

DOI: 10.5846/stxb201909151910

田晓晖, 张立锋, 张翔, 陈之光, 赵亮, 李奇, 唐艳鸿, 古松. 三江源区退化高寒草甸蒸散特征及冻融变化对其的影响. 生态学报, 2020, 40(16): 5649-5662.

Tian X H, Zhang L F, Zhang X, Chen Z G, Zhao L, Li Q, Tang Y H, Gu S. Evapotranspiration characteristics of degraded meadow and effects of freeze-thaw changes in the Three-River Source Region. Acta Ecologica Sinica, 2020, 40(16): 5649-5662.

三江源区退化高寒草甸蒸散特征及冻融变化对其的影响

田晓晖¹, 张立锋¹, 张翔², 陈之光¹, 赵亮³, 李奇³, 唐艳鸿⁴, 古松^{1,*}

1 南开大学生命科学学院, 天津 300071

2 中南林业科技大学生命科学与技术学院, 长沙 410004

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: 蒸散 (ET) 是陆地生态系统水分收支的重要分量。为探究三江源区退化高寒草甸的蒸散特征, 基于 2016 和 2017 年涡度相关和微气象系统的观测数据, 定量研究了其生态系统的蒸散变化及其环境和生物因子的影响。为深入探讨不同时间段的蒸散变化, 根据土壤冻融状态和植被生长状况进一步将年蒸散划分为 3 个时段: 冻结期、冻融交替期和消融期, 其中在消融期中又划分出植物生长季 (5—9 月), 并探讨了土壤冻融对年蒸散量的影响。结果表明: 研究区 2016 和 2017 年的降水量分别为 451.8 mm 和 442.3 mm, 但 2017 年 ET 为 485.6 mm, 明显高于 2016 年的 428.6 mm, 两年 ET 的季节变化趋势相同, ET 的最高值出现在生长旺季的 7—8 月, 最低值出现在 12 月或 1 月, 生长季 ET 分别占全年 ET 的 73% 和 72%。2017 年的冻结期和冻融交替期比 2016 年分别减少了 8 d, 2017 年消融期的蒸散量比 2016 年增加了 63.1 mm, 其中生长季的蒸散量多 36.3 mm。2016 和 2017 年消融期的日蒸散速率分别为 1.81 mm/d 和 1.97 mm/d, 其中生长季为 2.05 mm/d 和 2.29 mm/d, 冻融交替期分别为 0.97 mm/d 和 0.73 mm/d, 而冻结期最低, 分别为 0.27 mm/d 和 0.33 mm/d。逐步回归分析结果表明: 2016 年净辐射 (R_n) 对 ET 的影响最大, 其次是气温 (T_a) 和土壤含水量 (SWC_5); 2017 年 ET 主要受 R_n 和 T_a 的影响。生长季和消融期的冠层导度 (g_c) 和解耦系数 (Ω) 明显高于其他两个时段, 且 2017 年 g_c 和 Ω 值均高于 2016 年同期。本研究说明, 由于辐射、温度等引起的冻融时间变化和植被的年际间差异, 导致三江源区退化草甸各时段及年蒸散量出现明显的变化, 该研究结果为全面探讨三江源区蒸散特征提供了参考。

关键词: 蒸散; 青藏高原; 涡度相关; 降水; 冠层导度

Evapotranspiration characteristics of degraded meadow and effects of freeze-thaw changes in the Three-River Source Region

TIAN Xiaohui¹, ZHANG Lifeng¹, ZHANG Xiang², CHEN Zhiguang¹, ZHAO Liang³, LI Qi³, TANG Yanhong⁴, GU Song^{1,*}

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

2 School of Life Science and Technology, Central South University of Forestry and Technology, Changsha 410004, 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: Evapotranspiration (ET) is an important component of terrestrial ecosystem water balance. To examine the ET

基金项目: 国家自然科学基金项目 (31570478); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目 (2019QZKK0106)

收稿日期: 2019-09-15; **网络出版日期:** 2020-06-08

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

characteristics of degraded meadow in the Three-River Source Region (TRSR), we quantitatively studied the variation of ecosystem ET and the effect of environmental and biological factors on ET with eddy covariance and micrometeorological measurements from 2016 to 2017. To further characterize the ET at different stages, each year was divided into three periods based on soil temperature: i.e. frozen period, freeze-thaw period, and thawed period. The growing season was further defined as from May to September within the thawed period according to plant growth status. We also explored the influence of soil freeze-thaw on annual ET . The results showed that the annual precipitation in 2016 and 2017 was 451.8 mm and 442.3 mm, respectively, but the amount of annual ET in 2017 (485.6 mm) was obviously higher than that in 2016 (428.6 mm). The seasonal variation of ET showed a similar pattern for two years, with the peak value in July-August and the lowest value in December or January, and the amount of ET in the growing season accounted for about 72% and 73% of annual ET , respectively. The length of frozen and freeze-thaw periods in 2017 was 8 days shorter than those in 2016, while the amount of ET during the thawed period in 2017 was 63.1 mm more than that in 2016, of which the growing reason was 36.3 mm higher. The average daily rate of the ET was 1.81 and 1.97 mm/d in thawed period, 2.05 mm/d and 2.29 mm/d in the growing season, 0.97 and 0.73 mm/d in the freeze-thaw period, and the lowest rate was in frozen periods with only 0.27 mm/d and 0.33 mm/d for 2016 and 2017, respectively. The results of multiple stepwise regression analysis showed that net radiation (R_n) had the greatest impact on ET , and then was the temperature (T_a) and soil water content (SWC_5) in 2016, while ET was mainly controlled by R_n and T_a in 2017. The canopy conductance (g_c) and decoupling coefficient (Ω) in the growing season and thawed period were obviously higher than those in other two periods, and the value of both g_c and Ω in 2017 was higher than those of the same period in 2016. Our study suggested that the obvious variations in ET for each period and year might be caused by the change of freeze-thaw cycle occurrence and different vegetation status due to different radiation and temperature. The results of this study can provide a reference for comprehensively exploring the characteristics of evapotranspiration in the TRSR.

Key Words: evapotranspiration; Qinghai-Tibetan Plateau; eddy covariance; precipitation; canopy conductance

陆地生态系统蒸散(ET)是全球水量平衡的主要分量,也是生态系统水分消耗的主要方式,主要由土壤蒸发和植被蒸腾组成^[1]。由于 ET 在土壤—植被—大气系统中的重要纽带作用,在全球变化科学研究中受到高度关注^[2]。有研究表明,地表降水大约有 70% 通过蒸散返回大气,在干旱区甚至达到 95% 以上^[3]。 ET 变化受辐射、降水、温度、植被等因子影响;反之, ET 变化又影响生态系统植被生长状况和水分收支等。水热运动相互耦合,蒸散影响水分收支的同时,也会影响生态系统的能量(潜热和显热能等)分配,从而对区域气候产生一定影响^[4]。草地是陆地生态系统中分布最广泛的植被类型之一,约占陆地生态系统总面积的 1/3^[5]。然而,草地蒸散的年际之间存在较大的变化,近年来受到了科学界的广泛关注^[4,6]。因此准确把握草地生态系统的蒸散变化及环境因子对其的影响,对于更好地理解全球水分收支动态及气候变化具有重要意义。

青藏高原平均海拔超过 4000 m,面积约 250 万 km^2 ,被誉为“世界第三极”,由于其独特的地理和气候条件,成为全球气候变化的敏感区和放大区^[7]。草地是其最主要的植被,占青藏高原面积的 70%,其中高寒草甸分布最广,支撑着青藏高原地区的畜牧业发展^[8]。由于青藏高原特殊的地理位置,高原上广泛分布着多年冻土和季节冻土,近地表层土壤的季节冻融循环影响着高原地表能量和水分交换^[9]。近几十年来,在全球气候变暖的背景下,高原的温度呈明显的上升趋势,有研究表明,1960 年以来,青藏高原气温以 0.2—0.3 $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的速度增加,而冬季增温的幅度(0.3—0.5 $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)远远高于全年平均增温幅度^[10]。不断加剧的气候变暖正改变冻土冻融发生过程和状态,总体上呈现最大冻土深度降低,冻结起始日期推迟,融化起始日期提前及冻结持续期缩短等的趋势^[11-12]。全球气候变暖改变了青藏高原土壤冻融状态,这必将引起生态系统水分交换的变化。

