

DOI: 10.20103/j.stxb.202211163314

陶国启, 陈之光, 张立锋, 赵亮, 唐艳鸿, 古松. 三江源高寒草甸冻融循环期 CO₂ 通量变化特征. 生态学报, 2023, 43(21): 9010-9023.

Tao G Q, Chen Z G, Zhang L F, Zhao L, Tang Y H, Gu S. Variation characteristics of CO₂ flux during the freeze-thaw cycle period in an alpine meadow in the three-river source region. Acta Ecologica Sinica, 2023, 43(21): 9010-9023.

三江源高寒草甸冻融循环期 CO₂ 通量变化特征

陶国启¹, 陈之光¹, 张立锋², 赵亮³, 唐艳鸿⁴, 古松^{1,*}

¹ 南开大学生命科学学院, 天津 300071

² 河北省农林科学院农业环境资源研究所, 石家庄 050051

³ 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810008

⁴ 北京大学城市与环境学院, 北京 100871

摘要: 青藏高原是我国最典型的季节性冻土分布区, 近年的气候变化对该区域的土壤冻融及其生态系统碳排放产生了深刻影响。为揭示土壤冻融变化对高寒生态系统呼吸 (R_e) 的影响, 于 2016 和 2017 年利用涡度相关和微气象系统对三江源高寒草甸生态系统的碳通量和环境要素进行了观测, 重点探讨了季节性冻融循环 (Seasonal Freeze-Thaw Cycles, SFTC) 对 R_e 的影响, 并分析了昼夜冻融循环 (Diurnal Freeze-Thaw Cycles, DFTC) 诱导 R_e 的绝对和相对增量 ($\Delta R_{\text{FTC}(p)}$, $R_{\text{FTC}(p)}/R_{\text{min}}$) 及对 R_e 的标准化效应值 ($\ln RR_p$)。结果表明, 在土壤冻结期 R_e 维持在低水平, 而在春季冻融循环期和融化期冻土逐渐融化, T_{s5} 和 SWC 的上升促进了冻土有机碳转化为 CO₂, 使 R_e 升高。春季冻融循环期的 R_e 相对冻结期明显升高了 65.2%, 并且春季冻融循环期的呼吸对温度的敏感性 (Q_{10}) 达到 5.53, 明显高于其他时段。2016 和 2017 年春季冻融循环期的 $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ 分别为 0.023 和 0.017 mg CO₂ m⁻² s⁻¹, $R_{\text{FTC}(p)}/R_{\text{min}}$ 分别达到 3.90 和 3.39, $\ln RR_p$ 分别为 0.207 和 0.119, 即 DFTC 对 R_e 的影响较明显。SWC 是影响春季冻融循环期内 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 、 $\ln RR_d$ 和 R_e 日均值的最主要因素, 而土壤温度日较差 (ΔT_{s5}) 和土壤日最低温度 ($T_{s\text{min}}$) 也产生了明显的影响。结果说明, 春季冻融循环期的 R_e 、 Q_{10} 、 $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ 和 $\ln RR_p$ 较高可能与三江源高寒草甸较高的 ΔT_{s5} 和 SWC 有关, 由于春季冻融循环期 R_e 对温度升高特别敏感, 并明显受到了 DFTC 的影响, 在气候变暖及 DFTC 频繁发生的背景下, 三江源高寒草甸春季冻融循环期可能会释放更多的 CO₂。

关键词: 冻融循环; 生态系统呼吸; 青藏高原; 涡度相关; 高寒草甸

Variation characteristics of CO₂ flux during the freeze-thaw cycle period in an alpine meadow in the three-river source region

TAO Guoqi¹, CHEN Zhiguang¹, ZHANG Lifeng², ZHAO Liang³, TANG Yanghong⁴, GU Song^{1,*}

¹ College of Life Sciences, Nankai University, Tianjin 300071, China

² Institute of Agricultural Resources and Environment of Hebei Academy of Agricultural and Forestry Sciences, Shijiazhuang 050051, China

³ Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China

⁴ College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: Qinghai-Tibet Plateau is the most typically seasonal frozen soil area in China, and the climate change has exerted a profound influence on its soil freeze-thaw cycles and carbon fluxes. To reveal the influence of soil freeze-thaw cycles on the respiration (R_e) in alpine meadow ecosystem, the CO₂ flux and environmental factors were observed using the eddy covariance and micrometeorological measurements on an alpine meadow in the three-river source region (TRSR) from 2016 to 2017. The influences of seasonal freeze-thaw cycles (SFTC) on R_e were discussed. We also analyzed the absolute and

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目 (2019QZKK0106)

收稿日期: 2022-11-16; 网络出版日期: 2023-06-26

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: songgu@nankai.edu.cn

relative increments of $R_e(\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ and $R_{\text{FTC}(p)}/R_{\min}$) induced by diurnal freeze-thaw cycles (DFTC) and the standardized effect size of DFTC on $R_e(\ln RR_p)$ during the spring freeze-thaw cycle period (SFTP). The results showed that the R_e maintained a low-level during the frozen period. However, the rise in soil temperature (T_{s5}) and soil water content (SWC) promoted the conversion of soil organic carbon to CO₂ during the SFTP and thawed period, and the average R_e in the SFTP increased significantly by 65.2% in comparison with the frozen period for two years. The sensitivity of respiration to temperature (Q_{10}) during the SFTP reached 5.53, which was evidently higher than that in other periods. The $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ was 0.023 and 0.017 mg CO₂ m⁻² s⁻¹, the $R_{\text{FTC}(p)}/R_{\min}$ was 3.90 and 3.39, and the $\ln RR_p$ was 0.207 and 0.119 in the SFTP for 2016 and 2017, respectively, which means the DFTC had a significant influence on R_e . The SWC was the most important factor affecting the daily average $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$, $\ln RR_d$ and R_e for the SFTP, and daily soil temperature difference (ΔT_{s5}) and daily soil minimum temperature ($T_{s5\min}$) had measurable effects on these parameters. The results suggested that the higher R_e , Q_{10} , $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ and $\ln RR_p$ during the SFTP might be related to the higher SWC and ΔT_{s5} on this meadow in TRSR, and the R_e during the SFTP was particularly sensitive to temperature rise, and was affected by DFTC obviously. Therefore, more CO₂ may be released into the atmosphere during the SFTP on the meadow in TRSR, under the climate warming and more frequent DFTC.

Key Words: freeze-thaw cycles; ecosystem respiration; Qinghai-Tibet Plateau; eddy covariance; alpine meadow

当季节或昼夜土壤温度(T_s)在 0℃ 上下变化时,土壤出现冻结与融化交替的现象称为季节性冻融循环(Seasonal Freeze-Thaw Cycles, SFTC)或昼夜冻融循环(Diurnal Freeze-Thaw Cycles, DFTC)。在 SFTC 中一般认为 T_s 日最高值小于 0℃ 为冻结期, T_s 日最低值大于 0℃ 为解冻期,而在两个时期的交替之间存在春季或秋季冻融循环期,其中 DFTC 发生在冻融循环期内^[1]。全球高纬度和高海拔冻土区的土壤表层(0—1m)大约储存着 249 Pg 有机碳,占全球土壤总有机碳储量的 23.4% 左右^[2],其中发生 SFTC 的土壤占冻土区土壤总有机碳储量的约 30%^[3-4]。根据 IPCC 的报告^[5],自 1850 年以来,全球平均温度上升了约 1℃,而北极和青藏高原的冻土区则为全球平均升温速率的两倍^[6]。在全球气候变暖背景下,对发生冻融循环的特定生态系统的全年碳收支的评估和预测显得尤为重要。

SFTC 过程是影响生态系统呼吸(R_e)明显季节变化的重要因素之一^[7-8]。其中冻融循环期内的 DFTC 会使 R_e 速率相比冻结期明显上升^[9-10],但在碳收支年评估中却常常被忽视,进而导致碳平衡的不确定性。 R_e 的季节变化主要受土壤的 5cm 水分(SWC)和温度(T_{s5})影响,但是不同时段 R_e 对 T_{s5} 和 SWC 的响应明显不同^[11-12],需要分时期讨论 R_e - T_{s5} 拟合关系。特别是对于 R_e 对温度的敏感性系数(Q_{10}),大量研究发现冻融循环期 Q_{10} 明显高于全年其他时期^[12-14]。冻融循环期出现的特殊的(多数研究结果为较高的) R_e 速率和 Q_{10} 值是由冻融循环效应导致,并与生态系统特征以及冻融时期的定义方法等有关,应该在全年碳收支的评估中被重视。

在评价冻融循环期的 DFTC 对 R_e 影响效应时,除了 R_e 速率和 Q_{10} ,诸多研究把冻融循环期与冻结期或融化时期的 R_e 速率作对比,或分析冻融期的 R_e 量占非生长季 R_e 量的比值^[10, 12, 15]。最新研究提出了 DFTC 对 R_e 的标准化效应值($\ln RR$)这一定量指标,以及 $\ln RR = \ln(R_{\text{FTC}}/R_e)$ 公式(R_{FTC} 为冻融循环期 R_e 的速率, R_e 为不受或受 DFTC 影响极小的对照),如果研究范围内得到多个 $\ln RR$ 值的平均值加标准差大于零,表示研究范围内 DFTC 对 R_e 显著促进^[16-17]。在实地研究中 Wang 等^[18]也提出,一日中每小时 R_e 速率减去日 R_e 速率最低值,其差值平均后得到 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量(ΔR_{FTC})。应用不同的评价方法能更全面理解 DFTC 对 R_e 的影响效应。

