

平流层 NAM 事件中阻塞高压发生及其调制 地面温度异常型的统计特征

李亚飞^{1, 2} 任荣彩^{*2, 3} 虞越越³ CAI Ming⁴

1. 天津市气象灾害防御技术中心, 天津 300074

2. 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

3. 南京信息工程大学 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/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/大气科学学院, 南京 210044

4. Department of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences, Florida State University, Tallahassee, USA, 32304

摘要: 本文利用 1979–2020 年 ERA5 逐日再分析数据, 分析了在平流层北半球环状模 (NAM) 正负事件中, 阻塞高压 (简称阻高) 发生及其调制地面温度异常型的统计特征。结果表明, 北半球的四个阻高系统分别趋于在 NAM 事件的不同阶段发生, 其中格陵兰阻高 (GB) 和北太平洋阻高 (NPB) 更趋于出现在正 NAM 事件的发展阶段和负 NAM 事件的衰减阶段, 乌拉尔山阻高 (UB) 多出现在正 NAM 事件的衰减阶段和负 NAM 事件的发展阶段, 而大西洋–欧洲阻高 (AEB) 则多发生在正、负 NAM 事件的衰减阶段。尽管 NAM 事件过程中有阻高发生的天数远少于无阻高发生的天数, 但阻高的存在对平流层 NAM 影响下的地面温度异常空间型有显著的调制作用, 特别是在正 NAM 事件中, GB 的出现可导致欧亚大陆从整体偏暖或北暖–南冷型变为北冷–南暖型, 同时导致北美大陆从整体偏冷或北冷–南暖型变为北暖–南冷型; 此外在负 NAM 事件衰减阶段出现的 UB, 不仅可导致欧亚大陆的北冷–南暖型反转为北暖–南冷型, 亦可使北美大陆由北暖–南冷型转为南暖–北冷型。相比之下, AEB 和 NPB 两阻高发生时地面温度异常型多由平流层 NAM 的影响所主导, 即阻高的调制作用并不显著。在 NAM 影响以及各阻高的协同作用下, 从正 NAM 事件峰值至负 NAM 事件发展阶段, 整个中纬度地区欧亚大陆偏冷、北美偏暖; 从负 NAM 事件衰减阶段至正 NAM 事件的初始阶段则相反; 两大洲地区的温度异常多呈中–高纬南北反位相变化特征。本文进一步通过蒙特卡洛随机取样检验, 证实了上述关于阻高调制地面温度异常型的结论。

关键词: 平流层北半球环状模; 阻塞高压; 地面温度异常; 调制

文章编号: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2207.22052

收稿日期 2022-03-23; 收修订稿 *****

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 42075052, 91837311, 江苏省自然科学基金资助项目 (项目编号: BK20211288)
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 42075052, 91837311), the Natural Science Foundation of Jiangsu Province (Grants No BK20211288)

Statistical characteristics of the occurrence of blocking highs and their modulation on surface air temperature during stratospheric Northern Annular Mode

LI Yafei^{1,2}, REN Rongcai^{*2,3}, YU YueYue³, CAI Ming⁴

1 Tianjin Meteorological Disaster Defense Technology Centre, Tianjin 300074

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

4 Department of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences, Florida State University, Tallahassee, USA 32304

Abstract: Using 1979–2020 ERA5 daily reanalysis data, this paper analyzes the statistical characteristics of blocking and its modulation on surface air temperature anomalies (SATA) during stratospheric northern annular mode events (NAMs). The results show that the four blocking highs in the northern hemisphere tend to occur in different stages of NAMs. Greenland blocking (GB) and North Pacific blocking (NPB) occur more frequently in the development stage of positive NAMs and the decay stage of negative NAMs. Ural blocking (UB) tends to occur in the decay stage of positive NAMs and the development stage of negative NAMs. The Atlantic-Europe blocking (AEB) is more likely to occur in the decay stage of both positive and negative NAMs. Although the number of days with blocking high is far less than that without blocking high during NAMs, the blocking high has a significant modulation effect on the spatial pattern of SATA related to the NAMs. When GB occurs during positive NAMs, the SATA in Eurasia changed from “overall warm” or “North warm-South cold” to “North cold-South warm” in the extratropics, while the SATA in North American changed from the “overall cold” or “North cold-South warm” to “North warm-South cold”. The UB in the decay stage of negative NAMs can not only reverse the “North cold-South warm” SATA pattern to “North warm-South cold” pattern in Eurasia, but also lead to the SATA pattern in North American changing from “North warm-South cold” to “South warm-North cold”. However, the modulation effect of AEB and NPB on the spatial patterns of SATA in most stages of NAM is not significant, that is, the spatial patterns of SATA is mainly dominated by NAMs. Under the influence of NAMs and the modulation of blocking high, Eurasia is colder and North America is warmer in mid latitudes from the peak stage of positive NAMs to the developing stage of negative NAMs, while it is the opposite from the decay stage of negative NAMs to the initial stage of positive NAMs. The dominant patterns of SATA in Eurasia and North America tend to the South-North dipole pattern between mid- and high- latitudes during NAMs. These conclusions are verified by Monte Carlo random sampling test.

Key words: Stratosphere northern annular mode; Blocking high; Surface air temperature anomalies; Modulation

1 引言

冬季平流层被强大的极地涡旋所控制，强绕极西风气流将极区和中纬度分开。受对流层大尺度波动上传的影响，冬季平流层极涡存在季节内时间尺度的规律性强弱振荡，即平流层极涡振荡（Ren and Cai, 2006）。由于极涡振荡时环流异常场呈围绕极区的环状特征，因此有时也以平流层北半球环状模（NAM）指数描述。NAM 指数为正时表示极涡偏强，为负时表示极涡偏弱（Baldwin and Dunkerton, 2001; Thompson et al., 2002）。因 NAM 负事件伴随着平流层极区温度升高，部分强的 NAM 负事件也称为平流层爆发性增温（SSW）或平流层最后增温（SFW）事件（Polvani and Waugh, 2004; Castanheira and Barriopedro, 2010; 胡景高等, 2015; 李亚飞等, 2017）。自 Baldwin and Dunkerton（2001）发现平流层 NAM 信号能够下传至对流层进而影响地面温度以来，关于平流层极涡异常影响地面温度的研究一直受到国内外专家学者的广泛关注（Thompson et al., 2002; Cai and Ren, 2006, 2007; Kolstad et al., 2010; Wang et al., 2010; 兰晓青和陈文, 2013; 施宁和布和朝鲁, 2015; Nath et al., 2016; Yu and Ren, 2019; 吴嘉蕙和任荣彩, 2021）。

研究证据表明，北半球冬季平流层极涡异常与热带外地区地面温度存在密切联系。当平流层出现弱极涡时，经向环流加强，冷空气更易从极区释放，使得北欧和东亚等地区的地面温度偏低（Thompson et al., 2002; Kolstad et al., 2010; Kidston et al., 2015）；当平流层出现强极涡时，极涡偏向北美，大西洋急流增强，北美大陆北部强烈的北风有利于极区冷空气向南偏移，导致其高纬度地面出现冷异常，欧亚大陆高纬度出现暖异常（Kretschmer et al., 2018）。平流层极涡向欧亚大陆、北美大陆和大西洋偏移的事件分别使欧亚、北美和格陵兰偏冷，当偏向大西洋的平流层极涡变形较大时欧洲偏暖，变形较小时欧洲偏冷（Huang et al., 2018）。但平流层极涡异常与地面温度的对应关系又极其复杂。如 Thompson et al.（2001, 2002）认为北美大陆在平流层弱极涡中地面温度偏冷，而 Kretschmer et al.（2018）指出北美大陆在平流层弱极涡事件中，地面温度偏暖，在平流层强极涡事件中，地面温度偏冷。两者之间的复杂关系可能与在平流层极涡异常的不同阶段地面温度有明显的转变有关（Mitchell et al., 2013; Lehtonen and Karpechko, 2016）。如在偏心性平流层爆发性增温（SSW）发生前 30 天内，欧亚偏冷、北美偏暖；发生后 30 天内，欧亚偏暖、北美偏冷；发生后 30-60 天内，欧亚和北美大陆都呈南暖北冷型分布（Mitchell et al., 2013）。由此可见，平流层极涡异常与地面温度的对应关系还需要进一步证据。

除了平流层极涡异常外，对流层阻塞高压（简称阻高）系统也会影响地面温度变化。有研究指出北半球冬季阻高主要发生在大西洋 - 欧洲、格陵兰、北太平洋和乌拉尔山地区（Scherrer et al., 2006; Davini et al., 2012; Masato et al., 2013; 李亚飞和任荣彩, 2019）。当某区域高空发生阻高时，该区域内地面温度变暖（Pfahl and Wernli, 2012）。除了阻高所在区域外，其它地区的地面温度也会受到阻高的影响，当大西洋-欧洲阻高（简称 AEB）发生时，中东欧偏冷、南欧变暖（Buehler et al., 2011）；格陵兰阻高（简称 GB）可使北美大陆偏冷，欧亚大陆北部偏冷、南部变暖（Chen and Luo, 2017; 李亚飞和任荣彩, 2019）；当太平洋阻高（简称 NPB）发生时，北美易偏冷、白令海峡易变暖（Masato et al., 2013）；乌拉尔山阻高（简称 UB）不仅会导致“冷欧亚大陆 - 暖北冰洋”的地面温度分布（Luo et al., 2016; Yao et al., 2017），还会造成中国发生大范围寒潮低温事件（李崇银等, 2008; 李崇银和顾薇, 2010; 布和朝鲁等, 2018）。

