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.

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

李亚飞^{1,3} 任荣彩^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京100029 2 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,南京210044 3 中国科学院大学,北京100049

摘 要 本文利用1979~2015年ERA-interim逐日再分析资料,对比分析了格陵兰阻高(GB)、大西洋一欧洲阻高(AEB)、乌拉尔山阻高(UB)和北太平洋阻高(NPB)四个阻高系统对年际尺度和天气尺度地面温度及极端冷日的单独和协同影响。结果表明,各阻高与地面温度之间的统计关系十分复杂,同一阻高系统可影响多个地区的温度异常,同一个地区的地面温度一般可受到多个阻高系统的不同影响。通过分离单阻高和多阻高(双阻高、三阻高和四阻高)组合的情形,本文的结果进一步表明,UB对欧亚大陆地面温度的影响最为重要,其次对于欧洲地面温度而言,依次为AEB、GB和NPB;对于亚洲地面温度而言,依次则为GB、NPB和AEB。而NPB对北美大陆温度的影响最为重要,其次为GB和AEB,UB的影响最弱。此外,多阻高协同影响地面温度时,并非线性叠加,而是表现为显著的非线性特征。

关键词 阻塞高压 地面温度 极端冷日 协同影响
 文章编号 1006-9895(2019)06-1313-16 中图分类号 P461 文献标识码 A
 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1811.18214

The Independent and Coordinative Influences of the Four Blocking Systems in the Northern Hemisphere Winter on the Occurrence of Widespread Extreme Cold Surface Temperature

LI Yafei^{1,3} and REN Rongcai^{1,2}

- 1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
- 2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on 1979–2015 ERA-interim daily reanalysis data, this paper analyzes the independent and coordinative

收稿日期 2018-08-06; 网络预出版日期 2018-12-03

作者简介 李亚飞,男,1992年出生,博士研究生,主要从事冷空气爆发研究。E-mail: liyafei@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 任荣彩, E-mail: rrc@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目41575041、41430533、91837311,中国科学院先导专项项目 XDA17010105,中国科学院前沿项目 QYZDY-SSW- DQC018

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41575041, 41430533, 91837311), Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA17010105), Key Research Program of Frontier Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC018)

issn.1006-9895.1811.18214

| | 大 | 气 | 科 | 学 | | | | | |
|---|---|---|---|---|--|--|--|--|--|
| Chinese Journal of Atmospheric Sciences | | | | | | | | | |

1314

effects of four blocking systems (the Greenland blocking, GB; the Atlantic-Europe blocking, AEB; the Ural blocking, UB; the North Pacific blocking, NPB) on surface air temperature (SAT) and extreme cold days on interannual and synoptic scales. The results show that the statistical relationship between the blocking systems and SAT is very complicated. The same blocking system can affect SAT anomalies in many areas. Meanwhile, the SAT in the same area is generally affected by many blocking systems. By separating a single blocking from multiple blockings (double blockings, three blockings and four blockings), it is further demonstrated that the influence of UB on Eurasia SAT is the most important. However, the blocking systems that have secondary impacts on SAT over Europe and Asia are different. AEB, GB and NPB rank next for Europe while GB, NPB and AEB rank next for Asia in order of importance. The blocking system that has the most important influence on the SAT over the North American is NPB, followed by GB and AEB, and the effect of UB is the weakest. In addition, the coordinative effects of multiple blocking systems on SAT are significantly nonlinear instead of a linear superposition.

Keywords Blocking systems, Surface air temperature, Extreme cold days, Coordinative effects

1 引言

在西风带长波槽脊的发展演变过程中,高压脊 不断北伸,脊低部与南方暖空气的联系会被冷空气 切断,在脊的北边出现闭合环流,形成暖高压中 心,即形成阻塞高压(简称阻高)(朱乾根等, 2007)。阻高的建立、维持和崩溃常常伴随着大范 围环流型的强烈调整,带来剧烈的天气变化(叶笃 正等,1962)。因此,长期以来对阻高形成机制及 其影响的研究一直受到国内外专家学者的广泛关注 (Berggren et al., 1949; Rex, 1950; 叶笃正等, 1962; Dole and Gordon, 1983; 陆日宇和黄荣辉, 1998)。

为了更好地描述阻高的特征, Rex (1950) 最 早利用高空资料给出了定义阻高的方法。随后也出 现了多种客观识别阻高的指数(Tibaldi and Molteni, 1990; Pelly and Hoskins, 2003; Diao et al., 2006; Scherrer et al., 2006; Davini et al., 2012; Masato et al., 2013)。基于这些阻高指数, 后来的 研究揭示了一系列关于阻高的时空特征(仪清菊, 1982; Shabbar et al., 2001; Croci-Maspoli et al., 2007; 季明霞等, 2008; Barnes et al., 2012)、季节 演变(赵汉光和陈雪珍, 1990; Barriopedro et al., 2006),以及年际异常特征(陆日宇和黄荣辉, 1998; Barriopedro et al., 2006; Barnes et al., 2014),并证实了阻高在冬季发生更频繁的事实 (Tibaldi and Molteni, 1990; Pelly and Hoskins, 2003)。早期的阻高指数多是基于环流的一维特征 定义的, 近期的研究进一步将一维阻高指数拓展为 二维阻高指数,由此发现北半球冬季存在三个明显 的阻高频率大值区,分别位于大西洋一欧洲、格陵 兰和太平洋地区;以及一个阻高频率的次大值区, 位于乌拉尔山地区(Scherrer et al., 2006; Davini et al., 2012; Masato et al., 2013)。另外,从波动破碎 的角度来看,阻高的形成可分为气旋性波破碎型和 反气旋性波破碎型(Berrisford et al., 2007; Tyrlis and Hoskins, 2008; Weijenborg et al., 2012; Yamazaki and Itoh, 2013),当考虑冷暖空气入侵的 相对贡献时,阻高还可进一步分为冷气旋性波破碎 型、暖气旋性波破碎型、冷反气旋性波破碎型和暖 反气旋性波破碎型(Masato et al., 2012, 2013)。

43 卷

Vol. 43

作为中高纬度地区特有的持续性大气环流异常 系统,阻高的维持和崩溃与地面极端温度事件的发 生密切相关。有研究表明,阻高不仅和局地的极端 暖事件有直接关系(Pfahl and Wernli, 2012),而且 可影响阻高区域以外其他区域的大范围温度变化。 例如,冷(暖)气旋性波破碎型的太平洋阻高发生 后(前),北美(亚洲)易出现冷异常(Masato et al., 2013); 大西洋一欧洲阻高(AEB)的变化更多 对应欧洲冬季地面温度的变化(Sillmann and Croci-Maspoli, 2009; Sillmann et al., 2011; Buehler et al., 2011; He et al., 2014); 格陵兰阻高 (GB) 的东西位置和欧亚以及北美大陆的冷空气爆发密切 相关 (Chen and Luo, 2017); 而乌拉尔山阻高 (UB)的发生则多与北半球"暖北冰洋一冷欧亚大 陆"的温度分布型相关联(Luo et al., 2016a, 2006b, 2017; Yao et al., 2017); 从乌拉尔山到东北 亚地区有阻高发生时,中国易出现大范围极端低温 事件(布和朝鲁等, 2018)。此外,阻高与地面温 度异常的关系在不同时间尺度上也有明显差异。例

