

DOI: 10.20103/j.stxb.202403250618

张亦赞, 刘新圣, 符迪娜, 方凤满, 吴东磊, 骆菲菲. 青藏高原 1951—2011 年生长季低温事件时空分异及影响因素. 生态学报, 2024, 44(20): 9029-9038.

Zhang Y Y, Liu X S, Fu D N, Fang F M, Wu D L, Luo F F. Spatiotemporal variation and its environmental drivers of freezing events during the growing season on the Qinghai-Tibet Plateau from 1951 to 2011. Acta Ecologica Sinica, 2024, 44(20): 9029-9038.

青藏高原 1951—2011 年生长季低温事件时空分异及影响因素

张亦赞¹, 刘新圣^{1,2,*}, 符迪娜¹, 方凤满^{1,2}, 吴东磊¹, 骆菲菲¹

¹ 安徽师范大学地理与旅游学院, 芜湖 241000

² 江淮流域地表过程与区域响应安徽省重点实验室, 芜湖 241000

摘要: 气候变暖导致青藏高原植物生长期的延长, 这可能增加了生长季早期和晚期植物暴露在低温冻害下的风险。然而, 有关青藏高原生长季低温事件的时空分异及其影响因素还缺乏系统的认识。根据青藏高原 109 个气象站 1951—2011 年逐日气温数据定义了气候学上的植物生长季, 使用 Rstudio 软件统计各站点逐年的生长季低温事件的频率和强度, 分析了生长季低温事件频率和强度的时空变化及其主要驱动因素。结果表明: (1) 在 1951—2011 年期间, 青藏高原约 65% 的站点生长季及生长季不同时期的低温事件频率和强度出现同步降低, 但高原东部和雅鲁藏布江河谷一带站点却呈轻微增加趋势。(2) 不同年代生长季低温事件的年内分布特征发生了系统性变化: 1951—1990 年代生长季低温事件分布概率峰值的出现日期相对稳定, 但 1991—2011 年代生长季早期和晚期低温事件概率峰值的出现日期却分别提前 11—29d 和推迟 6—29d, 并且这种不同年代之间的时间位移现象在生长季低温事件频率减少的站点中尤为突出。(3) 生长季开始时间和生长季温度的变化趋势是影响生长季低温事件频率变化的主要环境因子, 当生长季开始日期的提前幅度超过 4.37d/10a 或生长季增温幅度小于 0.05°C/10a 时, 生长季低温事件的频率将会增加; 但是, 各环境因子的变化趋势对生长季低温事件强度变化的影响则较小。研究结果揭示了气候变暖背景下青藏高原生长季低温事件的时空分异特征及其影响因素, 为气候变化下青藏高原植被生态系统的管理和保护提供了重要科学依据。

关键词: 生长季; 低温事件; 频率和强度; 环境驱动因素; 青藏高原

Spatiotemporal variation and its environmental drivers of freezing events during the growing season on the Qinghai-Tibet Plateau from 1951 to 2011

ZHANG Yiyun¹, LIU Xinsheng^{1,2,*}, FU Dina¹, FANG Fengman^{1,2}, WU Donglei¹, LUO Feifei¹

¹ School of Geography and Tourism, Anhui Normal University, Wuhu 241000, China

² Key Laboratory of Earth Surface Processes and Regional Response in the Yangtze Huaihe River Basin, Wuhu 241000, China

Abstract: The ecosystems on the Qinghai-Tibet Plateau are highly fragile. Climate warming has lengthened the plant growth period on the Qinghai-Tibet Plateau, which may increase the risk of freezing exposure in the early and late growing seasons. Knowledge on the spatiotemporal variations of freezing events during the growing season will contribute to a deeper understanding of the response and adaptation mechanisms of plant growth to climate change on the Qinghai-Tibet Plateau. However, to date, there is still a lack of systematic understanding of the spatial and temporal differentiation of growing-season freezing events and its environmental drivers on the Qinghai-Tibet Plateau. In this study, we defined the

基金项目: 安徽省高等学校科学研究项目 (2023AH040020); 国家自然科学基金项目 (41961008); 安徽省研究生教育质量工程项目 (2023dshwxy011); 安徽师范大学大学生创新创业训练计划项目 (202310370047)

收稿日期: 2024-03-25; **网络出版日期:** 2024-06-28

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: xsliu287@163.com

climatological growing season based on the daily temperature data of 109 weather stations on the Qinghai-Tibet Plateau from 1951 to 2011. Rstudio was used to analyze the frequency and intensity of growing-season freezing events at each station year by year. The main results were as follow: (1) During 1951—2011, the frequency and intensity of freezing events during the whole and different phases of growing season decreased simultaneously at *ca.* 65% stations on the Qinghai-Tibet Plateau, but climate stations in the eastern part of the plateau and along the Brahmaputra Valley showed a slight increasing trend. (2) The intra-annual distribution of growing-season freezing events had changed systematically among different decades. The dates of the peak distribution probability of growing-season freezing events from 1951 to 1990 were relatively stable. From 1991 to 2011, however, the dates of the peak probability of early- and late-season freezing events were 11—29 days earlier and 6—29 days later respectively, and such time shifts were particularly evident at sites where the frequency of growing-season freezing events decreased. (3) The long-term trends of the onset of the growing season and the growing-season temperature were the main environmental factors that affected the frequency of growing-season freezing events. When the advance of the onset of the growing season exceeded 4.37d/10a or the increase of growing-season temperature was less than 0.05°C/10a, the frequency of growing-season freezing events would increase. However, the long-term trends of various environmental factors had a minor impact on the changes in the intensity of growing-season freezing events. The results revealed the spatiotemporal differentiation characteristics and its environmental drivers of growing-season freezing events on the Qinghai-Tibet Plateau under climate warming, which can provide key scientific basis for the management and protection of vegetation ecosystems on the Qinghai-Tibet Plateau under climate change.