三江源区位于青藏高原腹地,是长江、黄河、澜沧江的发源地,素有“中华水塔”之称,在水源涵养、维持生

物多样性以及气候调节等方面发挥着重要作用,成为我国乃至世界上影响力最大的生态调节区之一^[13]。然而,在气候变化和超载放牧的双重压力下,三江源区高寒草甸出现了严重的退化现象,部分地区形成了“黑土滩”,极大地降低了区域的水源涵养功能,进而严重影响到三江源区生态系统的结构和功能,改变了区域的水分收支状况,同时对三江源区的畜牧业乃至长江、黄河中下游地区的社会经济发展构成巨大的威胁^[13-14]。虽然关于青藏高原高寒草地的蒸散研究也有一些报道^[6-7,15],但由于高原面积广阔,地理环境差异较大,结果不尽相同。三江源区是我国重要的水源涵养地,也是典型的季节冻土区,然而对该区域高寒草甸蒸散变化的详尽研究仍然相对匮乏,更缺少冻融作用对其生态系统蒸散影响的相关报道。因此,定量研究三江源区退化高寒草甸蒸散变化及其冻融作用对其的影响对深入研究三江源区水分收支变化具有重要现实意义。

涡度相关技术是通过测定和计算 CO_2 和 H_2O 等物理量脉动与垂直风速脉动的协方差求算湍流通量的方法,目前已成为直接测定地表下垫面与大气间气体通量交换的理想方法,广泛应用于陆地生态系统的蒸散研究^[1]。本研究利用涡度相关技术和微气象系统对三江源区退化高寒草甸的水汽通量及相关环境因子进行了连续观测,对 2016 年和 2017 年获取的观测数据进行统计分析,其主要目的是:(1)揭示三江源区退化高寒草甸生态系统蒸散的季节变化特征及年际差异;(2)探讨分析土壤冻融交替变化对蒸散的影响;(3)阐明蒸散变化对环境因子的响应。以期为全面探讨三江源区退化草甸蒸散对气候变化的响应及其生态系统水分收支变化提供参考依据。

1 研究地概况和研究方法

1.1 研究地概况

本试验地位于青海省果洛州玛沁县大武镇东南部的退化高寒草甸($34^\circ 21' \text{N}$, $100^\circ 29' \text{E}$),海拔 3958 m。研究区地势平坦,草地分布均匀,该研究站代表了三江源区高寒草地典型植被类型^[16]。该区属于典型的高原大陆性气候,无四季之分,仅有冷暖季之别,冷季漫长,干燥而寒冷,暖季短暂,湿润而凉爽;温度年差较小而日差较大,研究地年平均气温为 -0.2°C ,最冷月 1 月平均气温为 -12.3°C ,最热月 7 月的平均气温为 10.1°C ,全年无绝对无霜期。该区日照充足,太阳辐射强烈,年总辐射量为 $5500\text{—}6800 \text{ MJ/m}^2$;年降水量为 $420\text{—}560 \text{ mm}$,85%集中在 5—9 月。该试验地土壤类型以高山草甸土为主,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*)、早熟禾(*Poa annua*)、细叶亚菊(*Ajania tenuifolia*)等^[17]。根据之前对该研究地植被类型、盖度等方面调查研究证实其处于退化状态^[18]。退化高寒草甸于 4 月底或 5 月初返青;地上生物量从 5 月开始增加,7 月底至 8 月初达到最大,10 月植物开始衰老。

1.2 观测方法

涡度相关和微气象观测系统安装在地势平坦、视野开阔的退化高寒草甸上,“风浪区”(半径大于 300 m)满足涡度相关观测要求。观测要素主要包括辐射通量、显热和潜热通量、土壤热通量、空气温湿度、不同深度土壤温度、不同深度土壤含水量、降水量等,观测仪器及安装高度见表 1。涡度相关系统采样频率为 10 Hz,所有观测数据每 15 min 输出一组平均值,并储存在 CR5000 和 CR23X (CSI, USA) 数据记录仪。

本研究于 2016 年 6—8 月和 2017 年 6、7、9 月每月中旬对植被地上部生物量(above-ground biomass, AGB)和叶面积指数(LAI)进行调查。生物量测定采取收割法,随机选择 5 个大小为 $50 \text{ cm} \times 50 \text{ cm}$ 的样方,将每一样方内绿色植物齐地面剪下后放进取样袋内并编号。之后将样品带回实验室,放入 65°C 恒温烘箱中 72 h (烘干至恒重)称重(g/m^2)。同时选取 5 个大小为 $25 \text{ cm} \times 25 \text{ cm}$ 的样方,齐地面剪下地上部植物,用叶面积仪(Li-3000, Li-Cor)测定植物叶面积。上述 5 个重复的平均值用于本研究的数据分析。

1.3 数据分析

首先对涡度相关系统观测的原始数据进行坐标轴旋转,温度变换和 WPL 校正,此外,剔除由于降水、仪器故障等引起的错误数据以及摩擦风较弱的的数据(摩擦风速 $u^* < 0.1 \text{ m/s}$)。由地表反照率的变化可知,该研究地偶有降雪发生(主要发生在 11 月至翌年 3 月),但降雪频次和降雪量均较少且很快消融,由于蒸散量主要

集中在生长季,因此对研究结果不会产生实质性影响,本研究并未进行特别分析。对于缺失及剔除的异常数据,按以下方法进行插补,当缺失的通量数据时间小于 2 h 时,使用线性内插法进行插补,而大于 2 h 的数据缺口则使用非线性回归法进行插补^[19-20]。最后采用 Excel 和 SPSS 等软件进行统计分析。

表 1 观测要素及其仪器
Table 1 Measurements of elements and instruments used

气象要素 Meteorological elements	仪器 Instrument	安装位置/cm Location
潜热和显热通量 Latent and sensible heat flux	Sonic anemometer (CSAT3, CSI, USA) CO ₂ /H ₂ O analyzer (Li-7500, Li-Cor, USA)	220
辐射通量 Radiation flux	Net radiometer (CNR-1, Kipp and Zonen, Netherlands)	150
空气温湿度 Air temperature and humidity	Temperature and humidity probe (HMP45C, CSI, USA)	110, 220
土壤热通量 Soil heat flux	Soil heat flux plate (HFT-3 and HFP01, CSI, USA)	-2
土壤温度 Soil temperature	Thermocouple (105T, CSI, USA)	-5, -10, -20, -40, -60
土壤含水量 Soil water content	TDR soil moisture sensor (CS615, CSI, USA)	-5, -10, -20, -40, -60
降水 Precipitation	Tipping bucket rain gage (TE525MM, CSI, USA)	50

生态系统能量平衡通常用下列公式来表示^[20]:

$$R_n - G = H + LE$$

式中, R_n 为净辐射通量(W/m^2); H 为显热通量(W/m^2); LE 为潜热通量(W/m^2); G 为土壤热通量(W/m^2)。

能量闭合度是评价涡度相关技术的方法之一,通常用 $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 进行线性回归,利用其斜率和截距来分析能量的闭合度^[20]。由图 1 可知,本研究能量闭合度约为 0.71,说明存在能量不闭合现象,但该值在已报道的 0.55–0.99 范围内^[21]。能量不闭合现象在涡度相关观测中普遍存在,由于导致能量不闭合的原因很复杂,详细原因有待于深入研究。

波文比(β)定义为显热通量与潜热通量的比值^[22],即:

$$\beta = H/LE$$

冠层导度(g_c)计算公式为^[23]:

$$1/g_c = \rho C_p VPD/(\gamma LE) + (\beta \Delta/\gamma - 1)/g_a$$

解耦系数(Ω)计算公式为^[24]:

$$\Omega = (\Delta + \gamma)/(\Delta + \gamma(1 + g_a/g_c))$$

式中, ρ 为空气密度(kg/m^3), C_p 为空气定压比热($\text{MJ}/\text{kg}^\circ\text{C}$), VPD 为饱和水汽压差(kPa), Δ 饱和水汽压—空气温度曲线的斜率, γ 干湿表常数, g_a 为空气导度(mm/s), g_a 按下列公式计算^[23]:

$$1/g_a = \mu/\mu^{*2} + 6.2\mu^{*-0.67}$$

式中, u 为风速, u^* 为摩擦风速(m/s)