如,在年际尺度上,UB信号的东传可导致东亚地 区出现暖冬(Wang et al., 2010);在月尺度上,UB 发生时,中国北方大部分地区、哈萨克斯坦及蒙古 地区的温度会下降(季明霞等,2008);而在天气 尺度上,UB的维持常可造成中国南方持续的低温 雨雪(李崇银等,2008;陶诗言和卫捷,2008;卫 捷等,2008;赵思雄和孙建华,2008;李崇银和顾 薇,2010)。

关于各个阻高系统与地面温度之间的关系,尽 管前人已经进行了很多研究,但实际大气中某一地 区的温度异常并不仅仅受到某一个阻高的影响,不 同阻高的影响还可能相互叠加或者相互削弱!例 如,UB可造成欧亚大陆呈"高纬暖一中低纬冷" 型分布 (Luo et al., 2016b), 而 GB 则通常使北欧和 东亚偏冷(Chen and Luo, 2017)。因此,各阻高系 统之间的这种相互影响使得阻高系统与地面温度的 联系还存在很大的不确定性! 要消除或减弱这种不 确定性,需要考虑各阻高之间的相互调制和协同影 响。此外,鉴于各阻高系统的影响在多种时间尺度 上存在差异,分析各阻高系统的协同影响是否也存 在差异,也是减小阻高一地面温度关系不确定性的 关键问题之一。因此,本文拟在前人研究基础上, 利用二维阻高指数,首先分别从年际和天气尺度 上,说明各个阻高系统和地面温度之间的时空关 系,进而将主要关注多阻高系统对地面温度异常的 协同影响,从而揭示不同阻高系统在影响大范围地 面温度及极端温度事件中的相互调制作用及其相对 重要性。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用ERA-interim(Dee et al., 2011)逐日 再分析资料集,包括1979年1月1日至2015年12 月31日时间段的位势高度场、风场、温度场及地 面环流场。水平分辨率为1.5°×1.5°,垂直方向从 1000 hPa至1 hPa共37层。文中使用的各个要素异 常场利用以下步骤得到,首先对1979年1月1日至 2015年12月31日各个要素进行多年平均,得到各 要素气候态,然后从原始场中去除年循环值,得到 各要素的异常场。文中采用*t*检验对各要素场合成 分析进行显著性检验。文中的冬季指上一年11月 至当年3月,其中2月统一计为28天,因此每年冬 季都是151天。本文研究主要是针对冬季,但在对 阻高生命史进行超前一滞后合成时,涉及到冬季 151天前后的相关日数。本文使用距地面2米处的 空气温度(下称T2m)表征地面温度。

2.2 阻高指数定义

本文采用 Scherrer et al. (2006)和 Davini et al. (2012)关于二维阻高的定义方法,即是在 Tibaldi and Molteni (1990)提出的一维阻高指数上的拓展。具体地,首先计算逐日 500 hPa 位势高度在每个经度、纬度上的经向梯度:

$$GHGS(\lambda, \Phi) = \frac{Z(\lambda, \Phi) - Z(\lambda, \Phi_s)}{\Phi - \Phi_s}$$
(1)

GHGN(
$$\lambda, \Phi$$
) = $\frac{Z(\lambda, \Phi_{N}) - Z(\lambda, \Phi)}{\Phi_{N} - \Phi}$ (2)

其中, λ 是格点的经度,范围是0°~360°; Φ 是格 点的纬度,取值范围是 30° ~75°N; $\Phi_{s}=\Phi-15^{\circ}$, $\Phi_N = \Phi + 15^\circ$ 。基于公式(1)和(2),当一个格点同 时满足条件GHGS>0和GHGN<-10时,定义此 格点发生了瞬时阻高;瞬时阻高连续发生在15个 经度以上称之为大尺度阻高; 当发生大尺度阻高的 格点在以其为中心的11.5°×4.5°范围内,能持续5 天及以上时间时,即被定义为阻高事件。为了便于 研究,本文将每个格点瞬时阻高或阻高事件的频率 定义为该点当年冬季发生阻高的总天数与当年冬季 总天数的比值;将阻高事件过程中阻高面积达到最 大时的日期定义为阻高事件峰值日。前人研究指出 阻高的生命史,短可不足5天,长可达20天 (Shabbar et al., 2001; Diao et al., 2006; Croci-Maspoli et al., 2007; Davini et al., 2012; He et al., 2014),因此,本文取阻高峰值日前后5天(共11 天)作为阻高生命史。文中分析天气尺度演变的气 候特征时将对阻高发生前后环流异常进行合成分 析,合成方法是对阻高峰值日前后各5天的要素场 进行多年平均。

图1分别给出了根据二维阻高指数所定义的北 半球冬季瞬时阻高和阻高事件频率的气候态空间分 布。从图1可以看出,北半球冬季瞬时阻高出现最 多的区域是北太平洋一东西伯利亚,平均发生频率 超过24%,其次是大西洋一欧洲且大西洋一欧洲地 区有两个阻高多发中心,一个中心位于格陵兰,另 一个中心从大西洋向西延伸到欧洲,以大不列颠岛 为其主要中心,阻高的发生频率在12%~15%之 间。前人利用一维阻高指数识别阻高时,无法区分



图1 北半球冬季 (a) 瞬时阻高和 (b) 阻高事件的气候态频率分布。蓝色方框表示所选阻高区域 Fig. 1 Climatological frequency of (a) instantaneous blocking and (b) blocking events in the Northern Hemisphere winter averaged over 1979-2015. The blue boxes denote the blocking areas that are selected

大西洋上的这两个阻高多发中心,往往将其统称为 AEB (Tibaldi and Molteni, 1990; Pelly and Hoskins, 2003)。另外,尽管北半球内陆阻高出现 的频率相对较低,但乌拉尔山地区阻高的发生频率 依然可达10%,是内陆阻高的高发区。此外,从图 中还可以看出,GB和北太平洋阻高(NPB)发生 的纬度较高,一般称之为高纬度阻高(Berrisford et al., 2007; Woollings et al., 2008; Davini et al., 2012; Masato et al., 2013)。虽然阻高事件的频率 空间分布和瞬时阻高的频率空间分布基本一致,但 频率略偏低(图1a和b)。

因此,下面本文选用GB(60°~20°W,62.5° ~75°N)、AEB(30°~20°W,0°~30°E;37.5°~ 64.5°N)、UB(40°~80°E,55°~65°N)以及NPB (60°~75°N,120°E~150°W)四个阻高系统来研 究阻高系统和T2m、极端冷日之间的关系,四个 阻高的区域如图1中蓝框所示。

2.3 极端温度日的定义

本文参照 ETCCDMI (Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices) 定义极 端气候事件指数的方法 (Alexander et al., 2006), 通过温度百分位法定义极端冷温度日 (下称,极端 冷日):针对每一个格点,首先将1979年至2015年 冬季同日的 T2m 按照温度高低的升序进行排序,接着取第10分位作为定义冷日的阈值,将T2m 低