Key Words: growing season; freezing events; frequency and intensity; environmental drivers; the Qinghai-Tibet Plateau

低温冻害事件会对植被的生态功能产生严重损害作用,因而在全球变暖的背景下低温冻害事件正受到越来越多的关注^[1]。观测资料表明,自 20 世纪下半叶以来中高纬度地区的霜冻天数整体呈减少趋势^[2],尤其以欧洲西部部分地区、俄罗斯和中国大部分地区的减少最为显著^[3-4]。但是,由于气候变暖下植物生长季普遍延长,这反而会增加生长季低温事件的发生频率^[5-6]。控制实验表明,增温在导致春季物候提前的同时,也使得过早展开的叶片更多地暴露在生长季早期的低温冻害中,进而诱发叶片死亡^[7-9]。同样,生长季晚期的温度升高虽然延缓了叶片的衰老过程^[10],却暗示着植物暴露在低温冻害下的几率可能会增加,反而更容易诱发叶片衰老甚至提前落叶。因此,深入理解气候变暖背景下生长季低温事件的时空变化及其影响因素对于评估未来气候变化对陆地生态系统影响的不确定性具有重要意义。

目前,升温对高海拔和中高纬度地区生长季低温冻害事件的影响较为复杂且存在很大不确定性。全球尺度的分析表明,在 1959—2017 年期间,晚春的低温冻害事件在欧亚地区普遍出现增加^[5,11]。然而,阿尔卑斯山脉一带生长季低温冻害事件的发生概率并无显著变化^[12-13],北美地区甚至出现显著减少^[11]。低温冻害事件时空分布的异质性易受纬度和海拔的影响^[14],前人的研究主要关注中高纬度地区,而中低纬度多具有高海拔山地,目前相关研究尚存在不足。在我国青藏高原、黄土高原等地进行的研究证实了气候变暖会导致全年的低温冻害发生概率减少^[15-18],但生长季早期的低温冻害事件却呈现增加的趋势^[19-20]。另外,在藏东南高山林线开展的控制实验表明,生长季早期低温冻害事件增加与生长季提前和季风前期辐射降温效应增强关系密切^[21]。然而,当前有关生长季低温事件的研究多局限于有限的站点,所得结论能否适用于更大区域范围仍未可知,而且对于气候变暖下生长季低温事件的年内分布特征是否发生改变,以及影响生长季低温事件的因素等仍不清楚。因此,基于长期连续的地面观测数据研究生长季低温事件的时空分异特征,并探讨其驱动因素显得尤为重要。

青藏高原作为地球的“第三极”,也是我国最为重要的生态安全屏障,其生态环境十分脆弱^[22-23]。观测数据显示,青藏高原对全球气候变化极为敏感,近五十年来年平均气温正以约 0.4°C/10a 的速率快速升高,这

是全球平均升温速率的 2 倍以上^[23-24]。与此同时,遥感和地面观测数据表明,过去四十年青藏高原春季物候显著提前,而秋季物候则显著推迟^[25]。因此,明晰生长季低温事件的变化趋势有助于深入理解青藏高原植物物候对气候变化的响应机制。然而,目前有关青藏高原生长季冻害事件的研究仅局限于单一区域^[6,19],有关青藏高原生长季低温事件的时间动态、区域差异及其影响因素尚不清楚。为此,本研究利用青藏高原地面温度的长期连续观测数据,旨在(1)揭示青藏高原生长季及生长季不同时期低温事件频率和强度变化的时空分异特征;(2)阐明不同年代生长季低温事件的年内分布特征;(3)明确影响生长季低温事件的主控因素。以期为气候变化下青藏高原生态系统的管理和保护提供关键科学依据。

1 研究区域和研究方法

1.1 研究区域概况

青藏高原平均海拔超过 4000m,面积超过 250 万 km²,是世界上海拔最高、面积最大的高原,常被称为地球的“第三极”^[26-27]。在高原内部,年降水量由东南向西北递减,年平均气温从边缘向中心和从低海拔向高海拔递减,夏季平均气温介于 10—20℃ 之间^[16,28-29],在生长季早期或晚期常有日最低温度低于 0℃ 的冻害事件发生^[14,19]。在青藏高原多样的气候类型作用下形成了一系列独特的生态系统,从东南到西北依次分布着森林、灌丛、高寒草甸、高寒草原和高寒荒漠^[30-31]。

1.2 数据来源和研究方法

1.2.1 数据来源

研究数据下载自中国气象数据网(<https://data.cma.cn/>),包括青藏高原 1951—2011 年所有气象观测站的逐日气温资料。为确保分析结果在时间和空间上具有可比性,对原始数据进行了预处理:若一年中数据缺失总天数超过 60d,或连续缺失超过 30d,则剔除该观测站当年的气温数据;若在生长季内(见 1.2.2 定义)出现数据缺失总天数超过 5 天的情况,也剔除该观测站当年的气温数据。此外,考虑到数据观测时段过短无法反映生长季低温事件的长期变化趋势,故剔除数据时段不足 10 年的观测站点。最终保留 109 个站点的气温数据作为分析资料,站点的空间分布情况见图 1。

1.2.2 生长季低温事件的相关特征参数及定义

由于缺乏直接的物候观测数据,基于气象观测数据定义了气候学上的植物生长季^[2,32]。以 5℃ 日平均气温界定生长季的开始和结束,即日均温连续 5d $\geq 5^\circ\text{C}$ 时,将这 5 天中第一天定义为生长季开始日期(Start of the Growing Season, SGS);日均温连续 5d $< 5^\circ\text{C}$ 时,将这 5 天的前一天定义为生长季结束日期(End of the Growing Season, EGS)^[19](表 1)。为进一步探讨生长季不同时期低温事件的变化特征及其差异,本文以生长季内的最高日均温为分界点,将整个生长季划分为生长季前期和生长季后期。为验证基于气候学方法定义植物生长季的可靠性,还收集了曲麻莱和兴海站点植物群落优势种的长期物候观测数据^[33-34],发现利用气象数据估算的生长季起止时间与实测物候期具有较好的相关性(数据未列出)。

当生长季内日最低气温低于 0℃ 时,则记录为发生一次低温事件,据此统计生长季低温事件的频率和强度等特征指标(表 1)。具体定义如下:生长季内低温事件出现的天数即为该年低温事件的频率(Frequency of Freezing events, FF),生长季内所有低温事件中日最低气温的平均值(取绝对值)即为该年低温事件的强度(Intensity of Freezing events, IF)^[19]。

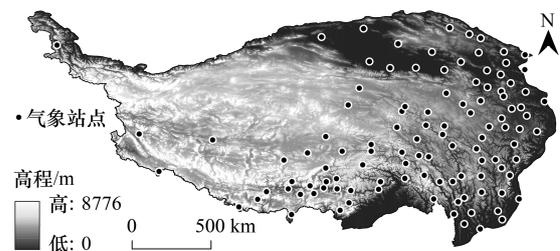


图 1 青藏高原气象站点空间分布图

Fig.1 Spatial distribution of meteorological stations on the Qinghai-Tibet Plateau

表 1 生长季低温事件的相关特征参数及其影响因素的定义

Table 1 Definitions of characteristic parameters and its drivers for freezing events during the growing season

