

1980-2019 年中亚夏季地表气温的异常增暖

贾晓静¹ 刘栩可¹ 钱奇峰²

¹ 浙江大学地球科学学院, 浙江大学, 杭州, 浙江, 310027

² 浙江省气象科学研究所 (中国气象科学研究院浙江分院), 杭州, 浙江, 310017

摘要 本文利用 1980-2019 年 NCEP/NCAR 全球再分析资料、CRU 地表气温资料、积雪覆盖率资料和全球海温资料, 分析了中亚夏季地表气温的气候突变及其和北大西洋海温、青藏高原积雪之间的关系。结果表明: 中亚夏季地表气温在 2005 年发生明显的气候突变。标准化的中亚区域平均的气温指数从之前的负位相为主变为之后的正位相为主, 表示中亚地区夏季地表气温显著增温。和中亚夏季地表气温异常增温相联系的大气环流场的分析表明, 2005 年之后, 中亚地区西侧的反气旋性环流系统异常增强, 该反气旋异常对应的大气下沉增暖以及反气旋异常增强引起的云量减少进而导致向下的短波辐射增加均有利于中亚夏季气温异常升高。进一步的合成分析表明, 中亚夏季地表气温在 2005 年的气候突变和北大西洋中高纬度地区的海表温度的增暖和青藏高原西部积雪的减少有着密切关系。北大西洋中高纬度海表温度增温能激发一个向下游传播的罗斯贝波, 青藏高原西部积雪减少能够通过积雪的反照率效应对上空的大气有增温作用, 两者均能增强中亚地区上空的反气旋系统, 从而有利于中亚夏季地表气温异常偏高。

关键词 中亚地区 地表气温 气候突变 北大西洋海温 青藏高原积雪

中图分类号: P476 文献标识码: A

The abnormal warming of summer surface temperature in Central Asia from 1980 to 2019

JIA Xiaojing¹, Liu Xuke¹ and QIAN Qifeng²

¹ Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou, Zhejiang, 310027

² Zhejiang Institute of Meteorological Science (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Zhejiang Branch), Hangzhou, Zhejiang, 310017

Abstract Based on NCEP / NCAR reanalysis data, CRU surface air temperature (SAT), snow cover and global sea surface temperature (SST) data from 1980 to 2019, the current work analyzes the abrupt change of summer SAT in Central Asia (CA) and its relationship with SST in the North Atlantic and snow cover in the Qinghai Tibet Plateau. The results show that the summer SAT in CA experiences significant climate shift at 2005. The standardized regional average temperature index in CA shifts from the previous negative phase to the subsequent positive phase, indicating that the summer SAT in CA has increased significantly. The analysis of the anomalous atmospheric circulations related to the interdecadal changes of summer SAT in CA shows that after 2005, the anticyclonic circulation system

¹ 作者简介: 贾晓静, 女, 1977 年出生, 博士研究生, 博士生导师, 主要从事气候动力和短期气候预测研究, E-mail: jiaxiaojing@zju.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 42075050

in the west of CA is abnormally enhanced. The atmospheric subsidence associated with the anomalous anticyclone can cause warming. Meanwhile, the reduction of cloud amount caused by the enhancement of this anticyclone anomaly leads to the increase of downward short wave radiation and therefore is favorable for increase of summer temperature in CA. Further analysis shows that the interdecadal changes of summer SAT in CA at 2005 is closely related to the warming of SST in the middle and high latitudes of the North Atlantic and the reduction of snow cover in the west of the Tibet Plateau (TP). The increase of SST in the middle and high latitudes of the North Atlantic can stimulate a Rossby wave propagating downstream. The reduction of snow cover in the west of the TP can cause warming to the above atmosphere through the albedo effect of snow. The changes of both the North Atlantic SST and the TP snow can strengthen the anticyclone over CA, resulting in an abnormally high summer SAT over there.

Key words Central Asia, Summer SAT, interdecadal changes, SST, Snow cover

1 引言

中亚地区地处欧亚大陆的中心地带,主要包括哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦、塔吉克斯坦、土库曼斯坦、乌兹别克斯坦(简称“CAS5”)和中国新疆维吾尔自治区,是贯通亚欧大陆的交通枢纽,也是“一带一路”战略中“新丝绸之路经济带”的重要成员。由于中亚地区深居内陆,远离海洋,是典型的大陆干旱和半干旱气候,气候环境特征与亚洲季风区有显著的不同。该地区下垫面植被稀疏,生态系统脆弱,对气候变化非常敏感。在全球变暖的背景下,中亚地区的土地沙漠化和水资源短缺等问题日益严重(Siegfried et al., 2012; Sorg et al. 2012; Hu et al., 2014; Chen et al., 2014; Li et al., 2015)。IPCC 报告中指出在 20 世纪,中亚地区地表平均温度上升了约 1~2 °C,远高于全球平均的增温水平。因此对中亚地区的气候特征和其影响因子的研究,对于保护该地区的生态系统和社会经济发展、防灾减灾、应对气候变化、实现联合国可持续发展的目标等都有着非常重要的环境和社会意义。

中亚地区位于欧亚大陆中高纬度,西风气流的强度和位置变化会引起中亚地区气候的变化(Schiemann et al., 2008; Chen et al., 2019)。前期有些研究表明,中亚地区的气候容易受到来自中高纬度系统以及高纬度海温、海冰等因子的影响(Wu et al., 2002; Morinaga et al., 2003; Li et al., 2012; Yao et al., 2015; Li et al., 2020)。比如, Wu et al. (2002)研究表明北极涛动与欧亚大陆中高纬地面气温之间呈正相关,冬季北极涛动会通过影响西伯利亚高压和东亚大槽来影响冬季风,进而影响中亚区域的气温。

之前关于中亚夏季气温的影响因子的研究,主要关注的是中高纬度的系统和因子。中亚地区的东南缘毗邻被称之为“地球的第三极”的青藏高原。众所周知,青藏高原能够通过大地形动力和热力强迫作用对高原周边地区的气候产生显著的影响(叶笃正等, 1979; 刘新等, 2002; Duan et al., 2005; Wang et al 2018b)。此外,由于青藏高原平均海拔 4000 m 以上,高原上常年都有积雪的存在。积雪能够通过反照率效应和水文效应影响气候的变化(Blanford 1884; Yasunari et al, 1991; 段安民等, 2016; Qian et al., 2020; Jia et al., 2021; Zhang et al., 2021)。青藏高原毗邻中亚地区,最近的一项研究表明,青藏高原中东部积雪对中亚夏季气温的年际变化有影响(Liu et al, 2021)。

之前有些研究指出,青藏高原积雪存在显著的年代际变化和长期变化趋势(韦志刚等, 2002; 段安民等, 2014; Wang et al, 2018a)。但是关于青藏高原积雪变化是否会影响以及如何影响中亚地区的气候变化还尚不清楚。本文将着重研究中亚夏季地表气温的气候突变特征以及与之相联系的环流场的变化。并进一步分析北大西洋海温和青藏高原积雪变化和东亚夏季地表气温的气候突变的联系。研究结果能够帮助了解中亚夏季气温的气候变化的机理。