平衡蒸散(ET_{eq})由下式计算得出^[25]:

$$ET_{eq} = \Delta(R_n - G)/L(\Delta + \gamma)$$

式中, L 为水的汽化潜热系数($2.501 \text{ MJ}/\text{kg}$)。

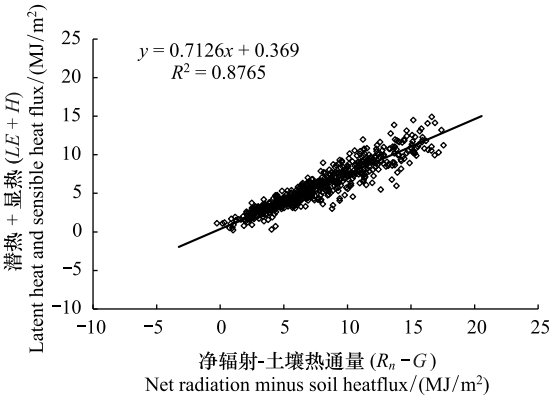


图 1 退化高寒草甸涡度相关测定的显热与潜热通量之和($H + LE$)与能量平衡法测定的有效能($R_n - G$)的关系

Fig.1 The relationship between the sum of sensible heat and latent heat fluxes ($H + LE$) by eddy covariance and the available energy ($R_n - G$) by energy balance method in degraded meadow

2 结果与分析

2.1 环境因子季节变化

2016 与 2017 年的 R_n 季节变化趋势相同(图 2),最高值分别为 $12.81(6 \text{ 月})$ 和 $11.22 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}(7 \text{ 月})$,最低值出现在 12 月左右。但各月的 R_n 值略有差异,生长季中,2016 年生态系统接收的 R_n 略高于 2017 年,分别为 1654.88 MJ/m^2 和 1546.71 MJ/m^2 ,均超过全年 R_n 的 60%。

两年气温(T_a)和 5 cm 深度的土壤温度(T_s)变化趋势与 R_n 相似(图 2),最高值出现在 7—8 月,最低值均出现在 1 月。2016 和 2017 年 T_a 的平均值分别为 -0.35°C 和 -0.41°C ,月均最高值分别出现在 8 月(11.0°C)和 7 月(9.7°C),而生长季中,2016 年 T_a 的平均值为 7.2°C ,高于 2017 年平均值 6.8°C 。2016 和 2017 年 T_s 的平均值分别为 2.5°C 和 3.8°C ,月均最高值分别出现在 8 月(12.9°C)和 7 月(13.4°C),而生长季中,2016 年 T_s 的平均值为 9.4°C ,低于 2017 年的 10.6°C 。总体而言,两年的 T_s 高于 T_a ,且 2016 年的 T_a 略高于 2017 年,而 2017 年 T_s 高于 2016 年。

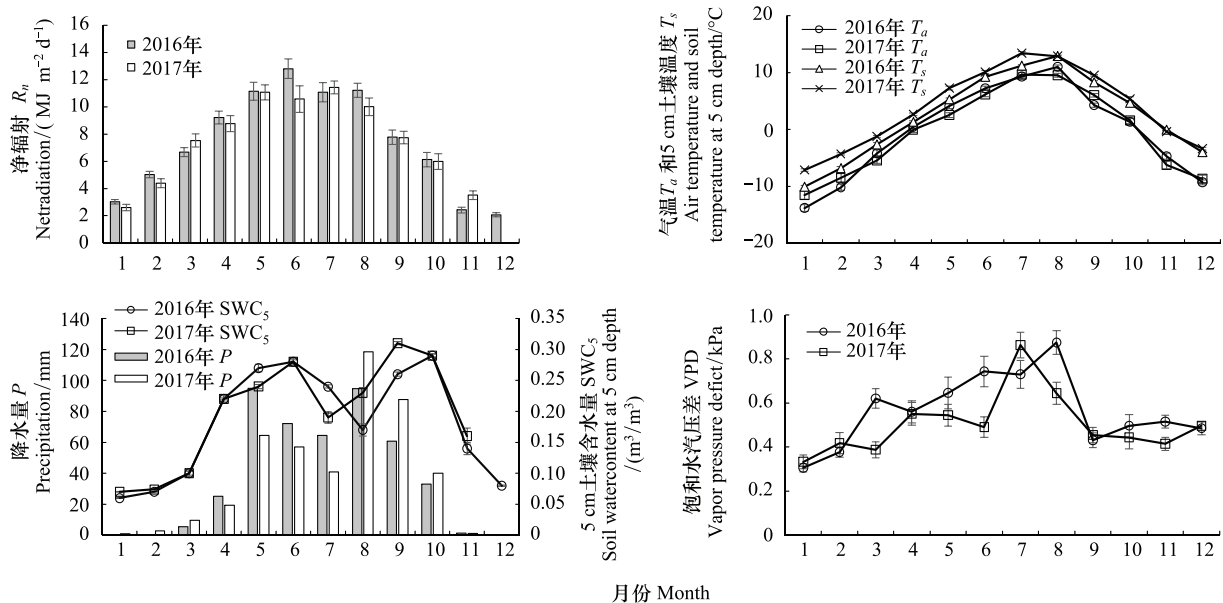


图 2 2016 和 2017 年退化高寒草甸的净辐射(R_n)、降水量(P)、5 cm 土壤含水量(SWC_5)、空气温度(T_a)、5 cm 土壤温度(T_s)和饱和水汽压差(VPD)年变化

Fig.2 Annual variations of net radiation (R_n), precipitation (P), soil water content at 5 cm depth (SWC_5), air temperature (T_a), soil temperature at 5 cm depth (T_s) and vapor pressure deficit (VPD) in degraded meadow for 2016 and 2017

2016 和 2017 年降水量相近(图 2),分别为 451.8 mm 和 442.3 mm ,且降水主要集中在生长季 5—9 月,前者为 386.7 mm ,略高于后者的 368.4 mm ,分别占全年降水量的 85.6% 和 83.3%。然而,两年生长季中月降水量分配存在较大年际差异,2016 年降水量的最高值出现在 5 月(94.9 mm),其次为 8 月(94.7 mm),6、7、9 月的降水量在 $60\text{—}70 \text{ mm}$ 之间;而 2017 年降水主要集中在 8 月(118.4 mm)和 9 月(87.7 mm),5—7 月降水量相对较少,生长旺季的 7 月降水量仅为 40.9 mm 。

5 cm 深度土壤含水量(SWC_5)的季节变化与降水量密切相关(图 2),最高值出现在降水较多的生长季,然而,由于该时期的 ET 较高,进而导致 SWC_5 在降水相对较多的 7—8 月有所下降,类似结果在青藏高原其他草地研究中也有报道^[5,28]。生长季中,2016 和 2017 年 SWC_5 的月最低值分别出现在生长旺季的 8 月($0.17 \text{ m}^3/\text{m}^3$)和 7 月($0.19 \text{ m}^3/\text{m}^3$),最高值分别出现在 6 月($0.28 \text{ m}^3/\text{m}^3$)和 9 月($0.31 \text{ m}^3/\text{m}^3$),且 2016 年生

长季的 SWC_5 平均值 ($0.24 \text{ m}^3/\text{m}^3$) 略低于 2017 年 ($0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$)。总体而言,2016 年 5—7 月的 SWC_5 高于 2017 年同期,而 8—9 月却低于 2017 年同期的 SWC_5 ,这与两年的降水量变化基本一致。

饱和水汽压差 (VPD) 是表征空气湿度的物理量,其变化受降水、辐射和气温等因子影响。由 VPD 的季节变化可知 (图 2),总体上生长季的 VPD 高于非生长季,但各月的 VPD 值出现明显的年际差异。2016 年的月均最高值出现在 8 月 (0.87 kPa),而 2017 年月均最高值出现在 7 月 (0.86 kPa)。生长季中,2016 年 VPD 的平均值为 0.69 kPa ,明显高于 2017 的 0.62 kPa ,而非生长季中的平均 VPD 分别为 0.48 和 0.42 kPa ,总体上 2016 年 VPD 高于 2017 年。

2.2 蒸散季节变化

2016 和 2017 年日蒸散量的年变化趋势基本一致,最高值均出现在植物生长旺季的 7—8 月,最低值出现在土壤冻结的冬季 (图 3)。土壤蒸发从 3 月末或 4 月初的冻融交替开始逐渐增加,之后随着土壤的解冻、降水的增加和植物的生长,蒸散 (ET) 迅速增加。2016 和 2017 年月蒸散总量最大值分别为 71.8 mm (8 月) 和 92.5 mm (7 月),之后随着辐射和温度的降低、植物生长的结束, ET 逐渐降低 (图 3)。2016 和 2017 年的 ET 分别为 428.6 mm 和 485.6 mm ,而生长季中的 ET 分别为 314.4 mm 和 350.7 mm ,分别占到全年总蒸散量的 73% 和 72%,2017 年蒸散量高于 2016 年,尤其是 2017 年 7—10 月 ET 明显高于 2016 年同期。