于阈值的日期记为极端冷日。这样即建立起各个格 点极端冷日的逐日时间序列。每个格点冬季极端冷 日发生的频率定义为该点当年冬季发生极端冷日的 总天数与当年冬季总天数的比值。一个阻高事件生 命史中极端冷日发生的频率是指该阻高事件生命史 中(阻高峰值前后5天内),极端冷日出现的天数 与阻高生命史(11天)的比值。

3 北半球各阻高系统与极端温度异常的统计关系

在研究阻高系统与T2m的统计关系之前,图2 首先给出了冬季阻高事件发生频率的逐年时间演 变。由图可见,四个所选区域的阻高频率都有显著 的年际变化,其中NPB频率的年际变化最大,UB 频率的年际变化最小。此外,阻高高低频年的频率 变化并不对称,高频年阻高发生频率能轻易达到2 倍标准差,有时甚至能超过3倍标准差(UB),但 低频年阻高发生频率都在-2倍标准差之内;同时, 阻高发生频率超过0.5倍标准差的低频年多于高频 年。另外,从整个时间段来看,阻高发生频率没有 明显的长期趋势,这和前人的研究结果较为一致 (Berrisford et al., 2007; Barnes et al., 2014)。下面 我们从年际和天气两个时间尺度上,来关注各阻高 与T2m的关系。



图2 标准化后的北半球冬季阻高事件频率的逐年演变:(a)格陵兰阻高(GB)事件;(b)大西洋一欧洲阻高(AEB)事件;(c)乌拉尔山阻高(UB)事件;(d)北太平洋阻高(NPB)事件。虚线代表±0.5倍标准差。实心点表示冬季阻高事件频率的绝对值超过0.5倍标准差的年

Fig. 2 Interannual variations of normalized blocking events frequency in the Northern Hemisphere winter: (a) the Greenland blocking (GB) events; (b) the Atlantic-Europe blocking (AEB) events; (c) the Ural blocking (UB) events; (d) the North Pacific blocking (NPB) events. The dash lines represent ± 0.5 standard deviations. The solid points indicate the years in which the absolute value of blocking events frequency in the winter exceeds 0.5 standard deviation

3.1 年际尺度的气候特征

3.1.1 T2m异常分布

基于图2,下面我们选取阻高事件发生频率的 绝对值超过0.5倍标准差的年份,来研究阻高事件 高、低频年T2m的异常分布,由图2可知GB、 AEB、UB和NPB高频的年数分别为9、12、8和 11年,低频的年数则分别为12、12、16和13年。 图3首先给出了各阻高事件高、低频年,北半球 T2m异常的合成分布。由图可见,T2m异常在阻 高事件高频年的分布基本上和低频年趋于反位相, 反映了阻高事件与T2m异常之间的密切关系。具 体地, GB 和 UB 事件与欧亚大陆、北美大陆、格 陵兰以及北非的T2m异常的关系更为密切,在GB 事件异常高(低)发年,欧亚大陆和北美大陆表现 为一致的T2m偏冷(偏暖),而格陵兰和北非则表 现为显著的暖(冷)异常(图3a, b)。同时, AEB事件则与欧亚大陆T2m异常的关系更为密切, 在 AEB 事件高(低)频年,欧亚大陆呈显著的西

南冷(暖)、东北暖(冷)的跷跷板分布;对北美 大陆 T2m 的显著影响仅限于大陆的中东部,高 (低)发年,中东部偏冷(暖)(图3c,d)。此外, UB事件主要与欧亚大陆T2m的异常最为密切,在 UB高(低)频年,整个欧亚大陆中纬度基本上由 T2m冷(暖)异常所控制,只有巴伦支海一喀拉 海有暖(冷)异常出现,北美大陆的东北部虽然也 出现了暖(冷)温度异常,但并不显著(图3e, f)。进一步地,相比于GB事件高低频年,UB事件 高低频年欧亚大陆上显著温度异常出现的纬度略偏 低。相比于另外三个阻高,NPB和欧亚大陆T2m 异常之间的关系似乎较为复杂,在NPB高频年, 亚洲地区中部出现显著的正异常,欧洲几乎没有显 著的温度异常,而在NPB低频年,亚洲T2m的异 常很弱,但欧洲东、西部温度异常呈显著反位相 (图3g,h)。不同的是,北美大陆T2m异常在NPB 高低频年的变化较为对称,即高频年北美西部T2m 偏暖、东部T2m偏冷,NPB低频年则基本相反。

1317



图3 冬季各个阻高事件 (a, c, e, f) 高频年与 (b, d, f, h) 低频年地面温度 (T2m) 异常 (单位: K) 的合成分布: (a, b) GB事件; (c, d) AEB事件; (e, f) UB事件; (g, h) NPB事件。打点区域表示 T2m 异常显著性超过 95% 信度水平 Fig. 3 Composite surface temperature (T2m) anomalies (units: K) for (a, c, e, f) high- and (b, d, f, h) low-frequency years of blocking events: (a, b) GB events; (c, d) AEB events; (e, f) UB events; (g, h) NPB events. The dots indicate areas where the T2m anomalies are above the 95% confidence level

3.1.2 极端冷日频率分布

图4给出了各个阻高事件高、低频年,北半球 冬季极端冷日频率的合成分布。首先,对比图4a 和图4b可见,极端冷日的高发区在GB高、低频年 也趋于相反,这与图3a和3b中温度异常的反位相 特征相一致。亦即,GB高频年时,极端冷日多出 现在斯堪的纳维亚、中国东北部和北美中西部,其 中斯堪的纳维亚极端冷日发生频率超过17%,低频 年时极端冷日则出现在格陵兰和北非。在AEB事 件高频年,南欧、北非和北美东部存在极端冷日频 率的大值区,而在AEB事件低频年,极端冷日频 率大值区主要出现在亚洲(图4c, d),这与AEB 高低值年北半球冷温度异常出现的位置相对应。在 UB事件高频年,欧亚大陆南部和北美大陆是极端 冷日的高发区(图4e),而在UB事件低频年,北 半球极端冷日频率普遍偏低(图4f),这和UB事 件高(低)值年欧亚大陆北暖(冷)、南冷(暖), 北美大陆普遍偏冷(暖)的温度分布相一致。在 NPB 事件高频年,出现冷温度异常的北美大陆和 欧洲西海岸也是极端冷日的频发区,出现暖温度异常的欧亚大陆则是极端冷日的低发区(图4g);在 NPB事件低频年,极端冷日高频区同样也出现在 冷温度异常所在地,即北美北部和欧亚大陆中部地 区(图4h)。

尽管前面已经从年际尺度分析了阻高和T2m、 极端冷日之间的关系,但有些年份可能是多个阻高 的频发年,这些阻高之间的作用会互相叠加,不利 于分析单个阻高影响。此外,阻高事件能够持续一 定的时间,在不同的时间对温度和极端冷日的影响 可能不同,因此下文进一步分析了不同阻高事件演 变过程中的气候特征。

3.2 天气尺度演变的气候特征

3.2.1 T2m异常分布

下面我们关注各阻高事件演变过程中T2m的特征,图5给出了各阻高事件演变过程中不同阶段500 hPa位势高度和T2m异常的合成分布。在GB发展期(图5a,b),格陵兰上空高压脊开始向西北伸展,北美大槽加深同时由竖槽向横槽转变,北



