

1971—2016年青藏高原积雪冻土变化特征及其与植被的关系

蒋元春^① 李栋梁^{①*} 郑然^②^① 南京信息工程大学 气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室 江苏 南京 210044;^② 四川省气候中心 四川 成都 610072

* 联系人 E-mail: lidl@nuist.edu.cn

2019-12-15 收稿 2020-01-21 接受

国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2013CB956004);国家自然科学基金资助项目(91337109);冻土工程国家重点实验室2013年开放基金课题(SKLFSE201306)

摘要 利用1971—2016年青藏高原81个气象站逐月积雪日数和45个测站第一冻结层下界观测资料,分析了青藏高原积雪冻土的时空变化特征及其与高原植被指数(NDVI)的关系,探讨了积雪冻土下垫面变化对高原植被及沙漠化的可能影响。结果表明:1)青藏高原积雪日数分布极不均匀,巴颜喀拉山和唐古拉山为高原积雪日数的大值区,且年际变率较大。2)青藏高原积雪日数总体上呈现减少趋势,平均以3.5 d/(10 a)的速率减少,且在1998年前后发生突变,减少速率进一步加快,达到5.1 d/(10 a)。3)青藏高原第一冻结层下界呈上升趋势,达到-3.7 cm/(10 a),与青藏高原增暖紧密相关。4)青藏高原NDVI呈缓慢增加趋势,与高原气温、降水的增加趋势相一致,积雪冻土的变化对不同区域植被NDVI的影响有显著差异。在气候变暖背景下,形成的暖湿环境促进积雪消融、冻土下界提升,使土壤浅层含水量增加,有利于植被恢复和生长,其结果对高原土地沙漠化防治有一定参考作用。

关键词青藏高原;
积雪日数;
第一冻结层下界;
植被指数

积雪、冻土是冰冻圈的重要组成部分,作为陆地下垫面强迫因子在气候系统中具有重要作用,影响地表能量平衡和水分交换(Yasunari et al., 1991; 孙淑芬, 2005; 刘屹岷等, 2020; 鲁萌萌等, 2020),而植被是全球陆地生态系统的重要组成部分,均对气候系统变化产生影响。青藏高原地处北半球中纬度,平均海拔约4 000 m,是仅次于南北极的全球冰冻圈所在区域,亦是北半球中纬度海拔最高、积雪覆盖最大、冻土分布最广的地区。

在气候变暖背景下,青藏高原积雪冻土正经历着明显变化。在20世纪60年代中期—70年代中期是积雪偏少时期,80—90年代末青藏高原积雪呈增加趋势,且年振幅显著增大(丁一汇, 2002; Qin et al., 2006),90年代末期至2010年期间,青藏高原积雪明显减薄,且发生了由多到少的突变(马丽娟等, 2010)。李培基(1995)、韦志刚和吕世华(1995)的

研究亦指出,高原东部是雪深年际波动最大、积雪面积年际变化最强烈的区域。青藏高原多年冻土面积约 $150 \times 10^4 \text{ km}^2$,约占我国冻土面积的70.6%(周幼吾等, 2000)。青藏高原从20世纪70年代后期气温持续转暖,导致高原多年冻土呈区域性退化趋势(王绍令, 1997),20世纪60年代至80年代中期最大冻结深度处于一个增大期,之后则呈现减小趋势(李韧等, 2009)。季节性冻土冻结日数呈递减趋势,多年平均的冻结日数由高原中部向四周递减,20世纪80年代中期有一次均值突变,冬季平均冻结深度突变以后下降了10 cm左右(高荣等, 2010)。20世纪90年代以来,高原东北区、东南区、南部区的冻土厚度表现出变薄趋势,而柴达木盆地区冻土深度有所增加(王澄海等, 2001)。

作为反映地表植被生长状况的重要指标,归一化植被指数(Normalized Difference Vegetation

引用格式: 蒋元春, 李栋梁, 郑然. 2020. 1971—2016年青藏高原积雪冻土变化特征及其与植被的关系[J]. 大气科学学报, 43(3): 481-494.

Jiang Y C, Li D L, Zheng R et al. 2020. Variation characteristics of snow cover and frozen soil and their relationships with vegetation in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016[J]. Trans Atmos Sci, 43(3): 481-494. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191215011. (in Chinese).

Index ,NDVI) 对植被的生长量和长势十分敏感(田庆久和闵祥军,1998)。1982年以来青藏高原植被长势逐渐变好,覆盖度呈增加态势(孟梦等,2018)。青藏高原地区气温每升高 1 °C ,NDVI 值增加 0.128 ,而降水每增加 100 mm ,NDVI 值增加 0.172 (韩炳宏等,2019)。高原不同分区内影响植被下降的气象因子各有不同(刘振元等,2017)。Piao et al. (2011) 的研究指出,欧亚大陆 1982—2006 年 NDVI 在 1997 年发生转折,可能是由于该时期的厄尔尼诺事件导致的气候突变影响了植被的生长变化。青藏高原绝大部分地区寒冷干旱,气候和生态环境脆弱,具备土地沙漠化发生发展的环境条件和潜在因素,高原土地沙漠化问题备受关注。沙漠化发展或逆转首先表现为植被覆盖度的改变,植被变化与气候因子的变化关系密切(董光荣等,1988; Sivakumar, 2007; 刘振元等,2018),而积雪冻土带来的环境变化影响植被生长的水热条件(王根绪等,2006; 郑思嘉等,2018)。因此研究青藏高原积雪冻土等下垫面变化特征与植被的关系,以及对高原沙漠化的可能影响,是非常有意义的。

1 资料与方法

1.1 积雪、冻土及气象资料

研究资料来源于国家气象信息中心提供的台站逐月积雪日数及气温资料。由于青藏高原地区各气象台站建站时间不一,开始观测积雪的时间不同,因此本文选取了高原地区(78°~103°E, 26°~40°N) 观

测记录完整的 81 个台站(图 1) 1971—2016 年的积雪日数观测资料及同期的气象要素资料,其中西藏的改则、普兰、尼木三站 1971—1972 年积雪日数资料缺测,通过区域平均加邻近站距平插值补充。81 个台站中青海 44 个站、西藏 25 个站、四川 8 个站、甘肃 3 个站、云南 1 个站。在气象台站地面观测中,分别以天气现象和积雪深度标准定义积雪日数。两种定义的积雪日数的主要大值区分布和变化趋势是基本一致的(安迪等,2009)。采取以天气现象定义的积雪日数进行统计分析,并以自然年为统计单位,3—5 月为春季,6—8 月为夏季,9—11 月为秋季,12 月至翌年 2 月为冬季。

1.2 第一冻结层下界资料

在科学研究中,冻土一般指温度在 0 °C 或 0 °C 以下并含有冰的各种岩石和土壤(周幼吾等,2000)。在我国气象台站的业务观测中,冻土指含有水分的土壤因温度下降到 0 °C 或 0 °C 以下而呈冻结的状态,观测时根据埋入土中的冻土器内水结冰的部位和长度,测定冻结层次及其上限和下限深度(中国气象局,2007),第一冻结层下界值反映了活动层受温度变化影响,在融化、冻结过程中冻结深度的变化情况。高原气象站对冻土的观测不连续,资料缺失较多,选取 1971—2016 年资料相对完整的 45 个测站的第一冻结层下界观测资料进行分析。

1.3 GIMMS-NDVI 数据

1982—2015 年 GIMMS-NDVI 数据(<https://ecocast.arc.nasa.gov/data/pub/gimms>) 为 15 d 合成

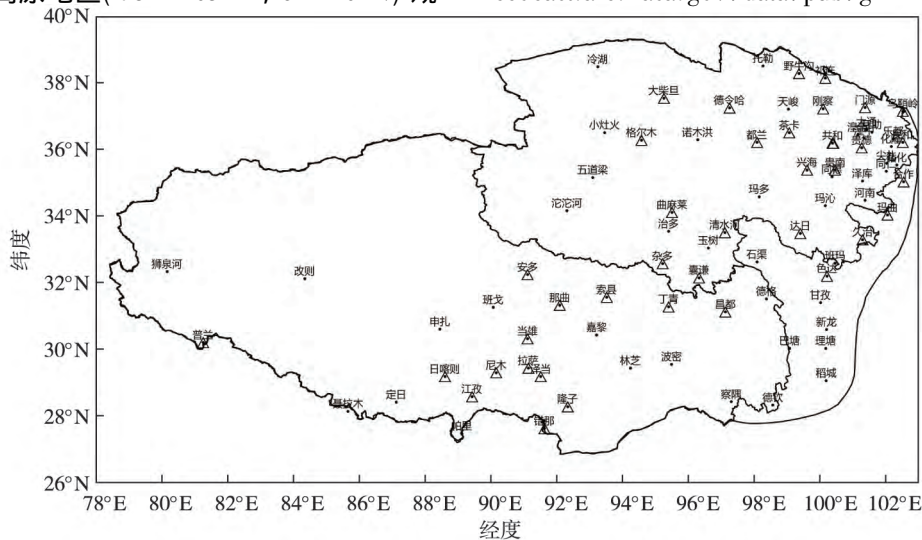


图 1 青藏高原观测台站分布(●为积雪日数与气温观测站;△为含冻土观测站)

Fig.1 Distribution of observation stations in the Tibetan Plateau (● is observation station for snow cover days and temperature; △ is observation station for frozen soil)

