

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2023.03.050.

刘敏, 厉悦, 何冰, 等. 青藏高原草地植被秋季物候动态及其对极端降水的敏感性分析[J]. 水土保持研究, 2023, 30(3): 353-363, 372.

LIU Min, LI Yue, HE Bing, et al. Spatiotemporal Dynamics of Grassland Phenology and Sensitivity to Extreme Precipitation in Autumn in Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(3): 353-363, 372.

青藏高原草地植被秋季物候动态及其对 极端降水的敏感性分析

刘敏^{1,2}, 厉悦¹, 何冰³, 赵文文³

(1.湖南城市学院, 湖南 益阳 413000; 2.数字化城乡空间规划关键技术湖南省重点实验室,
湖南 益阳 413000; 3.北京师范大学 水科学研究院, 北京 100875)

摘要: [目的] 草地植物物候是陆地生态系统对气候变化响应的最显著和最敏感的指标, 研究其变化对于理解和预测陆地生态系统的显著变化非常重要。 [方法] 基于 1986—2015 年的 GIMMS NDVI 提取了草地生长季末期(end of growing season, EOS), 探究了 30 年间青藏高原草地 EOS 时空动态及其对不同极端降水指标的敏感性情况。 [结果] 近 30 年青藏高原西北边缘草地 EOS 集中在 9 月底, 西南边缘和东南边缘集中在 11 月上旬。喜马拉雅山脉和横断山脉是整个区域 EOS 最晚地区, 昆仑山脉以北和柴达木盆地及周围地区是 EOS 最早区域。EOS 以推迟趋势为主, 推迟速率集中在 0~1.5 d/a。EOS 变化相对稳定, 但在唐都拉山脉以东、横断山脉和喜马拉雅山脉东部地区波动性相对较大。未来一段时间内草地 EOS 变化趋势与过去 30 年变化趋势相反。降雨强度(SDII)对高山亚高山草甸植被 EOS 负影响最大, 低强度降雨天数(R10MM)对其正影响最大。高山亚高山草原 EOS 主要受到 SDII、中度强度降雨天数(R20MM)的负影响和最长连续湿润天数(CWD)的正影响。荒漠草原植被主要受到 CWD 的正影响和 R20 MM, SDII 的负影响。平地草原 EOS 对 SDII 的负敏感性较高。山地草甸 EOS 对最大 1 d 降雨量(RX1DAY)正敏感性最高。 [结论] 青藏高原不同草地植被秋季物候对不同极端降水事件变化的响应呈显著的空间异质性, 如较高海拔的高山亚高山草甸和高山亚高山草原的 EOS 受 SDII 和 R20MM 的负影响较大, 而干旱区域的荒漠草原与 SDII 和 R20MM 呈正相关。研究提供了植物秋季物候如何在未来气候变暖的情况下, 极端降水事件增加的情况下青藏高原草地植被秋季物候可能会呈何种变化, 可为青藏高原植被草地生长监测、应对气候异常保护策略制定和构建稳定生态屏障提供指导意义。

关键词: EOS; 草地; 极端降水; 青藏高原

中图分类号: TP79; S127

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2023)03-0353-11

Spatiotemporal Dynamics of Grassland Phenology and Sensitivity to Extreme Precipitation in Autumn in Qinghai-Tibetan Plateau

LIU Min^{1,2}, LI Yue¹, HE Bing³, ZHAO Wenwen³

(1. Hunan City University, Yiyang, Hunan 413000, China; 2. Key Laboratory of Key Technologies
of Digital Urban-Rural Spatial Planning of Hunan Province, Yiyang, Hunan 413000,
China; 3. College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract: [Objective] Plant phenology is the most salient and sensitive indicator of the response of terrestrial ecosystem to climate change. Research for the change of plant phenology is of great significance for understanding and predicting the change of terrestrial ecosystem. [Methods] The interference mechanism of extreme precipitation on vegetation phenology for coping with extreme precipitation events was explored in the future. Based on the GIMMS NDVI from 1986 to 2015, the end of growing season (EOS) of grassland

收稿日期: 2022-06-02

修回日期: 2022-08-02

资助项目: 湖南省自然科学基金项目(2021JJ50150); 湖南省教育厅项目(20A084)

第一作者: 刘敏(1979—), 女, 湖南长沙人, 博士, 副教授, 研究方向为生态学。E-mail: hebing1999m@126.com

<http://stbcyj.paperonce.org>

was extracted, and the temporal and spatial dynamics of EOS and its response to different extreme precipitation indicators on the Qinghai Tibet Plateau in the past 30 years were explored. [Results] (1) In the past 30 years, in the Qinghai Tibet Plateau, the EOS of the northwest edge basically concentrated at the end of September, and that of the southwest and Southeast edges concentrated in the first ten days of November. The Himalayas and Handgun Mountains were the latest EOS regions in the whole region, and the north of Kunlun Mountains, Qaida Basin and surrounding areas were the earliest EOS regions. (2) EOS was mainly delayed, and the delay rate concentrated at $0\sim 1.5$ d/a. The change of EOS was relatively stable, but the fluctuations were relatively large in the east of Tangdula Mountains, Handgun Mountains and the east of Himalayas. The change trend of grassland EOS in the future is opposite to that in the past 30 years. (3) Rainfall intensity (SDII) had the greatest negative impact on EOS of alpine and subalpine meadow vegetation, and low intensity rainfall days ($r10$ mm) had the greatest positive impact on EOS. The EOS of alpine and subalpine grassland was mainly negatively affected by SDII, the days of moderate intensity rainfall (R20MM) and the longest continuous wet days (CWD). Desert steppe vegetation was mainly positively affected by CWD and negatively affected by R20MM and SDII. The negative sensitivity of EOS of mountain grassland vegetation to SDII was higher. EOS of mountain grassland vegetation was the most sensitive to the maximum one-day rainfall (RX1DAY). [Conclusion] The response of autumn phenology of different grassland vegetation on the Qinghai-Tibetan Plateau to different extreme precipitation events showed significant spatial heterogeneity. For example, the EOS of alpine subalpine meadows and alpine subalpine grasslands at higher altitudes were negatively affected by SDII and R20MM, while the desert grasslands in arid regions were positively correlated with SDII and R20MM. This research can provide information on how the autumn phenology of plants may change in the case of future climate warming and the increase of extreme precipitation events, which can provide guidance for the monitoring of vegetation and grassland growth on the Qinghai Tibet Plateau, the formulation of protection strategies against climate anomalies, and the construction of a stable ecological barrier.

Keywords: phenology; grassland; extreme precipitation; Qinghai-Tibetan Plateau

植被物候决定了冠层中活跃光合作用的时间和持续时间,在陆地生态系统的年度碳收支中、农业预测、农牧业生产指导、种子引种和选择等方面具有重要理论和实践意义^[1-3]。但据 IPCC 报告指出 1951—2012 年全球平均地表温度升高了 0.72°C ,且一些极端气候事件(干旱、洪涝等)发生频数不断增加^[4-6],对植被物候(如植被萌发、开花、果实成熟等过程)产生了一系列影响,不利于生态系统平衡和可持续发展^[3-6]。青藏高原(Qinghai-Tibetan Plateau, QTP)草地植被作为我国最重要和最脆弱的生态系统,在调节东亚和全球气候变化和水资源方面发挥着重要作用^[7-9],其复杂的地形和独特的气候特征以及日益增加的人类活动共同控制着草地植被物候的动态分布,并导致植被生长的空间异质性进一步增加^[9-13]。然而,目前我们对极端降水如何影响青藏高原草地植物秋季物候的了解尚不完整。

随着气候暖化,青藏高原草地植被物候及其相关环境因素的时空模式在全球变化研究中受到了越来越多的关注^[5,12]。但过去很多研究主要集中在草地生长季始期(start of growing season, SOS)时空变

化及其与年均气候变化的关系^[12-15],对草地生长季末期(end of growing season, EOS)变化及其控制因素(尤其是极端气候)的研究仍然有限^[16-17]。然而,EOS 变化在决定生长季长度、控制碳氮循环和生物相互作用方面起着关键作用^[5,13,18]。有研究发现秋季物候对延长温带植被生长季长度的贡献可能大于春季物候,这意味着秋季和春季物候在调节碳平衡方面发挥着同等重要的作用^[19]。然而目前不同学者对 QTP 不同地区草地秋季物候变化的结论上存在不一致^[13-19]。如 Li 等^[5]发现 1982—2000 年期间 QTP 的 EOS 在西南地区有显著提前趋势,其他地区有延迟趋势,而这一空间趋势在 2001—2012 年期间发生逆转。Qin 等^[12]发现 2000—2019 年 QTP 草地 EOS 显著推迟,尤其是在西南地区,但中部和北部地区(主要草地类型为沙漠、温带草原、高寒草原和高寒草甸)变化不明显,QTP 的草地 EOS 除温度草原发生了显著变化,其他地区并没有发现显著变化。不同学者对 QTP 的草地秋季物候研究结论不同,其原因可能与研究时段、研究数据以及不同地区环境因素的时空分布模式有关。这主要是因为寒冷和干旱草原的秋季物候别

