

索朗塔杰, 施宁, 王艺橙, 等. 2020. 我国冬季极端低温指数的年代际变化特征 [J]. 大气科学, 44(5): 1125–1140. Suolang Tajie, SHI Ning, WANG Yicheng, et al. 2020. Interdecadal Variation Characteristics of Extreme Low Temperature Index in Winter in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(5): 1125–1140. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.19242

我国冬季极端低温指数的年代际变化特征

索朗塔杰^{1,2} 施宁¹ 王艺橙¹ 张东东¹

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/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

2 那曲市气象局, 那曲 858200

摘要 前人在研究极端气温时, 大多关注其长期变化趋势, 而对其年代际变化的研究较少。本文利用1961~2016年全国839个台站的逐日最高气温、最低气温和日平均气温资料, 重点分析了我国冬季极端低温指数的年代际变化特征。本文采用谐波分解提取了每个台站冬季极端低温指数前四波分量, 将其作为年代际变化分量, 并将其累计方差贡献大于25%的台站认为发生了明显的年代际变化的台站。结果表明: 呈明显年代际变化的台站主要位于长江以北地区、新疆北部以及青藏高原东部地区。其中, 长江以北地区及新疆北部地区的年代际变化在1979年后较为一致, 据此可将1979年之后的时段大致划分为前冷期(1979~1986年)、暖期(1987~2007年)和后冷期(2008~2016年)三个时期。上述两个地区的冬季极端低温指数的年代际变化与东大西洋/西俄罗斯遥相关型联系在一起, 该遥相关型的年代际变化对应着乌拉尔山阻塞型环流频次和东亚大槽强度的年代际变化。

关键词 极端气温指数 年代际变化 环流异常

文章编号 1006-9895(2020)05-1125-16

中图分类号 P462

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.19242

Interdecadal Variation Characteristics of Extreme Low Temperature Index in Winter in China

Suolang Tajie^{1,2}, SHI Ning¹, WANG Yicheng¹, and ZHANG Dongdong¹

1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Nagqu Meteorological Bureau, Nagqu 858200

Abstract Although the long-term trend of extreme temperatures has been extensively explored in previous studies, few studies have addressed the interdecadal variation of extreme temperatures. Based on the daily maximum temperature, minimum temperature, and daily temperature at 839 stations in China from 1961 to 2016, the authors analyzed the interdecadal variations in the winter extreme-low-temperature index in China. The first four wave components of the extreme temperature at each station were extracted by harmonic decomposition, which is regarded as the interdecadal

收稿日期 2019-11-10; 网络预出版日期 2020-05-09

作者简介 索朗塔杰, 男, 1984年出生, 硕士, 从事极端天气气候事件和短期气候变化研究。E-mail: SuoTa@nuist.edu.cn

通讯作者 施宁, E-mail: shining@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFA0600702, 国家自然科学基金项目 41575057、41975063, 国家科技支撑项目 2015BAC03B03

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0600702), National Natural Science Foundation of China (Grants 41575057, 41975063), National Science–Technology Support Plan Projects (Grant 2015BAC03B03)

component. A station is regarded as having undergone an obvious interdecadal variation if the cumulative variance explained by the interdecadal component is greater than 25%. The results show that the stations with obvious interdecadal variation in their winter extreme-low-temperature index are mainly located north of the Yangtze River, in northern Xinjiang, and in eastern Qinghai-Tibet Plateau. The interdecadal variations north of the Yangtze River and in northern Xinjiang are basically consistent after 1979. The years after 1979 can be divided into three periods: previously cold period (1979–1986), warm period (1987–2007), and later-cold period (2008–2016). The interdecadal variation in the extreme temperature indices of the stations located in the abovementioned two areas might be modulated by the interdecadal variation in the East Atlantic/West Russia (EAWR) teleconnection pattern, which corresponds to the interdecadal variation in both the frequency of the blocking-like circulation over the Ural Mountains and the amplitude of the planetary trough over East Asia.

Keywords Extreme temperature index, Interdecadal variation, Circulation anomaly

1 引言

在气候变暖背景下, 全球平均气候发生了明显的变化(秦大河, 2018)。但与平均气候变化相比, 极端气候与气象灾害的联系更为密切, 对人类生活和社会生产影响更为直接。极端气候事件表示某地的气候状态严重偏离其平均状态, 可认为是不易发生的事件, 统计意义上称为极端气候事件(秦大河, 2018)。

近年来, 极端气候事件对国际社会经济发展的影响日益突出, 引起了世界各地学者、公众和政府决策部门的高度关注(IPCC, 2013)。纵观全球, 极端高温事件在增加, 极端低温事件在减少。Manton et al. (2001) 研究发现 1961 年以来, 在东南亚和南太平洋地区, 暖昼和暖夜显著增多, 冷昼和冷夜减少。Frich et al. (2002) 研究发现, 自 20 世纪后半叶全球最高气温与最低气温的温差在逐渐减小。此外, 从海陆气候变化速率来看, 海洋的升温速度虽然普遍比陆地的升温慢, 但是在大部分热带地区海洋的气温变化速度比陆地更加显著(Hoegh-Guldberg et al., 2014)。而全球气候变暖、极端事件频发, 已经威胁到了生态系统以及生物多样性(Sala et al., 2000)。

至于我国各主要类型极端气候事件频率和强度, 其变化十分复杂, 不同区域、不同类型极端气候变化特点表现出明显差异。翟盘茂和潘晓华(2003) 利用全国 739 个站点 1951~1999 年气温资料分析发现我国北方最高气温超过 35°C 的高温日数略趋减少, 这种情况在华北平原以及河西走廊尤为明显。武丽梅等(2016) 分析中国大陆 1983~2012 年年极端气温时空变化特征发现, 极端低温整体表现为

由东南向西北随纬度、高度增加而降低的空间分布特征; 任国玉等(2010) 总结和回顾了近年来我国极端气候变化的研究成果, 他们指出与异常偏冷相关的极端事件, 如寒潮、冷夜和冷昼日数、霜冻日数等, 显著减少、减弱, 偏冷的气候极值减轻; 而与异常偏暖相关的暖夜、暖昼日数明显增多, 暖夜日数增多尤其明显(丁一汇等, 2007; 张金玲和王冀, 2007; 管兆勇和任国玉, 2012)。

整体而言, 前人大多关注极端气候的长期趋势变化, 对其年代际变化研究甚少。但实际上, 在近几十年中, 欧亚大陆上的环流系统和环流异常发生着深刻的变化, 比如东亚冬季风(Wang, 2001; 丁一汇等, 2014)、西伯利亚高压(梁苏洁等, 2014)、东亚大槽(Sun et al., 2016)和北极涛动(Cohen et al., 2014)/北大西洋涛动(Ulbrich and Christoph, 1999)均存在着年代际变化特征。尤其值得注意的是, 乌拉尔山阻塞高压作为影响我国东部气温的重要环流系统(Takaya and Nakamura, 2005; 布和朝鲁等, 2018; 李亚飞和任荣彩, 2019), 其发生频次在 2000 年前存在着减小的趋势(Wang et al., 2010), 而在最近十多年中出现了增加的趋势(Barnes et al., 2014; Wang and Chen, 2014), 这表明乌拉尔山阻塞高压可能也存在着年代际变化。此外, 北极放大效应(Arctic Amplification)在近 20 年中十分明显(Serreze et al., 2009; Screen and Simmonds, 2010), 与之伴随的是北极海冰显著减少、欧亚大陆地表气温存在变冷趋势、低温事件频发等(Liu et al., 2012; Mori et al., 2014; Cohen et al., 2014)。由此可见, 这些背景环流的变化可能会调节着极端气候事件的年代际变化特征, 这值得我们深入研究。

就冬季平均气温而言，宋燕和季劲钧（2005）采用 M-K 和滑动 t 检验发现以 1986/1987 年冬季为分界点将中国冬季气温划分为冷暖两个时期。前期为冷期，而后期则为暖期，我国冬季气温主要为负异常和正异常。梁苏洁等（2014）针对 54 年（1960~2013 年）中国冬季气温的变化进行了 EOF 分析，并把 EOF1 的标准化时间系数和冬季平均气温和最高（低）气温的时间序列进行高斯低频滤波得到十年以上的年代际变化，研究结果表明中国冬季气温年代际变化的三个时期：冷期、暖期、停滞期，其中，冷期定义为 1960/1961 年冬季至 1985/1986 年冬季，暖期定义为 1986/1987 年冬季至 2005/2006 年冬季，停滞期定义为 2006/2007 年冬季至 2012/2013 年冬季。可见，我国平均气温发生着明显的年代际变化特征，这启发我们进一步深入研究极端气温的年代际变化特征。

海温是大气下垫面最主要的能量来源，海温通过潜热与感热的方式向大气环流吸收或释放能量，海温的异常变化可导致大气环流发生异常变化。梁苏洁等（2014）研究表明，中国各站点的 11 年滑动平均后的冬季气温与太平洋年代际振荡（Pacific decadal oscillation, PDO）的滑动平均呈现正相关关系。其中，北方的正相关系数大于南方，最低气温的正相关系数大于最高气温。并且在年代际尺度上，PDO 超前于中国冬季气温的变化。这启发我们在年代际时间尺度上进一步研究遥相关型指数与海温异常间的联系。

本文将利用 1961~2016 年全国 839 个站点的逐日最高气温、最低气温和平均气温资料，全面分析冬季我国各地区、各极端低温指数的年代际变化特征，并尝试从大气环流及海温异常角度分析和讨论极端气候指数年代际变化的成因机理。

2 数据与方法

2.1 数据

本文主要利用我国 839 个地面气象站的日最高气温、日最低气温以及日平均气温资料。考虑到台站的建站时间不同和空间分布的不均匀性，本文仅分析 1961 年至 2016 年这一时段，且剔除连续资料不足 30 年或连续缺测值超过 3 次的台站数据。本文对台站资料还进行了质量控制，如果日最低气温大于日最高气温，则认为该数据有误，进而将其处理为缺测值，共有三个站点的资料被设为缺测。对