2 数据和方法

本文所用的数据包括（1）National Centers for Environmental Prediction（NCEP）和 Department of Energy（DOE）提供的月平均再分析数据集 II（NCEP-DOE Reanalysis II），包括位势高度场、水平与垂直方向风速场、地表感热通量、地表潜热通量、短波辐射和长波辐射。该数据的水平空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直方向共 17 层（1000hPa 至 10hPa），资料时间长度为 1979 年 1 月至今（Kanamitsu et al., 2002）；（2）Climate Research Unit（CRU）提供的月平均地表气温数据，版本为 v4.04。该数据集水平空间分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，资料时段为 1901 年 1 月至 2019 年 12 月（Harris et al., 2014）；（3）美国国家海洋和大气管理局（National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA）提供的月平均全球扩展重建海表温度（Sea Surface Temperature, SST）数据集，版本为 v5，其水平空间分辨率为 $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$ ，资料时段为 1854 年 1 月至今（Huang et al., 2017）；（4）美国国家海洋和大气管理局（National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA）国家环境信息中心（National Centers for Environmental Information, NCEI）提供的北半球积雪覆盖率数据集（Climate Data Record of the Northern Hemisphere SCE）（Robinson et al., 2012）。原始积雪数据空间分辨率为 89×89 的北半球极地投影笛卡尔网格（Estilow et al., 2015），时间分辨率为周。由于早期积雪资料有部分数据有缺失（Brodzik and Armstrong, 2013）和高估的问题（Robinson et al., 1993）。为保证之后的研究结论可靠，我们统一使用 1980 年之后的积雪资料进行后续分析（Robinson et al., 2012）。为方便计算，将原始积雪数据插值为传统经纬度网格下 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的水平空间分辨率，时间分辨率转换为月平均（Qian et al., 2020）。本文的主要分析时段为 1980 年 1 月至 2019 年 12 月，文中的夏季指 6~8 月（JJA）。

本文使用经验正交函数分解（EOF）方法来获得中亚夏季地表气温变化的主要空间模态和时间变化。使用 Mann-Kendall 突变检验（MK 检验）（Kendall, 1975）来检测地表气温时间序列中的气候突变。利用相关分析、一元及多元线性回归分析和合成分析方法得到和地表气温变化相对应的大气环流、海温和积雪等变量的状况。文中使用 Student t 检验对置信度进行检验。

大气热源/汇能够反应大气的能量收支状况，本论文使用 Zhao and Chen（2001）提出的方法直接计算整层大气柱的热源/汇，具体如下：

$$Q1 = SH + R_{net} + L$$

其中 SH 代表地表感热通量， R_{net} 为大气净辐射通量，L 代表凝结潜热通量。当 $Q1 < 0$ 时，表明大气为热汇；当 $Q1 > 0$ 时，表明大气为热源。

3 中亚夏季地表气温的异常增温

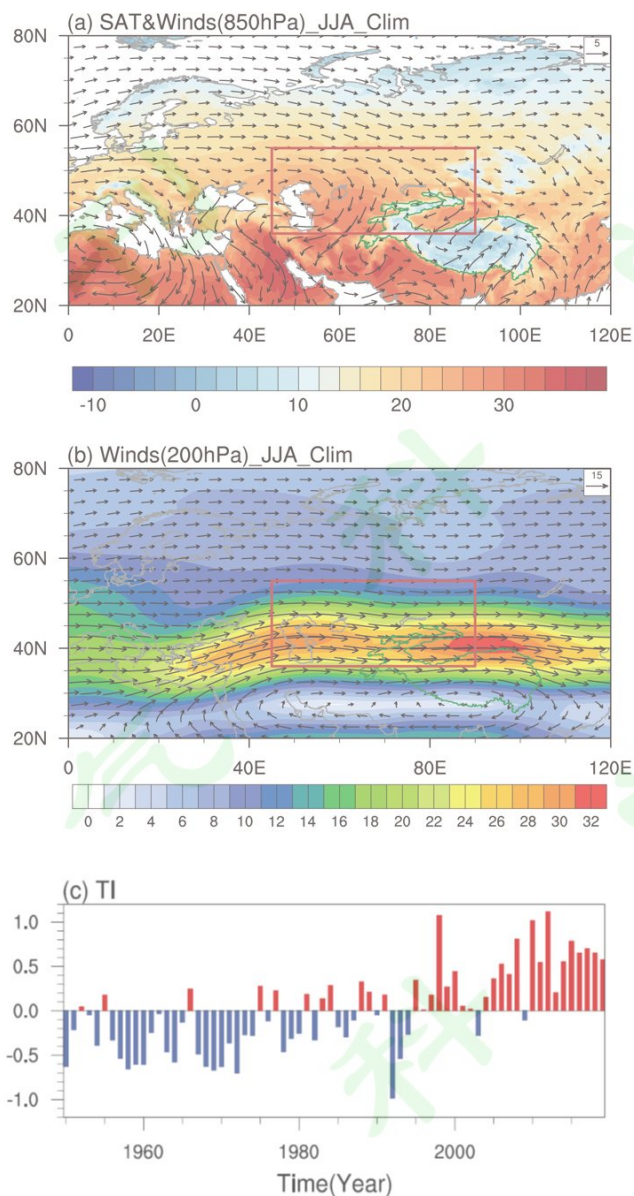


图1 1980年至2019年中亚以及周边地区夏季（a）地表气温（填色，单位：°C）与850hPa风场（矢量，单位：米/秒）和（b）200hPa纬向风（填色，单位：米/秒）叠加风场（矢量，单位：米/秒）的气候平均分布图。（c）1950-2019年中亚地区（红色框，40-90°E, 36-55°N）区域平均的地表气温距平直方图。

Fig.1 Climatological summer (a) surface air temperature (°C; shading) and 850-hPa wind (m/s; vectors), (b) 200-hPa Zonal wind (m/s; shading) and wind (m/s; vectors) in Central Asia and surrounding areas during the period of 1980-2019. (c) Regional average surface temperature anomaly in Central Asia (36°–55° N, 45°–90° E) from 1950 to 2019.

图1首先给出了中亚（图1a中的红色框区，40-90°E, 36-55°N）及周边地区1980年至2019年夏季地表气温和环流场的气候平均态。由图1a可见，中亚地区的夏季平均气温大概为20°C左右，且从北向南递增。其东南侧的青藏高原由于海拔较高，平均海拔在4千米以上，夏季气温相对较低，平均气温在10°C以下。在对流层底层，中亚地区上空受一个中心位于里海附近的反气旋系统控制（图1a）。该反气旋北侧的西风和其东侧的东北风在夏季影响中亚地区。从高层200 hPa风场上看，中亚地区位于副热带西风急流在欧亚大陆上空的高值区（图1b），风速在夏季最大可达32米/秒。之前的观测研究表明，中亚地区的气温增暖现象明显高于全球平均变化（Smith and Reynolds, 2005; Brohan et al., 2006; Hu et al., 2014）。图1c是1950-2019

年中亚地区区域平均的地表气温距平直方图。由图可见，中亚地区的地表气温在21世纪初期有着一个明显的快速增暖。

对1980~2019年夏季中亚地区的地表气温进行EOF分析，第一个EOF模态（EOF1）解释了总方差的61.2%，按照North et al.(1982)的标准，EOF1可以同其他的EOF模态区分开。为了表征实际的变化幅度，将EOF1相对应的标准化的时间序列（PC1）（图2b，直方图）的年代际分量回归到地表气温场，以显示EOF1的空间分布型（图2a）。由图可见，对应于EOF1的正位相，其空间分布特征表现为中亚地区全区一致的显著的正温度异常，其变化的中心位于60°E,50°N，里海附近，最大值强度超过1.5°C。