数据,空间分辨率 $0.083^{\circ} \times 0.083^{\circ}$,研究范围取 $78^{\circ} \sim 103^{\circ} \text{E}$ 、 $26^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ 近 34 a 的数据共包括了 816 期半月合成图像。采用最大值合成法 (Maximum Value Composite, MVC) 即在每个像元上取该像元每半月的 NDVI 最大值对每月的 NDVI 进行预处理,以尽可能消除云层、颗粒、视角及太阳高度角的影响 (Hope et al., 2003; Stow et al., 2004)。计算公式为:

$$I_{\text{NDVI}_i} = \max(I_{\text{NDVI}_{i1}}, I_{\text{NDVI}_{i2}})$$

式中: i 为月序号; I_{NDVI_i} 为第 i 月的最大值; $I_{\text{NDVI}_{i1}}$ 、 $I_{\text{NDVI}_{i2}}$ 分别为第 i 月的上半月和下半月的 NDVI 值。 I_{NDVI_i} 的结果在 $-1.0 \sim 1.0$ 之间。

采用 EOF 分解、滑动 t 检验、线性回归、小波分析、多项式拟合等常用气象统计研究方法。因青藏高原地域广阔,气象站点主要集中在高原中东部地区,本文的分析结果主要反映高原中东部积雪冻土的变化特征。

2 高原积雪日数的变化特征

2.1 积雪日数的气候分布特征

王春学和李栋梁 (2012) 指出,一般采用年积雪日数 60 d 作为稳定积雪和不稳定积雪的阈值,我国东北、新疆北部和青藏高原中东部是积雪日数分布的 3 个中心。从图 2 中可以看出,青藏高原积雪日数空间分布不均匀,积雪日数较多的主要有两个区域,分别位于巴颜喀拉山、唐古拉山与念青唐古拉山地区,表明这两个地区是青藏高原积雪(日数)的集中区。1971—2016 年高原平均最大积雪日数出现在青海省清水河站 (97.08°E 、 33.48°N ,海拔 4 415.4 m),达 146 d/a,周边的石渠 (98.06°E 、 32.59°N ,海拔 4 200.0 m)、达日 (99.39°E 、 33.45°N ,海拔 3 976.5 m)、玛多 (98.13°E 、

34.55°N ,海拔 4 272.3 m) 等站点的平均积雪日数大于 100 d/a; 在西藏中部的嘉黎站 (93.17°E 、 30.40°N ,海拔 4 488.8 m) 是另一个大值区的中心,最大积雪日数达到 118 d/a,附近区域的索县 (93.47°E 、 31.53°N ,海拔 4 022.8 m)、那曲 (92.04°E 、 31.29°N ,海拔 4 507.0 m)、丁青 (95.36°E 、 31.25°N ,海拔 3 873.1 m) 等站点的平均积雪日数大于 50 d/a。高原积雪日数大值区的分布,呈现西南-东北走向,这与西南水汽输送通道、西北寒潮入侵方向及高原山脉的走向一致。这些分布特征与李培基 (1993)、韦志刚等 (2002)、何丽焯和李栋梁 (2011) 等的研究结论基本一致,只是时间序列长度和站点数量选择不同有所差异。青藏高原积雪日数最少的是四川的巴塘站 (99.06°E 、 30.00°N ,海拔 2 589.2 m),平均年积雪日数不足 1 d,即多数年份内基本没有积雪;其次是西藏的日喀则站 (88.53°E 、 29.15°N ,海拔 3 836.0 m) 和青海的循化站 (102.33°E 、 35.50°N ,海拔 1 921.0 m),年平均积雪日数分别为 3 d 和 4 d。年积雪日数低于 60、40、30、20、10 d 的分别有 64、47、35、27、16 个站,分别占研究台站总数的 79%、58%、43.2%、33.3%、19.8%。从积雪日数的标准差场分布 (图 2b) 来看,青藏高原积雪日数的年际变率最大的区域与积雪日数的气候平均大值区分布一致,高原东南部、西北部的积雪日数的年际变率则相对较小。何丽焯和李栋梁 (2012) 认为前者属于年周期性不稳定积雪区,后者为非年周期性不稳定积雪区。

通过 1971—2016 年积雪日数的变化情况及其线性趋势 (图 3) 可以看出,空间分布 (图 3a) 上,近 46 a 来只有高原北部的河南 (101.36°E 、 36.44°N ,海拔 3 500.0 m)、冷湖 (93.20°E 、 38.45°N ,海拔 2 770.0 m)、格尔木 (94.54°E 、 36.25°N ,海拔

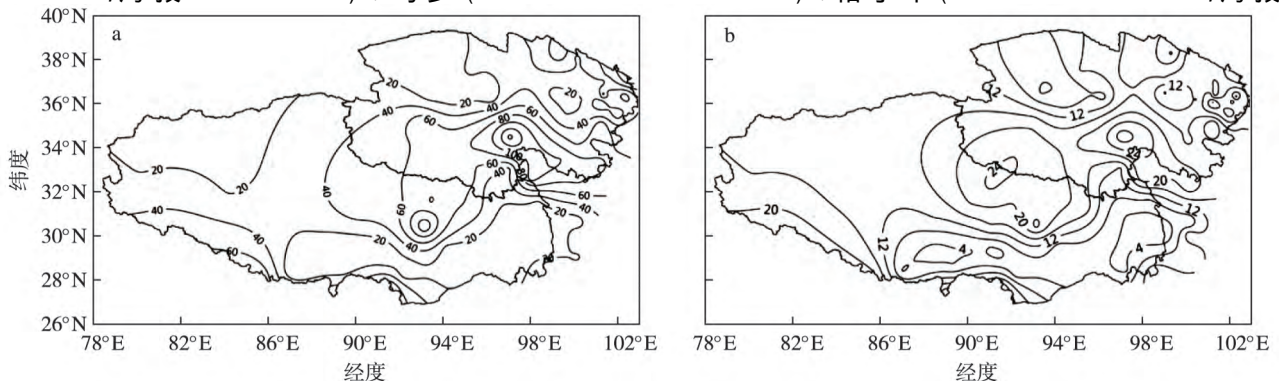


图 2 1971—2016 年青藏高原积雪日数的气候平均 (a) 和标准差 (b) (单位: d)

Fig.2 (a) Climatology and (b) standard deviation of the snow cover days in the Tibetan Plateau during 1971—2016 (units: d)

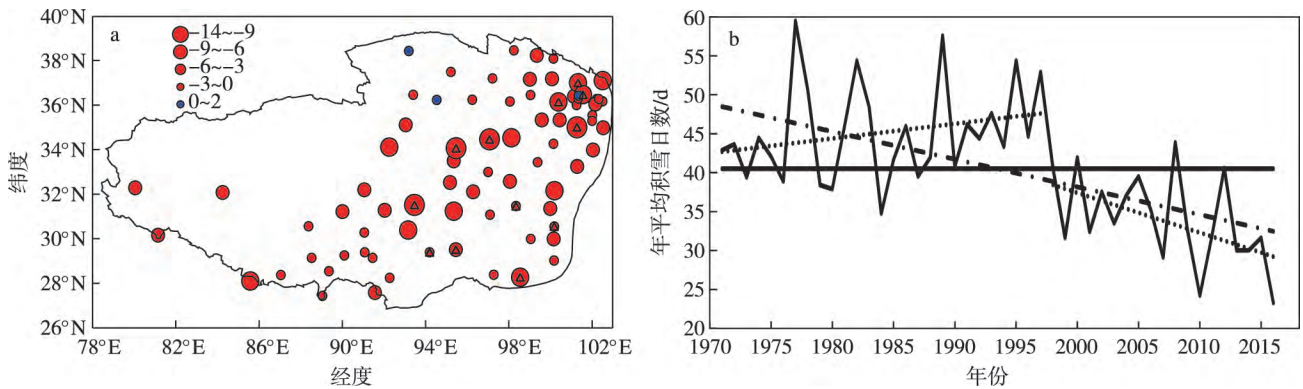


图3 1971—2016年青藏高原积雪日数及其线性趋势:(a)线性趋势的空间分布(单位: d/(10 a); Δ 表示通过0.05信度的显著性检验);(b)高原平均的时间序列(实曲线表示历年积雪日数,实直线为其多年平均值,单位:d;点划线表示整体线性趋势,虚线表示分段线性趋势)

Fig.3 Snow cover days in the Tibetan Plateau during 1971—2016 and its linear trend: (a) spatial distribution of the linear trend (units: d/(10 a)); Δ indicates that the trend passing the significance test at 95% confidence level; (b) regionally-averaged time series over the Tibetan Plateau (The solid curve represents the snow cover days over the years and the solid straight line is the multi-year average with the unit of d. The dash-dotted line represents the overall linear trend and the dashed line represents the piecewise linear trend)

2 807.6 m) 站的积雪日数呈不显著的增加趋势; 其余 96.3% 的站点均呈现减少趋势, 其中清水河 (97.08° E、33.48° N, 海拔 4 415.4 m)、泽库 (101.28° E、35.02° N, 海拔 3 662.8 m)、曲麻莱 (95.48° E、34.07° N, 海拔 4 175.0 m)、索县 (93.47° E、31.53° N, 海拔 4 022.8 m)、德钦 (98.55° E、28.29° N, 海拔 3 319.0 m) 等站的减少值超过 9 d/(10 a)。青藏高原年积雪日数的平均时间序列(图 3b) 整体上呈现减少趋势, 减少速率为 3.5 d/(10 a), 通过了 0.05 信度的显著性水平检验。通过滑动 t 检验(图略) 发现, 青藏高原积雪日数在 1988 年前后发生由少到多的突变, 但未达到 0.05 信度的显著性水平检验, 在 1998 年前后发生由多到少的趋势突变, 并通