于不同气温变量而言，其有效台站数并不一致。经筛选，最终实际参与分析的台站个数在 732 至 754 个不等。文中的冬季为前一年 12 月至当年 2 月，如 1962 年冬季指 1961 年 12 月至 1962 年 2 月的平均值，以此类推。

本文还使用了美国国家环境预测中心（National Centers for Environmental Prediction, NCEP）提供的位势高度场以及海平面气压（SLP）再分析资料，水平分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ；由美国大气与海洋管理局的气候预报中心（Climate Prediction Center, CPC）提供的 5 种遥相关型（斯堪的纳维亚型（SCA）、极区—欧亚型（PE）、北大西洋涛动（NAO）、东大西洋/西俄罗斯型（EAWR）和东大西洋型（EA））的逐月指数（<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml> [2019-10-02]），这五种遥相关型均位于欧亚大陆或其上游地区；由英国哈德莱（Hadley Centers）提供的海温、海冰资料。以上资料时段均取为 1960 年 12 月至 2016 年 2 月。

2.2 方法

本文使用世界气象组织气候委员会（WMO）推荐使用的极端气候指数，并选取其中 10 项极端气温指数（表 1）以分析全国冬季极端气温的年代际变化特征。本文重点分析与低温相联系的其中 5 项极端低温指数（平均最低气温、极端最低气温、日最低气温极大值、暖夜日数、冷夜日数）。

本文主要利用谐波分解和数字滤波这两种方法以提取序列中的年代际变化分量。在使用谐波分解时，以一个台站为例，若其极端气候指数序列为 56 年（1961 年至 2016 年），则该序列可被波数最多为 $56/2=28$ 的波动分解。其中，4 波对应着长度为 $56/4=14$ 年的波动周期。由于 14 年的周期中正、负位相均为 7 年，据此本文用 4 波代表年代际变化的最高波数的波动。为此，本研究将前 4 波分量之和作为其年代际变化分量。为进一步判断极端气温指数序列是否发生明显的年代际变化，本研究分别对前 4 波累计方差贡献率大于或等于 25%、30% 以及 35% 做了对比，最终结果并未定性改变。后文仅给出以 30% 为阈值的分析结果。

数字滤波器选用的是 Lanczos 滤波器。同样，本文提取了极端气候指数时间序列中周期大于 14 年的年代际分量，所得结果可与采用谐波分解所提取的年代际变化特征进行相互验证。值得注意的是，本文在利用 Lanczos 滤波器产生权重系数后，采用

表 1 极端气温指数

Table 1 Extreme temperature index

序号	代码	名称	定义	单位
1	TNn	极端最低气温	每月内日最低气温的最小值	°C
2	TXx	极端最高气温	每月内日最高气温的最大值	°C
3	TNx	极端最低气温极大值	每月内日最低气温的最大值	°C
4	TXn	极端最高气温极小值	每月内日最高气温的最小值	°C
5	TN90P	暖夜日数	日最低气温(TN)>90%分位值的日数	d
6	TN10P	冷夜日数	日最低气温(TN)<10%分位值的日数	d
7	TX90P	暖昼日数	日最高气温(TX)>90%分位值的日数	d
8	TX10P	冷昼日数	日最高气温(TX)<10%分位值的日数	d
9	TMAXmean	平均最高气温	日最高气温的平均值	°C
10	TMINmean	平均最低气温	日最低气温的平均值	°C

了 13 点的滑动平滑。据此,在提取年代际分量后,极端气候指数时间序列的开始前 6 年和最后 6 年被设为缺测。

为进一步分析乌拉尔山地区的阻塞型环流的发生频次,本文采用 Tibaldi and Molteni (1990) 方法挑选阻塞:

$$\begin{cases} G_n = \frac{Z(\varphi_n) - Z(\varphi_0)}{\varphi_n - \varphi_0}, \\ G_s = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s}, \end{cases} \quad (1)$$

其中, G_n 和 G_s 分别为高度场北部梯度和南部梯度, Z 为 500 hPa 位势高度场, $\varphi_n = 80^\circ\text{N} + \Delta$, $\varphi_0 = 60^\circ\text{N} + \Delta$, $\varphi_s = 40^\circ\text{N} + \Delta$, Δ 的范围是 -5° 至 $+5^\circ$, 间隔为 2.5° 。如果在某日、某经度上的任一个纬度上满足 $G_n < -10 \text{ m}/(^\circ)$ 且 $G_s > 0$, 则认为该日、该经度上发生了阻塞型环流。严格来说,阻塞高压事件还需满足空间足够大、持续时间足够长。但为计算和讨论方便,后文将仅给出 60°E 阻塞型环流的发生频次(日数)以代表乌拉尔山附近的阻塞型环流频次。实际上, 55°E 和 65°E 的阻塞型环流频次也与 60°E 的类似,并不定性改变本文结果。

3 冬季极端低温指数年代际变化

3.1 极端低温指数线性趋势

线性趋势与年代际变化同属长期变化。为此,在分析极端气温指数的年代际变化之前,有必要分析和扣除其线性变化趋势。图 1 给出了冬季极端低温指数的线性趋势。不难看出,我国各类冬季极端低温指数整体呈明显的增温趋势。在地理分布上,我国长江以北地区、青藏高原地区增温趋势最强。

这与丁一汇和戴晓苏(2002)、梁苏洁等(2014)以及唐国利等(2009)的研究结果一致。在以下分析中,均扣除了极端气温指数的线性趋势。

3.2 极端低温指数年代际变化特征

图 2 给出了由谐波分解得出的极端低温指数的前 4 波累计方差贡献。为确定年代际变化特征较明显的区域,图中用实心圆标出了年代际分量的方差贡献率大于或等于 30% 的站点。整体上,各类极端低温指数在我国长江以北地区($30^\circ \sim 51^\circ\text{N}$, $105^\circ \sim 133^\circ\text{E}$)、青藏高原东部地区($23^\circ \sim 38^\circ\text{N}$, $89^\circ \sim 104^\circ\text{E}$)以及新疆北部地区($40^\circ \sim 49^\circ\text{N}$, $72^\circ \sim 92^\circ\text{E}$)具有较为明显的年代际变化特征。三个区域均在图 2 中用黑色框表示。

从发生较明显年代际变化的台站数量上来看,平均最低气温指数(图 2a)的年代际变化特征最为明显。其中,长江以北、青藏高原东部地区和新疆北部地区发生较明显年代际变化的台站分别为 105 个、22 个和 7 个,分别占各自地区台站总数的 27.2%、17.4% 和 12.2%。而最低气温的极大值(图 2c)发生明显年代际变化的台站数量较少,全国共 21 个站点。由此可见,对于不同极端低温指数,具有明显年代际变化特征的台站数目明显不同,该特征可能与辐射、局地环境等因素有关,值得我们今后进一步研究,本文暂不对此详细讨论。

图 2 虽揭示出发生明显年代际变化的台站的空间分布特征,但这些年代际变化的转折时期仍需进一步研究。图 3 首先给出了长江以北地区中年代际分量较明显(累计方差大于或等于 30%)的台站的极端低温指数序列,这里的极端低温指数序列为其前 4 波合成(即其年代际分量)。从其年代际变

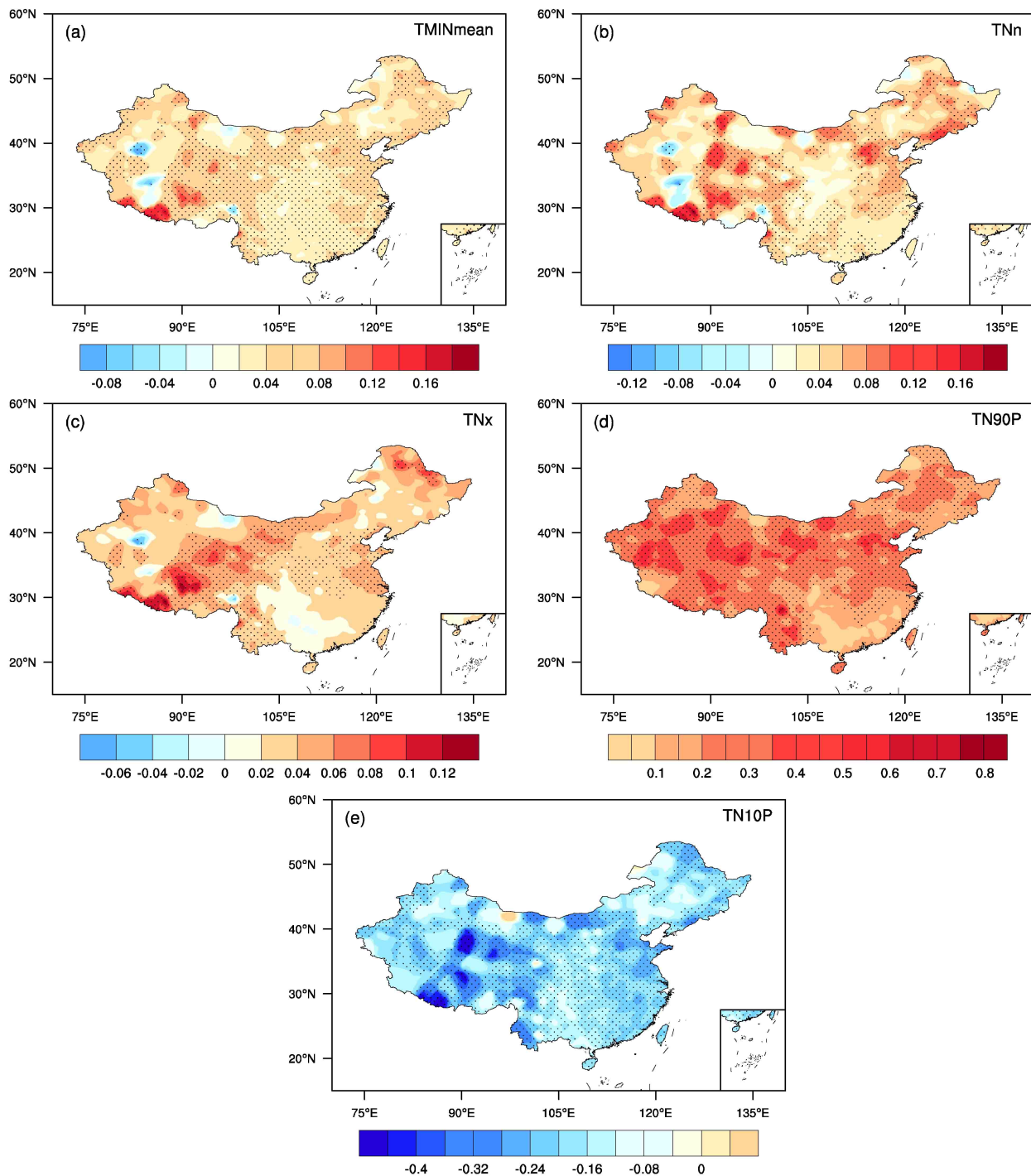


图1 极端低温指数线性趋势：(a) 平均最低气温（单位： $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）；(b) 极端最低气温（单位： $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）；(c) 日最低气温极大值（单位： $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）；(d) 暖夜日数（单位： d a^{-1} ）；(e) 冷夜日数（单位： d a^{-1} ）。黑点区域表示通过 99% 信度水平的显著性检验