序号 Ordinal	代码 Code	指标名称 Name of the index	指标定义 Definition	单位 Unit	参考文献 References
1	SGS	生长季开始日期	日均温连续 5d \geq 5 $^{\circ}$ C 的第 1 天		[2, 32, 35]
2	EGS	生长季结束日期	日均温连续 5d $<$ 5 $^{\circ}$ C 的前 1 天		[2, 32, 35]
3	FF	低温事件频率	生长季内低温事件的发生天数	d/a	[19]
4	IF	低温事件强度	生长季内所有低温事件日最低气温平均值的绝对值	$^{\circ}$ C/a	[19]
5	K_{FF}	低温事件频率的变化趋势	生长季低温事件频率随年份关系的斜率	d/10a	
6	K_{FF-E}	前期低温事件频率的变化趋势	生长季前期低温事件频率随年份关系的斜率	d/10a	
7	K_{FF-L}	后期低温事件频率的变化趋势	生长季后期低温事件频率随年份关系的斜率	d/10a	
8	K_{IF}	低温事件强度的变化趋势	生长季低温事件强度随年份关系的斜率	$^{\circ}$ C/10a	
9	K_{IF-E}	前期低温事件强度的变化趋势	生长季前期低温事件强度随年份关系的斜率	$^{\circ}$ C/10a	
10	K_{IF-L}	后期低温事件强度的变化趋势	生长季后期低温事件强度随年份关系的斜率	$^{\circ}$ C/10a	
11	K_{SGS}	生长季开始日期的变化趋势	生长季开始日期随年份关系的斜率	d/10a	
12	K_{EGS}	生长季结束日期的变化趋势	生长季结束日期随年份关系的斜率	d/10a	
13	K_{MAT}	年均温的变化趋势	年平均气温随年份关系的斜率	$^{\circ}$ C/10a	
14	K_{GST}	生长季均温的变化趋势	生长季平均气温随年份关系的斜率	$^{\circ}$ C/10a	

1.2.3 数据分析方法

在 Rstudio 平台计算每个站点逐年的生长季低温事件频率和强度,采用最小二乘法对 FF 和 IF 随年份的变化进行线性倾向估计^[36-37],以线性倾向率分别反映整个生长季(K_{FF} 和 K_{IF})、生长季前期(K_{FF-E} 和 K_{IF-E})和后期(K_{FF-L} 和 K_{IF-L})低温事件频率和强度的年际变化趋势。利用 ArcGIS10.2 软件绘制青藏高原生长季低温事件频率和强度变化趋势的空间分布图。

在以上分析的基础上,为进一步探讨不同年代生长季低温事件年内分布的变化情况,将青藏高原 109 个气象观测站点分为两类,即生长季低温事件频率变化趋势分别呈增加和降低的站点。然后,以 10 年为年代际间隔,对上述两类站点分别统计生长季低温事件的年内概率分布情况(时间间隔为 20 天)。

为了解低温事件频率和强度时空分异的驱动因素,选取了四个相关环境指标(生长季开始时间,SGS;生长季结束时间,EGS;年平均气温,MAT;和生长季平均气温,GST),分别计算各个环境指标随时间的线性倾向率(表 1)。采用 Pearson 相关性分析方法,分析整个生长季以及生长季不同时期低温事件频率和强度的变化趋势与上述环境指标变化趋势和地理因素(海拔、经度和纬度)之间的关系。

2 结果与分析

2.1 生长季低温事件随时间的变化趋势及其空间分布特征

在 1951—2011 年期间,青藏高原大部分站点生长季低温事件的频率和强度出现同步降低,但青藏高原东部和雅鲁藏布江河谷一带站点则呈现频率和强度同时增加的趋势(图 2)。就整个生长季而言,生长季低温事件频率出现降低的站点占 65%,降幅在 0.02—9.55d/10a 之间,其中 23 个站点的降低趋势达到显著($P < 0.05$);相反,剩余站点生长季低温事件频率呈轻微增加趋势,增幅在 0.01—6.38d/10a 之间,仅有 2 个站点的增加趋势达到显著($P < 0.05$)。尽管生长季前期和后期低温事件频率变化趋势的空间分布格局与整个生长季基本一致,但生长季前期低温事件频率呈增加趋势的站点相对较多(占比 39%,增幅在 0.00—4.66d/10a 之间),而生长季后期低温事件频率呈增加趋势的站点最少且增幅最小(0.03—2.75d/10a)。

在整个生长季内,低温事件强度呈减弱趋势的站点为 67%,最大降幅为 0.28 $^{\circ}$ C/10a,其中 18 个站点显著减弱($P < 0.05$);剩余站点低温事件的强度表现为增强,但其中绝大部分站点的增强趋势不显著(图 2)。无论是空间分布还是增减幅度,生长季前期和后期低温事件强度随时间的变化规律与整个生长季大体一致。