过了 0.05 信度的显著性水平检验, 与除多等 (2015) 的研究结论一致。

对 1971—2016 年青藏高原积雪日数突变前后进行分段分析。1971—1997 年(图 4a), 青藏高原平均积雪日数呈缓慢增加趋势, 增加速率为 1.8 d/(10 a), 有 46 个站点(占比 56.8%) 的积雪日数为增加趋势, 其中西藏帕里站 (89.05° E、27.44° N, 海拔 4 300.0 m) 增加最多, 达到 18 d/(10 a), 而高原东北部的乌鞘岭站 (102.52° E、37.12° N, 海拔 3 045.1 m) 减少最多, 达到 10 d/(10 a)。1998—2016 年(图 4b), 青藏高原平均积雪日数则呈现显著减少趋势, 减少速率为 5.1 d/(10 a) (通过 0.05 信度的显著性水平检验), 有 62 个站点(占比

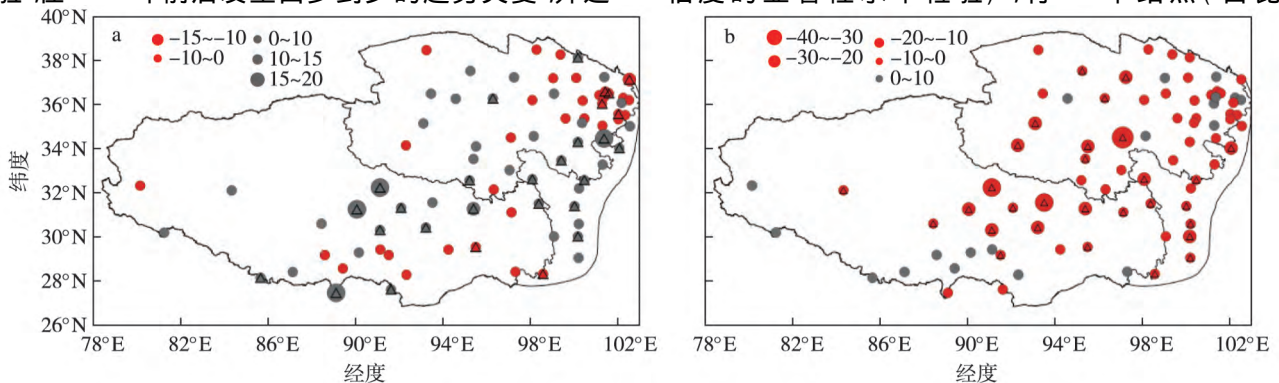


图4 1971—1997年(a)、1998—2016年(b)高原积雪日数的线性趋势(单位: d/(10 a), Δ 表示通过0.05信度的显著性检验)

Fig.4 Linear trend of the snow cover days in the Tibetan Plateau during (a) 1971—1997 and (b) 1998—2016 (units: d/(10 a); Δ indicates that the trend passing the significance test at 95% confidence level)

76.5%)的积雪日数为减少趋势,其中清水河站减少最为显著,达到32 d/(10 a),西藏普兰站(81.15°E、30.17°N,海拔3 900.0 m)增加6 d/(10 a)。高原增暖突变前后积雪日数均保持增加趋势的仅有7个站(普兰、玛多、聂拉木、门源、定日、尼木、格尔木)。

从青藏高原不同年代平均积雪日数相对于1971—2016年平均的距平分布(图5)来看,20世纪70年代除西藏中部积雪日数减少外,其余地区均为增加;80年代高原积雪日数大幅增加;90年代除高原东北部、西南部外,积雪日数大范围增加,而且等值线更加密集;21世纪初的10 a,高原除北部外,积雪日数呈现大范围减少;2011—2016年积雪日数减少的趋势进一步增大,且高原中部唐古拉山、巴颜喀拉山地区减少的范围进一步扩大。因此,1971—2016年青藏高原积雪日数随时间演变呈现出“少—多—少”的年代际变化特征,20世纪70年代,处于偏少期;80年代至90年代中期,积雪日数逐步增多;20世纪90年代后期至21世纪10年代中期,则处于显著减少的时期,特别是21世纪初开始减少的时期比前期维持的时间更长、减少的幅度也更大。

2.2 积雪日数的时空异常特征

对青藏高原81个台站1971—2016年积雪日数标准化距平场进行EOF分解(表1),其前10个主模态的累积方差贡献率达到73.57%,其中前3个模态的累积方差贡献率为49.02%,可以基本反映青藏高原积雪日数的异常分布特征。

表1 青藏高原年积雪日数EOF前10个特征向量的方差贡献率和累积方差贡献率

Table 1 Variance contribution rates and cumulative variance contribution rates of the first 10 EOF eigenvectors of annual snow cover days in the Tibetan Plateau %

特征向量	个别方差	累积方差
1	33.20	33.20
2	10.28	43.48
3	5.54	49.02
4	4.86	53.88
5	4.57	58.45
6	3.91	62.36
7	3.30	65.66
8	2.91	68.57
9	2.68	71.25
10	2.32	73.57

第一模态的空间分布反映了青藏高原积雪年际

变化异常的主要分布特征(图6a),其特征向量均为正值,即积雪日数距平场呈现一致的正距平。大值区反映的是青藏高原积雪日数年际变化异常最主要的敏感区域。距平值>0.5的区域从北至南主要集中在青海东北部、巴颜喀拉山、唐古拉山、念青唐古拉山、喜马拉雅山脉、横断山脉等地区,基本覆盖了青藏高原中东部地区及高原南部边缘。年积雪日数EOF分解第一模态展开时间系数总体上呈减少趋势(图6b),相似于图3b的情况。1998年前大多数年份的时间系数为正值,1998年后大多数年份为负值。时间系数为正值年份称为正位相年,时间系数为负值的年份称为负位相年。因此,在正位相年,青藏高原积雪日数增加,在负位相年,青藏高原积雪日数减少。结合时间系数的变化情况,表明20世纪70年代至90年代中期,高原积雪日数增多;20世纪90年代后期至今,高原积雪日数减少。高原积雪日数变化的主要特征是年代际变化。从第一特征向量大值区挑选代表青藏高原积雪一致变化的代表站有同德、索县、班戈、兴海、化隆、合作、共和、德格等,可以此建立其代表青藏高原整体积雪变化的时间序列,更加便于业务应用。

从图6c、d可以看出,第二模态在空间分布上以距平0线为分界,基本沿着祁漫塔格山、布尔汗布达山、阿尼玛卿山的走向,将高原分为南、北两个区域,呈现出南部区域为正值、北部区域为负值的特征,而且南部区域的覆盖面积及绝对值要远大于北部区域。对应第二模态的时间系数,呈现积雪日数“少—多—少”的变化特征,20世纪80—90年代是高原南部积雪日数增加的时期,高原北部为积雪日数减少的时期,在正位相年(负位相年),高原南部积雪日数显著增加(减少),而高原北部积雪日数减少(增加)。从图6c的两个特征向量绝对值大值中心区选取北部代表站为共和(102.51°E、36.19°N,海拔1 813.9 m)、托勒(98.25°E、38.48°N,海拔3 367.0 m),南部代表站为那曲(92.04°E、31.29°N,海拔4 507.0 m)、安多(91.06°E、32.21°N,海拔4 800.0 m),可分别建立其代表青藏高原北部和南部积雪变化的时间序列,以此研究高原积雪的区域差异。

3 青藏高原第一冻结层下界变化特征

青藏高原气温和积雪对季节冻土都有较大的影响(高荣等,2010)。图7给出了1971—2016年青藏高原45站平均的冬季第一冻结层下界的变化曲线。可以看出,近46 a青藏高原第一冻结层下界观测值

