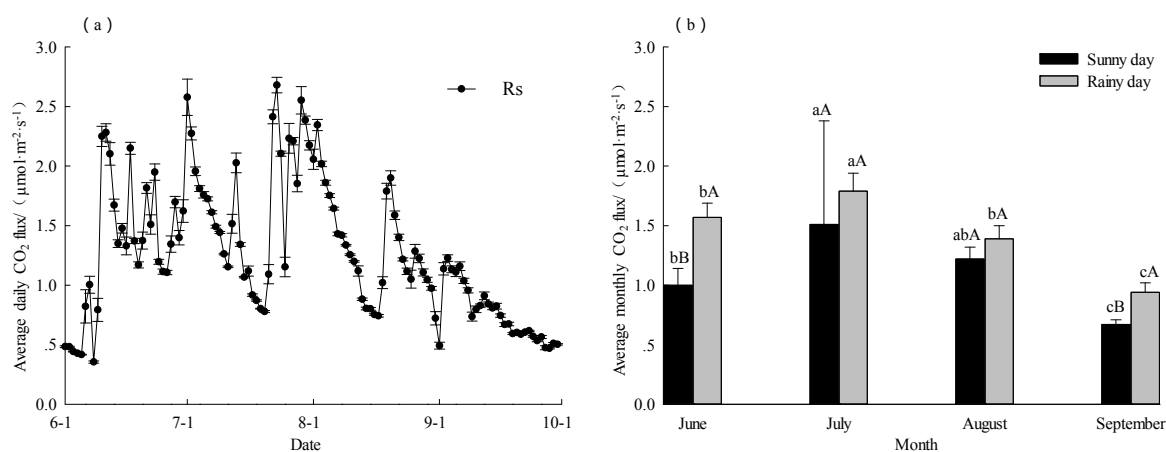


图3 沙质草地生长季土壤 CO₂ 日均排放变化 (a) 和土壤 CO₂ 月际日均排放变化 (b)

Fig. 3 The changes of daily average soil CO₂ emission (a) and the monthly changes of daily average soil CO₂ emission (b) in sandy grassland during the growing season

a, b and c represent soil CO₂ emissions differ significantly among different months ($P < 0.05$); A and B represent soil CO₂ emissions differ significantly between sunny days and rainy days in the same month ($P < 0.05$)

$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ (9月), 雨天的 CO₂ 日均通量大小依次 1.79 (7月) > 1.57 (6月) > 1.39 (8月) > 0.94 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ (9月), 生长季 CO₂ 排放呈现先增后减的季节变化, 7月显著高于其他月份 ($P < 0.05$), 表明 7月是生长季土壤 CO₂ 排放的高峰期。6—9

月雨天的土壤 CO₂ 排放分别是晴天的 1.57 、 1.19 、 1.14 、 1.40 倍, 雨天排放均高于晴天, 一般而言, 发生降水后土壤 CO₂ 排放量骤然升高后又逐渐下降, 如 6月 6日发生 0.5 mm 降水后 CO₂ 通量由 0.39 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 骤升到 3.84 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 7月 12日发生

2.8 mm 降水后 CO₂ 通量由 0.99 μmol·m⁻²·s⁻¹ 骤升到 2.67 μmol·m⁻²·s⁻¹, 降水后分别为降水前的 984.6%和 269.7%。

3.4 沙质草地生长季 CO₂ 月均日动态与水热因子的关系

将晴天和雨天土壤 CO₂ 月均日通量、土壤温度、土壤含水量的对应时刻值采用偏相关分析进行日动态特征及其影响因素研究(表 2)。CO₂ 月均日通量与温度(6 月晴天除外)、含水量(9 月雨天除外)之间呈极显著的正相关关系($P<0.01$)。土壤含水量与 CO₂ 日排放通量的相关系数在晴天和雨天随着生长季的推进先增加后减小, 并且 CO₂ 日排放通量与土壤含水量的相关系数(8、9 月雨天除外)高于土壤温度, 表明随着生长季的推进, 晴天土壤含水量对 CO₂ 日排放量的影响逐渐减弱, 但是大于土壤温度对 CO₂ 排放的影响程度, 雨天土壤含水量开始对 CO₂ 日排放量的影响出现负效应, 土壤温度逐渐成为影响 CO₂ 日排放量的主导因素。晴天和雨天的土壤温度与 CO₂ 排放的相关系数随着生长季的推进而先增大后减小, 即土壤温度在生长季前期对 CO₂ 排放的影响大于生长季后期。7 月晴天和雨天的土壤温度和土壤含水量与 CO₂ 排放的相关系数明显高于其他月份, 表明 7 月土壤温度和土壤含水量对 CO₂ 排放的影响高于其他月份。将晴天和雨天土壤 CO₂ 月均日通量、土壤温度、土壤含水量的对应时刻值进行二元线性回归分析发现(表 3), 土壤温度和土壤含水量共同作用可解释晴天土壤 CO₂ 月均日排放的大小依次为 95.0%(7 月)>83.6%(6 月)>69.9%(9 月)>64.3%(8 月); 可解释雨天土壤 CO₂ 月均日排放的大小依次为 85.5%(7 月)>77.8%(8 月)>59.8%(9 月)>45.0%(6 月), 表明晴天土壤温度和土壤含水量共同作用对土壤

