

章大全,宋文玲,2018. 2017/2018 年冬季北半球大气环流特征及对我国天气气候的影响[J]. 气象,44(7):969-976.

2017/2018 年冬季北半球大气环流特征 及对我国天气气候的影响*

章大全 宋文玲

国家气候中心,中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081

提 要: 2017/2018 年冬季,东亚冬季风强度较常年同期偏强,西伯利亚高压偏强,季内冬季风强弱转换阶段性特征显著。欧亚中高纬以经向环流为主,乌拉尔山高压脊持续发展,东亚槽位置偏西。冬季冷空气过程频繁,受其影响,冬季东北地区气温显著偏低,而高原和西南地区西部异常偏暖。对 2017/2018 年冬季东亚冬季风偏强的可能原因分析表明,受北太平洋年代际涛动暖位相的调制作用,2017 年秋季开始的 La Niña 事件对东亚冬季风的影响相对较弱。而冬季北半球极涡持续偏弱,北大西洋海温持续偏暖,中高纬环流系统异常和海温外强迫的共同作用,是东亚冬季风偏强的主要原因。

关键词: 东亚冬季风, La Niña, 大气环流, 冷空气

中图分类号: P461

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.07.013

Northern Hemisphere Atmospheric Circulation Characteristics in 2017/2018 Winter and Its Impact on Weather and Climate in China

ZHANG Daquan SONG Wenling

Laboratory for Climate Studies, National Climate Centre, CMA, Beijing 100081

Abstract: The East Asian winter monsoon (EAWM) and Siberian high (SH) were both stronger than normal during the 2017/2018 winter, with significant intraseasonal variation. The geopotential height anomalies of mid-high latitude of Eurasia were mainly occupied by meridional circulation, with strong Ural high, and westward East Asian trough. The 2017/2018 winter was marked with frequent cold air processes, low temperature in northeastern China and abnormal warmer climate in Tibetan Plateau. Diagnostic analysis of possible mechanism for strong EAWM in 2017/2018 winter indicated that, subject to the modulation of warm phase of Pacific Decadal Oscillation (PDO), the influence of La Niña was comparatively weak. Meanwhile, the weak polar vortex of Northern Hemisphere, and continuously warm SST in north Atlantic, both associated with the strong EAWM in 2017/2018 winter.

Key words: East Asian winter monsoon (EAWM), La Niña, atmospheric circulation, cold air

引 言

我国冬季气候主要受东亚冬季风的影响(朱乾根,1990;丁一汇等,2013)。作为北半球冬季最活跃

的大气环流系统之一,当东亚冬季风偏强时,对流层低层西伯利亚高压和阿留申低压偏强,中层东亚大槽偏深,有利于引导极地冷空气南下,造成东亚中高纬度地区的强烈降温、降雪及大风、霜冻等天气,导致我国除西南以外的大部分地区气温偏低(郭其蕴,

* 国家自然科学基金重点项目(41730964)、国家自然科学基金项目(41605078)和国家重点研发计划(2017YFC1502303)共同资助

2018 年 4 月 16 日收稿; 2018 年 6 月 18 日收修定稿

第一作者:章大全,主要从事短期气候预测相关业务及科研工作. Email: zhangdq@cma.gov.cn

1994; Zhang et al, 1997; 陈隽和孙淑清, 1999; 陈文等, 2013; 王继康等, 2018; 刘超等, 2018; 李晓兰和张芳华, 2018)。研究发现, 异常偏强的东亚冬季风还会造成我国华南地区异常冷月和雨雪冰冻天气的出现(吴尚森和梁建茵, 2000; 顾雷等, 2008)。

东亚冬季风的异常变化与海温、极冰等外强迫因子的异常密切相关。ENSO 作为热带太平洋海-气耦合系统年际变率的主要模态, 其与东亚冬季风异常的关系已有不少研究(李崇银, 1989; Webster and Yang, 1992; 陶诗言和张庆云, 1998; 穆明权, 2001; 陈文, 2002; 王会军和贺圣平, 2012)。大量研究揭示了 ENSO 与东亚冬季风强度存在明显的反向变化关系, 而这种反向关系主要是通过激发罗斯贝波导致菲律宾海附近对流层低层出现异常气旋(反气旋)性环流实现的(Zhang et al, 1996; Wang et al, 2000; Wang and Zhang, 2002; 袁媛等, 2014)。同时 El Niño 和 La Niña 对东亚季风的影响表现出明显的非对称性, La Niña 期间东亚季风的异常在统计上并不显著(Deser and Wallace, 1990; Zhang et al, 1996; Hoerling et al, 1997; 李汀等, 2007; 徐需强等, 2016), 且受到北太平洋年代际振荡(PDO)的调制作用(Wang et al, 2008)。秋冬大西洋海温异常能够激发出定常波波列, 引起下游乌拉尔山阻塞形势的建立和发展, 并使西伯利亚高压加强(Rowntree, 1976; Palmer and Sun, 1985; Li, 2004; 李崇银和顾薇, 2010)。资料分析和模式模拟表明, 北极海冰异常对西伯利亚高压等东亚冬季风系统关键成员也有着重要影响(武炳义等, 2011; 武炳义和杨琨, 2016; 丁婷等, 2017)。