此外，有研究指出平流层极涡异常与阻高系统对地面温度的影响还存在协同作用。Lehtonen and Karpechko (2016) 通过统计 1958 至 2010 年间的 35 次 SSW 事件发现，与 SSW 之后发生的寒潮相比，SSW 之前发生的寒潮与对流层阻高系统的关系更密切。然而，关于各个阻高系统在平流层 NAM 事件各个阶段对地面温度型的调制作用，仍然缺少确切的证据。本文试图通过对平流层 NAM 各个阶段有、无阻高情形下地面温度异常特征的合成对比研究，来说明各个阻高系统发生对 NAM 影响下的地面温度异常的调制作用以及两者的相对贡献。研究结果不仅将有助于进一步认识平流层的向下效应，也将对理解大范围寒潮冷事件的成因提供依据。

本文第 2 节介绍了资料和方法；第 3 节给出了 NAM 事件的统计特征和对流层阻高在 NAM 不同阶段的变化特征；第 4 节揭示了平流层 NAM 期间地面温度的空间分布及阻高的调制作用；第 5 节给出了本文小结。

2 资料和方法

2.1 资料

本文主要使用欧洲中期预报中心提供的 ERA5 逐日再分析资料集 (Hersbach et al., 2020)，时间从 1979 年 1 月 1 日至 2020 年 12 月 31 日，水平分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ ，垂直方向共有 37 层，分别从 1000 hPa 到 1 hPa。所用气象要素变量主要包括地面温度场、三维位势高度场等。本文中使用的各要素气候态及异常场通过以下计算步骤得到：首先对 1 月 1 日至 12 月 31 日逐日各要素进行 1980 - 2010 年多年平均，得到各要素的气候态年循环，然后分别从原始场中去除年循环值，

得到各要素的异常场。

2.2 阻高指数

本文使用Davini et al. (2012) 定义阻高的方法，首先计算出500 hPa位势高度场上每个格点的经向梯度：

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

$$\text{GHGN}(\lambda, \Phi) = \frac{Z(\lambda, \Phi_N) - Z(\lambda, \Phi)}{\Phi_N - \Phi} \quad (2)$$

其中 λ 表示格点的经度，取值范围为 $0^\circ - 360^\circ\text{N}$ ； Φ 表示格点的纬度，范围为 $30^\circ\text{N} - 75^\circ\text{N}$ ； $\Phi_N = \Phi + 15^\circ$ ， $\Phi_s = \Phi - 15^\circ$ 。基于公式(1)和(2)，当某个格点同时满足条件 $\text{GHGS} > 0$ 和 $\text{GHGN} < -10$ 时，则定义这个格点出现了瞬时阻高；当至少有连续15个经度的格点发生瞬时阻高，则认为这些格点出现了大尺度阻高；当出现大尺度阻高的格点在以其为中心的 4.5° 纬度 $\times 11.5^\circ$ 经度范围内，能持续大于等于5天时，即定义此格点出现了阻高事件。由于北半球冬季阻高主要发生在格陵兰区域、大西洋区域、乌拉尔山区域和太平洋区域 (Scherrer et al., 2006; Davini et al., 2012; 李亚飞和任荣彩, 2019)，本文以格陵兰阻高 (GB)、大西洋-欧洲阻高 (AEB)、乌拉尔阻高 (UB) 和北太平洋阻高 (NPB) 作为研究对象，并根据李亚飞和任荣彩 (2019) 的研究结果定义各阻高系统所在区域：GB ($60^\circ\text{W} - 20^\circ\text{W}$, $62.5^\circ\text{N} - 75^\circ\text{N}$)、AEB ($30^\circ\text{W} - 20^\circ\text{W} - 30^\circ\text{E} - 0 - 30^\circ\text{W}$, $37.5^\circ\text{N} - 64.5^\circ\text{N}$)、UB ($40^\circ\text{E} - 80^\circ\text{E}$, $55^\circ\text{N} - 65^\circ\text{N}$) 和 NPB ($130^\circ\text{E} - 150^\circ\text{W}$, $60^\circ\text{N} - 75^\circ\text{N}$)，并在图4中用方框标出。

2.3 NAM 指数

本文使用 10 hPa 高度上的 NAM 指数表征平流层极涡异常。参照 Baldwin and Dunkerton (2001) 定义 NAM 指数的方法，本文首先对 10 hPa 位势高度异常逐日数据作经验正交分解 (EOF)，其第一模态的时间系数即定义为 NAM 指数。将标准化 NAM 指数大于等于 0.7 倍标准差、且持续时间超过 15 天的时段定义为正 NAM 事件 (强极涡事件)；将标准化 NAM 指数小于等于 -0.7 倍标准差、且持续时间超过 15 天的事件定义为负 NAM 事件 (弱极涡事件)。正 (负) NAM 事件开始日期为 NAM 指数由负变正 (由正变负) 后的第一天，结束日期为 NAM 指数由正变负 (由负变正) 后的前一天。此外，为排除相邻 NAM 事件间的干扰，规定两个独立的 NAM 事件，其起止时间至少间隔 15 天，否则认为是同一个 NAM 事

件。本文将每个 NAM 事件中 NAM 指数绝对值达到最大的日期定义为该 NAM 事件的峰值日，每个 NAM 事件峰值日的 NAM 指数数值可表征该 NAM 事件的强度。基于此标准，本文以当年9月至次年6月为冬季月份选取NAM峰值日位于当年10月至次年5月之间的NAM事件，其中正 NAM 事件发生 56 次，负 NAM 事件发生 59 次，峰值日期如表 1 所示。

表 1 1979–2020 年冬季 NAM 事件的峰值日期

Table 1 Peak time of NAM events during winter from 1979 to 2020

| 正 NAM 事件 | 负 NAM 事件 |
|---|---|
| 19800204, 19810102, 19820316, 19830111, | 19791129, 19800306, 19801022, 19810209, |
| 19840129, 19850225, 19851217, 19860228, | 19811207, 19820129, 19820428, 19830317, |
| 19861128, 19880214, 19890121, 19900101, | 19840301, 19850106, 19850330, 19860328, |
| 19900401, 19901202, 19911228, 19920302, | 19870130, 19871213, 19880317, 19890226, |
| 19930125, 19930328, 19940302, 19941215, | 19910209, 19910416, 19920117, 19920328, |
| 19950308, 19960211, 19970322, 19980310, | 19940106, 19940411, 19950204, 19960418, |
| 19990207, 20000222, 20010112, 20010409, | 19961209, 19970513, 19980103, 19980403, |
| 20011103, 20020317, 20020419, 20030405, | 19981221, 19990305, 20001216, 20010214, |
| 20031126, 20040331, 20050123, 20060420, | 20011231, 20020222, 20030122, 20030424, |
| 20061204, 20070121, 20070323, 20080101, | 20040110, 20050319, 20060123, 20061025, |
| 20090109, 20090408, 20100112, 20110313, | 20070228, 20080225, 20090131, 20091117, |
| 20111130, 20121120, 20130405, 20131225, | 20100205, 20110417, 20120119, 20130114, |
| 20140221, 20150309, 20151213, 20160219, | 20140403, 20150109, 20150411, 20160313, |
| 20161231, 20180107, 20190316, 20200307, | 20161121, 20170203, 20171217, 20180219, |
| | 20190107, 20190504, 20191204, |

3 平流层 NAM 事件以及所伴随的阻高统计特征

3.1 平流层 NAM 事件

根据前文所选取的 NAM 事件，我们计算了 NAM 事件中 NAM 指数的频率分布，如图 1 所示。由图可见，NAM 出现的天数随着量值的增加逐渐减少。其中 NAM 值位于 ± 0.75 倍标准差之间的天数约占总天数的 40%以上；NAM 绝对值超过 1.75 倍标准差的天数却不足 20%。正、负 NAM 事件出现的天数，在 NAM 低指数区间内差异不大，而在高指数区间内差异明显，在绝对值超过 2.25 倍标准差的区间内，正 NAM 事件发生的天数明显少于负 NAM 事件。此外，负 NAM 事件 NAM 最大值可超过 4 倍标准差，而正 NAM 事件最大值不足 4 倍标准差。这都反映了正、负 NAM 事件之间在持续时间（或发展演变快慢）和强度上的非对称性特征。

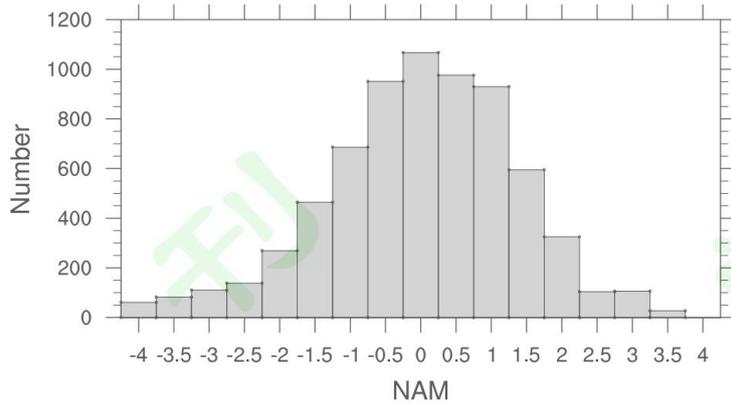


图 1 NAM 事件中 NAM 指数的频率分布直方图

Figure 1 Frequency distribution of NAM index during NAM events

为了便于研究平流层极涡异常和对流层阻高对地面温度的共同影响，我们将 NAM 事件按照 NAM 数值大小划分为 5 个区间，分别是正 NAM 事件的峰值强度区间（大于 1.75 倍标准差，共 562 天）、中等强度区间（0.25~1.75 倍标准差，共 2501 天），初始区间（-0.25~0.25 倍标准差，共 1067 天），以及负 NAM 事件的中等强度区间（-1.75~-0.25 倍标准差，共 2101 天）和峰值强度区间（小于或等于-1.75 倍标准差，共 660 天）。5 个 NAM 强度区间的样本天数在表 2 中给出。

表 2 NAM 事件中 NAM 指数在不同强度区间内的实际天数

Table 2 Number of days when NAM index falls in different intensity intervals for NAM events

| 区间 | 强度 | 天数 |
|-------|--------------------|------|
| 负峰值区间 | $(-\infty, -1.75]$ | 660 |
| 负中等区间 | $(-1.75, -0.25]$ | 2101 |
| 初始区间 | $(-0.25, 0.25)$ | 1067 |
| 正中等区间 | $[0.25, 1.75)$ | 2501 |
| 正峰值区间 | $[1.75, +\infty)$ | 562 |