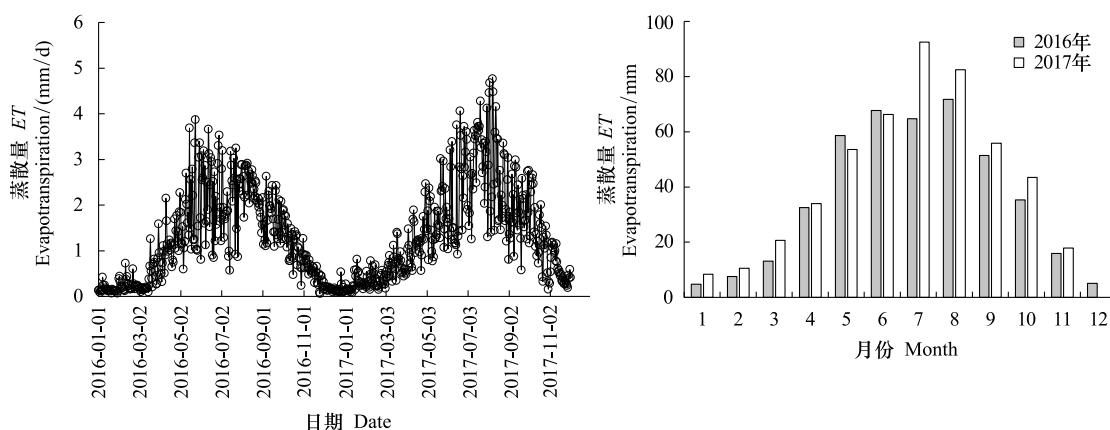


图 3 2016—2017 年退化草甸日蒸散量和月蒸散量的年变化

Fig.3 Annual variation of daily and monthly evapotranspiration (ET) in degraded meadow for 2016 and 2017

2.3 土壤冻融与蒸散

2.3.1 冻融时段的划分

参考 Guo 等^[26]对冻融阶段的划分方法,本研究利用 5 cm 深土壤温度日最高和最低值变化,将全年划分为冻结期、冻融交替期、消融期 3 个时段:(1)土壤冻结期:土壤温度日最高值小于 0°C ;(2)冻融交替期:土壤温度日最高值大于 0°C ,而日最低值小于 0°C ;(3)土壤消融期:土壤温度日最低值大于 0°C 。为避免随机天气过程对土壤冻融阶段转变的影响,只有当连续三天满足下一阶段条件时,这三天中的第一天才作为下一阶段起始日期。为了研究植被对蒸散的影响,进一步把 5—9 月作为植物生长季独立划分出来。由 3 个时段及生长季的划分 (表 2) 可知,2016 年的冻结期和冻融交替期分别比 2017 年长 8 d,而 2017 年的消融期比 2016 年多 15 d。

2.3.2 不同冻融时段蒸散量和蒸散速率

为阐明 2016 和 2017 年不同时段 ET 差异,对上述划分的 3 个时段及生长季 (表 2) 的 ET 量和 ET 速率进行了统计 (表 3)。由表可知,2016 年仅冻融交替期的 ET 量高于 2017 年,而其他 3 个时段均低于 2017 年,尤其在消融期和生长季,2017 年比 2016 年分别增加了 63.1 mm 和 36.3 mm 。

表 2 2016 和 2017 年土壤的冻结期、冻融交替期、消融期及生长季的划分

Table 2 Divided period of soil frozen, freeze-thaw, thawed and the growing season for 2016 and 2017				
年份 Year	冻结期(月-日) Frozen period (m-d)	冻融交替期(月-日) Freeze-thaw period (m-d)	消融期(月-日) Thawed period (m-d)	生长季(月-日) Growing season (m-d)
2016	1-1—4-1; 11-14—12-31	4-2—4-22	4-23—11-13	5-1—9-30
2017	1-1—3-25; 11-14—12-31	3-26—4-7	4-8—11-13	5-1—9-30

2016 和 2017 年 ET 速率均在生长季达到最高值,分别为 2.05 mm/d 和 2.29 mm/d;最低值出现在冻结期,分别为 0.27 mm/d 和 0.33 mm/d。2016 年冻融交替期的 ET 速率为 0.97 mm/d,高于 2017 年的 0.73 mm/d,且 2016 年冻融交替期的时间比 2017 年长 8 d,因此该时段 2016 年 ET 量高于 2017 年,而在其他 3 个时段,2016 年 ET 速率均低于 2017 年。

表 3 2016 和 2017 年 3 个时段及生长季蒸散量和蒸散速率

Table 3 Evapotranspiration (ET) and evapotranspiration rate in three periods and growing season for 2016 and 2017					
	年份 Year	时段 Period			
		冻结期 Frozen period	冻融交替期 Freeze-thaw period	消融期 Thawed period	生长季 Growing season
蒸散量 ET /mm	2016	37.9	20.4	370.3	314.4
	2017	43.7	9.5	433.4	350.7
蒸散速率 ET rate/(mm/d)	2016	0.27	0.97	1.81	2.05
	2017	0.33	0.73	1.97	2.29

2.3.3 不同冻融时段蒸散日变化

2016 和 2017 年各时段的蒸散均呈明显的日变化(图 4), ET 的日最高值出现在 13:00 h 左右,而夜间维持在零附近。生长季的蒸散速率明显高于其他 3 个时段,而冻融交替期的蒸散速率介于消融期和冻结期之间。生长季期间,2017 年蒸散速率的日最高值为 0.30 mm/h,高于 2016 年同期的 0.28 mm/h,而在土壤冻融交替时期,2017 年蒸散速率的日最高值为 0.11 mm/h,低于 2016 年同期的 0.13 mm/h,在冻结期和消融期,2016 年的蒸散速率均低于 2017 年。

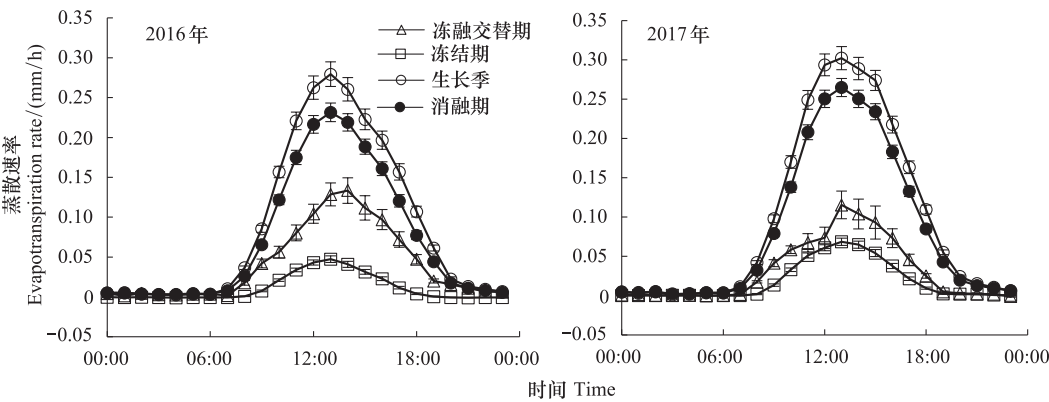


图 4 2016 和 2017 年生长季、冻结期、冻融交替期、消融期的蒸散日变化

Fig.4 Diurnal variations of evapotranspiration (ET) in growing season, frozen, freeze-thaw and thawed periods for 2016 and 2017

2.4 平衡蒸散量

平衡蒸散量(ET_{eq}),是指在没有水分限制的条件下,生态系统理论上 ET 的最大值^[25]。为了进一步评价生态系统蒸散对水分收支的影响,我们对 ET_{eq} , ET 和降水量(P)的年累计值年变化进行了比较(图 5)。由图可知,2016 与 2017 年 3 个变量的变化趋势相同,均在生长季出现快速增加趋势,而在其他时期相对缓慢,且

ET_{eq} 的累计值高于 ET 和 P 。2016 年 ET_{eq} 的年累计值为 626.9 mm, 其中 1—11 月累计量为 612.3 mm, 高于 2017 年同期的 573.7 mm。在植物生长季之前, 2016 年的 ET 累计值高于 P , 当进入生长季后, P 的累计值高于 ET , 而 2017 年的 ET 累计值始终高于 P 。