2017/2018 年冬季, 东亚冬季风强度整体偏强, 西伯利亚高压偏强, 季内冬季风强弱转换阶段性特征明显。相应的, 我国气温变化呈现出前冬暖、隆冬和后冬偏冷的阶段性特征。从空间分布来看, 气温距平呈现出东北冷, 西南(高原)暖的分布特征。2017/2018 年我国冬季气温与东亚冬季风异常有着怎样的联系? 东亚冬季风偏强的可能原因是什么? 本文将针对以上问题展开分析, 并试图揭示其可能的原因。

1 资料和方法

本文所用到的气温观测资料来源为国家气象信息中心“中国地面气候资料日值数据集(V3.0)”, 包

含了中国 2474 个基本、基准气象站、一般气象站 1951 年 1 月以来本站气温要素的日值数据, 并在逐日数据的基础上计算得到逐月和季节平均数据。大气环流资料为 NCEP/NCAR 逐月再分析资料(Kalnay et al, 1996), 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。海温观测资料为美国国家海洋和大气管理局提供的扩展重建的全球海温数据(ERSST.V4), 网格分辨率为 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (Huang et al, 2015; Liu et al, 2015), 海温指数采用国家气候中心的 ENSO 监测指标定义。北极海冰资料采用英国 Hadley 中心 1981—2017 年的北极海冰密集度(SIC)数据(Rayner et al, 2003)。如无特别说明, 本文各要素的气候值均为 1981—2010 年平均(Arguez and Vose, 2011; World Meteorological Organization, 1989; 2007)。东亚冬季风强度指数(I_{EAWM})采用朱艳峰(2008)定义, 即将 $25^{\circ} \sim 35^{\circ}N, 80^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ 范围内 500 hPa 纬向风的平均值减去 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}N, 80^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ 范围内 500 hPa 纬向风的平均值, 并对结果进行标准化处理。西伯利亚高压指数(I_{SH})定义为 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}N, 80^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ 范围内海平面气压的平均值, 结果同样进行标准化处理。

2 2017/2018 年冬季我国气温时空分布特征

2017/2018 年冬季, 全国平均气温 $-3.2^{\circ}C$, 较常年同期($-3.4^{\circ}C$)偏高 $0.2^{\circ}C$ (图 1)。从距平分布来看(图 2), 内蒙古东部、东北、华北北部、新疆北部、西北地区东部、西南地区东北部和南部局部、华南南部、江汉、江淮、江南北部气温偏低, 其中内蒙古东部、东北北部偏低 $1 \sim 2^{\circ}C$, 局部地区偏低 $2^{\circ}C$ 以上。全国其余大部分地区接近常年或偏高, 青藏高原偏暖明显, 其中青海南部、西藏大部、四川西北部平均气温偏高 $2^{\circ}C$ 以上。2017/2018 年冬季我国气温除东北及华北北部持续偏低, 青藏高原和西南西部持续偏暖以外, 全国其余大部分地区整体呈现出前冬暖、隆冬和后冬偏冷的阶段性变化特征。12 月除东北及华北北部气温偏低外, 全国大部地区气温偏高为主, 其中青藏高原显著偏高(图 3a)。2018 年 1 月(图 3b), 我国除青藏高原、西南南部和华南南部等地以外, 全国大部分地区气温以偏低为主, 其中新疆北部部分地区月平均气温偏低 $4^{\circ}C$ 以上。进入 2018 年 2 月(图 3c), 我国北方地区大部地区气温持续偏低, 特别是东北地区, 2 月平均气温偏低 $2 \sim 4^{\circ}C$,

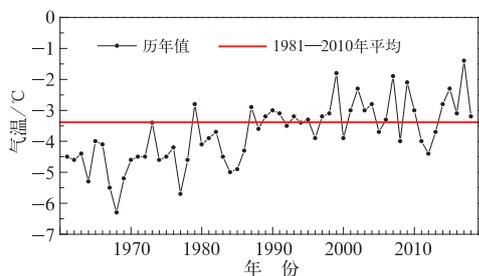


图 1 1961—2018 年冬季
全国平均气温历年变化

Fig. 1 Variation of winter mean temperature over China during 1961—2018

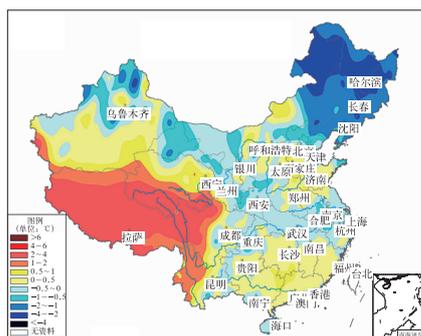


图 2 2017/2018 年冬季全国
气温距平(单位: °C)分布

Fig. 2 Distribution of temperature anomaly (unit: °C) over China in winter 2017/2018