CO₂ 月均日排放的解释程度明显高于雨天, 且 7 月土壤温度和含水量对土壤 CO₂ 月均日排放的作用高于其他月份。

3.5 沙质草地生长季 CO₂ 生长季动态与水热因子的关系

整个生长季内, 晴天和雨天的土壤 CO₂ 排放与土壤温度、土壤含水量的关系均符合二次多项式, 土壤温度、土壤含水量对土壤 CO₂ 通量的解释率出现明显的时间尺度和天气差异(表 4)。生长季晴天和雨天的土壤含水量与土壤 CO₂ 通量之间的拟合优度显著高于土壤温度, 土壤含水量、土壤温度与土壤 CO₂ 排放之间 r^2 最高分别为 0.636、0.480, 其他月份的 r^2 均值分别为 0.411、0.089, 表明土壤含水量是影响生长季土壤 CO₂ 排放的主导因子。土壤 CO₂ 排放与土壤温度和土壤含水量出现明显的生长季变化, 晴天土壤含水量和土壤温度随着生长季的变化解释率先减弱后逐渐增强, 雨天土壤含水量随生长季的变化解释率先增加后逐渐减小, 土壤温度逐渐增强。二次多项式关系表明土壤温度、含水量对土壤 CO₂ 排放出现阈值效应, 土壤含水量和土壤温度的阈值分别为 4.87%、25.94 °C, 低于阈值时, 增加土壤含水量和土壤温度, 将促进土壤 CO₂ 排放, 高于阈值时, 增加土壤含水量和土壤温度, 将抑制 CO₂ 排放。

晴天和雨天土壤 CO₂ 通量与土壤温度、土壤含水量在极显著水平下($P<0.01$)均符合二元线性关系, 晴天 r^2 为 0.533~0.611, 土壤温度和土壤含水量可共同解释 CO₂ 排放的 61.1%, 拟合效果最好, 雨天土壤温度和土壤含水量对 CO₂ 排放的解释率随着季节的推进逐渐增加, 最高可达 43.7%, 表明土壤温度和土壤含水量对土壤 CO₂ 通量影响在晴天(r^2 均值为 0.572)比雨天大(r^2 均值为 0.316)(表 5)。

表 2 水热因子与 CO₂ 月均日动态的偏相关分析
Table 2 The analysis of partial correlation between hydrothermal factor and monthly changes of diurnal dynamic of CO₂ monthly changes

Hydrothermal factor	Sunny day				Rainy day			
	6	7	8	9	6	7	8	9
Soil temperature/°C	-0.479**	0.968**	0.406**	0.258**	0.373*	0.828**	0.773**	0.765**
Soil water content/%	0.912**	0.937**	0.673**	0.687**	0.511**	0.848**	0.743**	-0.319*

$n=48$; ** and * represent significant at $P<0.01$ and $P<0.05$ (two-tailed test)

表 3 沙质草地生长季 CO₂ 月均日动态通量与土壤含水量、温度的双因子线性关系
Table 3 The linear relationship between the average daily dynamic flux of CO₂ monthly and soil water content and temperature in the growing season of sandy grassland

Month	Sunny day			Rainy day		
	Regression equation	r^2	P	Regression equation	r^2	P
6	$Rs=-0.007T+1.247M-3.344$	0.836	0.000	$Rs=0.031T+0.540M-1.521$	0.450	0.000
7	$Rs=0.031T+0.661M-1.430$	0.950	0.000	$Rs=0.070T+1.309M-5.737$	0.855	0.000
8	$Rs=0.020T+2.255M-8.919$	0.643	0.000	$Rs=0.036T+0.531M-1.766$	0.778	0.000
9	$Rs=0.005T+1.073M-4.126$	0.699	0.000	$Rs=0.060T-0.389M+1.859$	0.598	0.000