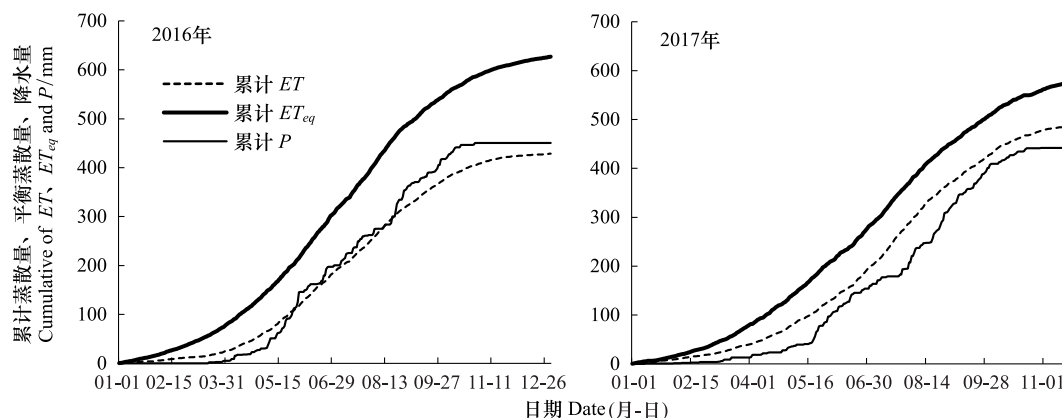


图5 2016与2017年蒸散量(ET)、降水量(P)和平衡蒸散量(ET_{eq})的累计值

Fig.5 Cumulative evapotranspiration (ET), precipitation (P) and equilibrium evapotranspiration (ET_{eq}) for 2016 and 2017

3 讨论

3.1 植被对蒸散的影响

蒸散包括土壤蒸发和植被蒸腾, 生长季中的植被生长状况直接影响植被蒸腾和土壤蒸发的变化^[4]。由植物生长旺季(7月)的地上生物量(above-ground biomass, AGB)和叶面积指数(LAI)观测数据可知, 2016年的AGB为 $(192.7 \pm 33.1) \text{ g/m}^2$, 明显高于2017年同期的 $(114.6 \pm 18.5) \text{ g/m}^2$; 且2016年LAI为 $(1.2 \pm 0.1) \text{ m}^2/\text{m}^2$, 同样高于2017年同期的 $(0.8 \pm 0.1) \text{ m}^2/\text{m}^2$ 。然而, 2017年生长季中的 ET 却明显高于2016年, 说明地上植被量的降低反而增加了该退化高寒草甸生态系统的蒸散, 分析其可能的原因之一: Hu等^[27]曾在研究中发现, 在植被LAI较低情况下, ET 主要由土壤蒸发控制。因此在该退化草甸中, 地上生物量减少使植被盖度明显降低, 土壤裸露面积增加, 提高了土壤蒸发量, 从而使生态系统 ET 增加, 这在一些研究中也得到证实^[28-29]。Zhang等^[28]利用模型对三江源区退化草甸和人工草地能量分配的研究结果发现, 退化草甸消耗的潜热高于人工草地, 主要原因是退化草甸的土壤蒸发远高于人工草地。

ET/P 是描述水分收支的重要参数之一^[7]。通过与不同植被类型生态系统的蒸散结果比较可知(表4), 本研究退化高寒草甸生态系统两年 ET/P 分别为0.95和1.09, 该值在已报道的草地生态系统 ET/P 的范围(40%—150%)之间^[34], 但明显高于Gu等报道的未退化海北高寒草甸的0.60^[6]和Li等报道的日本温带草地的0.66^[31], 但低于内蒙古退化草地的1.4^[30]。本结果意味着植被退化可能会加剧该高寒草甸的水分散失, 降低生态系统的水源涵养能力。

3.2 环境因子对蒸散的影响

3.2.1 辐射与温度对蒸散的影响

太阳辐射能(R_n)是驱动陆地生态系统蒸散的主要动力^[6], 由于青藏高原海拔高, 因此接收的太阳总辐射远高于低海拔地区。净辐射(R_n)是供给生态系统蒸散的有效能量, 在不受水分限制条件下, ET 主要受 R_n 控制^[28]。2016和2017年 ET 随 R_n 的变化趋势相似(图6), 当 $R_n < 4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 时, 由于土壤处于冻结状态, ET 维持在相对较低水平, 且基本不受 R_n 变化的影响; 当 $R_n \geq 4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 时, 随着土壤解冻的开始, ET 随 R_n 的增加而呈现直线上升的趋势, 该结果与张立锋等^[28]报道的相一致。但在相同 R_n 条件下, 2017年 ET 值高于

2016 年,尤其在生长季 $R_n > 10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 后,两年差异更明显,且 2017 年拟合直线的斜率高于 2016 年,说明 2017 年 ET 随 R_n 上升而增加的速率更快,即 ET 对 R_n 变化的响应更敏感。

表 4 不同草地类型蒸散量和降水量的比较

Table 4 Comparisons of evapotranspiration (ET) and precipitation (P) between different grasslands					
植被类型 Vegetable type	海拔 Altitude/m	年蒸散量 Annual ET/mm	年降水量 Annual P/mm	年蒸散量与年降水量比值 (ET/P)	参考文献 References
内蒙退化草地 Mongolian degraded steppe	1250	276	202	1.4	[30]
高寒草甸 Alpine meadow	3250	341—426	554—666	0.51—0.77	[6]
日本温带草地 Wet temperate grassland	—	792	1194.20	0.66	[31]
高寒灌丛草甸 Alpine shrubland meadow	3293	451.3—681.3	429.9—565.2	0.9—1.34	[32]
典型草原 Typical steppe	1023	120	154	0.78	[33]
退化高寒草甸 Degraded alpine meadow	3963	428.6—485.6	442.3—451.8	0.95—1.09	本研究

研究期间,该生态系统接收的太阳辐射年总量高达 6594.32 MJ/m^2 ,但由于高原上相对较低的大气逆辐射和相对较高的反照率,反而导致接收的 R_n 较低^[35]。本研究两年 R_n/R_s 平均值 0.43,接近于已报道的海北高寒草甸的 0.44^[6],明显低于全球平均值 0.61 和一些已经报道的草地系统^[36]。因此该研究地驱动蒸散的有效能 R_n 反而比低海拔地区低^[36],从而导致生态系统的蒸散对 R_n 的响应异常敏感。另外,由于 2017 年高寒草甸的 AGB 和 LAI 低于 2016 年,使土壤蒸发在蒸散中所占的比例增加,Zhang 等^[29] 指出三江源区高寒草甸的退化加剧了生态系统的蒸散量,这可能是导致 2017 年 ET 对 R_n 变化的响应比 2016 年更为敏感的原因之一,此外相关环境因子的影响尚有待于进一步研究。

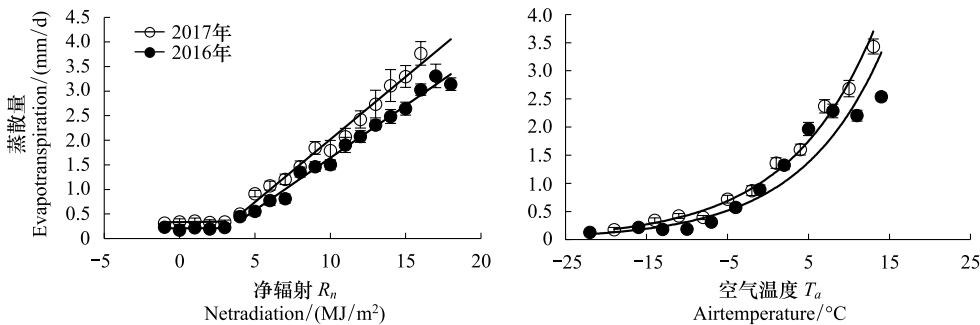


图 6 2016 和 2017 年退化草甸蒸散量 (ET) 与净辐射 (R_n) 和空气温度 (T_a) 的关系

Fig.6 Relationships between evapotranspiration (ET) and net radiation (R_n), air temperature (T_a) in degraded meadow for 2016 and 2017
 ET 与 R_n : 2016 年 $y=0.213x-0.49$ ($R^2=0.99$) ($P<0.01$); 2017 年 $y=0.255x-0.53$ ($R^2=0.98$) ($P<0.01$); ET 与 T_a : 2016 年 $y=0.84e^{0.098x}$ ($R^2=0.94$) ($P<0.01$); 2017 年 $y=1.09e^{0.094x}$ ($R^2=0.98$) ($P<0.01$)

温度不仅控制植物生长,也是影响生态系统蒸散的重要因子,气温的升高可增加边界层的水热交换,从而提高蒸发的速率^[37]。本研究 ET 均随 T_a 升高而成指数上升趋势(图 6),该结果与陈小平等^[37] 报道的草地生态系统相似。需要指出的是,许多平原地区的长期研究表明空气温度与蒸散相关度不高^[38],而三江源区高寒草甸生态系统与之相反,主要是由于其长期处于低温环境,因此 ET 对温度的响应更为敏感, ET 随温度的变