局地偏低 4°C 以上。

2017/2018 年冬季气候另一个显著特征是冷暖起伏大,阶段性强降温范围广,极端性强。冬季共有 12 次冷空气过程影响我国,中东部大部气温偏低,冷暖波动剧烈。其中 1 月 22—25 日出现入冬以来最强冷空气过程,影响范围广、强度强,最大降温幅度 10°C 以上的覆盖面积达 138.8 万 km²,但比 2016 年 1 月下旬强寒潮过程弱。

3 2017/2018 年冬季北半球大尺度环流和东亚冬季风活动特征

3.1 2017/2018 年冬季北半球大尺度环流背景

2017/2018 年冬季,500 hPa 高度场上北半球环流形势呈异常三波型分布,极地受高压控制,大槽分别位于东北亚、北美和欧洲西部(图 4)。欧亚中高纬呈现“两槽一脊”型高度场异常,经向环流明显。

乌拉尔山高压脊持续发展,贝加尔湖以东低槽显著,东亚槽位置偏西。从 850 hPa 异常风场特征来看,东亚大部地区基本处于异常北风和东北风的控制下,有利于引导冷空气沿东路南下影响我国东部大部地区。西太平洋副热带高压面积和强度接近常年,脊线偏北,西伸脊点的位置偏西。印缅槽强度偏弱。

2017/2018 年冬季环流形势的阶段性变化特征较为明显(图 5)。2017 年 12 月北半球中高纬度 500 hPa 高度场呈四波型分布,2018 年 1 和 2 月环流形势均呈三波型分布特征,但在欧亚中高纬度,2017/2018 年冬季基本上维持了“两槽一脊”的异常分布特征,特别是东北亚地区,冬季表现为高度场负

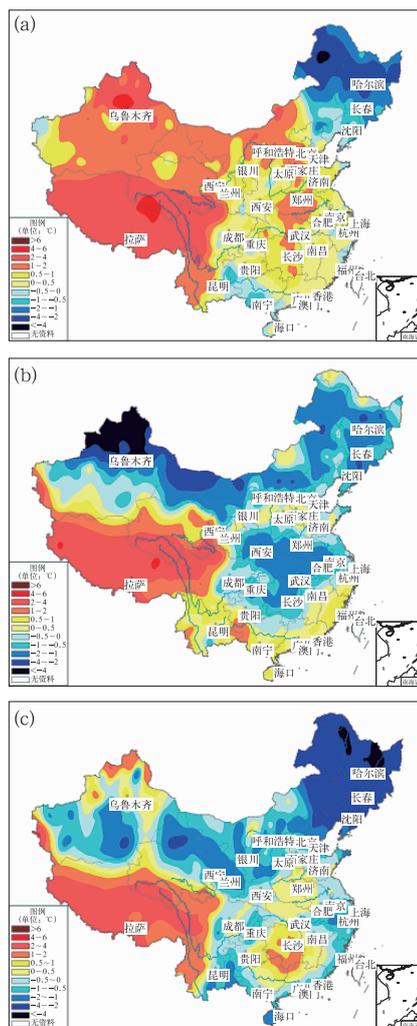


图 3 2017 年 12 月(a)、2018 年 1 月(b)和 2 月(c)全国气温距平分布(单位: °C)

Fig. 3 Mean temperature anomalies of China in December 2017 (a), January 2018 (b), and February 2018 (c) (unit: °C)

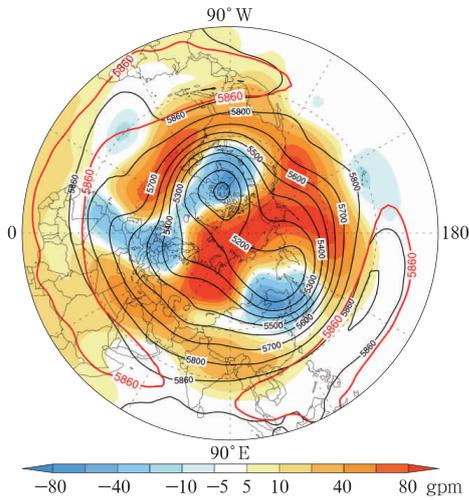


图 4 2017/2018 年冬季(12—2 月)
500 hPa 高度场(等值线)及距平场(阴影)
(红色等值线表示气候平均 5880 和 5860 gpm)

Fig. 4 The 500 hPa geopotential height (contours)
and anomalies (shading) in winter 2017/2018
(Red contours stand for the
climatological 5880 and 5860 gpm contours)