$n=48$; Rs represents soil CO₂ flux, T represents soil temperature (5 cm), and M represents soil moisture content (5 cm)

表 4 沙质草地生长季 CO₂ 通量与土壤含水量和温度的关系

Table 4 The relationship between CO₂ emission flux and soil water content and temperature in sandy grassland during growing season

Item	Month	Sunny day			Rainy day		
		Regression equation	<i>r</i> ²	<i>P</i>	Regression equation	<i>r</i> ²	<i>P</i>
Soil water content/%	6	$R_s=-0.838M^2+0.186M+1.456$	0.636	0.000	$R_s=-0.144M^2+1.247M-1.550$	0.243	0.000
Soil temperature/°C	6	$R_s=-0.532T^2+0.010T+7.778$	0.048	0.000	$R_s=0.002T^2-0.114T+3.174$	0.011	0.021
Soil water content/%	7	$R_s=-0.017M^2+0.44M+0.317$	0.393	0.000	$R_s=-0.258M^2+2.509M-3.807$	0.531	0.000
Soil temperature/°C	7	$R_s=-0.017T^2+0.035T+0.696$	0.041	0.000	$R_s=0.002T^2-0.079T+2.179$	0.046	0.000
Soil water content/%	8	$R_s=-0.091M^2+0.047M+0.707$	0.375	0.000	$R_s=-0.154M^2+1.475M-1.775$	0.398	0.000
Soil temperature/°C	8	$R_s=-0.006T^2+0.310T+2.737$	0.053	0.000	$R_s=-0.002T^2+0.168T-1.496$	0.110	0.000
Soil water content/%	9	$R_s=0.153M^2-1.063M+2.338$	0.577	0.000	$R_s=-0.066M^2+0.583M-0.231$	0.360	0.000
Soil temperature/°C	9	$R_s=0.002T^2-0.041T+0.743$	0.313	0.000	$R_s=-0.012T^2+0.586T-5.943$	0.480	0.000

$n_1=720, n_2=528, n_3=622, n_4=938, n_5=704, n_6=953, n_7=835, n_8=471$; n_1, n_2, n_3 , and n_4 represent samples of sunny days in June, July, August, and September, n_5, n_6, n_7 , and n_8 represent samples of rainy days in June, July, August, and September, R_s represents soil CO₂ flux, T represents soil temperature (5 cm), and M represents soil moisture content (5 cm). The same below

4 讨论

4.1 沙质草地生长季 CO₂ 日排放特征及因素分析

了解沙质草地土壤 CO₂ 在不同时间尺度上的排放特征，草地碳排放的量化对准确理解全球气候变化对草地生态系统碳循环的影响至关重要（Chen et al., 2017），而采用高频观测是探讨沙质草地土壤 CO₂ 排放在不同时间尺度变化的有效手段之一（郑永等，2017）。结果表明，科尔沁沙质草地生长季内在不同天气条件下土壤 CO₂ 日排放最大值出现在 11:00—16:00，最小值出现在 03:30—06:00，表现出明显的不对称“单峰型”日变化规律。研究结果与常宗强等（2007）在祁连山高山草甸、崔海等（2016）在宁夏荒漠草原、张盼弟等（2014）在呼伦贝尔地区贝加尔针茅草甸草原得出的土壤 CO₂ 排放日变化规律基本一致，表明 CO₂ 排放通量日变化规律与研究区位置无关。由于干旱半干旱地区在长期缺水的状态下土壤 CO₂ 在短时间内在很大程度上受到降水的影响（陈全胜等，2003a），降水会导致土壤 CO₂ 排放骤增，但降水后逐渐缓慢降低（图 1a），降低的过程中降水对 CO₂ 排放日动态的影响大于其他因素（土壤温度、含水量等），导致 6 月晴天和雨天 CO₂ 日排放规律异于 7—9 月。CO₂ 日通量表现出明显的不对称“单峰型”规律，昼间高于夜间，夜间 CO₂ 通量维持在较低水平，其月均日变化规律与当地温度变化基本一致，这是由于土壤含水量是当地限制微生物活动、根呼吸活动的最主要的环境因子，晴天一天之内土壤含水量及理化性质基本不发生显著变化，沙质土壤物理性质导致其