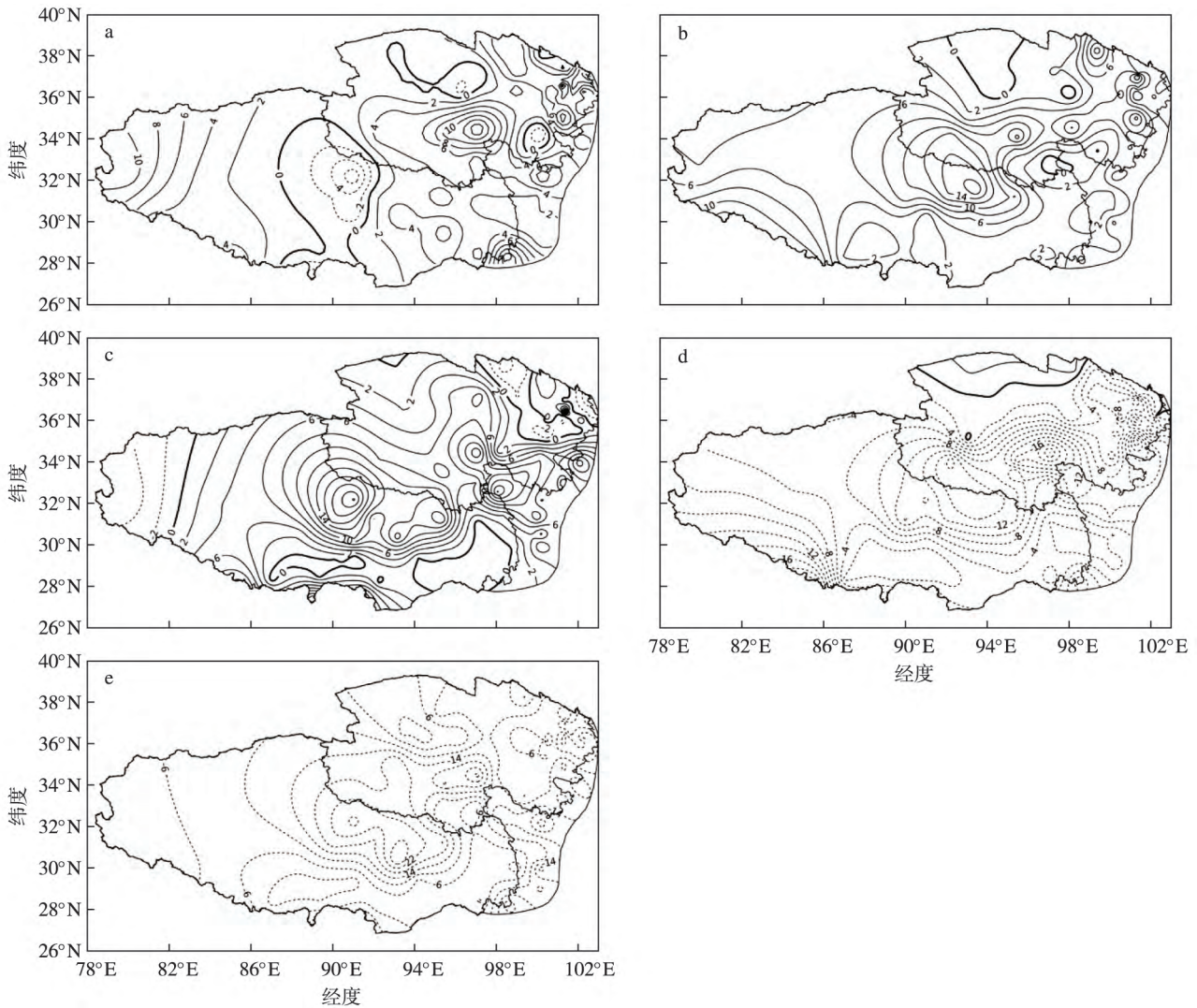


图5 青藏高原不同年代平均积雪日数与1971—2016年平均积雪日数的差值(单位:d;实线为正值,虚线为负值): (a) 1971—1980年; (b) 1981—1990年; (c) 1991—2000年; (d) 2001—2010年; (e) 2011—2016年

Fig.5 Differences between the average snow cover days of the Tibetan Plateau in different ages and the average snow cover days during 1971—2016 (units: d; The solid line is positive and the dashed line is negative): (a) 1971—1980; (b) 1981—1990; (c) 1991—2000; (d) 2001—2010; (e) 2011—2016

呈减小趋势,即冻结深度在变浅。第一冻结层下界的气候倾向率 $-3.7\text{ cm}/(10\text{ a})$,表明过去46 a青藏高原的冻土活动层变化是比较显著的。鉴于高原气温在1987、1998年附近发生增暖转折(突变)(郑然和李栋梁,2015),故以1987、1998年为界分段研究。在1986年以前冻结层下界变化不明显,活动层基本保持在87 cm附近,比较稳定。1987年后冻结层下界急剧变浅,1987—2016年平均冻结层下界要比1971—1987年小11 cm左右,活动层在76 cm附近振荡。如果以1998年来划分,1971—1998年冻结层下界平均值在85 cm左右,1998—2016年则比1971—1998年平均值小12 cm左右,在73 cm附近振荡。这与高荣等(2008)用28个站资料建立的高

原季节性冻土冬季冻结深度序列相比,总的趋势都是一致的,但在1998年高原气温发生增暖突变之后,冻结深度进一步变浅。

从逐日平均的高原第一冻结层下界值变化曲线(图8a)上可以看出,整体上每年1月初平均冻结层下界达到60 cm,并逐步加深,2月达到最大的冻结深度;6月上旬至9月上旬是冻土季节性融化的迅速发展期。分年代变化来看,1971—1980年、1981—1990年、1991—2000年3个时期冻结层下界的变化情况比较一致,而21世纪初的10 a是冻结层下界变化最剧烈的时期,主要表现在:达到同一冻土深度的时间变晚;最大冻土深度变浅,相对于1971—1980年最大冻结深度减小约28 cm;冻土融

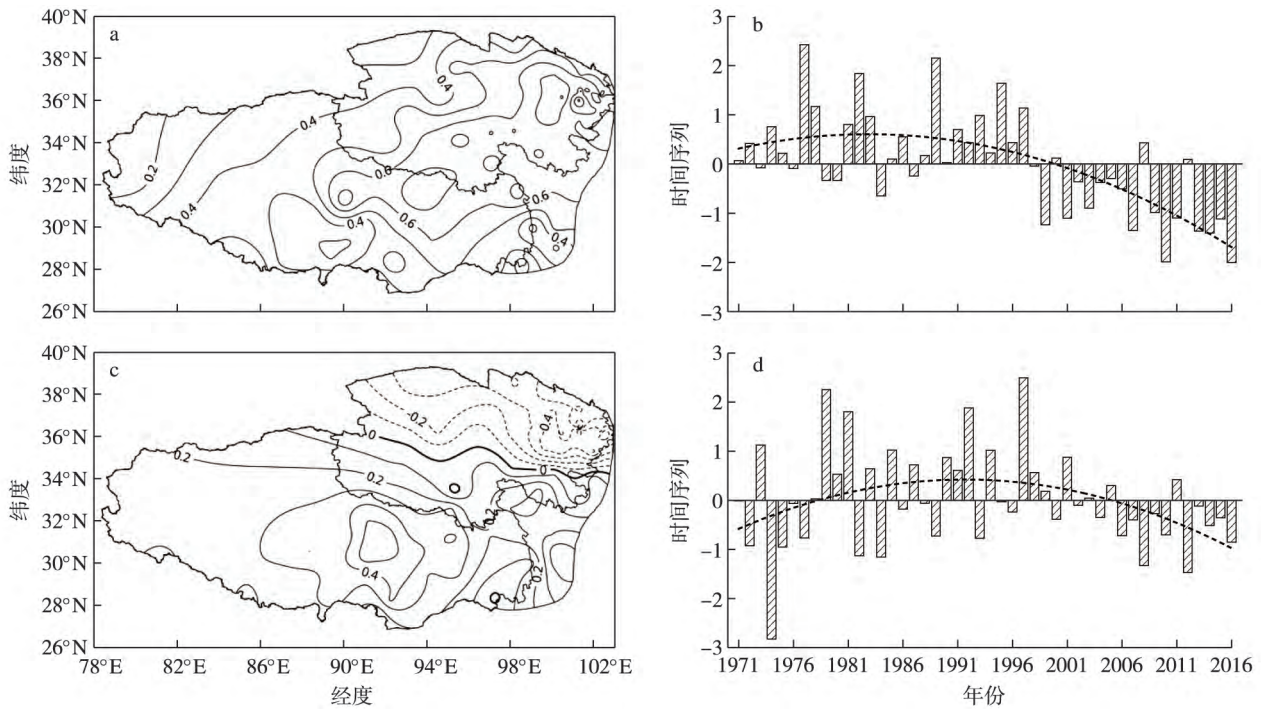


图 6 1971—2016 年青藏高原积雪日数 EOF 第一模态 (a,b)、第二模态 (c,d) 的空间分布 (a,c; 实线为正值, 虚线为负值) 及其时间系数 (b,d; 虚线为多项式平滑曲线)

Fig.6 (a c) Spatial patterns (The solid line is positive and the dashed line is negative) and (b d) their time coefficients(The dashed line is polynomial smooth curve) of the (a b) first and (c d) second EOF modes of snow cover days in the Tibetan Plateau during 1971—2016

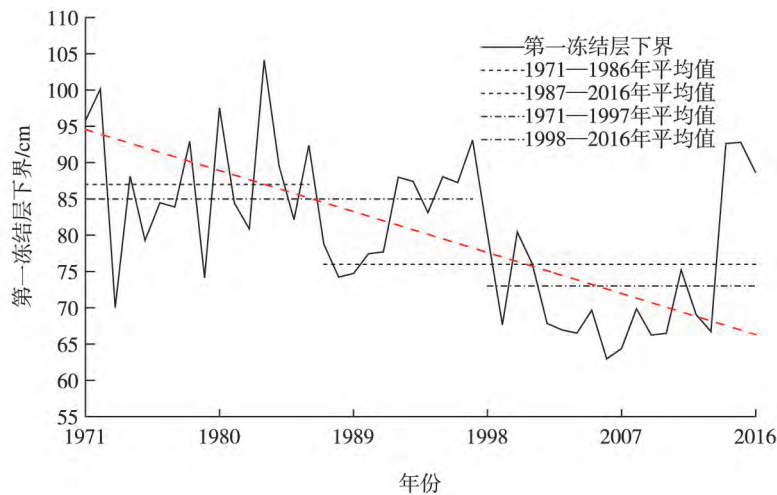


图 7 青藏高原冬季第一冻结层下界的年际变化及其线性趋势(单位: cm)

Fig.7 Interannual variation of the lower boundary of the first frozen layer in the Tibetan Plateau in winter and its linear trend(units: cm)

化时间提前。同时, 20 世纪 70—90 年代, 青藏高原的冻结层下界存在“大—小—大”的变化过程, 21 世纪初冻结层下界升高明显。以 1998 年高原气温发生突变来划分(图 8b), 1998—2016 年冻结层下界明显升高, 这也充分反映了冻土对气候变化特别是对气温变化的响应。

青藏高原冬季冻结层下界增厚的区域主要分布在高原中部, 沿唐古拉山、巴颜喀拉山、阿尼玛卿山分布(图 9)。从气候倾向率变化分布来看, 青藏高原绝大部分地区冬季的冻结层下界呈现变浅的趋势, 尤其在那曲—安多、刚察—德令哈、久治—玛曲一线表现较为突出, 安多、那曲的冻结层下界气候倾向率分别