异常。2017 年 12 月除东北及华北北部外,我国大部地区为高度场正距平所控制,其中正距平中心位于高原南部至西南地区(图 5a)。2018 年 1 月(图 5b),乌拉尔山阻塞高压加强,巴尔喀什湖以东至日本海为宽广的低槽,同时低纬地区表现为高度场负距平。与之相对应,1 月我国气温偏低区域明显扩大,月内的气温波动明显,表现为“冷—暖—更冷”的阶段特征。特别是 1 月下旬巴尔喀什湖以西的高压脊与北太平洋高压脊不断向北发展进入极区,导致极涡分裂南下,在西伯利亚地区出现低涡横槽,造成冷空气持续向我国中东部侵袭(图略),中东部地区经历了大范围的强降温过程和雨雪冰冻天气,给社会经济造成了不利影响。进入 2018 年 2 月(图 5c),低槽的范围有所减小,但亚洲中高纬度高度场仍然维持了“西高东低”的分布特征。在冬季乌拉尔山高压脊持续维持的背景下,正是由于东亚槽东西、南北位置的异常变化,造成了中国冬季气温阶段性的冷暖波动。

3.2 2017/2018 年东亚冬季风活动特征

从东亚冬季风强度演变的年代际特征来看,本世纪以来东亚冬季风持续处于偏强的年代际背景下,但 2013/2014 年冬季以来,东亚冬季风表现为剧

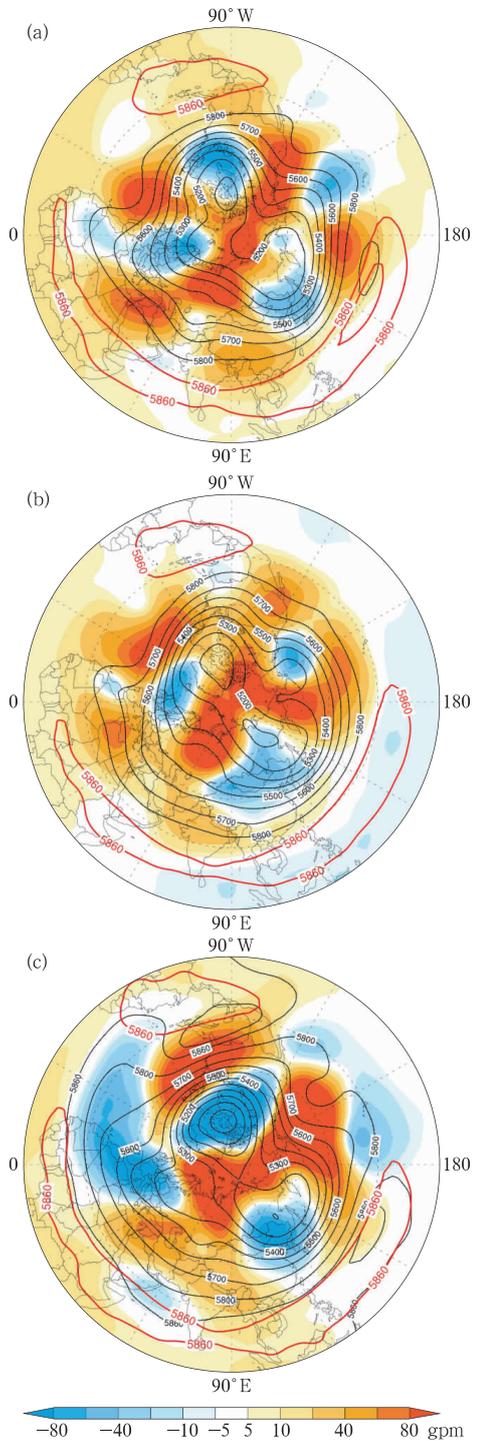


图 5 2017/2018 年冬季 500 hPa 高度场
(等值线)和距平场(阴影)
(a)12 月,(b)1 月,(c)2 月
(红色等值线表示气候平均 5880 和 5860 gpm)

Fig. 5 The 500 hPa geopotential height
(contours) and anomalies
(shading) in winter 2017/2018
(a) December, (b) January, (c) February
(Red contours stand for the
climatological 5880 and 5860 gpm contours)

烈的波动特征,5 年中有 3 年冬季风偏弱,其中 2016/2017 年冬季风明显偏弱。2017/2018 年冬季, I_{EAWM} 为 1.26,较常年同期偏强(图 6)。季内,冬季风强度变化显著,12 月上中旬、1 月上旬、1 月下旬至 2 月中旬东亚冬季风偏强,其余时段表现为接近正常到偏弱(图 7)。

西伯利亚高压强度与东亚冬季风表现为相似的年际和年代际变化特征,1981/1982 年冬季至今 I_{EAWM} 和 I_{SH} 的年际距平相关系数为 0.87,通过了 0.001 的显著性水平检验。2017/2018 年冬季,西伯利亚高压整体偏强,标准化强度指数为 0.94。逐日监测表明(图 8),西伯利亚高压与东亚冬季风表现出较为一致的季内变化特征,偏强的时段与冬季风指数基本一致,冬季 90 d 逐日序列相关系数达到 0.74,通过了 0.001 的显著性水平检验。