研究发现,冻融循环时冻结的最低温度、冻结的时长、冻融循环的温差、冻融循环的次数^[19-20]等,以及冻融循环时期的土壤含水量^[10]、积雪厚度、土壤和生态系统类型^[12]等都可能改变 DFTC 对 R_e 的影响效应,进而

使 R_e 速率发生变化。然而, DFTC 对土壤 CO_2 排放影响的研究主要集中在实验室模拟研究^[21], 土壤收集量和时间与实际存在差异^[7], 以及模拟冻融循环温差过大冻结时间过长等^[22] 问题, 而缺少对 DFTC 诱导的土壤 CO_2 排放的实地定量研究。在北极冻土地区的研究发现, 气候变暖引起积雪厚度减小, 土壤 DFTC 频率和强度增强, 也相应提升了 R_e 速率^[23–24], 但有关青藏高原的报道相对较少, 仍需对该区生态系统的 DFTC 诱导 CO_2 的排放效应, 及其对环境因子的响应进行定量研究。

青藏高原拥有世界上最大的中低纬度冻土区, 与极地冻土区相比, 青藏高原云层稀薄、太阳辐射较强, 冻土更易受气候变化影响^[25–26]。在全球变暖背景下, 青藏高原增温速率约为 $0.2\text{--}0.3^\circ\text{C}/10\text{ a}$, 远高于世界平均水平, 其冻土区出现了冻融循环期和融化期延长、冻结面积和深度减小、DFTC 强度和频率增强等现象。青藏高原冻土的冻融循环期变化和融化期延长可能导致更多冻土中的有机碳转变为 CO_2 释放大气中, 并且 DFTC 强度和频率增强也会使 R_e 增强^[27–28]。最新研究发现, DFTC 对草甸生态系统 R_e 的促进效应最为明显^[29]。三江源区位于青藏高原腹地, 其上广泛分布着高寒草甸, 有机碳储量大, 且是典型的季节冻土区^[30], 然而尚缺少冻融变化对碳收支影响的相关报道。因此有必要定量研究三江源区高寒草甸在冻融循环下 R_e 变化, 特别是冻融循环期 DFTC 对 R_e 的影响。

本研究利用涡度相关系统和微气象观测系统, 对青藏高原典型的季节冻土区三江源高寒草甸的碳通量和主要环境因子进行了连续的观测。通过对 2016 年 1 月至 2017 年 12 月观测数据的统计分析, 主要研究目的是: (1) 阐明冻融循环期 R_e 的特征及 T_s 对其的影响; (2) 探讨 DFTC 对冻融循环期 R_e 的促进量和标准化效应, 及其对环境因子的响应。

1 研究区与研究方法

1.1 研究地概况

研究地位于青海省三江源区的果洛藏族自治州玛沁县大武镇东南部的高寒草甸 ($34^\circ21'\text{N}$, $100^\circ29'\text{E}$, 海拔 3958 m)。该区属于典型的高原大陆性气候, 太阳辐射强烈, 年总辐射量为 $6238\text{--}6299\text{ MJ/m}^2$; 年均气温约为 -0.42°C , 最热月 (8 月) 平均气温为 11.0°C , 最冷月 (1 月) 平均气温为 -13.8°C , 冬季寒冷漫长 (11 月—次年 4 月)。年均降水量为 450.5 mm, 其中约 83% 的降水量集中在 5—10 月。植物生长季为 5—9 月, 试验地建群种为矮蒿草 (*Kobresia humilis*), 主要伴生种为小蒿草 (*Kobresia pygmaea*)、垂穗披碱草 (*Elymus nutans*) 等。5 月初植物开始返青, 7 月底至 8 月初地上生物量约 $120\text{--}149\text{ g/m}^2$, 最大叶面积指数约 $1.0\text{--}1.2\text{ m}^2/\text{m}^2$, 9 月以后生物量和叶面积开始明显降低^[31]。受过度放牧和气候变化的影响, 研究区植物结构简单, 草甸退化较为严重, 其生态系统的碳汇能力和水源涵养功能下降^[31]。研究地土壤类型主要为高山草甸土 (Alpine meadow soil) 和高山灌丛草甸土 (Alpine shrubby meadow soil), 土壤质地以砂壤土为主, 土壤有机质含量约为 41.9 g/kg , 土壤微生物碳含量约为 940.8 mg/kg , PH 值在 7 左右^[31]。

1.2 观测方法

在高寒草甸研究地建立的观测塔上安装涡度相关和微气象观测系统, 利用三维超声风速仪 (CSAT3, Campbell Scientific Inc, USA) 和开路式红外气体分析仪 (LI-7500, LI-COR, USA) 监测净生态系统 CO_2 交换 (NEE), 仪器安装高度为 2.2 m, 采样频率为 10 Hz。微气象观测系统测定的主要环境要素信息列于表 1, 上述数据每 15 min 输出一次平均值, 通过数据采集仪 (CR5000 和 CR23X, CSI, USA) 储存观测数据。观测时间从 2016 年 1 月至 2017 年 12 月。

1.3 数据分析

1.3.1 数据处理

由于涡度相关系统观测的数据质量受仪器自身原因、降水、风速等天气状况的影响, 需对观测数据进行筛选和补值: 首先剔除有降水发生时的异常数据, 以及非生长季全天和生长季 (5—9 月) 夜间碳通量为碳吸收的数据; 其次, 当摩擦风速 (U^*) $\leq 0.2\text{ m/s}$ 时, 湍流强度不足, 仪器不能正确记录 CO_2 通量, 被视为无效数

据^[32]。对于仪器原因造成的缺失及剔除的数据,利用碳通量与环境因子建立的非线性关系进行插补。

非生长季全天以及生长季夜间缺失通量,利用 5 cm 土壤温度 (T_{s5}) 与生态系统呼吸 (R_e) 关系式^[33]插补:

$$R_e = ae^{bT_{s5}} \quad (1)$$

其中,公式(1)中 a , b 为拟合系数, T_{s5} 为 $U > 0.2$ m/s 时的 5 cm 深度的土壤温度。

由(2)式得到生态系统的温度敏感性参数 Q_{10} , 代表温度每升高 10 °C 时生态系统呼吸的相对增长量^[33]:

$$Q_{10} = e^{10b} \quad (2)$$

生长季白天缺失的数据利用筛选后的有效 NEE 与光合有效辐射 (PAR) 拟合的关系式^[34]插补:

$$NEE = \frac{-\alpha PAR}{PAR + \beta} + R_e \quad (3)$$

其中, NEE 为白天生态系统 CO₂ 净交换量 ($\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), α 为表观初始光能利用率 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), PAR 为光合有效辐射 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), β 为与生态系统有关的常数, R_e 为白天暗呼吸。

在探讨环境因子与碳通量的关系中,应用了 Bin-average 方法处理数据^[35]。具体方法为按一定单位将环境因子和对应的碳通量划分为若干独立的数集 (T_{s5} 以 0.1 °C 为单位), 分别计算各数集中碳通量的平均值, 最后计算环境因子与对应碳通量的关系。

表 1 微气象观测要素及其仪器

Table 1 Micrometeorological factors and observation instruments

环境因子 Environmental factors	仪器 Instruments	高度/cm Height of instruments
风速和风向 The wind speed and direction	034A-L and 014A, CSI, USA	110, 220
光量子通量密度 Photosynthetic photon flux density	LI-190SB, LI-COR, USA	150
空气温度和湿度 The air temperature and humidity	HMP45C, CSI, USA	110, 220
土壤温度 The soil temperature	105T, CSI, USA	-5
土壤含水量 The soil moisture	TDR CS615, CSI, USA	-5
降水 The PPT volume	TE525MM, CSI, USA	50
地表面温度 The soil surface temperature	107, CSI, USA	0

1.3.2 冻融时段划分

参考 Guo 等对冻融时段的划分方法^[1], 本研究利用 5 cm 深土壤温度 (T_{s5}), 将全年划分为冻结期、春季冻融循环期、融化期和秋季冻融循环期 4 个时段: (1) 冻结期: 连续 5 d T_{s5} 日最大值小于 0 °C 的第一天为起始, 到发生昼夜冻融循环 (日最小值小于 0 °C, 日最大值大于 0 °C) 的前一天为止; (2) 融化期: 连续 5 d T_{s5} 日最小值大于 0 °C 的第一天为起始, 到发生昼夜冻融循环的前一天为止; (3) 冻结期结束而融化期开始前的时期为春季冻融循环期; (4) 融化期结束而冻结期开始前为秋季冻融循环期。