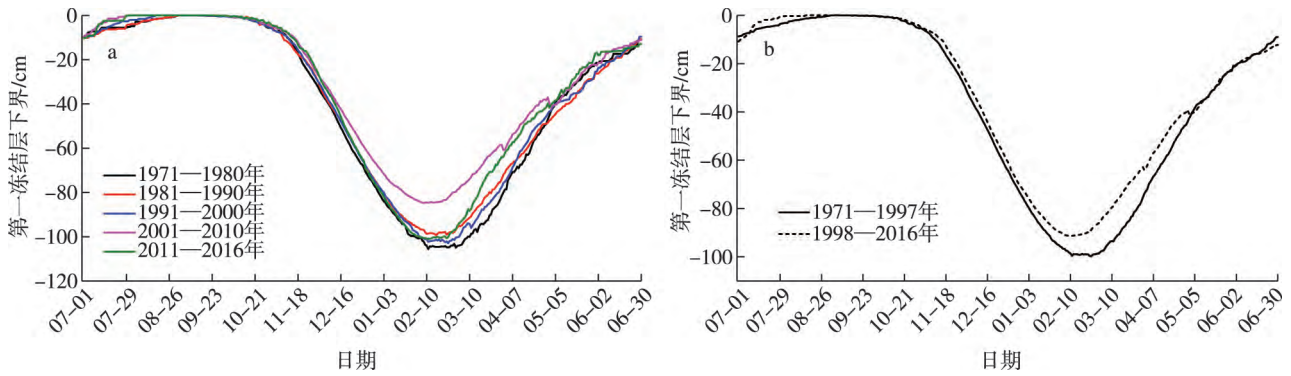


图8 青藏高原平均第一冻结层下界的年变化曲线: (a) 不同年代; (b) 突变前后

Fig.8 Annual variation curves of the lower boundary of the first frozen layer averaged in the Tibetan Plateau: (a) in different ages; (b) before and after the mutation

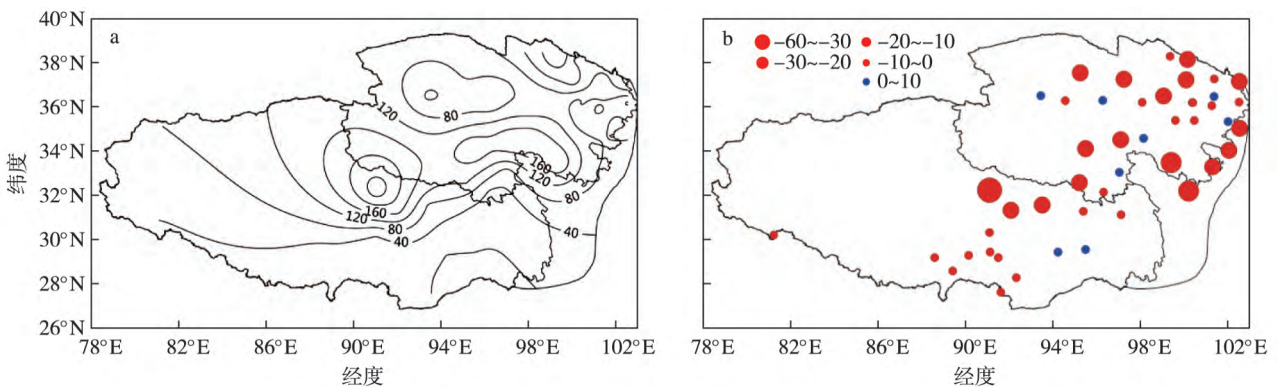


图9 青藏高原冬季第一冻结层下界 (a) 及其线性趋势 (b) 的空间分布 (单位: cm)

Fig.9 Spatial distributions of (a) the lower boundary of the first frozen layer and (b) its linear trend in the Tibetan Plateau in winter (units: cm)

-58.2 cm/(10 a)、-15.4 cm/(10 a), 仅在河南-同仁一线表现出冻结层下界增厚, 同仁、河南的冻结层下界气候倾向率分别 2.3 cm/(10 a)、1.6 cm/(10 a)。高原冻结层下界的空间分布特征与近 46 a 高原平均气温变化的空间分布(郑然等, 2015) 基本一致。

4 青藏高原积雪、冻土与植被变化的关系

植被生长需要一定的热力条件和水分环境。应用面积权重法(赵庆云等, 2006) 分析 1971—2016 年青藏高原 81 站(与积雪日数相同站点) 平均气温的变化序列(图 10a)。结果表明, 高原近 46 a 来气温处于持续升高的趋势, 研究区域内年平均气温升高幅度达到 0.38 °C/(10 a)。高原四季也表现为明显的升温趋势, 均通过 0.01 信度的显著性水平检验, 其中冬季的增暖幅度明显大于其他季节, 为年平均增暖提供主要贡献。在高原平均气温变化趋势的空间分布(图 10b) 上, 在高原中部、东北部地区是平均气温线性趋势增加的大值区, 与积雪日数减少趋

势的高值区(图 3a) 相对应。

李培基(1995) 的研究表明 1957—1992 年青藏高原积雪变化呈普遍增加趋势, 并且与北半球冬季气温呈正相关。气温和降雪是影响积雪产生和维持的重要因素。在青藏高原地区, 降雪的多寡直接影响积雪的深浅, 而冬季气温尤其是最高气温的变化直接影响积雪日数的多少。分析 1971—2016 年高原平均气温与积雪日数、第一冻结层下界的相关系数, 发现高原年平均温度与积雪日数($r = -0.76$)、冻结层下界($r = -0.85$) 存在显著的负相关关系, 在春季、秋季、冬季也不例外, 均通过 0.001 信度的显著性水平检验。这种显著的负相关表明, 高原上积雪日数多寡、土壤冻结深浅显著地受到温度的影响。高原积雪主要在秋冬季, 高原气温在冬季明显升高, 容易使降雪转化为降雨落到地面, 直接影响了积雪的形成, 同时较高的气温也容易使降雪在地面难以累积, 导致积雪日数的减少及积雪深度变薄。在高原不同区域温度与积雪日数的相关系数分布有明显差异(图 11a), 高相关区域在唐古拉山、阿尼玛卿山

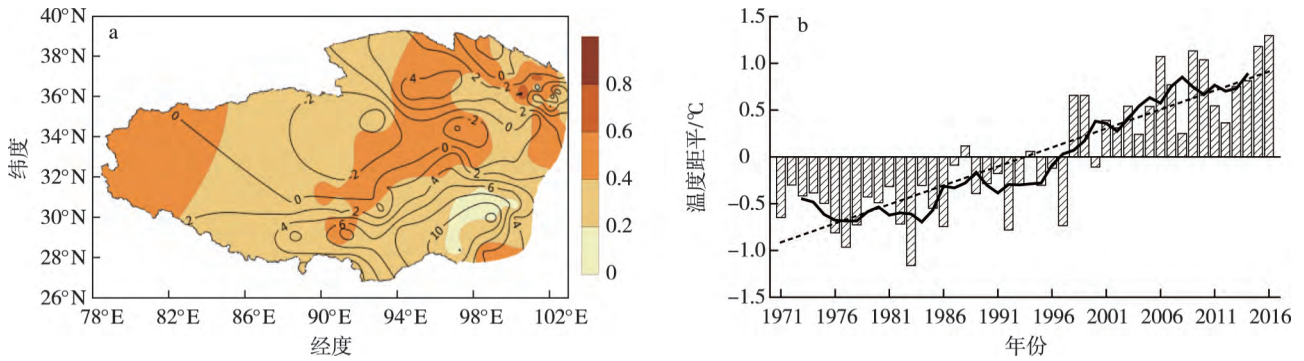


图 10 1971—2016 年青藏高原年平均温度的空间分布(a; 曲线为平均温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 阴影区为线性趋势, 单位: $^{\circ}\text{C}/(10\text{a})$), 以及高原面积加权平均温度距平的年际变化(b; 虚直线为线性趋势, 单位: $^{\circ}\text{C}/\text{a}$; 曲线为 5 a 滑动平均)

Fig.10 (a) Spatial distribution of annual average temperature in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016(The curve is the mean temperature with the unit of $^{\circ}\text{C}$, and the shaded area is the linear trend with the unit of $^{\circ}\text{C}/(10\text{a})$), and (b) interannual variation of the area weighted average temperature anomalies over the plateau(The dashed straight line is a linear trend with the unit of $^{\circ}\text{C}/\text{a}$ and the curve is a 5-yr running average)

一带,与积雪日数的大值区分布一致,在柴达木盆地一带相关性则不显著(图 11b);青海东北部、青海西藏交界地带及西藏南部区域的平均温度与冻结层下界呈现显著负相关。高原自 20 世纪 70 年代以来的持续增暖,影响到 40 cm 以上的地温(王绍令等, 1996),同时积雪的存在阻隔了冻土层的热量散失(马虹和胡汝骥, 1995),也有助于提高地温,造成高原上季节性冻结层下界变浅。

王澄海和惠小英(2005)利用植被 NDVI 最大值(0.12)变化来反映荒漠化边界的移动。郑然和李栋梁(2016)采用 NDVI 最大值重新定义青藏高原土地覆盖类型,即当 NDVI 年最大值 <0.1 时,该像元所代表的土地覆盖类型为非植被区;当 $0.1 \leq \text{NDVI}$ 年最大值 <0.3 时,该像元的土地覆盖类型为稀疏植被区;当 NDVI 年最大值 >0.3 时,该像元所代表的土地覆盖类型为茂密植被区。稀疏植被区是有可能发生沙漠化的地区,因此在 $0.1 \leq \text{NDVI}$ 年最大值 <0.3 及 NDVI 年最大值为 0.3 的界线附近,地