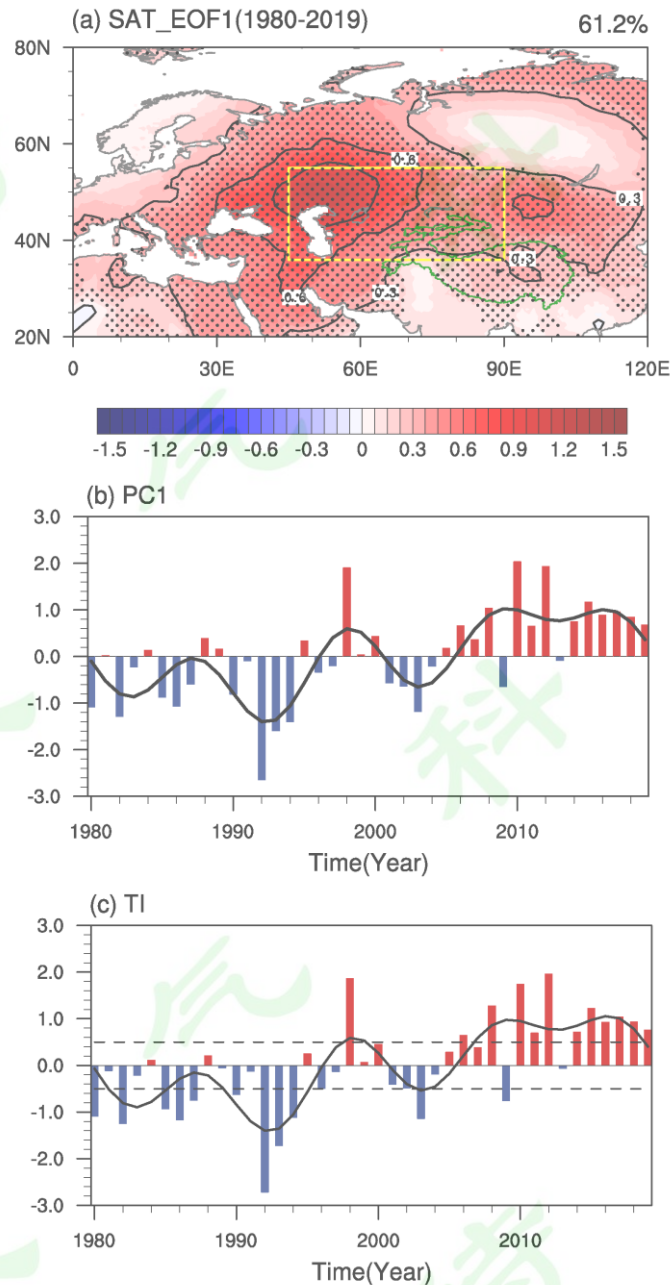


图2 1980年至2019年中亚地区(40-90° E, 36-55° N)夏季地表气温场 EOF 分析的第一模态(EOF1)的(a)空间分布型(单位: °C)。打点区域表示通过 95%的显著性检验, 右上角百分数为 EOF1 的方差解释率。(b) EOF1 对应的标准化的时间序列(直方图)及其 11 年的低频滤波(黑色实曲线)。(c) 标准化的中亚地区区域平均的地表气温指数(直方图)及其 11 年的低频滤波(黑色实曲线)。虚线表示地表气温指数的正负 0.5 标准方差。

Fig.2 (a) The spatial pattern of the first EOF (EOF1) of summer (June–July–August) surface air temperature (SAT) ($^{\circ}\text{C}$; shading) over Central Asia ($36^{\circ}\text{--}55^{\circ}\text{N}$, $45^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{E}$) represented by regressing SAT onto the time series of EOF1 during the 1979–2019 period. The number on the top right corner indicates the percentage of the variance explained by EOF1. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted. The yellow box in Fig. 1a represents central Asia. (b) The corresponding time series of EOF1 (PC1) (bar charts). The black line represents the low-frequency component of PC1 with periods longer than 10 years. (c) Area-weighted averaged summer temperature index (TI) over Central Asia (represented by the solid bar charts) and low-frequency components of TI (represented by the black solid line). The horizontal long dashed black lines denote the 0.5 standard deviation.

从 PC1 的低频滤波（图 2b，黑色曲线）可见，其在 20 世纪初期之前是负位相占主导，之后转变为正位相为主，表明中亚地区的夏季地表气温在最近四十年的时间里是全区一致的显著的年代际增暖。此外，标准化的中亚地区区域平均的地表气温指数（TI）（图 2c，直方图）和 PC1 的相关系数达到 0.97，通过 99% 的信度检验，说明 EOF1 的变化特征可以代表中亚区域夏季地表气温的变化。

为了进一步确定中亚地表气温发生气候突变的时间，我们利用 MK 突变检验对 PC1（图 3a）和 TI（图 3b）进行了检测。结果表明，PC1 和 TI 的 MK 检验的前向曲线（UF，黑色线）与后向曲线（UB，蓝色线）的交点对应的年份都是 2005 年，且交点位于两条 95% 显著性线（水平虚线）之间，表明中亚夏季地表气温在 2005 年发生了气候突变。根据 MK 的结果，我们把时间分为两段：1980~2004 年为第一阶段（P1），2005~2019 年为第二阶段（P2），分别代表中亚夏季地表气温的异常偏冷年代和异常偏暖年代。

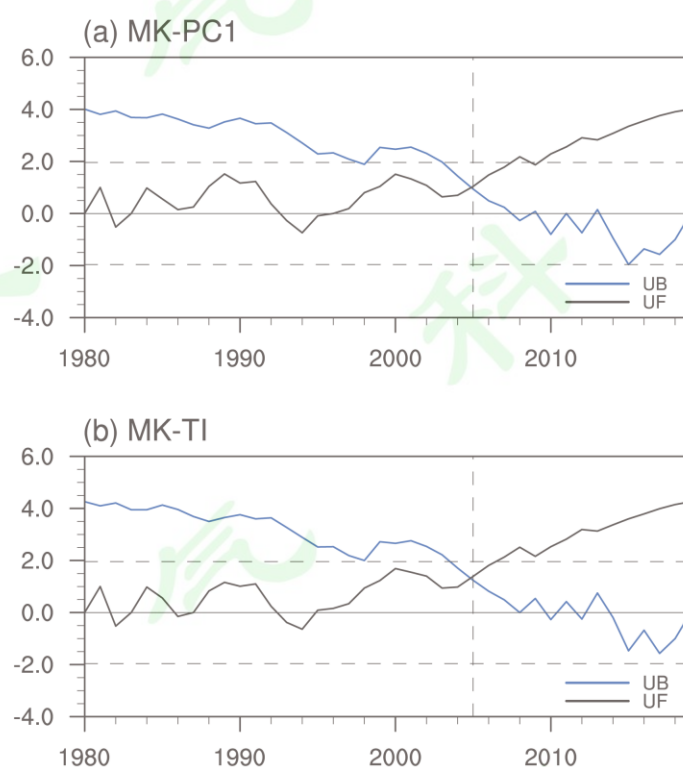


图 3 1980 年至 2019 年 (a) 中亚夏季地表气温场 EOF1 对应的标准化的时间序列和 (b) 中亚地区区域平均的地表气温指数的 MK 检验。黑色实线为前向曲线（UF），蓝色实线为后向曲线（UB）。水平虚线为 95% 显著性线，垂直虚线标示 UF 和 UB 的交点。

Fig.3 Mann-Kendall (MK) statistics curves of (a) the PC1 of EOF1 of summer surface air temperature over central Asia and (b) the area-weighted averaged summer temperature index (TI) over Central Asia. The solid blue line and solid black line represent the forward curve (UF) and backward curve (UB), respectively. The horizontal long dashed black lines denote the 95% confidence level, and the

dashed vertical line denotes the intersection of the UF and UB.