1.3.3 DFTC 诱导 R_e 的绝对和相对增量

在冻融循环期, 夜间土壤冻结时的 R_e 非常低且相对平稳, 昼间融化时则迅速上升^[18]。在 DFTC 变化中, 相对于呼吸日变化最低值 ($R_{\min(d)}$) 的增量可以作为评估 DFTC 对 R_e 影响的重要指标^[18]:

$$\Delta R_{\text{FTC}(d)} = \frac{\sum_{t=1}^{24} (R_{(d,t)} - R_{\min(d)})}{24} \quad (4)$$

$$(R_{\text{FTC}(d)} / R_{\min}) = \frac{\sum_{t=1}^{24} (R_{(d,t)} / R_{\min(d)})}{24} \quad (5)$$

$$\Delta R_{\text{FTC}(p)} = \frac{\sum_{d=1}^D \Delta R_{\text{FTC}(d)}}{D} \quad (6)$$

$$(R_{\text{FTC}(p)} / R_{\min}) = \frac{\sum_{d=1}^D (R_{\text{FTC}(d)} / R_{\min})}{D} \quad (7)$$

$R_{\text{FTC}(d,t)}$ 代表 R_e 在第 d 天第 t 小时的 R_e 速率, $R_{\min(d)}$ 代表 R_e 在第 d 天的最低 R_e 速率。 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ ($\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 和 $(R_{\text{FTC}(d)} / R_{\min})$ 代表 DFTC 诱导 R_e 速率在第 d 天的平均绝对和相对增加量。 $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ ($\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 和 $(R_{\text{FTC}(p)} / R_{\min})$ 代表 DFTC 诱导 R_e 速率在 p 时期平均的绝对和相对增加量, 其中 D 是 p 时期的总天数。

1.3.4 DFTC 对 R_e 的标准化效应值

冻融循环期实际观测的 R_e 值, 与不受 DFTC 影响时段的 R_e-T_{s5} 模型在冻融循环期模拟的 R_e 值 (代表不受 DFTC 影响的 R_e) 之间的比值, 可以评估 DFTC 对 R_e 的影响^[16-17]。通过借鉴相关文献公式^[17, 36], 用下式计算了 DFTC 对 R_e 影响的标准化效应值 ($\ln RR_p$)。

$$\ln RR_{pd} = \ln \left(\frac{R_{pd}}{r_{pd}} \right) = \ln(R_{pd}) - \ln(r_{pd}) \quad (8)$$

$$\ln RR_p = \sum_{d=1}^D \frac{\ln RR_{pd}}{D} \quad (9)$$

R_{pd} ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 为 p 时期的第 d 天的 R_e 日速率; 本研究利用非生长季的非冻融循环期阶段的 R_e-T_{s5} 指数模型, 通过 p 时期的第 d 天 T_{s5} 均值, 计算得到 p 时期的第 d 天模拟 R_e 日速率 r_{pd} ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)。 $\ln RR_{pd}$ 代表本研究 p 时期的第 d 天 DFTC 对 R_e 产生的标准化效应值。 $\ln RR_p$ 为本研究 p 时期 DFTC 对 R_e 产生的标准化效应均值, 正值表示促进负值表示抑制, $\ln RR_p \pm$ 标准差 (SD) 的数值范围不涵盖 0 表明显著, 其中 D 是 p 时期的总天数。

1.3.5 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$, $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 与环境因子的相关性

冻融循环期的 SWC 和 T_{s5} , 以及土壤温度日较差、土壤日最低温度等都是影响 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 和 $\ln RR_{pd}$ 的重要因子^[10, 19, 20]。本研究利用观测数据, 将两年春季冻融循环期的日 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 、 $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 分别与 SWC、 T_{s5} 和 T_a 的日均值、以及土壤 5cm 温度日较差 (ΔT_{s5})、日最低温度 ($T_{s5\min}$) 作皮尔逊相关性检验和逐步回归分析, 寻找影响春季冻融循环期 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 、 $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 的影响因子。秋季冻融循环期的数据量过少, 本研究对其不作重点讨论。

以上的数据处理主要应用 Excel 和 SPSS 软件。

2 结果

2.1 冻融时段

依据上述冻融循环时段的划分方法, 2017 年出现了冻结期、春季冻融循环期、融化期和秋季冻融循环期四个时段, 而 2016 年则未出现秋季冻融循环期 (表 2)。其中融化期持续时间最长, 冻结期次之, 春季和秋季冻融循环期相对较短。由表可见, 2017 年冻结期比 2016 年短 5 d, 而且 2017 年的冻融循环期和融化期均相比 2016 年提前。

表 2 2016 和 2017 年土壤的冻结期、春季和秋季冻融循环期、融化期的划分

Table 2 Division of the periods for soil frozen, spring freeze-thaw, thawed and autumn freeze-thaw for 2016 and 2017

年份 Years	冻结期起止时间 Duration of the frozen period/d	春季冻融循环期起止时间 Duration of the spring freeze-thaw cycles period/d	融化期起止时间 Duration of the thawed period/d	秋季冻融循环期起止时间 Duration of the autumn freeze-thaw cycles period/d
2016	1.1—4.1; 11.14—12.31 (140)	4.2—4.24 (23)	4.25—11.13 (203)	(0)
2017	1.1—3.28; 11.14—12.31 (135)	3.29—4.12 (15)	4.13—11.6 (208)	11.7—11.13 (7)

2.2 环境因子的季节变化

光合有效辐射 (PAR)、空气温度 (T_a) 及 5 cm 土壤温度 (T_{s5}) 均呈现明显的季节变化 (图 1), 最低值出现

在 1 月末,最高值在 7 月初左右。PAR 日累积量的年变化范围在 $9.1\text{--}67.3 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 之间。而 T_a 和 T_{s5} 日均值的年变化范围分别在 $-22.8\text{--}14.7^\circ\text{C}$, 和 $-13.6\text{--}16.4^\circ\text{C}$ 之间,其中 2016 与 2017 两年 T_a 的平均值均为 -0.4°C ,而 2016 年 T_{s5} 的平均值为 2.5°C ,略低于 2017 年的 3.6°C ,由此可知,总体上 T_{s5} 的明显高于 T_a 。

2016 和 2017 的年降水量分别为 430 mm 和 426 mm,且两年的降水变化趋势相似(图 1),降水主要集中在融化期,约占年总量的 95%。并且相对于冻结期非常低的降水量,春季冻融循环期逐渐增多,其中 2016 年春季冻融循环期降水量为 18.6 mm,高于 2017 的 8.6 mm。5cm 土壤含水量(SWC)变化主要受降水量等因素的影响,最低值出现在冻结期,之后随着温度的升高,冰雪融化及降水的增多,春季冻融循环期的 SWC 迅速上升,整体上最高出现在融化期的 6 或 8 月,10 月以后 SWC 呈迅速下降趋势(图 1)。其中 2016 年春季冻融循环期 SWC 的平均值为 22.0%,略高于 2017 年同期的 19.1%。

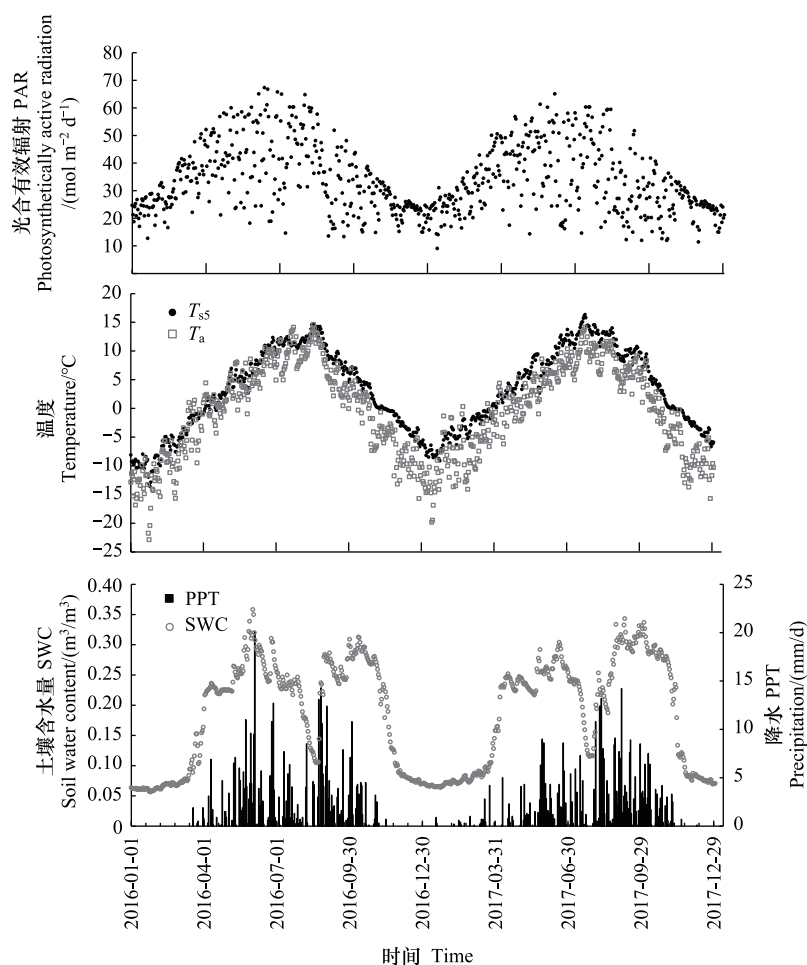


图 1 2016 和 2017 年高寒草甸生态系统光合有效辐射 (PAR)、土壤 5cm 温度 (T_{s5}) 和空气温度 (T_a)、日降水 (PPT) 和土壤 5cm 含水量 (SWC) 的年变化