表植被变化是最为重要的。

1982—2015 年高原植被生长季(6—9 月)平均 NDVI 最大值的空间分布(图 12a)呈现自东南向西北逐渐减小,0.3 线大致为东北西南走向,高原南部雅鲁藏布江河谷地带 NDVI 最大值大于 0.5 以上,该区降水多、温度高,水热组合适宜亚热带植被生长,植被覆盖良好。藏北高原、柴达木盆地的 NDVI 最大值在 0.1 以下,这些地区属于高寒荒漠及沙漠戈壁,暖湿气流难以抵达,降水量明显减少,植被覆盖度最低。生长季 NDVI 最大值变化率的高值区在高原四周、西藏中部呈现减少趋势(图 12b),表现出“整体改善、局部退化”的特征。高原上 $0.1 \leq \text{NDVI}$ 最大值 <0.3 的区域分布最为广泛,主要集中在青海南部、西藏中部的广大地区。1982 年高原植被生长季(6—9 月)整体平均的 NDVI 最大值为 0.329,到 2015 年上升到 0.359,增长了 9%,其中 $0.1 \leq \text{NDVI}$ 年最大值 <0.3 所包围的像元数由 26.3%降低到 24.3%,表明近 34 a 高原稀疏植被区(存在土地沙

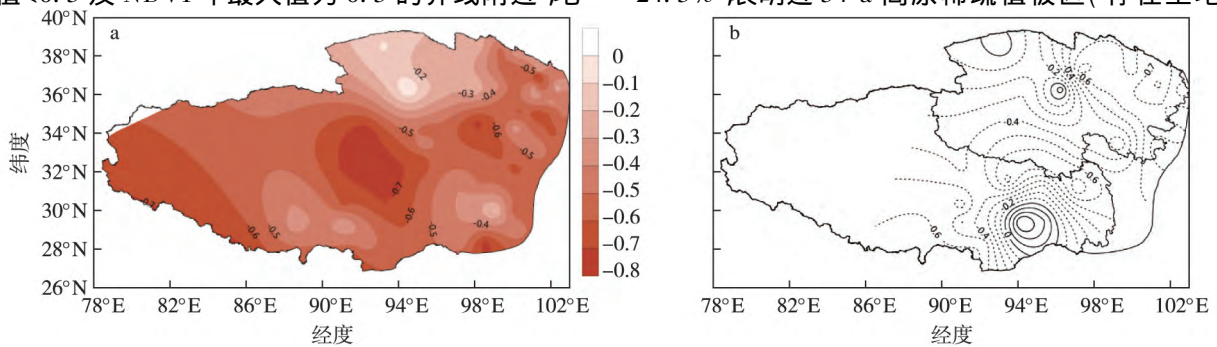


图 11 1971—2016 年青藏高原年平均温度与积雪日数(a)、冻结层下界(b)的相关系数分布

Fig.11 Distributions of correlation coefficients between the annual average temperature and (a) the snow cover days, (b) the lower boundary of the first frozen layer in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016

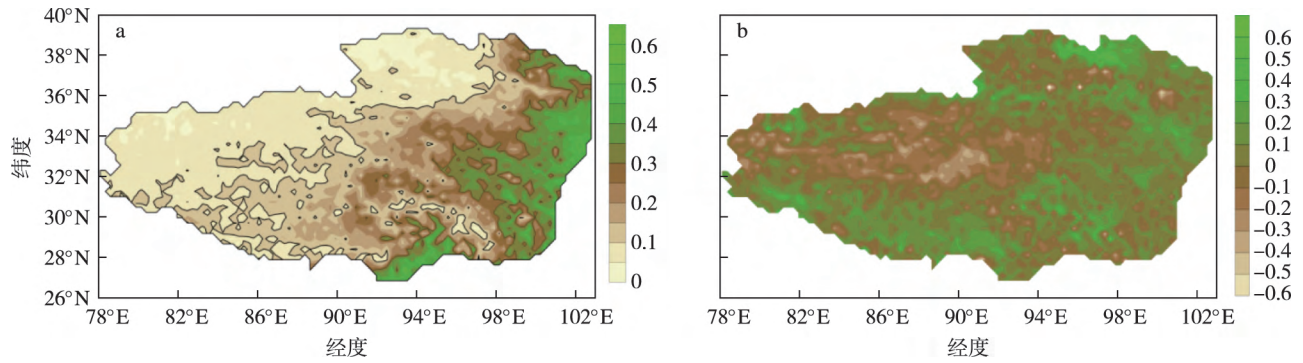


图 12 1982—2015 年青藏高原生长季(6—9 月)平均 NDVI 最大值(a)及其变化率(b)的空间分布

Fig.12 Spatial distributions of (a) mean maximum NDVI and (b) its change rate in the growth season (June to September) of the Tibetan Plateau from 1982 to 2015

漠化可能)的范围在减小。

将高原温度、积雪日数、第一冻结层下界的时间序列数据标准化,与 NDVI 数据时间序列保持一致,结合地理位置、海拔高度和植被状况,选取门源(101.37°E、37.23°N,海拔 2 850.0 m)、昌都(97.10°E、31.09°N,海拔 3 315.0 m)、索县(93.47°E、31.53°N,海拔 4 022.8 m)、隆子(92.28°E、28.25°N,海拔 3 860.0 m)作为代表站,从 1982—2015 年青藏高原植被 NDVI 数据中提取与站点位置相对应的最近邻格点的 NDVI 值,作为该站点的植被指数,计算 NDVI 最大值与各因子的相关系数(表 2)。研究期内青藏高原 NDVI 最大值与温度为正相关,与积雪日数、第一冻结层下界为负相关,均通过了显著性检验。最高温度与积雪对植被的影响主要在年际尺度上,而最低温度与冻土对植被的影响则要滞后 1~4 a。植被生长需要一定的温度和水分环境,温度升高增加了活动积温,有利于湿润区域植被生长。积雪和冻土的变化则影响浅层土壤的含水量及维持植物生长的有机养分。滑动平均后的相关系数表明,温度变化一直与 NDVI 最大值保持正相关,而冻土的滞后效应更加显著,随着冻结深度的逐渐变薄,高寒

表 2 1982—2015 年青藏高原 NDVI 最大值与各气候因子的相关系数

Table 2 Correlation coefficients between maximum NDVI and various climatic factors in the Tibetan Plateau from 1982 to 2015

NDVI 最大值	平均温度	最高温度	最低温度	积雪日数	第一冻结层下界
年际	0.50 ²⁾	0.55 ³⁾	0.39 ¹⁾	-0.40 ¹⁾	-0.47 ²⁾
5 a 滑动平均	0.48 ²⁾	0.45 ²⁾	0.50 ²⁾	-0.10	-0.80 ³⁾
门源站	0.80 ³⁾	0.73 ³⁾	0.79 ³⁾	-0.73 ³⁾	-0.52 ³⁾
昌都站	0.55 ³⁾	0.43 ²⁾	0.57 ³⁾	-0.50 ²⁾	-0.63 ³⁾
索县站	0.40 ¹⁾	0.44 ²⁾	0.22	-0.19	-0.16
隆子站	-0.14	-0.08	-0.29	0.27	0.30

注: 1)、2)和 3) 分别表示通过 0.05、0.01、0.001 信度的显著性检验。

草甸草地土壤有机质含量呈指数形式下降,土壤表层砂砾石含量增加而显著粗砾化(王根绪等, 2006),这也说明植被变化在气候及下垫面因子的共同作用下是一个缓慢变化的过程。各代表站的 NDVI 最大值与各因子相关性具有明显差异,高原东北部门源站、东南部昌都站的 NDVI 最大值与各因子均显著相关,其中最低温度的影响比最高温度显著;索县站的 NDVI 最大值仅与平均温度、最高温度相关;高原南部的隆子站,其 NDVI 最大值与各因子的相关性全面降低,变得不再显著。这充分表明青藏高原不同地区的植被 NDVI 变化受到不同气候条件的影响(刘振元等 2017)。

5 结论与讨论

1) 青藏高原近 46 a 积雪日数平均以 3.5 d/(10 a) 的速率减少,高原温度发生增暖突变后积雪日数减少速率进一步加快,达到 5.1 d/(10 a)。1998 年前后高原积雪日数发生由多到少的趋势突变,与区域气温突变时间一致。同时,高原积雪日数存在较为明显的准 3 a 振荡周期,这与高原温度较为稳定存在的 3 a 周期变化(王澄海等 2012)基本同步,进一

步印证了高原积雪日数显著地受到温度变化的影响。

2) 在近 46 a 来高原呈现显著增暖趋势的背景下, 冻土环境对温度的变化响应强烈, 表现在第一冻结层下界呈显著减小趋势, 平均气候倾向率 $-3.7 \text{ cm}/(10 \text{ a})$, 特别是在西藏那曲-安多、青海刚察-德令哈及久治-玛曲一线表现较为突出, 仅在青海的河南-同仁一线表现出冻结层下界增厚趋势, 同仁、河南的冻结层下界气候倾向率分别为 $2.3 \text{ cm}/(10 \text{ a})$ 、 $1.6 \text{ cm}/(10 \text{ a})$ 。高原第一冻结层下界的空间分布特征与近 46 a 高原平均气温变化的空间分布基本一致。

3) 近 34 a 高原 NDVI 呈现缓慢增加趋势, NDVI 最大值在生长季(6—9月)的增加速率高于年平均速率, 表征稀疏植被区($0.1 \leq \text{NDVI}$ 年最大值 < 0.3) 所包围的像元数比例逐步减小, 表明高原植被好转的面积大于退化的面积。高原植被变化受不同气候条件的影响, NDVI 最大值变化整体上与温度、积雪日数、冻结层下界变化密切相关, 但不同因子对区域植被的影响存在显著差异。