为了研究中亚夏季地表气温的气候突变的可能原因，我们在 P2 阶段选取 TI 大于 0.5 标准差的 11 年为暖年（2006、2008、2010、2011、2012、2014、2015、2016、2017、2018、2019），在 P1 阶段选取了 TI 的标准差小于-0.5 的 10 年为冷年（1980、1982、1985、1986、1987、1990、1992、1993、1994、2003）。在下面的分析里，我们利用暖年减掉冷年的差值合成场来分析中亚夏季地表气温由冷转暖的气候突变特征和其相联系的环流场的变化，并探讨造成此次突变的可能原因。

4 中亚夏季地表气温异常增温相联系的环境异常

4.1 中亚夏季地表气温异常增温相联系的大气环流异常

为了说明和中亚夏季地表气温气候突变特征和其相联系的大气环流场变化，我们在图 4 中给出了中亚夏季暖年和冷年的地表气温与 850 hPa 风场（图 4a）、500 hPa 垂直速度（图 4b）、200hPa 风场（图 4c）和总云量（图 4d）的合成差值场。

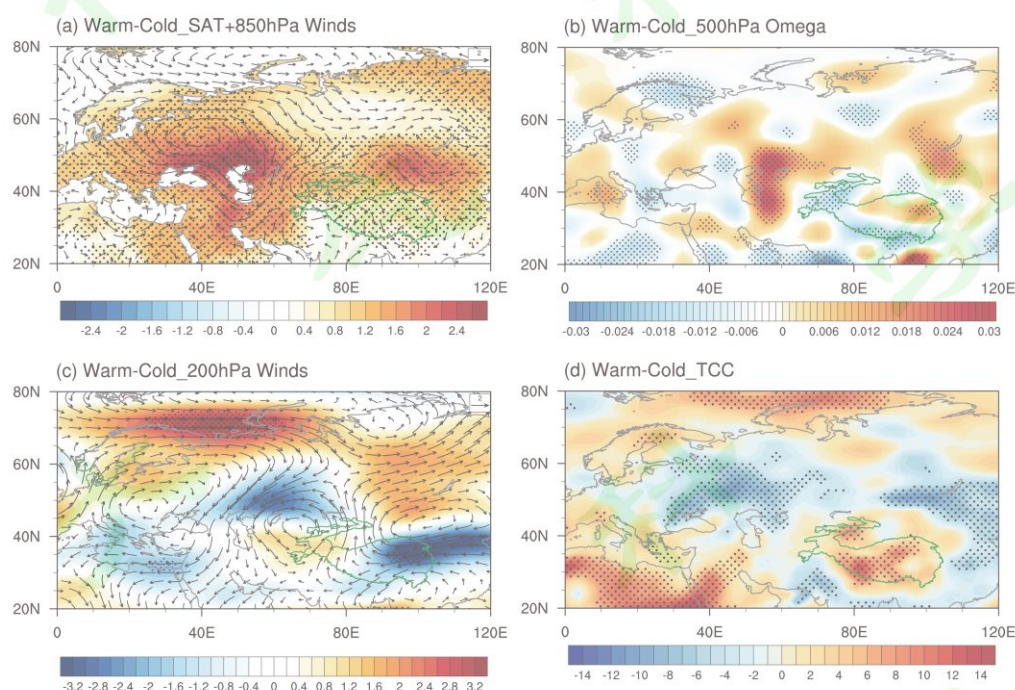


图 4 中亚夏季暖年和冷年的 (a) 地表气温 (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 与 850 hPa 风场 (箭头, 单位: m/s), (b) 500 hPa 垂直速度场 (单位: Pa/s), (c) 200hPa 风场 (矢量, 单位: m/s) 叠加风速场 (填色, 单位: m/s) 和 (d) 总云量覆盖率 (单位: $\%$) 的合成差值场。图中打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.4 Composite differences of the (a) surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$; shading) and 850-hPa wind (m/s ; vector), (b) 500-hPa vertical velocity (Pa/s ; shading), (c) 200h-Pa wind (m/s ; vectors) and wind speed (m/s ; shading) and (d) total cloud cover ($\%$; shading) between the warm years and cold years in Central Asia. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted.

由图 4a 可见，和异常偏冷年代相比，在中亚夏季地表气温异常偏暖年代，中亚地区对流层下层最显著的环流异常是一个中心位里海西北处的显著的反气旋环流异常系统，此异常反气旋在 200 hPa 风场（图 4c）上看也非常显著，表明其是一个深厚的准正压结构系统，不过反气旋中心在从底层到高层向西南略有所偏移。比较图 4a 和图 1a 可知，在中亚地区夏季地表气温异常偏暖年代，中亚上空对流层中下层的反气旋系统会异常增强。异常反气旋伴随着中亚地区的下沉气流增强（图 4b）以及云量的减少（图 4d）。本文同样检查了下行短波辐射通量的合成差值场（图 5），结果显示，下沉气流的绝热加热以及云量减少导致的向下的

太阳短波辐射增加，都有利于中亚夏季地表气温异常偏高。

进一步，从高空环流场上看（图 4c），在中亚地区夏季地表气温异常偏高年代，里海附近异常反气旋的下游和上游，各有气旋性异常环流系统，表现为一个自上游北大西洋中高纬度地区向下游欧亚大陆地区传播的波列。众所周知，大气环流异常往往会与海温、积雪等下垫面强迫的变化相联系。因此，下面我们进一步分析海温和积雪下垫面异常条件对这个波列的可能影响。

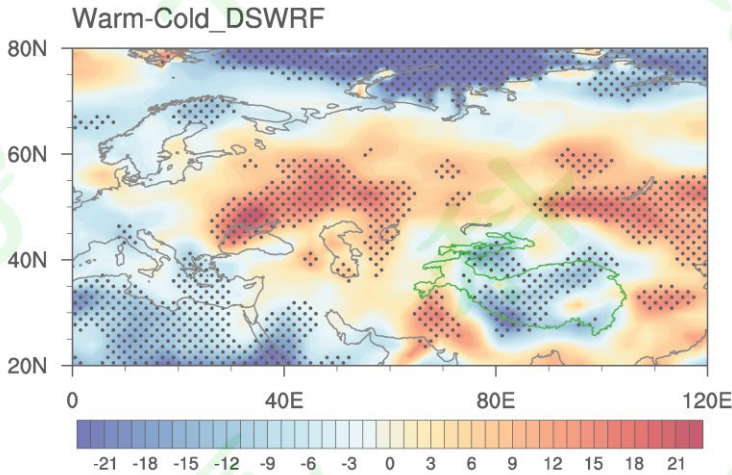


图 5 中亚夏季暖年和冷年的地表下行短波辐射通量（填色，单位： W/m^2 ）的合成差值场。图中打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.5 Composite difference of downward solar radiation flux at surface (W/m^2 ; shading) between the warm years and cold years in Central Asia. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted.