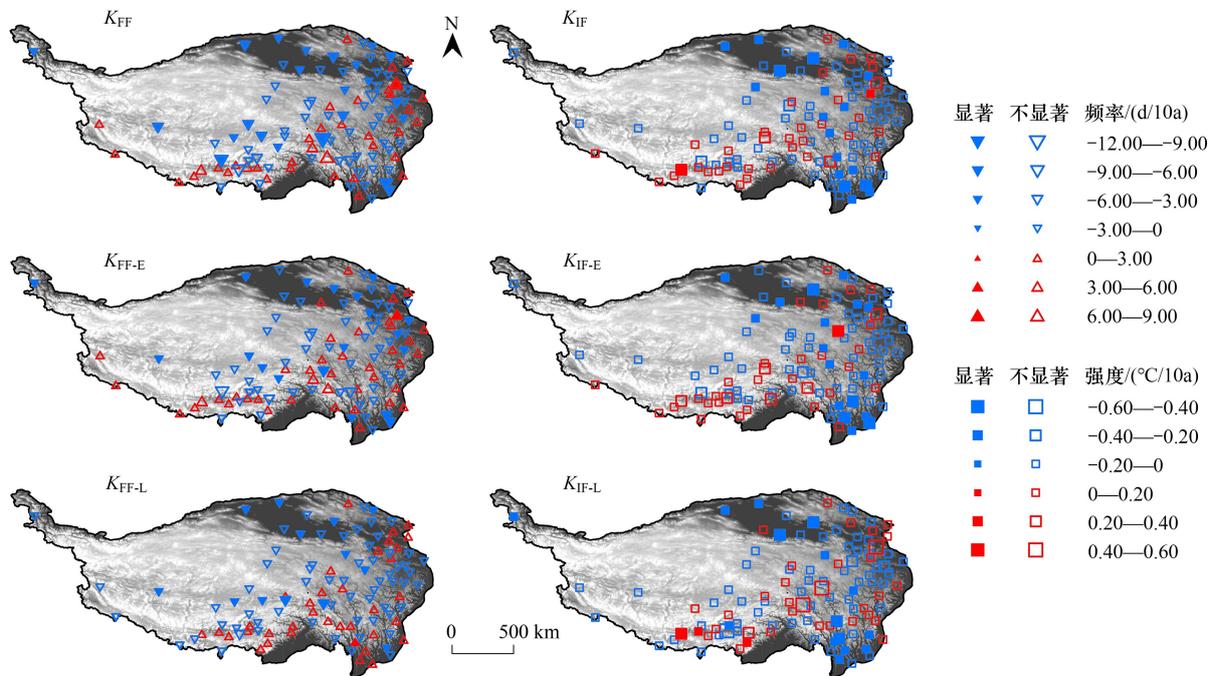


图2 青藏高原 1951—2011 年生长季低温事件频率及强度的变化趋势

Fig.2 Temporal trends in frequency and intensity of freezing events during the growing season on the Qinghai-Tibet Plateau from 1951 to 2011

图中每个符号代表一个气象观测站点,红色/蓝色图标分别表示低温事件频率或强度随时间增加/降低; K_{FF} :生长季低温事件频率的变化趋势; K_{FF-E} :生长季前期低温事件频率的变化趋势; K_{FF-L} :生长季后期低温事件频率的变化趋势; K_{IF} :生长季低温事件强度的变化趋势; K_{IF-E} :生长季前期低温事件强度的变化趋势; K_{IF-L} :生长季后期低温事件强度的变化趋势

2.2 不同年代生长季低温事件的年内分布特征

由图 3 可见,不同年代生长季低温事件的年内概率分布在生长季早期和晚期各存在一个峰值,且生长季早期的概率峰值约是生长季晚期的 1.4 倍。更为重要的是,随着气候变暖,不同年代生长季低温事件的年内分布特征发生了系统性变化:1951—1990 年代生长季低温事件分布概率峰值的发生时间相对稳定,而 1991—2011 年代生长季低温事件分布概率峰值的发生时间却出现了明显的位移。就生长季低温事件频率增加的站点而言,1991—2011 年代生长季早期低温事件概率峰值的出现日期较 1951—1990 年代提前了 11 天,且生长季晚期低温事件概率峰值的出现日期也小幅度推迟了 6d(图 3)。在生长季低温事件频率减少的站点中,不同年代之间生长季低温事件分布概率峰值发生时间的位移幅度尤为明显。其中,1991—2011 年代生长季早期低温事件概率峰值的出现日期较 1951—1990 年代大幅提前了 29d,并且生长季晚期低温事件概率峰值的出现日期也大幅推迟了 29d。

2.3 生长季低温事件频率和强度变化的影响因素

总体上,生长季开始时间、年均温和生长季温度的变化趋势对青藏高原生长季低温事件频率的变化具有重要影响(图 4),而与地理因素(海拔、经度和纬度)基本无关(数据未列出)。在整个生长季和生长季前期,生长季开始时间和生长季温度的变化趋势都与低温事件频率的变化趋势显著负相关($P < 0.01$)。当生长季开始日期的提前幅度超过 4.37 d/10a 或生长季增温幅度小于 0.05°C/10a 时,会导致整个生长季低温事件的频率出现增加(图 4 和表 2);同样,当生长季开始日期的提前幅度超过 3.60d/10a 或生长季增温幅度小于 0.06°C/10a 时,生长季前期低温事件的频率也出现增加。在生长季后期,低温事件频率的变化趋势与生长季结束时间的变化趋势显著正相关($P < 0.01$),而与年均温和生长季温度的变化趋势显著负相关($P < 0.01$)。当生

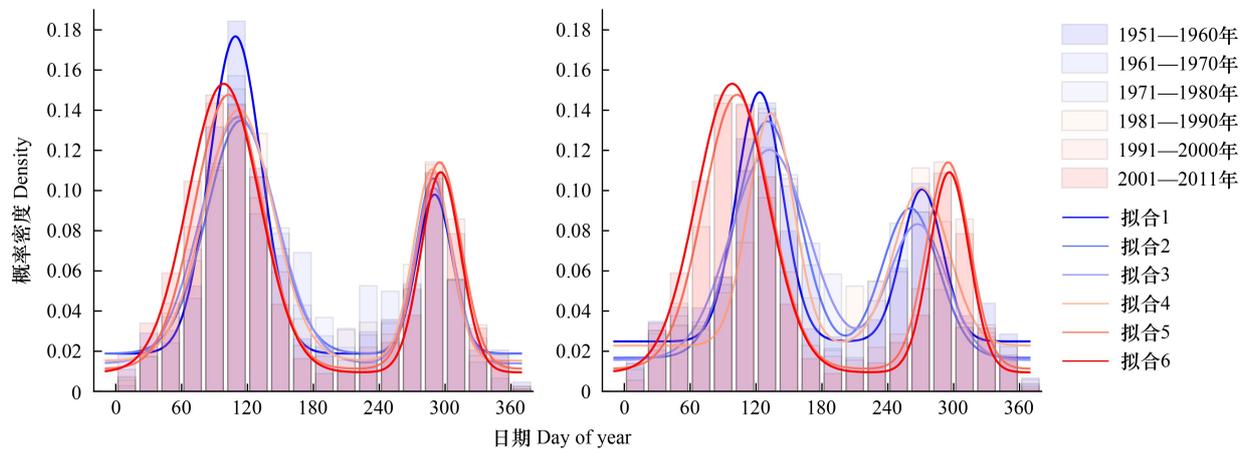


图3 青藏高原 1951—2011 年生长季低温事件的年内概率分布

Fig.3 Intra-annual probability density of freezing events frequency on the Qinghai-Tibet Plateau during 1951—2011

左图为低温事件频率呈升高趋势的站点,右图为低温事件频率呈降低趋势的站点

长季结束日期的推迟幅度超过 3.10d/10a 时或生长季温度增幅小于 0.03℃/10a 时,会导致生长季后期低温事件频率出现增加(图 4 和表 2)。

由图 5 可见,各环境因子的变化趋势及地理因素(数据未列出)对生长季低温事件强度变化的影响较小,仅生长季开始时间与整个生长季和生长季前期低温事件强度的变化趋势显著负相关($P < 0.01$)。当生长季开始日期的提前幅度分别超过 3.94d/10a 和 3.74d/10a 时,会导致整个生长季和生长季前期低温事件强度增强(图 5 和表 2)。

表 2 青藏高原生长季低温事件频率和强度的变化趋势与相关影响因素的统计关系

Table 2 Statistical summaries of the correlations between environmental drivers and the frequency and intensity of growing-season freezing events