Fig. 4 Same as in Fig. 3, but for the frequency of extreme cold days

美横槽的出现既有利于大西洋的暖空气向格陵兰输 送,促进格陵兰脊发展,也有利于上游冷空气沿槽 低部西风气流在北美积聚。同时,欧亚大陆上空受 格陵兰脊前西北气流控制,也有利于北极冷空气向 欧亚大陆输送。当GB事件达到峰值时(图5c), 格陵兰脊和北美大槽同时达到最强,北美大陆全境 被冷异常所控制; 欧亚大陆地面冷异常中心一分为 二,一个位于新地岛,一个位于斯堪的纳维亚,格 陵兰区域的暖异常达到最强。随后随着GB的衰亡 (图5d, e),北美大槽减弱成切断低压并向东南移 动,最后并入到较低纬度环流场中,这不仅减弱了 北美大陆的南北气压梯度,不再利于冷空气南下, 也阻碍了暖空气继续向阻高区域输送,同时有利于 GB 消亡。此时,格陵兰暖异常减弱向北美扩展, 北美大陆的冷异常南压。尽管欧亚大陆冷异常也收 缩到欧洲地区,但强度却略有增强。由于GB所在 纬度偏高,在其演变过程中,欧亚大陆45°N以南 一直多受平直西风气流控制,因此GB所造成的冷 空气的影响范围仅限于欧亚大陆的较高纬度地区。

6期

在AEB发展期(图5f,g),欧洲西岸高空脊向西北方向伸展,脊前的偏南气流使大西洋暖空气被输送到欧亚大陆北部,欧亚大陆北部呈暖异常分

布,其范围和强度逐渐增加,同时欧亚大陆南部被 冷异常控制,其中最显著的冷暖异常分别位于南欧 和北欧。在此期间,地中海上空的弱槽有增强趋 势。在AEB成熟时(图5h),呈西南一东北倾斜的 西欧槽脊达到最强,有利于冷空气(暖空气)向南 (北)输送到欧洲南部(北部),导致南欧(北欧) 的进一步变冷(变暖)。AEB衰亡期(图5i,j), 欧洲西岸高空脊减弱,大西洋向北欧输送暖空气减 弱,冷异常出现在巴伦支海附近,随后和南欧的冷 异常联通; 地中海槽的消失使冷空气的影响范围仅 限于欧洲,亚洲则完全处于暖异常的控制之下。因 此,总体而言AEB不仅能加强南欧的冷空气活动, 还能将来自大西洋暖空气输送到高纬度,降低某些 区域(北欧、亚洲)冷空气爆发的可能性。这种冷 暖空气分布与AEB高低频年欧亚大陆T2m异常 "西南一东北"反位相的跷跷板变化相一致(图 3c, d).

UB发展期(图5k,1),乌拉尔山附近高空脊加强、东亚大槽加深,欧亚大陆南北分别为冷、暖温度异常所主导,冷中心位于准噶尔盆地,暖中心位于新地岛。UB成熟期(图5m),阻高达到最强,T2m的冷暖异常中心也达到最强,且冷中心有西

43 卷 Vol. 43



图5 各阻高事件演变过程中 500 hPa 位势高度(等值线,单位:gpm)和T2m异常(阴影,单位:K)的合成分布:(a-e)GB事件;(f-j)AEB事件;(k-o)UB事件;(p-t)NPB事件。0天表示阻高强度峰值日,打点区域表示T2m异常显著性超过 95% 信度水平 Fig. 5 Composite 500 hPa geopotential height (contours, unit: gpm) and T2m anomalies (shadings, unit: K) during the blocking events: (a-e)GB events; (f-j)AEB events; (k-o)UB events; (p-t)NPB events. The day 0 means the blocking peak date, the dots indicate areas where the T2m anomalies are above the 95% confidence level

移趋势。UB衰亡期(图5n, o),阻高减弱衰亡, T2m冷、暖异常中心也都减弱。此外,在UB事件 的演变过程中,北美大陆由冷异常转变为暖异常控 制(图5)。

NPB发展期(图5p,q),东亚大槽加深进而 被切断,白令海峡高空脊加强,北美大槽加深,冷 空气在北美中东部积聚,白令海峡附近暖温度异常 向西扩展到亚洲东北部。NPB成熟期(图5r),阻 高形成闭合中心,和切断低压一起组成偶极型结 构,亚洲暖异常进一步向西扩展,在鄂霍次克海和 北西伯利亚各形成一个大值中心;北美西海岸出现 暖异常。NPB衰亡期(图5s,t),阻高迅速减弱消 失,暖异常向西南扩展,控制了欧亚大陆大部分区 域;北美西海岸的暖异常进一步向东扩展。

比较GB、AEB、UB和NPB事件演变过程中

的T2m异常,可以发现,GB、AEB和UB都可以 增加欧亚大陆冷空气爆发的概率,只不过GB主要 影响欧亚大陆北部,UB主要影响欧亚大陆南部, AEB影响范围仅限于欧洲;GB、AEB和NPB能够 增加北美大陆冷空气爆发的可能性,其中GB、 NPB能影响到北美全境,AEB仅能影响北美东海 岸。此外,阻高事件的发生还能减少一些区域的冷 空气爆发,比如GB能够减少欧亚大陆中低纬度冷 空气爆发,AEB能够使北欧、亚洲区域处于暖异 常控制之下,减弱冷空气活动;NPB则有利于大 部分极地冷空气输送到北美,从而减少了欧亚大陆 冷空气爆发。

3.2.2 极端冷日频率分布

由图6各阻高事件演变过程中极端冷日发生频 率的合成分布可知,欧亚大陆极端冷日的确在



图6 阻高事件演变过程中极端冷日频率的合成分布:(a)GB事件;(b)AEB事件;(c)UB事件;(d)NPB事件。打点区域表示极端冷日频率显著性超过95%信度水平

Fig. 6 Composite frequency (unit: %) of extreme cold days during the blocking events: (a) GB events; (b) AEB events; (c) UB events; (d) NPB events. The dots indicate the areas where the frequency of extreme cold days is above the 95% confidence level

GB、AEB和UB事件中发生频率较高,频率最大 值超过21%,但各阻高演变期间极端冷日出现的区 域有所不同,其中GB 演变期间北欧地面的极端冷 日频率高(图6a); AEB事件则主要使南欧的极端 冷日高发 (图 6b); 而 UB 事件对应欧亚大陆南部 即中纬度地区显著的极端冷日高频带(图6c)。北 美地区极端冷日主要出现在 GB 和 NPB 事件过程中 (图 6a, d)。由于 AEB 和 UB 事件对北美大陆的影 响程度弱, AEB和UB期间北美大陆极端冷日并无 显著多发(图6b, c)。此外,通过比较阻高事件 高频年和阻高事件演变过程中极端冷日的频率分布 可知,极端冷日频率的分布型基本一致,说明阻高 事件对极端冷日频率的影响在年际和天气尺度上相 一致。然而,我们也注意到,在UB高值年,北美 大陆是极端冷日高发区,而在UB事件演变过程 中,北美大陆又不易出现极端冷日,这反映了其他 阻高系统的协同影响。