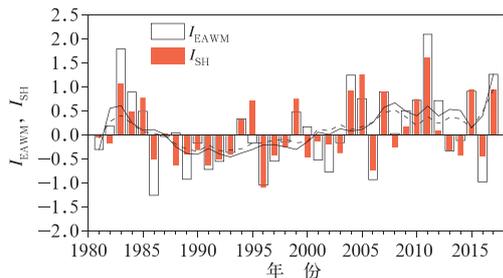


图 6 1981/1982 至 2017/2018 年冬季标准化 I_{EAWM} 和 I_{SH} 的逐年变化(图中黑色实线和虚线分别为 I_{EAWM} 和 I_{SH} 的 9 年滑动平均)

Fig. 6 Annual variation of DJF standardized I_{EAWM} and I_{SH} over 1981/1982-2017/2018

(Black bold and dashed lines indicate 9 year moving average of I_{EAWM} and I_{SH} respectively)

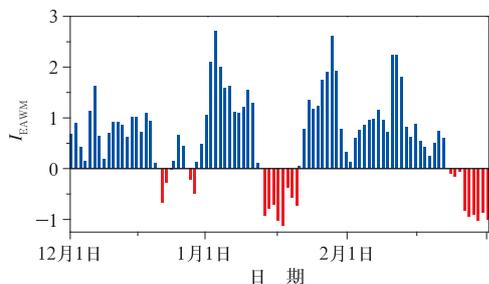


图 7 2017/2018 年冬季 I_{EAWM} 逐日演变
Fig. 7 Daily variation of the I_{EAWM} in DJF of 2017/2018

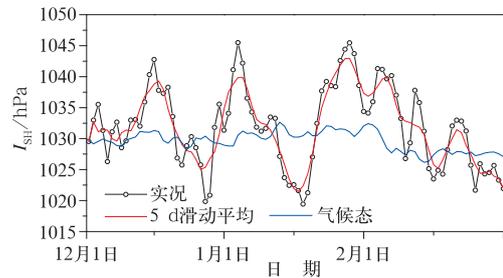


图 8 2017/2018 年冬季 I_{SH} 逐日演变
Fig. 8 Daily variation of the I_{SH} in DJF of 2017/2018

4 2017/2018 年东亚冬季风异常的可能原因

4.1 La Nina 事件对东亚冬季风的影响

海陆热力差异是季风形成的重要原因,因此海洋或陆地热力状况的改变往往会引起季风的异常。ENSO 作为年际尺度上热带海气系统的最强信号,对东亚冬季风有重要的影响(李崇银和穆明权,2000;陈文,2002)。根据国家气候中心最新的 ENSO 监测和预测信息,2017 年 10 月至 2018 年 4 月形成一次东部型 La Niña 事件,强度偏弱。2017 年 10 月赤道中东太平洋海表温度进入 La Niña 状态,爆发类型为东部型。2018 年 2 月达到最强,峰值为 -0.91°C (图 9),成熟期类型仍为东部型。研究表明,在 El Niño(La Niña)盛期冬季东亚冬季风往往偏弱(偏强),这一影响主要是通过 ENSO 在对流层低层激发西北太平洋反气旋(气旋)和南风(北风)异常来实现的(Zhang et al, 1996; Wang et al, 2000)。同时 ENSO 对东亚冬季风的这种影响并不是稳定的,而是受到北太平洋年代际振荡(PDO)的调制作用(Zhang et al, 1997; Wang et al, 2008; Kim et al, 2017),PDO 暖位相时年际尺度上 ENSO 和东亚冬季风异常之间的联系并不显著。2017/2018 年冬季 PDO 处于暖位相,西北太平洋气旋式环流异常的响应较弱,12 和 2 月南海及菲律宾以东上空表现为气旋式环流异常,位置偏南,东亚沿岸为东北风异常,有利于东亚冬季风偏强(图 10); 1 月西北太平洋上空中低层环流形势对 La Niña 响应不明显,但在对流层中层则表现为反气旋式异常环流,东亚副热带区域以南风异常为主。



图 9 Niño3.4 区海表温度距平指数(单位: $^{\circ}\text{C}$) 和南方涛动指数(SOD)逐月演变
Fig. 9 Variation of monthly Niño3.4 index (unit: $^{\circ}\text{C}$) and Southern Oscillation Index (SOD) since 2016