自变量 Independent variable	频率 Frequency				强度 Intensity			
	因变量 Dependent variable	方程 Equation	x 轴截距 Intercept	R ²	因变量 Dependent variable	方程 Equation	x 轴截距 Intercept	R ²
K _{SGS}	K _{FF}	$y = -0.42x - 1.83$	-4.37	0.167 **	K _{IF}	$y = -0.02x - 0.07$	-3.94	0.179 **
	K _{FF-E}	$y = -0.39x - 1.41$	-3.60	0.266 **	K _{IF-E}	$y = -0.02x - 0.09$	-3.74	0.226 **
	K _{FF-L}	$y = -0.03x - 0.42$	-15.59	0.004	K _{IF-L}	$y = 0.01x - 0.02$	4.60	0.008
K _{ECS}	K _{FF}	$y = 0.15x - 1.11$	7.32	0.008	K _{IF}	$y = 0.004x - 0.04$	8.58	0.003
	K _{FF-E}	$y = -0.07x - 0.43$	-6.35	0.003	K _{IF-E}	$y = 0.05x - 0.04$	9.75	0.002
	K _{FF-L}	$y = 0.22x - 0.68$	3.10	0.087 **	K _{IF-L}	$y = 0.02x - 0.06$	3.63	0.031
K _{MAT}	K _{FF}	$y = -3.54x + 0.24$	0.07	0.074 **	K _{IF}	$y = 0.08x - 0.05$	0.71	0.019
	K _{FF-E}	$y = -1.80x + 0.04$	0.02	0.035	K _{IF-E}	$y = 0.05x - 0.05$	0.96	0.007
	K _{FF-L}	$y = -1.74x + 0.19$	0.11	0.094 **	K _{IF-L}	$y = -0.05x - 0.02$	-0.41	0.004
K _{GST}	K _{FF}	$y = -11.32x + 0.57$	0.05	0.355 **	K _{IF}	$y = -0.08x - 0.02$	-0.26	0.009
	K _{FF-E}	$y = -7.53x + 0.44$	0.06	0.285 **	K _{IF-E}	$y = -0.17x - 0.01$	0.07	0.032
	K _{FF-L}	$y = -3.79x + 0.13$	0.03	0.209 **	K _{IF-L}	$y = -0.07x - 0.03$	-0.35	0.005

* : $P < 0.05$; ** : $P < 0.01$

3 讨论

考虑到青藏高原独特的地理特征和更快的升温速率^[23-24],气候变暖对其生长季低温事件的促进作用理

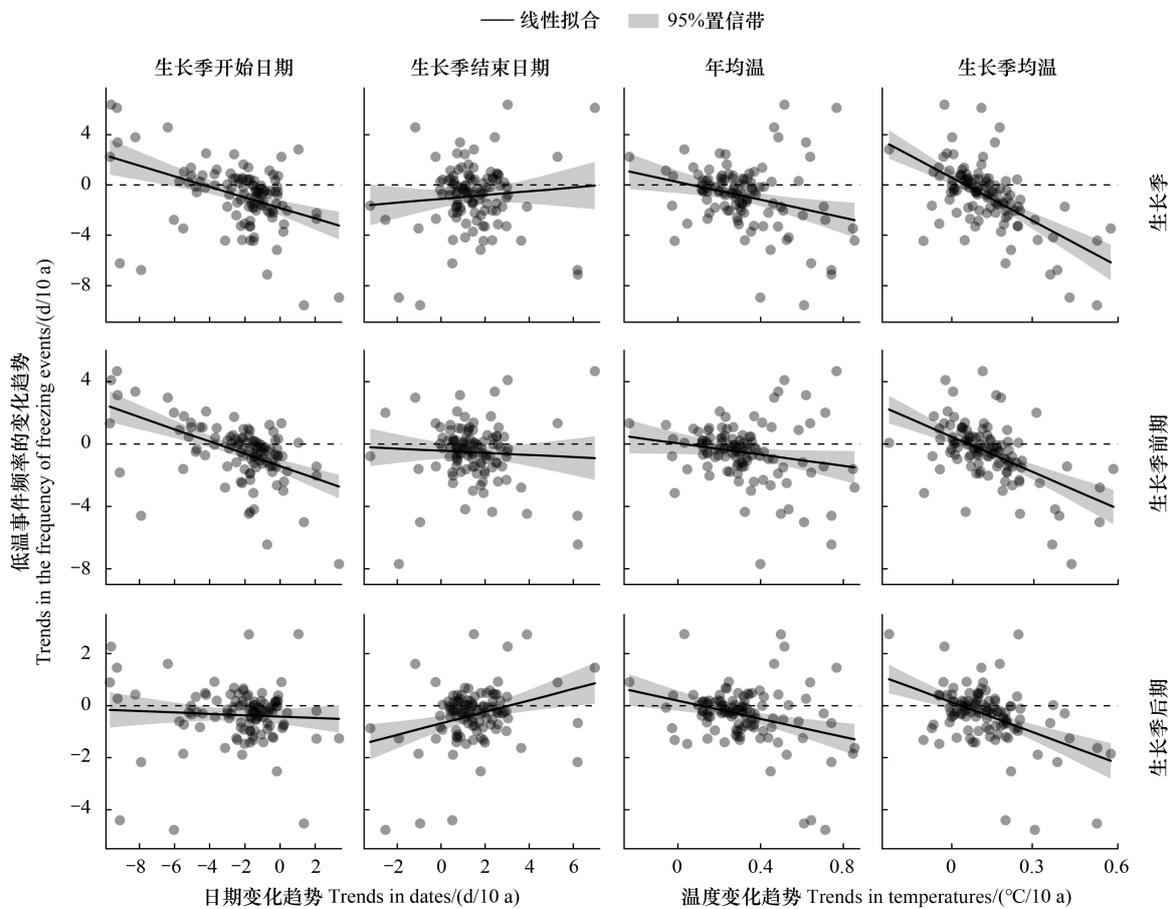


图 4 青藏高原生长季低温事件频率的变化趋势与生长季起止时间及温度变化趋势的关系

Fig.4 The relationships between temporal trends of the frequency of growing-season freezing events and the temporal trends of onset and ending of the growing season as well as the temperatures on the Qinghai-Tibet Plateau