Fig.1 Annual variations in daily photosynthetically active radiation (PAR), air temperature (T_a) and soil temperature at 5 cm depth (T_{s5}), soil water content at 5 cm depth (SWC) and precipitation (PPT) in the alpine meadow for 2016 and 2017

2.3 生态系统碳通量的变化

2.3.1 碳通量的季节变化

生态系统呼吸(R_e)呈明显的季节变化(图 2),最低值出现在冻结期,3 月末开始缓慢上升,高值出现在生长旺季的 7—8 月,两年峰值分别为 12.28 和 $13.86 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。其中,春季冻融循环期的 R_e 出现了明显升高的现象,2016 年和 2017 年该时段的平均 R_e 分别为 2.83 和 $2.25 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。2017 年 11 月初出现秋季冻

融循环期, R_e 均值为 $1.98 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 但 2016 年未出现。生态系统 CO_2 净交换量 (NEE) 呈现明显的季节变化规律 (图 2), 冻结期和冻融循环期为碳排放 (正值), 之后随着植物生长、温度的

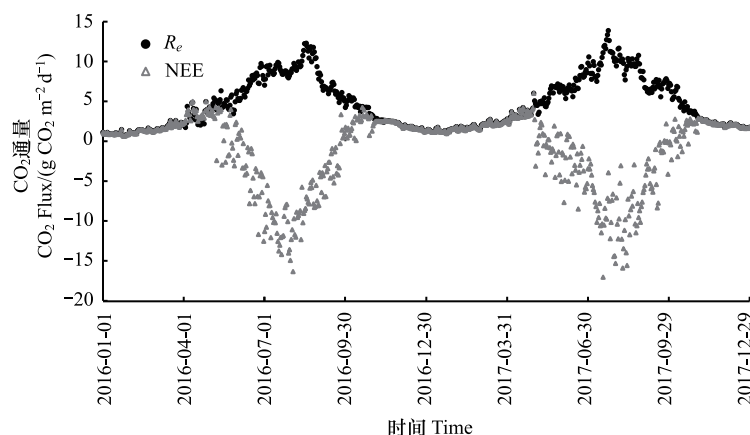


图 2 2016 和 2017 年高寒草甸生态系统呼吸 (R_e) 和生态系统净 CO_2 交换量 (NEE) 的年变化

Fig.2 Annual variations in daily ecosystem respiration (R_e) and net ecosystem CO_2 exchange (NEE) in the alpine meadow for 2016 and 2017

升高以及降水的增加, 在 6 月初生态系统由碳排放转变为碳吸收 (负值), 并在 8 月达到最高, 两年 NEE 的峰值分别为 -16.34 和 $-17.04 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。

2016 和 2017 的年 R_e 累积量分别为 1620.09 和 $1709.06 \text{ g CO}_2/\text{m}^2$ (图 3), 其中非生长季 (生长季为 5—9 月) 占年总量的 $(29.1 \pm 0.3)\%$ 。在非生长季中, 春季冻融循环期因为持续时间较短, 其 R_e 累积量低于冻结期和融化期, 但仍占有重要比重 $(10.3 \pm 2.4)\%$, 秋季冻融循环期的占比则最低。

2.3.2 R_e 的日变化

冻融循环期和融化期 R_e 均出现明显的日变化规律, 最低值出现在温度较低的日出前, 最高值出现在温度较高的午后 (图 4), 而冻结期 R_e 的日变化相对平稳。融化期 R_e 的日变化在 $0.060\text{--}0.11 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 之间, 明显高于冻融循环期的 $0.011\text{--}0.065 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 和冻结期的 $0.007\text{--}0.018 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。由图可知, 2016 年春季冻融循环期的 R_e 日最高值 ($0.065 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 高于 2017 年春季 ($0.039 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 和秋季 ($0.036 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 冻融循环期。

2.4 R_e 对 T_{s5} 的敏感性系数 (Q_{10})

由公式 (1) 可以得到 $R_e\text{--}T_{s5}$ 关系, 通过此关系和公式 (2) 可以得到 R_e 对 T_{s5} 的敏感性系数 (Q_{10})。由表 3 可知, 2016 和 2017 年 $R_e\text{--}T_{s5}$ 关系均为正指数关系 ($P < 0.01$), 且两年的指数关系及 Q_{10} 基本一致。因为一年单个冻融时段的 $R_e\text{--}T_{s5}$ 关系可能不显著, 且两年的年度 $R_e\text{--}T_{s5}$ 关系相似, 本研究用一个冻融时段两年的数据拟合此时段的 $R_e\text{--}T_{s5}$, 结果如表 3 所示。其中冻结期的 Q_{10} 为 2.29, 融化期 Q_{10} 为 2.75, 而春季冻融循环期的 Q_{10} (5.53) 则明显高于以上两个时段。

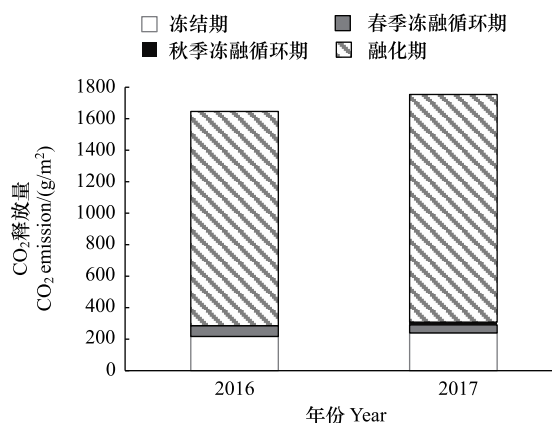


图 3 2016 和 2017 年各时段的 R_e 累积量

Fig.3 The cumulative R_e in each period for 2016 and 2017

生长季为 5—9 月, 图例中“融化期”为融化期中属于非生长季的时段

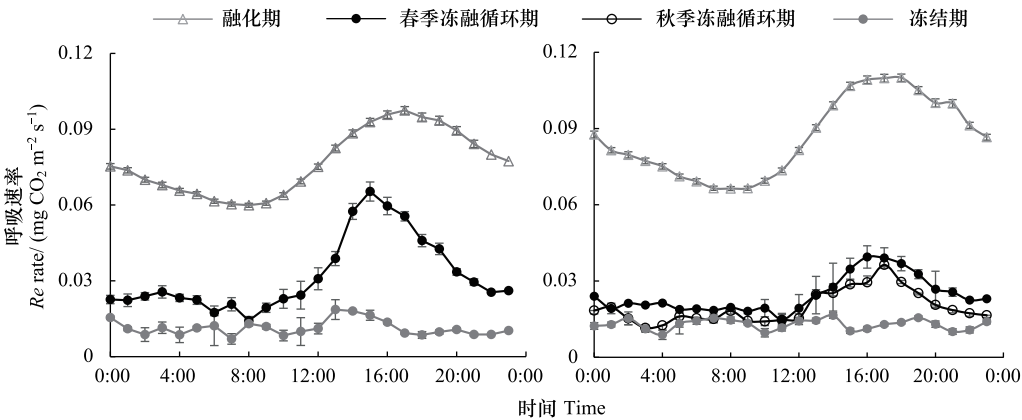


图 4 2016 和 2017 年各时段的 R_e 日变化

Fig.4 Diurnal variation of R_e in each period for 2016 and 2017

时间为北京时间 BST,比研究地的地方时提前约 1 小时 30 分

表 3 2016 和 2017 全年及各时段的 R_e-T_{ss} 统计分析

时间 Time	R_e-T_{ss} 指数关系式 R_e-T_{ss} relationship	RMSE	R^2	P	Q_{10}
2016 年 Year in 2016	$y=0.020e^{0.135x}$	0.407	0.882	< 0.01	3.87
2017 年 Year in 2017	$y=0.021e^{0.131x}$	0.390	0.888	< 0.01	3.72
冻结期 Frozen period	$y=0.015e^{0.083x}$	0.382	0.430	< 0.01	2.29
春季冻融循环期 Spring Freeze-thaw cycles period	$y=0.023e^{0.171x}$	0.210	0.821	< 0.01	5.53
融化期 Thawed period	$y=0.030e^{0.101x}$	0.447	0.845	< 0.01	2.75

因为一年单个冻融时段的 R_e-T_{ss} 关系可能不显著,且两年的年度 R_e-T_{ss} 关系相似,本研究用一个冻融时段两年的数据拟合此时段的 R_e-T_{ss} ;秋季冻融循环期数据量较少,且 R_e-T_{ss} 关系不显著,本表未将其列入