土壤温度容易受大气温度的影响，夜间土壤温度明显低于昼间，国内外研究也得出了相似结论（Zhou et al., 2014），表明 CO₂ 排放规律在昼夜尺度上主要受当地温度驱动，然而，任何一天的潜在土壤 CO₂ 排放都是受土壤含水量的驱动（Wang et al., 2016）。对 CO₂ 月均日通量与土壤温度和土壤含水量进行偏相关分析发现（表 2），CO₂ 月均日通量与土壤温度的相关程度小于土壤含水量，表明月尺度上 CO₂ 日排放通量受土壤含水量影响大于土壤温度，仅在 7 月晴天和 8、9 月雨天大于土壤含水量，可能 CO₂ 日排放规律受时间尺度和天气的改变导致土壤温度和含水量改变的影响。目前研究表明，土壤温度和土壤含水量对土壤碳排放的影响是相同的，然而就相对重要性还没有达成共识。Zhang et al.（2017）在内蒙古多伦县草地研究发现土壤温度和土壤湿度能够分别解释土壤 CO₂ 通量日变化的 73%和 74%。土壤温度和含水量对土壤呼吸的影响地区差异很大（Peri et al., 2015; Sharkhuu et al., 2016）。本研究表明，科尔沁沙质草地生长季土壤温度和土壤含水量对土壤 CO₂ 排放共同作用的解释率可达 95.0%（表 3），表明土壤温度和土壤含水量的协同效应能够更好地解释土壤 CO₂ 排放的日动态特征，这与 Yang et al.（2017）的结果基本一致。

4.2 沙质草地生长季 CO₂ 生长季排放特征及因素分析

土壤 CO₂ 排放过程主要包括土壤微生物呼吸、土壤动物呼吸和植物根系呼吸的生物过程以及矿化作用的非生物过程而产生 CO₂，研究表明，土壤

表 5 沙质草地生长季 CO₂ 通量与土壤含水量、温度的双因子线性关系

Table 5 Two-factor linear relationship between CO₂ flux and soil water content and temperature during the growing season of sandy grassland

Month	Sunny day			Rainy day		
	Regression equation	<i>r</i> ²	<i>P</i>	Regression equation	<i>r</i> ²	<i>P</i>
6	$R_s=-0.006T+0.528M-1.081$	0.611	0.000	$R_s=-0.010T+0.238M+0.280$	0.144	0.000
7	$R_s=-0.047T+0.406M-1.113$	0.582	0.000	$R_s=-0.080T+0.319M-1.724$	0.282	0.000
8	$R_s=-0.053T+0.347M-1.625$	0.533	0.000	$R_s=-0.086T+0.246M-2.017$	0.400	0.000
9	$R_s=0.015T+0.212M-0.564$	0.564	0.000	$R_s=-0.046T-0.136M+0.743$	0.437	0.000

呼吸受到多种因素的影响,主要包括生物因子(植被类型、生物量、土壤凋落物、土壤微生物、土壤动物)和非生物因子(降水、土壤温度、土壤水分、土壤养分和土壤有机质等)的影响(王新源等,2012; Zhang et al., 2017)。研究表明,在整个生长季尺度上,CO₂日平均排放通量呈现不规则的波动曲线(图3a),不连续降水是导致生长季CO₂日平均排放通量不规则波动的关键因子,降水是干旱半干旱地区生长季重要的外界扰动因子,生长季CO₂排放的变化与降水事件的扰动密切相关(Raich et al., 2010),生长季CO₂排放差异与降水时间(Jia et al., 2012)、降水频率和降水强度(王旭等,2013)密切相关。雨天CO₂日平均通量比晴天高,一方面由于在干旱半干旱地区阵发式降雨能够强烈激发土壤中CO₂的释放(图1a、图1b),晴天土壤含水量处于较低水平,土壤空隙中存在大量的空气和CO₂,降水时水分取代了土壤中空气和CO₂占据的位置,导致出现短时间内土壤CO₂排放通量陡增的现象,引起“激发效应”(王旭等,2013; Liu et al., 2017; Miao et al., 2017);另一方面,对于干旱和半干旱土壤来讲,降水事件改变了土壤含水量和温度,使干旱地区土壤中微生物数量增加和活性增强,促进了微生物和植物根系呼吸活动,从而导致CO₂排放增加(陈全胜等,2003a)。