每个数据点代表一个气象站点,各子图的拟合方程详见表 2

应比同纬度其他地区更为明显。然而,本研究却表明,1951—2011 年期间青藏高原面上大多数站点生长季及生长季不同阶段低温事件的发生频率正在降低,并且伴随着低温事件强度的减弱(图 2),这与同期欧亚地区晚春低温冻害事件的普遍增加趋势不符^[5,11]。同时,研究还表明青藏高原东部和雅鲁藏布江河谷一带部分站点生长季低温事件的频率和强度呈轻微增加趋势,这与前人在藏东南高山林线过渡带的定位监测结果相一致^[14,19]。通过与相关环境因子的长期变化趋势进行分析发现,生长季开始日期和生长季温度的变化趋势是影响空间上不同站点低温事件变化的主控因素,且存在相应的调控阈值(图 4,5 和表 2)。在气候变暖下,初、终霜冻日期和植物物候起止日期的相对变化幅度综合决定了生长季低温事件的发生频率^[20,38]。研究显示,过去 50 年青藏高原春季终霜冻日期的提前幅度远大于秋季初霜冻日期的推迟幅度^[37],因此就单一站点而言其生长季低温事件频率是否增加主要取决于生长季开始日期和终霜冻日期提前幅度的差异。在 1951—2011 年期间,大部分站点生长季开始日期的提前幅度小于同期终霜冻日期的提前幅度($-2\sim-4\text{d}/10\text{a}$ vs. $2\sim5\text{d}/10\text{a}$)^[37],而且生长季增温幅度大多在 $0.05\text{°C}/10\text{a}$ 以上,这些很好地解释了青藏高原大部分站点生长季低温事件频率和强度出现同步降低的现象。相反,青藏高原东部和雅鲁藏布江河谷一带部分站点生长季低温事件的增加主要是因为其生长季开始日期的提前幅度大于 $4.37\text{d}/10\text{a}$ (即超过导致低温事件频率增加的阈值)或 $3.94\text{d}/10\text{a}$ (即超过导致低温事件强度增强的阈值),加之生长季增温幅度较小。此外,相较于青藏高原腹地的平坦地形,高原东部和河谷的复杂地势可能会加强局部地区的辐射冷却效应^[21],在增温导致生长季延长的背

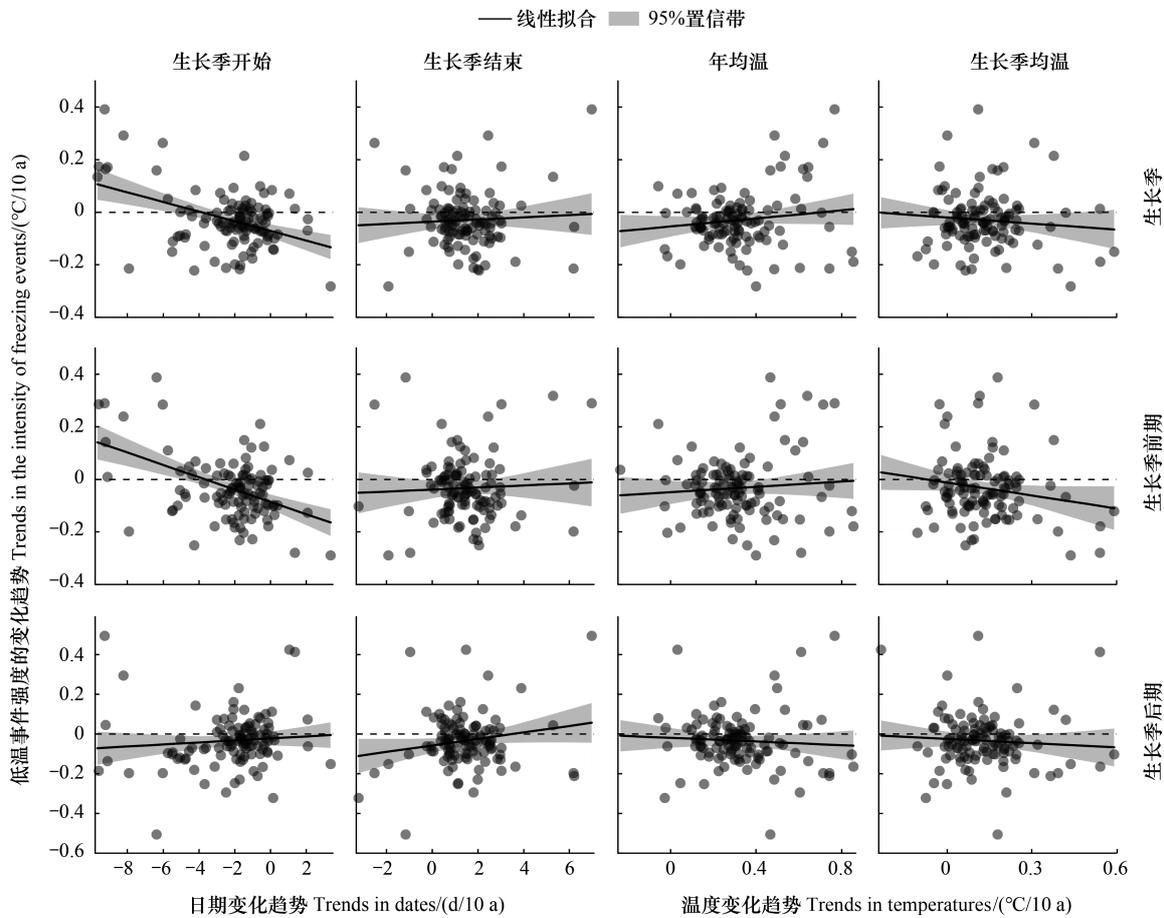


图5 青藏高原生长季低温事件强度的变化趋势与生长季起止时间及温度变化趋势的关系

Fig.5 The relationships between temporal trends of the intensity of growing-season freezing events and the temporal trends of onset and ending of the growing season as well as the temperatures on the Qinghai-Tibet Plateau

每个数据点代表一个气象站点,各子图的拟合方程详见表2

景下,这可能会进一步增加生长季低温事件的发生概率。

在气候变暖背景下,青藏高原不同年代生长季低温事件的年内分布特征发生了系统性改变。相较于1951—1990年代,1991—2011年代生长季早期和晚期低温事件概率峰值的出现日期分别向早春提前和向晚秋推迟(图3)。青藏高原在1980年代中后期经历了一次气温显著增加的气候突变过程^[39],这可能是造成1991—2011年代生长季早期和晚期低温事件概率峰值出现时间发生位移的主要原因。具体来看,两大类站点(即生长季低温事件频率分别呈增加和降低趋势的站点,图3)时间位移幅度的巨大差异主要与各自生长季开始/结束日期,以及生长季温度的变化幅度有关(图4)。就生长季低温事件频率呈降低趋势的站点而言,在生长季开始日期大体不变的情况下,生长季温度的大幅度升温会导致原本出现在晚春的低温事件逐渐减少,导致生长季低温事件的高峰前移至早春;同样,其生长季结束日期的大幅推迟也会造成生长季低温事件次高峰推迟至晚秋。值得关注的是,过去四十年青藏高原的春季物候显著提前,而秋季物候则显著推迟^[25],这一植物物候期的变化与同期生长季低温事件的年内变化趋势基本一致,可见不同年代生长季低温事件的高峰和次高峰始终同步于植物生长的关键物候期。因此,青藏高原大部分站点生长季低温事件频率的减少并不意味着植物生长环境更加安全;相反,气候变暖可能会通过改变生长季低温事件的发生时间,使得植物变的更加脆弱。