3 讨论

3.1 春季冻融循环期的 R_e

季节性冻融循环(SFTC)对土壤理化性质以及微生物活性起到很重要的调节作用,可能会显著影响生态系统的碳平衡^[12, 37]。本研究的 R_e 呈明显的季节变化,最低值出现在 1 月,高值出现在生长旺季的 7—8 月(图 2)。这主要是由于土壤冻结极大地限制了微生物活性以及底物扩散性^[15],降低了冻结期的土壤呼吸,而融化期的 T_{ss} 和 SWC 显著升高,土壤微生物和根系呼吸增强,加上生长季的植被呼吸,导致 R_e 明显高于其他时期,这与很多研究结果相同^[11, 15, 37]。值得注意的是,本研究位于典型冻土区的三江源高寒草甸, R_e 在冻融循环期出现了明显的波动,尤其是春季冻融循环期出现了明显的上升现象(图 2),类似结果在冻土生态系统亦有报道^[12, 14, 38]。与冻结期相比,本研究春季冻融循环期两年的 R_e 平均速率升高了 65.2%,该值高于 Wang 等^[13]报道的高寒草甸(约 45%), Treat 等^[39]报道的极地莎草(约 20%)及 Liu 等^[12]报道的半干旱区苔原(约 31%),这主要由于三江源高寒草甸的太阳辐射强烈,而大气逆辐射较弱,土壤温度日较差更大(更强的冻融循环),其通过促进土壤团聚体以及微生物细胞破裂,释放可溶性有机碳,从而提高微生物的底物可利用性,促进了土壤呼吸^[11, 40]。另外,三江源高寒草甸较大的土壤温度日较差和较高的 SWC,会促进土壤微生物种类增加以及细菌群落向真菌群落转变,使此时段 R_e 的迅速升高^[41—43]。此外,在冻结期微生物释放的 CO₂ 被部分封困在冻土中,而春季冻融循环期白天土壤融化会将这部分 CO₂ 释放出来^[19, 44],本研究地冻结期温度较低、持续时间长,并且春季冻融循环期 SWC 较高,这种冻融对 CO₂ 的“捕获-释放”效应更明显^[10, 44]。而秋

季冻融循环期相对春季明显过短,其中 2016 年甚至缺少这一时段,其数据量过少,结果可能存在较大误差,本研究对秋季冻融循环期不作重点讨论。

3.2 R_e 对 T_{s5} 的敏感性系数 (Q_{10})

通过 Van't Hoff 呼吸方程可以得到 R_e 对 T_{s5} 的敏感性系数 (Q_{10}),其反映了 R_e 对 T_{s5} 上升的响应速度^[18, 45]。由图 5 可知,本研究两年 R_e-T_{s5} 均呈明显的指数关系,且两年的拟合曲线基本一致,并无显著差异,说明研究区高寒草甸生态系统的 R_e 对 T_{s5} 年变化的响应比较稳定。两年 Q_{10} 的平均值为 3.79 ± 0.05 (图 5),明显高于全球陆地生态系统 Q_{10} 平均值的 1.5^[46],也高于青藏高原中部草原的 2.4^[47]。青藏高原特殊的地理生态条件,如极低的空气和土壤温度、特殊的微生物种类、高含量的土壤有机碳等,可能使其 Q_{10} 高于全球陆地生态系统平均值^[48]。另外青藏高原土壤从冻结期到春季融化期的转变,使底物可利用性随温度协同变化,可显著放大 Q_{10} ^[46, 49]。特别是在三江源高寒草甸 SWC 和土壤有机碳含量较高,土壤季节性冻融的变化过程中,SWC 可利用性和底物可利用性随温度协同变化特别明显,进而导致其生态系统 Q_{10} 的升高^[49-50]。

然而,不同生态系统或不同季节之间的 R_e-T_{s5} 关系可能存在较大差异^[11-12]。由于 2016 与 2017 年的 R_e-T_{s5} 关系基本相同,为总体揭示三江源区高寒草甸生态系统冻融循环期 R_e 对 T_{s5} 变化的响应,本研究利用两年春季冻融循环期数据分析了 R_e 与 T_{s5} 的相关性 (图 5),计算得到的 Q_{10} 为 5.53,明显高于其他时段的 Q_{10} (表 3),且比年 Q_{10} 平均值的 3.79 高出约 49%,说明冻融循环期土壤呼吸对温度变化的响应更为敏感。本研究春季冻融循环期的 Q_{10} 接近青藏高原中部高寒草甸的 5.67^[51],但高于 Stackhouse 等^[52] 报道的极地苔原 (2—4) 及 Walz 等^[14] 报道的多年苔原冻土的活动层 (3.4—4.1)。由于青藏高原接受的太阳辐射较多,而大气逆辐射较弱,导致土壤温度日较差增大,促进了土壤的冻融循环,进而破坏了土壤团聚体结构、促进土壤微生物细胞裂解,从而加剧了冻融循环期可溶性有机碳的释放^[40, 53],进而导致青藏高原高寒草甸春季冻融循环期具有较高的 Q_{10} 值。此外,三江源区是重要的水源涵养地,SWC 较高,这使得在春季冻融循环期土壤融化时,液态水的可利用性快速增强,造成 R_e 迅速增高^[19],较高的 SWC 还会促进土壤颗粒表面冰层的形成,使冻结时 CO_2 释放受到阻碍,并在白天 $T_{s5} > 0^\circ\text{C}$ 时迅速释放,造成 Q_{10} 的升高^[10, 54]。由于秋季冻融循环期非常短,数据量过少, R_e-T_{s5} 的关系并不显著 (表 3),在此不做单独讨论。

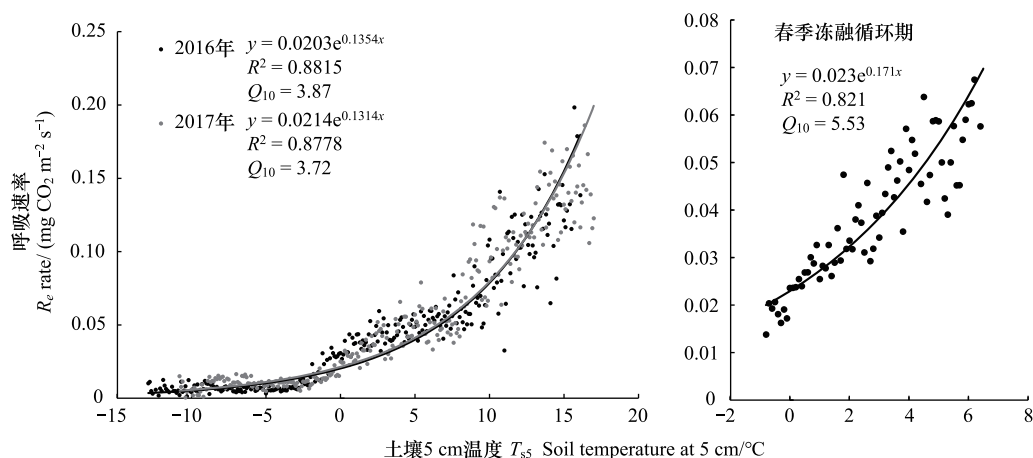


图 5 2016 和 2017 年及两年春季冻融循环期的生态系统呼吸 (R_e) 与土壤 5cm 温度 (T_{s5}) 的关系

Fig.5 Relationship between ecosystem respiration (R_e) and soil temperature (T_{s5}) at 5cm depth for 2016 and 2017, and spring freeze-thaw cycle period of two years

3.3 DFTC 影响 R_e 的指标及其与环境因子的相关性

在 DFTC 变化中,相对于呼吸日变化最低值 ($R_{\min(d)}$) 的增量可以作为评估 DFTC 影响土壤呼吸的重要指

标^[18]。在春季冻融循环期, R_e 呈现明显的日变化(图 4), 为探讨 DFTC 对 R_e 的影响, 本研究利用公式(4)和(5)计算了逐日 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量($\Delta R_{\text{FTC}(d)}$)和相对增量($R_{\text{FTC}(d)}/R_{\text{min}(d)}$)。再依据公式(6)和(7)计算了春季冻融循环期平均的 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量($\Delta R_{\text{FTC}(p)}$)及相对增量($R_{\text{FTC}(p)}/R_{\text{min}}$)。由表 4 可知, 两年春季冻融循环期的累积 $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ 占同期 R_e 总量($R_{e(p)}$)的比例分别为 65.3% 和 70.8%, $R_{\text{FTC}(p)}/R_{\text{min}}$ 分别为 3.39 和 3.90, 明显高于 Wang 等^[18] 和 Wei 等^[55] 报道的寒温带森林生态系统的 26—34.4% 和 1.5—2.5。Zhang 等^[29] 也发现在春季冻融循环期, 高寒草甸白天土壤融化时 R_e 相对增量远高于寒温带森林、苔原等生态系统。可能原因是在三江源高寒草甸的 DFTC 变化中, 土壤融化时土壤碳氮比(C/N)出现明显的下降, 而 PH 则明显上升, 这为微生物呼吸活性的迅速上升提供了更优的环境, 使 DFTC 诱导 R_e 的增量迅速增大^[29, 56, 57]。另外, 青藏高原高寒草甸的 DFTC 变化过程中, 土壤融化时 R_e 相对增量较高, 可能与其地表植被残留物较森林少, 而积雪又较极地苔原薄, 以及大气逆辐射较弱有关, 导致高寒草甸较大的土壤温度日较差, 更多土壤可溶性有机碳、氮等释放, 促进 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量升高^[11—12]。