化速率更快。另外,由于2017年平均气温为 -0.41°C 低于2016年的 -0.35°C ,尤其在生长季2017年平均气温为 6.8°C ,明显低于2016年的 7.2°C (图2),这可能是导致2017年 ET 随温度升高而增加的速率略高于2016年的原因之一。

3.2.2 饱和水汽压差与土壤水分对蒸散的影响

饱和水汽压差(VPD)是反映空气对水分的需求能力^[39],VPD通过影响冠层导度 g_c ,从而影响生态系统的蒸散^[31]。本研究 ET 均随VPD的增加而呈直线上升趋势(图7),这与已报道的一些研究结果类似^[39-40]。然而,2017年拟合直线的斜率为2.64明显高于2016年的1.46,说明2017年 ET 随VPD的增加而上升的速率更快,进而导致在相同VPD条件下,2017年的蒸散量高于2016。低的VPD通常可降低大气蒸散需求,而高VPD表征空气干燥,可促进土壤蒸发和植被蒸腾^[5]。本研究VPD变化范围在0.05–1.69 kPa之间,明显低于已报道的其他草地生态系统2–5 kPa的变动范围^[4,41],这可能是导致本研究 ET 对VPD变化响应敏感的原因之一。

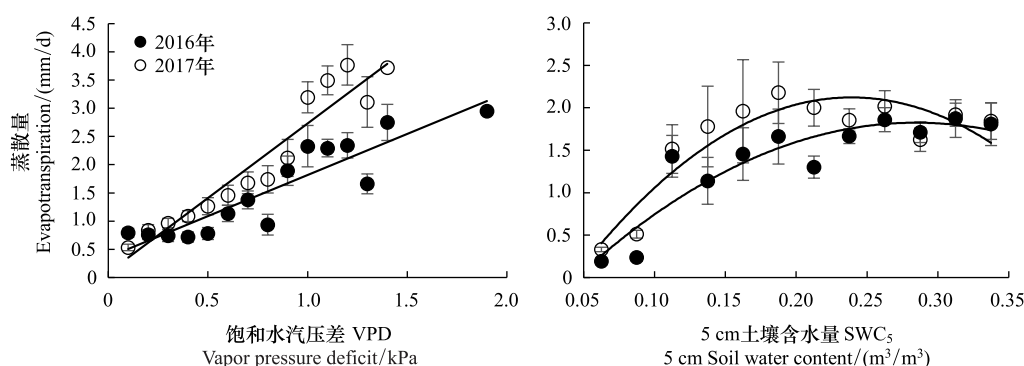


图7 2016和2017年退化草甸蒸散量(ET)与饱和水汽压差(VPD)和5 cm土壤含水量(SWC_5)的关系

Fig.7 Relationships between evapotranspiration (ET) and vapor pressure deficit (VPD), soil water content at 5 cm depth (SWC_5) in degraded meadow for 2016 and 2017

ET 与VPD: 2016年: $y = 1.46x + 0.36$ ($R^2 = 0.82$) ($P < 0.01$); 2017年: $y = 2.64x + 0.09$ ($R^2 = 0.92$) ($P < 0.01$); ET 与 SWC_5 : 2016年: $y = 31.73x^2 + 18.06x - 0.75$ ($R^2 = 0.83$) ($P < 0.01$); 2017年: $y = -55.16x^2 + 26.36x - 1.03$ ($R^2 = 0.84$) ($P < 0.01$)

土壤水分是土壤蒸发和植物蒸腾的直接来源,是影响陆地生态系统 ET 的关键因子^[28]。高寒草甸的根系主要分布在0–10 cm深度的表层土壤^[5],因此生态系统的 ET 与5 cm的土壤含水量(SWC_5)密切相关。当 SWC_5 低于 $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$,两年 ET 随 SWC_5 的升高而增加,当高于 $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 时, ET 随 SWC_5 的升高呈平稳(2016年)或下降(2017年)趋势(图7),这与已报道的一些草地研究结果类似^[28,42]。通常,当土壤水分受限时, ET 随土壤湿度的升高而增加,而当土壤水分不受限时, ET 随土壤水分升高的响应不敏感或呈下降趋势^[28]。由于2017年 SWC_5 最高值出现在9月(图2),而该时期驱动蒸散的净辐射和温度远低于7–8月的值(图2),可能是导致2017年的蒸散随 SWC_5 的上升而降低的原因。

3.2.3 环境因子综合作用对蒸散的影响

为深入探讨环境因子对 ET 的影响,对 ET 与主要环境因子(R_n 、 T_a 、 SWC_5 、VPD)进行逐步回归分析。由相关系数(表5)可知,该生态系统 ET 与上述环境因子均呈极显著相关,其中 R_n 和 T_a 相关性最高。2016和2017年回归方程分别为: $ET = 0.639R_n + 0.291T_a + 0.092SWC_5 - 0.046$ ($R^2 = 0.866$, $P = 0.001$); $ET = 0.532R_n + 0.439T_a + 0.353$ ($R^2 = 0.787$, $P = 0.000$),表明2016年 R_n 对 ET 的影响最大,其次是 T_a 和 SWC_5 ;而2017年 ET 主要受 R_n 和 T_a 的影响。由此可见,该生态系统的 ET 变化主要受 R_n 和 T_a 的控制。

3.3 冠层导度 g_c 和解耦系数 Ω 对蒸散的影响

冠层导度(g_c)是影响蒸散的重要因子,其变化受LAI、 SWC 、VPD等环境因子的影响,通常 ET 随 g_c 的升高而增加^[43]。为评价 g_c 对 ET 的影响,本研究计算了4个时段晴天条件下^[30](晴空指数大于0.7)的 g_c 日变化

(图 8),可以得出生长季中的 g_c 最高,其次为消融期,冻融交替期,而冻结期的 g_c 最低,该结果与已报道的加拿大的温带草地、海北高寒草甸等生态系统变化趋势一致^[4,6],且与不同时段蒸散速率变化相一致(图 4),主要是由于高的 ET 一般与高的 g_c 相关,生长季植被生长茂盛以及较高的土壤湿度,进而导致 g_c 升高,蒸散速率加快^[44]。然而,2017 年生长季 g_c 的平均值为 10.3 mm/s,明显高于 2016 年的 8.2 mm/s,这是导致 2017 年生长季 ET 高于 2016 年的原因之一。两年冻融交替期和冻结期 g_c 的平均值小于 3 mm/s,且 2016 年与 2017 年相差不大。

表 5 2016 和 2017 年退化草甸 ET 与主要环境因子的 Pearson 相关系数

Table 5 Pearson correlation coefficient between evapotranspiration and major environmental factors in degraded meadow for 2016 and 2017

年份 Years	净辐射 (R_n) Net radiation	空气温度 (T_a) Air temperature	饱和水汽压差 (VPD) Vapor pressure deficit	5 cm 土壤含水量 (SWC ₅) Soil water content at 5 cm depth
2016	0.895 **	0.809 **	0.494 **	0.654 **
2017	0.827 **	0.796 **	0.646 **	0.495 **

“**”表示在 0.01 水平上差异显著

两年的 g_c 日变化趋势相同,生长季和消融期 g_c 最高值出现在正午前后,而另外两个时段 g_c 最高值出现在 8:00—11:00 之间,该结果与 Wever 等^[4]和 Zhang 等^[29]研究结果一致。在冻结期和冻融交替期,由于植物凋萎,地面有效辐射加强,温度和 VPD 较低,这可能是导致 g_c 在上午出现高值的原因^[28];而在降水丰沛的生长季和消融期,由于生长季水分不受限制,温度和 VPD 相对较高,日间 g_c 随 VPD 的增大而增强,但当 VPD 过大时,导致气孔关闭, g_c 降低,因此 g_c 的最大值出现在正午前后^[4,44],这也和 ET 的最大值出现的时间相吻合。

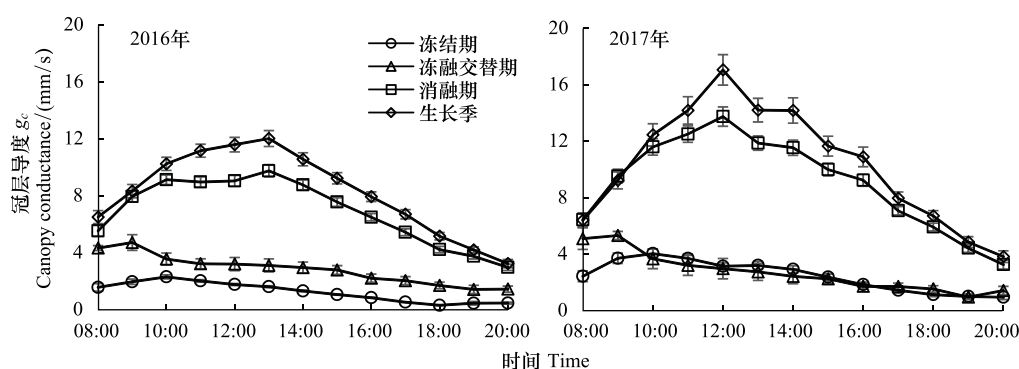


图 8 2016 年和 2017 年晴天条件下退化草甸冻结期、冻融交替期、消融期、生长季的冠层导度 (g_c) 日变化

Fig.8 Diurnal pattern of canopy conductance (g_c) on clear days in growing season, frozen, freeze-thaw and thawed periods in degraded meadow for 2016 and 2017