Fig. 1 Linear trends of the extreme-low-temperature indices: (a) Average minimum temperature (TMINmean, units: $^{\circ}\text{C a}^{-1}$); (b) extreme minimum temperature (TNn, units: $^{\circ}\text{C a}^{-1}$); (c) maximum daily minimum temperature (TNx, units: $^{\circ}\text{C a}^{-1}$); (d) number of warm nights (TN90P, units: d a^{-1}); (e) number of cold nights (TN10P, units: d a^{-1}). Areas with black points indicate that the linear trends are significant at the 99% confidence level

化特征来看，该地区大部站点的平均最低气温变化相对一致或同步（图 3a）。偏冷的时段为 1964/1965 年至 1974/1975 年，1979/1980 年至 1986/1987 年

和 2007/2008 年之后；其余时段偏暖。其他低温指数的年代际变化特征与平均最低气温指数具有相似的特征，尤其是 20 世纪 70 年代中期后的波动表现

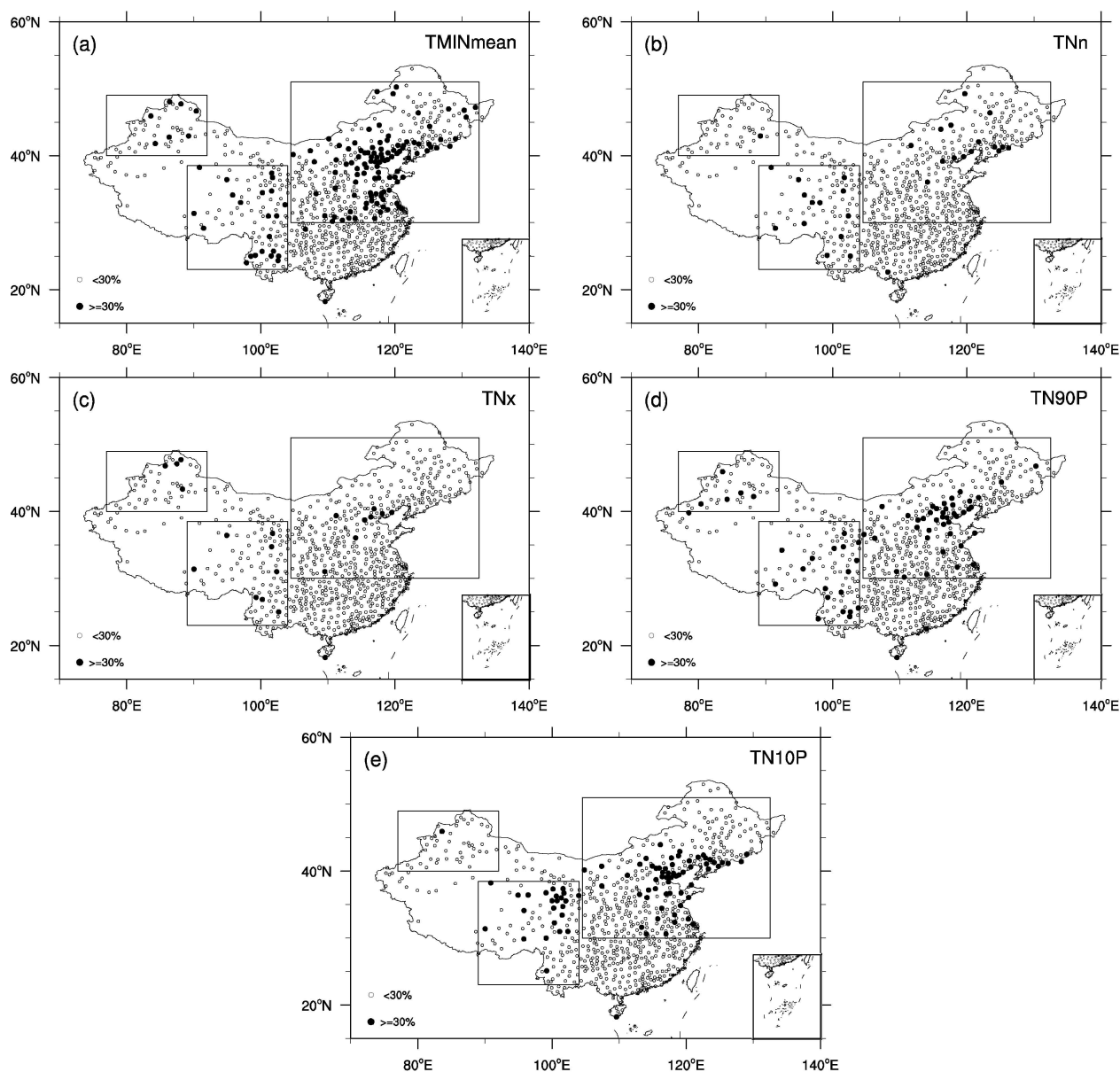


图2 极端低温指数前4波的累计方差百分率: (a) 平均最低气温; (b) 极端最低气温; (c) 日最低气温极大值; (d) 暖夜日数; (e) 冷夜日数。黑色实心圆为累计方差贡献 $\geq 30\%$ 的站点; 黑色空心圆为其他站点

Fig. 2 Cumulative percentage of variance explained by the first four waves of the extreme-low-temperature index: (a) TMINmean; (b) TNn; (c) TNx; (d) TN90P; (e) TN10P. Solid filled circles represent stations where explained cumulative variance is $\geq 30\%$; black hollow circles represent the other stations

相对一致。其中, 极端最低气温指数 (图 3b) 和极端最低气温极大值指数 (图 3c) 的偏暖期与偏冷期近乎同步, 但具有年代际变化特征的台站数较少, 分别只有 9 个和 5 个。此外, 长江以北地区冬季暖夜日数 (图 3d) 和冷昼日数 (图 3e) 具有明显的年代际变化特征的台站个数分别达到了 37 个和 59 个。这两项极端气温指数在 20 世纪 70 年代后期之后基本呈反位相的变化特征, 即暖夜日数

在 20 世纪 80 年代中后期至 21 世纪初偏多, 之后偏少, 而冷夜日数则与之相反。

图 4 给出了基于 Lanczos 滤波器得出的分析结果。可以发现, 该方法揭示的年代际变化特征与前文通过谐波分解得出的结果基本一致, 即长江以北地区的极端低温整体在 20 世纪 70 年代、80 年代末至 21 世纪 10 年代偏暖, 其余时段偏冷。实际上, 后文利用 Lanczos 滤波器提取了新疆北部地区