值得注意的是，这里 NAM 事件的初始区间和中等强度区间既有可能代表 NAM 事件的发展阶段，也有可能是代表其衰减阶段。前人已经指出，在 NAM 事件的发展和衰减阶段，平流层极涡异常对地面温度的影响有所不同（Mitchell et al., 2013; Lehtonen and Karpechko, 2016）。因此，我们又在 NAM 事件中性和中等强度区间中区分发展阶段和衰减阶段，其中若后一天 NAM 数值比当天大（小），则认为当天处于发展（衰减）阶段。原来的 5 个区间可进一步划分为 9 个位相区间（这里将正 NAM 事件初始区间的衰减阶段和负 NAM 事件初始区间的发展阶段认为是一个位相区间），由此得到 NAM 指数随位相的演变以及各 NAM 位相实际出现的天数（图 2）。由图 2a 可见，P1、P5 和 P9 的平均强度在 0 附近，为初始

位相；P3 和 P7 分别代表正、负 NAM 事件的峰值位相；P2 和 P4、P6 和 P8 则分别属于正、负 NAM 事件的中等强度，其中 P2 和 P6（P4 和 P8）可分别代表正、负 NAM 事件的发展（衰减）位相。此外，由图 2b 可见，正 NAM 事件处于发展阶段的天数明显多于其处于衰减阶段的天数（P2 的天数多于 P4），而负 NAM 事件处于发展阶段的天数则明显少于其处于衰减阶段的天数（P6 的天数少于 P8），即从正 NAM 峰值向负 NAM 峰值的演变过程所经历的天数，少于从负 NAM 峰值向正 NAM 峰值的演变过程所经历的天数，这也反映了正（负）NAM 事件缓慢（迅速）发展、迅速（缓慢）衰减的非对称特征。合成结果中正 NAM 事件的峰值强度略弱于负 NAM 事件的峰值强度。这些都与前人研究结果相一致（Ren and Cai, 2006; Cai and Ren, 2007）。

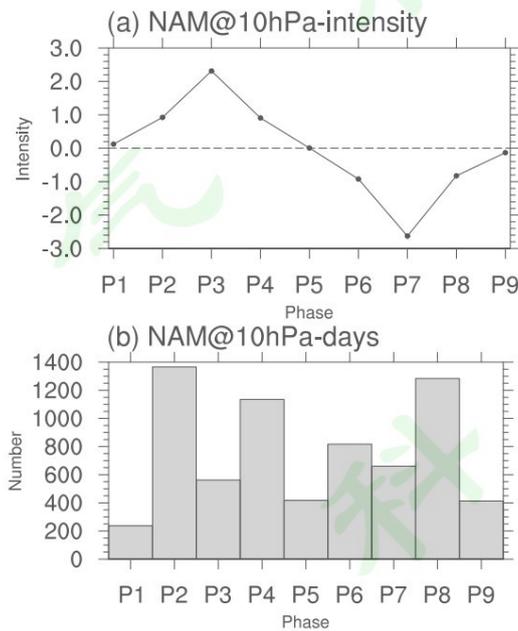


图 2 (a) 10 hPa NAM 指数的 NAM 位相合成演变； (b) NAM 各位相的样本天数

Figure 2 (a) evolution of NAM index at 10hPa; (b) days of NAM in each phase

3.2 平流层 NAM 事件中的阻高特征

为了揭示对流层阻高系统在平流层 NAM 事件影响地面温度中的调制作用，我们进一步将 NAM 事件各个位相时段分为两类：有阻高出现和无阻高出现。表 3 给出了 1979–2020 年冬季 NAM 不同位相中有、无阻高（GB、AEB、UB 与 NPB）发生情形下的天数。由表可知，在 NAM 所有位相中，有阻高出现的天数都远远少于无阻高出现的天数，如 P1 阶段，有、无 GB、UB、AEB 和 NPB 出现的天数之比分别为 19: 218、24: 213、2: 235 和 40: 197。对于同一个阻高，其出现的天数在 NAM 不同位相中也有较大差别。如在 NAM 所有

位相中 GB 出现天数的变化范围为 19 天–121 天。对于同一个 NAM 位相，不同区域阻高出现的天数也有显著差异，如 P1 阶段（共 239 天），仅有 2 天出现 UB，而 NPB 出现的天数可达 40 天，两者相差近 20 倍。

表 3 1979–2020 年冬季 NAM 不同位相中有、无阻高出现时的天数

Table 3 Numbers of day with or without blocking in different phases of NAM in winter 1979–2020

| 位相 | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 |
|-----|-----|------|------|------|------|-----|-----|------|------|
| 总天数 | 237 | 1366 | 562 | 1135 | 417 | 817 | 660 | 1284 | 413 |
| GB | 有 | 19 | 113 | 28 | 61 | 29 | 68 | 35 | 121 |
| | 无 | 218 | 1253 | 534 | 1074 | 388 | 749 | 625 | 1163 |
| AEB | 有 | 24 | 159 | 63 | 208 | 46 | 90 | 88 | 110 |
| | 无 | 213 | 1207 | 499 | 927 | 371 | 727 | 572 | 1174 |
| UB | 有 | 2 | 33 | 54 | 69 | 39 | 70 | 42 | 56 |
| | 无 | 235 | 1333 | 508 | 1066 | 378 | 747 | 618 | 1228 |
| NPB | 有 | 40 | 194 | 101 | 162 | 66 | 58 | 90 | 163 |
| | 无 | 197 | 1172 | 461 | 973 | 351 | 759 | 570 | 356 |

图 3 中给出了 NAM 事件中 GB、AEB、UB 和 NPB 出现天数随位相的演变。由图可见，大多数位相中出现天数最多的是 NPB，AEB 次之；相比于 NAM 峰值位相，阻高更易出现在 NAM 发展和衰减阶段（P2、P4 和 P8），其中正 NAM 事件尤为明显。对比正、负 NAM 事件的发展和衰减阶段还可发现，GB 和 NPB 更易出现在正 NAM 发展阶段（P2）和负 NAM 衰减阶段（P8），UB 更易出现在正 NAM 衰减阶段（P4）和负 NAM 发展阶段（P6），AEB 更易出现正、负 NAM 衰减阶段（P4、P8），这反映了不同阻高与平流层 NAM 之间的关系并不一致。

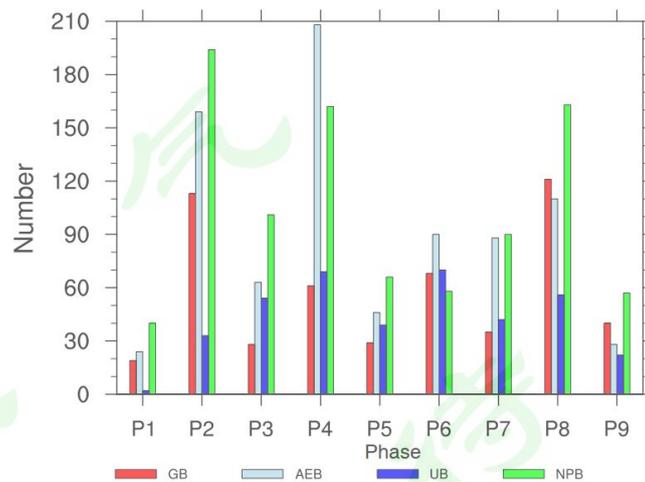


图 3 NAM 不同位相中阻高出现的天数。红色表示 GB；棕色表示 AEB；蓝色表示 UB；绿色表示 NPB

Figure 3 The days of blocking in different phases of NAM. Red indicates GB; brown indicates AEB; blue indicates UB; green indicates NPB

4 平流层 NAM 事件中阻高调制地面温度异常分布型的统计特征

4.1 平流层 NAM 事件中地面温度异常分布型

图 4 中给出的是按照 NAM 强度位相合成的地面温度异常的空间分布。由图可见，在正 NAM 发展阶段，欧亚大陆基本处于暖异常控制之下，位于亚洲和西欧的暖温度中心不断发展，最终合并成一个位于东西伯利亚的暖中心，而北美中高纬地区和格陵兰岛附近则整体偏冷，冷中心位于北美北部（图 4a-b）。随后欧亚区域的暖温度异常北缩至 45°N 以北， 45°N 以南被冷温度异常占据，在峰值位相形成北暖-南冷型分布，而北美区域 45°N 以南的冷异常逐渐被暖异常所取代，小部分冷异常出现在白令海峡-育空平原-格陵兰区域，呈北冷-南暖型分布（图 4c）。随着正 NAM 事件的衰减，欧亚北部暖异常逐渐减弱，范围向北收缩到极区，其南部冷异常强度减弱但范围向北、向西延伸，维持北暖-南冷型分布；北美区域的暖异常范围进一步向北扩展、强度加强（图 4d-e）。

负 NAM 事件演变过程中地面温度异常的变化与正 NAM 事件基本相反。在负 NAM 事件发展阶段，欧亚大陆 60°N 以北偏暖、以南偏冷，北美大陆整体偏暖，太平洋-东西伯利亚区域偏冷（图 4f）。当负 NAM 事件发展到峰值，欧亚大陆冷异常进一步北伸，逐渐占据欧亚大陆北部，南部则由冷异常转为暖异常控制，地面温度基本以 60°N 为界呈北冷-南暖型分布，而北美大陆的暖异常减弱，部分区域处于冷异常控制之下（图 4g）。当负 NAM 事件进入衰减阶段，欧亚大陆冷暖异常都开始减弱，北冷-南暖型逐渐消失，冷暖异常呈零星分布；北美冷异常先加强后减弱（图 4h-i）。