4.2 中亚夏季地表气温增暖变异相联系的海温异常

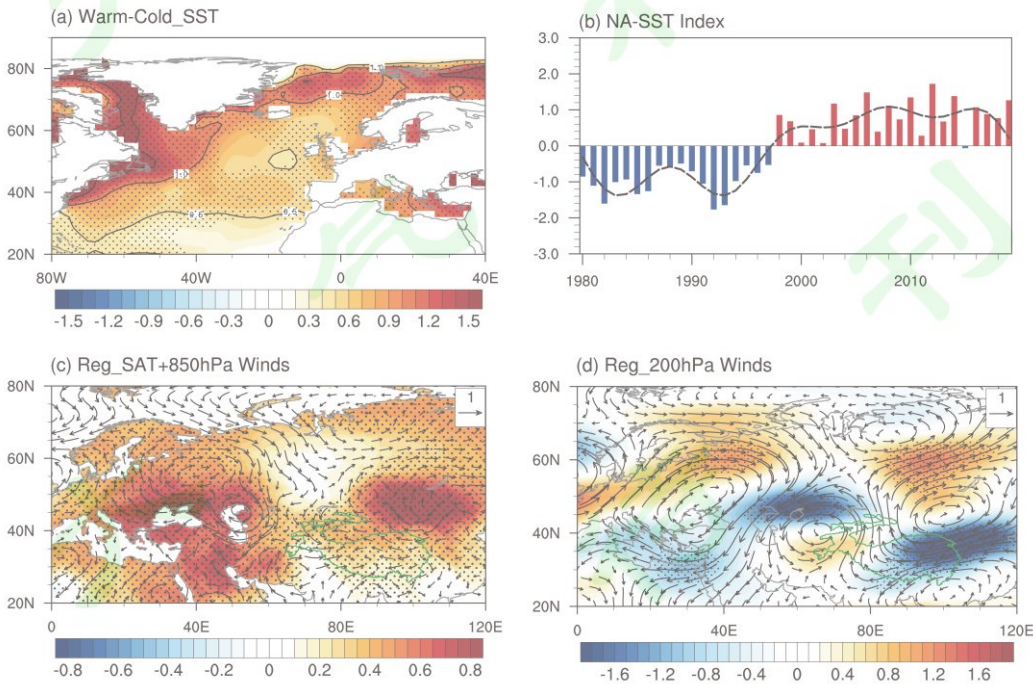


图 6 中亚夏季暖年和冷年的（a）大西洋海温（填色；单位： $^{\circ}\text{C}$ ）的合成差值场。（b）标准化的北大西洋中高纬度（ 70°W - 10°E , 35°N - 80°N ）区域平均

海温指数（直方图）及其 11 年的低频滤波（黑色曲线）。北大西洋中高纬度区域平均海温指数对（c）夏季地表气温（填色，单位：°C）和 850hPa 风场（矢量，单位：m/s）以及（d）200hPa 风场（矢量，单位：m/s）和风速场（填色，单位：m/s）的异常回归场。图中打点区域均表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.6 (a) Composite differences of the summer sea surface temperature (SST; °C; shading) between the warm years and cold years in Central Asia. (b) Normalized sea surface temperature index obtained by the area-weighted average of SST over the key region of the north Atlantic (70° W -10° E, 35-80° N; represented by the solid bar charts) and low-frequency components of the index (represented by the black dotted line). Anomalies in the summer (c) SAT (°C; shading) and 850-hPa wind (m/s; vectors) and (d) 200-hPa wind (m/s; vectors) and wind speed (m/s; shading) obtained by regression against the sea surface temperature index during the period of 1980-2019. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted.

之前的很多研究表明，北大西洋的海温异常能够激发向东传播的波列，从而能够影响欧亚大陆包括我国在内的许多地区气候的变化（Watanabe, 2004; Fujinami and Yasunari, 2009; You and Jia, 2018）。图 6a 是中亚夏季地表气温暖年和冷年的北大西洋海温合成图，由图 6a 可见，在中亚夏季地表气温异常偏高年代，北大西洋的海温整体是异常偏暖的，特别是中高纬度地区，温度正异常超过 0.6 °C，且通过 95% 的信度检验。为了说明北大西洋海温异常和中亚夏季地表气温的联系，我们建立一个北大西洋中高纬度地区（70° W -10° E, 35-80° N）区域加权平均的海温指数。标准化的北大西洋海温指数见图 6b。由图 6b 可见，北大西洋中高纬度地区的海温呈现明显的增温趋势。图 6c 和图 6d 是北大西洋海温指数和夏季地表气温、850hPa 风场和 200hPa 风场的回归图。将图 6c, d 与图 4a, c 对比可见，和北大西洋海温变化相联系的地表气温和环流场异常的空间分布与中亚夏季地表气温增暖相联系的环流异常具有非常高的相似性。结果说明北大西洋中高纬度地区的海温增暖和中亚地区夏季地表气温的增暖变异有密切的联系。

4.3 中亚夏季地表气温增暖变异相联系的高原积雪异常

为了看青藏高原积雪和中亚夏季地表气温的气候变异是否也存在联系，我们做了中亚夏季地表气温暖年和冷年的青藏高原积雪覆盖率的合成图（图 7a）。由图可见，在中亚夏季地表气温异常偏高年代，青藏高原西部地区的积雪出现负异常，且通过 95% 的信度检验，表明青藏高原西部的积雪在这些地区是显著减少的。