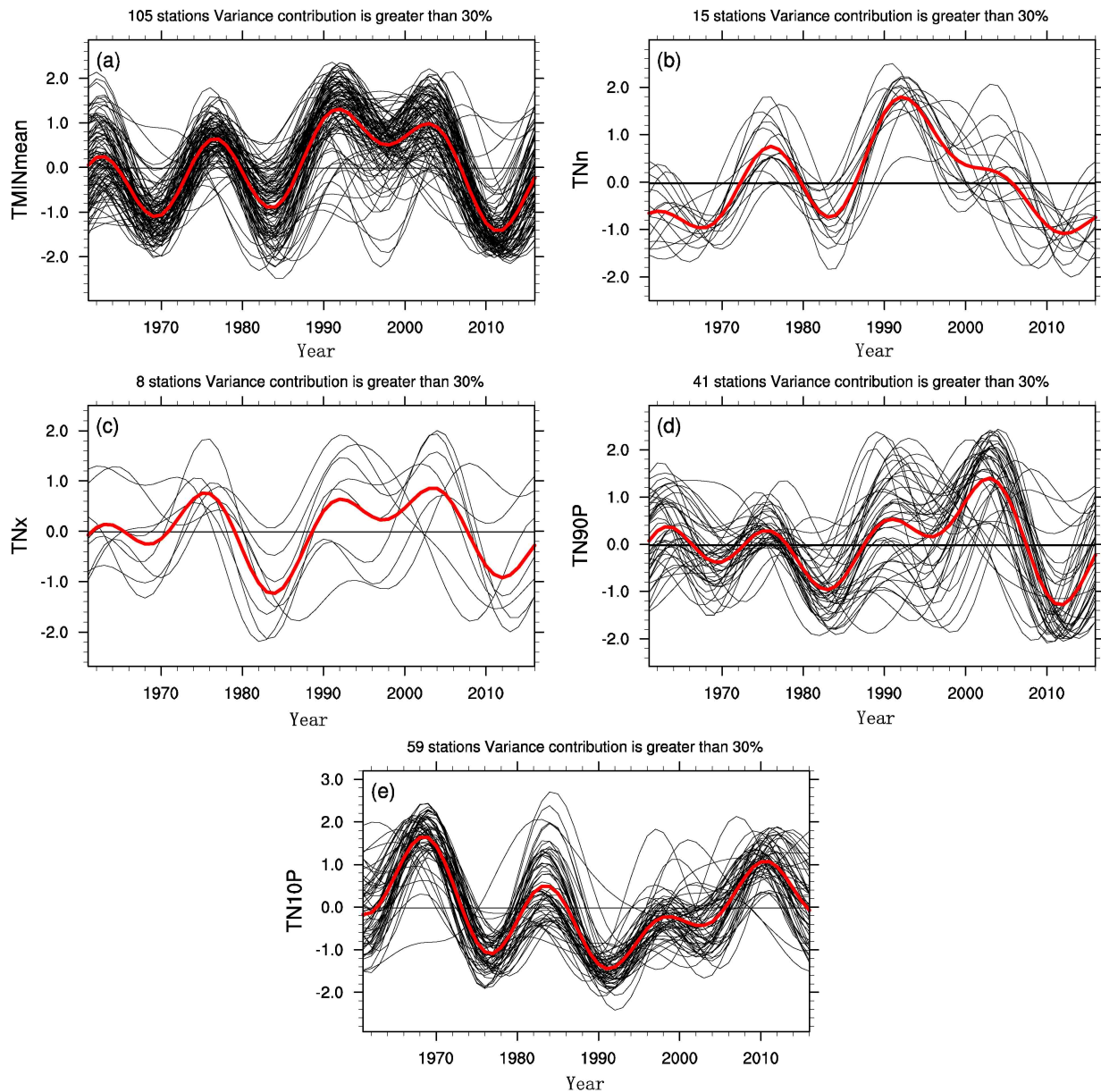


图3 长江以北地区前4波累计方差百分率大于或等于30%站点的冬季极端低温指数合成(黑色细线): (a) 平均最低气温; (b) 极端最低气温; (c) 日最低气温极大值; (d) 暖夜日数; (e) 冷夜日数。红粗线为各站点的极端气温指数序列的平均值

Fig. 3 The composites of the extreme-low-temperature indices (black thin lines) in winter for the stations (cumulative percentage of variance explained by the first four waves explain at least 30% of the variance) to the north of the Yangtze River: (a) TMINmean; (b) TNn; (c) TNx; (d) TN90P; (e) TN10P. Red thick lines indicate the average of the extreme-low-temperature indices sequences of each station

和高原东部地区的极端低温指数的年代际变化分量, 所得结果与谐波分解所得结果类似。为此, 后文将仅给出谐波分解所得结果。

图5给出了新疆北部前4波累计方差贡献率大于或等于30%的台站的极端低温指数年代际变化特征。该区域具有年代际变化特征的台站个数较少, 尤其是极端最低气温指数(TNn)和冷夜日数(TN10P)年代际特征明显的站点均只有1个。尽

管如此, 平均最低气温(图5a)、极端最低气温(图5b)、日最低气温极大值(图5c)和暖夜日数(图5d)所呈现出的年代际变化特征较为一致, 尤其是20世纪70年代后表现的冷暖期转折较为同步, 且与长江以北地区的极端气温的年代际变化特征基本一致, 即1979年后发生的两次年代际转折大致发生在20世纪80年代中期和21世纪10年代中后期。

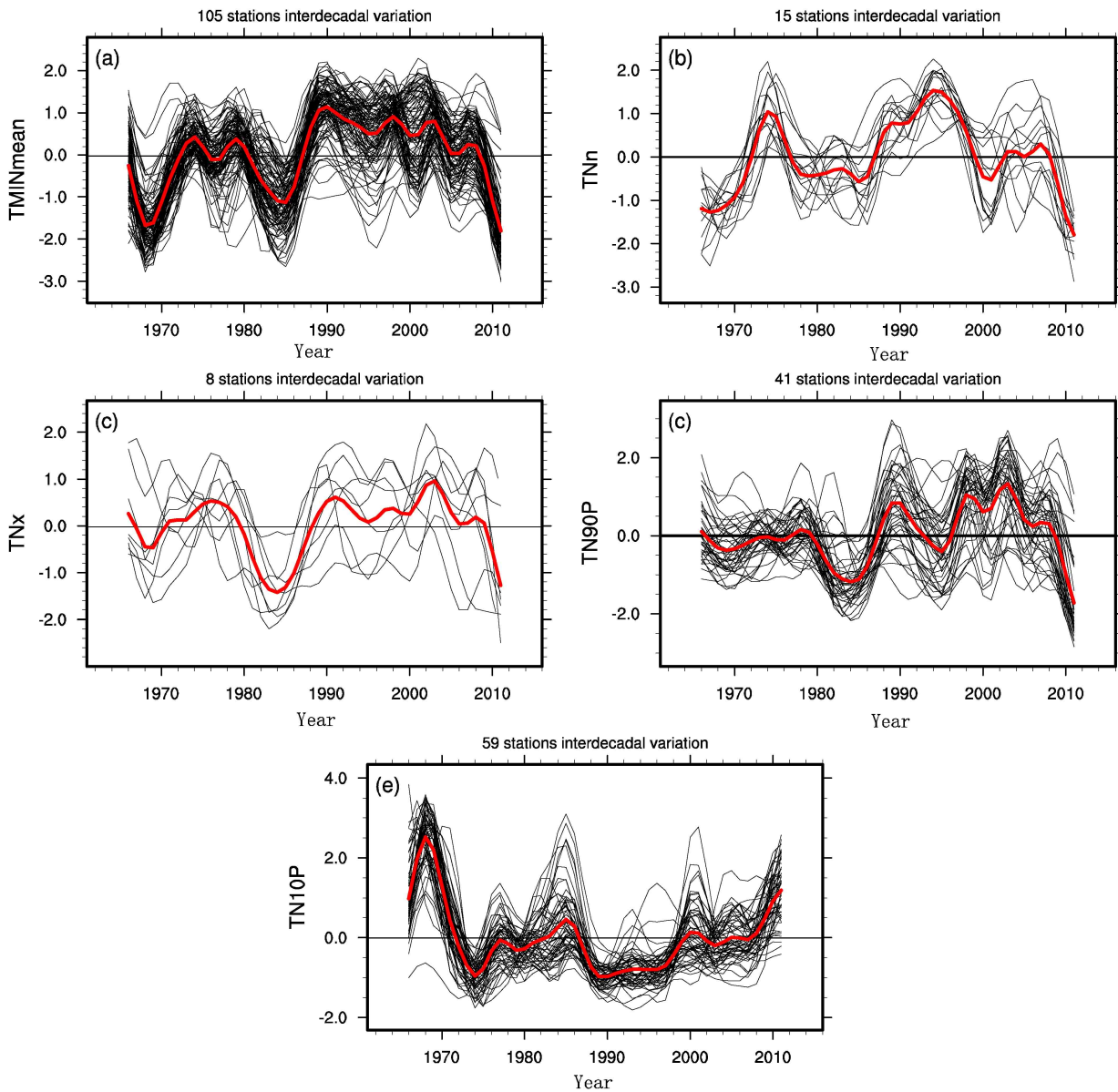


图4 同图3, 但极端低温指数的年代际分量由 Lanczos 滤波器获得

Fig. 4 As in Fig. 3, but for the interdecadal component of the extreme-low-temperature indices obtained from a Lanczos filter

图6为高原东部地区前4波累计方差贡献率大于或等于30%的台站的极端低温指数的前4波合成图。整体而言, 这些台站的各个极端气温指数的年代际分量之间离散度较大(图6a-d), 未形成较为一致的年代际变化特征。这表明这些站点极端气温的年代际变化的影响因子相对复杂。事实上, 高原东部地区地形复杂, 包含了青藏高原大部、四川盆地等独具地形特点的地区, 站点之间海拔落差较大, 且很多站点坐落于唐古拉山脉和横断山脉两侧或附近。因此, 高原地区不同站点间呈现出较大差异的极端气温指数的年代际变化可能与其特殊的

地理环境有关, 本文暂不对此做进一步分析。但整体来看, 各指数在20世纪60年代中后期及2010年左右发生了相对较为一致的年代际转折。此外, 冷夜日数自20世纪70年代以来尤其是2000年后一直呈增加的趋势。这些相对较为一致的长期变化值得我们今后进一步研究。

整体而言, 在1979年后, 长江以北地区以及新疆北部的极端低温指数具有较为一致的年代际变化特征, 具体可大致分为如下三个时期: 前冷期1979~1986年, 暖期1987~2007年, 后冷期2008~2016年。这三个时期与宋燕和季劲钧(2005)