综上所述，平均而言，欧亚大陆和北美大陆地面温度的冷异常在正 NAM 事件和负 NAM 事件中都会出现，且在不同阶段冷异常的范围和强度差异显著。此外，正、负 NAM 事件中欧亚大陆和北美大陆地面温度都出现了大陆南北呈反位相变化的特征，且欧亚大陆和北美大陆还存在“一个大陆偏冷、另一个大陆偏暖”的现象。

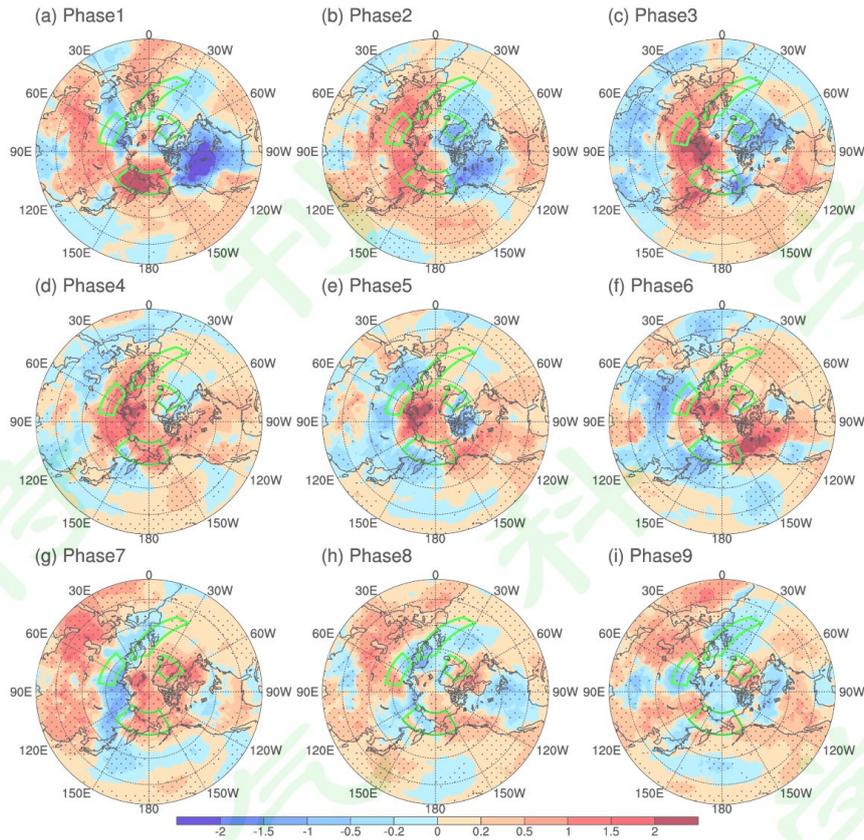


图 4 NAM 不同位相合成平均的地面温度异常的水平分布。绿色方框表示所选阻高的区域。打点区域通过 95%显著性检验

Figure 4 Horizontal distribution of surface air temperature anomalies in different phases of NAM. The green boxes denote the blocking areas that are selected. The dots indicate the area above the 95% significance level

4.2 平流层 NAM 事件中有、无阻高发生时地面温度异常型的对比

本节将对比分析 NAM 事件各位相有、无伴随阻高发生时的地面温度异常分布特征。图 5 首先给出了无 GB 出现时，NAM 不同阶段地面温度异常的合成分布。由图可见，地面温度异常的水平分布与图 4 中地面温度异常（同样也是由无阻高的情形所主导）的空间型基本一致，即在正 NAM 发展阶段，欧亚偏暖、北美偏冷，随后欧亚区域呈北暖-南冷型，北美由冷变暖；而在负 NAM 期间，欧亚区域由北暖南冷转变为北冷南暖，北美地面温度从以暖异常为主先转变为以冷异常为主、后转变为冷暖异常相间分布。无 AEB、无 UB 以及无 NPB 出现时地面温度异常的水平分布也与图 4 中地面温度的空间型基本一致（图略），此时主要反映了平流层极涡异常对地面温度异常分布型的影响。

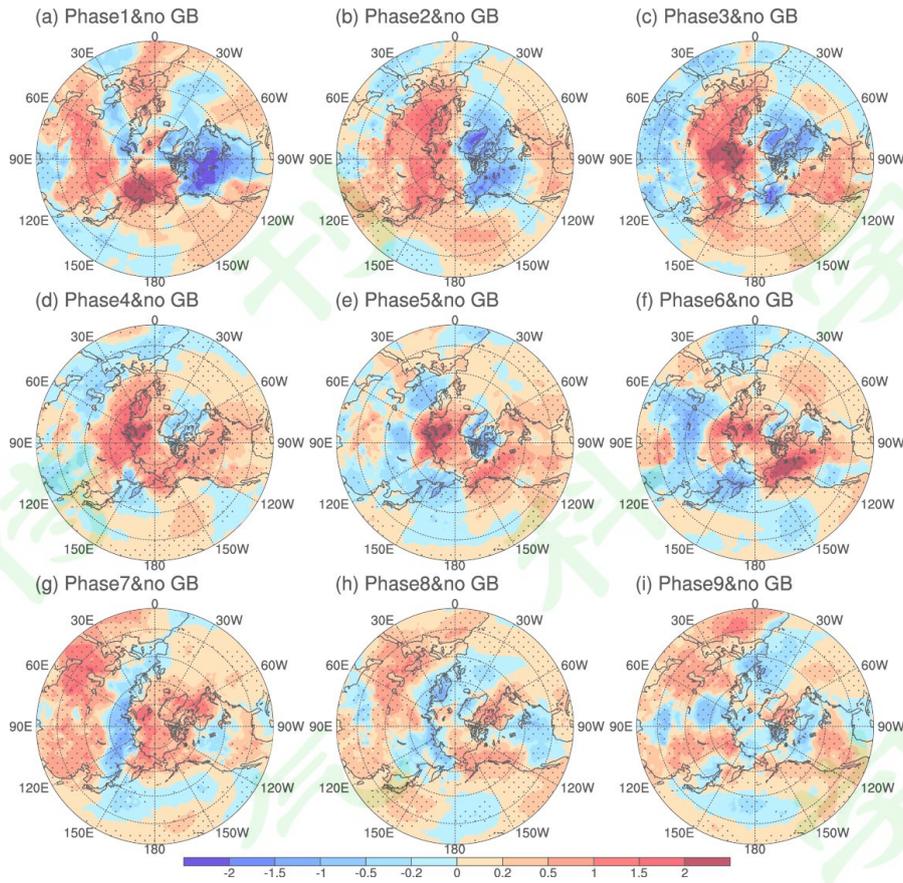


图 5 NAM 各位相中无 GB 出现时合成平均的地面温度异常（单位：K）的水平分布。打点区域通过 95% 显著性检验

Figure 5 Horizontal distribution of surface air temperature anomalies in different phases of NAM without GB. The dots indicate the area above the 95% significance level

为分析阻高在 NAM 影响地面温度中可能存在的调制作用，以下考查了伴随有阻高的 NAM 不同位相合成平均的地面温度异常的水平分布（图 6）。由图可见，NAM 事件的大多数阶段伴随有 GB 出现时，格陵兰至北美北部区域地面温度都偏暖，欧亚大陆北部偏冷，其中欧洲地面温度偏冷最为明显。通过与图 4 对比可知，有 GB 出现时，在 NAM 事件所有阶段，地面温度异常的强度相对较大，而有、无 GB 出现时地面温度异常的空间分布在 NAM 事件不同阶段表现不同。其中在正 NAM 发展至衰减阶段，有、无 GB 出现时地面温度异常的空间分布有较大差异（图 6b-e）。比如在正 NAM 峰值阶段，无 GB 出现时，欧亚大陆北部偏暖、南部偏冷，北美大陆偏暖，而 GB 出现时，使欧亚大陆和北美大陆大部分区域偏冷，这表明在这些阶段，GB 的出现能够显著影响平流层极涡异常-地面温度之间的关系（图 6c）。然而，在负 NAM 发展阶段到峰值阶段，有、无 GB 出现时的地面温度异常空间型并无显著差别，平均地面温度的空间型都表现为欧亚大陆呈北冷-南暖型，北美大陆整体偏暖（图

6f-g)，这表明在这个阶段，GB 对平流层极涡异常-地面温度关系（这里主要指空间分布）的影响很小。此外，相比于负 NAM，正 NAM 期间出现的 GB 对平流层极涡异常-地面温度之间关系的影响更大。

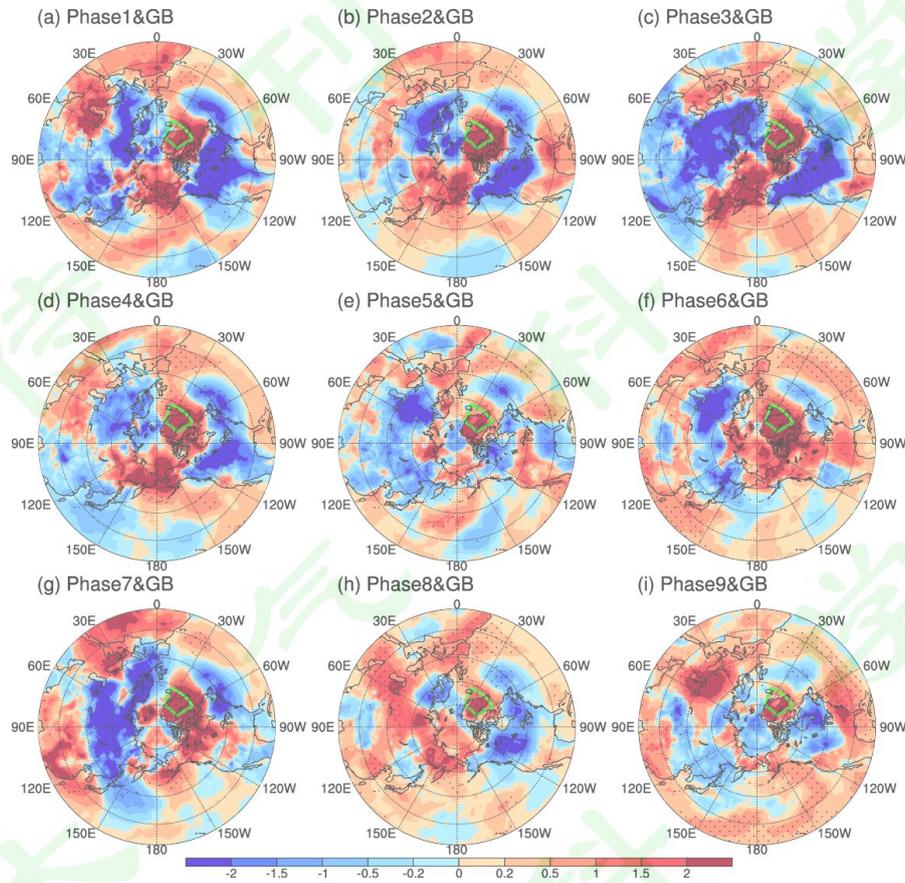


图 6 如图 5，但有 GB 发生。绿色方框表示所选 GB 的区域

Figure 6 Same as Figure 5, but GB occurs. The green boxes denote the GB areas that are selected