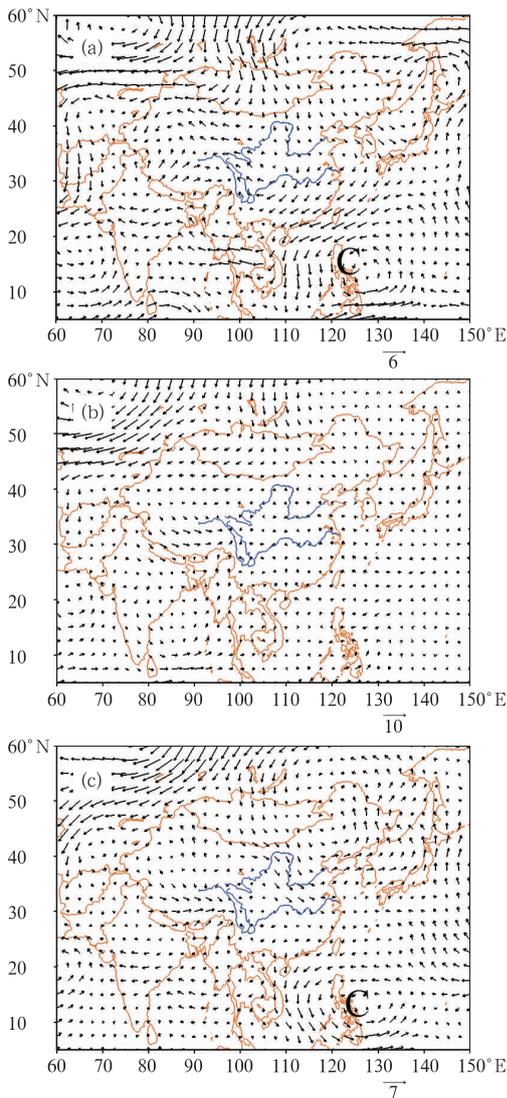


图 10 2017/2018 冬季(12—2月)850 hPa 平均风场距平(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a)12月, (b)1月, (c)2月
Fig. 10 Anomalous vector wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa in winter 2017/2018
(a) December, (b) January, (c) February

4.2 极涡和北大西洋海温异常对乌拉尔山阻塞高压的影响

2017/2018 年冬季欧亚中高纬度环流异常的一个显著特征是乌拉尔地区正高度距平的持续维持。资料分析表明,冬季乌拉尔山阻塞高压与北极涛动(AO)(Thompson and Wallace, 1998)和北半球极涡强度表现为负相关关系(李崇银和顾薇, 2010),即 AO 和极涡的偏弱均有利于乌拉尔阻塞高压的增强。国家气候中心大气环流指数监测显示,2017/2018 年冬季除 2018 年 2 月北美区极涡强度指数偏弱外,其余各监测区域和北半球极涡指数均偏弱。同时图 4 显示冬季北极地区高度场均为正距平,表明冬季北半球极涡持续偏弱。由于定义的原因,2017/2018 年冬季 AO 并未表现出持续的负位相特征,但冬季极地对流层高层位势高度持续正距平,极涡偏弱,有利于欧亚中高纬度经向环流形势的发展和乌拉尔山阻塞高压的偏强。

另一显著的外强迫信号是北大西洋海温持续变暖(图 11)。已有研究表明,冬季赤道太平洋的 La Niña 事件与乌拉尔山阻塞高压的活动没有显著的相关性。而冬季北大西洋海温异常偏高时,下游激发的 Rossby 波列使乌拉尔山高压脊加强(Palmer and Sun, 1985; Gambo et al, 1987; 徐海明等, 2001; Li, 2004; Han et al, 2011),西伯利亚高压上空负涡度平流增大,高层辐合和低层辐散增强,整个对流层下层气流深厚,促使西伯利亚高压增强(宗海锋等, 2008; 李栋梁和蓝柳茹, 2017)。同时冬季极涡偏弱,西风急流偏弱,均有利于欧亚中高纬度经向环

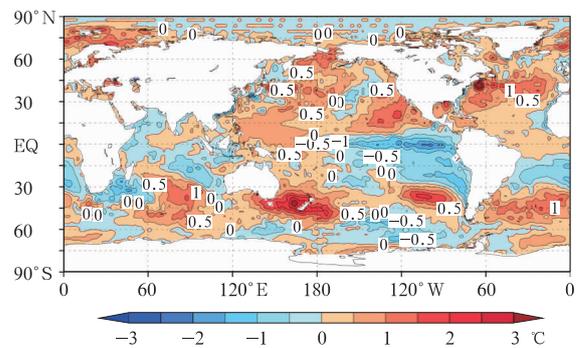


图 11 2017/2018 年冬季全球海表温度距平空间分布
Fig. 11 Distribution of sea surface temperature anomalies in winter 2017/2018

流形势的发展和冬季风的偏强。因此,北半球极涡偏弱和北大西洋海温持续正异常,是导致2017/2018年冬季乌拉尔山阻塞高压持续偏强的重要因素。

4.3 北极海冰异常对冬季西伯利亚高压的影响

研究表明(武炳义等,2011),冬季西伯利亚高压与秋冬季北极海冰密集度异常的空间演变有密切关系。区域平均的9月海冰密集度与冬季西伯利亚高压呈显著负相关(扣除线性趋势后两者相关系数为 -0.47)。武炳义和杨琨(2016)进一步分析指出,前期夏季北极大气环流的动力和热力状态不仅影响夏、秋季北极海冰,而且对海冰偏少影响亚洲冬季气候变率有重要的调节作用。2017年夏季北极大气低层表现为气旋式环流异常,巴伦支海至拉普捷夫海上空对流层中、低层的气温异常偏低,均不利于海冰和大气之间负反馈机制的形成和维持,因此导致了9月关键区海冰密集度偏高,冬季西伯利亚高压偏强同时出现的情况(图12)。