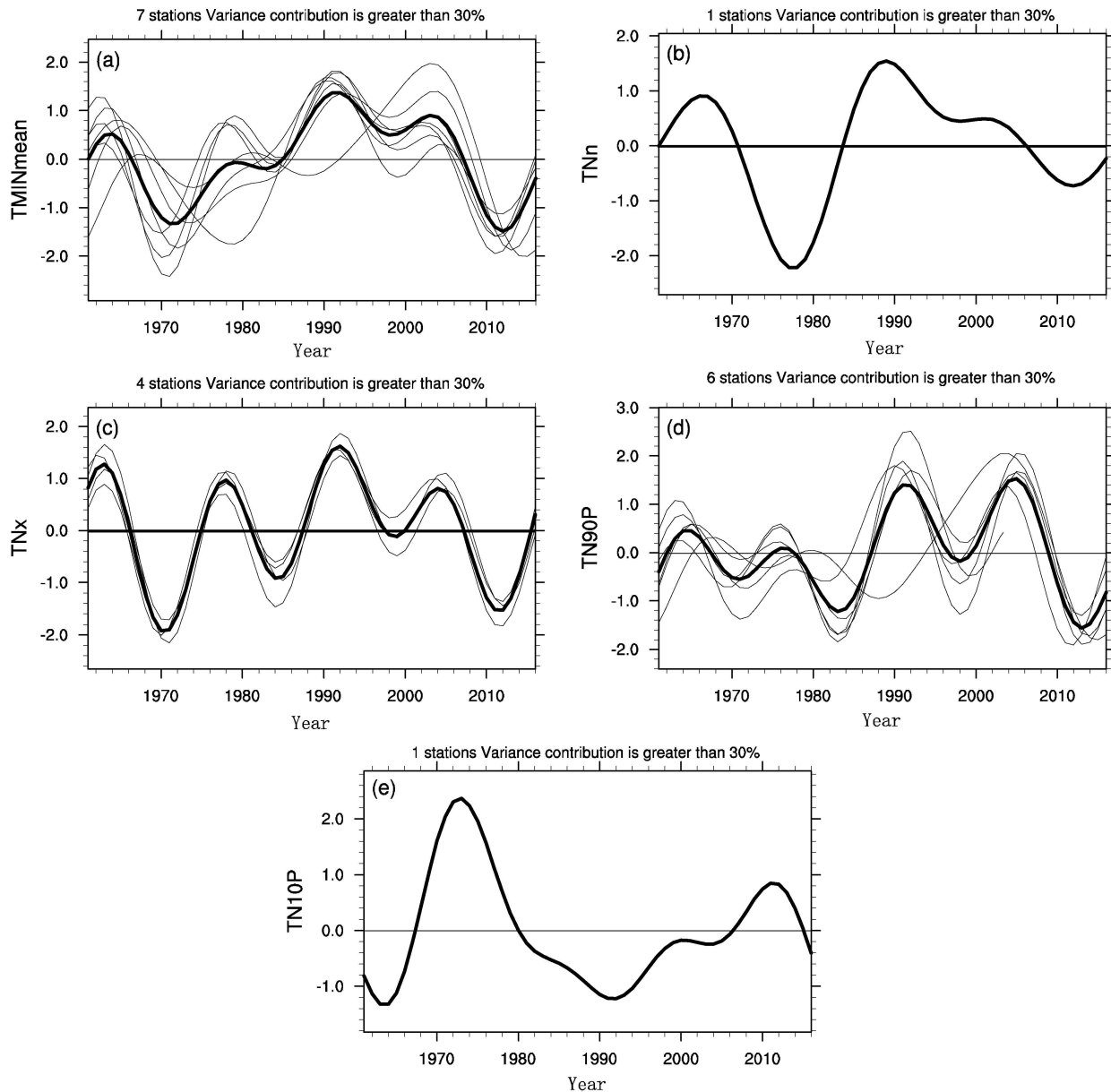


图5 新疆北部地区前4波累计方差贡献率大于或等于30%站点冬季极端低温指数合成(黑色细线): (a) 平均最低气温; (b) 极端最低气温; (c) 日最低气温极大值; (d) 暖夜日数; (e) 冷夜日数。黑色粗线为各站点的极端气温指数序列的平均值

Fig. 5 The composites of the extreme-low-temperature indices (black thin lines) in winter for the stations (cumulative explained variance of the first four waves explains at least 30% of the variance) of northern Xinjiang: (a) TMINmean; (b) TNn; (c) TNx; (d) TN90P; (e) TN10P. Black thick lines indicate the average of the extreme-low-temperature indices sequences at all stations

和梁苏洁等(2014)所揭示出我国冬季平均气温变化的年代划分基本一致。后文将重点讨论长江以北地区以及新疆北部的部分站点极端低温指数在1979年后的年代际变化成因。

4 极端低温指数年代际变化的环流成因

图7给出了暖期中的背景环流场分别与两个冷

期中背景环流场的差值场。这里的背景环流是指环流在对应时期的多年平均值。通常而言,年代际变化应当是有一定周期性的长期变化。据此,本文将图7的两个差值场中符号一致的异常场视为背景环流的年代际变化特征(Shi et al., 2019a, 2019b),用以进一步定性分析影响极端气温指数的环流特征。

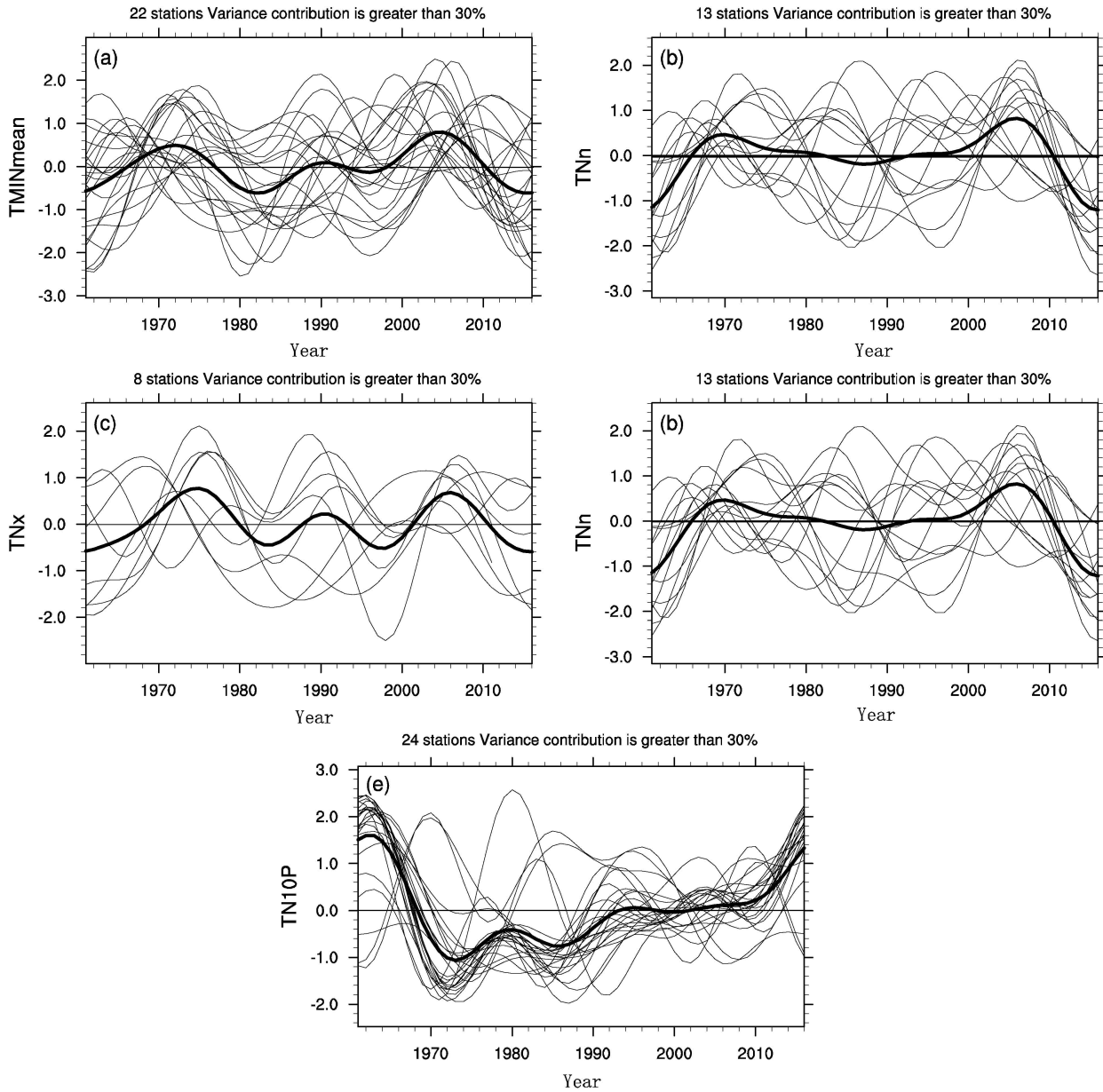


图 6 同图 5，但为高原地区年代际分量大于 30% 的站点的极端低温指数的年代际分量
 Fig. 6 As in Fig. 5, but for stations on the Tibetan Plateau with an interdecadal component in their extreme-low-temperature indices that explains at least 30% of the variance

从暖期与两个冷期的差值场上可看出，中高纬欧亚大陆存在显著的正—负—正波列异常，该波列异常在对流层中上层（500 hPa、300 hPa，图 7a-d）尤为明显。其中，负异常中心大致位于乌拉尔山上空（50°~80°N，40°~110°E），而两侧的正异常中心分别位于里海—黑海（30°~60°N，15°W~40°E）和我国东北—日本地区（25°~55°N，95°~135°E）。乌拉尔山地区的负异常可能对应着该地区减弱的阻高活动。为验证该推测，图 8 中给出了

乌拉尔山附近（60°E）阻塞型环流频次异常的年代际分量（前 4 波合成，粗实线）。为方便对比，图 8 给出了我国长江以北、新疆北部地区的冬季极端低温指数发生年代际转折的年份（竖直虚线），即 1987 年和 2007 年，图中已去除其在 56 年中的长期线性趋势。但需指出的是，若保留其线性趋势，最终结果并未定性改变。从图 8 中可以看出，乌拉尔山阻塞型环流（Blocking Flow over Ural Mountains，简称 BFUM）的频次在 20 世纪 80 年代末和 21 世