对温度和水分的敏感性不同而造成的。也有研究显示秋季植被生长季的结束与年均气候的变化表现并不一致^[10,13]。有学者发现气候变暖推迟了寒冷草原的秋季物候,然而降水量增多会提前草地秋季物候,特别是在高纬度地区^[20-22]。但季节性干旱草原的秋季物候受到降水的影响较大。之前有研究表明光周期是控制植被秋季物候的一个重要因素,但在寒冷的草原生态系统中,土壤水分、融雪和氮沉降对秋季物候有显著影响^[23]。在干旱环境中,水可能会对植被秋季物候产生重大影响^[24-25]。与平均气候相比,极端气候对植被物候的影响似乎更为明显^[11-14]。极端降水事件主要通过影响土壤含水量或有效性来限制植被生长^[18],其出现不但会使某些物种花期提前结束,甚至导致一些物种不能完成生长周期^[15-18]。如 Qin 等^[12]发现在生长阶段极端降水在干旱地区的草地对 EOS 的影响远大于极端温度对 EOS 的影响,主要是因为降水可以缓解陆地蓄水压力,从而防止草地植被提前进入枯黄阶段。李鹏等^[26]发现 8—9 月的累积降雨量增多使 QTP 大部分区域植被 EOS 推迟,季节前的累积降雨对以草甸和草原为主的生态区 EOS 具有正效应。同时,李鹏等^[26]也发现 1982—2012 年青藏高原总降雨量、降雨强度、极端降雨量、低强度降雨天数、最大一天降雨量、连续五天最大降雨量、最长连续干旱天数均呈增加趋势,极端强降雨量、中等强度降雨天数和最长连续湿润天数均呈下降趋势。虽然目前关于 QTP 的草地秋季物候对气候变化的响应已有很多研究,但目前 QTP 的草地物候研究多集中于植被物候对平均气候的响应,尤其是气温^[23-28]。而针对不同草地植被对不同极端降水指标的敏感性和相互关系的研究鲜见报道。因此,深入探究 QTP 草地物候时空动态对不同极端降水指标的敏感性程度有助于我们充分认识气候事件变化对生态环境脆弱的 QTP 草地植被动态的影响,为我们制定科学合理的青藏高原草地植被保护和恢复战略提供科学依据。

因此,本文基于 GIMMS NDVI 和极端降水数据分析 1986—2015 年 QTP 的草地 EOS 时空动态及其对不同极端降水指标的影响,以期科学分析我国草地资源物候受极端天气事件变化的影响提供方法,为后期科学管理及保护草地资源提供指导。

1 研究区及数据来源

1.1 研究区概况

青藏高原(26°00′12″—39°46′50″N, 73°18′52″—104°46′59″E)是世界海拔最高的高原,地理成分交错,空间异质性极大。青藏高原南起喜马拉雅山脉南

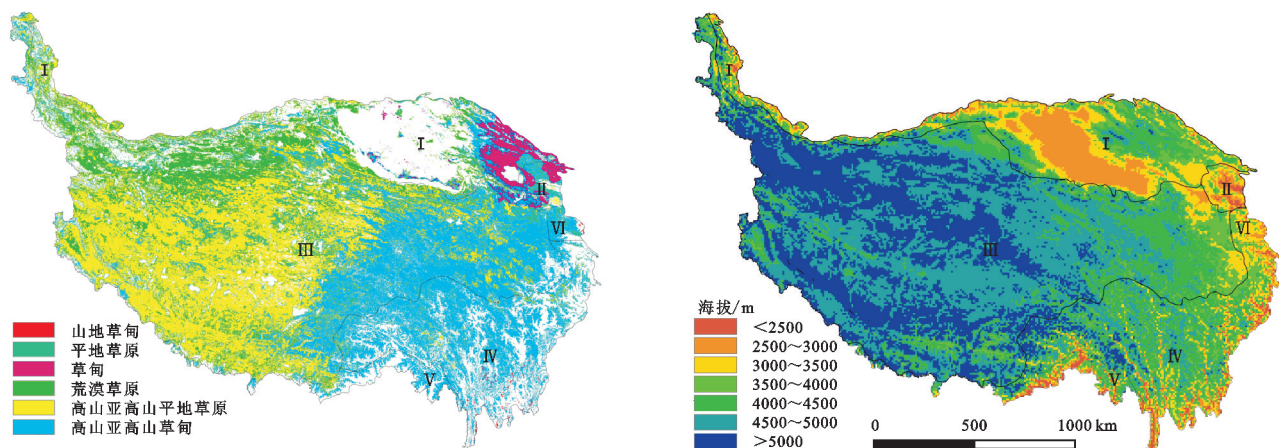
缘,北至昆仑山、阿尔金山和祁连山北缘,西部为帕米尔高原和喀喇昆仑山脉,东及东北部与秦岭山脉西段和黄土高原相接。平均海拔超过 4 km 以上,面积约 $2.57 \text{ km} \times 10^6 \text{ km}^2$,东南部平均气温约 20℃,西北部仅 -6℃。由于南部暖湿气流被高山阻挡,东南部降水量为 2 000 mm,西北部降水量不足 50 mm。年日照时数 2 500~3 200 h,日温差大,干湿分明,夜间降雨频繁。冬天漫长而干燥,夏天凉爽而多雨。区域内降水的海拔梯度效应复杂,东亚季风影响的大部分区域降水随海拔上升而增大,印度季风影响区域随海拔上升而降低^[27]。青藏高原植被类型丰富,草地资源占全国草地总面积的 1/3,主要草地类型为高寒草甸、高寒草原和稀疏草地^[20-21]。因其 74.79% 的面积为中度以上生态环境脆弱区,近年的极端事件频发给青藏高原脆弱的生态系统增加了更多的不确定性因素^[22](图 1)。

1.2 数据源

1.2.1 GIMMS NDVI 数据 NDVI 已被证明是地表植被状况的良好指标,与冠层吸收的光合有效辐射有关。在我们的研究中,全球库存建模和映射研究(GIMMS3g)数据集用于提取草地 EOS。GIMMS3gNDVI 数据集来自美国国家海洋和大气管理局(NOAA)卫星系列,本文研究时间段为 1982—2015 年,空间分辨率为 8 km,时间分辨率为 15 d。这些数据已被校正,以最大限度地减少校准、轨道漂移、观测几何、平流层火山气溶胶和其他与植被动态无关的因素造成的各种误差和噪音,它被广泛用于确定植被活动的长期趋势^[3,14]。本文也使用 Savitzky-Golay 滤波对其预处理,以平滑 NDVI 因云导致的错误峰值^[29]。

1.2.2 草地类型数据 草地类型数据源于国家自然科学基金委员会中国西部环境与生态科学网(<http://westdc.westgis.ac.cn>)的 GLC2000 数据。草地类型分别为高山亚高山草甸(海拔高度在 4 000 m 以上的寒冷湿润地带的草本覆盖,覆盖度 20%~50%,太阳辐射充足)、山地草甸(海拔高度在 3000m 以下,主要分布在 QTP 东南部,中等坡度山地草本覆盖,覆盖度在 20%~50%,气候湿润,土壤肥沃)、平地草原(分布面积广泛,地形较为平坦,植被覆盖度因地形变化较大)、荒漠草原(分布在干旱沙漠边缘,这些地区受强大陆性气候控制,降水稀少)、草甸和高山亚高山平地草原(海拔高度在 3 000 m 以上的寒冷湿润地带的草本覆盖,覆盖度 20%~50%)(图 1)。

1.2.3 生态区划数据 生态区划数据来自中国生态区计划,生态区划方案考虑人类活动、自然植被和生态功能等因素。将研究区划分为 6 个生态区,见图 1。



注: I 温带荒漠区域; II 温带草原区域; III 青藏高原高寒植被区域; IV 亚热带常绿阔叶林区域; V 热带季风雨林、雨林区域; VI 暖温带落叶阔叶林区域(下同)。