本研究主要基于气温数据探讨青藏高原生长季低温事件的时空分布及其驱动因素,由于气候学上的植物

生长季可能与实际的植物物候期存在差异,这可能会对生长季低温事件的变化趋势及其影响因素的结果造成影响。为此,选取了有地面长期物候监测的两个气象站点(曲麻莱和兴海)^[33-34],基于实测物候期确定了生长季低温事件的频率和强度。总体上,利用两种方法约束的生长季低温事件频率/强度具有相似的时间变化趋势,但今后仍需结合植被指数或地面物候观测数据对本文结论进行验证。由于本文主要基于逐日气温数据,无法分辨低温事件的持续性,在后续研究中可以利用更高分辨率监测数据开展相关研究。为深入了解青藏高原生长季低温事件变化的物理驱动机制及其对植物生长的潜在影响,还需加强原位观测或控制实验。在气候持续变暖的背景下,生长季低温事件对植物生存的影响愈发明显,植物如何应对这种特殊的气候变化特征可能成为未来研究的重要课题^[5,11,40-41]。厘清低温事件的分布特征、发生机理及其对植被的潜在影响,有助于理解未来气候变化下生态系统的脆弱性。

4 结论

本研究根据青藏高原 109 个气象站的逐日气温数据,分析 1951—2011 年间生长季低温事件的时空分布特征及其影响因素。在 1951—2011 年期间,青藏高原约 65% 的站点生长季及生长季不同时期的低温事件频率和强度出现同步降低,但高原东部和雅鲁藏布江河谷一带站点却呈现轻微增加趋势。随着气候变暖,1951—1990 年代生长季低温事件分布概率峰值的出现日期相对稳定,但 1991—2011 年代生长季早期和晚期低温事件概率峰值的出现日期却分别提前 11—29d 和推迟 6—29d,且这种不同年代之间的时间位移现象在生长季低温事件频率减少的站点中尤为明显。生长季开始时间和生长季温度的变化趋势是影响生长季低温事件频率变化的主要环境因子,当生长季开始日期的提前幅度超过 4.37d/10a 或生长季增温幅度小于 0.05°C/10a 时,生长季低温事件的频率将会增加。但是,各环境因子的变化趋势对生长季低温事件强度变化的影响较小。研究结果有助于理解气候变暖下青藏高原生长季低温事件的时空分异及其驱动机制,为青藏高原生态系统的管理和保护提供了重要参考。

参考文献(References):

- [1] Field C, Barros V, Mastrandrea M, Mach K, Adger W, Anokhin Y A, Anisimov O, Arent D, Barnett J, Burkett V, Cai R, Chatterjee M, Cohen S J, Cramer W, Dasgupta P, Davidson D, Denton F, Döll P, Dow K, Hijioka Y, Hoegh-Guldberg O. Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. part A: global and sectoral aspects. contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2014.
- [2] Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, Gleason B, Haylock M, Klein Tank A, Peterson T. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, 2002, 19: 193-212.
- [3] Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, Caesar J, Gleason B, Klein Tank A M G, Haylock M, Collins D, Trewin B, Rahimzadeh F, Tagipour A, Rupa Kumar K, Revadekar J, Griffiths G, Vincent L, Stephenson D B, Burn J, Aguilar E, Brunet M, Taylor M, New M, Zhai P, Rusticucci M, Vazquez-Aguirre J L. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2006, 111(D5): e2005jd006290.
- [4] Kiktev D, Sexton D M H, Alexander L, Folland C K. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. *Journal of Climate*, 2003, 16(22): 3560-3571.
- [5] Liu Q, Piao S L, Janssens I A, Fu Y S, Peng S S, Lian X, Ciais P, Myneni R B, Peñuelas J, Wang T. Extension of the growing season increases vegetation exposure to frost. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 426.
- [6] Shen W, Zhang L, Guo Y, Luo T X. Causes for treeline stability under climate warming: evidence from seed and seedling transplant experiments in southeast Tibet. *Forest Ecology and Management*, 2018, 408: 45-53.
- [7] Richardson A D, Hufkens K, Milliman T, Aubrecht D M, Furze M E, Seyednasrollah B, Krassovski M B, Latimer J M, Nettles W R, Heiderman R R, Warren J M, Hanson P J. Ecosystem warming extends vegetation activity but heightens vulnerability to cold temperatures. *Nature*, 2018, 560(7718): 368-371.
- [8] Chen L, Keski-Saari S, Kontunen-Soppela S, Zhu X D, Zhou X, Hänninen H, Pumpanen J, Mola-Yudego B, Wu D, Berninger F. Immediate and carry-over effects of late-spring frost and growing season drought on forest gross primary productivity capacity in the Northern Hemisphere. *Global Change Biology*, 2023, 29(14): 3924-3940.
- [9] Zhang H C, Chuine I, Regnier P, Ciais P, Yuan W P. Deciphering the multiple effects of climate warming on the temporal shift of leaf unfolding. *Nature Climate Change*, 2022, 12(2): 193-199.
- [10] Chen L, Hänninen H, Rossi S, Smith N G, Pau S, Liu Z Y, Feng G Q, Gao J, Liu J Q. Leaf senescence exhibits stronger climatic responses