总之,各阻高与T2m之间的统计关系比较复 杂,同一个地区的T2m往往受到不止一个阻高系 统的影响,同一个阻高系统所影响的范围也多涵盖 不同的地区。下面我们将进一分析各阻高对地面极 端温度的协同影响。

4 北半球各阻高系统对极端温度异常 的单独和协同影响

为了分离各个阻高系统的单独影响和协同影 响,下面我们通过分类方法,首先对各个阻高系统 单独出现以及同时出现的情形进行统计。表1为 1979~2015年36年冬季GB、AEB、UB和NPB单 独以及同时出现的频次。由表1可知,单阻型(单 独一个区域出现阻高)出现的频次还是最高的,其 次是双阻型(两个区域同时出现阻高)和三阻型 (三个区域同时出现阻高),四阻型(四个区域同时 出现阻高)出现的频次最低。此外,四个阻高 (GB、AEB、UB 和 NPB) 都不发生的频率约为 19%。在单阻型中,NPB出现的频率最高,占所有 单阻型天数的60%,几乎是UB出现频率的8倍, GB和AEB单独出现的频率大体相当。在双阻型 中,GB和UB同时出现的次数最少,而GB&NPB 与AEB&NPB 双阻存在的频率较高。此外,三阻型 的次数超过所统计总天数的10%,但是不同的阻高 组合情形差异很大,最多可达217天 (GB、AEB

| 表1 | 197 | 9~201 | 5 ź | F冬季不 | 同 | 且高 | 组 | 合出 | 现的 |]天数 | Į |
|----|-----|-------|-----|------|---|----|---|----|------|-----|---|
| | 4 | | | | c | | | e | 1100 | | |

Table 1The numbers of days of different blockinggroups occuring the winters of 1979–2015

| 阻高类型 | 阻高名称 | 出现天数/d | 总天数/d |
|-------|---------------|--------|-------|
| 无阻高出现 | 无 | 1070 | 1070 |
| 单阻型 | GB | 300 | 2118 |
| | AEB | 284 | |
| | UB | 177 | |
| | NPB | 1357 | |
| 双阻型 | GB&AEB | 74 | 1588 |
| | GB&UB | 41 | |
| | GB&NPB | 569 | |
| | AEB&UB | 98 | |
| | AEB&NPB | 528 | |
| | UB&NPB | 278 | |
| 三阻型 | GB&AEB&UB | 28 | 572 |
| | GB&AEB&NPB | 217 | |
| | GB&UB&NPB | 118 | |
| | AEB&UB&NPB | 209 | |
| 四阻型 | GB&AEB&UB&NPB | 88 | 88 |

注: GB: 格陵兰阻高; AEB: 大西洋一欧洲阻高; UB: 乌拉尔山 阻高; NPB: 北太平洋阻高

和 NPB),最低的还不到 30 天 (GB、AEB 和 NPB)。接下来我们将分别分析各个阻高系统的单 独影响和它们之间不同组合情形下的各阻高协同 影响。

4.1 单独影响

图7给出了各个阻高单独发生情形相对于无阻 高情形下(图7a)500 hPa位势高度和T2m异常的 合成分布。由图7a可知,北半球无阻高发生时, 500 hPa位势高度场基本呈纬向分布,仅有弱槽、 弱脊出现在两大陆的东、西两侧,冷温度异常主要 出现在欧亚大陆北部的极区附近,暖温度异常控制 了北美大陆以及欧亚大陆中低纬的大部分地区。此 时,北半球大部分区域极端冷日出现的频率在10% ~15%之间,仅在冰岛、新地岛和西伯利亚东部, 极端冷日频率超过15%(图7b)。当GB单独出现 时,格陵兰高压脊增强、欧洲西岸高压脊减弱,格 陵兰地面原来存在的冷异常减弱反转为暖异常,欧 亚大陆温度异常呈南暖、北冷型分布,北美大陆原 有的暖异常转变成冷异常(图7c),这种温度异常 型与图 3a 所示 GB 高频年的温度异常型基本一致, 但位于欧洲北部的冷温度异常中心在 GB 高频年移 到了中西伯利亚;与 T2m 异常型相对应,欧亚大 陆北部和北美大陆极端冷日频率增加,其中北欧极 端冷日频率增幅最为明显,增幅超过 20%,但格陵 兰、非洲以及欧亚大陆南部极端冷日频率减少(图 7d)。当仅有 AEB 出现时,欧洲西岸高压脊明显增 强,图 7a 中欧亚大陆东北(西南)处的冷(暖) 温度异常反转为暖(冷)温度异常,北美东北(西 南)部的暖温度异常减弱(增强)(图 7e);虽然 北欧原本的极端冷日频率大值区显著减小,但南 欧、东亚以及北美东部极端冷日频率显著增加(图 7f)。此外,和 AEB 高频年东亚为暖温度异常控制 不同, AEB 单独出现时东亚被冷温度异常控制。 对比图 7a 和图 7g 可见, 欧亚大陆温度异常在 UB 单独出现时表现为北暖南冷,与无阻高出现时基本 呈反位相分布,同时北美大陆完全处于冷异常控制 之下,此时欧亚大陆上空位势高度增强,中心位于 乌拉尔山; 极端冷日频率的变化与 T2m 异常相一 致,即欧亚大陆北部极端冷日频率降低,降幅中心 位于新地岛,欧亚大陆南部和北美全境极端冷日频 数增加(图7h)。NPB 单独存在时,从中西伯利亚 到育空高原上空出现一个纬向跨度巨大的位势高度 增强区,北美大陆和欧亚大陆 T2m 异常、极端冷 日频率都呈反位相变化,即北美(欧亚)大陆偏冷 (暖)、极端冷日频率显著增多(减少),温度异常 和极端冷日频率均超过了 95% 的信度水平(图 7i,j)。



图 7 500 hPa 位势高度(等值线,单位: gpm)和 T2m 异常(阴影,单位: K)在(a)无阻高情形下的合成分布,以及在(c)GB,(e)AEB,(g)UB,和(i)NPB 单独出现情形下,相对于(a)的差异的合成分布。(b)、(d)、(f)、(h)和(j)分别同(a)、(c)、(e)、(g)、(i),但为极端冷日频率。T2m 异常和极端冷日频率显著性超过了 95%的信度水平

Fig. 7 Composite 500 hPa geopotential height (contours, units: gpm) and T2m anomalies (shadings, units: K) for (a) no blocking, (c) difference between GB and no blocking, (e) difference between AEB and no blocking, (g) difference between UB and no blocking, and (i) difference between NPB and no blocking. (b), (d), (f), (h), and (j) are the same as (a), (c), (e), (g), and (i), but for the frequency of extreme cold days. The T2m anomalies and frequency of extreme cold days are above the 95% confidence level