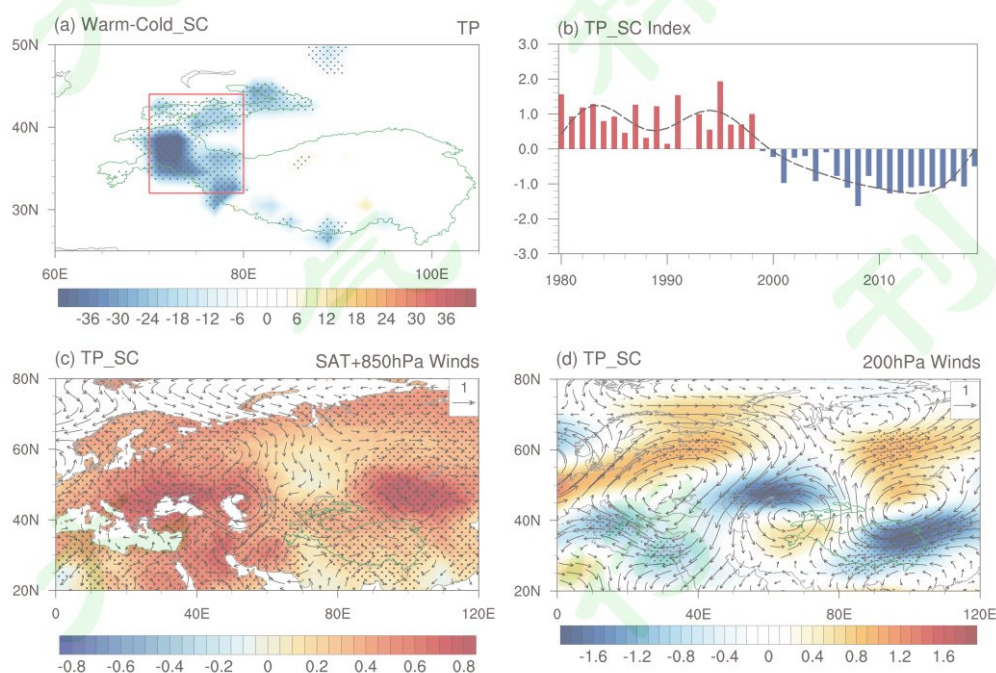


图 7 中亚夏季暖年和冷年的（a）青藏高原积雪覆盖率（单位：%）的合成差值场。（b）标准化的青藏高原西部（70-80° E, 32-44° N）区域平均积雪指数（直方图）及其 11 年的低频滤波（黑色曲线）。（c）青藏高原西部积雪指数和地表气温（填色，单位：°C）与 850 hPa 风场（箭头，单位：m·s⁻¹）的

回归图。(d) 青藏高原西部积雪指数和 200hPa 风场（矢量，单位：m/s）与风速（填色，单位：m/s）的回归图。(a) (c) (d) 中的打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.7 (a) Composite differences of the snow cover extent (SCE; %; shading) between the warm years and cold years in Central Asia. (b) Normalized snow index obtained by the area-weighted average of the SCE over the key region of the western-TP (70-80°E,32-44°N; represented by the solid bar charts) and low-frequency components of the index (represented by the black dotted line). Anomalies in the summer (c) SAT (°C; shading) and 850-hPa wind (m/s; vectors), (d) 200-hPa wind (m/s; vectors) and wind speed (m/s; shading) obtained by regression against the snow index during the period of 1980-2019. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted.

我们根据图 7a 建立了一个区域加权平均的青藏高原积雪指数（图 7a 红色框区）。标准化的高原积雪指数见图 7b。由图 7b 可见，青藏高原西部积雪在最近几十年确实是显著的减少，这和前人的研究结果也是一致的（Wang et al., 2018b）。青藏高原积雪指数在大约 2000 年左右从正位相转为负位相，其位相转变的时间和中亚地区夏季地表气温的气候突变时间也较为一致。

为了检验青藏高原西部积雪异常和中亚夏季地表气温变化之间的联系，我们用建立的青藏高原积雪指数和地表气温与 850hPa 风场（图 7c）和 200hPa 风场（图 7d）进行了回归分析。由于中亚夏季地表气温的变化和高原西部积雪是负相关关系，为了便于比较，在计算回归的时候我们把青藏高原积雪指数进行了反号处理。因此图 7c 和图 7d 对应的是青藏高原西部积雪减少的时候对应的温度和环流场异常。和之前图 4a，图 4c 对比可见，青藏高原西部积雪异常减少时对应的地表气温在中亚地区是显著的正异常，且其对应的环流场异常与中亚夏季地表气温变化对应的环流异常也具有非常高的相似性。图 7 说明，青藏高原西部积雪异常和中亚地区夏季地表气温的增暖变异也有着密切的联系。

为了检验图 7 显示的地表气温和环流场异常是否是北大西洋海温升高作用的结果，我们进一步做了偏回归检验。图 8 是用偏回归方法，去掉北大西洋海温信号之后和青藏高原积雪指数相关的地表气温和环流场异常的结果。对比图 8 和图 7c 可见，去掉大西洋海温信号之后，和青藏高原西部积雪相联系的地表气温在中亚地区的异常信号虽有所减弱，但仍可以观察到显著的正异常区域。中心位于里海附近的反气旋异常也依然存在。这些结果说明，青藏高原西部积雪异常和中亚地区夏季地表气温的增暖变异之间存在密切的相关，且这个关系和北大西洋海温异常变化之间存在一定的独立性。

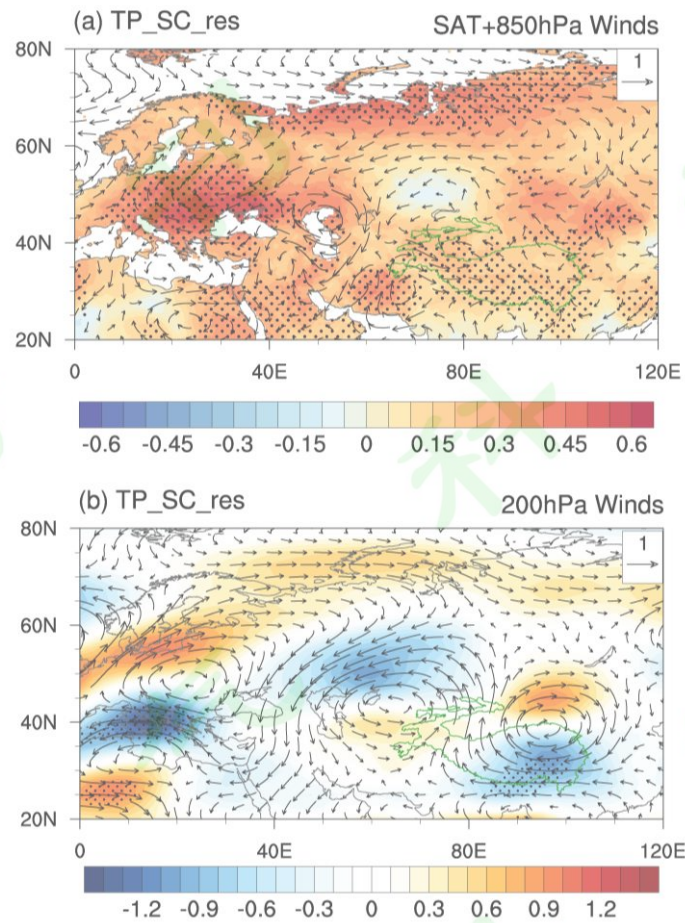


图8 青藏高原西部积雪指数和 (a) 地表气温 (填色; 单位: $^{\circ}\text{C}$) 与 850 hPa 风场 (箭头, 单位: m/s), (b) 200hPa 风场 (矢量, 单位: m/s) 和风速场 (填色, 单位: m/s) 去掉北大西洋海温指数的偏回归图。打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.8 Anomalies in the summer (c) SAT ($^{\circ}\text{C}$; shading) and 850-hPa wind (m/s ; vectors) and (b) 200-hPa wind (m/s ; vectors) and wind speed (m/s ; shading) obtained by partial regression against the snow index after removing the North Atlantic sea surface temperature index during the period of 1980-2019. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted.