5 结论与讨论

(1) 2017/2018年冬季,东亚冬季风强度较常年同期偏强,西伯利亚高压偏强,季内冬季风强弱转换阶段性特征显著。全国平均气温 -3.2°C ,较常年同期偏高 0.2°C 。从空间分布来看,内蒙古东部、东北北部气温显著偏低,而青藏高原偏暖明显。冬季

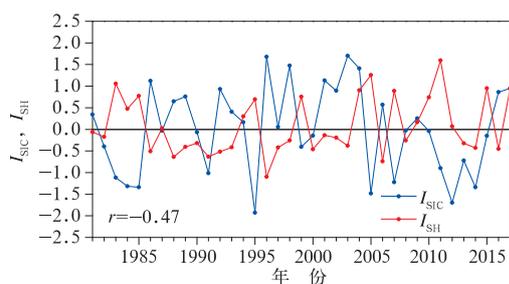


图12 9月北极区域($76.5^{\circ}\sim 83.5^{\circ}\text{N}$ 、 $60.5^{\circ}\sim 149.5^{\circ}\text{E}$)平均海冰密集度指数(I_{SIC})与冬季西伯利亚高压标准化强度指数(I_{SH})的反向变化关系

Fig. 12 Correlation between sea ice concentration index (I_{SIC}) of September in Arctic region ($76.5^{\circ}\sim 83.5^{\circ}\text{N}$, $60.5^{\circ}\sim 149.5^{\circ}\text{E}$) and standardized intensity of Siberian high index (I_{SH}) in winter

冷空气过程频繁,冷暖起伏大,阶段性强降温范围广,极端性强。

(2) 500 hPa 高度场上冬季北半球环流形势呈异常三波型分布,极地高度场为正距平,大槽分别位于东北亚、北美和欧洲西部。欧亚中高纬呈现“两槽一脊”型位势高度异常,经向环流特征明显。冬季乌拉尔山高压脊持续发展,贝加尔湖以东低槽显著,东亚槽位置偏西,东亚大部地区基本处于异常北风或东北风的控制下,有利于引导冷空气沿东陆南下影响我国东部大部地区。

(3) 2017年秋季至2017/2018年冬季,赤道中东太平洋形成一次弱La Niña事件,由于受到PDO暖位相的调制作用,西北太平洋气旋式环流异常的响应较弱,且位置偏南,对东亚冬季风的影响较弱。冬季北半球极涡持续偏弱,西风急流偏弱,同时北大西洋海温持续偏暖,有利于欧亚中高纬度经向环流形势发展,乌拉尔山阻塞高压偏强,西伯利亚高压偏强,使得东亚冬季风偏强。此外,2017/2018年冬季高原高度场偏高,青藏高原持续异常偏暖,导致冬季高原气候异常的原因还值得进一步深入分析。

参考文献

- 陈隽,孙淑清,1999. 东亚冬季风异常与全球大气环流变化 I. 强弱冬季风影响的对比研究[J]. 大气科学,23(1):101-111.
- 陈文,2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响[J]. 大气科学,26(5):595-610.
- 陈文,魏科,王林,等,2013. 东亚冬季风气候变异和机理以及平流层过程的影响[J]. 大气科学,37(2):425-438.
- 丁婷,王永光,柯宗建,等,2017. 2016/2017年冬季北半球大气环流及对我国冬季气温的影响[J]. 气象,43(7):887-893.
- 丁一汇,王绍武,郑景云,等,2013. 中国气候[M]. 北京:科学出版社:576.
- 顾雷,魏科,黄荣辉,2008. 2008年1月我国严重低温雨雪冰冻灾害与东亚季风系统异常的关系[J]. 气候与环境研究,13(4):405-418.
- 郭其蕴,1994. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系[J]. 应用气象学报,5(2):218-225.
- 李崇银,1989. 中国东部地区的暖冬与厄尔尼诺[J]. 科学通报,34(4):283-286.
- 李崇银,顾薇,2010. 2008年1月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究[J]. 大气科学,34(5):865-874.
- 李崇银,穆明权,2000. 东亚冬季风-暖池状况-ENSO 循环的关系[J]. 科学通报,45(7):678-685.
- 李栋梁,蓝柳茹,2017. 西伯利亚高压强度与北大西洋海温异常的关系[J]. 大气科学学报,40(1):13-24.
- 李汀,郭品文,李建科,等,2007. ENSO 与东亚冬季风的非线性关系[J]. 陕西气象,(3):1-5.
- 李晓兰,张芳华,2018. 2018年2月大气环流和天气分析[J]. 气象,44(5):719-724.