4.2 协同影响

4.2.1 双阻型

图8给出了基于表1,双阻型发生时500 hPa位势高度、T2m异常和极端冷日频率相对于无阻高情形差异的合成分布。当GB和AEB同时存在时,西北起巴芬湾、东南至黑海的位势高度增强,增幅中心位于冰岛,格陵兰和亚洲南部出现暖温度异常,西伯利亚和欧洲大部分地区则处于冷温度异常控制之下,北美大陆温度异常呈南部冷、北部暖分布;西欧和西伯利亚极端冷日频率增加,其中西欧

地区极端冷日频率增幅超过30%,北美除了一些零 星地区极端冷日数增加外,大部分地区极端冷日频 率降低(图8a,b)。此外,与图7c,f对比可知, 北美大陆、西伯利亚以及格陵兰T2m异常、极端 冷日频率的变化主要受GB控制,而欧洲T2m、极 端冷日频率的变化则主要受AEB影响。当GB和 UB同时出现时,格陵兰至乌拉尔山的位势高度均 增强,增强中心位于乌拉尔山,欧亚大陆温度异 常、极端冷日频率和UB单独存在时的分布基本一 致,即欧亚大陆南(北)部偏冷(偏暖)、极端冷



图 8 500 hPa 位势高度(等值线,单位:gpm)和T2m 异常(阴影,单位:K)在双阻型情形下,相对于无阻高情形的差异的合成分布: (a) GB 与 AEB;(c) GB 与 UB;(e) GB 与 NPB;(g) AEB 与 UB;(i) AEB 与 NPB;(k) UB 与 NPB。(b)、(d)、(f)、(h)、(j)和(l) 分别同(a)、(c)、(e)、(g)、(i)和(k),但为极端冷日频率。T2m 异常和极端冷日频率显著性超过了 95% 的信度水平

Fig. 8 Composite 500-hPa geopotential height (contours, units: gpm) and T2m anomalies (shadings, units: K) for the difference between double blocking types and no blocking: (a) GB and AEB; (c) GB and UB; (e) GB and NPB; (g) AEB and UB; (i) AEB and NPB; (k) UB and NPB. (b), (d), (f), (h), (j), and (l) are the same as (a), (c), (e), (g), (i), and (k), but for the frequency of extreme cold days. The T2m anomalies and frequency of extreme cold days are above the 95% confidence level

日频率增加(减少),其中准噶尔盆地和新地岛附 近的温度异常、极端冷日频率变化最大;北美大陆 和格陵兰的T2m、极端冷日与GB单独出现时的分 布型一致,即北美大陆北部和格陵兰偏暖、极端冷 日频率降低,北美大陆南部偏冷、极端冷日频率增 加(图8c,d)。当GB和NPB同时出现时,格陵兰 和北太平洋上空各存在一个位势增强的大值区,同 时两地的T2m表现为正异常,欧亚大陆南(北) 分别处于暖(冷)温度异常控制之下,这和GB单 独出现时T2m的分布型相一致,但强度相比于GB 单独出现时稍弱。尽管西欧和东亚极端冷日频率增 加,但最大增幅在10%~15%之间,仅仅是GB单 独出现时极端冷日频率最大增幅的一半,这可能是 由于 NPB 的出现导致西欧和东亚 T2m 偏暖,减弱 了GB的影响;此外,北美大陆T2m偏冷、极端冷 日频率增加,分布型和NPB单独出现时相一致, 但GB和NPB同时出现时的增幅较大(图8e,f)。 因此,尽管 NPB 和 GB 对欧亚大陆、北美大陆的 T2m、极端冷日都有影响,但GB(NPB)对欧亚 大陆(北美大陆)T2m、极端冷日的影响更强。当 AEB和UB同时出现时, 欧亚大陆北部位势高度增 强,T2m(极端冷日频率)呈北部偏暖(减少)、 南部偏冷(增加)型分布,这和UB单独存在时的 分布型一致,但强度均有所加强;北美大陆则表现 为UB和AEB对T2m、极端冷日频率影响的叠加, 分布型更偏向于AEB,即T2m冷异常和极端冷日 增幅中心都位于北美东部,冷异常和极端冷日频率 均超过了95%的信度水平(图8g, h)。所以仅考 虑 AEB 和 UB 同时出现时,对欧亚大陆(北美大 陆)T2m、极端冷日影响更大的是UB(AEB)。当 AEB 和 NPB 同时出现时,斯堪的纳维亚和北太平 洋上空各存在一个位势高度的增强区,除西欧和日 本海存在些许冷温度异常中心外, 欧亚大陆都处于 暖温度异常控制之下,而北美大陆则处于冷温度异 常控制之下:此时,西欧和北美地区极端冷日频 发,欧亚大陆北部极端冷日频率降低,降幅中心达 10% (图 8i, j)。结合图 7e, f和 7i, j可知, NPB 对北美和亚洲T2m、极端冷日影响较大,而AEB 对欧洲T2m、极端冷日影响较大。当UB和NPB同 时出现时,乌拉尔山一西伯利亚一白令海位势高度 增强,两个增强中心分别位于乌拉尔山和白令海, 欧亚大陆T2m异常与UB单独存在情形相一致,呈 北暖南冷分布,北美大陆处于冷异常控制之下,极 端冷日较多的出现在欧亚大陆南部和北美(图8k, 1)。因此,相比于 NPB, UB 对欧亚大陆 T2m、极 端冷日有较大影响。

4.2.2 三阻型和四阻型

图9给出了三阻型、四阻型发生时 500 hPa位 势高度、T2m异常和极端冷日频率相对于无阻高 情形差异的合成分布。由图可知, 三阻型和四阻型 中500 hPa位势高度、T2m异常以及极端冷日频率 的变化和双阻型中基本一致。只要GB出现,格陵 兰上空位势高度都会增强,北美大陆东北部和格陵 兰区域偏暖、极端冷日频率降低,而欧洲(尤其是 斯堪的纳维亚)则偏冷、极端冷日频率增加(图 9a-f、图9i, j)。只要AEB出现,斯堪的纳维亚都 有增强的位势高度场,T2m异常在北欧为正、南 欧为负; 而极端冷日频率在北欧降低、南欧增加 (图9a-d、图9g-i)。只要UB出现,乌拉尔山地区 的位势高度都会增强,欧亚大陆T2m在北部偏暖、 南部偏冷;极端冷日频率的变化与之相对应,即极 端冷日频率在欧亚大陆北部减少、南部增加(图 9a, b、图9e-j);只要NPB出现,北太平洋上空都 存在位势高度增强区,北美大陆被冷温度异常所占 据,极端冷日发生频率增加(图9c-j)。

通过对比单阻型、双阻型、三阻型以及四阻型 阻高出现时,T2m异常和极端冷日频率的变化 (图7-9)可知,极端冷日频率分布和T2m异常分 布基本一致,即多阻高的协同出现导致某地T2m 出现冷(暖)异常,则此地极端冷日发生频率就 会增加(减少)。而从各阻高对T2m异常和极端 冷日频率的单独和协同影响中可以看出,对欧洲 T2m来说,阻高影响从强到弱依次是UB、AEB、 GB、NPB; 对亚洲T2m来说, UB的影响最强, GB和NPB次之,AEB的影响最弱;而对北美大 陆T2m影响强弱的顺序则是NPB、GB、AEB、 UB。另外,我们也注意到,多阻高对T2m协同 影响时,这种影响既不是线性叠加,也不一定由 某一个阻高完全主导。例如,尽管 GB 和 UB 单独 出现时,北美南部处于冷异常控制之下,但两者 同时出现时,北美南部的冷异常并未得到明显增 强(图7c,g和图8c);当GB、AEB和UB同时 出现时,北美大陆处于暖异常控制之下,这和 GB、AEB、UB任何一种阻高单独出现时的分布 都不相似(图9a)。