为了更加明确青藏高原西部积雪异常对上空的大气环流场的影响, 我们利用公式 (1) 计算了大气视热源 Q_1 。图 9 给出了中亚夏季暖年和冷年的 Q_1 的合成差值场。由图 9 可见, 对应于中亚地区夏季地表气温偏高的年代, 高原西部的 Q_1 为显著的正异常, 且能通过 95% 的显著性检验。 Q_1 正异常是由于青藏高原西部积雪的异常减少, 由于其反照率效应减弱, 地面吸收更多的太阳短波辐射, 地表气温升高, 从而对上空的整层大气有异常加热作用。而这个异常加热对应于高空的反气旋异常产生, 如前所述, 中亚地区上空的反气旋异常有利于其地表气温的增温。

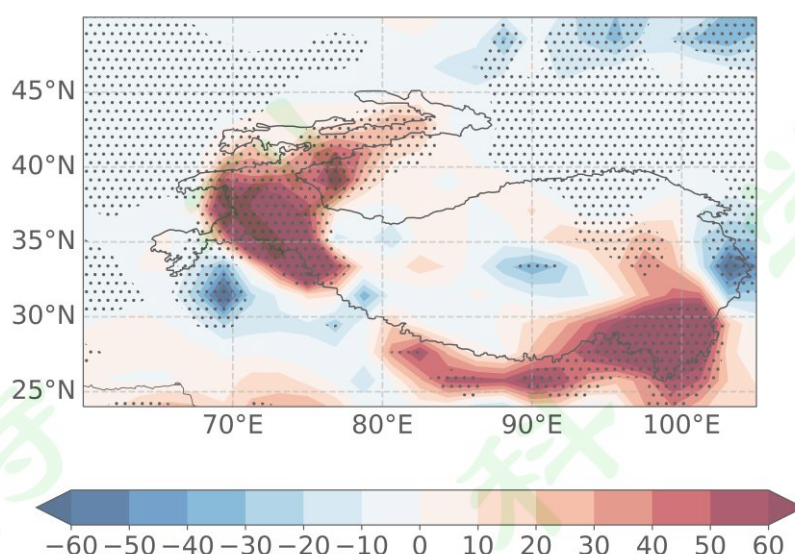


图9 中亚夏季暖年和冷年的 Q1 (单位: W/m^2) 的合成差值场。打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.9 Composite difference of Q1 (W/m^2 ; shading) between the warm years and cold years in Central Asia. Anomalies significant at the 95% confidence level are dotted.

虽然青藏高原西部积雪和北大西洋海温异常对中亚地区夏季地表气温的影响有一定的差异和相互独立性，但是青藏高原西部积雪和北大西洋海温变化也存在一定的相关性，为了比较两者的相对贡献，我们利用积雪和海温这两个因子建立了多元线性回归模型对中亚夏季地表气温进行模拟。结果显示，青藏高原西部积雪异常的标准化回归系数为 0.31，而北大西洋海温异常为 1.16，海温相较青藏高原西部积雪对中亚气温年代际变化的贡献更重要，积雪约为海温贡献的 26.6%。本文未对两者之间的相互作用关系作具体讨论，有待后续进一步的研究。

5 结论

本文利用 1980-2019 年的观测和再分析资料，分析了中亚夏季地表气温的气候突变及其和北大西洋海温、青藏高原积雪异常之间的关系。根据中亚夏季地表气温的 EOF 分析结果表明，主模态 (EOF1) 的空间分布表现为全区一致的变化型，且在 2005 年发生了明显的气候突变。根据 MK 检验，数据资料可根据气候突变的时间点分成两段，1980~2004 年作为中亚夏季地表气温的异常偏冷年代，2005~2019 年则为异常偏暖年代。并在偏暖年代和偏冷年代中分别挑选极端年份进行合成分析，以了解中亚夏季地表气温的气候突变特征和其背后的可能原因。

通过合成差值的异常环流场分析表明，相比于异常偏冷年代，在中亚夏季地表气温异常偏暖年代，中亚地区上空的反气旋性环流系统异常增强，该反气旋异常对应着大气的异常下沉增暖。同时反气旋增强引起的云量减少，也会导致向下的太阳短波辐射增加，这两个环流变化特征均有利于中亚夏季地表气温的升高。

为进一步分析了与中亚夏季地表气温的增暖变异相联系的海温和积雪的变化。合成分析表明，中亚夏季地表气温在 2005 年的突变和北大西洋中高纬地区的海表温度的增暖以及青藏高原西部积雪的减少有着密切的关系。前人研究表明，北大西洋中高纬度海温正异常能激发一个向下游传播的罗斯贝波波列，该波列在中亚地区上空是高压异常 (Watanabe, 2004; Fujinami and Yasunari, 2009; You and Jia, 2018)。青藏高原西部积雪的减少也能够通过积雪的反照率效应对上空的大气有加热作用，在高空增强了该反气旋异常。因此北大西洋海温和青藏高原积雪两者共同作用有利于通过加强中亚地区上空的反气旋使得中亚夏季地表气温异常偏高。

值得注意的是，北大西洋海温和青藏高原积雪作为外强迫因子，在 2000 左右发生了年代际转变，这和中亚气温的转变时间相近但并不是完全一致。其中可能的原因是除了本文研究的大西洋海温和青藏高原积

雪, 还有其他因子可能会对中亚气温年代际变化产生影响。但是具体还有哪些因子以及其中的物理机制还不清楚, 有待以后进行更深入的研究。另外, 之前 Liu et al. (2021) 的研究表明, 前期四月的青藏高原中东部积雪异常和中亚夏季地表气温的年际变化存在显著的正相关关系。在本研究中, 我们进一步发现, 青藏高原西部积雪异常和中亚夏季地表气温的气候突变存在显著的关系。这里的结果也说明, 中亚夏季地表气温的不同时间尺度的影响因子是不同的。而对于青藏高原积雪的气候效应的研究, 分区域进行也是十分必要的。