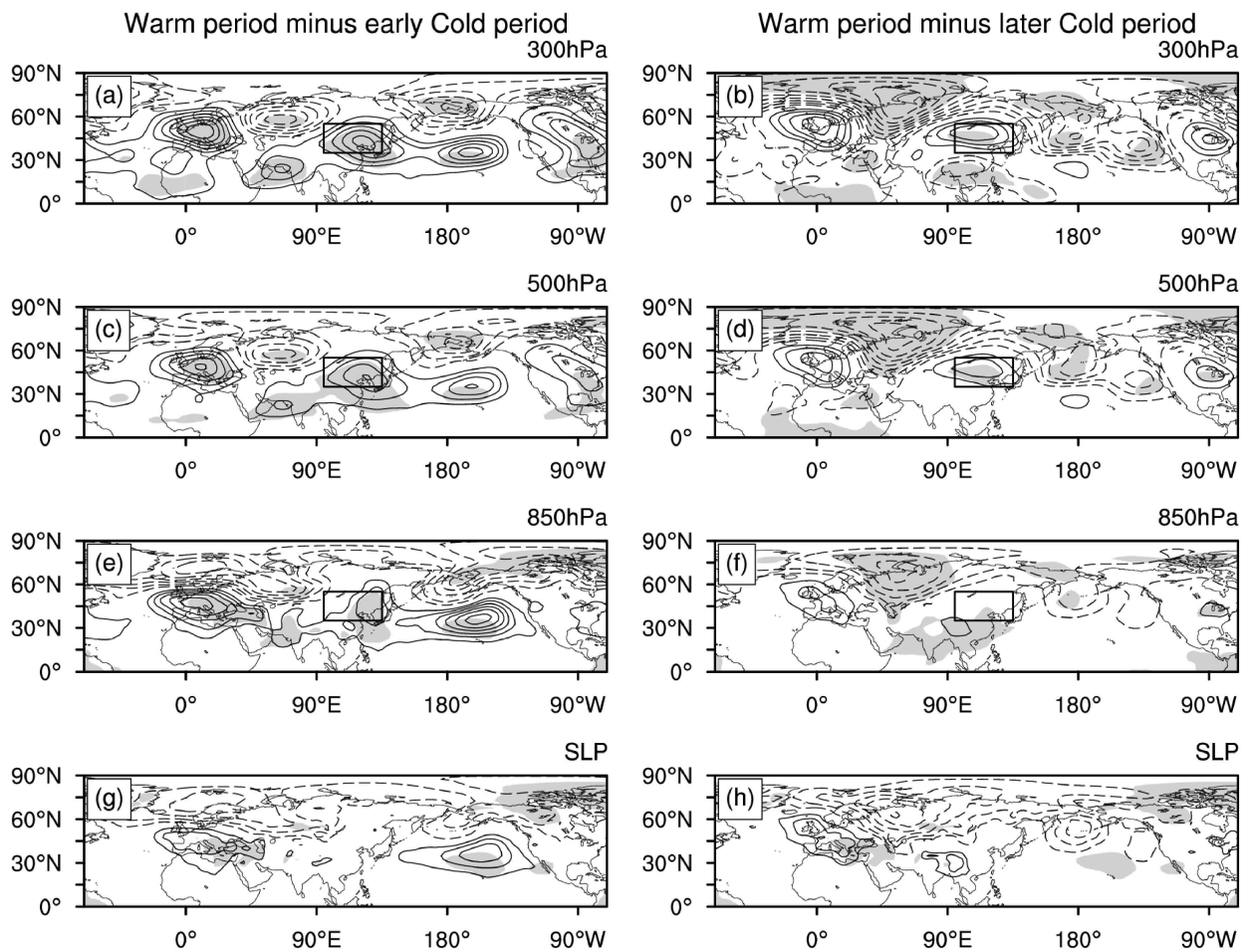


图7 (a、b) 300 hPa、(c、d) 500 hPa、(e、f) 850 hPa 位势高度差值场(等值线间隔均 10 gpm)，(g、h) 海平面气压差值场(等值线间隔为 100 Pa)。左列为暖期减去前冷期，右列为暖期减去后冷期，实(虚)线为正(负)值，0 值线已略去，阴影区为通过 95% 信度水平的显著性检验区

Fig. 7 Differences of geopotential height (contours interval: 10 gpm) at (a, b) 300 hPa, (c, d) 500 hPa, (e, f) 850 hPa, and (g, h) differences of sea level pressure (SLP, contours interval: 100 Pa) between the warm period and the first cold period (left column), the second cold period (right column). Solid (dashed) lines indicate positive (negative) values, zero lines are omitted. The shadings indicate differences above 95% confidence level

纪 00 年代中期发生了年代际转折，其转折年份基本对应着 1987 年和 2007 年。乌拉尔山阻塞型环流频次偏少的年代对应着暖期，偏多的年代对应着冷期。由此可见，我国长江以北、新疆北部地区的冬季极端低温指数的年代际变化与乌拉尔山地区的阻塞型环流频次的年代际变化联系在一起。此外，图 7a-d 中位于我国东北—日本上空的正异常对应着减弱的东亚大槽，它不利于北方冷空气向南输送，从而有利于我国冬季极端低温处于偏暖的状态(丁一汇, 2005; Sun et al., 2016)。值得注意的是，在海平面气压场上，东亚地区无显著异常。这表明冷、暖期中的西伯利亚高压并无显著差异。这进一步说明，我国冬季极端低温指数的变化与对流层中高层

环流(乌拉尔山地区的阻塞型环流和东亚大槽)异常关系紧密。

图 7a-d 中的欧亚大陆上空的波列异常也可从大气遥相关型角度进行描述。本文利用 CPC 提供的 5 种遥相关指数作进一步分析，这 5 种遥相关型主要位于欧亚大陆上游及附近地区(Horel, 1981; Wallace and Gutzler, 1981)。图 8 给出了它们的前 4 波分量，可以看出，5 种遥相关型指数中只有 EAWR 指数(黑色粗虚线)的年代际变化特征与我国长江以北、新疆北部地区的冬季极端低温指数年代际转折年份(图 8 中的竖直虚线)基本一致，它们甚至在 1979 年之前的变化特征(图 3 和图 8)也较为一致。此外，EAWR 指数的前 4 波累计方

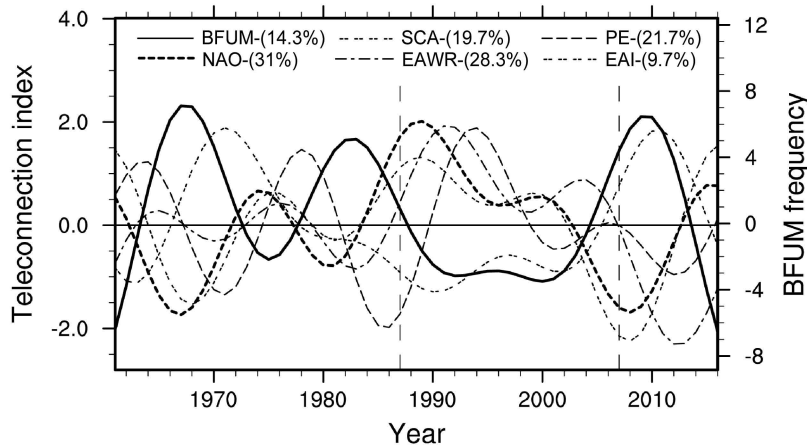


图8 乌拉尔山阻塞型环流(60°E阻塞型环流)频次(日数)、遥相关型指数的年代际变化(前4波合成)。竖直虚线对应1987年和2007年,以标明我国长江以北地区、新疆北部地区极端低温指数发生年代际转变的年份。遥相关型年代际变化分量的方差贡献在图例括号中表示

Fig. 8 Interdecadal variation (synthesis of the first four waves) in both the frequency (days) of blocking flow over Ural Mountains (60°E) (BFUM) and the teleconnection indices. The two vertical dashed lines represent the years of 1987 and 2007, indicating the interdecadal transition years of the extreme-low-temperature indices both to the north of the Yangtze River and in northern Xinjiang. Explained variances in the interdecadal variation component for the teleconnection patterns are indicated by the numbers in brackets in the legend

差贡献率达24.9%,具有较大的年代际变化分量。这说明从大气遥相关型角度来看,EAWR型的年代际变化可较好地解释我国长江以北、新疆北部地区冬季极端低温指数的年代际变化。

值得注意的是,从图8可以看出,EAWR型(粗虚线)和乌拉尔山阻塞型环流频次(粗实线)的年代际分量具有较高的相似性。一方面EAWR型指数偏高的年代对应着乌拉尔山阻塞型环流频次偏少,否则反之;另一方面,它们的年代际转折年份较为接近。它们甚至在20世纪70年代中期发生的两次转折也基本一致。这表明,至少在年代际尺度上,乌拉尔山阻塞型环流的频次变化与EAWR型密切联系。

5 海温影响的讨论

扣除海温的线性趋势后,图9给出了暖期(1987~2007年)与两个冷期(前冷期:1979~1986年,后冷期:2008~2016年)的海温差值场。整体而言,相比于两个冷期,暖期时的海温分别在我国东海区域和北大西洋出现较大范围的一致显著正异常(黑色框)。下文将简要讨论位于这两个地区的海温异常的可能影响。至于其他地区出现的显著海温异常,它们在两个差值场中的符号或空间范围并不一致,比如北太平洋和北冰洋地区的海温

异常,表明这些海温异常在不同时期中可能存在不同的影响,这需要今后进一步研究。

为分析东海海温的影响机理,图10给出了地表向上长波辐射通量(图10a、d)、潜热通量(图10b、e)和感热通量(图10c、f)在暖期和两个冷期间的差值场。从图中可以看出,相比较于两个冷期,东海区域的向上长波辐射通量在暖期中显著增强(图10a、d)。由此可见,东海海温可通过向上长波辐射通量(图10a、d)加热大气,这可能有利于在其西北侧的对流层中上层形成一个反气旋式环流异常(Gill, 1980),进而有利于EAWR型环流异常中位于下游的我国东北地区的环流异常的形成和维持。但东海海温异常对我国东北地区环流异常的形成究竟有多大的贡献,还需要进一步的数值试验加以深入研究。

至于北大西洋地区的海温异常,它可能通过影响北大西洋地区的高频瞬变涡动进而影响下游欧亚大陆环流异常(Bueh and Nakamura, 2007; Han et al., 2011; 张颖娟等, 2012; 周星妍等, 2015)。为此,我们采用了Nakamura(1994)的方法计算了高频瞬变涡动活动强度,以及Lau and Holopainen(1984)方法计算了瞬变涡动通过其热量通量和涡度通量的辐合辐散而引起的反馈强迫作用。结果表明(图略),高频瞬变涡动活动强度在格林兰岛南