青藏高原积雪冻土异常会影响地表感热和潜热的变化, 使高原地区的感热与潜热的波文比随之发生变化, 地表能量在调整过程中势必会对高原上空大气环流产生影响(刘振元等, 2018)。发现 1971—2016 年高原积雪日数与高原季风强度指数(汤懋苍

等, 1984) 呈正相关, 与经度指数(王颖等, 2015) 呈负相关, 均通过 0.05 信度的显著性水平检验, 表明高原积雪异常影响感热通量, 高原积雪减少造成高原感热通量增加, 高原地区以及东侧的中上层大气温度偏高, 导致高原及附近地区 500 hPa 高度场降低和 200 hPa 高度场升高, 并在 200 hPa 上存在强大的反气旋性环流异常(刘振元等, 2018), 影响高原季风的强度与经向位置摆动异常, 进一步解释了徐丽娇等(2010) 指出的青藏高原季风强(弱)对唐古拉山地区积雪日数的增加(减少), 对西藏班戈地区、青海东北部和西藏南部积雪日数减少(增加)的影响机理。同时, 积雪冻土是调节土壤水热和微生物动态转变及营养需求的重要因子(郑思嘉等, 2018), 在高原气候增暖的背景下, 改变了高原及周边的气候条件, 不利于积雪的形成, 但可能造成冰川和积雪消融、冻土退化, 短期内使土壤浅层含水量增加, 但随着冻土的进一步退化, 地表水可迅速下渗, 活动层土壤含水量减少, 土壤养分含量也随之减少, 使得不能适应这种干燥环境的植物迅速消失, 带来生物多样性降低, 造成植被退化, 土地沙漠化趋势可能进一步加剧。反之, 在适合的温度、水分配置的区域, 则对植被恢复和生长起到促进作用, 影响到高原土地沙漠化的减缓或逆转。积雪冻土的变化以及与植被的关系, 有助于进一步认识高原土地沙漠化趋势及形成机理。

参考文献(References)

- 安迪, 李栋梁, 袁云, 等. 2009. 基于不同积雪日定义的积雪资料比较分析[J]. 冰川冻土, 31(6): 1019-1027. An D, Li D L, Yuan Y, et al. 2009. Contrast between snow cover data of different definitions[J]. J Glaciol Geocryol 31(6): 1019-1027. (in Chinese).
- 除多, 杨勇, 罗布坚参, 等. 2015. 1981—2010 年青藏高原积雪日数时空变化特征分析[J]. 冰川冻土, 37(6): 1461-1472. Chu D, Yang Y, Luo B, et al. 2015. The variations of snow cover days over the Tibetan Plateau during 1981—2010[J]. J Glaciol Geocryol 37(6): 1461-1472. (in Chinese).
- 丁一汇. 2002. 中国西部环境变化的预测(第二卷) [M]. 北京: 科学出版社. Ding Y H. 2002. The comprehensive evaluating report on the environment evolvement in West China, Vol (2) [M]. Beijing: Science Press: 1-239. (in Chinese).
- 董光荣, 申建友, 金炯, 等. 1988. 气候变化与沙漠化关系的研究[J]. 干旱区资源与环境, 2(1): 31-45. Dong G R, Shen J Y, Jin J, et al. 1988. On the relationship between desertification and climatic changes[J]. J Arid Land Resour Environ 2(1): 31-45. (in Chinese).
- 高荣, 董文杰, 韦志刚. 2008. 青藏高原季节性冻土的时空分布特征[J]. 冰川冻土, 30(5): 740-744. Gao R, Dong W J, Wei Z G. 2008. The features of temporal and spatial distributions of seasonal frozen soil in the Tibetan Plateau[J]. J Glaciol Geocryol 30(5): 740-744. (in Chinese).
- 高荣, 钟海玲, 董文杰, 等. 2010. 青藏高原积雪和季节冻融层的突变特征及其对中国降水的影响[J]. 冰川冻土, 32(3): 469-474. Gao R, Zhong H L, Dong W J, et al. 2010. The abrupt changing characteristics of snow cover and seasonal freezing-thawing layer in the Tibetan Plateau and their impact on summer precipitation in China[J]. J Glaciol Geocryol 32(3): 469-474. (in Chinese).
- 韩炳宏, 周秉荣, 颜玉倩, 等. 2019. 2000—2018 年间青藏高原植被覆盖变化及其与气候因素的关系分析[J]. 草地学报, 27(6): 1651-1658. Han B H, Zhou B R, Yan Y Q, et al. 2019. Analysis of vegetation coverage change and its driving factors over Tibetan Plateau from 2000 to 2008[J]. Acta Agrestia Sin 27(6): 1651-1658. (in Chinese).
- 何丽焯, 李栋梁. 2011. 中国西部积雪日数类型划分及与卫星遥感结果的比较[J]. 冰川冻土, 33(2): 237-245. He L Y, Li D L. 2011.

- Classification of snow cover days and comparing with satellite remote sensing data in West China [J]. *J Glaciol Geocryol* ,33(2) : 237-245.(in Chinese) .
- 何丽焯 李栋梁 2012.中国西部积雪类型划分[J].*气象学报* ,70(6) : 1292-1301. He L Y ,Li D L 2012.On the classification of the snow cover in western China [J]. *Acta Meteorol Sin* ,70(6) : 1292-1301.(in Chinese) .
- Hope A S ,Boynton W L ,Stow D A ,et al. 2003.Interannual growth dynamics of vegetation in the kuparuk river watershed ,Alaska based on the normalized difference vegetation index [J]. *Int J Remote Sens* ,24(17) : 3413-3425.
- 李培基 1993.中国西部积雪变化特征[J].*地理学报* ,48(6) : 505-515. Li P J ,1993.Dynamic characteristic of snow cover in western China [J]. *Acta Geogr Sin* ,48(6) : 505-515.(in Chinese) .
- 李培基 1995.高亚洲积雪分布[J].*冰川冻土* ,17(4) : 291-298. Li P J ,1995.Distribution of snow cover over the high Asia [J]. *J Glaciology Geocryol* ,17(4) : 291-298.(in Chinese)
- 李韧 赵林 丁永建 等 2009.青藏高原季节冻土的气候学特征[J].*冰川冻土* ,31(6) : 1050-1056. Li R ,Zhao L ,Ding Y J ,et al. ,2009.The climatic characteristics of the maximum seasonal frozen depth in the Tibetan Plateau [J]. *J Glaciol Geocryol* ,31(6) : 1050-1056.(in Chinese) .
- 刘振元 张杰 陈立 2017.青藏高原植被指数最新变化特征及其与气候因子的关系[J].*气候与环境研究* ,22(3) : 289-300. Liu Z Y ,Zhang J ,Chen L 2017.The latest change in the Qinghai-Tibetan Plateau vegetation index and its relationship with climate factors [J]. *Clim Environ Res* ,22(3) : 289-300.(in Chinese) .
- 刘振元 张杰 陈立 2018.青藏高原植被退化对高原及周边地区大气环流的影响[J].*生态学报* ,38(1) : 132-142. Liu Z Y ,Zhang J ,Chen L , 2018.Effects of vegetation degradation on atmospheric circulation over the Tibetan Plateau and its surrounding areas [J]. *Acta Ecol Sin* ,38(1) : 132-142.(in Chinese) .
- 刘屹岷 李伟平 刘新 等 2020.青藏高原调控区域能量过程和全球气候的机理[J].*大气科学学报* ,43(1) : 181-192. Liu Y M ,Li W P ,Liu X ,et al. 2020.Physics of the control of the Tibetan Plateau on regional energetic processes and global climate [J]. *Trans Atmos Sci* ,43(1) : 181-192.(in Chinese) .
- 鲁萌萌 吴仁广 杨崧 等 2020.欧亚大陆冷季积雪与亚洲夏季风的关系: 区域特征与季节性[J].*大气科学学报* ,43(1) : 93-103. Lu M M ,Wu R G ,Yang S ,et al. 2020.Relationship between Eurasian cold-season snows and Asian summer monsoons: regional characteristics and seasonality [J]. *Trans Atmos Sci* ,43(1) : 93-103.(in Chinese) .
- 马虹 胡汝骥 1995.积雪对冻土热状况的影响[J].*干旱区地理* ,18(4) : 23-27. Ma H ,Hu R J ,1995.Effects of snow cover on thermal regime of frozen soil [J]. *Arid Land Geogr* ,18(4) : 23-27.(in Chinese) .
- 马丽娟 秦大河 卞林根 等 2010.青藏高原积雪日数的气温敏感度分析[J].*气候变化研究进展* ,6(1) : 1-7. Ma L J ,Qin D H ,Bian L G ,et al. , 2010.Analysis of air temperature sensitivity of snow cover days on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Adv Climate Change Res* ,6(1) : 1-7.(in Chinese) .
- 孟梦 牛铮 马超 等 2018.青藏高原 NDVI 变化趋势及其对气候的响应[J].*水土保持研究* ,25(3) : 360-365 372. Meng M ,Niu Z ,Ma C ,et al. , 2018.Variation trend of NDVI and response to climate change in Tibetan Plateau [J]. *Res Soil Water Conserv* ,25(3) : 360-365 372.(in Chinese) .
- Piao S L ,Wang X H ,Ciais P ,et al. 2011.Changes in satellite-derived vegetation growth trend in temperate and boreal Eurasia from 1982 to 2006 [J]. *Glob Chang Biol* ,17(10) : 3228-3239.
- Qin D H ,Liu S Y ,Li P J 2006.Snow cover distribution ,variability and response to climate change in western China [J]. *J Climate* ,19(9) : 1820-1833.
- Sivakumar M V K 2007.Interactions between climate and desertification [J]. *Agric For Meteorol* ,142(2/3/4) : 143-155.
- Stow D A ,Hope A ,McGuire D ,et al. 2004.Remote sensing of vegetation and land-cover change in Arctic Tundra Ecosystems [J]. *Remote Sens Environ* ,89(3) : 281-308.
- 孙淑芬 2005.陆面过程的物理、生化机理和参数化研究 [M].北京: 气象出版社: 73-76. Sun S F 2005.The model of physics ,biochemical mechanism and parameter of land surface process [M]. Beijing: China Meteorological Press: 73-76.(in Chinese) .
- 汤懋苍 梁娟 邵明镜 等 1984.高原季风年际变化的初步分析[J].*高原气象* ,3(3) : 76-82. Tang M C ,Liang J ,Shao M J ,et al. ,1984.Preliminary analysis of inter-annual variability of the plateau monsoon [J]. *Plateau Meteor* ,3(3) : 76-82.(in Chinese) .
- 田庆久 闵祥军 1998.植被指数研究进展 [J].*地球科学进展* ,13(4) : 327-333. Tian Q J ,Min X J ,1998.Advances in study on vegetation indices [J]. *Adv Earth Sci* ,13(4) : 327-333.(in Chinese)
- 王澄海 惠小英 2005.以植被指数 0.12 为指标看我国的荒漠化与草原界限的变化 [J].*中国沙漠* ,25(1) : 88-92. Wang C H ,Hui X Y ,2005.Borderline variations of desertification and grassland over China viewed from NDVI 0.12 [J]. *J Desert Res* ,25(1) : 88-92.(in Chinese) .
- 王澄海 董文杰 韦志刚 2001.青藏高原季节性冻土年际变化的异常特征[J].*地理学报* ,56(5) : 522-530. Wang C H ,Dong W J ,Wei Z G 2001.The feature of seasonal frozen soil in Qinghai Tibet plateau [J]. *Acta Geogr Sin* ,56(5) : 522-530.(in Chinese) .
- 王澄海 李健 许晓光 2012.中国近 50 年气温变化准 3 年周期的普遍性及气温未来的可能变化趋势 [J].*高原气象* ,31(1) : 126-136. Wang C H ,Li J ,Xu X G 2012.Universality of quasi-3-year period of temperature in last 50 years and change in next 20 years in China [J]. *Plateau Meteor* ,