参考文献

- 段安民, 肖志祥, 吴国雄, 等. 2014. 青藏高原冬春积雪影响亚洲夏季风的研究进展[J]. 气候变化研究进展, 37(3): 94-101. Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wu Guoxiong, et al. 2014. Study Progress of the Influence of the Tibetan Plateau Winter and Spring Snow Depth on Asian Summer Monsoon[J]. Meteorological and Environmental Sciences (in Chinese), 37(3): 94-101. doi: 10.3969/j.issn.1673-7148.2014.03.015.
- 段安民, 肖志祥, 吴国雄. 2016. 1979-2014 年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征[J]. 气候变化研究进展, 2016, 12(5): 374-381. Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wu Guoxiong. Characteristics of Climate Change over the Tibetan Plateau Under the Global Warming During 1979-2014[J]. Climate Change Research (in Chinese), 12(5): 374-381. doi: 10.12006/j.issn.1673-1719.2016.039.
- 刘新, 李伟平, 吴国雄. 2002. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析[J]. 气象学报, 60: 267-277. Liu Xin, Li Weiping, Wu Guoxiong. Interannual variation of the diabatic heating over the Tibetan Plateau and the northern hemispheric circulation in summer. Acta Meteorologica Sinica, 60: 267-277. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2002.03.002
- 叶笃正, 高由禧, 周明煜, 等. 1979. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社. Ye Duzheng, Gao Youxi, Zhou Mingyu, et al. 2014. Qinghai-xizang Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- 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 Zhigang, Huang Ronghui, Chen wen, et al. 2002. Spatial Distributions and Interdecadal Variations of the Snow at the Tibetan Plateau Weather Stations[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese). 26(4): 496-508.
- Blanford, H. F. 1884. II). On the connexion of the Himalaya snowfall with dry winds and seasons of drought in India[M]. Proceedings of the Royal Society of London, 37(232-234), 3-22. doi:10.1098/rspl.1884.0003
- Brohan P, Kennedy J J, Harris I, et al. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850[J]. J Geophys Res Atmos., 111(12): 1-21. doi:10.1029/2005JD006548.
- Chen F, Chen J, Huang W, et al. 2019. Westerlies Asia and monsoonal Asia: Spatiotemporal differences in climate change and possible mechanisms on decadal to sub-orbital timescales[J]. Earth-Science Rev 192(March): 337-354. Elsevier. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.03.005
- Chen Y, Deng H, Li B, et al. 2014. Abrupt change of temperature and precipitation extremes in the arid region of Northwest China[J]. Quat Int., 336: 35-43. Elsevier Ltd and INQUA. doi: 10.1016/j.quaint.2013.12.057
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia[J]. Clim Dyn., 24(7-8): 793-807. doi: 10.1007/s00382-004-0488-8
- Estilow T W, Young A H, Robinson D A. 2015. A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring[J]. Earth System Science Data, 7(1): 137-142. doi: 10.5194/essd-7-137-2015
- Fujinami H, Yasunari T. 2009. The effects of midlatitude waves over and around the Tibetan Plateau on submonthly variability of the east Asian summer monsoon[J]. Mon Weather Rev., 137(7): 2286-2304. doi: 10.1175/2009MWR2826.1
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset[J]. Int J Climatol., 34(3). doi: 10.1002/joc.3711
- Hu Z, Zhang C, Hu Q, et al. 2014. Temperature changes in central Asia from 1979 to 2011 based on multiple datasets[J]. J Clim., 27(3): 1143-1167. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00064.1
- Huang, B., Peter W. Thorne, et al. 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons[J]. Journal of Climate, doi: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1

- Jia XJ, Zhang C, Wu R, et al. 2020. Influence of Tibetan Plateau autumn snow cover on interannual variations in spring precipitation over southern China[J]. *Clim Dyn*(October). Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/s00382-020-05497-8
- Jia X J, Zhang C, Wu R, et al. 2021. Influence of Tibetan Plateau autumn snow cover on interannual variations in spring precipitation over southern China[J]. *Clim Dyn.*, 56(3–4): 767–782. Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/s00382-020-05497-8
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull Am Meteorol Soc.*, 83(11). doi: 10.1175/bams-83-11-1631
- Kendall M G. 1975. *Rank Correlation Methods*(4th edition)[M]. London: Charles Griffin,
- Li B, Chen Y, Shi X. 2012. Why does the temperature rise faster in the arid region of northwest China[J]? *J Geophys Res Atmos.*, 117(16): 1–7. doi: 10.1029/2012JD017953
- Li B, Li Y, Chen Y, et al. 2020. Recent fall Eurasian cooling linked to North Pacific sea surface temperatures and a strengthening Siberian high[J]. *Nat Commun.*, 11(1). doi: 10.1038/s41467-020-19014-2
- Li Z, Chen Y, Li W, et al. 2015. Potential impacts of climate change on vegetation dynamics in Central Asia[J]. *J Geophys Res.*, 120(24). doi: 10.1002/2015JD023618
- Liu X, Jia X, Wang M, et al. 2021. The Impact of Tibetan Plateau Snow Cover on the Summer Temperature in Central Asia[J]. *Adv Atmos Sci*, in press. doi: 10.1007/s00376-021-1011-4
- Morinaga Y, Tian S F, Shinoda M. 2003. Winter snow anomaly and atmospheric circulation in Mongolia[J]. *Int J Climatol.*, 23(13): 1627–1636. doi: 10.1002/joc.961
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions[J]. *Mon Weather Rev.*, 110(7). doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<0699:seiteo>2.0.co;2
- Qian Q F, Jia X J, Wu R. 2020. On the Interdecadal Change in the Interannual Variation in Autumn Snow Cover Over the Central Eastern Tibetan Plateau in the Mid-1990s[J]. *J Geophys Res Atmos.*, 125(16): 1–21. doi: 10.1029/2020JD032685
- Robinson D A, Estilow T W, Program NOAAACDR. 2012. NOAA Cli- mate Data Record (CDR) of Northern Hemisphere (NH) Snow Cover Extent (SCE), version 1[J]. NOAA Natl Cent Environ Inf. doi:10.7289/V5N014G9
- Schiemann, R., D. Lüthi, P. L. Vidale, et al. 2008. The precipitation climate of central Asia—Intercomparison of observational and numerical data sources in a remote semiarid region[J]. *Int J Climatol.*, 28, 295–314, doi:10.1002/joc.1532
- Siegfried T, Bernauer T, Guinnet R, et al. 2012. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia[J]? *Clim Change.*, 112(3–4): 881–899. doi: 10.1007/s10584-011-0253-z
- Smith T M and Reynolds R W. 2005. A global merged land and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997)[J]. *Journal of Climate*, 18, 2021–2036, doi: 10.1175/JCLI3362.1
- Sorg A, Bolch T, Stoffel M, et al. 2012. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia) [J]. *Nat Clim Chang.*, 2(10): 725–731. Nature Publishing Group. doi: 10.1038/nclimate1592
- Wang Z, Wu R, Chen S, et al. 2018a. Influence of Western Tibetan Plateau Summer Snow Cover on East Asian Summer Rainfall[J]. *J Geophys Res Atmos.*, 123(5): 2371–2386. doi: 10.1002/2017JD028016
- Wang Z, Wu R, Huang G. 2018b. Low-frequency snow changes over the Tibetan Plateau[J]. *Int J Climatol.*, 38(2): 949–963. doi: 10.1002/joc.5221
- Watanabe M. 2004. Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic Oscillation[J]. *Journal of Climate*, 17(24): 4674–4691. doi: 10.1175/JCLI-3228.1
- Wu B, Wang J. 2002. Possible Impacts of Winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian Winter Monsoon and Sea-Ice Extent[J]. *Adv Atmos Sci* 19(2): 297–320. doi: 10.1007/s00376-002-0024-x
- Yao J, Chen Y. 2015. Trend analysis of temperature and precipitation in the Syr Darya Basin in Central Asia[J]. *Theor Appl Climatol.*, 120(3–4): 521–531. doi: 10.1007/s00704-014-1187-y
- 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: A study with the MRI · GCM[J]. *J Meteorol Soc Japan.*, 69(4): 473–487. doi: 10.2151/jmsj1965.69.4_473
- You Y J, Jia X. 2018. Interannual variations and prediction of spring precipitation over China[J]. *Journal of Climate*, 31(2): 655–670. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0233.1

- Zhang C, Jia X, Wen Z. 2021. Increased impact of the Tibetan Plateau spring snow cover to the Mei-yu Rainfall over the Yangtze River valley after the 1990s[J]. J Clim., 34(14): 5985–5997. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0009.1
- Zhao P, Chen L. 2001. Climatic features of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China[J]. Sci China, Ser D Earth Sci., 44(9): 858–864. doi: 10.1007/BF02907098

图文标题