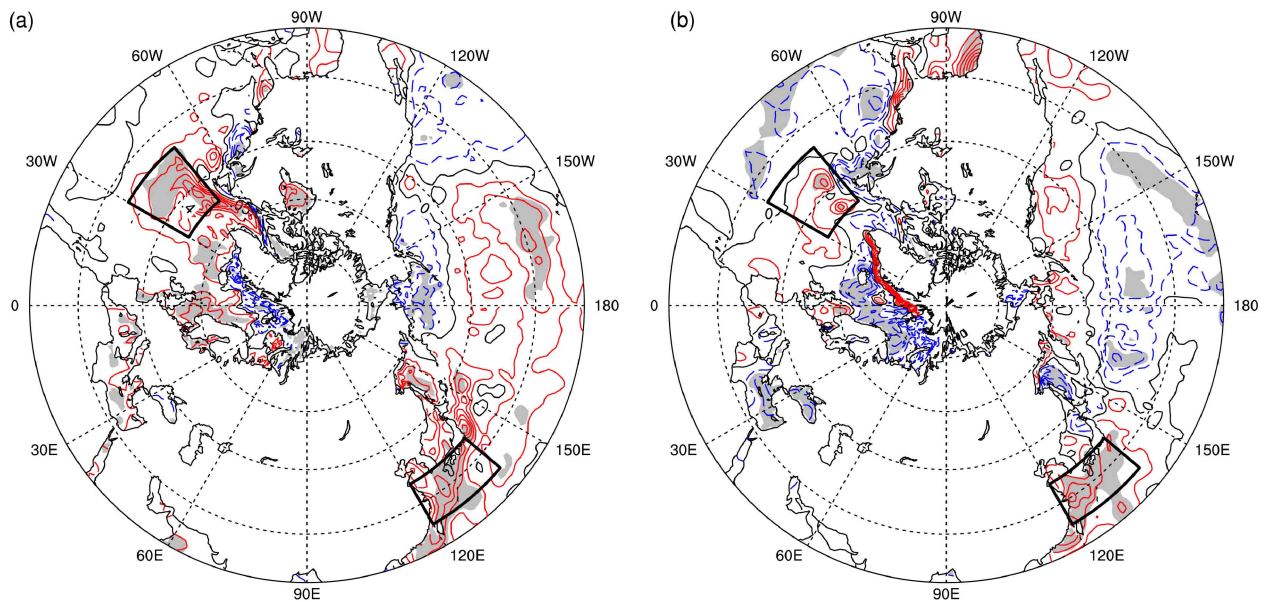


图9 暖期与(a)前冷期、(b)后冷期的冬季海表面温度差值场(单位: $^{\circ}\text{C}$)。阴影区表示差值场通过95%信度水平的显著性检验,红色实线、蓝色虚线和黑色实线分别表示正、负和0值,等值线间隔为 0.025°C ,黑色框表示本文选出的海温异常符号一致的区域

Fig. 9 Winter sea surface temperature (SST) difference fields (units: $^{\circ}\text{C}$) between the warm period and (a) the first cold period, (b) the second cold period. The shadings indicate differences above 95% confidence level. Red solid lines, blue dashed lines, and black lines indicate positive, negative, and zero values, respectively, contour interval: 0.025°C , the black boxes areas indicate the signs of SST anomalies are the same

部出现显著正异常,而其反馈强迫作用则在格林兰岛南侧的北大西洋出现正异常。但从图7a-d上可以看出,上游北大西洋上空并未出现显著高度异常。由此可见,北大西洋的海温异常应该不是欧亚大陆上显著环流异常形成的主要因素。

6 结论

本文利用1961~2016年全国839个站点逐日最高气温、最低气温和平均气温资料,分析了我国冬季极端气温指数的年代际变化特征,并在此基础上,进一步讨论了与此特征相关的背景环流场的变化特征。主要得出以下结论:我国冬季极端低温指数(TMINmean、TNn、TNx、TN90P、TN10P)的年代际变化特征最为明显的区域位于长江以北地区、新疆北部地区以及青藏高原东部地区。其中,长江以北地区及新疆北部地区年代际变化在1979年后较为同步,依据该同步变化的位相特征,可将1979年后的时段大致可分为:前冷期(1979~1986年)、暖期(1987~2007年)、后冷期(2008~2015年)。而海拔落差较大的青藏高原东部地区不同台站具有独立的年代际变化特征。乌拉尔山阻塞型环流和东亚大槽的年代际变化是长江以北地区

和新疆北部地区极端低温指数的年代际变化的主要环流成因;若从大气遥相关型角度来看,则EAWR型是极端低温年代变化的主要原因。

本文还对东海海温和北大西洋海温的显著异常进行了讨论,但它们对欧亚大陆上大气环流的年代际变化的贡献仍值得今后进一步深入研究。实际上,本文还分析了海冰在三个冷暖时期的差异场。结果表明,新地岛北部的北冰洋部分地区为暖期中海冰显著增多的区域(图略)。该区域平均的海冰异常的年代际变化滞后我国冬季极端气温的变化3年左右。这表明我国冬季极端低温指数在3个时期中的年代际变化成因并不由海冰主导,这与北极海冰减少导致欧亚中纬度地区冬季平均气温降低的趋势(Liu et al., 2012; Mori et al., 2014, 2019)不同,显示出极端气温的变化有别于平均气温变化的一面。整体而言,欧亚大陆上环流异常或EAWR型的年代际变化成因较为复杂,难以归结于某个特定地区的海温或海冰异常,对该问题的深入将是今后工作的一个重点。

此外,本文还对全国839个台站的冬季极端高温指数进行了年代际变化特征分析。极端高温指数为表1中的极端最高气温(TXx)、极端最高气温

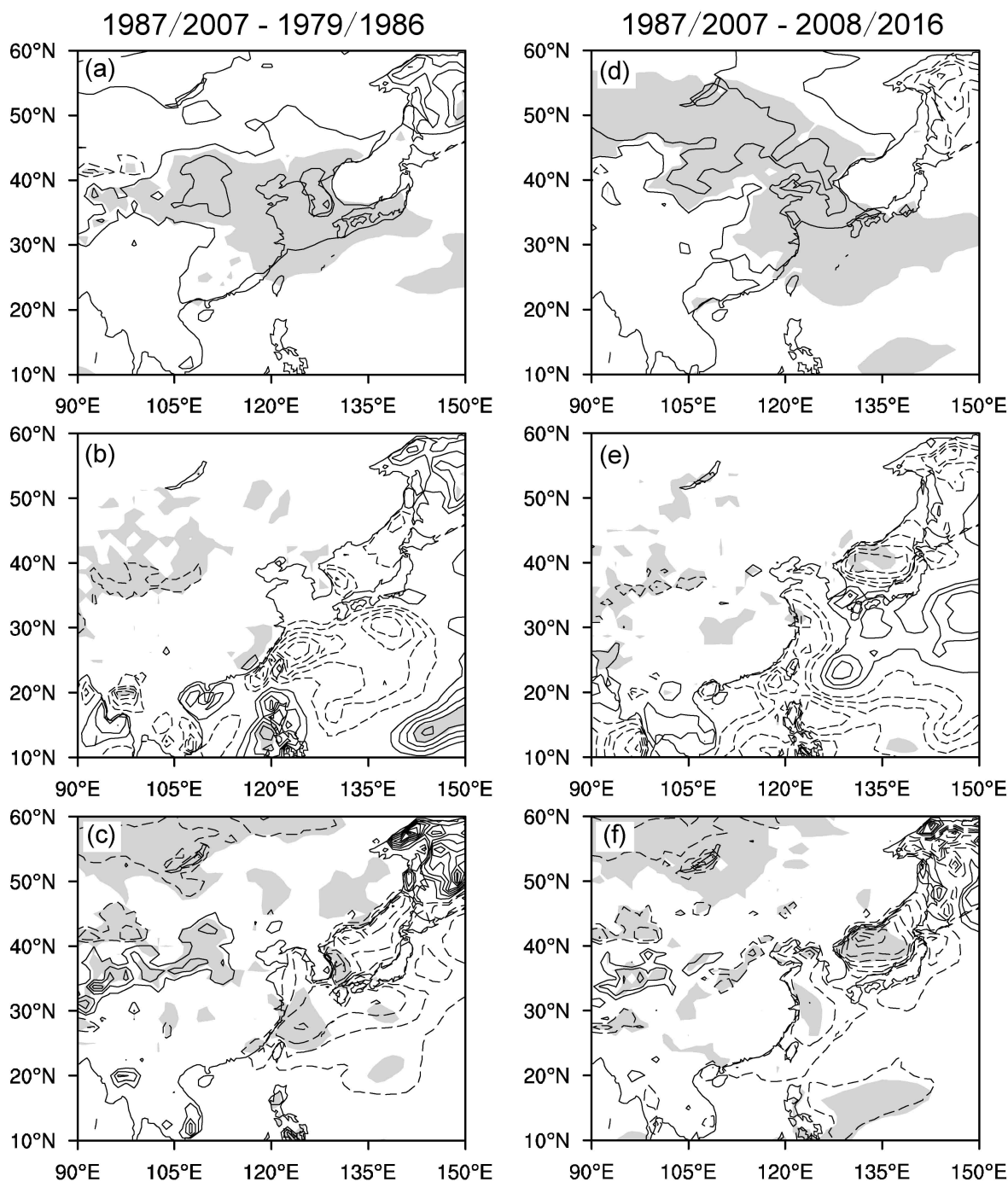


图10 暖期与前冷期(左)、后冷期(右)的(a, d)向上长波辐射、(b, e)潜热通量、(c, f)感热通量的差值场(单位: W m^{-2})。阴影区表示差值场通过95%信度水平的显著性检验,实线和虚线分别表示正值和负值,0线已略去,等值线间隔为 3 W m^{-2}

Fig. 10 Differences (units: W m^{-2}) in (a, d) upward long-wave-radiation fluxes, (b, e) latent heat fluxes, (c, f) sensible heat fluxes between the warm period and the first cold period (left column), the second cold period (right column). The shadings indicate differences above 95% confidence level. Solid lines and dashed lines represent positive and negative values, respectively. Zero lines are omitted. Contours interval: 3 W m^{-2}

极小值(TXn)、平均最高气温(TMAXmean)、暖昼日数(TX90P)以及冷昼日数(TX10P)。结果表明,冬季极端高温指数(图略)具有年代际变化特征的台站数整体较少,且不同指数间的台站空

间分布差异较大。本文暂不对此做进一步分析。

参考文献 (References)