由公式(8)计算了春季冻融循环期逐日的 DFTC 对 R_e 的标准化效应值($\ln RR_{pd}$), 并通过公式(9)计算了同期平均的标准化效应值($\ln RR_p$), 而 $\ln RR_p \pm$ 标准差(SD)的数值范围是否涵盖数值 0, 可以反映 DFTC 是否显著影响到了 R_e ^[17, 36]。由表 4 的 $\ln RR_p$ 统计数据可知, DFTC 对 R_e 呈现促进作用, 然而并不显著。在苔原和森林等自然环境中 $\ln RR_p$ 亦不显著^[16—17], 但实验室的结果却是显著促进^[29]。这与冻融模拟实验过低的冻结温度, 及过长的冻结时间等问题有关, 其可能会高估自然界 DFTC 对的 R_e 影响^[22, 58]。另外 Zhang 等^[29] 和 Gao 等^[17] 分别发现寒温带森林和湿地生态系统 $\ln RR_p$ 为负值, 即 DFTC 对 R_e 产生了负向效应。本研究 $\ln RR_p$ 为正值, 可能因为三江源高寒草甸微生物对 DFTC 变化中土壤冻结的耐受性高^[17, 59], 并不会出现大量微生物死亡的现象, 土壤融化时又有适合的土壤碳氮比(C/N)和 PH 促进了土壤微生物迅速恢复活性并升高^[29]。

表 4 2016 与 2017 年春季冻融循环期 DFTC 影响 R_e 的指标

Table 4 The indicators of DFTC effecting R_e during the spring freeze-thaw cycle period for 2016 and 2017

年份 Years	$\Delta R_{\text{FTC}(p)}/$ ($\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	累积 $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ 占 $R_{e(p)}$ 的比例	($R_{\text{FTC}(p)}/R_{\text{min}}$)	$\ln RR_p$
2016	0.023±0.002	70.8%	3.90±0.44	0.207±0.287
2017	0.017±0.001	65.3%	3.39±0.35	0.119±0.174

平均值±标准差; $\Delta R_{\text{FTC}(p)}$ 和 $R_{\text{FTC}(p)}/R_{\text{min}}$, 分别为春季冻融循环期平均的 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量及相对增量, the absolute and relative increments of R_e induced by diurnal freeze-thaw cycles (DFTC) during the spring freeze-thaw cycle period (SFTP); $R_{e(p)}$, 春季冻融循环期的累积 R_e , the communitive R_e during the SFTP; $\ln RR_p$, 春季冻融循环期 DFTC 对 R_e 的标准化效应值, the standardized effect size of DFTC on R_e during the SFTP.

本研究将春季冻融循环期的日 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 、 $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 分别与 SWC、 T_{s5} 和 T_a 的日均值、以及土壤 5cm 温度日较差(ΔT_{s5})、日最低温度($T_{s5\text{min}}$)作了 Pearson 相关性检验和逐步回归分析。因为一年春季冻融循环期的数据量较少, 可能会导致相关性不显著, 而两年 R_e 随温度的变化规律基本一致(图 5), 因此利用两年春季冻融循环期的数据进行 Pearson 相关性检验和逐步回归分析。

两年的综合分析表明, 春季冻融循环期的 SWC 对 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 、 $\ln RR_{pd}$ 及 R_e 均呈显著促进作用(表 5), 逐步回归分析也发现 SWC 是影响 $\Delta R_{\text{FTC}(d)}$ 、 $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 的最主要因子(表 6)。在青藏高原的高寒草甸和湿地的研究也发现, 相较于 T_{s5} , SWC 对春季冻融循环期土壤 CO₂ 的释放影响更显著^[10, 19]。虽然有报道指出青藏高原高寒草甸非生长季的 T_{s5} 通常是影响 R_e 的最主要因子^[11, 37], 但在春季冻融循环期, 由于 SWC 通过增强 DFTC 的冻结强度, 使土壤团聚体释放的可溶性有机碳增多^[60], 所以微生物底物可利用性迅速增强, DFTC 诱导 R_e 的绝对增量、DFTC 对 R_e 的标准化效应值均会增高, R_e 也会显著升高^[10]。另外春季冻融循环期白天土壤融化, 可以使其夜间及冻结期封困在冻土中的 CO₂ 释放, 而且 SWC 会促进这一进程, 使土壤释放的 CO₂ 增多^[19, 44]。

表 5 春季冻融循环期 $\Delta R_{FTC(d)}$, $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 与环境因子的 Pearson 相关性系数

Table 5 Pearson correlation coefficients between $\Delta R_{FTC(d)}$, $\ln RR_{pd}$, R_e , and environmental factors in the spring freeze-thaw cycle period

指标 Indicators	土壤日均温度 Daily mean soil temperature $T_{s5}/^{\circ}\text{C}$	土壤日均含水量 Daily mean soil water content $\text{SWC}/(\text{m}^3/\text{m}^3)$	土壤温度日较差 Daily soil temperature difference $\Delta T_{s5}/^{\circ}\text{C}$	土壤日最低温度 Daily minimum soil temperature $T_{s5\min}/^{\circ}\text{C}$	空气日均温度 Daily mean air temperature $T_a/^{\circ}\text{C}$
$\Delta R_{FTC(d)}$	0.197	0.393 **	0.370 **	-0.239	0.136
$\ln RR_{pd}$	-0.081	0.454 **	0.127	-0.385 *	-0.106
R_e	0.269	0.464 **	0.406 **	-0.175	0.126

注:“*”表示相关性在 $\alpha=0.05$ 水平上显著;“**”表示相关性在 $\alpha=0.01$ 水平上显著; $\Delta R_{FTC(d)}$, 春季冻融循环期逐日的 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量, the daily absolute and relative increments of R_e induced by diurnal freeze-thaw cycles (DFTC) during the spring freeze-thaw cycle period (SFTP); $\ln RR_{pd}$, 春季冻融循环期逐日的 DFTC 对 R_e 的标准化效应值, the daily standardized effect size of DFTC on R_e during the SFTP. ($R_{FTC(d)}/R_{\min(d)}$) 与环境因子的相关性均不显著, 本表未将其列入。本研究用春季冻融循环期两年的数据进行了 Pearson 相关性检验。

表 6 春季冻融循环期 $\Delta R_{FTC(d)}$, $\ln RR_{pd}$ 和 R_e 对环境因子的逐步线性回归

Table 6 Stepwise linear regressions of $\Delta R_{FTC(d)}$, $\ln RR_{pd}$ and R_e on environmental factors in the spring freeze-thaw cycle period

指标 Indicators	逐步线性回归式 Stepwise linear regression	R^2	P
$\Delta R_{FTC(d)}$	$\Delta R_{FTC(d)} = 0.115 \text{ SWC} - 0.003$	0.481	< 0.05
$\ln RR_{pd}$	$\ln RR_{pd} = 3.758 \text{ SWC} - 0.250 T_{s5\min} - 0.752$	0.409	< 0.01 ($P_{\text{SWC}} < 0.01$; $P_{T_{s5\min}} < 0.05$)
R_e	$R_e = 0.155 \text{ SWC} - 0.003$	0.394	< 0.01

$\Delta R_{FTC(d)}$, 春季冻融循环期逐日的 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量, the daily absolute increments of R_e induced by diurnal freeze-thaw cycles (DFTC) during the spring freeze-thaw cycle period (SFTP); $\ln RR_{pd}$, 春季冻融循环期逐日的 DFTC 对 R_e 的标准化效应值, the daily standardized effect size of DFTC on R_e during the SFTP. ($R_{FTC(d)}/R_{\min(d)}$) 与环境因子未形成显著的线性回归式, 本表未将其列入; 本研究用春季冻融循环期两年的数据进行了逐步线性回归分析

土壤温度日较差(ΔT_{s5})同样对春季冻融循环期的 $\Delta R_{FTC(d)}$ 及 R_e 产生了显著影响(表 5)。有研究指出 DFTC 发生时 ΔT_{s5} 增大会使土壤释放的 CO_2 增多^[29, 61]。因为更大的 ΔT_{s5} 会导致更多土壤可溶性有机碳、氮等的释放^[53], 土壤呼吸亦相应增强^[62]。土壤日最低温度($T_{s5\min}$)与春季冻融循环期 $\ln RR_{pd}$ 呈显著负相关, 与 R_e 也呈负相关(表 5), 这表明此时期冻结温度越低, 土壤释放的 CO_2 可能越多。最新研究结果指出^[58], 当 $T_{s5\min}$ 至少达到有效 DFTC 的冻结温度(-0.7°C) 以下时, DFTC 才会显著降低土壤团聚体的稳定性, 因此土壤温室气体释放量会显著升高。而在春季冻融循环期, 土壤温度日均值无法反映 DFTC 变化, 也对 DFTC 诱导 R_e 的增量影响较小^[11, 44], 所以其对 R_e 的影响也不显著。

表 7 2016 与 2017 年春季冻融循环期主要环境因子的差异

Table 7 Differences in major environmental factors during the spring freeze-thaw cycle period between 2016 and 2017

年份 Years	土壤日均含水量 Daily mean soil water content $\text{SWC}/(\text{m}^3/\text{m}^3)$	土壤日冻结时间 Daily soil frozen Time/h	持续天数 Duration of the period/d	土壤温度日均值 Daily mean soil temperature $T_{s5}/^{\circ}\text{C}$	土壤温度日较差 Daily soil temperature difference $\Delta T_{s5}/^{\circ}\text{C}$
2016	0.22±0.01 a	8.40±0.98 a	23	1.25±0.08 a	4.15±0.36 a
2017	0.19±0.04 b	6.48±1.36 a	15	1.39±0.05 a	3.75±0.43 a