准确了解CO₂通量在整个生长季的排放特征,将有利于估算整个生长季CO₂排放的情况。在生长季尺度上,沙质草地土壤CO₂日平均排放通量在晴天和雨天呈现显著($P<0.05$)的月际差异,CO₂日平均排放通量7月显著高于其他月份,9月显著低于其他月份(图3b)。7月是该地区植被生长的旺盛时期,植被对水分和温度的利用最强烈,植被根系呼吸活动增加导致CO₂排放增加,晴天和雨天含水量适宜的情况下,适宜高温导致土壤微生物分解地上凋落物活性增加,促进CO₂排放。9月CO₂通量显著低于其他月份,其原因可能是含水量过高,从而抑制了CO₂的排放,也可能CO₂排放受温度影响较显著(陈全胜等,2003b),本研究结果表明土壤温度与CO₂通量呈极显著正相关关系(表2),温度降低导致土壤微生物对凋落物的分解作用下降,根呼吸作用亦减弱,CO₂排放减少(陈全胜等,2004)。

土壤温度和含水量是影响CO₂排放的两个重要环境因子(陈全胜等,2003b; 王风玉等,2003; 谷蕊等,2015; Wang et al., 2017),也是植物生长、发育和生物量形成过程的主要驱动因子(白炜等,2011),土壤温度影响植物呼吸和微生物活性,土壤含水量则是植物和微生物活动的重要保障。将晴天和雨天土壤温度和土壤含水量分别与土壤

CO₂进行一元线性、指数、幂函数、二次多项式回归分析,结果表明,土壤温度和土壤含水量均与土壤CO₂通量之间符合二次多项式,拟合优度(r^2)在极显著($P<0.01$)条件下高于其他回归方程,这与崔海等(2016)对宁夏荒漠草原的研究结果基本一致。研究时段内土壤含水量对CO₂排放的解释率均高于土壤温度(表3),一方面由于该地区沙质土壤保水性较差,蒸发量大,导致土壤水分容易散失,该地区土壤含水量处于较低水平,这与陈全胜等(2003b)在锡林河流域研究结果一致;另一方面, Wang et al. (2016)在内蒙古锡林河流域2011年干生长季(降雨量226.7 mm)研究发现,土壤CO₂排放与季节降水的年际变化表现出相同的变化,作为一种生存策略,高土壤含水量促进植物生长,植物的地下部分将分配更多的碳,以最大限度地发挥其在水资源有限的生态系统中吸收水和营养的能力,为根系活动和呼吸提供更多的碳底物,这与Sharkhuu et al. (2016)在北蒙古、Liu et al. (2009)在中国北方温带草原的研究结果基本一致。因此,在干旱半干旱地区土壤含水量是取代土壤温度成为限制CO₂排放的关键因子。二次多项式回归分析表明,土壤含水量和土壤温度对CO₂排放量的解释率分别为63.6%和48.0%,土壤含水量和土壤温度出现阈值效应,土壤含水量和土壤温度阈值分别为4.87%和25.94℃,因为土壤温度与植物、微生物及酶活性密切相关,土壤温度低于阈值时,升温将导致植物呼吸活动增加、促进微生物活性和酶活性,导致表层有机质分解增加,促进CO₂排放,反之,抑制CO₂排放,土壤含水量低于阈值时,缺水状态下很难满足植物根系和微生物活动所必须的生存条件,土壤含水量增加将促进植物根系和微生物活动,导致CO₂排放增加,当含水量高于阈值时,土壤中含水量过高,将不利于植物根系和微生物有氧呼吸活动,导致CO₂排放减小。土壤温度和土壤含水量对土壤CO₂排放的协同作用对日排放的解释率可达95.0%,但对整个生长季的解释仅仅61.1%,一方面土壤CO₂日排放对土壤温度和含水量响应敏感,另一方面土壤CO₂季节排放受生物量、植被物候等影响。为了更准确地估算土壤CO₂季节排放量,需要进一步考虑生物量、植被物候对CO₂排放的影响。

5 结论

(1) 科尔沁沙质草地生长季(6—9月)土壤CO₂月平均日排放规律呈不对称“单峰型”曲线,04:00—06:00出现最低值,07:00—11:00开始升高,11:00—16:00出现最高值,16:00—19:00开始下降。从日尺度上看,晴天和雨天的月平均日排放规律变

化规律基本一致, 主要受日土壤温度变化驱动, 但其排放大小在雨天和晴天表现出明显的差异, 雨天大于晴天。降水是扰动沙质草地生长季土壤 CO₂ 排放的关键因子。

(2) 科尔沁沙质草地生长季(6—9月)土壤 CO₂ 日排放表现出明显的生长季变化, 土壤 CO₂ 排放的高峰期和低峰期分别出现在7月和9月, 从生长季尺度上看, 晴天和雨天的月平均日排放通量表现出明显的天气差异, 雨天土壤 CO₂ 排放通量大于晴天。