同理，图 7 给出了 NAM 不同阶段有 AEB 出现时，地面温度异常的水平分布。由图可见，当 NAM 伴随 AEB 出现时，欧洲中北部偏冷、南部偏暖。通过与图 4 对比可知，在负 NAM 衰减过程中（P8/P9 位相），当 AEB 出现时，北美大陆分别由冷/暖异常主导转为暖/冷异常主导，欧亚大陆由暖异常主导转变为以冷异常为主，即 AEB 的存在可显著改变北半球地面温度异常的空间型（图 7h-i）；而在正 NAM 发展阶段，有 AEB 出现时，虽然北美大陆地面温度空间型变化不大，但欧亚大陆由暖异常主导转变为以冷暖异常相间分布，即此阶段，AEB 的存在对欧亚大陆地面温度异常空间型影响显著（图 7a-b）。而在其它阶段，有、无 AEB 出现，地面温度的空间型较为相似，表明 AEB 出现与否对地面温度空间型的影响并不明显。总体而言，负 NAM 期间（尤其是衰减阶段）出现的 AEB 对平流层极涡异常-地面温度异常空间型的调制作用更大。

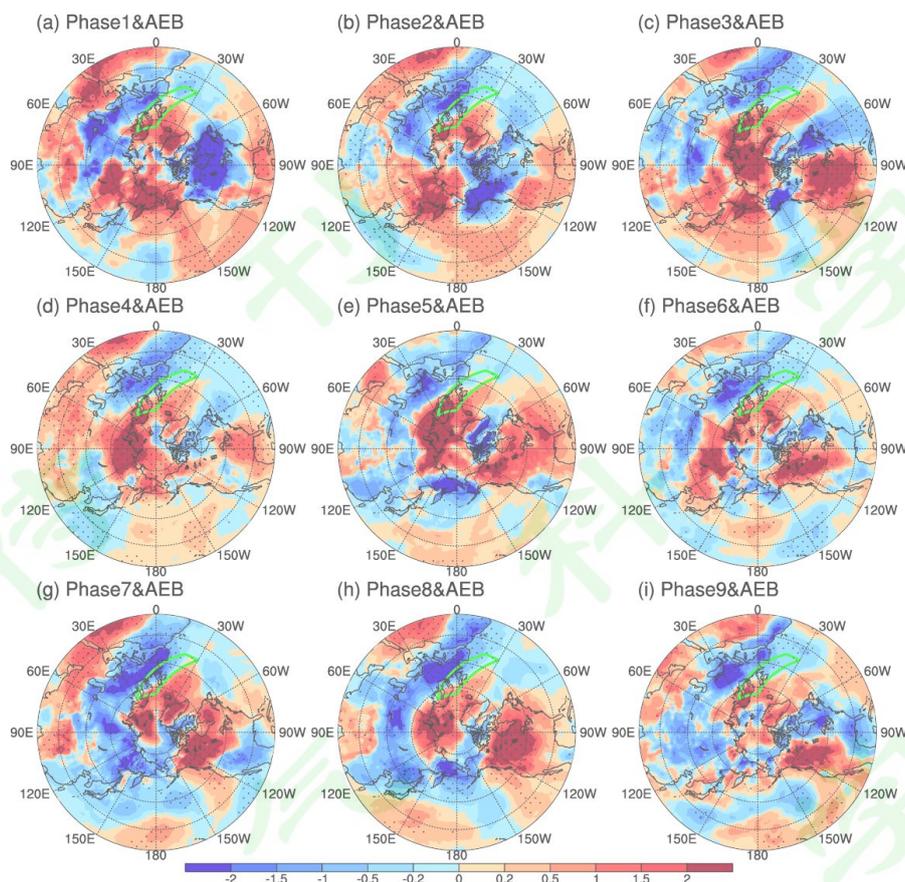


图 7 如图 6，但为 AEB

Figure 7 Same as Figure 6, but for AEB

同样，图 8 给出了 NAM 不同阶段有 UB 出现时，地面温度异常的水平分布。由图可见，当 NAM 中有 UB 出现时，欧亚大陆地面温度一般呈南部偏冷、北部偏暖型分布，欧亚大陆冷暖异常的范围和强度在 NAM 不同位相有所变化；在正 NAM 发展阶段和负 NAM 衰减阶段，北美大陆以偏冷为主（图 8b、8i），在正 NAM 衰减阶段和负 NAM 发展阶段，北美大陆以偏暖为主（图 8d、8f）。通过与图 4 对比可知，有 UB 出现时，欧亚大陆在 P7 和 P8 位相从北冷南暖变为北暖南冷，在 P9 位相从暖异常为主变为冷异常为主；北美大陆在 P7/P8/P9 位相分别由暖异常/冷异常/暖异常变为冷异常/暖异常/冷异常（图 8g-i）。而在正 NAM 发展、衰减阶段和负 NAM 发展阶段，有、无 UB 出现，地面温度的空间型较为相似（图 8a-b、8d-f），即 UB 出现与否对地面温度空间型的影响并不明显，这表明此阶段平流层极涡异常主导地面温度的空间分布。

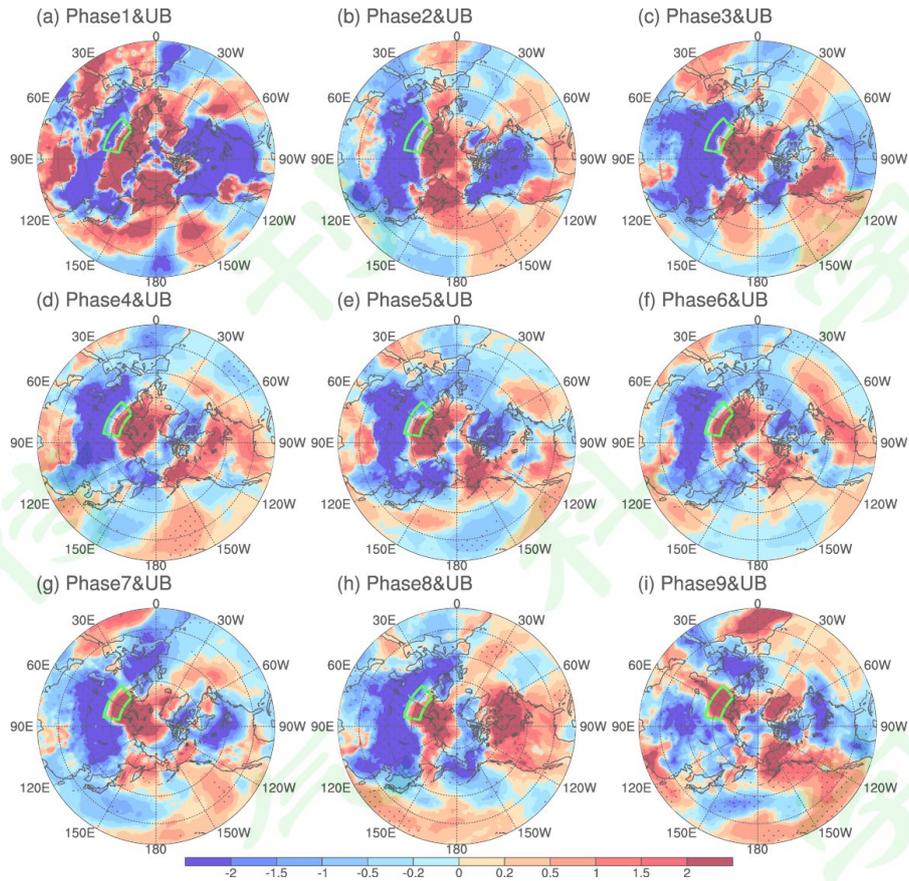


图 8 如图 6，但为 UB

Figure 8 Same as Figure 6, but for UB

在 NAM 不同阶段，有 NPB 出现时，地面温度异常的水平分布如图 9 所示。由图可见，NPB 出现时，西北太平洋区域偏暖，这与李亚飞和任荣彩（2019）结果相一致。相比于负 NAM，正 NAM 期间西北太平洋区域的暖异常更为显著，这是由于正（负）NAM 期间，西北太平洋往往由暖（冷）异常主导，平流层 NAM 和 NPB 的共同作用使得正 NAM 期间西北太平洋区域地面温度更暖。与图 4 对比可知，与 UB 相似的是，在正 NAM 发展阶段至负 NAM 峰值阶段前，有 NPB 出现时，欧亚大陆地面温度的空间型并无明显变化，而北美大陆在 P3、P4 和 P6 位相由偏暖为主转为以偏冷为主（图 9a-f）；在负 NAM 峰值至衰减阶段，有 NPB 出现时，欧亚大陆和北美大陆地面温度异常的空间型变化都较大（图 9g-i），这表明在此阶段，NPB 会显著调制平流层极涡异常-地面温度空间型之间的对应关系。此外，我们也注意到，即使在 NAM 的同一阶段，由于阻高出现的区域不同，地面温度的变化也有明显的差异，如在正 NAM 衰减阶段，GB 的出现则使欧洲南冷北暖、亚洲偏冷（图 6d、7d），AEB 的出现使欧洲南暖北冷、亚洲偏暖（图 7d），UB 的出现使得欧亚大陆南冷北暖，而 NPB 的出现则使欧洲偏暖、亚洲偏冷。