图 1 青藏高原草地类型、植被类型分区空间分布及物候站点分布

1.2.4 极端气温数据(HadEX3) HadEX3 数据集(www.climdex.org)^[30]采用综合观测资源来量化昼夜温度和降水变化,由 29 个气候极端指数组成,这些指数是通过世界温度及降水站数据计算而来的,数据涵盖了 1901—2018 年的极端天气事件,综合反映了降水事件的频率和强度,该数据被应用于极端天气事件研究中。根据青藏高原降水的实际情况,本文选择 9 个最能反映短时和长时降水事件来分析青藏高原草地生长季末期对极端降水变化的响应情况(表 1),空间数据通过 ANUSPLINE 软件插值生成。

表 1 极端降水指标及定义

简称	定义	单位
RX1DAY	每年日降雨量的最大值	mm
RX5DAY	每年连续五天降雨量的最大值	mm
SDII	雨天平均降雨量(总降雨量/降雨天数)	mm/day
R10MM	每年日降雨量大于等于 10 mm 的降雨天数	day
R20MM	每年日降雨量大于等于 20 mm 的降雨天数	day
CWD	每年连续湿润天数的最大值	day
R95P	每年日降雨量大于第 90 个百分位值的总降雨量	mm
R99P	每年日降雨量大于第 99 个百分位值的总降雨量	mm
PRCPTOT	每年总降雨量	mm

1.3 研究方法

1.3.1 物候参数的提取 物候期提取的方法常有阈值法、滑动平均法、最大比率法等,本研究采用动态阈值法提取研究期内历年植被物候期,植被物候期以同年 1 月 1 日为起点进行计算,即 1 月 1 日为第一天,1 月 2 日为第 2 天,依次类推植被 EOS^[31]。由于不同学者在提取物候的过程中根据不同研究区设置的阈值各有不同,故本文设置 0.4、0.5、0.6、0.7、0.8 的阈值^[19-20],将提取后的物候信息与已有文献物候信息对比^[2,13,19],最后采用动态阈值为 0.5 的提取物候数据。将 NDVI 曲线下阶段,距离最大值为最大值与最小值间距离的 50% 的时间点定义为植被 EOS^[20]。动态阈值法模型如下:

$$NDVI_{Ratio} = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (1)$$

式中: $NDVI_{Ratio}$ 为输出比值; $NDVI$ 为归一化植被指数; $NDVI_{max}$ 和 $NDVI_{min}$ 分别为一年 NDVI 变化的最大值和最小值。

1.3.2 趋势分析 本文采用 Theil-Sen 中位数趋势分析和 Mann-Kendall 检验来研究年度 EOS 空间趋势特征^[32]。Theil-Sen 中位数趋势分析是一种稳健的非参数统计的趋势计算方法,对测量误差和离群数据不敏感,用于 EOS 的时间序列趋势分析。而 Mann-Kendall 趋势检验作为非参数统计检验的方法,用于评估 Theil-Sen 斜率估计的显著性,即检验 EOS 趋势的显著性。具体公式如下:

$$\beta = \text{median}\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}\right) \quad (2)$$

式中: β 为斜率; i 和 j 代表年份,如果 $\beta > 0$,数据集时间序列具有正趋势;如果 $\beta < 0$,数据集序列具有负趋势。

$$Z_c = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & (S > 0) \\ 0 & (S = 0) \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & (S < 0) \end{cases} \quad (3)$$

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (4)$$

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & (S > 0) \\ 0 & (S = 0) \\ -1 & (S < 0) \end{cases} \quad (5)$$

式中: x_j 和 x_i 是连续的数值; n 为时间序列的长度; t 为给定的时间范围,如果满足 $\text{sgn}(\theta)$,则拒绝原假设 $|Z_c| > Z_{1-\alpha/2}$,为显著性水平。

1.3.3 未来趋势分析 Hurst 指数(H)能有效描述自相似性和长期依赖性,因此被广泛运用于水文、气

候和地震等领域。本文基于重标极差(R/S)分析法逐像元计算 EOS 变化趋势,反映其变化趋势的持续性。 H 介于 $[0,1]$,当 $H>0.5$ 表示 EOS 时间序列是一个持续性序列,即 EOS 未来变化趋势与过去一致; $H=0.5$,EOS 时间序列为随机序列; $H<0.5$,表明 EOS 时间序列具有反持续性,即 EOS 过去变化趋势与未来的变化趋势相反^[13]。

1.3.4 稳定性分析 研究使用变异系数 C_v 分析 EOS 变化的稳定性, C_v 越大表明 EOS 的变化越不稳定^[32],见公式(6):

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - X_{\text{mean}})^2 / X_{\text{mean}}} \quad (6)$$

式中: C_v 为变异系数; X_i 表示第 i 年对应的 EOS; X_{mean} 为 1986—2015 年 EOS 均值。

1.3.5 极端气温对 EOS 的贡献分析 本文采用多元线性回归分析法研究不同极端气温对 EOS 变化的相对贡献。该方法主要基于 EOS 及不同的环境因子的时间序列数据,以 EOS 为因变量,不同极端气温为自变量,建立多元线性回归模型,计算模型中的各项参数^[32]。各极端气温指数的斜率用来表示其对 EOS 的贡献情况,见公式(7)。我们还通过进行单样本双尾 t 检验来测试敏感性的显著性。

$$\text{WUE}_{cc} = a \times T + b \times L + c \quad (7)$$

式中: T 和 L 分别代表不同的极端气候指标; a 、 b 分别表示不同因子对 EOS 的贡献; c 为常数项。

2 结果与分析

2.1 青藏高原草地 EOS 的时空变化特征

青藏高原近 30 年的 EOS 分布表现出明显的空间异质性,其空间分布格局与水热资源存在显著的一致性。总体而言,EOS 时空分布呈现东南趋势,草地 EOS 在西北边缘基本集中在 9 月底,西南边缘和东南边缘集中在 11 月上旬。其中,3.6%区域草地 EOS 结束时间晚于 300 d,集中在整个喜马拉雅山脉和横断山脉,是整个区域 EOS 结束最晚的地区。EOS 开始最早区域(<270 d)集中在海拔较低的昆仑山脉以北和柴达木盆地地区(图 2)。

整个青藏高原 EOS 以推迟趋势为主,其中呈推迟趋势的像元占比为 51.3%,推迟速率集中在 0~1.5 d/a。其中,35.8%像元上的推迟速率集中在 0~0.5 d/a,推迟不明显,主要集中在青藏高原中部和东部地区。15.4%区域草地 EOS 速率在 0.5 d/a 以上,尤其在横断山脉和可可西里山脉推迟速率在 1.0 d/a 以上。48.7%草地 EOS 呈提前趋势,其中有 38.6%的区域的提前速率集中在 0~0.5 d/a,零星分布在青藏高原中部和东部地区,

但在喀喇昆仑山脉地区草地 EOS 提前速率较大,基本在 1.0 d/a 以上。草地 EOS 87.2%区域 C_v 系数在 0.01 以下,这表明草地 EOS 在近 30 年变化相对稳定。唐都拉山脉以东、横断山脉和喜马拉雅山脉东部地区 C_v 系数大于 0.2 的像元相对较多,这表明这些地区草地 EOS 波动性相对较大。EOS 的 43.1%区域 Hurst 指数集中在 0.4~0.5,这表明未来一段时间内草地 EOS 的变化趋势与过去 30 年的变化趋势相反,但这种趋势不明显。在昆仑山脉周围地区的 Hurst 指数小于 0.4,即该地区未来一段时间内草地 EOS 的变化与过去 30 年相反的可能性较大(图 2)。

总体而言,青藏高原过去 30 年草地 EOS 以推迟趋势为主,变化的波动性较小。未来一段时间内草地 EOS 的变化趋势与过去 30 年整体以相反趋势为主,但其程度较小,整个区域的草地 EOS 的时空动态变化存在显著的空间差异。

2.2 青藏高原草地 EOS 的时间变化曲线

从不同草地类型草地 EOS 的年时间曲线发现:草甸 EOS 结束时间最晚,波动性较大,其他 5 种草地类型波动性较小,主要集中在 270~285 d。近 30 年间除平地草原 EOS 为提前趋势(提前速率为 0.02/a),其他 5 种植被类型 EOS 均为推迟趋势。其中,荒漠草原 EOS 推迟速率最大(推迟速率为 0.34/a),其次分别为高山亚高山草甸 EOS(推迟速率为 0.15/a)和山地草甸 EOS(推迟速率为 0.14),草甸 EOS(推迟速率为 0.06)和高山亚高山平地草原 EOS(推迟速率为 0.02)推迟速率较小(图 3)。