- 刘超,江琪,桂海林,2018. 2018年1月大气环流和天气分析[J]. 气象,44(4):590-596.
- 穆明权,2001. 东亚冬季风异常与 ENSO 循环关系的进一步研究[J]. 气候与环境研究,6(3):273-285.
- 陶诗言,张庆云,1998. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应[J]. 大气科学,22(4):399-407.
- 王会军,贺圣平,2012. ENSO 和东亚冬季风之关系在 20 世纪 70 年代中期之后的减弱[J]. 科学通报,57(19):1713-1718.
- 王继康,桂海林,马学款,2018. 2017 年 12 月大气环流和天气分析[J]. 气象,44(3):463-468.
- 武炳义,苏京志,张人禾,2011. 秋-冬季节北极海冰对冬季西伯利亚高压的影响[J]. 科学通报,56(27):2335-2343.
- 武炳义,杨琨,2016. 从 2011/2012 和 2015/2016 年冬季大气环流异常看北极海冰以及前期夏季北极大气环流异常的作用[J]. 气象学报,74(5):683-696.
- 吴尚森,梁建茵,2000. 华南冬季异常冷月预测概念模型 II——大气环流、极冰、积雪等物理因子特征[J]. 热带气象学报,16(4):289-296.
- 徐海明,何金海,董敏,2001. 江淮入梅的年际变化及其与北大西洋涛动和海温异常的联系[J]. 气象学报,59(6):694-706.
- 徐需强,冯娟,陈文,2016. ENSO 冷暖位相影响东亚冬季风与东亚夏季风联系的非对称性[J]. 大气科学,40(4):831-840.
- 袁媛,李崇银,杨崧,2014. 与厄尔尼诺和拉尼娜相联系的中国南方冬季降水的年代际异常特征[J]. 气象学报,72(2):237-255.
- 朱乾根,1990. 我国的东亚冬季风研究[J]. 气象,16(1):3-10.
- 朱艳峰,2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数[J]. 气象学报,66(5):781-788.
- 宗海锋,张庆云,布和朝鲁,等,2008. 黑潮和北大西洋海温异常在 2008 年 1 月我国南方雪灾中的可能作用的数值模拟[J]. 气候与环境研究,13(4):491-499.
- Arguez A, Vose R S, 2011. The definition of the standard WMO climate normal: the key to deriving alternative climate normals[J]. Bull Amer Meteor Soc, 92(6):699-704.
- Deser C, Wallace J M, 1990. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific[J]. J Climate, 3(11):1254-1281.
- Gambo K, Lu Li, Li Weijing, 1987. Numerical simulation of Eurasian teleconnection pattern in atmospheric circulation during the Northern Hemisphere winter[J]. Adv Atmos Sci, 4(4):385-394.
- Han Zhe, Li Shuanglin, Mu Mu, 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.
- Hoerling M P, Kumar A, Zhong Min, 1997. El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections[J]. J Climate, 10(8):1769-1786.
- Huang Boyin, Banzon V F, Freeman E, et al, 2015. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: Upgrades and intercomparisons[J]. J Climate, 28(3):911-930.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 77(3):437-472.
- Kim J W, An S I, Jun S Y, et al, 2017. ENSO and East Asian winter monsoon relationship modulation associated with the anomalous northwest Pacific anticyclone[J]. Climate Dyn, 49(4):1157-1179.
- Li Shuanglin, 2004. Impact of Northwest Atlantic SST anomalies on the circulation over the Ural Mountains during early winter[J]. J Meteor Soc Japan, 82(4):917-988.
- Liu Wei, Huang Boyin, Thorne P W, et al, 2015. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4): Part II. Parametric and structural uncertainty estimations[J]. J Climate, 28(3):931-951.
- Palmer T N, Sun Zhaobo, 1985. A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the North-West Atlantic and the atmospheric general circulation[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 111(470):947-975.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al, 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late Nineteenth Century[J]. J Geophys Res, 108(D14):4407.
- Rowntree P R, 1976. Response of the atmosphere to a tropical Atlantic ocean temperature anomaly[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 102(433):607-625.
- Thompson D W J, Wallace J M, 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields[J]. Geophys Res Lett, 25(9):1297-1300.
- Wang Bin, Wu Renguang, Fu Xiuhua, 2000. Pacific-East Asian teleconnection; how does ENSO affect East Asian climate? [J]. J Climate, 13(9):1517-1536.
- Wang Bin, Zhang Qin, 2002. Pacific-East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development? [J]. J Climate, 15(22):3252-3265.
- Wang Lin, Chen Wen, Huang Ronghui, 2008. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the East Asian winter monsoon[J]. Geophys Res Lett, 35(20):L20702.
- Webster P J, Yang Song, 1992. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 118(507):877-926.
- World Meteorological Organization, 1989. Calculation of monthly and annual 30-year standard normals [R]. WCDP-No. 10, WMO-TD/No. 341, Geneva: World Meteorological Organization.
- World Meteorological Organization, 2007. The role of climatological normals in a changing climate [R]. WCDP-No. 61, WMO-TD/No. 1377, Geneva: World Meteorological Organization.
- Zhang Renhe, Sperber K R, Boyle J S, 1997. Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: results from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis[J]. Mon Wea Rev, 125(10):2605-2616.
- Zhang Renhe, Sumi A, Kimoto M, 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon; a diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events[J]. J Meteor Soc Japan, 74(1):49-62.
- Zhang Yuan, Wallace J M, Battisti D S, 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93[J]. J Climate, 10(5):1004-1020.