Barnes E A, Dunn-Sigouin E, Masato G, et al. 2014. Exploring recent

- trends in Northern Hemisphere blocking [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41(2): 638–644. doi:10.1002/2013GL058745
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133(629): 2117–2131. doi:10.1002/qj.173
- 布和朝鲁, 彭京备, 谢作威, 等. 2018. 冬季大范围持续性极端低温事件与欧亚大陆大型斜脊斜槽系统研究进展 [J]. *大气科学*, 42(3): 656–676. Bueh Cholaw, Peng Jingbei, Xie Zuwei, et al. 2018. Recent progresses on the studies of wintertime extensive and persistent extreme cold events in China and large-scale tilted ridges and troughs over the Eurasian Continent [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(3): 656–676. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17249
- Cohen J, Screen J A, Furtado J C, et al. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather [J]. *Nature Geoscience*, 7(9): 627–637. doi:10.1038/ngeo2234
- 丁一汇, 戴晓苏. 2002. 中国近百年来来的温度变化 [J]. *气象学报*, 13(5): 513–525. Ding Yihui, Dai Xiaosu. 2002. Temperature variation in China during the last 100 years [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 13(5): 513–525. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.1994.12.008
- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 257pp. Ding Yihui. 2005. *Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese)* [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 257pp.
- 丁一汇, 任国玉, 赵宗慈, 等. 2007. 中国气候变化的检测及预估 [J]. *沙漠与绿洲气象*, 1(1): 1–10. Ding Yihui, Ren Guoyu, Zhao Zongci, et al. 2007. Detection, attribution and projection of climate change over China [J]. *Desert and Oasis Meteorology (in Chinese)*, 1(1): 1–10. doi:10.3969/j.issn.1002-0799.2007.01.001
- 丁一汇, 柳艳菊, 梁苏洁, 等. 2014. 东亚冬季风的年代际变化及其与全球气候变化的可能联系 [J]. *气象学报*, 72(5): 835–852. Ding Yihui, Liu Yanju, Liang Sujie, et al. 2014. Interdecadal variability of the East Asian winter monsoon and its possible links to global climate change [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 72(5): 835–852. doi:10.11676/qxxb2014.079
- Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century [J]. *Climate Res.*, 19(3): 193–212.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106(449): 447–662. doi:10.1002/qj.49710644905
- 管兆勇, 任国玉. 2012. 中国区域极端天气气候事件变化研究 [M]. 北京: 气象出版社. Guan Zhaoyong, Ren Guoyu. 2012. *On Variations of Weather and Climate Extremes in China (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Han Z, Li S L, Mu M. 2011. The role of warm North Atlantic SST in the formation of positive height anomalies over the Ural Mountains during January 2008 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(2): 246–256. doi:10.1007/s00376-010-0069-1
- Hoegh-Guldberg O, Cai R S, Poloczanska E, et al. 2014. The ocean [M]//Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Field C B, Barrows V R, Dokken D J, et al, Eds. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1655–1731.
- Horel J D. 1981. A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109(10): 2080–2092. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<2080:ARPCAO>2.0.CO;2
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1535pp.
- Lau N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41(3): 313–328. doi:10.1175/1520-0469(1984)041<0313:TEFOTT>2.0.CO;2
- 李亚飞, 任荣彩. 2019. 北半球冬季各阻塞系统对大范围极端温度异常的单独和协同影响 [J]. *大气科学*, 43(6): 1313–1328. Li Yafei, Ren Rongcai. 2019. The independent and coordinative influences of the four blocking systems in the Northern Hemisphere winter on the occurrence of widespread extreme cold surface temperature [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(6): 1313–1328. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1811.18214
- 梁苏洁, 丁一汇, 赵南, 等. 2014. 近 50 年中国大陆冬季气温和区域环流的年代际变化研究 [J]. *大气科学*, 38(5): 974–992. Liang Sujie, Ding Yihui, Zhao Nan, et al. 2014. Analysis of the interdecadal changes of the wintertime surface air temperature over mainland of China and regional atmospheric circulation characteristics during 1960–2013 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38(5): 974–992. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13234
- Liu J P, Curry J A, Wang H J, et al. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(11): 4074–4079. doi:10.1073/pnas.1114910109
- Manton M, J.Della-Marta P M, Haylock M R, et al 2001. Trend in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998 [J]. *International Journal of Climatology*, 21: 269–284. doi:10.1002/joc.610
- Mori M, Watanabe M, Shioyama H, et al. 2014. Robust Arctic sea ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades [J]. *Nature Geoscience*, 7(12): 869–873. doi:10.1038/ngeo2277
- Mori M, Kosaka Y, Watanabe M, et al. 2019. A reconciled estimate of the influence of Arctic sea ice loss on recent Eurasian cooling [J]. *Nature Climate Change*, 9(2): 123–129. doi:10.1038/s41558-018-0379-3
- Nakamura H. 1994. Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 21(18): 2003–2006. doi:10.1029/94GL01614
- 秦大河. 2018. 气候变化科学概论 [M]. 北京: 科学出版社. Qin Dahe. 2018. *Introduction to Climate Change Science (in Chinese)* [M]. Beijing: Science Press.
- 任国玉, 封国林, 严中伟. 2010. 中国极端气候变化观测研究回顾与展望 [J]. *气候与环境研究*, 15(4): 337–353. Ren Guoyu, Feng

- Guolin, Yan Zhongwei. 2010. Progresses in observation studies of climate extremes and changes in mainland of China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 15(4): 337–353. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2010.04.01
- Sala O E, Chapin III F, Armesto J J, et al. 2000. Global biodiversity scenarios for the year 2100 [J]. *Science*, 287(5459): 1770–1774. doi:10.1126/science.287.5459.1770
- Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification [J]. *Nature*, 464(7293): 1334–1337. doi:10.1038/nature09051
- Serreze M C, Barrett A P, Stroeve J C, et al. 2009. The emergence of surface-based Arctic amplification [J]. *The Cryosphere*, 3(1): 11–19. doi:10.5194/tc-3-11-2009
- Shi N, Wang X Q, Tian P Y. 2019a. Interdecadal variations in persistent anomalous cold events over Asian mid-latitudes [J]. *Climate Dyn.*, 52(5): 3729–3739. doi:10.1007/s00382-018-4353-6
- Shi N, Wang Y C, Wang X Q, et al. 2019b. Interdecadal variations in the frequency of persistent hot events in boreal summer over midlatitude Eurasia [J]. *J. Climate*, 32(16): 5161–5177. doi:10.1175/JCLI-D-18-0706.1
- 宋燕, 季劲钧. 2005. 气候变暖的显著性检验以及温度场和降水场的时空分布特征 [J]. *气候与环境研究*, 10(2): 157–165. Song Yan, Ji Jinjun. 2005. The remarkable test of abrupt climatic warming and spatiotemporal distribution features of temperature and precipitation fields [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 10(2): 157–165. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2005.02.002
- Sun J Q, Wu S, Ao J. 2016. Role of the North Pacific sea surface temperature in the East Asian winter monsoon decadal variability [J]. *Climate Dyn.*, 46(11–12): 3793–3805. doi:10.1007/s00382-015-2805-9
- Takaya K, Nakamura H. 2005. Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(12): 4423–4440. doi:10.1175/JAS3629.1
- 唐国利, 丁一汇, 王绍武, 等. 2009. 中国近百年温度曲线的对比分析 [J]. *气候变化研究进展*, 5(2): 71–78. Tang Guoli, Ding Yihui, Wang Shaowu, et al. 2009. Comparative analysis of the time series of surface air temperature over China for the last 100 years [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 5(2): 71–78. doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2009.02.002
- Tibaldi S, Molteni F. 1990. On the operational predictability of blocking [J]. *Tellus*, 42A(3): 343–365. doi:10.3402/tellusa.v42i3.11882
- Ulbrich U, Christoph M. 1999. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing [J]. *Climate Dynamics*, 15: 551–559. doi:10.1007/s003820050299
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109(4): 784–812. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18(3): 376–386. doi:10.1007/BF02919316
- Wang L, Chen W. 2014. The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s [J]. *Chinese Science Bulletin*, 59(4): 430–436. doi:10.1007/s11434-013-0029-0
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2010. Effect of the climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate [J]. *Int. J. Climatol.*, 30(1): 153–158. doi:10.1002/joc.1876
- 武丽梅, 陈璐, 王凯, 等. 2016. 中国大陆 1983~2012 年年极端气温时空变化特征 [J]. *干旱气象*, 34(6): 945–951. Wu Limei, Chen Lu, Wang Kai, et al. 2016. Temporal and spatial variation characteristics of annual extreme temperature in the mainland of China during 1983-2012 [J]. *Journal of Arid Meteorology (in Chinese)*, 34(6): 945–951. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-0945
- 翟盘茂, 潘晓华. 2003. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化 [J]. *地理学报*, 58(S1): 1–10. Zhai Panmao, Pan Xiaohua. 2003. Change in extreme temperature and precipitation over northern China during the second half of the 20th century [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 58(S1): 1–10. doi:10.3321/j.issn:0375-5444.2003.z1.001
- 张金玲, 王冀. 2007. 我国极端气温指数的时空变化与分区研究 [C]//2007 年中国气象学会年会论文集. 广州: 中国气象学会年会, 403–411. Zhang Jinling, Wang Yi. 2007. Temporal and spatial changes and zoning of extreme temperature index in China [C]//Proceedings of Meteorological Society Annual Meeting (in Chinese), 403–411.
- 张颖娴, 丁一汇, 李巧萍. 2012. 北半球温带气旋活动和风暴路径的年代际变化 [J]. *大气科学*, 36(5): 912–918. Zhang Yingxian, Ding Yihui, Li Qiaoping. 2012. Interdecadal variations of extratropical cyclone activities and storm tracks in the Northern Hemisphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(5): 912–918. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11158
- 周星妍, 朱伟军, 顾聪. 2015. 冬季北大西洋风暴轴异常对我国寒潮活动的可能影响 [J]. *大气科学*, 39(5): 978–990. Zhou Xingyan, Zhu Weijun, Gu Cong. 2015. Possible influence of the variation of the northern Atlantic storm track on the activity of cold waves in China during winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(5): 978–990. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14259