生态区划数据划分方案考虑了人类活动、自然植被和生态功能等因素。因此,统计了不同区划内植被物候 EOS 变化趋势发现热带季风雨林、雨林区域(V)EOS 最晚,基本在 280 d 之后,其次为亚热带常绿阔叶林区域(IV)。温带荒漠区域(I)和温带草原区域(II)EOS 较早。从线性趋势来看,除青藏高原高寒植被区域(III)和暖温带落叶阔叶林区域(VI)EOS 以每年 0.15 d 和 0.1 d 速率提前,其他几个区域 EOS 均为推迟趋势。其中,V 区域 EOS 推迟速率最大,每年以 0.15 d 速率推迟,其次为 I 区域(推迟速率为 0.15 d)。II 和 IV 区域 EOS 推迟速率较小,每年均以 0.05 d 速率推迟(图 3)。

2.3 植被 EOS 随海拔梯度的变化特征

通常海拔变化会影响区域水热再分布,从而对植被分布及生长带来影响。因此,本文探究了 2 500~5 500 m 间海拔每上升 100 m,植被 EOS 多年均值、Sen 斜率、变异系数和 Hurst 指数变化情况(图 4),发现植被 EOS 在 2 500~5 500 m 海拔每上升 100 m,EOS 推迟 0.02 d,但 EOS 均值变化以 3 300 m 为突变点。在海拔低于 3 300

m时,植被 EOS 多年均值以 1.78 d/100 m 的速率提前,但在海拔高于 3 300 m 之后 EOS 的均值缓慢推迟,推迟

速率为 0.09 d/100 m。因此,随着海拔的升高,EOS 开始时间先显著提前,后缓慢推迟。

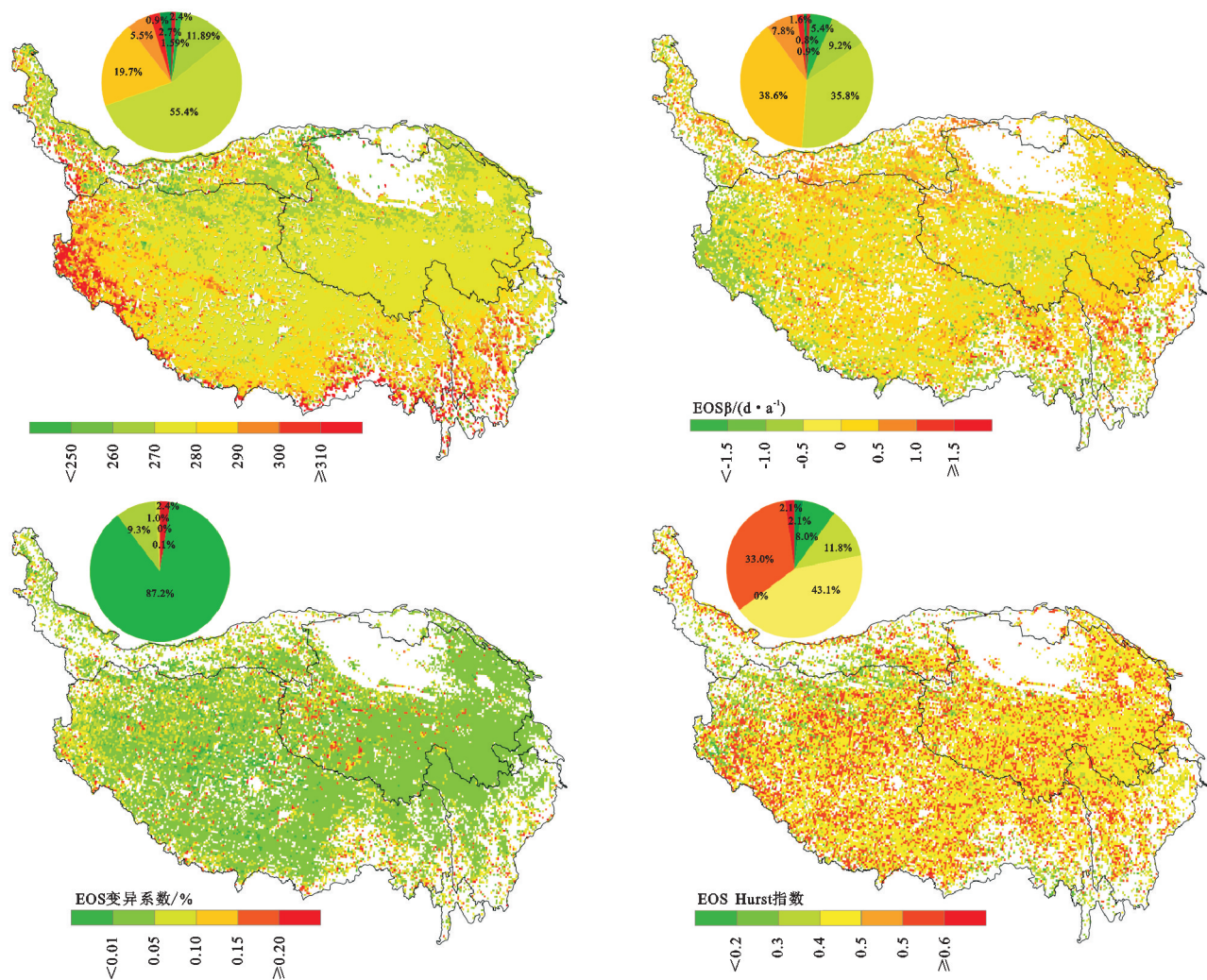
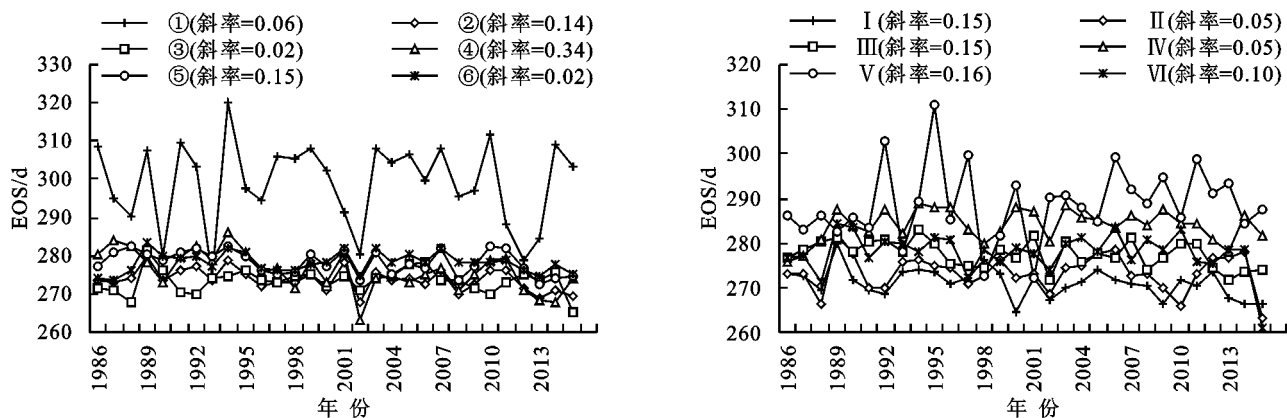


图2 青藏高原 EOS 时空动态空间分布



注:①草甸;②山地草甸;③平地草原;④荒漠草原;⑤高山亚高山草甸;⑥高山亚高山平地草原(下同);I:温带荒漠区域;II:温带草原区域;III:青藏高原高寒植被区域;IV:亚热带常绿阔叶林区域;V:热带季雨林、雨林区域;VI:暖温带落叶阔叶林区域(下同)。

图3 青藏高原 EOS 时间变化曲线

EOS在海拔为 2 500~5 500 m 时,海拔每上升 100 m,EOS 推迟速率以 0.001 减小。海拔为 2 500~2 800 m 时,斜率下降趋势最明显(下降速率为 0.029/100 m)。但在海拔为 2 800~3 900 m 时,斜率随着海拔的升

高逐渐增加(增加速率为 0.019/100 m)。海拔大于 3 900 m 后,海拔每升高 100 m,斜率以 0.011 的速率逐渐减小。因此,EOS 的变化速率随着海拔升高呈减小、增加,减小的趋势。