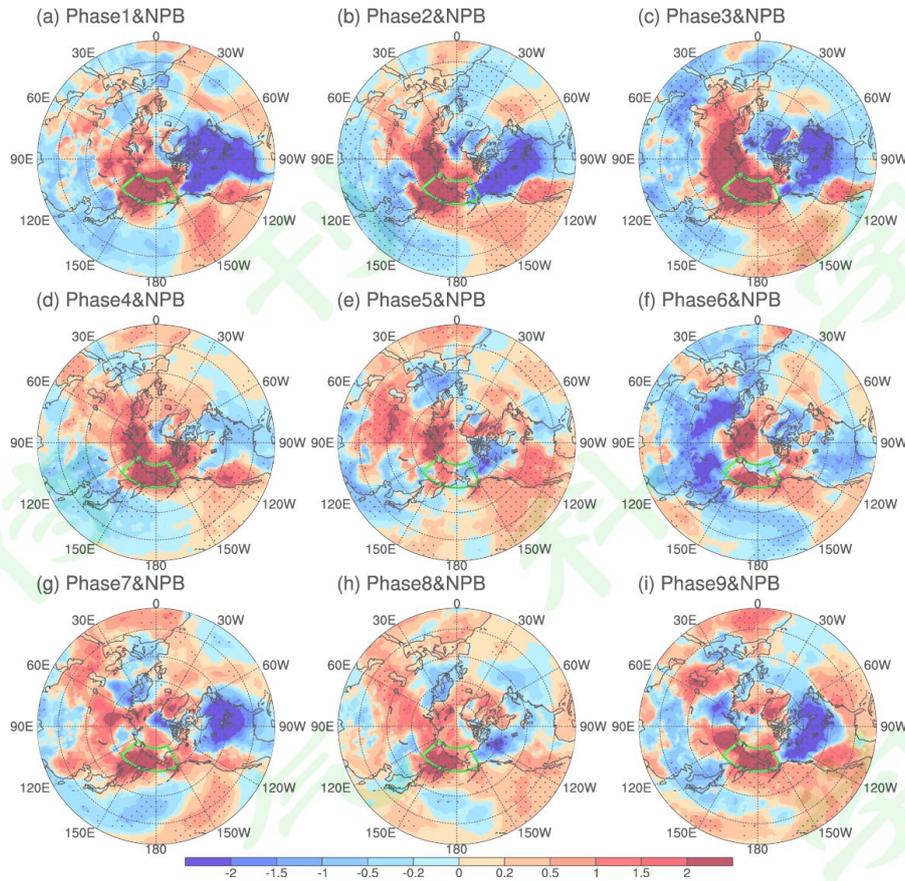


图 9 如图 6，但为 NPB

Figure 9 Same as Figure 6, but for NPB

由 NAM 事件中有、无阻高出现时欧亚和北美大陆地面温度异常的纬度-位相演变图(图 10)可知,当 GB 出现时(图 10a-b),在正 NAM 阶段,欧亚大陆从整体偏暖、北暖-南冷型变为北冷-南暖型,北美大陆从整体偏冷、北冷-南暖型变为北暖-南冷;在负 NAM 期间,欧亚和北美两大陆地地面温度异常分布基本保持不变。当 AEB 出现时(图 10c-d),在正 NAM 阶段,欧亚和北美两大陆地地面温度空间分布变化不大,但在负 NAM 衰减阶段,欧亚大陆从北冷-南暖型变成北暖-南冷型,北美大陆从北暖-南冷型变为南暖-北冷型。当 UB 出现时(图 10e-f),欧亚大陆由正 NAM 峰值前的整体偏暖和负 NAM 衰减阶段的北冷-南暖型变为北暖-南冷型分布;正 NAM 阶段,北美大陆地面温度分布型几乎不变,负 NAM 发展阶段由暖异常为主变为冷异常为主,衰减阶段则从北暖-南冷型变为南暖-北冷型。当 NPB 出现时(图 10g-h),欧亚大陆地面温度分布型变化不大;北美大陆地面温度分布型在负 NAM 发展阶段至峰值阶段,由暖异常为主变为冷异常为主,其它阶段则与无阻高出现时较为一致。

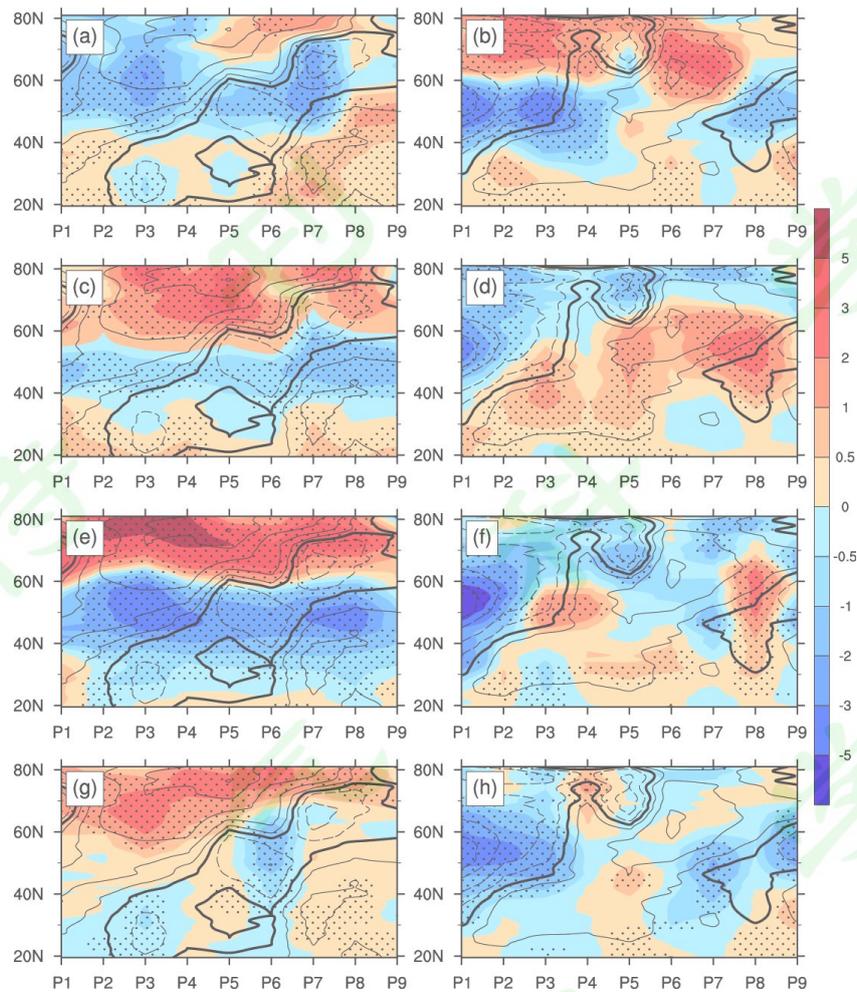


图 10 NAM 事件各位相中有、无阻高出现时欧亚大陆和北美大陆地面温度异常（单位：K）的纬度-位相剖面。(a)、(c)、(e)和(g)欧亚大陆(0-120°E)；(b)、(d)、(f)和(h)北美大陆(120°W-60°W)。(a)和(c)GB；(c)和(d)AEB；(e)和(f)UB；(g)和(h)NPB。阴影表示有阻高出现，等值线表示无阻高出现。打点区域通过 95%显著性检验

Figure 10 The latitude-time cross section diagrams of surface air temperature anomalies (K) in different phases of NAM with and without blocking. (a, c, e, g) Eurasian continents and (b, d, f, h) North American continents.

Eurasian continents is 0-120°E; North American continents is 120°W-60°W. (a, c) GB; (c, d) AEB; (e, f) UB; (g, h) NPB. The Shaded (contours) means blocking (don't) occur. The dots indicate the area above the 95% significance

level

4.3 阻高调制作用的蒙特卡洛随机取样检验

根据前文对平流层 NAM 过程中有、无阻高出现时，合成平均的地面温度异常空间型的对比分析可知，即使在 NAM 的同一位相中，不同阻高对地面温度空间型的影响也存在着明显的差异。在 NAM 某些位相中，地面温度空间型主要受平流层极涡异常的影响，而在某些

位相中，阻高对地面温度空间型的影响不可忽视。但是 NAM 位相中无阻高出现的天数远远大于有阻高出现的天数，除了阻高本身可能会影响地面温度空间型外，有、无阻高天数的悬殊可能也会影响上述结果。为了，去除有、无阻高天数差异的影响，下文我们将通过蒙特卡洛随机取样试验，使有、无阻高出现的天数相当，对比地面温度异常空间型的变化，从而进一步说明阻高在平流层-地面温度关系中的调制作用。随机取样试验步骤如下：

首先，在 NAM 不同阶段无阻高出现的天数中，随机选取一定量的无阻高出现日作为样本，值得注意的是，我们控制随机选取无阻高的总天数与有阻高出现的总天数相同，以排除天数差异的影响；

其次，将随机选取样本得到的地面温度平均场与有阻高出现时地面温度平均场进行空间相关，得到空间相关系数。若在平流层 NAM 某阶段中，有、无阻高出现时的空间相关系数越接近于 1（-1），则说明此阶段平流层 NAM（阻高）主导地面温度异常空间型，反之若相关系数接近 0，则说明阻高的出现对地面温度空间型的影响不可忽视。