(3) 科尔沁沙质草地生长季(6—9月)土壤含水量和土壤温度与土壤 CO₂ 排放关系存在尺度效应。在日尺度上, 7月晴天和雨天的土壤含水量和土壤温度与土壤 CO₂ 月平均日排放量存在正相关关系($P < 0.01$), 且相关系数高于其他月份。晴天和雨天土壤含水量和土壤温度的协同作用可解释土壤 CO₂ 日排放的大部分变异。在生长季尺度上, 土壤含水量和土壤温度与土壤 CO₂ 排放均符合二次多项式关系。土壤含水量和土壤温度出现阈值, 土壤含水量和土壤温度阈值分别为 4.87% 和 25.94 °C, 当土壤含水量低于 4.87%、土壤温度低于 25.94 °C 时, 土壤 CO₂ 排放量随土壤含水量、土壤温度的增加而增加。无论晴天还是雨天, 日尺度上土壤含水量和土壤温度的协同作用对土壤 CO₂ 排放的解释均高于生长季尺度。

参考文献:

- CHEN J, ZHOU X, HRUSKA T, et al. 2017. Asymmetric diurnal and monthly responses of ecosystem carbon fluxes to experimental warming [J]. *Clean Soil Air Water*, 45(3): 1600557.
- DAVIDSON E A, BELK E, BOONE R D. 2010. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest [J]. *Global Change Biology*, 4(2): 217-227.
- FAN Z, NEFF J C, HANAN N P. 2015. Modeling pulsed soil respiration in an African savanna ecosystem [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 200: 282-292.
- FRANK A B. 2002. Carbon dioxide fluxes over a grazed prairie and seeded pasture in the Northern Great Plains [J]. *Environmental Pollution*, 116(3): 397-403.
- HOOVER D L, KNAPP A K, SMITH M D. 2016. The immediate and prolonged effects of climate extremes on soil respiration in a mesic grassland [J]. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 121(4): 1034-1044.
- HUNT J E, KELLIHER F M, MCSEVENY T M, et al. 2002. Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought [J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 111(1): 65-82.
- HUXMAN T E, SNYDER K A, TISSUE D, et al. 2004. Precipitation pulses and carbon fluxes in semiarid and arid ecosystems [J]. *Oecologia*, 141(2): 254-268.
- JIA X, SHAO M, WEI X. 2012. Responses of soil respiration to N addition, burning and clipping in temperate semiarid grassland in northern China [J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 166-167: 32-40.
- LI J, XU B, YANG X, et al. 2017. Historical grassland desertification changes in the Horqin sandy land, northern China (1985—2013) [J]. *Scientific Reports*, 7(1): 3009.
- LIU W X, ZHANG Z, WAN S Q. 2009. Predominant role of water in regulating soil and microbial respiration and their responses to climate change in a semiarid grassland [J]. *Global Change Biology*, 15(1): 184-195.
- LIU Z, ZHANG Y Q, FAK Y, et al. 2017. Rainfall pulses modify soil carbon emission in a semiarid desert [J]. *Catena*, 155: 147-155.
- MA J, LIU R, LI Y. 2017. Abiotic contribution to total soil CO₂ flux across a broad range of land-cover types in a desert region [J]. *Journal of Arid Land*, 9(1): 13-26.
- MIAO Y, HAN H, DU Y, et al. 2017. Nonlinear responses of soil respiration to precipitation changes in a semiarid temperate steppe [J]. *Scientific Reports*, 7: 45782.
- PERI P L, BAHAMONDE H, CHRISTIANSEN R. 2015. Soil respiration in Patagonian semiarid grasslands under contrasting environmental and use conditions [J]. *Journal of Arid Environments*, 119: 1-8.
- RAICH J W, POTTER C S, BHAGAWATI D. 2010. Interannual variability in global soil respiration, 1980-94 [J]. *Global Change Biology*, 8(8): 800-812.
- SCHLESINGER W H, ANDREWS J A. 2000. Soil respiration and the global carbon cycle [J]. *Biogeochemistry*, 48(1): 7-20.
- SHARKHUU A, PLANTE A F, ENKHMANDAL O, et al. 2016. Soil and ecosystem respiration responses to grazing, watering and experimental warming chamber treatments across topographical gradients in northern Mongolia [J]. *Geoderma*, 269: 91-98.
- WANG B, ZHA T S, JIA X, et al. 2017. Soil water regulates the control of photosynthesis on diel hysteresis between soil respiration and temperature in a desert shrubland [J]. *Biogeosciences*, 14(17): 3899-3908.
- WANG W, FANG J Y. 2009. Soil respiration and human effects on global grasslands [J]. *Global and Planetary Change*, 67(1): 20-28.
- WANG Z, JI L, HOU X, et al. 2016. Soil respiration in semiarid temperate grasslands under various land management [J]. *Plos One*, 11(1): e0147987.
- XU E H, TANG H. 2017. Responses of soil respiration to soil management changes in an agropastoral ecotone in Inner Mongolia, China [J]. *Ecology & Evolution*, 00: 1-11.
- YANG F, ALI M, ZHENG X, et al. 2017. Diurnal dynamics of soil respiration and the influencing factors for three land-cover types in the hinterland of the Taklimakan desert, China [J]. *Journal of Arid Land*, 9(4): 568-579.
- ZHANG M, LI X B, WANG H, et al. 2017. Effects of converting natural grasslands into planted grasslands on ecosystem respiration: a case study in Inner Mongolia, China [J]. *Journal of Arid Land*, 9(1): 38-50.
- ZHOU X B, ZHANG Y M. 2014. Seasonal pattern of soil respiration and gradual changing effects of nitrogen addition in a soil of the Gurbantungut Desert, northwestern China [J]. *Atmospheric Environment*, 85(1): 187-194.
- 白炜, 王根绪, 刘光生. 2011. 青藏高原高寒草甸生长期 CO₂ 排放对气温升高的响应[J]. *生态学杂志*, 30(6): 1045-1051.
- 柴曦, 石培礼, 宗宁, 等. 2017. 青藏高原高寒嵩草草甸在不同降雨条件下 CO₂ 通量的生物物理调节机制[J]. *Journal of Resources and Ecology*, 8(10): 30-41.
- 常宗强, 冯起, 司建华, 等. 2007. 祁连山高山草甸土壤 CO₂ 通量的时空变化及其影响分析[J]. *环境科学*, 28(10): 2389-2395.
- 陈全胜, 李凌浩, 韩兴国, 等. 2003a. 水分对土壤呼吸的影响及机理[J]. *生态学报*, 23(5): 972-978.
- 陈全胜, 李凌浩, 韩兴国, 等. 2003b. 水热条件对锡林河流域典型草原退化群落土壤呼吸的影响[J]. *植物生态学报*, 27(2): 202-209.
- 陈全胜, 李凌浩, 韩兴国, 等. 2004. 典型温带草原群落土壤呼吸温度敏感性与其土壤水分的关系[J]. *生态学报*, 24(4): 831-836.
- 崔海, 张亚红. 2016. 不同封育年限荒漠草原土壤呼吸日、季动态变化及其影响因子[J]. *环境科学*, 37(4): 1507-1515.
- 方精云, 杨元合, 马文红, 等. 2010. 中国草地生态系统碳库及其变化[J]. *中国科学: 生命科学*, 40(7): 566-576.
- 谷蕊, 潮洛濛, 张立欣, 等. 2015. 水热因子对克氏针茅草原土壤呼吸及