海拔为 2 500~3 900 m 时,EOS 变异系数呈减小趋势(减小速率为 0.000 9/100 m),即随海拔升高 EOS 稳定性逐渐增加。海拔大于 3 900 m 时,随海拔升高,EOS 稳定性逐渐变差,海拔每升高 100 m 变异系数以 0.000 4 的速率增加。因此,EOS 稳定性随着海拔升高先增加后降低的趋势。

从 Hurst(H)随着海拔的变化趋势来看,2 500~5 500 m 之间 H 以 0.000 4/100 m 的速率减小,即随着海拔的升高,未来 EOS 的变化趋势与过去 30 年间的变

化趋势呈相反趋势,且这种趋势随着海拔的升高而增加。海拔在 2 500~3 900 m 之间时, H 逐渐增加(增加速率为 0.002 2/100 m),即海拔小于 3 900 m 时,随着海拔的升高未来 EOS 的变化趋势与过去 30 年的趋势逐渐接近。但在海拔大于 3 900 m 之后,EOS 的 H 以 0.002 1/100 m 的速率减小。因此,随着海拔的升高,未来 EOS 的趋势先趋向于与过去 30 年的变化趋势相同,后趋向于与过去 30 年的变化趋势相反。

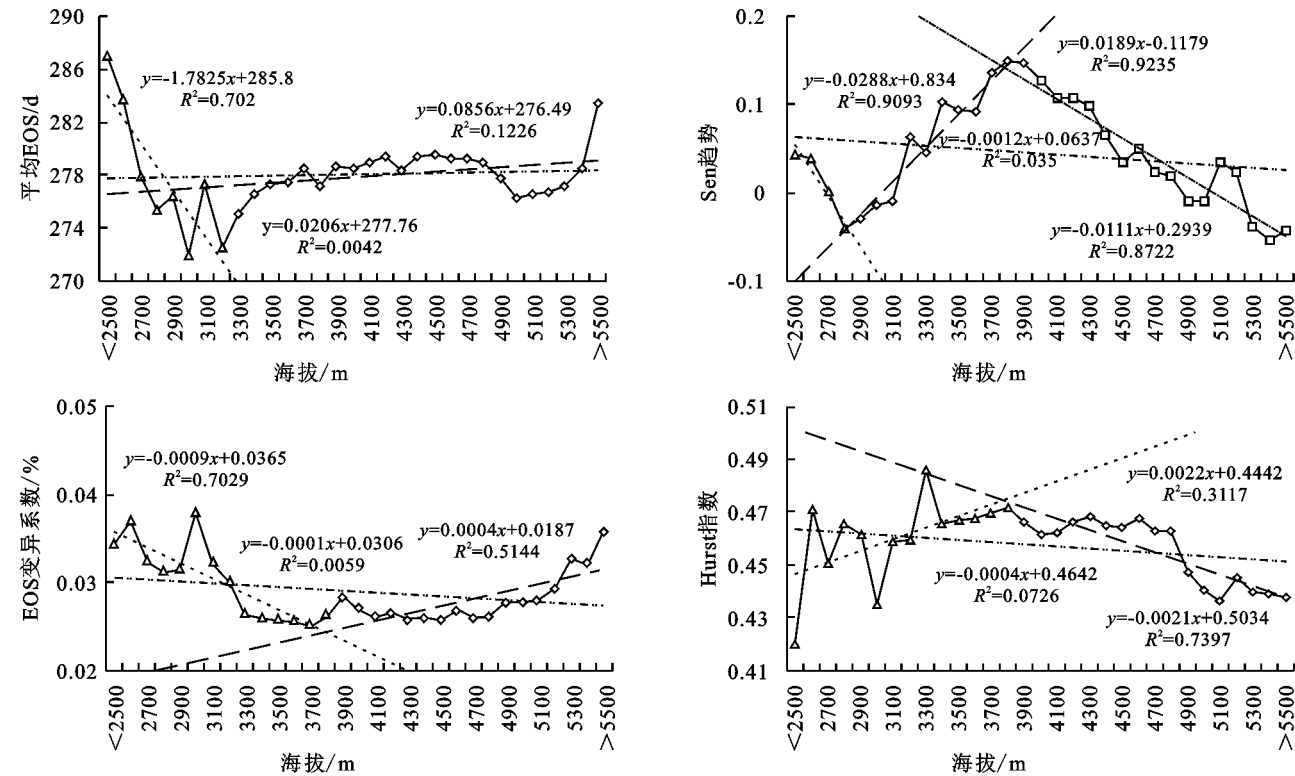


图 4 青藏高原 EOS 变化特征随海拔的变化情况

2.4 青藏高原草地 EOS 对不同极端降水的敏感性响应

据政 IPCC 报告显示世界将在 21 世纪继续变暖且到 2100 年估计将至少增高 4℃,因气候变暖导致极端低温事件减少,极端高温与降水事件增加,这对生态环境比较脆弱的青藏高原 EOS 产生了显著影响。因此,本文基于多元回归法分析了不同极端气候指标对青藏高原 EOS 的影响,发现:EOS 对不同极端降水指标变化敏感性的空间异质性较大。EOS 对降雨强度(SDII)的敏感性最大,65.4%的区域 SDII 与 EOS 为负相关,即随着 SDII 增加,EOS 呈提前趋势。其中,SDII 与 EOS 负相关关系最大的区域集中在可可西里山以西和横断山脉周围,负回归系数大于 0.3。CWD 对可可西里山脉和横断山脉周围 EOS 的正影响较大,正回归系数基本大于 1.0,对昆仑山脉周围的负影响较大(负回归系数小于 1.0),其他地区 CWD 与 EOS 的回归系数集中在 -0.5~0.5 之间,

CWD 对 EOS 的影响较小。R10MM 和 R20MM 对 EOS 影响的空间分布较为一致,以负相关为主,回归系数集中在 -1.5~1.5,在可可西里山以西地区和横断山脉地区 EOS 对 R10MM 和 R20MM 的负敏感性较强,其他地区的回归系数集中在 ± 0.5 。RX1DAY 和 RX5DAY 对 EOS 的影响的空间分布基本一致,整体以负相关为主,其中对昆仑山脉地区的 EOS 正影响较大(回归系数大于 1.0),其他地区较小。PRCP-TOT, R95P 和 R99P 对 EOS 的影响较小,均以负相关性为主,回归系数集中在 ± 0.5 (图 5)。

从 EOS 响应极端降水变化的空间分布状况发现:EOS 受极端天气变化影响存在一定的空间分异,为了进一步细化不同草地类型和不同生态分区 EOS 对极端降水变化的响应情况,本文在前文研究的基础上依据不同类型的草地植被和不同生态分区的植被统计 EOS 与极端降水的回归系数,分析不同草地类型 EOS 和不同生

态分区 EOS 对极端降水变化的响应情况(表 2)。可以看出,SDII(回归系数 -2.38)对高山亚高山草甸 EOS 的负影响最大,而 R10MM 对 EOS 的正影响最大(0.81)。高山亚高山草原 EOS 主要受到 SDII(-2.10)、R20 MM(-1.75)的负影响和 CWD(0.87)的正影响,其他极端降水指标对 EOS 的影响较小。荒漠草原主要受到 CWD(3.06)的正影响和 R20 MM(-1.08)、SDII(-1.00)的负影响。山地草原 EOS 对 SDII 的负敏感性较高(-1.23)、R20 MM(-1.34),对 CWD(0.71)的正敏感性较大。山地草地 EOS 除对 PRCPTOT(-0.12)、R95 P(-0.24)、R99P(-0.24)的敏感性较小,与其他极端气候指标的回归系数均大有 1.0 ,其中 RX1DAY(8.18)和 CWD(-4.71)对 EOS 的影响最大。草地 EOS 除对 R20 MM(0.91)的敏感性较大,与其他极端气候指标的回归系数均小于 0.5 ,对其敏感性较小。从不同生态分区来看,温带荒漠区域 EOS 主要受到 R20MM 的负影响(-2.45)和 SDII