- during warm than during cold autumns. *Nature Climate Change*, 2020, 10: 777-780.
- [11] Zohner C M, Mo L, Renner S S, Svenning J C, Vitasse Y, Benito B M, Ordonez A, Baumgarten F, Bastin J F, Sebold V, Reich P B, Liang J J, Nabuurs G J, de-Miguel S, Alberti G, Antón-Fernández C, Balazy R, Brndli U B, Chen H Y H, Chisholm C, Cienciala E, Dayanandan S, Fayle T M, Frizzera L, Gianelle D, Jagodzinski A M, Jaroszewicz B, Jucker T, Kepfer-Rojas S, Khan M L, Kim H S, Korjus H, Johannsen V K, Laarmann D, Lang M, Zawila-Niedzwiecki T, Niklaus P A, Paquette A, Pretzsch H, Saikia P, Schall P, Sebeň V, Svoboda M, Tikhonova E, Viana H, Zhang C Y, Zhao X H, Crowther T W. Late-spring frost risk between 1959 and 2017 decreased in North America but increased in Europe and Asia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(22): 12192-12200.
- [12] Rixen C, Dawes M A, Wipf S, Hagedorn F. Evidence of enhanced freezing damage in treeline plants during six years of CO₂ enrichment and soil warming. *Oikos*, 2012, 121(10): 1532-1543.
- [13] Klein G, Rebetez M, Rixen C, Vitasse Y. Unchanged risk of frost exposure for subalpine and alpine plants after snowmelt in Switzerland despite climate warming. *International Journal of Biometeorology*, 2018, 62(9): 1755-1762.
- [14] 王媛韬, 张林, 沈维, 刘新圣, 罗天祥. 藏东南色季拉山林线过渡带生长季低温事件的海拔分布特征. *山地学报*, 2017, 35(3): 308-315.
- [15] Yu Z J, Li X L. Recent trends in daily temperature extremes over northeastern China (1960-2011). *Quaternary International*, 2015, 380: 35-48.
- [16] You Q L, Kang S C, Aguilar E, Yan Y P. Changes in daily climate extremes in the eastern and central Tibetan Plateau during 1961-2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113(D7): e2007jd009389.
- [17] Wang Q X, Wang M B, Fan X H, Zhang F, Zhu S Z, Zhao T L. Trends of temperature and precipitation extremes in the Loess Plateau Region of China, 1961-2010. *Theoretical and Applied Climatology*, 2017, 129(3): 949-963.
- [18] 丁之勇, 董义阳, 鲁瑞洁. 1960—2015 年中国天山南、北坡与山区极端气温时空变化特征. *地理科学*, 2018, 38(8): 1379-1390.
- [19] Shen W, Zhang L, Liu X S, Luo T X. Seed-based treeline seedlings are vulnerable to freezing events in the early growing season under a warmer climate: evidence from a reciprocal transplant experiment in the Sergyemla Mountains, southeast Tibet. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2014, 187: 83-92.
- [20] 陶泽兴, 戴君虎. 中国常见木本植物春季展叶物候及叶冻害变化. *地理科学进展*, 2023, 42(4): 766-781.
- [21] Shen W, Zhang L, Luo T X. Causes for the increase of early-season freezing events under a warmer climate at alpine Treelines in southeast Tibet. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2022, 316: 108863.
- [22] 孙鸿烈, 郑度, 姚檀栋, 张德铨. 青藏高原国家生态安全屏障保护与建设. *地理学报*, 2012, 67(1): 3-12.
- [23] 陈发虎, 汪亚峰, 甄晓林, 孙建. 全球变化下的青藏高原环境影响及应对策略研究. *中国藏学*, 2021(4): 21-28.
- [24] Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 2000, 20(14): 1729-1742.
- [25] Shen M G, Wang S P, Jiang N, Sun J P, Cao R Y, Ling X F, Fang B, Zhang L, Zhang L H, Xu X Y, Lv W W, Li B L, Sun Q L, Meng F D, Jiang Y H, Dorji T, Fu Y S, Iler A, Vitasse Y, Steltzer H, Ji Z M, Zhao W W, Piao S L, Fu B J. Plant phenology changes and drivers on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2022, 3(10): 633-651.
- [26] 张德铨, 李炳元, 郑度. 论青藏高原范围与面积. *地理研究*, 2002, 21(1): 1-8.
- [27] Tang Y H, Wan S Q, He J S, Zhao X Q. Foreword to the special issue: looking into the impacts of global warming from the roof of the world. *Journal of Plant Ecology*, 2009, 2(4): 169-171.
- [28] Piao S L, Fang J Y, He J S. Variations in vegetation net primary production in the qinghai-Xizang plateau, China, from 1982 to 1999. *Climatic Change*, 2006, 74(1/2/3): 253-267.
- [29] Gao Y C, Liu M F. Evaluation of high-resolution satellite precipitation products using rain gauge observations over the Tibetan Plateau. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, 17(2): 837-849.
- [30] 王子滢, 李周园, 董世魁, 符曼琳, 李泳珊, 李生梅, 武胜男, 马春晖, 马天啸, 曹越. 近 40 年青藏高原生态格局演变及其驱动因素. *生态学报*, 2022, 42(22): 8941-8952.
- [31] 梁四海, 陈江, 金晓娟, 万力, 龚斌. 近 21 年青藏高原植被覆盖变化规律. *地球科学进展*, 2007, 22(1): 33-40.
- [32] Li W Q, Manzanedo R D, Jiang Y, Ma W Q, Du E Z, Zhao S D, Rademacher T, Dong M Y, Xu H, Kang X Y, Wang J, Wu F, Cui X F, Pederson N. Reassessment of growth-climate relations indicates the potential for decline across Eurasian boreal larch forests. *Nature Communications*, 2023, 14: 3358.
- [33] 王力, 李凤霞, 周万福, 李晓东. 气候变化对不同海拔高山高草物候期的影响. *草业科学*, 2012, 6(8): 1256-1261.
- [34] 王力. 青藏高原东北部农作物与牧草物候特征及其对气候变化的响应[D]. 兰州: 兰州大学, 2018.
- [35] Shen M G, Tang Y H, Chen J, Yang W. Specification of thermal growing season in temperate China from 1960 to 2009. *Climatic Change*, 2012, 114(3): 783-798.
- [36] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999: 41-50.
- [37] 叶殿秀, 张勇. 1961—2007 年我国霜冻变化特征. *应用气象学报*, 2008, 19(6): 661-665.
- [38] Dai J H, Wang H J, Ge Q S. The decreasing spring frost risks during the flowering period for woody plants in temperate area of Eastern China over past 50 years. *Journal of Geographical Sciences*, 2013, 23(4): 641-652.
- [39] 牛涛, 刘洪利, 宋燕, 陈隆勋. 青藏高原气候由暖干到暖湿时期的年代际变化特征研究. *应用气象学报*, 2005, 16(6): 763-771.
- [40] 陈德亮, 徐柏青, 姚檀栋, 郭正堂, 崔鹏, 陈发虎, 张人禾, 张宪洲, 张德铨, 樊杰, 侯增谦, 张天华. 青藏高原环境变化科学评估: 过去、现在与未来. *科学通报*, 2015, 60(32): 3025-3035.
- [41] 杨亮, 刘丽男, 孙少波. 1982—2015 年青藏高原植被变化的主导环境因子. *生态学报*, 2023, 43(2): 744-755.