- 31(1): 126-136.(in Chinese) .
- 王春学 李栋梁 2012.中国近 50 年积雪日数与最大积雪深度的时空变化规律[J].冰川冻土, 34(2): 247-256. Wang C X ,Li D L 2012.Spatial-temporal variations of snow cover days and the maximum depth of snow cover in China during recent 50 years [J].J Glaciol Geocryol, 34(2): 247-256.(in Chinese) .
- 王根绪 李元首 吴青柏 等 2006.青藏高原冻土区冻土与植被的关系及其对高寒生态系统的影响[J].中国科学.D 辑: 地球科学, 36(8): 743-754. Wang G X ,Li Y S ,Wu Q B et al. 2006.Impacts of permafrost changes on alpine ecosystem in Qinghai-Tibet Plateau [J].Sci China Ser D Earth Sci, 36(8): 743-754.(in Chinese) .
- 王绍令 1997.青藏高原冻土退化的研究[J].地球科学进展, 12(2): 164-167. Wang S L ,1997.Study of permafrost degradation in the Qinghai Xizang Plateau [J].Advance Earth Sci, 12(2): 164-167.(in Chinese) .
- 王绍令 赵秀锋 郭东信 等 1996.青藏高原冻土对气候变化的响应[J].冰川冻土, 18(S1): 157-165. Wang S L ,Zhao X F ,Guo D X ,et al. , 1996.Response of permafrost to climate change in the Qinghai-Xizang plateau [J].J Glaciol Geocryol, 18(S1): 157-165.(in Chinese) .
- 王颖 李栋梁 王慧 等 2015.青藏高原冬季风演变的新特征及其与中国西南气温的关系[J].高原气象, 34(1): 11-20. Wang Y ,Li D L ,Wang H et al. 2015.New variation characteristics of winter monsoon over Qinghai-Xizang plateau and its influences on temperature over southwest China [J].Plateau Meteor, 34(1): 11-20.(in Chinese) .
- 韦志刚 吕世华 1995.青藏高原积雪的分布特征及其对地面反照率的影响[J].高原气象, 14(1): 67-73. Wei Z G ,Lyu S H ,1995.Distribution of snow cover on the Qinghai-Xizang plateau and its influence on surface albedo [J].Plateau Meteor, 14(1): 67-73.(in Chinese) .
- 韦志刚 黄荣辉 陈文 等 2002.青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征[J].大气科学, 26(4): 496-508. Wei Z G ,Huang R H ,Chen W et al. 2002.Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations [J].Chin J Atmos Sci, 26(4): 496-508.(in Chinese) .
- 徐丽娇 李栋梁 胡泽勇 2010.青藏高原积雪日数与高原季风的的关系[J].高原气象, 29(5): 1093-1101. Xu L J ,Li D L ,Hu Z Y ,2010. Relationship between the snow cover day and monsoon index in Tibetan Plateau [J].Plateau Meteor, 29(5): 1093-1101.(in Chinese) .
- Yasunari T ,Kitoh A ,Tokioka T ,1991.Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate [J].Journal Meteorological Society Japan, 69(4): 473-487.
- 赵庆云 李栋梁 吴洪宝 2006.西北区东部近 40 年地面气温变化的分析[J].高原气象, 25(4): 643-650. Zhao Q Y ,Li D L ,Wu H B 2006.Analyses on surface air temperature changes in east part of northwest China in last 40 years [J].Plateau Meteor, 25(4): 643-650.(in Chinese) .
- 郑然 李栋梁 2016. 1971—2011 年青藏高原干湿气候区界线的年代际变化[J].中国沙漠, 36(4): 1106-1115. Zheng R ,Li D L ,2016.Decadal changes of the wet and dry climate zone boundaries in the Qinghai-Tibet plateau during 1971—2011 [J].J Desert Res, 36(4): 1106-1115.(in Chinese) .
- 郑然 李栋梁 蒋元春 2015.全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征[J].高原气象, 34(6): 1531-1539. Zheng R ,Li D L ,Jiang Y C 2015. New characteristics of temperature change over Qinghai-Xizang plateau on the background of global warming [J].Plateau Meteor, 34(6): 1531-1539.(in Chinese) .
- 郑思嘉 于晓菲 栾金花 等 2018.季节性冻土区积雪的生态效应[J].土壤与作物, 7(4): 389-398. Zheng S J ,Yu X F ,Luan J H et al. 2018.Ecological effects of snow in seasonal frozen soil region [J].Soils Crop, 7(4): 389-398.(in Chinese) .
- 中国气象局 2007.地面气象观测规范第 14 部分: 冻土观测[S].北京: 中华人民共和国气象行业标准. China Meteorological Administration 2007. Specifications for surface meteorological observation Part14: measurement of frozen soil [S]. Beijing: Meteorological Industry Standard of the People's Republic of China.(in Chinese) .
- 周幼吾 郭东信 邱国庆 等 2000.中国冻土[M].北京: 科学出版社. Zhou Y W ,Guo D X ,Qiu G Q et al. 2000.Geocryology in China [M]. Beijing: Science Press.(in Chinese) .

Variation characteristics of snow cover and frozen soil and their relationships with vegetation in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016

JIANG Yuanchun¹, LI Dongliang¹, ZHENG Ran²

¹Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD) /Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME) Nanjing University of Information Science & Technology Nanjing 210044, China;

²Sichuan Climate Center, Chengdu 610072, China

As forcing factors of land surface, the snow cover and frozen soil play important roles in the climate system. Based on the monthly snow cover days of 81 meteorological stations and the observation data of the lower boundary of the first frozen layer of 45 stations in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016, the temporal and spatial variation characteristics of snow cover and frozen soil in the Tibetan Plateau and their relationships with NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) were analyzed. The possible influence of changes in the underlying surface of snow cover and frozen soil on the vegetation and desertification in the Tibetan Plateau were also discussed. Results show that: (1) The distribution of snow cover days in the Tibetan Plateau is extremely uneven. The Bayan Har and Tanggula mountains are high value areas of snow cover days in the plateau, and their interannual variabilities are large. (2) There is a decreasing trend of snow cover days in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016, and the average reduction rate is 3.5 d/(10 a). A sudden change of the snow cover days occurs around 1998, and the reduction rate is further accelerated to 5.1 d/(10 a). (3) The lower boundary of the first frozen layer in the Tibetan Plateau from 1971 to 2016 shows an upward trend, reaching -3.7 cm/(10 a), which is closely related to the warming of the Tibetan Plateau. (4) NDVI in the Tibetan Plateau is increasing slowly, which is consistent with the increasing trend of temperature and precipitation. The effect of snow cover and frozen soil changes on NDVI in different regions of the Tibetan Plateau has significant difference. Under the background of climate warming, the warm and humid environment promotes the melting of snow and the lifting of the lower boundary of the first frozen layer. Further, the water content of shallow soil layers increases, which is conducive to vegetation restoration and growth. The results have a certain role in the study of land desertification on the Tibetan Plateau.

Tibetan Plateau; snow cover days; lower boundary of the first frozen layer; NDVI

doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191215011

(责任编辑: 张福颖)