图9 同图8,但为三阻型和四阻型情形: (a, b) GB、AEB与UB; (c, d) GB、AEB与NPB; (e, f) GB、UB与NPB; (g, h) AEB、UB与NPB; (i, j) GB、AEB、UB与NPB

Fig. 9 Same as Fig 8, but for three and four blocking types: (a, b) GB, AEB and UB; (c, d) GB, AEB and NPB; (e, f) GB, UB and NPB; (g, h) AEB, UB and NPB; (i, j) GB, AEB, UB and NPB

5 总结

利用 1979~2015 年 ERA-interim 逐日再分析资料,本文首先分析了年际尺度和天气尺度上阻高与T2m 以及极端冷日频率之间的时空关系,接着又进一步分析了不同阻高单独和共同出现时 T2m、极端冷日的变化特征,说明了各阻高系统的单独和协同影响,得到的主要结论如下:

总体而言,在年际和天气尺度上,GB、AEB、 UB和NPB事件的确能够影响北半球T2m异常和极 端冷日发生频率,但不同区域受到阻高事件的影响 有所不同。对欧亚大陆来说,GB事件能够使欧亚 大陆T2m北部偏冷、南部偏暖,使极端冷日易出 现在欧亚大陆北部(尤其是北欧);AEB事件则主 要使欧亚大陆T2m异常呈西南冷、东北暖的跷跷 板分布,增加南欧的极端冷日频率;UB事件一般 导致欧亚大陆T2m北部偏暖、南部偏冷,使欧亚 大陆南部出现一个显著的极端冷日高频带; NPB 事件往往导致亚洲 T2m 偏暖,降低极端冷日的发 生频率。而北美大陆 T2m 和极端冷日频率主要受 GB 和 NPB 事件的影响,两者都会使北美大陆偏 冷,增加极端冷日的发生频率,此外 AEB 事件也 会使北美东部偏冷。

当不存在阻高之间的协同影响时,GB的单独 出现使欧亚大陆南部和格陵兰偏暖、极端冷日减 少,使欧亚大陆北部和北美大陆偏冷、极端冷日增 加。AEB的单独出现使北欧偏暖、极端冷日频率 减少,使南欧、东亚和北美东部偏冷、极端冷日频 率增加。UB的单独出现造成欧亚大陆T2m北部偏 暖、南部偏冷,而北美大陆则表现为整体偏冷;极 端冷日频率在欧亚大陆南部和北美大陆增加,在欧 亚大陆北部减少。在NPB单独存在时,北美大陆 和欧亚大陆T2m异常、极端冷日频率都呈反位相 变化,即北美偏冷、极端冷日频率显著增多,而欧

1326

6期

No. 6 LI Yafei et al. The Independent and Coordinative Influences of the Four Blocking Systems in the Northern ... 1327

亚偏暖、极端冷日频率显著减少。

进一步对多阻高的协同影响分析表明,对欧洲 T2m来说,阻高影响从强到弱依次是UB、AEB、 GB、NPB;对亚洲T2m来说,UB的影响最强, GB和NPB次之,AEB的影响最弱。其中UB (GB)使欧亚大陆T2m呈北暖(冷)南冷(暖) 型分布;AEB使南欧偏冷、北欧偏暖;NPB使亚 洲T2m处于暖异常控制之下,降低极端冷日出现 的频率。对北美大陆T2m的影响中,最强的两个 是NPB和GB,它们使北美偏冷、极端冷日频率增 加;其次是AEB,它主要影响北美东部区域;UB 虽然能使北美大陆偏冷、极端冷日频率增加,但相 对来说影响最弱。

总之,本文研究说明了各个阻高系统对地面温 度的单独影响和多个阻高共同发生时对地面温度的 协同影响,这为理解阻高对地面温度的影响、为减 小阻高一温度关系的不确定性提供了进一步证据, 本文的结果可为把握和预测冬季温度异常空间型提 供参考!然而,阻高以及温度异常都分别受到其它 内外强迫因子的影响,随着资料时间序列的不断增 长,还需要从多方面研究它们之间的关系、联系机 理等。此外,本文并未考虑移动性阻高的情形。

参考文献(References)

- Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. J. Geophys. Res., 111(D5): D05109. doi:10.1029/2005jd006290.
- Barnes E A, Slingo J, Woollings T. 2012. A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios [J]. Climate Dyn., 38(11–12): 2467–2481. doi:10. 1007/s00382-011-1243-6
- 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
- Barriopedro D, García-Herrera R, Lupo A R, et al. 2006. A climatology of Northern Hemisphere blocking [J]. J. Climate, 19(6): 1042–1063. doi:10.1175/Jcli3678.1
- Berggren R, Bolin B, Rossby C G. 1949. An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down [J]. Tellus, 1(2): 14–37. doi:10.1111/j.2153-3490.1949.tb01257.x
- Berrisford P, Hoskins B J, Tyrlis E. 2007. Blocking and Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern Hemisphere [J]. J. Atmos. Sci., 64(8): 2881–2898. doi:10.1175/jas3984.1
- 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 C, Peng Jingbei, Xie Zuowei, 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

- Buehler T, Raible C C, Stocker T F. 2011. The relationship of winter season North Atlantic blocking frequencies to extreme cold or dry spells in the ERA-40 [J]. Tellus A, 63(2): 174–187. doi: 10.1111/j. 1600-0870.2010.00492.x
- Chen X D, Luo D H. 2017. Arctic sea ice decline and continental cold anomalies: Upstream and downstream effects of Greenland blocking [J]. Geophys. Res. Lett., 44(7): 3411–3419. doi: 10.1002/ 2016GL072387
- Croci-Maspoli M, Schwierz C, Davies H C. 2007. A multifaceted climatology of atmospheric blocking and its recent linear trend [J]. J. Climate, 20(4): 633–649. doi:10.1175/JCL14029.1
- Davini P, Cagnazzo C, Gualdi S, et al. 2012. Bidimensional diagnostics, variability, and trends of Northern Hemisphere blocking [J]. J. Climate, 25(19): 6496–6509. doi:10.1175/Jcli-D-12-00032.1
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137(656): 553–597. doi:10. 1002/qj.828
- Diao Y N, Li J P, Luo D H. 2006. A new blocking index and its application: Blocking action in the Northern Hemisphere [J]. J. Climate, 19(19): 4819–4839. doi:10.1175/jcli-d-13-00642.1
- Dole R M, Gordon N D. 1983. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Geographical distribution and regional persistence characteristics [J]. Mon. Wea. Rev., 111(8): 1567–1586. doi: 10.1175/1520-0493(1983)111<1567: Paoten>2.0.Co;2
- He Y L, Huang J P, Ji M. 2014. Impact of land-sea thermal contrast on interdecadal variation in circulation and blocking [J]. Climate Dyn., 43(12): 3267–3279. doi:10.1007/s00382-014-2103-y
- 季明霞, 黄建平, 王绍武, 等. 2008. 冬季中高纬地区阻塞高压活动及 其气候影响 [J]. 高原气象, 27(2): 415-421. Ji Mingxia, Huang Jianping, Wang Shaowu, et al. 2008. Winter blocking episodes and impact on climate over East Asia [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 27(2): 415-421.
- 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. Li Chongyin, Gu Wei. 2010. An analyzing study of the anomalous activity of blocking high over the Ural Mountains in January 2008 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(5): 865-874. doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2010.05.02
- 李崇银,杨辉,顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析 [J]. 气候与环境研究, 13(2): 113-122. Li Chongyin, Yang Hui, Gu Wei. 2008. Cause of severe weather with cold air, freezing rain and snow over South China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(2): 113-122. doi:10.3878/j. issn.1006-9585.2008.02.01
- 陆日宇,黄荣辉. 1998. 东亚—太平洋遥相关型波列对夏季东北亚阻 塞高压年际变化的影响 [J]. 大气科学, 22(5): 727-734. Lu Riyu, Huang Ronghui. 1998. Influence of East Asia/Pacific teleconnection pattern on the interannual variations of the blocking highs over the