(0.93)的正影响,其他极端降水指标对该区域 EOS 影响较小。温带草原区域 EOS 与所有指标的回归系数均小于 0.5 ,其中 SDII(0.45)对其正影响最大,R20MM(-0.31)和 R95P(-0.31)对该区域 EOS 负影响较大。高寒植被区域 EOS 主要受到 SDII(-1.62)和 R20MM(-0.82)的负影响和 CWD(0.67)的正影响。亚热带常绿阔叶林区域 EOS 对 CWD(1.04)、SDII(-8.15)和 R10MM(3.72)比较敏感,对其他几种极端降水指标不敏感。热带季雨林、雨林区域 EOS 除对 PRCPTOT(-0.31)、R99P(-0.06)、RX1DAY(0.20)和 RX5DAY(-0.004)的敏感性较小,对极端几种极端降水指标的敏感性均较高。暖温带落叶阔叶林区域 EOS 与所有极端降水指标的回归系数均小于 0.5 ,其中 SDII(-0.47)对 EOS 的负影响较大。总体而言,R95P,R99P,PRCPTOT 对青藏高原 EOS 影响较小,其他几种极端降水指标均不同程度的对植被 EOS 产生了显著影响。

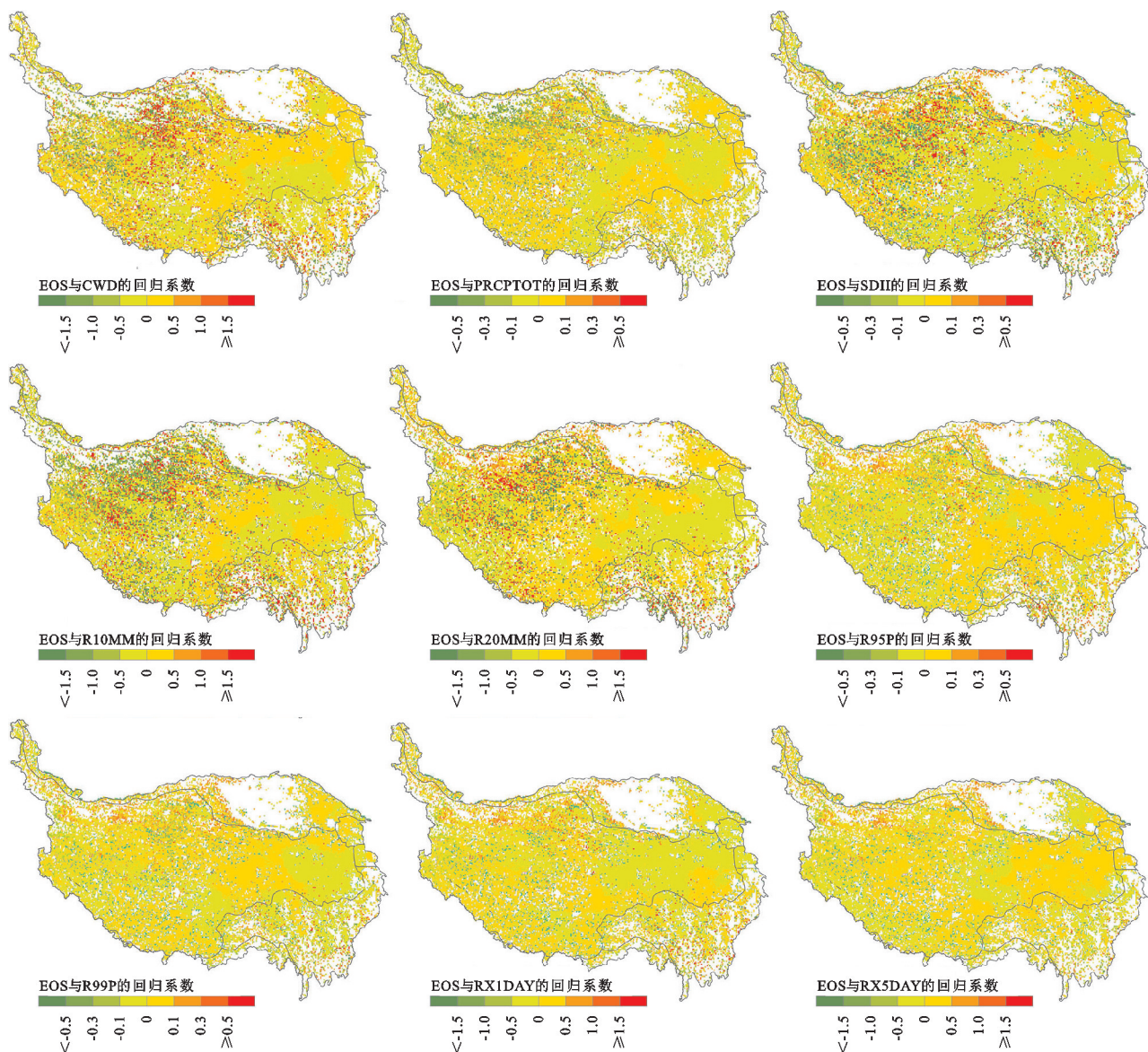


图5 青藏高原 EOS 与极端降水的回归系数

表 2 青藏高原不同草地类型和不同植被分区内 EOS 与极端降水的回归系数

草地类型/植被分区	CWD	PRCPTOT	SDII	R10MM	R20MM	R95P	R99P	RX1DAY	RX5DAY
高山亚高山草甸	0.144	−0.033	−2.377	0.814	−0.167	0.012	0.002	0.099	0.003
高山亚高山平原	0.874	0.027	−2.101	0.467	−1.753	0.009	0.000	0.020	0.025
荒漠草原	3.063	0.039	−0.995	0.263	−1.085	0.000	−0.040	0.428	−0.093
平地草原	0.707	0.022	−1.230	0.174	−1.337	0.001	0.016	0.022	0.007
山地草甸	−4.708	−0.118	2.895	17.466	−10.271	−0.245	−0.245	8.175	−2.514
草甸	0.448	−0.004	−0.055	−0.479	0.906	0.007	−0.018	0.031	−0.041
温带荒漠区域	−0.079	0.028	0.928	0.564	−2.445	−0.013	0.027	−0.115	0.043
温带草原区域	0.140	0.003	0.446	−0.263	−0.308	−0.308	0.005	−0.086	0.034
高寒植被区域	0.671	0.018	−1.619	0.229	−0.825	0.005	−0.008	0.062	0.000
亚热带常绿阔叶林区域	1.031	−0.178	−8.153	3.726	−0.277	0.048	0.042	0.438	−0.088
热带季雨林、雨林区域	0.620	−0.313	−3.574	5.568	−8.119	0.688	−0.059	0.197	−0.004
暖温带落叶阔叶林区域	−0.047	0.005	−0.466	−0.170	−0.249	0.028	−0.010	−0.075	0.016

3 讨论

QTP 平均海拔在 4 km 以上,气候要比同纬度的低地冷的多,其草地生态系统也是中国最重要和最脆弱的生态系统^[12]。然而,随着气候急剧变化,势必对 QTP 的草地植被物候产生一定的影响^[16-19,33]。如 Ding^[33]、Qin^[12] 和孔冬冬^[3] 等均发现青藏高原草地 EOS 在近年来均以呈现推迟趋势。本文基于 GIMMS NDVI 提取的草地 EOS 发现 1986—2015 年 QTP 的草地 EOS 整体也以推迟趋势为主,其中,横断山脉和可可西里山脉推迟趋势较青藏高原中部和东部地区明显。气象观测资料表明近几十年来青藏高原南部和东部地区降水呈弱的减少趋势,气温呈升高趋势,其次,极端气候在近年来出现次数也呈增加趋势^[26-28]。因此在这些地区的草地枯黄期显著推迟。然而在青藏高原西北部地区(尤其是喀喇昆仑地区)草地 EOS 呈显著提前趋势,有研究发现该地区近几十年来不仅气温有所降低^[26],而且降雪量也在持续增加,而这些变化会导致草地提前进入枯黄期^[34]。本文究也发现 QTP 的草地 EOS 在近 30 年变化相对稳定,但在唐都拉山脉以东、横断山脉和喜马拉雅山脉东部地区草地 EOS 的波动性相对较大。有研究表明因为唐都拉山脉以东、横断山脉和喜马拉雅山脉东部地区海拔较高,大部分地区为冰雪覆盖区,持续的升温导致该地区积雪消融期推迟,同时极端气温、极端降水和平均降水的时空格局也发生了显著变化,这些原因共同导致了该地区草地 EOS 变化波动性较大^[35]。然而不同地区、不同草地类型对这种变化的响应程度不同,如气候变暖推迟了寒冷草原 EOS,尤其是高纬度地区,但在季节性干旱的草地分布区,EOS 反而随着气候变暖而提前。