- 其土壤温度敏感性的影响[J]. 草业学报, 24(4): 21-29.
- 韩春雪, 刘廷玺, 段利民, 等. 2017. 科尔沁沙地两种植被类型土壤呼吸动态变化及其影响因子[J]. 生态学报, 37(6): 1994-2004.
- 黄晓宇, 陈克龙, 吴成永. 2016. 青藏高原高寒草甸生长季土壤呼吸的昼夜变化及其季节动态[J]. 云南地理环境研究, 28(3): 66-71.
- 解欢欢, 马文瑛, 赵传燕, 等. 2016. 祁连山中部亚高山草地土壤呼吸及其组分研究[J]. 冰川冻土, 38(3): 653-661.
- 李明峰, 董云社, 齐玉春, 等. 2003. 锡林河流域羊草群落春季 CO₂ 排放日变化特征分析[J]. 中国草地学报, 25(3): 9-14.
- 李学斌, 樊瑞霞, 刘学东. 2014. 中国草地生态系统碳储量及碳过程研究进展[J]. 生态环境学报, 23(11): 1845-1851.
- 齐玉春, 董云社, 刘纪远, 等. 2005. 内蒙古半干旱草原 CO₂ 排放通量日变化特征及环境因子的贡献[J]. 中国科学: 地球科学, 35(6): 493-501.
- 齐玉春, 董云社, 刘立新, 等. 2010. 内蒙古锡林河流域主要针茅属草地土壤呼吸变化及其主导因子[J]. 中国科学: 地球科学, 40(3): 341-351.
- 王凤玉, 周广胜, 贾丙瑞, 等. 2003. 水热因子对退化草原羊草恢复演替群落土壤呼吸的影响[J]. 植物生态学报, 27(5): 644-649.
- 王新源, 李玉霖, 赵学勇, 等. 2012. 干旱半干旱区不同环境因素对土壤呼吸影响研究进展[J]. 生态学报, 32(15): 4890-4901.
- 王旭, 闫玉春, 闫瑞瑞, 等. 2013. 降雨对草地土壤呼吸季节变异性的影响[J]. 生态学报, 33(18): 5631-5635.
- 魏巍, 周娟娟, 曹文侠, 等. 2015. 东祁连山灌-草群落交错带土壤呼吸动态及影响因子分析[J]. 草业学报, 24(12): 1-9.
- 吴琴, 曹广民, 胡启武, 等. 2005. 矮嵩草草甸植被-土壤系统 CO₂ 的释放特征[J]. 资源科学, 27(2): 96-102.
- 于占源, 曾德慧, 姜凤岐, 等. 2006. 半干旱区沙质草地生态系统碳循环关键过程对水肥添加的响应[J]. 北京林业大学学报, 28(4): 45-50.
- 张继义, 赵哈林, 张铜会, 等. 2003. 科尔沁沙地植物群落恢复演替系列种群生态位动态特征[J]. 生态学报, 23(12): 2471-2476.
- 张盼弟, 王旭, 陈宝瑞, 等. 2014. 呼伦贝尔地区贝加尔针茅草甸草原土壤 CO₂ 排放特征[J]. 应用生态学报, 25(2): 387-393.
- 赵哈林, 张铜会, 崔建垣, 等. 2000. 近 40 a 我国北方农牧交错区气候变化及其与土地沙漠化的关系——以科尔沁沙地为例[J]. 中国沙漠, 20(S1): 2-7.
- 郑永, 刘小飞, 郑蔚, 等. 2017. 应用高频观测探讨不同森林经营方式下矿质土壤呼吸的昼夜动态特征[J]. 生态学报, 37(1): 93-101.
- 周萍, 刘国彬, 薛莲. 2009. 草地生态系统土壤呼吸及其影响因素研究进展[J]. 草业学报, 18(2): 184-193.