Northeastern Asia in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22(5): 727– 734. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.05.07

- Luo D H, Xiao Y Q, Diao Y N, et al. 2016a. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic–cold Eurasian anomalies. Part II: The link to the North Atlantic Oscillation [J]. J. Climate, 29(11): 3949–3971. doi:10.1175/jcli-d-15-0612.1
- Luo D H, Xiao Y Q, Yao Y, et al. 2016b. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part I: Blockinginduced amplification [J]. J. Climate, 29(11): 3925–3947. doi: 10. 1175/jcli-d-15-0611.1
- Luo D H, Yao Y, Dai A G, et al. 2017. Increased quasi stationarity and persistence of winter Ural blocking and Eurasian extreme cold events in response to Arctic warming. Part II: A theoretical explanation [J]. J. Climate, 30(10): 3569–3587. doi: 10.1175/jcli-d-16-0262.1
- Masato G, Hoskins B J, Woollings T J. 2012. Wave-breaking characteristics of midlatitude blocking [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 138(666): 1285–1296. doi:10.1002/qj.990
- Masato G, Hoskins B J, Woollings T. 2013. Wave-breaking characteristics of Northern Hemisphere winter blocking: A twodimensional approach [J]. J. Climate, 26(13): 4535–4549. doi: 10. 1175/jcli-d-12-00240.1
- Pelly J L, Hoskins B J. 2003. A new perspective on blocking [J]. J. Atmos. Sci., 60(5): 743-755. doi: 10.1175/1520-0469(2003)060< 0743:Anpob>2.0.Co;2
- Pfahl S, Wernli H. 2012. Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-) daily time scales [J]. Geophys. Res. Lett., 39 (12): L12807. doi:10.1029/2012gl052261
- Rex D F. 1950. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. I: An aerological study of blocking action [J]. Tellus, 2(3): 196–211. doi:10.1111/j.2153-3490.1950.tb00331.x.
- Scherrer S C, Croci-Maspoli M, Schwierz C, et al. 2006. Twodimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region [J]. Int. J. Climatol., 26(2): 233–249. doi:10.1002/joc.1250
- Shabbar A, Huang J P, Higuchi K. 2001. The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic [J]. Int. J. Climatol., 21(3): 355–369. doi: 10.1002/ Joc.612
- Sillmann J, Croci-Maspoli M. 2009. Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate [J]. Geophys. Res. Lett., 36(10): L10702. doi:10.1029/2009gl038259
- Sillmann J, Croci-Maspoli M, Kallache M, et al. 2011. Extreme cold winter temperatures in Europe under the influence of North Atlantic atmospheric blocking [J]. J. Climate, 24(22): 5899–5913. doi: 10. 1175/2011jcli4075.1
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008 年 1 月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. 气候与环境研究, 13(4): 337-350. Tao Shiyan, Wei Jie. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(4): 337-350. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.01

Tibaldi S, Molteni F. 1990. On the operational predictability of

blocking [J]. Tellus A, 42(3): 343-365. doi: 10.3402/tellusa.v42i3. 11882

- Tyrlis E, Hoskins B J. 2008. The morphology of Northern Hemisphere blocking [J]. J. Atmos. Sci., 65(5): 1653–1665. doi: 10.1175/ 2007jas2338.1
- 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
- 卫捷,陶诗言,赵琳娜. 2008. 2008 年 1 月南方冰雪过程的可预报性 问题分析 [J]. 气候与环境研究, 13(4): 520-530. Wei Jie, Tao Shiyan, Zhao Linna. 2008. Predictability of snow storm and freezing rain disaster in southern China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 2008, 13(4): 520-530. doi:10. 3878/j.issn.1006-9585.2008.04.16
- Weijenborg C, De Vries H, Haarsma R J. 2012. On the direction of Rossby wave breaking in blocking [J]. Climate Dyn., 39(12): 2823– 2831. doi:10.1007/s00382-012-1332-1
- Woollings T, Hoskins B, Blackburn M, et al. 2008. A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation [J]. J. Atmos. Sci., 65(2): 609–626. doi:10.1175/2007JAS2347.1
- Yamazaki A, Itoh H. 2013. Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part I: The selective absorption mechanism and a case study [J]. J. Atmos. Sci., 70(3): 725–742. doi:10.1175/jasd-11-0295.1
- Yao Y, Luo D H, Dai A G, et al. 2017. Increased quasi stationarity and persistence of winter Ural blocking and Eurasian extreme cold events in response to Arctic warming. Part I: Insights from observational analyses [J]. J. Climate, 30(10): 3549–3568. doi: 10. 1175/jcli-d-16-0261.1
- 叶笃正,陶诗言,朱抱真,等. 1962. 北半球冬季阻塞形势的研究 [M]. 北京: 科学出版社, 135pp. Ye Duzheng, Tao Shiyan, Zhu Baozhen, et al. 1962. Studies on the Blocking Situation in the Northern Hemisphere (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 135pp.
- 仪清菊. 1982. 北半球阻塞高压的某些统计特征 [J]. 气象, 9(3): 11-12. Yi Qingju. 1982. Some statistical characteristics of the blocking in the Northern Hemisphere [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 9(3): 11-12. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.1982.03.004
- 赵汉光, 陈雪珍. 1990. 北半球阻塞高压的统计分析 [J]. 气象, 16(3):
 3-8. Zhao Hanguang, Chen Xuezhen. 1990. The statistical analysis of atmospheric blocking in the Northern Hemisphere [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 16(3): 3-8. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.1990. 3.001
- 赵思雄, 孙建华. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺 度特征 [J]. 气候与环境研究, 13(4): 351-367. Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2008. Multi-scale systems and conceptual model on freezing rain and snow storm over southern China during January-February 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(4): 351-367. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.02
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2007. 天气学原理和方法 [M]. 北京: 气象出版社, 186-192 Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2007. Principles and Methods of Weather (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 186-192.