接着，我们重复上述过程，随机选取 10000 个样本，得到 10000 个地面温度空间场的相关系数；

最后，计算 10000 个空间相关系数的概率密度分布。若概率密度峰值主要分布在正（负）相关一侧，表明平流层极涡异常（阻高）对地面温度空间型的影响较大；若概率密度分布的峰值在 0 附近，即空间相关系数在 0 处出现的次数较多，表明平流层极涡异常和阻高都会影响地面温度空间型。

利用蒙特卡洛随机取样实验，计算 NAM 各位相中有、无阻高出现时地面温度异常空间相关系数（下文为了表述方便，用相关系数表示地面温度异常空间相关系数）的概率密度分布如图 11 所示。由图可见，在正 NAM 初始位相（图 11a），GB、AEB 和 NPB 出现时，相关系数分布呈单峰结构，且概率密度分布型主要位于正相关一侧，这表明在此阶段，有、无阻高出现时，地面温度异常的空间型较为相似，平流层极涡异常主导地面温度空间型的变化，而 UB 出现时，地面温度空间型变化较为复杂，其中相关系数呈双峰结构，一个峰值位于正相关一侧，另一个峰值却位于负相关一侧，即 UB 出现会使地面温度空间型有较大变化。在正 NAM 发展至衰减阶段（图 11b-e），AEB、UB 和 NPB 出现时，相关系数主要位于正相关一侧，其中 AEB 和 NPB 尤为明显，这表明在此阶段，当 AEB、UB 和 NPB 出现时，也是由平流层极涡异常主导地面温度空间型的变化；而 GB 出现时，相关系数多出现在负相关一侧（图 11b-d）或在 0 附近（图 11e），表明此时 GB 的影响程度与平流层 NAM 相当或略有超过。在负 NAM 发展阶段（图 11f），GB、AEB、UB 和 NPB 出现时，相关系数分布

型基本一致，且都位于正相关一侧，表明在此阶段，阻高出现与否，平流层极涡异常主导地面温度空间型的变化。在负 NAM 峰值至衰减阶段（图 11g-i），GB 出现时，相关系数都主要位于正相关一侧；NPB 出现时，相关系数主要位于 0 附近；AEB 和 UB 出现时相关系数分布较为复杂，其中 AEB 出现时相关系数依次分别位于正相关一侧、负相关一侧和 0 附近，UB 出现时相关系数依次分别位于 0 附近、负相关一侧和 0 附近，这表明此阶段，GB 出现时，地面温度空间型的变化由平流层极涡异常主导，而其它三个阻高出现时，地面温度空间型的变化除了受平流层极涡异常影响外，阻高的影响不容忽视。

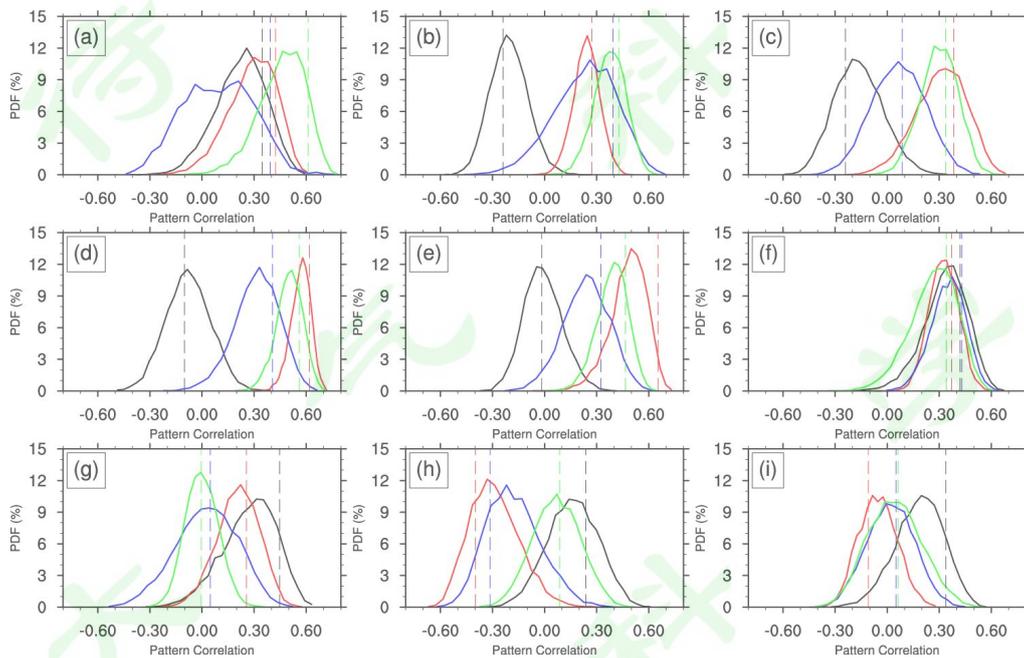


图 11 NAM 不同位相中有、无阻高出现时地面温度异常的空间相关系数的概率密度分布。图 a-i 分别表示第 1 至第 9 位相。竖线表示表 3 中有、无阻高出现时合成的地面温度异常空间场的相关系数。有无 GB、AEB、UB 和 NPB 出现时的概率密度分布型分别用黑色、红色、蓝色和绿色线表示

Figure 11 Probability density distribution of spatial correlation coefficient of surface air temperature anomalies in different phases of NAM with and without blocking. Figure a-i mean phase 1-9. The vertical line indicates the spatial correlation coefficient of the average surface temperature anomalies with and without blocking in table 3. The probability density distribution with and without GB, AEB, UB and NPB are represented by black, red, blue and green lines respectively

为了进一步清晰展示阻高存在与否对地面温度空间型的影响，图 12 给出了 NAM 事件不同位相中有、无阻高出现时发生频率最多的地面温度空间相关系数分布图（图 11d）。由图可知，当有、无 GB 出现时，正 NAM 初始位相，相关系数为正，随后变为负相关，负相关在正 NAM 峰值阶段达到最大，然后逐渐减弱；在负 NAM 阶段，地面温度异常空间型表

现为正相关，其中负 NAM 发展阶段正相关系数最大，超过 0.4（图 11a）。当有、无 AEB、UB 和 NPB 出现时，相关系数的演变较为相似，都是以正相关为主，最高可超过 0.5，负相关仅出现在负 NAM 衰减阶段，当 AEB 和 UB 出现时最为明显，负相关可超过-0.3。此外，值得注意的是当 UB 出现时，在 P3 和 P7 位相，相关系数虽然为正，但量值较小，接近于 0（图 11b-d）。因此，综合来看，GB 和 UB 的出现在平流层 NAM 的多数位相能够影响地面温度异常空间型，其中正 NAM 期间出现的 GB 和负 NAM 衰减阶段出现的 UB 对平流层极涡异常-地面温度之间空间关系的调制作用更为显著；而 AEB 和 NPB 的出现仅在负 NAM 衰减阶段对平流层极涡异常-地面温度空间型关系的影响更为显著。

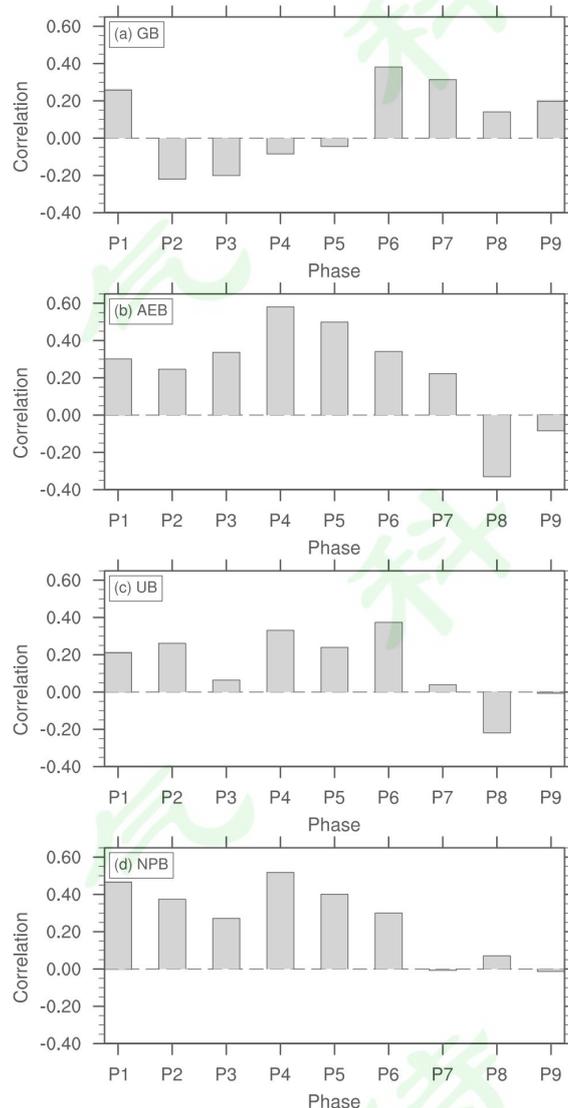


图 12 有、无阻高情形下地面温度异常的空间相关系数在图 11 中的概率峰值随 NAM 位相的演变。(a) GB, (b) AEB, (c) UB, (d) NPB

Figure 12 Evolution of the probability peak in figure 11 of spatial correlation coefficient between surface air temperature anomalies in different phases of NAM with and without blocking. (a) GB, (b) AEB, (c) UB, (d) NPB

5 总结与讨论

利用 1979–2020 年 ERA5 逐日再分析数据, 本文首先分析了平流层 NAM 事件的演变特征, 随后通过将平流层 NAM 事件按照 NAM 指数数值大小和发展阶段划分为 9 个位相, 探究了阻高和地面温度异常变化的统计特征。进而根据有、无阻高出现将 NAM 发生日分为两类, 对比分析了阻高系统在平流层极涡异常–地面温度空间分布型关系中的调制作用。最后利用蒙特卡洛随机取样试验进行验证, 得到如下主要结论:

正、负 NAM 事件在强度和发展演变快慢上存在非对称性特征。在强度上, 正 NAM 事件的峰值强度弱于负 NAM 事件的峰值强度, 且负 NAM 事件高强度区间内的天数明显多于正 NAM 事件。在发展演变快慢上, 正 (负) NAM 发展阶段经历的天数大于 (小于) 衰减阶段的天数, 使得正 (负) NAM 事件存在缓慢 (迅速) 发展、迅速 (缓慢) 衰减的非对称特征。

在正、负 NAM 事件中, 北半球地面温度异常呈现复杂的区域性特征。对单个大陆而言, 欧亚和北美大陆地面温度异常都存在南、北反位相异常特征, 其中从正 NAM 发展至峰值阶段, 北美大陆南暖北冷; 从正 NAM 峰值阶段到负 NAM 发展阶段, 欧亚大陆北暖南冷; 从负 NAM 峰值至衰减阶段, 欧亚大陆南暖北冷。对两个大陆而言, 欧亚和北美大陆地面温度异常趋于反位相变化, 即一个大陆偏冷时另一个大陆趋于偏暖, 其中从正 NAM 峰值阶段到负 NAM 发展阶段, 欧亚大陆偏冷、北美大陆偏暖, 而在正 NAM 初始阶段和负 NAM 衰减阶段, 欧亚大陆偏暖、北美大陆偏冷。

在正、负 NAM 所有位相中, 有阻高出现的天数远小于无阻高出现的天数, 其中 GB 和 NPB 更易出现在正 NAM 发展阶段和负 NAM 衰减阶段, UB 更易出现在正 NAM 衰减阶段和负 NAM 发展阶段, AEB 更易出现在正、负 NAM 衰减阶段。在 NAM 事件中, GB 发生时欧亚大陆北部偏冷、南部偏暖, 北美大陆南冷北暖; AEB 出现时, 欧洲北部偏冷、南部偏暖, 北美大陆以偏暖为主; UB 的发生常导致欧亚大陆北部偏暖、南部偏冷; NPB 出现时, 欧亚大陆偏暖、北美大陆偏冷。

进一步通过分析有、无阻高系统出现时, 地面温度的空间分布及空间相关系数的概率分布表明, 平流层 NAM 与阻高对地面温度空间型的影响主要分为两类: 最为常见是地面温度空间型主要受平流层 NAM 的影响, 多发生于 AEB 和 NPB 出现时, 此时阻高出现与否对 NAM 期间地面温度空间型的改变并不明显。其次是地面温度空间型受平流层 NAM 和阻高系统的共同影响, 多发生于 GB 和 UB 出现时, 当 GB 出现时, 在正 NAM 期间, 可使欧亚大陆从整体偏暖或北暖–南冷型变为北冷–南暖型, 北美大陆从整体偏冷或北冷–南暖型变为

北暖-南冷型；当 UB 出现时，不仅会使负 NAM 衰减阶段欧亚大陆的北冷-南暖型反转为北暖-南冷型，也能使负 NAM 发展（衰减）阶段北美大陆的偏暖（北暖南冷）反转为偏冷（南暖北冷）。

总之，本文研究结果阐明了平流层 NAM 期间各阻高调制地面温度异常型的统计特征，这为理解平流层极涡异常、对流层阻高对地面温度的影响提供了进一步证据，也为预测冬季地面温度异常空间分布提供参考！此外本文主要分析了平流层极涡异常期间单个阻高出现与否对地面温度空间型的调制作用，而关于两个阻高同时出现对地面温度空间型的可能影响还有待揭示。

参考文献（References）

- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294, 581-584, doi:10.1126/science.1063315.
- 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 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 J. Atmos. Sci. (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*, 63, 174-187, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00492.x.
- Cai M, Ren R C. 2006. 40-70 day meridional propagation of global circulation anomalies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(6), doi:10.1029/2005gl025024.
- Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and Downward Propagation of Atmospheric Circulation Anomalies. Part I: Northern Hemisphere Cold Season Variability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64(6): 1880-1901, doi:10.1175/jas3922.1.
- Castanheira J M, Barriopedro D. 2010. Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortices [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37: L13809, doi:10.1029/2010gl043819.
- 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, 3411-3419, doi:10.1002/2016GL072387.
- Davini P, Cagnazzo C, Gualdi S, et al. 2012. Bidimensional Diagnostics, Variability, and Trends of Northern Hemisphere Blocking [J]. *J. Climate*, 25, 6496-6509, doi:10.1175/Jcli-D-12-00032.1.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 1999-2049, doi:10.1002/qj.3803.

- 胡景高, 任荣彩, 徐海明, 等. 2015. 冬季强、弱平流层增温事件的发生与春季最后增温事件爆发早晚的联系 [J]. 中国科学: 地球科学, 45:389-401. Hu Jinggao, Ren Rongcai, Xu Haiming, et al. 2015. Seasonal timing of stratospheric final warming associated with the intensity of stratospheric sudden warming in preceding winter[J]. Science China: Earth Sciences, 58: 615-627, doi: 10.1007/s11430-014-5008-z.
- Huang J, Tian W, Gray L J, et al. 2018. Preconditioning of Arctic Stratospheric Polar Vortex Shift Events [J]. J. Climate, 31, 5417-5436, doi:10.1175/jcli-d-17-0695.1.
- Kidston J, Scaife A A, Hardiman S C, et al. 2015. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather [J]. Nat. Geosci., 8, 433-440, doi:10.1038/NNGEO2424.
- Kolstad E W, Breiteig T, Scaife A A. 2010. The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 136, 886-893, doi:10.1002/qj.620.
- Kretschmer M, Coumou D, Agel L, et al. 2018. More-Persistent Weak Stratospheric Polar Vortex States Linked to Cold Extremes [J]. Bull. Am. Meteorol. Soc., 99, 49-60, doi:10.1175/bams-d-16-0259.1.
- 兰晓青, 陈文. 2013. 2011~2012 年冬季欧亚大陆低温严寒事件与平流层北极涛动异常下传的影响 [J]. 大气科学, 37 (4): 863-872. Lan Xiaqing, Chen Wen. 2013. Strong cold weather event over Eurasia during the winter of 2011/2012 and a downward Arctic Oscillation signal from the stratosphere [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 37 (4): 863 - 872, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12061
- Lehtonen I, Karpechko A Y. 2016. Observed and modeled tropospheric cold anomalies associated with sudden stratospheric warmings [J]. J. Geophys. Res., 121, 1591-1610, doi:10.1002/2015jd023860.
- 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 J. Atmos. Sci. (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.
- 李亚飞, 胡景高, 任荣彩. 2017. 2009 年冬季北半球平流层爆发性增温的个例分析 [J]. 高原气象, 36: 1576-1586. LI Yafei, Hu Jinggao, REN Rongcai. 2019. A Case Study of the Northern Hemisphere Stratospheric Sudden Warming in the Winter of 2009 [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 36: 1576-1586, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00003.
- 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 J. Atmos. Sci. (in

- Chinese), 43(6): 1313-1328. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1811.18214
- Luo D H, Xiao Y Q, Yao Y, et al. 2016. Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic-Cold Eurasian Anomalies. Part I: Blocking-Induced Amplification [J]. *J. Climate*, 29, 3925-3947, doi:10.1175/jcli-d-15-0611.1.
- Masato G, Hoskins B J, Woollings T. 2013. Wave-Breaking Characteristics of Northern Hemisphere Winter Blocking: A Two-Dimensional Approach [J]. *J. Climate*, 26, 4535-4549, doi:10.1175/jcli-d-12-00240.1.
- Mitchell D M, Gray L J, Anstey J, et al. 2013. The Influence of Stratospheric Vortex Displacements and Splits on Surface Climate [J]. *J. Climate*, 26, 2668-2682, doi:10.1175/Jcli-D-12-00030.1.
- Nath D, Chen W, Zelin C, et al. 2016. Dynamics of 2013 Sudden Stratospheric Warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection [J]. *Sci. Rep.*, 6, 24174, doi:10.1038/srep24174.
- 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, doi:10.1029/2012gl052261.
- Polvani L M, Waugh D W. 2004. Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes [J]. *J. Climate*, 17: 3548-3554, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3548:Uwafaa>2.0.Co;2.
- Ren, R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23(6), 884-900, doi:10.1007/s00376-006-0884-6.
- Scherrer S C, Croci-Maspoli M, Schwierz C, et al. 2006. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region [J]. *Int. J. Climatol.*, 26, 233-249, doi:10.1002/joc.1250.
- 施宁, 布和朝鲁. 2015. 中国大范围持续性极端低温事件的一类平流层前兆信号 [J]. *大气科学*, 39 (1): 210-220. Shi Ning, Bueh Cholaw. 2015. A specific stratospheric precursory signal for the extensive and persistent extreme cold events in China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 39 (1): 210-220, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13309.
- Thompson D W, Wallace J M. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode [J]. *Science*, 293, 85-89, doi:10.1126/science.1058958.
- Thompson D W, Baldwin M P, Wallace J M. 2002. Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction [J]. *J. Climate*, 15, 1421-1428, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1421:Sctnhw>2.0.Co;2.
- Wang L, Chen W. 2010. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09707, doi:10.1029/2010gl042659.
- 吴嘉蕙, 任荣彩. 2021. 冬季全国性持续低温事件过程中的平流层-对流层相互作用 [J]. *大气科学*, 45(3): 558-572. WU Jiahui, REN Rongcai. 2021. Stratosphere-Troposphere Interactions during Nationwide Extensive and Persistent Extreme Cold Events in Boreal Winter [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 45(3): 558-572.

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.20125

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, 3549-3568, doi:10.1175/jcli-d-16-0261.1.

Yu Y Y, Ren R C. 2019. Understanding the variation of stratosphere-troposphere coupling during stratospheric northern annular mode events from a mass circulation perspective [J]. *Climate Dyn.*, 53, 5141-5164, doi:10.1007/s00382-019-04675-7.