解耦系数 Ω 是评价地表与大气之间水热交换耦合状况的参数^[45],其值在 0—1 之间变化,当 Ω 越接近 0 时,表明 ET 主要受 VPD 控制; Ω 越接近 1,表明 ET 主要受 R_n 主导^[4,40]。两年 Ω 的变化趋势相同,最高值出现在生长季和消融期(图 9),2016 和 2017 年生长季 Ω 的平均值分别为 0.55 和 0.60,而冻结期和冻融交替期的 Ω 明显低于生长季和消融期,这与已报道的诸多研究结果相同^[6,17,28]。该结果说明生长季和消融期的 ET 主要受 R_n 影响,而冻结期和冻融交替期的 R_n 并不是驱动 ET 的主要因子。另外,2017 年生长季和消融期的 Ω 均高于 2016 年,可见 R_n 对 2017 年 ET 的影响大于 2016 年。

年 Ω 日变化均呈现上午高于下午的变化趋势,该变化与 Wever 等^[4]和 Hao 等^[40]报道的草地结果相同,说明该生态系统 R_n 对午前 ET 的影响相对较大,而 VPD 对午后 ET 的影响相对较大。

Priestley-Taylor 系数 ($\alpha = ET/ET_{eq}$) 为蒸散与平衡蒸散之比,其能够反映土壤中可利用水分对蒸散的影响,通常水分供应充足的生态系统 ET/ET_{eq} 高于水分受限的生态系统^[46]。晴天条件下,两年 ET/ET_{eq} 与 g_c 均呈现

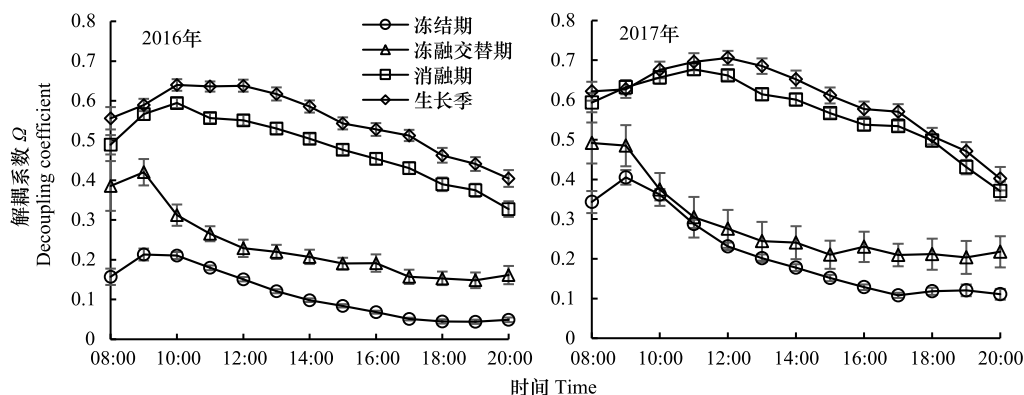


图9 2016年和2017年晴天条件下退化草甸冻结期、冻融交替期、消融期、生长季的解耦系数(Ω)日变化

Fig.9 Diurnal pattern of decoupling coefficient (Ω) on clear days in growing season, frozen, freeze-thaw and thawed periods in degraded meadow for 2016 and 2017

对数增长趋势(图10),这与之前报道的很多结果相一致^[5,29,32],这是由于生长季的 g_c 远高于冻结期和冻融交替期(图8),而相对较高的 g_c 导致生态系统更多的 ET ^[6]。另外,2017年 ET/ET_{eq} 值高于2016年,其中2016和2017年生长季的 ET/ET_{eq} 分别为0.78和0.93,明显高于受水分限制的半干旱草地生态系统^[30,32],但与水分充足的森林生态系统相当^[47]。结果说明该生态系统 ET 受水分限制相对较小,且2017年生态系统受到的水分限制相对小于2016年,进而导致2016年 ET 低于2017年。

3.4 冻融变化对蒸散的影响

2016与2017年土壤冻融交替期、冻结期及消融期的长短不同(表2),冻融交替期分别为21 d和13 d,冻结期分别为140 d和132 d,而消融期分别为205 d和220 d。该结果说明2016年的冻结期和冻融交替期比2017年的时间长,而消融期则比2017年短15 d,进而导致2017年消融期(包括生长季)的 ET 比2016年高63.1 mm(表4);而2017年冻融交替期比2016年缩短8 d,其 ET 比2016年低19.9 mm。

由以上结果可知,冻融时间的变化可引起地气之间能量和水分交换状况的改变,从而导致生态系统蒸散的变化^[26]。通常土壤冻结可降低土壤蒸发,减少土壤水分的散失,当土壤消融后,相对较高的土壤含水量及相对较低的地表反照率(使土壤吸收更多的太阳辐射),以及辐射和温度的上升,进而加剧了土壤蒸发量^[48]。有研究表明,温度(特别是冬天)的升高,可能导致青藏高原土壤消融期提前、冻结推迟以及高原冻结天数持续下降^[49]。因此在全球气候变化背景下,三江源区土壤冻融时间将会发生改变,从而对蒸散变化产生深刻影响,而未来气候变暖可能会加剧该退化高寒草甸生态系统系统的蒸散量,降低其水源涵养能力。

4 结论

三江源区退化高寒草甸生态系统的年蒸散量可达降水量的95%以上,且存在明显的年际间差异,植被生物量相对较高的年份,其生态系统的蒸散量反而低于生物量相对较低的年份,由此可推测该区域高寒草甸的

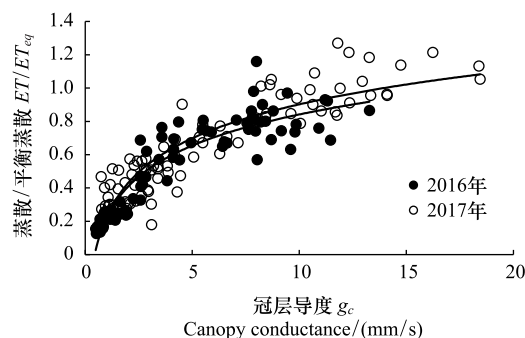


图10 2016年和2017年退化草甸晴天条件下日均 Priestley-Taylor 系数(ET/ET_{eq})与冠层导度(g_c)之间的关系

Fig.10 Relationship between the daily average Priestley-Taylor coefficient ($\alpha = ET/ET_{eq}$) and canopy conductance (g_c) on clear days in degraded meadow for 2016 and 2017

2016年: $y = 0.2696 \ln(x) + 0.2007$ ($R^2 = 0.87$) ($P < 0.01$); 2017年: $y = 0.294 \ln(x) + 0.2554$ ($R^2 = 0.87$) ($P < 0.01$)

退化可能将导致其生态系统水源涵养功能的降低。同时,土壤冻融时间的改变对其生态系统的蒸散产生了重要影响,土壤冻结期的缩短将引起蒸散量的增加。由于影响该生态系统蒸散的最主要环境因子是净辐射和温度,因此在全球气候变暖的背景下,三江源区退化高寒草甸生态系统的蒸散可能出现增加趋势,进而对该区域的水分收支产生深刻的影响。

参考文献 (References):