平均值±标准误; 在 $\alpha=0.01$ 水平上, a 显著高于 b

2017 年春季冻融循环期的 $\Delta R_{FTC(p)}$ 、 $R_{FTC(p)}/R_{\min}$ 和 $\ln RR_p$ 均低于 2016 年同期(表 4), 可能与 2017 年同期较低的 SWC、偏低的 ΔT_{s5} 及冻结时间过短有关(表 7)。另外, 研究发现在冻结期土壤温度越低(特别是均温在 -5°C 以下), 冻结期封存的 CO_2 越多, 春季冻融循环期土壤融化 CO_2 释放量越高^[29, 61]。本研究 2017 年冻结期 T_{s5} 均值(-3.8°C) 高于 2016 年(-5.2°C), 可能导致 2017 年春季冻融循环的 $\Delta R_{FTC(p)}$ 、 $R_{FTC(p)}/R_{\min}$ 和 $\ln RR_p$ 偏低。

4 结论

本研究重点探讨了三江源高寒草甸生态系统春季冻融循环期的 R_e 特征和对温度的敏感性 (Q_{10}), 并分析了 DFTC (昼夜冻融循环) 诱导 R_e 的增量 ($\Delta R_{\text{DFTC}(p)}$) 及对 R_e 的标准化效应值 ($\ln RR_p$)。相对于冻结期, 春季冻融循环期与冻结期的 R_e 速率比值明显高于全球陆地生态系统的平均水平, 春季冻融循环期的 Q_{10} 也明显高于其他生态系统, 意味着冻融循环期生态系统呼吸对温度变化的响应更为敏感, 因此在全球气候变暖的背景下, 特别是青藏高原的升温速率明显高于全球平均水平, 可能会导致春季冻融循环期提前, 缩短冻结期, 高寒草甸可能会损失更多的土壤有机碳。春季冻融循环期 DFTC 诱导 R_e 的增量明显, DFTC 对 R_e 的标准化效应总体上为正向, 鉴于青藏高原较大的温度日变化, DFTC 对 R_e 的影响可能更为明显。相对于土壤温度日均温, 土壤日均含水量、 ΔT_{s5} 和 $T_{s5\min}$ 对 DFTC 诱导 R_e 的绝对增量、DFTC 对春季冻融循环期 R_e 的标准化效应值影响更大, 对 R_e 的影响更显著。由于本研究只有两年观测数据, 在将来的研究中, 还需加强长期的观测和数据解析, 以全面揭示三江源区高寒草甸春季冻融循环期 R_e 的特征, 以及 DFTC 对 R_e 的影响, 同时深入探讨土壤日较差、土壤最低温度等环境因子对春季冻融循环期 R_e 的影响。

参考文献 (References):

- [1] Guo D L, Yang M X, Wang H J. Sensible and latent heat flux response to diurnal variation in soil surface temperature and moisture under different freeze/thaw soil conditions in the seasonal frozen soil region of the central Tibetan Plateau. *Environmental Earth Sciences*, 2011, 63(1): 97-107.
- [2] Köchy M, Hiederer R, Freibauer A. Global distribution of soil organic carbon-Part 1: masses and frequency distributions of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world. *SOIL*, 2015, 1(1): 351-365.
- [3] Mishra U, Hugelius G, Shelef E, Yang Y H, Strauss J, Lupachev A, Harden J W, Jastrow J D, Ping C L, Riley W J, Schuur E A G, Matamala R, Siewert M, Nave L E, Koven C D, Fuchs M, Palmtag J, Kuhry P, Treat C C, Zubrzycki S, Hoffman F M, Elberling B, Camill P, Veremeeva A, Orr A. Spatial heterogeneity and environmental predictors of permafrost region soil organic carbon stocks. *Science Advances*, 2021, 7(9): eaaz5236.
- [4] Hugelius G, Strauss J, Zubrzycki S, Harden J W, Schuur E A G, Ping C L, Schirmer L, Grosse G, Michaelson G J, Koven C D, O'Donnell J A, Elberling B, Mishra U, Camill P, Yu Z, Palmtag J, Kuhry P. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 2014, 11(23): 6573-6593.
- [5] Rose H, Hoar B, Kutz S J, Morgan E R. Exploiting parallels between livestock and wildlife: predicting the impact of climate change on gastrointestinal nematodes in ruminants. *International Journal for Parasitology: Parasites and Wildlife*, 2014, 3(2): 209-219.
- [6] Pegoraro E F, Mauritz M E, Ogle K, Ebert C H, Schuur E A G. Lower soil moisture and deep soil temperatures in thermokarst features increase old soil carbon loss after 10 years of experimental permafrost warming. *Global Change Biology*, 2021, 27(6): 1293-1308.
- [7] Henry H A L. Soil freeze-thaw cycle experiments: trends, methodological weaknesses and suggested improvements. *Soil Biology and Biochemistry*, 2007, 39(5): 977-986.
- [8] Ping C L, Jastrow J D, Jorgenson M T, Michaelson G J, Shur Y L. Permafrost soils and carbon cycling. *SOIL*, 2015, 1(1): 147-171.
- [9] Kim D G, Vargas R, Bond-Lamberty B, Turetsky M R. Effects of soil rewetting and thawing on soil gas fluxes: a review of current literature and suggestions for future research. *Biogeosciences*, 2012, 9(7): 2459-2483.
- [10] Yu L F, Wang H, Wang Y H, Zhang Z H, Chen L T, Liang N S, He J S. Temporal variation in soil respiration and its sensitivity to temperature along a hydrological gradient in an alpine wetland of the Tibetan Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2020, 282/283: 107854.
- [11] Wang Y H, Liu H Y, Chung H, Yu L F, Mi Z R, Geng Y, Jing X, Wang S P, Zeng H, Cao G M, Zhao X Q, He J S. Non-growing-season soil respiration is controlled by freezing and thawing processes in the summer monsoon-dominated Tibetan alpine grassland. *Global Biogeochemical Cycles*, 2014, 28(10): 1081-1095.
- [12] Liu P, Zha T S, Jia X, Wang B, Guo X N, Zhang Y Q, Wu B, Yang Q, Peltola H. Diurnal freeze-thaw cycles modify winter soil respiration in a desert shrub-land ecosystem. *Forests*, 2016, 7(8): 161.
- [13] Wang S Y, Zhang Y, Lü S H, Su P X, Shang L Y, Li Z G. Biophysical regulation of carbon fluxes over an alpine meadow ecosystem in the eastern Tibetan Plateau. *International Journal of Biometeorology*, 2016, 60(6): 801-812.
- [14] Walz J, Knoblauch C, Böhme L, Pfeiffer E M. Regulation of soil organic matter decomposition in permafrost-affected Siberian tundra soils-Impact of oxygen availability, freezing and thawing, temperature, and labile organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 2017, 110: 34-43.