Characteristics of Soil CO₂ Emission in Relation to Hydrothermal Factors during the Growing Season in Horqin Sandy Land

GONG Xiangwen^{1,2}, LI Yuqiang^{1*}, WANG Xuyang^{1,2}, NIU Yayi^{1,2}, LIAN Jie¹, LUO Yongqing¹

1. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: CO₂ emission of grassland soil, as one of the key ecological processes of carbon cycle in terrestrial ecosystems, can be used to quantitatively assess and predict regional CO₂ emission, and serve the regional carbon management. LI-8150 automatic soil carbon flux measurement system was therefore applied to measure soil CO₂ flux in the growing season (June to September) in Horqin sandy land, and explore the effective mechanism of hydrothermal factors (precipitation, soil temperature and soil water content) on carbon emission. The results showed that: (1) For all sunny and rainy days, the diurnal dynamic change of soil CO₂ flux showed unsymmetrical “single peak” curve, and the highest value was in the period of 11:00—16:00, the lowest in 04:00—06:00. (2) In the growing season, the daily averaged soil CO₂ flux dynamic change showed multi peaks and obvious seasonal changes, higher peak in July and lower peak in September. the minimum value (0.35 μmol·m⁻²·s⁻¹) on the sunny day of June 8th, and the maximum value (2.68 μmol·m⁻²·s⁻¹) on a rainy day of July 23rd in 2016. The average discharge flux in the growth season was 1.26 μmol·m⁻²·s⁻¹. (3) The soil CO₂ emission rate was different between the sunny day and the rainy day, and it was higher on the rainy day. Precipitation was the key factor to the soil CO₂ emission. (4) On the day scale, the synergistic effect of soil water content and temperature in sunny and rainy days could explain 95% and 85.5% of soil CO₂ emission respectively. On the growth season scale, soil water content in sunny days and soil temperature in rainy days could explain 63.6% and 48% of soil CO₂ emissions variation, respectively; there is a threshold of soil water content and temperature for soil CO₂ emission, when soil water content was below 4.87% and soil temperature below 25.94 °C, soil CO₂ emission was increased with the increase of water content and temperature; The synergistic effect of soil water content and temperature in sunny and rainy days could explain 61.6% and 43.7% of soil CO₂ emission variation respectively.

Key words: sandy grassland; growing season; CO₂ flux of soil; soil water content; soil temperature