- [1] 张强, 张之贤, 问晓梅, 王胜. 陆面蒸散量观测方法比较分析及其影响因素研究. 地球科学进展, 2011, 26(5): 538-547.
- [2] 张小磊, 杨梅学. 基于 GAME-Tibet IOP 的青藏高原蒸散研究. 地理科学, 2010, 30(6): 929-935.
- [3] Rosenberg N J, Blad B L, Verma S B. Microclimate: The Biological Environment. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, 1983.
- [4] Wever L A, Flanagan L B, Carlson P J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 112(1): 31-49.
- [5] Adams J M, Faure H, Faure-Denard L, Meglade J M, Woodward F I. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. Nature, 1990, 348(6303): 711-714.
- [6] Gu S, Tang Y H, Cui X Y, Du M Y, Zhao L, Li Y N, Xu S X, Zhou H K, Kato T, Qi P T, Zhao X Q. Characterizing evapotranspiration over a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2008, 113(D8): D08118.
- [7] Li J, Jiang S, Wang B, Jiang W W, Tang Y H, Du M Y, Gu S. Evapotranspiration and Its Energy Exchange in Alpine Meadow Ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. Journal of Integrative Agriculture, 2013, 12(8): 1396-1401.
- [8] 张中华, 周华坤, 赵新全, 姚步青, 马真, 董全民, 张振华, 王文颖, 杨元武. 青藏高原高寒草地生物多样性与生态系统功能的关系. 生物多样性, 2018, 26(2): 111-129.
- [9] 陈渤黎. 青藏高原土壤冻融过程陆面能水特征及区域气候效应研究[D]. 兰州: 中国科学院研究生院(寒区旱区环境与工程研究所), 2014.
- [10] 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.
- [11] 李林, 朱西德, 汪青春, 王振宇. 青海高原冻土退化的若干事实揭示. 冰川冻土, 2005, 27(3): 320-328.
- [12] 林笠, 王其兵, 张振华, 贺金生. 温暖化加剧青藏高原高寒草甸土非生长季冻融循环. 北京大学学报: 自然科学版, 2017, 53(1): 171-178.
- [13] 赵新全, 周华坤. 三江源区生态环境退化、恢复治理及其可持续发展. 中国科学院院刊, 2005, 20(6): 471-476.
- [14] 徐翠, 张林波, 杜加强, 郭杨, 吴志丰, 徐延达, 李芬, 王凤玉. 三江源区高寒草甸退化对土壤水源涵养功能的影响. 生态学报, 2013, 33(8): 2388-2399.
- [15] Cui M Y, Wang J B, Wang S Q, Yan H, Li Y N. Temporal and spatial distribution of evapotranspiration and its influencing factors on Qinghai-Tibet Plateau from 1982 to 2014. Journal of Resources and Ecology, 2019, 10(2): 213-224.
- [16] 周华坤, 姚步青, 于龙. 三江源区高寒草地退化演替与生态恢复. 北京: 科学出版社, 2016: 570-579.
- [17] 张翔, 刘晓琴, 张立锋, 牛犇, 赵亮, 古松. 青藏高原三江源区人工草地能量平衡的变化特征. 生态学报, 2017, 37(15): 4973-4983.
- [18] 张翔. 三江源区退化高寒草甸和人工草地能量平衡的比较研究[D]. 天津: 南开大学, 2019.
- [19] 徐自为, 刘绍民, 徐同仁, 王介民. 涡动相关仪观测蒸散量的插补方法比较. 地球科学进展, 2009, 24(4): 372-382.
- [20] 李正泉, 于贵瑞, 温学发, 张雷明, 任传友, 伏玉玲. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价. 中国科学 D 辑 地球科学, 2004, 34(S2): 46-56.
- [21] Wilson K B, Baldocchi D D, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Dolman H, Falge E, Field C, Goldstein A, Granier A, Grelle A, Halldor T, Hollinger D, Katul G, Law B E, Lindroth A, Meyers T, Moncrieff J, Monson R, Oechel W, Tenhunen J, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wofsy S. Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. Water Resources Research, 2002, 38(12): 30-1-30-11.
- [22] Bowen I S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Physical Review, 1926, 27(6): 779-787.
- [23] Monteith J L, Unsworth M H. Principles of Environmental Physics. 2nd ed. New York: Chapman and Hall, 1990.
- [24] Jarvis P G, Mcnaughton K G. Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region. Advances in Ecological Research, 1986, 15: 1-49.
- [25] Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 1972, 100(2): 81-92.
- [26] Guo D L, Yang M Y, 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.

- [27] Hu Z M, Yu G R, Zhou Y L, Sun X M, Li Y N, Shi P L, Wang Y F, Song X, Zheng Z M, Zhang L, Li S G. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: application of a two-source model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009, 149(9): 1410-1420.
- [28] 张立锋, 张继群, 张翔, 刘晓琴, 赵亮, 李奇, 陈懂懂, 古松. 三江源区退化高寒草甸蒸散的变化特征. *草地学报*, 2017, 25(2): 273-281.
- [29] Zhang X, Liu X Q, Zhang L F, Chen Z G, Zhao L, Li Q, Chen D D, Gu S. Comparison of energy partitioning between artificial pasture and degraded meadow in three-river source region on the Qinghai-Tibetan Plateau: A case study. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2019, 271: 251-263.
- [30] Chen S P, Chen J Q, Lin G H, Zhang W L, Miao H X, Wei L, Huang J H, Han X G. Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009, 149(11): 1800-1809.
- [31] Li S G, Lai C T, Lee G, Shimoda S, Yokoyama T, Higuchi A, Oikawa T. Evapotranspiration from a wet temperate grassland and its sensitivity to microenvironmental variables. *Hydrological Processes*, 2005, 19(2): 517-532.
- [32] 郑涵, 王秋风, 李英年, 朱先进. 海北高寒灌丛草甸蒸散量特征. *应用生态学报*, 2013, 24(11): 3221-3228.
- [33] 张敏. 希拉穆仁草原草地蒸散量特征研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古师范大学, 2014.
- [34] Li S G, Asanuma J, Kotani A, Davaa G, Oyunbaatar D. Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. *Journal of Hydrology*, 2007, 333(1): 133-143.
- [35] Zhang X C, Gu S, Zhao X Q, Cui X Y, Zhao L, Xu S X, Du M Y, Jiang S, Gao Y B, Ma C, Tang Y H. Radiation partitioning and its relation to environmental factors above a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, 115 (D10): D10106.
- [36] Gupta S K, Ritchey N A, Wilber A C, Whitlock C H, Gibson G G, Stackhouse Jr P W. A climatology of surface radiation budget derived from satellite data. *Journal of Climate*, 1999, 12(8): 2691-2710.
- [37] 陈小平. 科尔沁沙丘——草甸湿地水热碳通量变化及响应机制研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2018.
- [38] 曹红霞, 粟晓玲, 康绍忠, 孙华银. 陕西关中地区参考作物蒸发蒸腾量变化及原因. *农业工程学报*, 2007, 23(11): 8-16.
- [39] 刘玉莉, 江洪, 周国模, 陈云飞, 孙成, 杨爽. 安吉毛竹林水汽通量变化特征及其与环境因子的关系. *生态学报*, 2014, 34(17): 4900-4909.
- [40] Hao Y B, Wang Y F, Huang X Z, Cui X Y, Zhou X Q, Wang S P, Niu H S, Jiang G M. Seasonal and interannual variation in water vapor and energy exchange over a typical steppe in Inner Mongolia, China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2007, 146(1/2): 57-69.
- [41] Hunt J E, Kelliher F M, Mcsevery T M, Byers G N. Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 111(1): 65-82.
- [42] Shang L Y, Zhang Y, Lü S H, Wang S Y. Energy exchange of an alpine grassland on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Science Bulletin*, 2015, 60(4): 435-446.
- [43] Bernacchi C J, Kimball B A, Quarles D R, Long S P, Ort D R. Decreases in stomatal conductance of soybean under open-air elevation of $[CO_2]$ are closely coupled with decreases in ecosystem evapotranspiration. *Plant Physiology*, 2007, 143(1): 134-144.
- [44] Li S G, Eugster W, Asanuma J, Kotani A, Davaa G, Oyunbaatar D, Sugita M. Energy partitioning and its biophysical controls above a grazing steppe in central Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 137(1/2): 89-106.
- [45] McNaughton K G, Jarvis P G. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation//Kozłowski T T, ed. *Water Deficits and Plant Growth*. New York: Academic Press, 1983: 1-47.
- [46] Arain M A, Black T A, Barr A G, Griffis T J, Morgenstern K, Nesic Z. Year-round observations of the energy and water vapour fluxes above a boreal black spruce forest. *Hydrological Processes*, 2003, 17(18): 3581-3600.
- [47] Zenone T, Fischer M, Arriga N, Broeckx L S, Verlinden M S, Vanbeveren S, Zona D, Ceulemans R. Biophysical drivers of the carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a short-rotation poplar coppice. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, 209-210: 22-35.
- [48] Yang M X, Yao T D, Gou X H, Koike T, He Y Q. The soil moisture distribution, thawing-freezing processes and their effects on the seasonal transition on the Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, 21(5): 457-465.
- [49] Li X, Jin R, Pan X D, Zhang T J, Guo J W. Changes in the near-surface soil freeze-thaw cycle on the Qinghai-Tibetan Plateau. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2012, 17: 33-42.