- [15] Gao D C, Liu Z P, Bai E. Effects of *in situ* freeze-thaw cycles on winter soil respiration in mid-temperate plantation forests. *Science of the Total Environment*, 2021, 793: 148567.
- [16] Song Y, Zou Y C, Wang G P, Yu X F. Altered soil carbon and nitrogen cycles due to the freeze-thaw effect: a meta-analysis. *Soil Biology and Biochemistry*, 2017, 109: 35-49.
- [17] Gao D C, Bai E, Yang Y, Zong S W, Hagedorn F. A global meta-analysis on freeze-thaw effects on soil carbon and phosphorus cycling. *Soil Biology and Biochemistry*, 2021, 159: 108283.
- [18] Wang C K, Han Y, Chen J Q, Wang X C, Zhang Q Z, Bond-Lamberty B. Seasonality of soil CO₂ efflux in a temperate forest: Biophysical effects of snowpack and spring freeze-thaw cycles. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2013, 177: 83-92.
- [19] Yan G Y, Xing Y J, Xu L J, Wang J Y, Meng W, Wang Q G, Yu J H, Zhang Z, Wang Z D, Jiang S L, Liu B Q, Han S J. Nitrogen deposition may enhance soil carbon storage via change of soil respiration dynamic during a spring freeze-thaw cycle period. *Scientific Reports*, 2016, 6: 29134.
- [20] Han C L, Gu Y J, Kong M, Hu L W, Jia Y, Li F M, Sun G J, Siddique K H M. Responses of soil microorganisms, carbon and nitrogen to freeze-thaw cycles in diverse land-use types. *Applied Soil Ecology*, 2018, 124: 211-217.
- [21] Gao D C, Zhang L, Liu J, Peng B, Fan Z Z, Dai W W, Jiang P, Bai E. Responses of terrestrial nitrogen pools and dynamics to different patterns of freeze-thaw cycle: a meta-analysis. *Global Change Biology*, 2018, 24(6): 2377-2389.
- [22] Matzner E, Borken W. Do freeze-thaw events enhance C and N losses from soils of different ecosystems? A review. *European Journal of Soil Science*, 2008, 59(2): 274-284.
- [23] Ruan L L, Robertson G P. Reduced snow cover increases wintertime nitrous oxide (N₂O) emissions from an agricultural soil in the upper U.S. Midwest. *Ecosystems*, 2017, 20(5): 917-927.
- [24] Groffman P M, Hardy J P, Fashu-Kanu S, Driscoll C T, Cleavitt N L, Fahey T J, Fisk M C. Snow depth, soil freezing and nitrogen cycling in a northern hardwood forest landscape. *Biogeochemistry*, 2011, 102(1): 223-238.
- [25] 毕思文. 全球变化与地球系统科学统一研究的最佳天然实验室——青藏高原. *系统工程理论与实践*, 1997, 17(5): 72-77.
- [26] 郑冠恒. 卫星遥感驱动的青藏高原土壤冻融过程模拟与分析[D]. 北京: 清华大学, 2020.
- [27] Li L, Yang S, Wang Z Y, Zhu X D, Tang H Y. Evidence of warming and wetting climate over the Qinghai-Tibet Plateau. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2010, 42(4): 449-457.
- [28] Liu X W, Zhu D, Zhan W, Chen H, Zhu Q A, Zhang J, Wu N, He Y X. Dominant influence of non-thawing periods on annual CO₂ emissions from Zoige peatlands: five-year eddy covariance analysis. *Ecological Indicators*, 2021, 129: 107913.
- [29] Zhang J X, Hong J T, Wei D, Wang X D. Severe freezing increases soil respiration during the thawing period: a meta-analysis. *European Journal of Soil Science*, 2022, 73(1): e13161.
- [30] 范月君, 侯向阳, 石红霄, 师尚礼. 封育与放牧对三江源区高寒草甸植物和土壤碳储量的影响. *草原与草坪*, 2012, 32(5): 41-46, 52.
- [31] 王斌. 三江源区退化和人工草地生态系统 CO₂ 通量及其影响机制的研究[D]. 天津: 南开大学, 2014.
- [32] Gu S, Tang Y H, Du M Y, Kato T, Li Y N, Cui X Y, Zhao X Q. Short-term variation of CO₂ flux in relation to environmental controls in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D21): 4670.
- [33] Lloyd J, Taylor J A. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 1994, 8(3): 315.
- [34] Hikosaka K, Sudoh S, Hirose T. Light acquisition and use by individuals competing in a dense stand of an annual herb, *Xanthium canadense*. *Oecologia*, 1999, 118(3): 388-396.
- [35] Falge E, Baldocchi D, Olson R, Anthoni P, Aubinet M, Bernhofer C, Burba G, Ceulemans R, Clement R, Dolman H, Granier A, Gross P, Grünwald T, Hollinger D, Jensen N O, Katul G, Keronen P, Kowalski A, Chun T L, Law B E, Meyers T, Moncrieff J, Moors E, William Munger J, Pilegaard K, Rannik Ü, Rebmann C, Suyker A, Tenhunen J, Tu K, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 107(1): 71-77.
- [36] Hedges L V, Gurevitch J, Curtis P S. The meta-analysis of response ratios in experimental ecology. *Ecology*, 1999, 80(4): 1150-1156.
- [37] Wang J F, Wu Q B, Yuan Z Q, Kang H. Soil respiration of alpine meadow is controlled by freeze-thaw processes of active layer in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau. *The Cryosphere*, 2020, 14(9): 2835-2848.
- [38] Wang Q, Lv W W, Li B W, Zhou Y, Jiang L L, Piao S L, Wang Y F, Zhang L R, Meng F D, Liu P P, Hong H, Li Y M, Dorji T, Luo C Y, Zhang Z H, Ciais P, Peñuelas J, Kardol P, Zhou H K, Wang S P. Annual ecosystem respiration is resistant to changes in freeze-thaw periods in semi-arid permafrost. *Global Change Biology*, 2020, 26(4): 2630-2641.
- [39] Treat C C, Wollheim W M, Varner R K, Bowden W B. Longer thaw seasons increase nitrogen availability for leaching during fall in tundra soils. *Environmental Research Letters*, 2016, 11(6): 064013.
- [40] Wang E H, Cruse R M, Chen X W, Daigh A. Effects of moisture condition and freeze/thaw cycles on surface soil aggregate size distribution and stability. *Canadian Journal of Soil Science*, 2012, 92(3): 529-536.

- [41] Kreyling J, Peršoh D, Werner S, Benzenberg M, Wöllecke J. Short-term impacts of soil freeze-thaw cycles on roots and root-associated fungi of *Holcus lanatus* and *Calluna vulgaris*. *Plant and Soil*, 2012, 353(1): 19-31.
- [42] Juan Y H, Jiang N, Tian L L, Chen X D, Sun W T, Chen L J. Effect of freeze-thaw on a midtemperate soil bacterial community and the correlation network of its members. *BioMed Research International*, 2018, 2018: 8412429.
- [43] Wipf S, Sommerkorn M, Stutter M I, Wubs E R J, van der Wal R. Snow cover, freeze-thaw, and the retention of nutrients in an oceanic mountain ecosystem. *Ecosphere*, 2015, 6(10): art207.
- [44] Elberling B, Brandt K K. Uncoupling of microbial CO₂ production and release in frozen soil and its implications for field studies of Arctic C cycling. *Soil Biology and Biochemistry*, 2003, 35(2): 263-272.
- [45] Fang C M, Smith P, Moncrieff J B, Smith J U. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 2005, 433(7021): 57-59.
- [46] Bond-Lamberty B, Thomson A. Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature*, 2010, 464(7288): 579-582.
- [47] Wang Y H, Song C, Yu L F, Mi Z R, Wang S P, Zeng H, Fang C M, Li J Y, He J S. Convergence in temperature sensitivity of soil respiration: evidence from the Tibetan alpine grasslands. *Soil Biology & Biochemistry*, 2018, 122: 50-59.
- [48] Li J Q, Pei J M, Pendall E, Fang C M, Nie M. Spatial heterogeneity of temperature sensitivity of soil respiration: a global analysis of field observations. *Soil Biology and Biochemistry*, 2020, 141: 107675.
- [49] Anderson-Teixeira K J, Vitousek P M, Brown J H. Amplified temperature dependence in ecosystems developing on the lava flows of *Mauna loa*, Hawai'i. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2008, 105(1): 228-233.
- [50] Liu L L, Wang X, Lajeunesse M J, Miao G F, Piao S L, Wan S Q, Wu Y X, Wang Z H, Yang S, Li P, Deng M F. A cross-biome synthesis of soil respiration and its determinants under simulated precipitation changes. *Global Change Biology*, 2016, 22(4): 1394-1405.
- [51] Zhang T, Wang G X, Yang Y, Mao T X, Chen X P. Non-growing season soil CO₂ flux and its contribution to annual soil CO₂ emissions in two typical grasslands in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau. *European Journal of Soil Biology*, 2015, 71: 45-52.
- [52] Stackhouse B T, Vishnivetskaya T A, Layton A, Chauhan A, Pfiffner S, Mykytczuk N C, Sanders R, Whyte L G, Hedin L, Saad N, Myneni S, Onstott T C. Effects of simulated spring thaw of permafrost from mineral cryosol on CO₂ emissions and atmospheric CH₄ uptake. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120(9): 1764-1784.
- [53] Fan J H, Cao Y Z, Yan Y, Lu X Y, Wang X D. Freezing-thawing cycles effect on the water soluble organic carbon, nitrogen and microbial biomass of alpine grassland soil in Northern Tibet. *African Journal of Microbiology Research*, 2012, 6(3): 562-567.
- [54] Wu X, Brüggemann N, Butterbach-Bahl K, Fu B J, Liu G H. Snow cover and soil moisture controls of freeze-thaw-related soil gas fluxes from a typical semi-arid grassland soil: a laboratory experiment. *Biology and Fertility of Soils*, 2014, 50(2): 295-306.
- [55] Wei W J, You W Z, Zhang H D, Yan T W, Mao Y X. Soil respiration during freeze-thaw cycles in a temperate Korean Larch (*Larix olgensis* herry.) plantation. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 2016, 31(8): 742-749.
- [56] He N P, Yu G R. Stoichiometrical regulation of soil organic matter decomposition and its temperature sensitivity. *Ecology and Evolution*, 2016, 6(2): 620-627.
- [57] Newcomb C J, Qafoku N P, Grate J W, Bailey V L, De Yoreo J J. Developing a molecular picture of soil organic matter-mineral interactions by quantifying organo-mineral binding. *Nature Communications*, 2017, 8: 396.
- [58] Boswell E P, Thompson A M, Balster N J, Bajcz A W. Novel determination of effective freeze-thaw cycles as drivers of ecosystem change. *Journal of Environmental Quality*, 2020, 49(2): 314-323.
- [59] Grogan P, Michelsen A, Ambus P, Jonasson S. Freeze-thaw regime effects on carbon and nitrogen dynamics in sub-Arctic heath tundra mesocosms. *Soil Biology and Biochemistry*, 2004, 36(4): 641-654.
- [60] Dagesse D. Effect of freeze-drying on soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 2011, 75(6): 2111-2121.
- [61] Öquist M G, Laudon H. Winter soil frost conditions in boreal forests control growing season soil CO₂ concentration and its atmospheric exchange. *Global Change Biology*, 2008, 14(12): 2839-2847.
- [62] Goldberg S D, Muhr J, Borken W, Gebauer G. Fluxes of climate-relevant trace gases between a Norway spruce forest soil and atmosphere during repeated freeze-thaw cycles in mesocosms. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 2008, 171(5): 729-739.