这主要是因为寒冷草地的 EOS 主要受温度调节,而干燥草地 EOS 主要受水分调节^[2,15,27]。

通常海拔变化会影响区域水热条件的再分布,从而对植被分布及生长带来影响^[12-13]。本文发现 EOS 在海拔低于 3 300 m 以 1.78 d/100 m 的速率提前,但在海拔高于 3 300 m 后,EOS 缓慢推迟,推迟速率为 0.09 d/100 m。EOS 的变化速率随着海拔升高呈减小、增加,减小的趋势,EOS 的稳定性随着海拔升高先增加后降低的趋势,未来 EOS 变化趋势随海拔升高先趋向与过去 30 年变化趋势相同,后趋向与过去 30 年变化趋势相反的态势。这主要是因为 QTP 海拔 3 000 m 以上地区的草地植被主要为高山亚高山草甸和山亚高山平地草原,植被组成多以耐寒冷的嵩草、狐茅、针茅为主,伴生灌木锦鸡儿、金腊梅等为主。变暖可能会导致这些草地 EOS 推迟,但有学者研究发现温度对这些植被 EOS 的影响与热积累(一定量的热时间)有一定的关系^[35],且高海拔地区的人类活动的影响较小,因此高海拔地区的植被 EOS 变化速率相对低海拔地区较小,且波动性也较小。其次,有研究显示高海拔地区草地植被物候的变化受到降水的依赖性高于气温,且降水量随着海拔的变化呈单峰曲线,最大值出现在 4 000 m 左右,这些结论均说明随着海拔变化 EOS 的变化趋势、稳定性和均值分布均会发生较大变化^[29]。

此前很多研究表明,温度在调节植被秋季物候方面起着关键作用,季前温度升高可能有利于植被生长,从而导致 EOS 推迟^[25-27]。但与平均气候相比,极端气候因具有突发性、破坏性大和难以准确预测等特点,可能会严重影响到区域陆地生态系统的碳循环,从而影响植被生长周期而植被的生产力和产量^[6,7,21]。如 Cong 等^[35] 指出青藏高原植被生长受到降水持续时间和强度的影

响也较大。同时,本文也发现虽然不同极端降水指标对不同植被类型 EOS 的贡献度存在差异,但 SDII 对 EOS 负影响最显著,尤其在可可西里山以西和横断山脉周围最为显著。这主要是因为该地区海拔较高,降雨强度增加会导致该地区温度进一步降低,地表积温减少,不利于草地植被生长和发育,使该地区草地植被过早进入休眠期^[18]。CWD 对可可西里山脉以东和横断山脉的 EOS 的正影响较大,对昆仑山脉的负影响较大。可可西里山脉以东和横断山脉部分地区较为干旱,有研究显示在干旱半干旱地区的草地类型主要由旱生植物和强旱生植物组成,因此,在生长期降水对 EOS 的影响远远大于温度对 EOS 的影响,主要是因为降水可以缓解土壤中的水分胁迫,使草不能提前进入变黄阶段^[12]。草原主要分布在 QTP 东部和北部各地区的干旱地区,夏季草地生长受到干旱的高度胁迫,因此降水量的增加会导致 EOS 推迟。因此该地区 CWD 的增加使 EOS 推迟。R10MM 和 R20MM 与 EOS 以负相关为主,在可可西里山以西地区和横断山脉地区 EOS 对 R10MM 和 R20MM 的负敏感性较强。最 RX1DAY 和 RX5DAY 与 EOS 以负相关为主,但对昆仑山脉地区的植被 EOS 以正影响为主。PRCPTOT, R95P 和 R99P 对 EOS 影响较小。同时,本文也发现 SDII 对高山亚高山草甸 EOS 的负影响最大,而 R10MM 对其正影响最大。高山亚高山草原 EOS 主要受到 SDII, R20MM 的负影响和 CWD 的正影响。荒漠草原植被主要受到 CWD 的正影响和 R20MM, SDII 的负影响。山地草原 EOS 对 SDII 的负敏感性较高。山地草地 EOS 对 RX1DAY 的敏感性最高。不同植被类型 EOS 对不同极端降水指标的敏感程度不同,主要是因为不同草地类型和开化功能对不同环境因素变化具有不同的敏感性,如 Sherry 等^[36]发现早开花功能组的草地对冷却更为敏感。Wang 等^[37]发现草地开花中期功能群对温度升高比降低更敏感。即使在相同的水热条件下,尤其是在高山地带,不同草地类的萌发和物候特征也不同。此外,多条证据表明有限的水分会增加叶绿素降解和植物死亡的风险,从而加快叶片衰老的时间。因此,在季前期增加降水量可以缓解干旱和半干旱地区的干旱胁迫,延缓植被休眠^[21-26]。

本文是基于 GIMMS NDVI 数据辅以动态阈值法反演得到青藏高原草地 EOS 遥感数据,虽然在阈值确定方面基于地面观测数据和已有的文章进行了对比精度可以满足大尺度的研究需求,但对于幅员辽

阔、草地类型复杂的青藏高原,仍缺乏足够的实地观测站点对反演的 EOS 进行有效验证。其次,本文使用的 GIMMS NDVI 数据分辨率为 8 000 m, 16 d, 分辨率均较小。这使得研究提取的 EOS 与草地实际的 EOS 之间存在较大的差异。其次,虽然本文探讨了近 30 年来青藏高原不同草地 EOS 时空动态和海拔、极端降水对其的影响情况,但 QTP 的草地类型丰富,具有明显的垂直地带性,且不同草地类型、不同开花功能群的草地植被对不同极端降水植被变化的敏感性不完全相同^[36]。如有学者发现即使在相同的水热条件下,特别是在高寒地区,不同草地的发芽、物候特征和对环境变化的响应情况也不同^[37]。最后,本文并没有探讨极端降水指标的直接和间接作用的影响及不同指标之间的相互作用对草地 EOS 影响情况。在一系列气象指标中,也许单个指标的变化并非极端,但不同极端气候指标组合可能会是更严重的极端效应,极端事件还会带动一个或者一系列滞后反应或者连锁反应。如森林冬季的土壤冻结增加了夏季异养呼吸应对干旱的敏感性;在高纬度地区,温暖春季的融雪春汛可能会导致该年的干旱等情况。因此,在未来的研究中,我们还应该考虑极端降水指标之间的交互作用对 EOS 的影响。

4 结论

(1) 青藏高原 1986—2015 年西北边缘的草地 EOS 集中在 9 月底,西南边缘和东南边缘集中在 11 月上旬。喜马拉雅山脉和横断山脉是整个区域 EOS 结束最晚的地区,昆仑山脉以北地区和柴达木盆地及周围地区是 EOS 结束最早区域。

(2) 青藏高原 1986—2015 草地 EOS 以整体推迟趋势为主,推迟速率集中在 0~1.5 d/a。EOS 呈提前趋势的区域集中在青藏高原中部和东部地区,喀喇昆仑山脉地区提前速率较大。EOS 在近 30 年变化相对稳定,但在唐都拉山脉以东、横断山脉和喜马拉雅山脉东部地区波动性较大。未来一段时间内 EOS 变化趋势将与 1986—2015 年变化趋势呈相反趋势,但这种转变趋势不明显。

(3) 青藏高原草地 EOS 与降雨强度(SDII)为负相关性,尤其在可可西里山以西和横断山脉地区的负影响表现最为显著。最长连续湿润天数(CWD)与可可西里山脉以东和横断山脉地区的草地 EOS 正相关性显著,与昆仑山脉地区草地 EOS 负相关性显著。低强度降雨天数(R10MM)和中度强度降雨天数

(R20MM)与EOS以负相关性为主,可可西里山以西和横断山脉地区草地EOS与R10MM和R20MM的负相关性显著。EOS与最大1 d降雨量(RX1DAY)和RX5DAY以负相关为主,但与昆仑山脉地区的EOS以正相关性为主。总降雨量(PRCPTOT)、极端降雨量(R95P)和极端强降雨量(R99P)与EOS的关系不显著。

(4) 高山亚高山草甸EOS对SDII(以负相关性为主)和R10MM(以正相关性为主)的变化最为敏感。高山亚高山草原EOS对SDII,R20MM(以负相关性为主)和CWD(以正相关性为主)的变化最敏感。荒漠草原EOS受到CWD的正影响和R20MM,SDII的负影响较大。山地草原EOS对SDII的负敏感性较高。山地草地EOS对RX1 DAY的敏感性最高。

参考文献:

- [1] Shen M, Zhu X, Peng D, et al. Greater temperature sensitivity of vegetation green-up onset date in areas with weaker temperature seasonality across the Northern Hemisphere[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2022,313:108759.
- [2] Jiao F, Liu H, Xu X, et al. Trend Evolution of Vegetation Phenology in China during the Period of 1981—2016[J]. *Remote Sensing*, 2020,12(3):572.
- [3] 孔冬冬,张强,黄文琳,等.1982—2013年青藏高原植被物候变化及气象因素影响[J].*地理学报*,2017,72(1):39-52.
- [4] Liang S, Lv C, Wang G, et al. Vegetation phenology and its variations in the Tibetan Plateau, China [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2019,40(9):3323-3343.
- [5] Li P, Peng C, Wang M, et al. Dynamics of vegetation autumn phenology and its response to multiple environmental factors from 1982 to 2012 on Qinghai-Tibet Plateau in China [J]. *Science of the Total Environment*, 2018,637/638:855-864.
- [6] Liu Y, Wang J, Dong J, et al. Variations of vegetation phenology extracted from remote sensing data over the Tibetan Plateau Hinterland during 2000—2014 [J]. *Journal of Meteorological Research*, 2020,34(4):786-797.
- [7] Griscom B W. Natural climate solutions[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2019,116(7):2776.
- [8] Ganjurjav H, Gao Q, Schwartz M W, et al. Complex responses of spring vegetation growth to climate in a moisture-limited alpine meadow[J]. *Scientific Reports*, 2016,6(1):23356.
- [9] Li P, Zhu Q, Peng C, et al. Change in autumn vegetation phenology and the climate controls from 1982 to 2012 on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Frontiers in Plant Science*, 2020,10.
- [10] Pearson R G. Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change [J]. *Nat. Clim. Chang*, 2013,3(7):673-677.
- [11] Richardson A D. Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system [J]. *Agric. for. Meteorol.*, 2013,169:156-173.
- [12] Qin G, Adu B, Wu J, et al. Diverse responses of phenology in multi-grassland to environmental factors in the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *International Journal of Climatology*, 2022,0177798 X:14344483.
- [13] 袁巧丽,杨建.青藏高原草地植被物候变化及其对气候变化的响应[J].*中国草地学报*,2021,43(9):32-43.
- [14] 倪璐,吴静,李纯斌,等.近30年中国天然草地物候时空变化特征分析[J].*草业学报*,2020,29(1):1-12.
- [15] Ganjurjav H, Gornish E S, Hu G, et al. Warming and precipitation addition interact to affect plant spring phenology in alpine meadows on the central Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2020,287:107943.
- [16] He Z B, Du J, Chen L F, et al. Impacts of recent climate extremes on spring phenology in arid-mountain ecosystems in China [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018,31(40):260-261.
- [17] Keenan T F. PHENOLOGY spring greening in a warming world[J]. *Nature*, 2015,526(7571):48-49.
- [18] Fridley J D. Extended leaf phenology and the autumn niche in deciduous forest invasions[J]. *Nature*, 2012,485(7398):359-362.
- [19] Zhu W, T H, Xu X, et al. Extension of the growing season due to delayed autumn over mid and high latitudes in North America during 1982-2006 [J]. *Glob. Ecol. Biogeogr.*, 2012,21(2):260-271.
- [20] Ge Q S, Wang H J, Rutishauser T, et al. Phenological response to climate change in China: a meta-analysis [J]. *Glob. Chang. Biol.*, 2015,21(1):265-274.
- [21] Liu Q. Temperature, precipitation, and insolation effects on autumn vegetation phenology in temperate China[J]. *Glob. Chang. Biol.*, 2016,22(2):644-655.
- [22] Jeong S J, Ho C H, Gim H J, et al. Phenology shifts at start vs. end of growing season in temperate vegetation over the Northern Hemisphere for the period 1982-2008 [J]. *Glob. Chang. Biol.*, 2011,17(7):2385-2399.

- 等教育出版社,2002.
- [24] 孙锐,陈少辉,苏红波.2000—2016年黄土高原不同土地覆盖类型植被 NDVI 时空变化[J].地理科学进展,2019,38(8):1248-1258.
- [25] 杨斯棋,邢潇月,董卫华,等.北京市甲型 H1N1 流感对气象因子的时空响应[J].地理学报,2018,73(3):460-473.
- [26] 熊俊楠,李进,程维明,等.西南地区山洪灾害时空分布特征及其影响因素[J].地理学报,2019,74(7):1374-1391.
- [27] 袁丽华,蒋卫国,申文明,等.2000—2010年黄河流域植被覆盖的时空变化[J].生态学报,2013,33(24):7798-7806.
- [28] Wang, J, Wang K L, Zhang M Y. Impacts of climate change and human activities on vegetation cover in hilly southern China[J]. Ecological Engineering the Journal of Ecotechnology, 2015,81:451-461.
- [29] Zhao W, Hu Z M, Guo Q, et al. Contributions of climatic factors to inter-annual variability of vegetation index in northern China grasslands[J]. Journal of Climate, 2019,33(1):175-183.
- [30] 汲玉河,周广胜,王树东,等.2000—2019年秦岭地区植被生态质量演变特征及驱动力分析[J].植物生态学报,2021,45(6):617-625.
- [31] 张志强,刘欢,左其亭,等.2000—2019年黄河流域植被覆盖度时空变化[J].资源科学,2021,43(4):849-858.
- [32] 张懿铨,李兰晖,丁明军,等.新世纪以来青藏高原绿度变化及动因[J].自然杂志,2017,39(3):173-178.
- [33] 贾丹阳,熊祯祯,高岩,等.近30年台特玛湖地区土地利用/土地覆被变化及其影响因素[J].干旱区地理,2021,44(4):1022-1031.
- [34] 高江波,焦珂伟,吴绍洪.1982—2013年中国植被 NDVI 空间异质性的气候影响分析[J].地理学报,2019,74(3):534-543.
- [35] 刘恒,汤弟伟,孙毅,等.武陵山区植被生长季 NDVI 时空变化及其对气候变化的响应[J].水土保持研究,2021,28(5):245-253.

~~~~~  
(上接第363页)

- [23] Su F, Duan X, Chen D, et al. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau [J]. J. Clim, 2013,26:3187-3208.
- [24] Xie Y Y, Wang X J, Silander J A. Deciduous forest responses to temperature, precipitation, and drought imply complex climate change impacts[J]. Proc. Natl. Acad. Sci. Usa 2015,112:13585-13590.
- [25] 张晓克,杜心栋,鲁旭阳,等.青藏高原高寒草地物候的研究进展[J].遥感技术与应用,2019,34(2):337-344.
- [26] 李鹏,青藏高原植被枯黄期的时空变化及其对极端气候事件的响应[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2017.
- [27] 黄文洁,曾桐瑶,黄晓东.青藏高原高寒草地植被物候时空变化特征[J].草业科学,2019,36(4):1032-1043.
- [28] 李兰晖,刘林山,张懿铨,等.青藏高原高寒草地物候海拔梯度变化的差异分析[J].地理研究,2017,36(1):26-36.
- [29] 边金虎,李爱农,宋孟强,等. MODIS.植被指数时间序列 Savitzky\_Golay 滤波算法重构[J].遥感学报,2010,14(4):725-741.
- [30] Dunn R J, Alexander L V, Donat M G, et al. Development of an updated global land in situ-based data set of temperature and precipitation extremes: HadEX3 [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2020, 125,(16):e2019 JD032263.
- [31] Jönsson P, Eklundh L. Seasonality extraction by function fitting to time-series of satellite sensor data[J]. Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2002,40(8):1824-1832.
- [32] 徐建华.计量地理学[M].2版.北京:高等教育出版社,2014:109-200.
- [33] Ding M, Zhang Y, Sun X, et al. Spatiotemporal variation in alpine grassland phenology in the Qinghai-Tibetan Plateau from 1999 to 2009 [J]. Chinese Science Bulletin, 2012,58(3):396-405.
- [34] 王璐,王宁练,李志杰,等.1993—2016年喀喇昆仑山中部 Shigar 流域冰川物质平衡变化空间特征研究[J].冰川冻土,2021,43(1):1-13.
- [35] Cong N, Wang T, Nan H J, et al. Changes in satellite-derived spring vegetation green-update and its linkage to climate in China from 1982 to 2010: A multimethod analysis [J]. Global Change Biology, 2013,19(3):881-891.
- [36] Sherry R A, Zhou X, Gu S, et al. Divergence of reproductive phenology under climate warming[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States, 2007,104:198-202.
- [37] Wang S P, Meng F D, Duan J C, et al. Asymmetric sensitivity of first flowering date to warming and cooling in alpine Plants[J]. Ecology, 2014,95:3387-3398.